

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）

(b) 担当者

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	小原一成
独立行政法人防災科学技術研究所	主任研究員	浅野陽一
独立行政法人防災科学技術研究所	主任研究員	武田哲也
独立行政法人防災科学技術研究所	契約研究員（研究員型）	三好崇之
独立行政法人防災科学技術研究所	主任研究員	汐見勝彦
独立行政法人防災科学技術研究所	主任研究員	松原 誠
独立行政法人防災科学技術研究所	任期付研究員	関根秀太郎
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

(c) 業務の目的

糸魚川－静岡構造線断層帯（以下、本断層帯）に関するパイロット的な重点的調査観測（以下、パイロット重点）で整備された5観測点のデータ転送の形態を防災科学技術研究所（以下、防災科研）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2～4点ずつ新設し、震源決定精度の向上を図る。

(d) 5カ年の年次実施業務の要約

1) 平成17年度：

パイロット重点による5観測点を気象庁から防災科研に移管した。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50m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。また、蓄積されたデータからやや広域の地震波速度構造を推定し、本断層帯に沿った構造の地域性を明らかにした。

3) 平成19年度：

計器深度が50m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。また、蓄積されたデータを用いて高精度震源決定と発震機構解の推定を行い、詳細な地震活動と本断層帯を構成する断層との関係を明らかにした。

4) 平成20年度：

計器深度が50mの観測点を4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。また、データを追加した地震波速度構造の解析を行い、地殻不均質構造をより高い精度で明らかにした。

5) 平成 21 年度：

計器深度が 50 m の観測点を 2 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。また、それまでに蓄積された全データによる地震波速度構造の推定、およびその構造による高精度震源決定をあらためて行うとともに、その解析結果に基づいて調査結果のとりまとめを行った。

(2) 平成 17～21 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 本断層帯周辺域における観測網の整備

気象庁が本調査観測に先駆けて整備したパイロット重点の 5 観測点（松本中山、長野四賀、長野穂高、長野安曇、信州新町）を防災科研に移管した。移管にあたっては、機器の更新や調整を行うことによって全 5 点のデータを Hi-net に準じたデータ流通経路に乗せた。また、計器深度が約 50 m の孔井地震観測点を本断層帯周辺域の 15 箇所に新設した。さらに、これら計 20 観測点のデータと防災科研 Hi-net や大学・気象庁の観測点のデータとの効率的な即時併合処理が行えるよう、データ処理システムを整備した。データについては、Hi-net に準じた蓄積と公開を行った。

2) 本断層帯周辺域におけるやや広域の地震波速度構造の推定

蓄積されたデータによって、本断層帯周辺域におけるやや広域の地震波速度構造を推定した。その結果、大局的には本断層帯に沿った深さ数 km には低速度領域が分布しているが、より詳細にはその低速度の程度に地域性が認められ、このような地域性は断層セグメンテーションに関係している可能性があることが分かった。また、本断層帯の北端と南端には顕著な低速度領域が存在しており、そのような低速度に関係した媒質の性質が断層帯の端部を規定しているものと考えられる。一方、下部地殻においては諏訪湖を中心とする低速度域が南北に広く分布するが、その低速度域は北部では本断層帯の東側に、南部では本断層帯の西側にそれぞれ分布する。このような低速度域が地殻深部の流体の分布に起因するならば、それによる強度の低下を通じてその直上に位置する断層の形成に影響を及ぼしている可能性がある。

また、以上のように推定された三次元地震波速度構造によって約 6 年間に発生した地震の震源決定を行い、その震源分布に基づいて地震発生層の上限および下限の深さを評価した。その結果、本断層帯中部では地震発生層の厚さが北部や南部よりも薄いことが明らかとなった。

3) 本断層帯周辺域における地震活動の評価

上記の解析による三次元地震波速度構造モデルに基づく震源決定と高精度の震源再決定によって、本断層帯周辺域の地震活動を明らかにした。その結果、牛伏寺断層直下および本断層帯南部の一部の震源クラスターは、本断層帯を構成する断層

の活動である可能性があることが分かった。一方、それ以外の領域では、想定される断層面の形状と一致するような震源分布は検出されなかった。

(b) 業務の成果

1) 断層帯周辺域における観測網の整備

本業務では、本断層帯の周辺域に計 20 観測点からなる観測網を整備した。観測点の分布を図 1 に、一覧を表 1 にそれぞれ示す。この観測網の整備においてまず、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 観測点の移管を実施した。既存 5 観測点の移管にあたっては、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 ヶ年計画の前半にあたる平成 17 年度と 18 年度においては、パイロット重点においては観測点が設置されず、観測点密度が特に低い状態にあった本断層帯中部以南に 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、葎崎円野）を設置した。観測点密度が低い地域に 5 ヶ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。一方、平成 19 年度と 20 年度においては、本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。松本盆地周辺に位置する観測点は、堆積層が厚い盆地であることに加えて、その盆地に市街地が広がっていることによって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、本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。このような地域においても、断層帯に沿って発生する浅発地震の震源、とりわけその深さを精度良く決めるために観測点を設置した。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、本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 50m 級観測井を掘削し、その孔底に 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から構成される。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24bit、サンプリング周波数1kHzでA/D変換した信号を100Hzサンプリングにデシメーション処理することによって27bit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を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、防災科研の処理システムによって、これらのデータに対して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、システム全体の整備を行った。

本業務による観測点の新設によって、この地域の観測点密度は“約20kmに1点”から“約10kmに1点”へと飛躍的に向上した（図1）。この観測点密度の向上によって、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、より高い精度で決めることが可能になった。また、観測データの蓄積によって、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った。たとえば、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。本業務による観測網の整備は、そのような調査研究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。

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）。

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	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

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)(つづき)。

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

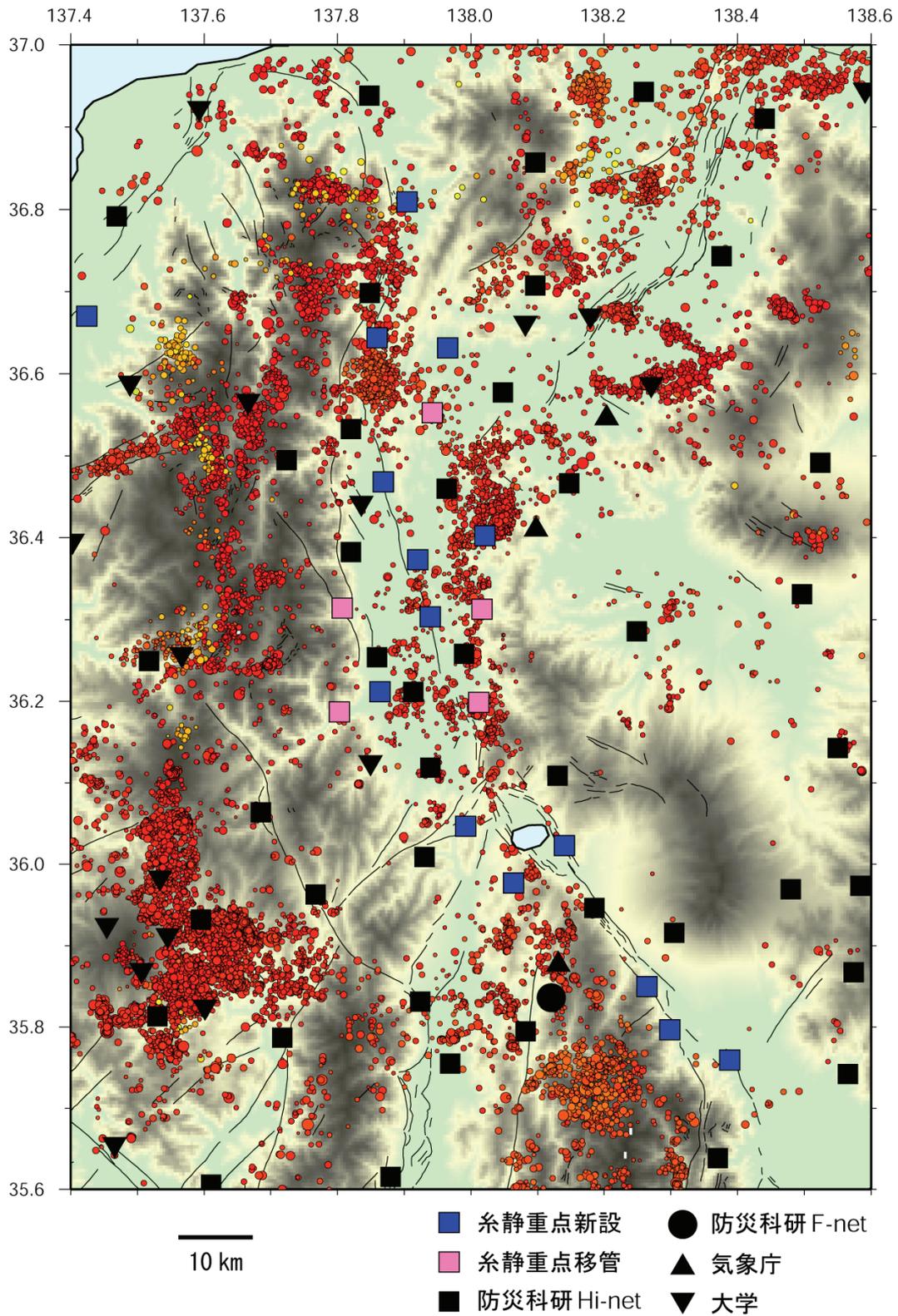


図1 本業務によって整備された観測点の分布。
 本業務による観測点を青色四角印で、パイロット重点による観測点を桃色四角印でそれぞれ示す。それ以外の定常観測点を黒いシンボルで表す。また、2001年2月から2009年12月の期間に発生した浅発地震の震央（Hi-net 手動検測震源）を小丸印で併せて示す。

