

C会場 | 一般セッション：S17. 津波

■ 2019年9月17日(火) 10:45 ~ 12:15 | ㊦ C会場 総合研究8号館NSホール

[S17]AM-2

座長:久保田 達矢(防災科学技術研究所)、楠本 聡(海洋研究開発機構)

10:45 ~ 11:00

[S17-06] 2015年Mw6.0小笠原海溝地震の近地アレー観測：前震—本震—海底変動—津波発生—余効変動

*深尾 良夫¹、杉岡 裕子²、伊藤 亜妃¹、山下 幹也^{1,5}、利根川 貴志¹、塩原 肇³、久保田 達矢⁴、齊藤 竜彦⁴ (1. 海洋研究開発機構、2. 神戸大学、3. 地震研/東京大学、4. 防災科学技術研究所、5. 産総研地質調査総合センター)

11:00 ~ 11:15

[S17-07] 2015年Mw6.0小笠原海溝地震の近地アレー観測：津波発生場の海底水圧変動モデリング

*久保田 達矢¹、齊藤 竜彦¹、深尾 良夫²、杉岡 裕子³、伊藤 亜妃²、山下 幹也^{2,4}、利根川 貴志²、塩原 肇⁵ (1. 防災科研、2. JAMSTEC、3. 神戸大理、4. 産総研地質調査総合センター、5. 東大地震研)

11:15 ~ 11:30

[S17-08] 位相補正手法を用いた高精度な分散関係に基づく短周期津波の数値計算

*三反畑 修^{1,2}、綿田 辰吾¹、何 東政¹、佐竹 健治¹ (1. 東京大学地震研究所、2. 東京大学理学系研究科)

11:30 ~ 11:45

[S17-09] 沿岸検潮所での津波観測値と数値計算結果の比較による海底面粗度係数の推定 津波減衰の精度向上に向けて

*南 雅晃¹ (1. 気象庁気象研究所)

11:45 ~ 12:00

[S17-10] 遠地津波波形を用いた安政東海地震の発震時刻の推定

*楠本 聡¹、今井 健太郎¹、大林 涼子¹、堀 高峰¹、高橋 成実^{2,1}、谷岡 勇市郎³ (1. 海洋研究開発機構、2. 防災科学技術研究所、3. 北海道大学)

12:00 ~ 12:15

[S17-11] 津波堆積物等に基づく津波確率評価の試み

*根本 信¹、横田 崇² (1. 応用地質株式会社、2. 愛知工業大学)

2015年Mw6.0小笠原海溝地震の近地アレー観測：前震一本震一海底変動一津波発生一余効変動

Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: from foreshock to post-seismic seafloor deformation

*深尾 良夫¹、杉岡 裕子²、伊藤 亜妃¹、山下 幹也^{1,5}、利根川 貴志¹、塩原 肇³、久保田 達矢⁴、齊藤 竜彦⁴

*Yoshio Fukao¹, Hiroko Sugioka², Aki Ito¹, Mikiya Yamashita^{1,5}, Takashi Tonegawa¹, Hajime Shiobara³, Tatsuya Kubota⁴, Tatsuhiko Saito⁴

1. 海洋研究開発機構、2. 神戸大学、3. 地震研/東京大学、4. 防災科学技術研究所、5. 産総研地質調査総合センター
1. JAMSTEC, 2. Kobe Univ., 3. ERI/Univ. Tokyo, 4. NIED, 5. GSJ/AIST

1. 序

小笠原海溝に沿っては巨大地震が歴史的に知られておらず、プレート沈み込みは大部分が非地震性滑りによるとされるがその実態はよくわかっていない。2015年9月1日の鳥島はるか東方沖地震 (Mw=6.0) は、海溝すぐ内側に発生した低角逆断層地震で、たまたま、震央の至近距離で海底水圧計のアレー観測を実施していた。このアレーが「前震→本震→海底の隆起・沈降→津波の発生・伝播→海底余効変動→余効変動の再来」を記録した。こうした一連の現象がM6規模の地震で観測されたのは稀有なことであるが、小笠原海溝では普通に起こっていることかもしれない。本発表ではこの地震の上記一連の過程の概要を報告する。津波解析の詳細は別途発表 (久保田ほか2019SSJ) する。

2. 観測の概要

アレーは自由落下・自己浮上式の海底絶対圧力計 (APG) (PARO-8B7000-I-005) を備えた10観測点B01-B10からなり、B05には広帯域海底地震計 (BBOBS) と海底差圧計 (DPG) が併設されている。このアレーを鳥島はるか東方沖、小笠原海溝内側の水深4794-5670mの深海底に展開した (B04は記憶媒体の障害によりデータ未回収、またB05はAPGの事前不具合のため海底未設置)。APGのサンプリング周波数とカットオフ周波数は4 Hzと0.7 Hzに設定した。アレーの最小単位は辺長10kmの正三角形、最大は辺長30kmの正三角形である。

3. 地震の概要

2015年9月1日 (UTC) Mw6.0地震の震源はUSGSによれば (31.18N, 141.60E, 8.0km) とされB06のほぼ直下に位置するが精度は低い。本震の1分前にはmb=5.6の前震が発生している (図1・図2)。アレーの北端には同一緯度に沿って東から西にB10, B09, B8, B07が設置されており、別途発表 (久保田ほか2019SSJ) の津波解析の結果によればB10は低角逆断層面のほぼ中央に位置し、B09は断層面西端に、B08, B07はその更に西側に位置する。図1と図2は、周期50秒のLowpass filtering後のB10及びB09, B08, B07における水圧記録である。断層運動に伴い海底が隆起したB10と沈降したB09, B08, B07とでは、水圧変動の極性が互いに逆を示す。

4. 本震に伴う海底上下変動と津波の発生・伝播

ステップ的あるいはランプ的な海底変動を検出するためには水圧記録から潮汐変動の影響を差し引くことが必須である。本研究においては地震をはさむ40000秒の前半15000秒と後半15000秒をベースラインの違いを許して正弦関数fittingすることにより近似潮汐変動を求めた。この時間幅は試行錯誤の結果に基づき設定した。図1及び図2は、(近似潮汐変動+サンプリング時間前半に対応するベースライン) を記録から差し引いた残差変動を示す。図1のB1には、海底隆起→海面隆起に伴う静的な水圧減 (<0) と重なって動的な水圧増 (>0) と動的な水圧減 (<0) の対が記録されている。生じた海面変位が津波の発生源となる。図2の

