

## 2000年鳥取県西部地震の断層モデル

### A fault model of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake

堀川晴央<sup>1</sup>・関口春子<sup>1</sup>・岩田知孝<sup>2</sup>・杉山雄一<sup>1</sup>

Haruo Horikawa<sup>1</sup>, Haruko Sekiguchi<sup>1</sup>, Tomotaka Iwata<sup>2</sup> and Yuichi Sugiyama<sup>1</sup>

**Abstract:** We investigated the characteristics of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, using strong motion data and leveling data. Five faults were assumed on the basis of detailed analyses of the aftershock distribution. Inversion of the strong motion data with the multiple time window method revealed two asperities (patches of large slip). The larger asperity is shallow and to the southeast of the hypocenter, extending over two faults. The smaller asperity is located at the deep part of the northernmost fault. However, the depth of the larger asperity is somewhat ambiguous. Analysis of leveling data suggests that the southernmost fault does not reach the ground surface and the upper edge of the fault is about 1 km deep. Another characteristic of the event is a distinct initial rupture stage. The rupture area during the initial stage covers the region of swarm activities prior to the 2000 event.

**Key words:** 2000 Tottori-ken Seibu earthquake, fault model, inversion, strong motion, surface deformation

#### 1. はじめに

2000年(平成12年)10月6日の昼過ぎに発生した鳥取県西部地震は、気象庁マグニチュード  $M_{JMA}$  では7.3とされた。ハーバード大学により長周期の表面波を使って決定されたモーメントマグニチュード  $M_w$  ではこの地震の規模は6.7で、阪神淡路大震災をもたらした兵庫県南部地震 ( $M_{JMA}=7.2$ ,  $M_w=6.9$ )と同程度の規模である。したがって、地震の発生する場所によっては、重大な被害を引き起こすのに十分な規模であったと考えられる。

このような「危険な」地震であったにもかかわらず、鳥取県西部地震に対応する活断層の存在は、これまでのところ知られておらず、事前に震源域を想定することは困難であったと考えられる。したがって、この種の地震の特徴を調べ、その発生頻度を考察するところまで研究を進めることは、地震防災上の観点からも重要である。

本論文では、Sekiguchi and Iwata (in preparation) の成果を中心に、鳥取県西部地震の特徴を検討した結果を報告する。本研究ではまず、強震記録を使って断層モデルを推定した。その結果、断層の浅いところで数 m におよぶ大きなすべりがあることが推定された。しかし、地表での地質学的な調査の結果(吉岡ほか, 2000)によれば、このような大きなすべりに対応する顕著な変位・変形は見つかっていない。そこで、断層の南部を横切る水準測量路線における水準点の上下変動データを用いて、断層の上縁深度について検討した。

#### 2. 強震記録をもとに推定した断層モデル

##### 2.1 データ

本研究で使用したデータは防災科学技術研究所により設置・維持されている強震ネット(K-NET)と基盤強震観測網(KiK-Net)、および、気象庁により得られた強震加速度記録である。KiK-Netは地表と地中の両方に地震計が設置されているが、この解析では地表に設置

<sup>1</sup> 活断層研究センター (Active Fault Research Center)

<sup>2</sup> 京都大学防災研究所 (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

6月28日受付, 8月14日受理

されている地震計による記録を使用した。観測点の分布を第 1 図に示す。解析に使った観測点数は 16 点で、方位角が特定の方向に偏ることもなく、方位に関する分布は良好である。震央距離にして 50 km 以下のものを使っている。このうち、観測点 TTRS02 は、後述するように、地表付近における非線形応答の影響を強く受けている可能性があり、波形計算を行うことが難しいと考えられるため、解析からは除外し、得られた断層モデルからの合成波形と観測波形とを比べるとどめた。

原記録に対して、0.1Hz から 1 Hz のバンドパスフィルターをかけ、数値的に速度波形へ変換したものを、波形解析のデータとした。

## 2.2 方法

この研究では、有限の大きさの断層を考え、断層での破壊様式を multiple time windows と呼ばれる形式で表現する (Olson and Apsel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983)。断層を矩形の小領域 (以下、断層要素と呼ぶ) に分割し、断層要素内ではすべり量は一定と考え、各断層要素でのすべり量を波形から推定する。その際、仮想的な破壊フロントが過ぎた後には、事前に割り当てられたいくつかの「機会」(time window) ごとのすべり量を推定する。

解析する波形の長さは 19 秒で、切り出しは S 波の到達時 1 秒前からおこなった。解析を S 波のみに絞ったのは、後ほど述べるように、断層要素内での破壊伝播の効果を考慮することに由来する。今回の場合、S 波の立ち上がりは非常に読みにくいので、Sekiguchi and Iwata (in preparation) でおこなわれた初期破壊の解析をもとに、理論走時から予測される値を使った。

観測される地震動は、震源でのすべりの時刻歴に地球内部の伝播の影響が加わったものである (例えば、Aki and Richards, 1980) ので、すべり分布を推定する際には、伝播の影響を考慮しなければならない。本研究では、グリーン関数を数値的に合成して得た。具体的には、第 1 表に示す水平多層構造を仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と透過・反射行列法 (Kennett and Kerry, 1979) を組み合わせて数値的に求めている。第 1 表に示した速度構造は京都大学防災研究所地震予知研究センター鳥取微小地震観測所のルーチン観測で使われている構造である。S 波速度は P 波速度の  $1/3$  であると仮定している。

解析対象としている周波数 (厳密には波長) と断層要素の大きさとの関係から、断層要素を点震源と仮定することができず、断層要素内を破壊が伝播する影響を考慮する必要がある。本研究では、Sekiguchi et al. (2001) にしたがって、この影響を合成波形に組み込んでいる。

