

### 3. 2 津波波源モデル・震源断層モデルの構築

#### 3. 2. 1 歴史地震・古津波調査

##### 3. 2. 1. 1 歴史文書・地震記録の調査

## 目 次

### (1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8ヵ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）
  - 1) 平成 25 年度
  - 2) 平成 26 年度
  - 3) 平成 27 年度
  - 4) 平成 28 年度
  - 5) 平成 29 年度
  - 6) 平成 30 年度
  - 7) 平成 31 年度（令和元年度）
  - 8) 令和 2 年度
- (e) 平成 31 年度（令和元年度）業務目的

### (2) 平成 31 年度（令和元年度）の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
  - 1) 日本海で発生した 1940 年積丹半島沖の地震と 1993 年北海道南西沖地震の津波断層モデルの検証
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献
- (e) 成果の論文発表・口頭発表等
- (f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

### (3) 令和 2 年度業務計画案

## (1) 業務の内容

### (a) 業務題目

#### 2.1.1 歴史文書・地震記録の調査

### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	教授	佐竹 健治
	助教	西山 昭仁
	特任研究員	五島 朋子
	特任研究員	Iyan E. Mulia
国立科学博物館	研究主幹	室谷 智子
地震予知総合研究振興会	主任研究員	石辺 岳男

### (c) 業務の目的

震源が知られている 20 世紀に発生した大地震（M7 クラス）の地震記録の再解析と、北海道から九州に至る日本海沿岸域での歴史資料の解析を進め、津波波源域の推定に必要な基礎資料を得る。

### (d) 8 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

#### 1) 平成 25 年度：

地震カタログや地震波形記録から、1964 年新潟地震の本震・余震の震源再決定、1963 年越前岬沖、1964 年男鹿半島沖、1971 年サハリン西方沖、1983 年青森県西方沖の地震の本震・余震の震源再決定や断層パラメータ、すべり分布の推定を行った。1741 年（寛保元年）渡島大島津波について、地震歴史資料のデジタルデータ化を行い、校訂作業のための原本の収集を開始した。「古地震・津波等の史資料データベース（ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト）」で公開されている歴史資料に基づき、1762 年（宝暦 12 年）佐渡地震と 1802 年（享和 2 年）佐渡小木地震について、震度分布と津波被災地の推定を行った。

#### 2) 平成 26 年度：

平成 25 年度に引き続き 20 世紀に発生した 1963 年越前岬沖、1964 年男鹿半島沖、1983 年青森県西方沖の地震に対して、地震波形記録の再解析から断層パラメータ、すべり分布の推定を行った。1964 年男鹿半島沖、1983 年青森県西方沖の地震に対して、津波波形記録の再現を試み、断層パラメータの検証を行った。1741 年（寛保元年）渡島大島津波について、新たに史料を収集し、平成 25 年度に収集した史料については、校訂作業を開始した。

#### 3) 平成 27 年度：

平成 26 年度に引き続き、20 世紀にサハリン沖・東北沖・北陸沖で発生した地震について、地震記録・津波記録を用いて断層モデルの推定などの地震学的解析を実施した。また、主に山陰・九州地方を中心として、過去に発生した地震の地震・津波に関する史資料の収集や解析を実施した。さらに、平成 25 年度に収集した史料に関して、引き続き校訂作業を実施し、史料分析を行った。

4) 平成 28 年度：

平成 27 年度までに地震学的解析を行った、サハリン沖・東北沖・北陸沖の地震の断層パラメータの検証と、1963 年越前岬沖地震と海底活断層との関係についての検証を行った。また、主に山陰・九州沖を中心として、過去に発生した地震・津波に関する波形・歴史資料の調査・収集を実施した。

5) 平成 29 年度：

主に北海道地域を対象として、過去に日本海で発生した 1940 年積丹半島沖の地震、1993 年北海道南西沖地震における断層パラメータに関する既往研究結果を収集し、津波数値解析を実施し、津波断層モデルの検証を実施した。また、北海道沿岸に津波による影響を及ぼす可能性がある地震に関して資料を収集した。

6) 平成 30 年度：

北海道・東北地域を対象として、過去に日本海で発生した 1940 年積丹半島沖の地震、1983 年日本海中部地震の津波波形記録を用いて、津波数値解析による断層モデルの検証を行った。

7) 平成 31 年度（令和元年度）：

日本海全域を対象として、地震・津波波形記録や史料の収集と解析を実施した。

8) 令和 2 年度：

20 世紀以降に発生した地震について断層パラメータを整理し、それらの関係（相似則）を検討する。これまで本プロジェクトで収集した地震・津波記録を関係データベースに提供できるよう、整理・デジタル化する。

(e) 平成 31 年度（令和元年度）業務目的

サブサブテーマ 2.5.1 によって得られた北海道地域の断層モデルと令和元年に公開されたロシア周辺の海底地形データを用いて、日本海で発生した 1940 年積丹半島沖の地震、1993 年北海道南西沖地震の津波断層モデルについて検証を実施する。

**(2) 平成 31 年度（令和元年度）の成果**

(a) 業務の要約

日本海で発生した 1940 年積丹半島沖の地震と 1993 年北海道南西沖地震について、サブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」によって得られた北海道地域の断層モデルと津波

波形インバージョンによって推定された断層モデルを用いて津波数値計算を行い、観測波形と比較することで断層モデルの検証を行った。これまでの解析に使用していた海底地形データはロシア観測点周辺の地形を再現しきれていなかったが、今年度新しく公開された海底地形データ GEBCO2019 により海岸地形の精度が向上し、水深データも JTOPO30 との違いが見られたため、再検証を行った。また、両地震に対して考える断層モデルに対して、今年度サブテーマ 3.1「津波予測」で実施された津波痕跡高とシミュレーション解析による計算高の比較を、断層モデルの検証のための参考とした。

## (b) 業務の成果

### 1) 日本海で発生した 1940 年積丹半島沖の地震と 1993 年北海道南西沖地震の津波断層モデルの検証

日本海沿岸域に津波被害をもたらした 1940 年積丹半島沖の地震、1993 年北海道南西沖地震について、断層モデルの検証を行った。津波波形インバージョンによって得られている断層モデルに加え、サブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」で得られた北海道地域の断層モデルから、各地震を引き起こした可能性が考えられる断層モデルを複数設定した。サブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」では各断層のすべり量は与えられていないため、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」<sup>1)</sup>における（ア）の手法ならびに武村（1998）<sup>2)</sup>のスケーリング則によってすべり量を算定した。震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」<sup>1)</sup>における（ア）の手法では、地震モーメント ( $M_0$ ) と断層面積 ( $S$ ) について、 $M_0=7.5 \times 10^{18} (\text{N} \cdot \text{m})$  ( $M_w$  6.5 程度) を境に二つの異なる関係式（スケーリング則）を使っていた（以下では「レシピ（ア）」と呼ぶ）。ところが、 $M_w$  7.4 以上の大きな地震については、 $M_0$  と  $S$  との関係がこれらの式から外れることが指摘された（Murotani et al., 2015）<sup>3)</sup> ため、平成 28 年度に改訂された「レシピ」では、 $M_0 \geq 1.8 \times 10^{20} (\text{N} \cdot \text{m})$  においてさらに別の関係式を使う、すなわち地震規模によって 3 段階に変化するスケーリング則が導入された（以下、「新レシピ（ア）」と呼ぶ）。新しいレシピでは、第 3 ステージにおいて、同じ  $M_0$  に対して第 2 ステージと比べて断層面積が大きくなるため、すべり量は小さくなる。本プロジェクトでは、これまで一貫してレシピ（ア）を用いてきたが、大きな  $M_0$  に対してはすべり量が大きめになり、計算された津波の振幅も大きくなる傾向があった。そこで今年度は、レシピ（ア）に加えて新レシピ（ア）によるすべり量についても津波を計算した。

津波計算には、断層パラメータから Okada (1985)<sup>4)</sup> によって計算した海底地殻変動を初期条件とし、分散を考慮しない非線形長波式の大規模並列計算コード JAGURS<sup>5)</sup> を用いた。海底地形は、日本周辺の観測点に対しては日本水路協会による JTOPO30 と M7000 シリーズから作成した 15 秒（約 450 m）メッシュのグリッドデータを、ロシア周辺の観測点に対しては国際水路機関（International Hydrographic Organization）と国際連合教育科学文化機関・政府間海洋学委員会（UNESCO-Intergovernmental Oceanographic Commission）との共同プロジェクトで作成された全世界の海底地形図 GEBCO2019（15 秒メッシュ）のグリッドデータを用いた。これまで用いていた JTOPO30（30 秒グリッドデータを 15 秒グリッドに補間した）と GEBCO2019 のデータの水深の差を図 1 に、ロシアの Nakhodka と Posyet の観測点周辺の地形を図 2 に示す。ロシア沿岸の水深には顕著

