

平成12年鳥取県西部地震

—— 微小地震定常観測網による本震と余震活動 ——

大見士朗・渡辺邦彦・澁谷拓郎・中尾節郎・平野憲雄・中尾愛子・竹内晴子・
竹内文朗・三和佐知栄・志藤あずさ・金 亜伊・Bogdan ENESCU

要 旨

平成12年(2000年)10月6日13時30分頃、鳥取県西部を震源とする気象庁マグニチュード $M_{jma}=7.3$ の地震が発生し、気象庁により「平成12年鳥取県西部地震」と命名された。本報告では、震源域とその周辺に展開された複数機関の微小地震観測網により収集されたデータをコンパイルした結果に基づき鳥取県西部地震の概要について報告する。

キーワード：平成12年鳥取県西部地震、地震活動、微小地震定常観測網

1. はじめに

平成12年(2000年)10月6日13時30分頃、鳥取県西部を震源とする $M_{jma}=7.3$ (気象庁マグニチュード) の地震が発生し、気象庁により「平成12年鳥取県西部地震」と命名された。鳥取県西部地震の本震は、確実度3の活断層である鎌倉山南方断層(活断層研究会, 1991)の地表トレースから北北西約3kmのところに発生した。Fig.1に、微小地震定常観測網によって決定された、本震の位置と発震機構解を示す。本報告では、震源域周辺に展開された微小地震定常観測網により観測された、鳥取県西部地震の概要について報告する。

2. 微小地震観測網とそのデータ処理の概要

2.1 鳥取県西部地震以前の微小地震観測網

山陰地方では、1970年代半ばより、京都大学防災研究所により、テレメータシステムを用いた微小地震観測網が運用されてきた[たとえば、岸本ら(1978), 大見ら(1999)など]。その後、1995年の兵庫県南部地震を機に、気象庁、科学技術庁(当時)

などの機関により地震観測網の整備がなされ、2000年10月1日現在、中国地方においてはFig.2に示す微小地震観測点が稼働していた。京都大学防災研究所附属地震予知研究センター鳥取観測所(以下、鳥取観測所と称する)では、これらの観測点のうち、鳥取観測所固有の観測点のほか、一部の気象庁観測点のデータなどを収録し、処理を行っていた。

2.2 鳥取県西部地震発生後の観測網

2000年10月6日に鳥取県西部地震が発生した時点で、震源域周辺には、鳥取観測所のTRT観測点が稼働中であったが(Fig.3参照)、詳細な地震活動の把握のためには不十分であると考えられた。そのため、科学技術庁防災科学技術研究所(当時)のご協力を得て、本地域に展開されている高感度地震観測網(Hi-net)の5観測点の波形データを気象庁大阪管区気象台経由で分岐していただき、2000年10月12日より収録を開始した。また、同時に震源域に2点の衛星通信システム利用の臨時微小地震観測点(Urabe et al., 1998)を設置し、同じく10月12日から収録を開始した。これらの点を含め、鳥取観測所においては、鳥取県西部地震の発生後はFig.3

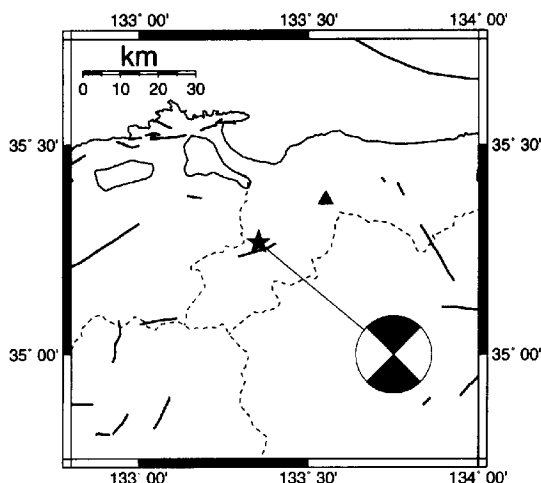


Fig. 1 (a) Hypocenter and focal mechanism solution of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake (lower hemisphere projection). Solid star denotes the epicenter of the mainshock. Solid lines represent active faults and that located southeast to the epicenter shows the Kamakura-yama Nanpo fault. Solid triangle is the Daisen volcano.

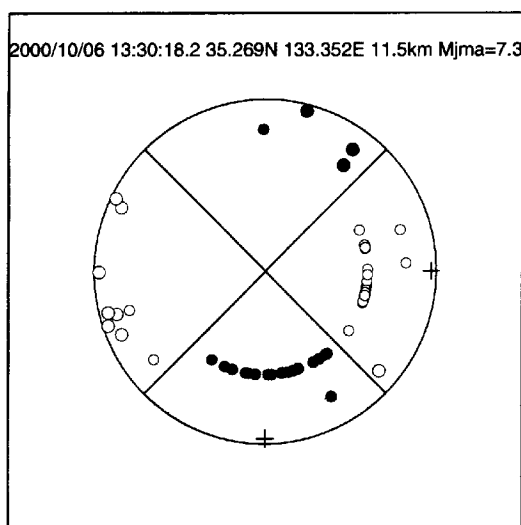


Fig. 1 (b) Close-up of the focal mechanism solution of the mainshock. Lower hemisphere is shown. Shaded portion shows area of push and white shows that of pull.