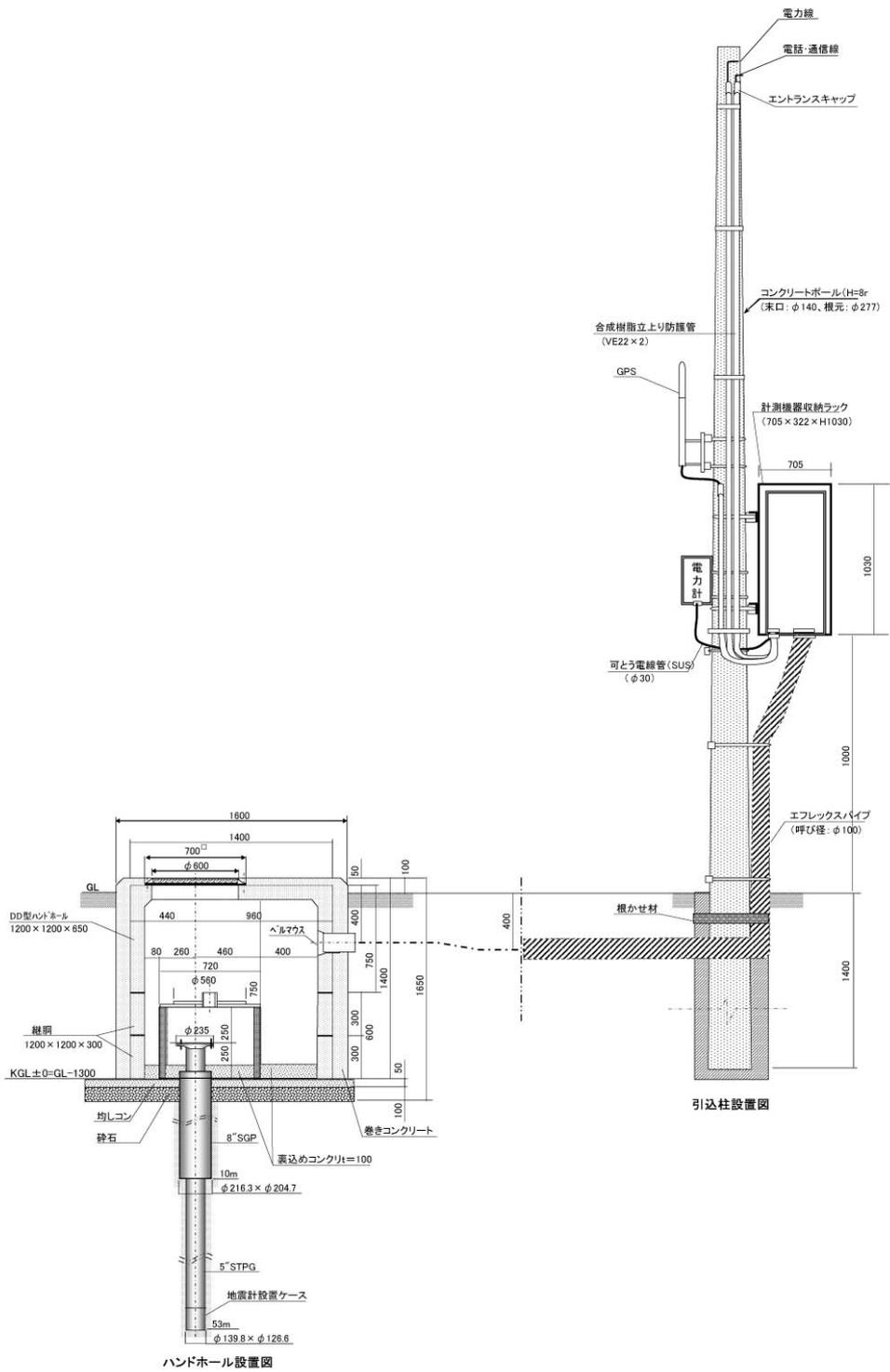


図2 新設観測点概念図。

2) 本断層帯周辺域における地震波速度構造の推定

a) はじめに

本断層帯を構成する断層とその周辺で発生する地震の発生メカニズムを理解するためには、地震波速度構造に代表される地殻不均質構造の解明が欠かせない。また、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を通して地震活動の評価に重要な役割を果たす。このように重要なやや広域の地殻構造を明らかにする目的で、本業務では速度構造トモグラフィー解析を行った。本節では、その結果について報告する。また、推定された三次元速度構造に基づく震源決定によって、想定震源断層モデルの設定にも有用な地震発生層の上限および下限の深さを評価した。

b) 解析・データ

本解析で使用したデータセットは、以下のように作成した。使用した地震のP波・S波の検測値は、解析領域内で2003年1月から2009年11月に発生した地震11458個を対象に抽出した。最近の充実した観測による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）に分けた。領域全体を水平方向0.02度、深さ方向2kmのブロックに区切り、それぞれの期間について、ブロック内でマグニチュードが最大の地震を選んだ。この操作によって、二つの期間について空間的に均質に分布する地震が抽出された。地震数は、合計3019個である。次に、深部構造の解像度を改善するために稍深発地震や深発地震（最深269km）133個のデータを追加した。さらに、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）も加えて地殻浅部の波線のカバレッジも改善した。このようにして選んだ地震および発破は、合計3182個で、P波の読み取りデータ数は83091個、S波の読み取りデータ数は78623個となった（表2）。これをデータセットAとして解析に使用した。

速度構造トモグラフィー解析には、Zhang and Thurber (2003) によるコードを使用した。ただ、Double-Difference（二重走時差）データは使用せず、絶対走時データのみを説明する速度構造の推定を行った。解析に使用したグリッドは、本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、深さ方向には深さ15kmまでは3km間隔で、それより深い領域では深さ25kmと40km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3）。

c) チェッカーボードテスト

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。テストでは、表3の初期速度モデルの各グリッドにP波速度で±0.3km/secの速度偏差を交互に与えて、速度偏差モデルを作成した。続いて、そのモデルから実際の震源－観測点組み合わせについて、理論走時を計算して、テスト用のデータセットを作成した。このデータセットと表3の初期速度モデルを用いてトモグラフィー解析を行い、推定された速度構造の速度偏差モデルに対する復元の程度によって評価

した。

テストの結果得られた深さ 0 ~ 25 km までの P 波速度 (V_p) 構造を初期速度構造モデルからの速度偏差 (km/sec) で示す (図 4)。3 ~ 25 km の深さにおいては北部から本断層帯南部にかけて速度偏差のパターンがよく再現されている。一方、深さ 0 km においては、北部から中部にかけての本断層帯近傍に沿ってパターンがやや再現されているものの、それ以外の回復状況はよくない。以上の結果、深さ 0 km を除く全ての深さにおいて、本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と言える。

d) 本断層帯周辺域における P 波速度構造

観測データから推定された P 波速度構造を図 5 に示す。インバージョン解析による速度構造モデルの修正によって、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 (表 2)。その結果、データセット A から推定された速度構造は、地域的な不均質性が詳細に表現されている。以下では、本断層帯を北部、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速度構造の特徴を述べる。

まず、北部域では、本断層帯の真下から東側にかけて深さ 0、3、6、および 9 km の速度構造に顕著な低速度帯を確認することができる (領域 A)。生坂村や安曇野市明科の付近では、低速度帯はさらに深い 12 km にも続いており、最深部は深さ 15 km に達する。この低速度帯は北北東方向に細長い形状を示し、長野盆地西縁断層帯に沿ってその西側に分布する。長野盆地西縁断層帯の東側には低速度帯と平行に分布する高速度帯があり、長野盆地西縁断層帯で両者は画されている。低速度帯の幅は松本盆地では 10 km 程度であるが、北に行くほど広くなり、最大で幅 25 km 程度に達する。また、深さ方向で見ると、より深いところほどその低速度帯の幅は狭くなる傾向が見られ、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形状をしている。また、深さ 6 km と 9 km の平面図では、その北部が後述の領域 F につながっている。

領域 F では、地下に低速度域が存在し、特に深さ 6 km の速度構造を見ると、低速度の帯はほぼ南北に連続し、ほぼ一定の幅 (> 5 km) を持っている。この低速度帯は飛騨山脈の並びと概ね一致する。注目すべきは、この低速度帯が本断層帯の北限と重なることである。これまでの研究から、飛騨山脈下には地震波異常減衰域の存在が知られており、部分熔融域の存在が指摘されている (例えば、Matsubara et al., 1999)。今回イメージングされた領域 F における低速度域は飛騨山脈に沿って分布し、また Matsubara et al. (1999) が推定した地震波異常減衰域とも概ね一致することから、これらは同一のものを見ている可能性が高い。飛騨山脈の西側に存在する跡津川断層帯は、この低速度帯によってその東端を規定されている (Kato et al., 2007) ことから、本断層帯の北端もまた、この低速度帯によって規定されている可能性がある。

次に中部域について述べる。この地域においては、北部域から続く低速度域を松本盆地周辺の本断層帯下で確認することができる。しかしながら、その低速度の程

度は北部域ほど顕著なものではない。特に、諏訪湖周辺ではその傾向がさらに強まり、深さ 9 km から 15 km では低速度域の存在そのものが不明瞭である。このような本断層帯に沿った低速度域の地域性がどの程度確からしいかを理論テストによって検証したところ、仮に顕著な低速度域が存在すれば本解析によって検出可能である結果が得られた（平成 17 年度報告書）。この検証の結果から、中部域には顕著な低速度域は存在しないという結果は確からしいと言える。一方、深さ 3 km および 6 km においては、諏訪湖から東方に伸びる弱い低速度域が確認できる（領域 E）。この位置は、霧ヶ峰や蓼科山の位置とよい対応を示す。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。ただし、深さ 6 km では確認されない。

続いて南部域に注目する。この地域においては、本断層帯の東側が周囲よりもやや低速度となっている。ただし、北部域に見られるほどの顕著な低速度ではなく、その空間的な広がりも限定的である（領域 C）。また、深さ 0 km から 25 km までの速度構造を見ると、本断層帯南部からさらに延長部にかけて顕著な低速度域が存在する（領域 D）。この領域の北部は甲府盆地に位置しており、ここでは低速度域は深さ 3 km までしかみられない。しかし、それより以南では低速度域は太平洋岸まで連続しており、深さ 9 km まで確認でき、深さ 6 km と 9 km での北限は本断層帯南端に位置している。このように、本断層帯の南端もまた、北端と同様に低速度域によって画されていることがわかった。この低速度は表層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によって特徴付けられている（松田, 1989）ことから、フィリピン海プレートの沈み込みとともに地下に連続している可能性がある。

以上の結果、速度構造には地域性があり、北部域・中部域・南部域でそれぞれ特徴があることがわかった。北部域では北限が飛騨山脈下から連続する低速度域と接し、中部域との境界は顕著な低速度域（領域 A）の南端と一致する。中部域と南部域の境界は必ずしも明瞭でないものの、諏訪湖の南端部付近で一旦速度が大きくなり、北部域から連続する低速度域が途切れている。そして南部域の南限は火山噴出物と碎屑性の堆積岩類と見られる顕著な低速度帯（領域 D）によって境される。このような構造境界の存在は、断層セグメンテーションを考える上で最も重要な要素となり得る。例えば顕著な低速度域が存在し、そこが脆性破壊を起こせない塑性的な領域だった場合、破壊の伝播を阻害する要因となりえる。中部域と南部域の境界は不明瞭であるが、いずれの境界でも速度構造の変化が存在しており、それが断層セグメンテーション境界を示している可能性は高い。

最後に深さ 25 km の速度構造について述べる。この深さの速度構造で特徴的なのは、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ような 100 km を超える広がりを持ち、北部では本断層帯よりも東に位置するとともに、南部では西に位置する。この低速度域は広域なトモグラフィ解析（例えば、松原ほか, 2007; Nakajima et al., 2009）でも確認でき、低速度領域の大きさの違いこそあれ諏訪湖の下深さ 25 km では低速度異常を示している。この下部地殻における低速度異常域の存在は、流体の存在に

関係している可能性があり、その下部地殻の強度は低下している可能性がある。もし、下部地殻にこのような強度低下域が存在すれば、直上の上部地殻内に応力集中をもたらすであろう。ここで推定された低速度異常域が、本断層帯北部では東傾斜の逆断層の、南部では西傾斜の逆断層の深部延長に位置していることは、このような地殻構造の不均質と応力集中との関係を見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。

e) 速度構造と震源分布

本断層帯に沿った地震活動を適切に評価するには、推定された三次元地震波速度構造によって震源を決めることが重要である。ここでは、2003年1月～2009年11月の期間に発生した11458個の地震について、トモグラフィ解析によって得られた速度構造モデルに基づく地震の決定を行った。その結果として得られた震源分布と速度構造とを比較し、その特徴について北部、中部、および南部の順に述べる。(図5の速度構造図に重ねた震源分布を参照)。

北部では地震活動は本断層帯直下およびその東側に多くの地震が発生している。ほとんどの地震は、速度が5.2 km/secを上回る場所でしか発生していない。また、深さ3 km や6 km では領域Aの低速度とその東側に近接する高速度との境界に沿って地震が発生している。さらに領域Aでは深さ15 kmにも地震活動を確認することができ、そこでの速度は6.0 km/secを下回っており、周囲よりも低速度を示している。中央隆起帯域を除き、地震は6.0 km/secより低い速度領域で起きる傾向を示す。

中部では地震活動がほぼ本断層帯直下に集中している。北部と同様に速度が5.2 km/secを上回る場所で地震が多く発生しており、速度6.2 km/secより低い領域まで起きる傾向を示す。ただし、同じ深さでは北部に比べて中部は速度が大きいため、震源分布の下限は北部より浅くなっている。

南部では、断層直下の地震活動はほとんどなく、大部分の地震がそれよりも西側に分布している。また深さ20 kmを超える地震も存在している(領域G)。地震は、速度が5.8 km/secを上回る領域でしか発生しておらず、速度6.4 km/secを上回るとほとんど地震活動が見られなくなる。本断層帯南部で深い地震が見られる領域(領域G)は、深さ12 kmや15 kmを見ると速度6.4 km/secより下回っており、周囲より低速度な傾向が見られる。

以上の結果から、北部・中部・南部域では地震が発生している層の速度にも地域性が見られることがわかった。これらのことは、温度構造や物性にも地域性があることを示唆する。