上記の方法で記述される断層面上のすべりの時空間分布を未知数として、観測波形と合成波形との差の L2 ノルムが最小となるように (すなわち、最小 2 乗法的に) 分布を求める。ただし、実際に解くにあたっては解が不安定になることが多いので、以下の 2 つの拘束条件を加えて解く。1 つめはすべり角の値を制限する。ここでは、完全な横ずれを中心にして  $\pm 45$  度までの値をとれるようにした。もう 1 つは、すべりの時空間分布がなめらかになるようにする拘束条件である。2 番目の拘束条件の強さを試行錯誤的に変えてインバージョンを行いながら、ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) を計算し、最小の ABIC を与えるものを最終的な解として採用する (Sekiguchi et al., 2000)。

先に述べた仮想的な破壊フロントの伝播速度により、得られる解も変わってくるので、この値もいくつかの値を試し、残差が最小となるものを最適な速度とした。

以上まとめると、最適解の基準は 2 つで、1) スムージング (すべりの時空間分布に対するなめらかさの拘束) の強さに関しては ABIC 値最小、2) 仮想的な破壊フロントの伝播速度に関しては残差が最小、となる。

## 2.3 断層モデル

本研究で用いた断層モデルを第 2 図に示す。5 つの断層からなると仮定した。断層の位置および幾何学的なパラメーター (走向、傾斜角、長さ、幅) は福山ほか (2001) により詳細に求められた余震分布を参考にした。これらの断層を走向方向に 2 km と傾斜方向に 2.2 km

からなる断層要素に分割した。

6個の time window を仮定した。各 time window でのすべりの時間関数は smoothed ramp function で表し (Sekiguchi and Iwata, 2001), 継続時間は 1.0 秒である。隣り合った time window は 0.5 秒の間隔で並んでいるので, お互いに 0.5 秒ずつ重なり合っている。最大 3.5 秒の継続時間を持つすべりを表現できる。

仮想的な破壊フロントの破壊伝播速度は 1.4 km/s から 2.8 km/s の範囲で変えて解析を行った。

## 2.4 解析結果

本研究で得られた最良解における仮想的な破壊フロントの伝播速度は 1.8 km/s で, 破壊域の S 波伝播速度の約 50%, Rayleigh 波速度の約 56% である (第 1 表)。各 time window からの寄与を合計した最終すべり量の分布を第 3 図に示す。地震モーメントをテンソル和で計算すると  $2.1 \times 10^{19}$  Nm となった ( $M_w=6.9$ )。破壊開始点の周囲は相対的にすべり量が小さく, 破壊開始点の南東の浅いところと断層面の北西端の深いところにすべりの大きな領域 (アスペリティ) が見られる。後者のアスペリティは, 本研究で用いた観測点に対しては寄与が小さいため, その存在の信頼性に関してはさらに吟味が必要である。

破壊伝播の様子を第 4 図に示す。破壊開始時刻を原点として, 0.7 秒間毎に生じたすべり量をカウンターにしてある。最初の 2.8 秒間, 破壊は破壊開始点の周囲で低レベルに生じているが, この「初期破壊」の領域は, 1989, 1990, 1997 年の群発活動の領域 (Shibutani et al., in preparation) と良い一致を見せる (第 5 図)。最初の破壊開始から約 2.8 秒後, 破壊開始点より南東かつ深いほうへ 4 km ほど離れたところ (第 5 図で赤い星印で示された地点) でより大きな破壊 (主破壊) が始まり, これが南東～上方へ広がった。主破壊の開始位置・時刻は, 別途, 観測波形に見られる初期破壊と主破壊それぞれに対応する立ち上がり時刻の差から得られた値とも整合する (Sekiguchi and Iwata, in preparation)。

この破壊過程モデルからの合成波形と観測波形との比較を第 6 図に示す。波形の一致はおおむね良好である。この図には, インバージョンには使っていない TTRS02 の記録に対して, フォワードモデリングによって計算される波形を示している。ここでの波形のモデルによる再現性は, インバージョンに用いられた観測点よりは劣るものの, 観測されているパルス波の特徴を再現している。この観測点については, 本震時の地表と地中の観測記録の比較から, 表層付近の非線形挙動が指摘されており (例えば, 永野ほか, 2001), 地盤特性評価を適正におこなう必要があると考えられる。

## 3. 断層は地表近くのどこまで達したのか?

### 3.1 断層モデルの再検討

最終すべり量分布を見ると, 一番浅い断層要素にも大きなすべりが求められている。これらは深さ約 0~2 km あたりのすべりを代表する値で地表の変位と直接比べることはできないが, それを考慮しても, 地表で見つかっている断裂の変位量とは大きく食い違っている。そこで, 波形インバージョンにおける, 最も浅い断層要素の信頼度を調べるため, 最も浅い断層要素を一例削った断層モデルを仮定し, 元の断層面モデルでの最良解と同じ仮想的な破壊フロントの伝播速度でインバージョンを行った。

その結果, ABIC の値は元のモデルでの最良解の ABIC 値より小さくなった。つまり, 最浅断層要素のすべての time window を一群として, その存在価値を吟味した場合, これが波形の合いに寄与する度合いに比べ, モデルパラメーター数を増やすことによるペナルティのほうが大きいということである。これは, 最浅断層要素のすべりの大きさとデータセットによる解像力のバランスから生じた結果で, 最浅断層要素部分でのすべりを否定するものではな

く、今回の解析に用いたデータでは、十分拘束できないことを示している。

### 3.2 水準測量データによる検討

これまでの解析から、強震記録の解析だけでは浅いところのすべりを十分に抑えることができないことがわかった。鳥取県西部地震の発生後、国土地理院によりおこなわれた水準測量路線の1つは、断層を横切っていると考えられる(第7図)ので、この水準測量データを使って、断層が地表近くのどこまで達していたか推定することを試みる。

具体的には、第7図で白抜きの四角形で示した水準点の上下変動をデータとした。水準測量は第7図で黒塗りの四角形で示された水準点2401を基準に測られている。第8図にこの区間で観測された上下変動を実線で示す。水準点2234と2235の間で、上下変動の向きが大きく変わっており、この間に断層が存在すると考えられる。ほかに、2201から辿っていくと、2234へ至る手前で上下変動のピークを迎え、いくつかの水準点では10cmを超える大きな変動を示して、2235での急激な沈降へ移っている。

