

# エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究

河田 恵昭\* ・奥村与志弘\*\*・越村 俊一\*\*\*  
藤間 功司\*\*\*\*・永井 紀彦\*\*\*\*\*

2003 年十勝沖地震津波は我が国の津波予警報システムの盲点を突いた。気象庁は地震発生 4 時間後に警報を解除し、それに同調して沿岸部自治体は避難勧告を解除した。しかし、その後になってエッジ波が最大波に匹敵する波高を伴って来襲した。本研究では、エッジ波の防災上の問題点に着目し、エッジ波の予測に必要な条件を求めた。また、北海道太平洋岸で発生し得る巨大地震を想定し、大陸棚上にエッジ波が発生する場合の津波予警報解除の基準を求めめるための基礎資料を得た。特に、室蘭―浦河間と浦幌―花咲間の予報区では発震後 6 時間は津波警報・避難勧告の維持が必要であることが分かった。

## 1. 序 論

我が国の量的津波予警報システムは、地震発生から数分で、予想される津波第一波の到達時刻と津波高さを迅速に伝えるが、最大波や時刻歴波高、減衰などの重要な性質の予測精度については課題があった。特に、津波の発生に伴い、大陸棚上で励起されるエッジ波の予測は依然困難であり、振動継続時間が長く、最大波が第一波に遅れてくるエッジ波の特性が津波予警報の盲点を突くという事例が 2003 年 9 月 26 日に発生した十勝沖地震津波で報告された(越村, 2004)。

陸棚上で発生し、岸に沿って屈折・反射を繰り返すエッジ波を正確に予測するためには、数値計算で使用する海底地形情報が十分に高い解像度を有していることが必要である(越村ら, 1997)。しかしながら、現在の量的予報で利用されている数値モデルでは、我が国周辺の海域を対象に 10 万通りもの地震発生パターンを考慮して数値解析を行うため、解析で用いる海底地形データの解像度には限界があった(館畑, 1998)。量的予報の精度は津波の第 1 波到達時刻については非常に精度が高く、沿岸部自治体にとって住民への避難勧告発令の意思決定にはその情報を利用すれば良い。しかし、陸棚上でエッジ波が発生し、海面振動が長期化した場合の警報解除の基準が必ずしも明確化していないことにより、特に避難勧告の解除を決定する場合に、津波警報の解除に同調すると、その後には波高の大きな津波が来襲するという危険が現状では付随する。

本研究では、陸棚上で発生するエッジ波の防災上の問題点に着目し、エッジ波を予測するために必要な条件を明らかにする。具体的には、2003 年十勝沖地震津波の再現をケーススタディとして、エッジ波の予測に必要な海底地形の離散化の基準を提案する。また、今後北海道太

平洋岸で発生し得る巨大地震を想定し、陸棚上にエッジ波が発生した場合の津波予警報解除の基準を求めめるための基礎資料を提案することを目的とする。

## 2. エッジ波予測のための格子間隔選定基準

一般的な差分法による数値解析でエッジ波を予測する場合、本来連続的な海底地形を空間格子で離散化することによる、屈折現象の予測精度の低下が問題となる。陸棚地形を表現する空間格子の間隔を適切に選定するために、波向線の屈折誤差を空間格子間隔との関連で求める方法が採られていた。たとえば、佐山ら(1986)が陸棚端から汀線までの波向線の屈折誤差解析を行ったものや、越村ら(1997)が汀線からの反射波を考慮して同様の解析を行ったものがある。しかし、この手法は波向線の岸への到達位置で表現する屈折誤差と本来の波高予測精度との関連が不明瞭であるという欠点があった。本研究では、線形長波理論に基づく理論解と数値解の直接比較を行うことにより、エッジ波の予測精度を空間格子間隔との関連で検証する。

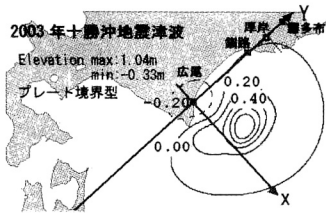
藤間ら(1999)は、線形長波理論に基づき、一様勾配斜面・直線海岸に形成された任意形状波源から励起されるエッジ波の理論解を求めた。ここでは、北海道南東沖の陸棚地形を 1/50 の一様勾配、直線状海岸として、藤間らによる理論解と、数値解とを各種格子間隔で比較する。理論解の誘導と解の特性については藤間らに詳しい。

