

## 第2章 地震断層の広がりやすべり分布の把握

### 2.1 震度分布を用いた即時震源域推定

上野 寛・勝間田 明男・横田 崇

#### 2.1.1 はじめに

海溝沿い巨大地震発生直後にその震源断層の広がりやすべり分布を把握することができれば、津波警報の発表をはじめとするその後の防災対応等の的確化に寄与するものと期待される。巨大地震の震源域のおおよその広がりを地震発生直後2~3分以内に把握できる手法として、横田・甲斐田 (2011) は平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震について震度分布から推定する手法を提案した。ここでは、この手法を改良し、過去の地震についても適用できるかどうかを検証した。

経験的手法である震度の距離減衰式から求められる東北地方太平洋沖地震のモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) は8.2~8.3程度である (例えば、南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012)。横田・甲斐田 (2011) が提案したのは、この震度から経験的手法で求められる  $M_w$  が飽和する特性を利用して、 $M_w$  8.0を超える地震を対象に、震度分布から震源域を推定する手法である。この手法はプレート境界面上に仮定した格子点と観測点の距離と、 $M_w$  8.0とした場合の距離減衰式から計算される断層最短距離との関係 (司・翠川, 1999) から、震源域ではないと判断されるプレート境界面上の位置を探るものである。横田・甲斐田 (2011) では震源域かどうかを判断する基準について、「震源域ではないと判断された重み付きカウント数」を用いていたが、観測点側から見て実際の震源域をはさんで反対側 (沖合側) の震源域の広がりについて制限する条件を入れていなかったため、海溝軸より沖合までの広い範囲を震源域として推定してしまう。今回はある閾値以上の震度を観測することが予想される距離を距離減衰式から求め、プレート境界上に仮定した各小断層からその距離内にある観測点数と、横田・甲斐田 (2011) のカウント数との割合を判断基準にする。ある程度大きい震度を観測するためには、距離が近い必要があるため、従来方法では沖合側に推定していた震源域の広がりを抑制することができる。

#### 2.1.2 手法

用いるデータは各地点の計測震度である。計測震度であれば地震後2~3分程度で入手可能である。まず、観測点  $j$  の震度  $I$  を工学基盤上の地動速度  $PGV_{600}$  に変換する。震度  $I$  と地表地動速度  $PGV$  との変換には童・山崎 (1996) を用いた。地表地動速度  $PGV$  から工学基盤上の地動速度  $PGV_{600}$  への補正  $ARV$  については、Iwakiri *et al.* (2011) の方法を用いた。

$$I = 2.30 - 2.01 * \log PGV$$

$$PGV_{600} = PGV / ARV$$

次に、司・翠川 (1999) の距離減衰式に基づき断層最短距離  $D_j$  を求める (Fig. 2.1.1)。また、観測点  $j$  からプレート境界の格子点  $i$  までの距離を  $X_{ij}$  としたときに、 $X_{ij} < D_j$  ではプレート境界上格子点  $i$  (Fig. 2.1.2) は震源域内ではないとみなしその数をカウントする ( $N_j$ )。ここで設定したプレート境界上格子点は、中央防災会議 (2003) のプレート境界データを用い、深さ5~80kmの範囲で、緯度、経度共に0.1度単位で設定した。このカウントは、震度が弱い観測点の近くにあるプレート境界上の格子点は震源域の一部ではないとみなすことにあたる。この手法 (横田・甲斐田, 2011) は、全ての観測点  $j$  と格子点  $i$  についてカウントを行い、震源域内ではないと判断されるデータ数から震源域を推定するものである。ただし、この方法では、 $X_{ij} \geq D_j$  となる遠方のプレート境界上の点は全て震源の可能性があると判断されてしまう。そこで遠方域を排除する以下の論理を加えた。