B09,B08,B07には、海底沈降→海面沈降に伴う静的水圧増 (>0) と重なって動的水圧減 (<0) と動的水圧増 (>0) の対が記録されている。生じた海面変位が津波の発生源となるが、その大きさを表すオフセット的な水圧変化はB09,B08,B07の順に小さくなり、周囲から津波として到来する水圧変化がより卓越するようになる。図1・図2のように震源域ごく近傍での津波の発生から伝播への過程がAPGアレーにより詳細に捉えられたのは今回が初めてである。

5. 海底余効変動

図1を見ると本震後にゆっくりと海底が隆起している。B10に限らず、時間軸を長く取ると何れの観測点においても、数千秒程度の時定数でもって隆起が起きていることがわかる。隆起量は地震時と同程度ないしそれ以下であった。沈降した観測点が見られないことから、断層滑りは主に地震時の断層面の下方延長で起きたことが推測される。類似の時定数・振幅の海底変動は地震発生4日後及び4か月後にも発生した。このような非地震性滑りが多発するのは小笠原海溝の1つの特徴かもしれない。

6. 謝辞

鳥島はるか東方沖へのアレーの設置はYK15-08航海 (R/Vよこすか, JAMSTEC) で、回収はMR16-E02航海 (R/Vみらい, JAMSTEC) にて行った。本研究はJSPS科研費 (2524707,17K05646及び19K14818) と日本科学協会の笹川科学研究助成によるサポートを受けた。

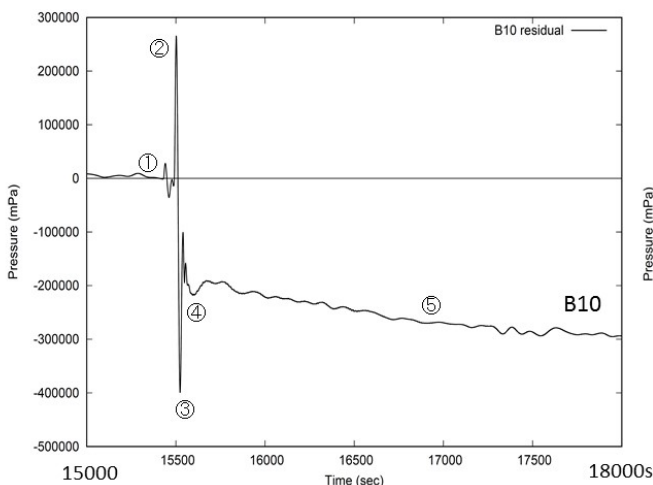


Fig.1. Lowpass-filtered seafloor pressure record at site B10.
①Foreshock, ②③Positive and negative dynamic pressure changes due to accelerations of water mass. Negative static pressure change due to uplifts of seafloor and sea-surface is included. ④Tsunami, ⑤Post-seismic seafloor uplift.

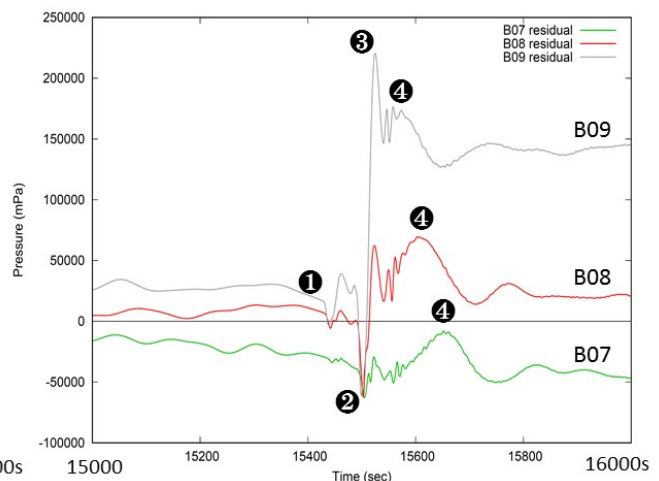


Fig.2. Records at B09, B08 and B07, where the initial polarity is opposite to that at B10, ①Foreshock, ②③ Negative and positive dynamic pressure changes due to accelerations of water mass. Positive static pressure change due to depressions of seafloor and sea-surface is included. ④Propagating tsunamis.

2015年Mw6.0小笠原海溝地震の近地アレー観測：津波発生場の海底水圧変動モデリング

Near-field array observation of the 2015 Mw6.0 Bonin Trench earthquake: Modeling in-situ tsunami generation field

*久保田 達矢¹、齊藤 竜彦¹、深尾 良夫²、杉岡 裕子³、伊藤 亜妃²、山下 幹也^{2,4}、利根川 貴志²、塩原 肇⁵

*Tatsuya Kubota¹, Tatsuhiko Saito¹, Yoshio Fukao², Hiroko Sugioka³, Aki Ito², Mikiya Yamashita^{2,4}, Takashi Tonegawa², Hajime Shiobara⁵

