

(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帯モデルの構築

(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連動型巨大地震の発生過程を解明し、更に将来発生する連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、過去の連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連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。

連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、連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れ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れ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の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) 計画期間中 (平成 21 年度 ~ 25 年度) の成果の概要 :

ロシア極東地方での地震・GPS 観測による成果

ロシア極東域に展開されている地球物理観測データから広域テクトニクス場の検討を実施した。2011 年東北沖地震前のデータから、アムールプレート運動速度が極めて小さいこと、日本海東縁部の北方延長であるサハリン中軸部では収束が見られることが明らかにされた。2011 年東北沖地震ではコサイスマックおよび余効的地殻変動が北東アジアの広域で検出され、当該地域のテクトニクスの検討に太平洋プレート沈み込み帯で発生する巨大地震や緩和の影響を考慮する必要性が新たに提起された。

平成 25 年度にはオホーツク海で発生した観測史上最大の深発地震の地殻変動を GPS 観測データから検出し断層モデルを推定した (図 1)。この地震による変位はサハリンをはじめ大陸域まで及んでいることが確認され、アムールプレート運動の推定には深発地震の影響も考慮する必要性が示された。また、2011 年東北沖地震の余効変動についても引き続き観測と解析が実施され日本海上下部マントル粘性率の推定が進められた。

北海道太平洋沿岸での津波堆積物調査による成果

北海道東部太平洋沿岸の 5 測線 (浦幌, キナシベツ, 音別, 厚岸, 根室) および根室海峡沿岸の別海の泥炭地で掘削調査をおこなった結果、17~18 世紀の一連のテフラ (Ta-a, Ko-c2, Ta-c) と 2500 年前の Ta-c の間に多く見積もって 8 層の津波砂層が存在することが明らかとなった (図 2)。

単一の測線内においては、1/16 スケールでの高精度粒度分析結果と鉱物組成にもとづいて津波堆積物の対比が可能である。内陸細粒化や上方細粒化によって、単一の津波砂層であっても粒度組成が変化することがある。また、内陸に堆積した層ほど軽鉱物の比率が高くなる傾向がある。しかし、イベント毎の粒度組成の違いのほうがより大きく、対比の有効な示標となった。これは、堆積物の供給源となった、津波発生時の海岸付近の環境がそれぞれ異なっていたことによると考えられる。

現時点では、離れた地域の津波砂層を対比する手法は確立されていないが、規模の大きな津波ほど広域に堆積物を形成したと仮定すると、相対的大規模津波堆積物の測線間での対比も可能となる。まず、太平洋岸の 5 地点に共通して、Ko-c2/Ta-b と B-Tm の間にある津波堆積物はそれぞれ 2 枚 (図 2) であ

り、それぞれ同一のイベント堆積物と考えるのが自然である。次に、B-Tm と Ta-c の間には、浦幌で 6 層、根室で 5 層の津波堆積物があるが(図 2)、浦幌の Ur-TS5 と Ur-TS8、根室の Nm-TS4、Nm-TS7 は相対的に規模の大きなイベントであり他地域に対比される可能性が高い。すなわち、音別の On-TS3、On-TS4、別海の Bk-TS2 に相当すると思われる。これらの対比は、それぞれの砂層とテフラの層位、および泥炭の層厚を考慮しても矛盾しない。以上より、2500 年前から 350 年前の間には、北海道東部の太平洋沿岸を襲う大規模な津波が 4 回にわたって発生したと考えられる。

平成 25 年度には上記の中で根室海峡沿岸の別海町から標津町にかけての臨海低地において古津波堆積物の掘削調査をおこなった。2011 年 3 月 11 日の津波は、北海道の太平洋沿岸を襲っただけでなく、根室海峡にも進入し、標津町標津漁港において波高 2.1~2.2m に達した。したがって、この沿岸地域においても古津波が到達していた可能性、さらには将来の大規模イベントによって津波被害を受ける可能性がある。津波堆積物調査の結果、古津波堆積物の可能性の高い砂層を 2 層(Bk-TS1、Bk-TS2)記載した。Bk-TS1 は、駒ヶ岳 c2 火山灰(1694 年噴火)の直下の層準にある細砂~中砂サイズの砂層、Bk-TS2 は、樽前 c 火山灰(約 2500 年前)の上方数 cm にある中砂~粗砂サイズの砂層である(図 3)。いずれも、円磨された軽石粒を多く含む。別海町ライトコタン川下流の低地では、Bk-TS1 は現在の海岸から約 130m、標高 1.61m まで、Bk-TS2 は現在の海岸から約 70m、標高 1.51m まで分布している(図 3)。Bk-TS1 および Bk-TS2 は、根室から十勝の諸地域で記載されている古津波堆積物に対比されると考えられる(図 2)。