強震記録を解析するときに使った断層モデルをもとに、5枚の断層を仮定した(第2表)。水準路線が横切っていると考えられる最も南東側の断層#1の上縁深度に着目し、この深さをいくつか仮定し、断層#1上での食い違い量を適宜調整して、観測された上下変動を説明することを試みた。上下変動の計算は、Okada(1992)による定式化にもとづく計算プログラムを使った。したがって、半無限均質媒質を仮定して計算している。

得られた結果を第8図に示す。断層の上縁の深さが0km(すなわち地表に達している)、1km、2kmの3とおりの場合を考えた。断層の上縁が地表下1kmのところにあるCase2が観測データに一番合うように思える。一方、Case1のように断層が地表まで達していたとすると、水準点2234でのみ大きな隆起を示し、いくつかの水準点で同じ程度の大きな隆起を示すという観測データの特徴を説明するのは難しい。

## 4. まとめ

強震記録や水準測量結果の解析から得られた2000年鳥取県西部地震の主な特徴をまとめると、以下のとおりである。

- 1) 破壊開始点の周囲は相対的にすべり量が小さく、破壊開始点の南東の浅いところと断層面の北西端の深いところにすべりの大きな領域(アスペリティ)が見られる。
- 2) 破壊開始点の南東の浅いところにあるアスペリティは、地表直下ではなく、地下2kmより下の部分であっても、強震動記録を説明できる。
- 3) 水準測量による考察からは、南東端にある断層は地表に達しているとするよりも地下1km程度にとどまっているとしたほうがよい。
- 4) 顕著な「初期破壊」のステージを持ち、このステージでの破壊領域は過去に発生した群発地震の活動域に一致する。

## 謝辞

解析に使用した強震記録は防災科学技術研究所のK-NETとKiK-Netおよび気象庁により収録された。これらの観測網の設置・維持・データの公開に尽力されている方々の努力に感謝いたします。また、国土地理院には鳥取県西部地震後の水準測量結果を速やかに公開していただいた。防災科学技術研究所の福山英一博士には、震源データを提供していただいた。地表での静的な変形を計算するプログラムは、防災科学技術研究所の岡田義光博士により開発されたものを、そして、図を作成するにあたっては、Generic Mapping Tools(Wessel and Smith, 1998)を使用した。以上記して感謝いたします。

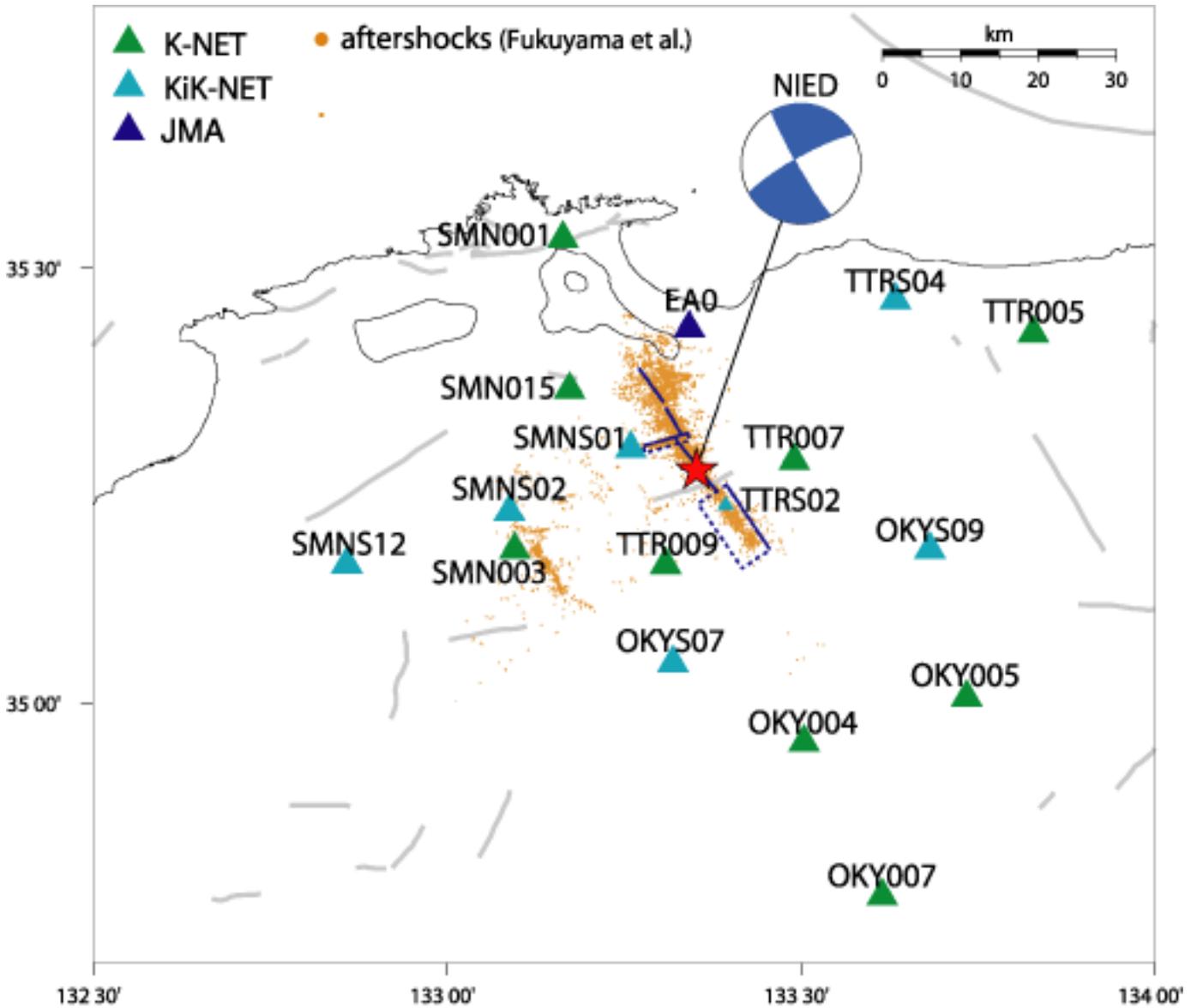
## 文献

Aki, K. and P. G. Richards (1980) Quantitative Seismology: Theory and Methods. W. H. Freeman and

