

(1) 実施機関名：

北海道大学

(2) 研究課題(または観測項目)名：

北海道周辺域の連動型巨大地震・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：

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

オ．地震発生サイクルと長期地殻ひずみ

(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

(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、さら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。

アムールプレートおよ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・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。さら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。

横穴式歪計・ボアホール式多成分歪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 観測およ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。歪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、歪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、歪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、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、歪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、南千島・サハリンでの津波堆積物データ解析から過去の巨大地震の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、歪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 22 年度成果の概要：

ロシア極東地方での地震・GPS 観測による成果

ロシア沿海州において GPS 観測を実施した。これらの観測点では連続観測を実施することでより高精度の速度推定ができるよう配慮した。これまでのデータを統合解析し現時点で最良の東北アジア地域の速度場を求めた。これによると、アムールプレートの運動は当初予想よりもかなり小さいことが示唆され、シホテリアン断層帯ではほとんどひずみの蓄積が見られないことが明らかになった。しかしながら、サハリンや北海道北部と沿海州の間には明瞭な収束運動が見られることから、アムールプレート運動以外の要因を考える必要が出てきた。これらの問題は、地表面で観測される速度場以外の情報を必要とするため、展開している広帯域地震観測網のデータを用いて推定した上部マントル構造の検討を行った。日本海の領域は全体的に低速度となっているが、特に日本海東縁部から北海道北部にかけての地震の帯の最上部マントルで特に低速度異常が強いことが明らかになった。この知見は、日本海東縁部にひずみが集中する機構を考える上で重要な情報である。

この地域での更なる地震波形データを蓄積しより詳細な解析を実施するため、引き続き 8 箇所からなる広帯域地震観測網の運用を行ったほか、サハリン南部に展開する稠密地震観測網のメンテナンスも実施した。サハリンの観測網についてはよりメンテナンスフリーで長期的な観測を実施するためデータロガーの記録方式を C F 利用方式にバージョンアップした。

これに加えて昨年度までの共同研究の成果に関する情報交換と今年度以降の研究計画についてのワークショップをロシアの関連研究者 8 人を招いて 5 月に札幌で開催した。いままで明らかになった点とこれから実施すべき研究課題がクリアに示された。特に、アムールプレートの存在の有無については、北方のプレート境界地域のデータ取得を目指すことの必要性が研究グループでの共通認識となった。

千島列島沿いに発生した過去の巨大地震の震源過程

最近スラブ内地震であったとされている 1958 年択捉沖地震について津波波形解析を実施した。1958 年択捉島沖地震により発生した津波は太平洋を伝播しハワイやグアムでも観測され、津波の最大波高は色丹島で 4-5 m であった。本研究では太平洋沿岸の検潮所で観測された 13 の津波波形 (図 1) を用いて、この地震がプレート境界型地震であるかスラブ内地震であるかの推定を試みた。破壊域は 3 日以内の余震分布より 150 km × 80 km と仮定した。傾斜と断層の深さを变化させたプレート境界型地震とスラブ内地震のモデルを用いて津波数値計算をおこなった。プレート境界型地震モデルのパラメータは

dip = 20° , depth = 16 km. スラブ内地震モデルのパラメータは dip = 40° , depth = 37.5 km とした. その結果スラブ内地震モデルから計算された津波波形が観測波形をより良く説明することがわかった.

次にスラブ内地震モデルのパラメータを用いて, 断層面の大きさを変化させ (50 km 南西, 北東方向に移動したモデル, 50 km 長さを長くしたモデル, 50 km 幅を大きくしたモデル), 津波波形を計算した (図 2). その結果の最初に仮定した断層モデルから計算された津波波形が観測波形をもっともよく説明することがわかった. 剛性率を $6.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と仮定すると, このモデルから求められる地震モーメントは $1.5 \times 10^{21} \text{Nm}$ (Mw 8.1) となる.

次に昨年度津波波形インバージョン解析による震源過程解析を実施した 1963 年ウルップ島沖巨大地震 (Mw 8.5, Mt 8.1) の最大余震 (Mw 7.2, Mt 7.9) の津波波形解析を実施した. この最大余震は本震の破壊域の南西側で発生したプレート境界型地震で, 地震の規模のわりに大きな津波を発生させた津波地震と言われている. 津波の高さはウルップ島で 10~15 m, 択捉島で 7~8 m. 津波の高さは大局的に本震の高さの約 0.4 倍であった. 太平洋沿岸の 7 つの観測点における津波の観測波形と計算波形を比較し, インバージョンによりすべり量分布を求めた. その結果千島海溝付近の海溝よりのプレート境界で, 最大すべりが推定された. 剛性率を $4 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と仮定すると地震モーメントは $1.0 \times 10^{21} \text{Nm}$ (Mw 7.9) と求められた. 1963 年千島沖巨大地震の最大余震は, やはり津波地震と考えられる.