津波による堆積物の運搬・堆積をモデル化した津波数値計算手法の開発

津波堆積物分布から巨大津波を発生させた地震の震源過程を評価するために、津波遡上数値計算だけでなく、その津波による砂移動をモデル化し津波数値計算に取り込んだ。砂移動のモデルを 2 次元に拡張し、実際のデータとの比較を行った。用いたデータは 2004 年スマトラ巨大地震によって発生した津波によって堆積されたスマトラ島北部の津波堆積物の詳細な調査結果である。まず、既存の断層モデルから津波遡上数値計算を実施し、調査地域での津波遡上高が再現できることを確認した。この津波遡上数値計算結果を用いて、砂の移動を 2 次元的に数値計算する。この時砂は海底の全ての部分に存在するものとして数値計算を実施する。図 4 に調査測線上の津波の砂移動の数値計算結果と調査結果の比較を示す。津波の堆積物分布は調査結果が計算結果に比べると滑らかではあるが、厚さはほぼ同程度であり、ある程度再現できているのが分かった。砂移動の数値計算はまだ改善の余地はあるが、ある程度は上手くいっていると考えられる。しかし、津波による砂移動はその場の微地形に大きく影響を受けることが分かった。過去の微地形を知ることは困難で、有史以前の津波堆積物への応用には、まだ解決すべき問題が多いことが分かった。

千島沿いに発生した過去の巨大地震の震源過程

津波波形インバージョン解析により、1958 年択捉島沖巨大地震、1963 年ウルップ島沖巨大地震とその最大余震(津波地震)1969 年色丹島沖巨大地震の滑り量分布を推定した。1958 年択捉島沖巨大地震はスラブ内地震であることが分かった。図 5 には 1958 年択捉島沖地震を除く、残り 3 地震の滑り量分布と 2006 年中千島沖巨大地震や 1973 年根室半島沖巨大地震の滑り量分布を合わせて示す。中千島から北海道沖までプレート境界は隙間なく破壊されていることが分かった。

上記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、生花苗沼・馬主来沼・床譚・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、十勝沖と根室沖の連動型のプレート境界型地震(M8.5)とされてきた。しかし、生花苗沼等の沿岸近傍の海岸段丘上(最高 18m)で発見されていた津波堆積物等は説明することはできていなかった。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沿岸近くの海岸段丘上(最高 18m)の津波到達地点を説明し、かつ津波到達範囲の全てを説明できる断層モデルを推定した。その結果、Satake et al.(2008)が推定した通常のプレート境界型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 6)。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 (M_w 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。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。

平成 25 年度には昨年度に津波堆積物調査で明らかになった釧路での津波堆積物調査結果や今年度調査を実施した別海での津波堆積物調査を含めて 17 世紀の巨大地震の断層モデルを評価した結果、上記に示した断層モデルで調査結果が説明できることが分かった。昨年度推定した 17 世紀の巨大地震の断層モデルを補強する結果となった。

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 7)。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、初動走時から初動走時インバージョン法 (Fujie et al., 2000) 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 8 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とコーダ Q

