

3次元不均質速度構造モデルを用いた 青森県周辺の地震に対する CMT 解推定*

弘前大学大学院理工学研究科 増永 仁・前田 拓人・高野 智也

1. はじめに

地震の発震機構は、定常的な地震活動を把握するのみならず、地域の応力場やひずみ場を評価する上でも重要な指標である。発震機構の推定結果は発震機構解と呼ばれ、そのひとつにセントロイドモーメントテンソル解 (CMT 解) がある。日本周辺で発生した地震については 1990 年代以降、気象庁や防災科学技術研究所 (防災科研) が逐次的に CMT 解を推定している。

CMT 解は、地下構造を仮定して計算した理論波形と観測波形がよく一致するようなセントロイドとモーメントテンソルを探索することで推定される。気象庁や防災科研は、水平成層をなす 1 次元地震波速度構造を仮定して CMT 解の推定を行っている。しかし地下の 3 次元不均質が強い地域では、1 次元速度構造モデルによる CMT 解に系統誤差の含まれる可能性が明らかになっている (例えば Takemura et al., 2020)。

青森県の周辺には日本海溝と千島海溝が存在し、直下には太平洋プレートが沈み込んでいるため、地下構造は 3 次元的不均質性が強いと考えられる。そこで本研究では、青森県周辺で発生した地震を対象に、3 次元不均質速度構造モデルを用いて CMT 解を推定する。また 1 次元速度構造モデルを用いて求められた CMT 解と比較し、3 次元不均質速度構造モデルの適用が CMT 解の推定にもたらす影響を検討する。

2. 手法

本研究では、気象庁一元化震源カタログおよび広帯域地震計の変位波形を用いて CMT 解を推定する。以下では、モーメントテンソルの推定とセントロイドの推定を順に説明する。

モーメントテンソルの推定は、適当なセントロイドを仮定したときに観測点位置より期待される JMA2001 モデル (上野・他, 2002) の P 波理論走時から 120 秒間の観測波形を使用して行う。ここで短波長不均質構造と震源時間関数の影響を軽減するため、波形には一元化震源において M5 未満の場合に 0.02 – 0.05 Hz の、M5 以上の場合に 0.01 – 0.05 Hz のバンドパスフィルタを適用する。なお純粋な断層運動による地震は体積変化を伴わないため、中村・他 (2003) に従ってモーメントテンソルの対角成分の和がゼロになる拘束条件を加える。すなわち全波形のうち i 番目の理論波形 u_i は、 n 番目のモーメントテンソル成分 m_n とグリーン関数 G を用いて時刻 t において

$$u_i(t) = \sum_{n=1}^5 m_n * G_{in}(t) \quad (1)$$

* CMT inversion for earthquakes in and around Aomori prefecture, northern Honshu, Japan, using three-dimensional heterogeneous velocity structure by Jin Masunaga et al.

表1 セントロイドの探索範囲

マグニチュード	$M < 5$	$5 \leq M < 6$	$6 \leq M$
水平方向 [°]	[-0.1, 0.1]	[-0.2, 0.2]	[-0.5, 0.5]
深さ方向 [km]	[-10, 10]	[-20, 20]	[-50, 50]
時間方向 [s]	[-2, 2]	[-6, 6]	[-6, 16]

と表され、これを m について解いてモーメントテンソルを推定する。

セントロイドの推定は、(1)式に従い理論波形を計算したとき、観測波形と理論波形の適合度 (Variance Reduction; VR) が最も高い発震時刻と震源位置を探索することで行う。ここで波形の適合度は、 i 番目の波形における時刻 t の観測振幅を $f_i(t)$ 、理論振幅を $g_i(t)$ としたとき

$$VR = \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^N \int [f_i(t) - g_i(t)]^2 dt}{\sum_{i=1}^N \int [f_i(t)]^2 dt} \right) \times 100 [\%] \quad (2)$$

と定義する。セントロイドの探索候補は、震源カタログの発震時刻と震源位置を取り囲むよう表1の範囲に水平方向 0.1°, 深さ方向 1 km, 時間方向 1 秒の間隔で設定する。

