

稠密地震観測に基づく近畿地方北部における地震波速度構造

The Seismic Velocity Structure in the Northern Kinki District Using Dense Seismic Observation

海谷絵未・片尾浩・澁谷拓郎・飯尾能久・三浦勉

Emi KAIYA, Hiroshi KATAO, Takuo SHIBUTANI, Yoshihisa IIO and Tsutomu MIURA

Synopsis

Micro-seismicity in the Northern Kinki District is active. However we don't know the cause and the relation between these seismic activities and crustal structure or active faults around there clearly. In the Northern Kinki District, we are carrying out a dense array seismic observation using many temporal stations; 83 stations since 2008. The average station interval at the center of the Tamba plateau is about 5km, so we expect to know the seismic structure beneath this region with higher resolutions than that derived from the permanent stations.

In this study, we estimate high-resolution seismic velocity structure using data from these dense observations. Based on the results of 3D seismic velocity tomography, we discuss on the relations between the seismic activities and other geophysical and geological features of this area.

キーワード: 地震波速度構造, トモグラフィ, 微小地震, 稠密観測, 近畿地方

Keywords: seismic velocity structure, tomography, microearthquake, dense observation, Kinki district

1. はじめに

近畿地方北部, 特に大阪府北部から京都府中部にかけて(以下, 丹波地域と呼ぶ)は定常的に微小地震活動が活発である. この地域には, 第四紀の火山は存在しておらず, これらの地震活動は近年発生した内陸大地震の余震でもない. 震源は特定の活断層に沿うのではなく, 広範囲にわたり二次元的に分布しているなど特異な特徴を呈している. 地震発生レートは中期的には極めて安定しているが, 過去に活動度が大きく変化した例が知られており, 応力場に敏感に反応する側面もあると考えられている. 近年においても, 2003 年以降地震活動の低下が指摘されている. 丹波地域は藤田 (1968) により提唱された近畿トライアングルの西側の縁に位置しており, また新潟-神戸歪集中帯 (Sagiya et al., 2000) の一部を構成する地域であるため, 日本列島の広域テクトニクス

を考える上でも極めて重要な地域であると考えられる.

片尾 (2005) は, 丹波地域において初動の9~12秒後に見られる顕著な後続波に着目し, これを地殻内で反射したS波であると仮定し, 下部地殻に北に傾斜する反射面があることを明らかにした (Fig. 1-4). また, 西上 (2005) は, 丹波地域の深さ約25-30kmにおいて花折断層の西側に強い散乱領域が存在することを示した. これらは丹波山地に集中している微小地震分布とほぼ重なる領域に存在し, 構造と地震活動の関連性が示唆されている.

この地域で微小地震が定常的に発生する原因はまだよくわかっておらず, その解明には詳細な地殻構造を把握する必要がある. これまでの多くの研究により示唆されている丹波山地下の地下流体の存在が, 定常活動の成因とその活動変化に大きく影響しているものと考えられるが, その解明のためには詳細な

地下構造に関する情報が必要である。

地殻構造を知るために地震波速度のトモグラフィック解析が数多く行われている。トモグラフィック解析は1970年代後半から行われるようになり、日本国内ではHirahara (1980)をはじめとする当時の観測網による解析は水平方向のグリッド間隔は 2.0° で行われた。2000年代には日本全国において防災科学技術研究所の高感度地震観測網 (Hi-net) が整備され、観測点間隔およそ20kmで定常観測が行われるようになった。Matsubara et al. (2008) は日本列島全域において2000年から約8年間の定常観測網のデータに基づき3次元地震波速度構造を求めた。グリッドは水平方向に 0.2° 間隔、鉛直方向に5~10km間隔に配置し、沈み込んだプレートまで含んだ全体的に信頼性の高い列島規模の構造が得られた。しかし近畿地方では、深さ5~20kmまでのP波・S波速度構造はともに低速度異常が顕著に見られたが、深発地震がほとんど発生していないため、下部地殻より深部では精度の良い結果は得られていない。Nakajima and Hasegawa (2007) では近畿地方を含む西南日本において、1997年から約8年間のデータを用い、水平方向に 0.3° 、鉛直方向には10km~50kmのグリッド間隔で3次元地震波速度構造を推定している。近畿地方北部における深さ40kmのP波速度構造は全体的に高速度異常が見られ、深くなるにつれて低速度になる。一方、S波速度構造は深さによらず全体的に低速度異常が見られる。大見 (2005) は1998年から約8年間の地震データを用い、近畿地方北部において3次元地震波速度構造を推定した。この解析におけるグリッド間隔は水平方向には 0.2° 、鉛直方向には5km~100km (浅部では5km) である。活断層の地表トレースに沿って低速度異常が見られ、それらが深さおよそ15kmまで連続していることなどを見出している。

上述の先行研究のように、近年行われた丹波地域周辺における3次元地震波速度構造はいずれもHi-net整備後の定常観測網データを用い、グリッド間隔は水平方向 0.2° ~ 0.3° に設定されている。定常観測のみに基づいた解析の空間分解能はおよそ 0.2° が限界であると考えられる。

