

平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震 Report on the Noto Hanto Earthquake in 2007

気象庁地震火山部

Seismological and Volcanological Department, JMA

(Received March 25, 2008 : Accepted September 4, 2008)

ABSTRACT: A large earthquake (M6.9) occurred on the Noto Peninsula coast at 09:41 on March 25, 2007 (JST). The Japan Meteorological Agency (JMA) identified the hypocenter as being located at 37° 13.2' N and 136° 41.1' E, at a depth of 11 km. A maximum seismic intensity of 6 upper (JMA scale) was observed in the Noto Peninsula. The strong motion of the earthquake caused a great deal of damage in and around the Hokuriku district. The JMA named this earthquake “The Noto Hanto Earthquake in 2007”.

はじめに¹

平成 19 年 3 月 25 日 09 時 41 分、能登半島沖の北緯 37 度 13.2 分、東経 136 度 41.1 分、深さ 11km を震源とする気象庁マグニチュード(以下、M)6.9 (最大震度 6 強) の地震が発生した。この地震により、石川県輪島市、七尾市、穴水町で震度 6 強を観測するなど、能登半島を中心に強い揺れに見舞われ、死者 1 名、負傷者 356 名 (平成 19 年 12 月 28 日 14 時現在、総務省消防庁による) などの大きな被害をもたらした。気象庁は、この地震を「平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震」(The Noto Hanto Earthquake in 2007) と命名した (以下、能登半島地震と記述する)。

能登半島地震は、陸に近い海底の浅い場所で発生した比較的規模の大きな地震であり、都市直下型の地震の対策を考える上で今回の活動を記録することは重要である。本報告は、これらの地震活動及び強震観測、津波観測の状況、先行的に提供を行っていた緊急地震速報の発信状況等の事実関係を記録し、各種解析の結果をまとめたものである。次章以降で、地震活動、地震動、緊急地震速報、津波、現地調査、気象庁及び関係する地方官署の対応についての詳細を記述し、本章ではその概要を示す。

¹ 吉田 知央 地震津波監視課

i 地震活動

地震活動は、3 月 25 日 09 時 41 分の M6.9 の地震を本震とする本震-余震型の発生様式で推移した。最大余震は、3 月 25 日 18 時 11 分の M5.3 (深さ 13km, 最大震度 5 弱) の地震と、3 月 26 日 7 時 16 分の M5.3 (深さごく浅い、最大震度 4) の地震であった。余震の震源は北東-南西方向約 40km にわたって南東方向に傾き下がる面上に分布している。

本震の発震機構は、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ成分を含む逆断層型であった。この発震機構と余震分布から、北東-南西方向に走向を持ち、南東方向に傾き下がる断層面に沿って、上盤側が上方かつ西北西方向にずれた (右横ずれ成分を含む逆断層) と推定される。

ii 地震動と被害

本震により、石川県輪島市、七尾市、穴水町で震度 6 強、志賀町、中能登町、能登町で震度 6 弱を観測したほか、北陸地方を中心に北海道から中国・四国地方にかけて震度 5 強~1 を観測した。

一連の地震活動により、石川県を中心に北陸地方で、死者 1 名、負傷者 356 名及び全壊 684 棟を含む 29,349 棟の住家被害を生じた (平成 19 年 12 月 28 日 14 時現在、総務省消防庁による)。

iii 津波

能登半島地震により、石川県の沿岸で微弱な津波を観測した。最も高い津波を観測したのは珠洲市長橋（石川県）で、その値は 22cm であった。

iv 気象庁の対応

気象庁は、能登半島地震に対して、最初の地震波の検知から 3.6 秒後に「石川県能登で震度 5 強程度以上が予想される」旨の緊急地震速報第 1 報を、先行的に提供している機関に発信した。また、この技術を活用し、地震発生から 2 分後の 09 時 43 分に石川県に津波注意報を発表した。その後 11 時 30 分に発表した津波注意報を解除した。

気象庁本庁は地震機動観測班を派遣し、東京管区気象台、金沢地方気象台及び輪島測候所と協力して、震度 6 弱以上を観測した震度観測点における震度計の設置環境調査と周辺の被害状況調査を目的とした現地調査を実施した。

気象庁は、一連の地震活動について報道発表を行い、地震活動の状況や余震の見通し等について解説した。さらに、地震活動により地盤が緩み土砂崩れなどの二次災害が発生しやすくなっている恐れがある石川県能登地方に対して、3 月 25 日 16 時から暫定的に大雨警報・注意報の基準を引き下げる運用を行った。

これらの地震や気象の情報については、気象庁ホームページで適宜発表した。さらに、被災地向けの地震や気象に関する情報コーナーを新設するなど、情報提供体制の強化に努めた。

気象庁は、緊急参集チームが地震発生直後すみやかに首相官邸内の危機管理センターに参集するとともに、関係省庁連絡会議等において、被災者救助や応急対策の基本方針策定に資する地震及び気象情報の提供を行った。また、金沢地方気象台より石川県災害対策本部に職員を派遣し、地震活動等の状況や気象状況の提供・解説を行い、被災地における救助活動や応急対策を支援した。

v 本稿作成にあたって

地震データについては、国土地理院、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、独立行政法人防災科学技術研究所、独立行政法人海洋研究開

発機構、独立行政法人産業技術総合研究所、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市及び気象庁による観測データを使用した。また、富山・石川・岐阜・長野県を中心とする総合観測として、歪集中帯大学合同地震観測グループ（北海道大学・弘前大学・東北大学・千葉大学・東京大学地震研究所・名古屋大学・京都大学防災研究所・金沢大学・福井工業高専・九州大学・鹿児島大学）が行っている自然地震観測のデータを利用した。このほか、能登半島地震合同観測グループ（東京大学地震研究所、北海道大学、東北大学、名古屋大学、金沢大学、京都大学防災研究所、九州大学、鹿児島大学、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所）が行っている自然地震観測のデータを利用した。

震度データについては気象庁のほか、地方公共団体及び独立行政法人防災科学技術研究所から提供されたものを使用している。

1 地震活動

1.1 概要²

平成 19 年 3 月 25 日 09 時 41 分、能登半島沖（輪島市の南西約 25km、北緯 37 度 13.2 分、東経 136 度 41.1 分）の深さ 11km を震源とする気象庁 M6.9 の地震が発生し、石川県七尾市、輪島市、穴水町^{あなみず}で震度 6 強、志賀町^{しかまち}、中能登町、能登町で震度 6 弱を観測したほか、石川県、富山県、新潟県で震度 5 強～5 弱、北陸地方を中心に北海道から中国・四国地方にかけて震度 4～1 を観測した。この地震により、死者 1 名、負傷者 356 名、住家全壊 684 棟、住家半壊 1,733 棟などの被害を生じた（平成 19 年 12 月 28 日 14 時 00 分現在、総務省消防庁による）。気象庁は、この地震を「平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震」(The Noto Hanto Earthquake in 2007) と命名した。

地震活動は本震－余震型で推移した。最大の余震は、3 月 25 日 18 時 11 分の M5.3（最大震度 5 弱）及び 3 月 26 日 07 時 16 分の M5.3（最大震度 4）の地震であり、それぞれ余震域の北東端、南西端付近で発生した。その他、3 月 26 日 14 時 46 分の M4.8、3 月 28 日 08 時 08 分の M4.9 の地震で最大震度 5 弱を観測した。余震の活動は 2007 年 10 月現在、順調に減衰している。

本震及び余震の震源分布と、本震の発震機構から、本震の断層は北東－南西方向に走向を持つ、やや右横ずれ成分を含む逆断層であったと推測される。近地強震記録を用いた震源過程解析からすべり量分布が推定され、断層のアスペリティ（通常は強く固着しており、あるとき急激にずれて地震波を出す領域）は、本震の震源よりやや浅い場所にあり、最大すべり量が約 3.0m であることがわかった。

能登半島地震の震源域周辺では、顕著な地震活動の変化は認められない。なお、震源域の南方には、^{おうちがた} 邑知潟断層帯が存在しているが、クーロン破壊応力（ ΔCFF ）の評価によれば、今回の地震は邑知潟断層帯にほとんど影響を与えていないと考えられる。

能登半島地震の震源域の北東側では 1729 年 8 月 1 日 M6.6～7 の地震や、1993 年 2 月 7 日 M6.6 の地震が発生するなど、M6 以上の被害地震が数回発生しているが、能登半島及びその周辺で 1600 年以降に M7 を超える地震は知られておらず、今回の地震が最大規模である。

本章では、今回の地震の特徴について、幾つかの側面から調査結果をまとめた。

1.2 本震

能登半島地震の本震（M6.9）は、北緯 37 度 13.2 分、東経 136 度 41.1 分、深さ 11km を震源として、2007 年 3 月 25 日 09 時 41 分 57.9 秒に発生した。第 1.2.1 図は、本震発生から 3 月 28 日まで（余震発生領域の全容がほぼ明瞭になるまでの 3 日間）に深さ 20km 以浅で発生した M2.0 以上の地震の震央分布と、矩形内の断面図である。余震は、能登半島の西岸付近に北東－南西方向に分布しており、長さは約 35km である。余震の深さは 0～15km で、南東方向に傾き下がる面上に分布している。

本震の発震機構は、P 波初動解及び CMT 解ともに西北西－東南東方向に圧力軸を持ち、横ずれ成分を含む逆断層型である（第 1.2.2 図）。余震分布と本震の発震機構より、本震の断層面は北東－南西方向を走向とし、南東方向に傾斜する、右横ずれ成分を含む逆断層であると推定される。国土地理院に

第 1.1.1 表 本震と最大余震、及び最大震度 5 弱を観測した地震の震源要素。

震源時刻						震源位置					M	最大震度	備考
						北緯		東経		深さ (km)			
年	月	日	時	分	秒	度	分	度	分				
2007	3	25	9	41	57.9	37	13.2	136	41.1	11	6.9	6強	本震
2007	3	25	18	11	45.1	37	18.2	136	50.3	13	5.3	5弱	最大余震
2007	3	26	7	16	36.4	37	10.0	136	29.3	0	5.3	4	最大余震
2007	3	26	14	46	34.6	37	9.9	136	33.1	9	4.8	5弱	
2007	3	28	8	8	14.5	37	13.3	136	42.5	13	4.9	5弱	

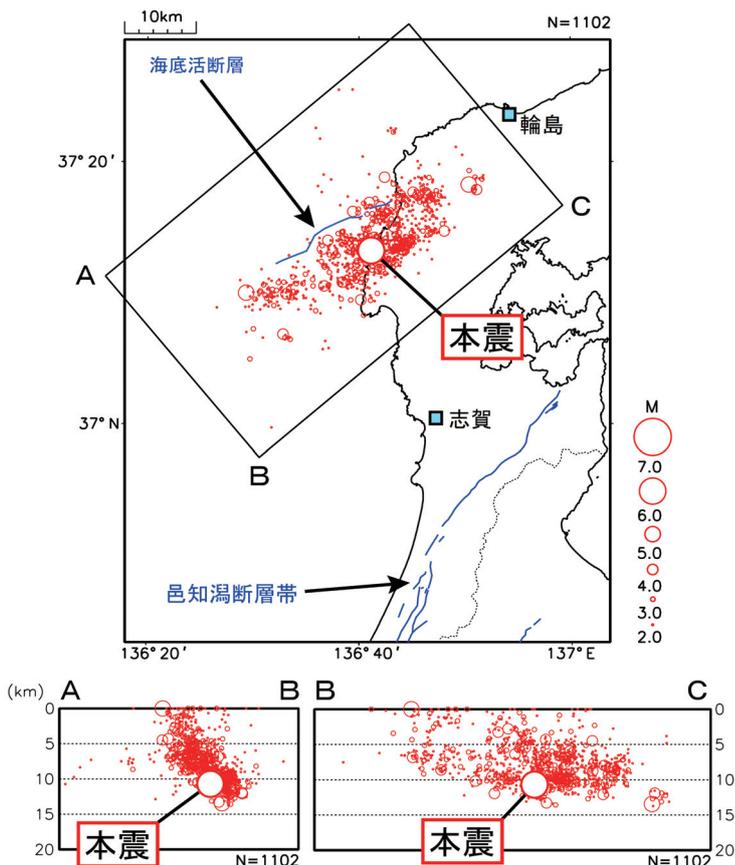
² 林元 直樹 地震予知情報課

よる GEONET の GPS 観測結果においても、本震の発生に伴って、志賀町富来観測点（石川県羽咋郡）が南西方向へ約 21cm の移動と約 6cm の隆起、穴水観測点（石川県鳳珠郡）で北西方向へ約 12cm の移動と約 2cm の沈降など、能登半島を中心に地殻変動が観測されており、上記と整合する断層モデルが得られている（飛田・他、2007）ほか、陸域観測技術衛星「だいち」に搭載された合成開口レーダ（SAR）の解析結果（国土地理院、2007）などからも、同様の断層モデルが推定されている。

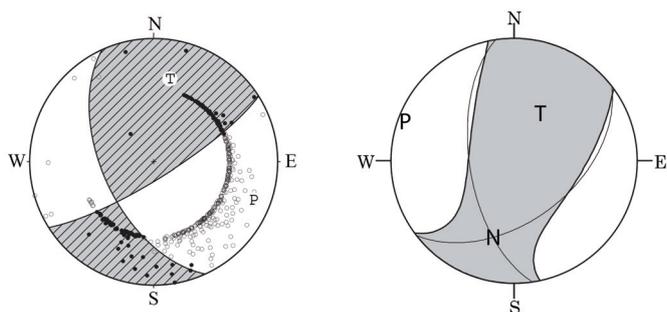
能登半島地震の震源域の南方には邑知潟断層帯が存在するが、北東-南西走向で南東側隆起の逆断層とされており、その形成には今回の地震とほぼ同様のメカニズムが想定されている（地震調査委員会、2006）。また、能登半島西方沖には、北東-南西方向に延びる南東傾斜の逆断層が海底活断層として認められていたが、能登半島地震発生後の海底地形調査と海底音波探査から、この活断層の一部でわずかな変動が現れたことが確認された（産業総合技術研究所、2007）。余震分布の延長上にこの活断層が位置していることや、強震波形解析及び地殻変動観測結果により得られたすべり量分布などから、今回の地震はこの断層が活動したものと考えられている（地震調査委員会、2007）。

文献

- 国土地理院 (2007) : 震源断層面上の推定すべり分布 (暫定), 第 172 回地震調査委員会資料.
- 産業総合技術研究所 (2007) : 音波探査側線と断層位置及び 1988 年の音波探査側線・音波探査断面の実例とその解釈断面, 第 172 回地震調査委員会資料.
- 地震調査委員会 (2006) : 邑知潟断層帯の長期評価について (平成 17 年 3 月 9 日公表), 26pp.
- 地震調査委員会 (2007) : 平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震の評価 (平成 19 年 4 月 11 日).
- 飛田幹男・小沢慎三郎・西村卓也・矢来博司・水藤尚・村上亮・宇根寛・山田晃子・高野和友・湯通堂亨・石本正芳・石倉信広・川元智司・雨貝知美 (2007) : 平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震に伴う地殻変動と震源断層モデル, 地球惑星関連合同学会予稿集, Z255-P018.



第 1.2.1 図 本震・余震の震央分布 (2007 年 3 月 25 日 09 時 41 分 ~ 3 月 28 日 24:00, 深さ 20km 以浅, $M \geq 2.0$) と矩形内の断面図 (左下図: A-B 方向, 右下図: B-C 方向)。



第 1.2.2 図 本震の発震機構 (左: P 波初動解, 右: CMT 解) P 波初動解の詳細及び CMT 解の詳細については付録の CD-ROM を参照。

1.3 震源過程³

能登半島地震での断層の破壊過程を調べるため、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。

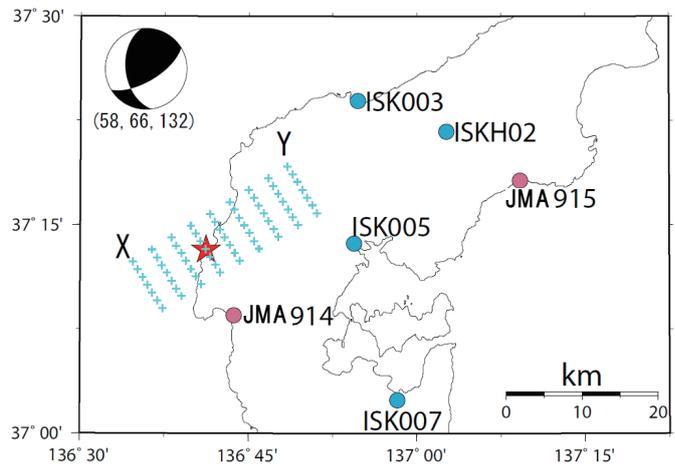
解析には気象庁の震度観測点及び(独)防災科学技術研究所が展開する強震観測網(以下, K-NET), 基盤強震観測網(以下, KiK-net)の観測点の強震波形を用いた。本震の震源からの距離が近く, かつ震源域からの方位角ができるだけ広がるように観測点の選別を行い, 気象庁震度観測点 2 点, K-NET 3 点, KiK-net 1 点(地下に埋設した点)の計 6 点の観測点を解析に使用した。観測点分布を第 1.3.1 図に示す。波形データは, P 波到達から 30 秒間の加速度波形記録を 1 回積分し速度波形に変換した後, 周期 20 秒から 5 秒のバンドパスフィルターをかけて使用した。

すべり量分布を推定するためにはあらかじめ断層面を設定しておく必要があるが, 発震機構解は防災科学技術研究所が求めた F-net の解を使用した。また, 余震分布を考慮して南東傾斜の節面(走向 58°, 傾斜 66°, すべり角 132°: 第 1.3.1 図参照)を断層面として解析した。解析を行う断層面の大きさは, 余震分布を参考にして走向方向 27km, 傾斜方向 21km の矩形断層とした。傾斜方向に関しては, 破壊がどの深さにまで及んだのかを確認するために, 余震が発生していないような深い領域まで断層面を延長して設定した。小断層は 3km×3km の大きさとし, 断層面全体を 9×7 個に分割した(第 1.3.1 図参照)。破壊開始点は気象庁一元化震源の本震の位置(第 1.3.1 図の赤星: 深さ 11km)とした。

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 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)。滑らかさを規定するパラメータ(ハイパーパラメータ)は滑りの時空間分布が不連続にならないように決めた。理論波形の計算には武尾(1985)の手法を用いた。その際, 速度構造は先名他(2005)によって得られた構造を参考にし, 第 1.3.1 表のような水平成層構造を与え計算に使用した。また, 破壊伝搬の最大速度は 3km/s とした。

第 1.3.1 表 解析に使用した構造パラメータ。

深さ (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	密度 (g/cm ³)	Qp	Qs
0.0~18.1	5.9	3.3	2.7	400	200
18.1~35.0	6.7	3.8	2.9	500	250
35.0~	7.9	4.4	3.3	600	300

