

## 6. 紀伊半島沖 [三重県南東沖] の地震 (2004年9月5日, M7.1 ; M7.4)

金沢 敏彦 (東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター)

### 1. はじめに

四国沖から駿河湾までの南海トラフ周辺では、フィリピン海プレートの沈み込みによって、プレート境界型の巨大地震が発生することが知られている。また、時によってプレート境界面から陸のプレート内に枝分かれした分岐断層まで破壊がひろがり、海底での上下地殻変動並びに津波を大きくすることや局部的に強い揺れを発生する可能性も指摘されている。これらの知見に基づき、現在では地震調査委員会により、大地震発生 of 長期評価が行われている。紀伊半島沖 [三重県南東沖] の地震は、東南海地震の想定震源域に隣接する周辺域で突然に発生した M7 クラスの地震である。

### 2. 地震の活動概要

2004年9月5日19時07分に紀伊半島沖で M7.1 の地震が発生した (図 1)。この地震により奈良県と和歌山県で最大震度 5 弱が観測され、串本では高さ 36 cm の津波が観測された (図 2)。続いてその約 5 時間後の 23 時 57 分には、M7.1 の地震の東北東約 40km の東海道沖で M7.4 の地震が発生し、三重県と和歌山県で最大震度 5 弱を観測した。串本では高さ 86 cm の津波が観測された。震央分布図からは大局的にはトラフ軸に沿った活動とそれに直交する活動の 2 つの領域があるように見える。過去の地震活動を見てみると、地震活動域の周辺では M6 以上の地震がいくつか存在するが、あまり大きな地震は発生していない (図 3)。また通常の地震活動は、トラフ軸周辺でもあり、微小地震活動を含めてあまり活発な領域ではなかった (図 4)。気象庁の CMT 解と初動メカニズム解は、M7.1 の地震、M7.4 の地震、M6.5 の最大余震とも南北方向に圧力軸を持つ逆断層型である (図 5)。トラフ軸付近で発生していることから、フィリピン海プレート内部で発生していることから、フィリピン海プレート内部の地震は、東西方向から北西-南東方向に張力軸のある発震機構解の地震が多く、今回の紀伊半島沖の地震のような型の地震発生はこれまで南海トラフではほとんど知られていない<sup>1) 2)</sup>。

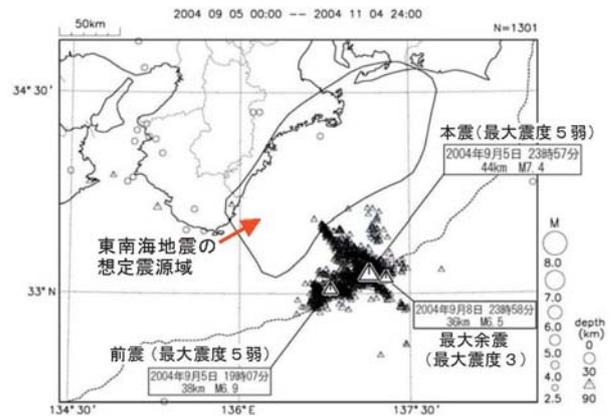


図 1 2004年9月紀伊半島沖の地震(M7.1, M7.4)の地震活動震央分布図 (2004年9月5日以降11月4日の間の M2.5 以上の地震) [気象庁 (2005)<sup>1)</sup> による]

