

## 2011年東北地方太平洋沖地震により動的に誘発された九州の地震

著者	福井 海世, 小林 励司, 後藤 和彦
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要=Reports of the Faculty of Science, Kagoshima University
巻	45
ページ	31-41
別言語のタイトル	Dynamic triggering of earthquakes in Kyushu during the passage of seismic waves from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10232/00012965">http://hdl.handle.net/10232/00012965</a>

## 2011年東北地方太平洋沖地震により動的に誘発された九州の地震

### Dynamic triggering of earthquakes in Kyushu during the passage of seismic waves from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake

福井海世<sup>1)</sup>\*・小林励司<sup>2)</sup>・後藤和彦<sup>3)</sup>

Miyo FUKUI, Reiji KOBAYASHI, Kazuhiko GOTO

**Abstract:** During the passage of waves from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake ( $M_w$  9.0), early post-earthquakes have been observed over the Japanese Islands. Such early post-earthquakes are considered to be triggered by the main shock of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. In this study, we detected triggered earthquakes in Kyushu more carefully by using more seismic stations than the previous studies. We detected 29 earthquakes, located 15 hypocenters, and determined 2 focal mechanisms. These events are located volcanic and seismic areas. One of the focal mechanisms differs from those of the background seismicity. We infer that the dynamic stress changes due to the seismic waves may differ from the background stress field.

**Keywords:** Dynamic triggering of earthquakes, the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, hypocenter locations, focal mechanism solutions, seismicity

#### 1. はじめに

巨大地震による誘発地震は大きく3つの種類に分けられる（例えば Miyazawa, 2011）。1つ目は静的な応力変化によって誘発された地震、2つ目は静的な応力変化であるが少し時間がたってから（準静的に）誘発された地震、3つ目は動的に誘発された地震である。静的な応力変化は、本震の断層運動の前後の静的な応力場の変化を指しており、地震波は考えていない。一方、動的な応力変化は、地震波による応力変化を指している。静的な応力変化による誘発のメカニズムに関しては研究が進んでいるが、動的な誘発のメカニズムはまだ良く分かっていない。

2011年3月11日、岩手県沖から福島県沖にかけて国内観測史上最大のモーメント・マグニチュード 9.0の東北地方太平洋沖地震が発生した。東北地方太平洋沖地震の地震動によって、動的に誘発された地震や微動が報告されている（Enescu et al., 2011; Miyazawa, 2011; 小原・松澤, 2011）。Miyazawa (2011) は、日本全国規模で動的に誘発された地震について調べている。しかし、九州の地震観測点で記録された波形記録を検討してみると、Miyazawa (2011) が検出した地震以外にも誘発された地震がいくつかあるようにみられた。

---

1) 鹿児島大学理学部地球環境科学科 〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-35

Department of Earth and Environment Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University  
1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan

2) 鹿児島大学大学院理工学研究科地球環境科学専攻 〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-35

Department of Earth and Environment Sciences, Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University  
1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan

3) 鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所 〒890-0871 鹿児島市吉野町10861

Nansei-Toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Graduate School of Science and Engineering,  
Kagoshima University

10861 Yoshino-cho, Kagoshima 892-0871, Japan

\* 現所属：九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻  
(九州大学大学院理学府附属地震火山観測研究センター)

〒855-0843 長崎県島原市新山2-5643-29

Now at: Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University  
2-5643-29 Shin'yama, Shimabara, Nagasaki 855-0843, Japan

そこで本研究では、九州において Miyazawa (2011) で用いられた観測点よりも多くの観測点のデータを使い、より多くの地震の検出、震源決定、および発震機構解決定を試みた。また、その結果から、九州のどのような場所で、どのようなメカニズムで地震が誘発されたのかを議論した。

## 2. データと手法

### 2-1. 使用したデータ

本研究では、鹿児島大学大学院理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所 (NOEV)、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター (SEVO)、気象庁 (JMA)、防災科学技術研究所 (NIED) 高感度地震観測網 (Hi-net) の141観測点の地震波形記録を用いた (図1)。

図2に九州の観測点で観測された東北地方太平洋沖地震発生前後の速度波形記録の上下動成分を示す。赤色と青色の波形はそれぞれ0.5-2.0 Hz と8-16 Hz のバターース特性のバンドパスフィルター (斎藤, 1978) を通したものである。

長周期 (0.5-2.0 Hz) の波形において、14時49分頃から各観測点で大きな波が長時間にわたって一斉に記録されている。立ち上がりの波は、その走時から東北地方太平洋沖地震によるP波と同定できた。短周期 (8-16 Hz) の波形においては、その後52分頃から複数の波群が見られる。短周期成分は長周期成分に比べて減衰しやすいため、東北地方太平洋沖地震の地震波の短周期成分が九州で明瞭に見えろとは考えにくい。また、通常P波のほうがS波よりも短周期成分が大きいので、P波付近で短周期成分が大きくなっていないことも、52分ごろからの波が東北地方太平洋沖地震の短周期成分であるとは考えにくい。さらに、短周期の波形にはP波とS波として読

