

## 17世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討

### Reconsideration of the 17<sup>th</sup> century Kuril multi-segment earthquake

岡村行信<sup>1</sup>・行谷佑一<sup>1</sup>

Yukinobu Okamura<sup>1</sup> and Yuichi Namegaya<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, okamura-y@aist.go.jp)

**Abstract:** The magnitude of the 17<sup>th</sup> century Kuril multi-segment earthquake was estimated to be Mw 8.4 to 8.5, assuming that the distributions of the tsunami deposits in East Hokkaido coasts roughly indicate tsunami inundation areas. However, the tsunami caused by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) indicated that tsunami inundation areas are wider than distribution of tsunami deposits, suggesting that the Kuril multi-segment earthquake could be larger than Mw 8.5. If the Kuril multi-segment earthquake was larger than Mw 8.5, the tsunami is expected to have been recorded in documents along the Tohoku area. The 1611 Keicho-Sanriku-tsunami is the largest historical tsunami in 17th century along the Pacific Tohoku coast and there is a possibility that the tsunami came from the Kuril trench. Tsunami simulations indicate that the Kuril multi-segment earthquake needs to be as large as Mw 8.9 to generate the tsunami height comparable to those based on historical records of the 1611 Keicho-Sanriku-tsunami. Further studies of the Kuril multi-segment earthquake are necessary, but the earthquake could be larger than that inferred before.

**キーワード:** 巨大津波, 連動型地震, 千島海溝, 1611年慶長三陸津波

**Keywords:** giant tsunami, multi-segment earthquake, Kuril trench, 1611 Keicho-Sanriku-tsunami

#### 1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震はそれまで知られていた日本周辺海域における海溝型地震の規模を大きく越えた。同地震の前から、平安時代に仙台平野を襲った西暦869年貞観地震が注目され、その津波堆積物の調査が行われていた(例えば、阿部ほか, 1990; Minoura and Nakaya, 1991)。その結果、仙台湾沿岸から福島県北部の平野で広域的に津波堆積物が見つかり(澤井ほか, 2006; 澤井ほか, 2007; 宍倉ほか, 2007など)、その分布域を津波浸水域と見なして津波波源モデルを構築し、Mw8.4以上の地震であったと推定されていた(佐竹ほか, 2008; 行谷ほか, 2010; 宍倉ほか, 2010)。しかしながら、実際に発生した東北地方太平洋沖地震はMw9.0で、津波堆積物の分布域に基づいて予想された地震規模よりかなり大規模であった。

一方、千島海溝でも北海道東部の津波堆積物の分布域から17世紀に発生した先史時代の連動型地震の存在が明らかになっており、その規模はMw8.4~8.5程度と推定されている(Nanayama *et al.*, 2003; Satake *et al.*, 2008)。その波源の推定は貞観地震の規模の推定と同じ考え方で行われているため、千島海溝の連動型地震の規模も実際に発生した地震及び津波規模を過小評価している可能性が高い。本報告では、東北地方太平洋沖地震を参考に、17世紀に発生した千

島海溝の連動型地震の規模が更に大きかった可能性について検討する。

#### 2. 千島海溝の連動型地震

千島海溝南西部では、十勝沖地震や根室沖地震が数十年から100年程度の間隔で発生することが知られている。地震の規模はマグニチュード8前後で、沿岸域では津波の被害も発生している(佐竹ほか, 2003など)。しかしながらそれらの津波浸水域よりかなり内陸で津波堆積物が発見され、歴史上知られていない巨大津波が過去に発生していたと推定されるようになった(平川ほか, 2000; 七山ほか, 2000など)。

最後の巨大津波は17世紀に北海道沿岸を襲ったと推定され、平川ほか(2002)は1611年に三陸地方を襲った慶長三陸津波と同じ波源であると推定した。また、平川ほか(2000)は後期更新世の段丘面上まで津波堆積物が分布することを見出し、最大で標高17mまで分布すること、津波の遡上高はそれよりも高いことも指摘している(平川ほか, 2002; 平川, 2006)。

一方、Nanayama *et al.* (2003)は、十勝沖地震と根室沖地震の震源域が同時破壊する連動型地震によって、道東沿岸域の平野や湿原域の津波堆積物分布域まで津波が浸水することを示した。この連動型地震

