

2004 年インド洋津波の発生過程の再現計算

松本 浩幸*

1. はじめに

2004 年 12 月 26 日に発生したスマトラ島沖地震 (M9.0~9.3) により発生した津波は、インド洋沿岸諸国に未曾有の被害をもたらした。この 2004 年インド洋津波が過去に例のない津波災害となった要因として、インド洋沿岸の津波予警報システムの未整備、あるいはインド洋では過去に大規模な津波が記録されておらず、そのため住民に津波知識が全くなかったなどの指摘がある (例えば、佐竹 (2006))。また地震規模が M9 クラスとその震源断層の破壊領域が巨大だったことも被害が広範囲に及んだ要因と考えられる。本報告では、地震波解析から推定された断層モデルを用いて、インド洋津波の発生過程の詳細な再現計算を行い、M9 クラスの地震により発生する津波像を見てみる。これは各方面での津波数値計算を行うにあたり、初期条件の与え方についての検討も必要なためである。津波の数値計算には、断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した Ohmachi ら (2001) の動的津波解析手法を採用する。

2. 津波数値計算の概要

(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。デカルト座標系において、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)。

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

ここで、 u_i , t_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 ϕ_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、 ϕ は次式で表される。

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

ここで、 $d_i = u_i^+ - u_i^-$ はくい違いベクトルの x_i 成分である。

断層面内において複雑なすべり量分布を考えるとときには、(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。

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

ここに、 $\{u_B\}$ は節点変位、 $\{\bar{\psi}\}$ は ϕ_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。

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho (\nabla \cdot \mathbf{v}) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \mathbf{v} \quad (5)$$

* 海洋研究開発機構

ここに、 ρ は流体密度、 \mathbf{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、(4)式を次式に示すように変形する。

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

(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連続式である。本研究では、(5)式および(6)式を連立させて、MAC 法 (Harlow and Welch, 1965) による差分スキームを用いて数値解析し、自由表面高さを計算する。

3. 2004 年インド洋津波の計算モデル

(1) 計算条件

震源断層を含むインド洋を 3 次元モデル化して津波計算を行うので計算領域を広くとると大容量の計算メモリと長時間の CPU 時間が要求される。したがって、計算モデルを何パターンか試行錯誤しながら作成して効率よく計算結果を得られるように、現段階では計算領域を図-1 のように設定した。すなわち、南緯 5°、東経 85° および北緯 20°、東経 105° で囲まれる範囲とした。津波計算に用いる水深データは、National Geophysical Data Center が公開している 2 分メッシュの ETOPO2 を利用した。

(2) 断層モデル

山中 (2005) は、グローバル地震観測網の遠地実体波を用いてスマトラ島沖地震の震源過程を解析している。その解析結果によると、断層長さ 980km、断層幅 240km の断層面に主要なアスペリティが 3 つ存在し、それぞれ破壊開始点付近、北緯 5° 付近、北緯 10° 付近のところに位置する (図-2)。本研究では、断層面内のすべりの不均一性を表現するために、断層の長さ方向 70km、幅方向 40km の 84 の小断層を設定して、それぞれの各小断層にすべり量、すべり角、そして破壊開始時刻を与えることによって、アスペリティと断

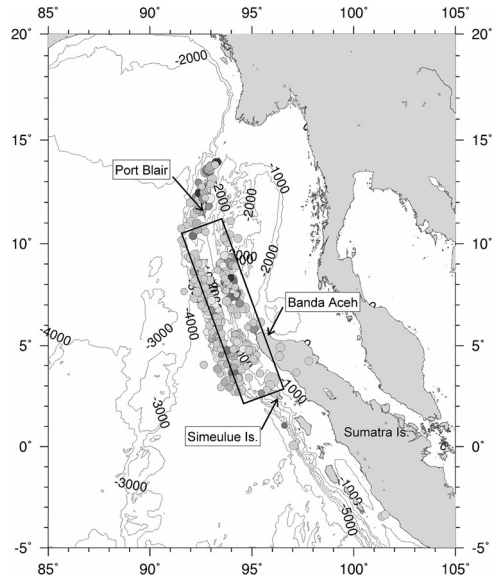


図-1 計算領域と海底地形 (図中の小さな丸は USGS による本震後 24 時間の余震分布、矩形は山中 (2005) の断層面を示す。)

