## 3.3.1 断層帯周辺における自然地震観測(長期機動観測)

## (1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における自然地震観測(長期機動観測)

所属機関	役職	氏名
独立行政法人防災科学技術研究所	総括主任研究員	笠原敬司
独立行政法人防災科学技術研究所	任期付研究員	浅野陽一
独立行政法人防災科学技術研究所	特別研究員	武田哲也
独立行政法人防災科学技術研究所	総括主任研究員	堀 貞喜
独立行政法人防災科学技術研究所	主任研究員	小原一成
独立行政法人防災科学技術研究所	任期付研究員	汐見勝彦
独立行政法人防災科学技術研究所	任期付研究員	松原 誠
独立行政法人防災科学技術研究所	特別研究員	伊藤喜宏

(c) 業務の目的

パイロット的な重点的調査観測で整備した5観測点のデータ転送の形態を高感度地震観 測網(Hi-net)に準拠させることによって、データ転送コストの削減とデータ処理の利便 性向上を図る。また、地震観測点を毎年度3点ずつ新設し、震源決定精度の向上を図る。

- (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:

パイロット重点観測による5観測点を気象庁から防災科学技術研究所に移管した。 また、計器深度が 50m の長期機動観測点を3点新設した。さらに、これらの観測点 からのデータと高感度地震観測網(Hi-net)のデータとの併合処理を行えるよう、 データ処理システムを整備した。

2) 平成 18 年度:

計器深度が約20~50m程度の観測点を3点新設するとともに、前年度までに整備 した観測点の維持管理を行った。

3) 平成 19 年度:

計器深度が約 20~50m 程度の観測点を3 点新設するとともに、前年度までに整備 した観測点の維持管理を行う。

4) 平成 20 年度:

計器深度が約 20~50m 程度の観測点を3 点新設するとともに、前年度までに整備 した観測点の維持管理を行う。

5) 平成 21 年度:

計器深度が約 20~50m 程度の観測点を3点新設するとともに、前年度までに整備 した観測点の維持管理を行う。 (e) 平成 18 年度業務目的

山梨県北西部に3観測点を新設し、既設観測点が疎であったこの地域の観測点間隔を約 10 km とすることによって、この地域の断層帯周辺で発生する浅発微小地震の震源決定精 度の向上を図る。また、前年度までに整備した観測点の維持管理を行うとともに、データ の蓄積や公開を行う。

## (2) 平成 18 年度の成果

- (a) 業務の要約
- 1) 断層帯周辺域における観測網の整備と運用

計器深度が 50m の孔井地震観測点を山梨県北西部の 3 箇所(韮崎市円野町[観測点 名:韮崎円野]、北杜市白州町白須[同:北杜白州南]、北杜市白州町上教来石[同: 北杜白州北])に新設し、これら 3 点のデータと既存の観測網のデータとの併合処理 を行えるよう、データ処理システムを整備した。また、前年度までに整備した観測 点の維持管理を行うとともに、それらの観測点のデータ蓄積と公開を行った。

2) 地震波速度構造解析

蓄積されつつあるデータを用いた地震波速度構造解析を行った。その結果、糸魚川 -静岡構造線断層帯の北部では北部フォッサマグナに対応する低速度域が、また南 部でも甲府盆地以南に分布する低速度域が検出された。一方で中部にあたる地域に は、そのような低速度域は検出されなかった。すなわち、推定された地震波速度構 造は、糸魚川-静岡構造線断層帯に沿って低速度が一様に分布する訳ではなく、断 層に沿った構造に大きな地域性があることを示している。また断層帯の北端と南端 ともに顕著な低速度帯の存在があり、断層のセグメンテーションを考える上で重要 な地殻構造の地域性が本業務によって明らかになった。