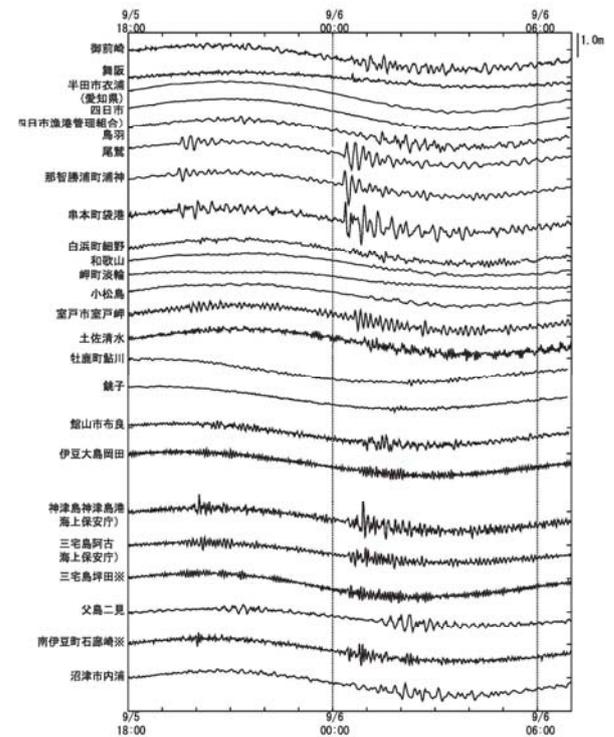


図 2 M7.1 の地震及び M7.4 の地震の津波記録 [気象庁 (2005)<sup>1)</sup> による]

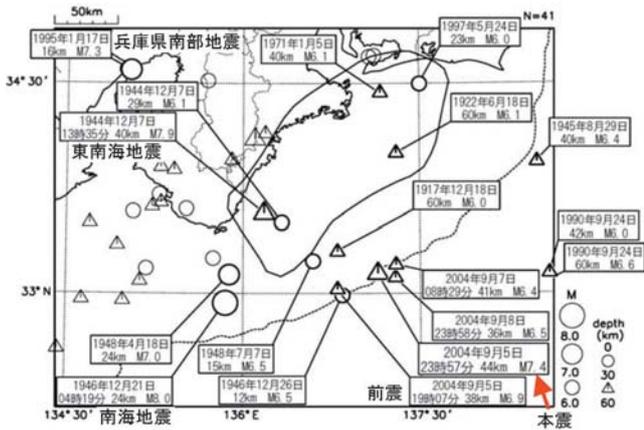


図3 M6.0以上の地震の震央分布図(1885年1月以降2004年9月)[気象庁(2005)<sup>1)</sup>による]

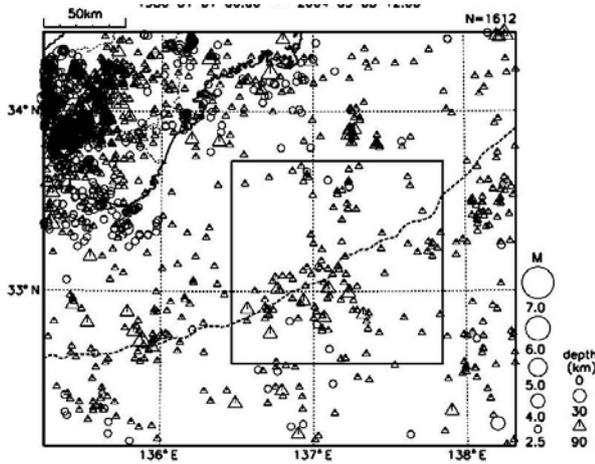


図4 M2.5以上の地震の震央分布図(1980年以降2004年9月5日まで)[気象庁(2005)<sup>1)</sup>による]

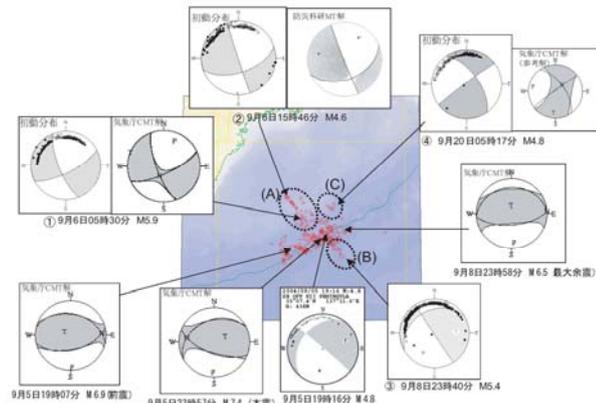


図5 主な地震の発震機構解(下半球投影)[気象庁(2005)<sup>1)</sup>による]

