

# Chapter1 Earthquake

## Abstract

An earthquake with a moment magnitude of 9.0 occurred off the Sanriku coast of Japan's Tohoku region at 14:46 JST on March 11, 2011 with a hypocenter located at 38°06.21'N, 142°51.66'E and a focal depth of 24 kilometers. JMA named this earthquake the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake.

CMT focal mechanism solution analysis of the main shock indicated that the focal planes involved were in thrust-type faults with pressure axes in the WNW-ESE direction. One focal plane with a lower dip angle was consistent with those seen in connection with the typical plate-boundary earthquakes that affect the area.

A seismic intensity meter in Kurihara City (Miyagi Prefecture) recorded an intensity of 7, and values of 1 or more were observed over large parts of the country from Hokkaido in the north to Kyushu in the south. Tsunami were observed over a wide region from Hokkaido to Okinawa along the coasts of the Pacific Ocean, the Sea of Japan, the Sea of Okhotsk and the East China Sea. The highest tsunami was over 9.3 meters (see Chapter 2).

As a result of the earthquake and tsunami, 16,278 people died, 2,994 remain unaccounted for and 6,179 were injured, 129,198 houses were destroyed, 254,238 were severely damaged and 715,192 were partially damaged (statistics as of March 11, 2012, from Japan's Fire and Disaster Management Agency).

The earthquake had a velocity response spectrum with flat, strong power between 0.1 and 10 seconds, and although PGA values exceeding 500 gal were observed along the coast of eastern Japan, the peak velocity was not as high as that seen in other major quakes such as the 1995 Kobe Earthquake. Displacement of over 45 centimeters was observed in the prefectures of Miyagi and Chiba (see Section 1.2).

SAR interferometry analysis using the Advanced Land Observing Satellite DAICHI (ALOS) revealed that displacement near the edge of the Oshika Peninsula from a reference point on the Shimokita Peninsula was 4 meters departing in ascending orbit (northward) or 3 meters approaching in descending orbit (southward) (see Section 1.5), although these results may include displacement from aftershocks or afterslips. Results from repeated GEONET observation by the Geospatial Information Authority of Japan indicate that crustal deformation occurred over vast areas of the country with a maximum horizontal displacement of 540 centimeters on the Oshika Peninsula.

The source region of the earthquake is estimated to have had a length of 450 kilometers and a width of 200 kilometers, and the major source process continued for 160 seconds (see Section 1.4). Large aftershocks were felt on the same day. At 15:08, a quake with a magnitude of 7.4 occurred off Iwate Prefecture, which is just north of the source region. At 15:15, another with a magnitude of 7.6 struck off Ibaraki Prefecture in the south of the region. Aftershock activity was very intense over an area extending as far as 500 kilometers (see Figure 1.1.1), including regions where it had previously been quite minimal. In addition, earthquakes from normal faults were observed, which was quite rare for this area (see Section 1.8). Earthquake activity was seen in many areas in the form of large tremors and frequent seismic motion, although the relationship between this activity and the main shock has not been clarified (see Section 1.9).

Throughout history, earthquakes with a magnitude of 7 or more have occurred repeatedly in the area along the Japan Trench (see Section 1.6), and the Earthquake Research Committee (ERC) has identified such tremors as characteristic earthquakes in eight sub-domains. However, the March 11 quake was not one of these nor some of these occurred simultaneously; rather, it was a result of the whole region slipping as one. Its magnitude and displacement were larger than those of any of these previously known characteristic earthquakes. Based on historical information, the Jogan Earthquake of 869 AD is thought to have been a tremor of the type that occurred on March 11, but only one reference to it is found in ancient literature (in *Nihon Sandai Jitsuroku*, or the True History of the Three Reigns of Japan) and some seismologists believe it never occurred. However, recent tsunami sediment studies have revealed evidence of a great tsunami around the time when the Jogan Earthquake is assumed to have occurred. The ERC acknowledged the possibility of the Jogan earthquake in its evaluation report, although there was little time for measures to prevent damage from the 2011 disaster.



# 第1章 地震

## 1.1 概要\*

平成23年(2011年)3月11日14時46分、三陸沖(牡鹿半島の東南東約130km付近)の北緯38度06.21分、東経142度51.66分、深さ24kmを震源とするM9.0(モーメントマグニチュード)の地震が発生した。気象庁はこの地震を「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」(The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake)と命名した。

この地震の発震機構(CMT解)は西北西-東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った。この発震機構はプレートの沈み込み方向と調和的である。

この地震では宮城県栗原市で震度7を観測したほか、東北地方を中心に北海道から九州地方にかけて震度6強から1を観測した。また、北海道から沖縄の太平洋沿岸及び日本海沿岸、オホーツク海沿岸、東シナ海沿岸の一部で津波が観測され、国内の津波観測施設では高いところで9.3m以上となった(第2章参照)。

この地震の揺れ及び津波により、宮城県を中心に岩手県・福島県等で死者16,278名、行方不明者2,994名、負傷者6,179名、住家全壊129,198棟、住家半壊254,238棟、一部損壊715,192棟などの被害を生じた(平成24年3月11日現在、総務省消防庁による)。政府はこの地震による震災の名称を「東日本大震災」とした。

今回の地震の速度応答スペクトルは周期0.1秒程度から10秒程度まで幅広い周期帯にわたってフラットで大きなパワーを持っている。最大加速度の分布は東日本の海岸線付近に500ガル以上の領域が見られるが、他の地震(平成7年(1995年)兵庫県南部地震など)と比べて総じて速度は大き

くない。また、45cmを超える非常に大きな変位振幅が宮城県や千葉県などにみられる(第1.2節参照)。

陸域観測技術衛星「だいち」のPALSARによるデータを用いたSAR干渉解析によると、下北半島を基準として牡鹿半島の先端付近では北行軌道で約4m衛星から遠ざかる方向の、南行軌道で約3mの衛星に近づく方向の地殻変動量が推定されている(第1.5節参照)。ただし衛星の撮像時期の関係により、この結果には余震活動や余効変動を含んでいる可能性がある。国土地理院のGEONETの連続観測によると解析結果(国土地理院, 2011)で牡鹿半島で最大540cmの水平変動が観測されるなど、広域で地殻変動が観測されている。

この地震の震源域は長さ約450km、幅約200kmと推測され、主な破壊継続時間は約160秒に及んだ(第1.4節参照)。同日15時08分には震源域の北、岩手県沖でM7.4の、15時15分には南の茨城県沖でM7.6の余震(最大余震)が発生した。余震活動は長さ約500kmに及ぶ範囲で発生し、非常に活発に推移した(第1.1.1図)。また、今までは地震の発生しなかった領域での地震発生や、これまで見られなかった正断層型の地震の発生も見られた(第1.8節参照)。因果関係は明確ではないが、余震域近傍を中心に様々な地域で大きな地震や活発な地震活動が見られた(第1.9節参照)。

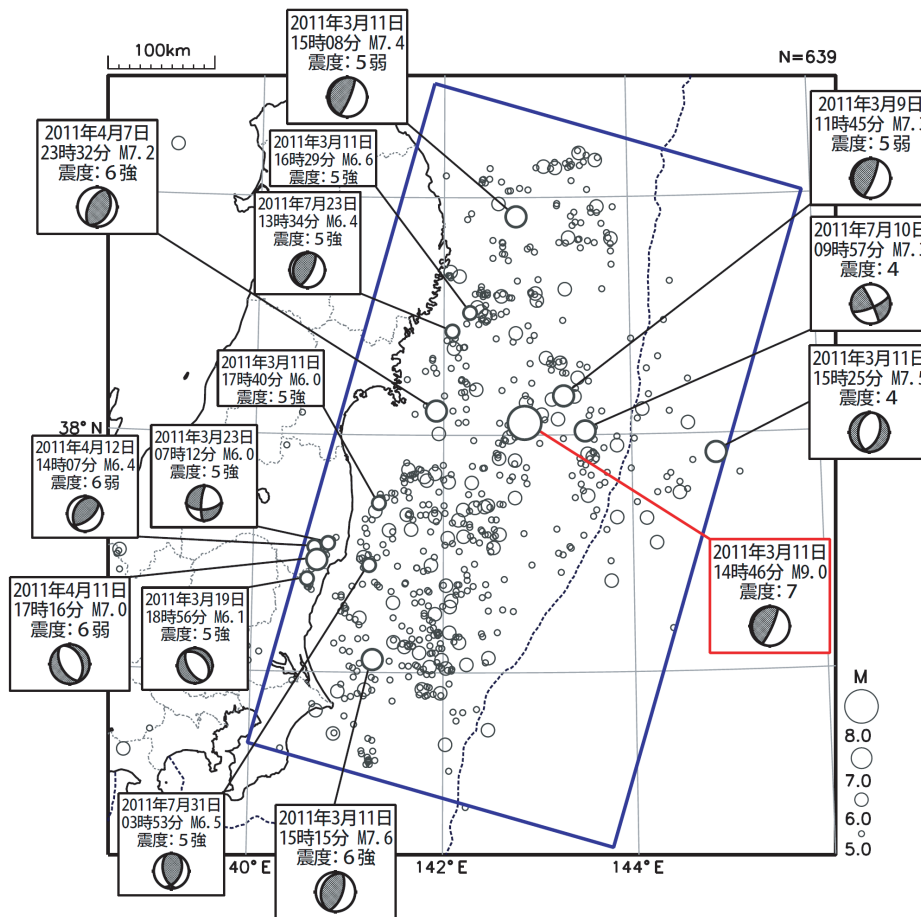
この地域では過去M7.0を超えるような地震が繰り返し起こってきた(第1.6節参照)。地震調査委員会ではこれらの地震を最大の固有地震であるとして長期評価を行ってきた。今回の地震はこれらの領域が独立して起こったのではなく1つの地震としてまとめてすべることにより発生したものであり、地震の規模やすべり量などは複数の

\* 地震火山部地震予知情報課 大竹 和生

地震のそれを単純に足し合わせたものよりも大きい。史料に残されているこのタイプの地震としては869年の貞観地震がある。この地震は「日本三代実録」に記載があるのみでありその実在を疑問視する研究者もいた。しかし近年津波堆積物の調査によって貞観地震に伴う巨大津波の痕跡が確認され（例えばMinoura and Nakaya (1991) など）、地震調査研究推進本部でも「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価の一部改訂について」として貞観地震について記述した矢先であった。

参 考 文 献

国土地理院 (2011) : 東北地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, 86, 184-272.  
 Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) : Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northern Japan. J. Geology, 99, 265-287.



第 1.1.1 図 東北地方太平洋沖地震とその余震

2011年3月1日～2012年2月29日, 深さ0～90km, M ≥ 5.0. 図中の吹き出しは矩形領域内で発生した M7.0以上の地震と M6.0以上で震度5強以上を観測した地震。

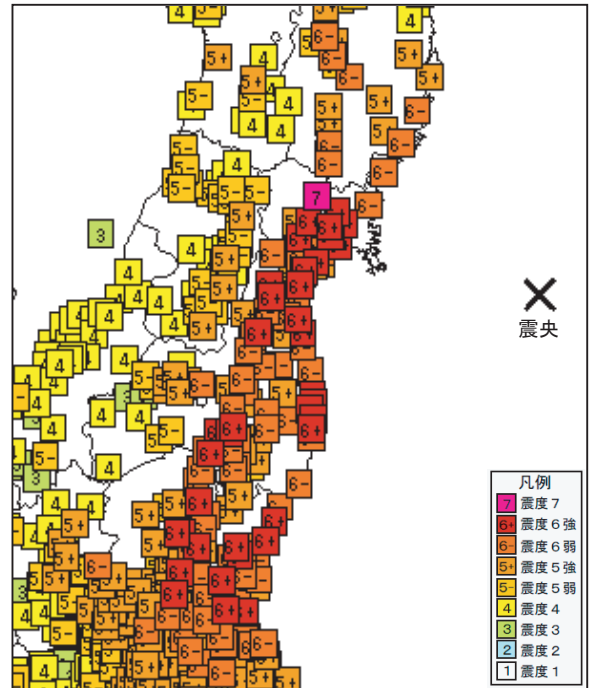
## 1.2 地震動\*

### 1.2.1 地震動の概要

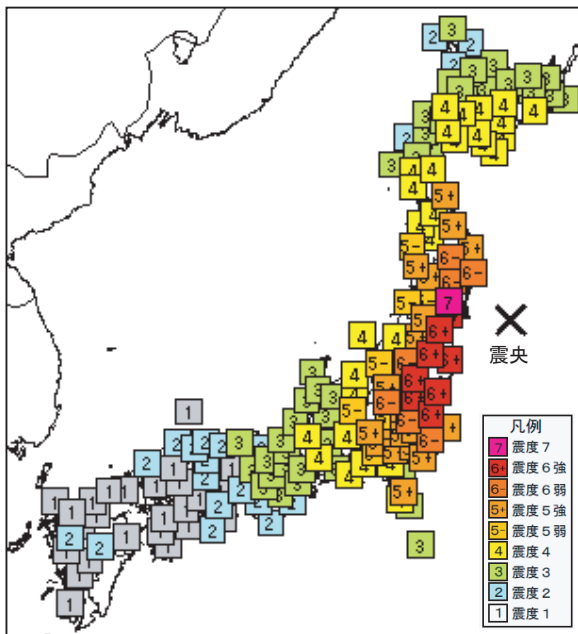
東北地方太平洋沖地震では、震央の西北西約174kmにある宮城県栗原市築館で最大震度7の揺れを観測したほか、宮城県仙台市、宮城県大崎市、福島県白河市、茨城県日立市、栃木県宇都宮市など宮城県、福島県、茨城県、栃木県で震度6強の揺れを観測し、岩手県、宮城県、福島県、茨城県、栃木県、群馬県、埼玉県、千葉県で震度6弱の揺れを観測した（第1.2.1～2図）。なお、17都県で震度5弱以上の揺れを観測しており、宮崎県、沖縄県以外の45都道府県で震度1以上を観測した。

本震の推計震度分布（第1.2.3図）では、宮城県栗原市付近と福島県いわき市付近に震度7の広がりが見え、東北地方から関東地方にかけての広い範囲で震度6弱以上の揺れが推定される。また、北海道から中部地方にかけて震度4以上の揺れが推定される。

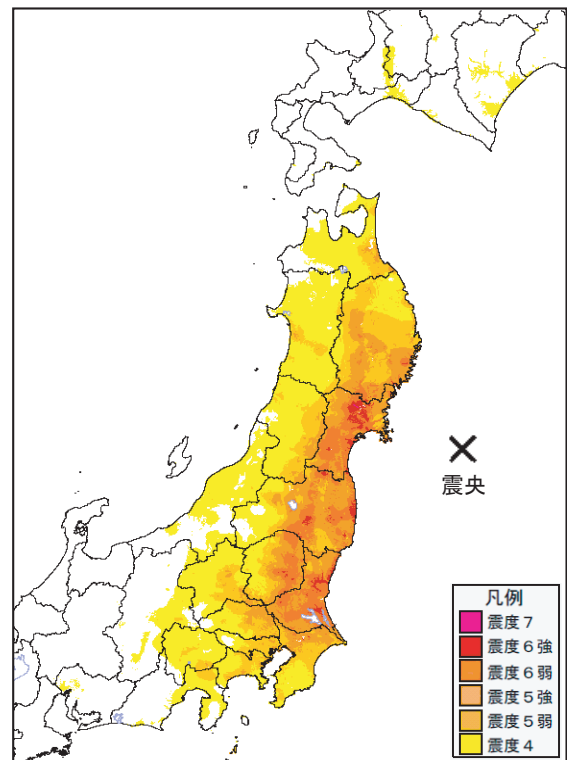
第1.2.4図に東北地方太平洋沖地震で観測された計測震度と距離の関係を示す。断層面からの距



第1.2.2図 3月11日14時46分に発生した本震(M9.0、最大震度7)の市町村ごとの震度分布



第1.2.1図 3月11日14時46分に発生した本震(M9.0、最大震度7)の地域ごとの震度分布

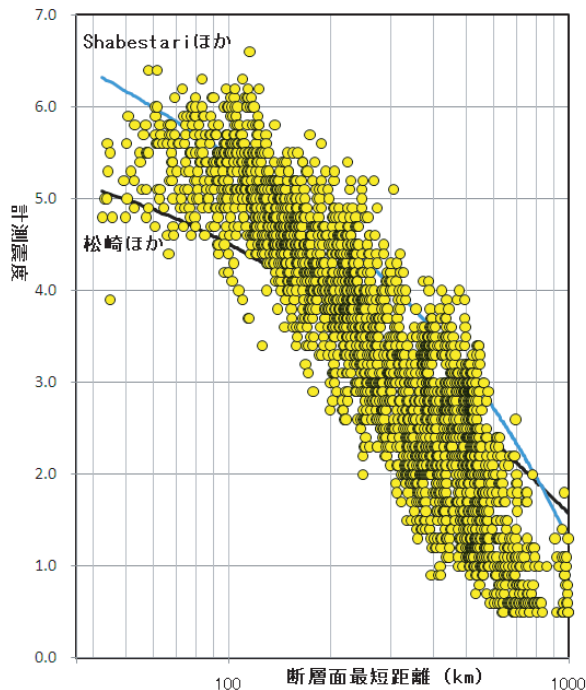


第1.2.3図 3月11日14時46分に発生した本震(M9.0、最大震度7)の推計震度分布

\* 地震火山部地震津波監視課 浦谷 純平, 石垣 祐三

離と計測震度の関係については経験的な関係式がある（図中の黒い曲線は、松崎ほか,2006, 青色の線は Shabestari and Yamazaki,1997). 経験的な計測震度と距離の関係式から得られた値と実際の観測値は、断層面が広いため多少の差やばらつきがあるものと思われる。

震源に近い観測点において観測された計測震度の値が、前述の経験式で計算される値より大きな値となり、震源から遠い観測点で観測された計測震度の値が、前述の経験式で計算される値より小さくなっている。一般に太平洋側で発生する浅い地震では東日本の太平洋岸～関東平野までが揺れやすく、中部山岳より西側では揺れにくい性質がある。一つの要因としては、地表を伝わる揺れと沈み込む太平洋プレート上面に伝わる揺れが、前者ではともに影響し、中部地方以西では太平洋プレートの深さが100kmより深くなるため、地表を伝わる地震波成分だけとなるためと推定できる。

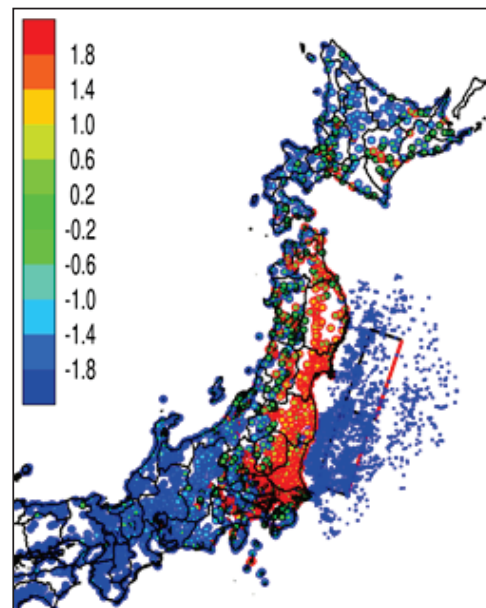


第 1.2.4 図 断層面からの最短距離と計測震度の関係  
●は各観測点の計測震度と断層面からの最短距離との関係をプロットした。青い曲線は断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式（松崎ほか, 2006）、黒い実線は一般的な計測震度と距離との関係式（Shabestari and Yamazaki,1997）から求めた。

第 1.2.5 図と第 1.2.6 図に、観測した震度と地震の規模・断層面最短距離からの経験式（松崎ほか 2006, Shabestari ほか, 1997）で求めた震度（理論値）との差を、それぞれ地図上に示す。東北地方から関東地方の太平洋側にかけて実際の震度が、経験式で得られた震度より大きい値となっている。この原因は前述のプレート形状によるものと考えられるが、断層面を単純な形で想定しているため、距離を実際より長く見積もった影響の可能性もある。

また、第 1.2.7 図に同領域の地盤の揺れやすさを示す。この図の手法は内閣府の全国揺れやすさマップの手法（内閣府, 2005）を単純化したものである\*1。

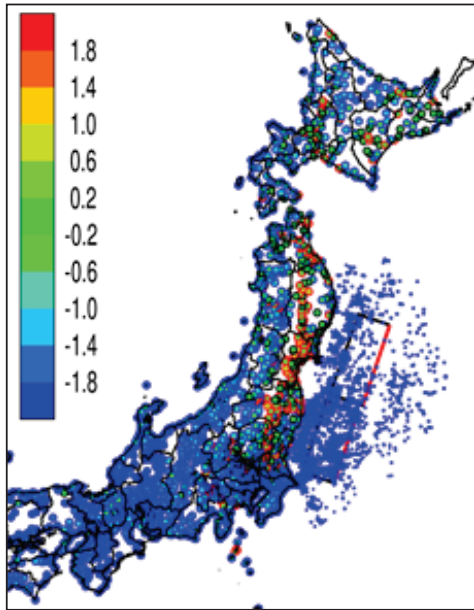
第 1.2.5 図で酒田市や新潟市などで、実際の震度が経験式で推定される震度より大きい値となっているが、これらの地域は第 1.2.7 図で地盤の揺れやすい範囲と一致している。



第 1.2.5 図 地震の規模と震央距離からの経験式（松崎ほか, 2006）で推定される震度（理論値）と観測した計測震度の差分

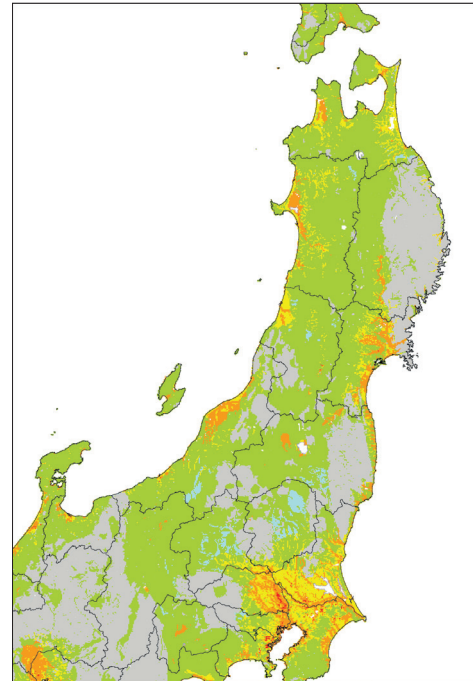
正の値が理論値より観測値が大きいことを示し、負の値が理論値より観測値が小さいことを示す。また、輪郭が赤い点は差分が正、青い点は差分が負の観測点であることを示す。断層面を長方形で示す。





第1.2.6図 地震の規模と震央距離からの経験式 (Shabestari ほか, 1997) で推定される震度 (理論値) と観測した計測震度の差分

正の値が理論値より観測値が大きい事を示し、負の値が理論値より観測値が小さいことを示す。また、輪郭が赤い点は差分が正、青い点は差分が負の観測点であることを示す。断層面を長方形で示す。



第1.2.7図 地盤の揺れやすさ

内閣府の全国揺れやすさマップとほぼ同じ手法により、地盤増幅度より震度増減分を算出

### 1.2.2 地震波形の特徴

これ以降、速度と変位を含めて、地震波形の特徴を見ていく。通常は低周波ノイズをカットするため、周期5秒以上の波をカットするフィルターを使用しているが、今回のような長周期の波を含む場合は、特に変位の場合、正確な波形の様相が得られない。第1.2.8図は東京のオリジナル加速度波形 (南北成分) とカットオフ周期を変えた変位波形を比較したものである。通常のカットオフ5~6秒では、カットオフ30秒の最大変位 (約50cm) の1/5以下である一方、むやみにカットオフする周期を長くすると積分した速度や変位波形が不安定になる傾向がある。カットオフ周期30秒以上では、波形の概観及び振幅に大きな差は見

られない。従って、これ以降速度、速度・変位を表示する場合、特に断らない限り、周期30秒以上をカットするフィルターを使用する。

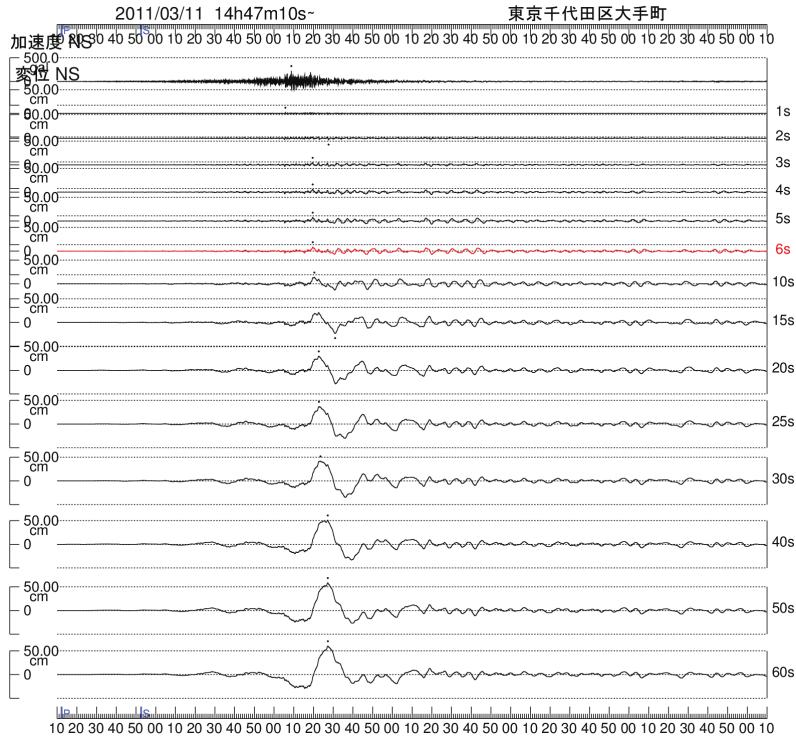
第1.2.9図に東北地方太平洋沖地震と過去の顕著な地震について、仙台宮城野区五輪、東京千代田区大手町、横浜中区山手町における速度応答スペクトルを比較したものを示した。また、第1.2.10~11図に東北地方太平洋沖地震と過去の顕著な地震について、加速度と速度、加速度と変位のグラフを示した。

速度応答スペクトルの水平動最大応答 (黒の太い線) を見ると、東北地方太平洋沖地震は、0.1秒程度の比較的短周期の波から10秒程度の長周期の波まで幅広くフラットなパワーを持ってお

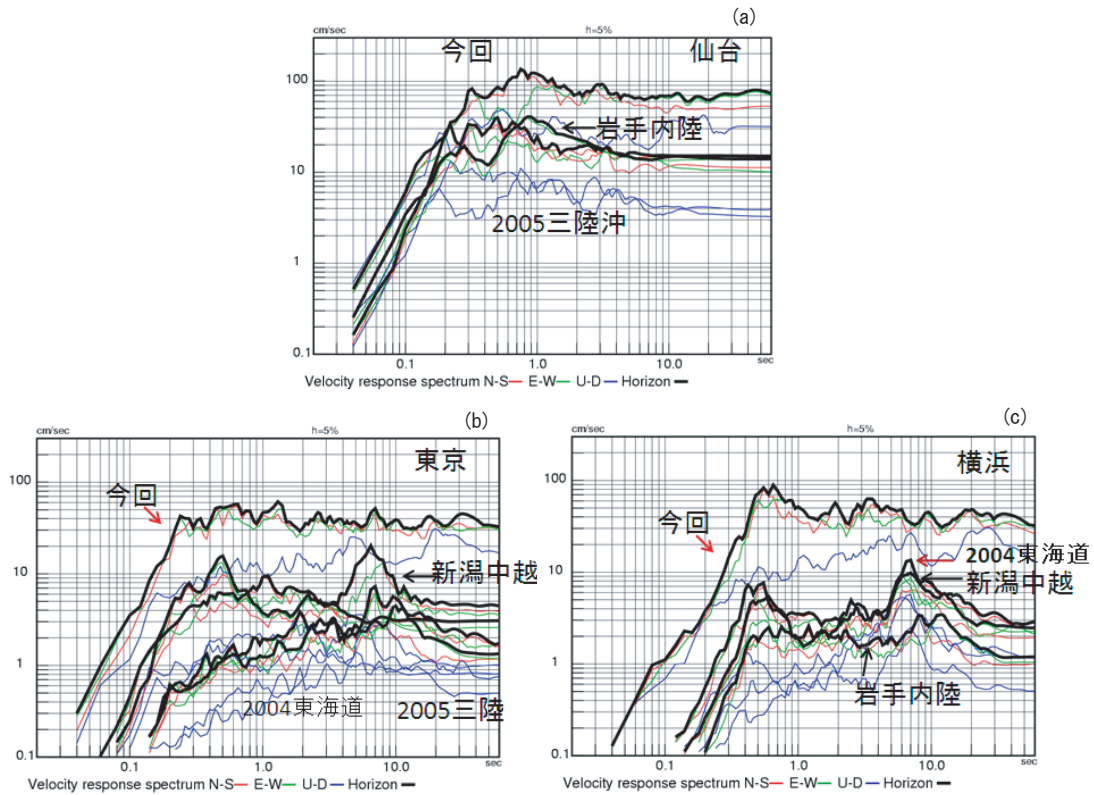
\*<sup>1</sup> 内閣府の手法では想定震源別による最大予測震度を基に作成を行っているが、ここでは単純化して、メッシュごとの速度増幅度と速度増幅度が1の値 (基盤と表層地盤の揺れの速さが等しい) の場合との関係を、最大速度と震度の関係式により算出した。地盤増幅度から震度の増減分は下記の式により求めた。

$$IINSTR\_diff = 1.72 \cdot \log (ARV) \quad IINSTR\_diff; \text{地盤増幅度による震度増減分}$$

また、地図上に描画する際の色の指定も一部変更している。



第 1.2.8 図 3 月 11 日 14 時 46 分に発生した本震 (M9.0, 最大震度 7) の東京都千代田区大手町の強震波形  
 上から加速度南北成分, 以下, 図の右に記した秒数からダンブ定数 0.5 で長周期成分をカットした変位波形. 気象  
 庁機械式強震計 (S2 型) は水平成分 6 秒, 上下成分 5 秒で長周期成分をカットしている.



第 1.2.9 図 速度応答スペクトルの比較  
 (a) 仙台宮城野区五輪, (b) 東京都千代田区大手町, (c) 横浜中区山手町における速度応答スペクトル. 横軸は周期 (秒)  
 , 縦軸は速度 (cm/sec). 縦軸・横軸とも対数表示

り、過去の主な地震より大きな値を示している。東京では、2004年の東海道沖の地震、平成16年(2004年)新潟県中越地震などで周期7秒程度の波が顕著であるが、今回は波形を見ると一部を除いて、特に目立っていない。

建物被害については、沿岸で大きな震度を観測した地点では、多くが津波に流され、全体の正確な状況の把握が困難である。建築学会(2011)等では、仙台市内東部や松島町の震度6弱以上を観測した地域における全壊棟数の割合が少ないなど、本地震における低層木造家屋の被害は小さかったとしている。震度7を観測した栗原市築館(K-NET)の地震波形を付録に示す(付録に関しては従来のカットオフ周期5秒を用いたフィルターを採用している)。この観測点においては周期の短い地震波で震度7を観測し、木造建物へ影響を与える周期1~2秒程度の波は卓越していない。第1.2.10図に最大加速度-最大速度の関係を今回の地震と過去の地震も併せて表示した。今回の地震の等価周期はばらつき、最大速度はほかの地震と比較して大きくない。主な観測点を地震の色と同色で書き加えた。これをみると、木造建築物に大きな被害のあった平成7年(1995年)兵庫県南部地震(M7.3)のJR鷹取、神戸海洋気象台はある程度以上加速度があつて、かつ速度の大きい領域に位置している。また平成16年(2004年)新潟県中越地震(M6.8)における川口、K-NET長岡などもこれらに近い領域にある。このことから木造建築物への影響は大きくなるのは、1秒程度の周期帯にあり、かつ加速度と速度ともに大きいことが共通していると考えられる。一方、東北地方太平洋沖地震は、大きな加速度が観測されているものの、総じて速度は大きくない。上記の被害を生じる領域に近い観測点として、やや速度が小さい(104cm/s)ながらも、名取市があげられるが、この地点付近も津波被害により、地震動による被害把握が難しい。東北地方太平洋沖地震で最大速度100cm/s以上を観測したのは4観測点のみにとどまる。K-NET築館での波は周期が短く、木造建築物への影響は大きくないと考えられる。

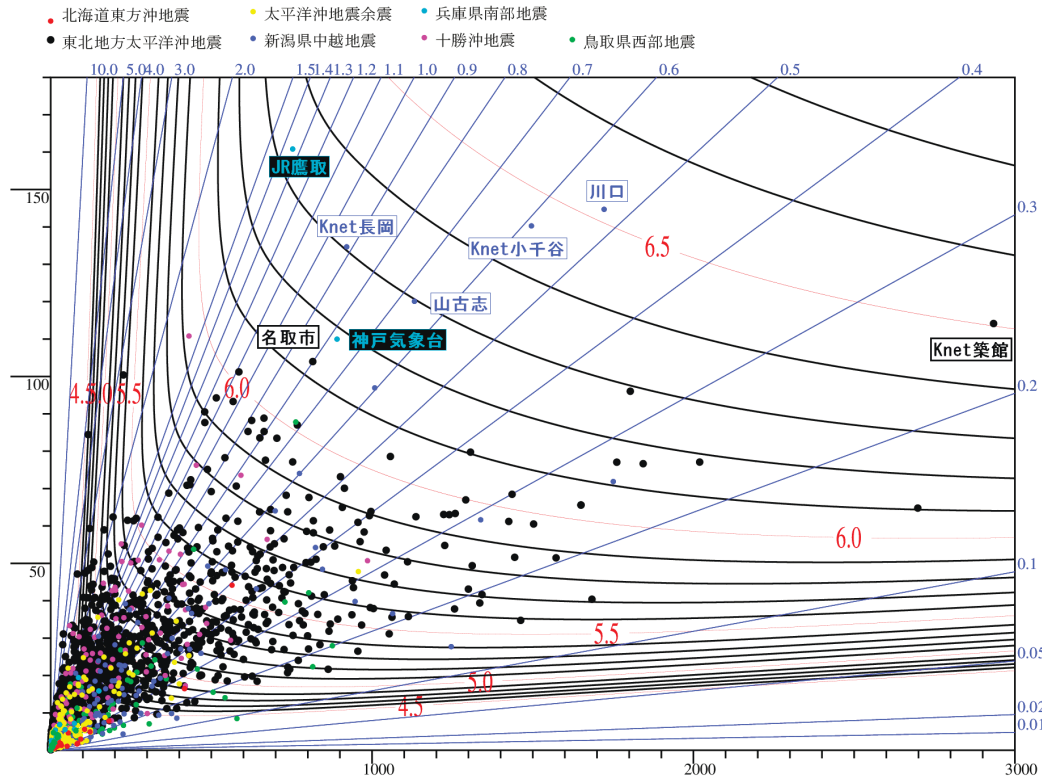
第1.2.11図は、同じように最大加速度-最大変位の関係を今回と過去の地震で見たものである。

東北地方太平洋沖地震では非常に大きな変位が観測された地点が多いことが分かる。フィルターの効果で見たとおり、波形に含まれる長周期の波がこの大きな変位を与えている。一般に加速度かつ変位が大きいと液状化や岩盤崩壊等の地盤災害の要因となりうる(例えば東京ガス(2000)では、加速度100gal以上、変位10cm以上を液状化可能性の指針としている)ことから、今回の地震は東日本全域でそれを引き起こす力を有していたといえる。

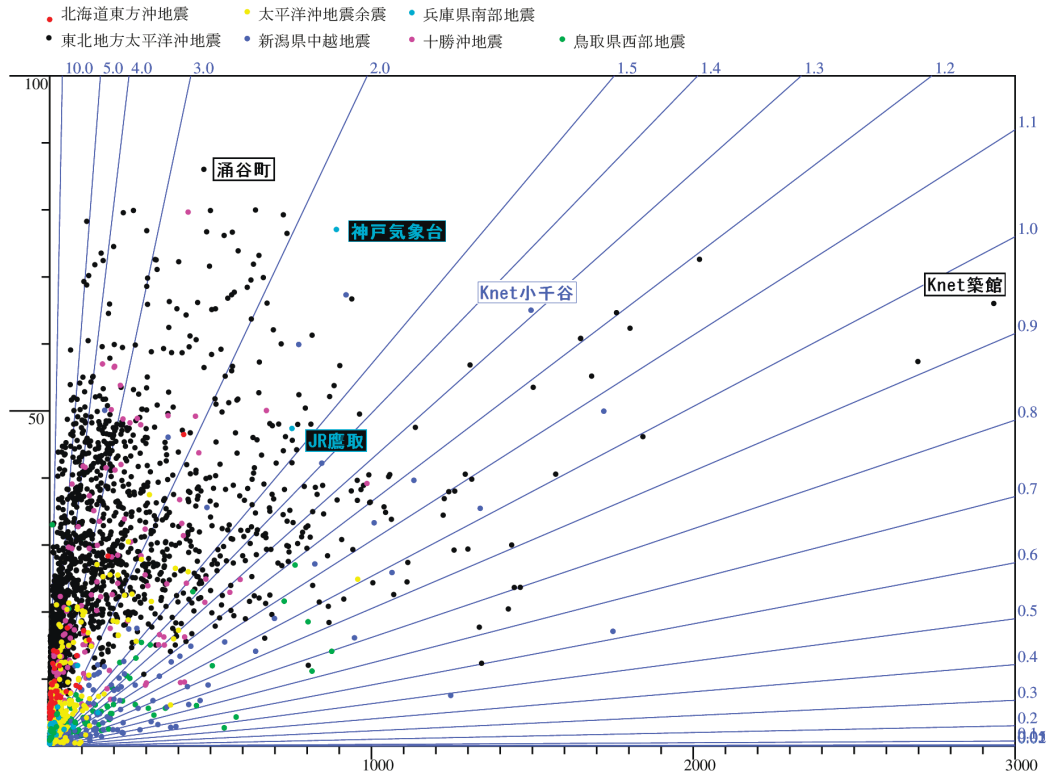
最大加速度、速度、変位の分布を見るために、3次メッシュ地図に上記の結果を反映させたものが、第1.2.12図である。手法は、あるメッシュの20km以内に観測点がある場合、距離を $r$ とすると $1/r$ の重みをつけて平均する方法をとった。これらに加え、揺れの継続時間の影響を確かめるため、加速度、速度、変位の二乗の総和をあわせて示した。また、図には地盤災害との関連を見るため、既往の報告(土志田・内山, 2012など)から土砂災害、清水建設(2011)などから液状化の被害箇所を表示した。

最大加速度の分布を見ると、東日本の海岸線に500ガル以上の領域が見られ、おおむね震源域から離れるにつれて次第に減衰している様子が分かる。速度・変位に関しては必ずしも震源域から等距離に減衰せず、複雑な形になっている。速度、変位で関東平野、濃尾平野、大阪平野、勇払平野などの地震基盤層の深い地域や、新潟や酒田などの石油胚胎層の厚い地域が周辺より大きい。特に房総半島内部から東京湾に面する地域は、45cm以上の変位を示し、この付近で振幅が増幅した様子が顕著である。この地域は、関東平野の基盤が一番深くなっている地域に相当し(第1.2.13図(内閣府資料, 2004))、一種の盆地構造にとらえられた地震波が増幅されたと推定できる。液状化は東日本の海岸線、宮城県から栃木県に至る内陸部、関東地方、利根川沿いに見られるが、千葉市、浦安市をはじめとした東京湾岸地域の液状化がもっとも大規模である(清水建設, 2011など)。先の加速度及び変位が大きい地域で地盤災害が多いことに符合している。このほか、宮城県全域、福島から茨城県の沿岸で大きな変位が見られる。福島



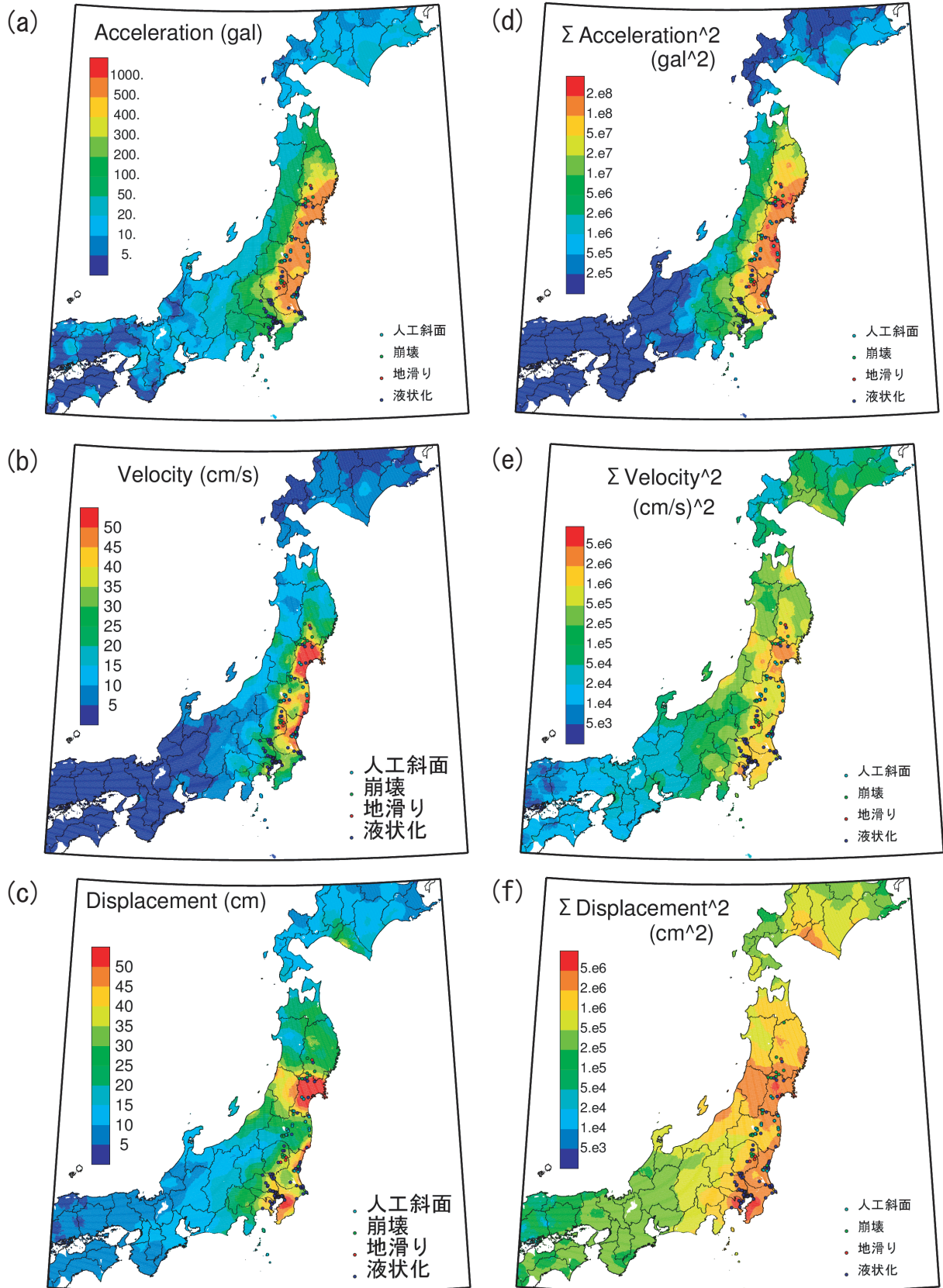


第 1.2.10 図 今回と過去の顕著地震の最大加速度（横軸）－最大速度（縦軸）の関係  
 プロットは地震ごとに色を変え、主な観測点には地震と同じ色で観測点名をつけた。震度のコンターは、過去の観測から得られた計測震度の回帰式（石垣，2005）による



第 1.2.11 図 今回と過去の顕著地震の最大加速度（横軸）－最大変位（縦軸）の関係  
 プロットは地震ごとに色を変え、主な観測点には地震と同じ色で観測点名をつけた。



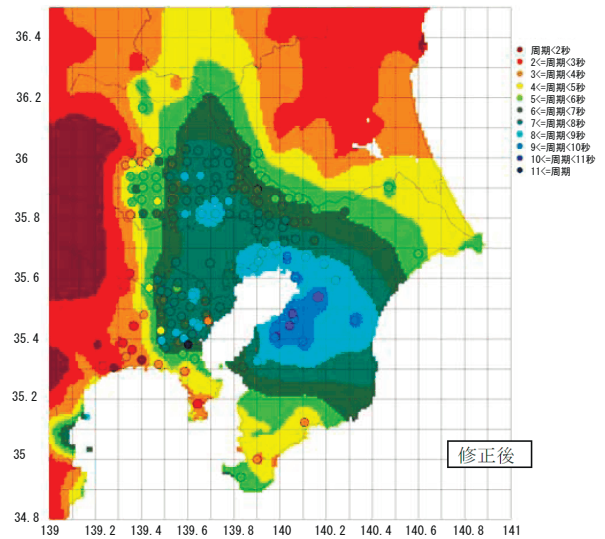


第 1.2.12 図 今回の地震の (a) 最大加速度, (b) 最大速度, (c) 最大変位, (d) 加速度の振幅二乗和, (e) 速度の振幅二乗和, (f) 変位の振幅二乗和  
 プロットには, 主な地盤災害をあわせて示してある.

