

伊豆衝突帯北縁部における震源及びメカニズム解分布の特徴

行竹洋平*・武田哲也*²・吉田明夫*

Detailed spatial distribution of hypocenters and focal mechanisms in the collision zone of the Izu-Bonin arc

by

Yohei YUKUTAKE*, Tetsuya TAKEDA*² and Akio YOSHIDA*

1. はじめに

山梨・神奈川県境付近の丹沢地域は、伊豆衝突帯北縁部に位置し、フィリピン海プレートが複雑な形状で沈み込む常時地震活動が高い領域である。この領域におけるフィリピン海プレートの形状については、震源分布、3次元速度トモグラフィ法、地震波構造探査法の結果に基づき推定されてきた(例えば、Ishida, 1992; Matsubara et al., 2005; Sato et al., 2005)。しかしながら、この領域におけるプレート構造が現在発生している地震活動とどのような関係にあるかについて十分な理解に至っていない。

この地域のテクトニクスを明らかにするために、震源およびメカニズム解を高精度に決定することが重要となる。本研究では、この地域に発生する地震の震源およびメカニズム解を定常地震観測点の波形データを用い高精度に決定することを試み、詳細な分布の特徴について報告する。この地域のメカニズム解については、行竹ほか(2006)において推定されているが、温泉地学研究所のルーチン処理に利用されている観測点しか用いていなかった。この研究では、他研究機関も含むより広範囲の観測点データを使用し、さらに地震波のP波初動極性だけでなく、振幅値も取り入れたメカニズム解決定を行い、決定精度の向上を行った。なお、本論では丹沢地域と伊豆衝突帯北縁部は同じ領域を指していると思われ、以下議論を進めていく。

2. データおよび手法

筆者らは、震源およびメカニズム解を決定するにあたり、温地研観測点に加え、防災科学技術研究所高感度地震観測網(Hi-net)、気象庁地震観測点による、107点の定常地震観測点を使用した(図1)。図1の点線で示された矩形領域内において、2001年1月から2008年5月

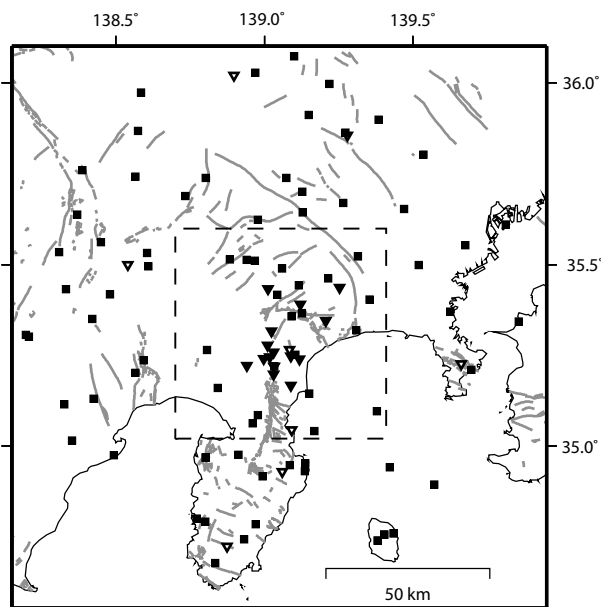


図1 使用した観測点分布。□は温泉地学研究所、△は防災科研 Hi-net、●は気象庁の定常観測点の位置を表す。灰色線は、活断層の地表トレースを示す。点線四角領域は、図2で示された領域に対応する。

までに発生した4500イベントの地震について解析を行った。これらの地震のマグニチュード範囲は、0.0から5.0である。

2.1 Double Difference法を用いた高精度相対震源決定

筆者らは、上記の地震の震源位置を、Double Difference法(以下、DD法)(Waldhauser and Ellsworth, 2000)を用いて決定した。なお、DD法の詳細については、行竹・棚田(2008)に記載されているため、本論での説明は省略する。DD法を行うための初期震源位置は、hypomh法(Hirata and Matsu'ura, 1987)を用いて決定した。

