

# 断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した 津波シミュレーションの評価

大町達夫\*・築山 洋\*\*・松本浩幸\*\*\*

## 1. はじめに

従来の津波伝播解析では、断層運動による海底地盤の永久変位量をそのまま海水面に与えて津波初期波形とし、海面変動を長波と見なす近似が用いられてきた。本研究では、従来の大胆な近似を用いず、可能な限り厳密に震源断層—地盤—海水系における波動伝播を解析する。これは本研究が津波の発生・伝播メカニズムを詳細に追跡し、津波の高精度予測に寄与することを目的としているからである。

今日まで、地震学と津波学の境界領域には重要な未解決問題が残されてきた。例えば、同一地震の断層モデルにしても、通常、地震学と津波学で異なるモデルが用いられてきた。これは従来の津波解析に用いられてきた上述の近似に起因するとも考えられる。本研究では、震源断層に関するこの種の問題解決も同時に目指す。このため地震学的に推定された断層モデルを用いて、1993年北海道南西沖地震による津波の数値シミュレーションを試みる。

## 2. 動的解析の概要

本研究では、海底地盤および海水を非結合系でモデル化し、現実的に即して地震時の動的地盤変位を海底面の流体部分に時々刻々入力して津波の発生・伝播を解析する(大町・仲摩, 1997)(以下、動的解析と仮称する)。本研究の動的解析は、断層運動に伴う動的地盤変位解析、および津波の発生・伝播解析の二段階からなる。第一段階の動的地盤変位解析には境界要素法を用いる。境界要素法は、震源断層をモデル化するのが容易なだけでなく、不整形地盤をモデル化できるという利点もある。第二段階の流体解析には長波近似を用いず、Navier-Stokes方程式を採用する。また、流体の圧縮性は質量保存方程式に音速を取り入れて考慮する。これらの方程式を差分法を用いて解析する。

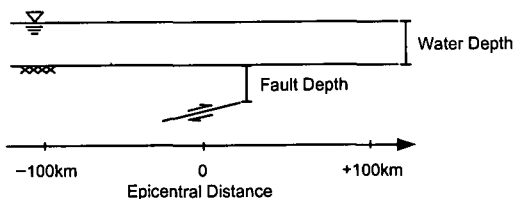


図-1 二次元津波解析モデル

表-1 断層パラメータおよび地盤条件

幅	30 km	
上縁深さ	7 km	<sup>1)</sup> ライズタイム $\tau_r$ とは、断層上における一点のすべり継続時間である。本解析では、断層は一定のすべり速度 (=すべり量/ライズタイム) で、一様に破壊するとしている。
傾斜角	30°	
すべり量	10 m	
破壊伝播速度	3.0 km/sec	
ライズタイム <sup>2)</sup>	2.0 sec	
P波速度	7.0 km/sec	
S波速度	4.0 km/sec	

## 3. 二次元津波解析による検討

### 3.1 動的解析の特徴

まず、単純な二次元津波解析を行い、海底の動的地盤変位を考慮したときの津波の発生および伝播性状を調べた。解析モデルを図-1、断層パラメータと地盤の諸元を表-1に示す。断層は破壊が一定速度で下端から上端へ伝わる逆断層、海底地盤は半無限弾性体とした。水深を3000 m一定とした解析例を図-2に示す。同図は海底地盤と津波の計算結果を見やすくするために、一次元水路で表し、図の下面を海底地盤、上面を海面としている。

図-2は断層破壊開始後30秒までを5秒毎に表した津波発生のスナップショットである。まず、海底の動的地盤変位に注目すると、断層破壊開始10秒後に震央付近で最大789 cmの隆起を生じる。これは永久変位475 cmの1.7倍である。15秒付近から海底面を伝わるRayleigh波が分離し(図中A)、図の右方に伝播する。このように震源近傍では、Rayleigh波による変位が重なることにより動的地盤変位が永久変位を上回る。

