

海底ケーブル式水圧計により観測されたマイクロ津波の特性

松本浩幸*・平田賢治**・末廣 潔***

2000 年 1 月 28 日 14 時 21 分 (GMT) に根室沖で発生した M_w 6.8 の地震の際に, 海洋科学技術センターが釧路・十勝沖で運用している海底ケーブル式水圧計により周期が異なる 2 種類の水圧変動成分が観測された。水圧計で観測された水圧変動の振幅は水位換算で 4~6 mm であった。地震解析などから推定された震源断層パラメータを与え, 津波の発生・伝播解析を行った結果, これら 2 種類の水圧変動成分はこの地震により発生した Rayleigh 波およびマイクロ津波に起因していることが明らかになった。本研究は, 津波とともに Rayleigh 波も同時に観測・検出できれば, 短時間で実際の津波の振幅を大まかに予測できることを示唆している。

1. はじめに

釧路・十勝沖の千島海溝では, 太平洋プレートが北海道や千島列島の下へ沈み込んでおり, このプレート運動が原因となる M8 クラスの海溝型巨大地震が地震空白域を埋めていくように発生して, 周辺地域に地震と津波の被害を与えてきた。最近では, 政府の地震調査研究推進本部 (2003) により, 「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」が発表され, この地域での地震活動と津波の研究はとりわけ重要になってきている。

海洋科学技術センター (JAMSTEC) では, 1999 年 7 月から 8 月にかけて釧路・十勝沖に海底地震総合観測システム 2 号機 (以下, 釧路システムと略称) を敷設した。図-1 に示すように, 釧路システムはケーブル全長 240 km, その中にインライン型海底地震計 3 台 (図中の白丸), およびインライン型津波計 2 台 (図中の黒丸) を含み, ケーブル先端には多目的観測システム, およびこの観測ケーブルを拠点に機動的なりアルタイム観測を実現するためのケーブルの分岐装置を 2 式装備したシステムから構成されている (Hirata 他, 2002)。システム敷設以来, 継続的に観測を続けており, 海域の詳細な地震活動が明らかになり, さらに震源決定の精度が向上し, 徐々にこの海域の海底下構造と地殻活動の履歴を正確に把握することに寄与している。

2000 年 1 月 28 日に根室沖で発生した M_w 6.8 の地震により発生したと考えられるマイクロ津波, およびそれに先行する Rayleigh 波らしき水圧変動成分が海底ケーブル式水圧計で観測された。これら 2 種類の海面変動は, 近傍の従来からの検潮儀では観測されていない。検潮儀で観測された記録は津波が沿岸近くを伝播する際に非線形性の影響を強く受けた記録であるが, 沖合で観測された Rayleigh 波と津波は非線形性の影響が小さいと考えられる。

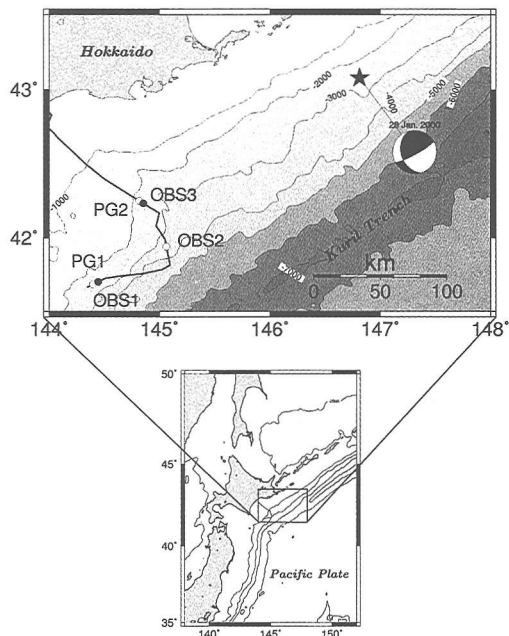


図-1 釧路・十勝海底ケーブル観測システム (実線がケーブルルート, 黒丸が津波計, 白丸が地震計) と 2000 年 1 月 28 日根室沖で発生した地震の震央位置 (星印)

