

# 広域の津波痕跡記録を活用した 2004年スマトラ島沖地震津波の再現計算

保坂 幸一<sup>1</sup>・松山 昌史<sup>2</sup>・森 勇人<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 八千代エンジニアリング株式会社 事業統括本部国内事業部河川部  
(〒111-8648 東京都台東区浅草橋5-20-8 CSタワー)

E-mail: kc-hosaka@yachiyo-eng.co.jp

<sup>2</sup>正会員 (一財)電力中央研究所 原子力リスク研究センター (〒100-8126 東京都千代田区大手町1-6-1)  
E-mail:matsu@criepi.denken.or.jp

<sup>3</sup>中部電力株式会社 原子力本部原子力土建部 (〒461-8680 愛知県名古屋市東区東新町1番地)  
E-mail:Mori.Hayato@chuden.co.jp

2004年スマトラ島沖地震津波はインド洋全域に伝播し、多くの国の沿岸部に津波被害をもたらした。本研究では、数値計算により広域の津波痕跡記録を説明可能な波源モデルを検討するとともに、断層の破壊伝播特性の沿岸津波水位に与える影響を検討した。既往研究で提案された波源モデルを改良し、かつ最適な破壊伝播速度を設定した場合に良好な再現性が得られた。波源の近傍地域では、破壊伝播速度の大きさによる痕跡高に対する計算水位のばらつき（幾何標準偏差 $\kappa$ ）の変化は小さい。遠方地域では比較的遅い破壊伝播速度（0.7~1.0 km/s）を設定した場合のみ、ばらつきが小さくなった。そのため、巨大津波の広域の痕跡高の再現および予測精度確保には、津波計算上の適切な破壊伝播特性の考慮が重要である。

**Key Words :** tsunami, Sumatra earthquake, numerical simulation, tsunami source model, run-up height record of tsunami

## 1. はじめに

2004年スマトラ島沖地震津波は、比較的震源域に近いスマトラ島、アンダマン諸島、タイ、ミャンマーばかりでなく、インド洋全域に伝播し、インド本土、スリランカ、モルディブといったインド洋沿岸の多くの諸国に津波被害をもたらした。津波発生後、合同調査が行われ各國の津波痕跡記録、被害状況が報告されている（藤間ほか<sup>1)</sup>等）。数値計算による痕跡高や浸水被害を再現した既往研究として、富田・本多<sup>2)</sup>によるスリランカゴール港の痕跡高の再現、Koshimura et al.<sup>3)</sup>によるスマトラ島バンダアチエの痕跡高・浸水深・浸水範囲の再現、鳴原ほか<sup>4)</sup>によるスマトラ島北西部橋梁の被害状況の再現等の例がある。しかしながら、それらは限られた地域の津波被害の再現であり、検討で用いられた波源モデルは着目地域以外の沿岸における痕跡高に対して再現性が確保されているか否かは不明である。

一方で、津波インバージョンにより波源モデルおよび破壊伝播特性を検討した研究も多く行われている。Hirata et al.<sup>5)</sup>は2つの人工衛星による海面高度データ、Fujii and Satake<sup>6)</sup>は12箇所の検潮記録、3つの人工衛星による海面高度データを用いて津波インバージョンによる波源モ

デルのすべり量分布および破壊伝播速度等を推定しており、検潮記録や海面高度データを説明する破壊伝播速度が0.7~1.0 km/sの範囲で報告されている。しかしながら、沿岸諸国の津波痕跡高をそれらの波源モデルおよび破壊伝播速度を適用した数値解析により再現した事例は見当たらず、破壊伝播特性の広域の沿岸津波水位に与える影響は不明である。

本研究では、インド洋沿岸部の広域の津波痕跡記録の再現性に着目し、数値計算によりスマトラ島沖地震津波の波源モデルを検討するとともに、破壊伝播速度の沿岸痕跡高に与える影響を明らかにすることを目的とした。

## 2. 津波数値解析モデル

### (1) 解析領域

比較的波源近傍の波源より東側の地域であるインドネシアのスマトラ島、インドのアンダマン諸島、タイ、ミャンマーを含む範囲と波源から遠方の波源より西側の地域であるインド東岸、スリランカ、モルディブを含む範囲に対して個別の解析モデルを構築した。西側地域では、インド洋全域を対象とする計算（以下、インド洋伝播計算と記す）と沿岸部を対象とする計算の2段階に分けて