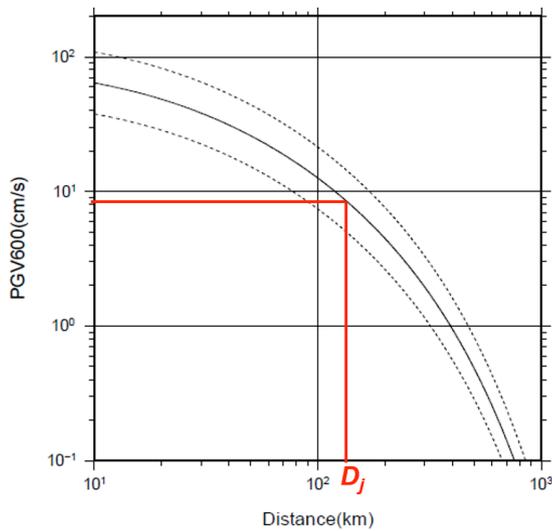


Fig. 2.1.1 Estimation of the shortest distance from a fault ( $D_j$ ) based on the peak ground velocity ( $PGV_{600}$ ) curve of Shi and Midorikawa (1999).

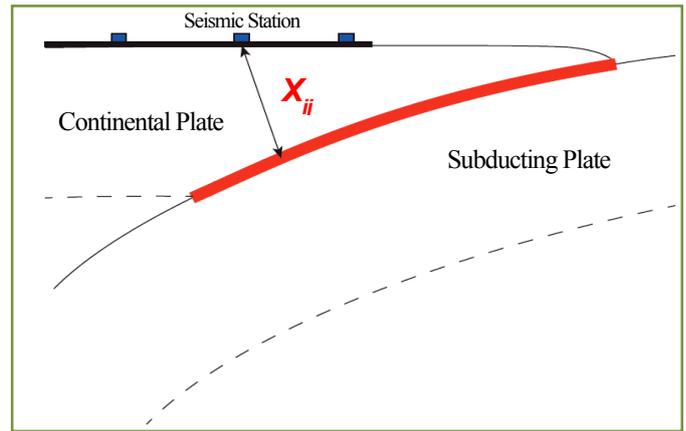


Fig. 2.1.2 Schematic diagram showing the minimum distance  $X_{ij}$  between seismic stations and grid points on a subducting plate.

あるプレート境界上の格子点が震源域の一部である場合には、その近傍ではある程度の強震動が観測されるはずである。そこで、プレート境界上の格子点からある基準の計測震度（ここでは4.5に設定）から計算される断層最短距離より短い距離にある震度観測点数をカウント ( $N_{min_i}$ ) し、その値がある程度以上（ここでは10点に設定）の格子点のみを処理対象とすることとした。これにより閾値以上の震度を計測した観測点に比較的近い格子点だけが処理対象となり、解析時間も短縮される。震源域であるかどうかは、震源域ではないと判断される観測点数の比率 ( $N_i/N_{min_i}$ ) から判定することとした。

### 2.1.3 適用例

Fig. 2.1.3に主な地震に対する適用例を示す。用いたデータは、実際には遅れて入電してきたデータも含めた全ての計測震度データである。 $M_w$  8.0以上である(a)の2003年十勝沖地震と(b)の東北地方太平洋沖地震の解析には、 $M_w$  8.0とした場合の距離減衰式を適用し、 $M_w$  8.0未満である(c)の東北地方太平洋沖地震の最大余震の解析には、 $M_w$  7.5とした場合の距離減衰式を適用した。また、震源域ではないと判断される観測点数の比率( $N_i/N_{min_i}$ )は震源域である可能性が高い20%以下のみを表示した。