津波波源を予測する地震断層モデルには、山中・菊地(2003)による 2003 年十勝沖地震のインバージョン解析の結果を採用した。図-1 に Okada(1985)の方法により求めた津波初期波形と、理論解を求める場合の座標系を示す。一方、津波の数値解析は、線形長波理論を staggered 格子を用いた Leap-frog スキームで実施した。

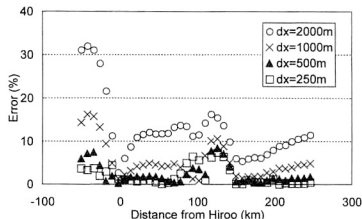
津波高に関する理論解と数値解の誤差は式(1)で定義する。ここでいう津波高とは、沿岸部の各地点での時刻歴波高の最大値をとったものである。 $\eta_{th}$  は理論解、 $\eta_{cal}$  は数値解である。

$$\text{Error}(\%) = \frac{|\eta_{th} - \eta_{cal}|}{\eta_{th}} \times 100 \dots\dots\dots(1)$$

\* フェロー 工 博 京都大学教授 防災研究所  
\*\* 学生会員 京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻  
\*\*\* 正 会 員 博(工) 人と防災未来センター 専任研究員  
\*\*\*\* 正 会 員 工 博 防衛大学校教授 システム工学群建設環境工学科  
\*\*\*\*\* 正 会 員 工 博 (独法) 港湾空港技術研究所 海洋・水工部 海象情報研究室室長



図一 2003年十勝沖地震津波の初期波形と理論解析で採用した座標系



図二 予測津波高と格子間隔の関連で求めた誤差特性

図二に沿岸部津波高の誤差を示す。図の横軸は、広尾を原点とした沿岸方向距離を、北東方向を正として表示している。数値解を求める際の空間格子間隔  $dx$  は 2000 m, 1000 m, 500 m, 250 m とした。図に示した誤差特性より、波源が近傍にある  $-50$  km から  $150$  km の沿岸部とそれより遠方の沿岸で誤差の分布の様子が異なることが分かる。これは、有限な津波波源から陸棚に入射する津波の方向がそれぞれ異なるためである。陸棚に対して津波がより平行に近い角度で入射した場合には屈折誤差が大きくなり、波高の計算精度も低下する。従って、近地津波の様な陸棚上で発生する津波を予測する場合、その計算精度は図二を基に総合的に判断する必要がある。全体的には、格子間隔が小さくなるにつれて次第に誤差の低下は頭打ちとなり、 $dx=500$  m と  $dx=250$  m の格子間隔による計算誤差はほぼ同一になる。このことから、格子間隔 500 m を選択すれば全地域で計算誤差は 10% 未満となり、実用上問題ない精度が得られることが分かった。但し、数値解と理論解で汀線部分が異なるため、結果に若干誤差が残っていると解釈する必要がある。

### 3. 2003年十勝沖地震津波の特性

#### (1) 津波の再現計算

前章の検討から、北海道南東部の陸棚上で発生する津波を数値解析で予測するためには、500 m 以下の空間格子間隔を選択すればよいことが分かった。ここでは、その検討結果を踏まえ、格子間隔 500 m の実地形データを用いて 2003 年十勝沖地震津波の再現計算を行う。十勝沖地震の断層モデルは、前章と同様に山中・菊地 (2003)

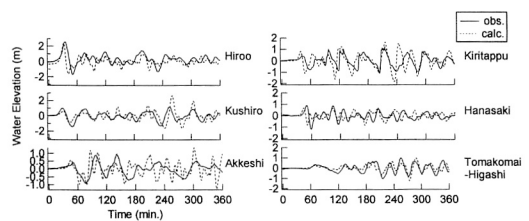
のモデルを採用した (図一)。

図三に、代表的な 6 検潮所において、得られた検潮記録から津波成分を抽出したものと (永井・小川, 2004), 計算波形の比較を示す。発震後 5 時間以内の結果の整合性は、概ね良好である。特に、釧路、霧多布、苫小牧東港ではエッジ波特有の紡錘形の包絡波形が良好に再現できた。従って、500 m の空間格子間隔は実地形においてもエッジ波の予測に十分な精度を持つといえる。一方、厚岸の観測波形は他の地点に比べ長周期成分が目立つ。この傾向は 1994 年北海道東方沖地震津波の際の観測波形でも認められており (越村ら, 1997), 湾の振動特性や検潮儀の応答特性を含めた解析が必要である。越村ら (1997) の方法に基づき、十勝広尾港、釧路、厚岸間の直線距離 (それぞれ 125 km, 37 km) と、観測波の最大波出現時間差 (それぞれ 220 分, 50 分) を結んだエッジ波の走時曲線を作成した結果、沿岸方向に進行するエッジ波の群速度は 10 m/s であることが分かった。

