

## 緊急地震速報における技術的検討事項について

### Investigation of Technical Issues for Earthquake Early Warning

清本真司<sup>1</sup>, 明田川 保<sup>1</sup>, 大竹和生<sup>2</sup>, 新原俊樹<sup>1</sup>,  
下山利浩<sup>1</sup>, 森脇 健<sup>4</sup>, 土井恵治<sup>3</sup>, 横田 崇<sup>4</sup>

Masashi KIYOMOTO<sup>1</sup>, Tamotsu AKETAGAWA<sup>1</sup>, Kazuo OHTAKE<sup>2</sup>, Toshiki SHIMBARU,  
Toshihiro SHIMOYAMA<sup>1</sup>, Ken MORIWAKI<sup>4</sup>, Keiji DOI<sup>3</sup> and Takashi YOKOTA<sup>4</sup>

(Received August 10, 2009; Accepted October 8, 2009)

#### 1 はじめに

平成 20 年度に気象庁に設置され、2009 年 2 月に第 1 回を開催した「緊急地震速報評価・改善検討会技術部会」では、別稿に記した、1) P 波マグニチュードに係る改善策(明田川他, 2010)のほか、以下についての検討状況を報告した。

- 2) 全相マグニチュード式の改善への取り組み
- 3) 震度予測精度の向上への取り組み
- 4) 観測点の増強による精度向上と迅速化
- 5) 誤報対策
- 6) 気象庁・(独)防災科学技術研究所(NIED)の緊急地震速報処理手法の統合
- 7) 海底地震計データの活用
- 8) 雷等のノイズ対策
- 9) 東海・東南海・南海地震等海溝型巨大地震の震度予測
- 10) 首都圏における大規模地震への対応

これら 9 項目は、技術部会において引き続き検討することが確認された。ここではそれぞれについて概要を記す。

#### 2 全相マグニチュード式の改善への取り組み

##### 2.1 全相マグニチュード式の改善

緊急地震速報には、P 波部分の最大振幅を利用してマグニチュード(以下、M と表記する)を算出する P 波 M 式のほか、M の計算処理の時点で得られている波形全体における最大振幅を使って M を推定す

る全相 M 式がある。現行の全相 M 式は以下のとおりである。

$$M = \log(A) + \log(\Delta) + 1.1 \times 10^{-3} \times \Delta + 7.0 \times 10^{-4} \times D + 1.8 \quad (1)$$

ここで、A は最大振幅(10 $\mu$ m 単位)、 $\Delta$  は震央距離(km)、D は震源の深さ(km)である。式は有効数字 2 桁で表記した(以下の式についても同様)。(1)式は、緊急地震速報の試験運用を行なう中で、当時の最新データから電子化された波形データとして遡れるだけ遡った期間を対象としたデータセットを用いて導いたものである。具体的には、1994 年 7 月から 2005 年 3 月までの M5.0 以上の 458 地震について、各観測点の 3 成分合成変位波形を作成し、人が P 波部分の最大振幅を読み取ったデータを使って導出された。

まず、全相 M 式の導出に用いたデータのフィッティングの結果を再点検した。その結果を図 1 に示す。図 1 は、上記データのうち緊急地震速報処理が実際に適用される深さ 150km 以浅の 333 地震のデータを用いて作成した。図 1 には明田川他(2010)の P 波 M 式のケースに見られたような M 依存性はほとんどみられず、現行の全相 M 式に大きな問題はないように見える。

しかし、全相 M 式を、実際の緊急地震速報の処理結果に当てはめると状況は異なる。それを図 2 に示す。図 2 に用いたデータは、2004 年 5 月から 2007

<sup>1</sup> 地震火山部地震津波監視課, Earthquake and Tsunami Observations Division, Seismological and Volcanological Department

<sup>2</sup> 気象研究所地震火山研究部, Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

<sup>3</sup> 地震火山部管理課, Administration Division, Seismological and Volcanological Department

<sup>4</sup> 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismological and Volcanological Department

年 12 月までの緊急地震速報のログ記録から収集した  $50 \mu\text{m}$  以上の最大振幅値を持つ観測点データに、2008 年の警報発表事例分を加えたものである。 $50 \mu\text{m}$  以上としたのは実際の緊急地震速報で M 計算に利用される下限値が  $50 \mu\text{m}$  であることによる。M が小さい部分にはノイズが含まれるとしても、図 2 には M4 以上の部分に M 依存性をはっきりと確認できる。

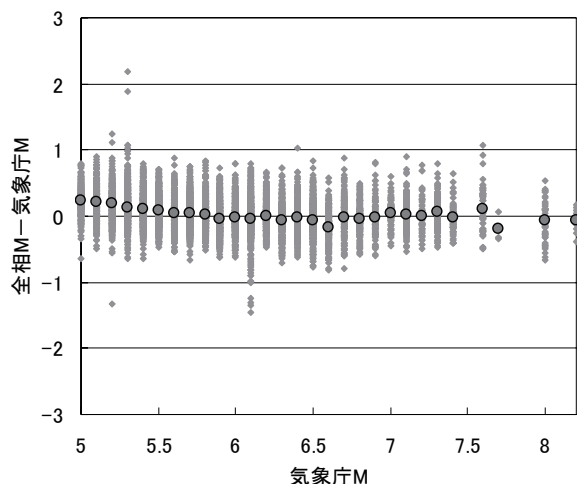


図 1 現行の全相 M 式 ((1) 式) による全相 M と気象庁 M の差の分布。  
(濃い○は各 M における平均値。データは(1)式導出に用いた 1994 年 7 月から 2005 年 3 月までの M5.0 以上、深さ 150km までの 333 地震)

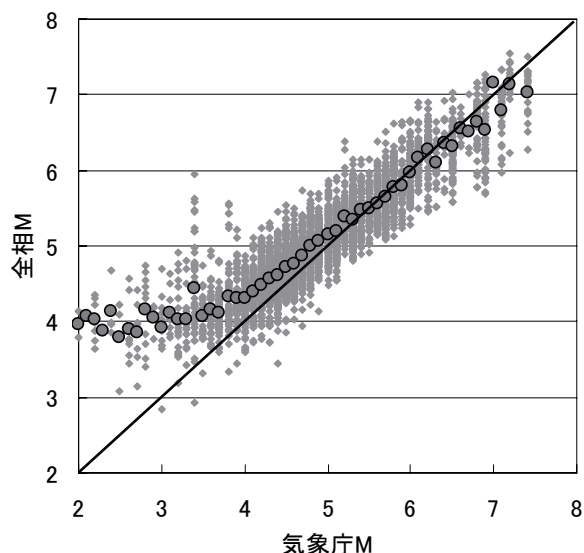


図 2 緊急地震速報の処理による最大振幅データに (1) 式を適用した結果。(濃い○は、各 M における平均値、2004 年 5 月～2007 年 12 月までのデータに 2008 年の警報発表事例を加えた)

図 1 と図 2 の結果は、現行の全相 M 式導出に用いた最大振幅のデータと実際の処理で得られる最大振幅の特性が異なることを示唆する。すなわち、気象庁 M の計算に用いられる最大振幅が S 波よりさらに後続の表面波部分であることが多く、(1) 式導出に用いたデータも同様なのに対し、緊急地震速報の全相 M は時間的制約から主に S 波部分で算出され、特に表面波が卓越するような大きな地震の場合は地震波形全体から得られる最大振幅より小さくなっていることが推測される。したがって、経験式導出に用いる最大振幅データを緊急地震速報の実状に合わせる工夫が必要となる。

緊急地震速報の処理と整合する最大振幅データを得るためには、例えば S 波到着から制限した時間内の波形データを使うなどの方法が考えられる。しかし、緊急地震速報の自動処理においては、S 波の検知は正確にできない。このため、ここではほぼ精度良く検出できる P 波時刻を利用し、それから 60 秒以内の波形データにおける最大振幅を用いることとした。60 秒に限定した理由は、緊急地震速報の一般提供開始 (2007 年 10 月 1 日 09 時) 以降に震度 4 以上を観測した地震に対する緊急地震速報の最終報の約 8 割が、60 秒以内に出ていることによる。つまり、60 秒以内のデータに限定することは実際の緊急地震速報の処理状況により近い最大振幅になるはずである。

この方法によれば、P 波時刻から 60 秒以降の部分に最大振幅が出ている場合、最大振幅値は真の最大振幅値より小さくなる。すなわち、表面波などの後続波で最大振幅が出ているようなデータについては S 波部分により近いところで最大振幅値を得ることになる。もちろん P 波時刻から 60 秒以内に S 波が到達していないデータは使用しない。

上記の方法で得られた最大振幅のデータ (以下、「60 秒最大振幅値データ」と呼ぶ) に (1) 式を当てはめてみると予想通り M 依存性が見えてきた (図 3)。このデータを使って全相 M 式の改善を試み、次の (2) 式を導出した。

$$0.87 \times M = \log(A) + 1.0 \times \log(R) + 1.9 \times 10^3 \times R - 5.0 \times 10^3 \times D + 0.98 \quad (2)$$

ここで、A は 60 秒最大振幅 ( $10 \mu\text{m}$  単位)、R は震

源距離 (km),  $D$  は震源の深さ (km) である. 第 4 項は深さに対する距離減衰項ではなく, 深い地震ほどプレート内地震の割合が増えるのでその影響を補正するための項である. この第 4 項については, 明田川他 (2010) による新 P 波 M 式の場合と同じ考え方を採用し, 深さ 100km までで頭打ちとする. フィッティング結果を図 4 に示す. この (2) 式を, 図 2 と同じデータに適用した結果が図 5 である. M 依存性がほぼ解消されている.

