

糸魚川—静岡構造線活断層系中部・富士見地域における反射法地震探査

松多信尚¹⁾・池田安隆²⁾・佐藤比呂志³⁾・今泉俊文⁴⁾・東郷正美⁵⁾・河村知徳⁶⁾・戸田 茂⁷⁾・宮内崇裕⁸⁾・加藤 一⁹⁾・越後智雄¹⁰⁾・田力正好¹¹⁾・石山達也¹²⁾・新井慶将¹³⁾・井川 猛¹⁴⁾・富士見反射法地震探査グループ

¹⁾ 東京大学大学院理学系研究科 (現在: 國立臺灣大學), ²⁾ 東京大学大学院理学系研究科, ³⁾ 東京大学地震研究所, ⁴⁾ 山梨大学教育人間科学部 (現在: 東北大学大学院理学研究科), ⁵⁾ 法政大学社会学部, ⁶⁾ 東京大学地震研究所 (現在: (株)地球科学総合研究所), ⁷⁾ 愛知教育大学, ⁸⁾ 千葉大学大学院理学系研究科, ⁹⁾ 山梨大学教育人間科学部, ¹⁰⁾ 千葉大学大学院理学系研究科 (現在: (株)地域地盤環境研究所), ¹¹⁾ 東京大学大学院理学系研究科 (現在: (独)日本原子力研究開発機構), ¹²⁾ 京都大学大学院理学研究科 (現在: 産業技術総合研究所), ¹³⁾ 東京大学地震研究所 (現在: 東京電力), ¹⁴⁾ (株)地球科学総合研究所

Seismic Reflection Profiling Across the Central of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic line in Fujimi, Central Japan

Nobuhisa Matsuta^{1)*}, Yasutaka Ikeda²⁾, Hiroshi Sato³⁾, Toshifumi Imaizumi⁴⁾, Masami Togo⁵⁾, Tomonori Kawamura⁶⁾, Shigeru Toda⁷⁾, Takahiro Miyauchi⁸⁾, Hajime Kato⁹⁾, Tomoo Echigo¹⁰⁾, Masayoshi Tajikara¹¹⁾, Tatsuya Ishiyama¹²⁾, Yoshimasa Arai¹³⁾, Takeshi Ikawa¹⁴⁾ and Fujimi seismic profiling group

¹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at National Taiwan University), ²⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo, ³⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, ⁴⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University (Now at Graduate School of Science, Tohoku University), ⁵⁾ Laboratory of Physical Geography, Hosei University, ⁶⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at JGI Inc.), ⁷⁾ Aichi University of Education, ⁸⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University, ⁹⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, ¹⁰⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Geo-Research Institute), ¹¹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ¹²⁾ Graduate School of Science, Kyoto University (Now at Active Fault Research Center, GSJ /AIST), ¹³⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at Tokyo Electric Power Company), ¹⁴⁾ JGI Inc.

Abstract

The Itoigawa-Shizuoka tectonic line (ISTL) active fault system displays one of the largest slip rates in the Japanese islands. In the Fujimi area, the southern part of the ISTL active fault system, there are two faults, trending NW-SE, parallel to each other: the Aoyagi fault to the east and the Wakamiya fault to the west. The distance between the two faults is 1-2 km. The Aoyagi fault is a west-dipping reverse fault and the Wakamiya fault is east-dipping sinistral fault. To clarify the subsurface geometry and their connectivity, we carried out high-resolution shallow seismic reflection profiling across the two faults. The length of the seismic line is 3.6 km, and the receiver and shot point intervals are 10 m. Common mid-point seismic reflection data were acquired using a 144-channel recording system and a mini-vibrator. Based on the obtained seismic section, we interpreted that the deeper extension of the Aoyagi fault shows a west-dipping fault surface at a moderate angle, and that the Wakamiya fault merges with the Aoyagi fault. In other words, the

* e-mail: nobumatta@ntu.edu.tw (〒106 台湾 台北市郵政 13-318 号信箱)

oblique slip on the ISTL is partitioned into the dip slip on the Aoyagi fault and the left lateral slip on the Wakamiya fault in shallow fluvial deposits.

