

GPRと反射法地震探査を併用した活断層調査

阿部信太郎¹⁾・宮腰 勝義¹⁾・井上 大榮¹⁾

1. はじめに

地表地質から推定された地下構造が、反射法地震探査結果と調和的でないケースは数多く見られる。その際問題になるのが、反射法地震探査の地表下10 m以浅における地質構造解明精度である。

地下浅部を対象とした高分解能な反射法地震探査を実施する場合、同じ周波数帯域ならばP波よりもS波が有効とされている。これは、反射法地震探査により同じ層厚の地層を把握するのであれば、地層中の伝播速度がP波よりも遅いS波を用いた方が、往復走時も大きくなり、結果として反射面の分離が容易になるからだ。

しかし、弾性波の発震は、震源装置が設置されている地盤状況に大きく左右される。特にS波はこの傾向が強く、測線全般にわたって同じ波形を定常的に発震することは困難な場合も少なくない。反射法地震探査では、発震された地震波形が常に同じであるという前提に立ってデータ解析がなされる。したがって、発震波形の再現性がたもたれていない場合、反射法地震探査による地下構造イメージング、特に地下浅部を対象とした高分解能イメージングでは、大きな障害となる。このような点を考慮すると、多くの場合、現状の浅層反射法地震探査は、地表下10 m以浅の地質構造を詳細に検討するための分解能をもたないと考えるのが妥当である。

そこで、地下深部から地表にいたる断層性状を把握するための調査において、反射法地震探査によってとらえられる地質構造と地表地質をつなぐために、GPR (Ground Penetrating Radar)を用いた反射法探査の併用を検討した。

我々が使用した GPRは、発信信号としてステッ

プ式連続波を用いている。また、発信アンテナと受信アンテナは分離しており、オフセット距離を変えた受信アンテナを複数台接続して、マルチ・チャンネル方式による探査も可能である。

2. GPRを用いた反射法探査の特長

GPR反射法探査は、電磁波を用いる反射法探査である。電磁波は弾性波と比較して、伝播速度が非常に大きいものの、周波数的にも高周波である。したがって、地質構造の分解能としては格段の向上を望める。

反射法地震探査において地下浅部の高分解能イメージングを妨げる原因の一つである表面波に相当するものが、GPR反射法探査においても存在する。ただし、GPR反射法探査においては発信アンテナから受信アンテナに空中を直接伝わる電磁波である。これは表層地盤の影響を受けず、測線全般において同じ波形となり、除去が容易である。GPR反射法探査データにより地表下10 m以浅を高分解能でイメージングする際は、この点がデータ処理上の大きなメリットとなる。

3. 猿投・境川断層におけるGPR反射法探査と反射法地震探査の概要

愛知県の猿投山、南東麓の平野下に伏在する猿投・境川断層は、活断層研究会編(1991)によると、確実度I~II、活動度B級~C級、長さ28 km、西~北西上がりの逆断層とされている。また、第四紀において100 m以上の上下変位を行ったとされるが、新期の変位地形が必ずしも明瞭でなく、活動度は特に高いとは思われないとの記載もある。森山

キーワード:断層, GPR, 反射法探査, 反射法地震探査

1) 財団法人 電力中央研究所 我孫子研究所:
〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646