以前から, 首藤 (1991) は 1983 年日本海中部地震では, 津波に先行した海面変動が, 首藤他 (1994) は 1993 年北海道南西沖地震では, 断層運動に起因しない津波があることを指摘しており, 井上・大町 (2002) はこれらは Rayleigh 波であると解釈している。

本研究では, 地震解析などから推定された震源断層パラメータを与えて, 津波解析によりこの地震に伴ってマイクロ津波, および Rayleigh 波が 2 台の水圧計で検知されたことを確認する。さらに, Rayleigh 波を使った津波の早期検知の可能性について議論する。

2. 2000 年 1 月 28 日の地震とマイクロ津波

釧路システムの 2 台の津波計 PG1 と PG2 は, それぞれ海底下 2283 m と 2248 m に設置されている。温度補償

* 正会員 工博 海洋科学技術センター 深海研究部 研究員
** 理博 海洋科学技術センター 深海研究部 研究員
*** 理博 海洋科学技術センター 深海研究部 部長

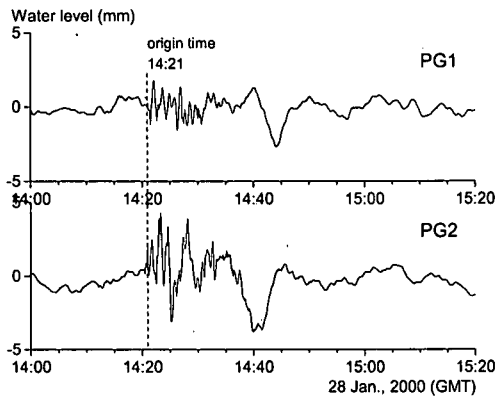


図-2 2000年1月28日の地震時に観測された海面変動

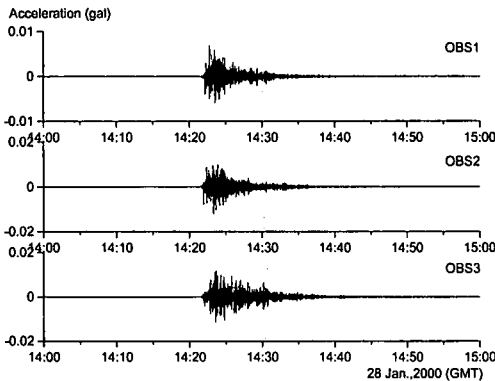


図-3 2000年1月28日の地震時に観測された地震動(上下動成分)

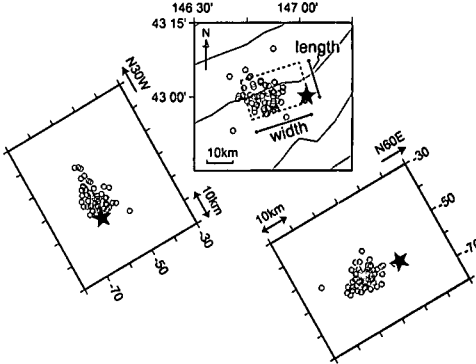


図-4 地震後1ヶ月間の余震分布 (Takahashi・Hirata, 2003)

表-1 2000年1月28日の地震の断層パラメータ

date	28 January, 2000
origin time	14 : 21 : 12.30 GMT
centroid depth	50 km
seismic moment	1.98×10^{10} Nm
strike	163°
dip	38°
rake	15°
effective fault length	15 km
effective fault width	30 km
fault depth range	38-50 km
average amount of slip	0.87 m
rupture velocity	3.0 km/s
rise time	2.0 s