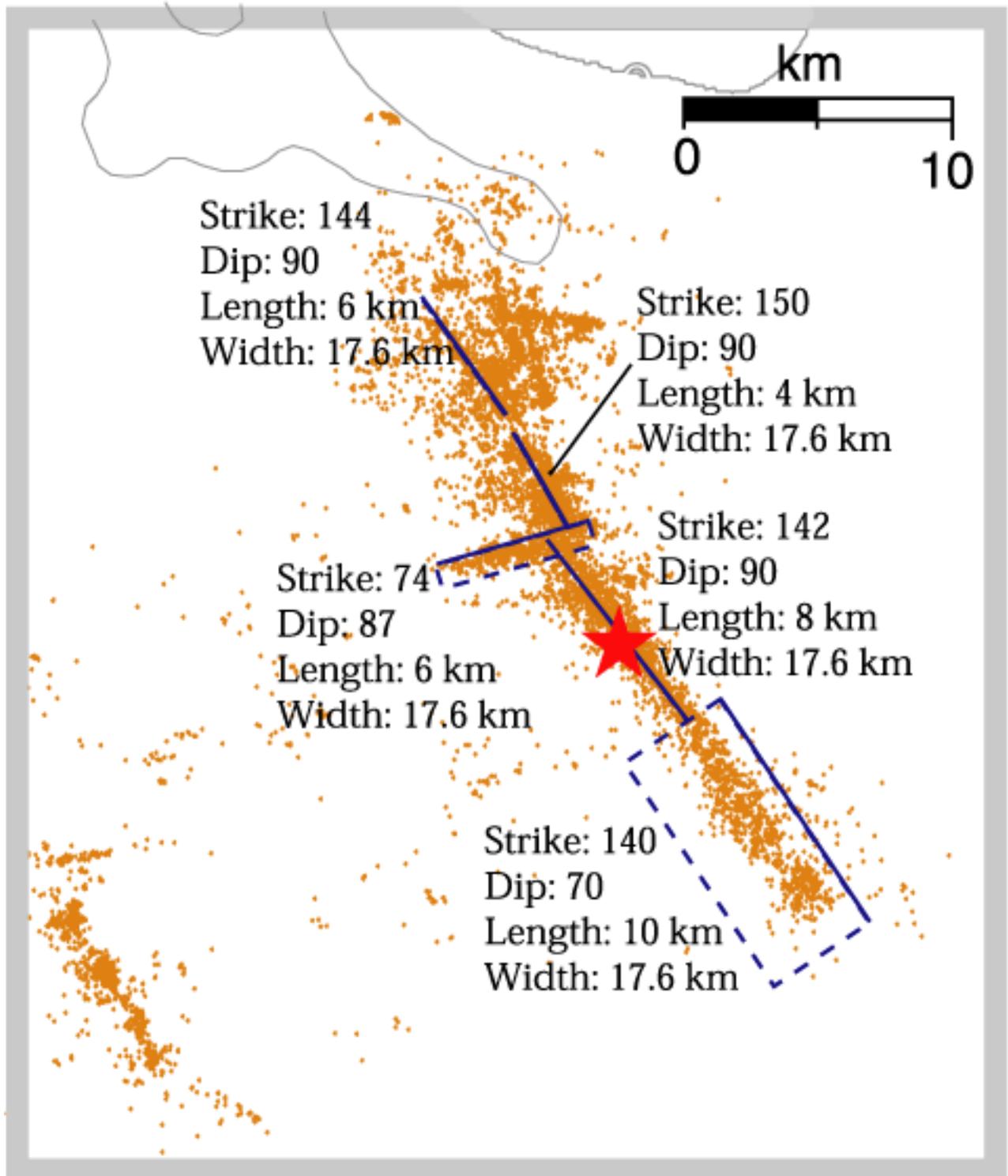
- Co., San Francisco, California, 932 p.
- Bouchon, M. (1981) A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 959-971.
- 福山英一・W. L. Ellsworth・F. Waldhauser・久保篤規 (2001) 2000年鳥取県西部地震の詳細断層構造. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-007.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983) Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 1553-1583.
- Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry (1979) Seismic waves in a stratified half space. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **57**, 557-583.
- 永野正行・加藤研一・武村雅之 (2001) 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定と神戸基盤波との比較. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-023.
- Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 1018-1040.
- Olson, A. H. and R. J. Apsel (1982) Finite faults and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 1969-2001.
- Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 117-133.
- Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata (2001) Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault, - Introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults. Submitted to *Geophysical Journal International*.
- Sekiguchi, H. and T. Iwata (2001) Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong motion waveforms. Submitted to *Bulletin of the Seismological Society of America* (in revision).
- Shibutani, T., R. Nishida, S. Nakao, F. Takeuchi, K. Watanabe and Y. Umeda (2001) Swarm-like seismic activities in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake (in preparation).
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos*, **79**, 579.
- 吉岡敏和・水野清秀・井村隆介・伏島祐一郎・小松原 琢 (2000) 2000年10月6日鳥取県西部地震に伴う地震断層の緊急調査. *地質ニュース*, no. 555, 7-11.

#### 成果の公表

- 堀川晴央 (2000) 2000年鳥取県西部地震の震源過程の解析：震源の深さの影響の検討. 2000年日本地震学会秋季大会.
- 宮越 研・関口春子・岩田知孝 (2000) 2000年鳥取県西部地震の特性化震源モデル. 2000年日本地震学会秋季大会.
- 関口春子・岩田知孝・松元康弘・三宅弘恵・入倉孝次郎 (2000) 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源近傍強震動. 2000年日本地震学会秋季大会.
- 岩田知孝・三宅弘恵・関口春子・松元康広 (2001) 2000年鳥取県西部地震の震源近傍強震動シミュレーション. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会.
- 関口春子・岩田知孝・杉山雄一・伏島祐一郎・堀川晴央 (2001) 2000年鳥取県西部地震の震源過程と地震発生の場合. 2001年地球惑星科学関連学会合同大会.



