

2015年2月6日に発生した徳島県南部の地震(M_j5.1)の特徴とテクトニックな意味

Characteristics of the 2015 M_j5.1 southern Tokushima earthquake and its tectonic implication

今西和俊¹・安藤亮輔²・内出崇彦¹

Kazutoshi Imanishi¹, Ryosuke Ando² and Takahiko Uchide¹

¹ 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, imani@ni.aist.go.jp)

² 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 (Department of Earth and Planetary Science, School of Science, University of Tokyo)

Abstract: We have investigated the characteristics of a shallow inland earthquake (M_j5.1) on February 6, 2015 that struck the southern part of Tokushima prefecture on Shikoku Island in Japan. Double-difference earthquake locations reveal that aftershocks distribute at a depth from 9 to 11 km forming a 1.5 km-long in the ENE-WSW direction and 2-km-width plane, where the mainshock lies at the bottom of the aftershock distribution. The strike of the aftershock distribution agrees with one of nodal planes of the mainshock focal mechanism as well as a trend of major geological structures and active faults in the area. A comparison with a geological interpretation of the seismic section indicates that the mainshock and aftershocks occurred within southern Shimanto Belt, not along the boundary of geological units. Focal mechanisms were determined from P-wave polarity data as well as body wave amplitudes for the mainshock and 15 aftershocks down to M_j0.4, in which the successful retrieval of the aftershock focal mechanisms owed much to the inclusion of amplitude information. The mainshock focal mechanism shows a strike-slip faulting with a slight reverse component, which is similar to a P-wave first motion focal mechanism reported by Japan Meteorological Agency. The aftershock focal mechanisms generally exhibit a strike-slip faulting and a similar type of the mainshock, but reverse-faulting aftershocks are also occurring. Most of the P axes are subhorizontal and oriented in E-W direction, which conforms to the general tectonic trend in this area. A stress tensor inversion reveals that the area is characterized by a mixture of reverse and strike-slip faulting regimes with the maximum compressive stress in the E-W direction subhorizontal. The stress drop estimated for the mainshock is relatively high for ordinary crustal earthquakes. Based on seismicity patterns and stress fields around Shikoku, we inferred a model of the state of inland crustal stress during the earthquake cycle along the Nankai trough. The model predicts the activation of shallow inland reverse-fault earthquakes with E-W compression as approaching the occurrence of the Nankai earthquake, implying that the present earthquake together with recent seismicity could be considered a signature of the start of the activation stage.

キーワード: 2015年徳島県南部の地震, 震源決定, 発震機構解, 応力場, 応力降下量, 四万十帯, 南海トラフ, 内陸地震

Keywords: 2015 southern Tokushima earthquake, hypocenter determination, focal mechanism, stress field, stress drop, Shimanto Belt, Nankai trough, inland earthquake

1. はじめに

2015年2月6日10時25分に徳島県南部を震源とする気象庁マグニチュード(M_j)5.1の浅い内陸地震が発生した(第1図). この地震により徳島県牟岐町(むぎちょう)で最大震度5強を観測したほか, 近畿地方から中国・四国地方の広い範囲で有感となった(気象庁, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1502/06a/201502061140.html> (平成27年9月2日確認)). この地震の発震機構解は気象庁と防災科学技術研究所により発表されており(第1図), 気象庁によるP波初動解は逆断層

成分を少し含んだ横ずれ型を示し(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20150206102512.html> (平成27年9月2日確認)), 防災科学技術研究所によるF-netモーメントテンソル解のベストダブルカップル解は横ずれ型を示す(<http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?LANG=ja&ID=20150206012400> (平成27年9月2日確認)). また, 第1図に表示はしていないが, 気象庁によるモーメントテンソル解もほぼ同様な横ずれ型である(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20150206102512.html> (平成27年9月2日確認)). P軸はいずれの解も東西方

向を示す。気象庁カタログによる余震分布は北東—南西から東北東—西南西方向に並んでおり（第2図b）、発震機構解の一つの節面に近い。第2図cに2015年1月から5月のM-T図と発生個数の積算を示す。最大余震は $M_j 2.1$ 、余震はほぼ1日で収束しており、余震活動としては低調である。

徳島県南部における被害地震のほとんどは南海トラフ沿いで発生した巨大地震によるものである。内陸地震による被害地震として記録に残っているものは1955年7月27日に発生した $M_j 6.4$ の地震で、死者1人、負傷者8人等の被害が生じた（宇佐美ほか、2013）。第1図の青丸は気象庁カタログによる1923年以降に発生した深さ15 km以浅の地殻内で $M_j 5$ 以上の地震で、1955年の地震は今回の地震の近傍で発生していた。この地域では1955年以降、 $M_j 5$ 以上の陸域の浅い地震は今回の地震が初めてであり、また、高感度地震観測網・Hi-net（Okada *et al.*, 2004）が整備されてから初めてこの地域で捉えられた $M_j 5$ を超えた地震ということにもなる。この地域のテクトニクスや将来の地震発生ポテンシャルを評価する上で、今回の地震の発生メカニズムを調べることは重要である。

そこで本研究では、本震と余震の精密震源決定、発震機構解推定、応力降下量の推定を行い、今回の地震の特徴を調査する。また、広域応力場や地震活動、地殻構造探査等の結果を踏まえ、今回の地震のテクトニックな意味について考察する。

2. 周辺地域のテクトニクス、地質概要、地震活動

四国の下にはフィリピン海プレートが北西方向に年間約6 cmの速度で沈み込んでいる（例えば、Miyazaki and Heki, 2001）。沈み込みの上盤側に位置する大陸地殻内では $10^{-7}/\text{yr}$ のオーダーのひずみ速度で北西—南東方向の短縮変形が進行しており、日本の他の地域の速度と比較してかなり大きい（例えば、田部井ほか、1994; Kato *et al.*, 1998）。この地域を特徴づけるテクトニクスは斜め沈み込みであり、斜めに沈み込む右横ずれ成分を解消するように中央構造線が発達したと考えられている（Fitch, 1972）。

四国東部における地質概要を第3図に示す。四国の地層・岩類は東西にのびる帯状分布をなしており、前述の中央構造線を始めとし、ほとんどの構造線は東西性の走向を持っている。中央構造線以南の外帯には三波川変成帯および付加体である秩父帯と四万十帯が分布しており、秩父帯と四万十帯の境界には仏像構造線が走っている。四万十帯はさらに白亜紀に主に形成された北帯と古第三紀～新第三紀に主に形成された南帯に区分されており、その境界は安芸構造線と呼ばれている（日本の地質「四国地方」編集委員会、1991）。2015年徳島県南部の地震の震央は地表地質図上では四万十帯の北帯に位置してい

るが、7節で考察するように、地下では四万十帯南帯の内部に位置している。四国地域を代表する活断層は中央構造線活断層系であるが、その他に右横ずれセンスを持ち中央構造線にほぼ平行な走向の鮎喰川断層系が知られている。また第1図、第3図に示されていないが、室戸岬周辺には北東—南西走向を持ち北西側隆起を示す活断層が（活断層研究会、1991）、室戸岬東側の海底には南北走向の西側隆起の逆断層が発達していることが報告されている（岡村・上嶋、1986）。一方、2015年徳島県南部の地震の震源周辺には多くの地質断層が記載されているもの（神戸、1969）、活断層は報告されていない。

四国地域の地震活動については、高知大学理学部附属高知地震観測所により精力的に調べられてきた（例えば、Okano and Kimura, 1979; 木村, 2001）。その結果によると、四国の地震は20 km前後を境に震源の浅い地殻上部の地震（地殻地震）と震源の深いフィリピン海プレート内部で起こる地震（スラブ内地震）の2つに分けられる。2015年徳島県南部の地震は前者に含まれる。地殻地震の地震活動には地域性が知られており、東部での活動が最も高く、中部では中位、西部では極端に低い傾向がある（第A1図）。このような地震活動の地域性の原因はあまり議論されていないが、1944年南海地震と1946年南海地震によるクーロン応力変化の減少に伴う地震活動の静穏化（ストレスシャドウ）が関係しているのかもしれない（例えば、Pollitz and Sacks (1997) のFig. 3を参照）。発震機構解についても同様に高知大学理学部附属高知地震観測所により詳しく調べられてきた（例えば、Okano *et al.*, 1980; 岡野・木村, 1996）。本研究で対象とする地殻地震に着目すると、東西方向にP軸を持つ横ずれ型の地震が卓越しているが、逆断層型も発生している（第A2図）。今回の地震の発震機構解は東西方向にP軸を持つ横ずれ型もしくは逆断層成分を少し含んだ横ずれ型であり（第1図）、当該地域の応力場に調和的な地震であったことが伺える。

本研究の対象地域を含め西南日本の大陸地殻は広い範囲で東西圧縮が卓越しており（例えば、Terakawa and Matsu'ura, 2010）、その起源についてはフォッサマグナにおける東北日本と西南日本の衝突に伴う圧縮やアムールプレートの東進による圧縮にあるとするモデルが一般に受け入れられている（例えば、Huzita, 1980; 石橋, 1995; 瀬野, 1995）。どちらのモデルが妥当であるのかは本論文の範疇を超えるため深入りはしないが、いずれの場合も数百万年に渡り圧縮され続けてきた結果、強い東西圧縮場が形成されたと考えられる。実際にはこの東西圧縮場にフィリピン海プレートの沈み込みに伴う北西—南東方向の圧縮応力が加わっているわけであるが、この圧縮応力は100年オーダーの周期で発生するプレート境界での海溝型大地震の度に解放される。そ

のため、長期的に蓄積されて形成された東西圧縮場が支配的な応力場になっていると考えられる (例えば, Wang, 2000)。

3. データ

本研究では第4図に示す定常地震観測網のデータを使用した。それぞれの観測点には固有周波数1 Hzもしくは2 Hzの高感度の3成分速度型地震計が設置されており、100 Hz サンプリングの連続記録が収録されている。このうち、防災科学技術研究所が管理している観測点 (Hi-net) と産業技術総合研究所が管理している観測点にはボアホール型の地震計が設置されている。防災科学技術研究所 Hi-net の設置深度は概ね数百 m であり (Okada *et al.*, 2004), 本研究で使用する観測点の設置深度は103~203 m である。産業技術総合研究所の観測点の地震計設置深度は約30~800 m で (Imanishi *et al.*, 2011b; <https://gbank.gsj.jp/wellweb/GSJ/kaisetsu/gaiyou/gaiyou.html> も参照 (平成27年9月2日確認)), 今回使用する観測点の中で特に設置深度が深いのは阿南桑野観測点 (GS.ANK1) の578 m である。深いところに設置している分、データの品質も高い。第5図に本震の波形例 (上下動成分) を参考として示す。解析においては気象庁カタログを参照し、本震発生から2015年5月15日までの間に発生した48個の地震を対象とした (第2図)。M_j が未決定のものが2イベント含まれるが、最小イベントはM_j-0.2で、7割強がM_j<1の極微小地震である。最大余震は2月6日11時4分と16時32分に発生したM_j2.1の地震である。

4. 震源決定

震源決定の際に使用する速度構造として、高知大学理学部附属地震観測所がルーチン解析で使用しているものを用いた (第6図)。この速度構造は岡野ほか (1985) の5層の斜層構造が元になっている。S波速度はP波速度の $1/\sqrt{3}$ とした。P波とS波の走時はWINシステム (卜部・東田, 1992) を用いて手動検出し、P波とS波ともに4観測点以上で読み取りができた46個の地震を震源決定に用いることにした。まず初めに、Hirata and Matsu'ura (1987) によるhypomhを用いて震源決定するとともに、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導入し、再度震源決定を行うという操作を複数回繰り返した。本研究では走時残差のRMS値の変化が見られなくなった3回目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差のRMSは、P波は0.10秒から0.03秒へ、S波は0.24秒から0.10秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に135 m、鉛直方向に308 mと見積もられる。この時の震源決定の結果を第7図の緑の丸で示す。使用している速度構造、読み取り値、観測点補正値

の有無など条件が異なるため単純に比較はできないが、気象庁一元化震源 (黒) と比較すると、ばらつきの小さい震源分布が得られている。震源の深さに関しては、本震はほぼ同じであるが、全体的には1 kmほど浅くなっている。次に走時データを用いてdouble-difference (DD) 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を適用し、相対震源を決定した。DDを計算する際、地震ペア間の最大距離は2 kmとし、どの地震も8個以上の共通の観測点の読み取り値によりリンクさせた。P波で3942個、S波で4749個の走時差データを使用した。推定誤差は水平方向、鉛直方向ともに約30 mと見積もられる。推定結果を第7図の赤丸で示す。全体的な傾向は変わらないが、より引き締まった震源分布が得られた。

以下ではDD法の結果を元に震源分布の特徴を見てみる。前述の通り、気象庁震源からも北東-南西から東北東-西南西方向の震源の並びが確認できたが、震源が引き締まったことで全体として東北東-西南西に並ぶ震源分布が得られた。この方向はモーメントテンソル解の節面の1つの走向に調和的であり (第1図)、また当地域の主要な地質構造や活断層の走向とも調和的である (第3図)。余震分布の拡がり、走向方向に約1.5 km、深さ方向に約2 kmと見積もられる。断面図を見ると、震源は深さ9~11 kmほどに分布しており、本震はその最深部に位置している。全体としては鉛直に近い分布をしており、モーメントテンソル解の東北東-西南西の節面と調和的である。このように、余震分布の全体的な特徴はモーメントテンソル解で説明できる。一方、A-B断面図を少し詳しく見てみると、深さ約10.3 kmを頂点とした"く"の字型をしていることが伺える。深さ約10.3 kmより浅部では北北西傾斜を示し、それより深いところでは鉛直に近くわずかに南南東傾斜の傾向を示す。本震の震源位置を考慮すると、最初に南南東傾斜の断層面で破壊が開始し、その後、北北西傾斜の断層面に乗り移ったと解釈できる。破壊開始時のずれを反映しているP波初動解の節面の一つは北東-南西走向の南東傾斜を示しており、10.3 km以深の余震分布の全体的な傾向とややずれているが、基本的には調和的と言えよう。このように、P波初動解とモーメントテンソル解の差異は、初期破壊のずれが断層運動の全体像とわずかに異なっていたというところで説明可能であろう。

5. 発震機構解および応力場の推定

本研究で対象とする地震のうち、本震についてはP波初動解およびモーメントテンソル解が決定されている (第1図)。一方、余震のほとんどはM_j2以下であり、P波初動の押し引きデータのみで解を一意に決定することは困難であることから、これまでのところ報告がない。そこで本研究では、P波初動

の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使うことで、この問題点を克服することにした。ここで扱う手法はこれまでも微小地震に適用されており、その有効性が示されている（例えば、Imanishi *et al.*, 2011a; Matsushita and Imanishi, 2015）。解析手法の詳細は今西ほか（2013）を参照されたい。推定結果の比較のため、本震についても同じ手法で推定を行った。