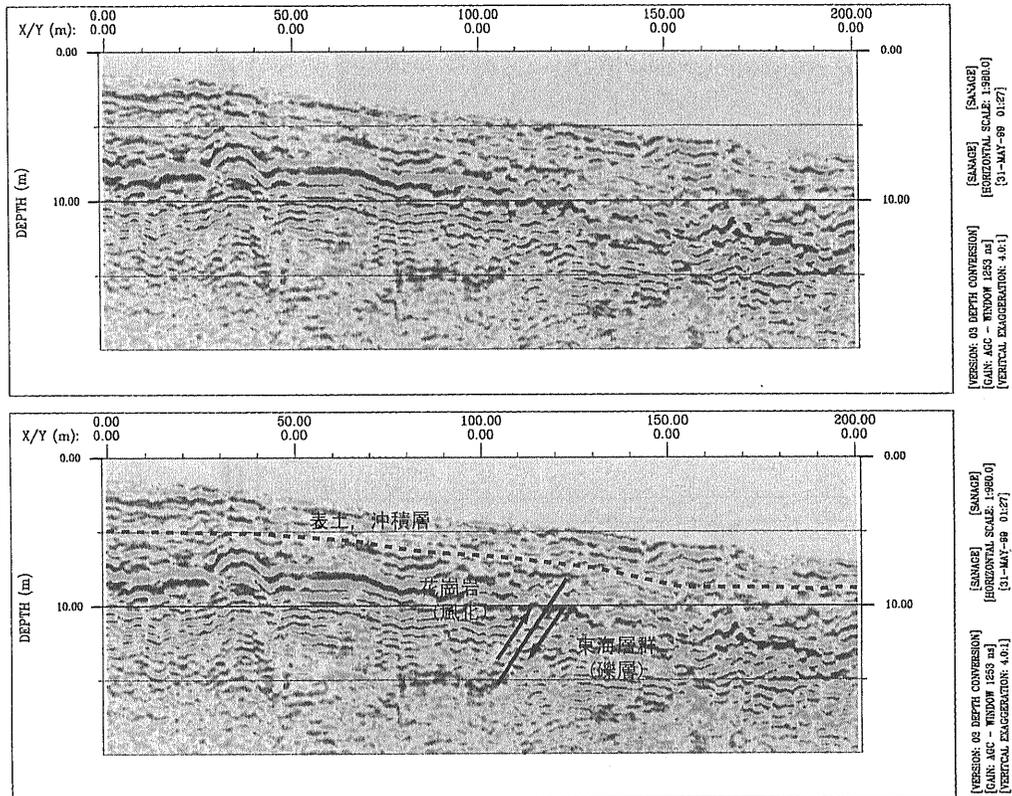
第1図
猿投・境川断層の分布
及び探査測線。

(1985)の断層露頭と三好面の変位に関する研究、及び岡田(1986)のトレンチ調査結果を参照すると、本断層は更新世中後期まで活動していたが、10万年前～20万年前以降、活動を停止したと考えられる。

この猿投・境川断層の性状、すなわち位置と鉛直変位量を把握するため、地表下浅部を詳細にイメージできるGPR反射法探査と地表下300 m程度までの大局的な地質構造をイメージできる反射法地震探査を実施した(第1図)。

GPR反射法探査の測線は、既存文献、及びリニアメントから推定されている花崗岩と東海層群の境界を横切る場所に設定した。測線長は200 m、測点間隔は1 mである。取得されたデータに対しては、陸域における反射法地震探査の通常データ処理とほぼ同様な処理を施し、反射断面を作成した。

反射法地震探査の測線は、GPR反射法探査の測線をほぼ中央に含み、地形的なりニアメントから推定されている猿投・境川断層の走向と直交する方向に設定した。測線長は700 m、受震器間隔、及



第2図 GPR反射法探査の記録断面と地質構造解釈。

び発震間隔は4 mである。データ処理については、陸域マルチ・チャンネル反射法地震探査の通常データ処理に加えて、断層などからの回折波を除去するためのマイグレーション処理も行った。

4. GPR反射法探査と反射法地震探査による猿投・境川断層のイメージング

GPR反射法探査データの解析処理結果からすると、地表下20 m程度まで有意な記録が得られている。記録断面は、縦軸、横軸ともに距離軸となっており、縦横比は4:1である(第2図)。