に示す微小地震観測点のデータにより、地震活動の推移を監視することとなった。

2.3 本観測網による微小地震の検知能力

鳥取観測所では、地震波形連続データを収録している観測点群を4個のゾーンに分割し、それぞれ

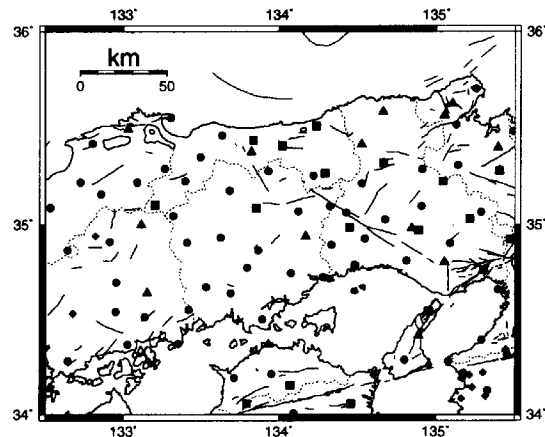


Fig. 2 Seismic observation network in the Chugoku district, Japan, which were in operation at the end of September, 2000. Squares, diamonds, triangles and circles denote seismic stations operated by DPRI (Kyoto University), other national universities, JMA (Japan Meteorological Agency), and Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), respectively.

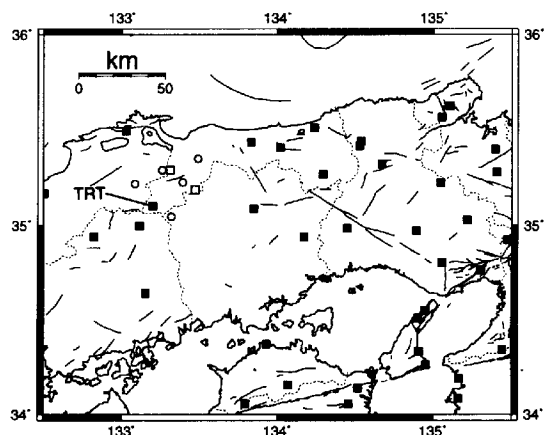


Fig. 3 Seismic stations whose wave form data are recorded at the Tottori Observatory, Kyoto University since October, 2000. Wave form data from five Hi-net stations (gray circles) and two temporal stations installed by DPRI (gray squares) are also recorded.

のゾーン内で地震判定を行ない、その結果によりトリガデータ収録を開始している。それぞれのゾーンでは、各観測点の上下動成分の振幅の長時間平均と短時間平均の比 (STA/LTA) を常に監視しており、 STA/LTA が一定値を超えた観測点が3点以上になると、そのゾーンで地震が発生したと判断する。鳥取県西部地震とその余震は、それらの4ゾーン

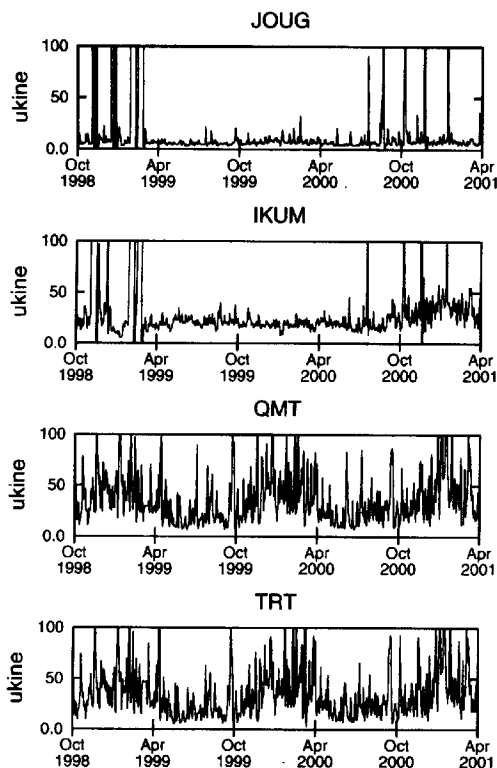


Fig. 4 Seasonal change of the noise level of four stations shown in Fig.5.

のうち、W-TTTと名付けた観測点グループが最初に震動を検知する地震である。W-TTTゾーンは、Fig.5に示す4観測点から構成され、これらの中で STA/LTA が2.0を超えた観測点が3点以上になると地震波形収録が開始される。

これらの4観測点の、1998年10月から2000年9月までのノイズレベルの推移をFig.4に示す。一般にノイズレベルは冬場に高く、夏場にかけて低くなるが見て取れるが、年ごとに大きく変化するものではない。そこで、1999年10月の各観測点のノイズレベルの平均値を用いて、W-TTTゾーンの微小地震の検知能力を求めたものを同じくFig.5に示す。それぞれの観測点の周囲の円は、 $M=1.0$ (ないしは $M=1.5$)の地震が深さ10kmで発生したと仮定した場合に、各観測点で地震波形の最大振幅がノイズレベルの2倍を超える範囲を示している。これらの円が複数重なる部分ほど検知能力が高いことになる。なお、期待される最大振幅は、渡辺(1971)の式を用いて見積もった。

これらの見積もりから、鳥取県西部地震の震源域

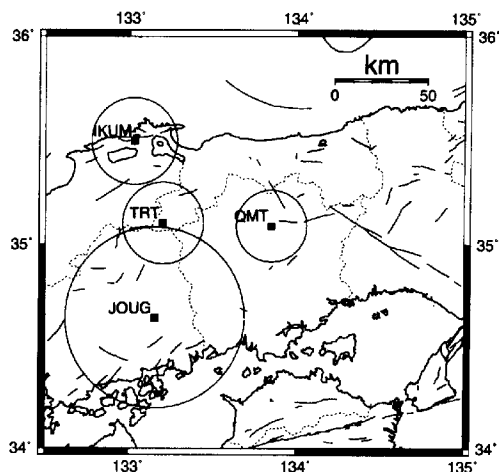


Fig. 5 (a) Detectivity of micro earthquakes in the western Tottori area. Four stations shown in the map are used to detect earthquakes. Four circles indicate the areas where earthquakes of $M \geq 1.0$ can be detected by each station.

