

津波減衰過程のトレンドとばらつきの性質の遠地津波予測への活用可能性

Feasibility of Using Decay Characteristics on Trends and Fluctuations of Tsunami for Forecasting Far-field Tsunami

林 豊¹・今村文彦²・越村俊一³

Yutaka HAYASHI, Fumihiko IMAMURA and Shunichi KOSHIMURA

In order to evaluate the decay process of far-field tsunamis, we have revised the definition of tsunami coda and related measures - moving root mean squared amplitude (MRMS amplitude), and non-dimensional tsunami amplitude (NDA) - in this paper. We applied these measures to the tsunami waveform data of 2006 and 2007 Kuril Island earthquake tsunamis observed by tidal stations located in Japan. Analytical results of tsunami coda of these events indicate that decay time constants obtained at tidal stations along the Pacific coast of Japan have only small differences. Further we confirmed that the NDA seldom exceed three times of MRMS amplitude. Then we show the possible application of utilizing these characteristics of tsunami decay process to realize appropriate cancelation of tsunami warnings.

1. はじめに

遠地震津波は一般に継続時間が長く、津波警報や津波注意報（以下、津波注警報）の第一報の発表だけでなく、解除のタイミングも災害予測情報として極めて重要な意味を持つ。例えば、現在の気象庁の津波注警報については、国内の防災関係機関が解除のタイミングに不満を持ち、強く改善を期待していることが、「地震および火山に関する防災情報の満足度調査」（気象庁，2009）で明らかにされている。この調査では改善要求度という指標を用いて分析され、防災機関の視点で津波に関する気象庁の現行の防災情報を見た場合、津波注警報の解除のタイミングの不適切さが最大の問題点である、との結果が得られている。

津波の時間減衰の予測については、振幅の時間減衰パラメータを津波伝播の数値計算で予め推定する方式が、阿部・今村（2007）により提案されている。しかし、現在の数値計算技術では長時間の津波伝播を正確には再現できず、数値計算から得られる時間減衰パラメータの信頼性が担保されない。観測事実から系統的かつ経験的に津波減衰過程の特徴を把握し、その特徴を活用して予測する方法を実現できれば、はるかに信頼性の高い手法となることが期待できる。

著者らはこれまでの研究（林ら，2009）で、津波の減衰特性を定量的に把握する方法を示し、2006年11月15日（日本時間）に千島列島のシムシル島東方沖を震源としたマグニチュード7.9の地震（気象庁地震火山部，2008；以下，2006年千島列島沖地震）に伴う津波に適用

した。また、減衰過程での振幅の確率論的な性質を注警報解除の判断基準の設定に活用する方法も提案した。本研究では、この方法を発展させ、津波の平均的な振幅の時間変化傾向の特徴も併用して、「警戒や注意が必要な津波は何時まで続くのか？」を推定できる手法を開発することを目的とする。

2. 移動自乗平均振幅・津波コーダ・無次元化津波振幅の定義

津波の時間減衰過程を議論するため、「移動自乗平均振幅」、「津波コーダ」および「無次元化津波振幅」を次の通り定義する。

(1) 移動自乗平均振幅（MRMS振幅）の定義

津波波高の時系列値から、各時刻の波高の平方を求め、移動平均し、さらに平方根を求める。これを、その時刻における移動自乗平均振幅（moving root mean squared amplitude；以下，MRMS振幅）と定義する（図-1）。

移動平均の窓幅が波の周期に比して長い場合、MRMS振幅波形は代表的な振幅の時間変化に近づくため、津波の振幅の平均的な時間変化傾向（トレンド）を把握できる。本研究では窓幅を64分とした。

なお、林ら（2009）が定義した津波エンベロープはMRMS振幅の $\sqrt{2}$ 倍にあたるが、振幅変調処理を施した厳密な意味での包絡線であるとの誤解を避けるため、本研究では定義と用語を改めることとした。

(2) 津波コーダの定義

MRMS振幅の最大値の起時（ T_{max} ）以降の部分について、波高の時系列波形を津波コーダ（tsunami coda）と定義する（図-1）。これを適用することにより、波形を津波の成長過程と減衰過程（津波コーダ）に二分できる。

