

ベイズ推定を用いた一元化震源のための自動震源推定手法

Automatic Hypocenter Determination for the Seismological Bulletin of Japan Using Bayesian Estimation

溜瀧 功史¹, 森脇 健¹, 上野 寛¹, 束田 進也²

Koji TAMARIBUCHI¹, Ken MORIWAKI¹, Hiroshi UENO¹, and Shin'ya TSUKADA²

(Received April 30, 2015; Accepted September 17, 2015)

ABSTRACT: A quick estimation of spatial and temporal hypocenter distributions in swarms and aftershocks is essential for taking measures to mitigate earthquake disaster. The automatic hypocenter determination method is important to understand seismic activities in real time. We developed a new method to identify multiple concurrent earthquakes for the Seismological Bulletin of Japan. This method makes integrated use of P- and S-wave arrival times and maximum amplitude. We applied this method to earthquakes in the vicinity of Japan. The probability of detection of earthquakes compared with the bulletin is almost 100% ($M \geq 1.0$) at inland and shallow areas. At offshore or deep areas, it is about 80% ($M \geq 1.0$). We also applied this method to the aftershock activity in northern Nagano Prefecture on November 22, 2014. In this case, this method can detect more than 1,700 events in 24 hours, although the current system could detect only 250 events. The example indicates that this method is useful to understand seismic activities in real time.

1 はじめに

気象庁では、文部科学省と協力して気象庁、防災科学技術研究所、大学等関係機関から地震波形データを一元的に収集し、解析者が P 相、S 相の検出、確認を行うことで、全国で発生した地震の震源を日々決定している（以下、この震源を「一元化震源」という）。一元化震源を用いて、平常時の地震活動はもとより、大規模地震の余震活動の推移や余震域の広がり、あるいは群発地震活動の推移等を早期に把握することは、地震災害対策を講じるにあたり極めて有効で、その社会的要請も大きい。

ところで、この一元化震源は、全ての震源について手作業で検出を行うため、特に地震活動が活発になると、処理に遅れが生じ、早期に地震活動を把握することが困難となる。実際、2010 年までは年間 10 万個~13 万個程度の地震処理数で推移していたが、平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震以降、地震活動が広域にわたって極めて活発となり、2011 年分は従来の処理基準ではこれまでの約 10 倍以上

の年間 100 万個もの地震が発生したと推定されている。そのため余震域では内陸 M2 以上、海域 M3 以上の制限を設けた上で、約 2 年かけて約 25 万個の震源決定処理が行われた（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2014）。また、海洋研究開発機構の地震・津波観測監視システム（DONET）や防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網（S-net）等の整備によって、今後検出できる地震数はさらに増大することが見込まれる。このような大量の震源を迅速に処理するためには、検出、震源決定の自動化が必要となる。

これまでも様々な検出・震源決定の自動処理手法が開発されてきた（例えば、横田・他、1981；ト部・束田、1992；堀内・他、1999 など）。これらの手法の多くは、①各観測点での波形を用いたトリガ検出、②複数の観測点によるイベント検出、③自動検出及び震源決定、という処理の流れからなる。気象庁でも同様の手法で、地域地震情報センターデータ処理システム（REDC）により地震波形データから自動

¹ 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismology and Volcanology Department

² 地震火山部地震津波監視課, Earthquake and Tsunami Observation Division, Seismology and Volcanology Department

的に地震の検出及び震源決定を行っている（清本・他，2013）。

ここで、現行の REDC における自動処理手法について簡単に述べておく。まず、各観測点の上下動成分において地震波形の長時間平均（Long Term Average: LTA）と短時間平均（Short Term Average: STA）の比（STA/LTA）を毎秒算出する。地震波が到達すると LTA に比べて STA が急激に増加することを利用して、STA/LTA がある閾値を上回った場合に、トリガ検知と見なす。次に、あらかじめ複数の観測点グループを設定しておき、そのグループ内の観測点が、一定の時間内に閾値以上（例えば 120 秒以内に 4 地点以上）トリガ検知した場合に、地震が発生した（イベント検出）と見なす。これを「グループトリガ法」という。このグループトリガ法を用いることで、局地的なノイズ等によるイベントの誤検出をある程度抑制できる。イベントを検出した場合には、自動検出及び震源決定を行った上で自動震源を出力する。この自動震源は、一定の計算誤差の範囲内のものを、平成 23 年 3 月から気象庁 HP で公開しているところである。

一方で、このグループトリガ法は、1 つの地震が単独で発生することを前提としている。そのため、現実のデータに適用する場合、一定の時間内にノイズや複数の地震によるトリガ検知がされると、それらをひとまとめに混同してイベント検出してしまう本質的な課題がある。ノイズや複数の地震が混在した状態で自動検出や震源計算を行っても、計算結果は異常値に大きく左右されてしまうため、適切に震源を決定することは難しい。

このようなノイズや複数の地震の相が混在した状態から適切にイベント検出する方法として、これまでパターン認識を応用した手法（東田・大竹，2001）、着未着法（Horiuchi et al., 2005）、パーティクルフィルタを応用した手法（Liu and Yamada, 2014）などが提案されてきた。これらの手法は、いずれも各観測点の地震波形から特徴量を抽出し、各観測点の特徴量を最もよく説明できる震源をグリッドサーチのように帰納的に探索するものである。この特徴量は手法の着眼点により様々で、例えば STA/LTA にある閾値を設けてトリガ有無に 2 値化したパターン、あるいは振幅情報などがある。いずれの手法も従来の地震波が到着した観測点の情報に加えて、地震波が

到着していない観測点の情報を用いることで、グループトリガ法に比べてイベント検出が改善できることを示した。

ただし、トリガ有無や最大振幅といった特徴量は、地震の規模が小さい場合や地震が多発した場合に、トリガ検知に失敗したり、振幅が他の地震の振幅に隠されてしまったりすることがある。そのため、それらの特徴量だけを個別に用いて震源を決定することは必ずしも十分ではない。また、従来の震源計算で用いている P 相、S 相の検出時刻といった特徴量も、前述のとおり異常値が混入した場合に、その時刻情報だけで異常値を識別することは困難である。このような各特徴量のデメリットを補い、メリットを生かすためには、特徴量を個別に扱うのではなく、統合的に扱うことが重要である。

異なる特徴量を統合的に扱う方法の一つとして、溜瀧・他（2014）はベイズ推定を用いた手法（Integrated Particle Filter 法: IPF 法）を開発した。この手法は、トリガ時刻に加えてトリガ有無や最大振幅等の特徴量を統合するもので、これを用いることによって、緊急地震速報においてノイズや複数のイベントによる誤検出が従来よりも抑制できることを示した。

そこで本研究では、このベイズ推定を用いた手法（IPF 法）の考え方を用いて、P 相、S 相の検出時刻及び最大振幅といった特徴量を統合し、一元化震源の自動震源決定に適用することを試みた。また、これを適用することで、その決定率が向上できるか検討したので報告する。

2 手法

本研究では大きく分けて 2 つのプロセスを作成した（Fig. 1）。1 つは膨大な地震波形データから P 相、S 相、最大振幅といった特徴量を抽出する処理（以下、自動検出プロセスという）、もう 1 つは抽出された特徴量を最もよく説明できる震源を探索する処理（以下、震源決定プロセスという）である。IPF 法では、緊急地震速報への適用を念頭に、気象庁の多機能型地震観測点で処理した検出結果を用いたが、本研究では一元化震源の自動震源決定に対して適用するため、Hi-net や大学等の地震計を用いたり、より小さな振幅の変化についても検出処理を行ったりする必要がある。そのため、前者の自動検出プロセ

ス是本論文で新規に開発した。後者の震源決定プロセスは、IPF 法で開発した手法を多く取り入れている。

$$r_{\sigma} = \frac{\sum_{t=T}^{T+N-1} (x_t - \bar{x})^2}{\sum_{t=T-N}^{T-1} (x_t - \bar{x})^2} \quad (1)$$