のマグニチュード ( $M_w$ ) は 8.4 と推定されているが、その推定の際には津波堆積物の分布域が津波浸水域とほぼ同じという前提で、計算されている。津波浸水域が津波堆積物の分布域より広いという観察事実 (宍倉, 2011, Goto *et al.*, 2011) を考慮すれば、地震規模は更に大きくなるはずである。

また、Nanayama *et al.* (2003) の断層モデルは海溝に沿った津波地震の領域を含んでおらず、プレート境界の深度が 17~51 km の範囲を震源域と考えている。もし、東北地方太平洋沖地震と同じように、プレート境界浅部での大きな滑りも同時に発生すると、千島海溝の津波規模がさらに大きくなると考えられる。

千島海溝南西部で  $M_w 8.4$  を大きく上回る地震が発生すると、その津波は東北地方北部の沿岸域にも達して津波被害が生じると考えられる。千島海溝の連動型地震は 17 世紀に発生したと考えられることから、その津波による被害が三陸海岸で記録されているかどうかの確認がなされている (佐竹ほか, 2003)。17 世紀に三陸海岸に大きな津波が達したのは、1611 年慶長三陸津波と 1677 年延宝三陸津波である (都司・上田, 1995)。しかしながら、2 つの地震は震源が三陸沖であるとして除外された (佐竹ほか, 2003)。それ以外には明らかな津波被害の記録はないことから、Nanayama *et al.* (2003) の千島海溝の連動型地震によって発生した津波の三陸海岸における波高は 4 m を越えていないと推定された。この前提が、連動型地震モデルの上限を決めている。言い換えると、千島海溝の連動型地震が  $M_w 8.4$  を大きく越える規模であったなら、三陸海岸で津波被害が発生し、歴史記録に残る可能性が高いはずである。そうすると、1611 年慶長三陸津波か 1677 年延宝三陸津波が千島海溝に波源を持つ可能性が考えられる。2 つの津波の中でも、1611 年慶長三陸津波は三陸沖に波源を考えるには不可解な点がいくつかある。

### 3. 1611 年慶長三陸津波

慶長三陸津波に関しては、歴史記録が多く残されている。まず、この津波襲来前に、江戸を含む広い範囲で揺れが感じられ、東北地方でやや強い揺れがあったが地震動による大きな被害はなかったと考えられている (都司・上田, 1995)。一方津波は、三陸海岸で 10 から 20 m に達し (羽鳥, 1975)、仙台平野でも現在の仙台市荒浜地区のいくつかの集落は壊滅的な被害を受けており、かなり内陸まで浸水したことが明らかになっている (都司・上田, 1995)。また、松前藩の記録によると道東で津波によって多くの犠牲者が出たことが記されている。このように、仙台平野から北海道まで広範囲に津波被害があったことがわかる。

仙台平野では、慶長三陸津波によって形成された

可能性がある津波堆積物が数地点で見つまっている (澤井ほか, 2007; 宍倉ほか, 2007 など)。しかし、慶長三陸津波の時期に堆積した地層は地表付近に分布し、また平野のほとんどが水田利用されているため、耕作時に人工的に擾乱を受けていることが多い。従って、この堆積物の正確な分布域を推定することは困難である。

慶長三陸津波とほぼ同じタイプの地震であったと考えられているのが、2 万人以上が犠牲となった 1896 年明治三陸津波である。しかしながら、1896 年明治三陸津波による被害は、北海道東部で 3~4 m 程度と推定され、犠牲者も数名である (渡辺, 1998)。また、仙台平野でも大きな浸水は知られていない。これらの比較から、慶長三陸津波の被害範囲は、明治三陸津波のそれよりも北側にも南側にも広がったと推定される。

都司・上田 (1995) は、1611 年慶長三陸津波の宮古における歴史資料から、最も大きい地震の揺れの 4 時間程度後に慶長三陸津波が来襲と推定しているが、一般的に、江戸時代初期の時間精度には 2 時間程度の誤差があり得る。また、小規模な地震はかなり多く発生していたようであることから (都司・上田, 1995)、津波を発生させた地震と津波の正確な時間差はわからない。三陸沖で地震が発生した場合には、30 分程度で津波が到達すると考えられることから、三陸沖を震源とすると、地震と津波の時間差を説明しにくい。都司・上田 (1995) は、地震発生後しばらく時間が経過してから海底地すべりが発生した可能性を指摘しているが、地震後 3 時間以上たった後に地すべりが発生したというのもしも不自然である。