Key words: Itoigawa-Shizuoka tectonic line, seismic reflection profiling, Fujimi area, fault geometry, slip partitioning

1. はじめに

糸魚川—静岡構造線活断層系（以下、糸静線活断層系と記す）は糸魚川—静岡構造線に沿って分布するわが国で最も活動的な内陸活断層の一つと考えられている（Ikeda and Yonekura, 1986; 東郷, 1987; 奥村ほか, 1994; 松田, 1998）。長野県富士見地域の糸静線活断層系は西側隆起の逆断層である青柳断層と左横ずれ断層である若宮断層の存在が変動地形学的な研究から指摘されている（澤, 1985）。これら運動センスの異なる二条の断層は2 kmの間隔で併走し、断層相互の関係については、地下構造の不明により明らかにされていない。併走する二条の断層の地下形状を明らかにするために、これらの断層を横切って浅層反射法地震探査を実施した。

2. 富士見地域の地質

長野県富士見地域は、北東のハヶ岳の火山麓扇状地と南西の赤石山脈に挟まれた谷に位置する（Fig. 1）。東から火山麓扇状地が西から赤石山脈からの扇状地が張り出しており、天竜川水系と釜無川水系の分水界にもなっている。谷の東側に広く分布する火山麓扇状地は第四紀火山ハヶ岳を起源とする安山岩質の礫層で構成されている。この火山麓扇状地の堆積物は山体崩壊の堆積物である韭崎泥流を覆っている。韭崎泥流はこの地域のそれ以前の地形を覆い尽くしたと考えられているハヶ岳の山体崩壊の堆積物である（ハヶ岳団体研究グループ, 1976）。谷の西側には赤石山脈からの中小の扇状地が多数分布する。これらの扇状地は後背地である赤石山脈に分布する秩父帯・三波川帯の変成岩（牧本ほか, 1996）の礫から

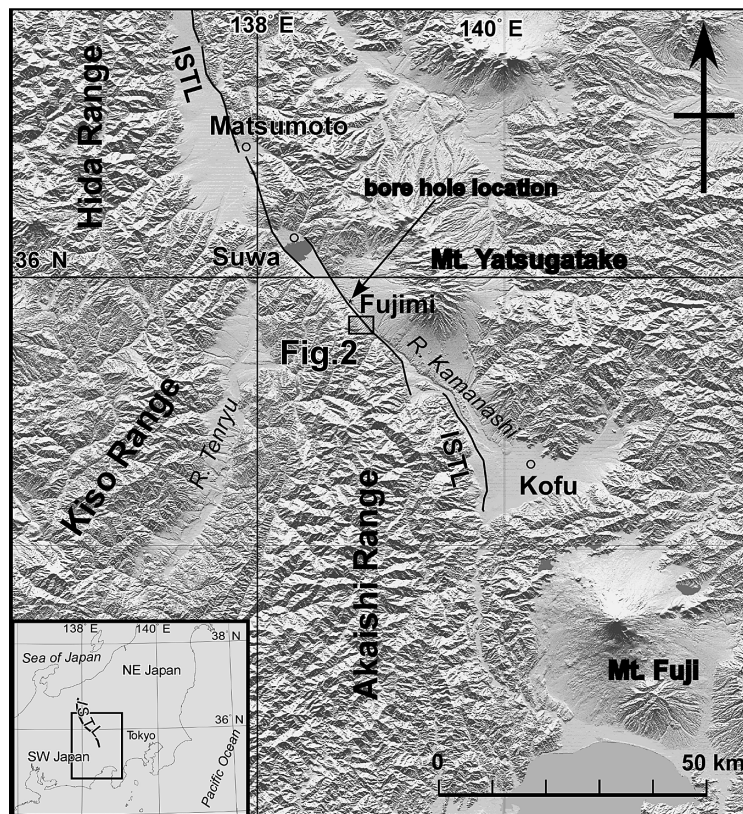


Fig. 1. Index map on the survey area. Active fault map is after Ikeda *et al.* (2002).