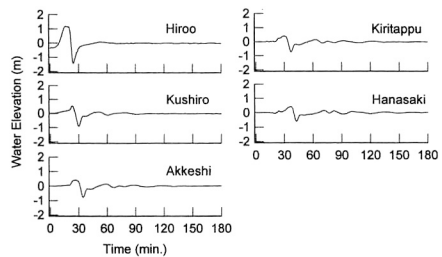
#### (2) 励起されたエッジ波の特性

藤間ら (1999) の解析結果からの考察によると、陸棚上で津波が補足され、エッジ波の特徴的な波群が形成されるのは、津波波源が岸近くにあり、かつ水位の観測位置が波源から 200 km 以上遠方にある場合である。まず、波源と沿岸部の地理的關係から、北海道南東部太平洋沿岸のエッジ波の特性について議論する。

図四に、藤間ら (1999) の理論解に基づいて得られた十勝沖地震津波の各地点での波形を示す。座標系は図一に示した通りである。波形は実地形との対応で、釧路、厚岸、霧多布、花咲 (それぞれ広尾を起点として 116 km,



図三 2003年十勝沖地震津波の観測波形と計算波形の比較



図四 藤間ら (1999) の理論解に基づく 2003 年十勝沖地震津波の波形

150 km, 167 km, 207 km の沿岸方向距離)を想定して出力した。図の横軸は津波発生からの時間である。理論的に求めた振動の継続時間は約2時間で、図-3 との比較で考えると非常に短く、顕著なエッジ波は励起されることが分かる。それでは、なぜ実際には6時間以上も振動が継続し、顕著なエッジ波が励起されたのか。北海道南東部の実際の地形は、襟裳岬が南方に延びており、屈曲した海岸地形を形成している。図-5 は実地形で数値解析を行った場合の津波伝播の様子をスナップショットで表示したものである。波源から放射された津波は襟裳-浦幌間の屈曲した海岸で反射し、それがエッジ波となって北東方向に伝播していることが理解できる。すなわち、北海道南東部の陸棚上で励起されるエッジ波励起の主因は襟裳岬-浦幌間の屈曲した海岸地形にあり、この海岸地形で乱反射した津波がエッジ波として東方に伝播し、浦幌から花咲にかけての沿岸部で振動の継続時間をもたらすことが分かった。

図-6 は、実地形を考慮した十勝沖地震津波の数値解析結果に基づき、最大波が第1波に遅れて来襲する地域を特定したものである。波源近傍の広尾-浦幌間を除く太平洋沿岸でエッジ波の励起による最大波出現の遅延が生じていることが分かる。図-7 は各地の最大波出現時間をプロットしたものである。波源から離れるに従い最大波の出現は遅くなり、少なくとも6時間は警報および避難勧告の継続が必要であったことが分かる。

4. 北海道南東沖で発生する津波の特性と津波警報・避難勧告解除問題

2003年十勝沖地震は9月26日午前4:50に発生した。気象庁はその6分後に津波警報を発令し、同日午前9時に注意報に切り替えた。表-1に北海道庁発表の資料を基に作成した太平洋沿岸部自治体の避難勧告の発令と解除の概況を示す。避難勧告の発令の遅延に加えて、避難勧告の解除は、警報解除の時間と同調して行われていることが分かる。しかしながら午前9時の津波来襲状況は図-3、図-7からも明らかなように、この時刻においても津波の振動は完全に減衰しておらず、地震発生から6時間は警戒体制を維持する必要がある。この問題を

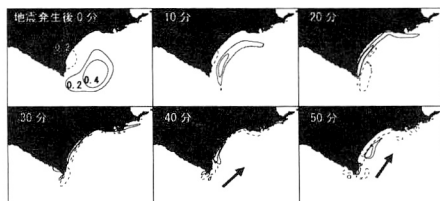


図-5 数値解析による十勝沖地震津波伝播のスナップショット



図-6 最大波が遅れて来襲する地域

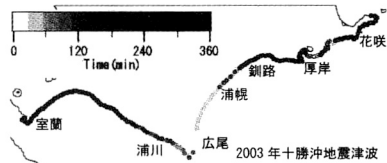


図-7 最大波の出現時間の沿岸分布特性

解決するためには、想定する津波を予め計算しておき、計算結果に基づいた警報・避難勧告解除を決定するための基礎資料を用意しておくことである。ここでは、北海道南東部で発生する地震を想定して津波の数値解析を行い、得られた結果に基づき以下の資料を作成する。

