

南海トラフにおける多数津波シナリオの設定方法とその応用

Recipe of Predicting Multi Tsunami Scenarios in the Nankai Trough and Its Application

門廻充侍¹・高橋智幸²

Shuji SETO and Tomoyuki TAKAHASHI

In the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Disaster, the actual tsunami heights had exceeded the estimated heights extremely and the underestimation caused serious damages in Japan. To reduce such a risk, multi tsunami scenarios were examined especially considering Large Slip Zone (LSZ) and Super Large Slip Zone (SLSZ) suggested by the Cabinet Office, Government of Japan. And a recipe of predicting the scenarios is proposed in this paper. The recipe consists of areas, shapes, places and dislocations of LSZ and SLSZ, and the initial crack location. The recipe was applied for the Nankai Trough to predict multi scenario of future large tsunamis and its detailed procedure was shown. Further, the multi tsunami scenarios upgraded the model to avoid the underestimation of tsunami warning by using GPS-mounted Buoys.

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震津波により我が国は甚大な被害を受けた。この津波災害は、想定を超えた外力により、著しく被害が拡大することをあらためて示した。しかし、防災を行っていく上で、災害外力の想定は不可欠である。我々は最新の知見と最大限の努力で想定を行い、そして絶えず見直しを行ってきた。それでも、人間が想定する以上は、想定外が発生する可能性をゼロにはできない。想定外が起きる危険性を減らすための取り組みを行っていくことは当然であるが、それに加えて想定外を想定することも必要であろう。

想定外を防ぐためには多数シナリオが有効であり、津波防災においても様々な検討がなされてきた(例えば、高橋ら, 1995; 河田ら, 2003a; 河田ら, 2003b; 鈴鹿ら, 2004; 富岡ら, 2005; 鈴木・河田, 2012)。しかし、その多くは巨視的断層パラメータを中心にしたもので、アスペリティなどの微視的断層パラメータに関する不確かさの考慮は十分とは言えない。

東北地方太平洋沖地震では、広域の連動に加えて、海溝軸付近の浅部で大きなすべりが津波を増幅させることになった。同地震津波の発生を受け、内閣府(例えば、2011, 2012a, 2012b, 2013)は大すべり域と超大すべり域を踏まえた津波断層モデルを発表している。南海トラフにおいては、分岐断層を考慮したものも含めると11ケースの津波断層モデルが示された。地震規模が同じでも、大すべり域と超大すべり域の形成位置により、沿岸地域に襲する津波高は大きく異なる。例えば、和歌山

県田辺市では、約5mの差が生じている。

したがって、今後は大すべり域と超大すべり域を考慮した多数津波シナリオが重要となる。しかし、それらの不確かさをどのようにシナリオに取り込むのかはまだ明確になっていない。そこで、本研究では、大すべり域と超大すべり域、背景領域の不確かさを多数津波シナリオに導入する汎用的なモデルの提案を行う。そして、南海トラフの巨大地震津波を例として、具体的なシナリオの設定手順を示す。また、多数津波シナリオの防災への応用例として、門廻ら(2013)にしたがい、GPS波浪計による津波警報の過小評価判定モデルを検討した。

2. 多数津波シナリオの設定方法のモデル化

大すべり域および超大すべり域を考慮して多数津波シナリオを設定するためのモデルの概念図を図-1に示す。津波を発生させる断層(以下、津波断層)は大すべり域、超大すべり域および背景領域から構成されるとする。ここで、大すべり域は津波断層内の浅部に形成され、背景領域に比べて大きなすべりが発生する領域と定義する。また、超大すべり域は大すべり域よりもさらにプレート境界軸に近い浅部に形成され、大すべり域よりも大きなすべりを発生させる領域と定義する。なお、超大すべり域は津波地震を発生させる領域と考えることができる。

大すべり域と超大すべり域の不確かさを踏まえて、多数津波シナリオを設定するためには、各領域の面積、すべり量、形状、配置および津波断層における破壊開始点を決定する必要がある。以下にそれぞれの設定方法を示す。