一方、さらに南の領域D内では地震活動がほとんど見られない。そこでの速度は周囲よりも低速度を示しており、また先述のように火山噴出物と砕屑性の堆積岩類(松田, 1989)で構成されているとすると、脆性的な破壊を起こせない塑性領域である可能性が高い。このような構造が断層セグメンテーションの境界を構成する成因となっているかもしれない。

f) 地震発生層の深さの推定

次に、三次元地震波速度構造によって決定した震源から、地震発生層の深さの評価を行った。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。この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）、この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、この地震発生層の分布を調べることは、想定すべき大地震の震源断層モデルを設定する上で重要なパラメータとなりえる。この地震発生層の下限を知る方法として、D90 というものがある。これは、この深さよりも浅い領域で 90%の地震が発生している深さを表しており、地震発生層の下限の指標となる。一方、上限の指標としては D10 があり、これも D90 と同様にこの深さよりも浅い領域で 10%の地震が発生している深さを表す。そこで本断層帯における地震発生層の深さを知るために 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離 10 km 以内の地震によって D90 および D10 を評価した。この際に、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。

結果として得られた D90 および D10 の深さ分布を図 6 に示す。D90 と D10 とともに地域性があることがわかる。まず D90 から見ると、本断層帯直下では、北部では 10 km～16 km、中部では 9 km～12 km、南部では 12 km～17 km 程度を示している。想定震源断層が北部では東に、南部では西にそれぞれ傾斜していることを考慮すると、本断層帯より 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。すなわち、大局的には北部と比べて中部では浅く、南部では深い傾向が見られる。

続いて D10 を見ると、北部では 2 km～5 km、中部では 4 km～7 km、南部では 7 km～10 km である。ただし、北部では本断層帯西側の飛騨山脈下における地震活動が非常に浅いところ（ < 0 km）までであるため、その影響が含まれていることに注意する必要がある。D10 においても中部より南部の方が深くなる傾向を示している。また D10 と D90 の差（地震発生層の厚さ）を見ると、中部では薄くなる傾向にあり、地震を引き起こす実効的な厚さが薄い可能性がある。

g) 観測点整備によるデータ品質の向上

最後に、本業務によるデータの蓄積の貢献の程度を検証するために、観測網整備前の地震によって解析用データセットを作成してトモグラフィー解析を行い、その結果を先述の解析結果（図 4 および 5）と比較した。データセットには 2003 年 1 月～2005 年 3 月までの期間の震源データを使用し、それから空間的な抽出作業を行ってデータセット B を作成した。データセット A との比較を表 2 に示す。データセット B をデータセット A と比較すると、震源数・観測点数・読み取り数が著しく少ないことがわかる。次に、図 3 (b) に解析に使用した震源と観測点の分布を示す。これを見ると、単に数の不足だけではないことがわかる。データセット B では震源分布の偏りが大きく、空間的に地震の密度が低い領域が見られる。一方、図 3 (a) のデー

タセットAでは、震源と観測点の分布がほぼ一様に分布しており、この一様性はトモグラフィーの解析結果に影響を及ぼす重要な要素である。トモグラフィー解析に必要な初期速度モデルやパラメータはデータセットAと同じものを使用した。

まず、データセットから得られる速度構造モデルの解像度を判断するためにチェッカーボードテストを行った。そのテスト結果を図7に示す。この結果からは、深さ6 km、15 kmのパターンの戻りが比較的よいものの、深さ9 km、12 km、25 kmにおいては、ある限られた領域（例えば、本断層帯南部）しかパターンが再現されていない。特に深さ0 km、3 kmに関しては、ほとんど再現性はないと言える。データセットAのテスト結果（図4）と比較するとその違いは明らかである。データセットAでは深い地震を用いているために深さ25 kmのパターン再現性が向上しているものの、それ以外では震源分布の均一性と観測点増設の効果が大きいと考えられる。

続いてトモグラフィー解析結果を図8に示す。大局的にはデータセットAの結果（図5）と似ているものの、細部では短波長（10～20 km）の正負の構造異常が顕著に見られ（例えば、深さ3 km、9 km、12 km、15 km）、異なる結果を示している。しかし、これらの領域は先ほどのチェッカーボードテストの再現性が悪い領域と一致しており、データセットBでは速度構造が十分に解像されていないと考えられる。一方、データセットAの結果ではこのような空間的に短波長の速度異常域は見られず、これらは不十分なデータを解析したことによる偽像と言える。以上より、本業務によるデータセットの充実が、解析結果の解像度の向上に大きく貢献したことがわかった。

h) まとめ

本業務によって蓄積されたデータによって、やや広域の地震波速度構造を推定した。その結果、深さ数 km 程度の上部地殻内においては、本断層帯に沿う低速度異常域が存在することが分かった。低速度異常域については地域性が見られ、中部では北部や南部に比べて低速度異常の程度が弱いことが分かった。また、本断層帯の北端と南端には、顕著な低速度異常が存在することも明らかとなった。本断層帯に沿ったこのような速度構造変化は、断層セグメンテーションに関係している可能性がある。一方、下部地殻には諏訪湖を中心とする低速度域が南北にのびる。このような低速度異常域において地殻の強度が低下していると考えれば、そのような下部地殻の不均質は直上に位置する本断層帯の断層形状にも影響を及ぼしているのかもしれない。

次に、推定された地震波速度構造に基づく震源決定を行い、やや広域の活動を調べるとともに、地震発生層の深さの地域性を評価した。その結果、本断層帯中部では北部や南部と比べて地震発生層の厚さが薄いことが明らかとなった。すなわち、強震予測における想定断層モデルにおいても、中部では北部や南部と比べてその深さ範囲を小さめに選ぶことが妥当であると考えられる。

最後に、本業務によるデータの充実が解析結果に及ぼす効果を調べた。その結果、データの充実が解像度の向上に大きく貢献したことが明らかとなった。

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。

表2 解析に使用したデータセット。

	データセットA	データセットB
データ期間	2003/1~2009/11	2003/1~2005/3
地震数	3182	963
観測点数	259 (うち定常観測点数は99)	53
読み取り数	P 83091 S 78623	P19036 S18716
人工地震データの有無	あり (30発破データを使用)	なし
深い地震(>50 km)の使用の有無	あり (133個の地震を使用)	なし
走時残差 (msec)	568 → 155	545 → 133

表3 初期速度構造モデル。

深さ (km)	P波速度 (km/sec)	S波速度 (km/sec)
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

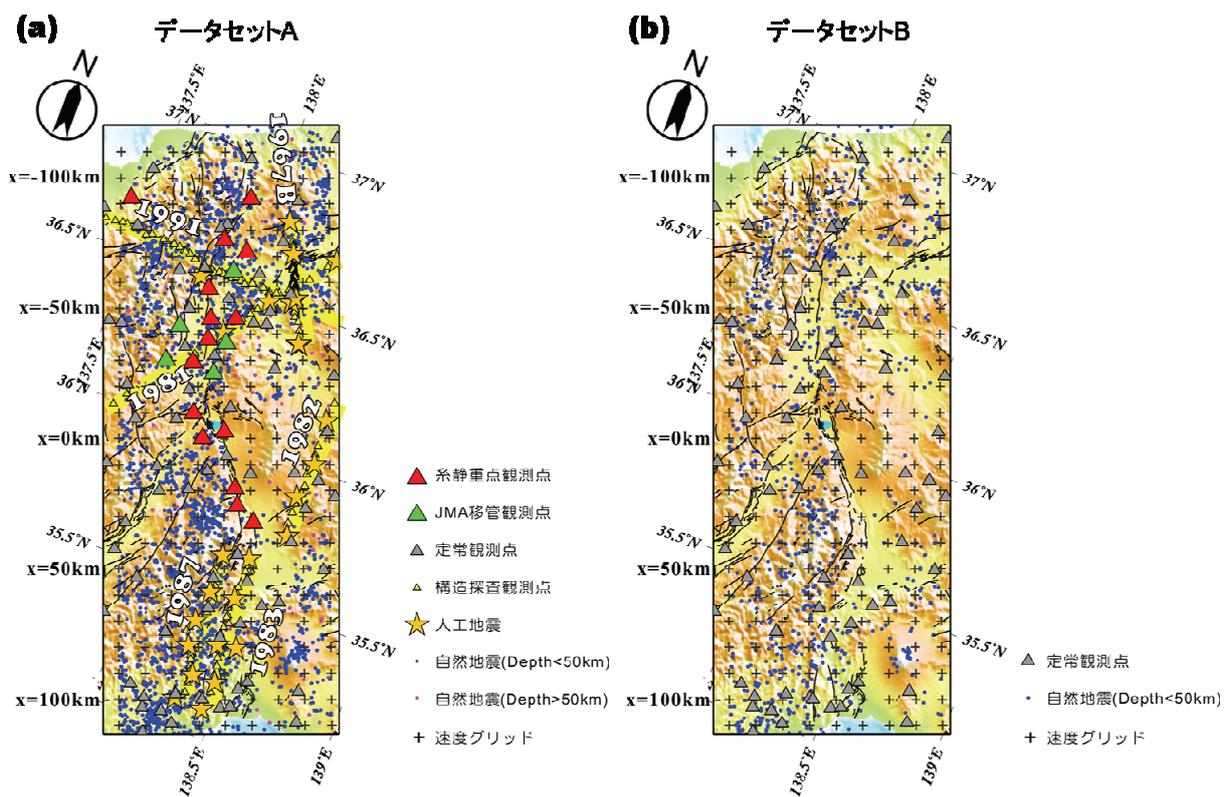


図3 地震波速度構造解析における解析対象領域。
 解析に使用した自然地震（3152個）を丸印で、人工地震（30個）を星印で、および、観測点を三角印それぞれで示す。十字印は地震波速度を与えるグリッドポイントを表す。また、黄色い帯で過去の人工地震探査測線の位置を併せて示す。