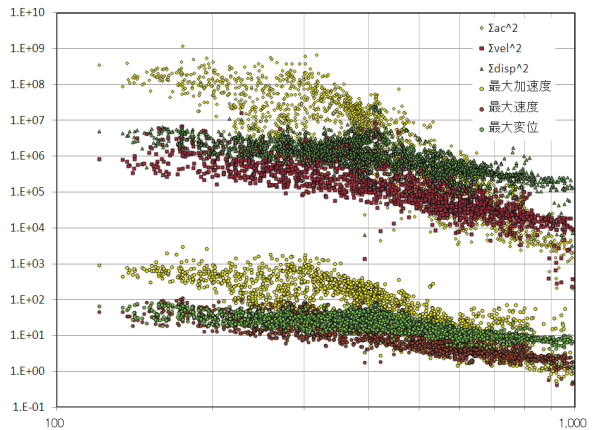
県から茨城県の沿岸にかけては、本震後、M7クラスの地殻内の正断層型地震が多数観測されている。本震発生後、この型の地震は起きやすい状況であったが（ $\Delta CFF$ の解析などによる）、それに加えて本震で大きく揺さぶられたことにより発生した可能性も考えられる。なお、福島県いわき市付近では、本震により液状化が認められているが、4月11日の地震により地盤災害が複数か所で見られた。これらも本震の揺れが影響している可能性がある。

継続時間を考慮した振幅の二乗和（それぞれの最大振幅の右側に表示）をあわせてみると、それぞれの最大振幅の特徴が強調された結果になっている。すなわち、加速度は距離減衰が大きく、変位はあまり減衰していない。また、変位では、関東地方南部の大振幅が強調されている。第1.2.14図は減衰の様子をとりまとめたもので、横軸は対数目盛の震央距離（km）である。振幅の二乗和では加速度の300km辺りの急激な減衰がよく見えている。

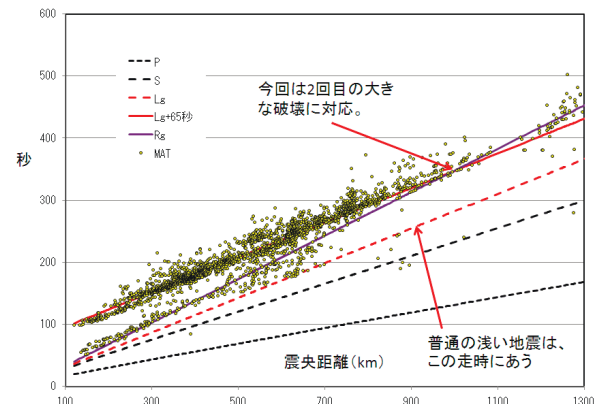
付録には、本震の地震波形（加速度、速度、変位等）を示した。大きく2～3回の地震動の高まりが見られるが、震源過程の項で記述されているとおり、断層の3つの大きな破壊に相当する。最大加速度が発現した時間と震央距離の関係を第1.2.15図に示した。通常浅い地震では、Lg波の走時に合うが、今回は2回目の大きな破壊に対応して最大加速度を観測した点が多いことが分かる。



第1.2.13図 内閣府による地盤の固有周期の分布



第1.2.14図 強震動各種指標の距離減衰



第1.2.15図 震央距離 - 最大加速度発現時間の関係

## 謝 辞

K-NET, KIK-net, 宮城県, 岩手県, 福島県, 栃木県, 茨城県, 埼玉県, 千葉市, 横浜市, 新潟県, JR 西日本の強震波形を利用させていただきました。記して謝意を示します。

## 参 考 文 献

国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会  
(2011) : 東北地方太平洋沖地震による関東地方の  
地盤液状化現象の実態解明報告書  
小金丸健一・清水善久・中山 渉 (東京ガス (株) 防  
災・供給センター) 2000, 超高密度リアルタイム  
防災システム - SUPREME - の開発, 地震学会ニ  
ュースレター, Vol.12, No.3, 29-34, 2000/9  
松崎伸一・久田嘉章・福島美光, 2006, 断層近傍まで

適用可能な震度の距離減衰式の開発, 日本建築学  
会構造系論文集, 第604号, pp.201-208.

内閣府 (2004) : 首都直下地震対策専門調査会 (第12回)  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/12/  
shiryo2-2.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/12/shiryo2-2.pdf)

Shabestari, K. T. and F. Yamazaki (1997), Attenuation  
Relationship of JMA Seismic Intensity Using Recent  
JMA Records, Proc. The Tenth Earthq. Eng. Symp., 1,  
529-534.

清水建設ホームページ (2011) : [http://www.shimz.co.jp/  
theme/earthquake/outline\\_img008.html](http://www.shimz.co.jp/theme/earthquake/outline_img008.html)

土志田正二・内山庄一郎 (2012) : 2011年東北地方太  
平洋沖地震による土砂災害の分布と特徴について,  
防災科学技術研究所主要災害調査 第48号

### 1.3 マグニチュード\*

緊急作業で決定したマグニチュードは7.9、詳細に解析したマグニチュードは8.4であった。これらのマグニチュードは気象庁マグニチュードと呼ばれており、地震計で記録した変位データの最大振幅から算出する。

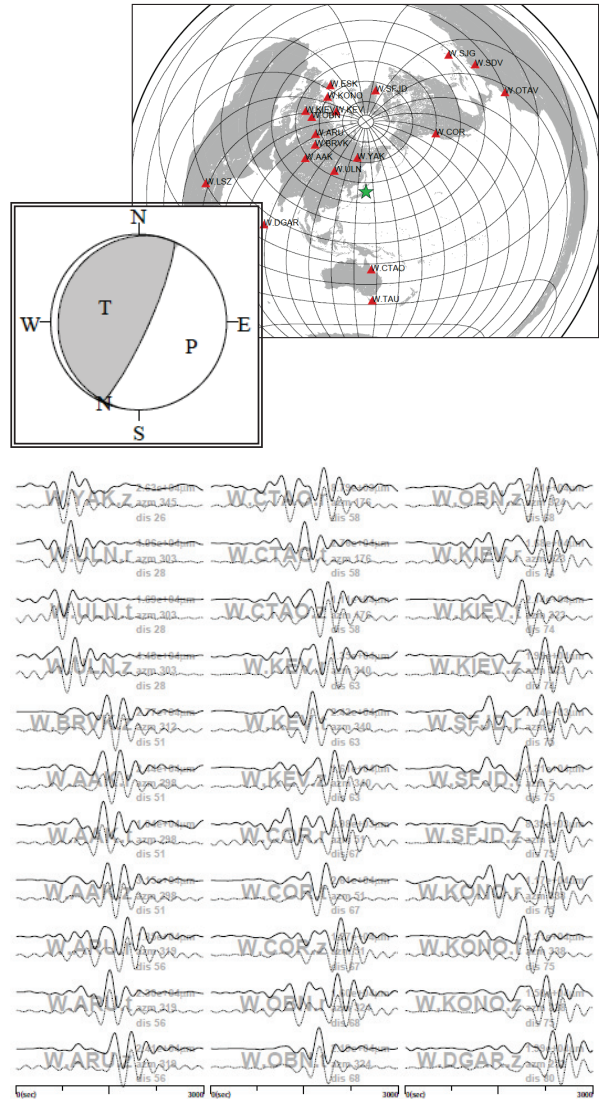
M5.0以上の地震では、地震発生から15分後に国内の広帯域地震計のデータを用いた自動CMT解析、40分後には海外の広帯域地震計のデータを用いた自動CMT解析が起動し、メカニズム解とモーメントマグニチュード(Mw)を決定する。しかし、本震の際には国内の広帯域地震計のほぼ全点が振り切れてしまったため、15分後の自動CMTは解析ができなかった。また、40分後の自動CMT解析では異常データが混在していたため精度の良い解析ができなかった。

そこで海外観測点の選別を手動で行い、地震発生の約50分後に速報的なCMT解析を行った。この時は通常と同じ解析手法、すなわちデータ長は30分間、バンドパスフィルターは83～333秒、求まったMwは8.8であった。

その後、地震規模が非常に大きく長周期成分が卓越していること等を考慮し、データ長を50分間とし、通常の解析よりも長周期である200秒～1000秒のバンドパスフィルターを用いて解析を行った。その結果求まったMwは9.0であった。このCMT解析の結果を第1.3.1図に示す。

また、本震については遠地実体波と近地強震波形を利用した震源過程解析も行った(詳細は第1.4節震源過程参照)。震源過程解析では、すべり量分布とともにMwも求めることができる。震源過程解析で求まったMwは、遠地実体波の解析、近地強震波形の解析ともに9.0であった。

気象庁では地震計の振幅値から算出するマグニチュードを気象庁のマグニチュードとして公表しているが、一般にM8を大きく超えるような地震についてはマグニチュードが過小評価となることが知られており(マグニチュードの飽和)、本震のマグニチュードについても正しい(地震のエネルギーを反映した)値とは言えない。地震の規模



第1.3.1図 本震のCMT解析結果  
本震のCMT解、使用した観測点分布、波形例。  
CMT解の詳細については付録を参照。

を正しく表すために、本震のマグニチュードはCMT解析で求めた9.0とした。

### 謝辞

本震のCMT解析では、IRIS-DMCより取得した広帯域地震波形記録を使用した。ここに記して感謝する。

\* 地震火山部地震予知情報課 大竹 和生



### 1.4 震源過程

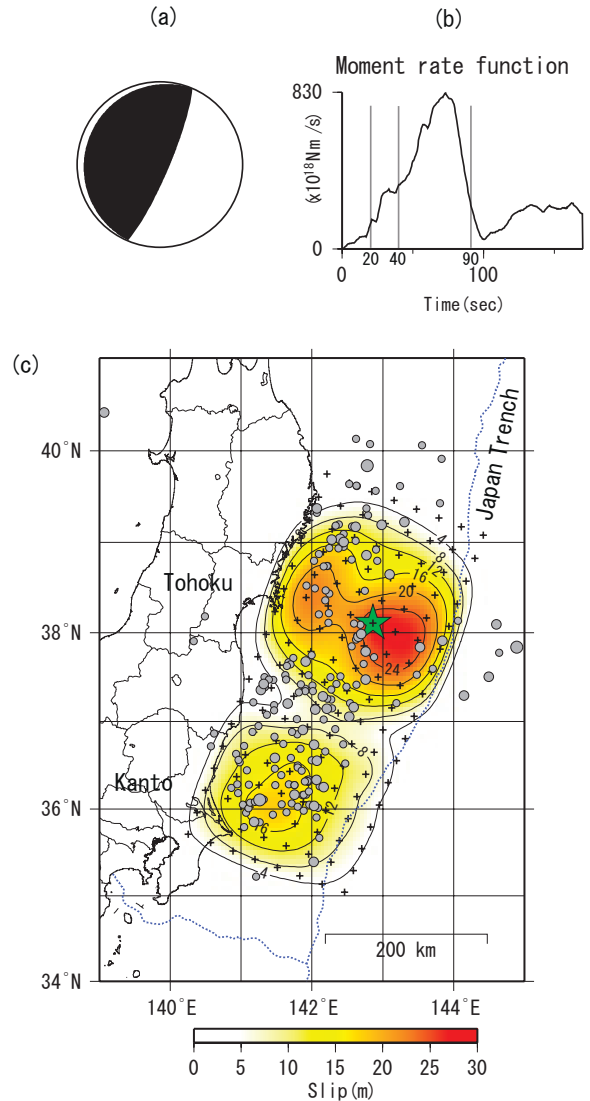
東北地方太平洋沖地震の本震について、遠地実体波と近地強震波形を用いて、震源過程解析を行った (Yoshida *et al.*, 2011).

#### 1.4.1 遠地実体波による震源過程解析\*

東北地方太平洋沖地震 (M9.0) について、遠地実体波を利用して震源過程解析を行った。

破壊開始点の位置として気象庁の確定震源 (震源時 2011/03/11 14:46:18.1 (JST), 震源位置 N38.10°, E142.86°, 深さ 23.7km) を利用した (第 1.4.1 図の緑星印). 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 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入力し、そのうちノイズが小さくかつ震源を取り囲む 41 点を利用した (第 1.4.2 図). 波形データは、0.002Hz から 1Hz (1 秒 ~ 500 秒) のバンドパスフィルターを通し、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. 解析に用いたデータ区間は P 波到達の 10 秒前から 180 秒間分である.

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. 解析に用いた断層面の走向・傾斜は quick Global CMT 解 (<http://www.globalcmt.org/>) の 2 枚の断層面のうち、低角側の断層面のパラメータ (走向 201°, 傾斜 9°) を用いた (第 1.4.1 図 a). その面上に設定した格子点 (走向方向 30km 間隔, 傾斜方向 30km 間隔, 計 136 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 8 秒の 2 等辺三角形を 4 秒間隔で 10 個並べて展開 (一つの格子で最大 44 秒の破壊を仮定) した. 最大破壊伝播速度は 1.5km/s ~ 3.0km/s の間で 0.1km/s ごとに値を変えて解析し、残差が一番小さくなった 1.8km/s を採用した. インバージョンは、GCMT 解の低角側の断層面のすべり角 (79°) から ±45° の 2 方向で各々モ

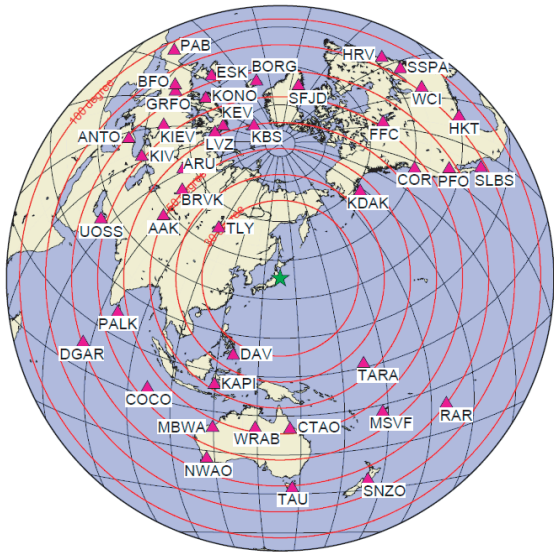


第 1.4.1 図 遠地実体波による震源過程解析結果

(a) 解析に使用したメカニズム解 (走向 201°, 傾斜 9°) (b) 得られたモーメント速度関数 (Source Time Function) (c) 地図上に投影したすべり量分布図 (剛性率 = 30GPa の場合). 緑星印は破壊開始点, +印は解析に用いた格子点の中心位置, 灰丸は本震直後から 24 時間の一元化震源による M ≥ 5.0 の余震を示す. コンター間隔はすべり量 4m ごととなっている.

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拘束を与えた. 解析区間は、PP 波などの後続波の影響が続き、見かけ上の破壊が求められることが続いてしまうため、破壊開始から 170 秒までで打ち切った (第

\* 気象研究所 上野 寛



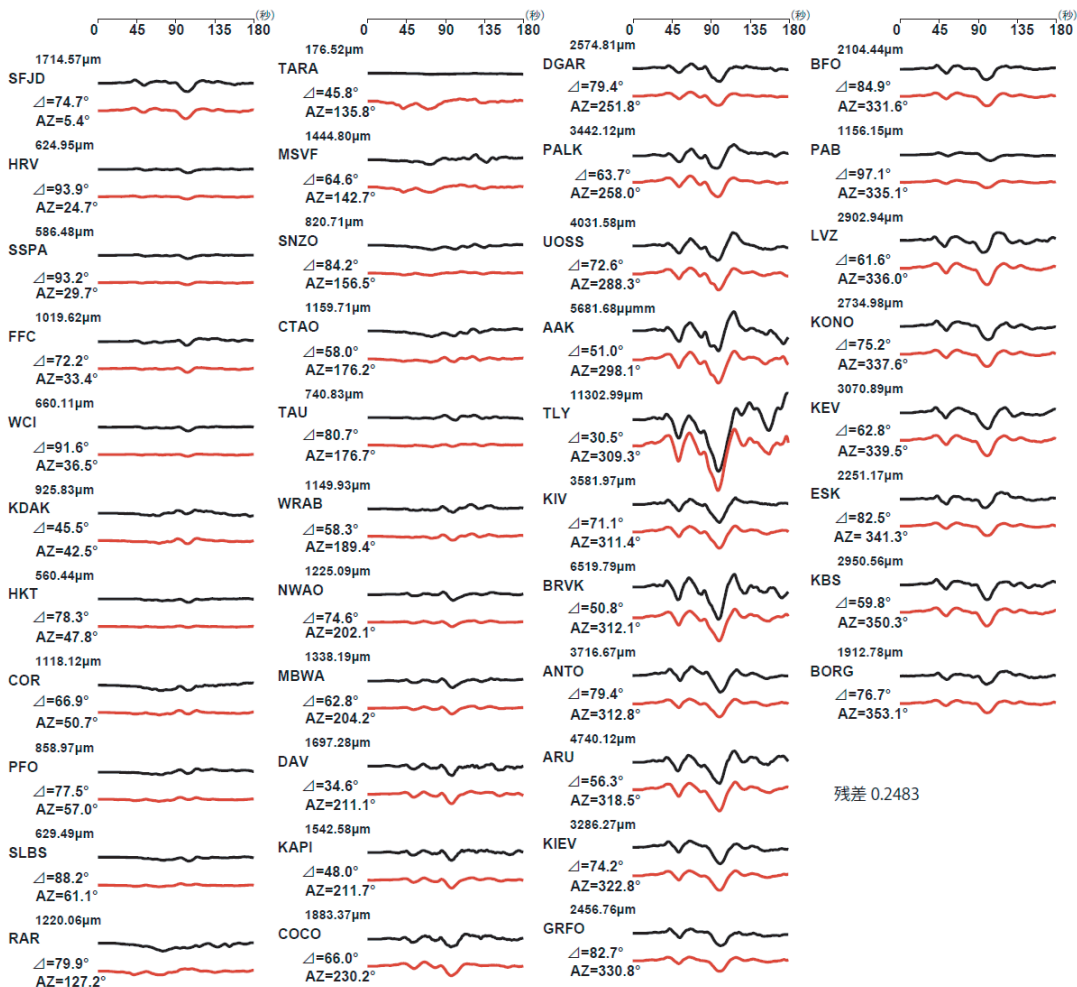
第 1.4.2 図 解析に使用した観測点分布  
赤円は震央距離 30° から 100° までの 10° ごとの等距離線. 三角印は解析に使用した観測点の配置.

1.4.1 図 b). グリーン関数の計算には, 第 1.4.1 表に示した構造を使用した. 震源近傍と観測点近傍ともに Jeffreys and Bullen (1940) の構造を準拠したものをを用いているが, 震源近傍には第 1 層に深さ 3km の海水層を入れている.

解析の結果を第 1.4.1 図 b 及び c に, 観測波形と理論波形の比較は第 1.4.3 図に示す. 大きな破壊は破壊開始約 20-40 秒後に初期破壊開始点付近, 約 40-90 秒後に海溝軸側の浅い部分に, 100

第 1.4.1 表 グリーン関数の計算に用いた構造

震源近傍の構造				観測点近傍の構造			
P波速度 km/s	S波速度 km/s	密度 10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup>	層の厚さ km	P波速度 km/s	S波速度 km/s	密度 10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup>	層の厚さ km
1.50	0.00	1.00	3.0	5.57	3.36	2.65	15.0
5.57	3.36	2.65	15.0	6.50	3.74	2.87	15.0
6.50	3.74	2.87	15.0	8.10	4.68	3.30	∞
8.10	4.68	3.30	∞				



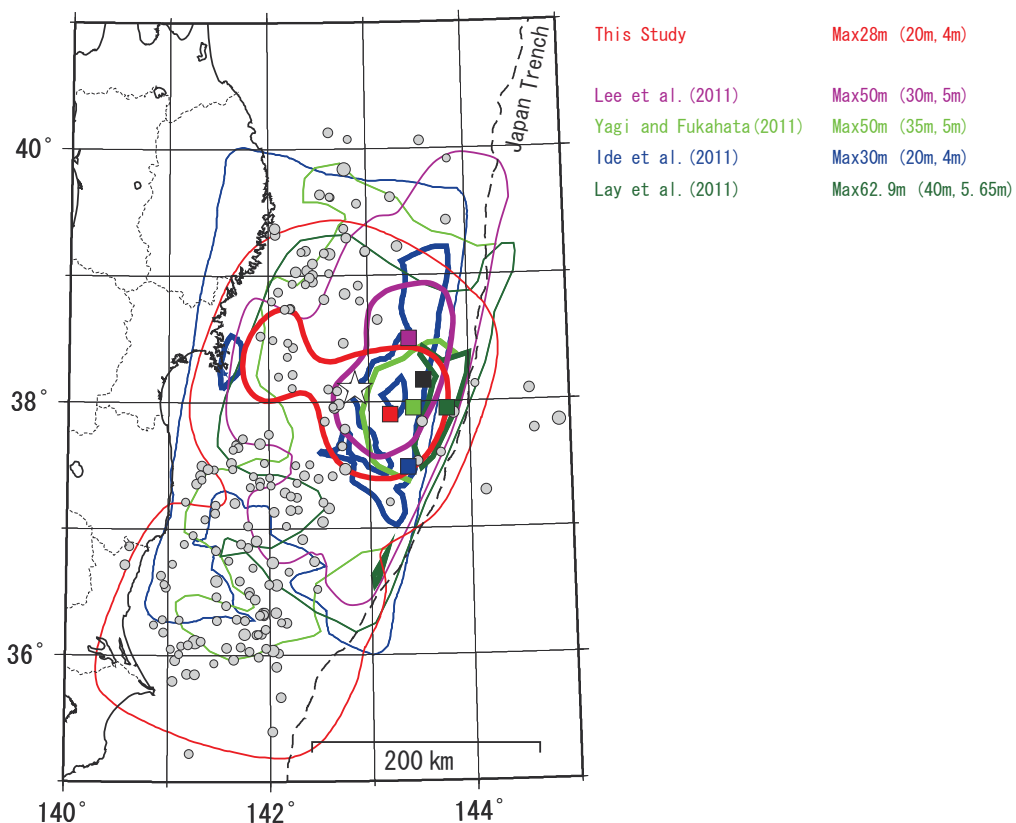
第 1.4.3 図 観測波形 (黒) と理論波形 (赤) の比較

P 波到達 10 秒前から 180 秒間の波形であり, 観測点名を波形の左上に示す. 観測点名の上側に観測最大振幅 (Peak to Peak) を, 下側に震央距離と震源から見た観測点の方位を示す. 北から時計回りの方位順に波形を表示している.

秒後に南南西約 200 ~ 300km 付近に求まっている。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際に使用する剛性率を 30GPa とした場合は約 28m であった。PP 波若しくは PcP 波の混入により、詳細な議論は難しいが、破壊継続時間は全体 150 秒を超えており、全地震モーメント ( $M_0$ ) は  $4.3 \times 10^{22}$  Nm, モーメントマグニチュード ( $M_w$ ) は 9.0 であり、この  $M_w$  は、気象庁 CMT 解から得られた値と同じである (第 1.3 節参照)。第 1.4.1 図には、本震発生 24 時間以内に発生した M5.0 以上の余震を併せて表示している。余震はモーメントを一番大きく解放した初期破壊開始点の海溝側を避けるように発生していることが分かる。得られた断層の長さは約

450km, 幅は約 200km であり、余震域ともほぼ一致している。

今回の地震の他の遠地実体波を用いた解析結果 (Ide *et al.*, 2011; Lay *et al.*, 2011; Lee *et al.*, 2011; Yagi and Fukahata, 2011) と比較する。他の解析結果でも大きく断層がずれた領域 (第 1.4.4 図の各太線) は初期破壊開始点の海溝側 (プレート境界面の浅い側) となっており、今回の結果と大きく違わない。しかし、初期破壊開始点より陸寄り (プレート境界面の深い側) では、今回の結果と Ide *et al.* (2011) では大きな破壊領域があるものの、その他の解析結果では大きな破壊領域はない。また、最大すべり量も 50m を超える他の結果と比べ、今回の結果と Ide *et al.* (2011) は 30m 程度と小さ



第 1.4.4 図 他の解析結果との比較

遠地実体波を用いて解析した他の解析結果との比較を示す。赤線は今回の結果、紫線は Lee *et al.* (2011)、黄緑線は Yagi and Fukahata (2011)、青線は Ide *et al.* (2011)、緑線は Lay *et al.* (2011) の結果を示す。各々の太線は各解析結果の最大すべり量のおよそ 2/3 以上のコンターを、薄線は最小コンター線を示し、四角印は最大すべり量のおおよその位置を示す。灰丸は本震発生 24 時間以内の M5.0 以上の余震の位置を示す。右上の数字は左から最大すべり量、太線のすべり量、細線のすべり量の値を解析結果ごとに示す。

い値となっている。これらの違いは各格子点での破壊時間の設定の違いや設定断層パラメータ（走向，傾斜，範囲，格子点の大きさなど）の違いが理由として考えられる。

今回の遠地実体波による震源過程解析では，P波のみの長周期成分を用いているので，伝播経路の細かい不均質構造の影響を受けにくいため，大まかな既知の地震波速度構造を用いることが出来る。よって，一般に後述の近地強震波形による震源過程解析に比べて，震源全体のモーメント解放履歴やモーメント解放領域の深さを決定するのに優れている。そのため，海溝側の浅いところで大きくすべったことや大きな破壊が破壊開始から約40-90秒後にあったことは確かだと考えられる。その一方，遠くの波形データを用いていることもあり，時空間分解能はどうしても劣ってしまう。その上，今回の地震の破壊継続時間は150秒を超えているため，PP波などの後続の反射波との分離が難しく，遠地実体波を用いた震源過程解析では，約100秒を超えたあたりから時空間分解能は更に低くなっていると思われる。どの解析結果が優れているかを区別するのは難しいと思われる。どの領域がどのようなタイミングで破壊したかなどについては，時空間分解能がより高い近地強震波形解析結果を用いることが適切である。

## 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た。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)のものを利用した。解析には，IRIS-DMC (<http://www.iris.edu/dms/dmc/>) により提供されている観測データを使用した。以上，記して感謝します。

## 参 考 文 献

- 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.
- 菊地正幸 (2003) : リアルタイム地震学，東京大学出版会，222pp.
- Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, **332**, 1426-1429, doi: 10.1126/science.1207020, 2011.
- Jeffreys, H. and K. E. Bullen, *Seismological Tables*, Brit. Assoc. Grey-Milne Trust, 1940.
- 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**, 1-13.201pp.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim, Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 687-692, 2011.
- Lee, S., B. Huang, M. Ando, H. Chiu, and J. Wang, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19306, doi:10.1029/2011GL049580, 2011.
- Yagi, Y., and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19307, doi:10.1029/2011GL048701, 2011.
- Yoshida, Y. and H. Ueno, D. Muto and S. Aoki, Source Process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, **63**, 565-569, 2011.

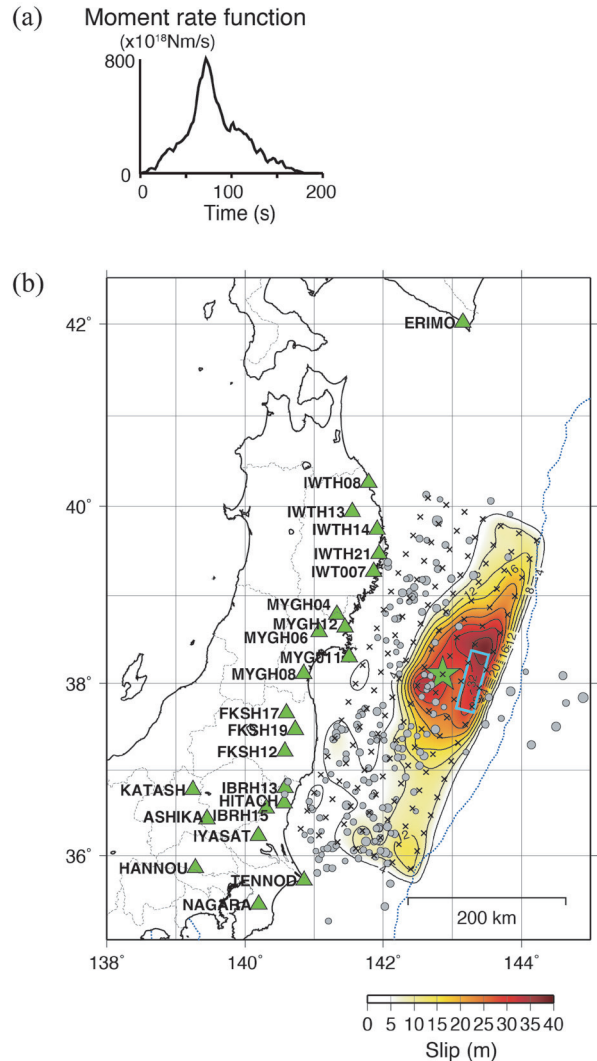


### 1.4.2 近地強震波形による震源過程解析\*

東北地方太平洋沖地震について近地地震波形を使用して断層面上のすべり量分布を推定した。解析には気象庁の震度観測点及び(独)防災科学技術研究所が展開する強震観測網(以下、K-NET, Kinoshita, 1998)、基盤強震観測網(以下、KiK-net, Aoi *et al.*, 2000)の観測点の強震波形を用いた。この地震は破壊域が南北に約500kmと広いので、解析には東日本に展開されている観測点の中から破壊域を取り囲むように選んだ。東北地方に展開している気象庁の加速度計データは地震の直後に生じたテレメータシステムの障害のため、記録が途切れていたため本解析では用いていない。最終的に解析に用いたのは気象庁震度観測点の8点、K-NETの2点、KiK-netの13点(地下に埋設した点)の計23点である(第1.4.5図)。加速度計の記録を1回積分して速度記録に変換し、周期7~100秒(周波数0.01~0.15Hz)のバンドパスフィルターをかけ、0.5Hz(2秒)間隔にリサンプリングを行った。データはP波の到着の前10秒間を含む250秒を解析に用いた。

すべり量分布を推定する際、発震機構解としてquick Global CMT解のベストダブルカップルを使用し、太平洋プレートの形状を考慮して西傾斜の節面を解析に使用する断層面とした(走向201°、傾斜9°、すべり角85°)。また、断層面の大きさは、余震分布の広がりをもとに走向方向475km、傾斜方向175kmの矩形断層とし、断層面全体を19×7個の小断層に分割した(第1.4.5図参照)。また、各小断層の大きさは、走向方向25km、傾斜方向25kmとした。破壊の開始点は気象庁の決定した震源の位置(北緯38.10°、東経142.86°、深さ23.7km)を用いた。

各小断層のGreen関数は波数積分法(Bouchon, 1981)により、反射・透過行列(Kennett and Kerry, 1979)を用いて計算した。非弾性減衰は複素数の速度を用いる(武尾, 1985)ことで考慮した。波形計算の際に仮定した地震波速度などの構造はWu *et al.* (2008)の論文を参考にし第1.4.2表のような水平成層構造を与え計算に使用した。各小断



第1.4.5図 近地強震記録を使った震源過程解析結果  
(a) モーメントレート関数。(b) 断層面上のすべり量分布。星印は震源(破壊開始点)の位置、丸印は本震発生後1日以内に起きたM5以上の余震。×印は仮定した小断層の中心位置、三角は解析に使用した観測点を示す。すべり量のコンターは4mごとである。水色の長方形は津波波形記録より求めた海底が大きく隆起した領域(Hayashi *et al.*, 2011)。

層のモーメントレート関数は底辺8秒で4秒ずつずらした計20個の三角形の基底関数で表されると仮定した。つまり、各々の小断層における破壊の継続時間は最大84秒となる。

以上の断層パラメータを設定のうえ、各小断層でのすべり量を、吉田(2005)と同様に multiple

\* 気象研究所 吉田康宏(現 文部科学省)

第1.4.2表 解析に使用した構造パラメータ

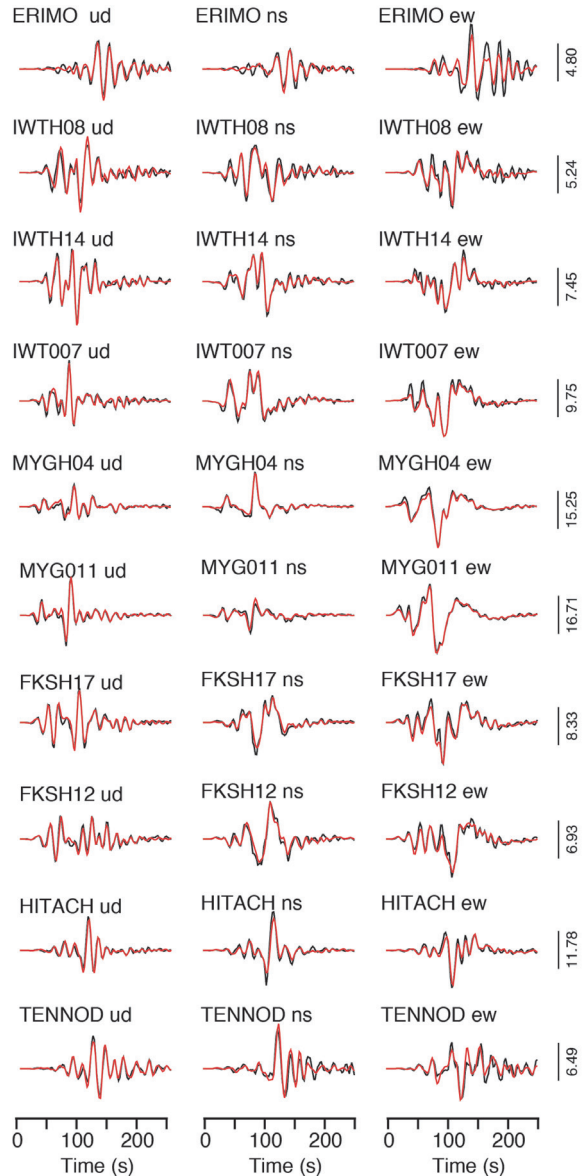
深さ km	$V_p$ km/s	$V_s$ km/s	密度 g/cm <sup>3</sup>	$Q_p$	$Q_s$
0.0-5.0	6.08	3.5	2.64	340	170
5.0-13.0	6.23	3.6	2.65	360	180
13.0-21.0	6.35	3.64	2.7	400	250
21.0-27.0	6.55	3.68	2.75	450	350
27.0-32.0	6.95	3.96	2.9	600	350
32.0-40.0	7.6	4.29	3.1	700	400
40.0-65.0	7.69	4.31	3.15	1000	500
65.0-90.0	7.73	4.34	3.2	1000	500
90.0-120.0	8.27	4.56	3.3	1000	500
120.0-	8.37	4.61	3.35	1000	500

time window 法を用いて、時空間のすべり量が滑らかになるような制約を加えたインバージョンを行い求めた (Ide *et al.*, 1996; Nakayama and Takeo, 1997). すべり量分布の滑らかさを与えるパラメータの値は ABIC (赤池のベイズ統計情報量基準) (Akaike, 1980; Fukahata *et al.*, 2003) が最小になるように選んだ.

観測波形記録は P 波の到着時間で並べ、各々の波形記録の重みは同じにした。破壊伝播の最大速度は 2.5km/s とした.

解析により得られたすべり量分布について、地図上に表したものを第 1.4.5 図に示す。地震モーメントは  $3.4 \times 10^{22}$  Nm ( $M_w = 9.0$ ) となり、遠地実体波解析で求めた結果より若干小さいが、ほぼ同じである。すべりは破壊開始点より東の断層面が浅くなっている部分に広がっている。最大のすべり量は 38 m となった。第 1.4.6 図に解析に用いた観測点のうち、10 点ほどを選び観測波形と計算波形の比較を示す。北海道の ERIMO の後続相は若干合いが良くないが、それ以外ほとどの地域の観測点も両者は良く一致しており、残差の改善率 (variance reduction) を計算すると 91% と高い。

次に解放された地震モーメントの 10 秒ごとのスナップショットを第 1.4.7 図に示す。破壊の開始から最初の段階 (破壊開始から 0 ~ 35 秒) で、破壊は震源から等方的に広がっている。これが観測波形の 1 番目のピークに対応する。次の段階 (破壊開始から 35 ~ 80 秒) で、破壊は断層の浅い方向に向かうと共に南北両方向に進展した。この段階で放出された波が東北地方の強震計で観測された 2 番目のピークに対応する。また、一番大きな



第 1.4.6 図 観測波形 (黒線) と求められた解から計算した理論波形 (赤線) の比較

各観測点の速度波形のスケールは右端に m/s 単位で示してある。

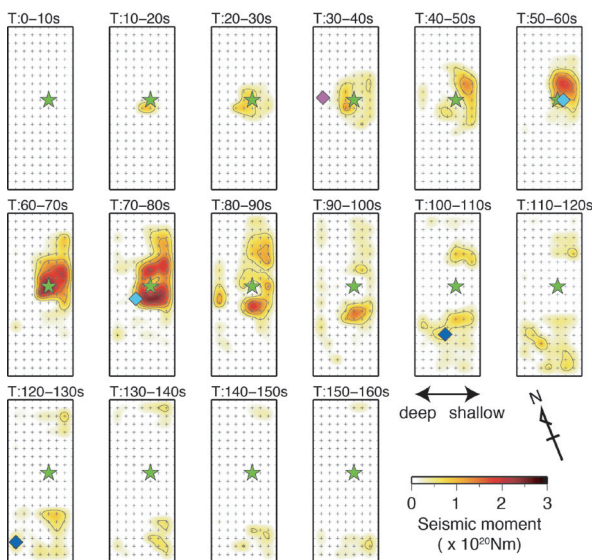
すべりを起こし、巨大津波が生成されたのもこの段階と思われる。第 1 と第 2 段階ですべりが広がる速度 (破壊伝播速度) は約 1km/s と非常に遅く、各小断層における破壊継続時間は破壊開始点付近で約 80 秒間と長かった。第 3 段階 (破壊開始から 80 秒以後) では、破壊は南に広がり破壊開始から約 160 秒間で断層面の南端まで到達した。茨城県より南や西にある強震観測点では、東北地方の観測点と違って加速度のピークは 1 つしかない

場所が多い。これは第2と第3段階の波（S波）がほぼ同時に到着したためである。

また第1.4.7図には青木ほか（2011）が短周期（4～8 Hz）速度RMSエンベロープを使った震動源探索手法（SSA法）から求めた短周期波を強く励起した場所も示してある。これにより大きな破壊の端で短周期が励起されていることがわかる。この特徴は遠地記録のアレイ解析から求められた結果とも調和的である（例えばIshii, 2011）。また、平成6年（1994年）三陸はるか沖地震（M7.6）においても同様の現象が解析より求められている（Sato *et al.*, 1996）。

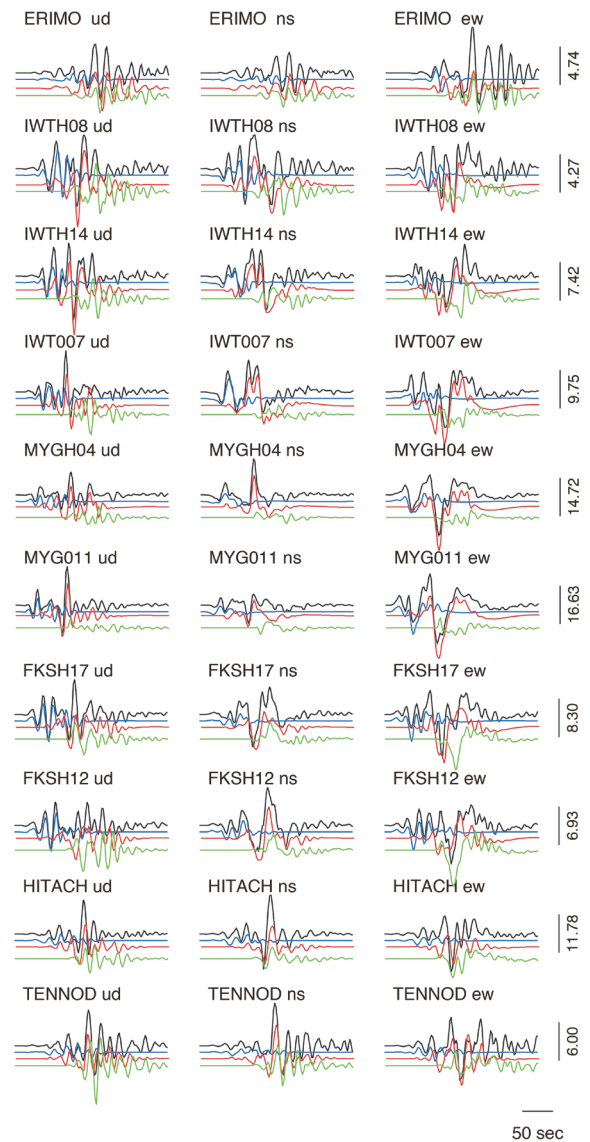
第1.4.8図に第1.4.6図の観測点について、第1段階（破壊の開始から0～35秒）、第2段階（破壊開始から35～80秒）、最終段階（破壊開始から80秒以後）における破壊が波形のどの部分に寄与しているかを示した。これからも北（岩手県や宮城県）の各観測点における2つのピークは各々第1と第2段階に相当し、南（茨城県や千葉県）の観測点では第2と第3段階の波が同時に到着しているため、1つのピークになっていることがわかる。

近地強震記録を用いた震源過程解析は他にも



第1.4.7図 10秒ごとの破壊のスナップショット  
各々10秒間のモーメント解放量を示す。コンターの間隔は $5 \times 10^{20}$  Nm。菱形は青木ほか（2011）で求めた短周期を大きく励起した場所を示す。

Suzuki *et al.* (2011), K.Yoshida *et al.* (2011) などがある。これらのすべり量分布と比較すると細かい違いはあるが、断層面の東端、日本海溝に近い領域で大きなすべりが起きている点で一致している。以上の結果は津波を大きく励起した領域が海溝沿いにあることと調和的である。前述の遠地実体波を用いた解析よりも顕著に見えている。近地解析は遠地解析に比べて空間解像度が高いと考えられるので、実際に海溝軸に近い領域に大きなすべりが集中していたのであろう。ただ、解析に用いることのできる観測点が北海道の一部を除き断



第1.4.8図 各段階の破壊で励起された波形の比較  
青、赤、緑が第1、2、3段階に相当する。各観測点の速度波形のスケールは右端にm/s単位で示している。



層面より西側に位置しているため、南北方向に比べて東西方向の解像度が若干低い点は留意しなければいけない。最大すべりはどの論文でも宮城県沖の海溝に近い領域に求まっている。また最大すべり量は Suzuki *et al.* (2011) で 48m, K.Yoshida *et al.* (2011) で 47m, 本報告では他の2つより小さく 38m となっているが、他の日本近海で起きた地震に比べてかなり大きな値になっている。この大きなすべり量も東北地方太平洋沖地震の大きな特徴である。

## 謝 辞

解析には(独)防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net の波形データを使用した。以上、記して感謝いたします。

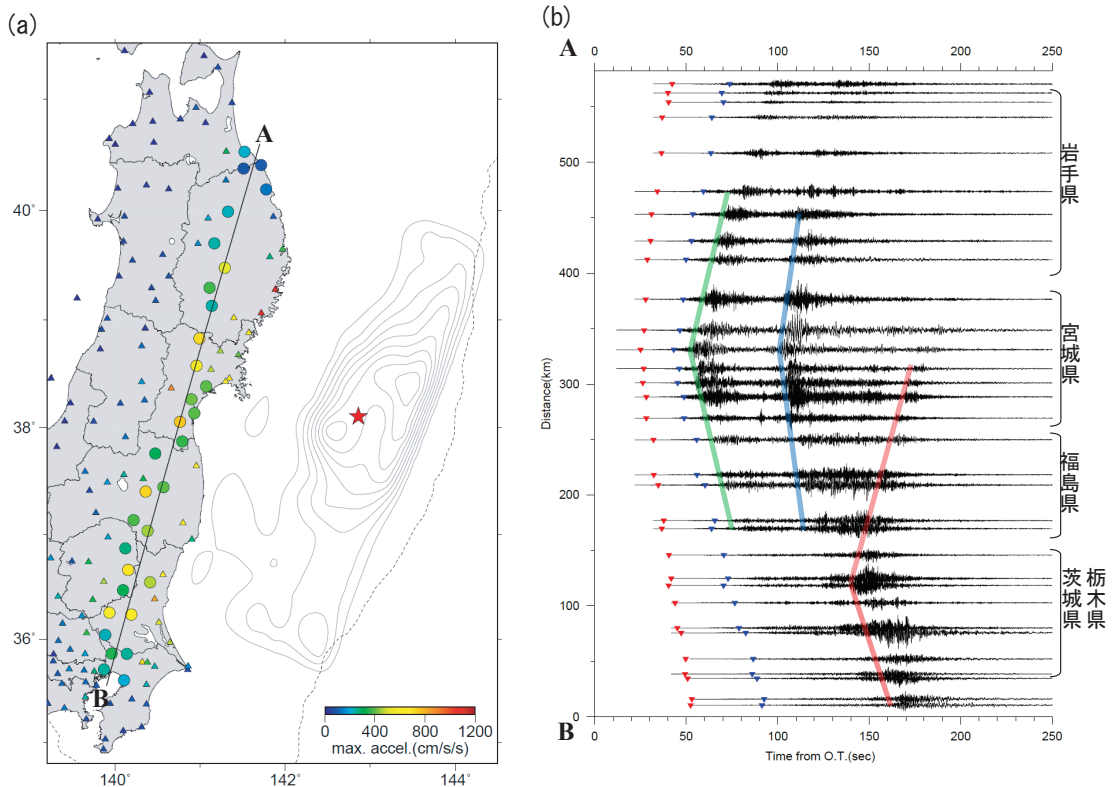
## 参 考 文 献

- Akaike, H. (1980) : Likelihood and the Bayes procedure, in Bayesian statistics, Edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley, and A. F. M. Smith, University Press, Valencia, Spain.
- Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada (2000) : New Strong-Motion Observation Network: Kik-net, EOS Trans. AGU, 329.
- 青木重樹, 吉田康宏, 干場充之, 勝間田明男 (2011) : 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の短周期エンベロープを用いた振動源イメージング (暫定版), 日本地球惑星科学連合 2011 年大会, MIS036-P38.
- Bouchon, M. (1981) : A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 959-971.
- Fukahata, Y., Y. Yagi, and M. Matsu'ura (2003) : Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: comparison between proper and improper formulations, Geophys. Res. Lett., **30(6)**, 1305, doi:10.1029/2002GL016293.
- Hayashi, Y., H. Tsushima, K. Hirata, K. Kimura, and K. Maeda (2011) : Tsunami source area due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake determined by tsunami arrival time to offshore observatories, Earth Planets Space, **63**, 809-813.
- Ide, S., M. Takeo and Y. Yoshida (1996) : Source Process of 1995 Kobe earthquake: Determination of Spatio-Temporal Slip Distribution by Bayesian Modeling, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 547-566.
- Ishii, M. (2011) : High-frequency rupture properties of the Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, **63**, 609-614.
- Kennett, L. N. and N. J. Kerry (1979) : Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. R. Astr. Soc., **57**, 557-583.
- Kinoshita, S. (1998) : Kyoshin net (K-net), Seism. Res. Letter, **69**, 309-332.
- Nakayama, W. and M. Takeo (1997) : Slip history of the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, Bull. Seismol. Soc. Am., **87**, 918-931.
- Sato, T., K. Imanishi, and M. Kosuga (1996) : Three-stage rupture process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett., **23**, 33-36.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi (2011) : Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki megathrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, Geophys. Res. Lett., **38**, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- 武尾実 (1985) : 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成一堆积層での非弾性減衰の効果について一, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- Wu, C., K. Koketsu, and H. Miyake (2008) : Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, J. Geophys. Res., **113**, B08316, doi:10.1029/2007JB005189.
- Yoshida, K., K. Miyakoshi, and K. Irikura (2011) : Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, Earth Planets Space, **63**, 577-582.
- 吉田康宏 (2005) : 平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震調査報告, 気象庁技術報告, **126**, 9-14.

