

# GPS波浪計を用いた南海トラフでの津波警報の過小評価の判定指標

## Numerical modeling to Avoid Underestimation of Tsunami Warning by Using GPS-mounted Buoys in the Nankai Trough

門廻充侍<sup>1</sup>・高橋智幸<sup>2</sup>・林 能成<sup>3</sup>

Shuji SETO, Tomoyuki TAKAHASHI and Yoshinari HAYASHI

The 2011 Tohoku Earthquake of Mw 9.0 occurred and its tsunami attacked Japan. The tsunami warning issued by the Japan Meteorological Agency (JMA) was underestimated unfortunately. JMA updated the warning immediately by using tsunami waveform observed by GPS-mounted Buoys. Takahashi and Konuma (2007) pointed out that the present tsunami warning system would be underestimated for huge earthquakes around Mw 9.0. In this study, tsunami numerical experiment for more than three thousands earthquakes in the Nankai Trough was carried out. A model to estimate earthquake magnitude and to avoid the underestimation of tsunami warning by using GPS-mounted Buoys is proposed. And it was shown that the observed water levels by the GPS-mounted Buoys could estimate the maximum water levels at cities.

### 1. はじめに

防災・減災を考える上で、防災情報の果たす役割は極めて大きい。津波災害において防災情報の中心となるのは津波警報であり、気象庁が運用するシステムは迅速性や精度、信頼性の面で世界最高水準のものである。しかし、2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震）の発生時に発表された津波の予想高さは岩手県で3m、宮城県で6m、福島県で3mと著しい過小評価になってしまった。マグニチュード ( $M$ ) が8を大きく超える巨大地震が発生した場合には地震規模が過小評価となり、それに伴い津波警報も過小評価となる危険性があることは既に指摘されていた（高橋・小沼, 2007）。その問題を改善するための研究は行われていたが（例えば、鈴木ら, 2005；高橋ら, 2007）、残念ながら間に合わず、東日本大震災が発生してしまった。

現在の津波警報システムは、まず陸地に設置されている地震計が観測した地震波から断層運動を推定し、次にその断層運動から海底変動、そして海面変動を推定し、最終的に津波警報を決めている。つまり過小評価の原因は、この地震波のみを使用している点にある。

東北沖地震は  $M$  9.0 であったが、地震直後には  $M$  7.9 と推定されたために、津波も過小評価となってしまった。気象庁（2012）は国土交通省が運用しているGPS波浪計の観測情報を活用して警報を切り替えたが、停電のためその情報は十分に住民へ伝わらなかった。このような問題

は南海トラフで発生すると予測される巨大地震でも同様に危惧されている。

その改善方法として、発生直後の津波を観測することにより津波警報の過小評価の有無を迅速に確認する技術が考えられる。短期的にはGPS波浪計などの既に運用されている観測設備の高度利用を図ることが重要である。そこで本研究では、地震学に基づき南海トラフにおいて想定される3816個の地震を初期条件として津波伝播計算を実施し、GPS波浪計を活用して津波警報の過小評価を判定するモデルを提案した。また、GPS波浪計の観測データから沿岸部の都市に襲撃する津波高の推定を試みた。

### 2. 研究方法

#### (1) 津波波源の設定

津波波源を求めるための断層モデルでは、気象庁の津波警報や自治体などの津波被害想定の実務で一般的に用いられている一枚矩形断層を仮定した。内閣府（2012）による最大規模の津波の想定波源域（図-1の点線の範囲）に適用した結果、断層長の最大は767kmであり、その際のモーメント・マグニチュード  $M_w$  は8.8であることがわかった。そこで本研究では、断層長の上限値を767km、 $M_w$  の上限値を8.8とした。また、 $M_w$  の下限値はマグニチュードの飽和が始まる8.0とした。

東北沖地震では海溝軸付近の浅部でも大きなすべりが発生したために、巨大津波を引き起こした。そこで南海トラフにおいても、津波を生成する断層運動が付加体より深部のみで発生するという従来の仮定（例えば、内閣府（2003））に加えて、付加体内部にまで達する条件についても検討した。なお付加体の深さはNakanishi et al. (2002) から5kmとした。

断層運動が付加体内部にまで達する条件での断層モデ

---

1 学生会員 修(学) 関西大学大学院社会安全研究科防災・減災専攻  
2 正会員 工(博) 関西大学教授社会安全学部安全マネジメント学科  
3 理(博) 関西大学准教授社会安全学部安全マネジメント学科