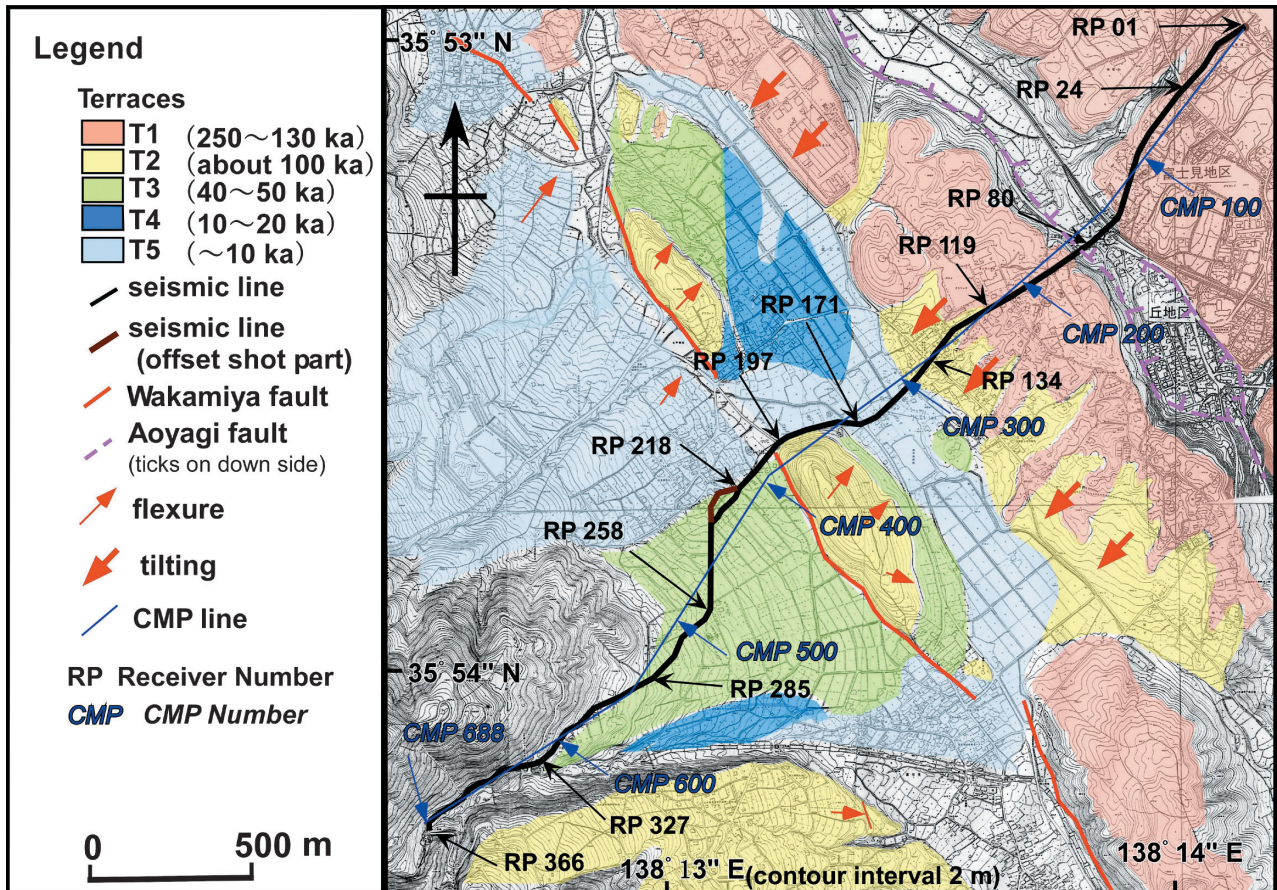


Fig. 2. Tectonic geomorphological map showing the seismic line. Base map is by Fujimi Town.

構成される礫層から構成される。その礫層の下位には韭崎泥流後のハヶ岳起源の堆積物が分布する（澤，1985；新井ほか，2000）。

この地域には若宮断層と青柳断層と呼ばれる活断層が2 km 以下の幅で併走している（澤，1985；澤ほか，1998；Fig. 2）。若宮断層の断層線は不連続であり，その東側に非対称なバルジを伴う。断層線が左ステップの雁行配列をしていること，一部谷の屈曲がみられることから若宮断層は左横ずれ断層である（澤ほか，1998；新井ほか，2000）。一方，青柳断層はその西側に分布する段丘を傾動や撓曲変形させていることから西傾斜の逆断層と考えられ（澤，1985；澤ほか，1998），富士見地域には二種類のタイプの活断層が近接して分布している。Kuriyama *et al.* (2004) はこれらの断層を横断して重力探査を実施し，2層モデルを仮定することで約15°に南西に傾斜する物質境界があるとし，この物質境界は活断層の深部延長で，この地域の糸魚川—静岡構造線活断層系が南西傾斜のスラストであると考えた。