実際の解析においてはP波初動の押し引きデータが8個以上ある地震に対して上記手法を適用し、最終的に本震および15個の余震の解を安定して推定することができた。最も小さな地震は M_j 0.4である。解析例として、2月8日1時44分に発生した M_j 1.2の地震について説明する。第8図aは対象地震の震源と観測点毎にどのような種類のデータを使用したのかを示している。P波に関しては初動極性が判読できず、振幅の絶対値のみを使用している観測点もある。第8図bはGS.ANK1の上下動成分の波形とP波スペクトルを示している。スペクトル計算のウィンドウ長は1.28秒である。図には示していないが、S波（transverse成分）のスペクトルの計算には2.56秒のウィンドウを取った。この観測スペクトルにBoatwright(1978)の ω^2 モデルをあてはめて、コーナー周波数とQ値をグリッドサーチしながら低周波側のスペクトルレベルを最小二乗法により推定した。このスペクトルレベルには発震機構解と地震モーメントの情報が含まれており、観測振幅値(d)としてその後の解析に使用する。 ω^2 モデルをあてはめた結果、残差が最小になる時のモデルスペクトルを第8図bの赤線で示す。第8図cとdはグリッドサーチ結果の残差分布と観測振幅値の分布を示す。これらの結果からスペクトルの高周波側の傾きを定めるコーナー周波数とQ値には強いトレードオフが存在しているが、スペクトルの低周波側で決定される観測振幅値にはこのトレードオフの影響がほとんど無く、正確に推定できることがわかる。このような手順で全ての観測点のP波とS波の観測振幅値を求めた後、走向、傾斜角、すべり角を 5° の刻み幅でグリッドサーチし、全観測点の観測振幅値と理論振幅値(Aki and Richards (2002)の(4.93)および(4.95)式)の残差を最小にする発震機構解と地震モーメントを推定した。実際の解析では、推定した発震機構解から計算される理論振幅値と観測振幅値の比を計算し、これを観測点毎に対数平均したものを観測点補正值とし、再度、観測点補正值を考慮した上で決定し直している。第8図eに推定された発震機構解を示す。シンボルの大きさは絶対振幅値に比例しており、観測振幅値は最適解で良く説明できていることがわかる。同図には参考として残差が最小値の1.1倍までの解の節面を灰色の線で示しており、解が一意に決定できていることが伺える。同様の手順により推定した全ての地震の発震機構解とP波初動極性との比

較を第9図に示す。ここでは発震機構解のタイプを視覚的に判断しやすくするためにFlohlich (1992)の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じてビーチボールに色を付けている。また、第8図eと同様に、残差が最小値の1.1倍までの解の節面を灰色の線で表示している。No.13の地震はやや決まりが悪いが、その他の地震については一意に解が決定できているものと見なせる。本震の発震機構解については、気象庁のP波初動解に類似したものが推定されている。本手法は波形の振幅を使うので、モーメントテンソル解のように断層運動の平均像を反映した解が推定されることも予想されたが、P波初動極性が推定値に強い拘束を与えており、結果としてP波初動解に近い解が得られたものと推定される。本手法では地震モーメントも推定することができ、モーメントマグニチュード(Hanks and Kanamori, 1979)に換算すると4.7であった。この値は防災科学技術研究所ならびに気象庁発表のモーメントテンソル解の推定値(M_w 4.8)に近い。余震の発震機構解は横ずれ型や本震に類似した解（逆断層成分をわずかに含む横ずれ型）が多いが、逆断層型も含まれる。発震機構解の空間分布を第10図に示す。データが不十分なため明瞭ではないものの、逆断層成分を持つ余震が震源域の南西側に多い傾向を示すことが確認できる。第11図にプランジ角が 30° 以下のP軸とT軸の方位分布を示す。P軸はほぼ東西、T軸はほぼ南北方向に分布している。このような発震機構解とP軸・T軸の特徴は、四国地域の地殻地震の特徴と概ね調和的であり（例えば、岡野・木村, 1996）、その特徴は第A2図の気象庁カタログからも確認できる。

次に、推定した発震機構解を用いて応力テンソルインバージョンを行い、応力場を推定した。応力テンソルインバージョンにより推定されるパラメータは、最大主応力 S_1 、中間主応力 S_2 、最小主応力 S_3 の方位、そして、応力比 $\phi = (S_2 - S_3) / (S_1 - S_3)$ の4つである。本研究では、Imanishi *et al.* (2011a)の手順に従い、Michael (1984, 1987)の手法を適用し応力場推定を行った（第12図）。最適解は S_1 がほぼ水平で東西方向を持つ横ずれ場であることを示している。しかし、 S_2 と S_3 の95%信頼区間は一部重なっていることから、横ずれ場と逆断層場が共存した場とみなすのが妥当である。応力比 ϕ は0.5より小さいことから、 S_2 の絶対値は S_1 よりも S_3 に近い値であることがわかる。これは横ずれ場と逆断層場が共存していることを支持するとともに、 S_1 の絶対値が他の主応力よりも卓越していることも意味している。先行研究による応力テンソルインバージョン結果(Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake *et al.*, 2015)と比較すると、本研究領域に近い場所では東西方向に最大主応力軸を持つ横ずれ場が推定されており、本研究の最適解に調和的である。

6. 応力降下量の推定

2015年徳島県南部の地震の震源特性を調べるために、応力降下量の推定を行う。応力降下量を正確に見積もるためには、地震波の伝播特性を正しく評価し、断層サイズに関係するパラメータ（コーナー周波数もしくはパルス幅）を求める必要がある。しかし、第8図cに示したように、コーナー周波数と地震波の伝播特性（Q値）には強いトレードオフが存在し、正確にコーナー周波数を推定することは容易ではない。さらに地震波の伝播特性は周波数依存性を示すことが知られており、理論的に評価することは困難である。この問題点の解決策として、近接する地震のスペクトル比を計算し共通する伝播特性をキャンセルさせるアプローチがある（Berckhemer, 1962）。本研究では、スペクトル比法の一つである Multi-Window Spectral Ratio (MWSR) 法（Imanishi and Ellsworth, 2006）を使用する。この手法の特徴は直達波のみならず後続波に対してもスペクトル比を計算し、全てをスタックするところにあり、伝播経路や発震機構解のわずかな違いによる影響を抑えられる利点がある。これにより、直達波単独の場合よりも安定したスペクトル比が得られることがわかっている（例えば、Imanishi and Ellsworth, 2006; Uchida *et al.*, 2007）。

スペクトル比の計算に使う小地震（経験的グリーン関数）として、震源位置が近く発震機構解も比較的類似している2月6日16時32分に発生した地震（M_j2.1, M_w2.3）（第9図および第10図のNo.7）を採用した。解析に使用する観測点は、第13図aに示す4観測点である。震源に近いAIOI観測点を使用しなかったのは、2つの地震でP波初動の極性が一致しなかったためである。一方、震源から少し離れているGS.ANK1観測点を使用したのは、3節で述べたようにこの地域で一番深いところに地震計が設置されており（地表から深さ578m）、データの質が高いためである。スペクトルの計算はP波を対象にし、ウィンドウ長は発震機構解の場合と同様に1.28秒とした。ウィンドウは、ウィンドウの1/4長ずらしながら計3個取った（第13図b）。この結果、スペクトル比のスタック数は合計で36となる（3成分, 3ウィンドウ, 4観測点）。スタックしたスペクトル比を第13図cの太線で示す。単独のウィンドウによるスペクトル比にはばらつきが見られるが（第13図cの灰色の線）、直達波と後続波のスペクトル比をスタックすることにより、非常に安定してスペクトル比が求まることがわかる。次に、スタック後のスペクトル比にBoatwright (1978) の ω^2 モデルを当てはめることにより、2つの地震のコーナー周波数と地震モーメント比を推定した。この際、モデル関数はコーナー周波数に対して非線形であるので、Levenberg-Marquardt法（Press *et al.*, 2007）を用いて推定した。

最適解における理論スペクトル比を第13図cの赤線で、コーナー周波数を三角で示す。ただし、図からも確認できるように経験的グリーン関数（No.7）のコーナー周波数は必ずしも拘束されているとは言えない。正確な推定値を得るためにはさらに高周波数の情報が必要となることから、本研究では経験的グリーン関数のコーナー周波数から導かれる震源パラメータについては議論しないことにする。Sato and Hirasawa (1973) の円形クラックモデルによると、断層半径 r とP波のコーナー周波数 f_p の間には以下の関係がある。

$$r = C_p v_p / 2\pi f_p \quad (1)$$

ここで v_p はP波速度であり、第6図より6.1 km/sと仮定する。 C_p は破壊伝播速度に依存した係数で、本研究では1.5とする。この値は破壊伝播速度がS波速度の0.9倍の時に相当する（Aki and Richards, 2002）。応力降下量 $\Delta\sigma$ は下記のEshelby (1957) の式により求める。

$$\Delta\sigma = (7/16)(M_0/r^3) \quad (2)$$

ここで本震の地震モーメント（ M_0 ）は発震機構解推定の際に求めた値を代入する。一方、経験的グリーン関数の M_0 は、推定された地震モーメント比と本震の M_0 とから計算した。このようにして推定した経験的グリーン関数の M_0 は発震機構解推定の際に求めた値とほぼ同じで、両方の解析は互いに整合性が取れている。(1), (2)式から推定された断層半径と応力降下量を第1表に掲げる。ただし、前述のように経験的グリーン関数の推定結果についてはここでは議論しない。推定結果の誤差評価は今西ほか (2013) に従い、ブートストラップ法（Efron and Tibshirani, 1994）により行った。具体的には36個のスペクトル比から重複を許してランダムに36個を取り出し（リサンプリング）、スペクトル比のスタックを行い、 ω^2 モデルを当てはめて応力降下量を推定する。同様の操作を1000回を行い、パーセンタイル法により95%信頼区間を推定した。両地震の断層半径、応力降下量、および、経験的グリーン関数の M_w の95%信頼区間を第1表の角括弧内に示す。本震の断層サイズは円形クラックモデルの仮定の下では直径約1.2 kmの円となる。これは余震分布から推定される1.5 km × 2 kmに比べるとやや小さいが、地震時にすべりの生じた領域が余震分布より小さくなることはしばしば見られることである。参考までにすべり量を見積もると、剛性率を32 GPaとした場合、約34 cmと見積もられる。本震の応力降下量は24.4 MPaと推定されたが、通常の地殻地震（例えば、Abercrombie, 1995; Allmann and Shearer, 2009）と比べると高めである。なお、この推定値はSato and

Hirasawa (1973) のモデルを仮定した場合の推定値であるが、Appendix A2 より Brune (1970) のモデルを仮定した場合は約 7 MPa, Madariaga (1976) のモデルを仮定した場合は約 49 MPa となる。最も低く見積もられる Brune (1970) のモデルの場合でも、通常の地殻地震よりはやや大きい応力降下量を示す。

7. 考察

2015 年徳島県南部の地震の発生場を理解する上で、地下構造との対応を見ることは重要である。この地域では、今回の地震の震央近辺を南北に横切る反射法地震探査が行われており、地殻構造断面が推定されている (佐藤ほか, 2005; Ito *et al.*, 2009)。第 14 図は佐藤ほか (2005) の地質解釈断面図に本研究で決定した震源を投影したものである。地表地質図上では四万十帯北帯に位置していたが (第 3 図)、断面図で見ると四万十帯南帯の中に位置していることがわかる。また、余震分布に着目すると、四万十帯南帯の上端付近にまで達していることもわかる。一般に地質体の境界の強度は弱いことが期待されるが、今回の地震は地質境界面ではなく、基本的には地質体内部で発生したことになる。四万十帯は強く変形を受けてきた付加体であるので、四万十帯内部には大小様々な既存弱面があり、その中には今回の地震のように鉛直方向を示すものが存在していても不思議ではない。今回の地震の発生は、現在のテクトニック応力によって動きやすい既存弱面が選択的にずれ動いた結果と解釈するのが妥当であろう。

今回の地震の断層サイズは余震分布から見積もった場合とコーナー周波数から見積もった場合で違いがあるものの、1~2 km のスケールである。前述のように四万十帯は強く変形を受けてきた付加体であることを考えると、同スケールの弱面は他にも数多くあることが予想され、今後も同規模の地震が発生することはあり得るであろう。一方、さらに大きな地震が起きる可能性はあるだろうか。例えば第 2 図 a を見ると、今回の地震の震源域の北西側に約 10 km の長さを持つ北東-南西方向の震源分布の並びが 2 列確認できる。ここは 1955 年の $M_j 6.4$ の地震とも近く、また、震源分布の走向は発震機構解 (Ichikawa, 1971) の 1 つの節面とも調和的であり、その関連性が示唆される。いずれにせよ、10 km もしくはそれを超えるような連続した弱面 (断層) が地下に伏在している可能性があり、この地域の地震発生ポテンシャルを検討する上でも、このような線上配列した震源分布がどのような意味を持つのかを多面的な調査により明らかにしていくことが必要である。また最近の研究では応力降下量には地域性があることが報告されており (例えば, Shearer *et al.*, 2006; Uchide *et al.*, 2014)、この地域で発生する地震は今回の地震と同様に大きな応力降下量を持つ可能性がある。そ

の場合、周辺域における被害は大きなものとなるであろう。

最後に、南海トラフ大地震の発生サイクルにおいて今回の地震の発生がどのような意味を持つのかについて考察する。1946 年南海地震の発生前後における地震活動については、Okano and Kimura (1979) や木村 (2001) で詳しく調べられている。観測漏れが少ないと考えられる $M4$ 以上の地震を対象にすると、データが揃っている南海地震の発生前約 19 年間に渡って地殻地震の活動が低かったことが指摘されている。また、南海地震の発生後は地殻地震の活動が非常に活発化したが、時間の経過とともに低下していることも報告されている。第 15 図は気象庁カタログを元に作成した四国東部の地殻地震の積算個数で、 $M4$ 以上の積算個数を緑、 $M5$ 以上の積算個数を赤で示す。この図からも先行研究と同様の傾向が確認できる。1955 年に見られる活動の活発化は、 $M_j 6.4$ の地震 (第 1 図) の余震によるものである。ここで注目したいのは $M4$ 以上の積算個数に見られる 2000 年頃からの活動の増加で、今回の地震はこの地域の地震活動が高まってきた中で発生したと捉えることができるかもしれない。データの精度の問題もあるためここでは深く立ち入らないが、1946 年南海地震の前も $M4$ 以上の活動が少し増えていたように見える。

以下ではこの一連の活動の時間変化についてモール円を使った検討を行う。ここでは便宜上、西南日本とフィリピン海プレートとの境界面上で海溝型大地震が起こった直後の応力状態から話を進める。前述の通り、1946 年南海地震発生後、四国の地殻地震の活動は活発化したが、Ichikawa (1971) の発震機構解カタログによると、ほとんどが東西方向に P 軸を持った横ずれ型である。そのため、この時点での応力状態は第 16 図 a に示すように、東西方向 (σ_{EW}) が最大主応力、南北方向 (σ_{NS}) が最小主応力、鉛直方向 (σ_z) が中間主応力となっていたと見なせる。フィリピン海プレートの沈み込み方向は北西方向であるので (Miyazaki and Heki, 2001)、定常的には σ_{NS} と σ_{EW} の両方が同程度の割合で増えていくと近似できる。一方、 σ_z は被り圧で決まるので時間変化はない。なお、 σ_{NS} と σ_{EW} の増分に伴い主応力方向が変化し得るが、この変化量は長期的な蓄積により形成された東西圧縮力の絶対値に比べて小さいと考えられるので、主応力方向の変化は無視できるものとして話を進める。以上を踏まえると、時間の経過とともにモール円の大円は大きさを変えずに右に移動することになるので、いずれは第 16 図 b に示す応力状態になり、クーロンの破壊条件を満たさなくなる。これは 1946 年南海地震後に見られた静穏化を説明するメカニズムと言える。その後さらに時間が経過すると、ある時点で σ_{NS} が σ_z を上回ることになる。 σ_z は時間変化しないからモール円の大円の直径 ($\sigma_{EW} - \sigma_z$) は σ_{EW}