(2) 式の導出に用いた「60 秒最大振幅値データ」

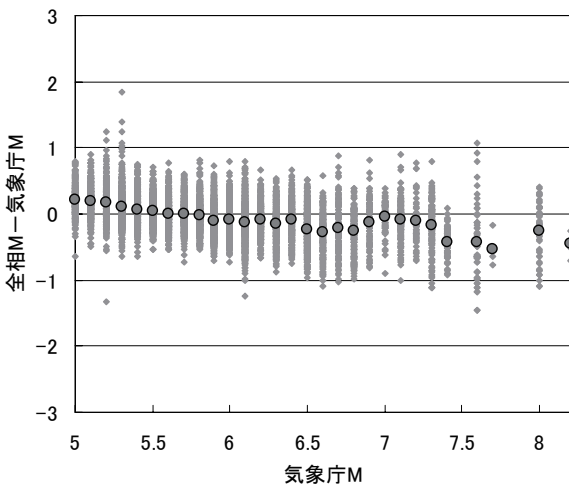


図 3 P 波到達から 60 秒以内の最大振幅を用いて現行の全相 M 式 ((1) 式) を適用した場合の全相 M と気象庁 M の差の分布. (濃い○は各 M における平均値. データは図 1 と同じ)

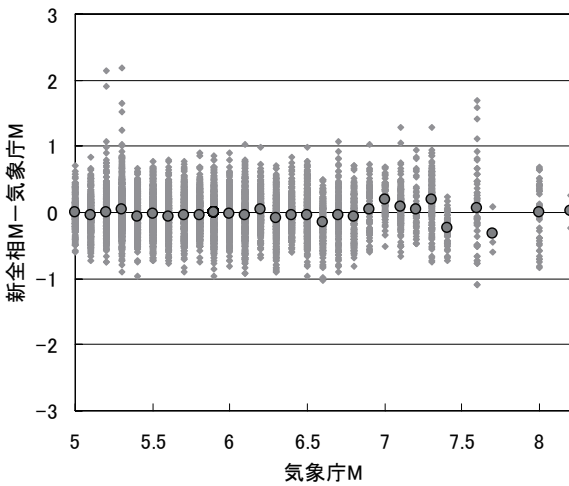


図 4 新全相 M 式 ((2) 式) による新全相 M と気象庁 M の差の分布. (濃い○は各 M における平均値. データは図 1 と同じ)

は, 観測点が震源から遠くなるほど, 60 秒間の波形データに含まれる S 波到達以降の地震波の時間が短くなる. したがって, 沿岸から遠く離れた海域の地震のように S-P 時間の長い地震では, 60 秒間の波形データから得られる最大振幅値が S 波部分における最大振幅値よりもさらに小さくなり, M を過小評価するおそれがある. そのような可能性のある地震として, 震源に最も近い観測点のデータの 60 秒最大振幅値が真の最大振幅値より小さい地震を (2) 式導出に用いた「60 秒最大振幅データ」から抜き出し, 図

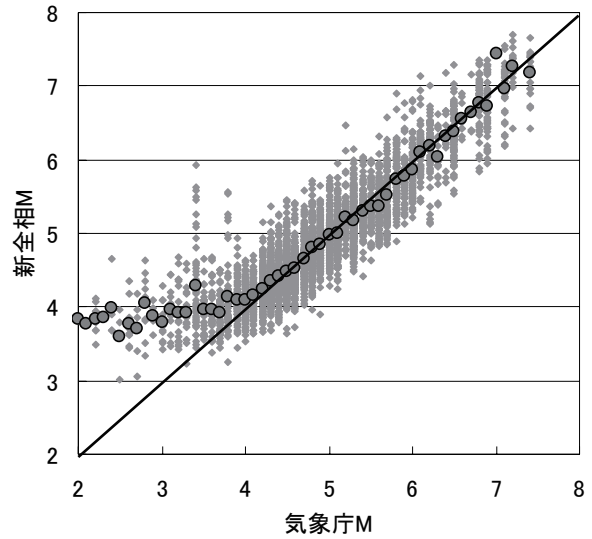


図 5 緊急地震速報の処理による最大振幅データに (2) 式を適用した結果. (濃い○は, 各 M における平均値, データは図 2 と同じ)

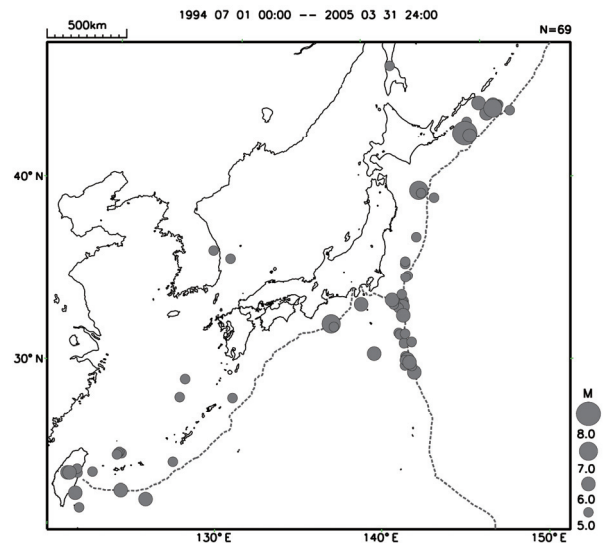


図 6 (2) 式が過小評価するおそれのある地震.

6 に示した (69 地震). 図 6 には内陸の地震はひとつもなく, 海域の, それも沿岸からは遠く離れた海溝軸付近の地震が多いことがわかる. 図 6 に示した地震は, すべての観測点の 60 秒最大振幅値が真の最大振幅値より小さい可能性があるだけで, 必ずしもすべてについて S 波部分の最大振幅よりも小さくなっているわけではないが, 60 秒最大振幅値が S 波部分の最大振幅値より小さいデータを多く含んでいる可能性が, 他の地震に比べて相対的に高いと言える.

これらの地震について, (1) 式と (2) 式を適用した結果を図 7 に示す. 図 7 における M8.2 の地震 (北

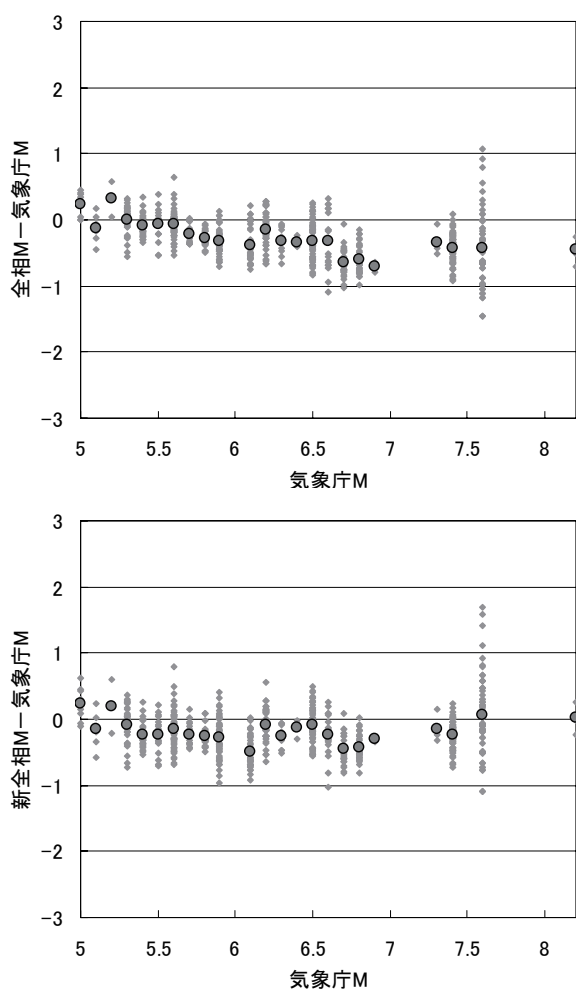


図 7 図 6 に示した地震に関する, 現行の全相 M 式 ((1) 式) による全相 M と気象庁 M の差の分布 (上) と新全相 M 式 ((2) 式) による新全相 M と気象庁 M の差の分布 (下) (両者ともに, P 波到達から 60 秒以内における S 波以降の最大振幅値による).

