

震源断層の破壊過程が津波に及ぼす影響

大町達夫*・松本浩幸**・築山 洋***

1. はじめに

本研究では、地震学的に推定された断層モデルと震源過程を使用して、近年発生した津波の数値シミュレーションを行う。これは、津波の原因となる海底地震の震源モデルが、地震学的に決定されるモデルと津波学的に決定されるモデルとに大差があることが稀ではなく、この問題を解決して津波の高精度予測に寄与することを目的としているためである。

本研究では、できる限り現実に近い物理モデルを用いて津波シミュレーションを行う。3次元境界要素法により断層運動に伴う海底地盤変位を計算し、これを境界条件として時々刻々流体底部に与える。流体部は3次元 Navier-Stokes 方程式を差分法によって計算し、自由表面の挙動を追跡する。

本研究の解析対象は、地震学的に詳細な断層モデルの検討が行われ、津波に関する調査報告も豊富な1983年日本海中部地震と1993年北海道南西沖地震による津波とした。また、この2例の津波では多くの未解明問題も指摘されており(例えば、首藤, 1991; Shuto, 1998), 本研究手法と従来手法による結果の差異を明確化しておくことも目的としている。

2. 解析手法

(1) 動的地盤変位の解析手法

動的地盤変位解析には直接境界要素法(片岡・大町, 1997)を用いる。ここでは、解析手法の概略を説明する。 $x_1 - x_2 - x_3$ Cartesian 座標系において、半無限弾性体の境界 Γ_B に関する境界積分方程式は次式となる(丹羽・廣瀬, 1983)。

$$c_{ij}(x)u_j(x) + \oint_{\Gamma_B} T_{ij}(x, x_0)u_j(x_0)d\Gamma(x_0) - \int_{\Gamma_B} U_{ij}(x, x_0)\tau_j(x_0)d\Gamma(x_0) = \bar{\varphi}_i(x) \quad (1)$$

ここで、 u_i , τ_i は変位と表面力の x_i 方向成分であり、 U_{ij}

と T_{ij} は x_0 を作用点、 x を観測点とする変位および表面力の基本解を示す。また、 c_{ij} は境界 Γ_B の点 x における形状によって定まる係数である。左辺第2項の積分記号は、特異点を含む積分を Cauchy の主値の意味で評価することを表している。右辺の $\bar{\varphi}_i$ は入射波の影響を表す項である。

半無限弾性体内の点 x_F に食い違い点震源を考えると、 $\bar{\varphi}_i$ は次式で表される。

$$\bar{\varphi}_i(x) = T_{ij}(x, x_F)\bar{d}_j(x_F) \quad (2)$$

ここで、 $\bar{d}_i = u_i^+ - u_i^-$ は食い違いベクトルの x_i 成分である。

本研究では、断層面内において複雑なすべり量分布を考慮するため、(2) 式に示した点震源の項を離散的に重ね合わせることで、面的な破壊を表現する。

境界 Γ_B を境界要素を用いて離散化することにより、境界積分方程式(1)を次式のようなマトリクス方程式に変換する。

$$[H_B]\{u_B\} = \{\bar{\varphi}\} \quad (3)$$

ここに、 $\{u_B\}$ は節点変位、 $\{\bar{\varphi}\}$ は $\bar{\varphi}_i$ を成分とするベクトルである。本研究では、(3) 式を直接的に解いて動的地盤変位を算出する。

(2) 津波の解析手法

津波解析の基礎式には、(4) 式に示す質量保存方程式および(5) 式に示す Navier-Stokes 方程式を採用する。

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (v \cdot \nabla)v = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \nu \nabla^2 v \quad (4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho(\nabla \cdot v) = 0 \quad (5)$$

ここに、 ρ は流体密度、 v は流速ベクトル、 p は圧力、 ν は動粘性係数である。さらに、流体は限定圧縮性流体とし、音速 a を考慮するために、質量保存方程式を次式に示すように変形する。