本研究では、従来の定常観測網の観測点密度をはるかに凌駕する臨時地震観測を実施することにより、高解像度で地下構造を把握し、丹波地域の地震活動の原因およびその時間変化の要因をさぐることを目的としている。

2. データと解析手法

2.1 稠密地震観測

丹波地域では、2008年以降文部科学省の委託研究

「ひずみ集中帯の重点的調査観測研究」および「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の一環として琵琶湖西岸から丹波山地周辺に稠密観測網が設置された。(三浦ほか, 2010) この臨時観測点は2008年11月以降45点が設置され、さらに2010年4月以降38点が追加され、現在までに合計83点で継続して観測されている。平均観測点間隔は約5kmで、従来の定常観測網の約20km間隔に比べるとはるかに稠密である。観測機材には、京都大学防災研究所附属地震予知研究センターと株式会社近計システムが共同開発した三成分一体型小型軽量地震 (KVS-300) と低消費電力収録装置 (EDR-X7000) から構成される地震観測システムが用いられている。(飯尾, 2011) 地震計の固有周期は2Hz、サンプリング周波数は100Hzで連続波形が現地収録 (オフライン) される。半年に一度、メモ리카ードに蓄えられたデータを回収し、全観測点分を1つ連続波形データに編集し保存されている。

2.2 解析領域とデータセット

本研究では、臨時観測点で得られたデータに加え、従来からある定常観測網のテレメータデータを用いて解析を行った。定常観測データは防災研究所附属地震予知研究センターの微小地震観測システムSATARN (大見ほか, 1999) によりリアルタイムに収録されているものを使用した。この中には、京都大学およびその他の大学、気象庁の津波地震観測網、防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-net、産業技術総合研究所の観測網などのデータが含まれている。

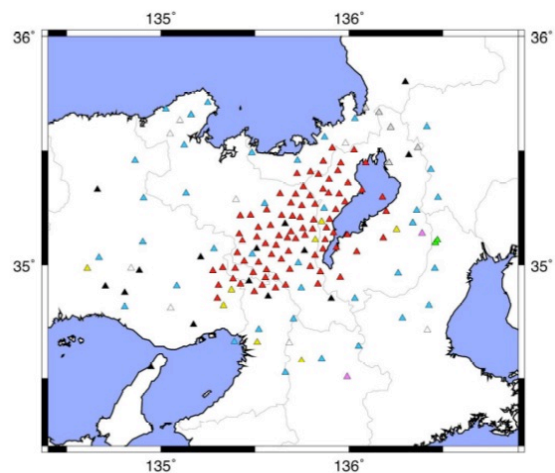


Fig. 1 Station distribution around the northern Kinki district. Red triangles are temporal stations by this study. Other triangles are permanent stations of the telemeter observations networks.

本研究では、前節で述べたオフラインの稠密地震観測網83点に加え、その周辺における各機関のテレメータ定常観測点75点を合わせ、さらに隣接する濃尾地震震源域で行われていた大学の合同地震観測データから京都大学が滋賀県湖北地域において担当しているオフライン観測点5点を加えた合計163点のデータを用いている。解析に使用した観測点の配置をFig. 1に示す。

これらの観測点すべてをマージした連続波形データから、気象庁一元化震源リストに従って地震毎に切り出したイベント波形データを作成する。本研究で用いたイベントの範囲と期間を以下に示す。

範囲：北緯34.30°~35.70°，東経134.50°~136.60°，深さ0km~900km

期間：2009年2月1日~2011年2月28日の約2年間

震源カタログの地震数：10009

PおよびSの走時は、これらのイベント波形データからプログラムwin（卜部・東田，1992）を使用して読み取った。

2.3 地震波トモグラフィー

地震波走時トモグラフィーにはRawlinson et al. (2006) によるプログラムFMTOMOを用いた。この手法は、理論走時計算において波面法（de Kool et al., 2006）を用いているため、不均質な構造にも安定した計算ができる。さらに近地地震と遠地地震を用いた同時インバージョンや不連続面を設定することができることもメリットである。

初期速度構造モデルとしてJMA2001（上野ほか，2002）を用い、P波・S波走時トモグラフィーを行った。インバージョンの際のイタレーションは6回行った。モデルの範囲は、北緯34.30°~35.90°，東経134.50°~136.80°，深さ-2km~80kmとし、グリッド間隔は緯度×経度×深さ方向に、0.2°×0.2°×3km，0.1°×0.1°×3km，0.05°×0.05°×3kmの3通りの解析を行い、分解能を比較した。

また、解の信頼性を知るためにチェッカーボードテストを行った。チェッカーの大きさは緯度×経度×深さ方向に2×2×2グリッドとし、初期速度構造モデルに対して±1.5%の速度perturbationを与えモデルとした。このようなチェッカーボードモデルについて、実際の観測と同じ震源と観測点を用いて計算された理論走時を観測走時としてトモグラフィーを行い、その結果を元のモデルと比較をすることで信頼性を評価する。