海道東方沖地震; 1994 年 10 月 4 日) と M7.6 の地震 (三陸はるか沖地震; 1994 年 12 月 28 日) については, 結果的に (2) 式は適切にフィットしている. しかし, これら以外の M6 から M7 程度の地震に対しては, ある程度の改善が見られるものの, 新全相 M による予測の各 M 毎の平均値は一元化 M よりも小さく, 全体的に過小評価を改善しきれていないように見える.

以上より, 60 秒最大振幅値を利用することによって, (2) 式は緊急地震速報の実際の結果に見られた M 依存性をほぼ解消するが, 60 秒最大振幅値では S 波部分の最大振幅を得られていない観測点を多く含む地震については, やや過小評価が残ってしまう. M の評価については, 津波予報との関連もあるので, 沖合の地震で震度が大きくない地震であっても精度を保持することが必要である. (2) 式は, この点について若干の課題を残しており, 引き続き慎重に検討を続けたい.

## 2.2 S 波によるマグニチュードの観測点補正値の検討

M の観測点補正については, 観測点 M の系統的なずれの量を統計的に見積もり, 補正值とするのが簡便かつ有効な手段である. 緊急地震速報の P 波 M, 全相 M についても, 同様に実際の処理結果を用いて統計的処理を行うことがひとつのやり方と考えられる. しかし, 緊急地震速報の実際のデータでは得られるサンプルはどうしても限られてしまう.

そこで, 長期間にわたって, 全国くまなくデータが得られる一元化処理結果 (気象庁におけるルーチン的な地震波の検出処理結果) を用いて補正值を計算し, それを緊急地震速報の処理に適用できるかどうかを試みた. 具体的には, 一元化処理の最大振幅データによる観測点 M と最終的な気象庁 M との観測点ごとの平均的な差を求め, それを補正值とする.

一元化処理結果から観測点補正值を算出する方法は以下のとおりである. 1998 年～2007 年までの一元化検出値ファイルから変位振幅のあるデータを抜き出し (98,809 個), 下記条件を満たすデータについて観測点ごとに気象庁 M と観測点 M の差の平均をとって観測点補正值とした.

- 震源の深さ: 150km 以浅
- 地震の規模: 観測点 M 4.0 以上

- ・ 振幅値：50  $\mu\text{m}$  以上
- ・ 距離制限：坪井の式（気象庁変位 M の式）で 50  $\mu\text{m}$  相当の振幅が出現すると想定される距離まで
- ・ サンプル数：上記を満たすデータが一観測点につき 30 個以上

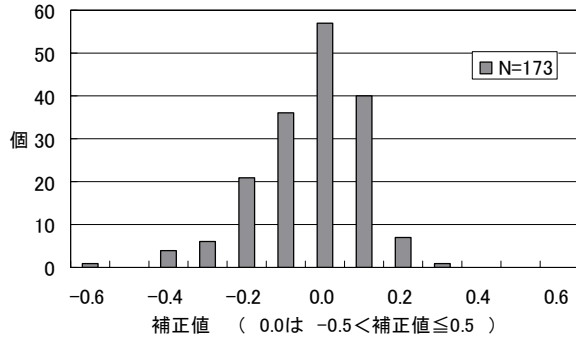


図 8 一元化処理の最大振幅データから求めた観測点 M 補正値の分布。

これらの条件に当てはまるデータを用いて補正値を求めた結果、緊急地震速報に対応した気象庁の観測点 203 点中 173 点の値を求めることができた。図 8 にその値の分布を示す。一元化処理における観測点 M の計算には、水平 2 成分それぞれの最大振幅を合成した値を用いている。一方、緊急地震速報処理では 3 成分合成波形の最大振幅値を用いており、最大振幅の求め方が異なっている。このため、一元化処理結果から求めた観測点補正値が、緊急地震速報の全相 M に有効かどうかを調べた。まず、(2) 式によるフィッティング結果（図 4）に補正値を適用した。表 1 は、その結果得られた M 残差の平均二乗偏差（以下 RMS と呼ぶ）の比較である。補正値  $\times 1.15$  については、補正値を求めた一元化 M の式の  $\log(A)$  の係数が 1 であるのに対して、(2) 式は  $1.15 \times \log(A)$  となることから、補正値にも同様の係数をかけたものである。結果は、表 1 によると、全相 M に対

表 1 (2) 式に観測点補正値を適用したときの M 残差の RMS。

新全相 M 式 [(2) 式]		
補正なし	補正あり	補正あり 補正値 $\times 1.15$
0.301	0.278	0.281

して補正値の効果がみられ、単純に補正したものが最もよい結果を得た。

次に、実際の緊急地震速報の処理結果（2004 年 5 月～2007 年 12 月）に対して補正値を適用してみた。結果を図 9 に示す。補正値を適用した結果は、全体のばらつきが小さくなっていることが見て取れる。M4.0 以上について、予測 M と気象庁 M の差の RMS を計算すると、補正なしは 0.319、補正ありは 0.309 となった。

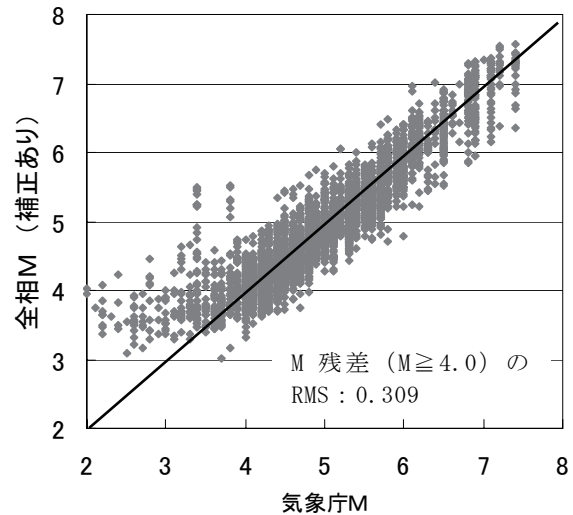
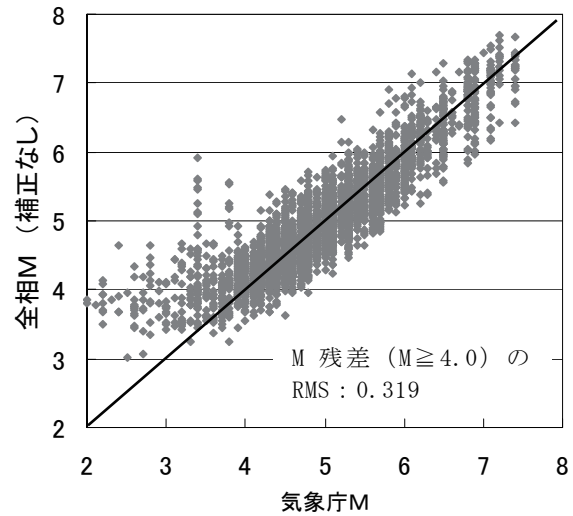


図 9 (2) 式を緊急地震速報による実際の最大振幅データ（2004 年 5 月～2007 年 12 月）にあてはめた結果（上）とそれに観測点補正値を適用した結果（下）。

以上、全相 M に対しては、一元化処理データに基づく補正値が有効であることがわかったので、新全

相 M 式を決定した後に導入を進めたいと考えている。

### 2.3 P 波への適用についての検討

上記の補正値を P 波 M に対しても適用可能かどうかを確かめた。表 2 は、明田川他 (2010) による新 P 波 M 式のフィッティング結果に対して補正値を適用した結果である。結果は、補正値による効果が見られなかった。新 P 波 M 式は、 $\log(A)$  に対して  $1.39 (=1/0.72)$  の係数がかかるので、補正値に 1.39 倍した場合も試してみたが、さらに結果は悪くなってしまった。各観測点の S 波の増幅特性を P 波に適用しても効果がないことがわかったので、P 波については緊急地震速報の処理の実際のデータを用いて、補正値の導出が可能な観測点から順次補正値を求めることで対応していきたい。

表 2 新 P 波 M 式に観測点補正値を適用したときの、M 残差の RMS.