1 正会員 博(工) 気象研究所 地震火山研究部
2 正会員 工博 東北大学教授 大学院工学研究科
3 正会員 博(工) 東北大学准教授 大学院工学研究科

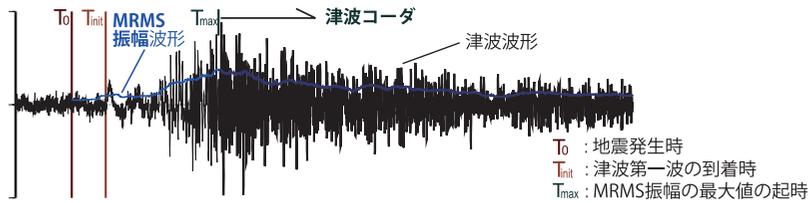


図-1 移動自乗平均振幅 (MRMS振幅) と津波コーダの定義

(3) 無次元化津波振幅 (NDA) の定義

津波波形にゼロクロス法を適用して切り出される個々の波について、半振幅とMRMS振幅との比を無次元化津波振幅 (non-dimensional tsunami amplitude; 以下, NDA) と定義する。NDAは、林ら (2009) が定義した半振幅/エンベロープ比の $\sqrt{2}$ 倍に相当するが、本研究では定義と用語を改めた。

定常な正弦波においては、NDAは常に $\sqrt{2}$ になる。しかし、位相や周期が異なる複数の波が混在する場合などは、ゼロクロス法を適用して切り出される個々の波の振幅は異なり、NDAも一定ではない。MRMS振幅を適用すれば津波の振幅の平均的な時間変化傾向 (トレンド) を把握できるのに対して、NDAの出現頻度分布に着目することによって、時間変化傾向からの振幅の「ばらつき」度合いという視点で、波の性質を議論できる。

3. 2007年千島列島沖地震津波のコーダの特性

2章の定義を、2007年1月13日に千島列島のシムシル島東方沖を震源として発生したマグニチュード8.2の地震 (気象庁地震火山部, 2008; 以下, 2007年千島列島沖地震) に伴う津波に適用した。

(1) 津波コーダにおける減衰の特徴

a) データ

2007年千島列島沖地震津波において、最大全振幅が0.25m以上となった気象庁所管の14検潮所 (図-2(a)) を抽出した。これらの津波波形の例を図-2(b) に示す。各検潮所の品質管理後の15秒毎潮位観測データから、平滑化処理後の毎時潮位データを用いて天文潮成分を差し引き、さらに、遮断周期2分のFIRローパスフィルターで波浪等による短周期成分を除去した。これらの処理後の15秒毎の時系列潮位値を津波波形とみなした。

ところで、2006年千島列島沖地震津波で日本沿岸において観測された顕著な後続波は、天皇海山列で励起された散乱波の影響を受けたものであることが、Koshimuraら (2008) によるスペクトル解析、津波伝播計算および理論的考察により明らかにされている。2007年千島列島沖地震津波でも顕著な後続波が観測されている (気象庁地震火山部, 2008) が、2006, 2007年千島列島沖地震の震源域は互いに近接しており、規模も同程度であるため、日

本沿岸での後続波の要因も同様だと推定してよいだろう。

そこで、2006年千島列島沖地震津波の特に強い散乱源であると指摘された欽明海山を經由した津波について、海岸に到達するまでの時間分布を、ホイヘンスの原理により計算した。初期波源の範囲はFujii・Satake (2008) の震源断層モデルの直上の位置とし、水深データにはETOPO1 (Amante・Eakins, 2009) を、津波走時計算プログラムにGeowareのTsunami Travel Time programを用いて、走時計算で求めた散乱波の到着時 (T_{scat}) を図-2(b) に示す。北海道沿岸と小笠原諸島の観測点 (花咲と父島) では津波コーダ中に、それ以外の太平洋側の各観測点では、津波コーダの開始以前に欽明海山からの散乱波が到達したといえる。これは、北海道沿岸と小笠原諸島に位置する前者の観測点群では、津波コーダへの寄与が千島海溝または小笠原海嶺に沿った境界波によるところが大きいことを示している。加えて、後者の観測点群では、津波コーダが主として天皇海山列起源の散乱波の影響を受けたものであることを示している。2007年千島列島沖地震津波のコーダ波は、このような特徴を有するデータである。

