

円弧滑り法を利用した地滑り津波波源による 明和八重山地震津波の再現

平石 哲也*・柴木 秀之**・原 信彦**

1. はじめに

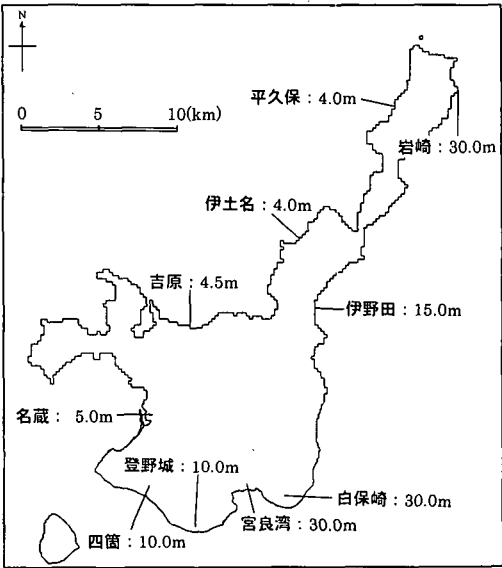
1998 年 7 月 17 日にパプアニューギニアで M7.1 の地震が発生した。この地震で、局所的に 10 m を超える津波が発生し、大規模な被害をもたらした。M7 程度の地震規模では、通常あり得ない津波高と被害規模である。この津波に関する調査・解析が行われ、平石ら (2000)、橋・今村 (2000) などは、津波発生要因の 1 つとして海底地滑りを考えた。海底地滑りにより津波が発生するという現象は、日本沿岸においても発生の可能性は高く、1771 年 (明和 8 年) 4 月 24 日に宮古諸島や八重山諸島に襲った津波 (明和八重山地震津波) はその代表と考えられている。松本・木村 (1993) によると、近年実施された八重山諸島周辺の精密地形調査では、海底地滑り跡が確認されている。そして、津波数値計算によれば、地震規模に基づく断層変位のみでは津波痕跡高を説明することは困難であるとされている。これらの経緯から、明和八重山地震津波は地震断層のみではなく、地震断層に加え海底地滑りによる津波の発生が考えられる。そこで、本研究では明和八重山地震津波の津波痕跡高を再現するために、地震断層による津波波源に加え、斜面の安定計算に適用される円弧滑り法を利用した海底地滑りモデルを導入し、地滑りによる津波波源を想定した再現計算を行う。そして、その結果から海底地滑りによる津波の可能性が高いことを明らかにする。

2. 明和八重山地震津波の被害と海底地滑り

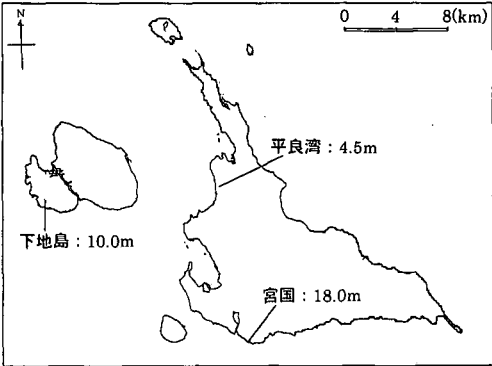
(1) 津波の被害と痕跡高

明和八重山地震津波は、石垣島の面積の約 40% が波に洗われ、水死者は宮古諸島と八重山諸島で 1 万人以上と記録されている大津波である。そして、この津波により、島々には大小多数の津波石と呼ばれるサンゴ礁岩塊の津波堆積物が打ち上げられている。津波痕跡高については、古文書に記載されているものから近年まで様々な津波痕跡高が推定されている。本研究では、羽鳥 (1987) によ

る、津波石の分布と、死亡率の関係から推定される津波痕跡高と、河名ら (2000) による、サンゴ島の分布域、段丘地形、C-14 年代値、古文書などから推定される津波痕跡高の両方を参考とし、再現計算結果との比較に用いる。図-1 は本研究で用いる明和八重山地震津波の石垣島、宮古島の津波痕跡高である。