(1) 大すべり域、超大すべり域および背景領域の面積

図-1(a)に示すように、断層面に沿って大すべり域、超大すべり域および背景領域の面積をそれぞれ S_L 、 S_S 、 S_B とし、
$$S_L = \alpha_L S_T \dots\dots\dots (1)$$

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管理学科

$$S_s = \alpha_s S_T \dots\dots\dots (2)$$

$$S_B = S_T - S_L - S_S \dots\dots\dots (3)$$

と定義する. ここに, S_T は津波断層の面積, α_L および α_s は係数である. ところで, 大すべり域と背景領域を合わせた面積

$$S' = S_L + S_B \dots\dots\dots (4)$$

に関する既往研究は多く発表されており, 既に条件が与えられている場合も多い. そこで, これを用いて,

$$S_L = \frac{\alpha_L}{1 - \alpha_s} S' \dots\dots\dots (5)$$

$$S_s = \frac{\alpha_s}{1 - \alpha_s} S' \dots\dots\dots (6)$$

$$S_B = \frac{1 - \alpha_L - \alpha_s}{1 - \alpha_s} S' \dots\dots\dots (7)$$

と一意に設定することもできる.

(2) 大すべり域, 超大すべり域および背景領域のすべり量

大すべり域, 超大すべり域および背景領域のすべり量をそれぞれ D_L , D_s , D_B とし,

$$D_L = \beta_L \bar{D} \dots\dots\dots (8)$$

$$D_s = \beta_s \bar{D} \dots\dots\dots (9)$$

$$D_B = \frac{1 - \alpha_L \beta_L - \alpha_s \beta_s}{1 - \alpha_L - \alpha_s} \bar{D} \dots\dots\dots (10)$$

と定義する. ここに, β_L および β_s は係数である. \bar{D} は津波断層の平均すべり量で, 次式より求められる.

$$\bar{D} = \frac{M_0}{\mu S_T} \dots\dots\dots (11)$$

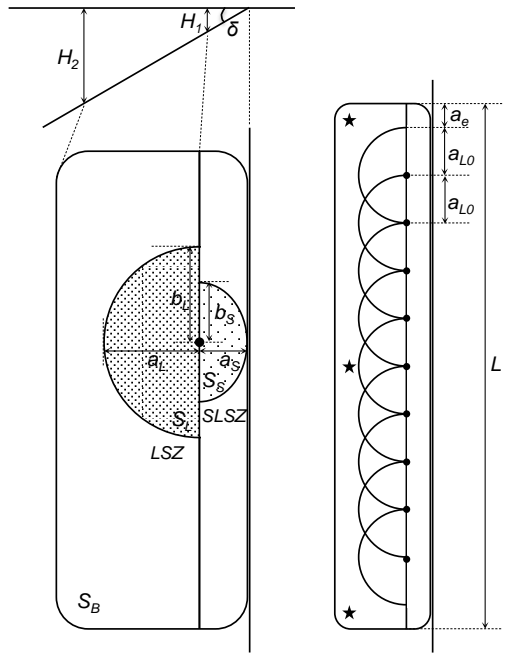
ここに, M_0 は津波断層の地震モーメント, μ は剛性率である. なお, M_0 はモーメントマグニチュード M_w (Hanks・Kanamori, 1979) を用いて次式より求められる.

$$M_w = \frac{\log M_0 - 9.1}{1.5} \dots\dots\dots (12)$$

したがって, M_w が与えられれば, 大すべり域と超大すべり域, 背景領域のすべり量は一意に設定できる.

(3) 大すべり域, 超大すべり域および背景領域の形状

図-1 (a) に示すように, 大すべり域と超大すべり域の境界となる深さ H_1 に, 大すべり域および超大すべり域を形成するための基準となる点 (以下, 形成点) をとる. 大すべり域の場合は, 形成点を中心に円を描き, H_1 より深い部分の面積が S_L となるように半径 a_{L0} を設定する. もし, a_{L0} が地震発生層の下限 H_2 に達する場合 ($a_{L0} > (H_2 - H_1) / \sin \delta$, δ は断層傾斜角) は, $a_L (= (H_2 - H_1) / \sin \delta)$ を短半径とする楕円を描き, H_1 より深い部分の面積が S_L となるように長半径 b_L を設定する. 同様に, 超大すべり域の場合は, 形成点を中心に円を描き, H_1 より浅い部分の面積が S_s となるように半径 a_{s0} を設定する. もし,



