

余震の発生機構に関する研究

伊藤喜宏*

Mechanisms of Aftershock Generation

Yoshihiro ITO

*Solid Earth Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

In order to understand aftershock generation, it is important to obtain accurate hypocenter and focal mechanism data from large numbers of aftershocks. In this study I investigate the hypocenter distribution, focal mechanisms and stress drops related to aftershocks of the 2003 Tokachi-oki earthquake and the 2000 western Tottori earthquake. Aftershocks analysed in this study are classified into two groups on the basis of focal mechanism location. On-fault aftershocks occur on the fault plane of the main shock, whereas off-fault aftershocks occur away from the fault plane of the main shock. On-fault aftershocks did not occur within the co-seismic rupture area of the main shocks, although they cluster about the rupture area. On-fault aftershocks of the 2003 Tokachi-oki earthquake occur within areas of post-seismic slip. The occurrence of on-fault aftershocks within the area of aseismic slip suggests that these aftershocks represent slip along small isolated asperities.

Focal mechanisms of off-fault aftershocks show spatial variations about the fault plane of the main shock. These trends reflect the strain field associated with static displacement on the fault plane. The generation of off-fault aftershocks is therefore interpreted to result from static stress change associated with dislocation on the fault plane.

Key words : Aftershock, Focal mechanism, Stress drop, Seismicity, Asperity

1. 序論

1.1 アスペリティと余震

Reid (1910)による弾性反発説では、1906年のサンフランシスコ大地震で生じたサンアンドreas断層に沿った地表変位から、地震は蓄積された弾性歪が断層面上のずれにより急激に解放される現象であると考えた。現在この説は、その後得られた莫大な観測データによって裏付けられ認められている。急激に解放するずれの量は断層面上で非一様な分布をすることが最近の研究によって明らかになってきた。それを説明する考え方の一つとしてアスペリティモデル (Kanamori 1981; Lay and Kanamori 1981) がある。アスペリティモデルでは、断層面上の強度は不均質であり、断層面上の強度が特に高く、地震時のすべり量が大きな領域をアスペリティと考える。この考え方(モデル)は、1980年代の震源過程の詳しい解析 (Lay and Kanamori, 1980; Kikuchi and Fukao, 1985; Beck and Ruff,

1987) から提唱されるようになった。

アスペリティに応力が蓄積されて地震発生に至るまでの応力集中機構については、非地震性すべり領域に囲まれてパッチ状に固着域（アスペリティ）が存在するとするモデルでほぼ説明できることが示されている（永井・他, 2001; Matsuzawa *et al.*, 2002; Okada *et al.*, 2003）。それは以下のよう考え方である。プレート境界（あるいは内陸の活断層）には、固有の規模を持つアスペリティが非地震性すべり領域に囲まれてあらかじめ決まった位置に存在する。プレートの相対運動による歪みを解消すべく、アスペリティの周囲では非地震性すべりが生じるのに対して、アスペリティでは固着する。周囲の非地震性すべりにより増大したせん断応力がアスペリティの強度の限界に達すると、急激に地震としてすべる。このように地震としてすべったアスペリティでは、その後再び固着して応力を蓄積し、強度の限界に達すると再度地震としてすべる。

*独立行政法人 防災科学技術研究所 固体地球研究部門

このような過程を地震サイクルとして繰り返す。このモデルの妥当性は、近年の波形インバージョンによるすべり領域の詳細な解析から示されつつある。永井・他(2001)は、1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震について解析し、十勝沖地震ですべった二つの主要なアスペリティのうちの一つが三陸はるか沖地震で再びすべったことを示した。また、Yamanaka and Kikuchi(2003)は1952年十勝沖地震と2003年十勝沖地震のアスペリティがほぼ重なることを示した。またYamanaka and Kikuchi(2004)では東北日本沈み込み帯で発生したマグニチュード7を超える地震について系統的に調べ、アスペリティに再現性がみられることを示した。

中小規模の地震についても、同一アスペリティの繰り返しすべりであるとする考え方(モデル)が成り立つことが示された(Matsuzawa *et al.*, 2002; Matsuzawa *et al.*, 2004; Okada *et al.*, 2003; Igarashi *et al.*, 2003; Uchida *et al.*, 2003)。Matsuzawa *et al.*(2002)は岩手県釜石沖のプレート境界で1957年以降、マグニチュード 4.8 ± 0.1 の地震が 5.52 ± 0.68 年間隔で発生している固有地震を見出した。Okada *et al.*(2003)は、Matsuzawa *et al.*(2002)により示された固有地震のアスペリティを波形インバージョンから推定し、二つのアスペリティがぴったり一致する事を示した。Igarashi *et al.*(2003)は、東北日本太平洋下のプレート境界で発生する相似地震を見出し、それらの相似地震はプレート間の小アスペリティの繰り返しすべりで説明できるとした。また、彼らは、相似地震の震源は大地震のアスペリティの周辺に分布する傾向があることを示した。

規模の大きな地震の発生後には、それよりも規模の小さな地震が多数余震として観測される。余震の震源は、本震のアスペリティの周囲に主に分布することが知られている(Mendoza and Hartzell, 1988; Houston and Engdahl, 1989; 永井・他, 2001; Yagi *et al.*, 2001; Yagi *et al.*, 2003; Yamanaka and Kikuchi, 2004; 岡田, 2003)。Yamanaka and Kikuchi(2004)は、東北日本沈み込み帯で発生するマグニチュード7以上の地震のアスペリティと本震発生後1か月間の余震の分布域の比較を行い、余震の主な分布域は本震のアスペリティとは重ならないことを示した。岡田(2003)は、東北地方の内陸地殻内で発生した中規模地震のアスペリティと余震の分布を比較して、余震がアスペリティの周囲に分布することを示した。その他多くの研究例から、アスペリティの周囲に余震が分布することは、プレート境界およびプレート内地震に共通してみられる現象と考えられるようになってきた。

本震のアスペリティは、上で述べたように、断層面上であらかじめ決まった位置にあると考えられる。余震も同様に空間的に固有の性質を示す可能性がある。永井・他(2001)では、1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震で重複するアスペリティの周囲で発生した余震について、その空間分布のパターンが似ている点を指摘した。Yamanaka and Kikuchi(2004)も三陸沖の同一アスペリティと考えられる二つの地震の組み合わせについて、それらの余震のパターンを比較して両者の相似性を述べている。

余震の震源がアスペリティの周囲に分布する傾向があることは、先に述べたとおりであるが、これらの余震は必ずしも本震のアスペリティと同一の断層面上にあるとはかぎらない(例えば、Hino *et al.*, 2000; Ito *et al.*, 2004)。Hino *et al.*(2000)は、1994年三陸はるか沖地震の震源域において海底地震計による観測を行い、余震の震源分布および発震機構解を求め、プレート境界面上で発生したと推測される余震以外にも、沈み込む太平洋プレート内や陸側のプレート内で発生した可能性の高い余震が多数存在することを示した。Ito *et al.*(2004)は、2003年十勝沖地震のモーメントテンソル解析によりプレート間以外で発生したと推測される発震機構解を持つ余震が多数存在すること、それらの余震はプレート境界とは異なる深度で発生していることを示した。すなわち、本震アスペリティと同一断層面上の余震と面外で様々な発震機構解を示す余震が存在する可能性が考えられる。

発生する余震の規模は、本震に比べて小さなものであるが、発生する地震が地殻応力場の indicator であるとする考え方(例えば、Gephart and Forsyth, 1984; Horiuchi *et al.*, 1995)に従えば、本震アスペリティ周辺で発生する余震の様々な発震機構解は、本震発生後のアスペリティ周辺の応力状態を反映している可能性がある。すなわち、余震の発震機構解の分布の持つ意味を理解することは、アスペリティ周辺の応力状態の変化を知る上で重要である。本震のアスペリティに関する情報は、本震の波形解析から抽出可能である。一方で、アスペリティの周囲についての情報は、本震の波形解析のみでは抽出不可能である。余震発生の意味を理解することはアスペリティの周囲の状況を理解することにつながる。すなわち、余震の発生機構の理解は、地震発生領域全体の歪の蓄積および解放に至る地震サイクル全体の理解を深める上で重要なことの一つである。

1.2 余震の応力降下量の空間分布

地震は、アスペリティにおける応力降下を伴うせん断破壊を考えることができる。地震の応力降下量(例えば、Brune, 1970)は、地震の規模によらずほぼ一定で1MPaから10MPa程度の大きさであることが知られている(Kanamori and Anderson, 1975, Ide *et al.*, 2003)。Kanamori and Anderson(1975)では、海溝付近の地震の応力降下量は3MPa程度であるのに対して、内陸の地震はそれよりやや大きめの値を示すとし、応力降下量の大きさに地域性がある可能性を指摘した。

応力降下量の大きさの分布に空間的な特徴がみられるることは、主に沈み込み帯で発生する地震について知られている(例えば、Bilek and Lay, 1999, 山下・他, 2004)。Bilek and Lay(1999)は東北日本および中米の沈み込み帯で発生するマグニチュード5を超える地震について応力降下量を推定し、震源の深さが深くなるにつれて応力降下量が増加する傾向があることを示した。山下・他(2004)は、東北日本太平洋下のプレート境界近傍で発生するマグニチュード3から6の地震の応力降下量を推定し、海溝付近の浅い地震については応力降下量が小さく、一方

陸側に近い深い地震では、応力降下量が大きくなる傾向があることを示した。また、彼らは、応力降下量の空間変化は深さ方向のみならず、水平方向にもあることを指摘し、津波地震の震源域近傍では応力降下量が小さく、大地震のアスペリティ内またはその周辺で発生する地震の応力降下量は大きい傾向があることを示した。Bilek and Lay (1999) および山下・他 (2004) では、応力降下量の深さ変化を示す一つの要因として、剛性率の深さ変化に伴う破壊速度の変化を指摘した。つまり、応力降下量は、アスペリティに蓄積された歪みの解放の様式を示すものと考えられる。

余震域での応力降下量の空間変化を調べた研究はあまり例がない。余震の応力降下量を推定することは、本震の波形解析からだけでは得ることのできない、本震のアスペリティ周囲の破壊過程に関する情報を抽出する上で重要であると考えられる。

1.3 本研究の目的

本研究では、本震のアスペリティの周辺で発生する余震の発生機構を解明することを目的として、防災科学技術研究所（以下、防災科研）の広帯域地震観測網（以下 F-net）および高感度地震観測網（以下、Hi-net）のデータを用いて、中・小規模の余震の発震機構解の推定および応力降下量の推定を行う。余震の発震機構解を求めるることは、余震の震源断層の位置および形状、また本震の震源域周辺の応力状態を知る上で重要である。また余震の応力降下量を求めるることは、余震のアスペリティにおける歪みの解放過程、さらには本震のアスペリティの周囲の震源特性を理解する上で重要である。推定した余震の発震機構解および応力降下量の空間分布の特徴を、本震のすべり量分布（アスペリティ）、本震後の余効すべり分布、本震発生前後の地震活動と比較し、それらを総合的に解釈することで、余震のアスペリティへの応力の蓄積および解放に至るプロセス、すなわち余震の発生機構の理解が深まると期待される。

本研究では、プレート間地震として 2003 年十勝沖地震（気象庁マグニチュード； $M_{JMA}8.0$ ）を、内陸のプレート内で発生する地震として 2000 年鳥取県西部地震 ($M_{JMA}7.3$) を解析対象とする。防災科研 Hi-net および F-net は、1995 年の阪神・淡路大震災以降、地震に関する基盤的調査観測の一環として日本全国を対象として整備された地震観測網である（例えば、長谷川, 1997; Okada *et al.*, 2004）。本研究で扱う上記のプレート間および内陸プレート内の地震はいずれも、基盤的調査観測の観測網の設置以降に発生した最大規模の地震である。

第 2 章では、プレート間地震に伴う中・小規模の余震の発震機構解を求めて、その空間的な分布の特徴を明らかにし、本震時の地震性すべりおよび余効すべりの分布との関連を議論する。

第 3 章では、陸域プレート内部で発生した大地震に伴う余震の発震機構解を求めて、本震時の主破壊断層面の推定を行い、主破壊断層面上の余震および面外の余震の分布と本震のアスペリティとの関係を議論する。

第 4 章では、内陸プレート内地震の余震の応力降下量を推定し、その空間的な分布の特徴を調べ、本震および余震の発生過程との関連を議論する。

第 5 章では、プレート間および内陸プレート内地震の余震に共通してみられる特徴を抽出して、余震の発生機構について議論する。

第 6 章では、本研究の結論を述べる。

2. プレート間地震の余震の特徴 – 2003 年十勝沖地震 –

2.1 はじめに

本章では、プレート間で発生する大地震として、2003 年十勝沖地震に着目する。2003 年十勝沖地震 ($M_{JMA}8.0$) は、2003 年 9 月 26 日に北海道十勝沖を震源として発生したプレート間地震である。この地震により新冠、静内、浦河、鹿追、幕別、豊頃、忠類、釧路および厚岸の各市町村で震度 6 弱を観測し、2000 を超える家屋が全壊、半壊および一部損壊の被害を受けた（岡田, 2004）。この地震による津波は、北海道、東北太平洋沿岸の広い範囲で観測されており、局的には 4 m を超える高さに達した（Tanioka *et al.*, 2004b）。

北海道東部太平洋沿岸では、太平洋プレートが千島海溝のところから陸側のプレートの下に約 8 cm/yr の速度で海溝軸に対して斜めに沈み込み（DeMets *et al.*, 1994），それに伴い繰り返し M8 前後の地震が発生している（図 2.1 (a)）。十勝沖では 2003 年以前に、1952 年に M8.2 の地震が発生しているが、この地震と 2003 年の地震のアスペリティは、地震波形インバージョンにより、ほぼ重なることが示された（Yamanaka and Kikuchi, 2003）。また、十勝沖は、太平洋プレートの斜め沈み込みにより南西に引きずられる千島前弧スリバーの南西端に位置し、日高山脈とその海への延長上で衝突帯を形成している領域である（Kimura, 1986）。DeMets (1992) は、千島前弧スリバーの移動速度を 6–11 mm/yr と推定した。

2003 年十勝沖地震については、これまでに多くの研究がなされている。本震のすべり分布については、遠地実体波（Yamanaka and Kikuchi, 2003）、遠地実体波・強震動（Yagi, 2004）、強震動（Honda *et al.*, 2004）、強震動・GPS（Koketsu *et al.*, 2004）、GPS（Miura *et al.*, 2004）、津波（Tanioka *et al.*, 2004a）による解析結果が報告されている。いずれも、そのアスペリティは襟裳岬南東沖に位置し、地震モーメントは $1.0\text{--}2.9 \times 10^{21}\text{Nm}$ （モーメントマグニチュード (M_w)：8.0–8.2）程度である。また、この地震による余効変動が国土地理院の GPS 連続観測システム（GEONET）（Hatanaka *et al.*, 2003）により観測されている。Miyazaki *et al.* (2004) は GEONET のデータを用いて、本震発生後 1 か月間の余効すべり領域を推定した。

この地震では多数の余震が観測されているが（図 2.1 (b)），その震源域が主に海域であるため、震源位置、特に震源の深さを精度良く求めることが困難である。Ito *et al.* (2004) は防災科研 F-net の広帯域記録を用いたモーメントテンソル解析により、本震発生後約 3 週間の余震のモーメントテンソル解を推定した。彼らは気象庁一元化

表 2.1 F-net ルーチンと本研究で用いた手法の比較

Table 2.1 Comparison of moment tensor inversion approach adopted by the NIED F-net routine and that used in this study.

	F-net ルーチン	本研究
震央	固定 (JMA カタログ)	グリッドサーチにより推定
深さ	グリッドサーチにより推定	グリッドサーチにより推定
セントロイド時刻	—	グリッドサーチにより推定
観測点数	最大 3 点	10 点以上
観測網	F-net	F-net・Hi-net 高感度加速度計

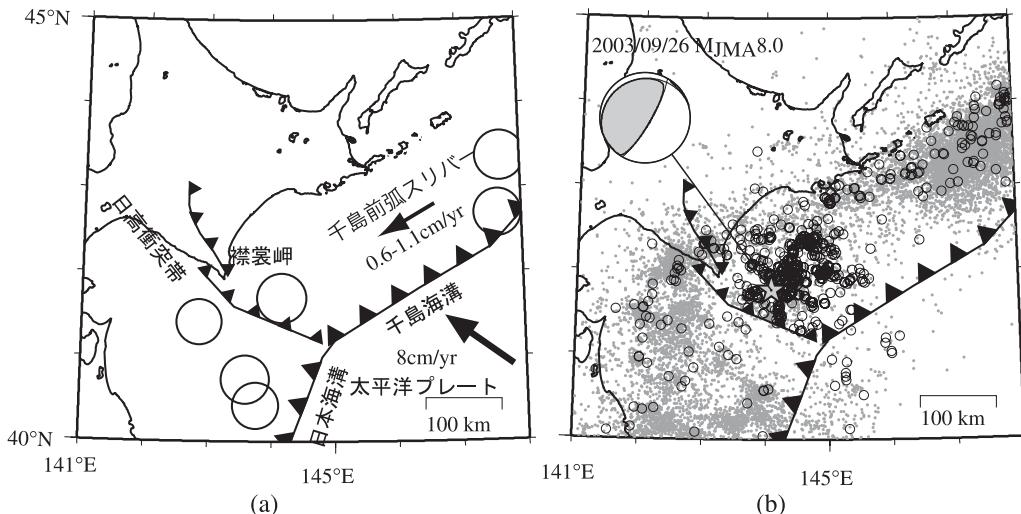


図 2.1 北海道東部太平洋沿岸で発生した 100km 以浅の地震の震央分布。 (a) 1926 年から 2003 年 9 月 25 日までに発生した $M_{\text{JMA}}>7.5$ の地震の震央分布 (白丸)。大きな矢印は太平洋プレートの進行方向 (DeMets *et al.*, 1994) を示す。小さな矢印は千島前弧スリバーの進行方向 (DeMets, 1992) を示す。 (b) 1926 年から 2004 年 9 月 30 日までの $M_{\text{JMA}}>3.5$ の地震の震央分布。灰色の点は 2003 年十勝沖地震発生前、白丸は発生後の地震の震央を示す。震央は気象庁カタログを使用した。

Fig. 2.1 Seismicity data east of Hokkaido, Japan. (a) Tectonic setting and epicenters of earthquakes of magnitude >7.5 . Large arrow indicates motion of the Pacific plate (DeMets *et al.*, 1994), while small arrow indicates motion of the Kuril forearc relative to the North American plate (DeMets, 1992). (b) Background seismicity (gray dots) and aftershocks (open circles) of the 2003 Tokachi-oki earthquake. Epicenter locations from the Japan Meteorological Agency.

震源カタログに記載されている震央位置を用いて、余震の深さ分布を求めた。その結果、本震のモーメントテンソル解と似たモーメントテンソル解を示す余震の深さ分布は、この領域に推定されているプレート境界の深度分布とほぼ一致する結果を示した。なお、余震の震源については、直上に臨時に設置した海底地震計を用いて震源を再決定した場合、その震央位置が 10-20 km 程度ずれることが示されている (Shinohara *et al.*, 2004)。

本章では、プレート間で発生する大地震に伴う余震の発生機構を明らかにすることを目的に、2003 年十勝沖地震の余震の震源位置および、その発震機構解を詳細に推定し、その空間的特徴を議論する。

2.2 解析手法

ここでは、震源位置と発震機構解を同時に求める方法であるセントロイドモーメントテンソル (CMT) インバージョンを用いる。本研究では、防災科研 F-net のモーメントテンソル解カタログの定常処理で使用されている方法 (福山・他, 1998 : 以下 F-net ルーチン) を改良して解析に用いる。

F-net ルーチンと本研究で用いた手法の相違点を表 2.1 に示す。F-net ルーチンでは、気象庁一元化震源カタログの震央を用いて震源の深さとそのモーメントテンソル解のみを推定しているが、ここではセントロイドの位置 (緯度、経度および深さ)、セントロイド時刻およびモーメ

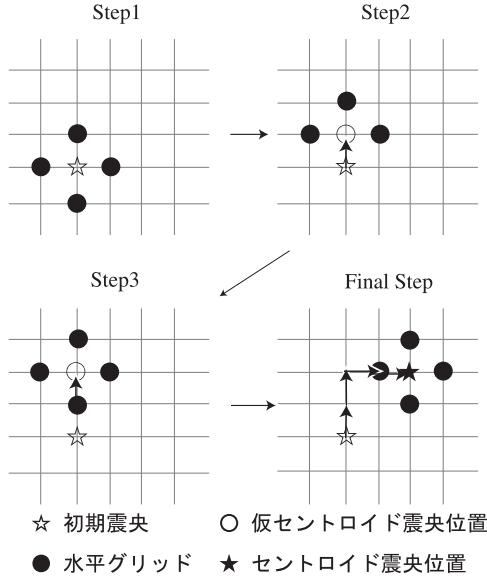


図 2.2 CMT インバージョンにおけるグリッドの配置。水平方向のグリッドの配置を示す。白星は初期震源の震央位置、黒丸は初期及び仮の震央位置の周りに配置した計算グリッド、白丸は仮のセントロイド震央、黒星は最適解を与えるセントロイド震央位置を示す。

Fig. 2.2 Sketch of the arrangement of horizontal grids in the CMT inversion algorithm. Open stars indicate initial epicenter and filled stars represent final optimum centroid epicenter. Filled circles show the candidate grids searched for centroid epicenter and open circles indicate the temporary centroid epicenter.

トテンソル解を推定する。また F-net ルーチンでは防災科研 F-net の最大 3 点を用いた解析であるのに対して、ここでは防災科研 F-net および Hi-net 高感度加速度計記録の計 10 点以上を解析に用いる（防災科研 F-net および Hi-net に関しては次節で詳しく述べる）。グリーン関数は、F-net ルーチンと同様に、表 2.2 に示す地下構造を仮定して、Saikia (1994) による波数積分法により求め、それを CMT インバージョンに用いる。

以下に、CMT インバージョンについて簡単に説明する。ここでは、観測波形を説明する最適なセントロイド位置、セントロイド時刻とモーメントテンソル解を決定する問題として、CMT 解を求める。セントロイド位置およびセントロイド時刻は、グリッドサーチにより推定し、モーメントテンソル解は、各グリッドに対して行列方程式

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2-1),$$

を \mathbf{m} について解くことで推定する。ここで行列 \mathbf{G} はグリーン関数で与えられるデータ核行列、 \mathbf{m} はモーメントテンソルの成分の大きさからなるモデル行列、 \mathbf{d} は観測波形からなるデータ行列を示し、添字 T は転置行列であることを示す。各グリッドで観測点 i における観測波形 $o_i(t)$ と理論波形 $s_i(t)$ の Variance reduction (VR) を、

$$VR[\%] = 100 \times \sum_i^N w_i \left(1 - \frac{\int (s_i(t) - o_i(t))^2 dt}{\int o_i^2(t) dt} \right) \quad (2-2),$$

として求め、最大の VR を与えるグリッド（セントロイド

位置およびセントロイド時刻）を最適解とする。ここで N は観測点数、 w_i は震央距離に比例した重み係数を示す。

次に、グリッドサーチについて説明する（図 2.2）。はじめに、初期震源の震央から東西南北 4 方向に 0.05° 離れた位置に計算グリッドを配置する。各計算グリッドに対して、深さは 5 km から始めて 3 km 間隔で、時間は 1 秒間隔で、最適なセントロイド深さとセントロイド時刻を求める。各計算グリッドおよび初期の震央位置で得られた VR を比較し、最大の VR を与える位置を仮のセントロイド震央とする。次に、この仮のセントロイド震央の周りに、前と同様に再度計算グリッドを配置して各グリッドにおける解を推定し、最大の VR を与える位置を求める。この作業を繰り返し行い、最終的に最大の VR を与えるセントロイド位置（緯度、経度、深さ）およびセントロイド時刻およびモーメントテンソル解を最適な CMT 解とする。

2.3 データ

ここでは、CMT インバージョンに使用したデータについて述べる。本研究では、防災科研 F-net 観測網および Hi-net 観測網（図 2.3）で記録されたデータを使用した。防災科研 F-net は観測点間隔約 100 km で、3 成分広域地震計 (STS-1/2) および速度型強震計 (VSE-311/355) が設置されている。また、防災科研 Hi-net 観測網は約 10-15km の間隔で、各観測点に複数設置されている観測機器の一つとして、水平動 2 成分のボアホール設置型の高感度加速度計がある (Okada *et al.*, 2004)。これら二つの観測網のデータを合わせて CMT インバージョンに使用した。ボアホール設置型の高感度加速度計については、方位の補正

表2.2 仮定した地下構造

Table 2.2 Crustal structure described in terms of velocity, density, and seismic attenuation.

Depth (km)	Thickness (km)	P-wave velocity (km/s)	S-wave velocity (km/s)	Density (kg/m ³)	Qp	Qs
0	3	5.50	3.14	2300	600	300
3	15	6.00	3.55	2400	600	300
18	15	6.70	3.83	2800	600	300
33	67	7.80	4.46	3200	600	300
100	125	8.00	4.57	3300	600	300
225	100	8.40	4.80	3400	600	300
325	100	8.60	4.91	3500	600	300
425	-	9.30	5.31	3700	600	300

表2.3 解析周波数帯、解析長、および震源距離

Table 2.3 Frequency bands, time windows, and hypocentral distances used in the centroid moment tensor inversion approach.

Magnitude	M<4	4≤M<5	5≤M<6	6≤M<7	M≥7
Frequency-band(Hz)	0.02-0.05	0.02-0.05	0.01-0.05	0.01-0.05	0.005-0.02
Window-length (sec)	120	180	240	300	360
Hypocentral distance (km)	50-250	50-400	100-500	100-500	500-

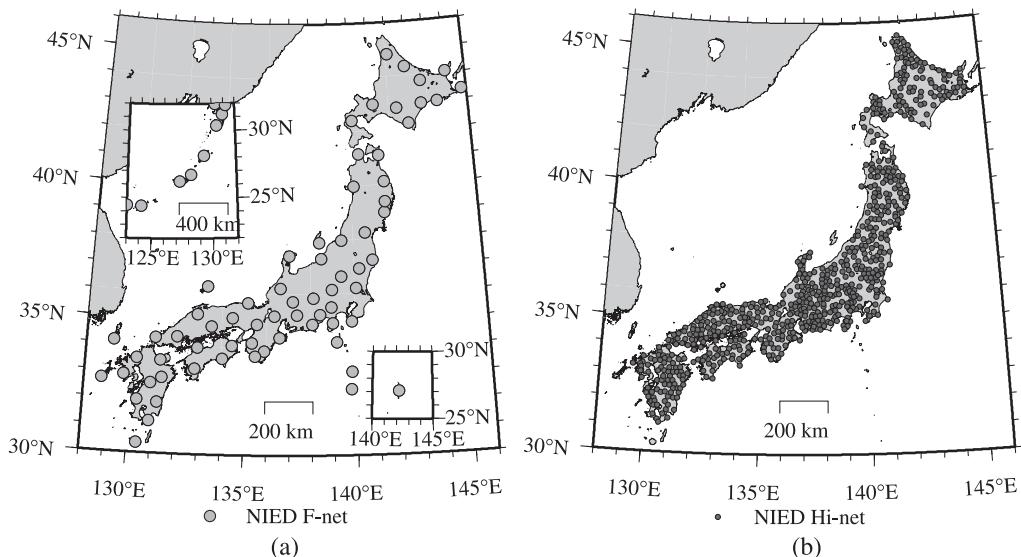


図2.3 防災科研 F-net(a) と Hi-net(b) の観測点分布。Hi-netについては、高感度加速度計が設置されている点のみを示す。

Fig. 2.3 (a) Station distribution of the NIED F-net. (b) Station distribution of Hi-net horizontal-component borehole tiltmeters.

を行い解析に使用した(汐見・他, 2003). CMT インバージョンに用いる初期震源には、防災科研 Hi-net の定常処理による P 波および S 波の初動の検測値による推定値を用いた。本震発生直後の 2003 年 9 月 26 日から 2004 年 9 月 30 日までに、震源域周辺で発生したマグニチュード 3.5 以上(初期震源の振幅マグニチュードによる)の地震について解析を行った。CMT インバージョンでは、マグニチュードに応じた震源 - 観測点距離にある S/N の良い観測点を使用した(表 2.3)。観測波形は、サンプリング間隔 1 秒の変位波形に変換して解析に用いた。解析に用いた周波数幅および時間幅は、マグニチュードに応じて表 2.3 に示す値を用いた。周波数幅は地震の規模を、時間幅は最大振幅を示す波群を十分に含むよう考慮し設定した。

2.4 結果

2003 年 9 月 26 日から 2004 年 9 月 30 日までの本震発生後約 1 年間に発生した本震を含む M3.5 以上の地震 643 個について、CMT インバージョンによる解析を行った。そのうち 309 個の地震について、10 観測点以上のデータを用いて VR が 60% を超える結果が得られた。

2003/09/26 の本震 ($M_{JMA}8.0$) に対して行った CMT インバージョンの結果を図 2.4 に示す。理論波形は観測波形をよく再現し、得られた M_w は 8.1 であった。 M_w が 5.5 を超える地震について、Harvard 大学の CMT 解析(例えば, Dziewonski *et al.*, 1981)による結果との比較を行った(図 2.5)。二つのモーメントテンソル解の比較には、Kagan 角(Kagan, 1991)を用いた。Kagan 角は、任意のダブルカップル解を、別な任意のダブルカップル解に一致させるのに要する最小回転角を示す(最小 0° ~ 最大 120°)。二つの解の差を示す Kagan 角の平均値は、およそ 20° 程度であり、両者のモーメントテンソル解はほぼ一致する。また、本研究で推定した M_w と Harvard 大学の CMT 解析による M_w は、ほぼ同じ大きさを示す結果が得られた。

初期震源とセントロイド位置の比較を図 2.6 に示す。初期震源の深さに比べて、セントロイドの深さは浅くなる傾向を示す。この領域では、地震調査研究推進本部(2003)が沈み込む太平洋プレート上面の深度を、Katsumata *et al.*(2003)による微小地震の分布および仲西・他(2001)による海底地震計を用いた構造探査の結果から推定している。CMT インバージョンにより得られた震源は、殆どが太平洋プレート上面付近に分布する。初期震源とセントロイド位置の差は、特に陸からはなれた地震で大きく、陸に近い地震で小さくなる傾向を示す。破壊の開始点とセントロイド位置は、必ずしも一致する必要はないが、ここで示した両者の差は、地震の規模から推定される差よりも遙かに大きい。一般に初動走時解析による震源決定では、観測網の外に位置する海域下で発生する地震の深さ精度は、観測網内に位置する陸域下で発生している地震に比べて格段に低い。すなわち、初動走時解析による初期震源とセントロイド位置の差は、初期震源の震源深さ決定精度が低いことに起因すると考えられる。

個々のモーメントテンソル解の空間的特徴を抽出するために、ここでは余震のモーメントテンソル解が本震の

モーメントテンソル解と相似であるか否かに着目する。本震のモーメントテンソル解と余震のモーメントテンソル解を比較して Kagan 角を各余震について求め、その空間分布の特徴を調べた(図 2.7)。本震のメカニズム解と似たモーメントテンソル解をもつ余震(図 2.7 中の赤色系の余震)は、主に太平洋プレート上面付近に分布する。これらの余震の分布の形状が太平洋プレート上面の深度分布とほぼ一致すること、モーメントテンソル解の一つの節面の傾斜角と沈み込む太平洋プレートの傾斜角がほぼ一致することから、本震のメカニズム解と似たモーメントテンソル解の余震は、太平洋プレートと陸側プレートの境界面で発生した余震である可能性が高い。一方で太平洋プレート上面付近に分布するが、本震のモーメントテンソル解とは異なる余震(図 2.7 中の青色系の余震)も多く分布する。これらの余震は、プレート境界近傍であっても、プレート境界面外で発生した余震であると推測される。また、陸側プレートの浅部(10 km 以浅)に、Kagan 角の大きな余震が分布する。Kagan 角の頻度分布を図 2.8 に示す。Kagan 角の分布は 10-20° 付近と 70-80° 付近の二つのピークを示し、様々なモーメントテンソル解の余震が震源域で発生していることを示す。ここでは、これらの地震を Kagan 角に応じて大きく三つの余震のタイプに分類する。(1) プレート間で発生した余震(Kagan 角: 30° 未満)(図 2.9)、(2) プレート上面付近のプレート境界面外で発生した余震(Kagan 角: 30° 以上, 深さ: 10 km 以深)(図 2.10)、(3) 陸側地殻浅部で発生した余震(Kagan 角: 30° 以上, 深さ: 10 km 以浅)(図 2.11)。次節では、これらの余震のタイプ別にその特徴について詳しく議論する。

2.5 議論

2.5.1 CMT インバージョンの解の妥当性

CMT インバージョンは、2-2 節で示したように、通常のグリッドサーチの方法とは異なるアルゴリズムを用いている。本研究で用いたグリッドサーチでは、計算グリッドをある特定の範囲内に設定せずに、仮のセントロイド位置の周辺のグリッドで計算を行い、逐次、仮のセントロイド位置を変えながら、VR が最大となる位置を探査するアルゴリズムを用いた(図 2.2)。このアルゴリズムでは、解が適切に収束するためには、最適解の周辺で VR の空間分布が滑らかである必要がある。そこで、通常のグリッドサーチにより VR の空間分布を求めて、最適解の周囲で VR が滑らかに変化しているか否かを調べた。初期震央の周囲 $\pm 0.5^\circ$ の範囲に 0.05° 間隔でグリッドを配置して、各グリッドで CMT インバージョンを行った。ここでは、プレート間で発生した $M_w4.6$ の地震(2003/10/04, 14:03)を例とした結果を示す(図 2.12)。VR は、最適解の周囲で滑らかに変化しており、最適解以外の位置に局所的な VR のピークはみられない。深さについても最適解周辺でのみ VR のピークを示し、他に局所的な VR ピークは示さない。これらの点から、本研究で用いたアルゴリズムにより、通常のグリッドサーチによる推定法と同等の解を得ることができたと考えられる。

2.5.2 プレート間の余震

ここではプレート間で発生したと推定される余震について議論する。

本震時のすべり分布とプレート間余震の分布域を比較した(図2.13)。ここでは本震のCMT解も合わせて示す。本震のすべり分布については、Yagi(2004)による遠地実体波・近地強震動を合わせた解析結果とHonda *et al.*(2004)による多点の近地強震動による結果を比較に用いた。図2.13からプレート間余震の多くは、震源域の東部に分布し、その発生領域は、本震時のすべり量が2mを超える領域(アスペリティ)とは重ならないことがわかる。本震のアスペリティと余震の発生領域が重ならず、分布が相補的であるという結果は、東北日本(例えば、永井・他, 2001; Yagi *et al.*, 2003; Yamanaka and Kikuchi, 2004), 日向灘(Yagi *et al.*, 2001)などのプレートの沈み込み帯で発生する地震について報告されている。しかし、これらの報告では個々の余震の発震機構解について調査した上で、比較を行ったものではない。ここでは、発震機構解からプレート間で発生したと推定される地震のみを選び出し、その分布域の比較を行った。すなわち、より厳密にプレート境界上でアスペリティの分布域と、プレート間余震の分布領域が重ならないことを示した。