根室沖では、根室半島沖アスペリティとその周辺に海底地震計 10 台を平成 20 年 11 月に設置し、平成 21 年 6 月、平成 22 年 6 月および平成 23 年 7 月にそれぞれ海底地震計の入れかえ作業を行い、平成 24 年 5 月まで地震観測を行った。震源決定が終わった 2008 年 11 月 9 日から 2010 年 8 月 31 日までの震央分布図を図 9 に観測期間別に示す。根室半島沖アスペリティでは活動が静穏であるが、その周辺では 2009 年 4 月 28 日 20 時 21 分に、釧路沖の北緯 42.6 度、東経 145.1 度で $M5.4$ の地震が発生し、その余震活動が見られる。これらの震源は気象庁一元化震源より浅く決まっていた、その深さは沈み込む太平洋プレート上面の深さとよく一致している。観測期間全体を通して、地震は主に水深が 2000m より浅い陸寄りの海域で発生している。観測網周辺の地震は、震源の深さが気象庁一元化震源より浅く決まっていた、主にプレート境界と上盤側で発生している。

平成 25 年度には、平成 22 年 6 月と平成 23 年 7 月に回収されたデータを用いて震源決定を行った。すなわち、図 9 の (b) と (c) を作成した。

2008 年 11 月 9 日から 2009 年 6 月 16 日までの期間の観測点近傍の地震波形を用いて、コーダ Q (Q_c) の推定を行った。解析では、震央距離 20km 以内、深さ 30km 以浅の地震の 3 成分それぞれの波形をバンドパス・フィルター (中心周波数、4, 6, 8, 12, 16, 24, 32Hz, バンド幅、2, 3, 4, 6, 8, 12, 16Hz) に通し、Takahara and Yomogida (1992) の方法を用いて Q_c を求めた。解析区間は直達 S 波の走時の 2 倍から、振幅がノイズレベルの 2 倍になるまでとした。地震活動が静穏であったため 10 個以上の地震波形から Q_c を求めることができた観測点は NM.S01, S02 の 2 点だけだった。得られた Q_c^{-1} の周波数依存性を図 10 に示す。それぞれの点は平均値で、エラー・バーは標準偏差を表す。3 成分そ

それぞれの波形から推定された Q_c はエラー・バーの範囲で同様の値が得られた(水平動は互いに直交する2成分)。これらの値を世界各地で求められた値と比較すると、日本の内陸地殻浅部の地震から得られた値と近い値になっていた。また、推定値の数が非常に少ないが、上下動成分の波形から得られた Q_c^{-1} は、1973年根室半島沖地震のアスペリティ上の観測点では、その外の観測点より小さい傾向が見られた。

平成25年度には、上記解析の中で、水平成分による解析を実施し、上記の結論を得ることができた。

中規模地震の応力降下量からプレート境界面の摩擦特性を把握するための検討

平成25年度開始

北海道南東沖の太平洋プレートの沈み込み境界面上の強度と動摩擦応力の不均質性の空間分布を明らかにすることを目的として、2002年6月から2012年12月に北海道南東沖で発生した330個の中規模地震(4.2 M 5.0)の応力降下量を解析した(図11)。解析にはHi-netの波形データを利用し、M3.0前後の小地震の波形を経験的グリーン関数として用いることにより、応力降下量の解析において最も大きな懸念事項である非弾性減衰の効果などの補正を行っている。解析の結果、応力降下量は 3.0×10^{-1} MPaから 2.0×10^2 MPaと求められ、規模依存性は見られなかった。また、2004年釧路沖地震震源域において中規模地震の応力降下量が大きく、2003年十勝沖地震の余効滑り域で起きた地震は応力降下量が小さかった。これは大地震時の滑り量に対応しており、中規模地震の応力降下量がプレート面上の摩擦特性の空間分布を反映していることを示している。さらに、1973年根室沖地震の震源域では、深部に比べて浅部の地震の応力降下量が大きかった。この結果は、2011年東北地方太平洋沖地震に見られたような浅部での大滑りが、将来の根室沖地震でも起きる可能性を示唆しているのかもしれない。

ひずみ計による即時Mw推定に向けた機器特性の検討

ひずみ計は、年単位のゆっくりした変動から強震帯域まで単一のセンサーで補正なしに記録可能である。地殻変動連続観測等で取得される100Hzから数年単位までの幅広い時間軸をもつデータに対応したデータベースサーバーの開発を実施した。波形表示や潮汐解析・フィルタリングなどの解析機能も付加され、海溝で発生する様々な現象を高精度かつ簡便にモニタリングすることが可能となった。平成25年度には理論地殻変動解析機能や多種フォーマットへの対応機能を実装した。千島海溝で発生する巨大地震の即時震源パラメータ推定をめざし、近地ひずみ地震動波形を用いてひずみ計の動的・静的応答特性を検討し、条件が整えば強震帯域においても地動を忠実に記録していることが確認された。

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.

