

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か年の年次実施計画（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
 - 8) 平成32年度
- (e) 平成29年度業務目的

(2) 平成29年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
 - 1) 北海道沖で発生した地震の既往断層モデルの検証
 - 2) 北海道沖で過去に発生した地震の史資料の収集
- (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) 平成30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
	特任研究員	Gusman
		Aditya Riadi
	助教	西山 昭仁
国立科学博物館	特任研究員	五島 朋子
	研究員	室谷 智子
	副主任研究員	石辺 岳男
地震予知総合研究振興会		

(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 か年の年次実施計画（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：

主に東北地方北部を対象として、過去に日本海で発生した地震・津波に関する史資料の収集・解析ならびに地震・津波波形記録を用いた解析を実施する。

7) 平成 31 年度：

引き続き主に東北地方北部を対象として、地震・津波波形記録や史料の収集と解析を実施する。

8) 平成 32 年度：

20 世紀以降に発生した地震については、断層パラメータを整理し、それらの関係（相似則）を求める。

(e) 平成 29 年度業務目的

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、これまで検討されていなかったロシア沿岸での検潮記録を加えて津波波形計算を実施し、津波断層モデルの検証を実施する。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する史資料を収集する。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 1940 年積丹半島沖の地震、1993 年北海道南西沖地震について、既往研究によって推定されている断層パラメータ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、断層モデルを検証した。その際、既往研究による解析では使用されていなかったロシア沿岸の検潮所での記録を新たに追加した。

2) 北海道沖で過去に発生した地震に対して、津波が発生した可能性が考えられる 1947 年、1950 年、1959 年、1993 年の M6 クラスの地震について、地震波形記録の調査・収集を実施した。

(b) 業務の成果

1) 北海道沖で発生した地震の既往断層モデルの検証

平成 29 年度は、北海道沖で発生し、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と 1993 年北海道南西沖地震の既往断層モデルについて整理し、本プロジェクトで収集したロシア沿岸での検潮記録を用いて、断層モデルの検証を行った。

津波計算には、断層パラメータから Okada (1985) ¹⁾ 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 ²⁾ を用いた。海底地形は、日本水路協会の JTOPO30 と M7000 シリーズから作成した 30 秒 (約 900 m) メッシュのグリッドデータを用いた。

以下、各地震についての結果をまとめる。

a) 1940 年積丹半島沖の地震 (Mjma 7.5)

1940 年積丹半島沖の地震は、8 月 2 日 0 時 8 分頃に北海道南西沖の深さ 0 km 付近で発生した Mjma 7.5 の地震であり、死者 10 名、負傷者 24 名、家屋全壊 26 棟などの被害が生じた。この地震により天塩川河口から積丹半島にかけての日本海沿岸で震度 4 が観測されたが、地震動による被害はほとんどなかった。この地震に伴い、手塩・羽幌に 2 m、利尻に約 3 m の津波が到達した ³⁾。

この地震の断層モデルは、Satake (1986) ⁴⁾、Okamura et al. (2005) ⁵⁾、Ohsumi and Fujiwara (2017) ⁶⁾ などによって推定されている。Satake (1986) や Okamura et al. (2005) は津波波形インバージョンによって断層モデルを推定しているが、Ohsumi and Fujiwara (2017) は北海道沿岸での津波の最大水位の観測値と計算値の比較から断層モデルを推定しており、津波波形の比較は行っていない。このうち Okamura et al. (2005) による 4 枚断層モデルと、Ohsumi and Fujiwara (2017) による 4 枚断層の HKD-2239 モデル、さらに浅部と深部で傾斜角を変えた HKD-2239_2pt モデルの 3 モデルに対して、津波波形を計算した。各断層モデルのパラメータを表 1 に示す。

津波波形計算を行った観測点は、Okamura et al. (2005) で用いられた石狩、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 である (図 1)。各断層モデルによって計算した海底上下変動を図 2、観測波形と計算波形の比較を図 3 に示す。日本国内の検潮所について比較してみると (図 3a)、Okamura et al. (2005) モデルによって今回再計算した結果は、Okamura et al. (2005)

による線形長波式から計算された波形に比較的一致していた。若干異なる部分は、支配方程式（非線形項の有無）、使用した海底地形データや計算メッシュサイズの違いによるものと思われる。Ohsumi and Fujiwara（2017）の HKD-2239 モデルによって計算した結果は、Okamura et al.（2005）モデルに比べて振幅が大きい観測点がいくつかあったが、両モデルの顕著な差は見られなかった。傾斜角を変えた HKD-2239_2pt モデルでの結果は、石狩、忍路、輪島において、わずかではあるがさらに振幅が大きかった。沿岸域での最大波高を説明するためには、傾斜角を浅部と深部で変えたモデルが有効であるが、観測された津波波形に対しては、当然ながら津波波形インバージョンによって推定された Okamura et al.（2005）モデルが最もよく説明している。