(a)大すべり域 (LSZ), 超大すべり域 (SLSZ) および背景領域の面積と形状, 深さ, 形成点 (●)
 (b)大すべり域の配置と形成点 (●), 津波断層における破壊開始点 (★)

図-1 多数津波シナリオの概念図

a_{s0} がプレート境界軸に達した場合 ($a_{s0} > H_1 / \sin \delta$) は, $a_s (= H_1 / \sin \delta)$ を短半径とする楕円を描き, H_1 より浅い部分の面積が S_s となるように長半径 b_s を設定する. 背景領域は H_1 と H_2 の間に, 大すべり域を含まずに面積が S_B となるように設定する.

(4) 大すべり域および超大すべり域の配置

多数津波シナリオにおいては, 大すべり域や超大すべり域が形成される場所の不確かさも考慮すべきである. そこで, 津波断層内に大すべり域および超大すべり域を配置する方法の概念図を図-1 (b) に示す. 津波断層内で深さが H_1 となる距離を L と C , 以下の式から考慮すべきシナリオ数 N_p を求める.

$$\sum_{i=1}^{N_p+1} a_{i0} \leq L \dots\dots\dots (13)$$

j 番目のシナリオにおける形成点は津波断層の端から

$$a_c + \sum_{i=1}^j a_{i0} \dots\dots\dots (14)$$

の位置に設定する. ここで, a_c は次式から求める.

$$2a_c = L - \sum_{i=1}^{N_p+1} a_{i0} \dots\dots\dots (15)$$

なお, 図-1 (b) では, 図をわかりやすくするため, 大すべり域のみ示しているが, 超大すべり域についても形成点を基準にして上述の方法で設定する.

(5) 破壊開始点

多数津波シナリオにおいては、破壊開始点の不確かさも考慮すべきである。そこで、図-1 (b) に示すように、破壊開始点は津波断層の背景領域内の両端付近と中央付近の3種類を考慮する。よって、破壊開始点に関するシナリオ数は

$$N_r = 3 \dots \dots \dots (16)$$

となるため、本モデルにより合計 $N_p \times N_r$ 種類の津波シナリオを設定することができる。

3. 南海トラフにおける多数津波シナリオの設定

南海トラフにおける巨大地震を対象に、多数津波シナリオを検討する。ここでは、内閣府 (2012b) より提供されている小断層群を用いた。各小断層に設定されている断層パラメータは断層端点の位置 (緯度, 経度), 断層上端深さ, 走向, 傾斜角, すべり角, 断層長, 断層幅, すべり量, 破壊開始点から小断層までの距離, 破壊伝播速度から計算される破壊開始時間の11種類である。すべり量は大すべり域および超大すべり域, 破壊開始時間は破壊開始点に依存するため, 2の方法に基づき設定する。

(1) 大すべり域, 超大すべり域および背景領域の面積

内閣府 (2011, 2012b) にしたがひ, $\alpha_L=0.2$, $\alpha_S=0.05$, $H_f=10\text{km}$, $H_2=30\sim 40\text{km}$ とする。また提供された小断層群から $S'=108,607\text{km}^2$ となる。よって, 式(5), 式(6) および式(7)より, $S_L=22,864\text{km}^2$, $S_S=5,716\text{km}^2$, $S_B=85,743\text{km}^2$ と設定される。また, 式(3)より, $S_T=114,324\text{km}^2$ となる。

(2) 大すべり域, 超大すべり域および背景領域のすべり量

内閣府 (2012b) にしたがひ, M_w を9.1, $\beta_L=2$, $\beta_S=4$ とすると, 式(11) および式(12) より $\bar{D}=12.30\text{m}$, 式(8), 式(9) および式(10) より $D_L=24.60\text{m}$, $D_S=49.20\text{m}$, $D_B=6.56\text{m}$ となる。ただし $\mu=4.0 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ とする。