津波による堆積物の運搬・堆積をモデルに取り込んだ津波数値計算手法の開発の成果

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は, 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する必要がある. 本年度は昨年度開発した 1 次元の津波の砂移動の数値計算を用いて, 単純な地形に対する砂の浸食・堆積過程の解析を実施した. 詳しくは, 入力波形の波長の違いによる砂の浸食・堆積過程の違い, 砂の供給源の違いによる浸食・堆積過程の違い, 陸上地形の傾斜の違いによる浸食・堆積過程の違いを分析した. 一般に入力波形の波長は長いほど浸食・堆積過程はなめらかになり, 傾斜は緩やかなほど堆積が多くなるのが分かった. さらに地形の急変する場所で, 浸食または堆積が大きくなるため, そこでの砂の供給源が重要になることも分かった.

さらに上記の砂移動のモデルを 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 (Moore et al, 2006) である. まず, 既存の断層モデル (谷岡他, 2006) 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 (図 3). 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. さらに単純な 1 枚の断層モデルを固定し, すべり量を変化させて津波堆積物分布を計算し, 実際のデータと比較した (図 5). 津波堆積物分布データからある程度すべり量を推定できることが示された. 今後は, さらに砂移動の数値計算手法の改善を行うと同時に, 他の津波堆積物データの再現を行う必要がある.

南千島から北海道太平洋沿岸津波堆積物調査による成果

十勝, 根室, 色丹島の臨海低地 (昨年度) において野外調査をおこない, 過去約 3000 年の津波堆積物層序を検討した. 調査をおこなったのは, 浦幌町豊北字ヌタバツトの低湿地 (海岸から 370~625m の範囲), 根室市別当賀の低湿地 (海岸から 100~370m), 色丹島南東部イネモシリ付近 (海岸から 330~580m) である (図 6). 浦幌では 20m 間隔で 15 地点, 根室では同様に 14 地点において, ハンディジオスライサー (全長 100cm および 150cm) により掘削した. 色丹島ではピートサンプラーを用いた. なお, 従来の研究では, 層厚や粒径, 堆積構造などにより, 津波堆積物が対比されている. しかし, これらの諸特性は, 微地形の影響が大きいため, 距離数十 m 以上にわたる津波堆積物の対比には利用できない. 一般に, 津波堆積物の対比は古い層ほど困難といえる. 本研究では, 津波堆積物の地点ごとの対比をより確実にこなうために, 1/16 精度の高精度粒度組成や, 構成物 (鉱物組成, 微化石組

成，含有する火山ガラスおよび鉱物の化学組成）を記載することで，津波堆積物の対比を試みる．粒度分析にはレッチェ社製カムサイザーを用いた．鉱物組成は，双眼実体顕微鏡で1~2 粒子を観察して記載した．北海道東部太平洋岸および千島列島南部に分布する完新世示標テフラは，樽前 a テフラ（西暦 1739 年：Ta-a），駒ヶ岳 c2 テフラ（1694 年：Ko-c2），樽前 b テフラ（1667 年：Ta-b），白頭山苫小牧テフラ（約 1000 年前：B-Tm），樽前 c テフラ（約 2700 年前：Ta-c）である．浦幌では Ta-b と Ta-c の間に最大で 8 層の津波砂層が認められた（図 7）．Ta-b の直下に 1 層，B-Tm の上位に 1 層，B-Tm と Ta-c の間に 6 層である．根室においては，地表面と Ta-a の間に 1 層，Ko-c2 と Ta-c の間に 7 層の津波砂層が認められた（図 7）．色丹島イネモシリでは，Ta-c より上位に，6 枚の砂層を確認した（図 7）．最上位の砂層は 1994 年北海道東方沖地震津波による堆積物の可能性がある．浦幌で採取した 8 層の堆積物のうち 4 層は，粒度組成の平均値で対比が可能である．ただし，上方細粒化などの堆積構造は地点ごとの相違が大きかった．津波砂層の構成物をみると，Ta-b 直下の砂層は軽石をほとんど含まず，斜方輝石を 10 % 以上含む特徴があるのに対し，他の層はいずれも，岩片，軽鉱物，軽石で構成される．このことは，津波発生当時の海岸環境の違いを反映していると考えられる．また，内陸の地点で採取した試料は，海側の地点の試料に比べて，火成岩片および軽石を高い比率で含む傾向にあり，堆積物運搬過程で比重分離が生じた可能性がある．以上調査結果から，津波堆積物調査により確認された過去 3000 年間の津波発生回数は，浦幌で 8 回，根室で 7 回，色丹島で 6 回であったことが分かった．