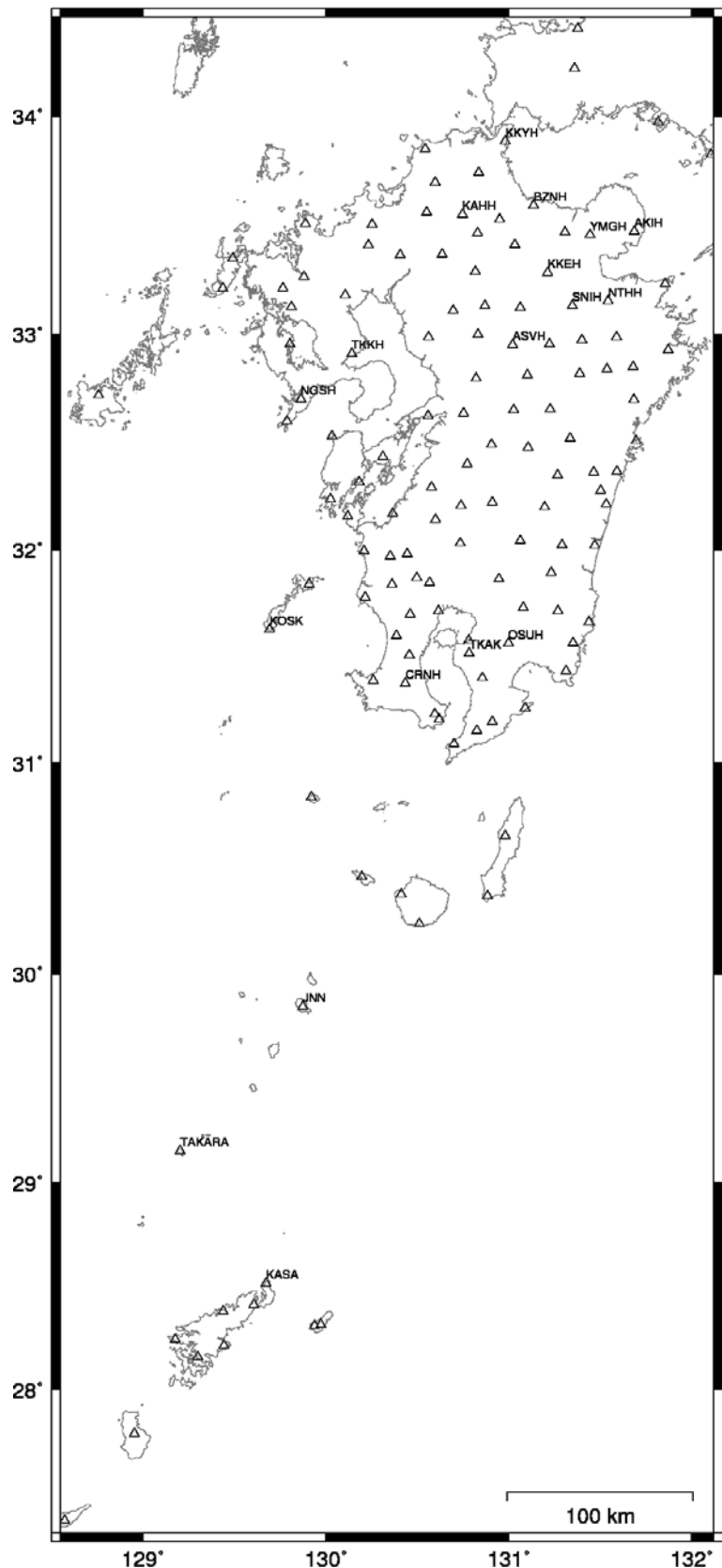


図1. 本研究で使用した観測点 (三角)。本論文中で触れている観測点名も示している。

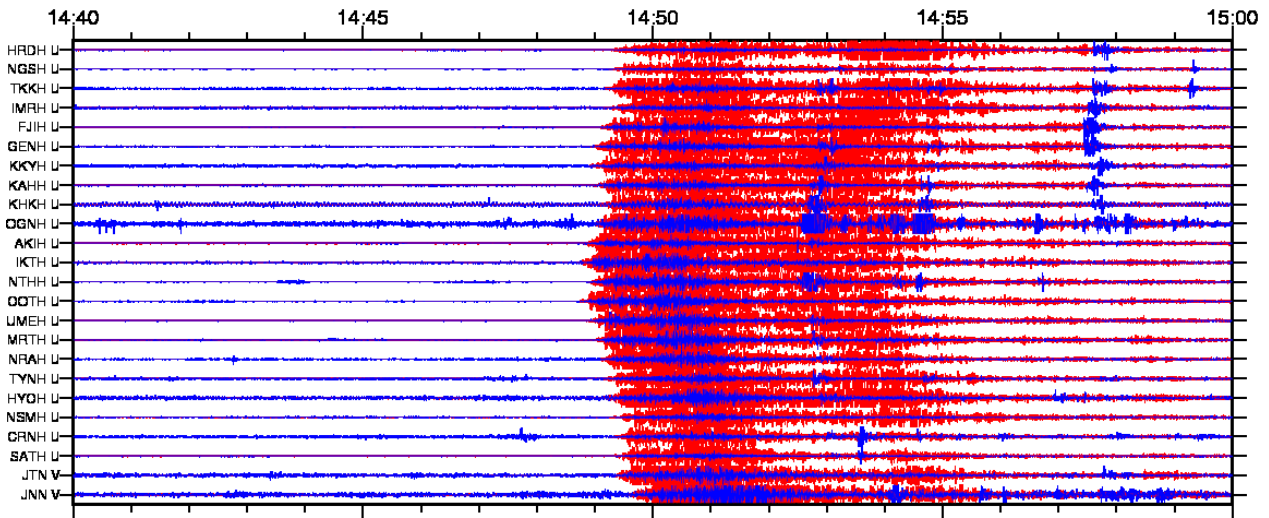


図2. 九州で観測された東北沖地震発生前後の速度波形の上下動成分。縦軸の文字列は九州の地震観測点名（おおよそ上から緯度の高い順に並んでいる）。赤が0.5-2.0 Hzのバンドパスフィルターを通した波形（長周期成分）、青が8.0-16.0 Hzのバンドパスフィルターを通した波形（短周期成分）を表す。

み取ることができる波形が多く見られ、そのS-P時間も震源が近距離であることを示している。以上の理由から、短周期の波群は九州の観測点近傍で発生した地震の波群であると考えられる。これらの波群について、通常の震源決定と同様にP波・S波の初動到達時刻の検測を行い、震源決定を試みた。

## 2-2. 震源決定の方法

P波・S波の初動到達時刻の読み取りには、地震波形検測支援プログラム win（卜部・東田，1992）を用いた。東北地方太平洋沖地震による長周期成分が読み取りを困難にしているため、16-32 Hzのバンドパスフィルターを通した波形を使用した。他のフィルターも試したが、このフィルターを適用した時にP波・S波の立ち上がり時間が最も明瞭に見られた。図3に観測点 YMGH での波形例を示す。以後、P波・S波初動到達時刻はすべてフィルターをかけて読み取った。

