2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル

国土地理院* 鷺谷 威・西村卓也・畑中雄樹

防災科学技術研究所** 福山 英一

U.S. Geological Survey*** William L. ELLSWORTH

Crustal Movements Associated with the 2000 Western Tottori Earthquake and its Fault Models

Takeshi SAGIYA, Takuya NISHIMURA, Yuki HATANAKA

Geographical Survey Institute, 1 Kitasato, Tsukuba, 305-0811, Japan

Eiichi FUKUYAMA

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,
3-1 Tennodai, Tsukuba, 305-0006, Japan

William L. ELLSWORTH

U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, Menlo Park, CA 94025, U.S.A.

(Received October 2, 2001; Accepted November 9, 2001)

The 2000 Western Tottori Earthquake occurred on October 6, 2000, in the border of Tottori-Shimane prefectures. Japanese nationwide continuous GPS array recorded coseismic as well as postseismic crustal movements due to the earthquake. The maximum coseismic displacement observed was about 17 cm. The coseismic deformation pattern clearly demonstrates a left-lateral strike slip source mechanism, which is consistent with seismic data analysis results. Leveling surveys around the focal region revealed up to 15 cm vertical displacement near the source fault. GPS sites northeast of the source region were displaced up to 2 cm to the northeast during 3 months after the earthquake, while a GPS site on the other side moved to the south by 2 cm. Crustal deformation data are inverted to estimate two types of static fault models. One is a single rectangular fault model which can reproduce the coseismic displacement vectors observed by GPS. The other fault model, whose geometry is derived from precise re-determination of aftershocks, provides detailed information on slip distribution. We need to supplement subfaults in the shallower (depth < 4 km) parts to the original fault model in order to explain leveling change data, which implies systematic bias in the hypocenter depth or a full relaxation of stress by the main shock. Estimated moment magnitude were 6.6 and 6.7 for the two models, consistent with waveform inversion analysis.

Key words: The 2000 Western Tottori Earthquake, Crustal movements, GPS, Leveling, Geodetic inversion, Fault model.

§1. はじめに

2000 年鳥取県西部地震は 2000 年 10 月 6 日 13 時 30 分 (JST) に鳥取・島根の県境付近で発生した。気象

庁により決定されたマグニチュードは 7.3 であり、この地震は 1995 年の兵庫県南部地震以降に日本列島内陸部で発生した最初のマグニチュード 7 級の地震となった [気象庁地震予知情報課 (2001)]。Fig. 1 に気象庁による本震の震央、防災科学技術研究所による震源メカニズム、気象庁による余震分布、国土地理院の GPS 観測点および水準点の位置を示す。

日本列島においては、兵庫県南部地震の発生を受けて

* 〒305-0811 つくば市北郷 1

** 〒305-0006 つくば市天王台 3-1

*** 345 Middlefield Road, Menlo Park, CA 94025, U.S.A.

Fig. 1. Location map of the 2000 Western Tottori Earthquake. Aftershock distribution denotes the main focal region. CMT solution by NIED is shown. Triangles denote location of the continuous GPS sites. Numbered GPS sites are referred afterwards in the text and figures. Small squares are leveling benchmarks.

世界にも類を見ない観測点密度をもつ地震や GPS の基盤観測網が整備された。鳥取県西部地震はそれらの観測網が整備された後に起きた最初の $M7$ 級地震であり、新たな観測網による観測・監視性能を検証する貴重な機会となった。

中国地方の日本海沿岸部では明治時代以来活発な地震活動が続いており、1872 年の浜田地震 ($M7.1$)、1943 年の鳥取地震 ($M7.2$) など $M7$ 級の被害地震が頻発している。島根県東部は 880 年の出雲地方の地震以降大地震が発生していないとされ、大地震の発生を警戒すべき地域として地震予知連絡会により特定観測地域に指定されている。最近では 1997 年に山口県東部で $M6.3$ の地震が発生しており [e.g. Ide (1999)], 海岸線に沿った地震帯および空白域の存在も指摘されている [石川 (1995)]。2000 年鳥取県西部地震は、このような中国地方日本海側の地震帯の中で発生した。

また、鳥取県西部地震の特徴として、震源域付近で 1989 年から活発な群発地震活動があった [京都大学防災研究所・鳥取大学工学部, 2001]。この群発地震活動と鳥取県西部地震との関係を理解することは重要な問題であるが、そのためには今回の地震の詳細な断層すべり分布が重要な情報を提供する。