の増加とともに大きくなり、ついには再び破壊条件を満たす応力状態に達する (第16図c). これは2000年頃から見られる地震活動の活発化に対応しているのではないだろうか. さらに時間が進み西南日本とフィリピン海プレートとの境界面上で海溝型地震が起きると、基本的には増分した応力が減少することになるので、第16図aの応力状態に再び戻ることになる. これは1946年南海地震直後の横ずれ型の地震の活発化を説明するものであり、巨大地震にトリガーされた地震活動として解釈できよう. なお、この地域は斜め沈み込みで特徴づけられるテクトニクス場であるので、海溝軸に平行な応力成分は主に中央構造線の横ずれで解放される一方、海溝軸に直交する応力成分が南海トラフの大地震で解放される可能性がある (Fitch, 1972). この場合、直交成分に近い σ_{NS} が主に減少することになり、横ずれ型の地震がさらに起きやすくなるセンスとなる. ところで、第16図cから期待される地震のタイプは東西方向にP軸を持つ逆断層である. 今回の地震は逆断層型とは言えないが、破壊開始時の応力状態を反映するP波初動解は逆断層成分を持っているし、余震には逆断層型も含まれていた. また第A2図を見ると、今回の地震の発生以前から逆断層型の地震がすでに起きていることがわかる. 現在の応力場は第16図cのように純粋な逆断層場に移行していないため、横ずれ型と逆断層型の両方が発生し得る場になっていると解釈することができよう. 言い換えると、今回の地震は第16図cの応力場に移行しつつある段階で発生した地震と見なすことができる.

上記ではモール円により四国地域の地殻地震の時間変化について議論したが、Wang (2000) でも同様の検討が行われている. ただし、フィリピン海プレートの沈み込み方向が最大主応力方向に直交していると仮定しているなど、観測事実と矛盾している問題点がある. 本稿のモデルと同様にWang (2000) のモデルでも南海地震直後の横ずれ地震の活発化とその後の静穏化を説明することができるが、Wang (2000) のモデルでは時間変化する応力は σ_{NS} のみになるので、第16図cのようにモール円の最大主応力が大きくなることはあり得ず、次の南海地震に向けて活動の活発化は起こらない. 第16図のモデルは最新の観測データを元にWang (2000) のモデルを再検討したものと位置づけられよう. 我々のモデルの妥当性は今後のデータ蓄積を待つ必要があるが、このモデルに従えば、次の南海地震に向けて逆断層型の地震が徐々に多く発生するようになることが予想される. 微小地震まで含めて発震機構解を推定し、応力場の時間変化を高精度でモニタリングしていくことが鍵となるであろう. 今後はこのモデルを定量化していくことで、次の南海地震の発生の切迫度を検討する上での判断材料として活用することができるものと考えている.

8. 結論

本研究では2015年2月6日に発生したM_j5.1の徳島県南部の地震とその余震について、震源決定、発震機構解、応力降下量の推定を通して活動の特徴を調べた. また、得られた結果をもとに、この地震のテクトニックな意味について考察を行った. 本研究の結果は以下のようにまとめられる.

(1) 余震分布は走向方向に約1.5 km、鉛直方向に約2 kmの拡がりを持ち、深さ9~11 kmほどに分布する. 余震分布全体の走向と傾斜はモーメントテンソル解の東北東-西南西の節面に概ね調和的であり、また走向はこの地域の主要な地質構造や活断層の走向と調和的である.

(2) 余震分布の傾斜を詳しく見ると、深さ約10.3 kmより浅いところでは北北西傾斜、それより深いところでは鉛直に近くわずかに南南東傾斜を示す. 本震は余震分布の最深部に位置していることから、最初に南南東傾斜の断層面で破壊が開始し、その後、北北西傾斜の断層面に乗り移ったと解釈できる. P波初動解とモーメントテンソル解の差異は、初期破壊のずれが断層運動の全体像とわずかに異なっていたということで説明可能である.

(3) 今回の地震は地表地質図上では四万十帯北帯に位置していたが、震源域近傍を南北に横断する形で実施された地殻構造探査による地質解釈断面図と比較すると、四万十帯南帯で発生していたことがわかった. 余震は四万十帯南帯の上端付近まで達しているが、基本的には四万十帯南帯内部の活動である.

(4) 振幅値を用いた発震機構解推定法を用いることで、M_j0.4を下限とする合計15個の余震と本震の発震機構解を推定することができた. 本震の発震機構解はP波初動解に類似した逆断層成分をわずかに含む横ずれ型と推定された. 余震の発震機構解は横ずれ型や本震に類似した解が多いが、逆断層型も含まれる. 本震、余震ともにP軸はほぼ水平で東西方向を示す. これらの発震機構解の特徴はこれまで報告されている当該地域の特徴と調和的であり、今回の地震はこの地域に働くテクトニックな応力場に適した活動であったと言える.

(5) 応力テンソルインバージョン解析による最適解は最大主応力軸が東西方向の横ずれ場であるが、95%信頼区間を考慮すると、横ずれと逆断層が共存した応力場と見なすのが妥当である. 横ずれ場と逆断層場が共存していることは推定された応力比からも支持される.

(6) マルチウィンドウスpekトル比法により、本震の応力降下量を推定した. 推定値は仮定する震源モデルに依存するものの、Sato and Hirasawa (1973) のモデルを仮定した場合、24.4 MPaであり、通常の地殻地震よりも大きめであることがわかった. 応力降下量には地域性があることが報告されており、こ

の地域で発生する地震は大きな応力降下量を持つ可能性がある。

(7) 地震活動の特徴から南海トラフ大地震の発生サイクルにおける四国の地殻内応力のモデルを提案し、今回の地震の発生がどのような意味を持つのかを検討した。提案したモデルでは次の南海地震に向けて東西方向にP軸を持つ逆断層型の地震が増えることを予想するが、今回の地震はその段階に移りつつあることを示唆している可能性がある。ただし、このモデルは定性的なものであることから、今後のデータ蓄積と定量的な解析によりモデルの妥当性を検討していく必要がある。

謝辞 本研究では気象庁カタログならびに防災科学技術研究所のF-netモーメントテンソルカタログ(福山ほか, 1998)を使用させて頂きました。波形解析においては、産業技術総合研究所のほか、防災科学技術研究所Hi-net, 気象庁, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 高知大学理学部附属地震観測所の定常観測網のデータを利用しました。2015年徳島県南部の地震発生後に鹿児島大学の北村有迅助教, 高知大学の橋本善孝准教授, 東京大学の山口飛鳥助教および木村学教授と交わした議論は本稿の執筆に際して大変参考になりました。高知大学理学部附属高知地震観測所の大久保慎人准教授および山品匡史技術職員には地震波速度構造について情報を頂きました。産業技術総合研究所の原英俊博士には四万十帯付加体について議論していただきました。発震機構解の推定では東京大学の井出哲教授のプログラムを参考にさせていただきました。また、応力テンソルの計算には米国地質調査所のAndrew Michael博士の“Slick Package”(http://earthquake.usgs.gov/research/software/)を利用させて頂きました。図の多くは、Generic Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998)で作成しました。査読にあたっては産業技術総合研究所の石川有三博士ならびに編集担当の松本則夫博士から有益なご意見を頂き、本稿の改善に大きく役立ちました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- Abercrombie, R. E. (1995) Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. Geophys. Res.*, 100 (B12), 24015-24036, doi:10.1029/95JB02397.
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002) *Quantitative Seismology*. 2nd ed., University Science Books, Sausalito, 700 p.
- Allmann, B. P. and Shearer, P. M. (2009) Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uhira, K. (2002) The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59-73.
- Boatwright, J. (1978) Detailed spectral analysis of two small New York State earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 1117-1131, 1978.
- Berckhemer, H. (1962) Die ausdehnung der Bruchfläche im Erdbeben herd und ihr Einfluss auf das seismische Wellen spektrum, *Gerlands Beitr. Geophys.*, 71, 5-26.
- Brune, J. N. (1970) Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75(26), 4997-5009, doi:10.1029/JB075i026p04997 (Correction, (1971), *J. Geophys. Res.*, 76, 5002).
- Efron, B. and Tibshirani, R. J. (1994) *An Introduction to the Bootstrap*, Monographs on Statistics and Applied Probability 57, Chapman and Hall/CRC, 436 p.
- Eshelby, J. D. (1957) The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proc. R. Soc. London*, 241, 376-396.
- Fitch, T. J. (1972) Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77(23), 4432-4460, doi:10.1029/JB077i023p04432.
- Flohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75, 193-198.
- 福山英一・石田瑞穂・Dreger, D. S.・川井啓廉 (1998) オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定. *地震* 2, 51, 149-156.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84 (B5), 2348-2350, doi:10.1029/JB084iB05p02348.
- Hanks, T. and Wyss, M. (1972) The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.*, 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Huzita, K. (1980) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands. *Memoris Geol. Soc. Japan*, No. 18, 129-153.
- Ichikawa, M. (1971) Reanalyses of mechanisms of which occurred in and near Japan and statistical studies on

- the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, 35, 207-274.
- Imanishi, K. and Ellsworth, W.L. (2006) Source scaling relationships of microearthquakes at Parkfield, CA, determined using the SAFOD Pilot Hole Seismic Array in Earthquakes: Radiated energy and the physics of earthquake faulting, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 170, edited by R. Abercrombie *et al.*, AGU, Washington, D. C., 81-90.
- Imanishi, K., Kuwahara, Y., Takeda, T., Mizuno, T., Ito, H., Ito, K., Wada, H. and Haryu, Y. (2011a) Depth-dependent stress field in and around the Atotsugawa fault, central Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms: Evidence for localized aseismic deformation in the downward extension of the fault. *J. Geophys. Res.*, 116, B01305, doi:10.1029/2010JB007900.
- Imanishi, K., Takeda, N., Kuwahara, Y., Koizumi, N. (2011b) Enhanced detection capability of non-volcanic tremor using a 3-level vertical seismic array network, VA-net, in southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L20305, doi:10.1029/2011GL049071.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人 (2013) 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動. *地震* 2, 66, 47-66, doi:10.4294/zisin.66.47.
- 石橋克彦 (1995) 「アムールプレート東縁変動帯」における1995年兵庫県南部地震と広域地震活動(予報). *地質ニュース*, no. 490, 14-21.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T. (2009) Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, 472, 124-134.
- Kaneko, Y. and Shearer, P.M. (2014) Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture. *Geophys. J. Int.*, 197, 1002-1015, doi:10.1093/gji/ggu030.
- Kato, T., El-Fiky, G. S., Oware, E. N. and Miyazaki, S. (1998) Crustal strains in the Japanese Islands as deduced from dense GPS array. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3445-3448, doi:10.1029/98GL02693.
- 活断層研究会 (1991) 新編「日本の活断層一分布と資料一」. 東京大学出版会, 437p.
- 木村昌三 (2001) 1946年南海地震に関係する四国における地震活動の特徴. *地学雑誌*, 110, 581-591.
- 岸本清行 (1999) 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd. 地質調査所研究資料集 (GSJ Open file Report), 353.
- 神戸信和 (1969) 20万分の1地質図幅. 剣山, 地質調査所.
- Madariaga, R. (1976) Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 639-666.
- Matsushita, R. and Imanishi, K. (2015) Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 642, 46-57, doi:10.1016/j.tecto.2014.12.011.
- Michael, A.J. (1984) Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, 89, 11517-11526.
- Michael, A.J. (1987) Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence, *J. Geophys. Res.*, 92 (B8), 7963-7979.
- Miyazaki, S., and Heki, K. (2001) Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision. *J. Geophys. Res.*, 106(B3), 4305-4326, doi:10.1029/2000JB900312.
- Nakajima, J., and Hasegawa, A. (2007) Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *J. Geophys. Res.*, 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60p.
- 日本の地質「四国地方」編集委員会編 (1991) 日本の地質 8 四国地方. 共立出版株式会社, 284p.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., Yamamoto, A. (2004) K-NET and KiK-net. *Earth Planets Space*, 56, xv-xxviii.
- 岡村行信・上嶋正人 (1986) 20万分の1「室戸岬沖海底地質図及び同説明書」. *海洋地質図*, no.28, 地質調査所, 32p.
- Okano, K. and Kimura, S. (1979) Seismicity characteristics in Shikoku in relation to the great Nankaido earthquakes. *J. Phys. Earth*, 27, 373-381.
- Okano, K., Kimura, S., Konomi, T. and Nakamura, M. (1980) Focal mechanism in Shikoku, Japan inferred from microearthquake observations. *Mem. Fac. Kochi Univ.*, 1, Ser. B, 1-13.
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直・中村正夫 (1985) 四国および周辺地域の震源分布. *地震* 2, 38, 93-103.
- 岡野健之助・木村昌三 (1996) 南海地震に関連する四国およびその周辺地域の地盤変動. *地震* 2, 49, 361-374.
- Pollitz, F.F. and Sacks, I. S. (1997) The 1995 Kobe, Japan, earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore

- 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 87, 1-10.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. and Flannery, B.P. (2007) Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, 1256 p.
- 佐藤比呂志・児島悠司・村田明広・伊藤谷生・金田義行・大西正純・岩崎貴哉・於保幸正・荻野スミ子・狩野謙一・河村知徳・蔵下英司・越谷信・高須晃・竹下徹・津村紀子・寺林優・豊原富士夫・中島隆・野田賢・橋本善孝・長谷川修一・平田直・宮内崇裕・宮田隆夫・山北聡・吉田武義・S. Harder・K. Miller・G. Kaip・小澤岳史・井川猛 (2005) 西南日本外帯の地殻構造: 2002年四国一瀬戸内海横断地殻構造探査の成果. 東京大学地震研究所彙報, 80, 53-71.
- Sato, T. and Hirasawa, T. (1973) Body wave spectra from propagating shear cracks. J. Phys. Earth, 21, 415-431.
- 瀬野徹三 (1995) 東北-中部-西南日本の広域応力場. 地震 2, 48, 539-546.
- Shearer, P.M., Prieto, G.A. and Hauksson, E. (2006) Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California. J. Geophys. Res., 111, B06303, doi:10.1029/2005JB003979.
- 田部井隆雄・伊達裕樹・平原和朗・中村佳重郎 (1994) GPS 観測より求めた四国地方南東部の地殻変動. 地震 2, 47, 303-310.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. Tectonics, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- Townend, J., Zoback, M.D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. J. Geophys. Res., 111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 694p.
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Ellsworth, W.L., Imanishi, K., Okada, T. and Hasegawa, A. (2007) Source parameters of a M4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan: Implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle. Geophys. Res. Lett., 34, L20313, doi:10.1029/2007GL031263.
- Uchide, T., Shearer, P.M. and Imanishi, K. (2014) Stress drop variations among small earthquakes before the 2011 Tohoku-oki, Japan, earthquake and implications for the main shock. J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 7164-7174, doi:10.1002/2014JB010943.
- 卜部卓・東田進也 (1992) WIN 微小地震観測網波形検出支援のためのワークステーション・プログラム (強化版). 地震学会予稿集, no.2, 331.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L. (2000) A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. Bull. Seismol. Soc. Am., 90, 1353-1368.
- Wang, K. (2000) Stress-strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones. Tectonophysics, 319, 321-338.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. EOS Trans. AGU, 79, 579.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. Earth and Planetary Science Letters, 411, 188-198.