地震の揺れと津波の到達時間の差を説明するには、震源を三陸沖からさらに遠くに置く必要がある。北海道でも津波被害が大きかったことを考慮すると、三陸沖より南側では説明が困難であることから、千島海溝に波源があった可能性が十分に考えられる。千島海溝で連動型巨大地震が発生したのは、津波堆積物の年代から 17 世紀と考えられており、その地震が慶長三陸津波の原因であったと考えても不思議ではない。先に述べたように、平川・中村 (2002) は、北海道の巨大津波が 1611 年慶長三陸津波であると推定している。少なくとも地震の揺れと津波到達時間との差、北海道での津波被害の大きさは千島海溝が波源であると考えたほうが、説明がつきやすいと考えられる。

### 4. 連動型地震モデルの再検討

千島海溝の連動型地震の規模を大きくした場合に、慶長津波の規模を再現できるかどうかを数値モデルで再現した。

Satake *et al.* (2008) は、千島海溝の連動型地震の断層モデルとして、第 1 図のように 2 枚の断層、す

なわち根室側に断層の長さ 200 km, 幅 100 km, すべり量 5 m の断層 (断層 N) と十勝側に長さ 100 km, 幅 100 km, すべり量 10 m の断層 (断層 T) を設置した. この断層モデル (Mw8.5) による計算津波浸水域は, Nanayama *et al.* (2003) で報告された津波堆積物の位置をおおむね包含する. 本研究ではこの断層モデル (M1 モデルとする) と, M1 モデルのすべり量を 3 倍 (断層 N: 15 m, 断層 T: 30 m) にした M3 モデル (Mw8.9) を検討した. これらの 2 種類のモデルから, 三陸海岸ならびに仙台平野を来襲する津波を計算し, 慶長津波の歴史記録と比較した. 津波計算や用いた地形の詳細は, 貞観津波の計算を行った佐竹ほか (2008) に準じ, 津波発生から 6 時間の津波伝播を計算した. ただし, 仙台平野の地形については, 阿武隈川河口から名取川河口までを走る貞山堀 (木曳堀) が 1600 年代初頭には着工されていることから, 慶長津波の来襲時の汀線の位置は現在の汀線の位置と同じであると仮定した. 陸上地形については日本地図センターが発行する数値地図 50 m メッシュ (標高) を用い, 海底地形については日本水路協会が発行する海底地形デジタルデータ M7000 シリーズを用いた.

第 2 図は三陸海岸における計算津波高さと, 羽鳥 (1975) により推定された慶長津波の高さを表した図である. 北海道東部の津波堆積物の位置まで浸水する M1 モデルでは, 宮古よりも北側でおおむね 3~4 m 程度の津波高さ, 南側でそれより小さい 2~3 m 程度の津波高さとなった. 慶長津波の高さと比較するとすべての地点で計算津波高さが小さな値となっている. 一方, M3 モデルでは, 当然のことながら, M1 モデルの津波高さのおおむね 3 倍程度になっており, 船越湾を除いて慶長津波の高さをおおむね説明できている.

第 3 図は仙台平野における計算津波浸水域と, 歴史資料から推定される慶長津波の浸水集落の地点を表す (都司・上田, 1995). これらの集落は三本塚および下飯田と呼ばれ, 現汀線から約 2.5 km 程度内陸に位置する. この図から, M1 モデルでは陸上にほとんど浸水しないが, M3 モデルでは三本塚集落まで浸水することがわかる.

以上のような数値計算から, 17 世紀の千島海溝で発生した連動型地震が 1611 年の慶長津波の原因であったならば, 今まで考えられていた同地震の滑り量を 3 倍程度にする必要がある. ただし, 波源が千島列島側 (北東側) まで延びていた可能性や, 海溝付近の浅いプレート境界で大きく滑った可能性なども検討する必要がある. さらに, 津波計算に使用した地形データは現在の地形をもちいていることや, 三陸側では遡上計算を検討していない問題点がある. また, 本論文で検討したモデルでは宮古における津波の第一波到達時間は, 地震発生から約 50 分と計算される. これは三陸沖に波源を設置した場合よりも

長い, 都司・上田 (1995) が指摘した到達時間よりもかなり短い.

