

2006 年千島列島沖地震にともなう津波の深海底現場観測について

In-situ Observation of Tsunami from the Off Kuril Islands Earthquake of 15 November 2006

松本浩幸¹・川口勝義²・浅川賢一³

Hiroyuki MATSUMOTO, Katsuyoshi KAWAGUCHI, Kenichi ASAKAWA

Tsunami from the mega-thrust earthquake off the Kuril Islands on 15 November 2006 was observed by the offshore long-term observatory off Hokkaido, Japan. About one hour later, a series of the tsunami signal was observed by three bottom pressure sensors. Tsunami amplitudes observed offshore were approximately 5 cm, while those observed at the coast were a few tens of centimeters. An acoustic Doppler current profiler (ADCP) at the ocean-bottom, however, could not record any current anomaly by the tsunami propagation. In the present study, the tsunami computation has been also done, and its results have been compared to the observations.

1. はじめに

2004 年 12 月に発生したスマトラ島沖地震 ($M>9.0$) による津波 (インド洋津波) は, 津波警報システムの未整備地域を中心に犠牲者が 20 万人以上という有史以来最大規模の津波災害をもたらした, 津波警報システムが津波防災に果たす重要性を如実に示す事例となった. インド洋津波災害を機に, 日本と米国が運用している太平洋津波警報システムの知見をインド洋にも適用して, 世界的規模で津波を監視することにより, 津波警報を早期発信できる体制を整える機運が高まってきた.

津波早期警報システムを実現するファシリティの一つが沖合津波観測・監視システムである. 米国では, 海洋大気局 (NOAA) が太平洋上に 6 機の DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami) ブイを設置して海底の水圧を観測することにより, 津波を早期検知する体制を整備している. 一方, 日本では海溝型巨大地震発生帯に海底ケーブル式津波計や GPS 津波計が整備されつつある. 津波の沖合観測は, 1978 年に御前崎沖で開始されて以来, 房総半島沖, 伊豆東方沖, 相模湾, 三陸沖, 室戸岬沖そして釧路沖といった日本の周辺海域に広がっている. そして 2004 年紀伊半島沖で発生した地震 ($M7.4$) では, 沿岸到達の約 20 分前に津波を検知することに成功した (松本・三ヶ田, 2005). GPS 津波計や海底津波計に代表されるように, 近年, 沖合観測機器により津波の早期検知に成功して, これらの機器を利用した津波早期警報システムへの期待が高まっている.

2006 年 11 月 15 日に千島列島沖で $M8.3$ の地震が発生して, わが国で震源に最も近い北海道釧路・十勝沖の深海底に設置している「海底地震総合観測システム」上を津波が通過した. 本研究では, 「海底地震総合観測観測システム」に含まれる海底津波計ならびに先端観測ステーションに接続されている音響層別流向流速計 (ADCP) および深海底カメラ観測で得られた知見を報告する. さらに米国地質調査所 (USGS) の断層モデルから津波の再現計算を行い, 現場観測との比較, 検討を行い, 既存システムによる津波早期検知の可能性について議論する.

2. 2006 年千島列島沖地震について

(1) 地震と津波の概要

2006 年 11 月 15 日 11 時 14 分 16 秒 (UTC 時刻, 以下同様) に千島列島沖で $M8.3$ の地震が発生した (USGS, 2006). 千島海溝沿いでは年間 9 cm の速度で太平洋プレートがユーラシアプレートに沈み込んでおり, 海溝型巨大地震は空白域を埋めていくように発生する. 震源付近では最近では 1915 年に $M7.9$ の地震が発生しており, 今回の震源の南西と北東ではそれぞれ 1963 年と 1952 年に巨大地震が発生している.

図-1 に示すように, USGS (2006) が発表している 2006 年千島列島沖地震の震源メカニズムは低角逆断層のプレート境界で発生した海溝型地震である. また地震発生から 24 時間以内の余震分布は, 断層面が震源から海溝に沿って北東方向に約 200 km 破壊したことを示唆している.

