

多数のテンプレート地震を用いた震源決定法(hypoTD)による 気象庁一元化震源の相対震源決定

株式会社 ホームサイズモメータ 堀内茂木

1. はじめに

地下構造には、大きな不均質性が存在し、不均質性が震源決定の大きな誤差要因になっている。Waldhauser & Ellsworth (2000)による hypoDD は、解析する全領域で発生する地震の到着時刻の差をデータとして、インバージョンで、全ての地震の震源を決定する方法である。この方法は、不均質性の影響を取り除くことができるすぐれた震源決定法であり、多くの研究者により利用されている(例えば、Yano et al, 2017)。しかし、この方法は、1) 広域で発生する地震には適用できない、2) 地震は、毎日発生するが、新しく発生した地震を追加することが難しい、3) 計算される震源位置は、ダンピング定数の与え方で変わる、等の課題があることが知られている。堀内・他(2022), Horiuchi et al. (2024)では、多数のテンプレート地震を登録し、個々の地震について、多数(ここでは、50個)のテンプレート地震と相対震源決定を行うことにより、速度構造の不均質性の影響を取り除き、かつ、hypoDD の課題を取り除くことができる、新しい震源決定法を開発した。そして、気象庁一元化震源の到着時刻データを用いて、震源決定法を行った結果、日本列島全域について、精度の高い震源が決定されることが示された。本稿では、この震源決定法の、1) 解析方法、2) 気象庁一元化震源を用いた解析結果、について、記述するものである。

2. 方法

従来開発されている、マスターイベント法(e.g., Deichmann and Garcia-Fernandez ,1992)は、マスターイベント地震(以下、テンプレート地震と呼ぶ)と、相対震源決定を行う方法であり、速度構造の不均質性を取り除くことができる有効な震源決定法である。この方法は、一個のテンプレート地震を用いて、複数の地震の震源決定を行うものであり、狭い領域での震源決定には有効である。堀内・他(2022)による自動震源決定システムでは、到着時刻を自動で読み取り、震源決定を行う。次に、多数のテンプレート地震と相対震源決定を行い、その走時残差を用いて、自動読み取りによる間違っ、P波、S波読み取りデータを修正する機能を備えたものである。震源決定では、多数のテンプレート地震との相対震源決定の走時残差の二乗和が最小になる解を求めている。詳しくは、<https://www.homesesimo.com/html/sotajido.html> に示されている。Horiuchi et al. (2024), 堀内・佐藤(2024),堀内・他(2024)では、堀内・他(2022)の手法を改良し、気象庁一元化震源の検測値データを用いた相対震源決定を行っている。以下では、この震源決定法を、hypoTDと呼び、その手法について述べる。

テンプレート地震の登録では、読み取り精度の高い大き目の地震を登録する必要がある。隣接して発生する地震との相対震源決定では、バスの違いによる不均質性の影響が相殺され、走時残差を小さくすることができる。登録する地震が少ないと、近傍で発生するテンプレート地震を選ぶことができない場合がある。また、地震活動には、大きな空間的違いがあることを考慮すると、テンプレート地震を、かなり多数である必要がある。そこで、ここでは、大きい順に、全体の5-10%程度をテンプレート地震として登録するようにした。

気象庁一元化震源には、自動処理により読み取られた到着時刻データを用いて、震源決定された震源が多数含まれている。このため、到着時刻の読み取り精度の低いデータが含まれている可能性がある。一般に、間違っデータの削除では、震源決定の走時残差が用いられている。しかし、地下構造の不均質性の影響で、走時残差が大きい場合が多く、間違っ読み取りデータの検出は難しい。また、間違っデータが含まれると、間違っデータを満足するように、震源位置が移動し、間違っデータの走時残差が大きくなる場合がある。 hypoTD では、個々の地震と、その周辺で発生した多数のテンプレート地震との相対震源決定を行っているが、この震源決定で計算される多数の地震との走時残差を用いることにより、間違っ読み取りデータを高精度で検出し、除去することができる。以下に、間違っデータの検出、削除方法について、述べる。

震源決定を行う地震を A_k 、その近傍に位置する N 個テンプレート地震を B_{km} とする。 A_k の

地震の震源決定を行う前に、まず、 A_k と、 N 個の B_{km} との相対震源決定を行う。地震 A_k の、 j 観測点の読み取り値を P_{kj} 、地震 B_{km} の読み取り値を P_{mj} する。 N 個の全ての地震について、 j 観測点の到着時刻が読み取られている場合には、 j 観測点についての走時残差が N 個存在することになる。 P_{kj} の読み取りに、 ΔP_{kj} の誤差が存在するとする。地震 A_k は、テンプレート地震と N 回相対震源決定されることから、 P_{kj} のデータは、 N 回の相対震源決定に用いられる。従って、 N 組の相対震源決定の走時残差の平均値の期待値は ΔP_{kj} になる。一方、地震 B_{km} の m 番目の地震の観測点の読み取りに、誤差 ΔP_{mj} が存在する場合は、地震 A_k と、地震 B_{km} との相対震源決定は 1 回のみであることから、 P_{mj} が相対震源決定に利用される回数も一回だけである。このため、走時残差の平均値の期待値は、 $\Delta P_{mj}/N$ となる。 N が大きければ、テンプレート地震の読み取りの誤差は、 $\Delta P_{mj}/N$ となり小さくなる。 A_k の地震の読み取り値に誤差がある場合は、走時残差の平均値の期待値は $1/N$ にはならない。この効果のため、地震 A_k の観測点に読み取り誤差が存在する場合は、テンプレート地震の読み取り値に誤差がある場合に比べ、走時残差の平均値のずれが大きくなる。そこで、観測点毎に、 N 個のテンプレート地震との相対震源決定の走時残差の平均値を求め、平均値が、その観測点の走時残差の RMS に比べ大きい場合は、それを削除するようにした。削除の基準は、平均値が、この RMS の2倍以上であるとした。ただし、平均値のずれが、設定した閾値以下であれば、削除しないようにした。

自動処理による震源決定の場合、ノイズや、別の地震のP波やS波を読み取って、震源決定する場合があります。Tamaribuchi et al. (2023)は、これらのノイズイベントを削除することが重要であると指摘している。以下に、ノイズイベントの除去方法について述べる。相対震源決定では、同じ観測点で観測された2個の地震の到着時刻差を用いるため、どちらか一方の地震の到着時刻が観測されないと、その観測点の読み取りデータを使用することができない。ノイズイベントの場合は、到着時刻が読み取られている観測点数が少なく、決定された震源から、遠く離れた観測点のデータが使われている場合が多い。このため、ノイズイベントと、地震イベントとの相対震源決定では、両者の地震を同時に観測している観測点数が少なく、相対震源を行うことができない場合がある。そこで、相対震源決定に利用できる観測点数が閾値以下の場合は、震源決定を行わないようにした。震源決定できない地震の割合 (Nk/N) を、地震とノイズイベントとを識別する指標の一つとした。

ノイズイベントの場合は、相対震源決定の走時残差の平均値 ($SDTk$) が大きくなると考え、この値を地震とノイズとを識別する別の指標とした。また、地震 A_k についての N 回の相対震源決定を行うことにより、テンプレート地震の震源位置を用いて、 A_k の震源を N 個表すことができる。この震源の空間的ばらつきが大きい場合は、震源決定精度が低いと考えられる。地震 A_k についての、 N 個の震源位置ベクターを R_{km} 、 R_{km} の平均ベクターを R_k 、 $(R_{km}-R_k)$ の絶対値の2乗平均誤差を $SDRk$ とすると、この値も地震とノイズとを区別する指標とした。

一般に、遠く離れた観測点で、震源決定を行うと、震源決定精度が低くなり、走時残差も大きくなる。そこで、震源距離の閾値を L とし、震源距離の平均値 (R_k) が、 L より大きい場合は、上述の、 $SDTk$ と、 $SDRk$ の値を (R_k/L) で除して、震源距離の補正を行うようにした。

これらのパラメータの閾値はテーブルで与えるようにした。本研究では、以下の値を用いて、日本列島全域の地震とノイズイベントとの識別を行うようにした。

- 1) $Nk/N > 0.6$; Ratio of un-located events among N sets
- 2) $SDTk > 0.4$ sec; Average standard deviation of travel time residuals
- 3) $SDRk > 7$ km; Average standard deviation of special variations of N sets of hypocenter locations for A_k
- 4) $L = 70$ km; threshold value of hypocentral distance

地震 A_k の震源決定では、まず、上記方法で精度の低いデータを削除する。次に、 N 個の全ての地震との相対震源決定の走時残差の二乗和が最小となるよう、 A_k の震源位置を最小二乗法で求めた。最小二乗法は、イタレーションを繰り返して行うようにした。最小二乗法で震源決定を行った場合に、求められた解による走時残差の二乗和が、初期値のそれに比べ、より大きく