- 資料(1) 最大波が第1波に遅れて来襲する領域の特定
- 資料(2) 最大波の出現時間の沿岸分布特性

なお、ここで考慮する地震は、2003年十勝沖地震に代表されるプレート境界型巨大地震と、1994年北海道東方沖地震に代表されるプレート内部型巨大地震である。

(1) 津波発生モデルの想定と津波数値解析の実施

本研究で考慮した津波発生モデルを以下に述べる。河田ら(2003)が指摘しているように、断層滑りの不均一性(アスペリティ)が沿岸津波高に与える影響は無視できない。しかし、今後発生し得る地震断層のアスペリティ分布は一意に決まらないため、ここでは、河田らが提案したシナリオ型アスペリティの概念に基づき、アスペリティの発生パターンを考慮して断層モデルを想定する。

a) プレート境界型地震の断層モデル

山中・菊地(2003)による十勝沖地震のメカニズム解を基礎として、断層の位置、深さ、マグニチュード及び

表-1 2003年十勝沖地震における避難勧告発令と解除の概況

時刻	避難勧告発令地域	時刻	避難勧告解除地域
5:00	三石町	8:30	新冠町
5:05	新冠町, 浜中町, 別海町	8:45	様似町, 襟裳町
5:10	門別町, 襟裳町, 厚岸町	9:00	門別町, 静内町, 白糠町
5:15	広尾町, 豊頃町	9:05	浦幌町, 厚岸町, 浜中町
5:20	浦幌町	9:10	三石町
5:30	白糠町岬地区	9:20	別海町
5:50	音別町	9:25	豊頃町
6:05	白糠町沿岸地域	10:30	広尾町
6:30	様似町	17:00	音別町
7:00	静内町		

表一 想定北海道南東沖地震津波の断層パラメータ

case	Aa		Ab		Ac		Ad	B	
	基底断層	副断層	基底断層	副断層	基底断層	副断層			
基準点	N (N)	42.006	41.885	42.006	42.010	42.006	42.135	42.006	41.968
	E (E)	144.532	144.340	144.532	144.200	144.532	144.060	144.532	143.163
断層深さ (km)	23.29	23.29	23.29	29.88	23.29	36.46	23.29	23.29	
Strike (°)	230	230	230	230	230	230	230	50	
Dip (°)	20	20	20	20	20	20	20	77	
slip (°)	90	90	90	90	90	90	90	90	
断層長 (km)	90	48.23	90	48.23	90	48.23	90	90	
断層幅 (km)	70	31.48	70	31.48	70	31.48	70	70	
すべり量 (cm)	1.69	3.79	1.69	3.79	1.69	3.79	2.6	2.6	

断層寸法の大きさを決定する (case-Ad)。これを基底断層と呼ぶ。アスペリティの特性は、基底断層に付加的に存在する副断層の諸量として定量化する。ここでは、副断層の基底断層面内の位置により3ケースを設定した。沖側(case-Aa)、岸側(case-Ac)、その中間位置(case-Ab)である。なお、基底断層の走行 (strike)、傾斜角 (dip) については山中・菊地らの結果を採用し、滑り角 (slip) は最も危険側となる 90 度を設定する。

一方、副断層のパラメータは既知ではないので、Somervilleら (1999) による統計データのうち、全 dip-slip fault の平均値を利用することで、平均的なアスペリティを想定した。副断層の断層パラメータを決定するために用いた関係式は以下である。

$$A' = 0.241A \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$L'/W' = 1.532 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$D' = 2.106D^* \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 $A'$  ( $m^2$ ) はアスペリティを規定する副断層の面積、 $A$  ( $6300 km^2$ ) は山中・菊地 (2003) により求められた基底断層の面積である。 $A'$  は式 (2) より求まる。副断層の長さ  $L'$  (m) と幅  $W'$  (m) は式 (3) を用いて求まる。アスペリティの平均滑り量  $D'$  (m) は式 (4) より求まる。断層全体の平均滑り量  $D^*$  (m) は山中・菊地 (2003) の結果から 2.6 m とした。