(受付: 2015年7月31日, 受理: 2015年9月4日)

Appendix A. 四国地方の地震活動と応力場

四国地方の地震活動と応力場に関する資料として、気象庁カタログによる震源分布 (第 A1 図)、深さ 15 km 以浅の発震機構解とその P 軸および T 軸分布 (第 A2 図) を示す。

Appendix B. 仮定するモデルによる応力降下量の違い

コーナー周波数から断層サイズを推定する際、本研究では Sato and Hirasawa (1973) の円形クラックモデルの関係式を使用した。一方、文献によっては Brune (1970) や Madariaga (1976) のモデルも良く使われる。最近では、Kaneko and Shearer (2014) が Madariaga (1976) のモデルを見直し、cohesive zone を考慮して新しい関係式を提案している。ここでは、使用するモデルによって応力降下量の推定値がどの程度変わるのかについて言及しておく。

コーナー周波数と断層サイズの関係式を P 波、S 波それぞれに対して下記のように表記する。

$$r_p = k_p (v_p / f_p) \quad (A1)$$

$$r_s = k_s (v_s / f_s) \quad (A2)$$

ここで v_p と v_s は P 波および S 波速度を表わす。(1) 式と (A1) 式は、 $k_p = C_p / (2\pi)$ の関係にある。それぞれのモデルに対する係数 k_p と k_s を第 A1 表に示す。ここで、Sato and Hirasawa (1973)、Madariaga (1976)、Kaneko and Shearer (2014) はいずれも破壊伝播速度が S 波速度の 0.9 倍の場合の時の関係式である。Madariaga (1976) および Kaneko and Shearer (2014) で報告されている r_p と f_p の関係式は v_s を使って表記されているので、ここでは $v_p / v_s = \sqrt{3}$ と仮定して k_p を算出した。Brune (1970) では S 波に対する関係式しか導出されていない。第 A1 表の k_p は Hanks and Wyss (1972) が P 波に拡張したものであり、係数は

S波と同じである。なお、Brune (1970) のモデルは瞬時に断層ができると仮定しており、断層運動としての厳密性を欠くモデルであるが、このモデルを使用している研究は多い。(2)式を用いて応力降下量を推定すると、P波の場合、Sato and Hirasawa (1973) の推定値に対して、Brune (1970) では約 0.3 倍、Madariaga (1976) では約 2 倍、Kaneko and Shearer (2014) では約 1.3 倍に見積もられる。同様に S 波の

場合は、Brune (1970) では約 0.5 倍、Madariaga (1976) では約 3 倍、Kaneko and Shearer (2014) では約 1.6 倍に見積もられる。このように、推定される応力降下量は、Brune (1970) のモデルが一番小さく見積もられ、Madariaga (1976) のモデルが一番大きく見積もられる。Sato and Hirasawa (1973) のモデルは両者の中間くらいに見積もられ、また Kaneko and Shearer (2014) のモデルに近い値に見積もられることがわかる。

第 1 表. マルチウィンドウスペクトル比法により推定された震源パラメータ.
Table 1. Source parameters estimated from Multi-Window Spectral ratio method.

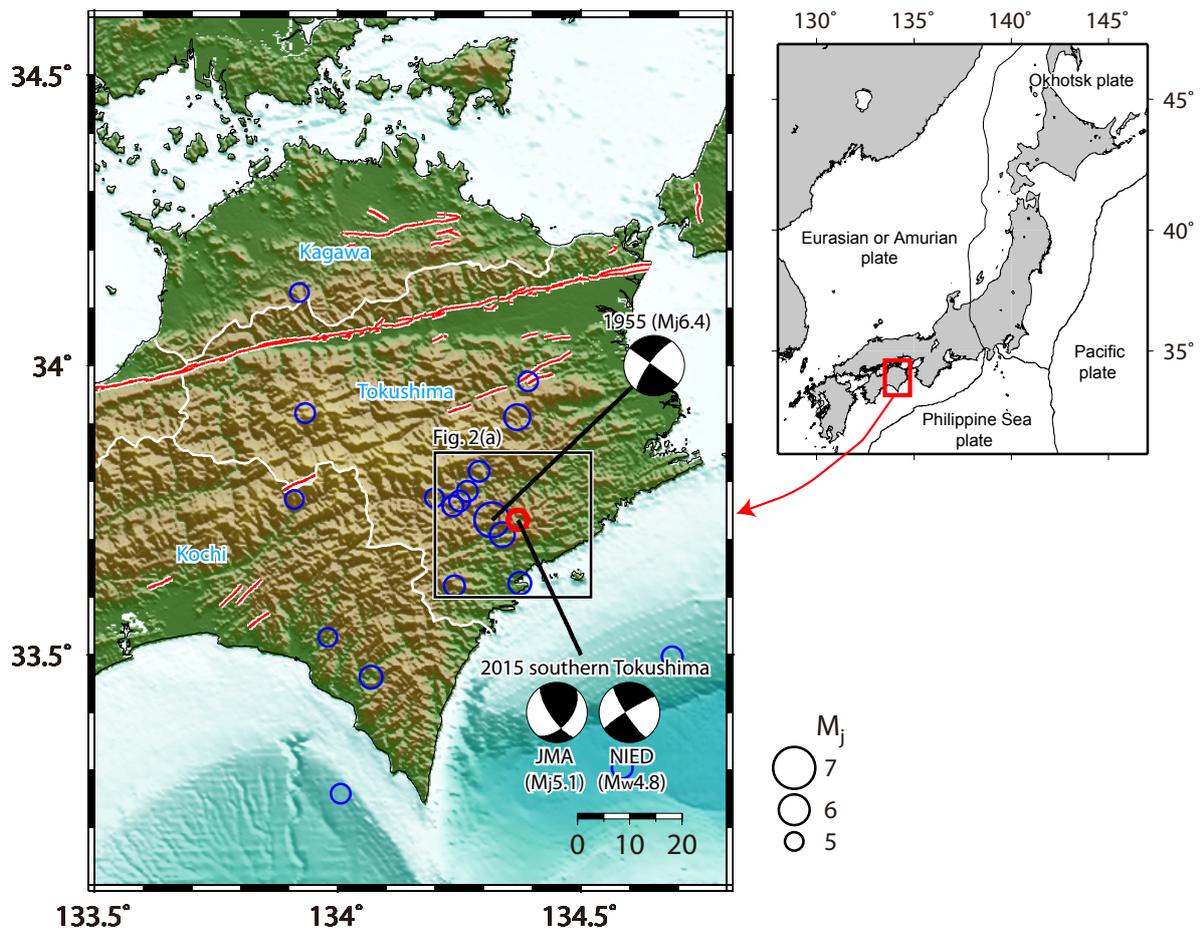
	M _w	f _p (Hz)	r (m)	Δσ (MPa)
Mainshock (No.1)	4.7*	2.4 [2.0-2.9]	609 [505-729]	24.4 [14.2-42.7]
EGF (No.7)	2.3 [2.2-2.4]	15.9 [14.7-17.5]	91 [83-99]	1.7 [1.1-2.5]

*: Fixed. See the text for the details.

[C1-C2]: 95 % confidence region from C1 to C2.

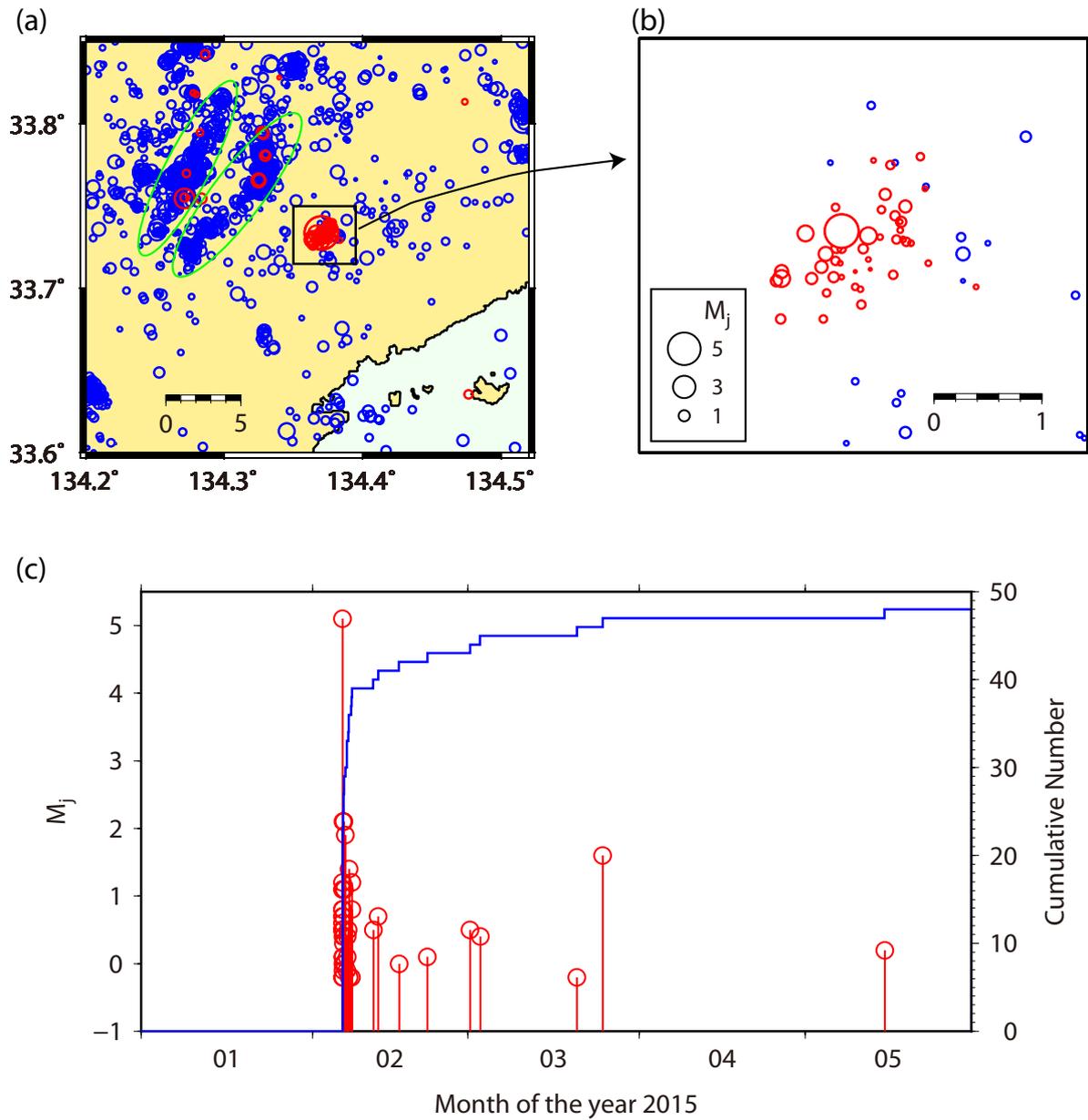
第 A1 表. 4 つの震源モデルにおける (A1) および (A2) 式の係数 k_p および k_s .
Table A1. Coefficients k_p and k_s in equations (A1) and (A2) for four different source models.

	Sato and Hirasawa (1973)	Brune (1970)	Madariaga (1976)	Kaneko and Shearer (2014)
k_p	0.239	0.372	0.185	0.219
k_s	0.302	0.372	0.210	0.260



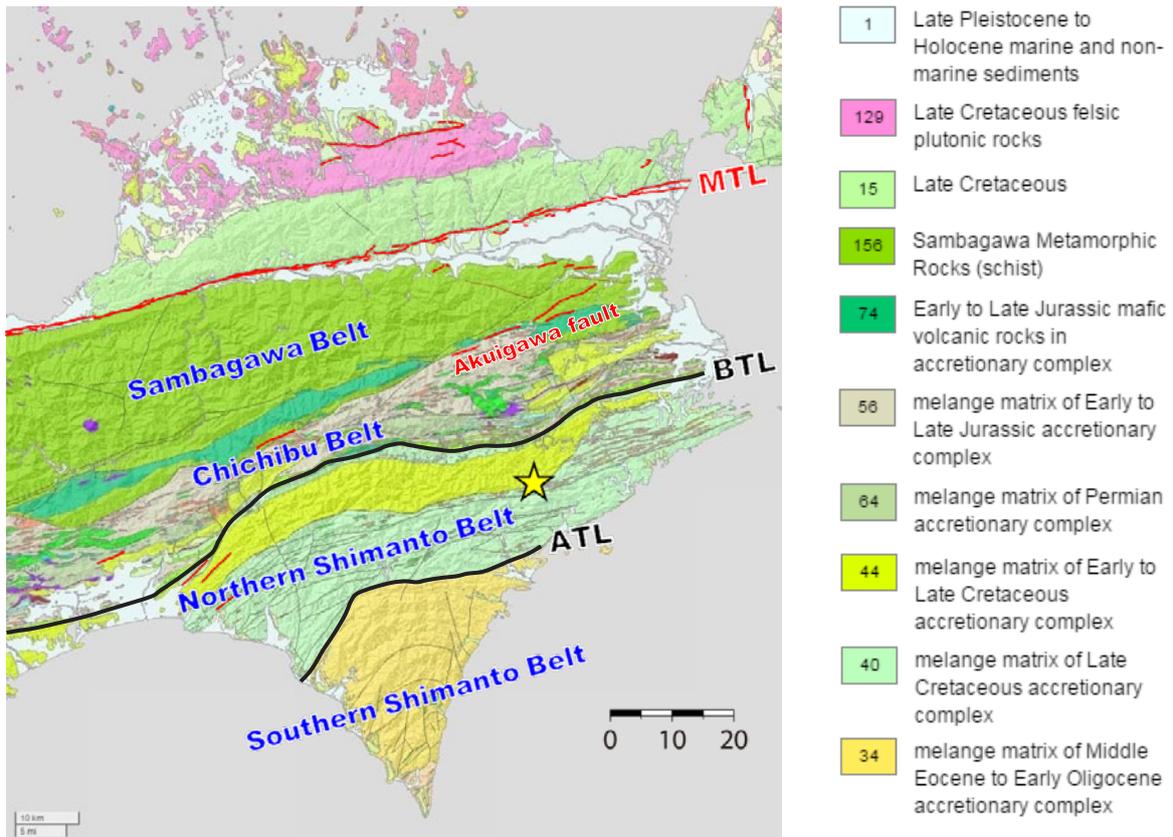
第 1 図. 2015 年 2 月 6 日の徳島県南部の地震 (M_j 5.1). 気象庁カタログによる本震を赤丸で示す. 本震の発震機構解として気象庁による P 波初動解 (JMA) および防災科学技術研究所による F-net モーメントテンソル解のベストダブルカップル解 (NIED) を示す (いずれも等積投影の下半球投影). 青丸は気象庁カタログによる深さ 15 km 未満で M_j 5 以上の地震を示し, 1955 年の地震の発震機構解は Ichikawa (1971) による. 赤線は中田・今泉 (2002) による活断層を示す. 地形データは岸本 (1999) により編集された海陸統合メッシュデータを使用.

