

## 平成 24 年度年次報告

課題番号：1002

(1) 実施機関名：

北海道大学

(2) 研究課題（または観測項目）名：

北海道周辺の超巨大地震の発生サイクル及び震源過程の解明・プレート運動の解明による衝突帶モデルの構築

(3) 最も関連の深い建議の項目：

5. 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

(1) 超巨大地震とそれに起因する現象の解明のための観測研究

ア. 超巨大地震の発生サイクルの解明

(4) その他関連する建議の項目：

2. 地震・火山現象解明のための観測研究の推進

(1) 日本列島及び周辺域の長期・広域の地震・火山現象

ア. 列島及び周辺域のプレート運動、広域応力場

オ. 地震発生サイクルと長期地殻ひずみ

(5) 本課題の 5か年の到達目標：

本課題は、北海道周辺のプレート衝突帯を理解するために地殻変動観測等から周辺テクトニクスの解明を進めると同時に、様々な地球物理学的手法・地質学的手法を用いて千島海溝沈み込み帯で発生するプレート境界運動型巨大地震の発生過程を解明し、更に将来発生する運動型巨大地震の発生準備過程のモニタリング手法を開発することを 5か年の目標とする。この総合的研究は下記に示す 4つの柱から構成される。

●アムールプレート及びそれから派生するテクトニックブロックの運動やその境界を GPS 観測による地殻変動データや地震観測データから推定し、それらが衝突している日本海東縁部から北海道・サハリンにかけてのテクトニクスモデルを構築する。

●北海道・東北・千島列島沿岸で津波堆積物を含む地質学的調査を行い、その結果を津波数値計算によりモデル化し、過去の運動型巨大地震の震源域・規模の詳細を明らかにする。さらに、海底構造調査により運動型巨大地震の際に破壊されると考えられる千島海溝近傍のプレート境界の詳細構造を明らかにし、巨大津波の励起過程を明らかにする。

●運動型巨大地震のモニタリング手法の開発としてコーダ Q の解析から震源域での応力変化を推定する手法を開発する。更に地磁気観測からピエゾマグネ応力変化理論に基づき地殻内応力変化をモニタリングする手法を高度化する。

●横穴式ひずみ計・ボアホール式多成分ひずみ計等の連続ひずみ観測データを高精度で解析し、運動型巨大地震のプレスリップを捕える手法の高度化を進めるとともに、これらひずみ計の広帯域地震計としての性能を活用し、リアルタイム津波予測システムの手法開発を目指す。

(6) 本課題の 5か年計画の概要：

21年度：ロシア極東地域に展開されているGPS観測及びサハリン南部に展開されている地震観測を継続する。前計画で実施した南千島の津波堆積物調査サンプルの解析を進めるとともに、南千島・サハリン・北海道太平洋での巨大津波調査を継続して行う。津波数値計算を用いて過去の巨大地震の震源過程を推定するとともに、津波堆積物調査結果を数値計算に取り入れてモデル化する手法の開発を行う。コーダQの解析から応力変化を推定する手法の開発に着手する。地磁気観測を継続し、応力変化モニタリング手法について検討する。ひずみ計データを高精度で解析する手法の開発に着手する。

22年度：ロシア極東地域GPS観測・サハリン地震観測を継続、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析、過去の巨大地震の震源過程推定、海底地震観測、応力変化推定手法の開発、地磁気観測の継続、ひずみ計データ解析手法の開発を行う。

23年度：ロシア極東地域GPS観測・サハリン地震観測を継続しこまでの観測結果を解析、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析、過去の巨大地震の震源過程推定、海底地震観測結果の解析、応力変化推定手法の開発、地磁気観測による地殻内応力変化モニタリング手法高度化、ひずみ計データ解析手法の開発及び解析を行う。

24年度：ロシア極東地域GPS観測・サハリン地震観測を継続しこまでの観測結果を解析、北海道・東北地方沿岸での津波堆積物調査を実施およびデータ解析、過去の巨大地震の震源過程推定、海底構造探査の実施、応力変化推定手法の開発と応用、地磁気観測による地殻内応力変化モニタリング手法高度化、ひずみ計データ解析手法の開発及びリアルタイム津波予測への手法開発を行う。

25年度：ロシア極東地域GPS観測・サハリン地震観測結果からテクトニックモデル構築、北海道・東北地方沿岸での津波堆積物調査を継続しそれらのデータ解析から超巨大地震の発生サイクル・震源過程推定し海底構造探査の結果と合わせて巨大地震・津波発生過程を解明、地殻内応力変化モニタリング手法の確立、ひずみ計データ解析手法の開発及びリアルタイム津波予測への手法の確立。

## （7）平成24年度成果の概要：

### ●東北地方太平洋沖地震余効変動による上部マントル粘性構造に関する検討

ロシア沿海州のGPS観測網によって明瞭な余効変動が検出されている。上部マントルの粘性率を仮定し、ウラジオストクのGPS観測点における影響の見積もりを実施した。その結果、上部マントルの粘性率が $10^{18}$ Pasと $10^{19}$ Pasの場合では、今後10年間程度でもその累積変位に大きな違いが出る可能性が示された。昨年2月までのGPSによる時系列は、 $10^{18}$ Pasよりも低い粘性率を示唆するような大きな累積変位となっているが、アフタースリップの影響などが含まれている可能性があり検討を要する（図1）。今後、10年程度観測を継続することにより日本列島を含む島弧背弧系の上部マントル粘性構造が明らかになる可能性が示されたことは、広域的な変形や応力の境界条件を考える上で重要な結果である。

### ●日本海からロシア極東地域での地震波干渉法を用いた構造解析に関する検討

ロシア極東地域に展開している広帯域地震観測網のデータを用いて、地震波干渉法による地下構造情報の抽出に向けた予察的な検討を実施した。独立した12か月分の連続波形をスタックすることにより、干渉波形を得ることが出来た。また、それを用いて群速度の予備解析を実施して分散曲線を求めることができることを確認した。