新P波M式[明田川他 2010 による]		
補正なし	補正あり	補正あり 補正値 × 1.39
0.342	0.348	0.367

### 3 震度予測精度の向上への取り組み

震度予測精度の向上については、深い地震の震度推定精度の向上と観測点補正値による推定精度の向上を取り上げた。

#### 3.1 深い地震の震度予測精度の向上

深発地震による異常震域の補正を考慮した森川他 (2006) による手法を利用し、深い地震の震度予測精度の向上を検討した。2008 年 7 月 24 日の岩手県沿岸北部の地震 (108km) および平成 5 年 (1993 年) 釧路沖地震 (1 月 15 日, 100km) に適用した例を図 10 に示す。また、実際の震度の観測値も合わせて図 10 に示す。

前者は最大震度 6 弱の観測に対して現行手法で 5 弱を予測した。森川他の手法を用いた結果では、太平洋の沿岸部により大きな震度が予測され最大予測震度は 5 強となった。表 3 は実際の緊急地震速報に対して森川他の手法を適用した結果である。岩手県沿岸北部の地震では、森川他の手法では第 2 報の段階で「緊急地震速報 (警報)」(以下、「警報」とする) を発表できている。時間は 16 秒早くなった。

後者についても同様で、最大震度 6 の観測に対して、現行手法が 6 弱、森川他の手法が 6 強の予測となった。この結果も単に震度の精度を向上させるだけでなく、警報の発表時間をより早くする効果を期待できる。

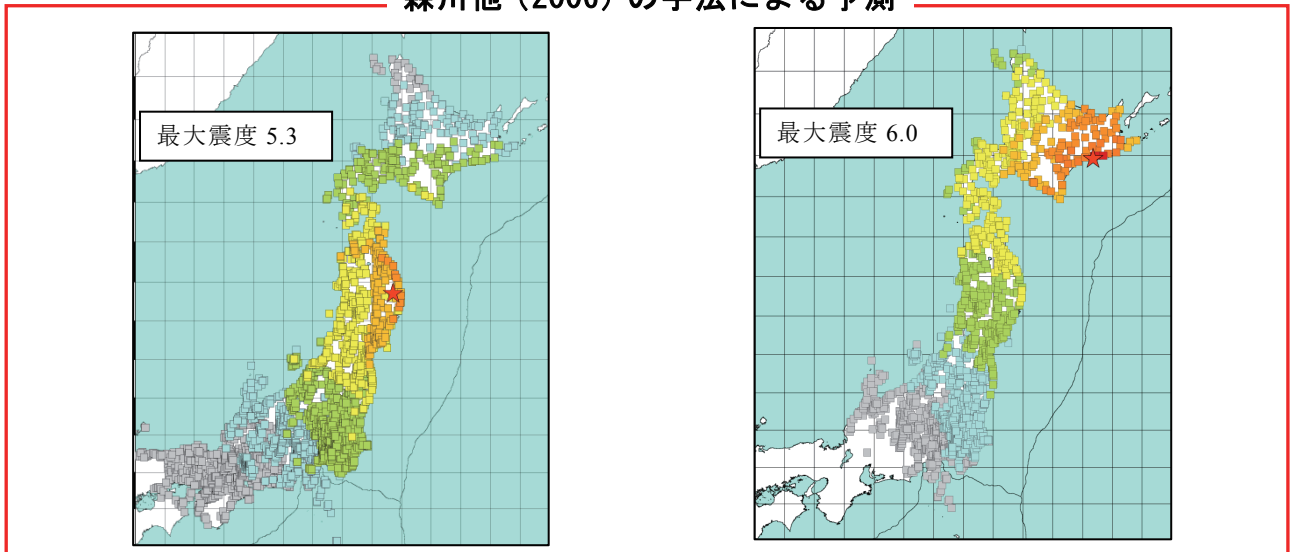
表 3 2008 年 7 月 26 日の岩手県沿岸北部の地震 (M7.0, 深さ 108km) における、現行方式と森川他による方式の適用結果比較 (塗りつぶしたところで警報発表基準を超える)。

情報	経過時間 (秒)	震源要素				予測震度	
		北緯(度)	東経(度)	深さ(km)	M	現行	森川他
第 1 報	4.1	39.8	141.4	80km	5.8	3.6	4.1
第 2 報	4.7	39.7	141.7	110km	6.3	4.1	4.7
第 3 報	5.6	39.7	141.7	120km	6.2	4.0	4.6
第 4 報	9.3	39.7	141.7	120km	6.5	4.3	4.9
第 5 報	10.9	39.7	141.7	110km	6.5	4.4	4.9
第 6 報	20.8	39.7	141.7	110km	6.9	4.8	5.3
第 7 報	29.9	39.7	141.7	110km	6.9	4.8	5.3
第 8 報	51.0	39.7	141.8	120km	6.9	4.8	5.4
最終報	62.0	39.7	141.8	120km	6.9	4.8	5.4

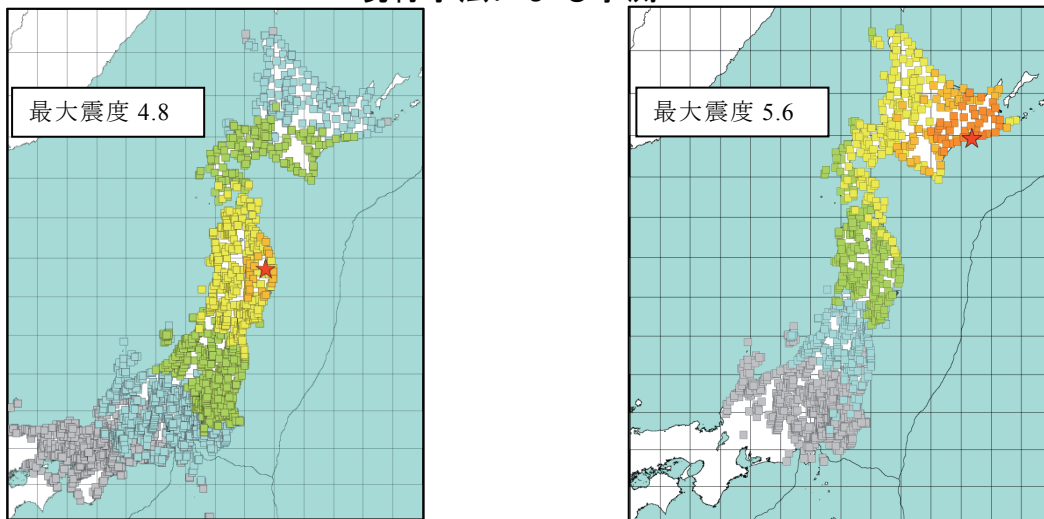
2008年7月24日 岩手県沿岸北部

1993年1月15日 平成5年(1993年)釧路沖地震

森川他(2006)の手法による予測



現行手法による予測



観測した震度

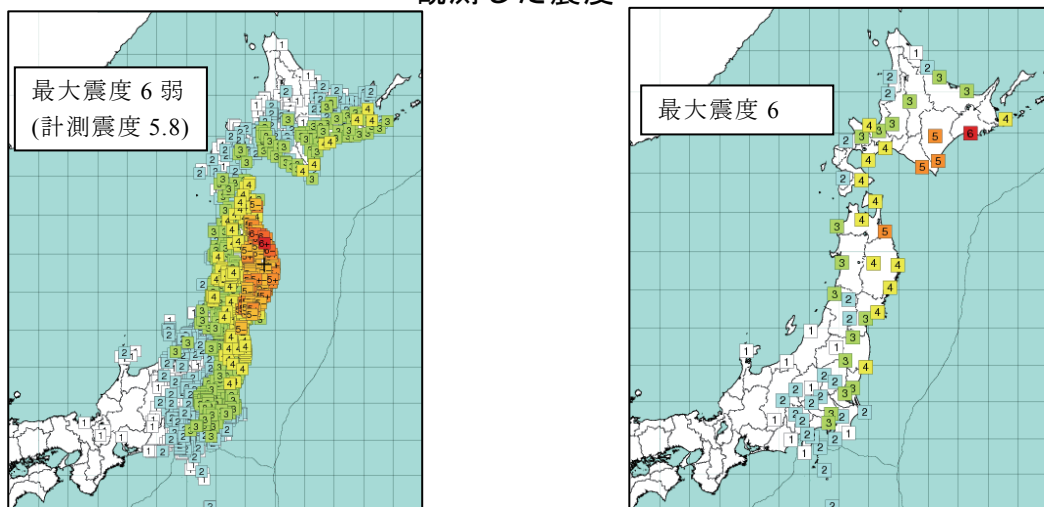


図10 森川他(2006)の手法による震度予測結果(上段)と現行の震度予測手法(中段)による結果及び観測した震度(下段)(左:岩手県沿岸北部の地震(108km) 右:釧路沖の地震(100km))。

### 3.2 観測点補正值による推定精度の向上

緊急地震速報で行っている震度予測手法による予測震度は、工学的基盤(S 波速度 700m/s)上の最大速度推定値に、国土数値情報の地形学的情報等に基づき松岡・翠川(1994)の手法を用いて推定した地盤増幅度を乗じて得たものを地表における最大速度とし、翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の関係により震度に変換することで求めている。なお、具体的には地盤増幅度の数値は、内閣府作成の地盤増幅度(内閣府(2005))を利用している。

しかしながら、地盤増幅度は震度観測点のある場所の増幅度を示しているものではない。震度観測点での震度の予測精度を高めるため、工学的基盤上での予測震度と実際の震度観測値との平均的な差を地盤増幅度が変わる補正值として利用することを検討した。