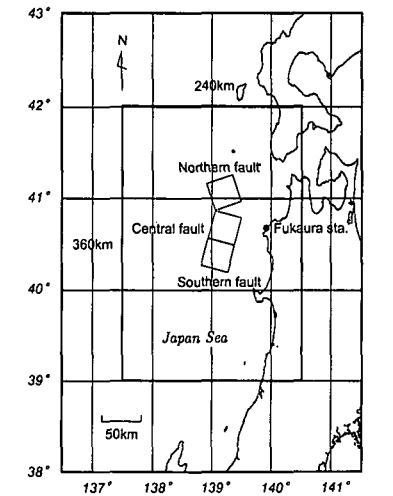
$$\frac{1}{a^2} \frac{\partial p}{\partial t} + \rho(\nabla \cdot v) = 0 \quad (6)$$

(6) 式は、局所的には圧縮性をもつが、全体的には非圧縮流体と見なす運動方程式である。本研究では、(4) 式および(6) 式を連立させて、MAC 法を用いて解析し、自由表面高さを算出する。

* 正会員 工 博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究科

** 正会員 博(工) 東京工業大学 日本学術振興会特別研究員

*** 正会員 理 博 (株)築山研究室室長



図一1 日本海中部地震の断層位置と計算範囲

表一 日本海中部地震の断層パラメータ (佐藤, 1989)

	南断層	中央断層	北断層
長さ (m)	35	35	35
幅 (km)	35	35	35
上縁深さ (km)	0	0	0
走向 (°)	15	15	345
傾斜角 (°)	20	20	20
すべり角 (°)	90	90	90
すべり量 (一様) (m)	6.8	4.6	6.8
破壊伝播速度 (km/s)	2.0	2.0	3.0
立ち上がり時間 (sec)	3.5	3.5	3.0

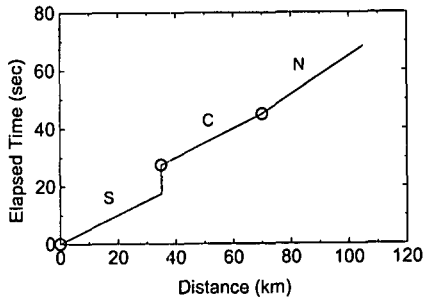
3. 1983 年日本海中部地震津波

(1) 断層モデルと計算モデル

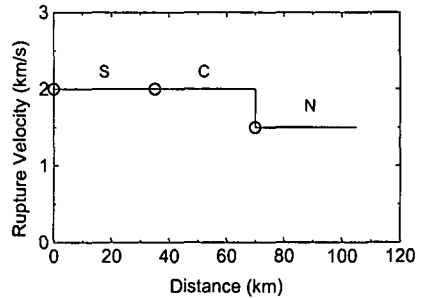
1983 年 5 月 26 日 11 時 59 分, 秋田県西方沖約 100 km を震源とする日本海中部地震 (M 7.7) が発生した。

相田 (1984) は, 検潮記録や津波痕跡高をもとに津波シミュレーションを行った。現在では, 津波を説明する最良な断層モデルは相田モデル 10 となっている (首藤, 1994)。ただし, 地震学的に推定された断層モデルとは北断層のすべり量に関して異なっている。

本研究では, 地震学的に定まる断層モデルを半無限弾性体内に仮定し, 断層の破壊過程を考慮して地盤変位の 3 次元解析を行った。採用した断層モデルは, 震央距離 80 km~280 km の強震観測記録に基づき推定された Sato モデル (1985) である。Sato モデルは数多く提案された断層モデルのうち, 最も妥当とされている (佐藤, 1989)。計算範囲と断層面の位置, および断層パラメータを図一1, 表一1 に示す。日本海中部地震では, 3 段階の破壊過程が推定されている。計算では, Sato モデル (1985) に従って破壊経過時間と破壊距離の関係を図一2, 断層面