新たに追加したロシア沿岸域の Vladivostok、Bolshoy Kamen、Nevelsk の検潮所での観測波形と計算波形との比較では（図 3b）、HKD-2239_2pt による振幅が若干大きかったのみで、モデルによる差はほとんど見られなかった。Nevelsk では全体的に観測波形を良く再現したが、Vladivostok と Bolshoy Kamen は計算波形の振幅がかなり小さかった。この 2 点は入り組んだ湾の奥に位置しており、ロシア沿岸域の詳細な地形データの入手が困難なため、検潮所付近の地形が再現できないことによる影響のためと考えられる。

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)	上端深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	すべり量 (m)
Okamura et al. (2005)	42.0 42.0 37.0 53.0	16.0	0.0	22.0 184.0 162.0 0.0	45.0	90.0	1.64 2.23 2.74 0.58
Ohsumi and Fujiwara (2017) : HKD- 2239	33.9 15.1 30.3 28.9	16.9	0.0	189.0 162.0 189.0 167.0	45.0	90.0	3.0
Ohsumi and Fujiwara (2017) : HKD- 2239_2pt	33.9	5.3 14.0	0.0 5.0	189.0	70.0 30.0	90	3.40
	15.1	5.3 14.0	0.0 5.0	162.0	70.0 30.0		
	30.3	5.3 14.0	0.0 5.0	189.0	70.0 30.0		
	28.9	5.3 14.0	0.0 5.0	167.0	70.0 30.0		