一方，富士見地域の北に位置する諏訪湖は高角な左横ずれ断層が屈曲することによるプルアパートベーズンと

考えられ（藤森，1991），富士見地域の南では左横ずれ断層と考えられている（下川ほか，1995 など）。

3. 反射法地震探査

データ取得

浅層反射法地震探査の測線は長野県富士見町市街地の北西部から入笠山方面に向かう道路に沿う測線長約3.6 km に設定した（Fig. 2）。この測線は，青柳断層の運動によって傾動した段丘面と若宮断層の運動によって形成されたプレッシャーリッジを横断し，活断層の走向にほぼ直交することを考慮した。また，測線は2次元の反射法断面に投影できるよう直線性を維持して設定した。そのため，一部発震点と受振点とがオフセットしている。

測線のデータ取得におけるパラメータをTable1に示す。受振点・発震点間隔は10 m とした。震源には東京大学地震研究所所有のIndustrial Vehicles International社製のミニバイブレータを使用した。スweep周波数は10~120 Hz で1地点につき5回（一部10回）発震した。スweep長は20秒で記録長は3秒間，データ取得時のサンプリングレートは2 ms でスweepごとにコリ

Table 1. Data acquisition parameters for the Fujimi seismic survey.

Length of the seismic line	3.6 km
CMP interval	5 m
Shot information	
Source	mini-vibrator (IVI T15000)
Sweep frequency	10-120 Hz
Sweep length	20 sec
No. of sweeps	5
Shot interval	10 m
Receiver information	
No. of channels	144 ch
Natural frequency	10 Hz
Recording interval	10 m
Instruments	GDAPS-4
Sampling interval	2 ms
Recording length	3 sec
Standard CMP fold	60

レーションを行いコリレーション後のデータをスタックし記録した。ただし、油圧システムの故障の為、青柳断層の下盤側に相当する測線の北東側での発震は想定していた出力を下回っていた。受振点では固有周波数 10 Hz の受振器を測線に沿って約 1 m 間隔で 6 個配置して、1 グループとした。探鉱機は (株)地球科学総合研究所製 GDAPS-4 システムを使用し、1 地点の発震につき 144 チャンネルの記録を取得した。発震作業は測線東端から西に異動しつつ実施した。作業効率を考慮し、受振点を固定して 40 地点で発震し、144 チャンネルのうちの東端 40 チャンネル分を撤収し西側に 40 チャンネル分展開するという展開方法でデータを取得した。青柳断層が南西傾斜であることが予想されたために、青柳断層の上盤側で重畳数が減らないように、オフセットを大きく取って波形データを取得した。

データ処理

得られたショットギャザーの例を Fig. 3 に示す。受振点 (RP) 70-80 付近の JR 中央線や国道 20 号線を横断する付近でノイズが大きくなる他は、発震点から 800 m 程度の範囲では十分に初動の読み取りが可能であった。

