

東北地方太平洋沖で発生した地震の P 波直後の波形を用いた震源深さ推定の試み*

弘前大学理工学研究科 小菅 正裕

1. はじめに

東北地方太平洋沖では 2011 年東北地方太平洋沖地震を初めとして多くの大地震が発生しており、今後も日本海溝・千島海溝沿い巨大地震の発生が懸念されている。そのため、太平洋沖プレート境界付近で比較的規模の大きな地震が発生した場合には、過去の地震も含めて地震活動評価を行う必要がある。プレート境界周辺では、東北地方太平洋沖地震に代表されるプレート境界地震、太平洋プレート内部を破壊するスラブ内地震、太平洋プレート最上部の海洋性地殻内地震、さらに陸側プレート内地震が発生するので、それらを識別して評価する必要がある。しかし、震源域が陸域の地震観測網から離れているために、走時データを用いる場合には震源深さと地震発生時刻の間にトレードオフが生じて、深さを精度良く決定できないという問題があった。2020 年 9 月以降については、日本海溝海底地震津波観測網 S-net のデータが気象庁の一元化震源決定処理に用いられるようになり、深さの精度は改善されたと言える。しかし、地震活動評価はそれ以前に発生した地震も含めて行う必要があるので、S-net 利用以前の期間における震源深さの問題は依然として残っている。図 1 は岩手県とその沖合で発生した地震の震源分布を比較したものである。

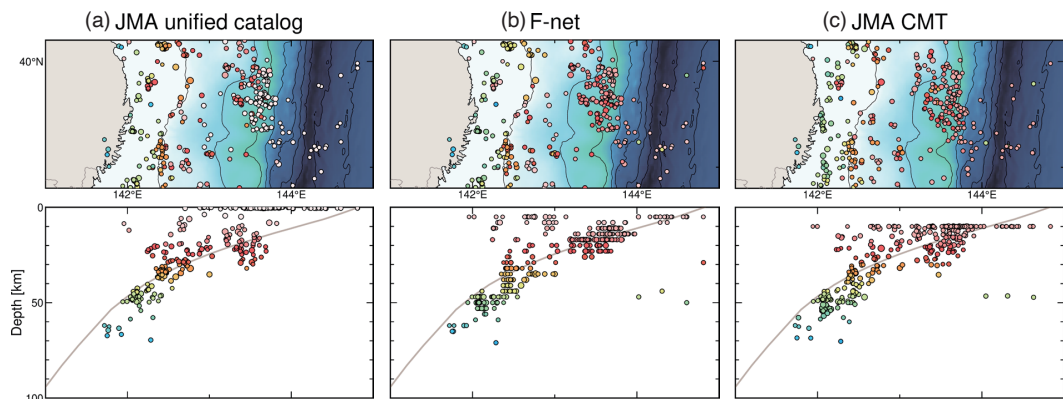


図 1 1997 年～2019 年の期間に気象庁 CMT 解が得られた地震の震源分布の比較。(a) 気象庁一元化震源、(b) F-net MT 解のセントロイド、(c) 気象庁 CMT 解のセントロイド。(b) は震央位置は (a) と同じで、波形を使ってセントロイド深さを推定したもの、(c) は波形を基にセントロイドの震央と深さを推定したもの。セントロイドを表す丸印の色は深さを示す。断面図の曲線は、Kita et al. (2010) と Nakajima and Hasegawa (2006) を基に弘瀬 < <https://www.mri-jma.go.jp/Dep/sei/fhirose/index.html> > がまとめた太平洋プレートと陸域プレートの境界。断面図は深さ方向に 2 倍に拡大している。

*Depth estimate using P-wave later phase from Pacific offshore earthquakes of Tohoku district by Masahiro Kosuga

(a) は気象庁一元化処理震源で、P波・S波の初動走時を用いる通常の震源決定法によるものである。震源はプレート境界周辺にばらついている他に、深さが0 kmに固定されたものが多数存在する。(b) と(c) は波形インバージョン法によるもので、観測波形と理論波形が合うように震源(点震源と見なしたときのエネルギー放射の重心のセントロイド)とモーメントテンソル解を推定したものである。海域で発生した地震については、走時を用いた震源よりも波形から決めた震源深さの方が信頼性が高いと考えられているが、図1の結果では深さ5 kmや10 kmに固定されたものも多く、波形を利用しても浅い地震の震源深さの精度が大幅に向上したようには見えない。