なり、イタレーションを繰り返すと、解が発散する場合があった。そこで、イタレーションを行う際には、最小二乗法で求められる解による走時残差の二乗和が、初期値のそれに比べ、増加するか、減少するか調べ、増加する場合は、初期値の近傍で、グリッドサーチで、走時残差が減少する解を求め、その解を初期値として、次のイタレーションを行うようにした。

3. データ

hypoTD による相対震源決定では、防災科学技術研究所の Hi-net のホームページから、気象庁一元化震源の検測値データをダウンロードして、使わせて頂いた。ダウンロードした期間は、2002 年 6 月 3 日から、2024 年までの約 22 年間である。ダウンロードした地震数は、約 420 万個である。

プレート地震として登録したのは、海底地震観測網の、S-Net と DONET が整備された 2019 年以降の地震である。登録した地震は、P 波の読み取り観測点数が 17 点、S 波が 10 点以上の全ての地震である。震源の深さが、0km となっている地震は、震源の深さが決定できない地震であることから、プレート地震として採用しなかった。登録した地震数は 22 万個である。図 1 は、登録して地震の震央分布であるが、日本列島全域をカバーしている。

2002 年～2018 年以前の地震について、図 1 に示すプレート地震を用いて震源決定を行ったが、日本海溝周辺の地震で、震源決定できない地震が多数見つかった。原因は、S-Net が整備された以降、日本海溝周辺に位置するプレート地震の多くが、主に、S-Net のデータのみで、震源決定されていたため、相対震源決定を行うことができなかったからである。そこで、2002 年～2018 年の期間の震源決定では、同じ期間に発生した大き目の地震を、プレート地震として登録し、震源決定するようにした。

hypoTD は、地震毎に、 N セットのプレート地震を選ぶことになっているが、ここでは、 $N=50$ とした。地下構造の不均質性の影響を除去するには、震源決定を行う地震の近傍で発生している地震を選ぶ必要があり、P 波、S 波到着時刻の読み取り精度が高い地震を選ぶには、大きい地震を選ぶ必要がある。この選定では、近傍で発生する地震で、大き目の地震を選ぶ必要がある。また、図 1 に示すように、プレート地震として登録した地震数が多いことから、プレート地震を選ぶのに、計算機の負荷がかからない方法にする必要がある。このほか、地震活動には、大きな地域性があるので、地震活動が低い地域でも、プレート地震を選べるようなアルゴリズムにする必要がある。これらを考慮し、以下の方法で、プレート地震を選ぶようにした。

まず、震源距離の閾値 L_t (ここでは、10km とした) を設定する。そして、震源決定を行う地震からの震源距離が L_t 以下であるプレート地震を全て選ぶ。選ばれた地震数が、150 個以下であれば、 L_t を 30% 増加させて、震源距離が L_t 以下の地震を選ぶ。選ばれた地震数が、150 個以下であれば、更に、 L_t を 30% 増加させ、これを繰り返すことにより、150 個以上のプレート地震を選ぶ。地震活動が高い地域では、 $L_t=10\text{km}$ 以下でも、150 個以上の地震が選ばれることを考慮し、選ばれた地震の中から、震源距離の小さい順に、150 個の地震を選ぶようにした。次に、選ばれた 150 個の地震を、マグニチュードが大きい順に、50 個選んだ。この方法だと、近傍の地震で、かつ、大き目の地震を選ぶことができる。

プレート地震の震源位置は、速度構造の不均質性の影響を受け、誤差を含んでいる。プレート地震を、hypoTD を用いて相対震源決定することにより、より、精度の高い震源決定が行えると期待される。そこで、この相対震源を繰り返すことで、どの程度、走時残差が小さくなるか調べた。

能登半島では、2024 年 1 月 1 日に、マグニチュード 7.6 の地震が発生し、地震動や津波で、大きな被害が発生した。また、多数の余震が発生した。図 2 はこの地震発生から、2024 年 4 月 19 日迄の期間の、気象庁一元化震源による震源分布である。震源決定数は、41,309 個、この余震の中で、前述の方法で、プレート地震として登録されて地震数は、10,689 個である。このプレート地震の、hypoTD による震源決定を繰り返し行った。イタレーションの回数は 5 回である。各イタレーションで、求められた震源を、プレート地震の震源として、hypoTD を用いて全ての地震の相対震源決定を行った。そして、イタレーションの回数と平均的走時残差との関係を調べ

た。表1は、その計算結果であるが、イタレーションを行わない場合の走時残差は 0.137 秒、2回のイタレーションで、0.125 秒、3 回以降は、0.124 秒である。この結果は、2回程度行うことで、収束した解が得られることを示している。そこで、以下の結果では、図1の、日本全域で登録されたプレート地震を、2回震源決定し、それをプレート地震の震源として、登録するようにした。図2に示された地震について、hypoTD で相対震源決定した場合の、震源決定数は、39,543 個であり、全体の 4.4%が、前述の地震と、ノイズイベントとの識別プロセスで、削除された。

hypoTD
Stn=2428

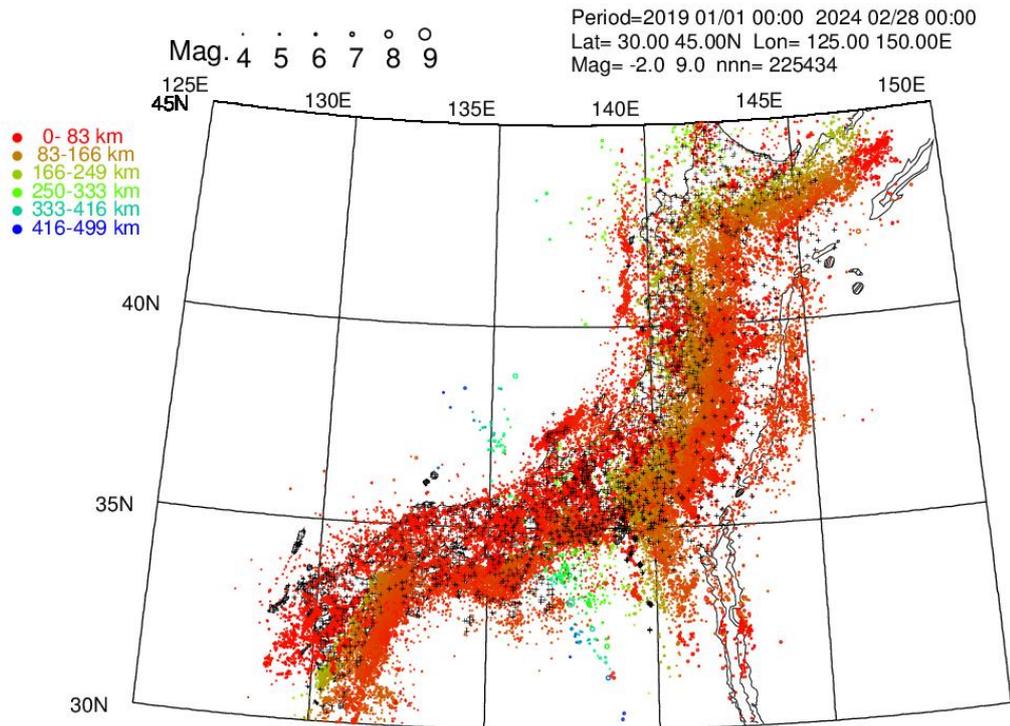


Fig.1 Epicenter distribution of template earthquakes and seismic stations (+) used in this study. Color indicates focal depth. The total number of registered template earthquakes is 225,434. The number of seismic station is 2,428.

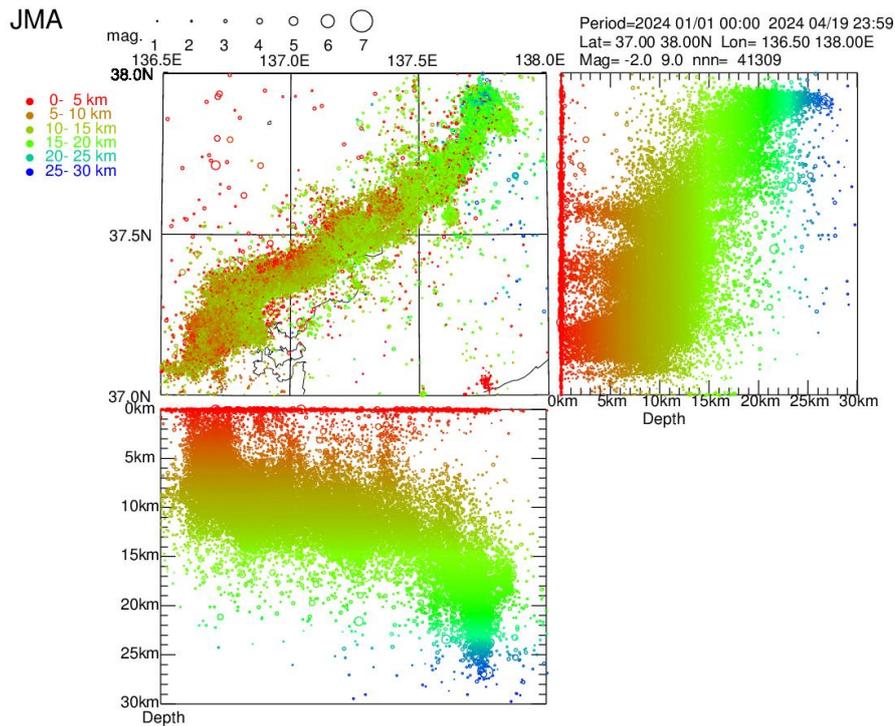


Fig 2. Aftershock distribution of the 2024 Noto Peninsula Earthquake for the period from 1 January to 19 April 2024 by JMA unified catalog.