(a) 石垣島の津波痕跡高



(b) 宮古島の津波痕跡高

図-1 明和八重山地震津波の津波痕跡高

* 正会員 工博 (独) 港湾空港技術研究所 海洋・水工部 波浪研究室 長
 ** 正会員 工修 株式会社エコー 環境水理部

(2) 海底地滑りの位置

海洋科学技術センターの調査船「かいよう」・「よこすか」を用いて、八重山沖南西諸島海域の広域にわたる精密地形調査が行なわれており、松本・木村(1993)はその調査をもとに、明和八重山地震津波の発生メカニズムを考察している。以下に調査概要を示す。

- ① 地滑りにより移動した土砂が堆積し、海底扇状地形を形成している。
- ② 底泥採取から、海底扇状地形の1つは少なくとも7回の地滑りにより形成されている。
- ③ 最も新しい陥没や地滑りについては、底泥採取地点が明和八重山地震津波の震央と一致していることにより、津波に関連している可能性が極めて大きい。
- ④ 海底地滑りに関しては、八重山沖を震源とする大地震が過去に発生している記録があることから、地滑り地形は地震に関連して形成されたと推定している。

以上の調査結果をもとに、本研究では、 $23^{\circ}40' \sim 24^{\circ}00' \text{N}$, $124^{\circ}05' \sim 10' \text{E}$ 付近の大規模な崩落と、 $23^{\circ}40' \text{N}$, $124^{\circ}30' \text{E}$ 付近の急崖を地滑り位置として津波数値計算に導入する。図-2に本計算に用いる石垣島・宮古島周辺海域の水深分布および、津波数値計算に導入する海底地滑りの位置を示す。図より、石垣島・宮古島は、500 m 島棚と呼ばれる、水深 500 m 以浅の棚状地形が存在する。また、 $23^{\circ}40' \sim 24^{\circ}00' \text{N}$, $124^{\circ}05' \sim 10' \text{E}$ 付近の海底地滑りに関しては、水深分布状況から海底谷を挟んでいることから2つの地滑りとして想定する。各々の地滑り範囲について、図中の地滑り①～③については、矩形範囲を想定し地滑り①では $11 \text{ km} \times 5.5 \text{ km}$ 、地滑り②では $27 \text{ km} \times 5.5 \text{ km}$ 、地滑り③では $11 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ とする。また、図中の四角が地滑り位置であり、矢印が地滑りの方向を表している。

3. 海底地滑りモデル

(1) 円弧滑り法による地滑りの算出

円弧滑り法を用いて、地滑り量を算出する。図-3の上図は算出方法の模式図である。まず、図-2に示す、海底地滑り跡から地滑り方向に沿って海底断面を抽出する。なお、抽出位置は地滑り跡の中央1断面とする。そして、抽出断面から地滑り跡と推定される窪みを覆うように直線で結ぶ。その結んだ線分を仮想的な地滑り前の海底断面として設定し、円弧滑り法により斜面の安定計算を行い、安全率を求める。ここで、円弧滑り法で算出される安全率とは、せん断力とせん断抵抗力の比で求め、安全率が1未満の場合に斜面は不安定な状態となる。津波数値計算に取り入れる地滑り断面は以下の2つの条件を満足する。

- ① 円弧滑り法により斜面が不安定な状態となる安全率

が1未満。

- ② 算出された断面は現在の断面(海底地滑り跡から抽出した断面)とほぼ一致する。

(2) 津波数値計算に導入する地滑り

図-3の下図は、地滑り断面を津波数値計算に導入する場合の模式図である。図より、海底地滑りを起こし斜面に沿って移動する土砂は、斜面の下方に堆積し、土砂の質量は保存された形で津波数値計算に取り入れる。津波数値計算に導入する地滑りモデルは、土砂の移動による海底地盤変位と同等の水面変位が生じるものである。ここで、地滑りによる津波波源の両端において、中央部と同等の滑り量を発生させると、極端な水位変化が生じ