1.4.3 加速度記録から直接みた震源過程\*

震度観測点で観測された東北地方太平洋沖地震の加速度波形及び最大加速度の分布を第1.4.9図に示す。震源断層から放出された地震波の伝播の様子を把握するため、加速度波形は震源断層の走向にほぼ平行に並べてある。太平洋沿岸では、東北地方太平洋沖地震の断層面上のすべり量分布(第1.4.1項及び第1.4.2項参照)の広がりに対応するように大振幅の加速度が分布している。加速度波形をみると、振幅のピークが岩手県、宮城県、福島県の観測点では2つ、茨城県では1つ見られ、緑、青、赤の各線で示すように、それぞれ南北に伝播する波群として追うことができる。1つ目(緑

線)と2つ目(青線)の波群は、約50秒の間隔において、宮城県を中心にして南北に伝播しており、宮城県沖から励起されたと考えられる。2つ目の波群は1つ目よりも見かけの伝播速度が速いことから、2つ目の方がより沖合から励起されたと考えられる。2つ目の波群の約40秒後に、3つ目(赤線)の波群が茨城県北部から現れ始める。3つ目の波群は、見かけの伝播速度が比較的遅いことから、茨城県沖の陸に近い場所から放出されたと考えられる。このように3つの大振幅の波群が長い時間間隔を空けて、空間的に離れた場所で放出されたことにより、継続時間が長く強い揺れが広範囲にもたらされたと考えられる。



第1.4.9図 震度観測点で観測された東北地方太平洋沖地震の加速度波形及び3成分合成最大加速度

(a) 加速度波形記録が収集された気象庁の震度観測点における3成分合成最大加速度の分布。

赤星は東北地方太平洋沖地震の震央、灰線は近地強震波形による震源過程解析(第1.4.2項)による東北地方太平洋沖地震の断層面上のすべり量分布(コンター間隔4m)、破線は海溝軸を示す。

(b) 加速度波形の南北成分のペーストアップ。

(a)の丸印の観測点をA-Bに沿って距離順に並べてある。横軸は東北地方太平洋沖地震発生からの経過時間を示す。三角は(a)に示した震央(赤星)からのJMA2001走時表によるP波(赤)とS波(青)の理論走時を示す。

\* 地震火山部地震予知情報課 岩切一宏

## 1.5 地殻変動

### 1.5.1 陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS) PALSAR を用いた合成開口レーダ (SAR) の干渉解析\*

#### 1.5.1.1 はじめに

「だいち」(Advanced Land Observing Satellite, 以下 ALOS) は 2006 年 1 月 26 日に種子島宇宙センターから打ち上げられた陸域観測技術衛星である。「だいち」には、2つの光学センサ(パナクロマチック立体視センサ: Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping: PRISM, 高性能可視赤外放射計 2 型: Advances Visible and Near Infrared Radiometer type 2: AVNIR-2) と 1 つのマイクロ波センサ(フェーズドアレイ方式 L バンド合成開口レーダ: Phased Array-type L-band Synthetic Aperture Radar: PALSAR) が搭載されており、46 日の回帰日数で全球を観測できる。PALSAR データに含まれる位相情報を使った地殻変動観測例は、国内地震の場合、平成 19 年(2007 年)能登半島地震(Fukushima *et al.*, 2008) や平成 19 年(2007 年)新潟県中越沖地震(鈴木ほか, 2008) 及び平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震(Takada *et al.*, 2009, 気象庁, 2010) などの報告がある。

#### 1.5.1.2 SAR 干渉解析について

詳細な理論や処理手法については島田(1999)、藤原・飛田(1999)や Hanssen(2001)、また、干渉 SAR の原理については、気象庁(2010)や地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)を参照されたい。ALOS/PALSAR の場合、通常の観測モード(FBS 又は FBD)による観測幅は約 70km 程度であるため、今回のような超巨大地震の場合には、複数の観測パス-フレームにおける解析が必要である。「だいち」の場合には、衛星の軌道と地球の自転運動により、これら隣接する観測パス間において、17日(西隣)あるいは29日(東隣)の観測日ずれが生じるため、得られた地殻変動量についても余震活動などによる地殻変動の影響によりギャップが生じることになる。

本報告における SAR 干渉解析について SIGMA-SAR 解析ソフト(Shimada, 1999)を使用した。

#### 1.5.1.3 使用データ

SAR 干渉解析を行うには地震発生前後に観測された 1 対の「干渉ペア」が必要である。気象庁及び気象研究所は国土地理院が中心となって進めている防災利用実証実験の「地盤・地殻変動及び被害把握に関する実証実験」(通称:地震 WG)に参加しており、今回の地震に関する PALSAR データ(レベル 1.0)についてもこの枠組みの中で観測要求・データ提供が行われたものについて解析を行った。データはいずれも高精度軌道情報のもので使用した。本地震の解析で使用した解析ペアを第 1.5.1 表に示す。なお、地殻変動域が広範囲に及ぶため、各々のパスにおける解析は複数の撮像シーンを結合して行った。

#### 1.5.1.4 SAR 干渉解析結果について

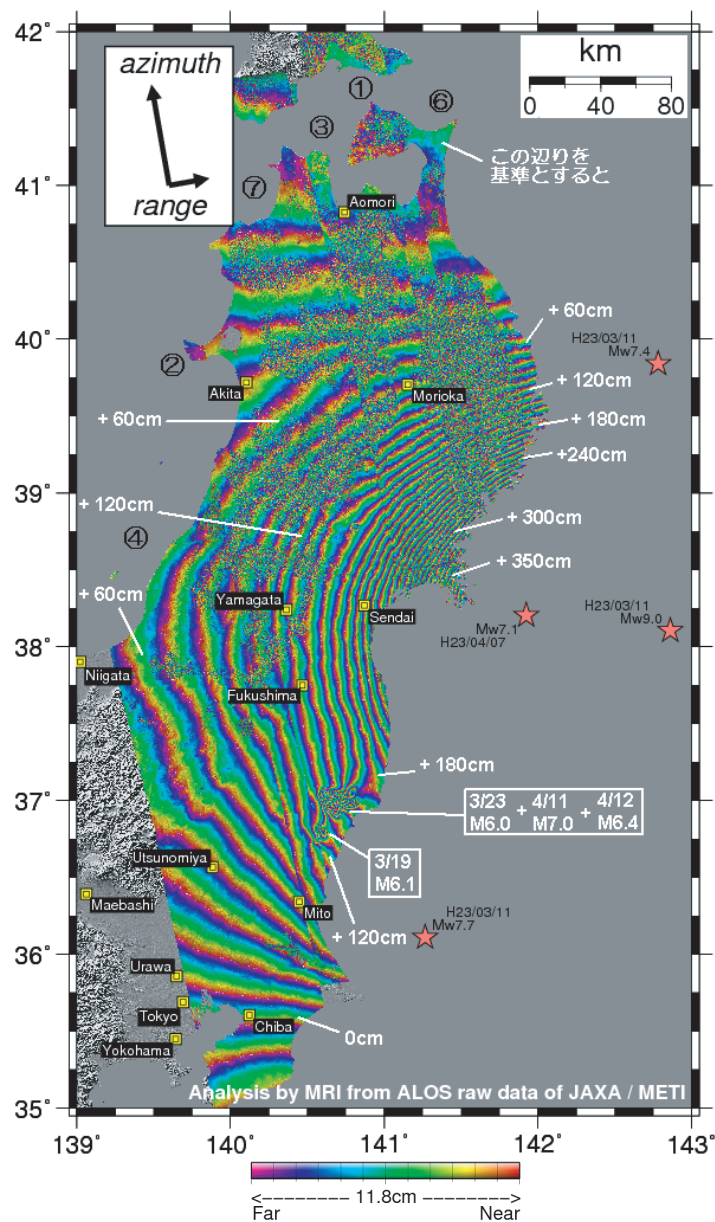
##### (1) 東日本全体における解析結果

第 1.5.1 図及び第 1.5.2 図にそれぞれ北行軌道と南行軌道の SAR 干渉解析結果を示す。その結果、東日本の陸域全体にわたって震央方向を中心とした同心円状の干渉縞が検出された。SAR 干渉解析で測定される地殻変動は絶対量ではなく、相対的な衛星視線方向の地殻変動量である。通常の地殻変動量推定手順は、無変動と推定される位置を基準として相対的な変動量を計算するが、本事例のように超巨大地震による地殻変動の場合は撮像範囲全体に変動が及んでいるため、無変動地点の選定ができない。このため、本事例では青森県下北半島付近を基準とした場合の相対的な地殻変動量を計算した。これによれば北行軌道による解析結果では、盛岡市付近で約 60cm、山形市、福島市付近で約 120cm、仙台市付近で約 180cm の衛星から遠ざかる方向の地殻変動が得られており、牡鹿半島の先端においては約 4m の地殻変動量が推定された。一方、南行軌道の解析では、牡鹿半島付近で最大約 3m の衛星に近づく方向の地殻変動が検出された。また、盛岡市付近や水戸市付近

\* 気象研究所 安藤忍(現 文部科学省)

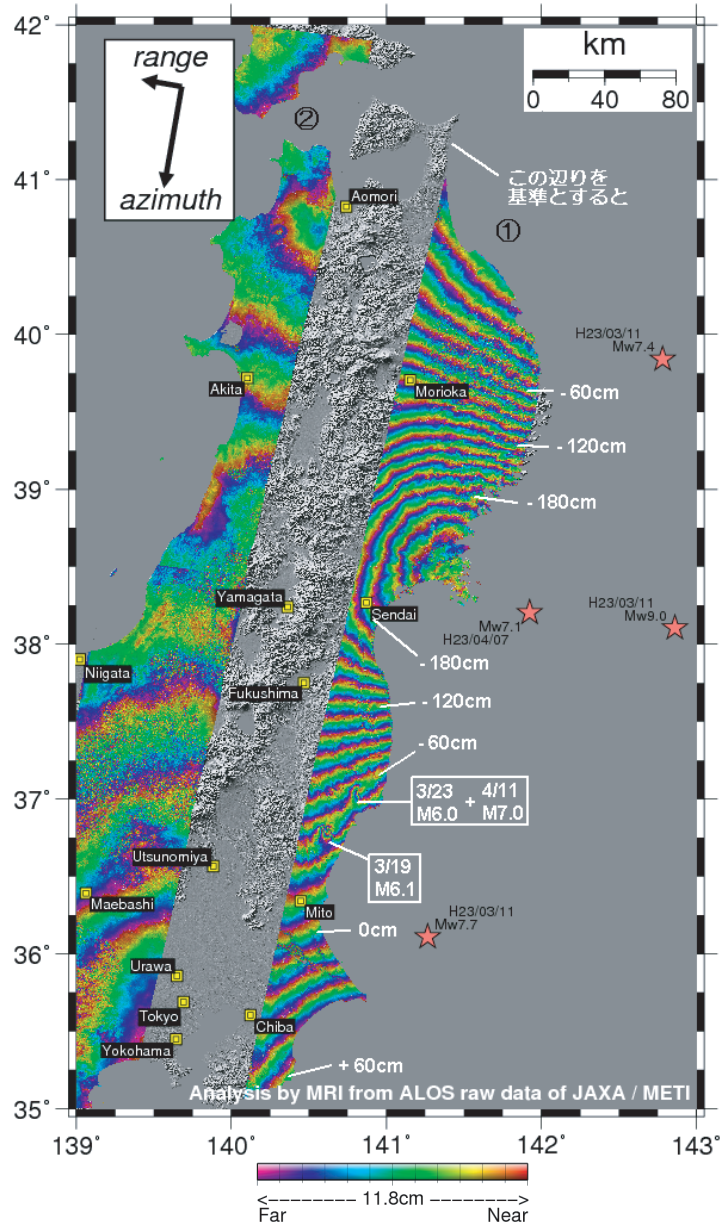
第 1.5.1 表 SAR 干渉解析に使用した SAR データ

Path-Frame	Orbit	Off-nadir angle(°)	Master	Slave	Period (days)	perpendicular baseline(m)	Memo
401-760_820	Ascending	34.3	2011.03.15	2010.10.28	138	1420	図 1.5.1-①
404-710_780			2011.03.20	2011.02.02	46	815	図 1.5.1-②
402-730_810			2011.04.01	2010.09.29	184	1112	図 1.5.1-③
405-690_760			2011.04.06	2011.02.19	46	382	図 1.5.1-④
408-680_740			2011.04.11	2011.02.24	46	506	図 1.5.1-⑤
400-700_820			2011.04.13	2011.01.11	92	1091	図 1.5.1-⑥
403-720_810			2011.04.18	2011.03.03	46	337	図 1.5.1-⑦
56-2800_2910	Descending		2011.04.07	2010.11.20	138	1107	図 1.5.2-①
59-2780_2920			2011.04.12	2010.11.25	138	1072	図 1.5.2-②



第 1.5.1 図 本震発生前後のペアによる SAR 干渉解析結果 (北行軌道)





第 1.5.2 図 本震発生前後のペアによる SAR 干渉解析結果（南行軌道）

では東西方向に変動縞が検出されたほか、千葉県では 60cm ほどの衛星から遠ざかる方向の地殻変動が得られた。なお、パス 57 及び 58（第 1.5.2 図の①と②の間の領域）については地震 WG を通じて JAXA へ観測要求を行っていたが、2011 年 4 月 22 日に発生した ALOS の電力異常により、地震後の観測が不可能となったため、SAR 干渉

解析による地殻変動は得られていない。また、パス 59（第 1.5.2 図の②）については上述の影響により、パス 56（第 1.5.2 図の①）の解析結果との干渉縞の整合ができないが、干渉縞パターンが大きく異なることから、電離層などのノイズが含まれている可能性がある。



(2) マグニチュード6以上の浅い地震における解析結果

3月11日の本震発生後、余震活動が活発である。また内陸のごく浅い場所においても地震が発生している（以後、誘発地震と呼ぶ）。SAR干渉法はその解析の特徴から、解析ペアによっては本震による地殻変動のみならず余震活動や誘発地震に伴う地殻変動が含まれる場合がある。第1.5.1図や第1.5.2図中にも白四角で囲んだ地震によると考えられる地殻変動が重畳して検出されている。本報告では、第1.5.2表に挙げた6つの地震について、本震により観測された広域の長波長の地殻変動縞を除去することにより、余震や誘発地震による地殻変動の検出を試みた。以下、個別に解析結果の詳細を述べる。

① 3月12日長野県北部の地震 (M6.7)

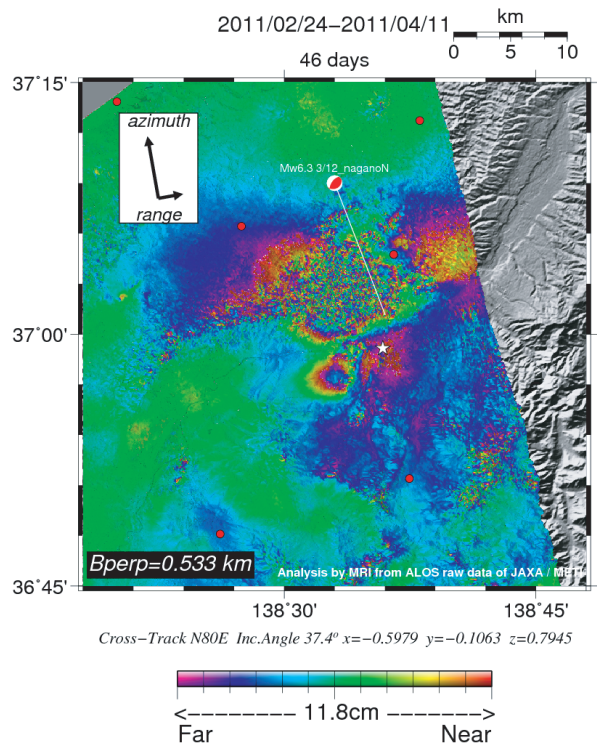
パス408では、震央の南西側領域で局所的に約8cmの衛星に近づく方向、震央付近から南又は東側領域と北側領域において約8cm程度の衛星から遠ざかる方向の位相差が検出された（第1.5.3図）。発震機構では北西-南東方向に圧力軸を持つ解が得られており、おおむね整合的なSAR干渉解析結果が得られた。

② 3月15日静岡県東部の地震 (M6.4)

発震機構解では南北方向に圧縮軸を持つ解が得られているが、震源が深かったためか、パス408（北行軌道）及びパス59（南行軌道）ともに、大気に起因すると考えられるノイズ以外は特段の地殻変動は認められない（第1.5.4図及び第1.5.5図）。

③ 3月19日茨城県北部の地震 (M6.1)

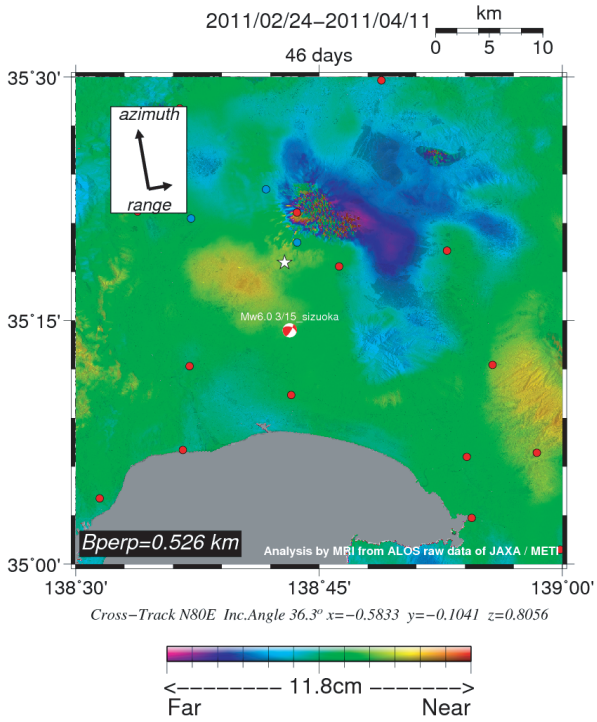
パス404（北行軌道）では推定断層面の南西領域において最大約50cm、北東領域において約6cm程度のいずれも衛星から遠ざかる方向の位相変化が検出された（第1.5.6図）。また、パス56（南行軌道）においては、南西領域で最大40cm程度の衛星から遠ざかる方向の位相変化が、また北東部領域では最大約12cm程度の衛星に近づく方向の位相変化が検出された（第1.5.7図）。発震機構解からは東北東-西南西方向に張力軸を持つ正断層型の解が得られていることから、SAR干渉解析結果を考慮すると西傾斜の断層が動いたと考えられる。



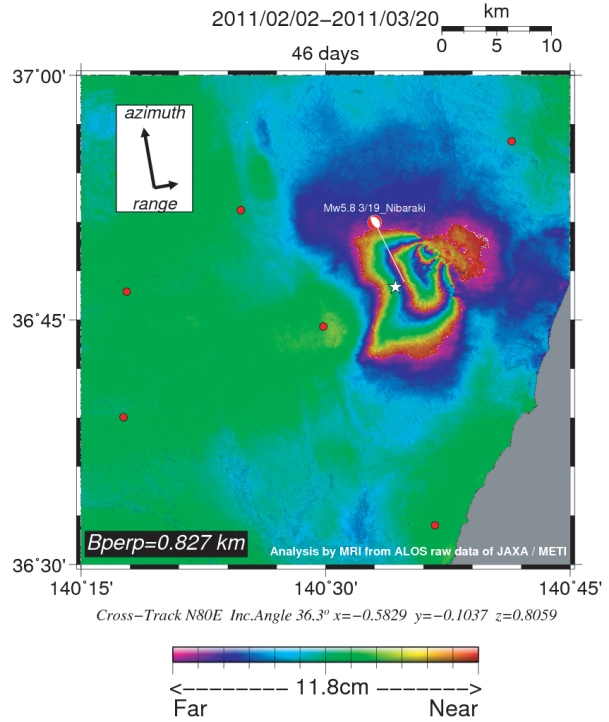
第1.5.3図 長野県北部の地震のSAR干渉解析結果

第1.5.2表 本報告で解析を行った誘発地震及び余震地震リスト

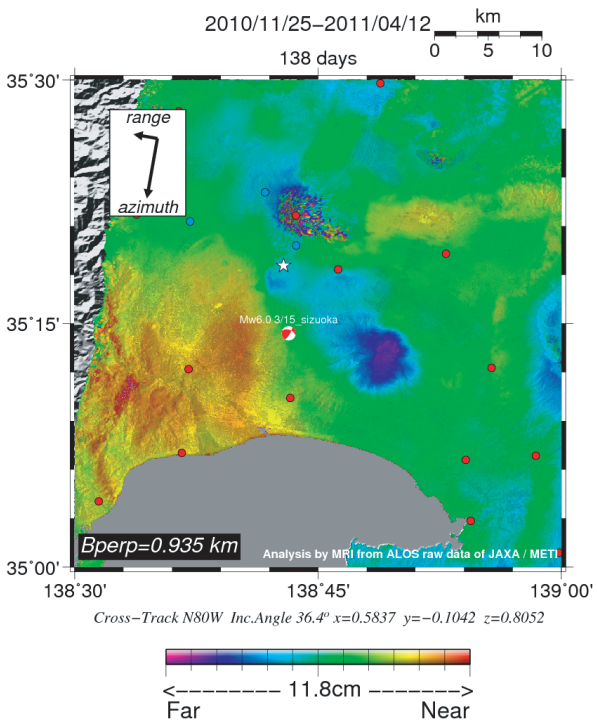
Epicenter Name	Event Time	Lat.	Lon.	Depth	M	Mw	Memo
長野県北部	2011.03.12 03:59:15.6	36.985N	138.597E	8km	6.7	6.3	第1.5.3図
静岡県東部	2011.03.15 22:31:46.3	35.308N	138.713E	14km	6.4	6	第1.5.4図,第1.5.5図
茨城県北部	2011.03.19 18:56:48.0	36.783N	140.570E	5km	6.1	5.8	第1.5.6図,第1.5.7図, 第1.5.10図,第1.5.11図
福島県浜通り	2011.03.23 07:12:28.7	37.083N	140.787E	8km	6	5.7	第1.5.8図
福島県浜通り	2011.04.11 17:16:12.0	36.945N	140.672E	6km	7	6.7	第1.5.9図
福島県中通り	2011.04.12 14:07:42.2	37.052N	140.643E	15km	6.4	5.9	第1.5.9図



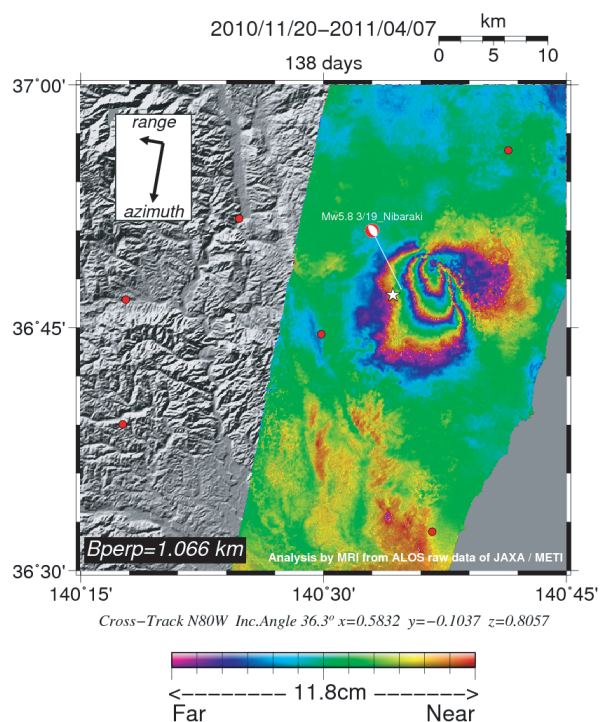
第 1.5.4 図 静岡県東部の地震の SAR 干渉解析結果(北行軌道)



第 1.5.6 図 茨城県北部の地震の SAR 干渉解析結果(北行軌道)



第 1.5.5 図 静岡県東部の地震の SAR 干渉解析結果(南行軌道)



第 1.5.7 図 茨城県北部の地震の SAR 干渉解析結果(南行軌道)



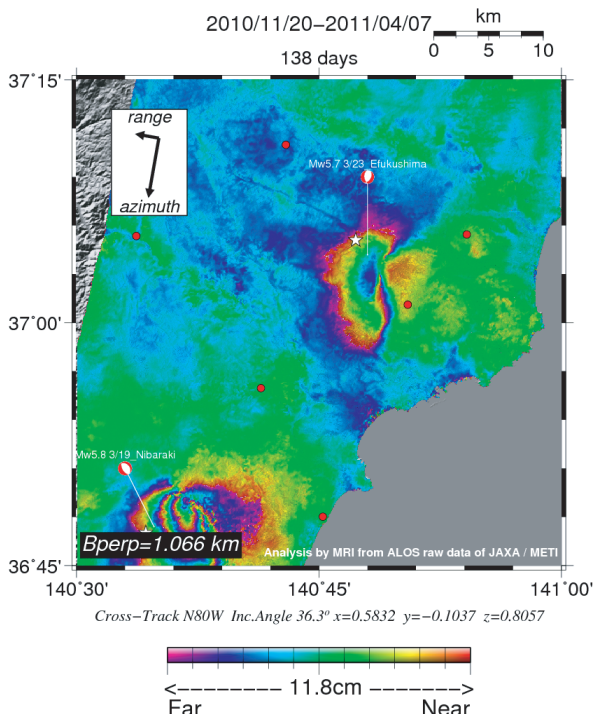
④ 3月23日福島県浜通りの余震 (M6.0)

パス56 (南行軌道) において震央付近から南側で最大約15cm程度の衛星から遠ざかる方向の位相変化が、また震央のやや東側においては約5cm程度の衛星に近づく方向の位相変化が検出された (第1.5.8図)。発震機構解では西北西-東南東方向に張力軸を持つ正断層型の解が得られているが、南行軌道のみでのSAR干渉解析結果だけではどちらの断層が動いたのか判断できない。

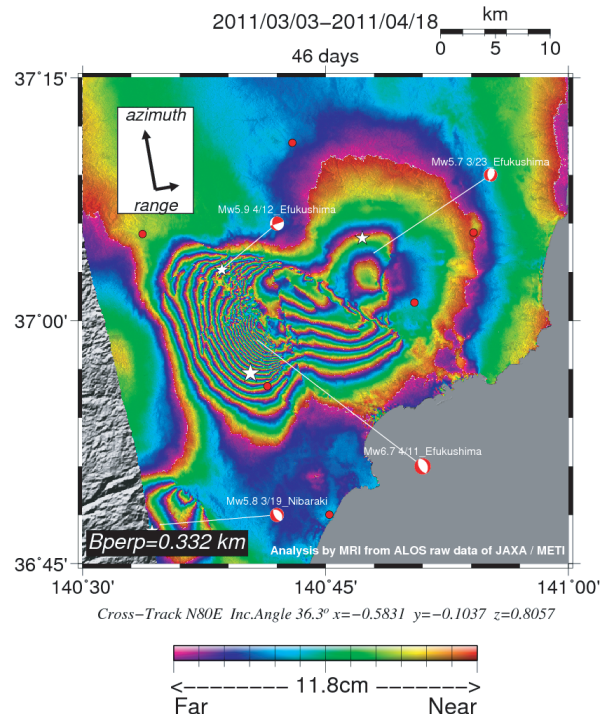
⑤ 4月11日福島県浜通りの地震 (M7.0) 及び  
4月12日福島県中通りの地震 (M6.4)

パス403 (北行軌道) において、位相不連続線が大きく2方向 (西側については2か所) で検出された (第1.5.9図)。西側に確認できる二本の位相不連続線は井戸沢断層と、東側の位相不連続線は湯ノ岳断層とそれぞれ対応している (第1.5.9図中の白点線箇所)。本地震発生後これらの断層沿いでは地表断層が報告 (黒澤ほか, 2011, 阿南ほか, 2011) されており、その位置はSAR干渉画像の位相不連続面の場所とよく一致している。

SAR干渉解析による結果からは、最も西側の領域では最大2m超、中央の領域では約80cm程度のそれぞれ衛星から遠ざかる方向の位相変化が検出された (第1.5.9図)。発震機構解からは4月11日については東北東-西南西に張力軸を持つ正断層型、4月12日については北北東-南南西方向に張力軸をもつ解が報告されており、それぞれ地殻内で発生した地震と報告されている (気象庁, 2011)。地殻変動縞の間隔や地表断層を考慮すると、西側傾斜の断層 (西領域で沈降、東領域で東進に富む) が動いたと考えられる。また、湯ノ岳断層の東側領域で確認できる地殻変動縞は3月23日に発生した福島県浜通りの地震による地殻変動と考えられる。第1.5.8図の結果を併せて考慮すると、3月23日に発生した余震では、西傾斜の断層が動いたと推定できる。更に第1.5.9図の南西部に見られる変動縞は3月19日に発生した茨城県北部の地震による地殻変動と推定される。



第1.5.8図 福島県浜通りの地震のSAR干渉解析結果 (南行軌道)



第1.5.9図 福島県浜通りの地震及び福島県中通りの地震のSAR干渉解析結果 (北行軌道)

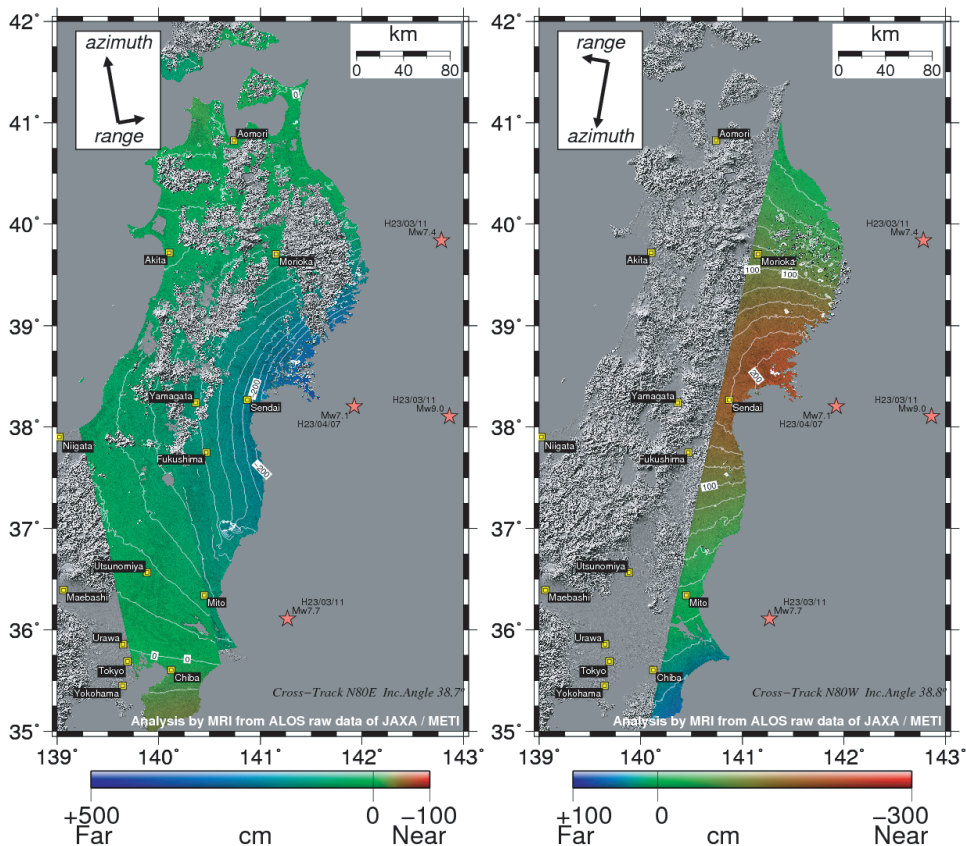
1.5.1.5 2.5次元解析

干渉 SAR では、1つのペアからは衛星と対象物の視線方向での変位量しか得られない。もし同一のイベントに対して北行軌道と南行軌道の2方向からの干渉画像が得られた場合には、各々の結果を組み合わせることにより、地殻変動を2次元的に把握する事ができ (Yarai *et al.*, 2004, 雨貝ほか, 2008), この手法は2.5次元解析と呼ばれている (Fujiwara *et al.*, 2000)。

本報告の解析でも上記2方向の干渉画像が得られていることから、この2つの視線方向が作る平面 (視線方向面: line of sight plane, 以下 LOS-plane) 上の変位を算出する事が可能である。ただし本震による地殻変動については、基準となる無変動地点が不明であるため本手法による解析は適さない。このため、本報告では、Ghiglia and Pritt (1998) によるアンラップ処理を用いた。アンラップ処理とは、SAR から得られる変位情報が、変位に相当する位相の絶対量ではなく、 $-\pi$  から

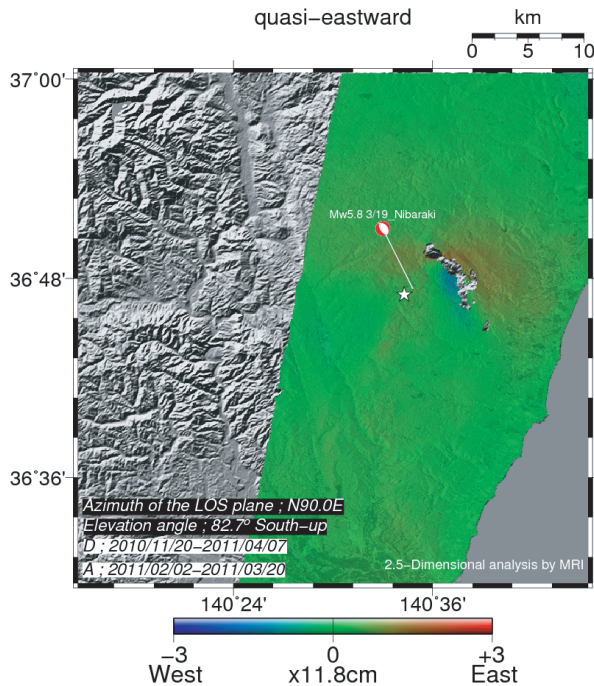
$+\pi$  の範囲に折りたたまれた値であるため、実際の変位量を求めるために、 $-\pi$  から  $+\pi$  の範囲を元に戻す作業である。本報告では、青森県の八戸市周辺を基準にして、実際の変位量と仮定した。なお、アンラップ処理の際たびたび生じるアンラップエラーについては、奥山 (2010) の方法を用い修正を行った。この結果について第1.5.10図に示す。余震活動のひとつである茨城県北部の地震については地震発生日を挟む2方向の干渉解析結果 (第1.5.6図及び第1.5.7図) が存在し、この余震活動による想定地殻変動範囲から、解析範囲内において無変動地点が仮定できることから、東西方向と準上下方向 (鉛直方向から南へ  $7.3^\circ$ ) の地殻変動量を計算した。これらの結果を第1.5.11図及び第1.5.12図に示す。

これによると LOS-plane 上では東西方向よりも準上下方向において顕著な地殻変動が生じており、その変動量は震央付近において約 30 cm の沈降であることが分かった。これらの結果は発震

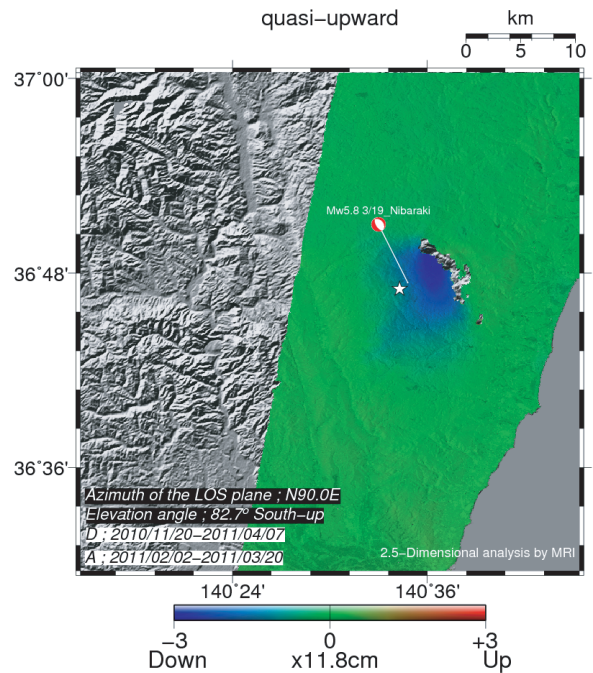


第1.5.10図 本震による地殻変動図 (第1.5.1図及び第1.5.2図をアンラップした画像) 衛星と地表間の距離が伸長する場合を「+」、短縮する場合を「-」で表現した。





第 1.5.11 図 茨城県北部の地震における東西方向の変動分布図



第 1.5.12 図 茨城県北部の地震における準上下方向の変動分布図

機構解（正断層型）から推定される断層面と良い相関を示す。なお、第 1.5.11 図及び第 1.5.12 図で震央北東部に確認できる“穴”は、干渉結果において位相不連続のため、アンラップ処理ができなかった領域に相当する。

#### 1.5.1.6 断層モデルとの比較\*

##### (1) 3月11日の本震 (M9.0) について

3月11日に発生した本震については、各機関からさまざまな断層モデルが提示されているが、ここでは、Yoshida *et al.* (2011) により報告された近地強震波形を用いた震源過程解析による断層すべり分布との比較を行った。本モデルは北海道から関東に至る K-NET, KiK-net 及び気象庁の加速度計の波形が利用されており、断層の長さは約 450km, 幅は約 150km の領域とされ、破壊開始点の東側から北東側に最大すべり量が約 30m と推定されている。このような断層を 25km×25km の小断層に分け、MICAP-G (内藤・吉川, 1999) を用いて各軌道における干渉パターンを計算し

