

津波の発生に及ぼす断層破壊の動的特性の影響

河田恵昭¹・奥村与志弘²・越村俊一³

2004 年インド洋大津波は、北側のセグメントでゆっくりとした滑りが発生していたと指摘されている。数 10 分程度のライズタイムを考える場合、津波の波形は永久変位をそのまま海面に反映させる従来の方法を用いて予想されるものと大きく異なったものになる可能性がある。そこで、本研究では、断層破壊の動的特性を考慮した津波伝播計算手法を用いて、単純な地形を仮定した基礎的検討と実地形を用いた 2004 年インド洋大津波での検討から、断層破壊の動的特性が津波に与える影響を、ライズタイム、破壊伝播速度、卓越周期、最大波高の関連で明らかにする。

1. 緒 論

地震津波の数値解析の初期条件として用いる初期水位分布の推定は、断層運動による海底地盤の永久変位が「瞬時」に初期水位分布を形成すると仮定し、弾性理論を用いて、海底地盤変動を静的に求める方法が一般的であった。しかし、2004 年インド洋大津波は、北側のセグメントが非常にゆっくりと滑ったと考えられており (Lay et al., 2005)、数 10 分の時間スケールの場合には、従来の方法では津波を精度よく再現できない可能性がある。

断層破壊の動的特性は、ライズタイムと破壊伝播速度で規定される。破壊伝播速度は断層面上の破壊開始点から断層面全体に破壊が波及する速さである。一方、破壊フロントが到達し、滑り始めた断層面上の局所部分が滑り終わるまでに要する時間をライズタイムという。

これまで津波想定は最大波高に着目して実施されてきた。しかし、断層破壊の動的特性の影響で、従来の方法では想定できないような津波波形となり、湾によっては共振による想定外の被害が発生する可能性がある。

そこで本研究では、まず単純な地形を仮定した基礎的な検討を実施し、断層破壊の動的な特性が津波の波形、特に卓越周期と最大波高にどのような影響を与えるのかを明らかにする。さらに、このような地盤変動の動的特性を考慮する場合、実地形を用いた実際の津波ではどのような影響が現れるのか明らかにするため、2004 年インド洋大津波を事例に検討する。

2. 動的断層運動による津波発生の計算手法

震源断層の動的特性を考慮した津波数値計算手法は、海底地盤変動の動的特性を考慮する点を除き、基本的に従来の手法を踏襲する。即ち、地盤変動は Mansinha・Smylie (1971) の方法で計算し、そのまま海面にその

変動を反映させる。津波伝播計算は、線形長波理論を staggerd 格子を用いた leap-frog スキームで実施する。

本研究では、動的地盤変動を 2 段階で考慮する。①第一段階では、ライズタイムのみを、②第二段階で、破壊伝播も加えて考慮する。その手法は以下の通りである。

(1) ライズタイムのみを考慮する場合 (方法 A)

この場合、断層面上の滑りは一様である。断層面全体で同時に滑り始まり、同時に滑り終わる。すべり量 u 、ライズタイムタイム τ とすると、その間滑り速度は u/τ で一定である。求めておいたタイムステップあたりの地盤変動を、津波伝播計算時に逐次海面変動に反映させる方法 (方法 A) で動的な海底地盤変動を考慮する。この場合、ある時間 t の海面では、その瞬間に発生した海底地盤変動が与える海面変動と、前の時間に既に発生した海面変動により伝播する津波が同居することになる。

(2) ライズタイムと破壊伝播速度を考慮する場合 (方法 B)

破壊伝播を考慮して海底地盤変動を計算する場合、破壊開始のタイミングに関する断層面上の不均質が問題になる。著者らは、断層を幅 1 km の副断層に分割し、破壊伝播速度 v に合わせて各副断層の破壊開始時間をずらす方法 (方法 B) を考える。ライズタイムは方法 A を各副断層に適用して考慮する。

3. 基礎的検討

本章では、数値解析を用いて、一様水深上の津波に与える震源断層の動的特性の影響について基礎的な検討を実施する。また、数値解析は一次元解析であり、地盤変動と津波伝播は断層の走向方向に一樣とする。

(1) ライズタイムの影響

a) 津波エネルギーに与える影響

まず、動的地盤変動と津波の生成効率の關係に着目する。Kajiura (1970) は、ライズタイムの違いにより生ずる津波エネルギーの減衰率 E_D/E_{D0} を、(長波速度) $\times$ (ライズタイム) $\div$ (地盤変動の空間スケール) の無次元値 $c\tau/A$ で理論的に整理した。彼が単純な形状の地盤変動

