2003年十勝沖地震による津波の動的生成過程

Dynamic Tsunami Generation Process by the 2003 Tokachi-Oki Earthquake

大町達夫1・井上修作2・今井哲治3

Tatsuo Ohmachi, Shusaku Inoue, Tetsuji Imai

The JAMSTEC offshore monitoring system located on the 2.3km-deep seabed near the sourse of the 2003 Tokachi-oki earthquake (M8.0) left us very precious observation records of ground motion and water pressure. Based on the records, findings on tsunami generation process estimated from the dynamic tsunami simulation are demonstrated in this paper. In contrast to traditional assumption, the tsunami generation process is made up of three components in terms of the water pressure. The first is short period vibration due to acoustic waves, the second longer period variation induced by Rayleigh waves, and the third a long-period tsunami.

1. はじめに

2003年9月26日4:50ごろ,北海道襟裳岬の沖合いで十 勝沖地震(M8.0)が発生した.数分後,北海道東岸の十 勝港では4.2mの,大津港では2.6mの津波が来襲し,漁船 が上げられるなどの被害がでた.震源域の海底に設置さ れていた(独)海洋研究開発機構(以下,JAMSTEC)の海 底モニタリングシステムは,この本震とその後の余震を 観測した.このシステムは3成分地震計,水圧計,音波 計などで構成され,地震発生前後の観測記録は公開され ている.記録の一部は,既に他の研究者らにより解析さ れ,1)海底水圧計の時刻歴に見られるゼロ基線のズレは 地震による海底地盤の隆起量に対応する(松本ほか, 2005),2)水圧変動記録に見られる最大ピークの卓越周 期は観測地点の水深と水中音速から定まる水中音波の固 有周期に対応する(Nosovら, 2005),などの点が指摘さ れている.

従来,地震津波は海底地盤の永久(静的)変位と等しい 津波初期波形が波源域の海水面に瞬間的に発生し,その 後,非圧縮性流体の長波として伝播するものと考えられ, 取り扱われることが多かった.一方,著者らは,海底地 盤の地震時動的変位と海水の限定圧縮性を考慮し,長波 近似式でなくナヴィエ・ストークス(N-S)方程式を用い る,新しい津波解析手法(以下,動的津波解析手法)を提 案し,津波生成過程に関して従来とは異なる知見を得て いる(Ohmachiら, 2001a, 2001b).たとえば,海底地震 の発生と同時に上記2)が観測され,最終的に1)に収束す

1正会員	工博 東京工業大学教授大学院総合理工学研究科 人間環境システム専攻
2 正 会 員	修(工)東京工業大学教務職員大学院総合理工学研 究科人間環境システム専攻
3 学生会員	東京工業大学大学院総合理工学研究科人間 環境システム専攻

るまでに,海底地盤の地震時動的変位は,長周期波の津 波とそれに先行し津波よりも短周期の海面変動(以下, 津波先行波)の2種類の波動を発生させるなどである.本 論文では,上記モニタリングシステムの観測記録に基づ き,津波生成過程に関する著者らの知見を検証すること を目的とする.



図-1 2003年十勝沖地震の震源域及び海底モニタリングシス テム設置位置

表-1 震源パラメータ (Yamanaka・Kikuchi, 2003)

走向、傾斜、すべり角	230°, 20°, 109°	
地震モーメント M ₀	1.0×10^{21} Nm (Mw=8.0)	
破壞継続時間 T	40 sec	
深さ H	25 km	
断層面積 S	90km×70km	
食い違い D	Dmax=5.8m, Dmean=2.6m	
応力降下 $\Delta\sigma$	5.0 MPa	
破壞伝播速度 v _r	2.7 km/s	

2. 地震と海底モニタリングシステム

この地震の震源域を、図-1に示す、気象庁によると、 震源は襟裳岬の東南東約80km(41.78°N, 144.08°E)で深 さは42km, 地震の規模はM8.0であるが, 遠地地震波デー タの波形インバージョンの結果,震源の深さが25kmで 最適解が得られたとの報告がある(Yamanaka・Kikuchi, 2003). 後者の解析で用いられた主な震源パラメータを **表-1**に示す. 一方Koketsuら(2004)は, 震央を気象庁の 震央位置と一致させたものの震源深さは25kmとし,走 向,傾斜は表-1と同じ角度を用いて,強震動,測地およ び津波記録などに対するジョイント・インバージョンを 行っている. その結果, 断層破壊は120km×100kmの断 層面の上端で始まり、最大すべり7.1mを伴ったアスペ リティの中心は破壊開始点から約50km離れた断層面の ほぼ中央にあり、地震モーメントは2.2×10²¹Nmとの結 論を得ている. さらに佐竹(2004)は、津波データに基づ くインバージョンから、本震の震央の約30km北北西で 海底隆起が最大で、断層面上の最大すべり量は4.3mで あったと推定している.

このように本震の断層パラメータに関しては,解析に 用いられたデータや手法によって多少の差異があり,細 部に関しては必ずしも確定的ではないものの,断層の位 置や大きさなどに関してはほぼ共通する推定結果が得ら れている.