た。なお、本震以降に発生した4つのM7クラス余震についても震源過程解析から断層を推定し、併せて計算を行った(第1.5.13図)。第1.5.10図によれば北行軌道ではおおむね観測された干渉縞と一致しているが、南行軌道については、特に一番地殻変動量の大きかった仙台市付近において異なったパターンが得られた。これは震源過程解析では比較的長周期の地震波形を用いており、宮城県沖のプレート境界の深い場所(初期破壊開始点の西側)におけるすべりがほとんど推定されておらず、地殻変動縞として計算されていないためと考えられる。

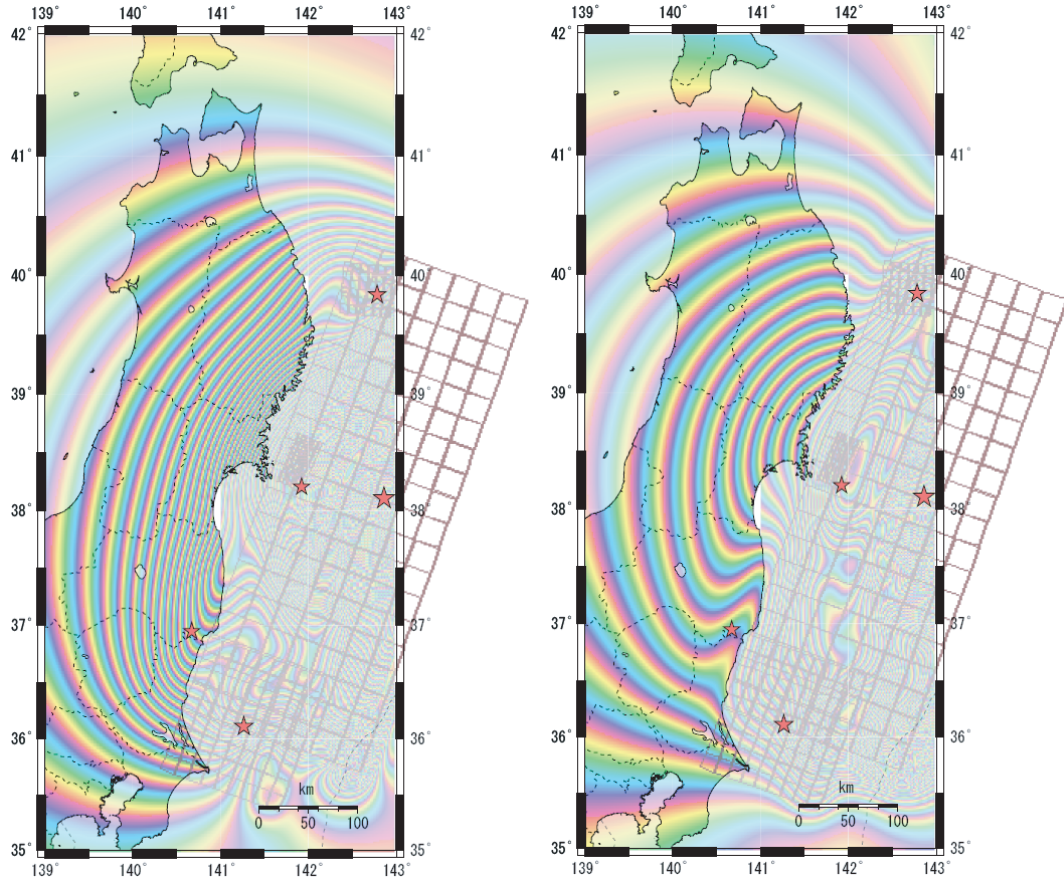
##### (2) 余震活動について

茨城県北部と福島県中通り、福島県浜通りで発生した余震活動(第1.5.1.4目(2)の③④及び⑤)については、得られた干渉縞パターンから、それぞれ発震機構解などを参考にフォワード法による一様すべり矩形断層モデルを推定した。推定した断層モデルによる干渉パターンを第1.5.14図、第

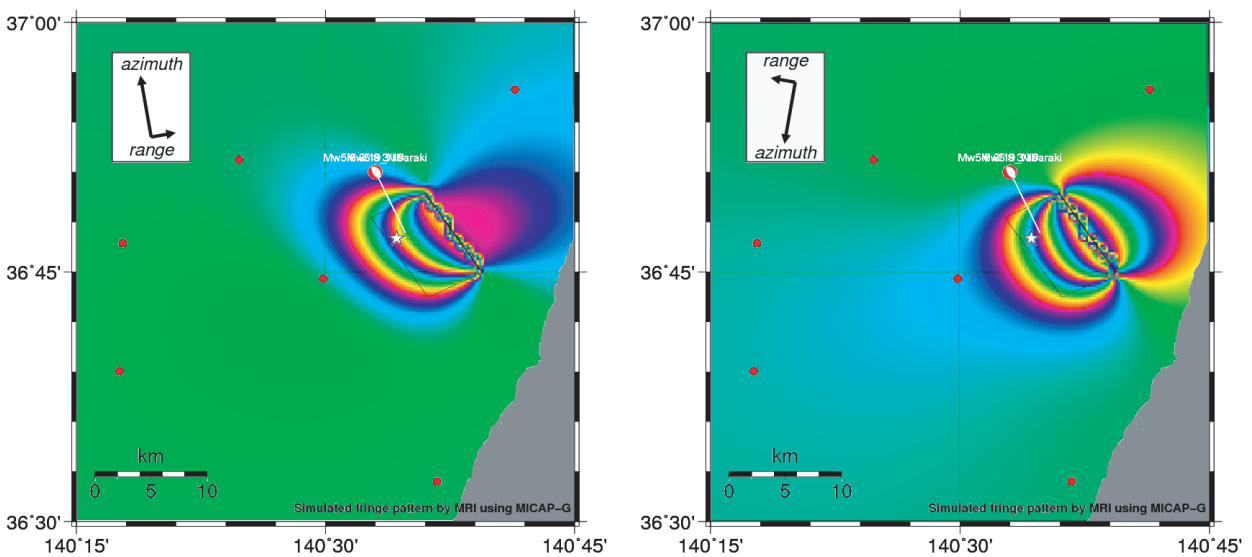
\* 気象研究所 安藤 忍 (現 文部科学省), 上野 寛 (気象研究所)

1.5.15 図及び第 1.5.16 図に、また各々の断層パラメータを第 1.5.3 表に示す。なお剛性率は一般的な  $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  を用いて計算した。解析結果(第

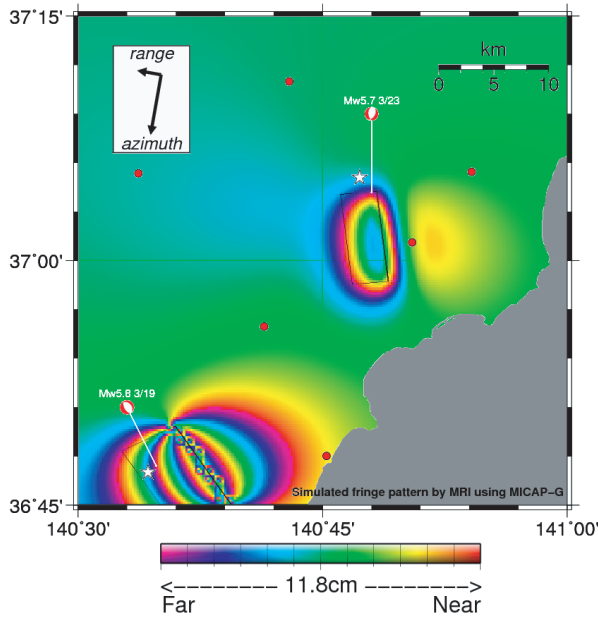
1.5.6 図, 第 1.5.7 図, 第 1.5.8 図, 第 1.5.9 図) について、いずれの場合も、おおむね干渉パターンは再現できたが、細部においては再現できていな



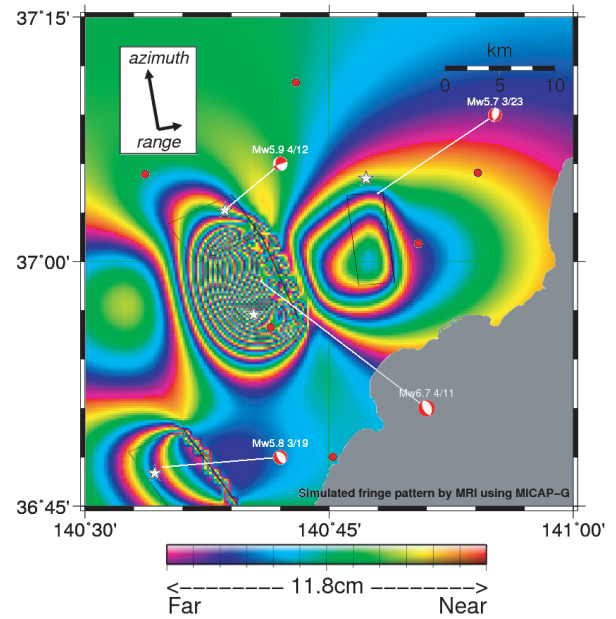
第 1.5.13 図 震源過程解析から推定した干渉パターン



第 1.5.14 図 一様すべりを仮定した断層モデルから計算した干渉縞 (2011 年 3 月 19 日茨城県北部の地震)  
左: 北行軌道, 右: 南行軌道)



第 1.5.15 図 一様すべりを仮定した断層モデルから計算した干渉縞（2011年3月23日福島県浜通りの地震）



第 1.5.16 図 一様すべりを仮定した断層モデルから計算した干渉縞（2011年4月11日及び4月12日福島県浜通り及び福島県中通りの地震）

第 1.5.3 表 余震活動における各断層パラメータ

	LAT	LON	DEPTH	LENGTH	WIDTH	STRIKE	DIP	RAKE	SLIP	Mw
3/19 Mw5.8	36.83N	140.60E	0km	10km	10km	150°	57°	-81°	0.7m	6.2
3/23 Mw5.7	37.07N	140.80E	2km	10km	5km	174°	50°	-115°	0.5m	6.1
4/11 Mw6.7	37.03N	140.68E	1km	10km	8km	160°	53°	-96°	5m	6.2
4/12 Mw5.9	37.068N	140.65E	3km	5km	8km	150°	36°	4°	0.6m	6

い。特に、第 1.5.16 図で示されたように、複数の震源断層による複雑なメカニズムの場合には、干渉パターンが大きく異なる。しかしながら、これらの差異については、今後インバージョンによる解析を行うことにより解消されると期待される。

### 謝 辞

本解析で用いた PALSAR データの一部は、国土地理院が中心となって進めている防災利用実証実験（地震 WG）に基づいて、宇宙航空研究開発機構（JAXA）にて観測・提供されたものである。また、一部は PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) で共有しているものであり、JAXA と東京大学地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供

されたものである。PALSAR に関する原初データの所有権は経済産業省及び JAXA にある。なお解析には、JAXA の島田政信氏により開発された SIGMA-SAR を使用させていただいた。また、干渉画像結果の表示は GMT (Wessel and Smith, 1998) を使用し、その方法について北海道大学の奥山哲氏及び JAXA の宮城洋介氏に多大な助言をいただいた。記してお礼申し上げます。

### 参 考 文 献

- 阿南修司・品川俊介・安元和己・脇坂安彦・江口貴弘 (2011) : 4月11日の余震でいわき市に出現した地表断層 (第1報). <http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/0313/img/yoshin.pdf>.
- 雨貝知美・鈴木啓・和田弘人・藤原みどり・飛田幹男・矢来博司 (2008) : 干渉合成開口レーダーを用いた



- 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動の検出. 国土地理院時報, **117**, 15-20.
- 奥山哲(2010): プランチカット法で生じたSAR干渉画像中のアンラップエラーの修正. 測地学会誌, **56**, 4, 149-153.
- 気象庁(2010): 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震調査報告. 気象庁技術報告, **132**, 20-27.
- 黒澤英樹・佐藤ふみ・三輪敦志(2011): 井戸沢断層沿いに出現した地表地震断層の現地調査報告. [http://www.oyoene-db.com/web/pdf/topics\\_h\\_001.pdf](http://www.oyoene-db.com/web/pdf/topics_h_001.pdf).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011): 合成開口レーダーによる地震活動に関連する地殻変動観測手法について. 106p.
- 島田政信(1999): 合成開口レーダー処理. 測地学会誌, **49**, 4, 277-281.
- 鈴木啓・雨貝知美・藤原みどり・和田弘人・飛田幹男・矢来博司(2008): 衛星合成開口レーダーを用いた平成19年(2007年)新潟県中越沖地震に伴う地殻変動の検出. 国土地理院時報, **114**, 47-53.
- 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.
- 藤原智・飛田幹男(1999): 地表変動検出のための干渉SAR画像作成技術. 測地学会誌, **49**, 4, 283-295.
- Fujiwara, S., T. Nishimura, M. Murakami, H. Nakagawa, M. Tobita, and P. A. Rosen (2000): 2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2049-2052.
- Fukushima, Y., T. Ozawa, and M. Hashimoto (2008): Fault model of 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data. *Earth Planets Space*, **60**, 99-104.
- Ghiglia, D. C. and M. D. Pritt (1998): *Two-dimensional Phase Unwrapping Theory Algorithms, and Software*. Wiley Interscience, 380-387.
- Hanssen, Ramon F. (2001): *Radar Interferometry: Data interpretation and error analysis*. Kluwer Academic Publishers. 308pp
- Shimada, M. (1999): Verification processor for SAR calibration and interferometry. *Adv. Space Res.*, **23**, 8, 1477-1486.
- Takada, Y., T. Kobayashi, M. Furuya, and M. Murakami (2009): Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR: preliminary results. *Earth Planets Space*, **61**, e9-e12.
- Yarai, H., T. Ozawa, T. Nishimura, M. Tobita, and T. Imakiire (2004): Crustal deformation associated with the northern Miyagi earthquake detected by RADARSAT-1 and ENVISAT SAR interferometry. *Earth Planets Space*, **61**, 103-107.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki (2011): Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data. *Earth Planets Space*, **63**, 565-569.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.

### 1.5.2\* 地殻岩石ひずみ計による地殻変動解析

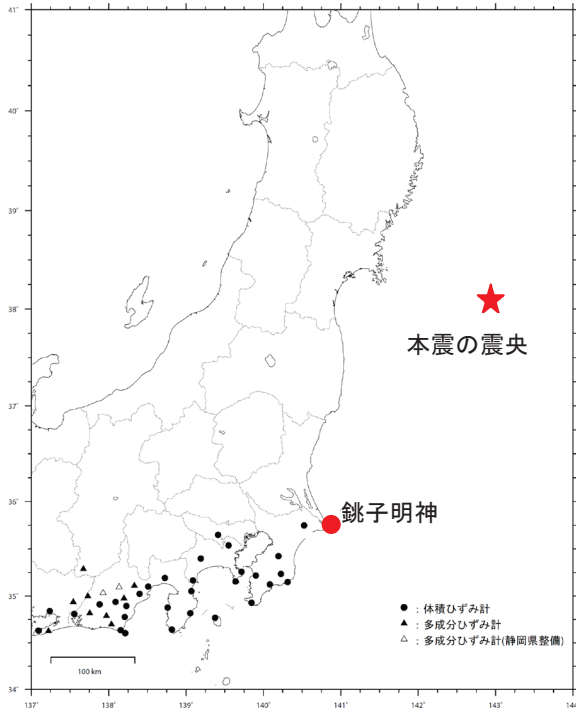
気象庁が東海～南関東地域に設置している地殻岩石ひずみ観測点(第1.5.17図)のうち、銚子明神観測点は本震の震央位置から南西約320kmに位置しており、本震に伴うコサイスマックなステップ変化の後、数ヶ月程度の時定数をもった緩和的な伸びの変化が2012年末まで継続している(第1.5.18図)。

銚子明神観測点以外の地殻岩石ひずみ計の多くでも、本震によるコサイスマックステップ変化後に緩和的な変化がみられているが、その時定数は数時間～数日程度である。こうした変化は主として観測点近傍における地下水の状態変化を反映したものであると推測されるが、銚子明神観測点で見られる変化は数ヶ月に及んでおり、観測点近傍での要因だけに起因するものとは考えにくい。

そこで、銚子明神観測点での変化を広域的なひずみ変化と比較するために、国土地理院GPS連続観測システムによる座標値(日値)を基に銚子市付近(北緯35.733度, 東経140.854度)での面

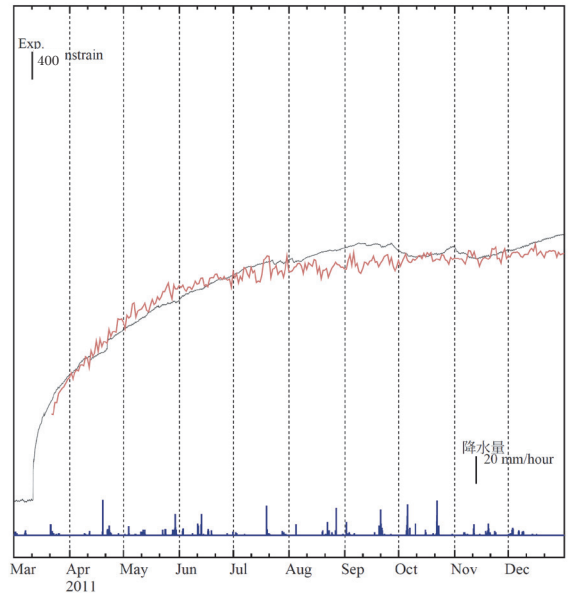
\* 地震火山部地震予知情報課 長谷川 浩





第 1.5.17 図 地殻岩石ひずみ計の配置図  
●は銚子明神観測点, ★は平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の震央位置を示す。

積ひずみを計算して、第 1.5.18 図中に赤線で示した。銚子市周辺の GPS 座標値により推定した面積ひずみ変化は、3 月下旬から 12 月末までの間、緩和的な伸びの変化を示しており、銚子明神観測点での体積ひずみ変化と調和的である。体積ひずみ計は体積ひずみあるいは面積ひずみにほぼ比例した測定量を観測しているとされ (二瓶ほか, 1987), 銚子明神観測点での緩和的な変化は広域的な地殻のひずみ変化を反映しているものと考えられる。水藤ほか (2011) によれば, GPS 観測でみられる変化は東北地方太平洋沖地震の余効変動に伴うものであり, 銚子明神観測点での緩和的な伸びの変化はこの余効変動を記録している可能性がある。



第 1.5.18 図 銚子明神観測点の体積ひずみ変化 (時間平均値) と GPS 座標値から計算される銚子市付近の面積ひずみ (日値) の時系列の比較

2011 年 3 月 1 日 ~ 2011 年 12 月 31 日の期間の銚子明神観測点での体積ひずみ計の時間平均値について、気圧・潮汐補正を施したデータを黒線で示す。また、国土地理院 GPS 連続観測システムによる座標値 (日値) を基に銚子市付近 (北緯 35.733 度, 東経 140.854 度) での面積ひずみを計算したデータを赤線で示す。GPS データからはトレンド及び地震によるシフトを除去している。いずれも上向きを伸びとしている。降水による影響を見るために銚子明神観測点での降水量 (時間値) も合わせて示す (青線)。

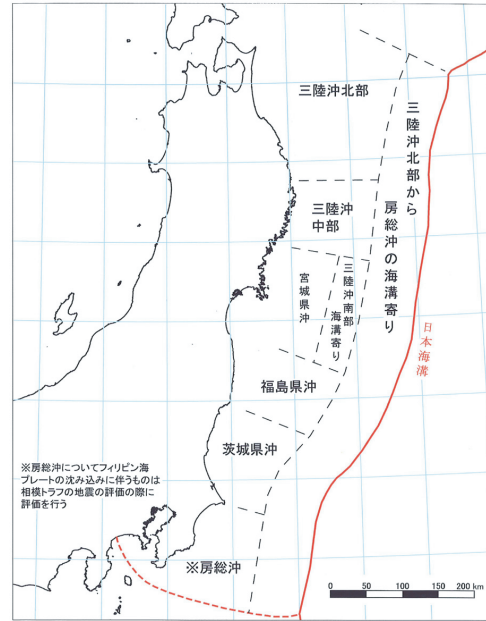
### 参 考 文 献

二瓶信一・上垣内修・佐藤馨：埋設式体積歪計による観 (1)。験震時報, 50, 65-88  
水藤尚・西村卓也・小沢慎三郎・飛田幹男・原慎一郎・矢来博司・矢萩智裕・木村久夫・川元智司 (2011) : GEONET による平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に引き続いて発生している余効変動と余効すべりモデル。国土地理院時報, 122, 39-46

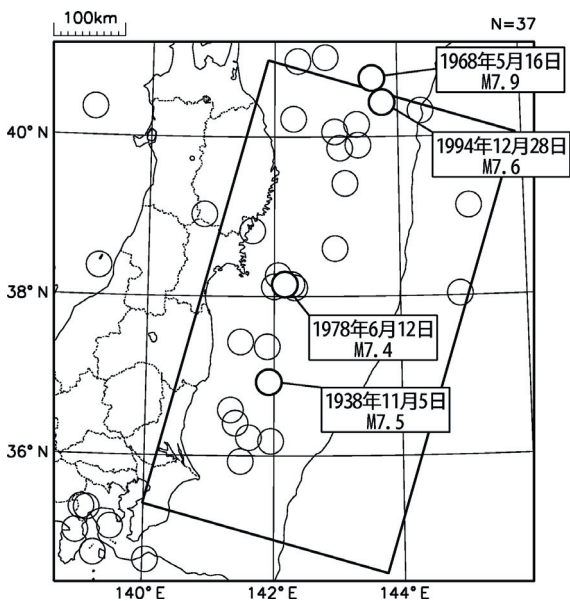
### 1.6 過去に発生した地震活動\*

この領域では過去 M7.0 を超えるような地震が繰り返し起こってきた (第 1.6.1 図)。地震調査研究推進本部地震調査委員会では三陸沖北部から房総沖までを第 1.6.2 図のように 8 つの領域に分け、それぞれの領域全体を破壊する地震を固有地震としてそれらの評価を行ってきた。ただし「三陸沖中部」領域では大きな地震は知られていない。また、「三陸沖北部から房総沖の海溝寄り」領域では断層長 200km 程度の地震しか想定されていなかった。以下本節ではこれらの領域をかぎ括弧で囲んで表記するものとする。

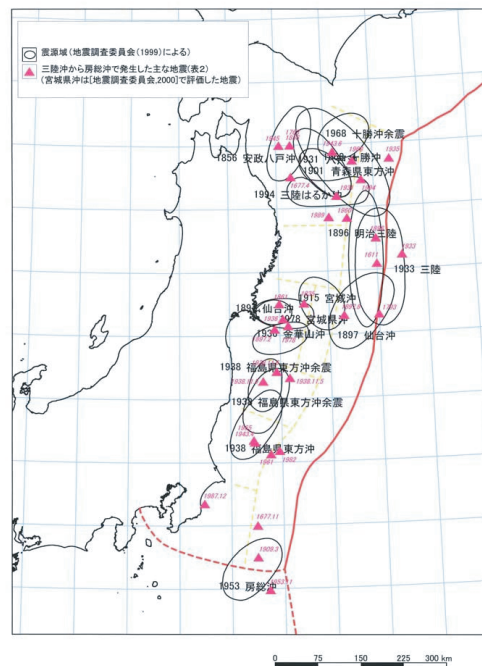
本節では、東北地方の太平洋プレートの沈み込みに伴う地震 (第 1.6.3 図) のうち主なものについてその概要を記述する。なお、本節の内容 (1923 年より前の地震のマグニチュードや 1960 年以前の地震名称を含む) は宇佐美 (2003) 及び地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2008) によった。



第 1.6.2 図 三陸沖北部から房総沖の評価対象領域  
本図は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) による。



第 1.6.1 図 東北地方太平洋沖地震以前の地震活動  
1923 年 8 月 1 日 ~ 2011 年 12 月 31 日の震央分布。  
深さ 0 ~ 90km, M ≥ 5.0, 発震機構は CMT 解。  
一元化以降の震央は淡色で表示。



第 1.6.3 図 三陸沖から房総沖にかけての主な地震と  
主な震源域  
本図は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) による。

\* 地震火山部地震予知情報課 大竹 和生

#### 1.6.1 明治三陸地震（1896年6月15日，M8¼）

三陸沖を震源とするこの地震では観測された最大震度は4であり，揺れによる被害はほとんどなかった。しかし30分ほど後に襲った津波によって20,000人を超える死者，15,000棟を超える家屋の流失・浸水といった大きな被害を出した。津波の最大の遡上高を観測したのは綾里村（現大船渡市）で，38.2mであった。宮城県鮎川の駿潮所では全振幅2.7mを観測している。また，カリフォルニア州サンタクルーズでも1.5mほどの津波を観測したとある\*<sup>1</sup>。この地震は「三陸沖北部から房総沖の海溝寄り」で発生したと考えられ，1611年と1677年にも同じタイプの地震が発生し，主に津波で大きな被害を出している。

#### 1.6.2 仙台沖の地震（1897年8月5日，M7.7）

仙台沖を震源とするこの地震では揺れによる被害はなかったが，小津波が襲来し，盛（現大船渡市）では約3m程度を観測している。この地震は「三陸沖南部海溝寄り」で発生した。1793年にも同じタイプの地震が発生したと考えられている。

#### 1.6.3 昭和三陸地震（1933年3月3日，M8.1）

三陸沖を震源とするこの地震では観測された最大震度は5であり，揺れによる被害はがけ崩れや堤防の決壊があった程度で少なかった。地震後30分～1時間の間に津波が襲い，北海道から東北地方の太平洋側に大きな被害を出した。3000人を超える死者・行方不明者や10,000棟以上の家屋の流失・浸水等の被害があった。この地震も「三陸沖北部から房総沖の海溝寄り」で発生したと考えられている。

明治と昭和の三陸地震は地震の揺れと比して津波による被害が非常に大きかったことが特筆される。これらの地震は震源域はほぼ同じであるとされているが，明治三陸地震は逆断層型のプレート間地震・昭和三陸地震は正断層型の太平洋プレート内で発生した地震とメカニズムは異なっている。

#### 1.6.4 福島県東方沖地震（1938年11月5日，M7.5）

福島県東方沖を震源としたこの地震では大きな余震が多数発生し，当日から翌日にかけてM7.3と7.4，さらにM6.9の地震が7日と30日にも発生している。最大震度は5で，死者1人，負傷者9人，住家の破損33棟など被害はそれほど大きくなかった。津波は宮城県花淵で113cmを観測しており，余震では鮎川で124cmの記録がある。この地震は「福島県沖」領域で発生したと考えられている。

#### 1.6.5 1968年十勝沖地震（1968年5月16日，M7.9）

青森県東方沖を震源とするこの地震では観測された最大震度は5であるが，死者52人，負傷者330人，住家の破損が20,000棟近くなど大きな被害を生じた。津波は女川付近で東京湾平均海面に対して+6.0mなどを観測したが，干潮時だったせいもあり津波被害はそれほど大きくはなかった。この地震の直後から十勝岳の地震活動が活発化したことが観測されている。この地震は「三陸沖北部」領域で発生した。1677年，1763年，1856年にも同じタイプの地震が発生したと考えられている。

#### 1.6.6 1978年宮城県沖地震（1978年6月12日，M7.4）

この地震は宮城県沖を震源とし，最大震度5を観測した。この地震で死者28人，住家の破損60,000棟以上を数える被害を出した。死者の多くがブロック塀等の倒壊で圧死したことが知られている。津波は仙台新港で最大波高49cmを観測している。

この地震は「宮城県沖」領域で発生した。ここでは約37年間隔でほぼ同じ大きさの地震が発生している。ただし1793年の地震のように「三陸沖南部海溝寄り」領域と連動した地震となり，より大きな規模となることもある。この海域で起こると思われる次回の地震は「想定宮城県沖地震」

\*<sup>1</sup> [http://www.consrv.ca.gov/cgs/geologic\\_hazards/tsunami/pages/about\\_tsunamis.aspx](http://www.consrv.ca.gov/cgs/geologic_hazards/tsunami/pages/about_tsunamis.aspx) による。

と呼ばれ、自治体等ではこの地震に対する対策が進められていた。

#### 1.6.7 平成6年(1994年)三陸はるか沖地震 (1994年12月28日, M7.6)

最大震度6を観測したこの地震は三陸はるか沖を震源とし、死者3人、住家の破損9000棟以上を数える被害を出した。津波は宮古で最大波高55cmを観測している。最大余震(M6.9)は翌年1月7日に余震活動域のほぼ西端(すなわち陸に近い側)で発生した。半年ほど活発な余震活動が続き、その後もM5.0を超えるような地震が時々発生した。この地震は「三陸沖北部」領域で発生したが最大規模の地震よりもひとまわり小さく、固有地震ではないと考えられている。

#### 1.6.8 貞観地震(869年7月13日)

宇佐美(2003)は三陸沿岸を震源とするM8.3±¼の地震としている。無数の建物が倒潰し、津波による溺死者は1,000人を数えたという。この地震の記録についての記載は「日本三代実録」に記載があるのみでありその実在を疑問視する研究者もいた。しかし近年津波堆積物の調査によって、仙台平野をはじめとする東北地方の太平洋岸で貞観地震に伴う巨大津波の痕跡が確認されている(例えばMinoura and Nakaya(1991)など)。これらの調査によると、この地震は「宮城県沖」と「三陸沖南部海溝寄り」、「福島県沖」を含み、さらに広い領域が破壊された可能性もある。このタイプの地震は15世紀、4-5世紀、BC3-4世紀にも発生したと考えられている。

#### 1.6.9 各領域の長期評価

東北地方太平洋沖地震が発生する前、地震調査委員会の長期評価では以下の通り各領域の最大の

地震を評価していた。

「三陸沖北部」(プレート間地震): M8.0前後・平均活動間隔97.0年

「三陸沖北部から房総沖の海溝寄り」(プレート間地震): Mt8.2前後・約133年に1回、特定の海域では530年に1回

「三陸沖中部」: 規模の大きな地震は知られていない

「三陸沖南部海溝寄り」: M7.7前後(宮城県沖の地震と連動した場合はM8.0前後)・発生間隔は105年程度

「宮城県沖」: M7.5前後(連動の場合はM8.0前後)・平均活動間隔は37.1年

「福島県沖」: M7.4前後・発生間隔は400年以上

「茨城県沖」: M6.8程度・約20年程度の間隔で地震活動の活発な時期が確認されている。

「房総沖」: 大きな被害のある地震は知られていない

#### 参考文献

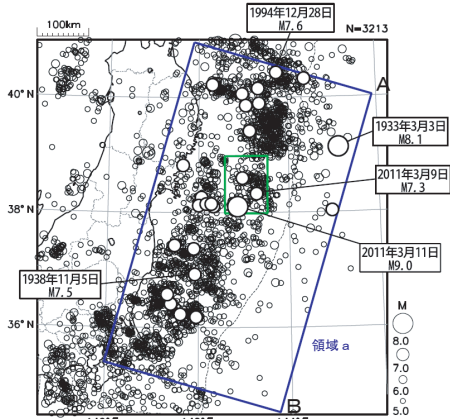
- 宇佐美龍夫(2003): 最新版 日本被害地震総覧. 東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul\\_sanriku/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_sanriku/index.htm).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2008): 日本の地震活動 - 被害地震から見た地域別の特徴 - 第2版.
- Minoura, K., Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, **99**, 265-287.



1.7 本震発生前の地震活動\*

1.7.1 東北地方太平洋沖の長期的な地震活動

1923年以降, 東北地方太平洋沖地震(以下,

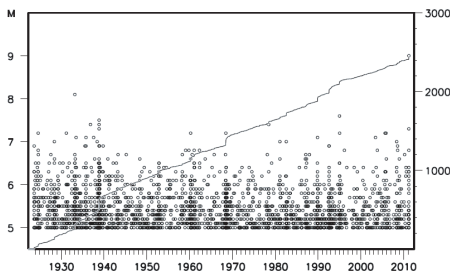
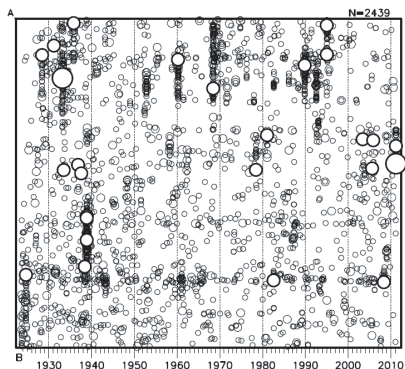


第1.7.1図 東北地方の震央分布図

1923年8月1日~2011年3月11日14時46分,  $M \geq 5.0$ , 深さ  $\leq 150$ km

$M \geq 7.0$ の地震はシンボルを白抜きにして表示.

緑色の線で囲った領域は, 第1.7.4図の領域bに相当する領域.



第1.7.2図 領域aの地震活動

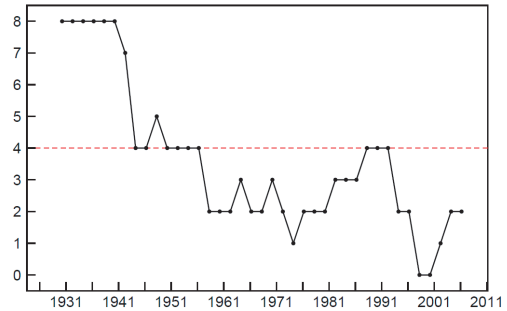
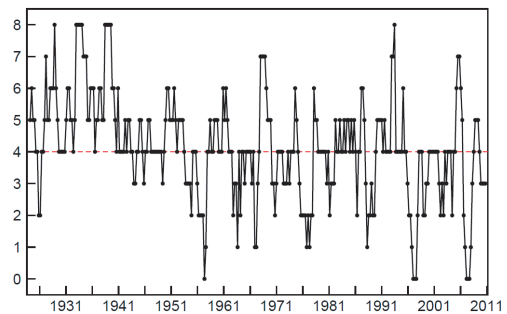
(上段) 時空間分布図 (A-B 投影)

$M \geq 7.0$ の地震はシンボルを白抜きにして表示.

(下段) M-T 図及び回数積算図

本節では「本震」) 発生の直前までの間, 本震の余震域にあたる東北地方の太平洋側沿岸から日本海溝付近の領域(第1.7.1図の領域a)では,  $M7$ 程度の地震がときおり発生していた.

第1.7.2図に領域aの地震活動の時空間分布図, M-T 図及び回数積算図を示した. また, 第1.7.3図に地震活動指数の推移を示した. なお, 地震活動指数とは, 過去のデータを用いて統計的にある



地震回数の指数化

指数	8	7	6	5	4	3	2	1	0
確率 (%)	1	4	10	15	40	15	10	4	1
地震数	多		やや多		ほぼ平常		やや少		少ない

第1.7.3図 領域aの地震活動指数の推移

(上段) 短期

$M \geq 5.0$

基準化期間: 1923/8 ~ 2011/03/8

指数化単位: 360日間の時間窓を100日間ごとにシフト

デクラスタ\*:  $\Delta r=40$ km  $\Delta t=40$ 日

(中段) 長期

$M \geq 5.0$

基準化期間: 1923/8 ~ 2011/03/8

指数化単位: 110年間(3650日間)の時間窓を

2年間(730日間)ごとにシフト

デクラスタ:  $\Delta r=40$ km  $\Delta t=40$ 日

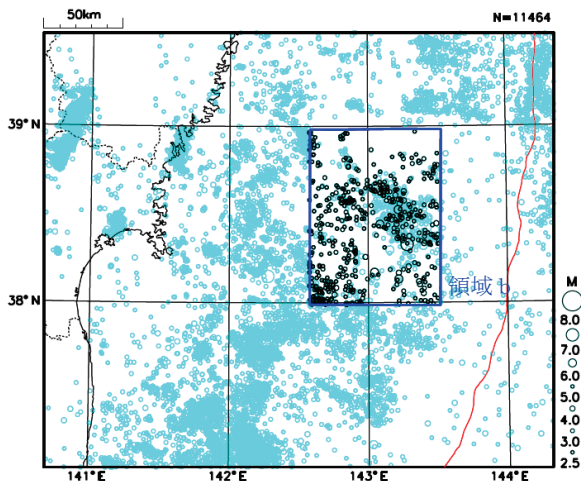
(下段) 地震活動指数とその指数となる確率, 及び地震数の程度との対応関係

\* 地震火山部地震予知情報課 草野 利夫

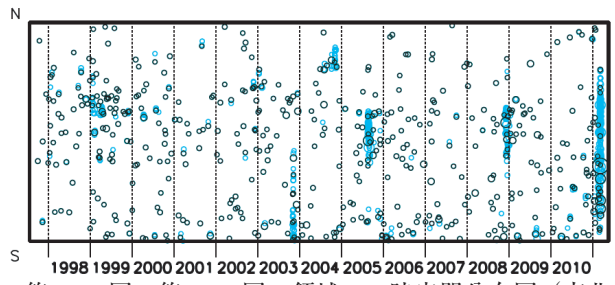
\* デクラスタ(クラスタ除去): 震央距離  $\Delta r$ km 以内, 発生時間差  $\Delta t$ 日以内の地震をグループ化し, 最大地震で代表すること.

単位期間の地震活動についてレベル化を行い、地震活動レベルを数値で表現したものである(塚越・石垣, 2003). 指数化単位(一定の時間窓に対してある期間ごとにシフトして指数化すること)が短期のグラフ(第1.7.3図上段)をみると、10年に1回程度の間隔で地震活動が低下する時期があることが見てとれる。また、指数化単位が長期のグラフ(第1.7.3図中段)をみると、1923年から1940年代前半にかけて、活動指数が高くなっているが、これは1923年の関東地震や1933年の昭和三陸地震、1938年の福島県東方沖の地震による影響と考えられる。

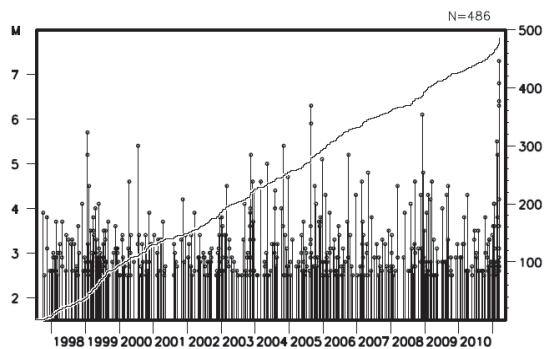
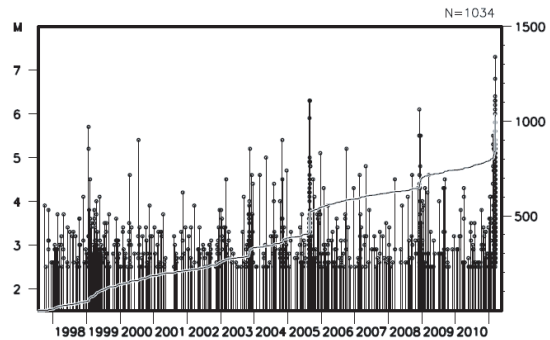
本震に先立って発生した2011年2月の地震活動及び3月9日のM7.3の地震とその余震活動の領域(第1.7.4図の領域b)は、1997年10月以降の活動をみると、まとまった地震活動の見られる領域である(第1.7.5図, 第1.7.6図)。また、1923年以降の活動を見ると、時々M5.0を超える地震が発生しており、M7.0程度の地震も数回発生している。そのうち最大のものは、2011年3月9日のM7.3の地震を除くと、1981年1月19日のM7.0の地震(最大震度4, 釜石市で高さ22cmなどの津波を観測)である。(第1.7.7図, 第1.7.8図)



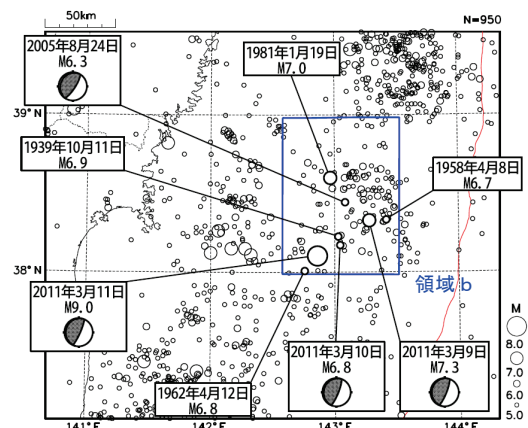
第1.7.4図 宮城県沖の周辺の震央分布図  
(1997年10月1日～2011年3月11日14時45分,  
M ≥ 2.5, 深さ ≤ 75km)  
デクラスタ処理後(領域b内)の分布を黒く表示。  
震央距離11km以内、発生時間差7日以内の地震を  
グループ化し、最大地震で代表。



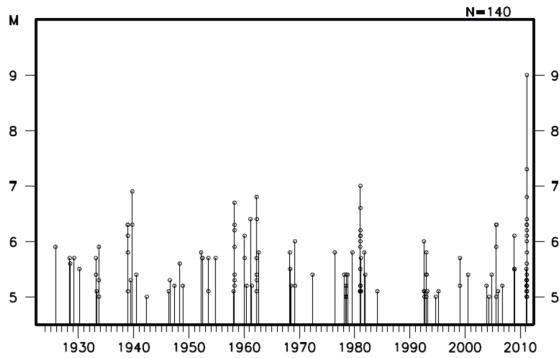
第1.7.5図 第1.7.4図の領域bの時空間分布図(南北  
投影)  
デクラスタ処理後の分布を黒く表示。



第1.7.6図 第1.7.4図の領域bのM-T図(上:デクラ  
スタ前, 下:デクラスタ後)



第1.7.7図 宮城県沖の周辺の震央分布図  
1923年8月1日～2011年3月11日14時46分,  
M ≥ 5.0, 深さ ≤ 75km



第 1.7.8 図 第 1.7.7 図の領域 b の M-T 図

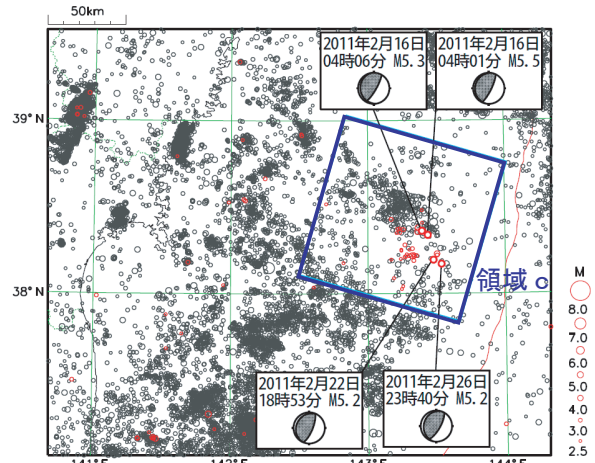
### 1.7.2 三陸沖の 2 月の地震活動, 及び 3 月 9 日の地震とその余震活動

#### 1.7.2.1 2011 年 2 月の三陸沖の地震活動

本震の発生領域周辺では, 前月の 2 月 13 日から末日頃までまとまった地震活動が発生していた. この地震活動において, 最大規模の地震は 2 月 16 日 04 時 01 分に発生した M5.5 の地震 (最大震度 1) で, M5.0 以上の地震が 4 回発生している. 発震機構 (CMT 解) は, いずれも西北西-東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て地震であった. この活動は, 2 月中に一旦収まった (第 1.7.9 図, 第 1.7.10 図).