Fig. 1. The M_j 5.1 southern Tokushima earthquake on February 6, 2015. Red circle shows an epicenter of the mainshock based on the JMA (Japan Meteorological Agency) catalogue. Focal mechanisms of the mainshock from the P-wave first motion data by JMA and the best double couple solution of F-net moment tensor solution by NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) are shown. Blue circles correspond to earthquakes with magnitude greater than 5 and focal depth shallower than 15 km based on the JMA catalogue. Focal mechanism of the 1955 M_j 6.4 earthquake is from Ichikawa (1971). Red lines show active faults after Nakata and Imaizumi (2002). Topography is based on Kishimoto (1999).



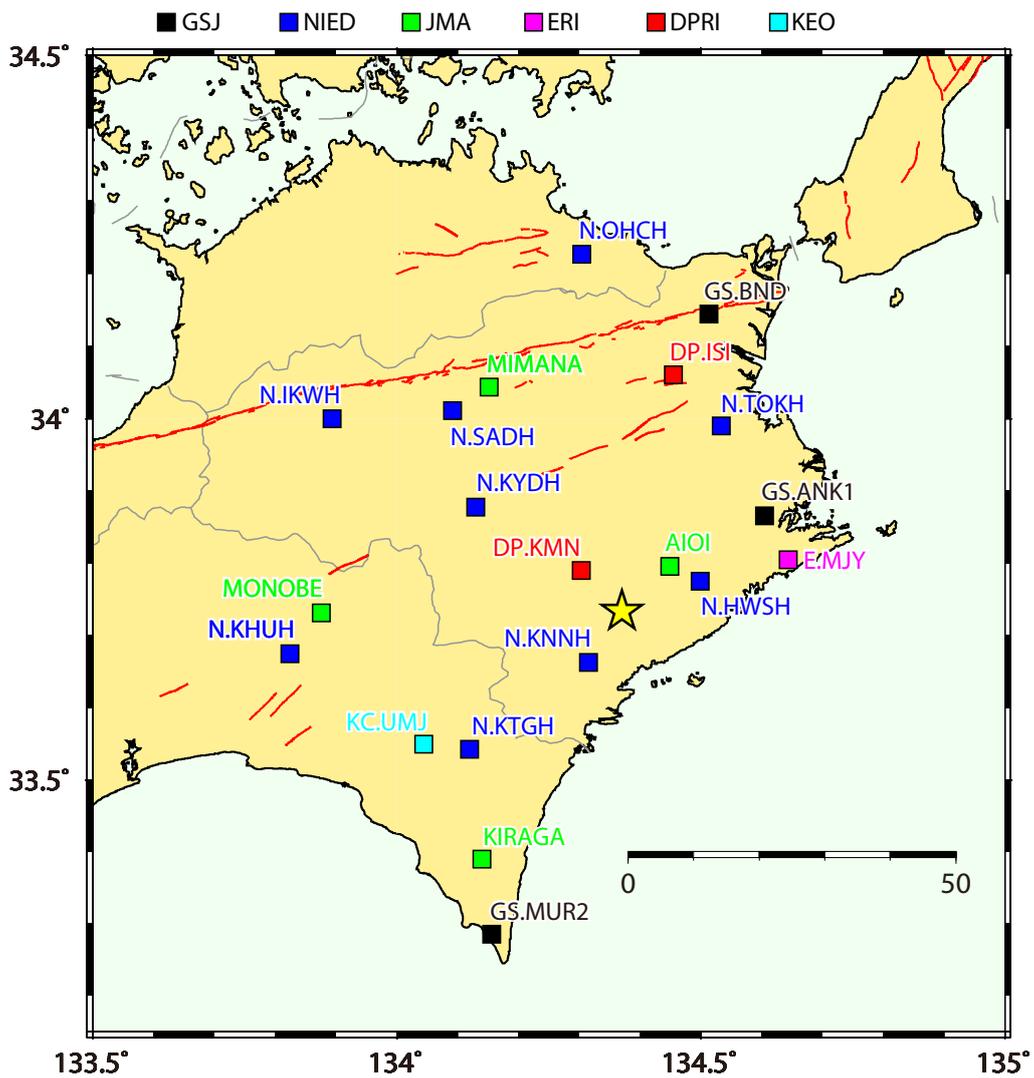
第2図. (a)気象庁カタログによる2015年徳島県南部の地震の震源域周辺の地震活動(2000年1月1日~2015年5月31日. 深さ15km以浅). 本震と余震を赤丸で, それ以前の定常活動を青丸で示す. 7節で言及する顕著な線上分布を緑の楕円で示す. (b) (a)の矩形の拡大図. (c) (b)の図に含まれる地震のM-T図と積算個数(青線).

Fig. 2. (a) Seismicity around the source region of the 2015 southern Tokushima earthquake shallower than 15 km (January 1, 2000–May 31, 2015) based on the JMA catalogue. Red circles show the mainshock and aftershocks, while blue ones show pre-mainshock seismicity. Linear alignments of seismicity discussed in section 7 are shown by green ellipses. (b) Close-up of seismicity around the source region. (c) Magnitude-time plot of earthquakes in (b) along with the cumulative number of earthquakes (blue line).



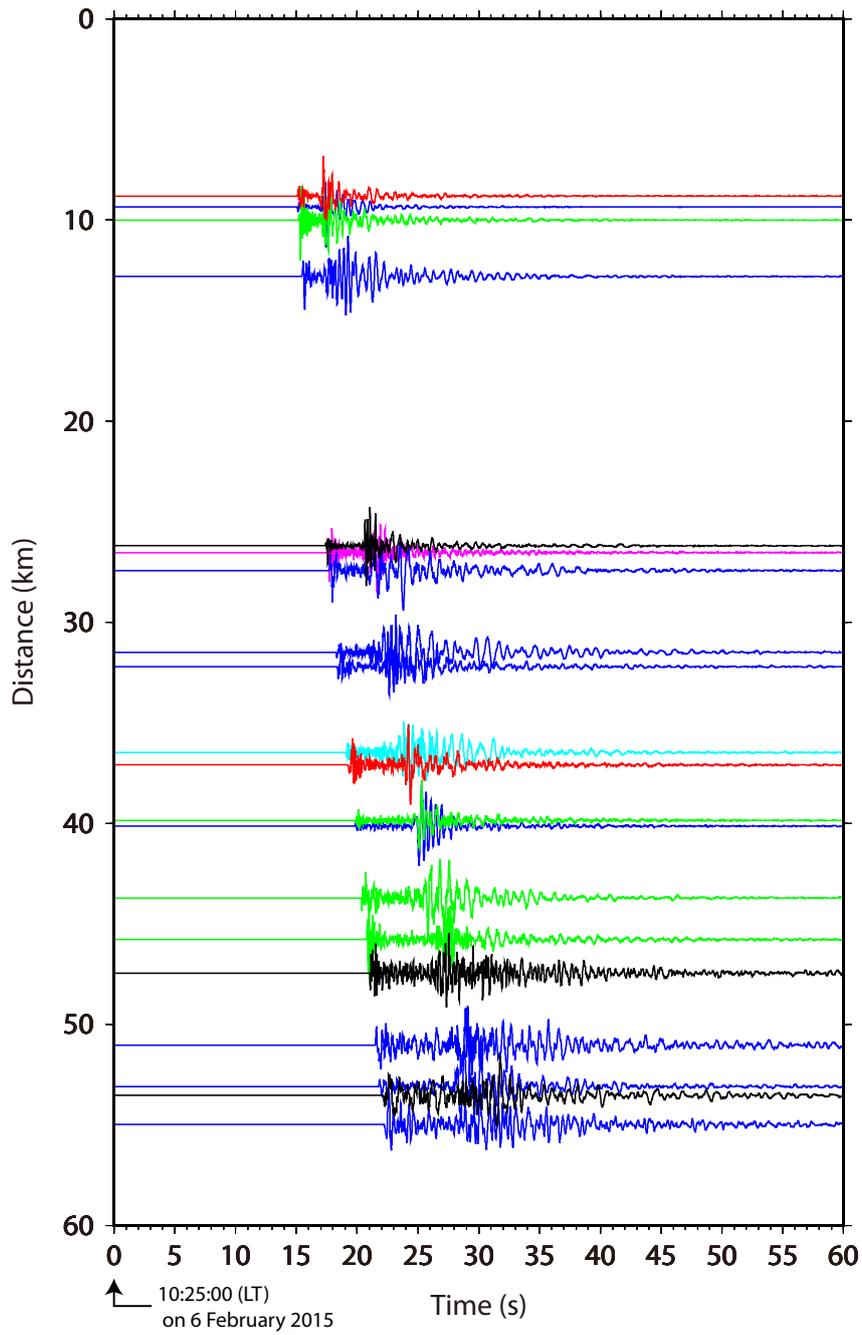
第3図. 四国東部の地質概要. 地質図は20万分の1シームレス地質図 (<https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html?lang=ja&>) による. 黄色の星は本震の震央, 赤線は活断層 (中田・今泉, 2002) を示す. MTL: 中央構造線. BTL: 仏像構造線. ATL: 安芸構造線.

Fig. 3. Outline of geology of eastern Shikoku based on Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) (<https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html?lang=ja&>). A yellow star and red lines represent an epicenter of the mainshock and active faults (Nakata and Imaizumi, 2002), respectively. MTL: Median Tectonic Line. BTL: Butsuzo Tectonic Line. ATL: Aki Tectonic Line.



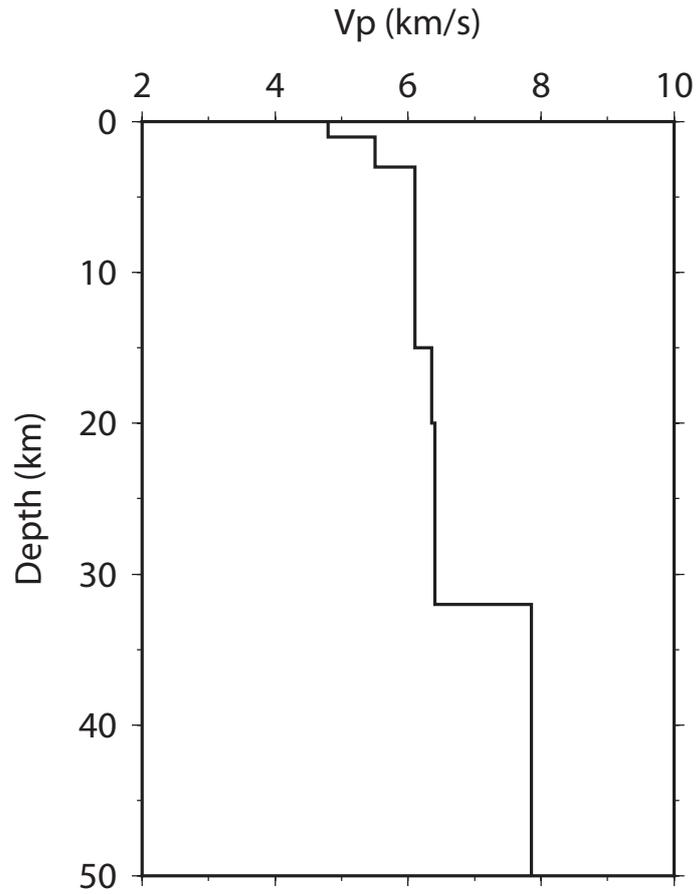
第4図. 解析に用いた観測点分布 (黒: 産業技術総合研究所 (GSJ); 青: 防災科学技術研究所 (NIED); 緑: 気象庁 (JMA); 紫: 東京大学地震研究所 (ERI); 赤: 京都大学防災研究所 (DPRI); 水色: 高知大学理学部附属高知地震観測所 (KEO). 黄色の星は本震の震央.

Fig. 4. Distribution of seismic stations used for the present study; filled squares, Geological Survey of Japan, AIST (GSJ), blue squares, NIED; green squares, JMA; purple square, Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo (ERI); red squares, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ. (DPRI); light blue square, Earthquake Observatory, Faculty of Science, Kochi Univ. (KEO). A yellow star corresponds to an epicenter of the mainshock.

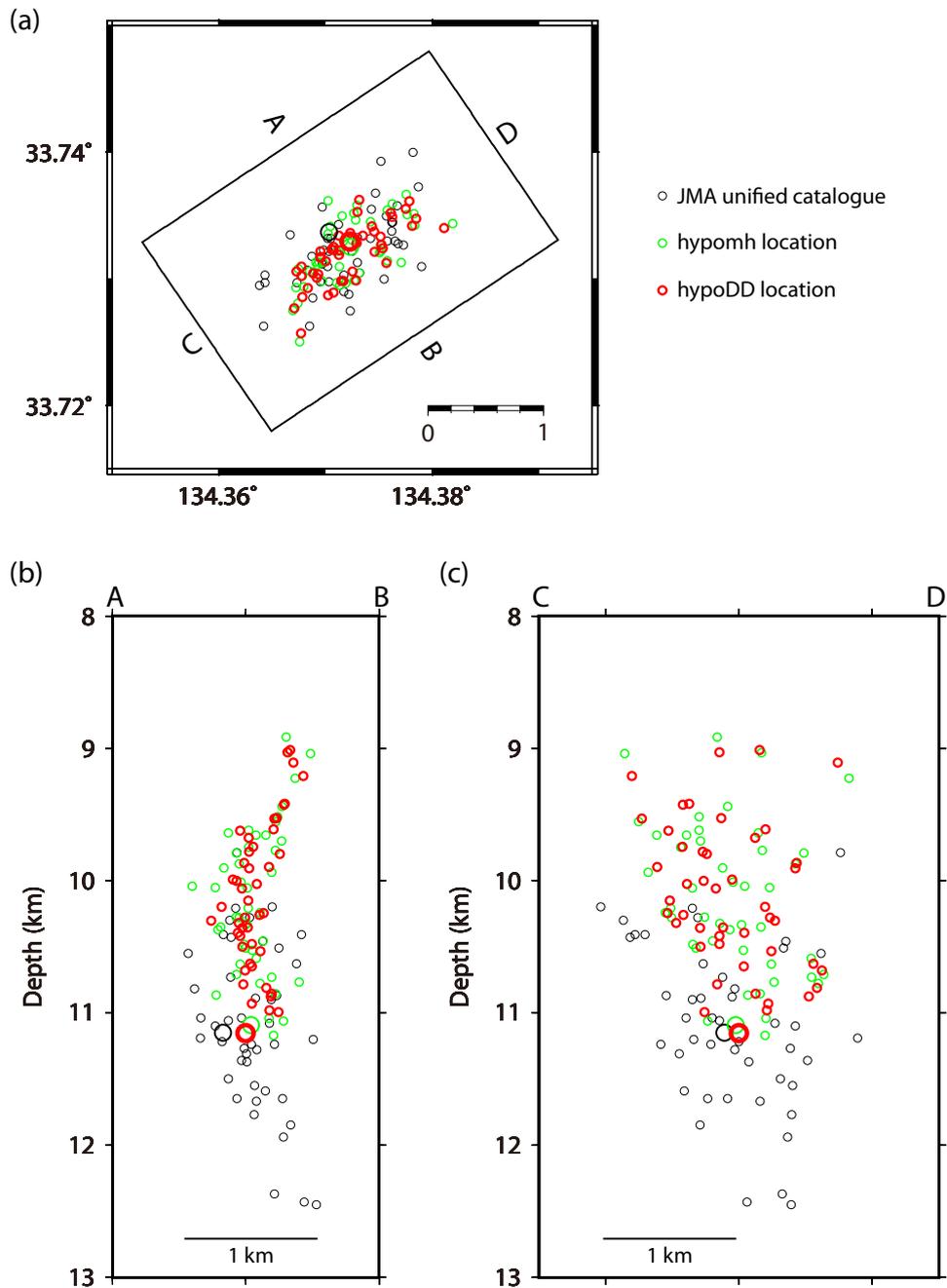


第5図. 本震の観測波形（上下動成分）. 振幅値は各観測点の最大値により規格化している. 線の色は第4図の観測機関毎の色に対応.