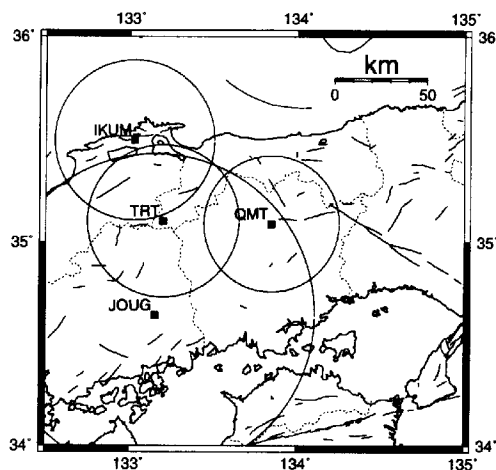


Fig. 5 (b) Continued. Four circles indicate the areas where earthquakes of $M \geq 1.5$ can be detected by each station.

においては、ほぼ $M \geq 1.5$ の地震であれば検出することが可能であると考えられる。ただし、これは、地震を検出する能力に限っており、実際に検出処理を行なって震源を決定するには、さらに信号のS/N比が高いことが要求され、震源を決定する能力はこれよりも若干低下することが予想される。

2.4 震源計算のための検測データ

鳥取県西部地震の余震の再検測作業は、鳥取観測所だけでなく、気象庁においても行なわれている。そのため、両者の検測結果を相補的に使用すること

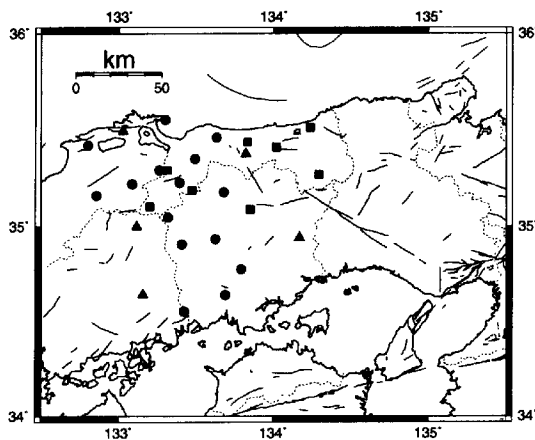


Fig. 6 Seismic stations used for locating hypocenters. There are 28 stations plotted. They consists of 8 DPR1 stations, 5 JMA stations and 15 Hi-net stations.

で、より正確な震源分布が得られることが期待される。そのような観点から、本報告での震源決定は以下のようなプロセスにしたがった。

(1) 地震の検出

地震の検出については、前述の鳥取観測所のトリガ論理にしたがって行なうこととした。したがって、本報告で使用する地震データは、原則としては、鳥取観測所の観測網でトリガ波形が収録されたイベントに関するものである。

(2) 再検測処理

鳥取観測所では、Fig.3 に示す観測点の波形データを収録しているため、これらの観測点の再検測処理を行なう。これに加え、より精密な震源分布を得るために、震央距離が 85km 程度までの観測点の、気象庁による速報検測データを使用させていただくこととした。これらには、鳥取観測所では波形データを収録していない観測点も含まれる。

(3) 再検測データの併合処理

上記のように、それぞれの地震についての再検測処理は、鳥取観測所における作業を優先し、それに加えて当該地震の気象庁による再検測データがある場合には、気象庁検測ファイルから震央距離 85km 以内の観測点の検測データを取り出して統合した。その結果、震源決定に使用した観測点の分布は、Fig.6 のようになった。

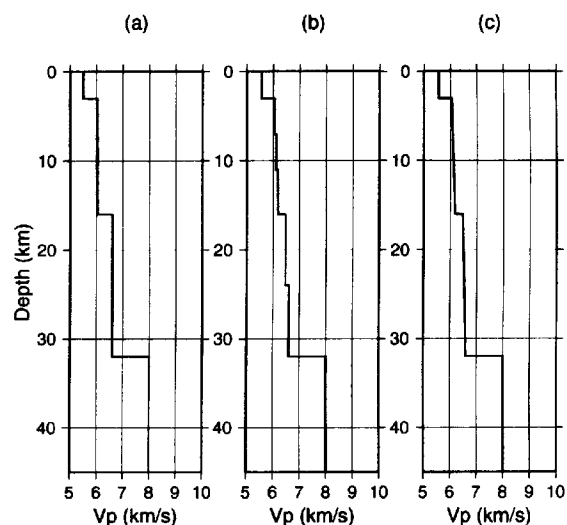


Fig. 7 Velocity structure model used for hypocenter determination. Fig.7(a) is used for routinely operation at the Tottori Observatory. Fig.7(b) is newly obtained model in this study by inverting travel time data of the aftershocks. Fig.7(c) is the final model based on Fig.7(b) used to locate aftershocks in this study.