### ●千島沿いに発生した過去の巨大地震の震源過程

昨年度までの津波堆積物調査研究により、17世紀の巨大津波は根室市別当賀で沿岸からの側線で15mの高さまで確認できることが明らかになった。これまで、17世紀の巨大津波を説明する断層モデルはSatake et al. (2008)により、生花苗沼・馬主来沼・床諱・霧多布・南部沼での津波堆積物調査によって明らかになった平地での津波到達範囲を説明することで推定されており、十勝沖と根室沖の運動型のプレート境界型地震(M8.5)とされてきた。しかし、平川・他(2005)が生花苗沼等の沿岸近傍の段丘上(最高18m)で発見されていた津波堆積物等は全て説明することはまだできていない。本研究では、これまで得られた根室市別当賀の津波到達地点や平川・他(2005)が示している沿岸近くの段丘上(最高18m)の津波到達地点を説明し、かつSatake et al. (2008)が説明した津波到達範囲の全

てを説明できる断層モデルを推定する。沿岸近傍の高い津波到達地点を説明するために単純に滑り量を増加させると、平地での津波浸水範囲は広がり、Satake et al. (2008) が推定した津波到達範囲を上回り、両方を説明することができない。そこで、海溝近傍の幅 50-30km の狭いプレート境界で大きな滑りがあったと考える。そこで形成された津波の波長は短く、沿岸での高い津波波高を形成し、平地での津波浸水域は広がらない。Satake et al. (2008) が用いた津波到達範囲を含む北海道太平洋沿岸の 11 地域での津波到達範囲・地点をデータとし、それらを全て説明できる断層モデルを推定する（図 2）。その結果、Satake et al. (2008) が推定した断層モデルに加えて、海溝近傍のプレート境界に幅 30km で滑り量 25m の断層が動いたとすると上手く津波到達範囲を説明できることが明らかになった（図 3）。その結果、17 世紀の巨大地震の地震モーメントは  $1.7 \times 10^{22}$  Nm (Mw 8.8) と推定された。これは、17 世紀に北海道太平洋沖巨大地震が 2011 年東北地方太平洋沖巨大地震と同じように海溝近傍のプレート境界が非常に大きく滑ったことを示す。図 4 に示すように 1952 年十勝沖地震、2003 年十勝沖地震、や 1973 年根室半島沖地震の破壊域よりも海溝近傍で大きな滑りがあったことが示された。将来、北海道太平洋沖でも 2011 年東北地方太平洋沖巨大地震と同様の地震が発生する可能性があることを示す非常に重要な研究成果である。

### ●北海道太平洋沿岸での津波堆積物調査による成果

平成 24 年度は釧路市周辺における津波堆積物調査をおこなった。昨年度までに、浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室で詳細な津波堆積物調査をおこなってきたが、釧路付近は調査空白域となっていた。釧路市大楽毛から釧路町までの海岸線で津波堆積物分布調査をおこなった結果、釧路市鶴野の湿地（図 1。海岸線から 1.5~2km 付近）に津波堆積物が存在することが明らかになった。調査地域では、3 つの測線（西測線、中央側線、東測線）を設け、それぞれ海岸に最も近い掘削可能地点から、津波堆積物が認識できる最も内陸の地点まで、約 200m 間隔で、ハンディジオスライサーによる地質調査をおこなった（図 5）。

調査結果に基づく堆積物層序を図 6 に示す。海岸から 1400~1480m の範囲には古砂丘列が存在し比高 1m 程度の微高地になっている（C1~C3 地点及び E1 地点付近）。その内陸側で少なくとも 2 層の津波砂層（TS1 及び TS2）を記載した。TS1 は、樽前 b 火山灰（Ta-b, 西暦 1667 年）の下位数 cm に、TS2 は白頭山苔小牧火山灰（B-Tm, 約 1000 年前）の上位数 cm~10cm にある。TS1 及び TS2 はいずれも層厚 1~3mm の薄層だが、海岸から 2120m 地点（標高 5.9m）まで肉眼で識別できた。粒子画像分析装置（モフォロギ G3）による 1/16 φ スケールでの粒度分析をおこなった結果、TS1 は 1.5~2.0 φ の中粒砂、TS2 は 3.5~4.5 φ の極細粒砂～粗粒シルトを中心とする堆積物であることが分かった。TS1、TS2 は、それぞれ粒度組成によって地点ごとの対比が可能である。

昨年度までに調査した浦幌、キナシベツ、音別、厚岸、根室ではいずれも、Ta-b と B-Tm の間に 2 層の津波堆積物が存在している。釧路市鶴野で記載した TS1 及び TS2 も、この 2 層にそれぞれ対比される可能性がある。

### ●青森県三沢海岸における 2011 年東北沖地震津波堆積物の追跡調査の成果

津波堆積物の変質・保存過程（すなわち「タフォノミー」）を明らかにするため、青森県三沢海岸に分布する 2011 年東北地方太平洋沖地震津波堆積物について、津波発生後 1 年の時点での層相、層厚、堆積物分布、被覆層の有無について調べた。三沢海岸（図 7）では 2011 年津波によって最大層厚 56cm の砂質津波堆積物が形成され、層厚を減じながらも遡上限界付近まで分布する。しかし、津波発生から 1 年が経過した 2012 年 5 月の時点で、遡上限界付近の薄い砂層は、すでに流出したか、土壤に取り込まれて砂層として認められない（図 8 の遡上限界付近を参照）。一方、海岸砂丘背後に分布する層厚 2cm を超える堆積物については層厚・層相とともに顕著な変化は見られなかった。また、海岸から 100~500m にある防風林内では、津波堆積物の上位に厚さ数 cm の植物遺体層・腐植層が堆積しており（図 8 に被覆層を参照）、津波堆積物を侵食・風化から保護している。津波発生から 1 年たった現在、津波堆積物の分布域は、実際の堆積域・津波浸水域より狭い（図 9）。よって、「古津波堆積物」の分布域を津波の浸水域と考えると、津波の規模を過小評価する可能性がある。津波タフォノミーを知ることは、堆積学的知見を得るだけでなく、今後の古津波研究の防災上の適用限界を知る上で大きく