次に海面変動に注目すると、時刻0で地盤の永久変位を津波初期波形とする従来の近似と異なり、断層の破壊継続時間と海水上昇に要する時間だけ、海面変動を生じ

\* 正会員 工博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究所

\*\* 正会員 理博 (株)築山研究室室長

\*\*\* 学生会員 工修 東京工業大学大学院総合理工学研究所博士課程

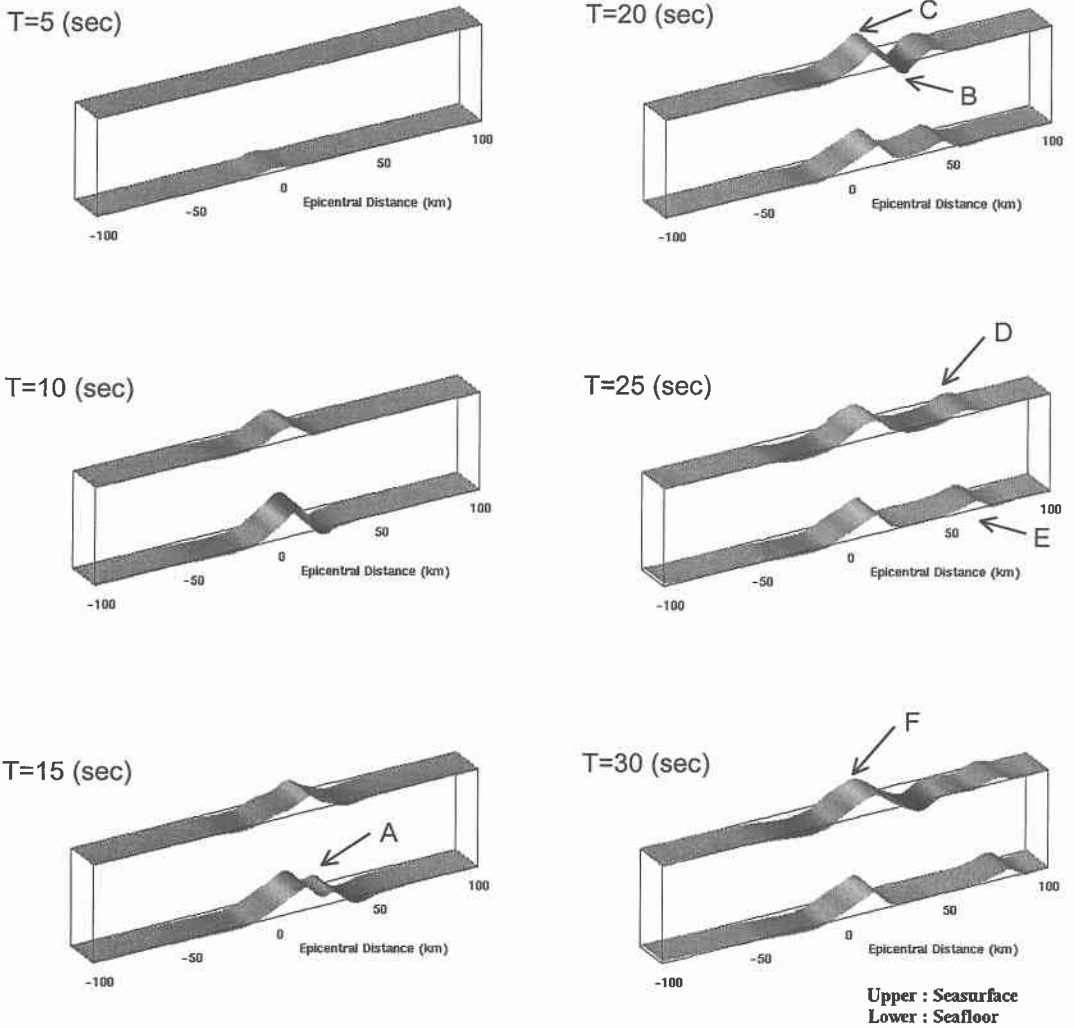


図-2 二次元津波解析の結果

るまでにタイムラグがある。図-2には、逆断層の下盤側で海面が大きく下降すること(図中 B)や断層直上で海面変動が海底地盤の永久変位より大きくなること(図中 C)が示されている。波の伝播性状に関しては、津波より速い位相速度を持つ海面変動(図中 D)が見られる。これは、海底地盤を伝播する Rayleigh 波(図中 E)により励起された海面変動である。この Rayleigh 波は、逆断層の下盤側では大振幅、上盤側では小振幅という特性があるため、Rayleigh 波による海面変動も同様の特性を示す。この Rayleigh 波による海面変動は、津波の速度より格段に速く、周期も短いことが特徴である。一方、動的解析による津波(図中 F)は、従来手法による解析と同程度の速度と振幅で伝播する。