図一2 破壊経過時間と破壊距離の関係



図一3 破壊伝播速度と破壊距離の関係

の破壊伝播速度と破壊距離の関係を図一3 のように設定した。すなわち, 第 1 段階の破壊は南端より北北東へ 35 km の距離を 3 km/s で伝播した。約 10 秒間の休止の後, 第 2 段階の破壊が 2 km/s で同方向へ伝播した。第 3 段階の破壊は伝播方向を北北西に変化して 1.53 km/s で伝播した。破壊に要する時間は 63 秒となる。ただし, 断層モデルのすべり量は断層面内で一定となっている (佐藤, 1989)。

(2) 津波シミュレーション

津波シミュレーションによる波源近傍の海面変動の状況を図一4 に示す。時刻は南断層破壊開始からの時刻を示している。20 秒後に第 1 段階の断層破壊に伴う地盤変位による海面変動が現れる。40 秒から 60 秒にかけて, 中断層と北断層の破壊によって生じた海面変動が現れる。断層の破壊がほぼ終了した 60 秒では断層の西側が隆起域, 東側が沈降域となっており, 津波波高が逆「く」の字に分布していることが分かる。100 秒後に南断層側から津波が東西方向に伝播する状況が示されている。秋田県から青森県にかけて津波が引き波から到達している状況がシミュレーションされている。

次に, 計算結果と深浦港沖の超音波波高計で観測された津波波形を比較する。波高計では, 津波第 1 波の立ち上がりまでが観測された。図一5 は, Shuto et al. (1995) が相田モデル 10 を使用して行った計算結果に, 本研究の計算結果を重ねて表示したものである。本研究の計算結

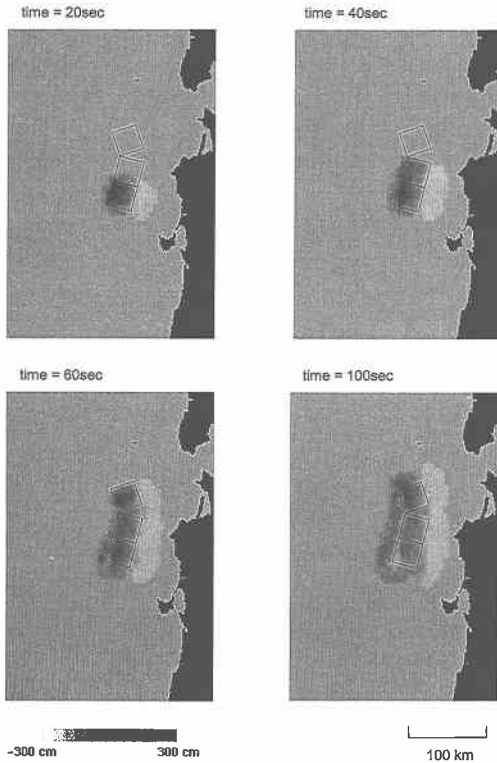


図-4 津波シミュレーション結果

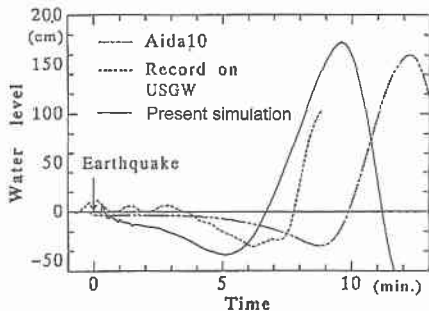


図-5 深浦湾沖における計算結果と観測記録の比較 (Shuto et al. (1995) から引用したものに本研究の計算結果を重ねて表示)

果は、観測値より立ち上がりのゼロクロス点が約1分早くになっているものの、大まかには津波第1波を再現できている。また、図-5には載せていないが、海底地盤の静的変位を時刻0に初期波形として計算すると、到達時間がさらに1分程度早くなった。これは断層面の破壊に要する時間に相当する。つまり、断層の破壊終了を時刻0として初期波形を与えて計算すれば、到達時刻はほぼ一致することになる。