また、使用するデータ数（期間）を変化させて、以下に示すようにデータセット1とデータセット2を作成した。（モデル範囲は共通。）

「データセット1」

期間：2010年2月1日~2011年2月28日の約1年間

地震数：4714

走時数：P波162266，S波141757

「データセット2」

期間：2009年2月1日~2011年2月28日の約2年間

地震数：10009

走時数：P波281006，S波245918

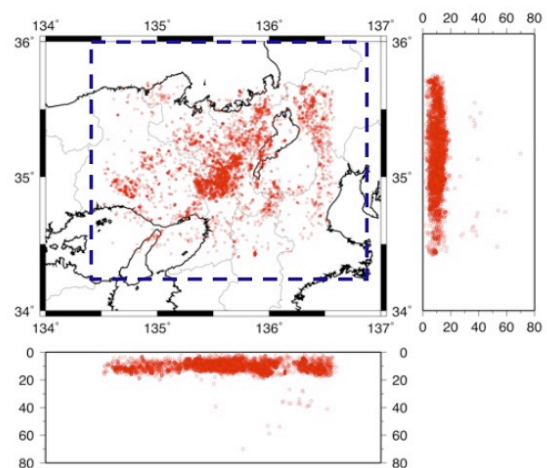


Fig. 2 Distribution of 10009 events of the “data-set 2”. Dashed rectangle show the horizontal exten of the tomography model.

地震波走時トモグラフィー解析におけるダンピング因子 ϵ とスムージング因子 η の選び方に関して様々な値の組み合わせを試した中から、perturbationとroughnessが小さいものが適切な解であるという考えのもと、 $\epsilon=0.01$ と $\eta=1.0$ の組み合わせを選択した。variance reductionはグリッド間隔によらず、P波に関してはおよそ20%、S波に関してはおよそ30~40%と低いが、震源の初期値とインバージョン後の最終解との間にはせいぜい0.5km~1kmの偏差しか見られなかった。

3. 3次元地震波速度構造

3.1 トモグラフィー解析結果

データセット1のトモグラフィーの結果を、深さ1km~16kmまで3km間隔でFig. 3（S波）およびFig. 4（P波）に示す。グリッド間隔は、緯度×経度×深さ方向に0.1°×0.1°×3kmである。

先行研究において標準的であった0.2°のグリッド間隔で求められた構造は、P波・S波ともに全体的にぼんやりしていたが、グリッドを細かくすることに

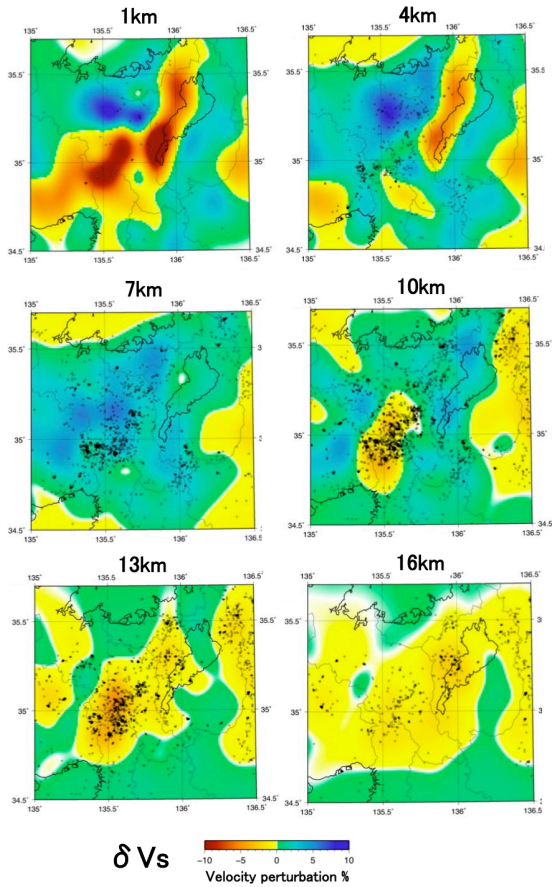


Fig. 3 Results of map view of Vs at each depth. Horizontal grid intervals are 0.1 degree.

より詳細な特徴が見やすくなっている。P波は丹波地域とその西側に低速度の領域が広がっている。また、それらは浅部で顕著に見られ、深さ7km付近で少し高速度ぎみになり、深さ10km~16kmにかけて深くなるにつれて再び低速度領域が広がる。S波に関しては、丹波地域中央部から琵琶湖西岸にかけて深さ4kmあたりまでの浅部では低速度異常が帯状につながっているように見てとれる。S波もP波と類似しており、深さ7km以深ではこのような特徴は見られない。また、その帯状につながる低速度異常の北側には一部高速度の領域が広がり、これはP波速度構造には見られない特徴である。

丹波地域中央部においては、グリッド間隔によらず深さ10km付近までは比較的よく戻っているが、深さ16kmあたりになるとあまり戻りがよくない。その理由として、使用した地震は深さ16km以浅で発生しているものがほとんどであるため、深さ16kmあたりは波線があまり通らないためであると考えられる。

