

2) 近畿地方の3次元地震波速度構造

a) データ

インバージョン解析を行うにあたって2000年10月から2003年9月の間に発生した地震のうち、北緯30-38度、東経130-139度、深さ800kmまでの領域を水平方向に0.01度(約1km)、深さ方向に1kmの領域に分割し、検測数が最大の地震を各領域内から1つずつ選択し、地震が一様に存在するようなデータセットを作成した。この領域には、436地点の関東東海観測網および防災科研Hi-netの観測点が存在する。その結果、解析に用いたデータは24,916個の地震からの801,751個のP波到達時刻、670,026個のS波到達時刻である。これらの震源分布・観測点分布を図7に示す。

b) 手法

Zhao et al. (1992)¹³⁾の走時インバージョン法(トモグラフィ法)に、ある距離範囲内のグリッドの速度に相関(スムージング)を導入した手法(Matsubara et al., 2004)¹⁴⁾を用い、三次元速度構造を求めた。東経130度から139度、北緯31度から38度を解析領域として、三次元的に格子点を配置し、それぞれの格子点でのスローネスを未知パラメータとした。P波・S波速度構造・観測点補正值と震源を交互に求め、残差の減少が収束するまで繰り返した。

初期速度構造として、防災科研Hi-netの震源決定で用いられている構造(鶴川・他、1984)¹⁵⁾を用いた。格子点は水平方向には0.1度(約10km)間隔で配置し、深さ方向には深さ50kmまでは2.5-5km間隔で、50km以深は15km間隔で配置した。

チェッカーボードテストの結果、分解能は格子点間隔の2倍、すなわち水平方向に0.2度(約20km)、深さ方向に5-30kmであった。これは、観測点間隔の平均的な距離20kmと調和的である。

c) 結果

近畿地方の観測点補正值を図8に示す。P波・S波ともに、紀ノ川流域から淡路島にかけての地域と伊勢湾周辺で正の補正值が求められている。大阪府から三重県にかけての地域で、掘削長が500m以下の観測点での観測点補正值は周辺と比べて大きくなる傾向がある。中央構造線より北側では和泉層群や瀬戸内中新統、大阪層群相当層といった堆積層が厚く分布しており、こうした堆積層が大きな観測点補正值をもたらしている可能性がある。一方、紀伊半島南部では、掘削長にかかわらず負の観測点補正值が求められている。これは地表付近の堆積層がほとんどないためと考えられる。求められた構造の各深さにおける平均速度構造を図9に示す。以下で示す図は、この平均速度からのパーターベーションで表す。

得られた速度構造からP波速度パーターベーション・S波速度パーターベーション・VP/V S比構造の深さ5kmにおける水平断面を図10示す。このような浅部を対象としたトモグラフィでは、地表の大局的な地質構造を反映していることが期待される。得られた速度分布は観測点分布の影響を多少受けているものの、大局的に東西方向の帯構造が認識される。すなわち、中央構造線より南側の相対的に低速度(暖色系)の領域と、それより北側で淡

路島から伊勢湾にかけての高速（寒色系）領域、さらに北側の低速領域である。こうした分布は先新第三系の地体構造と良い対応を示している。すなわち、領家帯の深成岩および高温型変成岩の分布域が周囲と比べて硬質であるため、相対的に高速になっている。一方、紀伊半島南部の四万十帯分布地域は相対的に新しい年代であるため、低速領域になっているものと考えられる。VP/V S 比をみると、領家帯から美濃・丹波帯における低圧～高圧型変成岩または緑色岩分布地域で高い値を示しているように見受けられ、これら岩体との関連が示唆される。

同様の傾向は各速度構造の深さ 10km における断面（図 11）でも明瞭に認められる。中央構造線を境に、北に高速領域が、南に低速領域が広がっている。また、本州の下でも低速領域が広がっている。VP/V S 比は一般の上部地殻と同様、1.70 前後であり、低くなっている。

各速度構造の深さ 20km における断面を図 12 に示す。中部地殻では、紀伊半島を除く本州の下、および和泉山地から淡路島にかけての領域に低速領域が分布している。これらの低速領域の VP/V S 比は 1.70 前後であり、低い値を示す。Zhao et al. (1996)¹⁶⁾によると、特に淡路島の下に低速領域は、兵庫県南部地震の震源域の下に当たり、流体の存在が指摘される。

各速度構造の深さ 30km における断面を図 13 に示す。淡路島から和歌山県を通り、三重県・伊勢湾へ低速領域が存在する。P 波ではつながっていないが、S 波ではつながっている。この低速領域の VP/V S 比は、紀伊半島の下では 1.80 以上とかなり大きくなっている。深さ 40km における断面を図 14 に示す。淡路島から和歌山県南部を通り奈良・三重・滋賀県へとつながる低速領域が存在する。VP/V S 比は 1.75 以上であり、奈良・三重県境付近で特に大きい。深さ 50km における断面を図 15 に示す。兵庫県から和歌山県を通り奈良・滋賀県へとつながる低速領域が存在する。これらの深さ 30～50km の低速領域は、フィリピン海プレートの最上部に位置する低速海洋性地殻と考えられる。もっとも明瞭な深さは 40km である。深さ 30km では、P 波では三重県の中中部で低速領域が途切れている。S 波速度構造においても、この領域の低速領域は狭くなっている。三好・石橋 (2004)⁶⁾では三重県の下においてフィリピン海プレートが断裂している可能性を示唆している。深さ 30km 付近における低速領域の不連続は、それを示唆しているのかもしれない。一方で深さ 40km においては P 波・S 波ともに明瞭に連続する低速領域が存在する。深さ 50km 付近では、P 波速度構造では明瞭であるが、滋賀県付近では細くなっており、分解できる限界に近い幅(20km)である。S 波では解像度のある領域の端に近くなり、滋賀県付近では明瞭ではない。