図2.13から、本震のセントロイド位置は、本震のアスペリティの重心とおおよそ一致することがわかる。また、本震後のおよそ80分後に発生した最大余震M_w7.4のセントロイドの位置は、本震のアスペリティの西端付近に位置する。つまり、最大余震は、本震のアスペリティの西端で発生した可能性が考えられる。

次に余効すべりの分布域とプレート間余震の分布域の比較を行う。本震後、顕著な余効変動がGEONETにより観測された。Miyazaki *et al.*(2004)はGEONETのデータを用いて本震発生後より1か月間の24時間毎の余効すべり領域を求めた。Miyazaki *et al.*(2004)による本震発生後1か月間の積算すべり量分布とプレート間余震(最大余震を除く)の分布域を比較した(図2.14)。殆どの余震は、余効すべり量が10cmを超える領域に分布する。ここで求めたプレート間余震すべての積算スカラーモーメントは、余効すべり量域全体のモーメントには到底およばず、本研究で推定したプレート間余震のみで、余効変動を説明することはできない。そこで、Ellsworth(1995)やNadeau and McEvilly(1999)と同様に、非地震性すべり領域に囲まれた小アスペリティでの地震としてプレート間余震を考える。すなわち、余震の小アスペリティの周りの非地震性領域のすべり速度が、本震発生後に増加し、そのすべり遅れを補うために小アスペリティでプレート間余震が発生したとするモデルを考える。本震発生後から10日毎の積算すべり量とプレート間地震の発生領域を比較した(図2.15)。本震発生直後から10日間は、プレート間余震が震源域全体に広く分布し、また余効すべりも広域にわたって10cmを超える量を示す。10-20日後は、プレート間余震が主に震源域の東部で発生し、余効すべりも余震の発生域周辺で10cmを超える分布を示す。20-30日後

には、プレート間の余震は殆ど発生しておらず、余効すべり量が10cmを超える領域も存在しない。つまり、プレート間余震の発生領域と余効すべり領域の時間変化は、良い対応を示す。これらの余震の殆どはM_w4-5程度の地震である。すべり量d(cm)とマグニチュードMの経験式 $\log d = 0.5M - 1.3$ (宇津・他, 2001)に従えば、M_w4-5の地震のすべり量は、5-15cm程度となる。一方、Nadeau and Johson(1998)はカリフォルニア州パークフィールドの相似地震解析から、すべり量と地震モーメントM₀(dyne cm)の関係式 $\log d = 0.17\log M_0 - 2.36$ を求めた。Igarashi *et al.*(2003)は、東北日本下に沈み込む太平洋プレート境界で発生する繰り返し地震に対してNadeau and Johsonの式が成り立つことを示した。Nadeau and Johsonの式に従えば、M_w4-5の地震のすべり量は25-45cm程度と与えられる。従って、(1) プレート間余震の分布域が空間的かつ時間的に余効すべりの大きな領域と一致し、かつ、(2) 個々の余震のすべり量と余効すべり量が同程度の規模であるという観測事実は、プレート間余震が周囲の非地震性すべり領域からのすべり遅れを補うために発生すると考えた上記のモデルを支持する。

2.5.3 プレート境界面外の余震

ここでは、プレート境界近傍に分布するが、プレート境界面と調和的な節面を持たない余震をプレート境界面外の余震として議論する。プレート境界面外の余震の分布を本震のすべり領域と比較した(図2.16)。プレート境界面外の余震も、本震のアスペリティの周囲に多く分布する傾向があるが、その傾向はプレート間余震(図2.13)に比べ明瞭ではない。いくつかの余震の発生領域は、本震時に2m以上のすべり量を示す領域と重なる。東北日本(例えば、永井・他, 2004; Yagi *et al.*, 2003; Yamanaka and Kikuchi, 2004), 日向灘(Yagi *et al.*, 2001)などで報告されているアスペリティと余震の分布域の比較では、いくつかの余震がアスペリティ内に分布する結果が示されている。それらの余震には、ここで示したようなプレート境界面外の余震が含まれている可能性がある。

余効すべり分布とプレート境界面外の余震の分布域を比較する(図2.17)。本震発生直後から10日間に発生したプレート境界面外の余震は、余効すべり量が5cmを超える領域内に広く分布する。その後余効すべり量が減少するにつれ、プレート境界面外の余震も減少する傾向を示すが、比較的大きな余効すべり量を示す領域付近で多くのプレート境界面外の余震が発生している。その分布域は主に余震域の東部であり、プレート間余震が多く発生する領域と対応する(図2.18(a))。震源域北部の余効すべりが減少する領域付近では、正断層型の余震が集中して発生している。プレート境界面外の余震の時間変化が、余効すべりの時間変化と対応すること、またその発生領域がプレート間の非地震性すべり域と重なることから、プレート境界面外の発生原因の一つとして、プレート界面上での非地震性すべりによる影響が考えられる。

プレート境界面外の余震が多く発生し、また正断層型の余震が多く発生する領域(図2.18(a) X-X')について、

P 軸および T 軸の方位分布を調べた（図 2.18 (b), (c)）。正断層型の余震の多くは、およそプレート境界の上盤側に位置し、T 軸がプレートの傾斜方向とほぼ一致する傾向がある。一方、プレート境界の浅部の上盤側では、T 軸がほぼ鉛直な方向を示し、また P 軸はやや水平またはプレートの傾斜方向に近い方向を示す逆断層型の余震が多い。この領域は、深部から浅部にかけてプレート境界での余効すべり量が空間的に変化している領域に対応する。ここで得られたプレートの傾斜に沿った P 軸および T 軸の空間変化は、余効すべり量の空間変化により生じる上盤プレート内での応力変化に対応していると考えられる。これについては、第 5 章でより詳しく議論する。

2.5.4 陸側地殻浅部の余震

ここでは、余震域の浅部の陸側地殻内で発生したと考えられる地震について議論する。セントロイド深さ 10 km 以浅で陸域地殻内部に分布する余震のモーメントテンソル解は、P 軸が海溝軸に、ほぼ平行な逆断層型または横ずれ型を示す（図 2.11）。また、これらの余震は、この地域の北西 - 南東の走向を持つ断層帯（Le Pichon *et al.*, 1984）付近で発生し、殆どの余震のモーメントテンソル解は北東 - 南西の走向の節面を示す。これらの余震の P 軸の方位は、プレートの沈み込む方向とは異なることから、その起震応力場を沈み込む太平洋プレートにより形成される圧縮場として説明することはできない。この P 軸方位を説明する一つの可能性として、千島前弧スリバーの南西方向への移動による圧縮応力場が考えられる。太平洋プレートは千島弧の南半分で斜めに沈み込み、それに引きずられる千島前弧スリバーは南西に移動する（Kimura, 1986）。Kimura (1986) は、日高山脈およびその海側への延長部の襟裳海脚からなる日高衝突帯の生成原因として、千島前弧スリバーと東北日本との衝突を考えた。また、Le Pichon *et al.* (1984) は、十勝沖の海底の断層帯の成因を千島前弧スリバー南西端での衝突によるものと考えた。陸側地殻浅部の地震の P 軸の方位は、おおよそ千島前弧スリバーの運動方向とほぼ一致し、その発生領域も衝突により生じたと推定される断層帯付近に位置する。

陸側地殻浅部の余震域の応力場を推定する目的で、陸側地殻浅部で発生した余震のモーメントテンソル解を用いて、応力テンソルインバージョン（例えば Gephart and Forsyth, 1984）による最大主応力軸および最小主応力軸の方位の推定を試みた。応力テンソルインバージョンでは、余震のモーメントテンソル解の一つの節面に対する最大せん断応力方向とすべり方向の差が最小になる応力場、（ここでは最大、中間、最小主応力軸の各軸方位と応力率 $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ 、ただし σ_1, σ_2 および σ_3 は最大、中間、最小主応力軸の大きさを示す）を推定する。方位については 5° 、応力率については 0.05 間隔でグリッドサーチを行い、陸側地殻浅部で発生した余震すべてについて、最適な応力場を一つ推定した。応力テンソルインバージョンの結果を図 2.19 に示す。最大主応力軸については、やや推定誤差が大きいものの、水平に近いほぼ東西の圧縮場を示し、太平洋プレートの沈み込む方向よりは、千島

前弧スリバーの運動方向に近い方位を示す。

応力テンソルインバージョンでは、モーメントテンソル解の示す二つの節面のうち一つの節面を断層面として推定する。ここで、応力テンソルインバージョンにより推定された断層面に対して、本震のすべりにより生じるクーロン破壊関数の変化量 (ΔCFF) を求めた（図 2.20）。ここでは剛性率として 40 GPa を仮定し、Yagi (2004) および Honda *et al.* (2004) による本震のすべり分布について、それぞれ計算を行った。その結果、二つのモデルともに、推定される ΔCFF は殆どの余震について正の結果を示し、本震による静的応力変化により陸側地殻浅部の余震活動が促進されたことを示す結果が得られた。すなわち、陸側地殻浅部の余震は、千島前弧スリバーの南西方向への移動による圧縮場に起因する地震活動の一つで、そのうち本震の発生により活動が活発化したものと考えられる。また、これらの地震が日高衝突帯で発生することは、日高衝突帯を形成した応力場が今もなお、続いていることを示す。

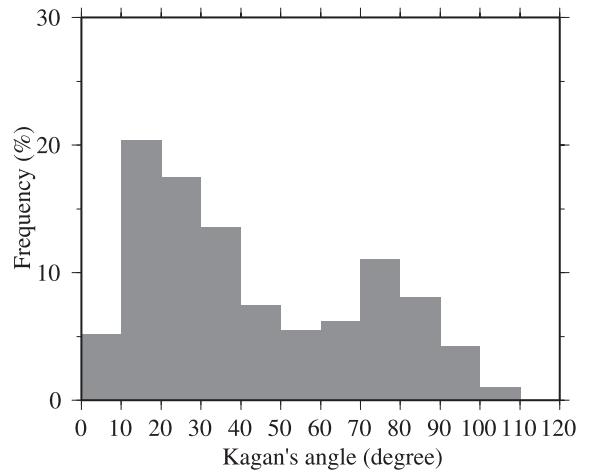


図 2.8 Kagan 角の頻度分布。すべての余震のモーメントテンソル解について、本震のモーメントテンソル解との Kagan 角の頻度分布を示す。

Fig. 2.8 Frequency distribution of values of Kagan's angles determined for the main shock and aftershock moment tensor solutions.

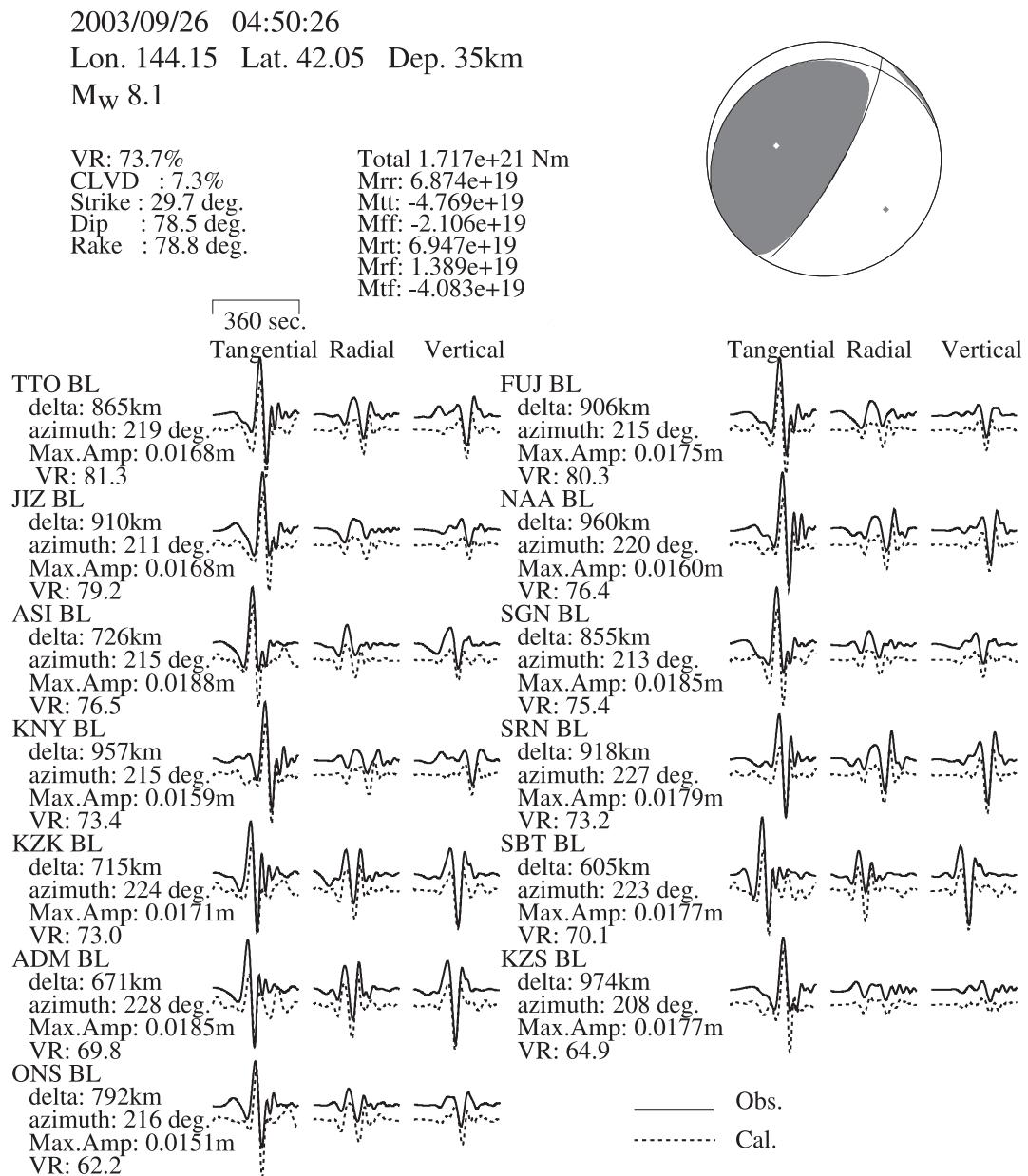


図 2.4 2003 年十勝沖地震の本震 (M_w 8.1) の CMT 解析結果。モーメントテンソル解と求めたモーメントテンソルの各成分の大きさを示す。実線は観測波形、破線は理論波形を示す。

Fig. 2.4 Example of the CMT inversion for the 2003 Tokachi-Oki earthquake (M_w 8.1). The solid and dashed lines represent observed and calculated waveforms respectively.

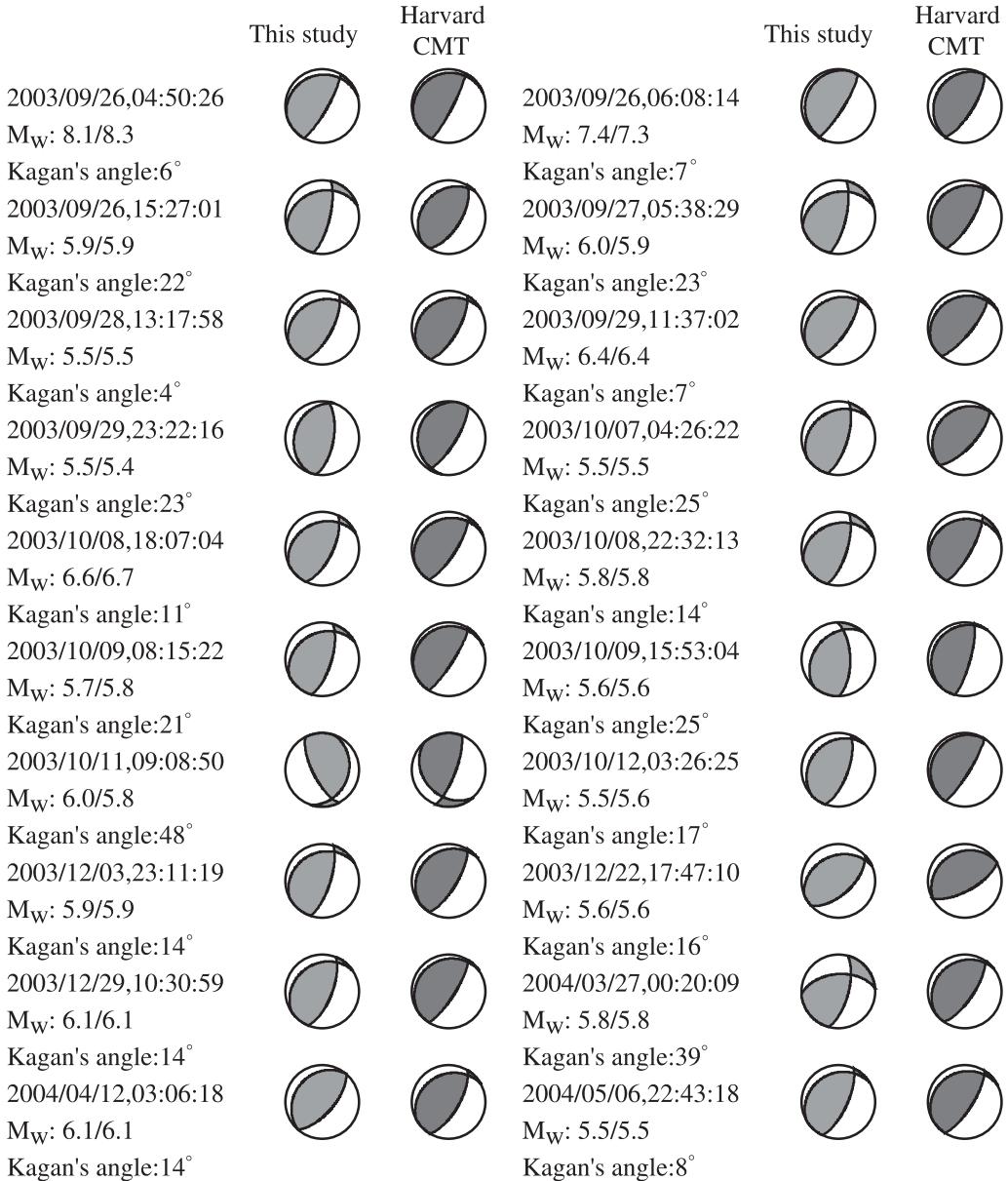


図2.5 本研究のモーメントテンソル解とHarvard CMT解との比較。 M_w 5.5を超える地震について本研究のモーメントテンソル解とHarvard CMT解を比較した。時刻は震源時刻（JST）を示す。 M_w は左が本研究のモーメントマグニチュード、右にHarvard CMT解のモーメントマグニチュードを示した。Kagan's Angleは、本研究とHarvard CMT解について求めたものである。

Fig. 2.5 Moment tensor solutions of earthquakes of magnitude >5.5 compared with Harvard CMT solutions. Moment magnitudes (M_w) calculated in this study are shown in the left column and those determined by Harvard CMT analysis are shown in the right column. Differences between the two focal mechanism estimates are indicated by the Kagan's angle. Time is origin time of events given in Japan Standard Time (JST).

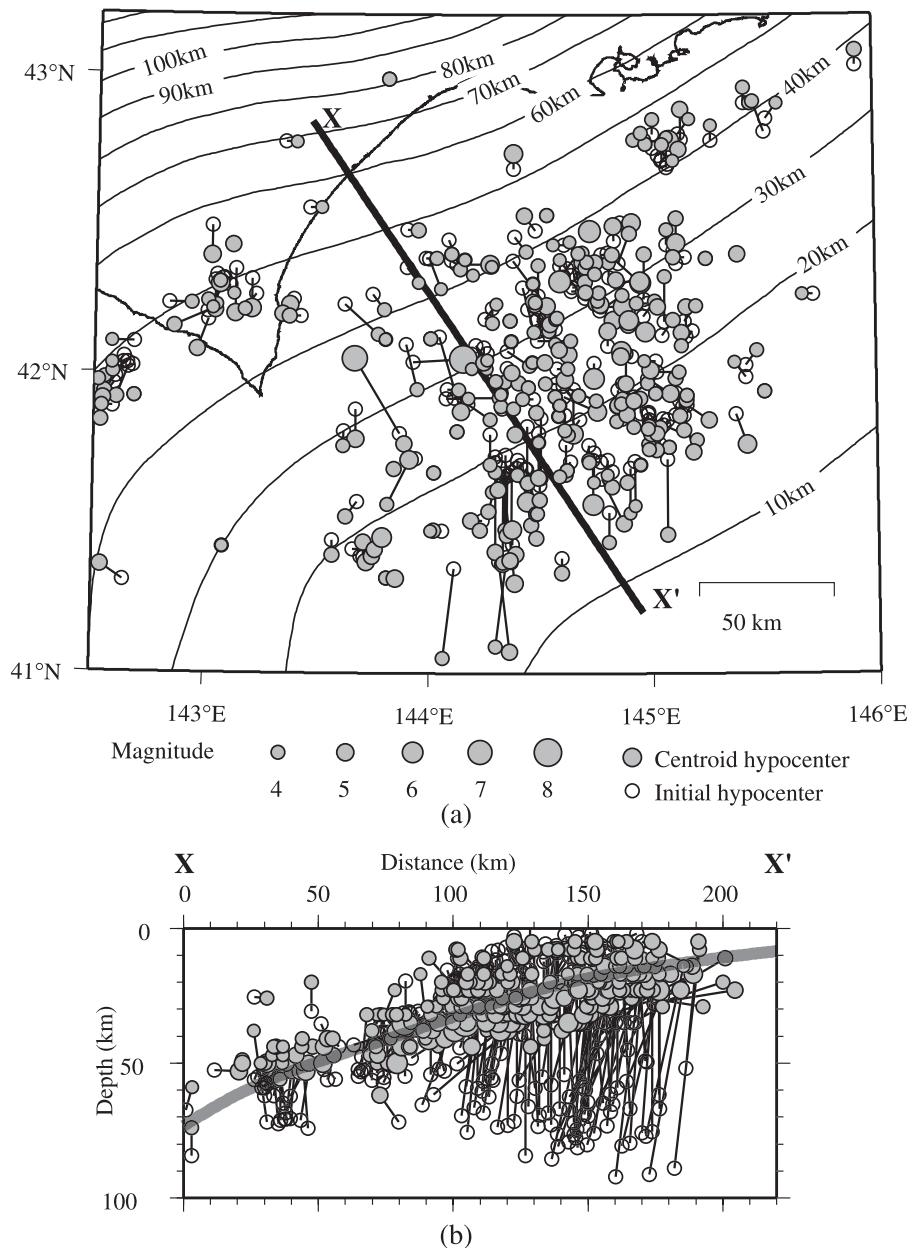


図2.6 初期震源とセントロイド位置。白丸が初期震源、灰色の丸はセントロイド位置を示す。(a) 水平面図。等深度線は太平洋プレートの上面(地震調査研究推進本部, 2003)を示す。(b) 鉛直断面図。(a) のX-X'に沿う鉛直断面を示す。薄太線はX-X'に沿う太平洋プレート上面の深さを示す。

Fig. 2.6 (a) Initial (open circles) and centroid hypocenter (filled grey circles) locations. Contours indicate the depth of the upper surface of the Pacific plate (Earthquake Research Committee, 2003). (b) Vertical cross section along X-X' shown on (a). Bold grey line indicates the upper surface of the Pacific plate.

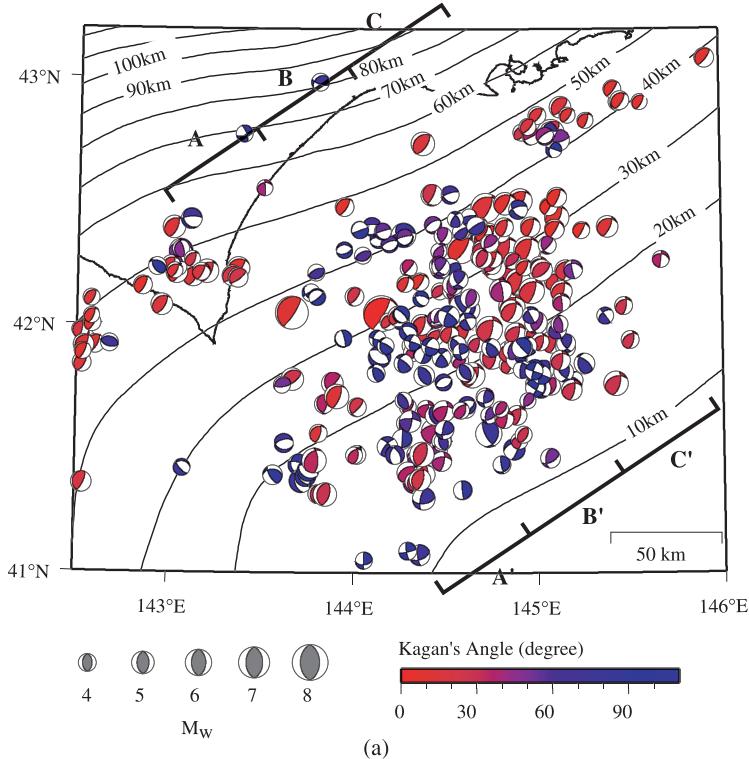


図 2.7 (a) モーメントテンソル解の空間分布と Kagan 角（水平分布）。震源球の色は、本震と余震のモーメントテンソル解について求めた Kagan 角の大きさを示し、図中のカラースケールにより表示した。等深度線は図 2.6 と同じ。

Fig. 2.7 (a) Distribution of centroid moment tensor solutions. The color of each focal sphere indicates the size of the Kagan's angle between the focal mechanism of the main shock and that of the aftershock. Contours indicate the depth of the upper surface of the Pacific plate (Earthquake Research Committee, 2003).

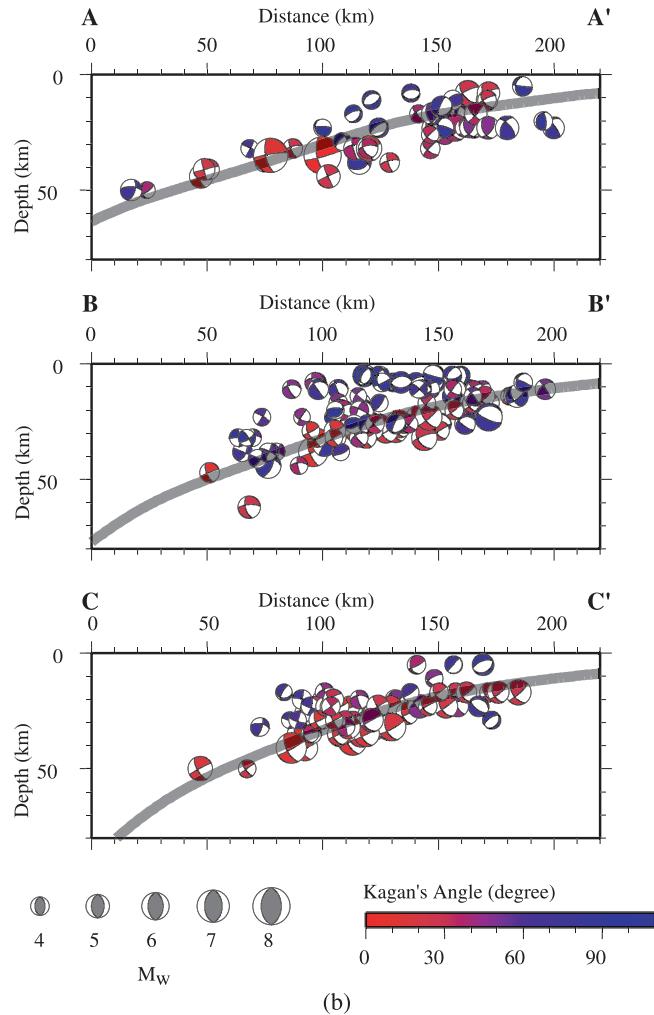


図 2.7 (b) モーメントテンソル解の空間分布（鉛直断面）。薄太線は、それぞれの鉛直断面におけるプレート上面の深さを示す。

Fig. 2.7 (b) Cross-sections along lines A-A', B-B', and C-C' shown in (a). Bold grey line indicates the upper surface of the Pacific plate.

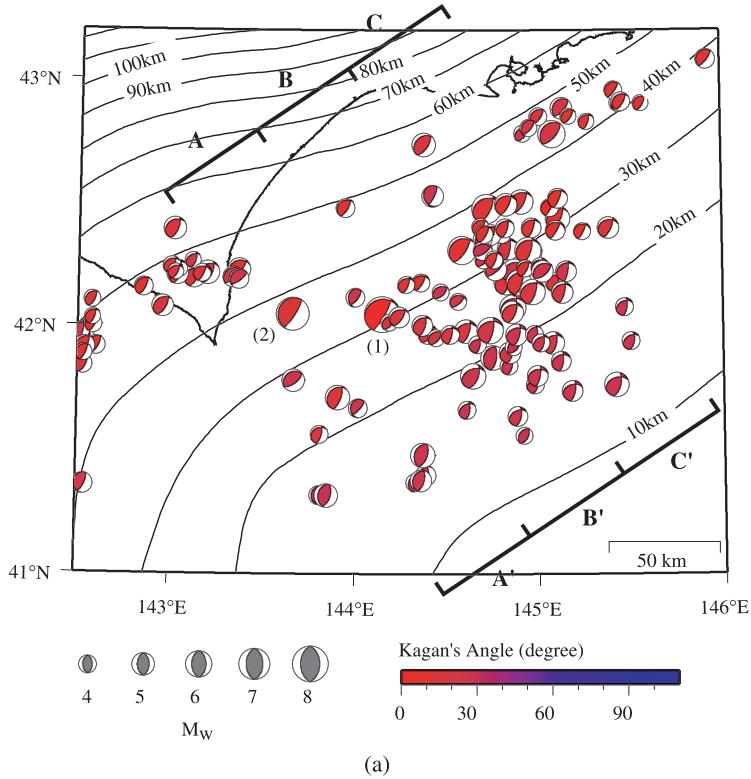


図 2.9 (a) プレート間余震の空間分布(水平分布). 本震のモーメントテンソル解と余震のモーメントテンソル解を比較し、Kagan 角が 30° 未満である解を示す. (1) は本震、(2) は最大余震を示す.

Fig. 2.9 (a) Distribution of inter-plate aftershocks, with a Kagan's angle of less than 30° . (1) and (2) indicate the main shock and the largest aftershock, respectively.

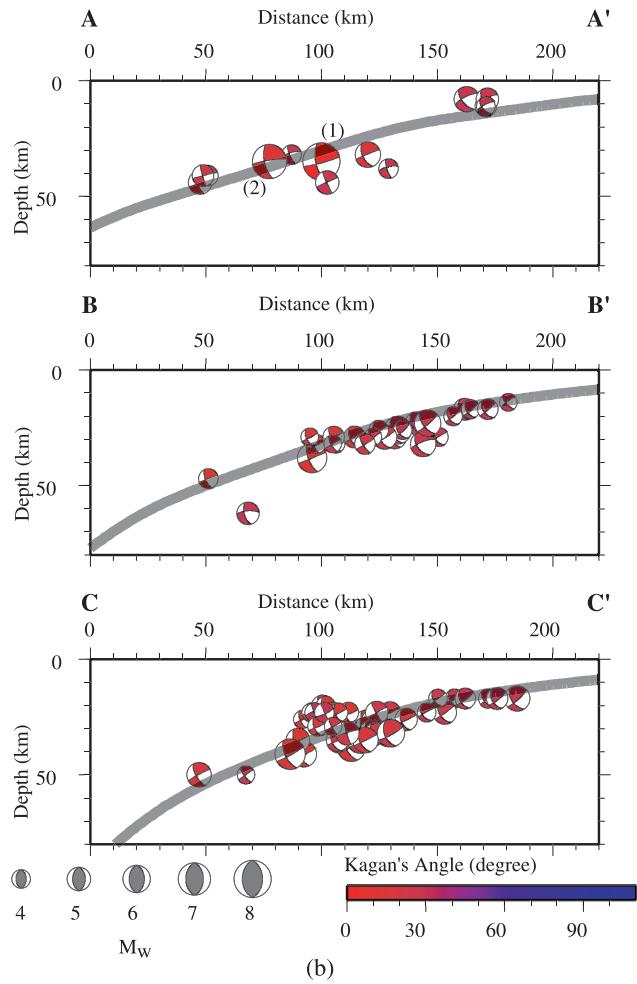


図 2.9 (b) プレート間余震の空間分布(鉛直断面). (1) は本震、(2) は最大余震を示す. 薄太線は、それぞれの鉛直断面におけるプレート上面の深さを示す.

Fig. 2.9 (b) Cross-sections along lines A-A', B-B', and C-C' shown in (a). (1) and (2) indicate the main shock and largest aftershock, respectively. Bold grey line indicates the upper surface of the pacific plate.

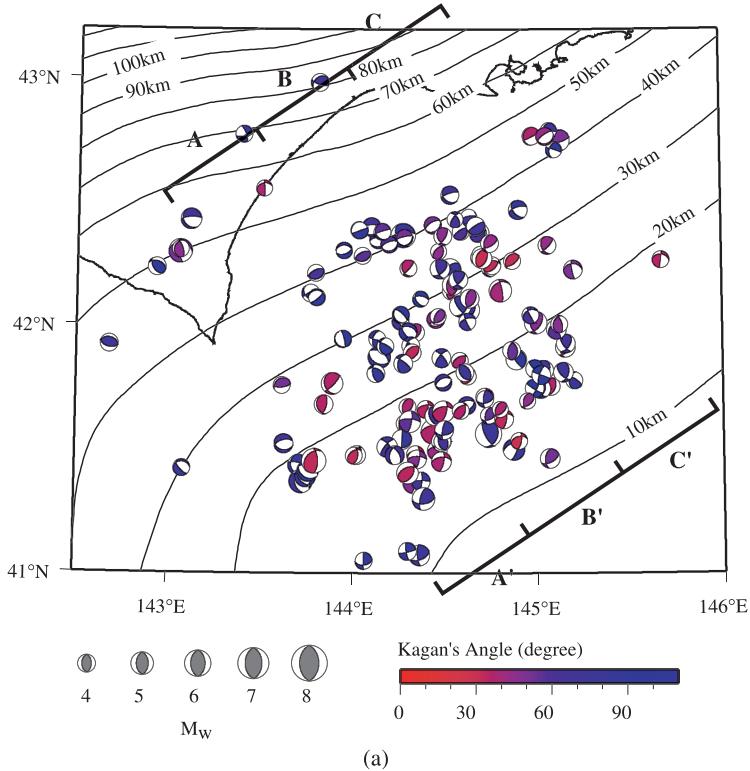


図 2.10 (a) プレート境界面外の余震の空間分布(水平分布). 本震のモーメントテンソル解と余震のモーメントテンソル解を比較し, Kagan 角が 30° 以上で深さ 10km 以深である解を示す.

Fig. 2.10 (a) Distribution of off-plate boundary aftershocks. with a Kagan's angle in excess of 30° and of depth >10 km.