時40分頃までコグ波(散乱波)が記録されており、これによる影響と解釈できる。

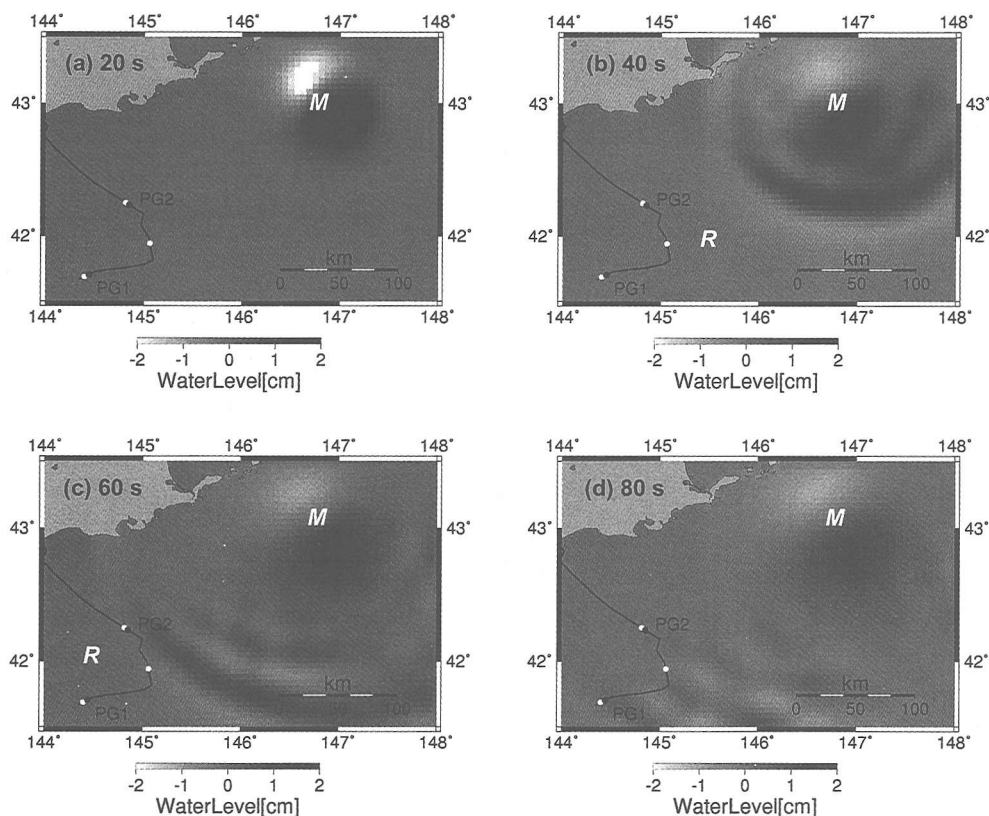
3. 震源パラメータの設定

津波シミュレーションのために用いる断層パラメータは、ハーバード CMT 解を参考にして低角逆断層を仮定した。それぞれのパラメータ値は、深さ 50 km, 走向 163°, 傾斜角 38°, すべり角 15°と推定されている。この付近の太平洋プレートとオホーツクプレートのプレート境界の深さは、地震波を使った速度構造解析などから 15~25 km と推定されているので、この地震はプレート境界の地震ではなく、プレート内地震であったことが分かる。Takahashi・Hirata (2003) は、地震後1ヶ月間の余震分布を調べ、本震の断層面を長さ 15 km と幅 30 km と見積もった(図-4)。震源と余震分布の広がりから断層破壊は浅い部分から深い部分へ向かって進んだと思われる。また、Hirata 他 (2003) によって、断層面上のすべり量は、地震モーメントと剛性係数の関係から 87 cm と推定されている。本研究では、上記の断層パラメータの他、破壊伝播速度とライズタイムをそれぞれ一般的な

型の水晶共振式の水圧計を採用しており、10 s のサンプリング間隔で 3 Pa, すなわち水面での変位換算 0.3 mm の分解能で測定できる。図-1 に星印で示した震央から PG1, PG2 までの距離は、それぞれ約 250 km, 約 190 km であった。