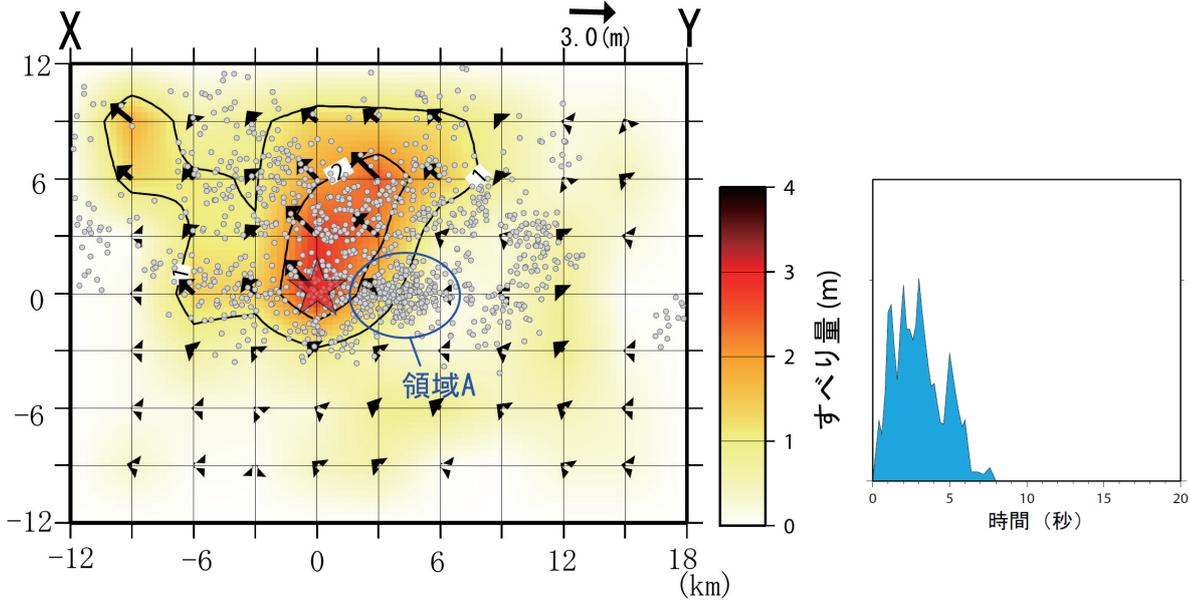


第 1.3.1 図 震源過程解析に用いた観測点分布図と断層面配置図。桃色の丸は気象庁観測点, 青丸は防災科学技術研究所の観測点をそれぞれ示す。水色+印は解析を行った断層面上の各小断層の中心点を示し, 赤星は気象庁の本震の震央(破壊開始点)を表す。F-net による発震機構解を左上に示し, その下に南東傾斜面の走向, 傾斜, すべり角の数値をそれぞれ示す。

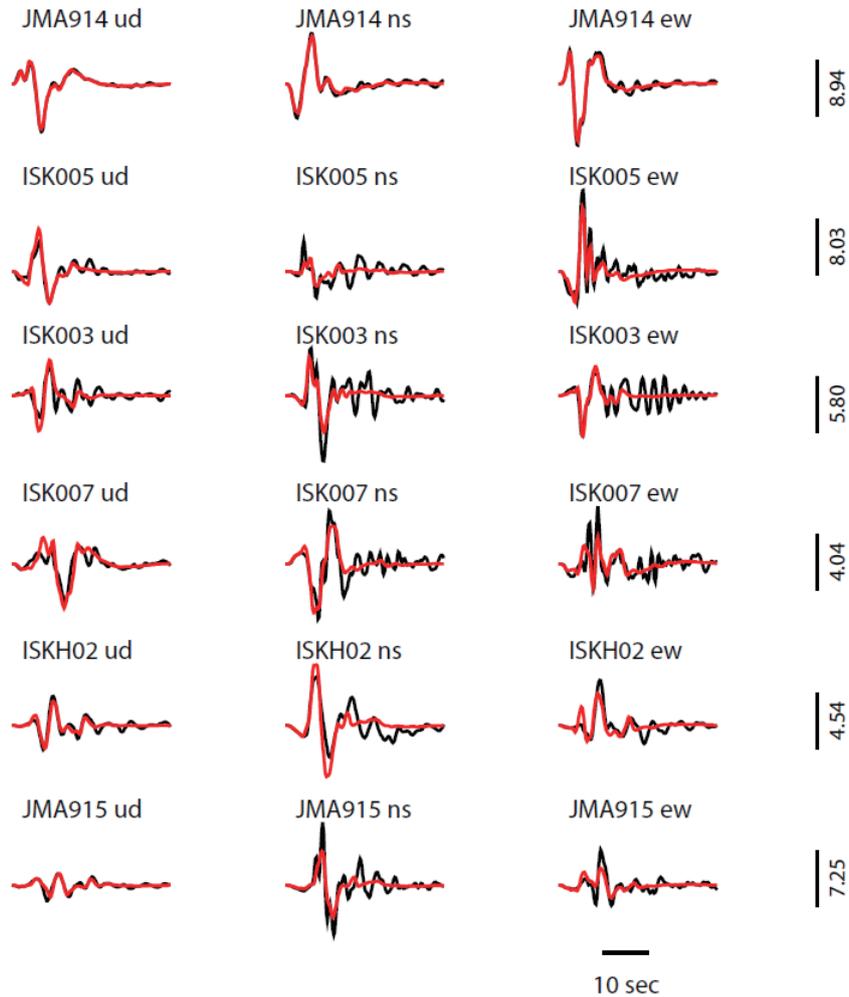
解析により得られた結果を第 1.3.2 図に, 理論波形と観測波形の比較図を第 1.3.3 図にそれぞれ示す。最大すべり量は 3.0m となり, 地震モーメントは 1.7×10^{19} Nm (Mw6.8) であった。第 1.3.2 図を見ると, すべり量の大きい領域は破壊開始点(図中の赤星)付近から北東側(図中の Y 側)の浅い部分にかけて広がっており, 1つの領域としてまとまって存在している。また, 震源時間関数を見ても, 6~8 秒程度で破壊は終了している。この結果は主なアスペリティが破壊開始点近傍の一か所であったことを意味し, この地震が比較的単純な破壊過程であったことを示唆している。観測波形(第 1.3.3 図)も単純な波形をしており, この結果を支持する。

また, 観測波形と理論波形はおおむね良く一致している。特に震源に近い観測点(例えば, JMA914)では, 第 1 波の振幅の比較的大きな部分を中心に理

³ 吉田 康宏 気象研究所
迫田 浩司 地震予知情報課



第 1.3.2 図 (左) 断層面上でのすべり量分布。X・Y は第 1.3.1 図の X・Y にそれぞれ対応する。赤星は破壊開始点（気象庁の本震の震源）を表す。矢印はすべりの方向を示し、長さがすべり量に比例している。灰色丸印は本震発生後 1 日以内に発生した余震を示す。(右) 震源時間関数。



第 1.3.3 図 理論波形（赤線）と観測波形（黒線）の比較。左から上下動，南北動，東西動の各成分波形であり，観測点名と成分を各波形の上に示す。振幅は観測点ごとに規格化してあり，そのスケールを縦軸の数値で示す（単位は cm/sec）。

論波形と観測波形とが非常によく一致している。しかし、幾つかの観測点では後続の相が合っていない。これは、本解析で用いた構造には堆積層がなく、基盤が表面に露出しているため、堆積層が存在する観測点の後続相を合わせられなかったことによると考えられる。

求めたすべり量分布と本震発生後 1 日以内に発生した余震分布とを比較すると (第 1.3.2 図参照), 余震は破壊開始点よりも深いところではほとんど発生していないが, すべりも破壊開始点より深い領域にはほとんど進行していない。このことから, この地震での破壊そのものは, 破壊開始点よりも深部にはほとんど達していないと推測される。

余震活動とすべり量分布には相補的な関係があるということがこれまで言われている (例えば, Fukuyama, 1991)。今回の解析結果では, すべり量の大きい領域でもいくつかクラスター状に余震が発生していて, 完全に相補的な関係であるとは言い切れない部分がある。しかし, 余震が最も集中して発生しているクラスター (第 1.3.2 図の領域 A) は, すべり量の大きな領域の縁に存在している様子も認められる。

謝辞

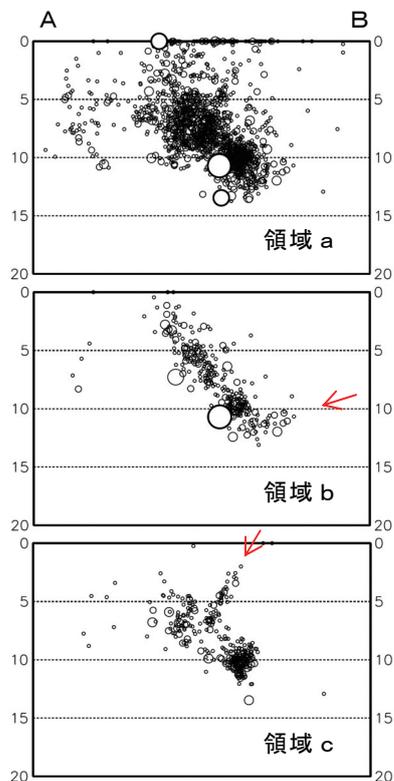
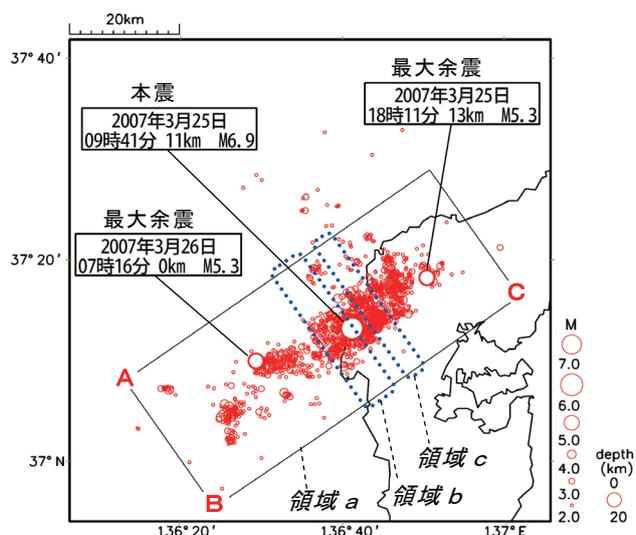
解析には(独)防災科学技術研究所の F-net の発震機構解及び K-NET・KiK-net の波形データを使用した。記して感謝します。

文献

- 先名重樹・藤原広行・河合伸一・青井真・功刀卓・石井透・早川讓・森川信之・本多亮・小林京子・大井昌弘・八十島裕・奥村直子 (2005) : 砺波平野断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 263, 201pp.
- 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—堆積層での非弾性減衰の効果について—, 気象研究所研究報告, 36, 245-257.
- 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.
- Fukuyama, E. (1991): Analysis and interpretation of the heterogeneous rupture process: application of the empirical Green's function method and nonlinear inversion technique to large earthquakes, *Tectonophys.*,

197, 1-17.

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.



第 1.4.1 図 余震の震央分布 (2007 年 3 月 25 日~7 月 31 日, $M \geq 2.0$, 深さ 0~20km, 震央位置の誤差 $\leq 0.5'$ のものをプロット) 及び矩形内 (a~c) の断面図 (A-B 投影). 本震, 最大余震 (2 つ) を白抜きで表示.

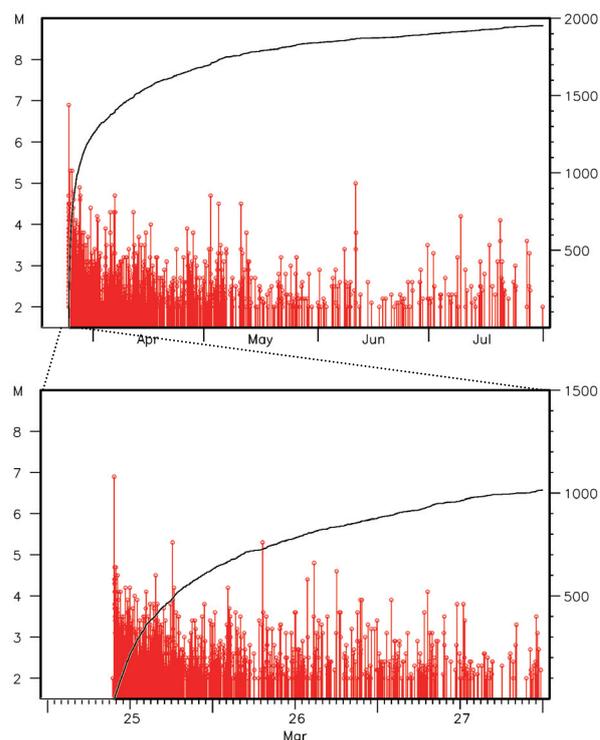
1.4 余震

1.4.1 余震活動⁴

第 1.4.1 図に余震分布を示した.

余震域は能登半島西岸の陸域から沖合へ, 北東-南西方向に分布しており, 本震はその中央付近で発生している. 余震域の広がり本震直後, 35km 程度であった.

領域 a (余震域のほぼ全域) の A-B 断面図から, 余震は深さ約 15km 以浅の, 主として南東に傾き下がる面に分布していることがわかる. 本震を含む狭い領域 (領域 b) でみると, その傾斜角は 50~60 度程度であり, 発震機構解 (第 1.2.2 図) と調和的である. この他, 領域 b では余震分布の最深部付近に, 北西に低角で傾き下がる余震の並び (図中, 赤矢印) が見られる. また本震よりも北東側の領域 c の断面図にも北西にやや高角で傾き下がる様に分布する余震の並びが見られる. いずれから, 主たる断層面とは異なる断層面での破壊があったことがわかる.



第 1.4.2 図 M-T 図, 回数積算図 ($M \geq 2.0$, 深さ 0~20km).

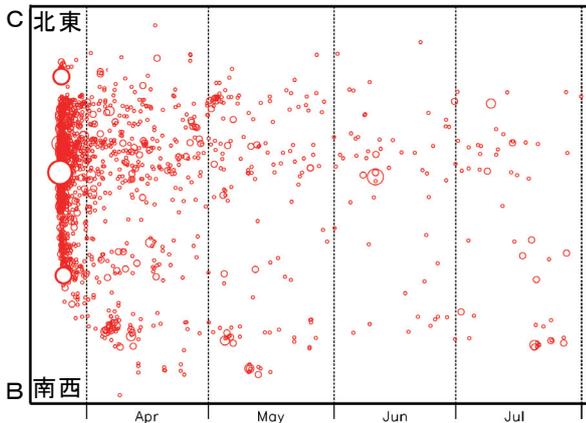
上: 2007 年 3 月 20 日~7 月 31 日

下: 2007 年 3 月 25 日~3 月 27 日

⁴ 宮岡 一樹 地震予知情報課

第 1.4.2 図に M-T 図, 地震回数積算図を示した. 活動は本震-余震型で推移した. 本震発生 の 10 分前 に本震の震源近傍で M2.0 の地震が 1 つ発生しているが, 顕著な前震活動はなかった. 本震後数日間は M4~5 クラスの地震が多発したが, その後徐々に減衰し, 5 月中旬以降, 大粒の余震は急速に少なくなった.

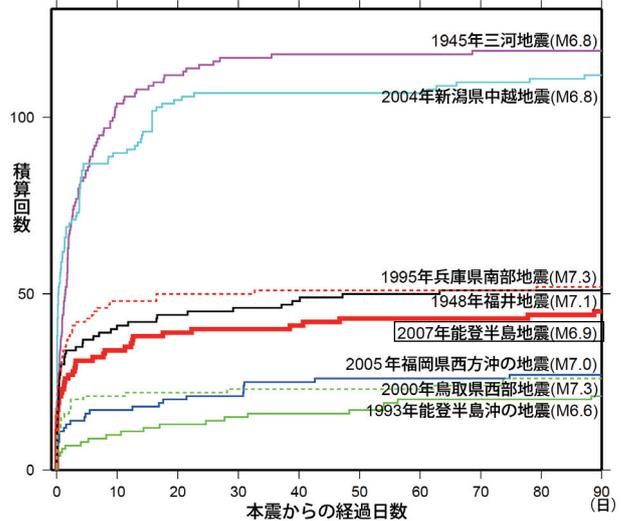
最大余震は, 本震の約 8 時間半後に余震域の北東端で発生した M5.3 の地震と, 22 時間後に余震域の南西端で発生した M5.3 の地震である. このうち北東端のものは, それまでの余震域から北東側にやや離れた場所で発生した. これに伴う二次的な余震活動があったが, 主たる余震域との間には余震がほとんど発生していないギャップが見られる. また南西側の最大余震も, それまでの余震域からやや南西に離れた場所で発生したが, 二次余震はその間を埋めるように発生した. 4 月以降, 余震はさらに南西側に小さなクラスターを設けるように発生し, 余震域がやや拡大した (第 1.4.3 図).



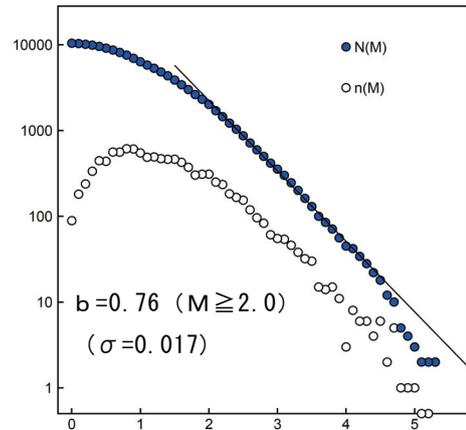
第 1.4.3 図 余震の時空間分布図(2007 年 3 月 20 日 ~7 月 31 日, $M \geq 2.0$, 深さ 0~20km). 第 1.4.1 図領域 a 内を C-B に投影.

第 1.4.4 図は過去に発生した陸域~沿岸域の地震との, 余震回数の比較をしたものである ($M \geq 4.0$). 今回の活動の北西側で 1993 年に発生した能登半島沖の地震 ($M6.6$) に比べて, 今回の余震回数は多い. ただし, 本震の規模にやや差があることを考慮しておく必要がある. 一方, 複雑な破壊があったと考えられている 2004 年新潟県中越地震 (気象研究所・気象庁, 2005) と比較すると, 余震回数は明らかに少ないことがわかる.

第 1.4.5 図には M の度数分布を示した. b 値は 0.76 であり, 陸域に発生する地震の平均 0.825 (細野, 2006) と大きな差異はなかった.



第 1.4.4 図 過去の顕著な地震活動との余震回数比較 (陸域の浅い地震, $M \geq 4.0$).



第 1.4.5 図 M の度数分布. (2007 年 3 月 25 日 ~2007 年 9 月 30 日)

文献

気象研究所地震火山研究部・気象庁地震予知情報課 (2005) : 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震の余震分布に見られる二重の地震面, 地震予知連絡会報第 73 巻 341-345.
 細野耕司 (2006) : マグニチュード改訂に伴う余震パラメタ標準値の最決定, 験震時報, 69, 171-176.