十勝沖～根室沖での海底構造探査の成果

平成 22 年 8 月に十勝沖～根室沖の海域で，海底地震計 21 台（図 8 の丸）を設置して地下構造探査を実施した．観測では，新日本海事? 所有の「新世丸」を傭船し，東京大学地震研究所所有の 25 リットルのエアガン 2 基を使用して，1952 年十勝沖地震（M8.2）の本震時に滑りの大きかった領域（アスペリティ）と 2003 年十勝沖地震（M8.0）後に余効変動があった領域を含む測線 1 と，文部科学省委託事業によって長期観測型海底地震計（図 8 の三角）が設置されている測線 2 上で発振した．エアガン発振後，図 8 の白丸で示した 1 台を除く 20 台の海底地震計を回収した．釧路海底谷より西側の海底地震計では，震央距離 40km 付近で初動走時に不連続が見られたが，東側の海底地震計では連続しており，東西方向での構造の違いが示唆される．今後，詳しい解析を進めていく．

根室沖での海底地震観測による成果

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，根室半島沖アスペリティとその周辺に海底地震計 10 台を設置し，平成 20 年 11 月から観測を行っている．今年度は，平成 22 年 6 月に海底地震計 10 台および海底圧力計 2 台の入れかえ作業を行い，平成 21 年 6 月に回収されたデータを用いて震源決定を行った．2008 年 11 月 9 日から 2009 年 6 月 16 日までの震央分布図（図 9）では，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て，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．今後，観測点近傍の地震の波形を用いて，コーダ Q の推定を行う．

連続ひずみ観測データを高精度で解析するシステム開発の成果

昨年度に引き続き歪計データの解析を行うためのプラットフォームとなるデータベースソフトウェアの開発を継続した．以前からあった任意時間軸でのデータ描画・フィルタリング・データダウンロード・Baytap-G（Tamura et al., 1992）による潮汐解析機能に付け加え，以下のような新たな機能を追加した．1）任意のパラメータによるフィルタ機能（fc, fl と fh の任意入力による低域通過・高域通過・帯域通過の選択が可能），2）任意の方向でのひずみ解析機能，3）ストリーミングひずみ解析機能（大久保ほか，2008）で解析ウインドを 600 サンプルで設定できるようにした．これにより，たとえば 1 時間サンプリングなどのデータに対して長期間での解析を行うことを可能とした．4）積算振幅表示機能．通常の高感度地震計や広帯域地震計などの自乗振幅時間変化・振幅積算を表示可能とし火山性微動の時間変化などを追跡できるようにした．5）気象庁および Global-CMT の震源リスト

に基づき自動的にひずみ地震動波形のサムネイルを作成するとともに Global-CMT と NIED-CMT 解を自動的にダウンロードして震源情報として一元的なアーカイブを作成する機能を追加した。6) 上記メカニズム情報から断層を設定し各観測点での理論歪を Okada(1992) により計算する機能を追加した。7) 任意の断層モデルを入力することにより各観測点での理論歪を Okada(1992) により計算する機能を追加した。

データベースサーバーの公開運用に備えユーザー数の増加に対応するためのシステム設計を行った。具体的には、サーバーを正副2台体制としてバックアップ機能を持たせた。また、同時に多数のユーザーがアクセスして負荷が集中するのを防ぐため、ログインポイントにロードバランサーを装備し、正副2つのサーバーに自動的に負荷分散を行うような構成とした。これにより、大地震や火山噴火などのイベントが発生しユーザーアクセスが増加した場合にもある程度対応可能なシステムとなったが、今後、負荷実験などを行ってより安定的な運用が出来るようなシステムに向けた改良を行う予定である。