2009年2月1日~2011年2月28日の約2年間の地震を含むデータセット2を使用して同様のトモグラフィ解析を行った。データセット2はデータセット1に比べて走時数がおおよそ倍になっているが、結果

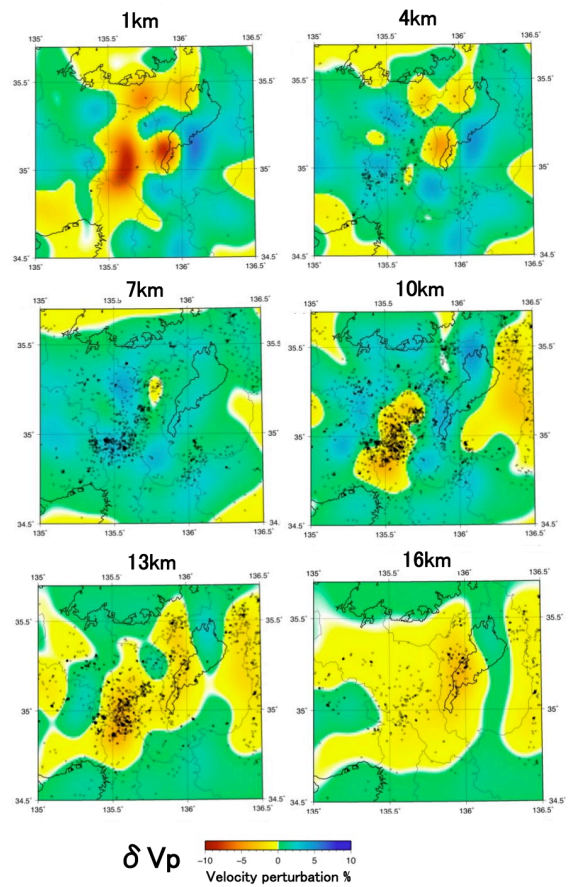


Fig. 4 Results of map view of Vp at each depth. Horizontal grid intervals are 0.1 degree.

から見られる特徴には大きな変化は見られない。チェッカーボードテストの戻り具合に関しては、水平グリッド0.05°の場合はデータセット1に比べて広い領域でよく戻っているように見て取れるが、おおむね結果はよく似ている。したがって、観測点、地震数ともに密な丹波地域中央部においてはデータセット1の約1年間分のデータでも十分な分解能が得られると言える。定常観測網に基づく先行研究では数年間以上の長期にわたる地震データの蓄積が必要であったことと比較すると、稠密観測により極めて短期間で高解像度の結果が得られたことになる。もちろんこれは、観測点および地震分布が疎らな丹波地域中央部の周辺域では1年間では十分な地震数を確保できないため、既往の解析よりも地震数が減少するため、同等の結果を得ることはできずむしろ悪化することになる。

水平方向のグリッド間隔を0.1°の場合と0.05°の場合でチェッカーボードテストの結果を比較したものがFig. 5とFig. 6である。Fig. 5ではP波、Fig. 6ではS波を示し、各々深さ1km, 7km, 13kmにおける例を示す。双方とも丹波地域中央部ではチェッカーがうまく再現されており、地殻中部においては最高で

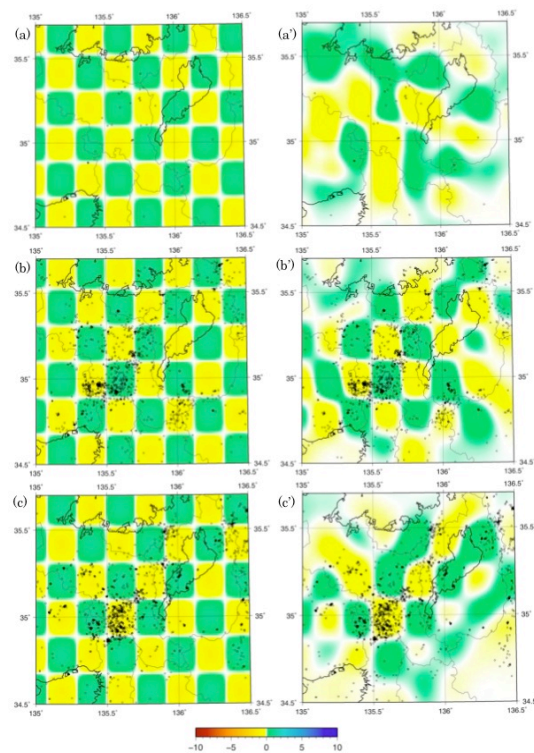


Fig. 5 Results of the checkerboard resolution tests of 0.1 x 0.1 degree grid interval for P wave on three representative depth layers; (a) 1km, (b) 7km, (c) 13km Left side panels are true checker model, right side panels are recovered model respectively.