データの解析には米国 Mercury International Tech-

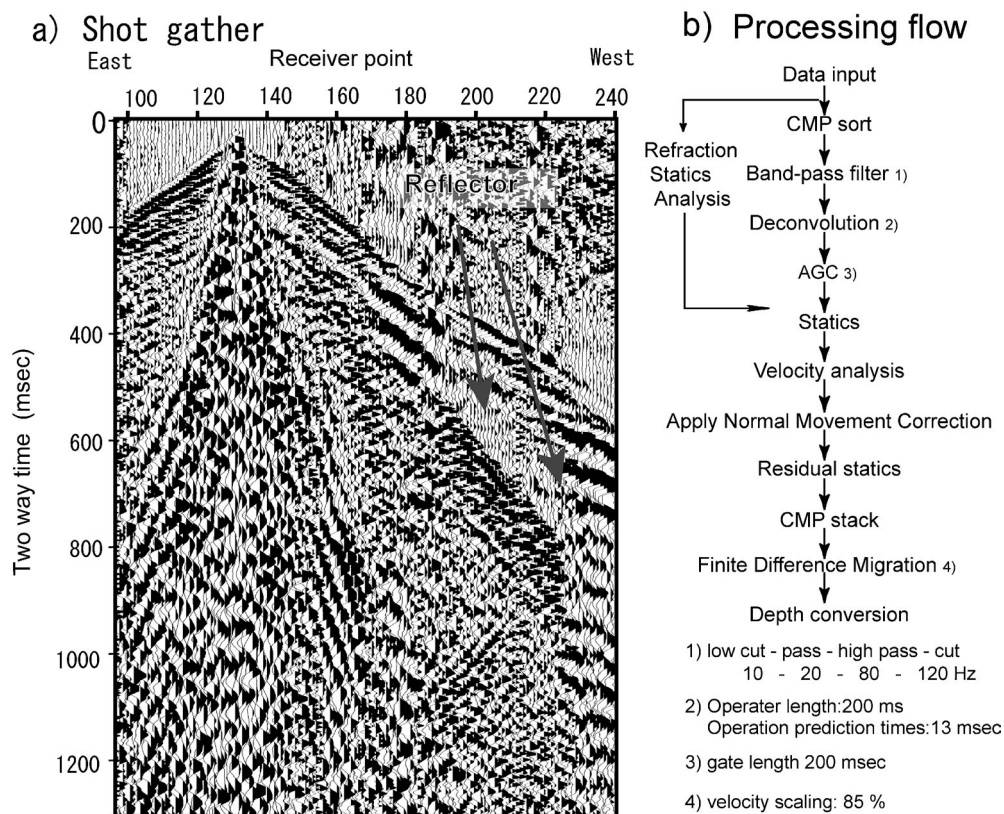


Fig. 3. a) Shot gather at R.P. 132 and b) processing flow and parameters for the Fujimi seismic data.