Fig. 5. Example of vertical component seismograms of the mainshock. Amplitude is normalized for each station to its maximum value. The color is based on institute of observation as shown in Fig. 4.

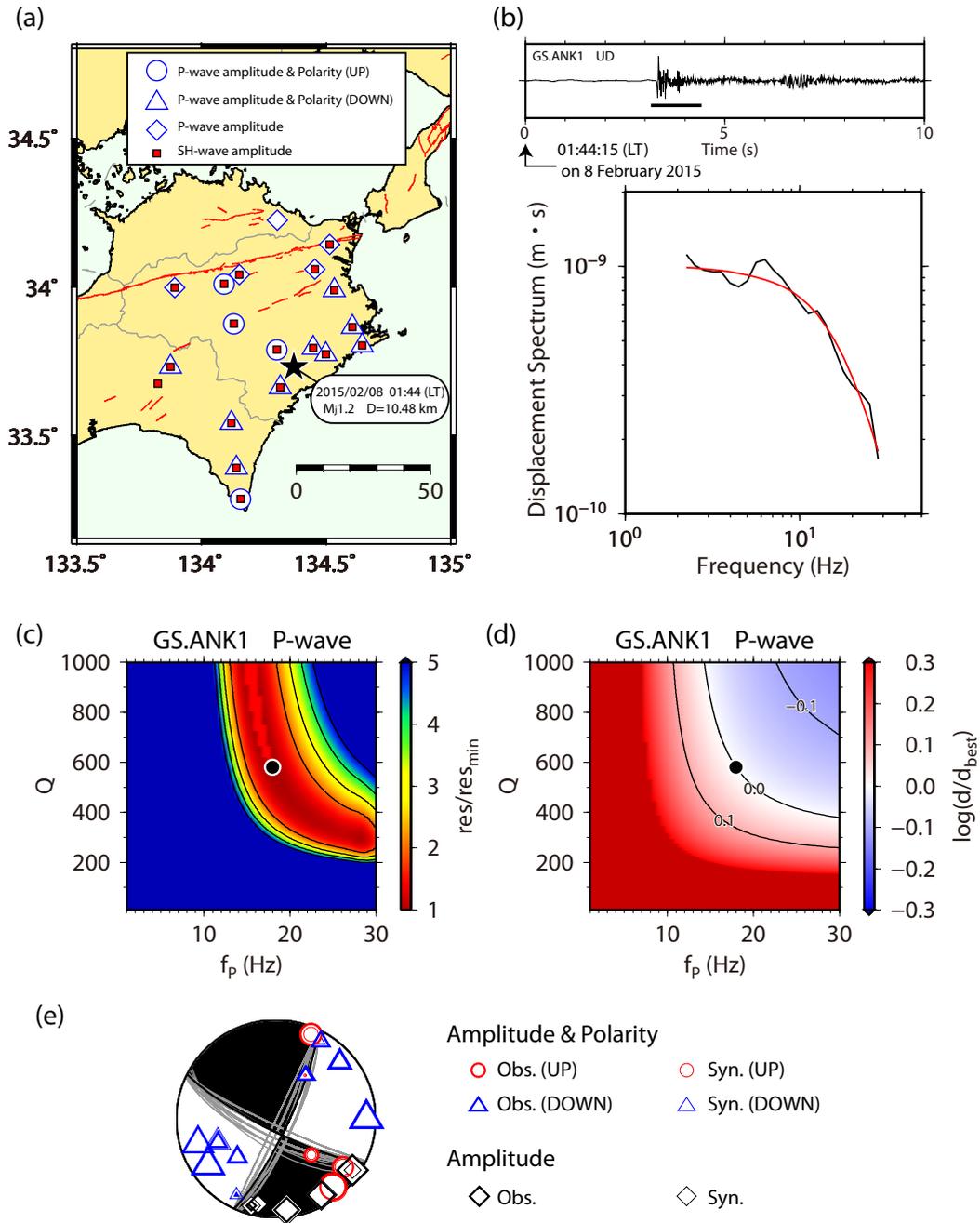


第6図. 震源決定に用いたP波速度構造モデル. S波速度構造はS波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した.
Fig. 6. P-wave velocity structure model used for hypocenter determination. The S-wave model is assumed by scaling the P-wave velocity by a factor of $1/\sqrt{3}$.



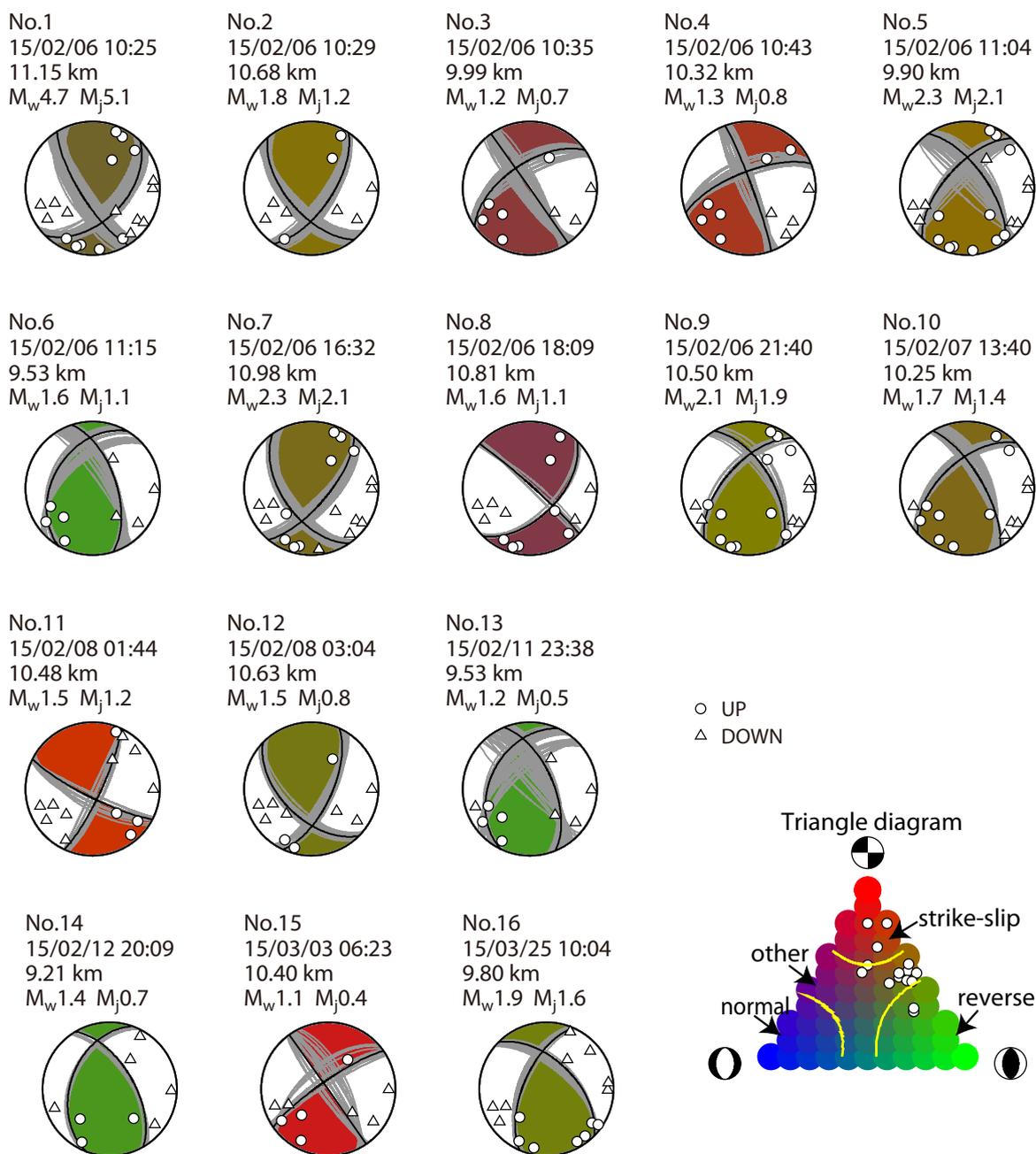
第7図. 震源決定結果. 緑丸は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による結果, 赤丸は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による結果をそれぞれ示す. 黒丸は気象庁カタログによる震源. (a) 平面図, (b) (c) 断面図.

Fig. 7. Hypocenter distributions determined in the present study; Green, hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987); Red, hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000); black, JMA catalogue. (a) map view. (b), (c) cross sections.



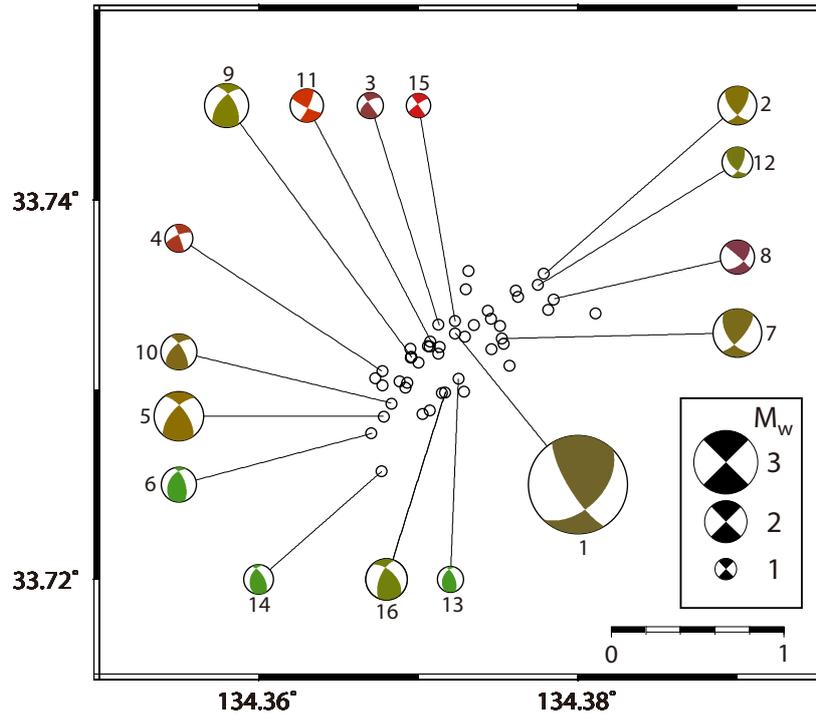
第 8 図. 発震機構解の推定例 (2015 年 2 月 8 日 1 時 44 分に発生した M_J 1.2 の地震). (a) 震央 (星) と観測点分布. 観測点のシンボルは, どのようなデータを使ったかを示す. (b) GS.ANK1 の上下動成分と P 波の変位スペクトル (黒線). 赤線は ω^2 モデル (Boatwright, 1978) を仮定して推定した最適解のモデルスペクトルを示す. (c) (d) GS.ANK1 の P 波スペクトルの場合におけるコーナー周波数と Q 値のグリッドサーチに対する残差分布 (残差最小値 res_{min} で規格化) とスペクトルレベルの分布 (最適解のスペクトルレベル d_{best} で規格化したものの対数表示) をそれぞれ示す. 最適解に対応する位置を黒丸で示す. (e) 推定された発震機構解 (等積投影の下半球投影). シンボルの大きさは振幅値に比例している. 灰色の線は残差が最小値の 1.1 倍までの解の節面を示す.

Fig. 8. Example of focal mechanism determination for an earthquake (M_J 1.2) that occurred at 0144 LT on 8 February 2015. (a) A map of the epicenter (solid star) and station distribution. The type of symbols for stations indicate the type of data used in the analysis. (b) Vertical component at station GS.ANK1 and its displacement spectrum (solid line). Red line corresponds to a fitting curve for the theoretical spectrum of the minimum residual (best solution) assuming an omega square model (Boatwright, 1978). (c) Residuals as a function of f_p (P-wave corner frequency) and Q value. Here residual is normalized by the minimum value. (d) Log representation of spectral levels as a function of f_p and Q value. Here the spectral level is normalized by d_{best} (the spectral level for the estimated best fit model). The closed circles in (c) and (d) indicate f_p and Q values for the estimated best fit model. (e) The best focal mechanism solution (lower hemisphere of equal-area projection), where circles and triangles represent compressional and dilatational first motions, respectively. The size of each symbol is proportional to the amplitude. Gray lines correspond to nodal lines of focal mechanisms whose residual was within 1.1 times of the best solution.