寄与するだろう。

### ●十勝沖～根室沖における海底構造探査の結果

平成 22 年 8 月に北海道の十勝沖から根室沖にかけての海域において、エアガンを制御震源に用いて地殻構造探査を実施した。測線の全長は 240km で、1973 年根室半島沖地震 (M7.4) と 2003 年十勝沖地震 (M8.0) の震源域に挟まれ、1952 年十勝沖地震 (M8.2) の際に 7m 以上の大きい滑りが生じた領域 (アスペリティ) を通っているが、その領域は 1952 年十勝沖地震以来破壊されていない地震ギャップになっている (図 10)。この地震ギャップは、1952 年十勝沖地震時には、2003 年十勝沖地震に対応したアスペリティの破壊に付随して滑ったと考えられる。

海底地震計で収録されたエアガン波形記録から走時情報を読み取り、初動走時からは初動走時インバージョン法を用いて P 波速度構造を推定した。さらに、反射波に関して走時マッピング法 (Fujie et al., 2006) を適用して、反射点の空間分布を調べた。得られた P 波速度構造を図 10 に示す。深さ 14km 付近で急激な速度変化が見られ、この深さ付近がプレート境界面であると解釈された。

プレート境界面にマッピングされた反射点の空間分布と 1952 年十勝沖地震の滑り量分布を比較すると、地震ギャップを含む本震時の滑りが大きい領域で、1973 年根室半島沖地震の震源域に比べて反射性が高いことがわかった。隣接したアスペリティ破壊に付随して滑った地震ギャップでプレート境界面の反射が強いことは、地震ギャップのプレート境界面が条件付き安定領域で、1973 年根室半島沖地震や 2003 年十勝沖地震のような典型的なプレート境界型地震とは異なる滑り特性を持っていることを示唆している。このように、1952 年十勝沖地震は津波地震的な要素も持ち合わせた、複雑な地震だった可能性がある。

### ●根室沖での海底地震観測から得られた地震活動

根室沖では、プレート境界型大地震の発生に伴う微小地震活動の時空間的な変動を捉えることを目的として、文部科学省委託事業によって海洋研究開発機構が東北大学、北海道大学と共同で、1973 年根室半島沖地震 (M7.4) の本震時に滑りの大きかった領域 (アスペリティ) とその周辺に海底地震計 10 台を設置し、平成 20 年 11 月から観測を行っている。平成 24 年度は、平成 24 年 5 月に海底地震計を回収し約 3 年 7 か月間の観測を終了した。また、平成 22 年 6 月に回収されたデータを用いて震源決定を行っている。

観測期間全体を通して根室半島沖アスペリティでは活動が静穏であるが、平成 22 年 6 月に回収されたデータからは、平成 21 年 6 月に回収されたデータとほぼ同じ長さの観測期間に、約 2 倍の個数の震源が決定された。

### ●ひずみ計による即時 Mw 推定に向けた機器特性の検討

ひずみ計を用いて即時的に巨大地震の Mw を推定するための検討を実施した。対象は十勝根室沖の千島海溝で発生するプレート境界型断層として、静的ひずみステップと動的ひずみ地震動波形を用いた手法に向けて機器応答特性を行った。超巨大地震の震源時間である 10 分程度の時間では多くの観測点で  $10^{-8}$  のノイズレベルであることを明らかにした。静的応答特性評価では、既知の断層モデルによる理論値との比較から、選択的に観測点や成分を用いることの有用性が示された。動的応答特性では速度型広帯域地震計波形との比較を実施した。高い相関を示す観測点や成分も見られたものの、同じ成分でも地震により相関係数が変化するなどの現象も見られた。理論値や地震計との不一致が見られた観測点や成分では、その原因の調査を実施する必要がある。この一環として、地震動による基準尺の横振れを実測するためのセンサーを広尾観測点に設置して観測を開始した。

### 参考文献

- Satake, K., F. Nanayama, and S. Yamaki, Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kurile trench, *Earth Planets Space*, 60, 925-935, 2003.  
平川一臣・中村有吾・西村裕一, 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波 : 2003 十勝沖地震津波との比較を含めて. *月刊地球号外*, 49, 173-180, 2005.  
Fujie, G., A. Ito, S. Kodaira, N. Takahashi and Y. Kaneda, Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travel-time mapping method, *Phys. Earth Planet.*

Inter., 157, 72-85, 2006.

(8) 平成 24 年度の成果に関連の深いもので、平成 24 年度に公表された主な成果物（論文・報告書等）：

Azuma, R., Y. Murai, K. Katsumata, Y. Nishimura, T. Yamada, K. Mochizuki and M. Shinohara, Was the 1952 Tokachi-oki earthquake ( $M_w=8.1$ ) a typical underthrust earthquake?: Plate interface reflectivity measurement by an air gun - ocean bottom seismometer experiment in the Kuril Trench, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13, Q08015, 10.1029/2012GC004135, 2012.

Ioki, K, Source process of great earthquakes along the Kurile trench estimated from tsunami waveforms and tsunami deposit data, PhD dissertation, Graduate School of Science Hokkaido University, 2013.

