

# 沖合で発生する浅発地震で見られる初動発震機構解と MT 解の系統的な差異 –2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖の地震による検討–

武村俊介・汐見勝彦・木村武志・齊藤竜彦（防災科学技術研究所）

## 1. 初動解と MT 解の系統的な差異

2016 年 4 月 1 日に三重県南東沖の深さ 14 km で Mw 5.8 の地震（図 1, Event C）が発生した。この地震は昭和東南海地震の破壊開始点に近くで発生しており、発生した深さやメカニズムを詳細に解析する必要がある。しかし、Hi-net 初動発震機構解（以下、初動解）では正断層、F-net MT 解では逆断層と異なった推定結果となった。このような初動解と MT 解の違いは、南海トラフで発生する浅発地震において共通して見られる（図 1a）。震源の深さについても MT 解と比べ、初動解は深く推定されている。本研究では、三重県南東沖の地震の観測波形と地震動シミュレーションから、メカニズム解の系統的な差異の原因を調べた。

三重県南東沖の地震時に観測された初動極性分布を図 1b に示す。陸域の全ての観測点の初動が押しである。図 2 に Hi-net で観測された速度波形の上下動成分を示すが、観測された初動は震央距離 180 km 以下では見掛け速度 7.2 km/s と、地殻の P 波速度より速く伝播していることがわかった。陸域の 1 次元速度構造（鶴川他, 1984）を仮定し、深さ 14 km の場合の理論走時を計算したが、観測された走時および見掛け速度を説明できない。

## 2. 3次元構造を含んだ地震動シミュレーション

次に、図 1a の赤枠の領域内（ $512 \times 512 \times 128 \text{ km}^3$ ）を水平方向に 0.2 km、鉛直方向に 0.1 km で離散化し、3次元差分法による地震動シミュレーションを行った。技術的な詳細は Takemura et al. (2015) と同様である。地震波速度構造モデルについては 1次元速度構造（鶴川他, 1984）と 3次元地震波速度構造モデル（Koketsu et al., 2012）の両方を用いた。低速度（ $V_s < 3 \text{ km/s}$ ）な堆積層層と海水層は仮定せず、陸域の観測点における初動極性と見掛け速度にのみ着目した。震源モデルは F-net MT 解を仮定した。

図 3 と図 4 に地震動シミュレーションの結果を示す。1次元速度構造を仮定したシミュレーション（図 3a）では震央距離 150 km 程度まで初動が引きとなっており、観測された初動極性分布と一致しない。沈み込むフィリピン海プレートを含んだ 3次元構造を用いた地震動シミュレーション（図 3b）では、初動極性分布の再現性が大幅に改善した。初動極性が改善した X-X' 測線では初動極性、見掛け速度とその震央距離変化を再現している（図 4a）。シミュレーション結果のスナップショット（図 4b）から、速い見掛け速度を持つ初動はフィリピン海プレートの海洋モホ面を伝播する屈折波（ $P_{\text{PHS}}$ ）であることがわかった。

## 3. 初動解と MT 解の差異の原因

観測波形とシミュレーション結果から、震源直下に高速な海洋マントルが存在すると震源から下方に輻射した P 波が海洋モホを屈折波（ $P_{\text{PHS}}$ ）として伝播し、初動となることがわかった。そのため、陸域の 1次元構造を仮定したルーチン解析において震源射出角を誤推定し、誤ったメカニズム解を推定していることがわかった。また、 $P_{\text{PHS}}$  の速い見掛け速度に合わせるために、陸域の 1次元構造を用いた初動解では、震源を実際より深く推定する傾向がある。このことは、低角な沈み込み帯において浅部の地震活動を過小評価している可能性を示唆するものであり、これまでの地震活動の見直しが必要となる。

## 謝辞

防災科学技術研究所の Hi-net/F-net の波形データと F-net の MT 解を使用しました。また、地震動計算には防災科学技術研究所の大型計算機および海洋開発研究機構の地球シミュレータを使用しました。Hi-net の計器特性の補正には Maeda et al. (2011) によるプログラムを使用しました。海底地形データは ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009) を参照しました。図の描画には GMT (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。

