3. 研究報告

3.1 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査

(1)業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の地下構造解明のための反射法地震探査および重力探査

(b) 担当者

所属機関	役職		氏名
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	准教授	池田	安隆
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	岩崎	貴哉
国立大学法人静岡大学理学部	教授	狩野	謙一
国立大学法人千葉大学理学部	教授	伊藤	谷生
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤	比呂志
財団法人電力中央研究所	上席研究員	阿部	信太郎*

* 現在の所属:財団法人・地震予知総合研究振興会

(c) 業務の目的

従来のデータによれば、諏訪湖より北の糸魚川一静岡構造線は(低角で)東へ傾斜して いると予想される(萩原ほか,1986; Ikami et al., 1986;大久保ほか,1990,2000; Matsuta, 2002; Matsuta et al., 2004; Sato et al., 2004a, 2004b)。一方、諏訪湖より南では西 傾斜であることを示唆するデータがある(平川ほか,1989; 限元・池田,1993; 井上ほか, 2000;狩野ほか,2004)。このように、本断層帯は諏訪湖付近を境に南と北で大きく構造 が異なる可能性があるにも関わらず、その実体は未解明であった。平成14(2002)~16 (2004)年度に実施された文部科学省のプロジェクト「糸魚川一静岡構造線断層帯に関す るパイロット的な重点的調査観測」では、この問題を解決するための予備的な調査・観測 として、松本盆地南部および長野県富士見町地区において反射法地震探査と重力探査を実 施した(文部科学省研究開発局,2005; Ikeda et al., 2004; 池田ほか,2004)。その結果、 北部セグメントと南部セグメントの浅部構造に関してはおおよその見通しが得られた。し かし、同断層帯のより深部の構造とセグメント境界部分の構造に関しては、依然として未 解明であった。本研究の目的は、糸魚川一静岡構造線を横切る複数の測線上で反射法地震 探査と重力探査を実施することによって同断層帯の地下構造とその走向方向への変化の全 貌を解明することにある(図1)。

糸魚川-静岡構造線の地下構造を明らかにすることは、以下のような意義がある。(1) 上述のように、諏訪湖より北の糸魚川-静岡構造線は(低角で)東へ傾斜していると予想 される。もしこの予想が正しければ、被害域は断層帯の東側の広い範囲に及ぶ。一方、牛 伏寺断層が地下の震源断層面を代表しているものとして高角の破壊面を想定した場合、被 害域の中心は松本盆地東縁となる。また、諏訪湖以南では、被害は断層帯の西側の広い範 囲に及ぶと予想される。本研究で実施する反射法地震探査と重力探査の結果は。震源断層 の形状を明らかにし、強震動による被害域を予測する上で重要な拘束を与えるであろう。 (2) GPS 観測による地表変位場や微小地震観測から震源断層の地下深部における loading の過程を推定する際に重要な拘束を与える。糸魚川一静岡構造線の深部ではクリープすべ りが生じている可能性がある。したがって、本研究により断層面の形状がわかれば、観測 される地表変位場から断層面のどの部分でどれだけの速度のクリープすべりが生じている かを明らかにすることができる。(3)上述の予想によれば、本断層帯は諏訪湖付近を境に 南と北で大きく構造が異なり、したがってここが破壊領域の境界(セグメント境界)とな る可能性がある。(4)本研究により地表断層と地下の震源断層面との関係が明らかになる (浅部における slip partitioning の有無)。本断層帯は、並走する複数の地表断層からな る部分がかなりある。したがって、個々の地表断層上でのトレンチ調査によって得られた 古地震データから震源断層の挙動(活動間隔等)を推定する際に、このことが重要となる。 また、地表断層のすべり速度データから地下の震源断層面上でのすべりベクトルを決定す る上でも、重要な拘束を与える。

- (d) 5ヵ年の年次実施計画(過去年度は、実施業務の要約)
- 1) 平成 17 年度:

甲府盆地北部において深さ数 km までの構造を高分解能でイメージングすることを 目的とする浅部反射法探査と、より深部の構造をイメージングすることを目的とす る深部反射法探査、および重力探査を実施した。浅部反射法探査の測線長は 12 km である。広角反射法探査は、浅部反射法探査測線を東および西に延長した全長約 40 km の測線上において実施した。また深部測線上では発破およびバイブロサイス集中発 震を行って広角反射法探査および屈折法探査データの取得も同時に行った。重力探 査は、反射法探査測線上で 50~300 m 間隔で実施した。