Depth (km)	Vp (km/s)
0.00	5.552
2.99	5.553
3.00	6.042
15.99	6.182
16.00	6.468
31.99	6.660
32.00	8.000
500.00	8.100

Table 1 P-wave velocity model used in hypocenter determination in this study. Depth of the interfaces and corresponding P-wave velocity are shown.

2.5 震源決定の方法

鳥取観測所における通常の検測処理においては、震源決定には HYPOMH(Hirata and Matsu'ura, 1987) が使用されている。その際に用いられる地震波速度構造モデルは Fig.7(a) のようなものである。これは、橋爪・岸本(1967)や尾池(1975)を参考にし

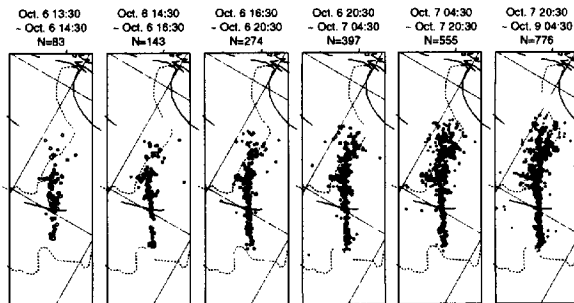


Fig. 8 (a) Snap shot of the epicenter distribution immediate after the mainshock. They are epicenter distributions within an hour after the mainshock, succeeding 2 hours, 4 hours, 8 hours, 16 hours, and 32 hours, respectively.

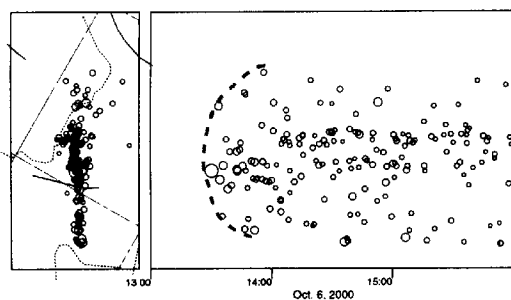


Fig. 8 (b) Time-space plot of the aftershocks within 2.5 hours since the mainshock.

て作成されたものである。今回、震源再決定の処理のために、あらためて一次元速度構造モデルの推定を行なった。Fig.6に示す観測点のうち、22点以上でP波およびS波の走時が読み取られている地震を約850個選び、Crosson (1976)の方法により、一次元速度構造モデルを求めた。モデルでは水平7層構造を仮定した。計算の結果をFig.7(b)に示す。これを平均化して震源計算に用いる速度構造モデルとしてFig.7(c)に示すモデルを作成した。なお、Fig.7(c)のモデルは、Table.1にも示してある。Crosson (1976)では、速度構造モデルと各観測点の観測点補正値を同時に求める。今回の震源計算プロセスの中ではインバージョンで求めた観測点補正値を直接は使用せず、Fig.7(c)の速度構造モデルとHYPOMHプログラムであらためて震源計算を行なった結果の走時残差から観測点補正値を評価して用いた。

3. 本震と直後の余震活動

Fig.7(c)に示す速度構造モデルを用いて決定された、平成12年鳥取県西部地震の本震の座標および発震機構解はFig.1の通りである。なお、この解は、震源決定に際しては、震央距離130km以内の観測点の検測データ、発震機構解に関しては震央距離300km以内の観測点の初動極性データを用いている。また発震機構解は下半球投影である。2枚の節面のstrike, dip, rakeは、それぞれ $str1 = 135^\circ, dip1 = 90^\circ, rake1 = 0^\circ$ 、および $str2 = 225^\circ, dip2 = 90^\circ, rake2 = -180^\circ$ である。余震分布との対応から、前者が断層面であることが推定される。

Fig.8(a)に本震後1時間、それに引き続く2時間、次の4時間、8時間、16時間、32時間の余震分布を示す。また、Fig.8(b)には、本震直後の2.5時間の余震分布の時空間分布を示す。本震直後の数時間は、本震震央の北側で余震発生数が多い。ただし、南側では、本震から2~3時間ではほぼ余震域の全域に地震の発生が広がったのに対し、北側では1日程度を要して震源域が拡大した。

4. 余震活動の推移

Fig.9に、第2章の方法で決定された2000年10月1日から2001年3月31日までの余震分布を示す。Fig.10(a)に、その時空間分布図を、Fig.10(b)にはFig.10(a)を90°回転したものを示す。またFig.11に余震発生数の推移を示す。Fig.11上段は、余震の1時間ごとの発生数とその積算数を示し、同下段は、気象庁速報震源データに基づく同地域のM3以上の地震の発生状況を示す。Fig.10(a)によれば、余震の減衰傾向は本震を境としてその南北で異なっており、本震の南東側の余震列の方が早く活動が減衰していることが認められる。

本震発生から2日後の2000/10/8 20:51に、 $Mjma=5.0$ の最大余震が余震域の北西部分で発生した。なお、2000年10月6日から2001年3月31日までの最大の余震は2000/10/8 13:17の $Mjma=5.5$ の地震であるが、これは後述のように、本震が属する余震域から南西に25km程度離れたところに発生したもので、狭義には本震とは別の誘発地震の系列であることが予想される。