補正值を検討した観測点は、1997年10月から2009年11月の間に、震度4以上を5回以上観測した観測点である。この条件で対象となったのは、この期間中の震度観測点の延べ6,637点のうち、367点である。この367点で観測された震度4以上の観測データを用いて検討した。

各観測点の補正值は、対象となった地震における各観測点の工学的基盤上での予測震度と実際の観測震度(ともに計測震度)の差の平均として求めた。この時、補正に用いる工学的基盤上の予測震度は、次の手法で求めた。

#### ①工学的基盤上の最大速度の推定

司・翠川(1999)の最大速度距離減衰式を用い対象とした観測点の基準基盤(S 波速度 600m/s)上の最大速度を導出、松岡・翠川(1994)の速度増幅計算式に

より工学的基盤(S 波速度 700m/s)上の最大速度へ変換

#### ②工学的基盤上の予測震度の推定

翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の関係により工学基盤上の計測震度を導出

観測震度と工学的基盤上の予測震度の差の平均を、その観測点の補正值とした。

補正值を適用する前の、現在の緊急地震速報で用いている手法による予測震度と観測震度の差の分布は図11のとおり。現行の手法では、先に述べたように、工学的基盤上の最大速度に微地形区分等による地盤増幅度を乗じたものを地表の最大速度とし、地表の最大速度から震度を計算している。一方、作成した観測点ごとの補正值を用いた地表における予測震度と観測震度の差の分布は図12のとおりである。この予測では、工学的基盤上で震度を求め、求めた補正值により地表の震度へ変換している。

現行の手法では、全体のうち予測震度が観測震度 $\pm 0.5$ の範囲に入る割合が59%であった。補正值を適用した場合はこの割合が83%に向上する。また、観測震度 $\pm 1.0$ の範囲に入る割合は、現行の89%が99%に向上する。

観測点補正值の利用による震度予測精度の向上を試み、良い結果を得た。しかし、補正值を適用できる観測点は震度観測点全体に対して高々5%程度に過ぎない。全体的な精度向上のためには、高震度を観測していない観測点の補正值を求める必要があるが、低震度の差分から求めた補正值を高震度側に単純に外挿できないため、データの蓄積が必要である。

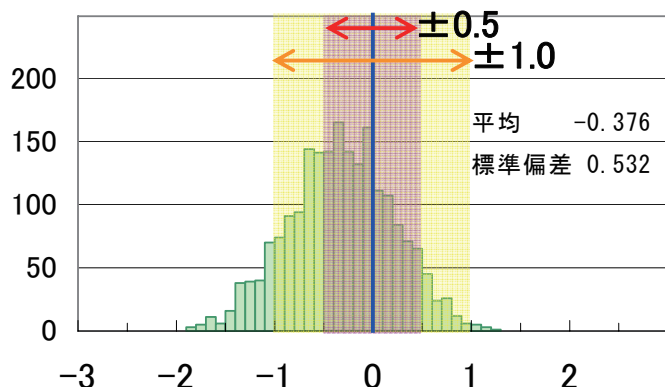


図 11 補正前の(予測震度)－観測震度の分布。

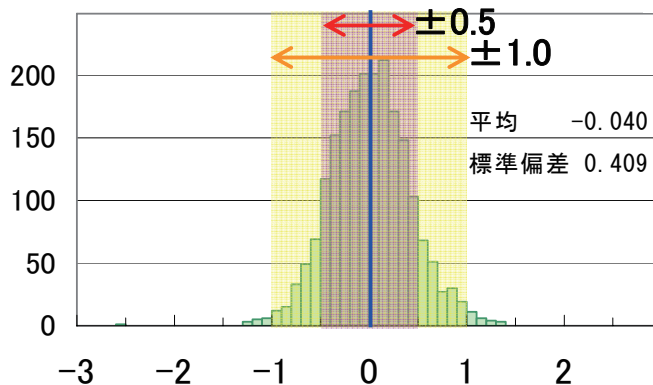


図 12 補正後の(予測震度)－観測震度の分布。



4 観測点の増強による精度向上と迅速化

4.1 島しょ部における震源・M 推定精度の向上のための観測点の増強

島しょ部は、その地理的制約から面的に十分な観測点配置を取ることが難しいだけでなく、広域に見ても観測点が島弧に沿って直線的に並ぶことが多い。このため、島しょ部での地震は人が処理してもその正確な位置を決めることが難しい。また、南西諸島は Hi-net 観測点（独立行政法人防災科学技術研究所により運営されている高感度地震観測点。気象庁へも分岐され、震源決定や緊急地震速報の処理に利用している）がないため、気象庁の観測点のみで震源計算を行っているのが現状である。

2008 年 4 月 28 日の宮古島近海の地震においては、宮古島近傍で発生したにもかかわらず、発表された「緊急地震速報（予報）」（あるいは警報）における震央位置を約 50km も沖合に推定した（「緊急地震速報（予報）」は、以下では「予報」とする）。このため、結果的に震源誤差に起因する M の過大評価で警報は空振りとなった。島しょ部で発生した地震について、このような事例を減らし、震源の精度を向上させるためには観測点の増強が必要である。また、

島に近いところで発生した地震の震源をより早く、かつ、より精度良く求めるため、同一島内、あるいは、近隣の島々に観測点を追加することが重要である。

島しょ部における観測点の増強は、平成 20 年度の奄美大島、八丈島、平成 21 年度の新島および南西諸島の 8 観測点である。南西諸島の 8 観測点の増強については図 13 に示す。観測点の増強によって、観測点間の距離が小さくなるため、複数観測点による情報のタイミングが早くなることが期待できる。これは大規模な地震が発生した場合に警報の発表が早まることを示す。南西諸島 8 観測点の増強を行ったときに警報を含む複数観測点の情報が理論上どの程度早くなるかを図 14 に示す。

4.2 具体例に対する効果

観測点が増強されたとして、2008 年 4 月 28 日の宮古島近海の地震の例に当てはめて効果を見てみた。増強する予定の池間島には池間島臨時観測点のデータがあるので、その波形データを利用して試算した。その結果は、M の過大評価につながった震源のずれがなくなり、そして、震源精度が向上した結果、警

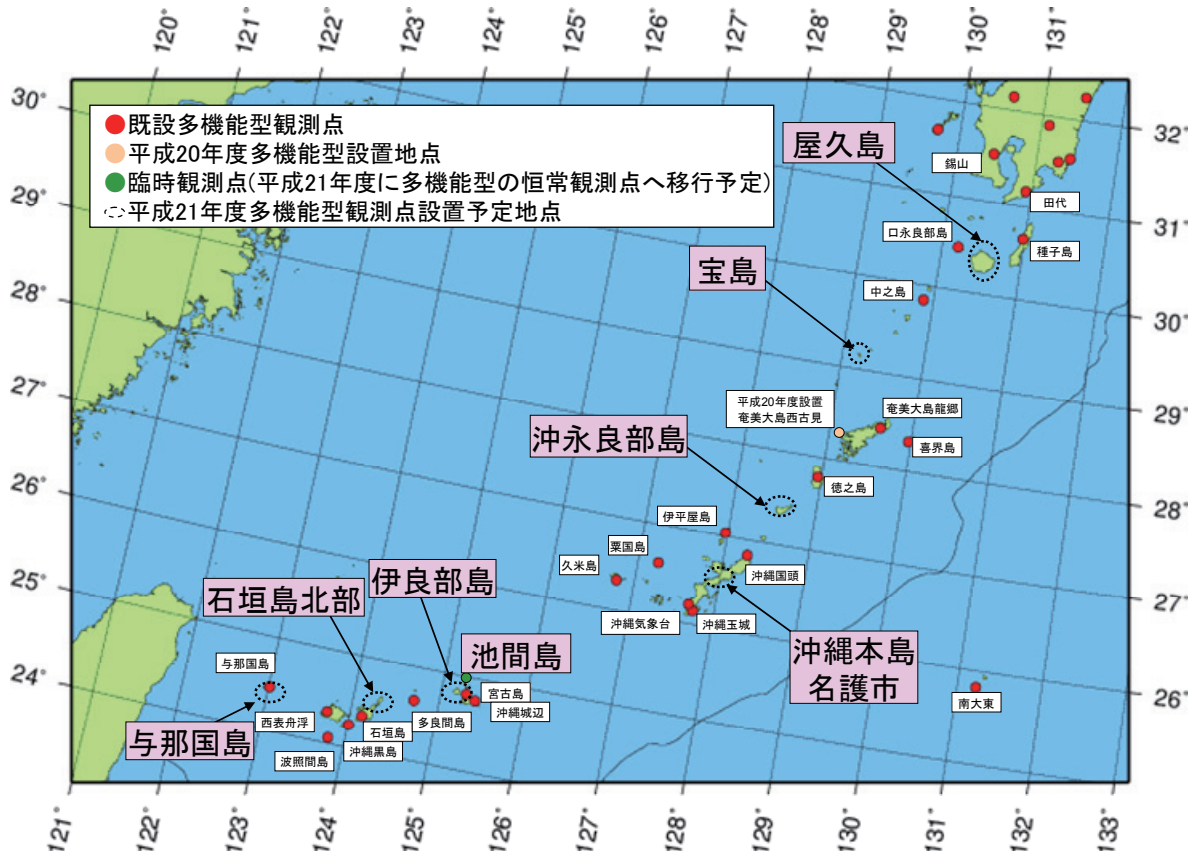


図 13 南西諸島における観測点の増強。

報の発表が約 5 秒早くなる試算結果を得た (表 4) (結果的には、この地震の最大震度は 4 である)。また、M を適正に評価できた結果、警報発表地域を地震の規模に対して適切に処理できた (図 15)。