1. 防災科研、2. JAMSTEC、3. 神戸大理、4. 産総研地質調査総合センター、5. 東大地震研

1. NIED, 2. JAMSTEC, 3. Kobe Univ., 4. GSJ, AIST, 5. ERI, Univ. Tokyo

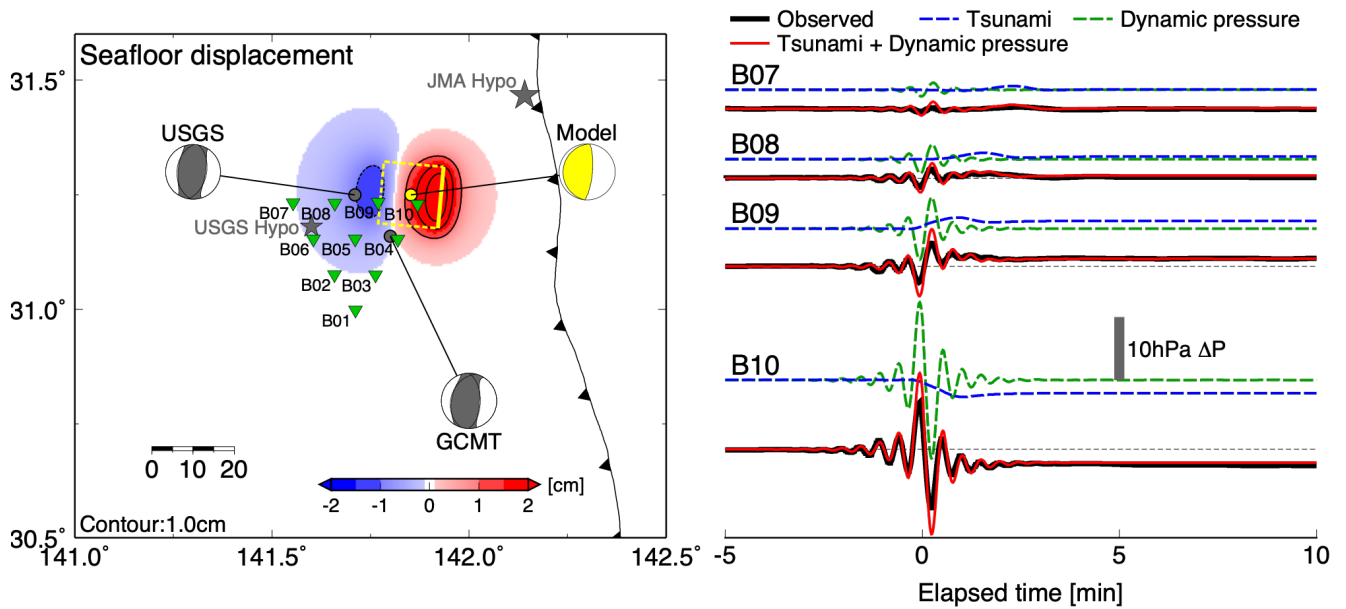
海底圧力計 (PG) は、沖合で発生した地震による津波 (海面の変動, 周期 $T \sim 10^2 - 10^3$ s) の観測に広く用いられてきた (e.g., González et al. 2005). それと同時に, PGは, 海洋音響波の卓越周期(~ 10 s) を超える周期の周波数帯域 ($T \sim 10^1 - 10^2$ s) では, $p = \rho_0 h_0 a_z$ (ρ_0 : 海水密度, h_0 : 水深, a_z : 海底の鉛直加速度) と表される, 海底上下動加速度に比例する動的な圧力変動 (e.g., Kubota et al. 2017; Matsumoto et al. 2018; Saito 2019) も観測することが知られている (e.g., Filloux 1982). 2015年9月1日(UTC), 小笠原海溝においてMw6.0の低角逆断層型地震が発生し, 震源域直上に展開された絶対海底圧力計 (APG) アレイが地震波, 津波, 地殻変動による圧力変動を同時に観測した (深尾ほか2019SSJ). これほどの観測点密度で「津波発生現場の水圧変化」を記録した事例は希少である. 本研究では, 地震波, 津波, および地殻変動が混在する津波発生場を理解するため, 観測された圧力変動の再現を試みる.

震源域直上, 直近のアレーで観測されているAPG記録に対して, 潮汐変動成分を取り除いたのち, 短周期の海洋音響波や地震波成分を除去するために, カットオフ周期30sのローパスフィルタを適用する. 震源域直上に大振幅のパルス的な圧力変化や観測点間をゆっくりと伝播する圧力変動成分, 水圧オフセットの変化が観測されている.

APGの記録を再現するため, まず, 1枚の矩形断層を仮定し, 線形長波方程式 (e.g., Satake 2002) に基づいて津波を計算した. 矩形断層の水平位置, 深さ, モーメント, 幾何 (strike, dip, rake) や断層サイズなどのパラメータはGlobal CMT解を参考にしてつつ観測波形を再現するように試行錯誤的に決定した. また, 計算された海面高変動の時系列から海底地殻変動に伴う水圧オフセット変化分を差し引くことにより, 地殻変動の影響を考慮した. この津波シグナルのモデリングで, 震源直上観測点でみられる圧力のオフセットやアレーで観測された伝播速度 ~ 0.2 km/sで現れる長周期 ($T > \sim 3$ min) の波動現象を再現できる (図中, 青線). しかしながら, 直上観測点の震源時に現れる比較的短周期な大振幅パルス ($T < \sim 100$ s) を再現することはできない.

次に, 津波計算に用いた矩形断層を, 同じ地震モーメント, strike, dip, rakeをもつCMT解で近似し, 破壊継続時間を10秒と設定して, 震源からの弾性波の伝播を計算し (e.g., Saikia 1994), 海底の圧力変動を計算した (図中, 緑線). これによって震源直上に現れる大振幅パルスを再現することができる. 津波計算による海底圧力変化は重力に起因し, 弾性波計算による圧力変化は重力とは関係なく発生する圧力変化であるため, 両者を足し合わせることで過不足無く永久変位・津波・地震波成分を含む海底圧力変動を合成することができる (Saito & Tsushima 2016).

合成した海底の圧力変動によって, 観測された海底の圧力変動を良く再現できた (図中, 赤線). また, 観測記録を再現した断層は, 気象庁震源より50kmほど南西, およびUSGS, GCMTのCMT解の10kmほど北東の, 観測点B10のごく近傍に位置していた.



(左図) フォワード計算に用いたメカニズムと矩形断層 (黄色) および海底上下変動分布. 観測点配置, USGSとGCMTのCMT解, およびUSGSと気象庁の震源も示した

(右図) 観測点B07, B08, B09, B10における, 観測波形 (黒) と合成波形の比較. 津波, 動的圧力, および両者を足し合わせた波形をそれぞれ青, 緑, 赤線で示した. 観測, 計算ともにカットオフ周期30sのローパスフィルタをかけている.