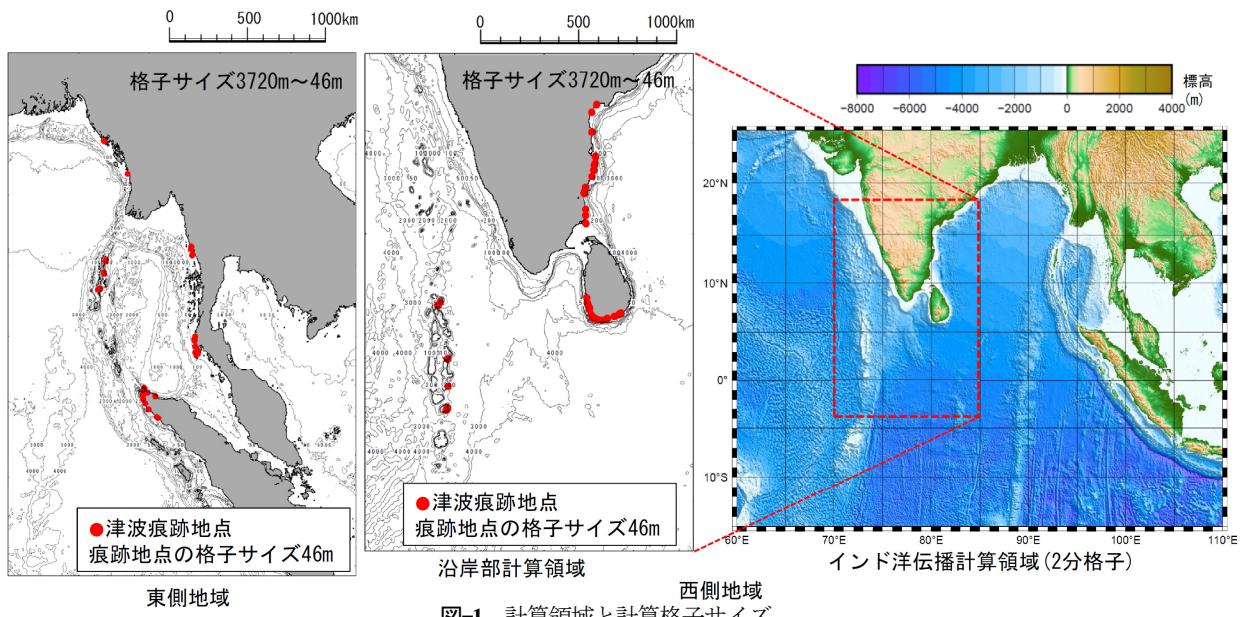


図-1 計算領域と計算格子サイズ

実施した。それぞれの解析領域図を図-1に示す。インド洋伝播計算領域は、極座標系で計算格子サイズを緯度、経度とともに2分とした。東側地域および西側地域の沿岸部は直交座標系で計算格子サイズは沖合を3720 m（2分相当）として、1240 m, 413 m, 138 m, 46 mと3分の1ずつ細分化していく、痕跡高と計算水位の比較は計算格子サイズが46 mの領域とした。

## (2) 計算手法

### a) インド洋伝播計算

西側地域のインド洋伝播計算と沿岸部計算との接続境界では、接続地点での水位を特性曲線法により入射波成分と反射波成分とに分離して、その水位の入射波成分を沿岸部沖側境界から与えた（後藤・佐藤<sup>7)</sup>の方法）。沿岸部計算で生じる陸からの反射波成分は自由透過させていた。東側地域は波源域がすべて計算領域の中に含まれるため、沖側境界は自由透過とした。計算方法には、極座標系のコリオリ力を考慮した線形長波方程式を適用した。分散項については鳴原・藤間<sup>9</sup>がモルディブ、富田・本田<sup>2)</sup>がスリランカを対象として2004年スマトラ島沖地震津波の分散性の影響を検討しており、その影響は小さいと報告しているため、考慮しないこととした。沖側境界は自由透過とし、陸側境界は完全反射条件としている。計算時間間隔は4秒、計算時間は地震発生後16時間とした。

### b) 東側地域および西側地域の沿岸部の計算

計算方法には、後藤・小川<sup>9)</sup>による浅水理論（非線形長波の式）を適用した。海底摩擦はマニングの粗度係数により表し、粗度係数 $0.03 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}$ とした。なお深海域となる計算格子サイズ3720 mの領域のみ、非線形項を無視した線形長波の式を用いている。陸側境界については、計算格子サイズ413 mよりも粗い格子の領域では海底露

