

地質学的データを用いた西暦869年 貞観地震津波の復元について

菅原 大助*・今村 文彦**・松本 秀明***・後藤 和久****・箕浦 幸治*

Reconstruction of the AD 869 Jogan earthquake induced tsunami by using the geological data

Daisuke SUGAWARA *, Fumihiko IMAMURA **,
Hideaki MATSUMOTO ***, Kazuhisa GOTO ****
and Koji MINOURA *

Abstract

A numerical study on the wave source (fault parameters) of the AD 869 Jogan tsunami was performed after re-constructing the condition such as the topography, sea level and land surface at that time. Three possible fault models (i.e. location of the wave source) of the tsunami were considered. Effects of tide level at the time of tsunami generation, and fault displacement and width on the inundation area were examined in each model. Tsunami inundation was numerically reproduced on the Jogan paleo-topography of the Sendai Plain, and simulated inundation area was compared with the distribution of the sandy tsunami deposit. A most plausible model of the Jogan tsunami (mean tide, fault displacement 5.6 m and width 85 km) was proposed on the basis of the sedimentological estimate of the qualitative and quantitative character of the Jogan tsunami.

キーワード：古津波，浸水域，津波堆積物，数値シミュレーション，断層パラメータ

Key words : Paleo-tsunami, inundation area, tsunami deposit, numerical simulation, fault parameter

* 東北大学大学院理学研究科地学専攻
Institute of Geology and Paleontology, Graduate School
of Science, Tohoku University

** 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター
Tsunami Engineering Laboratory, Disaster Control
Research Center, Graduate School of Engineering,
Tohoku University

*** 東北学院大学教養学部地域構想学科
Department of Regional Management, Faculty of
Liberal Arts, Tohoku Gakuin University
**** 千葉工業大学惑星探査研究センター
Planetary Exploration Research Center, Chiba Institute
of Technology

本論文に対する討論は平成23年8月末日まで受け付ける。

1. 序論

1.1 過去の津波像を復元する

津波像とは、影響する地域・地形特性、波源域・津波高・浸水域、被害の状況なども含めた津波に関する時間・空間的に多様な挙動であり、その情報の集合である（今村・後藤，2007）。現在では、過去における津波像を復元するには、歴史記録に基づく津波高さを再現できる津波数値シミュレーションを用いる。これにより、痕跡が残されていない場所も含めて、津波高さ分布、時間波形、浸水域など詳細な津波像を明らかにすることが可能となる。ただし、歴史記録については情報が断片的あるいは定量化が困難という問題があるため、最近では陸上に残された津波堆積物を確認し、この痕跡の場所や高さ（標高）さらには堆積層厚などの情報を加える試みも行われている。しかしながら、堆積層についても得られる場所が限られるなどの問題があり、明らかにできるのは津波像の一部である。出来るだけ多くの信頼できる史料また地質学的データを収集しそれを有機的に活用し、数値シミュレーションを実施する必要がある。

本研究の全体での目的は、過去の津波像を数値的に復元するための一連の手法を提案すること、また、これを西暦869年の貞観津波を例に適用して、波源域の特性の一部をこれまで以上の精度で推定することである。手法全体の枠組みは Fig. 1 の通りである。これを貞観津波に適用するにあたり、課題として以下の（1）～（3）を実施した。

- （1）津波像に影響を与える要因の評価：津波浸水域の数値解析の条件となる、西暦869年の貞観津波当時の古地形を復元する。
- （2）津波痕跡の調査：復元した浸水域を評価する際の拘束条件として、津波堆積物の分布を把握し、掃流力を含めた流れの水理特性を推定する。
- （3）津波像の復元：潮位による不確実性も考慮した数値解析を行い、最適な波源域と断層パラメータを推定する。

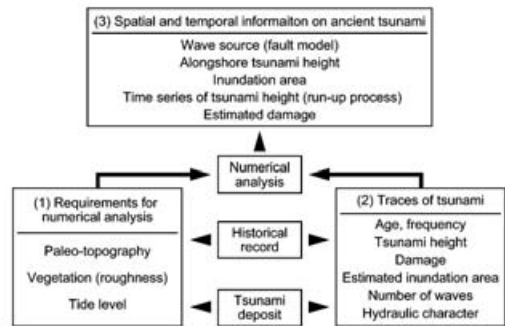


Fig. 1 Framework of the numerical reconstruction of an ancient tsunami (modified after Sugawara et al., 2010). This paper discusses on (3): numerical analysis of the tsunami inundation. Results on (1): the reconstruction of paleo-topography and (2): estimation of the inundation area are described previously (Sugawara et al., 2010).

課題（1）（2）について調査・検討した結果は、菅原ほか（2010）で詳述している。本論では、その結果を参照しながら、最も重要な項目である（3）の数値的検討を行う。本手法の復元により、仙台平野での貞観津波の実態を従来よりも詳細に明らかにできると考えられる。

1.2 津波像の数値的復元手法における2つの課題

1つは、陸上・沿岸・海底地形、海水面の設定（潮位の影響も含めて）、陸上での土地条件（表面粗度設定に関連する）などの復元である。津波当時の地形と解析に用いた現在の地形が違う場合には、大局的に最適な波源モデルでも堆積物分布を説明できない場所を生じる可能性が指摘されている（佐竹ほか，2003）。これを適切に行わなければ、津波シミュレーションの諸条件は設定できない。

2つ目は、津波堆積物分布と津波浸水域が一致するとは限らない点である。一般に、津波堆積物の分布域は、最小限の浸水域に相当する。地形、流速、堆積粒子の粒度（沈降速度）、引き波の有無によって、浸水域と堆積物分布に乖離が生じる場合があることが指摘されている（後藤・藤野，2008）。過去の津波波源モデルの推定では、沿岸

での津波高分布の情報が得られていない場合、断層パラメータを変化させて津波の伝播・遡上の数値解析を行い、再現した浸水域が最も内陸側、あるいは最も高い位置の津波堆積物の存在を説明できるか否かを検討する方法が用いられる。断層パラメータの変化は津波の初期波形とその後の伝播特性、沿岸の津波高に影響する。例えば、滑り量の大小は海岸での津波高と陸上での浸水域に大きく影響する。堆積物の平面的分布と実際の浸水域の乖離が大きい場合、数値的に再現した浸水域と堆積物分布が一致するような滑り量は過小評価となる。逆に、堆積物分布と浸水域の乖離が小さい場合、再現した浸水域が堆積物分布を大きく上回るような滑り量は過大評価である。堆積物以外の痕跡が無い古津波では、実際の浸水域と堆積物分布の乖離の大きさは不明であるので、堆積物分布から断層パラメータを正確に推定するためには、流れの状況を推定するための追加的な情報が必要である。

1.3 既往研究による貞観津波の痕跡調査と復元の試み

西暦869年の貞観地震の発生と津波の来襲、これによる被害の状況は、日本三代実録の記述から知ることができる(宇佐美, 1996; 渡邊, 1998)。三代実録には、「原野道路 総為滄溟」の記述があり、浸水で平野が海ようになったことが述べられていることから、この津波は東北地方太平洋沿岸部に襲来した既往最大級の津波であったと考えられる。また、この津波に関係すると考えられる伝説・伝承は、宮城県気仙沼市から茨城県大洋村にかけて25例が分布することが知られている(Fig. 2; 渡邊, 2000; 渡邊, 2001)。渡邊(2001)はこれらの情報を基に、津波の波源域として、宮城県～茨城県沖の日本海溝沿いの長さ230km・幅50kmの断層と、地震規模としてM8.5を推定している。なお、三代実録と伝説・伝承のいずれについても、津波高や浸水域を具体的に特定できる情報は知られていない。