位相補正手法を用いた高精度な分散関係に基づく短周期津波の数値計算 New phase correction method for accurate numerical computation of shorter-period tsunamis

*三反畑 修^{1,2}、綿田 辰吾¹、何 東政¹、佐竹 健治¹

*Osamu Sandanbata^{1,2}, Shingo Watada¹, Tungcheng Ho¹, Kenji Satake¹

1. 東京大学地震研究所、2. 東京大学理学系研究科

1. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 2. Department of Science, the University of Tokyo

巨大地震で発生する津波の多くは数十kmから数百kmの空間スケールをもつ海底面変動によって引き起こされ、観測される津波波形の周期帯は1000秒を超える。一方で、より小規模な地震や海底地すべりなどに伴い、500秒以下のより短周期成分に富んだ津波が観測されることがある。こうした短周期成分に富んだ津波の海洋伝播計算に対しては、Peregrine (1967, J. Fluid Mech.) で導出された標準的な線形ブシネスク方程式を数値的に解く、線形ブシネスク型分散波 (linear Boussinesq-type waves: LBW) モデルがしばしば用いられる (Saito et al., 2010, JGR; Fukao et al., 2018, Sci. Adv.など)。しかしながら、この津波モデルが用いている分散項の近似による位相速度の誤差や、近年の研究 (Watada et al., 2014, JGR; Ho et al., 2017, JGRなど) で明らかにされた海水の圧縮性・地球の弾性・海水密度成層・重力変動による津波の位相速度低下の効果について、海域を伝播する津波の短周期帯域における影響を詳しく調べた研究はほとんどない。

そこでまず、LBWモデルと非圧縮・非粘性の線形重力波 (linear gravity wave: LGW) モデルの分散関係を反復法によって計算し (Sandanbata et al., 2018, PAGEOPH), 両者を比較することでLBWモデルの分散項近似による位相速度の誤差の影響を考察した。LBWモデルの分散関係は、LGWモデルの分散関係の展開式を kD (k は波数, D は水深) の二次の項までを近似したものに相当する。両分散関係の比較によって、長周期成分では近似による位相速度の誤差は小さい一方で、短周期になるにつれて急激に誤差が増大し、LBWモデルの位相速度が低下する。そのためLBWモデルを用いた数値計算においては、短周期成分が極端に遅く伝播するという問題が示唆される。

次に、津波の分散性に加えて、海水の圧縮性・地球の弾性・海水密度成層・重力変化による速度低下の効果を含む津波モデル (the PREM Earth model with stratified oceanic layers: sPREMモデル) の分散関係を計算し (Ho et al., 2017), LGWモデルとの比較によって上記四つの要因による速度低下の影響を調べた。Fig.1a で示すように短周期帯域においては位相速度低下の絶対値は長周期帯域に比べて小さい。しかしながら、津波が一樣水深の海域を100 km伝播することで蓄積する走時遅れを各周期で規格化すると、一周期に対する相対的な走時遅れは短周期帯域 (100-500秒) でより大きな値をとる (Fig.1b)。このことは、短周期の津波の方が長周期の津波に比べて、速度低下効果による波形変化がより波源に近い観測点で顕著に現れることを示唆する。例えば、津波が4 km水深の海域を進む際に、周期の10%の走時遅れが蓄積するのに必要な伝播距離を周期1,000秒と周期300秒についてそれぞれ計算すると、周期1,000秒では約3,333 km ($=10\%/0.3\%/100\text{km}$) であるのに対し、周期300秒では約833 km ($=10\%/1.2\%/100\text{km}$) と計算される。

本研究では、上記で示した (A) 分散項の近似による位相速度誤差と、(B) 圧縮性海水・弾性体地球・海水密度成層・重力変化による速度低下効果の双方を考慮した「短周期津波の位相補正手法」を提案する。まず有限差分法による津波計算コード・JAGURS (Baba et al., 2015) を用いて、LBWモデルに基づく津波波動場を計算する。その際、海底水圧計での津波観測記録との比較のため、近貞ほか (2018, SSJ) の手法にならってタイムステップごとに津波波動場に $1/\cosh(kD)$ の二次元空間フィルターをかけることで、短周期津波に伴う水深による圧力変動の減衰効果を考慮する。さらに Ho et al. (2017) の位相補正項を修正した式を用いて、伝播中に蓄積するLBWモデルとsPREMモデルの位相差を分散関係から評価し、LBWの計算波形に対して位相補正を施

し、sPREMモデルの分散関係に基づく津波計算波形を得る。

本手法を、2015年鳥島近海の火山性津波地震で発生した津波の波源モデル (Fukao et al., 2018) を用いた津波計算波形に適用し、DONET・DART・臨時観測点から成る37の海底水圧計での津波波形を計算した。その結果、sPREMモデルの分散関係を持つ位相補正波形は、LBWモデルに基づくJAGURS計算波形と比較して以下の特徴が得られた；(1) 後続波の短波長に富んだエネルギー波束の走時が短くなるとともに、波形が大きく変化する、(2) 伝播距離が500 km以上の観測点においては、伝播距離が長くなるほど顕著な走時遅れが見られる。以上で示した位相補正による計算波形の変化はそれぞれ、(A) 分散項の近似と (B) 位相速度低下の効果、短周期津波の波形計算において無視できない影響を与えていることを示している。本手法を用いることで、これらの効果を数値計算に組み込み、短周期成分に富んだ津波波形をより高精度に計算することができる。さらに本手法で計算したグリーン関数を用いた津波波形インバージョンによって、短周期津波を発生させる小規模な地震や海底地すべりに対してより高精度な波源解析が可能になる。

