

2006 年 11 月 15 日及び 2007 年 1 月 13 日の千島列島東方の地震

The Earthquakes East of the Kuril Islands of 2006 and 2007

気象庁地震火山部

Seismological and Volcanological Department, JMA

(Received Sept 12, 2007; Accepted December 4, 2007)

ABSTRACT: A great earthquake (USGS: Ms7.8, GCMT: Mw8.3) occurred east off the Kuril Islands at 20:14, on November 15, 2006 (JST). In addition, about two months later, another great earthquake (USGS: Ms8.2, GCMT: Mw8.1) occurred east off the Kuril Islands at 13:23, on January 13, 2007 (JST).

The tsunamis generated by the earthquakes were observed at tidal stations along the Pacific. No damage was reported in Japan; however, one person was injured in Waikiki, Hawaii by the tsunami caused by the November 15, 2006 earthquake. The observed tsunami heights were higher and the duration was longer than the simulated values.

It is remarkable for the seismic activity that the great earthquakes were both M8 class, but with different focal mechanisms, occurred in a short interval, and in a relatively close proximity on both sides of the trench axis.

We report the earthquakes, tsunamis and action for disaster prevention in this journal to deal with the occurrence of the trench-type great earthquakes and measures against tsunamis.

1 はじめに¹

平成 18 年(2006 年)11 月 15 日 20 時 14 分(日本時間)に千島列島東方(ロシア, シムシル島東方沖)で $M_{JMA}7.9$ (Ms7.8, Mw8.3)の地震が発生した。また, その約 2 ヶ月後の平成 19 年(2007 年)1 月 13 日 13 時 23 分(日本時間)に $M_{JMA}8.2$ (Ms8.2, Mw8.1)の地震が発生した(M_{JMA} は気象庁によるマグニチュード, Ms は米国地質調査所(以下, USGS と標記)による表面波マグニチュード, Mw は Global CMT 解によるモーメントマグニチュード。以下, 同じ)。

これらの地震により津波が発生し, 国内では北海道日本海沿岸北部からオホーツク海沿岸, 太平洋沿岸及び伊豆・小笠原諸島で津波が観測された。また, 国外の太平洋沿岸の広い範囲で津波が観測された。2006 年 11 月 15 日の津波により, ハワイのワイキキで負傷者 1 名の被害があった。

これらの津波の特徴としては, 多くの検潮所で津波の第一波観測から, 遅いところで 10 時間以上後に津波の最大が観測されたこと, さらに後続波が長い

時間観測されたことがあげられる。

地震活動をみると, M8 クラスの異なるメカニズムの地震が海溝軸をはさむ比較的近接した場所で, 短期間に発生したという特徴がある。

以上のことから, 海溝型地震の発生と津波対策を考える上で今回の地震・津波の観測事象と防災対応を記録しておくことは重要である。本報告は, これらの地震活動及び津波観測の状況等の事実関係を記述するとともに, 地震活動, 発震機構, 震源過程等の各種解析の結果と津波についての詳細を記述する。以上を記述するに当たり, 本章ではその概要を記述する。

1.1 地震活動

千島列島東方(ロシア, シムシル島東方沖)では, 2006 年 10 月 1 日に $M_{jma}6.8$ (Ms6.5, Mw6.6)の地震が発生するなど, 9 月下旬頃から 10 月初旬にかけて地震活動が一時活発化し, 10 月下旬に一旦収まったものの, 11 月 15 日に $M_{JMA}7.9$ (Ms7.8, Mw8.3)の地震(北海道で最大震度 2)が発生した。これらの地震

1 太田 健治 地震津波監視課

は千島・カムチャッカ海溝の北西側で発生していたが、11月15日の地震直後から M6.0 以上の地震が同海溝の南東側で見られるようになった。その後は北西側、南東側とも活動は低調となっていたが、南東側で 2007 年 1 月 13 日に $M_{JMA}8.2(Ms8.2, Mw8.1)$ の地震（北海道で最大震度 3）が発生した。

今回の M8 クラスの 2 つの地震は、2006 年 11 月 15 日の地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で、2007 年 1 月 13 日の地震は太平洋プレート内部で発生し、異なるメカニズムを示す。

これらの地震の発生過程としては、2006 年 11 月 15 日の地震によりプレート間の固着が失われた結果、太平洋プレート内部で引っ張りの力が大きくなり、ついにはプレート内部の破壊によって 2007 年 1 月 13 日の地震が発生したと考えられる。

これらの 2 つの地震について STS 型地震計及び藤枝歪計で観測された波形の波形表示及びフーリエ解析を行ったところ、2006 年 11 月 15 日の地震が長周期卓越型、2007 年 1 月 13 日が長周期から短周期まで広範囲の地震波を含んでいたことが分かった。地震のマグニチュードについて比較すると、 M_{JMA} は 2007 年 1 月 13 日のほうが大きい、 M_w は 2006 年 11 月 15 日のほうが大きい。これは M を求めるために用いる地震波形が、 M_{JMA} は短周期を用いていること、 M_w は長周期を用いて求めていることが原因と考えられる。

1.2 津波

2006 年 11 月 15 日及び 2007 年 1 月 13 日の地震により、内外の太平洋沿岸の広い範囲で津波が観測された。国内では北海道日本海沿岸北部とオホーツク海沿岸から沖縄に至る太平洋沿岸及び伊豆・小笠原諸島で津波を観測した。国内の検潮所で最も高い津波を観測したのは三宅島坪田で、2006 年 11 月 15 日の地震では 84cm、2007 年 1 月 13 日の地震では 43cm であった。これら 2 つの地震による津波の高さを比較すると 11 月 15 日のほうが大きい。

これらの津波に共通する特徴は多くの検潮所において、①津波の第一波から遅いところで 10 時間以上に津波の最大を観測した、②後続波が長い時間続いたことがあげられる。これらについて、天皇海山列を考慮した津波シミュレーションを実施したところ、それぞれの津波の直達波について振幅、位相と

も観測記録とシミュレーション結果とよく合っていることがわかった。また、2 つの津波とも短周期の波が現れており、この波が天皇海山列を経由した波で、海山のスケールに依存する海山での散乱波と推測される。また、後続波が継続しているのは海山列で連続的に散乱波が発生しているためと推測される。

1.3 気象庁の対応

2006 年 11 月 15 日の $M_s7.8$ の地震及び 2007 年 1 月 13 日の $M_s8.2$ の地震について、気象庁は津波警報及び津波注意報を発表し、警戒・注意を呼びかけた。また、国外向けに「広域に破壊的な津波発生の可能性あり」の旨の北西太平洋津波情報を発表した。

このほか、一連の地震・津波について、気象庁本庁及び札幌管区气象台、仙台管区气象台において報道発表を行い、地震活動の状況や津波について解説した。また、これらの資料は気象庁ホームページでも適宜公表した。

1.4 今後の課題

一連の津波予報の問題として、気象庁の発表した津波警報の津波の高さの予測に対し、観測値がかなり小さかったことと津波の継続時間が当初予想より長かったことがあげられる。前者に関しては、今後、津波予測のためのデータベースの改善等を行い、予測精度の向上に努めることとした。

このほか、津波警報の発表された市町村で、避難指示があつたにも関わらず、避難しなかった住民が多いと報告されている（内閣府、2007）。このため、住民や自治体担当者への津波に対する意識啓発活動に資するため、出前講座等を通じて津波予測の方法やその限界等について周知することとした。

また、今回のような海溝付近におけるプレート境界型と海洋プレート内の大規模地震発生は、過去にも関係していた例が知られている。今後の大規模地震発生時には、今回のような例を念頭に置く必要があると考えられる。

文献

内閣府(2007)：災害時の要援護者避難支援対策及び情報伝達に関する推進会議議事概要

<http://www.bousai.go.jp/oshirase/h19/070208giji/070208giji.html>

2 地震活動

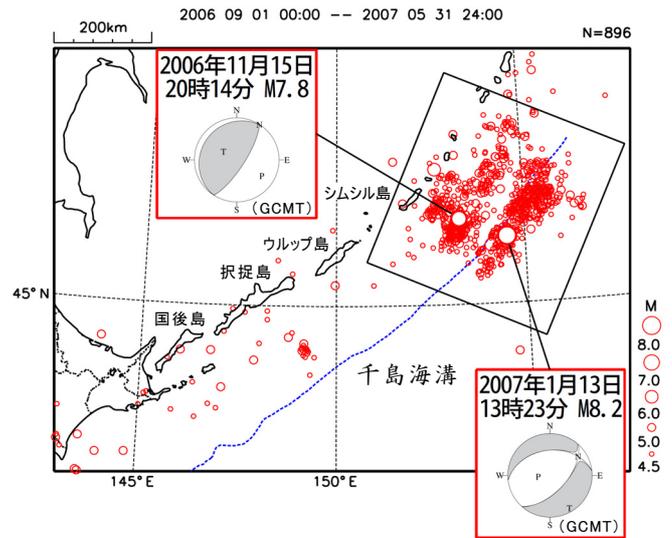
2.1 地震活動の概要²

2006年11月15日20時14分、千島列島東方で、 $M_s7.8$ (USGSによる表面波マグニチュード、気象庁マグニチュードは $M7.9$, Global CMT Project [以下, GCMT] のモーメントマグニチュードは $M_w8.3$) の地震が発生した。この地震の発震機構 (GCMT) は北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震である。また、2007年1月13日13時23分には、11月15日の地震のさらに東方の千島海溝付近で $M_s8.2$ (同前、気象庁: $M8.2$, GCMT: $M_w8.1$) の地震が発生した。この地震の発震機構 (GCMT) は11月15日の地震とは異なり、北北西-南南東方向に張力軸を持つ正断層型で、太平洋プレート内部で発生した地震である。第2-1図にこれら2つの $M8$ 級の地震の震央位置及び発震機構 (GCMT)、これらに付随した地震活動を示す。以下、本稿では特に断らない限り、震源及びマグニチュード (以下, M) は、USGSによるものを使用した (気象庁が決定した震源とUSGSによる震源の比較については2.3を参照)。

千島列島東方における地震活動の時空間的推移が分かるように、第2-2図に主な各イベント発生にあわせ色分けした2006年9月以降の震央分布図、時空間分布図等を示す。海溝軸の西側においては、11月の地震に先立ち、2006年9月下旬頃から10月初旬にかけて地震活動が活発となっていた。この活動は、10月下旬までに一旦収まったが、その後11月15日に $M7.8$ の地震が発生した。11月15日の地震発生後は、本震の震央付近のものと、さらに東方の海溝付近のものに別れて分布している。本震の震央付近のものは本震と同じタイプの逆断層型、海溝軸付近のものは正断層型が卓越している (2.2参照)。そして、2007年1月13日に $M8.2$ の地震が海溝軸付近で発生した。これら2つの $M8$ 級の地震はそれぞれ余震活動を伴っているが、11月の地震は長期にわたって継続的であるのに対し、1月の地震の余震活動は相対的に早く収束した。

今回の地震活動では、 $M8$ 級の異なるメカニズムの地震が短期間に続けて発生したことが最も大きな特徴である。これら $M8$ 級の地震を模式的に描くと

第2-3図のようになる。11月15日のプレート間地震により、陸側のプレートは大きく跳ね上がり、太平洋プレートは相対的に引きずり込まれる。プレート間の固着が失われたことにより、太平洋プレート内部には引っ張りの力が大きく働き、1月13日の正断層型のプレート内地震を発生させたと考えられる (2.4参照)。また、11月の地震の後にみられた海溝軸付近の活動が、11月の地震によって誘発された1月の地震の前震的活動と考えられる。



第2-1図 千島列島東方における2つの $M8$ クラスの地震の位置関係と発震機構。震央分布図 (2006年9月1日~2007年5月31日、深さ ≤ 150 km, $M \geq 4.5$)。

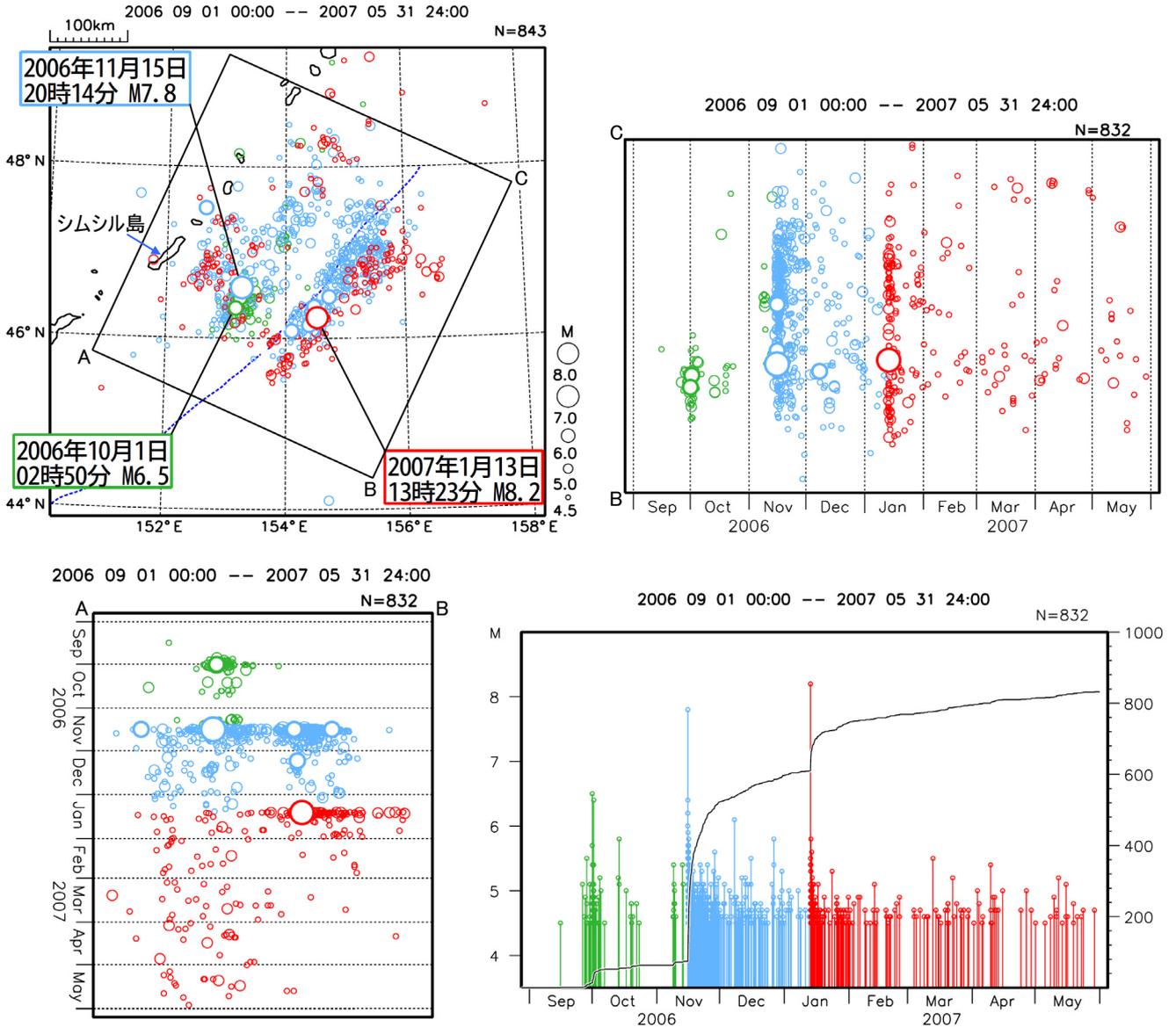
2.2 発震機構³

GCMTによる2006年9月から2007年1月までのCMT解の分布図と図中のA-B方向に投影した時系列図を第2-4図に示す。ここではCMT解のベストダブルカップルのP軸、T軸の傾斜角の大小を比較し、T軸の方が大きいものを青、P軸の方が大きいものを赤と色分けした。つまり、青色は概ね逆断層、赤色は概ね正断層と考えることができる。地図上の分布からは海溝軸を挟み大陸側で逆断層型、海側で正断層型の地震が発生している。また、時系列で見ると、2006年11月15日の $M7.9$ の地震発生直後から正断層型の地震が発生し始めていることが分かる。

断層の型の特徴を詳細に解析した結果を第2-5図に示す。Triangle Diagram (Frohlich, 1992) は、典

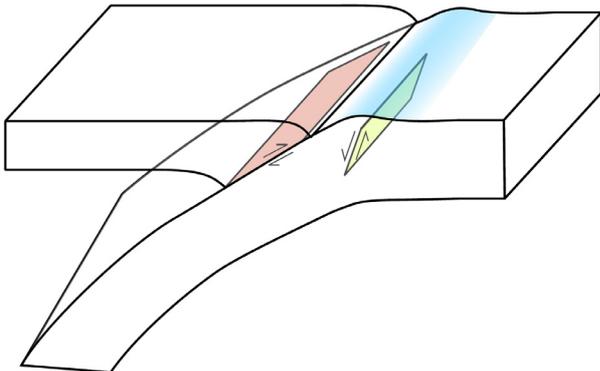
2 高木 康伸 地震予知情報課

3 迫田 浩司 碓井 勇二 地震予知情報課



第2-2図 千島列島東方の地震活動 (2006年9月～2007年5月, 深さ ≤ 150 km, $M \geq 4.5$).

左上: 震央分布図, 右上: 矩形領域内の時空間分布図 (B-C投影),
 左下: 矩形領域内の時空間分布図 (A-B投影), 右下: 矩形領域内のM-T図, 回数積算図.
 ○は2006年11月の地震発生以前, ○は2006年11月の地震発生以後～2007年1月の地震発生以前,
 ○は2007年1月の地震発生以後の活動を示す.



第2-3図 千島列島東方における2つのM8クラスの地震の模式図.

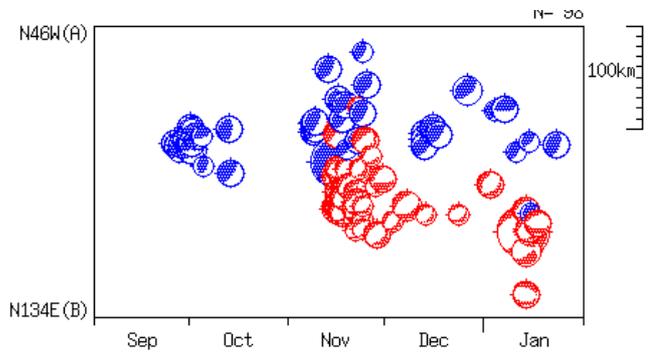
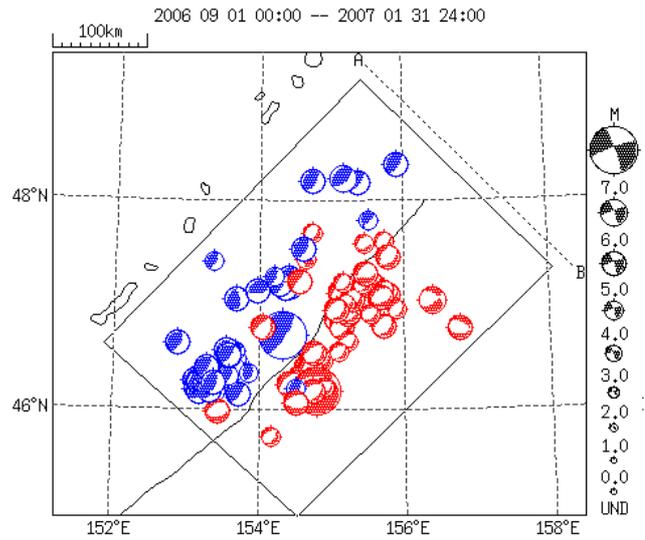
11月15日のプレート間地震により, 陸側のプレートは大きく跳ね上がり, 太平洋プレートは相対的に引きずり込まれる. それにより, 太平洋プレート内部には引っ張りの力が大きく働き, 1月13日の正断層型のプレート内地震を発生させたと考えられる.

2006年11月15日及び2007年1月13日の千島列島東方の地震

典型的な正断層，逆断層，横ずれ断層を三角形の頂点として，断層の型がどのようなタイプであるかを分類したものである．この図から一連の地震活動では，ほぼ典型的な逆断層または正断層の地震がほとんどであったことが分かる．また，Rose Diagram は P 軸，T 軸，N 軸について方位角別に統計処理した結果であり，図には逆断層，正断層の型別に示した．これから，逆断層の圧力軸，及び正断層の張力軸は，北西－南東方向でプレートが沈み込む方向に揃っていることが分かる．

文献

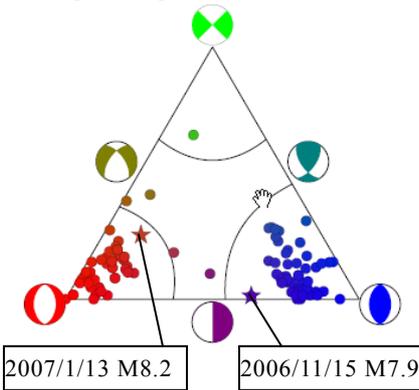
Frohlich, C. (1992) : Triangle diagrams : ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 75, 193-198.