堆積物から貞観津波の襲来・浸水域を明らかにする研究はおおよそ20年前より行われており(阿部ほ

か, 1990; Minoura & Nakaya, 1991)、現時点では、仙台平野北方の石巻平野から福島県沿岸北部まで、津波堆積物の分布が確認されている(Fig. 2; 菅原ほか, 2001; Minoura et al., 2001; 澤井ほか, 2007, 2008; 宍倉ほか, 2007; 菅原ほか, 2010)。阿部ほか(1990)では、仙台市における貞観津波の痕跡高として2.5~3.0mを報告し、海岸の津波高としてこれを数m上回る値を推定している。澤井ほか(2008)、菅原ほか(2010)では、仙台市における浸水域として、当時の海岸線から少なく

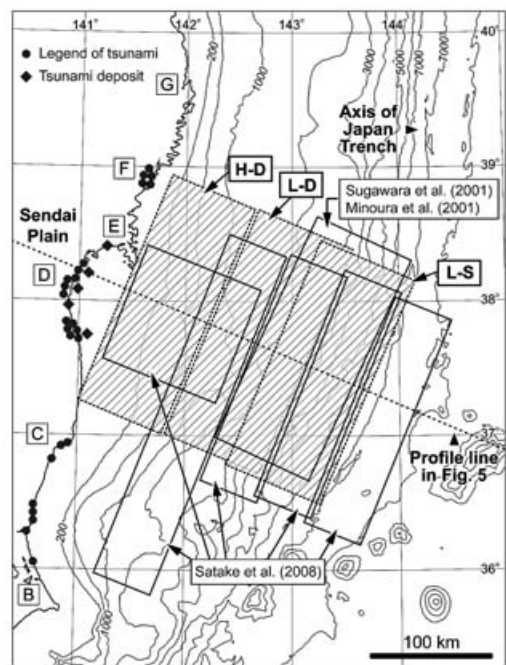


Fig. 2 Distribution of the legends (Watanabe, 2001) and deposits (Abe et al., 1990; Minoura & Nakaya, 1991; Sugawara et al., 2001; Minoura et al., 2001; Sawai et al., 2007; Shishikura et al., 2007; Sawai et al., 2008; Sugawara et al., 2010) of the AD 869 Jogan tsunami. [B]~[G]: Place of the alongshore tsunami height mentioned in Fig. 4. Rectangular areas (H-D: High-angle deep, L-D: Low-angle deeper, L-S: Low-angle shallower) indicate the projected location of the fault planes examined in this study. Broken line indicates the profile line of the bathymetry and the sea-bottom displacement in Fig. 5.

とも1.0~3.0kmを推定している。

これまでの研究では、歴史記録と津波堆積物の分布を考慮して貞観津波の波源域を推定するための数値解析が行われている。河野ほか(2000)は、地盤高を現在よりも40cm程度低くした地形データを作成して津波浸水域を計算し、M8.5の宮城県沖の地震(Fig. 2のL-Dの領域に相当)により、仙台平野で三代実録の記述に近い浸水が起こる結果を示している。ただし、断層パラメータの詳細が述べられていないほか、海岸線の位置の推定と、それまでに判明していた津波堆積物の分布との照合が行われていない。

菅原ほか(2001)・Minoura et al. (2001)では、掘削調査で明らかにした仙台および相馬での津波堆積物の分布から、主にこの沿岸で津波の影響があったと考え、これを説明するモデルとして、渡邊(2001)の推定に近い波源域(Fig. 2のL-Sの領域に相当)を提案している。地形復元と浸水域の計算を行っていないため、海岸の津波高の分布に基づいた定性的な結果となっている。貞観津波では海岸の痕跡高の分布が不明なため、モデルの妥当性は評価されていない。佐竹ほか(2008)では、貞観当時を復元した地形データと石巻・仙台平野の津波堆積物分布を基に、それまでに提出されてきたモデルを含む多数の波源について数値解析を行っている。石巻・仙台平野の津波堆積物分布を説明する波源モデルとして、仙台湾沖の水深3,000m以浅に位置する、幅100km、滑り量7~10mの断層(Fig. 2のL-Dの領域に相当)が良いと結論している。

なお、既往研究による貞観津波の数値解析では、地形復元については河野ほか(2000)では部分的に、佐竹ほか(2008)では海岸線位置も含めて検討されているが、1.2で挙げた課題を統合した解析は行われてこなかった。また、津波堆積物も含めてどのような津波像に関する情報やデータが潜在しているかも十分検討されていない。そこで、本論では、以下の点を含めた数値的検討を行う。

・東北周辺でのテクトニクス・プレート境界など

の最新の知見を取り入れる。

- ・信頼性および密度の高い仙台平野での津波堆積物のデータを主に取り扱う。
- ・貞観津波当時の地形を復元し、土地条件も考慮した表面粗度を設定する。
- ・断層パラメータや解析の初期条件などの影響を評価する。

2. 津波数値シミュレーションのための設定条件

2.1 波源モデルの設定

数値解析では、波源域(断層面の岸沖方向の位置)、断層パラメータ・潮位を変化させて、陸上・海底の地盤変動、津波の基本的な特性、浸水域の変化を検討する(Table 1)。以下に、設定した条件の根拠を示していく。

まず、Fig. 2に、過去に検討された波源域(断層モデル)を示す。そこでは、様々な断層の位置、サイズが調べられている。本論では、図中の領域C~Fで確認されている各種津波痕跡のデータについては、信頼度も含めて更なる検討が必要であると考え、領域D(仙台平野)での地質学的データを扱うことを前提として、斜線部(L-S, L-D, H-D)のような断層範囲に限定する。

仙台湾沖の海底地形は、海岸から約75km付近までは水深200m以浅の陸棚、それよりも沖側は陸棚斜面となっていることが特徴で、水深7,800mの海溝軸までの距離は約260kmである(Fig. 2; Fig. 5-A)。Miura et al. (2005)の人工地震探査によれば、牡鹿半島沖における海洋プレート沈み込み角は海溝軸から150kmで大きく変化し、海溝軸から0~80kmの範囲が5~6度、80~115kmが8~10度、115~150kmが12度であるが、海溝軸から150kmの位置から海岸線までは、23度となっている。また、東京大学地震研究所(2005)でもほぼ同じ結果が示されており、海溝軸から140kmまでは沈み込み角10度、それよりも陸側は27度である(Fig. 5-B)。また、折れ曲がり点を境に、プレートカップリングが異なることが示唆されている。沈み込み角が高角となっている領域(Fig. 2; H-Dの領域)の北側は、約40年の周期で

Table 1 Fault parameters and tide levels examined in this study.