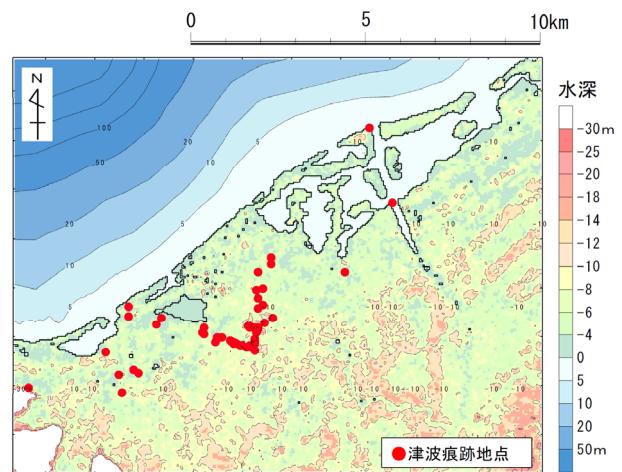


図-2 スマトラ島バンダアチェの地形データ

出を考慮した完全反射条件とし、138 mおよび46 mの格子サイズの領域では小谷ほか<sup>10)</sup>の方法により陸上溯上を考慮した。計算時間間隔は0.25秒、計算時間は東側地域では地震発生後8時間とした。西側地域の沿岸部では地震発生後16時間とし、インド洋伝播計算開始と同時に入射成沖側境界部の入射波を入力開始した。

## (3) 使用したデータ

地形データは、陸域部はSRTM(ver.3)の1秒間隔データ、海域部はGEBCO2014の30秒間隔データを用いて作成した。SRTMは2000年にスペースシャトルのレーダーで測量された標高データであるが、植物や建築物の標高を含んでおり、正確な地表面標高データとなっていない。図-2に作成したスマトラ島バンダアチェの地形データを示す。図中に示す赤点はスマトラ島沖地震津波の津波痕跡地点の位置であり、痕跡高は標高4~8 m程度である。しかしながら、地形標高は8 mよりも高い範囲が多い。また、Koshimura et al.<sup>3)</sup>で示されている津波発生後に実施さ

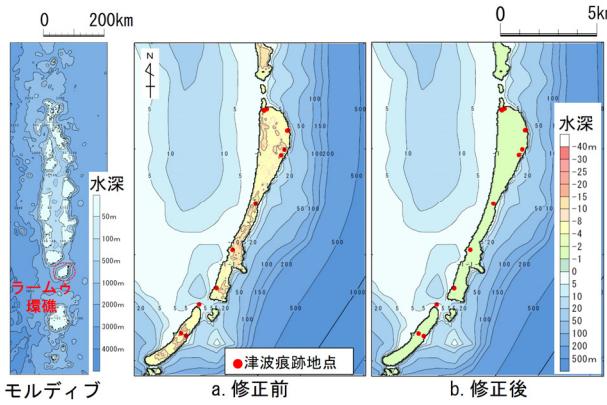


図-3 モルディブ ラーム環礁の地形データ

れたバンダアチエのレーザー測量データでは、痕跡が分布する範囲は地形標高0~2 m程度である。よってSRTMにより作成した地形データは植物や建築物の高さが含まれる等により、数値解析で内陸部への津波遡上痕跡を再現することに十分な精度を有していないと判断された。次に、SRTMから作成したモルディブの地形データの例を図-3に示す。痕跡高は1~3 m程度である。藤間ほか<sup>12)</sup>は最大標高が1.8 mの環礁島で構成されているとしているが、図-3中央のSRTMの地形標高は4 mよりも高い範囲が多い。そのため陸域完全反射条件のような扱いとなることで再現精度の低下が懸念される。以上のSRTMの地形標高の再現性を踏まえ、陸上部へ遡上した痕跡高は計算水位との比較対象から除外し、海岸線付近の痕跡高データのみを対象とすることとした。モルディブについては、藤間ほか<sup>12)</sup>を参考に、地形標高が1.8 mより高い箇所は地形標高を1.8 mとなるように修正した(図-3右)。

GEBCO2014は、河口部の水深が異常に深い等の海底地形の再現精度が低下している地域が見られた。また、データの解像度が30秒間隔(約900m間隔)と粗いために、小さい湾の入り口が陸地で塞がってしまう場合がある。さらに、モルディブに多く存在する小島はその海岸線や周辺の海底地形が表現できず、海底地形の再現精度が低下してしまうことが懸念された。以上のGEBCOの海底地形の再現性を踏まえ、河口が密集した地域や小さい湾内や小島に分布する痕跡高は計算水位との比較対象から除外することとした。