2000 年 1 月の地震時に PG1 と PG2 で観測された水圧記録を水位換算したものを図-2 に示す。ただし、図-2 に示した観測記録は、オリジナルデータから潮汐成分と地震動に伴う短周期成分を除去するために、2~30 分のバンドパスフィルターをかけている。図-2 の破線は、地震発生時刻を表している。

PG1 で 14 時 35 分から周期 12 分, PG2 で 14 時 30 分から周期 15 分の海面変動成分が観測されているが、これがマイクロ津波と推測される。マイクロ津波と推測される長周期成分は、ともに押し波で始まっている。PG1 と PG2 で観測された長周期波の両振幅は、それぞれ 4 mm と 6 mm であった。観測されたマイクロ津波の到達前は依然として短周期成分が重なっている。図-3 に示した 2000 年 1 月の地震時に釧路システムの海底地震計で 14



図一五 シミュレーションによる津波発生時の海面変動（時刻は地震発生からの時刻を表している。RとMはRayleigh波、マイクロ津波成分を表している。）

値 3 km/s, 2s と仮定した。本研究で採用する津波シミュレーション断層パラメータを表一に示す。なお、海底地盤はP波速度 6.9 km/s, S波速度 4.0 km/s の半無限弾性体の一層地盤と仮定した。

4. マイクロ津波のシミュレーション

(1) 津波シミュレーション手法

ここでは、上述の断層パラメータを用いてマイクロ津波のシミュレーションを行う。Hino 他 (2001) が、三陸沖のプレート境界地震を対象にマイクロ津波を対象とした津波シミュレーションを行っているが、本研究では津波だけではなく Rayleigh 波もシミュレーションすることを目的としているので、Ohmachi 他 (2001) が開発した動的津波シミュレーション手法を採用する。

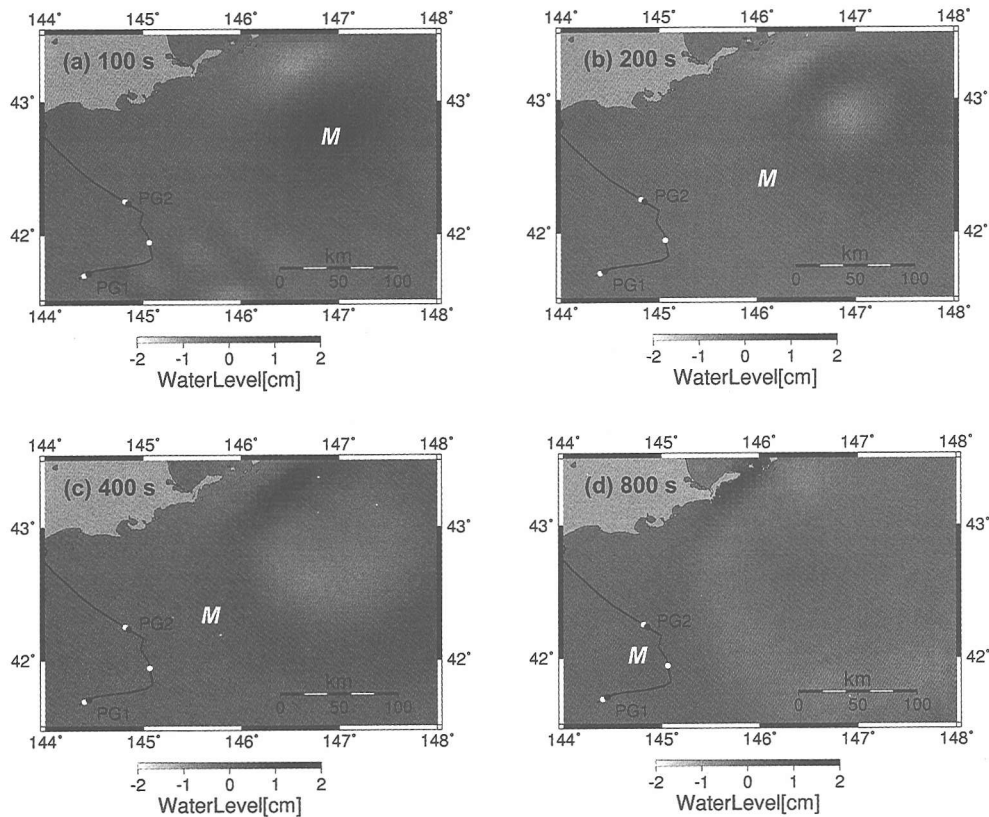
動的津波シミュレーション手法は、海底地盤と海を非カップリングでモデル化し、海底地盤の時刻歴変位を境界要素法 (BEM) により算定し、それを海底部に入力して、流体部分を有限差分法 (FDM) により算定する。流体の解析には、Navier-Stokes 方程式を用いる。

