

3. 研究報告

3.1 古地震調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 古地震調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡 勇市郎	_____
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	准教授	勝俣 啓	_____

(c) 業務の目的

長期評価の精度向上に資する情報を得るため、19世紀末から20世紀初頭に千島海溝沿いに発生した、M7以上の大地震について、日本、ロシア及びアメリカでの資料の収集を行い、地震データ及び津波波形の記録などから震源域及び規模の再検討を行い、千島海溝沿いの海溝型地震発生メカニズムの再検証を進め、大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにする。古地震の対象としては、19世紀末から、1970年代までが相当する。

- 1) 地震観測データの解析：大地震間の関係を明らかにすることを目的として、サハリンをベースにロシア側の地震データ収集及び文献調査を進め、1950年代から1970年代の巨大地震の震源情報文献調査を進めると共に、地震観測データを収集し、日本側データとの統合処理を進め、巨大地震の震源域を推定する。さらに地震間・地震前・地震後の地震活動の評価を行う。
- 2) 津波観測データの解析：大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにすることを目的として、日本の津波波形記録は過去の文献からの収集及び検潮所での原記録の収集を行い、それらをデジタル化する。過去の波形記録を解析するためには時刻精度等の正確な情報を得るために原記録に戻るのが最適である。アメリカ海洋大気庁（NOAA）・地球物理学データセンター（NGDC）には古い津波波形記録がマイクロフィルムとして保管されている。その中から千島海溝沿いで発生した地震の津波波形を収集しデジタル化する。収集した津波波形記録を津波数値計算により再現することで過去の大地震の震源過程を推定する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成19年度：

- ・NOAA・NGDCに保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集を行った。
- ・気象庁仙台管区気象台に保管されている鮎川検潮所での津波波形原記録の収集を行った。
- ・津波波形の文献調査及び収集を行った。

- ・日本・ロシアの地震読み取りデータカタログの収集を行った。
- 2) 平成 20 年度 :
- ・NOAA・NGDC に保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集及びデジタル化を行った。
 - ・北海道の地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集及びデジタル化を行った。
 - ・文献調査による津波波形の収集及びデジタル化を行った。
 - ・津波数値計算による津波波形解析により 1918 年中千島地震の震源過程の推定を行った。
 - ・過去の巨大地震の余震を含む日本及びロシアの地震データによる震源再解析のためのロシア側データを収集した。
- 3) 平成 21 年度 :
- ・過去の巨大地震の地震データ及びロシア文献情報の収集、及び日本側の観測データとの統合処理について検討を行う。
 - ・平成 20 年度に引き続き、NOAA・NGDC に保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集及びデジタル化を行う。
 - ・北海道及び東北の地方気象台に保管されている津波波形原記録の収集及びデジタル化を行う。
 - ・津波数値計算による 1963 年択捉沖巨大地震とその最大余震の震源過程の推定を行う。
- 4) 平成 22 年度 :
- ・1963 年択捉沖巨大地震、1969 年色丹地震の地震前・地震後の地震活動の変化を解析する。
 - ・21 年度に収集した以外で気象庁地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集を行う。
 - ・収集された津波波形記録のデジタル化を行う。
 - ・1963 年択捉最大余震、1958 年択捉地震等、津波波形が得られた大地震の震源過程を推定する。
- 5) 平成 23 年度 :
- ・20 世紀に発生した巨大地震の震源域を余震分布・その後の地震活動から大地震間の関係および大地震発生域の特性を解明する。
 - ・津波波形記録の得られた全ての地震に対して震源過程を推定し、千島海溝沿いで過去に発生した大地震の時空間分布図を作成する。

(e) 平成 21 年度業務目的

長期評価の精度向上に資する情報を得るため、1950 年代以降に発生した過去の巨大地震のロシア文献資料及び地震データを収集すると共に、日本側の観測データとの統合処理による震源再決定を行う。平成 20 年度までに日本、ロシア及びアメリカで収集された観測津波波形記録のデジタル化と潮汐補正を実施し、津波波形インバージョン解析に使用できる観測津波波形データを得る。太平洋での遠地津波波形解析が実施できる詳細な津波数値計算のための詳細な海底地形データの作成と津波数値計算コードを作成する。それらを用いた津波波形インバージョン解析を実施した上で、1963 年択捉沖地震の震源過程を推定し、2006 年中千島地震や過去の巨大地震との関

連を明らかにする。地震動に比べて津波が異常に大きな「津波地震」であったと言われている 1963 年択捉沖最大余震について津波波形解析を実施し、その原因を探る。

(2) 平成 21 年度の成果

(a) 業務の要約

1952 年カムチャツカ巨大地震 (Mw9.0) による地震・津波被害調査はソ連科学アカデミー地震協議会により地震発生後に実施された (Savarenski et al., 1958)。その報告書 (Savarienski et al., 1958) の原本を入手し、日本語に訳した。報告書にはカムチャツカ・千島列島沈み込み帯で発生した M9 クラスの地震による津波の遡上域・遡上高が詳細に記載されておりこの地震の震源過程を知る上で重要な情報を与える。1952 年カムチャツカ巨大津波に対してはパラムシル島では多くの個所で遡上高が 10m を超え、最大で 18m に達したとされる。カムチャツカ半島沖よりもパラムシル島沖のすべりが大きかったことを示唆する可能性がある。日本、ロシア及びアメリカから収集された 1963 年択捉沖巨大地震及びその最大余震による津波波形記録をデジタル化し、潮汐応答を取り除き津波波形インバージョンに使用できる津波波形データを作成した。津波数値計算に使用する千島列島付近及び検潮所近傍の詳細な海底デジタルメッシュデータを作成した。1963 年択捉沖巨大地震による津波数値計算を実施し、津波波形インバージョンにより 1963 年択捉沖巨大地震のすべり量分布を推定した。この推定の結果、最大すべり量は 2.8m で、1 m 以上のすべり量が推定された範囲は長さ 300km に渡り、2006 年中千島地震の震源域のすぐ南西側に達していることが分かった。つまり、2006 年中千島地震は 1963 年択捉沖地震の北東側で発生しその間に空白域が存在しないことが明らかになった。さらに、1963 年択捉沖地震の最大余震 (Ms7.2) のすべり量分布を津波波形インバージョンにより暫定的に推定した結果、「津波地震」の特徴を備えていることが明らかになった。しかし、今後も日本の津波記録を含めた精度良い解析を実施する必要がある。

(b) 業務の実施方法

過去の巨大地震のロシア文献資料を収集すると共に、日本側地震データとの統合的解析により、1958 年択捉沖地震の震源域を解釈した。平成 20 年度までに日本、ロシア及びアメリカで収集された観測津波波形記録のデジタル化と潮汐補正を実施し、津波波形インバージョン解析に使用できる観測津波波形データを得る。太平洋での遠地津波波形解析が実施できる詳細な津波数値計算のための詳細な海底地形データを作成し、また、津波数値計算コードも作成する。それらを用いた津波波形インバージョン解析を実施し、1963 年択捉沖地震の震源過程を推定して、2006 年中千島地震や過去の巨大地震との関連を明らかにする。地震動に比べて津波が異常に大きな「津波地震」であったと言われている 1963 年択捉沖最大余震についても、津波波形解析を実施し、その原因を探る。

(c) 業務の成果

1) 地震観測データの解析

千島列島沿いに発生する巨大地震の長期評価を考える上で、北海道・千島列島・カムチャツカに渡る長大な沈み込み帯での地震発生様式をつかむことが非常に重要である。くしくも 2010 年 2 月 27 日にチリで Mw8.8 の巨大地震が発生し、日本でも津波被害が発生した。上記の沈み込み帯でも、1952 年カムチャツカ地震 (Mw9.0) が発生し、カムチャツカから北千島列島にかけて地震動と巨大津波による甚大な被害が発生した。また 1737 年にも同様の巨大地震がカムチャツカで発生したと言われている。本調査では、1952 年カムチャツカ巨大地震発生後にソ連科学アカデミー地震協議会が作成した地震・津波被害の調査報告書を手に入れ、日本語に訳した。この報告書の日本語訳を付録として巻末に付ける。

報告書では、1952 年カムチャツカ地震による千島列島からカムチャツカでの津波の遡上高さは Table 1 のようにまとめられている。パラムシル島では多くの個所で遡上高が 10m を超え、最大で 18m に達したとされる。この遡上高を説明するには、カムチャツカ半島沖よりもパラムシル島沖のプレート境界のすべりが大きかった可能性がある。津波堆積物調査から南千島列島沿いの巨大地震の震源域のモデル化を考える上でプレート境界でのすべりの違いを考慮する必要があることを示唆する。

Table 1. 1952年カムチャツカ地震津波による沿岸における津波の遡上高(m)

地点	I.P.Kucherovと A.E.Afaevの データによる水 の最大上昇高さ	質問による 水の最大上昇 高さ	破壊を 伴った波の数	最大波	地震発生時から 第1波の到達 までの時間、分
クリル諸島					
エトロフ島	-	2.5	-	-	-
マツア島	-	3-5	-	-	-
オンネコタン島、Mussel湾	9.5-10	9	-	-	-
パラムシル島 (Vasileve岬東岸)	6.2	-	-	-	30
パラムシル島 (Vasileve岬西岸)	4-5	-	2	第1	30
パラムシル島 (Kitovoi湾の南)	-	14	-	-	-
パラムシル島 (Kitovaya湾 Tukharka谷川の谷間)	18.4	-	3	第2	20
パラムシル島 (Okeanskaya湾)	8.3	-	2	第2	-
パラムシル島 (Ozerny岬第2クリル海峡)	6-7	-	-	-	-
パラムシル島 (Severo-Kurilsk市)	9-10	12-15	3	第2	35-40
パラムシル島、西岸	5.5	3-4	-	-	-
Shelekhva村落					
シュムシュ島、Kozyreisk村落	7	6	3	第2	-
シュムシュ島、Baikovo村落	9	-	3	第2	30
アライド島	1.5	-	-	-	-

Table 1 (continue)

地点	I.P.Kucherovと A.E.Afaevのデー タによる水の最 大上昇高さ	質問による水の最 大上昇高さ	破壊を 伴った波の 数	最大波	地震発生時か ら第1波の到達 までの時間、 分
カ ム チ ャ ツ カ					
Lopatka岬(東岸)	9.5	-	-	第2	20
Lopatka岬(西岸)	-	5	-	第2	-
Utashud島	8.6	-	-	-	-
Piratкова湾	-	10-15	3	第2	30
Khadutka湾	-	小型船海岸から 500m流される	-	-	-
Flsacha湾(北岬)	7	-	-	-	-
Povorotny岬	-	10	-	-	-
Akhomten湾	-	7	-	-	-
Zhirevan湾	7	8	2	第2	20-25
Sarannaya湾	7	-	-	-	-
Vilyui村落	-	6-8	-	-	-
Jzmenny岬	5	-	-	-	-
ペトロパブロフスク市	1.2(検湖器による)	-	-	-	30
Rakovaya湾、Kirpichny村落	-	3	-	-	-
Tarya湾	1.8	-	-	-	-
Kharakhtyrka	4.5-5	6	-	-	-
Nalychevo村落	-	6-7	-	第2	-
Shipunski岬(南端)	-	8-9(水準器による)	-	-	15
Shipunski岬(Morzhovaya湾)	-	7-8	2	第2	-
Zhupanovo	-	4-5	-	第3	-
Olga湾	-	10-13	-	第3	40
Shufertovo村落	-	0.5-1	-	-	-
Ust-Kamchatsk	-	5-10cm(!)	-	-	-
Dzernoie村落	-	3-5	-	-	-
極東地方のその他の地区					
コマンドル諸島	-	小さい波	-	-	-
オホーツク沿岸(マガダン)	2(検湖器による)	-	-	-	120
サハリン、コルサコフ	1(検湖器による)	-	-	-	-

平成 20 年度までにロシアで得られた地震データの読み取り値は精度上の問題から統合処理を

行わないで、震源データの比較解析を実施した (Fig.1)。1958 年択捉沖地震 (M8.1) の震源モデルは Fukao and Furumoto (1979) や Schwartz and Ruff (1987) によって主に遠地地震波の解析によって推定されている。震源は 80km と比較的深いもののプレート境界型の巨大地震と考えられていた。しかし 1994 年千島巨大地震がスラブ内地震であったため、原田・石橋 (2002) は遠地地震記録を再検討し、1958 年択捉沖地震もスラブ内地震であった可能性を示した。Fig.1 に示すようにロシアカタログの余震分布は気象庁カタログよりも陸側に分布しているのが分かる。これは、1958 年択捉沖地震がスラブ内地震であってもおかしくない事を示す。

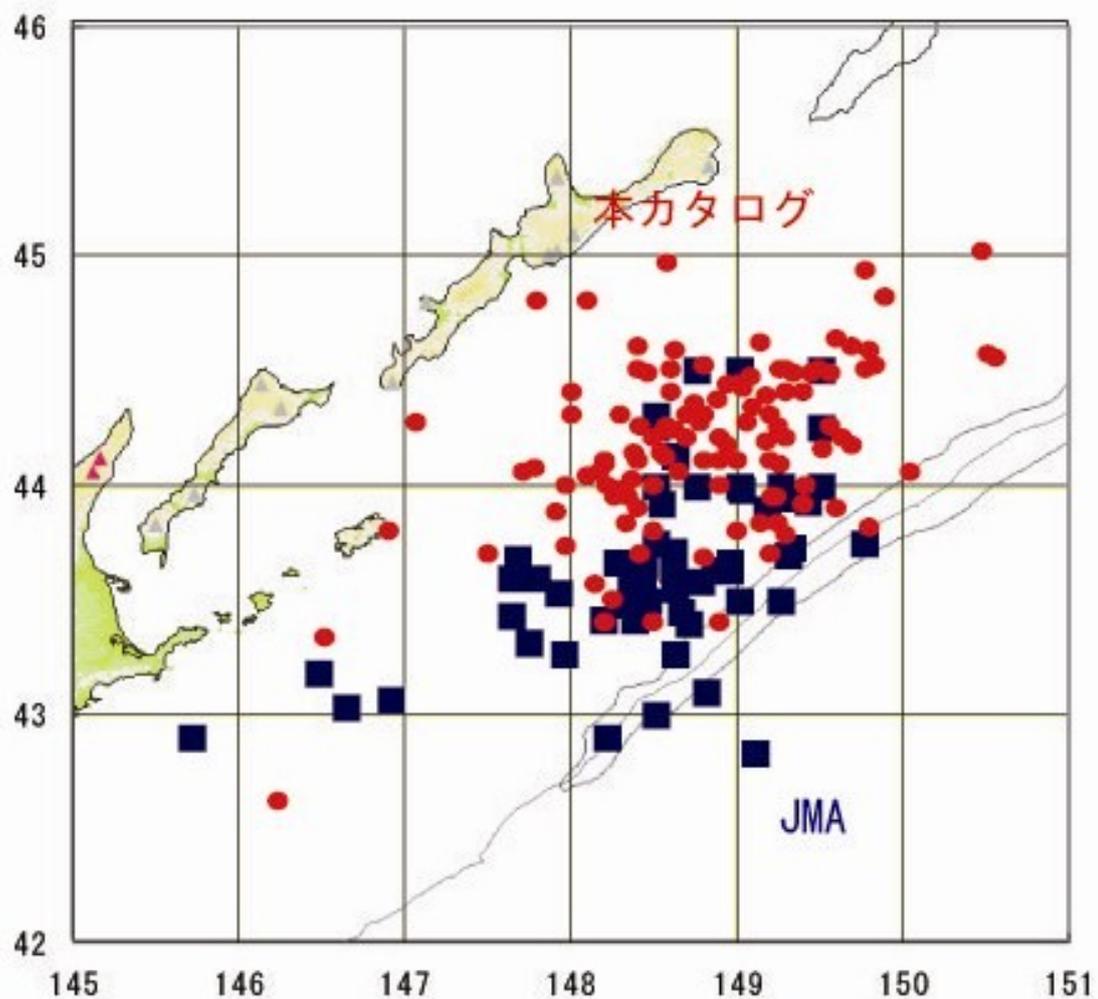


Fig.1 Comparison between the JMA catalog and the Russian catalog for the aftershocks of the 1958 great Kurile earthquake.