なお、2008 年 7 月 8 日の沖縄本島近海の地震 (M6.1) についても、沖永良部島の震度計の位置に多機能型を配置したとして同様の試算を行い、警報発表までの時間が約 9 秒短縮される結果を得た。

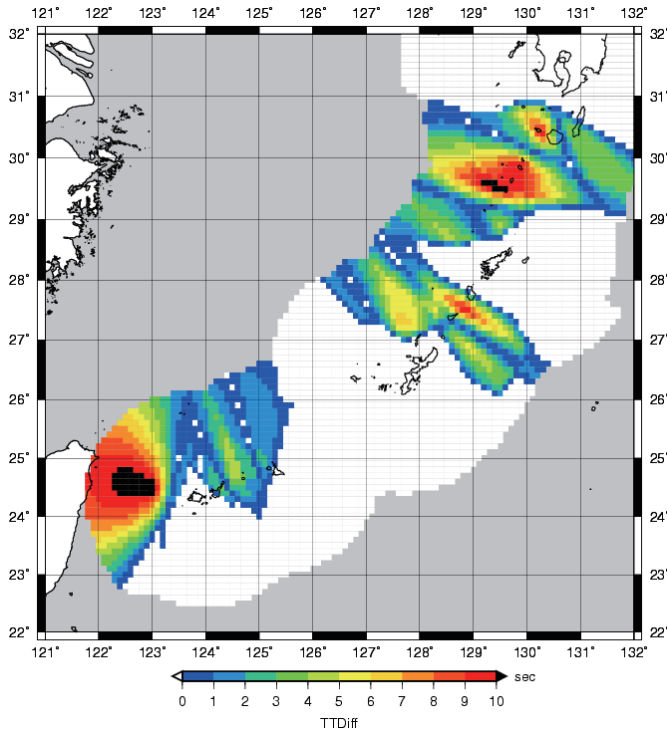


図 14 南西諸島における観測点増強の効果。

(色のついているところで地震が発生したと仮定したときに、2 箇所の地震観測点で地震を検知するまでの時間が何秒程度早くなるかを示した。警報の発表要件の一つに、2 箇所以上の地震観測点での地震検知があるため、その効果を見た)

表4 2008年4月28日 宮古島近海 (M5.2) の情報について (観測点強化による効果).

地震検知からの経過秒	実際の発表実績	池間島に観測点を増強した場合
約2秒	地震処理開始メッセージ送信	
	1点震源計算処理起動	2点処理起動
約3秒	1点震源計算 (震源決定できず)	
約4秒	2点震源計算処理起動	3点処理起動
	2点震源計算 (震源決定できず)	3点震源計算終了 北緯24.8度、東経125.1度 一元化震源とほぼ同じ場所
	3点震源計算処理起動	4点処理起動
約5秒	3点震源計算終了 北緯25.3度、東経125.0度 一元化震源とのずれ大 (0.5度、0.1度)	4点震源計算終了 北緯24.8度、東経125.1度 一元化震源とほぼ同じ場所
	緊急地震速報(第1報)発信	
約6秒	緊急地震速報(第2報)発信	警報発表 (M5.8、予測震度5弱) 震源位置良好、Mもほぼ適正
約11秒	警報発表 (M6.9、予測震度5弱) 震源のずれによりMを過大評価	
約14秒	4点震源計算処理起動	5点処理起動
	4点震源計算終了	5点震源計算終了

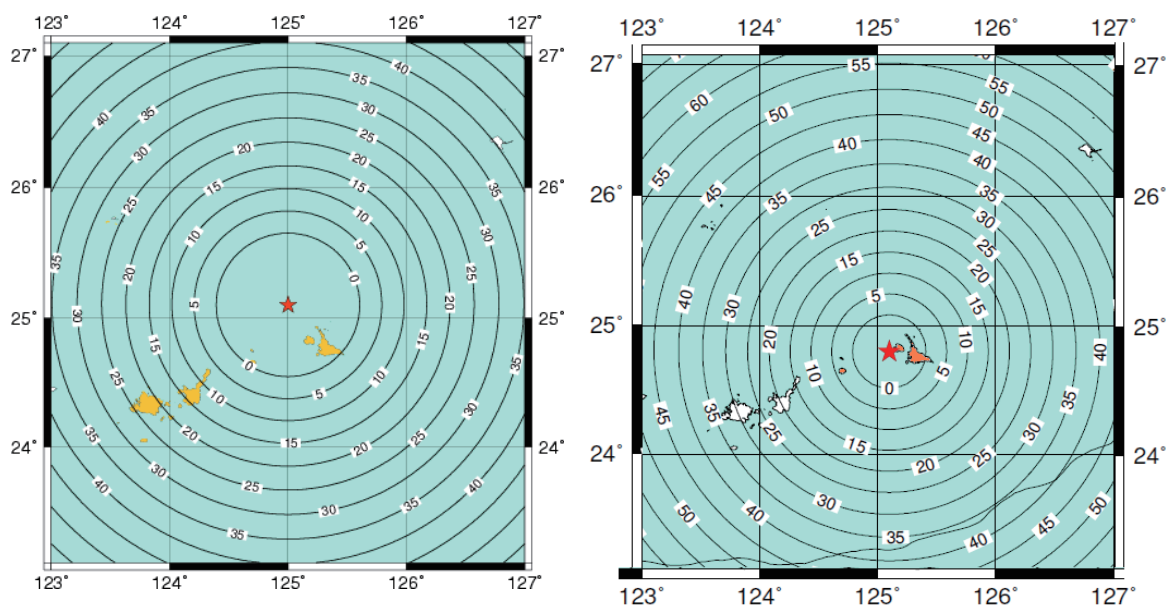


図15 2008年4月28日の宮古島近海の地震における実際の緊急地震速報(警報)の警報対象地域(薄いオレンジ色)と主要動到達までの猶予時間(左)と、観測点の増強によって試算される警報対象地域(濃いオレンジ色)と主要動到達までの猶予時間(右).

### 5 誤報対策（変位振幅の品質管理）

気象庁観測点の現地観測点処理においては、トリガ検知に伴う波形状態の品質管理が重点的に行われているが、M 計算に利用する変位振幅に関する品質管理は行っていなかった。このため、2007 年 1 月 13 日の千島東方沖の地震（M 8.2）の 1 時間後に発生した茨城県北部の地震（M 3.2）の際、千島東方沖の地震後に継続していた長周期の波の振幅を茨城県北部の地震の振幅と誤認し、M を過大評価して誤報となったケースがあった（図 16）。このような誤動作を回避するために、毎分のノイズレベル振幅を求めておき、このノイズレベルに対して地震波の振幅が一定倍率以上でないと M 計算に使わないようにする。

大規模な地震の後、長い時間にわたって続く長周期の波による影響があった下記の 3 例について変位振幅の品質管理の効果を検討した。

（1）2004 年 9 月 7 日 08 時 48 分 観測点：横須賀 → 2004 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖・東海道沖の地震の規模の大きな余震（M6.5）が 19 分前に発生し、その影響を受けた。

（2）2007 年 1 月 13 日 13 時 44 分 観測点：銚子天王台 → 千島列島東方沖で M 8.2 の地震が 1 時間前に発生し、その影響を受けた。

（3）2007 年 3 月 25 日 09 時 52 分 観測点：上越中之保 → 能登半島地震が 11 分前に発生し、その影響を受けた。

上記 3 観測点の地震波形に対し、この品質管理処理を通したところ、振幅値は変位波形のノイズレベルより十分に大きくないとして M 計算に採用されず、所期の結果を得た。

### 6 気象庁・（独）防災科学技術研究所（NIED）の緊急地震速報処理手法の統合

現在の気象庁の処理システムでは、B- $\Delta$ 法、テリトリ法、グリッドサーチ法については気象庁の観測点データにのみ適用され、また NIED が開発した着未着法は Hi-net の観測点のデータにのみ適用される。緊急地震速報の震源・マグニチュードは、両者の処理結果のより精度の高い方を採用している。平成 20 から 21 年度に更新整備する次世代の地震活動等総合監視システム（EPOS）においては、気象庁と NIED のデータ及び処理手法が有機的に統合される（図 17）、以下のような効果が期待できる。