- (b) 業務の成果
- 1) 断層帯周辺域における観測網の整備と運用

上述のとおり、平成18年度業務においては3観測点を新設するとともに、前年度 までに整備した観測点の維持管理を行った(図1)。5ヵ年計画の2年目にあたる本 年度の新設点は、糸魚川-静岡構造線断層帯の周辺域の中でもとりわけ観測点密度 の低かった山梨県の北西に設置した(韮崎円野・北杜白州南・北杜白州北)。観測点 密度が特に低い地域に5ヵ年計画の中の早い時期に観測点を新設しておくことは、 この地域の震源決定精度を向上させるだけでなく、本調査観測期間中の解析研究に 必要な観測データを蓄積するためにも重要であると判断した。これらの新設観測点 では、人工ノイズの影響を避けるために 50m 級観測井を掘削し、その孔底に固有周 波数1Hz の高感度速度計を設置した。地震計からのアナログ電気信号は地上装置に て A/D 変換され、前述のデータ転送システムによって防災科学技術研究所の受信部 に送られる。地上装置に採用した機種は、前年度と同じものである。この機種は、 分解能 24bit、サンプリング周波数1kHz で A/D 変換した信号のデシメーション処理 によって、100Hz サンプリング下で 27bit の高分解能を得ることが可能であるだけで なく、この処理をワークステーションではなく、FPGA(集積回路の一種)によって行 うため、装置全体の小型化と省電力化が図られている。この小型化によって地上装置 は、従来の高感度地震観測網(Hi-net)のような観測小屋ではなく、引き込み電柱に 取り付けられた筐体箱内に設置され(図2)、観測施設全体としても従来と比べて少 ない占有面積での設置が可能である(図3)。このような省スペース型の観測施設を 採用しているために観測点用地選定の自由度は高く、本年度設置した3観測点も地震 観測に十分適した場所に設置することができた。この3観測点を山梨県北西部に新設 したことによって、この地域の観測点密度は"約20kmに1点"から"約10kmに1 点"へと飛躍的向上し、従来はその深さを精度良く決めることが困難であった断層周 辺域の浅発微小地震の震源をより高い精度で決定することが可能になった。



図1 糸魚川-静岡構造線断層帯周辺における地震観測網の整備状況。青色および桃色の 四角印は、本業務によって整備された観測点を表す。2001年2月から2007年2月 までの6年間に発生したM0.5以上の浅発微小地震の震源(防災科学技術研究所 Hi-net 手動検測震源)を小丸印で併せて示す。震源決定には、防災科学技術研究所、 気象庁、東京大学、および名古屋大学によるデータを使用した。





図2 地上装置内部

図3 地上装置外観(韮崎円野観測点) 本年度、および前年度までに整備された観測点(表1)のデータは、防災科学技術 研究所に集められた後に高感度地震観測網(Hi-net)のデータなどと共に効率的に 併合処理され、気象庁や大学を始めとする各機関に転送される。また、防災科学技 術研究所の地震波形処理システムによって、これらのデータに対する地震の検出と 震源決定などの解析処理が速やかに行われている。こうした解析結果、たとえば震 源決定の結果は、WEB 上で広く公開されるとともに、地震調査委員会や地震防災対策 強化地域判定会を始めとする各種委員会資料にも利用されている。

また、観測データの蓄積も進みつつあり、地震波速度構造などを従来にない高い空 間分解能で推定することも可能となりつつある(詳細は、次節の「地震波速度構造 解析」を参照)。断層周辺域の詳細な地殻構造をイメージングし、その構造と地震活 動との関係を明らかにすることは断層周辺域の地震発生様式を理解する上で極めて 重要である。本業務は、そのための良質な基礎データの生産にも大きく貢献するこ とができた。

観測点名	読み	観測点 コード	緯度(度)	経度 (度)	センサー 標高 (m)	備考
松本赤怒 田	まつもとあ かぬた	N. MANH	36.3127	138.0167	800	14 年度設置(旧 長野四賀)、17 年度移管
松本中山	まつもとな かやま	N. MNYH	36.1987	138.0122	830	14 年度設置(旧 松本中山)、17 年度移管
安曇野穂 高牧	あずみのほ たかまき	N. AHMH	36.3137	137.8072	982	15 年度設置(旧 長野穂高)、17 年度移管