な差が見られ、15秒グリッドのデータにより観測点周辺の詳細な地形を考慮できるようになった。湾の奥に設置されている観測点に対しては、地形の影響は大きいと思われる。

各地震に対して異なる断層モデル、異なるスケーリング則を用いて津波波形を計算し、観測波形との比較を行った。異なる断層モデルによる計算波形の違いは、波形や到達時刻の差に現れ、また、スケーリング則によるすべり量の違いは振幅や沿岸津波高に現れる。波形の一致度、ならびに実測された痕跡値と計算値との幾何平均  $K$  と幾何標準偏差  $\kappa$  (相田、1977) <sup>6)</sup> を比較することで、断層モデルの妥当性を検証した。ただし、サブテーマ 3.1 「津波予測」では、レシピ (ア) と武村 (1998) <sup>2)</sup> によるすべり量に対してのみ  $K$ 、 $\kappa$  を算出している。

以下、各地震についての結果をまとめる。

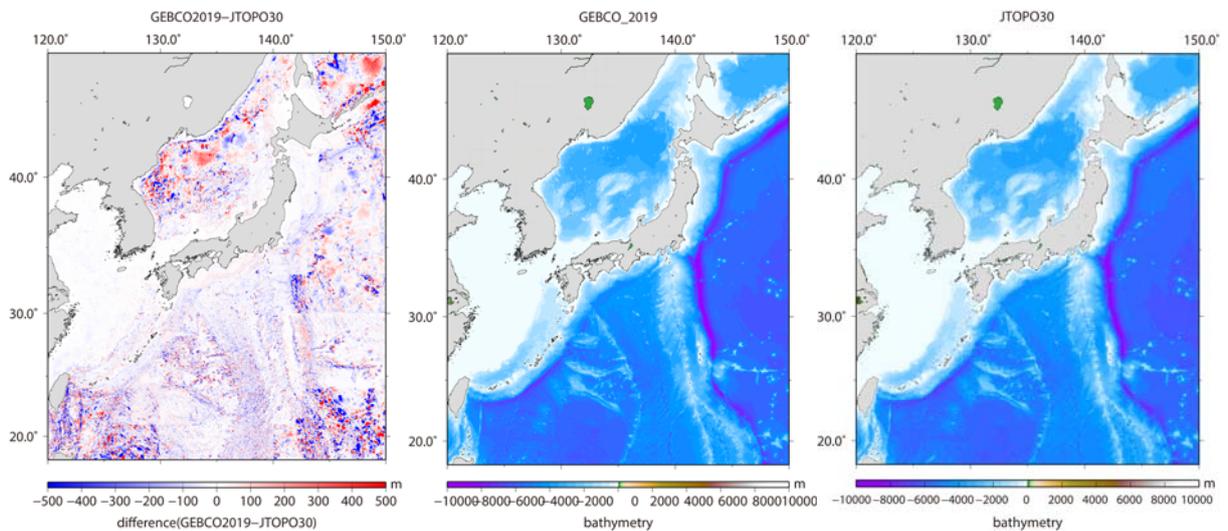


図1 (左) GEBCO2019とJTOPO30(30秒グリッドデータを15秒グリッドに補間)の水深の差。赤はGEBCO2019がJTOPO30より浅いことを示す。(中) GEBCO2019の水深データ。(右) JTOPO30(30秒グリッド)の水深データ。

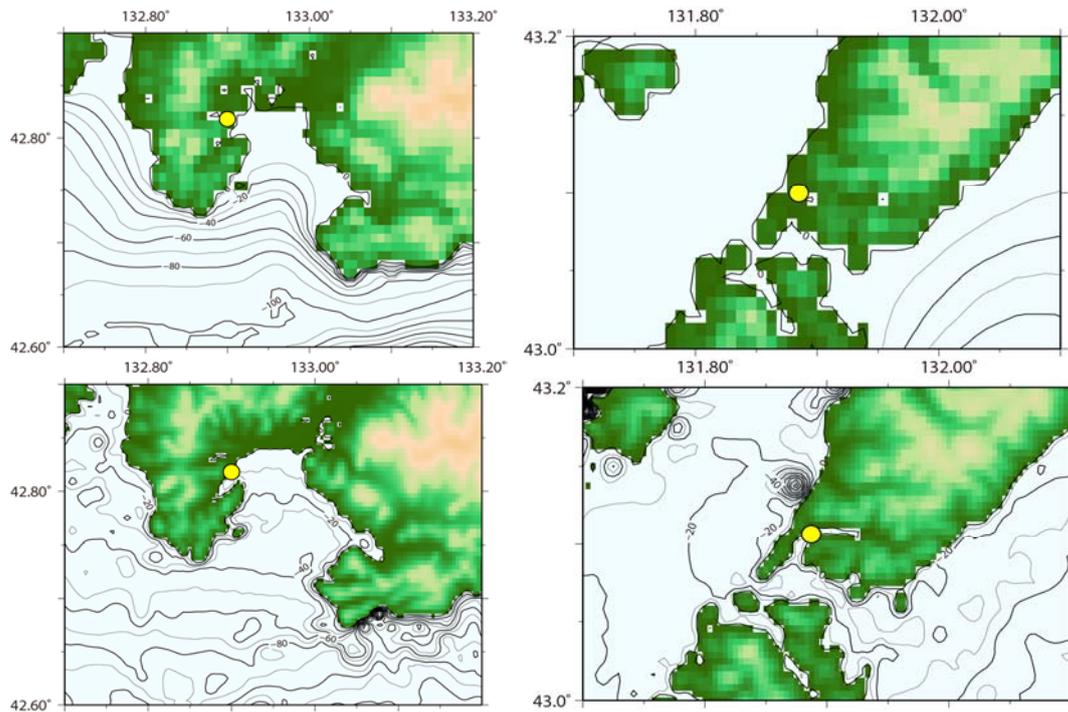


図 2 Nakhodka (左) と Posyet (右) の観測点周辺の地形。上段は JTOPO30 (30 秒グリッド)、下段は GEBCO2019 (15 秒グリッド) による。黄色丸は 15 秒グリッドデータで設定した各観測点の位置。

#### a) 1940 年積丹半島沖の地震 (Mjma 7.5)

1940 年積丹半島沖の地震について、平成 30 年度には、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup>、Ohsumi and Fujiwara (2017)<sup>8)</sup> による断層モデルに加えて、サブサブテーマ 2.5.1 「断層モデルの構築」によって得られた北海道地域の断層モデルから MS01、MS02、ST01、ST02 の 4 枚の断層が連動した場合について、日本国内で津波波形が記録された石狩、小樽、忍路、岩内、酒田、新潟、輪島の 7 点に加えて、ロシアの Vladivostok、Bolshoy Kamen、Nevelsk の 3 点に対して津波数値計算を行い (図 3)、観測波形と計算波形との比較を行った。その結果、津波波形インバージョン (Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup>) から推定された断層モデルが最も観測波形の再現性が良かったが、ロシアの津波観測記録の振幅を説明するためには、海洋海山に相当する断層で 3 m 以上のすべり量を伴う破壊が必要である可能性が示唆された。しかしながら、JTOPO30 での海底地形データではロシア観測点周辺の地形の再現性は低く、さらなる検証が必要となった。

今年度は、新たな海底地形データを用いて、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> の津波波形インバージョンモデルと、サブサブテーマ 2.5.1 「断層モデルの構築」により得られた MS01、MS02、ST01、ST02 の組み合わせで 3 通りの断層モデル「MS01+MS02+ST01+ST02」、「MS01+MS02」、「MS02+ST02」を設定し (図 3)、津波数値計算を行った。表 1、2 に各断層パラメータを示す。