Table 1. Change in average standard deviation (sec) of travel time residuals by the iterations.

Iteration	Located	Standard deviation
0	39,802	0.137
1	39,598	0.133
2	39,543	0.125
3	39,530	0.124
4	39,524	0.124
5	39,515	0.124

4. 震源分布の比較

hypoTD により震源再決定した期間は、2002 年6月から、2024 年4月で、気象庁一元化震源で震源決定された全ての地震を再決定した。北緯 25 度～50 度、東経 125 度～150 度の区域で、気象庁一元化震源により決定された地震数は、4,168,138 個で、この中で、hypoTD で震源決定されなかった地震は 317,459 個、全体の 7.6% が、震源決定されなかった。hypoTD による震源リストには、計算された発震時、震源位置と、気象庁一元化震源化震源によるマグニチュード、走時残差の標準誤差、他を書き込むようにした。震源決定できなかった地震については、気象庁一元化震源の震源パラメータを震源リストに書き込み、走時残差の標準誤差を 9.9 にした。図3は、hypoTD によるマグニチュードが 3.0 以上の地震をプロットしたものである。

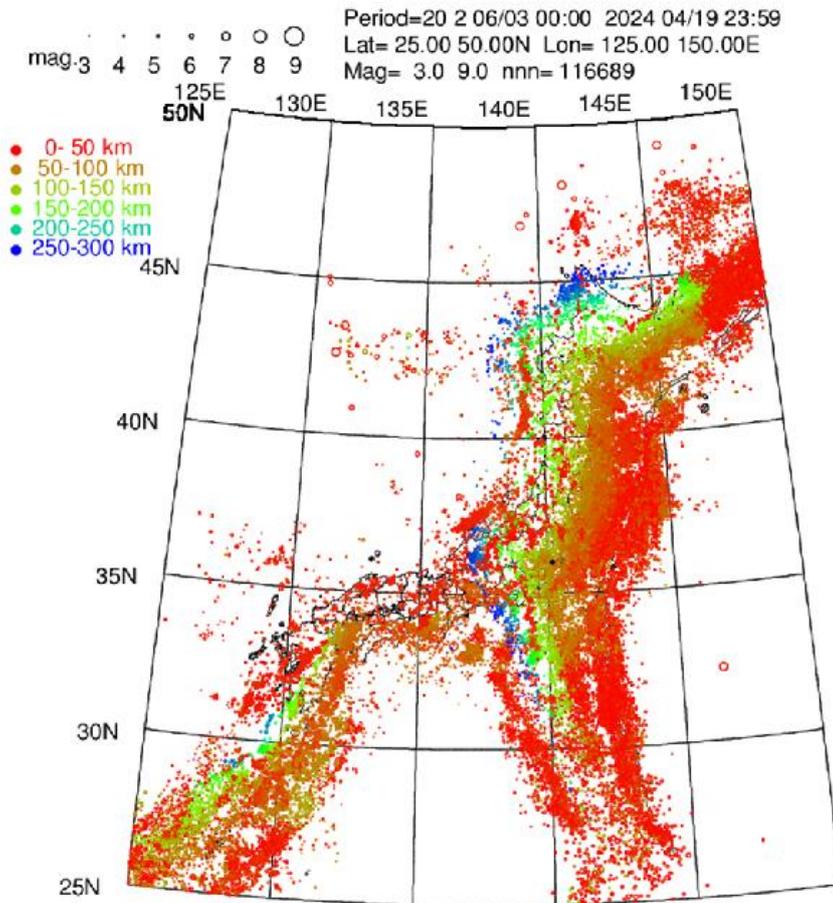


Fig 3. Epicenter distribution of relocated events by hypoTD in the period from June 2002 to April 2024 and shallower than 300km. Events with magnitude larger than 3.0 is plotted. Locations of template earthquakes are computed by the two time of iterations.

図4は、能登半島地震の hypoTD による震源分布である。図2の気象庁一元化震源との比較から明らかなように、hypoTD による震源では、図2で、深さ 0km に決定されている地震がほぼ、見当たらなくなっている。また、地震が発生している領域と、発生していない領域との境界がより明瞭である。これらは、hypoTD での震源決定で、速度構造の不均質性による影響が取り除かれ、決定精度の高い震源が求められていることを示している。図2の気象庁一元化震源では、余震域の北西側、北緯 37.5 度～38.0 度、東経 136.5 度～137.0 度の区域で、バラバラと地震が決定されているが、hypoTD では、これらの大部分が削除されている。これらの地震はノイズイベントである可能性があると思われる。

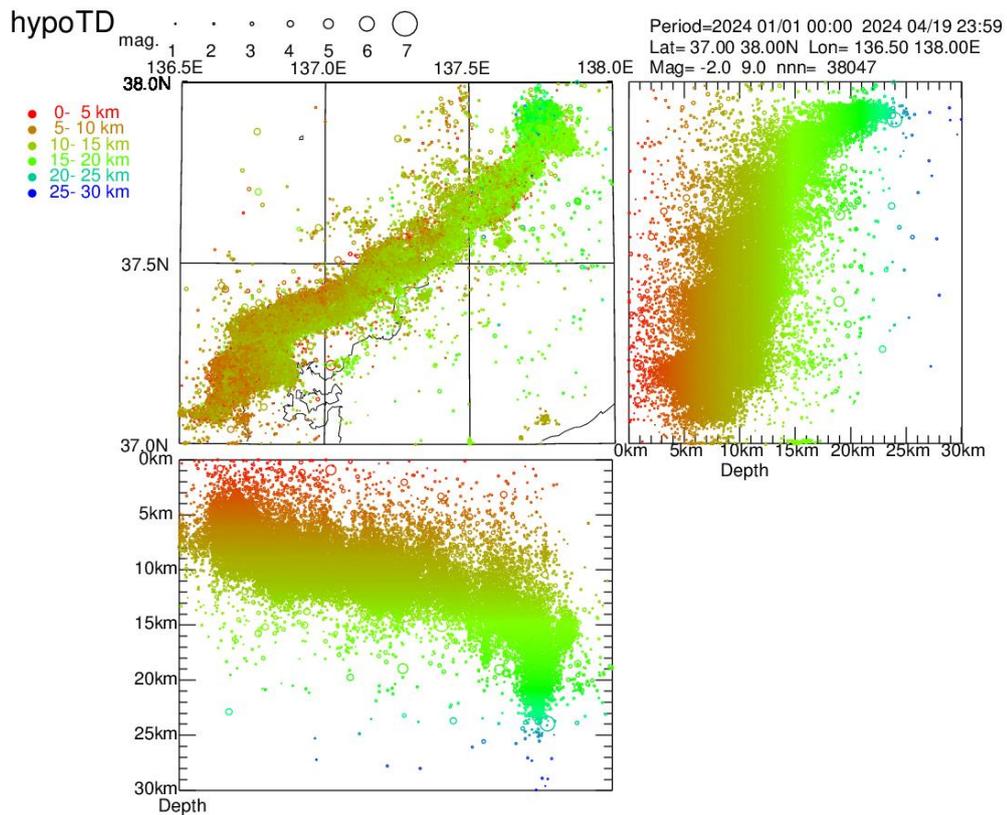


Fig 4. Aftershock distribution of the 2024 Noto Peninsula Earthquake for the period from 1 January to 19 April 2024 located by hypoTD.