アスペリティを規定する副断層のパラメータを求めた

後に、地震の総モーメント  $Mo^*$  ( $1.0 \times 10^{21} Nm$ ) から副断層の部分差し引き、基底断層の平均滑り量  $D$  (m) を再度求める。これは式 (5) を用いる。

$$\left. \begin{aligned} Mo' &= \mu \cdot A' \cdot D' \\ Mo &= Mo^* - Mo' \\ D &= Mo / (\mu \cdot A) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

ここで  $\mu$  は地盤の剛性率で、 $\mu = 6.105 \times 10^{10} (Nm^{-2})$  とした。断層モデル設定の手順をまとめると以下になる。

- (1) 山中・菊地 (2003) のモデルから地震全体の平均量 (断層幅  $W$ 、断層長さ  $L$ 、断層面積  $A$ 、地震モーメント  $Mo^*$ 、平均滑り量  $D^*$ ) を得る。
- (2) Somervilleら (1999) から副断層の幅  $W'$ 、長さ  $L'$ 、面積  $A'$ 、滑り量  $D'$  を求める。
- (3) 得られた副断層の諸量から副断層の地震モーメント  $Mo'$  を求め、地震全体の総モーメント  $Mo^*$  から差し引いて基底断層のモーメント  $Mo$  を求める。
- (4)  $Mo$  から再度基底断層の滑り量  $D$  を求める。

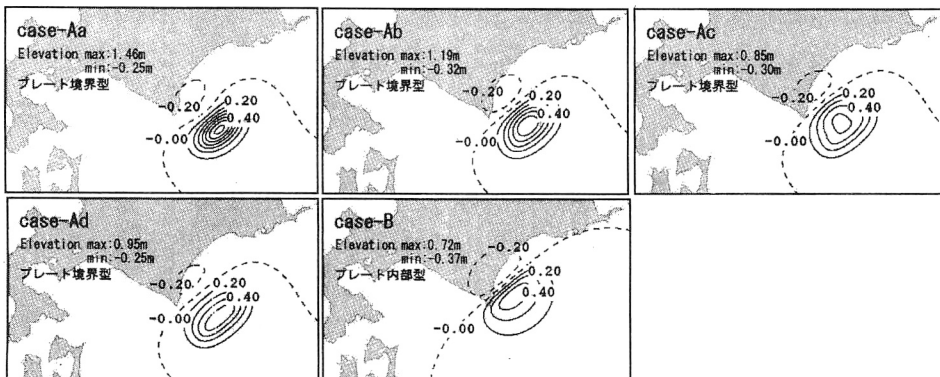
b) プレート内部型地震モデル

次に、プレート内部型地震断層の断層パラメータ (case-B) を設定する。走行 (strike)、傾斜角 (dip) については高橋ら (1995) が提案した 1994 年北海道東方沖地震の高角逆断層モデルを採用する。断層滑り量は十勝沖地震津波と同等にした。

想定した全ケースの断層パラメータと初期波形をそれぞれ表一、図一に示す。表一で2セットの断層パラメータが得られているケースは、アスペリティを考慮したもので、左が基底断層、右が副断層である。

(2) 津波予警報・避難勧告解除の決定資料

表一で示した全てのシナリオに対して津波数値計算を実施し、エッジ波の励起により最大波が第1波に遅れて来襲する領域を特定した。図一の●で表示した部分が、その領域である。北海道南東部に津波波源がある場合には、室蘭一襟裳岬間および浦幌一花咲間は全シナリオで最大波が遅れて来襲する。一方、襟裳岬一浦幌間は



図一 想定北海道南東沖地震津波の初期波形

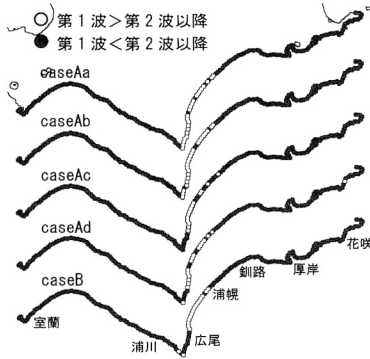


図-9 最大波が遅れて来襲する地域 (想定地震津波)

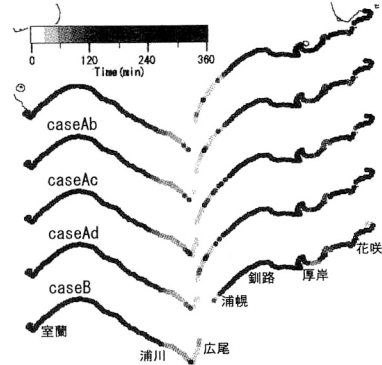


図-10 最大波出現時間の沿岸分布特性 (想定地震津波)