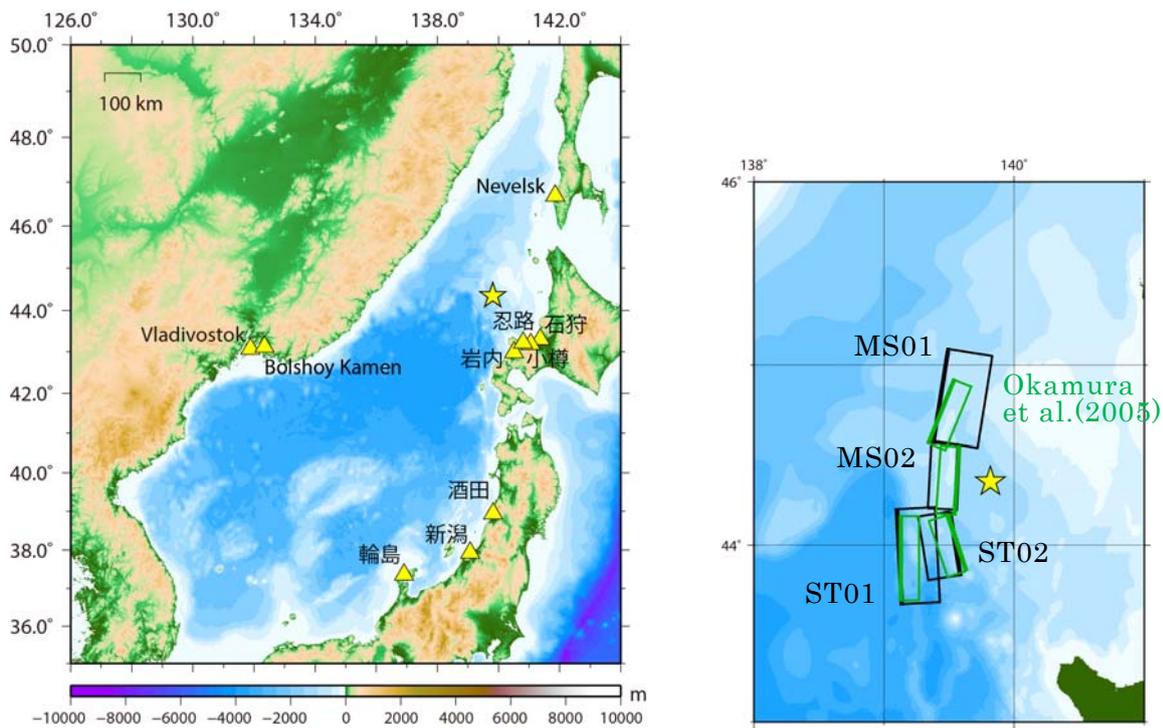


図3 (左) 津波波形を計算した観測点 (三角) と (右) 1940年積丹半島沖の地震を起こした可能性が考えられる MS01、MS02、ST01、ST02、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> の断層位置。星印は気象庁による 1940年積丹半島沖の地震の震央を示す。

表1 津波数値計算を行った各断層モデルのパラメータ

モデル	断層長 (km)	断層幅 (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)
MS01	57.1	32.0	9	30	53
MS02	40.3	22.6	183	45	82
ST01	59.6	28.0	357	30	45
ST02	40.4	24.9	171	40	94
Okamura et al. (2005)	42.0	16.0	22	45	90
	42.0	16.0	184	45	90
	37.0	16.0	162	45	90
	53.0	16.0	0	45	90

表 2 MS01、MS02、ST01、ST02 の組み合わせで設定した各断層モデルと Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> でのパラメータならびに実測された痕跡値と計算値との幾何平均 K と幾何標準偏差  $\kappa$

モデル	Mw	レシピ (ア) (m)	K, $\kappa$ #	武村(1998) (m)	K, $\kappa$ #	新レシピ (ア) (m)	K, $\kappa$ #
MS01 MS02	7.7	4.92 3.48	K=1.09 $\kappa=2.3$	4.41 4.41	K=1.03 $\kappa=2.35$	3.23 2.28	-
MS02 ST02	7.5	3.03 3.18	K=1.2 $\kappa=2.32$	4.54 4.13	K=0.92 $\kappa=2.32$	2.84 2.98	-
MS01 MS02 ST01 ST02	8.1	9.88 6.98 9.44 7.33	K=0.41 $\kappa=2.25$	8.79 8.78 10.48 8.00	K=0.38 $\kappa=2.27$	3.28 2.32 3.13 2.43	-
Okamura et al. (2005)	7.5	1.64* 2.23 2.74 0.58	K=1.59 $\kappa=2.25$	*津波波形インバージョンによるすべり量			

#サブテーマ 3.1「津波予測」における K、 $\kappa$  の算出は、レシピ (ア) と武村 (1998)<sup>2)</sup> に対して行っている。

まずは Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> による断層モデルと、ほぼ同じ位置の MS01+MS02+ST01+ST02 モデルについて、海底地形データの影響を確認した。JTOPO30 (30 秒グリッド) と GEBCO2019 (15 秒グリッド) で計算したロシアの観測点での津波波形を観測波形と比較すると (図 4)、GEBCO2019 を用いることで、振幅と波形の再現性が良くなった。

各モデルによる海底地殻変動を図 5 に、観測波形と計算波形の比較を図 6 にそれぞれ示す。津波波形記録の比較からは、レシピ (ア) と武村 (1998)<sup>2)</sup> によって求めたすべり量では、日本、ロシアの観測点とも計算波形の振幅が大きすぎるが、3 ステージを導入した新レシピ (ア) によるすべりモデルもしくは Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> モデルは観測波形をよく説明することができた。ロシア沿岸域の Vladivostok、Bolshoy Kamen、Nevelsk の観測点に注目すると、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> モデルでは観測波形の振幅を再現することができなかったが、新レシピ (ア) によるすべりモデルでは振幅の再現性が向上した。新レシピ (ア) によるすべりを与えた MS01、MS02、ST01、ST02 の各断層による寄与を見ると (図 7)、ロシアの観測点において ST01 の影響が大きいことが分かる。ST01 は Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> の南西端の断層に相当するが、新レシピ (ア)、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> のすべり量はそれぞれ 3.13 m、0.58 m である。ロシアにおける観測波形の振幅を説明するためには、1~3 m 程度のすべり量が必要であると考えられる。日本の観測点においても ST01 からの貢献が大きいため、3 m のすべり量では大きすぎるかもしれない、さらに、石狩、忍路、小樽、岩内の観測点においては、初動が反転する結果となった。

MS01+MS02+ST01+ST02 モデルの他に、MS01+MS02 モデル、MS02+ST02 モデルについても、同様に観測波形と計算波形の比較を行った (表 2、図 8、9)。どちらのモデルでも、どのスケール則によるすべり量でも、K と  $\kappa$  の差はほとんどない。MS01+MS02+ST01+ST02 モデルよりも K の値は 1 に近く、観測波形も概ね再現すること

ができた。しかしながら、MS01+MS02 モデルでは日本の観測点への到達時刻が遅い。MS01+MS02 モデルと MS02+ST02 モデルの差はロシアの Nevelsk 観測点への到達時刻に顕著に現れるが、時計の時刻精度が不明のために判断材料とすることは難しかった。

サブテーマ 3.1「津波予測」では沿岸津波高と痕跡値と計算値との  $K$ 、 $\kappa$  を評価した。Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> モデル、MS01+MS02+ST01+ST02 モデル (図 5)、MS01+MS02 モデルと MS02+ST02 モデル (図 8) を検討した (表 2) が、どのモデルでも、どのスケールリング則によるすべり量でも、 $K$  と  $\kappa$  の大きな差はなく、どのモデルが妥当であるかの判断は難しかった。新レシピ (ア) に関する  $K$ 、 $\kappa$  の評価は、今年度は実施されておらず、津波波形記録の比較からは  $K$ 、 $\kappa$  の値が 1 に近くなることが期待される。

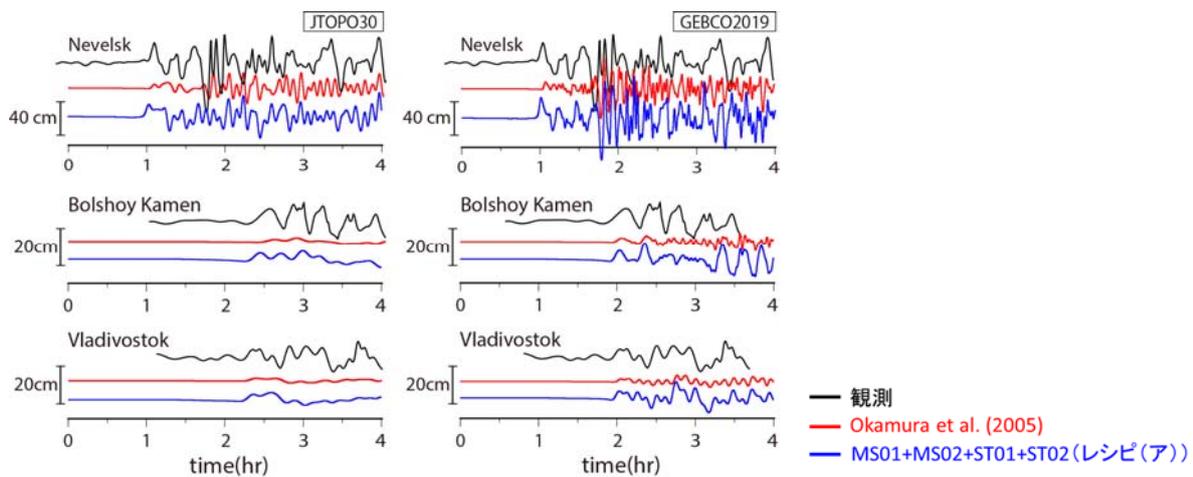


図 4 JTOPO30 (30 秒メッシュ) と GEBCO2019 (15 秒メッシュ) の海底地形データで計算したロシア観測点での津波波形と観測波形の比較。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