測線全般にわたって地表下2 m ~ 3 mの浅層部には、表土、もしくは沖積層内部に存在すると思われる反射面が確認された。

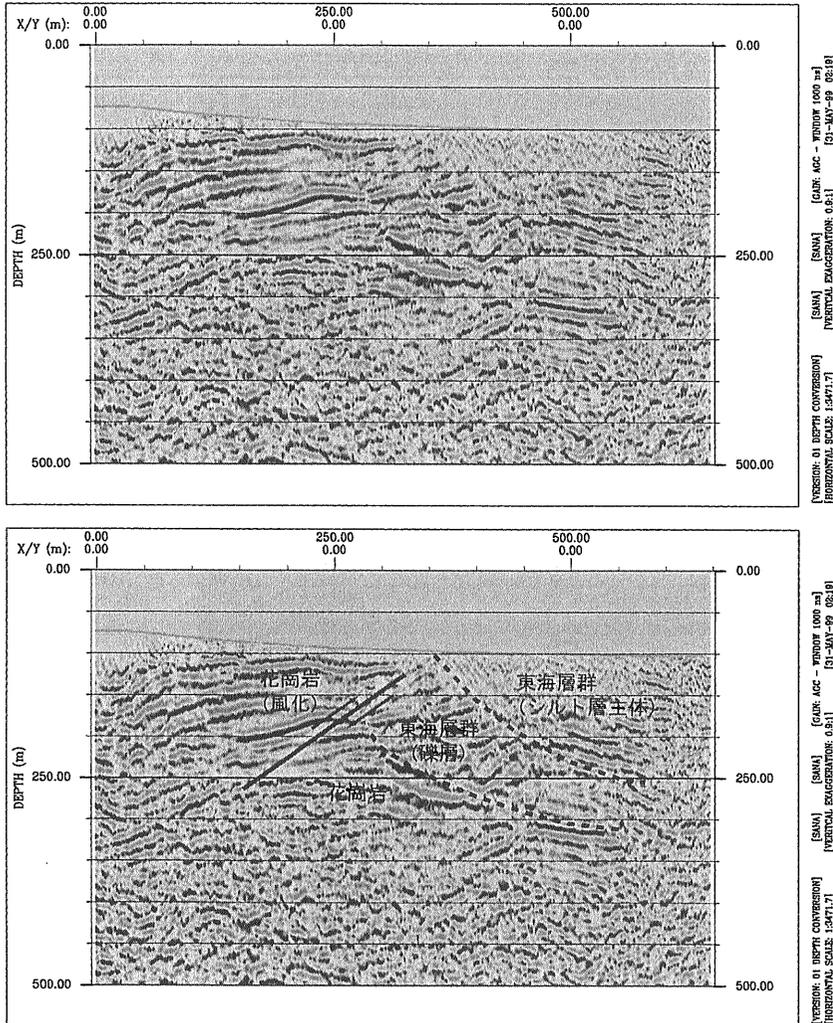
既存文献、及びリニアメントから推定されている花崗岩と東海層群の境界は、反射断面の水平距離120 m付近にあたる。ここより西側では地表下5 m付近に比較的強い反射面を連続的に追跡できる。それに対して、東側ではこのような強い振幅を持つ

反射面は確認できず、反射面の連続性自体もやや劣る。また、反射波を周波数的にみると、西側よりも東側が、やや高周波成分に卓越している。このような反射パターンの違いは、地表下の物性的相違に起因するものであり、この付近に花崗岩と東海層群の境界が存在することを意味している。すなわち、ここがGPR反射法探査によりとらえられた猿投・境川断層となる。

ただし、その境界が明瞭な反射面として形成されないのは、境界の傾斜が急角度であるという幾何学的理由と、花崗岩浅部が強風化したことにより、東海層群とのインピーダンス差が生じにくいという物性的理由によるものである。地表踏査の結果からすると、この付近の東海層群は礫が主体で、内部層理は急傾斜になっている。

なお、この物質境界上を被覆している上述の堆積層には断層活動を示唆するような変形構造は見られない。

一方、反射法地震探査データの解析処理結果では、地表下300 m程度まで有意な記録が得られて



第3図
反射法地震探査の記録
断面と地質構造解釈。

いる。反射断面は、縦軸、横軸ともに距離軸となっており、縦横比は1:1である(第3図)。

リニアメントより推定された猿投・境川断層の位置は、反射断面の水平距離350 m付近にあたる。ここを境界として、西側の反射面は大振幅かつ低周波な波形により形成されている。それに対して、東側の反射面は、西側よりも若干高周波で連続性もやや劣る波形により形成されている。地表踏査の結果と考え合わせると、西側は花崗岩のマサ、東側は東海層群からの反射波と解釈される。すなわち、この反射パターン境界が物質境界としての猿投・境川断層となる。

花崗岩内にも反射面が確認される。これは風化の度合いが音響インピータンスの差を生んでいるためである。当地域北部の山中におけるボーリング調

査結果によると、風化花崗岩は少なくとも地表下100 m程度まで続いていることが確認されている。

水平距離350 m ~ 550 m付近においては、東海層群浅部の反射面が確認できない。この部分は地表踏査の結果から東海層群内の層理が急傾斜になっている礫層主体の地層に対応付けられる。