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.

Takahara, M., & Yomogida, K., Estimation of coda Q using maximum likelihood method, *Pageoph*, 139, 255-268, 1992.

- (8) 平成25年度の成果に関連の深いもので、平成25年度に公表された主な成果物(論文・報告書等)：
- 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.
 - Putra, P.S., Y. Nishimura, Y. Nakamura, and E. Yulianto, Transport mechanisms and sources of the 2011 Tohoku-Oki tsunami deposits on coastal lowland in northeastern Japan coast. " *Sedimentary Geology*, 294, 282-293, 2013.
 - Tanioka, Y., A.R. Gusman, and K. Ioki, Real-time tsunami inundation forecast for a recurrence of 17 century great Hokkaido earthquake, *J. of Disaster Research*, submitted, 2014.

(9) 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・カムチャッカ火山地震研究所

(10) 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

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

(11) 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

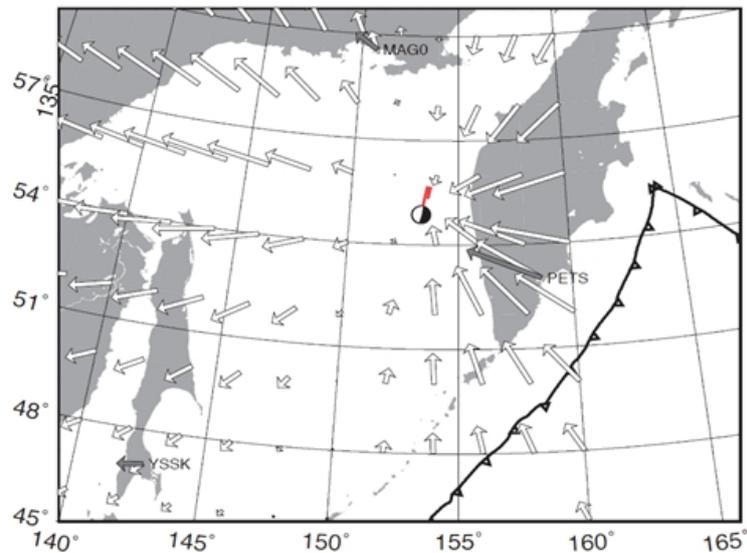


図 1

2012年5月に発生した深発地震 (Mw8.5) による地殻変動場 .