2.1 自動検出プロセス

自動検出プロセスのフローを Fig. 1 (1) に示す。このプロセスは、地震波形データを読み込み、自動検出結果を出力するものである。フローの各処理について以下に述べる。

(a) オフセット除去・フィルタ処理

まず、地震波形データを読み込み、全観測点の 3 成分の波形についてオフセット除去を行った。また、波浪ノイズや表面波等の影響を軽減するため、斎藤 (1978) による 5-10Hz の 2 次のバターワース特性のバンドパスフィルタを適用した。

(b) 分散比計算・characteristic function 計算

フィルタ波形を利用して分散比及び characteristic function 比 (Allen, 1978) により次のように検出を行った。フィルタ波形を x_t とする (ただし t は時刻) と、ある時刻 T について、次式により分散比 r_{σ} を算出した。

ここで、 \bar{x} は地震波形データのオフセット量 (平均値)、 N は分散比を計算する区間のデータ数で、 $N=100$ とした。同様に、characteristic function の比 r_{cf} を次式により算出した。

$$r_{cf} = \frac{\sum_{t=T}^{T+N-1} F_t}{\sum_{t=T-N}^{T-1} F_t} \quad (2)$$

ただし、

$$F_t = x_t^2 + C(x_t - x_{t-1})^2 \quad (3)$$

ここで、 C は定数で $C=100$ とした。この r_{σ} 、 r_{cf} は P 相、S 相到達付近で最大となることが期待されるため、時系列で見てもある閾値を越え、かつ探索区間で

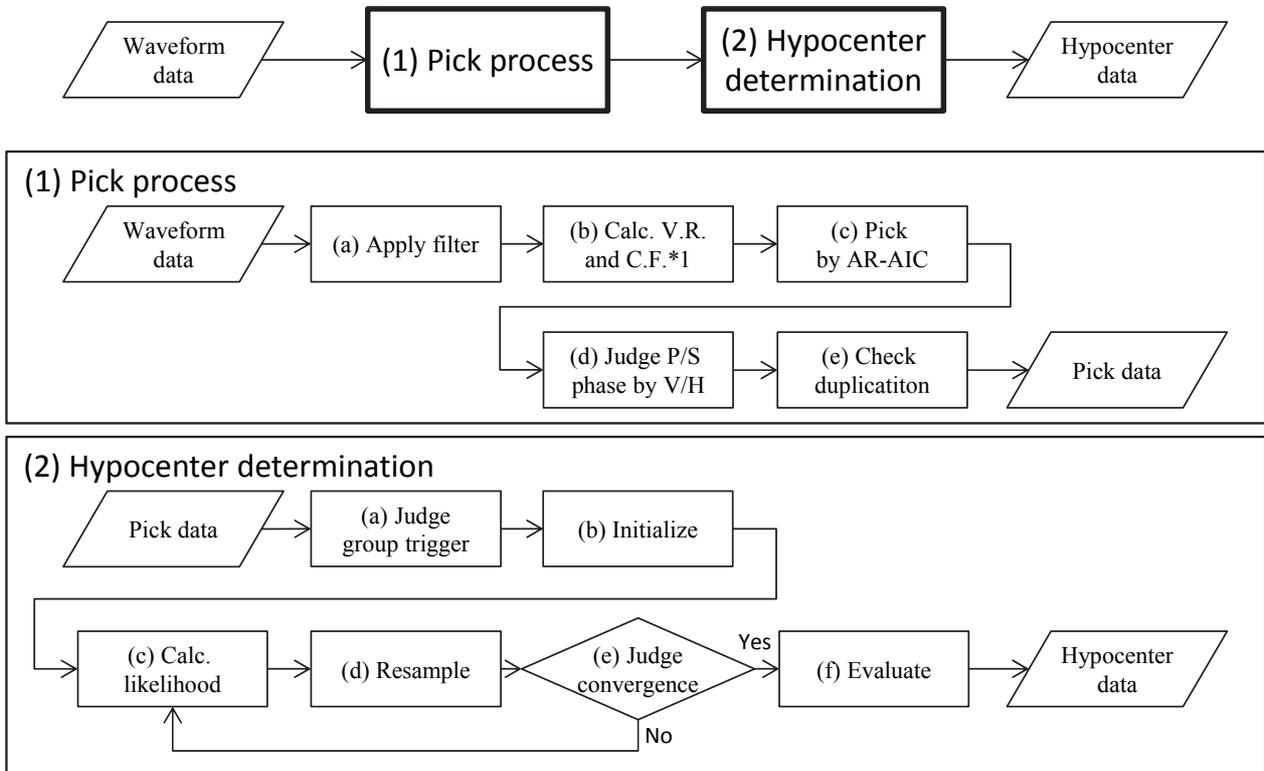


Fig. 1 Flow of automatic process. *1: V.R. means variance ratio in Eq. 1. C.F. means characteristic function in Eq. 2.

最大となる時刻をそれぞれの手法による検出時刻とした。なお、本手法では STA/LTA によるトリガ検知は行っていない。これは、地震多発時に LTA が上昇し、トリガ検知できなくなってしまうことがあるためである。

(c) AR-AIC による検出

上記で得られた分散比法や characteristic function 法の検出時刻を初期値として、AR-AIC 法（横田・他, 1981）による検出を行った。AR-AIC 法は、初期値の前後数秒間を定常なノイズ部分と信号部分とに設定し、それぞれについて AR（自己回帰）モデルを当てはめ、AIC を用いて変化点を検出する確率的な方法である。この AR-AIC 法及び前述の分散比、characteristic function は、現在のデータ処理システム（REDC）で活用されているため、本研究でもその成果を活用することとした。

なお、検出には 3 成分の波形を独立に用いて P 相の検出をそれぞれ行い、同様に水平動 2 成分の波形を独立に用いて S 相の検出を行った。

(d) V/H による P, S 判定

(b)(c) では、P 相も S 相も独立に検出を行うため、ほぼ同時刻（例えば 1 秒以内）に P 相、S 相が複数検出されることがある。そのような場合には、V/H（水平動と上下動の比）を求めて簡易的に P 相または S 相の判別を行った。具体的には、各検出時刻から 5 サンプルについて上下動と水平動の最大値を取得した。すなわち、南北、東西、上下の各成分の波形をそれぞれ n_i , e_i , u_i として、

$$v = \max_i (|u_i|) \quad (4)$$

$$h = \max_i (\sqrt{n_i^2 + e_i^2}) \quad (5)$$

を算出した。ただし、max は検出時刻から 5 サンプル間の最大値を意味する。ここで v/h が 2.0 を超える場合は経験的に P 相と判断し S 相の検出値を削除、 v/h が 0.5 未満の場合は同様に S 相と判断し P 相の検出値を削除した。 v/h が 0.5 以上 2.0 以下の場合は、P 相、S 相が特定できないので、どちらの検出値も削除せず、そのまま残しておくこととした。

(e) 検出時刻差による重複チェック

最後に、各手法で検出された検出結果を比較し、

重複した検出値を削除した。すなわち、分散比、characteristic function、AR-AIC 法で検出されたそれぞれの時刻を比較し、例えば AR-AIC 法による検出時刻の前後 1 秒以内に分散比や characteristic function 比による検出時刻がある場合、AR-AIC による検出を優先し、他の検出結果を削除した。同様に、characteristic function 比による検出時刻の前後 1 秒間に分散比による検出時刻がある場合、その分散比の検出時刻を使用しないように削除した。

このようにして得られた検出時刻を基準として、P 相、S 相の検出時刻から 10 秒間の最大振幅を読み取り、これらの検出時刻、相種別（P または S）、最大振幅（以下、自動検出結果という）を出力した。なお、ここでの最大振幅は、フィルタ処理を適用する前の波形を対象としたものである。