(3) 大すべり域, 超大すべり域および背景領域の形状

提供された小断層群から, $a_L=120.65\text{km}$, $a_S=60.32\text{km}$ となる。

(4) 大すべり域および超大すべり域の配置

提供された小断層群から $L=770\text{km}$ となるため, 式(13)より $N_p=5$, 式(15)より $a_c=25\text{km}$ となる。図-2に形成点を示すが, 濃い点の領域が H_f より深部, 薄い点の領域が H_f より浅部を表している。

(5) 破壊開始点

破壊開始点を津波断層の背景領域内の両端付近と中央付近に設定するにあたり, 内閣府 (2012b) を参照した。具体的には, 北東端付近はケース1, 中央付近はケース3, 南西端付近はケース5の破壊開始点を採用した。図-2に設定した3種類の破壊開始点を示す。

以上の条件で設定した結果, M_w 9.1を想定した南海ト

ラフにおける多数津波シナリオとして15ケースが設定された。一例として, 高知県沖に形成点, 紀伊水道の入り口に破壊開始点を設定したケースのすべり量分布を図-3に示す。

4. 多数津波シナリオの津波防災への応用例

上述で設定した多数津波シナリオの津波防災への応用例として, 門廻ら (2013) による津波警報の過小評価を判定するモデルの再検討を行った。比較対象として, まず内閣府 (2012b) の11ケースを検討した。さらに内閣府 (2012b) の津波断層ケース1~5に対して, すべり量を90%から10%まで20%刻みに減少させ, 地震規模の不確かさを考慮した25ケースを検討した。

(1) 数値解析条件

上述の多数津波シナリオに対してMansinha・Smylie (1971) の方法を適用して, それぞれの地盤変動量を計

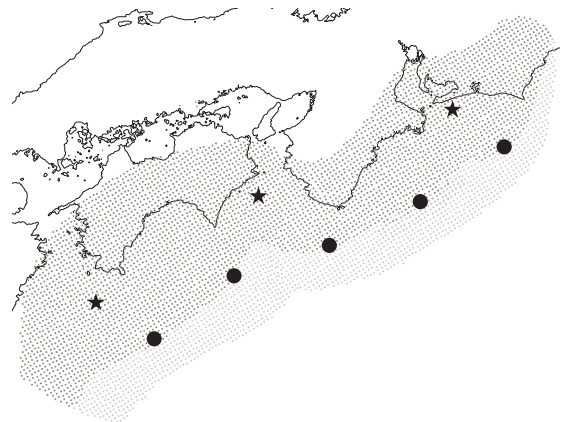


図-2 南海トラフにおける多数津波シナリオの設定条件. 深さ10kmより深部と浅部, 大すべり域, 超大すべり域の形成点(●)および破壊開始点(★)

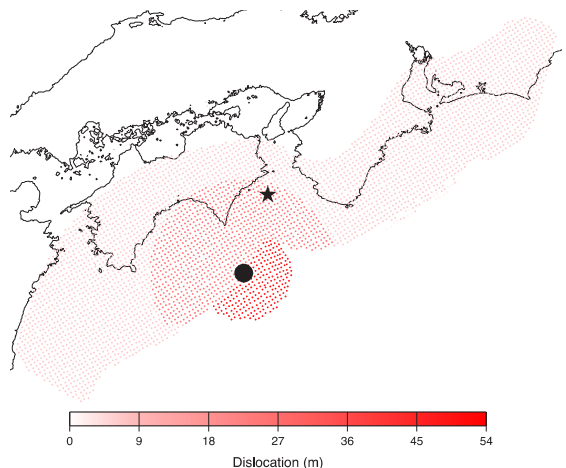


図-3 M_w 9.1を想定した南海トラフにおける多数津波シナリオの一例(すべり量分布)

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。本研究で提案した多数津波シナリオによる津波波源の1例を図-4に示す。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用い、Staggered格子によるLeap-frog法を使用して差分化した。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1300×1100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波浪計の設置位置を設定した。設定した出力地点を図-4に示す。

(2) 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 η_0 と40分以内の最大水位変動量 η_{40min} の定義を図-5に示す。 η_0 は断層破壊中に観測される最大水位変動量、 η_{40min} は40分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、 η_0 を用いた第一段階判定により津波警報が過小評価になっていないかを調べる。さらに η_{40min} を用いた第二段階判定により、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。