なお以下のいずれかの条件に当てはまる場合については、CMT 解が不正確な可能性があるとして推定結果から除外する。1つ目は推定した CMT 解をもとに各観測点で求めた VR について、50%以上の観測点数が 2 点未満の場合である。2つ目は VR が 50%以上の全観測点についてセントロイド位置からの方位角を求めたとき、その差の最大値が 45°未満の場合である。

3. データ

本研究では、北緯 39.5–42.0°, 東経 138.0–146.0°, 深さ 150 km 以浅で 2004 年 4 月 1 日から 2022 年 9 月 30 日までに発生した M3.0 以上の地震 (図 1) を解析対象とした。波形記録には防災科研の広帯域地震観測網 F-net のうち、北海道、東北地方および北陸地方に位置する 20 点の変位波形を使用した。モーメントテンソルの推定に用いるグリーン関数は、差分法および相反定理を用いて OpenSWPC (Maeda et al., 2017) により計算した。グリーン関数の計算に使用する速度構造について、3次元不均質速度構造としては Koketsu et al. (2012)の全国 1 次地下構造モデル (JIVSM) を用いた。また、1次元速度構造としては防災科研 F-net における CMT 解の推定で使用されている Kubo et al. (2002)のモデルを用いた。

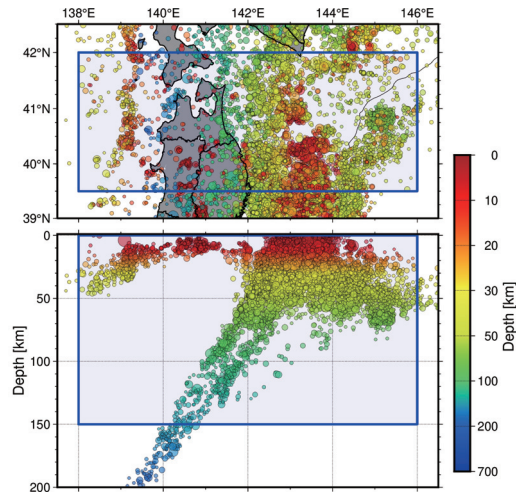


図1 青森県周辺の地震活動 (丸印) と解析対象領域 (青色枠)。気象庁一元化震源で 2004 年 4 月から 2022 年 9 月までに発生した M3.0 以上の地震を示している。

4. 結果

解析の対象となった 8967 地震について、1 次元速度構造モデルを使用した場合と、3 次元不均質速度構造モデルを使用した場合のそれぞれについて CMT 解を推定した (図 2)。推定した地震数はそれぞれ 2174 地震, 2646 地震となり, 3 次元不均質速度構造モデルで解析した地震数の方が約 22% 多かった。解析に使用した観測点数の頻度分布は図 3 のようになり, 3 次元不均質速度構造モデルを用いることで多数の観測点を使用した割合が増加した。またモーメントテンソルに含まれる断層運動の割合を示したダブルカップル成分比 (DC 成分比) の頻度分布は図 4 のようになり, 3 次元不均質速度構造モデルを用いることで 80% 以上の割合が増加した。

以下ではプレート境界付近の CMT 解に着目する。図 5 は, 測線の周囲 10 km にセントロイドが求まった CMT 解の分布を示したものである。A-A'断面, B-B'断面, C-C'断面のいずれも, 3 次元不均質速度構造モデルを用いることで東側を中心に低角逆断層型の CMT 解が多く解析された。特に B-B'断面と C-C'断面では, 測線の中央部から東側にかけて, セントロイド深さがプレート境界深さに近い CMT 解が多く推定された。図 6 はプレート境界型と考えられる地震の CMT 解について, 太平洋プレート (PAC) の沈み込み角に対する節面の傾斜角について頻度分布を示したものである。ここでプレート境界型の地震は, JIVSM による PAC 上面の深さが 10–80 km で, セントロイド深さが PAC 上面から ± 20 km, 走向が 180–270°かつすべり角が 45–135°に該当するものと定義した。また節面は傾斜角の小さい面を選択した。1 次元速度構造モデルを用いた場合は沈み込み角よりも傾斜角が 5°や 25°程度大きい CMT 解を多く推定したが, 3 次元不均質速度構造モデルを用いた場合には傾斜角が 25°程度大きい CMT 解をほとんど推定しなかった。これらの結果は, 3 次元不均質速度構造モデルを用いて CMT 解を推定することで, よりプレートの沈み込み角に近い傾斜角を持つ CMT 解の割合が増加したことを意味する。