1.4.2 ETAS モデル解析⁵

本震－余震型の地震活動であっても、多かれ少なかれ二次余震を伴うなどの群発的な要素もあわせ持っている。ここでは、本震－余震型以外の活動も取り扱える ETAS モデル(Ogata 1988, 1992)を用いて、能登半島地震と最近の地震活動を対象に解析した。ETAS モデルではある時刻 t までの地震積算回数 $A(t)$ は、以下の式で与えられる。

$$A(t) = \mu(t - t_0) + k \sum \exp \left\{ \alpha (M_i - M_{th}) \right\} \left\{ e^{1-p} - (t - t_i + c)^{1-p} \right\} / (p - 1) \dots (1)$$

ここで、 M_{th} は対象とする地震の M のしきい値、 t_0 は起点の時刻、 t_i と M_i はそれぞれ $t_0 \sim t$ までの期間に発生した M_{th} 以上の地震の発生時刻と M である。(1)式の右辺第 2 項での和は t より前に発生した地震による影響をすべて足しあわせることを意味している。

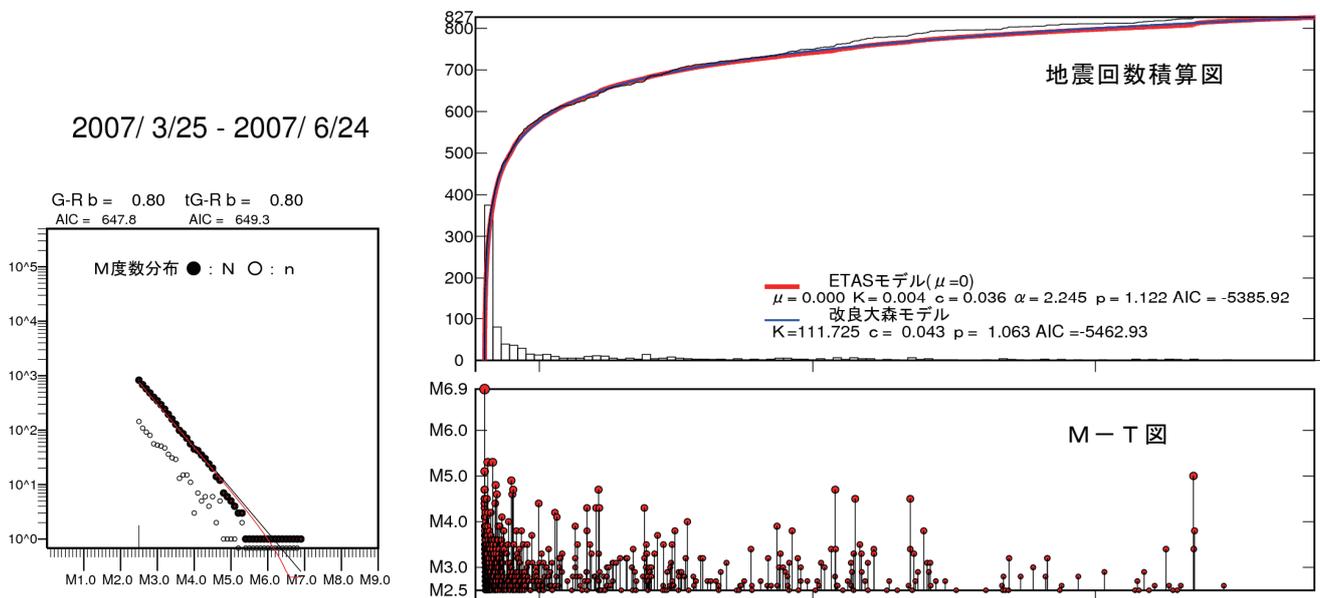
推定すべきパラメータは、活発さの程度を表す k 、発生した地震の M の効率を表す α 、時間軸の調整をする c 、時間的減衰を表す p 、ポアソンの発生強

度を表す μ の 5 個である。パラメータ μ は定常の地震発生強度を表しているが、大地震発生後の短い期間における推定値は、過大な値をとることがあり、ここではすべて、 $\mu = 0$ において解析した。

図 1.4.6 は、能登半島地震の本震発生後、91 日間の ETAS モデル、改良大森公式へのフィッティング、実際の地震積算回数を示している。全体として、各モデルと実測が非常によく合っている。二次余震といえる余震の発生もない。

得られたモデルの各パラメータの意味を具体的にとらえるため、ここでは最近の群発型を含む地震活動についても、ETAS モデルへの当てはめを行う。期間は 91 日、 M のしきい値を 2.5 にそろえた。

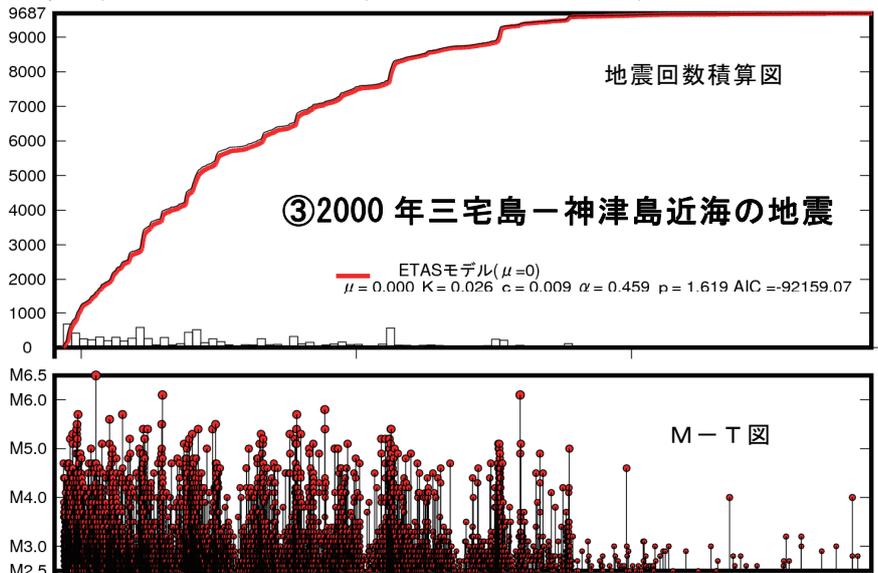
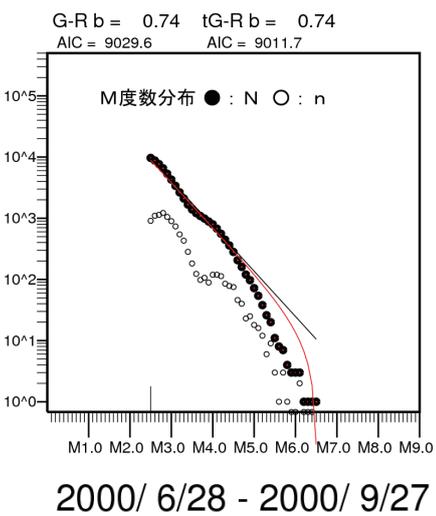
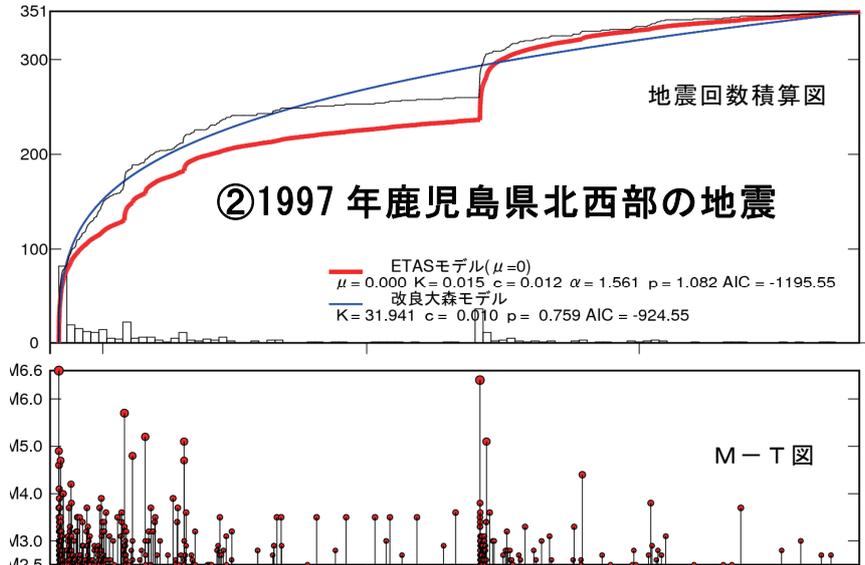
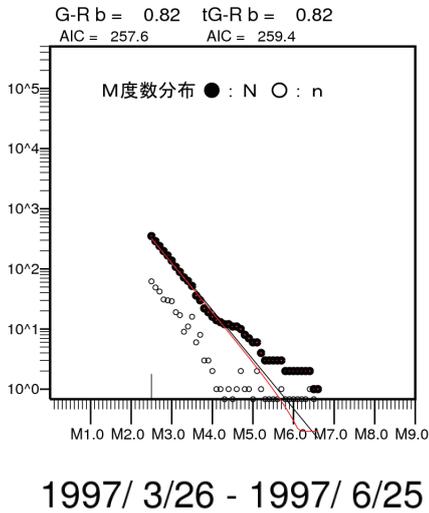
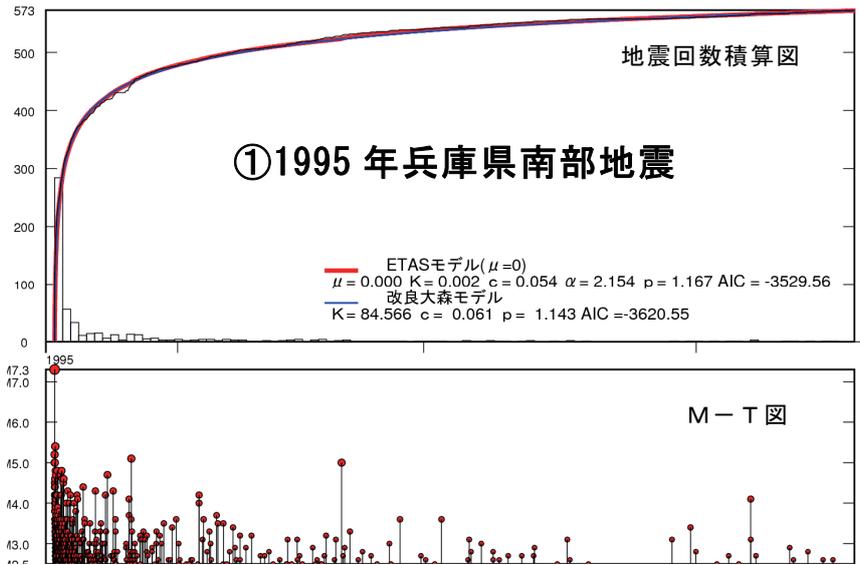
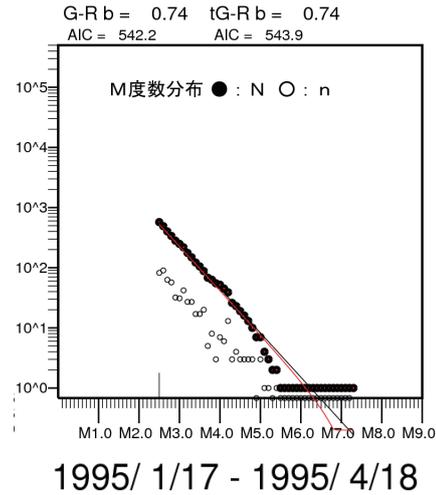
解析結果を図 1.4.7 に示す。対象は、①1995 年兵庫県南部地震（本震 $M7.3$ ）、②1997 年鹿児島県北西部の地震（本震 $M6.5$ 、二次余震の $M6.4$ 、双子型地震とも考えられる）、③2000 年三宅島－神津島の地震活動（最大 $M6.5$ ）、④2000 年鳥取県西部地震（本震 $M7.3$ ）、⑤2004 年新潟県中越地震（本震 $M6.8$ ）、⑥2005 年福岡県西方沖の地震（本震 $M7.0$ ）、⑦2006 年伊豆半島東方沖の地震活動（最大 $M5.8$ ）である（以下、各活動を示す場合はこの番号も用いる）。



第 1.4.6 図 能登半島地震の ETAS モデル、改良大森モデル及び b 値。

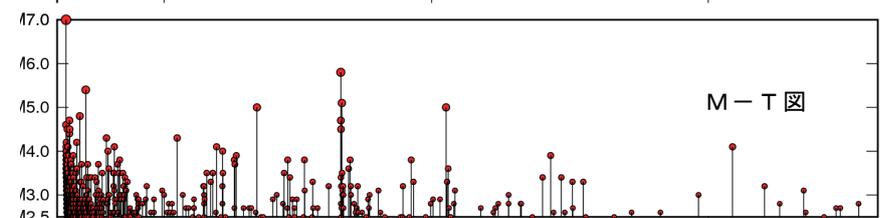
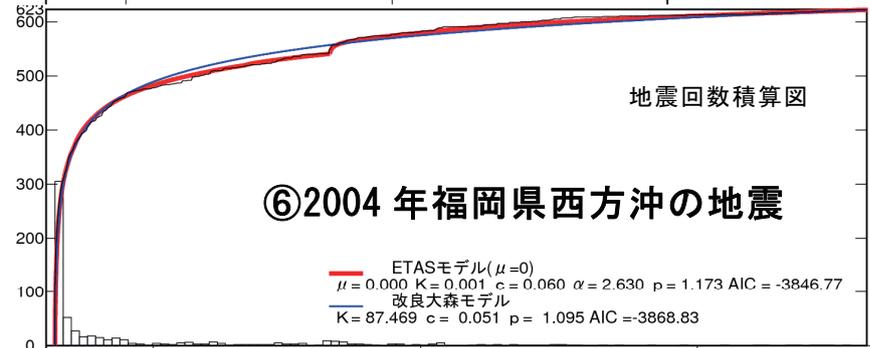
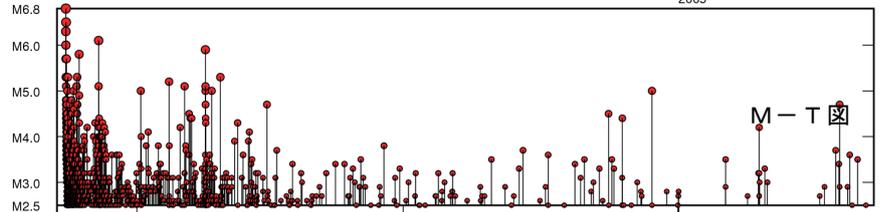
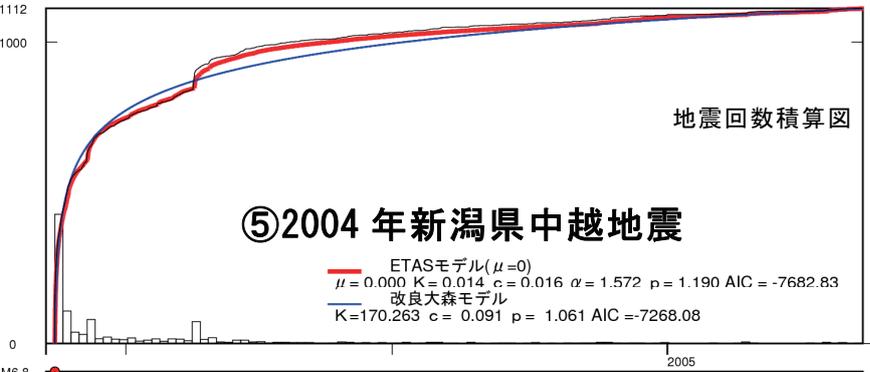
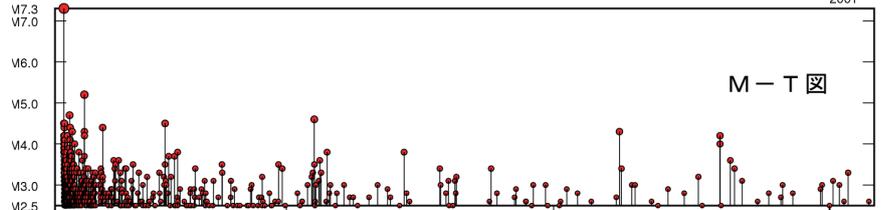
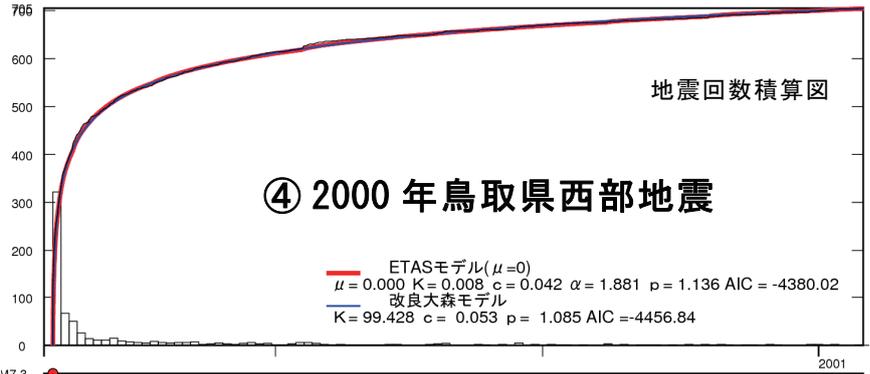
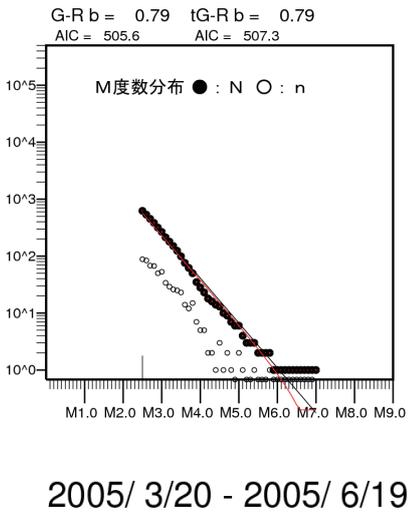
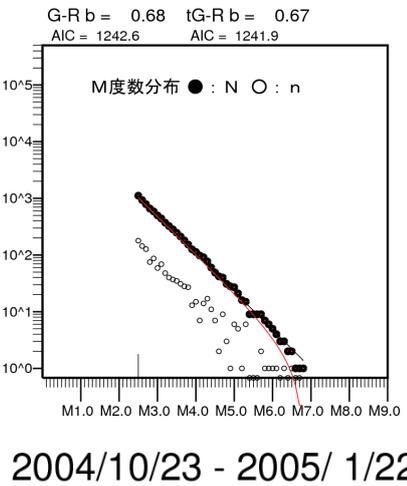
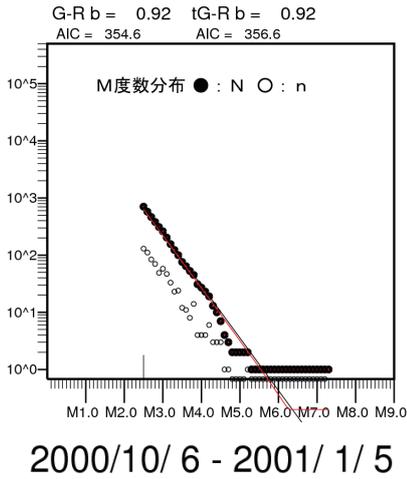
本震発生後 91 日間の余震 ($M \geq 2.5$) 発生状況と各モデルへのフィッティング。ETAS モデル、改良大森モデルとも余震回数積算曲線にフィッティングしている。

⁵ 石垣 祐三 地震予知情報課

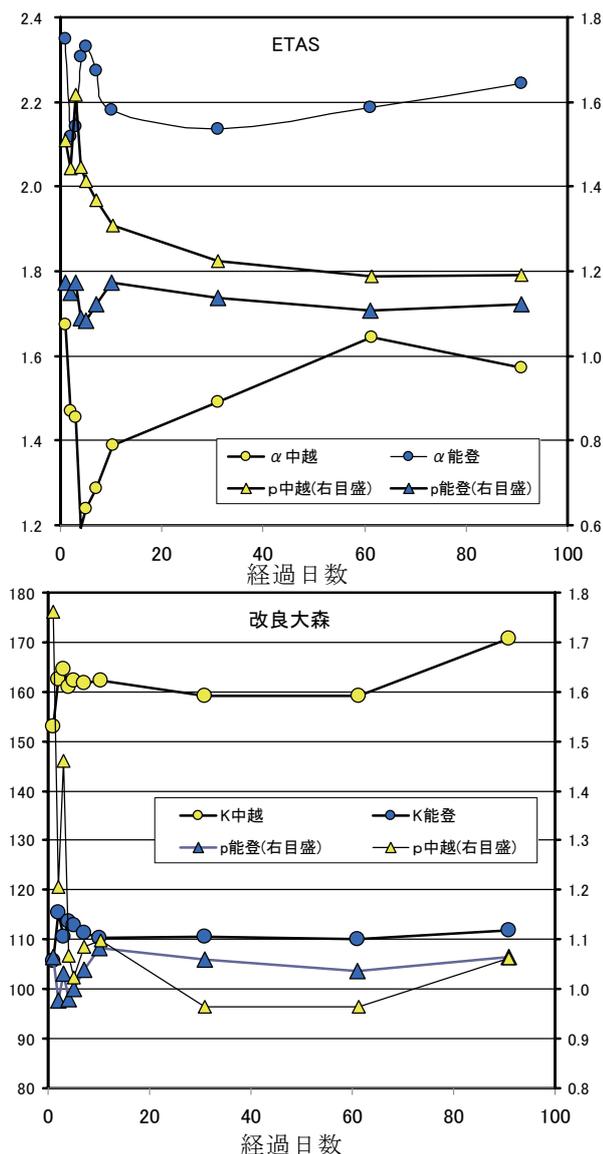


第 1.4.7 図 各地震活動における ETAS モデル, 改良大森モデル及び b 値.