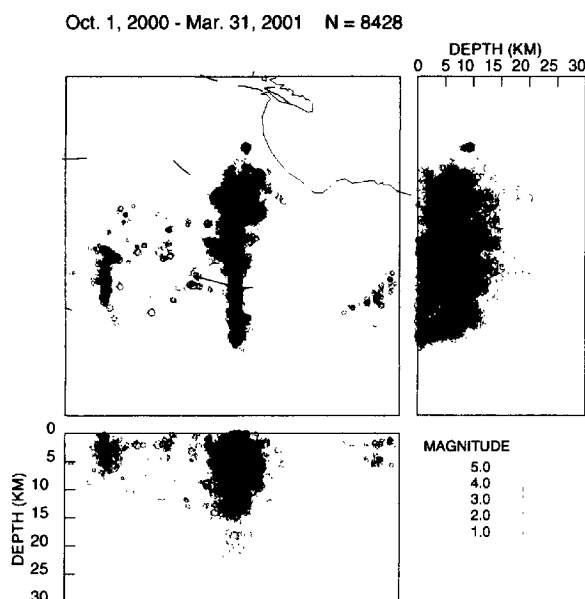


Fig. 9 Aftershock distribution in western Tottori prefecture area. (Oct.1, 2000 - Mar.31, 2001)

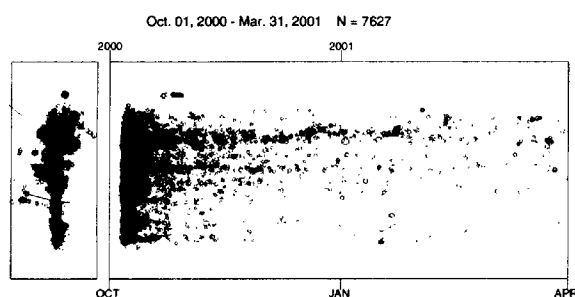


Fig. 10 (a) Time-space plot of the aftershock distribution in western Tottori prefecture area projected onto the $N30^\circ W$ section. (Oct.1, 2000 - Mar.31, 2001)

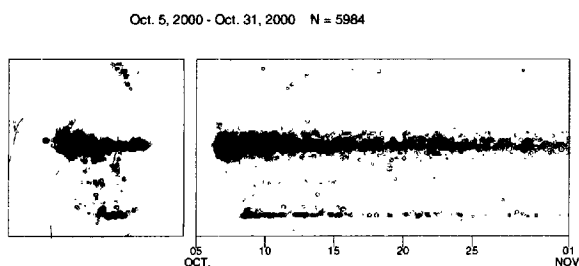


Fig. 10 (b) Time-space plot of the aftershock distribution projected onto the $N60^\circ E$ section. (Oct.1, 2000 - Oct.31, 2000)

5. 周辺の地震活動

本震発生後、周辺地域の地震活動が活発化したことが観測された。前述のように、本震発生から約2

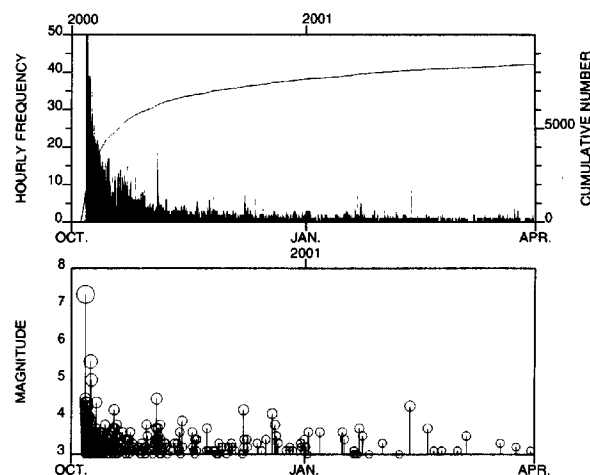


Fig. 11 Change of aftershock activity with time. Hourly frequency (upper, histogram), cumulative number (upper, line), and M-T diagram (lower) of the aftershocks shown in Fig.9. Preliminarily determined hypocenter catalogue by JMA is used to make the M-T diagram.

日後の、2000/10/8 13:17には、本震の余震域から南西側 25km 程度のところに $M_{jma}=5.5$ の地震が発生し、引き続き地震活動が継続した。Fig.10(b)には、Fig.10(a)を 90° 回転させた時空間分布図を示してある。この活動の震源分布も、本震の余震活動の震源分布に平行な北西から南東の走向を示している。さらに、本震から20時間程度経過後には、大山火山南東側でも小規模な群発地震活動が始まった。

6. 余震分布の再決定

Fig.9には、本震発生後約6ヶ月間の余震分布を示しているが、さらに詳細な分布を求めるために余震分布の再決定を行なった。Fig.9に示した震源は、第2章に記述したように、一次元地震波速度構造と各観測点の観測点補正値を求めて決定したものである。この際、観測点補正値は観測点ごとの固有の値であると仮定している。しかしながら、本来は、観測点補正値には観測点直下の地盤の影響のほか、震源と観測点の間の媒質の構造の影響も含まれている。そのため、観測点補正値を震源位置の関数として推定することにより、さらに細かな補正が可能になることが期待される。ここでは、古川・大見(1993)の方法(HYPOHO)を応用して、観測点補正値は震源座標の2次関数で表されると仮定して推定をおこなった。ここでは、HYPOHOを簡略化し、ある観測点