ルは以下の手順で設定した。断層上端深さ $H$ は0.5kmから5.0kmの範囲で0.5km刻みに増加させた。走向 $\theta$ はトラフ軸に平行( $244^\circ$ )となるように設定し、傾斜角 $\delta$ はAndo (1975)を踏まえて $20, 23, 25^\circ$ 、すべり角 $\lambda$ は $70, 80, 90^\circ$ と変化させて、不確かさを考慮した。 $L$ は最大である767kmを基準として2割ずつ減少させていき、 $M_w$ が8.0を下回るまで繰り返した。断層幅 $W$ は以下の式(1)および式(2)で計算される値の小さい方を設定した。

$$W = \frac{(D-H)}{\sin \delta} \dots \dots \dots (1)$$

$$W = \frac{L}{2} \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 $D$ は地震発生層の深さで、Hyndman et al. (1997)から30 kmとした。すべり量 $U$ は式(3)から設定した(Kanamori and Anderson, 1975)。

$$\frac{U}{L} = 10^{-5} \dots \dots \dots (3)$$

断層基準点はトラフ軸に並行な方向へ50 km間隔でずらした。以上の条件で設定した結果、断層運動が付加体内部にまで達する場合の地震としては3816種類が想定された。

次に、断層運動が付加体より深部のみで発生する条件での断層モデルは以下の手順で設定した。 $H$ は6~10kmまで1km間隔で増加させた。 $\theta$ 、 $\delta$ および $\lambda$ は断層運動が付加体内部にまで達する条件と同様に設定した。断層幅は式(1)より、断層長は式(2)より、すべり量は式(3)より求めた。以上の条件で設定した結果、最大の $M_w$ は7.8となり、 $M_w$ の下限値である8.0を下回った。よって、断層運動が付加体より深部のみで発生する条件での地震は今回の解析には含めないこととした。

以上の断層モデルに対してMansinha and Smylie (1971)の方法を適用して、それぞれの地盤変動量を計算した。海水は非圧縮性流体であり、地殻が変動している時間での海水の水平方向への流動は無視できると仮定して、地殻変動量の鉛直成分の分布を津波波源(初期水位分布)とした。一例と $M_w$ 8.8の地震による津波波源を図-1に示す。

## (2) 津波伝播の計算条件

津波波源を初期条件として、津波の伝播計算を実施した。支配方程式としては線形長波理論を採用し、Staggered格子を用いたLeap-frog法により差分化した。境界条件は陸側が鉛直壁、沖側は自由透過とした。地形モデルには内閣府提供の1350-01を使用した。計算領域は $1300 \times 1100$ 格子、格子サイズは1350mである。時間ステップは3秒とし、再現時間は地震発生後から12時間とした。また水位の出力地点として、和歌山南西沖および徳島海陽沖GPS波浪計の設置位置、沿岸都市として田辺市、徳島市、大阪市、神戸市を設定した。設定した出力地点を図-2に示す。