2.2 震源決定プロセス

震源決定プロセスのフローを Fig. 1 (2) に示す。本プロセスは、前述の自動検出プロセスの自動検出結果を読み込み、震源決定を行うものである。

(a) グループトリガ

自動検出プロセスで作られた自動検出結果を読み込むと、まず震源計算処理を開始するかどうか判断を行う。具体的には、最初に入力された P 相の検出値を基準とした（以下、キー観測点という）。キー観測点を含む近傍 10 地点を抽出し、各観測点の P 波検出時刻とキー観測点の P 波検出時刻の時間差を算出する。この時間差が P 波の理論伝播時間の範囲内となる観測点が 3 地点以上あれば、イベント検出と判断し、(b) 以降の処理を行った。

(b) 初期化

(a) でイベント検出した場合、震源決定処理を開始する。本処理では、溜瀝・他 (2014) と同様に、震源パラメータ θ として緯度、経度、深さを仮定する（すなわち、 $\theta = \{lat, lon, dep\}$ 、 θ を仮想震源という）。これを 3 次元空間に m 個（例えば $m=1000$ 個）配置し、帰納的に震源推定を行うことを考える。この最初の震源配置を初期化といい、初期化は事前確率分布 $P(\theta)$ に従って配置した。具体的には、一様乱数を用いて震源をキー観測点の ± 2 度の範囲にランダムに配置し、各震源位置の事前確率に応じて、 m 個の震源を復元抽出した。事前確率分布 $P(\theta)$ は、情報が無い場合は一様分布によって定義するが、事前

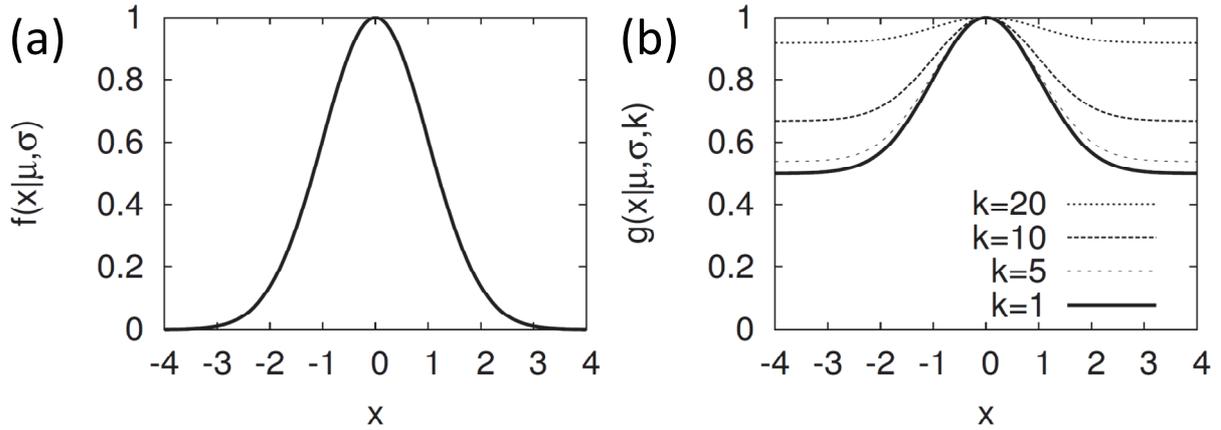


Fig. 2 (a) Normal distribution in Eq. 6. (b) Probability density function g with $\mu=0$ and $\sigma=1$ in Eq. 7. It is normal distribution with the lower bound of g_0 .

にある程度どのあたりに震源があるか分かっているならば、先見的な知見として与えることができる。ここでは、溜瀧・他 (2014) と同様に、過去の震源分布とボロノイ分割の考え方を基に事前確率分布を定義した。これは単に、過去に地震活動がない場所には仮想震源を配置しない（配置しても意味がない）といった趣旨に過ぎない。

(c) 尤度計算

(b) で配置した仮想震源 θ の一つ一つについて、2.1 で得られた自動検測結果 (\mathbf{D} とする) を用いて尤度 $L(\mathbf{D}|\theta)$ (仮想震源 θ の条件下で、 \mathbf{D} が観測される確率) を計算する。自動検測結果 \mathbf{D} は、概ねキー観測点近傍 20 地点を用いて、キー観測点の検測時刻の前 60 秒、後ろ 120 秒程度の範囲内で、仮想震源 θ から求められる P 波理論走時の ± 1.5 秒、S 波理論走時の ± 3.0 秒の範囲の自動検測結果をそれぞれ使用した。尤度は、検測時刻と最大振幅の各観測値を用いて計算し、仮想震源 θ から計算される理論値と観測値が近ければ近いほど大きくなるように設定した。以降では、この尤度関数について述べる。

まず、それぞれの観測値について尤度関数を定義した。それぞれの観測値と震源パラメータ θ における理論値との差が正規分布で近似できると仮定して、尤度関数を設定した。観測値を x 、理論値を μ 、推定誤差を σ で表すとき、正規分布 $f(x|\mu, \sigma)$ は以下のように表わされる (Fig. 2 (a))。

$$f(x|\mu, \sigma) = \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (6)$$

なお、総和が 1 になるように規格化するため、定数である規格化因子は省略している。しかし実際の自動検測結果には、他の地震やノイズによる理論値から大きくかけ離れた観測値 (いわゆる「異常値」) が混入するため、そのデータによって尤度が顕著に低下し、適切な震源パラメータの推定が困難となってしまう。この影響を軽減するために、溜瀧・他 (2014) と同様に、Fig. 2 (b) のように、異常値に対して下限値 (g_0) を設定した。また、遠方の観測点が尤度に与える影響を小さくするため、この下限値は震源から遠くなるほど大きくなるように定義し、下限値 (g_0) を設定した正規分布を変形した確率密度関数 $g(x|\mu, \sigma, k_i)$ を以下の式で表す。

$$g(x|\mu, \sigma, k_i) = (1 - g_0(k_i))f(x|\mu, \sigma) + g_0(k_i) \quad (7)$$

ただし、

$$g_0(k_i) = 1 - \frac{1}{2} \exp\left(-\frac{(k_i - 1)^2}{2c^2}\right) \quad (8)$$

k_i は、観測点 i が震源から k_i 番目に近い観測点であることを表す。 c はどの程度遠方の観測点まで確率密度関数に影響を及ぼすかを規定するパラメータである。正確な震源決定には複数の観測値が必要であるが、震源から遠く離れた地点の観測値が震源推定

に影響を与えないようにするため、本研究では $c=10$ とした。なお、(7)式は積分すると無限大となるため規格化できないが、便宜上確率密度関数として取り扱っている。ここで定義した確率密度関数を用いて、各観測値に対する尤度関数 L_t , L_M を定義する。 L_t , L_M はそれぞれ検出時刻と最大振幅の尤度関数である。

各観測値は独立なので、求める尤度関数 $L(\mathbf{D}|\theta)$ を以下の式で表すことができる。

$$L(\mathbf{D}|\theta) = L_t(\mathbf{D}|\theta) \cdot L_M(\mathbf{D}|\theta) \quad (9)$$

以降の節では、検出時刻と最大振幅のそれぞれの尤度関数について具体的に述べる。

① 検出時刻

検出時刻の尤度関数を定義するためには、発震時刻 T_0 を求める必要がある。そこで、以下の手順で発震時刻 T_0 を求めた。まず、仮想震源 θ を基に、キー観測点の P 波到達時刻と各観測点の P 波及び S 波の相対走時差を求め、キー観測点の P 波到達時を用いて、各観測点の P 波、S 波の到達予想時刻を算出する。次に 2.1 で得られた自動検出結果 (\mathbf{D}) の中から、各観測点で到達予想時刻の ± 1.5 秒の範囲内にある P 相、S 相の検出時刻を抽出し、これを仮想震源 θ の観測値とする。各観測点で抽出した検出時刻から理論走時をそれぞれ引くことで、発震時刻の推定値が得られ、それらの重み付き平均値を発震時刻 T_0 とした。なお、ここで重み付き平均に用いる重みは、上野・他 (2002) で定義された距離ウェイトを利用した。