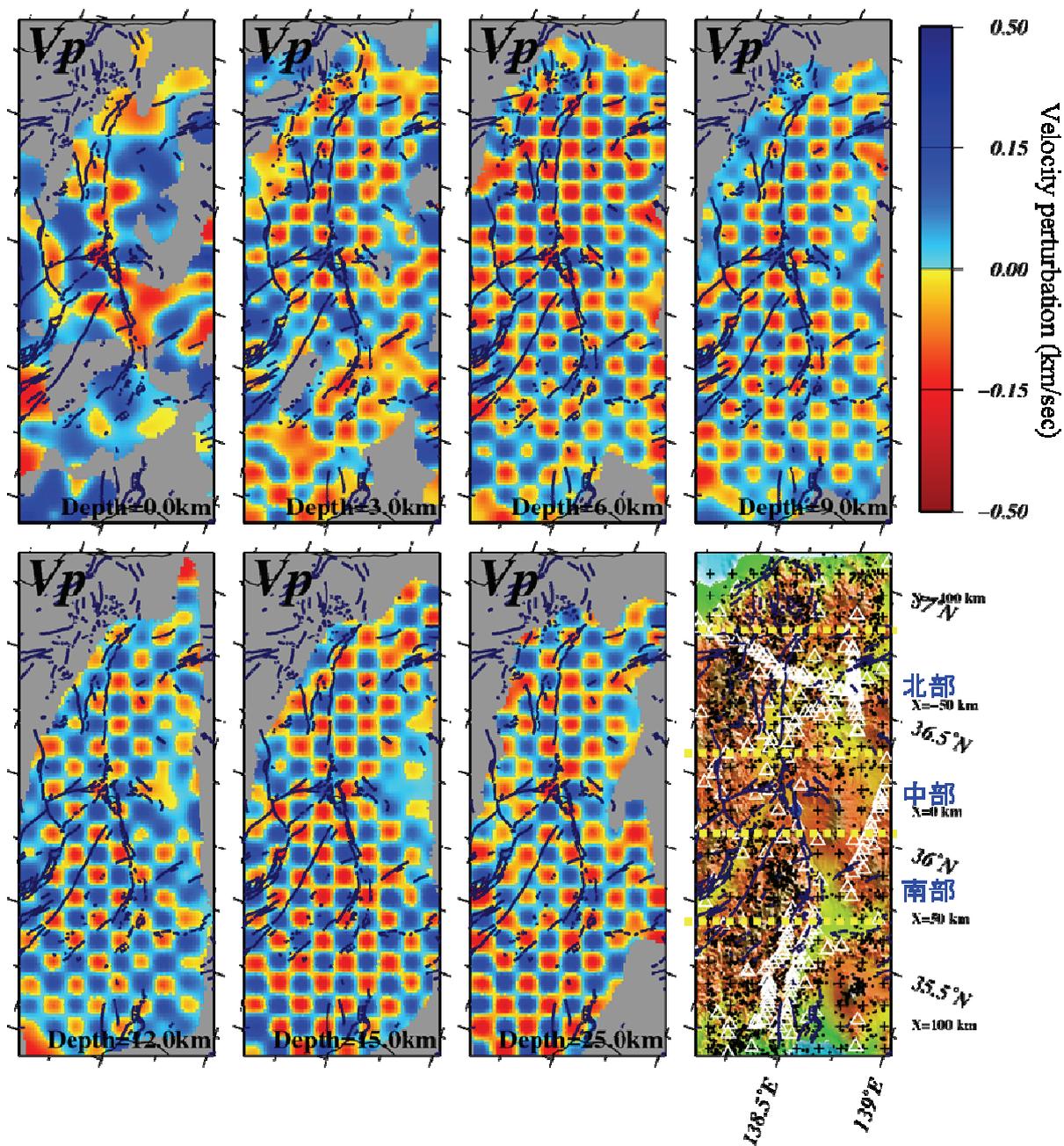


図4 データセットAを用いたチェッカーボードテストの結果得られた深さごとのP波速度偏差(km/sec)。

(上) 左から順に深さ0、3、6、および9 km における速度偏差、(下) 左から順に深さ12、15、25 km の速度偏差、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 (km/sec) 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。

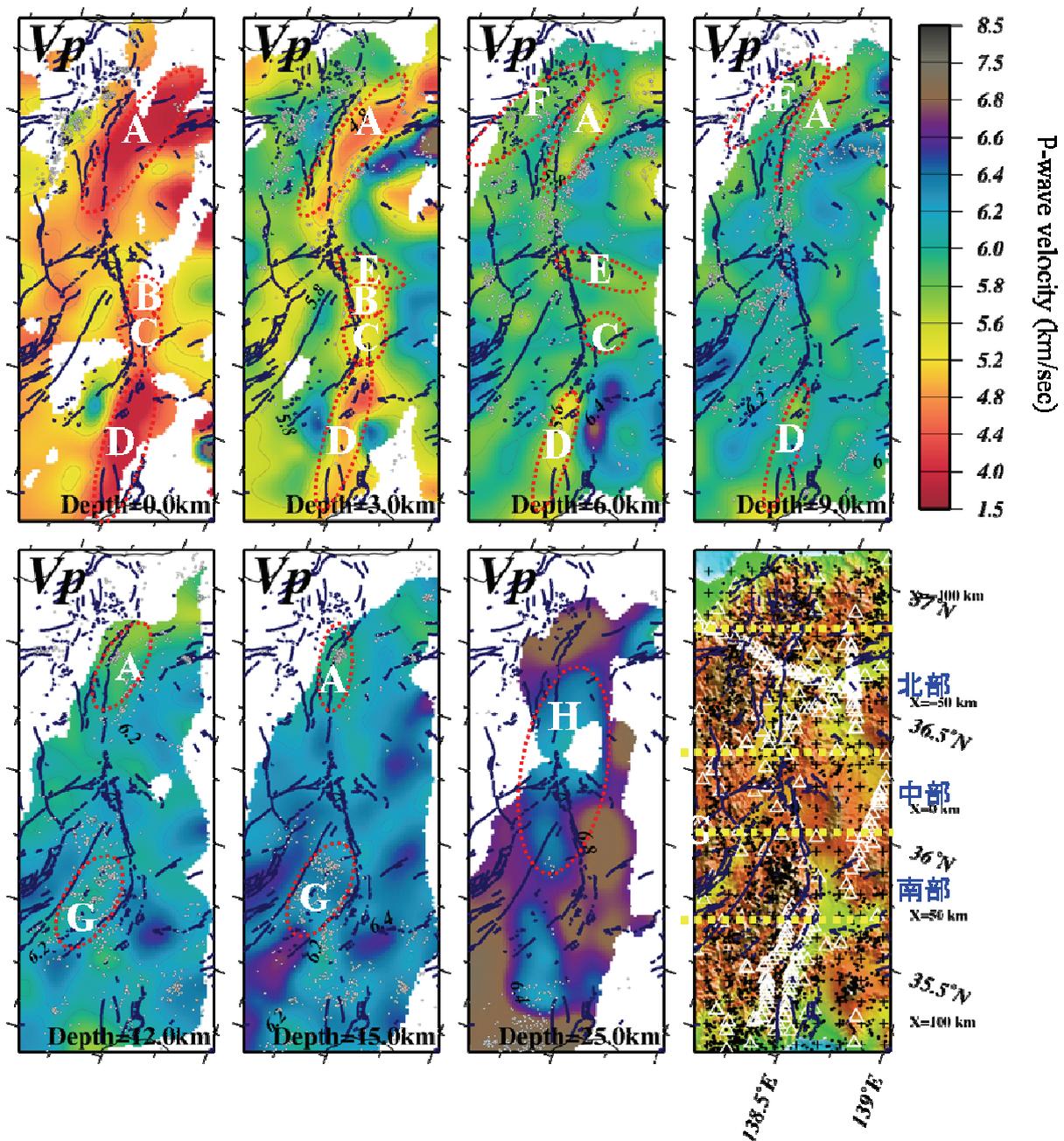


図5 データセットAから推定されたP波速度構造 (V_p)。

(上) 左から順に深さ0、3、6、および9 kmにおけるP波速度、(下) 左から順に深さ12、15、25 kmのP波速度、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 (km/sec) を表す。領域図中の三角印と黒点は、解析に使用した観測点と震源をそれぞれ表す。