hypoTDでは、近傍で発生した、大き目の地震50個をテンプレート地震として、相対震源決定を行っているが、テンプレート地震の選び方で、震源位置がどの程度変化するかを、2024年能登半島地震の本震の到着時刻データを用いて調べた。まず、本震の震源の近傍で発生するテンプレート地震を150個取り出す。次に、1から150の数値をランダムに50回発生させ、その番号に対応するテンプレート地震を選ぶようにした。これを100回繰り返し、50個のテンプレート地震からなる、100組のデータセットを作成した。図5は、この100組のデータセットを用いて、相対震源決定した場合の震源位置である。赤丸は、P波到着時刻データのみを用いた場合で、青丸は、P波とS波の到着時刻を用いた場合である。P波のみを用いた場合の走時残差の標準誤差は0.19秒、P波とS波とを用いた場合は0.26秒である。両者の震源位置のばらつきは小さく、100個の震源が、ほぼ、同じ位置に決定されている。この結果は、テンプレート地震の選び方で、震源位置がほとんど変化しないことを示している。

能登半島地震のマグニチュードは、7.6であるが、一般に、このように大きな地震の震源時間関数は長い。このため、S波初動の到着時刻付近でのS波振幅は小さいが、P波コーダ波の振幅は大きく、波形記録からS波初動の到着時刻を読み取ることが原理的に難しい。図5に示すように、hypoTDによる震源決定では、P波到着時刻のみを用いても、信頼性の高い震源決定が可能である。P波とS波とを用いた場合の走時残差の標準誤差が大きいことから、この結果は、2024年能登半島地震のような大きい地震の震源決定では、S波を用いてはならないことを示していると思われる。S波を用いないで決定された本震の震源は、余震域の中に位置している。

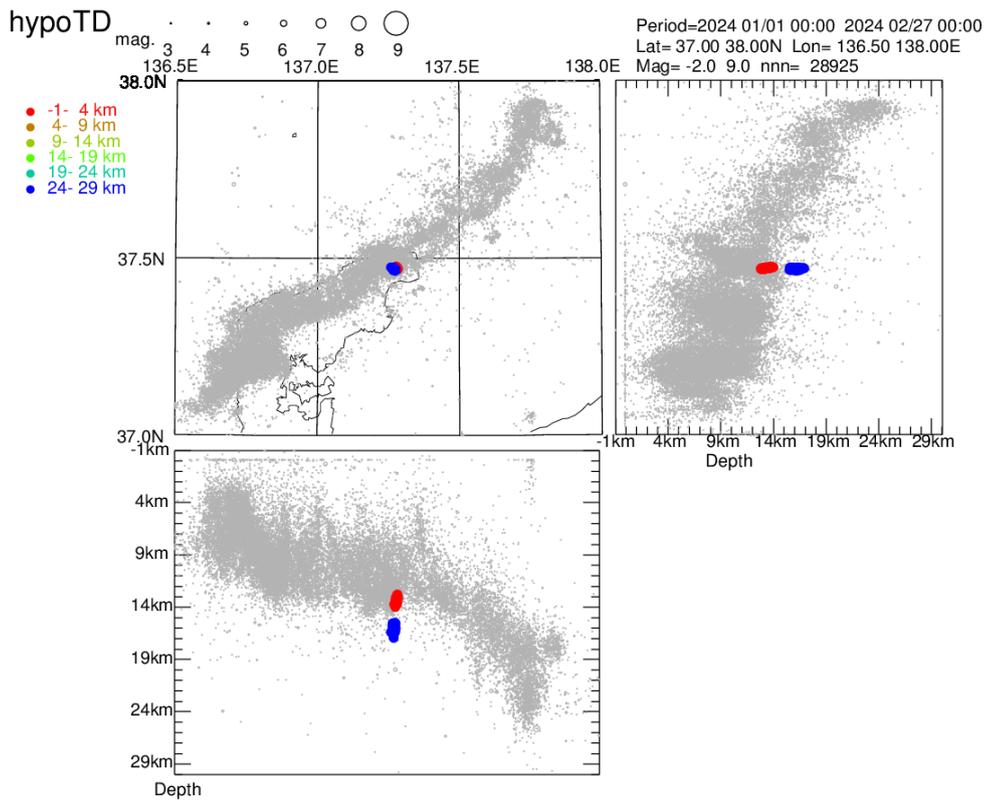


Fig.5 Locations of the main shock calculated 100 times by changing the selection of template earthquakes. We select 150 template earthquakes occurring at places near the main shock and conduct 100 times of selections, in which 50 sets of template earthquakes are selected randomly. Blue color circles show 100 sets of the locations of the main shock in a case of using P and S arrival times. Considering the difficulty of picking S arrival times of the main shock, we conduct a testing of using only P arrivals (red circles). Standard deviations of travel time residual for only P, and P and S are 0.19 sec and 0.26 sec, respectively.

図6は、気象庁一元化震源による(左)能登半島地震の震源の鉛直断面図と、hypoTD(右)によるそれとを比較したものである。断面図の左上の数字は、断面図の番号で、南西から、北東に向かって、断面番号が大きくなっている。国土地理院 令和6年能登半島地震の震源断層モデル(000255958.pdf (gsi.go.jp))に示されているように、本震の断層面は、南東落ちであると指摘されている。断面図の3~5番目では、震源が南東下がりの面に沿って分布している。北東端の断面9では、主断層に直交する面にそって、震源が分布している。hypoTDによる断面図と、一元化震源のそれとの比較から明らかなように、hypoTDによる余震域の形状はシャープで、hypoTDによる震源決定精度が高いことを示している。

地震調査研究推進本部は首都圏直下地震が発生する可能性が高く、発生すると巨大な揺れが発生する可能性があるとして指摘している(首都直下プロ4首都圏の大地震の姿 | 地震本部 (jishin.go.jp))。従って、首都圏直下での高精度の震源決定は、首都圏での防災対策や、地震発生長期予測を行う上で、極めて重要である。そこで、首都圏直下地震の発生が予測されて地域での、気象庁一元化震源と、hypoTDによる震源との比較を行った。図7は、首都圏での深さ40kmから60kmの震央分布であり、図8に1の四角で囲まれた領域の、図9に、2の四角で囲まれた領域について、気象庁一元化震源とhypoTDによる震源とを比較した。

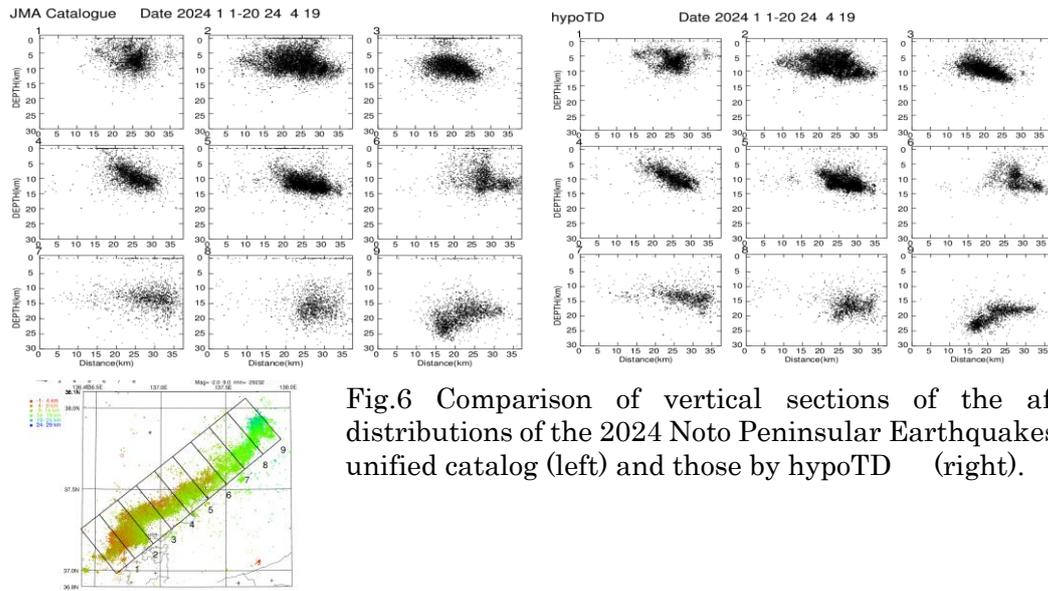


Fig.6 Comparison of vertical sections of the aftershock distributions of the 2024 Noto Peninsular Earthquakes by JMA unified catalog (left) and those by hypoTD (right).