- (8) 平成22年度の成果に関連の深いもので、平成22年度に公表された主な成果物(論文・報告書等)：
- [1] Shestakov, N. V., M. D. Gerasimenko, H. Takahashi, M. Kasahara, V. A. Bormotov, V. G. Bykov, A. G. Kolomiets, G. N. Gerasimov, N. F. Vasilenko, A. S. Prytkov, V. Yu. Timofeev, D. G. Ardyukov and T. Kato, Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS Observations, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04871.x., 2010.
 - [2] 山口照寛・笠原稔・高橋浩晃・岡山宗夫・高田真秀・一柳昌義, 地殻変動データベースシステムの開発, *測地学会誌*, 56, 47-58, 2010.
 - [3] 一柳昌義・高橋浩晃・前田宜浩・笠原稔・宮町宏樹・平野舟一郎・センラクス・ミハイルワレンチン・キムチュンウン, 日露共同地震観測による2007年8月2日に発生したサハリン南西沖の地震(MJMA6.4)の余震活動, *地震?*, 62, 139-152, 2010.
 - [4] Shibata, T., N. Matsumoto, F. Akita, N. Okazaki, H. Takahashi and R. Ikeda, Linear poroelasticity of groundwater levels from observational records at wells in Hokkaido, Japan, *Tectonophysics*, 483, 305-309, 2010.
 - [5] Ioki, K. and Y. Tanioka, Slip Distribution of the 1963 Great Kurile Earthquake Estimated from Tsunami Waveforms, *Pure Appl. Geophys.*, DOI 10.1007/s00024-010-0219-5, 2011
 - [6] Aditya Gusman, Source Process Determinations of Recent and Historical Tsunamigenic Earthquakes using Tsunami Waveforms, Tsunami Inundation Data, Tsunami Deposits, and InSAR Data., PhD dissertation, Graduate School of Science Hokkaido University, 2010.
 - [7] 中村有吾・西村裕一・中川光弘・Viktor M. Kaystrenko・Alexander Ya. Iliev, 国後島南部および色丹島における北海道起源の完新世広域テフラの同定, *火山*, 54, 263-274, 2009.

(9) 平成23年度実施計画の概要：

ロシア極東域での広帯域地震観測・サハリン南部での稠密地震観測を継続し、応力場や速度構造を得るための地震波形データの蓄積を継続する。

沿海州地方でGPS観測を実施し、アムールプレートの大陸側での速度場を得る為のデータを得る。千島列島沿いに発生した過去の巨大地震の震源過程の解析及び堆積物の運搬・堆積をモデルに取り込んだ津波数値計算手法を最近の調査結果に適用し検証する。

北海道太平洋沿岸で津波堆積物調査を実施し、南千島・北海道太平洋沿岸での津波堆積物調査によって得られたサンプルを解析し、津波イベントの同定を行う。さらにサハリン南部での津波堆積物調査結果も継続する。

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。十勝沖地震の余震の応力降下量とすべり分布との関係を調査する。

地殻変動観測等観測を地震時などの非常時にも安定運用するためのシステム改良を実施する。特に、長時間停電に対応できるようなシステムを開発する。

(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・カムチャッカ火山地震研究所

(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：mccopy_mm@mail.sci.hokudai.ac.jp

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

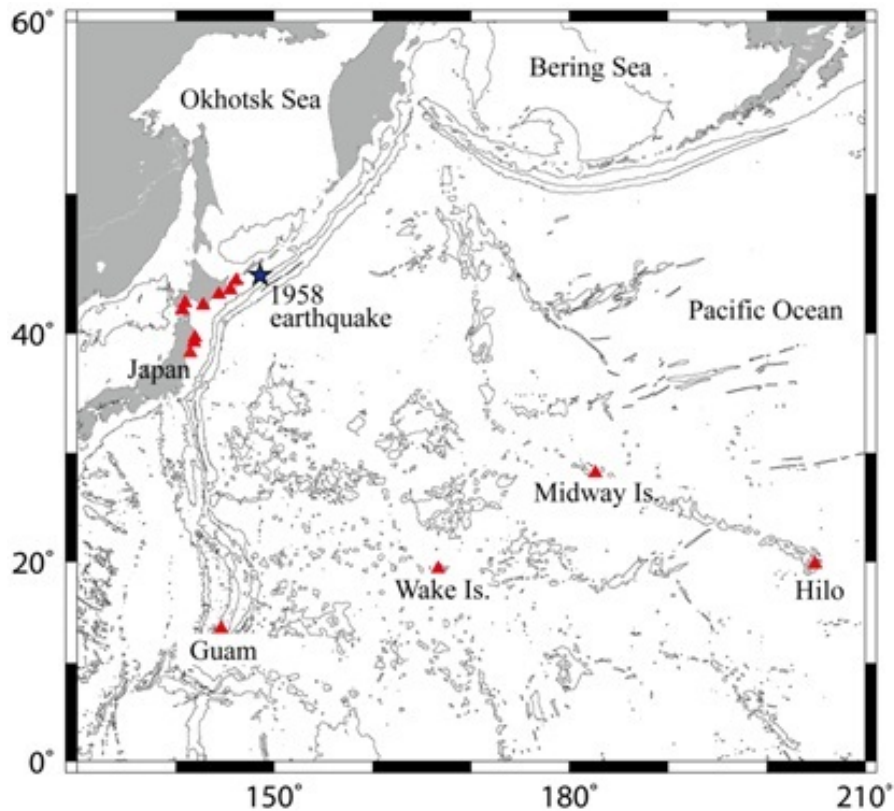


図1 1958年択捉沖巨大地震の津波解析に用いた津波波形を観測した検潮所()