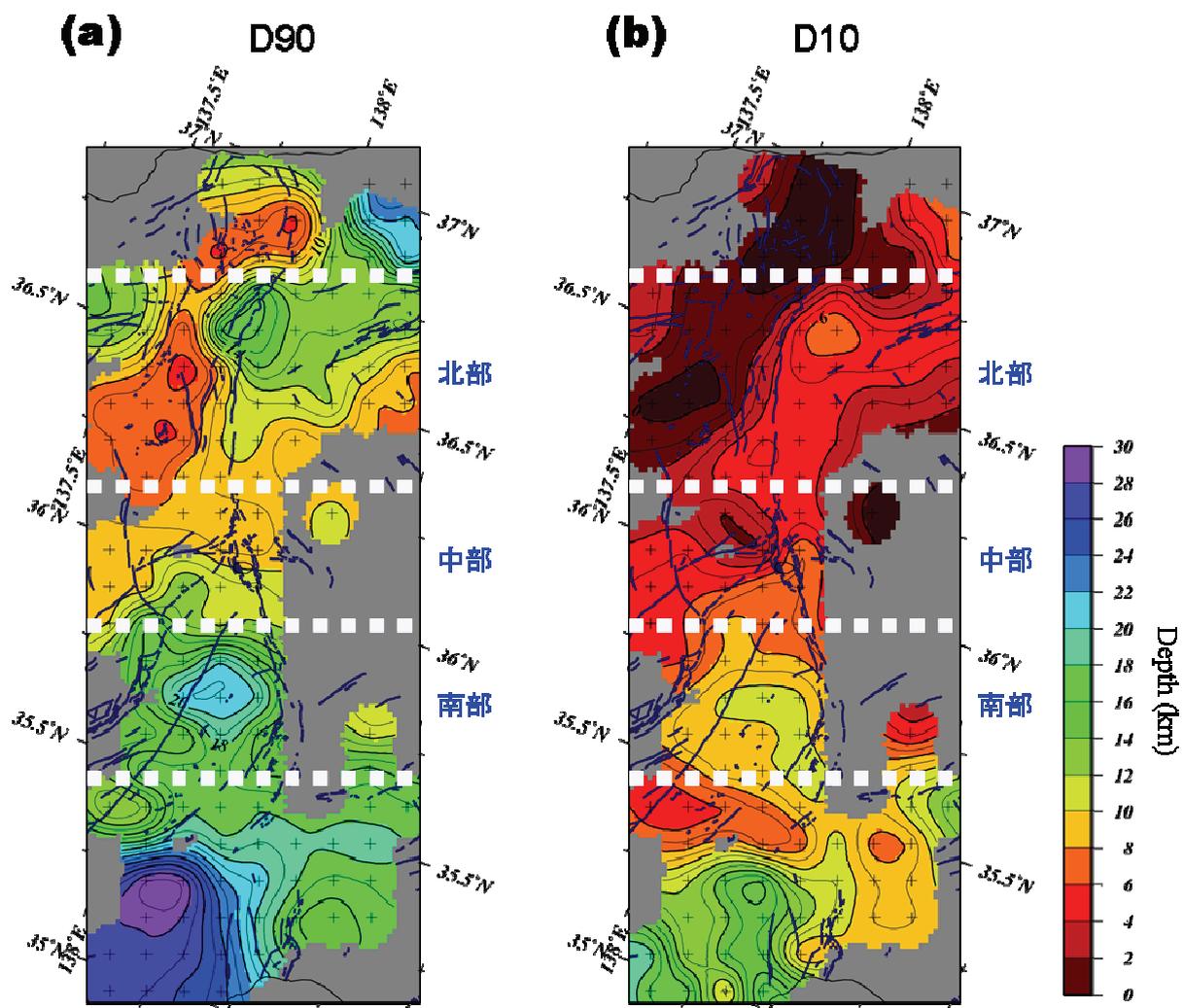


図6 D90 および D10 の深度分布。

(左) D90 の深度分布、(右) D10 の深度分布。カラスケールは、深度 (km) を表す。

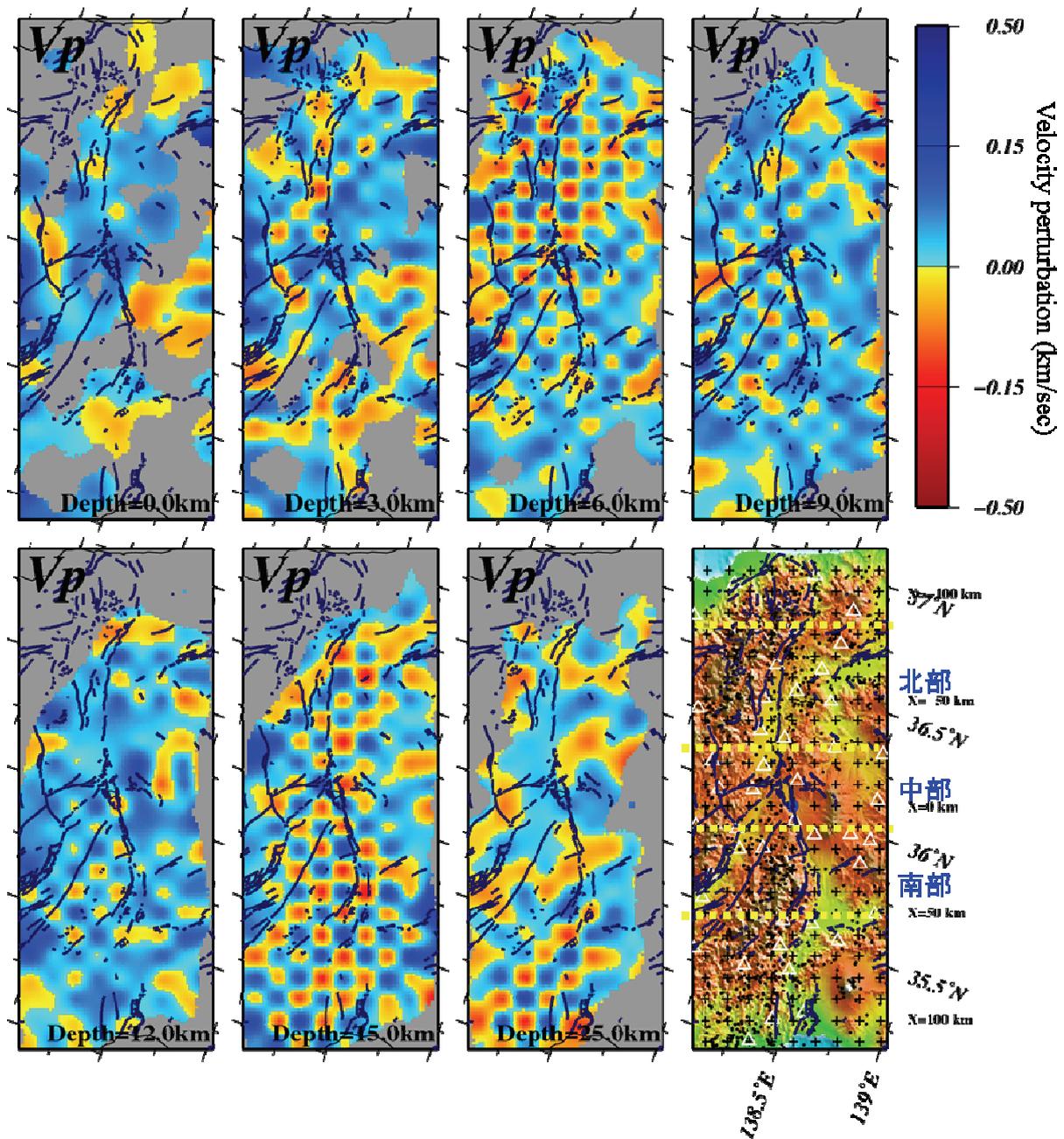


図7 データセットBを用いたチェッカーボードテストの結果得られた深さごとのP波速度偏差(km/sec)。

(上) 左から順に深さ0、3、6、および9 km における速度偏差、(下) 左から順に深さ12、15、25 km の速度偏差、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 (km/sec) 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。

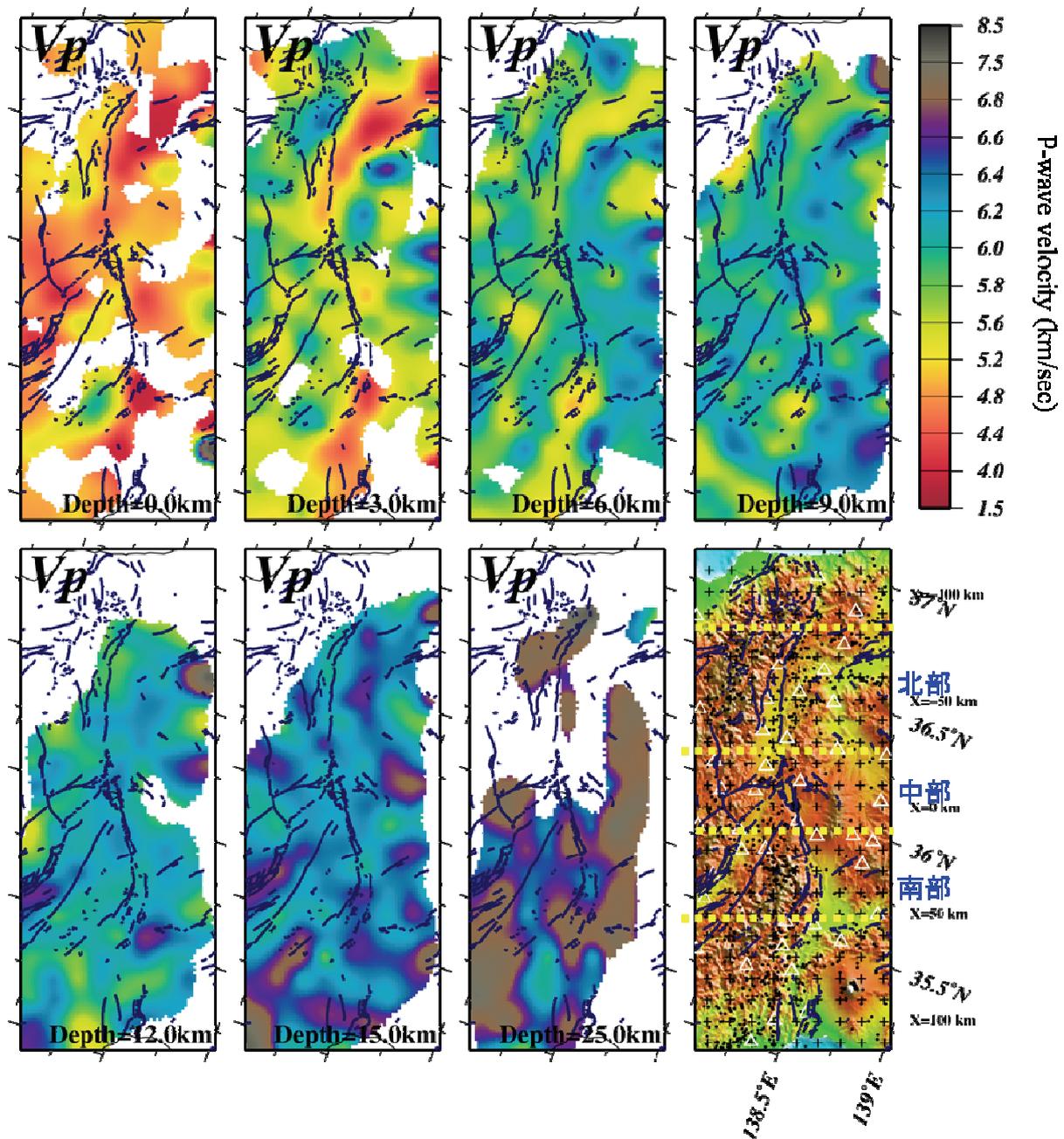


図8 データセットBから推定されたP波速度構造 (V_p)。

(上) 左から順に深さ0、3、6、および9 km におけるP波速度、(下) 左から順に深さ12、15、25 km のP波速度、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 (km/sec) を表す。領域図中の三角印と黒点は、解析に使用した観測点と震源をそれぞれ表す。

3) 高精度震源決定による本断層帯周辺域における地震活動

a) はじめに

本断層帯周辺で発生する微小地震活動の詳細な震源分布を明らかにすることは、本断層帯と現在の地震活動との関係を理解する上で重要である。そこで本節では、前節までに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。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・形状と発震機構解との比較によって、それらが本断層帯を構成する断層に沿って発生している地震かどうかの検討を行った。

b) データおよび手法

ここでは、2001年2月～2009年12月の期間に本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50km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を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をも用いた。波形相関解析においてはまず、通過帯域3～20Hz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）についてラグ相関を評価した。この相互相関係数を最大にするようなラグに基づいて、位相差データを得ることが可能である。本研究では、相関係数が0.8以上のイベントペアについて、その位相差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用い、構造は三次元速度構造を単純化した一次元速度構造を仮定した。以上に述べた解析方法によって、諏訪湖以北と以南についての震源再決定を行った。

c) 諏訪湖以北における震源分布と発震機構解

ここでは、諏訪湖以北で期間内に発生した3347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、3149個の地震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 3077 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 9 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本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。たとえば、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（領域 1）、松本盆地東縁断層の東側にも複数の震源クラスターが散在する（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（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 10(a) 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、Flohlich (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、主として本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。この地域の震源分布および分布を図 11 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 11(a) 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 11(b)）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 11(c)）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が、その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沿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 9）。その中でも特に地震活動度が高い領域（図 9 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 12 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 12(a)）、それらのほぼ全てが横ず

れ断層型の地震である(図 12(d))。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 12(b))と東西走向のほぼ鉛直な面(図 12(c))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 12(d))、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 13 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、DD 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み合わせることによって、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 13(a)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。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、本研究による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を見ている可能性がある。とはいえ、捉えられた震源クラスターの規模は牛伏寺断層全体の規模からみれば小さく、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。この震源クラスターの地震が牛伏寺断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。

d) 諏訪湖以南における震源分布と発震機構解

ここでは、諏訪湖以南で期間内に発生した 2595 個の地震について行った震源再決定について述べる。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5万ペアを使用した。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から7 msecへとそれぞれ減少し、2549個の地震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2143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14に、発震機構解の分布を図15にそれぞれ示す。この地域では、本断層帯の西側の深さ5~25km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14中の領域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本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14中の領域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16に示す。図16(a)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における震源の深さ分布(図16(b))からは、北西に傾斜する面上に震源が分布していることが分かり、その面は西北西-東南東方向の圧縮軸をもつ逆断層型の発震機構解(図16(c))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、その位置はやはり西傾斜と考えられている本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、本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。

e) まとめ

高精度の震源再決定によって本断層帯周辺域の地震活動を詳細に調べた。その結果、本断層帯の北部ではその東側に地震活動が集中し、一方南部では西側に地震活動が集中することが分かった。本断層帯を構成する断層との関連が疑われる地震活動は、牛伏寺断層の直下および本断層帯南部の一部の震源クラスターに見られるが、それ以外の領域では想定される断層面の形状と一致するような震源分布はみられなかった。この結果は、大地震が発生してから次の大地震が発生するまでの間(地震間)には、その起震断層では地震は殆ど発生せずに固着し、その周辺に分布する小断層に沿って微小地震が発生するといった、地震間における地震活動の性質を反映している可能性がある。

謝辞：震源および発震機構解の決定にあたり、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。記して感謝いたします。