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

*² 防災科学技術研究所 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

報告, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第42巻, 9-18, 2010

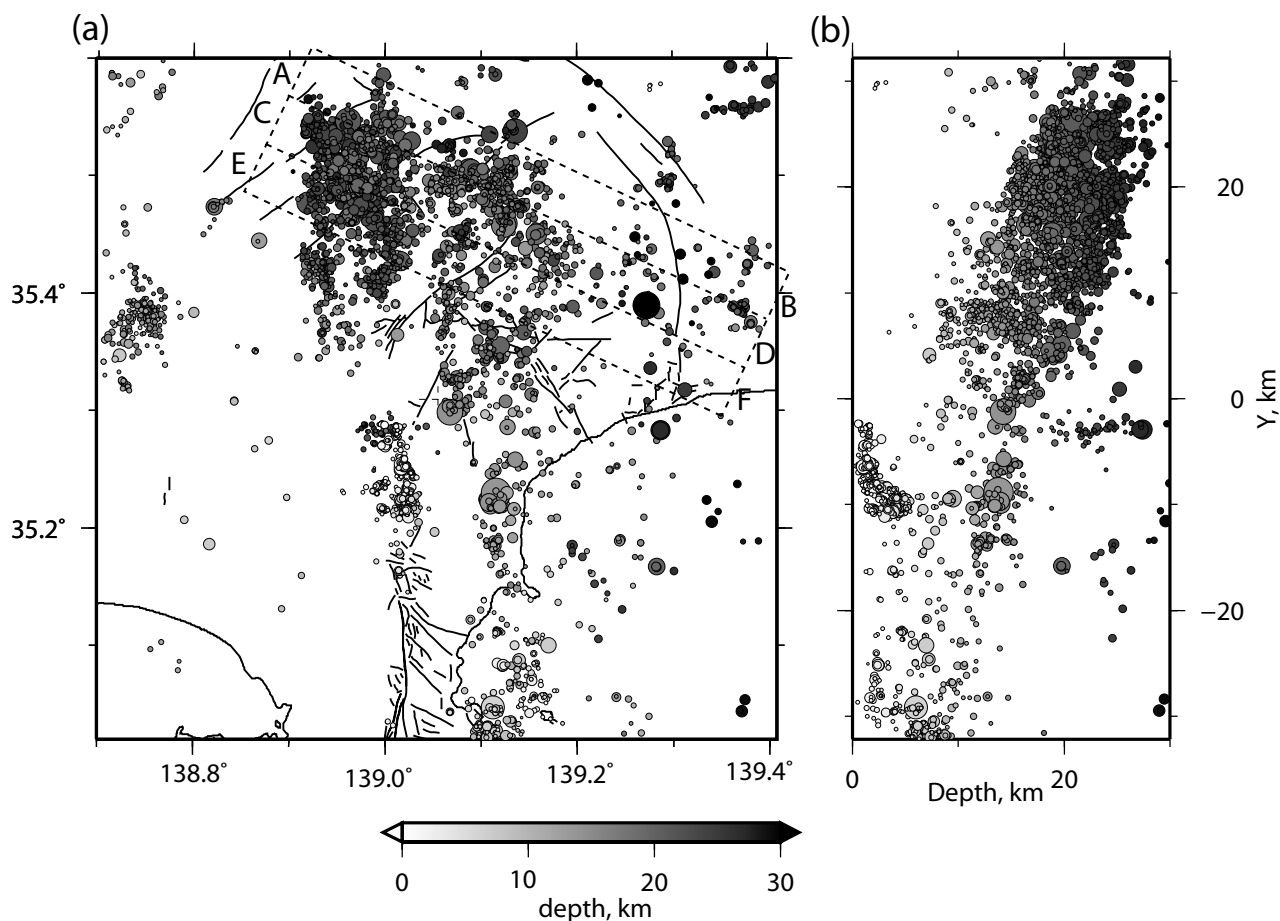


図2 (a) 震央分布。(b) 南北深さ断面。プロットの色濃淡は震源の深さを表す。点線矩形領域は、図3において示される、A-B、C-DおよびE-F断面の位置を表す。

その際、平賀（1987）による丹沢地域の一次元速度構造を使用した。

本研究では、2つのイベントの走時差（Double Difference）を相互相関処理（波形相関データ）ならびに検出時刻（カタログデータ）から求め、初期震源位置の再決定に用いた。手動検出値から求めた Double difference データは、P波走時に対して55万ペアS波走時に対して50万ペアである。加えて、波形相互相関処理によって得られたより高精度な Double difference データも震源決定に用いた。相互相関処理には、P波およびS波の手動で読み取られた到達時刻を含む0.75秒間の速度波形を用い、3-20Hzの帯域のバンドパスフィルターを使用し、相関係数が0.8以上ある Double difference データのみを使用した。相互相関処理によって得られた Double difference データは、P波走時に対して18万ペアS波走時に対して9万ペアである。DD法を適応することにより、Double difference データのRMS残差は手動検出値に対して192msから130msへ、相互相関データに対して87msから6msへそれぞれ減少した。