Model		Length	Width	Slip	Strike	Dip	Rake	Depth	Magnitude	Tide
		<i>L</i> (km)	<i>W</i> (km)	<i>U</i> (m)	θ (°)	δ (°)	λ (°)	<i>d</i> (km)	M_w	(m)
High-angle deep	Reference	200	85	5.6	203	30	90	31	8.32	1.00
	Low tide	200	85	5.6	203	30	90	31	8.32	0.07
	High tide	200	85	5.6	203	30	90	31	8.32	1.66
	Slip+1m	200	85	6.6	203	30	90	31	8.37	1.00
	Slip+2m	200	85	7.6	203	30	90	31	8.41	1.00
	Slip+3m	200	85	8.6	203	30	90	31	8.44	1.00
Low-angle deeper	Reference	200	85	5.6	203	10	90	14	8.32	1.00
	Low tide	200	85	5.6	203	10	90	14	8.32	0.07
	High tide	200	85	5.6	203	10	90	14	8.32	1.66
	Slip+1m	200	85	6.6	203	10	90	14	8.37	1.00
	Slip+2m	200	85	7.6	203	10	90	14	8.41	1.00
	Slip+3m	200	85	8.6	203	10	90	14	8.44	1.00
Low-angle shallower	Reference	200	85	5.6	203	10	90	0	8.32	1.00
	Low tide	200	85	5.6	203	10	90	0	8.32	0.07
	High tide	200	85	5.6	203	10	90	0	8.32	1.66
	Slip+1m	200	85	6.6	203	10	90	0	8.37	1.00
	Slip+2m	200	85	7.6	203	10	90	0	8.41	1.00
	Slip+3m	200	85	8.6	203	10	90	0	8.44	1.00
	Width 122%	200	100	5.6	203	10	90	0	8.37	1.00
	Width 144%	200	120	5.6	203	10	90	0	8.42	1.00
	Width 166%	200	140	5.6	203	10	90	0	8.46	1.00

発生する宮城県沖地震の震源域に対応している。貞観地震を除くと、これまでのところ高角領域・低角領域とも、大津波を起こした地震は観測されていない。既往研究による数値解析では、低角領域（L-D および L-S）の逆断層が貞観津波の波源域として有力であるとの結論が示されている。本研究では、高角断層モデル（宮城県沖地震型）、低角断層・やや深発モデル（断層面の長辺が折れ曲がり部分に隣接）、低角断層・浅発モデル（断層面の長辺が海溝軸に隣接）のそれぞれについて解析を行う。断層面の傾斜角は、海溝軸から140kmまでの低角領域で10度、それよりも陸側の高角領域で30度とする。

地震のマグニチュード M は、Minoura et al. (2001)、菅原ほか (2001) と同様、仙台平野で震

源域までの距離 r = 約200km、震度 $I = 5$ を仮定すると、村松 (1969) による I と M の関係式 (1) から、 $M = 8.3$ が推定される。

$$\log r = 0.50M - 1.85 \quad (I \geq 5) \quad (1)$$

滑り量 U は、Sato (1979) による U と M の関係式 (2) から、 $U = 5.6\text{m}$ が推定される。また、断層の長さ $L = 200\text{km}$ を仮定すると、断層面積 S と M の関係式 (3) から、断層幅 $W = 85\text{km}$ が推定される (Fig. 2 ; Table 1)。

$$\log U = 0.50M - 1.40 \quad (M \geq 5) \quad (2)$$

$$\log S = M - 4.07 \quad (M \geq 5) \quad (3)$$

以上のパラメータを基に、滑り量と断層幅を変化させたモデルについて解析を行う。

更に、菅原ほか (2010) で検討した平均潮位および朔望最低・最高潮位のケースについても解析を行い、津波発生時の潮位による浸水域の変化を検討する。仙台平野における後氷期～完新世後期の海水準変動は、6,000年前以降、振幅1 m程度の微変動が見られるものの、平均的には現在と同水準である(松本・野中, 2006)。本研究では、869年の貞観津波当時の平均海面は現在と同じ高さとして仮定した。仙台港での2001年～2007年の験潮データ(日本海洋データセンター)を基に、気象庁による潮位の定義に従って、年平均潮位1.0m、朔望最低潮位0.07m、朔望最高潮位1.66m(いずれもT.P.上)を求めた。

2.2 空間格子データと古地形の復元

本研究では、外洋の海底地形データとして、中央防災会議の公開メッシュデータを使用した(Fig. 3)。空間格子間隔は、波源域を含む東日本全体で1,350m(エリアNo.1350-01)、岩手県と宮城県太平洋沿岸で450m(0450-04)、宮城県沿岸で150m(0150-09)、仙台湾で50m(050-21)となっている。なお、外洋の津波伝播計算では、波源域から仙台湾までの海底地形は貞観津波当時と現在で変化していないと考える。

一方、仙台平野の海岸線の位置と陸上地形の標高は当時と現在で大きく異なり、遡上計算への影響が無視できないと考えられる。仙台平野には、完新世後期(約6,000年前以降)の海水準微変動により過去の海岸線に沿って形成された、形成年代の異なる砂堆状の地形(浜堤列; beach ridge)が3列存在する(内陸側からⅠ～Ⅲ; Fig. 4)。それぞれの形成時期は、第Ⅰ浜堤列が5,000～4,500 yrs BP、第Ⅱ浜堤列が2,600～1,700 yrs BP、第Ⅲ浜堤列が800 yrs BP以降と推定されている(松本・伊藤, 1998)。第Ⅲ浜堤列は更に3列(内陸側からⅢa～Ⅲc)に分けられ、それらの形成開始年代は、浜堤列Ⅲaが1,300 cal yrs BP、Ⅲbが1,100 cal yrs BP、Ⅲcが350 cal yrs BPと求められている(伊藤, 2006)。本研究では、869年貞観津波当時の海岸線は第Ⅲa浜堤列と第Ⅲb浜堤列の間であったと仮定し、浜堤列Ⅲaの海側境界線を当時の海岸線とした(Fig. 4)。また、浸水域を詳細に再現するため、レーザープロファイラで計測された標高データを基に、貞観当時の古地形を復元した地形データを作成した。元の50mメッシュ標高データから、調査地域を含む東西12,000m、南北6,000mの領域を切り出して約17m(50 ÷ 3 m)で再サンプルした後、浜堤列の形成開始年代に基づいて海

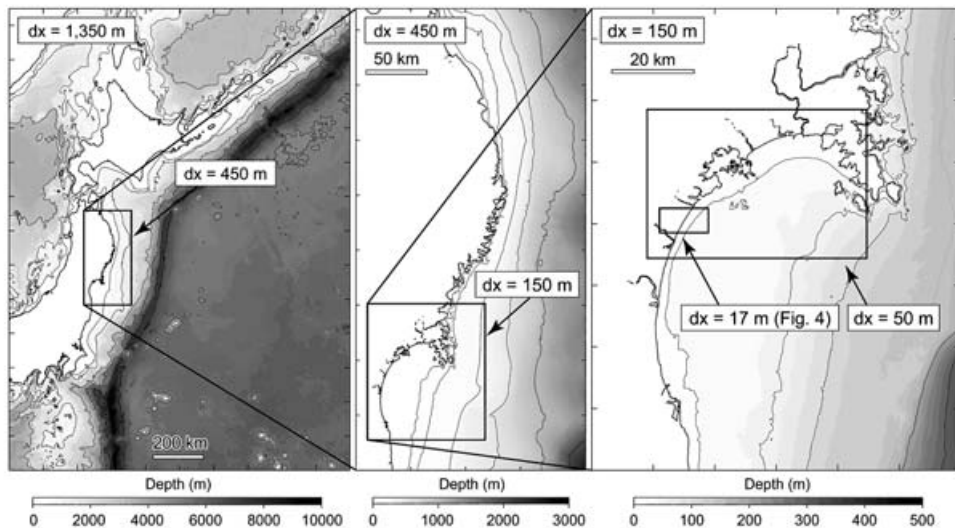


Fig. 3 Bathymetry data for the numerical analysis (provided by Central Disaster Prevention Council of Japan). Generation and propagation of tsunami are calculated using a nesting grid system.