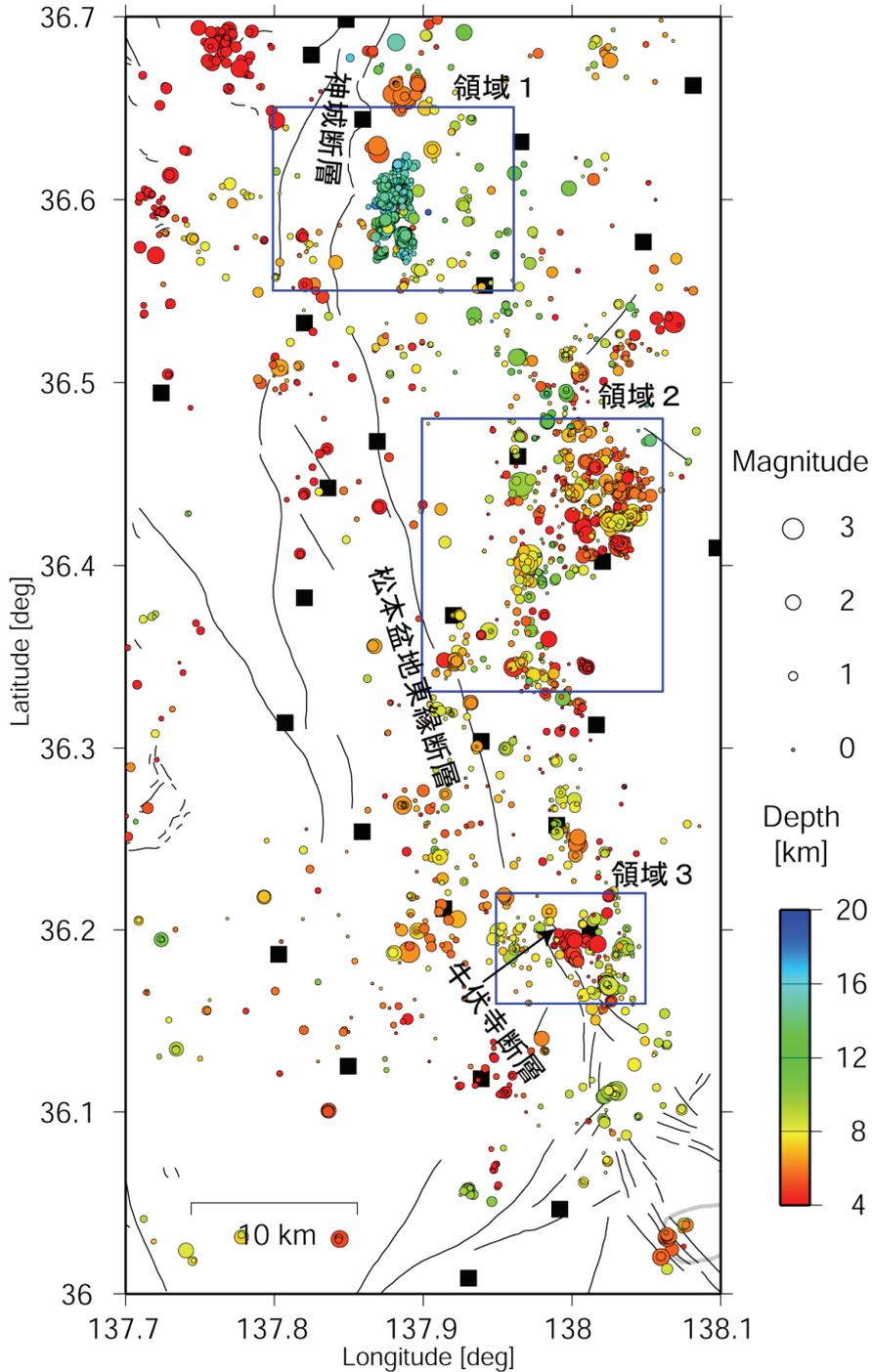


図9 諏訪湖以北における再決定震源の分布。

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11、12および13に図示する領域を表す。

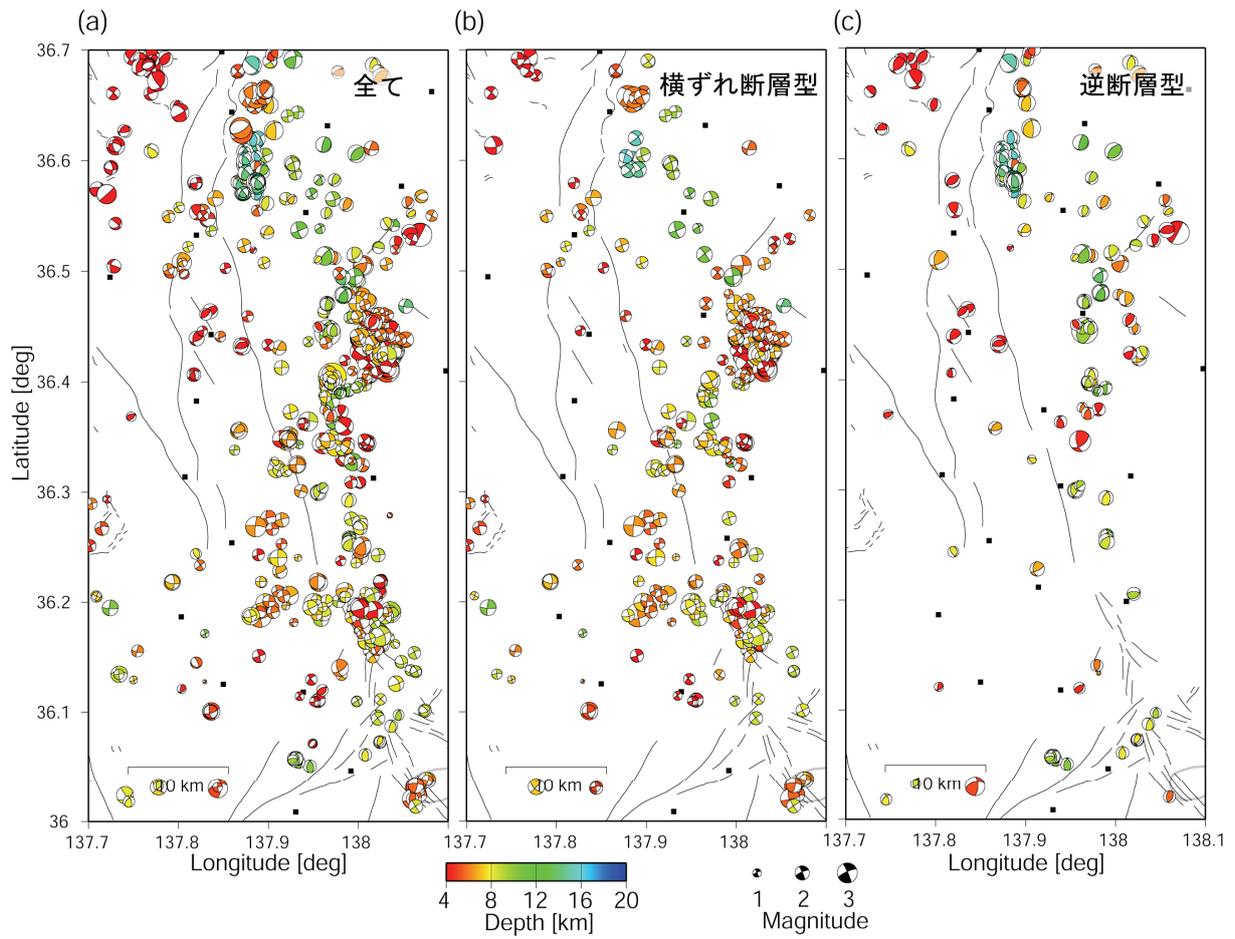


図 10 諏訪湖以北における発震機構解の分布。

(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。

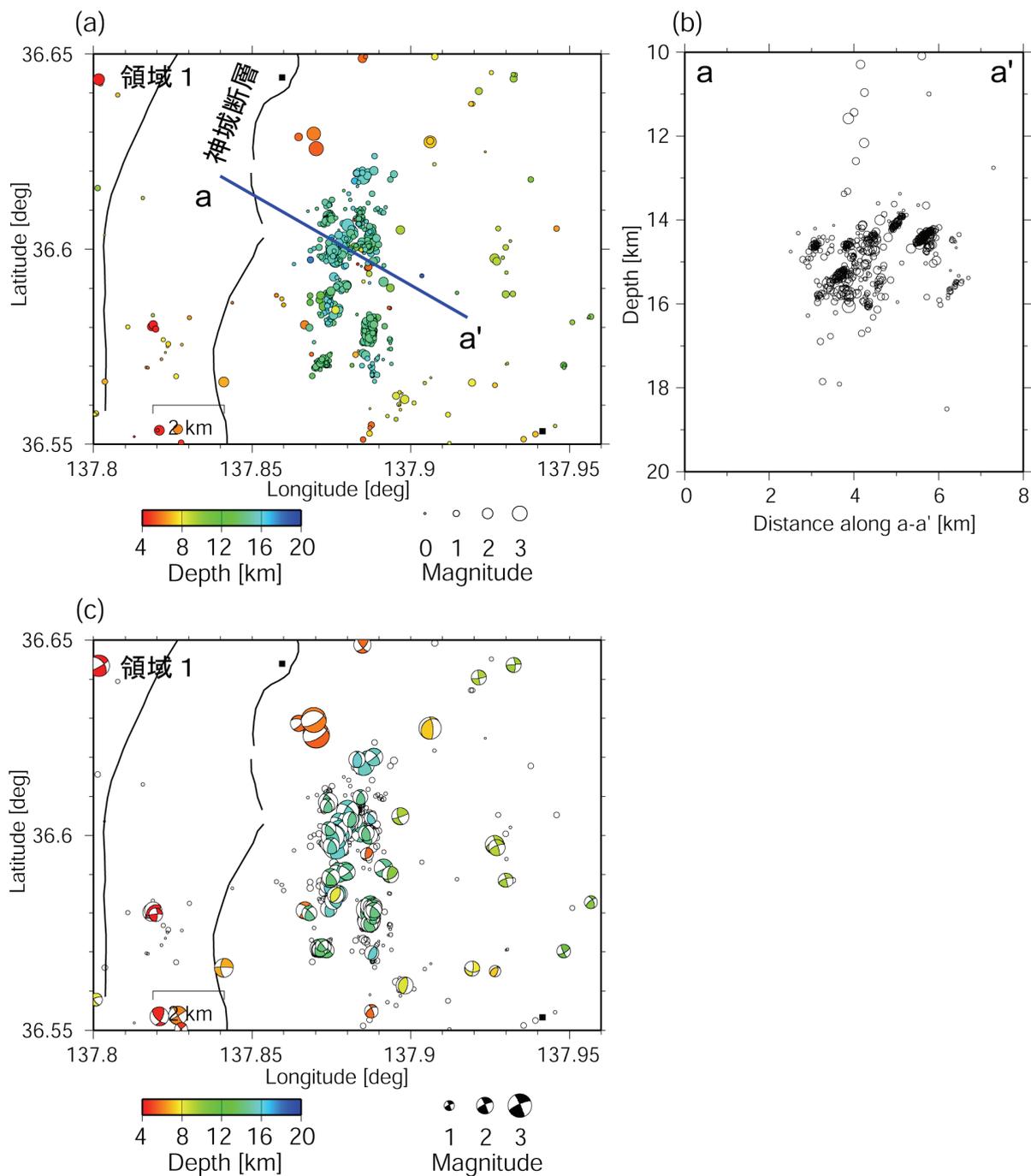


図 11 神城断層の周辺（領域 1）における地震活動。

(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。

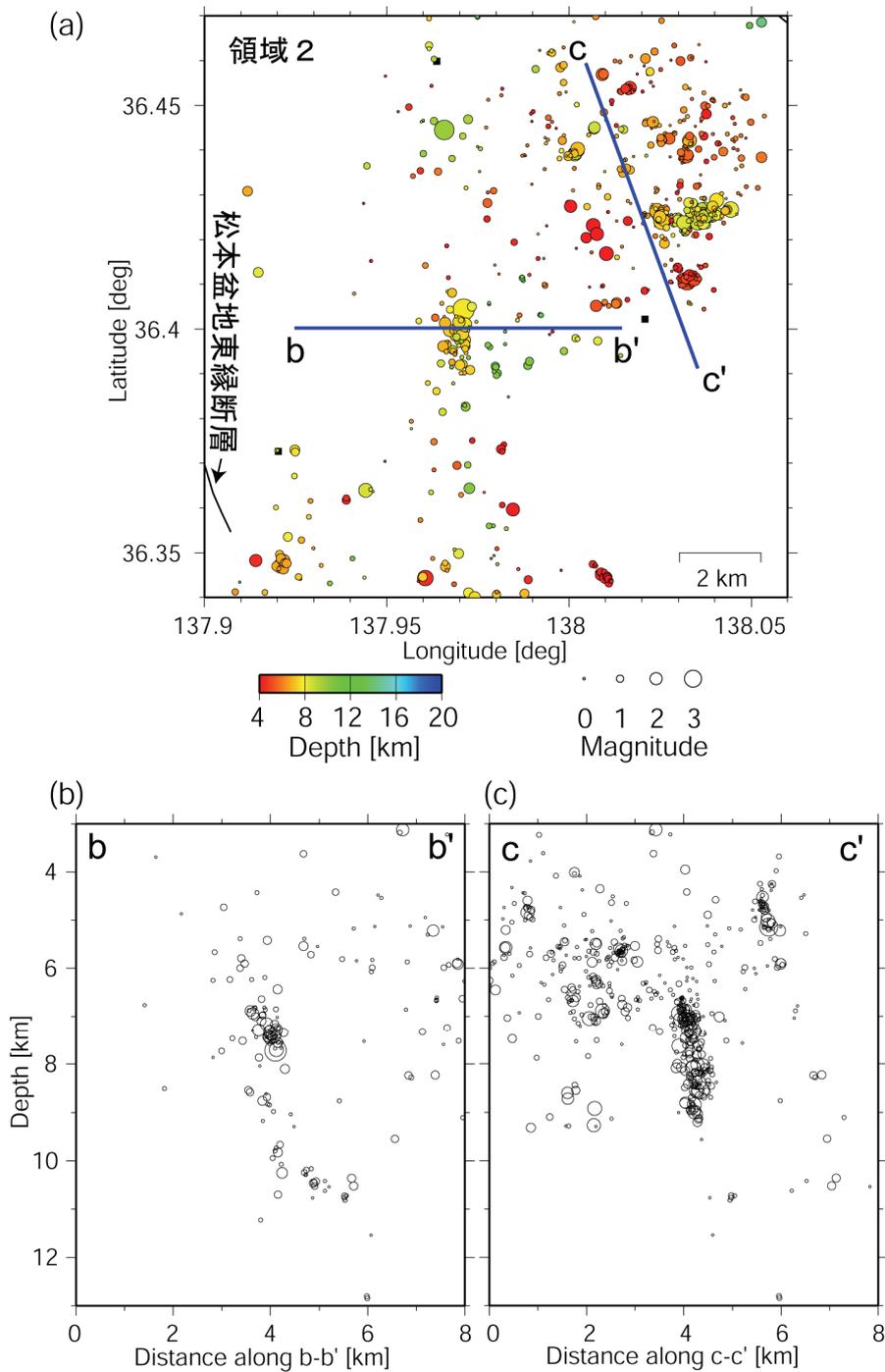


図 12 松本盆地東縁断層の周辺（領域 2）における地震活動。

(a) 震源分布、(b) a-a'、および (c) c-c' 鉛直断面における震源の深さ分布。全ての図において再決定震源を丸印で示す。(a) 図における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。