発震時刻 T_0 が求められると、仮想震源 θ と T_0 から、観測点 i における P 波到達予想時刻 T_{pcal}^i 、S 波到達予想時刻 T_{scal}^i が得られる。これらの理論値 T_{pcal}^i 、 T_{scal}^i を用いて、検出時刻 T_p^i 、 T_s^i の尤度関数 L_t を、以下の式で定義した。

$$L_t(\mathbf{D}|\theta) = \prod_{i=1}^N g(T_p^i | T_{pcal}^i, \sigma_p, k_i) \cdot g(T_s^i | T_{scal}^i, \sigma_s, k_i) \quad (10)$$

なお、 σ_p , σ_s は走時残差の標準偏差で経験的に $\sigma_p=0.3$

秒、 $\sigma_s=0.6$ 秒を与えた。また、検出値がない観測点については、上式において $g(x|\mu, \sigma, k_i)=g_0(k_i)$ とした。

② 最大振幅

最大振幅の尤度関数は、各観測点において算出された M の平均値からの偏差を用いて定義した。震源パラメータ θ のとき、観測点 i における速度マグニチュード M^i は最大速度振幅 A_v^i を用いて以下のように求められる (舟崎・地震予知情報課, 2004)。

$$M^i = \alpha \log(A_v^i) + \beta(\Delta^i, dep) + C. \quad (11)$$

Δ^i は震央距離、 dep は震源の深さで、 α は定数、 β は距離減衰項、 C は観測点種別補正項を示す。

このとき、最大振幅の尤度関数 L_M は、各観測点における M のばらつきを示すように、以下の式で定義した。

$$L_M(\mathbf{D}|\theta) = \prod_{i=1}^N g(M_p^i | \bar{M}, \sigma_M, k_i) \cdot g(M_s^i | \bar{M}, \sigma_M, k_i) \quad (12)$$

ここで、 σ_M は M の標準偏差で、経験的に $\sigma_M=0.4$ を与えた。また、振幅が得られない観測点については、上式において $g(x|\mu, \sigma, k_i)=g_0(k_i)$ とした。 M_p^i は P 波検出時刻から 10 秒間の最大振幅、 M_s^i は S 波検出時刻から 10 秒間の最大振幅を用いたマグニチュード、 \bar{M} は M_p^i の平均値である。P 波部分のマグニチュードのみを平均に用いているのは、小さな地震の後に相対的に大きな地震が発生した場合に、小さな地震の振幅と後続の大きな地震の振幅を混在してマグニチュード計算しないようにするためである。

(d) リサンプリング

(c) で得られた各震源の尤度を、全仮想震源の尤度の総和で規格化し、重み w を求めた。つまり、配置した震源分布を $\theta^{(j)}$ ($j=1, \dots, m; m=1000$) とすると $w^{(j)}$ は、

$$w^{(j)} = \frac{L(\mathbf{D}|\theta^{(j)})}{\sum_{j=1}^m L(\mathbf{D}|\theta^{(j)})} \quad (13)$$

である。得られた重み分布を確率分布として扱い、乱数を用いて確率に応じて m 個の仮想震源を復元抽出した。復元抽出なので、 w が大きな仮想震源は何度も抽出されるが、 w が小さい仮想震源は抽出されない。このとき、仮に 1 つの仮想震源で $w \approx 1$ になり、残りの仮想震源で w がほぼ 0 になってしまうと、仮想震源が収束してしまい、更に高い尤度を持つ震源を探索できなくなる危険性がある。そのため、抽出された震源には、わずかに摂動を与えることとした。具体的には、水平方向に 0.1 度、深さ方向に 10km の標準偏差を持つ正規乱数を摂動として与えた。次のステップにおいては、ここで求めた仮想震源を利用し、(c) と (d) を繰り返す。なお、この尤度が高い仮想震源の周辺に重点的に仮想震源を配置し繰り返し尤度計算を行う手法を、「重点サンプリング」という。これは、溜瀧・他 (2014) で用いたパーティクルフィルタ法の非逐次処理である。

(e) 収束判定

(c) と (d) を繰り返すと、徐々に真の震源の周辺に探索する仮想震源の密度が高まり、真の震源に近づくほど尤度が大きくなることが期待される。そのため、最も尤度が大きな仮想震源（最尤値）が例えば 3 回以上更新されなかった場合、その震源は収束したと判断し、(c)、(d) の繰り返しを終了した。収束した場合は、この震源の P 波理論走時から ± 1.5 秒、S 波理論走時から ± 3.0 秒の範囲内にある自動検測結果を当該地震の検測値とした。

(f) 精度評価

一元化震源の登録基準を参考にしつつ、経験的に以下の基準により精度評価を行った上で震源・検測値を出力した。ただし、精度が悪いと判断したものは、震源・検測値を出力しない。

① 精度が悪く震源・検測値を出力しない基準（以下のいずれか一つでも基準を満たす場合は、出力しない。）

- ・ P 相と S 相の検測値数の和が 5 個未満のとき。
- ・ P 相の検測値数が 0 個のとき。
- ・ P 相の検測値数が 10 個未満かつ P 相と S 相の両方が検測されている観測点が 2 地点未満のとき。
- ・ P 波の走時残差の二乗平均平方根が $2\sigma_p$ より大きいとき。
- ・ S 波の走時残差の二乗平均平方根が $2\sigma_s$ より大きいとき。

② 精度が十分ではないと考えられるが、参考のために震源・検測値を出力する基準

- ・ P 相の検測値数が 3 個未満のとき。

③ 精度が良いとする基準

- ・ ①, ②以外のとき。

なお、震源・検測値を出力した後は、(a) に戻り、再び P 相の検測値が入力されるまで待機する。なお、同じ地震の処理を重複して行わないようにするため、既出力された震源の理論走時付近にある検測値は、新たな震源計算処理を開始するきっかけとなるキー観測点には使用しないようにした。ただし、他の観測点がキー観測点としてトリガした場合には、震源計算には使用する。

また、出力された検測値を元に、一元化処理で用いている震源計算プログラム（浜田・他, 1983；上野・他, 2002）による再計算を行い、それを最終的な結果として 3 章以降では比較を行った。これは、震源計算手法の差異による震源位置の差の影響をなくすためである。

3 適用結果及び考察

3.1 日本全国の地震活動

まず、一元化震源に活用している全国 1425 地点の速度波形に対して、本手法を適用した。適用期間は、2011 年 9 月 3 日 18 時から 4 日 18 時までの 24 時間とした。

Fig. 3 (a) に一元化震源の震央分布図を、Fig. 3 (b), (c) に本手法による自動震源の震央分布図を示す。(b) は自動震源のうち、決定に成功した地震の分布、(c) は自動震源のうち、誤検知した地震の分布である。決定に成功したかどうかの判別基準は、一元化震源を基準として、自動震源との発震時刻差が 5 秒以内かつ緯度経度差が 0.5 度以内であった場合、自動震源の決定に成功したと見なした。また、一元化震源で決定されていない場合、波形を目視により確認し、誤検知ではないと判別したのも成功と見なした。これを見ると、自動震源の決定に成功した個数 (1239 個) は一元化震源 (580 個) の 2 倍以上で、震央分布図を見比べてみても、地震活動分布には大きな差がないことが分かる。

Fig. 4 に M 別の決定率 (Probability of Detection; POD) 及び空振り率 (False Alarm Rate; FAR) の比較を示す。ここで、決定率 (POD) は、一元化震源の