表1 本業務によって整備された観測点(緯度および経度は世界測地系による)。

信州新信 級	しんしゅう しんのぶし な	N. SNBH	36. 5533	137.9415	705	16 年度設置(旧 信州新町)、17 年度移管
松本安曇	まつもとあ ずみ	N. MAZH	36.1868	137.8030	760	16 年度設置(旧 長野安曇)、17 年度移管
諏訪四賀	すわしが	N. SSGH	36.0233	138.1400	811	17年度設置
諏訪後山	すわうしろ やま	N. SUYH	35.9772	138.0636	965	17年度設置
辰野小野	たつのおの	N. TONH	36.0467	137.9917	889	17年度設置
北杜白州 南	ほくとはく しゅうみな み	N. HQSH	35.7974	138. 2982	724	18年度設置
北杜白州 北	ほくとはく しゅうきた	N. HQNH	35.8501	138. 2644	1103	18年度設置
韮崎円野	にらさきま るの	N. NRSH	35.7604	138. 3874	534	18年度設置

2) 地震波速度構造解析

a) 解析の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯は断層運動の特長から大きく3つに分類され、北部では 東側が隆起する逆断層成分、南部では西側が隆起する逆断層成分、中部では左横ず れ成分の運動が卓越していることが報告されている(地震調査研究推進本部地震調 査委員会、1997)。このように地域によって大きく様相が異なる糸魚川-静岡構造線 断層帯の地殻構造の全体像を把握することは、断層のセグメンテーションを考える 上で重要である。また、現在の地震活動を把握するための精度の高い震源決定を行 う際に、この領域での詳細な速度構造が必要となる。そこで、糸魚川-静岡構造線 断層帯全域の速度構造を推定することを目的として、走時トモグラフィー解析を実 施した。すでに本プロジェクトによって、平成17年度に新たに設置および移管され た観測点8点からのデータが蓄積されており、これらのデータを既存データに追加 して詳細な地殻構造の推定を行った。また糸魚川-静岡構造線断層帯と地震活動と の関係を調べるために得られた三次元速度構造を用いて震源再決定も同時に行った。 b) 解析データ

図4(a)中の四角枠に囲まれた領域内で、2002/1~2006/12の期間に防災科学技術 研究所のHi-net 観測網によって決定された震源数は7,193個である(図4(a)丸印)。 そのうち2005年の震源数は2,361個、2006年の震源数は2,288個と、1年毎にデー タが飛躍的に集積されていることがわかる(2006年分だけ紫丸印で表示)。また、今 回の走時トモグラフィー解析では、波線密度の局所的集中を避けるために震源デー タの分布が空間的になるべく一様になるように震源を選択したデータセットを使用 しているが、前年度の解析(解析期間 2002/1~2005/7)で使用した震源が1,209個 だったのに対して、今年度の解析では1,853個(図4(b)丸印)と、使用できる震源 が増加している。これは、より一様な空間的分布をもったデータセットに近付いた ことを示しており、走時トモグラフィーの解析結果への貢献が期待される。走時デ ータには、防災科学技術研究所による高感度地震観測網(Hi-net)の手動検測値を 用いた。また平成17年度の成果によって、人工地震データの活用が浅層部の解像度 の向上に貢献することが実証されたので、解析にはこれらのデータも併せた処理を 行った。その処理には糸魚川ー静岡構造線周辺で実施された人工地震探査(Asano et al., 1969,爆破地震動研究グループ、1985、1986、1988、1989、1994、Takeda et al., 2004)のデータを使用し、図4(b)中にそれらの測線を黄線で示す。使用した人工震 源数は30点である(図4(b)赤星印)。人工地震観測の臨時観測点間隔は300m~1km と稠密であるが、トモグラフィー解析のグリッド間隔(水平方向は 10km)と比べる と必要以上に密集している。そこで、計算負荷の軽減のために、観測点間隔が 5km 程度となるように使用する観測点を選択し、計 165 点を使用することにした(図4 (b)黄三角印)。



図4 (a)走時トモグラフィー法の解析対象領域(四角の枠内)。薄青線は糸魚 川-静岡構造線断層帯を示す。丸印はこの領域内で防災科学技術研究所 の高感度地震観測網(Hi-net)によって2002/1~2006/12の期間に決定 された7,193個の震源を示す(2006年分のみ紫丸印にて表示)。(b)解析 に使用したグリッドの配置。青十字印は速度グリッドを示す。丸印は解 析に使用した自然地震の震源(1,853個)、緑三角印は定常観測点を示す。 赤星印は人工地震震源、黄三角印は臨時観測点、黄太線は人工地震探査 の測線をそれぞれ示す。