### 3. 余震活動の詳細について

陸域地震観測データによる震源(気象庁のルーチン作業による震源)では、深さ約40 km付近で発生している一群の地震活動として見えていた。しかしながら、今回の地震活動は、陸域の高感度地震観測網から遠く100 kmほど離れた海域で発生した地震であり、地震活動を正確

に把握することは陸域の地震観測網データだけでは困難であった。このため、地震発生3日後の9月8日に、緊急余震観測として、M7.4の地震の震源近傍に5台の自己浮上式海底地震計がヘリコプターを利用して約10 km間隔で設置された<sup>3)</sup>。また9月13日には、稠密余震観測として、余震域全域に25台の海底地震計が10~15 km間隔で設置された<sup>4)</sup>。

Sakai et al. (2005)<sup>5)</sup>は、緊急余震観測データを解析した結果、M7.4の地震の周辺における余震の活動が、深さに関して二群に分かれた地震活動であることを明らかにした(図6)。この震源分布と南海トラフ軸にほぼ直交する地殻速度構造<sup>6)</sup>とを比較すると、北西-南東方向に並び約10 km前後の深さで発生している一群の浅い余震活動は、南海トラフに沈み込むフィリピン海プレートの海洋地殻内での活動である。一方、震源がより深く約22 km前後の深さに分布する一群の余震は、沈み込むフィリピン海プレートの上部マントル内で発生している。またプレート境界および陸側の付加帯内では、ほとんど地震が発生していないことを明らかにした。

25台の海底地震計による稠密余震観測で求められた高精度震源(OBS震源)の分布は、Sakai et al. (2005)<sup>5)</sup>が示したM7.4の地震の周辺だけでなく、M7.1の地震の余震域を含む紀伊半島沖の一連の地震の余震域全域で、地震活動が二群に分かれていることを明らかにした(図7, 図8および図9)。深さの異なる二群の地震活動が、震源決定上であらわれた見かけ上の分布ではないことは、海底地震観測点毎の近傍で発生した地震のS-P時間の頻度分布が、深さ分布に対応する明瞭な二つのピークを持つことから確認される。浅・深二群の間の余震が少ない領域はモホ面の深さとほぼ一致している。M7.1の地震、M7.4の地震、規模の大きな余震は、比較的高角度の断層面をもつ逆断層型であることが発震機構解から推定されている。OBS震源の分布には多数の線状配列や面状分布が見られるものの、発震機構解から推定される断層モデルと調和的な明瞭な面状分布は見いだせない。発震機構解と調和的とは言えないものの、断層面ではないかと考えられる顕著な面上分布がある。本震から南西方向へ延びる長さ25 km、幅20 kmのほぼ垂直な面状分布が顕著である。

OBS震源分布に発震機構解に調和的な明瞭な断層面をみいだすことができないのは、余震活動が時間発展したためとも考えられるため、本震発生直後の余震分布に関する解析が行われた<sup>4)</sup>。高精度なOBS震源を参照することによって、海底地震観測を開始するまでに発生した余震について、震源を再決定した。この結果、M7.1の震源周辺からM7.4の震源周辺にかけてのトラフ軸に沿う領域に震源が求まる余震のほとんどが、深い地震群に属

していることが分かった (図 10). M7.1 の地震と M7.4 の地震は、深さが約 20 km 前後と推定されたことから破壊開始は最上部マントル内であり、深い地震群と対応する. M7.4 の地震が発生する前までの余震域は M7.1 の断層面と考えられ、東西に約 30 km、南北に約 15 km の広がりをもつ北下りの面である.

また Sakai et al. (2005)<sup>5)</sup> は、気象庁のルーチン作業では震源が決定されていないより小さな地震の震源を求めた. その結果、M7.4 の地震の約 10 km 南東で 9 月 8 日に最大余震 M6.5 が発生する前までは、二群に分かれていると見られた余震分布の中間領域にも余震が発生していて、全体的に南に傾斜する分布であることを明らかにしている. この分布から、M7.4 の地震の断層面が南下りである可能性を見ることができる (図 11).