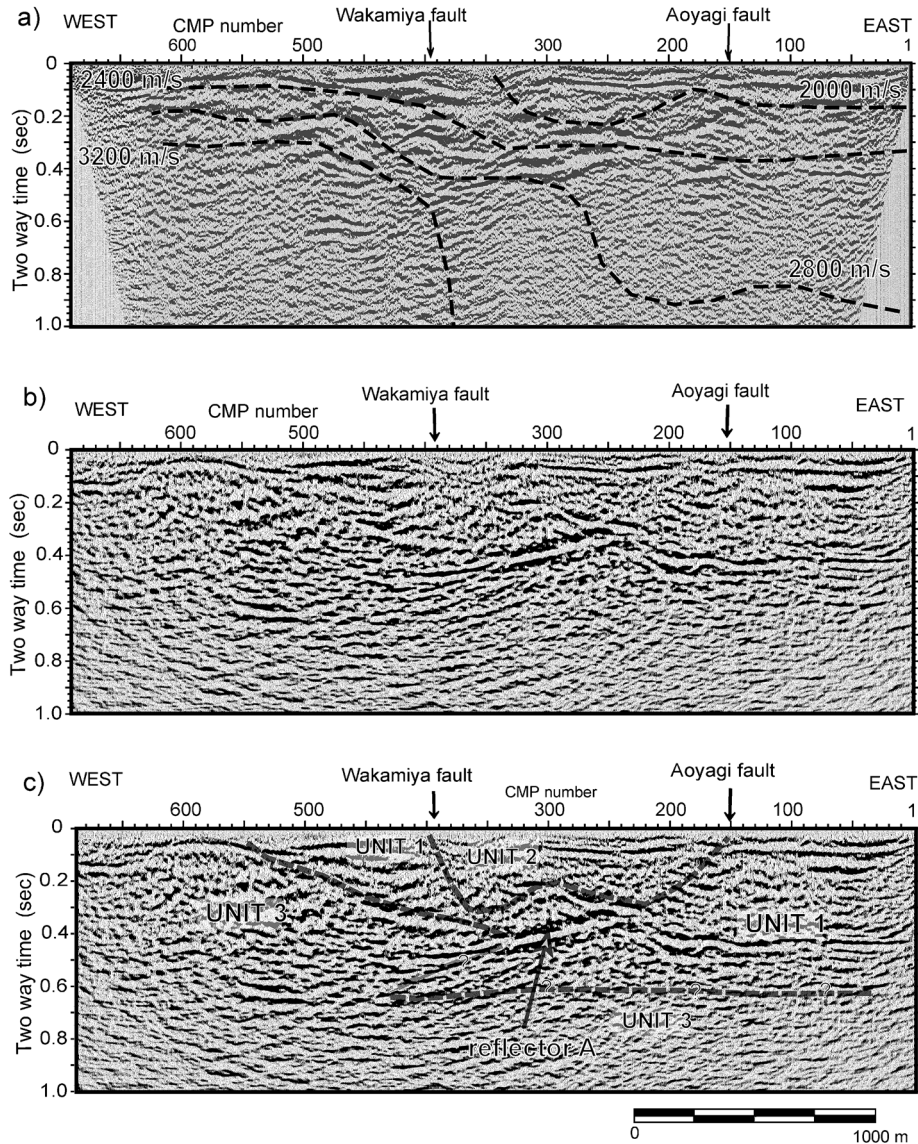


Fig. 4. Seismic time sections of the Fujimi seismic survey. (a) Filtered stacked section with stacking velocity isograms, (b) post stacked, migrated time, and (c) the interpreted post stacked migrated time section.

nology (MIT) 社製の反射法地震探査データ解析用ソフトウェア iXL (ver. 4.2) を利用し、静補正には (株)地球科学研究所製の Time-term 法にもとづく静補正処理システム iRAS を使用した。反射断面の作成にあたっては、Fig. 3 で示した処理を用い一般的な共通反射点 (CMP) 重合法を適用した。使用したパラメータは各項目でテストを実施し決定した。

解釈

富士見測線の時間重合断面、および重合後にマイグレーション処理を施した時間断面を Fig. 4 に、深度断面を Fig. 5 に示す。以下では主としてマイグレーション処理後の時間断面および深度断面 Fig. 5 に基づいて記載する。Fig. 4a には重合速度を重ねて示す。波群の特徴か

ら、連続性の良好な反射面が見られる UNIT 1、連続性の良い波群は顕著でなく短波長の細かい波群がみられる UNIT 2、反射波と思われる波群が乏しい UNIT 3 と領域を分類する。CMP1 から CMP 150 にかけて往復走時 (TWT; Two-Way Travel Time) 0.7 秒 (標高 300 m) の深さまでは UNIT 1 で、連続性の良好な反射波群を見ることが出来る。UNIT 1 の波群は CMP 170 付近を境に西に連続しない。この境界は西に傾斜している。CMP 170 付近から CMP 400 付近では TWT 0.3 秒付近 (同上 700 m 付近) までは UNIT 2 で、連続性の良い波群が見られず重合速度も低速である。CMP 410 から CMP 500 付近までには再び UNIT 1 が見られ、UNIT1 の波群が東に連続しない位置が UNIT1 と UNIT2 の境界で、境界