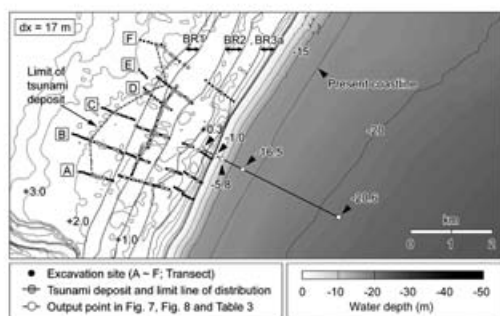


Fig. 4 Reconstructed Jogan paleo-topography of Sendai Plain (study area) for the numerical analysis of tsunami inundation (dx=17m). Numbers indicate the elevation (positive value) and water depth (negative value). [A]~[F]: Transsects of the field excavation. Dashed line on the land indicates the landward limit of the tsunami deposit (Sugawara et al., 2010). Areas enclosed by dotted lines indicate the estimated shape of the beach ridges. BR1, BR2 and BR3a correspond to the beach ridges I, II and IIIa, respectively. Beach ridges IIIb and IIIc are estimated to have been formed after the Jogan Period (Ito, 2006).

岸線の位置を変更し、掘削で把握した貞観津波堆積物の深度分布から貞観当時の地表の地盤高を推定して、古地形を復元した (Fig. 4)。伝播計算を行う現在の地形と、遡上計算を行う貞観当時の復元地形を接続させた解析となるため、外洋伝播計算を行う50mメッシュ側の地形データを、復元地形と接続境界で適合するように修正している。また、復元地形 (17mメッシュ) に対しては、浜堤列・堤間湿地などの土地条件 (地形分類) に基づき、小谷ほか (1998) を参考に粗度の値を与えた。以上の地形復元については、別稿 (菅原ほか, 2010) に詳述している。

2.3 解析方法と結果の出力

津波の初期波形として与える海底地盤変動は、Okada (1985) の方法により求めた。外洋での津波の伝播と陸域での遡上は、非線形長波理論に基づく TUNAMI CODE (Intergovernmental Oceanographic Commission, 1997) により計算した。支配方程式の連続の式は (4) で、運動の式は (5)

(6) で表される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0 \quad (6)$$

ここで、 h は水深、 η は水位、 $M = hu$ 、 $N = hv$ はそれぞれ x 、 y 方向の線流量 (u 、 v はそれぞれ x 、 y 方向の水深平均された流速)、 $D = \eta + h$ は全水深である。 τ_x 、 τ_y はそれぞれ x 、 y 方向の海底摩擦力であり、以下の式で表される。

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (7)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (8)$$

g は重力加速度、 n は Manning の粗度係数であり、上述の通り、土地条件により n の値を設定している。

計算時間間隔は全領域で0.5秒とし、地震発生から3時間の津波の伝播と遡上を再現した。沿岸波高と浸水域を評価するため、最高水位・最大流速・最大掃流力の空間分布を計算結果として出力した。波形およびその空間的变化を検討するため、浅海域から陸上にかけて海岸線を横切るライン上と、全ての掘削調査地点での水位・流速の変動を、10秒毎の時系列として出力した。本研究では、Manning 則を使って底面流速と表面粗度から摩擦力に換算してこれが底面掃流力に相当すると評価し、その最大値を堆積物から推定した底面掃流力の分布と比較した。具体的には、海底摩擦項 (7) (8) から τ_x 、 τ_y の値を求め、そのベクトルの大きさ τ を掃流力として出力した。

2.4 解析結果の評価方法

菅原ほか (2010) では、仙台平野での掘削調査により得た津波堆積物の分布と特徴に基づき、津

Table 2 Qualitative and semi-quantitative evaluation of the character of the Jogan tsunami (after Sugawara et al., 2010).

Tsunami character	Estimate	Sedimentological account
Number of tsunami run-up	1	Occurrence of the tsunami deposit (massive structureless sand layer)
Affected water depth	Shallower than foreshore (brackish waters)	Low value of mud content of the tsunami deposit Detection of brackish diatoms (Minoura et al., 2001)
Tsunami period	Unknown (stagnation of the seawater)	Normal grading of the tsunami deposit Transition to muddy sediment at the top
Backwash	none	Occurrence of the tsunami deposit (massive structureless sand layer)
Minimum run-up distance	2,000 ~ 3,000 m (from the Jogan paleo-coastline)	Horizontal limit of the distribution
Minimum run-up height	1.4 ~ 2.5 m (above T.P.)	Maximum elevation of the tsunami deposit
Hydraulic value (Maximum bottom shear stress)	0.99 ~ 1.77 N/m ² (Near the Beach Ridge I)	Erosion of the pre-tsunami ground surface Cohesion of the subsurface sediment

波の特性を推定した (Table 2)。本論では、これを基に数値解析の結果を評価する。計算された津波波高の沿岸分布 (津波襲来域) は、これまでに明らかにされている津波痕跡の分布 (伝説・伝承と津波堆積物) に基づいて評価する。津波の計算波形と浅海域～海岸での波高の増幅状況は、堆積物から推定した津波の特性 (Table 2 の遡上回数・津波周期・引き波の有無・影響水深) に基づいて評価する。最後に、計算で再現した浸水域は、津波堆積物分布限界 (Fig. 4) での浸水状況と、堆積物から推定した水理量 (底面掃流力; Table 2) を比較して評価する。なお、貞観津波では、堆積物の分布から浸水域が明らかにされているが、信頼できる津波痕跡高の値が得られていないため、Fig. 6 で示した海岸での波高については、モデル間の定性的な比較を行う。

3. 津波シミュレーション結果：津波初期波形と沿岸波高の分布

3.1 津波初期波形 (海底地盤変動) の特徴

海溝軸から仙台平野に至るライン (Fig. 2) 上での地盤変動を Fig. 5 に示す。いずれのモデルでも、海底地盤変動は海溝側で隆起、陸側が沈降となる。高角断層モデル (High-angle deep) では沈降領域が陸上 (仙台平野) に及び、滑り量に応じ

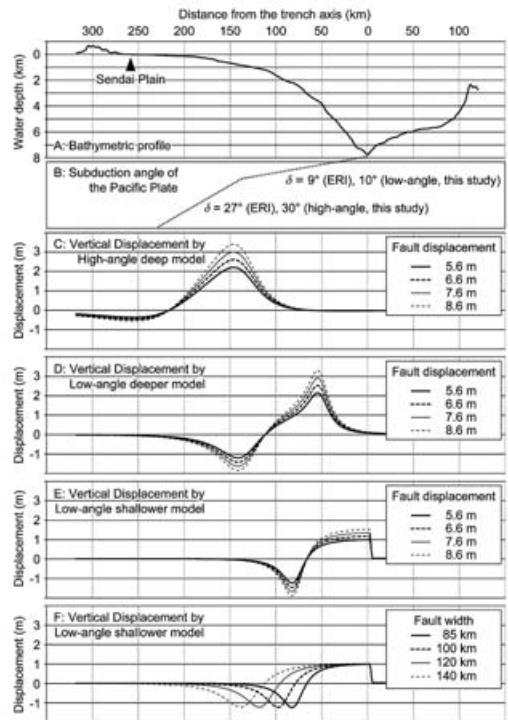


Fig. 5 Bathymetric profile (A), subduction angle of the Pacific Plate (B) and vertical displacement of the sea-bottom (C~F). Profile line is indicated in Fig. 2. ERI: observation data from Earthquake Research Institute (2005).