うち、自動震源の決定に成功した個数の割合とする。見逃し率は、 $1 - \text{決定率 (POD)}$ である。また、空振り率 (FAR) は、自動震源の個数のうち、波形の目視により誤検出と判断した震源の個数の割合とする。内陸の浅い地震 (30km 以浅) については、決定率 (POD) は M1 以上ではほぼ 100% である。海域及び深い地震については、M1 以上で 80% 程度の決定率 (POD) である。また、Fig. 5 に示すように日本全国の領域別について、現行 REDC の自動震源決定手法と本手法の M1 以上の決定率 (POD) を比較すると、地震活動が活発な東北地方の内陸では現行 REDC では決定率が 40% 程度まで下がっている領域があるのに対して、本手法では沿岸も含めてほとんどの地域でほぼ 100% であることが分かる。

さらに、東北・関東地方の太平洋沿岸では、一元化震源で決定されていない地震を多数識別することができた。これは、平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の余震域において、内陸 M2、海域 M3 以上について処理を行うよう下限値を設定しており、それ未満の地震については一元化震源では決定されていないためである。自動震源のみで決定できた地震の数は 751 個にのぼる。

一元化震源と自動震源の両方で決定した地震について、一元化震源との残差を Fig. 6 に示す。水平距離、深さのいずれについても残差の平均値は 0.5km 以下となっており、系統的なずれはない。標準偏差も水平距離で 3~4km、深さで 6km 程度となっており、地震観測点が 20km 程度の間隔で設置されていることを考慮すれば震源誤差の範囲内である。M については M4 以上で一元化震源の M より過小に M を決定する傾向が見られるが、これは変位 M を算出していないためで、M が小さい地震については標準偏差 0.2 程度で系統的なずれはなく決定できる。

一方で、波形の目視により誤検出と判断した自動震源の例を Fig. 7 に示す。Fig. 7 (a) の例では、埼玉県東部の深さ 89km で発生した M4.7 の地震を複数に分離してしまい、浦河沖に震源を決定した。このように、規模の大きな地震が発生した際には、全国的に相が検出され、震源から離れたところでは理論走時との差が大きくなってしまふことから、複数のイベントとして誤検出してしまうことがある。このような誤検出を除去するためには、イベント検出や 2.2 (f) における精度評価の出力基準を厳しくすること

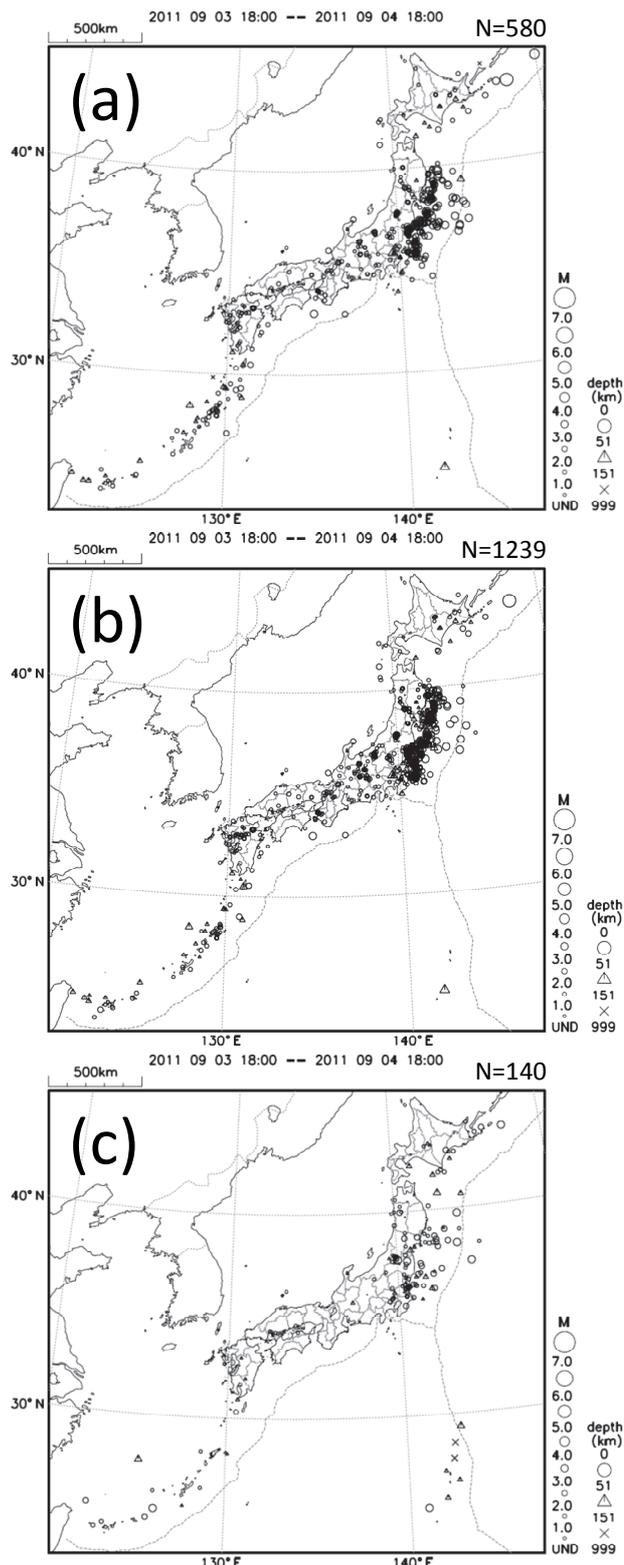


Fig. 3 Hypocentral distribution around Japan during 24 hours from 18:00 on September 3, 2011. (a) Manually checked hypocenters, (b) successful determination of automatic hypocenters in this study, (c) false determination of automatic hypocenters in this study.