深さ 30km（図 13）の大阪府以北の低速領域が存在する。Zhao et al. (1992)¹³⁾により推定された Moho 面が三重県から大阪府にかけて深くなっており、南側では浅くなっている。明瞭な地殻・マントル境界を指摘するのは難しいが、Moho 面の下が高速になっていることを考えると調和的である。

反射・屈折探査側線の断面の速度構造を示す。大阪―鈴鹿測線に沿った各速度構造の断面を図 16 に示す。フィリピン海プレートの高速異常が伊勢湾の下での深さ 50km 付近から西へ向かって深くなっている様子が分かる。微小地震の震源が分布している深さ 40km 付近の低速領域は、フィリピン海プレートの海洋性地殻と考えられる。地殻浅部では深

さ 10-20km に多くの微小地震が発生している。VP/VS 比が 1.73 前後の領域で多く発生している。

紀伊半島南部の東西測線に沿った各速度構造の断面を図 17 に示す。東経 136.5 度付近の深さ 30km 付近から東経 135 度付近の深さ 50km 付近への低速度領域がフィリピン海プレート最上部の低速度領域と考えられる。この領域では、奈良県南部や和歌山県の深さ 30km 付近で低周波地震が発生している。特に奈良県南部の低周波地震は、VP/VS が 1.80 以上の領域で発生している。

新宮－舞鶴測線に沿った各速度構造の断面を図 18 に示す。南から沈み込むフィリピン海プレートの高速度異常が伊勢湾の下での深さ 50km 付近から西へ向かって深くなっている様子が分かる。微小地震の震源が分布している深さ 40km 付近の低速度領域は、フィリピン海プレートの海洋性地殻と考えられる。地殻浅部では深さ 10-20km に多くの微小地震が発生している。近畿地方北部の地殻内微小地震活動は VP/VS が小さなところで活発である。1.73 前後の領域で多く発生している。一方、地震活動が活発な近畿地方北部の下、深さ 20~50km 付近には、やや南傾斜の低速度領域が分布している。この領域の VP/VS は 1.80 前後の大きな値を示している。反射法解析においても、明瞭な異常層が現れている。