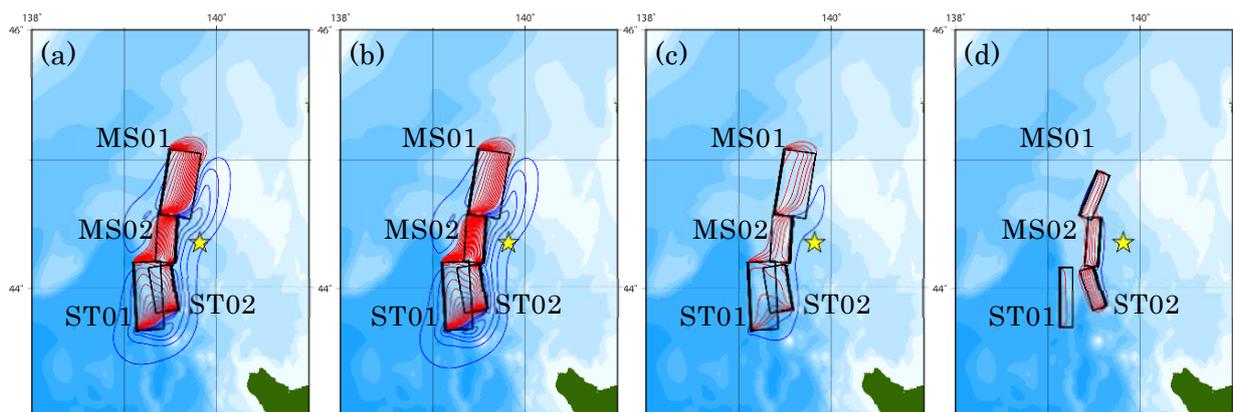


図 5 (a) レシピ (ア)、(b) 武村 (1998)<sup>2)</sup>、(c) 新レシピ (ア) のスケールリングによるすべり量を与えた MS01+MS02+ST01+ST02 モデルと、(d) Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> モデルによって計算された海底地殻変動。黒矩形は断層面、黒太線は断層上端の位置をそれぞれ示す。赤は隆起、青は沈降を表す。コンター間隔は 20 cm。星印は気象庁による 1940 年積丹半島沖の地震の震央を示す。

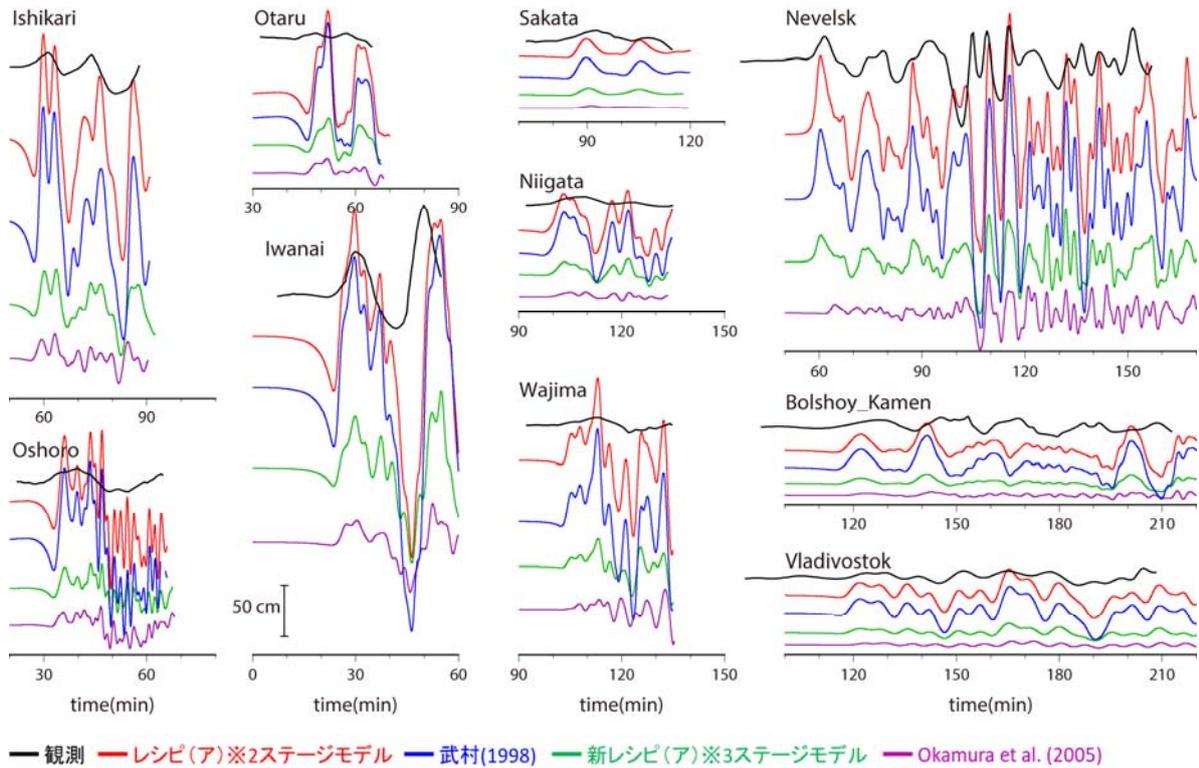


図 6 津波観測波形と MS01+MS02+ST01+ST02 モデル、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> モデルから計算した津波波形の比較。時間軸は地震発生時刻を 0 とした。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

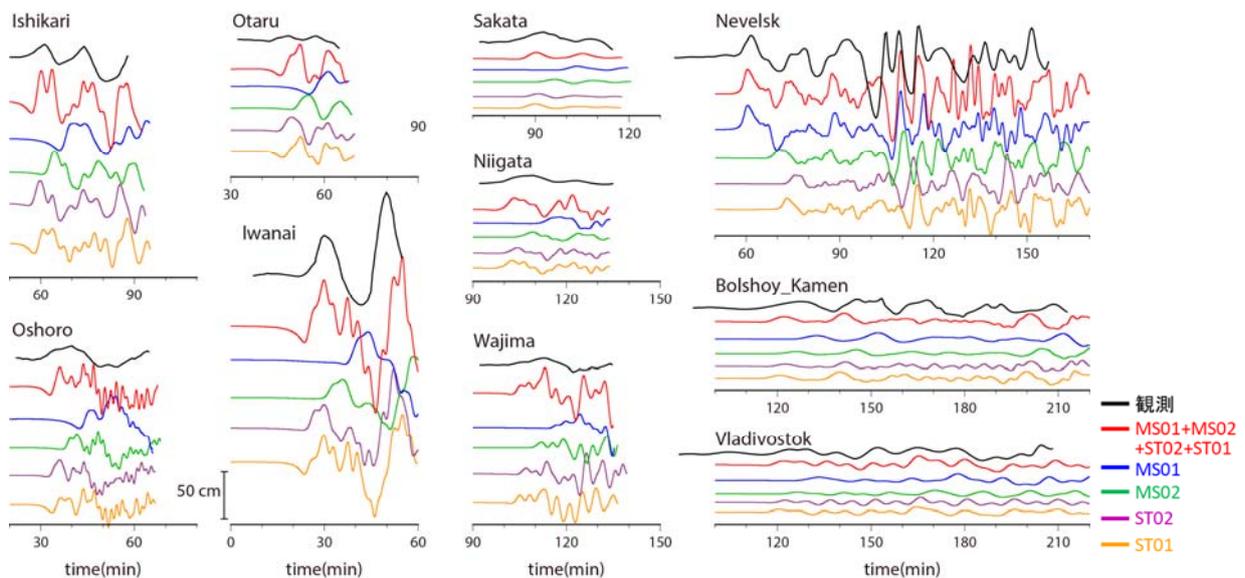


図 7 新レシピ (ア) のすべり量による MS01+MS02+ST01+ST02 モデルと各断層による計算波形の寄与。時間軸は地震発生時刻を 0 とした。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