#### 1.7.2.2 2011 年 3 月 9 日 三陸沖の地震

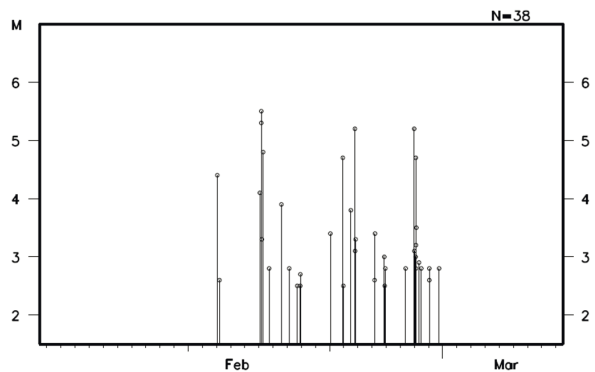
2011 年 3 月 9 日 11 時 45 分に三陸沖で M7.3 の地震が発生した. この地震は, 前月に地震活動が発生した場所と同じ領域内で発生した地震であった. この地震の発震機構は, 西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で, 太平洋プレートと陸のプレートの境界付近で発生した地震であった (第 1.7.11 図). この地震により, 宮城県の 4 地点で震度 5 弱を観測したほか, 北海道から近畿地方にかけて震度 4~1 を観測した (第 1.7.12 図). なお, 宮城県付近の推計震度分布で面的な震度の広がりを見ると, おおむね平野部で震度 4 以上を観測している (第 1.7.13 図). また, 大船渡で 55cm, 石巻市鮎川で 48cm, 久慈港で 46cm など, 北海道から関東地方の太平洋沿岸で津波を観測した. この地震により, 負傷者 2 人, 住家一部破損 1 棟, その他建物の壁のひび割れなどの被害が青



第 1.7.9 図 宮城県沖の周辺の震央分布図

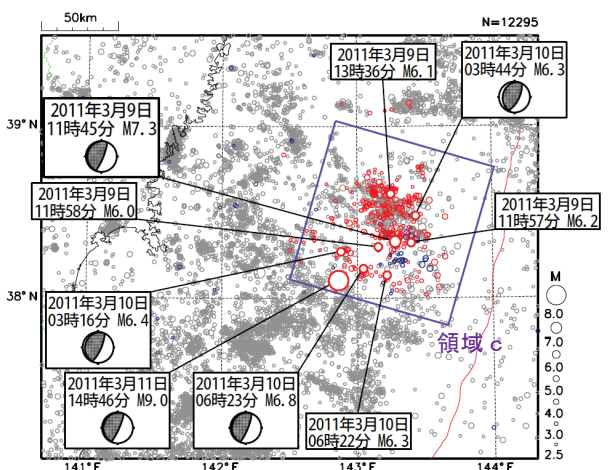
1997 年 10 月 1 日 ~ 2011 年 3 月 8 日,  $M \geq 2.5$ , 深さ  $\leq 150$ km

2011 年 2 月 13 日 ~ 3 月 8 日の地震活動を赤く表示



第 1.7.10 図 第 1.7.9 図の領域 c の M-T 図

2011 年 2 月 1 日 ~ 2011 年 3 月 8 日

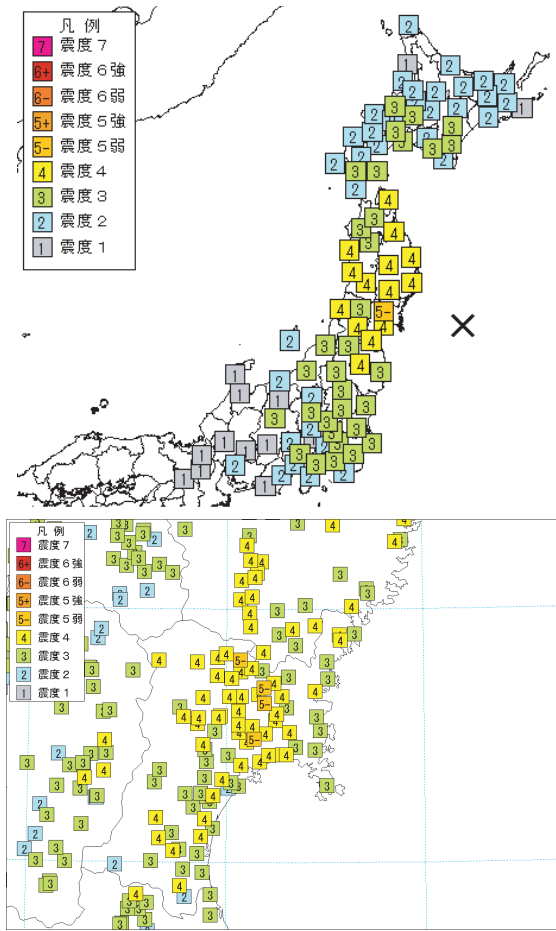


第 1.7.11 図 宮城県沖の周辺の震央分布図

1997 年 10 月 1 日 ~ 2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分,  $M \geq 2.5$ , 深さ  $\leq 150$ km

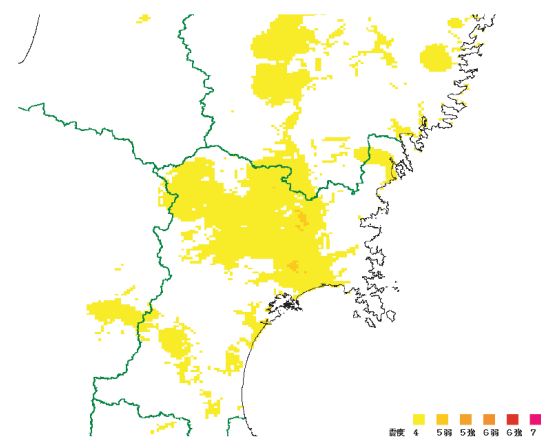
2011 年 2 月の地震活動 (2 月 13 日 ~ 3 月 8 日) を青く, また 3 月 9 日の M7.3 の地震以降を赤く表示





第 1.7.12 図 3 月 9 日の三陸沖の地震 (M7.3) の震度分布

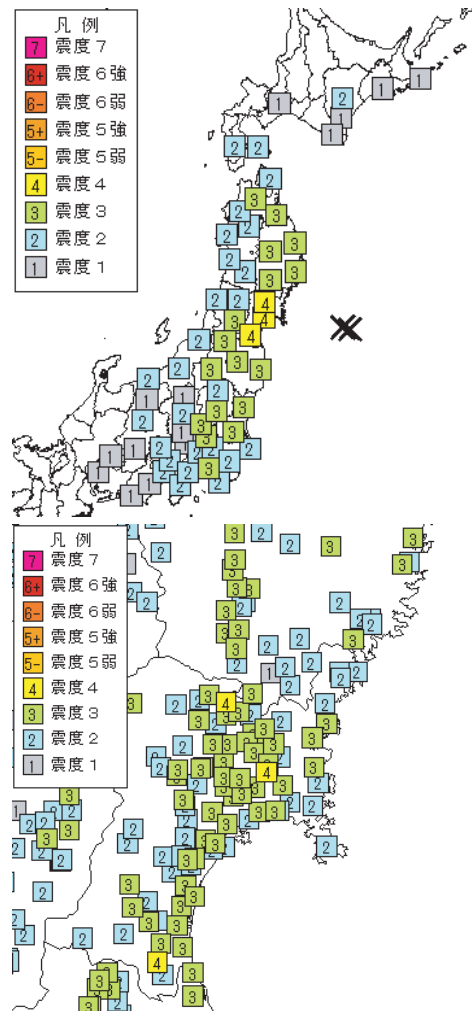
(上) 地域ごとの震度分布, (下) 宮城県付近の観測点ごとの震度分布, ×印はこの地震の震央位置



第 1.7.13 図 3 月 9 日の三陸沖の地震 (M7.3) の推計震度分布

森・宮城・岩手・秋田の 4 県で生じた (総務省消防庁「三陸沖を震源とする地震 (第 9 報)」(平成 23 年 3 月 10 日 20 時発表) による)。

また, 翌 3 月 10 日 06 時 22 分に M6.3 の地震, 06 時 23 分に M6.8 の地震が発生した. 06 時 23 分の地震の発震機構は, 西北西-東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付近で発生した地震であった. これらの地震により, 宮城県の 3 地点で最大震度 4 を観測したほか, 北海道から中部地方にかけて, 震度 3~1 を観測した (第 1.7.14 図). この時の地



第 1.7.14 図 3 月 10 日の三陸沖の地震 (M6.8) の震度分布

(上) 地域ごとの震度分布, (下) 宮城県付近の観測点ごとの震度分布

×印は 06 時 22 分の地震 (M6.3) 及び 06 時 23 分の地震 (M6.8) の震央位置



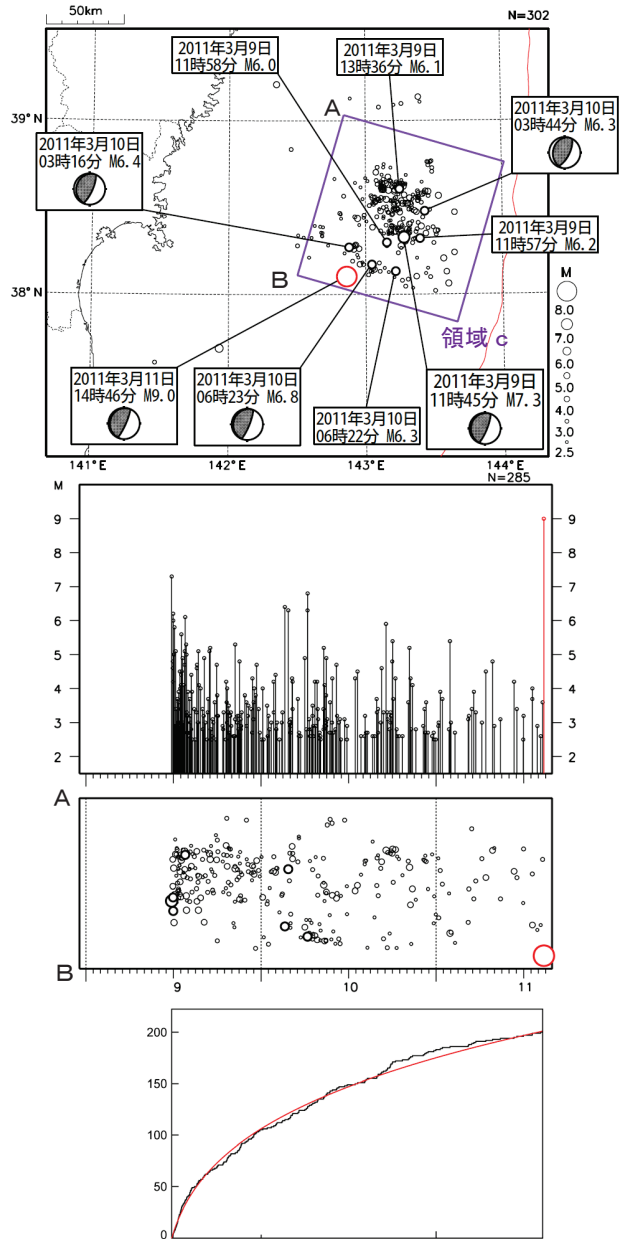
震でも、石巻市鮎川で11cmの津波を観測している。この地震により、気象庁は10日6時28分に津波注意報を福島県に対して発表している（7時30分解除）3月9日のM7.3の地震の発生から11日のM9.0の本震の発生までについて、地震活動は、M6.0以上の地震が7回発生しており、改良大森公式に良く沿うように推移していた（第1.7.15図）。また、震度1以上を観測した地震は42回発生した（第1.7.1表）

### 1.7.3 3月9日の地震の震源過程解析

2011年3月9日11時45分に三陸沖で発生した地震について、米国地震学連合（IRIS）のデータ管理センター（DMC）より広帯域地震波形記録を取得し、遠地実体波を利用した震源過程解析（Kikuchi and Kanamori, 2003）の結果を第1.7.16図に示す。また、独立行政法人防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの近地強震波形を用いた震源過程解析結果も同図に示す。

破壊開始点は、気象庁による震央の位置（N38°19.7′, E143°16.7′）とし、深さはプレート境界面（Nakajima and Hasegawa, 2006）の19kmとした。この地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生したと考え、断層面は気象庁のCMT解の西北西傾斜の節面を用いた。

解析の結果、主要なすべりは破壊開始点よりも北西方向の深い部分にあり、主な破壊継続時間は約20秒であった。また、断層の大きさは長さ約30～40km、幅約40kmで、最大のすべり量は2.2mであった。Mwは7.3であった。



第1.7.15図 3月9日三陸沖M7.3の地震の震央周辺(領域c)の活動経過

(1 段目) 震央分布図:

2011年3月9日～2011年3月11日14時46分,  $M \geq 2.5$ , 深さ  $\leq 150\text{km}$ , 本震 ( $M 9.0$ ) を赤で表示 (2 段目, 3 段目も同じ)

(2 段目) 1 段目の図の領域cの時空間分布 (A-B 投影):  $M6.0$  以上の地震のシンボルを白抜き.

(3 段目) 1 段目の図の領域cのM-T図:

(4 段目) 地震回数積算図 (黒線) と改良大森公式による fit 関数 (赤線) (\*):

改良大森公式パラメータ

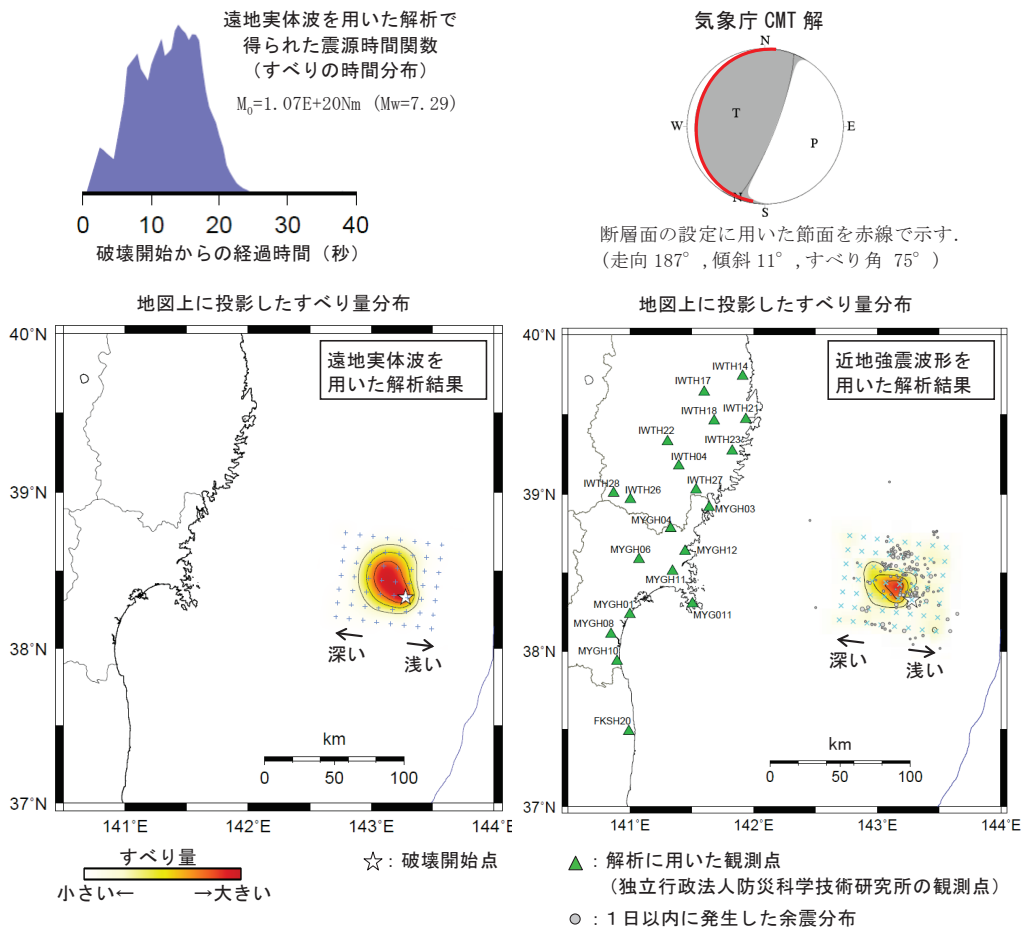
$K: 69.041 (\sigma=6.900)$ ,  $c: 0.063 (\sigma=0.060)$

$p: 0.777$ ,  $AIC: -1530.888$

\* 本震 ( $M9.0$ ) は、計算に含んでいない.

第1.7.1表 3月9日三陸沖 M7.3の地震の余震活動の震度1以上を観測した地震の震度別個数  
2011年3月9日11時45分～3月11日14時45分, 3月9日三陸沖 M7.3の地震を除く

	震度1	震度2	震度3	震度4	合計
回数	26	11	4	1	42



第1.7.16図 2011年3月9日三陸沖の地震の震源過程解析結果

### 1.7.4 3月9日のM7.3の地震発生直前までのb値の時間変化

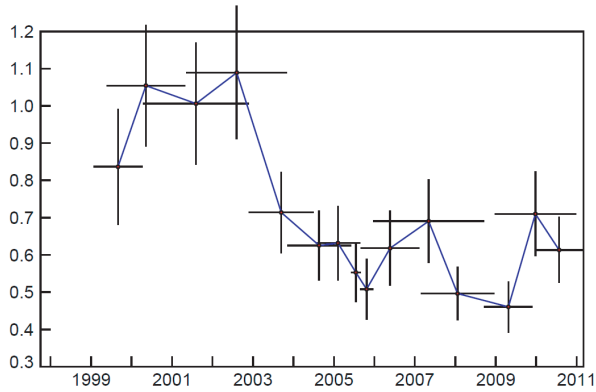
b値の時間的な変化については、大きな地震が発生する前に、その付近一帯の領域でb値が低下したという報告があり、一方で、逆に増大を指摘したものもあり、様々な事例がある(宇津, 1999)。この項では、3月9日のM7.3の地震が発生するまでに、その震央周辺の領域のb値がどのように変化したか報告する。

2月の地震活動及び3月9日のM7.3の地震が発生した周辺の領域(第1.7.4図の領域b)の1997年10月から2011年3月9日のM7.3の地震

発生直前までのb値の時間変化を見ると、2002年頃から低下し、その傾向は2005年まで続いた。その後、上昇, 低下, 上昇, 低下と変動していた(第1.7.17図)。なお、この領域では、1997年10月以降、M6.0以上の地震が3回発生している(第1.7.6図)。2005年8月24日及び31日にM6.3の地震が、2008年12月4日にはM6.1の地震がそれぞれ発生しているが、第1.7.17図によると、その前の1～2年間においてはb値の低下がみられる。

また、2月の地震活動(2月13日～2月28日)、及び3月9日のM7.3の地震発生から本震の発生直前までの期間(3月9日11時45分～3月11

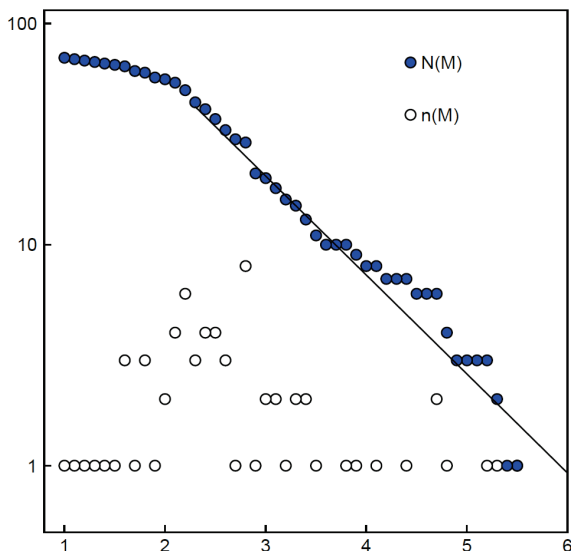
日14時45分)のこの領域におけるb値は、それぞれ0.45(適用M範囲3.3以上), 0.42(適用M範囲3.5以上)であった(第1.7.18図, 第1.7.19図).



第1.7.17図 2月の地震活動及び3月9日のM7.3の地震が発生した周辺の領域におけるb値の時間変化

1997年10月01日～2011年03月09日11時44分,  
 $0 \leq \text{深さ (km)} \leq 75$

地震数100個を50個ずつシフト, 最後のプロットは最近の100個



第1.7.18図 2月の宮城沖の地震活動の周辺の領域におけるM度数分布とG-R式の回帰の結果

2011年02月13日～02月28日, M全て,  $0 \leq \text{深さ (km)} \leq 75$

適用M範囲3.3以上, 地震数15, b値0.45 ( $\sigma=0.12$ )

参考文献

国土地理院 (2011): 地震予知連絡会会報 第86巻.

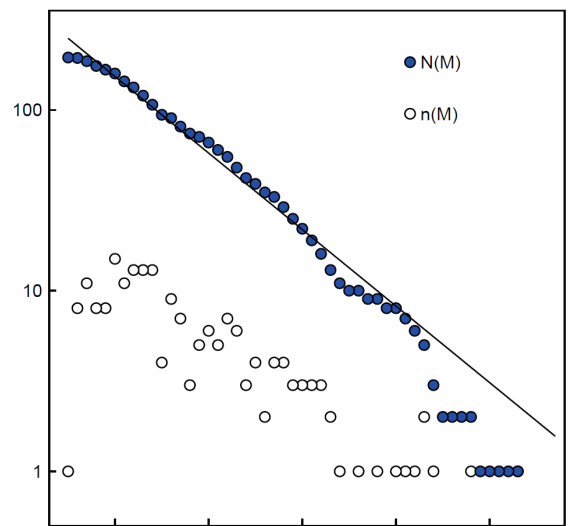
気象庁 (2011): 平成23年3月地震・火山月報 (防災編)

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

Nakajima, J., and A. Hasegawa (2006): Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16309, doi: 10.1029/2006GL026773.

塚越利光・石垣祐三 (2003): 東海地域の地震活動レベルの評価. 月刊地球, 号外No.41, 101-109.

宇津徳治 (1999): 第11章 地震の大きさ分布. 地震活動総説. 第2刷, 東京大学出版会, 545-550.



第1.7.19図 3月9日のM7.3の地震から本震発生までの周辺の領域におけるM度数分布とG-R式の回帰の結果

2011年03月09日11時45分～03月11日14時45分,  
 $M \geq 2.5, 0 \leq \text{深さ (km)} \leq 75$

適用M範囲3.5以上, 地震数94, b値0.42 ( $\sigma=0.04$ )



### 1.8 余震活動\*

東北地方太平洋沖地震の余震活動の状況を第1.8.1図に示した。気象庁では第1.8.1図の矩形範囲内で発生した地震を余震としている。

余震は岩手県沖から茨城県沖にかけての広い範囲に分布しているほか、海溝軸の東側や、太平洋プレートよりも浅い場所でも活発な活動がみられている。

全体的には本震-余震型で推移し、時間とともに余震の発生頻度は低下している。

本稿執筆時点（2012年3月末）での最大余震は、本震の約30分後に茨城県沖で発生したM7.6の地震（最大震度6強）である。これを含め、これまでにM7.0以上の余震が6回発生している。

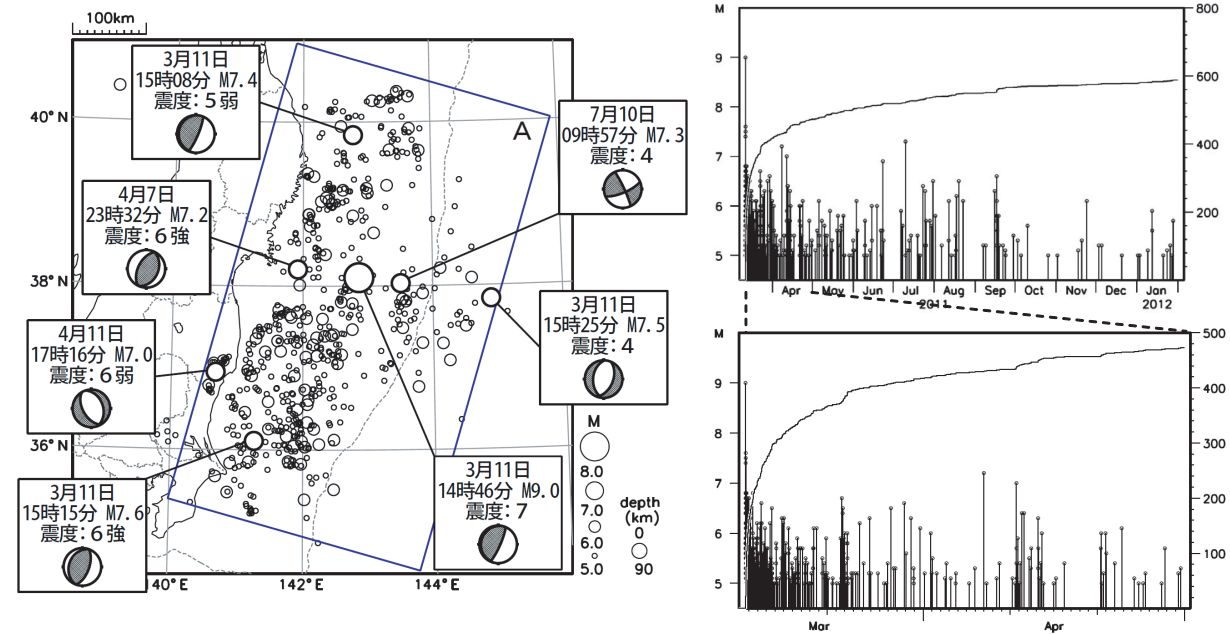
#### 1.8.1 余震活動の概要

余震活動は、本震直後から非常に活発であった。

本震後の1時間内に、岩手県沖でM7.4、茨城県沖でM7.6、さらに海溝軸の東側でM7.5の大きな余震が続けて発生した。また第1.8.1図の矩形

領域で本震後24時間以内に発生したM6.0以上の余震は46回、M5.0以上は254回であり、1981年から2010年の30年間の平均（M5.0以上で約25回/年、M6.0以上は2.8回/年）と比べると、その活動度の高さがよくわかる。

その後も、4月7日にM7.2、4月11日M7.0、7月10日にM7.3などの大きな余震が発生した。以下に、M7.0以上の余震についての概要を示す。



第1.8.1図 余震活動の推移（2011年3月11日～2012年1月31日、M ≥ 5.0、深さ90km以浅）

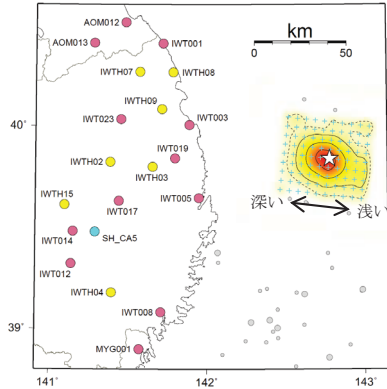
左：震央分布図、矩形領域を余震域とした。右上：矩形内の時空間分布図、右中：矩形内のMT図・回数積算図、右下：同（3月11日～4月30日）

\* 地震火山部地震予知情報課 宮岡一樹（現 神奈川県温泉地学研究所）、岩切一宏、速水絵里圭

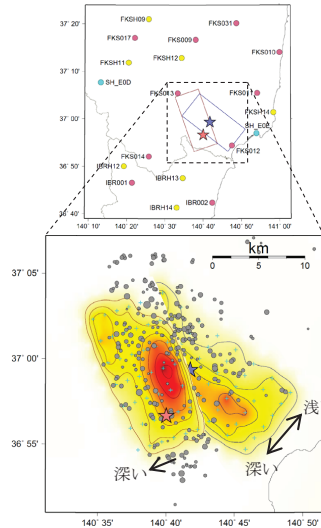
(1) 3月11日15時08分に、岩手県沖でM7.4の地震（最大震度5弱）の地震が発生した。発震機構解では、西北西-東南東方向の圧力軸を持つ

逆断層型で、本震と同じ、プレート境界で発生した地震である。第1.8.2図aに近地強震波形による震源過程解析結果を示す。主すべりは破壊開

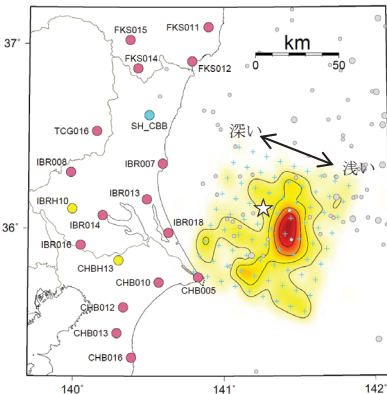
(a) 3月11日15時08分 岩手県沖の地震 M7.4



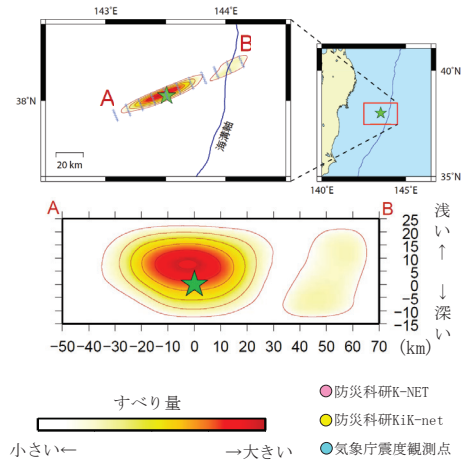
(d) 4月11日17時16分 福島県浜通りの地震 M7.0



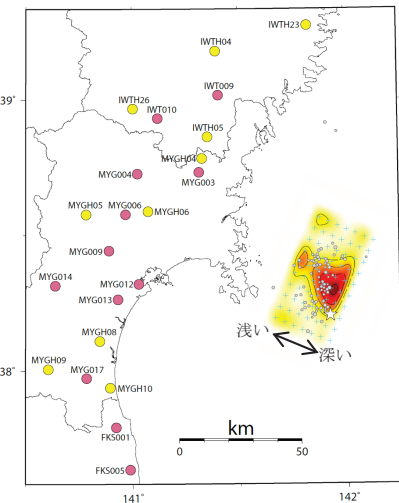
(b) 3月11日15時15分 茨城県沖の地震 M7.6



(e) 7月10日09時57分 三陸沖の地震 M7.3



(c) 4月7日23時32分 宮城県沖の地震 M7.2



第1.8.2図 主な余震の震源過程解析によるすべり量分布

(a),(b),(c),(d) は近地強震波形解析の結果, (e) は遠地実体波解析の結果. すべり量を地図上に投影してある. 星は破壊開始点, +印は小断層の中心位置, 色付きの丸は解析に使用した観測点を示す. (a) 及び (b) の灰丸は東北地方太平洋沖地震の発生から24時間の  $M \geq 5.0$  の地震を示す. (c) の灰丸はこの地震発生から24時間の  $M \geq 3.0$ , 深さ  $50\text{km} \sim 70\text{km}$  の地震を示す. (d) の灰丸はこの地震発生から24時間の  $M \geq 2.0$  の地震をDD法 (Waldhauser and Ellsworth (2000)) で再決定した震央を示す.

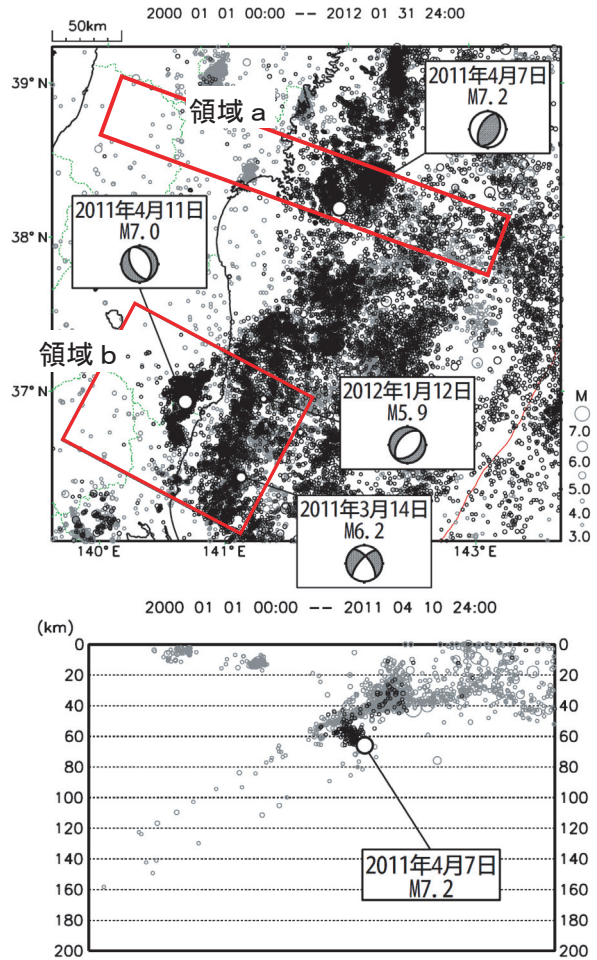
始点よりも陸寄りの深い部分にあり，最大のすべり量は約3.9mであった．この地震のすべり領域では余震が比較的少ない．

(2) 3月11日15時15分に，茨城県沖でM7.6の地震（最大震度6強）の地震が発生した．発震機構解では，西北西－東南東方向の圧力軸を持つ逆断層型で，本震と同じ，プレート境界で発生した地震である．この地震が，2012年3月末現在での最大余震である．本震後の30分間で発生した，上記の岩手県沖M7.4とこの茨城県沖M7.6の大きな余震の発生場所は，余震域（第1.8.1図参照）の両端付近に位置していることになる．第1.8.2図のbに近地強震波形による震源過程解析結果を示す．主なすべりは破壊開始点よりも沖合の浅い部分にあり，最大のすべり量は約4.9mであった．この地震の大きなすべりの場所は，本震時のすべり領域（第1.4.5図参照）の縁辺部にある．

(3) 3月11日15時25分に，三陸沖でM7.5の地震（最大震度4）が発生した．海溝軸の外側で発生した地震で，発震機構解は西北西－東南東方向に張力軸を持つ正断層型であった．

(4) 4月7日23時32分に，宮城県沖でM7.2の地震（最大震度6強）が発生した．発震機構解は西北西－東南東方向の圧力軸を持つ逆断層型であるが，本震や上述の余震（(1)，(2)）とは節面の傾斜角が異なっている．この余震に伴う二次余震の分布（第1.8.3図の断面図）から，二つの節面のうちの，東側に傾き下がる面が断層面であり，太平洋プレート内部で発生した地震である．本震はその断層の最下段付近で発生し，余震は本震よりもやや北側の浅い場所に分布している．第1.8.2図cに近地強震波形による震源過程解析の結果を示す．最大のすべり量は約2.5mで，大きなすべりの場所はその直後の余震の分布と一致している．

(5) 4月11日17時16分に，福島県浜通りでM7.0の地震（最大震度6弱）が発生した．発震機構解は東北東－西南西方向に張力軸を持つ正断層型であった．震源の深さは6kmで，地殻内で発生した地震である．この領域（第1.8.3図の領域b）では3月11日の本震まで，地震活動はほとんど見られていなかった（第1.8.4項参照）．第



第1.8.3図 宮城県沖から茨城県沖の地震活動（2000年1月～2012年1月， $M \geq 3.0$ ，深さ200km以浅）  
上：震央分布図，下：領域aの断面図（長軸投影，2011年4月7日～4月10日の地震を濃く表示）．

1.8.2図dに近地強震波形による震源過程解析結果を示す．この地震の現地調査結果（例えば，石山ほか，2011；栗田ほか，2011）やSAR干渉解析結果（第1.5.1項参照）から，この地震では2つの断層面が破壊したと考えられる．1つ目の断層（西側）と2つ目の断層（東側）の破壊開始点及び断層面は，DD法で再決定した余震分布とSAR干渉解析結果（第1.5節参照）をもとに設定した．西側の断層の主なすべりは破壊開始点よりも北の浅い部分にあり，東側の断層は主に深い場所ですべり量が多い．両者を通じての最大のすべり量は約2.4mであった．すべり量の大きい場所では，この地震の余震が比較的少ない．

(6) 7月10日09時57分に，三陸沖でM7.3の

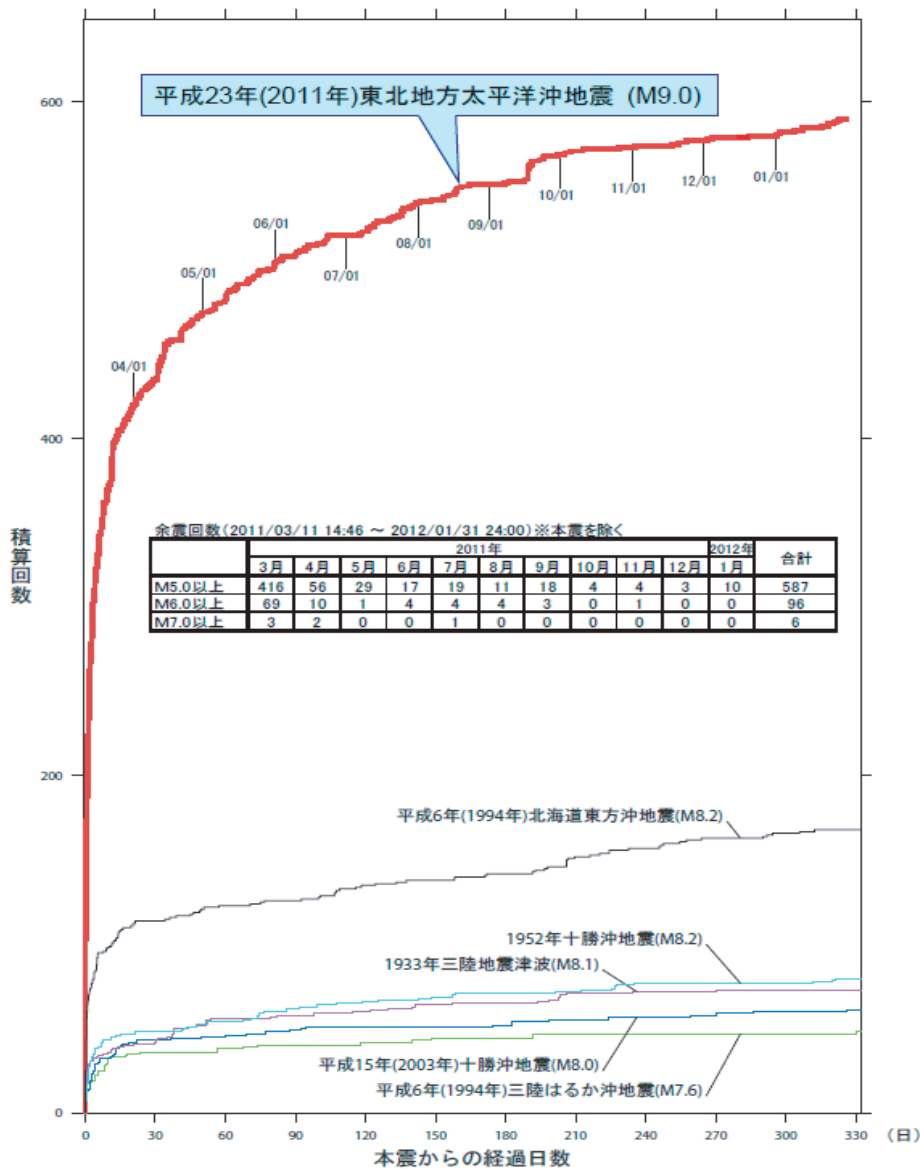


地震（最大震度4）が発生した。西北西－東南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型、太平洋プレート内部で発生した地震である。この地震によって発生した小さな津波が宮城県・岩手県・福島県で観測された。第1.8.2図eに遠地実体波による震源過程解析結果を示す。主なすべりは破壊開始点付近の浅い部分にあり、最大のすべり量は約1.2mであった。

第1.8.4図には、余震回数積算図とともに、比較のために、過去の主な地震の余震（ $M \geq 5.0$ ）も示した。これまでに発生したM8クラスの地震

に比べて3倍以上もの数の余震が発生していることがわかる。非常に活発な余震活動であるが、全体的には本震－余震型を示している。

上述のように、余震は岩手県沖から茨城県沖にかけて、南北約500km、東西約200kmの広い範囲に分布している。ただし、場所によって発生数の粗密が見られている。第1.8.5図には本震のすべり量分布と余震分布を重ね合わせた図を示した。本震及び3月9日からの地震活動が見られた場所では、すべり量が大きい一方で余震の数は少ない。逆にその周辺では多くの余震が発生している。



第1.8.4図 海域で発生した主な地震の余震活動比較  
 $M \geq 5.0$ , いずれも積算図には本震を含む。

第1.8.6図にはメカニズム解のタイプ別分布図を示した。ここでは、2枚の節面のすべり角が共に $45^\circ \sim 135^\circ$ のものを逆断層型、 $-135^\circ \sim -45^\circ$ のものを正断層型とし、また $135^\circ \sim 225^\circ$ 、 $-45^\circ \sim 45^\circ$ のものを横ずれ断層型として分類した。

逆断層型の余震（第1.8.6図a）は、本震とその近傍では少なく、余震域の端などで多く発生している。本震で大きくすべった領域（第1.8.5図参照）とも相補的である。

また震源域とその周辺では、正断層型（第1.8.6図b）の地震も数多く発生している。海溝軸

側で数多く発生している正断層型の余震は、アウターライズの領域の太平洋プレート内で発生した地震である。

参考文献

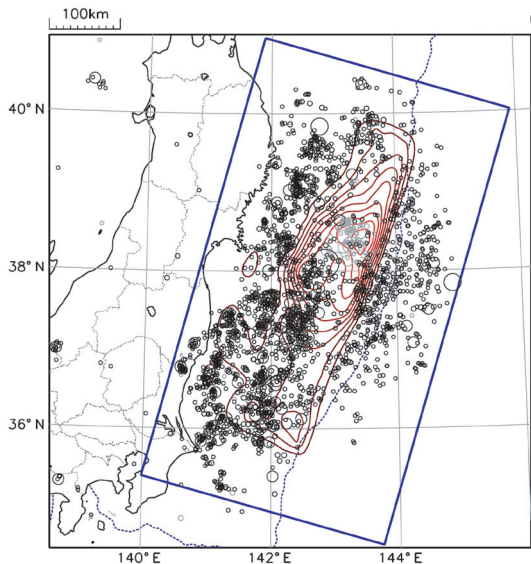
阿南修司・品川俊介・安元和己・脇坂安彦・江口貴弘（2011）：4月11日の余震でいわき市に出現した地表地震断層（第1報）。<http://www.pwri.go.jp/jpn/news/2011/0313/img/yoshin.pdf>.

石山達也・佐藤比呂志・杉戸信彦・越後智雄・伊藤谷生・加藤直子・今泉俊文（2011）：2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層とそのテクトニックな背景。日本地球惑星科学連合2011年大会，MIS036-P105.

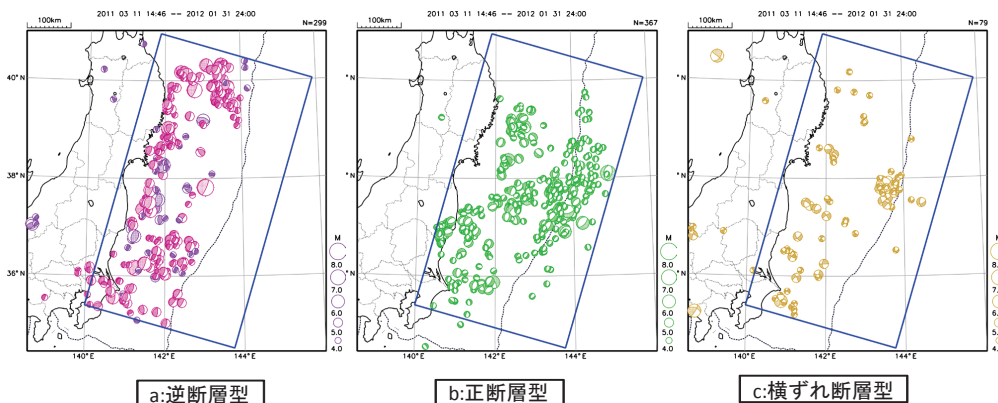
粟田泰夫・楮原京子・杉山雄一・吉岡敏和・吾妻崇・安藤亮輔・丸山正（2011）：2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う湯ノ岳断層の地表変位ベクトル。日本地球惑星科学連合2011年大会，MIS036-P107.