本論文では、まず GPS、水準測量等の地殻変動データに基づいて鳥取県西部地震に伴う地震時および地震後の

地殻変動を整理し、さらに地殻変動から静的な断層モデルを推定する。これらの知見に基づいて、上で述べた様々な問題を検証する。

§ 2. 地殻変動データ

鳥取県西部地震に関連する地殻変動は国土地理院の GPS 観測網により捉えられ、データや解析結果は地震発生直後からインターネット等で情報公開された。また、地震発生後に行われた水準測量でも地震に関連する顕著な上下変動が検出された。以下にその概要を述べる。

2.1 GPS データ

鳥取県西部地震の震源域周辺の GPS 連続観測点は Fig. 1 に示す通りである。このうち、009031 (西伯)、009032 (黒坂) の 2 点は鳥取県西部地震の発生を受けて 10 月 9 日から観測を開始した。国土地理院のルーチン再解析結果 [畑中・他 (2001)] に基づいて、震源域周辺の GPS 観測点における毎日の座標値変化を Fig. 2 に示す。ここでは隠岐の観測点 950382 (五箇) を不動と仮定している。

Fig. 2 より、震源域周辺の GPS 観測点で最大 17 cm 程度の顕著な地殻変動が生じていることが分かる。また、950379 (溝口)、960654 (米子)、960660 (岡山新庄) などの観測点では、地震後に顕著な余効変動が生じていることも分かる。009031、009032 の 2 点は地震発生直後から観測を開始したが、これら 2 点とも顕著な余効変動を記録している。Fig. 2 の時系列データから見いだされる余効変動の時定数は 2、3 ヶ月程度であり、兵庫県南部地震に伴う余効変動 [Nakano *et al.*, 1997] と同程度である。また、いずれの観測点においても座標上下成分の再現性は 2~3 cm と考えられるものの、地震に伴う有意な上下変動は見られない。

Fig. 3 には鳥取県西部地震発生前約 1 ヶ月間 (9 月 1 日から 10 月 5 日まで) の座標の平均値を基準として、地震直後の 10 月 7 日の座標値から地震に伴う地殻変動ベクトルを求め表示した。北北西-南南東の走向を持つ全長 30 km 程度の余震分布は震源断層を表すものと考えられるが、この余震域を境にして、左横ずれの地殻変動が生じていることが明瞭に読み取れる。また、震源から 50 km 以上離れた観測点でも 1 cm 程度以下の地殻変動がコヒーレントに生じている様子が分かる。このように、日本列島における現在の GPS 連続観測では瞬間的な変化に対しては 1 cm 以下の地殻変動を記録する能力を有しており、 $M7$ 級の大地震に関連する地殻変動を震源から 100 km 程度以内の地域で正確に検出できると考えられる。

Fig. 2. Coordinate time series data of continuous GPS sites. Daily changes of three components are shown for each GPS site. Site 950382 is assumed to be fixed. As for the location of each site, see Fig. 1. Vertical lines in the middle of each plot correspond to the occurrence of the Western Tottori Earthquake.

Fig. 2 から明らかなように、鳥取県西部地震の発生後には顕著な余効変動が観測された。その時間発展の様子を水平変動ベクトルで示したのが Fig. 4 である。Fig. 4 では地震発生直後の 10 月 7 日～9 日の座標値の平均値を基準として、各観測点における地殻変動積算量を 10 日ごとに水平変動ベクトルとして示している。Fig. 4

から、009031、960654 では北東向きの変位が、009032 では南南東向きの変位が生じたことが分かる。一方、950379 および震源域東側の数点では北西ないし西北西向きに 1 cm 弱の変位が見られる。地震発生後約 3 ヶ月の間の余効変動は 009031 や 960654 では 2 cm を超えており、余効変動の大きさは地震時の地殻変動の

1割程度になった。観測点 950381 では本震に伴って 20 cm 近い変位が生じたが、余効変動は 1 cm 以下と小さい。余効変動が断層面の余効すべりに起因するものとする、余効すべりは本震時の断層すべりの分布とパターンが異なり、震源域の北側を中心として生じたものと推測される。

2.2 水準測量データ

国土地理院では、地震発生後の 2000 年 10 月から震源域周辺の水準測量を実施し、2000 年 12 月までに

Fig. 3. Coseismic displacement vectors of the Western Tottori Earthquake. Site 950382 is assumed to be fixed. Ellipses show the 95% confidence level.

Fig. 4. Postseismic displacement vectors after the Western Tottori Earthquake. Daily coordinate averages for 10/7-9 are the reference. Each plot shows cumulative displacement vectors since the reference period for every 10 days.