これまで、震源深さの改善には海底反射波のsP波を用いることも行われてきた(例えば, Umino et al., 1995)が、目視で確認できる周波数帯の利用に限られ、波動の空間的連続性は考慮されてこなかった。一方、Hi-net 観測網の地震計特性を補正して低周波成分を抽出すると、空間的に連続したさまざまな後続波が見られることがわかってきた。本研究ではその中でP波直後の後続波に注目し、波動伝播シミュレーションも用いて検討した結果、波形の震源深さ依存性を用いて震源の深さを推定できる可能性があることがわかったので報告する。

2. データ処理とシミュレーション

波形データ処理では、地震計の特性補正、フィルタリング、auto gain controlによる振幅調整を行った。その例を図2に示す。Hi-net 地震計の固有周波数は1 Hzであるので、それよりも低周波になるほど振幅が小さくなる。しかし、地震計特性の補正を行うことで、図に示す0.02–0.2 Hzの帯域

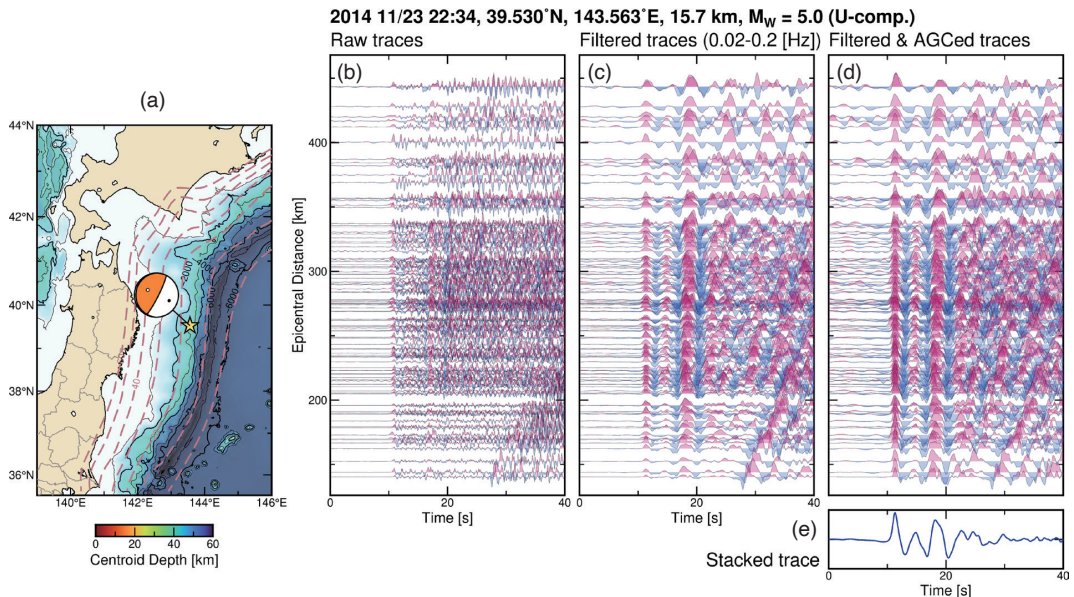


図2 波形データの処理。(a) は対象地震の震央とモーメントテンソル解。(b) は波形を震央距離順に並べたもので、P波初動を10 s程度の位置に合わせている。(c) は0.02–0.2 Hzの帯域フィルターをかけた波形。(d) は auto gain controlによる振幅補正を行った波形で、それを足し合わせた重ね波形を(e)に示す。(b)–(d)の波形は振幅が正の部分を赤、負の部分を青で塗りつぶして表示している。

での波も明瞭に見えるようになる。また、振幅調整によって波動の視認性が向上し、P波初動から10 s程度の時間範囲内で空間的に連続性した波動が明瞭に見える。その平均的な波動を表現するために、波形の重合を行ったものが(e)である。

このP波後続波の理論的再現性の検討を、波動伝播シミュレーションを基に行った。シミュレーションにはOpenSWPC (Maeda et al., 2017) を用い、3次元地下構造として全国1次地下構造モデル(JIVSM) (Koketsu et al., 2012) を用いた。震源位置・マグニチュード・メカニズム解は、気象庁CMT解のセントロイド位置・モーメントマグニチュード・モーメントテンソル解のダブルカット成分を与えた。