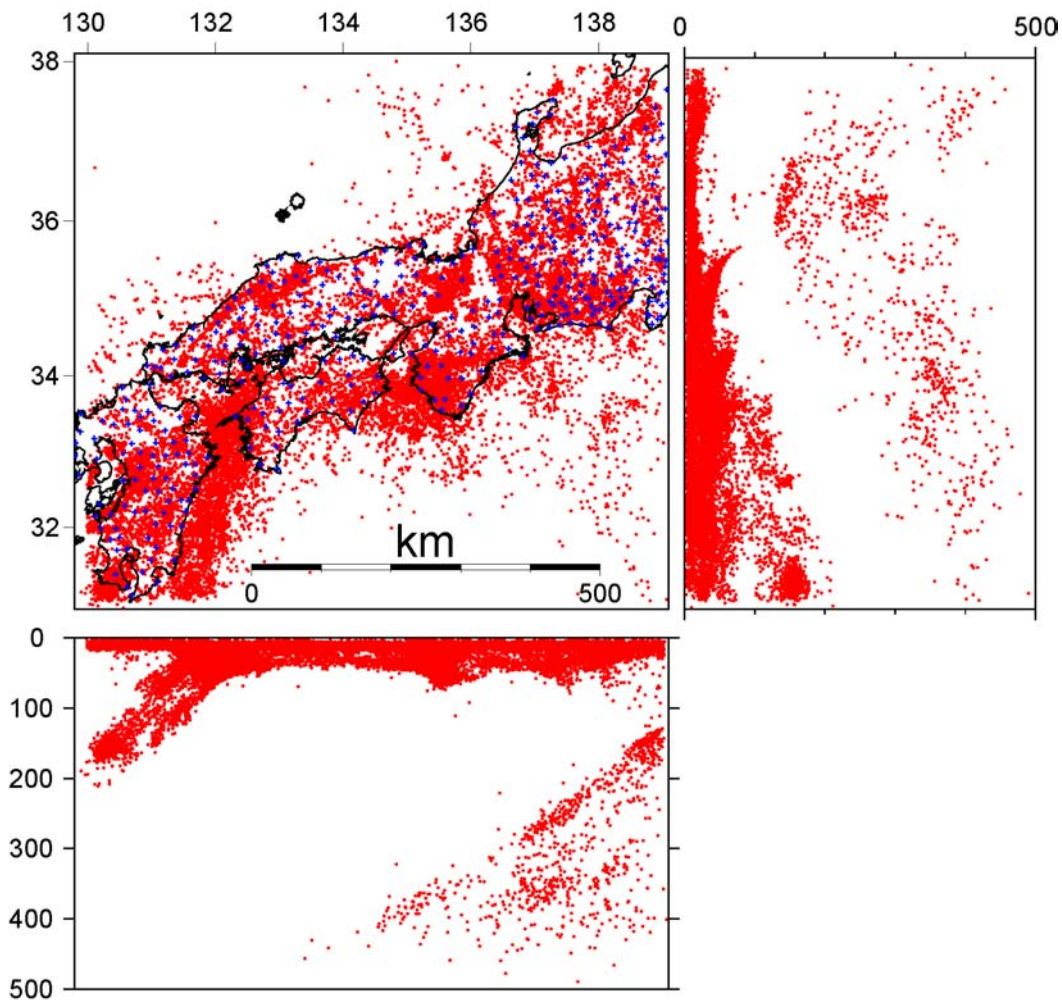


図 7 トモグラフィ解析に用いた震源分布。点が震源を示し、+は観測点を示す。

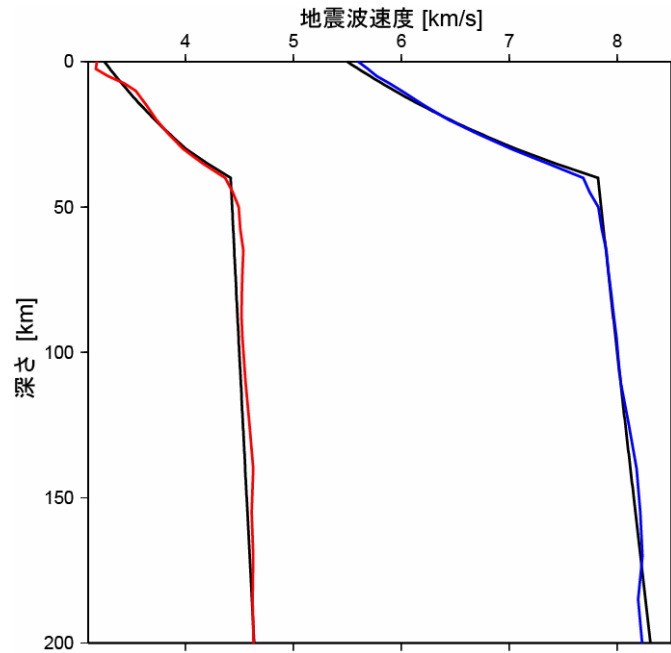


図8 観測点補正值 (a) P波、(b) S波。

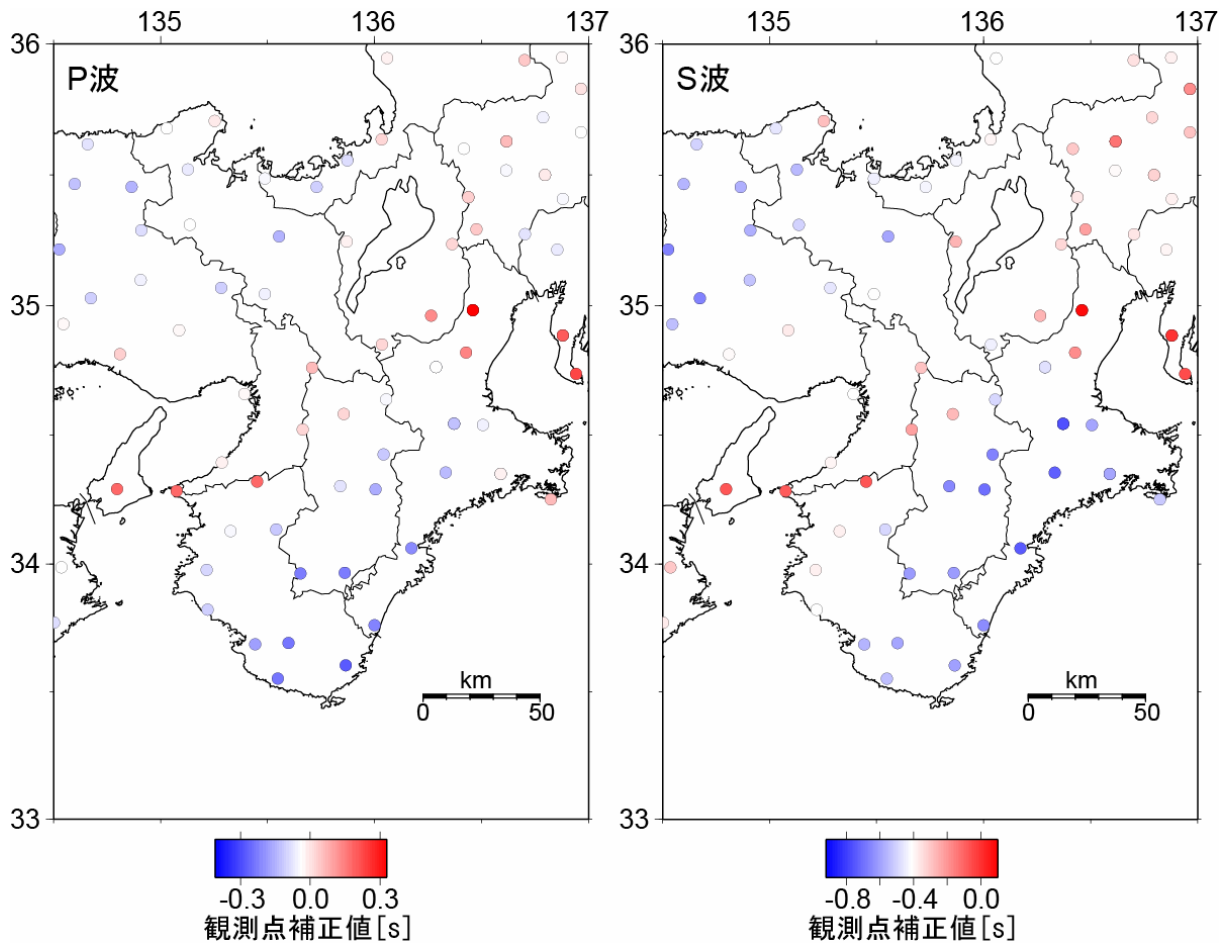


図9 インバージョンで得られた平均速度構造

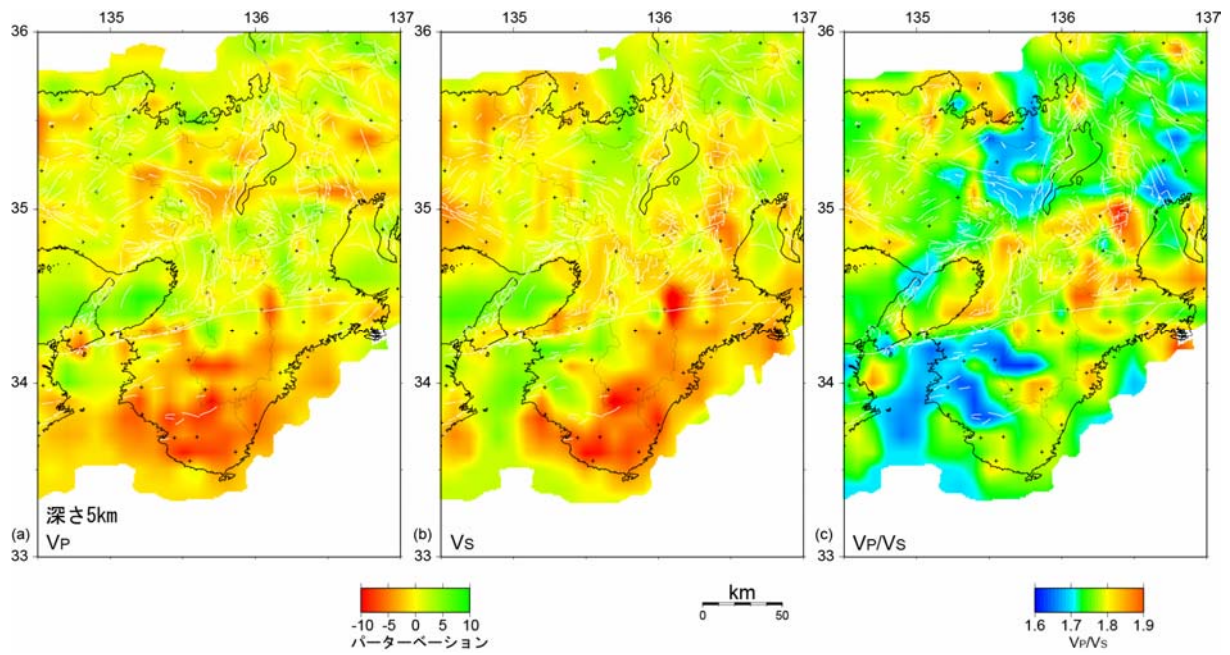