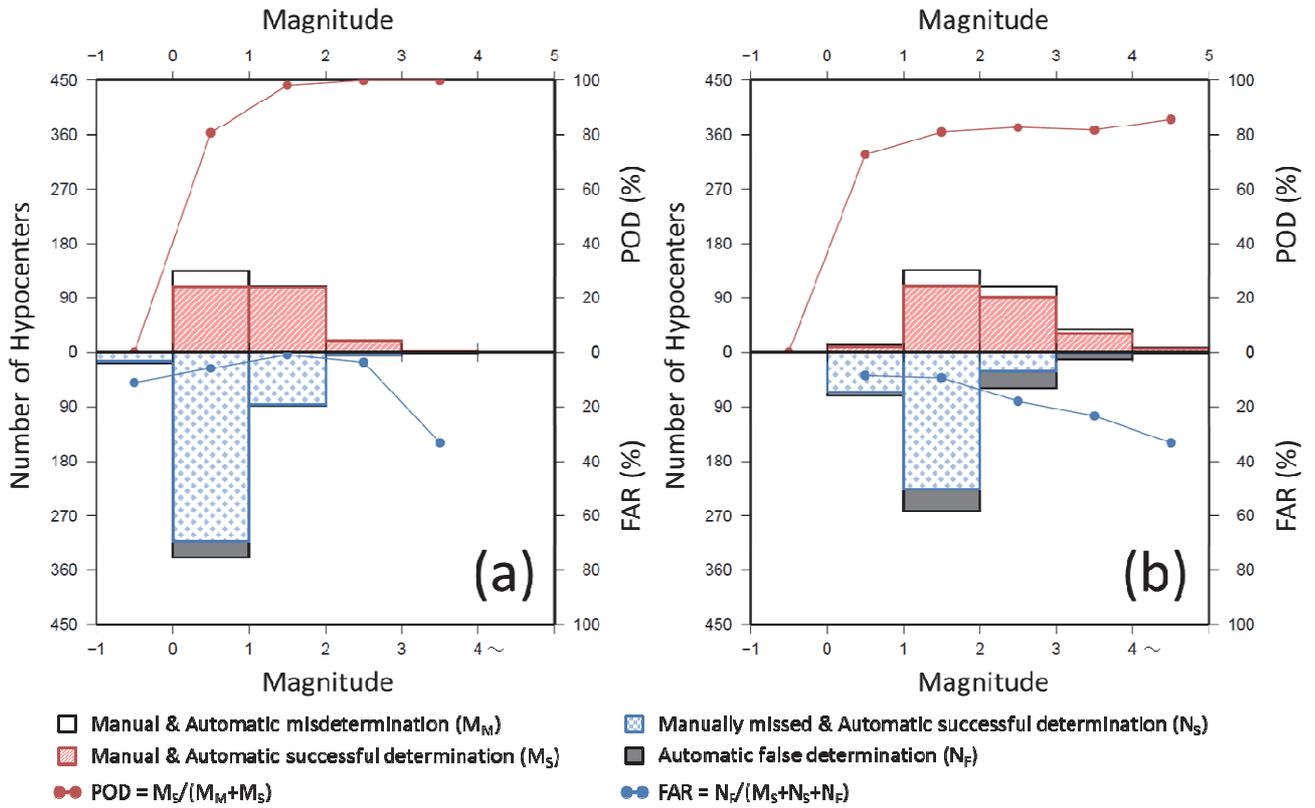


Fig. 4 Comparison of numbers of manual hypocenters and automatic hypocenters in each magnitude range. (a) Inland and shallow events ($\text{depth} \leq 30\text{km}$), (b) others such as offshore or deep events.

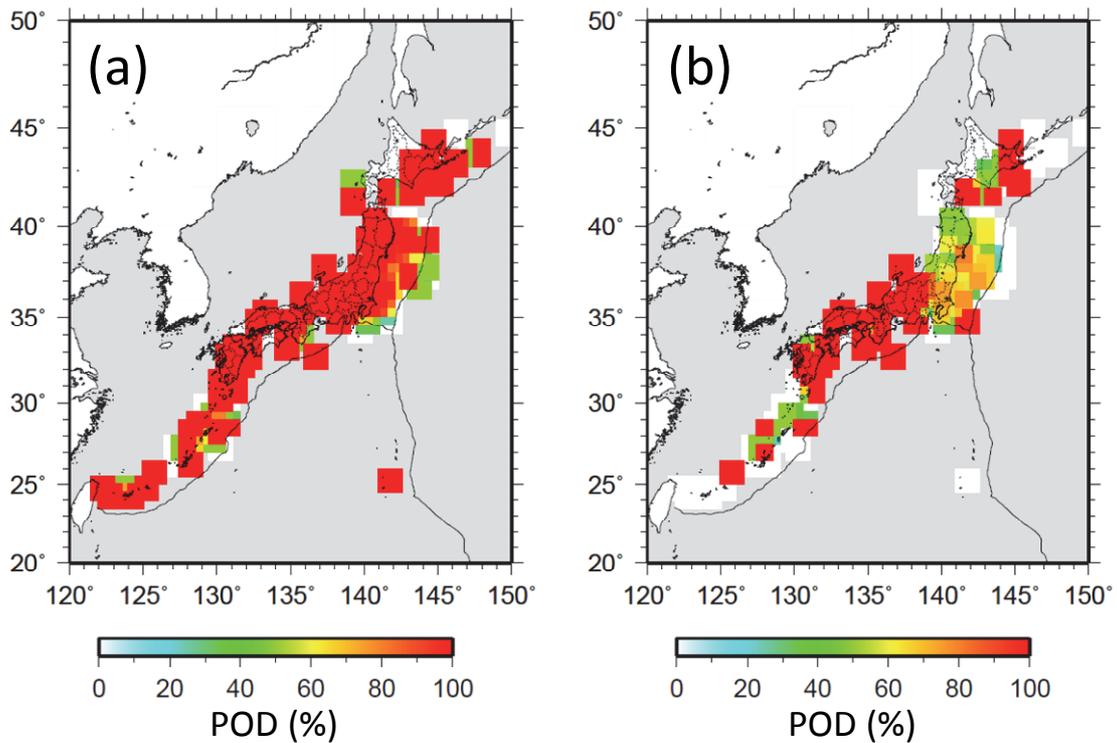


Fig. 5 Distribution of POD ($M \geq 1.0$) in a grid of 1×1 degree of (a) this study, and (b) the current system.

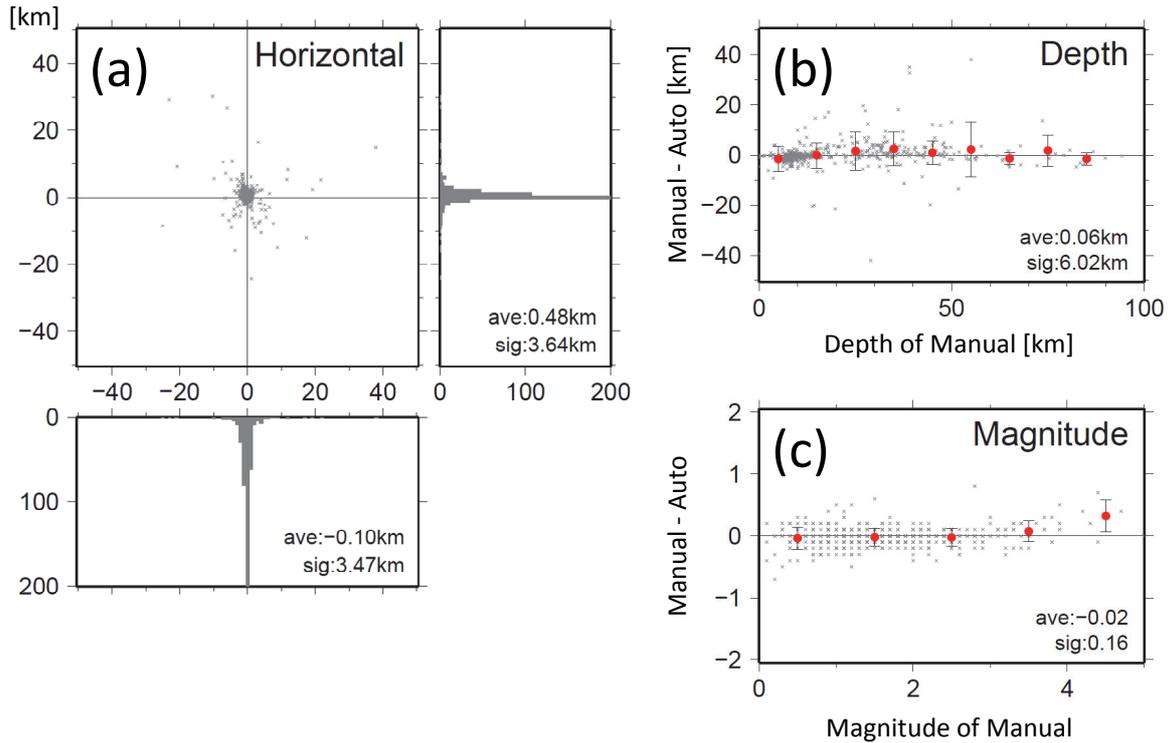


Fig. 6 (a) Distribution of residuals between manual and automatic hypocenters. Histogram shows the number of residuals per 1 km. (b) Residual of depth between manual and automatic hypocenters. Mean and error bar averaged every 10 km. (c) Residual of magnitude between manual and automatic hypocenters. Mean and error bar averaged every M1.