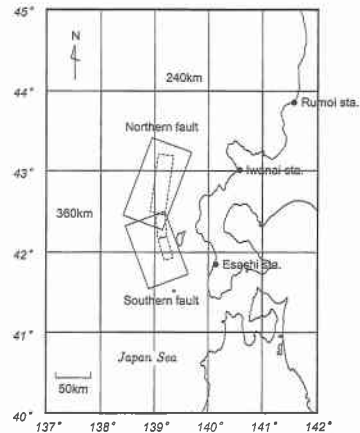


図-6 北海道南西沖地震の断層位置と計算範囲

表-2 北海道南西沖地震の断層パラメータ (Mendoza and Fukuyama, 1996)

	北断層	南断層
長さ (m)	110	90
幅 (km)	70	70
上縁深さ (km)	5	2
走向 (°)	200	160
傾斜角 (°)	30	30
すべり角 (°)	100	90
すべり量 (最大値) (m)	4.0	2.5
破壊伝播速度 (km/s)	3.0	3.0
立ち上がり時間 (sec)	3.0	3.0

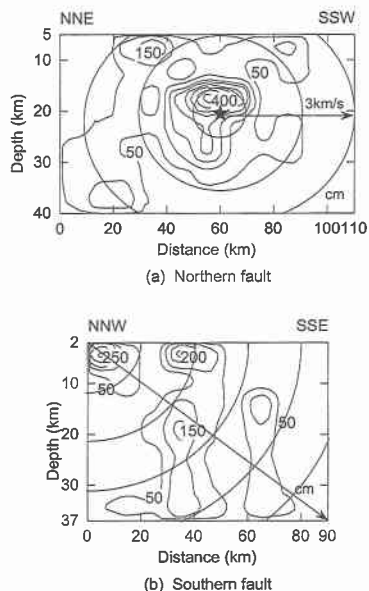
4. 1993年北海道南西沖地震津波

(1) 断層モデルと計算モデル

1993年7月12日22時17分に発生した北海道南西沖地震(M7.8)では、津波防災上の盲点ともいべき問題点が明確になった。その一つが、地震を説明する断層モデルと津波を説明する断層モデルの間にあるギャップで、断層モデルは未だ確定していない(高橋ら, 1994)。

1993年北海道南西沖地震の津波シミュレーションに用いる断層パラメータは、前章と同様、地震動を説明するために推定されたMendoza and Fukuyama (1996)の断層モデルとする。推定されている断層面の位置、および地震動と津波のシミュレーションの計算範囲を図-6に示す。計算の対象領域は断層面がほぼ中央に位置するようにして、360 km×240 kmの範囲とした。

著者らは、以前この断層モデルを使用して本研究と同様の手法で津波シミュレーションを行っている。ただし、断層面のすべり量や破壊過程は一樣としていた(大町ら, 1999)。本研究では、地震学的な断層モデルを採用して津波を説明するという立場から、より忠実に断層の破壊過程をモデル化して津波シミュレーションを行うことにした。そこで、本研究では2枚の断層面を10 km×10 kmの