て約0.3~0.5mの沈降が生じる (Fig. 5-C)。低角断層ではやや浅発 (Low-angle shallower)・やや深発 (Low-angle shallower)のいずれのモデルとも、滑り量と断層幅によらず、仙台平野で隆起または沈降はほとんど生じない (Fig. 5-D ~ Fig. 5-F)。同じ滑り量では、断層が陸に近いほど、海底地盤の隆起量が大きくなる。

地盤変動と浸水計算の結果を考慮すると、貞観地震に伴う0.3~0.5m程度の地盤沈降の有無を把握できれば、高角領域・低角領域のいずれが津波波源として妥当かを判断できると考えられる。

3.2 沿岸波高分布

各モデルで津波発生時の潮位を年平均の値 (T.P. 上1.0m)、滑り量を5.6mとしたケースで、海岸線に沿って出力した最大水位 (現在の東京湾平均海面からの高さ) の南北方向の分布を Fig. 6 に示す。隣接9点の移動平均をとり、値を平滑化してある。実際の津波高は、地震 (津波) 発生時の潮位1.0mからの高さとなる。いずれのモデルでも、地震発生から3時間以内に津波の影響を受けるのは、房総半島から下北半島の沿岸である。津波高にモデル間の違いが認められるのは、主にいわき (C) から気仙沼 (F) の間である。仙台湾沿岸 (D) では、2種類の低角断層モデルによる津波高は約5mとなり、差はほとんど見られない。高角断層モデルではこれよりも1m以上低いが、いわきへ向かって差が縮小する。また、いわきよ

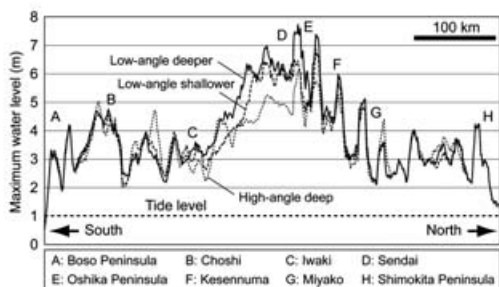


Fig. 6 North-south distribution of maximum water level extracted along the coastline. Values were averaged using adjacent 9 data points. Location of the places (B~G) is indicated in Fig. 2.

りも南、気仙沼よりも北ではモデル間での差がほとんどないことも示される。

いずれの断層モデルでも、正味の津波高で2m以上に達するのは、いわき~気仙沼の沿岸であり、貞観津波の痕跡の分布とほぼ一致する。特に、いわき~仙台の間の領域では、波源域により波高分布が大きく変わるため、今後新たに津波痕跡 (堆積物) の分布を把握できれば、波源域を判別できる可能性がある。逆に、断層長さ200kmの仮定の下では、この領域の外での痕跡分布から波源域を判別することは難しいと考えられる。

4. 拘束条件との比較による貞観津波の復元

4.1 海岸線付近の時間波形

調査地域の海域・水深5.8mの地点 (Fig. 4) での水位時系列を Fig. 7 に示す。高角断層モデルでは、仙台湾が地盤沈降の領域に入っているため引きは生じず、津波第1波は押し波で始まる。一方、低角断層モデルでは、沖側に沈降領域が生じるため、津波第1波は引き波で始まる。津波第1波の周期は、高角モデルで約37分、低角・やや深発のモデルで約18分、低角・浅発のモデルで約11分となり、海溝側ほど短周期となる。第2波以降の最高水位は、いずれのモデルでも2m程度であり、低角断層モデルでは短周期の水位変動を伴って水位が大きく低下する。高角断層モデルでは水位が大きく低下する傾向は同じだが、短周期

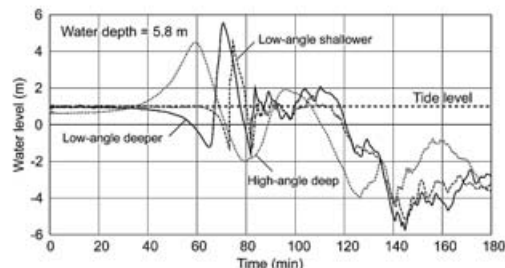


Fig. 7 Time history of the water level near the coastline. Location of the point is indicated in Fig. 4.

変動を伴わない。

今回の事例では、計算結果と比較出来る時間波形の記述（古記録）は知られていないが、今後、貞観津波の襲来状況（初動の押し引き）など、第1波の波形に関する記述が見つければ、高角断層・低角断層のどちらが波源として妥当か推定することができると考えられる。いずれのモデルでも、第2波以降の水位は2 m 以下であるが、変動パターンはモデルにより異なる。仙台平野の復元地形の浜堤の標高は平均で2.5 m であるため、浜堤の内陸へ遡上が起こるのは主に第1波だけと予想され、第2波以降の水位変動が津波堆積物にほとんど反映していないと考えられる。いずれのモデルも、主な遡上が1回という推定結果（Table 2；菅原ほか，2010）と矛盾しない。さらに、もし第2波以降も遡上が起こった場所で津波堆積物のデータが得られれば、波源モデルを判別できる可能性がある。

4.2 浅海域での波高増幅の特性

海岸線に直交する方向の測線（Fig. 4）で、水深による最高水位の変化を見ると、第1波の水位は、沖合（水深20.6 m）では高角断層モデルが最も高く、3.9 m となる（Table 3）。海岸線付近（水深1.0 m）では低角・やや深発断層モデルが最も高く、5.6 m に達する。高角断層モデルでは地盤沈降30 cm を考慮しても4.8 m 程度である。水深20.6 m の地点から水深1.0 m までの増幅率は、低角・やや深発断層モデルで1.8倍となるが、高角断層モデルでは1.2倍以下にとどまる。

Table 3 Near-shore amplification of tsunami. Location of the point is indicated in Fig. 4.

Water depth (m)	Height of the 1st wave (m)		
	High-angle deep	Low-angle deeper	Low-angle shallower
20.6	3.9	3.1	3.2
16.5	4.4	5.2	3.9
5.8	4.5	5.5	4.5
1.0	4.5	5.6	5.1
Gain	116%	180%	161%

波源域により、浅海域から海岸にかけての津波の増幅パターンが異なる。2つの低角断層モデルの特性は、浅海域で波高増幅がより顕著に起こることを示し、津波堆積物が汽水域の珪藻を多く含むこと（Table 2；Minoura et al., 2001）を良く説明できると考えられる。高角断層モデルでは、水深の大きい沖合で水位が高く、海水棲の珪藻殻を取り込む可能性が高い。

4.3 陸域（堤間湿地）の浸水パターン

津波遡上後に引き波が生じる場合、浜堤列平野では、河口付近や、周囲よりも標高の低い堤間湿地に流れが集中すると考えられる。海浜砂丘（第IIIa 浜堤列）背後の堤間湿地（Fig. 4；地震前の標高0.3 m）での水位変動（Fig. 8）は、高角断層モデルでは、第1波到達から最高水位に達するまで10分弱の時間を要する。第1波で約3 m の最高水位に達した後、約20分間で2 m まで緩やかに水位が低下し、その後は一定となる。低角・やや深発断層モデルでは、第1波が最高水位に達するまでの時間は5分弱であり、高角断層モデルよりも短い。最高水位の前に小さいピークが見られるが、最高水位のレベルと、その後の変動パターンは、高角断層モデルと同様である。低角・やや浅発断層モデルでは、最高水位の直後に急速な水位の低下と上昇が見られる。その後の変動パターンは、低角・やや深発断層モデルと同様であるが、最高水位は1 m 程度、一定となる水位は0.5 m 程度、それぞれ上の2つのモデルよりも低い。ま

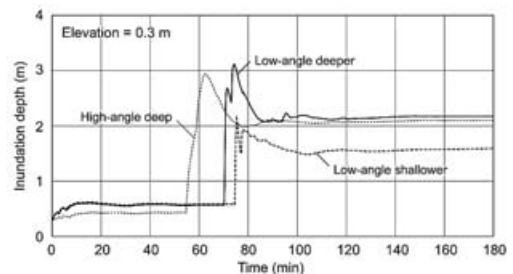


Fig. 8 Time history of the inundation depth in the back marsh behind the beach ridge IIIa. Location of the point is indicated in Fig. 4.