2) 津波観測データの解析

ア) 1963 年択捉沖地震の津波波形インバージョンによる震源過程解析

ア-1) はじめに

1963 年 10 月 13 日 14 時 17 分 57 秒, 択捉島沖の 44.8°N , 149.5°E , 深さ = 60 km でプレート境界型の巨大地震が発生した。Kanamori(1970)は断層パラメータ, 走行 = 223° , 傾斜 =

22°, すべり角 = 90°, 地震モーメント = 7.5×10^{21} Nm ($M_w = 8.5$) を長周期表面波解析より推定した。また、断層の長さ = 250 km, 断層の幅 = 150 km は余震域の広がりから求めた (Fig. 2)。Furumoto (1979) によるレイリー波解析や, Ben-Menahem and Rosenman (1972)によるラブ波・レイリー波解析からも同様の断層の大きさが得られた。そのほか Ruff and Kanamori (1983)より地震モーメント放出率が長周期 P 波を用いて求められ, この地震は3つのアスペリティを破壊した地震であると述べている。Beck and Ruff (1987), Schwarts and Ruff (1987) も長周期 P 波を用いて解析を行った結果, 同様に3つのアスペリティの存在を示した。求められた地震モーメントは 2.5×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) となり Kanamori (1970) より求められた地震モーメントの半分以下であった。Beck and Ruff (1987)より求められた破壊域を Fig. 3 に示す。Kikuchi and Fukao (1987) も長周期 P 波よりモーメント解放量を求め, 地震モーメントは 2.3×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) と推定した。

この地震により津波が発生し, 太平洋やオホーツク海に伝播した。津波の高さはそれぞれ, ウルップ島 4.0~4.4 m, 択捉島 4.0 m, 国後島 0.7~1.5 m, 色丹島 1.2 m, 歯舞島 1.0~1.5 m が記録された。また気仙沼の津波の最大全振幅は 141 cm であった。そのほかハワイ 40 cm, カリフォルニア 50 cm, メキシコ 70 cm が記録された。また津波の波源域は, 検潮所で記録された津波波形の初動から求められた (Solov'ev, 1965 and Hatori, 1971)。津波の波源域は上記の地震波解析より求められた破壊域よりも大きく, 北東方向へ延びている。Solov'ev (1965) と Hatori (1971) より求められた津波波源域をそれぞれ Fig. 4 と Fig. 5 に示す。

本調査では 1963 年択捉島沖地震の本震 (10 月 13 日) の破壊過程を詳しく調べるため, 津波波形インバージョンを行い, すべり量分布を求めた。求められた 1963 年択捉島沖地震の本震の破壊域と, 他の研究により求められた 2006 年千島沖地震の破壊域を比較し, この2つの巨大地震の間に空白域が存在するかを以下の項で議論する。

ア-2) 津波波形データと断層モデル

平成 20 年度から平成 21 年度にかけてデジタル化し, 潮汐を取り除いた津波波形の中から津波波形インバージョンに使用可能な 21 点の検潮所で記録された津波波形をデータ抽出した。検潮記録は, 日本では 8 点 (紋別, 網走, 花咲, 厚岸, 釧路, 苫小牧, 宮古, 釜石), ロシアでは 4 点 (Korsakov, Kurilsk, Matua, and Shumshu), ハワイ列島など太平洋の島々やアリューシャン列島等では 9 点 (Attu, Nawiliwili, Haleiwa, Hilo, Honolulu, Kwajalein Island, Midway Island, Wake Island, Yuzhno Kurilsk) である。各検潮所の位置を Fig. 6 と Fig. 7 に示す。それぞれの検潮所で記録されたデータと, 潮汐補正を行った後の津波波形を Fig. 8 に示す。

断層モデルのパラメータは Kanamori (1970) より求められたパラメータを用いた (長さ = 250 km, 幅 = 150 km, 断層上端深さ = 4 km, 走行 = 223°, 傾斜 = 22°, すべり角 = 90°)。まず, Kanamori (1970) より求められた破壊域を 15 の小断層に分割した。小断層のサイズは 50 km × 50 km とした。さらに西側に3つの小断層 (小断層 1, 9, 17), 東側に6つの小断層 (小断層 7, 8, 15, 16, 23, 24) を加えた。小断層の番号を Fig. 9 に示す。検潮所で記録された津波波形の, 初動から求められた津波波源域 (Solov'ev, 1965 and Hatori, 1971) は, 長周期表面波解析より求められた破壊域 (Kanamori, 1970) より少し大きい。よって, 1963 年択捉島沖地震の破壊域の広がり調べるため, 上記のように小断層を加え, 津波波形解析を行った。震源は断層モデルの西側 (小断層 2) に位置する (Fig. 9)。

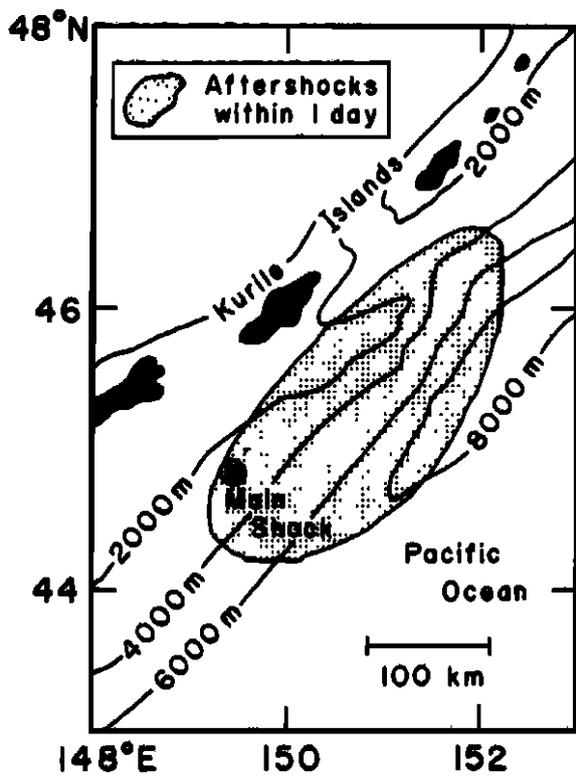


Fig. 2. Aftershock area within one day after the main shock. (from Kanamori, 1970)

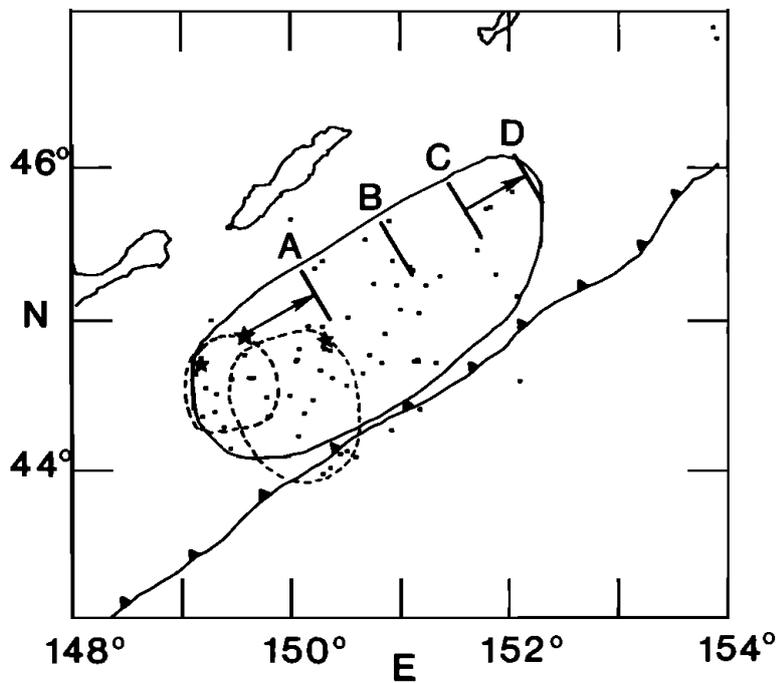


Fig.3. Rupture area of the 1963 Kurile earthquake. The small dots are the relocated aftershocks and the dashed lines indicate the estimated aftershock areas of the October 12, 1963, foreshock and the October 20, 1963, aftershock. (from Beck and Ruff, 1987)

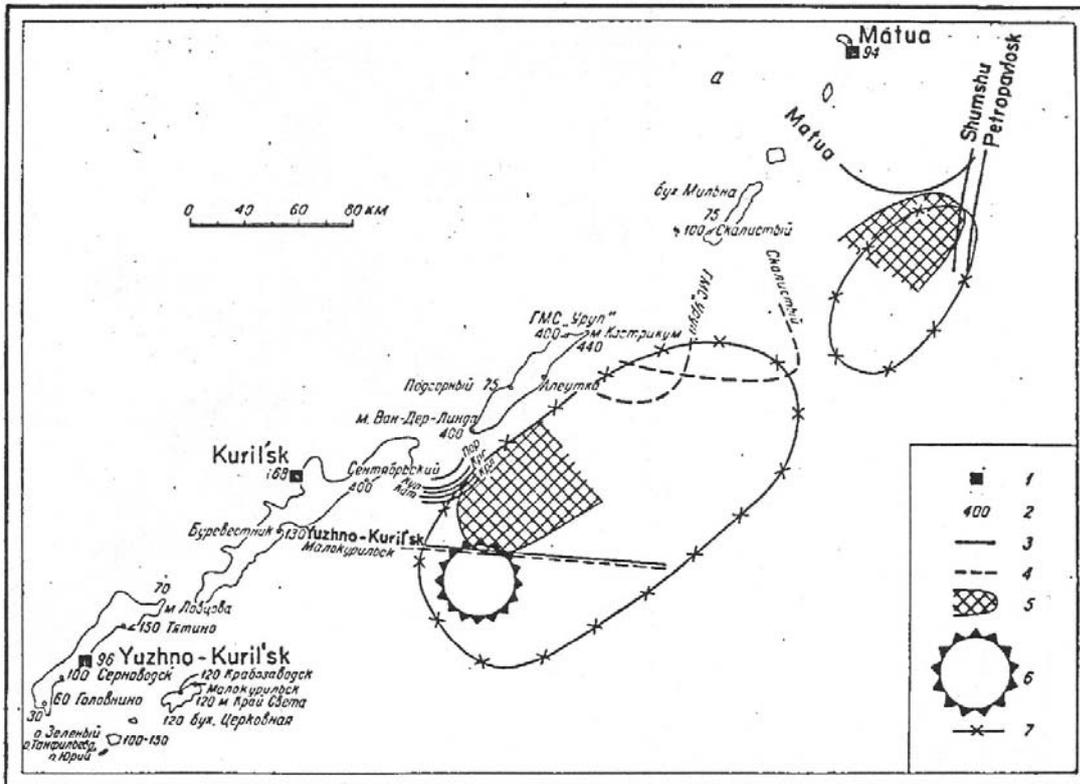


Fig. 4. Source of the tsunami of the October 13 Kurile earthquake.

- 1 – mareographs;
- 2 – maximum height of flood in cm;
- 3 – isochrones of tsunami propagation to different points;
- 4 – doubtful isochrones;
- 5 – assumed source of the tsunami;
- 6 – epicenter of the earthquake;
- 7 – region of aftershocks.

(from Solov'ev, 1965)

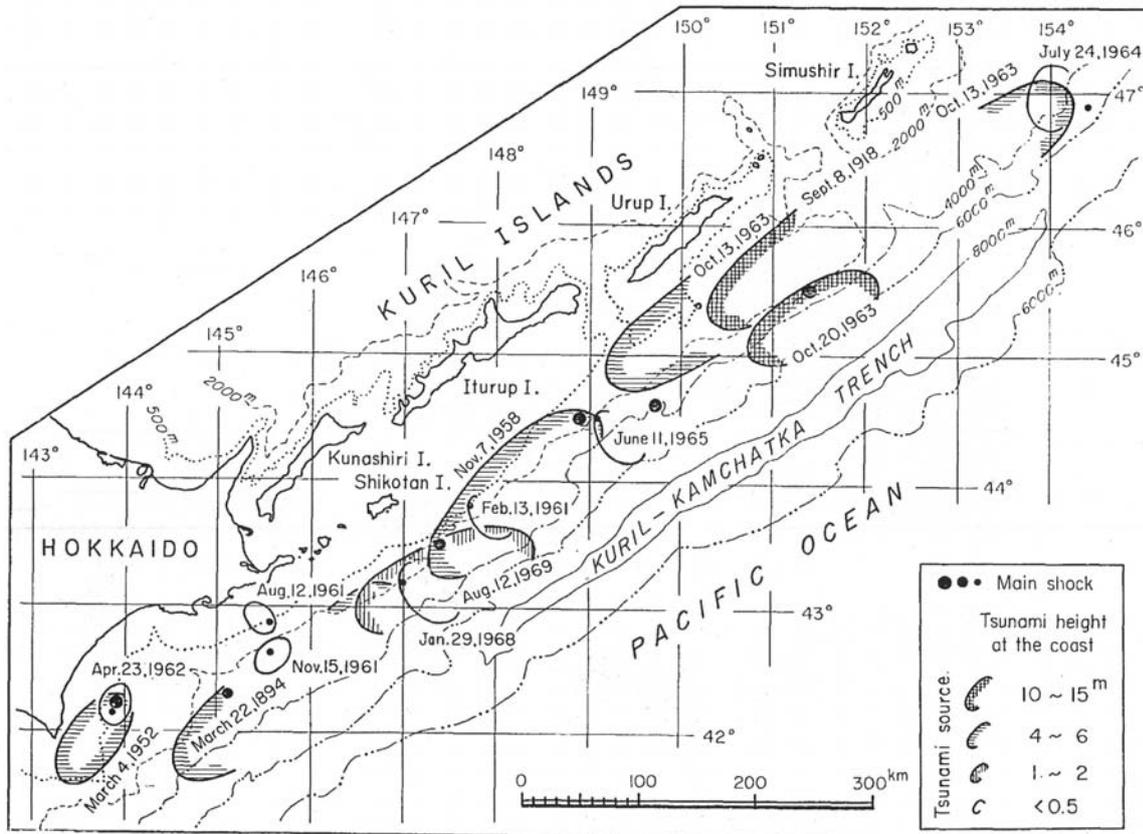


Fig.5. Geographic distribution of the estimated source areas of tsunamis in the region from Hokkaido to South Kuriles during the last 76 years (1894 - 1969), classified by the tsunami height at the coast. (from Hatori, 1971)

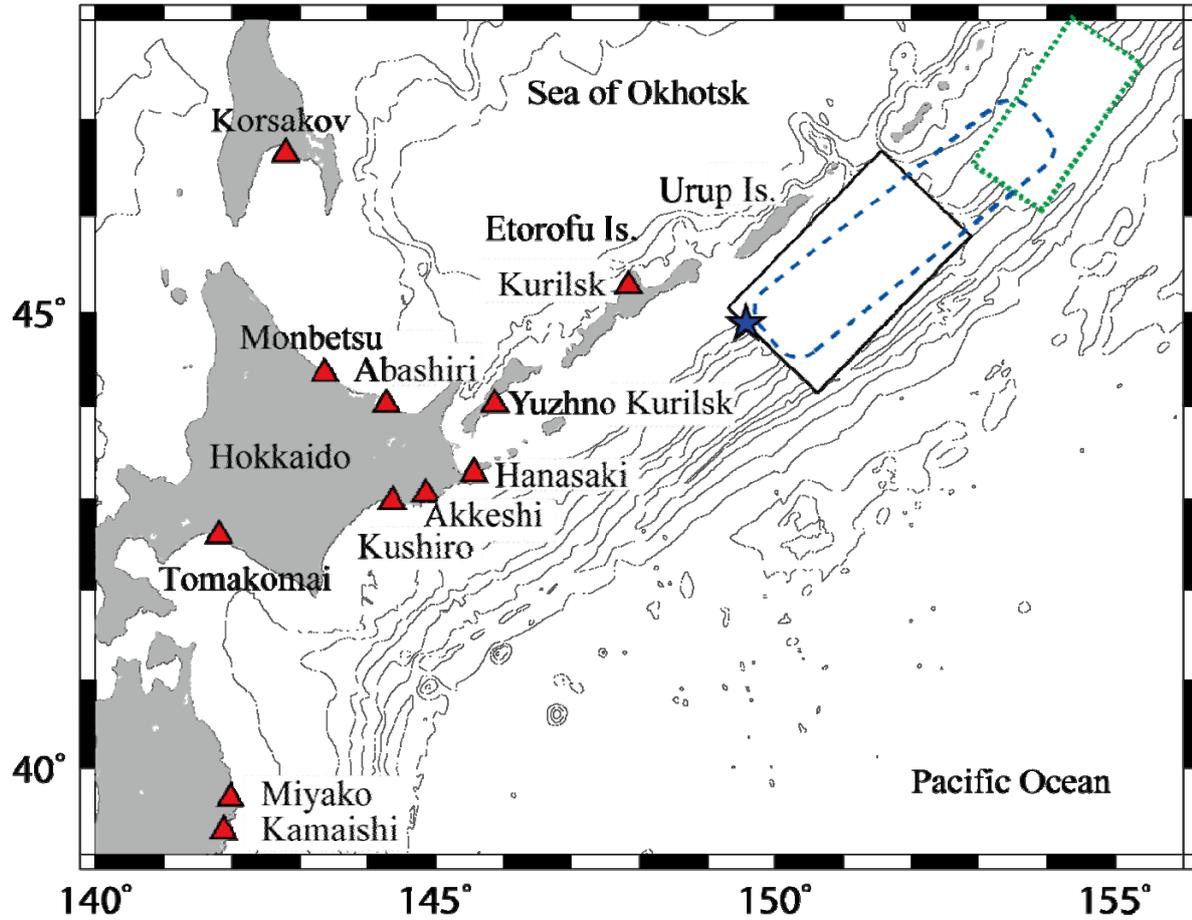


Fig.6. A map near the source area of the 1963 Kurile earthquake. Blue star shows the epicenter of the 1963 earthquake. Black solid rectangle shows the rupture area of the earthquake estimated by Kanamori (1970). Blue dotted ellipsoid shows the source area of the earthquake estimated from arrival times of observed tsunami (Hatori, 1971). Green dotted rectangle shows the tsunami source area of the 2006 Kurile earthquake (Fujii and Satake, 2008). Red triangles show the tide gauge stations near Japan used in the tsunami waveform inversion. A depth contour interval is 1000 m.