中村有吾, 西村裕一, 伊尾木圭衣, プルナ スラスティアプトラ, アディティア グスマン「北海道における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の現地調査」北海道地区自然災害科学資料センター報告、投稿中。

Nakamura, Y., Nishimura, Y., Putra, P.S., Local variation of inundation, sedimentary characteristics, and mineral assemblages of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Misawa coast, Aomori, Japan, *Sedimentary Geology*. 282, 216-227, 2012.

Putra, P.S., Nishimura, Y., Nakamura, Y., Yulianto, E., Transport mechanisms and sources of the 2011 Tohoku-Oki tsunami deposits on coastal lowland in northeastern Japan coast." *Sedimentary Geology*. submitted

谷岡勇市郎、Aditya R. Gusman, 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波解析結果から再検討する巨大津波の発生様式, 地震 2, 64, 265-270, 2012

(9) 平成 25 年度実施計画の概要：

ロシア極東部での GPS・地震観測を継続して日本列島を含む広域的な変形場や広域応力場の境界条件となるデータを取得する。北海道・東北地方沿岸での津波堆積物調査を継続しそれらのデータ解析及び震源過程解析から超巨大地震の発生サイクルを総合的に理解する。今年度実施できなかった根室・十勝沖で海底構造探査を実施する。根室・十勝沖での海底構造調査結果・海底地震観測結果を解析し、応力変化を捕える手法を開発する。ひずみ計を用いた即時  $M_w$  推定に向けた解析スキームの検討を継続する。

(10) 実施機関の参加者氏名または部署等名：

谷岡勇市郎・茂木透・高橋裕晃・勝俣啓・村井芳夫・西村裕一・中村有吾・山田卓司・東龍介・Aditya Gusman

他機関との共同研究の有無：有

東京大学地震研究所・東北大学・九州大学・北海道立地質研究所・サハリン海洋地球物理研究所・ウラジオストックロシア極東大学・ハバロフスク地球物理研究所・カムチャツカ火山地震研究所

(11) 公開時にホームページに掲載する問い合わせ先

部署等名：北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

電話：011-706-3591

e-mail : [isv-web@mail.sci.hokudai.ac.jp](mailto:isv-web@mail.sci.hokudai.ac.jp)

URL : <http://www.sci.hokudai.ac.jp/grp/isv/isv-web/>

(12) この研究課題（または観測項目）の連絡担当者

氏名：谷岡勇市郎

所属：北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

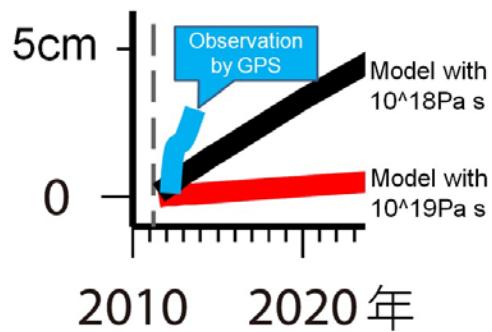


図1. 仮定された上部マントル粘性率から推定されたウラジオストクでの累積変位曲線と昨年2月までにGPSで観測された変位時系列の東西成分.

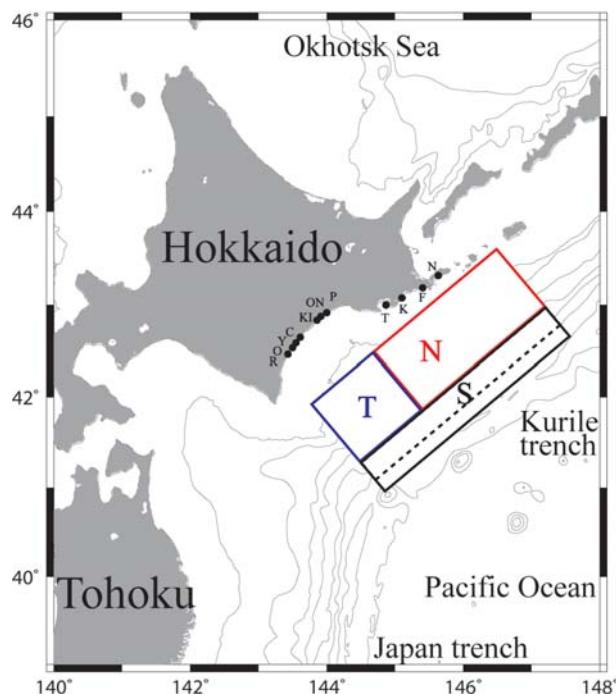


図2 17世紀の巨大津波を説明する断層モデル Satake et al. (2008) の断層モデル (T,N) に海溝近傍の断層 S を追加. 黒丸は津波到達地域 (11 地点).