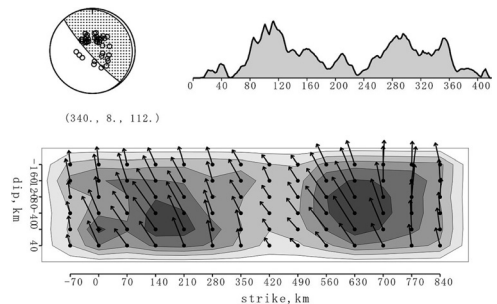


図-2 津波計算に使用した断層モデルのすべり量分布 (山中 (2005))

層の破壊伝播過程を表現した。すべり量ならびに破壊開始時刻は、山中 (2005) が推定している地震モーメント解放量ならびにその時刻から算出した。断層の破壊開始から終了までは 6 分程度を要している。なお各小断層のライズタイム (すべり継続時間) は 6s とした。図-1 の本震 24 時間後の余震分布は、断層面よりもさらに北側のアンダマン諸島まで拡大している。余震分布と断層面が一致しないアンダマン諸島の領域は、地震波解析に

において直達波と反射フェーズが重なって計算できない領域である。本震時における断層破壊領域の北限の議論はここでは行わず、山中(2005)が提案した断層モデルにしたがって津波計算を行う。

4. 計算結果

(1) 海底地盤変動

海底地盤の上下変位をスナップショットとして図-3に示す。断層破壊開始1分後から10分間の様子を1分おきに示している。1分後にはスマトラ島の西方沖の震源近傍で地殻変動が発生する。2分後にはスマトラ島付近の地殻変動過程は終了する。海底面の地殻変動量は最大2mとなる。断層面付近の地殻変動とは別に同心円状に伝播する波がある。これは小断層のずれに起因する Rayleigh 波である。断層の破壊伝播のディレクティビティ効果により、その振幅は北側で大きくなる。5分後にニコバル諸島付近のアスペリティにより、地殻変動が北 10° 付近に発生する。断層の破壊継続時間が6分と見積もられているので、7分後には海底地殻変動は終了して静的変位のみが残る。ただし、Rayleigh 波が計算領域を完全に通過するまで10分程度を要する。最終的な地殻変動を見ると、主要なアスペリティを反映して、北緯 5° 付近のスマトラ島の西方沖、同 10° 付近のニコバル諸島の西方沖に約2mの隆起域が見られる。地殻変動分布を見る限り、南側の2つのアスペリティはお互いの距離が近いために1つとして寄与している。この断層モデルから推定される地殻変動は、スマトラ島北西端では沈降、

これは小断層のずれに起因する Rayleigh 波である。断層の破壊伝播のディレクティビティ効果により、その振幅は北側で大きくなる。5分後にニコバル諸島付近のアスペリティにより、地殻変動が北 10° 付近に発生する。断層の破壊継続時間が6分と見積もられているので、7分後には海底地殻変動は終了して静的変位のみが残る。ただし、Rayleigh 波が計算領域を完全に通過するまで10分程度を要する。最終的な地殻変動を見ると、主要なアスペリティを反映して、北緯 5° 付近のスマトラ島の西方沖、同 10° 付近のニコバル諸島の西方沖に約2mの隆起域が見られる。地殻変動分布を見る限り、南側の2つのアスペリティはお互いの距離が近いために1つとして寄与している。この断層モデルから推定される地殻変動は、スマトラ島北西端では沈降、