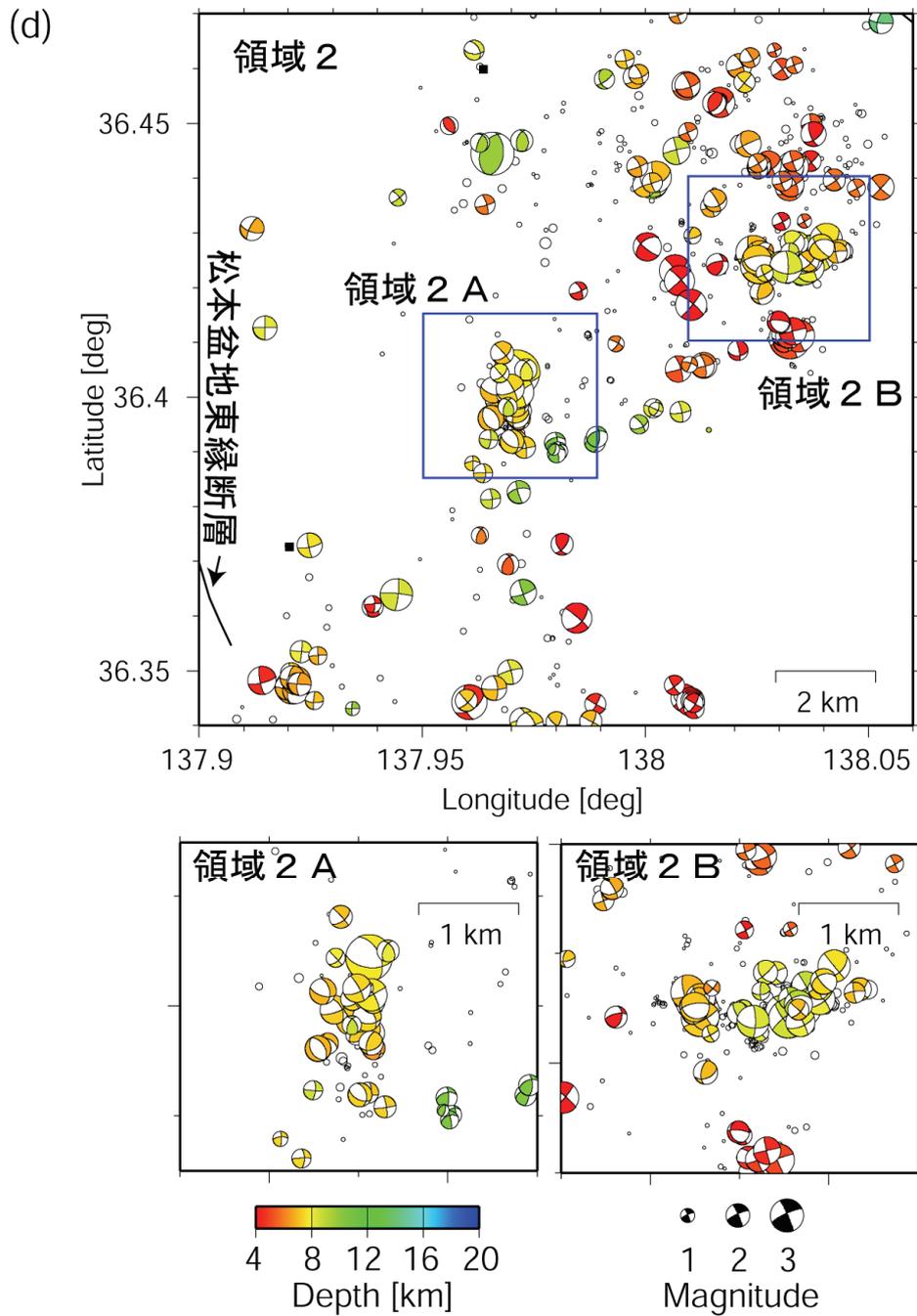


図 12 松本盆地東縁断層の周辺（領域 2）における地震活動（つづき）。

(d) 発震機構解の分布。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。パネル上段図中の青色矩形は、下段拡大図に示す領域 2 A および 2 B の位置を表す。