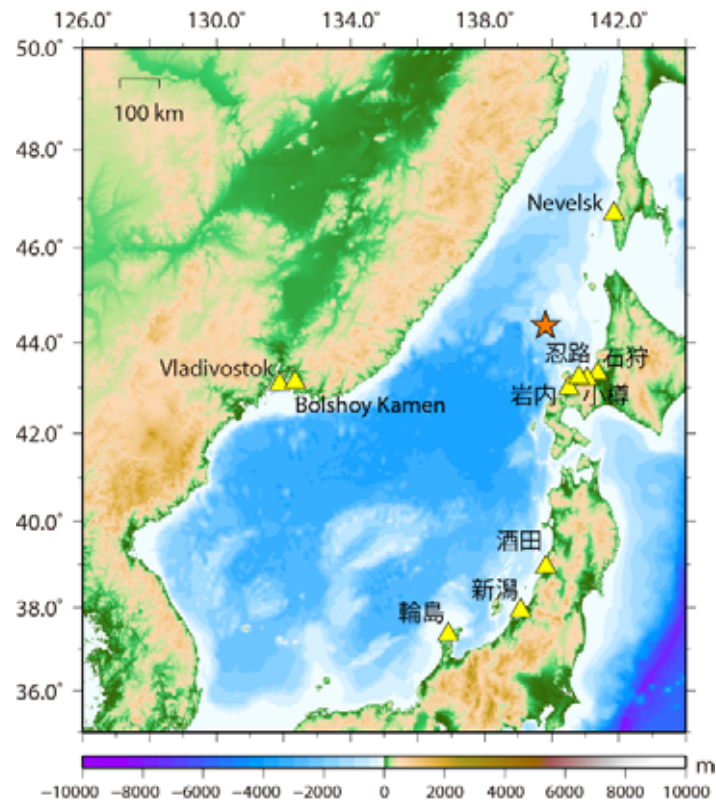


図 1 津波波形を計算した観測点分布（黄色三角）。星印は気象庁による 1940 年積丹半島沖の地震の震央を示す。

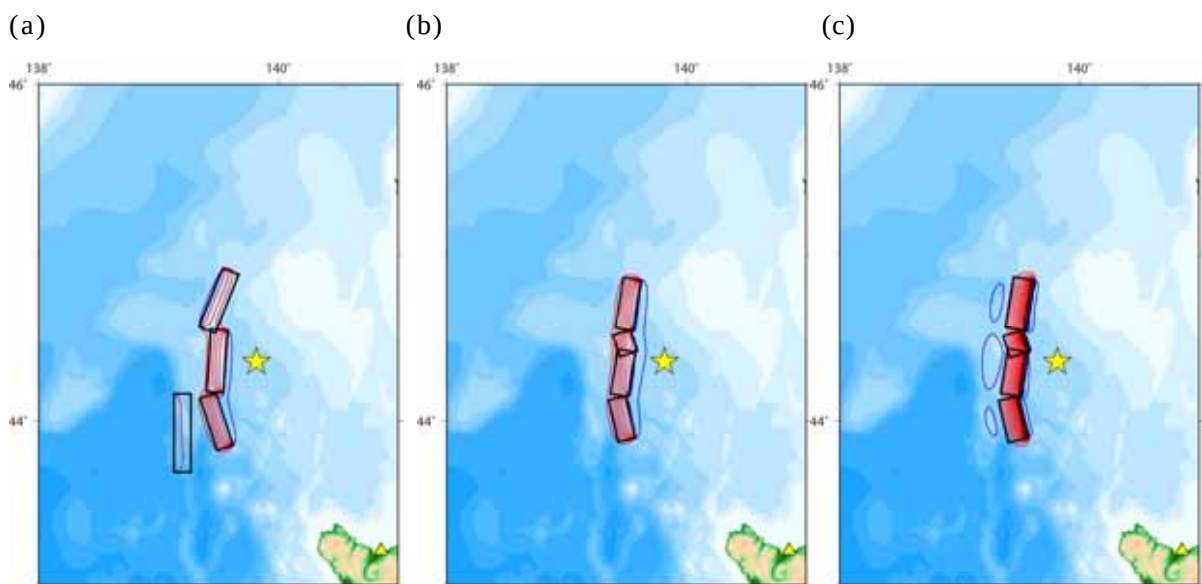
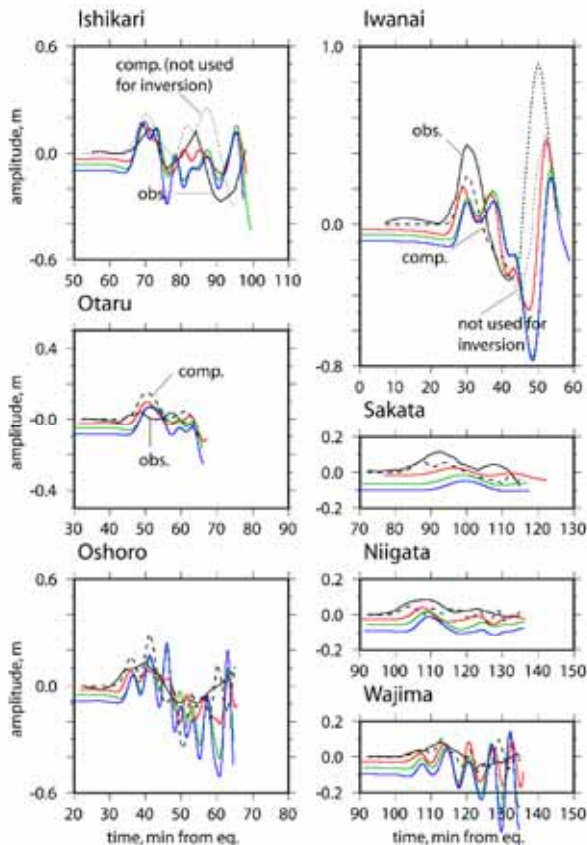


図 2 各断層モデルによって計算された海底上下変動。(a) Okamura et al. (2005) モデル、(b) Ohsumi and Fujiwara (2017) による HKD-2239 モデル、(c) Ohsumi and Fujiwara (2017) による浅部と深部で傾斜角を変えた HKD-2239_2pt モデル。黒枠は断層面を示す。赤は隆起、青は沈降を表す。コンター間隔は 20 cm。星印は気象庁による 1940 年積丹半島沖の地震の震央を示す。

(a)



(b)

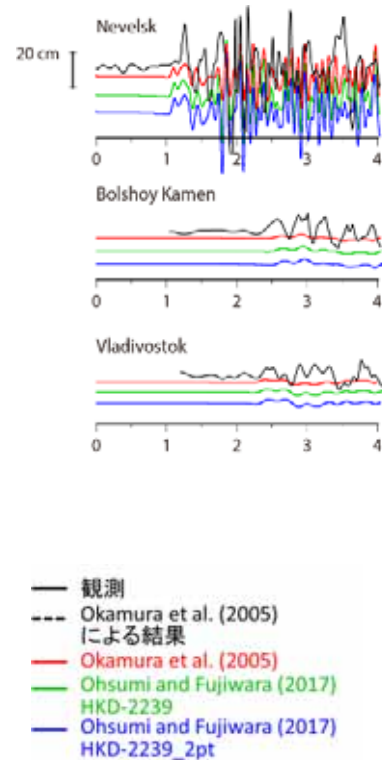


図3 津波観測波形と各断層モデルから計算した津波波形の比較。(a) 日本沿岸の検潮所 (Okamura et al. (2005) の図に加筆した)、(b) ロシアの検潮所。

b) 1993 年北海道南西沖地震 (Mjma 7.8)

1993 年北海道南西沖地震は、7 月 12 日 22 時 17 分頃に北海道南西沖の深さ 35 km 付近で発生した Mjma 7.8 の地震であり、死者・行方不明者 230 名、負傷者 323 名、家屋全壊 601 棟などの被害が生じた。この地震による最大震度は北海道寿都町・江差町・小樽市、青森県深浦市で観測された「5」であるが、最も被害が大きかったとされる奥尻島に測候所はなく、震度計も置かれていなかった。この地震に伴い、奥尻島は数 10 cm～1 m 以上沈降し、渡島半島では地盤の液状化現象や亀裂による被害が生じた。震源域に近い奥尻島には発生後 4～5 分で津波が押し寄せ、津波の高さは奥尻島で数 m～10 数 m (南西岸で最大約 30 m) に、渡島半島西岸でも 7～8 m に達し、多くの人が犠牲となった³⁾。