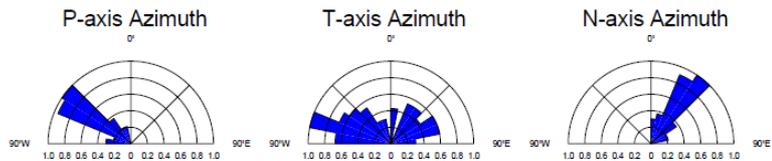
第 2-4 図 GCMT の分布と時系列表示 (2006 年 9 月～2007 年 1 月，深さ ≤ 60km)

P 軸，T 軸の傾斜角の大きさを比較し，T 軸の方が大きい地震（逆断層）を青，P 軸の方が大きい地震（正断層）を赤に色分けした．

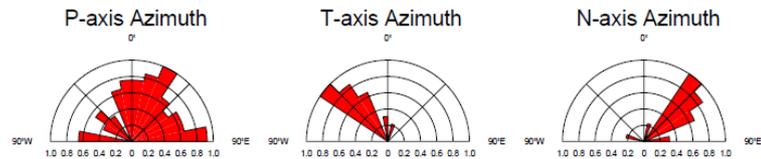
Triangle Diagram



Rose Diagrams (逆断層)



Rose Diagrams (正断層)



第 2-5 図 GCMT の Triangle Diagram と各軸の方位角別 Rose Diagram (2006 年 9 月～2007 年 1 月)

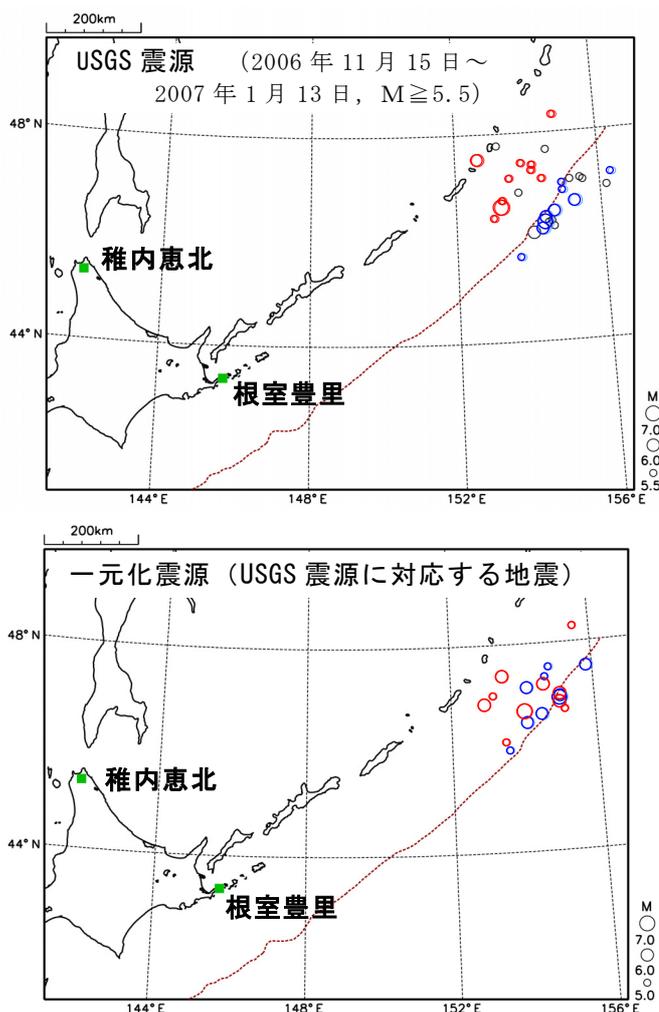
2006 年 11 月 15 日の M7.9 の地震，2007 年 1 月 13 日の M8.2 の地震は☆印で示した．Rose Diagram の断層型の分類は，第 2-4 図の分け方に同じ．

2.3 USGS 震源と気象庁一元化震源の比較⁴

今回の千島列島東方の地震活動には、USGS の震央分布に 2 つの大きなクラスタがはっきりと確認できる(第 2-1 図). 一方、気象庁による震央分布にそれは明瞭でない. 1997 年 10 月から、気象庁には防災科学技術研究所や大学等関連機関の地震観測データが一元的に集約され、震源計算処理に利用されている(いわゆる一元化处理). この一元化处理により、気象庁の地震検知能力と震源精度はそれ以前に比べて大幅に向上したが、千島列島東方の地震活動については観測網から大きく外れており、かつ、震央からみた観測点の方位が限られた狭い範囲に集中するため、十分な震源決定精度を得られていない. 一方、USGS の震源は世界中の観測データを集約した結果であり、稠密さという点では一元化处理の観測網には劣るものの、千島列島の地震であってもほぼ全方位をカバーできる. しかし、このことだけで 2 つのクラスタの存在を肯定する理由にはならない. 今回の地震活動をまとめるにあたり、この 2 つのクラスタの存在は地質学的にもたいへん重要であることから、実際のデータを用いてここで改めて事実関係を検証する.

第 2-6 図は、上図が USGS で震源決定された 2006 年 11 月 15 日から 2007 年 1 月 13 日までの M5.5 以上 (M の値は USGS による) の地震の震央分布である. 赤丸と青丸で示したものが、気象庁でも震源決定できたもので、赤丸は USGS 震源で海溝軸の内側のクラスタに震央が属しているもの、青丸は海溝軸に沿うクラスタに属しているものである. 黒丸は気象庁では震源が決まらなかったものである. 下図は上図の赤丸と青丸で示した地震の一元化处理での震源計算結果である. 一元化处理による震央分布には赤丸と青丸の明確な分離は認められない.

検証には、気象庁で検出処理している観測点のうち千島東方の地震活動域に最も近い根室豊里観測点と、最北端の稚内恵北観測点の p 相検測値を利用する. 稚内恵北観測点は、日本国内の観測点のなかで活動域から最も西の方向にあるから、千島列島東方での東西方向の移動(すなわち、海溝軸内側のクラスタと海溝軸に沿うクラスタの震央位置の違い)によって震央距離に大きな違いが生じ、走時に最も影響



第 2-6 図 USGS 震源と一元化震源の震央分布の違い

USGS 震源は海溝軸より内側の活動を○、海溝軸に沿う活動を○で示す. ○は気象庁で震源を決定できなかったものを示す.

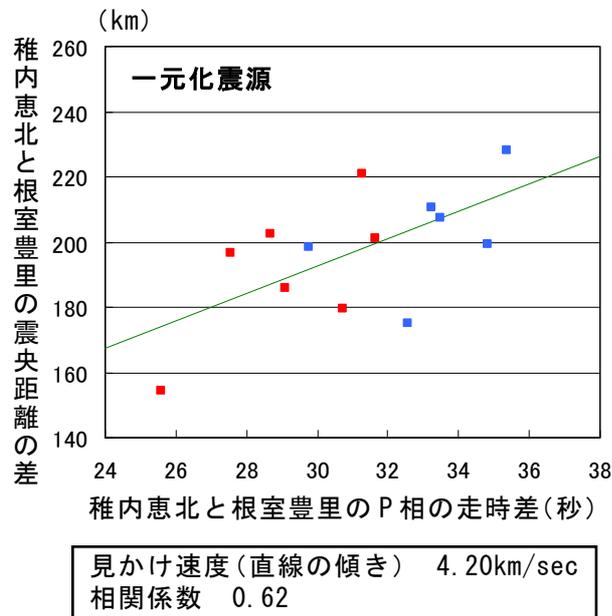
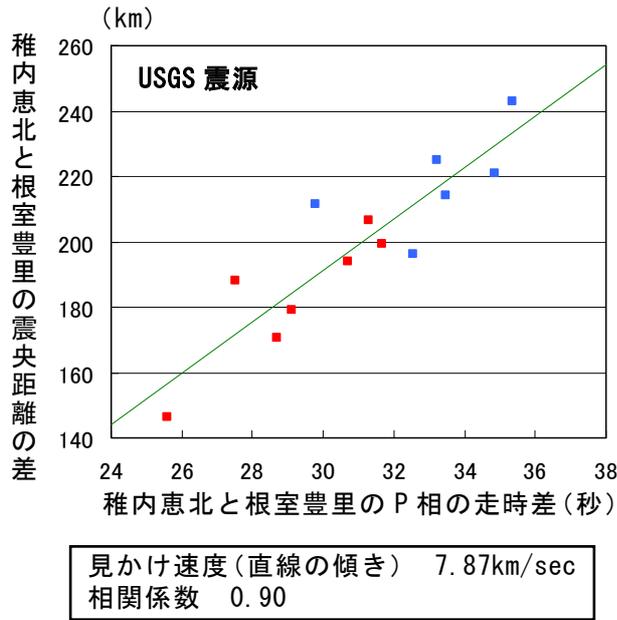
一元化震源は、USGS 震源の○と○に対応する地震をプロットした.

が現れる. 一方、根室豊里観測点は、稚内恵北観測点に比べて東西方向の移動による震央距離の変化は相対的に小さく、走時への影響も小さいと考えられる. つまり、USGS 震源に見られるクラスタが事実であれば、海溝軸より内側(西側)の地震の、これら 2 観測点の震央距離の差と p 相の走時差(到達時刻の差)はともに小さく、海溝軸に沿う側(東側)にある地震のそれらはともに大きい傾向にあるはずである. 第 2-7 図は、縦軸に稚内恵北観測点と根室豊里観測点の震央距離の差を、横軸に p 相の走時差

をとり、地震ごとにプロットした結果である。USGS震源には予想された関係どおりの相関がはっきりと見られ、一元化震源のそれは明らかに悪い。また、最小二乗法で直線をあてはめると、USGS震源は走時の見かけ速度が7.87km/secとなった。この見かけ速度は、マントル最上部を通ってくるp波速度を約8km/secと考えれば合理的な結果である。以上から、

一元化震源は千島列島東方の地震の地震活動を論じるには精度に無理があり、USGS震源を使うべきであることがわかる。また、USGS震源に見られる2つのクラスタは、地震波データからもその存在が支持される。

これらのことは、津波予報作業においても遠地処理による震源を用いるべきであることを示唆している。



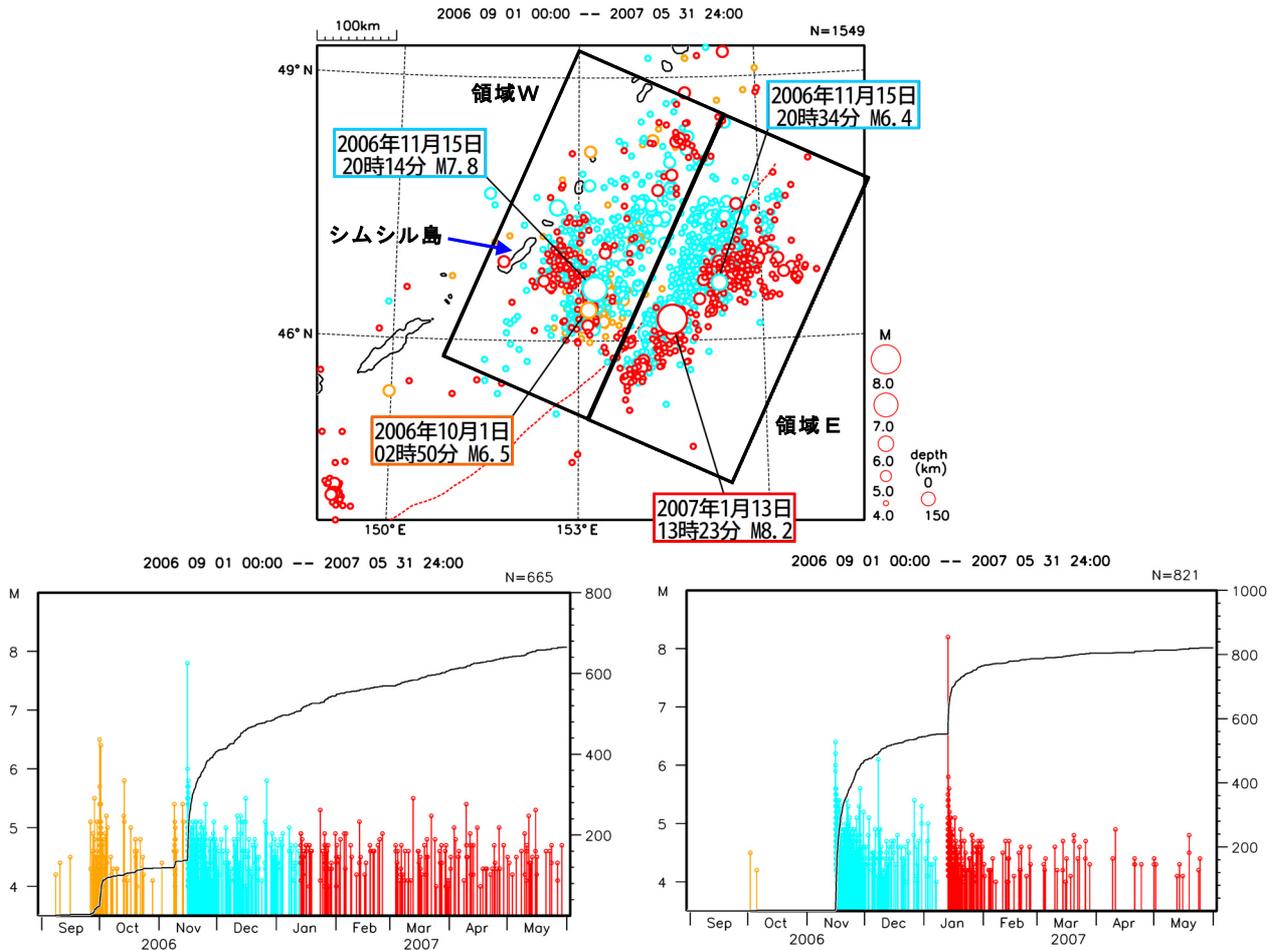
第 2-7 図 稚内恵北観測点と根室豊里観測点の震央距離の差と p 相の走時差の関係
USGS 震源における海溝軸より内側の地震を ■，海溝軸に沿う地震を ■ で示す。

2.4 11月の地震と1月の地震の関係⁵

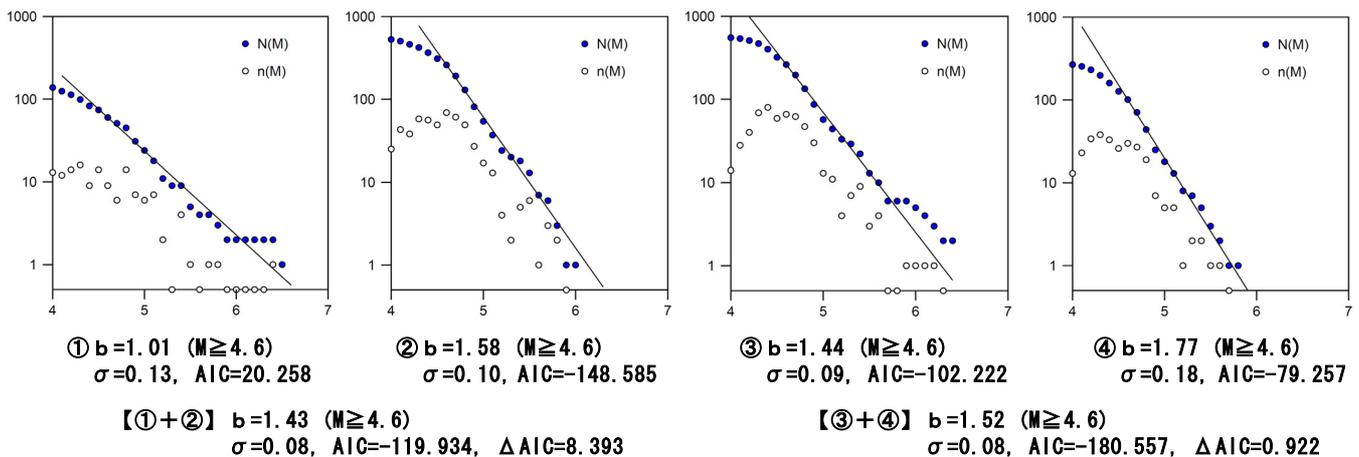
千島列島東方では、2006年11月15日に太平洋プレートと陸のプレートの境界でM7.8の地震が、2007年1月13日に太平洋プレート内部でM8.2の地震が発生した。2つの地震に共通した特徴として、それぞれの本震に先行する形で、2つの前駆的な地震活動がみられたことが挙げられる。1つは、2006年9月頃よりシムシル島付近でみられた地震活動(図2-8中領域W内の○，2006年10月1日のM6.5が最大)であり、もう1つは海溝軸付近で、11月15日の地震の直後からみられた地震活動(図2-8中領域E内の○，2007年11月15日のM6.4が最大)である。

これらの先行した活動と本震後の余震活動との特徴を捉えるため、それぞれの領域において、本震前後の地震活動のb値を推定した。11月15日の地震が発生した領域Wの本震発生前後のb値を比較すると、本震発生前が1.01、後が1.58となり、地震発生前の活動のb値が相対的に小さい。b値の差異が有意であるか否かは、情報量基準AIC(Akaike, 1974)を用いて検定できる(宇津, 1992)。11月15日の地震前後でb値に違いはないとしたモデル(全体で1つのb値であるモデル)と、b値に違いがあるとする2分割したモデルのAICの差(ΔAIC)は8.393で、11月15日の地震の前の活動と余震活動のb値には有意な差があると言える。対して、領域Eにおける1月13日の地震発生前後のb値は、前が1.44、後が1.77で、1月13日の地震の前のb値が相対的に小さくなるものの、 ΔAIC は0.922となり、期間を分割することの有意性は棄却される。なお、海域における余震のb値の標準値は0.80(細野, 2006)とされており、今回の活動は総じてこの値より大きく、相対的に規模の大きな地震が少なく、規模の小

5 林元 直樹 地震予知情報課

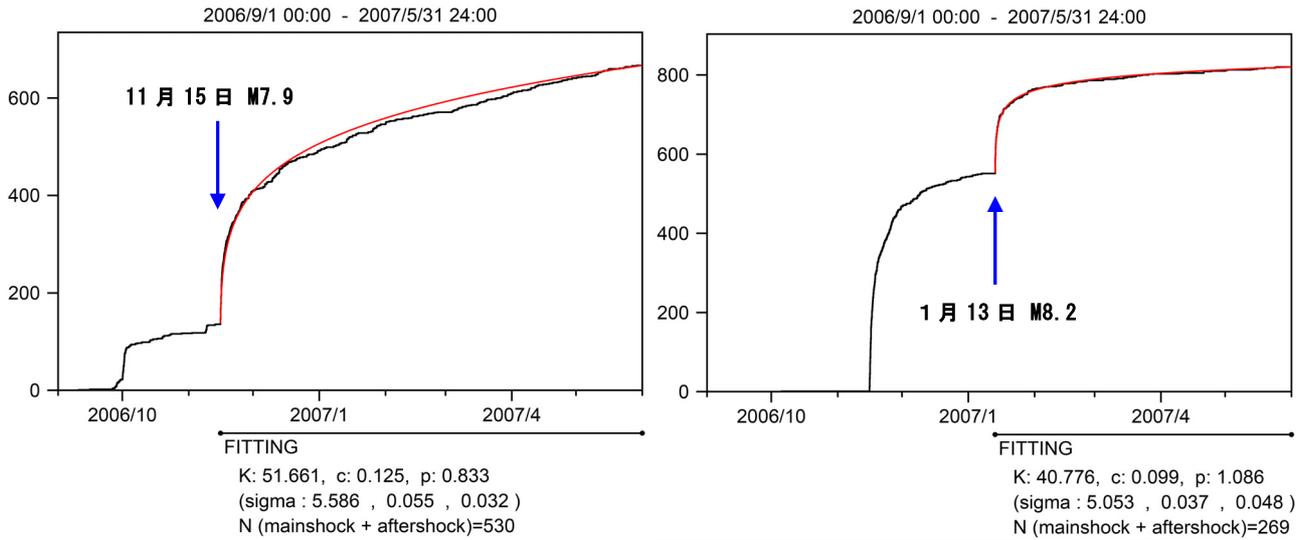


第 2-8 図 11 月の地震と 1 月の地震の地震活動の推移 (2006 年 9 月~2007 年 5 月, 深さ 150km 以浅, $M \geq 4.0$)
 上図: 震央分布図. 左下図: 領域 W 内の M-T 図, 地震回数積算図. 右下図: 領域 E 内の M-T 図, 地震回数積算図. ○は 2006 年 11 月の地震発生以前, ●は 2006 年 11 月の地震発生以後~2007 年 1 月の地震発生以前, ●は 2007 年 1 月の地震発生以後の活動を示す.