(3) η_0 を用いた津波警報の過小評価の判定

和歌山南西沖GPS波浪計により観測される η_0 に関する津波伝播計算結果を図-6に示す。それぞれの津波波源を発生させた地震の M_w と η_0 の関係が得られている。

門廻ら（2013）に従って、内閣府想定を用いた36ケースの計算結果から求めた、和歌山南西沖GPS波浪計の包

絡線は次式で表される。

$$M_w = 0.65 \log_{10} \eta_0 + 8.69 \dots\dots\dots (17)$$

また徳島海陽沖GPS波浪計により観測される η_{40min} に関する津波伝播計算結果を図-7に示す。 η_0 の計算結果と同様に、内閣府想定を用いた36ケースの計算結果から求めた、徳島海陽沖GPS波浪計の包絡線は次式で表される。

$$M_w = 0.68 \log_{10} \eta_{40min} + 8.72 \dots\dots\dots (18)$$

マグニチュードが水位変動量の対数で表現されているのは、ほとんどの地震マグニチュードが地震波の振幅や津波高の対数で求められており、既に多くの地震や津波でその妥当性が示されているためである（例えば、Abe,1979）。

これらの式を用いて、門廻ら（2013）と同様に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、気象庁が地震のマグニチュードを8.5と評価した場合、和歌山南西沖GPS波浪計で観測された η_0 が0.5m程度であれば、式（17）より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、例えば η_0 が3.0mであった場合は最大で M_w 9.0の地震である可能性があり、津波警報が過小評価となっている危険性があると判定できる。

しかしながら、本研究で提案した多数津波シナリオを用いた計算結果は、例えば和歌山南西沖GPSの波浪計で4.81mの η_0 が観測され、また徳島海洋沖GPSの波浪計において5.03mの η_{40min} が観測されるなど、包絡線を越えることがわかった。これは内閣府（2012b）では津波断層の一部のみ大すべり域、超大すべり域を想定していることが原因である。よって、本研究で示しているように、大すべり域と超大すべり域の不確かさは津波断層全域で考慮する必要がある。このことは多数津波シナリオを用いて発生し得る津波の不確かさを考慮することの重要性を示しており、このような不確かさの考慮が想定外や過小評価の危険性を低下させることに繋がると考えられる。

4. おわりに

東北地方太平洋沖地震津波を踏まえ、将来の巨大津波災害において想定外が発生する危険性を減らすことを目的として、多数津波シナリオを検討した。その結果、以下のような研究成果を得た。(1) 大すべり域と超大すべり域、背景領域の不確かさを多数津波シナリオに導入する汎用的なモデルを提案した。具体的には、各領域の面積、すべり量、形状、配置および津波断層における破壊開始点を設定する方法を示した。(2) 提案モデルを南海トラフの巨大地震津波に適用し、各パラメータの設定手順を示した。(3) 多数津波シナリオの防災への応用例と