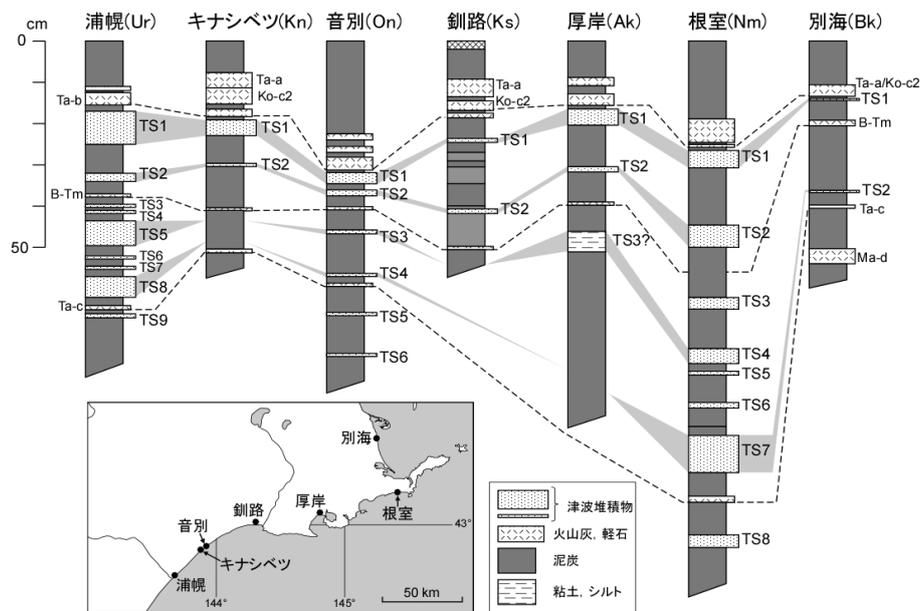


図 2

北海道東部太平洋沿岸（浦幌，キナシベツ，音別，厚岸，根室）および根室海峡沿岸（別海）における古津波堆積物の層序と対比。それぞれの測線において典型的な層序を示す掘削地点の層序をしめす。津波堆積物の名称は，地点（測線）名の略号に，TS 番号を組み合わせたものとする（たとえば，浦幌測線の最上位の津波堆積物は "Ur-TS1" とする）。火山灰の略号は Ta-a：樽前 a 火山灰（西暦 1739 年），Ko-c2：駒ヶ岳 c2 火山灰（西暦 1694 年），Ta-b：樽前 b 火山灰（西暦 1667 年），B-Tm：白頭山苫小牧火山灰（約 1000 年前），Ta-c：樽前 c 火山灰（約 2500 年前），Ma-d：摩周 d 軽石（約 3000 年前）

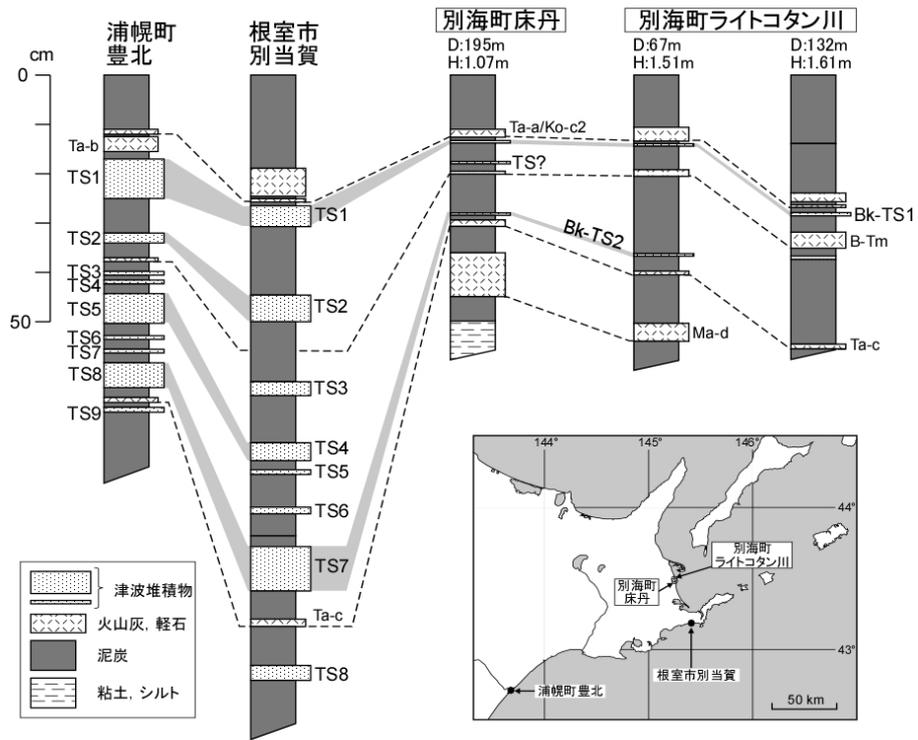


図 3

根室海峡沿岸（別海町）および十勝，根室における古津波堆積物の層序と対比。
 D：海岸からの距離，H：標高，TS：津波堆積物（番号は地点ごとに異なる），
 火山灰の略号は図 2 と同様。