2.2 メカニズム解決

メカニズム解の決定にあたっては精度を高めるため、Ide et al., (2003) の手法に従いP波初動極性データに加えて、P波ならびにSH波の変位スペクトルにおける低周波側の振幅情報も用いた。P波極性が12観測点以上で読み取られている地震について、メカニズム解の決定を試みた。上記の手法で、決定されたメカニズム解の各観測点での理論振幅値と観測振幅値との比から観測点振幅補正値を求めた。そして、決定された観測点振幅補正値を用いて、再び上記の手順でメカニズム解を決定した。これにより、地表地盤による振幅増幅あるいは減衰特性の影響が補正され、より精度よくメカニズム解を決定することが可能になる。その結果、822イベントのメカニズム解を決定することができた。ただし、地震の規模が大きくなると（断層サイズが大きくなると）、P波初動に関する断層形状とP波初動後に記録される最大振幅に関する断層形状との違いが大きくなる可能性が考えられる。その場合、上記のP波初動とP波S波振幅とを併せた解析では、解が不安定になる可能性が出てくる。そこで、マグニチュードが3を超える中規模地震に

については、F-net によるモーメントテンソル解カタログを使用した。

3. 結果

3.1 震源分布

DD 法により決定された震央分布および南北深さ断面を図 2 に示す。丹沢地域直下の深さ 10km から 30km の範囲に、震源分布のかたまり（震源クラスター）が明瞭に見え、この地域の地震活動が高いことを反映している。この震源クラスターと丹沢地域におけるプレート構造との議論をするため、図 2 の矩形にて示された A-B、C-D および E-F 領域における深さ断面を図 3 に示す。断面の方向は、この地域のフィリピン海プレートの走向（例えば、Sato et al., 2005）と概ね平行になるように設定した。

図 3 から、丹沢地域直下では西側と東側で震源分布の特徴が大きくことなることが分かった。東側の（図 3 において Region A と示された）領域では、震源はほぼ水平な面上に集中して分布する。一方で、西側の（図 3 において Region B と示された）領域では、震源は Region A において発生した地震と比較して深い領域でかつ厚みをもって分布する。

3.2 メカニズム解空間分布の特徴

次に、地震活動とフィリピン海プレート構造との関係をさらに厳密に議論するため、メカニズム解の空間分布の特徴を詳細に調べた。最初に Region A で発生した地震のメカニズム解の特徴を最も合理的に表す、メカニズム解（Reference model A）を次の手法により推定した。仮定したリファレンス解とそれぞれの地震のメカニズム解との類似性を評価するために、Kagan 角（Kagan, 1993）を用いた。Kagan 角は、2 つのメカニズム解が完全に一致する場合 0 度となり、類似性がなくなるほど大きくなる。Region A において発生した地震のメカニズム解との Kagan 角の 2 乗和が最小となるようなメカニズム解（Reference Model A）をグリットサーチにて推定した。

Reference Model A の断層パラメータおよびメカニズム解を表 1 および図 4 にそれぞれ示す。グリットサーチの結果、東西走向に近く、北北東方向に低角に傾斜する、低角逆断層型のメカニズム解が Reference Model A として推定された。Reference Model A の断層走向および傾斜は、この地域におけるフィリピン海プレート形状（例えば、Sato et al., 2005）および 1923 年大正関東地震の断層モデル（Matsu'ura et al., 1980）と概ね一致する。さらに、そのすべり方向（rake 角）はユーラシアプレートに対す