地震発生から約 15 分後の 11 時 30 分に太平洋津波警報センターは, 太平洋沿岸のロシアと日本に津波警報を発令した. 第一報での地震マグニチュードは 7.7 で, のちに決定された地震マグニチュードより 0.6 ほど過小評価されている. 1 時間後に発表された第二報では地震マ

1	正会員	博(工)	(独法)海洋研究開発機構 ネットワーク開発部	海底地震・津波ネ
2		博(理)	(独法)海洋研究開発機構 ネットワーク開発部	海底地震・津波ネ
3		工博	(独法)海洋研究開発機構 ネットワーク開発部	海底地震・津波ネ

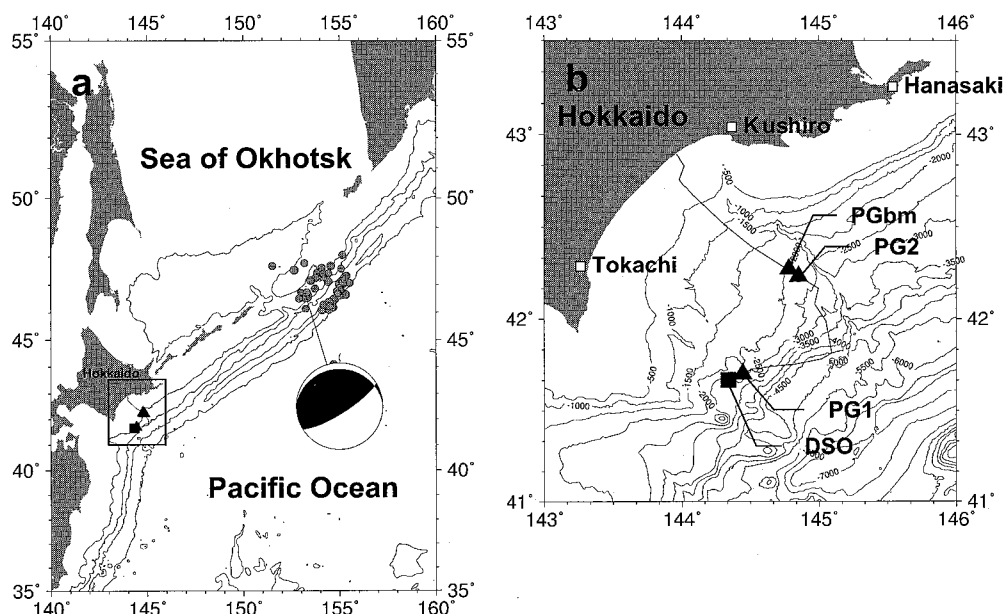


図-1 2006年千島列島沖地震の震源および北海道釧路・十勝沖海底地震総合観測システムの観測機器の位置（図中の小さな丸は地震発生後24時間以内に発生した余震分布（USGS, 2006））

グニチュードが8.1に引き上げられた。日本では、気象庁が11時29分に北海道太平洋岸東部とオホーツク沿岸に「津波」の津波警報を、その他の太平洋沿岸に「津波注意」の津波注意報を発令した。津波警報と注意報は、約5時間後に解除されたが、その後に三宅島で最大波が観測されたことがのちに注目されて、津波警報の解除の困難さが浮き彫りとなった。津波は北海道沿岸では地震発生から約1時間後に観測され、東北地方では約2時間後に観測された。震源から太平洋へ伝播した津波は、ハワイや北米大陸でも観測されている。

（2）北海道釧路・十勝沖海底地震総合観測システム

海洋研究開発機構は1999年7月に、プレート境界の地震活動や海底変動現象、海底環境変動を長期間連続的にリアルタイムで観測する目的で、海底地震総合観測システムを図-1の北海道釧路・十勝沖に設置した（Hirataら, 2002）。観測システムは海底地震計と海底津波計および先端観測ステーションから構成されており、これらの観測機器は海底ケーブルで接続されている。各観測機器は水深2000m以上の海底に設置されており、取得されたデータは北海道音別町にある陸上局へリアルタイムで伝送されている。