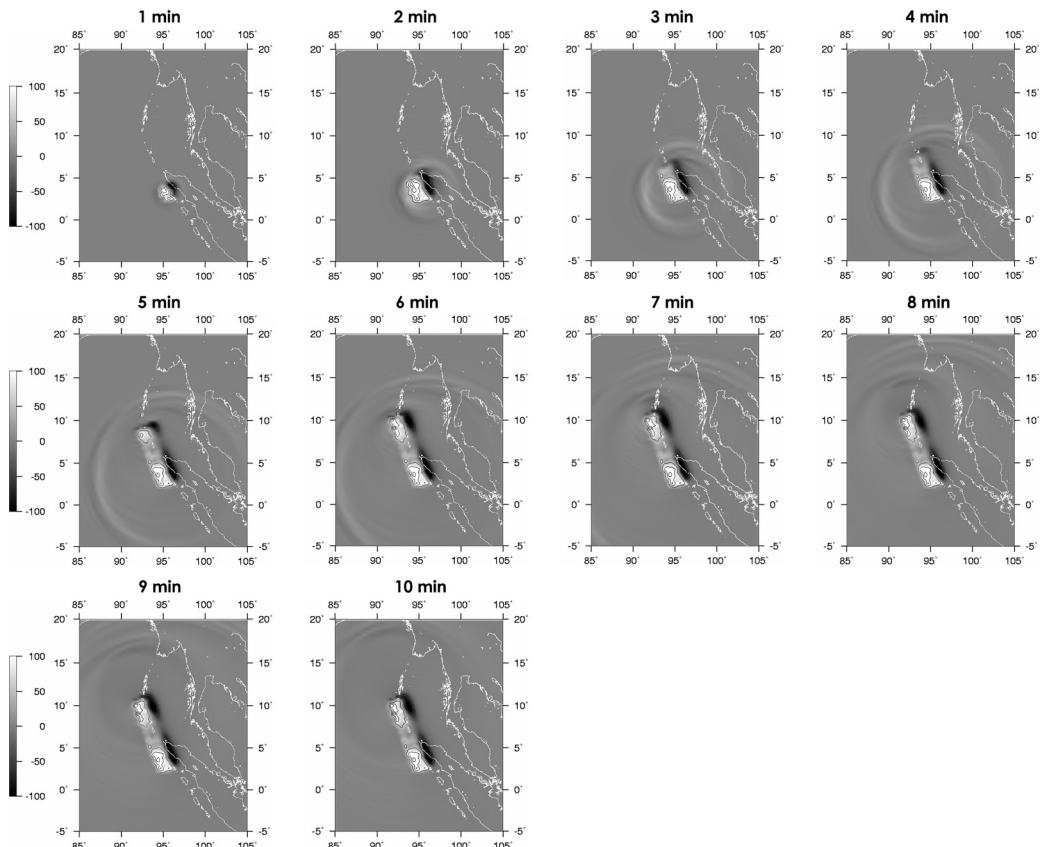


図-3 海底面の上下変動 (図中、スケールバーの単位は cm、コンターは 50cm 毎に描いており、実線は隆起、点線は沈降を表す)

一方ニコバル諸島ではヒンジラインが諸島東側にあるため隆起となっている。海底地盤の変動計算は、地震による地殻変動のうちフィールド調査や人工衛星画像によって明らかとなったスマトラ島 Banda Aceh 市の 0.2~0.6m の沈降、Simeulue 島北側の 1.5m の隆起、ならびに Port Blair 検潮所が示唆する 0.9m の沈降はほぼ説明できている。一方、ニコバル諸島の全般的な沈降、Simeulue 島南側の数十 cm の沈降を完全には説明できていない。津波の周期に影響してくる断層面短軸の地殻変動が生じる範囲は 400km に及ぶ。

(2) 海面変動

上述(1)の結果を境界条件として、海水領域の底部に時々刻々、入力して海面の応答を計算した。海面変動をスナップショットとして図-4 および図-5 に示す。図-4 は津波発生時の状況を 1 分おきに、図-5 は津波伝

播の状況を 5 分おきに示している。図-4 によれば、断層破壊の伝播にともなって、海面変動が地殻変動とほぼ同じパターンで南東から北西方向に生じていく。6 分後に断層破壊が終了するが、その時刻で北緯 10° 付近の津波初期波形は地殻変動とほぼ同じ形状なのに対して、震源に近い北緯 5° 付近の津波初期波形は崩れて、津波伝播が見られる。また津波に先行して、地震波の一つである Rayleigh 波による海面の乱れも計算されている。図-5 の津波発生に続く伝播状況を見ると、震源断層の東側すなわちタイ側では引き波が第 1 波となる一方、西側では押し波が第 1 波となる。これは山中 (2005) の断層モデルから計算される静的変位を津波波源とする従来手法による計算結果と同じである (例えば、鈴鹿ら (2005))。主要な波源が、断層のアスペリティと一致するように南側と北側に存在する