(2) 津波シミュレーション結果

まず、図一五に地震発生後 80 s までの海面変動状況を 20 秒おきに示す。濃淡は、それぞれ海面上昇、海面低下を表している。40 s～60 s 後に PG1 と PG2 を通過する海面変動が Rayleigh 波である。一方、マイクロ津波の波面は地震発生から 80 s までは震央付近でほぼ一定である。これはマイクロ津波が紛れもなく重力波の伝播速度、この場合 0.2 km/s の速度で伝播していることを反映しているためである。このように Rayleigh 波の伝播速度は、重力波の伝播速度に比べて格段に大きいことが特徴である。

次に、地震発生から 100 s, 200 s, 400 s, 800 s 後のマイクロ津波の伝播状況を図一六に示す。マイクロ津波は、重力と水深で決まる長波の速度にしたがって伝播している。津波シミュレーションによれば、マイクロ津波は 800 s 後に PG2 を通過する結果となった。

最後に、観測点 PG1 と PG2 においてシミュレーションと観測値とを時刻歴で比較したものを図一七に示す。図一七のシミュレーション結果によれば、地震発生直後に両振幅で 5 mm 程度の Rayleigh 波が計算されている。



図ー6 シミュレーションによる津波伝播時の海面変動(時刻は地震発生からの時刻を表している。M はマイクロ津波成分を表している。)

また、ハッチで示した、PG1 で 14 時 35 分、PG2 で 14 時 30 分から共に押し波で始まる海面変動がマイクロ津波成分である。その周期は、PG1 では約 12 分、PG2 では約 15 分である。一方、図ー7 の観測波形には地震直後に振幅が大きい短周期成分を含む水圧変動が厳然と記録され、これは解析による Rayleigh 波の到達時刻、振幅に符合している。図ー7 にハッチで示した時刻には、PG1、PG2 でそれぞれ両振幅 4 mm と 6 mm、周期 12 分と 15 分の海面変動が観測されており、その振幅と周期はシミュレーションによるマイクロ津波成分とよく一致している。

5. ま と め

本研究では、2000 年 1 月 28 日に千島海溝付近で発生した M_w 6.8 の地震に動的津波シミュレーション手法を適用した。津波シミュレーションにより、この地震はマイクロ津波とそれに先行する Rayleigh 波を誘発したことを示して、それらは震央から約 200 km 離れた 2 つの海底水圧計 PG1 と PG2 で検知されていた。

津波シミュレーションにおいては、半無限弾性体の一層地盤を仮定しているので、海底津波計で観測されてい

る散乱波は再現計算できない。地球内部構造に関する波動伝播をより厳密に説明するには、地盤速度構造まで考慮した適当なシミュレーションモデルを構築する必要があるかもしれない。