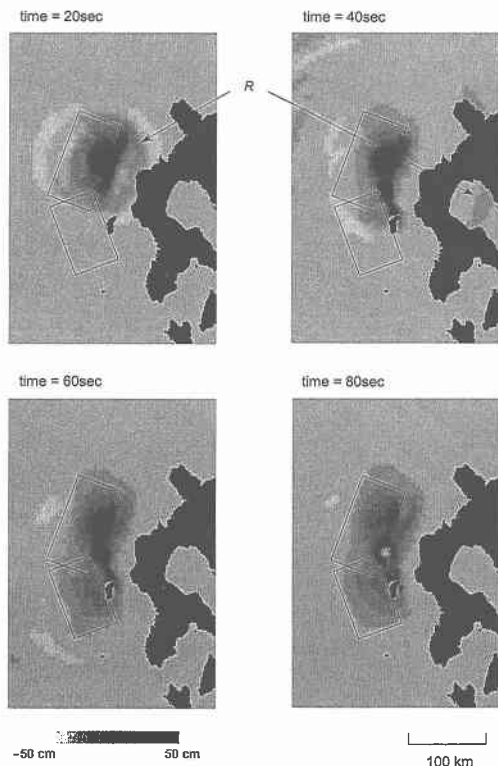


図一7 断層面内のすべり量分布と破壊パターン

小断層に分割し、図一7に示すすべり量分布と破壊パターンに従い、各小断層にすべり量と破壊開始時刻を与える。北断層における断層の破壊伝播は震源から放射状に拡大するように設定した。断層の破壊伝播は北断層から始まり南断層にほぼスムーズに伝わっており、折れ曲がり点での一時的な停止はほとんどないとされている。そのため、南断層の破壊伝播は北上端から南下端へ連続的に放射状に拡大するように設定した。また、地盤は均質地盤を仮定し、P波速度を7.5 km/s、S波速度を4.3 km/s、密度を3.2 g/cm³とした。

動的地盤変位解析では計算領域を節点間隔5 kmに設定して計算した。これは計算機の能力から節点間隔を十分に細かくモデル化することができなかったためである。津波解析の数値計算では、流体底部に地盤応答を入力するが、その際には5 km格子間隔で得られた地盤応答の計算結果を補間して流体部分に入力した。地盤の応答計算ではDC~0.5 Hzの周波数範囲を計算した。

津波シミュレーションでは、計算領域を1 km格子間隔で計算した。計算格子内の水深が500 mより浅くなるような地点は、水深を500 mにおきかえてある。このため500 mより浅い海域での波高の増幅効果は津波シミュレーションでは再現できない。沿岸部における津波の陸上遡上を考慮に入れず、海岸線は鉛直壁として完全反射の条件を与えた。計算領域と外海との境界に関しては計算時間を考慮して遠方に反射壁を設定している。また、C.F.L.条件を満たすように時間格子間隔は0.25秒とした。海底地盤の地震動の流体部への入力時間は、断層破壊開始から128秒までとした。



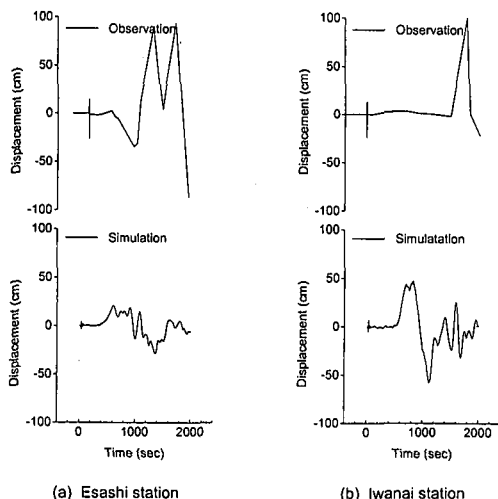
図一8 津波シミュレーション結果

(2) 津波シミュレーション

地震発生時の海面変動状況を調べるために、断層破壊開始後80秒までの海面変動を20秒毎のスナップショットで図一8に示す。濃淡はそれぞれ海面上昇と下降を表している。20秒後に北断層の破壊に伴う海面上昇が見られる。約30秒後には江差港と岩内港に海底地盤を伝播するRayleigh波による海面変動が到達し、それは北海道本土に関して震源と反対側の噴火湾にも現れる。そして、40秒後には南断層の破壊に伴い南側にも海面上昇が現れる。80秒後には断層破壊が終了しており、津波が生成されている。波高分布は断層面のすべり量が多いところほど高くなっている。

江差港と岩内港において計算結果と著者らがデジタル化した検潮記録を比較したものを図一9に示す。図一9によれば、津波に関しては振幅と到達時刻は両者で一致していないが、津波第1波到達の約10分前には短周期の海面変動があり計算結果は定性的には一致する。このような津波に先行する短周期の海面変動は、図一6に示した留萌港では観測されていない。これは図一8に矢印Rで示すようにRayleigh波の強い指向性に起因している。

