

糸魚川－静岡構造線断層帯における観測網整備によって 明らかになった地震波速度構造と地震活動

浅野陽一*・武田哲也*・行竹洋平**・三好崇之*・小原一成***・笠原敬司***

Seismic Velocity Structure and Seismicity along and around the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Active Fault System Inferred from Data Observed at Densely Distributed Stations

Youichi ASANO*, Tetsuya TAKEDA*, Yohei YUKUTAKE**, Takayuki MIYOSHI*,
Kazushige OBARA***, and Keiji KASAHARA***

* *Earthquake Research Department,*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

asano@bosai.go.jp

** *Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, Japan*

*** *Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Japan*

Abstract

We have investigated the 3-D seismic velocity structure and seismicity along and around the Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system. In order to observe earthquakes at densely distributed stations, 15 borehole-type seismometers were deployed along and around the fault system and five stations in the area were transferred from the Japan Meteorological Agency (JMA) to the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED). In this study we analyze seismograms observed from 2003 to 2009 at the NIED Hi-net stations and other permanent stations, operated by JMA and Japanese universities, located in the region. The obtained results reveal low velocity zones (LVZs) distributed in the upper crust, along the fault system. Predominant LVZs are located in the northern and southern edges of the fault system. We interpreted the northern LVZ to correspond to the partially melted body beneath the Hida Mountains and the southern LVZ to be associated with volcanoclastic and clastic rocks distributed in this area. Such structures having weak shear strength may prevent faulting and form the edges of the fault system. We have also studied the detailed hypocenter distribution by using the double-difference relocation technique. The relocated hypocenters are widely distributed along the fault system and the relationship between the relocated earthquakes and the geologically mapped faults is not so clear. Only two earthquake clusters are consistent with the geometry of the fault system. A predominant cluster consisting of strike-slip type earthquakes is located just beneath the Gogokuji fault, which belongs to the fault system. The clustered seismicity is distributed along the fault.

Key words : Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, High sensitivity seismograph network, Seismic velocity structure, Gofokuji fault, Seismicity

1. はじめに

政府の地震調査研究推進本部（本部長：文部科学大臣）は、平成 13 年に地震発生の確率が高い地域を「重点観測地域」として、重点的な調査観測体制を整備することと

した（地震調査研究推進本部，2001）。国内の最も主要な活断層の一つである糸魚川－静岡構造線断層帯については、平成 14 年度からの 3 か年にわたってパイロット的な重点的調査観測（以下、パイロット重点）が実施され（文

*独立行政法人 防災科学技術研究所 地震研究部

**神奈川県 温泉地学研究所

***東京大学 地震研究所

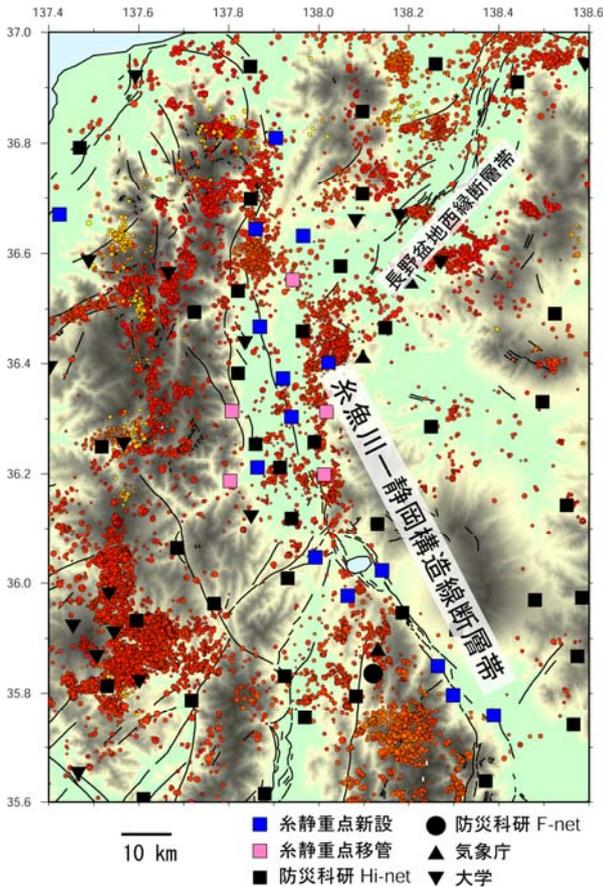


図1 観測点の分布. 本業務による観測点を青色四角印で、パイロット重点による観測点を桃色四角印でそれぞれ示す. それ以外の定常観測点を黒いシンボルで表す. また、2001年2月から2009年12月の間に発生した浅発地震（深さ40 km以浅）の震央（Hi-net 手動検測震源）を小赤丸印で示す.

Fig. 1 Station and earthquake distribution used in this study. 15 stations deployed by NIED and 5 stations transferred from JMA to NIED are shown by blue and pink squares, respectively. Black symbols indicate other permanent stations. Small circles denote shallow earthquakes that occurred from February 2001 to December 2009.

部科学省研究開発局, 2005), そこで示された調査手法に基づいて, 17年度から5か年計画として本格的な重点的調査観測が文部科学省から東京大学地震研究所への委託事業として実施された. 本調査観測は, 大地震を起こす恐れがある糸魚川-静岡構造線断層帯 (他の断層帯と区別が必要な場合以外, 以下, 断層帯) について, その地下構造や微小地震活動, および地殻変動などを詳細に調べることによって, 大地震時の断層破壊の挙動やそれによる強震動の予測に役立てることを目的としている. 防災科学技術研究所 (以下, 防災科研) は, この調査観測の基礎となる地震観測網の整備とデータ流通, 処理および解析を再委託業務「断層帯における自然地震観測(長

期機動観測)」(以下, 本業務) として実施した. 本研究報告では, 防災科研担当の業務の概要と5か年の成果を述べる.

観測網の整備は, 断層帯に沿って発生する地震の震源決定精度を向上させるために実施された. 震源の位置, とりわけその深さを精度良く決めるためには, 震源の直上の観測点が重要であることが知られており (例えば, 汐見ほか, 2009), 経験的には震源の深さと同程度の震央距離内に観測点があることが望ましい. すなわち, 断層帯に沿って発生するような深さ数 km 程度の浅発地震を高い精度で震源決定するためには, 観測点間隔はその2倍程度の約10 km程度でなければならない. このことから本業務では, 防災科研の高感度地震観測網 (以下, Hi-net) や大学および気象庁による既存観測網を補うように, 断層帯に沿って20観測点を整備した.

高密度観測網で得られるデータは震源決定のみならず地震波速度構造 (以下, 速度構造) を初めとする地下構造のイメージングにも有効である. 例えば, 2004年新潟県中越地震では, 稠密な余震観測によって地質境界として解釈されるような速度構造の急変部が検出され, そこが震源断層としてすべった可能性が指摘されている (例えば, Okada *et al.*, 2006; Kato *et al.*, 2006). また, 近年の高密度観測網で得られたデータを用いて, 下部地殻や最上部マントルに低速度域が存在することが示され, 低速度域は内陸地震の発生メカニズムと関係することが指摘された (例えば, Zhao *et al.*, 2000; Hasegawa *et al.*, 2005). 彼らによれば, 低速度域が示唆する流体の存在によって下部地殻以深が軟化し, その直上の上部地殻に応力集中と歪の蓄積をもたらし, 内陸地震が発生すると推定されている. このように, 速度構造に代表される地殻不均質構造の解明は, 断層帯を構成する断層とその周辺で生ずる地震の発生メカニズムを理解するために重要である. そこで我々は, 本業務による観測網の整備によって充実したデータを解析し, 断層帯を含むやや広域の速度構造を推定した.

より適切な速度構造モデルは, より正確な震源位置の推定にも貢献するため, 結果として地震活動の評価にも効果的である. 本業務では, 推定された速度構造による震源決定に加えて, 波形相関解析を取り入れた高精度の震源再決定を行った. また, 得られた震源分布の中から面状に分布する地震群 (以下, 震源クラスター) を見出すとともに, それらの分布の位置・形状および発震機構解を断層帯の位置・形状と比較することで, それらが断層帯そのものの地震かどうか検討を行った.

以下ではまず初めに, 断層帯に沿って発生する地震の震源決定精度を向上させるための観測網整備について第2章で述べる. その後, 地震波速度構造解析について第3章で, 高精度震源決定から明らかになった断層周辺の微小地震活動について第4章でそれぞれ述べる.

2. 簡易高感度地震観測点の整備

断層帯の周辺域に整備した計20観測点の分布を図1

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）

Table 1 15 stations deployed by the NIED and 5 stations transferred from the JMA to the NIED.

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
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	1,103	18年度設置
韭崎円野	にらさきまるの	N.NRSH	35.7604	138.3874	534	18年度設置
松本和田	まつもとわだ	N.MWDH	36.2118	137.9140	562	19年度設置
安曇野豊科	あずみのとよしな	N.ATYH	36.3036	137.9390	493	19年度設置
安曇野明科	あずみのあかしな	N.AAKH	36.3726	137.9203	483	19年度設置
白馬神城	はくばかみしろ	N.HKKH	36.6440	137.8594	750	20年度設置
小川瀬戸川	おがわせとがわ	N.OSTH	36.6317	137.9656	545	20年度設置
大町社	おおまちやしろ	N.OMYH	36.4680	137.8691	690	20年度設置
筑北東条	ちくほくひがしじょう	N.CHHH	36.4022	138.0208	675	20年度設置
小谷中小谷	おたりおなおたり	N.OTNH	36.8089	137.9039	538	21年度設置
上市東種	かみいちひがしたね	N.KHTH	36.6705	137.4240	238	21年度設置

に、一覧を表1にそれぞれ示す。この観測点の整備においてはまず、平成17年度業務の一環としてパイロット重点によって整備された5観測点を気象庁から防災科研へ移管した。この移管にあたり、Hi-netに準拠したデータ転送システムに移行するための機器の更新や設定変更作業を実施した。具体的には、A/D変換転送装置に旧式のものが使われていた2点（松本中山、長野四賀）の装置を更新し、それ以外の3観測点（長野穂高、長野安曇、信州新町）についてもA/D変換転送装置の設定変更など

を実施した。データ転送については、Hi-netに準拠しながらも公衆インターネット回線を利用したシステムを採用することによって、データ処理の利便性向上とデータ転送コストの削減を両立させた。なお、この移管後には、観測点名を長野四賀から松本赤怒田へ、長野穂高から安曇野穂高牧へ、長野安曇から松本安曇へ、信州新町から信州新信級へとそれぞれ変更した。これは、Hi-netの既設観測点との観測点名の重複や混乱を避けるためである。次に、15観測点の新設について述べる。5か年計画の