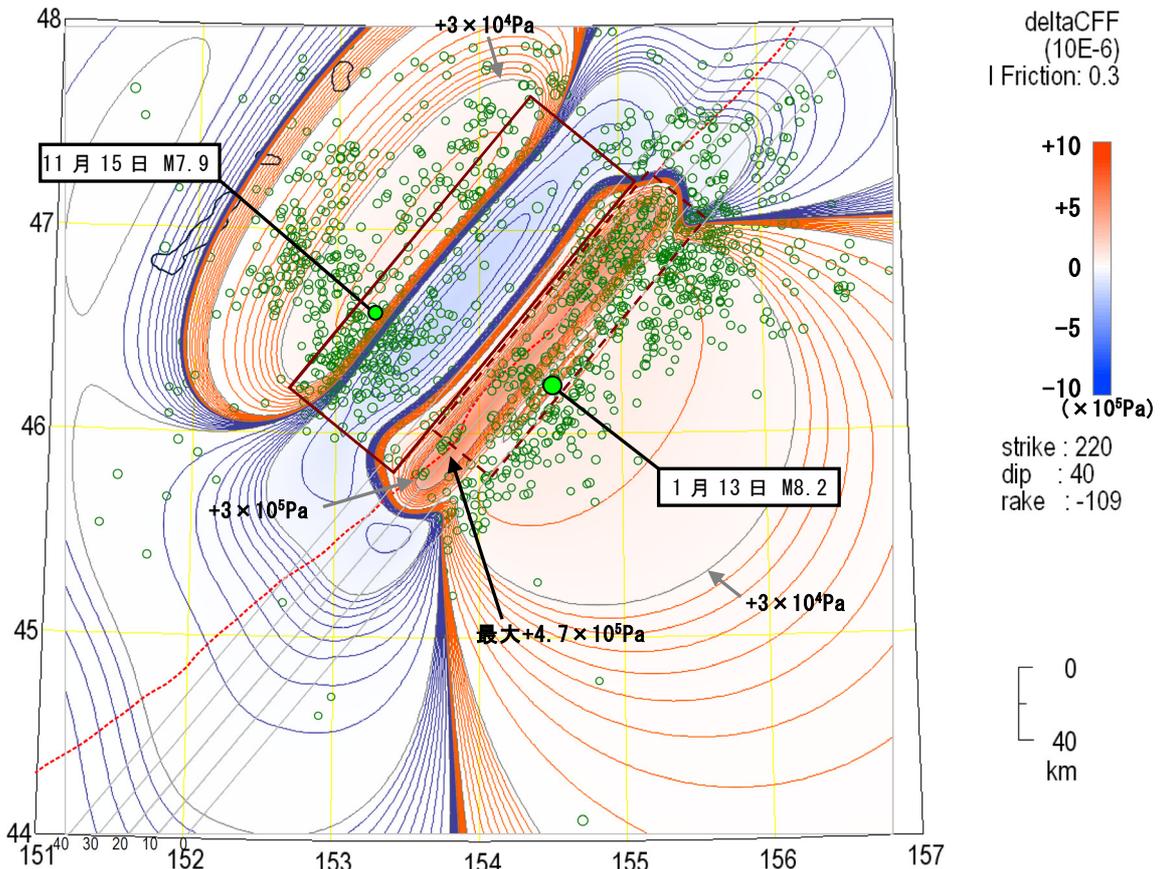
第 2-9 図 グーテンベルク-リヒターの式 (G-R 式) のあてはめ結果
 左から①領域 W 内 2006 年 11 月の地震発生以前, ②領域 W 内 2006 年 11 月の地震発生以後, ③領域 E 内 2007 年 1 月の地震発生以前, ④2007 年 1 月の地震発生以後について示している. 【①+②】, 【③+④】として示した値は, 全期間について b 値を求めたものである. ○が M 別の余震回数 (度数), ●が積算回数を示している. なお, 11 月の地震及び 1 月の地震の本震は除外している.

2006年11月15日及び2007年1月13日の千島列島東方の地震



第 2-10 図 改良大森公式のあてはめ結果 (2006年9月1日~2007年5月31日, $M \geq 4.0$)

左図が 11 月の地震, 右図が 1 月の地震であり, それぞれ本震発生以後の余震活動をフィッティングしている. 黒線が地震回数積算曲線, 赤線が改良大森公式による減衰曲線を示す.



第 2-11 図 11 月の地震が 1 月の地震の断層面に与える ΔCFF の分布

赤色は地震活動が促進される領域, 青色は抑制される領域を示す. 11 月の地震の断層パラメータは, 長さ 200km, 幅 75km, 走向 220° , 傾斜角 20° , すべり角 103° , すべり量 2.7m, 断層上端の深さ 3.1km とし, 図中に実線の矩形で示した. 対象とする 1 月の地震の断層面は, 走向 220° , 傾斜角 40° , すべり角 -109° とし, 地図上に波線の矩形で示したほか, 灰色の斜線で ΔCFF を求めた面の等深度線を示している. 摩擦係数は 0.3 である. \circ は USGS が 2006 年 11 月 15 日から 2007 年 5 月 31 日までに決定した, 150km 以浅, $M \geq 4.0$ の地震の震央を示している.

さな余震が多かったことを示している。

また、それぞれの本震後の余震活動を改良大森公式でモデリングした結果によると、余震活動の時間的減衰の度合いを示すパラメータ p 値は、11 月 15 日の地震の余震が 0.83、1 月 13 日の地震の余震が 1.09 となる。 p 値は値が小さいほど余震活動が長引くことを示しており、海域の地震の標準値 1.03（細野, 2006）と比較し、11 月 15 日の地震の余震は標準より減衰が遅く、1 月 13 日の地震の余震は標準的かやや減衰が早い。

海溝軸より東側の地震活動は、11 月 15 日の地震発生直後より励起され、一旦は落ち着いた後に 1 月 13 日の地震発生へとつながった。11 月 15 日の地震がプレート境界型の地震であるのに対し、1 月 13 日の地震がプレート内部で発生した地震であることから、11 月 15 日の地震によって、プレート内部の応力場に影響を与えたことが推測される。そこで、11 月 15 日の地震が 1 月 13 日の地震に与えた影響をクーロン破壊応力変化（以下、 ΔCFF ）によって評価した。11 月及び 1 月の地震の断層パラメータは、気象庁の遠地実体波による震源過程解析結果（2.6 参照）より定め、1 月 13 日の地震の断層面と同様の面上での ΔCFF を求めた。なお、 ΔCFF の計算には MICAP-G（内藤・吉川, 1999）を用いた。その結果、1 月 13 日の地震の発生した付近（図 2-11 中の波線の矩形）においては地震を促進するセンスとなっており、その大きさは最大で地球潮汐（剛性率を 30GPa とした場合、3000Pa 程度）の 100 倍程度である。緑色の○で示した震央分布と ΔCFF の分布を比較すると、海溝軸側での地震活動が、概ね ΔCFF で促進するセンスと評価される領域を中心に発生していることがわかる。

文献

- 宇津徳治(1992): 地震活動とはどのようなものか, 数理地震学, VII, 139-157.
- 内藤宏人・吉川澄夫 (1999): 地殻変動解析支援プログラム MICAP-G の開発, 地震 2, 52, 101-103.
- 細野耕司 (2006): マグニチュード改訂に伴う余震パラメータ標準値の再決定, 験震時報, 69, 171-176.
- Akaike, H. (1974): A new look at the statistical model identification, IEEE Trans. Autom. Control, AC-19, 716-723.

2.5 周辺における過去の地震活動⁶

2.5.1 千島海溝沿いの地震活動

北海道から千島列島を経て、カムチャッカ半島に至る領域では、千島海溝に沿って、過去にも大地震が度々発生している。第 2-12 図は、千島海溝沿いで 1900 年以降に発生した M7.0 以上の地震の震央分布図と時空間分布図である。プレート境界型と考えられているものを時空間分布図に赤丸で、また震央分布図にはその震源域を赤破線で示した。これらは、地震調査委員会（2003）によって評価されたプレート境界型地震の発生が予想される領域（北東側から順に、択捉島沖、色丹島沖、根室沖、十勝沖）であり、これらの境界を図中に青い破線で示した。

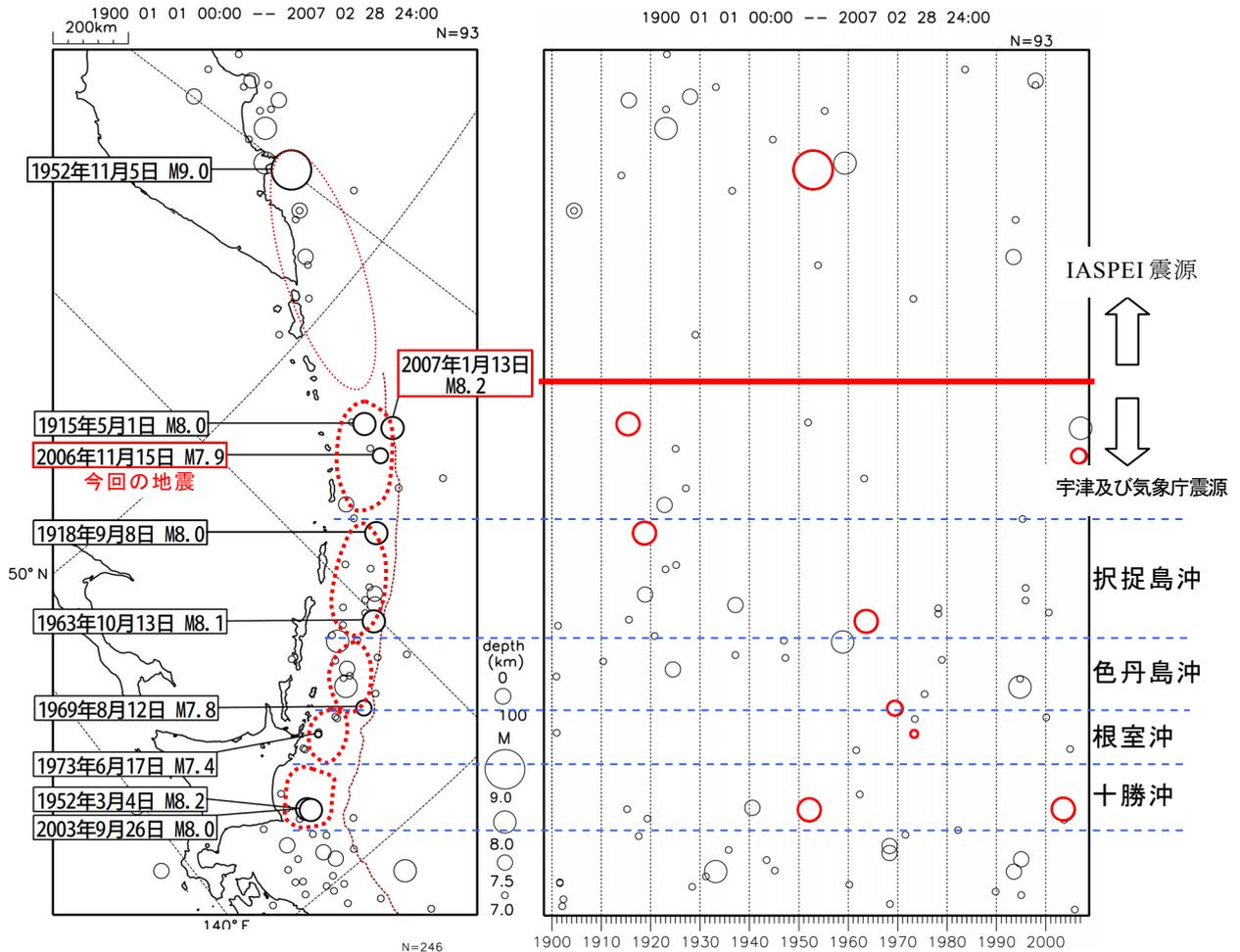
プレート境界型地震を見ると、今回の地震活動が発生した領域は長期評価領域からは外れており、択捉島沖の地震の評価領域の北東側に隣接する場所にあたる。この領域では、1915 年に M8.0 の地震が発生し、北海道や東日本で震度 1 が観測されている。ただし、この地震による津波被害の記録はなく、深い地震であった可能性が指摘されている。

今回の活動領域のさらに北東側（図では上側）では、1952 年に M9.0 の巨大地震が発生している。2004 年に発生したスマトラ地震に並ぶ規模で、近年世界で発生した大地震のうちの五指に入るものである。その震源域は、今回の地震の震源域付近にまで及んでいたと考えられており、カムチャッカ半島では 10m を超す津波が観測されるなど、その規模の大きさが推測できる（USGS）。

一方、今回の活動領域の南西側（図では下側）でも、北海道にかけて、大きな地震が度々発生しており、地震調査委員会は、択捉島沖、色丹島沖、根室沖、十勝沖の領域で、M8 前後の地震が、約 72 年程度の間隔で繰り返し発生すると評価している。最近では、1963 年択捉島南東沖の地震（M8.1）、1969 年北海道東方沖の地震（M7.8）、1973 年根室半島南東沖の地震（M7.4）がそれぞれの領域を埋めるように、順に発生した。また、2003 年には十勝沖で M8.0 の地震が発生し、最大震度 6 弱の揺れと、最大 2.5m の津波が観測された。この地震の規模や破壊域は 1952 年 3 月の十勝沖地震（M8.2）のそれと概ね一致しており、地震調査委員会（2005）は、2003 年の地

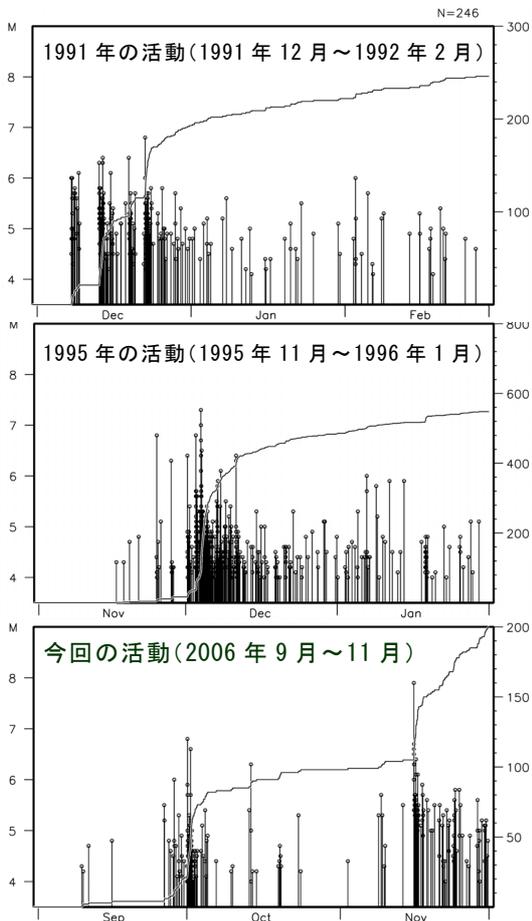
6 宮岡 一樹 地震予知情報課

2006年11月15日及び2007年1月13日の千島列島東方の地震



第2-12図 千島海溝沿いのプレート間地震の震央分布図及び時空間分布図。

1900年以降のプレート間地震とその震源域（赤点線）及び地震調査委員会によって評価された領域（青破線）。



第2-13図 前駆的活動を伴った地震の震央分布図。1991年の活動（本震～余震）を青色で、1995年を赤色で、今回を緑色で示した。またそれぞれに先行した活動を黒色で示した。

震をその再来であると評価している。

また千島海溝沿いでは太平洋プレート内部の地震も発生している。近年では、1993 年 1 月に釧路沖の深さ約 100km で、ほぼ水平方向に断層面を持つ M7.5 の地震が発生し、釧路で震度 6 が観測された。1994 年 10 月には北海道東方沖（色丹島の沖）で M8.2 の地震が発生し、釧路で震度 6 が観測され、色丹島などを 5m の津波が襲った。

2.5.2 前駆的な地震活動

今回の活動では、11 月 15 日の M7.9 の地震の前に 9 月下旬から活発な活動があった。千島海溝沿いでは単純な本震一余震型ではなく、今回のように前駆的な活動を伴った例が過去の活動にも見られる。

図 2-13 には、最近の、前駆的な活動を伴った例を示した。ここで、本震に先行した地震を黒丸で、また本震以降を色つきで示した。

1991 年 12 月 22 日ウルップ島の東方沖の地震（深さ 10km, M6.8）では、2 週間前頃から M6 クラスを数個含む活発な地震活動があった。また 1995 年 12 月 4 日択捉島東方沖の地震（深さ 57km, M7.3）の前にも同様に活発な活動が見られた。図 2-13 に、それぞれの活動の、回数積算図及び M-T 図を示す。

文献

地震調査委員会(2003)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価, 83pp.

地震調査委員会(2005)：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）, 81pp.