b) 手法

a) の各津波波形に2章の定義を適用して、津波コーダにおけるMRMS振幅の時間変化を指数関数で近似し、各検潮所について、回帰分析により減衰の時定数 ($1/e$ に減衰するのに要する時間) を求めた。この際、MRMS振幅のバックグラウンドレベル (地震発生直前3時間のMRMS振幅の平均値) を考慮に入れて補正した。ただし、津波コーダの最初の32分 (移動自乗平均の窓幅の半分)、地震発生後48時間以上経過した期間、S/N比が2未満になった時刻以降は、いずれも解析対象から外した。なお、MRMS振幅がバックグラウンドレベルの $\sqrt{3}$ 倍以上であれば、S/N比が2以上であると推定した。

c) 結果

2007年千島列島沖地震津波の津波コーダの例を図-2(b) に、同津波のMRMS振幅の時間変化を指数関数で近似して求めた減衰の時定数を図-2(a) に示す。時定数は11の検潮所 (いずれも太平洋側) について決定でき、12.5~25.1時間の範囲であった。平均は19.1時間、標準偏差は4.0時間であった。

(2) 津波コーダにおける波の振幅の分布の統計的特徴

a) データ

3.(1)節のa)で示した津波波形のうち、減衰の時定数が求められた11検潮所(図-2(a))の津波コーダを用いた。ただし、3.(1)節のb)と同様に、津波コーダの最初の32分、地震発生後48時間以上経過した期間、S/N比が2未満になった時刻以降は、解析の対象外とした。

b) 手法

津波コーダにおけるNDAの出現頻度分布を検潮所毎に求め、レイリー(Rayleigh)分布を用いて、頻度分布を最も説明できるモデルパラメータを最尤法で決定した。また、11検潮所分全てを一括して津波コーダにおけるNDAの出現頻度分布を求め、レイリー分布のモデルパラメータを決定する処理(以下、統合処理)も行なった。

c) 結果

津波のコーダにおけるNDAの出現頻度と統計モデルの例として、11検潮所の津波波形から抽出した計2,123波を統合処理した結果を図-3に示す。表-1に示すとおり、レイリー分布でNDAの出現頻度分布を説明する場合、モデルパラメータは1.0に近い値(個々の検潮所では0.76~1.04, 統合処理では0.97)を取る。

4. 考察

(1) 2006・2007年千島列島沖地震津波のコーダの減衰の特徴の比較

3章の2007年千島列島沖地震津波の解析例では、津波コーダにおけるMRMS振幅の時間減衰は指数分布で近似でき、その時定数は、太平洋側の11の検潮所について決定できた。時定数は12.5~25.1時間の範囲で、平均は19.1時間、標準偏差は4.0時間であった。最小値(父島)と最大値(三宅島)以外は全て平均値 $\pm 25\%$ の範囲に収まった。

また、太平洋に面した検潮所における2006年千島列島沖地震津波のコーダ波を、3章と同じ定義・方法で解析したところ、26検潮所について時定数が得られた。その結果は、時定数は12.7~26.5時間の範囲、平均20.1時間、標準偏差3.3時間であった。図-2(a)に示した観測点を例に、表-1に2006年と2007年の両千島列島沖地震津波のコーダの特性の比較を示す。津波コーダにおけるMRMS振幅の減衰の時定数は、太平洋側での平均・標準偏差については両地震津波で類似の性質が見られる。このことは、減衰の時定数が、波源域と観測点の海域の組み合わせでおよそ特徴づけられている可能性があることを示唆している。