2) 平成 18 年度:

セグメント境界の浅部構造を解明することを目的として、諏訪盆地の縁において浅 部反射法探査を計4測線で実施した。重力測定は、反射法探査測線上において100m 間隔で実施した。

3) 平成 19 年度:

セグメント境界の深部までの構造を把握することを目的として、反射法地震探査を 諏訪市から辰野市までの NNE-SSW 方向の測線に沿って実施した。受振器は、反射法 地震探査測線の NNE 方向に延長し、屈折・広角反射法探査データも取得した。総測 線長は約 21 km である。重力測定は、諏訪湖の水域を除く反射法探査測線上で 100 ~200 m 間隔、屈折法探査測線上では 200~1000 m 間隔で実施した。また、湖上にお ける重力データの欠損を補うために、諏訪湖北岸に沿う測線上でも重力測定を行っ た。

4) 平成 20 年度:

糸魚川-静岡構造線断層帯の南端がどこまで及んでいるかを確かめることを目的 として、甲府盆地南方の富士川上流域で反射法地震探査と重力探査を実施し、地下 構造解明を図る。反射法地震探査は、浅層と深部の両方をターゲットとして実施す る。重力測定は、測線上において100~200 m間隔で実施する。 (e) 平成 19 年度業務目的

反射法地震探査を基軸とした制御地震探査により、諏訪湖付近に存在すると予想される 破壊セグメント境界の構造を解明する。前年度(平成18年度)は浅層構造を高分解能でイ メージングする調査を行ったが、本年度(平成19年度)の調査はこの結果をふまえてより 深部の構造を明らかにすることを目的とする。

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

反射法地震探査および重力探査を併用することによって、諏訪湖付近に存在すると予想 される糸魚川-静岡構造線断層帯のセグメント境界を解明する上で重要な手がかりを得る ことができた。諏訪湖東縁には、比較的高角で西傾斜の断層(見かけは正断層)が存在し、 これを境に東側の高速度の層(三波川変成岩累)が、西側の低速度層(盆地堆積物、塩嶺 累層および守屋層)およびその下位の領家変成岩類と接している。この断層面は、深度(海 抜)5km以上まで追跡でき、糸魚川-静岡構造線断層帯の主断層であると考えられる。諏 訪湖底には厚さ約2km程度の第四紀盆地堆積層が存在し、その西縁部が東に向かって撓み 下がるような変形を受けている。地表でマッピングされている諏訪湖西縁断層は、主断層 上盤側の変形に伴う二次的な断層と解釈される。

(b) 業務の実施方法

今年度実施した調査は、(1) 深さ数 km 以上の深部構造をイメージングすることを目的 とする反射法地震探査および(2) 重力探査である。以下に各調査の実施方法を述べる。

1) データ取得

反射法地震探查

反射法探査は、辰野から諏訪湖を横切り霧ヶ峰山麓に至る約21 kmの測線上で実施 した(図1~図3)。このうち東側16.5 km長の測線上では、密に配置した受振器を ケーブルで接続しオンラインで観測した。諏訪湖を横切る部分では、ケーブルで接 続したハイドロフォンを湖底に敷設した(図4)。西側4.1 km長の測線上では、屈折・ 広角反射法探査データ取得を目的として、独立型レコーダーに接続した受振器を粗 に配置し、オフラインで観測した。

発震は、陸上部においては主として大型バイブレータ4台のアレイを用いた。断層 近傍の高分解能区間では中型バイブレータを用いて、高密度の発震点を確保した。 諏訪湖湖上では、エアガン2台のアレイによる発震を行った。また、屈折法処理の ためのデータを取得する目的で、測線両端の2点においてダイナマイト発震をおこ ない、さらに湖上の3点において台船に固定したエアガンによる多重発振を行った (図5A~5D)。以下に主な探査仕様を示す:

受振器: 陸上部: 10 Hz geophone (SM-7, SM-24);9個/受振点

湖底: hydrophone (P-350);3個/受振点 オンライン測線上(湖底及び断層近傍): 12.5 m 受振点間隔: オンライン測線上(断層遠方): 25 m オフライン(屈折・広角反射)測線上: 50~600 m チャンネル数: 394-872 大型バイブレータ 4台(陸上) 震源: 中型バイブレータ 1台(陸上高分解能区間、補助震源) エアガン (容量 90 cubic inches) 2台アレイ (湖上) ダイナマイト(100 kg)(測線両端点において発震) 25 m (陸上部、断層近傍;中型バイブレータ) 発震点間隔: 約 200 m (陸上部、断層遠方;大型バイブレータ) 12.5 m (湖上:エアガン) 60点(陸上部、断層遠方;大型バイブレータ) 発震点数: 126点(陸上部、断層近傍;中型バイブレータ) 317点(湖上:エアガン) 2点(測線両端点:ダイナマイト) 3点(湖上;エアガン集中発震) スイープ周波数: 6~40 Hz (陸上部、断層遠方; 大型バイブレータ) 8~80 Hz(陸上部、断層近傍;中型バイブレータ) スイープ長: 20秒 スイープ数: 10~50回(標準25回)(陸上部、断層遠方)

3~20回(標準5回)(陸上部、断層近傍)

重力探查

重力測定は、諏訪湖の水域を除く反射法探査測線上で100~200 m間隔、屈折法探 査測線上では200~1000 m 間隔で実施した。また、湖上における重力データの欠損 を補うために、諏訪湖北岸に沿う測線上でも重力測定を行った(図3)。なお、諏訪 湖西岸のうち、今回測定した区間の西側延長部は、平成18(2006)年度の調査にお いて既に測定済みである。使用した重力計はLaCoste & Romberg Model G-270 であ る。重力値の基準点には、国家一等重力点「松本」(長野県松本市沢村1-7-13、松本 測候所地震計室)を用いた。各重力測定点においては、2回の測定をして平均値に 対して±20 マイクロガルに収まることを確認した後、1回目の測定値を採用した。 また、各観測点極近傍(0~50 m)の地形の二次元断面を取得し、これをもとに観 測点の極近傍領域に対する地形補正を行った。

2) データ処理

反射法探査データの処理

反射法地震探査データは、通常の共通重合点処理法によって解析した。図 6A には、 周波数-空間領域予測フィルター(F-X Prediction Filter)を施した重合断面を示 す。図 6B には重合後にマイグレーション処理を施した時間断面を、図 6C にはこれ を深度変換した断面を示す。

重力データの処理

得られた重力データに対して、フリーエア補正、地形補正、ブーゲ補正などの諸補 正処理を行った後、仮定密度 2.67 g/cc としてブーゲ異常値を計算した。なお、地 形補正計算は、観測点の 50 m以内の極近傍領域まで、実測した二次元地形断面を用 いて行った。

- (c) 業務の成果
- 1) 調査地域の地質構造の概要

図3に本調査地域の地質図を示す。既に述べたように、糸魚川一静岡構造線は諏訪 湖を挟んで南と北で大きく構造が異なる。諏訪湖より北のセグメントは、北部フォ ッサマグナのほぼ西縁を画す東傾斜の逆断層(+左ずれ)であることが、平成14 (2002)年度のパイロット的な重点的調査観測で実施した反射法地震探査(松本測 線)の結果(Ikeda et al., 2004)等によりほぼ実証された。松本測線の探査結果 によれば、同断層帯の主断層面は、地下深部(>2km)では低角東傾斜(30~40度) であり、並走する横ずれ断層(牛伏寺断層)と逆断層(松本盆地東縁断層)とが浅 部でこの主断層面に収斂する。変動地形学的データからみて、同断層帯の動きは左 ずれが卓越している。牛伏寺断層はほぼ純粋な横ずれ断層であり、そのすべり速度 は8.6±1.0 mm/yrである(Ikeda and Yonekura, 1986)。これに並走する松本盆地東 縁断層のすべり速度は、垂直成分が2.7~3.5 mm/yrである(小口, 1990;横ずれ成 分は不明)。したがって、糸魚川-静岡構造線は浅部(<1.5 km)で高角の横ずれ 断層(牛伏寺断層)と東傾斜の逆断層(松本盆地東縁断層)とに分岐し、断層帯内 でslip partitioningが生じている。しかし、これはあくまで表層現象に過ぎず、地 下深部では斜めすべりが起こっていることになる。一般に、横ずれ断層を駆動する ような応力場においては、最大剪断応力 は垂直な面上で生じる。従って、断層面が 40度ないしそれ以下の比較的低角で傾斜しているにもかかわらず横ずれが卓越して いるのは、糸魚川-静岡構造線断層帯の断層面の強度が低いことを意味している。