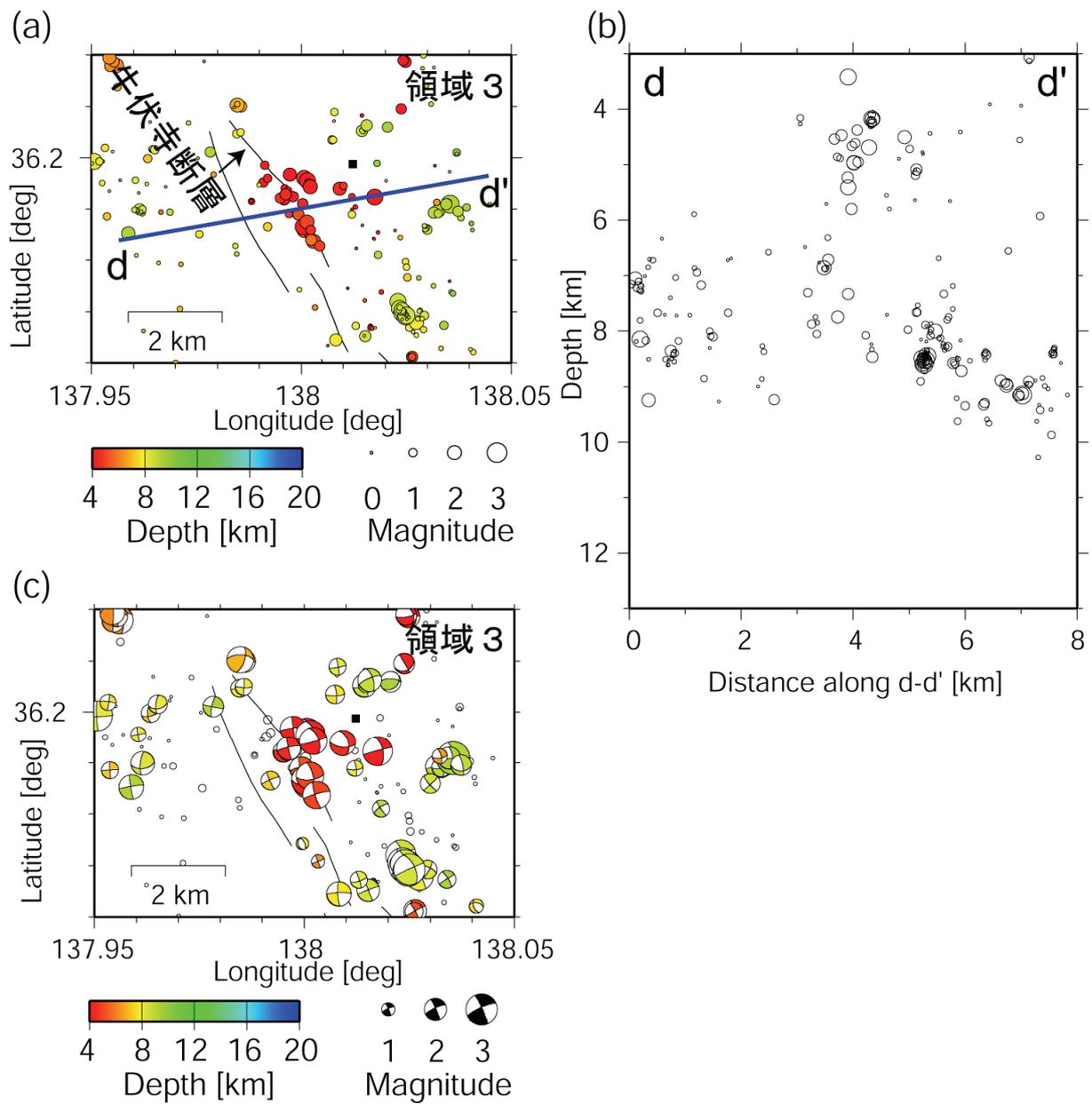


図 13 牛伏寺断層の周辺における地震活動。
 (a) 震源分布、(b) 発震機構解の分布、(c) 震源の深さ分布。シンボル等は図 11 に同じ。

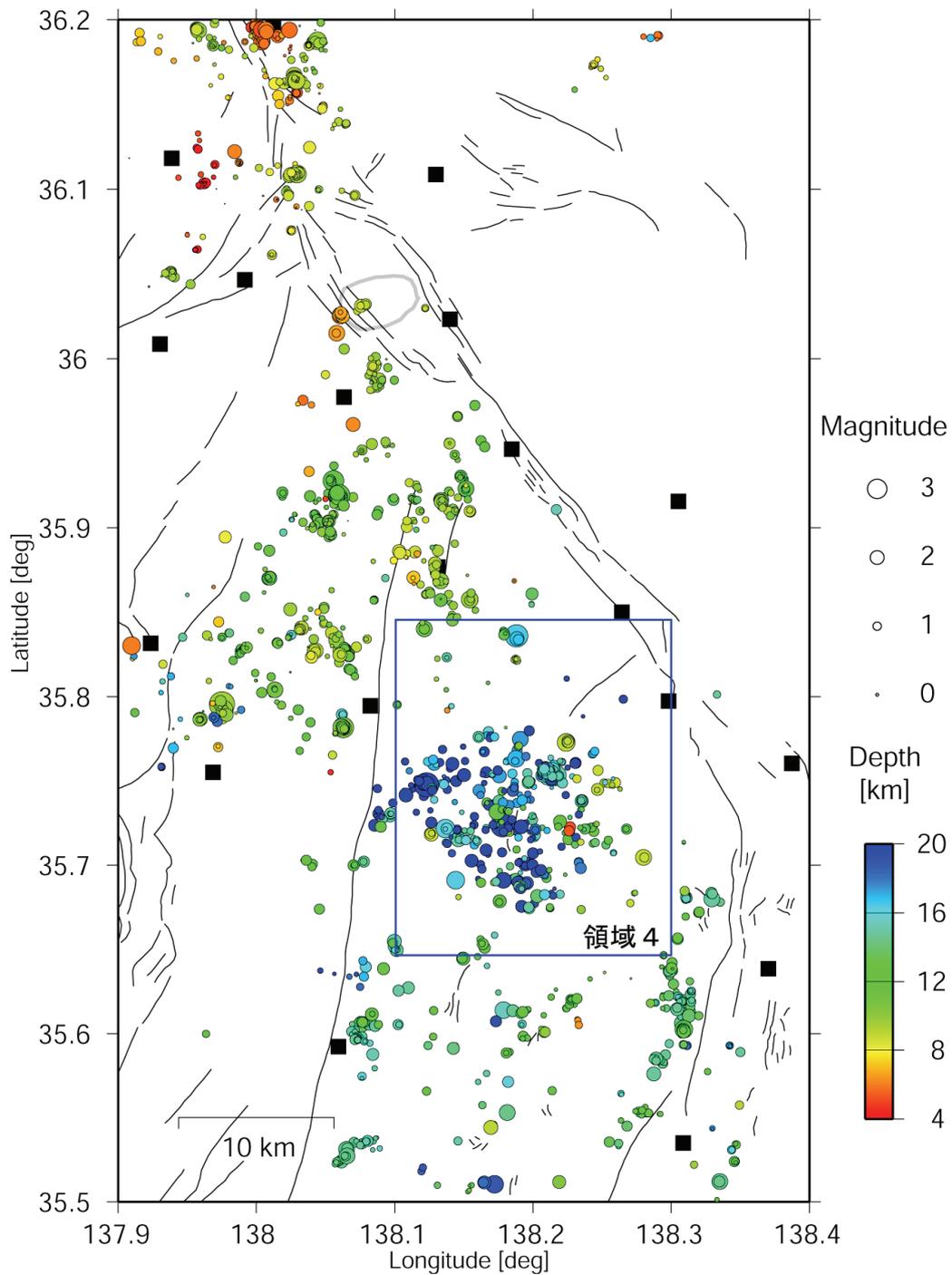


図 14 諏訪湖以南における地震活動。

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 16 において図示する領域を表す。

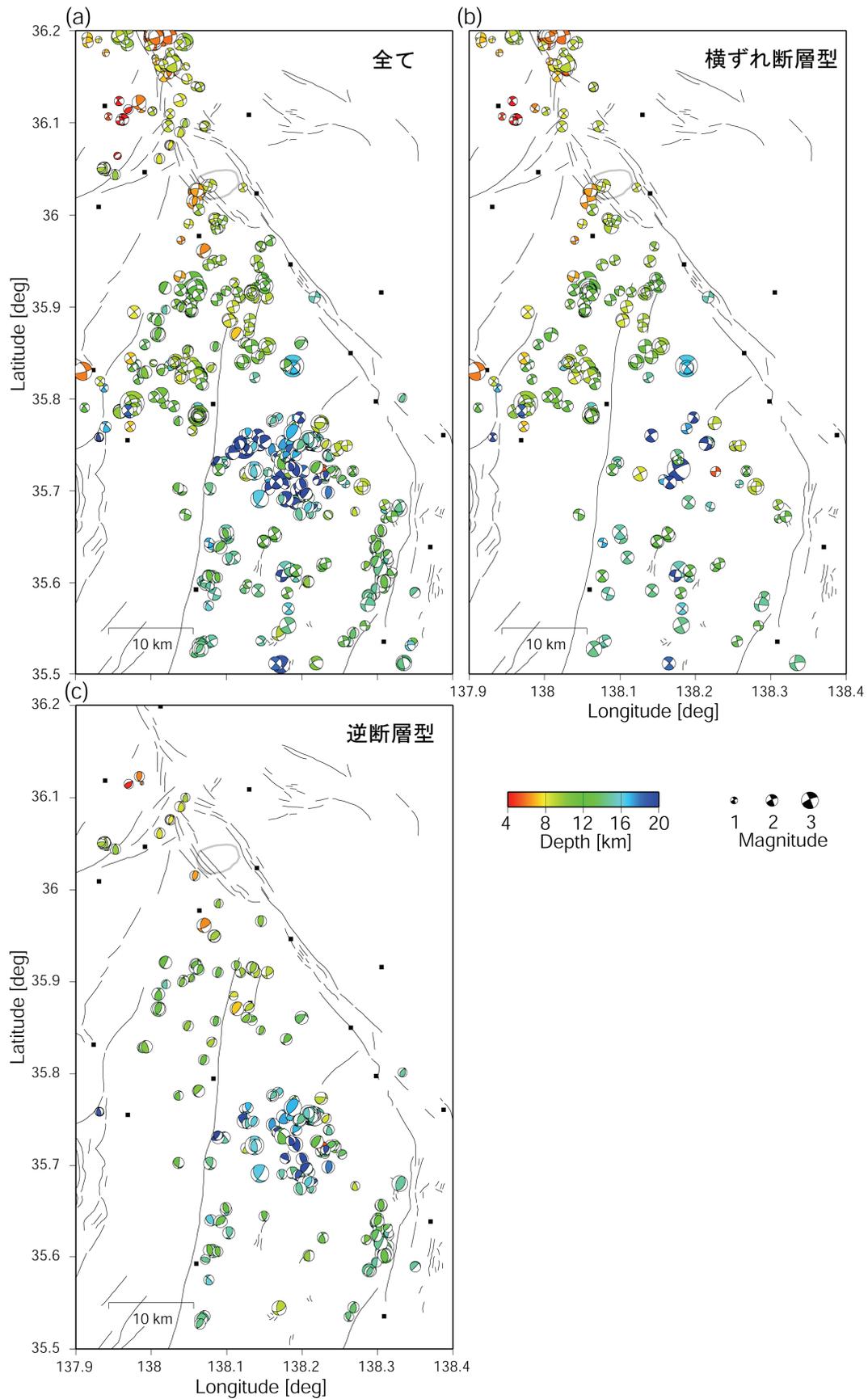


図 15 諏訪湖以南における発震機構解の分布。
シンボル等は図 10 に同じ。

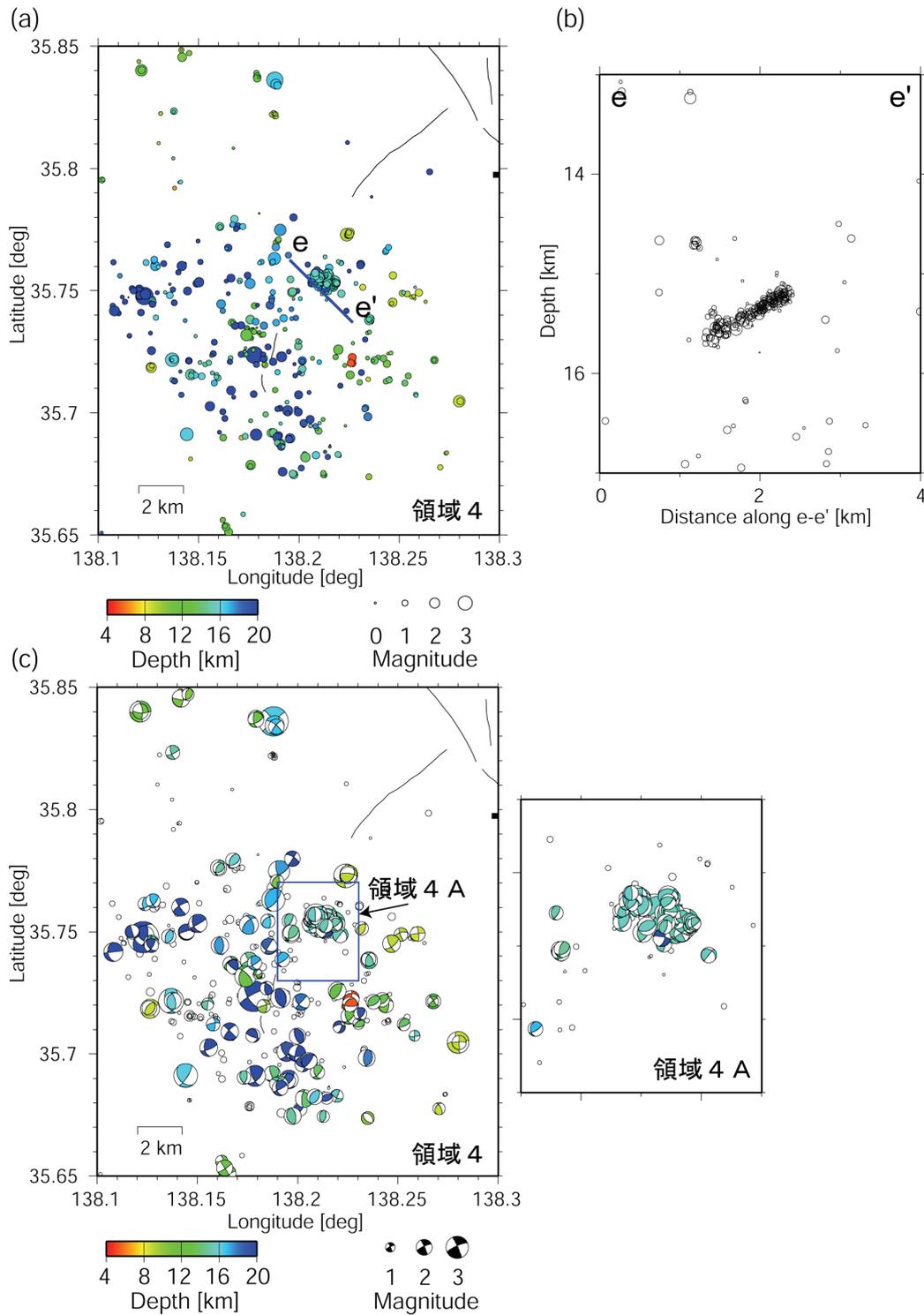


図 16 領域 4 における地震活動。

(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 4 A の位置を表す。

(d) 結論ならびに今後の課題

本調査観測において、パイロット重点による5観測点の移管に加えて、50 m級観測井による15観測点を新設した。本調査観測による観測網の整備によって、この地域の観測点密度が飛躍的に向上し、従来はその深さを精度良く決めることが困難であった本断層帯周辺域の浅発微小地震の震源をより高い精度で決めることが可能になった。また、本調査観測による観測とそのデータの蓄積によって、三次元地震波速度構造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った。

推定された速度構造は、深さ数 km においては大局的には本断層帯に沿って低速度領域が分布しているが、より詳細には地域性が認められ、それらは断層セグメンテーションに関係している可能性がある。また、本断層帯の北端と南端には顕著な低速度領域が存在しており、そのような低速度に関係した媒質の性質が断層帯の端部を規定しているものと考えられる。一方、より深部の下部地殻においては、諏訪湖を中心とする低速度域が南北に広く分布するが、その低速度域は北部では本断層帯の東側に、南部では本断層帯の西側にそれぞれ分布する。このような低速度域が地殻深部の流体の分布に起因するならば、それによる強度の低下を通じてその直上に位置する断層の形成に影響を及ぼしている可能性がある。

次に、推定された三次元地震波速度構造によって約6年間に発生した地震の震源決定を行い、その震源分布に基づいて地震発生層の上限および下限の深さを評価した。その結果、本断層帯中部では地震発生層の厚さ、すなわち、脆性破壊を起こしうる領域の厚さが薄いことが明らかとなった。この結果は、強震動予測における断層モデルの設定にも貢献する有効な情報となりうる。

最後に、高精度の震源再決定を行うとともに、得られた震源分布の位置・形状と発震機構解から、それらが本断層帯を構成する断層に沿って発生している地震かどうかの検討を行った。その結果、牛伏寺断層の直下と本断層帯南部の一部について、本断層帯との関係が疑わ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そのものの地震活動と解釈される。それ以外の領域では、想定される断層面の形状と一致するような震源分布は認められなかった。

(e) 引用文献

- 1) 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, Part I, 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(楡形-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) Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198, 1992.
- 8) Ikeda, Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta, and, T. Kozawa, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 1315-1321, 2004.
- 9) Ito, K., Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, Vol. 38, pp. 223-250, 1990.
- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部・中部)を起震断層と想定した強震動評価手法, 2002.
- 11) Kato, A., Iidaka, T., Kurashimo, E., Nakagawa, S., Hirata, N., and Iwasaki, T., 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, 2007.
- 12) 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.
- 13) 松原誠, 関根秀太郎, 林広樹, 小原一成, 笠原敬司, Hi-net のデータを用いた三次元速度・Q 構造によるフィリピン海プレートのイメージング, *月刊地球*, 号外 57, pp. 60-70, 2007.
- 14) 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.
- 15) Nakajima, J., F. Hirose, and A. Hasegawa, Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan, Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity, *J. Geophys. Res.*, 114, B08309, doi:10.1029/2008JB00610, 2009.
- 16) 東京大学地震研究所, 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, 2003.
- 17) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm, Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1352-1368, 2000.
- 18) 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.