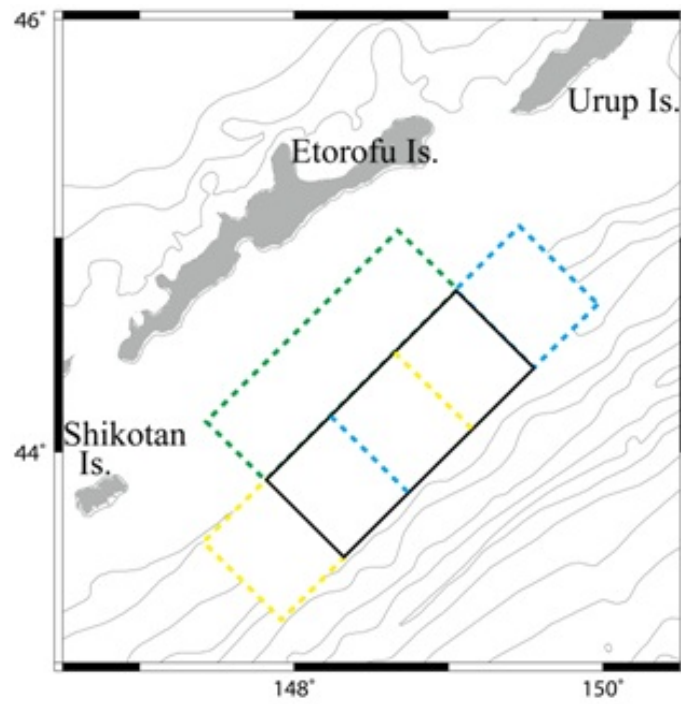


図2 断層面の大きさ・位置を変化させた1958年択捉沖地震に対する断層モデル.

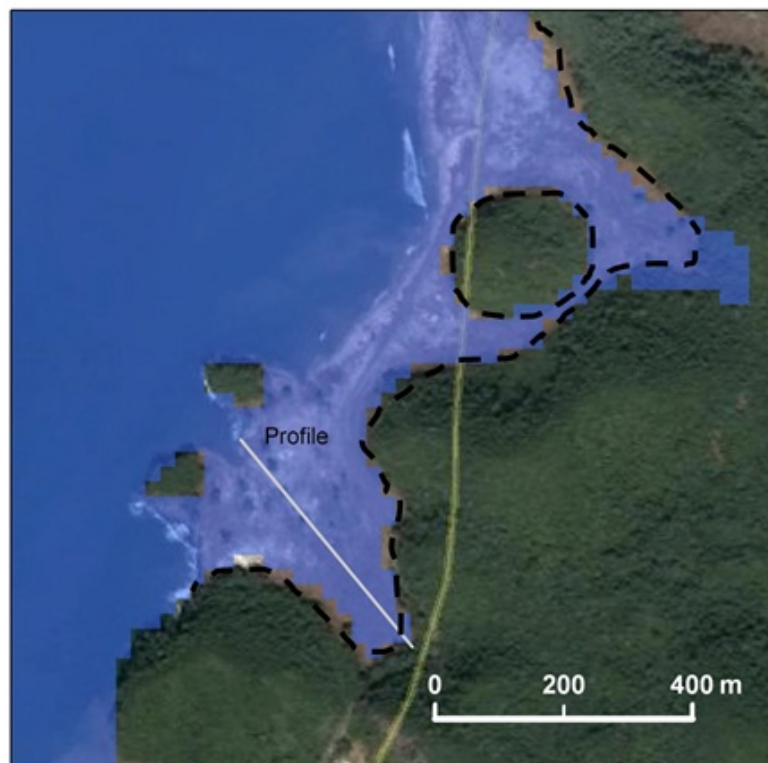


図3 2004年スマトラ巨大地震による津波堆積物に対しスマトラ島北部で詳細な津波堆積物調査が実施された測線(白線)とその周辺での津波遡上数値計算結果と観測津波遡上域(点線)の比較.