0.05° 程度の解像度があることを確認できる。一方周辺部においてはチェッカーの戻りは悪化し、とくに0.05° グリッドの場合は元のチェッカーパターンがほとんど再現できていない地域も多くなる。

3.2 深部構造と鉛直断面

以上述べた解析結果では、上部地殻においては高解像度の結果が得られ様々な特徴が見られたが、深さ12km以深はチェッカーボードテストの戻りが悪く明瞭な結果は得られない。その理由として、近畿地方北部ではおよそ深さ16km以深の地震がほとんど発生していないことがあげられる。また、フィリピン海プレートの沈み込みに沿ったやや深発地震の活動も低調であり、丹波地域直下ではほとんど起きていない。

下部地殻から上部マントルに至る深部の速度構造を求めるために、データの時空間範囲を広げ深さ30km以深におけるM2.0以上の地震を追加したデータセットを作成した。追加したデータは、

範囲：北緯34.00°～35.90°，東経134.50°～136.70°，深さ30km～100km

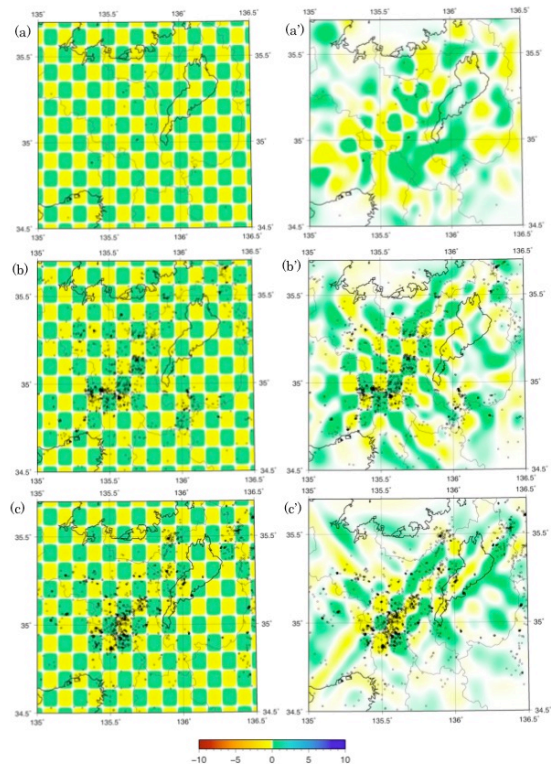


Fig. 6 Results of the checkerboard resolution tests of 0.05 x 0.05 degree grid interval for S wave on three representative depth layers; (a) 1km, (b) 7km, (c) 13km Left side panels are true checker model, right side panels are recovered model respectively.

期間：2009年1月16日～2012年12月26日，M2.0以上
地震数：74

で、おもに滋賀県東部以東や紀伊半島中部におけるやや深発地震である。これにデータセット1の地震を合わせた4788イベント（以下、データセット3）を用いて、トモグラフィー解析を行った。その際のモデルは、北緯34.00°～35.70°，東経134.50°～136.70°，深さ-2km～70kmの範囲に拡張し、走時数はP波171117，S波149563となった。

その結果、深い地震を追加することで、データセット1で良い分解能が得られなかった深さ13km以深において、チェッカーボードテストの戻りが改善した。トモグラフィー解析の結果も深さ10km以深に注目すると、深さ10kmや13kmにおいて微小地震集中域に重なるように見られる低速度領域については、データセット1の解析よりも信頼性が上がったと考えてよい。もともと深発地震が少ない地域であるため、本研究における期間および地震数では限界があるが、より長期間かつ周囲の深発地震や遠地震を用いることで、さらに深部の構造の推定精度を改善することが期待できる。

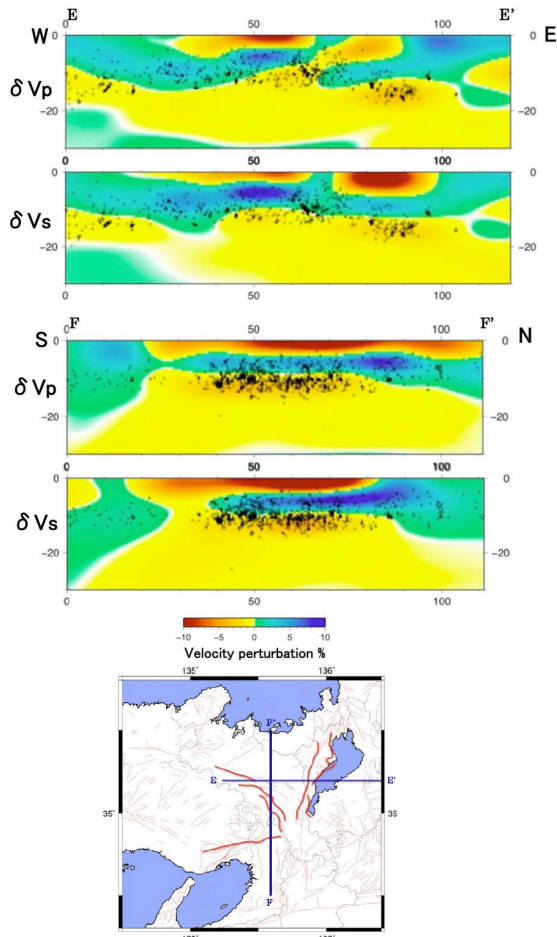


Fig. 7 Vertical cross sections of results of tomography with 0.1 degree resolution. V_p perturbation along EW line, V_s perturbation along EW line, V_p perturbation along NS line, V_s perturbation along NS line, and location of section lines, up to bottom respectively.