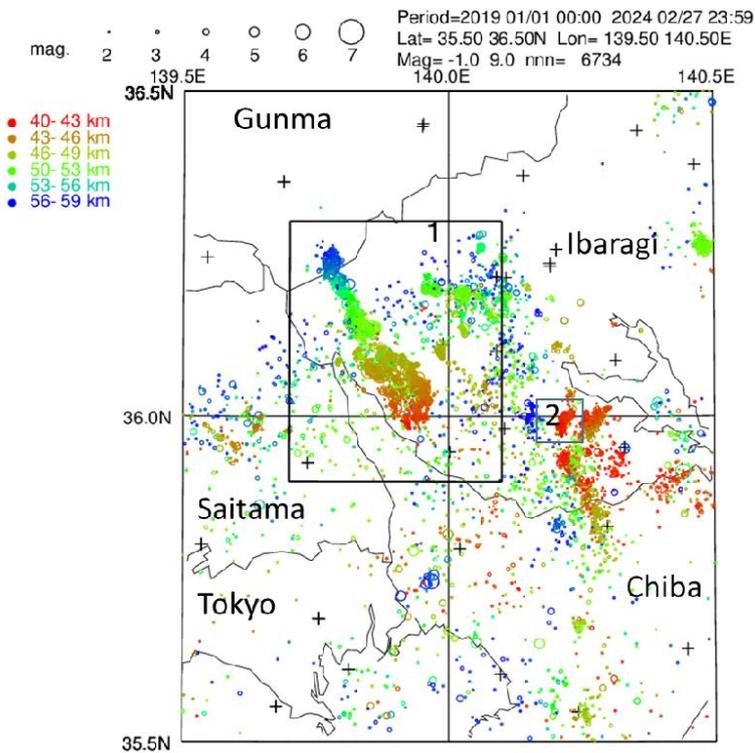


Fig.7 Epicenter distribution of the metropolitan area at focal depths from 40km to 60km by hypoTD. We compare hypocenter distributions by hypoTD in the regions enclosed by the square with character 1 (Fig.8) and 2 (Fig.9) to those by JMA earthquake catalog.

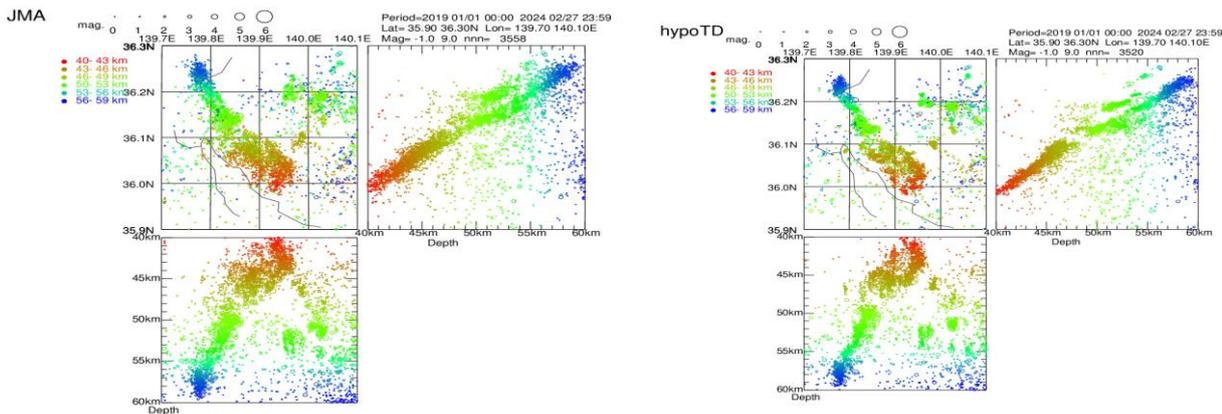


Figure 8 Comparison of hypocenter distribution in the period of time from January 2019 to February 2024 in the metropolitan area by JMA unified catalog(left) and by hypoTD in the region shown by the square in Fig. 7.

首都圏は、太平洋プレートと、フィリピン海プレートが沈み込んでいる場所であり、速度構造には、大きな不均質性が存在している(例えば、Zhao et al., 1992, Matsubara et al., 2019)。図8、図9の気象庁一元化震源との比較から明らかのように、hypoTDによる相対震源決定では、速度構造の不均質性の影響が取り除かれ、精度の高い震源が決定されているように見える。図9の領域は、水平方向に0.1度、深さ方向に10kmの狭い領域の比較であるが、狭い領域での両者の比較だと、hypoTDによる、震源決定精度の改善がより明らかに見える。

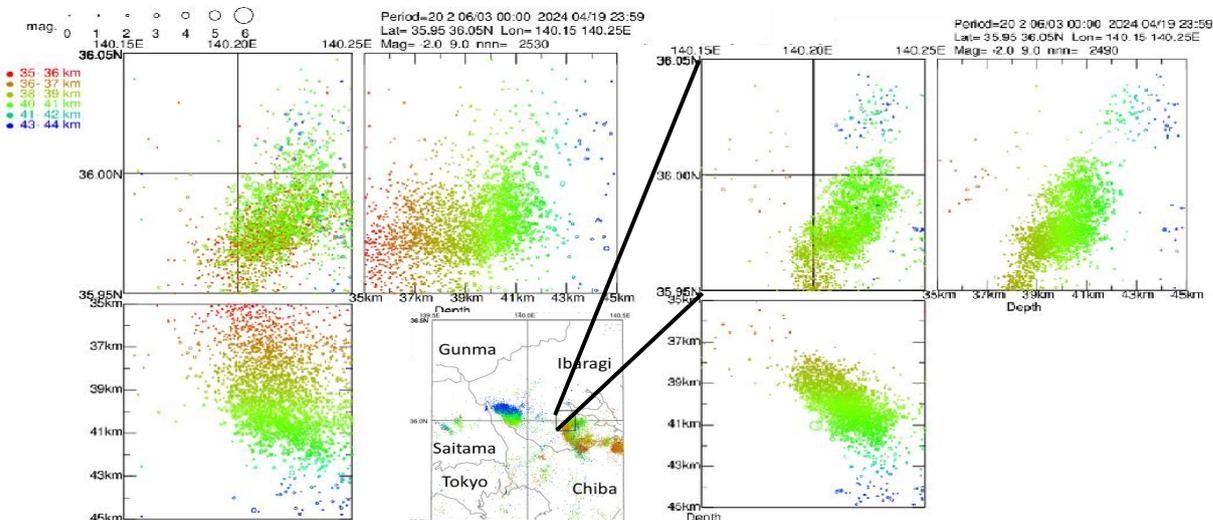


Figure 9. Comparison of hypocenter distribution in the metropolitan area by JMA unified catalog (left) and by hypoTD (right) in a small area. We plot all the events occurring in the last 22 years, from June 3 2002 to April 19 20024.

図8に示した領域で発生した地震について、気象庁一元化震源のデータを用いてhypoDDによる震源決定を行った。hypoDDは、地震毎に近傍に位置する数10個程度の地震との到着時刻差のデータファイルを作成し、全地震の震源を、インバージョンで求めている。従って、hypoTDと、hypoDDでは、震源決定に用いるデータセットは、ほぼ同じであるが、震源決定の解法は大きく異なっている。そこで、hypoTDで作成される到着時刻差のデータをhypoDDの入力データとし

て、hypoDD のソフトを用いて震源決定を行った。震源決定に用いたダンピング定数は 50%である。図9は、hypoDD(左)と hypoTD(右)により求められた震源分布を比較したものである。図から明らかなように、hypoTD による震源は、hypoDD によるそれに比べ、地震が発生している領域の境界が明瞭で、震源決定精度がより高いように見える。また、気象庁一元化震源、hypoTD、hypoDD による震源決定数は、それぞれ、3558,3520, 2639 で、hypoDD で震源決定できる割合は少ない。

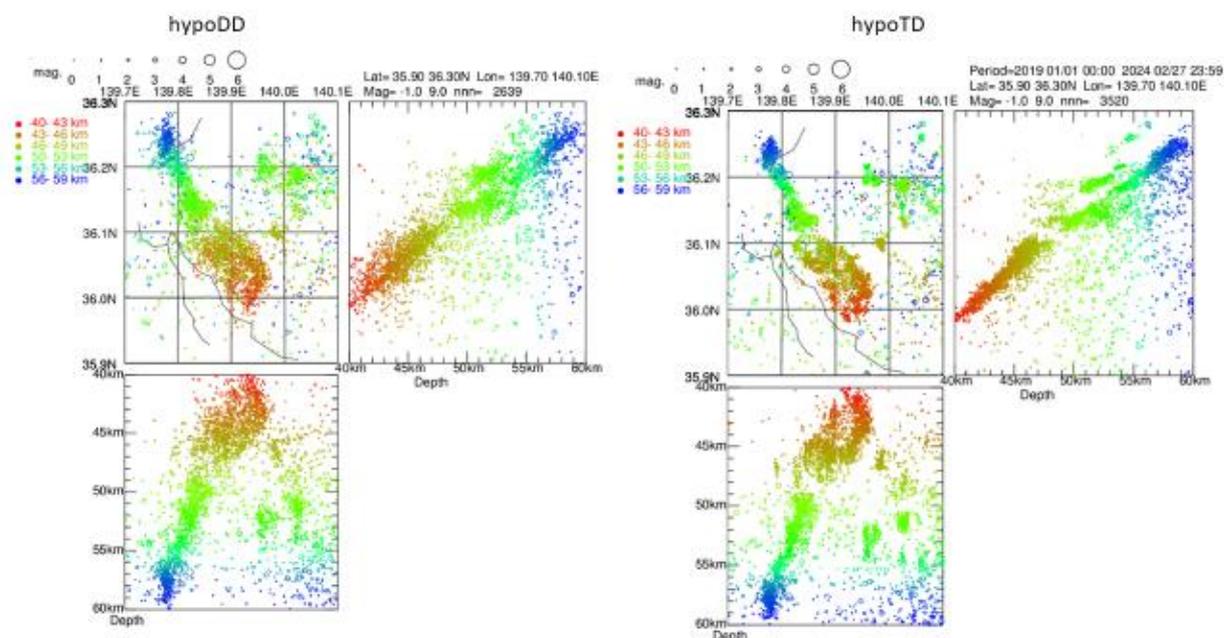


Fig.10 Comparison of hypocenter distributions located by hypoDD (left) and hypoTD(right) in the small region same with that in fig. 8.