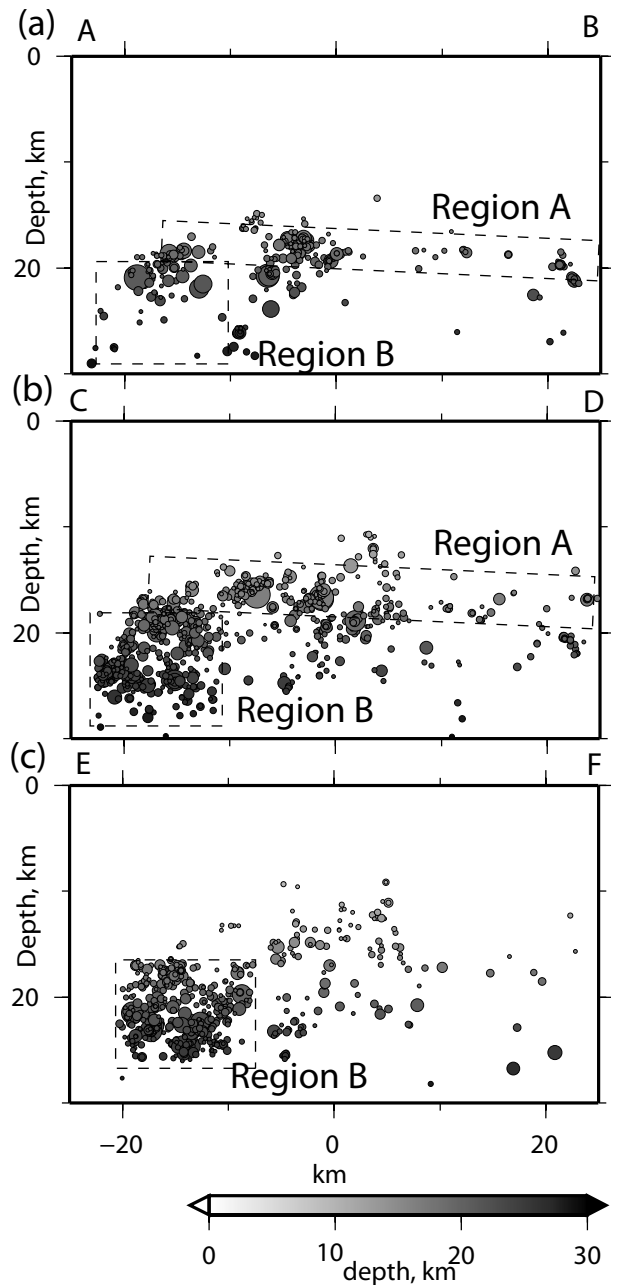


図 3 A-B、C-D および E-F 断面における震源深さ分布。プロットの色濃淡は震源の深さを表す。点線で囲まれた領域は、それぞれ Region A および B の位置を表す。