図 10 深さ 5km における P 波・S 波・VP/V S 比の水平断面図。
 (a) P 波、(b) S 波、(c) VP/V S 比を示す。白い領域は分解能のない領域である。

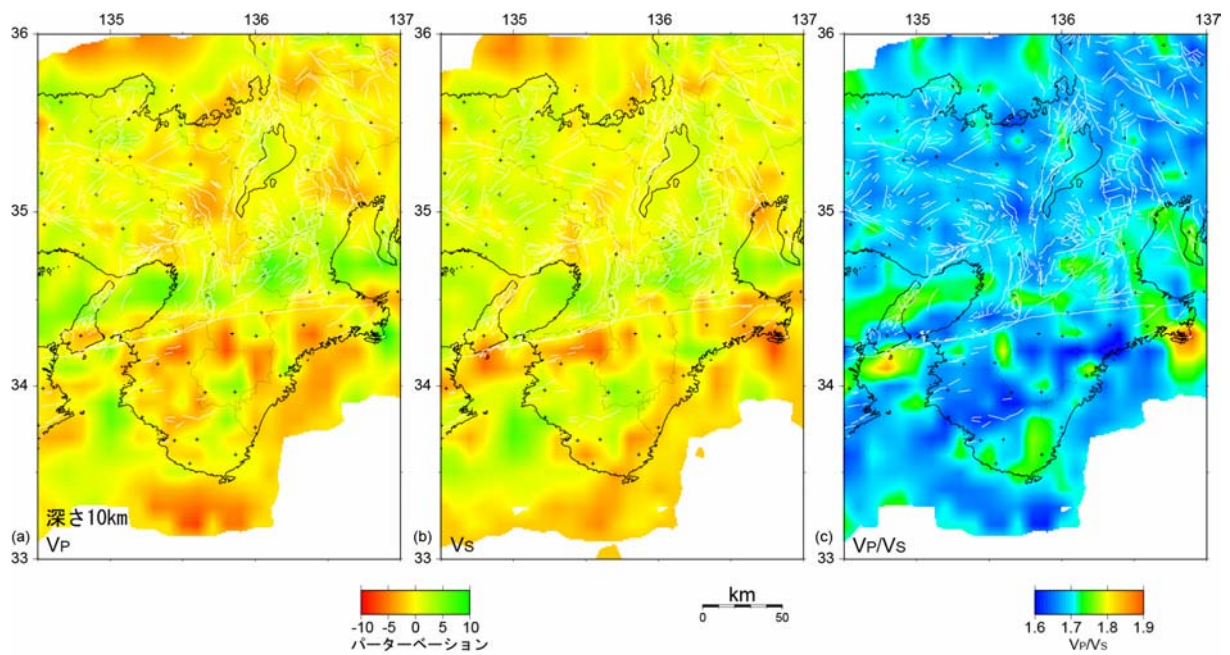


図 11 深さ 10km における P 波・S 波・VP/V S 比の水平断面図。
 (a) P 波、(b) S 波、(c) VP/V S 比を示す。白い領域は分解能のない領域である。