た、水位が一定のレベルまで低下するのに要する時間もやや長い。

いずれの断層モデルでも、主な波の遡上は1回であり、第2波以降の影響はほとんどみられない。また、顕著な引き波を示す水位変動はなく、一定水位の浸水が長時間継続する。これらの結果は、津波堆積物の特徴から推定した津波の特性 (Table 2) と一致しているが、モデルによる違いが見られないため、波源域は特定できない。断層モデルにより、最高水位に達するまでの時間と、最高水位から一定の水位まで低下するのに要する時間が異なるため、この時間的長短を堆積物から推定できれば、モデルを特定できる可能性がある。

4.4 浸水域

Fig. 9 ~ Fig. 12に、Table 1の各ケースにおける遡上距離 (海岸線と直交する方向) を、津波堆積物分布限界 (Fig. 4の破線) を基準にとって示した。高角断層モデルでは、低潮位の場合のみ、いずれの測線も分布限界まで浸水が達しない (Fig. 9)。平均潮位の場合には測線Fのみ浸水しないが、分布限界との差は200m未満である。高潮位および滑り量6.6m以上の場合には、全ての

測線で分布限界以上の浸水となる。高角断層モデルでは海岸の津波高が小さいが、地震により30~50cmの地盤沈降が起こるため、低角・やや深発断層モデルと同様の浸水域になると考えられる。この場合、滑り量によって沈降量が増すため、浸水域の変化量が大きくなりやすいと考えられる。低角・やや深発断層モデルでは、低潮位の場合、分布限界まで浸水するのは測線DとEのみである (Fig. 10)。平均潮位の場合には、高角断層モデルと同様、測線Fのみ浸水せず、分布限界との差は200m未満である。高潮位および滑り量6.6m以上の場合も、高角断層と同様、全ての測線で分布限界以上の浸水となる。低角・やや浅発断層モデルでは、いずれのケースも分布限界まで浸水しない測線が残る (Fig. 11)。特に、測線BとFでは、潮位と滑り量によらず浸水が分布限界に達しない。低角・やや浅発断層モデルで断層幅を増加させると、幅100kmでは幅85kmの場合よりも遡上距離が増大するが、幅をそれ以上にしても浸水域は変化しない (Fig. 12)。いずれの場合も、測線BとFで分布限界まで浸水しない。

潮位による浸水域の変化が最も小さいのは低角・やや深発断層モデルである。他の2つの断層モデルでは潮位による変動が大きく、その変化パ

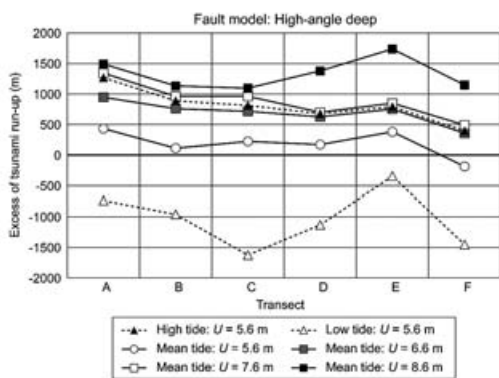


Fig. 9 Excess of the calculated run-up distance over the distribution limit of the tsunami deposit (measured perpendicular to the paleo-coastline). Result of the high-angle deep fault model. U: fault displacement given to the model. A~F: Transects in Fig. 4.

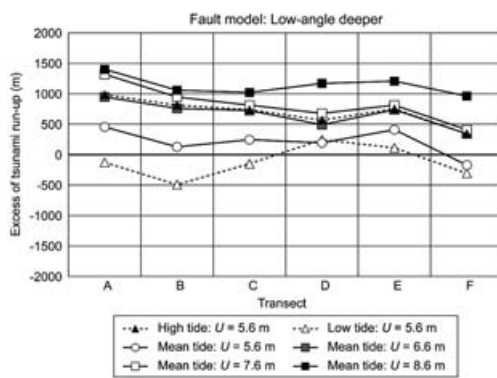


Fig. 10 Excess of the calculated run-up distance over the distribution limit of the tsunami deposit (measured perpendicular to the paleo-coastline). Result of the low-angle deeper fault model. U: fault displacement given to the model. A~F: Transects in Fig. 4.

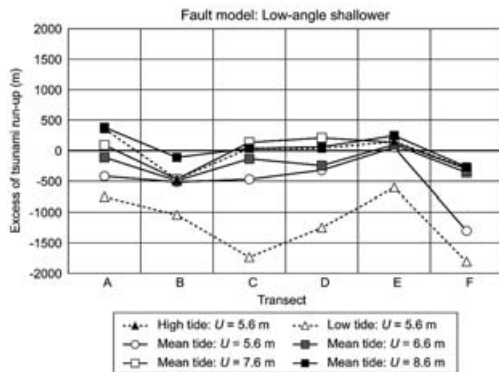


Fig. 11 Excess of the calculated run-up distance over the distribution limit of the tsunami deposit (measured perpendicular to the paleo-coastline). Result of the low-angle shallower fault model. U: fault displacement given to the model. A~F: Transects in Fig. 4.

ターンも異なる。高角断層モデルは、低角・やや深発断層モデルと較べて、潮位による浸水域の変動が大きく、低潮位時と高潮位時の遡上距離の差は2 km程度である。低角断層モデルでは、この遡上距離の差はおおむね1 km前後であるが、深発・浅発でパターンが異なる。浅発断層モデルでは潮位による遡上距離の変動幅が比較的大きく、0.5~1.5 kmである。これらのことは、津波当時の潮位を限定しない場合、断層面の位置によって滑り量の推定精度に差が生じることを示していると考えられる。

滑り量5.6~7.6 mでの遡上距離およびその変化パターンは、高角断層モデルと低角やや深発断層モデルではほぼ同じで、分布限界よりも1.0~1.5 km内陸まで浸水する。滑り量を8.6 mにすると、測線D~Fでの遡上距離は高角断層モデルの方が大きくなる。低角・やや浅発断層モデルは上の2つのモデルと異なり、同じ滑り量に対する遡上距離が小さく、変化量も小さいため、分布限界まで浸水させるためには、滑り量をかなり大きくする必要があると考えられる。なお、断層幅については、幅100 km以下のケースについて、浸水域から評価できると考えられる。

検討した各ケースで、津波堆積物分布を完全に

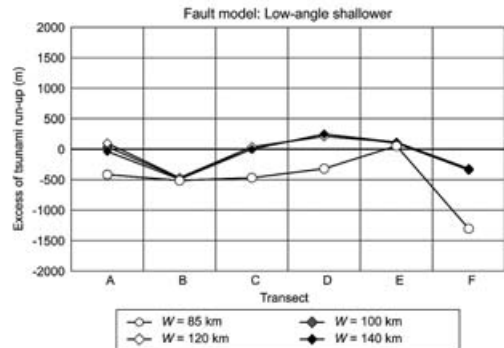


Fig. 12 Excess of the calculated run-up distance over the distribution limit of the tsunami deposit (measured perpendicular to the paleo-coastline). Result of the low-angle shallower fault model. U: fault displacement given to the model. A~F: Transects in Fig. 4.