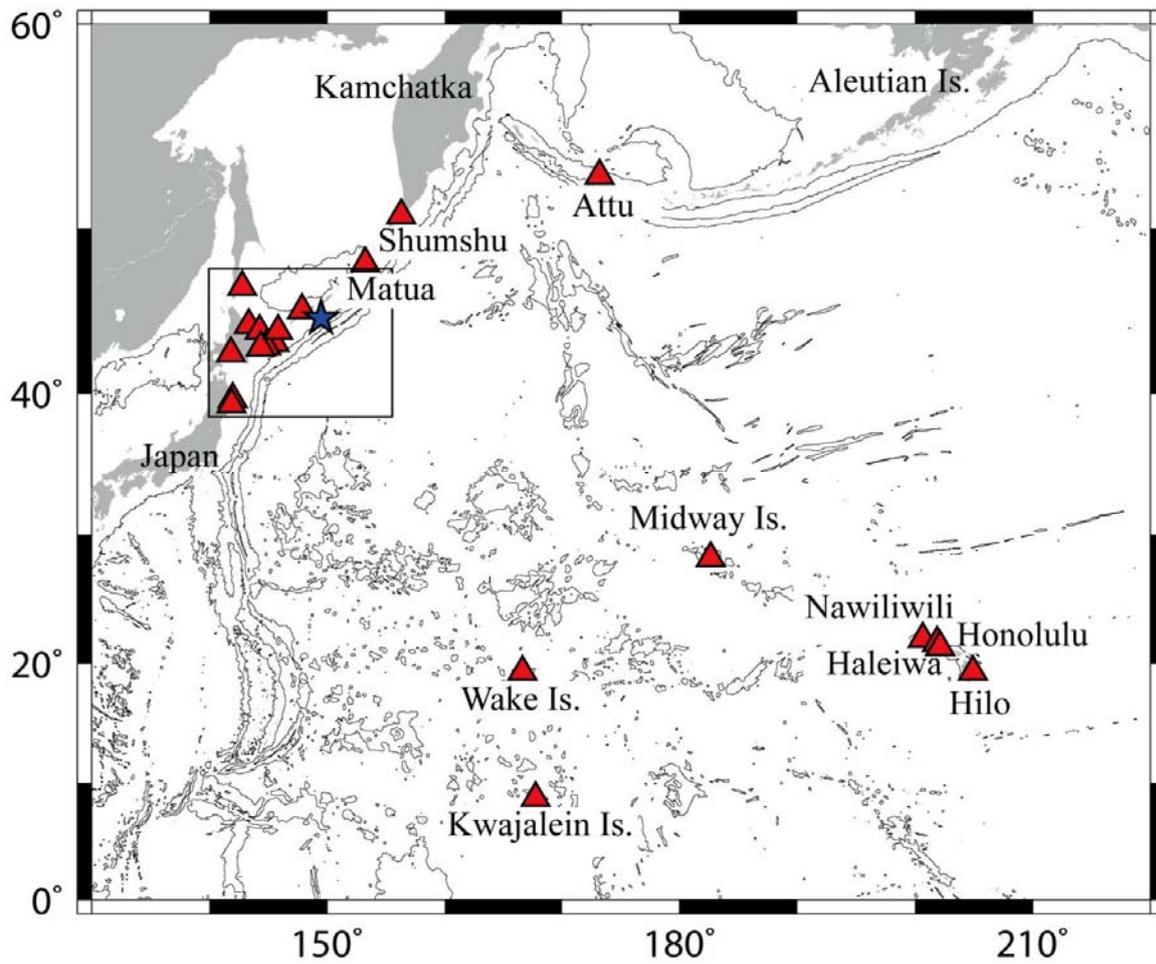


Fig.7. The tsunami computed area. A star shows the epicenter of the 1963 Kurile earthquake. Triangles show the tide gauge stations used in the tsunami waveform inversion. A rectangle shows the area of Figure 1. A depth contour interval is 3000 m.

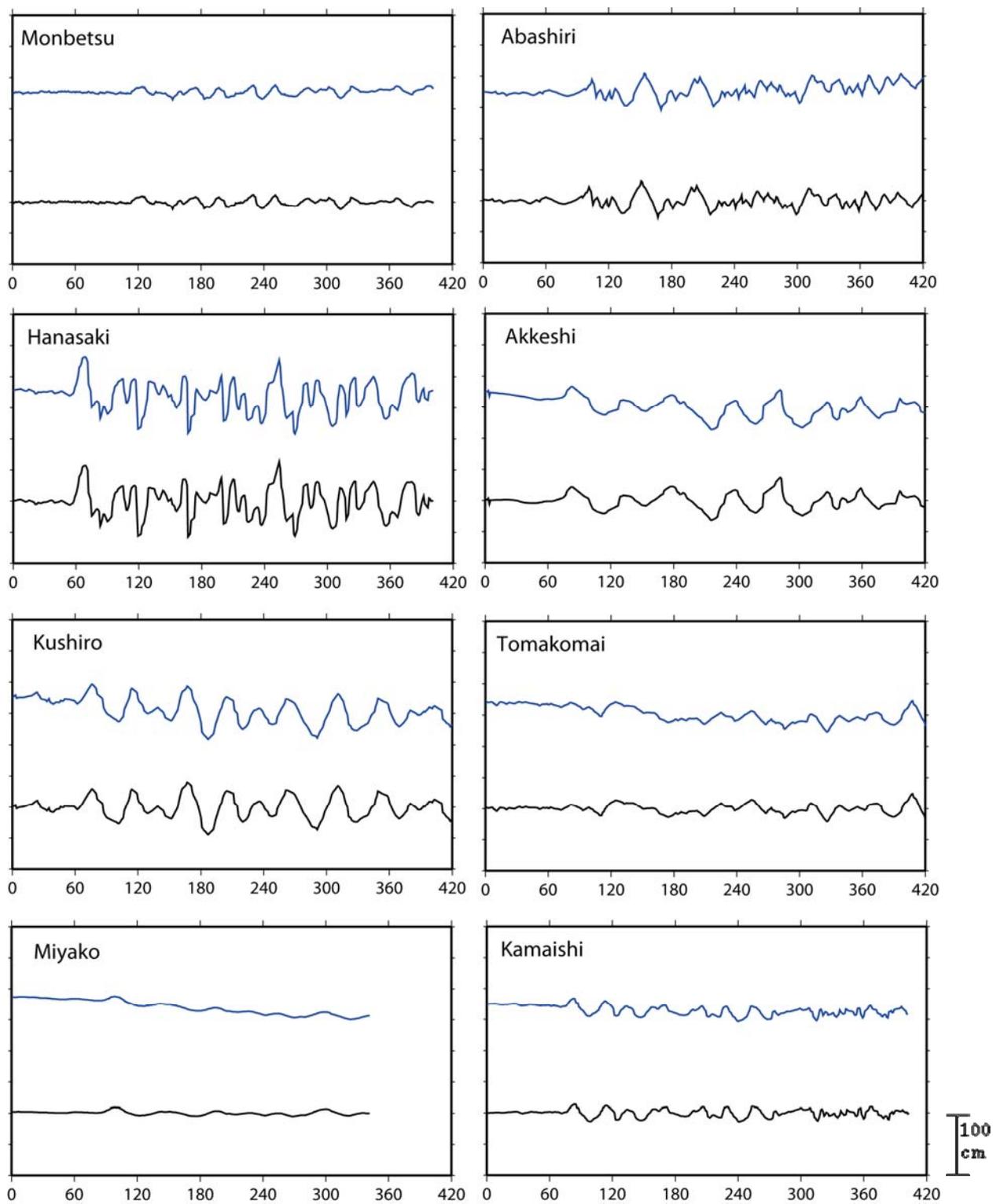


Fig.8. Comparison of original waveform (blue) and tsunami waveform removing tide gauge from original waveform (black) at each station. Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm).

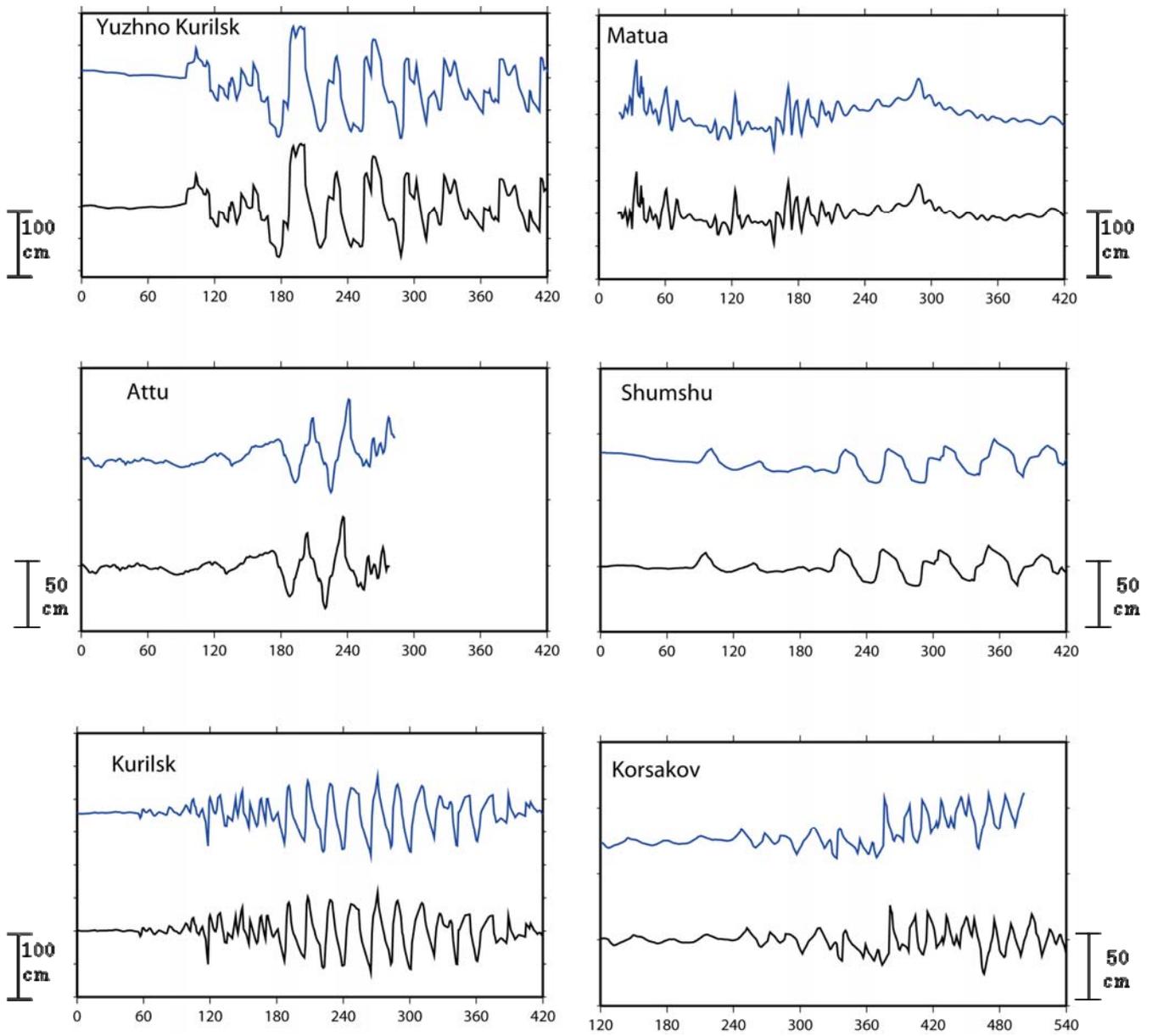


Fig.8 (continue)

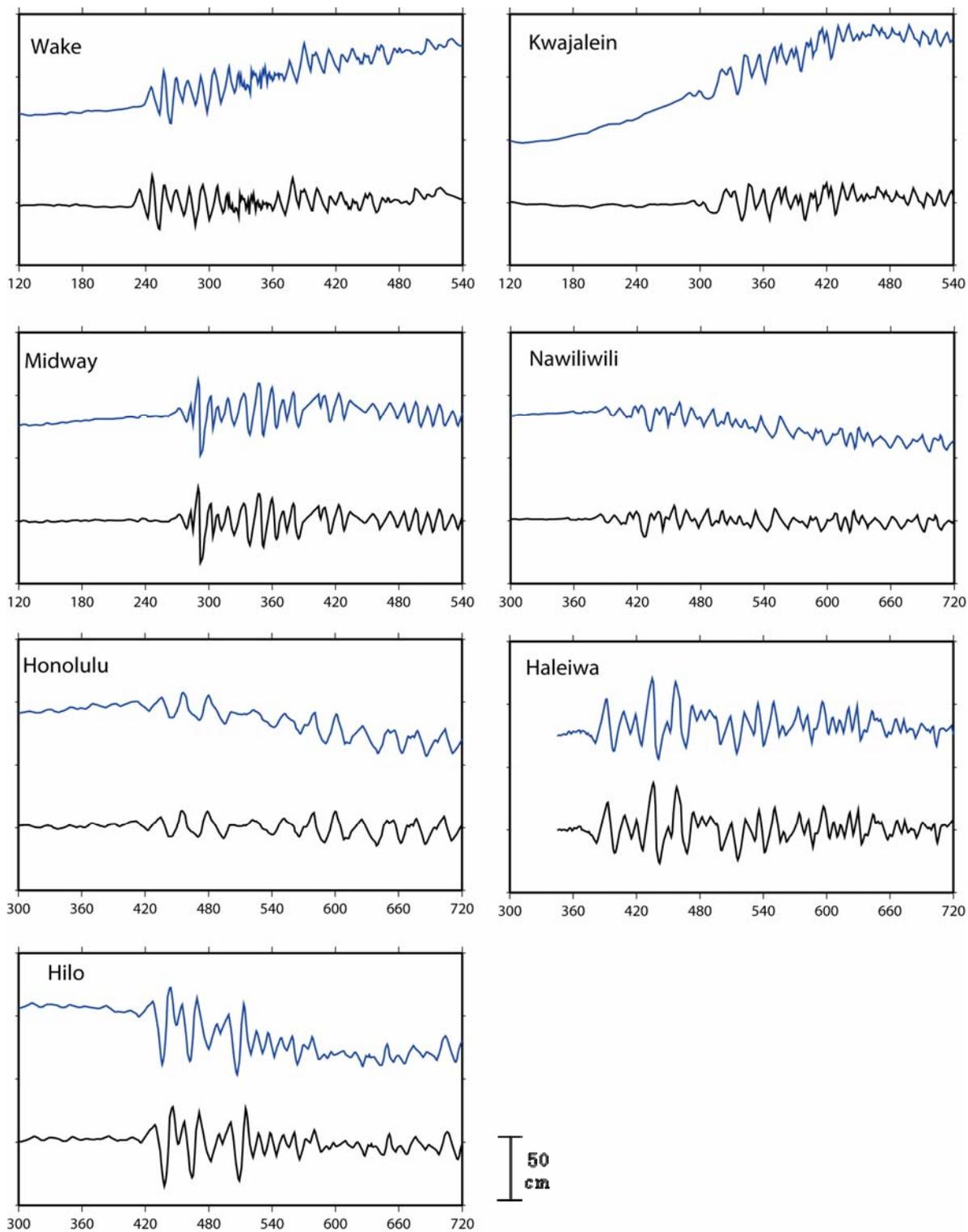


Fig.8 (continue)

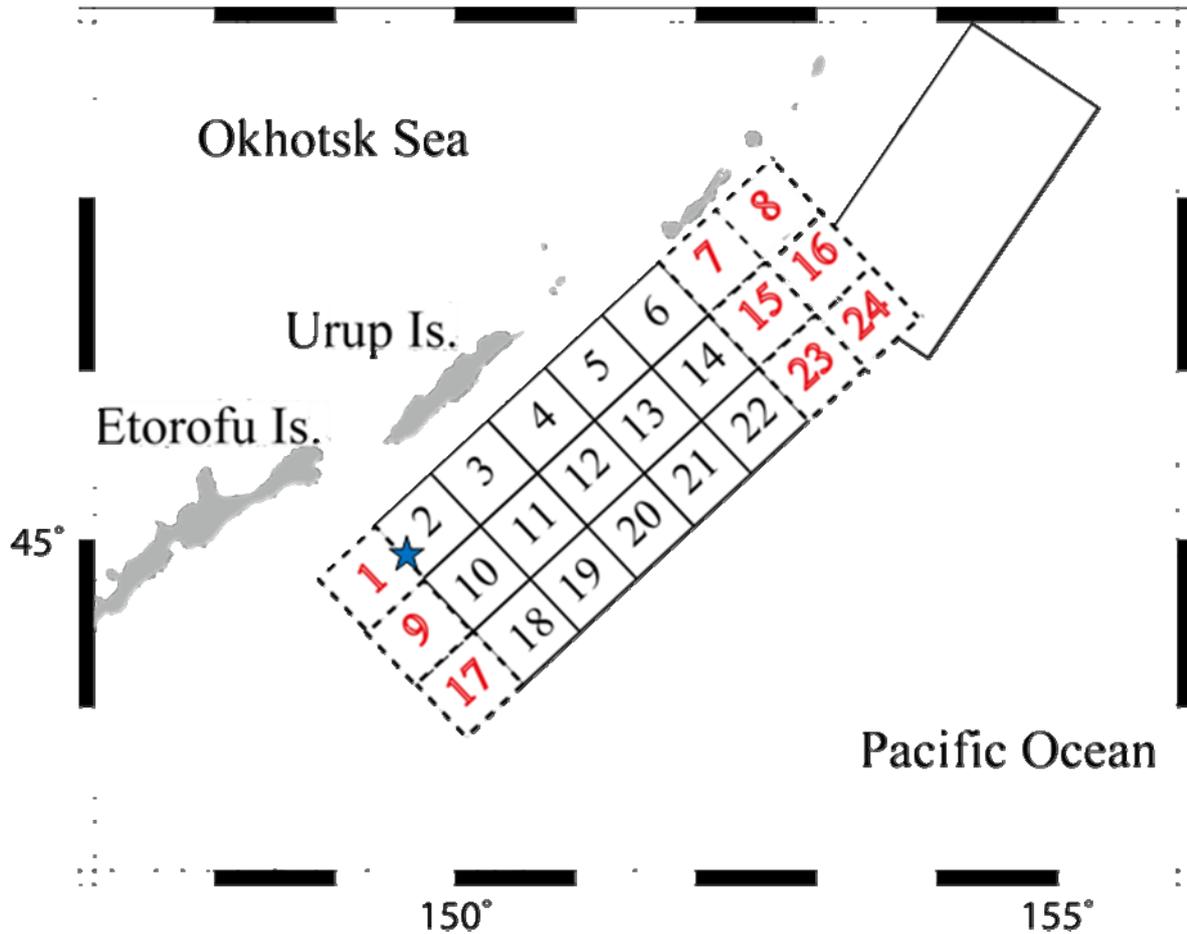


Fig.9. A map showing location of subfaults used for the tsunami waveform inversion. Solid small rectangles show the 15 subfaults subdivided the rupture area estimated by Kanamori (1970). Dotted small rectangles show the added 9 subfaults to investigate the size of source area of the 1963 Kurile earthquake. A Solid large rectangle shows the tsunami source area of the 2006 Kurile earthquake (Fuji and Satake, 2008). Blue star shows the epicenter of the 1963 Kurile earthquake. A depth contour interval is 1000 m.