1 フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所
2 学生会員 修(工) 京都大学大学院情報学研究科社会情報学専攻
3 正 会 員 博(工) 東北大学助教授 大学院工学研究科附属災害制御センター

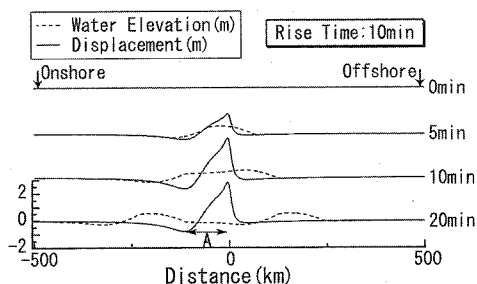


図-1 地殻変動と海面変動のスナップショット
(ライズタイム 10min, 断層の幅 100km, 水深 4,000m)

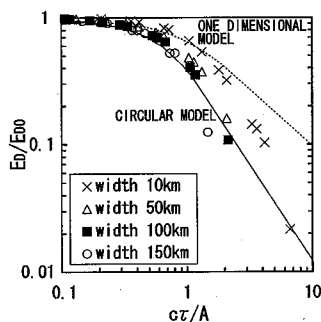


図-2 ライズタイムによる津波エネルギー減衰率

を直接理論的に与えるのに対し、著者らは断層モデルを使って数値的に評価しており、より現実に近い地盤変動モデルである。ここでは、Kajiura (1970) の理論解と著者らの数値解を比較し、地盤変動の形状の違いが津波の生成効率にどう影響するのか検討する。

津波エネルギー E_D は、海底地盤変動が直上にある海水に与えるエネルギーのうちの津波への変換量であり、以下の式で定義される。

$$E_D = \rho g \int_0^{\tau} \iint_S w_B \eta ds dt \quad (1)$$

ρ は海水密度、 g は重力加速度、 S は地盤変動が生じる領域、 w_B は海底面の変位速度、 η は海面変位量である。ライズタイム τ によって変化する E_D は、地盤変動と海面変動の形状を同一とみなせる $\tau=0$ の場合に最大 E_{D0} となる。従って、 E_D/E_{D0} は津波の生成効率を表す。

Kajiura (1970) の理論解は、著者らの数値解と同様に、長波理論に基づいて得られており、一様水深上の津波を想定している。また、地盤変動モデルは3通りあり、一定速度で隆起する海底地盤の形状によって異なる。即ち、①矩形モデル、②円モデル、③一次元モデルであり、それぞれ地盤変動の空間スケールは、矩形の長さ、円の直径、長さ(幅は ∞)で規定される。

一方、著者らは、ライズタイムのみ考慮する方法 A を用いて、断層の幅 (10, 50, 100, 150 km)、ライズタイム (0, 1, 2, 5, 10, 20 min)、水深 (400, 1,200, 4,000 m) が異なる 72 ケースに対して数値計算を実施し

た。但し、断層の深さ 10 km、傾斜角 25 度、すべり量 6 m である。図-1 に地盤変動と海面変動のスナップショットを、一例として示す。地盤変動が終了する時間 $t=10$ min の時、海面は既に周囲に伝播しており、津波の空間波形は地盤の永久変位に比べて、平坦になることが分かる。図中の A は、地盤変動の空間スケールであり、海底地盤の永久変位の最大点と最小点の水平距離とした。 A の決め方についてはさらに検討する余地がある。

図-2 のように、Kajiura (1970) の理論解に著者らの数値解をプロットした。但し、理論解は一次元モデルと円モデルのみ図示した。考えている地盤変動条件は異なるが、津波の生成に関して動的な地盤変動が与える影響はほぼ傾向が同じである。Kajiura (1970) は、 ct/A が小さい場合には E_D/E_{D0} は徐々に減少し、大きい場合には E_D/E_{D0} は $(ct/A)^{-n}$ に比例して減少すると指摘している。数値的に評価した、より現実に近い著者らの地盤変動条件でも、 ct/A が 1 より大きくなると津波の生成効率は急激に落ちることが分かる。例えば、地殻変動の空間スケール $A=100$ km、水深 3,000 m の場合には、ライズタイム τ が約 583 s 以上で津波の生成効率が急速に低下し始める。

b) 卓越周期に与える影響

次に、図-1 に示す岸側 (Onshore) と沖側 (Offshore) の 2 観測点の時系列波形を、前節で述べた 72 通りの各ケースで出力し、両観測点での最大波高 $\eta_{\max}$ と卓越周期 T がライズタイム τ によってどのような影響を受けるのかを明らかにする。この 2 地点を観測点としたのは、断層面上で非一様な破壊を想定した場合、一様水深上を伝播する津波の空間波形は岸側と沖側で異なるためである。ライズタイムのみを考慮する場合は、断層面上で一様な破壊を考えており、両観測点で同一の時系列波形が得られる。従って、ここでは岸側観測点に着目する。