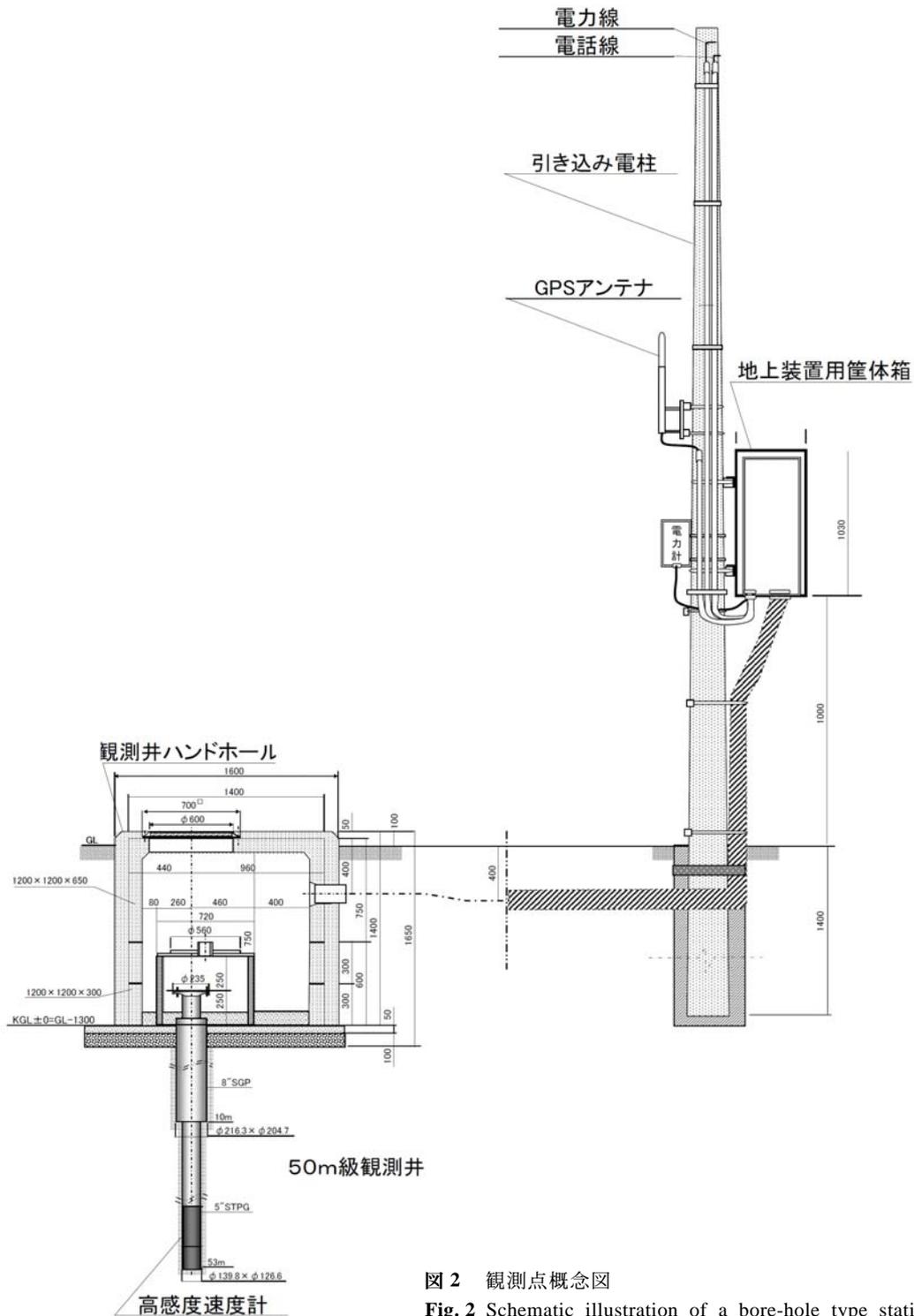


図2 観測点概念図

Fig. 2 Schematic illustration of a bore-hole type station deployed in the study area.

前半にあたる平成17年度と18年度においては、観測点密度が特に低い状態にあった断層帯中部以南に6観測点（諏訪四賀，諏訪後山，辰野小野，北杜白州南，北杜白州北，韮崎円野）を設置した。観測点密度が低い地域に5か年計画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。平成19年度と20年度においては、断層帯中部以北における観測をさらに強化するために7観測点（松本和田，安曇野豊科，安曇野明科，白馬神城，小川瀬戸川，大町社，筑北東条）を設置した。松本盆地周辺の観測点は、厚い堆積層上に位置す

ることに加えて、その盆地に市街地が広がるためノイズレベルが高い。このような場所は観測点立地としては敬遠されるのが一般的であるため、断層帯に沿った地域でありながら、既存観測点の密度はそれほど高くなかった。最終年度の平成 21 年度においては、やや広域レベルにおける震源決定精度向上のために、断層帯を取り巻く周辺域に 2 観測点（小谷中小谷，上市東種）を設置した。

新設観測点は、図 2 の概念図に示すような形態の施設とした。具体的には、人工ノイズの影響を避けるための 50 m 級観測井を掘削し、孔底に Hi-net と同タイプの固有周波数 1 Hz の高感度速度計を設置した。孔底装置は Hi-net とほぼ同様に、耐圧ケース、地震計、中継基盤、耐雷用保安回路、固定器、および防振リングなどによって構成される。孔底装置の共振を避けるための固定器は 2 箇所とし、コスト軽減のためにうち 1 箇所をモーター駆動式に、もう 1 箇所をバネ式にした。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、前述のデータ転送経路によって防災科研の受信部に送られる。地上装置に採用した機種は、分解能 24 bit、サンプリング周波数 1 kHz で A/D 変換した信号を 100 Hz サンプリングにデシメーション処理することによって 27 bit の高分解能を得ることが可能であり、一連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）によって行うことも大きな特徴の一つである。その結果、装置全体の小型化と省電力化も図ることができた。この小型化と省電力化によって、地上装置は従来の 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た筐体箱の中に設置された（図 2）。すなわち、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となった。このような少スペース型の観測設備の開発によって、コスト面のみならず観測点用地選定の自由度を飛躍的に向上させることができた。

本業務によって整備された観測点のデータは、防災科研に集められた後に 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、これらのデータに対して、防災科研のルーチン業務であ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るように、防災科研の処理システム全体の整備を行った。

3. 地震波速度構造の推定

3.1 データおよび解析

本章では、既存の観測網と今回整備された観測点で得られたデータを使用した地震波速度構造解析について述べる。解析で使用したデータセットは、以下のように作成した。対象とした自然地震は、2003 年 1 月から 2009 年 11 月に発生した地震 11,458 個から抽出した。具体的には、最近の充実した観測網のデータを有効利用できるように、期間を最近 2 年間（2008 年 1 月～2009 年 11 月）とそれ以前（2003 年 1 月～2007 年 12 月）に分け、領域全体を水平方向 0.02 度、深さ方向 2 km のブロックに分割し、それぞれの期間について、ブロック内でマグニチュード

表 2 初期速度構造モデル

Table 2 Initial velocity model.

深さ (km)	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)
0	4.93	2.85
3	5.63	3.25
6	5.95	3.44
9	5.95	3.44
12	6.06	3.50
15	6.30	3.64
25	6.60	3.82
40	7.90	4.57

が最大の地震を選んだ。この操作によって、空間的に一様に分布する 3,019 個の地震が抽出された。また、地殻深部の解像度を改善するために、稍深発地震や深発地震 133 個のデータを追加した。さらに、地殻浅部の解像度も改善するために、人工地震探査のデータ（Asano *et al.*, 1969, 爆破地震動研究グループ, 1985, 1986, 1988, 1989, 1994, および Takeda *et al.*, 2004 による 30 発の発破）も加えた。一方、観測点については 99 点の定常観測点と 160 点の臨時観測点を使用した。このように、合計 3,182 個の震源を合計 259 点の観測点で観測し、P 波の検測値データ数は 83,091 個、S 波の検測値データ数は 78,623 個となった。

速度構造の推定には、Zhang and Thurber (2003) によるトモグラフィー解析のコードを使用した。ただし、double-difference（二重走時差）データは使用せず、絶対走時のみを説明するような三次元速度構造を推定した。解析グリッドは、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 10 km 間隔で 23×9 個を配置し、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 40 km に配置した。解析の際に用いた初期速度構造モデルは深さ依存の一次元水平成層構造とした（表 2）。トモグラフィー解析の結果、走時の重み付き RMS 残差は初期速度構造モデルによる 568 msec から 155 msec へと減少した。

3.2 解像度テスト

本解析による結果の解像度を評価するために、チェッカーボードテストを行った。まず初めに、各グリッドに ± 0.3 km/sec の P 波速度偏差を交互に与えたテスト用の速度構造モデルを作成した。次に、実データの震源-観測点組み合わせについて、このモデルを仮定した理論走時を計算し、テスト用のデータセットを作成した。このデータセットをトモグラフィー解析し、推定された速度構造が、どの程度与えた速度構造を復元したか調べた。

テストの結果得られた深さ 0～25 km までの P 波速度偏差を図 3 に示す。結果からは、深さ 0 km においては全般に回復状況が良くないものの、深さ 3～25 km で、仮定したチェッカーボードパターンがよく再現されており、

