

4.3.2 高精度の数値シミュレーションに基づく十勝沖地震津波の波形解析

(1) 調査研究の目的と概要

(a) 課題名 高精度の数値シミュレーションに基づく十勝沖地震津波の波形解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター	副センター長	佐竹健治	kenji.satake@aist.go.jp
北海道大学大学院理学研究科 地震火山研究観測センター	助教授	谷岡勇市郎	tanioka@eos.hokudai.ac.jp
海洋科学技術センター 深海研究部	研究員	平田賢治	hiratak@jamstec.go.jp

(c) 調査研究の目的

平成 15 年（2003 年）十勝沖地震は、平成 15 年 3 月に政府の地震調査研究推進本部の発表した「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」で想定された十勝沖の地震沖（想定 M8.1 前後、30 年以内の発生確率 60%程度）であると考えられているが、1952 年十勝沖地震と比較して地震や津波の規模がやや小さいことも指摘されている。

2003 年十勝沖地震津波の検潮記録を収集、数値化し、津波波形の解析を行ない、波源域などを推定する。津波の数値シミュレーションを行なうため、高精度の水深データを作成する。特に検潮所周辺については、防波堤などの構造物も含める。観測波形及び高精度のシミュレーション波形を用いて、インバージョンを実施し、津波の波源域の推定、断層面上のすべり量の解明を行う。その結果を 1952 年十勝沖地震と比較する。

(2) 調査研究の成果

(a) 調査研究の要約

2003 年十勝沖地震の津波波源域を、北海道と東北地方太平洋岸の 17 点の検潮所の津波到達走時から推定した。波源域の大きさは約 $1.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ で、1952 年十勝沖地震 (Mw8.1) の海底変動領域の西側半分と重なる。また、津波初動ピークの到達時刻の解析から、本震の震央の約 30km 北北西で海底隆起が最大であったことが推定された。

北海道・東北の 9 ヶ所の検潮所及び釜石沖 2 ヶ所（水深 990m と 1563m）での海底津波計の津波波形を用いて津波インバージョンを行い、断層面上のすべり量分布を推定した。最大すべり量は 4.3m で広尾沖の小断層に位置する。釧路の南東側ではすべり量はゼロと推定された。地震モーメントは $1.0 \times 10^{21} \text{ Nm}$ (Mw8.0) と計算される。1952 年十勝沖地震のすべり量は Hirata et al. (2003) によって津波波形から推定されているが、釧路南東側（厚

岸沖)で7mを越えるすべりが推定されており、2003年のすべり量分布とは異なる。

(b) 調査研究の実施方法

北海道・東北地方の太平洋岸における気象庁、北海道開発局、海上保安庁海洋情報部の各検潮所で記録された検潮記録を収集した(図1)。津波初動を明瞭に視認できるほとんどすべての検潮所で津波初動は押し波(上げ潮)である。

図1に示した検潮記録のうち、津波第1波が明瞭でない、吉岡(#13)、竜飛(#14)、大湊(#15)、小名浜(#22)、銚子(#23)、布良(#24)の6つの検潮所を除いた、すべての検潮所で津波初動到達時刻(オンセット時刻;図1の赤い三角)と津波第1波が最大になった時刻(ファースト・ピーク時刻;図1の緑の三角)を読み取った(表1)。

表1のオンセット時刻及びそれから計算される津波走時を使って、津波逆伝播法によって津波波源域を推定した。逆伝播計算には、海上保安庁海洋情報部の水深データから作成した10秒格子の水深データを用いた。

次に、9ヶ所の検潮所(花咲・厚岸・釧路・広尾・苫小牧(東)、苫小牧(西)、八戸、宮古、釜石)及び2つの釜石沖(990mと1563mの深さ)に設置された海底津波計(Hino et al.(2001)の津波波形を用いてインバージョン解析を行った。釜石沖に設置された海底津波計で記録された波形は、検潮所で記録された津波が受ける沿岸での複雑な地形の影響を受けていない波形であり、地震のすべり量分布を推定する上で非常に重要である。

津波波形は各々の検潮所や海底津波計で45分から100分の長さ記録を1分間隔でインバージョンに使用した。釜石沖の海底津波計は水深が深い所に設置されているので津波波高は検潮所で記録された津波波高よりも当然小さくなる。そのため検潮記録と海底津波計記録と一緒にインバージョンに用いるには、海底津波計の波形に重みを付ける必要がある。まず海底津波計の津波波形は東北地方の検潮記録(八戸・宮古・釜石)よりインバージョンに大きな影響を与えるべきと考える。そこで今回は、海底津波計の記録は北海道東方の記録(花咲・厚岸・釧路)と同程度に扱うべきとした。花咲・厚岸・釧路の検潮所での津波の全振幅はそれぞれ240cm、182cm、249cmであった。それに比べ2つの海底津波計の波形の全振幅は6.7cm、6.9cmであった。これらから、海底津波計の波形をインバージョンの中で30倍して扱う事とした。

2003年十勝沖地震の震源域でのすべり量分布を求めるため、震源域を14の小断層に分割した(図2)。これらの小断層はYamanaka and Kikuchi(2003)が推定した震源域をカバーするとともに、1952年十勝沖の際に大きなすべり量が推定されたプレート境界(Hirata et al., 2003)もカバーしている。小断層のサイズは40km×40kmとした。小断層の走向はYamanaka and Kikuchi(2003)によって推定された230°とした。断層の浅端部の深さ、断層の傾斜、断層のすべり角は表2にまとめた。