インド洋沿岸諸国の痕跡高は、藤間ほか<sup>1)</sup>の調査結果等がまとめられているIUGG TSUNAMI COMMISSIONに公開されているデータのうち信頼度がAまたはBと評

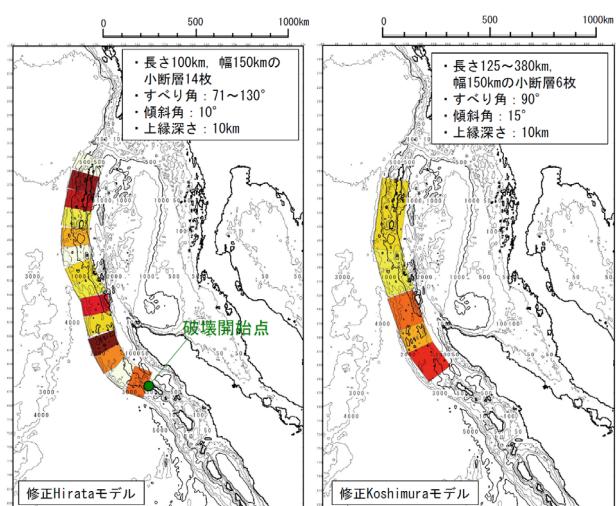


図-4 検討波源モデル

価されているものを収集した。使用した全痕跡高データ数は200個である。

#### (4) 波源モデル

波源モデルは、人工衛星海面高度データの津波インバージョンによるHirata et al.<sup>5)</sup>のモデル(以降はHirataモデルと記す)とバンダアチエの痕跡高等が再現できるKoshimura et al.<sup>3)</sup>のモデル(以降はKoshimuraモデルと記す)を検討対象とした。それぞれの波源モデルを図-4に示す。波源規模は、HirataモデルはMw 9.3( $\mu=3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ )、KoshimuraモデルはMw 9.1( $\mu=3.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ )である。初期条件は、断層パラメータにより、Mansinha and Smylie<sup>12)</sup>の方法によって計算される海底面の鉛直変位を初期水位として海面に与える。数値計算では各論文に基づき、Hirataモデルでは破壊開始点(図-4左緑丸)を設定し、破壊伝播速度(Vr)を0.7km/s、ライズタイムを150sとした動的な初期水位を与える方法、Koshimuraモデルは初期水位を瞬時に与える方法を用いた。

### 3. 解析結果

#### (1) 計算水位と痕跡高の比較

痕跡高に対する計算水位の再現性指標には、相田<sup>13)</sup>の幾何平均(K)および幾何標準偏差( $\kappa$ )を用いた。2つの波源モデルのK、 $\kappa$ の算定結果を表-1に示す。両波源モデルとも $\kappa$ は全体で1.6程度と大きく、Kも1から離れて

表-1 再現性評価結果(1)

波源	破壊伝播速度Vr	ライズタイムT	全体(n=200)		東側地域								西側地域									
					全体(n=94)		ミャンマー(n=10)		インド(アンドマン諸島)(n=12)		タイ(n=25)		インドネシア(スマトラ島)(n=47)		全体(n=106)		インド(東岸)(n=31)		スリランカ(n=49)		モルディブ(n=26)	
			K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$		
Hirataモデル	0.7km/s	150s	0.94	1.59	1.08	1.68	0.69	1.33	0.55	1.34	1.32	1.37	1.39	1.52	0.85	1.47	0.64	1.51	1.00	1.36	0.87	1.34
Koshimuraモデル	$\infty$	0s	1.15	1.59	1.44	1.40	1.37	1.37	1.70	1.41	1.24	1.37	1.47	1.38	0.99	1.62	0.82	1.69	1.29	1.32	0.77	1.60

いる。そのため、すべり量を修正し再現性向上を図った。修正方法は、まず東側地域の結果におけるKの値を参考にすべり量の倍率を設定する。**表-1**よりHirataモデルでは北側のミャンマーおよびアンダマン諸島ではKが1.0より小さく、南側のタイおよびスマトラ島はKが1.0より大きい。そのため、北側断層のすべり量を小さく、南側断層のすべり量を大きくした。Koshimuraモデルでは**表-1**より東側地域では全てKが1.0より大きいため、すべり量を大きくした。そして、最終的に西側地域の結果も含めて全体のKが1付近になるように試行錯誤で調整した。波源モデルおよびすべり量を**図-5**および**表-2**に示す。修正した波源モデルをそれぞれ修正Hirataモデルおよび修正Koshimuraモデルと呼ぶ。Hirata et al.<sup>5)</sup>およびKoshimura et al.<sup>3)</sup>の剛性率 $\mu$ を用いた場合、修正Hirataモデルおよび修正Koshimuraモデルの規模は、Mw 9.2( $\mu=3.5\times10^{10}$  N/m<sup>2</sup>)およびMw 9.2( $\mu=3.0\times10^{10}$  N/m<sup>2</sup>)となる。