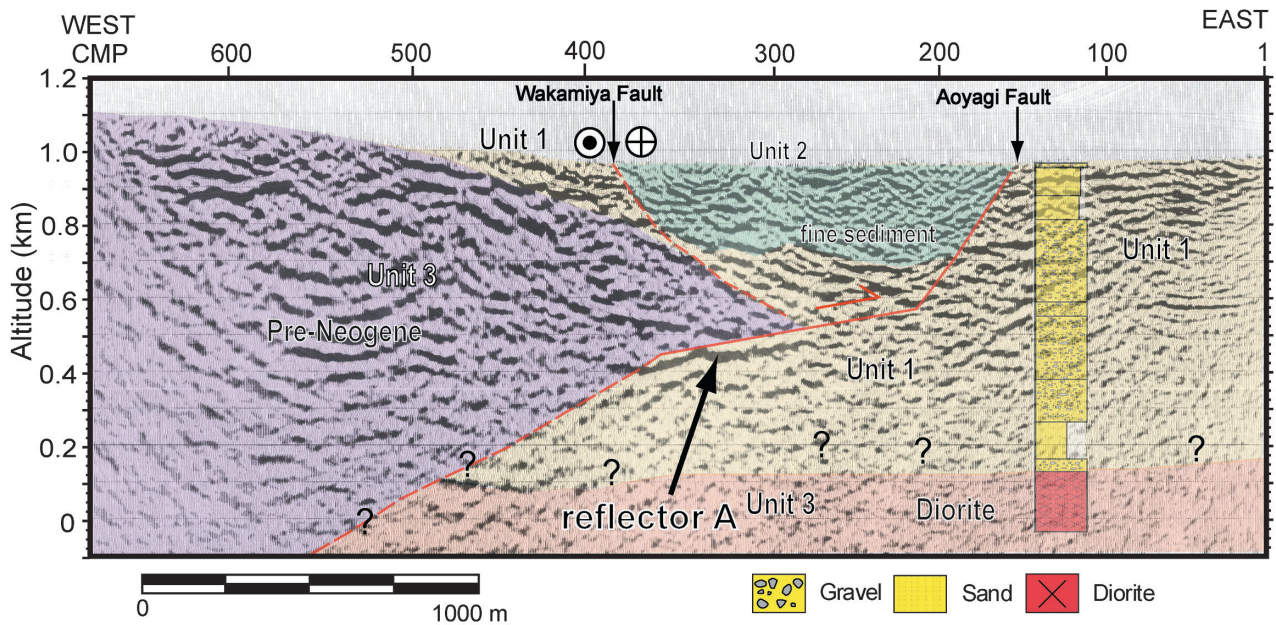


Fig. 5. Geologic interpretation of the depth converted seismic section of the Fujimi seismic line. Unit1: Quaternary coarse fluvial sediments, Unit 2: Holocene and late Pleistocene silty and sandy sediments, Unit 3: Pre-Tertiary rocks or Diorite. Location of the bore hole is shown in Fig.1.

は東に傾斜している。CMP 400 以降では UNIT 3 で重合速度が大きくなり、明瞭な反射波群を見出すことは出来ない。UNIT3 と UNIT1 ないしは UNIT 2 との境界は、CMP 350 の TWT 0.35 秒付近 (同上 600 m 付近) から CMP 550 の地表付近まで、ほぼ重合速度 2400 m/s の等速度線に沿って分布する。

また、CMP 260 の TWT 0.3 秒付近 (同上 450 m 付近) から CMP 350 の TWT 0.45 秒付近 (同上 400 m 付近) には連続性の良い振幅の大きい反射面 (reflector A) が見られる。

4. 反射法地震探査断面の地質学的解釈

反射面と地層との対比

反射面の解釈を行うにあたって地表地質データの他に温泉掘削のデータを使用した。この掘削点は測線の北側 5 km の地点で青柳断層の下盤側にあたる (Fig. 1)。記載によれば地表より深度 820 m (標高 20 m) 付近で閃緑岩に達し、その上位の地層は安山岩質 (ハヶ岳起源) の礫層 (深度約 160–410 m) と変成岩 (南アルプス起源) の礫層 (深度約 410–820 m) によって構成されている (Fig. 5)。断層の走向や分布のパターンや周囲の地形が測線付近とボーリング地点の間で同様であることから、測線付近も類似の地質構造で閃緑岩の基盤の上に厚い堆積物が分布すると考えられる。また、CMP 530 より西側の測線で変成岩が道沿いに露出する。

このことから、UNIT 1 はボーリング資料に見られる成層した未固結の扇状地性の堆積物に対応する可能性が高く、反射イベントが乏しい UNIT 3 は基盤で、測線西側で露出する変成岩やボーリング資料で見られる閃緑岩である可能性が高い (Fig. 5)。UNIT 2 の地域は青柳断層と若宮断層に挟まれた区間に一致し、断層運動によって破碎を受けている可能性がある。青柳断層の運動によって閉塞環境になりやすい場所とも一部一致し、新井ほか (2000) の露頭でシルトから細砂を主体とした堆積層が露出していることから、UNIT 2 は細粒物質層を中心とする地層であると解釈する。

CMP 150 付近に UNIT 1 と UNIT 2 の境界と地表との交点があり、青柳断層の地表トレースとほぼ一致する。従ってこの境界が青柳断層と解釈できる。この境界は西に約 55 度で傾斜しており、その傾斜は地下約 350 m で約 15 度の低角度の反射イベント (reflector A) に連続する。Fault-bend fold theory (Suppe, 1983) に基づけば、地表の傾動は断層の地下形状に起因すると考えられ、Fig. 5 に示された青柳断層の形状は上盤側の地表の傾動範囲と調和的である。CMP 240 付近で屈曲し低角度になった断層は CMP 330 付近の UNIT 1 付近まで追跡できるが、その先は不明である。低角逆断層の形状は Kuriyama *et al.* (2004) の結果と調和する。

一方、若宮断層は地表では CMP 390 (RP 200) 付近である。反射断面上で若宮断層からの反射イベントと考え

られる明瞭な波群はない。しかし、地表における若宮断層の位置はUNIT 1とUNIT 2の境界が地表と交わる地点とほぼ一致するため、この境界が若宮断層と思われる。UNIT 1とUNIT 2の境界は地下でやや低角度になり、UNIT 1とUNIT 3の境界に収斂し、青柳断層の下盤に延長できないため、若宮断層は地下で青柳断層に収斂すると考えられる。