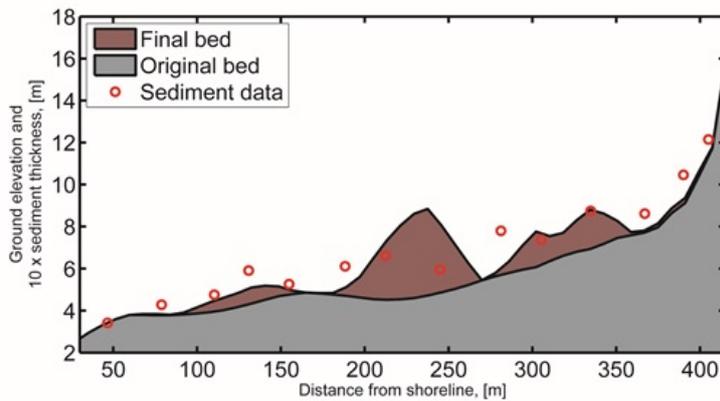


図 4

調査により得られた津波堆積物の厚さ（赤丸）と数値計算により推定された津波堆積物の分布（Final Bed）の比較

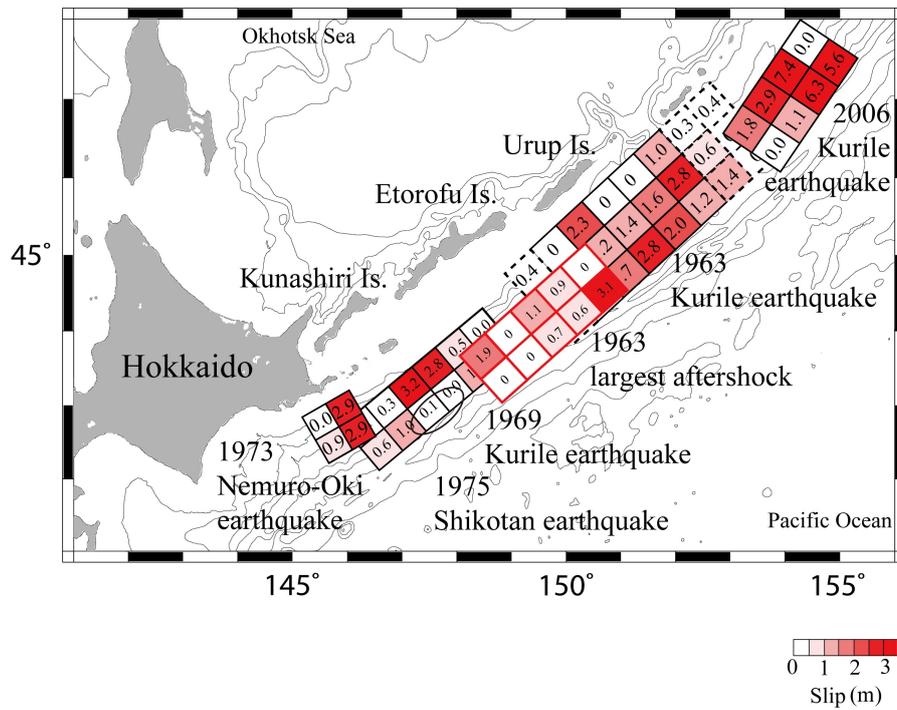


図5
津波波形インバージョンにより推定した1963年ウルップ島沖巨大地震，その最大余震（津波地震），1969年色丹島沖巨大地震，1973年根室半島沖地震，2006年中千島沖巨大地震の滑り量分布の比較