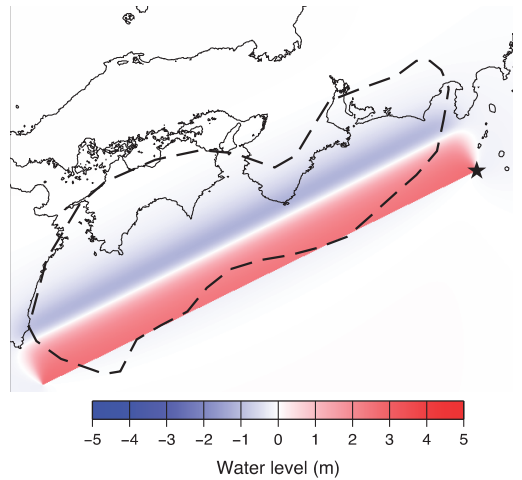


図-1 計算に使用した津波波源の1例( $M_w$  8.8)、点線は内閣府(2012)による最大規模の津波の想定波源域

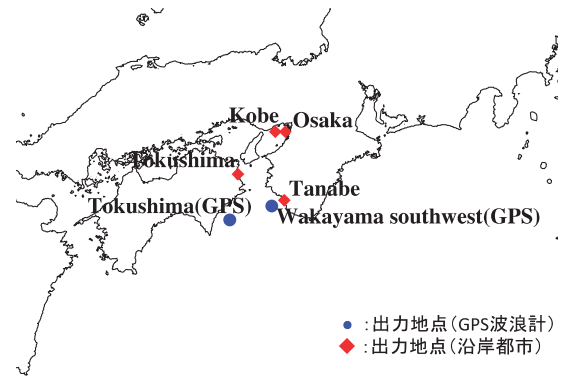


図-2 津波伝播計算における出力地点

## 3. 計算結果および考察

### (1) 津波警報の過小評価の判定指標

津波警報の過小評価の判定に用いる初期水位変動量 $\eta_0$ と最大水位変動量 $\eta_{max}$ の定義を図-3に示す。 $\eta_0$ は地震発生直後に観測される水位変動量、 $\eta_{max}$ は12時間以内に観測される水位変動量の最大値であり、いずれも地震発生時の水位を基準としている。後述する方法により、地震発生直後、 $\eta_0$ を用いた第一段階判定から津波警報が過小評価になっていないかを調べる。さらに $\eta_{max}$ を用いた第二段階判定から、補足的に津波警報の過小評価を調べる。これらの判定により、津波警報の信頼性を向上させることが期待できる。

### (2) $\eta_0$ を用いた津波警報の過小評価の判定

GPS波浪計により観測される $\eta_0$ に関する津波伝播計算結果を図-4に示す。それぞれの津波波源を発生させた地震の $M_w$ と $\eta_0$ の関係が得られている。和歌山南西沖および徳島海陽沖GPS波浪計に関する包絡線はそれぞれ以下の

式で表される。

$$M_w = 0.94 \log_{10} \eta_0 + 9.10 \quad \cdots \cdots \cdots (4)$$

$$M_w = 0.94 \log_{10} \eta_0 + 9.25 \quad \cdots \cdots \cdots (5)$$

両式の第2項の相違はGPS波浪計の位置による影響と考えられる。

これらの式を用いて津波警報が過小評価になっていないかを判定することが可能である。例えば、気象庁が津波警報で用いたマグニチュードが8.3であった場合、和歌山南西沖GPS波浪計で観測される $\eta_0$ の最大値は、式(4)より0.14mと推定される。もし実際に観測された $\eta_0$ が0.14m程度であれば、津波警報は過小評価になっていないと判定できる。しかし、もし実際に観測された $\eta_0$ が仮に0.30mであった場合は津波警報が過小評価になっている危険性があり、式(4)より最大で $M_w$ 8.6の地震が発生していることが考えられる。

### (3) $\eta_{max}$ を用いた津波警報の過小評価の判定

GPS波浪計により観測される $\eta_{max}$ に関する津波伝播計算結果を図-5に示す。それぞれの津波波源を発生させた地震の $M_w$ と $\eta_{max}$ の関係が得られている。和歌山南西沖および徳島海陽沖GPS波浪計の包絡線はいずれも次式で表される。

$$M_w = 1.47 \log_{10} \eta_{max} + 8.09 \quad \cdots \cdots \cdots (6)$$

$\eta_0$ とは異なり、第2項がそれぞれのGPS波浪計で一致している。これは $\eta_{max}$ が $\eta_0$ に比べて、津波波源に関する情報をより多く含んでいるためである。 $\eta_0$ は地震発生直後の水位変動のみの情報であるため、津波波源との位置関係で決定される。よって、位置が異なる両GPS波浪計では式が一致していない。一方、 $\eta_{max}$ は津波波源内の初期波形が伝播してきた結果を反映しているため、位置による影響は相対的に無視できているものと考えられる。

この式を用いて津波警報が過小評価になっていないかを判定することが可能である。判定方法は前述の式(4)あるいは(5)による $\eta_0$ と同様である。

しかし、 $\eta_{max}$ を第2段階判定に使用する場合、津波が沿岸に襲撃する前に、包絡線上の $\eta_{max}$ が観測される必要がある。そこで和歌山南西沖GPS波浪計における $\eta_{max}$ の観測時間と $M_w$ の関係を図-6に示す。図中の実線は包絡線上の $\eta_{max}$ が観測された時間を表しているが、地震発生後約16分から17分となっている。したがって、南海トラフに面している沿岸については間に合わないが、紀伊水道内については津波到達前に $\eta_{max}$ を用いて第2段階判定を行うことが可能である。