第1図. 観測点および仮定した断層の位置. ▲が観測点を示し, 太い実線が断層を示す.  
Fig. 1. Map showing strong motion stations used in this study (triangle) and fault locations.



第2図. 強震動記録を解析する際に仮定した断層モデル.

Fig. 2. Fault model used in analysis of strong ground motion data.

第1表．波形を合成する際に仮定した速度構造．

Table 1. Velocity structure in the analysis of strong motion records.

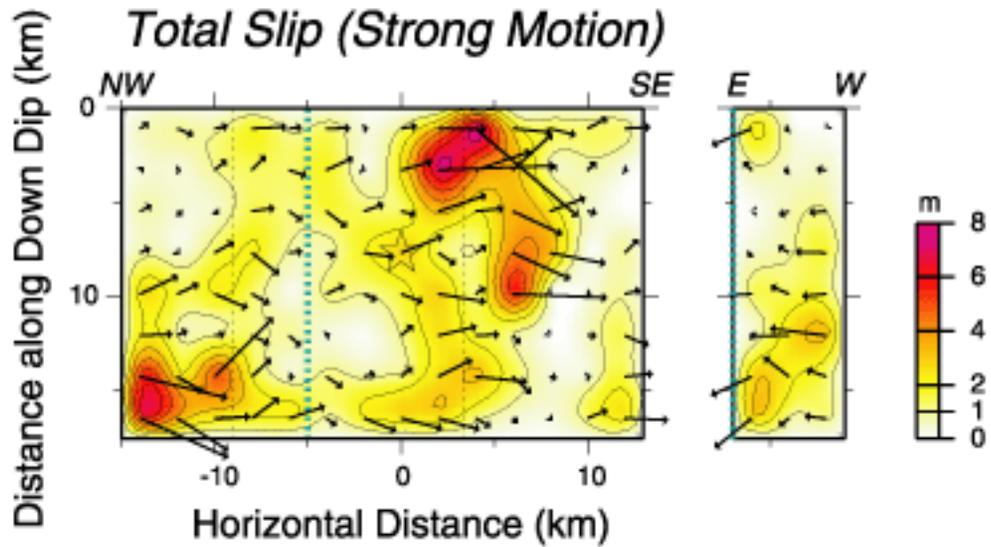
Upper Depth (km)	V <sub>P</sub> (km/s)	V <sub>S</sub> (km/s)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Q <sub>P</sub>	Q <sub>S</sub>
0.	5.5	3.179	2.6	400	200
2.	6.05	3.497	2.7	550	270
16.	6.6	3.815	2.8	800	400
38.	8.0	4.624	3.1	1000	500

第2表．水準データの解析で仮定した断層モデル．

Table 2. Fault model assumed in the analysis of leveling data.

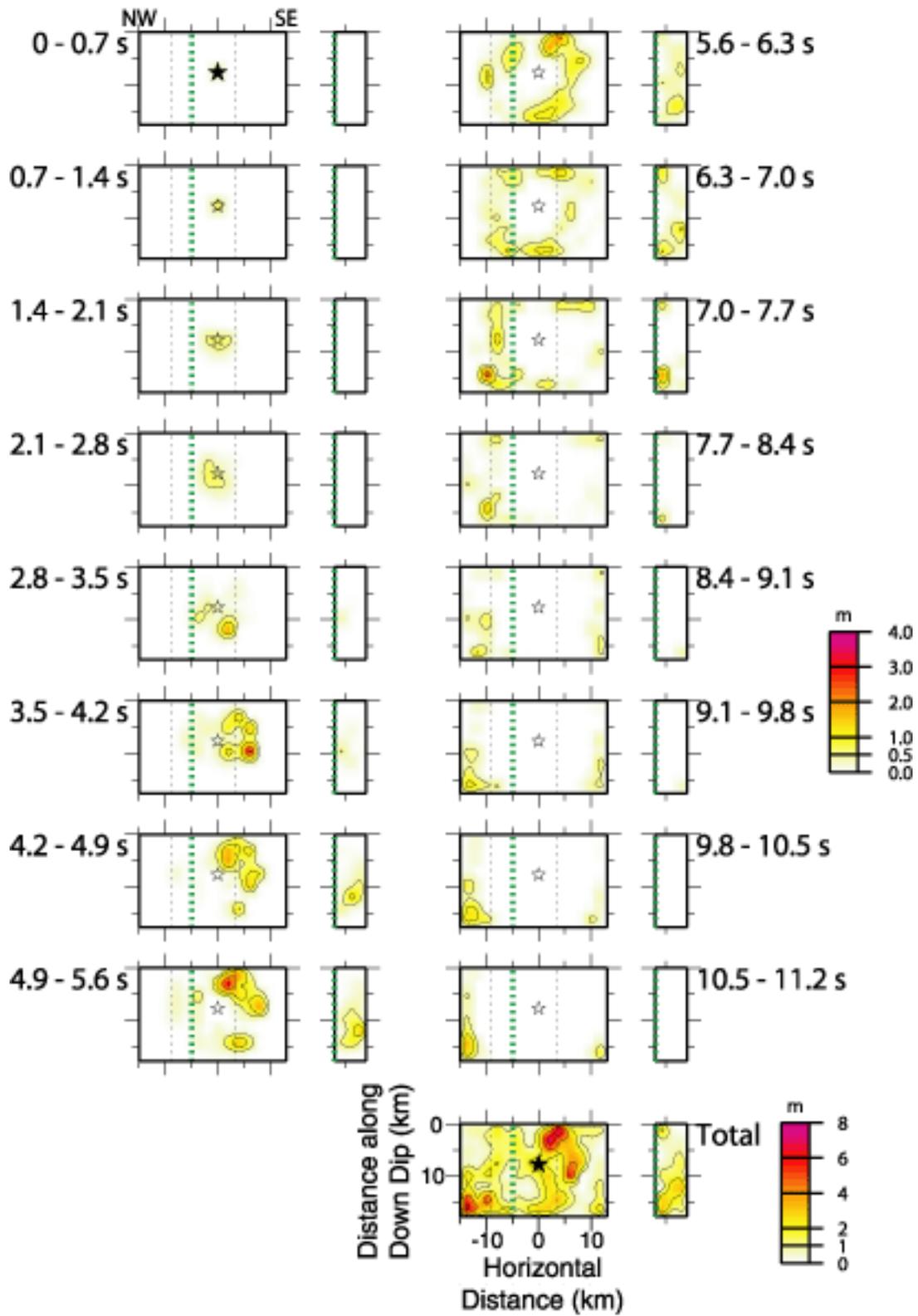
Fault #	1	2	3	4	5
Latitude (N, deg.)	35.244	35.305	35.296	35.340	35.385
Longitude (E, deg.)	133.381	133.323	133.277	133.309	133.272
Strike (deg.)	140	142	74	150	144
Dip (deg.)	90	90	87	90	90
Rake (deg.)	30	10	-170	-10	-20
Fault Length(km)	10	8	6	4	6
Fault Width (km)	16 - 18*	17.6	17.6	17.6	17.6
Depth of Upper Edge of Fault (km)	0 - 2*	0.1	0.1	0.1	0.1
Slip (m)	0.5 - 0.8	0.5	0.5	0.5	0.5