ライズタイムによって卓越周期 T が変化する様子を、図-3 に示す。添え字の 0 はライズタイムが 0 min の場合を意味し、 $T-T_0$ はライズタイムが 0 min の場合に比べて、卓越周期がどれだけ増加するかを示している。

この結果から 3 つのことが分かった。(1) 第一は、ライズタイムによる卓越周期の増分は、ほぼライズタイムに対応したオーダーになること、(2) 第二は、水深が深いほど(波速が速いほど)、ライズタイムによって卓越周期が大きくなること、(3) 第三は、断層の幅が小さいほど、ライズタイムによって卓越周期が大きくなることである。特に(2)、(3)からは、同一のライズタイムでも、逐次形成される地殻変動により伝播する津波が相互に重なり合わないような条件ほど、断層運動終了時に得られる海面変動は扁平になり、卓越周期が大きくなると考えられる。

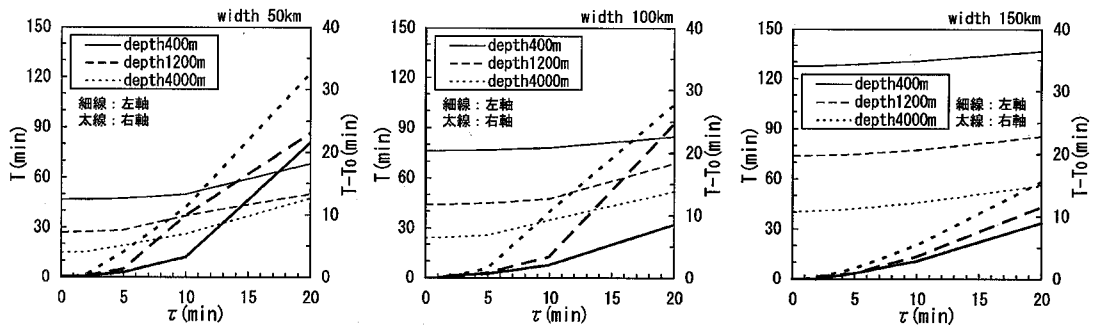


図-3 卓越周期に与えるライズタイムの影響 (岸側)

c) 最大波高に与える影響

$c\tau/A$ と $\eta_{\max}/\eta_{\max 0}$ の関係を図-4 に示す。ここで、 $\eta_{\max}/\eta_{\max 0}$ はライズタイム 0 min の場合に比べて、最大波高がどれだけ減衰するのかを示す指標である。 E_D/E_{D0} と同様に $\eta_{\max}/\eta_{\max 0}$ は、 $c\tau/A$ が小さい場合は徐々に減少し、 n が 1 以上になると $(c\tau/A)^{-n}$ に比例して減少することが分かる。よって、 $c\tau/A$ が 1 以上になる条件では、ライズタイムを考慮しないと最大波高は大きく見積もられる。 n は断層の幅が 10, 50, 100, 150 km の場合の順にそれぞれ 1.07, 1.12, 1.16, 1.13 である。

最後に、沖側観測点についてもほぼ同様な結果が得られた。全く同一でなかったのは、沖側へ伝播する津波と岸側へ伝播する津波の裾部分が両地点で互いに重なるためである(図-1 の $t=20$ min を参照)。波源から十分離れた観測点であれば、全く同一の結果になると考えられる。