すべり量を修正した場合の再現性指標K、 $\kappa$ の算定結果は**表-3ab**に示すとおりである。修正HirataモデルではK=0.96、 $\kappa=1.44$ となり良好な再現性が得られた。すべり量修正前のHirataモデルではKが大きい地域と小さい地域があり、それらを1に近づけるようすべり量を調整した結果としてKのみではなく $\kappa$ も改善された。KoshimuraモデルはKは1に近づいたが、 $\kappa$ にほとんど変化がない。比較的、波源位置に近い東側地域では、修正Hirataモデル、修正Koshimuraモデルとともに $\kappa$ は1.4程度であるが、西側地域では修正Koshimuraモデルの $\kappa$ が大きい。

## (2) 破壊伝播速度 (Vr) の影響

再現性が良好な修正Hirataモデルを対象に破壊伝播速度 (Vr) の影響について検討を行った。比較した破壊伝播速度はVr=0.7、1.0、2.0 km/sおよび破壊伝播速度考慮なし (Vr=∞) の4ケースである。**表-3acde**に再現性指標K、 $\kappa$ の算定結果を示す。破壊伝播速度が遅いほど東側地域のKは小さくなる。東側地域では痕跡地点は破壊開始点より北側（破壊の進行方向側）にあり、計算水位は破壊伝播方向の地点ほど増加する傾向にある。また破壊伝播速度が遅いほど、結果として津波の波速（位相伝播速度）に近くなり、計算水位の増加効果が大きくなるので、Kは小さくなつたと考えられる。東側地域では $\kappa$ はどのケ

ースも小さく変化がほとんどないが、西側地域では $\kappa$ は速度が速いほど大きくなつた。特に2.0 km/sと破壊伝播を考慮しないケースの $\kappa$ が大きく、 $\kappa$ が小さいケースは0.7 km/sと1.0 km/sであった。

修正Hirataモデルについて破壊開始点を変えた2ケース（破壊伝播速度Vr=0.7 km/sおよびVr=∞）と修正

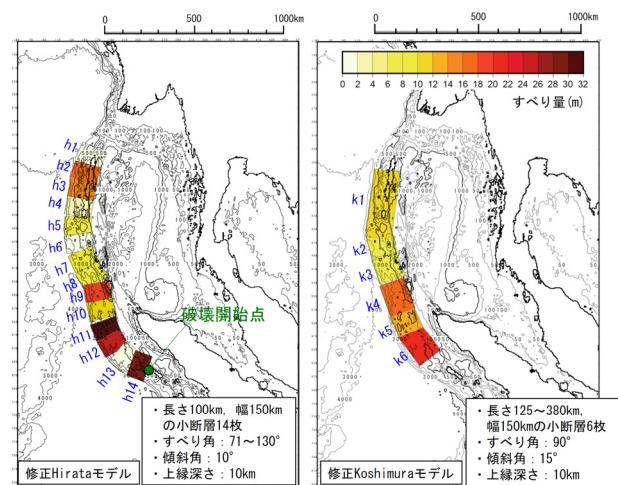


図-5 修正した波源モデル

表-2 波源モデルすべり量一覧

小断層 No.	Hirata モデル(A)	修正Hirata モデル(B)	倍率 (B/A)
h1	0.00	0.00	
h2	27.20	16.32	
h3	25.70	15.42	0.6
h4	6.10	3.66	
h5	12.00	7.20	
h6	1.50	1.20	
h7	11.50	9.20	
h8	9.40	7.52	0.8
h9	23.40	18.72	
h10	10.40	11.44	
h11	29.10	32.01	
h12	14.90	16.39	1.1
h13	0.00	0.00	
h14	16.50	28.05	1.7
小断層 No.	Koshimura モデル(A)	修正Koshimura モデル(B)	倍率 (B/A)
k1	7.00	10.50	1.5
k2	7.00	7.70	
k3	7.00	7.70	
k4	15.10	16.61	1.1
k5	12.60	13.86	
k6	14.00	22.40	1.6