本震発生後 91 日間の余震 ($M \geq 2.5$) 発生状況と各モデルへのフィッティング.



第 1.4.7 図 (続き) 各地震活動における ETAS モデル, 改良大森モデル及び b 値.
本震発生後 91 日間の余震 ($M \geq 2.5$) 発生状況と各モデルへのフィッティング.



第 1.4.9 図 各活動の改良大森公式，ETAS モデルにおけるパラメータの時間経過。

能登半島地震は，本震発生後早い時期に各パラメータが安定するのに対し，新潟県中越地震では 7 日経過しないと安定したパラメータが求まらない。

る傾向がある（石垣，2006）．現在では，伊藤・明田川（2007）の方法により，二次余震を含んだ解析ができるが，二次余震を伴う可能性や二次余震発生直後の余震確率評価は ETAS モデルを併用しながら作業を進める必要があると考えられる。

また，以上では期間を一定として各モデルを比較・検討したが，各パラメータがどの程度の期間で

安定するかも重要な問題である．能登半島地震と新潟県中越地震を例に，モデル期間により主要なパラメータがどのように変化するかを調べた（図 1.4.9）．

各パラメータは本震発生後，1～5 日の各 1 日，7 日，10 日，31 日，61 日，91 日で求めた．まず，改良大森公式のパラメータは，能登半島地震で，1 日後から 91 日後まで， K と p について安定的に求まっているのに対し，新潟県中越地震では 1～7 日後にかけて大きくパラメータが変化し，7 日後に安定してくる．また，ETAS モデルでは同様の傾向（能登半島沖の方が安定している）がみられるが，新潟県中越地震においてもその変動幅は小さい．

以上，ETAS モデルの解析から，本震－余震型の活動の中には，群発型の傾向も併せ持つ場合があるが，能登半島地震ではその傾向が見られなかったことが分かった．また，この場合は，余震確率パラメータも比較的早い時期に安定する傾向が明らかになった．

文献

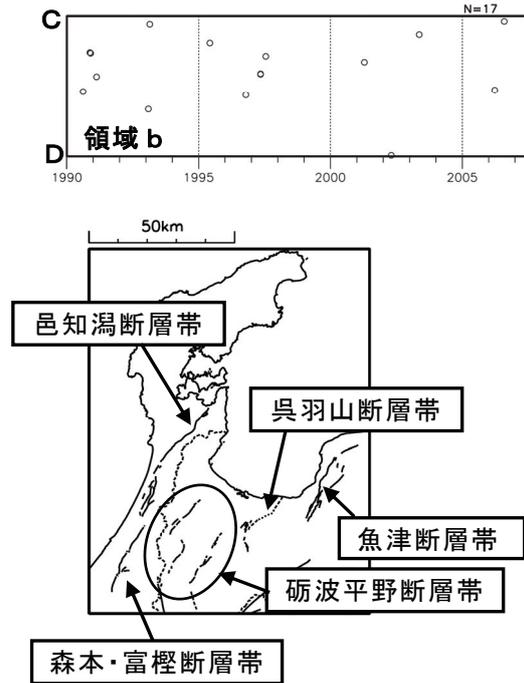
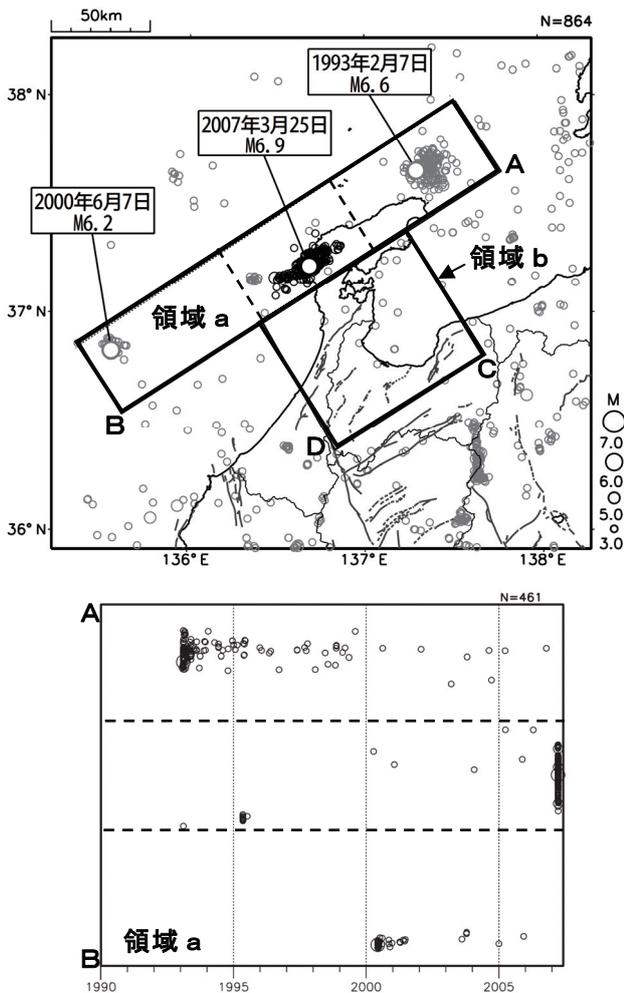
石垣祐三（2006）：ETAS モデルを用いた地震活動の短期確率評価，験震時報 69，135-154.
 伊藤秀美・明田川保（2007）：余震活動解析プログラムの改良，験震時報 70，15-28.
 地震調査研究推進本部地震調査委員会（1998）：余震の確率評価手法について，36pp.
 Akaike, H. (1974): A new look at the statistical model identification, IEEE Trans. Autom. Control, AC-19, 716-723.
 Ogata, Y(1988) : Statistical Model for Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes J. Amer. Statist. Assoc.,83, 9-27.
 Ogata, Y(1992) : Detection of Precursory Relative Quiescence before Great Earthquakes through a Statistical Model, J.Geophys.Res., 97, 19, 845-19, 871.

1.5 震源域及びその周辺における地震活動⁶

1.5.1 地震発生前の活動

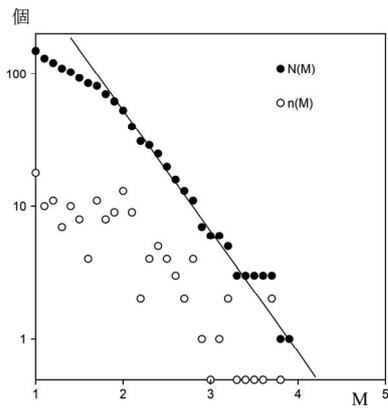
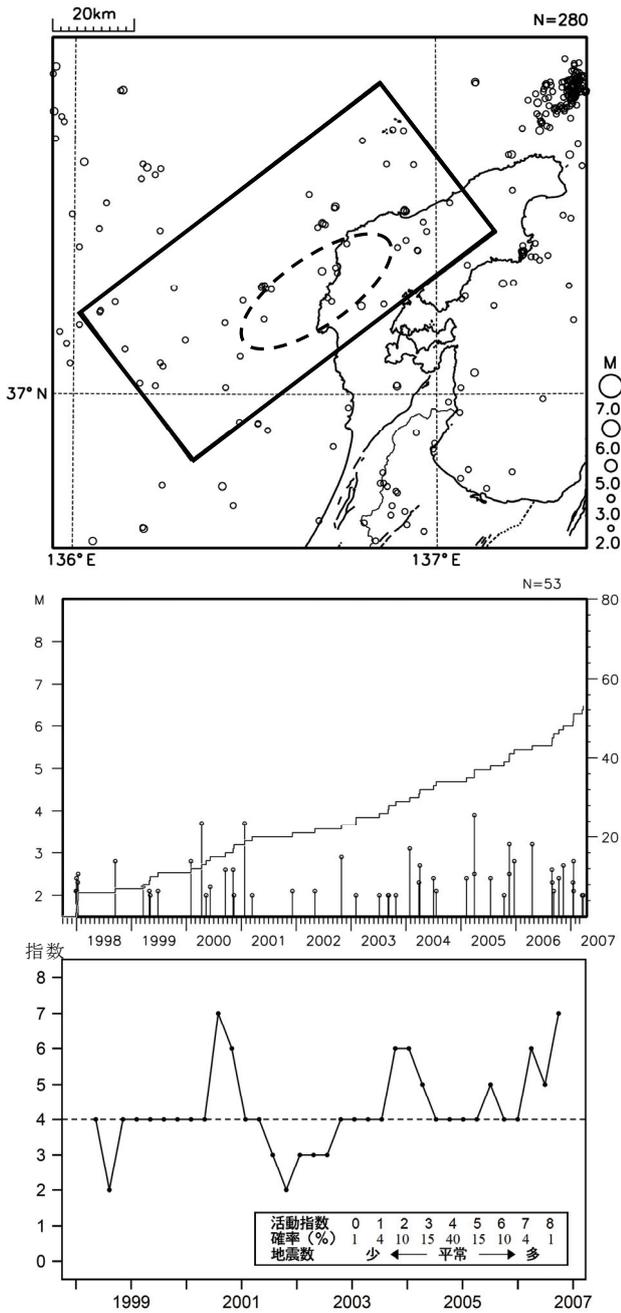
能登半島地震の震央は、1993 年 2 月 7 日の能登半島沖の地震 (M6.6) や 2000 年 6 月 7 日の石川県西方沖の地震 (M6.2) の震央と北東-南西方向にほぼ直線的に並ぶ。また、震源域おうちがたの南側には邑知潟断層帯、森本・富樫断層帯などの活断層帯が分布する。それらを含む領域における 1990 年 1 月 1 日から 2007 年 3 月 31 日までの M3.0 以上の地震活動の状況を第 1.5.1 図に示す。1993 年の地震と 2000 年の地震を含む北東-南西方向に伸びる領域内 (領域 a) の時空間分布図によれば、能登半島地震の震源域付近において 2003 年頃から M3.0 以上の地震の増加が見られる。一方、活断層帯を含む領域 (領域 b) の活動状況はほぼ定常的な活動で推移しており、特段の変化は見られない。

第 1.5.2 図は能登半島地震の震源域付近の活動をより詳細に見たものである。震源データの期間は 1997 年 10 月 1 日 (気象庁における一元化震源処理開始日) から能登半島地震発生直前までで、M の下限は 2.0 である。M 度数分布は震央分布図の矩形領域内において上記期間内に決定された M1.0 以上の地震を数えたものであるが、およそ M2.0 まではグーテンベルク・リヒターの式に適合する (直線上にのる) 分布をしており、M2.0 以上の地震はほぼ検知できている。能登半島付近は通常の地震活動が比較的低調で活動の変化を捉えることが難しいが、時系列を見ると能登半島地震発生前の半年程度は若干地震の数が多かったように見える。地震活動指数も地震発生前に活動レベルがあがったことを示しているが、活動のゆらぎを大きく上回るものではない。



第 1.5.1 図 能登半島付近の地震活動状況 (1990 年 ~2007 年 3 月, 深さ 0~30km, M \geq 3.0)。
 (左上) 震央分布
 (左下) 領域 a の時空間分布
 (右上) 領域 b の時空間分布
 (右下) 領域 b 内に分布する活断層分布

⁶ 明田川 保 地震予知情報課 (現地震津波監視課)



第 1.5.2 図 震源域付近の地震活動状況.

(1997年10月～2007年3月,
深さ0～30km, $M \geq 2.0$)

(左上) 震央分布 (破線の楕円は能登半島地震のおおよその震源域)

(右上) 矩形領域内の地震の規模分布

($M \geq 1.0$)

(左中) 同領域内のM-T系列と回数積算

(左下) 同領域内の地震活動指数の推移

「地震活動指数」は、デクラスタ処理を行った時系列データのある期間の地震回数頻度分布がポアソン分布に従うという性質を用いて、地震活動の多寡を指数化したもの (塚越・石垣, 2003).

地震活動指数パラメータ：
 デクラスタ処理 $\Delta t = 7$ 日, $\Delta r = 3$ km
 基準となる地震発生率を求める期間
 1997年10月～2007年3月
 評価単位期間 360日
 プロット間隔 90日

1.5.2 地震発生前後の周辺の活動変化

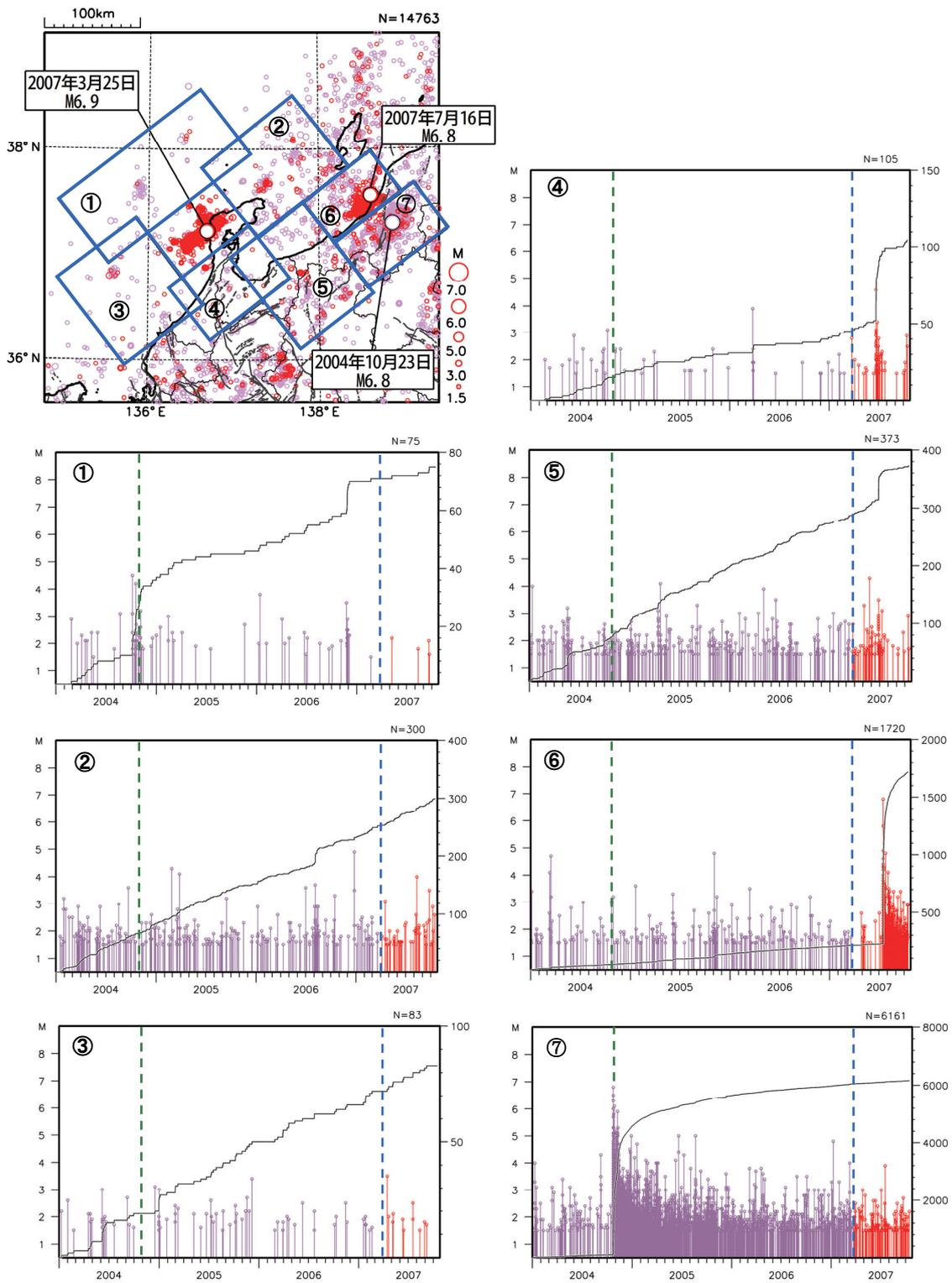
北陸地方では能登半島地震発生の約2年半前に新潟県中越地震 (2004年10月23日, $M6.8$) が発生している。また、能登半島地震発生後約4か月後には新潟県中越沖地震 (2007年7月16日, $M6.8$) が発生した。これらの地震活動を含め能登半島地震前後の震源域周辺の活動状況を調べた。第1.5.3図は矩形に分割した各領域の地震活動状況である。全体的に能登半島地震の前後での変化はほとんど見られない。④, ⑤で示した領域では中規模の地震の発生に

伴い一時的な活動の活発化があったが、はっきりとした継続的变化は認められない。⑥で示した新潟県中越沖地震の震源域付近の領域では、能登半島地震発生後から新潟県中越沖地震発生前に若干静穏化があったようにも見えるが、それ以前にも同程度の揺らぎが認められる。