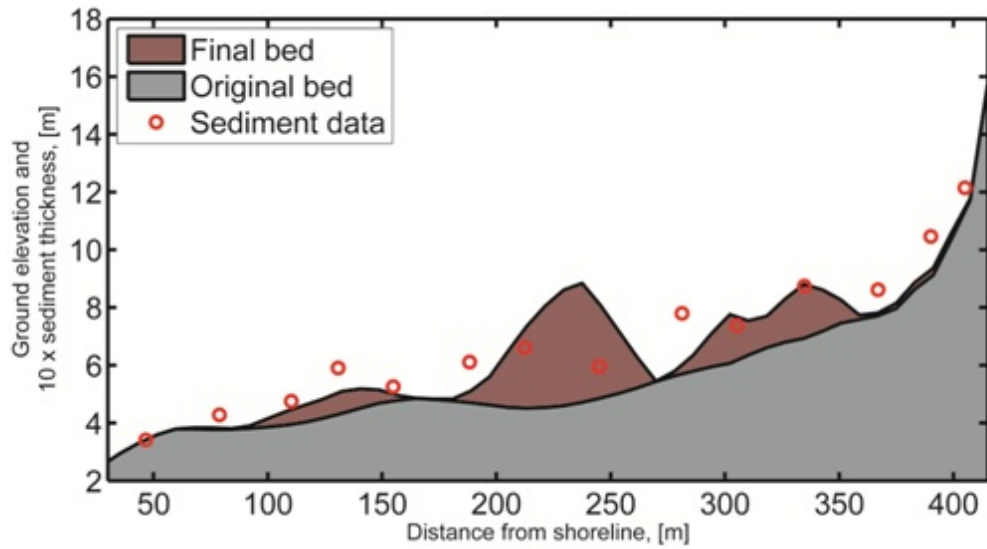


図4 調査により得られた津波堆積物の厚さ（赤丸）と数値計算により推定された津波堆積物の分布（Final Bed）の比較

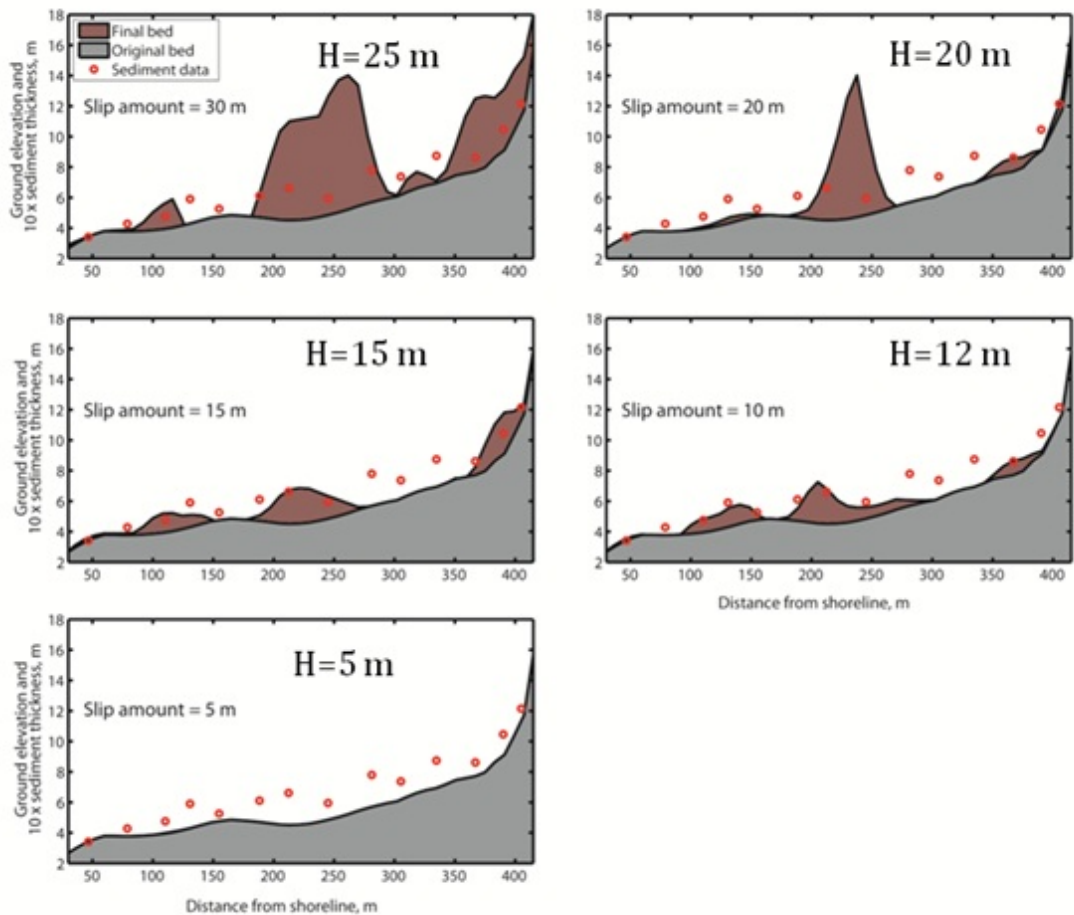