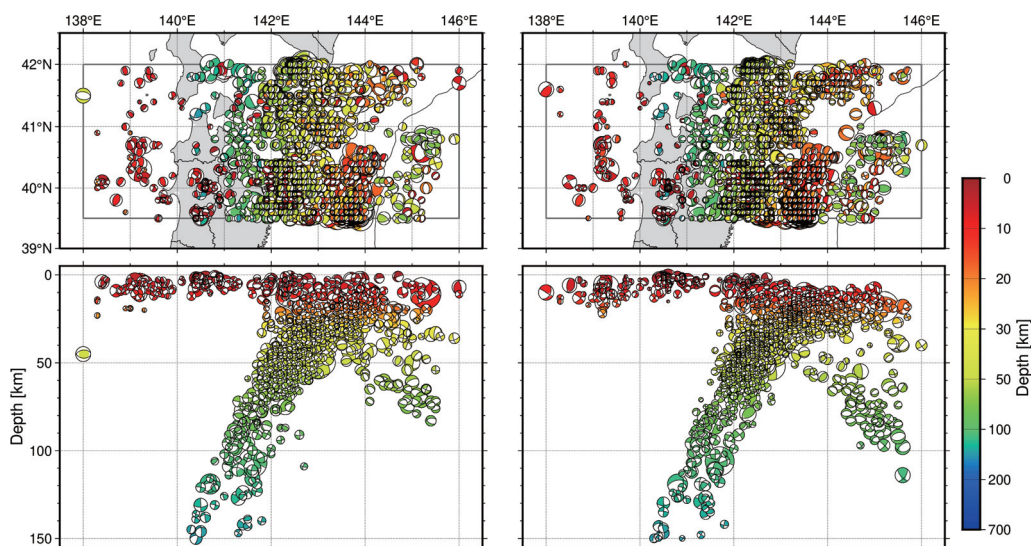


図 2 1 次元速度構造モデルを使用して推定した CMT 解 (左) と 3 次元不均質速度構造モデルを使用して推定した CMT 解 (右)。平面図の灰色枠は解析対象領域。

5. 議論

本研究で、3次元不均質速度構造モデルを用いることで1次元速度構造モデルを用いた場合よりも多数の観測点を使用してCMT解を推定できた理由には、北海道や新潟県の低速度異常の存在が考えられる。図7は気象庁一元化震源で深さ10 km以浅となった地震について、震央とCMT解の推定に使用した観測点を結んだ線を全地震について重ねたものである。北海道や新潟県にある一部の観測点は1次元速度構造モデルによる推定でほとんど使用されていないことが分かる。これらの地域では、地震波干渉法を用いた3次元のS波速度構造に関する推定(Nishida et al., 2008)において低速度異常が描像されている。つまり、青森県周辺の地震に対するCMT解の推定において多数の観測点を利用するには、3次元不均質速度構造モデルの導入