U.S. Geological Survey : Historic Earthquakes Kamchatka
1952 November 04 16:58:26.0 UTC Magnitude 9.0 ,
http://earthquake.usgs.gov/regional/world/events/1952_11_04.php

2.6 震源過程⁷

千島列島東方で 2006 年 11 月 15 日 (M_j (気象庁マグニチュード) =7.9) と 2007 年 1 月 13 日 (M_j =8.2) に発生した 2 つの地震について、遠地実体波を利用して震源過程解析を行った。両者とも、破壊開始点の震央として USGS の PDE 震源を利用し、波形データは米国地震学連合 (IRIS) のデータ管理センター (DMC) のホームページから、震央距離が 30° から 100° の範囲に位置する観測点の P 波部分の上下動の記録をダウンロードし利用した。波形データは、0.002Hz から 1Hz のバンドパスフィルタを通し、地震計の特性を補正した変位波形を 0.5 秒間隔でリサンプリングしている。

解析には、東京大学地震研究所のホームページで配布されている Kikuchi and Kanamori(2003)のプログラムパッケージを利用した。本報告では、菊地(2003)で解説されている手順に従い、まず予備的な解析として反復はぎとり法 (Kikuchi and Kanamori, 1991) によりメカニズム解を決定した。次に、そのメカニズム解の節面のいずれか一方を断層面として固定し、その面上に設定した格子点でのモーメント解放量をインバージョン(菊地, 2002; Kikuchi *et al.*, 2000)により求めた。各格子点でのモーメント速度関数は、底辺が 6 秒の 2 等辺三角形を 3 秒間隔で複数 (2006 年 11 月の地震は 7 個, 2007 年 1 月の地震は 6 個) 並べ

第 2-1 表 グリーン関数の計算に用いた構造

Near-source structure			
V_p	V_s	ρ	Thickness
km/s	km/s	10^3kg/m^3	km
1.50	0.00	1.00	3.00
5.57	3.36	2.65	15.00
6.50	3.74	2.87	15.00
8.10	4.68	3.30	∞
Near-station structure			
5.57	3.36	2.65	15.00
6.50	3.74	2.87	18.00
8.10	4.68	3.30	∞
PP bounce point structure			
6.50	3.74	2.87	∞

7 青木 重樹 地震予知情報課
吉田 知央 地震津波監視課

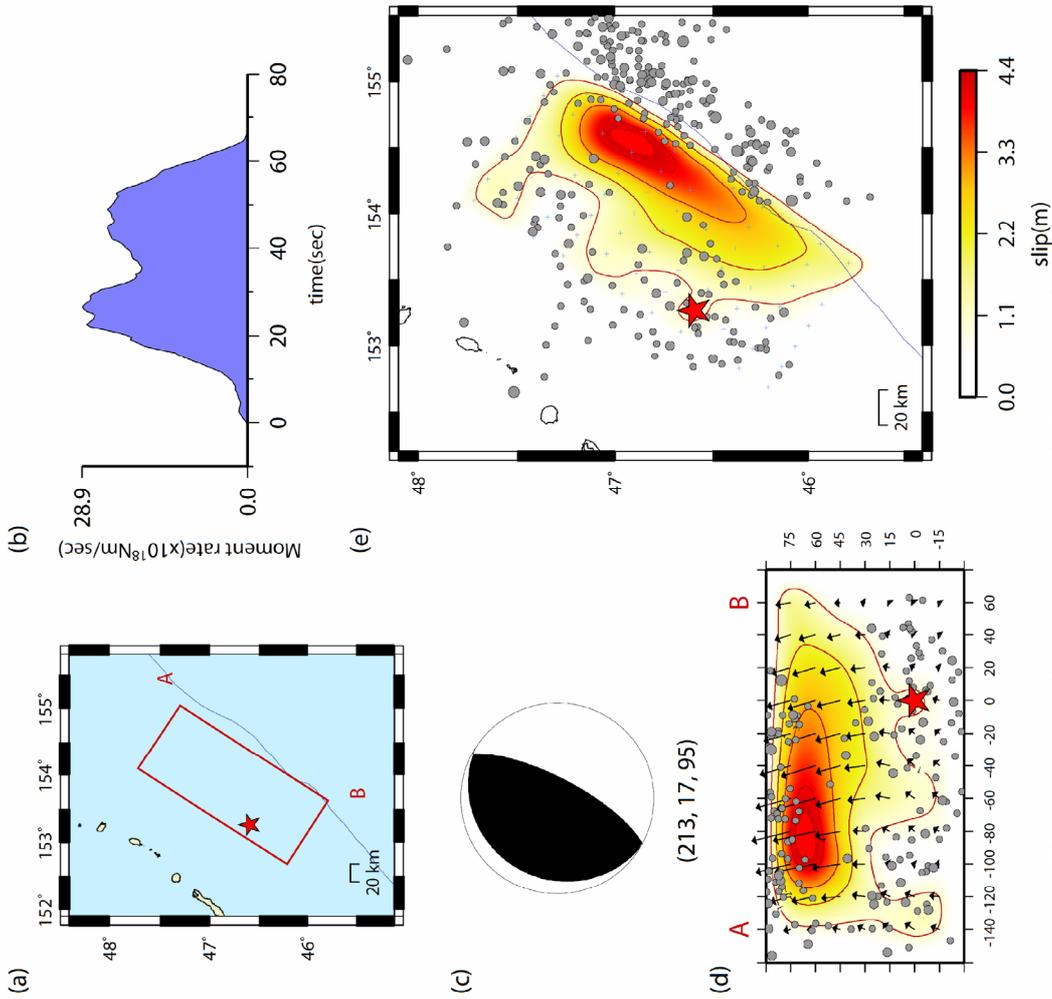
て展開した。インバージョンは、反復はぎとり法により決定されたメカニズム解のすべり角から $\pm 45^\circ$ の2方向で各々モーメント解放量を求めるが、その際に各成分は非負で空間的に滑らかとなるような条件を与えた。グリーン関数の計算には、第2-1表に示した構造を使用した。震源近傍、観測点近傍ともにJeffreys-Bullenの構造(地殻2層+マントル)を用いているが、震源近傍には第1層に深さ3kmの海水層を入れている。

まず、2006年11月の地震の震源過程の解析結果について述べる。断層面の形状を決定するために、反復はぎとり法によりメカニズム解を決定したところ、2枚の節面は(走向, 傾斜, すべり角)=(213, 17, 66)と(58, 74, 97)となった。なお、PDE震源の深さは10kmであったが、深さを30kmと仮定したほうが観測波形と理論波形の合致が良いことから、本報告では破壊解始点の深さを30kmとして解析を行った。メカニズム解の2枚の節面である北西傾斜の低角の面(プレートの沈み込み方向と傾斜方向が一致)と南東傾斜の高角の面の両方で解析を行ったが、波形の合致は低角のものが良かったため、低角の節面を断層面とした。断層面の位置や大きさは、余震分布などを参考にし、走向方向は200km、傾斜方向は90kmの断層とした(第2-14(a)図)。断層上の格子点は、走向方向20km間隔、傾斜方向15km間隔で77個配置した。最大破壊伝播速度は3.0km/sとした。観測点は、第2-15(a)図に示すよう震源を取り囲む33点を利用した。インバージョンには、P波到達の10秒前から100秒間の波形データを利用した。各観測点でのP波の到達時刻は、原波形記録から読み取った。解析の結果を第2-14図、観測波形と理論波形の比較を第2-15(b)図に示す。断層面上で大きくモーメントを解放した部分は、水平位置としては破壊開始点の東北東約100km、深さとしては約10-20kmの部分であった。また、破壊開始点は、大きくモーメントを解放した部分の下端に位置している。最大すべり量は、モーメントからすべり量を換算する際に使用する剛性率を30GPaとした場合は4.3m、70GPaとした場合は1.9mであった。破壊継続時間は全体で65秒程度で、全地震モーメント(M_0)は 1.05×10^{21} Nm、モーメントマグニチュード(M_w)は7.9であった。断層面上のモーメント解放量を足し合わせたメカニズム解(第2-14(c)図)は、(走向, 傾斜, すべり角)

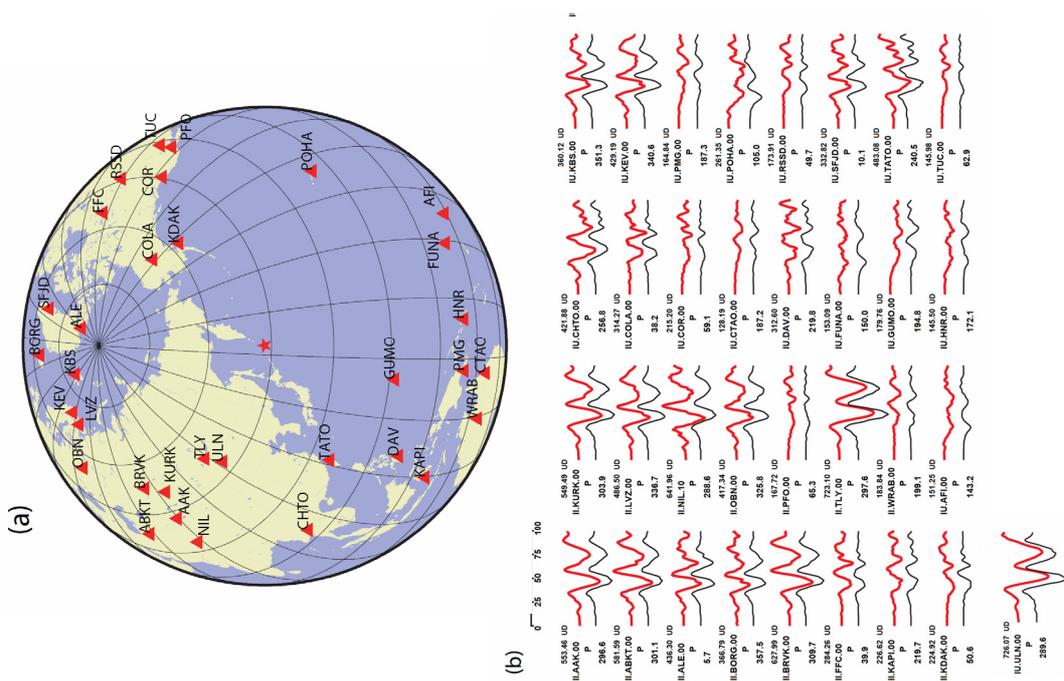
=(213, 17, 95)となった。第2-14(d)(e)図には、本震直後から3日間のM4.5以上のPDE震源による余震をプロットしている。断層面上で大きくモーメントを開放した部分を避けるようにして、余震が発生していることがわかる。

次に、2007年1月の地震の震源過程の解析結果について述べる。反復はぎとり法により決定したメカニズム解は、(走向, 傾斜, すべり角)=(220, 47, -94)と(46, 43, -85)となった。なお、破壊開始点の深さは、PDE震源の深さである10kmを採用した。メカニズム解の2枚の節面である北西傾斜と南東傾斜の両方で解析を行ったが、波形の合致に大きな違いはなかった。本報告では若干波形の合致が良かった北西傾斜のもので議論を行う。断層面の位置や大きさは、余震分布などを参考にし、走向方向は200km、傾斜方向は60kmの断層とした(第2-16(a)図)。断層上の格子点は、走向方向20km間隔、傾斜方向15km間隔で55個配置した。最大破壊伝播速度は3.0km/sとした。観測点は、第2-17(a)図に示すよう震源を取り囲む27点を利用した。インバージョンには、P波到達の10秒前から80秒間の波形データを利用した。各観測点でのP波の到達時刻は、原波形記録から読み取った。解析の結果を第2-16図、観測波形と理論波形の比較を第2-17(b)図に示す。断層面上で大きくモーメントを解放した部分は、破壊開始点の近傍部分であった。最大すべり量は、剛性率が30GPaとした場合は17.6m、70GPaとした場合は7.5mであった。破壊継続時間は全体で50秒程度で、全地震モーメント(M_0)は 1.58×10^{21} Nm、モーメントマグニチュード(M_w)は8.1であった。断層面上のモーメント解放量を足し合わせたメカニズム解(第2-16(c)図)は、(走向, 傾斜, すべり角)=(220, 47, -94)となった。第2-16(d)(e)図には、本震直後から3日間のM4.5以上のPDE震源による余震をプロットしている。この地震においても、断層面上で大きくモーメントを開放した部分を避けるようにして、余震が発生していることがわかる。今回の解析による11月の地震と1月の地震のモーメントマグニチュードを比較すると、1月の地震の方が大きかった。これは、本報告2.8節で示される周期帯によるマグニチュードの大小関係において、短周期側の関係と同一となっている。本解析は1秒から500秒程度まで広い周波数帯の波を使用しているが、理論波形は主として比較的短

Initial 46.592N 153.266E 30km
 $M_o = 1.05E+21Nm$ $M_w = 7.9$ $Var. = 0.2773$
 $D_{max} = 4.3m$ (rigidity = 30.0GPa) or 1.9m (rigidity = 70.0GPa)

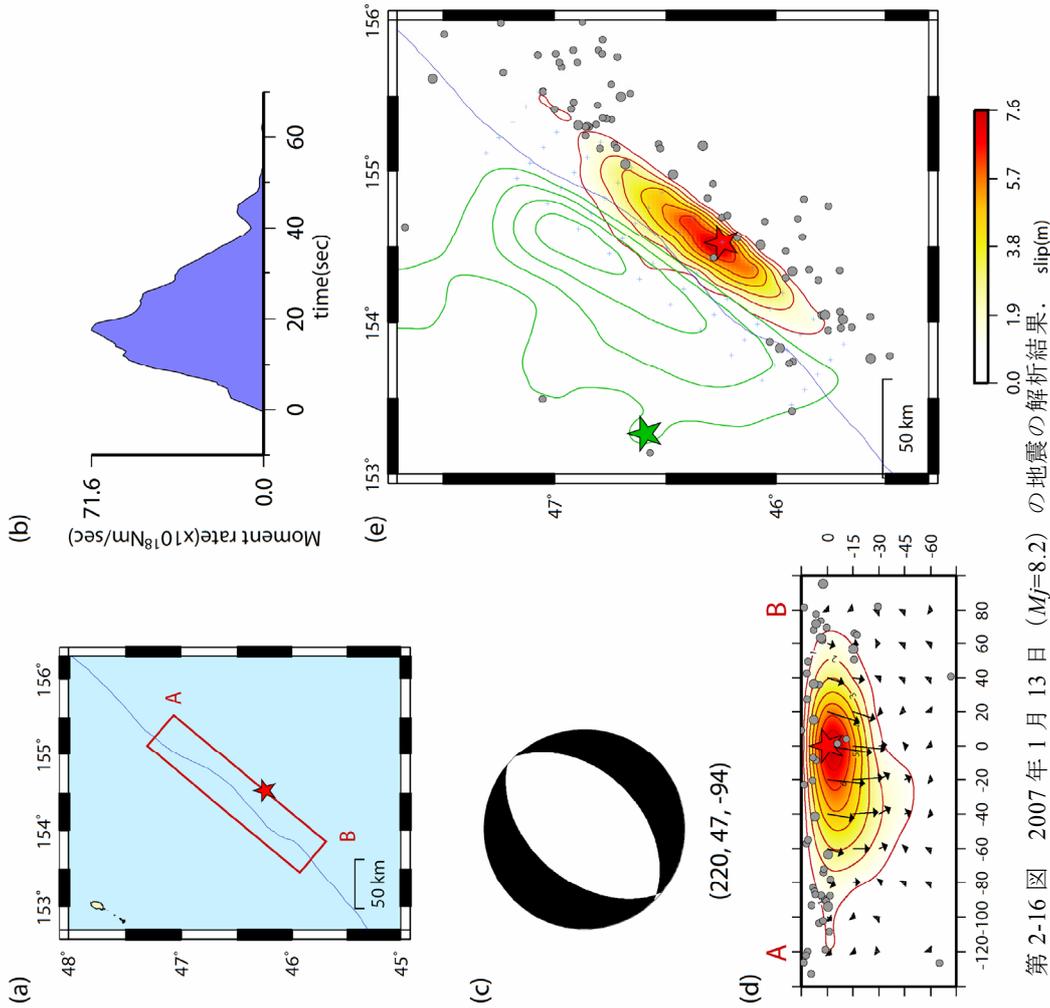


第 2-14 図 2006 年 11 月 15 日 ($M_j=7.9$) の地震の解析結果。
 (a)断層の配置図, (b)モーメント速度関数, (c)メカニズム解, (d)(e)断層面上のすべり量分布図と地図上への投影図 (剛性率=30GPa の場合)。矢印はすべりベクトル, 赤星は破壊開始点, 灰丸は本震直後から 3 日間の PDE 震源による余震を示す。コンター間隔は 1m。

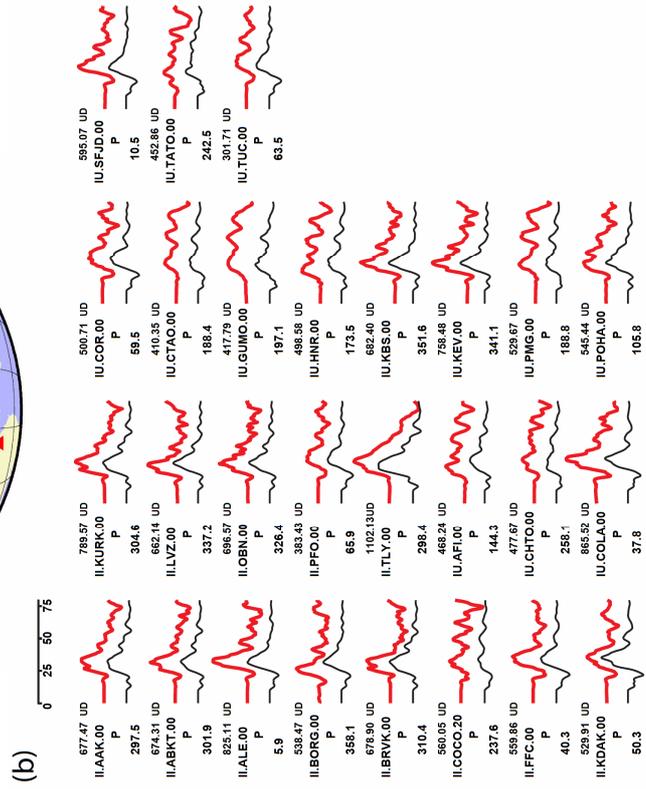
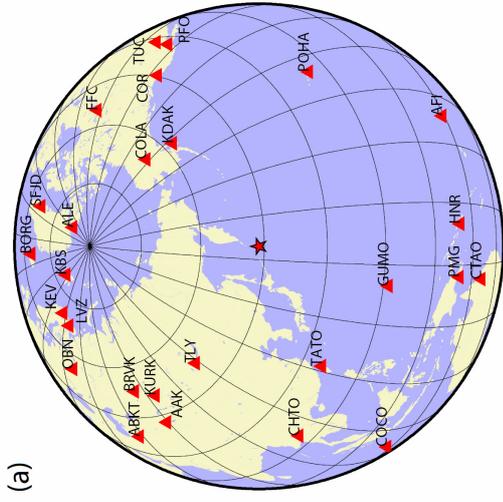


第 2-15 図
 (a)2006 年 11 月 15 日 ($M_j=7.9$) の地震の解析に使用した観測点分布。
 (b)観測波形 (赤) と理論波形 (黒) の比較。

Initial 46.243N 154.524E 10km
 $M_0 = 1.58E+21Nm$ $M_w = 8.1$ $Var. = 0.3660$
 $D_{max} = 7.5m$ (rigidity=70.0GPa) or 17.6m (rigidity=30GPa)



第2-16図 2007年1月13日 ($M_j=8.2$) の地震の解析結果. slip(m)
 (a)断層の配置図, (b)モーメント速度関数, (c)メカニズム解, (d)断層面上のすべり量分布と地図上への投影図 (剛性率=70GPaの場合). 矢印はすべりベクトル, 赤星は破壊開始点, 灰丸は本震直後から3日間のPDE震源による余震を示す. コンター間隔は1m. 緑星とコンターは, 2006年11月15日 ($M_j=7.9$) の地震の破壊開始点とすべり量分布を表す (第2-14図).



第2-17図 (a)2007年1月13日 ($M_j=8.2$) の地震の解析に使用した観測点分布. (b)観測波形 (赤) と理論波形 (黒) の比較.

周期である数十秒程度の波で観測波形を説明しているため(第 2-15(b)図, 第 2-17(b)図), 今回の結果となったと考えられる。

第 2-16(e)図には, 11 月の地震のすべり量分布を緑色のコンター(1m 間隔)で併せて記している。2 つの地震の大きくモーメントを解放した部分は互いに隣り合っているが, 11 月の地震は海溝軸より北西側に限られ, 1 月の地震は海溝軸の南東側に限られる。また, 11 月の地震の断層上で全地震モーメントの 85% を放出した領域を計算すると 13800km² となり, 1 月の地震では 6300km² となる。このことは, 1 月の地震は 11 月の地震と比較して, 狭い領域からより多くのモーメントを放出したことを示している。上述の 85% を放出した領域を断層面積 (S) と考えて, 地震モーメント (M_0) と断層面積の関係を過去の大地震 (Kanamori and Anderson, 1975) と比較すると(第 2-18 図), 11 月の地震の応力降下量 ($\Delta\sigma = 2.5M_0S^{-1.5}$) はプレート境界型の地震と同程度の 1.6MPa, 1 月の地震はプレート内型の地震と同程度の 7.9MPa を持つことがわかった。以上のことから, 11 月の地震

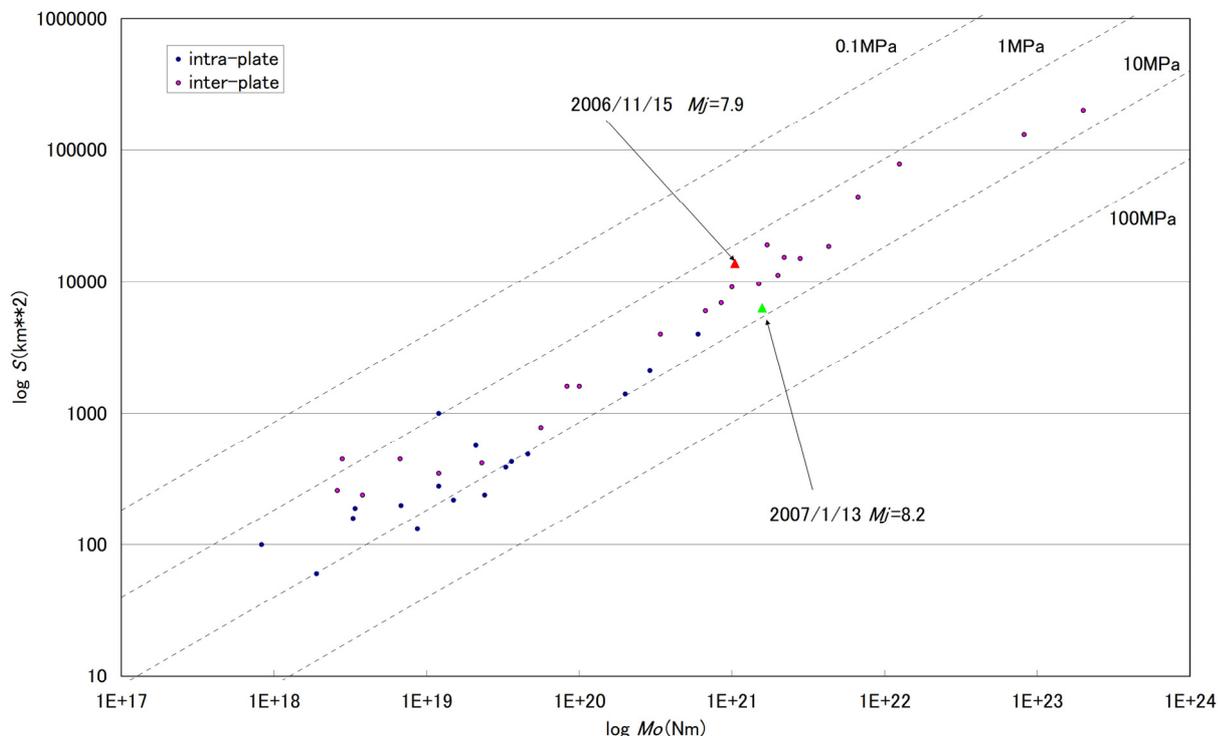
は太平洋プレートと陸側プレートの境界で発生した地震であり, 1 月の地震は 11 月の地震の影響を受け太平洋プレート内部が破断した地震であったと考えられる。

謝辞

遠地実体波を用いた震源過程解析を行うにあたり, 名古屋大学の山中佳子准教授に様々なご協力をいただいている。解析プログラムは東京大学地震研究所のホームページで配布されている Kikuchi and Kanamori(2003)のものを利用し, 観測データは, IRIS-DMC により提供されているものを使用した。以上, 記して感謝します。

文献

- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 菊地正幸 (2002): 地震波形データから震源の破壊過程を探る, *月刊地球*, **24**, 117-125.