津波のGreen関数の計算には線形長波の式を差分法で数値計算する事により求めた。格子間隔は大部分で20秒(約600m)、検潮所近くでは4秒(約120m)を使用した。数値計算の時間間隔は数値計算の安定条件を満足するよう1秒間隔で行った。全ての観測点でのGreen関数は各々の小断層に1mのすべり量を与える事で計算される。この津波インバージョンの方法はTanioka and Satake(2001)と同じである。誤差の評価には、ジャックナイフの方法(Tichelaar and Ruff, 1989)を採用した。

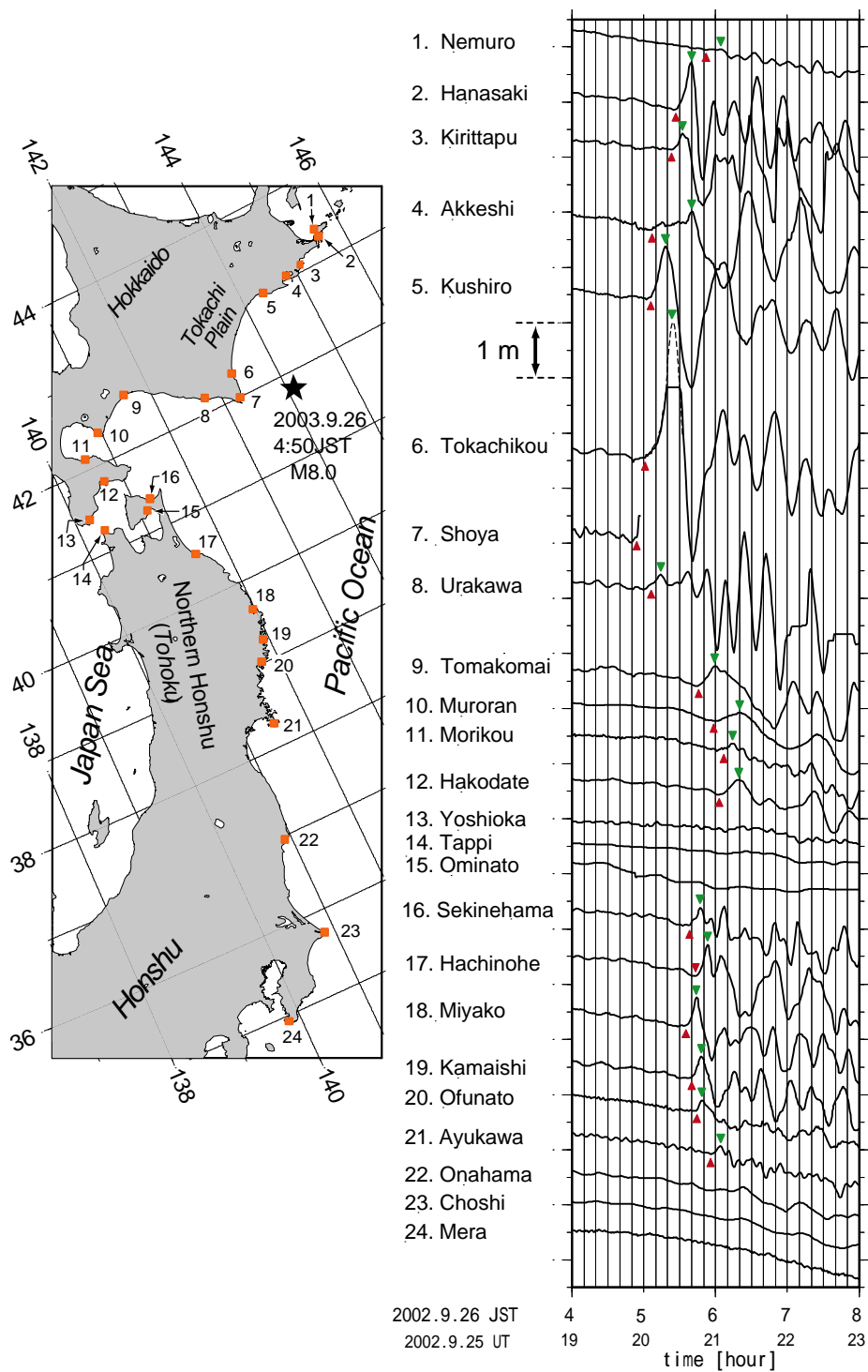


図1 検潮所(左パネルの橙色の四角)と2003年十勝沖地震津波の検潮記録(右パネル)。読み取ったオンセット時刻とファースト・ピーク時刻がそれぞれ赤と緑の三角で示されている。すべての検潮記録は同じ振幅スケール。庶野(#7)の検潮記録は津波第1波到達後すぐに振り切れている。十勝港(#6)の検潮記録は第1波ピーク前後で振り切れているが、この検潮記録はうまく復元することができた(Hirata et al., 2004)。