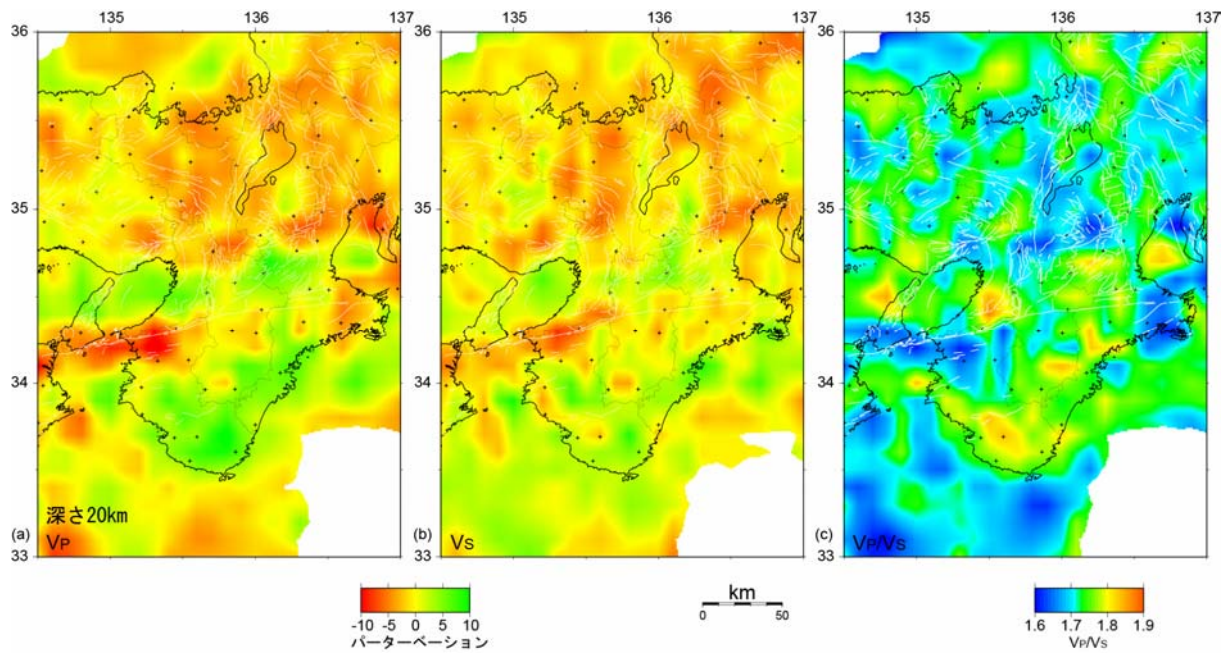


図 12 深さ 20km における P 波・S 波・VP/V S 比の水平断面図。
 (a) P 波、(b) S 波、(c) VP/V S 比を示す。白い領域は分解能のない領域である。

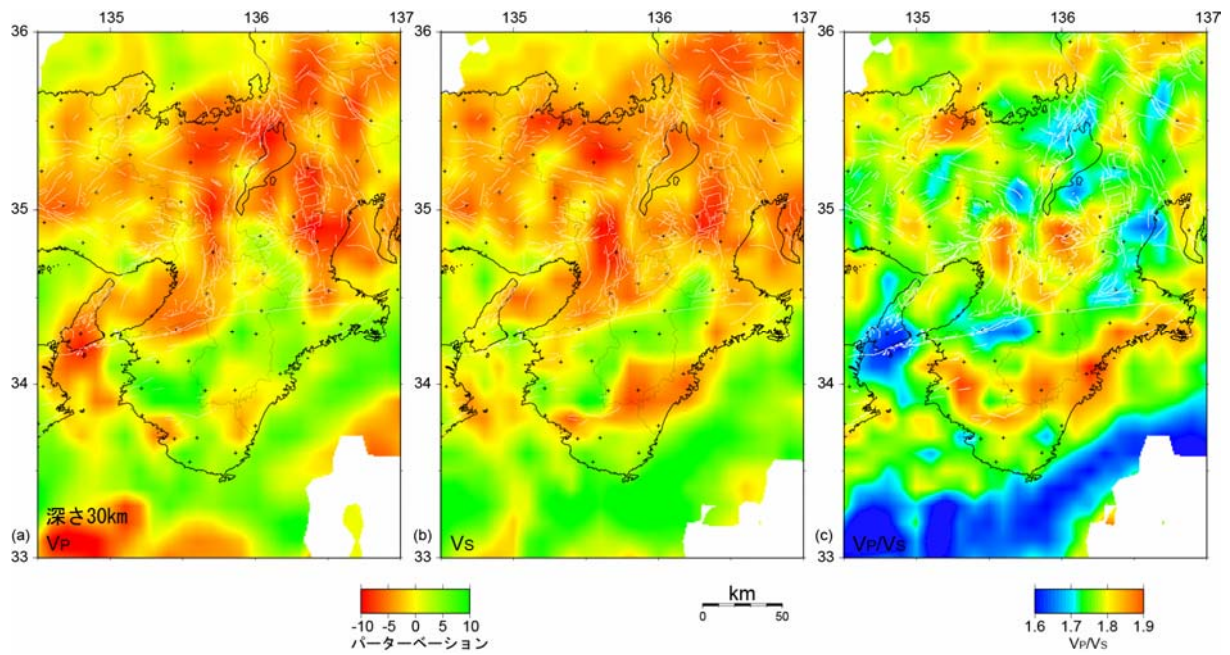


図 13 深さ 30km における P 波・S 波・VP/V S 比の水平断面図。
 (a) P 波、(b) S 波、(c) VP/V S 比を示す。白い領域は分解能のない領域である。