Waldhauser, F, and W. L. Ellsworth（2000）：A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., 1353-1368.

Yoshida, Yasuhiro, H. Ueno, D. Muto and Shigeki Aoki（2011）：Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, Earth Planets Space, Vol. 63 (No. 7), pp. 565-569.



第1.8.5図 すべり量分布（近地強震波形解析）と余震活動  
赤色のコンター間隔は4m, 余震分布は3月31日まで,  $M \geq 5.0$



第1.8.6図 タイプ別メカニズム分布（CMT解）  
a: 逆断層型, b: 正断層型, c: 横ずれ断層型

### 1.8.2 余震の見通しについて

気象庁では、規模の大きな地震（震度6弱以上を目安とする）の発生により、大きな被害等が発生した場合には、被災地域の住民や防災関連機関の応急対策又は復旧活動に役立てるべく、余震発生の見通しとして余震発生確率を発表している。

東北地方太平洋沖地震についても、余震による二次災害の防止を目的に、余震の見通しに関する情報を発表してきた。第1.8.1項に示した通り、プレート境界型である本震とは異なるタイプの余震も数多く発生しているが、気象庁では第1.8.1図に示した矩形領域に含まれる地震を全て余震と

して扱った。

余震の見通しについての発表状況を第1.8.1表に示す。最初の余震の見通しの発表は、本震発生から2日後の3月13日12時55分報道発表の第15報である。第1.8.7図にその発表内容を示す。「余震活動は極めて活発な状況で、震度5弱以上となる大きな余震が時々発生し、場合によって震度6弱～6強となる余震が発生する可能性も高いので警戒してください」といった内容で、大きな余震や余震による津波の発生等の注意喚起を行った。

また、これ以降も余震が極めて活発な状況が続いたために、3月25日の第28報までは、おおむ

第1.8.1表 余震の見通しの報道発表一覧表（平成24年3月1日現在）

表中の「定例」は、毎月の地震活動及び火山活動の定例記者会見に発表したことを示す。

報道発表資料	報道発表資料発表日		記者会見	余震発生確率	回数予測図
第15報	2011年3月13日	12時55分	○	○	
第17報	2011年3月14日	15時10分	○	○	
第18報	2011年3月15日	17時30分	○	○	
第19報	2011年3月16日	15時00分	○	○	
第20報	2011年3月17日	17時45分	○	○	
第21報	2011年3月18日	17時30分	○	○	○
第23報	2011年3月22日	15時00分	○	○	○
第25報	2011年3月23日	17時45分	○	○	○
第27報	2011年3月25日	17時30分	○	○	○
第30報	2011年3月29日	16時00分	○	○	○
第31報	2011年3月31日	17時00分		○	○
第32報	2011年4月6日	17時00分		○	○
第38報	2011年4月12日	17時00分		○	○
第39報	2011年4月18日	17時00分		○	○
第40報	2011年4月21日	17時00分	○	○	○
第41報	2011年4月28日	17時00分			
第42報	2011年5月6日	17時00分			
第43報	2011年5月13日	17時00分			
第44報	2011年5月20日	17時00分			
第45報	2011年5月27日	17時00分			
第46報	2011年6月3日	17時00分			
第47報	2011年6月8日	10時30分	定例		
第49報	2011年7月8日	16時00分	定例		
第53報	2011年8月4日	16時00分	定例		
第55報	2011年9月8日	16時00分	定例		
第57報	2012年10月6日	16時00分	定例		
第58報	2012年11月9日	16時00分	定例		
第60報	2012年12月8日	16時00分	定例		
第61報	2012年1月10日	16時00分	定例		
第62報	2012年2月8日	16時00分	定例		



ね1日1回の頻度で余震の見通しについて発表し、余震の注意喚起を続けた。また、これ以降は余震活動は3月よりは低下したが、依然として活発な状況であるために、余震活動に合わせて3日ごと、1週間ごと、1か月ごとに発表する頻度の見直しを行いながら注意喚起を続けた。

付図1に発表情報の例を示す。

第15報では、余震の見通しの参考情報として余震発生確率の発表を行い、さらに、第21報からは余震回数予測、第23報からは、余震活動の経過と予測の検証の発表をそれぞれ開始した(付図2参照)。

第1.8.2表に余震発生確率の公表状況の一覧表を示す。余震発生確率の計算は第1.8.1図に示した矩形領域に含まれるM5.0以上の地震を対象とした。最初の余震発生確率は、3月13日10時から16日10時までの3日間以内にM7.0以上の余震発生確率は70%、その3日後の16日10時から19日10時まで発生する確率は50%という

内容である。

第1.8.3表に余震回数予測図の公表状況の一覧表を示す。余震回数予測図は、地震調査研究推進本部地震調査委員会の基に平成21年9月に設置された地震活動の予測的な評価手法検討小委員会で検討が行われている余震活動の予測手法(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1998)を参考に作成した。

最初の余震回数予測は、3月18日00時から21日24時までの4日間にM5.0以上の余震回数が数回~50回程度(平均20~30回程度)である。なお、第23報以降の予測回数は、10~20回程度(多

第1.8.2表 余震発生確率の報道発表一覧

No	報	発表日時	確率対象期間 (3日間)	確率値
①	15	3月13日 12時55分	3月13日10時~ 3月16日10時~	70% 50%
②	17	3月14日 15時10分	3月14日14時~ 3月17日14時~	40% 20%
③	18	3月15日 17時30分	3月15日15時~ 3月18日15時~	40% 20%
④	19	3月16日 15時00分	3月16日12時~ 3月19日12時~	40% 20%
⑤	20	3月17日 17時45分	3月17日15時~ 3月20日15時~	40% 20%
⑥	21	3月18日 17時30分	3月18日15時~ 3月21日15時~	30% 20%
⑦	23	3月22日 16時00分	3月22日12時~ 3月25日12時~	20% 10%
⑧	25	3月23日 17時00分	3月23日12時~ 3月26日12時~	20% 20%
⑨	27	3月24日 17時00分	3月24日12時~ 3月27日12時~	20% 20%
⑩	28	3月25日 17時30分	3月25日12時~ 3月28日12時~	20% 20%
⑪	30	3月29日 17時00分	3月29日15時~ 4月1日15時~	10% 10%
⑫	31	3月31日 17時00分	3月31日15時~ 4月3日15時~	10% 10%
⑬	32	4月6日 17時00分	4月6日15時~ 4月9日15時~	10% 10%
⑭	38	4月12日 17時00分	4月12日15時~ 4月15日15時~	10% 10%
⑮	39	4月18日 17時15分	4月18日15時~ 4月21日15時~	10% 10%
⑯	40	4月21日 16時00分	4月21日15時~ 4月24日15時~	10% 10%未満

報道発表資料  
平成23年3月13日12時55分  
気象庁

「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について (第15報)

○ 地震の規模について  
今回の地震について、詳細に解析した結果、地震の規模(マグニチュード)を、8.8から、9.0とします。

外国の地震観測データを用い、本震による震源域の破壊の進行の様子(破壊過程)を調べたところ、通常より複雑なかたちで3つの巨大な破壊が連続して発生していることが分かりました。このため再解析した結果、地震の規模は、マグニチュード9.0であることが分かりました。

なお、今回のような複雑なかたちで破壊した地震は極めて希で、1つめの巨大な破壊に相当する波形とは異なる通常見られない特殊な地震波形が認められ、再調査したところ、これが2つめ、3つめの巨大な破壊に相当することが判明しました。

(注) ここで示す地震の規模は、CMT解析によるモーメントマグニチュード(Mw)

○ 余震活動の状況及び今後の見通しについて  
余震は、岩手県沖から茨城県沖の長さ約500km、幅約200kmの領域で発生しています。この領域は、本震の震源域に相当する可能性が高いと考えています。余震は、このような広い領域で発生していることから、過去の地震の事例から見ても、極めて活発な状況です。また、広い範囲で余震が発生していることから、同じ規模の余震であっても、発生する場所により各地での震度は大きく異なります。

余震活動は極めて活発な状況で、震度5弱以上となる大きな余震が時々発生し、場合によっては震度6弱~6強となる余震が発生する可能性も高いので警戒して下さい。

また、大きな余震が発生すると津波が発生する可能性があり、津波警報または津波注意報を発表する場合がありますので、十分注意して下さい。

問い合わせ先 気象庁地震火山部地震予知情報課 内線 4562

第1.8.7図 余震の見通しの発表例

第1.8.3表 余震回数予測の発表と観測された余震回数

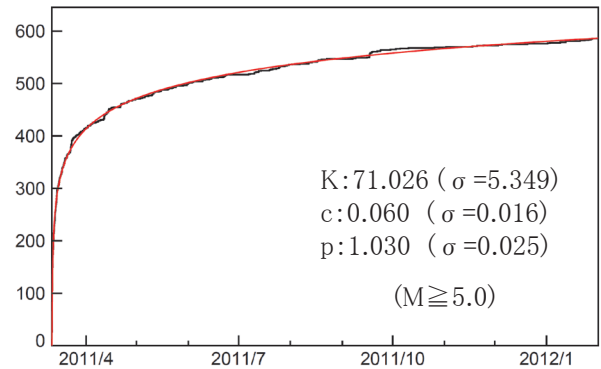
報	発表日	予測期間	M5.0以上の予測余震回数	M5.0以上の余震回数
第21報	3月18日	3月18日～21日(4日間)	20～30回 程度 (多い場合 50回程度)	28回
第23報	3月22日	3月22日～24日(3日間)	10～20回 程度 (多い場合 30回程度)	29回
第25報	3月23日	3月23日～25日(3日間)	10～20回 程度 (多い場合 40回程度)	21回
第27報	3月25日	3月25日～28日(4日間)	20～30回 程度 (多い場合 50回程度)	11回
第30報	3月29日	3月29日～31日(3日間)	10～20回 程度 (多い場合 50回程度)	7回
第31報	3月31日	3月31日～4月5日(6日間)	20～30回 程度 (多い場合 70回程度)	11回
第32報	4月6日	4月6日～11日(6日間)	20回 程度 (多い場合 60回程度)	13回
第38報	4月12日	4月12日～17日(6日間)	10～20回 程度 (多い場合 50回程度)	17回
第39報	4月18日	4月18日～23日(6日間)	10～20回 程度 (多い場合 50回程度)	8回
第40報	4月21日	4月21日～26日(6日間)	10～20回 程度 (多い場合 50回程度)	12回

い場合 30 回程度) という表記方法に変更した。第 21 報～第 40 報までに 10 回予測を発表したが、実際に発生した M5.0 以上の余震回数と比較すると、予測した回数(多い場合の回数と標記)との比較では、すべての予測でその範囲内の回数であった。また、平均的な回数範囲(第 32 報の 20 回程度は、便宜上 15 回～25 回とすると)との比較では、範囲内であった場合は 4 回、多かったのは 2 回、少なかったのは 4 回であった。

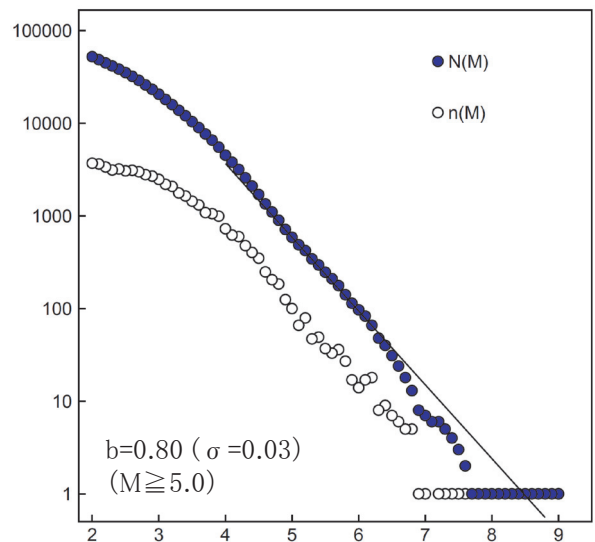
第 40 報の発表の 4 月 24 日から 27 日までの M7.0 以上の地震の余震発生確率が 10% 未満となり、大きな地震の発生の可能性は低下してきたことから、余震発生確率と余震回数予測図の発表は、この第 40 報で終了した。

上記のように発表してきた確率値や余震回数予測の計算は、その時点までの発生状況に基づいたパラメータを用いたが、本震から 1 年が経過した時点までの活動について大森宇津公式及び Gutenberg-Richter の式 (GR 式) へのあてはめを以下に示す(第 1.8.8 図, 第 1.8.9 図参照)。

余震活動の時間的な減衰の程度を示す大森宇津公式のパラメータ p 値は、1.03、また本震及び余震の大きさ分布を表す GR 式のパラメータ b 値は、0.80 となった。これらの値は、過去の海域における地震についての調査結果(細野:2006, 明田川:2008) と大きな差はない(第 1.8.4 表参照)。



第 1.8.8 図 余震の積算回数と大森宇津公式へのあてはめ (M ≥ 5.0)



第 1.8.9 図 規模別頻度分布

第1.8.4表 大森宇津公式及びGR式のパラメータ

p 値	中央値	平均±SD
細野 2006	0.967	1.004±0.200
明田川 2008	1.025	1.030±0.170
今回値	1.03	

b 値	中央値	平均±SD
細野 2006	0.730	0.772±0.201
明田川 2008	0.840	0.875±0.219
今回値	0.80	

参 考 文 献

明田川保 (2008) : 日本付近で発生した陸域 M6.0 以上と海域 M7.0 以上の地震の余震活動について, 験震時報, 71, 19-33.

細野耕司 (2006) : M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.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1998) : 余震の確率評価手法について, 69pp



### 情報文

報道発表資料  
平成23年4月12日17時00分  
気象庁

「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について (第38報)

○余震活動等について  
余震は、岩手県沖から茨城県沖にかけて、震源域に対応する長さ約500km、幅約200kmの範囲に密集して発生しているほか、震源域に近い海溝軸の東側、福島県及び茨城県陸域の浅い場所も含め広い範囲で発生しています。  
これまでに発生した余震は、M7.0以上は5回(7.7、7.5、7.4、7.1、7.0)、M6.0以上は68回、M5.0以上は408回です。また、最大震度4以上を観測した余震は111回です。  
(注：余震回数は速報値で、後日の調査で変更になることがあります。)

○余震の見通しについて  
余震は、やや多い時期とやや少ない時期を繰り返しながら次第に少なくなっていますが、未だ活発な状況で、M7.0以上の大きな余震も発生しています。  
今後も、このような規模の大きな余震が発生する恐れがあり、震源地に近いところで最大震度5弱以上となる地震が発生する可能性があります。場合によっては、震度6弱～6強となる余震が発生する可能性がありますので警戒して下さい。  
なお、余震は、広い範囲で発生しているため、同じ規模の余震であっても、発生する場所により各地での震度は異なります。

○防災上の留意事項  
揺れの強かった地域では、土砂災害や家屋の倒壊などの危険性が高まっていますので、余震による強い揺れに引き続き警戒してください。なお、余震活動地域の外側の長野県北部、静岡県東部、秋田県内陸北部でも最大震度5強以上の地震が発生しています。このように、余震活動地域の外側でも地震活動が高まっていると考えられますので、常日頃から地震への備えをお願いします。  
復旧活動など屋外で行動する場合は、余震の揺れによって二次災害のおそれがありますので、十分に安全を確認して行動するよう心がけてください。  
また、大きな余震が発生すると津波が発生する可能性があります。海岸で強い揺れを感じた場合、また、揺れを感じなくても津波警報や津波注意報が発表された場合には、直ちに海岸から離れ高台等の安全な場所に避難してください。

本件に関する問い合わせ先  
気象庁地震火山部 地震予知情報課 (内線 4721、4724)  
地震津波監視課 (内線 4542)

### 震度回数表

平成23年4月12日15時現在  
気象庁地震火山部

2011年東北地方太平洋沖地震(平成23年3月11日14時～)

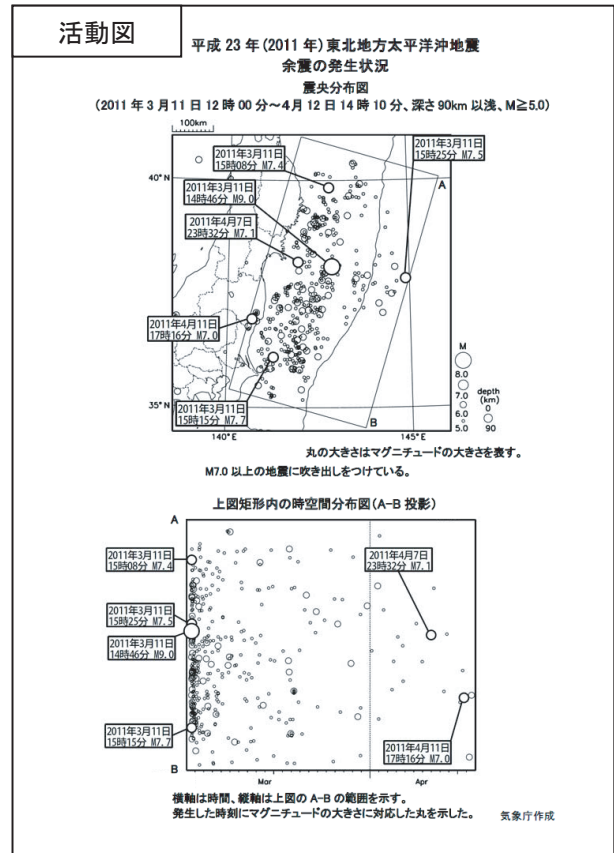
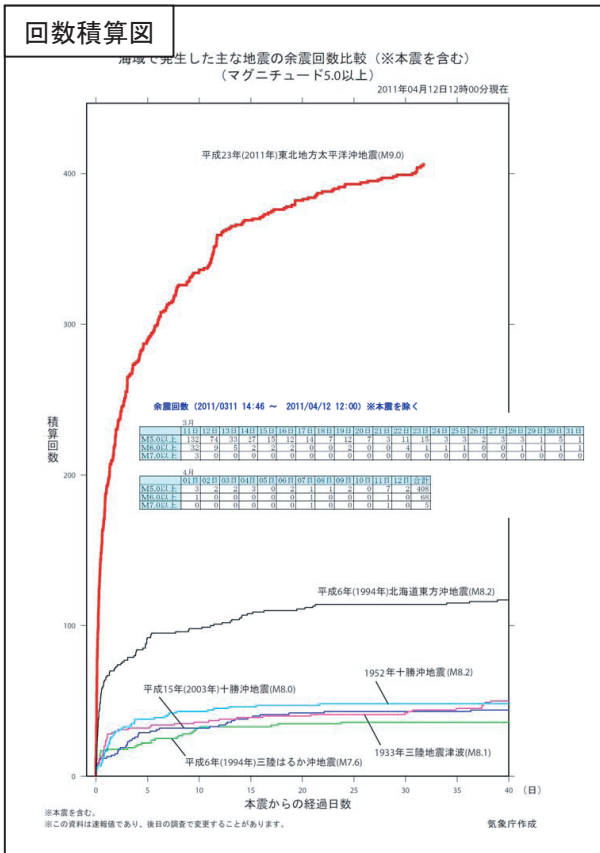
震度4以上の最大震度別地震回数表(本震を含む)  
※この資料は速報値であり、本震発生直後や降書き中の震度計のデータが反映されていません。

日別回数	最大震度別回数							震度4以上を観測した回数	震度7以上の本震
	4	5	6	7	回数	累計			
3/11 14:00～24:00	22	2	2	1	0	1	29	23	
3/12 00:00～24:00	14	1	0	0	0	0	15	43	
3/13 00:00～24:00	2	1	0	0	0	0	3	46	
3/14 00:00～24:00	3	1	0	0	0	0	4	50	
3/15 00:00～24:00	0	0	0	0	0	0	0	50	
3/16 00:00～24:00	3	1	0	0	0	0	4	54	
3/17 00:00～24:00	3	0	0	0	0	0	3	57	
3/18 00:00～24:00	2	0	0	0	0	0	2	59	
3/19 00:00～24:00	2	0	0	0	0	0	2	61	
3/20 00:00～24:00	2	0	0	0	0	0	2	63	
3/21 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	64	
3/22 00:00～24:00	4	0	0	0	0	0	4	68	
3/23 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	69	
3/24 00:00～24:00	1	1	0	0	0	0	2	74	
3/25 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	75	
3/26 00:00～24:00	3	0	0	0	0	0	3	78	
3/27 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	79	
3/28 00:00～24:00	0	1	0	0	0	0	1	80	
3/29 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	81	
3/30 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	82	
3/31 00:00～24:00	0	0	0	0	0	0	0	82	
4/1 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	84	
4/2 00:00～24:00	3	0	0	0	0	0	3	87	
4/3 00:00～24:00	2	0	0	0	0	0	2	89	
4/4 00:00～24:00	0	0	0	0	0	0	0	89	
4/5 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	90	
4/6 00:00～24:00	2	0	0	0	0	0	2	92	
4/7 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	94	
4/8 00:00～24:00	0	0	0	0	0	0	0	94	
4/9 00:00～24:00	0	0	0	0	0	0	0	94	
4/10 00:00～24:00	1	0	0	0	0	0	1	95	
4/11 00:00～24:00	6	3	0	1	0	0	10	108	
4/12 00:00～15:00	4	3	1	0	0	0	6	112	
合計	87	14	8	3	1	1	-	112	

4月12日の時間別回数

時間帯	最大震度別回数							震度4以上を観測した回数	備考
	4	5	6	7	回数	累計			
00:00～01:00	1	0	0	0	0	0	1	107	
01:00～02:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
02:00～03:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
03:00～04:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
04:00～05:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
05:00～06:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
06:00～07:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
07:00～08:00	0	0	0	0	0	0	0	107	
08:00～09:00	1	1	0	0	0	0	2	109	
09:00～10:00	0	0	0	0	0	0	0	109	
10:00～11:00	0	0	0	0	0	0	0	109	
11:00～12:00	0	0	0	0	0	0	0	109	
12:00～13:00	0	0	0	0	0	0	0	109	
13:00～14:00	0	0	0	0	0	0	0	109	
14:00～15:00	2	1	1	0	0	0	4	112	
合計	4	1	0	0	0	0	-	112	
合計	87	14	8	3	1	1	-	112	

1時間あたりの回数(回)



付図1 余震の見通しの情報の例

### 余震発生確率

(参考1)

(参考)余震発生確率(平成23年4月12日12時現在の推定)

現在までの余震発生状況から推定した余震発生確率は以下のとおりです。

	最大震度5強以上
4月12日15時から3日間以内	10%
4月15日15時から3日間以内	10%

\* 地盤の悪いところではこれよりも震度が大きくなる場合があります。  
注 仮に余震が内陸や沿岸部で発生した場合、これよりも震度が大きくなる場合があります

余震発生確率は地震活動の活発さの目安ですが、これは現在までの余震発生状況から推定したもので、今後の活動の変化によって変わる可能性があります。  
なお、上記の数値はM7.0以上の余震が発生する可能性をもとに計算したのですが、「マグニチュード7以上」の表現ではわかりにくいとの指摘がありますので、最大震度による表現にしております。

・余震発生確率を算出するにあたっての前提

これまでの地震活動の推移から、本震—余震型であることを前提として、余震発生確率を算出しています。

・本震—余震型の特徴

本震—余震型の地震活動では、最初に最も規模の大きい本震が発生し、それに続いて余震が多数発生します。余震の発生数は大体的には時間とともに徐々に減少していきます。ただし、余震の減少の仕方は様々で、単調に減少していくこともありますが、場合によっては減少していく過程で増減を繰り返すこともあります。

・余震発生確率の意味

ある大きさの余震に注目した場合に、その大きさの余震が、ある時点からある期間内に発生する確率を余震発生確率とします。例えば、マグニチュード7.0以上の余震がある時点から3日間以内に発生する確率が10%である場合、3日間以内にマグニチュード7.0以上の地震が発生するとは評価されませんが、全く発生するおそれはないという評価でもありません。同様な地震活動の場合、10回発表したうちの1回は3日間以内にマグニチュード7.0以上の余震が発生するという意味です。

なお、余震発生確率10%という確率は低いように思えますが、平常時、東北地方から関東地方の太平洋沿岸および沖合の地域で、マグニチュード(M)7.0以上の地震が3日以内に発生する確率は0.2%程度です。

\*余震の見通しに関する情報は、余震確率が10%未満になった時点で終了とする予定です。

問い合わせ先: 気象庁地震火山部地震予知情報課 内線 4721、4724

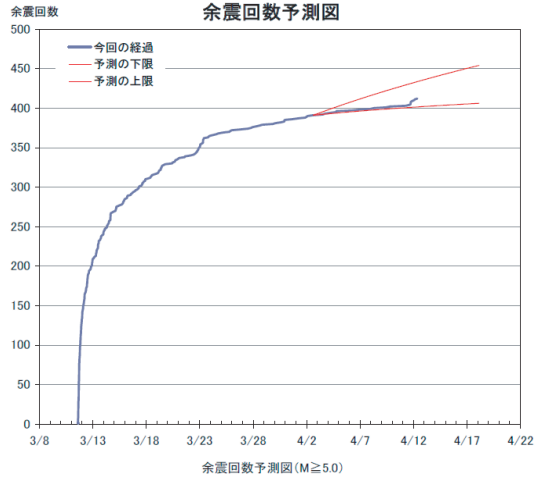
### 余震回数予測図

(参考2)

(参考)余震回数予測(平成23年4月12日12時現在の推定)

現在までの余震発生状況から推定した余震回数予測は以下のとおりです。

	M5.0以上の余震回数
4月12日00時から4月17日24時まで(6日間)	10~20回程度 (多い場合50回程度)



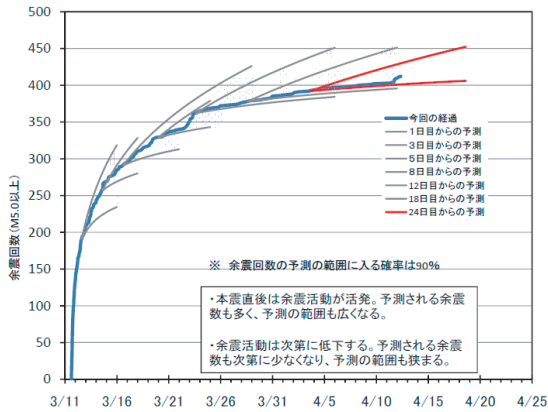
予測について  
本震—余震型の地震活動では、本震直後に多数の余震が発生し、その後、増減を繰り返しながらも、大体的には、時間とともにほぼ同じ割合で余震は減っていきます。  
余震の時間的な推移については、現在の減衰状況が今後も続くかと仮定し、幅をもって予測回数を示しています。その予測値の範囲に入る確率は90%です。

この予測は、地震調査委員会によって取りまとめられた「余震活動の予測手法」に基づき、

### 余震回数予測図の検証

(参考3)

(参考)今回の余震活動の経過と予測の検証(M5.0以上)



※ 余震回数の予測の範囲に入る確率は90%

・本震直後は余震活動が活発。予測される余震数も多く、予測の範囲も広くなる。  
・余震活動は次第に低下する。予測される余震数も次第に少なくなり、予測の範囲も狭まる。

予想期間	予想回数	観測値(12日現在速報値)
3月13日~15日(3日間)	50回程度(多い場合90回程度)	75回
3月15日~17日(3日間)	30~40回程度(多い場合60回程度)	41回
3月18日~21日(4日間)	20~30回程度(多い場合50回程度)	29回
3月22日~24日(3日間)	10~20回程度(多い場合30回程度)	29回
3月23日~25日(3日間)	10~20回程度(多い場合40回程度)	21回
3月25日~28日(4日間)	20~30回程度(多い場合50回程度)	11回
3月29日~31日(3日間)	10~20回程度(多い場合50回程度)	7回
3月31日~4月5日(6日間)	20~30回程度(多い場合70回程度)	11回
4月6日~4月11日(6日間)	20回程度(多い場合60回程度)	13回
4月12日~4月17日(6日間)	10回~20回程度(多い場合50回程度)	(2回) ※

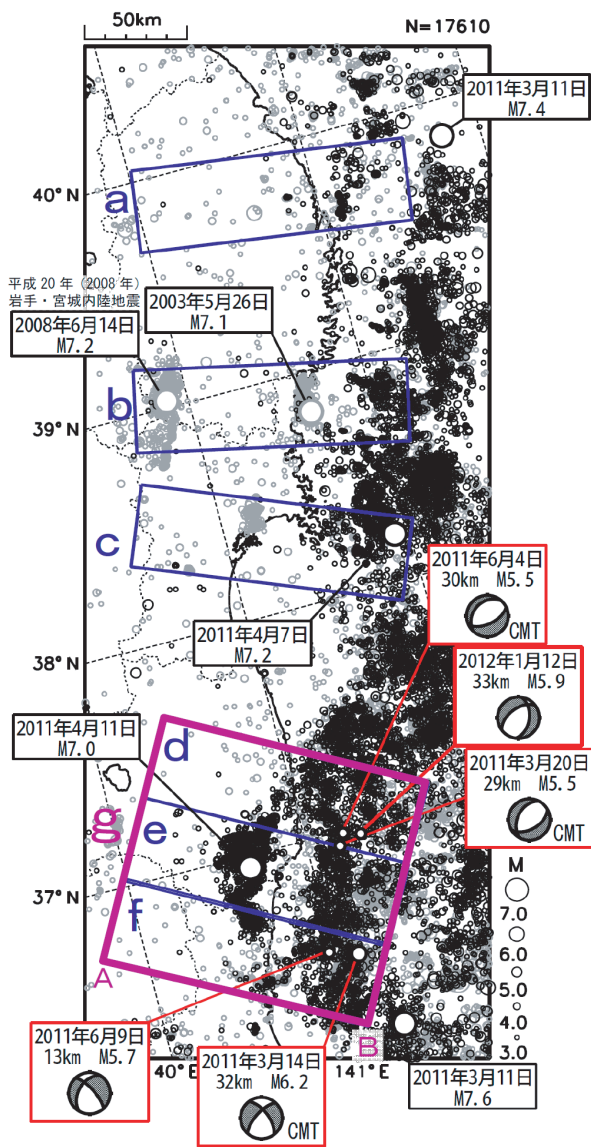
※ 括弧内は予想期間途中までの観測値

付図2 余震の見通しの情報(参考資料)の例

### 1.8.3 陸のプレート内の地震活動

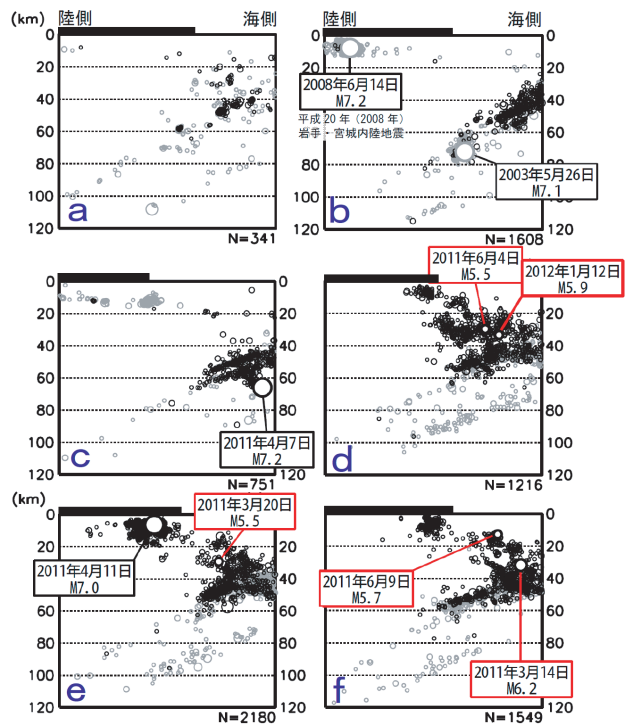
東北地方太平洋沖地震は太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震であるが、この地震の発生後、震源域付近の陸のプレート内でも地震活動が活発化した。第1.8.10図に東北地方太平洋沖地震発生前から最近までの岩手県から茨城県にかけての太平洋沿岸部の震央分布図を、第1.8.11図にいくつかの領域の断面図を示す。この地域の

陸のプレート内では、東北地方太平洋沖地震発生前から地震活動が見られていた。岩手県や宮城県の沿岸部（領域a～c）では陸のプレート内の地震活動に大きな変化は見られないが、福島県や茨城県の沿岸部（領域d～f）では本震発生後に地震活動が活発化している。領域d～fを合わせた領域gについて、第1.8.12図にその断面を示す。また、この領域の陸のプレート内の活発化した地

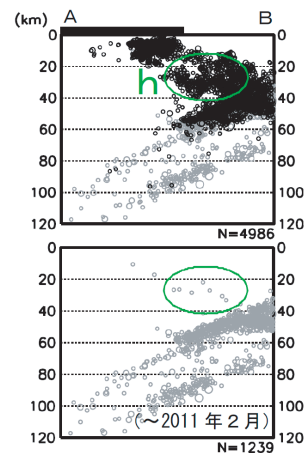


第1.8.10図 岩手県から茨城県にかけての太平洋沿岸部の震央分布図（1997年10月1日～2012年1月31日、深さ0～120km、 $M \geq 3.0$ ）

灰色の丸は東北地方太平洋沖地震より前に発生した地震、黒丸は東北地方太平洋沖地震以降に発生した地震。



第1.8.11図 領域a～fの断面図（各領域の長辺に投影）  
各断面図上部の太線は、おおよその陸の範囲を表す。



第1.8.12図 領域gの断面図（A－B投影）  
断面図上部の太線は、おおよその陸の範囲を表す。



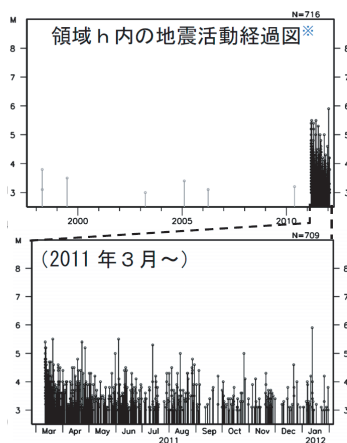
震活動のうち、海域で発生しているものを領域hとして、その地震活動の経過を第1.8.13図に示す。東北地方太平洋沖地震発生後、領域hでは規模・数ともに地震活動が活発化した。

### 1.8.4 福島県浜通りから茨城県北部の地震活動

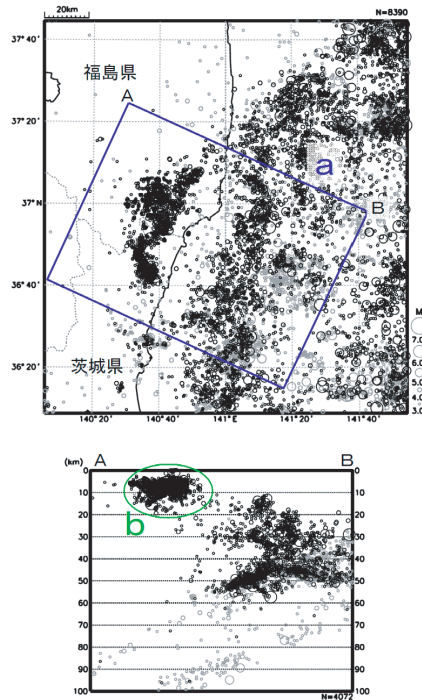
福島県浜通りから茨城県北部にかけての深さ0～20km程度（地殻内）では、東北地方太平洋沖地震の発生以降、活発な地震活動が続いている。第1.8.14図にこの地域の震央分布図と断面図を示す。断面図中の領域bがこの地震活動である。1997年10月以降の領域bの地震活動を見ると、東北地方太平洋沖地震発生前にはM3.0を超える地震はほとんど発生していなかった。しかし、2011年3月11日14時54分（本震発生から約8分後）にM5.7の地震が発生するなど、東北地方太平洋沖地震発生後は非常に活発な地震活動が見られている（第1.8.15図）。

この地震活動の震央分布図と時空間分布図を第1.8.16図に示す。地震活動は初め茨城県側で活発であり、2011年3月19日にM6.1の地震（最大震度5強）が発生した。

その後、2011年3月23日には北東側（福島県側）でまとまった活動が発生した。この日に発生した主要な地震の発生時刻とマグニチュード、最大震度は以下の通り。

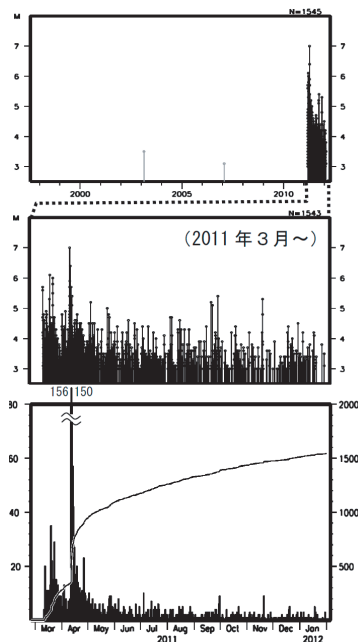


第1.8.13図 領域h内のM-T図

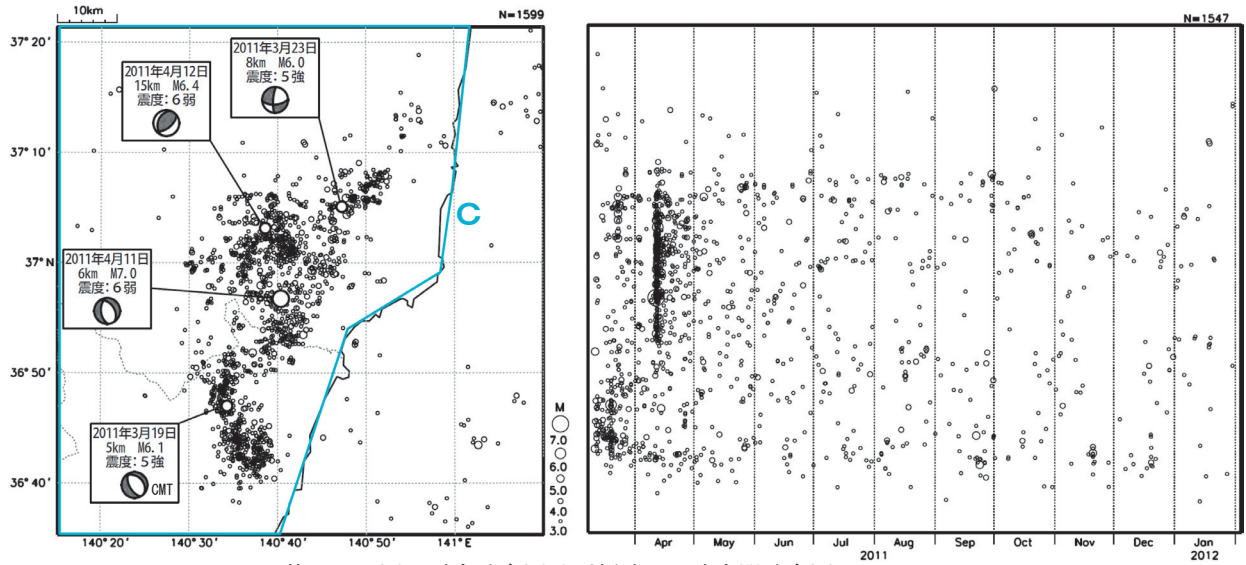


第1.8.14図 震央分布図（1997年10月1日～2012年1月31日、深さ0～100km、M≥3.0）

灰色の丸は東北地方太平洋沖地震より前に発生した地震、黒丸は東北地方太平洋沖地震以降に発生した地震。



第1.8.15図 領域b内のM-T図、日別地震回数及び回数積算図

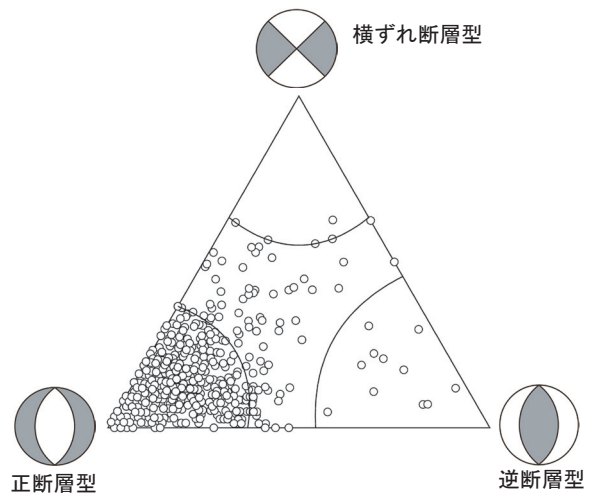


第 1.8.16 図 震央分布図及び領域 c の時空間分布図  
 2011年3月11日～2012年1月31日，深さ0～20km， $M \geq 3.0$   
 時空間分布図は南北投影

- ① 07時12分  $M6.0$  最大震度5強
- ② 07時13分  $M5.8$  ①による揺れと震度の分離ができない
- ③ 07時34分  $M5.5$  最大震度5強
- ④ 07時36分  $M5.8$  最大震度5弱
- ⑤ 18時55分  $M4.7$  最大震度5強

この3月19日の $M6.1$ の地震及びその余震と3月23日の一連の活動との間の領域では，比較的地震活動が低調であったが，2011年4月11日にはここで $M7.0$ の地震（最大震度6弱，この活動でこれまでに発生した最大の地震）が発生した。この地震に伴い，既知の活断層である井戸沢断層付近と湯ノ岳・藤原断層に沿って顕著な地震断層が出現した。地表に現れた断層は約13kmにわたり，走向はおおむね北北西－南南東方向， $80^\circ$ 程度の西傾斜の正断層である（例えば吾妻(2011)）。これは気象庁の決めた発震機構（第1.8.16図中の吹き出し）と整合する。

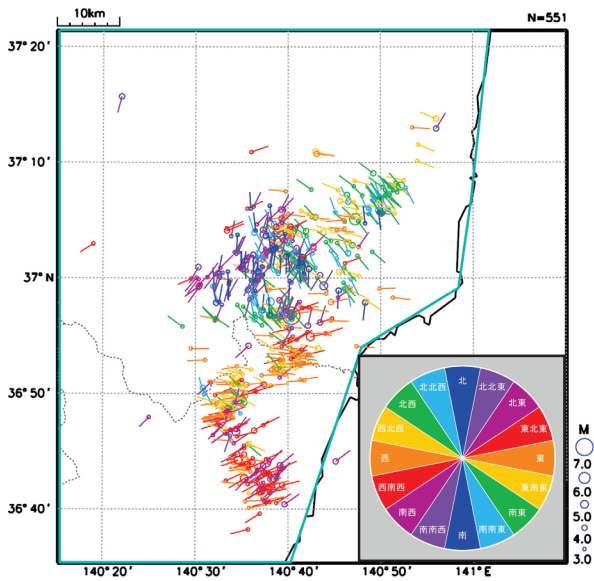
第1.8.17図に領域c内で東北地方太平洋沖地震以降に発生した地震の発震機構（初動解）の型を示す。ほとんどの地震の発震機構は正断層型である。また，第1.8.18図にその張力軸の方位を示す。張力軸の向きは領域c全体では一定せず，場所ごとに変化している。茨城県側から福島県との