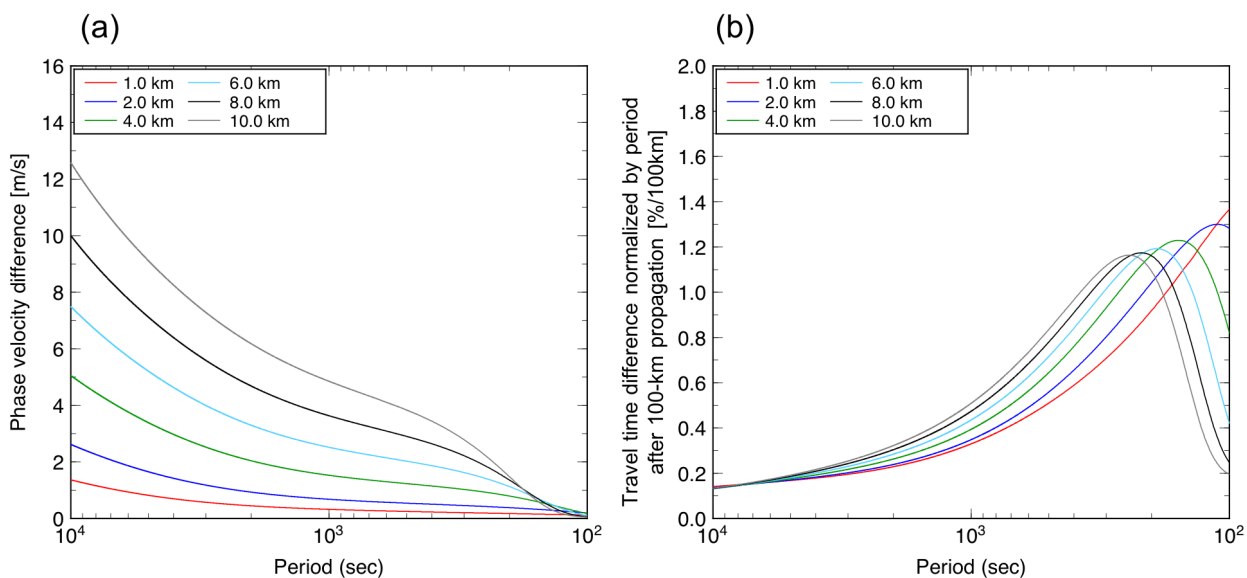


Fig.1 Velocity reduction effect due to the elastic Earth with density-stratified compressible oceanic layer. (a) Phase velocity difference between linear gravity wave (LGW) and the PREM with stratified oceanic layers (sPREM) models at uniform water depth. (b) Travel time delay normalized by wave period after 100-km propagation over uniform depth.

沿岸検潮所での津波観測値と数値計算結果の比較による海底面粗度係数の推定 津波減衰の精度向上に向けて

Estimation of Roughness Length by Comparison of Observations at Onshore Tide Gauges and Numerical Calculation Results

*南 雅晃¹

*Masaaki MINAMI¹

1. 気象庁気象研究所

1. Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute

気象研究所では、津波の減衰過程を正しく推定するための研究を行っている。これは津波警報の解除時期の判断や、津波の見通し情報の発表のためには、津波の減衰過程を正確に把握する必要があるからである。しかしながら、それらに足る精度を有する津波数値計算はこれまで行われていない。

これまでに、既存の津波数値計算方法(非線形長波方程式)でスーパーコンピュータを用いた大規模で高精度の津波計算を行った(南・他,2018,日本地震学会秋季大会等)が、それらの計算においても、津波の減衰過程の精度は充分ではなかった。そこで津波減衰過程の精度向上のため、非線形長波方程式の差分式の改良

(南,2019,IpGU)を行ったが、差分式の改良による減衰の精度向上は大きくなかった。それらの改良は減衰への影響は小さかったが、その改良過程において、様々に粗度係数を変えて津波数値計算を行った結果と、観測値との比較から、最も観測値を説明する粗度係数を推定することが可能であることが分かった。

そこで本稿では、様々な津波イベントにおいて、粗度係数を変えて津波数値計算を行い、それらの計算結果と観測値との比較を行い、それらの結果から日本での沿岸の検潮所における粗度係数の推定を行った。まず、2001年ペルー沿岸の地震(Mw8.4)、2010年チリ中部沿岸の地震(Mw8.8)、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)、2015年チリ中部沿岸の地震(Mw8.3)、等のイベントについて粗度係数を変えて、津波数値計算を行った。粗度係数以外の計算条件は全く同一とし、その計算条件として、太平洋全域を含む(東経100度~西経90度)領域全てを30秒メッシュ(GEBCO2014)とし、北海道、本州、四国、九州を囲む領域では、10秒メッシュでネスティングを行い、減衰過程を見るために、長時間(72時間分)の計算を行った。計算コードにはJAGRUS(Baba et al., 2015)を用い、非線形長波計算(地殻の弾性と海水の密度効果を考慮)とした。比較のための観測値は、各イベントに対応する、気象庁の沿岸検潮所での観測値(気象庁地球環境・海洋部による品質管理済みの15秒値)を使用した。

これらの計算結果と観測値について、単純に波高を比較するのではなく、時間ごとのエネルギーとして比較するために、それぞれ振幅の2乗で積分し、時間当たりの各地点での津波エネルギーの累積として求めた。それらを1時間毎に全観測点で積分した結果(2010チリの事例)が、fig.1である。fig.1から粗度係数ごとの計算結果は明らかに規則的に変化していることがわかる。そこで、その関係式を(対数変換し直線近似とした)最小二乗法によって求めた(fig.2)。求められた式は、ある粗度係数 x での計算結果の津波エネルギー $E(x)$ は、摩擦がない場合(摩擦によってエネルギーが散逸しないとした場合)のエネルギー E_0 に、粗度係数を減衰定数とした exponential decayで表現出来ることを示している。つまり、粗度係数を何度か変えて津波数値計算を実施し、exponential decayの式が求めれば、各津波イベントでの観測値でのエネルギー E が分かっている時、その E を式に当てはめることによって、実際の観測値から粗度係数を推定することが出来る。

以上の方法を、各事例に適用した結果、求められる粗度係数が0.05程度になることが分かった、これらは観測地点ごとに異なるが、イベント毎に大きく異なることはなかった。以上の結果から、実際の沿岸域での粗度係数は、通常の津波計算で用いられている粗度係数0.025より大きいことが強く示唆される。