(a)の十勝沖地震の解析結果を見ると、推定された震源域（図中の赤色、ピンク色及び橙色）は、破壊開始点（☆）より陸域側に求まっており、例えば、地震調査委員会（2004）による強震動生成域と同様な結果となっている。しかし、震源域の北東-南西方向の広がり地震調査委員会（2004）より広く求められている。これは北海道の震度観測点の密度が低いためかもしれない。(b)の東北地方太平洋沖地震の解析結果を見ると、推定された震源域は、例えば Kurahashi and Irikura (2011)の強震動生成域と比べると、詳細な位置が合っているとは言い難いが、岩手県沖から福島県沖の陸域寄り側に求まっており、おおよその位置・範囲は合っている。青森県沖や房総半島沖にも線上に震源域が推定されているが、これは北海道及び伊豆諸島の観測点データを使用していないためと思われる。(c)の東北地方太平洋沖地震の最大余震の解析結果を見ると、例えば、武藤・他（2014）の震源過程解析結果と比較すると、震源域の範囲は南北方向に広く求められているが、初期破壊開始点（☆）より海溝側に求められている傾向は同じである。これら3つの地震の解析結果から、この手法で得られた結果は使用する観測点配置及び密度に大きく影響を受けていると思われる。海岸線に平行する方向に観測点密度が高い場合は、他の解析結果と比較して震源域のおおよその位置・範囲は

合っているが、海岸線に直交する方向は、使用できる観測点が少なくなるため、他の解析結果と一致しない傾向がある。

当処理は、地震動が続いている際にも適用可能である。東北地方太平洋沖地震への適用例をFig. 2.1.4に示す。ここでは実際にリアルタイムで入電してきたデータのみ用い、遅れて入電したデータは用いていない。ここでは地震発生後1分22秒後から20秒間隔の解析結果を示す。地震が発生して地震が発生してから約2分間は、当手法で推定された震源域は宮城県沖を中心とした領域のみであるが、その後、推定された震源域は南側に拡がり、約3分後には震源域の領域の広がり収束する。この空間的な広がり経過は他の手法で求めた震源過程解析結果(例えば、Yoshida *et al.*, 2011)と同様である。

#### 2.1.4 まとめ

震度分布を用いた巨大地震の即時震源域推定について、横田・甲斐田(2011)の手法を改良してより適正に震源域を推定できるようにし、過去の地震を用いて検証した。その結果、この手法により、早い段階でおおよその震源域の広がりを推定できる可能性があることが示された。また、その推定精度は観測点配置及びその密度に左右されうることともわかった。これは今後の課題としたい。