c) 解析方法

走時トモグラフィー解析には、P波およびS波の走時読み取りデータを使用してお り、総データ数はP波が 43,787 個、S波が 41,299 個である。走時トモグラフィー プログラムには Zhang and Thurber (2003)のプログラムを使用した。但し、空間的に なるべく均等になるような震源データセットを用いているために Double-Difference 項による解像度向上の効果は小さいと判断し、 Double-Difference 項は用いていない。与えたグリッドは、糸魚川一静岡構造線断層 帯に沿った方向(S20°E)とそれに直交する方向(N70°E)にそれぞれ10km間隔で 23×9 個を配置し(図4(b))、深さ方向には深さ15 kmまでは3 km間隔で、それよ り深い領域では深さ25 kmと深さ40 kmに配置した。解析の際に必要となる初期構 造モデルには、前年度の解析によって得られた速度構造から深さ毎に平均を取った 一次元速度構造モデルを採用した。また、走時トモグラフィー解析によって得られ た三次元の速度構造を用いて震源再決定を行っている。使用した震源数は、図4(a) 中の四角枠で囲まれた解析対象領域内の7,193 個である。

d) チェッカーボードテスト

まず始めに、得られる速度構造の信頼性を評価するためのチェッカーボードテスト について述べる。まず、使用した初期構造モデルにP波速度では±0.3 km/sec、S波 速度では±0.17 km/secの速度偏差を各グリッドに交互に与え、チェッカーボード速 度構造モデルを作成する。次に、実際の観測データと同様の震源ー観測点組み合わ せについて、その速度構造モデルを仮定した理論走時を計算してデータセットを作 成する。最後に、そのデータセットを用いたインバージョン解析を行い、推定され た速度構造が仮定したチェッカーボード構造に戻るかにどうかよって解像度を評価 する。

テストの結果得られた深さ0~25 km までのP波速度(Vp)構造を図5に示す。図 中では初期速度構造モデルからの速度偏差を示した。深さ6,9,12,15 km では、 比較的パターンの戻りがよい。それに対して、0,3,25 km では一部を除いてパタ ーンがほとんど戻っておらず解像度が低いことがわかる。また、北部と南部では解 像度に違いが見られる。北部では深さ6 kmのパターンがよく戻っているのに対して、 南部では深さ15 km でのパターンの戻りがよい。これは自然地震の分布が、北部で は浅く、南部では深くなっていることに起因すると考えられる。

実際の解析では、構造モデルの速度分布が空間的に滑らかになるような拘束を採用 している。したがって、実際の解像度はこの結果よりも劣ると考えられ、この結果 が解像度の上限を示していると言える。

e) P波速度構造(深度断面図)

観測データから推定された深さ毎のP波速度構造を図6に示す。走時トモグラフィ ー解析による速度構造モデルの修正によって、走時のRMS残差は0.56 secから0.17 sec に減少した。次に糸魚川ー静岡構造線断層帯を北部、中部、南部の地域に分け、 断層帯に沿ってそれぞれの構造的な特徴について述べる。



図5 チェッカーボードテストの結果得られた深さごとのP波速度構造(Vp)。(上) 左より深さ0,3,6,9kmの深度断面図。(下)左より深さ12,15,25kmの深 度断面図と地形図。カラースケールは、初期構造モデルからの速度偏差を示す。 三角印は観測点を示す。丸印はその深さでの震央分布を示す。

まず北部域では、深さ0,3,6 kmの深度断面図にて顕著な低速度域を確認する ことができる(図6領域 A)。松本盆地から北へ向かって広がり、その低速度域の大 半は糸魚川ー静岡構造線断層帯よりも東側に位置しており、北部フォッサマグナと 概ね対応する。これは過去の構造探査の結果(例えば Takeda et al.,2004)とも調 和的であり、糸魚川ー静岡構造線断層帯の東側に厚く堆積した新第三系によるもの と考えられる。但し、その低速度の領域の広がりは細長い帯状形状を示しており、 日本海へ達する糸魚川ー静岡構造線北端までは広がっておらず、長野盆地西縁断層 帯の西側をそれとほぼ並行に北東へ向かって伸びている。帯の幅は 20km 程度である が深いところほど幅が狭くなる傾向がある。また深さ6 km でも 5.6 km/sec を下回る 速度を示しており、その周囲と比較しても明らかに低い。