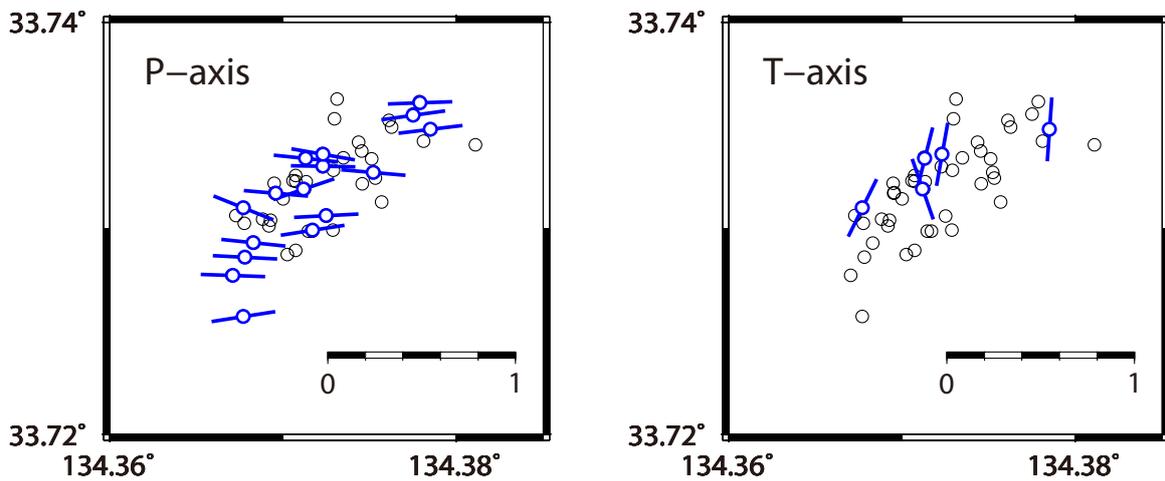
第9図. 全ての解析結果 (等積投影の下半球投影). P波初動の押しを丸で, 引きを三角で示す. イベント番号, 発震時刻 (日本時間) (年/月/日 時:分), 深さ, モーメントマグニチュード (M_w) (Hanks and Kanamori, 1979), 気象庁マグニチュード (M_j) をビーチボールの上に表記する. 灰色の線は残差が最小値の1.1倍までの解の節面を示す. 発震機構解は横ずれ成分, 逆断層成分, 正断層成分それぞれの強さの比率に応じて色分けをしている. Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右下に示す. 三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す.

Fig. 9. Focal mechanism solutions (lower hemisphere of equal-area projection) together with P-wave onset polarities. The circles and triangles represent compressional and dilatational first motions, respectively. Event number, origin time (JST: two-digit-year/month/day hour:minute), focal depth, moment magnitude (M_w) (Hanks and Kanamori, 1979) and JMA magnitude (M_j) are shown above each beach ball. Gray lines correspond to nodal lines of focal mechanisms whose residual was within 1.1 times of the best solution. Different colors are used to differentiate reverse (green), strike-slip (red), and normal (blue) faulting mechanisms. A triangle diagram (Flohlich, 1992) with color scale is shown on the lower right, where each focal mechanism is plotted by circles.



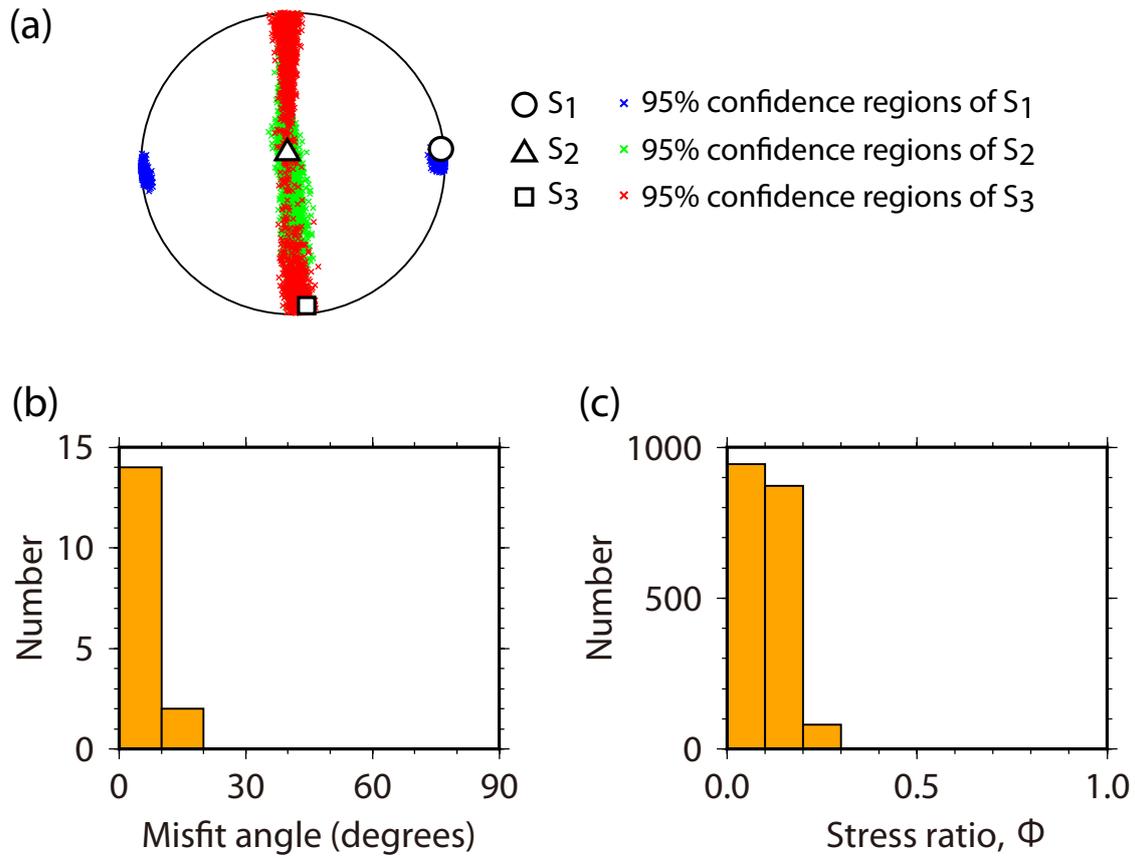
第10図. 発震機構解の空間分布. 発震機構解の隣の番号はイベント番号 (第9図) に対応する. 発震機構解の色は第9図と同様である.

Fig. 10. Spatial distribution of focal mechanism solutions (lower hemisphere of equal-area projection). The numbers adjacent to each beach ball correspond to the event number in Fig. 9. The color is based on the triangle diagram in Fig. 9.



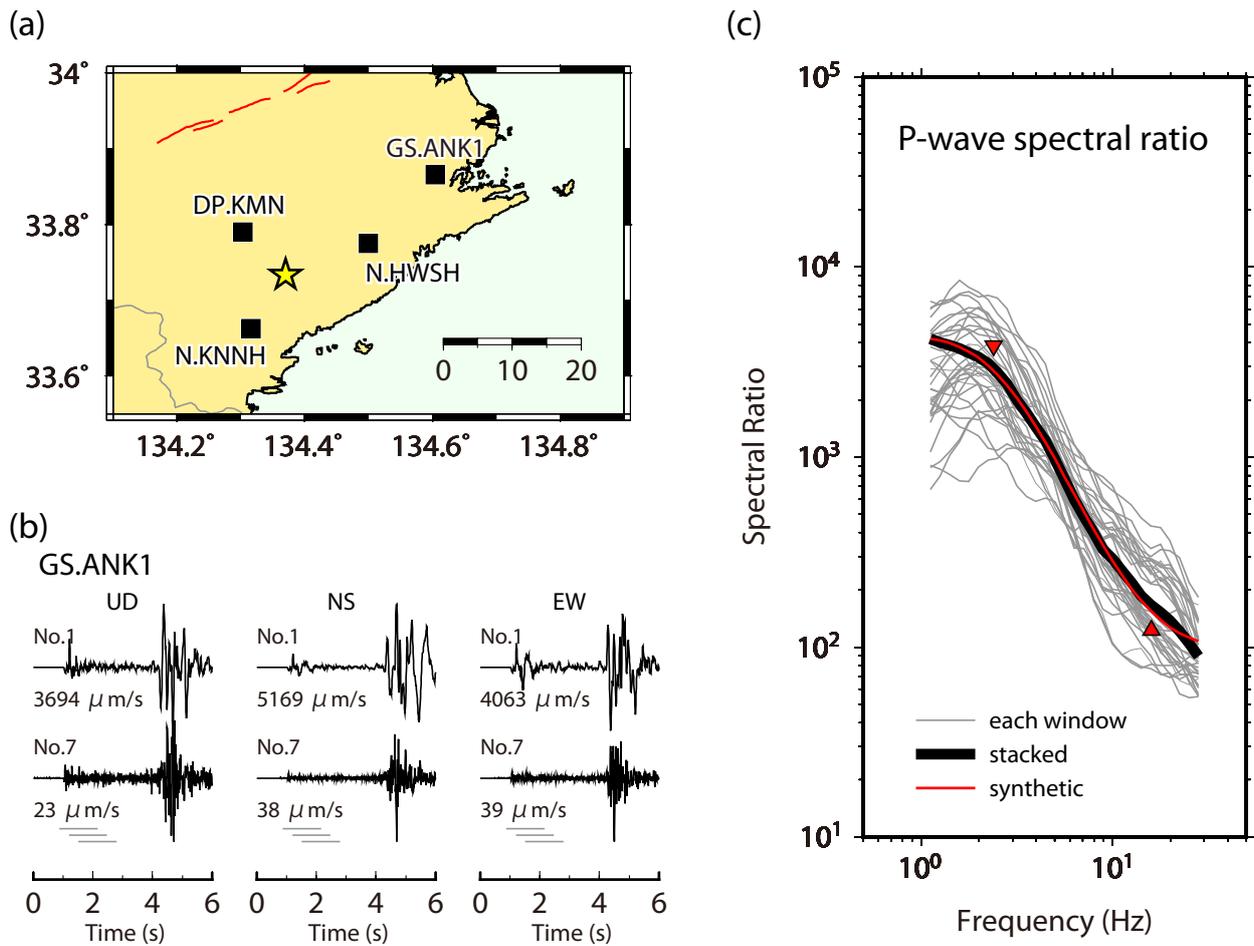
第11図. P軸およびT軸の空間分布. plunge角が30°以下の地震のみ示す.

Fig. 11. P- and T-axis distributions of focal mechanism solutions, whose plunge angles are less than 30°.



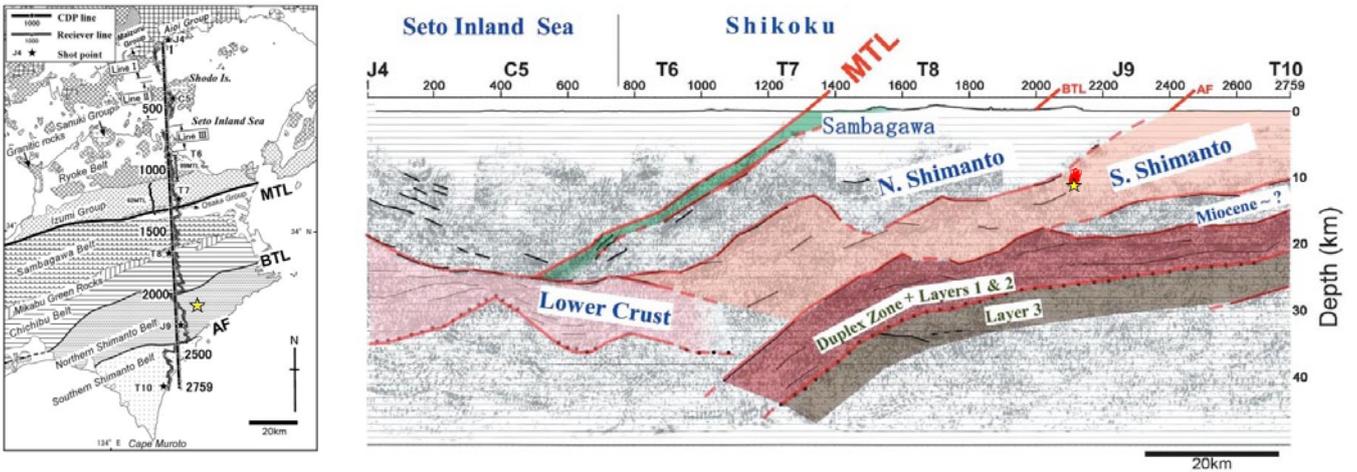
第 12 図. 応力テンソルインバージョン結果. (a) 最大主応力軸の最適解と 95% 信頼区間 (等積投影の下半球投影). (b) 最適解に対するミスフィット角のヒストグラム. ここでミスフィット角は最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度である. (c) 95% 信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラム.

Fig. 12. Result of stress tensor inversion. (a) Principal stress axes with their 95% confidence regions plotted on lower hemisphere stereonets. (b) Misfit angle for the data with respect to the best stress tensor determined by the stress tensor inversion. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. (c) Frequency of the stress ratio ϕ , which belongs to the 95% confidence region.



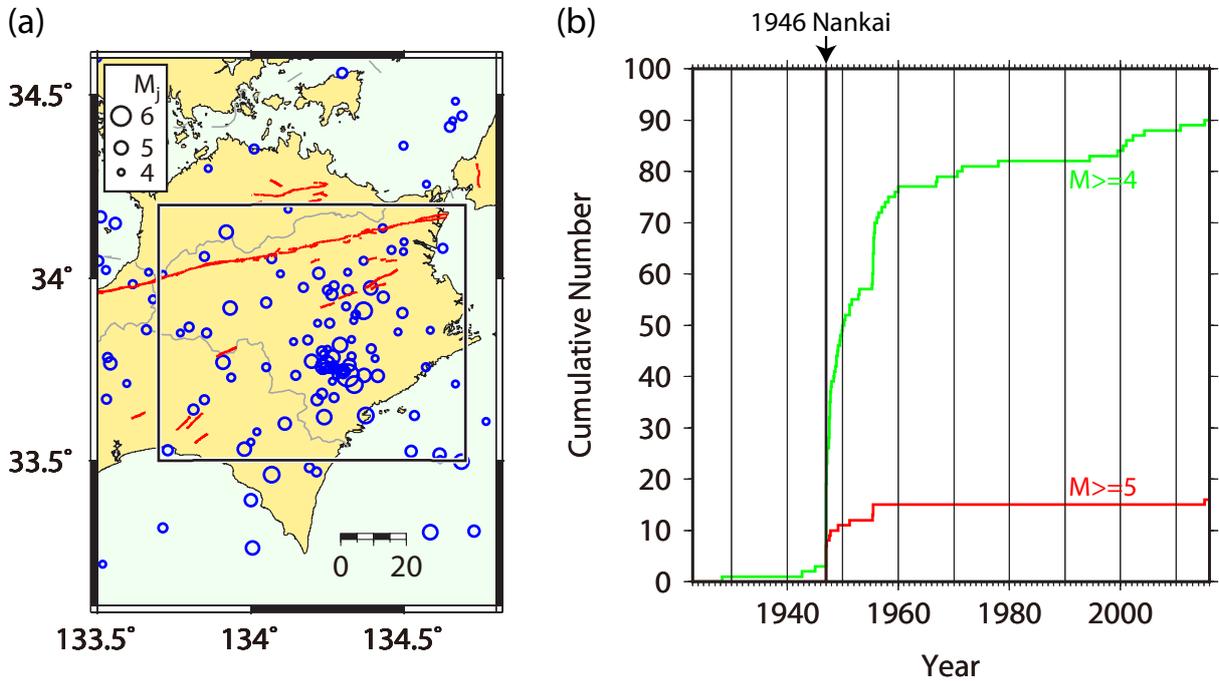
第 13 図. 本震のマルチウィンドウスpekトル比解析. (a) 使用した観測点分布 (四角) と本震の震央 (黄色の星). (b) GS.ANK1 の本震と経験的グリーン関数の 3 成分波形. 振幅値は最大値 (左下) により規格化している. 波形の下の灰色の線はpekトル比を計算するウィンドウを示す. (c) スタック後のpekトル比 (黒の太線) と ω^2 モデル (Boatwright, 1978) を仮定して推定した最適解のモデルpekトル比 (赤線). 赤の三角および逆三角は推定されたコーナー周波数を示す. 灰色のカーブは個々のタイムウィンドウ, 成分, 観測点に対して計算されたpekトル比を示す.