ここまで詳細に見てきた地震活動と発震機構解から総合的に断層面を推定すると、M7.1 の地震については傾斜約 30 度の北下りの断層面が推定され、M7.4 の地震については、傾斜約 20 度の南西下りの断層面と北東-南西方向の横ずれ断層面が推定される.

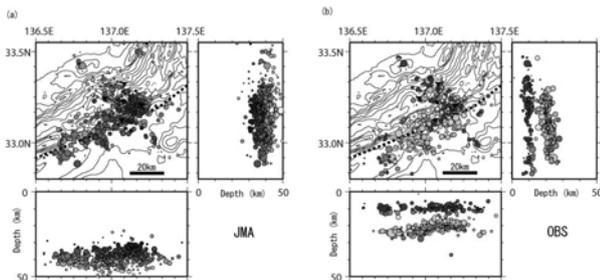


図 6 陸域観測データによる震源 (左図) と海底地震観測による震源 (右図) との比較 [Sakai et al. (2005)<sup>5)</sup> による]

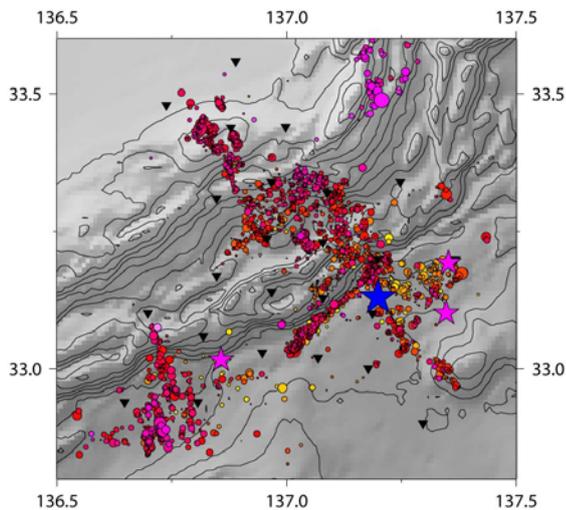


図 7 OBS 震源のうち震源深さが 15km より浅い余震の震央分布図

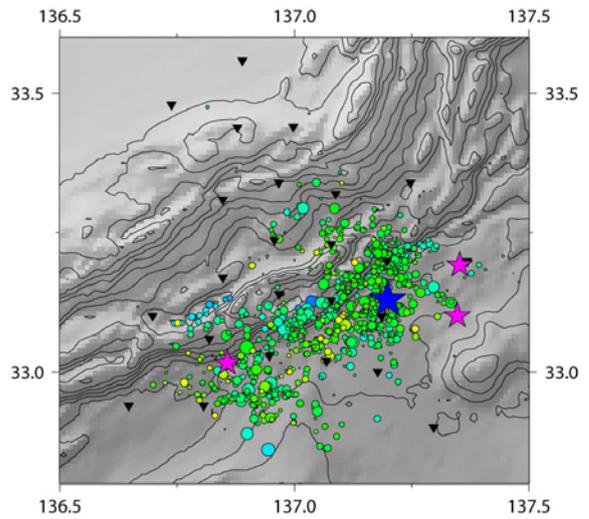


図 8 OBS 震源のうち震源深さが 15km より深い余震の震央分布図

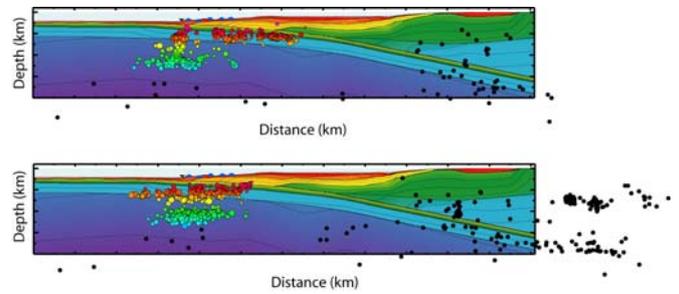


図 9 速度構造断面 (Nakanishi et al. (2002)<sup>6)</sup> に重ねた OBS 震源  
本震を含む約 9 km 幅の領域にある地震の震源 (上図) と、その北東に隣接する約 9 km 幅の領域にある地震の震源 (下図).