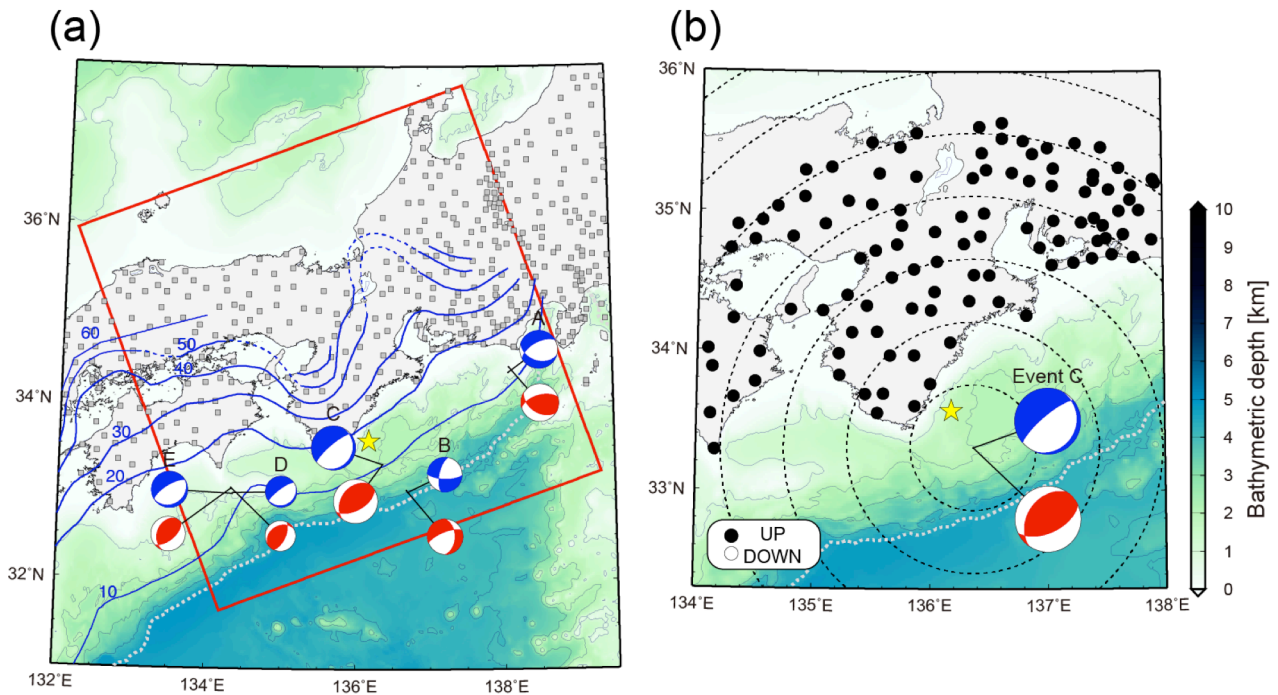


図 1. (a) 南海トラフで観測された浅発地震の初動解と MT 解, (b) 三重県南東沖の地震に観測された初動極性の分布. 青と赤の震源球はそれぞれ初動解と F-net MT 解である. 図 a 中のフィリピン海プレート上面は Hirose et al. (2008) で, 赤四角は地震動シミュレーションの計算領域を示す. 図 b の破線は震央距離 50 km ごとの等距離線である. 図中の黄色い星は昭和東南海地震の震央位置を示す.