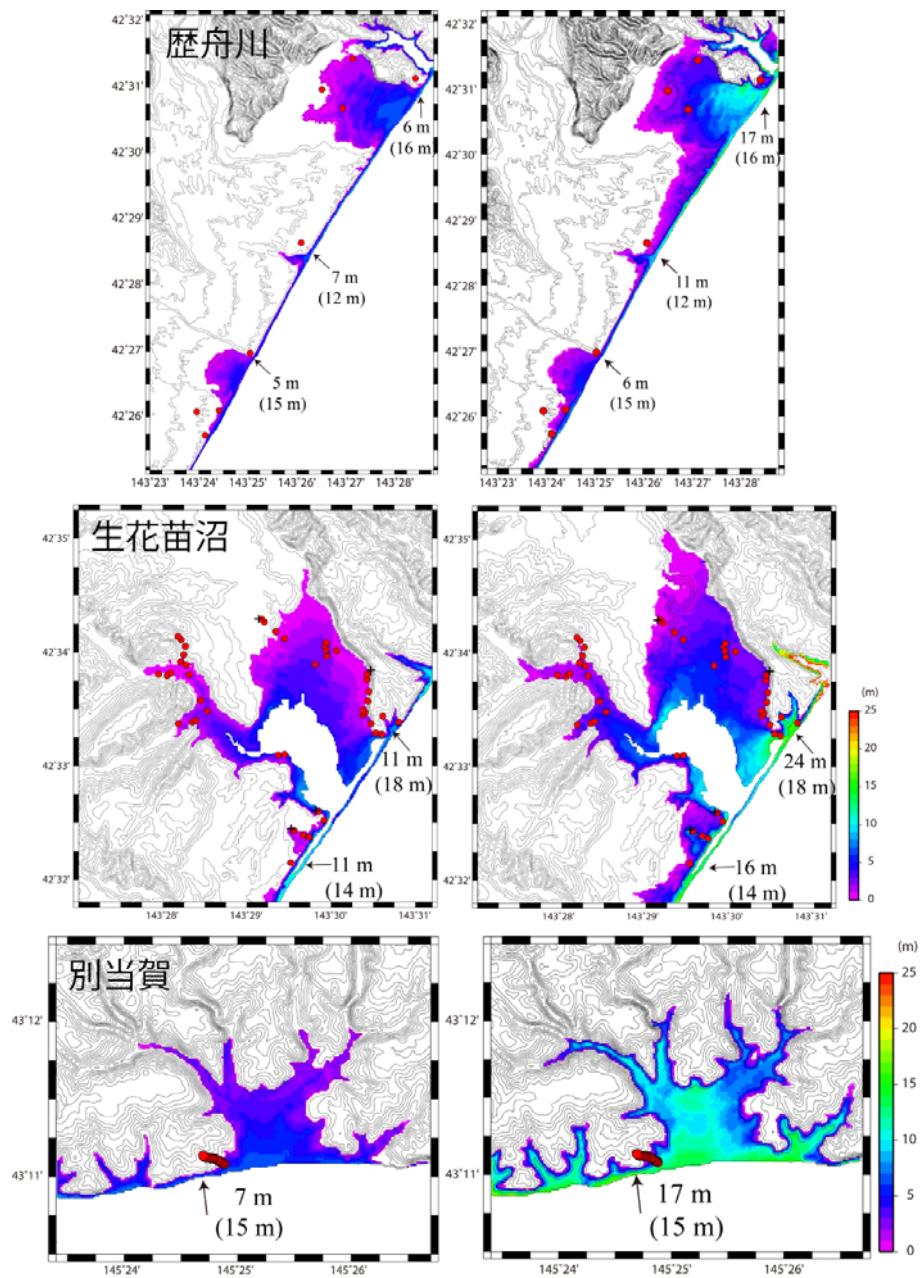


図3 11地点の中の3地点での計算津波浸水域（右：Satake et al. (2008)による断層モデル、左：本研究による推定断層モデル）。数字は津波到達地点での計算津波高と括弧内は津波堆積物調査による津波到達地点の高さ。

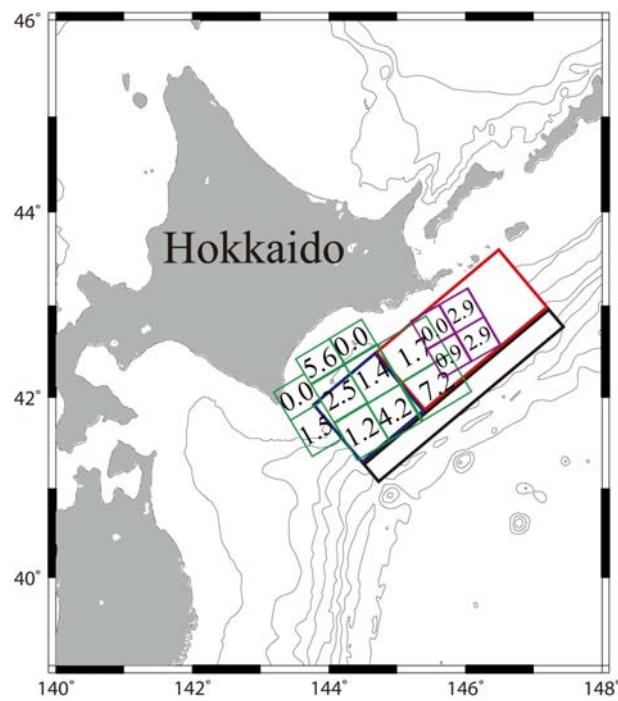


図4 本研究で推定した17世紀の巨大地震の断層モデルと1952年十勝沖地震の滑り量分布（Hirata et al., 2003）や1973年根室半島沖地震の滑り量分布（Tanioka et al., 2007）との比較。