P波およびS波の初動到達時刻の検測値がそれぞれ4つ以上および1つ以上ある地震について、hypomh（Hirata & Matsu'ura, 1987）を用いて震源を決定した。震源決定に用いた速度構造は、NOEV のルーチンの震源決定に使用さ

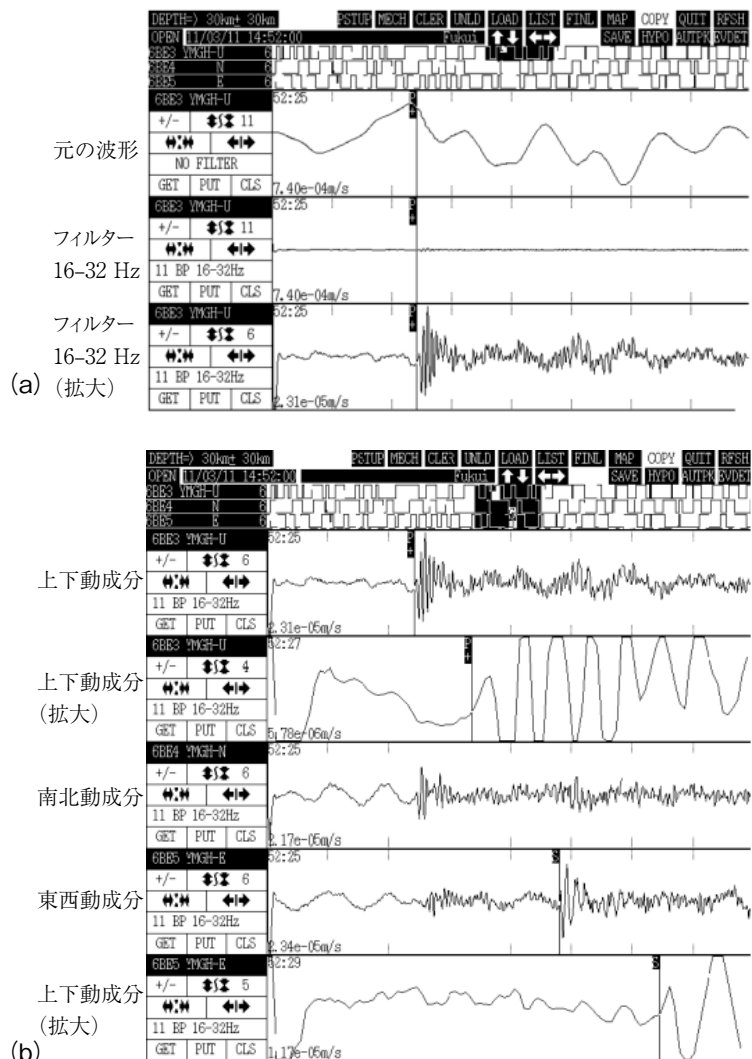


図3. (a) 観測点 YMGH（山香：大分県東半島付近）の波形とフィルターを通した波形の例。(b) YMGH の波形の読み取り例。

れている1次元速度構造を使った（表1）。また、P波初動の押し引きが8個以上読み取ることができた地震に関しては、Kobayashi & Nakanishi (1994) のプログラムにより発震機構解も求めた。

地震のマグニチュード  $M$  は、振幅が読み取ることができなかったため、振動継続時間  $F-P$ （秒）を用いた津村（1967）の式

$$M = -2.36 + 2.85 \log (F - P)$$

（ただし震央距離200 km まで）によって求めた。

### 3. 結果

#### 3-1. 震源分布

15個の地震について震源を決定することができた（図4）。震源決定をする基準に満たなかった地震を含めると、29個の地震が検出された（表2）。震源決定をすることができなかった例として、図5に阿蘇近くの ASVH で観測された波形の例を示す。このような波形から阿蘇山周辺で3つ地震が発生したと推測される。さらにこれら以外にも、地震波らしい波形が発見できても波形どうしが重なって個々の地震として分離できないものも多かった。短い時間に狭い範囲において複数の地震が起きたためと思われる。つまり実際に検出できた地震よりも、さらに多くの地震があった可能性が高い。

求めることができた震源は、別府－島原地溝帯の東部と西部、2005年福岡県西方沖地震（気象庁マグニチュード7.0）の余震域、霧島山周辺、米丸・住吉池周辺、若尊カルデラ、開聞岳周辺、吐噶喇列島宝島周辺、奄美大島周辺に位置している。震源の深さは、奄美大島周辺で発生した地震以外は、15 km よりも浅い。奄美大島周辺で発生した地震の震源は深さ約30 km であった。

マグニチュードを求めることができた地震を表3に示す。最大のものは  $M3.1$  であった。

表1. 震源決定に使用した速度構造

Depth (km)	Thickness (km)	P wave (km/s)	S wave (km/s)
0.00	0.50	2.60	1.50
0.50	0.01	2.90	1.68
0.51	4.50	4.80	2.77
5.01	0.01	4.90	2.83
5.02	10.00	6.00	3.47
15.02	0.01	6.10	3.53
15.03	20.00	6.60	3.82
35.03	0.01	6.80	3.93
35.04	65.00	7.75	4.48
100.04	100.00	7.95	4.60
200.04	100.00	8.26	4.77
300.04	113.00	8.58	4.96
413.04		8.97	5.18