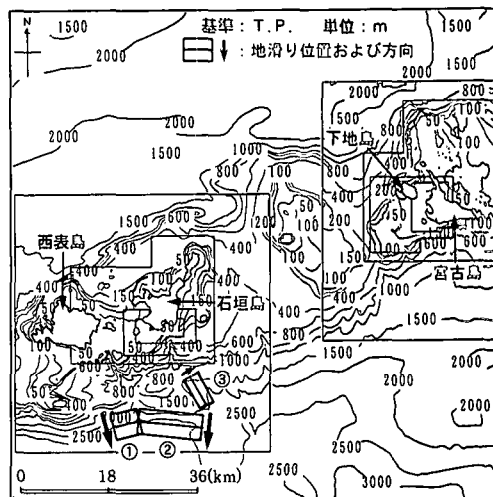


図-2 石垣島と宮古島周辺の水深分布と地滑り位置

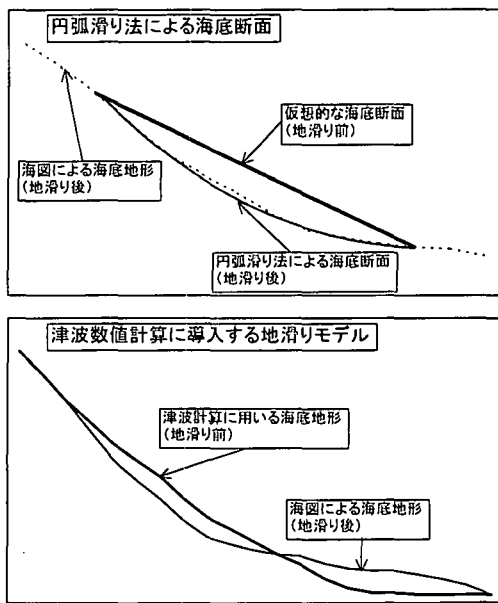


図-3 円弧滑り法による海底地滑りモデルの模式図

ることから、地滑り断面に垂直な方向に関しては、地滑り量の変化を COS 曲線で近似し、地滑りの中心から両側へ向けて次第に地滑り量が減るように設定する。

なお、円弧滑り法を用いた断面の算出結果は、仮想的な断面から現在の断面とほぼ一致するような地滑り断面である。したがって、算出された地滑り断面は、過去数回（少なくとも 7 回）にわたって発生した地滑りの積分値と仮定する。それにより、明和八重山地震津波と同時に発生した地滑り量は、円弧滑り法で算出した地滑り量か、それより少ない地滑り量であると考えられる。そこで、津波数値計算に取り入れる場合には、円弧滑り法で算出した滑り量に倍率をかけ、津波痕跡高を説明可能となる倍率を試行計算により求める。また、地滑りが発生し土砂移動が終了するまでの地滑り時間に関しても、試行計算により地滑り時間を設定する。

4. 明和八重山地震津波の再現計算

(1) 計算条件

津波数値計算に用いる石垣島・宮古島周辺の地形は、図-2 に示す水深分布とし、計算格子間隔は外洋領域を 3,600 m 格子とする。最小格子間隔は石垣島南部および宮古島西部の沿岸域であり、格子間隔は 50 m 格子とし、地形近似精度を保持している。ここで、石垣島・宮古島の 100 m, 50 m 格子に関しては、遡上計算を可能とするために、陸上の地盤高を含んだ格子点水深としている。

本計算は、非線型長波理論を用いて再現を試みる。数値計算は、空間差分にスタッガード格子、時間差分にリーブ・フロッグ法を用いて差分化して行う。なお、計算時間は 2 時間とし、計算時間間隔は、0.5 秒とする。

(2) 地震断層による再現計算

石垣島と宮古島の津波痕跡高を踏まえて、地震断層のみの津波数値計算を行う。断層パラメータについては、中田・河名 (1986) により推定された M7.8 の広角逆断層モデルとし、断層運動による海底地盤変位を水面変位

として与える。図-4 に、明和八重山地震津波の断層パラメータと地震断層による初期水位分布および、地滑り断層位置を示す。なお、上端の深さに関して、本計算では 10 km として行う。

図-5 は、図-4 の初期水位分布より計算された最大津波高分布である。図-2 の水深分布および図-5 から、岩崎や伊野田周辺に広い浅瀬が存在する。これより、津波が屈折し、浅瀬の部分に津波が集まり周辺の津波高より高い 6 m 程度の津波高となる。また、宮良湾から南に位置する、水深が 200 m~1,000 m 付近に海底谷が存在し、この影響により白保崎方向へ津波が屈折し、白保崎沿岸で 8 m 程度の津波高となる。一方、平久保、伊土名、吉原などの石垣島の断層から見て島の裏側となる沿岸については、津波高が 1 m 程度と小さい。また、宮古島に來襲する津波に関しては、島全体で 1~2 m 程度の津波高である。図-6 は、津波痕跡高と数値計算結果の比較であ