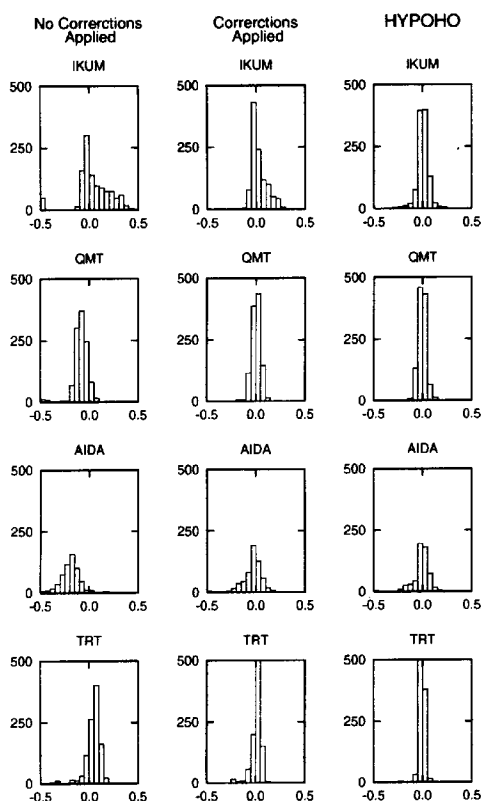


Fig. 12 Histograms of travel time residuals for P arrivals. The horizontal axis is in seconds and the vertical axis represents the number of P picks. On the left are the residuals for earthquakes located with conventional velocity structure model and no station corrections, while on the center are with newly obtained velocity model and station corrections. On the right are the same residuals with the new velocity model and corrections obtained by HYPOHO (Hurukawa and Ohmi, 1993) applied.

における走時残差 τ が、震源座標 x, y, z の 2 次関数として以下のように表されるとする。

$$\begin{aligned}\tau &= C_0 + C_1x + C_2y + C_3z \\ &\quad + C_4xy + C_5yz + C_6zx \\ &\quad + C_7x^2 + C_8y^2 + C_9z^2 \\ &= \sum_{k=0}^9 C_k H_k(x, y, z)\end{aligned}$$

ここで、 x, y, z は、それぞれの地震の、ローカルな原点 (ここでは本震の震央) からの東西方向および南北方向の位置および深さを取った。それぞれの

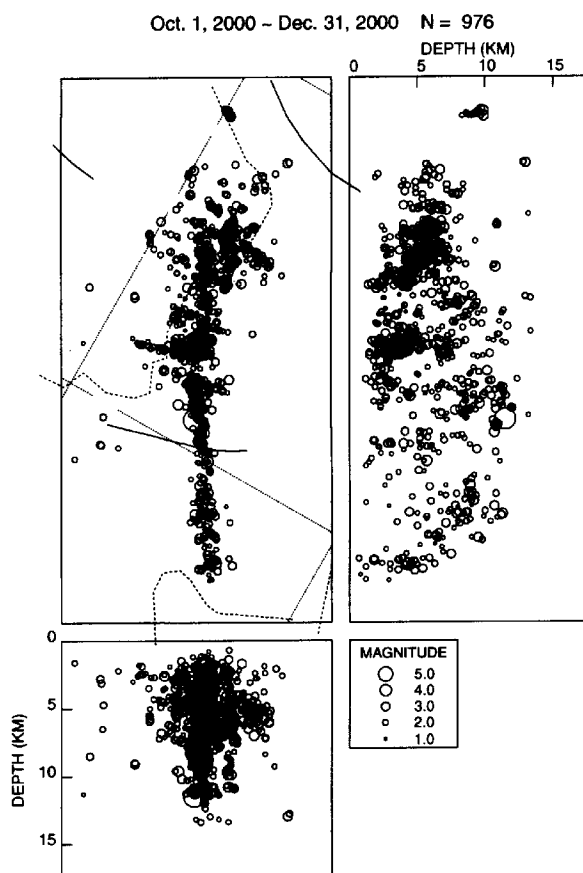


Fig. 13 Relocated hypocenters using HYPOHO method.

観測点の P 波および S 波の走時残差がそれぞれ上式で表されるとし、 $C_i (i = 0, 9)$ をそれぞれに対して最小自乗法により求めた。

実際の震源決定に際しては、最初に観測点補正値を与えずに HYPOMH により震源を計算し、得られた震源座標に対して、上で求めた係数を使用して各観測点の観測点補正値のセットを計算する。次にその観測点補正値のセットを使用して再度 HYPOMH によって震源計算を行なうという手順を取った。

Fig.12 に、震源再決定前後の走時残差の比較を示す。これらは、観測点ごとの P 波走時残差のヒストグラムの例である。左の列は、鳥取観測所の通常業務で使用する速度構造 (Fig.7(a)) を使用したものの、中央の列は今回求めた速度構造 (Fig.7(c)) を使用し、観測点補正値は各観測点ごとに定数であるとして震源を求めたものの、右の列は Fig.7(c) の構造を使用し、さらに観測点補正値を地震ごとに個別に求めて震源計算を行なった (HYPOHO 方式) もので

ある。観測点補正値を定数として与えた段階(中央の列)で、すでに走時残差の著しい改善が見られるが、補正値を個別に見積もることでさらに残差の改善が見られる(右の列)。なお、AIDAは岡山県東部の気象庁の観測点である(Fig.2 参照)。

再決定後の震源分布を Fig.13 に示す。その結果によれば、余震活動には、本震の震央付近を境にして南北で明瞭な差異が認められる。南東側ではほぼ直線状に震央が並ぶのに対して、北西側では、いくつかのクラスタ的な活動が全体として余震域の走向に並んでいる。南東側の直線状に余震が配列し、比較的発生数が少ない領域は、断層面上のすべり量が大きかった部分[たとえば、岩田ら(2000)など]に対応しているように見える。北西側のクラスタには、細かくみると、それぞれが東西方向の走向を持つ線状構造を呈しているものも見られる。