第 1.8.17 図 領域 c で発生した地震の発震機構の型

県境付近にかけてはおおむね北東－南西方向から西北西－東南東方向に変化し，福島県側では北西－南東方向から東北東－西南西方向，その北側の2011年3月23日にまとまった地震活動が発生した領域では西北西－東南東方向から南北方向に張力軸を持つものが多い。

なお，東北地方太平洋沖地震以前に領域cで発生していた地震のうち，2003年2月20日に発生した $M3.5$ の地震については発震機構が決まって

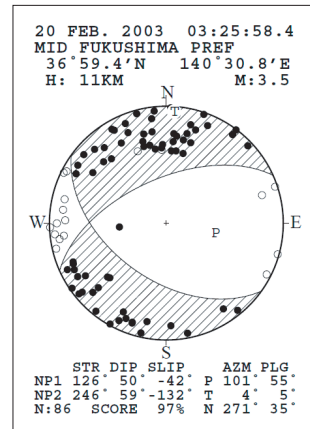


第 1.8.18 図 震央分布図 (張力軸表示)  
震央を示す丸から延びる線が張力軸の向きを示す。挿入図に従って張力軸の方位で色を変えた。発震機構の決まっていない地震は表示されない。

おり、南北方向に張力軸を持つ型となっている(第 1.8.19 図)。

第 1.8.20 図にこの地震活動の詳細な震源と発震機構の型及び張力軸の分布を示す。先述の通り、ほとんどの地震の発震機構は正断層型であり、張力軸の向きは場所によって異なる。

領域 e の深さ 15km では 2011 年 4 月 12 日に M6.4 の地震 (最大震度 6 弱) が発生した。この地震活動の中では比較的深いところで発生した地震である。この地震の発震機構は逆断層型であり、領域 e の断面図中で右上に延びるこの地震の余震

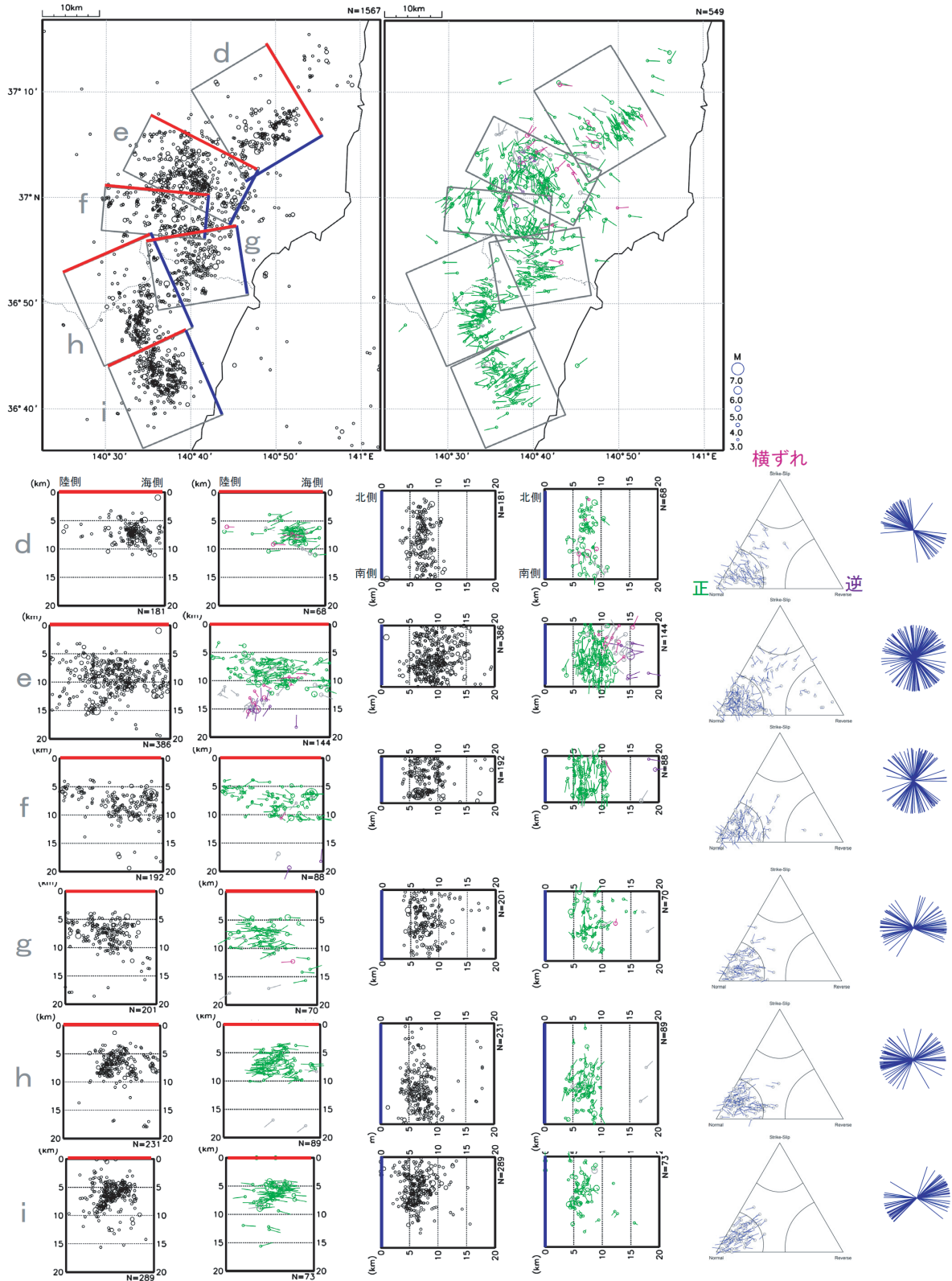


第 1.8.19 図 領域 c で 2003 年に発生した地震の発震機構

にも正断層型以外の発震機構を持つ地震が見られる。第 1.8.21 図に領域 c で発生した逆断層型の地震のみの M - T 図とその圧力軸の方位を示す。この地域で発生した逆断層型の地震はこの M6.4 の地震とその余震だけであることがうかがえる。

参 考 文 献

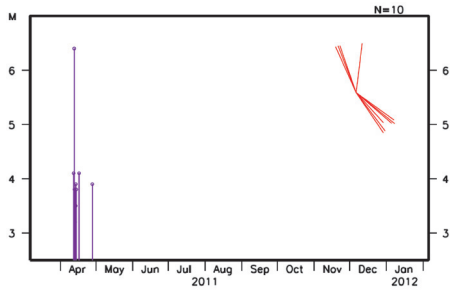
吾妻崇 (2011) : 海溝型巨大地震に誘発された内陸活断層地震の緊急調査, 活断層・地震研究センターニュース, No.23/2011 年 5 月号, 1-7.



第 1.8.20 図 震央分布図，領域 d～i の断面図，発震機構の型，張力軸の方位

最上段右の震央分布図中のシンボルの色は発震機構の型を示す。緑が正断層型，紫が逆断層型，赤が横ずれ断層型，灰色は分類できない型である。断面図は左の 2 列が領域 d～i を赤線に投影したものの，その右の 2 列が青線に投影したものである。三角ダイアグラム中の青線は張力軸の向きを示す。最右列の青線は，各領域内の発震機構の張力軸を中心を揃えて表示したもの。





第1.8.21図 領域cで発生した逆断層型の地震のM-T図とその圧力軸の方位

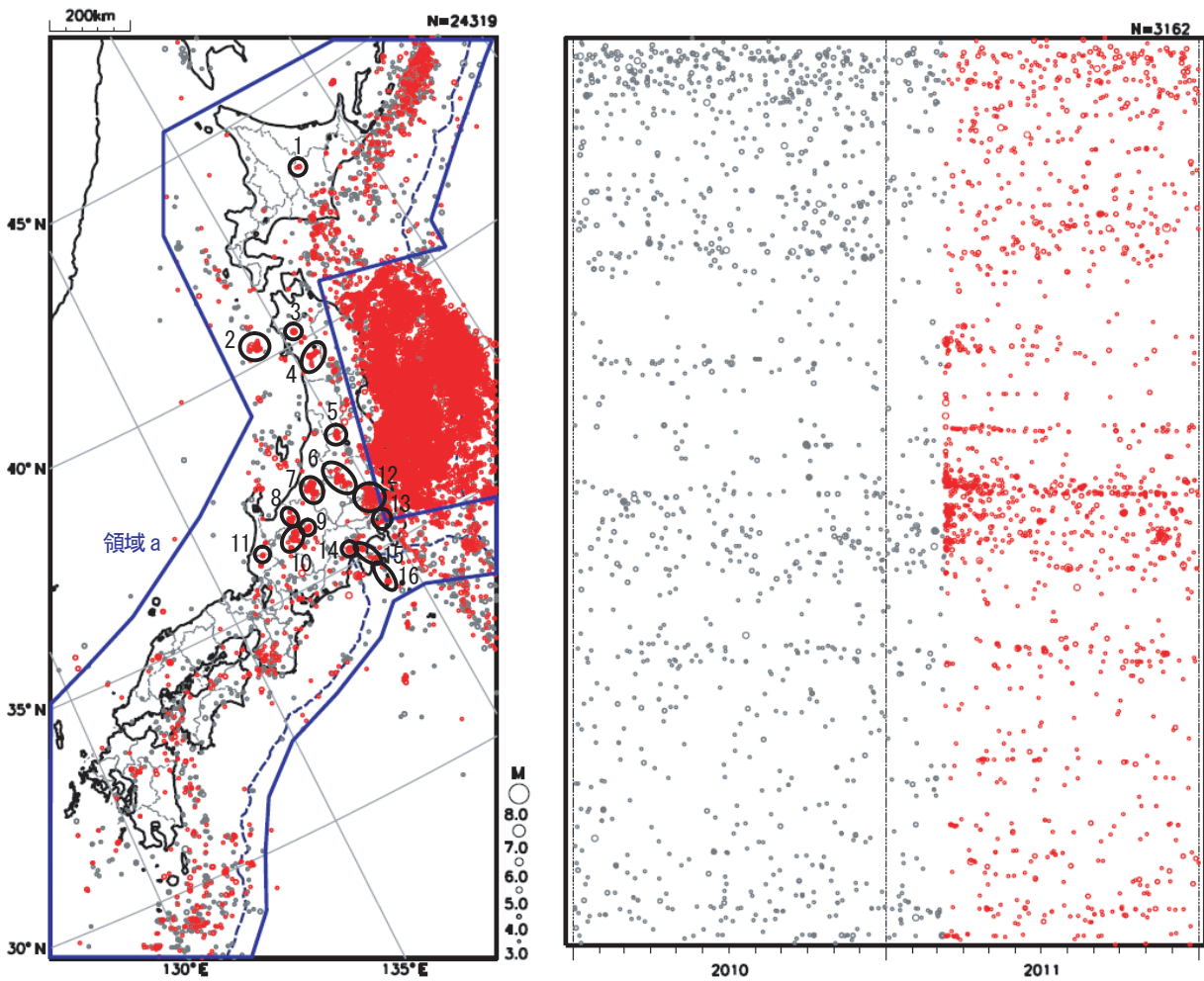
図中右上の赤線は、圧力軸を中心を揃えて表示したもの。

## 1.9 本震発生以降の全国の地震及び火山活動

### 1.9.1 地震活動\*

東北地方太平洋沖地震発生以降、福島県会津から山形県置賜地方、長野県・新潟県県境付近、静岡県東部など、余震域の外側でも地震活動が活発になった領域が見られた(第1.9.1図, 第1.9.2図).

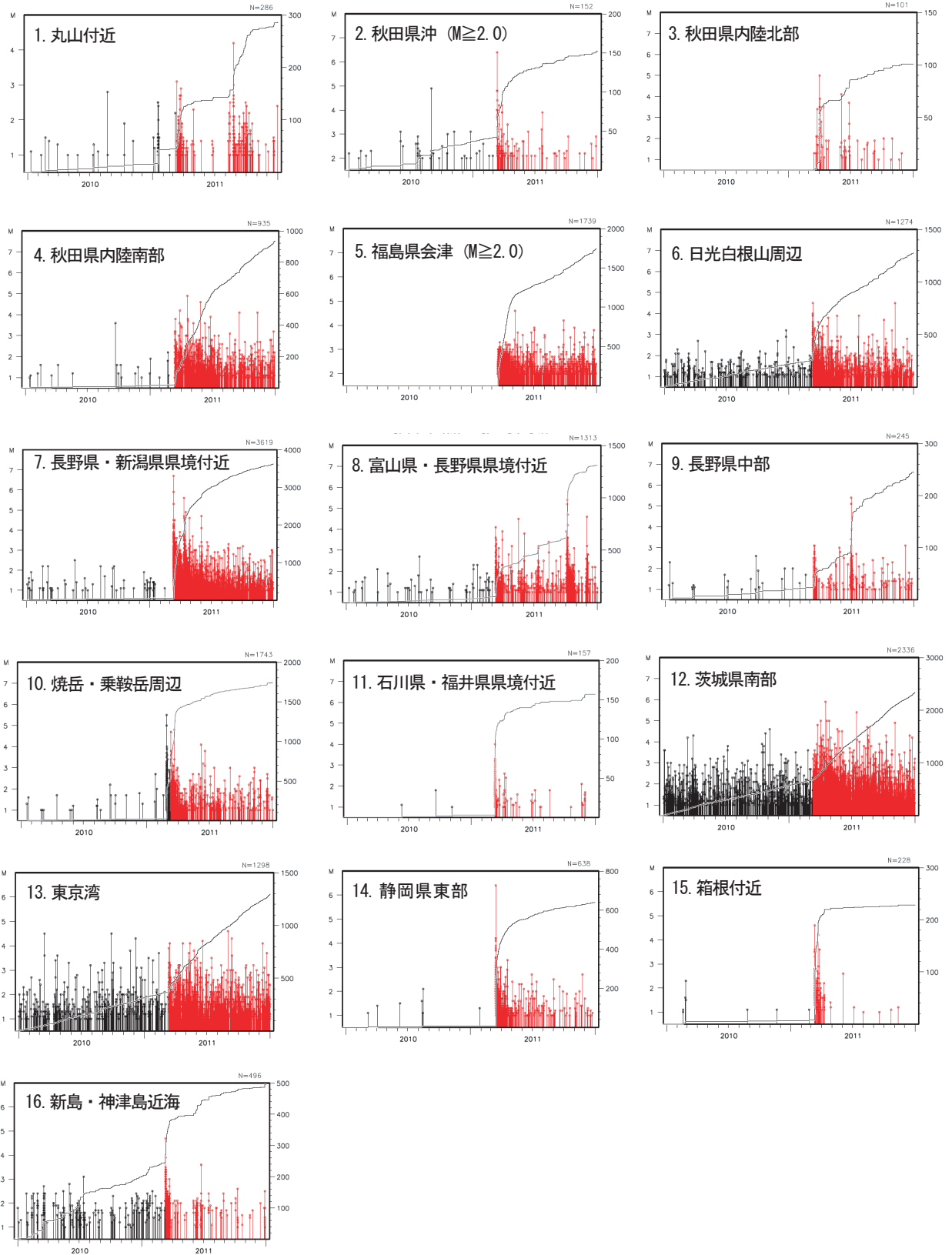
これらの地域ごとの地震活動の詳細を以下に示す。



第1.9.1図 震央分布図, 領域a内の時空間分布図(2010年1月1日～2011年12月31日, 深さ0～90km,  $M \geq 3.0$ )

2011年3月11日以降の地震を赤で表示。

\* 地震火山部地震予知情報課 西谷 諒



第 1.9.2 図 各領域 (1 ~ 16) 内の地震活動経過図, 回数積算図 (2010 年 1 月 1 日 ~ 2011 年 12 月 31 日, 深さ 0 ~ 90km,  $M \geq 1.0$ )  
2011 年 3 月 11 日以降の地震を赤で表示.

1.9.1.1 長野県・新潟県県境付近

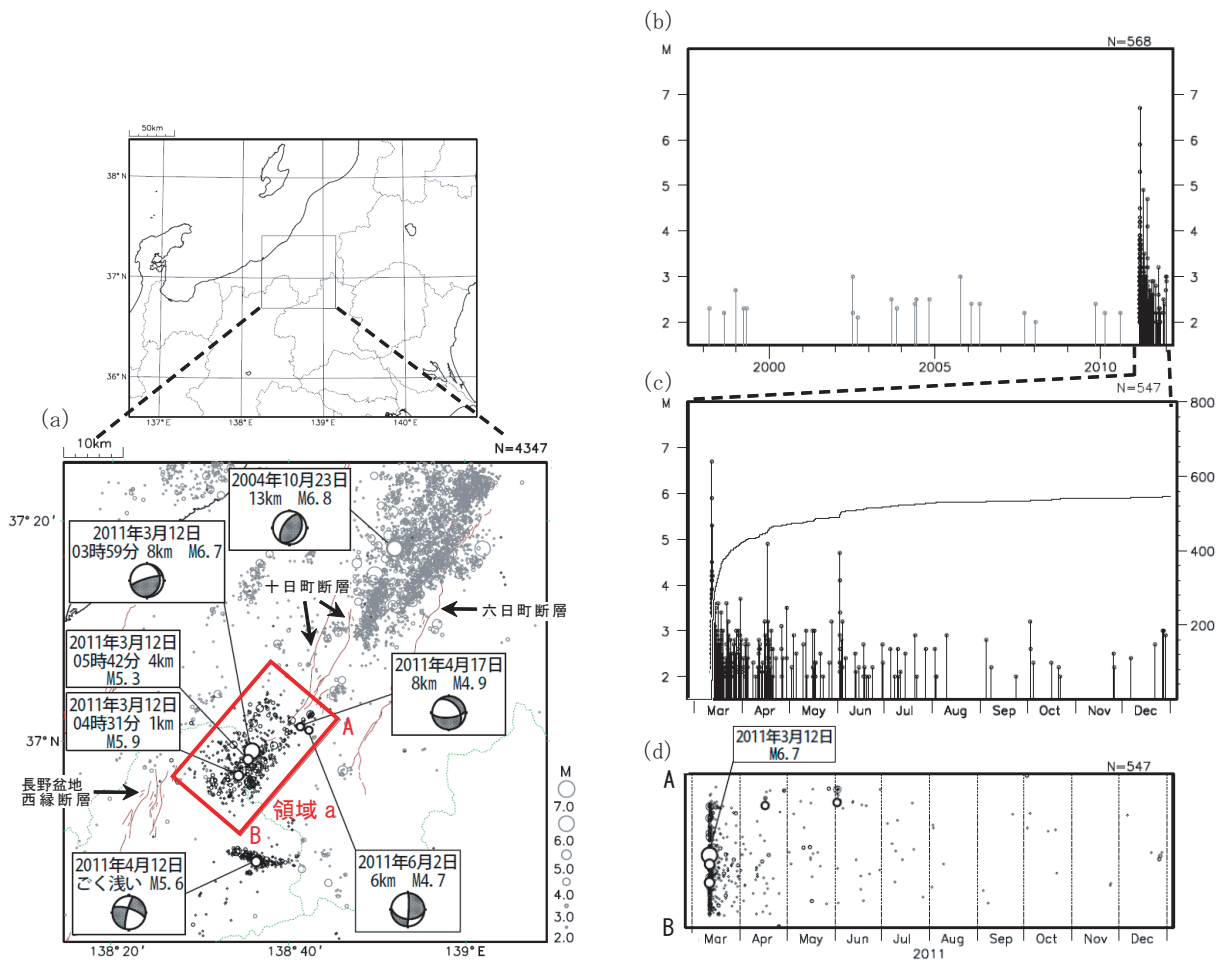
2011年3月12日03時59分に長野県・新潟県県境付近の深さ8kmでM6.7の地震（最大震度6強）が発生した。この地震は地殻内で発生した（第1.9.3図，第1.9.4図）。この地震により，死者3人，重傷者1人，軽傷者56人，住家全壊73棟，半壊427棟などの被害が生じた（長野県（平成24年7月1日現在）及び新潟県（平成24年3月9日現在）による）。

この地震発生直後は，12日04時31分と05時42分に最大震度6弱を観測する余震が発生するなど，余震活動は活発に経過した。4月以降，余

震活動は徐々に低下したが，余震域の北東側の領域では4月17日00時56分にM4.9の地震（最大震度5弱），6月2日11時33分にM4.7の地震（最大震度5強）が発生した。2011年12月31日までに震度5弱以上を観測する余震が5回（震度6弱：2回，震度5強：1回，震度5弱：2回）発生している。

また，4月12日07時26分に，この地震の震央から南へ約20km離れた場所でM5.6（最大震度5弱）の地震が発生した。

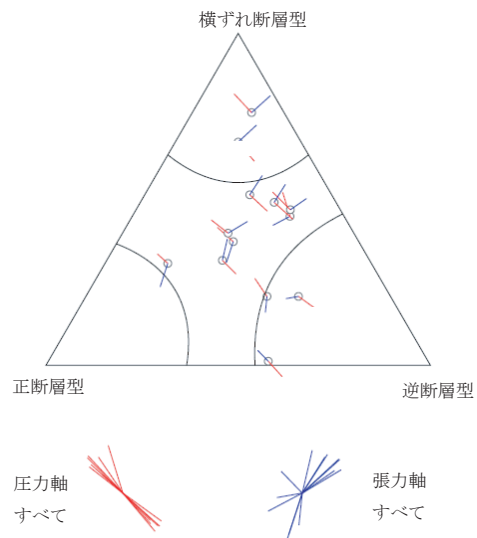
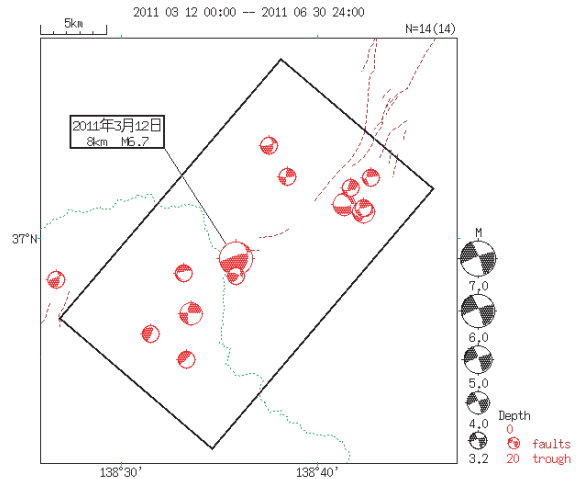
3月12日に発生したM6.7の地震の発震機構は，北西－南東方向に圧力軸を持つ型であった。余震



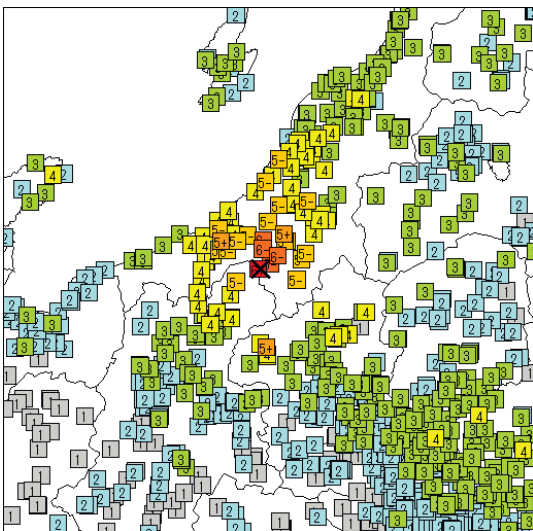
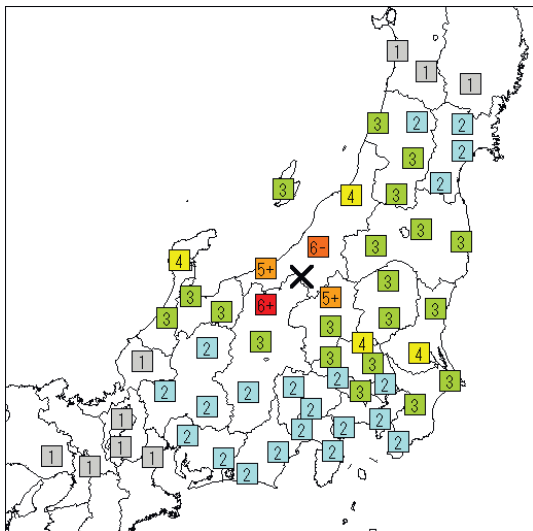
第1.9.3図 (a) 震央分布図，  
 (b) 領域a内の地震活動経過図（1997年10月～2011年12月，深さ0～40km， $M \geq 2.0$ ，2011年3月11日以降の地震を濃く表示，  
 図中の細線は地震調査研究推進本部による主要活断層帯を表示）  
 (c) 領域a内の地震活動経過図，回数積算図  
 (d) 領域a内の時空間分布図（A-B投影）  
 (上に同じ，ただし2011年3月以降）

の発震機構は、逆断層から横ずれ断層型の間分布しているが、圧力軸の向きは本震と同様の向きのものが卓越している（第1.9.5図）。

1997年10月以降の活動を見ると、今回の地震の震源付近（領域a）ではM5.0以上の地震は発生していないが、領域aの周辺では、2004年10月23日に「平成16年（2004年）新潟県中越地震」（M6.8, 最大震度7）が、2007年7月16日に「平成19年（2007年）新潟県中越沖地震」（M6.8, 最大震度6強）が発生している（第1.9.6図）。

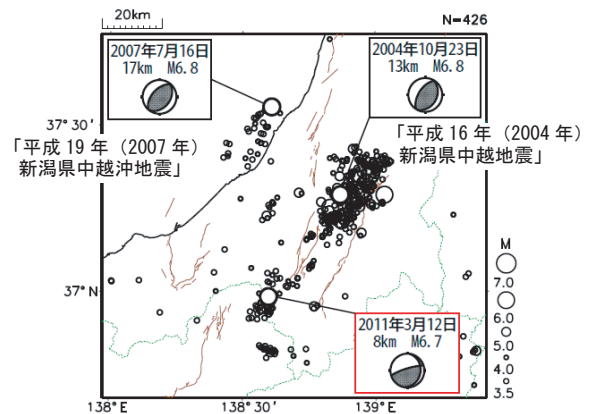


第1.9.5図 (上) 発震機構解  
(下) 領域a内の地震の発震機構の型  
(2011年3月12日～6月30日、深さ0～20km)



第1.9.4図 2011年3月12日03時59分に長野県・新潟県県境付近で発生したM6.7の地震の震度分布図

(上) 地域ごとの最大震度  
(下) 震央周辺の各観測点の震度



第1.9.6図 震央分布図 (1997年10月～2011年6月、深さ0～20km, M ≥ 3.5)

図中の細線は地震調査研究推進本部による主要活断層帯を表示)

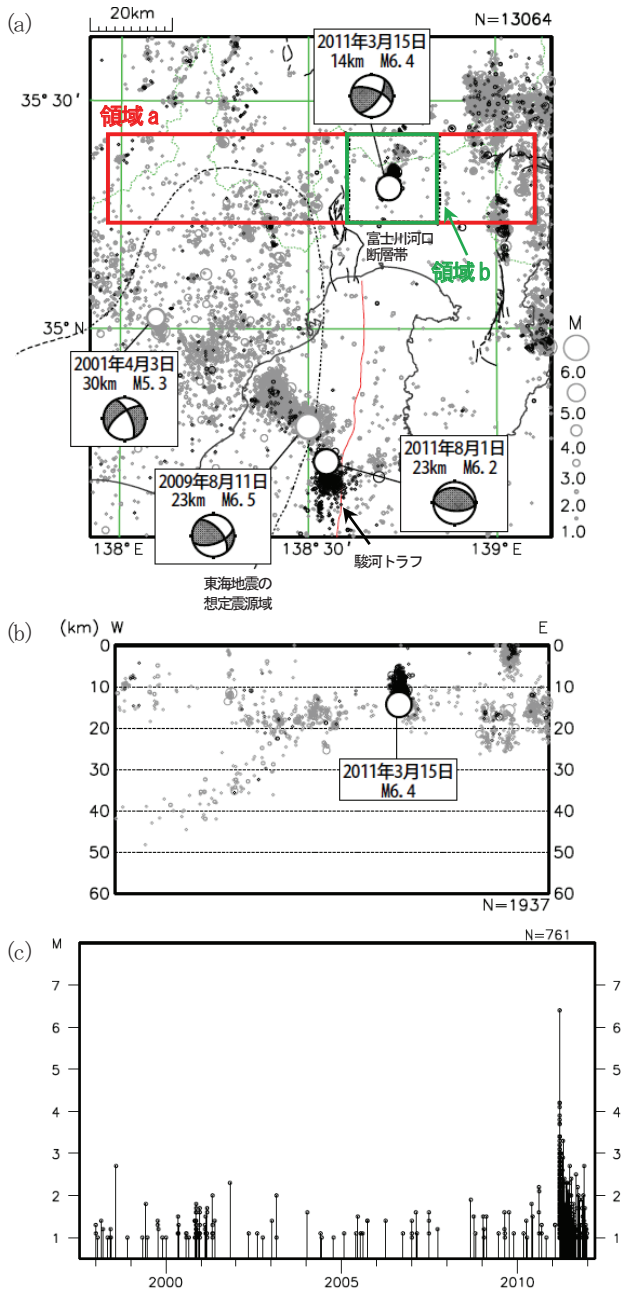


1.9.1.2 静岡県東部

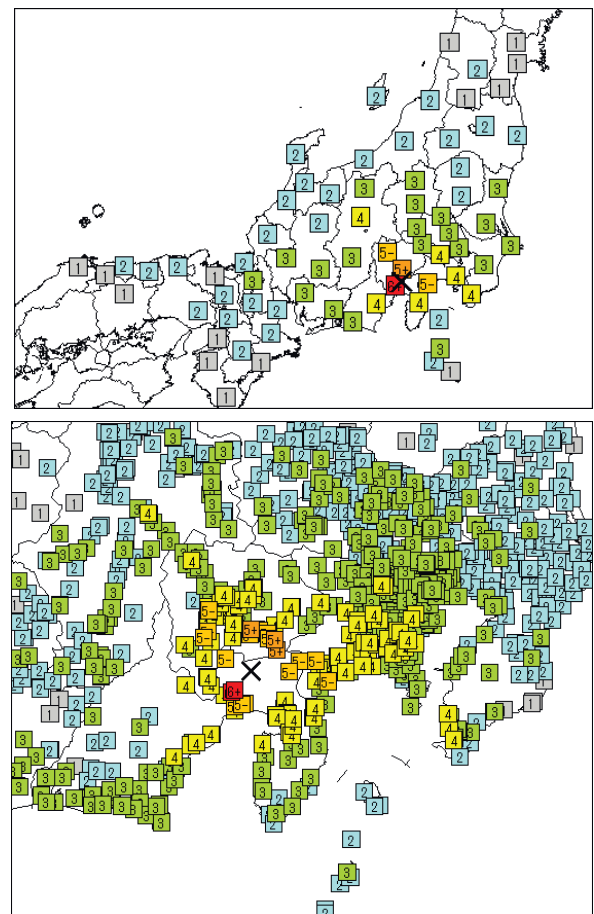
2011年3月15日22時31分に静岡県東部の深さ14kmでM6.4の地震（最大震度6強）が発生した（第1.9.7図，第1.9.8図）。この地震の発震

機構は、北北西－南南東方向に圧力軸を持つ型であった。この地震により、重傷者4人、軽傷者71人、住家半壊103棟、一部破損984棟などの被害が生じた（平成23年11月11日現在、総務省消防庁による）。地震発生直後は、22時40分にM4.2の地震（最大震度4）が発生するなど活発な余震活動が見られたが、その後余震活動は徐々に減衰した。

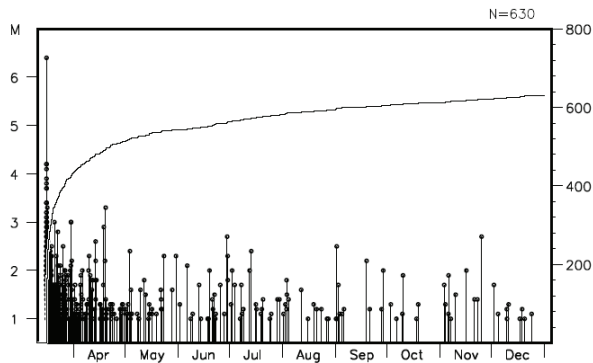
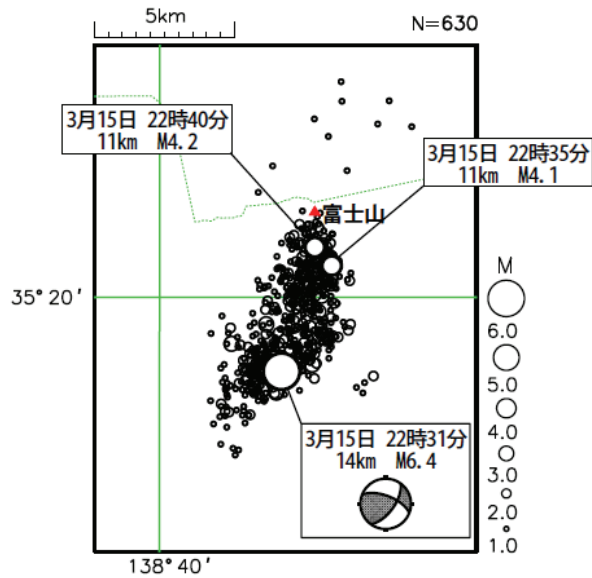
余震分布を第1.9.9図に示す。本震の発生直後は、余震の震源が徐々に浅くなり北北東方向に広がる傾向が見られた。今回の余震分布は、北北東－南南西方向の数kmの範囲に延び、南東に下がっており、これらの特徴は発震機構解に調和的である。



第1.9.7図 (a) 震央分布図,  
 (b) 領域a内の断面図（東西投影）  
 (c) 領域b内の地震活動経過図  
 1997年10月～2011年12月、深さ0～60km、 $M \geq 1.0$ 、  
 2011年3月15日以降の地震を濃く表示、  
 図中の細線は地震調査研究推進本部による主要活断層帯を表示



第1.9.8図 2011年3月15日22時31分に静岡県東部で発生したM6.4の地震の震度分布図  
 (上) 地域ごとの最大震度  
 (下) 震央周辺の各観測点の震度



第 1.9.9 図 (上) 今回の地震の余震域における震央分布図,

(下) 上図内の地震活動経過図, 回数積算図

(2011年3月15日～12月31日, 深さ0～20km,

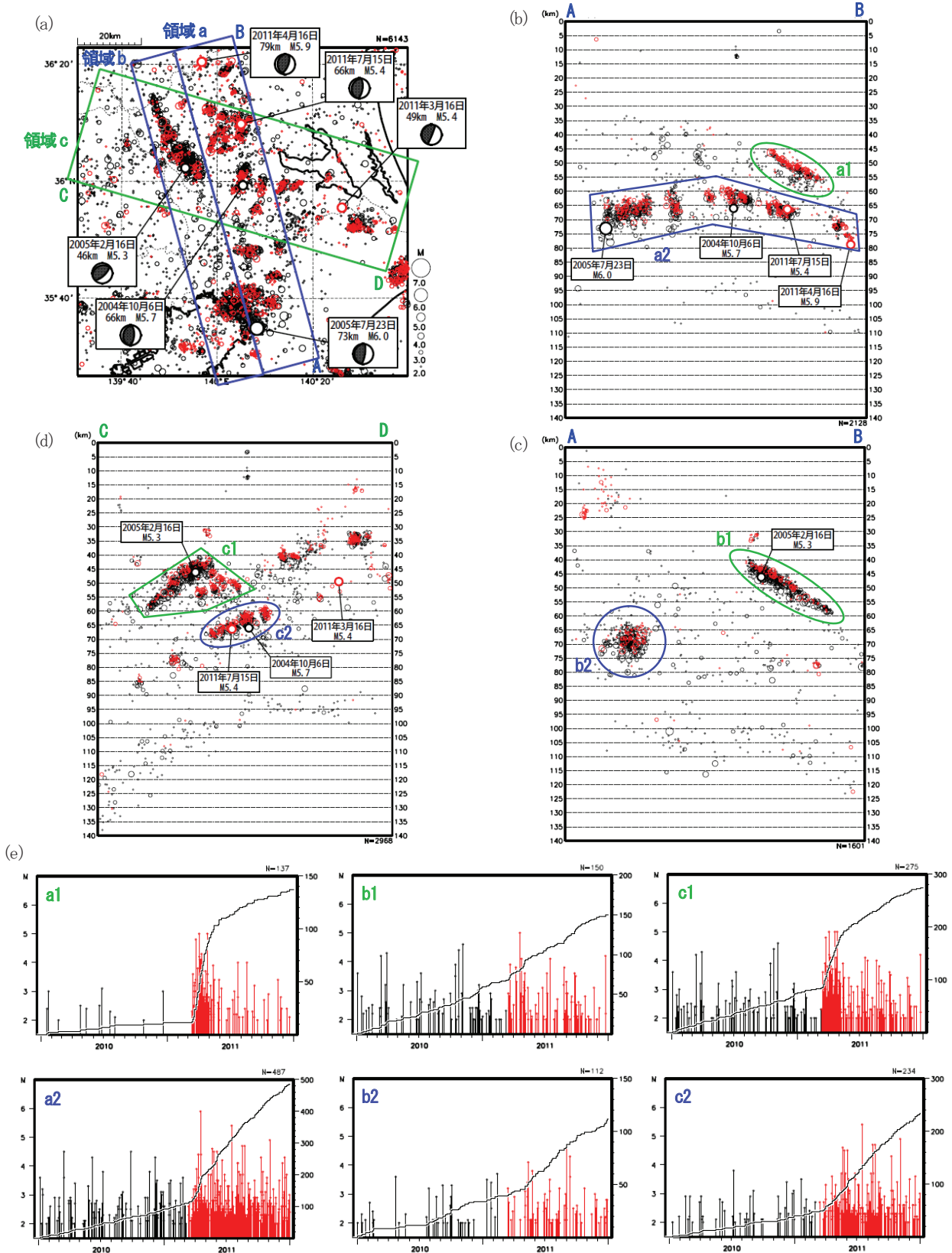
$M \geq 1.0$ )

### 1.9.1.3 関東地方南部

東北地方太平洋沖地震発生以降, 茨城県南部など関東地方では, 地震活動が活発化した領域がある(第 1.9.10 図).

第 1.9.10 図の領域 a1, b1, c1 はフィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近であり, 領域 a2, b2, c2 は太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界付近である. いずれの境界でも, 東北地方太平洋沖地震発生後に地震が増加している. 2011年4月16日11時19分には, 茨城県南部の深さ79km(領域 a2 内)で  $M5.9$  の地震(最大震度5強)が発生した.

なお, 領域 c の断面図で深さ90km以深に太平洋プレート内部の二重地震面下面が見られるが, ここでは東北地方太平洋沖地震発生後に地震活動が活発化した様子は見られない.