東海層群と解釈される反射面は、反射断面上において地表下200 m程度まで確認される。これより以深には音響基盤として風化を伴わない花崗岩が分布していると考えるのが妥当である。すなわち、断層を挟んだ東海層群基底の変位量は200 m ~ 250 m程度と見積もれる。

GPR反射法探査と反射法地震探査、それぞれの解析処理結果を比較すると、断層近傍の東海層群浅部における反射面性状に相違が見られるものの、

花崗岩と東海層群の境界，すなわち猿投・境川断層の位置については調和的である。GPR反射法探査でとらえられた水平距離120 m付近における物質境界は，反射法地震探査でとらえられた水平距離350 m付近における物質境界の上方延長上に位置している。

反射面性状の相違は，GPR反射法探査で検出する電気的なインピーダンス境界と反射法地震探査で検出する音響インピーダンス境界の違いによるものである。

5. 猿投・境川断層の変位速度及び活動性

GPR反射法探査，及び反射法地震探査のデータ解析結果から，猿投・境川断層は猿投山の上昇に寄与する逆断層運動をしたことは明らかであり，鮮新統の東海層群に200 m～250 m程度の変位を与えていることが解った。東海層群の年代を確実に示した文献は見当たらないが，石田・横山(1969)では火山灰層の対比などから東海層群の年代を1.0 Ma～4.0 Maとしている。猿投・境川断層が10万年前～20万年前以降活動を停止したとして，東海層群基底の変位量を250 mとすると，平均変位速度は1000年あたり0.3 m～0.06 mとなり，活動度はB級～C級となる。

なお，活断層研究会編(1991)によれば，猿投・境川断層の北側に確実度I，活動度B級，右横ずれによる変位地形が明瞭な猿投山北断層の存在が指摘されている。鈴木他(1997)による猿投山北断層におけるトレンチ調査結果によれば，この断層は3 mの厚さをもつ約2万年以降の地層を明瞭に変位させており，過去4回のイベントが判読されている。最新活動時期は約1800年前～3200年前，活動間隔は5000年±400年とされている。断層活動の場は，猿投・境川断層の活動停止後，猿投山北断層に移ったと思われる。猿投・境川断層と猿投山北断層を同一断層系と考えることは是非も含めて，この活動変遷の理由については今後の研究課題である。

6. まとめ

GPR反射法探査と反射法地震探査を実フィールドにおいて併用した。得られたデータを用いてケーススタディーサイト内に存在する断層の活動性に関する議論を展開することにより，両手法を併用することの有効性が確認できた。

海底に存在する断層の活動性評価を目的とした地質調査においては，既に探査可能深度や地質構造解明精度が異なる複数の探査手法を用いて調査を実施している。

最近では，上述したGPRの地質調査への適用事例も増えている。陸域における地質調査においても，複数の探査手法を併用することにより，地質構造評価の信頼度をより向上させる事が可能となる。

謝辞：本論文を執筆する機会を与えてくださった地質調査所・海洋地質部 倉本真一博士に感謝の意を表します。本論文をまとめるにあたり，神奈川県立温泉地学研究所の小田義也氏には，有益な御意見を頂きました。また，本研究は，電力9社と日本原子力発電(株)による電力共通研究の一部により行われたものであります。

文 献

- 石田志郎・横山卓雄(1969)：近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序，及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題，第四紀研究，8，2。
- 活断層研究会編(1991)：新編 日本の活断層，東京大学出版会。
- 森山昭雄(1985)：愛知県三好町で発見された猿投山断層の露頭と三好面の変位，活断層研究，1，75-79。
- 岡田篤正(1986)：1982年猿投(山)断層(乙部地区)トレンチ調査，活断層研究，3，74-79。
- 鈴木康弘・野澤竜二郎・山田和也(1997)：猿投山北断層の詳細位置と地震危険度評価 その2 - 瀬戸市東白坂トレンチ調査，日本地震学会講演予稿集，No2，p101。

ABE Shintaro, MRYAKOSHI Katsuyoshi and INOUE Daiei (1999) : The fault imaging with GPR and seismic reflection survey.

<受付：1999年4月1日>