津波計として設置されている機器は、水圧計で英語のPressure Gaugeの頭文字をとって本論文ではPGと表示する。観測システムには、海底ケーブル内に設置されているインライン式水圧計が2台（PG1とPG2）と、2004年7月からは暫定的に1台の水圧計を海底ケーブ

表-1 海底水圧計と先端観測ステーションの設置位置

	Latitude	Longitude	Depth
PG1	41°42.24'N	144°26.25'E	2,218 m
PG2	42°14.19'N	144°50.72'E	2,210 m
PGbm	42°16.64'N	144°46.87'E	2,069 m
DSO	41°40.06'N	144°20.45'E	2,625 m

ルに追加接続して運用している。この追加水圧計は、海底ケーブルの分岐装置（Branching Mux）と呼ばれるコネクタに接続されているので、本論文ではPGbmと表示する。水圧計PGbmは海底ケーブルからの電源供給ができないので、毎年バッテリー交換を実施している。最後にバッテリーを交換したのが2006年6月だったので、2006年千島列島沖地震のときには稼働していた。すなわち地震時には3台の海底水圧計が稼働していた。また先端観測ステーションには、深海底の環境変化を計測するセンサー類が設置されており、これらも稼働していた。図-1において先端観測ステーションは、Deep-Sea Observatoryの頭文字をとってDSOと表示する。海底水圧計ならびに先端観測ステーションの位置と設置水深を表-1に示す。観測システムは、大まかには震源から800～900km南西に位置している。

2006年千島列島沖地震のときに海底水圧計で観測された水圧変動を図-2に示す。水圧計は1Hzサンプリングでデータを転送しているが、図-2は60秒の移動平均処理を施したものである。移動平均のみの処理なので、波形には潮汐成分は依然として含まれている。海底水圧

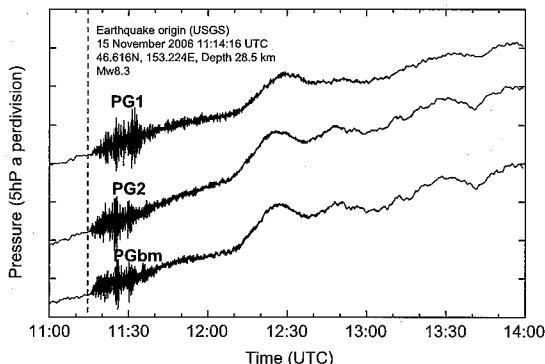


図-2 2006年千島列島沖地震のときに海底水圧計で観測された水圧変動 (図の縦軸の1目盛は5hPa)

計による津波観測をするときには、以前にも同様の処理を施して津波シグナルを抽出した (松本・三ヶ田, 2005)。

地震発生時の11時14分から約20分間は地震動成分が含まれている。図-2からは、地震発生から約1時間後の12時15分頃に周期約30分の津波第一波が観測されていることが読みとれる。PG2とPGbmは、ほぼ同じ地点に位置するので、津波到達時刻は12時09分でその後の波形に大差はない。一方、PG1はこれらに比べて68km南西にあるので、津波到達時刻に3分程度の遅れが認められ、津波第一波の到達時刻は12時12分となっている。いずれの海底水圧計でも観測された津波第一波の振幅は5hPa、すなわち静水圧に換算した値で5cmとなっている。

一方、沿岸の検潮記録により地震発生からいち早く津波第一波を観測したところを抽出すると、津波第一波は、北海道根室市花咲で12時29分に波高40cm、北海道釧路市で12時43分に波高20cm、北海道十勝港で12時49分に波高40cmとなっている (気象庁, 2006)。

北海道釧路・十勝沖に設置している海底水圧計は、今回の震源に最も近い根室市花咲よりも10分以上前に津波を検知したことになる。また、沿岸で観測される津波は沖合に比べて10倍の増幅効果を受けていることが明らかとなった。