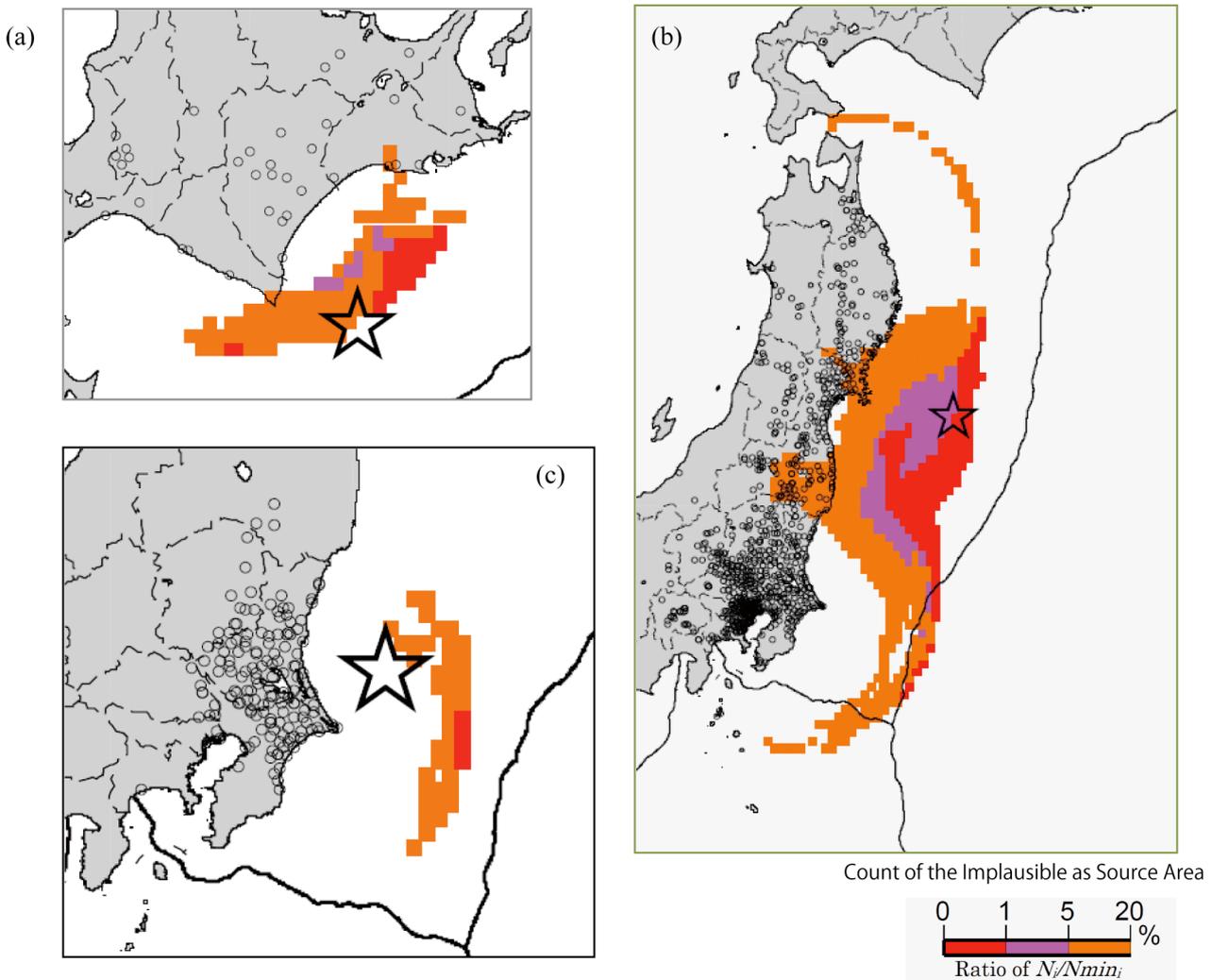


Fig. 2.1.3 Estimation of source area from seismic intensity distribution. Open circles are locations of seismic stations that recorded seismic intensities of 5-lower (JMA scale) or more for the (a) 2003 Tokachi-oki earthquake, (b) 2011 Tohoku earthquake, and (c) largest aftershock of the 2011 Tohoku earthquake.