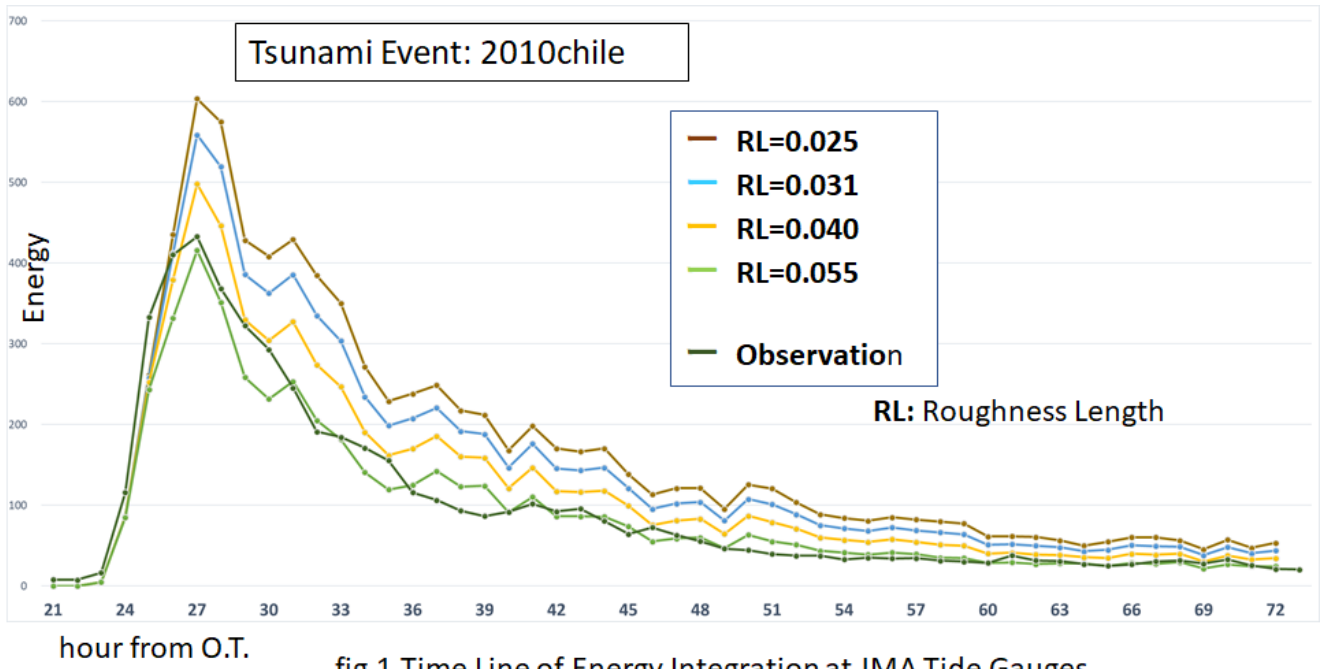


fig.1 Time Line of Energy Integration at JMA Tide Gauges

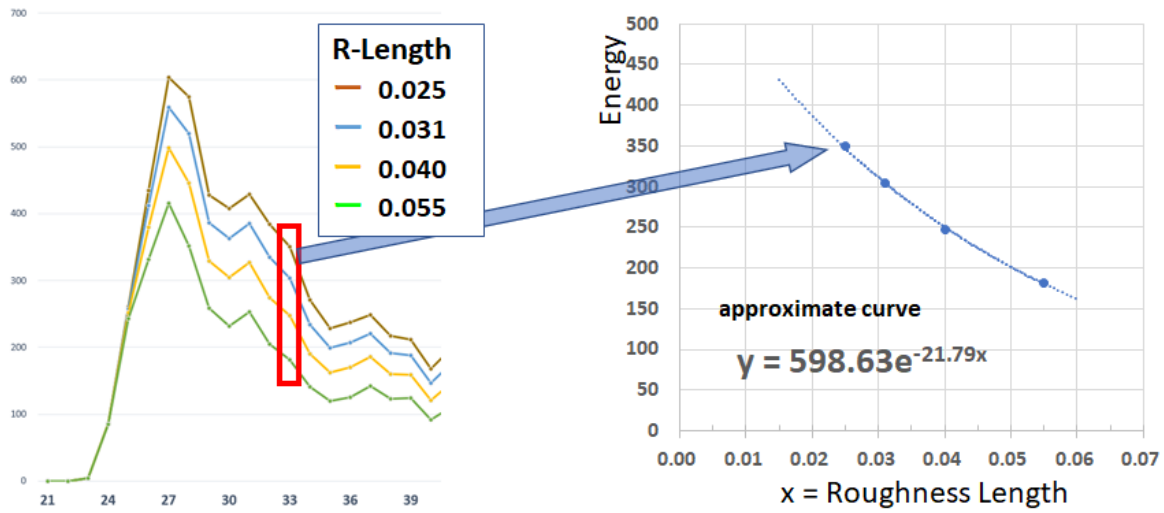


fig.2 Relationship between Energy and Roughness Length

遠地津波波形を用いた安政東海地震の発震時刻の推定 Origin Time of the 1854 Tokai Earthquake Estimated from Distant Tsunami Waveforms

*楠本 聡¹、今井 健太郎¹、大林 涼子¹、堀 高峰¹、高橋 成実^{2,1}、谷岡 勇市郎³

*Satoshi Kusumoto¹, Kentaro Imai¹, Ryoko Obayashi¹, Takane Hori¹, Narumi Takahashi^{2,1},
Yuichiro Tanioka³

1. 海洋研究開発機構、2. 防災科学技術研究所、3. 北海道大学

1. JAMSTEC, 2. NIED, 3. Hokkaido University

南海トラフ沿いの沈み込み帯では、巨大地震と津波がおおよそ100から200年の間隔で繰り返し発生している。このうち1854年安政東海地震は12月23日午前9時15分頃に発生し、その後おおよそ30時間後に安政南海地震が発生したことが史料調査から明らかとなっているが、その正確な津波励起時刻については未だ意見が分かっている（例えば、日本地震史料, 1951; 中央防災会議, 2005）。これらの地震によって生じた津波はアメリカ西岸の検潮所で観測されていることが分かっており（例えば、Uno et al., 2018, ACES）、本研究では、大森(1913)に記載されたオレゴン州アストリア、カルフォルニア州サンフランシスコ及びサンディエゴの潮位記録をデジタル化し、津波伝播の数値シミュレーションと比較することで安政東海地震の津波励起時刻の推定を試みた。

まず、紙面媒体の潮位記録に対してGolden Software製Didger 4を用いて等間隔で数値化を行った。次にデジタル化した潮汐記録と理論潮汐を比較することで時刻補正を行い、その後0.0005 Hzのハイパスフィルターにより潮汐成分を取り除いた。津波伝播の数値シミュレーションにはJAGURS (Baba et al., 2015) を使用し、非線形長波理論と津波荷重による地球の弾性変形や海水密度効果を考慮した非線形分散波理論に基づいてそれぞれの検潮所で津波波形を計算した。観測津波波形と計算津波波形を比較するにあたって、記録が紙媒体であることや開発初期の潮位計で振幅に対する感度が悪いこと、数値計算には人工構造物を含んだ現在の地形データを使用していることを踏まえて、津波の第一～三波の相互相関係数に基づいて津波初動の到達時刻を推定した。