第 2-18 図 地震モーメント (M_0) と断層面積 (S) の関係。赤三角は 11 月の地震, 緑三角は 1 月の地震を示している。赤丸, 青丸は Kanamori and Anderson(1975)に掲載されているプレート境界型地震とプレート内地震の結果である。斜線は $\Delta\sigma = 2.5M_0S^{-1.5}$ として $\Delta\sigma$ 一定で計算したもの。

菊地正幸(2003): リアルタイム地震学, 東京大学出版会, 222pp.

Kikuchi, M. and H. Kanamori (1991): Inversion of complex body waves –III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.

Kikuchi, M. and H. Kanamori (2003): Note on teleseismic body-wave inversion program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI>.

Kikuchi, M., Y. Yagi and Y. Yamanaka (2000): Source processes of the Chi-Chi, Taiwan earthquake of September 21, 1999 inferred from teleseismic body wave, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **75**, 1-13.

2.7 体積歪計の記録から推定される M_w ⁸

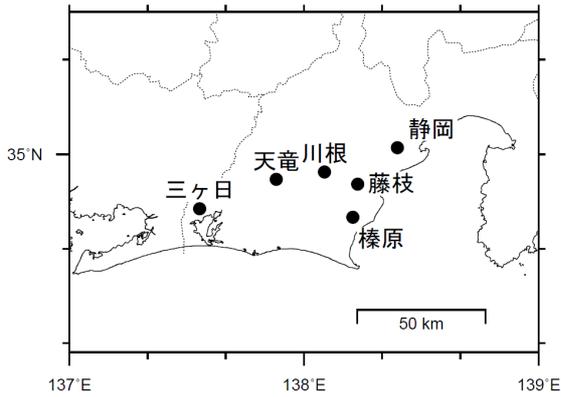
気象庁が東海地域に設置している埋込式体積歪計は、周期数十秒から直流成分までフラットな振幅特性を持っている(二瓶他, 1987)。この特性を利用して、千島列島東方で2006年11月15日20時14分($M7.9$)と2007年1月13日13時23分($M8.2$)に発生した2つの地震について、体積歪計で記録された波形データから、それぞれの地震のモーメントマグニチュード(M_w)の推定を行った。 M_w 推定には、体積歪計の観測波形と理論波形の振幅を比較する方法(気象庁地震予知情報課, 2005)を用いた。

観測データとしてはLP成分の1秒サンプリングデータを使用した。分解能の高いSP成分は、大きな地震動によって振り切れたため使用できなかった。第2-20図に藤枝で記録された2つの地震の観測波形を示す。体積歪計によって記録されるのは広域の岩盤の歪ではなく、管体の歪であり、そのままでは振幅について議論することができない。したがって、広域の岩盤の歪として扱うために観測データにはキャリブレーション定数(気象庁, 2004; 気象庁, 2005)を用いた補正処理を施した。

理論波形はGlobal CMT ProjectによるCMT解を用いて、一次元地球構造モデルPREMの固有モード周期45–3300秒の重ね合わせにより計算した。この際、スカラーモーメント量を、2006年11月15日の地震については $M_w8.1$ 相当から8.3相当まで、2007年1月13日の地震については $M_w8.0$ 相当から8.2相当まで0.1刻みで変化させて、スカラーモーメント量の異なる3つのデータセットをそれぞれの地震について用意した。

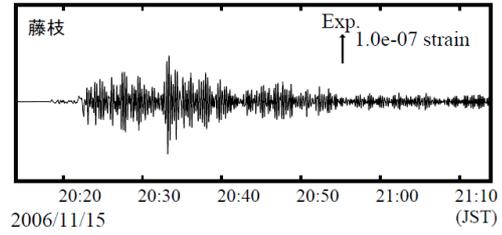
得られた観測波形と理論波形に周期200–333秒のバンドパスフィルタを時間軸の正逆両方向にかけ、観測点ごとに両者の振幅を比較した。藤枝についての振幅比較結果を第2-21図に示す。網掛けで示されたキャリブレーション定数による観測データ補正の誤差範囲(1σ)を考慮しても、2006年11月15日の地震については $M_w8.2$ 相当の場合が、2007年1月13日の地震については $M_w8.1$ 相当の場合が、体積歪計の観測波形と理論波形の振幅が最もよく整合することがわかる。観測データの品質の良否と観測波形と理論波形のフィッティングの良否から第2-19

図に示す 6 観測点を選び出した．これらの観測点全体として，2006 年 11 月 15 日の地震については，観測点ごとにばらつきがあるが，概ね Mw8.2 相当の場合の理論値との波形の合いが良い(第 2-22 図 (a))．一方，2007 年 1 月 13 日の地震については，比較的ばらつきが小さく，Mw8.1 相当の場合が観測波形の振幅を説明する (第 2-22 図 (b))．

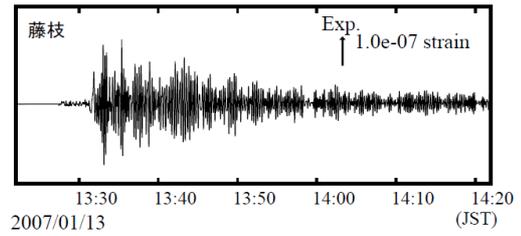


第 2-19 図 解析に使用した埋込式体積歪計の配置．

(a) 2006年11月15日

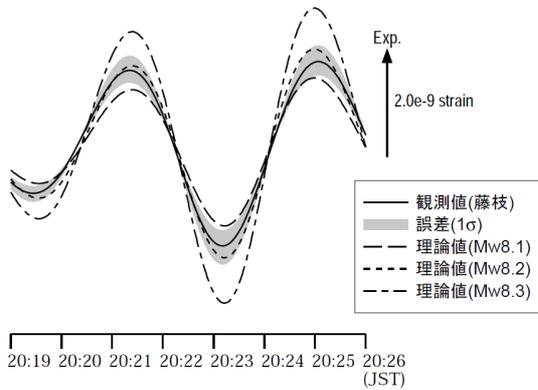


(b) 2007年1月13日

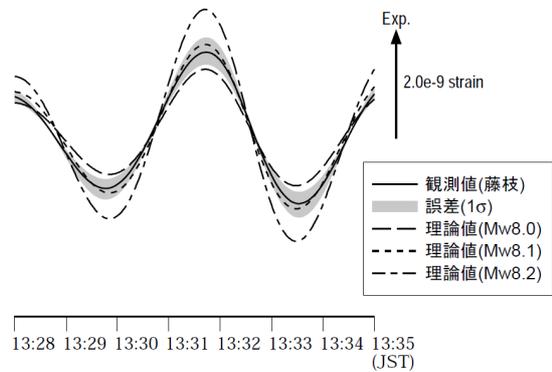


第 2-20 図 藤枝観測点で観測された地震波形．(a)2006 年 11 月 15 日の地震波形，(b)2007 年 1 月 13 日の地震波形．データは LP 成分の 1 秒サンプリングデータ．

(a) 2006年11月15日

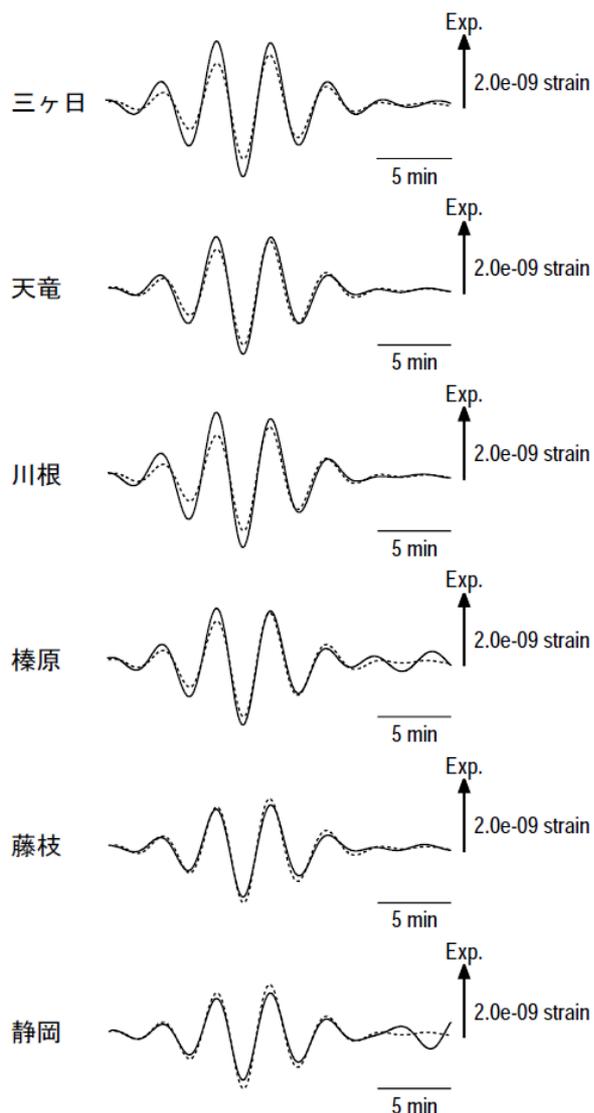


(b) 2007年1月13日



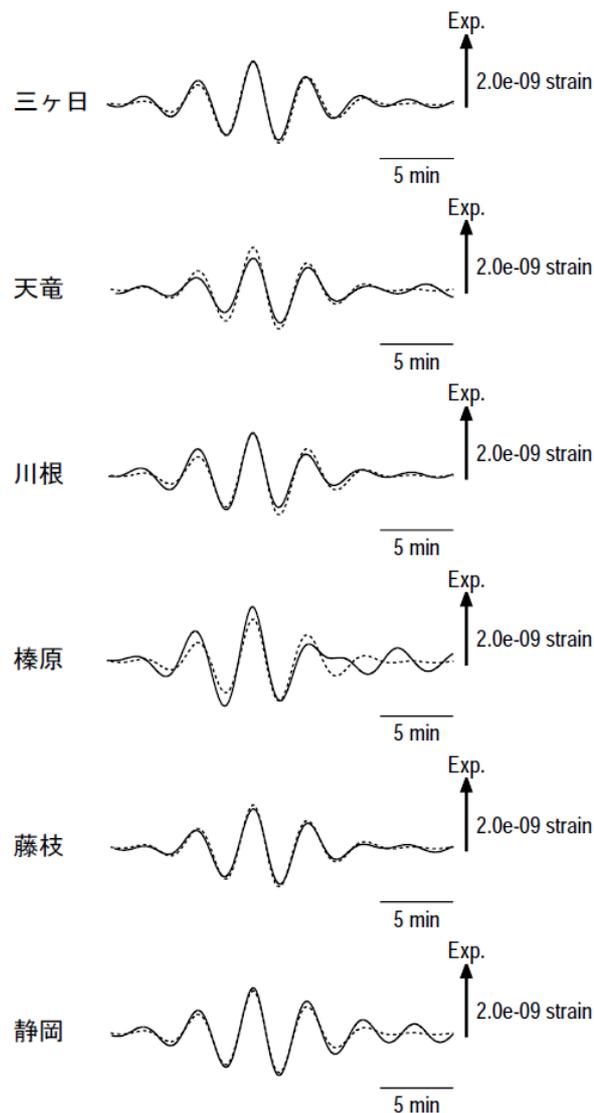
第 2-21 図 藤枝観測点の観測波形と理論波形の振幅比較．(a)2006 年 11 月 15 日の地震，(b)2007 年 1 月 13 日の地震．データには周期 200–300 秒のバンドパスフィルタを時間軸の正逆両方向にかけている．網掛けはキャリブレーション定数による観測データ補正の誤差範囲 (1σ)．

(a) 2006年11月15日



— 観測値
- - - 理論値(Mw8.2)

(b) 2007年1月13日



— 観測値
- - - 理論値(Mw8.2)

第 2-22 図 理論波形と体積歪観測点 6ヶ所の観測波形の振幅比較。(a)2006年11月15日の地震についての比較理論波形は Mw8.2 相当の場合。(b)2007年1月13日の地震についての比較, 理論波形は Mw8.2 相当の場合。データには周期 200-300 秒のバンドパスフィルタを時間軸の正逆両方向にかけている。

文献

気象庁(2004):長周期地震応答を利用した体積歪計のキャリブレーション結果報告, 第 219 回地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会資料.
 気象庁(2005):長周期地震応答を利用した榛原(新)のキャリブレーション結果報告, 第 229 回地震防災対策強化地域判定会委員打合せ会資料.
 気象庁地震予知情報課(2005):埋込式体積歪計の記録から推定さ

れるスマトラ沖地震の Mw, 地震予知連絡会会報, 74, 575-575.
 二瓶信一, 上垣内修, 佐藤馨(1987):埋込式体積歪計による観測(1), 験震時報, 50, 65-88.

2.8 2つの地震の規模と地震動について⁹

表 2-2 各種マグニチュードの値

		11/15	01/13	備考
気象庁	M _{JMA}	7.9	8.2	原則、周期6秒程度以下の変位記録から計算
"	M _w	8.2	8.1	体積歪計(周期200～330秒程度)から計算
"	M _w	8.0	8.1	周期数秒～数百秒の遠地実体波(STS1)解析から計算
"	M _t	8.3	8.1	日本の検潮記録から計算
USGS	M _s	7.8	8.2	
"	M _w	7.9	7.9	
"	mb	6.6	7.3	
GCMT	M _w	8.3	8.1	

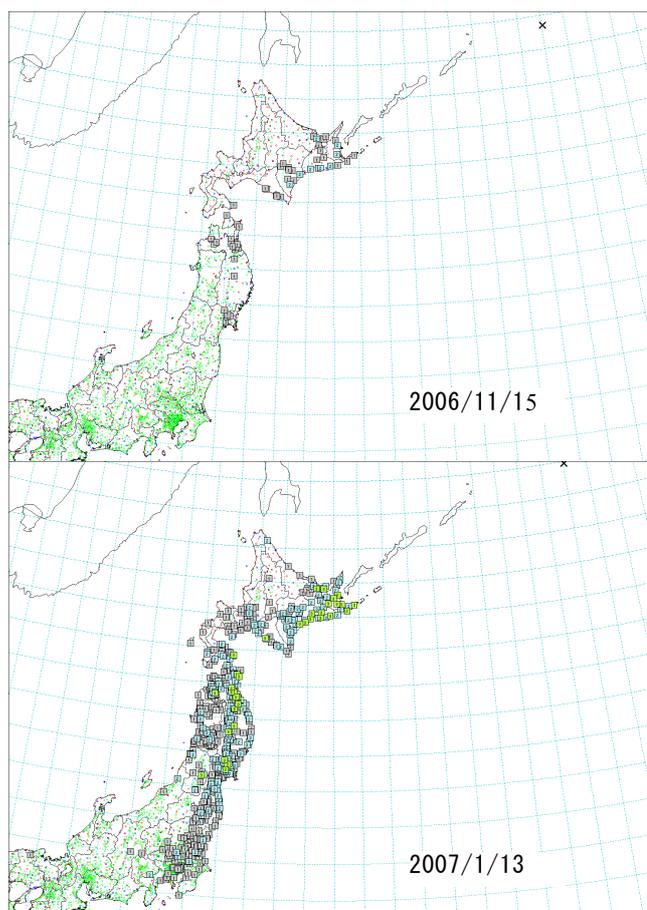
M_{JMA}は通常用いられる気象庁のマグニチュード、M_wはモーメントマグニチュード、M_tは津波マグニチュード、M_sは表面波マグニチュード、mbは実体波マグニチュードである。

この節では、2つの地震についての地震動とそれらから推定される地震の規模について述べる、表 2-2 は、各種マグニチュードの比較、第 2-23 図は、今回の2つの地震の震度分布図である、

表 2-2 によれば、用いる波形などにより、M の大小が入れ替わっている。一般に短周期を用いる場合は1月の地震の方が大きく、長周期になると11月の方が大きい。

震度は、およそ周期 0.1 秒～2 秒程度までを対象とした揺れの指標であり、地震波の周期が2秒を超えるとほとんど観測されない。2秒より短い周期については1月の地震の方が地震波を11月の地震よりはるかに多く含んでいたといえる。また、地震計がない時代の過去の地震を調べる際には、震度や津波の記録によらざるを得ないが、11月のタイプの地震の規模推定は、震度だけからみると過小評価となることが推測できる。

強震波形は、11月の地震が収集基準である最大震



第 2-23 図 11月と1月の地震の震度分布図

表示範囲は2つの図で同じである。震度を観測していない観測点についても位置を表示している。

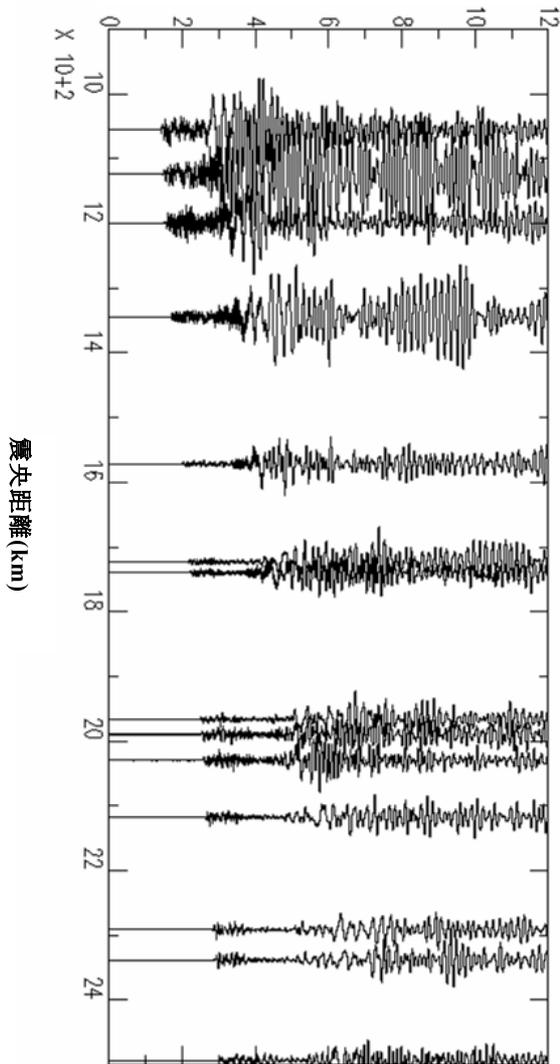
度3に達していないため、防災科学技術研究所のKnet及び気象庁震度計については、強震波形が得られなかった。ここでは、短周期から長周期の様子が把握できる STS 地震計及び藤枝体積歪計で波形比較及びフーリエ解析を行った(第 2-24 図, 第 2-25 図)。

第 2-24 図によれば、周期数秒から 10 秒程度の短周期の振幅は1月の地震の方が大きい傾向がある。しかし、より長周期に関しては、波形だけから判別しにくい。第 2-25 図によるフーリエスペクトル解析では、周期 100 秒を超えるあたりから11月の地震の振幅が大きく、それより短周期の場合は1月の地震の振幅が大きくなっている。長周期での振幅の大小は、断層面積の大小(2.6 参照)や断層のすべり速度などに関連していると考えられる。