この地震の断層モデルは、Tanioka et al. (1995)⁷⁾、Mendoza and Fukuyama (1996)⁸⁾、高橋ほか (1995)⁹⁾ などによって推定されている。Tanioka et al. (1995) は、津波波形と測地データを用いたインバージョン解析によって、Mendoza and Fukuyama (1996) は近地、遠地地震波形を用いたインバージョン解析によって、それぞれ断層モデルを推定している。高橋ほか (1995) は、奥尻島と北海道沿岸での津波の打ち上げ高を再現するモデルを推定しているが、津波波形の比較は行っていない。これら 3 断層モデルによって津波波形を計算し、観測波形と比較した。また、参考に「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」)が北海道南西沖地震相当のモデルとして設定した F14 と F15 モデル¹⁰⁾でも計算を行った。このモデルは、高橋ほか(1995)と海底活断層を参考に設定されたものであるが、すべり量は 6 m で飽和するとして最大の 6 m を与えている¹⁰⁾。各モデルのパラメータを表 2 に示す。

津波波形計算を行った観測点は、Tanioka et al. (1995) で用いられた稚内、沓形、留萌、小樽、岩内、江差、吉岡、大湊、鼠ヶ関、栗島、岩船、寺泊、柏崎、富山、伏木、福井、韓国の Sokcho、Mukho の 18 点に加えて、ロシアの Vladivostok、Pos'et、Nakhodka、Uglegorsk である(図 4)。各断層モデルによって計算した海底上下変動を図 5、観測波形と計算波形の比較を図 6 に示す。

日本国内の検潮所について比較してみると(図 6a)、Tanioka et al. (1995) モデルで今回再計算した結果は、Tanioka et al. (1995) による線形長波式から計算された結果と良く一致していた。若干異なる部分は、支配方程式(非線形項の有無)、使用した海底地形データや計算メッシュサイズの違いによるものと思われる。Mendoza and Fukuyama (1996) モデルによって計算した津波波形は、観測波形や Tanioka et al. (1995) に比べてかなり小さかった。地震波形インバージョンから推定された断層モデルの最大すべり量は 4 m であるが、断層面全体の平均すべり量は 0.6 m とかなり小さく、海底の上下変動量も小さかった。また、江差では津波初動の反転も見られた。高橋ほか(1995)によるモデルから計算した津波波形は、観測波形や他のモデルに比べてかなり振幅が大きかった。奥尻島を含む北海道沿岸での津波の最大波高を説明するよう検討されたモデルであるため、最大クラスを想定するには有用であると考えられる。「日本海検討会」による F14、F15 モデル同士の比較(図 6b)は、北側の断層の走向が異なることにより、小樽と岩内の計算波形が若干異なるが、その他の観測点での計算波形はほぼ同じである。また、すべり量は一様に 6 m と与えているため、Tanioka et al. (1995) や Mendoza and Fukuyama (1996) による計算波形や観測波形よりは特に南方向の観測点で振幅が大きい結果となった。津波波形インバージョンから推定された Tanioka et al. (1995) のモデルが、観測波形の再現が最も良い結果となった。新たに使用したロシア沿岸域の 4 検潮所での観測波形と計算波形を比較したところ(図 6c)、断層モデルによる影響はほとんど見られなかった。Vladivostok は地形がかなり複雑な場所に位置するため波形の再現は難しい。また、Pos'et も地形を上手く再現できていないため、計算波形の振幅は小さいが、位相は良く合っていた。Nakhodka、Uglegorsk では波形は良く一致していた。ただし、ロシアの検潮所では時計の時刻がずれている可能性があり、ここでは計算波形の初動に観測波形の初動を合わせていることに注意する必要がある。

表 2 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)	上端深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	すべり量 (m)
Tanioka et al. (1995)	27.0	40.0	0.0	340.0	30.0	90.0	2.16
	25.0	30.0		200.0	30.0		0.52
	25.0	30.0		200.0	30.0		6.07
	27.0	30.0		160.0	60.0		3.10
	35.0	30.0		160.0	60.0		3.79
Mendoza and Fukuyama (1996)*	110	70	2.0	200.0	30.0	100.0	最大すべり量 4 m
	90	70	0.0	180.0		90.0	
高橋ほか (1995)	90.0	25.0	10.0	188.0	35.0	8.0	5.71
	26.0	25.0	5.0	175.0	60.0	105.0	4.0
	30.5	15.0	5.0	150.0	60.0	105.0	12.0
MLIT_F14	49.3	20.3	1.0	195.0	45.0	99.0	6.0
	79.6	20.3		192.0	45.0	111.0	
	51.9	16.6		167.0	60.0	105.0	
MLIT_F15	45.2	20.1	1.0	173.0	45.0	97.0	6.0
	79.6	20.1		192.0	45.0	111.0	
	51.9	16.4		167.0	60.0	105.0	