デジタル化した潮位波形には安政東海地震の津波波形が明瞭に記録されていた。計算波形と観測波形を比較したところ、振幅はどの潮位計でも観測より大きくなった。この原因は数値計算に用いた現在の地形と安政東海津波が来襲した当時の地形が大きく異なることに起因するものと考えられる。本発表では、これらの検潮記録と数値シミュレーションの結果を基に安政東海地震の津波励起時刻について議論する。

謝辞：本研究はJSPS科研費（16H03146）、H25-R1年度文部科学省「南海トラフ広域地震防災研究プロジェクト」（研究代表者：海洋研究開発機構 金田義行）の一環として行われました。

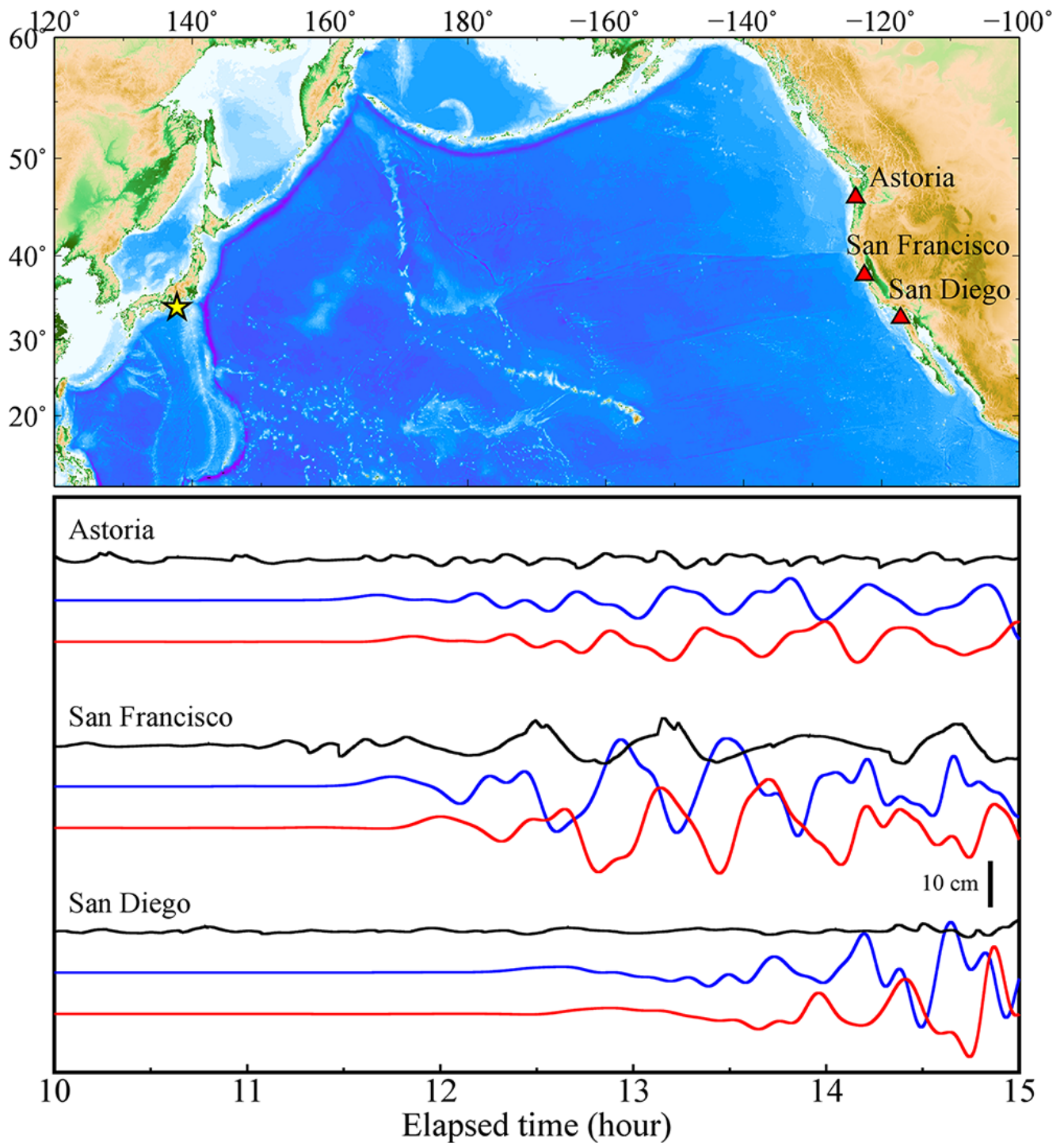


図1. 安政東海地震の観測津波波形(黒線)と計算津波波形(青線:非線形長波, 赤線:非線形分散波)の比較. 数値計算の津波励起時刻は午前9時とした.

津波堆積物等に基づく津波確率評価の試み

An evaluation of tsunami occurrence probability based on tsunami deposit in eastern Hokkaido

*根本 信¹、横田 崇²

*Makoto NEMOTO¹, Takashi YOKOTA²

1. 応用地質株式会社、2. 愛知工業大学

1. OYO Corporation, 2. Aichi Institute of Technology

津波の想定では、従来から想定断層モデルに基づくシナリオ型のハザード評価が行われてきたが、最近では多数の発生確率を考慮した断層モデルに基づいて確率論的な津波ハザード評価が行われるようになってきている。その一方で、長期間を対象とした確率論的な津波評価結果を観測データと比較することは難しく、その妥当性の評価が課題となっている。本研究では、長期間の津波堆積物データに基づいて、観測データの面から津波発生確率の評価を試みた。

西村・中村（2011）による根室市別当賀の津波堆積物調査では、テフラTa-c以降の2700年間の津波堆積物として、10枚のイベント砂層が見つかった。そのイベント砂層の標高を整理した。津波堆積物標高と津波遡上高の関係は、2011年東北地方太平洋沖地震の観測データに対する検討が仁科ほか（2013）によって行われている。それに対して、本研究では仁科ほか（2013）の観測データに対して津波シミュレーションを併用することで両者の関係をより精度良く調べ、細礫の津波堆積物標高に対して2mを加算した高さを津波遡上高と推定出来ることを示した。その関係を用いて別当賀の津波堆積物に基づく推定津波遡上高の累積頻度分布を整理した上で、阿部（1982）の式を使って遡上高をマグニチュードに変換し、マグニチュードの累積頻度分布を整理した。その際、阿部（1982）の式は海岸における浸水高の予測式であるが、別当賀における津波浸水予測を行い、浸水高と遡上高がほぼ等しいことを確認した。