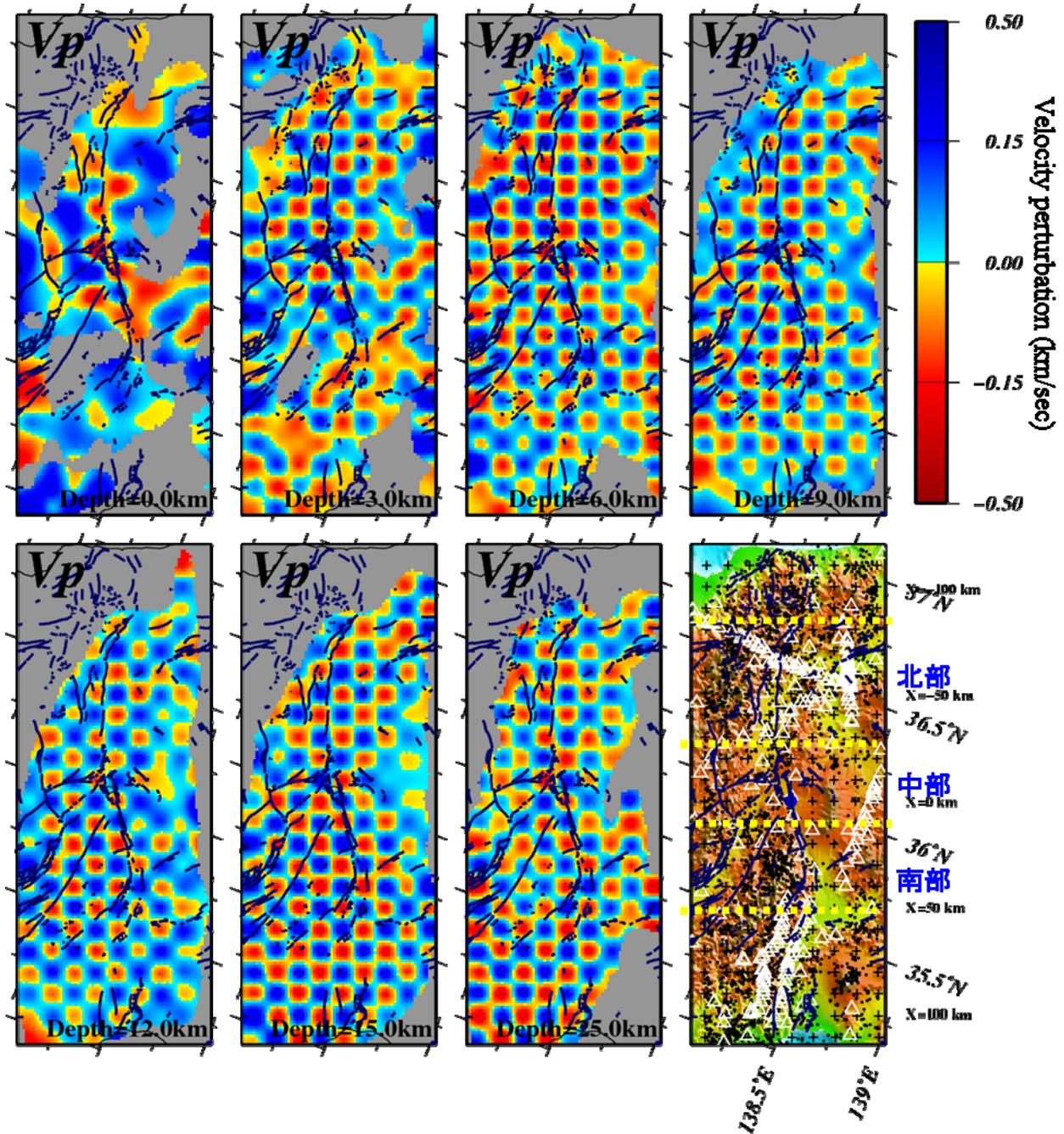


図 3 チェッカーボードテストの結果. 深さ 0~25 km における速度偏差 (km/sec) および領域図をそれぞれ示す. カラー・スケールは, 初期速度構造モデルからの速度偏差を表す. 領域図中の三角印および黒点は, 解析に使用した観測点および震源をそれぞれ示す.

Fig. 3 Results of the checkerboard resolution test for depth slices from 0 to 25 km, together with a map of the study area. Color scale indicates the *P*-wave velocity perturbation (km/s) from the initial velocity model. Squares and dots indicate stations and hypocenters, respectively, used in the tomography inversion.

断層帯周辺のほぼ全域にわたって水平方向 10 km の解像度が確保されていることが分かった.

3.3 断層帯周辺域における P 波速度構造

観測された実データに対するトモグラフィ解析の結果を図 4 に示す. 併せて示す震源は, 推定された三次元速度構造によって再決定されたものである. 以下では, 断層帯を北部, 中部, および南部の 3 地域に分けて, そ

れぞれの地域における P 波速度構造の特徴について述べる.

北部では, 糸魚川-静岡構造線断層帯と長野盆地西縁断層帯にほぼ挟まれた領域の深さ 0~9 km に顕著な低速度域が見られ (図 4 の領域 A), それ以深ではやや不明瞭ながらも深さ 15 km まで分布する. この低速度域に近接して東側には高速度域がほぼ平行に分布し, 長野盆地西縁断層帯によって両者は画されている. 低速度域の幅は

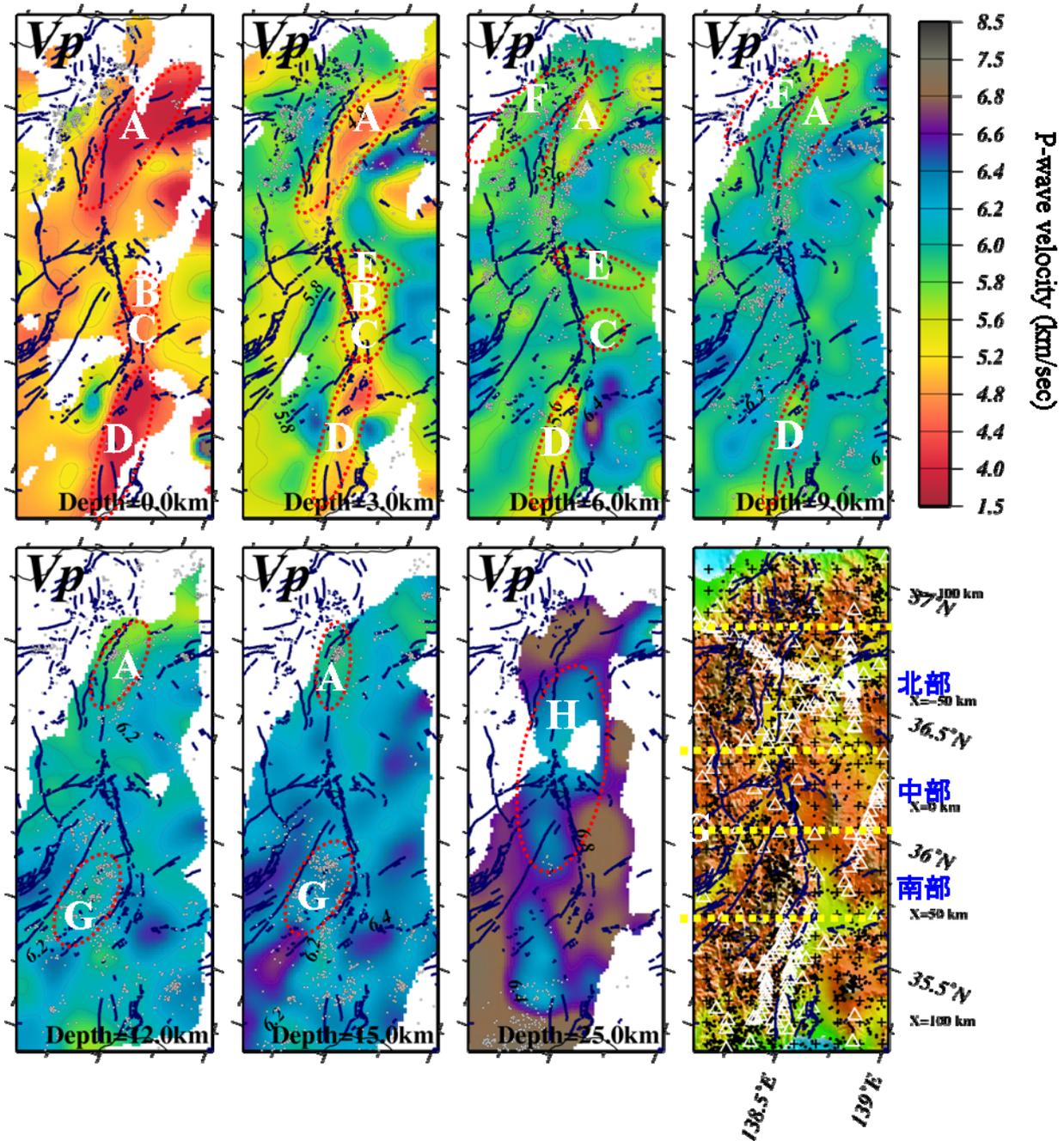


図4 推定されたP波速度構造 (V_p). 深さ0~25 kmにおけるP波速度 (km/sec) と再決定震源 (各グリッドから深さ±1.5 km以内), および領域図をそれぞれ示す. カラースケールはP波速度を表す. 領域図中の三角印および黒点は, 解析に使用した観測点および震源をそれぞれ示す.

Fig. 4 Estimated P -wave velocity structure for depth slices from 0 to 25 km, together with a map of the study area. Color scale indicates the P -wave velocity (km/s). Symbols are the same as those in Fig. 3. Low velocity zones (LVZs) explained in the main text are indicated by red dashed ellipsoids.

松本盆地では10 km程度であるが, 北ほど広くなり, 最大で幅25 km程度に達する. また, 深さ方向では, より深いところほど低速度域の幅は狭くなる傾向が見られた. この低速度域は, 西側の飛騨山脈から続く先第三系の基盤と東側の中央隆起帯の基盤によって挟まれた北部フォッサマグナに対応する. 断層帯北端部の領域Fでは, 深さ6 km前後において幅5~10 km程度の低速度域が分布

し, 飛騨山脈と概ね対応する. 飛騨山脈の直下には地震波異常減衰域が存在することが知られており, 部分熔融域の存在が指摘されている (例えば, Matsubara *et al.*, 2000). 今回イメージングされた領域Fにおける低速度域は, 彼らが指摘した部分熔融域である可能性が高い. このような部分熔融域は, 地震を起こす十分な剪断強度を持つとは考えづらいことから, 跡津川断層帯について

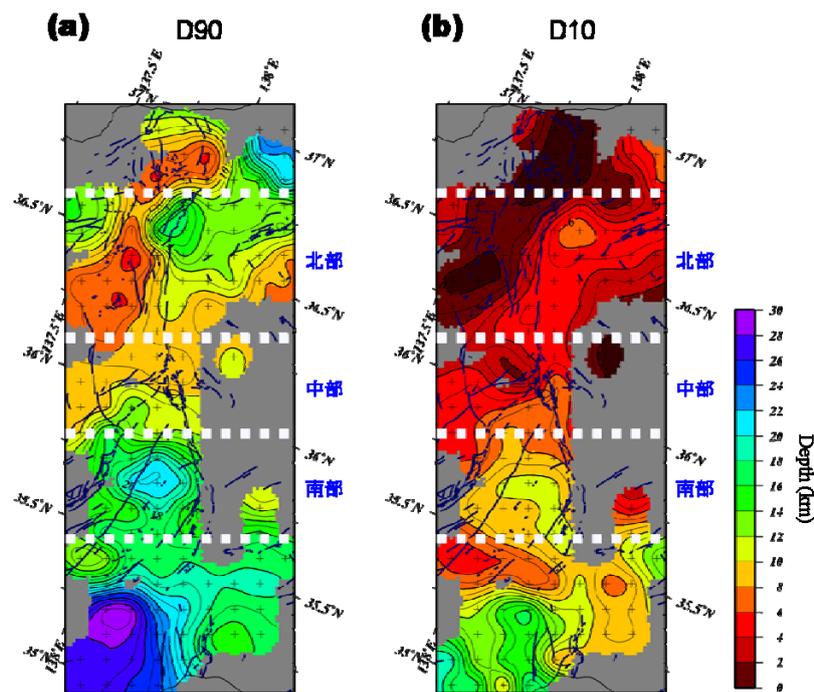


図 5 地震発生層の深さ分布. (a) D90 の深さ分布, および (b) D10 の深さ分布. カラースケールは深さ (km) を表す.