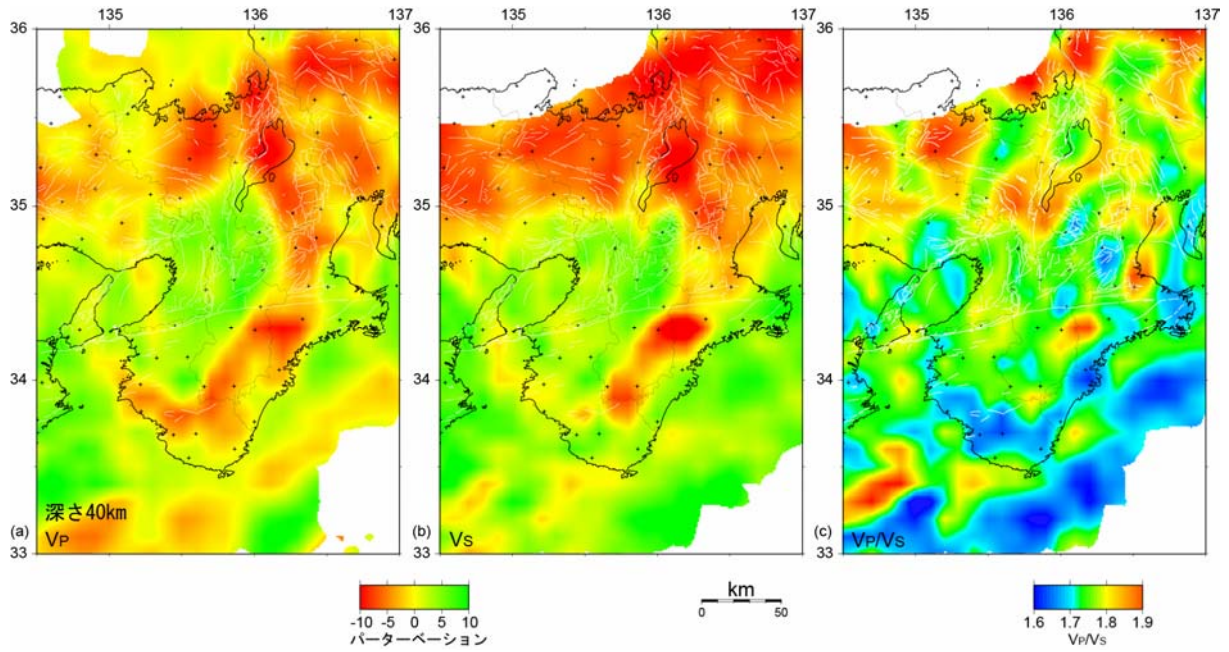


図 14 深さ 40km における P 波・S 波・VP/Vs 比の水平断面図。
 (a) P 波、(b) S 波、(c) VP/Vs 比を示す。白い領域は分解能のない領域である。

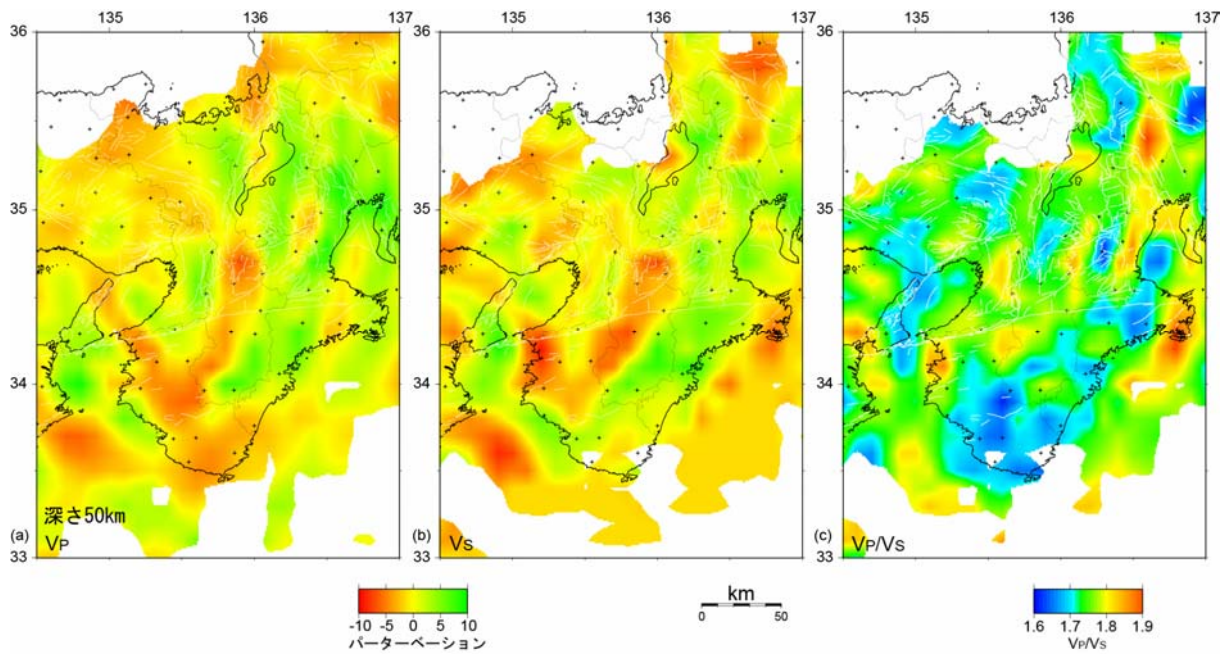


図 15 深さ 50km における P 波・S 波・VP/Vs 比の水平断面図。
 (a) P 波、(b) S 波、(c) VP/Vs 比を示す。白い領域は分解能のない領域である。