3.2 動的地盤変位と津波発生メカニズム

次に、図-1の解析モデルを用いて、海底地盤の上昇速

度に影響するライズタイム  $\tau_r$  を 0.5 秒から 20 秒まで変化させて断層近傍(波源域)における最大海面変位を見た。また、水深も 100 m から 3000 m まで変化させた。これらの組み合わせで解析を行った。

図-3に、水深 100 m、3000 m とした場合の断層破壊開始後 30 秒間の波源域における最大波高  $W_s$  と永久変位  $D_s$  の分布を示す。本解析によれば、同一水深では、ライズタイムが小さいほど、すなわち海底地盤の上昇速度が大きいほど  $W_s$  と  $D_s$  の差は大きくなる。また、同一のライズタイムでは、水深が小さいほど  $W_s$  と  $D_s$  の差は大きくなる。さらに、水深が大きくなるにつれて、逆断層の下盤側で海面変動が大きく現れる。これは海底地盤を伝播する Rayleigh 波の周期が、水深から定まる流体の固有周期が近づくためである。これらは、特に水深の浅い近海で発生する津波に対して動的地盤変位が無視できない

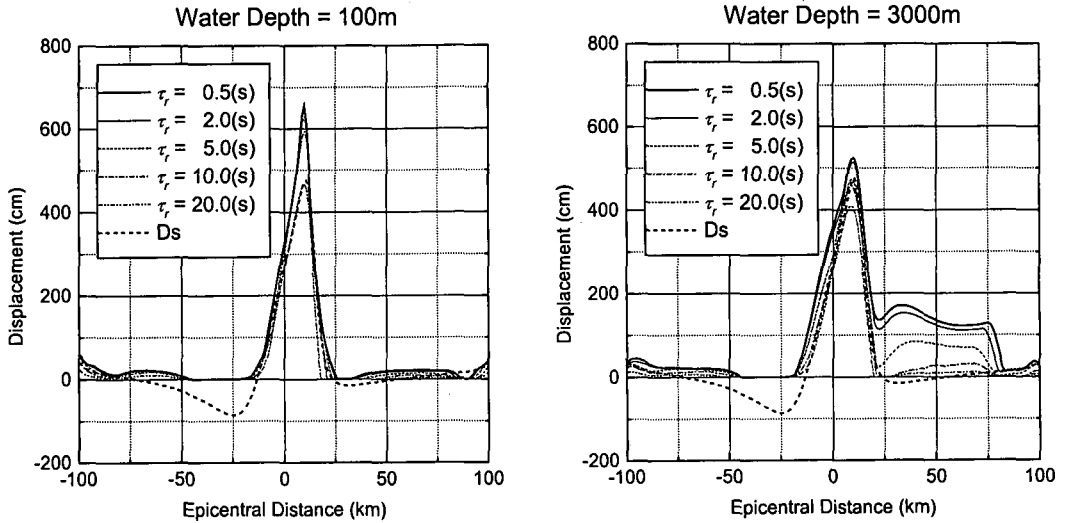


図-3 最大波高分布と海底地盤の永久変位 ( $\tau_r$ の説明は表-1注を参照)

ことを示唆している。

#### 4. 1993年北海道南西沖地震の三次元津波シミュレーション

##### 4.1 断層モデルと計算モデル

1993年北海道南西沖地震は、余震分布や断層破壊過程が複雑であったために、未だに断層モデルが確定されていない。例えば、主として検潮記録を説明するために逆解析された断層モデル(高橋ら, 1994)では、断層すべり量や断層傾斜角がかなり大きく与えられ、陸部で観測された地震記録や余震分布から決定されたモデルと整合しない。