\* The depth of the upper edge of a fault and fault width vary so that the lower edge of the fault will be keep a constant depth of 18 km.



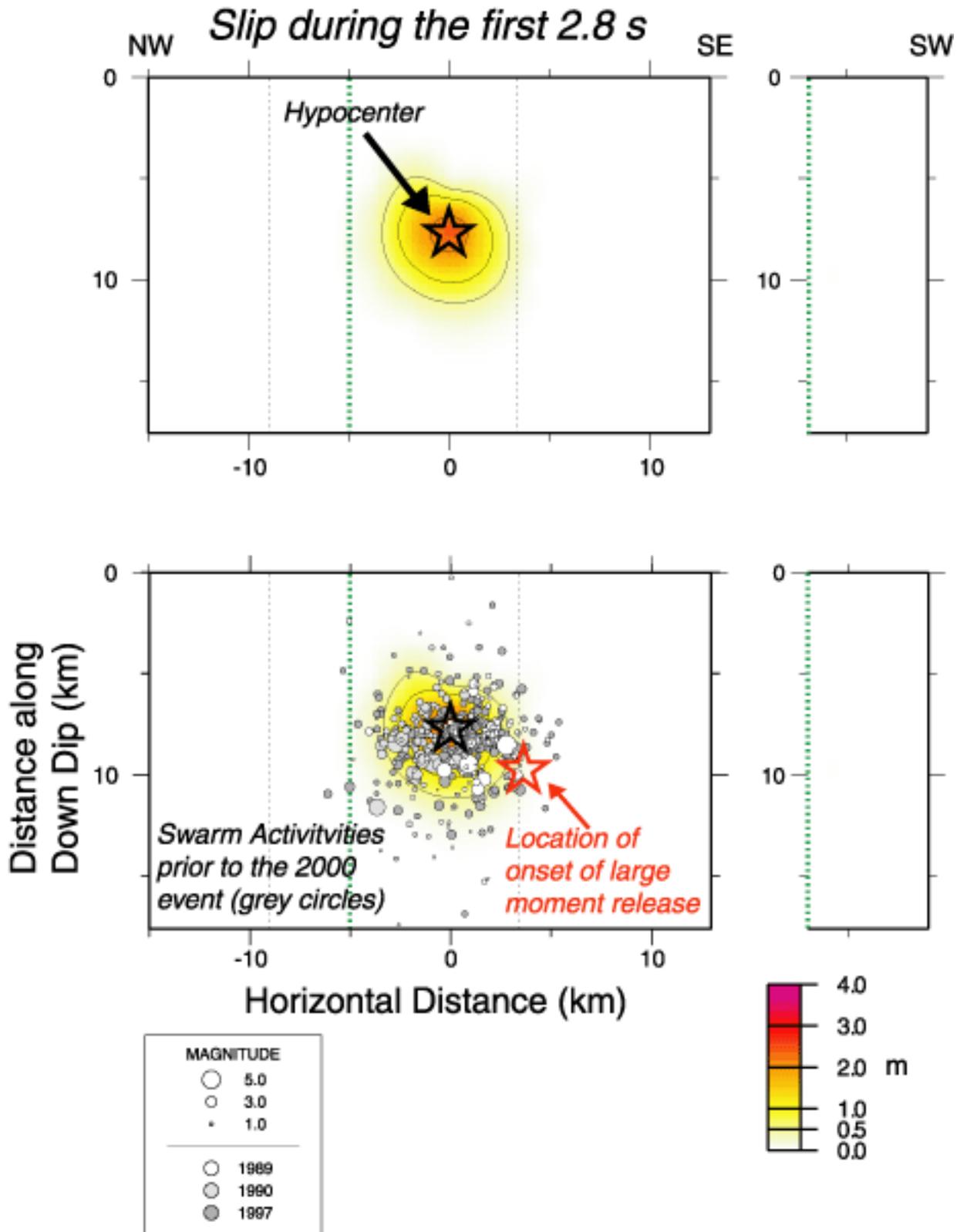
第3図. 最終すべり量（全てのtime windowからの寄与の総和）の断層面上での分布。  
 星印は破壊開始点を示す。左側の断層は北西-南東走向の断層群，右側の断層はN74° E走向の断層。それぞれの断層に示した緑色の線が分岐位置を示す。断層の配置は第2図を参照。  
 Fig. 3. Distribution of total slip on faults. The total slip is a sum of contribution from all time windows. A star means the hypocenter. Left: faults striking NW-SE, right: a fault striking N74° E. Green dotted lines show the location at which the two fault systems intersect. See also Fig. 2 for the fault configuration.

## Time Progress of Rupture



第4図. 破壊伝播の様子. 星印は破壊開始点を示す.