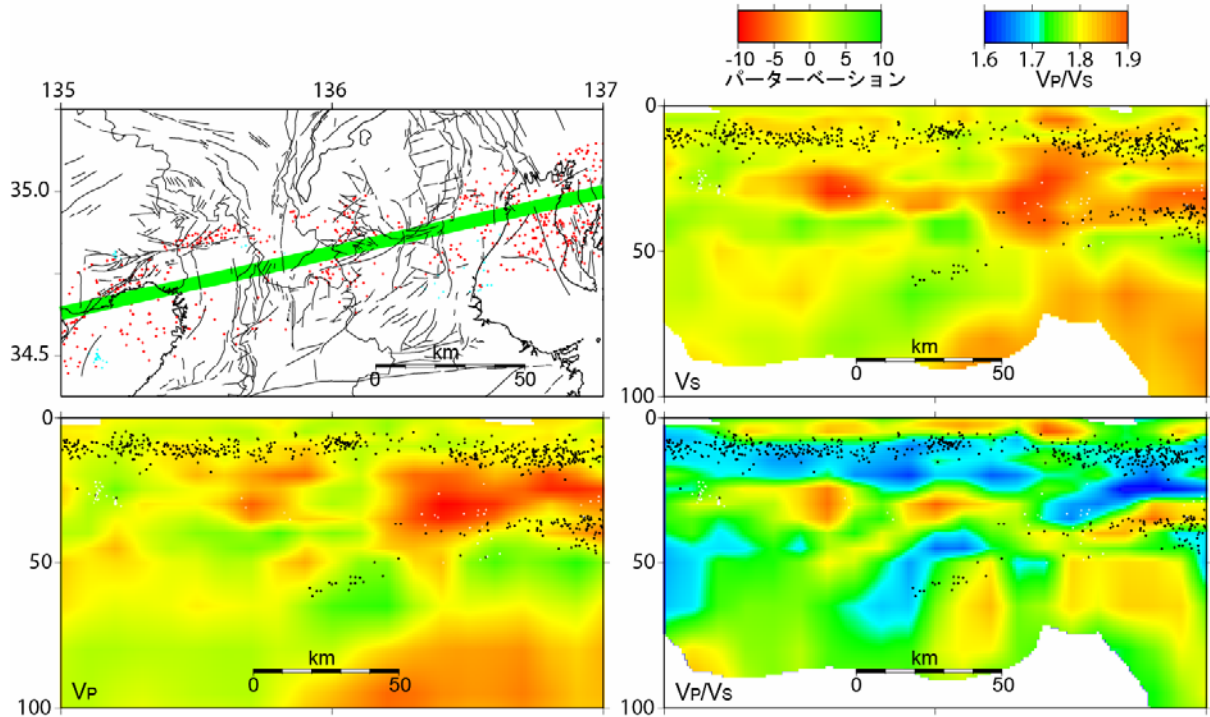


図 16 大阪－鈴鹿測線における P 波・S 波・VP/V S 比の断面図。平面図の赤点および断面図の黒点は $\pm 20\text{km}$ の範囲のトモグラフィ解析に用い、三次元速度構造で再決定された微小地震の震源分布である。平面図の水色点および断面図の白点は $\pm 20\text{km}$ の範囲の気象庁一元化震源において低周波地震として決められた微小地震の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