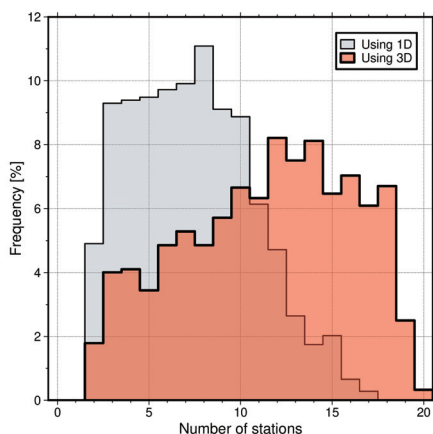


図3 使用した観測点数の頻度分布。灰色は1次元速度構造モデルを、橙色は3次元不均質速度構造モデルを用いた場合のもの。

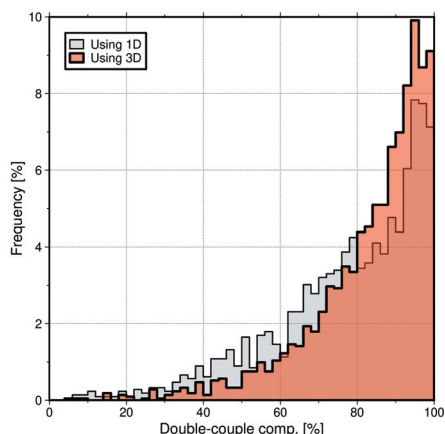


図4 DC成分比の頻度分布。灰色は1次元速度構造モデルを、橙色は3次元不均質速度構造モデルを用いた場合のもの。

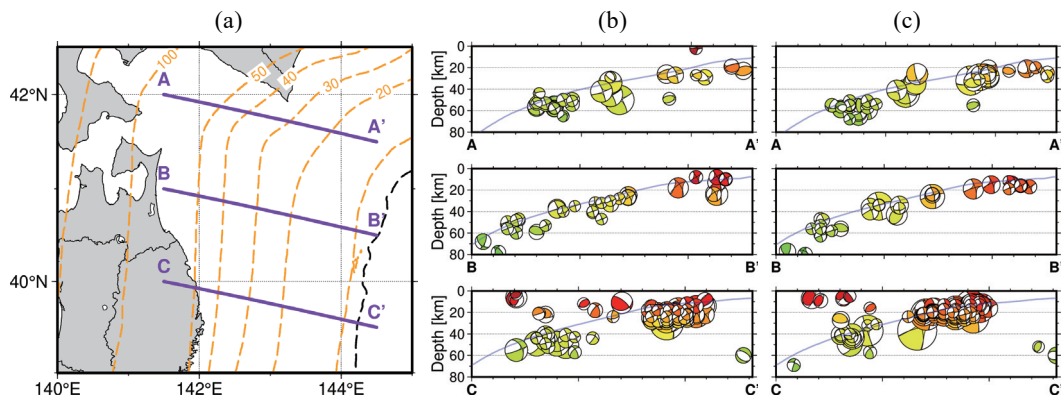


図5 (a)測線の位置。黒点線は海溝軸、橙点線はJIVSMによるプレート境界深さ。(b)1次元速度構造モデルを用いたCMT解 ($M_w \leq 4.0$) の測線断面図。(c)3次元不均質速度構造モデルを用いたCMT解 ($M_w \leq 4.0$) の測線断面図。(b)(c)の青線はプレート境界。CMT解の大きさは規模に応じている。CMT解の色は図1のカラースケールを参照。

が不可欠であると考えられる。

3次元不均質速度構造モデルを用いた CMT 解は、1次元速度構造モデルを用いた CMT 解よりも推定誤差が減少していると考えられる。DC 成分比は、一般には断層運動による地震で大きくなるが、観測波形の SN 比が悪い場合や、不均質構造の影響によってグリーン関数が不適切だった場合には小さくなることもある（例えば 川勝, 1991）。図 4 のように 3次元不均質速度構造モデルを用いることで DC 成分比の高い地震が増加したことは、不均質構造を考慮することによって断層運動によりふさわしい CMT 解を推定できるようになったことを示すと考えられる。ただし、3次元不均質速度構造モデルを用いた CMT 解にも DC 成分比が低い地震が一部存在する。これは、本研究で使用したモデルで再現できていない不均質構造が影響している可能性や、実際に DC 成分比の低い地震が発生している可能性などが考えられる。DC 成分比の低い地震について議論するには、これらの可能性を切り分けて検討する必要がある。

ところで、海溝軸付近やその東側にセントロイド位置が求まった CMT 解では、いずれの速度構造モデルを用いてもその深さが 50 km 以深となる場合があった（図 2）。太平洋プレートの厚さは数十 km に及ぶが、海洋プレート内で発生する地震のほとんどはプレートの中心や浅部で起こると考えられている（例えば 長谷川・他, 2015）。つまり、これらの CMT 解は推定結果が十分に正確でない可能性が考えられる。

6. おわりに

本研究では、青森県周辺で発生した地震について 3次元不均質速度構造モデルを用いることで、1次元速度構造モデルを用いるよりも多数の観測点を用いて多数の CMT 解を推