ア-3) 津波数値計算手法

津波の数値計算領域は、 $135 \sim 220^\circ \text{E}$, $0 \sim 60^\circ \text{N}$ とした。計算領域全体の1分メッシュの海底地形データを作成した。日本沿岸及び海外の検潮所の検潮所周辺は20秒メッシュのデータを作成した。津波数値計算時には1分メッシュ部分と20秒メッシュ部分を繋げて計算を行った。破壊継続時間は70秒とした。時間ステップは数値計算の安定条件を満足するよう1秒とした。安定条件の式は、 Δt を時間ステップ (s), Δx をグリッドの大きさ (m), g を重力加速度 (m/s^2), d_{max} を最大の深さ (m) とすると、

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{2gd_{\text{max}}}} \quad (1)$$

と表される。

津波伝播を計算するため、はじめに Okada の式 (Okada, 1985) を用いて各小断層で海底地殻変動を計算した。一般に巨大地震の断層モデルの場合、波長が海の深さに比べて非常に大きいため海面上昇は海底地殻変動と等しい、とみなすことができる。本報告では海面上昇と海底地殻変動が等しいと仮定し、津波の数値計算を行う。津波の数値計算は、線形長波近似式をスタaggerド格子上的差分法で解く手法を用いた (参照 Satake, 2007)。

津波の数値計算には運動方程式と連続の式を用いる。津波の波長 λ は水深 d に比べて十分長いので、長波とみなすことができる。また津波の水深 d は振幅 h に比べて十分大きいので、一般に線形として扱うことができる。この場合線形長波近似により運動方程式は

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -g \nabla h \quad (2)$$

と表される。この場合 t は時間、 \mathbf{V} は水平方向の速さ、 g は重力加速度をそれぞれ表す (Fig. 10)。連続の式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot (d\mathbf{V}) \quad (3)$$

と表される。

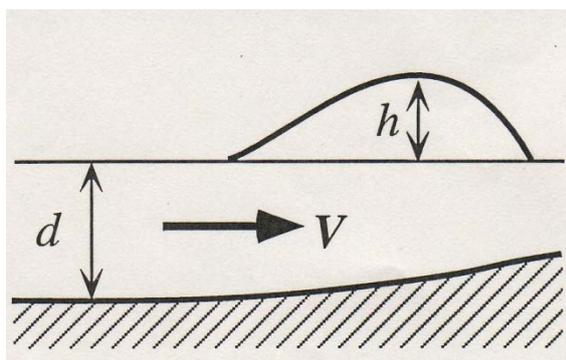


Fig. 10. Vertical section of the sea.

\mathbf{V} : horizontal velocity

d : water depth

h : water height

また津波の計算範囲を広くすると、遠距離の津波を計算することによりコリオリの項の影響が無視できなくなるため、コリオリの項を考慮した。 Ω を

$$\Omega = \frac{2 \times a \cos(-1)}{24 \times 60 \times 60} \quad (4)$$

とすると、コリオリパラメータ f は

$$f = 2\Omega \cos \theta \quad (5)$$

と表され、 x を東方向、 y を南方向の成分とすると、 x 方向、 y 方向のコリオリの力 F_x^{Cor} 、 F_y^{Cor} は

$$F_x^{Cor} = -f V_y \quad (6)$$

$$F_y^{Cor} = f V_x \quad (7)$$

となる。このコリオリの項を (2) 式に付け足すと、 x 方向、 y 方向はそれぞれ

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} - f V_y \quad (8)$$

$$\frac{\partial V_y}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial y} + f V_x \quad (9)$$

となる。また (3) 式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -d \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) \quad (10)$$

となる。

次に (8), (9), (10) 式を差分法で解く。(8), (9) 式は Taylor 展開から 2 次以上の項は無視して

$$\frac{1}{\Delta t} [V_x(t + \Delta t) - V_x(t)] = -\frac{g}{\Delta x} [h(x + \Delta x) - h(x)] - f V_y(t) \quad (11)$$

$$\frac{1}{\Delta t} [V_y(t + \Delta t) - V_y(t)] = -\frac{g}{\Delta y} [h(y + \Delta y) - h(y)] + f V_x(t) \quad (12)$$

となる。同様に (10) 式は

$$\frac{1}{\Delta t} [h(t + \Delta t) - h(t)] = -d \left[\frac{1}{\Delta x} \{V_x(x + \Delta x) - V_x(x)\} + \frac{1}{\Delta y} \{V_y(y + \Delta y) - V_y(y)\} \right] \quad (13)$$

となる。以下では x 方向の速さ U と y 方向の速さ V を扱った伝播を考え、 U, V, h が異なった格子を用いる staggered grid system を適用する (Fig. 11)。

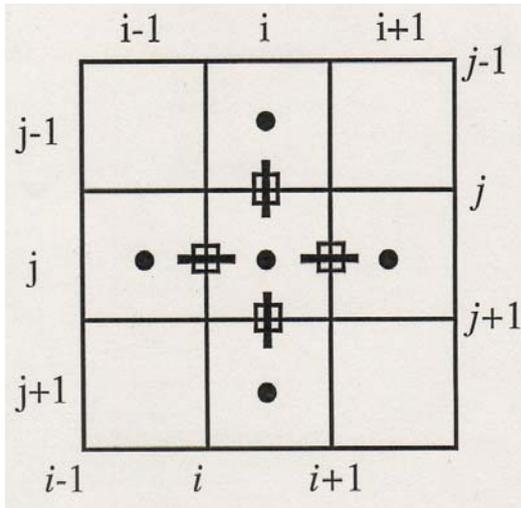


Fig. 11. Staggered grid system.

- : water height (h)
- : water depth (d)
- : velocity (V_x)
- ┆ : velocity (V_y)

(11), (12), (13) 式において, $t = l \Delta t$, $x = m \Delta x$ (l, m : 整数) とすると

$$\frac{1}{\Delta t} \left[U_m^{l+\frac{1}{2}} - U_m^{l-\frac{1}{2}} \right] = -\frac{g}{\Delta x} \left[h_{m+\frac{1}{2}}^l - h_{m-\frac{1}{2}}^l \right] - f V_m^{l-\frac{1}{2}} \quad (14)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[V_m^{l+\frac{1}{2}} - V_m^{l-\frac{1}{2}} \right] = -\frac{g}{\Delta y} \left[h_{m+\frac{1}{2}}^l - h_{m-\frac{1}{2}}^l \right] + f U_m^{l-\frac{1}{2}} \quad (15)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[h_{m+\frac{1}{2}}^{l+1} - h_{m+\frac{1}{2}}^l \right] = -d \left[\frac{1}{x} \left(U_{m+1}^{l+\frac{1}{2}} - U_m^{l+\frac{1}{2}} \right) + \frac{1}{y} \left(V_{m+1}^{l+\frac{1}{2}} - V_m^{l+\frac{1}{2}} \right) \right] \quad (16)$$

となる。プログラムの中では m と $m + 1/2$, $l - 1/2$ と l を同等に扱うことができるため、 $m = m + 1/2 \equiv i$, $l - 1/2 = l \equiv 1$, $l + 1/2 = 2$ となり, (15), (16), (17) 式は

$$U(i, 2) = U(i, 1) - g \frac{\Delta t}{\Delta x} [h(i, 1) - h(i-1, 1)] - f V(i, 1) \Delta t \quad (17)$$

$$V(i, 2) = V(i, 1) - g \frac{\Delta t}{\Delta y} [h(i, 1) - h(i-1, 1)] + f U(i, 1) \Delta t \quad (18)$$

$$h(i, 2) = h(i, 1) - d \Delta t \left[\frac{1}{x} \{U(i+1, 2) - U(i, 2)\} + \frac{1}{y} \{V(i+1, 2) - V(i, 2)\} \right] \quad (19)$$

となる。これらの式を用いて数値計算を行う。

境界条件については、陸と海との境界では完全反射条件

$$U(i, 2) = 0 \quad (20)$$

を適用する。計算領域との境界では射出条件

$$\frac{h(x + \Delta x, t + \Delta t) - h(x + \Delta x, t)}{h(x, t) - h(x + \Delta x, t)} = \frac{\Delta t \sqrt{gd}}{\Delta x} \quad (21)$$

⇕

$$h(i, 2) = h(i, 1) + \frac{\Delta t}{\Delta x} \sqrt{gd} [h(i-1, 1) - h(i, 1)] \quad (22)$$

を適用する。これらの式は Satake (2007) を参考にした。

ア-4) 津波波形インバージョン手法

各小断層で津波の数値計算を行い、計算波形を Green 関数としてインバージョンに用いた。津波波形インバージョンを行い、各小断層のすべり量を求めた。さらにすべり量の値が負にならないよう拘束条件を与えた。津波波形を用いたインバージョンの方法は、 i をデータ数、 j を小断層の数字、 A を計算波形のデータ、 x をすべり量、 B を観測波形のデータとすると、

$$A_{ij}(t) x_j = b_i(t) \quad (23)$$

と求められ、ある時刻での行列は

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A}_{11} & \mathbf{A}_{12} & \cdots & \mathbf{A}_{1j-1} & \mathbf{A}_{1j} \\ \mathbf{A}_{21} & \mathbf{A}_{22} & \cdots & \mathbf{A}_{2j-1} & \mathbf{A}_{2j} \\ \mathbf{A}_{31} & \mathbf{A}_{32} & \cdots & \mathbf{A}_{3j-1} & \mathbf{A}_{3j} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \mathbf{A}_{i-21} & \mathbf{A}_{i-22} & \cdots & \mathbf{A}_{i-2j-1} & \mathbf{A}_{i-2j} \\ \mathbf{A}_{i-11} & \mathbf{A}_{i-12} & \cdots & \mathbf{A}_{i-1j-1} & \mathbf{A}_{i-1j} \\ \mathbf{A}_{i1} & \mathbf{A}_{i2} & \cdots & \mathbf{A}_{ij-1} & \mathbf{A}_{ij} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_1 \\ \mathbf{x}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{x}_{j-1} \\ \mathbf{x}_j \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{B}_1 \\ \mathbf{B}_2 \\ \mathbf{B}_3 \\ \vdots \\ \mathbf{B}_{i-2} \\ \mathbf{B}_{i-1} \\ \mathbf{B}_i \end{pmatrix} \quad (24)$$

となる。この方程式を解くことにより各小断層でのすべり量が求められる（Satake, 2007）。

すべり量の誤差を求めるために、Jackknife method (ex. Tichelaar and Ruff, 1989) を用いた。この手法はデータをランダムに選びインバージョンを行う手法を繰り返すことにより、誤差を求めるものである。本報告では全データ数 1185 の中からデータ数 500 を取り除き、インバージョンを 50 回繰り返して誤差を求めた。Jackknife method の式を以下に示す。 n はデータ数、 \mathbf{x} はデータ

の値とすると、平均 $\hat{\mathbf{x}}$ は

$$\hat{\mathbf{x}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \mathbf{x}_i \quad (25)$$

と表される。次に、標準偏差 $\hat{\sigma}$ は

$$\hat{\sigma} = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\mathbf{x}_i - \hat{\mathbf{x}})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

となる。 j は取り除いたデータ数、 k を $k = n - j$ 、 p を小断層の数、 Q を

$$Q = \left(\frac{k - p + 1}{n - k} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

と仮定すると、誤差 E は

$$E = \hat{\sigma} \cdot Q \quad (27)$$

と求められる。

インバージョンに用いた津波波形データは1分間隔で、津波の初期波または第二波までを用いた。インバージョンに用いた津波波形データの、時間ウィンドウの範囲を Fig. 13 に示す。

ア-5) 結果

本震の津波波形インバージョンの結果を Fig. 12 と Table 2 に示す。求められたすべり量分布より、小断層 14 と 20 のすべり量が最も大きく、すべり量は 2.8 m と推定された。また、破壊域の中間の深さと浅い場所の小断層のすべり量が比較的大きいことがわかった。Kanamori (1970) より求められた断層モデルに、さらに付け足した小断層のすべり量は、小断層 15 と 23 で比較的大きく、破壊域は北東のほうへ広がりがあることがわかった。よって、すべり量分布から求められた断層の長さは 300 km である。津波の観測波形と計算波形の比較を Fig. 13 に示す。津波の計算波形は、主に観測波形とよく合う。特に日本の検潮所の計算波形は観測波形をうまく表している。剛性率を $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ と仮定すると、地震モーメントは $2.4 \times 10^{21} \text{ Nm}$ ($M_w = 8.2$) と推定された。

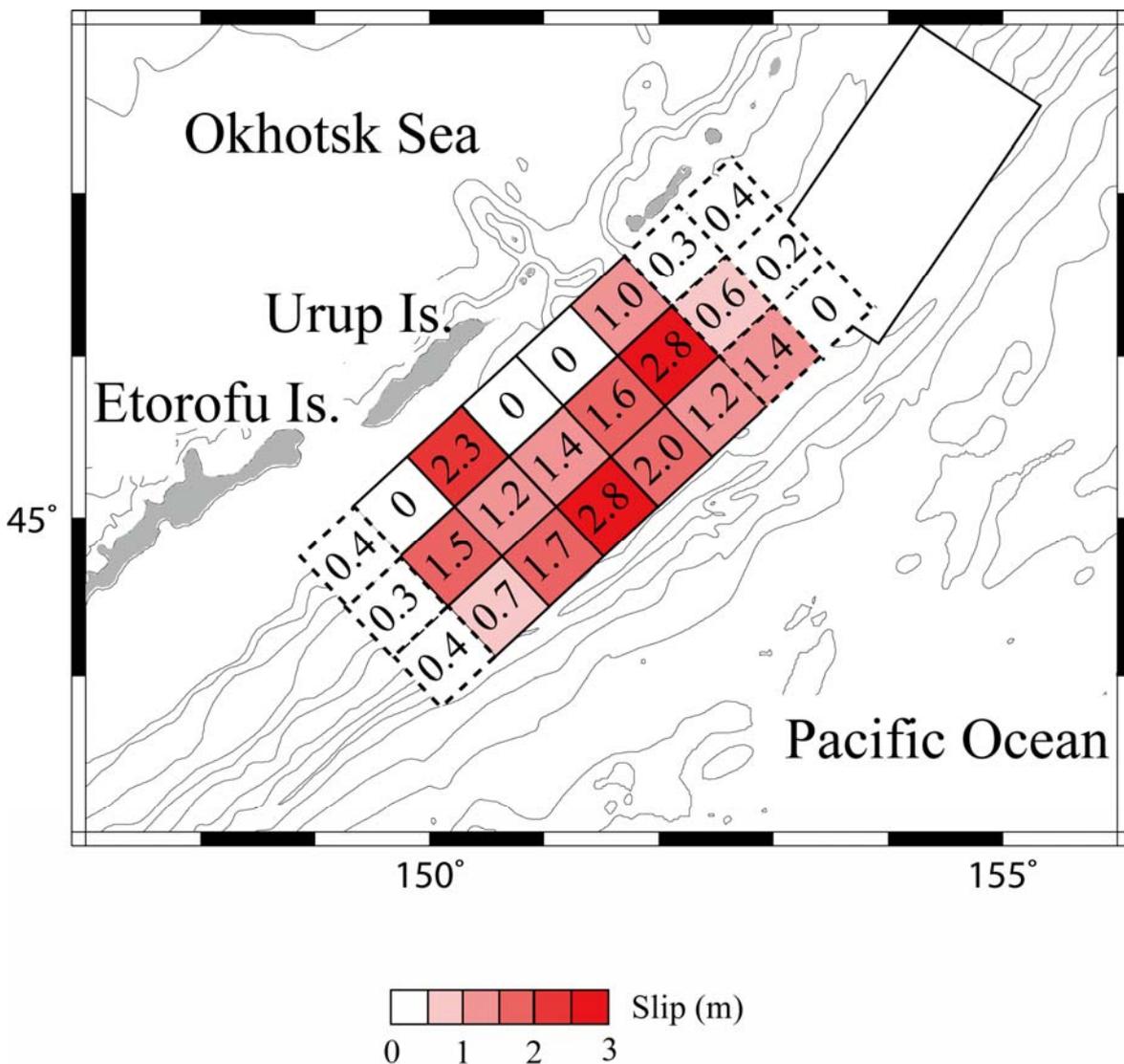


Fig.12. The slip distribution of the 1963 Kurile earthquake estimated from the tsunami waveform inversion using 24 subfaults. A large rectangle shows the tsunami source area of the 2006 Kurile earthquake (Fujii and Satake, 2008). A depth contour interval is 1000 m.