説明できるのは、高角断層モデルと低角・やや深発断層モデルのうち、高潮位・滑り量5.6 mまたは平均潮位・滑り量6.6 m以上の場合である。滑り量6.6 mでは、分布限界との差は500~1,000 mとなる。また、平均潮位・滑り量5.6 mの場合、過不足はあるものの、分布限界との差が最も小さくなり(500 m以内)、堆積物分布をほぼ説明できる。

4.5 掃流力

高潮位・滑り量5.6 mと、平均潮位・滑り量6.6 m~7.6 mのケースでは、高角断層モデルと低角・やや深発断層モデルで、ほぼ同じ浸水分布となる。貞観地震の発生日を考慮すると、津波発生時に海面高が朔望最高潮位付近にあった可能性は小さい。また、仙台平野で貞観地震に伴う地盤沈降が生じていない可能性、および津波堆積物が汽水性珪藻殻を含有することを考慮すると、高角断層モデルよりも低角・やや深発断層モデルが妥当と考えられる。そこで、低角・やや深発断層モデルで平均潮位の場合について、津波堆積物分布をほぼ説明できる(堆積物分布と浸水域の差が小さい)滑り量5.6 mのケースと、津波堆積物を完全に説明できる(差が大きい)滑り量6.6 mのケー

スで、浸水限界を評価する。なお、本研究では、津波遡上時の摩擦力（掃流力）最大値の分布を、津波前の地表（津波堆積物基底面の境界）での浸食構造の有無、および仙台平野の地盤データ（表層堆積物の限界掃流力）に基づいて推定し、計算結果の評価基準とした（Table 2）。具体的には、仙台平野の表層堆積物の粘着力の値 $0.13 \sim 0.24 \text{ kg/m}^2 = 1.27 \sim 2.35 \text{ N/m}^2$ （国土地理院，1984）を基に、Otsubo and Muraoka (1988) の有効応力と限界掃流力の関係式を用いて以下のように推定した（菅原ほか，2010）。

- (1) 浸食：底面掃流力最大値は 1.77 N/m^2 以上（少なくとも 0.99 N/m^2 以上）
- (2) 非浸食：底面掃流力最大値は 0.99 N/m^2 以下（大きくとも 1.77 N/m^2 以下）

Fig. 13に、底面摩擦力の計算値が $1 \sim 2 \text{ N/m}^2$ 、および $0 \sim 1 \text{ N/m}^2$ となる領域と、堆積物から推定した底面掃流力の分布を示した。滑り量 5.6 m では、摩擦力計算値が堆積物による推定値を上回る場所と下回る場所の両方が存在し、計算値 $1 \sim 2 \text{ N/m}^2$ の領域は津波堆積物分布限界よりも海側に存在する。また、掘削で津波前の地表面に見られなかった場所の多くは、摩擦力計算値 $0 \sim 1 \text{ N/m}^2$ の領域に含まれる。一方、滑り量 6.6 m では、摩擦力計算値が推定値を上回る場所が多く、計算値 $1 \sim 2 \text{ N/m}^2$ の領域が津波堆積物分布限界付近の内陸に存在する。また、掘削で津波前の地表面に見られなかった場所の多くが、摩擦力計算値 $1 \sim 2 \text{ N/m}^2$ 以上となる領域に含まれる。両モデルを比較すると、滑り量 5.6 m の結果が堆積物調査による推定（Table 2）に近く、滑り量 6.6 m の結果は過大評価となっている可能性が高い。

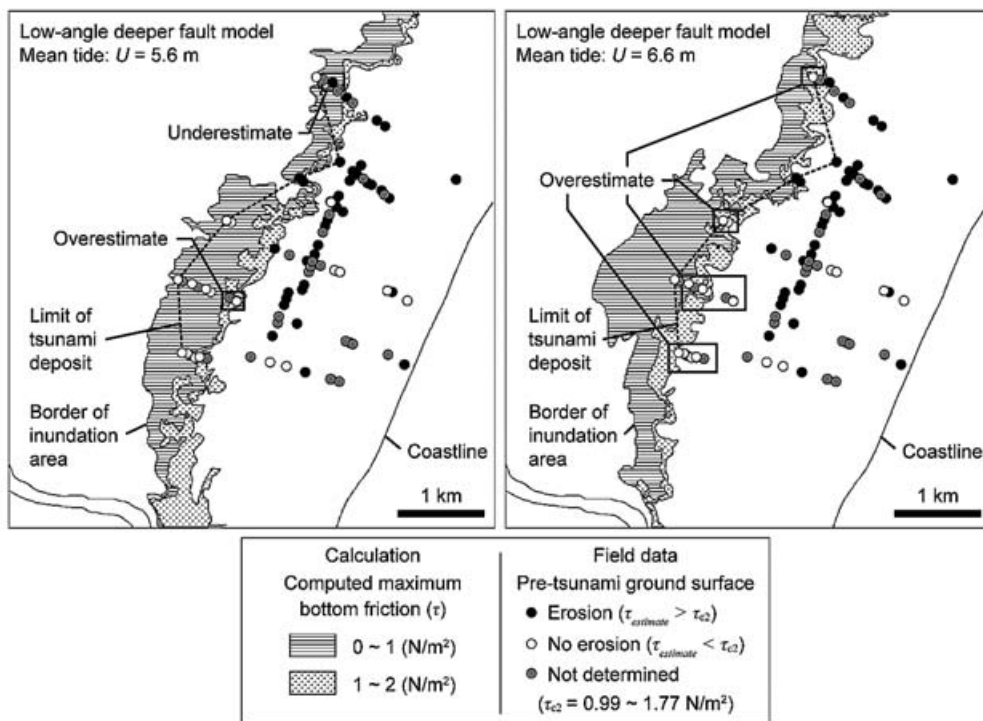


Fig. 13 Calculated maximum bottom friction (τ) and estimated value of bottom shear stress ($\tau_{estimate}$) acted on the pre-tsunami ground surface. Results by Low-angle deeper fault model (mean tide, fault displacement (U): 5.6 and 6.6 m, fault width (W): 85 km).