次に中部域に移ると、松本盆地周辺で北部域から続く低速度域を確認できるがその 速度は北部域ほど顕著な低い値を示していない。諏訪湖周辺では著しい低速度域は 確認されず、諏訪湖の北方には中央隆起帯から連続する高速度帯が迫っている。諏 訪湖より南方では糸魚川-静岡構造線断層帯より東側に低速度領域を確認すること ができる(図6領域 B)。しかし確認される深度は3kmまでであり、それより深いと ころまでは根ざしていないと考えられる。ちなみにこの低速度域の位置と八ヶ岳の 位置との対応がよい。

![](_page_8_Figure_1.jpeg)

図6 地震波トモグラフィー解析から得られた P 波速度構造の深度断面図。(上) 左より深さ0,3,6,9kmの深度断面図。(下)左より深さ12,15,25kmの 深度断面図と地形図。三角印は観測点を示す。丸印は再決定されたその深 さでの震源分布を示す。

続いて南部に注目すると、糸魚川一静岡構造線断層帯の東側が周囲よりやや低速度 の傾向を示しているがその傾向は顕著ではない。この南部域の南端部(甲府盆地の 西縁)では南へ向かって帯状に広がる顕著な低速度域が確認される(図6領域 C)。 その帯の幅は10km程度であり太平洋沿岸まで達する。甲府盆地付近で帯の幅はやや 広がりをみせ、より低速度の傾向も併せて示している。その低速度帯はほぼ南北に 近い広がりを持ち、深さ25kmでも確認することができる。甲府盆地はその直下の深 さ3kmまでは低速度を示しているものの、深さ6kmではむしろ逆に高速度になって おり、この地域の低速度は地殻浅部に限られていると考えられる。

最後に糸魚川-静岡構造線断層帯沿いより離れた地域の特徴的な構造について述べる。深さ9,12,15 kmにおいて解像度が低い領域ではあるが、糸魚川-静岡構造線下から西に分布する低速度域の存在を確認することができる(図6領域 D)。これ

については後の鉛直断面図の節でも述べる。諏訪湖より東におよそ 40km 離れたところに顕著な高速度領域が見られる(図6領域 E)。これは関東山地と対応がよく、少なくとも深さ9km まで確認することができる。赤石山脈下においても高速度域を確認することができ、領域Cの低速度帯と平行に並んでいる(図6領域 F)。

f) 速度構造(鉛直断面図)

糸魚川-静岡構造線を横断する鉛直断面の速度構造を図7と図8に示す。図7には 諏訪湖以北の3断面図を、図8にはそれより南側の3断面図を示している。また、 断面図には走時トモグラフィー解析から得られた三次元速度構造を用いて再決定さ れた震源分布を併せて示す。次に北から南へ順に鉛直断面図を説明する。

図7(a)は糸魚川-静岡構造線断層帯の北縁にあたる神城断層より北に位置する断 面である。糸魚川-静岡構造線を挟んで東側で西側よりもやや低速度の傾向を示し ている。

図7(b)は糸魚川-静岡構造線断層帯と長野盆地西縁断層帯の両方を横切る断面で ある。両断層帯に挟まれた北部フォッサマグナの領域では深さ6kmを越えても顕著 な低速度を示す。この断面より20km北側に位置する図7(a)と比較しても、構造の違 いは明らかであり、この両断面の間で急激に構造が変化している。また糸魚川-静 岡構造線断層帯のほぼ真下に活発な地震活動がみられ、その活動は鉛直

方向に広がりを持っている。この地域での糸魚川-静岡構造線断層帯は東傾斜の逆断 層とされている(例えば、Sato et al., 2004)が、この地震活動は垂直もしくはや や西に傾斜した分布を示しており、想定される東傾斜の逆断層上の活動ではない。