Table 2. The location of each subfault and results of the tsunami waveform inversion for the 1963 Kurile earthquake. Locations (latitude and longitude) indicate the east corner of each subfault.

Subfault number	Longitude (° E)	Latitude (° N)	Depth (m)	Slip (m)	Error (m)
1	149°52'	44°41'	34.9	0.4	0.47
2	150°18'	44°58'	34.9	0.0	0.49
3	150°44'	45°15'	34.9	2.3	0.67
4	151°11'	45°33'	34.9	0.0	0.29
5	151°37'	45°50'	34.9	0.0	0.08
6	152°03'	46°08'	34.9	1.0	0.40
7	152°26'	46°26'	34.9	0.3	0.22
8	152°56'	46°55'	34.9	0.4	0.41
9	150°13'	44°23'	19.5	0.3	0.29
10	150°40'	44°41'	19.5	1.5	0.39
11	151°07'	44°59'	19.5	1.2	0.45
12	151°33'	45°16'	19.5	1.4	0.56
13	152°00'	45°34'	19.5	1.6	0.39
14	152°26'	45°52'	19.5	2.8	0.49
15	152°52'	46°10'	19.5	0.6	0.13
16	153°22'	46°39'	19.5	0.2	0.29
17	150°35'	44°05'	4.0	0.4	0.26
18	151°02'	44°23'	4.0	0.7	0.33
19	151°29'	44°41'	4.0	1.7	0.44
20	151°56'	44°59'	4.0	2.8	0.53
21	152°23'	45°17'	4.0	2.0	0.46
22	152°50'	45°35'	4.0	1.2	0.39
23	153°17'	45°53'	4.0	1.4	0.16
24	153°47'	46°22'	4.0	0.0	0.24

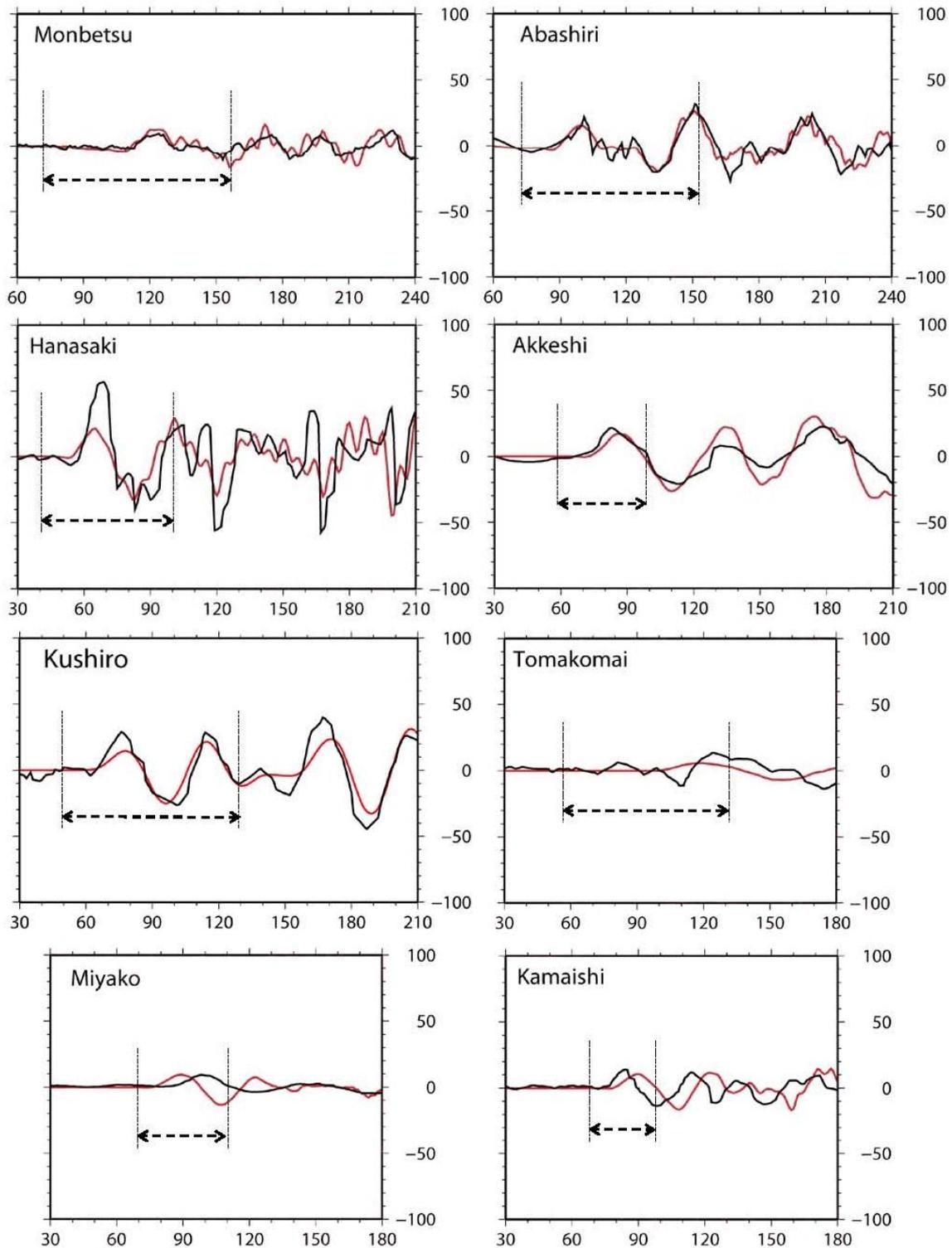


Fig.13. Comparison of observed (black) and synthetic (red) tsunami waveforms at each station used in the inversion. Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm). Arrows show the time windows used for the tsunami waveform inversion.

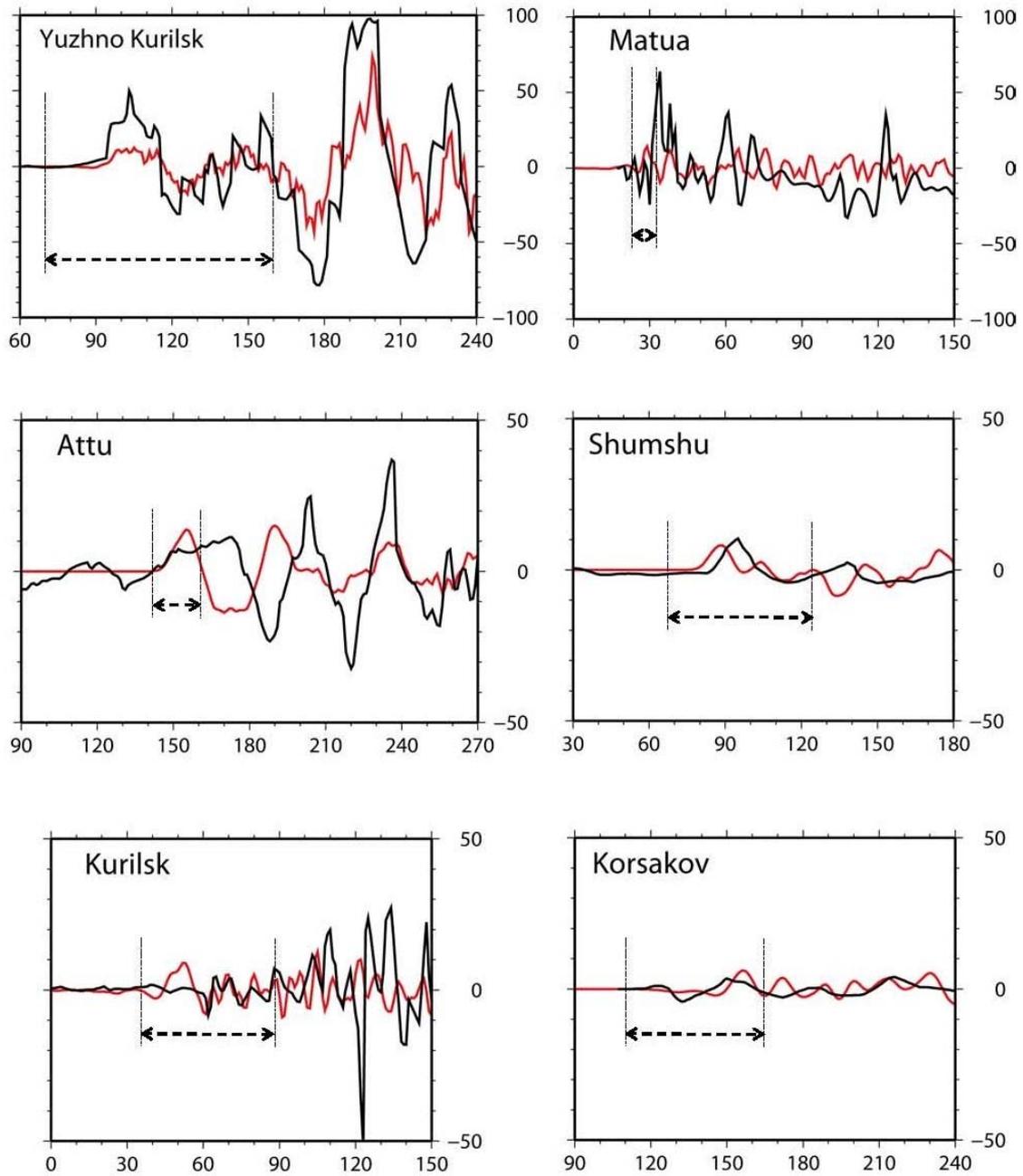


Fig.13 (continue)

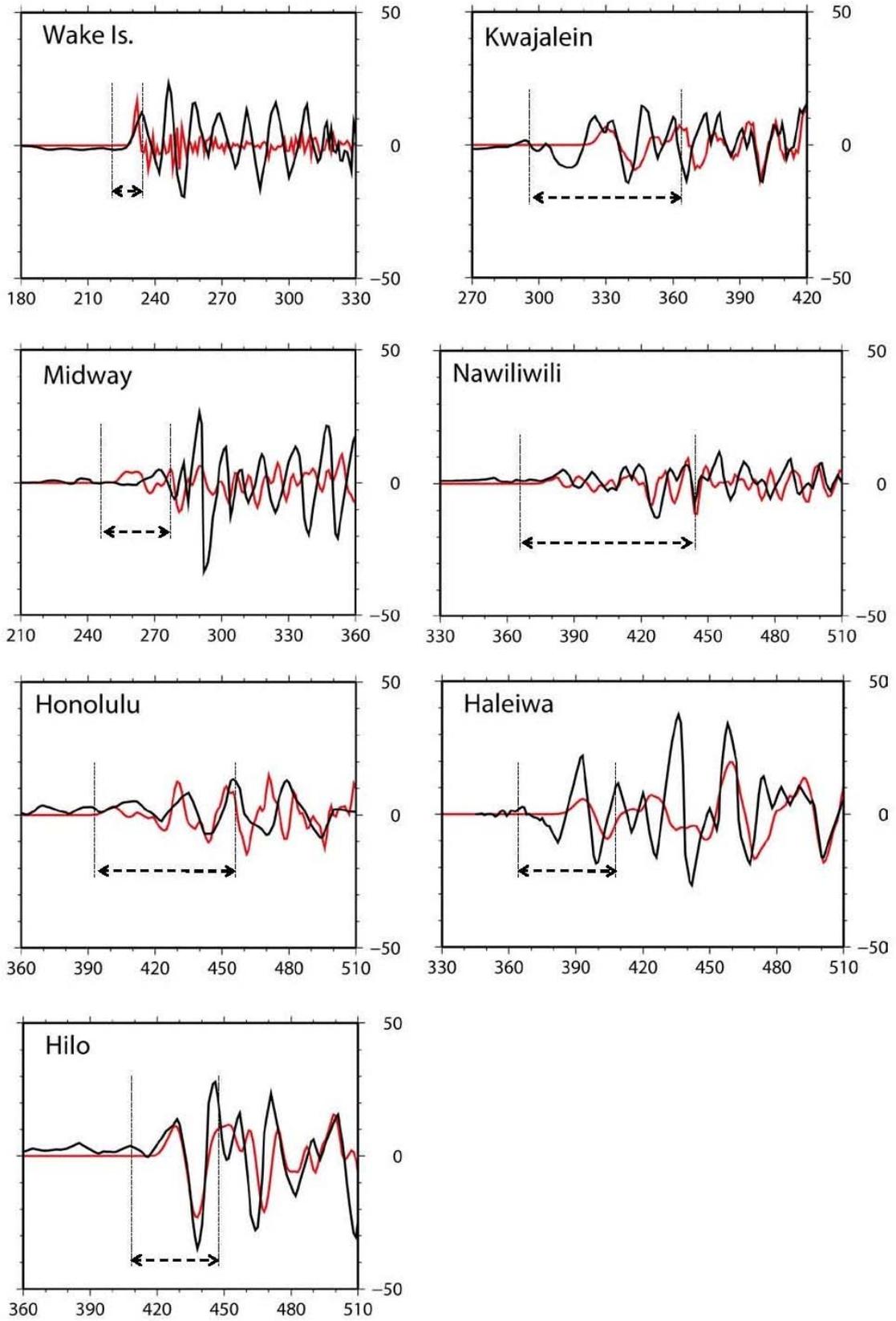


Fig.13 (continue)

ア-6) 考察

本震の津波波形インバージョンから求められたすべり量分布より、破壊域の中間の深さと浅い場所の小断層のすべり量が比較的大きいことがわかった。また、1963年択捉島沖地震は少なくとも3つのアスペリティが存在するという Ruff and Kanamori (1983), Beck and Ruff (1987), Schwarts and Ruff (1987) による結果と比較すると、すべり量分布よりこのアスペリティはすべり量が 2.0 m 以上であった小断層 3, 14, 20 に相当する。すべり量分布から求められた断層の長さ = 300 km は Kikuchi and Fukao (1987) より求められた断層の長さとも一致する。また Kanamori (1970) より求められた断層の長さ = 250 km よりも少し長い。しかし 1.5 m 以上のすべり量が推定された破壊域は、Kanamori (1970) より求められた破壊域とほぼ一致する。そのほか Solov'ev (1965) と Hatori (1971) による津波の初期到達時間から求められた断層の長さより少し小さい。すべり量とすべり量の誤差を比較すると、すべり量が 0.5 m 以下の小断層は誤差も同様の値となり resolution はあまりないが、すべり量が 1m 以上の小断層の場合、誤差の値よりすべり量の値が優位に大きくなるのですべり量が 1m 以上の破壊域は信頼性がある。

1963年択捉島沖地震と2006年千島沖地震の破壊域を比較すると、1963年の地震は2006年の地震の非常に近い場所で発生したが、1963年の地震の破壊域は2006年の地震の破壊域と重複はしておらず、また空白域も存在しないことがわかった(Fig.12)。

津波波形インバージョンより求められた地震モーメントは 2.4×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) となり、この結果は Kanamori (1970) より求められた地震モーメント 7.5×10^{21} Nm ($M_w = 8.5$) や Abe (1979) より求められた津波マグニチュード $M_t = 8.4$ より小さい。しかし Beck and Ruff (1987) より求められた地震モーメント 2.5×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$)、Kikuchi and Fukao (1987) より求められた地震モーメント 2.3×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) とほぼ同じ値となった。

イ) 1963年択捉島沖地震最大余震の津波波形インバージョンによる震源過程解析 (暫定)

イ-1) はじめに

1963年10月20日09時53分11秒、択捉島沖の 44.7° N, 150.7° E, 深さ = 10 km で1963年択捉島沖地震の最大余震が発生した。断層パラメータは Schwarts and Ruff (1987) より 走行 = 225° , 傾斜 = 15° , すべり角 = 90° と推定されている。破壊域は本震と比較すると海溝側の上部、南西側に位置する (Fukao, 1979) (Fig. 14)。

この地震により地震の規模に比べて非常に大きな津波が発生し、太平洋やオホーツク海に伝播した。津波の高さは、ウルップ島 10 ~ 15 m, 択捉島 7 ~ 8 m, 国後島 0.5 m, 歯舞島 0.7 ~ 0.8 m を記録した。また八戸における津波の最大全振幅は 50 cm (渡辺, 1998) であった。津波の高さは大局的に本震の高さの 0.4 倍であった。例えば、カリフォルニアにおける津波の高さは本震の場合 70 cm, 最大余震の場合 30 cm を記録している。しかし、破壊域付近では非常に大きな津波が観測され、ウルップ島では本震の場合 5 m であったのに対し、最大余震では 10 ~ 15 m とはるかに大きかった。検潮所で記録された津波波形の初動から、津波の波源域が求められた (Solov'ev, 1965 and Hatori, 1971)。Solov'ev (1965) と Hatori (1971) の津波波源域をそれぞれ Fig. 15 と Fig. 5 に示す。また余震域の広がりから、破壊域は $100 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ と