(2) 破壊伝播速度の影響

次に、震源断層の動的特性をライズタイムと破壊伝播速度の両特性で捉え、それらを津波の卓越周期や最大波高に与える影響の観点で比較する。ここでは、断層面の深部から浅部へ一定速度で破壊が伝わるとする。第2章で述べた方法Bを用いて、このような破壊開始のタイミングに関する震源断層面上の不均質を考慮する。震源断層の動的特性として、破壊伝播速度は ∞ , 3, 2, 1 km/s の4通り、それぞれの場合に対してライズタイムは 0, 1, 2, 5, 10, 20 min の6通り、計24通りを考える。但し、破壊伝播速度 ∞ km/s は断層面が同時に破壊する場合であり、破壊伝播速度を考慮しないことを意味する。

a) 卓越周期に与える影響

震源断層の動的特性が卓越周期に与える影響を、断層幅 100 km、水深 4,000 m の場合について図-5 に整理した。ここではライズタイム 0 min、破壊伝播速度 ∞ km/s の場合(基準ケース)の卓越周期からの変化量で影響度を評価する。

卓越周期の基準ケースからの変化量は、破壊伝播速度が遅いほど、岸側観測点で長く、沖側観測点で短くなることが分かる。その原因としては、以下の理由が考えられる。

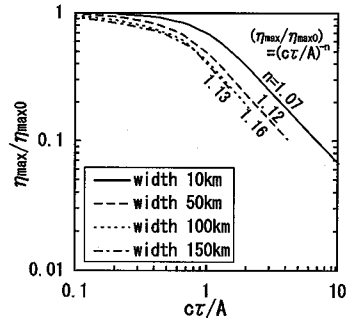


図-4 最大波高に与えるライズタイムの影響 (岸側)

破壊が断層面深部から浅部に伝播する本ケースでは、地殻変動の形成過程において、岸側観測点からは津波の発生源が離れていくように見える。そのため、破壊伝播速度が遅いほど、前の時間に既に発生した海面変動による観測点に向かってくる津波と後に発生した海面変動によるそれとの距離は長くなる。その結果、岸側観測点の時系列波形は、卓越周期が長くなる。沖側観測点の場合はちょうどその逆である。

卓越周期の増大が大きいライズタイム数 10 min の場合には、破壊伝播速度の影響度は相対的に小さいことが分かる。破壊伝播速度を 1 km/s と遅い場合を考えても、破壊は幅 100 km の断層では 100 s で断層全域に伝播するため、数十分のライズタイムと比較すると卓越周期の変化は小さい。

b) 最大波高に与える影響

一方、最大波高への影響を図-6 のように整理した。ここではライズタイム 0 min、破壊伝播速度 ∞ km/s の場合(基準ケース)の最大波高との比率で影響度を評価する。

最大波高の基準ケースに対する比率は、破壊伝播速度が遅くなるほど、岸側では小さくなり、沖側では大きくなる事が分かる。これは卓越周期への影響が両観測点で異なるのと同じ理由である。

また、破壊伝播速度が小さく 1 km/s の場合は、最大波高の変化は大きい。ライズタイムが 0 s の場合、2~3 割減衰、または増大する。しかし、ライズタイムが数 10 min の場合、相対的に破壊伝播速度による影響は小さくなる。

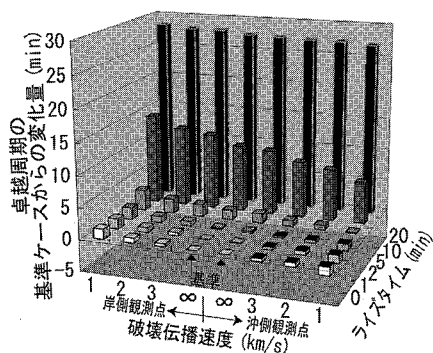


図-5 ライズタイム 0min, 破壊伝播速度 ∞ km/s の場合の卓越周期からの変化量 (min)

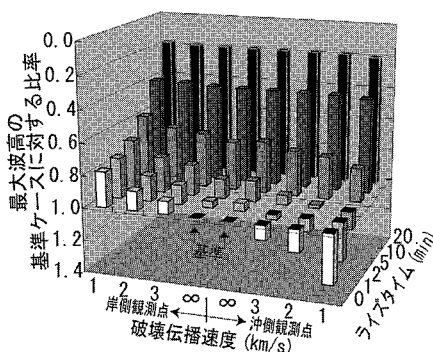


図-6 ライズタイム 0min, 破壊伝播速度 ∞ km/s の場合の最大波高との比率

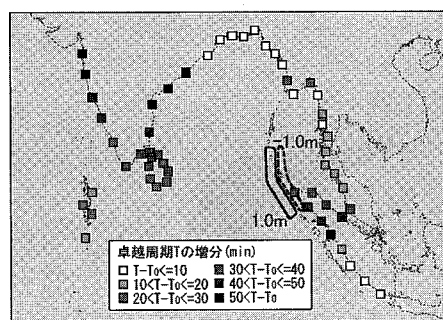
さらに、逆向きの破壊伝播、即ち浅部から深部への破壊伝播を考える。このような破壊伝播が両観測点の卓越周期と最大波高に及ぼす影響は、前述の深部から浅部への破壊伝播がそれらに及ぼす影響とは逆になり、またその影響の程度は伝播方向が逆でもほぼ同じであると予想される。