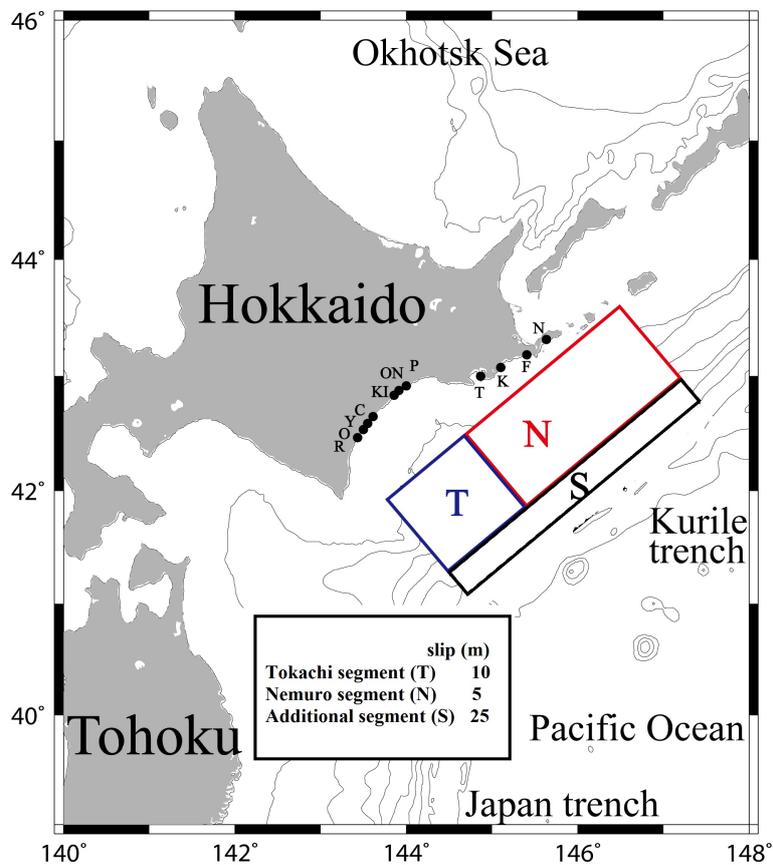


図6
津波堆積物調査結果から推定した北海道太平洋沖で発生した17世紀巨大地震の断層モデル

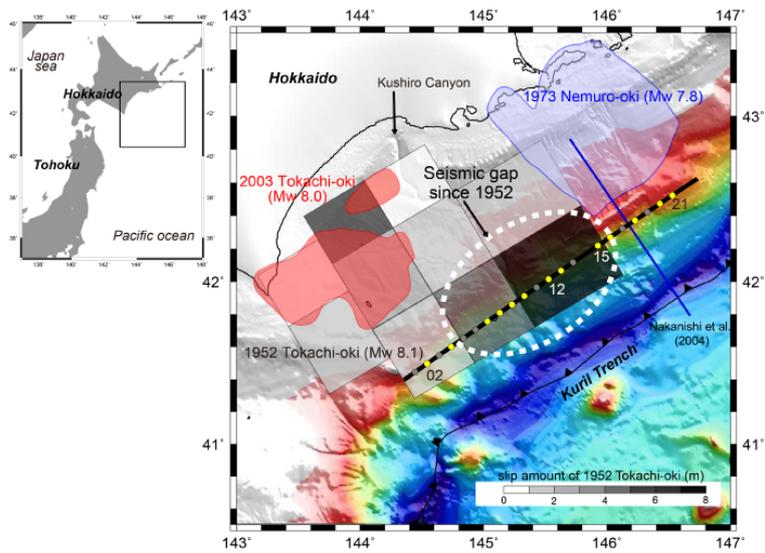


図 7

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)。

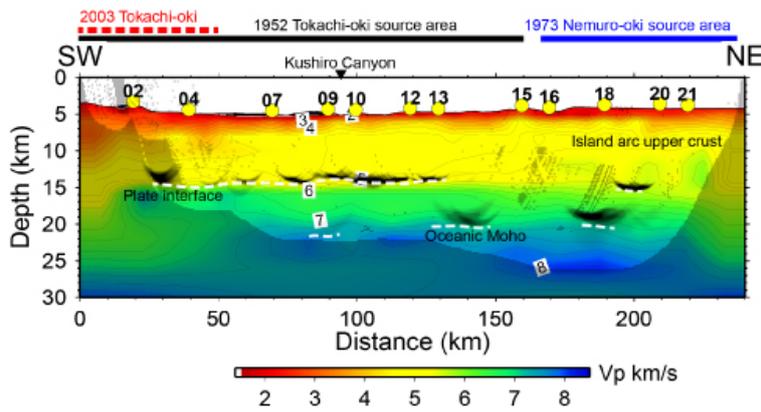


図 8

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。

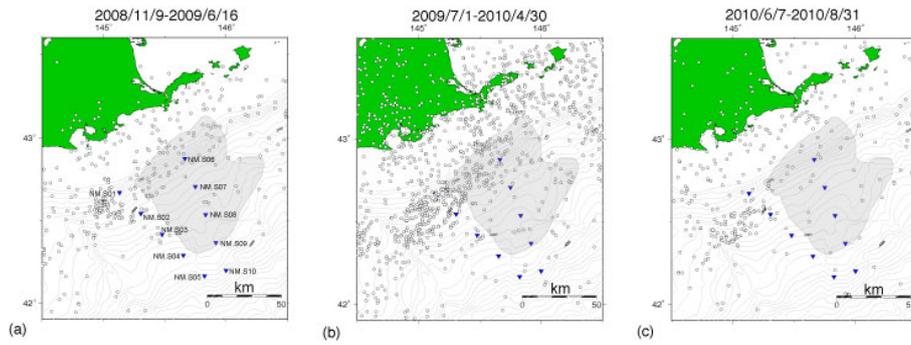


図 9

観測点分布 (三角) と 2008 年 11 月 9 日から 2010 年 8 月 31 日までの震央分布 . 灰色の領域は 1973 年根室半島沖地震の破壊域 (Yamanaka and Kikuchi, 2002) . (a) 2008 年 11 月 9 日から 2009 年 6 月 