図5 断層モデルを固定し、すべり量を変化させた時の数値計算による津波堆積物の分布の変化の様子。

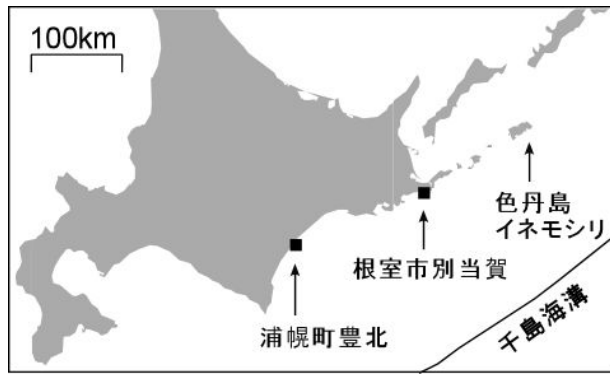


図6 津波堆積物調査地点

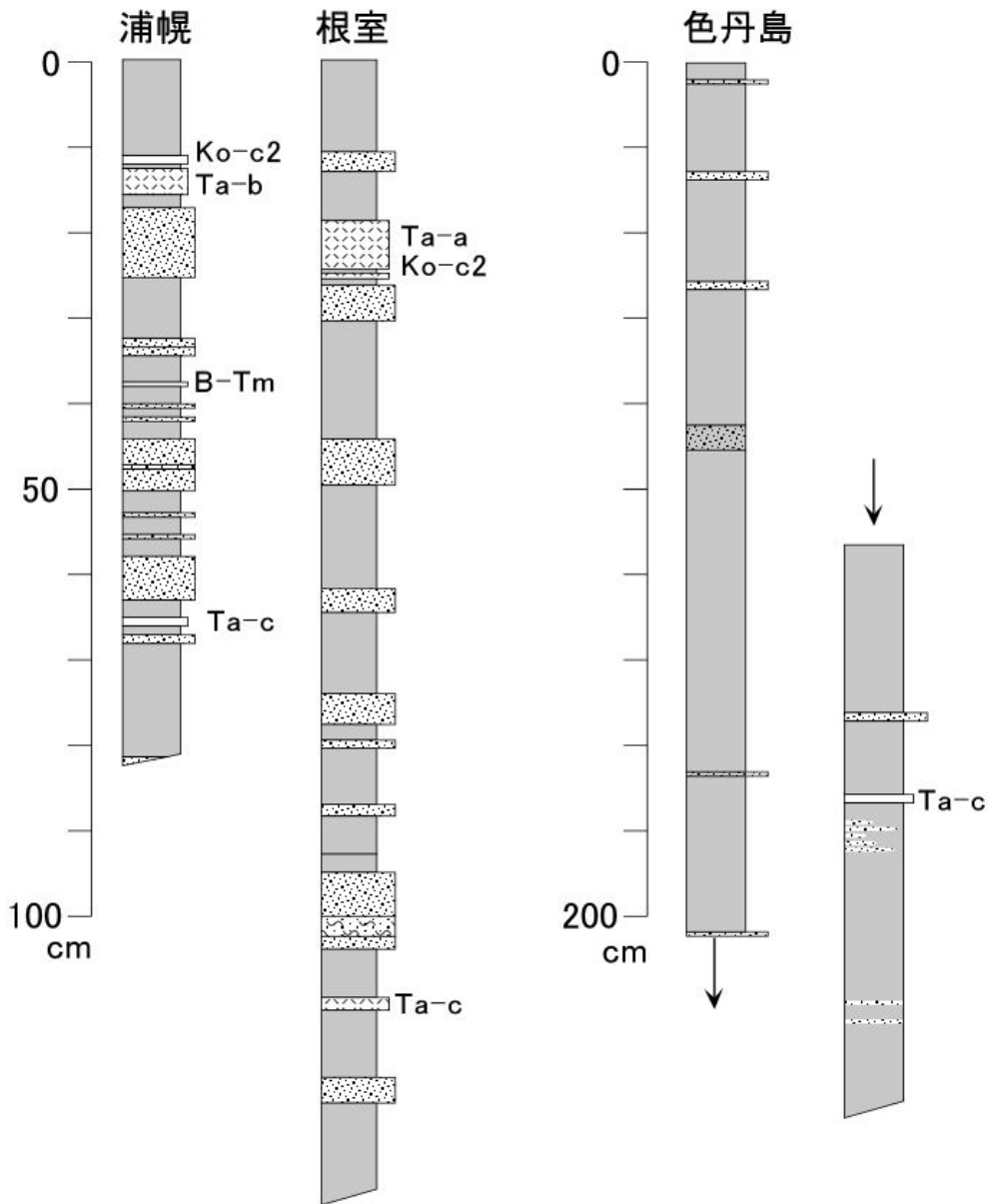