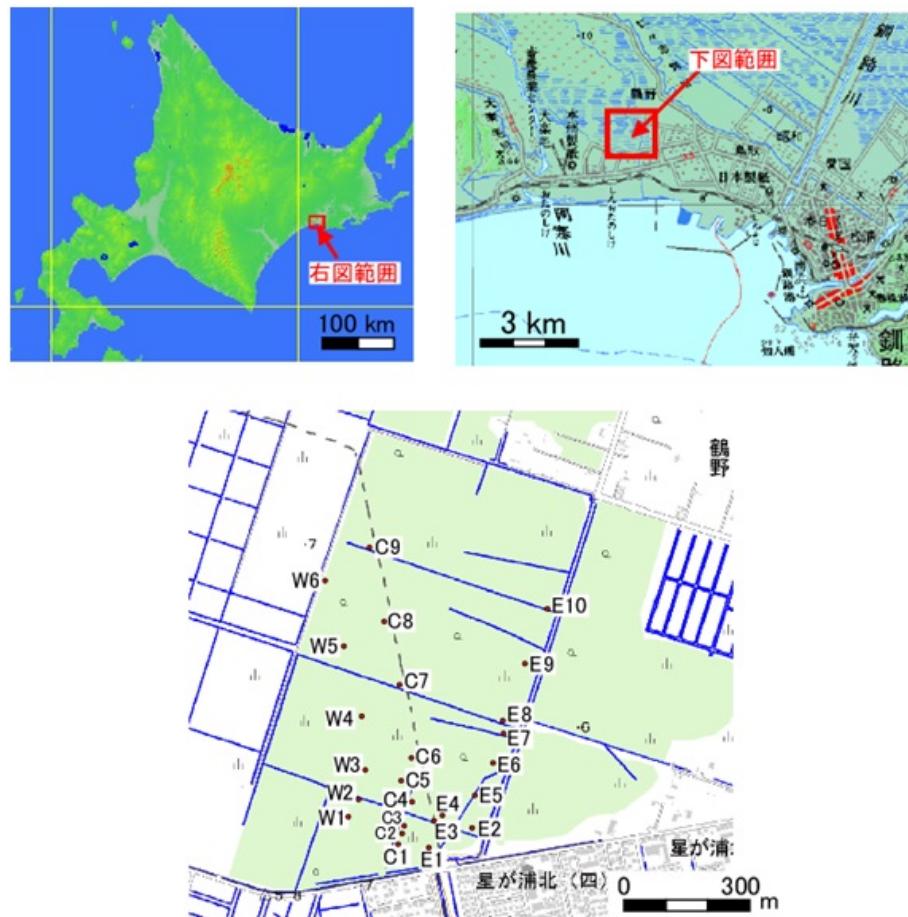


図5 銚路市鶴野における津波堆積物調査地点。西測線（W1～W6），中央側線（C1～C9），東測線（E1～E10）の3測線を設けた。

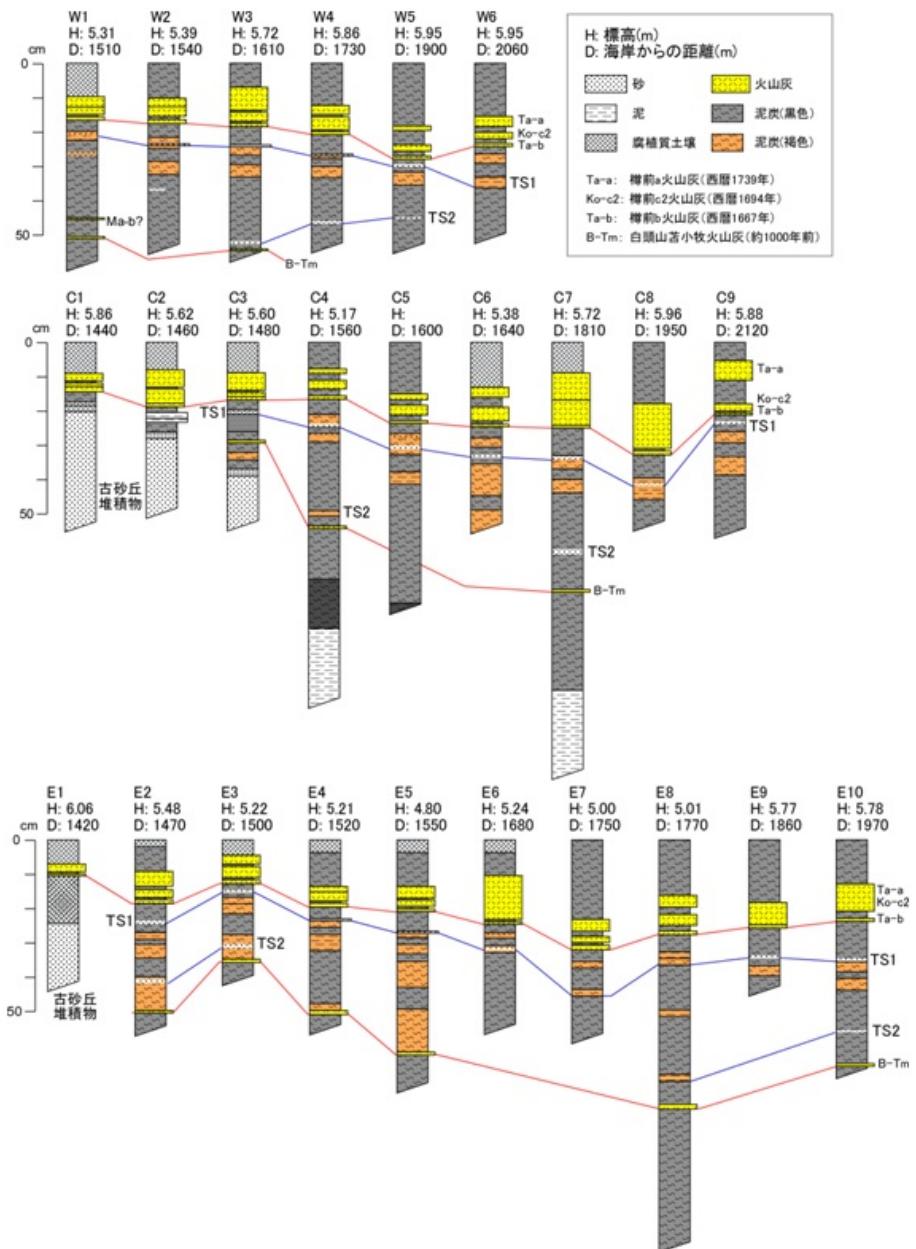


図 6 鈴鹿市鶴野における津波堆積物掘削調査結果. TS1 は TS2 津波堆積物.