Fig. 5 Depth distributions of (a) D90 and (b) D10. Color scale indicates depth (km).

の指摘 (Kato *et al.*, 2007) と同様に, 断層帯の北端を規定する要因となっている可能性がある.

次に中部について述べる. この地域では, 北部から続く断層帯に沿った低速度域を確認することができる. しかしながら, その低速度の度合いは北部ほど顕著ではない. 特に, 諏訪湖周辺の深さ 9~15 km では低速度域の存在そのものが不明瞭である. 一方, 深さ 3 km および 6 km においては, 諏訪湖から東方に延びるやや低速度の領域が確認できる (領域 E). この位置は, 霧ヶ峰や蓼科山といった火山と良い対応を示す. また, 深さ 0 km と 3 km においては, 諏訪湖南東部に低速度域 (領域 B) があり, こちらは八ヶ岳およびその西麓と対応する.

続いて南部に注目する. この地域においては, やや低速度の領域 C と顕著な低速度域の領域 D が見られる. この領域 D は断層帯南部とその延長にまで達し, 深さ 9 km においても明瞭である. 断層帯南端部の地表付近では, 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碎屑性の堆積岩類が確認されており (松田, 1989), 類似した物質がフィリピン海プレートの沈み込みとともに地下深部にまで連続的に分布している可能性がある. このような物質もまた, 脆性破壊を起こしうるような十分な剪断強度を持つとは考えづらく, 領域 D 内に地震活動がほとんど見られないこともこの考えを支持する. これらのことから, この低速度域もまた, 脆性的な破壊を起こせない領域として断層帯の南端部を規定している可能性がある.

深さ 25 km の速度構造の特徴は, 諏訪湖を中心に北方と南方の広範囲に広がる低速度域である (領域 H). この低速度域は, 長野盆地西縁断層帯の直下へと続く 100 km

を超える広がりを持ち, 深さ 15 km 以浅で地震活動が活発な領域の直下, すなわち北部では断層帯よりも東, 南部では西に位置する. またこの低速度域は, 広域的なトモグラフィー解析において Nakajima and Hasegawa (2007) が流体分布域と解釈した低速度域に繋がる. もし, 地殻深部の流体がこのような低速度域の原因であるならば, 地殻下部の強度が低下し, 上部地殻への応力集中が活発な微小地震活動を引き起こしている可能性がある. しかしながら, 下部地殻における流体の存在や物性の議論には S 波速度構造を考慮に入れた検討が必要であり, 今後の課題のひとつである.

3.4 地震発生層の深さ分布

地震が発生する深さ (地震発生層) の範囲は, 地殻内部における脆性破壊が可能な範囲に対応し, そのような媒質の性質は温度・圧力構造に強く依存していると考えられている. 地震発生層の分布には地域性があることがわかっており (例えば, Ito, 1990), 地震発生層が厚い場所ではより大きい地震が起きると考えられている. したがって, 地震発生層の分布を調べることは, 大地震の震源断層モデルを想定する上で重要である. 地震発生層の下限は, D90 によって評価することができる. D90 は, それよりも浅い側で地殻内の地震のうちの 90% が起こる深さである. 一方, 上限の指標としては D10 があり, 同様に 10% の地震が起こる深さと定義される. ここでは, 断層帯周辺域における地震発生層の分布を推定するために, D90 と D10 を評価した. 具体的には, 三次元地震波速度構造によって決められた震源をデータとして, トモグラフィー解析と同様のグリッドごとにそこから震央距

表 3 震源再決定用構造モデル

Table 3 Velocity model for relocation

深さ (km)	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)
0-3	5.20	3.06
3-6	5.75	3.38
6-9	5.95	3.50
9-12	6.05	3.56
12-15	6.15	3.62
15-18	6.25	3.68
18-21	6.35	3.74
21-24	6.45	3.79
24-27	6.55	3.85
27-32	6.90	4.06
32-	7.80	4.59

離 10 km 以内で発生する深さ 40 km 以浅の地震によって D90 および D10 をもとめた。この際、対象の地震が 50 個に満たないグリッドは計算から除外した。

D90 および D10 の深さ分布を図 5 に示す。D90 および D10 には、ともに地域性があることがわかる。D90 は、断層帯に沿って北部では深さ 10 km～16 km、中部では 9 km～12 km、および南部では 12 km～17 km 程度である。断層帯の想定震源断層面が北部では東に、南部では西にそれぞれ傾斜していることを考慮すると、断層帯より 10 km 離れた位置における D90 は、北部では 9 km～14 km、南部では 12 km～20 km となる。いずれにしても、大局的には北部と比べて中部では浅く、南部ではさらに深い傾向が見られる。一方、D10 については、北部では深さ 2 km～5 km、中部では 4 km～7 km、および南部では 7 km～10 km であり、D90 と同様に南部では深い。また、おおよその地震発生層の厚さを表す D10 と D90 の差については、断層帯の中部では薄く、地震を起こし得る領域の厚さが薄い可能性がある。地震発生層の上限や下限に関するこれらの結果は、強震動予測における断層モデルの設定にも重要な情報になるものと期待される。

4. 高精度震源決定による断層帯周辺域の地震活動

4.1 データおよび解析

本章では、推定された三次元速度構造による震源決定に加えて、波形相関解析を取り入れた高精度の震源再決定を行った結果について述べる。ここでは、2001 年 2 月～2009 年 12 月の間に断層帯周辺で発生した地震について震源再決定を行った。観測点は、本業務やパイロット重点による観測点のほか、Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、名古屋大学、および京都大学防災研究所の定常観測点のうち震央距離が 50 km 以内のものを使用した。震源決定法は、Double Difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を用いた。この手法は P 波および S 波

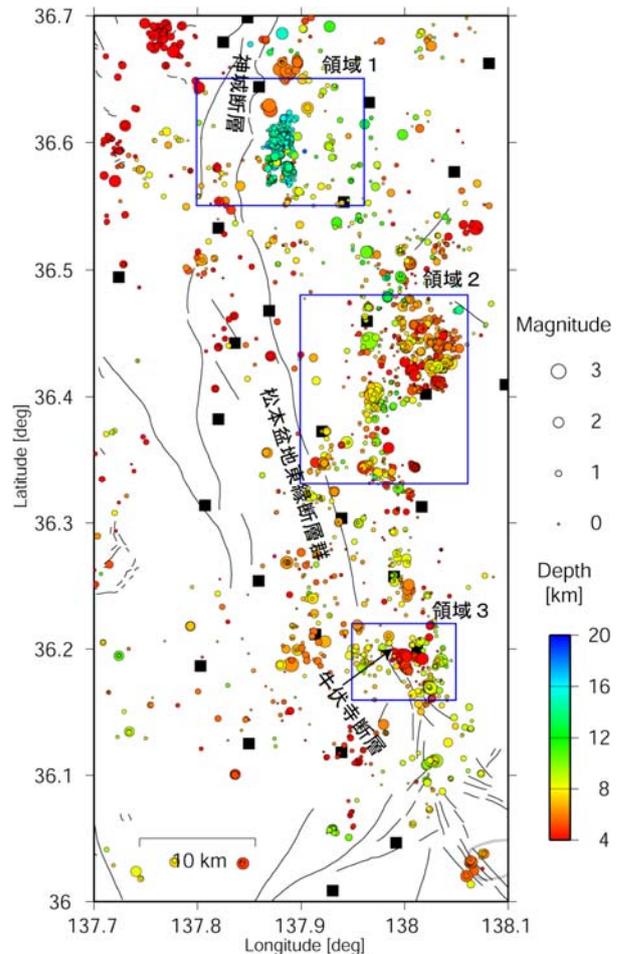


図 6 諏訪湖以北における再決定震源の分布。DD 法によって震源再決定された震源を丸印で示す。丸印の大きさはマグニチュードを、色は震源の深さをそれぞれ示す。青色矩形は図 7、8 および 9 に図示する領域を表す。

Fig. 6 Hypocentral distribution in the northern part of the study area. Circles indicate double-difference relocated hypocenters. Size and color of circles scale with the magnitude and depth of the earthquake, respectively. Blue rectangles indicate regions 1, 2, and 3 shown in Figs. 7, 8, and 9, respectively.