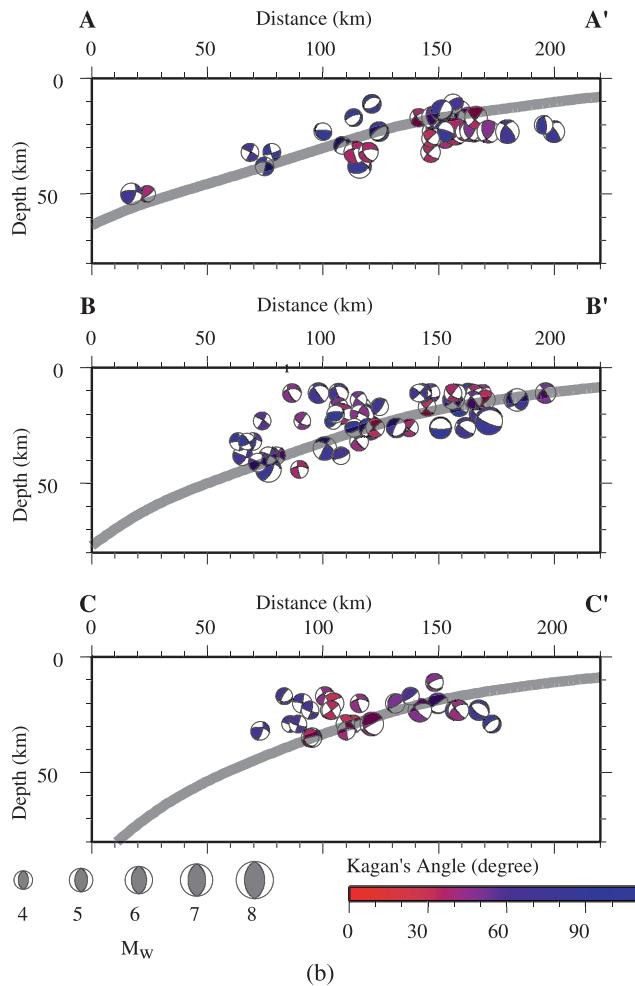


図 2.10 (b) プレート境界面外の余震の空間分布(鉛直断面). 薄太線は、それぞれの鉛直断面におけるプレート上面の深さを示す.

Fig. 2.10 (b) Cross-sections along lines A-A', B-B', and C-C' shown in (a). Bold grey line indicates the upper surface of the Pacific plate.

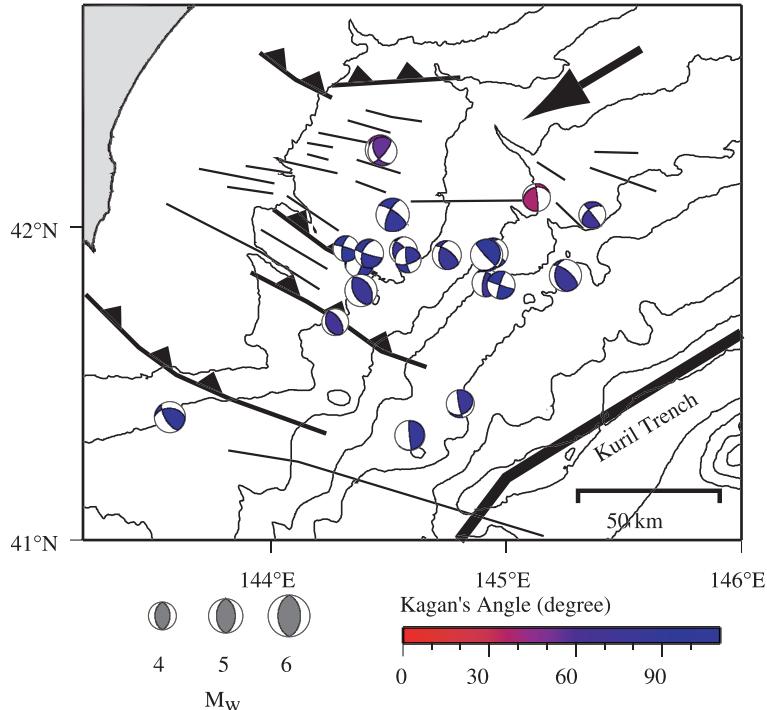


図 2.11 陸側地殻浅部の余震。本震のモーメントテンソル解と余震のモーメントテンソル解を比較し、Kagan角が 30° 以上、かつセントロイドの深さが10km以浅である余震を示す。センターは等水深線を示す(1000m間隔)。三角付き実線および細線はLe Pichon *et al.* (1984)による断層を示す。矢印は千島前弧スリバーの進行方向(DeMets, 1992)を示す。

Fig. 2.11 Distribution of aftershocks with a Kagan's angle greater than 30° and of depth <10 km. Toothed lines indicate thrusts and thin lines indicate fault traces (Le Pichon *et al.*, 1984). Bathymetric contour interval is 1000 m. Arrow indicates motion of the Kuril forearc relative to the North American plate (DeMets, 1992).

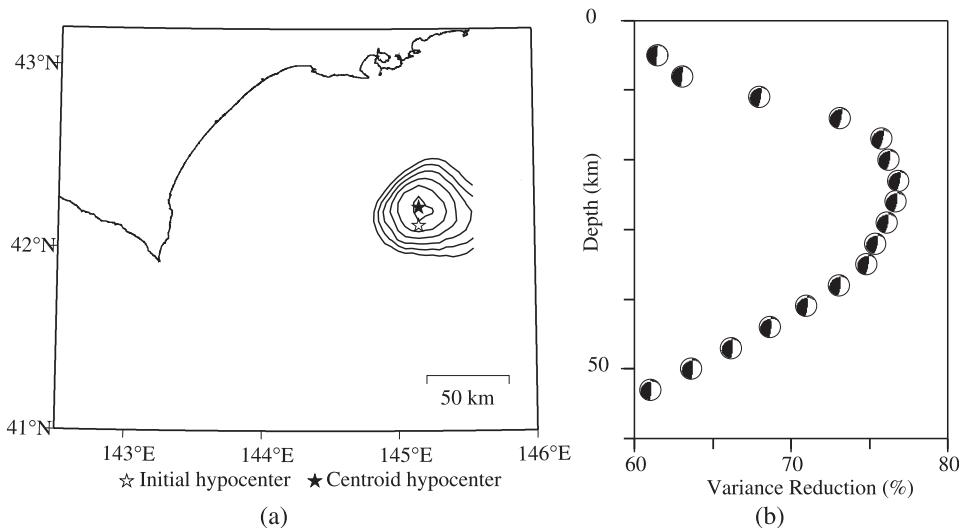


図 2.12 Variance reduction(VR)の空間変化。(a) VRの水平分布。初期震源(白)および本研究で用いた手法により推定されたセントロイド震源(黒)を星印で示す。センターはVariance reductionの大きさを示す(5%間隔)。(b)VRの深さ変化。各深さグリッドでの最適なモーメントテンソル解とVRの大きさを示す。

Fig. 2.12 (a) Horizontal variation in Variance Reduction (VR). Open and filled stars indicate initial and optimum centroid epicenters, respectively. VR contour interval is 5 %. (b) Depth variation of VR. Moment tensor solutions indicate the optimum solution at each depth.

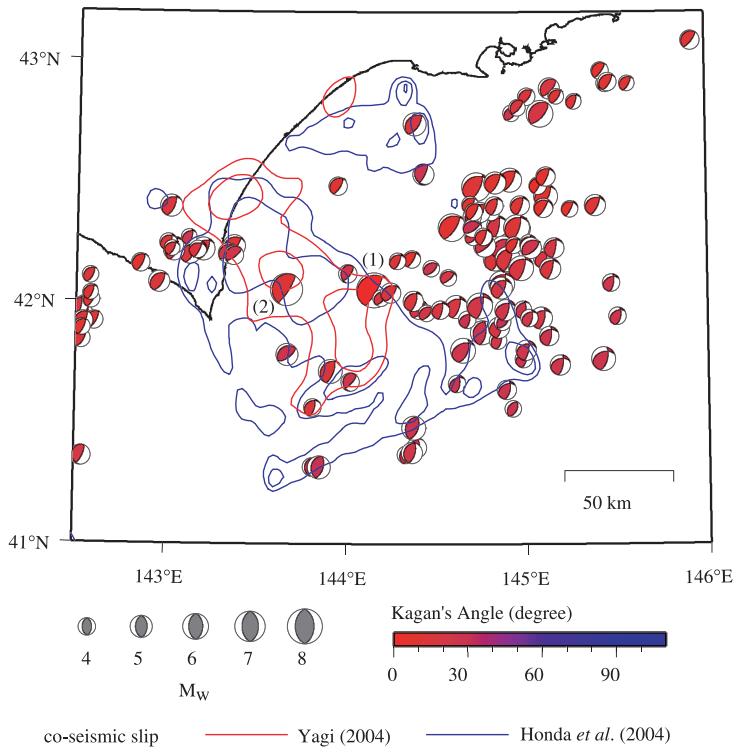


図 2.13 プレート間余震と本震のすべり量分布。赤のコンターは Yagi (2004) による本震のすべり分布、青は Honda *et al.*(2004) の本震のすべり分布を示す。コンター間隔はともに 2m である。(1) は本震、(2) は最大余震のモーメントテンソル解を示す。

Fig. 2.13 Co-seismic slips evaluated by Yagi (2004) and Honda *et al.*(2004). Co-seismic slip contour interval is 2 m. Location of the main shock and resulting inter-plate aftershocks are also plotted. (1) and (2) indicate the main shock and largest aftershock, respectively.

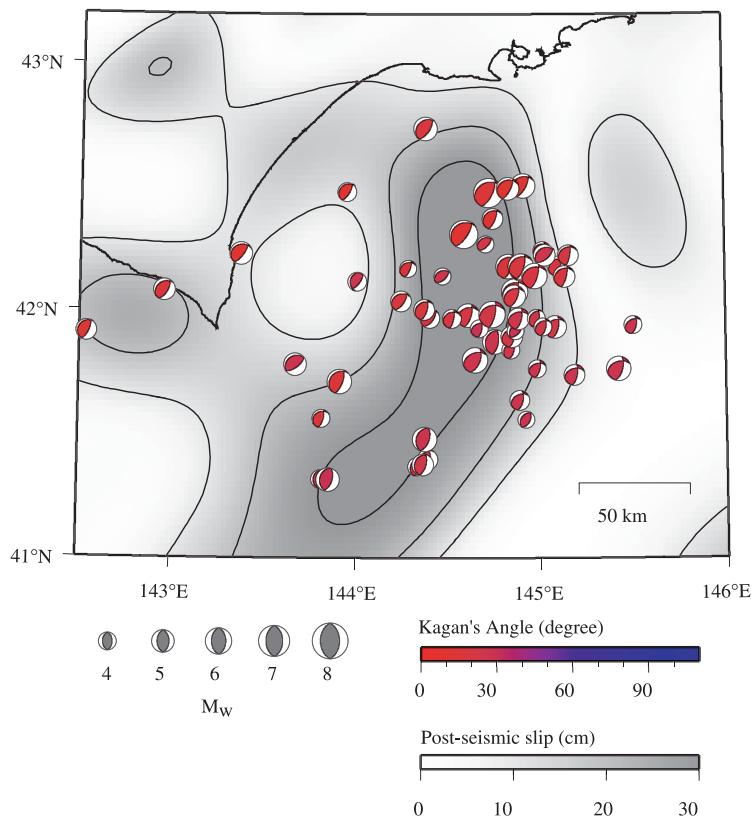


図 2.14 本震発生後 1か月間のプレート間余震と余効すべり。Miyazaki *et al.* (2004) による本震発生後 1か月間の余効すべり領域をグレースケールで示す。コンター間隔は 10cm である。

Fig. 2.14 Distribution of inter-plate aftershocks and post-seismic slip during the month following the main shock. Slip contour data is from Miyazaki *et al.* (2004). Slip contour interval is 10 cm.

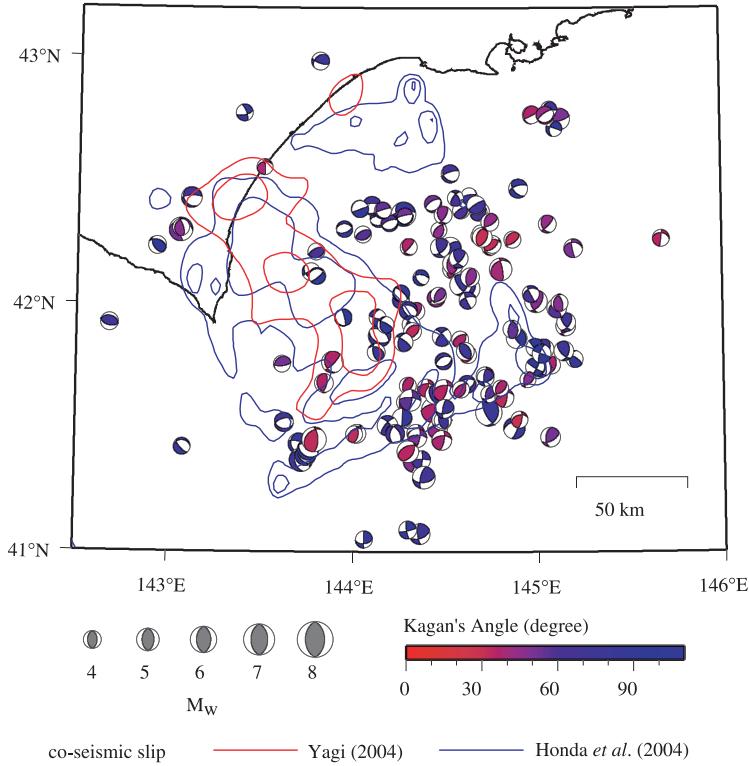


図 2.16 プレート境界面外の余震と本震のすべり量分布。本震のすべり量については図 2.13 に同じ。

Fig. 2.16 Distribution of off-plate-boundary aftershocks and slip of the main shock. The co-seismic slip distribution is same as **Fig. 2.13**.

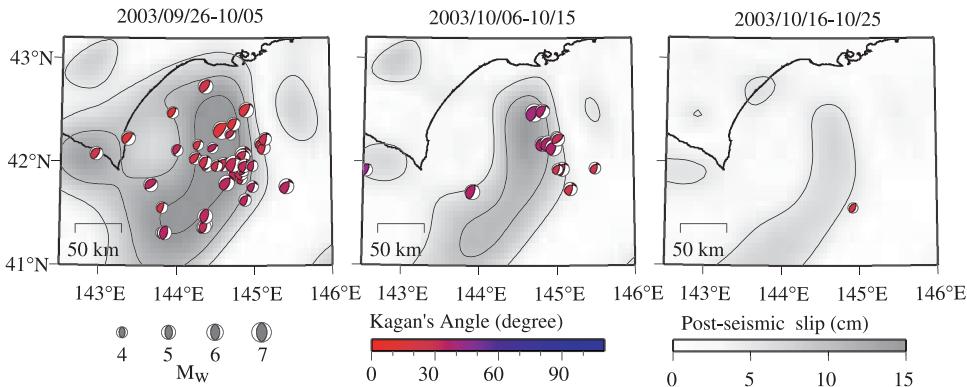


図 2.15 プレート間余震と余効すべりの時間発展。本震発生後から 10 日間毎に 30 日間の比較を示す。グレースケールは各期間の余効すべり量 (Miyazaki et al. 2004) を示す。センターは 5 cm 間隔である。

Fig. 2.15 Temporal variation in the distribution of inter-plate aftershocks and post-seismic slip. The three panels show the distribution of inter-plate aftershocks and post-seismic slip at 10-day intervals from September 26, 2003. Slip contour interval is 5 cm. Slip contour data is from Miyazaki et al. (2004).

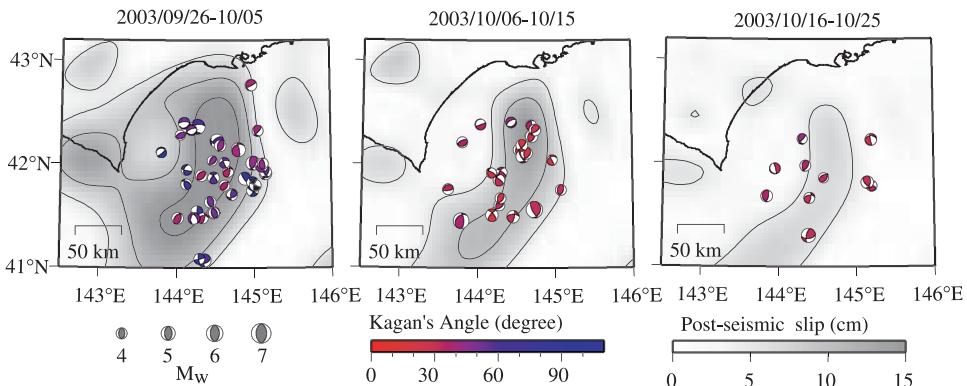


図 2.17 プレート境界面外の余震と余効すべりの時間発展。本震発生後から 10 日間毎ごとに 30 日間の比較を示す。グレースケールは図 2.15 と同じ。

Fig. 2.17 Temporal variation in the distribution of off-plate boundary aftershocks and post-seismic slip following the main shock. The three panels summarize data at 10-day intervals from September 26, 2003. Slip contour interval is 5 cm. Slip contour data is from Miyazaki et al. (2004).

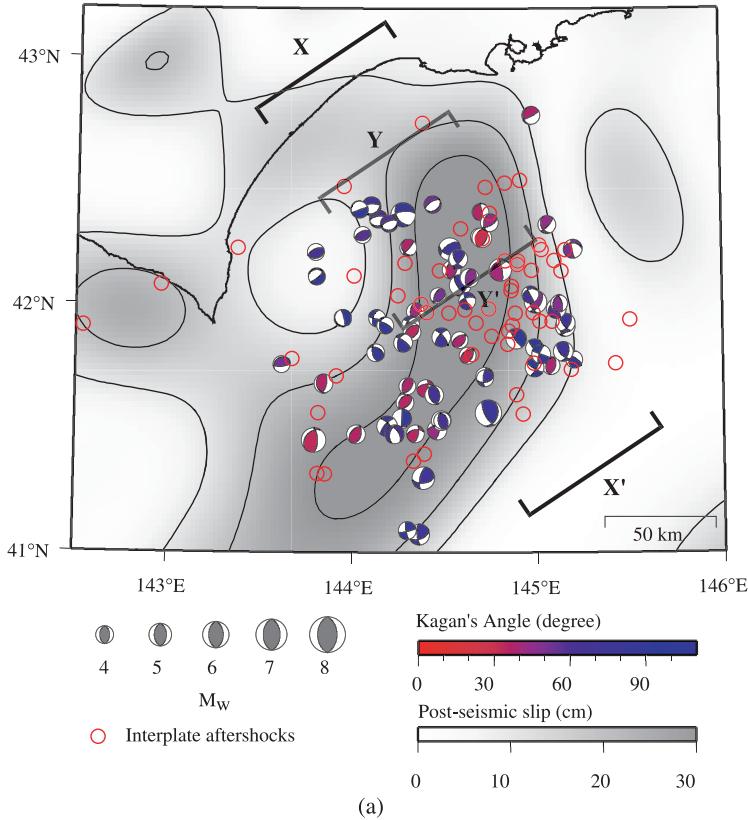


図 2.18 (a) 本震発生後 1 か月間のプレート境界面外の余震、プレート間余震と余効すべり領域。本震発生後 1 か月間のプレート間余震を赤丸で示す。震源球はプレート境界面外の余震を示す。センターは図 2.14と同じ。

Fig. 2.18 (a) Distribution of off-plate boundary aftershocks and inter-plate aftershocks and post-seismic slip following the main shock. Focal spheres and red circles indicate off-plate boundary aftershocks and inter-plate aftershocks, respectively. Slip contour interval is 10 m. Slip contour data is from Miyazaki *et al.* (2004).

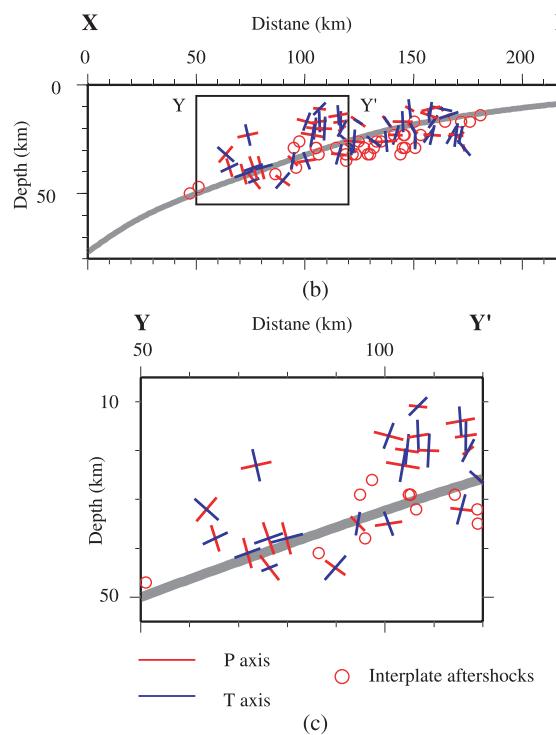


図 2.18 (b) (b) 本震発生後 1 か月間のプレート境界面外の余震、プレート間余震の深さ分布。(a) 中の X-X' に沿う鉛直断面。プレート境界面外の余震の P 軸および T 軸の方位を断面に示す。P 軸を赤、T 軸を青で示す。薄太線は、プレート上面を示す。(c)(b) の拡大図。(a) 中の Y-Y' に沿う鉛直断面で示す。

Fig. 2.18 (b) (b) Distribution of off-plate-boundary and inter-plate aftershocks and the post-seismic slip of the main shock. Cross-section along line X-X' shown in (a). (c) Enlargement of area Y-Y' shown in (b). Bold grey line indicates the upper surface of the Pacific plate.

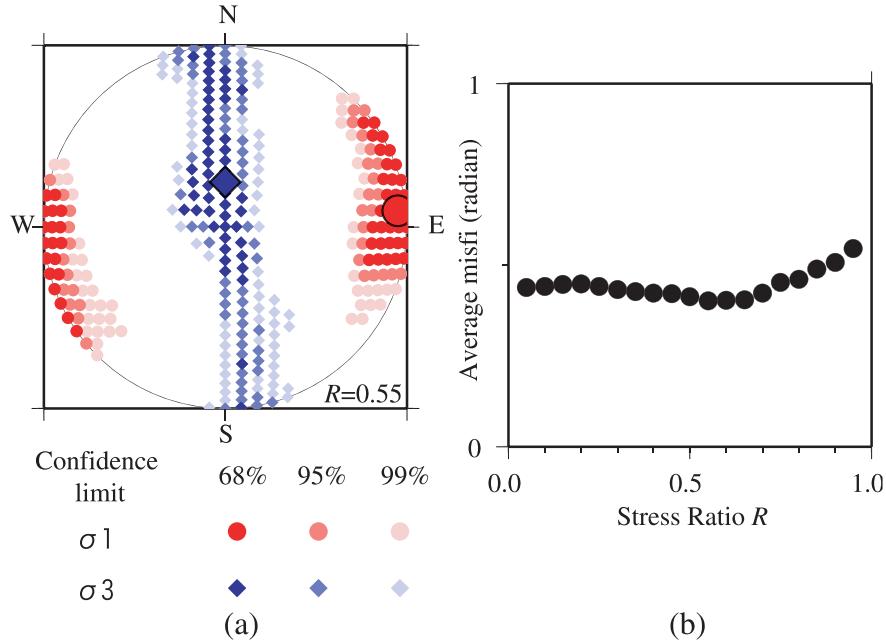


図2.19 陸側地殻浅部の余震を用いて推定した応力場. (a) 最大主応力軸および最小主応力軸の方位. 推定した各軸の方位を下半球等積投影で示す. (b) 応力率Rの推定結果. 応力率Rは0.55が最適値である.

Fig. 2.19 Stress field within landward crust estimated from focal mechanism data. (a) Orientations of the principal axes of the stress field plotted with lower hemisphere, equal-area projection. (b) Estimated stress ratio. The optimal stress ratio is 0.55.

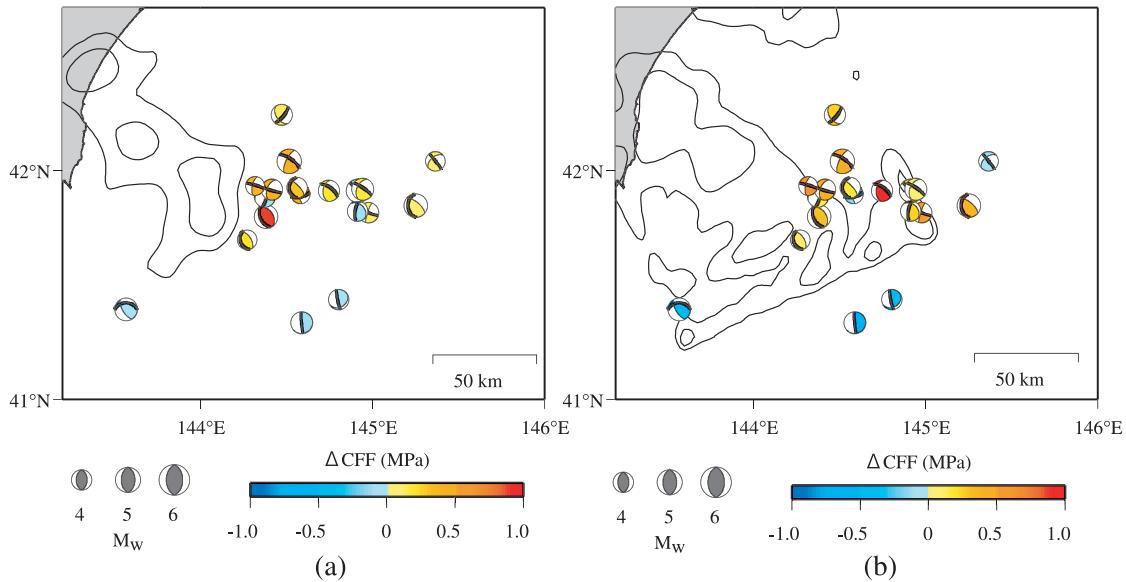


図2.20 本震のすべりによる陸側地殻浅部の余震の Δ CFF. Δ CFFについては、応力テンソルインバージョンで推定された一つの節面（太線）に対して計算された結果をカラースケールで示す. (a)Yagi (2004)のモデルによるすべり分布を用いた結果. (b)Honda et al. (2004)のモデルによるすべり分布を用いた結果. 本震のすべり量のコンターはともに2 m間隔である.

Fig. 2.20 Δ CFF of aftershocks within the landward crust. Δ CFF are calculated for a nodal plane (bold line) determined from the stress tensor inversion algorithm. (a) Δ CFF calculated using the Yagi model (Yagi, 2004). (b) Δ CFF calculated using the Honda model (Honda et al., 2004). Slip contour interval is 2 m.

2.6 まとめ

本章では、プレート間で発生する大地震に伴う余震活動として、2003年十勝沖地震に着目し、その余震についてモーメントテンソル解を推定した。防災科研F-netおよびHi-net観測網のデータを使用し、マグニチュード3.5以上の余震について、そのセントロイド位置およびモーメントテンソル解を求めた。推定したモーメントテンソル解の特徴と発生位置をもとに、十勝沖で発生する余震を三つのグループに分類した。(1)プレート間で発生する余震、(2)プレート境界近傍で発生する余震、(3)陸側の地殻浅部の余震。(1)については、その分布域が本震のアスペリティとは重ならないこと、さらに、余効すべり量の大きな領域に分布し、その活動が余効すべり量の減少とともに低下する特徴を示した。(2)については、発生領域が主に余効すべり量の大きな領域の周辺であること、余効すべり量の時間変化とその活動の推移がほぼ一致すること、余効すべり量の空間変化が大きな領域では発生する余震のモーメントテンソル解が空間的に変化することを示した。(3)については、日高衝突帯付近で発生していること、これらの余震の起震応力場については、沈み込む太平洋プレートに引きずられる千島前弧スリバーの東北日本への衝突により生じる圧縮場で説明が可能であること、またその活動が本震のすべりにより活化した可能性があることを示した。

特に(1)および(2)にみられた特徴は、プレート間の非地震性のすべりが、プレート間およびプレート近傍で発生する余震に対して重要な役割を果たしていることを強く示唆する。

3. 内陸プレート内地震の余震の特徴－2000年鳥取県西部地震－

3.1 はじめに

本章では、内陸プレート内で発生する大地震として、2000年鳥取県西部地震に着目する。2000年鳥取県西部地震(M_{JMA}7.3)は、2000年10月6日に、中国地方の鳥取・島根県境付近の地殻浅部で発生した内陸プレート内の横ずれ断層の地震である。この地震により震源域付近の鳥取県の境港市東本町と日野町根雨で震度6強を、周辺の島根県、岡山県、香川県の一部では震度5強を観測した。またこの地震により、断層直上の市町村を中心に3000を超える家屋が全半壊の被害を受けた(岡田, 2004)。

中国地方では、日本海の海岸線に平行に並ぶような地震活動がみられる(図3.1)。また、主な活断層も日本海の海岸線沿って広く分布する。1950年以降、マグニチュード6以上の地震は、海岸線に沿う地震活動域や活断層周辺で発生している。2000年鳥取県西部地震の震源域では、1989年と1990年にマグニチュード5を超える地震を含む群発地震活動が報告されている(Shibutani *et al.*, 2002)。2000年鳥取県西部地震は、このような日本海沿岸に沿う地震活動度がやや活発な領域内で発生した。

2000年鳥取県西部地震の本震については、これまでに様々な研究がなされている。本震の発震機構解は、防災科研Hi-netのP波初動による発震機構解と防災科研F-netのモーメントテンソル解によると、いずれも左横ずれ断層型である(図3.1)。本震のすべり分布については、遠地実体波および近地強震動(八木・菊地, 2000)、近地強震動(関口・岩田, 2001)、GPSおよび水準測量(鷺谷・他, 2002)を用いた推定がなされている。いずれの推定結果

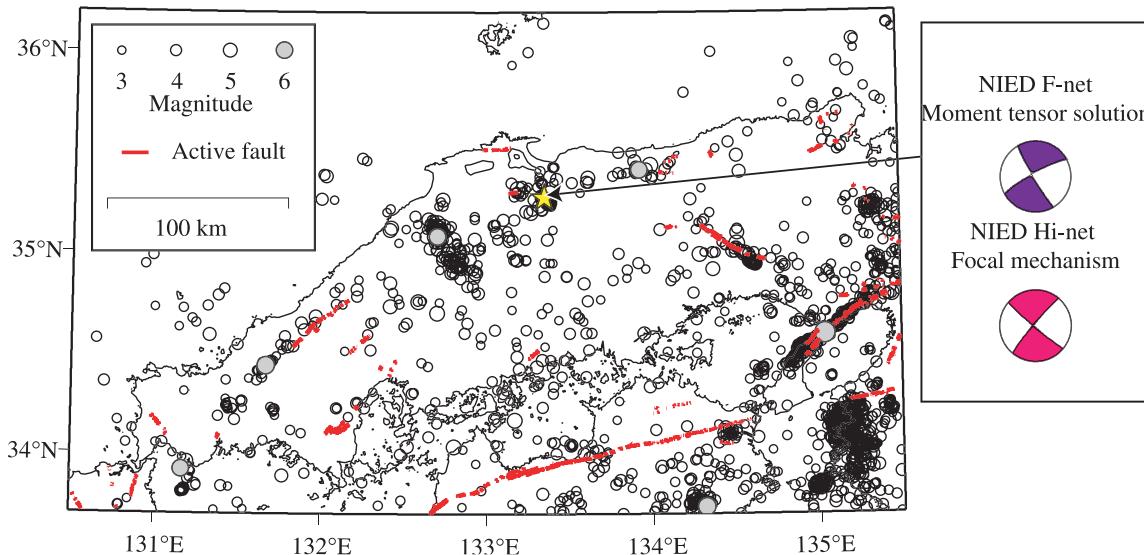


図3.1 2000年鳥取県西部地震震源域周辺の地震活動と本震の発震機構解。1950年以後に発生したM3以上の地震の震央を示す。星印は2000年鳥取県西部地震の震央を示す。赤線は活断層(中田・今泉, 2002)を示す。

Fig. 3.1 Seismicity within the focal area of the 2000 Tottori earthquake. Earthquakes occurred after 1950, with magnitudes more than 3 are shown by circles. The star indicates the epicenter of the 2000 Tottori earthquake. Active fault locations are after Nakata and Imaizumi (2002).