図一10に奥尻島周辺の数地点の計算結果を示す。比較のために、表一2に示した断層モデルを使用して静的に初期波形を与えた計算結果も示す。図一8と図一10によ



図—9 計算結果と検潮記録の比較

れば、津波は奥尻島北端の稲穂には北側から40秒後、南端の青苗には西側から50秒後に到達する。首藤ら(1994)の調査によればこれらの地区では津波は4～5分に到達する。これらに比べると、計算結果による到達時刻は最小水深が500mのため早い、津波の襲来方向は両者で一致した。また、図—10の静的な計算によれば、奥尻島周辺では時刻0で津波が到達していることになる。このように、従来手法では波源域内での津波の襲来方向を予測することは困難である。そのため、津波を説明する断層は図—6に破線で示したように奥尻島の西方約20kmに配置されたものと思われる。

5. 結 論

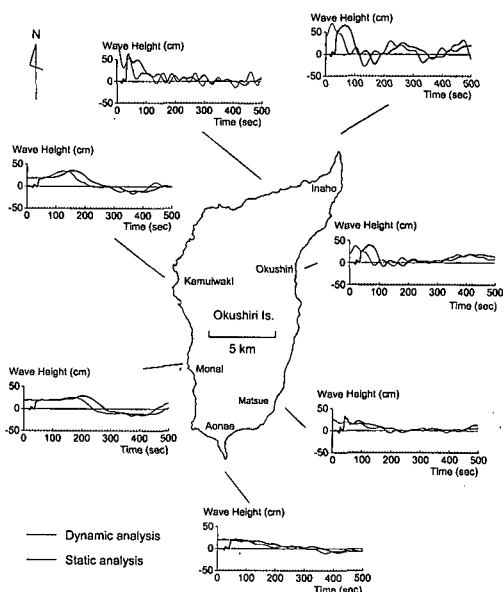
本研究では、1983年日本海中部地震と1993年北海道南西沖地震を解析対象として、地震学的に推定された断層モデルと震源断層の破壊過程を考慮して津波シミュレーションを行った。本研究の結論は次のようになる。

1) 本研究の手法による1983年日本海中部地震津波の計算結果は、深浦港での津波到達時刻は約1分早くなったが、津波第1波の立ち上がり形状は一致した。

2) 1993年北海道南西沖地震による津波計算では、江差港と岩内港で得られた検潮記録と比較すると到達時刻や波高に有意差が認められた。しかし、本研究の解析手法では津波に先行する海面変動が再現でき、そのRayleigh波の強い指向性は検潮記録と調和的であった。

3) 奥尻島周辺の津波襲来状況は、地震学的な断層モデルを用いても本研究の解析手法によりほぼ再現可能であることを示した。また、本研究の津波解析手法によって、断層モデル間のギャップを解決できる可能性がある。

4) 断層面内の不均一なすべり量分布を考慮すると、地震発生時の津波分布は、従来の一様なすべり量分布の



図—10 計算による奥尻島周辺の時刻歴波形

矩形断層モデルから予測されるものとは異なる。

参 考 文 献

- 大町達夫・築山 洋・松本浩幸 (1999): 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, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 321-325.
- 片岡正次郎・大町達夫 (1997): 震源近傍の不整形地盤における地震動の三次元シミュレーション, 土木学会論文集, No. 556/I-38, pp. 139-149.
- 佐藤良輔編 (1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 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.
- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・Modesto Oritz (1994): 津波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 251-255.
- 丹羽義次・廣瀬壮一 (1983): 傾斜層を有する地盤における理論的地震動解析, 土木学会論文報告集, 第337号, pp. 57-66.
- 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.*, Vol. 101, pp. 791-801.
- Sato, T. (1985): Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-chubu (Japan sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, *J. Phys. Earth*, Vol. 33, pp. 525-557.
- Shuto, N. (1998): Five riddles in the 1993 Okushiri tsunami, *Proc. Okushiri Tsunami/UJNR Workshop 1998*, pp. 20-21.
- Shuto, N., Chida, K. and Imamura, F. (1995): Generation mechanism of the first wave of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake, *Y. Tsuchiya and N. Shuto (eds.), Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, Kluwer Academic Publishers, pp. 37-53.