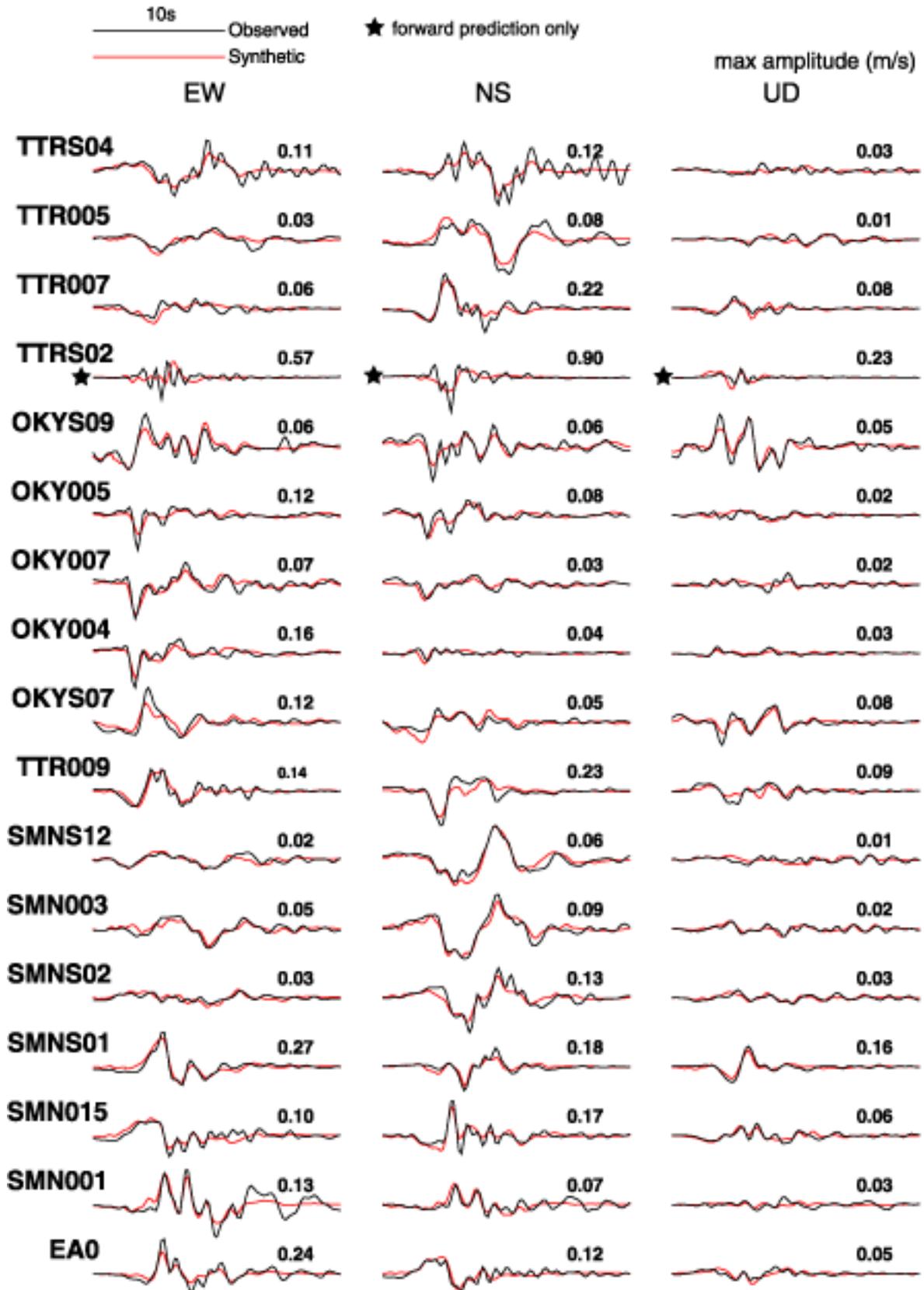
Fig. 4. Time history of rupture propagation. A star means the hypocenter.



第5図. 上段：破壊開始後2.8秒間のすべり分布. 下段：上に示したすべり分布に鳥取県西部地震に先行した群発地震活動の震源を重ねたもの.

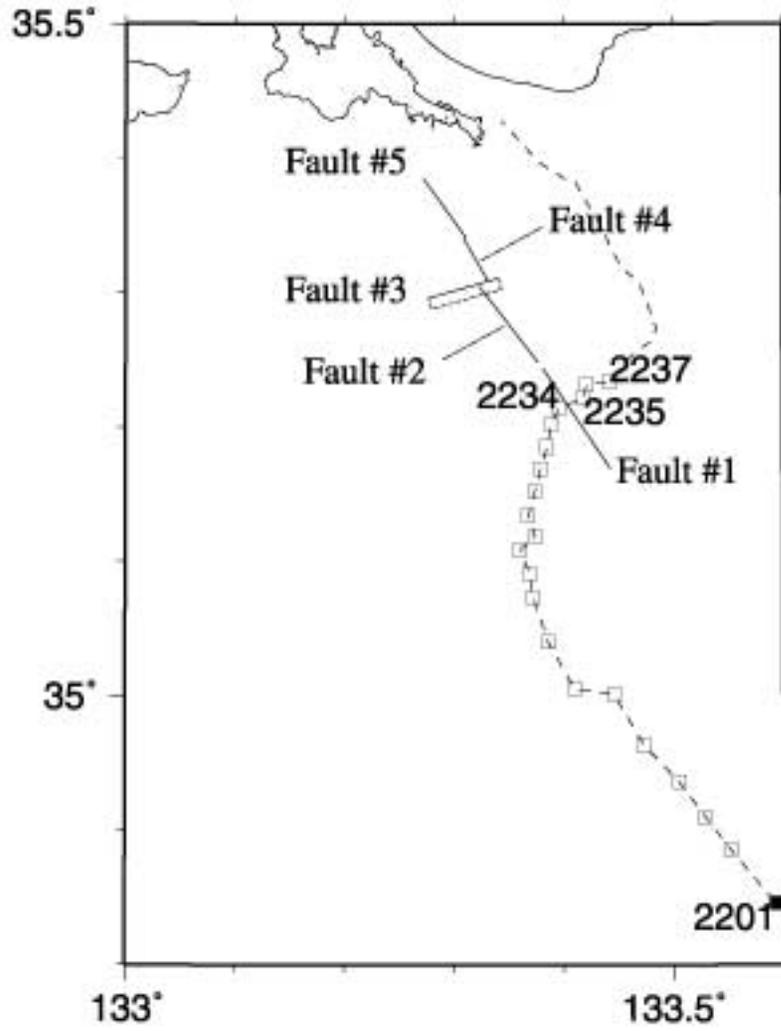
震源分布はShibutani et al. (2001, in preparation) による.