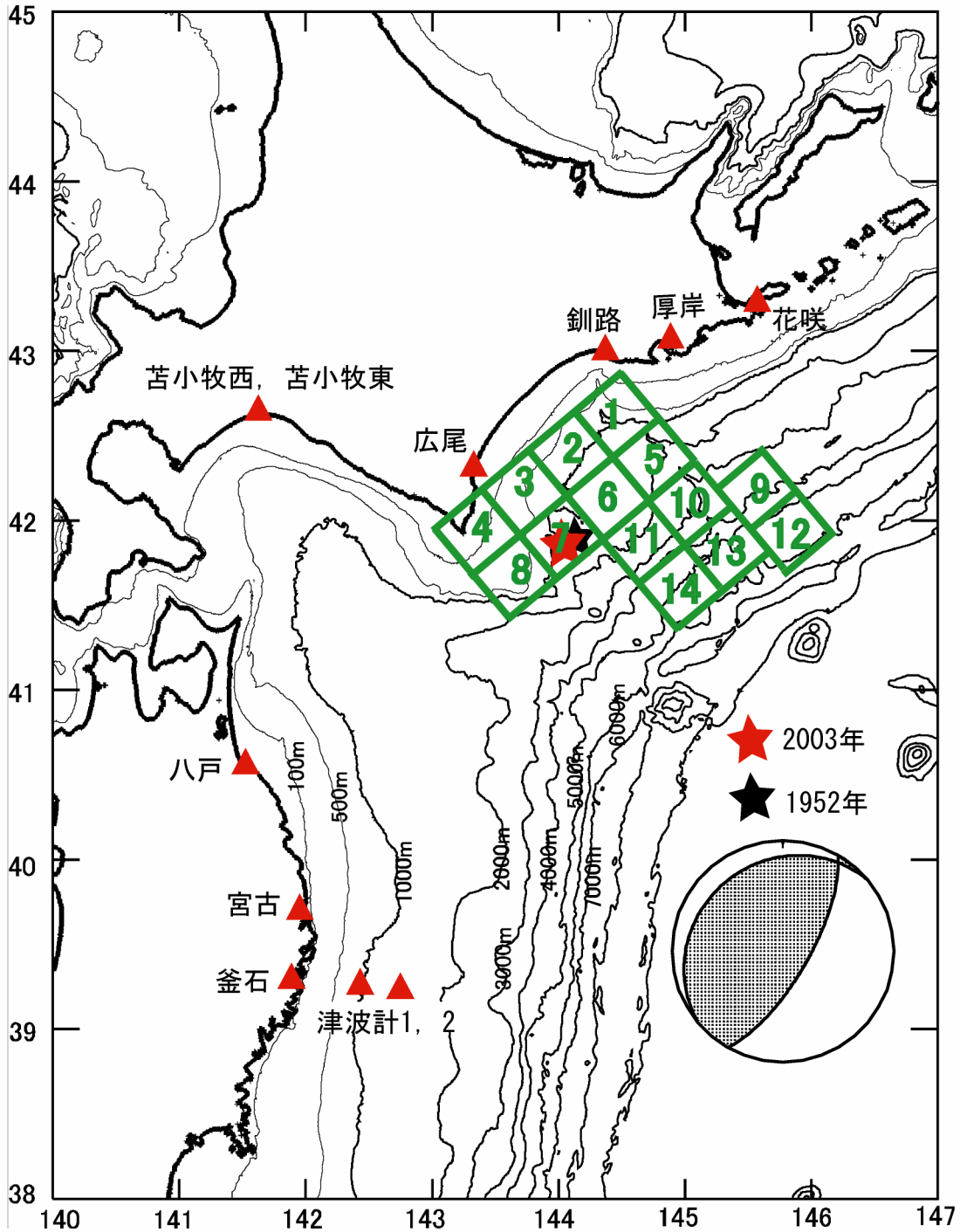


図2 2003年十勝沖地震震源域付近の地図。緑枠は津波波形インバージョンに用いた小断層、 は津波波形を使用した検潮所及び海底津波計。 は2003年十勝沖地震の震源、 は1952年十勝沖地震の震源を示す。地震メカニズムはYamanaka and Kikuchi (2003)により推定された2003年十勝沖地震のメカニズム。

表1 2003年十勝沖地震津波の到達時刻

検潮所	津波到達時刻		向き	到達時刻		備考
	(h:min)	(minutes)		(h:mm)	(minutes)	
根室	5:52	62	up	6:04	74	
花咲	5:27	37	up	5:40	50	
霧多布	5:23	33	up	5:32	42	
厚岸	5:07	17	up	5:40	50	
釧路	5:06	16	up	5:18	28	
十勝港	5:01	11	up	5:23	33	
庶野	4:54	4	up	-	-	
浦河	5:06	16	up	5:14	24	low S/N
苫小牧	5:46	56	up	5:59	69	
室蘭	5:58	68	up	6:20	90	low S/N, long-period
森	6:07	77	up	6:14	84	
函館	6:03	73	up	6:19	89	low S/N, long-period
吉岡	-	-	up?	-	-	low S/N
竜飛	-	-	up?	-	-	low S/N
大湊	-	-	-	-	-	low S/N
関根浜	5:38	48	up	5:47	57	
八戸	5:43	53	up	5:53	63	
宮古	5:35	45	up	5:43	53	
釜石	5:40	50	up	5:48	58	
大船渡	5:44	54	up	5:48	58	
鮎川	5:56	66	up	6:04	74	
小名浜	-	-	up?	-	-	low S/N
銚子	-	-	up?	-	-	low S/N
布良	-	-	-	-	-	low S/N

* 1 本震の発生時刻は2003年9月26日午前4時50分(日本時間)。

* 2 津波到達時刻は日本時間で定義。

表2 小断層とすべり量分布

小断層 No.	経度 (E)	緯度 (N)	深さ (km)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	すべり量 (m)	誤差 (m)
1	144° 49'	42° 37'	39	20	109	2.1	0.1
2	144° 27'	42° 23'	39	20	109	1.5	0.2
3	144° 05'	42° 09'	39	20	109	4.3	0.1
4	143° 43'	41° 55'	39	20	109	0.0	0.0
5	145° 07'	42° 21'	25	20	109	0.1	0.1
6	144° 45'	42° 07'	25	20	109	0.0	0.0
7	144° 23'	41° 53'	25	20	109	1.2	0.1
8	144° 01'	41° 39'	25	20	109	0.0	0.0
9	145° 53'	42° 10'	12	6	110	0.0	0.1
10	145° 23'	42° 05'	14	16	109	0.3	0.1
11	145° 01'	41° 51'	14	16	109	0.0	0.0
12	146° 12'	41° 55'	8	6	110	0.0	0.0
13	145° 42'	41° 49'	10	6	110	0.0	0.0
14	145° 20'	41° 35'	10	6	110	0.0	0.0