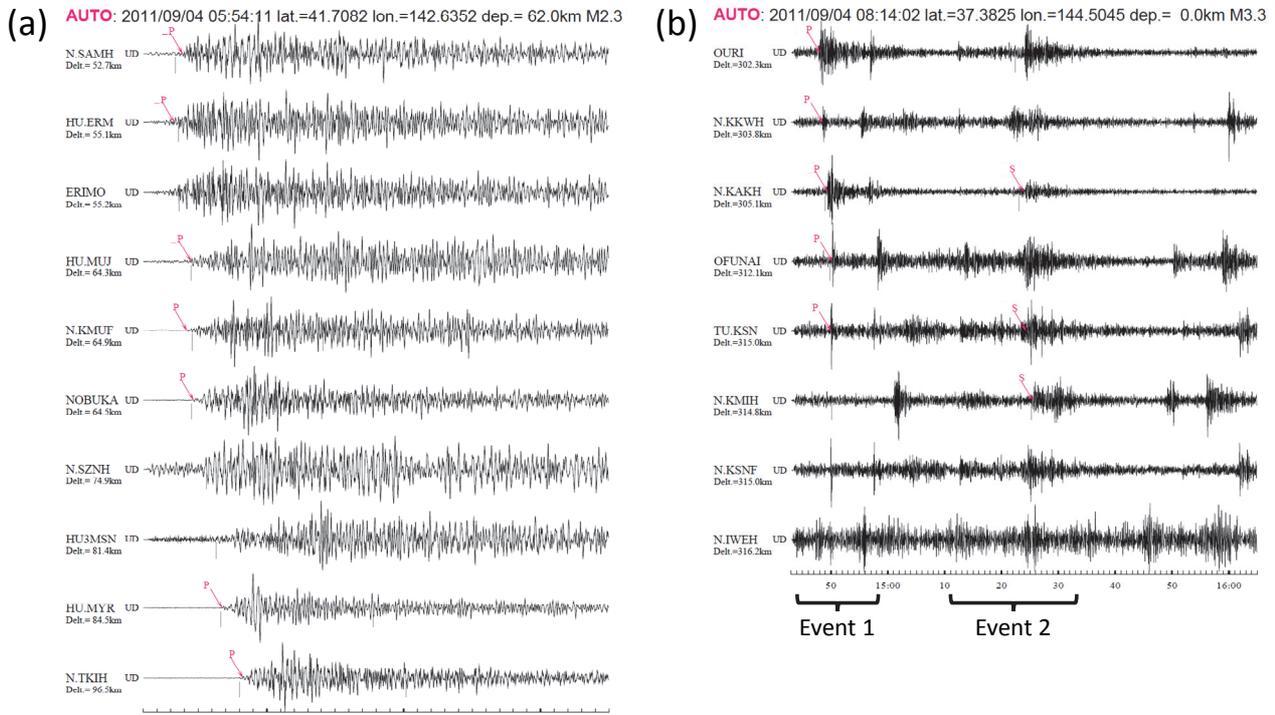


Fig. 7 Examples of false determination. (a) An earthquake occurred at Eastern Saitama Prefecture (89km depth, M4.7), but the method in this study made a false determination off Urakawa. (b) False determination of multiple earthquakes off Fukushima Prefecture (M1.5, Event 1) and off Miyagi Prefecture (M undefined, Event 2). Each seismogram shows band-pass-filtered (5-10 Hz) UD-component.

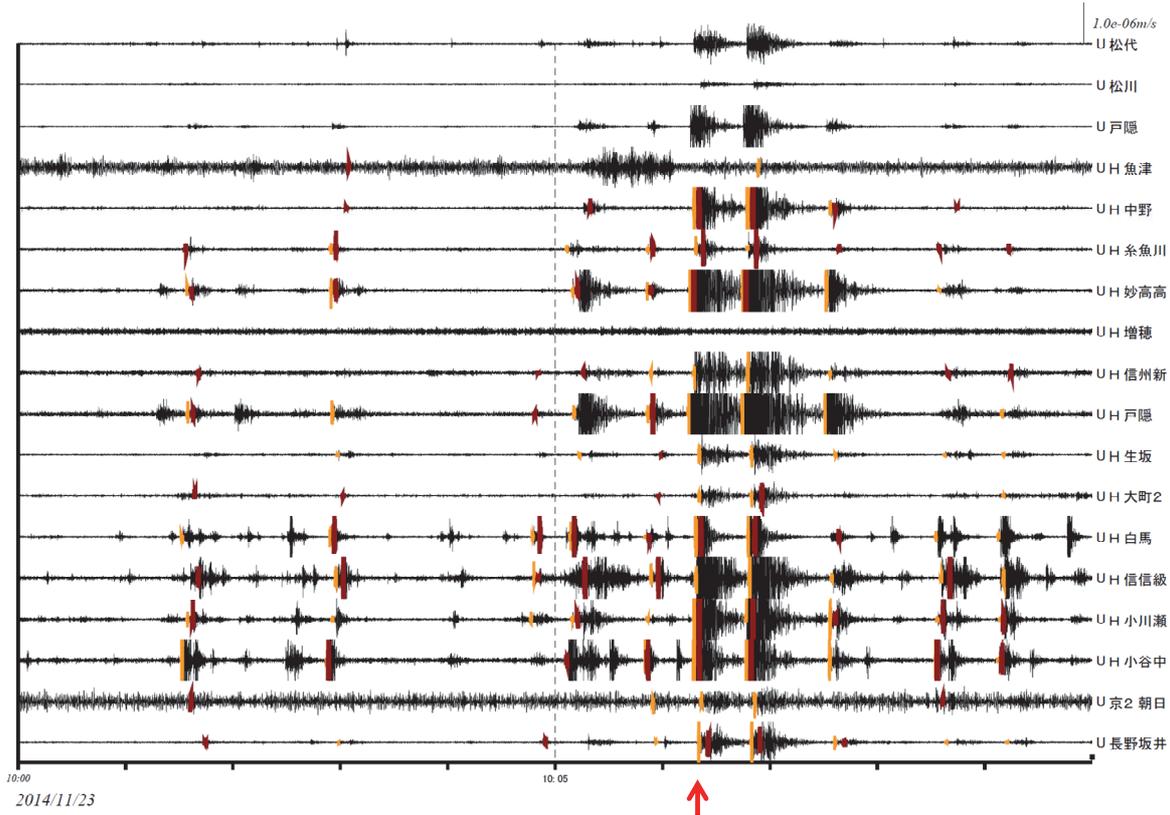


Fig. 8 Plot of seismograms of aftershocks in northern Nagano Prefecture during a 10 minute period. P- and S- wave arrival times picked by this study are shown by yellow and red bars. The current system could detect only one event in this case, which is shown by arrow at bottom.

が考えられるが、安易に厳しくすると、地震の決定率 (POD) が低下してしまう。決定率を保ったまま誤検出を減らすことは、今後の課題である。また、Fig. 7 (b) のように、ほぼ同規模の地震が連続して発生した場合には、検出時刻と最大振幅では適切に震源を分離することができず、例えば前の地震の P 相と後ろの地震の S 相を混在させることにより、誤った位置に震源を決定することもあり、これも解決すべき今後の課題である。

なお、本手法の処理にかかる時間は、簡易的な並列処理である OpenMP を用いた 12 スレッド並列処理で、24 時間分の処理を行うのに、4 時間程度であった (動作環境は、CPU: Xeon 2.26Hz, OS: Linux 2.6.32, メモリ: 32GB, コンパイラ: gcc ver. 4.4.7)。これは、地震の発生状況によって変化するものの、1 年分の波形処理でも約 2 ヶ月で行えることに相当し、長期間にわたって処理を適用したり、パラメータチューニング等を繰り返し行ったりすることが可能である。今後、より長期間の波形に適用するとともに、空振り、見逃しの原因について定量的評価を行うこ

とを検討したい。

3.2 2014 年 11 月 22 日長野県北部の余震活動

次に、地震多発時の例として、本手法を 2014 年 11 月 22 日に長野県北部で発生した M6.7 (最大震度 6 弱) の余震活動に適用した結果を示す。適用期間は、2014 年 11 月 22 日 22 時から 23 日 22 時までの 24 時間とした。処理結果の一例を Fig. 8 に示す。現行 REDC では余震が多発している状況下では Fig. 8 の期間 (10 分間) では 1 個 (赤矢印) と、ほとんど自動で決定できていないが、本手法では 10 個決定できていることが分かる。本震から約 24 時間に、現行 REDC では 251 個が自動で決定されたが、本手法では約 7 倍にあたる 1705 個を決定することができた。なお、一元化震源は同期間 919 個であり、この決定作業には数日かかっている。Fig. 9 (a), (b) に一元化震源と本手法による自動震源の震央分布図をそれぞれ示す。一元化震源と自動震源の両者で決定した地震の残差の標準偏差は、水平距離で 1~2km, 深さで 2km 程度である。これを見ると、自動震源は概ね適