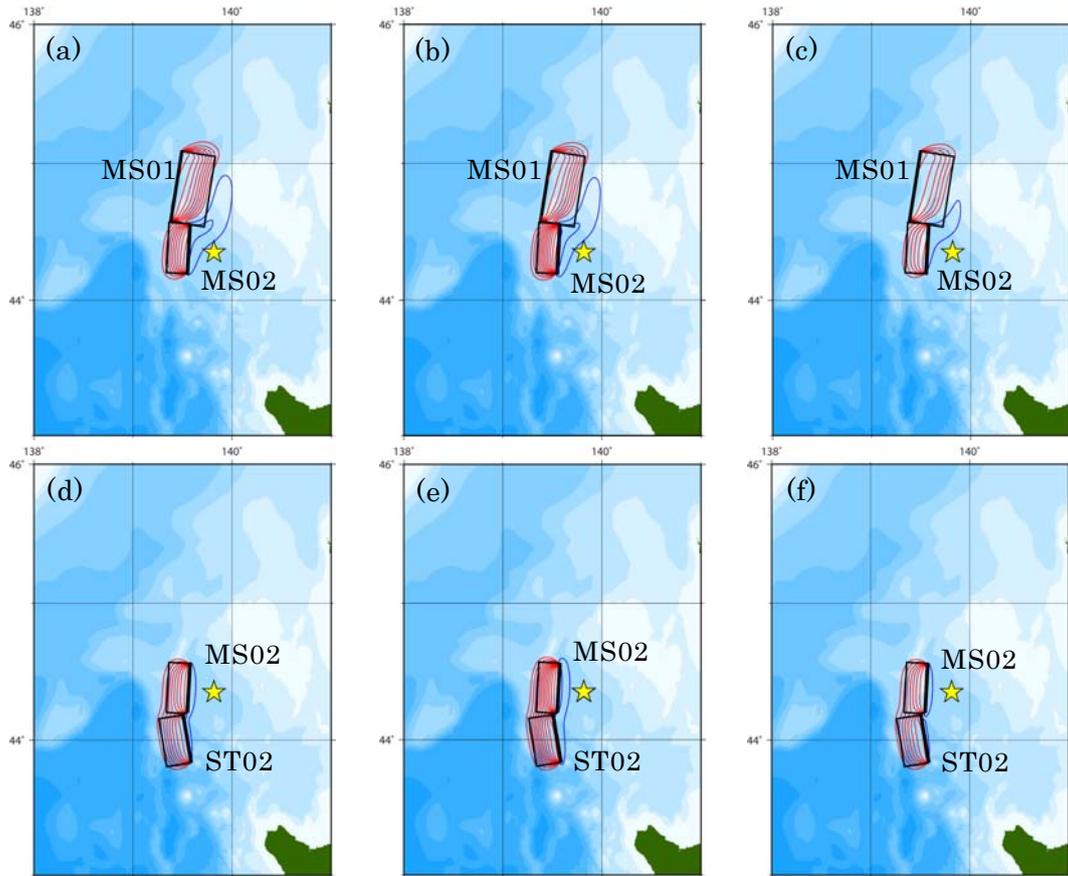


図 8 (a)(d)レシピ (ア)、(b)(e)武村 (1998) <sup>2)</sup>、(c)(f)新レシピ (ア) によるすべり量を与えた MS01+MS02 モデル、MS02+ST02 モデルによって計算された海底地殻変動。黒矩形は断層面、黒太線は断層上端を示す。赤は隆起、青は沈降を表す。コンター間隔は 20 cm。星印は気象庁による 1940 年積丹半島沖の地震の震央を示す。

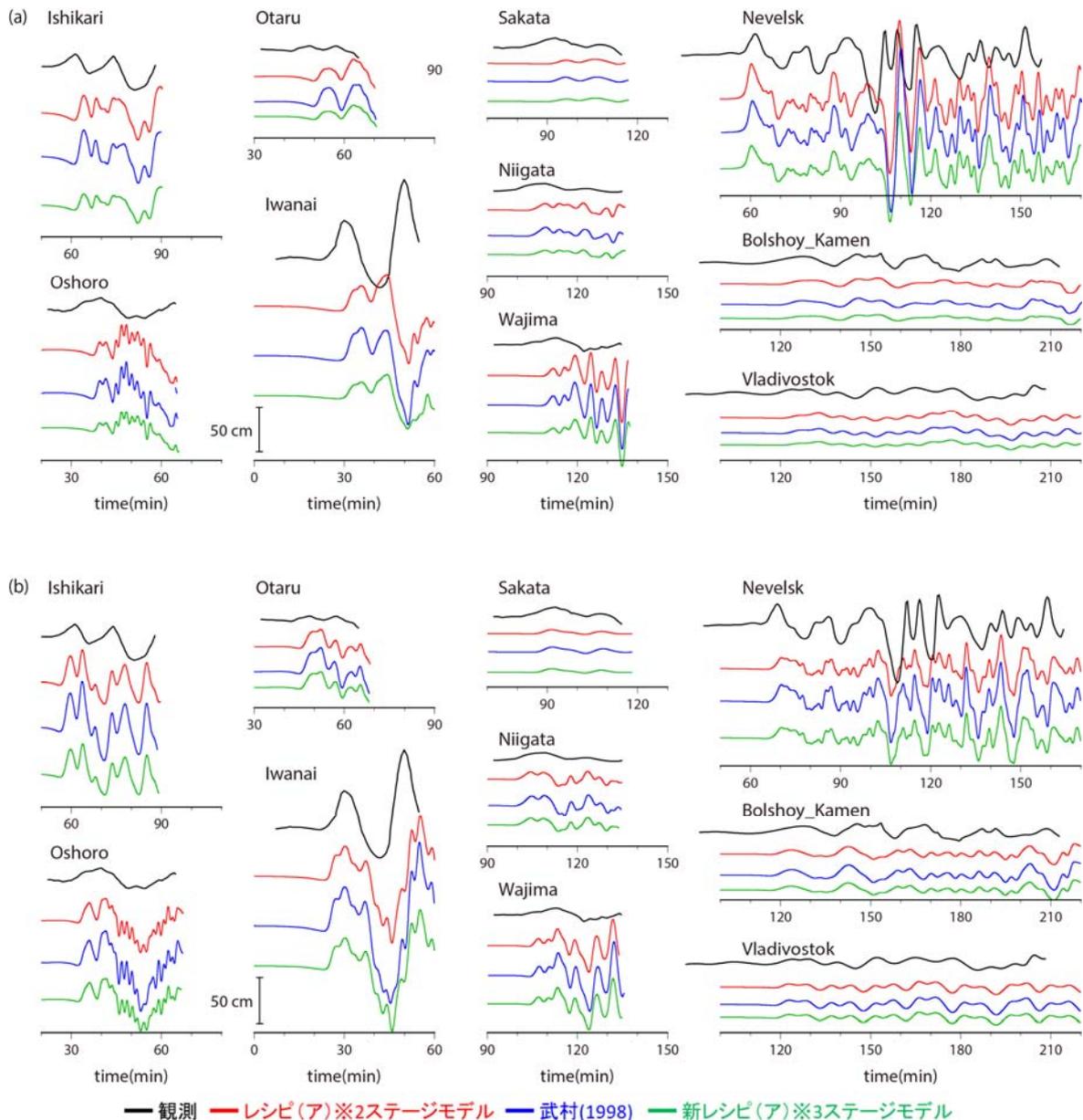


図 9 津波観測波形と(a)MS01+MS02 モデル、(b)MS02+ST02 モデルから計算した津波波形の比較。時間軸は地震発生時刻を 0 とした。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

#### b) 1993 年北海道南西沖地震 (Mjma 7.8)

1993 年北海道南西沖地震については、平成 29 年度に Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> による津波波形インバージョン、Mendoza and Fukuyama (1996)<sup>10)</sup> による地震波形インバージョンによって得られた断層モデルや、「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(以下、「日本海検討会」)<sup>11)</sup> が北海道南西沖地震相当として設定した断層モデルを用いて津波数値計算を行い、Tanioka et al. (1995)<sup>8)</sup> で用いられた稚内、杓形、留萌、小樽、岩内、江差、吉岡、大湊、鼠ヶ関、粟島、岩船、寺泊、柏崎、富山、伏木、福井、韓国の Sokcho、Mukho の 18 点に、ロシアの Vladivostok, Posyet, Nakhodka, Uglegorsk の観測点記録

を追加し（図 10）、波形の比較を行った。その結果、津波波形インバージョンで得られた断層モデルが最も波形の一致が良かった。

今年度は、新たな海底地形データを用いて、津波波形インバージョンによる Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> と、サブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」により得られた北海道南西沖地震を起こした可能性が考えられる OK01、OK02、OK03a、OK03b、OK05、ST06、ST07、ST08、ST09 から断層モデルを設定し（図 10）、津波数値計算を行った。各断層パラメータを表 3、4 に示す。

まずは Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> による断層モデルと、武村(1998)<sup>2)</sup> によるすべり量を与えた OK03a+OK03b+OK05 モデルについて、海底地形データの影響を確認した。JTOPO30（30 秒グリッド）と GEBCO2019（15 秒グリッド）で計算したロシアの観測点での津波波形を観測波形と比較すると（図 11）、GEBCO2019 を用いることで、振幅と波形の再現性が良くなった。

Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> による断層モデルと、サブテーマ 3.1「津波予測」における沿岸津波高の痕跡値と計算値との  $K$ 、 $\kappa$  がともに 1 に近い OK03a+OK03b+OK05 モデルについて観測波形と計算波形との比較を行った。各モデルによって計算した海底地殻変動を図 12、観測波形と計算波形との比較を図 13 に示す。いずれのモデルでも観測波形を比較的良く再現することができ、沿岸津波高の痕跡値と計算値の  $K$ 、 $\kappa$  の評価や波形の比較からどのモデルが妥当であるかの判断は難しかった。しかしながら、武村（1998）<sup>2)</sup> によるすべり量を与えた OK03a+OK03b +OK05 モデルが、津波波形インバージョンを行った Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> によるモデルによる結果に最も近く、レシピ(ア)や新レシピ(ア)によるすべり量では、計算波形の振幅が若干小さかった。

1993 年北海道南西沖地震を起こした可能性があるモデルとして、ST06+ST07+OK01+OK02 モデル、ST08+ST09+OK01+OK02 モデルも考えられるが、どちらのモデルでも武村（1998）<sup>2)</sup> によるすべり量を与えた場合、沿岸津波高の痕跡値と計算値の幾何平均  $K$  の値は 1 に近く、概ね再現できている。これらのモデルについても津波波形を計算し、観測波形との比較を行った（表 4、図 14、15）。どちらのモデルも主に北側の観測点（沓形、留萌、小樽、岩内）において、計算波形の振幅がかなり大きくなり、しかも観測点への到達が早すぎたり、初動の反転が見られたりした。ロシア・韓国への影響は少なかったが、ロシアにおける観測点での時計の時刻精度が不明のために、判断材料とすることは難しかった。

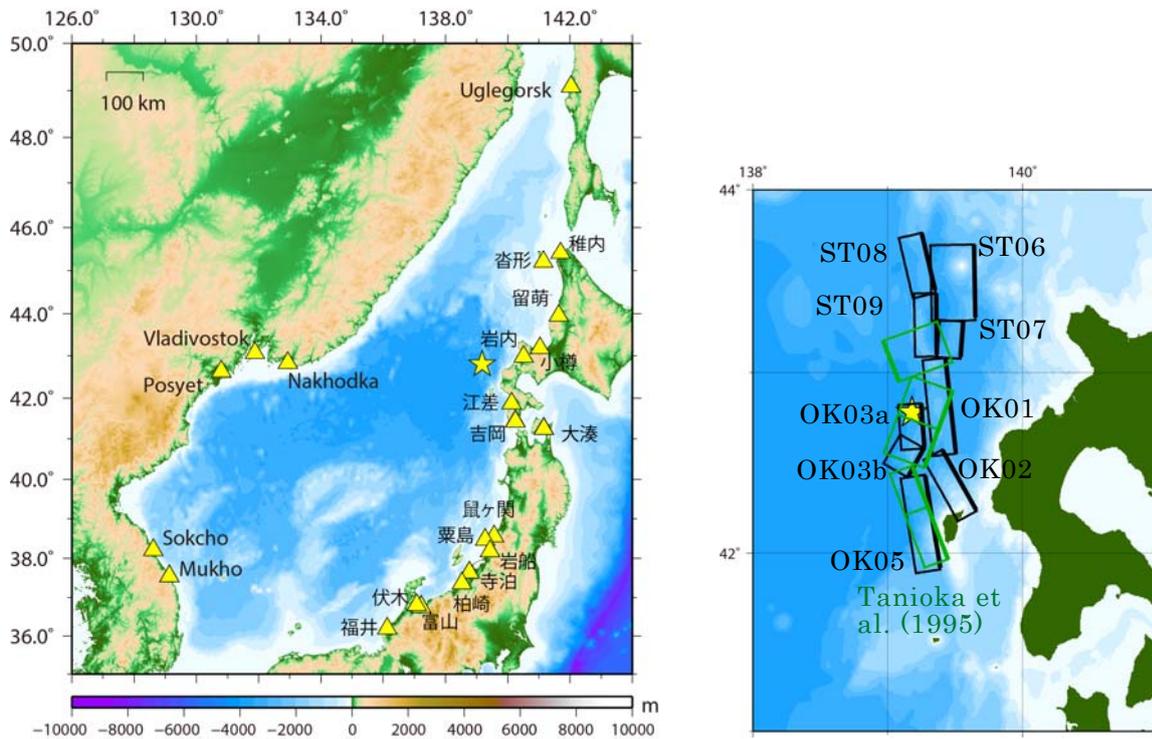


図 10 (左) 津波波形を計算した観測点の分布 (三角) と (右) 1993 年北海道南西沖地震を起こした可能性が考えられる OK01、OK02、OK03a、OK03b、ST06、ST07、ST08、ST09 と Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> の断層位置。星印は気象庁による 1993 年北海道南西沖地震の震央を示す。

表 3 津波数値計算を行った各断層モデルのパラメータ

モデル	断層長 (km)	断層幅 (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)
ST06	46.0	30.0	179	30	66
ST07	23.1	19.8	184	45	99
ST08	37.4	19.8	167	45	47
ST09	39.0	18.4	179	45	85
OK01	58.8	19.8	174	45	97
OK02	43.1	18.4	151	45	49
OK03a	27.6	19.8	176	45	100
OK03b	20.4	19.8	210	45	112
OK05	59.6	21.2	171	45	95
Tanioka et al. (1995)	27.0	40.0	340	30	90
	25.0	30.0	200	30	90
	25.0	30.0	200	30	90
	27.0	30.0	160	60	90
	35.0	30.0	260	60	90

表 4 OK01、OK02、OK03a、OK03b、OK05、ST06、ST07、ST08、ST09 の組み合わせで設定した各断層モデルと Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> でのパラメータならびに実測された痕跡値と計算値との幾何平均 K と幾何標準偏差  $\kappa$

モデル	Mw	レシピ (ア) (m)	K, $\kappa$ #	武村(1998) (m)	K, $\kappa$ #	新レシピ (ア) (m)	K, $\kappa$ #
ST06	7.9	7.05	K=1.85 $\kappa$ =2.14	7.17	K=1.14 $\kappa$ =2.09	3.34	-
ST07		4.06		5.46		1.92	
OK01		6.47		13.88		3.07	
OK02		5.34		10.95		2.53	
ST08	7.8	5.08	K=2.05 $\kappa$ =2.19	9.29	K=1.11 $\kappa$ =2.14	2.67	-
ST09		4.99		10.42		2.63	
OK01		6.36		14.59		3.35	
OK02		5.25		11.51		2.76	
OK03a	7.6	2.82	K=1.90 $\kappa$ =1.54	4.35	K=1.09 $\kappa$ =1.56	2.29	-
OK03b		2.43		3.21		1.97	
OK05		4.29		8.75		3.49	
Tanioka et al. (1995)	7.7	2.16* 0.52 6.07 3.10 3.79	-	*津波波形インバージョンによるすべり量			

#サブテーマ 3.1「津波予測」における K、 $\kappa$  の算出は、レシピ(ア)と武村(1998)式<sup>2)</sup>に対して行っている。

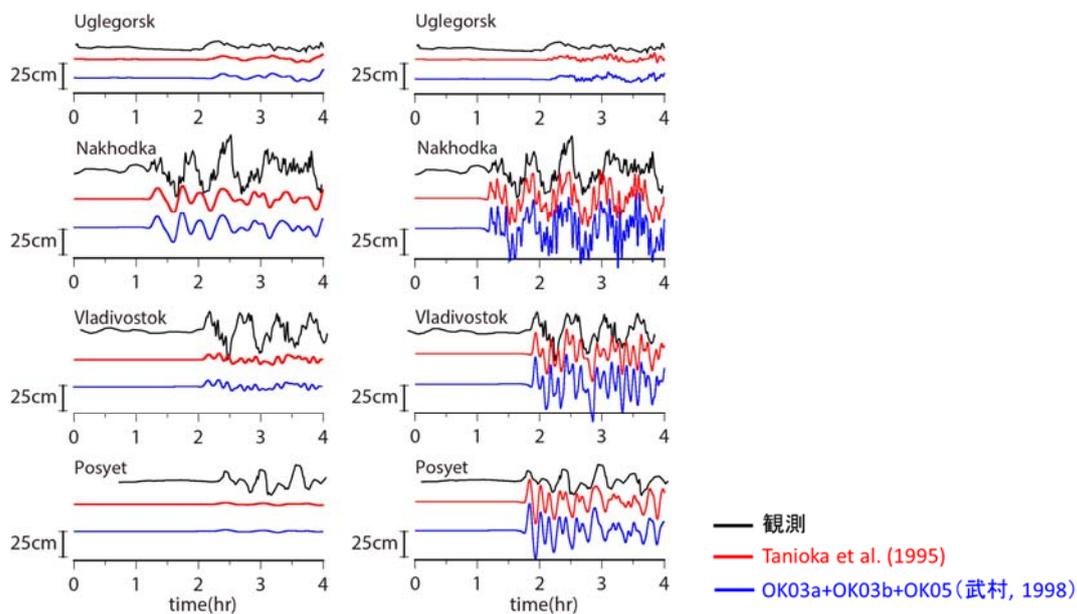


図 11 (左) JTOPO30 (30 秒メッシュ) と (右) GEBCO2019 (15 秒メッシュ) の海底地形データで計算したロシア観測点での津波波形と観測波形の比較。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