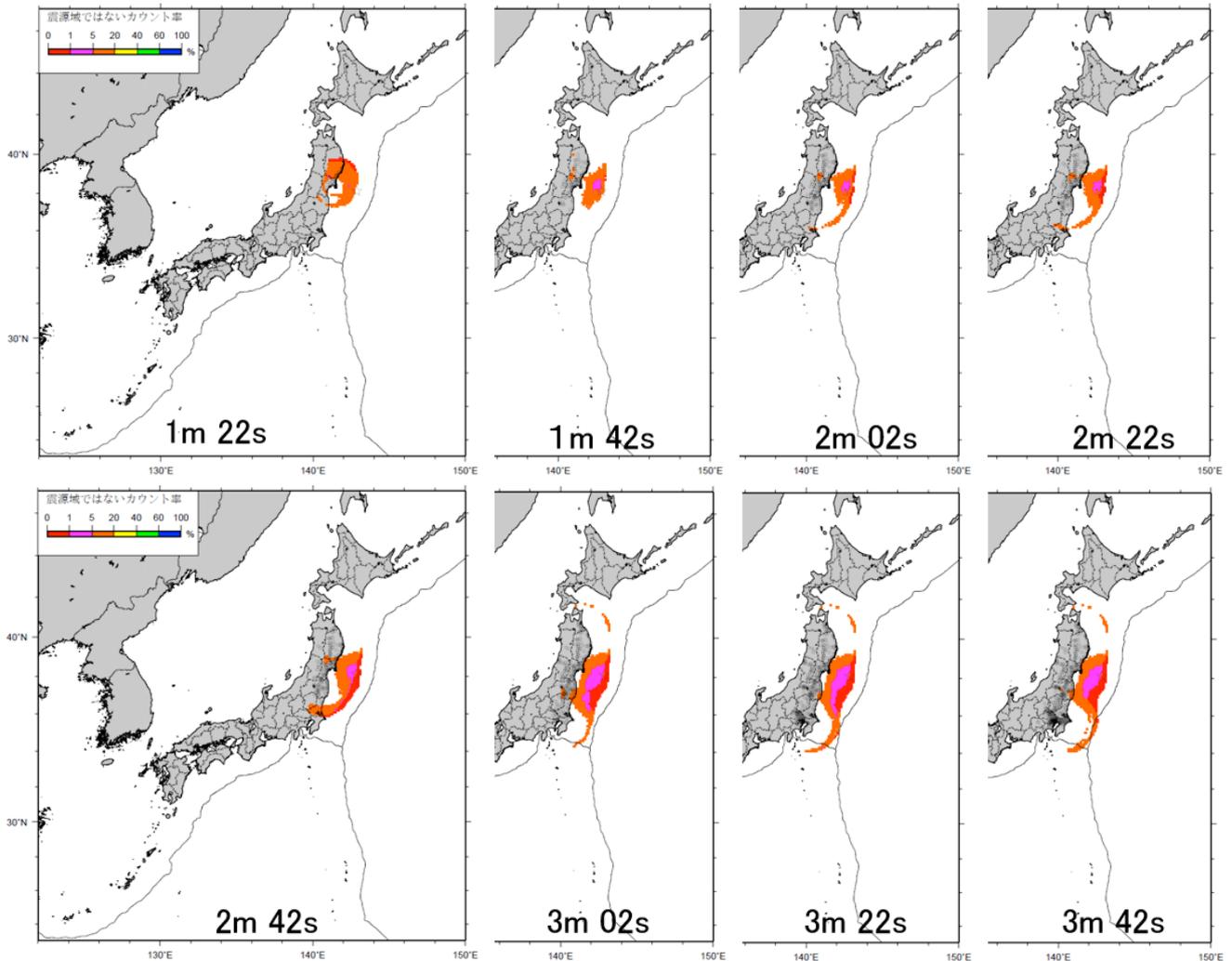


Fig. 2.1.4 Example of real-time estimation of source area from the seismic intensity distribution (2011 Tohoku earthquake). Times are relative to the origin time of the earthquake.

## 参考文献

- 中央防災会議 東南海、南海地震に関する専門調査委員会, 2003: 中央防災会議専門調査会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ提供について,  
[http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai\\_nankaijishin/datakoukai/index.html](http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/datakoukai/index.html).
- 童華南・山崎文雄, 1996: 地震動強さ指標と新しい気象庁震度との対応関係, *生産研究*, **48**, 11, 547-550.
- Iwakiri, K., M. Hoshiba, K. Nakamura and N. Morikawa, 2011: Improvement in the accuracy of expected seismic intensities for earthquake early warning in Japan using empirically estimated site amplification factors, *Earth Planets Space*, **63**, 57-69.
- 地震調査委員会, 2004: 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について,  
[http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/04dec\\_tokachi/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/04dec_tokachi/index.htm).
- Kurahashi, S. and K. Irikura, 2011: Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 571-576.
- 武藤大介・上野寛・川添安之・岩切一宏, 2014: 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析, *験震時報*, **78**, 29-44.

- 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012: 第二次報告 強震断層モデル編 –強震断層モデルと震度分布について–,  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829\\_2nd\\_report05.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report05.pdf).
- 司宏俊・翠川三郎, 1999: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, **523**, 63-70.
- 横田崇・甲斐田康弘, 2011: 震度分布より推定する地震規模, *日本地震学会秋季大会講演予稿集*, P2-22.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto and S. Aoki, 2011: Source Process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, **63**, 565-569.