一方、諏訪湖より南のセグメントは、平成 15 (2003) 年度のパイロット的な重点 的調査観測(富士見測線)や平成 15 (2005)年度重点的調査観測(富士見測線)の 結果等から、西傾斜の逆断層(+左ずれ)であることが明らかになった(Ikeda et al., 2008, in press)。茅野-富士見地域においては左ずれを示す変位地形が顕著に発達 しているが(例えば,東郷, 1987)、南へ行くに従って横ずれ地形は不明瞭になるの で、南部ほど逆断層成分が卓越するものと推定される。

両セグメントの境界を成す諏訪湖地域は、東西両岸を断層で境された地溝状の断層 分布をなし、pull-apart basin と考えられている(金子, 1972, など)。諏訪湖周辺 で平成 18 (2006)年度に実施した浅層反射法地震探査(測線は図1参照)の結果、 諏訪湖西縁断層を横切る反射法断面(岡谷測線および茅野測線西部)はこの断層が 大局的には東落ちの大きな撓曲構造の一部であることを示唆している。一方、東縁 断層とその延長で左横ずれの卓越する茅野断層を横切る反射法断面(下諏訪測線お よび茅野測線)は、東縁断層が西傾斜の listric な断層であることを示している。 東縁断層は諏訪盆地の北部と南部ですべりのセンスが顕著に異なるにもかかわらず、 北から南まで構造的には共通で一連の断層を成すらしい。

2) 反射法探査断面の地質学的解釈

諏訪湖およびその西側での発震記録には、諏訪湖東縁付近に顕著な構造境界があ ることを示す反射波が認められた(図 5A、5C および 5D)。また、この反射イベント の上方延長では、屈折波初動走時曲線に顕著な変曲点があり、ここより東側で見か け速度が不連続に大きくなる。単純な速度構造を仮定した forward modeling の結果、 これらの現象は、諏訪湖東岸付近から比較的高角で西に傾斜する速度境界を与え、 東側が高速度、西側が低速度であると仮定すれば説明できることが分かった。この 反射面は、CDP 重合断面でも顕著に認められる(図 6A)。平成 18 (2006)年度に諏訪 湖東縁断層を横切る測線上で実施した浅層反射法地震探査(図 1、2006年測線 3) においては、西傾斜の断層面が認められ、これを境に東側の高速度層(三波川帯の 基盤岩類)が西側の成層した極めて低速度の湖盆堆積物と接していることが明らか になり、この断層が糸魚川一静岡構造線断層帯の主断層であると予想した(池田ほ か,2007)。今回の探査で発見された上記の反射面は、同断層帯主断層の深部延長で あると考えられ、図 6C の深度変換断面で見る限り少なくとも深さ(海抜)5km 程度 まで追跡できる。

主断層の上盤側(西側)には、東傾斜の平行する多数の反射面が往復走時2~3.5 秒ぐらいまで認められる(図 6A-6B)。速度解析の結果では、この部分のP波速度は 3.5~5.0 km/秒ぐらいあるので、領家帯の変成岩類であると推定される。CDP-1220、 往復走時2.2秒付近を頂点とする上に凸な波群(図 6A)は、これら東傾斜の反射面 群が主断層で断ち切られたところから発する edge diffraction によって生じた物と 考えられる。

諏訪湖の地下には、湖盆を埋積する顕著に低速度(1.3~2.5 km/秒)の地層が、 湖底から往復走時約 1.8 秒まで(厚さ約 1.2 km)ほぼ水平に堆積している様子が認 められる(図 6A~6C)。この地層は諏訪湖西岸から湖底に向かって撓み下がるように 変形している。諏訪湖西岸における浅層部の変形のパターンは、平成 18 (2006)年 度に実施した浅層反射法地震探査測線3 (図 1)の結果と調和的である。諏訪盆地 西縁断層の地下には顕著な構造の不連続は認められず、したがってこの断層は主断 層上盤側に生じた二次的な断層であると考えられる。