表 1 Reference Model A および B の断層パラメータ

	strike	dip	rake
Reference Model A	287	32	161
Reference Model B	195	30	40

るフィリピン海プレートの相対的な運動方向である北西 - 南東方向（Seno, 1993）と調和的である。

それぞれの地震のメカニズム解の Reference Model A

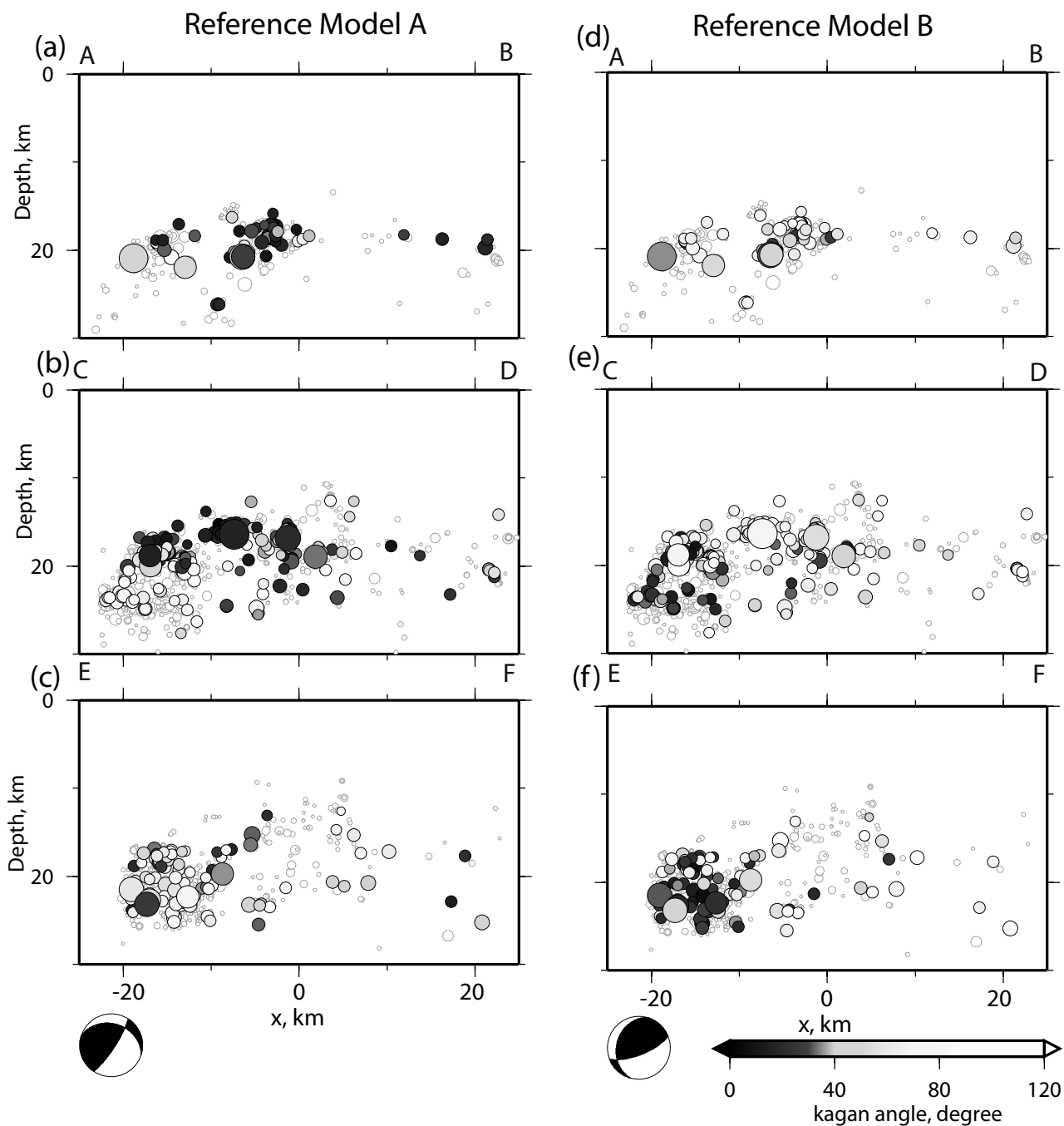


図4 Reference Model AおよびBに対する、それぞれのメカニズム解のKagan角の大きさ。(a) - (c) Reference Model Aに対するKagan角の大きさ。(d)-(f) Reference Model Bに対するKagan角の大きさ。プロット色の濃淡は、Kagan角の大きさを表す。図の下端に下半球投影で表示したReference Model AおよびBを示す。

に対するKagan角を、A-B、C-DおよびE-F断面上にプロットし図4(a)-(c)に示す。さらに、Region AおよびBにおけるKagan角の頻度分布を図5(a)に示す。Region Aにおいて面上に分布する地震の多くが、Reference Model Aに対して小さなKagan角を持つ。一方でRegion Bで発生した地震の多くは、Reference Model Aに対して大きなKagan角をもち、Kagan角の頻度分布のピークは70度付近にある(図5(a))。このことは、Region Bで発生した地震のメカニズム解の特徴が、

Region Aのものとはことなる事を示唆している。

Region Bにおいて発生した地震のメカニズム解の特徴を最も合理的に表すリファレンスとなるメカニズム解(Reference Model B)を、同様の手段で推定した。リファレンスモデルBの断層パラメータおよびメカニズム解を表1および図4にそれぞれ示す。Reference Model Bは、南北走向に近い節面をもつ低角逆断層型であり、Reference Model Aとは明瞭にことなる。A-B、C-DおよびE-F断面で発生した地震のメカニズム解のReference