① Hi-net 観測点のうち 300 箇所程度について B- $\Delta$ 法を適用することが可能となり、より早いタイミングで震源を推定できる。

② テリトリ法、グリッドサーチ法にも Hi-net 観測点を利用できるようになり、観測点分布の稠密化により震源精度が向上する。

③ NIED の着未着法に気象庁の観測点のデータが取り込まれ、南西諸島における着未着法の適用が可能になるなど、震源推定の迅速化が見込める。

Hi-net の観測網は気象庁観測点より観測点密度が高いため、従来であれば 1 点処理となる時点において、Hi-net によって複数点検知となる可能性がある。図 18 は、現行システムに Hi-net 観測点を取り込んだときに期待される効果で、全体的に数秒程度の迅速化が見込まれる。

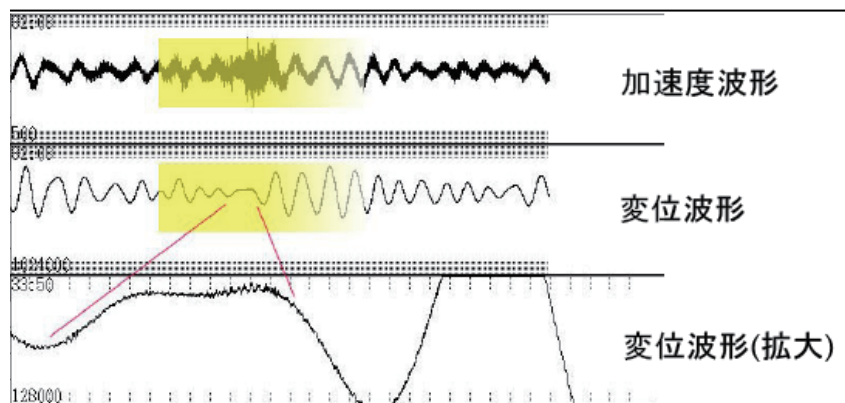


図 16 1 時間前に発生した千島東方沖の地震(M8.2)による周期の長い振幅を茨城県北部(M3.2)の地震による振幅と誤認したケース（銚子天王台観測点の波形）。

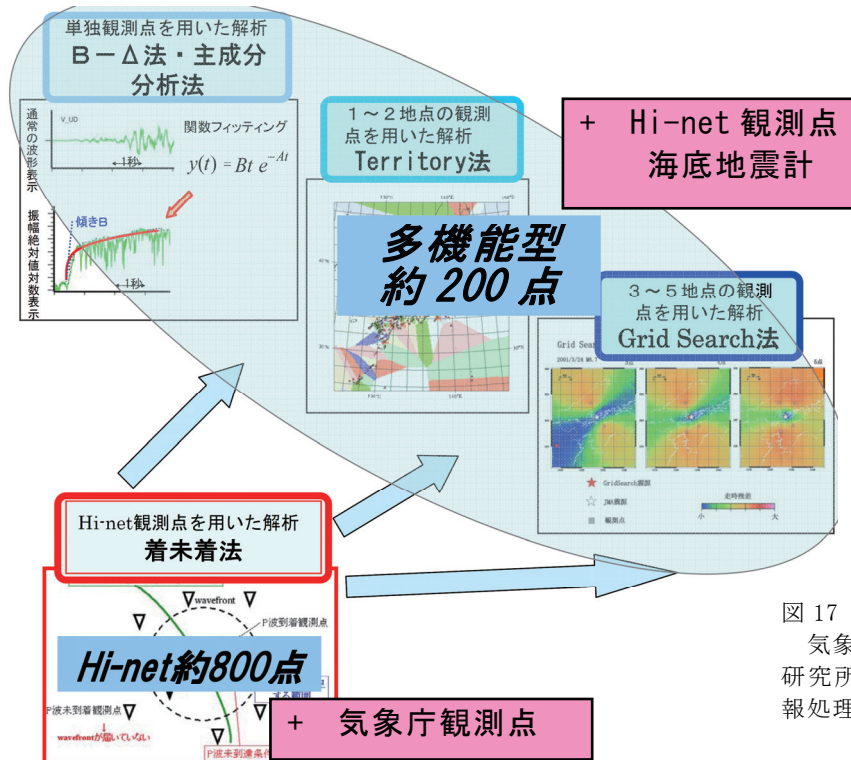


図 17  
気象庁・(独) 防災科学技術研究所 (NIED) の緊急地震速報処理手法の統合の概要。

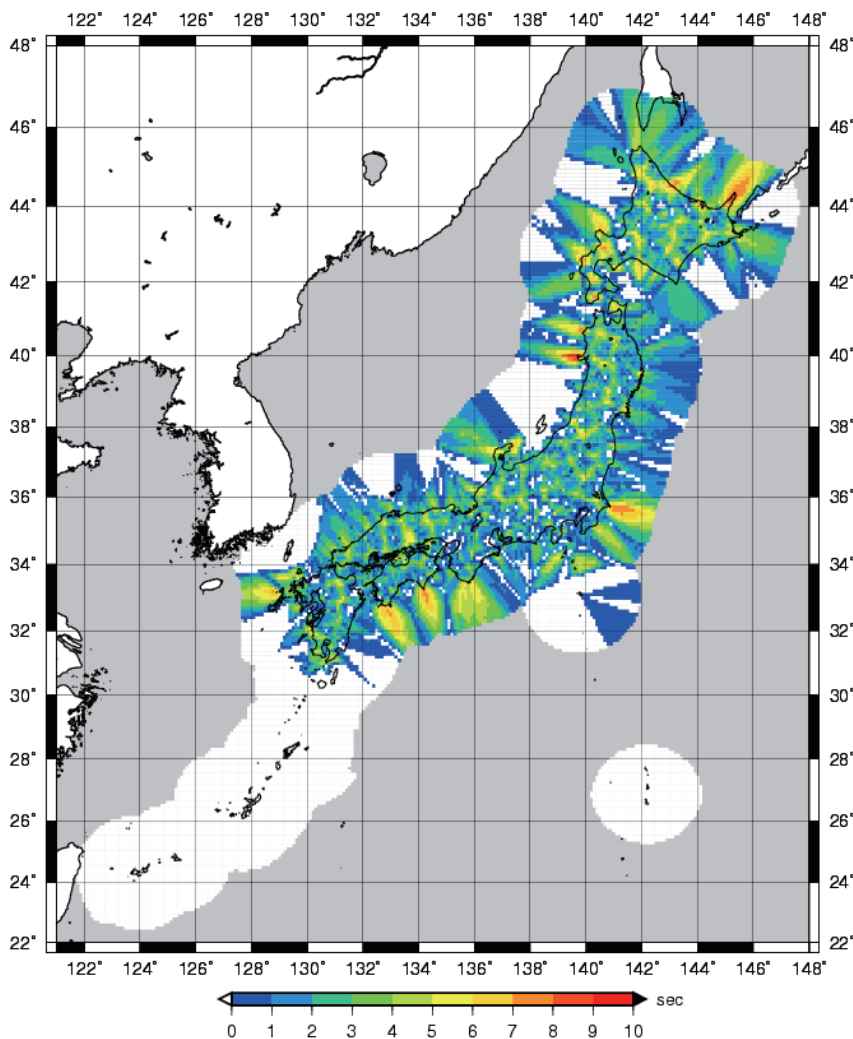


図 18 Hi-net 観測点に単独観測点処理機能を追加したときに 2 点処理が早まる時間 (色のついているところで地震が発生したと仮定したときに、2 点処理が現行より何秒程度早くなるかを示した)。

### 7 海底地震計データの活用

平成 20 年 10 月から運用を開始した新しいケーブル式海底地震計（東南海 OBS）について、気象研究所の協力を得ながら B- $\Delta$ 法の適用、堆積層補正などについて検討を行っている。当該海域では緊急地震速報を適用するような地震が発生していないため、やや調査が困難な状況にあるが、既存の OBS データによる過去の調査では、現行の B- $\Delta$ 法の適用パラメータとほぼ同じ設定での運用も可能であるとの結果が出ている（図 19）ことから、当面は現状のパラメータで緊急地震速報処理を行う。

海底地震計を導入することによって、東海地震、東南海地震の震源域付近における、複数観測点での地震検知にかかる時間が短縮されることが期待できる。想定される短縮時間を図 20 に示す。