本震の震源域に設置されていたJAMSTECの海底モニ タリングシステムの概要を表-2に示す.複数の設置位置 のうち,PG1とOBS1は震源の南東に近接した位置(A地 点と仮称)に,PG2とOBS3は震源の北東方向で断層の東 側上端付近の位置(B地点と仮称)にあったと考えられる (図-1参照).A地点とB地点は約72km離れており,水圧 計と地震計はA地点では4.0km,B地点では3.4km離れて いる.なお,このモニタリングシステムによるデータサ ンプリングは,水圧計は1Hz,地震計は100Hzである.

3. 観測データによる津波の動的生成過程

A地点とB地点で観測された水圧と地震動(上下動加速 **表-2** JAMSTEC海底モニタリングシステム

(http://www.jamstec.go.jp/scdc/に加筆)

名称		設置水深(m)	測定対象
先端観測ステーション(DSO)		2,540	流向流速
			層別流速
			ハイドロホン
A	海底地震計(OBS1)	2,329	加速度
			ハイドロホン
	海底津波計(PG1)	2,218	水圧
海底地震計(OBS2)		2 400	加速度
		3,420	ハイドロホン
в	海底地震計(OBS3)	0 104	加速度
		2,124	ハイドロホン
	海底津波計(PG2)	2,210	水圧

度)の時刻歴波形を,図-2に示す.両地点とも,変動継 続時間は,水圧の方が地震動加速度よりも数倍程度長い ことが共通している.

図-2に示した時刻歴波形のフーリエ振幅スペクトルを 図-3に示す.水圧と上下動加速度で共通するピーク周期 のうち,A地点での約7.0秒,B地点での約6.5秒の周期(T) は,水深H(2.2km~2.3km)と水中音速c(約1.5km/s)との 間でT=4H/cがほぼ成立することから,海底と海水面と の間を往復する音波による振動周期と考えられている (Nosov ら, 2004).

水中音波の影響が支配的と思われる数十秒以下の周期 の水圧変動は、海底隆起量の数倍程度にも相当する振幅 をもち、時刻歴波形上では発生した津波による水圧変動 を覆い尽くして識別を困難にしている.そこで、水圧変 動記録に周期50秒以上の長周期通過フィルターを適用し て津波による水圧変動を検出した結果を、図-4に示す. 図-4の灰色線が示すように、本震前後で水圧のゼロ基線 が水深に換算して、PG1では約40cm、PG2では約10cm移 動している.これらは本震による海底地盤の隆起量に対 応する(松本ら、2004).地震発生時刻(4時50分ごろ)以





降, PG2では波高20cm程度,周期15分程度の押し波が明 瞭に観測されているが,PG1では波高も周期もPG2より も不明瞭な押し波であることが注目される.

図-4の灰色線は、地震発生直後に津波の到来に先行して、津波よりも短周期の水圧変動を示しているので、次にこの津波先行波について検討する.なお本論文では矩形の帯域フィルターを用いるため、実際の変動時刻歴の前にフィルターによる誤差としての小変動が表れることを付記しておく.

図-5にA, B両地点での水圧と3成分(NS, EW, UDの 各成分)地震動加速度の振幅スペクトルを示す.これに よれば両地点とも、3~15秒の周期帯でのスペクトル形 状は、地震動のNS成分とUD成分とは類似しているが、 EW成分とは全く異なる.これから、地震動のNS成分と UD成分との関連性やNS方向への指向性などが指摘でき る.また、またこの周期帯域では水圧変動も優勢である ので、地震動と水圧変動との強い関連性も推察される.

そこで、A、B両地点の水圧と地震動の上下動成分の 記録に、3~15秒のバンドパスフィルターを適用した結 果を図-6に示す.ただし、地震動記録は周波数領域で2 回積分し、変位成分に変換している.前述のように水圧 計と地震計の設置位置は多少離れているが、図-6によれ ば、水圧が大きな変動を示す直前の時刻に地震動は約20 秒間で1~2回ほど顕著な上下動変位を示している.この



約20秒間の,NS-UD面内での地盤変位の粒子軌跡は, 図-7に示すようにほぼ楕円形を描く.

以上に述べた、地震動の卓越周期や粒子軌跡形状、さらに水平面内での指向性などから、津波先行波を励起した地震動はRayleigh波と推察される.この推察を裏付けるため、次章ではさらに数値解析結果をもとに検証を進める.

4. 動的津波解析に基づく考察

現状では本震の3次元場における断層モデルの細部は 確定されていないことと、上記した津波の動的生成過程







の基本部分は鉛直面内の2次元解析でも十分に検討でき ると考え,ここでは簡便な2次元動的津波解析(Ohmachi ら,2001a)の結果に基づき考察を行う.この動的津波解 析は,境界要素法による動的地盤変位解析を最初に行い, その結果を用いて差分法による津波解析を行うという, 2段階解析手法を採用している.

数値解析モデルとパラメータを,図-8と表-3に示す. 断層中心から±150kmまでの範囲を解析対象とし,水深 は2.3km(一定)で,地盤は均質な半無限弾性体としてい る.断層面は幅70km,傾斜角20°で,上端は海底から 25kmの深さに設定している.断層面内での滑り量は一 定で,断層の上端,下端,あるいは中央の3ヶ所から断 層破壊を開始させ,各場合の異同を指摘しつつ,前述の 観測結果との比較検討を行う.