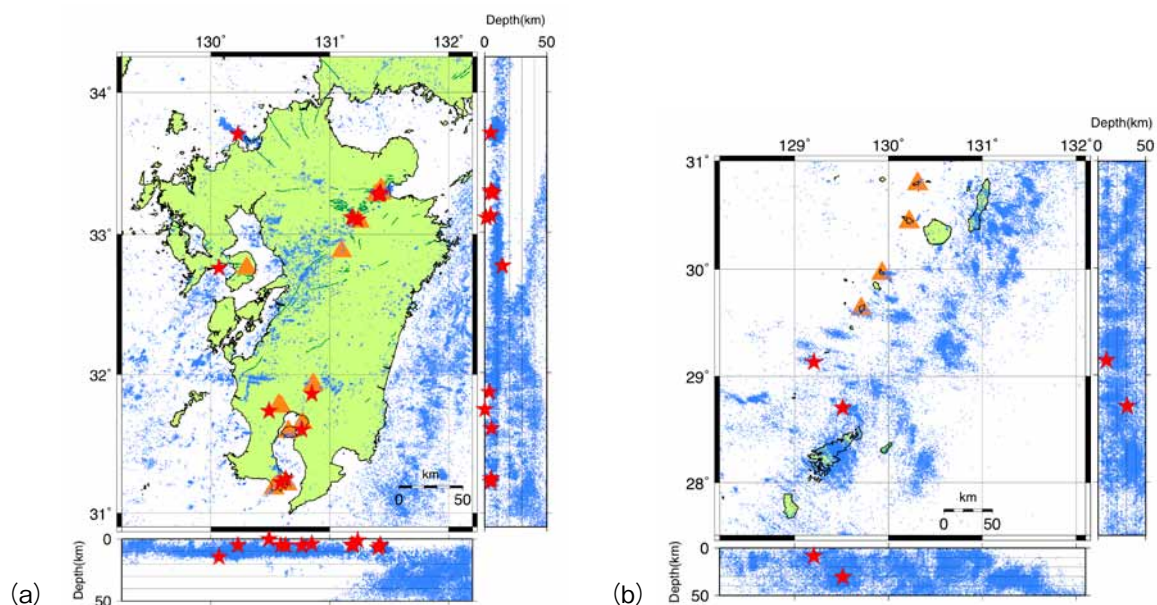


図4. 本研究で求められた地震の震源（星印）。2000-2010年に起きた  $M 1.0$  以上、深さ50 km 以浅の地震の震源（青い点）、および活断層（青い線）、活火山の分布（三角）も示す。(a) 九州本土、(b) 南西諸島。



表2. 震源を決められなかった地震14個分の観測点コード, P波到着時刻, S波到着時刻, S-P時間

地震	観測点	P波到着時刻	S波到着時刻	S-P時間
01	SNIH	14:52:37.884		
	YMGH	14:52:39.192	14:52:41.391	2.199
02	BZNH	14:52:38.316	14:52:43.211	4.895
03	KKYH	14:52:46.303	14:52:48.934	2.631
04	KKYH	14:52:53.632	14:52:57.632	4.000
	KAHH		14:52:52.632	
05	OSUH	14:54:33.690	14:54:53.467	19.777
	CRNH	14:54:34.085	14:54:53.800	19.715
06	TAKARA	14:55:05.923	14:55:07.385	1.462
	TAKR	14:55:05.949	14:55:07.385	1.436
07	KOSK	14:56:16.000	14:56:20.200	4.200
08	TKAK	14:56:23.026	14:56:25.077	2.051
09	NTHH	14:56:37.431	14:56:39.942	2.511
	TAKH	14:56:37.813		
10	JNN	14:57:06.645	14:57:08.903	2.258
11	TAKR	14:57:12.521	14:57:13.916	1.395
	TAKARA	14:57:12.539	14:57:13.942	1.403
12	JNN	14:58:42.571	14:58:43.538	0.967
13	TKKH	14:59:14.521	14:59:16.019	1.498
	NGSH	14:59:14.940	14:59:16.399	1.459
14	ASVH	15:00:52.333	15:00:53.372	1.039

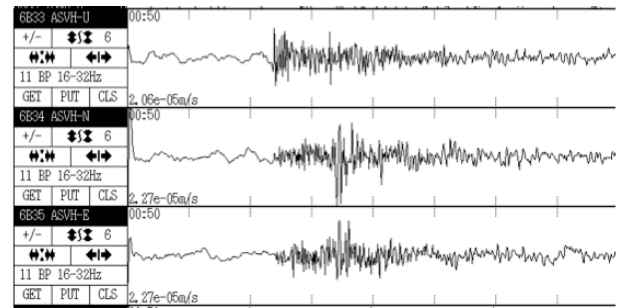


図5. 観測点 ASVH で記録された, 阿蘇周辺の地震とみられる波形の例。上から上下成分, 南北成分, 東西成分。16-32 Hz のバンドパスフィルターをかけている。上下成分の初動が P 波, 南北・東西成分の最大振幅のところが S 波と思われる。

表3. マグニチュードが求められた地震についての, 発震時, 緯度, 経度, 深さ, マグニチュード

発震時 (年月日時分秒)	緯度 (度)	経度 (度)	深さ (km)	Mag.
2011-03-11 14:54:04.253	33.28316	131.42333	5.014	1.4
2011-03-11 14:54:26.596	33.11686	131.19770	5.017	1.6
2011-03-11 14:54 29.474	31.24634	130.62831	5.191	0.9
2011-03-11 14:55:35.388	29.13493	129.20459	8.690	1.2
2011-03-11 14:56:32.725	33.11895	131.18327	4.645	1.2
2011-03-11 14:57:01.045	29.64859	129.73055	6.589	0.5
2011-03-11 14:57:10.337	29.12659	129.23852	10.305	0.6
2011-03-11 14:57:20.151	33.70664	130.22732	5.019	3.1
2011-03-11 14:59:11.846	32.76061	130.06874	14.399	1.5
2011-03-11 14:59:41.903	31.86066	130.84862	3.811	0.8

### 3-2. 発震機構解

震源決定できた地震について, P波初動を用いて発震機構解を求めた。本研究では解を採用する基準を, P波初動極性が8観測点以上, score (各地で観測された初動極性のうち, 何点の観測点の初動極性がこの発震機構解を満たすかということを示した数値で1.0が最良の値)が0.9以上, とした。この基準を満たした地震は2個であった。発震機構解が求められた地震は, 別府-島原地溝帯の西部と2005年福岡県西方沖地震の余震域に位置しているものである (図6)。