3. 観測とシミュレーションの比較

図2に示した地震に対して、Hi-net観測点での計算波形に対して観測波形と同様な処理を行って比較した結果が図3である。観測重合波形と比較すると、計算重合波形の2番目の正のピークの振幅は小さく、4番目の正のピークの振幅とピークまでの時間間隔が大きいという違いがあるが、対応する波動は概ね再現されていることがわかる。図3(c)は震源深さを変えてシミュレーションを行った場合の重合波形を示したものである。深さ10.7 km以深では、3番目の正のピークの出現時刻が深さとともに遅くなることわかる。このことは、観測波形と計算波形の比較から震源深さが推定できる可能性を示唆するものである。

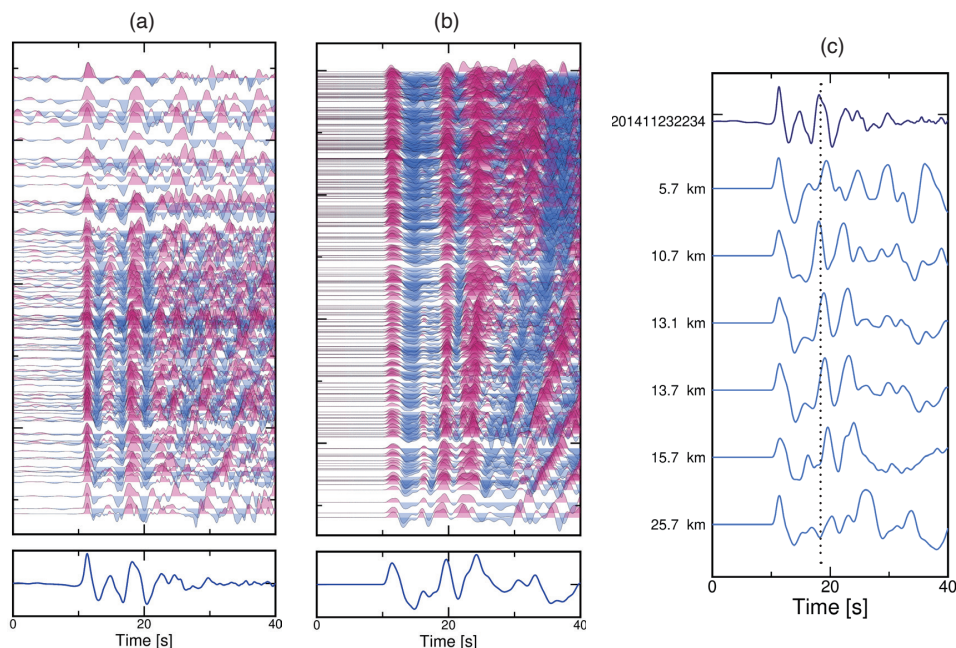


図3 観測波形と計算波形の比較。(a)は観測波形で図2(d)と同じ。(b)は計算波形を(a)と同様に表示したもの。(a)との観測点密度の違いは、(a)の観測波形ではS/N比が小さい観測点を除いて表示しているため。(c)は深さを変えた計算重合波形と観測重合波形(最上段)の比較。点線は観測重合波形の3番目のピークの位置を示す。

4. 震源深さの推定

図3の結果を受けて、深さを変えて計算した重合波形と観測重合波形の相関係数を求めた(図4(b))。それを深さの関数としてプロットすると、上に凸の分布となる(図4(c))。そこで、相関係数を深さの多項式で近似して相関が最大となる深さを求めると14.0 kmとなり、セントロイド深さ(15.7 km)よりもやや浅い値が得られた。観測波形と計算波形を重ね合わせて見ると(図4(b)), P波初動の正のピークと3番目の正のピークの時間間隔は、セントロイド深さを仮定した場合より