本研究では、地震学的に推定された断層モデルを用いて動的解析を行うこととし、近地の強震データと遠地の実体波データを用いた逆解析から推定された断層モデル(Mendoza and Fukuyama, 1996)を使用する。この断層モデルは、表-2に示すように北断層(North)、南断層(South)、および局所断層(Local)の3つの断層面から構成されている。

動的解析の計算領域、および断層面の位置を図-4に示す。計算領域は、震央を中心に南北220 km、東西200 kmの範囲である。海底地盤の計算に用いた境界要素の格子間隔は4 km、周波数範囲0~2 Hzを計算した。断層破壊開始時刻は、北断層が時刻0、南断層が23.3秒、局所断層が46.6秒とした。断層破壊開始時刻から海底地盤変位の速度成分を海底流体部分に128秒間入力した。

流体部分の計算は、差分法の計算安定条件を満たすように、空間格子は4 km、時間格子は0.25秒とした。沿岸部での遡上は考慮に入れず、海岸線を鉛直壁と見なす完全反射の条件を与えた。また、外海と計算領域との境界

も完全反射とした。

##### 4.2 海底地盤の計算結果

図-5に断層破壊開始後20秒、40秒、60秒、100秒の海底地盤変位のスナップショットを示す。破壊開始20秒後に北断層直上が大きく隆起する。地震発生40秒後に北断層からのRayleigh波が、瀬棚町から大成町にいたる北海道南西岸に到達する(図中 $R_N$ )。このRayleigh波の出現幅は、北断層の断層長さにはほぼ一致している。地震発生40秒後、南断層の破壊により既に南断層直上が隆起している。地震発生60秒後に、奥尻島西側で海底地盤が大きく隆起する。このとき、南断層からのRayleigh波が北海道南西岸に到達している(図中 $R_S$ )。この場合にも、Rayleigh波の出現幅は、南断層の断層長さにはほぼ一致している。北断層、南断層ともにRayleigh波は、断層の東側一方向にしか伝わっていない。地震発生100秒後に、海底地盤は永久変位に落ち着いている。海底地盤の永久変位を見ると、奥尻島は数十cmの沈降域になっている(図中 $S$ )。これは、GPS測量による奥尻島の地殻変動(橋本ら, 1994)と調和的である。また、奥尻島西部に100 cm以上の隆起域が存在する(図中 $U$ )。

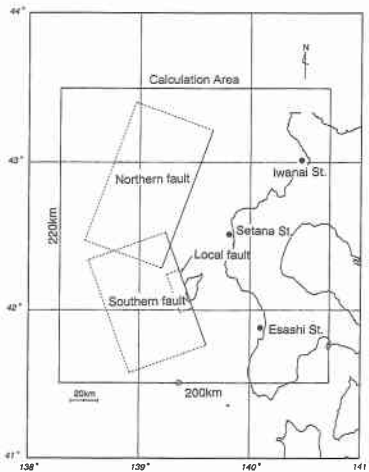
##### 4.3 津波シミュレーション

図-6に断層破壊開始後40秒、60秒、80秒、すなわち津波発生時の海面変動のスナップショットを示す。Rayleigh波による海面変動は、40秒後(図中 $R_N$ )、60秒後(図中 $R_S$ )に瀬棚町から大成町にかけて到達する。さらに、これらの海面変動は、江差では二つが重なって60秒後に、岩内ではそれぞれ45秒後と80秒後に到達する。60~80秒後の波高分布は、奥尻島西岸で特に津波打ち上げ高が大きくなったことと符合している。