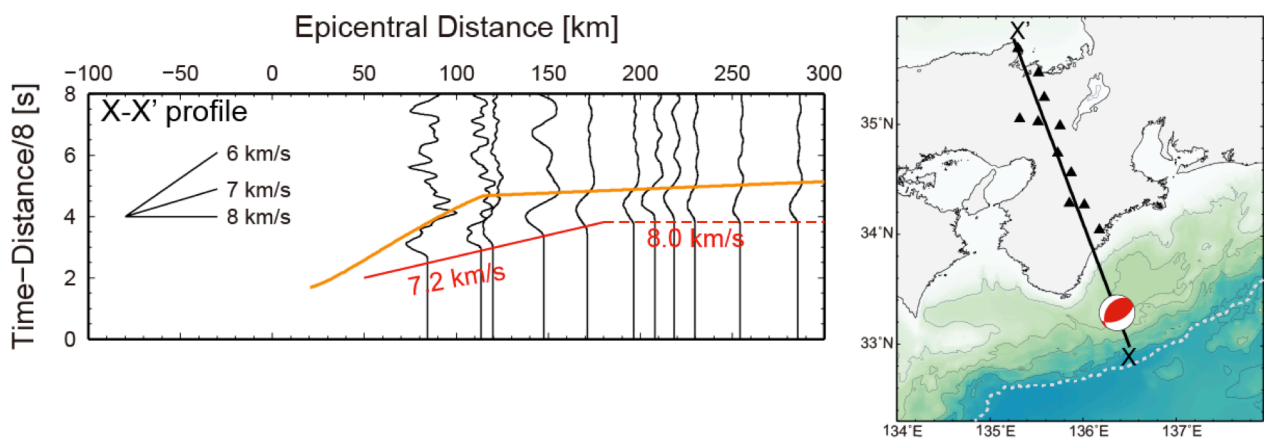


図 2. 三重県南東沖の地震における初動部分の速度波形. それぞれの測線について, Hi-net で観測された上下動の速度波形を描いている. 図中のオレンジ線は Hi-net のルーチン解析で用いられている 1 次元構造 (鶴川他, 1984) の深さ 14 km に震源を仮定した場合の理論走時である. 振幅は各観測点における震央距離を乗じている. 波形の左側が押しで右側が引きの方向となる.

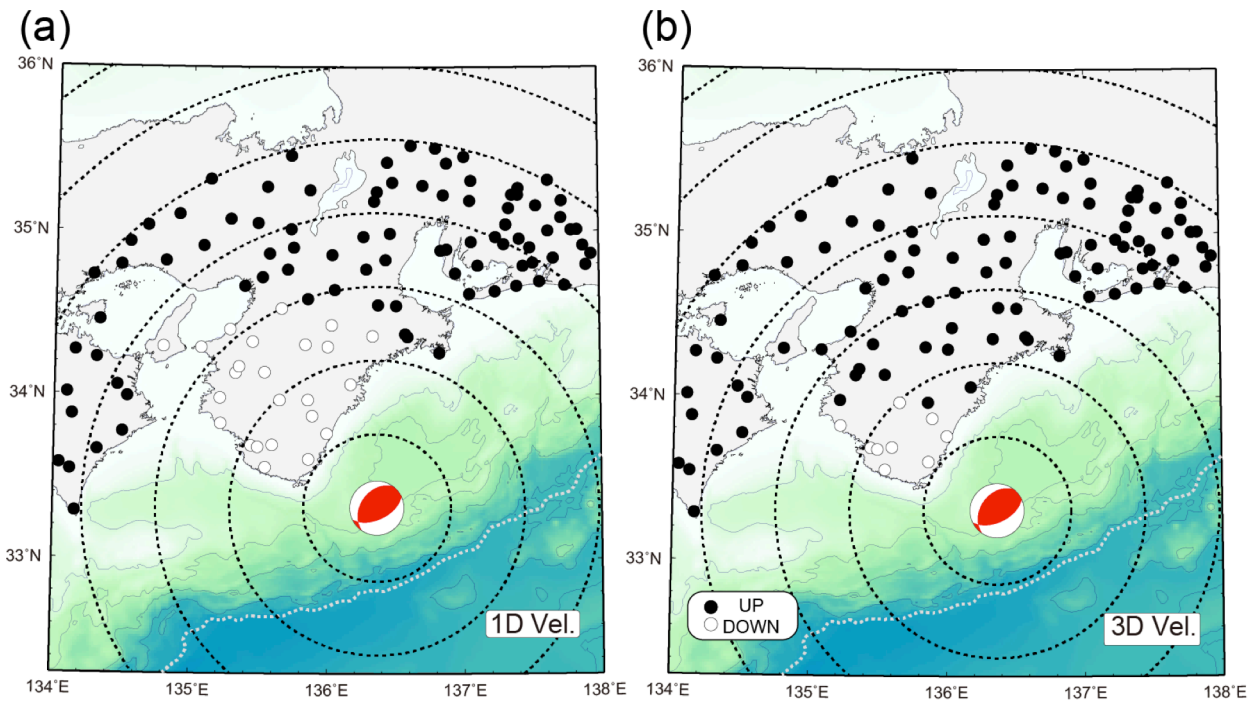


図 3. F-net MT 解を仮定した 3 次元地震動シミュレーションの結果. (a) 1 次元構造 (鶴川他, 1984) を仮定したシミュレーション, (b) 3 次元不均質構造 (Koketsu et al., 2012) を仮定したシミュレーション. 図中の破線は震央距離 50 km ごとの等距離線である.