1.6 能登半島付近における規模の大きな地震

能登半島付近では、 $M6$ 級の地震が過去にいくつか発生しており、最も新しいところでは1993年2月7

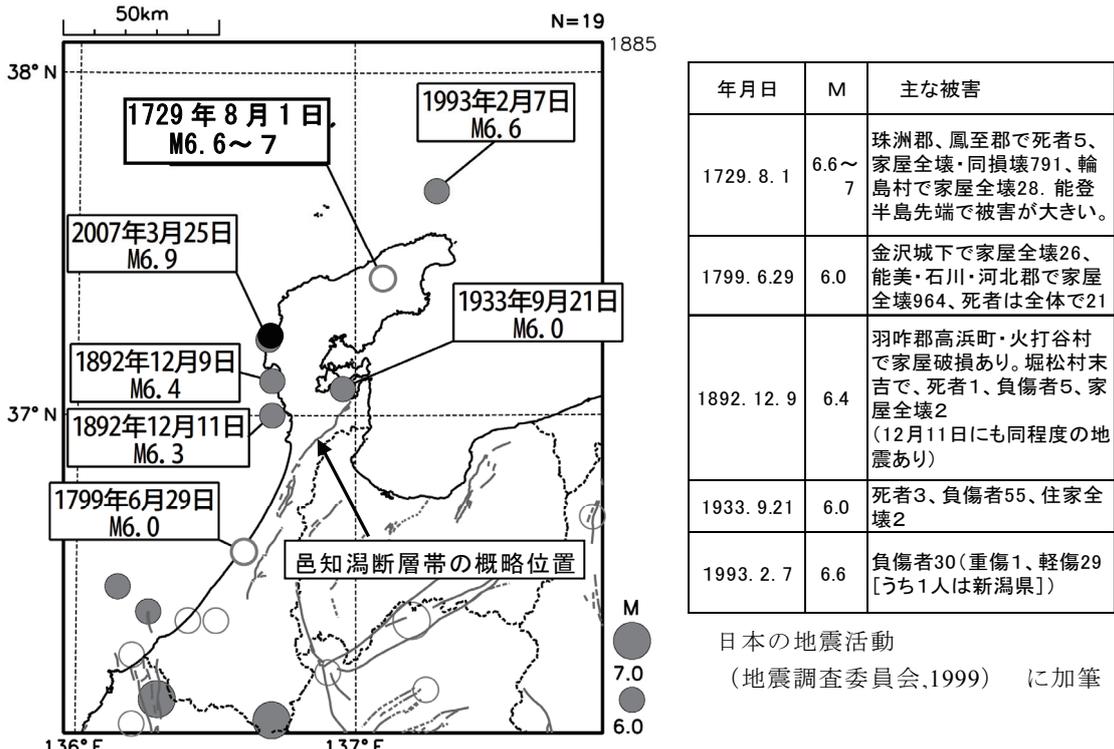
平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震



第 1.5.3 図 能登半島周辺の地震活動状況。

(2004 年 1 月 1 日～2007 年 10 月 15 日, 深さ 0～30km, $M \geq 1.5$)

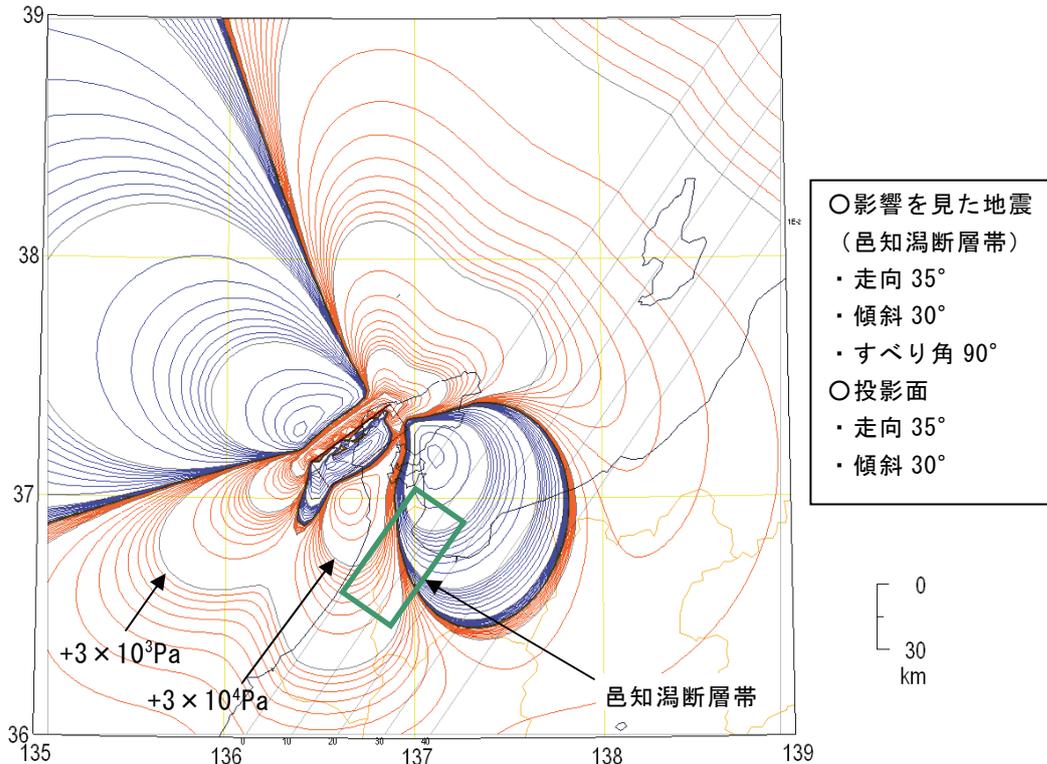
震央分布図の①～⑦のそれぞれの領域における M-T 系列及び回数積算図. 青の破線は能登半島地震発生時刻を, 緑の破線は新潟県中越地震の発生時刻を示す. 能登半島地震発生以後を赤いシンボルで表示してある.



日本の地震活動
(地震調査委員会,1999) に加筆

第 1.6.1 図 能登半島付近で発生した M6.0 以上の地震と被害。

能登半島地震を ● で示し、1885 年以降を ○ で示した。1885 年以前は歴史記録からの推定位置であり ○ で示した。



第 1.6.2 図 能登半島地震による邑知渦断層帯への影響 (ΔCF の空間分布, 傾斜する面へ投影)。

赤色は地震発生が促進される領域, 青色は抑制される領域を示す。本震の断層パラメータは、長さ 45km, 幅 22km, 走向 54°, 傾斜角 50°, すべり角 141°, すべり量 1.4m とした。剛性率 30GPa, 摩擦係数 0.3 として計算した。

日に M6.6 の地震が能登半島沖で発生し 30 人が負傷している。M7.0 を超える地震は知られていない (第 1.6.1 図)。能登半島地震の震源域の南東側には呂知潟断層帯が北東-南西走向に分布しており、地震調査委員会による呂知潟断層帯の評価 (地震調査委員会, 2005) によれば最大で M7.6 程度の地震が想定されている。1933 年には呂知潟断層帯の北東端付近で M6 クラスの地震の記録があるが、断層帯全体が活動したと考えられる規模の地震は知られていない。能登半島地震が呂知潟断層帯に与えた影響をクーロン破壊応力変化 (ΔCFF) で評価すると、呂知潟断層帯の想定される断層面には、地震発生を促進するセンスと抑制するセンスの領域が両方含まれる。促進側での最大は地球の潮汐 (剛性率を 30GPa とした場合、3,000Pa 程度) の 10 倍程度で、活断層への直接的な影響を及ぼすほどではないと考えられる (第 1.6.2 図)。

文献

地震調査委員会(1999)：日本の地震活動，391pp.
 地震調査委員会 (2005)：呂知潟断層帯の評価，25pp.
 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，41，101-109.

1.7 地震動⁷

本震(3月25日09時41分:M6.9)の発生により、震央付近の石川県七尾市と輪島市と穴水町で最大震度の6強、志賀町と中能登町及び能登町で震度6弱の非常に強い揺れを観測したほか、能登半島のほぼ全域と富山県の一部で震度5弱以上の強い揺れを観測した(第1.7.1図)。

本震の推計震度分布(第1.7.1図の右図)から、輪島市の南西部で震度6強が、また能登町西部から穴水町、七尾市、志賀市、中能登町にかけて震度6弱以上の地域が広がっていたものと推定される。

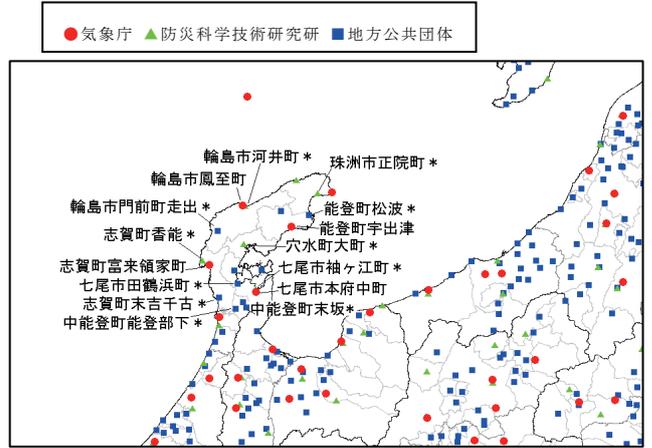
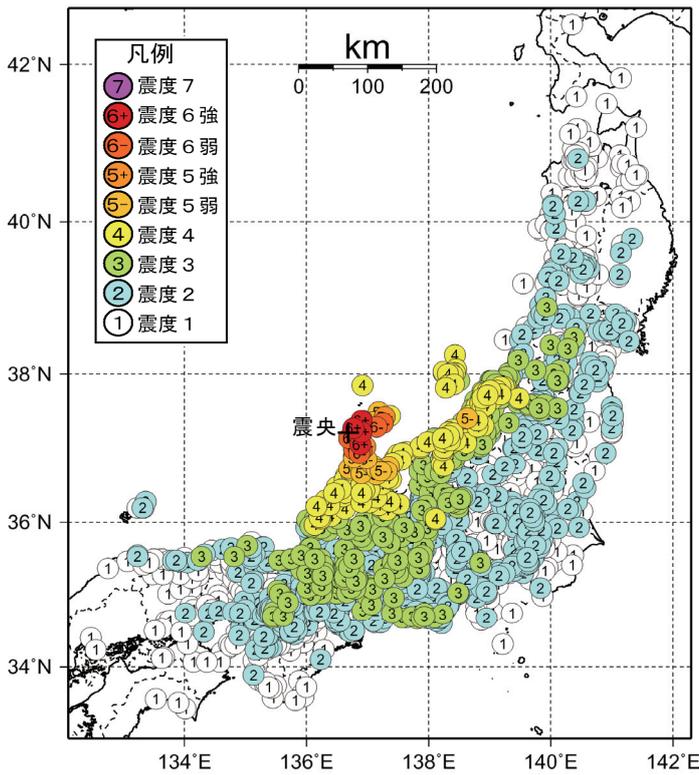
新潟県では、一部で震度5弱を観測したほか震度4を観測しているが、新潟県のほぼ全域で震央から同距離の他の地域より観測した震度が大きい傾向が見られる。福島県から長野、東海、近畿及び中国地方の一部で震度3以上が観測されたが、震央からほぼ等距離の関東地方ではほとんど観測されなかった。北海道から中国・四国地方にかけた地域で震度1以上が観測された(第1.7.1図)。

主な震度観測点の配置図を示す。(第1.7.2図) 第1.7.1表に本震で観測した計測震度及び最大加速度(震度5強以上)を示す。輪島市門前町走出観測点において計測震度6.4を観測したが、これは計測震度計での震度観測が始まった1996年以降では、平成16年(2004年)新潟県中越地震において計測震度6.5を観測したのに次いで2番目に大きい観測値(第1.7.2表)である。また、震度5と6を強・弱に分けた1996年10月以降、震度6強以上を観測した地震はこれまでに3回(新潟県中越地震の余震を除く)あり、今回が4回目となった。

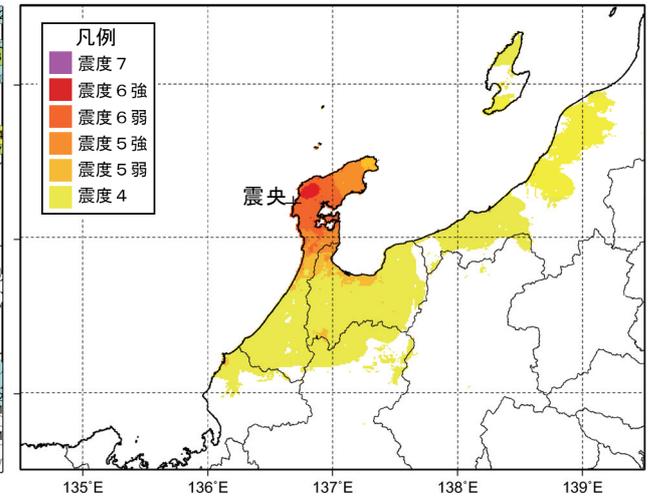
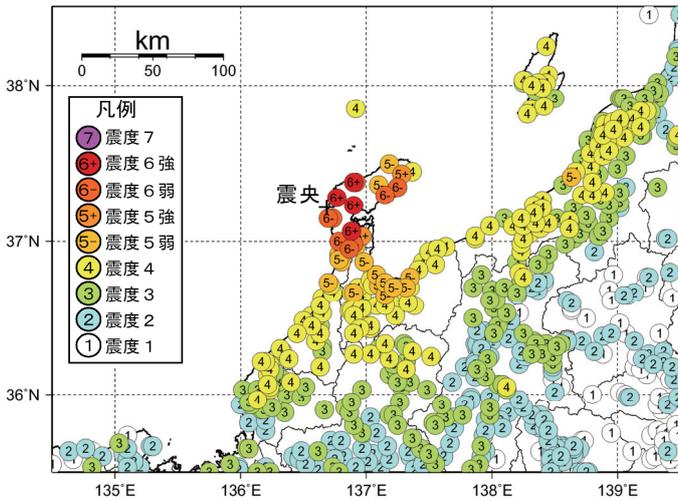
近年になって大きな震度を観測するようになったのは単純に地震活動を反映しているのではなく、気象庁の震度観測点に加えて地方公共団体及び防災科学技術研究所の震度観測点を震度情報発表に取り込む事により、震度観測網が密になった事も関係している。

第1.7.3図に本震により観測された計測震度と距離の関係図を示す。断層面⁸からの最短距離と計測震度の関係については経験による一般的な関係式があり(図中の細かい線はShabestari and Yamazaki,

⁷ 白坂 光行 地震津波監視課



第 1.7.2 図 震源域周辺の震度観測点.



第 1.7.1 図 3 月 25 日 9 時 41 分に発生した本震 (M6.9, 最大震度 6 強) の震度分布 (各地点の震度及び推計震度). 左上図は全体図, 左下図は震央付近拡大図, 右下図は推計震度分布図.

1997, 太い線は, 松崎ほか, 2006), 例えば福岡県西方沖の地震では曲線に沿った標準的な減衰傾向を示す(第 1.7.4 図の上図). 今回の地震の本震において

は, 震源に近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大きな値となっている.

⁸ 本震の断層パラメータは, 国土地理院の断層モデルを使用した. (国土地理院 HP から, 「平成 19 年(2007 年)能登半島地震を起こした震源断層の姿」2007 年 3 月 30 日作成 2007 年 4 月 4 日更新)

このような傾向は逆断層型の地震の際に, 地震に伴ってせり上がる方の地盤上がより大きな揺れとなると言われる上盤効果(Abrahamson and Somerville, 1996)で説明できる場合があり, 平成 16 年(2004 年)新潟県中越地震では一部の観測点でこの傾向が見ら

第 1.7.1 表 3 月 25 日 09 時 41 分に発生した本震（M6.9：最大震度 6 強）の計測震度及び最大加速度（震度 5 強以上）。

2007 年 10 月 1 日現在

*印は、地方公共団体または独立行政法人防災科学技術研究所の震度観測点を示す。太字で示した値は、各々の項目の最大値を示す。

都道府県	市区町村	観測点名	震度	計測震度	最大加速度 (gal=cm/s/s)				震央距離 (km)
					合成	南北成分	東西成分	上下成分	
石川県	輪島市	輪島市門前町走出(旧)*	6強	6.4	1,303.8	—	—	—	10.3
石川県	穴水町	穴水町大町*	6強	6.3	901.3	472.8	780.3	555.7	19.6
石川県	七尾市	七尾市田鶴浜町(旧)*	6強	6.2	745.9	—	—	—	24.4
石川県	輪島市	輪島市鳳至町	6強	6.1	473.7	463.6	438.8	189.7	26.6
石川県	志賀町	志賀町香能*	6弱	5.9	944.9	716.8	848.9	462.1	7.0
石川県	中能登町	中能登町能登部下*	6弱	5.7	351.7	—	—	—	33.3
石川県	志賀町	志賀町富来領家町	6弱	5.6	543.6	276.0	507.2	452.4	9.6
石川県	能登町	能登町宇出津	6弱	5.6	278.4	235.4	147.0	118.1	42.4
石川県	輪島市	輪島市河井町*	6弱	5.5	547.6	519.0	396.0	141.4	27.3
石川県	志賀町	志賀町末吉千古*	6弱	5.5	274.3	—	—	—	25.5
石川県	中能登町	中能登町末坂*	6弱	5.5	330.8	—	—	—	32.5
石川県	能登町	能登町松波*	6弱	5.5	554.7	—	—	—	51.8
石川県	七尾市	七尾市本府中町	5強	5.3	258.4	196.9	256.9	92.0	33.0
石川県	七尾市	七尾市袖ヶ江町*	5強	5.2	220.8	202.6	182.3	167.4	32.3
石川県	珠洲市	珠洲市正院町*	5強	5.1	182.5	173.6	158.5	137.8	58.8

第 1.7.2 表 1996 年以降に最大震度 6 強以上を観測した地震一覧。

	発震時		震央地名	北緯	東経	深さ (km)	Mag	最大震度	最大計測震度
1	2000/10/6	13:30:17	鳥取県西部	35° 16.5'	133° 20.9'	9	7.3	6強	6.3
2	2003/7/26	7:13:31	宮城県中部	38° 24.3'	141° 10.3'	12	6.4	6強	6.2
3	2004/10/23	17:56:00	新潟県中越地方	37° 17.5'	138° 52.0'	13	6.8	7	6.5
余震	2004/10/23	18:11:56	新潟県中越地方	37° 15.2'	138° 49.3'	12	6.0	6強	6.0
余震	2004/10/23	18:34:05	新潟県中越地方	37° 18.4'	138° 55.8'	14	6.5	6強	6.2
4	2007/3/25	9:41:57	能登半島沖	37° 13.2'	136° 41.2'	11	6.9	6強	6.4
参考	(2007/7/16)	10:13:22	新潟県上中越沖	37° 33.4'	138° 36.6'	17	6.8	6強	6.3

1997 年から地方公共団体の震度観測点を、また 2004 年から防災科学技術研究所の震度観測点をそれぞれ順次取り込み合わせて発表している（1996 年 10 月の震度観測点数は 600 点、現在は約 4,200 点、2007 年 10 月 1 日現在）。