表-3 再現性評価結果 (2)

波源	記号	破壊伝播速度Vr	ライズタイムT	全体 (n=200)		東側地域										西側地域									
						全体 (n=94)		ミャンマー (n=10)		インド (アンドマン諸島) (n=12)		タイ (n=25)		インドネシア (スマトラ島) (n=47)		全体 (n=106)		インド (東岸) (n=31)		スリランカ (n=49)		モルディブ (n=26)			
				K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$	K	$\kappa$		
修正 Hirata モデル	a	0.7km/s	150s	0.96	1.44	1.10	1.42	0.89	1.31	0.89	1.34	1.26	1.35	1.18	1.43	0.87	1.40	0.83	1.47	0.98	1.35	0.76	1.29		
修正 Koshimura モデル	b	$\infty$	0s	0.96	1.58	1.17	1.38	1.05	1.30	1.20	1.47	1.12	1.39	1.22	1.36	0.83	1.63	0.63	1.68	1.11	1.33	0.69	1.57		
修正 Hirata モデル	c	1.0km/s	150s	0.98	1.45	1.13	1.40	0.97	1.29	0.92	1.33	1.35	1.33	1.18	1.40	0.88	1.43	0.84	1.50	1.01	1.37	0.73	1.29		
	d	2.0km/s		1.00	1.51	1.18	1.40	1.05	1.35	0.97	1.33	1.40	1.37	1.20	1.39	0.89	1.52	0.80	1.55	1.12	1.37	0.69	1.41		
	e	$\infty$		1.07	1.55	1.21	1.38	1.12	1.29	1.00	1.34	1.37	1.36	1.26	1.39	0.98	1.63	0.78	1.62	1.33	1.36	0.75	1.56		