底面摩擦力の計算値は、地盤データから推定した値と比較できる範囲にあるが、本評価方法の問題として次の3つが考えられる。(1)津波前地表の浸食を識別することの妥当性：浸食構造が堆積後に変化・消失した場合、浸水域を過小評価することになる。また、識別にあたっては、現場での一貫性のある基準が必要と考えられる。(2)表層堆積物の限界掃流力の分布：現在においては場所と堆積物の組成、貞観当時においては圧密・当時の植生によって変化すると考えられ、これらの要素が推定値にどのような影響を及ぼすのか把握する必要がある。(3)底面摩擦力の計算値の妥当性：津波浸水計算で用いられる浅水理論では、摩擦項は等流を仮定した等価粗度で評価される。本評価で用いた底面摩擦力の最大値は、非定常性の極めて高い場合の瞬間値である。実際の津波との差を把握する必要があると考えられる。

5. 結論

本研究では、数値シミュレーションによる過去の津波像を復元する手法を検討し、その結果を貞観津波に適用して、波源モデル(断層パラメータ)の推定を行った。特に、波源の位置、潮位、滑り量による浸水域の変化を検討した。

潮位に対する浸水域の変化パターンは、波源域によって異なる。特に高角断層モデルでは、潮位による浸水域の変化範囲が最も大きく、潮位が不定の場合、他の断層パラメータの推定値への影響が大きいと考えられる。上と同様に、滑り量に対する浸水域の変化パターンも、波源域によって異なる。浸水距離の変化量は、高角断層と低角・やや深発断層モデルで同じ程度である。低角・やや浅発断層モデルではそれよりも小さく、このモデルで貞観津波の浸水域を説明する場合には、滑り量の推定値と不確実性の範囲はかなり大きくなると考えられる。幅100km以上の断層モデルでは浸水域が変化しなかったため、津波堆積物に基づく貞観地震の断層幅の推定は、幅100km以下の場合についてのみ可能と考えられる。

高角断層モデルと低角・やや深発断層モデルのうち、高潮位・滑り量5.6mと、平均潮位・滑り

量6.6~8.6mのケースで、津波堆積物の分布を完全に説明できる浸水域となる。また、平均潮位・滑り量5.6mでも堆積物分布をほぼ説明できる。貞観地震の発生日を考慮すると、津波発生時に海面高が朔望最高潮位付近にあった可能性は小さい。仙台平野で地震に伴う地盤の沈降が無かったと仮定し、津波堆積物が汽水性珪藻殻を含有することも考慮すると、高角断層モデルよりも低角・やや深発断層モデルが妥当と考えられる。更に、堆積物から推定した水量(限界掃流力)の分布から判断すると、滑り量6.6mは過大評価であり、5.6mをやや上回る程度であると考えられる。

謝辞

本研究のうち、現地調査に関する部分は、東北大学グローバルCOEプログラム『変動地球惑星学の統合教育研究拠点』および科研費基盤B(津波の引き波による堆積作用の解明と古津波検出法の確立、代表者：箕浦幸治、課題番号20310101)、数値計算部分は、科研費基盤A(ミレニアム津波ハザードの総合的リスクと被災後の回復過程の評価、代表者：今村文彦、課題番号22241042)の援助のもと行なわれた。堆積物の掘削調査に際しては、東北大学大学院理学研究科の酒井孝幸博士、長澤雅俊氏、田村雄大氏に多大なご協力を頂いた。国土交通省・東北地方整備局・仙台河川国道事務所からは、レーザープロファイラ計測による仙台平野の地形データの提供、並びにその使用許可を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

参考文献

- 阿部 壽・菅野喜眞・千釜 章：仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定、地震 第2輯, Vol. 43, pp. 513-525, 1990.
- 伊藤晶文：仙台平野における歴史時代の海岸線変化、鹿児島大学教育学部研究紀要 自然科学編 Vol. 57, pp. 1-8, 2006.
- 後藤和久・藤野滋弘：2004年インド洋大津波後の津波堆積物研究の課題と展望、地質学雑誌, Vol. 114, pp. 599-617, 2008.
- 羽鳥徳太郎：貞観11年(869年)宮城多賀津波の推定

- 波源域, 月刊海洋(号外), Vol. 15, pp.167-171, 1998.
- 今村文彦・後藤和久: 過去の災害を復元し将来を予測するためのアプローチ-津波研究を事例に-, 第四紀研究, Vol. 46, No. 6, pp. 491-498, 2007.
- IUGG/IOC TIME PROJECT: IOC Manuals and Guides, No.35, UNESCO, 1997.
- 河野幸夫・村上 弘・今村文彦・箕浦幸治: 貞観津波と海底潜水調査, 東北地域災害科学研究, Vol. 36, pp. 115-122, 2000.
- 国土地理院:沿岸海域基礎調査報告書(仙台湾地区), 国土地理院技術資料 D・3-No. 51, 1984.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫: GISを使用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, Vol. 45, pp. 356-360, 1998.
- 松本秀明・伊藤晶文: 宮城県沖積平野における後氷期の海面変動, 日本地理学会発表要旨集 Vol. 53, pp. 392-393, 1998.
- 松本秀明・野中奈津子: 七北田川下流沖積低地における完新世後期の潟湖埋積と自然堤防の形成, 宮城県文化財調査報告書第204集, pp. 2-9, 2006.
- Minoura, K. and S. Nakaya: Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan, *Journal of Geology*, Vol.99, No.2, pp.265-287, 1991.
- Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono and T. Iwashita: The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.23, pp.83-88, 2001.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira and Y. Kaneda: Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, Vol. 407, pp.165-188, 2005.
- 村松郁栄: 震度分布と地震のマグニチュードの関係, 岐阜大学教育学部研究報告 自然科学, Vol. 4, pp. 168-176, 1969.
- 日本海洋データセンター, 潮汐観測(毎時潮高)データ, http://www.jodc.go.jp/data/tide/sea-level_j.html, 2010年5月12日.
- Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.75, pp.1135-1154, 1985.
- Otsubo, K. and K. Muraoka: Critical shear stress of cohesive bottom sediments, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.114, pp.1241-1256, 1988.
- 佐竹健治・七山 太・山木 滋: 17世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル, 活断層・古地震研究報告, Vol. 3, pp. 315-362, 2003.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋: 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, Vol. 8, pp. 71-89, 2008.
- Sato, R.: Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, *Jour. Phys. Earth*, Vol.27, pp.353-372, 1979.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・AUNG Than Tin・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝: ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亶理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, Vol. 7, pp. 47-80, 2007.
- 澤井祐紀・宍倉正典・小松原純子: ハンドコアラを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亶理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, Vol. 8, pp. 17-70, 2008.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG Than Tin・石山達也・藤原 治・藤野滋弘: 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, Vol. 7, pp. 31-46, 2007.
- Shuto, N., C. Goto and F. Imamura: Numerical simulation as a means of warning for near-field tsunamis, *Coastal Engineering in Japan*, Vol.33, No.2, pp.173-193, 1990.
- 菅原大助・箕浦幸治・今村文彦: 西暦869年貞観津波による堆積作用とその数値復元, 津波工学研究報告, Vol. 18, pp. 1-10, 2001.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治: 過去の津波像の定量的復元-貞観津波の痕跡調査と古地形の推定について, 津波工学研究報告, Vol. 27, pp. 103-132, 2010.
- 高橋成実・三浦誠一・鶴 哲郎・小平秀一・仲西理子・金田義行・朴 進午・阿部信太郎・西野 実・日野亮太: 東北日本弧前弧域の地震波速度構造, 地球惑星関連学会合同大会講演要旨, 2000.
- 東京大学地震研究所: 地震予知のための新たな観測

- 研究計画（第2次）、平成17年度年次報告（課題番号1403）、2005.
- 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]、東京大学出版会、493p., 1996.
- 渡邊偉夫：日本被害津波総覧 第2版、東京大学出版会、238p., 1998.
- 渡邊偉夫：869（貞観11）年の地震・津波と推定される津波の波源域、津波工学研究報告, Vol. 17, pp. 27-37, 2000.
- 渡邊偉夫：伝承から地震・津波の実態をどこまで解明できるか－貞観十一年（869年）の地震・津波を例として－、歴史地震, Vol. 17, pp. 130-146, 2001.

（投稿受理：平成22年7月26日
訂正稿受理：平成22年11月15日）