3. 津波の再現計算

本研究では、千島海溝沿いで発生する津波の伝播特性を検討するために、2006年千島列島沖地震にともなう津波の再現計算を実施した。断層モデルは遠地実体波の解析に基づくUSGS (2006) の解析結果を使用して、津波の伝播計算はOhmachiら (2001) の手法にしたがって三次元モデル化した流体計算を実行した。

まずOkada (1985) の半無限弾性体内の食い違い理

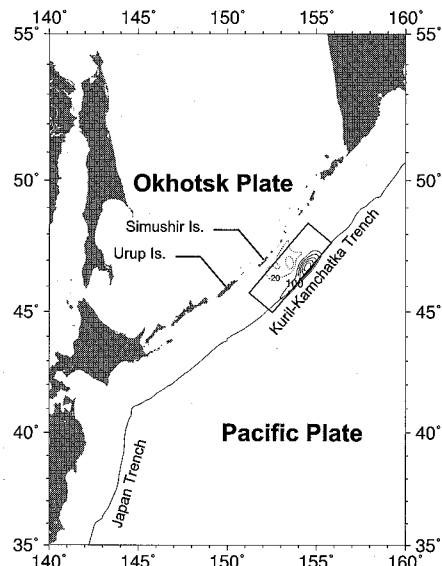


図-3 断層モデル (USGS, 2006) から計算される海底地盤変位 (コンター数字の単位はcm)

論により、220の小断層に分割された断層モデルから海底の静的変位分布を計算した。断層面の投影とその変位分布を図-3に示す。断層面上縁付近、すなわち海溝軸付近では最大200cmの隆起が発生している一方、Simushir島沖で約40cmの沈降が計算されている。これを断層破壊に要した震源時間関数と等しくなるように流体に境界条件として動的に入力して、津波の発生・伝播過程を再現した。すなわち破壊伝播速度は無限大として、津波ライズタイムはRamp-time関数として100sと仮定して津波を発生させた。津波伝播は、水平方向2分メッシュ、鉛直方向1000m、時間間隔0.5sとするスタッガードグリッド格子を用いた差分法で計算した。

津波発生から20分毎の海面変動すなわち津波伝播状況をスナップショットで図-4に示す。20分後には津波波源に近い千島列島の島々に津波が到達していることが再現されている。40分～60分後にかけて、津波は千島列島を超えてオホーツク海へ伝播していくものと、一部は千島列島で反射して津波第二波として太平洋へ伝播している。オホーツク海に比べて太平洋のほうが水深が大きいため、太平洋を伝播する津波のほうがその伝播速度は大きい。波高については、逆にオホーツク海のほうが大きくなっている。一般的に津波エネルギーは、断層面の走向と直交する方向で大きくなる。2006年千島列島沖地震の場合も千島海溝と直交する方向で津波の波高が大きくなっている。図-4によれば、津波は60分～80分後に北海道釧路・十勝沖の観測システムを通過していることが分かる。図-4では、海溝に沿って津波フロン