主断層の上盤側(西側)の表層部には、東傾斜の領家変成岩類(上述)を不整合で 覆うやや低速度の地層が存在するらしい。定速度重合法によって解析した結果、こ の地層はP波速度2.0~3.2 km/秒であり、断層を伴うと推定される厚さの変化があ る(往復走時にして、0.2~1.0秒程度;図7)。この層は東方に傾き下って、上述し た諏訪湖湖底の低速度層の下部に連続する様に見える。これは、塩嶺類層(および その下位の守屋累層)に相当する地層と考えられる。以上の解釈をまとめて図7に 示す。

11

(d) 結論ならびに今後の課題

反射法地震探査および重力探査を併用することによって、諏訪湖付近に存在すると予想 される糸魚川-静岡構造線断層帯のセグメント境界を解明する上で重要な手がかりを得る ことができた。諏訪湖東縁には、比較的高角で西傾斜の断層(見かけは正断層)が存在し、 これを境に東側の高速度の層(三波川変成岩累)が、西側の低速度層(盆地堆積物、塩嶺 累層および守屋層)およびその下位の領家変成岩類と接している。この断層面は、深度(海 抜)5km以上まで追跡でき、糸魚川-静岡構造線断層帯の主断層であると考えられる。諏 訪湖底には厚さ約2km程度の第四紀盆地堆積層が存在し、その西縁部が東に向かって撓み 下がるような変形を受けている。地表でマッピングされている諏訪湖西縁断層は、主断層 上盤側の変形に伴う二次的な断層と解釈される。

本地域の地下構造は高角の断層と地層からなり極めて複雑であるため、通常の共通重合 点処理法と重合後マイグレーション処理では、良好な断面図を得ることが困難であった。 屈折波トモグラフィーによる速度構造解析や重合前マイグレーション等を行って、より精 度の高い地質構造断面を得ることが次年度の課題として残った。

- (e) 引用文献
- 1) 中部地方土木地質図編纂委員会:中部地方土木地質図・同解説書,(財)国土開発 技術研究センター,515p,1992.
- 2) 地質調查所(編):日本重力 CD-ROM,数值地質図 P-2,地質調查所,2000.
- 3) 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫:糸魚川-静岡構造線の重力調 査(I)-松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析,地震研究所彙報, 61, 537-550, 1986.
- 4) 平川一臣・神沢公男・浅川一郎: 巨摩山地北東縁・下円井の活断層露頭, 活断層研究, 6, 43-46, 1989.
- 5) Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu' ura, R. S., and Wada, K.: A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, J. Phys. Earth, 34, 457-474, 1986.
- 6) Ikeda, Y., and Yonekura, N.: Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in Central Japan, *Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo*, 18, 49-63, 1986.
- 7) 井上大榮・遠田晋次・阿部信太郎・青柳恭平・宮腰勝義・三浦大助・上田圭一・幡 谷竜太:糸魚川ー静岡構造線活断層系の活動性解明に向けて:南部セグメントの活 動性について,月刊地球,号外28,101-112,2000.
- 池田安隆・松多信尚・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志:糸魚川-静岡構造線活断 層系・松本盆地南部地域の詳細断層地形判読,活断層研究,16,28-34,1997.
- 9)池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美・宮内崇裕・平川一臣:第四紀逆断層 アトラス,東京大学出版会,2002.
- 10) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T.: Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central

Japan, Earth Planets Space, 56, 1315-1321, 2004.