津波コーダにおける振幅のばらつき度合いについての性質については、2006、2007年千島列島沖地震津波で各検潮所の波形から得られた津波コーダについて、NDAの

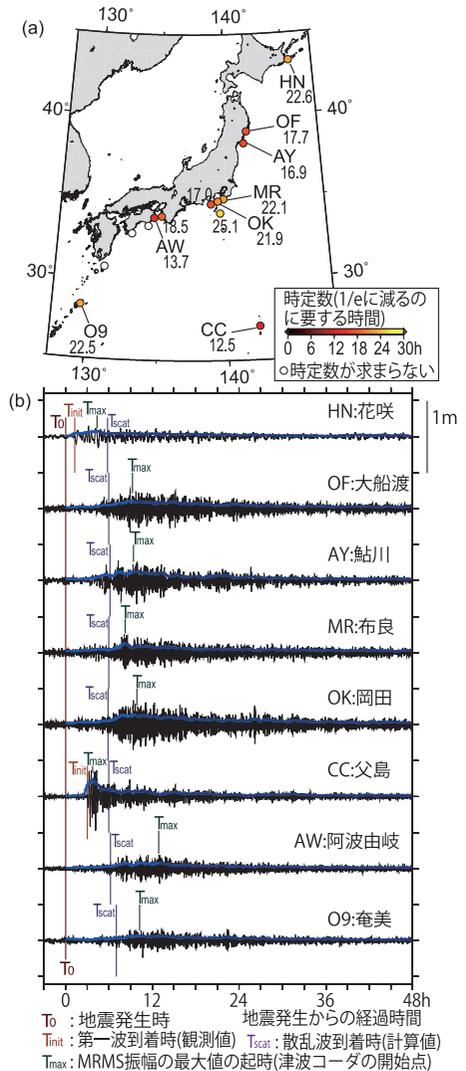


図-2 2007年千島列島沖地震津波の減衰 (a)津波コーダでの振幅の減衰の時定数, (b)MRMS振幅と津波コーダの例

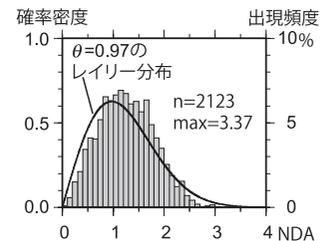


図-3 2007年千島列島沖地震津波のコーダにおける無次元化津波振幅(NDA)のばらつき

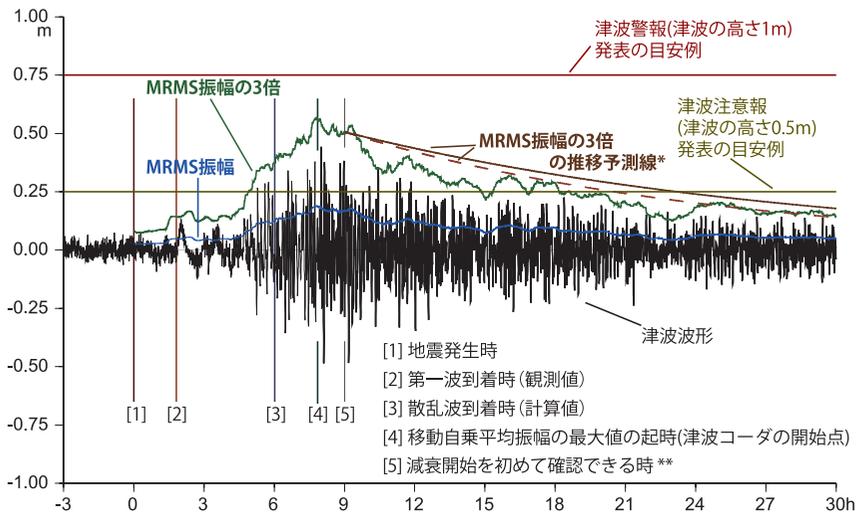
出現頻度分布をレイリー分布で近似した場合、二つの地震津波事例では、いずれも1.0に近い値であった(3.(2)節のc)および表-1)。モデルパラメータ1.0のレイリー分布では、3、4以上の値を取るサンプルの割合は、それぞ

表-1 2006, 2007年千島列島沖地震津波のコーダ波の特性の比較例

	2006年						2007年					
	MRMS振幅		減衰の	NDA*			MRMS振幅		減衰の	NDA*		
	最大(m)	起時(h)	時定数(h)	波の数	最大	σ	最大(m)	起時(h)	時定数(h)	波の数	最大	σ
HN: 花咲	0.265	4.19	21.9	87	2.22	0.88	0.112	4.33	22.6	89	2.58	0.76
OF: 大船渡	0.268	7.82	16.3	312	2.79	0.94	0.152	9.27	17.7	328	2.64	1.04
AY: 鮎川	0.312	9.22	22.0	262	2.64	0.93	0.189	9.39	16.9	147	3.04	1.01
MR: 布良	0.287	8.12	19.4	265	2.55	0.95	0.179	8.23	22.1	185	2.87	1.04
OK: 岡田	0.301	8.75	17.7	424	2.77	0.99	0.190	9.87	21.9	336	3.37	1.03
CC: 父島	0.352	4.37	22.0	200	5.63	1.29	0.340	3.75	12.5	131	2.57	0.99
AW: 阿波由岐	0.227	9.64	21.4	164	2.59	0.92	0.100	10.05	13.7	43	2.66	0.90
O9: 奄美	0.296	9.17	16.6	179	2.58	0.94	0.135	9.64	22.5	100	2.40	1.01
統合処理または平均<標準偏差>**			20.1<3.3>	5232	5.63	0.94			19.1<4.0>	2123	3.37	0.97