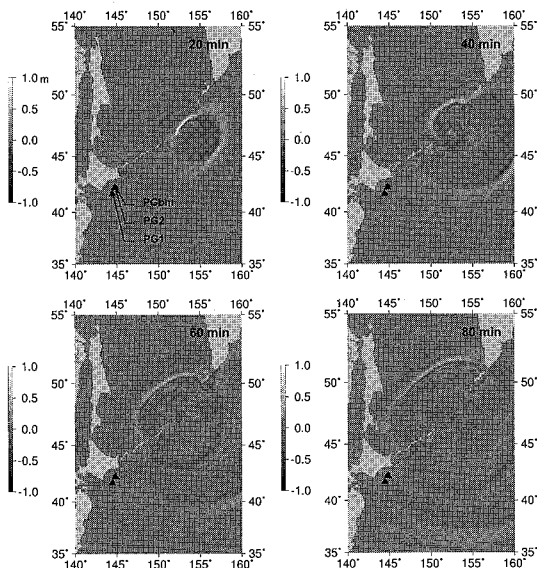


図-4 断層モデルから計算した津波伝播（時間は津波発生からの経過時間）

トが先行する現象が再現されており、北海道根室市花咲の検潮所よりも観測システムが津波第一波を10分以上早く観測できたことと一致する。

北海道釧路・十勝沖観測システムの海底水圧計で観測された水圧変化と再現計算の比較を図-5に示す。先述のように観測記録には潮汐変化が記録されているので、海底水圧計設置地点の潮汐成分の計算をMatsumotoら(2000)の手法を用いて計算して、津波計算結果に足し合わせた。USGS(2006)の断層モデルによる計算では、観測値と比べて津波到達時刻については約5分ほどが早くなったが、振幅についてはほぼ再現できている。ただし、第二波以降については、再現性はあまりよくない。

4. 先端観測ステーションにおける津波観測

(1) 流向流速観測

北海道釧路・十勝沖の観測システムの先端観測ステーションに音響層別流向流速計(Acoustic Doppler Current Profiler: ADCP)が接続されている(図-1のDSO)。ADCPは水深2630mの海底に設置しており、30分に一度起動して海底から最大高さ280mの流速ベクトル分布を観測する。2003年十勝沖地震のときには、地震発生から約2時間後に最大流速140 cm/sの乱泥流の観測に成功した(Mikadaら, 2006)。2006年千島列島沖地震を含む11月15日の12時間分の水平方向の流速ベクトルを図-6に示す。地震発生時刻およびADCP近傍の津波計PG1から推定した津波到達時刻を図中に破線で示している。

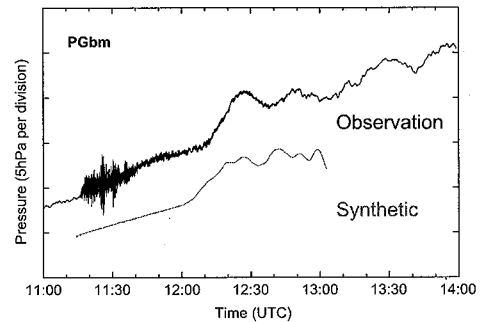
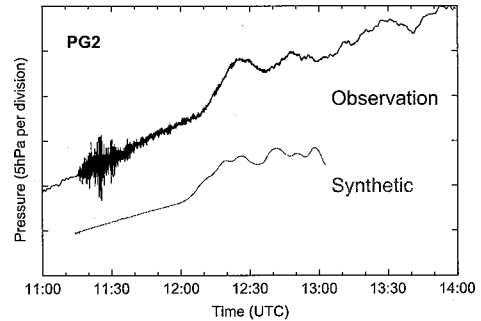
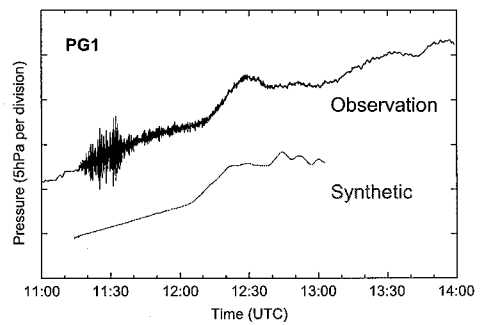


図-5 海底水圧計PG1, PG2, PGbmで観測された水圧変化と津波再現計算との比較(図の縦軸の1目盛は5hPa)

結果として、ADCPの記録には地震発生時および津波到達時において深海底での顕著な流速変化は認められない。海底と海水に作用する摩擦項を無視した理想的な系を仮定したときの津波波高と水深から理論的に計算される流速 u は以下のように表される。

$$u = \sqrt{\frac{g}{h}} \eta = \frac{c}{h} \eta \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 g , h , η , c はそれぞれ重力加速度、水深、津波波高、津波位相速度を表す。式(1)から得られる流速は0.3 cm/sであり、これはADCPの観測可能範囲の下限である1 cm/sよりさらに小さい。このためADCPでは津波のシグナルを観測できなかった。数値計算でもADCP設置点の海底における流速は最大で0.1 cm/sとなり、ADCPの観測可能範囲外となった。