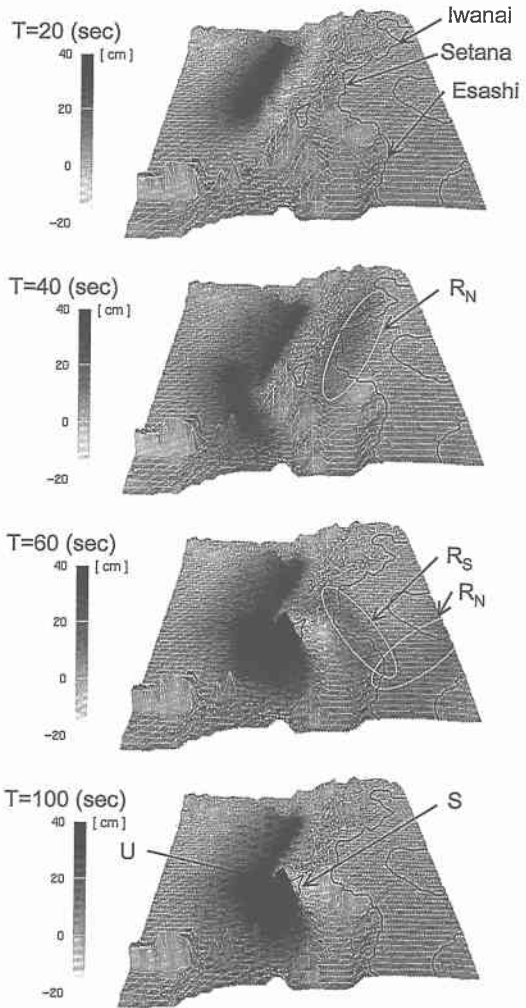
図-7に断層破壊開始後300秒、600秒、800秒の津波

表一 北海道南西沖地震の断層パラメータ

断層	North	South	Local
地震モーメント (N・m)	$2.04 \times 10^{20}$	$1.36 \times 10^{20}$	$0.63 \times 10^{20}$
長さ (km)	110	90	30
幅 (km)	70	70	20
上縁深さ (km)	5	2	2
走向 (°)	200	160	160
傾斜角 (°)	30	30	60
すべり角 (°)	100	90	90
平均すべり量 (m)	0.76	0.72	3.00
破壊伝播速度 (km/sec)	3.0	3.0	3.0
ライズタイム (sec)	3.0	4.5	4.5



図一 計算領域および断層面の位置



図二 海底地盤変位図 (海底地盤の隆起・沈降を濃淡で、Rayleigh 波の到達を白線で示す)

伝播のスナップショットを示す。破壊開始 300 秒後に瀬棚町から大成町にかけて津波が到達している。これは、この付近での目撃談と符合する。北断層からの津波と南断層からの津波が、瀬棚付近で重なり合って最大波高を示し 600 秒後に南北に分離する。800 秒後に岩内に津波第 1 波が到達し、900 秒後に最大波高となる。岩内での目撃による津波来襲時刻は 900 秒後であるから計算結果とほぼ整合する。一方、江差の検潮記録によると、津波第 1 波は小さな引き波から始まるが、動的解析でも若干の引き波が見られる。本研究の動的解析では、震源近傍での津波第 1 波は引き波から始まる傾向がある。

ところで、この津波では小さな第 1 波が先行したという目撃談が北海道本土側で得られている(首藤ら, 1994)。この小さな第 1 波は、動的解析による Rayleigh 波による海面変動の可能性がある。また、動的解析によれば、Rayleigh 波による海面変動は断層正面のみに限定して発生・伝播するという偏向性を示す。解析によれば、Rayleigh 波による海面変動は両振幅約 15 cm で津波第 1 波到達の約 540 秒前に江差に、約 700 秒前に岩内に到達する。一方、地震時の検潮記録には、断層正面に位置