の到達時刻の検測値データのみならず、波形相関解析による位相差から得られる精度の高いデータも使用することができるため、相対位置としては高精度の震源決定が可能である。ここでは、P 波および S 波についての Hi-net 手動検測値データとともに、波形相関解析による高精度な位相差データも用いた。波形相関解析においてはまず、通過帯域 3～20 Hz のバンドパスフィルターによって処理した記録波形の中から P 波および S 波部分を含む 0.75 秒間を切り出し、同一観測点で観測された複数の地震同士の組み合わせ（以下、イベントペア）についてさまざまな位相差を仮定して相互相関係数を評価した。この相互相関係数を最大にするような位相差、すなわち 2 観測

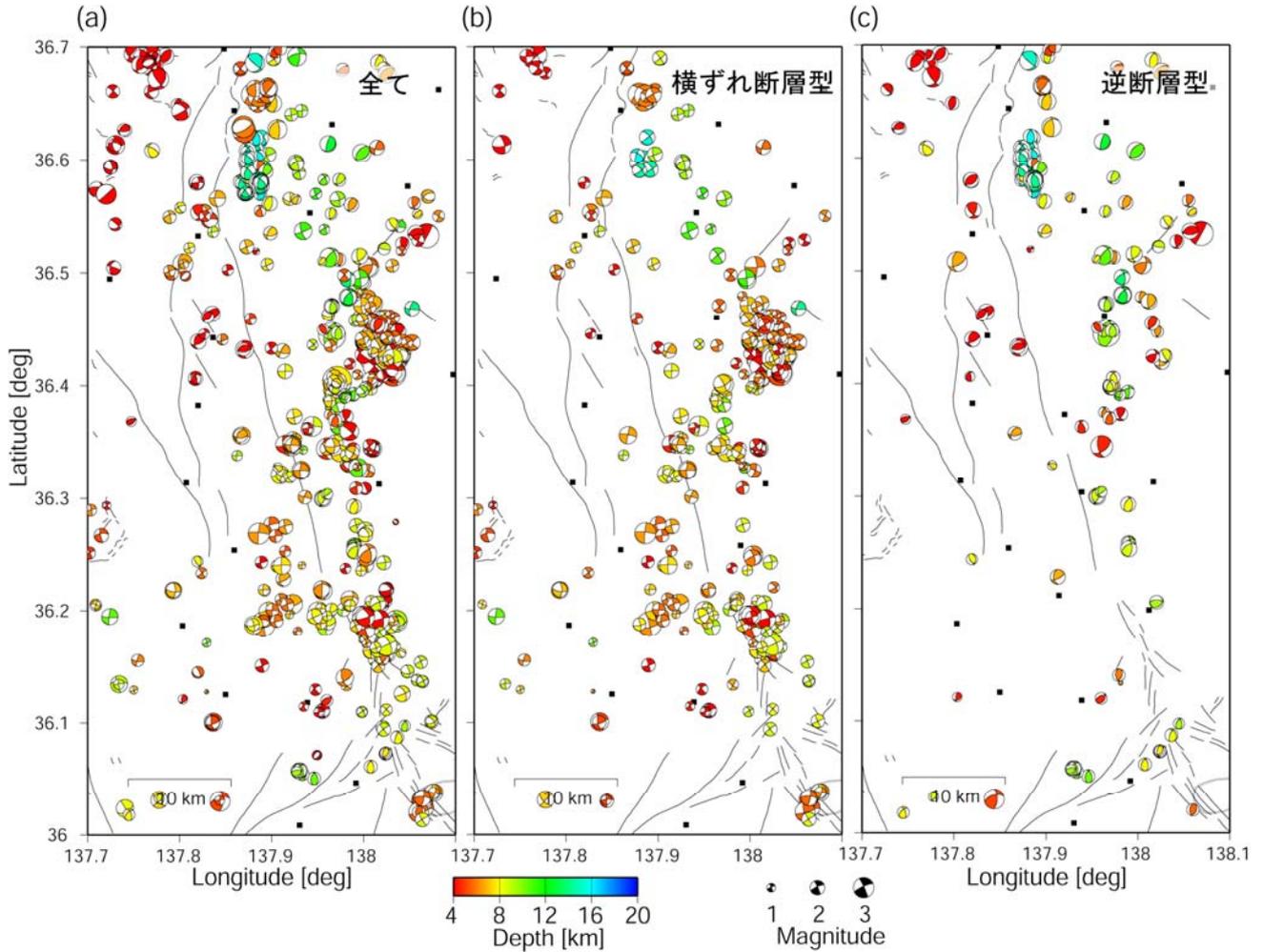


図 7 諏訪湖以北における発震機構解の分布. (a) 全て, (b) 横ずれ断層型, および (c) 逆断層型の発震機構解を下半球等積投影で示す. シンボルの大きさはマグニチュードを, 色は震源の深さをそれぞれ表す.

Fig. 7 Distribution of focal mechanisms in the northern part of the study area: (a) all types, (b) strike-slip type, and (c) thrust type focal mechanisms, projected on lower hemispheres. Size and color of focal mechanism indicate magnitude and depth of hypocenter, respectively.

点間における地震波の到達時刻差をデータとして使用した. 本研究では, 相互相関係数が 0.8 以上のイベントペアのデータを震源再決定に使用した. 初期震源は前節までに推定した三次元地震波速度構造によって予め決定した震源を使用し, 構造は三次元速度構造を単純化した一次元速度構造 (表 3) を仮定した.

4.2 諏訪湖以北の震源分布と発震機構解

諏訪湖以北では, 期間内に発生した 3,347 個の地震を解析した. P 波および S 波について, Hi-net 手動検測値データによる約 19 万ペアおよび約 20 万ペアの位相差データをそれぞれ用いるとともに, 波形相関解析による位相差データを, P 波については約 3 万ペア, S 波については約 5 万ペア使用した. 初期震源からの震源位置の修正によって, 手動検測値データの重み付き RMS 残差は 114 msec から 76 msec へと, 波形相関解析によるデータについては 82 msec から 6 msec へとそれぞれ減少し, 3,149 個の震源を再決定することができた. このように

して再決定された地震の中から, 観測点が少なかった 2003 年 9 月以前に発生した地震については, 波形相関解析によるデータが 2 個以下のものを取り除き, 最終的に残った地震 3,077 個の震源分布について以下で議論する.

解析によって得られた震源分布を図 6 に示す. それによると, 前節までに見てきたように大局的には断層帯の東側において地震活動度が高いが, その地震活動度は空間的に一様ではなく, 局所的に活発な地震活動が震源クラスターを形成していることがわかる. 例えば, 地表における神城断層の数 km 東側には, 東西約 4 km, 南北約 8 km にわたる地震活動域が存在し (図 6 の領域 1), 松本盆地東縁断層群の東側にも複数の震源クラスターが散在する (図 6 の領域 2 およびその周辺). また, 牛伏寺断層に沿っては北北西-南南東方向に並ぶ約 2~3 km 程度の震源クラスターが見られる (図 6 の領域 3).

次に, 同じ領域および期間内における発震機構解の空間分布を調べた. 防災科研の手動再検測による初動解の

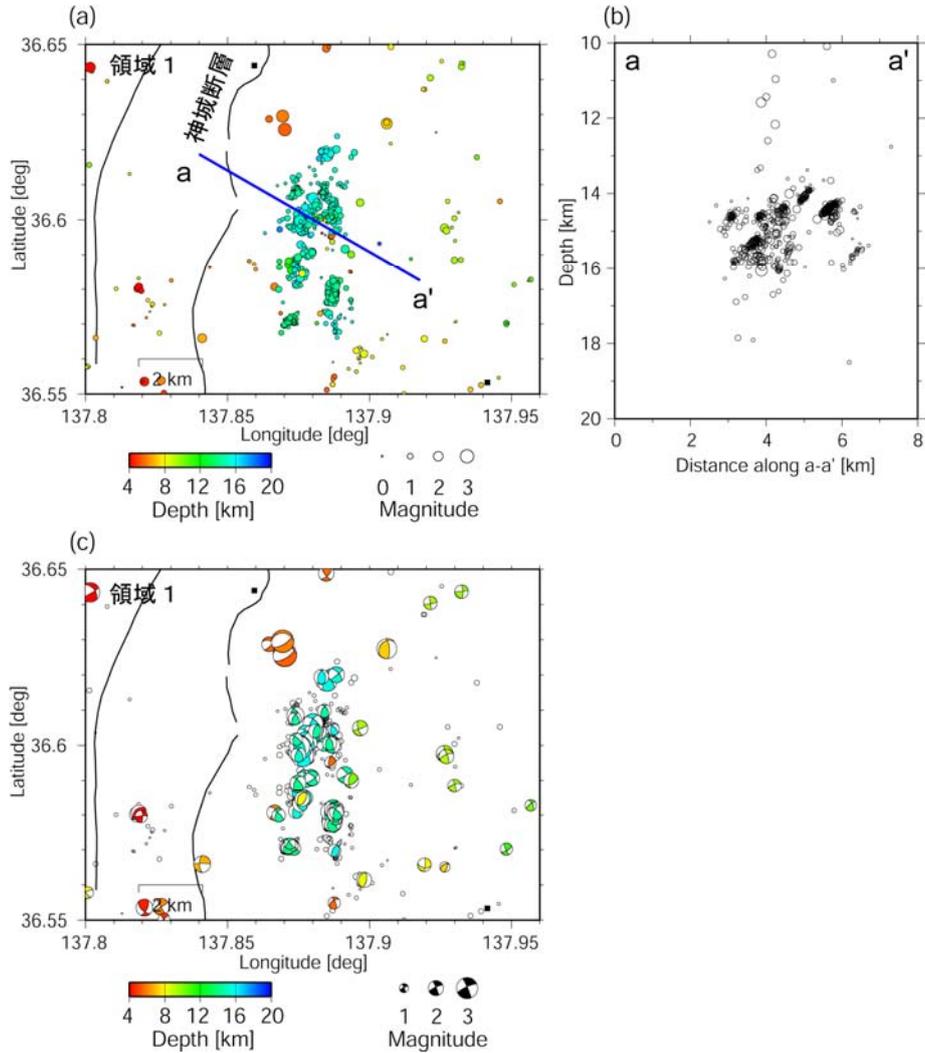


図 8 神城断層の周辺（領域 1）における地震活動。(a) 震源分布, (b) a-a' 鉛直断面における震源の深さ分布, および (c) 発震機構解の分布。全ての図において再決定震源を丸印で示し, (c) 図には発震機構解を下半球等積投影で併せて示す。シンボルの大きさはマグニチュードを, 色は震源の深さをそれぞれ表す。(a) 図中の青色実線は (b) 図に示す鉛直断面の平面図における位置を表す, (b) 図にはその鉛直断面から 3 km 以内に位置する地震の震源を示す。

Fig. 8 Detailed seismicity in region 1 along and around the Kamishiro fault. Hypocenters are indicated by circles in a (a) map and (b) vertical cross-section along line a-a'. (c) focal mechanisms, projected on lower hemispheres. Size and color of symbols indicate magnitude and depth of hypocenter, respectively. A blue line in (a) denotes line a-a'. Hypocenters located within 3 km from the vertical cross-section are shown in (b).