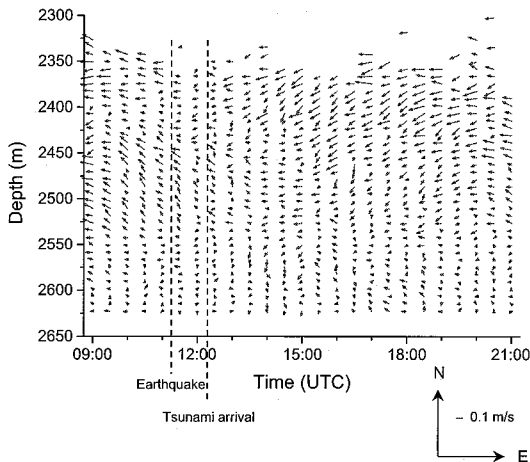


図-6 先端観測ステーションの ADCP で観測された流速ベクトル



図-7 津波通過時の先端観測ステーションのカメラ画像

(2) 深海底カメラ映像

さらに先端観測ステーションには定点カメラも設置しており、2006年6月に先端観測ステーションにLEDライトを設置したことでカメラ観測も可能となった。海底面の映像をリアルタイムで陸上へ伝送しているが、図-7の津波通過時の深海底カメラ映像も平常時と比べて、顕著な環境変化は認められなかった。

5. おわりに

2006年11月15日に千島列島沖で発生した地震による津波を、北海道釧路・十勝沖に設置している3台の海底津波計で観測した。地震発生から約1時間後に、海底津波計で振幅5cmの津波が観測された。これは北海道の最東端に位置する根室市花咲よりも10分以上早い観測である。これは北海道釧路・十勝沖に設置している津

波監視システムが、千島海溝沿いで発生する津波に対して、わが国で最も早い津波観測を可能とするファシリティであることを示唆している。

地震時には同システムの先端観測ステーションに設置している音響層別流向流速計 (ADCP) ならびにライブカメラも稼働していたが、津波伝播に関連する流速変化ならびに環境変化は観測されなかった。現在のところ、既設の ADCP により津波シグナルを検知するのは、最小観測流速のしきい値の問題から困難である。

謝辞：本研究を行うにあたり、海洋研究開発機構の岩瀬良一氏には観測システムのデータ処理についてご指導いただいた。本研究は文部科学省科学研究費補助金若手研究 (B)「沖合リアルタイム観測データの津波早期警報システムへの高度利用」の一部として実施されたものである。

参 考 文 献

- 気象庁(2006):2006年11月15日20時15分頃の千島列島で発生した地震について、報道発表資料。
- 松本浩幸・三ヶ田均(2005):2004年紀伊半島沖地震に伴う津波の沖合観測、海岸工学論文集、第52巻、pp.256-260。
- Hirata, K., M. Aoyagi, H. Mikada, K. Kawaguchi, Y. Kaiho, R. Iwase, S. Morita, I. Fujisawa, H. Sugioka, K. Mitsuzawa, K. Suyehiro, H. Kinoshita, and N. Fujiwara(2002):Real-time geophysical measurements on the deep seafloor using submarine cable in the southern Kurile subduction zone, *IEEE J. Ocean. Eng.*, 27, pp.170-181.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe(2000):Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan, *J. Oceanography*, 56, pp.567-581.
- Mikada, H., K. Mitsuzawa, H. Matsumoto, T. Watanabe, S. Morita, R. Otsuka, H. Sugioka, T. Baba, E. Araki, and K. Suyehiro(2006):New discoveries in dynamics of an M8 earthquake --Phenomena and their implications from the 2003 Tokachi-oki Earthquake using a long term monitoring cabled observatory--, *Tectonophysics*, 426, pp.95-105.
- Ohmachi, T., Tsukiyama, H., Matsumoto, H.(2001):Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, pp.1898-1909.
- Okada Y.(1985):Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, pp.1135-1154.
- U.S. Geological Survey(2006):Rupture process of the 2006 NOV 15 Magnitude 8.3 - KURIL Island Earthquake (Revised).