*10 km×10 km の小断層に分割してインバージョン解析を行っている。

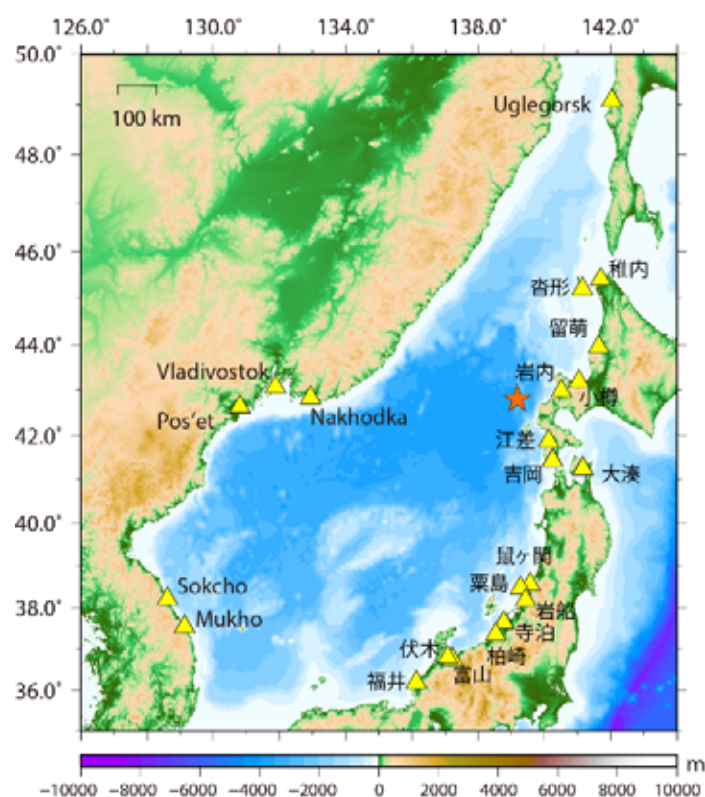


図 4 津波波形を計算した観測点分布（黄色三角）。星印は気象庁による 1993 年北海道南西沖地震の震央を示す。

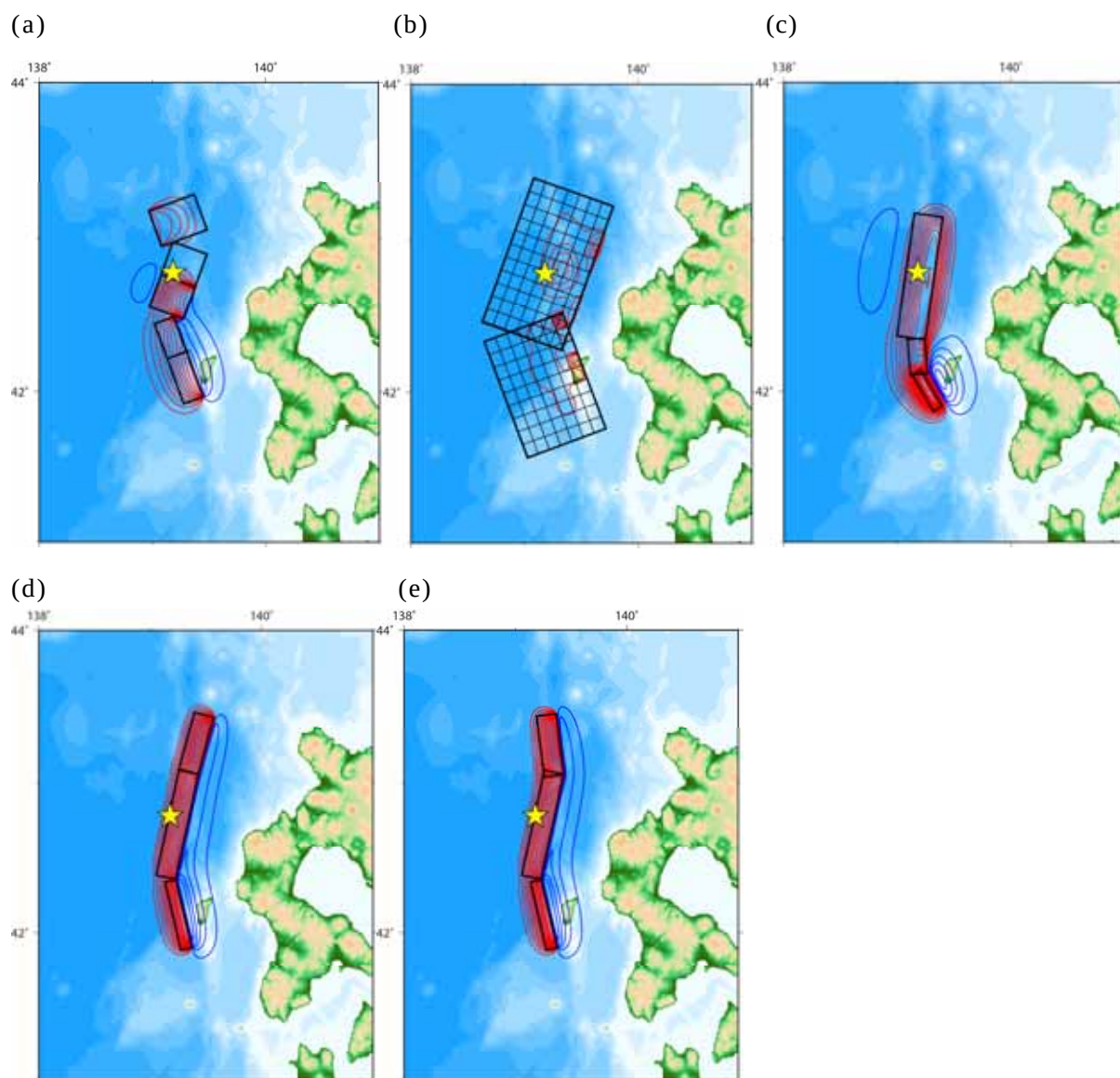


図 5 各断層モデルによって計算された海底上下変動。(a) Tanioka et al. (1995)、(b) Mendoza and Fukuyama (1996)、(c) 高橋ほか (1995)、(d) 日本海検討会 F14 モデル、(e) 日本海検討会 F15 モデル。黒枠は断層面を示す。赤は隆起、青は沈降を表す。コンター間隔は 20 cm。星印は気象庁による 1993 年北海道南西沖地震の震央を示す。