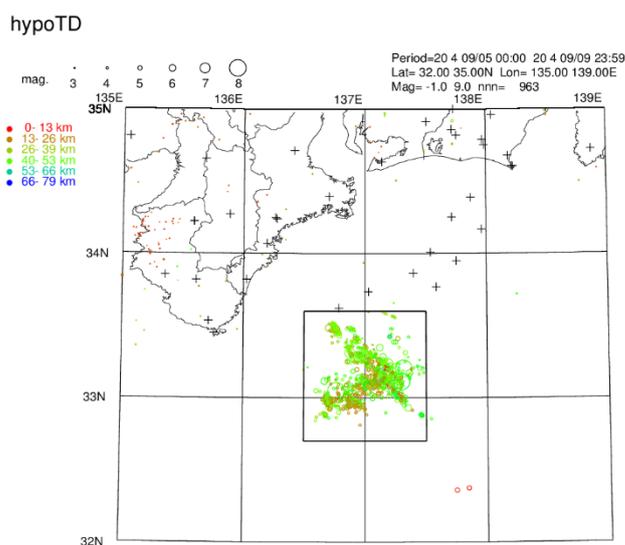


Fig.11 Aftershock distribution of the 2004 Off Tokaido Offshore Earthquake for the period of five days after the main shock occurrence. Two large earthquakes occurred on September 5, 2004, at 19:07 with magnitude 7.1 and 23:57 JST with magnitude 7.3. Both earthquakes were reverse-fault intraplate events within the Philippine Sea Plate near the southern part of the assumed Nankai Trough seismic source region.

2004年(平成16年)9月5日の19時7分と23時57分、19月7日8時29分に紀伊半島南東沖地震、または東海道沖地震が発生した。マグニチュードはそれぞれ、7.1と7.3で、この地震は、いずれも、東南海地震の想定震源域の南側の海溝軸付近のフィリピン海プレート内で発生した逆断層型のプレート内地震(8-5 2004年9月5日紀伊半島沖・東海道沖の地震の活動概要 (gsi.go.jp))と考えられている(図11)。図12は、東海道沖地震発生から5日間の、気象庁一元化震源と hypoTD による震源分布の比較である。一元化震源では、多くの地震の震源の深さは決定できず、0kmとなっているが、hypoTD では、深さが求められている。深さが約40km前後に震源決定されている地震の、両者による震源の深さには大きな違いがない。hypoTD で、プレート地震として登録した地震には、深さが0kmの地震が除かれていることから、気象庁一元化震源で深さが0kmに決定されている地震は、深さ約40km前後に決定されているプレート地震との相対震源決定で決定されたものである。従って、深さ40km前後に位置する地震の走時を基準にすると、深さが0kmの地震は、深さが20km前後に決定されると考えることができる。

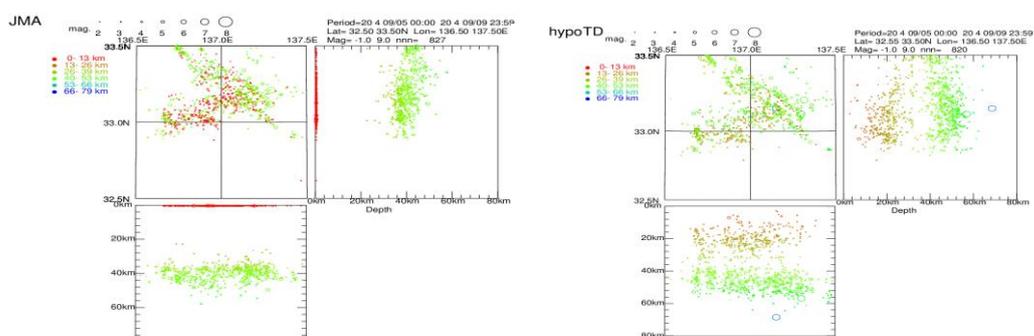


Fig. 12 Comparison of the aftershock distributions of the 2004 Off Tokaido Offshore Earthquake located by JMA unified catalog(left) and that by hypoTD(right)

図12の領域で発生した地震の到着時刻データを用いて、hypoDD を用いて震源決定した。図13は、hypoDD による震源(右)と、hypoTD(左)によるその震源分布を比較したものである。hypoDD による震源の深さ分布は、狭い範囲に集中しており、震源決定精度が高いように見える。しかし、震央位置は、気象庁一元化震源のそれに比べ、系統的に約40km程度ずれている。震央の系統的ずれが大きいことを考慮すると、hypoDD による震源は、到着時刻データを満足できないと判断される。hypoDD の入力データは、到着時刻差のデータであり、到着時刻差のRMSを最小にするように震源決定が行われている。しかし、到着時刻データが用いられていないことから、震源位置が系統的にずれるという問題が発生していると思われる。hypoTD は、複数のプレート地震の震源位置を固定し、震源決定する方法であり、プレート地震は、到着時刻データを満足するように決定されている。このため、hypoTD では、震源位置が系統的にずれるという問題は発生していない。

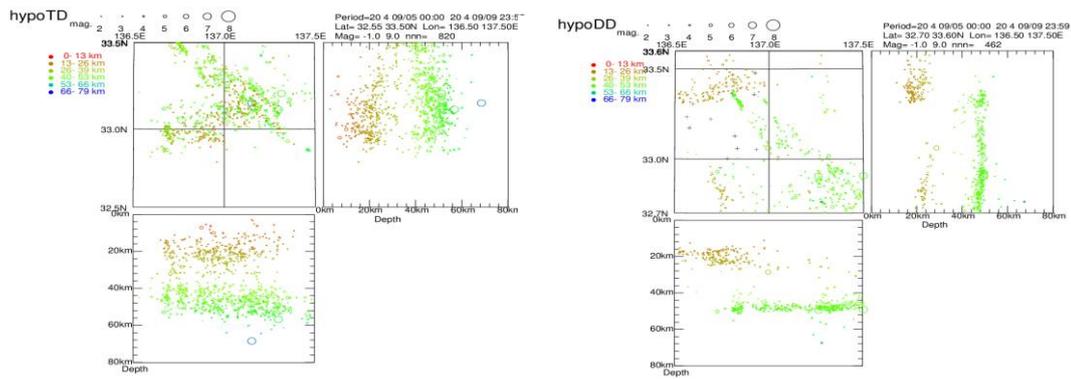


Fig. 13 Comparison of the aftershock distributions of the 2004 Off Tokaido Offshore Earthquake located by hypoTD(left) and by hypoDD(right). Epicenters by JMA unified catalog at the southern part of the aftershock area are shifted to southwest by about 50km in the epicenters by hypoDD.