## 4. 考察

### 4-1. 地震の発震時

九州における東北地方太平洋沖地震前後の地震活動を比較するため, 2011年3月11日0時00分から15時00

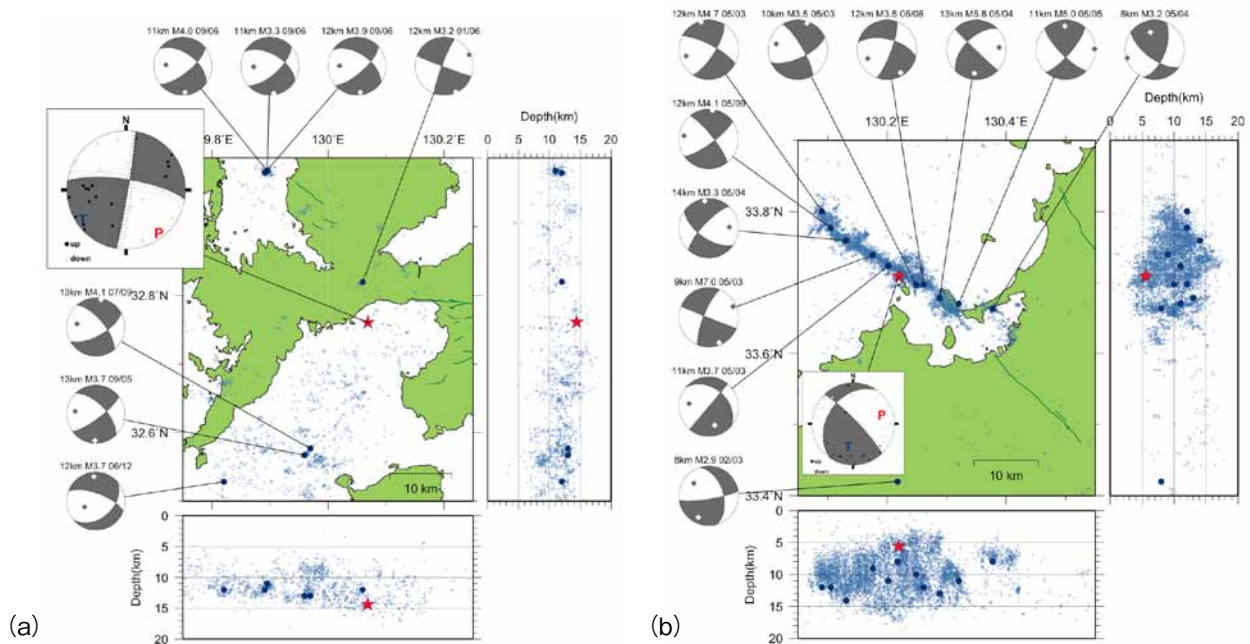


図6. 本研究で求められた (a) 別府島原地溝帯西部, (b) 2005年福岡県西方沖地震の余震の発震機構解, および各領域における2000年以降の震源分布と求められている発震機構解 (気象庁による)。

分までに九州で発生した地震の  $N-T$  図を示す (図7)。本震発生以前に比べ、本震の発震時を含む14時45分から15分間に地震活動が明らかに活発化していることがわかる。

ただし、本震発生前の震源は気象庁によるもので、震源決定をするときの基準が本研究とは異なる。そこで、今回地震の検出数が多かった別府-島原地溝帯東部近辺の観測点における、2011年3月11日0時00分から16時00分の観測波形を示す (図8)。読み取り時と同様に、16-32 Hz のバンドパスフィルターをかけてある。本震発生前は非常に静穏であったのに対し、本震発生後に地震が多く発生していることが分かる。本震発生後の地震は本震の揺れによって誘発されたものとみなすことができる。

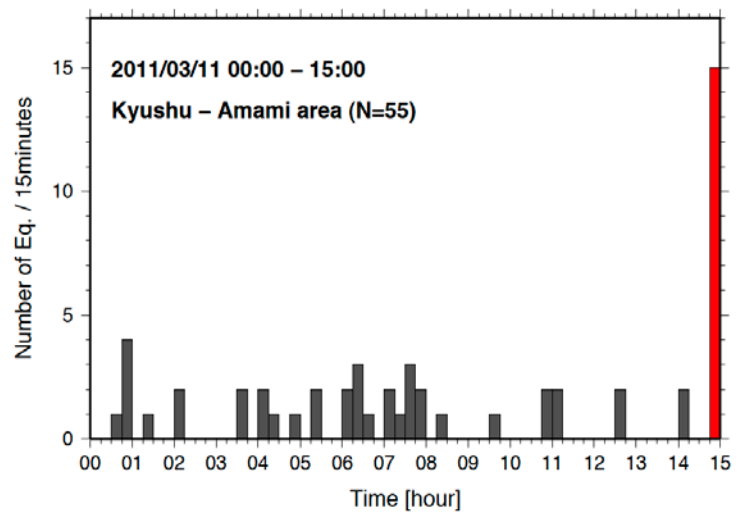


図7. 2011年3月11日00時00分～同日15時00分までに九州で起こった地震の15分毎の累積個数。14時45～15時00分は、本研究で求められた地震の個数を表している (赤)。

図9は、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net の強震計によって九州で観測された地震波形 (機器特性を除いた変位波形) に本研究で求められた地震 (赤星) を各地震の発震時と本震からの震央距離によりプロットした図である。なお、波形は本震から南西方向に位置する観測点のみのものをプロットしている (図9a)。本震によって放射された振幅の大きな地震波の到達に伴って、九州で地震が発生していることがわかる (図9b)。この振幅の大きな地震波のみかけ速度は、約3.7 km/s である。Miyazawa (2011) は、東北地方太平洋沖地震による動的誘発は表面波によるものとしている。しかし、本研究では誘発がS