波源の近傍に位置するため、ケースによって若干の差異があるものの、ほぼ第1波が最大波となる。

次に、最大波の出現時間について述べる。図-10は、各ケースの津波最大波出現時間の沿岸分布である。いずれのケースにおいても、北海道南東部に津波波源を設定した場合には、波源近傍の襟裳岬-浦幌間を除き、波源からの距離が離れるにしたがい振動が長期化する傾向が見られた。この地域の津波警報、および自治体の避難勧告を解除する場合にはこれらの資料に基づき、地震発生後6時間は警戒体制の維持が必要であることが分かった。

## 5. 結 論

本研究で得られた結論を以下に列挙する。

(1) 北海道南東部太平洋岸で発生するエッジ波の予測には、500 m以下の空間格子間隔を選択すれば十分な精度が得られることが分かった。また、500 mの空間格子間隔を用いて2003年十勝沖地震の再現計算を行った結果、実地形においてもエッジ波の予測に十分な精度をもつことが分かった。

(2) 十勝沖地震津波では、室蘭から襟裳岬にかけての西岸と浦幌から花咲にかけての東岸で第1波よりも第2波以降の津波が高くなり、顕著なエッジ波が発生していたことが分かった。

(3) 襟裳岬から浦幌にかけての屈曲した海岸は、津波波源から至近距離にあるためにエッジ波は発生しなかったものの、この海岸に反射した津波のエネルギーが外洋へ放射されずに、エッジ波として大陸棚上で乱反射しながら東に向かい、浦幌から花咲にかけて津波振動の継続時間を長くする役割をもつことが分かった。

四国の足摺岬から室戸岬にかけての屈曲した海岸地形は、十勝地方と同様のエッジ波を励起する可能性が高く、南海地震の発生時には太平洋岸であっても長時間の警戒体制の維持が必要である。

(4) 北海道南東部で発生する巨大地震による津波を想定し、津波予警報の解除に必要な時間を決定するための基礎資料を得た。特に、室蘭・浦河間と浦幌・花咲間の予報区では津波の最大波到達時間が地震発生後から3時間以上になる。これらの予報区では地震発生後6時間は津波警報の維持が必要であることが分かった。

謝辞：数値解析に用いた海底地形データは、東北大学大学院災害制御研究センター今村文彦教授より提供を受けたものである。ここに記して謝意を表する。

## 参 考 文 献

河田恵昭・奥村与志弘・高橋智幸・鈴木進吾 (2003): 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, 海岸工学論文集第50巻, 2003年, pp. 306-310.  
 越村俊一 (2004): 2003年9月26日十勝沖地震津波調査報告, 防災・復興研究委員会2003年度活動報告書, 日本都市計画学会, pp. 67-68.  
 越村俊一・今村文彦・高橋智幸・首藤伸夫 (1996): 境界波としての津波の挙動特性とその数値解析, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 276-280.  
 佐山順二・後藤智明・首藤伸夫 (1986): 屈折に関する津波数値計算の誤差, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 204-208.  
 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, 第42巻, pp. 356-360.  
 館畑秀衛 (1998): 津波数値計算技術の津波予報への応用, 月刊海洋・号外, No. 15, pp. 23-30.  
 永井紀彦, 小川英明 (2004): 平成15年(2003年)十勝沖地震津波波形の特徴, 港湾空港技術研究所資料, No. 1070, 独法港湾空港技術研究所, 92 p.  
 藤間功司・正村憲史・堂園良一・重村利幸・後藤智明 (1999): 陸棚で発生した津波に関する基礎的研究, 土木学会論文集, No. 621/II-47, pp. 141-151.  
 北海道庁 (2003): 十勝沖地震避難状況一覽表.  
 山中佳子・菊地正幸 (2003): EIC地震学ノート, No. 139.  
 Koshimura, S., F. Imamura and N. Shuto (2001): Characteristics of on-slope tsunami propagation and the accuracy of the numerical model, in Tsunami Research at the End of a Critical Decade, G. T. Hebenstreit (ed.), Kluwer Academic Publishers, the Netherlands, pp. 163-178.  
 Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, 75 (4), pp.1135-1154.  
 Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, pp. 59-80.