第1.9.10図 (a) 震央分布図 (1997年10月1日～2011年12月31日, 深さ0～140km,  $M \geq 2.0$ , 2011年3月11日以降の地震を赤く表示),

(b) 領域 a 内の断面図 (A-B 投影), (c) 領域 b 内の断面図 (A-B 投影), (d) 領域 c 内の断面図 (C-D 投影)

(e) 各領域の地震活動経過図, 回数積算図 (2010年1月～2011年12月)

1.9.1.4 福島県会津から山形県置賜地方

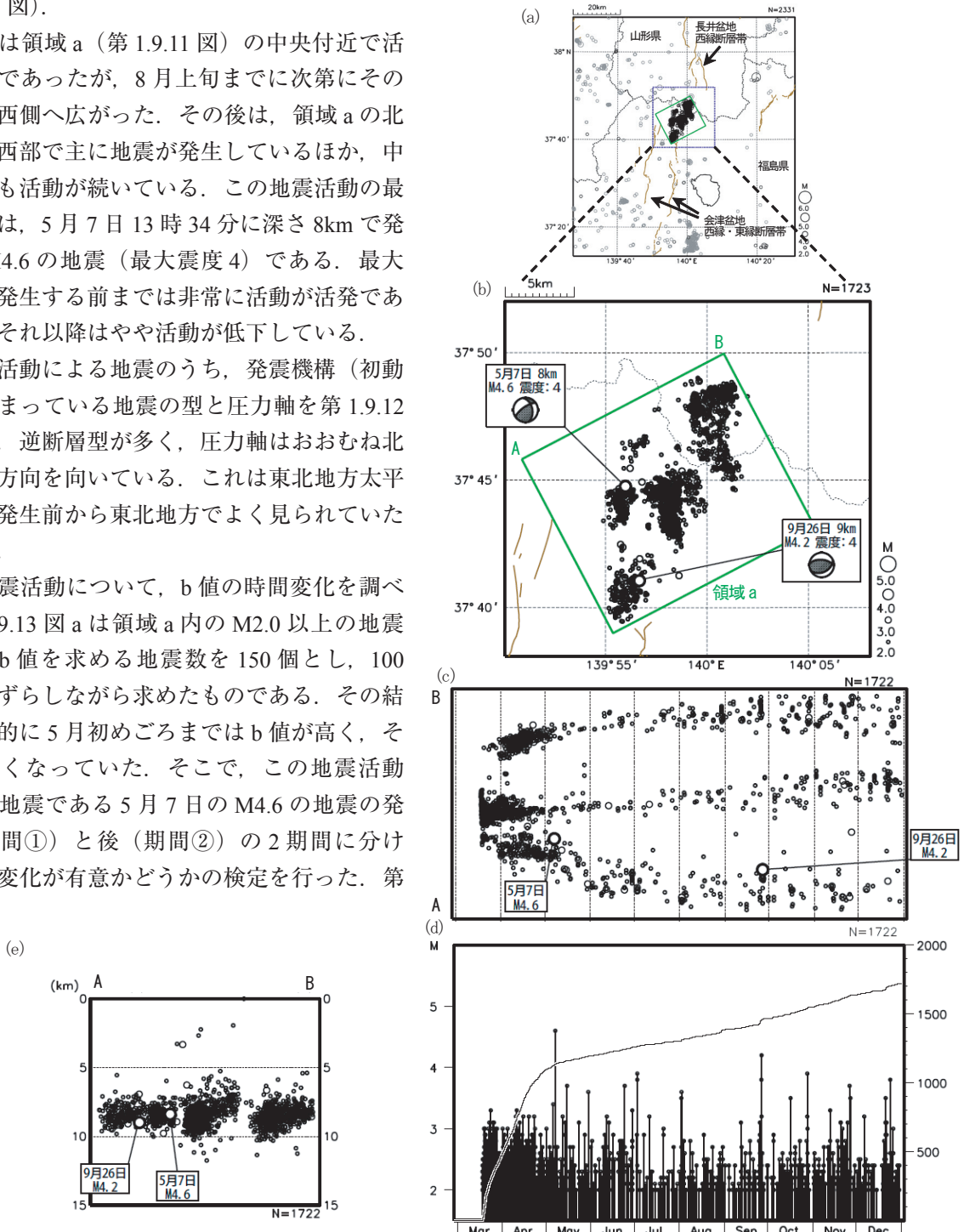
福島県会津から山形県置賜地方にかけての地殻内、深さ5～10km程度のところでは、2011年3月18日からまとまった地震活動が見られている(第1.9.11図)。

はじめは領域a(第1.9.11図)の中央付近で活動が活発であったが、8月上旬までに次第にその北東・南西側へ広がった。その後は、領域aの北東部・南西部で主に地震が発生しているほか、中央付近でも活動が続いている。この地震活動の最大の地震は、5月7日13時34分に深さ8kmで発生したM4.6の地震(最大震度4)である。最大の地震が発生する前までは非常に活動が活発であったが、それ以降はやや活動が低下している。

今回の活動による地震のうち、発震機構(初動解)が決まっている地震の型と圧力軸を第1.9.12図に示す。逆断層型が多く、圧力軸はおおむね北西-南東方向を向いている。これは東北地方太平洋沖地震発生前から東北地方でよく見られていた型である。

この地震活動について、b値の時間変化を調べた。第1.9.13図aは領域a内のM2.0以上の地震を用い、b値を求める地震数を150個とし、100個ごとにずらしながら求めたものである。その結果、全体的に5月初めごろまではb値が高く、その後は低くなっていた。そこで、この地震活動の最大の地震である5月7日のM4.6の地震の発生前(期間①)と後(期間②)の2期間に分けて、この変化が有意かどうかの検定を行った。第

1.9.13図b-dに全期間で求めたb値、期間①及び②に発生した地震からそれぞれ求めたb値を示す。全期間(model1)のAICと期間を2つに分



第1.9.11図 (a) 震央分布図(1997年10月1日～2011年12月31日、深さ0～15km、M≥2.0、2011年3月以降の地震を濃く表示、図中の細線は地震調査推進研究本部による主要活断層帯を表示)

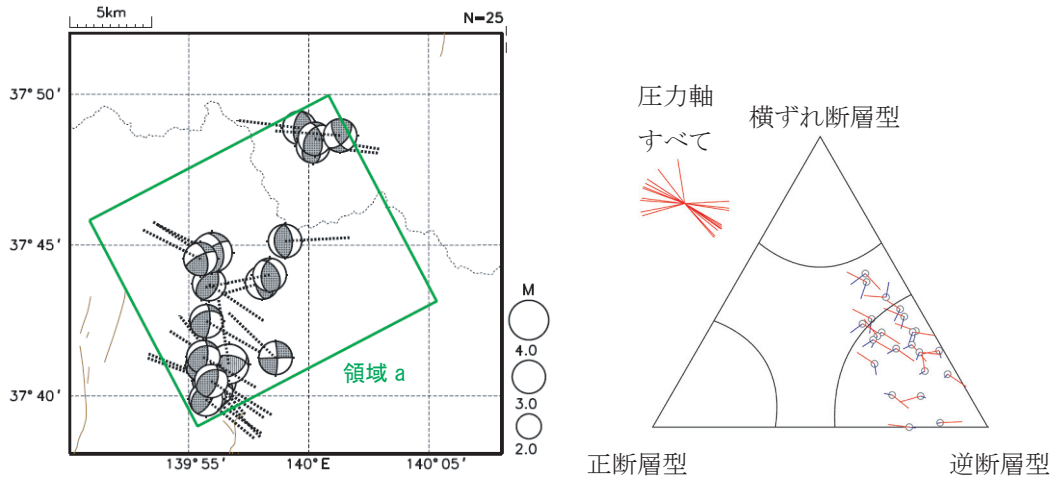
(b) 拡大図(上に同じ、ただし2011年3月以降)

(c) 領域a内の時空間分布図(A-B投影)、(d) 領域a内の地震活動経過図、回数積算図、(e) 領域a内の断面図(A-B投影)

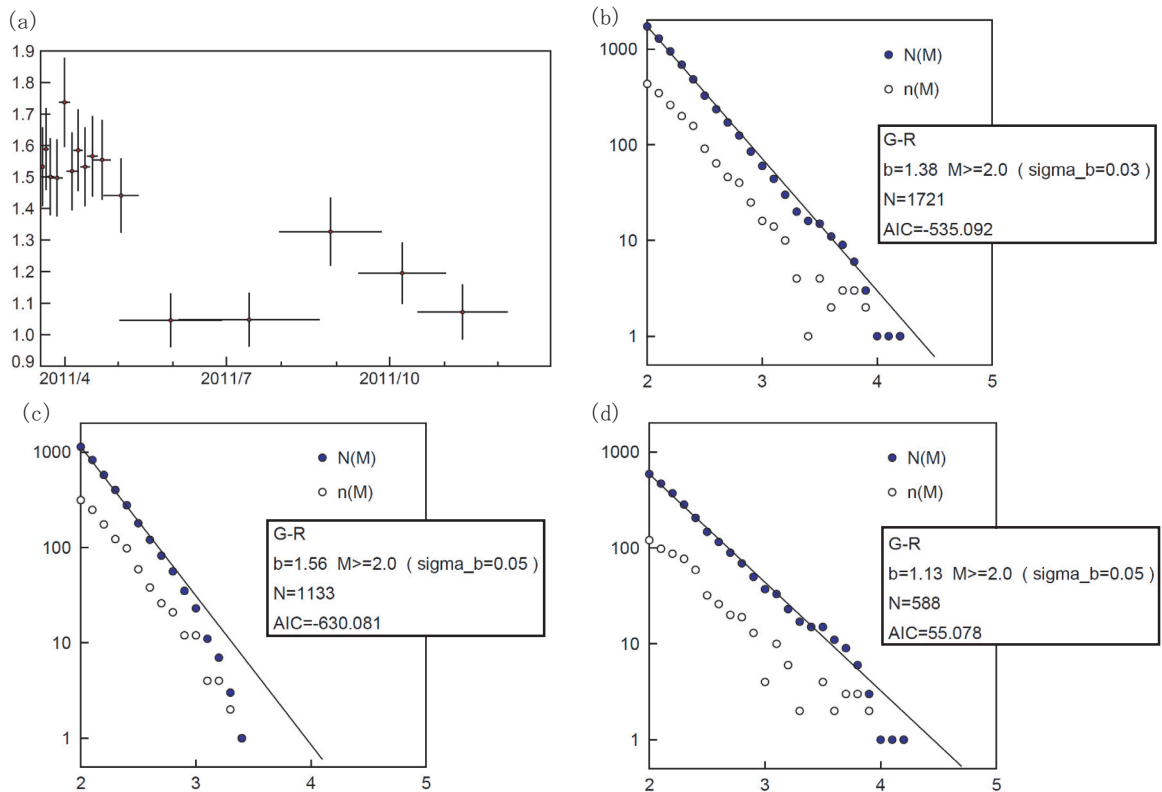


けた場合 (model2) の AIC の差は -40 程度であり、この変化は有意であった。第 1.9.11 図 d を見ても、5 月初め頃までは M3.0 程度までの地震しか発生していなかったが、その後は M3 クラス後半から

M4.0 を超える地震も発生するなど、発生する地震の規模に変化があり、この時期に地震活動に何らかの変化があったと考えられる。



第 1.9.12 図 (左) 発震機構解, (右) 領域 a 内の地震の発震機構の型 (2011 年 3 月 11 日 ~ 12 月 31 日, 深さ 0 ~ 15km,  $M \geq 2.0$ , 圧力軸表示)



$\Delta AIC = AIC(model1) - AIC(model2) = -39.910$  → b 値には差がある

第 1.9.13 図 (a) 領域 a 内の b 値の時間変化 (M2.0 以上の地震を用い, b 値を求める地震数を 150 個とし, 100 個ごとにとりながらプロット)

(b) 全期間の b 値, (c) 5 月 7 日 M4.6 の発生前 (期間①) の b 値, (d) 5 月 7 日 M4.6 の発生後 (期間②) の b 値

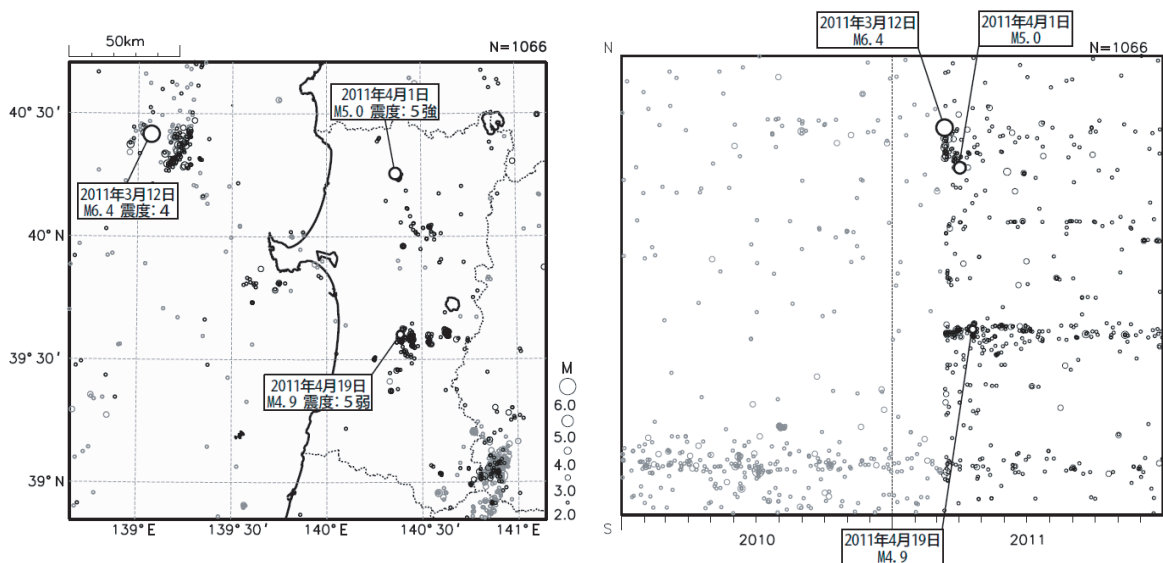
1.9.15 その他の領域

上述の他に、秋田県沖・秋田県内陸（第1.9.14図）、長野県中部、富山県・長野県県境付近（第1.9.15図）などの領域でも東北地方太平洋沖地震以降地震活動が活発となったが、これらの活動はおおむね収まっている。

秋田県内陸北部では、2011年4月1日19時49分に深さ12kmでM5.0の地震（最大震度5強）が発生した。この地震は地殻内で発生した地震である。この地震後、震度1以上を観測する余震が

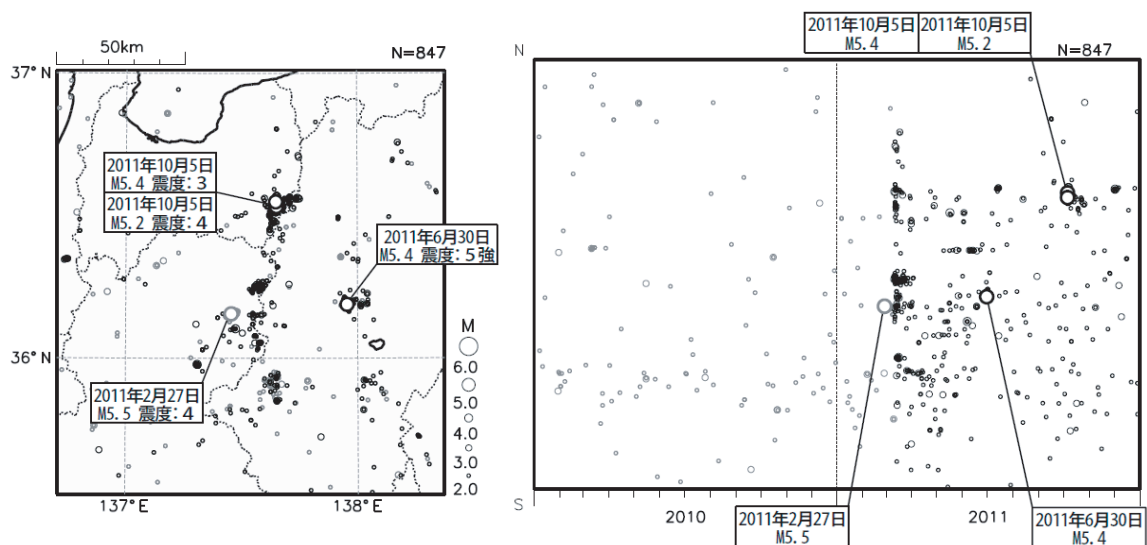
6月までに8回発生したが、その後は収まっている。

長野県中部では、2011年6月30日08時16分に深さ4kmでM5.4の地震（最大震度5強）が発生した。この地震は地殻内で発生した地震である。この地震の発生後、同日08時21分のM5.1の地震（最大震度4）、14時11分のM3.4の地震（最大震度4）など、活発な余震活動が見られたが、その後は徐々に低下した。



第1.9.14図（左）震央分布図、（右）時空間分布図（南北投影）

2010年1月1日～2011年12月31日、深さ0～90km、 $M \geq 2.0$ 、2011年3月11日以降の地震を濃く表示



第1.9.15図（左）震央分布図、（右）時空間分布図（南北投影）

2010年1月1日～2011年12月31日、深さ0～20km、 $M \geq 2.0$ 、2011年3月11日以降の地震を濃く表示

1.9.2 火山活動\*

東北地方太平洋沖地震発生以降、東日本を中心に広い範囲で地震活動が活発化した状況については、前項(第1.9.1項 地震活動)に記載のとおりで、火山周辺でも地震活動の活発化がみられた。

ところで、大規模な地震の発生後、震源域周辺に位置する火山が噴火する事例が知られている。国内の事例では、東北地方太平洋沖地震と対比される869年貞観地震の2年後に鳥海山が噴火しているほか、1707年宝永地震の49日後に発生した富士山の宝永噴火などがよく知られている。ほかに1962年4月23日に発生した広尾沖地震(M7.1)では、同年6月29日に十勝岳が噴火しており、1968年5月16日の十勝沖地震(M7.9)では、地震後に十勝岳で噴火には至っていないが地震活動が活発化している。このような火山活動の活発化は、地震による応力場の変化が火山活動を促進するためと考えられる(例えば、宇津, 2001)。

Walter and Amelung (2007) は、20世紀以降に発生した4つのM9以上の大地震(1952年カムチャツカ地震 M9.0, 1960年チリ地震 M9.5, 1964

年アラスカ地震 M9.2, 2004年スマトラ-アンダマン地震 M9.3)の直後に噴火した火山について調査を行っている。彼らの調査結果に従い、それらの火山の活動について第1.9.1表にまとめた。ただし、噴火年月日やVEI (Volcanic Explosivity Index, 火山爆発指数)については、Smithonian Institution のGlobal Volcanism Networkにより適宜修正・補足した。

第1.9.1表より、20世紀以降の4つのM9以上の大地震の発生後には例外なく震源域周辺の火山で噴火が発生していることが分かる。特に、1952年カムチャツカ地震の1日後にはKarpinsky火山が、1960年チリ地震の2日後にはCordon-Caulle火山が噴火している。しかも、後者はVEI = 3と比較的大規模な活動である。

また、M9以下ではあるが、日本にも津波の影響があった2010年2月27日のチリ地震(M8.8)では、地震から1年3か月後に上記のCordon-Caulle火山が再び噴火している。

このような過去の事例から、東北地方太平洋沖地震の発生に際しても、国内の火山(特に、震

第1.9.1表 20世紀以降に発生した4つのM9以上の大地震の直後に噴火した火山(Walter and Amelung, 2007による)

地震	火山名	噴火日	地震後の日数	type※	VEI
カムチャツカ 1952/11/4 M9.0	Karpinsky	1952/11/5	1日後	1	1
	Tao-Rusyr Caldera	1952/11/12	8日後	1	3
	Maly Semiachik	1952/12/5±4	1か月後	2	2
	Tolbachik	1954/2/21	1年3か月後	3	2
	Sarychev Peak	1954/8	1年9か月後	2	2
	Bezymianny	1955/10/22	2年11か月後	1	5
チリ 1960/5/22 M9.5	Cordon-Caulle	1960/5/24	2日後	2	3?
	Planchon-Peteroa	1960/7/10 (?)	2か月後	2	1
	Tupungatito	1960/7/15±5	2か月後	2	2
	Calbuco	1961/2/1	8か月後	2	3
	Villarrica	1963/2/25 (?)	2年9か月後	3	3?
アラスカ 1964/3/28 M9.2	Trident	1964/5/31	2か月後	3	3?
	Redoubt	1966/1/24	1年10か月後	1	3
スマトラ-アンダマン 2004/12/26 M9.3	Talang	2005/4/12 (?)	3か月半後 (最大余震の15日後)	2	2
	Barren Island	2005/5/26	5か月後	2	2

※) type1 ~ 3 は、地震から遡ること50年間に、  
 type1... 噴火のなかった火山  
 type2... 稀にしか噴火しなかった火山(1 ~ 4回噴火)  
 type3... 間欠的に噴火した火山(5 ~ 14回噴火)

\* 地震火山部火山課 坂井 孝行・藤原 善明・川原田 義春(現 山形地方気象台)



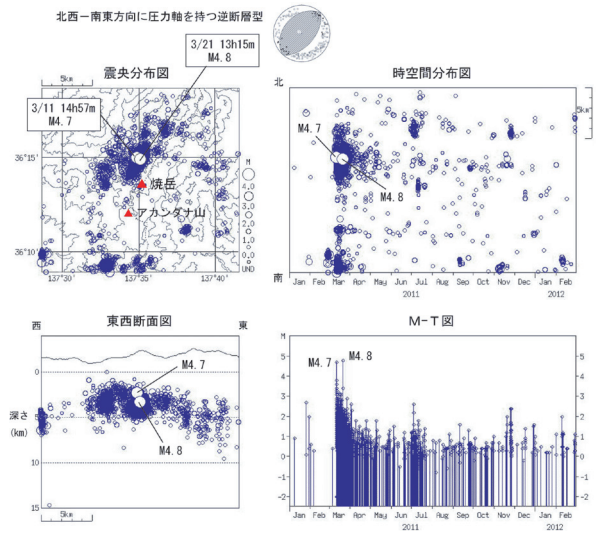


周辺の地震活動を比較して幅広に抽出している。

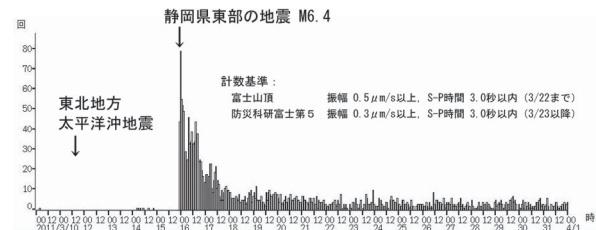
東北地方太平洋沖地震の震源域に最も近い東北地方の火山では、地震活動に特段の変化がみられた火山は少なく、また、地震活動に変化がみられた火山でもその活動の程度は低かったが、震源域の南端に近い関東・中部地方の火山で地震活動が活発になった火山が多くみられた。それらの火山のうち、特に地震活動が活発となった3火山（焼岳、富士山、箱根山）の地震活動について、以下に簡単にまとめる。

(1) 焼岳

東北地方太平洋沖地震の発生直後から、北麓～北西麓の浅い所を震源とする地震が多発した（第1.9.17図，第1.9.18図）。東北地方太平洋沖地震の発生から11分後の14時57分にはM4.7の地震（深さ2.3km，最大震度4）が発生，その後地震活動は一旦収まりかけたが，3月21日13時15分のM4.8の地震（深さ3.3km，最大震度3）の発生後，再び地震活動が活発化した。その後，地震活動は次第に収まっており，2012年2月末現在，ほぼ以前の状態に戻りつつある。火山性微動及び深部低周波地震は観測されなかった。



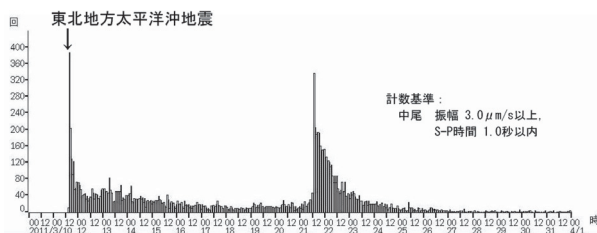
第1.9.18図 一元化震源による焼岳周辺の地震活動 (2011.1.1～2012.2.29)



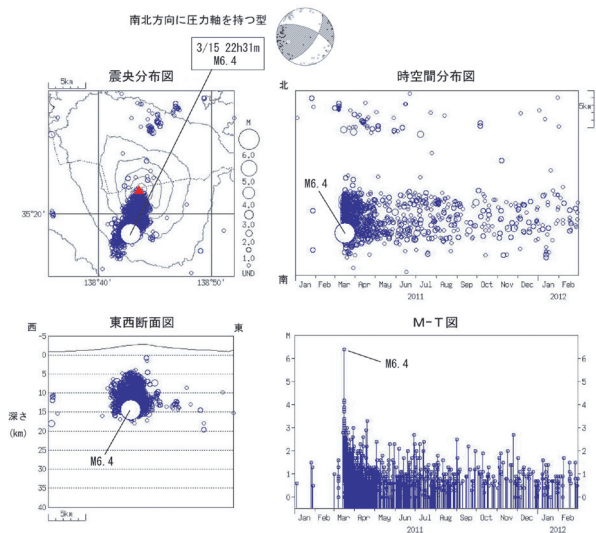
第1.9.19図 富士山周辺の特別地震回数 (2011.3.10～3.31)

(2) 富士山

東北地方太平洋沖地震の発生直後は山体周辺の地震活動はみられなかったが，3月15日22時31分に山頂の南南西約5km，深さ14.3kmを震源とする静岡県東部の地震（M6.4，最大震度6強）が発生し，その後，その震源から山頂直下付近にかけて余震が多発した（第1.9.19図，第1.9.20図）。余震数は順調に減衰しつつも，その活動は2012年2月末現在なお継続している。



第1.9.17図 焼岳周辺の特別地震回数 (2011.3.10～3.31)



第1.9.20図 一元化震源による富士山周辺の地震活動 (2011.1.1～2012.2.29)

深部低周波地震の活動に特段の変化はみられず、静穏な状況が続いた。火山性微動は観測されなかった。

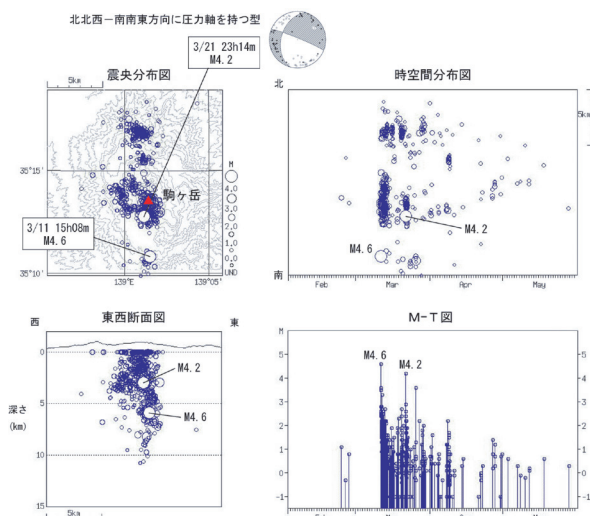
### (3) 箱根山

東北地方太平洋沖地震の発生直後から、15時08分のカルデラ南部を震源とするM4.6の地震（深さ5.9km、最大震度5弱）の他、中央火口丘群及びカルデラ北部の浅い所を震源とする地震が多発した（第1.9.21図）。地震数は3月14日以降減少したが、3月20日にカルデラ北部で一時的に増加した。このカルデラ北部のクラスターはこれまで地震活動があまりみられなかった領域に位置する。3月21日23時14分には駒ヶ岳の南南西約2km付近でM4.2の地震（深さ3.0km、最大震度2）が発生し、その後地震数が一時的に増加した。4月中旬には地震活動はほぼ終息した。火山性微動及び深部低周波地震は観測されなかった。

先述のように、地震発生からほぼ1年を経た2012年2月末時点において、新たな噴火活動が発生した国内の火山はないが、カムチャツカ地震の約3年後に発生したBezymianny火山の大規模な噴火（VEI = 5）の例もある（第1.9.1表）。今後も引き続き国内の各火山の活動を注意深く監視する必要がある。

### 参 考 文 献

Smithsonian Institution : Global Volcanism Network (<http://www.volcano.si.edu/world/>) .  
 宇津徳治 (2001) 地震学 (第3版). 共立出版, 376pp.  
 Walter, T. R. and F. Amelung (2007) Volcanic eruptions following  $M \geq 9$  megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geology*, 35-6, 539-542.



第1.9.21図 一元化震源による箱根山周辺の地震活動 (2011.2.1 ~ 5.31)

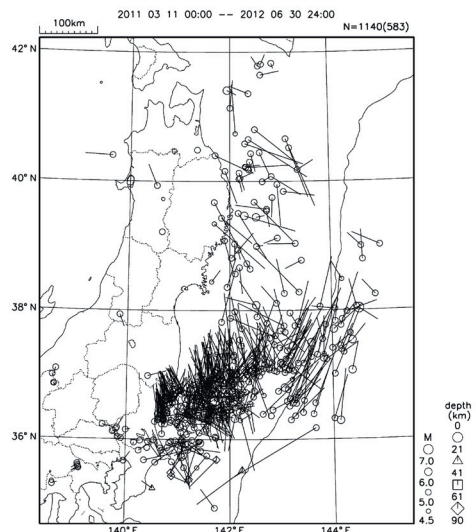
1.10 群列地震観測システムでの波形と処理結果（精密地震観測室における地震観測）\*

1.10.1 本震・余震分布

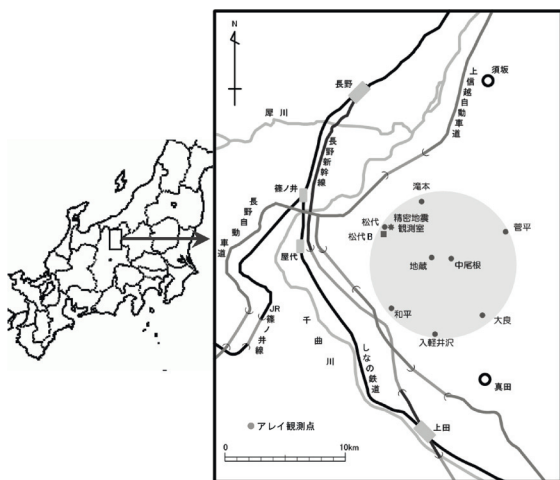
精密地震観測室（長野市松代町）では、群列地震観測システム（MSAS -Matsushiro Seismic Array System-）及び各種地震計により本震とその余震を観測した。MSASは、直径約10km内に設置された、8点のアレイ観測点データにより、その方位角及び見かけ速度から震源を求めるもの（長田他、1984）である（第1.10.1図）。このようなコンパクトな観測システムにおいても、以下の程度の活動把握を行うことは可能であるので、処理結果を紹介する。

第1.10.2図はMSASにより求められた本震及び2012年6月30日までの余震分布を示し、その地震活動経過図と回数積算図を第1.10.3図に示す。MSASでは、この期間にM4.5（MSASのM）以上の地震が583個求められており、回数積算図に見られるように、おおむね順調に余震が減衰していることが分かる。なお、第1.10.2図では、MSASの震源を○等のプロットで、それに対応する一元化震源の位置の移動を棒で示す。本処理において、地震波の到来方向の補正を小林他（1993）で行っているが、本震・余震分布は福島県・茨城県沖、又は岩手県沖に集中するような分布をなす傾向にある。

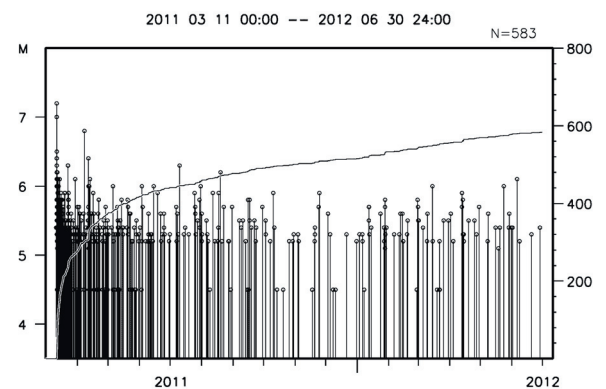
MSASによる本震MはM7.2、 $M_w$ 7.9と求められている。M7.2は短周期地震計の最大振幅から、 $M_w$ 7.9は広帯域地震計（STS-2）のP波初動から40秒以内の最大振幅から推定される方法（長田他、1990）により求めたものであるが、過小評価である。後述する機械式地震計の記録からも、P波の到着から90秒程度以降から最大振幅クラスの波動が到着しているのので、本手法による40秒までの最大振幅では過小評価とならざるを得ない。



第1.10.2図 MSASで決定した震央分布図  
2011年3月11日～2012年8月31日、 $M \geq 4.5$ 、深さ0～90km



第1.10.1図 群列地震観測システムの配置図



第1.10.3図 第1.10.2図の地震活動経過図と回数積算図  
2011年3月11日～2012年8月31日、 $M \geq 4.5$ 、深さ0～90km

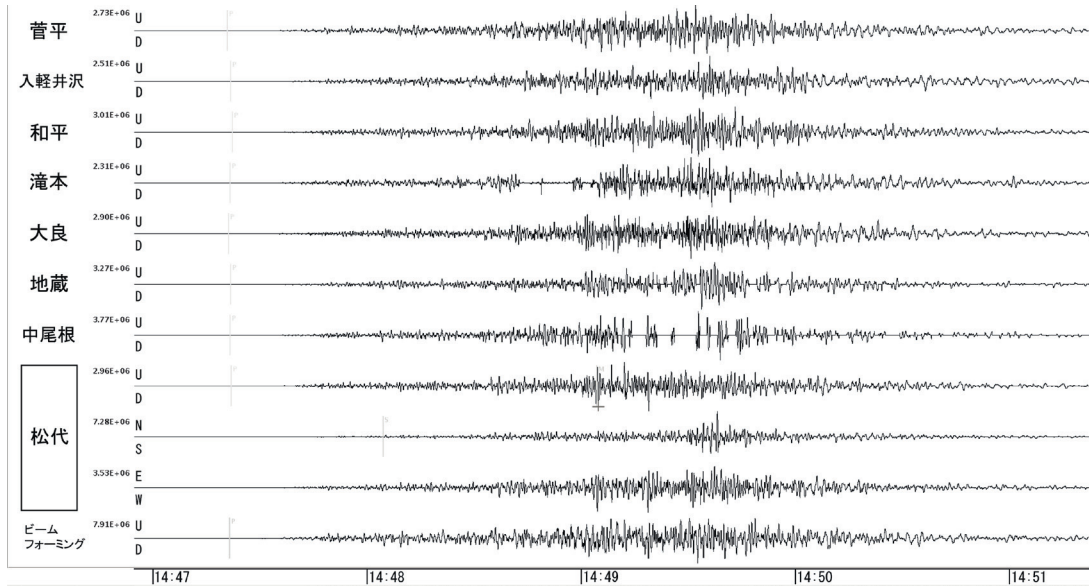
\* 地震火山部地震津波監視課精密地震観測室 山崎 貴之, 野坂 大輔



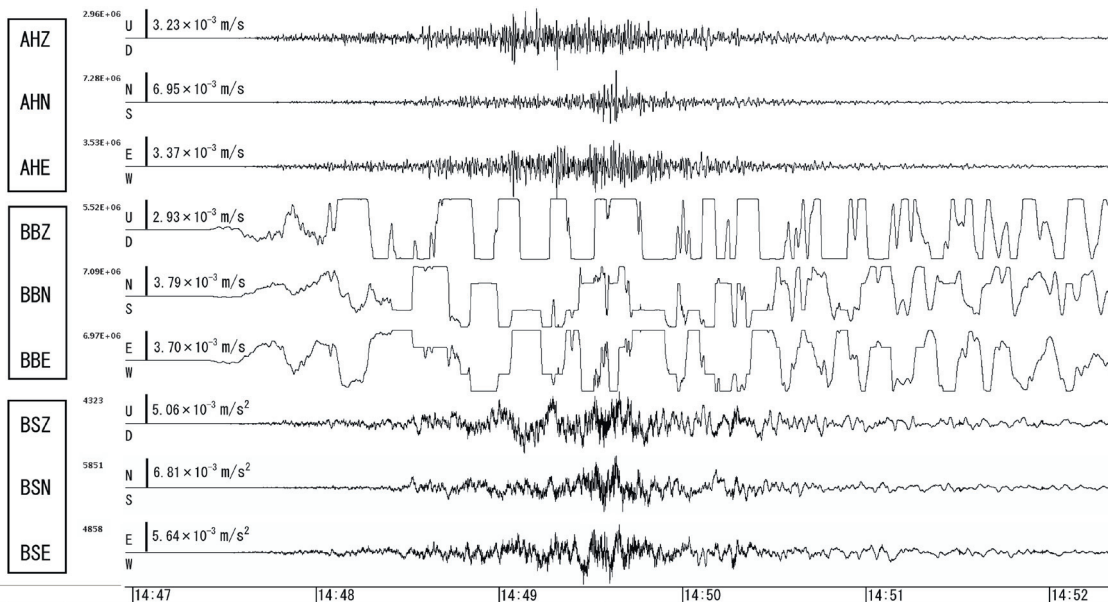
### 1.10.2 観測波形記録

第1.10.4図に群列地震観測システム各観測点の地震計記録を示す（特性については精密地震観測室（2009）を参照）．短周期地震計による波形記録では，地震波が振り切れずに数分間継続していることが分かる（欠測は，伝送により落ちている部分）．

第1.10.5図に松代観測点における各種地震計記録を示す．ボアホール広帯域地震計（精密地震観測室，2008）では，地震波到達1分後くらいから振り切れてしまっているが，加速度波形においては，振りきれずに長周期の震動も含まれていることが見て取れる．



第1.10.4図 群列地震観測システム各観測点の地震計記録．松代観測点は3成分



第1.10.5図 松代観測点における各種地震計記録

- AH 動コイル型短周期地震計（速度型，固有周期1秒），
- BB ボアホール広帯域地震計（CMG-3TB，速度型，固有周期360秒），
- BS ボアホール強震計（CMG-5TB，加速度型）．

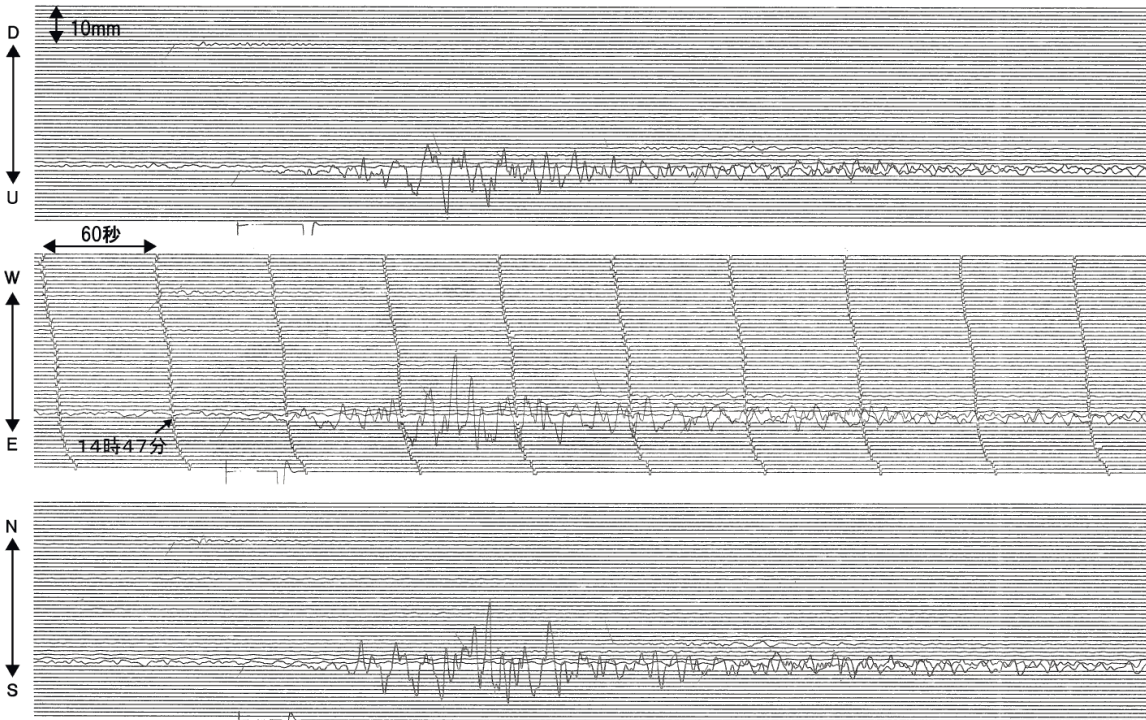


第1.10.6図に機械式1倍強震計による変位波形記録を示す。3成分とも、全振幅で20mm程度の振幅を記録しており、固有周期を越える長周期で振動していることが見て取れる。

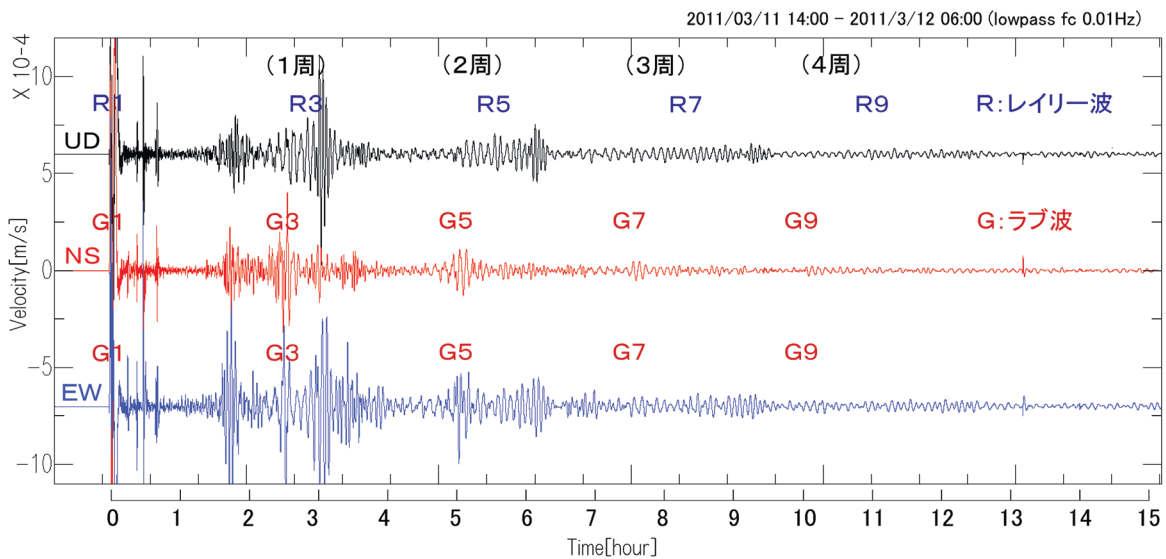
第1.10.7図にボアホール広帯域地震計（CMG-3TB）で観測された地球を周回する表面波の状況

を示す。同図の波形には周期100秒のローパスフィルタをかけており、例えばレイリー波では、R1（直接届いた波）、R3（地球を1周してきた波）からR9（同4周）まで確認することができる。

第1.10.4図から第1.10.7図と機械式1倍強震計の全体の波形記録は付録に収録した。



第1.10.6図 機械式1倍強震計（S）による変位波形記録



第1.10.7図 ボアホール広帯域地震計（CMG-3TB）で観測された地球を周回する表面波

### 1.10.3 群列地震システムで捉えた長野県周辺における地震活動状況

MSASで決定された1985年からの長野県北部周辺の震央分布図と時空間分布図を第1.10.8図に示す。この期間、基本的に検知能力に変化はない。松代地震（松代観測点でS-P時間 $\leq$ 3秒）として区分されている領域（震央分布図中の円）の時空間分布図を第1.10.8図の右下に示す。1965年8月に始まった松代群発地震は、現在では活動当初よりはかなり活動が低下しているが、今なお活動が継続している（時空間分布図の幅広く存在する縞模様）。3月11日の本震発生以降、この領域では一時的に地震活動が活発になり、時空間分布図に見られるように、領域全体的に活動が活発化した様子が見て取れる（活動が、一時期であることが分かるように、その後の期間を長く取っている）。

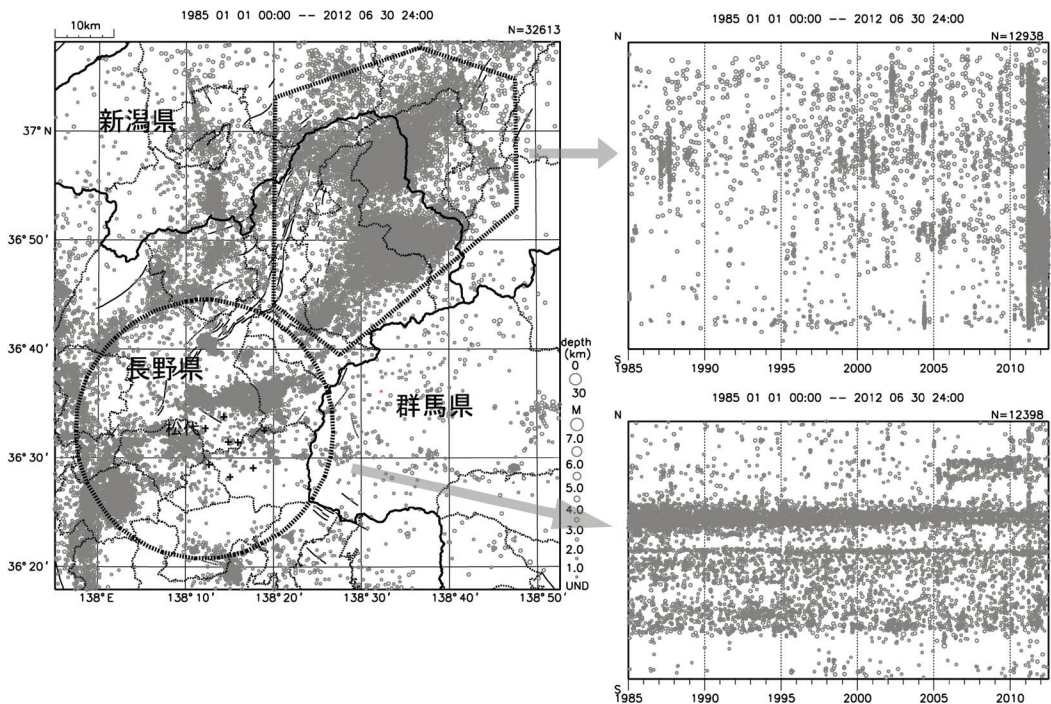
本震発生の約半日後の3月12日03時59分に長野県・新潟県県境付近で最大震度6強を観測する地震が発生した。その地震等の活動域（震央分布図中の多角形の領域）の時空間分布図を第1.10.8図の右上に示す。この領域では本震発生前

の2ヶ月間は、顕著な地震活動が見られないことが分かる。

なお、1990年代前半も、比較的活動が静穏であり、その後、活動が全体的に活発化しているように見える。

#### 参考文献

- 小林昭夫・三上直也・石川有三（1993）：松代群列地震観測システムによる震源の震央位置補正，地震観測所技術報告，12，1-9.
- 長田芳一・柏原静雄・永井章・高山寛美・涌井仙一郎・森下功・田中義彦（1984）：群列地震観測システムについて（I），地震観測所技術報告，5，13-31.
- 長田芳一・石川有三・三上直也・小林昭夫・流精樹・本間直樹（1990）：松代の長周期地震計記録による地震規模の推定，気象庁地震観測所技術報告，10，35-43.
- 精密地震観測室（2008）：群列地震観測システムの機能強化の概要，精密地震観測室技術報告，25，13-17.
- 精密地震観測室（2009）：地震観測報告（DVD），Ser.4，Vol.7



第1.10.8図 1985年1月1日から2012年6月30日までのMSASによる震央分布図（左）、長野県北部の地震（右上）と松代群発地震（右下）の時空間分布図