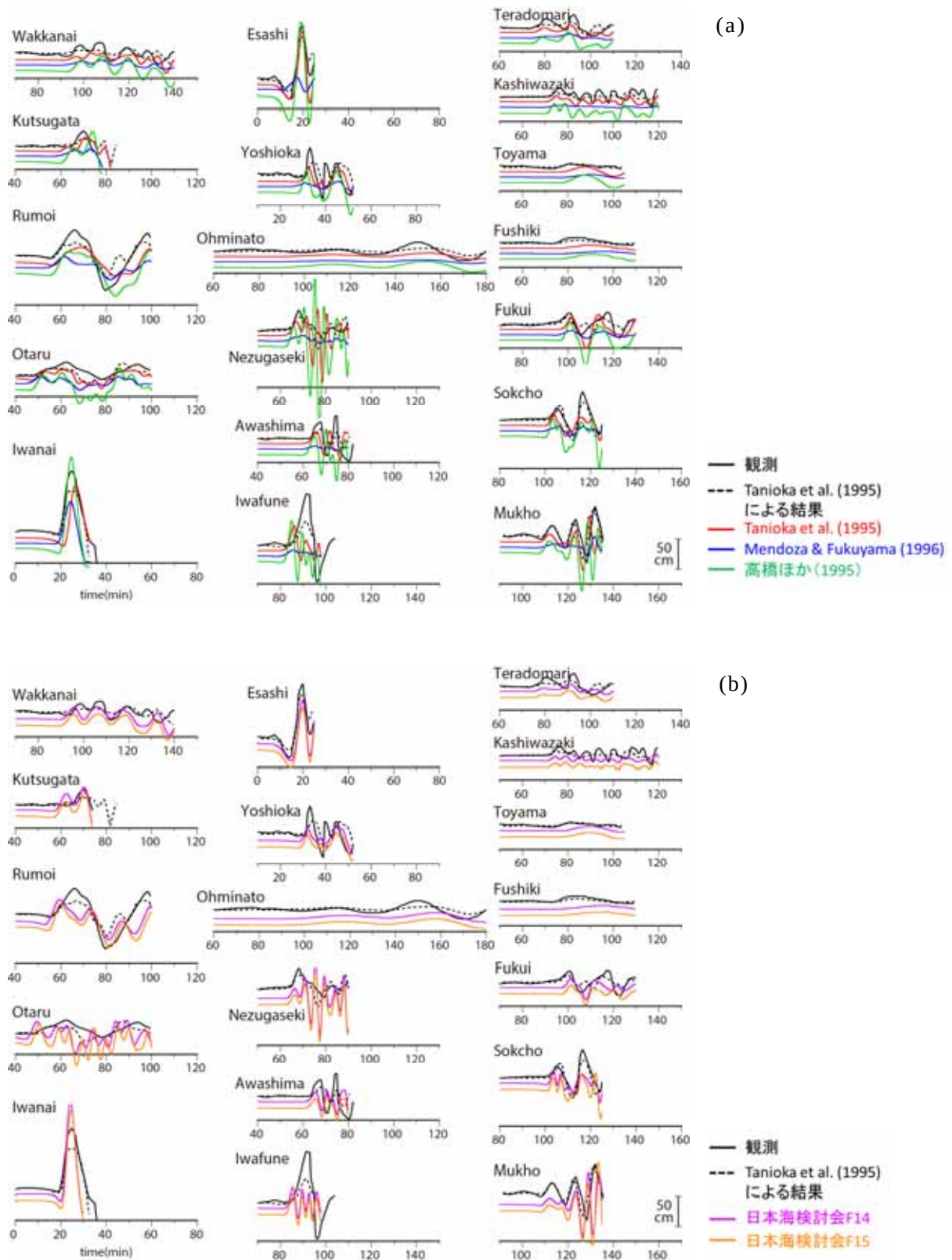


図 6 津波観測波形と各断層モデルから計算した津波波形の比較。(a) 日本沿岸と韓国の検潮所のうち Tanioka et al. (1995)、Mendoza and Fukuyama (1996)、高橋ほか (1995)、(b) 日本沿岸と韓国の検潮所のうち日本海検討会 F14、F15 モデル、(c) ロシアの検潮所。時間軸は地震発生時刻を 0 とした。

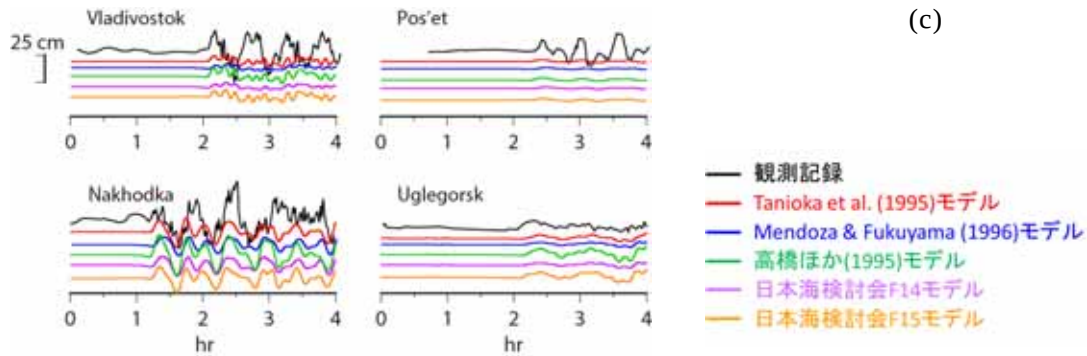


図 6 (続き)

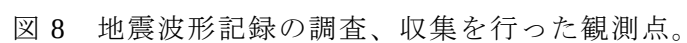
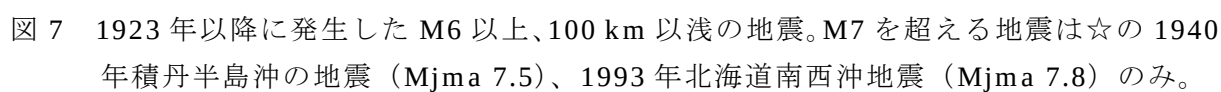
2) 北海道沖で過去に発生した地震の史資料の収集

1923 年以降、北海道沖において $M6$ 以上、100 km 以浅の地震がいくつか発生している (図 7)。これらのうち、津波による影響の可能性が考えられそうな $M6$ を超える 1947 年 11 月 4 日 (Mjma 6.7)、1950 年 6 月 28 日 (Mjma 6.1)、1959 年 11 月 8 日 (Mjma 6.2) ならびに 1993 年 8 月 8 日 (Mjma 6.3) の地震について、マイクロフィルム化もしくは電子画像ファイル化された測候所、地方気象台の北海道、東北地域の稚内、留萌、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、根室、苫小牧、室蘭、浦河、広尾、森、函館、青森、八戸、盛岡、秋田、酒田、山形の 20 観測点 (表 3、図 8) の地震波形記録の調査と収集を行った。その結果、波形記録は存在しても、解析に耐えうる良質な記録を読み取れないものも多かった。1940 年や 1950 年頃のすず書きの記録は読み取りにくいものが多く、利用可能な観測点は少ないが、原紙に戻れば可能な場合がある。地震計の特性などが分かっていないものについては、今後情報収集に努めることとし、ここでは利用可能なものとした。収集した記録は、tiff 形式もしくは jpeg2000 形式の画像ファイルとして保存した。これらの地震のうち、1947 年と 1959 年の震央付近では日本海検討会による海底活断層は設定されていない。今後、本プロジェクトで新たに海底活断層が設定された場合、地震波形記録を用いた検証が可能である。