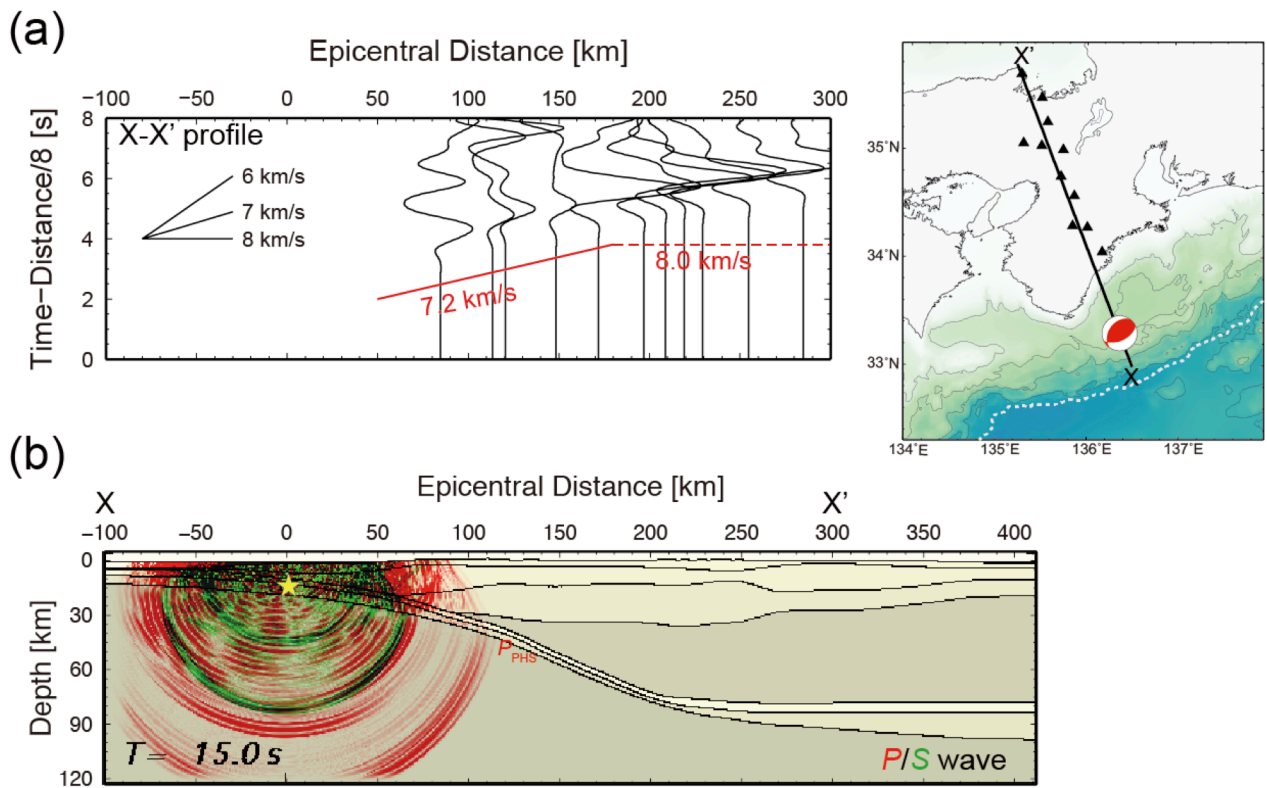


図 4. 地震動シミュレーションの結果. X-X' 測線における (a) 上下動の速度波形のペーストアップ, (b)  $T = 15$  s の地震波伝播のスナップショット. 赤色と緑色はそれぞれ P 波と S 波を表す. 計算波形の振幅は初動部分の最大振幅で規格化している. 波形の左側が押しで右側が引きの方向となる.