も地表の浅いところで2mを超えるすべり量があったことを示す。

この地震では、多数の余震が観測されている。余震の分布については、気象庁、京都大学、および防災科研 Hi-net の定常観測網を用いた結果 (Ohmi *et al.*, 2002; Fukuyama *et al.*, 2003) や臨時稠密地震観測網を用いた結果 (Shibutani *et al.*, 2004; 岡田・他, 2004) が報告されている。余震の発震機構解については、中規模以上の地震のモーメントテンソル解 (Fukuyama *et al.*, 2003), 小規模の地震のP波初動による発震機構解 (Shibutani *et al.*, 2004) の研究がある。

P波初動の押し引きから発震機構解を客観的に推定するためには、震源球上に均質に観測点が分布する必要がある。微小地震では、震源から輻射されるエネルギーが小さく震源球上全体でP波初動極性の分布を観測から得ることが困難であるため、P波初動極性のみから発震機構解を高精度で推定することが難しい。この問題を避ける方法としては、観測波形を用いたモーメントテンソルインバージョン法 (例えば、Kikuchi and Kanamori, 1991), 地震波の振幅を用いる方法 (例えば、Nakamura *et al.*, 1999) や振幅比を用いる方法 (例えば、Snoke *et al.*, 1984), P波の押し引きと振幅を用いる方法 (例えば、Igarashi *et al.*, 2001) がある。これらの手法では、観測データ数が少ない場合でも発震機構解を求めることがある程度可能である。

本研究では、経験的グリーンテンソルを用いたモーメントテンソルインバージョン法により、2000年鳥取県西部地震の余震の発震機構解を推定し、それらの分布域の空間的な特徴を抽出し、内陸プレート内で発生する大地震に伴う余震の発震機構について議論する。

3.2 解析手法

2000年鳥取県西部地震の微小な余震の発震機構解を推定する手法として、モーメントテンソルインバージョン法を用いる。本節では、本研究で用いる手法について説明する。

モーメントテンソルインバージョンにより発震機構解を推定する場合、観測波形を説明するための適切な理論波形を求めることが最も重要である。解析に用いる地震波の周波数帯に見合った空間スケールで、実際の地下不均質構造に対応したグリーン関数を適切に推定し、それを解析に用いなければならない。数Hz以上の周波数に対応する地震波速度構造を適切に推定した上でグリーン関数を求ることは一般に難しく、通常のグリーン関数の計算方法を用いたモーメントテンソルインバージョン法で微小地震の発震機構解を推定することは困難である。一方で、波形計算の際に、地下の速度構造を仮定せずに、発震機構解が既知である複数の地震の観測波形から経験的にグリーン関数を計算する手法 (Plicka and Zahradnik, 1998) がある。

本研究では、Plicka and Zahradnik (1998) のグリーン関数の計算法に改良を加えた手法により、経験的にグリーン関数を計算し (経験的グリーンテンソル法: 以下EGT法), それらをモーメントテンソルインバージョン法に用

いることにより微小地震の発震機構解を推定する。

ある観測点のj番目の地震による速度波形 u のl成分は、基底モーメントテンソルの成分の大きさ M_k^j と単位基底モーメントテンソルによるグリーン関数 G_{lk}^j を用いて,

$$u_l^j = M_k^j G_{lk}^j \quad (3-1)$$

と表現できる。ただし、kは等方成分を含まない場合の基底モーメントテンソルの成分の数 (1~5の整数値) を示す (例えば Kikuchi and Kanamori, 1991)。モーメントテンソル解が既知である複数の地震に対して、すべて同一の点震源で発生したと見なせる場合、すなわち震源域から十分遠方にある観測点については、グリーン関数 G_{lk}^j は地震jによらずに,

$$u_l^j = M_k^j G_{lk} \quad (3-2)$$

となる。従って、モーメントテンソル解が既知の複数の地震の観測波形を用いることにより G_{lk} を推定できる (Plicka and Zahradnik, 1998)。以下ではモーメントテンソル解が既知である地震を「マスターイベント」、モーメントテンソル解が未知である地震を「スレーブイベント」とする。

ここでは、十分遠方にはない観測点に対してもEGT法の適用ができるよう、Plicka and Zahradnik (1998) の手法を拡張することを考える。複数のマスターイベントの震源を同一の点震源と見なせる場合、すべてのマスターイベントからある観測点への方位角および震源射出角は等しい。しかし観測点に対して複数のマスターイベントが、領域内に空間的な広がりを持って分布する場合、マスターイベント毎にある観測点への方位角および射出角は異なる。ここでは、震源の広がりから生じる方位角および射出角の補正を行う。

この補正方法について図3.2を用いて説明する。点Oの方位とは異なる位置 (真の震源位置) にマスターイベントがある場合、観測点の方位角はマスターイベントの震源位置と点Oとで異なる。ここでマスターイベント (図3.2の灰色の震源) を観測点から見て点Oの方位に移動した場合 (図3.2の黒色の震源)、移動後の震源と点Oとで観測点の方位角は見かけ上一致する。このとき、地震波輻射特性を変えずにマスターイベントを水平面内で移動させるため、モーメントテンソル解は水平面内で回転する (図3.2上図: 回転角は $\delta\theta$ となる)。射出角も同様に、真の震源位置からの射出角と点Oからの射出角が一致するようにモーメントテンソル解を鉛直面内で回転させる (図3.2下図: 回転角は $\delta\phi$ となる)。このように、ある一つの観測点に対して、すべてのマスターイベントが点Oの方向にあると見なすことができるよう、各々のマスターイベントの方位角および射出角についてモーメントテンソル解を回転させる。回転後のモーメントテンソル解を補正後のモーメントテンソル解としてEGT法に用いる。補正後のモーメントテンソル解から得られる基底モーメントテンソル \tilde{M}_k^j を用いて、式3-2を時間領域で示すと、

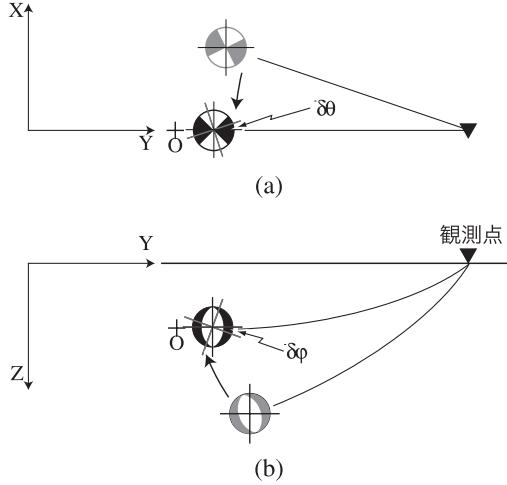


図 3.2 EGT 法におけるモーメントテンソル解の補正。真の震源位置での補正前のモーメントテンソル解を灰色、補正後のモーメントテンソル解と震源位置を黒色の震源球で示す。(a) 水平面図。(b) 鉛直断面図。

Fig. 3.2 Sketch illustrating the correction of a moment tensor solution in the EGT method. Gray and black focal spheres show original and corrected moment tensor solutions respectively. (a) Plane view. (b) Vertical cross-section.

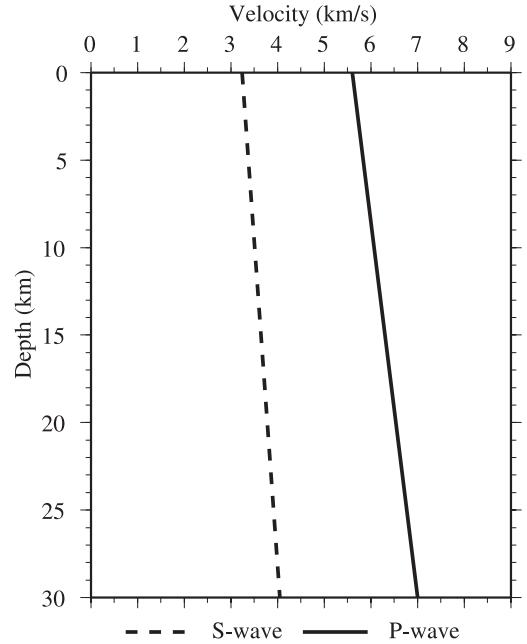


図 3.3 震源決定に用いた速度構造。実線は P 波速度、破線は S 波速度の深さ変化を示す。

Fig. 3.3 Velocity structure used for calculation of hypocenter relocation.

$$u_l^j(t) = \tilde{M}_k^j G_{lk}(t) \quad (3-3)$$

となる。式 3-3 を行列で示すと、

$$\tilde{\mathbf{M}}^T \mathbf{U} = \tilde{\mathbf{M}}^T \tilde{\mathbf{M}} \mathbf{G} \quad (3-4)$$

式 3-4 を \mathbf{G} について解くことで、ある領域内の点 O についてグリーン関数を求めることができる。ここで添字 T は転置行列であることを示す。

次に、EGT 法のモーメントテンソルインバージョンへの適用について説明する。点 O はグリーン関数を求めるスレーブイベントの震源位置として、その周辺にあるマスターイベントのモーメントテンソル解から式 3-4 によりグリーン関数を求める。求めたグリーン関数 \mathbf{G} とスレーブイベントの観測波形を用いて、

$$\mathbf{G}^T \mathbf{d} = \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (3-5)$$

を \mathbf{m} について解くことで、スレーブイベントのモーメントテンソル解を推定する。ここで行列 \mathbf{m} はスレーブイベントの基底モーメントテンソルの大きさを示すモデル行列、行列 \mathbf{d} は観測波形からなるデータ行列である。

3.3 データ

2000 年鳥取県西部地震発生後の 2000 年 10 月 13 日から 2000 年 11 月 30 日まで、全国の大学により臨時稠密地震観測網（2000 年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループ、2001; Shibutani *et al.*, 2004）が設置された。ここでは臨時観測網と震源域周辺の定常観測網（防災科研 Hi-net・

気象庁・京都大学）で観測された余震について解析を行った。震源は均質観測点法（例えば、Ansel and Smith, 1975）により推定した。震源決定に用いた速度構造を図 3.3 に、推定した震央分布を図 3.4 に示す。

マスターイベントのモーメントテンソル解は、以下のように決定した。まず、臨時観測網および定常観測網（図 3.4）のデータを用いて P 波初動極性による発震機構解の推定を行った。理論絶対振幅値による重み付き P 波初動極性分布を満足するように、節面の走向、傾斜及びすべり方向を 1 度ずつ変えて、グリッドサーチ法により最適な発震機構解を推定した（例えば、Brillinger *et al.*, 1980）。その結果、50 点以上の P 波初動極性から一意に発震機構解が推定可能（初動極性一致率 95% 以上）であった地震 200 個 ($M_{JMA} 1.4 \sim 3.6$) をマスターイベントとした。マスターイベントに対して、マグニチュード M から地震モーメント M_0 を $\log M_0 = 1.5M + 9.1$ (Hanks and Kanamori, 1979) により求めて、その発震機構解からダブルカッブル源のモーメントテンソルを計算し、前節で示した EGT 法に用いた。マスターイベントとして用いた余震のモーメントテンソル解を図 3.5 に示す。

EGT 法によるグリーン関数を用いたモーメントテンソルインバージョン法に基づく解析では、図 3.4 に示す防災科研 Hi-net の観測点 3 点 (MZKH, NITH, SGOH) を用いた。スレーブイベントの震源の周辺にある 20 個のマスターイベントを用いて、周波数幅 1 Hz から 4 Hz、時間幅 S 波到達時 0.5 秒前から 5 秒間のグリーン関数を計算し、モーメ

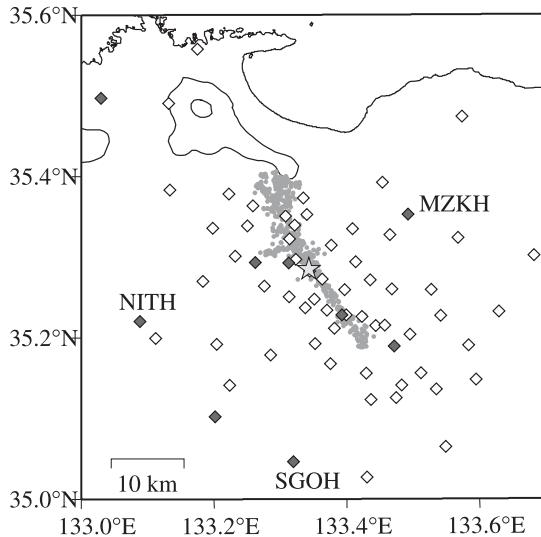


図 3.4 観測点分布および震央分布。白抜きの四角は臨時稠密地震観測点 [Shibutani *et al.*, 2004] を示す。黒の四角は、防災科研 Hi-net、気象庁および京都大学による定常観測点を示す。モーメントテンソルインバージョンに用いた観測点については 4 文字の観測点コードを合わせて示す。星印は本震の震央、灰色の点は均質観測点法で再決定した余震の震央を示す。

Fig. 3.4 Distribution of stations and relocated aftershock epicenters. Filled diamonds indicate stationary stations of the JMA, Hi-net and Kyoto University. Open diamonds indicate temporary stations (Shibutani *et al.*, 2004). Gray dots indicate relocated aftershock epicenters. The star indicates the epicenter of the main shock. Data from the MZKH, NITH, and SGOH stations of the Hi-net are used in the moment tensor inversion.

ントテンソルインバージョンに使用した。

3.4 EGT 法を用いたモーメントテンソルインバージョン

本節では、EGT 法によるグリーン関数を用いたモーメントテンソルインバージョン法で求めたモーメントテンソル解の推定精度を見積もるためのテストを行う。

このテストでは、(1) はじめにマスターイベントの一つをスレーブイベントと見なし、他のマスターイベントから EGT 法でグリーン関数を求め、モーメントテンソルインバージョンによりモーメントテンソル解を推定する。(2) 次に推定したモーメントテンソル解と P 波初動極性分布から得られた解とを比較し Kagan 角（第 2 章 4 節参照）により両者の解のずれを比較する。(1) および (2) の作業をすべてのマスターイベントについて行い推定精度を評価した。得られた解について、合成波形と観測波形の一一致率を示す Variance Reduction (VR: 第 2 章 2 節参照) と Kagan 角の関係を調べた（図 3.6）。VR について 10% から 90% までの 10% 区間毎に、区間内の解の数の 68% が含まれる Kagan 角の大きさを図 3.6 に合わせて示す。VR が 90% から 50% の区間では、68% 以上の解について二つ

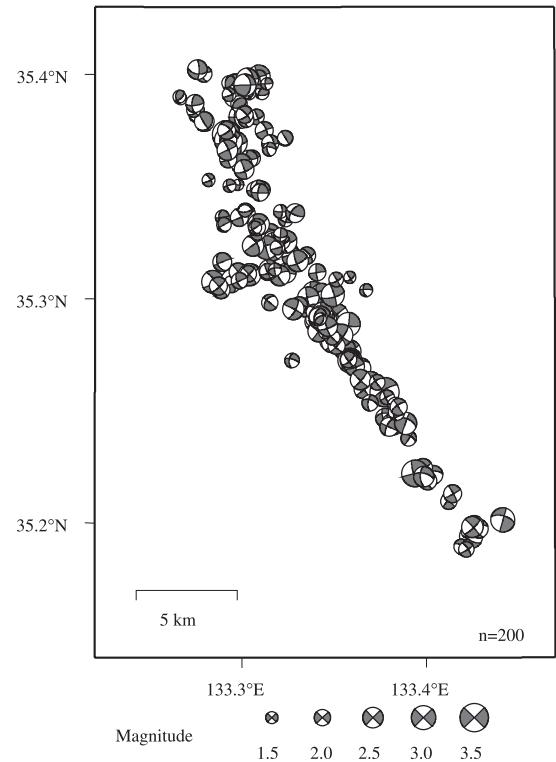


図 3.5 マスターイベントのモーメントテンソル解の分布。

Fig. 3.5 Distribution of master events for the EGT method.

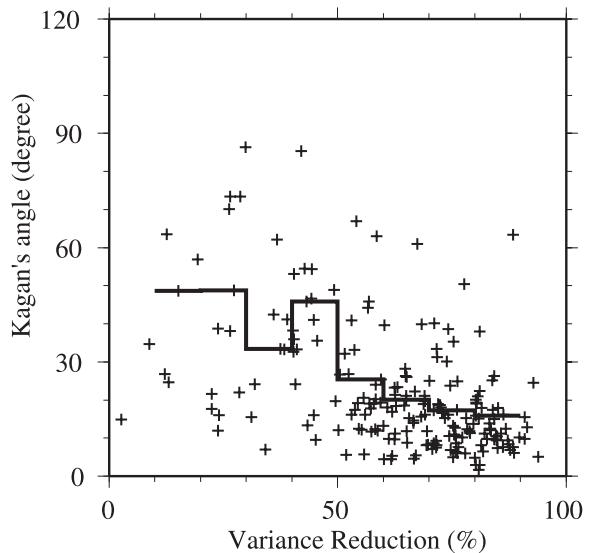


図 3.6 Kagan 角と Variance Reduction の関係。マスターイベントをスレーブイベントと見なして行ったテストの結果を示す。10% から 90% までの 10% 区間毎に区間内のデータ数の 68% が含まれる Kagan 角の大きさを実線で示す。

Fig. 3.6 Kagan's angles and variance reductions. Kagan's angles are calculated for the master events (regarded as the slave events in this test) and represent the angle between the original focal mechanisms obtained from P-first motion analysis, and the moment tensor solutions calculated by the EGT method. The solid line shows the 68 % frequency determined at 10% intervals.

のモーメントテンソル解のずれが 13° から 25° 程度であるのに対して、VR が 50% に満たない場合では、両者のずれが 40° 以上に増加する傾向を示す。よって、以下では VR が 50% 以上の解についてのみモーメントテンソル解が推定できたものと判断する。VR が 50% 以上のすべての解について、Kagan 角の累積頻度分布を図 3.7 (a) に示す。VR が 50% 以上の場合、68% 以上の解について両者のずれが 20° 以下となる結果が得られた。モーメントテンソル解と P 波初動解の P 軸、T 軸および B 軸の方位のずれについて、累積頻度分布を図 3.7 (b) に示す。B 軸については、両者のずれがやや大きい傾向を示すものの、P 軸および T 軸については、Kagan 角と同様に 68% を超える解について、両者のずれが 20° 以下の値を示す。

以上のテスト結果から、EGT 法を用いたモーメントテンソルインバージョン法により得られるモーメントテンソル解の推定精度は、2000 年鳥取県西部地震余震域の解析で VR が 50% 以上の場合において、Kagan 角でおよそ 20° 程度と考えられる。

3.5 結果

マスターイベントを含めた 785 個の余震に対して、EGT 法を用いたモーメントテンソルインバージョン法によるモーメントテンソル解の推定を行った。その結果、468 個の地震（マグニチュード 1.4 ~ 3.6）について VR が 50%

を超える結果を得る事ができた。解析例を図 3.8 に示す。モーメントテンソルインバージョンにより得られた解は、周囲の臨時観測点および定常観測点の P 波初動の押し引きの分布をほぼ満足する。また、合成波形は、観測波形の直達 S 波付近（先頭から 0.5 秒後）のみならず、後続の波群までよく説明する。VR が 50% を超えた解析結果のすべてを付録の図 A に、モーメントテンソルインバージョンに用いていない観測点の P 波初動分布も合わせて示す。得られたモーメントテンソル解は、P 波初動の押し引きをほぼ満足する。

得られたモーメントテンソル解の空間分布を図 3.9 に、P 軸および T 軸の空間分布を図 3.10 に示す。全体としては、P 軸が東南東 - 西北西で T 軸が北北東 - 南南西の方位を示す横ずれ断層型の余震が多い。しかしながら、P 軸が北北西 - 南南東で T 軸が東北東 - 西西南の横ずれ断層型の余震（おもに震源域北部および震源域南部）、P 軸が東北東 - 西西南で T 軸が北北西 - 南南東を示す横ずれ断層型（震源域南端）、また逆断層型や正断層型の余震など様々なタイプの余震がみられる。以下では、稠密地震観測網のデータを用いた Double-Difference 法（Waldhauser and Ellsworth, 2000）による高精度の震源決定の結果（岡田・他, 2004）を用いて、モーメントテンソル解の空間的な特徴をより精密に議論する。

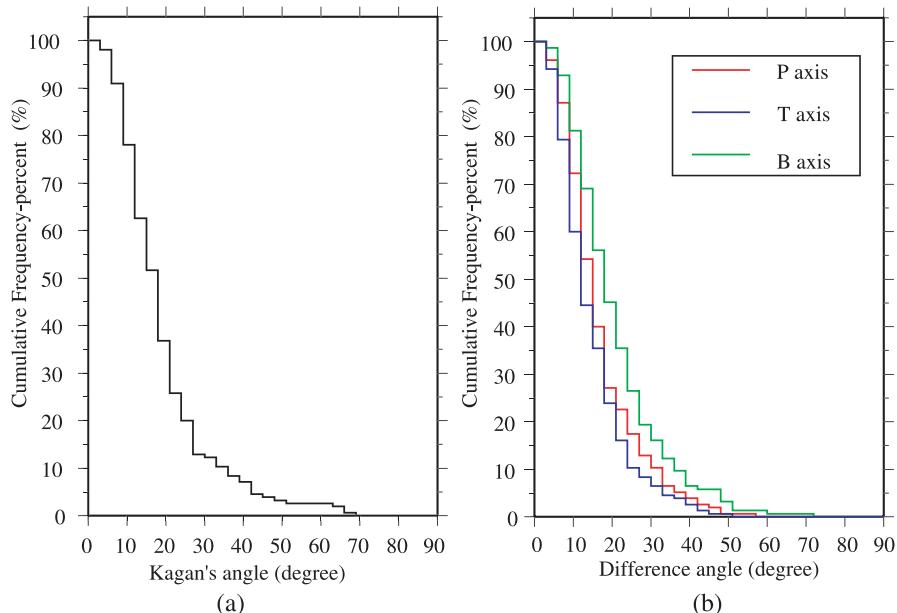


図 3.7 Kagan 角と P, T, B 軸のずれ角の頻度分布。(a)Kagan 角の累積頻度分布図。(b)P 軸, T 軸および B 軸のずれ角の累積頻度分布。P 軸を赤、T 軸を青、B 軸を緑で示す。

Fig. 3.7 (a) Cumulative frequency distribution of Kagan's angle. (b) Cumulative frequency distribution of the difference angle for P, T, and B axes.

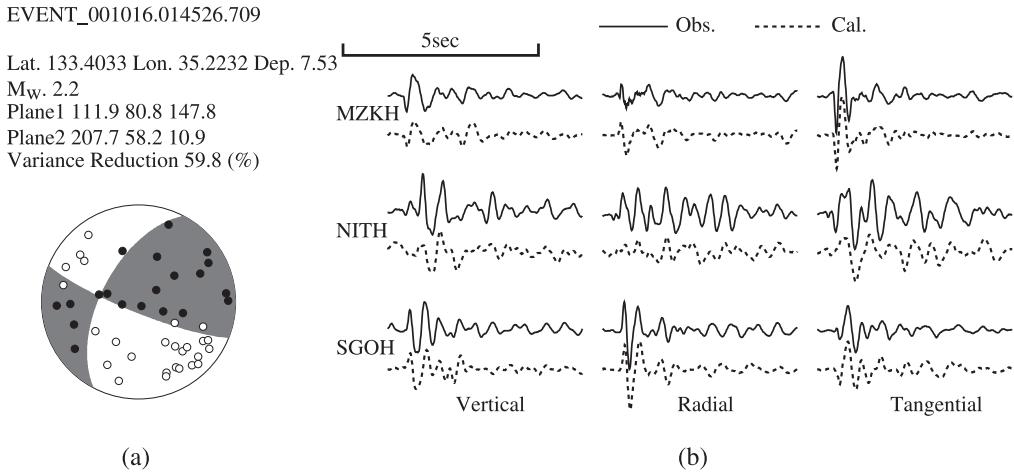


図 3.8 EGT 法によるグリーン関数を用いたモーメントテンソルインバージョンの例. (a) 推定されたモーメントテンソル解と周囲の観測点での押し引きの分布. 黒丸および白丸は、観測点での押しおよび引きを示す. (b) 観測波形(黒)と理論波形(赤).

Fig. 3.8 An example of moment tensor inversion using the EGT method. (a) Estimated moment tensor solution and distribution of P-wave polarities. Open and filled circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions, respectively. (b) Observed and calculated waveforms recorded at stations MZKH, NITH and SGOH.

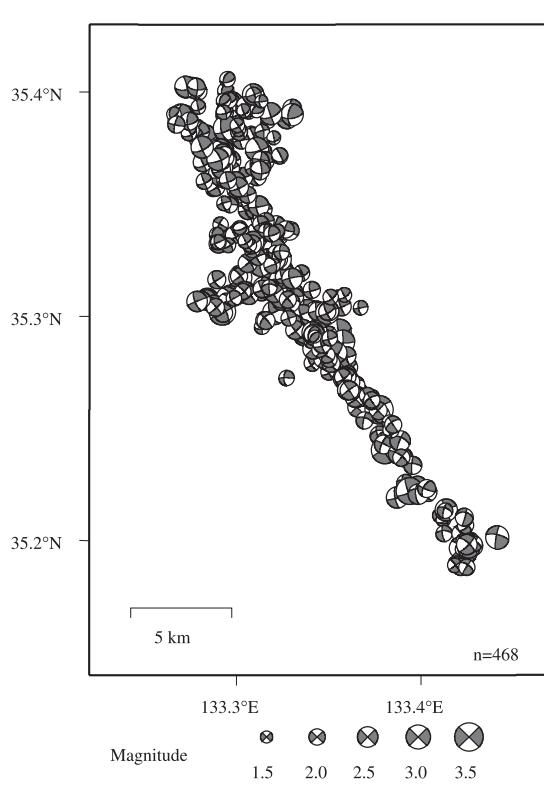


図 3.9 EGT 法によるグリーン関数を用いたモーメントテンソルインバージョンで推定したモーメントテンソル解の分布.

Fig. 3.9 Distribution of moment tensor solutions calculated from the moment tensor inversion approach using the EGT method.

3.6 議論

3.6.1 主破壊断層面上の余震

防災科研 F-net モーメントテンソルカタログによれば、本震のモーメントテンソル解から推定される一つの節面は、走向が 150° 、傾斜 85° 、すべり角が -9° である (Fukuyama *et al.*, 2003)。防災科研 F-net のモーメントテンソル解析 (福山・他, 1998) では、観測波形の長周期成分を用いて、その最大振幅を与える力源を推定するため、その地震について最も特徴的な面 (主破壊断層) でのすべりを推定していると考えられる。ここでは防災科研 F-net による本震のモーメントテンソル解と相似性の高い余震を選び出し、その空間分布から主破壊断層の位置を推定することとする。

本震と余震のモーメントテンソル解の比較には、Kagan 角を用いた。はじめに、Kagan 角が 15° 以下の余震を本震のモーメントテンソル解と相似性の高い余震 (MT 型余震) として選び出した (図 3.11 (a) 中の青色の地震)。次に、走向が本震と同じ 150° の鉛直な面を震源域内に想定し、面から 500 m 以内の距離にある MT 型余震の数が最大となる一つの面を主破壊断層とした。また主破壊断層面から 500 m 以内の距離にある MT 型余震のみを主破壊断層面上の余震とした (図 3.11 (b))。主破壊断層面で発生したと推定される余震は余震域の中央部に、約 10 km 程度の長さで分布する。

主破壊断層面上で発生した余震と本震のすべり分布を比較した (図 3.12)。本震のすべり分布については、八木・菊地 (2000) による遠地実体波・近地強震動を合わせた解析結果 (図 3.12 (a)) と、鷺谷・他 (2002) による GPS および水準測量データを用いた解析結果 (図 3.12 (b)) を用いた。本震のアスペリティは、八木・菊地 (2000) のモデルでは余震域の中央部と南部に二つ、鷺谷・他

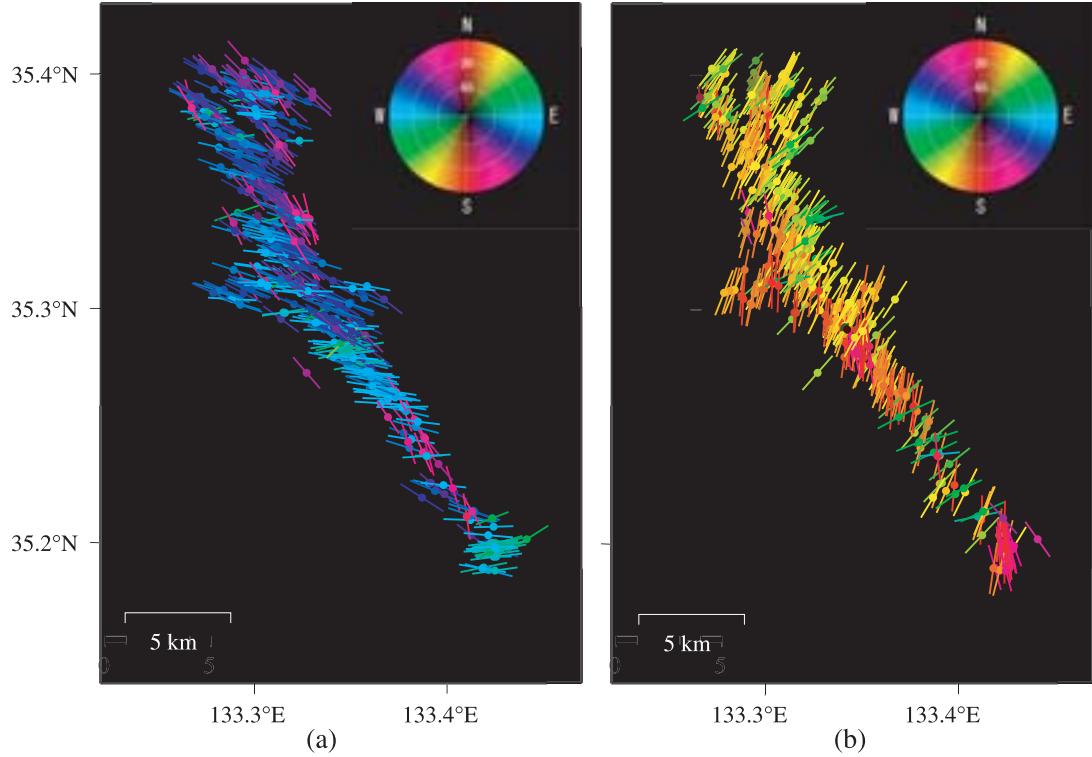


図 3.10 モーメントテンソル解の P 軸および T 軸の空間分布. (a) P 軸の分布. (b) T 軸の分布. 軸方位を右上に示すカラースケールで示す.

Fig. 3.10 Spatial variation in the orientation of P (a) and T (b) axes. The color of the axes indicates axis azimuth and plunge.

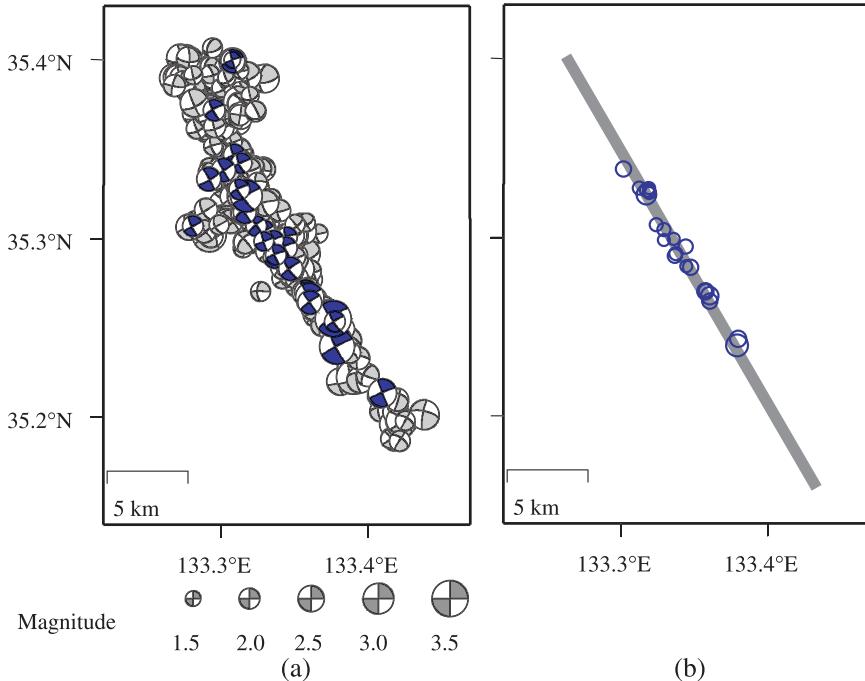


図 3.11 MT 型余震, 主破壊断層, および主破壊断層面上での余震. (a) MT 型余震の分布. MT 型余震を青, その他を灰色の震源球で示す. (b) 主破壊断層と主破壊断層面上の余震. 主破壊断層を灰色線で, 主破壊断層面上での余震を青丸で示す.

Fig. 3.11 (a) Distribution of MT-type aftershocks (blue focal spheres). (b) Distribution of aftershocks (blue circles) that occurred on the fault plane of the main shock (gray line).

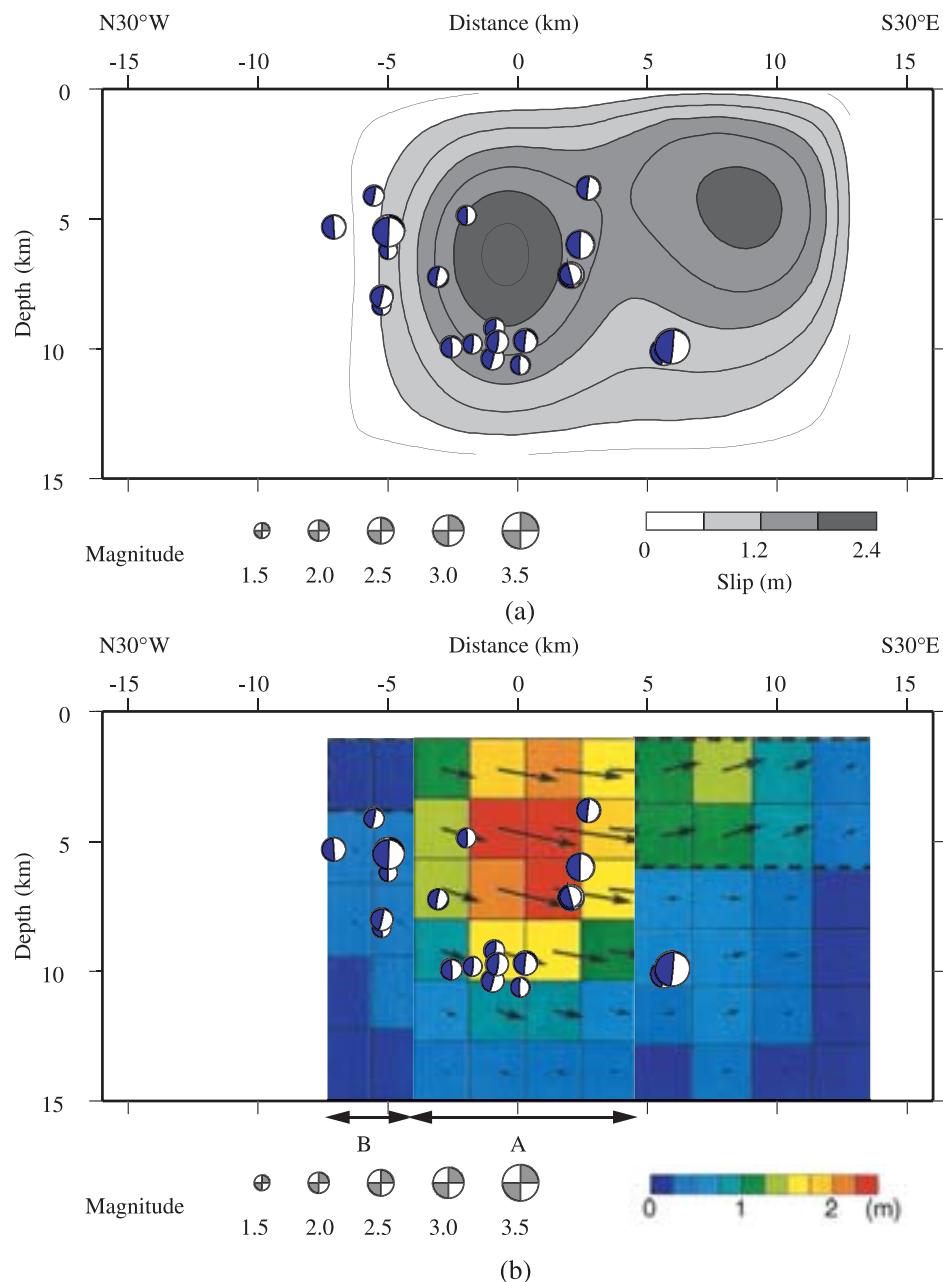


図 3.12 主破壊断層面上の余震の深さ分布と本震のすべり量分布。主破壊断層に沿った鉛直断面を示す。(a) 八木・菊地(2000)によるすべり分布との比較。(b) 鷺谷・他(2002)によるすべり分布との比較。

Fig. 3.12 (a) Slip distribution determined by Yagi and Kikuchi (2000) and aftershock location upon the fault plane of the main shock. (b) Slip distribution determined by Sagiya *et al.* (2002) and aftershock location upon the fault plane of the main shock.