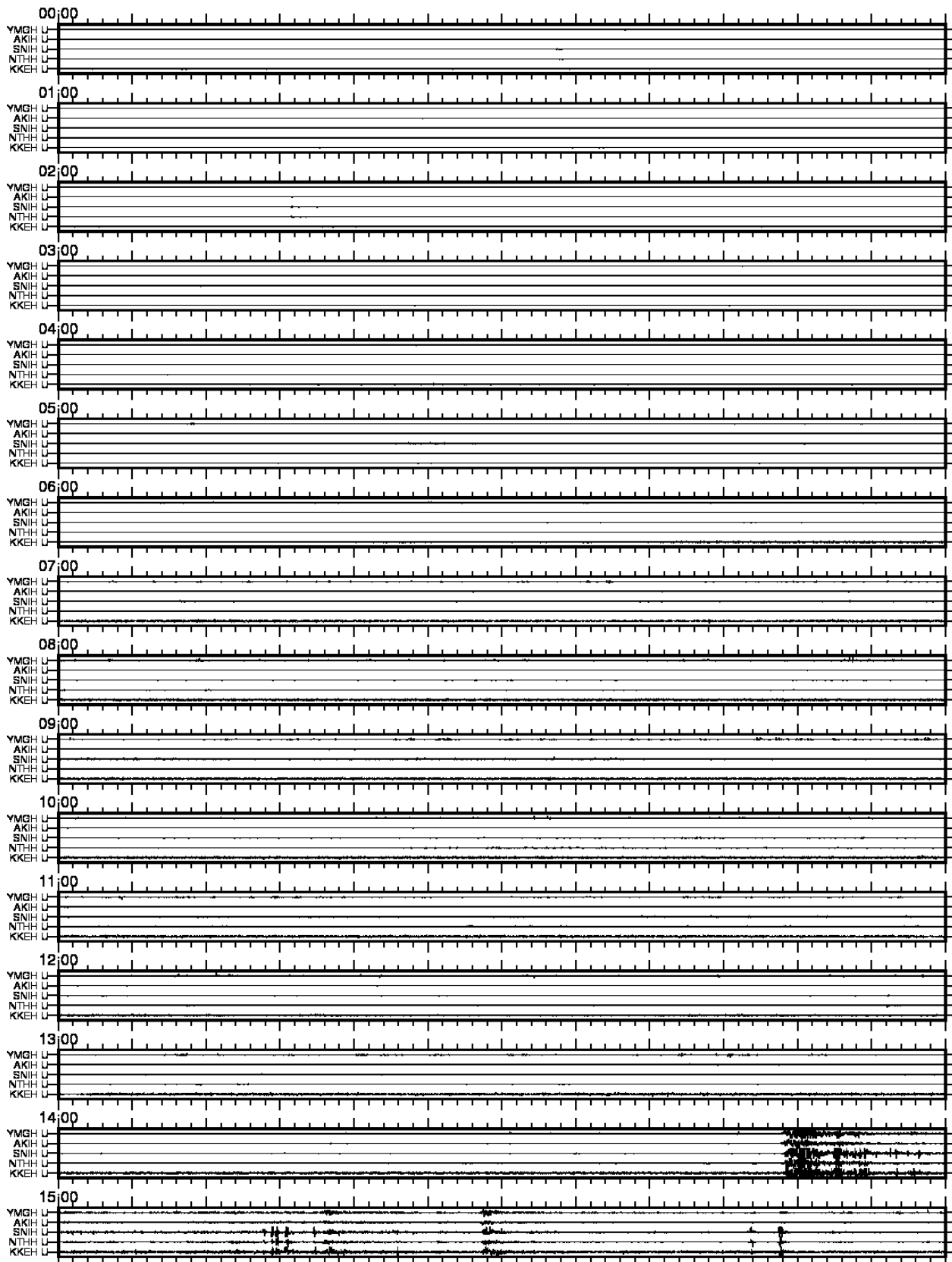
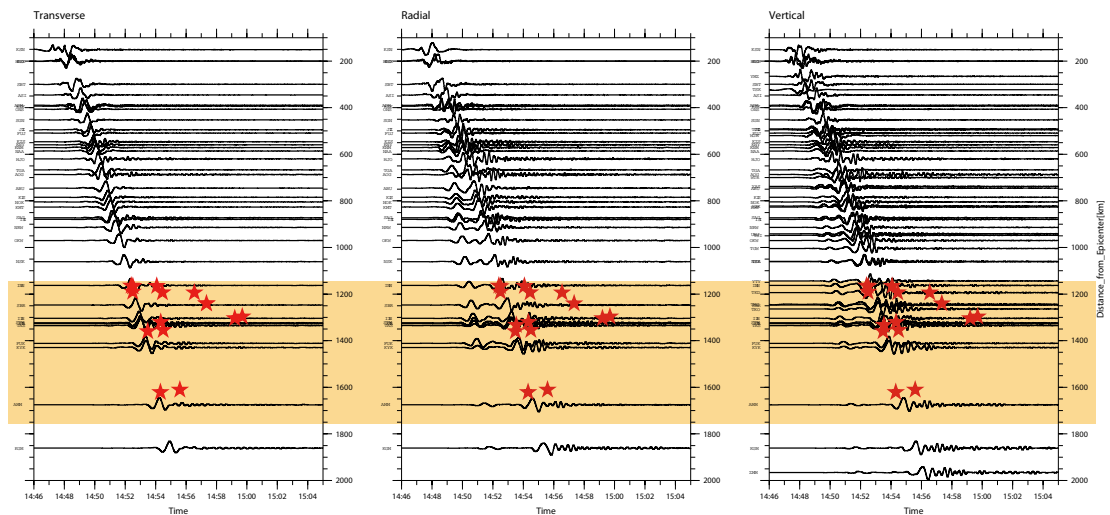
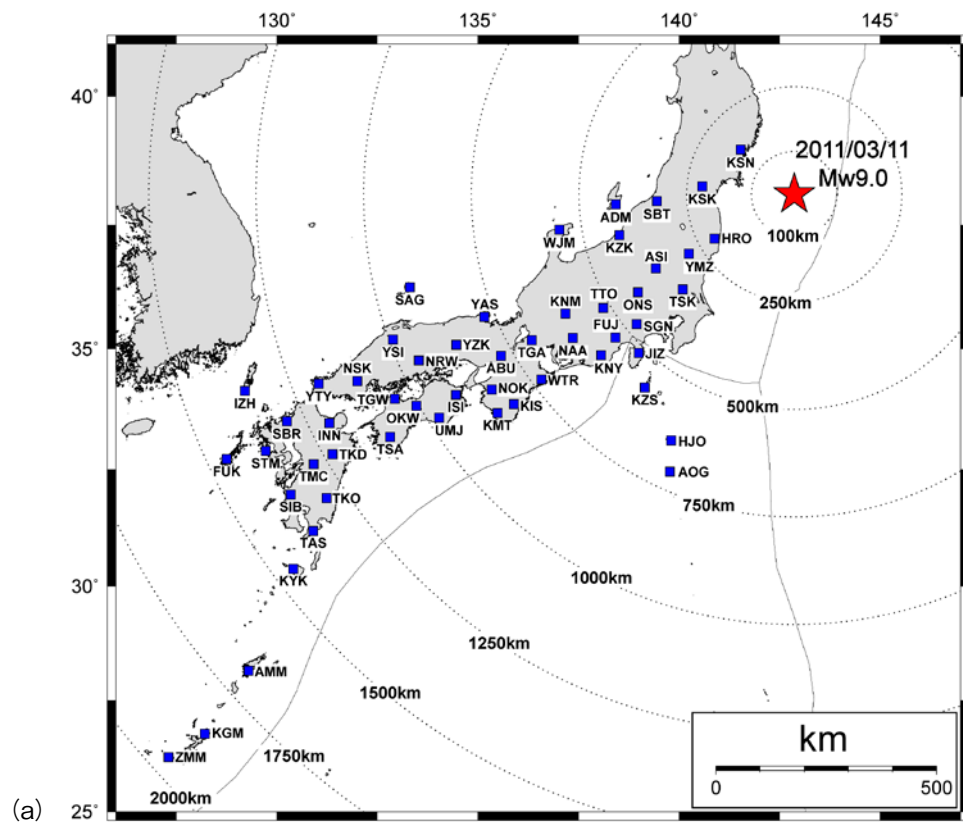