データセット3に基づく結果のうち、水平方向のグリッド間隔0.1°とした結果の鉛直断面の例をFig. 7に示す。地震が集中して起きている領域や活断層を横断するように測線を設定し、北緯35.20°で東西に引いた測線と、東経135.60°で南北に引いた測線に沿った断面を示している。

東西測線の鉛直断面図では、深さ12kmあたりの低速度領域は丹波地域中央部の微小地震発生域と重なるように存在し、P波・S波双方で見られる。また、P波・S波ともにその領域では浅部にも低速度領域が顕著に見られ、深さ5~10kmは比較的高速度になっている。南北測線の鉛直断面図では、東西測線でみられた特徴がさらに顕著に見られる。地表直下の浅部および微小地震発生層の下限に沿った低速度が顕著

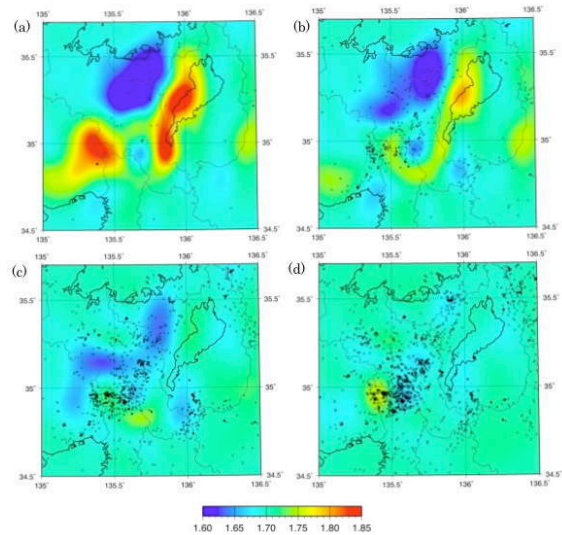


Fig. 8 V_p/V_s distributions on the results of tomography with 0.1 degree resolution. Map view of the depth of (a)1km, (b)4km, (c)7km and (d) 10km, respectively.

であり、それらに挟まれた深さ5~10kmは比較的高速度になっている。

深さ20kmよりも深い下部地殻および上部マントルは、丹波地域の微小地震活動域の下では全体的に低速度になっている。

3.3 V_p/V_s

データセット1を用いたトモグラフィ解析（水平方向のグリッド間隔が0.1）において得られたP波速度とS波速度の比 V_p/V_s をFig. 8に示す。深さ4kmより浅部においては琵琶湖西岸地域に高 V_p/V_s 領域が際立って見られ、さらにその北西に低 V_p/V_s 領域が見られる。この低 V_p/V_s 領域は深さ7kmにまで連続的に見られる特徴である。

4. 考察

4.1 稠密観測の優位性

2008年以降、丹波地域に設置された臨時稠密観測網の観測点間隔は約5km間隔で、従来の定常観測網における約20kmよりはるかに稠密である。稠密地震観測データを用い、グリッド間隔や解析に使用するデータ期間を変えて多数の設定条件の地震波走時トモグラフィ解析を行った。水平方向のグリッド間隔は緯度×経度方向に0.2°、0.1°、0.05°の3通りを試し、深さ方向は3km間隔で共通とした。水平方向のグリッド間隔0.2°は、従来の定常観測データのみ

を用いて行われていた先行研究のものと同等である。稠密観測データを用いることにより、丹波地域中央部において水平方向のグリッド間隔が 0.1° の場合でもチェッカーボードテストは非常に戻りが良い良好な結果を示す。さらに細かい 0.05° 間隔の場合でも、丹波地域中央部ではよく戻っている。

また従来の定常観測に基づく解析には8年間以上といった長期間にわたる地震データを使用する必要があったが、同等の解像度の結果を得るために、本研究の稠密観測では約1年間のデータの蓄積があれば十分であることが示された。短期間のうちに速度構造が変化するようなことが起こりうる場合では、稠密観測によってスナップショット的なトモグラフィ解析が可能かもしれない。ただしこれは地震・観測点ともに稠密に配置されている丹波地域中央部におけるもので、地震・観測点ともに疎らである丹波地域の周辺部、あるいは深発地震がほとんど発生しない近畿地方北部における下部地殻以深の構造については解像度の改良は見られない。

4.2 速度構造と震源分布

丹波地域中央部を中心として、速度構造解析結果の特徴と震源分布との対応を述べる。P波の低速度領域は地震の集中して発生している領域とほぼ一致し、丹波地域中央部に広がっている。微小地震が多発している場所では、その上の表層付近でも顕著な低速度帯が分布する傾向が見られる。地震発生層とその浅部における低速度異常に挟まれる深さ7km付近では比較的高速度が見られる。S波は琵琶湖西岸から丹波地域中央部にかけて帯状に広がる低速度異常が見られる。しかし、深さ10km~16kmではP波とは異なり、微小地震が集中している領域とは少しずつ低速度異常が見られる。