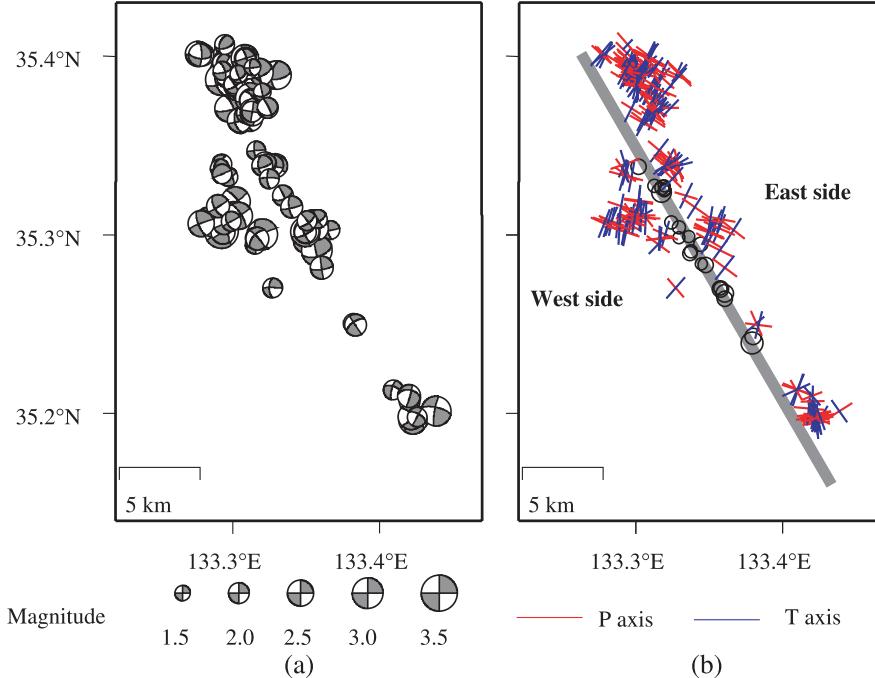


図 3.13 主破壊断層面外の余震。 (a) 主破壊断層面外の余震のモーメントテンソル解。 (b) 主破壊断層面外の余震の P 軸および T 軸の方位。主破壊断層を灰色線、主破壊断層面上の余震を丸で示す。P 軸および T 軸を赤および青線で示す。

Fig. 3.13 Distribution of aftershocks that occurred away from the fault plane of the main shock (a) Distribution of moment tensor solutions. (b) Distribution of P and T axis. Gray line indicates fault plane of the main shock. Open circles indicate the location of aftershocks upon the fault plane of the main shock.

(2002) のモデルでは中央部に明瞭なアスペリティが一つと南部にやや小さいが一つ分布する。主破壊断層面上の余震は、二つのモデルで共通にみられる中央部のアスペリティの周囲に分布する。本震時にすべり量が大きな領域とその面上で発生した余震の分布が重ならないという特徴は、第 2 章で示したプレート間地震のアスペリティの周囲に分布するプレート間余震の場合と一致する。プレート間余震については、その分布域が余効すべり領域とほぼ一致した。2000 年鳥取県西部地震後にも顕著な余効変動が観測されている（鷺谷・他, 2002）。鷺谷・他 (2002) は、観測された余効変動の分布から、余効すべりは主に余震域の北部の断層帯 (Fukuyama *et al.*, 2003) (図 3.12 (b)) の B および、それより北側) で卓越しており、アスペリティ中央部はもちろんのこと、その周辺 (図 3.12 (b)) の A) でも殆どすべっていないと考えた。しかし、プレート間余震と同様に、周囲で非地震性すべりが生じたために発生する小アスペリティの地震性すべりとして主破壊断層面上での余震を解釈するならば、本震のアスペリティ周辺でも若干余効すべりがあった可能性が考えられる。

3.6.2 主破壊断層面外の余震

主破壊断層面から 500 m 以上離れたすべての地震を主破壊断層面外で発生した地震と考える。主破壊断層面外と推測された余震の分布を図 3.13 (a) に、その P 軸および T 軸の方位の空間分布を図 3.13 (b) に示す。

P 軸および T 軸は、(1) 主破壊断層の南部と北部、および (2) 主破壊断層を挟んで東側と西側で特徴的な空間変化を示す。まず、(1) の特徴について述べる。これら主破壊断層の南部の東側では、主に P 軸は東北東－西南西、T 軸は北北西－南南東の方位を示す。一方で主破壊断層面上の余震の北限付近から北部にかけて、その東側では、主に P 軸が北北西－南南東で T 軸が東北東－西南西の方位を示し、南部と正反対のパターンを示す。主破壊断層の東側で発生した主破壊断層面外の余震の深さ分布について、主破壊断層の走向に沿った断面を図 3.14 (a) に示す。八木・菊地 (2000) のすべり分布と比較すると、先に述べた特徴的な P 軸および T 軸の方位の変化がみられる領域は、本震によるすべり量の大きな領域の南端および北端からその北側延長に位置する。

(2) で述べた特徴は、先に述べた主破壊断層面上の余震の北限付近でみられる。主破壊断層の東側では P 軸が北北西－南南東で、T 軸が東北東－西南西の余震が発生しているのに対して、主破壊断層を挟んだ西側では、P 軸がほぼ東南東－西北西で、T 軸がほぼ南南西－北北東を示す余震が分布する。主破壊断層の西側で発生した面外の余震について、主破壊断層の走向に沿った鉛直断面を図 3.14 (b) に示す。西側 (図 3.14 (b)) では、T 軸がほぼ断層走向方向を示す余震が多く分布するのに対して、主破壊断層をはさんで東側 (図 3.14 (a)) では P 軸が断層の走向に近

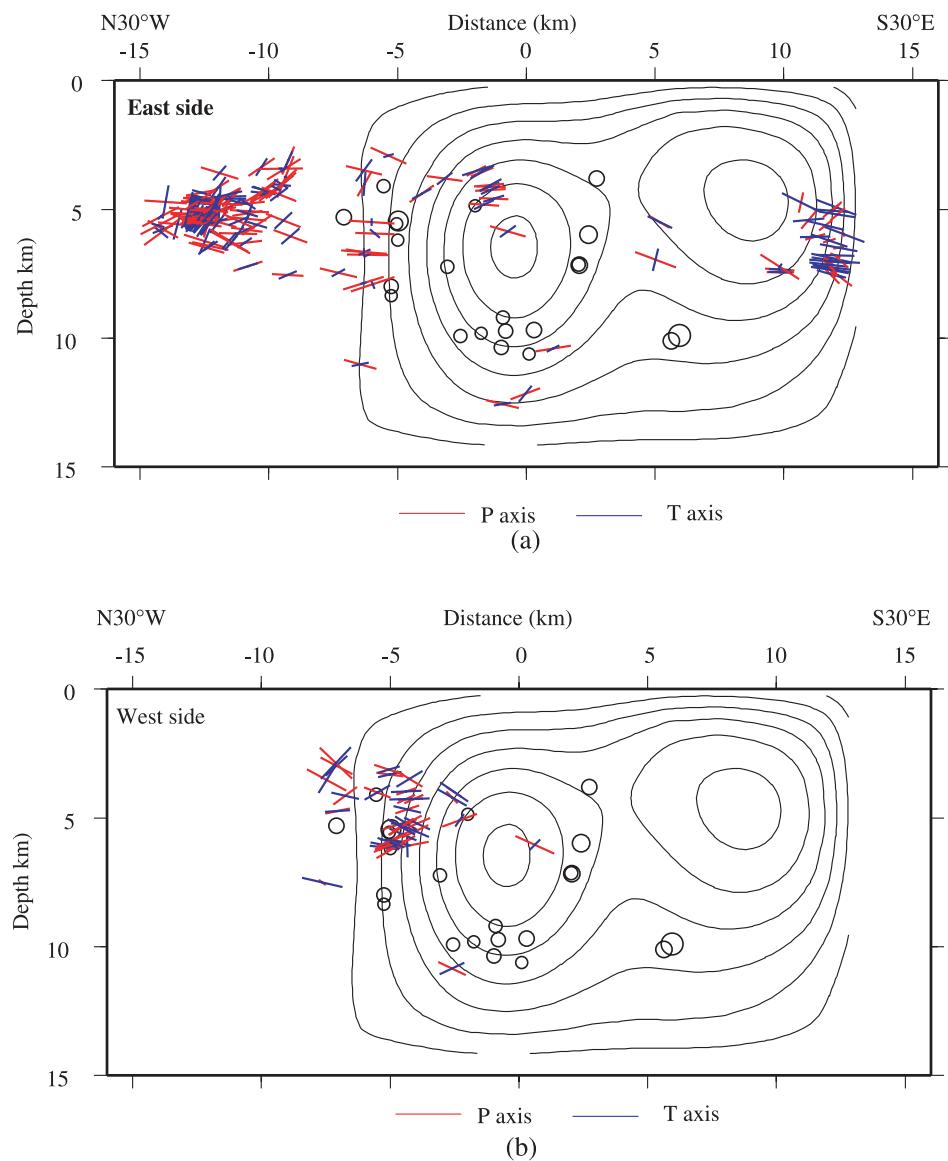


図 3.14 主破壊断層面外の余震の深さ分布。主破壊断層に沿った鉛直断面を示す。 (a) 主破壊断層東側の鉛直断面。 (b) 主破壊断層西側の鉛直断面。センターは八木・菊地 (2000) による本震のすべり分布を示す (0.3m 間隔)。

Fig. 3.14 Cross-sections along the fault plane of the main shock showing off-plane aftershocks. (a) P and T axes on the east side of the fault plane. (b) P and T axes on the west side. Slip contour interval is 0.3 m (Yagi and Kikuchi, 2000).

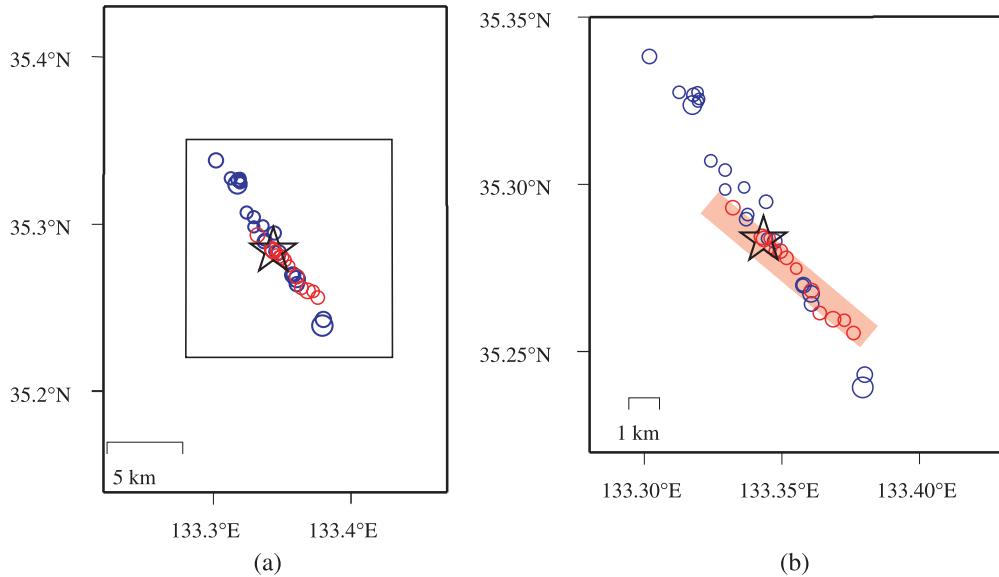


図 3.15 初期破壊面の推定. (a) 初期破壊面上の余震と主破壊断層面上の余震. (b) (a) に示す四角内の拡大図. 赤太線は推定した初期破壊面を示す. 星印は本震の破壊の開始点である.

Fig. 3.15 Estimate of the site of initial rupture of the 2000 western Tottori earthquake. (a) Initial rupture plane and aftershocks upon this plane. (b) Enlargement of the square region shown in (a). Red line shows the initial rupture fault. Blue and red circles indicate aftershocks upon the fault plane of the main shock fault and upon the initial rupture zone respectively. The star indicates the initial rupture point of the earthquake.

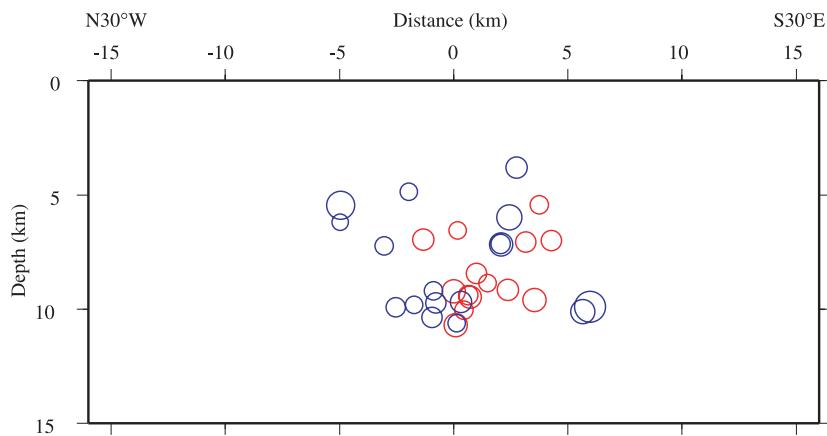


図 3.16 主破壊断層面上の余震と初期破壊面上の余震の深さ分布. 主破壊断層に沿った鉛直断面を示す. 主破壊断層面上の余震を青、初期破壊面上の余震を赤で示す.

Fig. 3.16 Cross-section along the fault plane of the main shock, showing aftershocks located upon the fault plane of the main shock (blue circles) and aftershocks located upon the fault plane of the initial rupture (red circles).

い方位を示す.

(1) の特徴は、第 2 章で示したプレート間地震におけるプレート境界面外の余震の場合と類似する。プレート境界面外の余震の P 軸および T 軸の方位は、プレート境界面での余効すべりの空間変化に応じて、浅部と深部とで異なるパターンを示した。主破壊断層面外で発生した

余震の P 軸および T 軸の特徴的な空間変化 (1) および (2) は、いずれもアスペリティの北端部および南端部付近に位置して、すべり量が空間的に大きく変化する領域の近傍でみられる。すなわち、これらの P 軸および T 軸の方位の空間変化は、主破壊断層面上でのすべりの空間変化により生じる応力変化を反映しているものと考えられる。

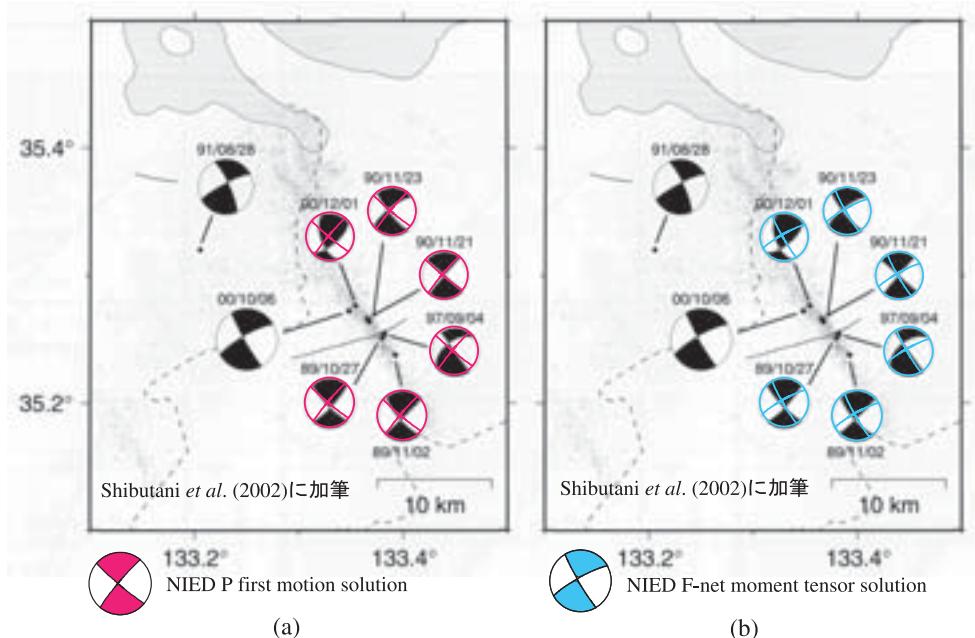


図 3.17 前駆的活動と発震機構。2000 年の本震と 1989 年および 1990 年のマグニチュード 5 以上の地震の発震機構解を、2000 年の本震の P 波初動解（赤）と防災科研 F-net のモーメントテンソル解（青）と比較した。

Fig. 3.17 Percussive seismicity and focal mechanisms (Shibutani et al., 2002). The NIED P first motion solutions (a) and F-net moment tensor solutions (b) of the main shock are compared with the focal mechanisms of percussive earthquakes.

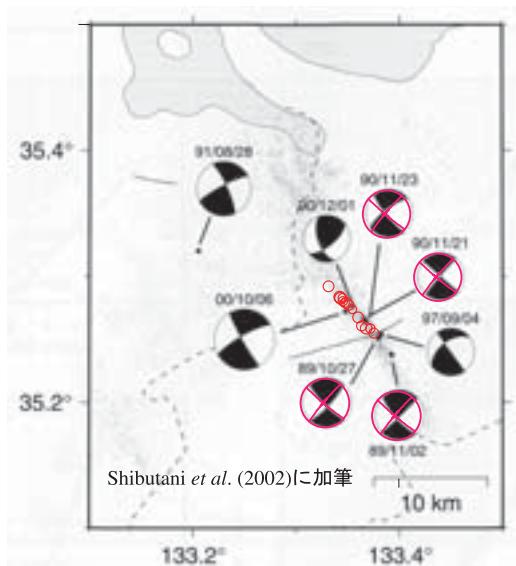


図 3.18 前駆的活動域と初期破壊面上の余震の分布の比較。初期破壊面上の余震の震央を赤丸で示す。震源球上の赤線は 2000 年の本震の P 波初動解である。

Fig. 3.18 Distribution of epicenters of percussive seismicity (Shibutani et al., 2002). Red circles indicate the epicenters of aftershocks that occurred on the initial rupture of the fault plane. Red focal spheres are NIED P first motion solutions.

これについては、第 5 章で詳しく議論する。

3.6.3 初期破壊面と前駆的活動

本震のモーメントテンソル解の一つの節面が、走向 150° 、傾斜角 85° 、すべり角 -9° であるのに対して、P 波初動極性による発震機構解では若干異なり、防災科研 Hi-net の解析結果（汐見・他, 2000）では、走向が 130° 、傾斜角は 86° 、すべり角が -5° と推定された。また Ohmi et al. (2002) は京都大学、気象庁および防災科研 Hi-net の P 波初動極性データから本震の発震機構解を推定し、走向 130° 、傾斜 90° 、すべり角 0° と推定した。F-net モーメントテンソル解の推定精度が 15° 程度 (Kubo et al., 2002) であることを考慮しても、二つの解のずれは有意である可能性が高い。そこで、主破壊断層面を推定したのと同様の方法で、本震の P 波初動極性による発震機構解と相似性の高い余震が分布する面を推定する。P 波初動極性から得られる発震機構解は本震の破壊が開始した面の形状を示していると考えられる。よって、ここで推定する面を初期破壊面と考える。推定した初期破壊面の位置と初期破壊面上で発生したと考えられる余震の分布を、主破壊断層面上の余震の分布と比較した（図 3.15）。ここでは、Fukuyama et al. (2003) により推定された本震の破壊の開始点（星印）も合わせて示した。Fukuyama et al. (2003) は、気象庁一元化震源カタログを用いて Double-Difference 法による震源決定を行い、本震を含む多数の余震の震源を求めた。本震の破壊の開始点は、Fukuyama et al. (2003) お

表 3.1 2つの震源決定結果の比較。

Table 3.1 Comparison of the hypocenter catalogues of Okada *et al.* (2004) and Fukuyama *et al.* (2003). Origin time of events is given in Japan Standard Time.

Origin time	Okada <i>et al.</i> (2004)		Fukuyama <i>et al.</i> (2003)		F-O ※	
	Lat.	Lon.	Lat.	Lon.	d(Lat.)	d(Lon.)
2000/10/17, 06:46:56	35.2197	133.3879	35.2129	133.3943	-0.0068	0.0064
2000/10/17, 19:20:30	35.3759	133.2922	35.3627	133.2994	-0.0132	0.0072
2000/10/17, 22:10:49	35.3020	133.2922	35.2932	133.2987	-0.0089	0.0064
2000/10/18, 01:54:29	35.1894	133.4213	35.1857	133.4316	-0.0037	0.0103
2000/10/18, 08:05:12	35.3911	133.2963	35.3789	133.3026	-0.0122	0.0063
2000/10/18, 23:39:34	35.2299	133.2933	35.2246	133.2967	-0.0053	0.0035
2000/10/19, 08:03:41	35.3892	133.2664	35.3779	133.2734	-0.0113	0.0070
2000/10/21, 07:40:38	35.3955	133.2968	35.3845	133.3035	-0.0111	0.0067
2000/10/24, 07:43:34	35.2552	133.3767	35.2490	133.3811	-0.0061	0.0044

※ F-O indicates difference between Fukuyama *et al.* (2003) and Okada *et al.* (2004)

より岡田・他 (2004) による二つの解析で、共通に求められている複数の震央を比較し、観測網の違い（定常観測網と臨時観測網）による系統的なずれを求めて、Fukuyama *et al.* (2003) の本震の震央位置に対して補正を行い図 3.15 に示した。系統的なずれを推定するために比較した地震を表 3.1 に示す。

初期破壊面は主破壊断層面とほぼ重なる位置に推定された。本震の震央は、ほぼ初期破壊面上に位置し、その附近には初期破壊面上で発生したと考えられる余震が、130°の走向に並んで分布する。深さ分布では、主破壊断層面上の余震と初期破壊面上の余震の分布域は、おおよそ重ならない（図 3.16）。主破壊断層面と走向の異なる初期破壊面の存在形態としては、二つの可能性が考えられる。(1) 主破壊断層面と交差、または分岐する主破壊断層面とは異なる断層面。(2) 凹凸による主破壊断層面の一部の形状変化。余震のモーメントテンソル解の特徴と精密な震源分布から、初期破壊面の水平位置が主破壊断層面と殆ど一致すること、および二つの面上で発生する余震の発生域が深さ分布では殆ど重ならないことから、初期破壊面は、主破壊断層面の一部の幾何形状が凹凸により変化した面である可能性が高い。

鳥取県西部地震の震源域では、本震発生前の 1989 年、

1990 年にやや活発な群発地震活動があった (Shibutani *et al.*, 2002)。これらの活動にはマグニチュード 5 以上の地震がいくつか含まれている。この前駆的な活動が主に主破壊断層面上での活動であったのか、初期破壊面上の活動であったのかを調べるために、マグニチュード 5 以上の地震の発震機構解 (Shibutani *et al.*, 2002) と、2000 年鳥取県西部地震のモーメントテンソル解および P 波初動極性による発震機構解とを比較した (図 3.17)。1989 年および 1990 年の活動時に観測された地震の発震機構解は、2000 年の本震の P 波初動による発震機構解と似たメカニズムを示す。また、本研究で推定した初期破壊面上の余震の分布と 1989 年および 1990 年の活動域はおおむね一致する (図 3.18)。すなわち、1990 年前後の前駆的地震活動は、初期破壊面上で発生したと推定される。

3.7 まとめ

本章では、内陸プレート内で発生する大地震に伴う余震活動として 2000 年鳥取県西部地震に着目し、その余震についてモーメントテンソル解の特徴を調べた。臨時観測網および定常観測網のデータを用いて、マグニチュード 1.4 から 3.6 までの余震のモーメントテンソル解を求めて、本震の主破壊断層面および初期破壊面の位置を推定した。また、震源位置とモーメントテンソル解の特徴から

余震を主に三つのタイプに分類した。(1) 主破壊断層面上で発生する余震。(2) 初期破壊面上で発生する余震。(3) 主破壊断層面外で発生する余震。(1)について、その震源が本震のアスペリティの周囲に位置し、アスペリティと重ならない。(2)については、その震源が本震の破壊の開始点を含む主破壊断層とは異なる走向を持つ面上に分布し、1989年および1990年の前駆的活動もその面上に分布すると推定される。(3)の余震については、主破壊断層面での本震のすべりにより形成された応力場を反映する特徴的な発震機構解の空間変化がみられる。(3)の特徴は、本震時のすべり量が大きな領域の北端および南端部で特に顕著にみられる。これは主破壊断層面上での地震性すべりが、主破壊断層面外の余震の発生に重要な役割を果たしていることを強く示唆する。

4. 余震の応力降下量 – 2000年鳥取県西部地震 –

4.1 はじめに

第3章では、2000年鳥取県西部地震の余震の発震機構解の空間的特徴とその発生原因について述べた。本章では、発生する余震の波形にみられる特徴に着目し、個々の余震の断層破壊の特徴を示す応力降下量を調べる。

余震の応力降下量を調べることは、余震の震源特性を理解する上で重要である。震源特性については、各種断層パラメータと地震の規模のスケーリング則に関する研究がある(例えば、Aki, 1967; Kanamori and Anderson, 1975)。地震の規模と断層パラメータの間に成り立つスケーリング則は、地震一般の平均的な特徴を表しているものと考えられる。観測される地震は、全体としてスケーリング則に従うが、平均からのはらつきを持つ分布を示す。宇津(2001)は、その平均からのはらつきが個々の地震の特徴を示すと考えた。

Kanamori and Anderson(1975)は、マグニチュード6以上の地震について、応力降下量は地震の規模によらずほぼ一定で1MPaから10MPaの範囲に分布することを示した。その後、マグニチュード0.8程度の微小地震まで、応力降下量一定の関係が成り立つことを示す結果も得られている(Ide et al., 2003)。いずれの結果においても、応力降下量は、平均からのはらつきを持って分布している。また、これらのばらつきを震源の地域性によるとした研究もある(Bilek and Lay, 1999; 山下・他, 2004)。

応力降下量を推定するためには、観測スペクトルから震源スペクトルを求める必要がある。観測スペクトルには、観測点近傍の增幅特性や伝播経路特性が含まれており、これらの影響を取り除かなければならない。観測スペクトルから震源スペクトルを推定する方法は次の三つに大別できる。(1) 近接した二つの地震のスペクトルの比を用いる方法(例えば、Bakun and Bufe, 1975)。(2) 観測点近傍の增幅特性と伝播経路特性を震源スペクトルと同時に推定する方法(例えば、岩田・入倉, 1986)。(3) 観測点近傍の增幅特性・伝播経路の特性を別々に推定して取り除く方法(例えば、Mayeda and Walter, 1996)。(1)のスペクトル比法は、観測点近傍の增幅特性や伝播経路の影響

を近接した二つの地震のスペクトルの比をとることで相殺し震源スペクトルの比を推定する方法である。この方法では、近接したマグニチュードが大きく異なる二つの地震が必要であり解析できる地震が限られる。(2)の方法では、震源スペクトル、観測点近傍の增幅特性および伝播経路特性の間にトレードオフが生じ、その影響が残る可能性が高い。

そこで本研究では、伝播経路および観測点近傍の增幅特性を求めて震源スペクトルを推定し、それを用いて2000年鳥取県西部地震の余震の応力降下量を推定することとする。推定した応力降下量の空間的特徴を抽出することで、発生領域における震源特性の違いを求め、地下の不均質性および地震活動との関連について議論する。

4.2 データおよび解析手法

解析は、2000年10月15日から2000年11月22日に発生した158個の余震(マグニチュード2~3)(図4.1)について行った。震源は第3章で均質観測点法により推定した結果を用いた。震源域周辺の防災科研Hi-netの観測点3点(MZKH, NITH, SGOH)(図4.1)のボアホールに設置された高感度速度型地震計水平動2成分の波形記録について、S波の最大振幅部分を含む1.3秒間の速度スペクトルを求めた。スペクトルの平滑化処理を行い水平動2成分の平均を求め、それを観測速度スペクトルとして解析に用いた。

応力降下量の推定方法について説明する。応力降下量(Brune, 1970)を求めるためには、コーナー周波数および地震モーメントを得なければならない。ここでは、震源スペクトルとして、 ω^2 モデル(Aki, 1967; Brune, 1970)を採用する。観測点*i*における*j*番目の地震の周波数*f*(Hz)での理論S波速度スペクトル振幅_y^{cal}(*f*)は、

$$u_y^{cal}(f) \approx \frac{R_y G_i}{2\rho_j v_j r_y} \frac{f M_{oj}}{(1+(f/f_{cj})^4)^{1/2}} \exp\left(-\frac{\pi f t_y}{Q_j(f)}\right) \quad (4-1)$$

となる。ここでは*f_{cj}*コーナー周波数、*M_{oj}*は地震モーメント、*R_{yj}*は震源の輻射特性、*G_i*は観測点近傍の增幅特性(サイト增幅特性)、*Q_j(f)*は伝播経路特性を与える距離減衰係数、*v_j*はS波速度、*ρ_j*は密度、*t_{yj}*は走時、*r_{yj}*は震源距離を表す。*Q(f)_{ij}*は一般に周波数に依存することが知られている。距離減衰係数は周波数のべき乗に従うものとし、

$$Q_{ij}(f) = \xi_{ij} \cdot \bar{Q} = \xi_{ij} \cdot Q_{const} \cdot f^\gamma \quad (4-2)$$

とおく。ここで ξ_{ij} は震源と観測点間で生ずる距離減衰の空間的な揺らぎを与える係数、 \bar{Q} は解析領域内の平均的距離減衰係数、 Q_{const} は周波数1Hzの波に対する減衰係数、 γ および ζ はベキ数である。*R_{yj}*は震源と観測点によらず一定とし、S波輻射特性の平均値0.63を用いる。また*v_j*はS波速度で*v_j = 3150(1-z/6369.5)⁻⁵⁰[m/s]*として、また*ρ_j*は密度で*ρ_j = 2300(1-z/6369.5)⁻⁵⁰[kg/m³]*とした。ここで z は震源の深さを示す。用いた一次元のS波速度構造と密度構造を図4.2に示す。

スペクトル解析では、観測スペクトルと理論スペクト

ルが一致するように、式 4-1 中の各パラメータを推定する。はじめに周波数に依存した距離減衰係数とサイト增幅特性を求める、次にコーナー周波数および地震モーメントの推定を行う。最後に求めたコーナー周波数と地震モーメントから各地震の応力降下量を推定する。

以下に、距離減衰係数およびサイト增幅特性の推定方法を説明する。距離減衰係数 $Q(f)_{ij}$ と地震モーメント M_{oj} の間でトレードオフすることが懸念される。ここではまず地震モーメント M_{oj} を固定し、 Q_{const} および γ を推定することで領域内の平均的な減衰係数 \bar{Q} を求める。このとき、サイト增幅特性 G_i は、すべての観測点において一定として、周波数によらず 1 とする。 \bar{Q} の推定では、理論スペクトル $u_j^{cal}(f)$ と観測スペクトル $u_j^{raw}(f)$ を複数の地震について比較し、観測スペクトルを最も良く説明する Q_{const} および γ の組み合わせを求める。個々の地震については、 $u_j^{cal}(f)$ と $u_j^{raw}(f)$ の対数振幅の差、

$$\text{Res}_j = \sum_i^N \int |\log u_j^{raw}(f) - \log u_j^{cal}(f)| df \quad (4-3)$$

が最小となる f_{cj} と ξ_{ij} を、遺伝的アルゴリズムを用いたグリッドサーチ法により決定する。ここでは f_{cj} と ξ_{ij} を暫定的な値として求め、後に再度推定する。ここで、地震モーメントは、振幅マグニチュードをモーメントマグニチュード M_w として、 $\log M_w = 1.5M_w + 9.1$ (Hanks and Kanamori, 1979) の関係式から求めた値を用いる。また、 N は観測点数を示し、 f_{cj} は 1 ~ 30Hz の範囲で、また、 ξ_{ij} は 0.63 から 1.58 の範囲で探索する。推定すべき距離減衰係数の Q_{const} および γ の値をそれぞれ、10 から 106 および 0 から 2.0 の範

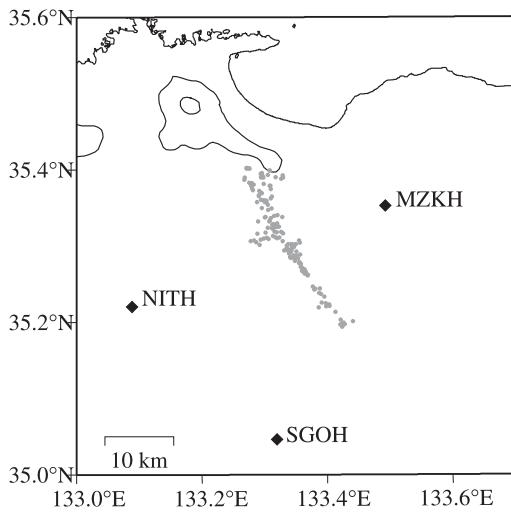


図 4.1 震源および観測点分布。解析に用いた防災科研 Hi-net の観測点を四角、灰色の点は解析を行った余震の震央を示す。アルファベットは観測点コードを示す。

Fig. 4.1 Aftershocks and station distribution. Diamonds represent those stations that supplied data used in the spectral inversion method.

囲で変えながら、個々の地震に対して、式 4-3 の対数振幅差を求め、 M 個の地震の対数振幅差の和、

$$\text{Res}_{total} = \sum_j^M \text{Res}_j \quad (4-4)$$

が最小となる Q_{const} と γ の組み合わせを、領域内の最適な平均的距离減衰係数 \bar{Q} として求める。ここで、 Q_{const} と γ の最適値および暫定値として推定した f_{cj} と ξ_{ij} により得られる理論スペクトルと観測スペクトルの対数振幅差の観測点毎の平均値をサイト增幅特性と考える。このとき、ある観測点 i におけるサイト增幅特性 $G_i(f)$ は

$$\log G_i(f) = \frac{\sum_j^M (\log u_j^{raw}(f) - \log u_j^{cal}(f))}{M} \quad (4-5)$$

となる。

先に推定した距離減衰係数 \bar{Q} とサイト增幅特性 $G_i(f)$ を用いて、式 4-3 で示した対数振幅差が最小となる f_{cj} 、 M_{oj} および ξ_{ij} を、再度グリッドサーチ法により推定する。最後に個々の地震について推定したコーナー周波数 f_{cj} と地震モーメント M_{oj} より、Brune (1970) による応力降下量、

$$\Delta\sigma_j = \frac{7M_{oj}}{16} \left(\frac{2\pi f_{cj}}{2.34v_j} \right)^3 \quad (4-6)$$

を各地震について推定する。

4.3 結果

本研究では、伝播経路特性と観測点近傍の増幅特性を推定した。伝播経路の周波数特性は、周波数に依存する

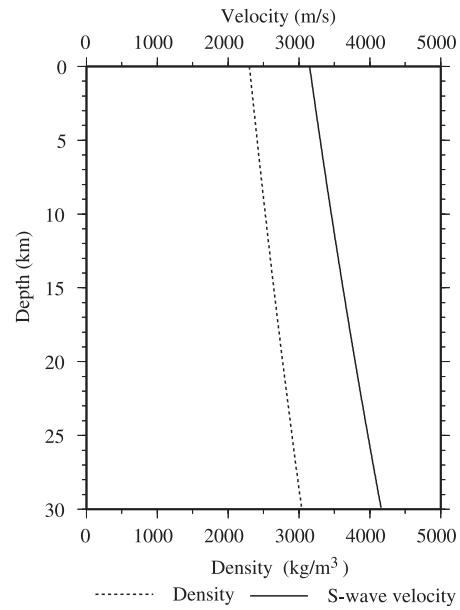


図 4.2 S 波速度構造と密度構造。S 波速度を実線、密度を破線で示す。

Fig. 4.2 S-wave velocity and density structure used for calculation of stress drop.