* σ は、NDAの出現頻度分布をレイリー分布で近似した場合のモデルパラメータ。

** 減衰の時定数は、太平洋側（2006年は26観測点，2007年は11点）の平均と<標準偏差>。NDAは、全観測点（2006年は28点，2007年は11点）の統合処理。



* 推移予測線の根拠となる減衰時定数の算出方法

— この地震津波例(2006年千島列島沖地震津波)での太平洋側の平均を用いた場合

- - - この波形例(2006年千島列島沖地震津波の大船渡検潮所)の津波コーダから求めた値を用いた場合

** 散乱波の到来を予見し、かつ、1時間毎に波形を確認した場合で、MRMS振幅がそれまでの最大値から10%以上減少したことを初めて確認できる時

図-4 MRMS振幅の近似関数とNDAのばらつきの性質を併用した津波振幅の推移予測と津波監視への活用方法例

れ全体の1.1%，0.03%に過ぎない。また、両地震津波のコーダ波においてNDAの最大値で3以上を観測したのは計37点のうち3点のみである（表-1）。統計モデルからも観測結果からも、MRMS振幅の3倍以上、つまりNDAが3以上の波は、出現が稀であるといえる。

(2) 津波コーダの減衰特性の津波注警報解除への活用可能性

MRMS振幅をリアルタイムに時系列水位波形に適用すれば、その値の減少を検知することで、津波の減衰開始の判断が可能になる。もし、予め減衰の時定数を知ることができれば、津波の減衰開始を認識した時点で、図-4に示すようにMRMS振幅の3倍、すなわち、(1)で導いた出現可能性がある半振幅の上限値、の推移予測線と津

波注警報発表の目安のしきい値との交点を求めて、津波注警報を解除するおよそのタイミングを予告することが可能になる。

気象庁は、現行の津波予報では、津波の高さ（平時の水位からの偏差）の予測は1m以上を津波への警戒を呼びかける津波警報に、同0.5mを津波への注意を喚起する津波注意報に対応させている。そこで、仮に半振幅0.25mと0.75mを各津波予報カテゴリ間の閾値とみなして、津波注警報の解除の判断をする場合を考えてみる。MRMS振幅はリアルタイムに計算して監視に活用されていると想定して、図-4の波形例（2006年千島列島沖地震津波の大船渡検潮所）を用いて、以下に議論する。

気象庁による遠地津波の予報は、シナリオ型津波デー

データベース（以下、DB）に基づいている。多数の地震シナリオについて予め津波伝播を数値計算した計算結果のうち、各地の第一波到達時刻と最大波高がDBに収録されている。地震発生直後には、類似の地震シナリオに対応する津波数値計算結果を検索して、予報を組み立てる仕組みが基本になっている。現行のDB作成時には捨てられた計算結果であるが、もし、各地での津波最大波の出現時刻、あるいは時系列波形も収録する改修を施せば、津波発生時に予報担当者がDBを参照して、最大波のおよその出現時刻から、顕著な散乱波が直接波に遅れて到達することを予見できる場合がある。この例では、改修されたDBがあれば、津波注警報の解除を判断すべき段階が、3.(1)節のa)の津波走時計算の方法で求めた散乱波到達時（図-4の[3]）以降だと、予報担当者が直ちに認識できたと考えられる。

散乱波到達時以降でMRMS振幅の最大値から10%以上の減少を初めて確認できた時に、津波コーダの開始だと認識できると仮定する。もし、1時間毎に津波波形を確認していれば、コーダの開始を認識した時点は図-4の[5]であり、この時点でMRMS振幅の3倍値は約0.5mとなり、津波警報発表の目安のしきい値を下回る。そのため、当該予報区に津波警報を発表中の場合、この時点で警報を注意報へ切り換える判断が可能になるはずである。