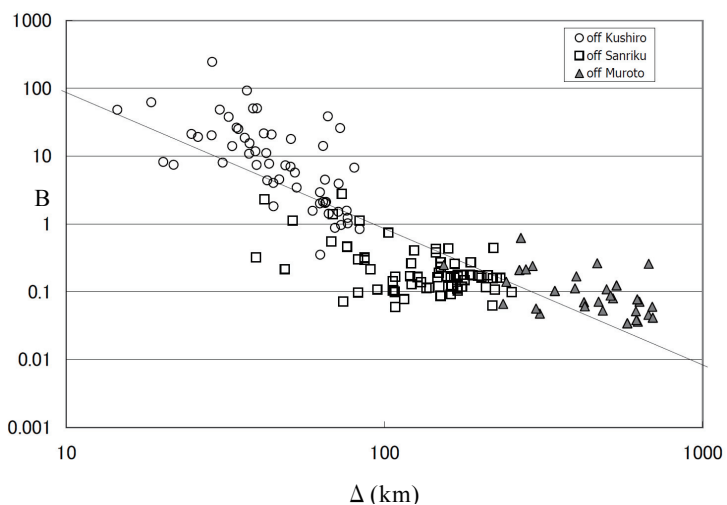


図 19 既存の海底地震計データに B- $\Delta$ 法をあてはめた結果（Ohtake et al.(2008)より）。  
 (○：釧路沖 OBS, □三陸沖 OBS, ▲：室戸沖 OBS)

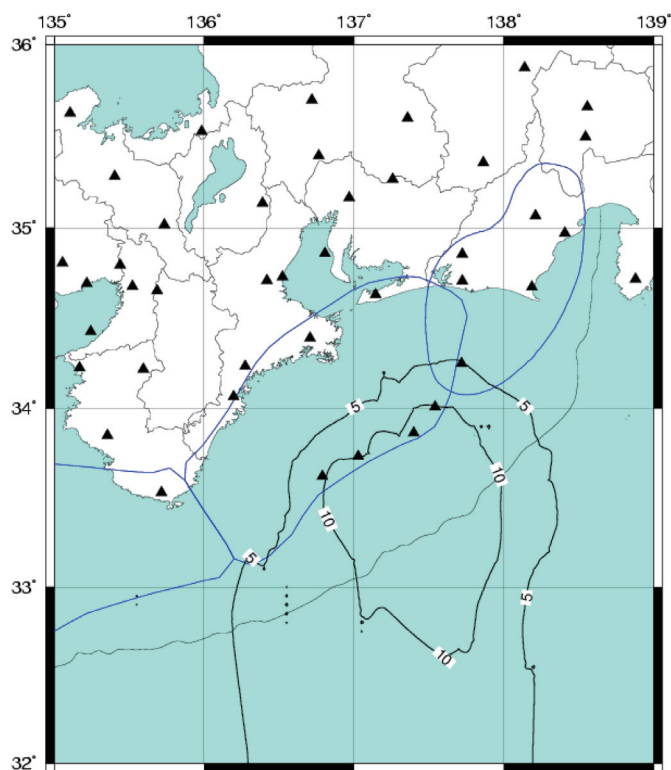


図 20  
 新しいケーブル式海底地震計の導入によって2点以上の観測点での地震検知が短縮される時間。  
 (青枠は、右上から東海地震、東南海地震、南海地震の想定震源域、また、短縮時間のコンターは5秒ごと)

## 8 雷等のノイズ対策

緊急地震速報の予報は1点の処理結果から発表することとしており、雷によるサージや人工的なノイズにより誤報を出す場合がある。雷検知器の活用については、足利観測点での試行を経て、平成20年度に新設した八丈島と奄美大島の多機能型地震計に搭載した。これに加え、センサーにつながらない信号線でサージ電流を検知することによって非地震による電氣的ノイズを識別する方法を、平成21年度に10観測点へ試験的に導入し、有効性についての調査を開始している。

上記に示したサージなどに対する対策を講じても、ごく近傍における落雷による振動など地震動によらない振動により誤報を発する可能性もある。このため、単独観測点での発表を抑制した場合に緊急地震速報の発表の迅速性への影響の程度や迅速性を損なわないための方策についても調査を進める予定である。

## 9 東海・東南海・南海地震等海溝型巨大地震の震度予測

震度予測にあたっては、現在、マグニチュードから相似則により予測される断層長を算出して、その1/2を半径とした球を設定し、その球面からの距離を震源からの最短距離としている。この距離よりも

近い観測点は、一律に3kmとしている。しかし、この方法は、震源域が100kmオーダーとなるM8級の巨大地震に対しては適当でない。図21に東南海・南海地震の例をあげる。東南海・南海地震の想定震源域は静岡県付近から高知県付近まで及ぶと想定されているが、現在の手法では、それを適切に表現することはできないことがわかる。よって、このような大きな震源域を持つ巨大地震の場合の震度予測精度の向上に取り組んだ研究成果の利用について検討を続ける。

なお、防災上の観点からは、東海地震、東南海地震、南海地震のフィリピン海プレートで発生する巨大地震については、それらの発生が予想される海域においてある規模以上の地震発生が検知・予測された場合、これらの地震が発生したとみなして、想定される震源域に対して予想される震度を用いた情報を出すことも検討していく。

また、厚い沖積層は長周期地震動を増幅させることが知られており、直下の地震のみならず、東南海・南海地震のような海溝型地震による長周期地震動への対処のための情報発表についても検討する必要がある。

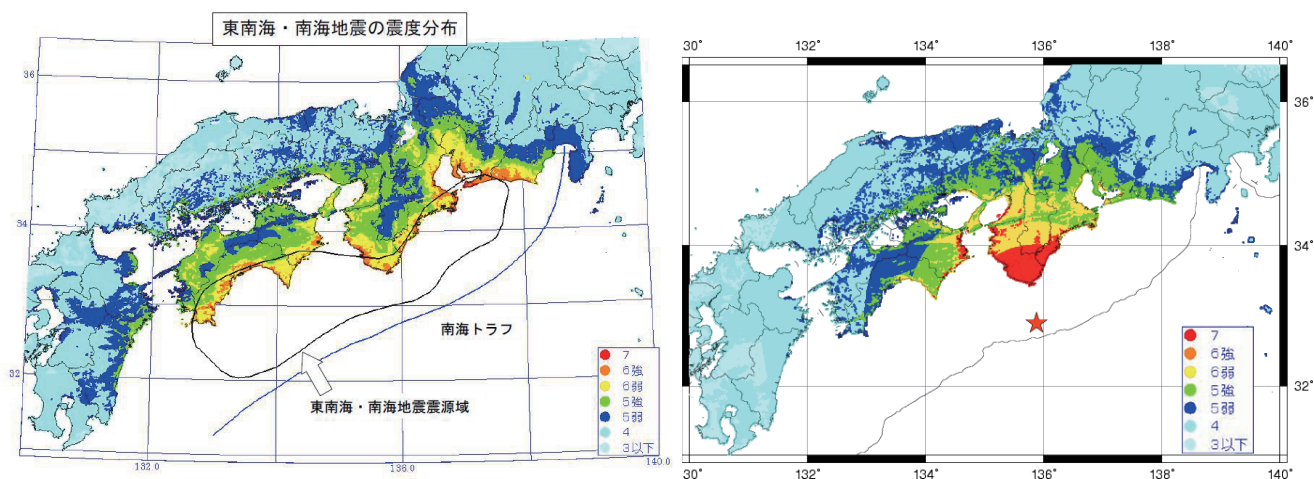


図21 東南海・南海地震の想定震度分布（左：中央防災会議東南海・南海地震等専門調査会と右：緊急地震速報におけるM8.6の地震発生の際の震度予測）（震源域に入っている高知県などの震度予測が小さくなっている）。

## 10 首都圏における大規模地震への対応

南関東における M7 級の、いわゆる首都直下の地震は、地震調査研究推進本部の長期評価によれば、今後 30 年以内に 70% 程度の確率で発生が予想されている。中央防災会議によれば、東京湾北部を震源とした M7.3 の地震が発生した場合、11,000 人の死者が想定されており、人口過密地域での被害を最小限にするための方策が必要である。

一般に直下で発生する地震に対しては緊急地震速報は間に合わない。しかしながら、首都圏は S 波の伝播速度の遅い沖積層に厚く覆われており、主要動が地表に到達するまでの時間は他の場所よりも長くなるため、地下深部で P 波を捉えて緊急地震速報を発表すれば何秒かの猶予時間が確保できそうである。深井戸など地下深部に設置した地震計を活用した場合の効果について検証する必要がある。

## 文献

- 明田川保・清本真司・下山利浩・森脇健・横田崇 (2010) : 緊急地震速報における P 波マグニチュード推定方法の改善, 験震時報, 73, 123-134.
- Ohtake, K., K.Nakamura, Y.Yamada, T.Aketagawa and T.Matsumori (2008) : A preliminary study of applying the B-Delta method to OBSs, PROGRAMME and ABSTRACTS The 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and The 2008 Fall meeting of Seismological Society of Japan, A32-11.
- 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報告集, 第 523 号, 63-70.
- 岡岡昌志・翠川三郎 ((1994) : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・松村郁英 (1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol.1, 51-56.
- 森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光 (2006) : 東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数, 日本地震工学会論文集, 6, 23-41.
- 内閣府 (2005) : 表層地盤のゆれやすさ全国マップ, 内閣府ホームページ,  
<http://www.bousai.go.jp/oshirase/h17/yureyasusa/>