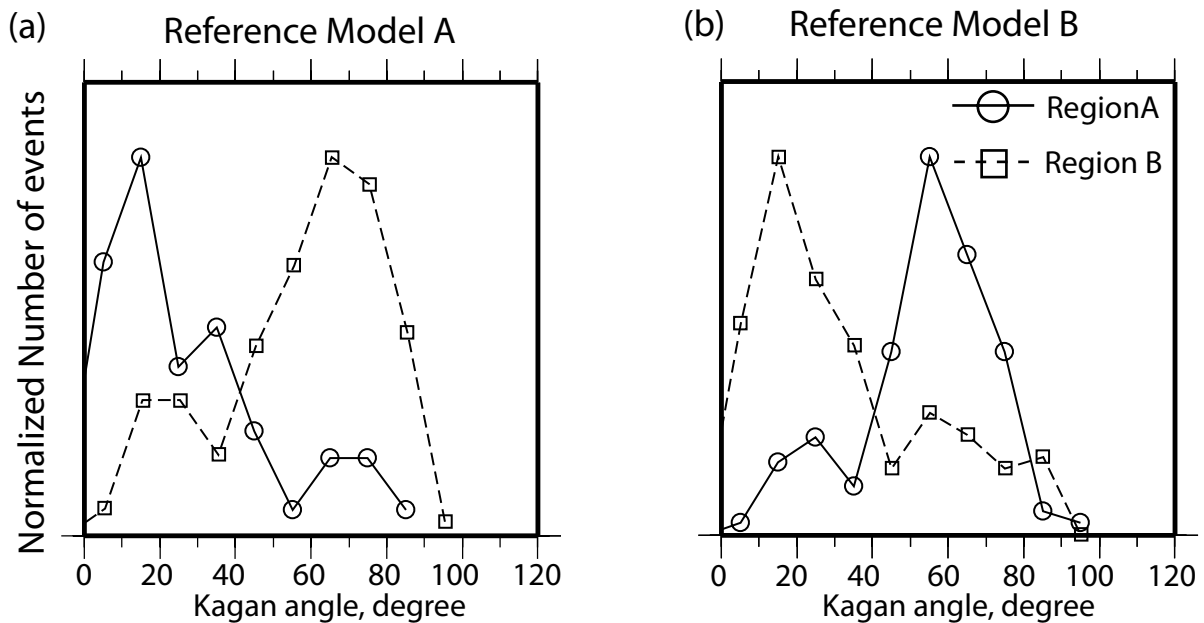


図5 Region A および Region B において発生した地震のメカニズム解に対する Kagan 角の頻度分布。Y 軸は最大頻度で正規化されている。(a) Reference Model A (b) Reference Model B に対する Kagan 角の頻度分布。

Model B に対する Kagan 角を、図 4 (d) - (f) に示す。Region B において Reference Model B に対して小さな Kagan 角を持つ地震が多く見られる。一方で、Region A で発生した地震のメカニズム解は、Reference Model B に対して Kagan 角が大きくなる。

Region A および B において決定されたすべてのメカニズム解をそれぞれ、図 7 および 8 に下半球投影を用いて示す。図 7 および 8 では、それぞれ Reference Model A および B に対する Kagan 角の小さいメカニズム解から順にプロットした。Region A で発生した地震のメカニズム解は、東西走向に近い節面を持つ低角逆断層型が多く見られる、一方、Region B において南北走向に近い西側に傾斜する節面を持つ低角逆断層型の地震が多く含まれることが分かる。また、どちらの領域においても、一部正断層型および横ずれ断層型の地震が含まれる。

4. 考察および結論

Region A において発生した地震は、フィリピン海プレートの走向に沿ってほぼ水平な面上に集中して分布していることが明らかになった(図 3)。Reference Model A は、過去の研究から推定された丹沢地域東部のフィリピン海プレート境界面の形状と一致する節面をもち、かつそのすべり方向が関東地域のフィリピン海プレートの運動方向と著和的である。また、永井・棚田(2010)は、Region A 付近においてフィリピン海プレート境界を示唆する、低速度と高速度域の境界が存在することを明らかにした。プレート境界とメカニズム解分布との関係を

より詳細に見るため、Kagan 角が小さい 30 度以内のメカニズム解のみを図 4 と同様な深さ断面にプロットした(図 6)。図 6 (a)(b) から、Region A において震源分布上端付近の灰色点線周辺に Reference Model A に対して Kagan 角の小さなメカニズム解が集中して分布していることが分かる。以上の結果から、Region A で発生した地震の多くは、沈み込むフィリピン海プレート境界あるいはそのごく近傍で発生していることが結論付けられる。プレート境界面は、図 6 (a)(b) において示した灰色点線付近に存在しているのかもしれない。

一方で、Region B で発生した地震は、Region A のような明瞭な面上にならんだ震源分布が見られず、厚みを持って分布する。さらに、リファレンス解は Region A のものとはことなり、南北走向に近くかつ西傾斜の低角逆断層型であり Region A と明らかにメカニズム解の特徴がことなる(図 4 および図 7)。ただし、Reference Model B に対して Kagan 角の小さなメカニズム解のみプロットした図 6 から、C-D 断面(図 6 (e))の西側の灰色点線付近においては Kagan 角の小さなメカニズム解が集中して分布している場所が存在していることが分かった。一方で、その南側の E-F 断面では(図 6 (f))、Kagan 角の小さなメカニズム解が分散して分布している。これらの結果に基づいて、Region B で発生した地震活動の発生原因については、以下の解釈が考えられる。フィリピン海プレート形状が Region B において局所的に変化し、南北走向で西側に傾斜する形状をもっている可能性が考えられる。図 6 (e) の C-D 断面における灰