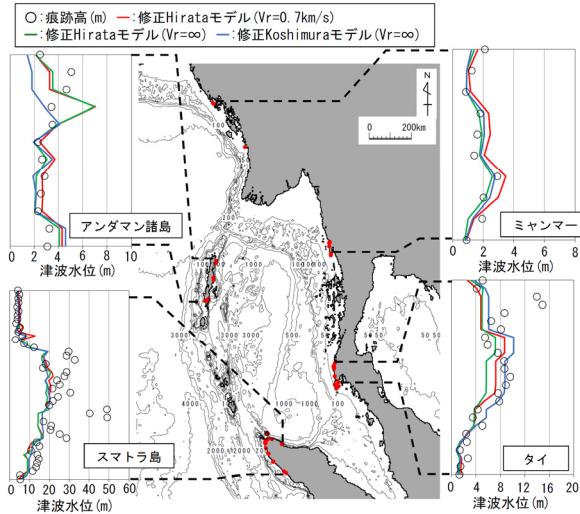


図-6 痕跡高と計算津波水位の比較（東側地域）

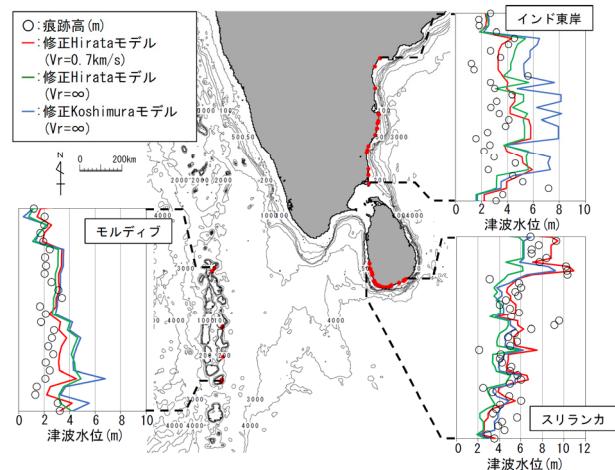


図-7 痕跡高と計算津波水位の比較（西側地域）

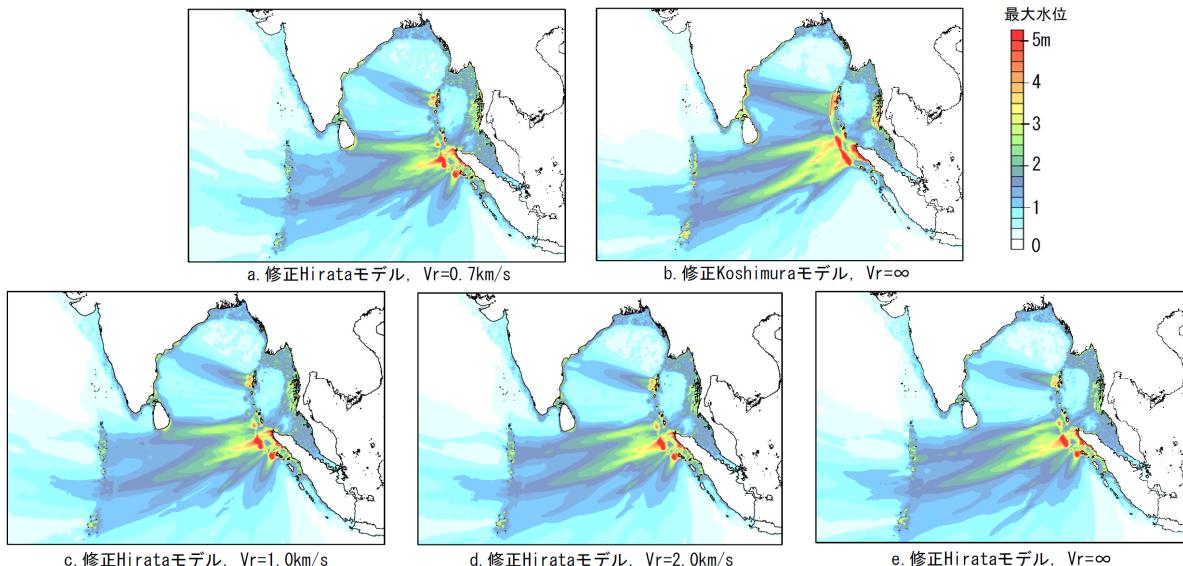


図-8 インド洋伝播計算で得られた最大水位分布

Koshimura モデル ( $V_r = \infty$ ) の痕跡高と計算津波水位の比較図を図-6（東側地域）と図-7（西側地域）に示す。東側地域では、アンダマン諸島北側を除いて各波源モデルの再現性に大きな違いは認められない。アンダマン諸島北側の差は、修正 Koshimura モデルに比べ修正 Hirata モデルは波源が北側に長く、初期水位分布が異なるためである。西側地域では、インド東岸では全体的に計算水位が痕跡高に比べ高く、特に修正 Koshimura モデルの水位が高い。また修正 Hirata モデルは破壊伝播を考慮しないとモルディブ南部の津波水位が大きくなる。スリランカでは破壊伝播を考慮すると、水位が高くなり再現性が向上する結果となった。

なお、スマトラ島北西端での30 mを超えるような局所の津波痕跡高は再現できていない。その要因としては、地形データの解像度や精度不足が考えられる。また波源モデルの解像度が不足し、長さ100 km、幅150 kmの小断層よりも狭い範囲の局所的な大きいすべりを考慮できていない可能性もある。

次に修正 Hirata モデルおよび修正 Koshimura モデルのインド洋伝播計算における最大水位分布を図-8abに示す。図-8abより、2つのモデルで大きい津波の到達地域が異なり、沿岸の津波水位が異なっていることがわかる。修正 Hirata モデルでは、スリランカ沿岸の津波が大きくなり、修正 Koshimura モデルではインド東岸、モルディブの津波が大きくなっている。図-8cdeに、破壊伝播速度を変化させた場合のインド洋伝播計算における最大水位分布を示す。図-8cdeより  $V_r = 0.7, 1.0 \text{ km/s}$  ではスリランカの津波水位が大きくなることが確認できる。破壊伝播速度の違いにより、大きい津波の進行方向が変化したことによって西側地域の  $\kappa$  が変化したと考えられる。

#### 4. まとめ

インド洋沿岸部の広域の津波痕跡高の再現性に着目した2004年スマトラ島沖地震津波の再現計算を実施した。既往研究で提案された波源モデルのすべり量を調整し、

かつ津波インバージョンによる研究と整合する破壊伝播速度0.7～1.0 km/sとした場合に、広域の痕跡高に対して再現性が良好な計算水位が得られた。

比較的波源近傍の東側地域では、破壊伝播速度の大きさによる $\kappa$ の変化は小さいが、遠方の西側地域では0.7～1.0 km/sの比較的遅い破壊伝播速度を設定した場合のみ、 $\kappa$ が小さくなつた。波源域近傍の沿岸では、その近傍で生じる津波水位（初期水位）の大きさが、 $\kappa$ に与える影響が大きいと考えられる。波源域から離れた地域では、破壊伝播速度の速さと伝播方向の関係の影響が大きいと考えられる。