- 11)池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・川中 卓・小沢岳史:松本盆地南部における糸 魚川-静岡構造線の地下構造,月刊地球,号外 50, 185-190, 2004.
- 12)池田安隆・岩崎貴哉・伊藤谷生・狩野謙一・佐藤比呂志・金 幸隆・東中基倫・須田 茂幸・川中 卓:糸魚川-静岡構造線中部,諏訪湖周辺における反射法地震探査,地 球惑星科学連合 2007 年大会講演要旨,2007.
- 13) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Kano, K., Ito, T., Sato, H., Tajikara, M., Kikuchi, S., Higashinaka, M., Kozawa, T., and Kawanaka, T.: Active nappe with a high slip rate: seismic and gravity profiling across the southern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan, Submitted to: *Tectonophysics*, in press.
- 14) 金子史郎:「地形図説」2, 古今書院, 229p., 1972.
- 15) 隈元 崇・池田安隆:南部フォッサマグナ,甲府盆地の底角逆断層とネットスリッ プ,地震,46,245-258,1993.
- 15) 国友孝洋・志知龍一:重力異常から見た甲府盆地の境界断層,地震,48,439-450, 1996.
- 16) 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人:糸魚川-静岡構造線活断層系,下円 井断層に伴う粉砕起源のシュードタキライト,地質学雑誌,110,779-790,2004.
- 17) Matsuta, N.: Structure and Behavior of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, in Quaternary Time, Dr. Thesis, University of Tokyo, 155 p., 2002.
- 18) Matsuta, N., Y. Ikeda, and H. Sato: The slip-rate along the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 1323-1330, 2004.
- 19) 文部科学省研究開発局:糸魚川-静岡構造線断層帯および宮城県沖地震に関するパ イロット的な重点的調査観測,平成14--16年度成果報告書,297p.,2005.
- 20) 小口 高: 松本盆地中部における活断層の垂直変位速度,活断層研究, 8, 15-21, 1990.
- 21) 大久保修平・池田安隆・隈元 崇・世田 学・松多信尚・千葉智章・新井慶将:重 力異常に基づく糸魚川-静岡構造線北部の構造解析,測地学会誌,46,177-186,2000.
- 22) 大久保修平・長沢 工・村田一郎・許 華妃:糸魚川-静岡構造線の重力調査(III) -松本盆地東縁断層北側延長部の追跡,地震研究所彙報,**65**,649-663,1990.
- Sato, H., T. Iwasaki, S. Kawasaki, Y. Ikeda, N. Matsuta, T. Takeda, N. Hirata, and T. Kawanaka: Formation and shortening deformation of a back-arc rift basinrevealed by deep seismic profiling, central Japan, *Tectonophysics*, 388, 47-58, 2004.
- 24) Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, and N. Kato: Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, *Earth*

Planets Space, 56, 1253-1259, 2004.

 25)東郷正美: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, 42-46,1987.

(3) 平成 20 年度業務計画案

平成 20 年度には、活断層としての糸魚川-静岡構造線の南部延長をさぐることを目的 として、以下の調査を行う(図8)。反射法地震探査は2測線に沿って実施する。測線1(図 8)は、浅層構造を高分解能でイメージングすることに重点を置いて選定した。測線2(図 8)は、より深部の構造をイメージングすることに重点を置いて選定した。重力測定は、 両測線とその延長上において 100~200 m 間隔で実施する。

従来の 活断層マップでは,活断層としての糸魚川-静岡構造線の南端は甲府盆地まで であり(図8)、その南方延長(富士見山断層を経て狭義の糸魚川-静岡構造線に続く;図 8の黄色破線)は活断層とは見なされていなかった。しかし、以下の理由でもっと南まで アクティブであると予想される:

i) 2005 年度の探査(御勅使川測線)の結果、下円井-市ノ瀬断層は鮮新世末以降 15~20 km 以上の水平短縮をしている可能性が高いことが分かったが(Ikeda et al., 印刷中)、

この断層は従来の活断層図によれば御勅使川の南10 km ほどで消滅する。このように大きなすべり量がたかだか10 km の間でゼロになる程ここに歪みが蓄積している証拠がないので、活動部分は甲府盆地を越えてもっと南方までアクティブなはずである。

ii)甲府盆地の重力負異常は、盆地を埋積する低密度の堆積物で説明できる(限元・池 田,1993;国友・志知,1996)。この負異常は、盆地南西端の狭窄部をこえて更に南まで、 富士川に沿って延々と連続する(図8)。しかし、この狭窄部では、地表に盆地/トラフ充 填堆積物は露出せず、巨摩山地や御坂山地と同じ比較的高密度の岩石しか分布しない。し たがって、ここでは巨摩のスラストシートに覆われて地下に低密度のトラフ充填堆積物が 存在すると予想される。甲府盆地の出口は、かつて南に開いたトラフを成していたが、下 円井-市ノ瀬断層の水平短縮によって閉じたと考えられる。