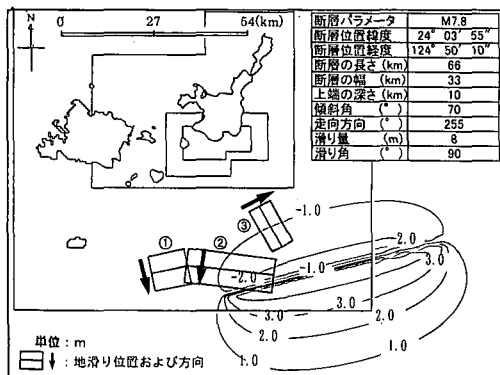
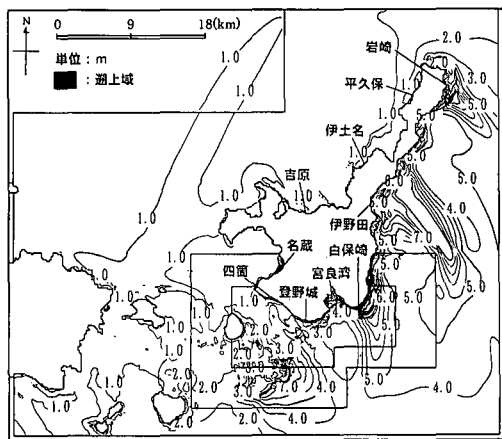
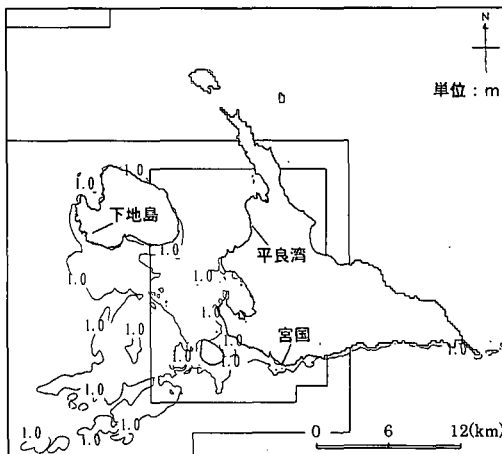


図-4 明和八重山地震津波の初期水位分布



(a) 石垣島周辺



(b) 宮古島周辺

図-5 地震断層による最大津波高分布

り、全体的に数値計算結果の方が津波痕跡高に比べて低く過小評価であり、津波痕跡高を説明することは困難である。なお、計算値の幾何平均・幾何分散は、 $K=4.46$, $\kappa=1.45$ となる。ここで、津波数値計算における最大津波高に関して、遡上可能な領域に存在する石垣島の名蔵、四箇、登野城、宮良湾、白保崎および、宮古島の各痕跡高については、遡上域を最大津波高とし、他の地区の最大津波高については、前面海域の値を用いる。

(3) 地滑りを考慮した再現計算

a) 地滑り量に関する検討

海底地滑りに伴う津波を考慮し、地震断層と海底地滑りとの同時生起による津波数値計算を行う。海底地滑りモデルは、円弧滑り法により算出した滑り断面を用いて津波数値計算に導入する。まず、円弧滑り法により求めた滑り量全て (1.0 倍) を想定し、津波数値計算を行う。次に、円弧滑り法により算出された地滑り断面は、過去数回 (少なくとも 7 回) にわたり発生した地滑りの積分値と考えていることから、地滑り①~③に乗じる倍率は 1/7 倍となる。しかし、本計算では若干大きく見積もり 0.2 倍として津波数値計算を行う。地滑り時間に関して

は、試行計算を必要とするが、まず、両ケースともに 60 秒とする。ここで、円弧滑り法により算出された最大地滑り深さ (仮想断面から円弧滑り断面までの鉛直方向距離) は、図-4 の地滑り①、②が約 140 m、地滑り③が約 18 m である。図-7 は、上記 2 ケースの津波数値計算結果と津波痕跡高の比較である。図より、地滑り量を 1.0 倍とした数値計算結果では、登野城や伊野田での津波高が 35 m 以上と過大評価となり、全体的に数値計算結果が津波痕跡値に比べ高くなる。一方、地滑り量を 0.2 倍とした数値計算結果では、登野城、白保崎で若干津波高が高くなるものの、地震断層のみの数値計算結果とほとんど変わらず、過小評価となる。