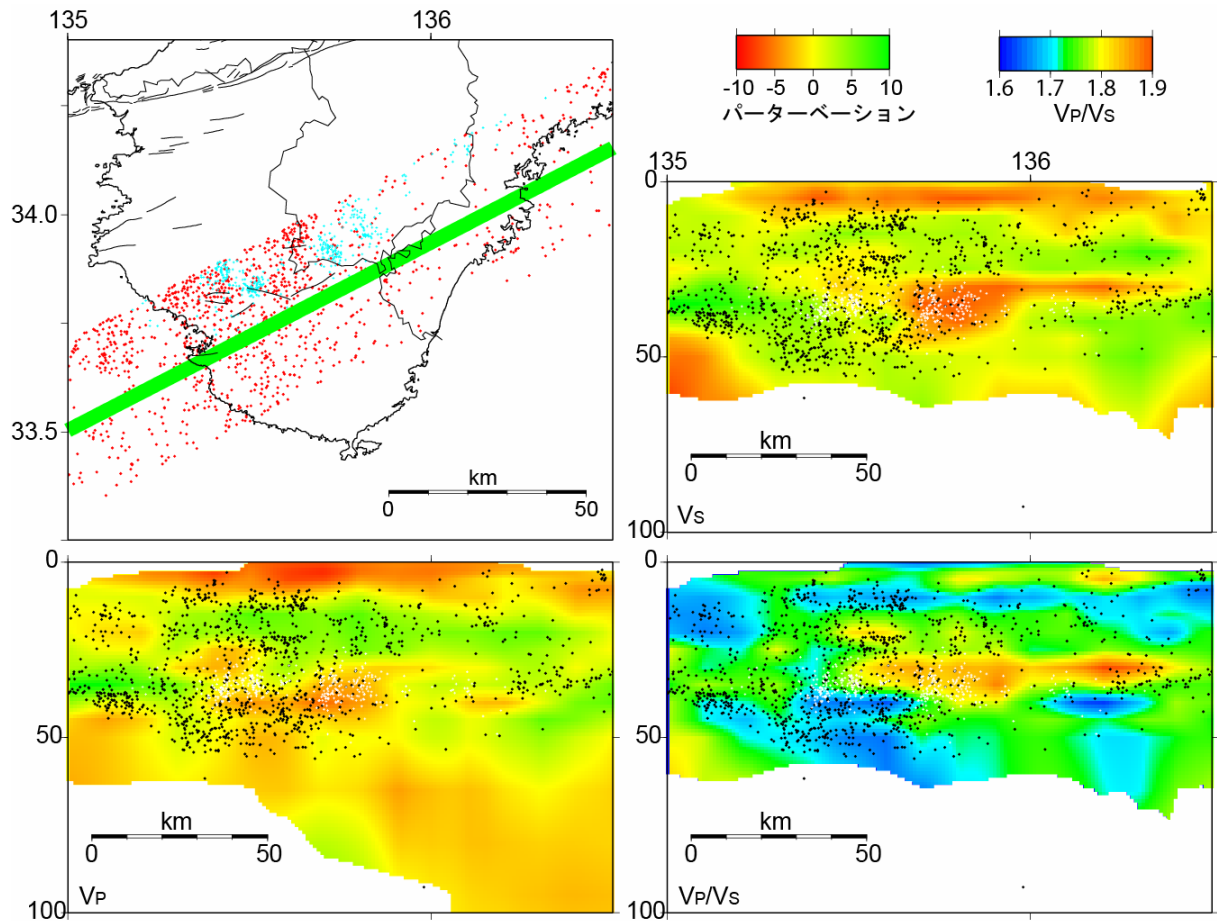


図 17 紀伊半島南部測線における P 波・S 波・VP/Vs 比の断面図。平面図の赤点および断面図の黒点は $\pm 20\text{km}$ の範囲のトモグラフィ解析に用い、三次元速度構造で再決定された微小地震の震源分布である。平面図の水色点および断面図の白点は $\pm 20\text{km}$ の範囲の気象庁一元化震源において低周波地震として決められた微小地震の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。

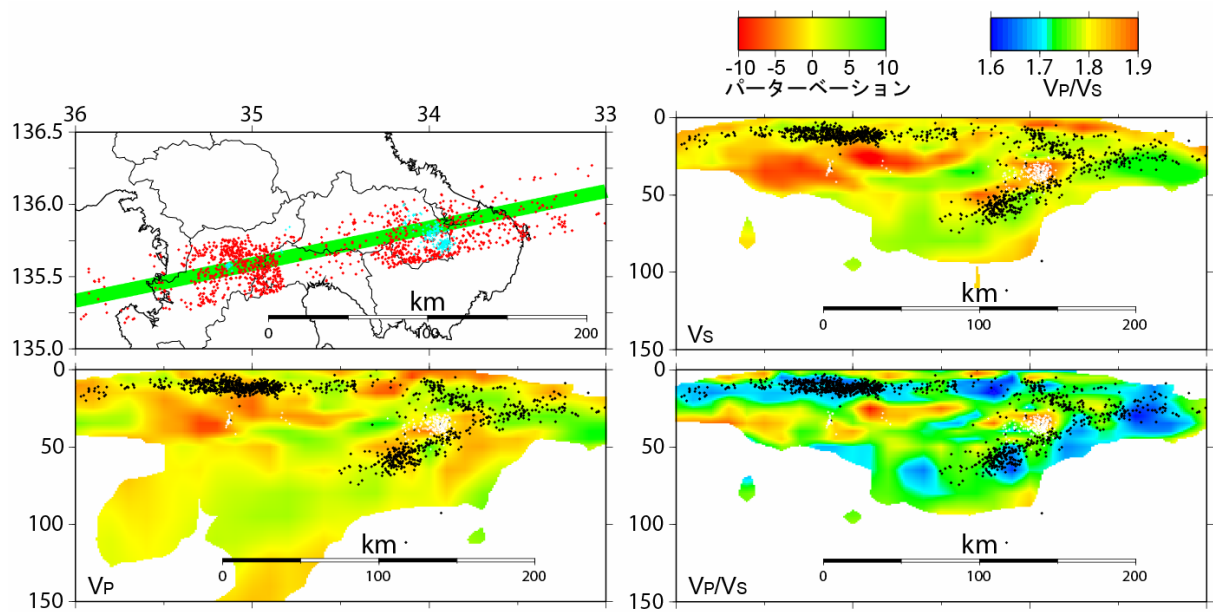


図 18 新宮－舞鶴測線における P 波・S 波・VP/Vs 比の断面図。平面図の赤点および断面図の黒点は $\pm 20\text{km}$ の範囲のトモグラフィ解析に用い、三次元速度構造で再決定された微小地震の震源分布である。平面図の水色点および断面図の白点は $\pm 20\text{km}$ の範囲の気象庁一元化震源において低周波地震として決められた微小地震の震源分布である。白い領域は分解能のない領域である。