求められた (Fukao, 1979) (Fig. 14)。

津波地震と定義する様々な特徴は、地震の規模のわりに破壊過程の時間が非常に長く、長周期の地震波が観測されること (Kanamori, 1972) や、津波波形から求められた地震モーメントより、表面波から求められた地震モーメントのほうが小さく見積もられること (Ward, 1982) などが挙げられる。また、津波地震の震源は他のプレート境界型地震の震源より浅く、海溝に非常に近い場所で発生し、低い剛性率の堆積物をゆっくり破壊する (Wiens, 1989)。Satake and Tanioka (1999) は、深さが浅い海溝よりで発生した地震は、ゆっくり破壊が進むため、地震波のわりに海底地殻変動が大きく、津波が励起され津波地震となると述べている。

1963年択捉島沖地震の最大余震の長周期地震波と津波波形を比較すると、津波波形のわりに非常に小さい地震波が観測された (Fukao, 1979)。同様に表面波の振幅のわりにとても大きな津波が発生した (Kanamori, 1972 and Abe, 1981)。Abe (1979) より求められた津波マグニチュード $M_t = 7.9$ は実体波解析より求められた地震モーメント 0.6×10^{20} Nm ($M_w = 7.1$) (Wiens, 1989) や表面波解析より求められた地震モーメント 0.7×10^{20} Nm ($M_w = 7.2$) (Furumoto, 1979) に比べて0.5以上大きく、津波地震であると言える。Abe (1981) より求められた表面波マグニチュードと津波マグニチュードの関係を Fig.16 に示す。また、Fukao (1979) よりこの地震は、地震の規模のわりに破壊過程の時間が長く、海溝付近の浅い場所でゆっくりすべりが発生したため津波地震となったと述べられている。

本報告では津波波形インバージョンにより、最大余震の震源過程を推定すると共に、最大余震が津波地震となった理由を探る。

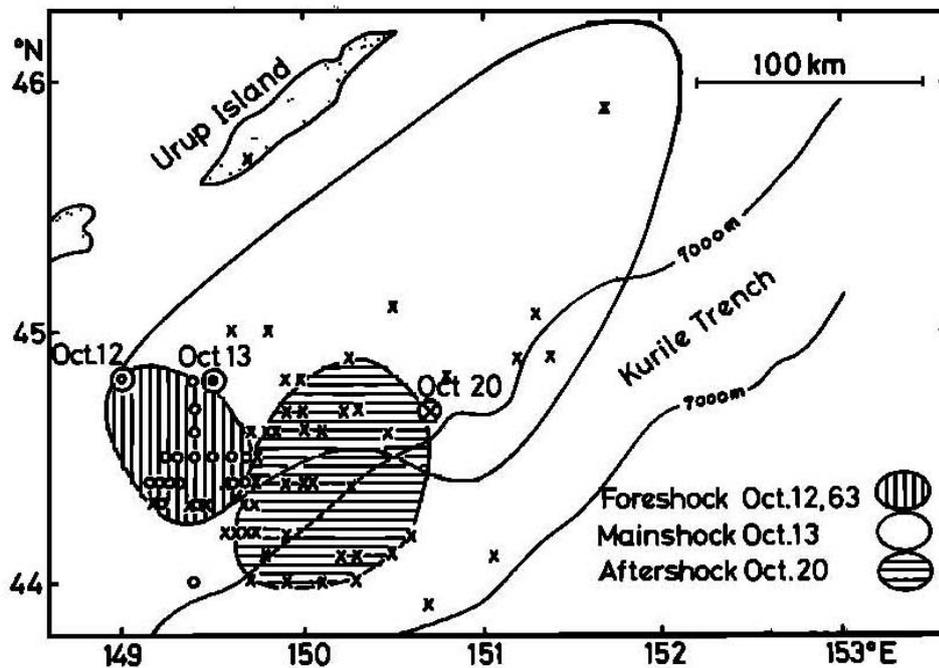


Fig.14. Aftershock areas for the largest foreshock (Oct. 12), the mainshock (Oct. 13), and the largest aftershock (Oct. 20) of the great Kurile earthquake of 1963. Open circles denote the earthquakes which occurred during the interval of the largest foreshock and the mainshock. Crosses represent the earthquakes which occurred within 3 days after the largest aftershock.

(from Fukao, 1979)

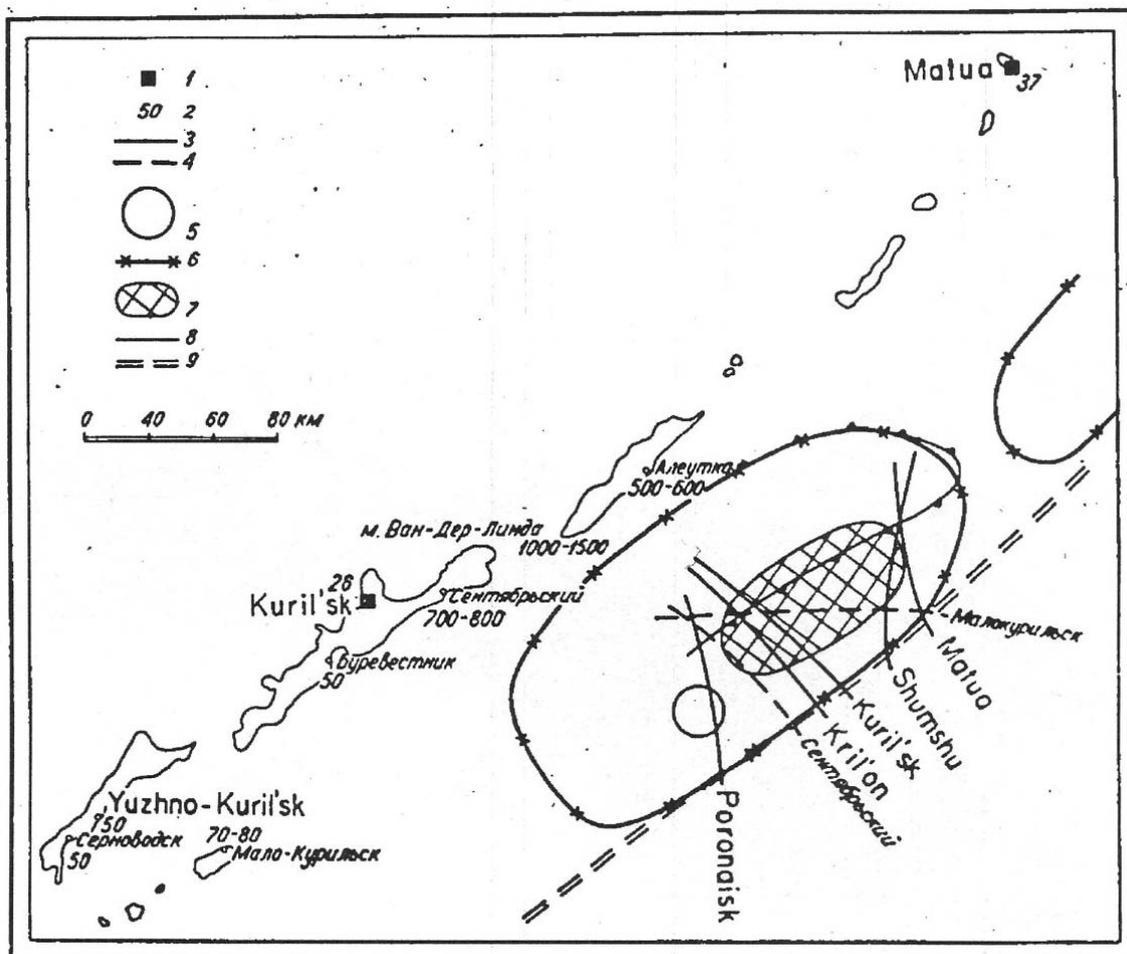


Fig. 15. Map of the tsunami of October 20.

- 1 – mareographs;
- 2 – maximum height of flood in cm;
- 3 – isochrones of tsunami propagation to different points;
- 4 – uncertain isochrones;
- 5 – epicenter of the shock of October 20;
- 6 – region of aftershocks of the principal earthquake;
- 7 – assumed source of the tsunami of October 20;
- 8 – foot of the Vityaz' range;
- 9 – axis of the deep – water Kurile – Kamchatka trench. (from Solov'ev, 1965)

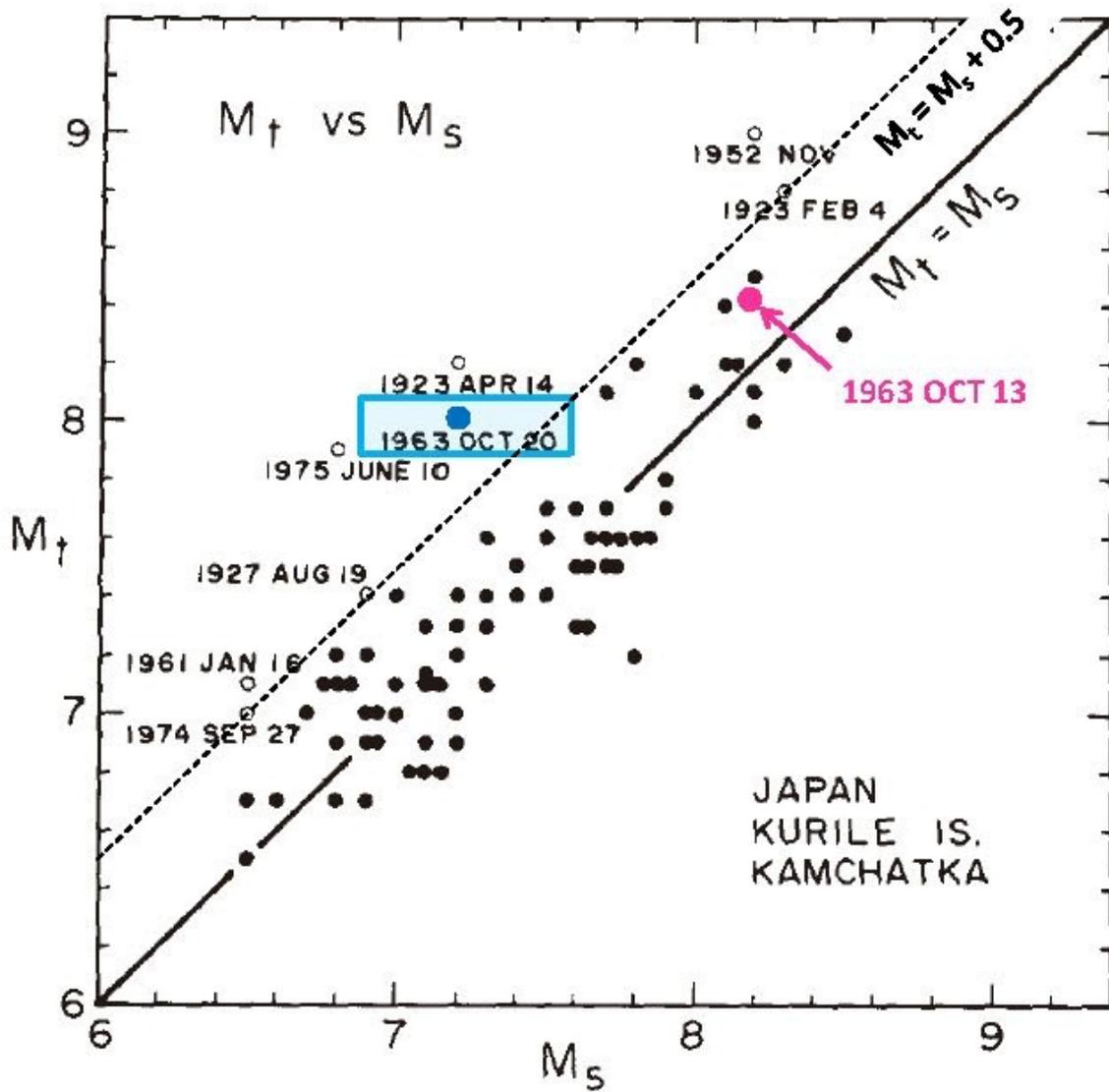


Fig.16. Relation between M_t and M_s . The straight line shows $M_t = M_s$. Unusual events of $M_t - M_s \geq 0.5$ are indicated by open circles with data of event occurrence. (from Abe, 1981)

イ・2) 津波波形データと断層モデル

ロシアの検潮記録2点(Kurilsk, Matua)及びハワイ諸島など太平洋の島々での検潮記録5点(Nawiliwili, Hilo, Honolulu, Christmas Island, Wake Island)の計7点の検潮所で記録された津波波形をデータとして用いた。これらのデータは、平成21年度にデジタル化を実施し、潮汐補正を行っている。各検潮所の位置を Fig.17 に示す。また、それぞれの検潮所で記録されたデータと、潮汐補正を行った後の津波波形を Fig. 18 に示す。断層モデルのパラメータは走行 = 225° 、傾斜 = 15° 、すべり角 = 90° とした。破壊域を求めるために、Solov'ev (1965) と Hatori (1971) より求められた津波の波源域 $110 \text{ km} \times 45 \text{ km}$ や、Fukao (1979) より求められた破壊域 $100 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ 、Beck and Ruff (1987) より求められた破壊域を覆うように小断層を9個配置した。小断層のサイズは $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ とした。断層モデルの位置を Fig. 19 に示す。震源は断層モデルの北側(小断層8)に位置する(Fig. 19)。

津波数値計算手法及び津波波形インバージョンの手法は上記本震の解析と同様である。しかし、破壊継続時間に関しては津波地震であることを考慮して比較的長い、100秒と200秒の2パターンを用いて数値計算を実施した。

イ・3) 津波波形インバージョンの結果

津波波形インバージョンの結果として、断層隆起時間が100秒の場合のすべり量分布 (Fig. 20)、断層隆起時間が200秒の場合のすべり量分布 (Fig. 21) を示す。

津波の観測波形と計算波形を比較すると (Fig. 22)、断層隆起時間が200秒の場合のほうが100秒の場合に比べ計算波形の長周期の波がみられ、観測波形とよく合っている。津波の観測波形と計算波形の残差のRMSは断層隆起時間が100秒の場合 5.7 cm 、200秒の場合 4.6 cm となり、誤差が小さい断層隆起時間が200秒の方がより調和的な結果となった。この結果から最大余震は相当ゆっくりすべっていたことがわかる。

断層隆起時間が100秒と200秒の場合のすべり量分布を比較すると、すべり量のパターンは大局的には同じだが、100秒の場合のほうが断層の深さが深い場所で大きなすべり量が見られる。断層隆起時間が200秒の場合、すべり量が最も大きい場所は小断層9となり、最大すべり量は 3.9 m と推定された。そのほか小断層4, 7, 8ですべり量 2.1 m , 2.0 m , 2.1 m となった。剛性率を $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ と仮定すると、地震モーメントは $1.2 \times 10^{21} \text{ Nm}$ ($M_w = 8.0$) と推定された。

イ・4) 考察

津波波形インバージョンから求められたすべり量分布より、破壊域はすべり量が 2.0 m 以上の小断層は4, 7, 8, 9となり、浅い場所に集中していることが分かった。しかし、本報告のインバージョンに使用した津波波形はKurilsk以外、震源の東側に位置しており、観測点分布に偏りがあるため、今後日本の津波波形記録を収集し、再解析を行う必要がある。

津波波形インバージョンより求められた地震モーメントは $1.2 \times 10^{21} \text{ Nm}$ ($M_w = 8.0$) となり、この結果は実体波解析より求められた地震モーメント $0.6 \times 10^{20} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.2$) (Wiens, 1989) や、表面波解析より求められた地震モーメント $0.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.2$) (Furumoto, 1979) 比べて非常に大きな値となった。この結果は本最大余震が津波地震であることを明確に示すものと考えられる。

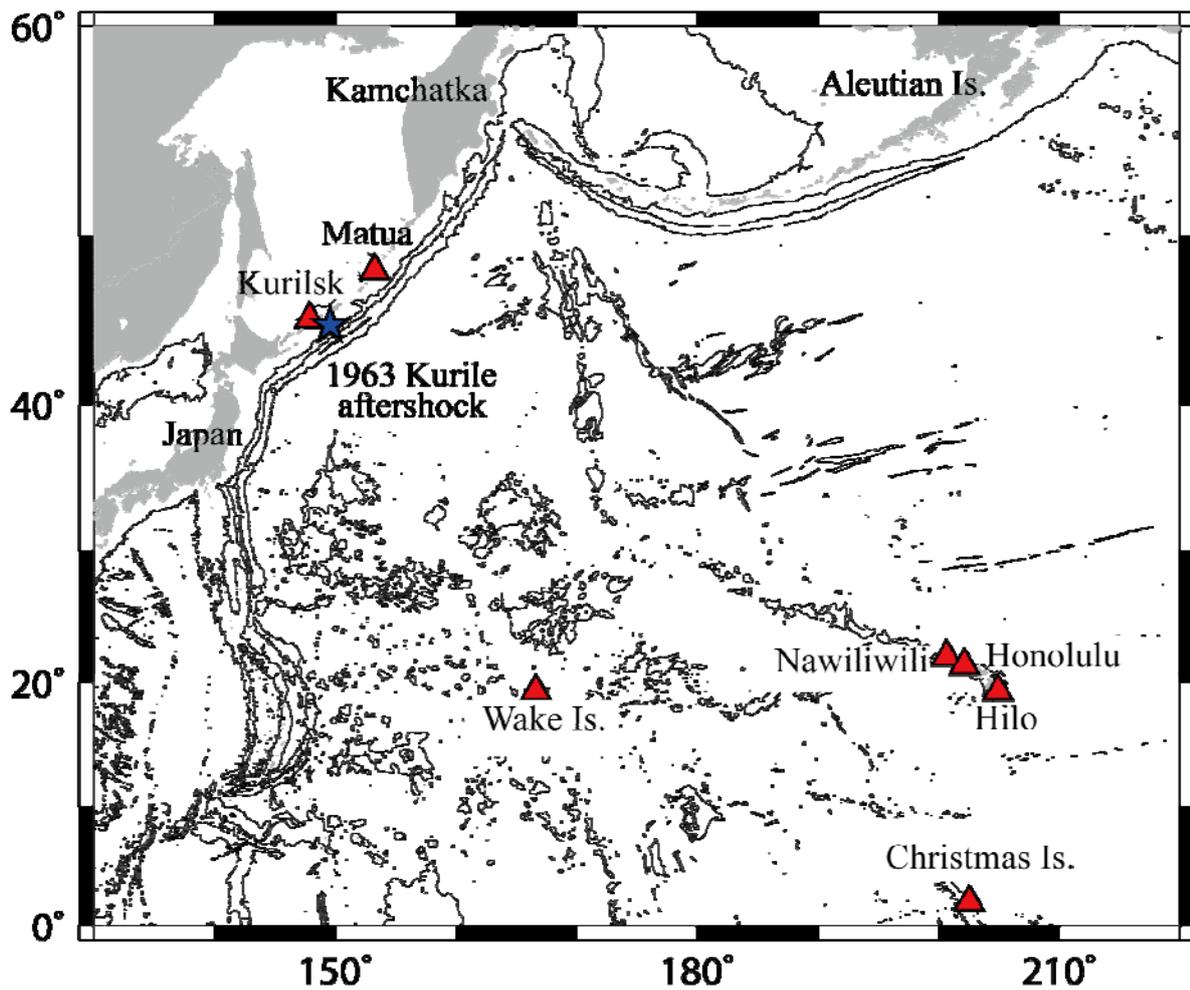


Fig.17. The tsunami computed area of the 1963 largest aftershock. Blue star shows the epicenter of the 1963 largest aftershock. Red triangles show the tide gauge stations used in the tsunami waveform inversion of the 1963 largest aftershocks. A depth contour interval is 3000 m.