このように, 1611 年三陸慶長津波の波源を 17 世紀の千島海溝の連動型地震と結論するにはいくつかの課題が残されており, 今後の検討が必要である.

## 5. 連動型地震に伴う津波規模の推定

津波堆積物は連動型巨大地震の震源域に近い海岸平野で明瞭に残されている. 北海東部と宮城・福島県の平野部では津波堆積物の調査が詳しく行われ, それぞれ千島海溝と日本海溝で発生した連動型地震による巨大津波の規模が推定されてきた. しかしながら, 波源近傍での津波堆積物を用いた津波規模の推定は, 上限が決めにくいという事情がある. その原因の一つは, 津波堆積物の分布域より津波の浸水域が広いが (宍倉, 2011, Goto *et al.*, 2011), その差を正確に推定することが困難であったことである. もう一つは, 仙台平野の幅が海岸から 5 km 程度しかなく, それ以上の浸水が起こりにくいことが挙げられる. 仙台平野でも北海道東部の平野域でも, 標高の低い低地の内陸縁まで津波が達していることが多く, それ以上津波浸水域が広がりにくい. そのため, 津波規模の差が浸水域の差として見えにくくなる.

このような場合, 波源域に面した海岸域よりも離れた海岸域における津波浸水に関する情報が存在すれば, 波源規模の上限を決める有効な情報として活用できる可能性がある. 仙台平野に慶長三陸津波起源と推定できる津波堆積物が存在することは既に述べた通りである. そして, 千島海溝の連動型地震が, 慶長三陸津波の波源であった可能性も十分に考えられる. 仙台平野の津波堆積物が千島海溝で発生した津波によって形成されたものであれば, 千島海溝の連動型地震規模の上限を推定する情報となる. 千島海溝の連動型地震に限らず, 津波波源域付近だけでなく広域的に津波堆積物調査を行うことによって, 過去の津波波源規模の推定精度を向上させることができることが期待される. そのためには, 津波堆積物の対比を精度よく行うため, 年代測定精度を更に高める必要がある.

## 6. 千島海溝連動型地震の再検討

千島海溝の連動型地震は 500 年間隔地震として, 中央防災会議による千島海溝の津波想定にも採用されている. しかしながら, その後の精度の高い年代測定によって津波堆積物の形成年代は, 100 年から 800 年と, かなりばらつきがあることと, 平均発生間隔も 400 年前後であることが明らかになっている (Sawai *et al.*, 2009). もし千島海溝の最後の連動型地震が 1611 年であったとすると, 既に 400 年が経過しており, そろそろ発生してもおかしくない時期になっている. さらに, GPS 観測でも, 東北地方太平洋沖

地震前に日本海溝沿いで観察された固着域と同規模の固着域が千島海溝沿いでも観測されていることから (Suwa *et al.*, 2006 ; Hashimoto *et al.*, 2009), 着実に地震のエネルギーは蓄積されている。

東北地方太平洋地震の発生を受けて, 千島海溝の連動型地震の規模が過小評価されている可能性を指摘した。17世紀の千島海溝連動型地震がどのような地震であったか解明できていない点も多いが, 次の地震の発生まで十分に時間があると言えないこと, 地震の規模は Mw8.5 よりかなり大きくなる可能性があることを指摘しておきたい。