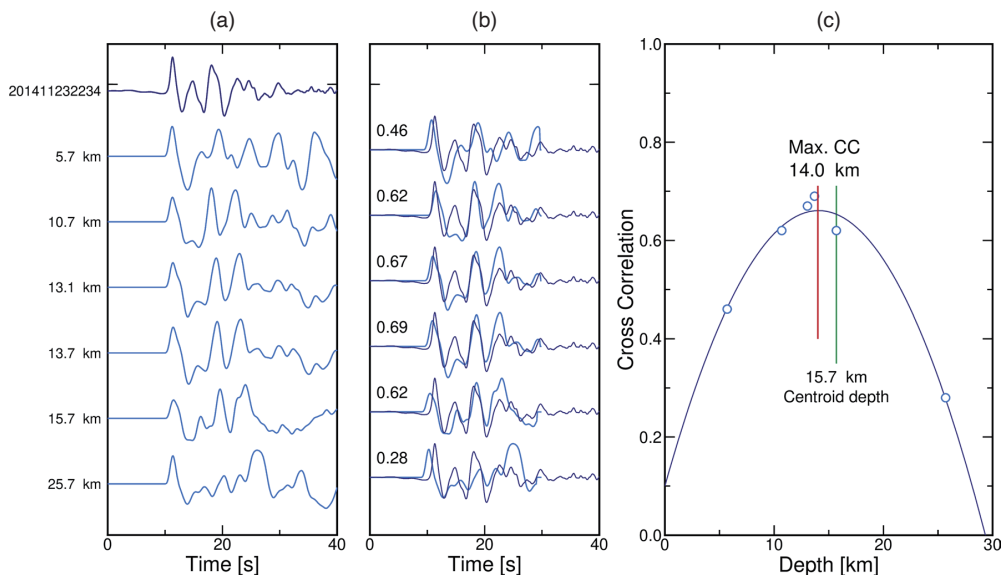


図4 震源深さの推定例(1)。(a)は観測重合波形と深さを変えた計算重合波形の比較(図3(c)と同じ)。(b)は観測重合波形と重ねて表示したもの。数値は相関係数を表す。(c)は相関係数を震源深さの関数としてプロットしたもの。黒い実線は相関係数を深さの多項式として近似したもので、赤い実線は相関係数が最大となる深さ。緑色の実線で示されるのは気象庁CMT解のセントロイド深さ。

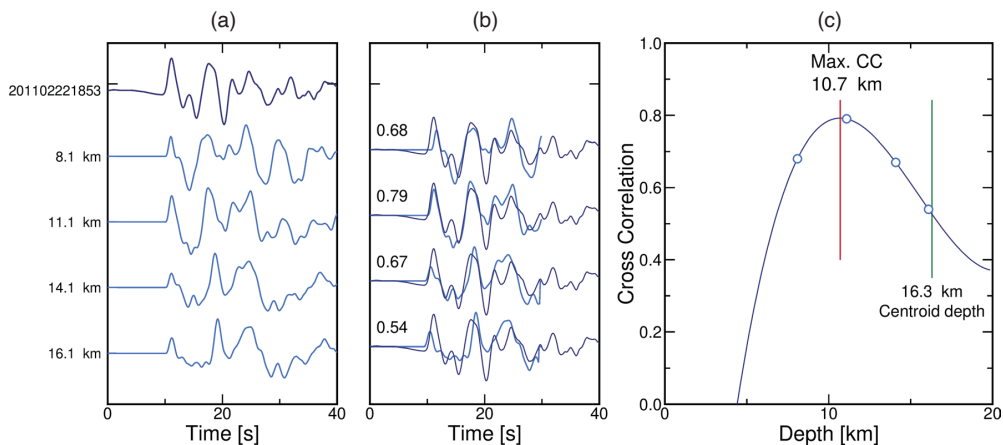


図5 震源深さの推定例(2)。図の表示は図4と同じ。

も 13.7 km を仮定した場合の方が合っていて、それが相関係数に反映されている。

図 5 は、東経 143.5° 付近の宮城県沖において発生した地震について、震源深さを推定した例である。この場合は、セントロイド深さ 16.3 km に対して、相関係数からは 10.7 km とかなり浅い値が得られた。低角逆断層型のモーメントテンソル解から、この地震はプレート境界で発生したものと考えられ、震央はプレート境界の深さ 10 km と 20 km の等深線の間に位置している。プレート境界の傾きは、沈み込みの開始点である日本海溝付近では低角度で、西にいくほど角度が増し、最終的に 30° 程度になる。したがって、10.7 km という深さが浅すぎることはないと考えられる。

以上のように、P 波初動直後の後続波について、深さを変えた計算波形と比較することで、震源深さを求めることができた。しかし、その深さが妥当かどうかは、別のデータ、例えば S-net による震源深さと比較するなどして検証する必要がある。

5. 議論

本研究では、P 波初動直後の後続波を震源深さ推定に利用する可能性を検討した。このような後続波は、どこで発生した地震において見られるのであろうか？ 図 6 は、岩手県沖で発生した地震の観測重合波形を並べて示したものである。図 2 と同様な後続波は、(b) では下の 2 地震を除いて、(c) では一番下の地震を除いて見られるので、P 波初動直後の後続波は特別な地震に限られるものではないことがわかる。(a) に示したプレート境界の等深線と比較すると、図 2 と同様な後続波は、20 km の等深線よりも東側で発生した地震に対して見られることがわかる。また、(c) の一