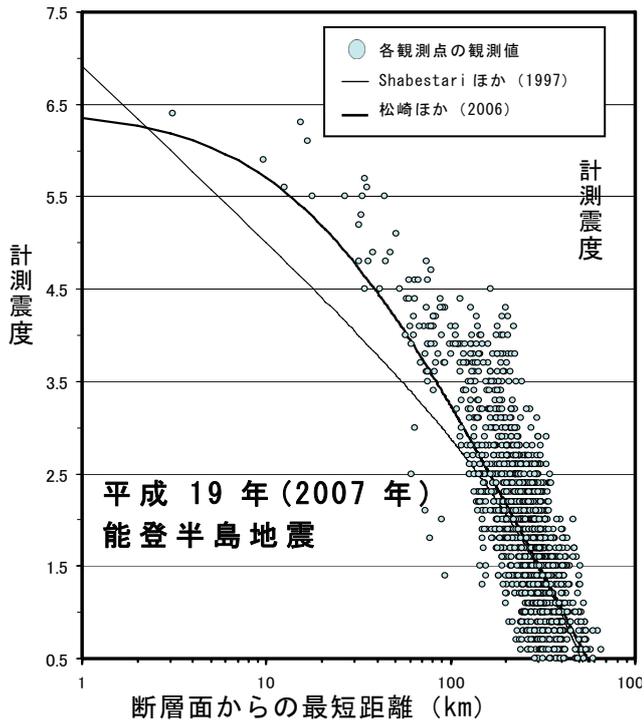
れた（第 1.7.4 図の下図）。なお、今回の地震の断層面は能登半島の海岸付近にあり断層面の北西側が海域となり下盤側にあたる部分の震度観測点が存在しないため、今回の地震でその効果が現れているかどうか判断ができない。

今回の地震では、震度分布が震央からの距離に反比例して同心円状に拡がらず一部地域で経験式（断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式⁹⁾）からの推定値より大きく（または小さく）観測された傾向を確認するため、本震で実際に観測した計測震度と経験式から求めた計測震度との差の分布を示す。（第

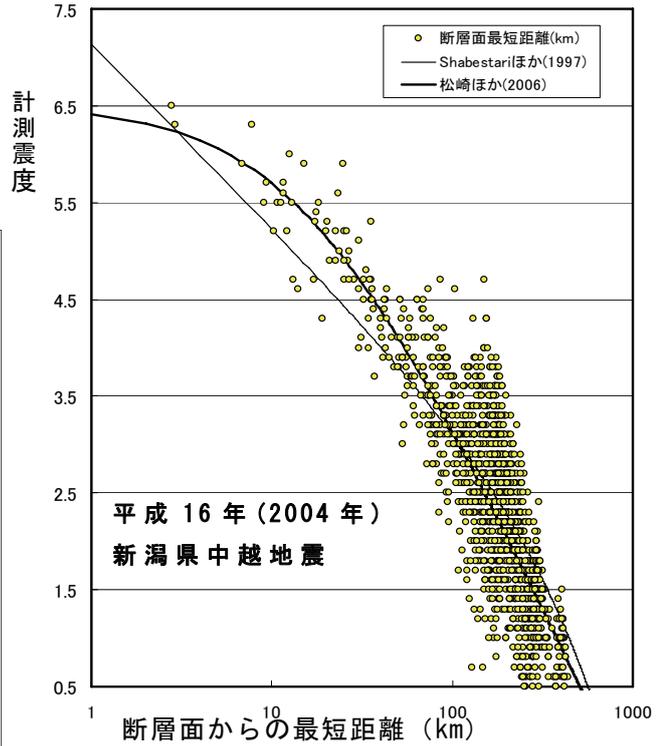
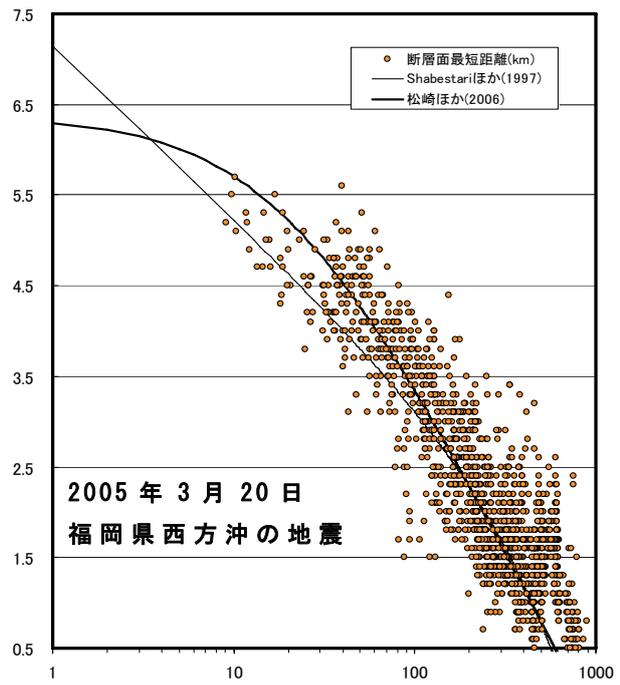
1.7.5 図)

内閣府が平成 17 年 10 月にまとめた「表層地盤のゆれやすさ全国マップ」（第 1.7.6 図）と比べると、比較的大きく揺れた新潟県付近は傾向が一致している。

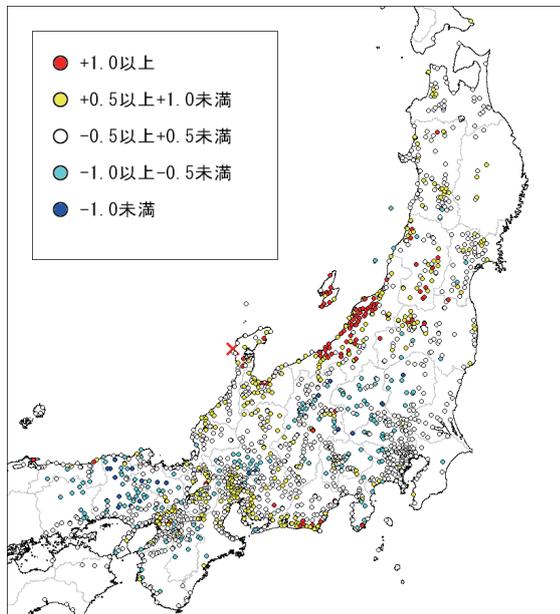
緊急地震速報で用いられている計測震度の予測手法¹⁰⁾から求めた計測震度と、実際に観測した計測震度の差の分布を第 1.7.7 図に示す。緊急地震速報で用いられる計測震度の予測手法では地盤増幅度（地面の揺れやすさ）が考慮されている。この手法で震央から見て東南東方向に震度が小さく観測される傾向が見られるのは、飛騨山脈直下にある異常減衰域



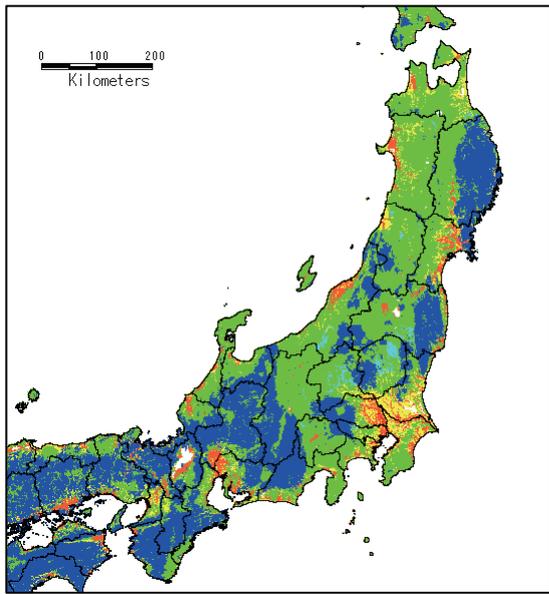
第 1.7.3 図 断層面からの最短距離と計測震度の関係. 能登半島地震



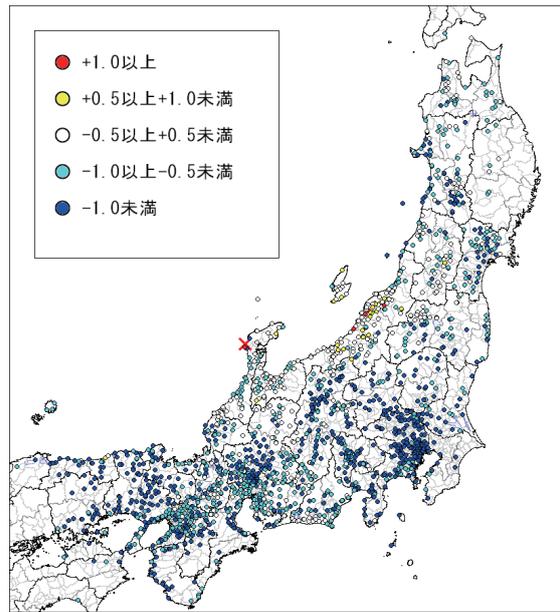
第 1.7.4 図 断層面からの最短距離と計測震度の関係.
(上図) 福岡県西方沖, (下図) 新潟県中越地震



第 1.7.5 図 本震で実際に観測した計測震度と経験式から求めた計測震度との差.



第 1.7.6 図 内閣府「表層地盤の揺れやすさマップ」



第 1.7.7 図 本震で実際に観測した計測震度と緊急地震速報の手法で求めた計測震度との差.

⁹ 経験式から求めた計測震度を算出する際に用いた式 (断層近傍まで適用可能な震度の距離減衰式)

$$I = 1.36M_j - 4.03 \cdot \log(X + 0.00675 \cdot 10^{0.5 \cdot M_j}) + 0.0155 \cdot h + 2.05$$

I: 推定計測震度 M_j : 気象庁マグニチュード

X: 断層最短距離 (km) h : 震源深さ (km)

(松崎ほか, 2006)

¹⁰ 緊急地震速報で用いている計測震度の予想手法は以下のとおり.

① 対象となる地点の硬質基盤上における最大速度の推定
司・翠川の最大速度距離減衰式 (1999)

② 地表面での最大速度の推定

地表における最大速度と計測震度との関係式 (翠川・他:1999)

③ 対象となる地点の計測震度の算出

地表における最大速度と計測震度との関係式 (翠川・他:1999)

¹¹ 本震後に地盤の傾き等による設置環境悪化のため震度情報での使用を終了したが、本震の観測は正しく行えたと気象庁で判定.

¹² 表面波とは地表面を伝わる地震波であり、通常の P 波 (縦波)、S 波 (横波) より遅く伝播する。Lg 波は表面波の一種であり、約 3.5km/s の速度で伝播する。表面波は震源が浅い地震の際に振幅が大きくなる傾向がある。また P 波、S 波と比べ減衰が小さく、比較的遠くまで伝播する。

(山崎・他, 1992) による影響の可能性が考えられる。

1996 年以降に、最大加速度 980gal (1G) 以上が計測震度計で観測された地震の一覧を第 1.7.3 表に示す。輪島市門前町走出の観測点で観測した計測震度は過去 2 番目に大きな値であるが、最大加速度は 1,303.8gal を観測し¹¹、6 番目の記録となった。

第 1.7.8 図に各震度観測点において最大合成加速度が発現した時刻と震央距離の関係図を示した。経験的に最大加速度の発現時刻は、震度の最大を記録する時刻とほぼ一致する (石垣・福満, 2002)。

大陸地殻内に発生する地震に見られる特徴として、Lg 波¹² (表面波の一種) の到達時刻と最大加速度発現時刻がほぼ一致する傾向があり、今回の地震でもその傾向を見ることができる。大阪平野と濃尾平野及び関東平野の付近では、最大加速度発現時刻が Lg 波の到達時刻よりさらに遅れる傾向の観測点が多く見られる。

第 1.7.9 図に、本震の波形データが得られた各震度計の最大加速度と最大速度の関係を示す。また震度 6 強を観測した観測点のうち波形データを得られなかった輪島市門前町走出観測点と七尾市田鶴浜町観測点については計測震度と最大加速度の関係¹³から図示した。震度 6 強の観測に対して比較的最大の加

第 1.7.3 表 計測震度計で 980gal 以上を観測した地震の一覧。

2007年10月4日現在

観測した最大加速度が980gal(1G)を超えた地震一覧

太字下線の値は各項目の最大値を示す。

No.	地震発生時刻 マグニチュード、深さ	震央地名 命名地震またはコメント	観測点名	所属	震度	計測 震度	最大加速度(gal=cm/s/s)			
							合成	南北	東西	上下
1	2004年10月23日 18時34分 M:6.5 深さ:14km	新潟県中越地方 (※最大余震)	川口町川口	地方公共団体	6強	6.2	2515.4	1639.9	2035.6	548.5
			魚沼市堀之内	地方公共団体	6弱	5.6	1184.4	453.6	909.1	716.9
			魚沼市穴沢	地方公共団体	6弱	5.5	1040.4	987.5	932.9	354.7
			十日町市千歳町	地方公共団体	6強	6.1	1021.8	1004.2	705.6	229.2
2	2003年7月26日 0時13分 M:5.6 深さ:12km	宮城県北部(宮城県中部)	鳴瀬町小野(旧)	地方公共団体	6弱	5.9	2037.1	603.2	2005.1	584.1
3	2004年10月23日 17時56分 M:6.8 深さ:13km	平成16年(2004年)新潟県中越地震	川口町川口	地方公共団体	7	6.5	1722.0	1141.9	1675.8	869.6
			十日町市千歳町	地方公共団体	6弱	5.9	1337.9	1161.0	665.0	405.8
			魚沼市穴沢	地方公共団体	6弱	5.5	1246.3	992.3	758.9	275.8
			長岡市古志竹沢	地方公共団体	6強	6.3	1131.9	538.4	721.8	1059.1
			長岡市橋尾大町	地方公共団体	6弱	5.5	1063.9	665.7	764.6	369.3
			小千谷市城内	気象庁	6強	6.3	1008.3	779.2	897.6	730.8
4	2003年7月26日 7時13分 M:6.4 深さ:12km	宮城県北部(宮城県中部)	鹿島台町平渡(旧)	地方公共団体	6弱	5.9	1631.9	1605.5	910.3	497.2
			東松島市矢本	地方公共団体	6強	6.2	1609.4	667.1	849.5	1241.7
			鳴瀬町小野(旧)	地方公共団体	6強	6.0	1081.5	635.5	755.8	923.3
5	2000年10月6日 13時30分 M:7.3 深さ:9km	平成12年(2000年)鳥取県西部地震	鳥取日野町根雨	地方公共団体	6強	6.3	1584.4	675.3	1482.4	1407.4
			鳥取南部町法勝寺	地方公共団体	6弱	5.9	1077.4	607.0	802.1	1076.9
			鳥取南部町天童	地方公共団体	6弱	5.9	982.6	—	—	—
6	2007年3月25日 9時41分 M:6.9 深さ:11km	平成19年(2007年)能登半島地震	輪島市門前町走出(旧)	地方公共団体	6強	6.4	1303.8	—	—	—
7	2004年10月27日 10時40分 M:6.1 深さ:12km	新潟県中越地方 (※余震)	魚沼市穴沢	地方公共団体	6弱	5.5	1277.0	621.0	1263.5	639.5
8	2004年10月23日 17時59分 M:5.3 深さ:16km	新潟県中越地方 (※余震)	小千谷市城内	気象庁	5強	5.4	1229.3	475.6	364.9	1226.2
9	2005年8月16日 11時46分 M:7.2 深さ:42km	宮城県沖	宮城川崎町前川	地方公共団体	6弱	5.6	1126.3	1123.1	465.3	235.6
10	2003年5月26日 18時24分 M:7.1 深さ:72km	宮城県沖	大船渡市大船渡町	気象庁	6弱	5.8	1106.8	572.7	1105.5	241.9
			一関市室根町	地方公共団体	6弱	5.7	1062.6	651.7	1043.4	544.8
			奥州市衣川区	地方公共団体	6弱	5.6	1039.9	974.1	591.2	265.5
			大船渡市猪川町	気象庁	5強	5.4	1016.1	716.8	966.1	466.5
			岩手洋野町大野	地方公共団体	5強	5.4	1013.6	577.4	973.9	191.0
			幕別町本町	地方公共団体	6弱	5.8	1091.0	754.2	874.2	217.0
11	2003年9月26日 4時50分 M:8.0 深さ:45km	平成15年(2003年)十勝沖地震	箱根町湯本	地方公共団体	5強	5.0	1047.0	888.8	298.1	699.1
12	2007/10/1 2時21分 M:4.9 深さ:14km	神奈川県西部	箱根町湯本	地方公共団体	5強	5.0	1047.0	888.8	298.1	699.1
13	2007年7月16日 10時13分 M:6.8 深さ:17km	平成19年(2007年)新潟県中越沖地震	柏崎市西山町池浦(旧)	地方公共団体	6強	6.2	1018.9	840.7	878.6	565.8

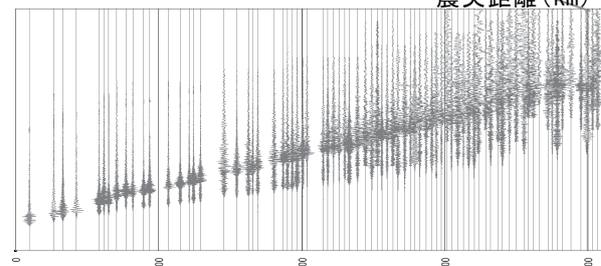
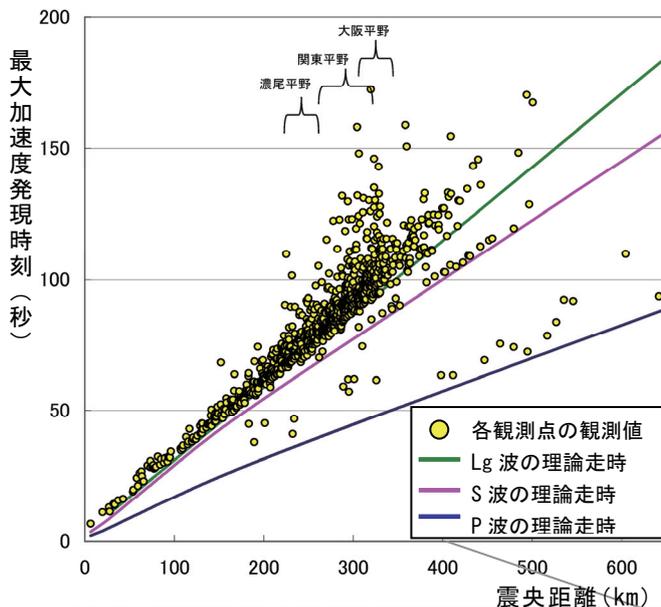
※ 赤字は気象庁が命名した地震の名称。