4. 2004 年インド洋大津波への適用

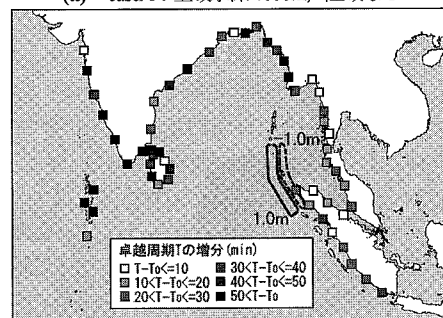
2004 年インド洋大津波を事例に、震源断層の動的特性が実際の津波ではどのように影響するのか検討する。第 3 章の基礎的検討から、ライズタイムが数 10 min の場合には卓越周期は数 10 min 程度増加するが、その場合には傾斜方向の破壊伝播の影響は比較的小さい。そこで、ここではライズタイムの影響に特化して検討する。

断層の長さが非常に大きな巨大地震津波の場合には、断層の走向方向の破壊伝播特性を無視できない可能性がある。それは、波源内の離れた場所から発生した津波の重なり方が、破壊伝播速度によって多様に変化するからである。この問題に関しては、2004 年インド洋大津波を事例に検討している Hirata et al. (2006) に詳しい。

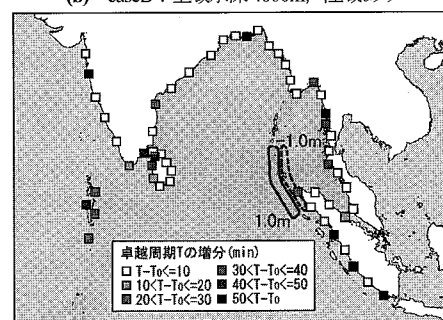
次に、地形条件について述べる。沿岸部の津波の挙動は地形の影響を強く受けるが、その影響についても適切に評価するため、3通りの地形条件を考える。第一は、全



(a) caseA: 全域水深 4000m, 陸域なし



(b) caseB: 全域水深 4000m, 陸域あり



(c) caseC: 実地形

図-7 ライズタイム 1080s による卓越周期の増分

計算領域の水深をインド洋の一般的な水深である 4,000 m で一様とするケース(caseA), 第二は, caseA に実際の海岸線を考慮するケース, 第三は, 実地形(caseC)である。地形データは GEBCO の 1 min データを使用する。

また、断層モデルには、越村ら(2005)による 2 枚の矩形断層から成るモデルを用いる。北セグメント/南セグメントの断層の長さは 400 km/500 km, 走向は 358 度/329 度, 傾斜角, 滑り角, 深さ, 滑り量はそれぞれ, 15 度, 90 度, 10 km, 11 m で共通である。

地殻変動及び津波数値計算は、第 2 章で述べた方法 A を用いる。座標系は地球座標系である。

(1) 卓越周期に与える動的地盤変動の影響

卓越周期に与えるライズタイム 1080 s の影響を図-7 に示す。地盤変動による 1.0 m の海底隆起と沈降を、それぞれ実線、破線の太線で各図に示した。実地形

(caseC) から、ライズタイムによる卓越周期の増加は、短軸方向に顕著で20~40分となり、ライズタイム1080sに対応していることが分かる。その傾向は、海底地形の影響がないcaseAの結果により明瞭に現れる。この傾向に関するcaseCとcaseAの違いには、以下に示す4つの要因が考えられる。

第一の要因は、ここで用いた断層モデルが断層の走向の違いにより、北側と南側に分けられることである。長軸と短軸の中間方向(インド東岸など)では、ライズタイムによる津波の周期の増大に伴い、両地盤変動から発生した津波が1つの大きな周期の津波と見なせるようになることで、あるライズタイムに達すると飛躍的に卓越周期が増大する(caseA)。第二の要因は、群島の影響である。実地形の海域を一樣に水深4,000mとするcaseBから、波源の東側では、ライズタイムの影響が地域毎に複雑になることが分かる。津波を乱反射させる沖の群島が影響していると考えられる。第三の要因は、反射波である。これもcaseBから分かることであるが、長軸方向のベンガル湾でも、短軸方向の特徴が現れている。第四の要因は、海底地形の屈折の影響である。caseCから分かるように、caseBで見られるベンガル湾やスリランカ東岸の卓越周期の増大が見られない。