Fig. 13. Multi-Window Spectral Ratio (MWSR) analysis of the mainshock. (a) Map showing the locations of seismic stations (closed squares) and the epicenter of the mainshock (a yellow star). (b) Three-component seismograms of the mainshock (No.1) and EGF (No.7) recorded at station GS.ANK1. Seismograms are scaled by the maximum amplitude (bottom left). Gray bars below the seismograms represent the time windows to compute spectral ratios. (c) Stacked spectral ratios (black bold curves) and fitting curves for the theoretical spectral ratio assuming an omega square model of Boatwright (1978) (red curves). Red closed triangles and inverse triangles represent estimated corner frequencies. Gray curves show spectral ratios computed for each time window, component, and station.



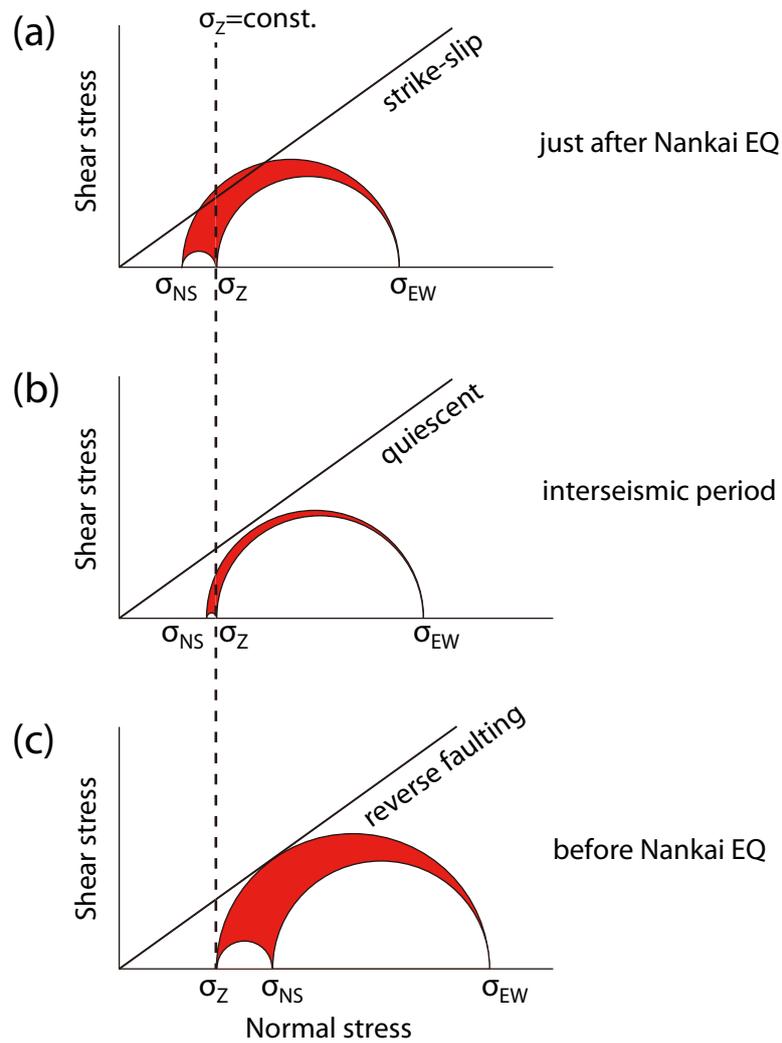
第 14 図. 佐藤ほか (2005) の地質解釈断面図にプロットした本震 (黄色の星) と余震 (赤丸) (ともに hypoDD の結果). 探査測線を左図に示す. N.Shimanto: 四万十帯北部. S.Shimanto: 四万十帯南部. MTL: 中央構造線. BTL: 仏像構造線. AF: 安芸構造線. その他の図の詳細は佐藤ほか (2005) を参照.

Fig. 14. HypoDD locations of the mainshock (a yellow star) and aftershocks (red circles) plotted on a geological interpretation of the seismic section after Sato *et al.* (2005). The seismic line is shown in the left. N.Shimanto: Northern Shimanto Belt. S.Shimanto: Southern Shimanto Belt. MTL: Median Tectonic Line. BTL: Butsuzo Tectonic Line. AF: Aki Tectonic Line. See more details about the figures in Sato *et al.* (2005).



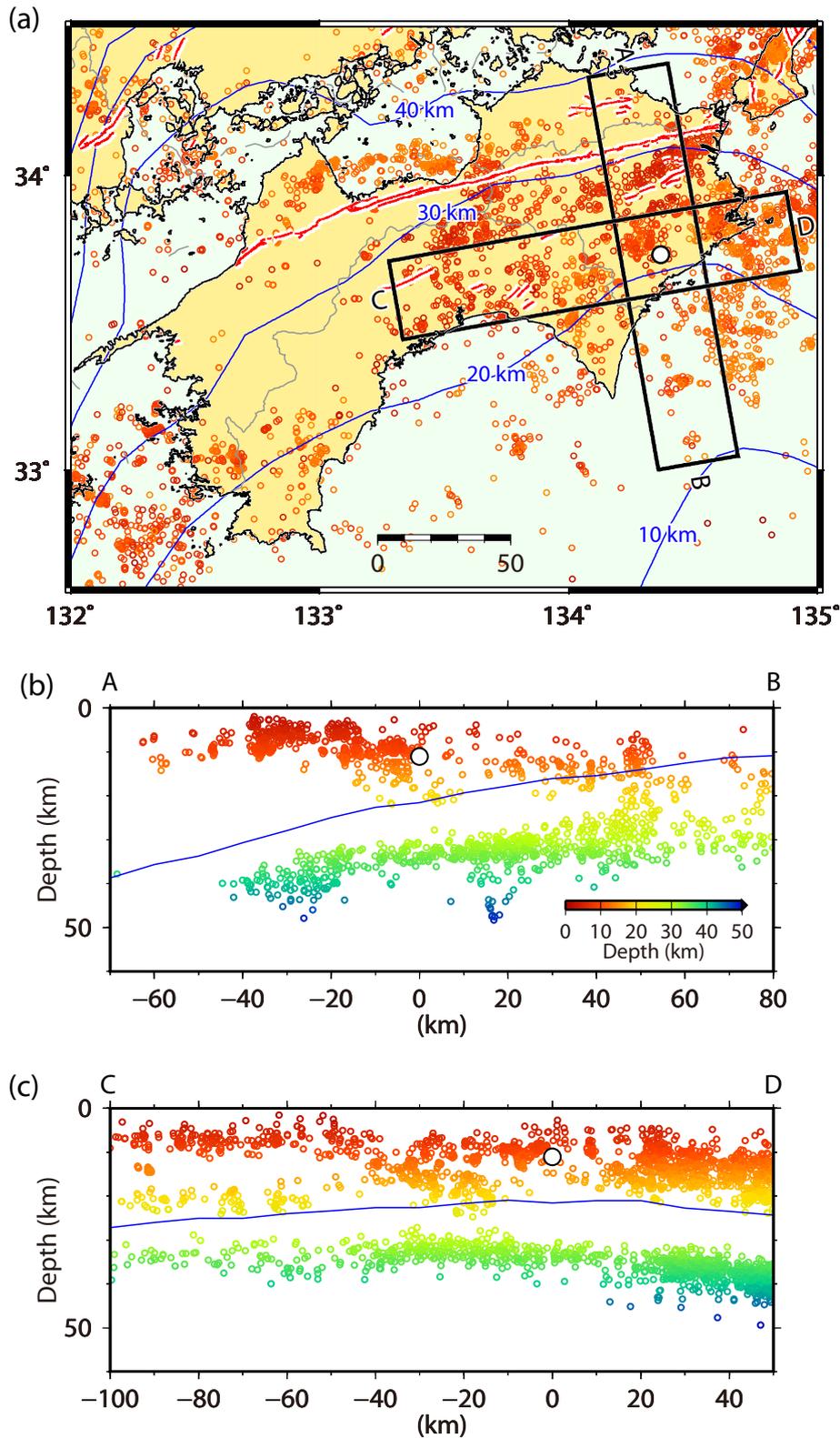
第 15 図. (a) 気象庁カタログによる深さ 15 km 以浅のマグニチュード 4 以上の震源分布 (1924 年 11 月 23 日～2015 年 2 月 6 日). (b) (a) の矩形の中に発生した地震の積算個数. 緑が $M_j \geq 4$ 以上, 赤が $M_j \geq 5$ 以上を示す.

Fig. 15. Seismicity with magnitude greater than 4 and focal depth shallower than 15 km based on the JMA catalogue (November 23, 1924–February 6, 2015). (b) Cumulative number of earthquakes within a rectangle in (a). Green and red lines are for events greater than $M_j \geq 4$ and 5, respectively.



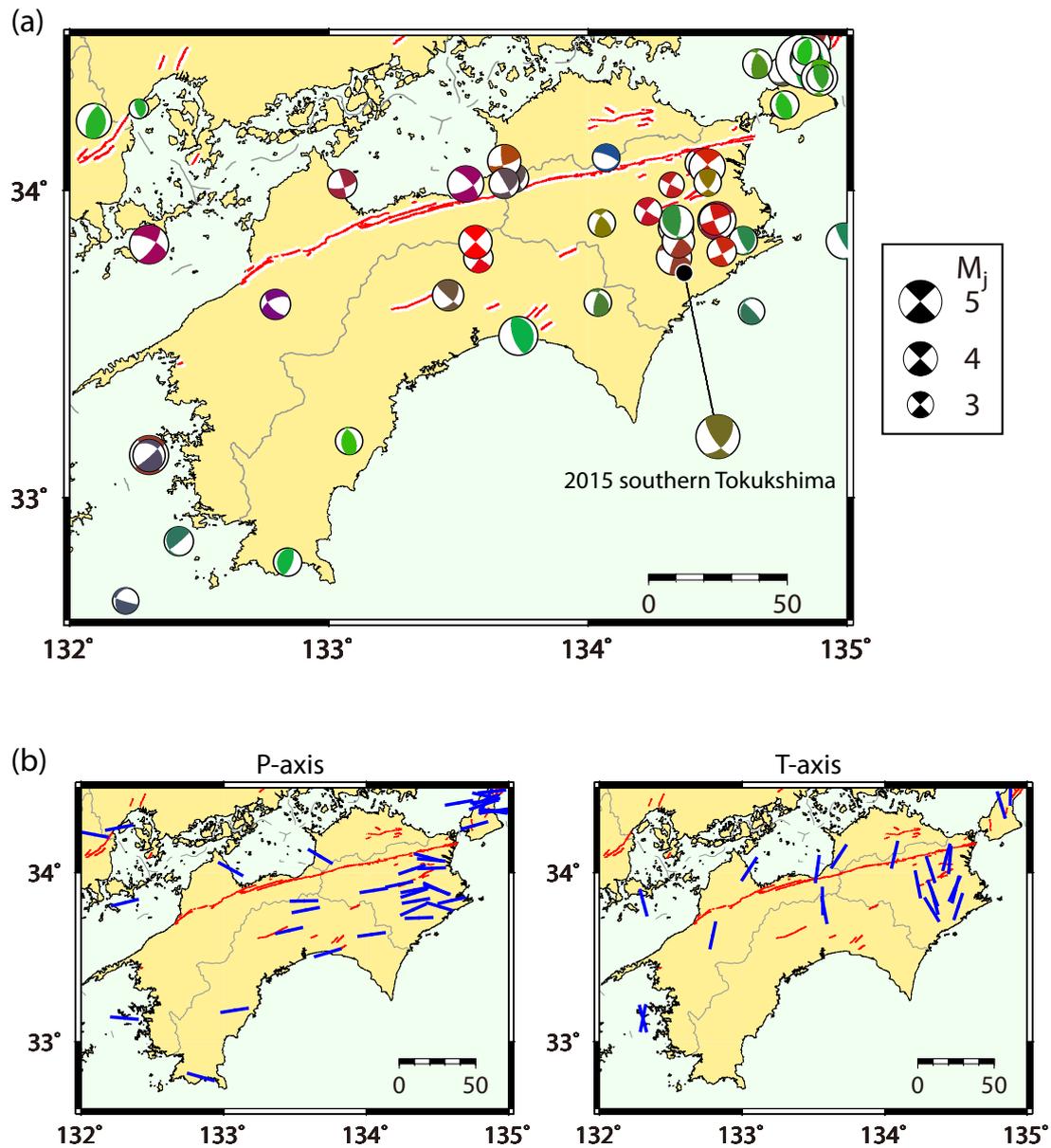
第 16 図. 四国の地殻内における応力状態のモデル. (a) 南海地震発生直後, (b) 地震間, (c) 南海地震発生前. σ_{NS} , σ_{EW} , σ_z は主応力を表わし, それぞれ南北方向, 東西方向, 鉛直方向の応力である. 直線は地殻強度を示す.

Fig. 16. Inferred model of the state of crustal stress in Shikoku just after Nankai earthquake (a), interseismic period (b), and before Nankai earthquake (c). σ_{NS} , σ_{EW} , and σ_z represent principal stresses, which respectively correspond to north-south, east-west, and vertical orientation. The straight line shows the strength of the crust.



第 A1 図. 気象庁カタログによる M_j 1 以上の四国周辺の震源分布 (2000 年 1 月 1 日～2015 年 5 月 31 日). 色は震源の深さに対応している. (a) 深さ 15 km 以浅の震源分布. (b) (a) の A-B 断面における震源分布. (c) (a) の C-D 断面における震源分布. フィリピン海プレートの等深度線 (Baba *et al.*, 2002; Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008) を青線で示す.

Fig. A1. Seismicity around Shikoku with magnitude greater than 1 based on the JMA earthquake catalogue (January 1, 2000–May 31, 2015). Colors represent the depths of hypocenters. (a) Seismicity shallower than 15 km. (b) Seismicity in a cross-section A-B shown in (a). (c) Seismicity in a cross-section C-D shown in (a). The upper surface of the Philippine Sea slab (Baba *et al.*, 2002; Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008) are shown by blue lines.



第 A2 図. (a) 気象庁カタログによる四国周辺で発生した深さ 15 km 以浅の地震の発震機構解 (等積投影の下半球投影) (1997 年 10 月 1 日~2015 年 5 月 31 日). ビーチボールの色は第 9 図と同じである. (b) (a) の発震機構解の P 軸および T 軸の空間分布. $plunge$ 角が 30° 以下の地震のみ示す.

Fig. A2. (a) Focal mechanism solutions around Shikoku with focal depth shallower than 15 km (lower hemisphere of equal-area projection) based on the JMA catalogue (October 1, 1997–May 31, 2015). The color is based on the triangle diagram in Fig. 9. (b) P- and T-axis distributions of focal mechanism solutions in (a), whose $plunge$ angles are less than 30° .