※ 震央地名が当時と現在で違う場合は、当時の震央名の後ろに現在の震央名を〔〕内に併記した。

※ 観測点名に(旧)とあるところは、現在は運用を停止しておりかつ同名の観測点名の観測点がある場合、区別のために付加している。

速度が小さかった輪島市鳳至町観測点の等価周期¹⁴が約 1.4 秒とやや長めである。

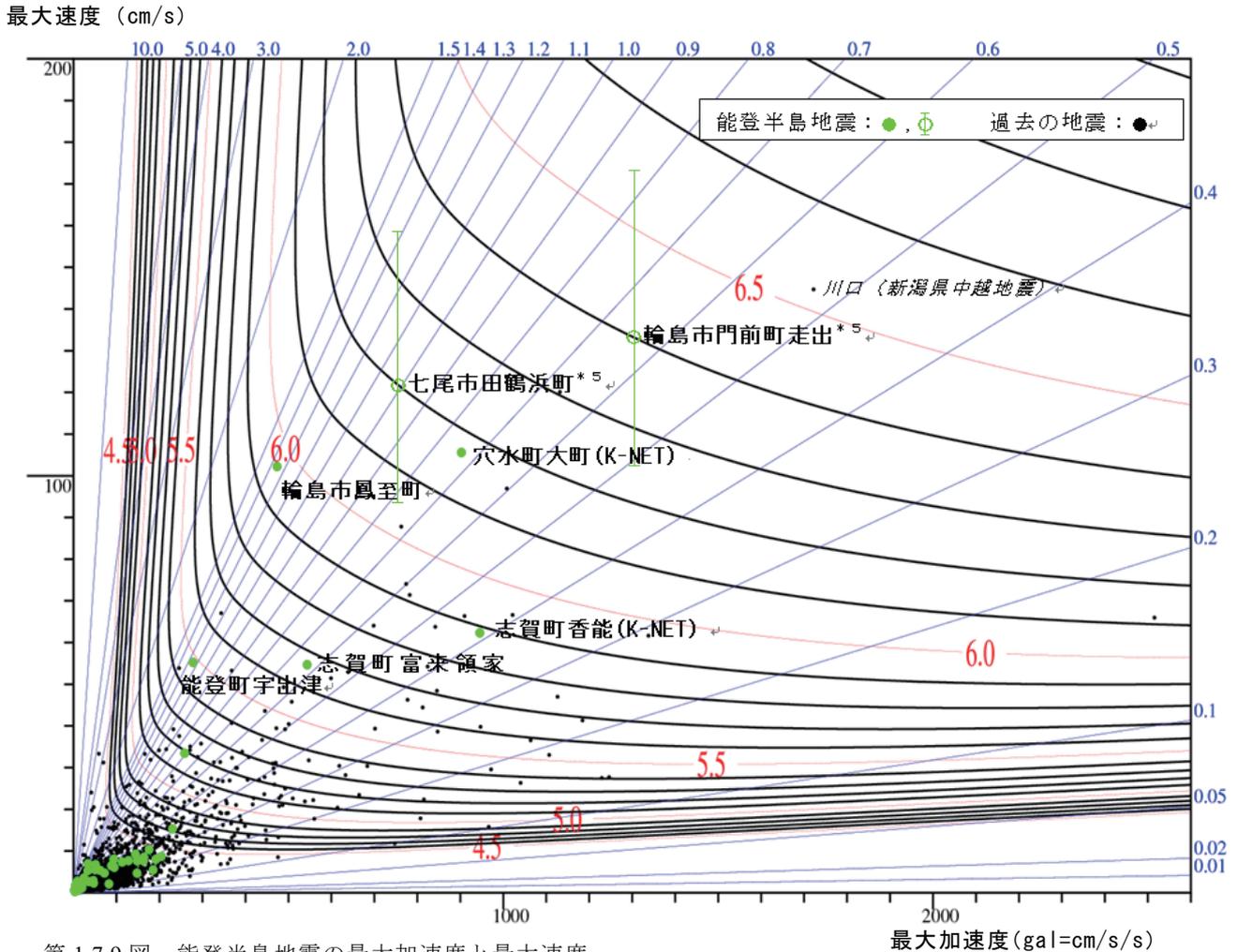
第 1.7.10 図に震度 6 強を観測した観測点の波形と加速度波形のフーリエスペクトル及び速度応答スペクトルの図を示した。加速度波形のフーリエスペクトル及び速度応答スペクトルにおいて、輪島市鳳至町観測点では周期 1～2 秒付近に大きなピークが見られる(特に水平動)。このことは、今回の地震で住家被害が木造家屋に目立ったことと関係がある可能性がある(一般的に木造家屋の場合は、周期 0.5 秒程度の揺れの影響を最も受けやすく、壊れ始めると固有周期が延びて 1～2 秒程度の周期で倒壊しやすいと言われている)。



第 1.7.8 図 最大加速度発現時刻と震央距離の関係。下は実際に観測した各観測点の NS 成分の加速度波形。

¹³ 震度 6 強を観測した観測点のうち波形データを得られなかった輪島市門前町走出観測点と七尾市田鶴浜町観測点について最大加速度と計測震度の関係から図示するが、算出方法の違いによる誤差を含む厳密な比較はできない。

¹⁴ 加速度及び速度がほぼ同時刻に出現した場合に $周期 = 2\pi \times 速度 / 加速度$ として求めた周期。



第 1.7.9 図 能登半島地震の最大加速度と最大速度。

過去の地震による最大合成加速度－最大合成速度の関係を ● , 今回の能登半島地震によるそれを ● で, また震度 6 強の観測点のうち波形データを得られなかった輪島市門前町走出観測点と七尾市田鶴浜町観測点について計測震度と最大加速度の関係から○で示し, 誤差をエラーバーで示した. 青線は速度と加速度から得られる関係式 (周期 = $2\pi \times$ 最大速度 / 最大加速度) による周期 (秒) を, 赤もしくは黒の曲線は加速度, 速度, 周期による回帰式から求めた等震度線を示す.

謝辞

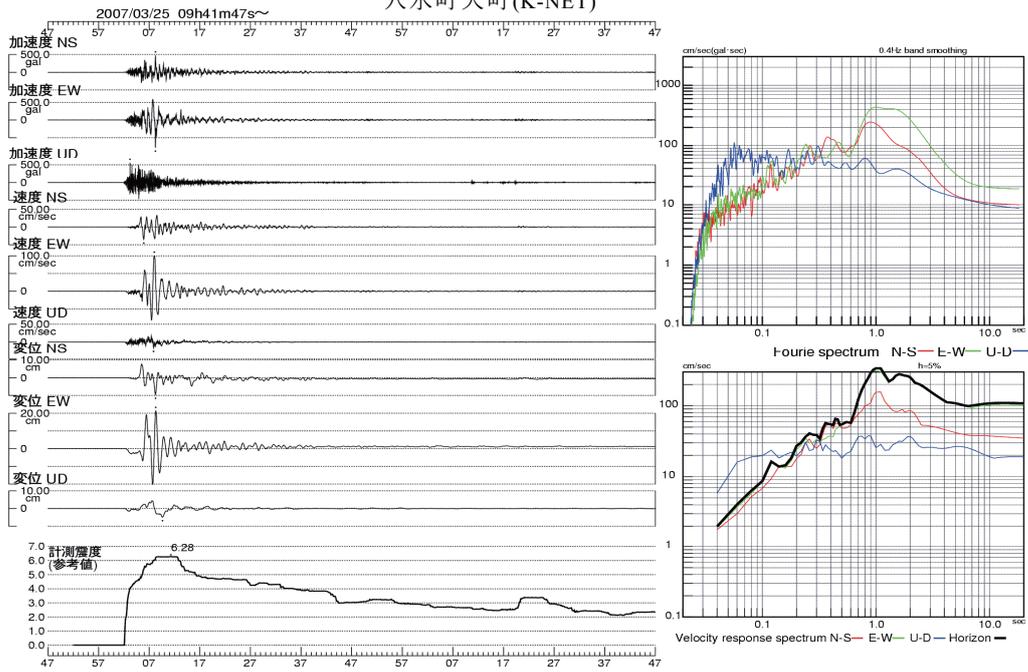
震央付近の震度観測点の加速度強震波形について, 防災科学技術研究所 K-NET のデータを使わせていただきました.

文献

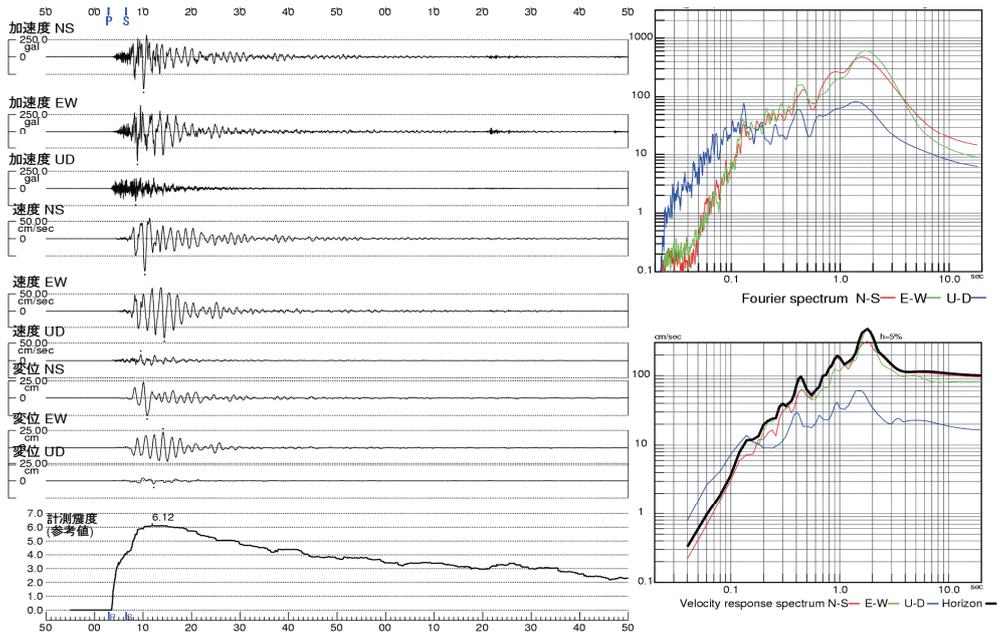
石垣祐三・福満修一郎 (2002) : 最大加速度発現時刻を用いた計測震度データの特性調査について, 験震時報, 65, 45-66.
 石垣祐三 (2006) : リアルタイム震度算出のための時系列解析, 験震時報, 69, 155-169.
 司宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文報告集, 523, 63-70.

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.
 山崎文人・山田守・藤井巖・中村勝・山岡耕春・沖村康之・名和一成・大林政行・青木治三 (1992) : 北アルプス直下に存在する振幅減衰構造, 1992 年地震学会予稿集, No.1, 73.
 Abrahamson and Somerville (1996) : Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America February 1996, v. 86, no. 1B, p. S93-S99.
 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.

穴水町大町(K-NET)



輪島市鳳至町



第 1.7.10 図 観測波形及び加速度フーリエスペクトル，速度応答スペクトル。

2 資料集

能登半島地震に関する資料を付録 CD-ROM に収録した。以下は概要を説明する。

CD-ROM に収録した資料は次のとおりである。

- 1 緊急地震速報
- 2 現地調査
- 3 地震業務等の実施状況
- 4 震源要素・検測値
- 5 震度
- 6 発震機構
- 7 地震波形（強震波形）
- 8 地震波形（STS 波形）

2.1 緊急地震速報

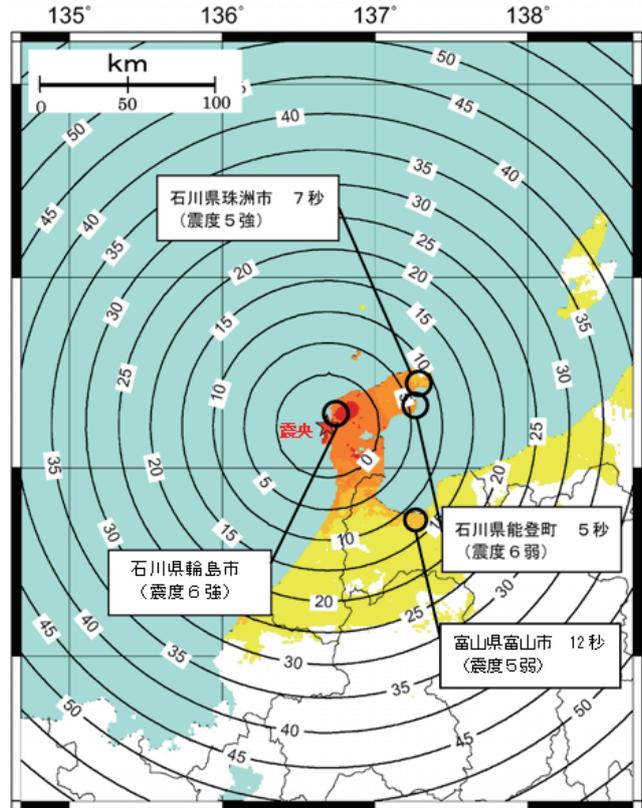
気象庁は能登半島地震発生後、最初の地震波の検知から、3.6 秒後に、「石川県の能登地方で震度 5 弱以上が予想される」旨の緊急地震速報第 1 報を発信し、先行的に利用している機関に提供した。この緊急地震速報は、震度 6 強を観測した石川県七尾市、輪島市、穴水町では主要動の到達には間に合わなかったが、震度 6 弱を観測した石川県能登町で主要動が到達する約 5 秒前、震度 5 強を観測した石川県珠洲市では約 7 秒前、震度 5 弱を観測した富山県富山市では約 12 秒前に発信できたことになる（図 2.1.1）。

また、一般向けの緊急地震速報の発信条件である、2 点以上の観測点のデータを用いた緊急地震速報は最初の地震波の検知から 5.7 秒後に提供した。仮に一般向けの緊急地震速報が発信されていた場合には、石川県能登町で主要動が到達する約 2 秒前、石川県珠洲市では約 4 秒前に発信できたことになる。

このほか、気象庁は緊急地震速報の技術を活用し、最初の地震波の検知から 1 分 37 秒後の 09 時 43 分に石川県に「津波注意」の津波注意報を発表した。

2.2 現地調査

気象庁は、震度 6 弱以上を観測した 11 箇所の震度観測点から半径約 200m 内（以下「地震観測点の近傍」という）の被害調査と震度計の設置環境の確認を目的として、地震発生後直ちに地震機動観測班を現地に派遣し、東京管区気象台、金沢地方気象台及び輪島測候所と合同で現地調査を実施した（図 2.2.1）。その結果、震度 6 強を観測した輪島市門前町走出の近傍では、古い木造家屋や土蔵の全壊等が多く見られた（写真 1 及び 2）。震度



第 2.1.1 図 緊急地震速報の第 1 報提供から主要動到達までの時間（秒）及び推計震度分布。

6 弱を観測した震度観測点の近傍では、屋根瓦の滑落、ガラスの破損等は見られたものの大きな被害は見られなかった。

また、地面のひび割れ等が見られるなど正確な震度観測が出来なくなる恐れのある 2 箇所の観測点（輪島市門前町走出、七尾市田鶴浜町）については臨時的震度計を設置し、輪島市門前町走出については、3 月 27 日 12 時より、七尾市田鶴浜町については 3 月 28 日 21 時より運用を開始した。



第 2.2.1 図 現地調査範囲 (図中のアルファベットは概要を掲載した観測点)。

本稿には震度 6 強を観測した輪島市門前町走出付近の家屋被害の写真のみ掲載したが、CD-ROM にはこのほか B～D の地点周辺の現地調査結果を収録した。地図は国土地理院の電子国土ポータルを使用。



写真 1 : 輪島市門前町走出 (震度 6 強) 付近の全壊した家屋。



写真 2 : 輪島市門前町走出 (震度 6 強) 付近の全壊した家屋。

2.3 地震業務等の実施状況

気象庁本庁は、平成 19 年 3 月 25 日 9 時 42 分ころ発生した能登半島沖を震源とする地震に対し、9 時 43 分に石川県能登及び石川県加賀に津波注意報を、9 時 44 分に震度速報を発表した。その後、11 時 13 分に珠洲市長橋（石川県）で 22cm の津波を観測するなどしたが、それ以上大きな津波となる傾向は見られなかったため、11 時 30 分津波注意報を解除した。

また、本震発生直後から地震活動に関する報道発表等を行い、一連の地震活動の状況や余震の見通しなどについて解説を行った。さらに、降雨による二次災害防止・軽減を目的として、石川県について大雨警報・注意報の基準の暫定運用を行った。これらの地震や気象の情報等については、気象庁ホームページにおいても適宜公開した。

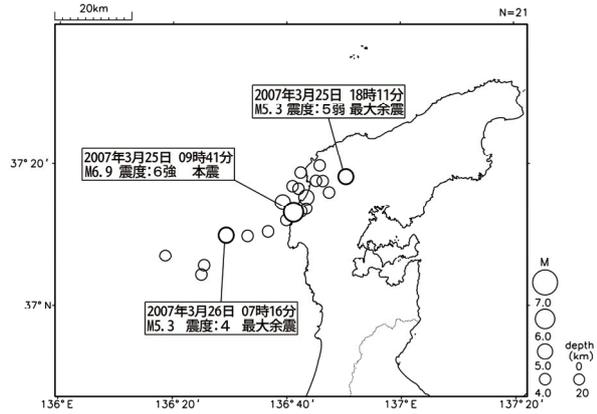
気象庁は、本震発生直後に気象庁次長が首相官邸内の危機管理センターに緊急参集チームの要員として参集するとともに、関係省庁連絡会議等において、被災者救助や応急対策の基本方針策定等に資する地震情報及び気象情報の提供を行った。また、金沢地方気象台をはじめとする各関係地方官署では、地震情報の関係機関への伝達、地震解説資料の作成・発表等の業務を実施した。また金沢地方気象台では、現地対策本部に職員を派遣し、地震活動や気象情報を解説するなど、応急対策等に対する支援に努めた。

CD-ROM には、一連の地震活動に際して、気象庁が発表した津波注意報、津波情報、地震情報並びに気象注警報などの発表や講じた処置について、官署ごとの実施状況を収録した。

2.4 震源要素・検測値

「平成19年(2007年)能登半島地震」の本震発生から2007年12月31日までに余震域周辺で発生したマグニチュードが4.5以上、または最大震度4以上を観測した地震の震央分布図を第2.4.1図に示す。

第2.4.1表には、第2.4.1図で示した地震(計21個)の震源要素を掲載する。震源の計算方法は通常処理による(「地震・火山月報(カタログ編)2007年1月号」等を参照)。



第2.4.1図 余震域周辺の震央分布図(期間:2007年3月25日09時41分~9月17日24時00分, 深さ20km以浅, $M \geq 4.5$ または最大震度4以上を観測した地震)。