表 3 1947 年、1950 年、1959 年、1993 年の地震の波形記録を調査した観測点

観測点	1947 年	1950 年	1959 年	1993 年
稚内	△	—	—	59 (3 成分)
留萌	—	—	52 (3 成分)	52 (3 成分)
旭川	△	△	52 (成分不明)	59 (3 成分)
網走	△	—	52 (3 成分)	59 (3 成分)
札幌	I (3 成分)	I(EW, UD) O(NS)	O(NS) 50 (3 成分)	52 (3 成分) 59 (3 成分)
帯広	—	—	53 (3 成分) 52 (3 成分)	52 (3 成分) 59 (3 成分)
釧路	K(NS, EW)	K(NS, EW)	54C (3 成分)	59 (3 成分)
根室	—	W(NS, EW)	W (3 成分)	—
苫小牧	—	—	△	—
室蘭	△	—	53 (3 成分)	52 (3 成分)
浦河	K(NS, EW)	—	△	59 (3 成分)
広尾	—	—	54B (3 成分)	△
森	C (3 成分)	C (3 成分)	△	52 (3 成分)
函館	C (3 成分)	—	54B (3 成分)	△
青森	△	—	W (3 成分)	—
八戸	△	—	△	—
盛岡	△	—	—	52 (3 成分)
秋田	△	W(NS, EW)	W (3 成分)	—
酒田	K(NS, EW)	K(NS, EW)	52 (3 成分)	—
山形	K(NS)	K(NS, EW)	K(NS, EW)	—

W : Wiechert 地震計、K : 簡単微動計、I : 今村式地震計、O : 大森式地震計、C : 中央気象台型強震計、50・52 : 50 型・52 型強震計、53 : 53 型普通地震計、54B・54C : 54B・54C 型普通地震計、59 : 59 型電磁式地震計、△ : 記象紙はあるが使えない、— : 記録が存在しないもしくは今回調査できなかったもの



(c) 結論ならびに今後の課題

1940 年積丹半島沖の地震、1993 年北海道南西沖地震について、既往研究の断層モデルを用いて、津波数値計算を行った。1940 年の地震については、日本国内の記録の観測波形と計算波形の比較はモデルによる顕著な差は見られなかったが、津波波形インバージョンから推定された断層モデルが、最も観測波形の再現が良く、沿岸での最大津波高を説明するよう設定されたモデルでは、観測波形よりもかなり振幅が大きい結果となった。新たに追加したロシア沿岸域の 3 検潮所の観測波形と計算波形との比較では、モデルによる差はほとんど見られなかった。Nevelsk は全体的に波形を良く再現した。検潮所付近の海底地形データの精度によるためか、Vladivostok と Bolshoy Kamen は計算波形の振幅がかなり小さかった。1993 年の地震について、日本国内の記録の観測波形と計算波形の比較は、津波波形インバージョンから推定された断層モデルが、観測波形の再現が最も良く、地震波形インバージョンから推定された断層モデルでは、振幅や観測初動の再現が出来ない観測点があった。沿岸での最大津波高を説明するよう設定されたモデルでは、観測波形よりもかなり振幅が大きい結果となった。日本海検討会モデル (F14、F15) では、一部の観測点での波形は再現できなかった。新たにロシア沿岸域の検潮所での観測波形と計算波形を比較したところ、断層モデルによる影響はほとんど見られず、複雑な地形の影響を除けば、波形は良く一致していた。両地震ともロシアの津波観測記録を用いることで新たな知見が得られることはなかったが、今後、精度の良い海底地形データによって再計算することが望まれる。また、少なくとも地震波形のみを用いたインバージョン解析から得られる断層モデルのすべり量は、津波観測記録を説明するには過小であると言える。

北海道沖で過去に発生した地震に対して、津波の影響があると考えられる M6 クラスの地震を対象に、地震波形記録の調査・収集を実施した。収集した地震波形記録は tiff 形式、jpg2000 形式の画像ファイルとして保存した。今回の記録収集には、気象庁地震火山部地震予知情報課にマイクロフィルム閲覧に関してお世話になった。また、気象庁所蔵の地震記象紙を文部科学省および (公財) 地震予知総合研究振興会が高解像度スキャンし、デジタル画像化したものも活用させていただいた¹¹⁾。

(d) 引用文献

- 1) Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1135-1154, 1985.
- 2) 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.
- 3) 地震調査研究推進本部：日本海東縁部の地震活動の長期評価について (平成 15 年 6 月 20 日公表), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_nihonkai/index.html.
- 4) Satake, K.: Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, Phys. Earth Planet. Inter., 43, 137-147, 1986.
- 5) 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.
- 6) 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.
 - 7) 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.
 - 8) 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.
 - 9) 高橋武之, 高橋智幸, 今村文彦, 首藤伸夫: 北海道南西沖地震津波の波源の再検討, 土木学会東北支部技術研究発表会, 181-181, 1995.
 - 10) 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.
 - 11) 地震調査研究推進本部: 地震記象紙検索システム, <http://www.susu.adep.or.jp/>.

(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
佐竹健治	北海道周辺(日本海・太平洋側)の津波の波源モデル (口頭発表)	歴史地震・古津波調査に関する札幌研究集会 (札幌市)	平成29年 11月27日
室谷智子	日本海で発生する地震と津波波源モデル(口頭発表)	歴史地震・古津波調査に関する札幌研究集会 (札幌市)	平成29年 11月27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) 平成30年度業務計画案

主に東北地方北部を対象として、過去に日本海で発生した地震・津波に関する史資料の収集・解析ならびに地震・津波波形記録を用いた解析を実施する。