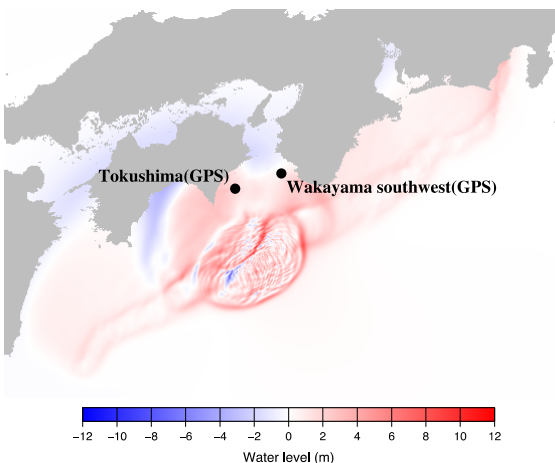


図-4 多数津波シナリオを用いた津波波源の一例と津波伝播計算における出力地点

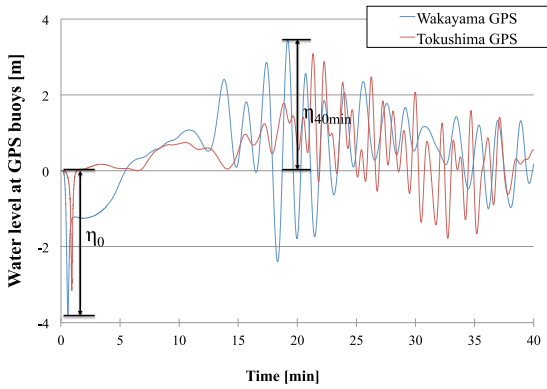


図-5 初期水位変動量 η_0 および40分以内の最大水位変動量 η_{40min} の定義

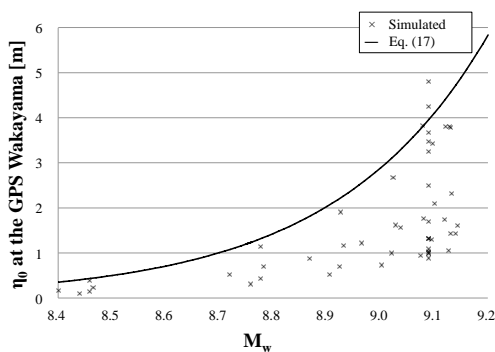


図-6 和歌山南西沖GPS波浪計で観測される η_0 と M_w の関係

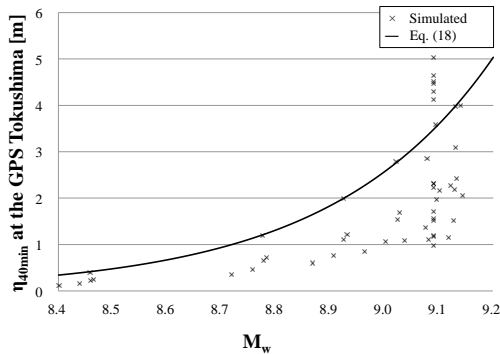


図-7 徳島海陽沖GPS波浪計で観測される η_{40min} と M_w の関係

して、門廻ら（2013）によるGPS波浪計による津波警報の過小評価判定モデルを再検討した。

現在、大すべり域や超大すべり域などの不確かさの設

定は地域毎、また研究者や防災機関毎に様々な方法で行われているのが実情である。本論文で提案している汎用的なモデルは、地域防災の実務において標準的な方法になると期待される。今後は、津波リスクの高い日本海溝や千島海溝、日本海東縁部、国外では南北アメリカの太平洋側やインド洋などに適用することにより提案モデルの妥当性を検討していくことが重要である。

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

河田恵昭・奥村与志弘・高橋智幸・鈴木進吾（2003a）：アスペリティに起因する南海地震津波の波源不均一性に関する研究，岸工学論文集，Vol. 50，pp. 306-310。
 河田恵昭・鈴木進吾・高橋智幸（2003b）：東海・東南海・南海地震の発生特性による広域津波の変化，海岸工学論文集，Vol. 50，pp. 326-330。
 鈴木進吾・河田恵昭（2012）：多様な津波の発生を考慮した南海地震津波の再考，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 68，No. 2，p.I_1306-I_1310。
 門廻充侍・高橋智幸・林 能成（2013）：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，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol. 69，No. 2，p.I_406-I_410。
 高橋智幸・首藤伸夫・越村俊一（1995）：北海道東方沖で発生する地震津波の災害アセスメント，海岸工学論文集，Vol. 42，pp. 356-360。
 富岡展行・高橋智幸・今井健太郎・越村俊一（2005）：南海トラフ沿いで発生するプレート内部型中規模地震に関する津波数値解析，海岸工学論文集，Vol. 52，pp. 266-270。
 内閣府（2011）：南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ，71p。
 内閣府（2012a）：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），44p。
 内閣府（2012b）：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－，100p。
 内閣府（2013）：首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書，47p。
 Abe, K. (1979): Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, J. Geophys. Res., v. 84, no. B4, p. 1561-1568.
 Hanks, T. and H. Kanamori. (1979): A moment magnitude scale, J. Geophys. Res., v. 84, no. B5, p. 2348-2350.
 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.