以上から、2004年スマトラ島地震津波のような巨大津波の広域の津波水位の再現および予測精度確保には、津波計算上の適切な破壊伝播特性の考慮が重要である。

本研究では広域の津波痕跡高の再現性に着目しており、修正Hirataモデルは各地域のKが1より大きい場合もある。しかしながら着目地域を限定した検討においては、すべり量の調整により、その地域でのKが1付近となる波源モデル設定は可能と考えられる。またスマトラ島北西端での30 mを超えるような局所の痕跡高は再現できていない。その再現性向上には地形や波源モデルの精密化が必要と考えられ、今後の課題とする。

**謝辞：**本研究は電力11社による原子力リスク研究センター共研として実施した成果であることを付記するとともに、土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会（委員長高橋智幸関西大学教授）の委員各位に研究成果をご議論頂き、有益なご助言を賜りました。関係各位に謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 藤間功司、鳴原良典、Charles SHIMAMORA、松富英夫、榎山勉、辰巳大介、宮島昌克、伯野元彦、竹内幹雄、小野祐輔、幸左賢二、庄司学、田崎賢治：スマトラ島北西海岸における2004年インド洋津波の痕跡

高分布、地震工学論文集、29卷、pp.874-880, 2007.

- 2) 富田孝史、本多和彦：スリランカにおけるインド洋津波の数値計算による再現に向けて、海岸工学論文集、第53卷、pp.251-255, 2006.
- 3) Koshimura, S., Namegaya, Y., and Yanagisawa, H.: Tsunami Fragility - A new measure to assess tsunami damage, *Journal of Disaster Research*, Vol. 4, No.6, pp.479-488, 2009.
- 4) 鳴原良典、藤間功司、幸左賢二、廣岡明彦、二井伸一、庄司学、宮島昌克、小野祐輔：2004年インド洋津波におけるスマトラ島北西部沿岸の被災橋梁に関する数値計算、土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. B2-65, No.1, pp.311-315, 2009.
- 5) Hirata K., Satake, K., Tanioka, Y., Kuragano, T., Hasegawa, Y., Hayashi, Y., Hamada, N. : The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry, *Earth Planets and Space*, 58, pp.195-201, 2006.
- 6) Fujii, Y., and Satake, K. : Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.97, No.1A, pp.S192-S207, 2007.
- 7) 後藤智明、佐藤一央：三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発、港湾空港技術研究所報告、第32卷、第2号、pp.3-44, 1993.
- 8) 鳴原良典、藤間功司：モルディブを対象としたインド洋津波の数値計算、地震工学研究発表会報告集、28卷、pp. 215-219, 2005.
- 9) 後藤智明、小川由信：Leap-frog法を用いた津波の数値計算法、東北大大学土木工学科資料、52p, 1982.
- 10) 藤間功司、鳴原良典、富田孝史、本多和彦、信岡尚道、越村俊一、藤井裕之、半沢稔、辰巳正弘、折下定夫、大谷英夫：モルディブにおけるインド洋津波の現地調査、海岸工学論文集、第52卷、pp.1381-1385, 2005.
- 11) 小谷美佐、今村文彦、首藤伸夫：GISを利用した津波遡上計算と被害予測、海岸工学論文集、第45卷、pp.356-360, 1998.
- 12) Mansinha, L. and Smylie, D.E. : The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.61, No.5, pp.1433-1440, 1971.
- 13) 相田勇：三陸沖の古い津波のシミュレーション、東京大学地震研究所彙報、Vol. 52, pp. 71-101, 1977.

(Received March 16, 2020)

(Accepted July 27, 2020)

## NUMERICAL SIMULATION OF THE 2004 SUMATRA EARTHQUAKE TSUNAMI USING DISTRIBUTION OF TSUNAMI HEIGHT OVER THE WIDE AREA

Koichi HOSAKA, Masafumi MATSUYAMA and Hayato MORI

The 2004 Sumatra Earthquake Tsunami caused tsunami damage to many countries along the Indian Ocean coast. In this study, we carried out numerical simulations using the trace of tsunami height recorded over the wide area, examined the tsunami source model and the effect of fault rupture propagation characteristics on the coastal tsunami height. In the area near the tsunami source, the geometric deviation of ratios of observed values to calculated values was almost unchanged, in the case of the fault rupture propagation velocity was changed. In the distant region, the geometric deviation was small only for relatively slow fault rupture propagation velocity. Therefore, it is important to consider appropriate fault rupture propagation characteristics in tsunami simulations for accurate reproduction and prediction of tsunami heights over the wide area of the mega tsunami.