Fig. 5. (a) Altitude change profile along the leveling lines around the focal region of the Western Tottori Earthquake. Error bars are calculated based on the allowance limit of two-way closure errors ($2.5 \text{ mm} * L^{1/2}$, where L is a distance from the fixed benchmark). (b) Leveling route map. Two leveling routes are connected at benchmark 54, which is located between benchmarks 89 and 90.

Table 1. Parameters of single rectangular fault model.

Longitude	Latitude	Depth (km)	Length (km)	Width (km)	Strike	Dip	Rake	Slip (m)
133.305E	35.357N	0.9	9.8	20.5	152°	86°	-7°	1.4 m

Fig. 5(b) に示す水準路線の測量を終えた。その測量結果を前回の測量結果 (Route I は 1989 年, Route II は 1999 年) と比較することにより, Fig. 5(a) に示すような上下変動分布が得られた。本震震源域の南側から震源域の南端付近を横切って北上する Route I では, 路線を南から北へ向けてたどるにつれて隆起量が次第に増加し最大 11~12 cm の隆起が認められた。余震域を横切ると沈降に転じ, 2 路線の交点に近づいたところで再び隆起が生じている。なお, Route I の北端付近で大きく沈降している水準点が二つ (No. 52 および 53) あるが, これらは局所的な異常点と考えられ, 地震に伴う地殻変動を反映したものではない。

東西方向の Route II では Route I のような顕著な上下変動は見られないが, Route I との交点付近 (No. 89) で最大 2 cm 程度の隆起が見られ, これは地震時の断層運動に伴う地殻変動だと考えられる。

§3. 静的断層モデル

以下では, 前節で紹介した地殻変動データに基づいて鳥取県西部地震の静的な断層モデルを推定する。この地震については様々な地震波形記録を用いた震源過程の解析も行われているが, 地殻変動データの解析はそれらと全く独立なデータに基づいているので, モデルの信頼性を検討するために役立つ。また, 地震計では記録できない帯域で起きた地震モーメントの解放を地殻変動データが捉えている可能性もあるので, 地震波形記録の解析結果と地殻変動データの解析結果を比較して議論することは大変重要である。

3.1 単一矩形断層モデル

Fig. 3 の地震に伴う地殻変動ベクトルデータを用いて, まず最初に単一の矩形断層モデルを推定した。半無限弾性体を媒質として仮定し, Okada (1985) の矩形断層による地表変位の表現式を用いて逆解析を行った。この解析においては, 震源情報から推定された断層の位置および断層サイズ (長さ 20 km, 幅 10 km) に加えて震源メカニズム解 [防災科学技術研究所 (2000)] の情報を初期値として与え, Matsu'ura and Hasegawa (1987) に基づく非線形最小二乗法で最適な断層パラメータを推定した。推定された断層パラメータを Table 1 に, モデルから計算された各 GPS 観測点の水平変動ベクトルと観測値との比較を Fig. 6 に示す。なお, GPS データは断

Fig. 6. Comparison of observed (solid arrows) and calculated (open arrows) displacements. Vertical bars show comparison of vertical displacements.

層パラメータを十分に拘束しており, 初期値を若干変えてもほぼ同じような推定結果が得られた。

推定された断層モデルは余震分布とはほぼ重なっている。また, 北北西-南南東走向の左横ずれ断層の震源メカニズムを示しており, これは地震波による解析結果 [e.g. 防災科学技術研究所 (2000), 菊地 (2000)] と整合的である。また, 断層モデルによる地震モーメントは 1.1×10^{19} Nm (剛性率を 40 GPa とした), モーメントマグニチュードは 6.6 であり, これも長周期地震波による解析結果とほぼ一致している。気象庁による鳥取県西部地震のマグニチュードは 7.3 であり, 上記のモーメントマグニチュードと有意に食い違う。この違いに関しては, 鳥取県西部地震では断層面の浅い部分が大きくすべった結果, 周期 5~10 秒程度の表面波が強く励起された可能性が指摘されており [Furumura and Kennett (2001)], 波動伝播特性がマグニチュードの推定に影響を与えたと考えられる。兵庫県南部地震の地震モーメントは $2.4\text{--}2.6 \times 10^{19}$ Nm (M_w 6.9 程度) と推定されており [Yoshida *et al.* (1996)], 断層運動の規模そのものから言えば, 鳥取県西部地震は兵庫県南部地震の半分程度だったことになる。

Fig. 6 および Table 1 に示す断層モデルは, GPS の速報解析値を用いて推定され, 地震発生翌日の 10 月 7 日には公開された。地殻変動データに基づく断層モデルの推定がこのように迅速に, かつ正確に行われたことはか

Fig. 7. (a) Fault geometry model derived from precise determination of aftershock hypocenters by Fukuyama *et al.* (2001), superimposed on the aftershock distribution. 15 fault segments are identified in all. (b) Simplified fault model used in the present paper. 10 fault segments are modeled.