7. 前震活動

本震発生の約12時間前の2000/10/06 01:55(JST)に、震源域でM1.7の、前震と思われる地震が観測された。本震の震源位置とのマスターイベント法による前震の震源は、断層面上の、本震震央から約3km離れた場所に求められた。Fig.14(a)に、前震の発生位置を本震のそれとともに示す。また、Fig.14(b)には、時空間分布図上に前震の発生時期を示す。

なお、今回の震源域では、1989年、1990年および1997年にもMjma = 5.1~5.4の6回の地震を含む、前駆的な群発的地震活動が発生している[たとえば、梅田ら(2001)]。これらの群発地震も広義の前震活動と考えられる可能性がある。

8. 本震に先行した深部低周波地震

気象庁の速報震源リストによると、本震の震源域では、1997年10月以降本震発生までの3年間に、本震震央の8km程度西側で断層面の深部延長上と思われる深さ30km前後の場所に震源が決められた地震が4個あり、これらはすべて深部低周波地震であった。これらの発生時期は、1999年6月に2個、1999年7月に1個、そして2000年6月に1個である。また、これらの地震のマグニチュードは1.5から2.2の範囲に決められている。なお、本地域の通常の地震の深さは20km程度までであり、これらの低周波地震の識別は比較的容易である(Fig.15)。

これらのイベントのTRT観測点における波形を

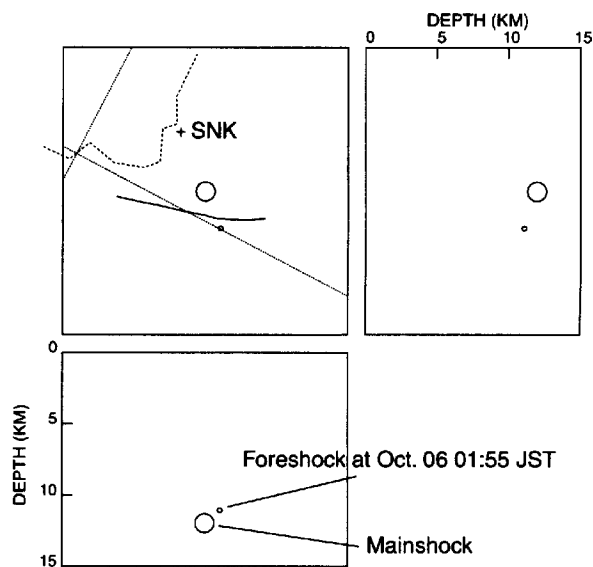


Fig. 14 (a) Location of the foreshock that occurred 12 hours prior to the mainshock. It is located using master event method with the mainshock.

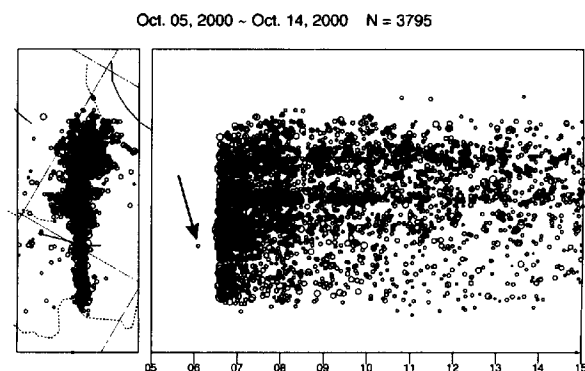


Fig. 14 (b) Foreshock that occurred 12 hours prior to the mainshock on the time-space plot. The foreshock is pointed by an arrow.

概観したところ、これらの地震の卓越周波数は、2Hz - 4Hz 付近にあるが、単色の地震ではない。また、P波、S波の識別は比較的容易であるが、P波に比べてS波の励起が非常に良いという特徴がある。さらに、P波の初動部分に高周波成分が重畳することなどの特徴が見られた。これらは、主に1分程度の継続時間を持ち、微動のような振動波形を呈しているが、さらに長い継続時間を持つものも認められる。特に、2000年6月のイベントはこの傾向が顕著で、振動継続時間は5分を超え、この中で複数のイベントが連続して発生しているように見受けられる。

さらに、本震発生前数日間のTRT観測点の連続記録を精査したところ、本震に先行する約9時間前

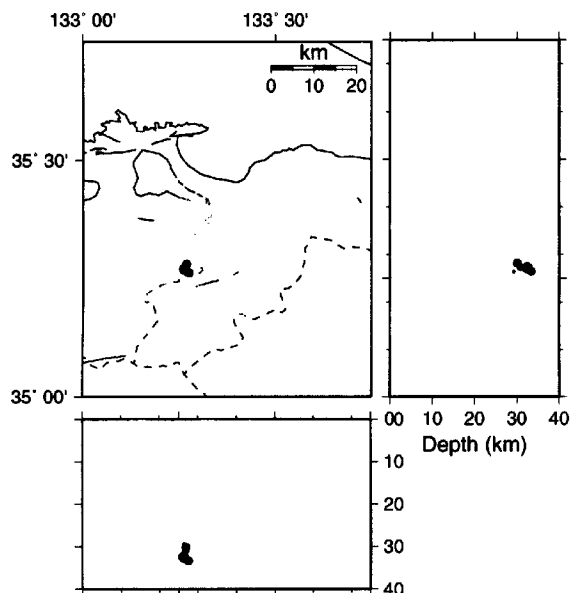


Fig. 15 Location of the deep low frequency (DLF) earthquakes preceded the mainshock. They are located about 30 km depth and 8 km west to the hypocenter of the mainshock. Solid circles represent the hypocenters of the DLF earthquakes.