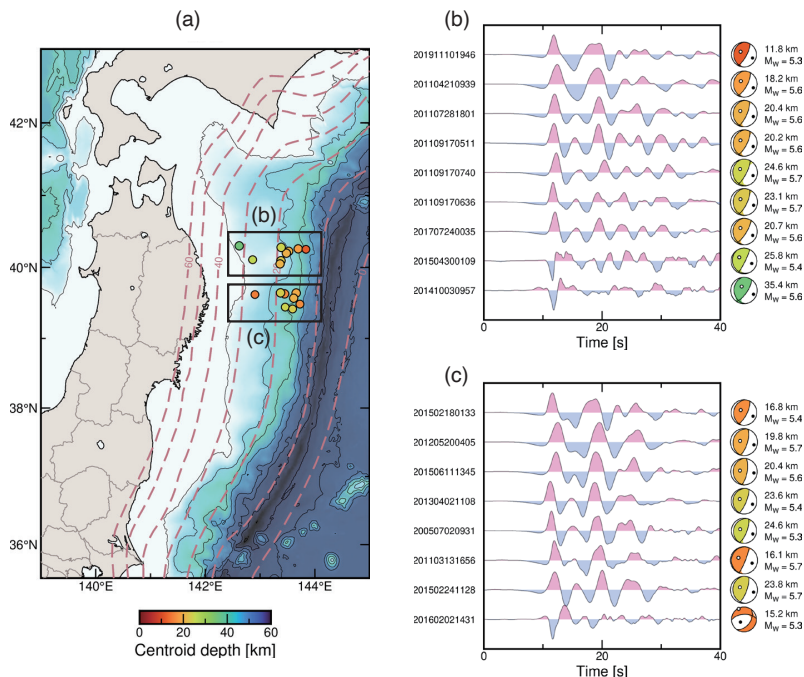


図 6 (a) の図中の (b) と (c) の領域で発生した地震の観測重合波形。波形は東側で発生した地震が上になるように並べていて、その右にモーメントテンソル解を示す。モーメントテンソル解の押しの領域の色はセントロイド深さを示す。

番下の地震のモーメントテンソル解は、他の全ての地震の解（低角逆断層型）とは異なっている。これらのことから、本研究で着目した後続波は、浅い低角逆断層型の地震において見られる可能性が高い。それ以外の地震からはどのような後続波が出現するかについては、系統的な調査が必要である。

P波後続波を用いての震源深さ推定は、計算重合波形が深さとともに系統的に変わることを根拠にしている。深さ推定の理論的裏付けを得るためには、P波後続波の起源を明らかにする必要がある。OpenSWPCで出力される波動場のスナップショットを用いて、陸域の観測点に出現するP波後続波を時間を遡って震源方向に追っていくと、マントルウェッジ部分で生成されていることがわかった。観測重合波形では、震源が浅くなるとP波と後続波の時間間隔が短くなる。これは震源よりも上方での反射を示唆するが、起源の特定にはさらに詳細な検討が必要である。

6. おわりに

本研究では、CMT解析においても深さの推定が困難な浅い地震（図1）について、P波初動直後の後続波を計算波形と比較することで、震源深さを推定する可能性を示した。今後は、S-netを用いて推定された震源深さと比較して方法の妥当性を確認するとともに、後続波を効率的に利用して3次元的な震源位置を推定する方法の開発が必要である。

謝辞

本研究では防災科研H-netの観測波形とMT解カタログ、および気象庁一元化震源とCMT解カタログを使用した。波動伝播シミュレーションには東京大学地震研究所のEIC計算機システムを利用した。（公財）地震予知総合研究振興会からは研究費の援助をいただいた。以上の機関に謝意を表す。

文献

- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima, and T. Matsuzawa, 2010, Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 290, 415-426.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, 2012, Japan integrated velocity structure model version 1, 15th World Conference on Earthquake Engineering.
- Maeda, T., S. Takemura, and T. Furumura, 2017, OpenSWPC: an open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, *Earth Planets Space*, 69:102, doi: 10.1186/s40623-017-0687-2.
- Nakajima, J., and A. Hasegawa, 2006, Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16309, doi: 10.1029/2006GL026773.
- Umino, N., A. Hasegawa, and T. Matsuzawa, 1995, sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, *Geophys. J. Int.*, 120, 356-366.