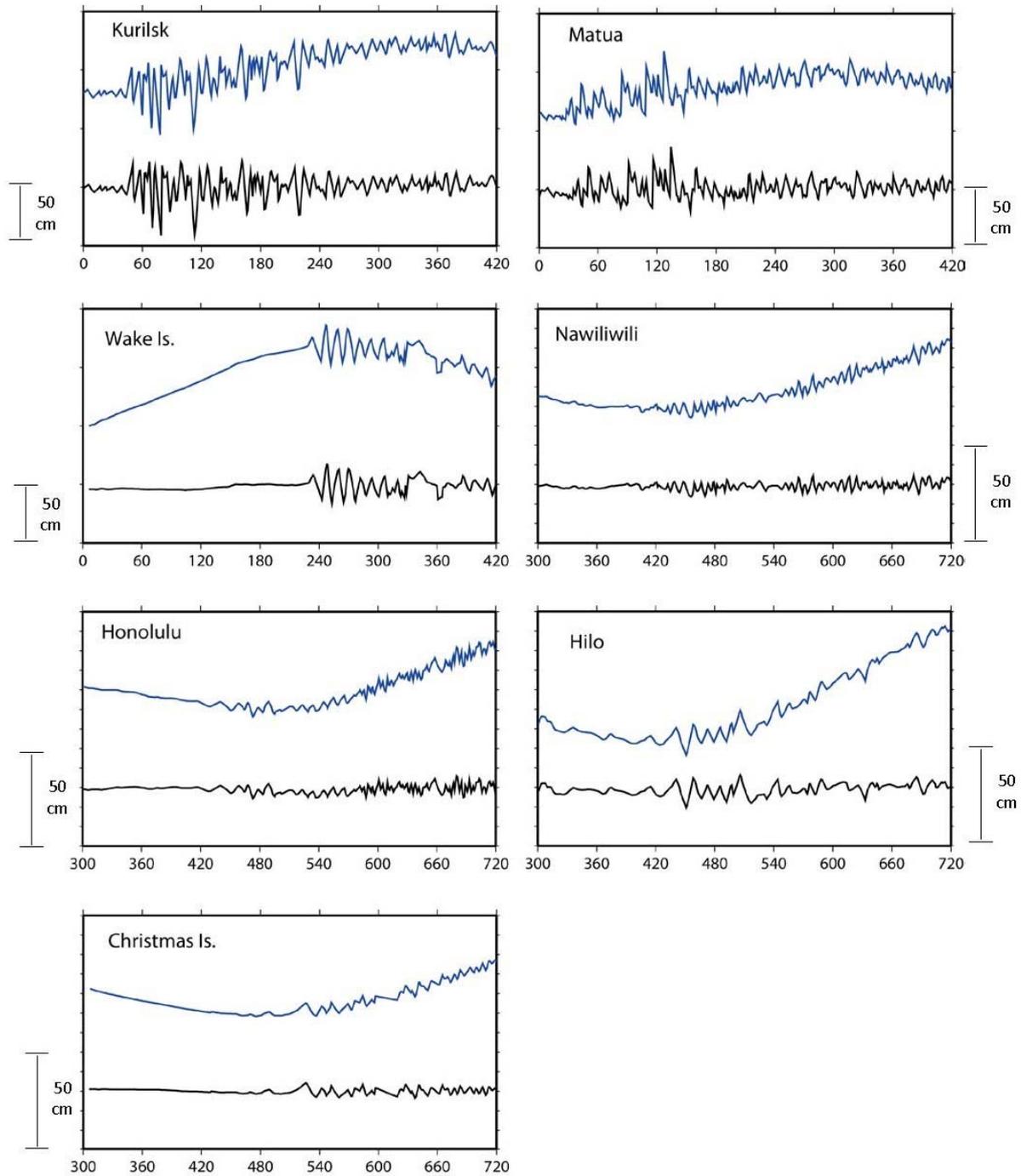


Fig.18. Comparison of original waveform (blue) and tsunami waveform removing tide gauge from original waveform (black) at each station. Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm).

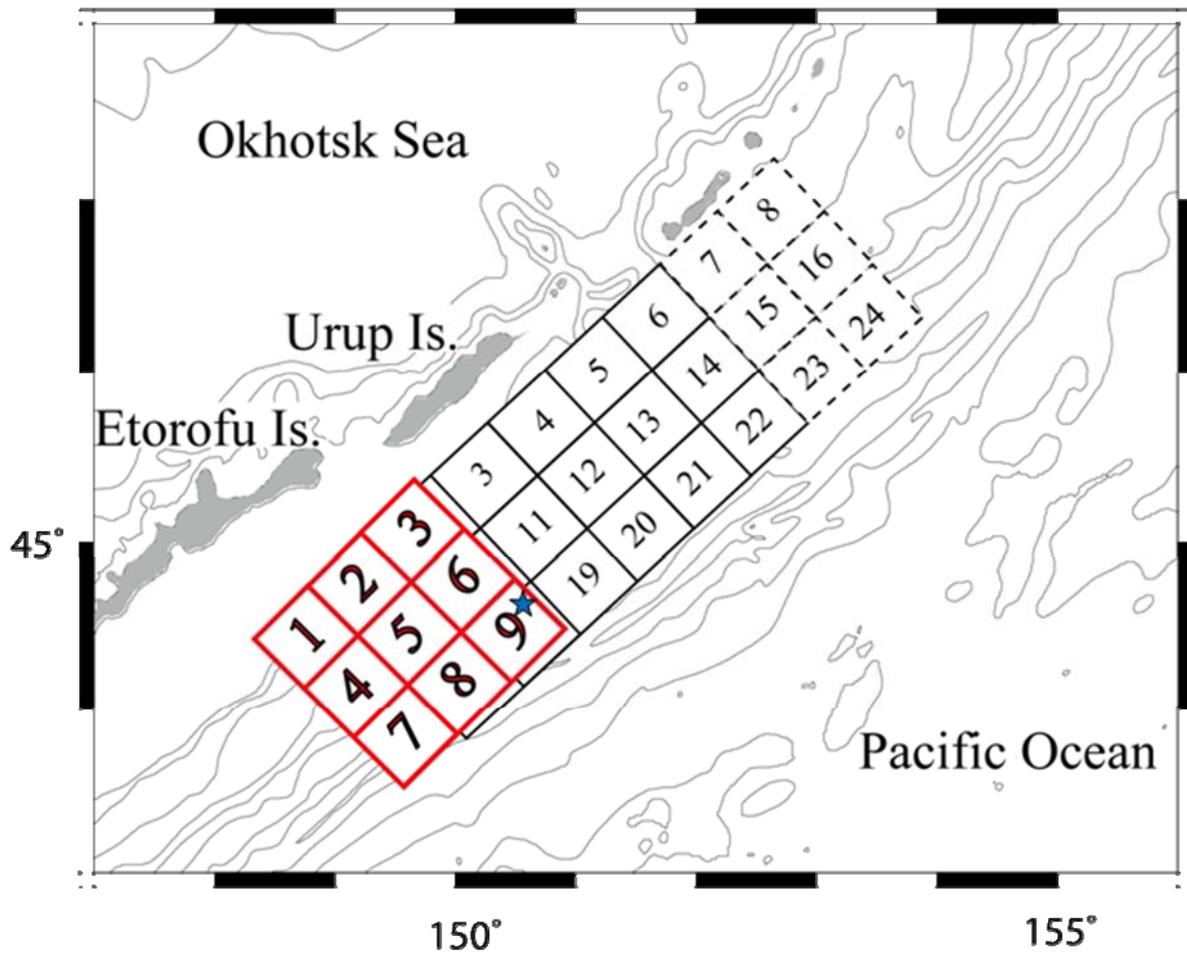


Fig.19. A map showing location of subfaults used for the tsunami waveform inversion of the 1963 largest aftershock. Small rectangles of 9 subfaults were located to investigate the size of source area of the 1963 largest aftershock. Blue star shows the epicenter of the 1963 largest aftershock. A depth contour interval is 1000 m.

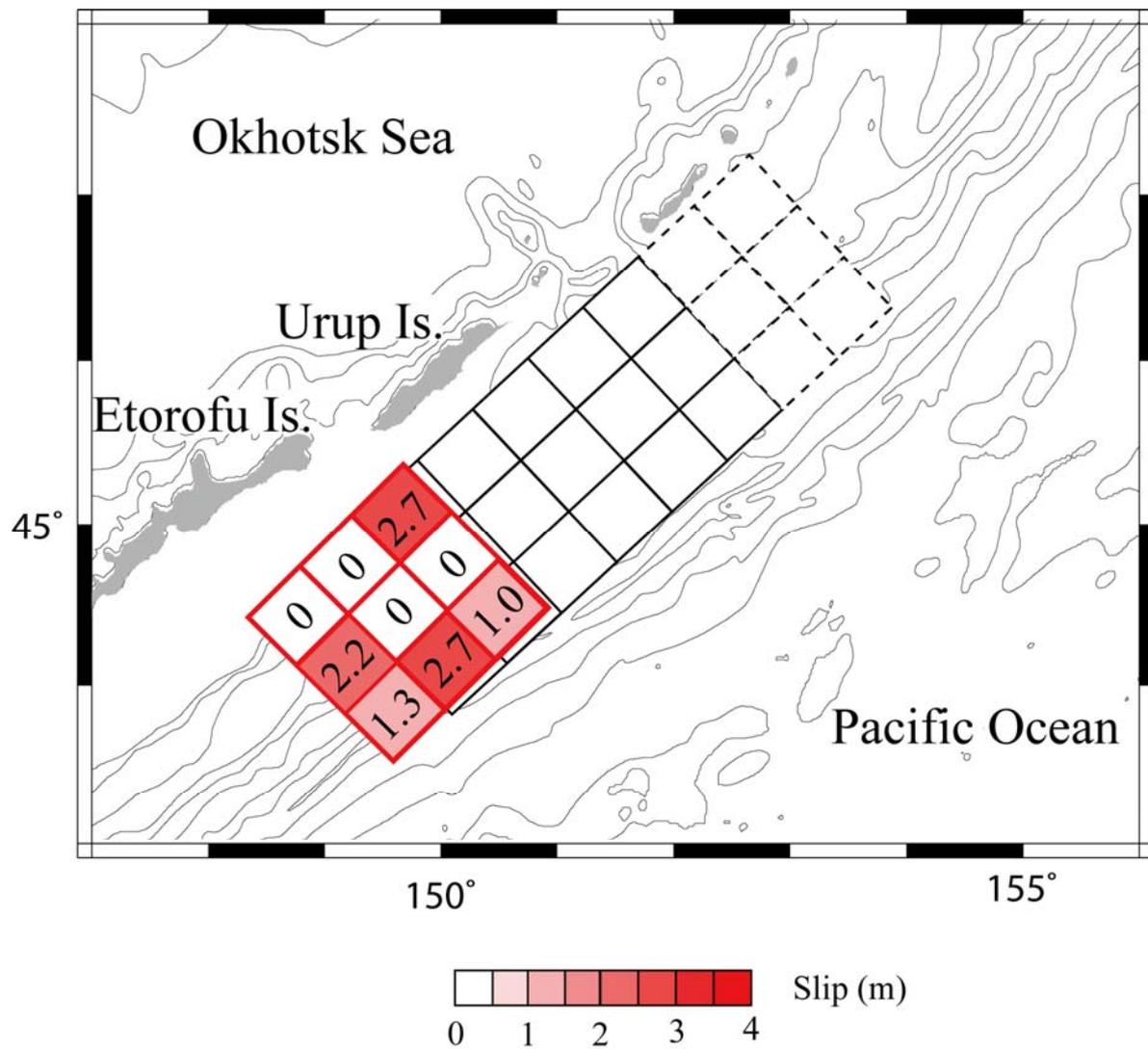


Fig.20. The slip distribution of the 1963 largest aftershock estimated from the tsunami waveform inversion using 9 subfaults for rise time of 100 s. A depth contour interval is 1000 m.

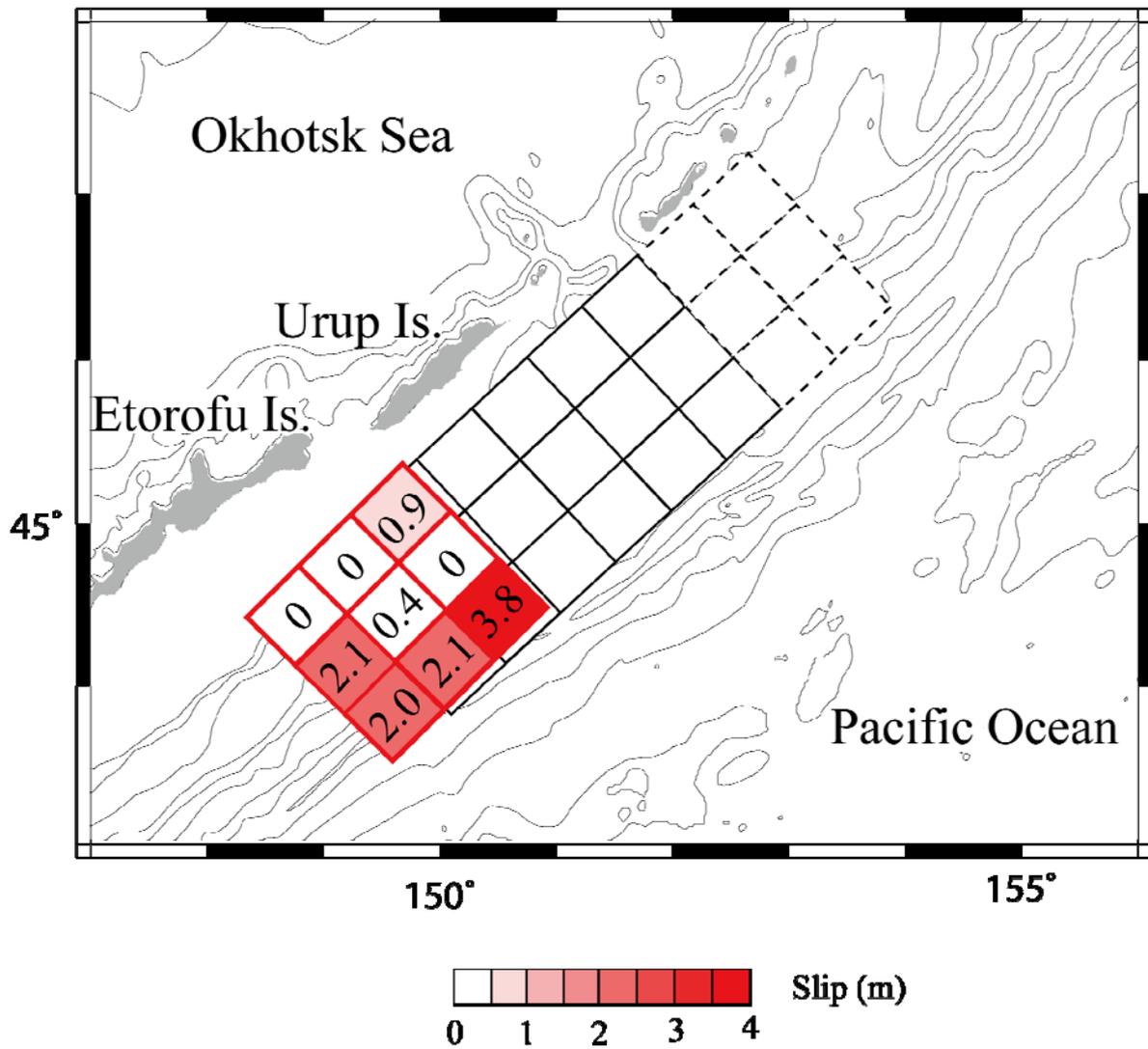


Fig.21. The slip distribution of the 1963 largest aftershock estimated from the tsunami waveform inversion using 9 subfaults for rise time of 200 s. A depth contour interval is 1000 m.