したがって、明和八重山地震津波の再現を説明可能とするために必要な倍率は、0.2~1.0 の範囲と想定することができ、地滑り①~③について倍率を変更して試行計算を行う。その結果、再現計算において比較的良好な結

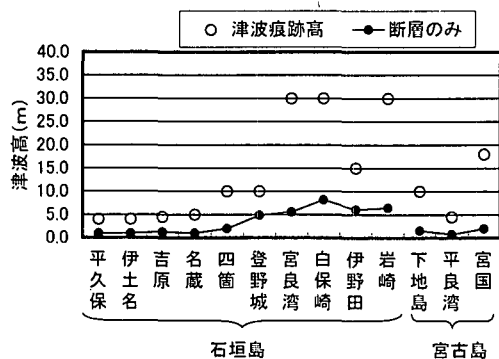


図-6 数値計算結果と津波痕跡高の比較

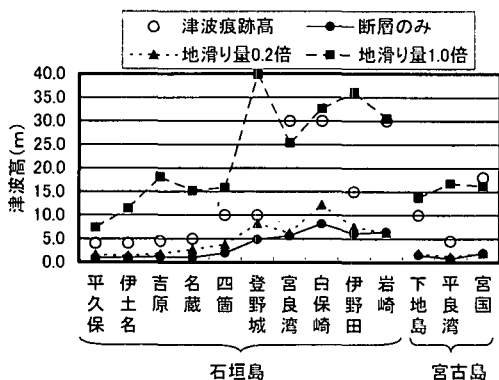
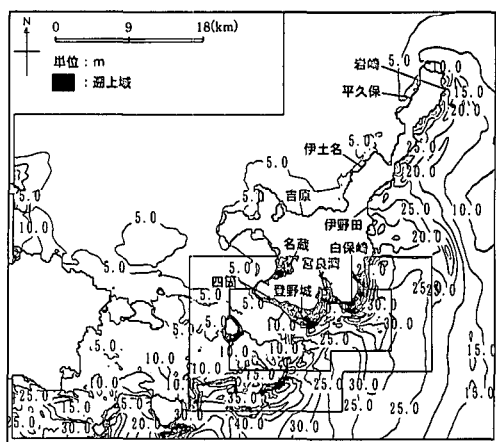
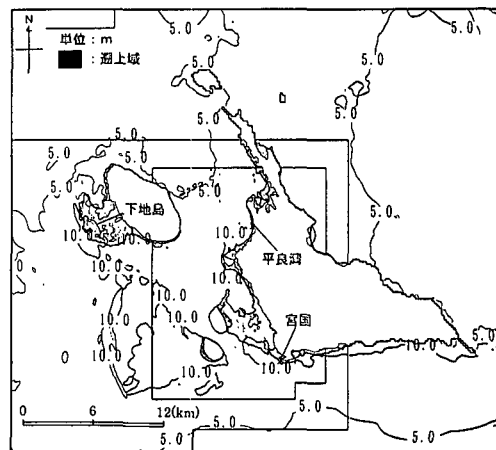


図-7 滑り量を 1.0, 0.2 倍とした数値計算結果と津波痕跡高の比較



(a) 石垣島周辺



(b) 宮古島周辺

図-8 地滑り断層を考慮した最大津波高分布

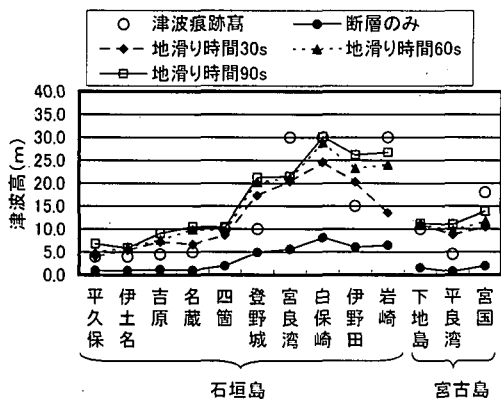


図-9 数値計算結果と津波痕跡高の比較

果となる地滑り津波波源の規模は、地滑り①～③の倍率をそれぞれ、0.5倍、0.8倍、1.0倍と設定した場合となる。図-8に設定した条件における最大津波高分布を示す。図より、地滑りにより発生する津波の方が、地震断層により発生する津波より高い。石垣島と西表島の間の海域はリーフ地形となっており、リーフの境界付近で波高が急激に低くなる。石垣島南東側沿岸(四箇から岩崎)での津波高は10mを超える津波高となり、地震断層および地滑り断層から見て島の裏側となる沿岸(平久保から名蔵)での津波高は5m程度であり、比較的津波痕跡高を説明できる分布となる。宮古島(下地島を含む)においては、地震断層に面している沿岸は、10m程度の津波高となり、島の裏側の沿岸は5～6m程度の津波高となる。