Fig. 5. Upper: Slip distribution during the first 2.8 seconds. Lower: Comparison of the slip distribution shown in the upper panel and the hypocentral locations of the swarm activities prior to the 2000 event. The hypocenters are after Shibutani et al. (2001, in preparation).

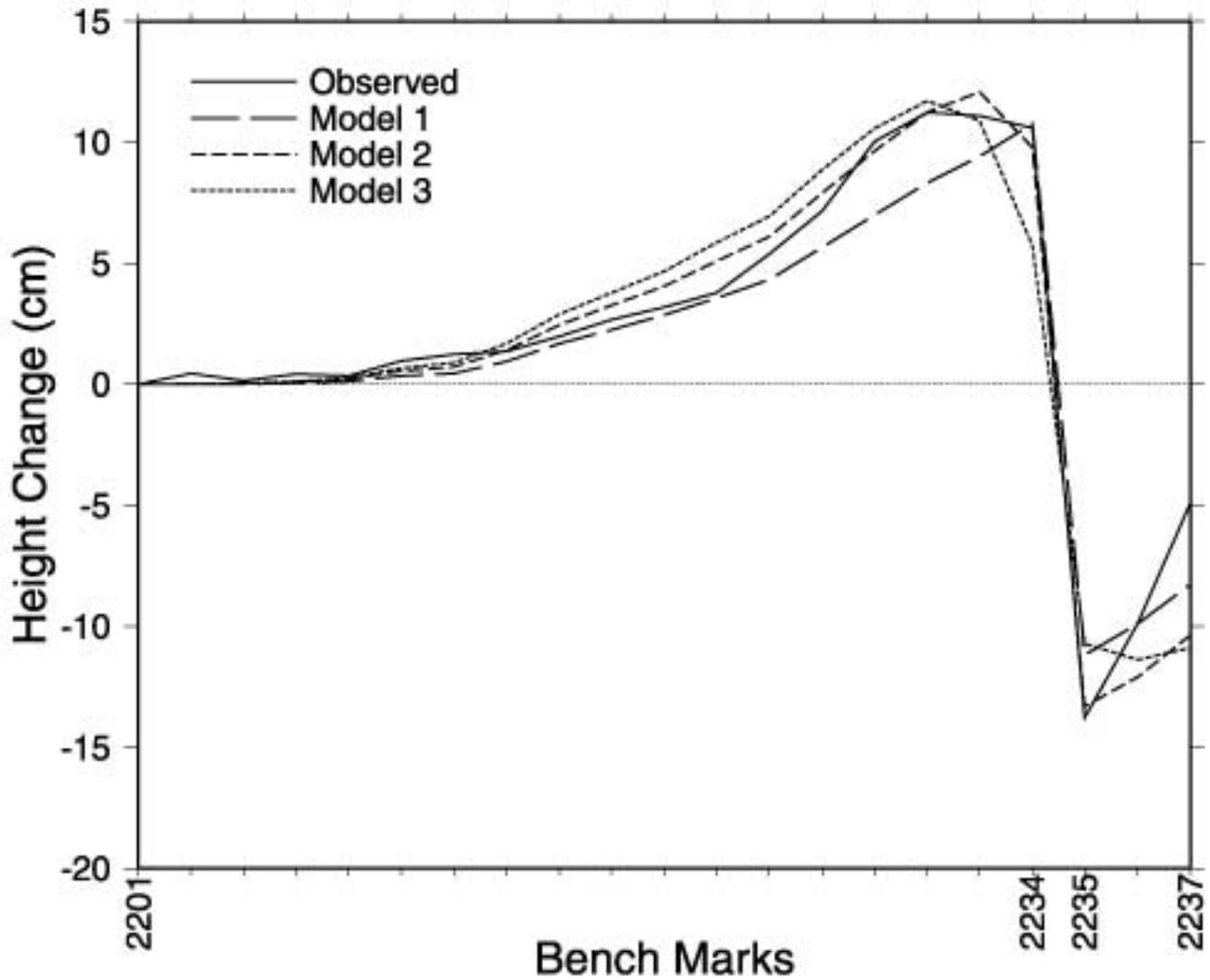


第6図. 観測波形と合成波形の比較. 黒で示されたものが観測波形で, 赤で示されたものが合成波形. TTRS02で観測された波形は断層モデルを推定する際のデータとしては使っていない. 合成波形は, 推定された断層モデルからforwardモデリングとして計算した.

Fig. 6. Comparison of observed (black) and synthetic (red) waveforms. The waveforms recorded at TTRS02 were not used as inversion data, and the synthetics were calculated as forward modeling.



第7図. 断層の位置と水準路線.  
Fig. 7. Map showing fault locations and leveling route.



第8図. 観測された上下変動（実線）と断層#1の上縁の深さと断層#1上でのすべり量を変えた3つの断層モデルから計算される上下変動との比較。Model 1では、上縁が地表まで達して、すべり量は0.5 m。Model 2では、上縁の深さが1 kmで、すべり量は0.7 m。Model 3では、上縁の深さが2 kmで、すべり量は0.8 m。

Fig. 8. Comparison of observed leveling and synthetics. The observed height changes are shown with a solid line. The other three lines stand for synthetic height changes resulting from three models. These are different in the depth of the upper edge of the southernmost fault (Fault #1) and the slip on the fault. The depth is 0 km (i.e., Fault #1 reaches the ground surface), and slip is 0.5 m for Model 1. The depth is 1 km, and slip is 0.7 m for Model 2. The depth is 2 km, and slip is 0.8 m for Model 3.