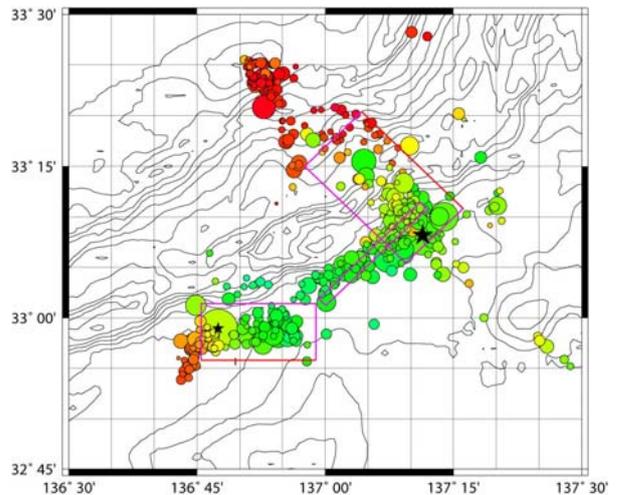


図 10 海底地震計設置前の活動の再決定震源の分布と推定された M7.1 の地震と M7.4 の地震の断層面

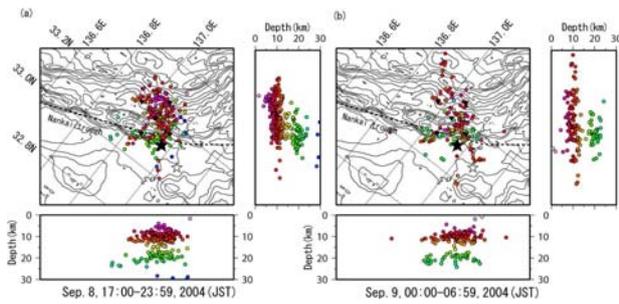


図 11 最大余震 M6.5 の発生前後 7 時間の震源分布 [Sakai et al. (2005)<sup>5)</sup>による]  
 (a)9月8日17時~23時59分。(b)9月9日0時から6時59分。★:本震の位置。

#### 4. 主要な地震の発震機構解と余震分布

Ito et al. (2005)<sup>7)</sup> による CMT 解 (図 12) と OBS 震源とを対応させると、深い方の分布に含まれる地震の発震機構解は逆断層型が主であるが、浅い方の分布に含まれる地震には逆断層型がない。今回の地震活動の主要な地震の発震機構解は、どれも逆断層型であることから、OBS 震源の深い方の分布が M7.1, M7.4, M6.5 などの地震断層面近傍の余震と考えられる。

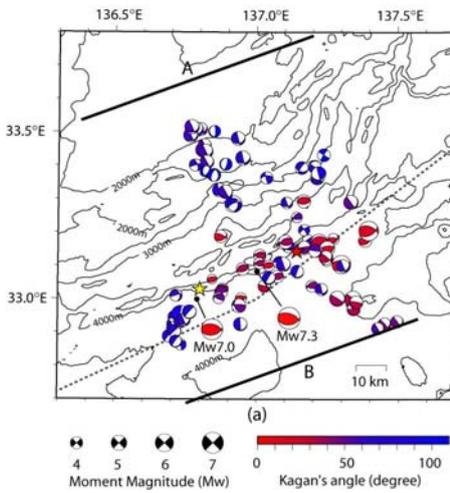


図 12 発震機構解の分布 [Ito et al. (2005)<sup>9)</sup>による]