距離減衰係数を考えて、式4-2に示す周波数のべき乗に従う減衰構造を仮定し解析を行った。グリッドサーチによる解析の結果、領域内の平均的な減衰構造は、 $Q_{const}=24$, $\gamma=0.6$ ($\bar{Q}=24f^{0.6}$)と推定された(図4.3)。 Q_{const} が20から30, γ が0.5から0.8の、残差が最小となるグリッドを含む範囲で残差は小さな値を示す。この領域では、防災科研K-NETおよびKiK-netの強震記録から岩田・入倉(1986)の方法で伝播経路特性の推定が行われ、 $\bar{Q}=38.2f^{0.90}$ (芝・他, 2001)と、また同様に防災科研K-NETおよびKiK-netの強震記録のスペクトル解析から $\bar{Q}=20f^{0.8}$ (Moya and Irikura, 2001)と求められている。本研究で求めた減衰係数は、彼らの結果と誤差の範囲で一致する。

求めた観測点近傍の增幅特性(サイト增幅特性)を図4.4に示す。MZKHとNITHでは20Hzにピークがみられるが、これは防災科研Hi-netの水平動成分にみられる共振によるものである(笠原・他, 2000)。ここで推定したサイト增幅特性には、観測点直下の地盤応答のみならず、収録機器の特性を含めた周波数特性が含まれていると考えられる。

先に推定した伝播経路特性および観測点近傍の增幅特性を用いて、コーナー周波数と地震モーメントをグリッドサーチによるスペクトル解析により推定した。スペクトル解析の例を図4.5に示す。観測スペクトル(図4.5左:黒)からサイト增幅特性を取り除いたスペクトル(図4.5左:赤)と理論スペクトル(図4.5:青)はよく一致している。

本研究では、観測点と震源間で生じる距離減衰係数 $Q(f)_{ij}$ を、領域内の平均的な距離減衰係数 \bar{Q} からの揺らぎ ξ_{ij} として求めた。得られた観測点-震源間の距離減衰係数の観測点毎の頻度分布を図4.6に示す。余震域の東方にあるMZKH観測点では距離減衰が大きく(距離減衰係数が小さく),一方で西方および南方にあるNITH, SGOH観測点では、距離減衰がやや小さくなる(距離減衰係数が大きくなる)傾向を示す。Asano and Hasegawa(2004)は、鳥取県西部地震の震源域およびその周辺域における三次元散乱係数分布を推定した。彼らの結果によれば、深さ10km付近の散乱係数は震源域の東方に比べて西方および南方では小さな傾向を示す。ここで求めた傾向はAsano and Hasegawa(2004)が推定した結果と矛盾しない。

スペクトル解析の結果得られたコーナー周波数と地震モーメントの関係を図4.7(a)に示す。S波速度が3300m/sのとき、応力降下量が一定(0.1MPa, 1MPa, 10MPa)として式4-6から求めたコーナー周波数と地震モーメントの3乗則を合わせて示す(図4.7(a)破線)。本研究により得られたコーナー周波数と地震モーメントの関係は、 $M_o \propto f_c^{-3.0}$ の関係を示し(図4.7(a)実線)、応力降下量一定のコーナー周波数と地震モーメントの3乗則をよく満足する。得られた応力降下量は、規模によらずに0.4MPaから20MPa程度の範囲に分布する(図4.7(b))。

求めた余震の応力降下量の空間分布を図4.8に示す。震源は岡田・他(2004)によるDouble-difference法による結

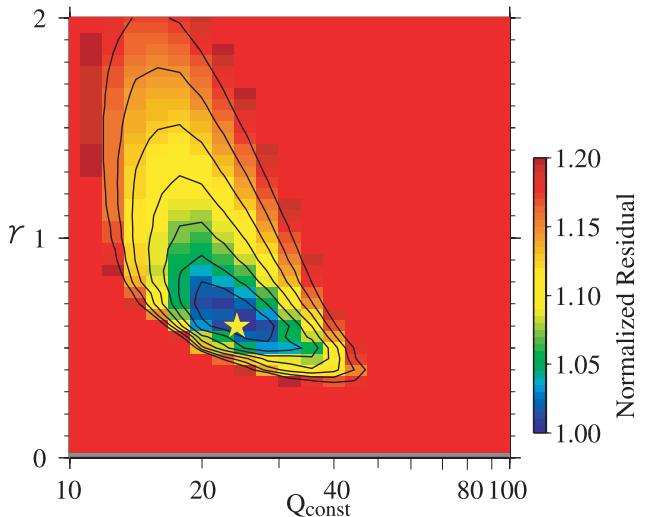


図4.3 Q_{const} および γ のグリッドサーチによる残差分布。星は残差最小の位置を示す。各グリッド位置における残差を、全体の最小残差で規格化して示し、その大きさをカラースケールで示す。

Fig. 4.3 Residuals, powers of frequency dependence γ , and constant attenuation factors, Q_{const} . Residuals are normalized by the maximum residual (yellow star).

果を用いた。北部で発生する余震は、応力降下量が小さく、南部では応力降下量が大きな余震が多く分布する。応力降下量の大きさのばらつきが、余震の発生領域の空間的特徴による可能性がある。以下では、このばらつきが応力降下量の空間的特徴、すなわち、震源特性の空間変化と考えて今後の議論を進める。

4.4 余震の応力降下量の空間的特徴と余震活動の関係

応力降下量は、震源が深くなり、圧力が増加するにつれて、大きくなることが予想される。本研究で求めた応力降下量と震源の深さの関係を図4.9に示す。応力降下量は、震源が深くなるにつれて、やや増加する傾向がみられる。しかしながら、同程度の深さで発生した余震同士でも応力降下量の大きさを比較すると、1桁以上の違いがみられる。ここでは、鳥取県西部地震震源域における三次元地震波速度構造と応力降下量の空間分布の比較を行った(図4.10)。三次元地震波速度構造は、岡田・他(2004)のDouble-Difference tomography法(Zhang and Thurber, 2003)による推定結果を用いた。図4.10(a)および(b)から、応力降下量が数MPaを超える余震は、震源域南部のP波速度(V_p)が6km/s程度の高速度域に主に分布することがわかる。応力降下量が1MPa以下の余震は、震源域北部の V_p が5.5km/s程度の低速度域に多く分布する傾向がある。

本研究では、スペクトル解析の際に深さ依存の一次元速度構造を仮定して応力降下量を推定した。仮定した一次元速度構造と実際の速度構造(岡田・他(2004)の推定結果)のずれが、同じ深さの余震の応力降下量の違いを、

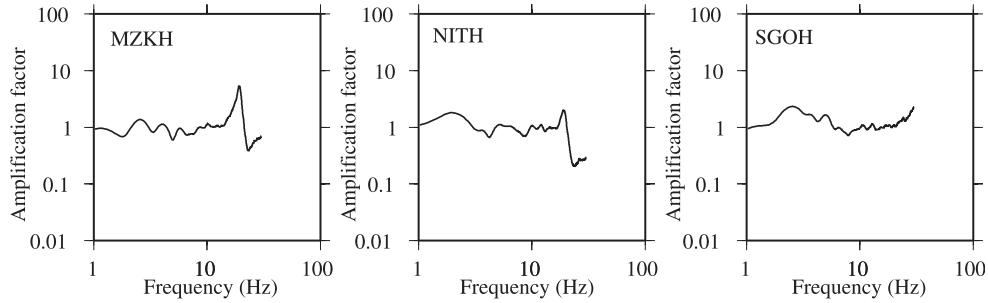


図 4.4 観測点毎のサイト增幅特性。

Fig. 4.4 Site amplification factors at stations MZKH, NITH, and SGOH.

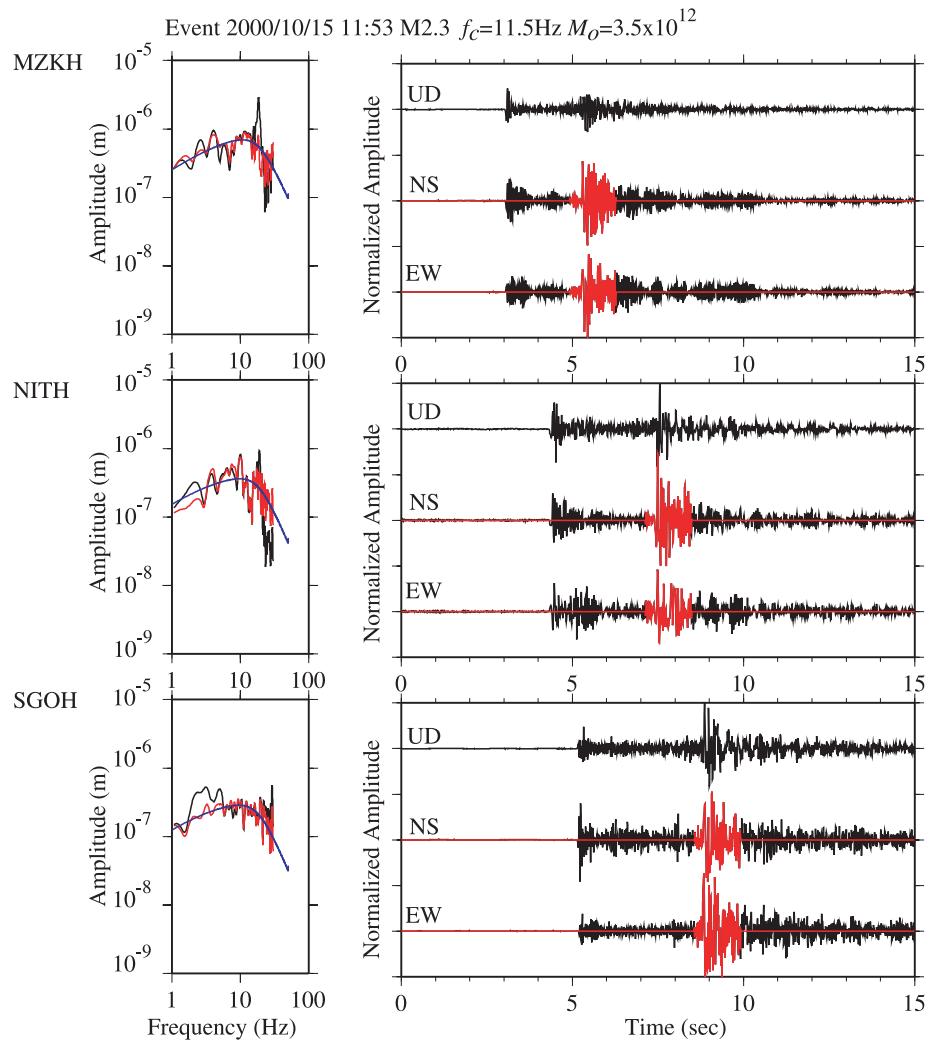


図 4.5 (右) 観測波形 (黒) とスペクトル解析に用いた波形 (赤). (左) 観測スペクトル (黒), サイト增幅特性を取り除いたスペクトル (赤) および理論スペクトル (青).

Fig. 4.5 Spectral inversion and waveforms. Figures in the left-hand column show observed (black lines), corrected (red lines), and synthetic (blue lines) spectrum. Figures in the right-hand column show observed seismogram data. Red lines show the horizontal components used in the spectral inversion method.

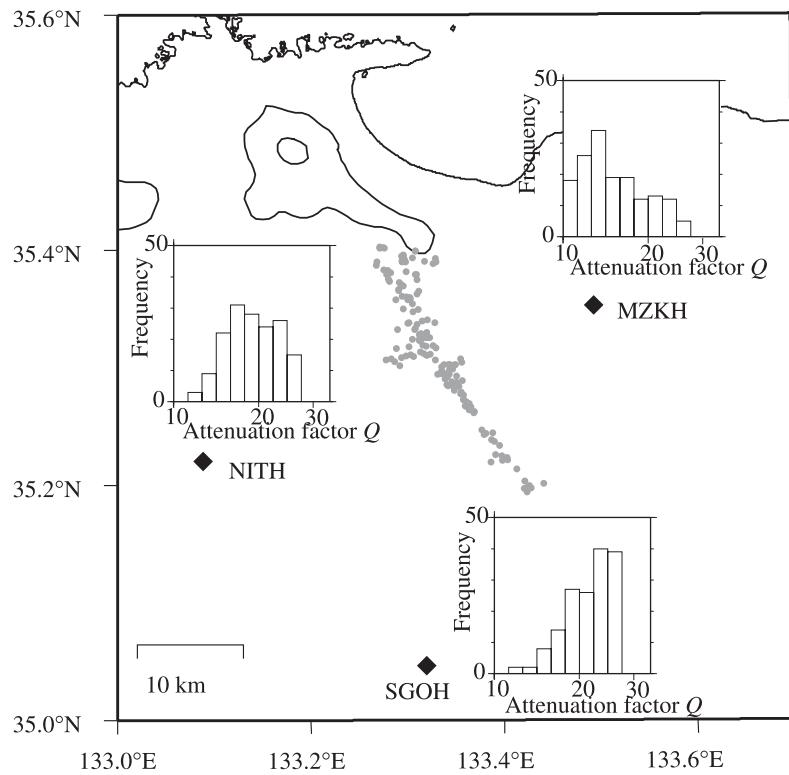


図 4.6 距離減衰係数の頻度分布。水平面図に余震分布（灰色）と観測点位置（四角）を示し、各観測点の距離減衰係数の頻度分布を各観測点のそばに示す。

Fig. 4.6 Frequency distribution of the attenuation factor at each station. Gray dots show aftershock epicenters.

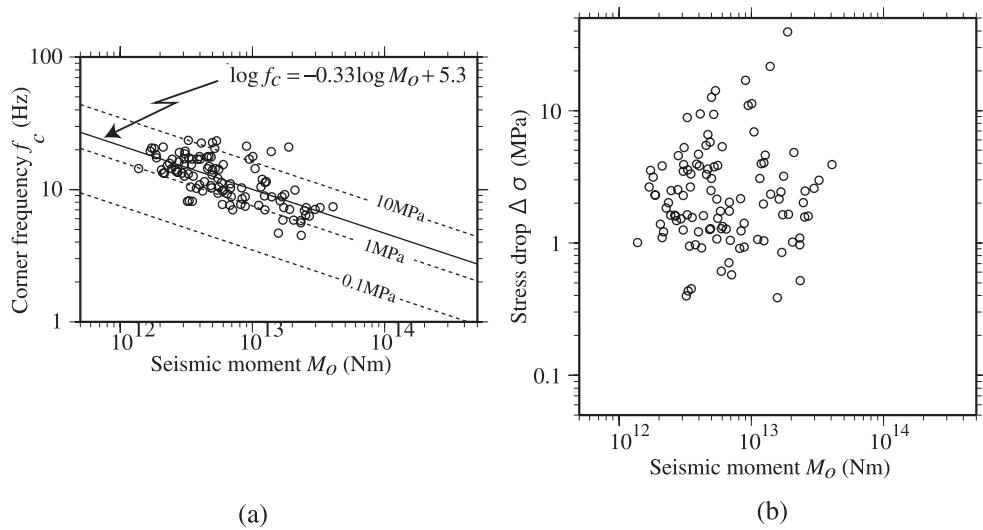


図 4.7 (a) コーナー周波数と地震モーメントの関係。破線は応力降下量一定 (0.1MPa , 1MPa , 10MPa) の 3 乗則を示す。実線は分布の近似曲線を示し、図中にその近似式を示す。(b) 応力降下量と地震モーメントの関係。

Fig. 4.7 (a) Scaling relationship between corner frequency and seismic moment. Dashed lines show constant Brune stress drop at 0.1, 1, and 10 MPa. Solid line shows the trend derived from the expression at top right. (b) Scaling relationship between stress drop and seismic moment.

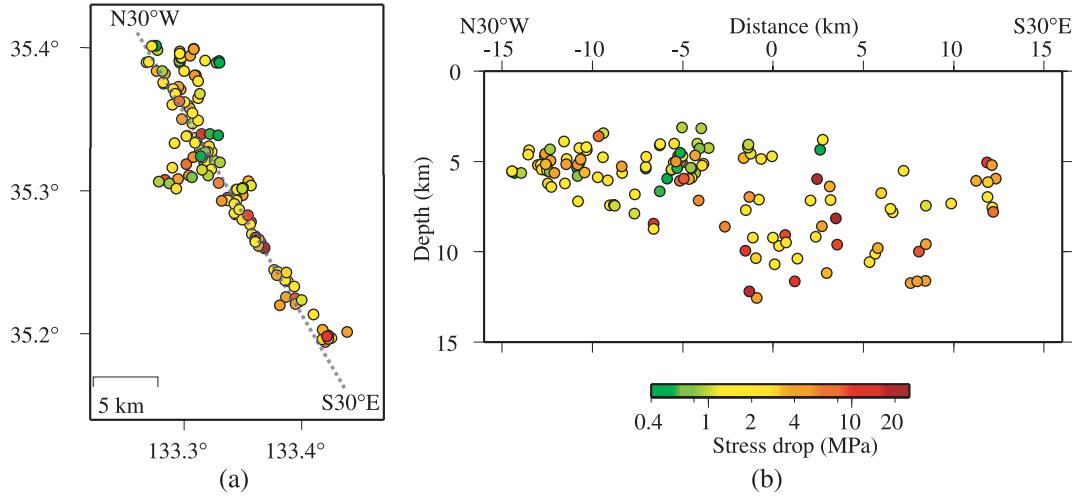


図 4.8 応力降下量の空間分布。応力降下量の大きさを図中のカラースケールで示す。(a) 水平面図。(b) 鉛直断面図。N30°W の走向に沿った鉛直断面 ((a) 中の破線) を示す。

Fig. 4.8 (a) Distribution and magnitude of recorded stress drops. (b) Cross-section along the fault plane of the main shock.

見かけ上、つくりだしている可能性が考えられる。そこで、速度のずれが推定する応力降下量に与える影響を、南部の深さ 5km の高速度域 (V_p : 6km/s) で発生した応力降下量の大きな余震 (6MPa) と、低速度域 (V_p : 5.6km/s) で発生した応力降下量の小さな余震 (1MPa) を例にして考える。 V_p と S 波速度 (V_s) の比が $V_p/V_s=1.73$ とした場合、深さ 5km の S 波速度は、一次元速度構造で $V_s=3.3$ km/s であるのに対して、実際の速度構造では、低速度域では $V_s=3.2$ km/s、高速度域では $V_s=3.5$ km/s である。式 4-1 および式 4-6 から速度のずれが応力降下量に与える影響を見積もると、低速度域では実際の応力降下量の 90% および、高速度域では実際の応力降下量の 120% 程度の値が推定されていることがわかる。今は密度の空間変化は考えていないが、低速度域と高速度域で発生する余震の応力降下量の違いは、速度構造の違いによる影響よりも大きく、応力降下量の推定に用いた一次元速度構造からのずれのみでは説明が困難である。

応力降下量の空間的変化をもたらす一つの要因として、断層面上の強度の違いが考えられる。すなわち、余震域南部の高速度域では小アスペリティに蓄積できる応力が大きく、余震域の北部では小さい可能性がある。この場合、余震域南部では蓄積された応力が大きく破壊速度が大きいため高いコーナー周波数を示し、応力降下量は大きくなる。一方で北部では蓄積された応力が小さく破壊速度が小さいため低いコーナー周波数を示し、応力降下量は小さくなる。図 4.11 に本震発生後の余震活動の時空間変化を示す。本震発生直後は震源域全体に余震活動がみられるが、それ以後、余震域南部では余震活動が低調であるのに対して、余震域の北部では継続的な活動がみられる。余震活動の継続性の南北での違いは、先に示した断層

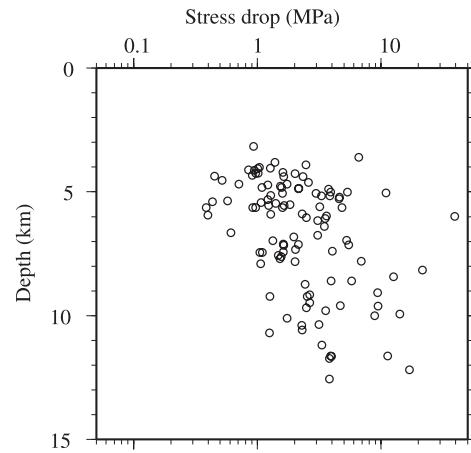


図 4.9 応力降下量と深さの関係。

Fig. 4.9 Comparison between depth to hypocenter and magnitude of stress drop.

面上の強度の南北での違いと対応している可能性がある。すなわち、強度の小さな北部では、周辺の変形によるアスペリティへの応力集中で、応力が強度の限界に達するまで時間かかる。このときの応力降下量は小さく、長期的な余震活動（地震活動）は活発になると期待される。一方、南部では、北部と同じ歪み速度でも、応力が強度の限界に達するまで時間がかかる。地震としてすべての場合、応力降下量は大きく、長期的な余震活動（地震活動）は低調になると期待される。鷺谷・他 (2002)によれば、本震発生後 1か月間の余効変動は主に余震域

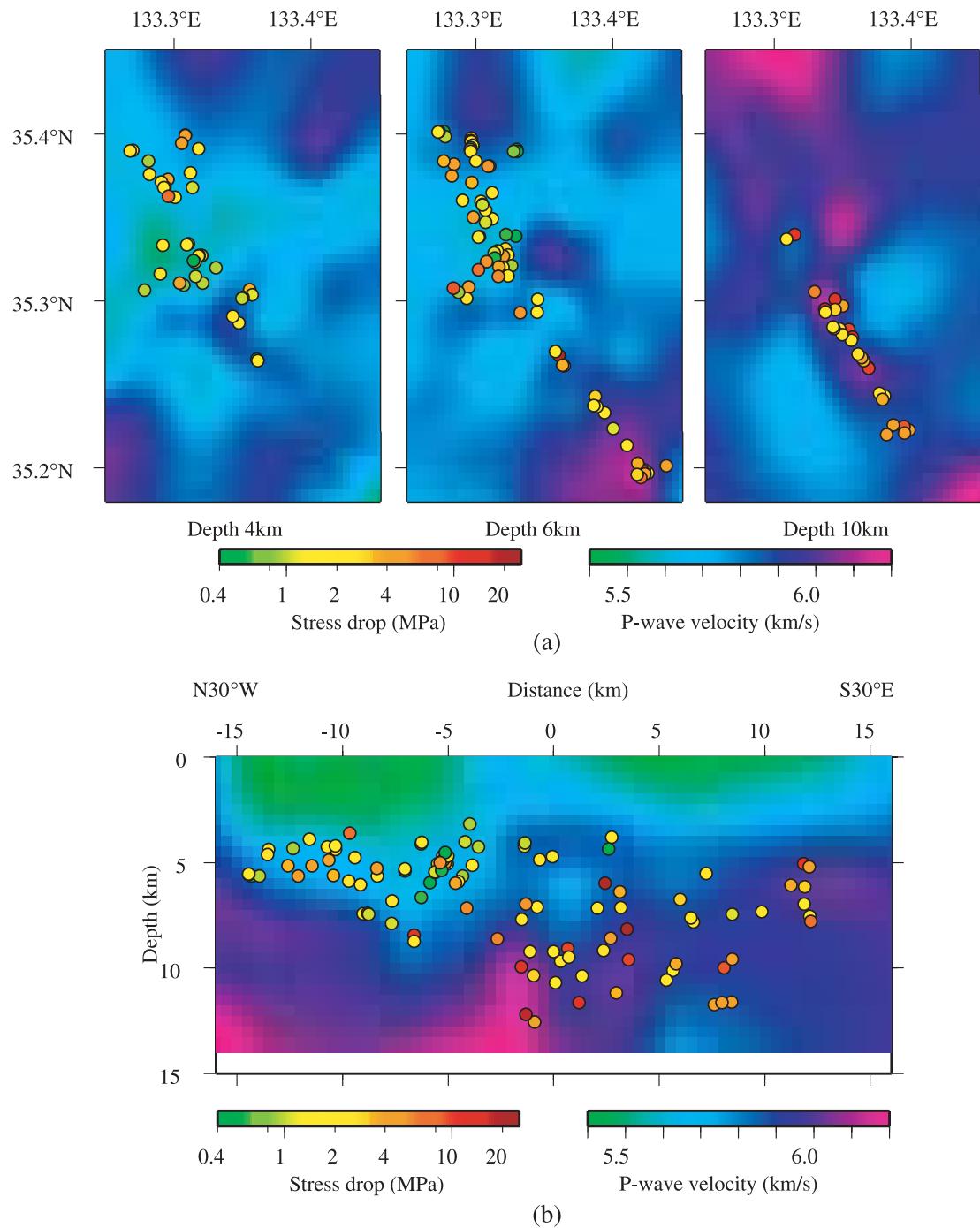


図4.10 応力降下量とP波速度構造。P波速度構造は岡田・他（2004）による。（a）深さ毎の水平面図。（左）深さ4km（中）深さ6km、（右）深さ10km。（b）鉛直断面図。N30°Wの走向に沿った鉛直断面を示す。

Fig. 4.10 Distribution and magnitude of stress drop compared with P-wave velocity profile. (a) Horizontal cross-sections at 4km, 6km, and 10km depth. (b) Cross-section along the fault plane of the main shock. P-wave velocity data is from Okada *et al.* (2004).

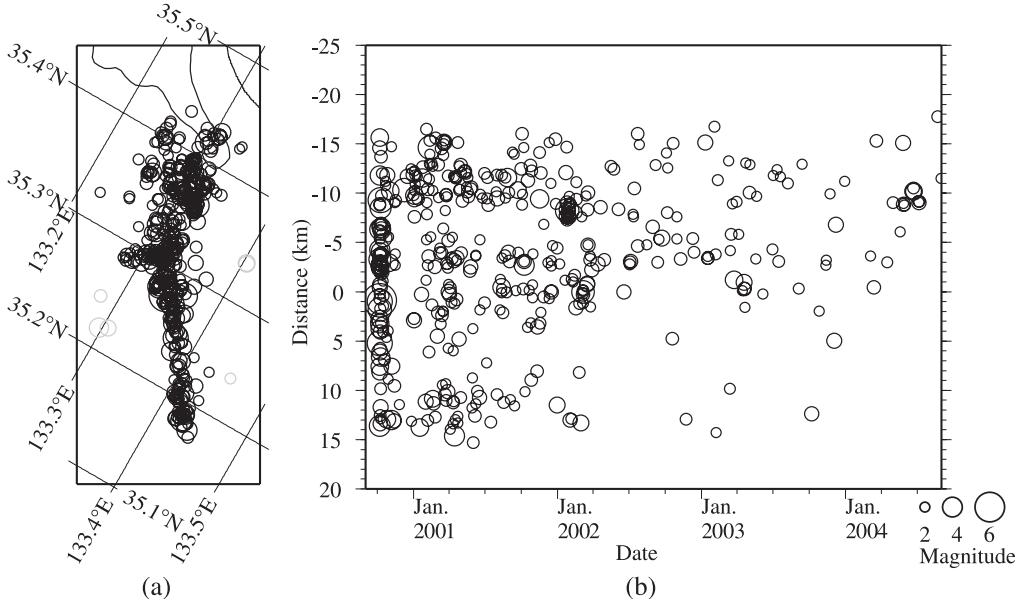


図 4.11 余震活動の時空間変化. (a) 余震の震央分布. 防災科研 Hi-net のカタログ中のマグニチュード 2 以上の余震を示す. (b) 時空間分布. (a) に示す黒丸の震源のみを示す.

Fig. 4.11 Spatial and temporal variation in aftershock magnitude. (a) Distribution of aftershock epicenters determined from the NIED Hi-net. (b) Temporal variation in aftershock magnitude along the fault plane of the main shock.

北部で観測されており、余効すべりは余震域の北部で主に発生していた可能性がある。余震域北部でのみ、余効すべりが数年間継続し、結果、余震活動が北部で活発であった可能性は否定できないが、本震発生前の地震活動も、余震活動と同様に、主に震源域の北部で活発であったこと (Shibutani *et al.*, 2002) を考慮すると、余震活動度(地震活動度)の地域差の一つの要因として、震源域の強度の空間変化が示唆される。

4.5 まとめ

本章では、内陸プレート内で発生する大地震に伴う余震活動として、2000 年鳥取県西部地震に着目し、その余震の応力降下量を推定した。マグニチュード 2 から 3 の余震について、防災科研 Hi-net 観測網のボアホールに設置された地震計の観測記録より、伝播経路の特性および観測点近傍の增幅特性を求め、震源のコーナー周波数および地震モーメントを推定し、応力降下量を求めた。推定されたコーナー周波数と地震モーメントの関係は、応力降下量一定で示される、 $M_0 \propto f_c^{-3}$ の 3 乗則をよく満足する。応力降下量は 0.4 MPa から 20 MPa の範囲に分布し、規模依存性はみられない。応力降下量の空間分布は地震波速度構造と良い対応を示し、南部の高速度域で発生する余震の応力降下量は大きく、北部の低速度域の余震は小さな応力降下量を示す傾向がみられる。応力降下量の空間変化は、震源域の強度の空間変化に起因すると推定され、長期の余震活動度の評価にも重要な役割を果たす可能性が示唆された。

5. 議論

第 2 章および第 3 章では、プレート間および内陸プレート内で発生する大地震に伴う余震について、発震機構解により分類を行った。第 2 章では沈み込む太平洋プレートとその上の陸側のプレートとの境界で発生した地震（2003 年十勝沖地震）の余震を、(1) プレート間で発生する余震および (2) プレート境界面外で発生する余震に分類した。この領域では、沈み込む太平洋プレートと陸側のプレートとの境界が、震源域内の最も特徴的かつ大規模なすべり面であると考えることができる。第 3 章では内陸プレート内地震（2000 年鳥取県西部地震）の余震を、(1) 主破壊断層面上の余震および (2) 主破壊断層面外の余震に分けた。内陸プレート内で発生する大地震の主破壊断層面は、震源域内の代表的なすべり面と考えられる。本章では、震源域内の最も大規模なすべり面、すなわち本震断層面との位置関係から、余震を以下に示す二つのグループに分類する。(A) 本震断層面上で発生する余震、(B) 本震断層面外の余震。以下では、これら二つのグループの余震の発生機構についてそれぞれ議論する。

5.1 本震の断層面上で発生する余震

第 2 章では、プレート間で発生する余震を、非地震性のすべり領域に囲まれた小アスペリティの破壊と考えた。これは、すべり面上の非地震性のすべりにより、面上の小アスペリティに応力が集中し、それが強度の限界に達すると地震としてすべるとするモデルである (Ellsworth, 1995; Nadeau and MacEvilly, 1999)。東北日本沈み込み帯で発生する相似地震については、相似地震の丹念な解析に

よりこのモデルの妥当性が確認されている (Igarashi *et al.*, 2003; Uchida *et al.*, 2003)。本研究で示したプレート間の余震については、その分布域がプレート境界面上で発生する余効すべり量の領域 (Miyazaki *et al.*, 2004) とほぼ重なること (図 5.1 (a)), また、プレート間余震の活動度が余効すべり量の時間発展と調和的であることから、プレート間の余震の発生機構を、図 5.2 に模式的に示すような非地震性すべり領域に囲まれた小アスペリティの破壊とするモデルで説明することは妥当であろう。

第3章で示した内陸プレート内地震の本震断層面上の余震については、非地震性すべり域との対応を示すことはできなかった。2000年鳥取県西部地震の余効変動はおもに余震域北部で大きく、余震域北部で余効すべりが卓越した可能性が指摘されているが (鷺谷・他, 2002), 余震分布および本震のすべり分布と比較可能なほど詳細な余効すべりの分布は推定されていない。本震断層面上で発生したと推測される余震は、本震のアスペリティを取り囲むように分布する (図 5.1 (b))。この余震を、上で述べたモデル (図 5.2) で説明するためには、震源域中央部のアスペリティの周辺で若干の非地震性のすべりを考える必要がある。2003年十勝沖地震の場合、余効すべりがアスペリティの周囲の広い領域で発生し、そのピークは本震のアスペリティからやや離れた別の領域にあったが (Miyazaki *et al.*, 2004), 2000年鳥取県西部地震でも、震源域中央部の本震のアスペリティ周辺でも若干の余効すべりがあり、それにより本震のアスペリティ周辺のアスペリティが破壊した可能性が考えられる。

5.2 本震の断層面外で発生する余震

第2章では、プレート境界面外で発生する余震について調べて、これらの余震が余効すべり量の大きな領域付近に分布し、また余効すべりの時間発展とほぼ対応することから、面外の余震の発生機構にプレート境界面上での余効すべりが関連している可能性を述べた。また、余効すべり量が空間的に変化する領域の上盤側の陸側プレート内において、余震の発震機構解が深部と浅部で特徴的な変化を示す点を指摘した。図 5.3 (a) は、図 2.18 に示す領域における余震の P 軸および T 軸の方位分布の鉛直断面図である。Miyazaki *et al.* (2004) による余効すべり量の大きさを図 5.3 (a) に矢印の大きさで模式的に示す。Miyazaki *et al.* (2004) によれば、図 5.3 (a) に示す領域では、深部において余効すべり量が小さく、より浅部では余効すべり量が大きい傾向を示す。上盤側で発生していると推測される地震の発震機構解は、深部では沈み込むプレートの傾斜方向に T 軸を持つ正断層型 (図 5.3 (a) の A) で、浅部ではプレートの傾斜方向に P 軸を示す逆断層型 (図 5.3 (a) の B) である。

第3章では、内陸プレート内地震の本震の断層面外で発生する余震について調べて、本震の断層面の両端部、および本震断層面を挟んで発震機構解が特徴的に変化することを述べた。図 5.3 (b) は、本震断層面外で発生したと推測された余震の P 軸および T 軸の方位分布図である。図 5.3 (b) には八木・菊地 (2000) や鷺谷・他 (2002)

により推定された本震のすべり量分布を、そのすべり量の大きさに応じた長さの矢印で模式的に示す。本震断層面外の余震の発震機構解が特徴的な変化を示す領域は、本震時のすべり量が空間的に大きく変化する領域付近であり、本震断層面の南部 (図 5.3 (b) の A) と北部 (図 5.3 (b) の B)、および本震断層面を挟んで東側 (図 5.3 (b) の B) と西側 (図 5.3 (b) の C) である。

図 5.3 (a) のプレート境界面外の余震と図 5.3 (b) の本震断層面外の余震の発震機構解は、互いに良く似た空間的特徴を示す。発生場所の異なる二つの余震域に共通する点は、共に本震の断層面上のすべり量が空間的に大きく変化する領域のそばで発生していることである。断層面上のすべり量の空間変化により図 5.3 で示した余震の発震機構解の特徴が説明可能であるか否かを、数値計算により断層周辺の歪場を求めて検証する。数値計算では、均質等方弾性体中に断層を一つ仮定して、断層面のくいちがいにより生じる断層周辺の歪場を Okada (1985) の式を用いて計算した。断層モデルを図 5.4 (a) に示す。断層長は 10km として平均変位量を 1m と想定した。断層面上でのすべり量は、断層の中央のアスペリティで 1.3m、端に向かって 0.8m から 0.4m と段階的にすべり量が減少するモデルを考えた。領域内には場所によらず一定の歪があらかじめ蓄積されており、断層変位によりアスペリティの中央で歪みが零になる場合について計算を行い、断層変位後の断層周辺の歪場を求めた。求めた歪場を図 5.4 (b) に示す。断層を挟んで北側 (上側) の、右端および左端付近では収縮軸と伸張軸の方位が大きく異なる (図 5.4 (b) の A および B)。また、両端部付近では断層面を挟んで、収縮軸および伸張軸の方位に大きな変化がみられる (図 5.4 (b) の B および C)。数値計算の結果得られた収縮軸と伸張軸の特徴は、図 5.3 でみられる P 軸および T 軸の方位のパターンと類似する。P 軸および T 軸の方位が最大収縮方向と最大伸張方向を示すわけではないが、大局的には一致すると考えられる。断層面上のすべり量の空間変化の傾向が一致する領域を図 5.3 および図 5.4 (b) にそれぞれ同じアルファベット A, B, C で示した。図 5.3 の A, B および C の領域でみられる余震の発震機構解の P 軸および T 軸の断層面に対する方位の傾向は、図 5.4 (b) のそれぞれ A, B および C の領域で示す収縮軸および伸張軸の方位のパターンとよく一致する。図 5.4 (b) の A, B, C の各領域は断層面上のすべり量が空間的に (X 軸方向) 大きく変化している領域である。すなわち、本震の断層面外で発生する余震の発生機構は、本震断層面上の、空間的に非一様なすべりによる面外の応力変化で説明できる。図 5.5 に面外の余震の断層面に対する位置と発震機構解の関係を模式的に示す。面外の余震の発震機構解は、図 5.5 に示すような震源位置による特徴的な変化を示し、面上の非一様なすべりによる応力変化を反映した発震機構解を示すことが考えられる。

5.3 今後の課題

本研究による結果は、余震の発生機構の理解にとどまらず、地震という破壊現象を理解する上で重要な情報で

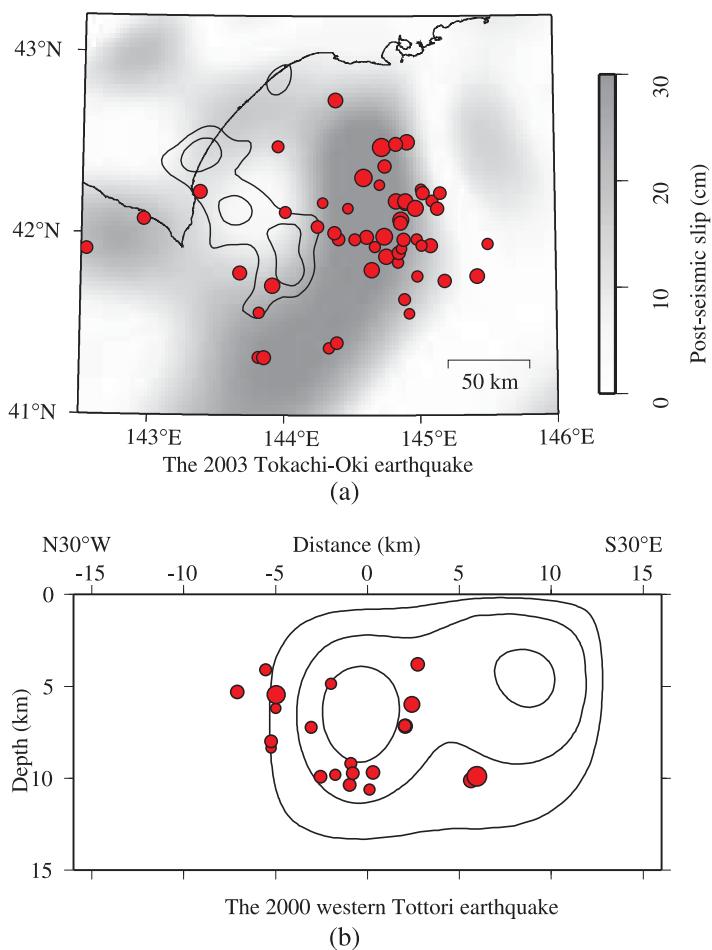


図 5.1 本震の断層面上の余震(赤丸)とアスペリティ。赤丸は面上の余震を示す。(a) プレート境界面上の余震分布(2003年十勝沖地震)。センターは本震のアスペリティ(Yagi, 2004)を示す。グレースケールは Miyazaki *et al.* (2004)による余効すべり量の大きさを示す。(b) 本震断層面の余震分布(2000年鳥取県西部地震)。センターは本震のすべり分布(八木・菊地, 2000)を示す(0.6m 間隔)。

Fig. 5.1 Asperity of the main shock and aftershocks located upon the fault plane of the main shock. (a) Example of an interplate earthquake: the 2003 Tokachi-oki earthquake. Slip contour interval for the main shock is 2 m (Yagi, 2004). (b) Example of an earthquake within the shallow crust: the 2000 Tottori earthquake. Slip contour interval for the main shock is 0.6 m (Yagi and Kikuchi, 2000).