つてなかった。009031, 009032 の 2 観測点は地震発生直後に設置されたものであるが、これらの観測点の設置場所を探す時点では Fig. 6 の断層モデルがすでに推定されていた。観測機材が 2 点分と限られていたために、推定された断層モデルの両端付近に観測点を設置したところ、Fig. 2 に示すような余効変動の検出にも成功した。また、鳥取県西部地震に伴う顕著な地表地震断層は観察されなかったが、断層運動に関連すると思われる地変が数箇所で見ついている。それらの地変のいくつかは、GPS データから推定した断層モデルの直上付近で発見されており、この断層モデルが震源断層の絶対的な位置を知るうえでも十分に貢献できたと推測される。このように Fig. 6 の断層モデルは均一な矩形断層 1 枚のみの非常に単純なものであるが、速報解としての利用価値を十分にもっている。

一方、非常に単純なモデルであるにもかかわらず、平均 25 km 程度の間隔で設置された GPS 連続観測点の変位ベクトルデータはほぼ全てが誤差の範囲内で再現されている。このことは、現状の GPS 観測網による断層運動に対する空間分解能がこの矩形断層モデル程度であり、それより細かい断層のすべり分布や断層の幾何形状は推定できないことを意味する。鷲谷 (1999) も指摘したように、 $M7$ 級の地震による断層運動の詳細を解明するためには、数 km 間隔の観測情報が必要不可欠である。

Fig. 6 の断層モデルを求めた解析では GPS による上下変動成分もデータとして用いているが、Fig. 6 に示すように、観測値と計算値の一致は良くない。水平成分と比べると GPS の上下成分の観測精度は一桁以上悪く、特に 1 日分のデータで速報的な解析を行うような場合には 5 cm 程度以上の顕著な変動が無い限り利用価値があまり無いと言える。

3.2 複数断層モデル

3.1 で議論した単一矩形断層モデルには速報性があり、鳥取県西部地震の震源過程を巨視的な観点から議論する場合には有効である。しかし、このモデルは地震後 2~3 ヶ月かけて行われた水準測量の結果と必ずしも整合的でない。水準測量では水準路線に沿って約 2 km 間隔に設置された水準点ごとの上下変動データが得られるので、断層モデルに関して GPS よりも細かい空間分解能を持つ。そこで、GPS と水準測量データの両方を満たすような断層モデルの推定を実施した。

3.1 の矩形断層モデル推定では、断層の位置・形状を地殻変動のデータに基づいて推定したが、地殻変動のデータに基づいて詳細な断層の幾何形状を推定することは一般的に不可能である。そこで、福山・他 (2001) が Double-Difference 法を用いて余震の震源を精密再決定した結果および余震のメカニズム解から推定した断層の幾何形状モデルを既知として与え、すべり分布のみを地殻変動データから推定した。

福山・他 (2001) が推定した断層モデルは Fig. 7(a) に示すように 15 枚の矩形断層から成る。本震震源域の北部では面的に広がった余震分布を再決定した結果、多数の面状分布が明らかとなった。地殻変動データの解析を行うにあたり、これらの断層モデルをそのまま仮定しても地殻変動データから各セグメントを区別できないことは明らかなので、Fig. 7(b) および Table 2 に示すように断層モデルを 10 個のセグメントに簡略化した。また、各断層セグメントを 1 辺が 2~3 km 程度の矩形断層に分割し、各セグメントにおける不均質なすべり分布を推定した。

Table 2. Geometrical parameters of the fault model shown in Fig. 7(b). Segments shown with gray background are those supplemented by this study.