図7(c)は糸魚川-静岡構造線と中央隆起帯を横切る断面図を示す。図7(b)から連続して低速度帯が存在している。低速度帯は糸魚川-静岡構造線と中央隆起帯の間に挟まれており、逆三角形の形状を示している。地震活動は低速度帯と中央隆起帯の高速度帯の境界付近で多く発生している。また図7(b)でも確認できるが、糸魚川 -静岡構造線より西側の領域の深さ6~15kmに速度6km/secを越えない低速度の領域が存在している(図7(b)と(c)における桃破線の領域内)。これは、自然地震観測や人工地震探査から存在が指摘されてきた低速度体(例えば酒井・他,1996, Matsubara et al., 2000, Takeda et al., 2004)が、飛騨山脈下から糸魚川-静岡構造線の直下にかけてやや広域に分布していることを示している。

図8(a)は中部域である諏訪湖の南縁を通る断面図を示す。水平方向の目立った構造の変化はなく、北部域のような顕著な低速度帯構造はみられない。

図8(b)は南部域を横断する断面図を示す。糸魚川一静岡構造線より東側でP波速度 で6.0km/secを下回る地殻の厚さがやや大きくなっているように見える。地震活動は 糸魚川一静岡構造線より西側で活発であるものの、その分布は特定の面に偏って分布 することは確認できず、空間的にばらつきを持っている。

図8(c)は糸魚川-静岡構造線断層帯の南端より南に位置する断面図を示す。北部 域と同様に顕著な低速度域を確認することができる。但し、両者の相違点として、 北部域では中央部が最も厚い断面形状をしていたが、ここでは西方に下降するよう に低速度が伸び、西側の高速度領域の下に入り込むような構造をみせる。この地域 の表層地質は新第三紀から第四紀にかけての膨大な量の火山噴出物と砕屑性の堆積 岩類によって特徴づけられている(松田, 1989)。低速度域の広がりは、それらが深 部まで達していることを示しているのかもしれない。その原因として伊豆島弧の衝 突に関連した沈み込むフィリピン海プレートのテクトニクスを反映している可能性 が高く、糸魚川-静岡構造線断層帯の南端を議論する上で伊豆島弧の衝突の影響は 無視できない。

![](_page_10_Figure_1.jpeg)

図7 地震波トモグラフィー解析から得られたP波速度構造の鉛直断面図。断 面は糸魚川ー静岡構造線断層帯を横断する。図中の黒破線で囲まれた領 域で顕著な低速度が確認される。桃破線で囲まれた領域は飛騨山脈下か ら連続する低速度体を示す。丸印は再決定された震源の位置を示す。

g)速度構造まとめ

このように、糸魚川-静岡構造線断層帯に沿った低速度域の分布に地域性が見られ ることが本研究によって明らかとなった。糸魚川-静岡構造線断層帯では、地表で 確認される断層運動の特徴に地域性があることが指摘されているが、地震学的に推 定される地殻構造にも地域性が見られることは、断層のセグメンテーションを考え る上でも重要である。特に 6.0km/sec を下回る地殻の層厚が大きくなることは、地 殻の実効的な強度の低下を示しており、その領域に応力の集中が予想される。実際、 糸魚川-静岡構造線断層帯の北端は顕著な低速度領域に境されており、南端も同様 である。北端部では、その低速度帯に沿って糸魚川-静岡構造線断層帯から長野盆 地西縁断層帯へ断層の活動度がシフトしているように見え、厚い低速度帯の存在は 断層のセグメント形成を理解する上で重要な役割を担っていると考えられる。

![](_page_11_Figure_1.jpeg)

図8 地震波トモグラフィー解析から得られたP波速度構造の鉛直断面図。断面 は糸魚川ー静岡構造線断層帯を横断する。図中の黒破線で囲まれた領域で 顕著な低速度が確認される。丸印は再決定された震源の位置を示す。

- (c) 結論ならびに今後の課題
- 1) 断層帯周辺域における観測網の整備と運用

3箇所(韮崎市円野町[観測点名:韮崎円野]、北杜市白州町白須[同:北杜白州 南]、北杜市白州町上教来石[同:北杜白州北])に観測点を新設し、これら3点のデ ータと既存の観測網のデータとの併合処理を行えるよう、データ処理システムを整備 した。また、前年度までに整備した観測点の維持管理を行うとともに、それらの観測 点のデータ蓄積と公開を行った。観測点の維持管理においては、落雷などによる機器 故障など、現地対応が必要なトラブルなども発生している。そのようなトラブルに迅 速に対応し、可能な限りデータ蓄積の効率を向上させていく予定である。