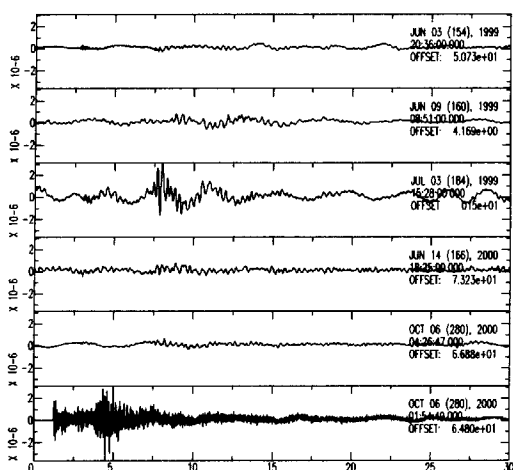


Fig. 16 Waveforms of the DLF earthquakes observed at TRT station. Vertical components are shown. Top five traces are those of DLF events, while the bottom trace is that of regular earthquake for reference.

の 2000/10/06 04:27 にも同地域で深部低周波地震の発生が認められた。震源は、暫定値であるが、過去の 4 個と同様の位置に求められた。Fig.16 にはこれら 5 個のイベントの、TRT 観測点における上下

動連続記録を示す。

なお、本震発生後、2001 年 3 月末までにも、同様の深部低周波地震は散発的に観測されている。2001 年 2 月には、気象庁により 3 個の震源が決められている。地震発生前の地殻深部の流体の挙動を理解する上で、これらの深部低周波地震の解析は重要なテーマであると考えられる。

9. 謝辞

本報告では、気象庁の観測網、および文部科学省防災科学技術研究所(現・独立行政法人防災科学技術研究所)の高感度地震観測網(Hi-net)の波形データのほか、気象庁による速報震源リストおよび同検測データを使用させていただいた。記して謝意を表する。衛星テレメータシステム利用の臨時観測点の設置に際しては、小泉 誠、藤原 了、藤澤洋輔の各氏にご支援いただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。なお、一部の図面の描画には、Wessel and Smith (1991) による描画ソフトウェア GMT を使用した。

参考文献

- 岩田知孝・関口春子・松元康広・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振動, 地震学会 2000 年度秋季大会, T06.
- 梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・大見士朗・片尾浩 (2001) : 2000 年鳥取県西部地震 - 前駆的群発地震・本震・余震 -, 自然災害科学, 19-4, pp. 501-512.
- 尾池和夫 (1975) : 鳥取微小地震観測所の震源表について, 地震 2, 28, pp. 331-346.
- 大見士朗・渡辺邦彦・平野憲雄・中川 渥・竹内文朗・片尾浩・竹内晴子・浅田照行・小泉 誠・伊藤 潔・和田博夫・澁谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐 直・近藤和男・渡辺 晃 (1999) : 微小地震観測網 SATARN システムの現状と概要, 京都大学防災研究所年報, 第 42 号 B-1, pp. 45-60.
- 活断層研究会 (1991) : 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp.
- 岸本兆方・尾池和夫・渡辺邦彦・佃 為成, 平野憲雄・中尾節郎 (1978) : 鳥取および北陸微小地震観測所のテレメータ・システムについて, 地震 2, 31, pp. 265-274.

- 橋爪道郎・岸本北方 (1967) : 微小地震の震源の求め方について, 京都大学防災研究所年報, 第 10 号 A, pp. 35-41.
- 古川信雄・大見士朗 (1993) : 震源座標の関数としての観測点補正値を用いた震源決定法, 地震 2, 46, pp. 285-295.
- 渡辺晃 (1971) : 近地地震のマグニチュード, 地震 2, 24, pp. 189-200.
- Crosson, R. S. (1976) : Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, J. Geophys. Res., 81, pp. 3036-3046.
- Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) : Maximum likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using non-linear inverse technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, pp. 50-61.
- Urabe, T., Hirata, N., and Takano, K. (1998) : A nationwide seismic telemetry network in Japan using satellite communication, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, Washington. D.C., 79, F569.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1991) : Free software helps map and display data, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, Washington. D.C., 72, pp 441.

The 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake

- Seismic activity derived from the compilation of DPRI, JMA and Hi-net data -

Shiro OHMI, Kunihiro WATANABE, Takuo SHIBUTANI,
Setsuro NAKAO, Norio HIRANO, Aiko NAKAO, Haruko TAKEUCHI, Fumiaki TAKEUCHI,
Sachie MIWA, Azusa SHITO, KIM Ai and Bogdan ENESCU

Synopsis

On October 6, 2000, an earthquake of $M_{jma}=7.3$ attacked western Tottori prefecture area, southwest Japan. This earthquake was named the 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake by JMA. Micro seismic observation networks have been operated in this area by DPRI, JMA, and NIED, and thus many aftershocks data were obtained. In this paper, we will report the outline of the seismic activity of the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake by compiling seismic data obtained by these seismic networks .

Keywords:The 2000 Tottori-ken Seibu Earthquake, Seismic activity, Routinely seismic network