Segment	Longitude	Latitude	Depth (km)	Length (km)	Width (km)	Strike	Dip
1a	133.38104E	35.24398N	1.0	9.07	5.0	146°	90°
1b	133.38104	35.24398	6.0	9.07	9.0	146°	76°
2	133.32285	35.30489	1.0	8.61	14.0	142°	90°
3a	133.28147	35.29533	1.0	5.65	3.0	74°	90°
3b	133.28147	35.29533	4.0	5.65	6.0	74°	87°
4a	133.31293	35.33463	1.0	3.28	3.0	150°	90°
4b	133.31293	35.33463	4.0	3.28	12.0	150°	90°
5a	133.27845	35.37748	1.0	4.40	6.0	144°	90°
5b	133.27845	35.37748	7.0	4.40	3.0	144°	90°
6a	133.29655	35.35765	1.0	4.33	6.0	59°	90°
6b	133.29655	35.35765	7.0	4.33	4.0	59°	86°
7a	133.31207	35.38067	1.0	3.45	5.0	166°	90°
7b	133.31207	35.38067	6.0	3.45	3.0	166°	90°
8a	133.30388	35.38173	1.0	4.10	6.0	99°	90°
8b	133.30388	35.38173	7.0	4.10	3.0	99°	90°
9a	133.29914	35.39625	1.0	3.75	7.0	167°	90°
9b	133.29914	35.39625	8.0	3.75	3.0	167°	90°
10	133.15992	35.12642	4.5	6.67	3.0	333°	86°

福山・他 (2001) が推定した余震の深さは 4 km より深いものが多く、Fig. 7(a) におけるセグメント上端の深さは②を除いて 4 km より深い。以下で説明するように、地殻変動のデータ解析を行ったところ、一部で 4 km よりも浅い部分の断層運動が必要となったため、各セグメントを深さ 1 km まで浅い方に拡張して解析用の断層モデルを構築した。

解析に用いたデータは GPS 観測点 37 点の変位ベクトル (3 成分) および水準点 96 点の上下変動量である。水準測量は 2000 年 10 月から 12 月にかけて実施されており、水準測量による上下変動分布は、本震に伴う瞬間的な地殻変動だけでなく、余効変動の影響も含んでいる。そこで、水準測量が行われた期間のほぼ中間にあたる 11 月 10 日 (本震発生の約 1 ヶ月後) を基準日とし、GPS データについては、基準日前後の 5 日間の平均値から変動ベクトルを求め入力データとした。一方、水準測量データについては路線 I の前回値が 10 年以上前であり、余効変動と観測誤差は同程度 (1~2 cm) と考えられることから Fig. 4 のデータをそのまま 11 月 10 日の変動値として採用した。

解析の際には、各セグメント上で断層すべりの大きさや向きが滑らかに変化するという拘束条件を導入し、観測データに基づく観測方程式と合わせて線形インバージョン解析を行った。拘束条件の強さは赤池のベイズ型情報量基準 (ABIC) が最小となるように決定した。

解析により得られた断層すべり分布を Fig. 8 に示す。A~J と番号付けされた断層セグメントの中で、セグメント B の 10 km より浅い部分で顕著な断層すべりが生じている。推定された最大すべり量は約 2.5 m である。また、セグメント A の 5 km より浅い部分にも 1 m 程度のすべりが推定されている。Fig. 8(b) において破線で囲んだ部分は福山・他 (2001) において断層面が推定されておらず、断層面を浅い方に外挿してモデル化した部分である。水準測量の Route I はセグメント A を横切っているが (Fig. 9)、震源断層を境にして上下変動量に 25 cm 程度の食い違いが生じている (Fig. 5)。こうした地殻変動を説明するためには断層面の浅い部分が動くことが必要である。

このように、精密に再決定された余震分布を用いて構築した断層モデルと地殻変動の観測データは浅い部分で

Fig. 8.

食い違いが生じた。こうした食い違いが生じる原因としては、何らかのバイアスによって震源が系統的に深く推定されている可能性が考えられる。一方、震源の深さが正しいとすれば、震源断層で顕著な断層すべりを生じたにもかかわらず周辺で余震の発生していない部分があることになる。最近の精密な余震決定結果を見ると、本震時の主破壊領域に余震がほとんど分布しない例もあり [Miyamachi *et al.* (1999)], そこでは応力がほぼ完全に解放されたことが示唆される。余震分布と断層すべりが一致しない原因として、このような可能性も考える必要がある。