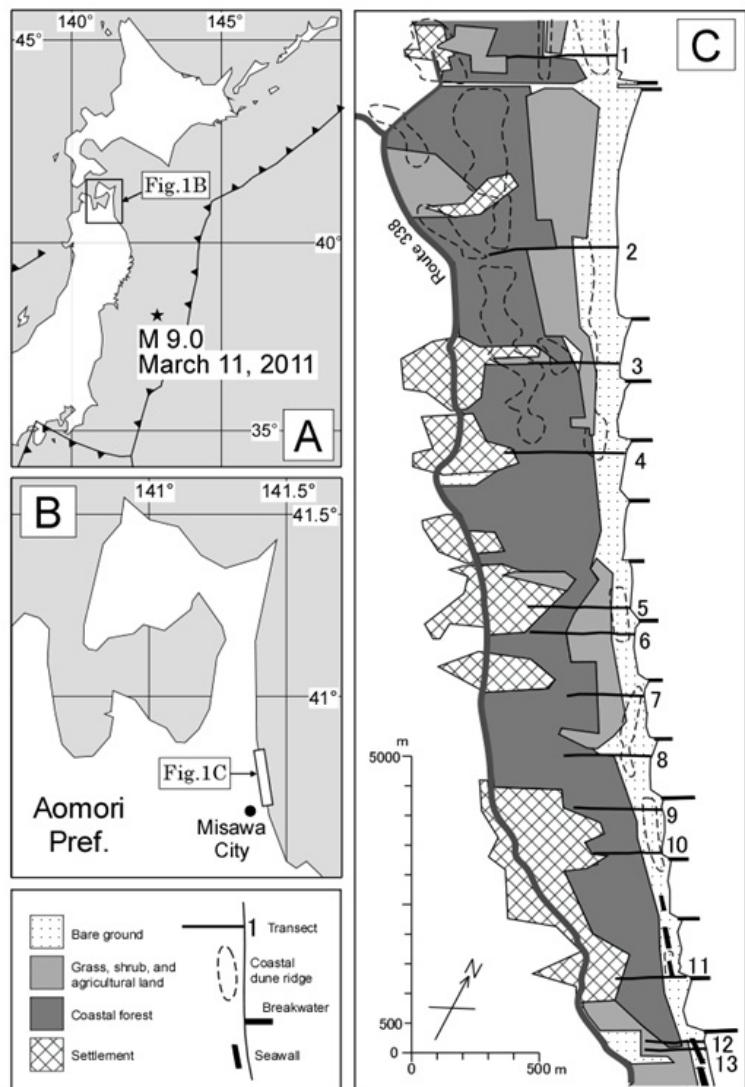


図7 研究対象地域 A：震源との位置関係，B：東北地方北部の拡大図と研究対象地域の位置，C：青森県三沢海岸の土地利用と測線の位置（測線は海岸から遡上限界まで）．2003年10月撮影空中写真（Google Earth）とともに土地利用を判読し、簡略化して作図した。

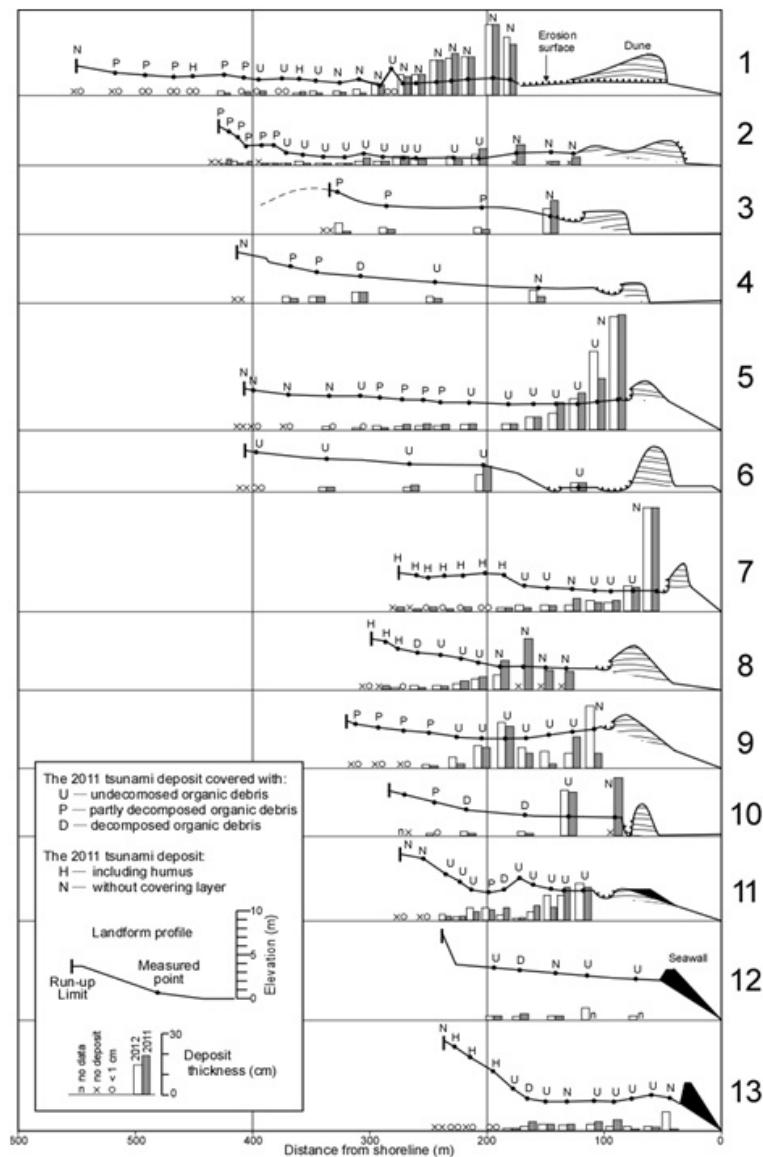


図8 測線ごとの地形断面及び2011年東北地方太平洋沖地震津波堆積物の層厚（2011年4月及び2012年5月）とそれを覆う被覆層の種類。測線の位置は図1C参照。層厚は棒グラフまたは○、×印で示す。被覆層の種類は以下の4種：(U) 腐朽していない植物遺体の層、(P) 腐朽しているが植物組織を識別できる堆積腐植層、(D) 分解の進んだ堆積腐植層、(H) 津波堆積物と腐植が混在している層。被覆層が無いかまばらな地点にはNと表記。