それぞれの地震動の特徴としては、11月が長周期卓越型であるのに対して、1月が長周期から短周期まで広範囲の地震波を含んでいたことが分かった。

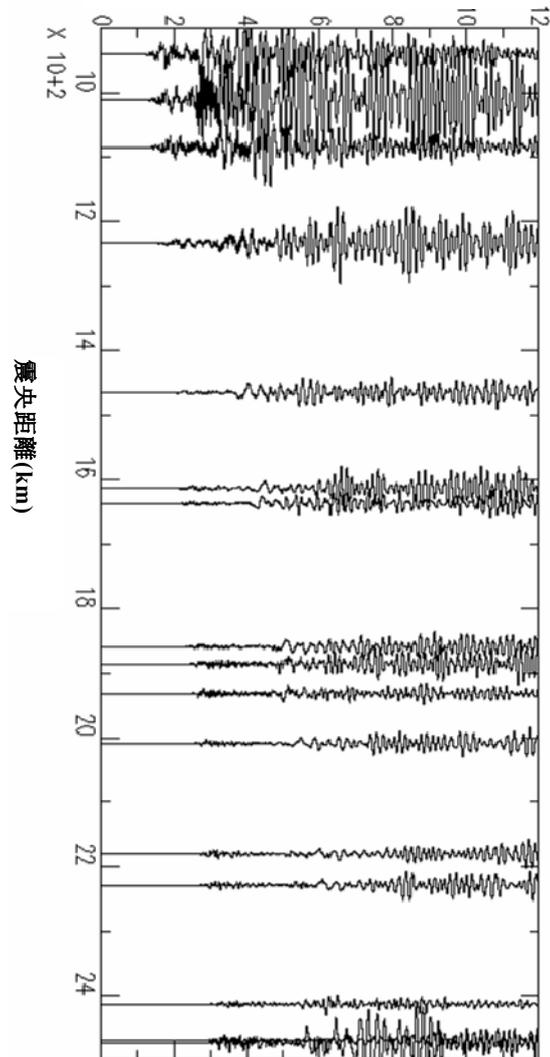
9 福満修一郎 総務課
石垣 祐三 地震予知情報課

2007年1月13日 : Ms8.2

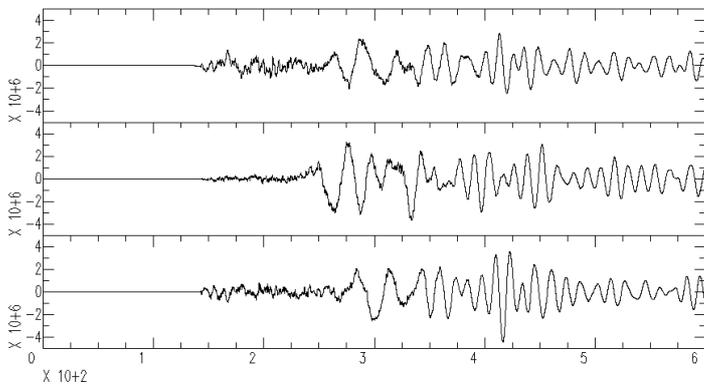


2006年11月15日 : Ms7.8

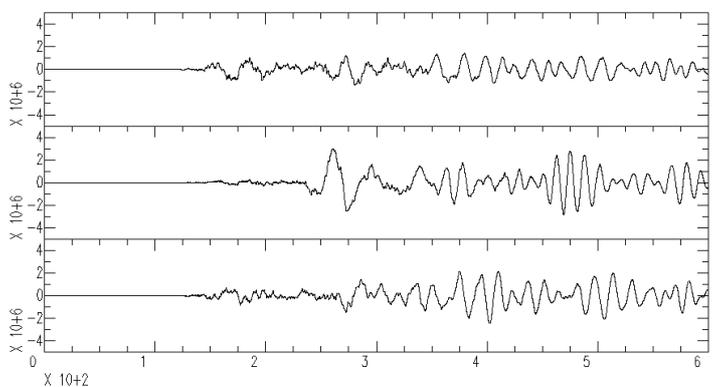
2つの地震の震央距離が異なるため、ずらして表示している、



STS 上川朝日

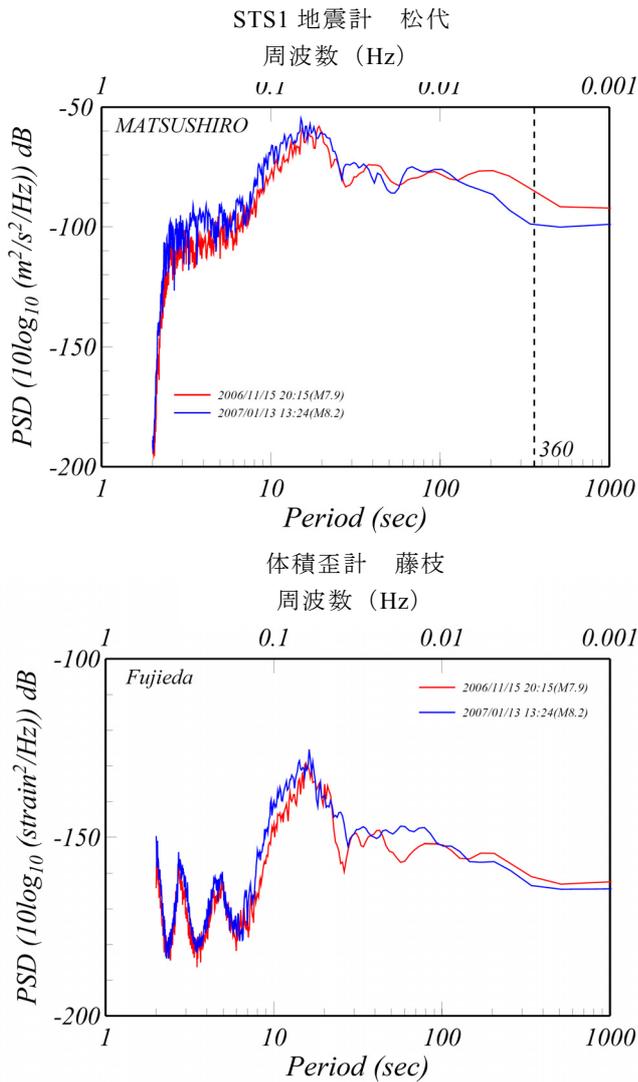


STS 上川朝日



第 2-24 図 STS1 観測点による速度波形比較

上は、時間軸は 0 秒から 1200 秒、震央距離順に並べてある。下は、上川朝日の波形到達前後の約 60 秒を拡大下ものである。振幅のサイズは左右とも同じスケールである。



第 2-25 図 2つの地震のフーリエ変換

上は、松代 STS1、下は藤枝体積歪によるフーリエ変換結果である。周期 100 秒まではやや 1 月の地震が大きい、それより長い周期になると、どちらの観測点も 11 月の方が大きい傾向を示す。

3 津波¹⁰

3.1 概要

2006年11月15日、2007年1月13日の地震による津波は、北海道日本海沿岸からオホーツク海沿岸、太平洋沿岸及び伊豆・小笠原諸島で観測された。国内の検潮所で、最も高い津波を観測したのは三宅島坪田で、2006年11月15日の地震では84cm、2007年1月13日の地震では43cmの津波を観測した。

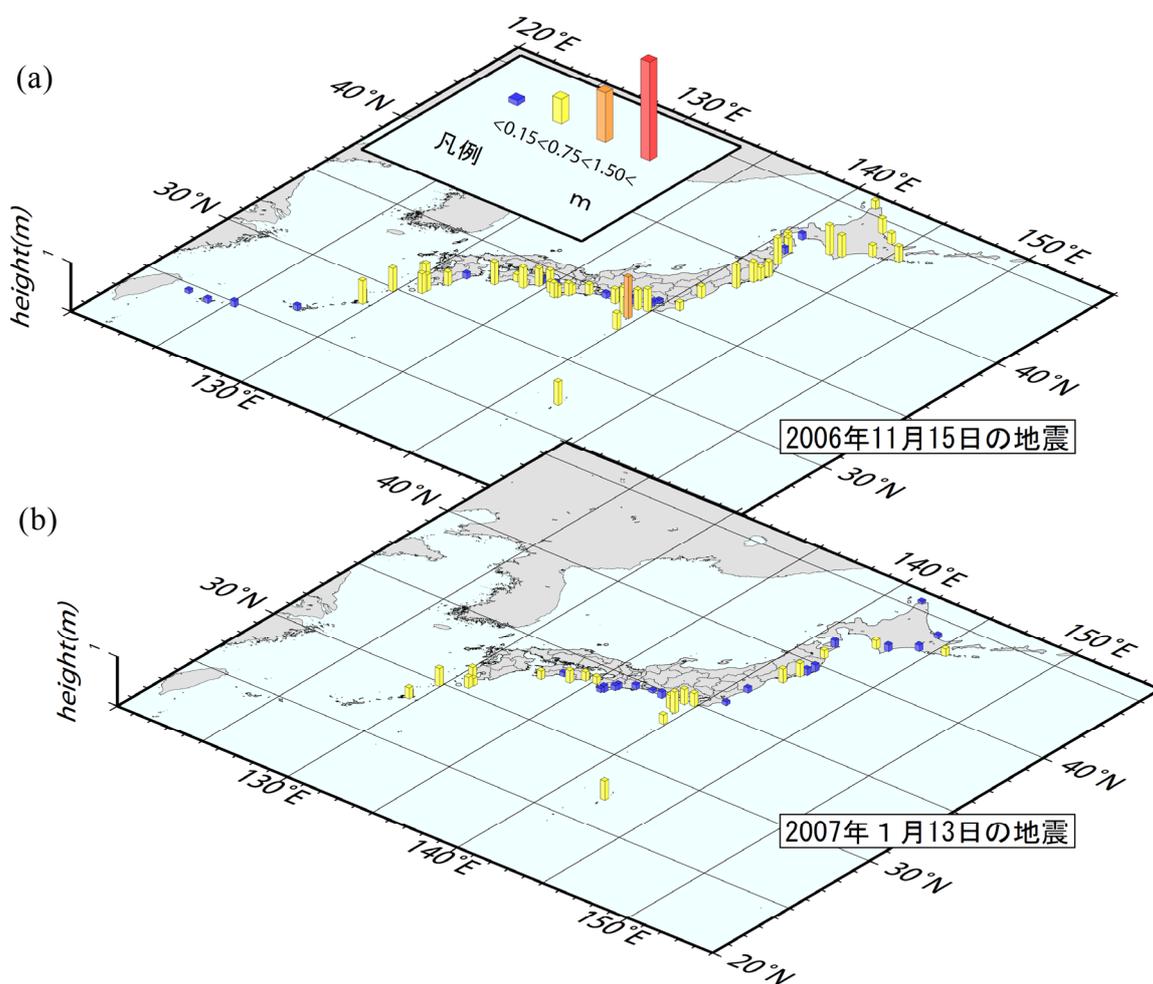
また米国大気海洋庁(NOAA)のまとめによれば、これらの地震により国外においても、太平洋沿岸諸国で津波が観測されている。

津波による被害は、国内では報告されていないが、国外では2006年11月15日の地震の津波により、ハ

ワイのワイキキで負傷者1名など、太平洋沿岸各国で若干の被害を生じた(2007年5月29日現在。日本国内の被害は総務省消防庁、国外はUSGSによる)。

3.2 津波の観測

2006年11月15日、2007年1月13日の地震による津波の各検潮所における最大の高さを図3-1に、主な検潮所において観測された検潮波形を図3-2に、2006年11月15日、両方の地震による津波の最大の高さの比較を図3-3に、各検潮所における検潮記録の読み取り値を表3-1に示す。それぞれの図表において、(a)は2006年11月15日の地震による津波、(b)は2007年1月13日の地震による津波のものである。

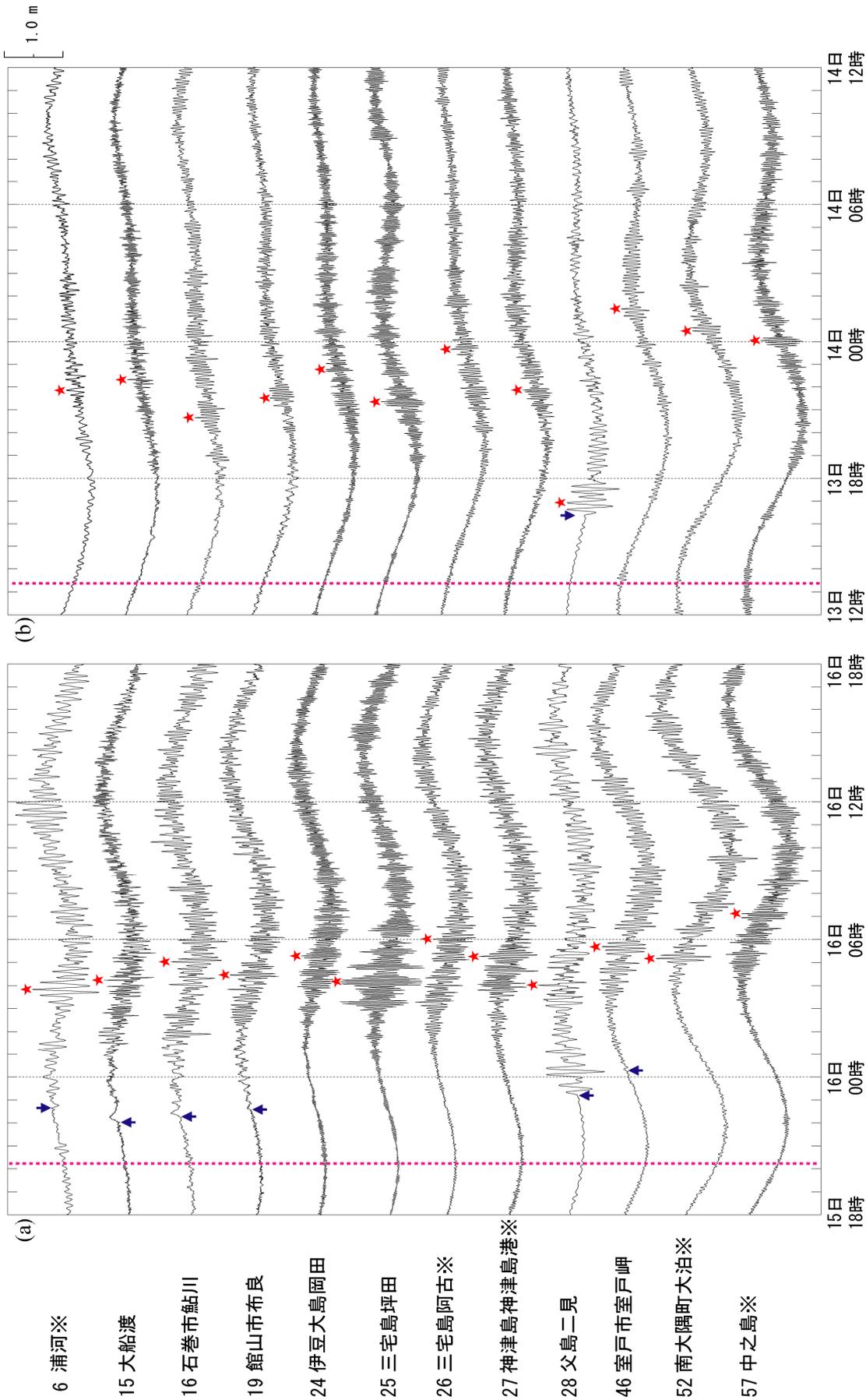


第3-1図 津波観測図

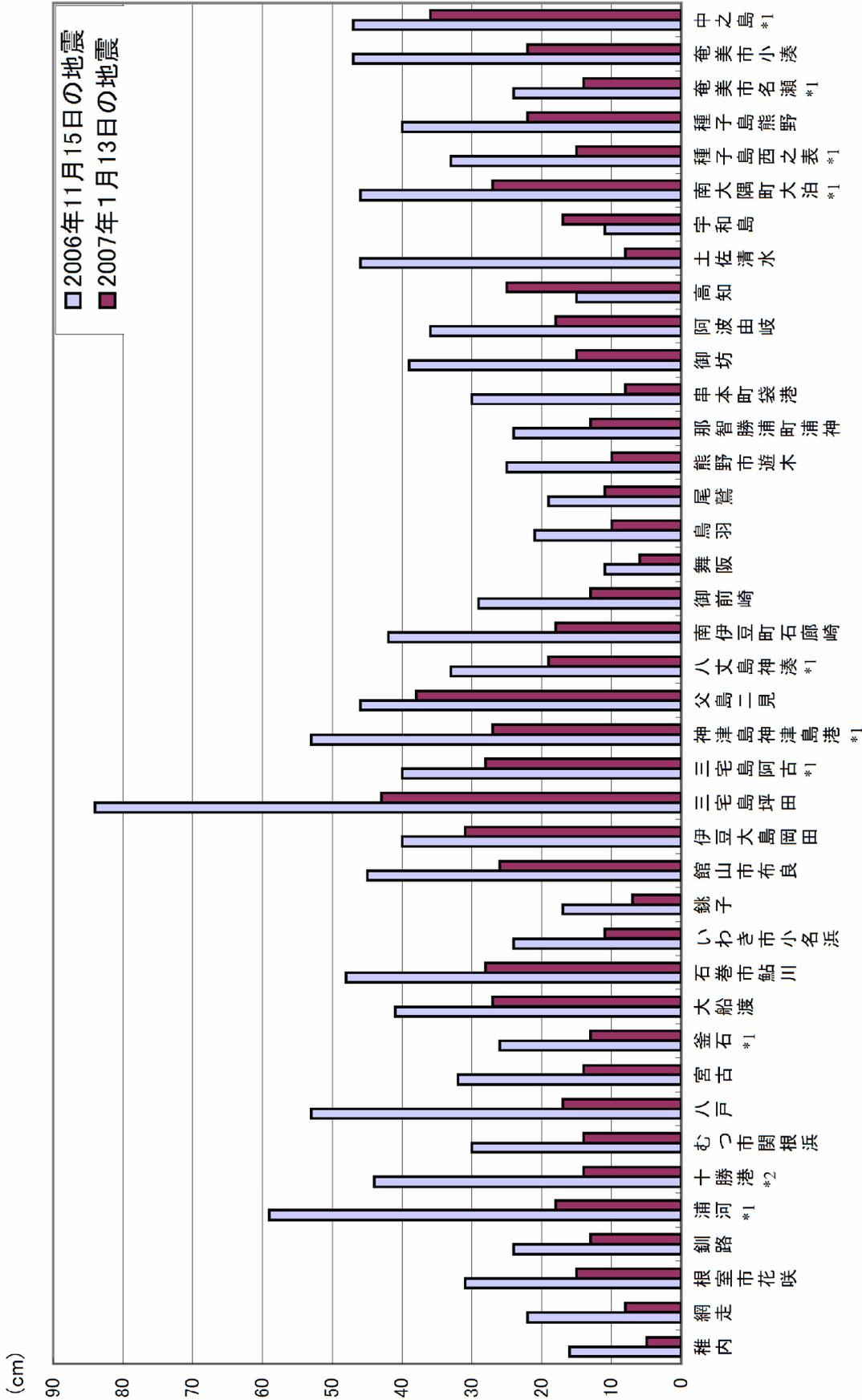
図は津波の最大の高さを示している。(a)2006年11月15日の地震による津波の最大の高さ。

(b)2007年1月13日の地震による津波の最大の高さ。なお、2007年1月13日の地震による津波の値は暫定値であり後日変更される場合がある。

10 中田 健嗣 地震津波監視課
西前 裕司 地震津波監視課
浦田 紀子 管理課



第3-2図 検潮所で観測した津波の波形比較 (a)2006年11月15日の地震の津波波形 (2006年11月15日18時～16日18時), (b)2007年1月13日の地震の津波波形 (2007年1月13日12時～14日12時). 点線は本震の発生時刻, 青色の矢印は津波の第一波の到達時刻, 星印は最大の高さの発現時刻を示す. 矢印がない検潮所は第一波到達時刻が決定できなかったことを示す. また, 検潮所に※が付しているものは海上保安庁, その他は気象庁の所屬である. それぞれの検潮所の位置を第3-6図に示す.