セグメント C は他のセグメントと共役断層の関係にあるが、ここでも最大 1 m 弱の右ずれ型のすべりが推定された。950381 における約 15 cm の変位の 1 割強がこのセグメントの寄与によるものと考えられる。北側のセグメント D-I では推定されたすべり量がいずれも 50 cm 以下であり、有意なすべりが生じたとは言いがたい。これらのセグメントについては福山・他 (2001) によるオリジナルの断層モデルが簡略化されているが、地殻変動の観測点はほとんど全てセグメント D-I の外側に位置しており、各セグメントによる影響を区別できていないと考えるべきである。したがって、セグメント D-I については、個々のセグメントの寄与には意味がなく、これらのセグメントによる地殻変動の総和のみが検討の対象とされるべきである。Fig. 8 の断層モデルにおいて、セグメント A, B, C, D-I におけるモーメントの大きさは、それぞれ 2.8×10^{18} Nm, 6.4×10^{18} Nm, 1.2×10^{18} Nm, 2.0×10^{18} Nm であり、D-I におけるモーメント解放量の総和は全体の 15% 程度となるが、この計算は各セグメントのモーメントを単純に加算したものであり、メカニズムの違いによる相殺分を考慮すると実効的なモーメント解放量はさらに小さくなる。このように Fig. 8 の断層モデルのモーメント解放は主としてセグメント C 以南で生じたと考えられる。

本震の震源断層から南西に 20 km ほど離れたセグメント J は本震の 2 日後に発生した M 5.5 の地震およびその余震に対応するものである。合成開口レーダーの解析からセグメント J のところで地表変位に不連続のあることが指摘されているが [矢来・他 (2002)], 本論文で解析した地殻変動データには、このセグメントのすべりを推定する分解能はない。

Fig. 8 の断層モデルから計算した地震モーメントは

Fig. 9. Comparison of observed and calculated crustal displacements associated with the Western Tottori Earthquake. Observed GPS vectors (solid arrows) are obtained from comparison of averaged coordinates during November 8–12 and those from September 1 to October 5. Open arrows are calculated from the fault model shown in Fig. 8. Solid symbols are observed leveling data and open symbols are model calculation. Squares and triangles denote uplift and subsidence, respectively.

1.3×10^{19} Nm, モーメントマグニチュードは 6.7 に相当する。全体的に左横ずれの断層すべりが優勢であり、単一矩形断層モデルや地震波形によるメカニズム解とも整合的である。

Fig. 9 には Fig. 8 の断層モデルによる地殻変動の計算値と観測値との比較を示している。GPS、水準測量のデータとも良好に再現されている。

福山・他 (2001) によれば、本震発生直後の余震分布はセグメント D よりも南側に集中しており、その後余震発生域が北側に広がった。また、余震域はセグメント B 付近ではほぼ 1 枚の面上に分布していたのに対し、北側では東西に広がった複雑な分布をしていた。こうした余震分布から、本震時にはセグメント C 以南の部分が主として破壊を起こし、震源域北端部付近で生じた応力集中の結果、北側で活発な余震活動が生じたと考えられる。北側で複雑な余震分布となったのは、地殻内に存在する

Fig. 8. (a) Bird's view plot of the estimated slip distribution for the multi-segment fault model. Viewed from the southwest. (b) Detailed slip distribution of each segment. Color scale is the same as above. Arrows show the displacement of the near-side of the fault relative to the far-side. Subfaults surrounded by thick dashed lines are those supplemented in this paper.

Fig. 10. Distribution of maximum shear strain rate in the Japanese islands deduced from GPS velocity data, which are estimated from daily coordinates during January 1998–May 2000. Distance decaying constant of 35 km is assumed (Sagiya *et al.*, 2000). Dark color denotes larger shear strain. Contour interval is 10^{-8} . The focal region of the Western Tottori Earthquake (marked by X) is located in one of the areas of lowest shear strain rates.

既存の微小亀裂が応力集中によって再活動したとすれば考えやすい。Fig. 4 に示した通り、地震発生後 1 ヶ月間の余効変動は、震源域北側の西伯や米子において顕著であった。このことは、セグメント D-I における断層すべりが余効変動に対して中心的に寄与していたことを示している。また、この時点の余効変動の分布は地震時の地殻変動分布とはパターンが大きく異なっており、本震時に大きな断層すべりを起こしたセグメント B は、地震後には殆どすべっていないものと考えられる。地震後の地殻変動の時間変化を含めた詳細なモデル化については、別の機会に議論したい。