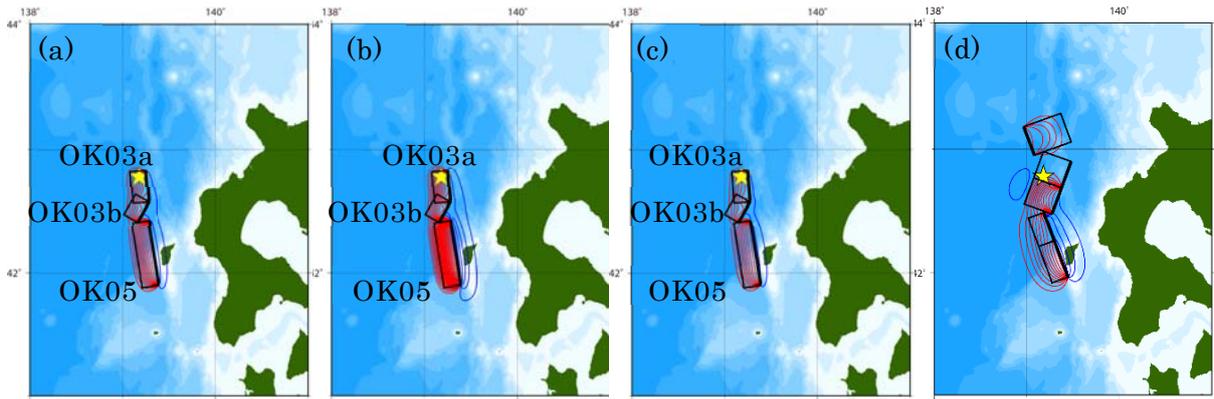


図 12 (a) レシピ (ア)、(b) 武村 (1998)<sup>2)</sup>、(c)新レシピ (ア) のスケーリングによるすべり量を与えた OK03a+OK03b+OK05 モデルと、(d) Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> モデルによって計算された海底上下変動。黒矩形は断層面、黒太線は断層上端をそれぞれ示す。赤は隆起、青は沈降を表す。コンター間隔は 20 cm。星印は気象庁による 1993 年北海道南西沖地震の震央を示す。

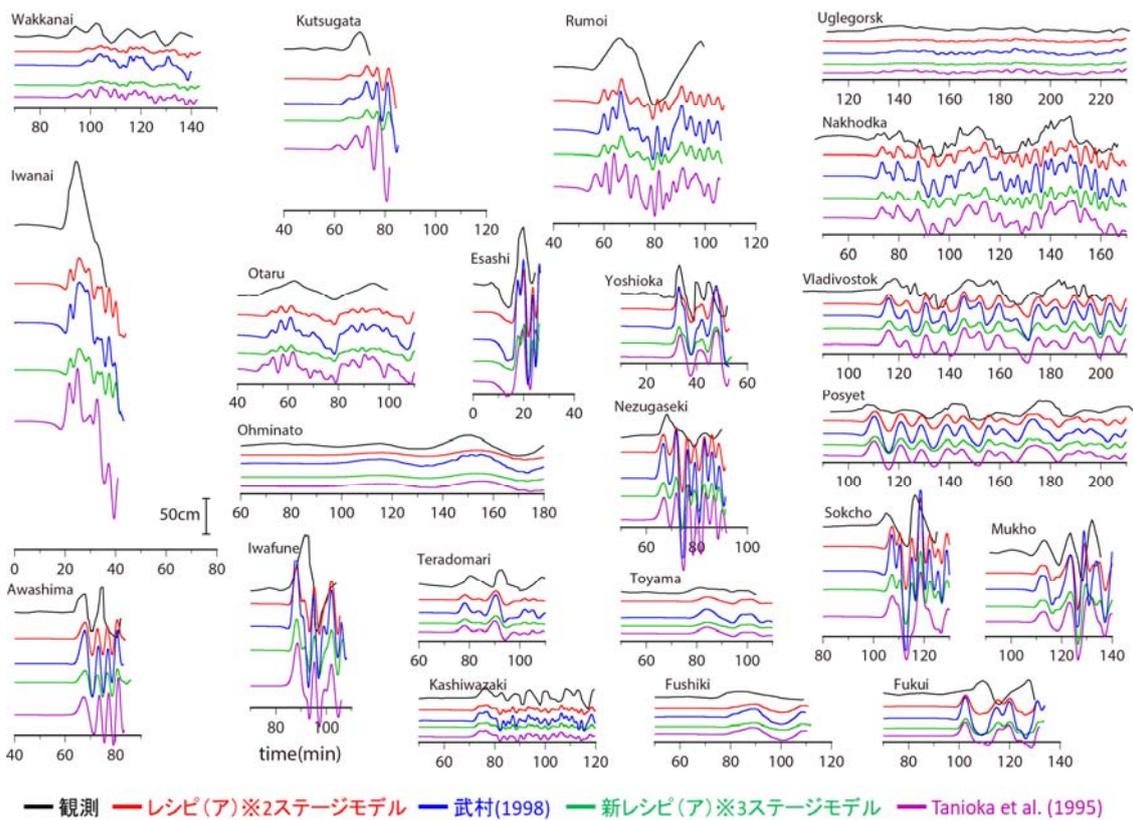


図 13 津波観測波形と OK03a+OK03b+OK05 モデル、Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> モデルから計算した津波波形の比較。時間軸は地震発生時刻を 0 とした。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

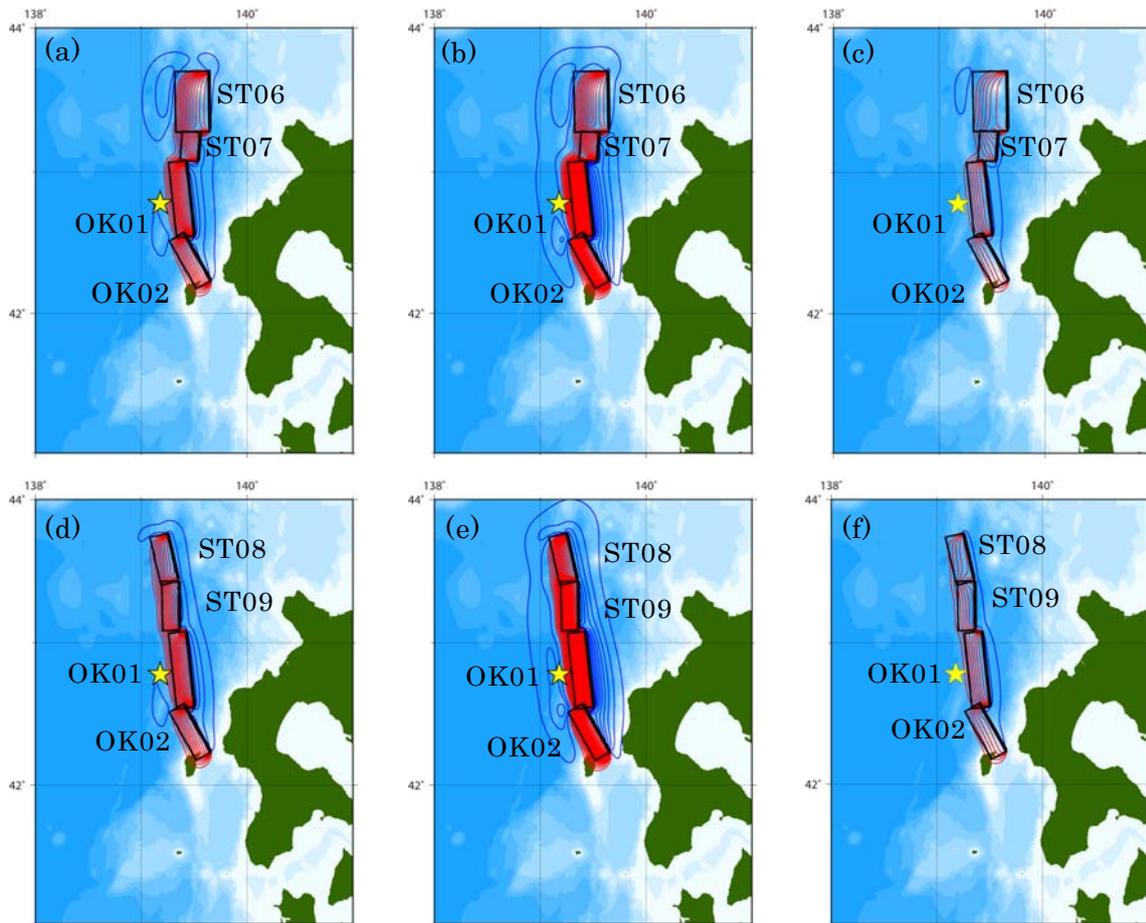


図 14 (a)(d)レシピ (ア)、(b)(e)武村 (1998) <sup>2)</sup>、(c)(f)新レシピ (ア) によるすべり量を与えた ST06+ST07+OK01+OK02 モデル、ST08+ST09+OK01+OK02 モデルによって計算された海底地殻変動。黒矩形は断層面、黒太線は断層上端を示す。赤は隆起、青は沈降を表す。コンター間隔は 20 cm。星印は気象庁による 1993 年北海道南西沖地震の震央を示す。