丹波地域ではこれまでの地殻構造研究や片尾ほか(2013)で報告されているように、地殻内に流体が存在しそれが地震活動に影響を与えていることが示唆されている。流体の存在により、微小地震発生域やその浅部において地震波速度の低下が引き起こされているのではないかと考えられる。

4.3 低速度領域と活断層

大見(2006)は近畿地方北部において、有馬-高槻構造線から琵琶湖西岸断層や三峠・西山断層系にかけての活断層トレースとトモグラフィによる深さ5km~10kmの低速度領域が対応していると指摘している。

本研究のトモグラフィ結果においては、低速度異常が見られる領域が帯状、もしくは深さ数kmにわたって連続的に広がっているという特徴が見られた。

P波速度構造では低速度領域が主要な活断層トレースに対応しているようには見られない。S波速度構造では深さ4kmまでの浅部において、花折および琵琶湖西岸断層の一部が低速度領域と重なっているように見える。先行研究と本研究におけるこのような違いの主な原因として分解能の違いが考えられる。本研究では、稠密地震観測データを用いて解析を行っているため過去の研究よりも詳細な結果が得られている。しかし、大見(2006)では定常観測データのみを用いて解析を行っているため、空間的な分解能に限界があったと考えられる。実際にはS波の一部においてのみ見られる対応なのかもしれない。

4.4 帯状に広がる低速度領域

本研究の結果では、深さ3km以浅の表層付近において、顕著な低速度異常が分布していることがわかった。本研究で用いた定常観測点のみならず臨時稠密観測の観測点もそのほとんどが岩盤上に設置されたものであるため、観測点近傍の堆積層の影響を強く受けているとは考えられない。先行研究に見られるように約20km間隔の定常観測点だけを使用すると、表層付近の波線は観測点付近に集中するため、浅部地殻の構造は本来解きにくい。本研究の稠密観測ではその点で大いに改善されている。また、観測点密度とトモグラフィのグリッド間隔を考えると、 0.1° 間隔の場合には単一のブロック内に複数の観測点が含まれるために、その平均的な値が結果として現れていると考えられ、単一の観測点直下の地盤が大きな速度異常の原因となるとは考えにくい。

(0.05° グリッドの場合は1ブロックにつき1観測点の割合となり、場合によっては表層地質の補正が必要となる)。したがって、これらの浅部地殻の低速度異常は実在する可能性が高く、既往の研究では不用意に「観測点補正」などによって消されていた可能性がある。今後この低速度帯の成因を、表層地質との対比や活断層の履歴等とともに地震テクニクスの観点から考えていく必要がある。

Fig.8では、琵琶湖西岸地域の浅部において高 V_p/V_s の領域が帯状に見られる。さらにその領域ではS波速度が低速度であるため、S波速度を遅くさせる構造が存在することが考えられる。

近畿地方北部には近江盆地や京都盆地などの盆地が存在する。盆地は堆積層が発達し、周囲よりも軟らかく水分が多くS波速度は遅くなるが、速度構造に見られる帯状の低速度域に対応する盆地は存在しない。また、吉村ほか(2005)は花折および琵琶湖西岸断層帯周辺で電気比抵抗構造探査を行い、花折断層を挟んで東西で比抵抗の顕著なコントラストがあると報告している。本研究でも琵琶湖西岸地域にお

いて高Vp/VsかつS波速度を遅くする構造の存在示されたが、必ずしも花折断層を挟んで極端に分かれているようには見えない。

4.5 S波高速度領域

S波速度構造において、琵琶湖西岸地域のそのさらに北西に顕著な高速度領域が見られる。これは震源分布や活断層との対応はとくに見られなかった。この高速度異常は主に深さ7kmより浅部の表層付近における特徴であるため、表層地質や重力異常との対応を調べた。

高速度異常が見られる領域は丹波帯中生層が広がる地域の北側部分であるが、この高速度領域に直接対応するような地質構造はとくに見られない。

重力値は地下の岩石が高密度の場合、標準重力値よりも大きくなり、低密度の場合は標準重力値よりも小さくなる。琵琶湖周辺は顕著な負のブーゲー異常を示しているが、その北西に位置する高速度領域に関しては周囲と同じほぼ標準重力値に近い値を示している。

この領域で見られるS波高速度異常と表層地質や重力異常との顕著な相関は見られなかった。

5. 結論

丹波地域において、2008年以降83点の臨時観測点が設置されている。この稠密観測データは従来の観測点間隔約20kmよりも密な約5km間隔に設置された観測点で得られたものである。稠密地震観測データを用い、従来の定常観測網に基づく解析より高解像度の3次元地震波速度構造を推定した。