断層の緯度・経度・深さは北東端を示す。

(c) 調査研究の成果

1) 2003年十勝沖地震津波の波源域

津波走時から津波逆伝播法によって津波波源域を推定した(図3)。図3に示された2003年十勝沖地震の津波波源は各検潮所のオンセット時刻からよく決められている。しかし、例えば、その北西縁約80 km区間と南東縁約30 km区間は日本の検潮所から逆伝播させた仮想波面では拘束することができない。後者の30 km区間の拘束にはロシア(北方領土)等の記録が必要である。

次に同様な方法で、表1のファースト・ピーク時刻分だけ各検潮所から津波を逆伝播させた(図4)。12ヶ所の検潮所から逆伝播させた仮想波面が直径約40 kmの円状の領域Aの中に集中することがわかる。領域AはYamanaka and Kikuchi(2003)のアスペリティのほぼ真上に位置している。領域Aは2003年十勝沖地震によって海底が最も隆起した場所と考えられる。

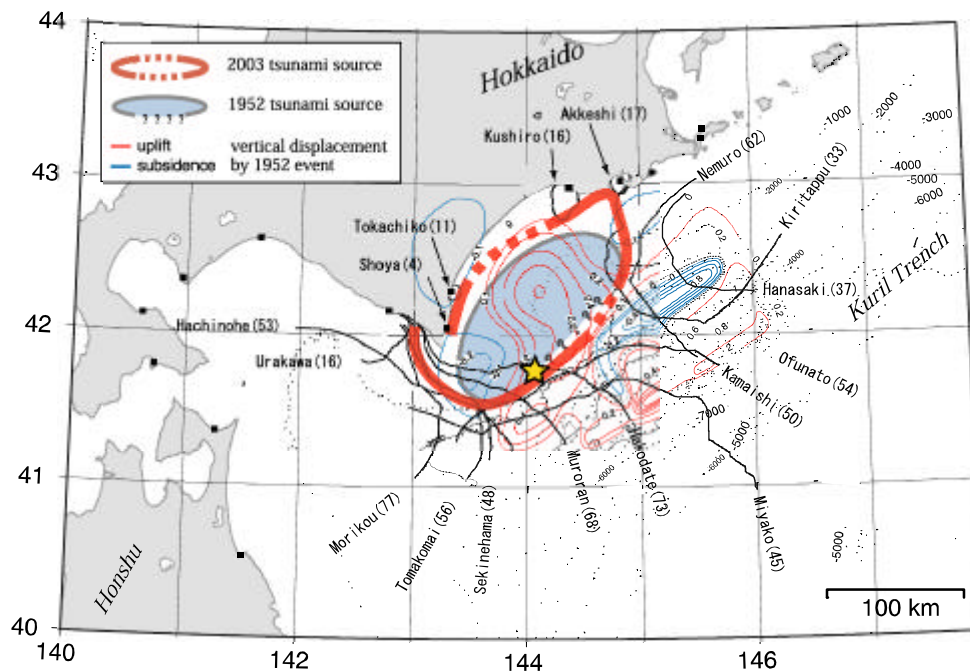


図3 オンセット時刻と津波逆伝播法から推定された2003年十勝沖地震の推定津波波源域(太い赤線)。黒線は各検潮所から逆伝播させた仮想的津波波面。1952年の地震のすべり量分布から計算された海底変動パターンが赤コンター(隆起)と青コンター(沈降)で示されている(Hirata et al., 2003)。陰付きの薄青の楕円は羽鳥(1973)によって推定された1952年の津波波源。

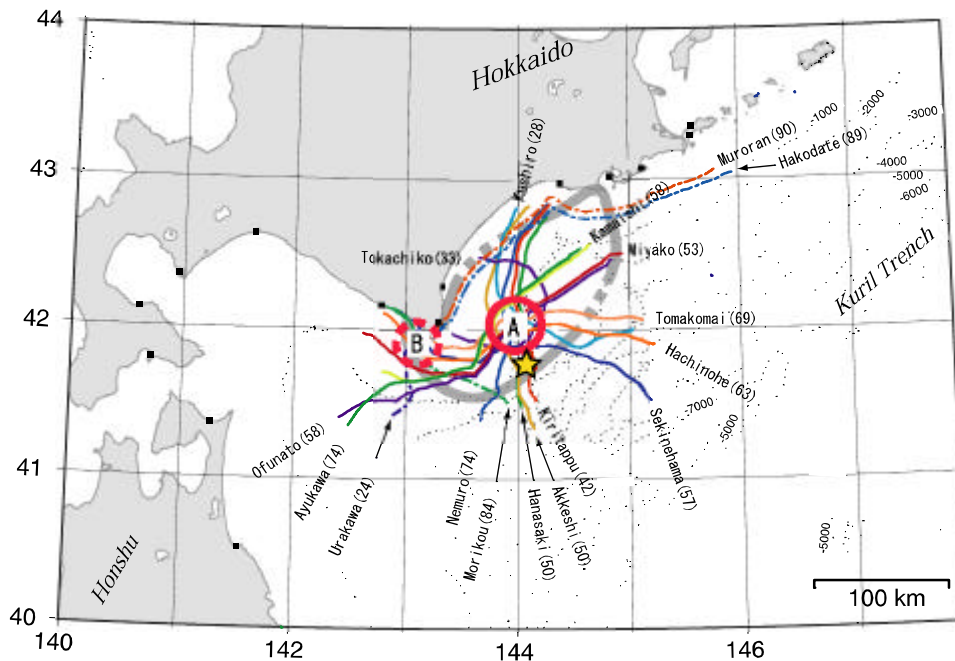


図4 ファースト・ピーク走時分だけ逆伝播させた仮想的津波波面。16 検潮所のうち、12 個の仮想的津波波面が円状の領域Aに集中する。領域Aはおそらく海底隆起が最大であった場所に相当する。領域Bについての考察は Hirata et al. (2004)を参照のこと。