本調査観測は、活断層としての糸魚川-静岡構造線の南端がどこまで及んでいるかを明 らかして、同断層から発生する地震の規模や強震動分布の予測精度を向上させるうえで重 要である。また、この部分の地下構造を解明することは、伊豆弧の沈みこみが南部フォッ サマグナの屈曲構造や糸魚川-静岡構造線の形成過程とどのように関係するかを理解する 上で極めて重要である。

また平成20年度には、平成19年度の研究過程において課題として残された反射法地震探 査データの高度解析処理(重合前マイグレーション等)を諏訪湖測線のデータについて実 施する.



図1 調査地域の地形、活断層、および重力異常。地形陰影図は国土地理院 50 m DEM より 作成。活断層(赤線)は池田ほか(2002)による。重力異常データは、地質調査所(2000) による。「パイロット的な重点的調査観測」の測線(平成 14~15(2002~2003)年度) と本プロジェクトの測線(平成 17~19(2005~2007)年度)を太線で示す(青線:高分 解能反射法探査測線、黄色線:広角反射法及び屈折法探査測線。平成 18(2006)年度 測線は4測線(Line 1~Line 4)からなる。



図2 調査地域の地質。地質図は中部地方土木地質図編纂委員会(1992)による。活断層(赤線)は池田ほか(2002)による。本プロジェクトの測線(平成17(2006)年度と平成 18(2007)年度)を太実線で示す;青、反射法探査測線;黄色、屈折法・広角反射法 データ取得のための延長部。平成17(2006)年度測線は4測線(Line 1~Line 4) からなる。



図3 調査測線図。青線、受振測線;赤点、発振点;黒線、CDP 重合測線(数字は CDP 番号)。青丸(中空)は重力測定点。



図4 諏訪湖における観測風景。A~C、ベイケーブルの敷設作業;D~F、諏訪湖湖上 でのエアガンによる発震作業。



図 5A ダイナマイト発震記録。発震点は測線西端の SP-1(図3)。横軸の数字は受振点(RP) 番号、縦軸は往復走時(秒)を示す。青い矢印は、諏訪湖東岸断層からと推定され る顕著な反射波(本文参照)。



図 5B ダイナマイト発震記録。発震点は測線東端の SP-2(図3)。横軸の数字は受振点(RP) 番号、縦軸は往復走時(秒)を示す。



図 5C バイブレータ発震記録。発震点は諏訪湖の湖上 SP-359(図3)。横軸の数字は受振 点(RP)番号、縦軸は往復走時(秒)を示す。青い矢印は、諏訪湖東岸断層からと 推定される顕著な反射波(本文参照)。



図 5D エアガンの多重発震記録。発震点は諏訪湖の湖上 SP-3102(図3)。横軸の数字は受振点(RP)番号、縦軸は往復走時(秒)を示す。青い矢印は、諏訪湖東岸断層からと推定される顕著な反射波(本文参照)。



図 6A CDP 重合断面。横軸の数字は共通重合点(CDP)番号、縦軸は往復走時(秒)を示す。 説明は本文参照。



図 6B 重合後マイグレーション時間断面。横軸の数字は共通重合点(CDP)番号、縦軸は 往復走時(秒)を示す。



図 6C 重合後マイグレーション深度断面。横軸の数字は共通重合点(CDP)番号、縦軸は 深度(海抜)を示す。



図7 地質学的解釈。基図は CDP 重合断面 (図 6A に同じ)。横軸の数字は共通重合点 (CDP) 番号、縦軸は往復走時(秒)を示す。



図8 平成20(2008)年度調査予定測線とその周辺の地形、活断層、および重力異常。地 形陰影図は国土地理院50 m DEMより作成。活断層(赤線)は池田ほか(2002)によ る。重力異常データは、地質調査所(2000)による。青線:高分解能反射法探査測線、 黄色線:広角反射法及び屈折法探査測線。平成17(2005)年度の測線も図示した。