#### 5. X 相と震源決定への利用

今回の地震活動では、多くの地震の P 波と S 波の間に顕著な X 相が観測された。この X 相が、震源に近い海底面もしくはそれに類する不連続面での反射波もしくは変換波であれば、陸域観測網データから深さの決定精度の高い震源を求めることができる。Bai et al. (2006)<sup>8)</sup> は、顕著な X 相が海底面での sP 変換波であると推定できた地震 36 個について震源を求め、気象庁のルーチン作業による震源よりも約 15km 浅い震源を得ている。

#### 6. 反射法地震探査

稠密余震観測と同時に反射法地震探査が震源域で実施された。金田・他 (2006)<sup>9)</sup> によると、震源域の海洋性地殻内部においてスラスト断層や横ずれ断層が新たに発見され、今回の地震との関連性を示唆している。南海トラフのトラフ軸付近や海側では横ずれ断層が卓越する一方、トラフ軸の陸側ではスラスト断層が卓越する傾向を示している。また、一部の横ずれ断層はモホ面の下部、すなわち上部マントルまで達しているように見えることで、地震の初期破壊はマントル内部から始まった可能性が考えられている。

OBS 震源を金田・他 (2006)<sup>9)</sup> による新たに発見されたスラスト断層や横ずれ断層と対比した時に、対応関係を見いだすことはできていない。

#### 7. M7.1 の地震および M7.4 地震の断層解

Yamanaka (2004)<sup>10)</sup> は遠地実体波解析から、M7.4 の地震は北西—南東方向の余震分布に沿い南西方向に 40 度で傾斜した面を断層面とした (図 13)。Satake et al. (2005)<sup>11)</sup> が津波解析で求めた M7.4 の地震の隆起域は、Yamanaka (2004)<sup>10)</sup> の結果と整合的な北西方向陸寄りに震央から約 60 km 延びる隆起域の他に、南西方向に約 40 km 延びる隆起域がある (図 14)。M7.1 の地震の海底面の隆起域は、Yagi (2004)<sup>12)</sup> のすべり分布による隆起領域とは大体一致している。海上保安庁海洋情報部、東北大学および名古屋大学は、熊野灘周辺で行っていた GPS—海底音響測位により、紀伊半島沖の地震による海底地殻変動を捉えた。Kido et al. (2006)<sup>13)</sup> は海底地殻変動データと、国土地理院 (2004)<sup>14)</sup> による紀伊半島沖の地震前後の GPS による地殻変動データ (図 15) を説明する断層解を求めている (図 16)。これらの断層解および海底地震観測による震源分布から推定された断層面は整合するところも

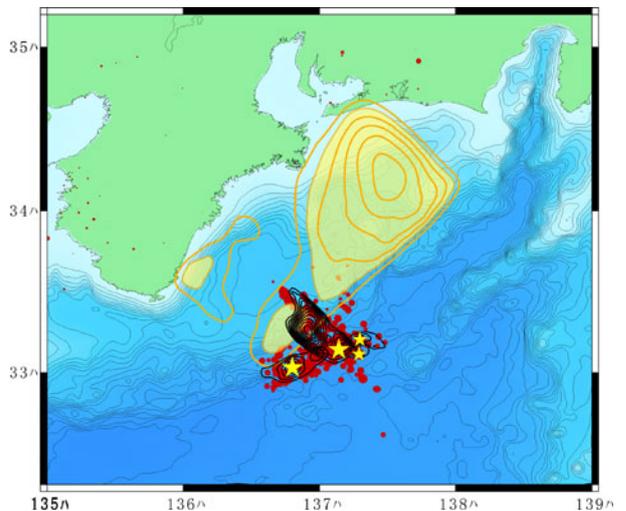


図 13 遠地実体波解析によるすべり分布 [山中 (2004)<sup>10)</sup>による]