2004年10月23日、マグニチュード6.8の中越地震が発生した。この地震は、新潟県北魚沼郡川口町(現・長岡市)の直下を震源として発生した逆断層型の内陸地殻内地震で、震源直上の川口町では最大震度7を観測した([Microsoft Word - 091027 中越地震集約 64 .doc \(bousai.go.jp\)](http://www.bousai.go.jp))。図14は、この地震発生から3日間の震央分布である。図15は、この地震の気象庁一元化震源(左)とhypoTD(右)による震源とを比較したものである。気象庁一元化震源では、深さ0kmに決定されている地震が多くあるが、hypoTDによる震源では、深さ0kmの地震は殆ど見られない。hypoTDによる震源分布では、地震が発生している領域の境界が、よりは明瞭で、震源決定精度が高いように見える。

hypoTD

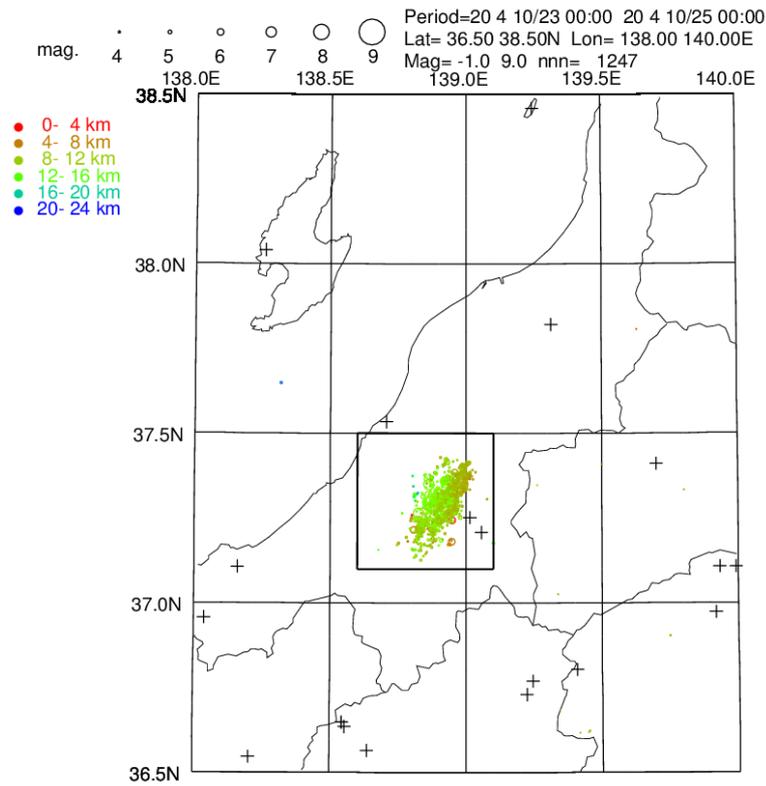


Fig.14 Aftershock distribution of the 2004 Chuetsu Earthquake with maginitude 6.8 in the period of three days after the occurrence of the main shock.

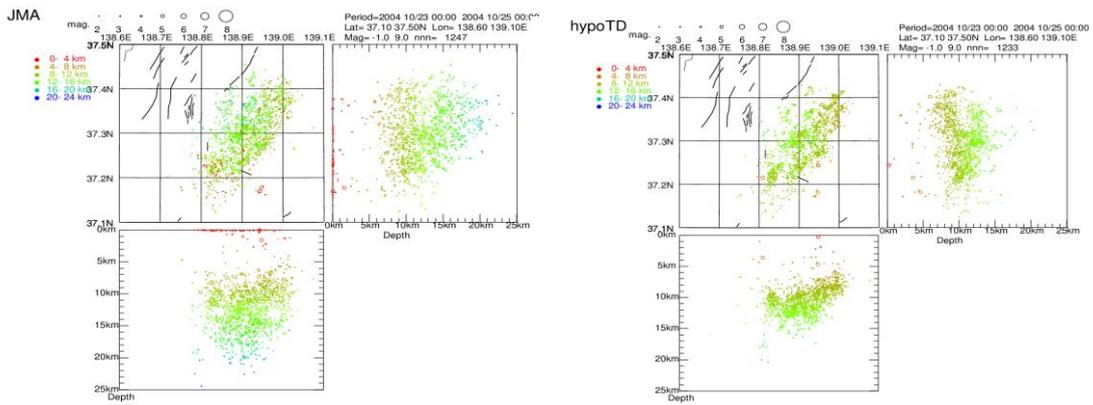


Fig. 15 Comparison of aftershock distributions of the 2004 Chuetsu Earthquake by JMA unified catalog (left) and that by hypoTD. Earthquakes occurred during the period of three day after the main shock occurrence are plotted.

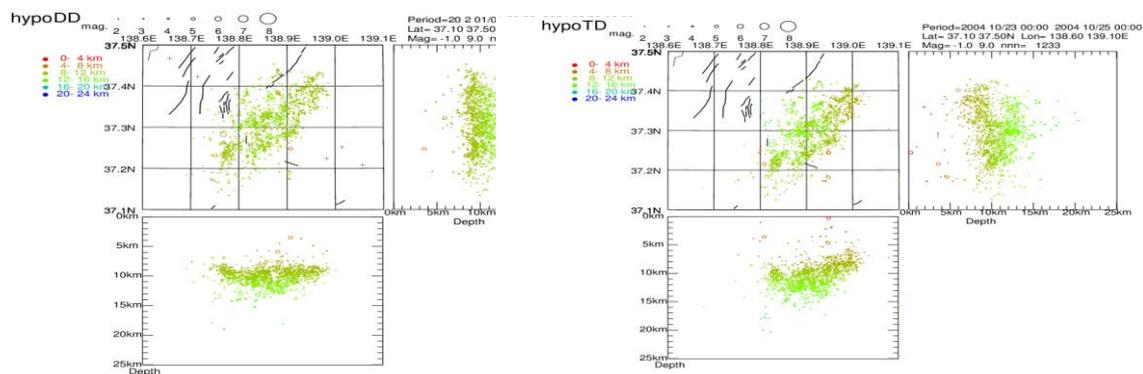


Fig. 16 Comparison of aftershock distribution of the 2004 Chuetsu Earthquake located by hypoDD (left) and that by hypoTD. (right)

図 16 は、hypoDD による震源(左)と、hypoTD による震源分布との比較である。断面図から判断すると、両者による震源の地震発生層の境界は明瞭で、同じように、精度よく決定できているように見える。しかし、hypoDD では、図15の気象庁一元化震源や、hypoDD の震源に比べ、全体的に震央位置がずれているように見える。

図17は、hypoTD による震源を灰色の丸で、hypoDD による震源を黒丸で表し、両者による震源を、同じ断面図で表したものである。図から明らかなように、hypoDD による震源位置は、4km 程度、系統的に、西側にずれている。ダンピングを 20%にした場合の断面図が、図18 に示されているが、この場合には、震源位置が系統的に約10km西側に移動している。前述のように、hypoDD は、到着時刻差のみのデータを用いていることから、到着時間差データは満足するが、到着時刻データを満足しない解が求められると思われる。このため、hypoDD は、震源位置の絶対値の推定には適さないという課題がある。

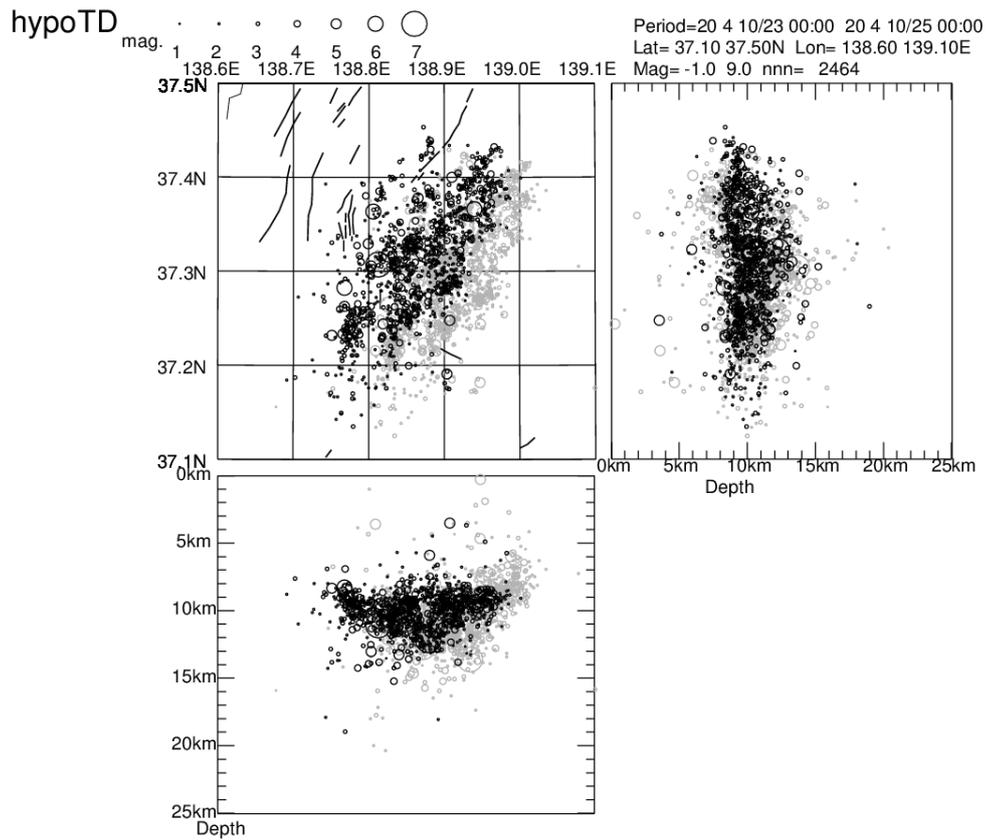


Fig.17 Comparison of aftershock distribution of the 2004 Chuetsu earthquake by hypoDD (black) and by hypoTD(grey). Damping constant is set to be 50%.in hypoDD