さらに、MRMS振幅の減衰の時定数をあらかじめ知っていれば、図-4からMRMSの推移予測線と津波注意報発表の目安の閾値との交点が、[5]の11.5～14.5時間後と分かり、その頃以降には、津波注意報の基準に達するような振幅の波が発生しない、と予測することができる。ただし、図-2(b)および図-4に示す通り、MRMS振幅波形は単調には減衰しないため、MRMSの推移予測線と津波注意報の発表基準の閾値との交点は、予測時点により異なる。これが、注意が必要な津波の継続時間の予測の誤差の要因となりうる。MRMS振幅を求める際の移動平均の窓幅の大きさも、同様に誤差の要因となりうる。

以上のように、MRMS振幅の近似関数があらかじめ分かれば、MRMS振幅の3倍以上の半振幅の波の出現が稀だという津波コーダの「ばらつき」の性質と組み合わせることで、津波の減衰過程に関する新たな予測が可能であると分かる。つまり、リアルタイムに津波波形からMRMS振幅を求めて、津波の推移を監視すると、「警戒や注意が必要な津波は何時まで続くのか？」を判断でき、津波注警報を解除できるおよその時刻を予告可能になると考えられる。一方で、そのような津波の継続時間の予測誤差の定量的な推定については、課題が残されている。

5. 結論

2006年および2007年千島列島沖地震津波の津波コーダ

の減衰特性を比較すると、太平洋側での振幅の減衰の時定数は約20時間で観測点依存性は小さく、両津波の差も小さい。また、いずれの事例でもNDAの出現頻度分布からその近似モデルからは、MRMS振幅の3倍以上の半振幅の波の出現が稀だという性質が確認できた。

リアルタイムにMRMS振幅を監視し、さらに津波コーダにおけるMRMS振幅の時間変化の近似関数と、NDAの出現頻度の分布モデルを組み合わせることで、「警戒や注意が必要な津波は何時まで続くのか？」を判断できる可能性があることを示せた。他の津波事例への適用を通じて、様々な波源一観測点の組合せでMRMS振幅の近似関数を予め系統的に決定できれば、津波の推移予測に基づいた解除タイミング予告を含め、津波注警報の適切な運用を実現しうると考えられる。今後は、近似関数群の系統的な決定へと、研究を進展させていく。

謝辞：本論文は、第一著者の学位論文（林，2010）の一部を元に著したものである。三名の査読者からは、有益な修正意見をいただいた。本研究の一部は、財団法人前田記念工学振興財団から研究助成（平成21年度土木分野-1）を受けて実施した。本研究で使用した品質管理・平滑化処理された潮位観測データは、気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室から提供を受けた。本論文の図は、Generic Mapping Tools（Wessel・Smith, 1998）を用いて準備した。ここに記して、関係各位に謝意を表する。

参考文献

- 阿部郁男・今村文彦（2007）：津波データベースを利用した簡易的な津波減衰指標の提案，海工論文集，第54巻，pp. 186-190.
- 気象庁（2009）：地震及び火山に関する防災情報の満足度調査調査結果，153 p.
- 気象庁地震火山部（2008）：2006年11月15日及び2007年1月13日の千島列島東方の地震，験震時報，第71巻，pp. 103-135.
- 林 豊（2010）：遠地地震津波のコーダ波の減衰特性に関する研究，東北大学大学院工学研究科博士学位論文，126 p.
- 林 豊・越村俊一・今村文彦（2009）：津波のコーダとエンベロープの遠地津波予測への活用可能性—その定義と2006年千島列島沖地震津波への適用—，土木学会論文集B2（海岸工学），B2-65（1），pp. 276-280.
- Amante, C. and B. W. Eakins (2009): ETOPO1 1 arc-minute globe relief model: Procedures, data sources and analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 p.
- Fujii, Y. and K. Satake (2008): Tsunami sources of the November 2006 and January 2007 great Kuril earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.98, pp. 1559-1571.
- Koshimura, S., Y. Hayashi, K. Munemoto and F. Imamura (2008): Effect of the Emperor seamounts on trans-oceanic propagation of the 2006 Kuril Island earthquake tsunami, Geophys. Res. Lett., Vol. 35, L02611, doi:10.1029/2007GL032129.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Trans. AGU, vol. 79, pp. 579.