2) 地震波速度構造解析

今回の解析によって糸魚川ー静岡構造線断層帯の速度構造モデルを推定し、断層帯 の地殻構造の全体像を掴むことができた。北部域と南部域では深さ3km と6 km に 顕著な低速度域が存在することが明らかになった。その一方で、中部域ではそのよ うな顕著な低速度域が存在しないことが確かめられ、活断層帯に沿った大規模な構 造の変化があることがわかった。断層帯の北端と南端はともに顕著な低速度帯によ って境されていることから、厚い低速度帯が断層のセグメント形成に重要な役割を 担っている可能性が高い。今後は、増設した観測点のデータ蓄積によって断層帯中 部域の空間分解能を上げ、糸魚川-静岡構造線断層帯の両端だけでなくセグメント 間の特徴的構造を地震活動と併せて明らかにする予定である。

(謝辞:使用した人工地震データは爆破地震動研究グループに提供して頂きました。)

- (d) 引用文献
- Asano, S., Ichikawa, K., Okada, H., Kubota, S., Suzuki, H., Nogoshi, M., Watanabe, H., Seya, K., Noritomi, K. and Tazime, K.: Explosion seismic observations in the Matsushiro earthquake swarm area, Spec. Rep. Geol. Survey of Japan, Vol.5, PartI, pp. 1-162, 1969.
- 2) 爆破地震動研究グループ:長野県および周辺地域における爆破地震動の観測,地震 研究所彙報, Vol. 60, pp. 615-637, 1985.
- 3) 爆破地震動研究グループ:長野県および山梨県における爆破地震動観測(御代田-敷島測線),地震研究所彙報, Vol. 61, pp. 483-501, 1986.
- 4) 爆破地震動研究グループ:山梨県および静岡県における爆破地震動の観測(櫛形-清水測線),地震研究所彙報, Vol. 63, pp. 1-22, 1988.
- 5) 爆破地震動研究グループ:静岡県-愛知県地域における爆破地震動の観測(春野-作手測線),地震研究所彙報, Vol. 64, pp. 533-551, 1989.
- 6) 爆破地震動研究グループ:中部日本地域における爆破地震動の観測(吾妻-金沢測線),地震研究所彙報, Vol. 69, pp. 139-158, 1994.
- 7) Matsubara, M., Hirata, N., Sakai, S. and Kawasaki, I.: A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method, Earth Planets Space, Vol. 52, pp. 143-154, 2000.
- 8) 松田時彦:南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味,月刊地球, Vol.11, No.9, pp.522-525, 1989.
- 9) 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高隆・吉井敏尅・山崎文人・桑山辰夫, 1996. 爆破地 震動による中部日本地域の地殻構造,月刊地球 第18巻, 104-108
- 10) 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 basin revealed by deep seismic profiling, central Japan, *Tectonophysics*, 388, 47-58, 2004.
- 11)総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会:糸魚川-静岡構造線活断層系の調査 結果と評価について、地震調査委員会報告集-1995 年 7 月~1996 年 12 月、 pp. 501-510, 1997.
- 12) Takeda T., Sato, H., Iwasaki, T., Matsuta, N., Sakai, S., Iidaka, T. and Kato, A.: Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, Vol. 56, pp. 1293-1299, 2004.
- 13) Zhang, H. and Thurber, C. H.: Double-difference tomography: The method and

its application to the Hayward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.93, pp.1875-1889, 2003.

## (3) 平成 19 年度業務計画案

計器深度を約20~50m程度とする3観測点を、調査観測の対象領域の中でも中部域(松本盆地周辺)に新設して、観測点分布の空白域が存在するこの地域における地震活動の把握とその震源決定精度の向上を図る。この地域では盆地構造を有するためにS/N比は低いと予想される。しかしながら、これまでの経験から掘削して地震計を設置することによって、地上観測点では達成できないS/N比の向上が可能であると考え、本業務によって観測点空白域を埋め松本盆地周辺での高品質の地震データの取得を実現する。また現在蓄積されているデータを用いてより詳細な地殻構造を推定し、それと震源分布およびその発震機構解との比較から断層セグメント境界の性状を把握することに努める。