第3-3図 観測された津波の最大の高さの比較
 2006年11月15日の地震と2007年1月13日の地震の両方で、津波を観測した検潮所における観測値を表示した。なお、検潮所名に付した*1は海上保安庁、*2は国土交通省北海道開発局の所属であることを示す。その他の観測点は気象庁の所属である。検潮所の位置を第3-6図に示す。

第3-1(a)表 2006年11月15日の地震により、検潮所で観測した津波の観測値

番号	観測点名	第一波			最大の高さの波			所属	
		到達時刻 a	走時	高さ	周期	発現時刻 b	経過時間 b-a		高さ
		日 時 分	時 分	cm	分	日 時 分	時 分		cm
1	稚内	15 23 20	3 6	+10	9	16 4 50	5 30	16	気象庁
2	紋別	15 22 19	2 5	+7	10	15 23 16	0 57	30	海上保安庁
3	網走	15 21 57	1 43	+13	36	16 2 59	5 2	22	気象庁
4	根室市花咲	15 21 34	1 20	+25	19	16 1 52	4 18	31	気象庁
5	釧路	15 21 43	1 29	+21	19	16 5 56	8 13	24	気象庁
6	浦河	15 22 40	2 26	-9	17	16 3 50	5 10	59	北海道開発局
7	十勝港	15 21 54	1 40	+29	25	16 0 56	3 2	44	北海道開発局
8	室蘭	15 - -	- -	-	67	16 5 30	- -	13	海上保安庁
9	函館	- - -	- -	-	30	16 7 32	- -	24	気象庁
10	むつ市大湊	15 - -	- -	-	46	16 0 29	- -	12	海上保安庁
11	むつ市関根浜	- - -	- -	-	10	16 4 16	- -	30	気象庁
12	八戸	15 22 11	1 57	+17	24	16 3 7	4 56	53	気象庁
13	宮古	15 21 59	1 45	+17	21	16 2 34	4 35	32	気象庁
14	釜石	15 21 55	1 41	+15	28	16 3 20	5 25	26	海上保安庁
15	大船渡	15 22 3	1 49	+11	5	16 4 14	6 11	41	気象庁
16	石巻市鮎川	15 22 16	2 2	+14	10	16 5 2	6 46	48	気象庁
17	いわき市小名浜	15 22 29	2 15	+15	14	16 5 43	7 14	24	気象庁
18	銚子	15 22 32	2 18	+12	27	16 10 16	11 44	17	気象庁
19	館山市布良	15 22 35	2 21	+6	7	16 4 28	5 53	45	気象庁
20	東京晴海	- - -	- -	-	70	16 2 28	- -	7	気象庁
21	芝浦	- - -	- -	-	63	16 2 26	- -	7	海上保安庁
22	横浜	- - -	- -	-	58	16 0 46	- -	8	海上保安庁
23	横須賀	- - -	- -	-	28	16 12 24	- -	7	海上保安庁
24	伊豆大島岡田	- - -	- -	-	5	16 5 17	- -	40	気象庁
25	三宅島坪田	- - -	- -	-	5	16 4 4	- -	84	気象庁
26	三宅島阿古	- - -	- -	-	6	16 6 1	- -	40	海上保安庁
27	神津島神津島港	- - -	- -	-	7	16 5 16	- -	53	海上保安庁
28	父島二見	15 23 12	2 58	+18	15	16 4 1	4 49	46	気象庁
29	八丈島神湊	15 22 40	2 26	+5	8	16 3 36	4 56	33	海上保安庁
31	南伊豆町石廊崎	- - -	- -	-	6	16 4 42	- -	42	気象庁
32	沼津市内浦	15 23 8	2 54	+5	9	16 8 36	9 28	13	気象庁
33	御前崎	15 23 54	3 40	-9	11	16 10 24	10 30	29	気象庁
34	舞阪	- - -	- -	-	13	16 9 55	- -	11	気象庁
35	鳥羽	- - -	- -	-	17	16 7 28	- -	21	気象庁
36	尾鷲	15 23 26	3 12	+6	14	16 6 27	7 1	19	気象庁
37	熊野市遊木	15 23 21	3 7	+5	13	16 6 45	7 24	25	気象庁
38	那智勝浦町浦神	15 23 31	3 17	+7	11	16 6 19	6 48	24	気象庁
39	串本町袋港	15 23 34	3 20	+3	13	16 12 48	13 14	30	気象庁
40	白浜町細野	15 23 47	3 33	+6	8	16 9 9	9 22	21	気象庁
41	御坊	15 23 48	3 34	+5	6	16 10 41	10 53	39	気象庁
42	和歌山	16 0 10	3 56	+4	48	16 12 46	12 36	7	気象庁
43	小松島	- - -	- -	-	27	16 5 12	- -	10	気象庁
44	阿波由岐	15 23 51	3 37	+9	11	16 6 2	6 11	36	気象庁
45	室戸市室戸岬	16 0 16	4 2	+4	10	16 5 41	5 25	42	気象庁
46	高知	- - -	- -	-	17	16 9 37	- -	15	気象庁
47	土佐清水	- - -	- -	-	5	16 5 10	- -	46	気象庁
48	宇和島	- - -	- -	-	5	16 8 29	- -	11	気象庁
49	日向市細島	- - -	- -	-	13	16 4 40	- -	12	宮崎県
50	日南市油津	16 0 12	3 58	+8	23	16 8 22	8 10	28	気象庁
51	枕崎	- - -	- -	-	16	16 12 59	- -	35	気象庁
52	南大隅町大泊	- - -	- -	-	10	16 5 11	- -	46	海上保安庁
53	種子島西之表	- - -	- -	-	7	16 10 19	- -	33	海上保安庁
54	種子島熊野	16 0 12	3 58	+7	11	16 5 30	5 18	40	気象庁
55	奄美市名瀬	- - -	- -	-	23	16 11 56	- -	24	海上保安庁
56	奄美市小湊	16 0 40	4 26	+15	11	16 4 58	4 18	47	気象庁
57	中之島	- - -	- -	-	5	16 7 7	- -	47	海上保安庁
58	那覇	16 2 2	5 48	+5	24	16 16 58	14 56	11	気象庁
59	宮古島平良	16 2 30	6 16	+5	10	16 13 8	10 38	12	沖縄総合事務所
60	石垣島石垣港	16 2 14	6 0	+4	10	16 9 23	7 9	10	気象庁
61	与那国島久部良	- - -	- -	-	10	16 12 21	- -	7	気象庁

第一波の高さの数値は正の値が押し、負の値は引きであることを示す。第一波の到達時刻と高さの欄の — は、値が決定できないことを示す。

第3-1(b)表 2007年1月13日の地震により、検潮所で観測した津波の観測値

番号	観測点名	第一波			最大の高さの波				所属
		到達時刻 a	走時	高さ	周期	発現時刻 b	経過時間 b-a	高さ	
		日 時 分	時 分	cm	分	日 時 分	時 分	cm	
1	稚内	13 16 48	3 24	-3	37	14 0 56	8 8	5	気象庁
3	網走	13 15 25	2 1	+5	10	13 16 33	1 8	8	気象庁
4	根室市花咲	13 14 39	1 15	-11	23	13 16 34	1 55	15	気象庁
5	釧路	13 14 56	1 32	-7	17	14 5 46	14 50	13	気象庁
6	浦河	13 - -	- -	-	13	13 21 51	- -	18	海上保安庁
7	十勝港	13 15 6	1 42	-12	17	13 22 37	7 31	14	北海道開発局
11	むつ市関根浜	13 - -	- -	-	6	14 0 0	- -	14	気象庁
12	八戸	13 15 26	2 2	-8	23	13 21 48	6 22	17	気象庁
13	宮古	13 15 7	1 43	-8	9	13 21 30	6 23	14	気象庁
14	釜石	13 15 13	1 49	-7	9	13 23 44	8 31	13	海上保安庁
15	大船渡	13 - -	- -	-	4	13 22 20	- -	27	気象庁
16	石巻市鮎川	13 - -	- -	-	8	13 20 40	- -	28	気象庁
17	いわき市小名浜	13 15 44	2 20	-7	26	13 21 12	5 28	11	気象庁
18	銚子	13 - -	- -	-	7	13 20 40	- -	7	気象庁
19	館山市布良	13 - -	- -	-	6	13 21 29	- -	26	気象庁
24	伊豆大島岡田	13 - -	- -	-	4	13 22 46	- -	31	気象庁
25	三宅島坪田	13 - -	- -	-	5	13 21 21	- -	43	気象庁
26	三宅島阿古	13 - -	- -	-	8	13 23 41	- -	28	海上保安庁
27	神津島神津島港	13 - -	- -	-	6	13 21 47	- -	27	海上保安庁
28	父島二見	13 16 24	3 0	-16	18	13 16 56	0 32	38	気象庁
29	八丈島神湊	13 - -	- -	-	8	13 20 43	- -	19	海上保安庁
30	南伊豆	13 - -	- -	-	6	13 22 7	- -	16	海上保安庁
31	南伊豆町石廊崎	13 - -	- -	-	6	13 21 49	- -	18	気象庁
33	御前崎	13 - -	- -	-	13	13 19 52	- -	13	気象庁
34	舞阪	13 - -	- -	-	9	13 22 53	- -	6	気象庁
35	鳥羽	13 - -	- -	-	22	13 21 6	- -	10	気象庁
36	尾鷲	13 - -	- -	-	13	14 1 47	- -	11	気象庁
37	熊野市遊木	13 - -	- -	-	11	14 0 4	- -	10	気象庁
38	那智勝浦町浦神	13 - -	- -	-	11	14 3 22	- -	13	気象庁
39	串本町袋港	- - -	- -	-	15	14 2 22	- -	8	気象庁
41	御坊	13 - -	- -	-	6	13 22 15	- -	15	気象庁
44	阿波由岐	13 - -	- -	-	11	13 23 11	- -	18	気象庁
45	室戸市室戸岬	13 - -	- -	-	8	14 1 27	- -	25	気象庁
46	高知	13 - -	- -	-	13	14 1 51	- -	8	気象庁
47	土佐清水	13 - -	- -	-	5	13 23 6	- -	17	気象庁
52	南大隅町大泊	13 - -	- -	-	8	14 0 29	- -	27	海上保安庁
53	種子島西之表	13 - -	- -	-	7	14 3 11	- -	15	海上保安庁
54	種子島熊野	13 - -	- -	-	15	14 1 44	- -	22	気象庁
55	奄美市名瀬	13 - -	- -	-	15	13 22 56	- -	14	海上保安庁
56	奄美市小湊	13 - -	- -	-	8	13 22 31	- -	22	気象庁
57	中之島	13 - -	- -	-	6	14 0 4	- -	36	海上保安庁

第一波の高さの数値は正の値が押し、負の値は引きであることを示す。第一波の到達時刻と高さの欄の — は、値が決定できないことを示す。表中の値は暫定値であり、後日変更される場合がある。

る。

これら2回の津波では、津波が観測され始めてから長いところで十数時間を経た後に最大の高さを観測しており、最大の高さの波が遅れて現れていることが特徴である。また、最大の高さを観測した後も、後続波が長時間観測されており、津波の継続時間が長かったことがわかる。さらに、震源に近い北海道太平洋沿岸よりも、むしろ伊豆諸島・小笠原諸島で高い津波が観測されたことも今回の津波の特徴であ

る。

それぞれの津波の観測について述べると、2006年11月15日の地震による津波の第一波は、地震発生から1時間20分後に根室市花咲に到達した。その後津波の第一波は東北地方から沖縄地方の太平洋沿岸に次々と到達し、最も遅く第一波が到達したのは石垣島石垣港で、地震発生から6時間後の16日2時14分であった。読み取った第一波は、浦河を除いてすべて押しである。観測された津波の高さの最大は、

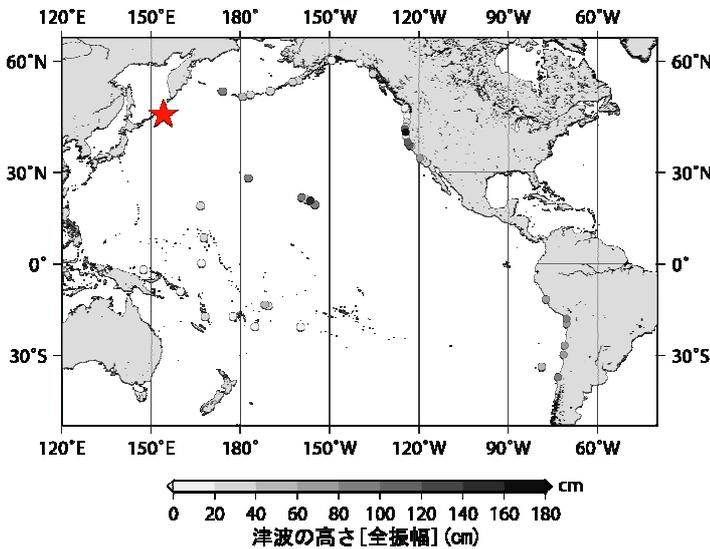
三宅島坪田の 84cm で、次いで高かったのは浦河の 59cm であった。

2007 年 1 月 13 日の地震による津波の第一波は、地震発生から 1 時間 16 分後に根室市花咲で観測された。この津波の第一波は不明瞭で値が決定できない観測点が多い。読み取られた津波の第一波は網走を除いてすべて引きであった。観測された津波の高さの最大は、三宅島坪田の 43cm、次いで父島二見の 38cm であった。

さらに、2006 年 11 月 15 日の地震による津波と、2007 年 1 月 13 日の地震による津波を比較すると、2006 年 11 月 15 日の地震による津波ではほとんどの観測点で第一波が押しであったのに対し、2007 年 1

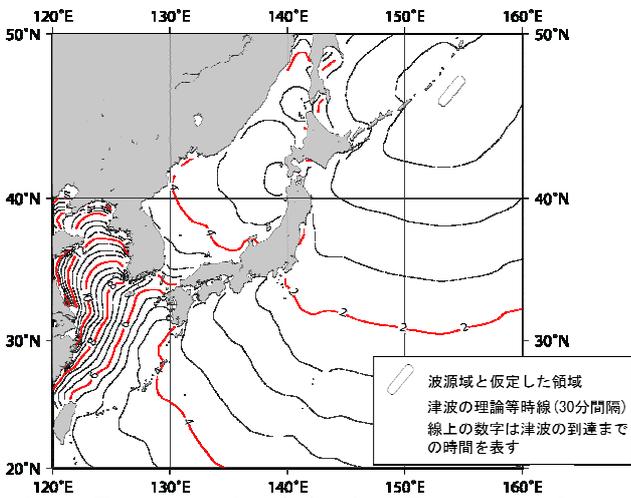
月 13 日の地震による津波ではほとんどの観測点で第一波は引きであった。また津波の検潮波形や最大の高さの値を比較すると、全体に 2006 年 11 月 15 日の地震による津波の方が大きい(第 3-2 図, 第 3-3 図)。

また、これらの津波は太平洋諸国でも観測されている。アメリカ西岸/アラスカ津波警報センター(WC/ATWC)がまとめた津波観測値によると、2006 年 11 月 15 日の地震による津波は、南米西海岸まで到達しており、アメリカのハワイやカリフォルニア州で高い値を観測している(第 3-4 図)。

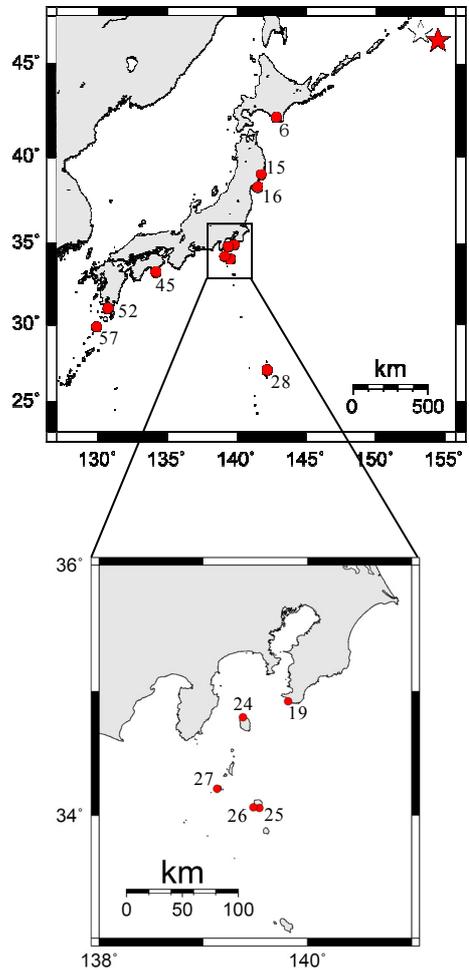


第 3-4 図 太平洋沿岸の津波観測値

2006 年 11 月 15 日の地震による津波の高さ。値はアメリカ西岸/アラスカ津波警報センター(WC/ATWC)がまとめた津波の高さ(全振幅)を引用した。○は検潮所の位置を示す。



第 3-5 図 日本付近の津波の伝播図(2006 年 11 月 15 日の津波)



第 3-6 図 検潮所の位置

図中の☆は 2006 年 11 月 15 日の地震の震央, ★は 2007 年 1 月 13 日の地震の震央の位置を表す。また、図中の番号は、第 3-2 図, 第 3-1 表の観測点の番号と一致している。

2006年11月15日の地震による津波の波源域を、海底で地殻変動が生じた領域であると仮定し、津波の到達時刻を求めた(図3-5)。計算で与えた断層パラメータには、山中(2006)の値を使用している。求められた津波の推定到達時刻は、津波の第1波観測時刻と概ね同様の傾向を示す。

3.3 天皇海山列を考慮した津波シミュレーション

観測記録に現れる後続波の再現を目的として、天皇海山列を考慮した津波シミュレーションを実施した。使用した津波伝播計算モデルは第3-2表のとおりである。断層モデルは、以下のように震源過程解析で得られた解を使用した。山中(2006)及び気象庁の震源過程解析(気象庁, 2007)により推定された断層面上のすべり分布の広がりから一枚の矩形断層を仮定し、すべり量は、 $M_0 = \mu DS$ (ここで、 M_0 : 地震モーメント、 μ : 剛性率、 D : すべり量、 S : 断層面積)の関係から平均的なすべり量 D を求めた。設定した断層パラメータを第3-3表に示す。ここで、2007年1月13日の地震については、断層面積がマグニチュードに比べて著しく小さく、通常の浅い地震の解析に使われる剛性率を使用するとすべり量が大きくなり津波の振幅が観測記録と一致しないため、津波シミュレーションによる直達波の振幅が観測記録と一致するように剛性率を設定した。

千島列島東方の地震による津波は釧路沖などに設置されている海底津波計でも記録されている。これらの記録は沿岸の検潮所で観測された記録に比べて地形の影響を受けにくいことから、波源からの直達波や天皇海山列からの後続波を評価するのに適していると考えられる。海底津波計の記録と計算結果を比較した結果、第3-7図に示すように津波計の有効性が確認された。ここで、海底津波計の記録は圧力計であることから波形には地震動が含まれることがあるため、計算波形との比較にはフィルター処理で短周期成分を除去したものを使用した。

第3-8図に津波伝播計算と観測の比較結果を示す。2006年11月15日、2007年1月13日ともに直達波について振幅、位相とも観測記録と計算波形はよく合っている。また、2006年11月16日02時から03時にかけて、及び2007年1月13日19時から20時にかけて短周期の波が現れている。この波の走時は、震源から断層の短軸方向の延長に海山列を經由して

観測点に至る距離を計測し、水深を4000mとして長波の波速で到達時刻を求めた値とほぼ一致する。このことから、この短周期の波は天皇海山列を經由した波と考えられる。この波の振幅については、計算波形は観測記録と合っている。また、この波は断層の短軸方向の海山へ向かって放出された周期の長い波に比べ、明らかに短波長の波であることから、海山のスケールに依存する散乱波と推測される。また後続波が長時間にわたり継続しているのは、第3-9図の水位分布でみるように、海山列で連続的に散乱波が発生しているためであると推測される。(以後、この波を散乱波として扱う。)

第3-8図の2006年11月15日の波形に対して、直達波、散乱波に分けてスペクトル解析を行った。直達波として15日21時から16日01時、散乱波として16日02時から06時の波形を使用した。房総沖3の結果を第3-10図に示す。この結果から次のことがわかる。

- ① 観測記録の直達波と散乱波の比較では、直達波に比べて散乱波に短周期成分が明瞭に現れており、散乱波の周期のピークは5分と10分付近の2つある。
- ② 直達波の観測と計算の比較では、短周期成分がほとんど現れない点が一致している。
- ③ 散乱波の観測と計算の比較では、10分付近のピークは両方に現れているが、観測での5分のピークは計算には現れていない。