**謝辞** 本報告の作成に当たっては, 活断層・地震研究センター海溝型地震履歴研究チームの宍倉正展研究チーム長, および澤井祐紀主任研究員から有益なコメントを頂いた。また, 査読者の谷川晃一朗特別研究員には原稿の不備を指摘して頂いた。

## 文 献

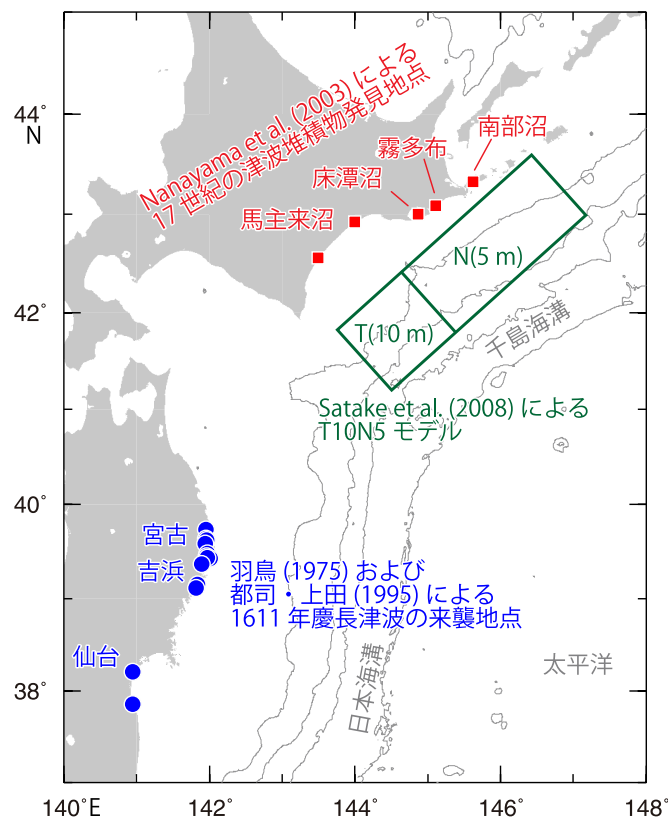
- 阿部 壽・菅原喜貞・千釜 章 (1990) 仙台平野における貞観 11 年 (869 年) 三陸津波の痕跡高の推定, 地震, 43, 513-525.
- Goto, K., Chagu'e-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Suguwara, D., Szczuci'nski, W., Tappin, D. R., Witter, R., Yulianto, E. (2011) New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event, *Marine Geology*, 290, 46-50, doi:10.1016/j.margeo.2011.10.004
- Hashimoto, C., Noda, A. Sagiya, T. and Matsu'ura, M. (2009) Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2, 141-144, doi:10.1038/ngeo421.
- 羽鳥徳太郎 (1975) 三陸歴史津波の規模と推定波源, 東京大学地震研究所彙報, 50, 77-86.
- 平川一臣・中村有吾・原口 強 (2000) 北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔, 月刊地球号外, 28, 154-161.
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2002) 十勝地方太平洋沿岸地域の巨大古津波, 月刊地球号外, 31, 92-98.
- 平川一臣 (2006) 古津波調査における地形の重要性, 月刊地球号外, 54, 36-41.
- Minoura, K., Nakaya, S. (1991) Trances of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology* 99, 265-287.
- 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋 (2010) 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 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, No.10, 1-21.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・古川竜太・広田 勲・牧野彰人・野島順二・小板橋重一・石井正之 (2000), 千島海溝沿岸域, 霧多布湿原において確認された巨大地震津波イベント, 月刊地球, 号外, 28, 139-146.
- Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B. F. Atwater, K. Shigeno, and S. Yamaki (2003), Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, 424, 660-663, doi:10.1038/nature01864.
- 佐竹健治・七山 太・山木 滋 (2003) 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, No.3, 315-362.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋 (2008) 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, No.8, 71-89.
- Satake, K., Nanayama, F., Yamaki, S. (2008): Fault models of unusual tsunami in the 17<sup>th</sup> century along the Kuril trench. *Earth Planets Space*, 60, 925-935.
- 澤井祐紀・岡村行信・宍倉正展・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎 (2006) 仙台平野の堆積物に記録された歴史時代の巨大津波 - 1611 年慶長三陸津波と 869 年貞観津波の浸水域 -, 地質ニュース, 624, 36-41.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Ting Aung・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 (2007) 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・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.7, 47-80.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K. H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J., Aung, T. T. (2009) Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01319, doi:10.1029/2007JB005503
- 宍倉正展 (2011) 津波堆積物からみた 869 年貞観地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震について, 日本地震学会ニュースレター, v.23, no.3.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原 治・藤野滋弘 (2007) 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, No.7, 31-46.
- 宍倉正展・澤井祐紀・行谷佑一・岡村行信 (2010) 平安の人々が見た巨大津波を再現する - 西暦 869 年貞観津波 -, AFERC ニュース, No.16/2010 年 8 月号.
- 菅原大介・箕浦幸治・今村文彦 (2001) 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, 18, 1-10.

Suwa, Y., Miura, S., Hasegawa, A., Sato, T. and Tachibana, K. (2006) Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.