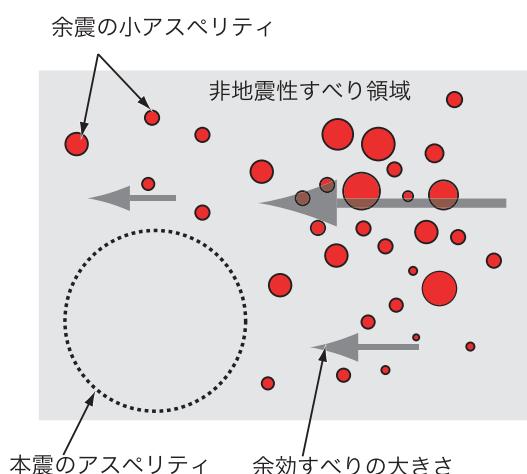


図 5.2 本震断層面上の余震の発生モデル。

Fig. 5.2 Sketch of aftershocks that occurred on the fault plane of the main shock. Red circles show the small asperity surrounded the area of aseismic slip. Dashed circle indicates the large asperity of the main shock. Gray arrows indicate post-seismic slip vectors.

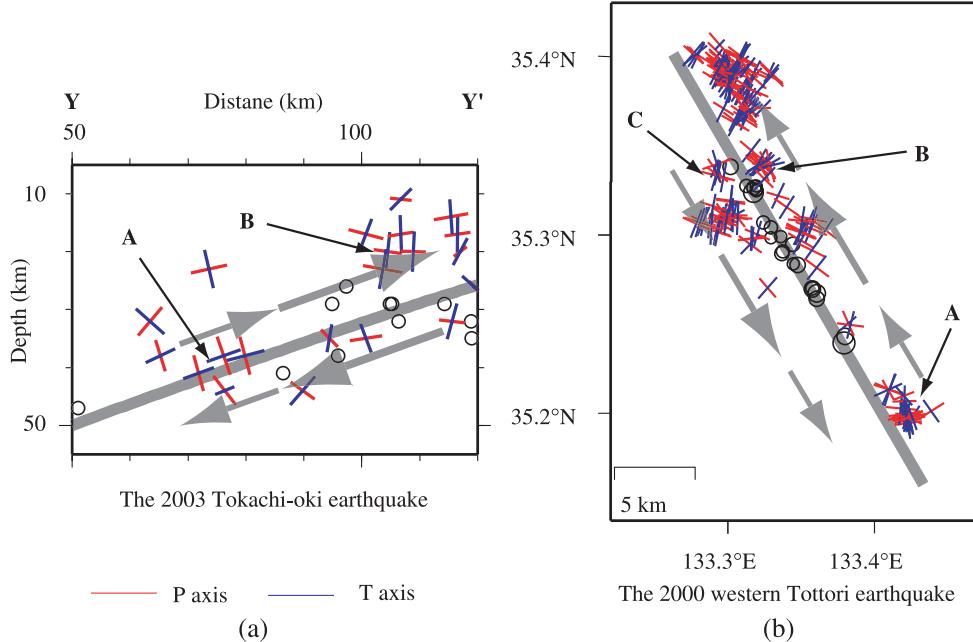


図 5.3 本震断層面外の余震の P 軸（赤）および T 軸（青）の方位分布。面上でのすべり量を矢印の大きさで模式的に示す。(a) プレート境界面外の余震（2003 年十勝沖地震）(b) 本震断層面外の余震（2000 年鳥取県西部地震）。

Fig. 5.3 P and T axes of aftershocks that occurred away from the fault plane of the main shock. Gray line indicates the fault plane of the main shock. Gray arrows represent slip vectors on the fault plane. Black circles indicate hypocenters located upon the fault plane of the main shock. (a) Example of an interplate earthquake: the 2003 Tokachi-oki earthquake. (b) Example of an earthquake within the shallow crust: the 2000 Tottori earthquake.

ある。今後、更に理解を深めるためには、他の地震の余震についても同様の調査を行い、それらを系統的に整理し比較検討を重ねる必要がある。

第2章では、2003年十勝沖地震の余震について、CMT解析によりセントロイド震源の位置およびモーメントテンソル解を推定した。この領域では、海底地震計を用いた余震観測が本震発生後実施されており(Shinohara *et al.*, 2004), 高い精度で得られた震源位置に加えて本研究で求めた発震機構解を合わせて解釈することで、より詳細なプレート境界面の構造を議論できると考えられる。

プレート境界面外で発生する地震の発震機構解がプレート境界面の固着状態を反映する可能性については、東海地震の想定固着域で松村(1998)が議論している。本研究で示したプレート境界面外の余震の発震機構解の空間変化は、プレート境界面の非地震性すべりを反映したものであり、プレート間の非地震性すべり域の時空間変化を知る手がかりにもなりうる。Uchida *et al.*(2004)は、相似地震の解析から東北日本で発生するマグニチュード 7 前後の地震の震源域周辺で地震発生前に非地震性すべりが加速したことを明らかにし、このすべりが地震の発生を促進した可能性を指摘している。本研究で得られた結果は、プレート境界地震の発生予測の研究には、プレート間の中小地震の活動度に加えて、プレート境界面外の地震の活動度および発震機構解が重要な情報を提供する可能性を示すものである。

第3章では、Double-difference 法による震源決定結果と発震機構解を合わせて本震断層面上と面外の余震を分類した。そして面外の余震の発震機構解の特徴が、本震の非一様なすべりにより生じる応力変化で説明可能であることを、5-2 で数値計算により確かめた。5-2 では、簡単のために領域内の初期歪みの大きさが、場所によらず一定であるとして計算を行ったが、この仮定はあまり適切ではないかもしれない。第4章で応力降下量の空間変化および余震活動度から震源域における強度の空間変化の可能性について述べたように、震源域北部では、中央部および南部に比べて強度が低い可能性がある。この場合、北部では周囲の変形をあらかじめ地震として解放しているために、本震発生前の北部の歪量は中央部および南部に比べて小さかった可能性がある。つまり、本震発生前に震源域に蓄積されている歪の大きさが空間的に非一様である可能性が考えられる。図 5.4 (b) で示した面上でのすべりによる伸張軸および収縮軸の方位パターンは、地震発生前の初期歪みの大きさの空間変化に殆ど影響されないが、場所毎の歪みの大きさは初期の歪みの大きさに大きく依存すると考えられる。つまり、面外の余震の活動度と発震機構解から、本震発生前の震源域の歪場を推定する手がかりが得られる可能性がある。

第3章の解析で使用した、経験的グリーンテンソルによるモーメントテンソルインバージョン法は、使用する観測点の設置状況が大きく変わらない限り、領域内で長期

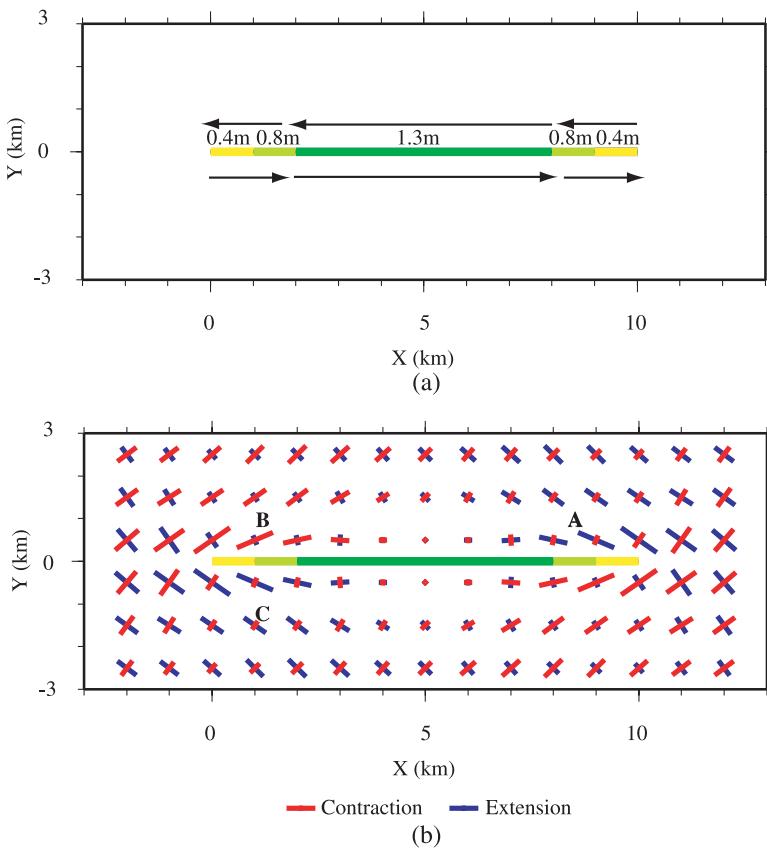


図 5.4 断層面におけるくいちがいによる断層周辺の歪場 . (a) 想定した断層モデル.
(b) 得られた歪場. 収縮軸および伸張軸の方位および大きさを赤および青の太線で示す.

Fig. 5.4 (a) Fault model. (b) Strain field resulting from a dislocation event. Red and blue lines indicate principal axes of contraction and extension, respectively.

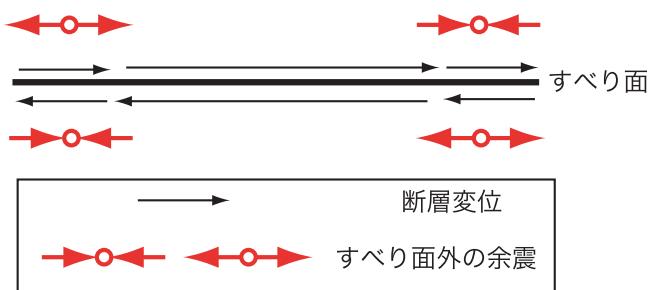


図 5.5 本震の断層面外の余震の発生モデル.

Fig. 5.5 Sketch of the aftershocks that occurred away from the fault plane of the main shock. Black line represents the main fault. Black arrows indicate dislocation along the main fault. Red circles with arrows represent aftershocks and the stress orientation applied to them.

間にわたって発生する地震に対して適用可能である。つまり、臨時観測網が撤収されて以降のデータについても、長期間にわたりマグニチュード1から3程度の地震のモーメントテンソル解を推定することができる。本震発生後長期間の余震のモーメントテンソル解を求め、本震断層面上および面外の余震活動を調べることは、内陸プレート内地震の発生機構を理解する上で重要である。

6. 結論

本研究ではまず、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net および高感度地震観測網 Hi-net 高感度加速度計のデータを用いたセントロイドモーメントテンソルインバージョン法を開発した。それを適用することにより、2003 年十勝沖地震 ($M_{JMA}8.0$: $M_w8.1$) および、その余震のセントロイド位置および発震機構解の空間変化を調べた。得られた地震の発震機構解を本震のそれを基準としてタイプ分けを行うことにより、プレート境界面上で発生したと推定される余震およびプレート境界面外で発生したと推定される余震について、プレート境界面で発生する地震性、非地震性すべりとの関連を調べた。その結果、以下のことことが明らかになった。

(1) プレート境界面で発生したと推定される余震の殆どは、余震域の東部に分布する。その分布域は、本震のすべり量の大きな領域（アスペリティ）とは重ならず、主に余効すべりの大きな領域に分布する。プレート間余震の活動度の時間変化は、余効すべりの時間変化と調和的である。これはプレート間の非地震性すべりとプレート間余震の活動が密接に関連していることを示唆する。

(2) プレート境界面外で、かつその近傍で発生したと推定される余震の発震機構解は、本震のすべり量の大きな領域の周辺に分布する。また、余効すべりの大きな領域付近に主に分布し、活動の推移は余効すべりの時間変化とほぼ対応する。特に、余効すべり量の空間変化が大きな領域付近では、余震の発震機構解の特徴的な空間変化がみられる。これはプレート境界面上で発生する非地震性すべりの空間変化で生じる応力変化によって、プレート境界面外の余震が発生していることを示唆する。

(3) 陸に近い側の地殻浅部で発生した余震の発震機構解は、海溝軸にほぼ平行な北東 - 南西方向に P 軸を持つ逆断層または横ずれ型を示す。発震機構解から推定した応力場の最大主応力軸の方位は、日高衝突帯の形成に関わる千島前弧スリバーの運動方向とほぼ一致する。これは日高衝突帯を形成する応力場による地殻浅部の地震活動が、本震のすべりによる静的応力変化によって、活性化したものと推測される。

次に、経験的グリーンテンソル法によるグリーン関数を用いたモーメントテンソルインバージョン法を開発した。それを適用することにより、2000 年鳥取県西部地震 ($M_{JMA}7.3$) の余震の発震機構解を推定し、その空間分布の特徴を調べた。得られた発震機構解のタイプ分けを行い、それらの空間分布より本震時の主破壊断層面（本震断層面）および初期破壊面を推定した。また本震断層面外で

発生する地震の発震機構解の特徴を抽出した。その結果、以下のことが明らかになった。

- (1) 本震断層面上の余震の多くは、本震のアスペリティの周辺に分布する。これらの余震は主に、余震域の中央部から南部に分布する。
- (2) 初期破壊面は、余震域中央部の本震の断层面近傍に位置し、本震断層の走向 ($N30^\circ E$) とやや異なる走向 ($N50^\circ E$) を示す。
- (3) 震源域内で 1989 年および 1990 年に発生した前駆的活動の発震機構解は、初期破壊面上で発生する余震の発震機構解およびその震源位置とほぼ一致する。すなわち、前駆的活動が、ここで推定した初期破壊面上で発生していた可能性が高い。
- (4) 本震断層面外で発生した余震の発震機構解は、本震断層の両端部付近、および本震断層面を挟んで両側で特徴的な空間変化を示す。面外の余震の発震機構解の空間変化は、本震断層面上の本震の非一様なすべり分布に起因する応力変化により生じた可能性が考えられる。

さらに、2000 年鳥取県西部地震の余震の応力降下量の推定を行った。ここでは、Hi-net のボアホール観測点のデータを用いて、周波数依存の減衰係数およびサイト增幅特性を考慮した応力降下量の推定方法を開発し、推定を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- (1) コーナー周波数と地震モーメントの関係は、分布にやや幅を持つが、おおよそ 3 乗則に従う。得られた余震の応力降下量は、0.4-20 MPa 程度の幅に分布し規模依存性を示さない。
- (2) 推定された応力降下量の大きさのばらつきの原因の一つは、それが地域変化をすることによるもので、余震域北部の応力降下量は小さく、余震域南部では大きな傾向を示す。
- (3) 応力降下量の空間的な変化は、Double-difference tomography により推定された三次元地震波速度構造の空間的なゆらぎとよく対応する。余震域北部では低速度域であり、そこで発生する余震の応力降下量は小さい。一方、余震域南部では高速度域であり、そこで発生する余震の応力降下量は大きな値を示す傾向がある。余震の応力降下量の空間的な変化は、それらが発生する領域の強度の空間変化に対応している可能性がある。

謝辞

本研究にあたっては、東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターの長谷川昭教授、独立行政法人防災科学技術研究所の笠原敬司防災研究情報センター長及び小原一成高感度地震観測管理室長に格別のご指導と励ましをいただいた。東北大学理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターの岡田知己博士には、2000 年鳥取県西部地震震源域の三次元地震波速度構造と震源データを提供していただき、また貴重なご助言と多くの激励をいただいた。東京大学地震研究所の宮崎真一博士には余効すべり量分布のデータを、防災科学技術研究所の本

多亮博士、独立行政法人建築研究所の八木勇治博士には、本震のすべり量分布のデータを提供していただいた。歪場の計算には防災科学技術研究所の岡田義光企画部長のプログラムを、ΔCFF の計算には防災科学技術研究所の廣瀬仁博士のプログラムを使用させていただいた。図の作成には GMT[Wessel and Smith, 1995] を使用しました。震源決定には HYPOMH[Hirata and Matsu'ura, 1987] を使用した。グリーン関数の計算には FKRPROG[Saikia, 1994] を使用した。日本海洋データセンター提供の海底地形データを使用した。本研究には、気象庁・文部科学省が協力してデータ処理した結果を使用した。その処理には北海道大学、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、独立行政法人産業技術総合研究所、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市、独立行政法人海洋研究開発機構及び気象庁データが用いられている。2000年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループによって得られたデータを使用した。これらの方々に深く感謝申し上げます。

参考文献

- 1) Aki, K. (1967) :Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- 2) Ansel, J. H., and Smith., E. G. C. (1975) :Detailed structure of a mantle seismic zone using the homogeneous station method, *Nature*, **253**, 518-520.
- 3) Asano, Y., and Hasegawa, A. (2004) :Imaging the fault zones of the 2000 western Tottori earthquake by a new inversion method to estimate three-dimensional distribution of the scattering coefficient, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JB002761.
- 4) Bakun, W. H., and Bufe, C. G. (1975) :Shear-wave attenuation along the San Andreas fault zone in central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**, 439-459.
- 5) Beck, S. L., and Ruff, L. J. (1987) :Rupture process of the great 1963 Kurile Islands earthquake sequence; Asperity interaction and multiple event rupture, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14123-14138.
- 6) Bilek, S. L., and Lay, T. (1999) :Comparison of depth dependent fault zone properties in the Japan trench and middle America trench, *Pure appl. Geophys.*, **154**, 433-456.
- 7) Brillinger, D. R., Udiás, A. and Blot, B. A. (1980) :A probability model for regional focal mechanisms solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 149-170.
- 8) Brune., J. N. (1970) :Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009 (Correction, (1971) *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002).
- 9) DeMets, C. (1992) :Oblique Convergence and deformation along the Kuril and Japan trenches, *J. Geophys. Res.*, **97**, 17615-17625.
- 10) DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1994) :Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- 11) Dziewonski, A. M., Chou, T. A., and Woodhouse, J. H. (1981) :Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- 12) Ellsworth, W. L. (1995) :Characteristic earthquake and long-term earthquake forecasts: Implications of central California seismicity, in *Urban disaster Mitigation: The Role of Science and Technology*, edited by F. Y. Cheng and M. S. Sheu, Elservier, Oxford.
- 13) Fukuyama, E., Ellsworth, W. L., Waldhauser, F., and Kubo, A. (2003) :Detailed Fault Structure of the 2000 Western Tottori, Japan, Earthquake Sequence, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1468-1478.
- 14) 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.
- 15) Gephart, J. W., and Forsyth, D. W. (1984) :An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320.
- 16) Hanks, T. C., and Kanamori, H. (1979) :A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- 17) Hatanaka, Y. , Iizuka, T., Sawada, M., Yamagiwa, A., Kikuta, Y., Johnson, J. M., and Rocken, C. (2003) :Improvement of the analysis strategy of GEONET, *Bull. Geograph. Surv. Inst.*, **49**, 11-37.
- 18) 長谷川昭 (1997) :地震調査研究推進本部による地震調査観測の推進状況, 学術月報, **50**, 108-113.
- 19) Hino., R., Ito, S., Shiobara, H., Shimamura, H., Sato, T., Kanazawa, T., Kasahara, J., and Hasegawa, A., (2000) :Aftershock distribution of the 1994 Sanriku-oki earthquake (Mw7.7) revealed by ocean bottom seismographic observation, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21697-21710.
- 20) Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) :Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using non-linear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50-61.
- 21) Honda, R., Aoi, S., Morikawa, N., Sekiguchi, H., Kunugi, T., and Fujiwara, H. (2004) :Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, 317-322.
- 22) Horiuchi, S. Rocco, G., and Hasegawa, A. (1995) :Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.*, **100**, 8327-8338.
- 23) Houston, H., and Engdahl, E. R. (1989) :A comparison

- of the spatio-temporal distribution of moment release for the 1986 Andreanof Islands Earthquake with relocated seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1421-1424.
- 24) Ide, S., Beroza, G. C., Prejean, S. G., and Ellsworth, W. L. (2003) :Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2001JB001617.
- 25) Igarashi T., Matsuzawa, T., and Hasegawa, A. (2003) : Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JB001920.
- 26) Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., and Hasegawa, A. (2001) :Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone , *J. Geophys. Res.*, **106**, 2177-2191.
- 27) Ito, Y., Matsubayashi, H., Kimura, H., Matsumoto, T., Asano, Y., and Sekiguchi, S. (2004) :Spatial distribution for moment tensor solutions of the 2003 Tokachi-oki earthquake (MJMA=8.0) and aftershocks, *Earth Planets Space*, **56**, 301-306.
- 28) 岩田知孝・入倉孝次郎 (1986) :観測された地震波から、震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, *地震* 2, **39**, 579-593.
- 29) Kagan, Y. Y. (1991) :3-D rotation of double-couple earthquake sources, *Geophys. J. Int.*, **106**, 709-716.
- 30) Kanamori, H. (1981) :The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in *Earthquake Prediction: An international review*, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, edited by D. Simpson and P. Richards, AGU, Washington, D. C.
- 31) Kanamori, H., and Anderson, D. L. (1975) :Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 32) 笠原敬司・岡田義光・山本明 (2000) :Hi-net (2) :地震観測施設の整備, 日本地震学会講演予稿集 2000 年秋季大会, P005.
- 33) Katsumata, K., Wada, N., and Kasahara, M. (2003) : Newly imaged shape of the deep seismic zone within the subducting Pacific plate beneath the Hokkaido corner, Japan-Kurile arc-arc junction, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JB002175.
- 34) Kikuchi, M., and Fukao, Y. (1985) :Interactive deconvolution of complex body waves from great earthquakes -The Tokachi-oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **37**, 235-248.
- 35) Kikuchi, M., and Kanamori, H. (1991) :Inversion of complex body wave -III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- 36) Kimura, G. (1986) :Oblique subduction and collision: Forearc tectonic of the Kuril arc, *Geology*, **14**, 404-407.
- 37) Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S., and Ide, S. (2004) :Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 329-334.
- 38) Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H., and Nonomura, K. (2002) :NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application. *Tectonophysics*, **356**, 23-48.
- 39) Lay, T., and Kanamori, H. (1980) :Earthquake doublets in the Solomon islands, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **21**, 283-304.
- 40) Lay, T., and Kanamori, H. (1981) :An asperity model for large earthquake sequences, in *Earthquake Prediction: An international review*, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, edited by D. Simpson and P. Richards, AGU, Washington, D. C.
- 41) Le Pichon , X., Iiyama, T., Renard, V., Nakamura, K., Cabrt, J., and Kobayashi, K. (1984) :Phase 1 of the French-Japanese cooperative research "KAIKO" Project and its results, *Journal of Earth Science*, **93**, 30-42.
- 42) 松村正三 (1998) :1996年10月5日静岡県中部地震が示す東海地域のプレート固着状況変化の可能性, *地震* 2, **50**, 251-261.
- 43) Matsuzawa T., Igarashi, T., and Hasegawa, A. (2002) : Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014632.
- 44) Matsuzawa, T., Uchida, N., Igarashi, T., Okada, T., and Hasegawa, A. (2004) :Repeating earthquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honshu, Japan, *Earth Planets Space*, **56**, 803-811.
- 45) Mayeda, K., and Walter, W. R. (1996) :Moment energy, stress drop, and source spectrum of western United States earthquakes from regional coda envelopes, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11195-11208.
- 46) Mendoza, C., and Hartzell, S. H. (1988) :Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **78**, 1438-1449.
- 47) Miura, S., Suwa, Y., Hasegawa, A., and Nishimura, T. (2004) :The 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake -How much has the great event paid back slip debts?, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL019021.
- 48) Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J., and Kato, T. (2004) : Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variation in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL019410.
- 49) Moya, A., and Irikura, K. (2001) :Empirical Estimation of Site Effects and Quality Factor in the Tottori Region: Preliminary Results, 日本地震学会講演予稿集 2001 年秋季大会, P079.
- 50) Nadeau, R. M., and Johnson, L. R. (1998) :Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull.*

- Seismol. Soc. Am., **88**, 790-814.
- 51) Nadeau, R. M., and McEvilly, T. V. (1999) :Fault Slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes, *Science*, **285**, 718-721.
- 52) 永井理子・菊地正幸・中山佳子 (2001) :三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究-1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較-, 地震2, **54**, 268-280.
- 53) Nakamura, A., Horiuchi, S., and Hasegawa, A. (1999) : Joint focal mechanism determination with source-region station corrections using short period body wave amplitude data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 373-383.
- 54) 仲西理子・三浦誠一・尾鼻浩一郎・小平秀一・高橋成実・鶴哲郎・朴進午・金田義行・藏下英司・平田直・岩崎貴哉 (2001) :1973根室半島沖地震波解域の地殻構造, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会予稿集, Sz-011.
- 55) 中田高・今泉俊文 (2002) :活断層詳細デジタルマップ, 60pp, 東京大学出版会 .
- 56) Ohmi S., Watanabe, K., Shibutani, T., Hirano, N., and Nakano, S. (2002) :The 2000 Western Tottori Earthquake -Seismic activity revealed by the regional seismic networks-, *Earth Planets Space*, **54**, 819-830.
- 57) 岡田知己 (2003) :東北日本沈み込み帯における地震活動特性とアスペリティに関する研究, pp. 101, 東北大博士論文 .
- 58) Okada, T., Matsuzawa T., and Hasegawa, A. (2003) : Comparison of source areas of M4.8+/-0.1 repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan - Are asperities persistent features?, *Earth. Planetary Sci. Lett.*, **213**, 361-374.
- 59) 岡田知己・長谷川昭・Zhang, H.・Thurber, C. H. (2004) :DDトモグラフィー法による2000年鳥取県西部地震(M7.3)震源域周辺の3次元速度不均質構造, 地球惑星科学関連学会2004年合同大会予稿集, J078-P001.
- 60) Okada, Y. (1985) :Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1135-1154.
- 61) 岡田義光 (2004) :日本の地震地図, 191pp, 東京書籍 .
- 62) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara H., and Yamamoto A. (2004) : Recent progress of seismic observation networks in Japan - Hi-net, F-net, K-NET, and KiK-net-, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- 63) Plicka, V. and Zahradnik, J. (1998) :Inverting Seismograms of weak events for empirical Green's tensor derivatives, *Geophys. J. Int.*, **132**, 471-478.
- 64) Reid., H. F. (1910) :Elastic rebound theory, *Bull. Dept. Geol. Sci., Univ. California*, **6**, 92-120.
- 65) 鷺谷威・西村卓也・畠中雄樹・福山英一・Ellsworth, W. L. (2002) :2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, 地震2, **54**, 523-532.
- 66) Saikia, C. K. (1994) :Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature: Modeling of Lg waves in eastern North America, *Geophys. J. Int.*, **118**, 142-158.
- 67) 関口春子・岩田知孝 (2001) :震源過程が支配する震源近傍強震動-2000年鳥取県西部地震-, 日本地震学会講演予稿集2001年秋季大会, A73.
- 68) 芝良昭・東貞成・佐藤浩章 (2001) :2000年鳥取県西部地震余震群の震源域における強震記録を用いた震源・パス・サイト特性の分離, 日本地震学会講演予稿集2001年秋季大会, P078.
- 69) Shibutani, T., Katao, H., and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2004) : Very dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake ($M_{JMA}=7.3$) in southwestern Honshu, Japan: high resolution aftershock distribution, focal mechanisms and 3-D velocity structure in the source region, (submitted to *Earth Planets Space*).
- 70) Shibutani, T., Nakao, S., Nishida, R., Takeuchi, F., Watanabe, K., and Umeda Y. (2002) : Swarm-like seismic activity in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Western Tottori Earthquake, *Earth Planets Space*, **54**, 831-845.
- 71) Shinohara, M., Yamada, T., Kanazawa, T., Hirata, N., Kaneda, Y., Takanami, T., Mikada, H., Suyehiro, K., Sakai, S., Watanabe, T., Uehira, K., Murai, Y., Takahashi, N., Nishino, M., Mochizuki, K., Sato, T., Araki, E., Hino, R., Uhira, K., Shiobara, H., and Shimizu, H. (2004) : Aftershock observation of the 2003 Tokachi-oki earthquake by using dense ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, **56**, 295-300.
- 72) 汐見勝彦・小原一成・笠原敬司 (2000) :2000年鳥取県西部地震-高感度地震観測網による解析結果-, 日本地震学会2000年秋季大会, T24.
- 73) 汐見勝彦・小原一成・青井真・笠原敬司 (2003) :Hi-net/KiK-net観測点における地中地震計設置方位の推定, 地震2, **56**, 99-110.
- 74) Snee, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A, (1984) :A program for focal mechanism determination by combined used of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes*, **55**, 15.
- 75) Tanioka, Y., Hirata, K., Hino, R., and Kanazawa, T. (2004a) : Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion, *Earth Planets Space*, **56**, 373-376.
- 76) Tanioka, Y., Nishimura, Y., Hirakawa, K., Imamura, F., Abe, I., Abe, Y., Shindou, K., Matsutomi, H., Takahashi, T., Imai, K., Harada, K., Namegawa, Y., Hasegawa, Y., Hayashi, Y., Nanayama, F., Kamataki, T., Kawata, Y., Fukasawa, Y., Koshimura, S., Hada, Y., Azumai, Y., Hirata, K., Kamikawa, A., Yoshikawa, A., Shiga, T., Kobayashi, M., and Masaka S. (2004b) : Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 359-365.
- 77) Uchida, N., A. Hasegawa, T. Matsuzawa, and T. Igarashi

- (2004) : Pre- and post-seismic slow slip on the plate boundary off Sanriku, NE, Japan associated with three interplate earthquakes as estimated from small repeating earthquake data, *Tectonophysics*, **385**, 1-15.
- 78) Uchida, N., Matsuzawa, T., Igarashi, T., and Hasegawa, A. (2003) : Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017452.
- 79) 宇津徳治 (2001) : 地震学 第3版, pp. 376, 共立出版.
- 80) 宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尙・山科健一郎 (2001) : 地震の事典 第2版, pp. 657, 朝倉書店.
- 81) Walhauser, F., and Ellsworth, W. L. (2000) : A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.
- 82) Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1995) : New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. AGU*, **76**, 329.
- 83) Yagi, Y. (2004) : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth Planets Space*, **56**, 311-316.
- 84) 八木勇治・菊地正幸 (2000) : 2000年10月6日鳥取県西部地震 (M_j 7.3) の遠地近地地震波形同時インバージョンによる震源過程, 日本地震学会秋季大会, T04.
- 85) Yagi, Y., Kikuchi, M., and Nishimura, T. (2003) : Co-seismic slip, post-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, *earthquake*, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018189.
- 86) Yagi, Y., Kikuchi, M., and Sagiya, T. (2001) : Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuganada, Japan, *Earth Planets Space*, **53**, 793-803.
- 87) Yamanaka, Y., and Kikuchi, M. (2003) : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.
- 88) Yamanaka, Y., and Kikuchi, M. (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JB002683.
- 89) 山下哲央・岡田知己・松澤暢・長谷川昭 (2004) : 東北日本太平洋下のプレート境界近傍で発生する地震のスケーリング則, *地震*, **56**, 457-469.
- 90) Zhang, H., and Thurber, C. H. (2003) : Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889.
- 91) 地震調査研究推進本部 (2003) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar_chishima/index.htm, 地震調査委員会.
- 92) 2000年鳥取県西部地震合同稠密余震観測グループ (2001) : 稠密余震観測による2000年鳥取県西部地震の余震分布とメカニズム解について, 日本地震学会ニュースレター, **13**, 23-27.