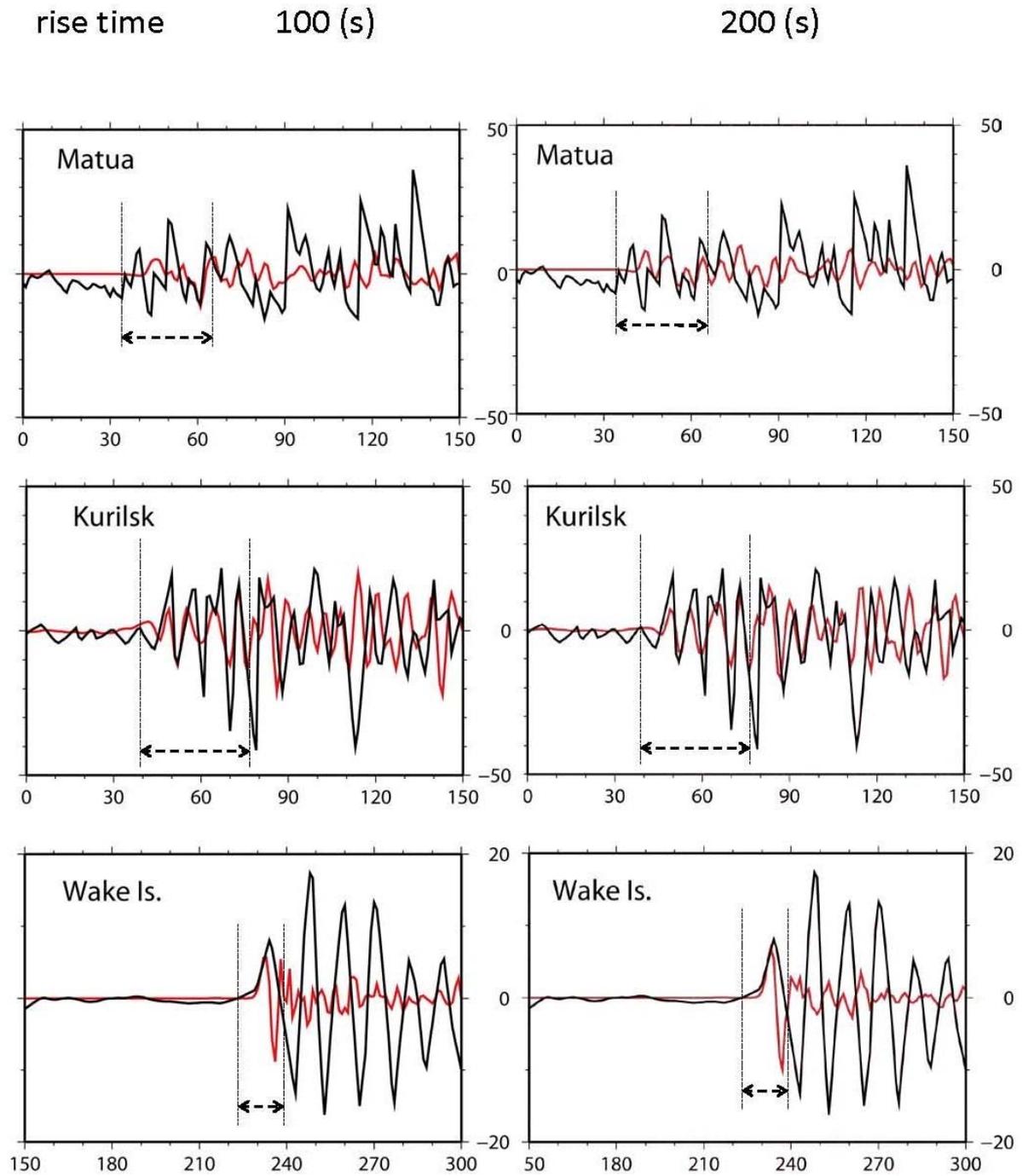


Fig.22 Comparison of observed (black) and synthetic (red) tsunami waveforms at each station used in the inversion of the 1963 largest aftershock; rise time of 100 s (left) and rise time of 200 s (right). Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm). Arrows show the time windows used for the tsunami waveform inversion.

rise time 100 (s)

200 (s)

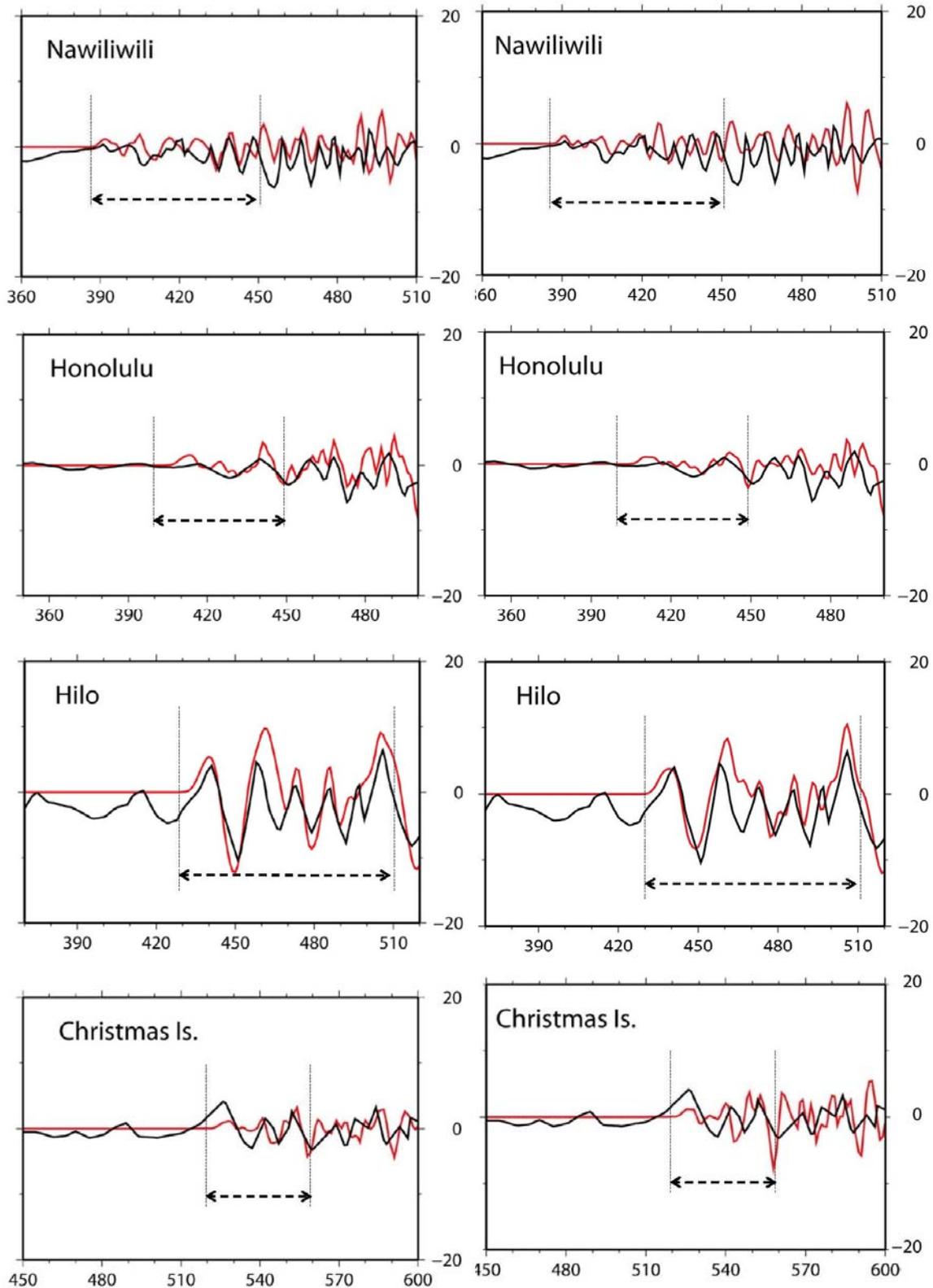


Fig.22. (continue)

(d) 結論ならびに今後の課題

津波数値計算による津波波形インバージョン解析により 1963 年択捉沖巨大地震 ($M_w 8.2$) のすべり量分布を推定した。最大すべり量は 2.8m で 1 m 以上のすべり量が推定された範囲は長さ 300km に渡り、2006 年中千島地震の震源域のすぐ南西側に達していることが分かった。つまり、2006 年中千島地震は 1963 年択捉沖地震の北東側で発生しその間に空白域が存在しないことが明らかになった。すべり量分布から計算されるトータルの地震モーメントは 2.4×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) となり、Beck and Ruff (1987) が遠地実体波より推定した地震モーメント 2.5×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) や Kikuchi and Fukao (1987) が同様に推定した地震モーメント 2.3×10^{21} Nm ($M_w = 8.2$) とほぼ同じ値となった。この地震の津波の励起は地震波から予想されるものと同程度であったことが明らかになった。

次に、1963 年択捉沖地震の最大余震 ($M_s 7.2$) のすべり量分布を津波波形インバージョンにより推定した。この地震は地震の規模のわりに大きな津波を発生させたため、津波地震と呼ばれている。平成 21 年度は 7 点の観測津波波形のみを用いて暫定的なすべり量分布を推定した。すべりは海溝よりに集中し、破壊継続時間も長いほうが津波を説明できる結果となり、津波地震の特徴を備えていることが分かった。すべり量分布から計算される地震モーメントは 1.2×10^{21} Nm ($M_w = 8.0$) となり、実体波解析より求められた地震モーメント 0.6×10^{20} Nm ($M_w = 7.2$) (Wiens, 1989) や、表面波解析より求められた地震モーメント 0.7×10^{20} Nm ($M_w = 7.2$) (Furumoto, 1979) 比べて非常に大きな値となった。この結果も津波地震であることを示すものと考えられる。しかし、観測点分布に偏りがあり、結果の信頼性にまだ疑問が残る。今後日本の検潮記録を収集し、それらのデータを加えることで信頼性の高い結果を得ることができると期待される。

地震データ解析については、世界で観測されたデータと統合処理することにより、比較的マグニチュードの大きな余震の活動及び巨大地震前・後の地震について震源再決定を行い、巨大地震前後の地震活動を解析することが今後の課題となる。そのことにより過去の巨大地震の震源域とその周辺域の場の理解につながると期待される。

(e) 引用文献

- Abe, K. (1979), Size of Great Earthquakes of 1837-1974 Inferred From Tsunami Data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- Abe, K. (1981), Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 194-205.
- Beck, S. L. and L. J. Ruff (1987), Source process of the 1963 Kurile Islands earthquake, *J. Geophys. Res.*, 14123-14138.
- Ben-Menahem, A. and M. Rosenman (1972), Amplitude Patterns of Tsunami Waves from Submarine Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 77, 3097-3128.
- Fukao, Y. (1979), Tsunami Earthquakes and Subduction Processes Near Deep-Sea Trenches, *J. Geophys. Res.*, 84, 2303-2314.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1979), Stress drops, wave spectra and recurrence intervals of great earthquakes – implications of the Etorofu earthquake of 1958 November 6, *Geophys. J.*

- R. astr. Soc, 57, 23-40.
- Fujii, Y. and K. Satake (2008), Tsunami Source of the November 2006 and January 2007 Great Kurile Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 98(3), 1559-1571.
- Furumoto, M. (1979), Initial Phase Analysis of R Waves From Great Earthquakes, J. Geophys. Res., 84, 6867-6874.
- 原田 智也・石橋 克彦 (2002), 千島海溝南部のプレート間巨大地震の繰り返しパターンの新たな見方, 地球惑星関連学会
- Hatori, T. (1971), Tsunami Source in Hokkaido and Southern Kurile Regions, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 43, 103-109.
- Kanamori, H. (1970), Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies – Kurile Islands Earthquake of October 13, J. Geophys. Res., 75, 5011-5027.
- Kanamori, H. (1972), Mechanism of tsunami earthquakes, Phys. Earth Planet. Interiors 6, 346-359.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1987), Inversion of long-period P waves from great earthquakes occur along subduction zones, Tectonophysics, 144, 231-247.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- Ruff, L. J. and H. Kanamori (1983), The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period differenced P-waves, Phys. Earth Planet. Inter., 31, 202-230.
- Satake, K. (2007), Tsunamis, in “Treatise on Geophysics Volume 4: Earthquake Seismology”, ed. by H. Kanamori, Elsevier Science, 483-512.
- Savarenski, E. F., V. G. Tishchenko, A. E. Svyatolovski, A. D. Dobrovolski, and A. V. Zhivago, (1958), ソ連科学アカデミー地震協議会報告 No4 「津波(1952年11月4-5日)」, 1-61.
- Schwartz, S. and L. J. Ruff (1987), Asperity distribution and earthquake occurrence in the southern Kurile Arc, Phys. Earth Planet. Inter., 49, 54-77.
- Solov'ev, S. L. (1965), The Urup Earthquake and Associated Tsunami of 1963, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 43, 103-109.
- Tanioka, Y., Y. Hasegawa and T. Kuwayama, (2008), Tsunami waveform analyses of the 2006 underthrust and 2007 outer - rise Kurile earthquakes, Adv. Geosci., 14, 129-134.
- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff, (1989), How good are our best model? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth, EOS, 70, 593, 605-606.
- 渡辺 偉夫 (1998), 日本被害津波総覧 [第二版]
- Ward, S. N (1982), Earthquake mechanisms and tsunami generation: The Kurile Islands event of the 13 October 1963, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 759-777.
- Wiens, D. A. (1989), Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile trench, J. Geophys. Res., 94, B3, 2955-2972.

(f) 成果の論文発表・口頭発表

谷岡勇市郎・伊尾木圭衣, 中千島沈み込み帯に沿って発生したプレート境界型巨大地震, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 5月 16 日-21 日, 2009

伊尾木圭衣・谷岡勇市郎, 津波波形を用いた 1963 年千島沖地震のすべり量分布, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 5月 16 日-21 日, 2009

Ioki, K., and Y. Tanioka, Tsunami source of the 1963 Kurile Islands Earthquake, 6th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, June 22-26 June, 2009

Tanioka, Y. and K. Ioki, Great interplate earthquakes along the central Kurile subduction zone, 6th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, June 22-26 June, 2009

Tanioka, Y. and K. Ioki, Tsunami analyses of great interplate earthquakes along the central Kurile subduction zone, 24th International Tsunami Symposium on, 14-17 July, 2009

伊尾木圭衣・谷岡勇市郎, 1963 年千島沖地震の津波波源域, 日本地震学会 2009 年秋季大会, 10 月 21-23 日, 2009

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定
なし

(3) 平成 22 年度業務計画案

業務実施概要

- ・千島列島沿いに発生した過去の巨大地震の世界の地震データの収集する。
- ・1963 年択捉沖地震から 1995 年択捉沖地震, 2006 年中千島沖地震に至る地震活動の変化を解析, さらに 1969 年色丹沖地震についても地震活動を解析を行う。
- ・平成 20 年度までに収集した千島海溝沿いの大地震により発生した津波の観測波形記録のデジタル化を行う。
- ・北海道・東北の地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集及びデジタル化を行う。
- ・津波数値計算による津波波形インバージョンにより, 1963 年択捉沖地震の最大余震と 1958 年択捉沖地震の震源過程の推定を行う。

実施内容及び予測される成果

- (1) 1963 年択捉沖地震の震源域の一部は 1995 年択捉沖地震により破壊されたと考えられている。平成 22 年度は, 世界の地震検測データとの統合処理により震源再決定を行う。これを実施することで, 1963 年択捉沖地震が発生してから, 1995 年に繰り返し地震が発生するまで, 1つの地震サイクルの間で地震活動がどのように変化してきたかを捕えることが期待できる。同様に, 1969 年色丹沖地震についても 1994 年色丹沖地震までの地震活動の推移を捕えることが期待できる。

- (2) 1963年択捉沖地震の最大余震は津波地震であったと言われている。平成22年度は、日本の津波波形記録も入れた精度の良い津波波形インバージョンを実施する。これにより、津波地震特有のすべり量分布の有無や破壊継続の時間、本震のすべり域との関連性など現在まで残されている問題を解決する。

また、千島列島沿いで発生する「津波地震」の発生メカニズムを解明し、将来の「津波地震」の発生予測への寄与が期待できる。さらに、1958年択捉沖地震は近年ではスラブ内地震であったという説が唱えられている。1958年択捉沖地震で発生した津波波形を解析することによってその可能性を明らかにする。