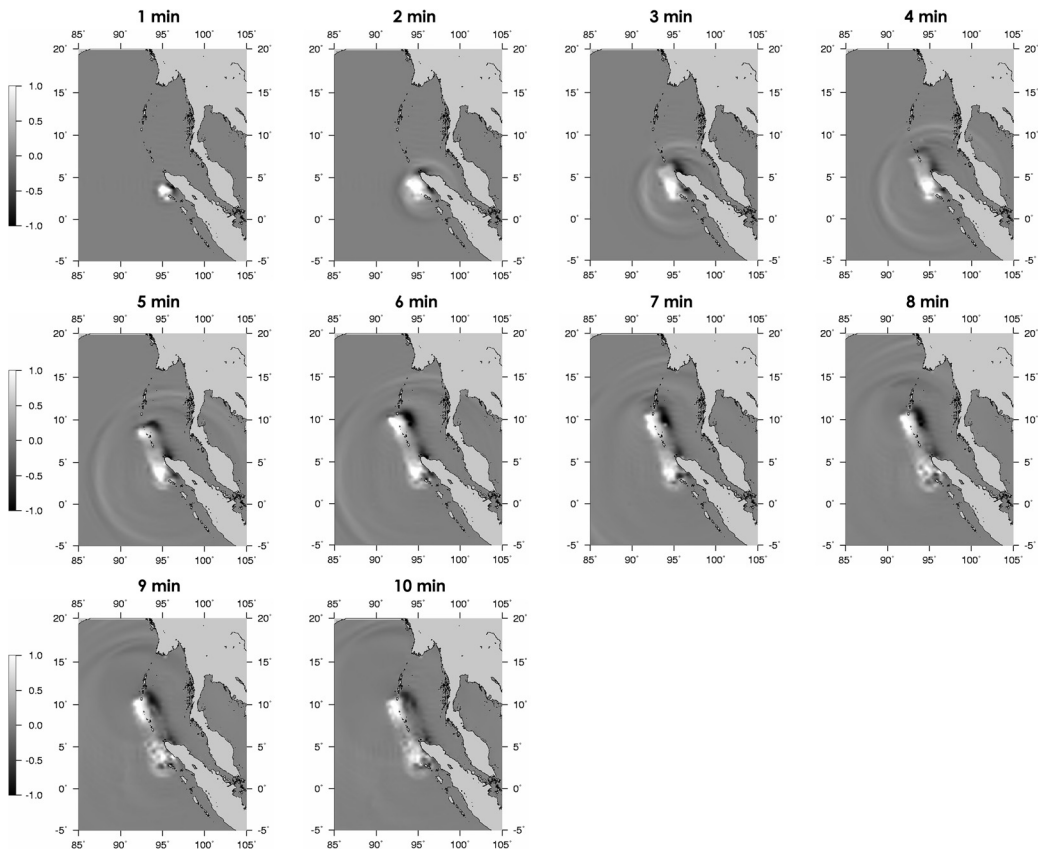


図-4 津波の発生状況 (スケールバーの単位は m)