これら青柳断層の屈曲や若宮断層への分岐などは未固結の堆積層中で起きている。地表における運動形態から、青柳断層は逆断層成分のすべりが卓越する低角断層、若宮断層が左横ずれ成分のすべりが卓越する高角断層と滑り成分を分担している。つまり、地下では斜め横ずれしている逆断層が地下浅部でdip成分を青柳断層にstrike成分を若宮断層にすべり成分を分化させるslip partitioning現象を起こしている可能性が強い。

5. まとめ

糸魚川—静岡構造線活断層系中部に位置し、逆断層（青柳断層）と左横ずれ断層（若宮断層）の性格の異なる断層が共存する富士見地域で測線長3.6 kmのミニバイブレータを用いた浅層反射法地震探査を実施した。その結果、青柳断層と若宮断層は地下で一条の断層に収斂しており、この地域の糸魚川—静岡構造線活断層系は左横ずれ成分を有する西傾斜の逆断層がslip partitioning現象を起こしていると考えられた。

謝 辞

本探査には、本研究には文部科学省科学研究費（課題番号11480019、研究代表者・池田安隆）を用いた。温泉ボーリングの資料を富士見町に提供していただいた。反射法地震探査では富士見町および入笠会館に便宜を図っていただいた。ここに記して感謝致します。

富士見反射法地震探査グループ

責任者: 池田安隆（東京大学大学院理学系研究科）

原稿執筆責任者: 松多信尚（東京大学大学院理学系研究科）

グループ構成員名: 池田安隆・松多信尚・田力正好・御

竿健太郎・高橋安芸介（東京大学大学院理学系研究科）、

佐藤比呂志・河村知徳・新井慶将（東京大学地震研究

所）、戸田 茂（愛知教育大学）、今泉俊文・加藤 一（山梨大学教育人間科学部）、宮内崇裕・越後智雄（千葉大学大学院自然科学研究科）、石山達也・大石 超・中村洋介・田中靖之（京都大学大学院理学系研究科）、井川 猛（（株）地球科学総合研究所）、※所属は研究当時。

文 献

- 新井慶将・今泉俊文・平川一臣・佐藤比呂志, 2000, 糸静線活断層系・若宮断層（富士見町）のテクトニック・バルジの露頭について, 活断層研究, **19**, 59-62.
- 藤森孝俊, 1991, 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, 地理学評論 Ser. A, **64**, 665-696.
- Ikeda Y. and N. Yonekura, 1986, Determination of Late Quaternary Rates of Net Slip on Two Major Fault Zones in Central Japan, Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo, **18**, 49-63.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編, 2002, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254p.
- Kuriyama, M., Kumamoto, T., Ishihara, K., Futagami, Y., and Ikeda, Y., 2004, Shallow Subsurface Geometry of Active Thrust Faults Along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, Determined From Closely Spaced Gravity Survey and Fault Dislocation Model, 2004 AGU Fall Meeting, T11D-1285.
- 牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤碩一・吉岡敏和, 1996, 高遠地域の地質, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 114p.
- 松田時彦, 1998, 活断層からの長期地震予測の現状—糸魚川—静岡構造線活断層系を例にして—, 地震 第2輯, **50**, 23-33.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 1994, 糸魚川—静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査—, 地震 第2輯, **46**, 425-438.
- 澤 祥, 1985, 中部フォッサマグナ西縁, 富士見周辺の活断層, 地理学評論 Ser. A, **58**, 695-714.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆, 1998, 都市圏活断層図「茅野」, 都市圏活断層図 1: 25,000・国土地理院技術資料 D. 1-No. 355.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 1995, 糸魚川—静岡構造線活断層系ストリップマップ, 1: 100,000, 地質調査所.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault bend folding: *American Journal of Science*, **283**, 648-721.
- 東郷正美, 1987, 茅野市坂室付近の糸静線活断層系による変位地形, 活断層研究, **4**, 42-46.
- ハッ岳研グループ, 1976, ハッ岳火山活動の概要—とくに中期洪積世以降の火山活動について—, 地球科学, **30**, 87-94.

(Received March 7, 2007)

(Accepted June 29, 2007)