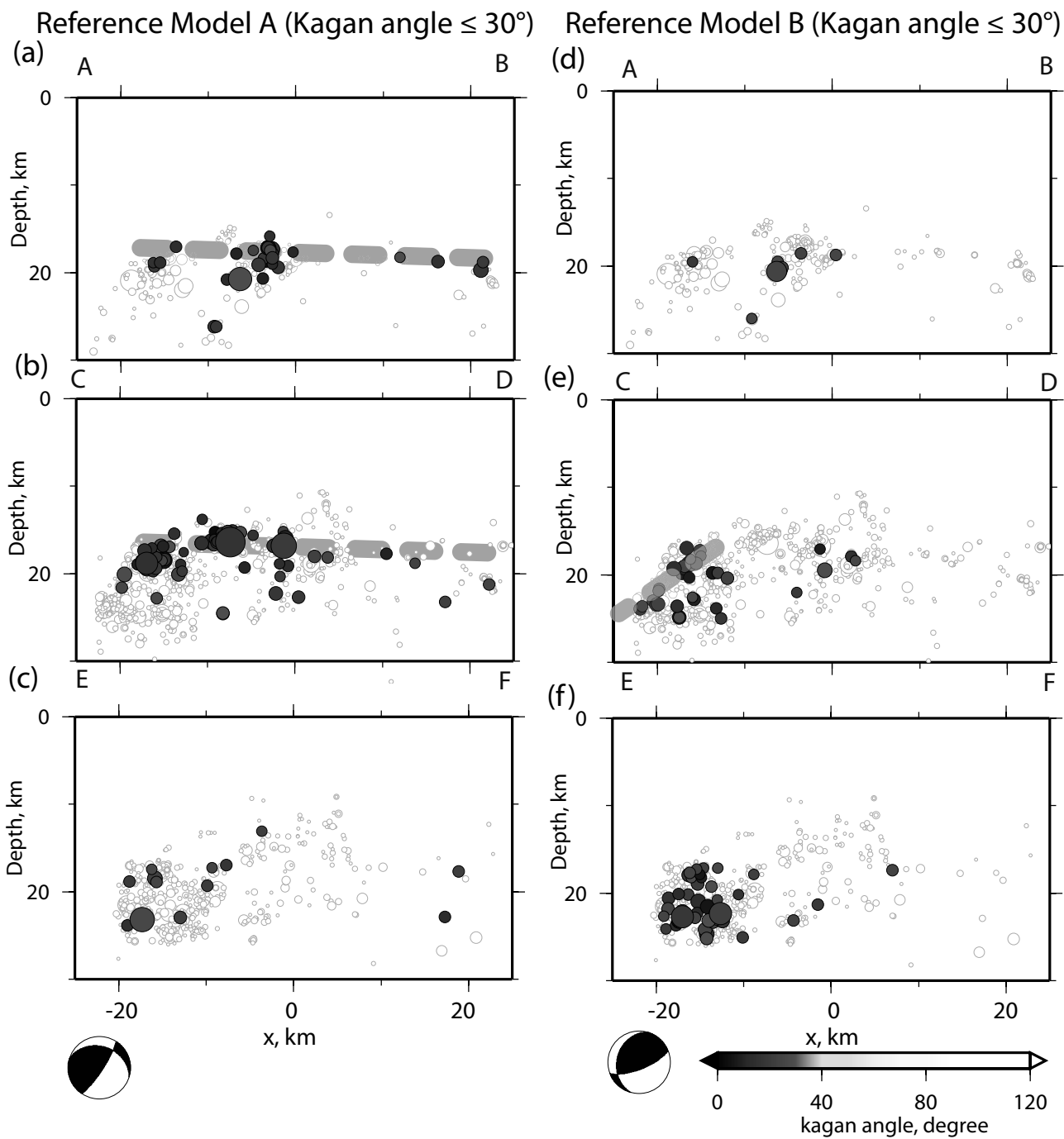


図6 Reference Model AおよびBに対して、Kagan角が30度以内のメカニズム解のみをプロット。詳細は図4と同じ。

色点線付近で発生した Kagan 角の小さなメカニズム解はプレート境界で発生した地震を反映しているのかもしれない。一方、震源が分散して分布していることから、Region B で発生した地震の多くはフィリピン海プレート内部で発生すると考えられる。図6 (f) E-F 断面で見られた Kagan 角の小さなメカニズム解のかたまりはプレート内部に形成されたフラクチャー構造を反映しているのかもしれない。今後は、応力インバージョン法によりこの地域に作用する応力場を詳細に検討し、この地