グリッド間隔や解析に使用するデータ期間を変えて多数の設定条件の地震波走時トモグラフィ解析を行った。水平方向のグリッド間隔は緯度×経度方向に0.2°、0.1°、0.05°の3通りを試し、深さ方向は3km間隔で共通とした。地震活動が活発で臨時観測点の密度も高い丹波地域中央部においては、水平方向のグリッド間隔が0.1°のチェッカーボードテストの結果は非常に戻りが良い。さらに細かい0.05°間隔の場合でも、地震・観測点ともに稠密に配置されている丹波地域中央部ではよく戻っている。丹波地域中央部では、1年間という短期間のデータを基にしても、上記の解像度を達成可能であることも稠密観測のメリットの一つである。

P波速度構造では、微小地震が集中している領域の表層直下深さ3km以浅と地震発生層の下半部にあたる9km～15kmが顕著な低速度異常を示している。一方、S波速度構造もP波同様におおむね微小地震が集中している領域で低速度異常が見られたが、P波構造

では見られない特徴として、深さ3km以浅で琵琶湖西岸から南西へと帯状に広がる低速度領域やその北西に位置する顕著な高速度領域が見られた。

丹波地域で微小地震発生域に重なるように存在する低速度域は、様々な先行研究により示唆されている地殻内流体の分布と関連する可能性がある。琵琶湖西岸地域に帯状に広がる低速度域はVp/Vsが高く、S波速度が遅い。この領域はブーゲー重力異常や地質構造等より堆積層に対応しておらず、活断層などと関連する別の原因を考える必要がある。

謝 辞

イベントデータの走時の読み取り作業については、地震予知研究センターの近藤和男氏、中尾愛子氏にその大部分を担っていただきました。稠密地震観測網の維持管理、データの回収・編集等の作業には米田格氏、澤田麻沙代氏をはじめとする防災研究所技術職員の方々のサポートを受けています。

図の作成にはWessel and Smith (1998) のGeneric Mapping Toolsを使用しています。

参考文献

- 飯尾能久 (2011) : 次世代型地震観測システムの開発と運用-満点(万点)を目指して-, 京都大学防災研究所年報, 54, A, 17-24.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生 (2002) : 気象庁の震源決定方法の改善-浅部速度構造と重み関数の改良-, 験震時報, 65, 123-134.
- ト部卓・東田信也 (1992) : win-微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), 地震学会講演予稿集, No1, C22-P18.
- 大見士郎 (2006) : 自然地震を用いた三次元地殻構造, 大都市大災害軽減化特別プロジェクト報告書, 626-640.
- 大見士郎・渡辺邦彦・平野憲雄・中川渥・竹内文郎・片尾浩・竹内晴子・浅田照行・小泉誠・伊藤潔・和田博夫・澁谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐直・近藤和男・渡辺晃 (1999) : 微小地震観測網SATARNシステムの現状と概要, 京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 45-60.
- 片尾浩 (2005) : 陸の上の水っぼい話-特に近畿地方内陸部における深部流体について-, 月刊地球, No51, 286-292.
- 片尾浩・三浦勉・飯尾能久 (2013) : 稠密地震観測による近畿地方北部の地震活動と地殻構造, 京都大学防災研究所年報, 56, B, 167-172.
- 西上欽也 (2005) : 活断層の深部形状モデルに関する

- る研究, 大都市大震災軽減化特別プロジェクト報告書, 511-518.
- 藤田和夫 (1968) : 六甲変動, その発生前後-西南日本の交差構造と第四紀地殻変動, 第四紀研究, 7, 248-260.
- 三浦勉・飯尾能久・片尾浩・中尾節郎・米田格・藤田安良・近藤和浩・澤田麻沙代・多田光弘・平野憲雄・山崎友也・富阪和秀・辰己賢一・加茂正人・澁谷拓郎・大見士郎・加納靖之 (2010) : 近畿地方中北部における臨時地震観測, 京都大学防災研究所年報, 53, B, 203-212.
- 吉村令慧・宇都智史・大志万直人 (2005) : 花折・琵琶湖西岸断層系周辺の電気比抵抗構造, 京都大学防災研究所年報, 48, B, 143-148.
- de Kool, M., Rawlinson, N. and Sambridge, M. (2006): A practical grid-based method for tracking multiple refraction and reflection phases in three-dimensional heterogeneous media, *Geophys. J. Int.* 167, 253-270.
- Hirahara, K. (1980): Three-Dimensional shear velocity structure beneath the Japan islands and its tectonic implication, *J. Phys. Earth*, 28, 221-241.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K. (2008): Three-dimensional P- and S-wave velocity structure beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*. 454, 86-103.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007): Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 254, 90-105
- Rawlinson, N., de Kool, M. and Sambridge, M. (2006): Seismic wavefront trace-ing in 3-D heterogeneous media, applications with multiple data classes, *Explor. Geophys.*, 37, 322-330.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): Continuous GPS array present-day crustal deformation of Japan, *Pure appl. Geophys.*, 157, 2303-2322.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998): New Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 76, 329.

(論文受理日 : 2014年6月11日)