文献

気象庁(2007):地震・火山月報(カタログ編)2007年1月。

第2.4.1表 本震及び余震域周辺で発生したマグニチュードが4.5以上または最大震度が4以上の地震の震源要素(2007年3月25日~2007年8月31日)。

No.	震源時刻							震源位置						マグニチュード※2				
								北緯			東経					深さ※1		
	年	月	日	時	分	秒	誤差(秒)	度	分	誤差(分)	度	分	誤差(分)	km	誤差(km)	第1	第2	
1	本震	2007	3	25	9	41	57.9	±0.1	37	13.2	±0.2	136	41.2	±0.4	11	±1	6.9D	6.6V
2		2007	3	25	9	43	12.9	±0.1	37	15.4	±0.2	136	43.4	±0.5	0		5.1v	
3		2007	3	25	9	45	50.2	±0.1	37	12.1	±0.2	136	39.9	±0.5	6	±1	4.7V	
4		2007	3	25	9	52	36.7	±0.1	37	18.8	±0.2	136	42.4	±0.6	5	±1	4.5V	
5		2007	3	25	9	54	52.1	±0.1	37	16.6	±0.2	136	42.1	±0.6	7	±1	4.5V	
6		2007	3	25	9	56	31.0	±0.1	37	13.7	±0.2	136	43.4	±0.6	10	±1	4.7V	
7		2007	3	25	10	11	27.0	±0.1	37	17.7	±0.1	136	45.1	±0.3	8	±1	4.5D	4.2V
8		2007	3	25	15	43	30.6	±0.1	37	17.6	±0.2	136	46.3	±0.3	9	±1	4.5D	4.4V
9	最大余震	2007	3	25	18	11	45.2	±0.1	37	18.3	±0.2	136	50.4	±0.4	13	±1	5.3D	5.6V
10	最大余震	2007	3	26	7	16	36.5	±0.1	37	10.0	±0.2	136	29.4	±0.5	0		5.3D	5.4V
11		2007	3	26	14	46	34.7	±0.1	37	9.9	±0.1	136	33.1	±0.4	9	±1	4.8D	5.1V
12		2007	3	26	18	2	52.5	±0.1	37	16.6	±0.2	136	42.0	±0.4	6	±1	4.6D	4.5V
13		2007	3	28	8	8	14.6	±0.1	37	13.3	±0.1	136	42.5	±0.3	13	±0	4.9D	5.2V
14		2007	3	28	10	51	2.7	±0.1	37	10.5	±0.1	136	36.7	±0.4	10	±1	4.6D	4.6V
15		2007	3	28	13	5	31.1	±0.1	37	16.9	±0.2	136	41.0	±0.4	7	±1	4.7D	4.8V
16		2007	4	6	15	18	17.8	±0.1	37	16.0	±0.2	136	47.4	±0.3	12	±1	4.3D	4.4V
17		2007	4	6	21	42	10.8	±0.1	37	5.7	±0.2	136	25.5	±0.4	7	±2	4.7D	4.7V
18		2007	5	2	20	44	38.2	±0.1	37	19.8	±0.2	136	45.8	±0.3	7	±1	4.7D	4.8V
19		2007	5	5	1	11	13.0	±0.1	37	4.4	±0.1	136	25.0	±0.4	0		4.5D	4.4V
20		2007	5	11	2	12	27.2	±0.1	37	7.1	±0.2	136	18.7	±0.4	11	±1	4.5D	4.8V
21		2007	6	11	3	45	13.9	±0.1	37	14.7	±0.2	136	39.3	±0.5	7	±1	5.0D	5.2V

※1 No.2、No.10、No.19の地震において震源の深さの誤差が空白なのは、深さ固定の条件で震源計算されたため

※2 D:変位波形(水平成分)の最大振幅から算出したマグニチュードで、計算に使用した観測点が3点以上。
 d:変位波形(水平成分)の最大振幅から算出したマグニチュードで、計算に使用した観測点が2点以下。
 V:速度波形(鉛直成分)の最大振幅から算出したマグニチュードで、計算に使用した観測点が4点以上。
 v:速度波形(鉛直成分)の最大振幅から算出したマグニチュードで、計算に使用した観測点が2点以上3点以下。
 第2マグニチュードが空白なのは、その地震についてマグニチュードが1種類しか求められなかったため。

2.5 震度

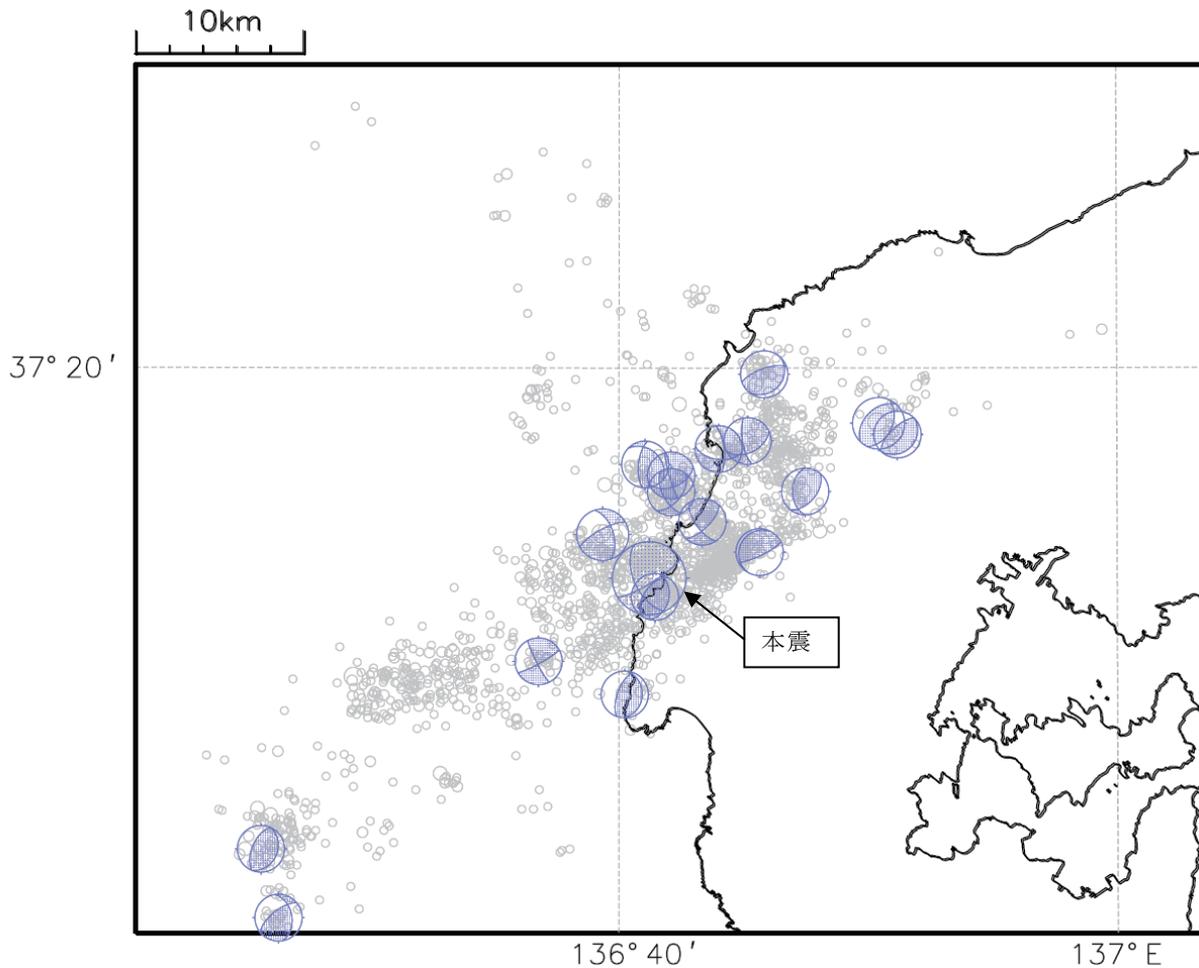
2007 年 9 月 30 日現在，能登半島地震で震度 1 以上を観測した地震は 482 回（本震を含む）であった。本震と震度 5 弱以上を観測した 3 つの余震について，それぞれの震度分布及び推計震度分布（ただし，震度 4 以上の分布のみ）を CD に掲載する。また，本震と上記の 3 つの余震における各観測点の震度と加速度の表（ただし，震度 4 以上のみ）を表に掲載する。

2.6 発震機構

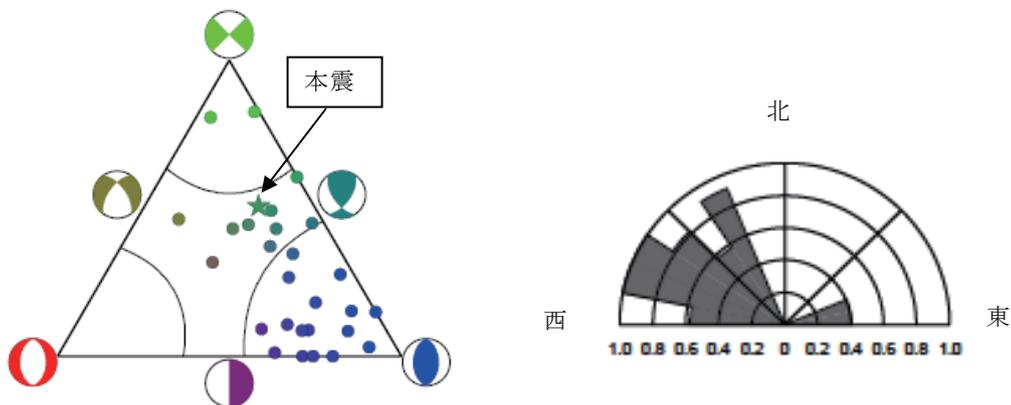
能登半島地震の 2007 年 8 月 31 日までの余震分布図、本震及び M4.0 以上の余震の発震機構解 (P 波初動解) の分布図を第 2.6.1 図に示す。発震機構解は下半球投影で描画した。本震及び余震の発震機構解は、概ね北西-南東方向に圧力軸を持つ型で、逆断層型または横ずれ断層型である。第 2.6.2 図に発震

機構解の型の特徴を現す三角ダイアグラムと P 軸の方位角分布図を示す。

P 波初動解と CMT 解 (Centroid Moment Tensor 解) が求めた地震については、その詳細を CD に収録した。なお、CMT 解は、気象庁及び (独) 防災科学技術研究所の広帯域地震計の波形解析により求めた。



第 2.6.1 図 本震及び M4.0 以上の余震の発震機構解 (2007 年 3 月 25 日～8 月 31 日)。灰色の○は余震の分布を現す。



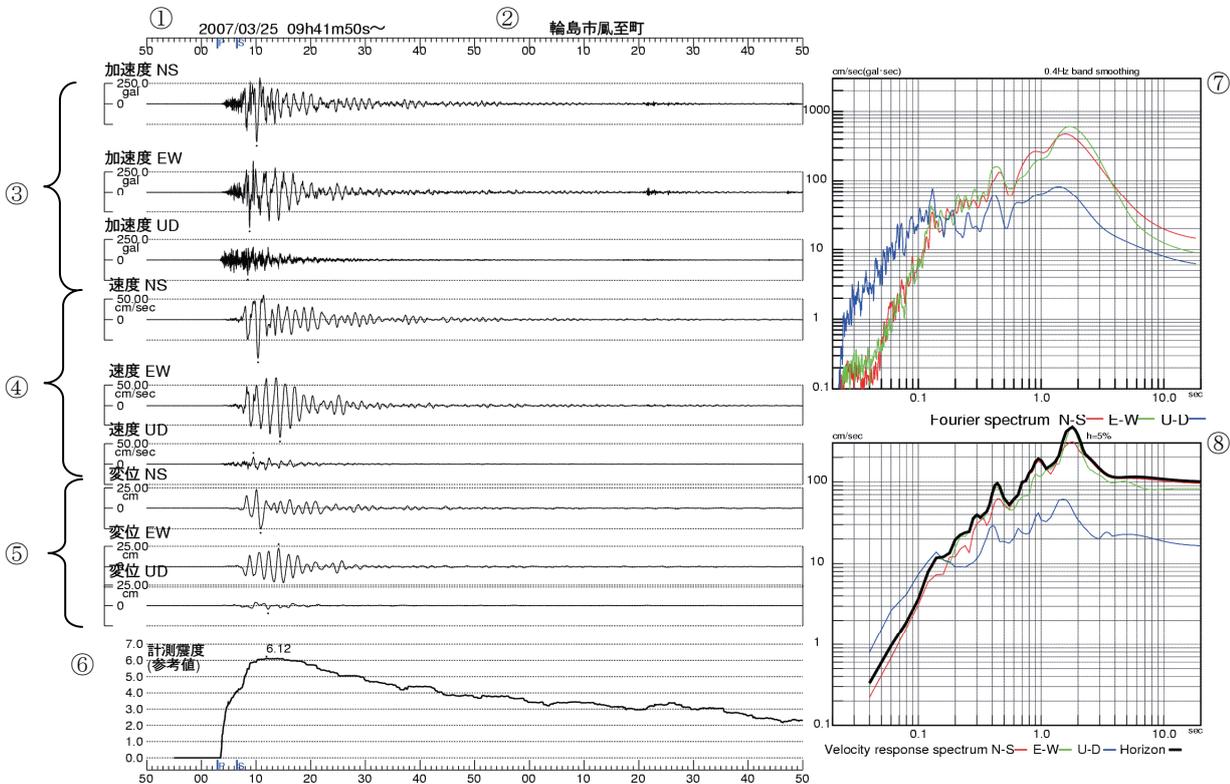
第 2.6.2 図 三角ダイアグラム (左図) と P 軸の方位角分布図 (右図)。

2.7 地震波形 (強震波形)

能登半島地震の輪島観測点の地震波形を第 2.7.1 に示す. 本震及び余震で震度 5 弱以上を観測した気象庁観測点の加速度記録及び波形データを付録の CD-ROM に収録した.

文献

斎藤正徳 (1978): 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 112-135.



第 2.7.1 図 能登半島地震の地震波形.

輪島市鳳至町観測点 [震度 6 強], 図の解説は以下の通り (以下の図も同様).

- ① 観測開始年月日時分秒. 横軸が時間軸で, 「P」「S」は, 標準的な P 波, あるいは S 波到達時刻を示す.
- ② 観測点名. 観測点名は 2007 年 10 月 1 日現在の名称を使用.
- ③ 加速度波形表示. 縦軸は NS (北-南), EW (東-西), UD (上-下) 方向の振れ幅で, 先に書いた方が上側である. 3 成分とも同じ縮尺で示す.
- ④ 速度波形表示. 速度の算出は, 漸化式^{*1} (斎藤, 1978) によって算出した. その他は, ③の表示と同じ.
- ⑤ 変位波形表示. 変位の算出は, 漸化式^{*2} (斎藤, 1978) によって算出した. その他は, ③の表示と同じ.
- ⑥ 加速度波形 5 秒ごとに算出した計測震度 (参考値). 実際の震度算出方法とは異なる. 地震情報で発表される震度は, 通常, 地震動を観測してから 60 秒間の時間幅の加速度波形を用いて計算する. ここで示した計測震度 (参考値) は, 60 秒間の時間幅で計算した値と 0.1 程度の違いがある.
- ⑦ 加速度波形のフーリエスペクトル. 横軸は周期 (秒), 縦軸はスペクトルの強さ (単位は gal・sec) で, 縦軸・横軸とも対数表示で示す. また, 0.4Hz のバンド幅で平滑化を行っている. NS (赤), EW (緑), UD (青) の 3 成分それぞれについて表示した.
- ⑧ 速度応答スペクトル. 横軸は周期 (秒), 縦軸は速度応答値 (単位は cm/sec) で, 縦軸・横軸とも対数表示で示す. NS (赤), EW (緑), UD (青) の 3 成分それぞれと水平合成成分 (黒) について表示した. 減衰率 (h) 5% は標準的な鉄筋コンクリート造りの建物の値である

^{*1} 100Hz サンプリングの加速度速度 $X(n)$ を元に, 周期 5 秒以上をカットする積分漸化式処理により, 速度 $Y(n)$ を以下のように求めている.

$$Y(n) = G * \{ B0 * X(n) + B1 * X(n-1) + B2 * X(n-2) + B3 * X(n-3) \} - \{ A1 * Y(n-1) + A2 * Y(n-2) + A3 * Y(n-3) \}$$

ここで, $G=0.004937561699$, $A1=-2.974867761716$, $A2=+2.950050339269$, $A3=-0.975180618018$, $B0=+1.0$, $B1=-1.0$, $B2=-1.0$, $B3=+1.0$

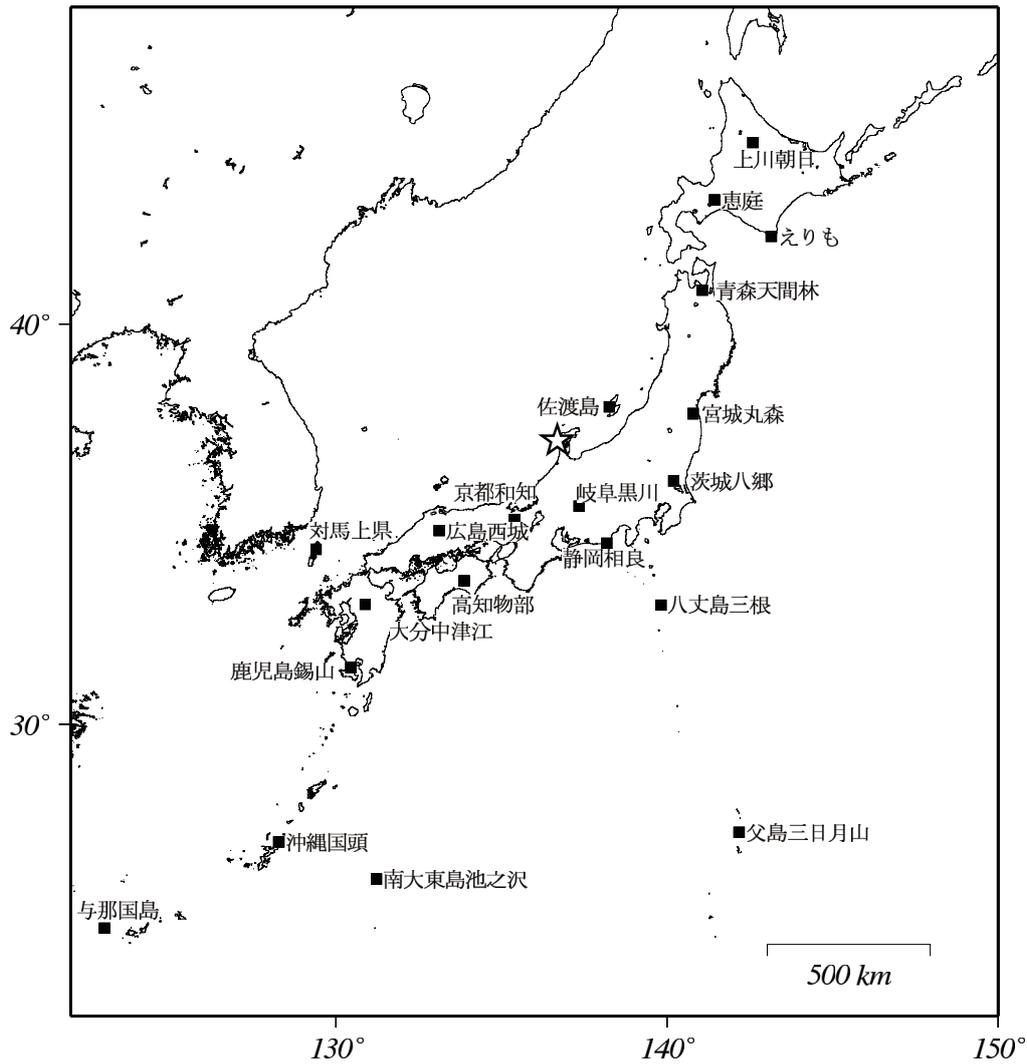
^{*2} 100Hz サンプリングの加速度速度 $X(n)$ を元に, 気象庁 1 倍強震計 (固有周期 6 秒, 減衰定数 0.50) の特性を再現する積分漸化式処理により, 変位 $Z(n)$ を以下のように求めている.

$$Z(n) = H * \{ D0 * X(n) + D1 * X(n-1) + D2 * X(n-2) \} - \{ C1 * Z(n-1) + C2 * Z(n-2) \}$$

ここで, $H=0.0000248691025$, $C1=-1.989474$, $C2=+0.9895828$, $D0=+1.0$, $D1=+2.0$, $D2=+1.0$

2.8 地震波形 (STS 波形)

気象庁の STS-2 型地震計の観測網 (第 2.8.1 図) により観測された平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震の本震の 3 成分(南北, 東西, 上下)波形記録とレコードセクション(震央距離順に並べた波形記録)をそれぞれ CD に収録した。



第 2.8.1 図 STS-2 型地震計の観測点配置。

☆印が能登半島地震の本震の震央である。