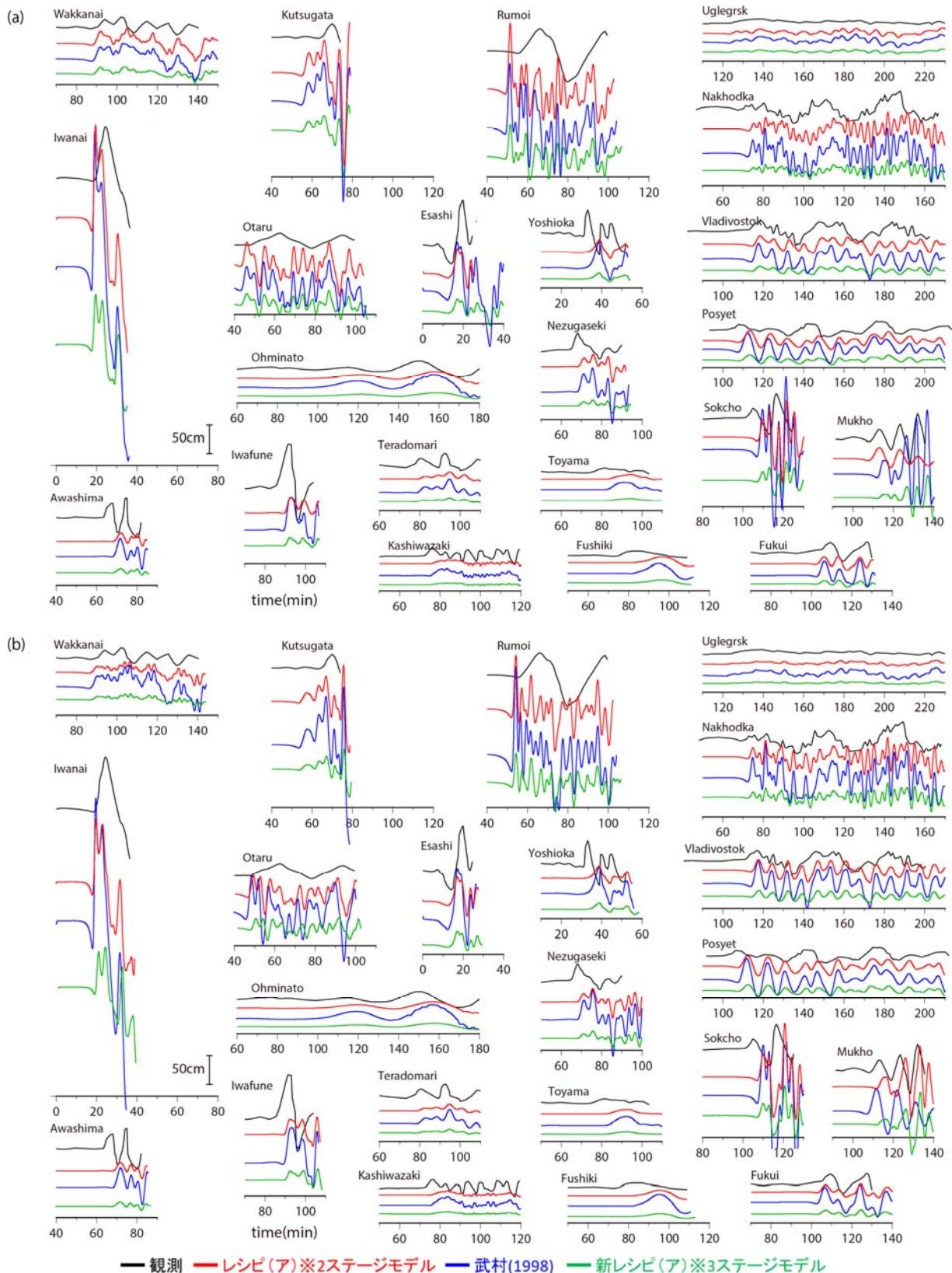


図 15 津波観測波形と(a) ST06+ST07+OK01+OK02 モデル、(b) ST08+ST09+OK01+OK02 モデルから計算した津波波形の比較。時間軸は地震発生時刻を 0 とした。ロシアの時刻精度が不明のため、計算波形の初動に観測波形の初動を合わせた。

(c) 結論ならびに今後の課題

改善されたロシア周辺の海底地形データとサブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」で得られた断層モデルを用いて、1940年積丹半島沖の地震、1993年北海道南西沖地震について、日本・ロシア・韓国の検潮所での津波波形を計算して観測波形との比較を行い、さらにサブサブテーマ 3.1 で実施された日本海沿岸域の津波痕跡高と計算値との評価から、断層モデルの妥当性を検討した。その結果、1940年積丹半島沖の地震は、新レシピ（ア）によってすべり量を与えた MS01+MS02+ST01+ST02 モデルが妥当と考えられる。少なくとも、MS02+ST02 の断層が動くと観測波形を概ね再現できるが、ロシアの検潮所での津波波高を再現するには、Okamura et al. (2005)<sup>7)</sup> のモデルでは南西端に設定した断層のすべり量では小さく、ST01 断層での 1~3 m のすべりが必要である可能性がある。しかしながら、その場合には日本の観測記録の初動が反転するため、今後ロシアの観測記録を含めた津波波形インバージョンを行うなど、さらなる検証が行われることが望ましい。1993年北海道南西沖地震は、武村（1998）<sup>2)</sup> によるスケーリング則に基づくすべり量を与えた OK03a+OK03b+OK05 モデル、もしくは Tanioka et al. (1995)<sup>9)</sup> モデルが観測波形を概ね再現できることが分かった。それ以外のモデルでは、実測された日本海沿岸域の津波痕跡高と計算値との幾何平均 K が 1 に近くても、観測波形と計算波形の到達時刻や震源域より北側の観測点での初動が合わなかった。

両地震に対して最適と思われる断層モデルのすべり量は、1940年積丹半島沖の地震で新レシピ（ア）、1993年北海道南西沖地震で武村（1998）<sup>2)</sup> と、異なるスケーリング則によって得られている。日本海で発生する地震に対するすべり量の関係式を検討する上で、十分な議論が必要であると考えられる。

(d) 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（平成 29 年 4 月 27 日公表），[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17\\_yosokuchizu/recipe.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf), 2017.
- 2) 武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—，地震 2，第 51 巻，pp.211-228, 1998.
- 3) Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K., and Kitagawa, S.: Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, *Pure Appl. Geophys.*, 172, 1371–1381, 2015.
- 4) Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154, 1985.
- 5) Baba, T., Takahashi, N., Kaneda, Y., Ando, K., Matsuoka, D., and Kato, T.: Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-015-1049-2, 2015.
- 6) 相田勇：三陸沖の古い津波のシミュレーション，地震研究所彙報，52，71-101, 1977.
- 7) Okamura, Y., Satake, K., Ikehara, K., Takeuchi, A., and Arai, K.: Paleoseismology

of deep-sea faults based on marine surveys of northern Okushiri ridge in the Japan Sea, *J. Geophys. Res.*, 110, B09105, doi:10.1029/2004JB003135, 2005.

- 8) Ohsumi, T., and Fujiwara, H.: Investigation of offshore fault modeling for a source region related to the Shakotan-Oki earthquake, *J. Disaster Res.*, 12(5), 891-898, 2017.
- 9) Tanioka, Y., Satake, K., and Ruff, L.: Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 9-12, 1995.
- 10) Mendoza, C., and Fukuyama, E.: The July 12, 1993, Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: Coseismic slip pattern from strong-motion and teleseismic recordings, *J. Geophys. Res.*, 101, 791-801, 1996.
- 11) 日本海における大規模地震に関する調査検討会：日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書（平成 26 年 9 月公表），国土交通省・文部科学省・内閣府，470 ページ，2014.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
室谷智子, 佐竹健治, 石辺岳男	日本海東縁部の北海道沖・東北沖で 20 世紀に発生した地震の津波断層モデルの検証 (ポスター発表)	日本地震学会 2019 年度秋季大会 (京都市)	令和元年 9 月 17 日

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 令和 2 年度業務計画案

20 世紀以降に発生した地震について断層パラメータを整理し、それらの関係（相似則）を検討する。これまで本プロジェクトで収集した地震・津波記録を関係データベースに提供できるよう、整理・デジタル化する。