うち, 12 点以上の観測点において初動極性が読まれている解を選び, 図 7a に全てを, b に横ずれ断層型を, および c に逆断層型をそれぞれ示す。ここでは, Frohlich (1992) に倣い, 発震機構解の N 軸が鉛直軸となす角が 30 度以内のものを横ずれ断層型, T 軸が鉛直軸となす角が 45 度以内のものを逆断層型と分類した。この分類によると全 785 個のうちの 385 個が横ずれ断層型であり, この地域で近年発生した微小地震のほぼ半数がこのタイプの発震機構解を持つことがわかる。

特に, 松本盆地東縁断層群および牛伏寺断層の周辺に位置する震源クラスターは, その殆どがこの横ずれ断層型の地震によって構成されている。一方, 逆断層型の地

震は 195 個と少なく, 逆断層型の地震によって構成される顕著なクラスターは神城断層の東側に位置するもののみである。以下では, これらの震源クラスターにおける震源分布の形状と発震機構解との整合性を詳細に調べ, 主として断層帯を構成する断層との関係について検討する。

まず, 神城断層の周辺における地震活動について述べる。この地域の震源および発震機構解の分布を図 8 に示す。先にも述べたように, 地表における神城断層の数 km 東には震源クラスターが見られ, 図 8a からはこの震源クラスターが東西に約 3 km, 南北に約 8 km にわたる広がりを持つことが分かる。また, 深さ分布 (図 8b) を見ると, 多数の地震が西に傾斜する少なくとも 3 枚の面に沿

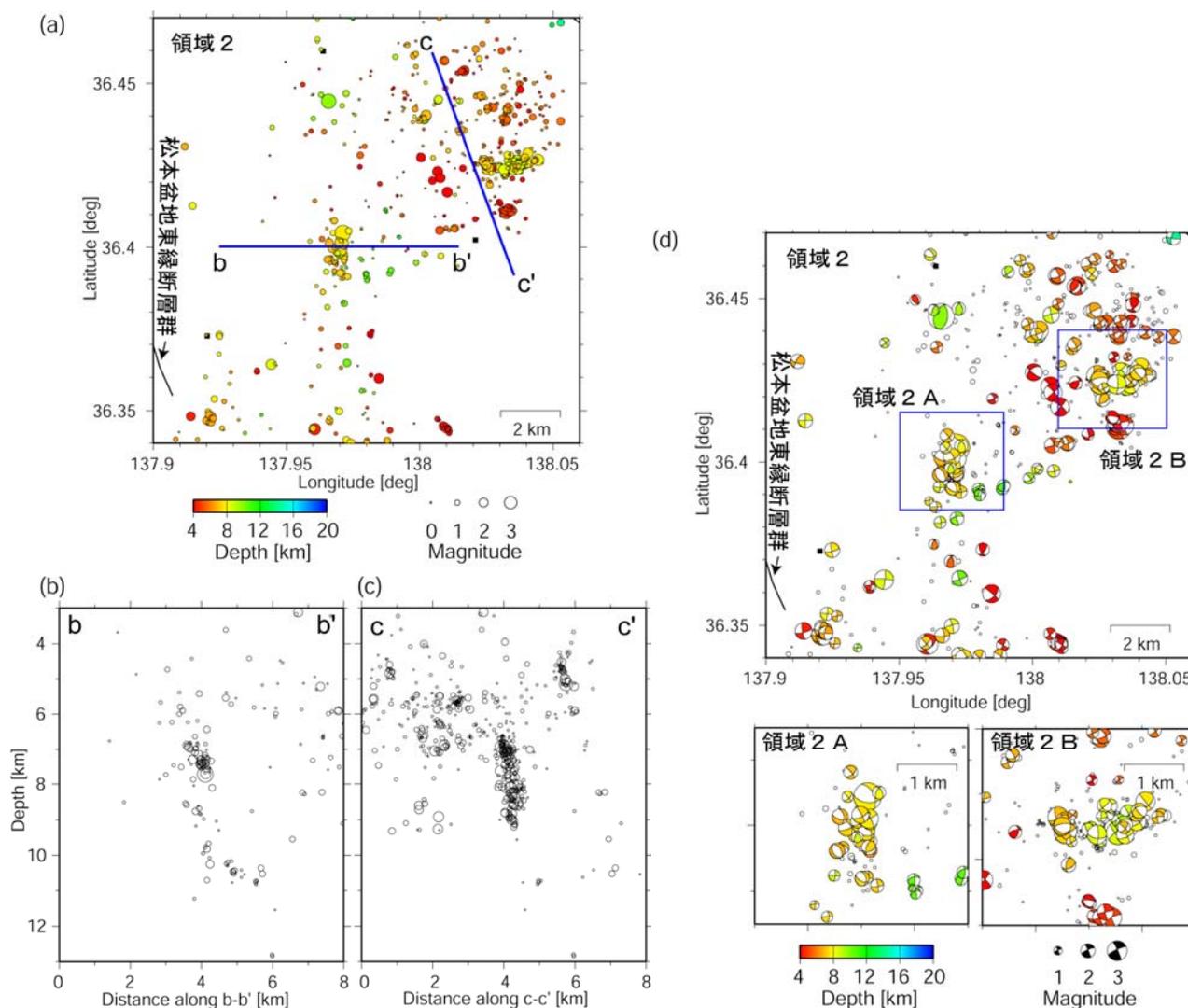


図9 松本盆地東縁断層群の周辺（領域 2）における地震活動。(a) 震源分布, (b) b-b', および (c) c-c' 鉛直断面における震源の深さ分布, (d) 発震機構解の分布. 全ての図において再決定震源を丸印で示し, (d) 図には発震機構解を下半球等積投影で併せて示す. シンボルの大きさはマグニチュードを, 色は震源の深さをそれぞれ表す. (a) 図における青色実線は, (b) および (c) 図に示す鉛直断面の平面図における位置を表す. (b) 図にはその鉛直断面から 3 km 以内に位置する地震の震源を示す. (d) 図のパネル上段図の青色矩形は, 下段図に示す領域 2A および 2B の位置を表す.

Fig. 9 Detailed seismicity in region 2 along and around the Matsumotobonchi-toen faults. Hypocenters are indicated by circles in a (a) map and vertical cross-sections along (b) lines b-b' and (c) c-c'. (c) focal mechanisms, projected on lower hemispheres. Size and color of symbols indicate magnitude and depth of hypocenter, respectively. Blue lines in (a) denote lines b-b' and c-c'. Hypocenters located within 3 km from each vertical cross-section are shown in (b) and (c). Blue rectangles in the upper panel of (d) indicate regions 2A and 2B shown in the lower panels.

って発生していることもわかる。これらの震源クラスターを構成する地震の発震機構解（図 8c）は、その多くが東西方向の圧縮軸を持つ逆断層型を示しており、それらの節面の傾斜は面状の震源分布の傾斜と整合する。このような複数枚にわたる面状の震源分布は、微小な断層面に沿って発生する多数の地震によって構成されているものと考えられる。しかし西傾斜の形状は、東傾斜と考えられている神城断層（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002）とは一致しない。このことから、これらの地震活動は神城断層そのものによって発生した

ものではないと考えられる。

次に、松本盆地東縁断層群の周辺における地震活動について述べる。この断層の直下では、横ずれ断層型の地震が一部にみられるものの顕著な震源クラスターは見られず、むしろ、断層よりも数 km から約十数 km 東側に地震活動が活発な領域が見られる（図 6）。その中でも特に地震活動度が高い領域（図 6 中の領域 2）における震源分布および発震機構解の分布を図 9 に示す。それによると、地震活動域は複数の震源クラスターによって構成されており（図 9a）、それらのほぼ全てが横ずれ断層型の地震

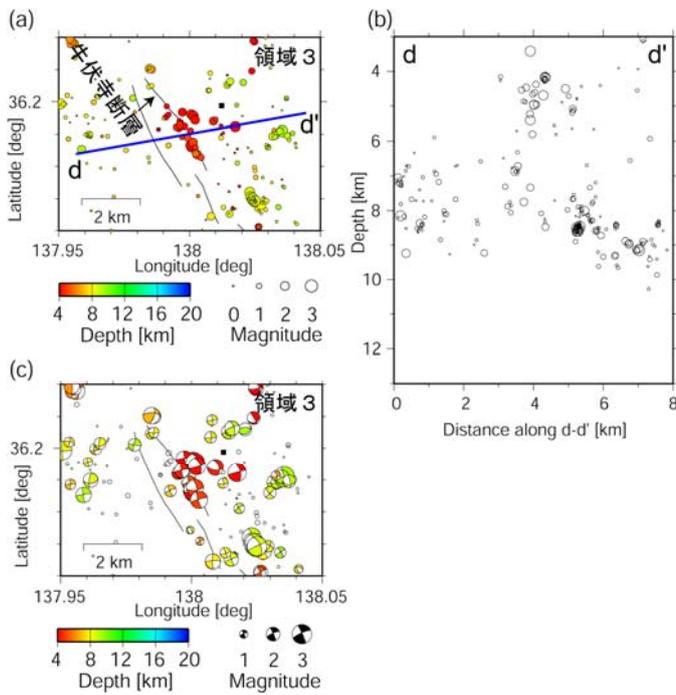


図 10 牛伏寺断層の周辺(領域3)における地震活動。(a) 震源分布, (b) 震源の深さ分布, (c) 発震機構解の分布。シンボル等は図8と同じ。

Fig. 10 Detailed seismicity in region 3 along and around the Gofukuji fault. Hypocenters are indicated by circles in (a) map and (b) vertical cross-section along line d-d'. (c) focal mechanisms, projected on lower hemispheres. Symbols are the same as shown in Fig. 8.

である(図9d)。そのうちの2つの顕著な震源クラスターに着目すると、南北走向の高角な面(図9b)と東西走向のほぼ鉛直な面(図9c)に沿って震源が分布する様子が明瞭に見られる。また、そのような面状の震源分布は発震機構解の節面の一つと概ね一致しており(図9d)、これらの地震クラスターは、それぞれほぼ南北走向および東西走向の小断層に沿って発生する地震によって構成されているものと推察される。これらの小断層は、ともに長さ約2 km、幅約1~2 kmの広がりを持つが、その位置や形状から、松本盆地東縁断層群との直接の関係は無いものと考えられる。

最後に、牛伏寺断層の周辺における地震活動について述べる。この地域では、地表における牛伏寺断層の直下に顕著な震源クラスターが見られる。その震源分布および発震機構解の分布を図10に示す。この震源クラスターを構成する地震は、そのほぼ全てが2002年10月の活動(東京大学地震研究所, 2003)による。この時期にはパイロット重点による松本中山観測点はまだ整備されておらず、震源クラスターの直上には観測点が無い状態であった。しかしながら、Double Difference法においてはイベントペア間の走時差をデータとして解析するため、たとえ全データの一部に観測点数が少ない期間の地震が

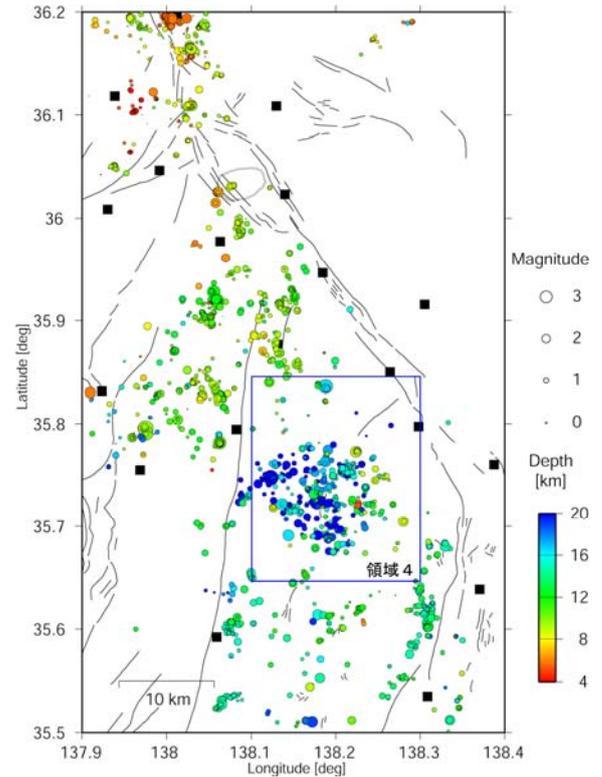


図 11 諏訪湖以南における地震活動。シンボル等は図6と同じ。青色矩形は図13において図示する領域を表す。

Fig. 11 Hypocentral distribution in the southern part of the study area. Symbols are the same as shown in Fig. 6. A blue rectangle indicates region 4 shown in Fig. 13.