### (4) 沿岸都市に襲撃する津波高の推定

GPS波浪計の観測データを使用して、沿岸都市に襲撃する津波の推定を試みた。なお各都市に襲撃する津波高

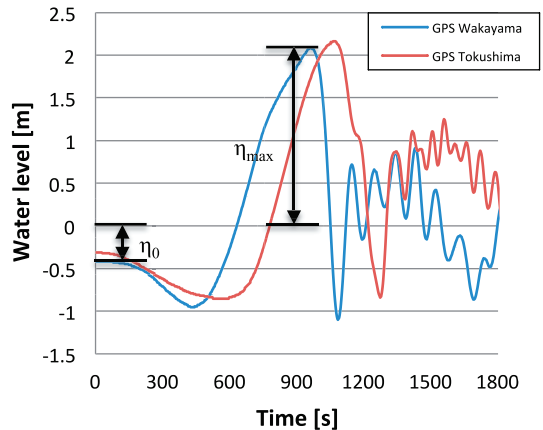
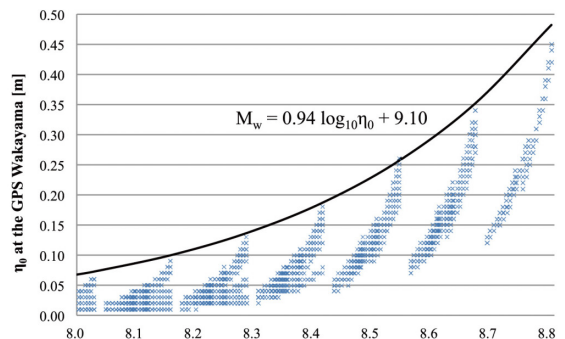
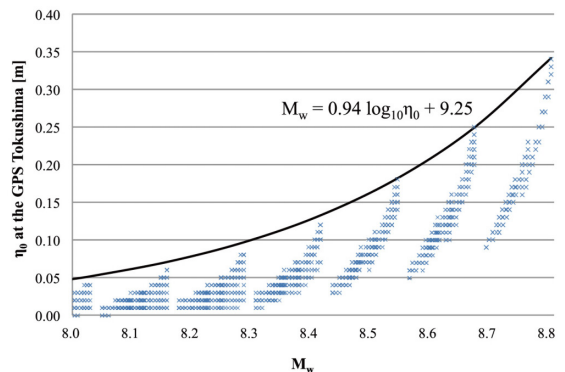


図-3 初期水位変動量 $\eta_0$ および最大水位変動量 $\eta_{max}$ の定義



(a) 和歌山南西沖GPS波浪計

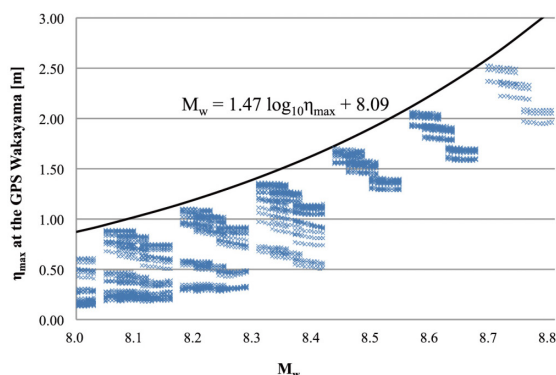


(b) 徳島海洋沖GPS波浪計

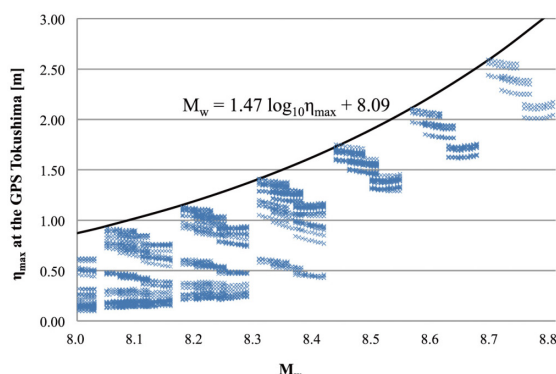
図-4  $M_w$ と $\eta_0$ の関係

の目安として、内閣府(2003)が想定した宝永クラス( $M_w$ 8.6)の津波高をLevel 1、内閣府(2012)が想定した最大クラス( $M_w$ 9.1)の津波高をLevel 2とした。

図-7に各GPS波浪計で観測される $\eta_0$ と田辺市に襲撃する $\eta_{max}$ の関係、図-8に徳島海洋沖GPS波浪計で観測される $\eta_0$ と各沿岸都市に襲撃する $\eta_{max}$ の関係を示す。今回の想定地震では、徳島市のみでLevel 1を超える津波が発生