(2) 最大波高に与える動的地盤変動の影響

ライズタイム1080sによる最大波高の減衰率分布を、実地形の場合について、図-8に示す。卓越周期の場合と同様に、短軸方向への影響が大きく、減衰が顕著である。この結果には、卓越周期の場合と同様に複数の要因が寄与していると考えられる。

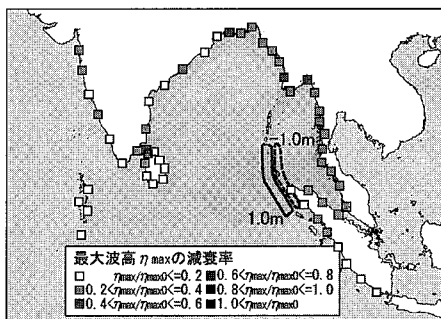


図-8 最大波高の減衰率分布 (caseA: 実地形)

5. 結 論

断層破壊の動的特性が津波の発生に与える影響を、ライズタイム、破壊伝播速度、卓越周期、最大波高の関連で明らかにするため、まず一樣水深上の津波を対象とした基礎的検討を行い、さらに実際の津波への適用として2004年インド洋大津波を事例に検討した。本研究で得られた結論を以下に列挙する。

(1)断層モデルから数値的に得られる、より現実的な形状の地盤変動を用いて、 $c\tau/A$ が1より大きくなると津波の生成効率は急激に低下することが分かった。これは、単純な地盤変動を想定したKajiura (1970)の理論解と同じ結果である。このような条件では、ライズタイム τ を考慮しないと過大な津波を想定することになる。

(2)ライズタイム τ の影響で、卓越周期は τ 程度増大することが分かった。また同一のライズタイムでも、逐次形成される地盤変動により伝播する津波が相互に重なり合わないような条件(水深が大きく、断層の幅が小さいなど)ほど、卓越周期は長くなる。一方、最大波高は津波の生成効率と同様で、 $c\tau/A$ が1より大きくなると急激に減衰する。

(3)傾斜方向の破壊伝播速度 v によって、卓越周期と最大波高の両特性は、岸側と沖側の観測点对対照的な影響を受けることが分かった。しかし、数10分程度のライズタイムを考える場合、破壊伝播速度 v の影響は相対的に小さくなり、無視できる。

(4)2004年インド洋大津波を事例とした検討から、ライズタイムの違いによる津波周期への影響は断層の短軸方向に対して顕著で、ライズタイムが数10分程度の場合、従来の静的な予測結果と大きく異なることが確認できた。

(5)様々な地形条件を用いた検討を実施し、(4)の特徴は実地形においては単純には表れないことが分かった。それは、①断層の走行方向の特徴、②群島、③反射波、④海底地形による屈折が要因として考えられる。

(6)断層の幅が2004年インド洋大津波の場合よりも短い東南海・南海地震津波では、ライズタイムの影響がより顕著に現れることが予測される。近い将来の発生に備え、卓越周期が増大することで共振する湾がないか、また陸域への浸水時に新たな被災シナリオが発生しないか検討する必要がある。

なお、本研究は文科省の大都市大震災軽減化特別プロジェクト(代表 河田恵昭)の一環として行ったものである。

参 考 文 献

- 越村俊一・高島正典・鈴木進吾・林春男・今村文彦・河田恵昭 (2005): 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, 第52巻, pp. 291-295.
- Hirata, K., K. Satake, Y. Tanioka, T. Kuragano, Y. Hayashi, and N. Hamada (2006): The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source models from satellite altimetry, Earth Planets Space, 58, pp. 195-201.
- Kajiura, K. (1970): Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.48, pp. 835-869.
- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, M. Nettles, S. N. Ward, R. C. Aster, S. L. Beck, S. L. Bilek, M. R. Brudzinski, R. Butler, H. R. DeShon, G. Wkstrom, K. Satake, and S. Sipkin (2005): The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004, Science, 308, pp. 1127-1133.
- Mansinha, L. and D.E.Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, No.5, pp. 1433-1440.