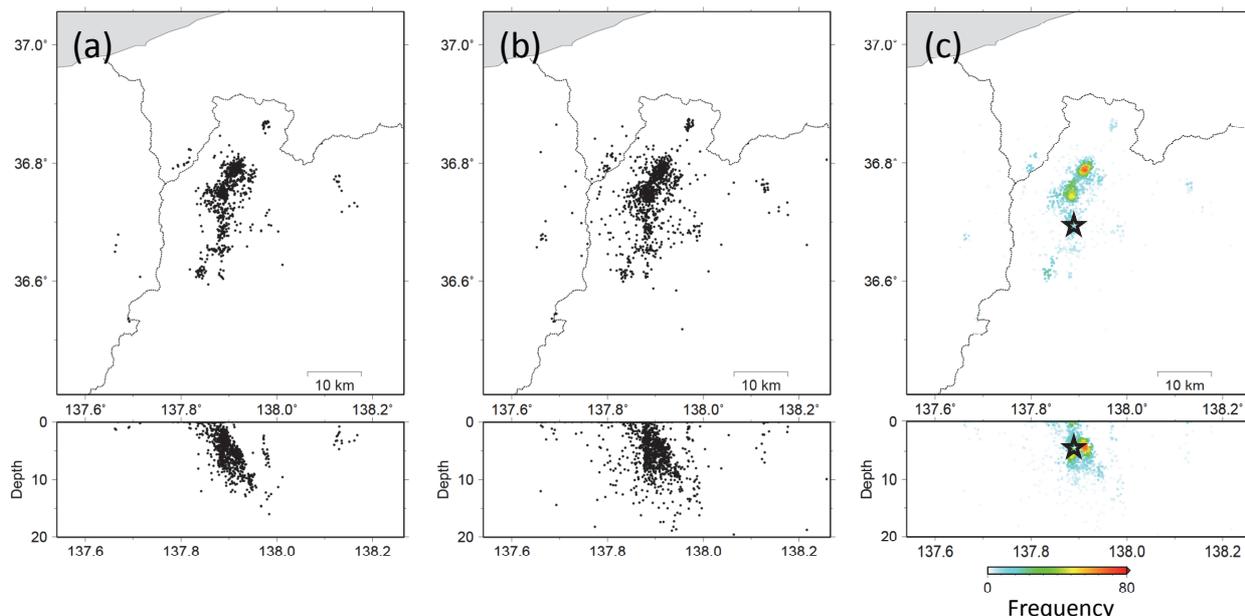


Fig. 9 Hypocentral distribution of the earthquakes ($M>0.5$) in northern Nagano Prefecture for the period of 24 hours after the main shock on November 22, 2014 ($M6.8$). (a) Manual hypocenters, (b) automatic hypocenters detected by this study, and (c) frequency distribution of automatic hypocenters detected in this study. Frequency distribution shows a number of hypocenter within a radius of 1 km on each plot. A star shows the manually-located main shock.

切に震源を決定できており、東下がりの傾斜が見えるなど、一元化震源とほぼ同等に地震活動の特徴を把握することができる。

さらに、例えば Fig. 9 (c) のように頻度分布図(各自動震源の震源距離 1km 以内にある自動震源の個数をカウントし、プロットしたもの)としてみると、余震域の中でも本震よりも北側に活発なクラスターが2つ存在することや、北側のクラスターには東下がりの傾斜がより明瞭に見えることなどが、自動震源から人の手を介することなく準リアルタイム(数分後)に把握することができる。これは、余震域の広がりや活動推移の早期把握に資すると考えられる。

4 まとめ

自動震源の決定率向上を目的として、ベイズ推定を利用し、検出時刻と最大振幅を用いて統合的に処理を行う自動震源計算手法を適用した。本手法による自動震源の決定率は、内陸の浅い地震については $M1$ 以上でほぼ 100%、海域及び深い地震についても、 $M1$ 以上で約 80%である。さらに、東北地方太平洋沖地震の余震域など、一元化震源では決定されていない震源を多数決定することができた。また、本手法は地震多発時においても、従来よりも有効に余震

域の広がりや地震活動の推移を把握でき、地震活動の準リアルタイムな把握に資すると考えられる。このような高い決定率を保ったまま、規模が大きな地震の直後の誤検出や、同規模の連発地震等による P 相と S 相の誤認識をさらに減らすことが今後の課題である。

謝辞

本手法を適用するにあたっては、気象研究所地震津波研究部の勝間田明男室長の協力の下、気象研究所のサーバを長期にわたって利用させていただきました。また AR-AIC 法のプログラムコードは、勝間田明男室長が作成したものを利用させていただきました。本稿の改善には、匿名の2名の査読者と、編集長の中村雅基評価解析官及び編集委員の露木貴裕地殻活動監視技術開発推進官ほか編集委員の皆様のご意見が大変参考になりました。本研究では、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人防災科学技術研究所、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、国立研究開発法人海洋研究開発機構及び気象庁の地震

波形と、その波形を気象庁と文部科学省が協力してデータを処理した一元化震源を使用しました。図の作成には横山(1997)の震源表示プログラム(hypdsp)とWessel and Smith(1998)のGeneric Mapping Toolsを使用しました。

文献

- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生(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**, 123-134.
- 卜部卓・東田進也(1992): WIN-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), 日本地震学会講演予稿集, no.2, 331.
- 清本真司・溜淵功史・足達晋平・上野寛・森脇健・塩津安政・横田崇(2013): 地域地震センターデータ処理システム(REDC)における自動震源処理とその結果について, 験震時報, **77**, 15-29.
- 斎藤正徳(1978): 漸化式デジタルフィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 240-263.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014): 高感度地震観測データの処理方法の改善に関する報告書(平成26年2月12日).
- 溜淵功史・山田真澄・Stephen Wu(2014): 緊急地震速報のための同時多発地震を識別する震源推定手法, 地震2, **67**, 41-55.
- 東田進也・大竹和生(2001): パターン認識を応用した自動地震識別法, 地震2, **53**, 273-280.
- 浜田信生・吉田明夫・橋本春次(1983): 気象庁震源計算プログラムの改良(1980年伊豆半島東方沖の地震活動と松代群発地震の震源分布の再調査), 験震時報, **48**, 35~55.
- 舟崎淳・地震予知情報課(2004): 気象庁速度マグニチュードの改訂について, 験震時報, **67**, 11-20.
- 堀内茂木・松澤暢・長谷川昭(1999): 地震が多発した場合にも処理可能な地震波自動処理システムの開発, 地震2, **52**, 241-254.
- 横田崇・周勝奎・溝上恵・中村功(1981): 地震波データの自動検出方式とオンライン処理システムにおける稼働実験, 東京大学地震研究所彙報, **56**, 449-484.
- 横山博文(1997): Xウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.
- Allen, R. V. (1978): Automatic earthquake recognition and timing from single traces, Bull. Seism. Soc. Am., **68**,

1521-1532.

- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kaminuma and Y. Fujinawa (2005): An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms, Bull. Seism. Soc. Am., **95**, 708-718.
- Liu, A. and M. Yamada (2014): Bayesian Approach for Identification of Multiple Events in an Early Warning System, Bull. Seism. Soc. Am., **104-3**, 1111-1121.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released. EOS Trans. AGU, **79**, 579.

(編集担当 露木貴裕)