あるが相違するところもあり，紀伊半島沖の地震は単純な複数枚の断層面では表現できない複雑な破壊であったことが推定される。

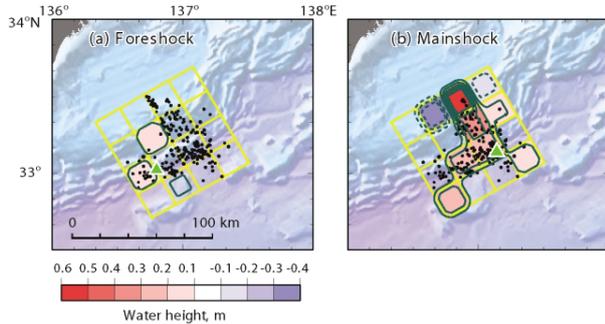


図 14 津波解析による隆起域 [Satake et al. (2005)<sup>11)</sup>による]

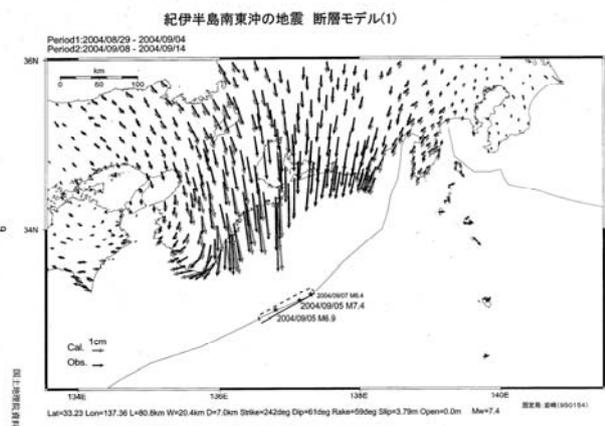


図 15 紀伊半島沖の地震前後の地殻変動のベクトル図 [国土地理院(2004)<sup>14)</sup>による]

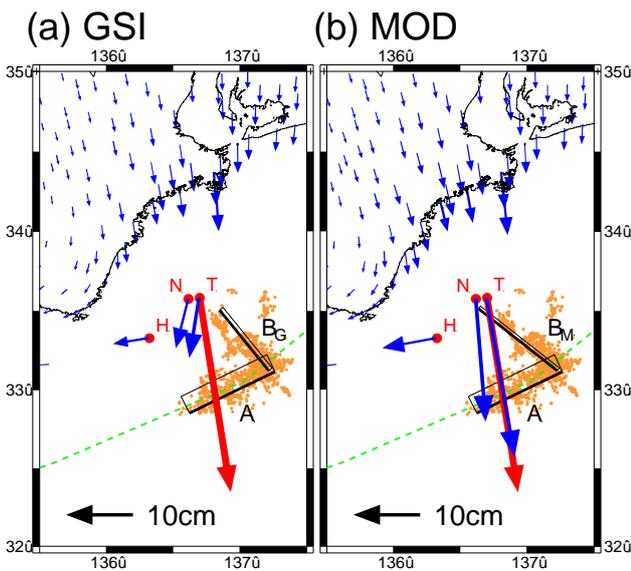


図 16. 海底地殻変動観測から求めた紀伊半島沖の地震の断層解 [Kido et al. (2006)<sup>15)</sup>による]

## 8. 超低周波地震の活動

Obara and Ito (2005)<sup>11)</sup>によると，非常に浅い逆断層型の超低周波地震(10 秒付近)が今回の地震活動中に多数発生した．発生源は余震域に対応しており，南海トラフの付加帯内に発達した逆断層系における断続的なすべりと考えられる。

## 9. 長周期地震動

今回の地震では本州の広域にわたって長周期地震動が観測され，その周期は，大阪，濃尾で5-7秒，関東では7-10秒であった．東海・東南海・南海想定地震による長周期地震動の予測をする上で重要な観測データである。