(原稿受理: 2005年4月4日)

付録

A. EGT 法を用いたモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解

第3章でEGT法を用いたモーメントテンソルインバージョンにより発震機構解を推定した結果, VRが50%を超えたものについて, 図Aに示す. ここでは, モーメントテンソルインバージョンに用いていない観測点のP波初動分布も合わせて示す. 得られたモーメントテンソル解は, P波初動の押し引きをほぼ満足する.



図 A.1 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較. EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す. モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す. P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す. VR は Variance Reduction(%)である.

Fig. A.1 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

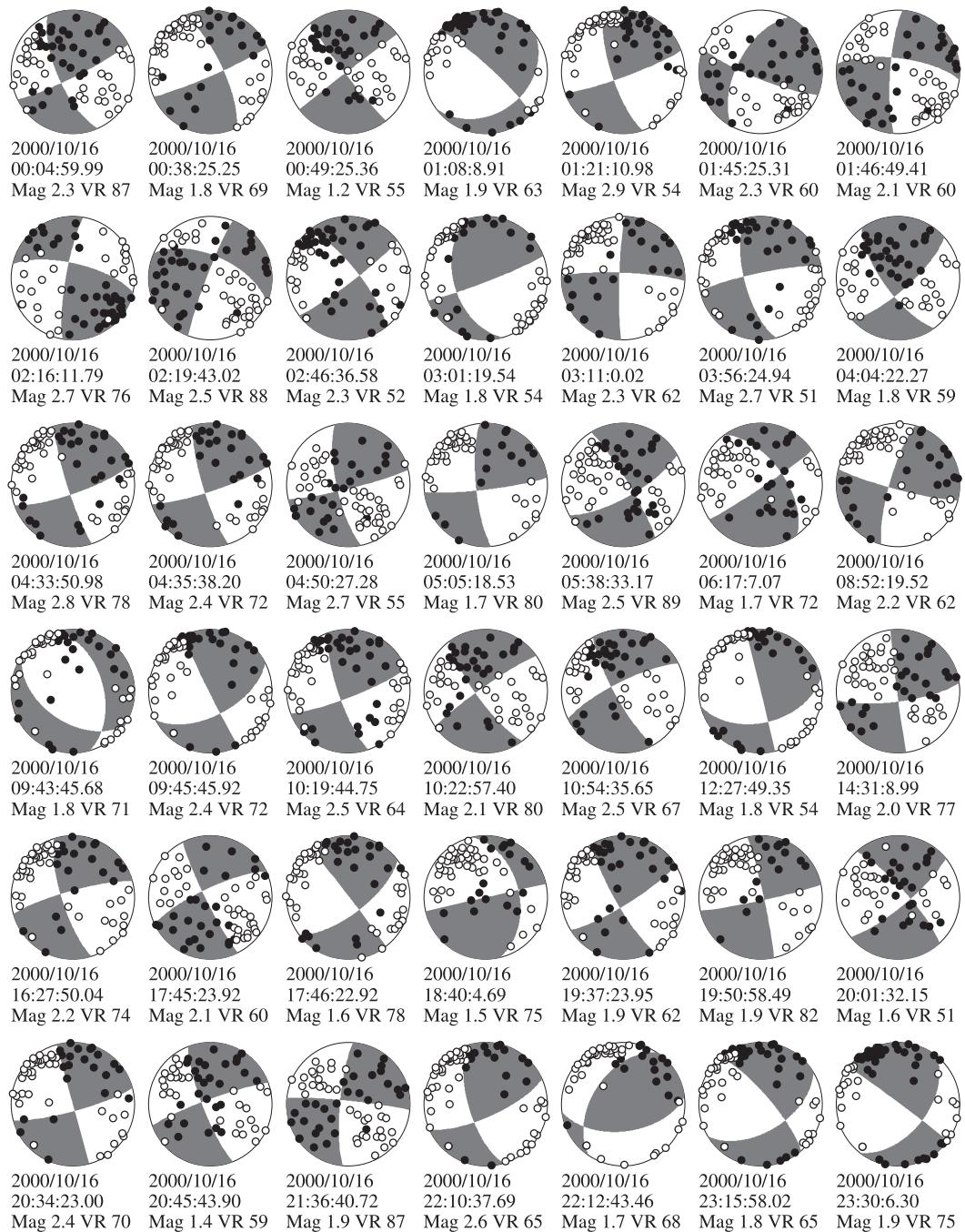


図 A.2 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction(%)である。

Fig. A.2 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

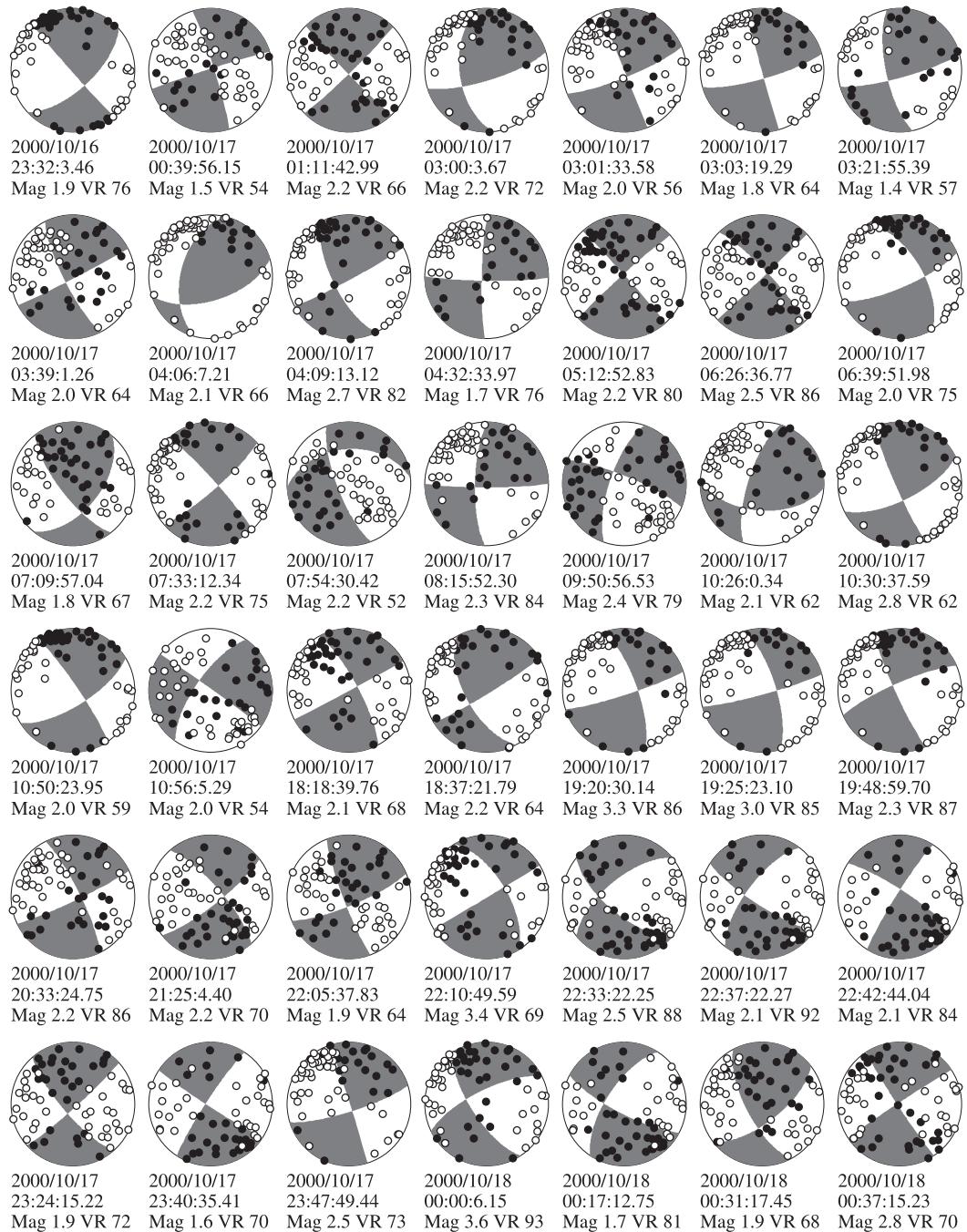


図 A.3 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction (%) である。

Fig. A.3 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

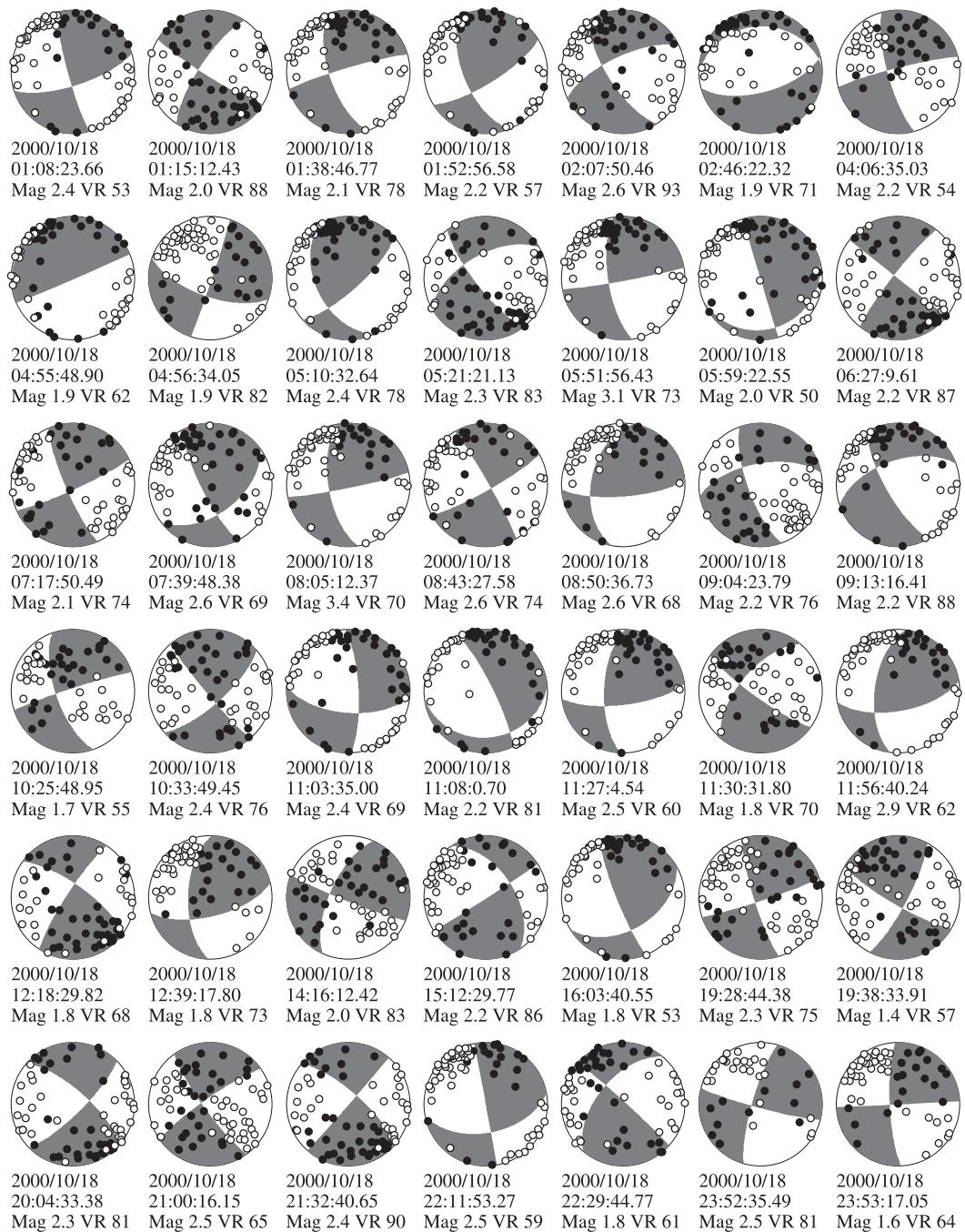


図 A.4 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction(%)である。

Fig. A.4 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

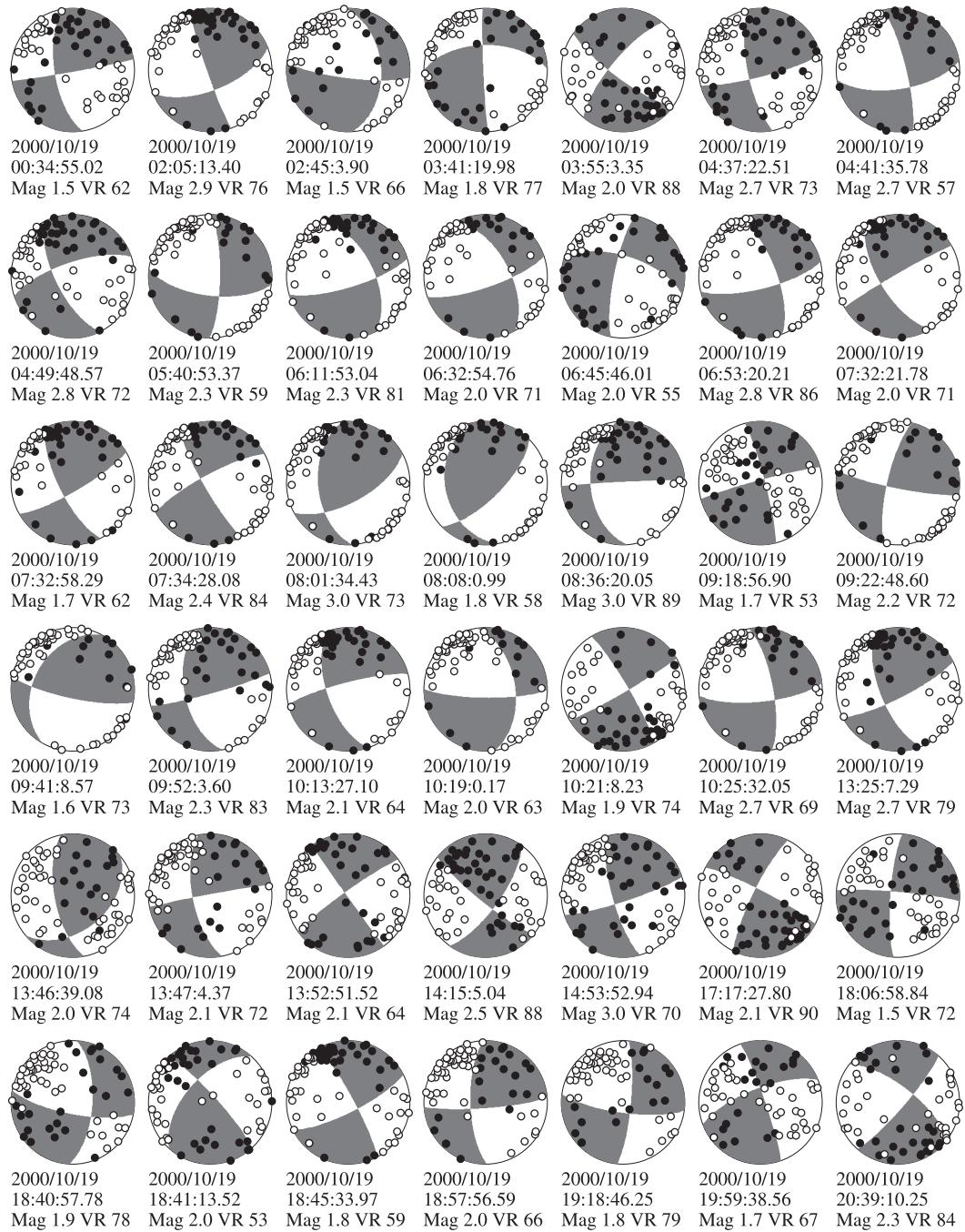


図 A.5 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction (%) である。

Fig. A.5 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

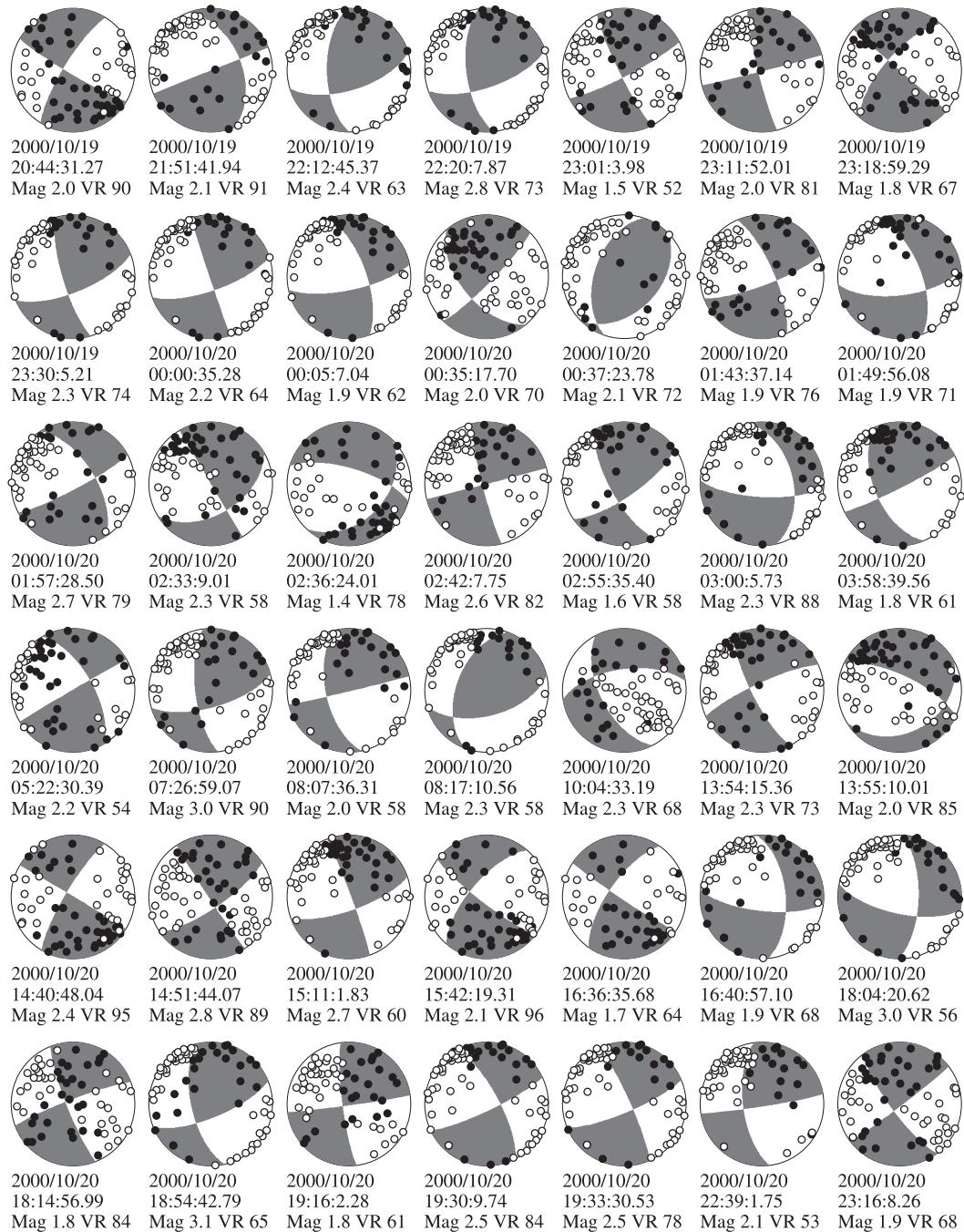


図 A.6 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction (%) である。

Fig. A.6 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

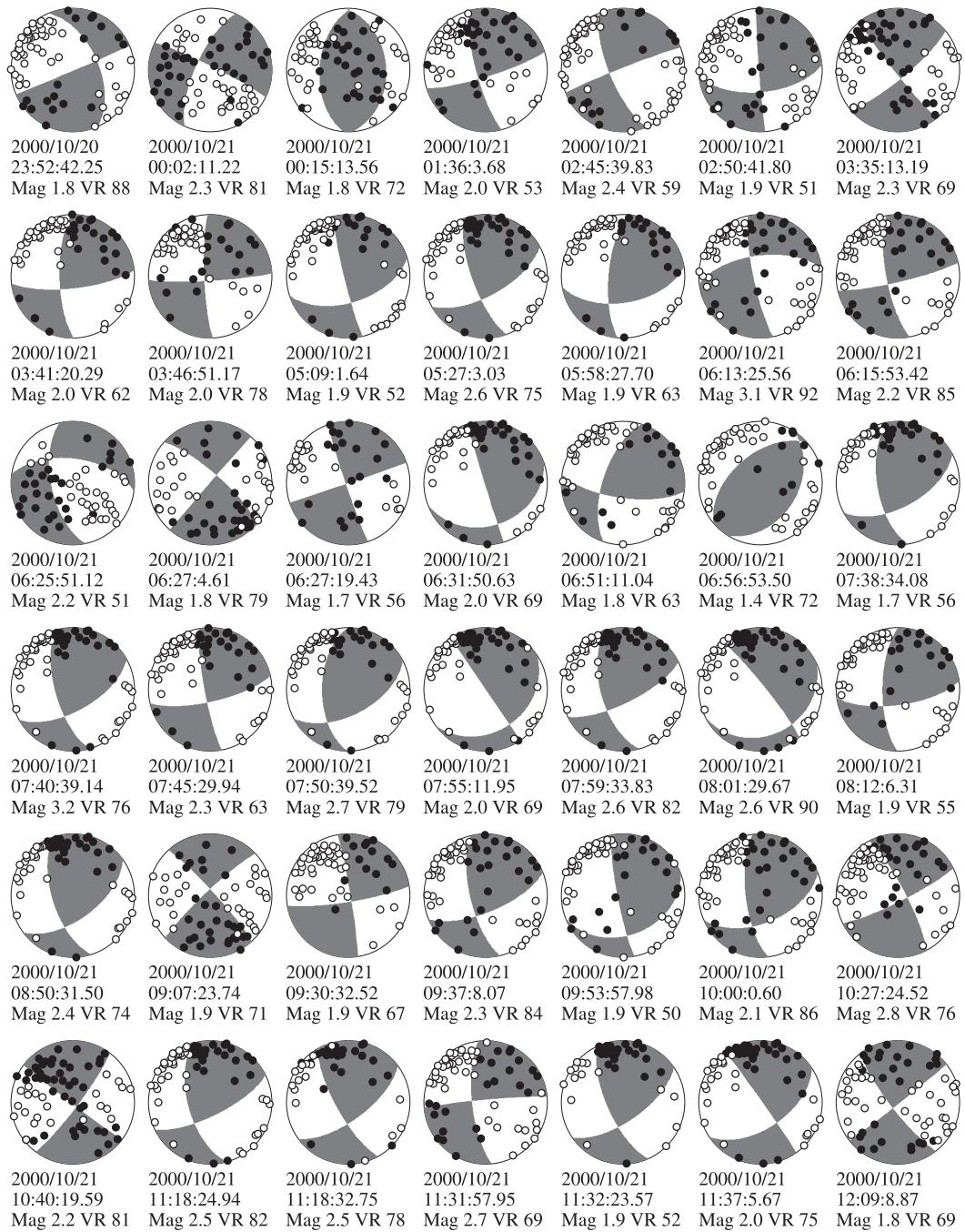


図 A.7 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較. EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す. モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す. P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す. VR は Variance Reduction (%) である.

Fig. A.7 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.



図 A.8 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction(%)である。

Fig. A.8 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

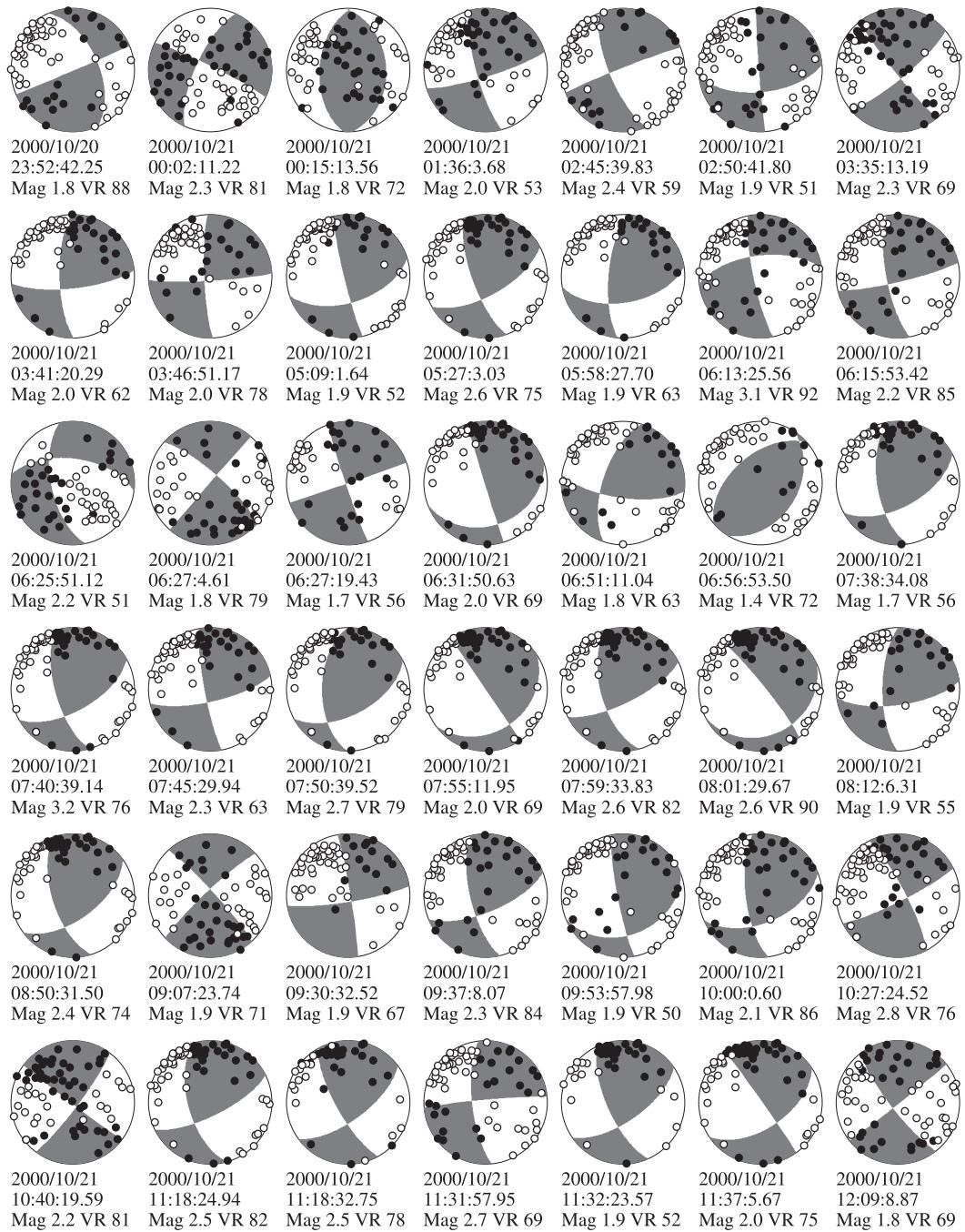


図 A.9 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction(%)である。

Fig. A.9 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.



図 A.10 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction (%) である。

Fig. A.10 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

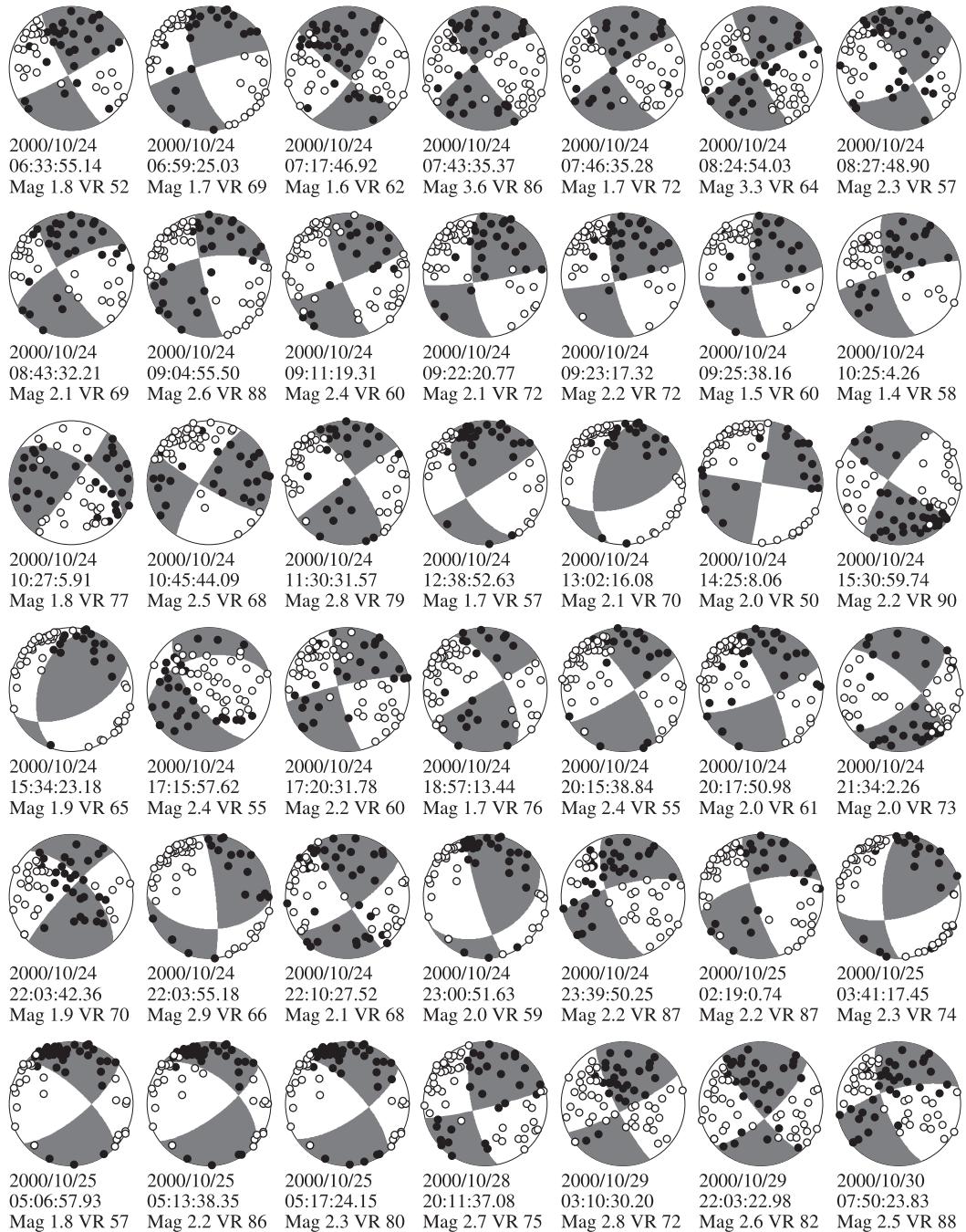


図 A.11 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction (%) である。

Fig. A.11 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

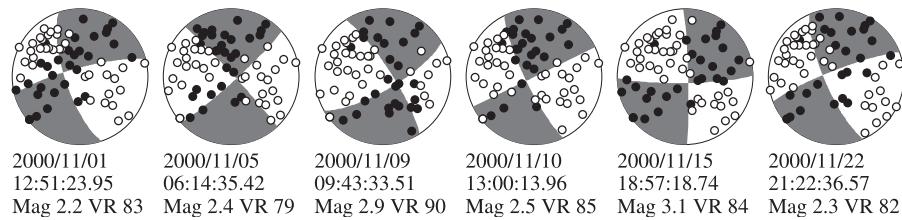


図 A.12 推定したモーメントテンソル解と押し引き分布との比較。EGT 法を用いたグリーン関数によるモーメントテンソルインバージョンにより得られたモーメントテンソル解を下半球投影で示す。モーメントテンソルインバージョンに使用していない観測点の P 波初動極性も合わせて示す。P 波初動極性が押しを黒丸、引きを白丸で示す。VR は Variance Reduction(%) である。

Fig. A.12 Estimated moment tensor solutions and distributions of P wave polarities. Moment tensor solutions were calculated by the moment tensor inversion approach with the EGT method. Open and solid circles indicate the dilatational and compressional P-wave first motions recorded at each station. VR means variance reduction in moment tensor derived using the inversion approach.

要 旨

余震が本震のアスペリティの周辺で多く発生することはよく知られている現象であるが、なぜ余震が発生するかについてはあまり知られていない。本研究では2000年鳥取県西部地震および2003年十勝沖地震について、その余震の震源位置と発震機構解および応力降下量を推定し、その空間的特徴を抽出することにより、本震のアスペリティ周辺で発生する余震の発生機構を議論する。

2003年十勝沖地震は、その震源域が主に海域下であるために、通常の方法では余震の震源位置および発震機構解を精度良く推定することが困難であった。ここでは、セントロイドモーメントテンソル解析により余震のメカニズム解およびセントロイドの位置を推定した。その結果得られた余震をメカニズム解の特徴から2つのタイプに分類した。すなわち、(1) プレート間の余震、(2) プレート境界面外の余震、(1) プレート間の余震の震源は、本震のアスペリティとは重ならず互いに相補的な分布を示した。それらは余効すべり量が大きな領域に主に分布し、またその活動は余効すべりの時間変化にほぼ従うように推移した。これらの結果は、プレート間の余震の発生が、プレート境界面上に存在する周囲を非地震性すべり域に囲まれた小アスペリティの破壊で説明できることを示唆する。(2) プレート境界面外の余震は、プレート境界付近の、主に余効すべり量の大きな領域近くで発生した。またその活動の推移は、余効すべりの時間変化とほぼ対応した。余効すべり量の空間的变化が大きな領域付近では、余震のP軸およびT軸は特徴的な方位分布を示した。

2000年鳥取県西部地震の余震のメカニズム解は、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンにより、規模の小さな余震の発震機構解を推定した。余震群を得られたメカニズム解の特徴および震源位置により、本震の断層と同一の面上にあると推測される余震と面外で発生したと推測される余震に分類した。本震の断層と同一の面上で発生する余震は、本震のアスペリティとは重ならない分布を示した。本震断層の面外で発生する余震のP軸およびT軸の方位には、本震の断层面の両端部付近および断层面を挟んで両側で特徴的な空間変化が認められた。その位置は、本震のすべり量が断面上で空間的に大きく変化する領域付近に対応する。また発生した余震の応力降下量は、震源域の北部で小さく、中央部および南部ではやや大きな傾向を示した。

2003年十勝沖地震のプレート境界面外の余震の発震機構解が示した特徴的な空間変化は、2000年鳥取県西部地震の本震断層面外の余震でも認められた。二つの地震の余震に共通する点は、特徴的な空間変化が共に本震の断層面上ですべり量が空間的に大きく変化する領域のそばで発生していることである。これらの余震の発震機構解の空間変化をひきおこす原因として、面上のすべり量の空間変化による面外の応力変化が関係している可能性が考えられる。そこで、断層面上のくいちがいによる断層面外の歪場を数値計算により求めた結果、先に述べた面外の余震のP軸およびT軸の方位のパターンと収縮軸および伸張軸のパターンが一致することが分かった。これらの結果から、本震断層面外で発生する余震の発生機構として、本震断層面上のくいちがい量の空間変化がひきおこす面外の応力変化の可能性が考えられる。

キーワード：余震、メカニズム解、応力降下量、地震活動、アスペリティ