都司嘉宣・上田和枝 (1995) 慶長 16 年 (1611), 延宝 5 年 (1677), 宝暦 12 年 (1763), 寛政 5 年 (1793), および安政 3 年 (1856) の各三陸地震津波の検証. *歴史地震*, 11, 75-106.

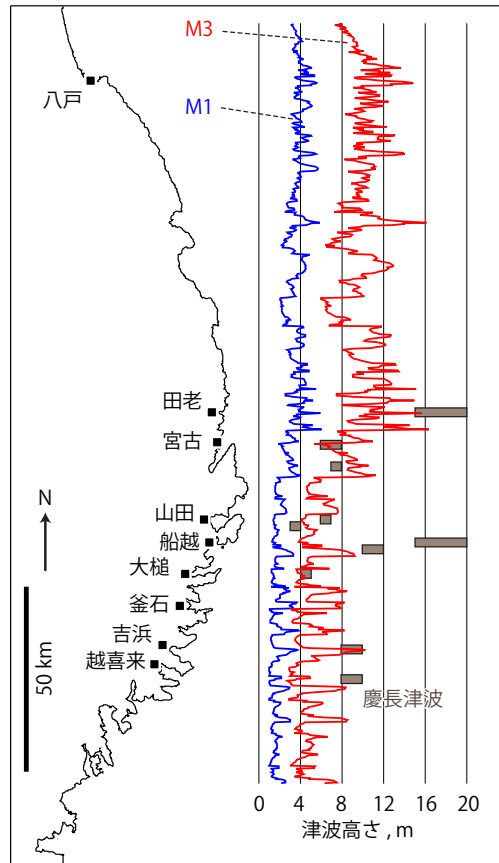
渡邊偉夫 (2000) 貞観十一年 (869 年) 地震・津波と推定される津波の波源域, *歴史地震*, 16, 59-77.

(受付: 2011 年 11 月 28 日, 受理: 2011 年 12 月 2 日)

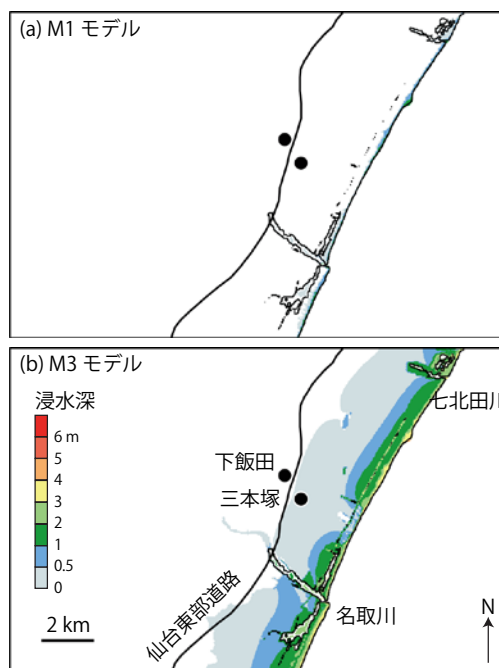


第 1 図. 17 世紀の津波堆積物が発見された地点 (赤四角印) とその津波堆積物の位置まで浸水させる断層モデル (緑矩形). 青丸印は 1611 年慶長三陸津波の歴史記録が残る地点である.

Fig. 1. Map showing the location of tsunami deposits in Hokkaido (red square) and the tsunami source model (green rectangles) which generate tsunami that inundate to the location of the tsunami deposits. Blue circles show the location of historical records of the 1611 Keicho-Sanriku-tsunami.



第2図. 計算津波高さ分布と慶長三陸津波による高さ(グレーのバー, 羽鳥, 1975)の比較図. 青線はM1モデルによる津波高さを表し, 赤線はM3モデルによる津波高さを表す.  
 Fig. 2. Comparison of tsunami height along the Sanriku coast. Gray bars are height of the 1611 Keicho-Sanriku-tsunami (Hatori, 1975). Blue and red lines indicate the tsunami calculated from the M1 and M3 models respectively.



第3図. (a) M1モデルによる仙台湾北部の計算津波浸水域と慶長津波による浸水集落の位置(都司・上田, 1995)の比較図. (b) M3モデルによる比較図.  
 Fig. 3. Map showing calculated tsunami inundation areas based on the tsunami source models and villages which were inundated by the 1611 Keicho-Sanriku Tsunami. (a) M1 model, (b) M3 model.