## 10. おわりに

今回の紀伊半島沖 [三重県南東沖] の地震は，南海トラフ軸周辺ではこれまで報告されていなかった M7 クラスの地震である．南海トラフに沈み込むフィリピン海プレート内部が破壊した地震であり，その震源域は，プレート境界が強く固着していると考えられる東南海地震想定震源域近くまで達した．今回の地震の発生メカニズムを明らかにして，プレート境界の固着への影響を知る事は，東海・東南海・南海地震に関連して重要であり，陸域および海域の地震観測，GPS 観測，津波，反射法による構造，海底地殻変動のデータ解析から，断層モデルが提出された．提出された断層モデルにはお互いに整合的なところと相違するところがある．今回の地震は，複数枚の断層面では表現出来そうにない複雑なプレート内部の破壊であったと推定され，さらなる地震発生メカニズムの解明が必要である．GPS-音響測距が初めて地震発生による海底地殻変動を捉えたことは，地震予知上の画期的な進展であり，同時に今後，海域における地殻活動のモニタリングが南海トラフにおいて極めて重要であることが示された。

## 参考文献

- 1) 気象庁，2005．2004年9月5日紀伊半島沖・東海道沖の地震の活動概要．地震予知連絡会会報，73．
- 2) 橋本徹夫・上野 寛・桑山辰夫・中村浩二・弘瀬冬樹・福満修一郎・細野耕司，2005．2004年9月5日に紀伊半島沖・東海道沖で発生した地震の活動概要．地震2，58，261-271．
- 3) 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所他，2004．平成15年度「東南海・南海地震に関する調査研究—予測精度向上のための観測研究—」成果報告書，p190．
- 4) 平成16年度科学研究費補助金(特別研究促進費(2))「2004年紀伊半島南東沖の地震の余震に関する調査研究」(研究代表者 金沢敏彦)成果報告書，2004．

- 5) Sakai, S., T. Yamada, M. Shinohara, H. Hagiwara, T. Kanazawa, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2005. Urgent aftershock observation of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake using ocean bottom seismometers. *Earth Planets Space*, **57**, 363–368.
- 6) Nakanishi, A., N. Takahashi, J. O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, and M. Nakamura, 2002. Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone. *J. Geophys. Res.*, **107**.
- 7) Ito, Y., T. Matsumoto, H. Kimura, H. Matsubayashi, K. Obara, and S. Sekiguchi, 2005. Spatial distribution of centroid moment tensor solutions for the 2004 off Kii peninsula earthquakes. *Earth Planets Space*, **57**, 351–356.
- 8) Bai, L., I. Kawasaki, T. Zhang, and Y. Ishikawa, 2006. An improved double-difference earthquake location algorithm using sP phases: application to the foreshock and aftershock sequences of the 2004 earthquake offshore of the Kii peninsula, Japan (Mw=7.5). *Earth Planets Space*, **58**, 823–830.
- 9) 金田義行・朴 進午・尾鼻浩一郎・木下正高・堀 高峰・小平秀一・金沢敏彦・篠原雅尚・酒井慎一・山田知朗, 2006. 2004 年伊半島南東沖地震震源域の地殻構造と余震分布について. *地震*, **59**, 187–197.
- 10) 山中佳子, 2004. E I C 地震学ノート No.153, [http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2004/EIC153.html](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC153.html).
- 11) Satake, K., T. Baba, K. Hirata, S. Iwasaki, T. Kato, S. Koshimura, J. Takenaka, and Y. Terada, 2005. Tsunami source of the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges. *Earth Planets Space*, **57**, 173–178.
- 12) Yagi, Y., 2004. Source model of the Off Kii-Peninsula earthquake, [http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/Japan20040905/Japan20040905\\_1.html](http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/Japan20040905/Japan20040905_1.html).
- 13) Kido, M., H. Fujimoto, S. Miura, Y. Osada, K. Tsuka, and T. Tabei, 2006. Seafloor displacement at Kumano-nada caused by the 2004 off Kii Peninsula earthquake, detected through repeated GPS/Acoustic surveys. *Earth Planets Space*, **58**, 911-915.
- 14) 国土地理院, 2005. 中部・近畿地方の地殻変動. *地震予知連絡会会報*, **73**, 426-463.
- 15) Obara, K. and Y. Ito, 2005. Very low frequency earthquakes excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes: A dynamic deformation process in the large accretionary prism. *Earth Planets Space*, **57**, 321–326.