2) 2003 年と 1952 年十勝地震津波の波源域の比較

図3には、羽鳥(1973)による1952年の津波波源域も示してある。2003年の津波波源域は、羽鳥による1952年の波源域とほぼ一致しているように見える。ただし、羽鳥の津波波源は、彼も述べているように、南東縁の約100 kmがいずれの検潮記録からも拘束されていない。

Hirata et al. (2003)は、津波インバージョンによって1952年十勝沖地震のすべり量分布を推定した。図3には、それから計算された海底変動パターン(図中の細い赤線が隆起、細い青線が沈降)も示す。海底変動パターンには沈降部分も表れているが、これはおそらくインバージョンの際の断層分割の荒さのために生じた擬似的な沈降と考えられる。したがって基本的には1952年十勝沖地震の際には大きな海底隆起域、すなわち強い津波波源域、が陸寄り(西側)と海溝寄り(東側)の2つあったと考えられる(Hirata et al., 2003)。明らかに2003年十勝沖地震の津波波源域(太い赤線)は1952年の陸寄り(西側)の隆起域と重なっている。この事実は2003年の地震が1952年の破壊領域のうち西側半分だけを破壊したことを示していると考えられる(Hirata et al., 2004, Tanioka et al., 2004b)。

Hirata et al. (2003)は0.1 m以上の海底隆起域を津波波源域と定義し、その面積を約 $2.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ と推定した。2003年十勝沖地震の津波波源(太い赤線)の面積は約 $1.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ と推定されるから、1952年の津波波源域の面積の約半分に対応する。

1952年と2003年の地震直後それぞれ津波波高の現地調査が行われた(図5)。1952年の場合、釧路 - 霧多布間に津波が集中し4 m以上の波高痕跡が測定された(仙鳳趾で最高で約6.5 m)が、それ以外ではおおむね4 m以下であった(中央気象台, 1953、図中の黒丸)。

一方、2003 年の場合、えりも岬東側の百人浜と晩成温泉付近で最も高く約 4 m であったが、そこから東に向かうにつれ波高が減少し、釧路以東ではおおむね 2 m 以下であった (Tanioka et al., 2004a、図中の白丸)。明らかに 1952 年と 2003 年の地震では最大津波波高分布が異なっている。

このことが何を意味しているのか考えるため十勝沖地震について 2 つの断層モデルを考える。1 つは陸寄り(西側)のみが破壊した笠原モデル(笠原,1975)、もう 1 つは陸寄り(西側)と海溝寄り(東側)の 2 つが破壊した平田モデル(Hirata et al., 2003)である。この 2 つのモデルを仮定し津波の最大波高を計算した。図 5 の青線が笠原モデル、赤線が平田モデルによる最大波高分布である。平田モデルは 1952 年の津波最大波高分布を、特に釧路?霧多布間の 4 m 以上の津波波高を、うまく説明している。一方、2003 年の津波最大波高分布は笠原モデルによって概ね説明できることが分かる。したがって津波最大波高分布も 2003 年の地震は 1952 年の破壊域の西側半分に限定された破壊であったことを支持していると考えられる。

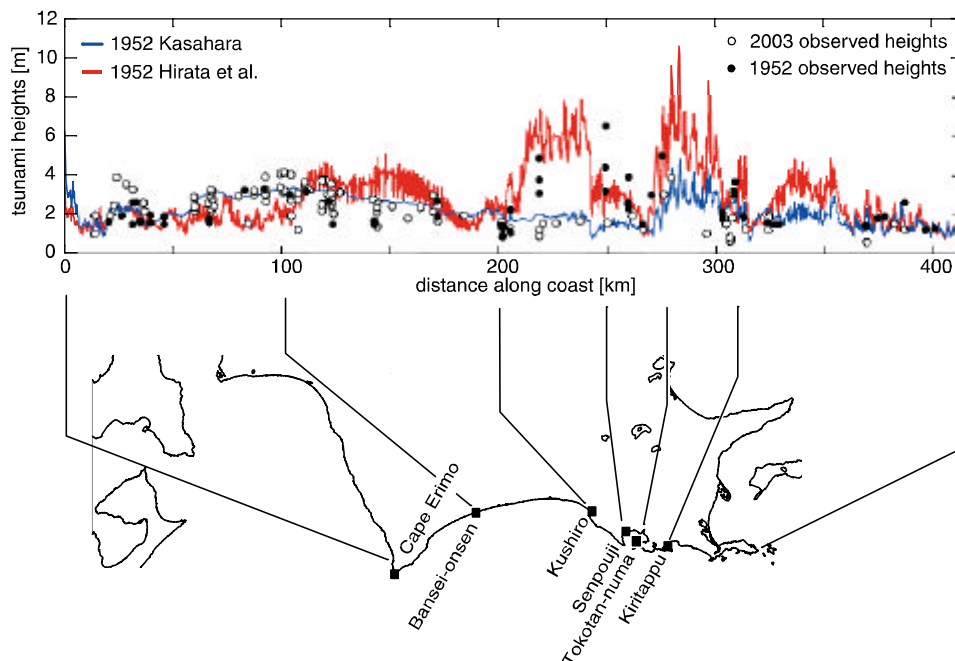


図 5 1952 年と 2003 年十勝沖地震津波の最大波高分布。白丸と黒丸はそれぞれ 1952 年と 2003 年の痕跡高測定値 (中央気象台,1953 ; Tanioka et al.,2004a)。赤線と青線はそれぞれ笠原モデル (笠原,1975) と平田モデル (Hirata et al., 2003) を仮定して計算した津波最大波高。