§ 4. 議 論

鳥取県西部地震については、地震波形の解析によって複数の断層モデルが提出されている。これらの断層モデルと本論文の静的断層モデルを比較してみよう。呉・他 (2000) は防災科学技術研究所の K-net, KiK-net, Hi-net の 12 観測点における波形記録に基づいて断層すべりの時空間分布を推定した。その結果によれば、震央付近の深さ 2~6 km 付近に最大 4 m 程度のすべりが推定されている。このすべりの大きな部分は Fig. 8 のモデルのセグメント B に推定すると考えられる。すべり量が 2

m を超える部分は断層の走向方向に 10 km 程度の長さをもつが、このすべりの大きな領域がセグメント B およびセグメント A の北側と考えれば、二つのモデルは整合的である。呉・他 (2000) の解析結果によれば地震モーメントは 1.2×10^{19} Nm、モーメントマグニチュードは 6.7 であり、二つのモデルの差は誤差の範囲内である。地震波形を用いた他のモデルについても、断層モデルの特徴はほぼ似通っており、地震波形に基づくモデルと地殻変動に基づくモデルは良く一致した。このことから、鳥取県西部地震は通常地震波の周波数帯域で大部分のエネルギーを放出したと考えられ、ゆっくりとしたすべり成分や余効変動は地震の規模推定に影響を及ぼす程ではないと言える。

鳥取県西部地震の断層モデルに関する特徴の一つは、震源の主破壊域が浅いことである。Fig. 8 のモデルでは深さ 3~7 km 程度の部分が最大のすべり量になっている。このような断層モデルからは断層が地表まで達して地表地震断層が生じやすいと推測される。しかし、実際には明瞭な地表地震断層は観察されず、いくつか地下の断層運動を示唆すると考えられる地変が見つかる程度であった [伏島・他 (2001)]。ただ、こうした地変が見つかったということは、地表付近のかなり浅い部分まで断層運動が達したことを示唆しており、断層モデルと地表の観察結果は整合的であると言える。

地震断層が地表へ達しなかった理由は不明であるが、その原因を明らかにすることは大変重要である。マグニチュード 7 に近い地震が発生しても地表に痕跡を残さないとすると、活断層の調査結果に基づいて長期的な地震活動を評価する際に過去の活動履歴を過小評価することにつながる。

鳥取県西部地震の発生に関して注意すべき点として、震源域が日本列島の中で平常時の地殻変動が最も小さい地域であったことが挙げられる。Fig. 10 は 1998 年 1 月~2000 年 5 月の GPS 連続観測データから推定した最大剪断歪み速度の分布である。一般的に、大地震は地殻内に蓄積された弾性エネルギーが断層運動によって瞬間的に解放される過程であると考えられるが、小さな歪み速度は弾性歪みエネルギーの蓄積速度が小さいことを意味し、そこでは大地震が起こりにくいことになる。このように歪み速度の小さい場所で鳥取県西部地震が発生したことは一見矛盾するように見えるが、鳥取県西部地震が発生頻度の低い稀なイベントであったと考えれば理解可能である。こうした解釈は、鳥取県西部地震の震源断層が地形学的には活断層と認識されていなかった点とも符合する。Sagiya *et al.* (2000) が指摘しているように、GPS データから推定した現在の定常的な地殻歪み

速度分布は、活断層や歴史地震など、より長期的な地殻変形の度合いを示す分布と整合的な場合が多く、歪み速度の大きい地域ほど歪みエネルギーの蓄積が速く、それゆえ大地震も起こりやすいと推測される。鳥取県西部地震は、こうした考えから言えば例外的な大地震である。

鳥取県西部地震は、活断層や地殻歪みの分布に基づいて発生を予測することが困難な場所で発生した。それでは、どのような手法を使い、どのようなデータに注目すればこの地震の発生を事前に予測することができたのだろうか。可能性として現状で考えられることの一つは中国地方の日本海側に連なる地震帯の存在であり、もう一つは1989年から続いていた群発地震である。中国地方日本海沿岸の地震帯はGPSによる歪み速度の小さい地域に該当する(Fig. 10)。しかし、そこでは1871年浜田地震、1943年鳥取地震など $M7$ 級の大地震が連鎖的に発生している。1943年鳥取地震の前のイベントは4000年以上前と推定されており[岡田・他(1986)]、鳥取県西部地震と同じく発生頻度の比較的低い地震である。こうした発生頻度の低い地震が100年程度以内の間に続けて発生するということは、それらの間に何らかの力学的因果関係があることを示唆する。こうした連鎖、長距離相関をもたらすメカニズムについては未だ解明されていないが、今後地震学が解決すべき重大な問題の一つである。