b) 地滑り時間に関する検討

地滑り時間を変更して、津波数値計算を行う。滑り量に関しては、上記で設定した倍率(地滑り①～③をそれぞれ、0.5倍、0.8倍、1.0倍)で津波数値計算を行う。地滑り時間は、30秒、60秒、90秒の3ケースとする。図-9は、地滑り時間の違う3ケースの数値計算結果と地震断層のみの数値計算結果および、津波痕跡高の比較である。図より、全てのケースにおいて、登野城は計算結果の方が高く、宮良湾は津波痕跡高の方が高い。これは、図-2に示す地形の影響により、津波が屈折し、登野城の津波高が高くなると考えられる。地滑り時間30秒のケースにおいては、石垣島の比較的津波痕跡高の低い、平久保、伊土名、吉原、名蔵では、良好な結果となる。しかし、石垣島の岩崎では、数値計算結果が、津波痕跡高に比べ低い。一方、90秒のケースにおいては、地滑り時間が長くなることから波長が長くなり、他のケースに比べ全体的に高い津波高となる。

c) 最適な地滑り条件

地滑り時間の違う、30秒、60秒、90秒の幾何分散は、それぞれ $\kappa=1.53$ 、1.48、1.50となり、大きな差は生じていないことから、地滑り時間は、津波数値計算に大きな影響を与えるような、パラメータではないと判断できる。よって、地滑り時間に関しては、比較的幾何分散の値が良好である60秒とし、地滑り量に関しては、試行計算結果から、地滑り①～③に乗じる倍率をそれぞれ、0.5倍、0.8倍、1.0倍としたものを最適な地滑り条件とする。また、地震断層のみの幾何平均・幾何分散は、 $K=4.46$ 、 $\kappa=1.45$ である。これに対し、最適な地滑り条件での幾何平均・幾何分散は、 $K=0.81$ 、 $\kappa=1.48$ となり、地滑りを考慮した津波数値計算は、再現性を向上させ、津波痕跡高を説明できる再現計算であると判断する。

以上の結果から、明和八重山地震津波は、地震断層のみの津波ではなく、地震断層と海底地滑りの同時生起により発生した可能性が高いことを示す。

5. おわりに

本研究では、明和八重山地震津波について地震断層のみの津波数値計算と、円弧滑り法を利用した、地滑り断層モデルを導入した津波数値計算を行った。

以下に主な結論をまとめる。

明和八重山地震津波の再現に関しては、地震断層のみの数値計算では計算値の幾何平均・幾何分散が $K=4.46$ 、 $\kappa=1.45$ となり、津波痕跡高を説明することが難しい。一方、円弧滑り法による海底地滑りを考慮した数値計算では、 $K=0.81$ 、 $\kappa=1.48$ となり、比較的良好な再現を得た。これにより、明和八重山地震津波は、地滑り波源に起因する津波の可能性が高いことを示した。

参考文献

- 河名俊男・伊達 望・中田 高・正木 譲・島袋永夫・荻野 亮・仲宗根直司・大橋信之(2000): 石垣島における1771年明和津波の遡上高と岩塊の移動, 第17回歴史地震研究発表会, pp. 38-41.
- 中田 高・河名俊男(1986): 明和8年(1771年)の地震津波について, 歴史地震, 2号, pp. 141-147.
- 羽島健太郎(1987): 琉球列島における津波の規模と波源域, 地震第2輯, 第41巻, pp. 541-547.
- 橋 和正・今村文彦(2000): 複合型津波発生メカニズムの解明—1998年バブアニューギニア津波を例として—, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 346-350.
- 平石哲也・柴木秀之・原崎恵太郎・原 信彦・三嶋宣明(2000): 地震断層と海底地滑りを考慮した1998年バブアニューギニア地震津波の日本沿岸への適用, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 341-345.
- 松本 剛・木村政昭(1993): 1771年八重山地震津波発生域における精密地形調査と津波発生メカニズムに関する一考察, 地震第2輯, 第45巻, pp. 417-426.