3) 2003 年十勝沖地震のすべり量分布

津波波形インバージョンの結果は図 6 及び表 1 に示す。最大すべり量は 4.3 m で広尾の沖の小断層 3 に推定された。また次に大きなすべり量 2.1m は釧路の南側の小断層 1 に推定された。また 1.5m のすべり量が小断層 2 に、1.2m のすべり量が小断層 7 に推定された。南東側の浅いプレート境界に置いた小断層 (9-14) のすべり量は 0.3 m 以下で、ほとんど

は 0.0 m と推定された。つまり、南東側の小断層は 2003 年十勝沖地震の際には破壊しなかった事が津波波形から確認できた。

この結果から剛性率を 6.5×10^{10} N/m² と仮定すると 2003 年十勝沖地震の地震モーメントは 1.0×10^{21} Nm (Mw8.0) と計算される。この結果は Yamanaka and Kikuchi (2003) が地震波形から推定した地震モーメントと同じである。これは今回の地震が津波地震ではなかった事を示唆する。図 7 に観測津波波形と計算津波波形の比較をする。観測波形と計算波形が良く一致している事が確かめられる。インバージョンによる variance reduction は 74%、観測波形と計算波形の相関係数は 0.86 となった。

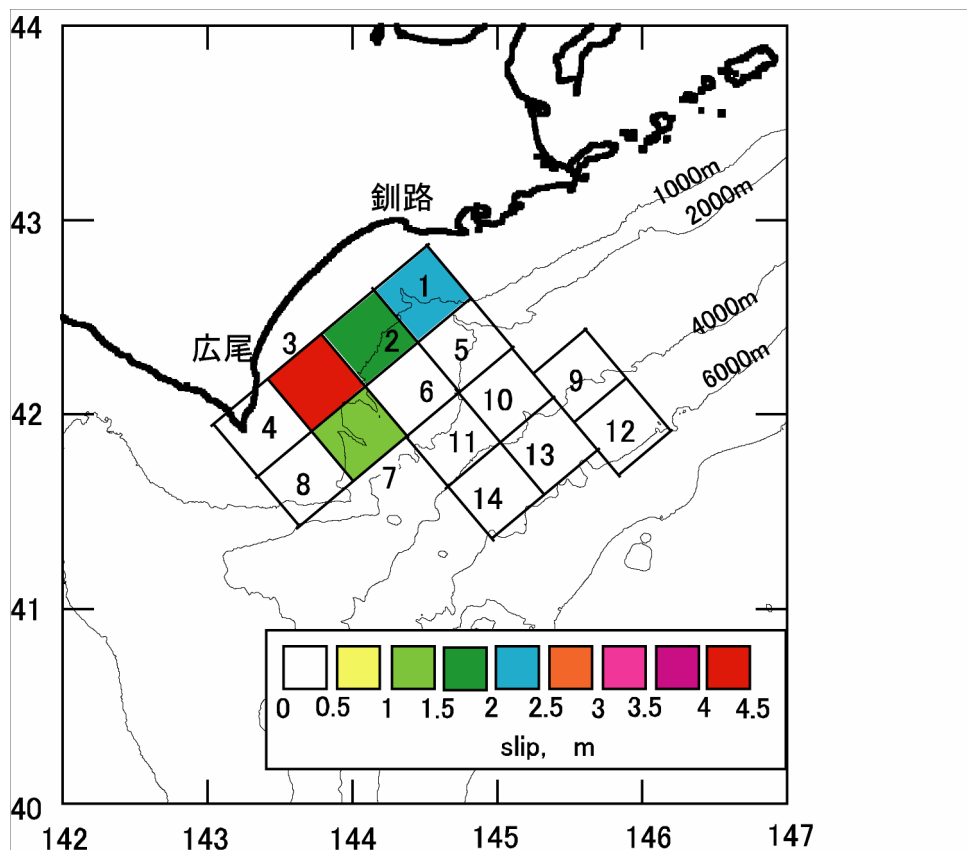


