

近地深発地震を用いた広帯域レシーバ関数解析によるスロー地震域構造検出
 Seismological Structure around Slow Earthquake Rupture Area Inferred from Multi-band Receiver
 Functions of Local Deep-focus Event Records

○佐脇泰典・伊藤喜宏・太田和晃・澁谷拓郎・岩田知孝

○Yasunori SAWAKI, Yoshihiro ITO, Kazuaki OHTA, Takuo SHIBUTANI, Tomotaka IWATA

Investigation of detailed seismological structures around the subducting plate interface is essential for constraining mechanisms of slow earthquakes. In the northeastern part of the Kii Peninsula, the bimodal distribution of tremor along-dip has been known, such as episodic updip tremors and continual downdip tremors, but it has not been clarified whether these tremors occur below the mantle wedge or below the continental crust on the plate interface. We propose the multi-band receiver function analysis including local deep-focus earthquake records in the Pacific slab, in which the RFs are composed of different higher-frequency contents than conventional methods. We succeed in imaging heterogeneous structures around the Philippine Sea plate boundary in the northeastern part of the Kii Peninsula and reveal source regions of these tremors.

1. はじめに：スロー地震

南海トラフ巨大地震発生域周辺では、時定数の長い断層すべりである「スロー地震」が発生する (e. g., Obara, 2002). 巨大地震のアナログ現象 (Obara & Kato, 2016) でありながら、発生環境場とメカニズムの制約は不十分である。特に紀伊半島北東部では、二種類の深部低周波微動 (Obara et al., 2010) が棲み分けて発生する (図 1b). (1) 短期的スロースリップ (SSE) と同期する ET (episodic tremor). (2) 高頻度だがエネルギーの小さい CT (continual tremor). それらの発生場について、プレート境界のマントルウェッジ領域か大陸地殻直下かは不明である。本研究は、西南日本を対象に広帯域レシーバ関数解析を行い、スロー地震が発生するフィリピン海プレート (PHS) 境界周辺の詳細な速度構造を検出した。

2. 広帯域レシーバ関数法

プレート内の地殻-マントル境界 (モホロビッチ不連続面: モホ面) や沈み込み帯のプレート境界は重要な物質境界であり、大きな地震波速度差を持つ。そのような地球内部の速度境界をイメージする手法の一つに、レシーバ関数 (Receiver

Function: RF) が挙げられる。西南日本の沈み込み帯を対象としたレシーバ関数解析によって、PHS 内のモホ面 (海洋モホ面) や PHS 境界面の概形が明らかになった (e. g., Shiomi et al., 2008). これらの研究では、低周波帯域 (例えば, Shiomi et al. (2008) では 0.6 Hz まで) による解析のため、短波長の微細構造はあまり議論されていない。スロー地震の多くがプレート境界面で発生すると考えられることから、スロー地震の発生環境を推定する上で、プレート境界周辺の詳細構造を本研究では、低周波と広帯域の RF に着目し、両者を比較することで、主要構造周辺の詳細構造を検出する「広帯域 RF 法」を考案し検証した。また、太平洋プレート内で発生する深発地震を初めて RF 法に適用した。遠地地震波形に比べ S/N が高く、遠地地震と近い波線で PHS 境界に入射するうえ、広い backazimuth の構造を検出できる。Hi-net 観測点の遠地地震・深発地震波形 (2005-2018 年) に対して、広帯域 RF 解析を行った。

3. 発生環境の異なる微動現象

ET は、PHS 境界面の深さ 30 km 付近の海洋地殻と大陸地殻の境界面で発生する。直下の PHS

境界面に起因する強いシャープな負振幅相(図 2, 寒色)は、海洋地殻上部で地震波低速度、かつ大きな地震波不連続面が存在することを示す。間隙水や含水粘土鉱物を多く含む海底堆積物が海洋地殻最上面に存在し(e.g., Peacock & Wang, 1999), 粘土鉱物や玄武岩質海洋地殻の脱水反応により海洋地殻最上部は流体に富む(e.g., Hacker et al., 2003)。また、PHS 境界浅部の斑レイ岩質大陸下部地殻(上盤プレート)の透水率は蛇紋岩に比べ約 2 桁低く、海洋地殻内流体の上盤側への流動は抑制される(Katayama et al., 2012)。よって、PHS 境界面は高流体圧下で(Kato et al., 2010)、海洋地殻最上部は地震波低速度層(LVZ)を形成する(e.g., Akuhara et al., 2017)。ET 発生領域も LVZ に起因する強い速度コントラストを示すこと