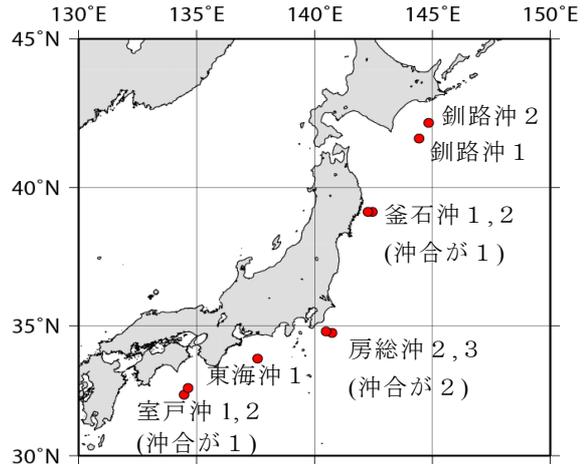
以上のことから、散乱波の計算では短周期の波の再現は可能である一方、より短周期成分の正確な再現までは困難である。

第3-2表 津波伝播計算モデル条件

方程式	球面座標系でのコリオリ力を含む非線形長波(沖合では線形長波)
格子間隔	全領域1分メッシュ(GEBCO)(NOAA, 2006)
時間間隔	1秒
初期条件	1枚断層により地殻変動をOkada(1985)で求め、立ち上がり時間60秒で与える
境界条件	陸側:鉛直壁, 沖側:自由透過
数値解法	差分法
積分時間	24時間
計算領域	E120度~W160度 赤道~N60度

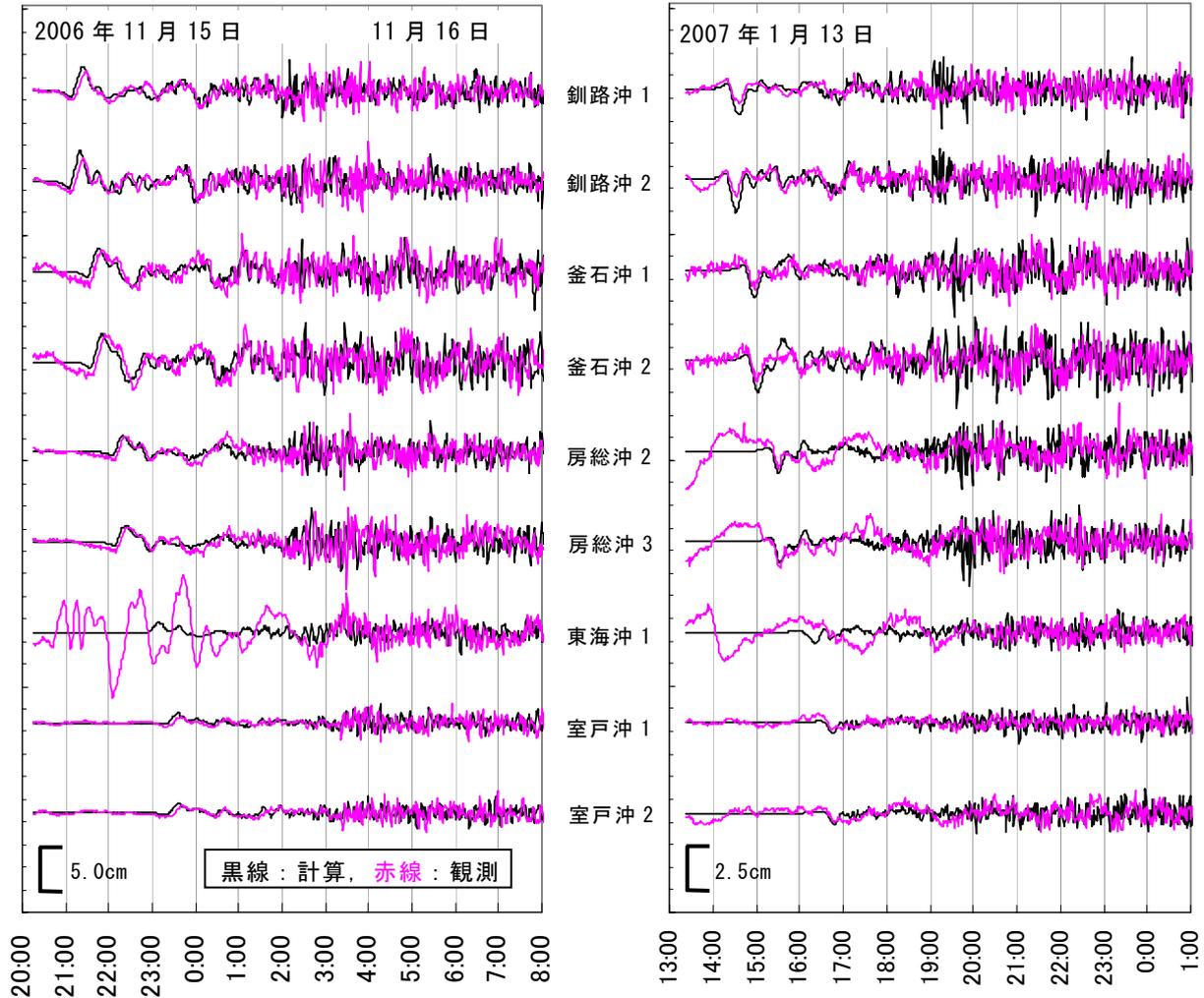
第 3-3 表 設定した断層パラメータ

	2006 年 11 月 15 日	2007 年 1 月 13 日
参照した解	山中解	気象庁解
断層上端左隅緯度経度	(47.3, 155.0)	(47.0, 155.7)
Mo (Nm)	2.1×10^{21} (Mw=8.2)	1.95×10^{21} (Mw=8.1)
剛性率 μ (GPa)	30	70
走向 (°)	220	220
傾斜 (°)	25	40
すべり角 (°)	96	-109
長さ (km)	200	140
幅 (km)	60	50
平均すべり量 D(m)	5.83	4
上端の深さ (km)	14.3	0.2

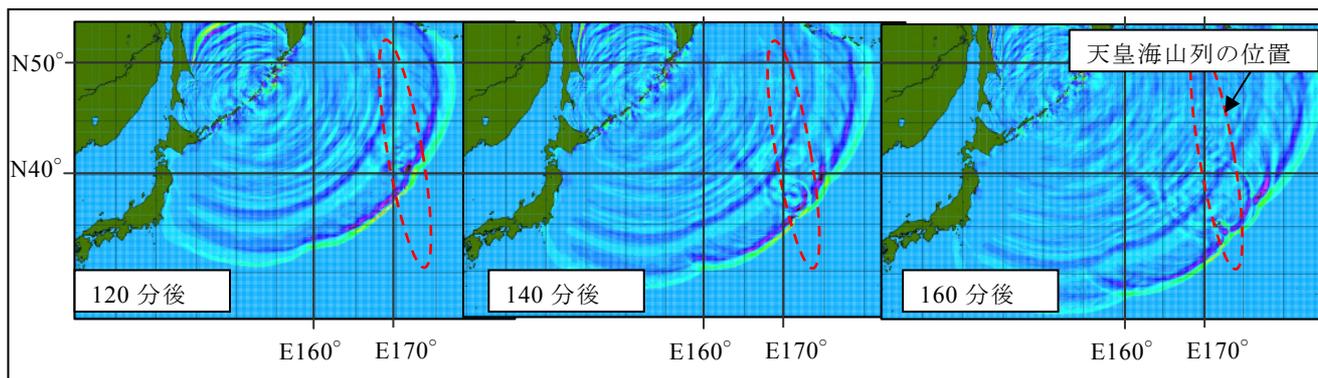


第 3-7 図 海底津波計の位置

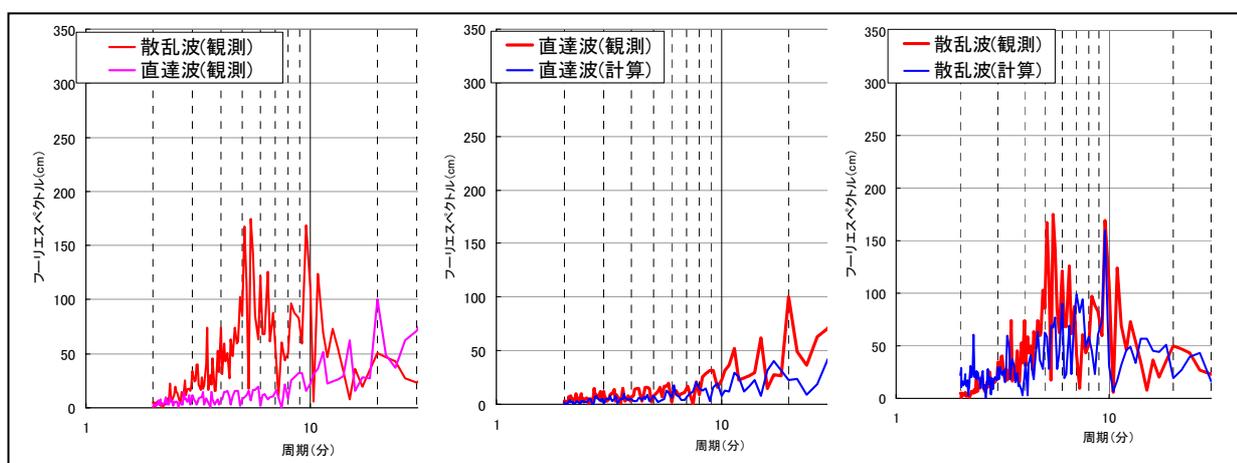
ここで釧路沖 1, 2 と室戸沖 1, 2 は海洋研究開発機構, 釜石沖 1, 2 は東大地震研究所の海底津波計である。



第 3-8 図 海底津波計の観測記録と計算波形の比較 (左図: 2006 年 11 月 15 日, 右図: 2007 年 1 月 13 日)



第3-9図 2006年11月15日の計算の津波の水位分布
(左から120分後、140分後、160分後．海山列で次々と散乱波が発生している様子が分かる.)



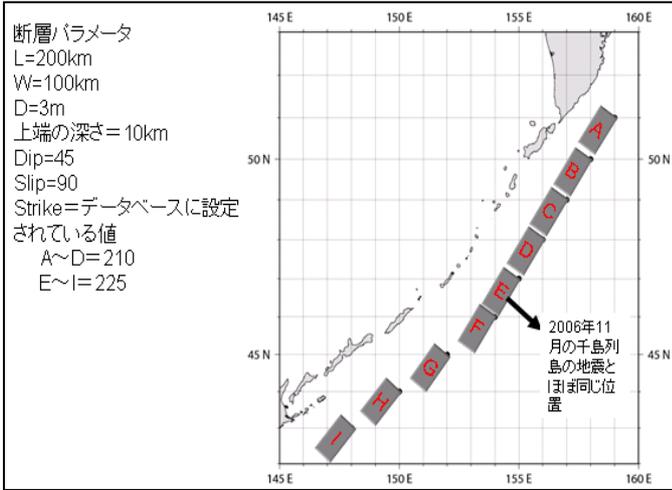
第3-10図 2006年11月15日の房総沖3波形に対するスペクトル解析(左:観測の直達波と散乱波,中央:直達波の観測と計算,右:散乱波の観測と計算.) 直達波は15日21時~16日01時の4時間分,散乱波は16日02時~06時の4時間分を使用した.

次に、千島列島を震源とする地震による津波が天皇海山列で散乱する可能性のある領域を調べるため、断層配置を第3-11図のA~Iのように変化させて、散乱波がどのように現れるかを調べた。ここで断層の走向は海溝軸に沿った方向とする。

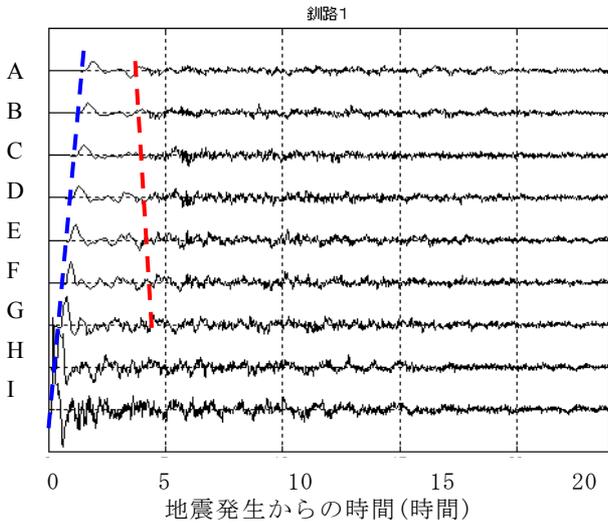
海底地震計の釧路沖1の位置での計算波形を第3-12図に示す。今回設定した断層配置で、散乱波と思われる短周期の波が明瞭に分かるのはA~Gの位置である。震源と観測点の釧路沖1が近いH,Iは、波形の始めから短周期の波が入っている。直達波、散乱波の到達時刻をそれぞれ、青線、赤線で示した。震源位置が南ほど直達波の到達時刻は早くなり、散乱波の到達時刻は遅くなる。赤線のように散乱波の到達時刻がAからGに向かうほど遅くなるのは、震央と天皇海山列の位置関係(第3-13図)から見てわ

かるように、震央から海山で散乱して観測点に至るまでの距離がAからGに向かうほど長くなるためである。

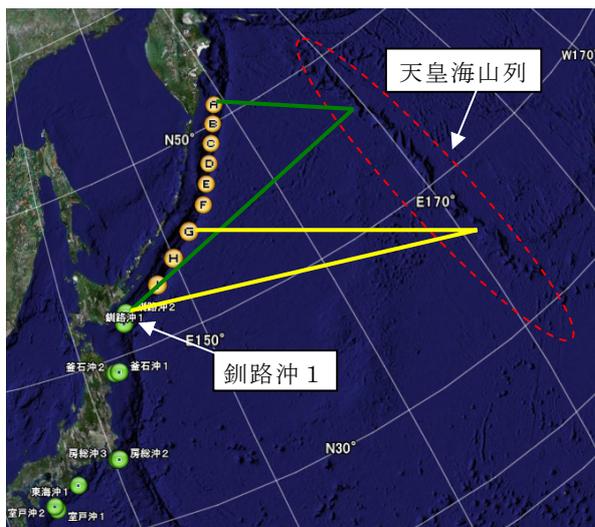
また、第一波に対して遅れて最大波が出る場合もあることに着目し、直達波に対して散乱波が相対的に大きくなる断層配置を見ると、第3-12図から、散乱波が相対的に大きいのはC~E付近である。このことは他の海底津波計でも同様であった。仮に今回よりも断層を小さく設定した場合は、津波の波長が短くなり海山列で散乱する特性も変化すると思われるが、断層が小さいとそもそも散乱波自体も小さく、日本への影響は小さい。津波予報で千島列島東方の地震の天皇海山列からの散乱波の大きさを考える場合は、今回設定した程度以上の地震を対象とすることでよいと考える。



第 3-11 図 断層設定位置と断層パラメータ



第 3-12 図 釧路沖 1 の位置の計算波形(青線, 赤線はそれぞれ, 第一波, 散乱波の到達時刻を結んだ線.)



第 3-13 図 震源と海山, 観測点(釧路沖 1)の位置関係(緑線, 黄線はそれぞれ, 断層位置 A, F から断層の短軸方向へ出た津波が海山を経由して釧路沖 1 へ至る経路. 図の作成には Google Earth を使用した.)

3.4 周辺の過去の津波

千島海溝沿いの, 今回の地震の震央周辺の地域では, 過去にも津波を伴うような地震が発生している. 過去に津波の記録のある地震を図 3-14 に示す. 最大は 1918 年 9 月 8 日に発生した地震において, ウルップ島東部で 12m, 父島で 1.4m の津波(遡上高, NOAA による)が報告されている. また最近では, 1991 年 12 月 22 日に発生した地震においても, 父島で 0.2m の津波(最大の高さ, 気象庁による)を観測しており, 今回の 2 回の地震と同様, 震源に近い北海道太平洋沿岸よりも, 小笠原諸島で高い津波が観測されている.

参考文献

- 山中佳子(2006): EIC 地震学ノート No.183. 11 月 15 日千島列島の地震 (M8.3), 東京大学地震研究所ホームページ: http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2006/EIC183.html
- 気象庁(2007): 千島列島の地震について(2006 年 11 月 15 日 Mj7.9 および 2007 年 1 月 13 日 Mj8.2), 地震予知連絡会会報, Vol. 78, pp. 67-85.
- NOAA(2003): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco/grid/1mingrid.html>

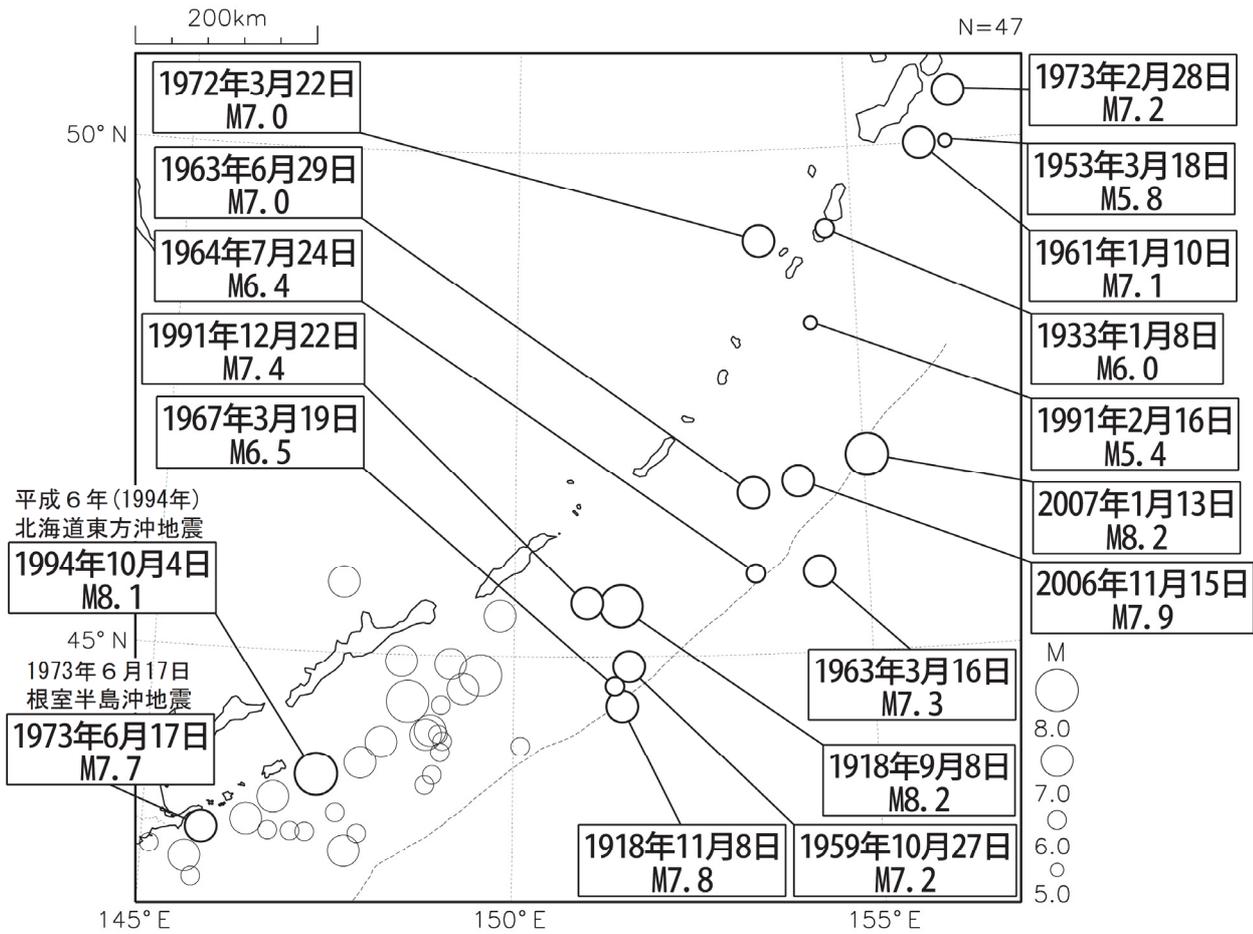


図 3-14 過去に津波の記録がある，千島海溝付近で発生した地震（1910年以降）

震源は米国大気海洋庁（NOAA）による．2006年11月15日の地震と2007年1月13日の地震の震央は気象庁による．