図 6 津波波形インバージョンから推定された 2003 年十勝沖地震のすべり量分布 (Tanioka et al., 2004)。

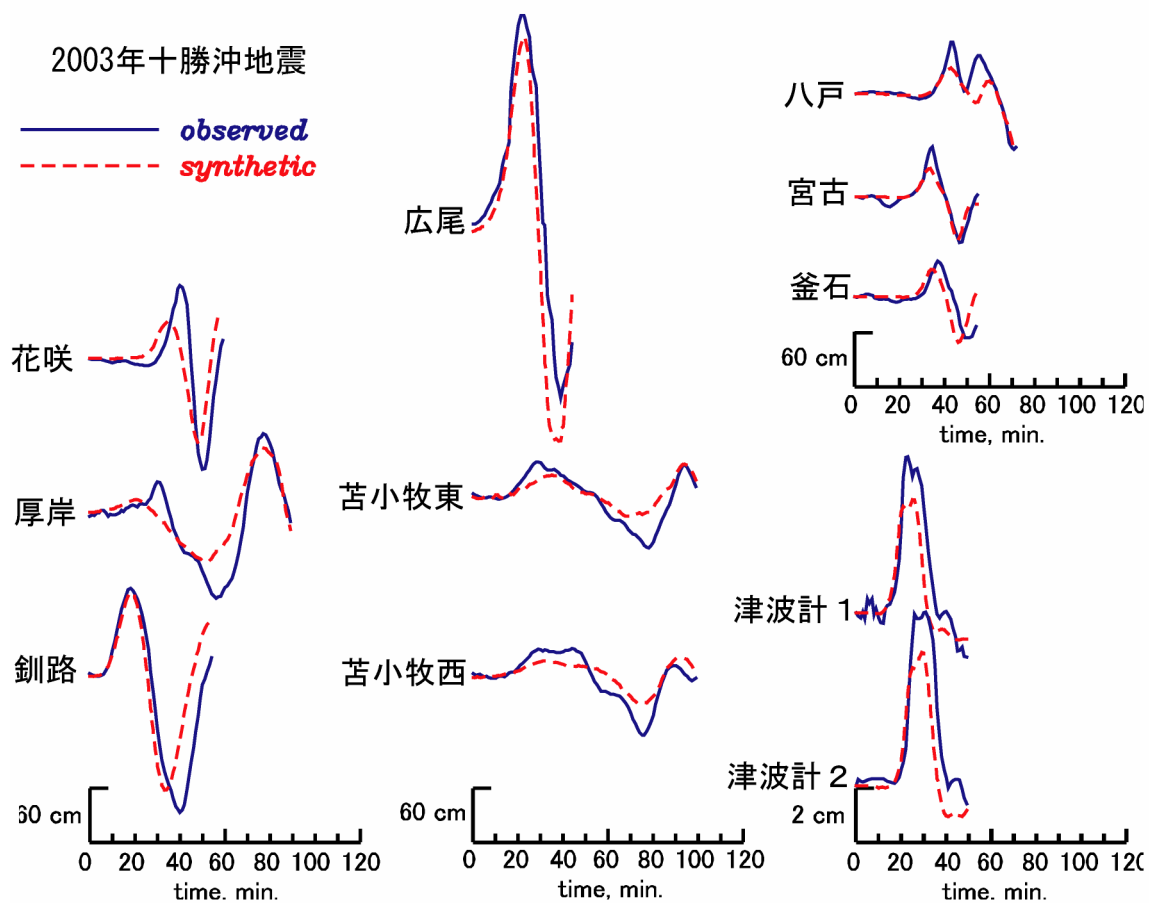


図7 津波波形インバージョンに用いた観測波形（青）と計算波形（赤）の比較（Tanioka et al., 2004b）。

4) 1952年十勝沖地震と2003年十勝沖地震のすべり量分布の比較

図8に今回津波波形より推定した2003年十勝沖地震のすべり量分布とHirata et al. (2003)により推定された1952年十勝沖地震のすべり量分布を比較する。二つのすべり量分布は明らかに違っている。1952年十勝沖地震の場合、最も大きくすべった断層は南東側の断層で7mを越えるすべり量が推定されている。2003年十勝沖の場合、その場所の小断層はまったくすべっていない。しかし、西側のすべり量分布を見ると2003年十勝沖は1952年十勝沖と良く似ている。つまり、2003年十勝沖地震は1952年十勝沖地震震源域の西側部分だけを破壊し、東側部分まで破壊が及ばなかったと考えられる。図5に見られるように1952年十勝沖地震の際は昆布森から霧多布にかけて6-3mの大きな津波遡上高が確認されているのに対し、2003年十勝沖地震では局所的に末広で4mになっている他は1-2mと津波は小さい。この津波波高の違いはまさにすべり量分布の違いを反映しているものと考えられる。