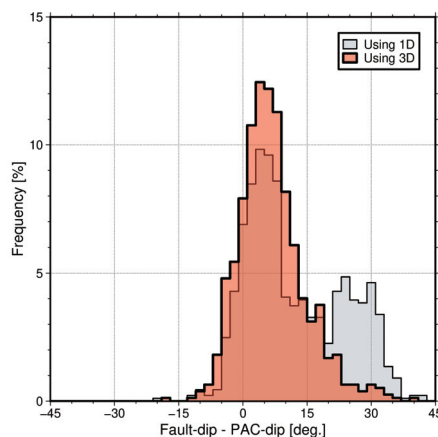


図 6 傾斜角の差の頻度分布。値は節面の傾斜角から太平洋プレートの沈み込み角を引いたもの。灰色は 1次元速度構造モデルを、橙色は 3次元不均質速度構造モデルを用いた場合のもの。

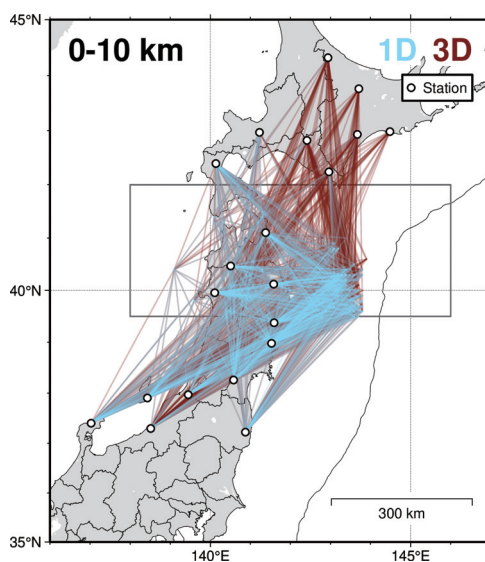


図 7 CMT 解を推定した地震のうち、震源深さが 10 km 以浅の震央と推定に使用した観測点を結んだ線。青色線は 1次元速度構造モデルを、赤色線は 3次元不均質速度構造モデルを用いて推定した場合のもの。丸印は観測点。灰色枠は解析対象領域。

定できることを明らかにした。また、3次元的不均質性が特に大きいと考えられるプレート境界付近の地震では、陸上にある観測網から離れているにも関わらず、プレート境界型地震を強く示唆する低角逆断層型の CMT 解が推定されることを示した。

今後の展望として、海底地震計を併用した CMT 解の推定が挙げられる。防災科研は日本海溝海底地震津波観測網 S-net の運用を 2016 年より開始している。S-net 観測点は広帯域地震計を持たないため一定の工夫を必要とすると考えられるが、海域の地震を中心に解析精度を更に向上できる可能性がある。

謝辞

本研究には、気象庁の一元化震源データおよび JMA2001 走時表、および防災科学技術研究所 F-net の広帯域地震観測網波形記録を使用しました。

文献

- 長谷川昭・佐藤春夫・西村太志. (2015). 地震学. 共立出版.
- Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H., & Nonomura, K. I. (2002). NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application. *Tectonophysics*, 356(1-3), 23-48. doi:10.1016/S0040-1951(02)00375-X.
- 川勝均. (1991). 地震の大きさと多様性—Moment tensor inversion を中心として—. 地震 第 2 輯, 44, 265-277. doi:10.4294/zisin1948.44.Supplement_265.
- Koketsu, K., Miyake, H., & Suzuki, H. (2012). Japan integrated velocity structure model version 1. In *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering (Vol. 1)*, Paper number 1773, Lisbon.
- Maeda, T., Takemura, S., & Furumura, T. (2017). OpenSWPC: an open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media. *Earth, Planets and Space*, 69(1), 1-10. doi:10.1186/s40623-017-0687-2.
- 中村浩二・青木重樹・吉田康宏. (2003). 気象庁広帯域地震観測網による CMT 解析. 験震時報, 66(1), 1-15.
- Nishida, K., Kawakatsu, H., & Obara, K. (2008). Three-dimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters. *Journal of Geophysical Research*, 113, B10302. doi:10.1029/2007jb005395.
- Takemura, S., Okuwaki, R., Kubota, T., Shiomi, K., Kimura, T., & Noda, A. (2020). Centroid moment tensor inversions of offshore earthquakes using a three-dimensional velocity structure model: slip distributions on the plate boundary along the Nankai Trough. *Geophysical Journal International*, 222(2), 1109–1125. doi:10.1093/gji/ggaa238.
- 上野寛・畠山信一・明田川保. (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(1), 123-134.