(a) 和歌山南西沖GPS波浪計

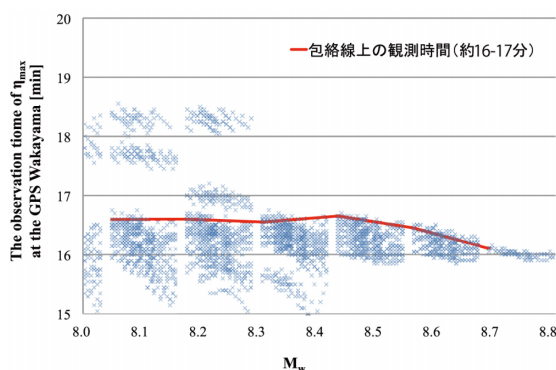
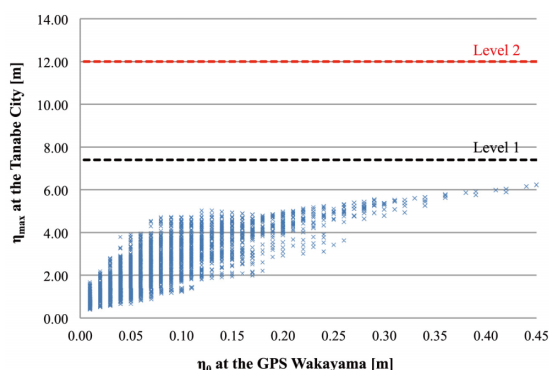


(b) 徳島海洋沖GPS波浪計

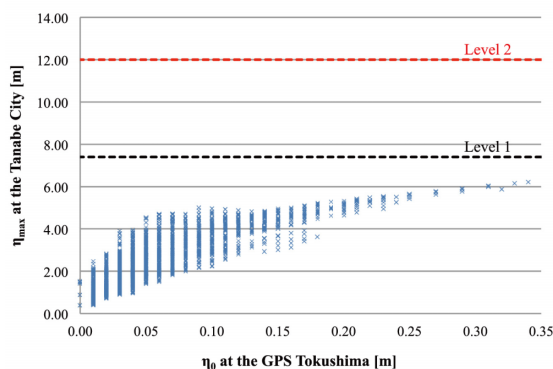
図-5  $M_w$  と  $\eta_{max}$  の関係

した。  $M_w$  8.8の地震による津波が、  $M_w$  8.6のLevel 1よりも低くなっている原因は津波波源の不均質性にある。

本研究では、気象庁の津波警報などと同様に一枚矩形断層を使用しているため、それから計算される津波波源は単純な楕円形となる。一方、内閣府（2003）ではアスペリティを考慮しているため、津波波源に不均質性が生じており、アスペリティとの位置関係により来襲する津波の高さは変化する。

図-6 和歌山南西沖GPS波浪計における  $M_w$  と  $\eta_{max}$  観測時間の関係

(a) 和歌山南西沖GPS波浪計



(b) 徳島海洋沖GPS波浪計

図-7 田辺市に襲撃する  $\eta_{max}$  とGPS波浪計で観測される  $\eta_0$  との関係

全体的な傾向として、各GPS波浪計で観測される  $\eta_0$  が大きくなるほど、沿岸都市に襲撃する  $\eta_{max}$  も大きくなっており、両者には相関がみられる。しかし、  $\eta_0$  に対する  $\eta_{max}$  には幅があり、前者から後者を一意的に推定することは困難である。また図-7を比べると、両GPS波浪計の田辺市からの距離は異なっているが、ばらつきの幅はほぼ同程度ある。これはGPS波浪計が津波波源の端に位置しており、  $\eta_0$  を点で観測しているだけでは、沿岸に襲撃する津波を十分に予測できるほどの情報を得られないためである。予測精度を向上させるためには、津波波源のより中央付近を面的に観測する必要がある。ただし、各GPS波浪計の  $\eta_0$  から沿岸都市に襲撃する  $\eta_{max}$  の最大値を推定することは可能であり、防災上も有効である。例えば、図-8(b)に示されているように、徳島海洋沖GPS波浪計で0.31mの  $\eta_0$  が観測された場合、神戸市には最大で2.15mの津波が襲撃する危険性があると推定でき、最重要の避難範囲を特定することができる。

また、激甚被災地の探索においても活用できると期待される。被災状況の把握は市町村からの報告に頼っているが、東日本大震災では役場自体が被災したため情報が



集約できず、災害対応に支障をきたした。GPS波浪計の観測データから沿岸都市に襲撃する津波高の傾向を推定することで、津波来襲前に激甚被災地となる可能性が高い地域を把握することができる。