鳥取県西部地震の主破壊域が地殻内の比較的低い部分に集中していることはすでに指摘したが、鳥取県西部地震の震源域付近で1989年以来発生していた群発地震は、同じ断層面のより深い場所で発生していたことが明らかにされている[京都大学防災研究所・鳥取大学工学部(2001)]。群発地震の震源域と本震の破壊域とは互いに相補的な関係にあることから、群発地震域では応力が解放されていて、残った部分が鳥取県西部地震で破壊したと考えられる。今後、日本各地で同様な群発地震域を抽出し、その震源を精密に再決定する努力を続けていけば、発生頻度の低い内陸地震の震源域を特定できるかも知れない。

最後に、最近整備された基盤観測網の効果について考えてみよう。兵庫県南部地震が発生した当時は、震源から最も近いGPS連続観測点でも50 km程度離れており、GPSデータから震源断層を推定することは全く不可能であった。また、解析技術も進んでおらず、精度の高い変位ベクトルを得るには数日以上を要した。鳥取県西部地震の発生後に矩形断層モデルを1日以内に推定できたことは、GPS観測点間隔が平均25 kmまで短くなったこと、GPS解析手法が高度化されたことの結果である。現在、矩形断層モデルの推定だけであれば、マ

グニチュード6程度の地震でも十分に可能である。日本列島の至るところでそのような観測・解析が可能になったことは基盤観測網整備の最大の功績の一つと言える。詳細な断層モデルを推定するには、地震波形データと地殻変動データを組み合わせて解析することが必要であり、そうした解析をルーチン的に行えるようになれば、日本列島の地殻活動監視は真に充実したものになっていくだろう。

謝 辞

平原和朗氏と島田誠一氏の査読意見は原稿の改善に役立ちました。また、青井 真氏と平田賢治氏からも貴重なコメントを頂きました。図の作成にはGMT[Wessel and Smith, 1998]を使用しました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- 防災科学技術研究所, 鳥取県西部地震の震源分布と発震機構解, 及びモーメントテンソル解, 地震予知連絡会報, **65**, 579-585.
- 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, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会, S3-007.
- Furumura, T. and B. L. N. Kennett, 2001, Variations in regional wave propagation in the area around Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 667-682.
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・小松原 琢・穴倉正展・佐々木俊法・井村隆介, 2000年鳥取県西部地震の地表地震断層, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会, S3-P016.
- 畑中雄樹・飯塚豊久・沢田正典・山際敦史・菊田有希枝, 2001, 新解析戦略によるGEONETデータの再解析, 日本測地学会第96回講演会要旨, 27.
- Ide, S., 1999, Source process of the 1997 Yamaguchi, Japan, earthquake analyzed in different frequency bands, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1973-1976.
- 石川有三, 1995, 地震活動空白域の定義, 月刊地球, 号外 **13**, 71-80.
- 菊地正幸, 2000, EIC地震学ノート No. 93, http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/001006.html.
- 気象庁地震予知情報課, 2001, 平成12年(2000年)鳥取県西部地震の活動概要, 地震予知連絡会報, **65**, 525-535.
- 京都大学防災研究所, 鳥取大学工学部, 2001, 鳥取県西部地震(2000年10月6日, $M_j=7.3$)に先行して発生した1989年, 1990年および1997年の群発的地震活動, 地震予知連絡会報, **65**, 576-578.
- Matsu'ura, M. and Y. Hasegawa, 1987, A maximum likelihood approach to non-linear inversion under constraints, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 179-187.
- Miyamachi H., K. Iwakiri, H. Yakiwara, K. Goto and T. Kakuta, 1999, Fine structure of aftershock dis-

- tribution of the 1997 Northwestern Kagoshima Earthquakes with a three-dimensional velocity model, *Earth Planets Space*, **51**, 233-246.
- Nakano, T. and K. Hirahara, 1997, GPS observations of postseismic deformation for the 1995 Hyogoken Nanbu earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 503-506.
- 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成, 1978 年鹿野断層(法楽寺地区)トレンチ調査, 活断層研究, **3**, 5-9.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 鷺谷 威, 1999, 1948 年福井地震 ($M=7.1$) に伴う地殻変動と震源断層モデル, 地震 **2**, **52**, 111-120.
- Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, **157**, 2303-2322.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- 呉 長江・井出 哲・酒井慎一・武尾 実, 2000, 鳥取県西部地震の破壊過程, 日本地震学会 2000 年秋季大会, T03.
- 矢来博司・中川弘之・飛田幹男・村上 亮・藤原 智, 2002, RADARSAT/SAR データ干渉処理による地殻変動検出の試み—2000 年鳥取県西部地震の地殻変動—, 地震 **2**, **54**, 535-546.
- Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibazaki, T. Sagiya, T. Kato and Y. Yoshida, 1996, Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, **44**, 437-454.