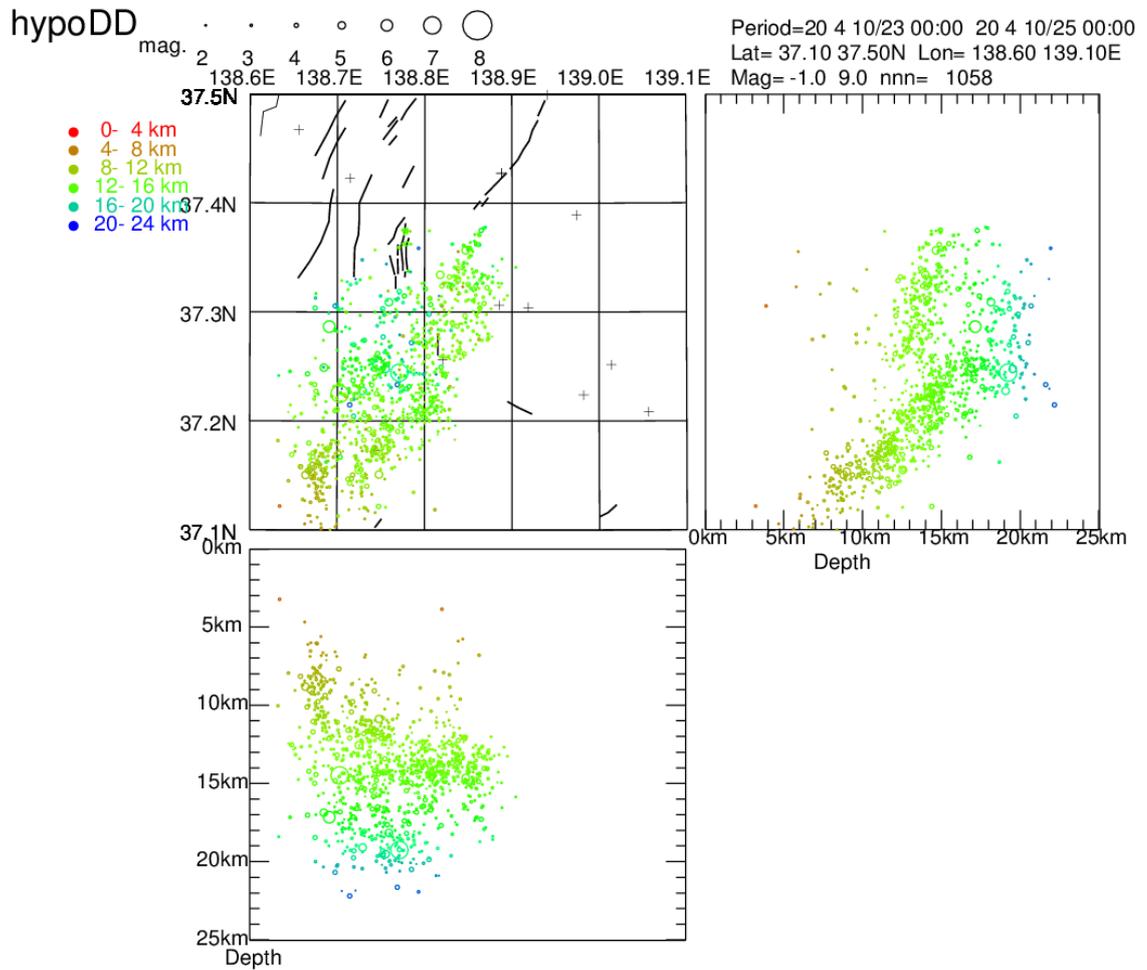


Fig.18 Aftershock distribution of the 2004 Chuetsu Earthquake located by hypoDD with using damping constant of 20%.

5. 結論

連続地震波形データを用いて、P 波、S 波到着時刻を自動的に読み取り、震源決定を行う地震波自動震源決定システムでは、間違った読み取りデータや、精度の低い読み取りの混入は避けられない。また、ノイズや、別の地震の S 波やコーダ波を読み取って震源決定する場合もある。堀内・他(2022)、<https://www.homeseismo.com/html/sotajido.html> による、自動震源決定システムは、複数のテンプレート地震との相対震源決定を行うことで、地下構造の不均質性の影響を取り除いて、精度の高い理論走時を見積もり、間違った読み取りデータや、ノイズ等による読み取りデータを検出し、それを修正しながら、震源決定するものである。

本稿では、この自動震源決定システムを変更し、気象庁一元化震源の検出値データに適用できるようにした。そして、この震源決定法を hypoTD と呼ぶことにした。気象庁一元化震源により、日本列島全域で、2002 年~2024 年の期間に震源決定された、410 万個の地震を、hypoTD を用いて再決定した。その結果、hypoTD による震源決定では、地下構造の不均質性の影響を取り除くことが可能で、極めて高精度の震源決定が行えることが示された。首都圏直下地震、2004 年東海道沖地震の余震、2004 年中越地震の余震について、Waldhauser & Ellsworth (2000) による hypoDD と、hypoTD による方法で震源を計算し、両者による震源分布を比較した。その結果、hypoTD は、hypoDD 以上に、高精度の震源決定を行うことができることが示された。また、震源位置が、系統的に移動することがないことも示された。hypoTD には、

- 1) 広域で発生する地震の高精度震源決定が可能
- 2) 多数の地震の震源決定が可能
- 3) 新しく発生した地震の追加が用意
- 4) 間違った読み取りデータや、ノイズイベントの除去が可能
という、大きなメリットがある。

ここで示した例のように、**hypoTD** は、多くの地域で発生する地震の高精度震源決定に極めて有効であり、今後、この震源決定法が多くの地域で使用されるものと期待される。そこで、**hypoTD** の震源決定法が、多くの方に利用して頂けることを願い、この震源決定ソフトを無料で公開することにした。このソフトはフォートラン言語で書かれている。

震源決定では、到着時刻データを入力する必要があるが、いろいろなフォーマットがあり、フォーマット変換が面倒である。そこで、以下の3種類のフォーマットについて、**hypoTD** のフォーマットに変換するソフトを作成した。

- 1) 気象庁一元化震源の検測値データのフォーマット
- 2) win フォーマットのピックファイル
- 3) **hypoDD** で使われている、到着時刻データのフォーマット

これ以外のフォーマット変換ソフト作成、**hypoTD** の機能追加や、計算方法の修正等の要望があれば、個別に対応させて頂くことが可能である。また、波形データを用いた自動震源決定ソフトの導入を希望される方は、以下にご連絡ください。

E-mail info@homeseismo.com

(株)ホームサイスマメータ

〒961-0405 福島県白河市表郷小松字日向 133

Tel: 0248-21-8615

参考文献

堀内茂木・佐藤優子・飯尾能久・加藤愛太郎・岡田知己(2022), 相対震源決定による、読み取りデータ

の自動修正機能を備えた自動震源決定システム, 日本地震学会講演予稿集, 2022 年秋季大会.

堀内茂木・和田周賢・佐藤優子・吉田稔・平山義治・藤原広行、多数のプレート地震を用いた相対震源

決定法(**hypoTD**)による能登半島地震の震源分布、日本地球惑星科学連合 2024 年大会 U15-P14.

堀内 茂木・佐藤 優子、多数のプレート地震を用いた震源決定法 (**hypoTD**) による気象庁一元化震源の相対震源決定

日本地球惑星科学連合 2024 年大会 STT37-P06.

Horiuchi et al., 2024 Relative hypocenter location of JMA unified earthquake catalogue by hypocenter determination method using multiple template earthquakes (**hypoTD**), in preparation

Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya (2019) Seismic velocity structure in and around the Japanese Island src derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Seismic Waves - Probing Earth System*, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936.

Deichmann N., and , M. Fernandez , Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters, *Geop. J. International*, 110, 3, 1992, P 501–517, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb02088.x>.

Tamaribuchi K., S. Kudo, K. Shimojo, F. Hirose ,2023, Detection of hidden earthquakes

after the 2011 Tohoku earthquake by automatic hypocenter determination combined with machine learning, *Earth, Planets and Space* 2023 <https://earth-planet-space.springeropen.com/articles/10.1186/s40623-023-01915-3>.

Yano TE, Takeda T, Matsubara M, Shiomi K (2017) Japan Unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): Crustal seismicity beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics* 702:19-28. doi:10.1016/j.tecto.2017.02.017.

Waldhauser F., W.L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90 (2000), pp. 1353-1368, 10.1785/0120000006

Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, *J. Geophys. Res.* 97 (1992) 19909-19928.