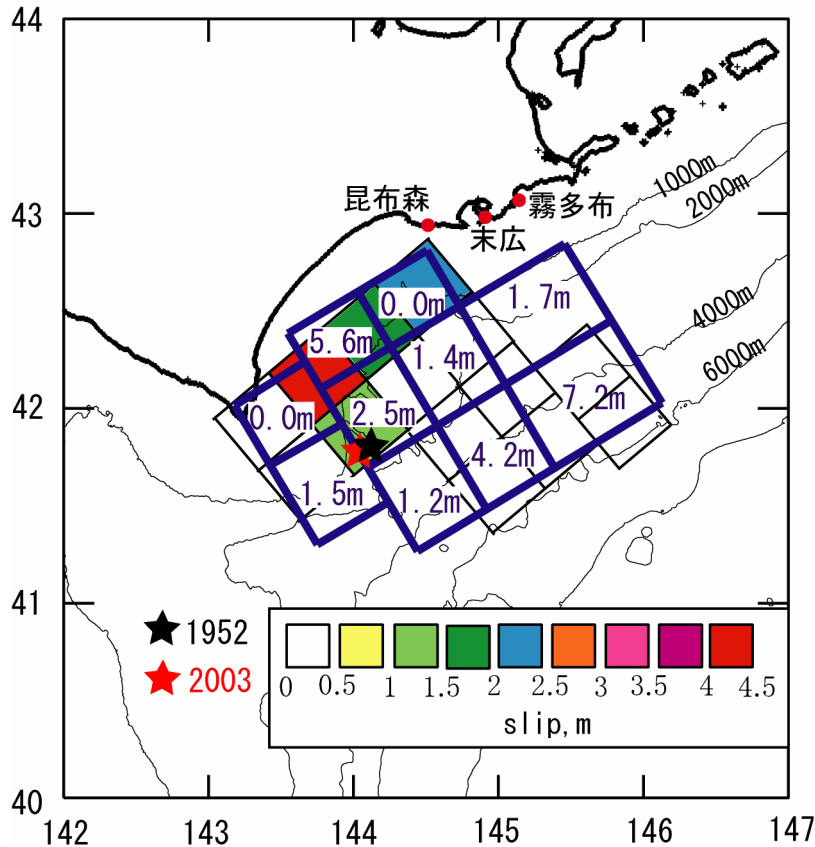


図8 津波波形インバージョンによる2003年十勝沖地震のすべり量分布と1952年十勝沖地震のすべり量分布 (Hirata et al., 2003) の比較。

(d) 結論ならびに今後の課題

津波到達走時から推定した2003年十勝沖地震の津波波源域の大きさは約 $1.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ であった。また、津波初動ピークの到達時刻の解析から、本震の震央の約30km北北西で海底隆起が最大であったことが推定され、これは地震波 (Yamanaka and Kikuchi, 2003) から推定されたアスペリティーに対応する。

津波波形のインバージョンから推定した断層面上のすべり量分布は、広尾沖に最大すべり (4.3m) があり、上記のアスペリティーに対応する。地震モーメントは $1.0 \times 10^{21} \text{ Nm}$ (Mw8.0) と計算される。釧路の南東側ではすべり量はゼロと推定された。

これらの波源域、すべり量分布はHirata et al. (2003)による1952年十勝沖地震の波源域、すべり量分布と異なる。Hirata et al. (2003)は、2003年の際に大きなすべりが発生した場所だけでなく、釧路南東側 (厚岸沖) にも7mを越えるすべりを推定している。地震直後の津波遡上高分布 (図5) も1952年と2003年では異なっている。

ただし、推定された1952年と2003年の津波波源の違いが震源の違いを反映しているかどうかについては、さらに慎重な検討が必要である。1952年と2003年の津波シミュレーションに用いた海底地形データ精度の差異、1952年~2003年の間に構築された防波堤や検潮所の移転、さらには1952年の津波の際には流氷が大きな被害をもたらしたことが知られているためである。構造物も考慮した高精度のシミュレーションを行うための地形デー

タを作成し、両津波のシミュレーションの再検討を実施中である

(e) 引用文献

中央气象台, 昭和 27 年 3 月十勝沖地震調査報告, 駿震時報, 17 巻, 1,2 号, 135pp, 1953.
羽鳥徳太郎, 1952 年十勝沖津波の波源の再検討, 地震 2, 26, 206-208, 1973.

Hino, R., Y. Tanioka, T. Kanazawa, S. Sakai, M. Nishino, and K. Suyehiro,
Micro-tsunami from a local interplate earthquake detected by cabled offshore
tsunami observation in northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3533-3536,
2001.

Hirata, K., E.L. Geist, K. Satake, Y. Tanioka, and S. Yamaki, Slip distribution
of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M8.1) along the Kuril Trench deduced
from tsunami waveform inversion, *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2196,
doi:10.1029/2002JB001976, 2003.

Hirata, K., Y. Tanioka, K. Satake, S. Yamaki, and E.L. Geist, The tsunami source
area of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami travel
times and its relationship to the 1952 Tokachi-oki earthquake, *Earth,
Planets, and Space*, 56, 367-372, 2004.

笠原稔, 1952 年十勝沖地震の断層モデル, 日本地震学会春期大会予稿集, p.90, 1975.

Satake, K., Linear and nonlinear computations for the 1992 Nicaragua earthquake
tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, 144, 455-470, 1995.

Tanioka, Y., and K. Satake, Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake
and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, 53, 235-241,
2001.

Tanioka, Y. et al., Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth
Planets Space*, 56, 359-364, 2004a.

Tanioka, Y., K. Hirata, R. Hino, and T. Kanazawa, Slip distribution of the
2003 Tokachi-oki earthquake estimated from the tsunami waveform
inversion, *Earth, Planets, and Space*, 56, 373-376, 2004b.

Tichelaar, B.W., and L.J. Ruff, How good are our best model? Jackknifing, bootstrapping,
and earthquake depth, *EOS*, 70, 593, 605-606, 1989.

Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, Source processes of the recurrent Tokachi-oki
earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth,
Planets, and Space*, 55, e21-e24, 2003.

(f) 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・ 七山 太・ 山木 滋	17世紀に北海道東部で発生した 異常な津波の波源モデル(付記)	活断層・古地震研究報告, 第3号, 326, 361-362頁	平成15年 11月20日
Hirata, K., Y. Tanioka, K. Satake, S. Yamaki, E. L. Geist	The tsunami source area of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami travel times and its relationship to the 1952 Tokachi-oki earthquake	Earth, Planet, and Space, 56, 367-372	平成16年 3月
Tanioka, Y, K. Hirata, R. Hino, T. Kanazawa	Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion	Earth, Planet, and Space, 56, 373-376	平成16年 3月
佐竹 健治 七山 太 山木 滋	17 - 21世紀の十勝沖地震津波の 波源モデル	地球惑星科学関連学会 2004年合同大会	平成16年 5月12日 (予定)
谷岡勇市郎, 平田賢治, 日野亮太, 金沢 敏彦	津波波形から推定された2003 年十勝沖地震のすべり量分布	地球惑星科学関連学会 2004年合同大会	平成16年 5月12日 (予定)
平田 賢治, 谷岡 勇市郎, 佐竹 健治, 山木滋, Geist, E. L.	津波から見た2003年と1952年 十勝沖地震の比較	地球惑星科学関連学会 2004年合同大会	平成16年 5月12日 (予定)