図7 浦幌・根室・色丹島の調査地点での津波堆積物とテフラの層序

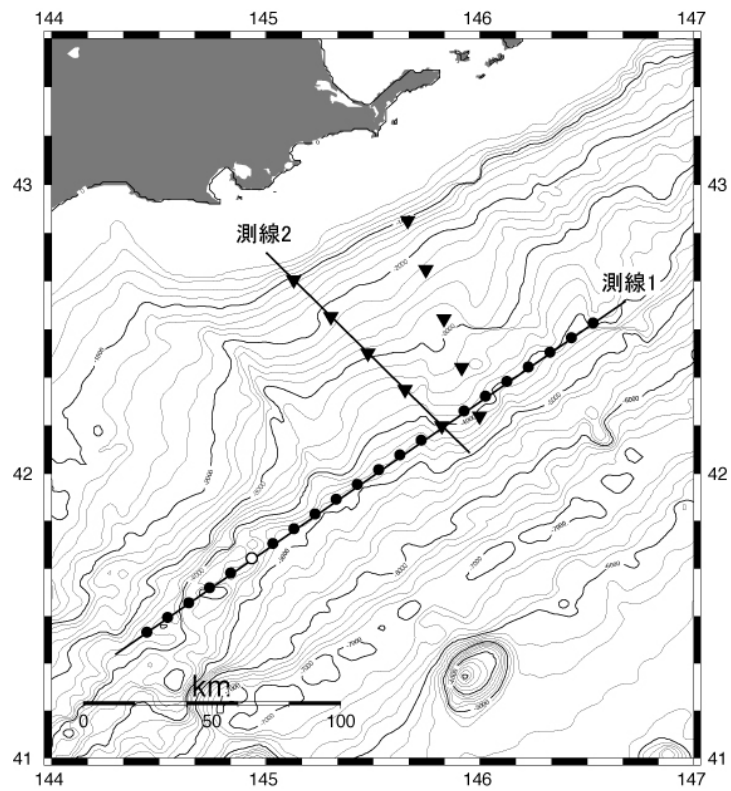


図8 海底構造探査を実施した測線

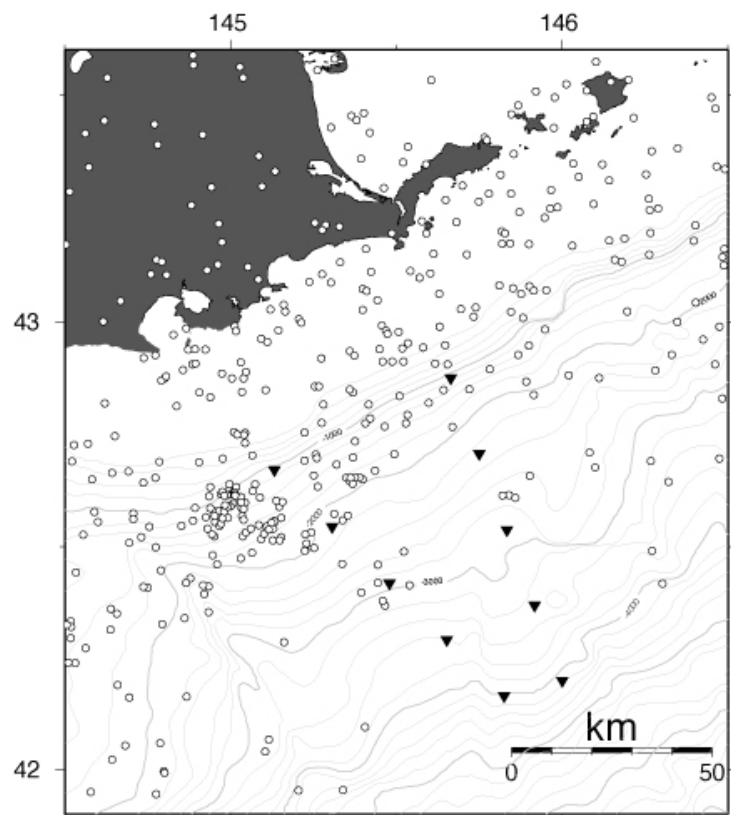


図9 2008年11月9日から2009年6月16日までの震央分布図