近年のリモートセンシング技術により、フロートブイ・衛星回線を使って任意の地点で水圧変動を観測したり、GPS センサーを用いて津波を沖合で直接観測するという試みがある (例えば、Eble 他, 001 ; Kato 他, 2001)。しかしながら、津波の波長と周期は非常に長く、津波の最大波高を検知したとき、津波の先端波面は沿岸に到達している可能性がある。したがって、近地津波のような場合には、津波自体を観測することは必ずしも津波防災上有効であるとは限らない。

本研究のシミュレーション結果は、沖合で観測された Rayleigh 波の振幅から津波の振幅を大まかにではあるが同時に推定できることを示唆している。したがって、リアルタイム水圧観測により津波とともにその到達前の Rayleigh 波も観測・検出できれば、井上・大町 (2002) が指摘するように Rayleigh 波をトリガーとする早期津波検知システムを開発できるかもしれない。

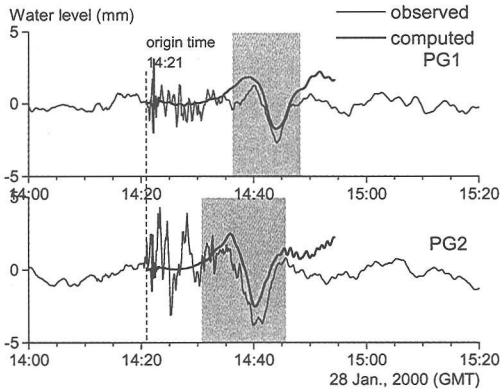


図-7 PG1, PG2 における津波シミュレーションと観測記録との比較

謝辞：本研究を行うにあたり、海洋科学技術センター固体地球統合フロンティア研究システム (IFREE) 杉岡裕子研究員には貴重なご意見を頂きました。本研究は海洋科学技術センター深海調査研究費の補助を受けています。末筆ながら記して感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 井上修作・大町達夫(2002): 津波に先行する海面変動とレイリー波の解析的研究, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 281-285.
 地震調査研究推進本部 (2003): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価, 地震調査委員会, 29 p.
 首藤伸夫(1991): 日本海中部地震津波の初期波形に関する疑問, 津波工学研究報告, 第8号, pp. 55-81.

- 首藤伸夫・松富英夫・卯花政孝 (1994): 北海道南西沖地震津波の特徴と今後の問題, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 236-240.
 Eble, M. C., S. E. Stalin, and E. F. Burger (2001): Acquisition and quality assurance of DART data, Proc. International Tsunami Symposium 2001, pp. 625-632.
 Hino, R., Y. Tanioka, T. Kanazawa, S. Sakai, M. Nishino, and K. Suyehiro (2001): Micro-tsunami from a local interplate earthquake detected by cabled offshore tsunami observation in northeastern Japan, Geophys. Res. Lett., Vol. 28, pp. 3533-3536.
 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., Vol. 27, pp. 170-181.
 Hirata, K., H. Takahashi, E. Geist, K. Satake, Y. Tanioka, H. Sugioka, and H. Mikada (2003): Source depth dependence of micro-tsunamis recorded with ocean-bottom pressure gauges: The January 28, 2000 M_w 6.8 earthquake off Nemuro Peninsula, Japan, Earth Planet. Sci. Lett., pp. 305-318.
 Ohmachi, T., H. Tsukiyama, and H. Matsumoto (2001): Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 91, pp. 1898-1909.
 Kato, T., Y. Terada, M. Kinoshita, H. Kakimoto, H. Issiki, T. Moriguchi, T. Tanno, M. Kanzaki, and J. Johnson (2001): A new tsunami monitoring system using RTK-GPS, Proc. International Tsunami Symposium 2001, pp. 645-651.
 Takahashi, H., and K. Hirata (2003): The 2000 Nemuro-Hanto-Oki earthquake, off eastern Hokkaido, Japan, and the high intraslab seismic activity in the southwestern Kuril Trench, J. Geophys. Res., Vol. 108, 10. 1029/2002 JB001813.