図8. 別府島原地溝帯東部近辺にある5観測点（YMGH, AKIH, SNIH, NTHH, KKEH）における2011年3月11日00時00分から16時00分までの上下成分の波形。





(b) Transverse 成分

Radial 成分

Vertical 成分

図9. (a) 波形プロットに使用した F-net 強震計の観測点。震源からみて南西の方向の観測点のみを選んだ。(b) F-net 強震計で観測された本震の3成分波形 (Transverse 成分, Radial 成分, Vertical 成分) と、本研究で求められた地震を本震からの震央距離と各地震の発震時によりプロットした (赤い星印)。オレンジの範囲はおおよそ本研究の対象地域の範囲を示す。

波によるものなのか表面波によるものなのかは区別がつかなかった。これは東北地方太平洋沖地震の破壊継続時間が約3分と長かったためにS波の振動が長くなり、表面波の到達と重なってしまっているためと考えられる。

#### 4-2. 誘発された地震の発生場所

求められた震源は主に、活火山の周辺および普段地震活動のある場所に分布している（図5）。普段地震活動のない場所では、地震は検出されなかった。このことから、あらかじめ断層面（弱面）が存在し、ある程度地震の起きる準備ができてい（応力がある弱面の破壊強度近くまで蓄積している）領域で地震が誘発された、と推測できる。

普段地震活動がある領域でも地震が検出されなかったところがある。その一方、別府－島原地溝帯の東部の別府万年山断層帯のようにほぼ同じ場所で複数回の地震が発生している領域もある。したがって、地震が誘発されにくい場所と、誘発されやすい場所があると思われる。これは、東北地方太平洋沖地震の大振幅の地震波による応力の主軸の向きに何らかの特徴があり、選択的に地震が誘発された可能性が考えられる。それを検証するには、東北地方太平洋沖地震の地震波による応力の変化や、他の地震で異なる主軸の応力変化があったときの誘発地震を調べる必要があるが、それらは今後の課題である。

本研究で求めた地震の一部は Miyazawa (2011) と小原・松澤 (2011) によってすでに求められた地震も含まれている。それらの震源は Miyazawa (2011) や小原・松澤 (2011) の結果と矛盾しない。さらに、本研究では Miyazawa (2011) や小原・松澤 (2011) が発見できなかった領域でも地震の発生を確認した（阿蘇、霧島、若尊、宝島、奄美大島周辺）。特に、南西諸島領域の地震の検出については、鹿児島大学が南西諸島領域に独自に展開している観測網のデータを用いることで検知能力が向上したによるものと考えられる。Miyazawa (2011) の結果では、誘発された地震は本震から震央距離1350 km までの領域で発生していることが確認されている。本研究では、さらに震央距離1600 km までの領域でも発生していることを示した。

奄美大島周辺で発生した地震以外は震源の深さが15 km 以浅と浅かった。これは内陸の地震発生帯の下限とほぼ一致する。奄美大島周辺で発生した地震は深さ約30 kmに求められた。しかし、この地震の深さは、読み取ることができた波形が少なかったこと、南西諸島の観測点は観測点配置が北東－南西方向に偏っていること、最も近い KASA の波形を見ても深さ30 km で発生したにはS－P時間が短すぎることから（図10）、震源の決定精度が悪く実際は20 km よりも浅い可能性もある。しかし、いずれにしてもこの地域での地震発生帯の中で起きている。

#### 4-3. 発震機構解

別府－島原地溝帯西部の雲仙断層群では、今回誘発された地震の震源は通常の地震活動の領域で起きている（図7b）。発震機構解は、通常の地震活動では正断層成分を含む横ずれ断層が多いのに対して、誘発された地震はほぼピュアな横ずれ断層となっている。またP軸とT軸の向きも、通常の地震活動のものに対して、約45°ずれている。これは誘発された地震が、通常の地震活動の原因となる応力場とは明らかに異なる応力によるものであることを示唆している。