含まれていても、観測網の整備後の地震とイベントペアを組むことによって、それらの地震についてもある程度は精度良く相対位置を決めることが可能であると期待される。推定された震源分布(図10aおよびb)によると、牛伏寺断層直下の深さ約4~6 kmで発生した地震は、北北西-南南東方向のほぼ鉛直な面に沿って分布し、その広がりには長さが約2~3 km、幅(深さ方向)は約1~2 km程度に及ぶことが明らかとなった。発震機構解の節面の一つはその面状の震源分布と良く一致することから、震源クラスターはこの面に沿った左横ずれの断層運動で発生した地震によるものと考えられる。

牛伏寺断層の地下深部における形状については、鉛直に近い高角であるとするモデル(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002)と、低角であるとするモデル(例えば、Ikeda *et al.*, 2004)が提案されており、未だに議論が続いている。捉えられた震源クラスターの規模が小さく、また地下の深部に位置していることから地表断層との関係は必ずしも明らかではないものの、仮に牛伏寺断層が地表から深部に至るまで、かなりの高角またはほぼ鉛直な断層であるならば、上述の震源クラスターは牛伏寺断層そのもので発生している地震活動である可能性が高い。この震源クラスターの地震が牛伏寺断

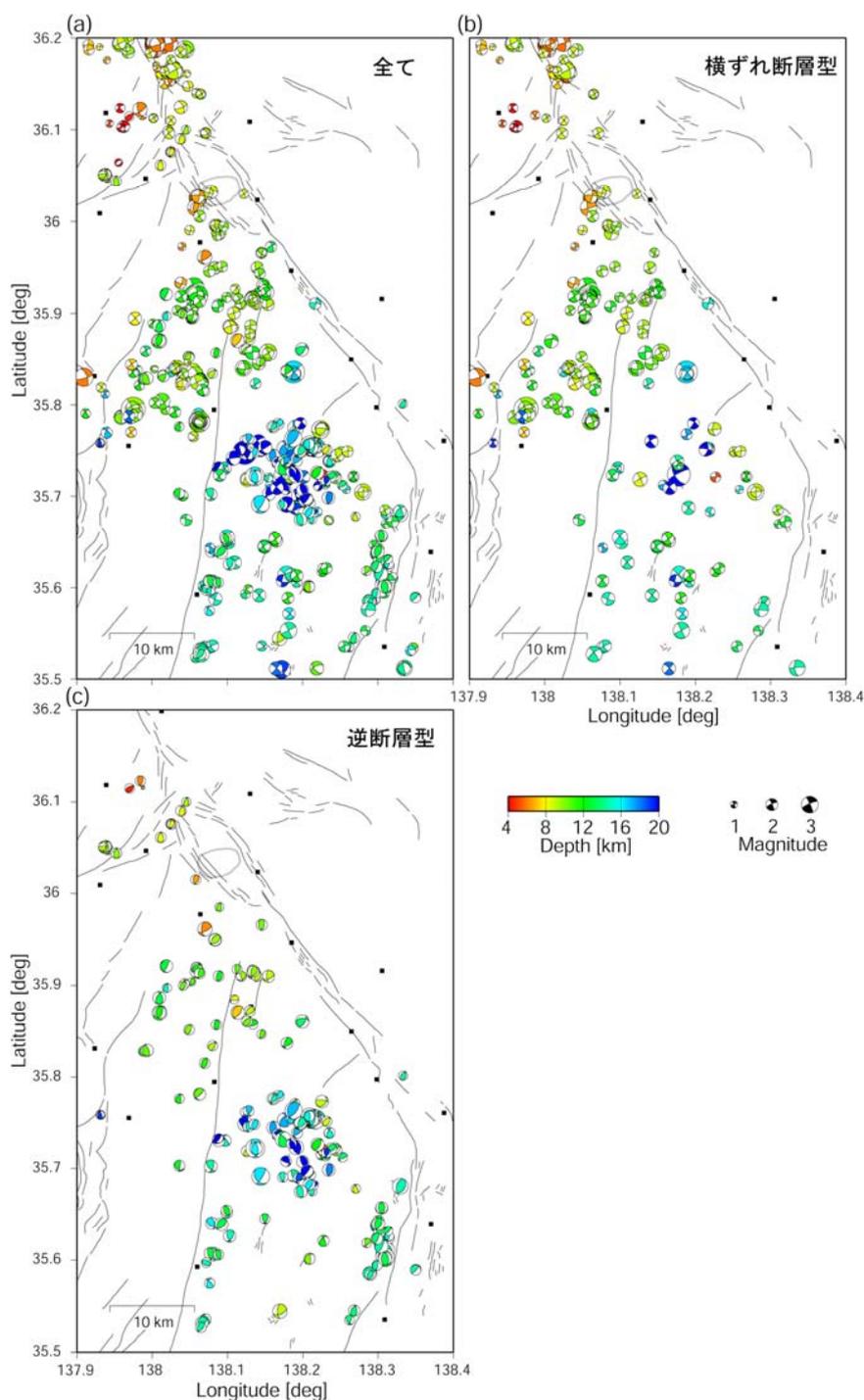


図 12 諏訪湖以南における発震機構解の分布. シンボル等は図 7 に同じ.

Fig. 12 Distribution of focal mechanisms in the southern part of the study area: (a) all types, (b) strike-slip type, and (c) thrust type focal mechanisms, projected on lower hemispheres. Symbols are the same as shown in Fig. 7.

層そのもので発生しているかどうかを明らかにするためには、地震と観測点も同一の断層破碎帯内にある場合に観測される断層トラップ波の検出とその解析なども有効であろう。

4.3 諏訪湖以南の震源分布と発震機構解

諏訪湖以南では、期間内に発生した 2,595 個の地震について震源再決定を行った。本解析では、P 波および S

波について、Hi-net 手動検測値データによる約 19 万ペアおよび約 20 万ペアの位相差データをそれぞれ用いるとともに、波形相関解析による位相差データを、P 波については約 3 万ペア、S 波については約 5 万ペア使用した。初期震源からの震源位置の修正によって、手動検測値データの重み付き RMS 残差は 102 msec から 87 msec へと、波形相関解析によるデータについては 68 msec

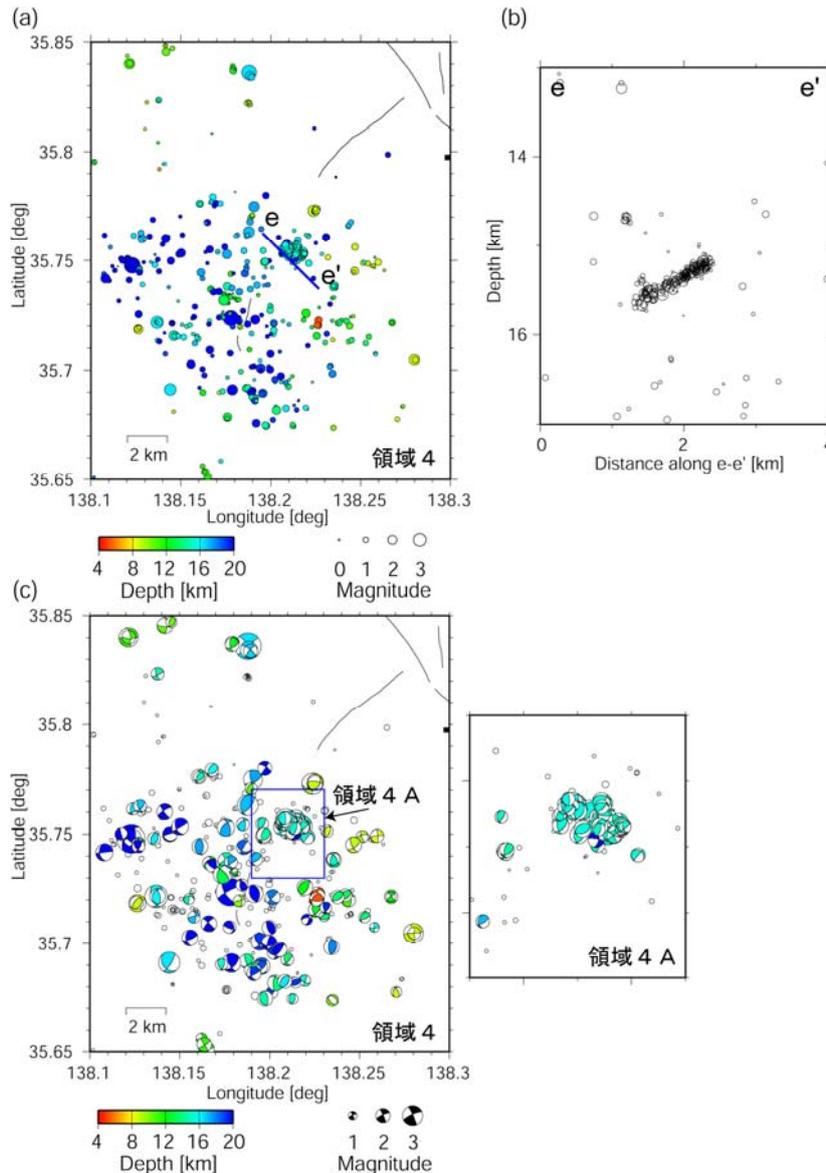


図 13 領域 4 における地震活動. (a) 震源分布, (b) 発震機構解の分布, (c) 震源の深さ分布. 全ての図において再決定震源を丸印で示す. シンボルの大きさはマグニチュードを, 色は震源の深さをそれぞれ表す. (a) 図における青色実線は, (b) 図に示す鉛直断面の平面図における位置を表す. (b) 図にはその鉛直断面から 3 km 以内に位置する地震の震源を示す. (c) 図のパネル左図中の青色矩形は, 右図拡大図に示す領域 4A の位置を表す.