16 日まで . (b) 2009 年 7 月 1 日から 2010 年 4 月 30 日まで . NM.S05, S10 の 2 点のデータは未使用 . (c) 2010 年 6 月 7 日から 8 月 31 日まで . NM.S05, S06, S10 の 3 点のデータは未使用 .

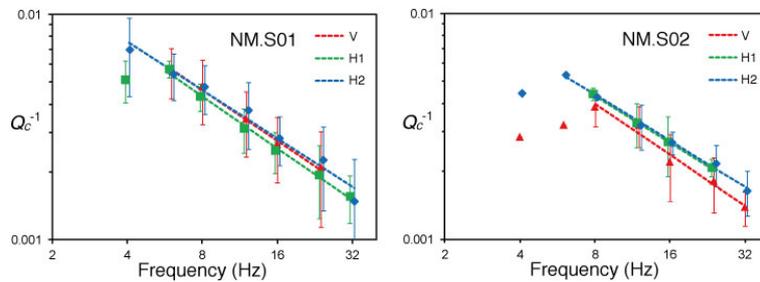


図 10

観測点 NM.S01, S02 の地震波形から求められた Q_c^{-1} の周波数依存性 .

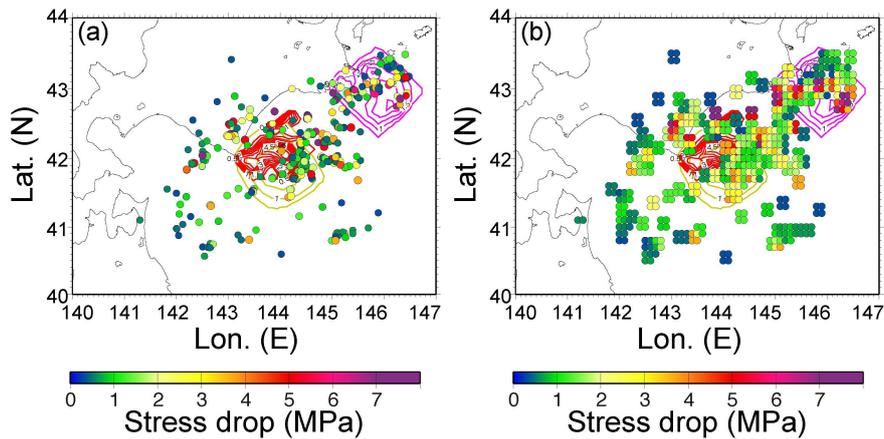


図 11

(a) 330 個の中規模地震 ($4.2 < M < 5.0$) に対し推定された応力降下量 (b) 平均応力降下量分布 . 0.1° 刻みで $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ のエリアの平均値 . コンターは巨大地震の滑り量分布 (1952 年十勝沖、1973 年根室半島沖、2003 年十勝沖、2004 年釧路沖)