#### 4. おわりに

既に多く運用されているGPS波浪計を津波防災においてより有効に活用することを目指して、南海トラフで3816種類の地震を想定した津波伝播計算を実施した。計算結果から、GPS波浪計を用いて津波警報の過小評価を判定するモデルを提案した。また、GPS波浪計の観測データから沿岸都市に襲撃する津波高の最大値を推定できることを示した。

今後は沿岸部における点での観測に加え、海洋レーダなどを用いて、津波波源全体を面的に観測する技術の開発と津波防災への活用が重要である。

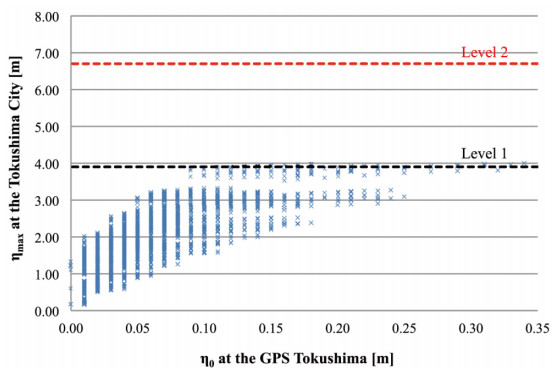
謝辞：本研究の一部は、平成24～25年度関西大学研究拠点形成支援経費（研究課題「東日本大震災を踏まえた観測およびシミュレーションが連携した津波減災技術の開発」）の助成を受けて行われた。

#### 参 考 文 献

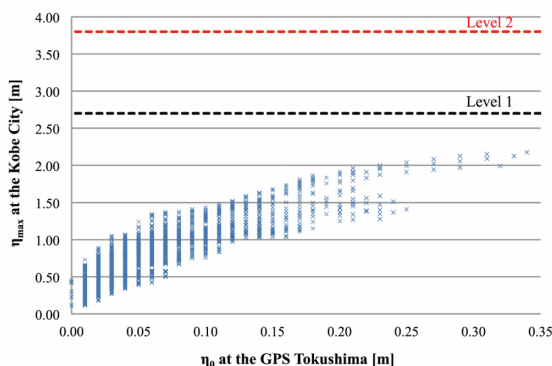
- 気象庁 (2012): 東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報の改善, 125 p.
- 鈴木由美・児島正一郎・高橋智幸・高橋心平 (2005): 人工衛星画像を用いた津波の発生および伝播観測に関する検討, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 251-255.
- 高橋心平・高橋智幸・児島正一郎・小沼知弘 (2007): 後方散乱強度を指標とした遠距離海洋レーダによる津波検知に関する基礎的研究, 海岸工学論文集, 第54巻, pp. 206-210.
- 高橋智幸・小沼知弘 (2007): 2004年インド洋大津波が示した現在の津波警報システムの問題点, 海岸工学論文集, 第54巻, pp. 256-260.
- 内閣府 (2003): 東南海、南海地震の強震動と津波の高さ(案), 東南海、南海地震等に関する専門調査会(第16回), 81 p.
- 内閣府 (2012): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告), 44 p.
- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, Vol. 27, pp. 119-140.
- Hyndman R. D., M. Yamano and D. A. Oleskevich (1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, Vol.6, pp. 244-260.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, NO.5, pp. 1073-1095.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of*

America, Vol. 61, NO.5, pp. 1433-1440.

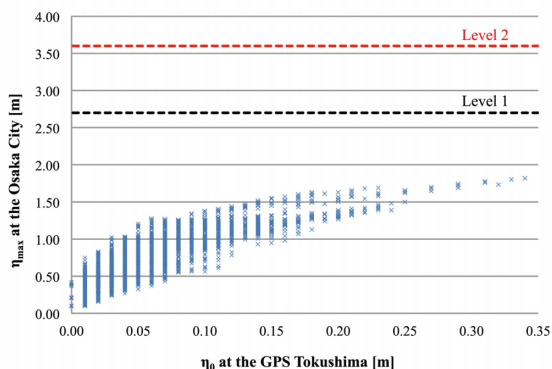
Nakanishi, A., N. Takahashi, J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura (2002): Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol.107, NO. B1, DOI: 10.1029/2001JB000424.



(a) 徳島市



(b) 神戸市



(c) 大阪市

図-8 徳島海洋沖GPS波浪計で観測される $\eta_0$ と各都市へ襲撃する $\eta_{max}$ の関係