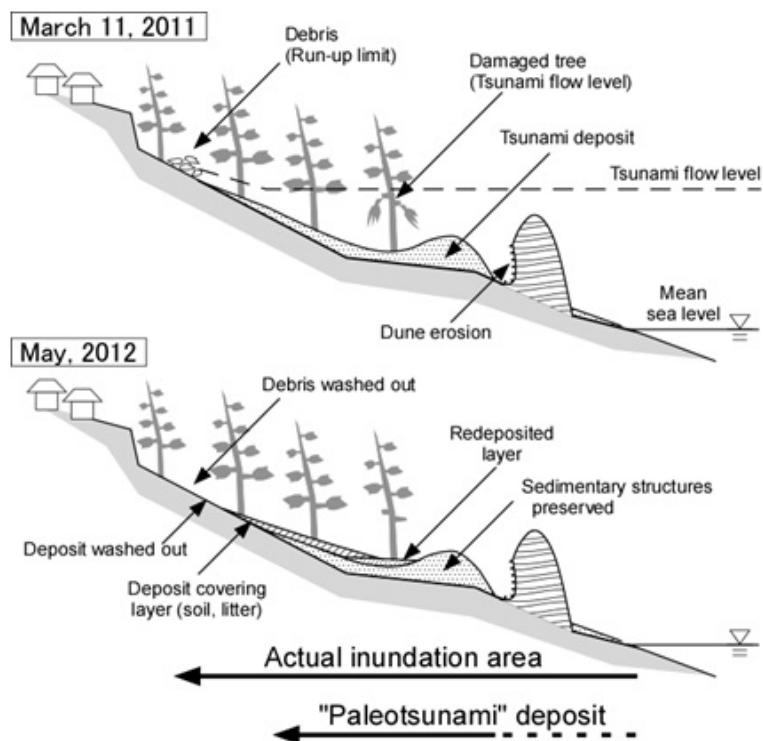


図9 青森県三沢海岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波堆積物の1年間の変化（模式図）。

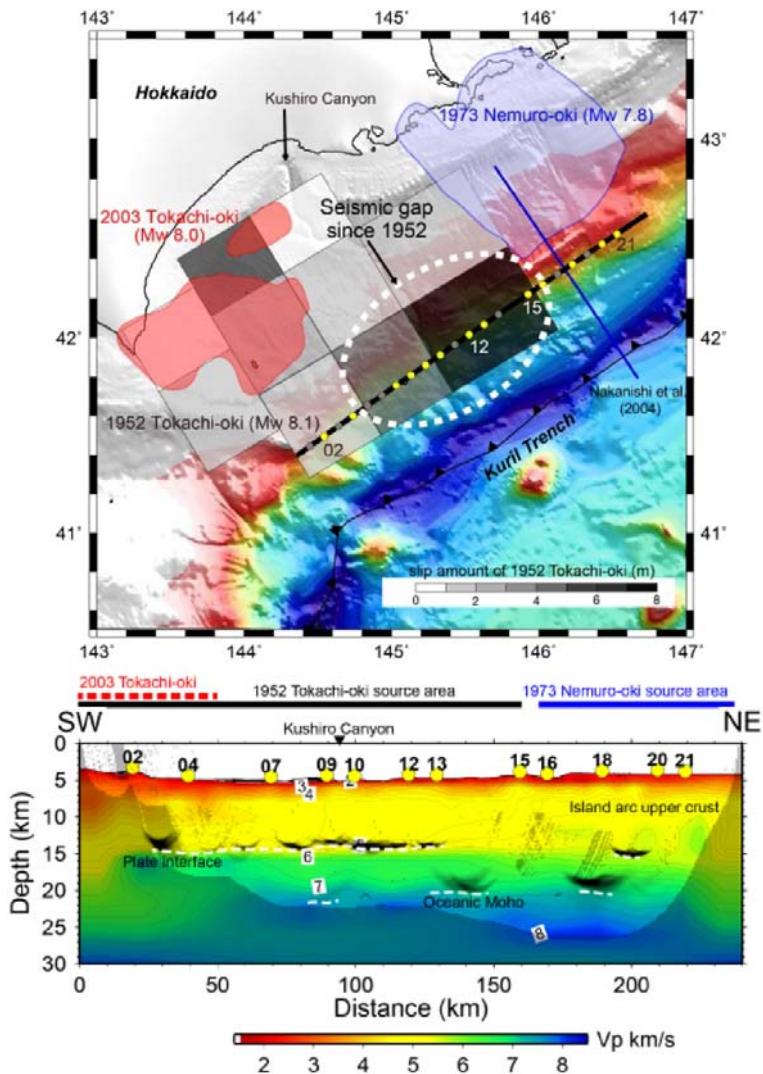


図 10 上) 地殻構造探査を実施した測線 (Azuma et al., 2012) と 1952 年十勝沖地震, 1973 年根室半島沖地震, 2003 年十勝沖地震の破壊域 (Hirata et al., 2003; Yamanaka and Kikuchi, 2002, 2003). 下) 得られた P 波速度構造 (Azuma et al., 2012). 波線が通っていない領域には影を付けている. 黄色い丸は海底地震計の設置点を表す. 1952 年十勝沖地震 (Hirata et al., 2003) と 1973 年根室半島沖地震 (Yamanaka and Kikuchi, 2002) の破壊域を, 黒と青の直線でそれぞれ図の上部に示す. 双曲線状の黒い線は, 走時マッピング法 (Fujie et al., 2006) によって反射波走時から得られた反射点分布を表す.