域のテクトニクスについてより定量的に議論することが必要となる。

5. まとめ

本研究では、伊豆衝突帯北縁部にあたる丹沢地域およびその周辺域で発生した地震の震源位置およびメカニズム解について、定常地震観測点の地震波形データを用いて高精度に決定した。震源決定には DD 法を適用し、Double difference データの推定には手動検測値および波



図7 Region Aにおいて発生した地震のメカニズム解を下半球投影にて表示。各メカニズム解プロットの上に記載されている値は、上段が年月日、下段がマグニチュードとKagan角の大きさを示す。Reference Model Aに対して、Kagan角が小さいメカニズム解から順にプロットされている。



図 8 Region Bにおいて発生した地震のメカニズム解を下半球投影にて表示。Reference Model B に対して、Kagan 角が小さいメカニズム解から順にプロットされている。

形相互相関処理を用いた。メカニズム解決定には、P 波初動値のほかに、P 波振幅値および SH 波振幅値を用いた。

その結果、丹沢山地域の東側では震源はフィリピン海プレートの走向に沿った面上に集中して分布し、メカニズム解はフィリピン海プレート形状およびその運動方向と調和的であることが分かった。一方、丹沢山地の西側では震源は東側より深い場所に、厚みを持って分布することが分かった。さらに、そこで発生した地震のメカニズム解は、東側におけるメカニズム解の特徴とはことなり、南北走向に近い西傾斜の低角逆断層が多く発生していることが明らかになった。東側で発生する地震の震源分布およびメカニズム解の特徴は、この領域で地震はフィリピン海プレートの境界面あるいはそのごく近傍で発生していることを示している。西側で発生する地震の特徴については、この領域では地震はフィリピン海プレート内部で発生していること、プレート形状が局所的に変化していることを示唆していると考えられる。

謝辞

気象庁観測点における地震波形データを使用した。F. Waldhauser 博士には、hypoDD プログラムのソースコードを提供していただいた。メカニズム解の決定には、東京大学の井出哲博士から提供していただいたプログラムを使用した。また F-net のモーメントテンソル解カタログを使用した。本報告中の図は、Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1995) により作成した。

参考文献

平賀士郎 (1987) 箱根火山と箱根周辺海域の地震活動。神奈川県温泉地学研究所報告, 18, 149-273。
Hirata, N. and M. Matsu'ura (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with original time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interior*, 47, 50-61.
Ide, S., G.C. Beroze, S. G. Prejean and W. L. Ellsworth (2003), Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.*, 108 (B5), 2271, doi:10.1029/2001JB001617.
Ishida, M. (1992) Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 489-513.
Kagan, Y. Y. (1993) 3-D rotation of double-couple earthquake sources, *Geophys. J. Int.*, 106, 709-716.
Matsubara, M., Hayashi, H., Obara, K. and Kasahara,

K (2005) Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.

Matsu'ura, R. S. and I. Karakama (2005), A point-process analysis of the Matsushiro Earthquake swarm sequence: The effect of water on earthquake occurrence, *Pure Appl. Geophys.*, 162, 1319-1345.

永井悟・棚田俊收 (2010) 伊豆衝突帯北東部における 3 次元地震波速度構造と地震活動、日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集、SSS024-04。

Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K. and Harder, S. (2005) Earthquake Source Fault Beneath Tokyo, *Science*, 309, 462-464.

Seno, T. (1993) Relative plate motions in the Kanto-Tokai District, *J. Geogr.*, 102, 374-380.

行竹洋平・棚田俊收 (2008) 箱根火山で発生する群発地震の精密震源決定、神奈川県温泉地学研究所報告書、40、35-50.

行竹洋平・棚田俊收・本多亮・伊東博・原田昌武 (2006) 神奈川県西部地域におけるメカニズム解の決定、神奈川県温泉地学研究所報告書、38、69-76.

Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000) A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1352-1368.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1995) New version of the generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 76, 329.