から、海洋地殻と大陸地殻の接触領域であることを示唆する。さらに、高い流体圧で有効法線応力が低下し、PHS 境界面が短期的 SSE を発生しやすい環境にある(e.g., Nishimura et al., 2013)ため、ET の発生頻度が高いと考えられる。

一方、CT は蛇紋岩化したマントルウェッジコーナー付近で発生する。フィリピン海プレート境界面の深さ 35 km 以深(図 2)では、やや不明瞭な PHS 境界面を、海洋モホ面と大陸モホ面が挟んでおり、蛇紋岩化したマントルウェッジがイメージされた。スラブ排出流体がマントルウェッジコーナーに流入する(Katayama et al., 2012)ことで、有効法線応力は定常的に低く、頻繁に CT が発生すると考えられる。

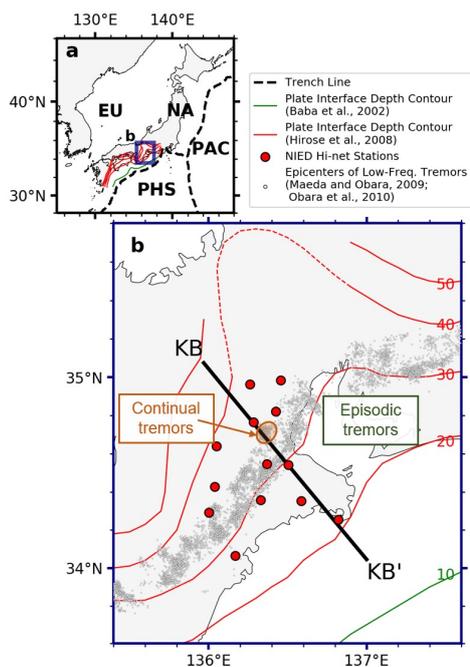


図 1. 紀伊半島北東部周辺の Hi-net 観測点分布と広帯域レーバ関数解析を行った測線(KB-KB')。 (a) 日本周辺の地図と、プレート分布。EU はユーラシアプレート、NA は北米プレート、PHS はフィリピン海プレート、PAC は太平洋プレートを示す。 (b) 紀伊半島北東部周辺の地図。白丸は深部低周波微動分布(Maeda & Obara, 2009; Obara et al., 2010)を示す。オレンジ線で囲まれた微動の多くが CT(Obara et al. 2010)に分類される。

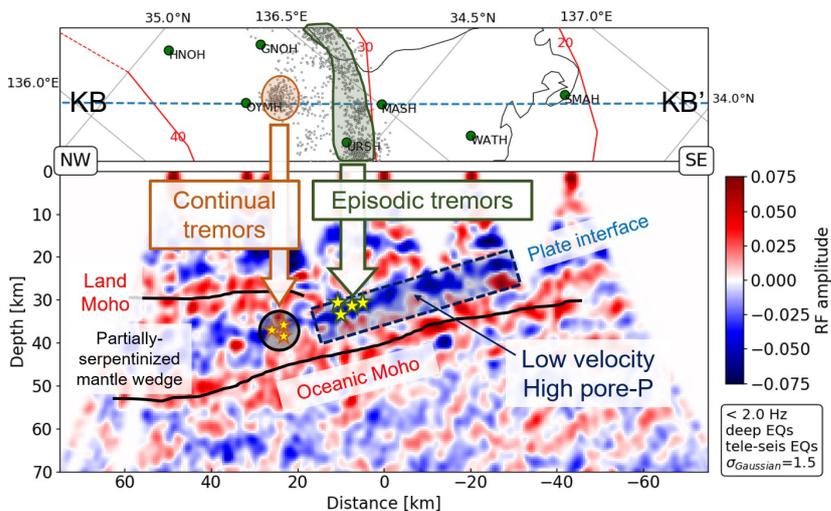


図 2. 図 1b の測線 KB-KB' に沿う広帯域レーバ関数イメージ(2 Hz 未満)と微動発生環境の違い。上部の地図は、図 1b の測線 KB-KB' (水色波線)に対応する。緑線で囲まれた微動群は ET(Obara et al., 2010)、オレンジ線で囲まれた微動群は CT(Obara et al., 2010)をそれぞれ示す。