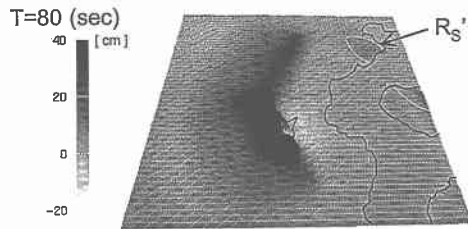
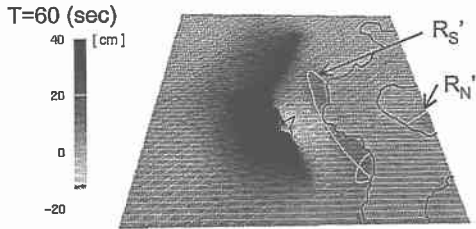
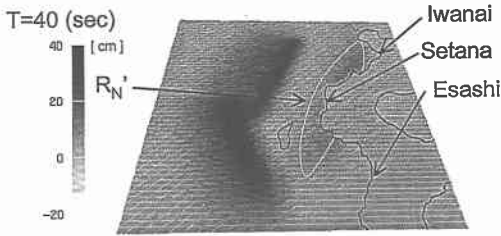
する江差、岩内では津波第 1 波到達の約 10 分前に両振幅で約 40 cm の海面変動が記録されているが、断層正面から大きく外れる留萌では記録されていない。これらの観測記録は、動的解析結果とほぼ符合している。

## 5. まとめ

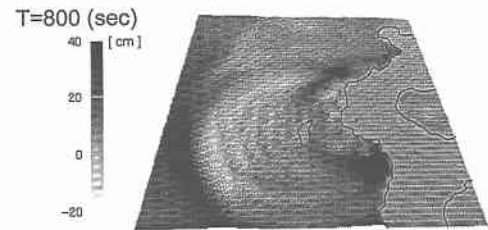
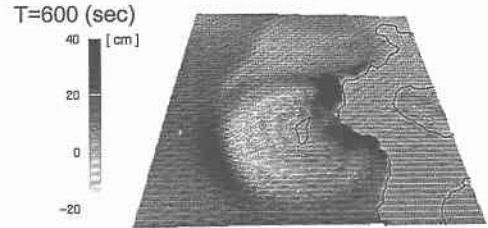
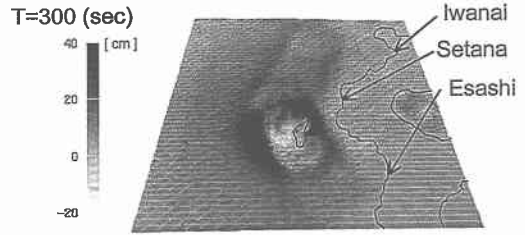
本研究の主な結論は次の通りである。

(1) 震源近傍(波源域)における海面変動は、海底地盤の永久変位より大きくなる傾向がある。これは従来手法による解析結果とは大差があるが、遠方での津波波高については大差がない。

(2) 動的解析では、Rayleigh 波により励起される海面変動が現れる。それは顕著な方向特性と大きな伝播速度を持ち、震源条件や水深に大きく依存する。



図一六 津波発生時の海面変動状況（海面の上昇・下降を濃淡で，Rayleigh波による海面変動を白線で示す）



図一七 津波伝播状況

(3) 地震学的な断層モデルを用いて1993年北海道南西沖地震による津波シミュレーションを行った。江差、岩内で観測され留萌で観測されていない、津波第1波に先行する海面変動，および北海道本土での目撃談による小さな第1波は，Rayleigh波による海面変動と考えられる。これは，津波より格段に速度が大きいため津波の早期検知に利用できる可能性がある。

(4) 本研究の動的解析により，奥尻島西岸での特に大きな津波打ち上げ高や岩内での第1波到達時刻などに関しては，観測結果とほぼ整合する結果が得られた。

#### 参考文献

大町達夫・仲摩貴史 (1997): 断層運動に伴う動的地盤変位を考

慮した津波解析の評価，海岸工学論文集，第44巻，pp. 311-314.

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.

高橋智幸・Ortiz, M.・高橋武之・首藤伸夫 (1994): 津波を説明するための北海道南西沖地震津波初期波形，日本地震学会講演予稿集，1994年度春期大会，C11-11.

橋本 学・小沢慎三郎・吉村愛一郎・鷲谷 威・多田 堯・辻 宏道 (1994): 北海道南西沖地震に伴う地殻変動と断層モデル，月刊 海洋，号外 No. 7，pp. 55-61.

Mendoza, C. and Fukuyama, E. (1996): The July 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: Coseismic slip pattern from strong-motion and teleseismic recordings, J. Geophys. Res., 101, pp. 791-801.