2005年福岡県西方沖地震の余震域に

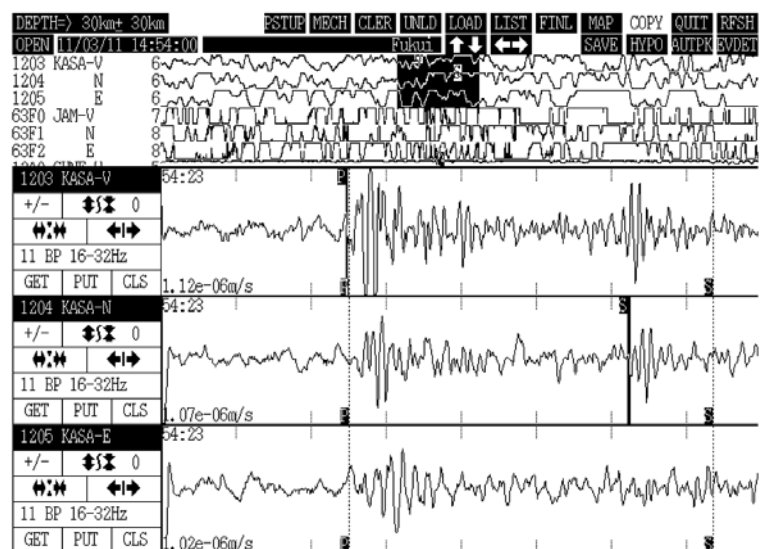


図10. 奄美大島付近の地震の観測点 KASA で観測された波形。P 波・S 波に対して、縦の太線が読み取った到着時刻、縦の破線が求めた震源での予測される到着時刻を示す。読み取りの S－P 時間が予測のものよりも長くなっている。

おいては、誘発された地震の震源はその余震域の中に位置している（図7c）。誘発地震の発震機構解も、余震のものと大きくは変わっておらず、似た発震機構を持つ余震も見られる（5月4日の M5.8の地震）。

#### 4-4. 誘発された原因

遠隔誘発現象の具体的なメカニズムとしては、S波やLove波による剪断応力の増加、Rayleigh波による体積変化またはそれによる地殻流体の間隙水圧上昇、地震波の振動によるマグマ溜まりや熱水溜まり内での気泡の発生、断層面の接触状態の変化等が検討されている（鶴川・他、2002）。本研究で求められた15個の震源のうち12個の震源の周辺には、九州に17個ある活火山のうち10個が分布している。このことから、熱水やマグマの存在が誘発地震の発生について重要な役割を果たしている可能性が考えられる。

地震が誘発された要因について Miyazawa（2011）は、あらかじめ地震が発生するに十分な歪みが蓄積されているなどの状態において、実際の地震発生のかっかけとなる最後の一押しを地震波がしたにすぎないと推測している。活火山の周辺では、火山活動による急激な地殻変動等で生じる小断層が多数存在する。また過去に規模の大きな地震が発生した領域にも、これまでに断層周辺で多くの余震が発生しており、小断層が多数存在している。

本研究で発震機構解を求められた2つの地震のうち、別府－島原地溝帯西部において起きた地震については、通常地震活動とは発震機構解が異なっている。可能性のある誘発のメカニズムとしては、もともと通常地震活動を起こしている断層とは向きの異なる断層（弱面）が存在し、ある程度歪みがたまっていたところに東北地方太平洋沖地震の地震波の到達によって歪みがさらに蓄積されて、それが引き金になって地震が起きた、というものが考えられる。

## 5. まとめ

2011年東北地方太平洋沖地震の地震波が通過している時に九州で発生した地震を検出し、震源および発震機構解を求めた。すでにこれまでの研究で報告されている地震よりも多く、29個の地震を確認した。特に、これまで見つけられていなかった南西諸島でも地震を見つめることができた。そのうち、15個の震源を決め、2個の発震機構解を得ることができた。震源は活火山の近くや、普段地震活動のある地域に分布した。また、奄美大島近くの地震を除き、全ての地震の震源の深さは15 km 以浅で、内陸の地震発生帯の範囲で起きていた。発震機構解から、別府－島原地溝帯の西部で起きた地震は、通常地震活動とは異なる応力によって発生したと推測される。これは、通常地震活動を起こしている断層とは向きの異なる断層（弱面）が存在し、東北太平洋沖地震の地震波の通過による応力の擾乱によって、その断層が動いたものと考えられる。

## 謝辞

本研究では、鹿児島大学理工学研究科附属南西島弧地震火山観測所、九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター、気象庁、防災科学技術研究所高感度地震観測網、広帯域地震観測網の地震波形データ、および気象庁の一元化震源データを使用させて頂きました。九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センターの山下裕亮氏には、震源決定についてご助言を賜りました。いくつかの図の作成には Generic Mapping Tools（Wessel and Smith, 1991）を使用いたしました。

## 参考文献

- Enescu, B., Y. Asano, S. Toda, Z. Peng, S. Aoi, W. Suzuki, T. Matsuzawa, K. Obara, S. Tanaka, K. Shiomi, T. Takeda, T. Kimura, 2011, Static and Dynamic earthquake triggering associated with the 2011 Tohoku earthquake, 日本地球惑星科学連合2011年大会 MIS036-P68.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time

- eliminate using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50–61.
- Kobayashi, R. and I. Nakanishi, 1994, Application of genetic algorithms to focal mechanism determination, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 729–732.
- Miyazawa, M., 2011, Propagation of an earthquake triggering front from the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L23307, doi: 10.1029/2011GL049795.
- 小原一成・松澤孝紀, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震直後に誘発された西日本における微小地震・微動活動, 2011年日本地震学会予稿集, P3-02.
- 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*, vol.31, 240–263.
- 津村建四郎, 1967, 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定, *地震* 第2輯, 20, 1, 1967, pp.30–40.
- ト部卓・束田進也, 1992, WIN – 微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーションプログラム (強化版), *地震学会講演予稿集1992年度秋季大会*, 331.
- 鶴川元雄・藤田英輔・熊谷貞治, 2002, 遠地地震により遠隔誘発された硫黄島火山の微小地震活動, *地学雑誌*, 111, 277–286.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 72, 441–446.