まず、断層破壊を断層面の中央から開始させた場合 (Bilateral 破壊)のスナップショットを図-9に示す. 各図







図-8 2次元シミュレーションモデル

図-3	断層バ	ぅ	×	-	タ
-----	-----	---	---	---	---

top depth	25 km		
dip	20°		
width	70 km		
slip	6 m		
rupture velocity	2.7 km/sec		
risetime	2.0 sec		
P-wave velocity	6.9 km/sec		
S-wave velocity	4.0 km/sec		
density	2.7 g/cm^3		

の下面に海底地盤面の、上面に海水面の変位を誇張して 図示し、破壊開始後の時刻も図中に示している.図-9に よれば、断層破壊開始の数秒後から海底面は大きく隆起 を開始し、それに連動して海水面も隆起を開始する.約 17秒後に海底面が最大隆起を示すとともに、海底地盤を 左右両方向へ伝播するRayleigh波が発生する.その後、 このRayleigh波に連動して海面変動が励起され、 Rayleigh波と同一の速度で左右両方向へ伝播する.やが て、震源域の海面上に残された津波初期波形が左右に分 かれて津波として伝播して行く.

断層破壊がBilateralの場合はRayleigh波が左右両側に (逆断層の上盤と下盤の両方に)伝播するが,下端から開 始するUnilateral破壊の場合には下盤側(図-9の右側)では 大振幅で上盤側(図-9の左側)では小振幅,上端からの破 壊開始ではその逆という指向性が顕著に表れる.しかし, 地盤の静的変位(永久変位)と津波初期波形に関しては, 断層の破壊形態がUnilateralでもBilateralでも差異はない.

断層の下端から断層破壊が始まるUnilateral破壊の場合 の、断層中央から±100kmの範囲での海面変動の時刻歴 を図-10に示す.上述したRayleigh波の指向性のため、 下盤側(図の右側)で津波先行波の振幅が(図の左側)より も大きいことが明示されている.

図-4と図-10の時刻歴波形を比較すると、A地点(PG1)と B地点(PG2)での津波波形は、図-10の30km地点と60km



地点の津波波形とそれぞれ類似しており、両地点での津 波波形の相違は震源断層と観測点の位置関係で生じたも のであることが指摘できる.

図-11に+60km地点(断層上端から30km離れた地点)での 海水面変位と海底水圧変動および入力地震動の時刻歴を 示す.観測記録で指摘したように,水圧変動は継続時間 が地震動よりも長く,最大振幅は津波による水圧変動よ りも大きいが,詳細に見れば津波による水圧変動が含ま れている.



図-10 Unirateral断層破壊における±100km範囲の海面変動 時刻歴



図-11 +60km(断層上端+30km)地点における海水面,水圧変 動及び入力地震動

5. 結 論

2003年十勝沖地震の海底モニタリング記録に基づき, 動的津波解析から指摘されていた津波生成過程がほぼ検 証できた.すなわち海底水圧計や海底地震計の記録から, 震源域(津波波源域)では地震発生とともに短周期の水中 音波,主としてRayleigh波による津波先行波,そして長 周期の津波の3種類の水中波動が観測されることが本研 究で検証された.各波動は,それぞれ卓越周期や指向性 などの面で異なる特性を示すことから,これらを逆解析 することにより,断層破壊機構の解明や近地津波の高精 度リアルタイム検知などに新たな道筋を提供するものと 期待される.

なお,今後は北海道東岸での津波観測記録の解析,3 次元動的津波解析の適用などを含め,さらに詳細な検討 を進めていく予定である.

謝辞:本研究ではJAMSTECによる海底モニタリングデー タを使用させていただいた.記して謝意を表する.

参考文献

- 佐竹健治(2004):4.3.2高精度の数値シミュレーションに基づく 十勝沖地震津波の波形解析,平成15年(2003年)十勝沖地 震に関する緊急調査研究報告書(平田直編), pp.1-13.
- 松本浩幸, 杉岡裕子, 三カ田均 (2005): 水中音波で予測する 津波発生, 超音波TECNO, pp.13-17.
- Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki and S. Ide (2004): Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-Oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Spacee, 56, pp.329-334.
- Nosov, M., S. V. Kolesov, A. V. Ostroukhova, A. B. Alekseev and B. W. Levin (2005): Elastic Oscillations of the water layer in a tsunami source, Doklady Earth Sciences, Vol.404, No.7, pp.1097-1100.
- Ohmachi, T., H. Tsukiyama and H. Matsumoto (2001a):Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, Bull. Seismological Soc. Am., Vol.91, No.6, pp.1898-1909.
- Ohmachi, T., H. Tsukiyama and H. Matsumoto (2001b): Seawater pressure induced by seismic ground motions and tsunamis, ITS 2001 Proceedings, Session 5, No.5-4, pp.595-609.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003): Source process of the recurrent Tokachi-Oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, pp.e21e24.