また、近世以降のデータとして、東北大学「津波痕跡DB」から、根室市別当賀付近に津波をもたらした千島海溝の地震について、別当賀から半径30km以内の最寄り地点の津波痕跡高データを抽出した。抽出した津波痕跡高データの最高値は1973年根室半島沖地震の6.0 mであり、次に高いのは1843年天保根室沖地震の3.0 mである。データが得られている期間が1843年～2018年の175年間であるため、津波堆積物データの2,700年間と合わせるため、累積頻度を15倍（ $2700 \div 175 = 15$ ）した。

更に、近代のデータとして、気象庁の一元化震源データ（1923～2017）から、地震本部による千島海溝の評価領域のうち別当賀から半径350km以内のイベントを抽出して、マグニチュードに関する累積頻度分布を調べた。b値は1.05である。一元化震源のデータ期間は、1923年以降の約95年間であるため、津波堆積物データの2,700年間と合わせるため、累積頻度を28倍（ $2700 \div 95 = 28$ ）した。

以上のように、約2700年前からの津波堆積物データが得られている北海道東部の根室市別当賀に対して、津波堆積物データ、津波痕跡高データおよび地震活動データに基づいてマグニチュードの累積頻度分布を作成した。その結果、各データの累積頻度分布は概ね一つの線で表すことができ、Mw8.0のイベントの再現期間は50年、Mw9.0のイベントの再現期間は約1,000年から2,000年と評価できる（図1）。また、Utsu（1974）の改良G-R式を適用すると、最大規模のマグニチュードは9.05と推定された。

本研究で得られた実観測データに基づく津波遡上高の確率評価は津波堆積物データが得られている限られた地点でしか行えないものの、国や自治体から公表されるハザード評価結果がその地域の津波履歴の中でどの程度の規模であるのかを相対的に評価することが出来るとともに、今後の確率論的津波ハザード評価の妥当性を検

証し、より信頼性の高いハザード評価を行うために必要なデータとなる。同様の検討を別の地域でも実施していくことが期待される。

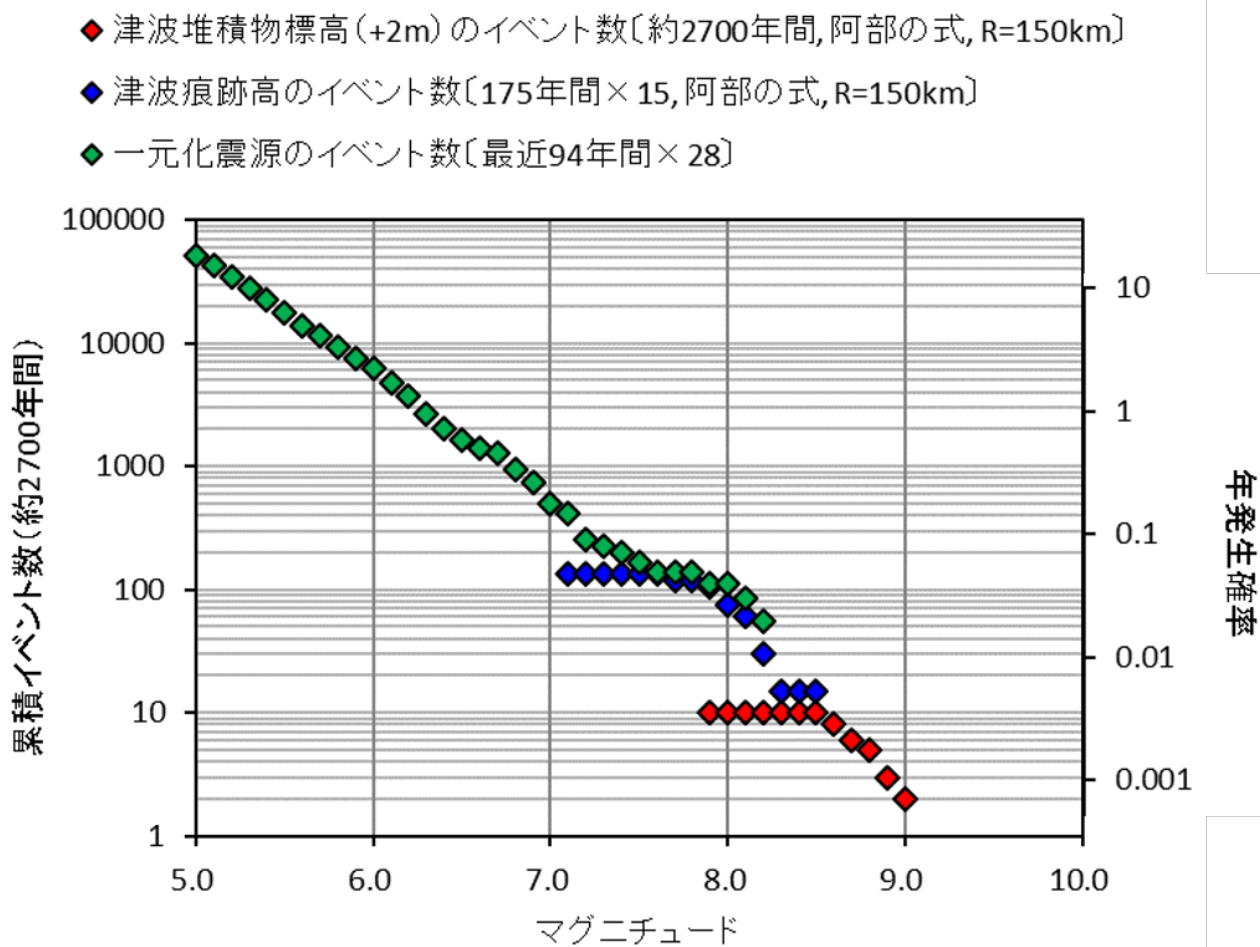


図1 津波堆積物・津波痕跡高・地震活動に基づく別当賀における地震マグニチュードの累積頻度分布。