Fig. 13 Detailed seismicity in region 4. Hypocenters are indicated by circles in a (a) map and vertical cross-sections along (b) line e-e'. (c) focal mechanisms projected on lower hemispheres. Size and color of symbols indicate magnitude and depth of hypocenter, respectively. A blue line in (a) denote lines e-e'. Hypocenters located within 3 km from the vertical cross-section are shown in (b). A blue rectangle in the left panel of (c) indicates region 4A shown in the right panel.

から 7 msec へとそれぞれ減少し, 2,549 個の震源を再決定することができた. このようにして震源再決定された地震の中から, 観測点が少なかった 2007 年 3 月以前に発生した地震については, 上記の解析において波形相関解析によるデータが 2 個以下のものを取り除き, 以下では最終的に残った地震 2,143 個の震源分布について議論する.

解析によって得られた震源分布を図 11 に, 発震機構解の分布を図 12 にそれぞれ示す. この地域では, 断層帯の西側の深さ 5~25 km の範囲に震源が分布しており, 大

局的にはそれらは疎に分布しているが, 一部の領域では震源クラスターをなす分布も見られる (例えば, 図 11 の領域 4). 発震機構解については, 全 682 個のうち, 横ずれ断層型は 295 個, 逆断層型は 238 個であった. 大局的には諏訪湖の南に位置する北緯 35.8~36.0 度, 東経 137.9~138.2 度の範囲では横ずれ断層型の地震が卓越するが, 分布の位置・形状と発震機構解から断層帯との関連が議論可能な震源クラスターは認められなかった. 一方, 南アルプス山中の北緯 35.6~35.8 度, 東経 138.1~

138.3 度の範囲では逆断層型の地震が多い。特に、**図 11** の領域 4 内ではその周囲と比べて地震活動が比較的活発である。この領域における詳細な震源分布および発震機構解を**図 13**に示す。**図 13a**を見ると、この領域内においても地震活動度は空間的に一様ではなく、北緯 35.75 度、東経 138.21 度付近に顕著な地震クラスターがあり、その周囲の地震は散発的に発生していることが分かる。この震源クラスターは、北西傾斜する面状であり(**図 13b**)、その分布は西北西-東南東方向の圧縮軸をもつ逆断層型の発震機構解(**図 13c**)とも調和的である。震源分布や発震機構解にみられるこのような特徴は、北西傾斜の小断層の存在を示唆しており、その位置は西傾斜と考えられている断層帯を構成する断層の深部延長と概ね一致する。しかしながら、この震源クラスター以外にも地震活動が広く見られること、震源分布の走向と断層の走向との微妙な不一致などから、断層帯とこの震源クラスターとの直接の関連についてはより詳細な検討が必要であろう。

5. まとめ

糸魚川-静岡構造線断層帯周辺域において、やや広域レベルでの震源決定精度向上のために、20 観測点を整備した。整備された観測網と既存の観測網で得られた自然地震のデータを使用して、3 次元地震波速度構造解析とその結果を用いた震源再決定および高精度震源再決定を行った。

地震波速度構造解析からは、従来よりも高い分解能で断層帯およびその周辺のやや広域の構造が明らかになった。それによると、深さ数 km においては、大局的には断層帯に沿う低速度領域が分布しているが、その低速度の度合いには地域性が認められる。断層帯の北部では、北部フォッサマグナに対応するとみられる低速度領域が検出された。一方、断層帯の端部には低速度領域が存在し、北端部は部分熔融域が、南端部は火山噴出物や碎屑岩類が分布する、いずれも脆性破壊としての地震を起こしづらい領域と対応している可能性があることが分かった。この低速度領域は、断層帯の端部を規定している可能性があることが分かった。下部地殻付近では、北部で断層帯の東側に、南部で断層帯の西側に低速度領域が分布していた。この低速度領域は、地震活動の活発な領域と対応がよい。

推定された三次元地震波速度構造によって震源決定を行い、その震源分布から地震発生層を評価した。D90 の深さ分布は、大局的に断層帯北部と南部で深く、中部では浅いことが分かった。D10 の深さ分布も検討したところ、断層帯中部では地震発生層の厚さが薄いことが推定された。

最後に、高精度の震源再決定によって得られた震源分布と発震機構解から、いくつかの震源クラスターについて、断層帯で生じた地震かどうかを検討した。その結果、牛伏寺断層の直下と断層帯南部の一部について、断層帯の活動とみられる震源クラスターが検出された。特に、

牛伏寺断層の傾斜が地表から深部にいたるまでほぼ鉛直であるとするならば、検出された震源クラスターは牛伏寺断層で生じた地震活動と解釈される。

謝辞

速度構造解析に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。自然地震の解析については、気象庁、東京大学地震研究所、名古屋大学、および京都大学防災研究所の記録も使用しました。また、読者には本稿の改善に有用なコメントを頂きました。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) Asano, S., Ichikawa, K., Okada, H., Kubota, S., Suzuki, H., Nogoshi, M., Watanabe, H., Seya, K., Noritomi, K., and Tazime, K. (1969) : Explosion seismic observations in the Matushiro earthquake swarm area. Spec. Rep. Geol. Survey of Japan, **5**, PartI, 1-162, 1969.
- 2) 爆破地震動研究グループ (1985) : 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, **60**, 615-637.
- 3) 爆破地震動研究グループ (1986) : 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, **61**, 483-501.
- 4) 爆破地震動研究グループ (1988) : 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, **63**, 1-22.
- 5) 爆破地震動研究グループ (1989) : 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, **64**, 533-551.
- 6) 爆破地震動研究グループ (1994) : 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, **69**, 139-158.
- 7) Frohlich, C. (1992) : Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. Phys. Earth Planet. Interiors, **75**, 193-198.
- 8) Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., and Miura, S. (2005) : Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. Tectonophysics, **403**, 59-75.
- 9) Ikeda, Y., Iwasaki, T., Sato, H., Matsuta, N., and Kozawa, T. (2004) : Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, central Japan. Earth Planets Space, **56**, 1315-1321.
- 10) Ito, K. (1990) : Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes. J. Phys. Earth, **38**, 223-250.
- 11) Kato, A., Sakai, S., Hirata, N., Kurashimo, E., Iidaka, T., Iwasaki, T., and Kanazawa, T. (2006) : Imaging the seismic structure and stress field in the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake: Structural zones of weakness and seismogenic stress concentration

- by ductile flow. *J. Geophys. Res.*, **111**, B08308, doi:10.1029/2005JB004016.
- 12) Kato, A., Iidaka, T., Kurashimo, E., Nakagawa, S., Hirata, N., and Iwasaki, T. (2007) : Delineation of probable asperities on the Atotsugawa fault, central Japan, using a dense temporary seismic network. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09318, doi:10.1029/2007GL029604.
- 13) Matsubara, M., Hirata, N., Sakai, S., and Kawasaki, I. (2000) : A low velocity zone beneath the Hida Mountains derived from dense array observation and tomographic method. *Earth Planets Space*, **52**, 143-154.
- 14) 松田時彦 (1989) : 南部フォッサマグナ多重衝突説の吟味. *月刊地球*, **11**, 522-525.
- 15) 文部科学省研究開発局 (2005) : 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. 297pp.
- 16) Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007) : Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan: Its origin and segmentation. *Earth Planets Space*, **59**, e5-e8.
- 17) Okada, T., Yaginuma, T., Umino, N., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., Zhang, H., and Thurber, C. H. (2006) : Detailed imaging of the fault planes of the 2004 Niigata-Chuetsu, central Japan, earthquake sequence by double-difference tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 32-43.
- 18) 汐見勝彦・関根秀太郎・針生義勝・小原一成・武田哲也・浅野陽一 (2009) : 2008年岩手・宮城内陸地震時における震源域直上観測点の震源決定への貢献. *防災科学技術研究所研究報告*, No. **76**, 11-20.
- 19) Takeda, T., Sato, H., Iwasaki, T., Matsuta, N., Sakai, S., Iidaka, T., and Kato, A. (2004) : Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data. *Earth Planets Space*, **56**, 1293-1299.
- 20) 東京大学地震研究所 (2003) : 長野県北部および中部の地震活動, *地震予知連絡会会報*, **69**, 119-121.
- 21) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000) : A double-difference earthquake location algorithm, Method and application to the northern Hayward fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1352-1368.
- 22) Zhang, H. and Thurber, C. H. (2003) : Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889.
- 23) Zhao, D., Ochi, F., Hasegawa, A., and Yamamoto, A. (2000) : Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan. *J. Geophys. Res.*, **105**, 13579-13594.
- 24) 地震調査研究推進本部 (2001) : 地震に関する基盤的調査観測計画の見直しと重点的な調査観測体制の整備について.
- 25) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) : 糸魚川－静岡構造線断層帯 (北部・中部) を起震断層と想定した強震動評価手法.

(原稿受理 : 2010年4月6日)

要 旨

糸魚川－静岡構造線断層帯において簡易高感度地震観測点の整備を行い, そのデータによる地震波速度構造解析と高精度の震源再決定を行った. 推定された速度構造によると, 大局的には断層帯に沿う低速度領域が分布しているが, その低速度の度合いには地域性が認められることが分かった. また, 断層帯の端部には顕著な低速度領域が存在し, いずれも脆性破壊としての地震を起こしにくい領域と対応している可能性があることが分かった. このような構造が, 断層帯の端部を規定している可能性がある. 高精度の震源再決定の結果からは, 牛伏寺断層の直下と断層帯南部の一部について, 断層帯との関係が疑われる震源クラスターが存在することが分かった. 特に, 牛伏寺断層の傾斜が地表から深部にいたるまでほぼ鉛直であるとするならば, 検出された震源クラスターは牛伏寺断層そのものにおける地震活動と解釈される.

キーワード : 糸魚川－静岡構造線断層帯, 高感度地震観測, 地震波速度構造, 牛伏寺断層, 地震活動