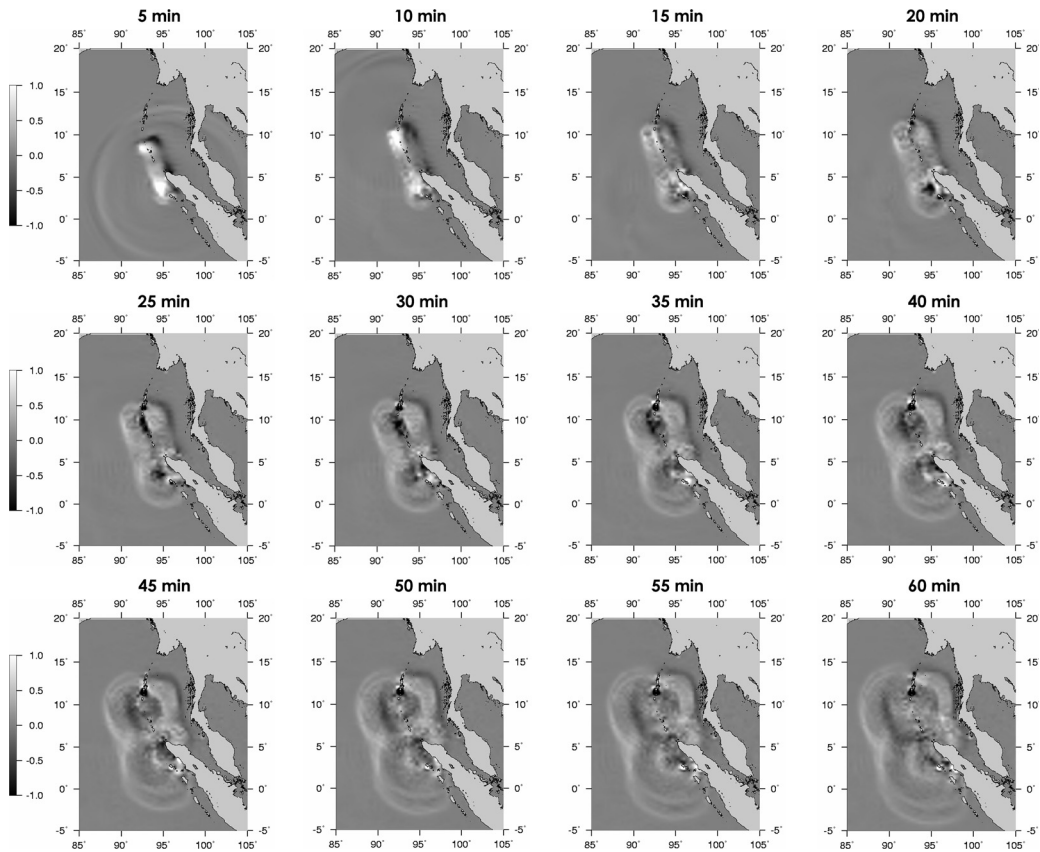


図-5 津波の伝播状況（スケールバーの単位は m）

ことが分かる。例えば 35 分後の状況を見ると、北緯 5° 付近と北緯 10° 付近からそれぞれ放射している状況が分かる。山中（2005）は、アスペリティは 3 つあると示唆しているが、津波の伝播特性から見ると震源付近の 2 つのアスペリティは大まかには 1 つとして寄与している。

5. おわりに

動的津波解析手法を 2004 年スマトラ島沖地震に適用して、インド洋津波の発生過程を計算した。地震学的に推定された山中（2005）の断層モデルを用いて津波の発生ならびに伝播過程を見ると、断層長さが約 1000km にも及ぶ地震においては、断層破壊が開始してから終了するまでに 6 分程度を要する。そのため破壊開始点と終了点で津波が

発生する時刻に時間差が生じるため、破壊伝播速度の影響を無視することはできない。北緯 5° 付近と同 10° 付近にアスペリティを反映した津波の波源が生成される。しかしながら、その間のギャップがスマトラ島北端やタイ沿岸での津波高さの過小評価につながるという指摘（松山、私信）もある。また地震波解析とは独立して、越村ら（2005）は人工衛星の海面高度データの津波第 1 波を説明できる断層モデル（津波波源モデル）を提案しているが、これと山中（2005）とのギャップも依然として大きい。本研究も含めて、津波を説明できる断層モデルの改良および作成には精査が必要である。

謝 辞

本報告で利用した断層パラメータは、東京大学地震研究所山中佳子助手に提供していた

だいた。土木学会「津波被害推定ならびに軽減技術研究小委員会」の第 5 分科会ワークショップでの議論は有益であった。

参考文献

Harlow, F. H. and Welch, J. E.: Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow with free surface, *Physics of Fluids*, Vol.8, No.12, 1965.

Ohmachi, T., Tsukiyama, H., Matsumoto, H., Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1898-1909, 2001.

片岡正次郎・大町達夫: 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, 1997.

越村俊一・高島正典・鈴木進吾・林春男・今村文彦・河田恵昭: インド洋における巨大地震津波災害ポテンシャルの評価, *海岸工学論文集*, 52, 1416-1420, 2005.

佐竹健治: スマトラ沖大地震とインド洋の津波, *Japan Geoscience Letters*, Vol.1, No.1, pp.4-6, 2006.

鈴鹿陽・高橋智幸・松富英夫: タイ南西部に襲ったスマトラ島地震津波の数値解析, *海岸工学論文集*, 52, pp.1341-1345, 2005.

丹羽義次・廣瀬壮一: 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, 1983.

山中佳子, *EIC 地震学ノート*, No.161+, 2005.