

1983年鳥取県中部の地震に伴う余震活動の 広ダイナミックレンジ三点観測

西上 欽也・西田 良平・中尾 節郎・岸本 兆方

TRIPARTITE OBSERVATION OF AFTERSHOCKS OF AN EARTHQUAKE ($M=6.2$) ON OCT. 31, 1983 AT THE CENTRAL PART OF TOTTORI PREFECTURE WITH WIDE DYNAMIC RANGE RECORDING SYSTEM

By *Kin'ya NISHIGAMI, Ryohei NISHIDA, Setsuro NAKAO*
and *Yoshimichi KISHIMOTO*

Synopsis

Just above the source region of an earthquake ($M=6.2$) on Oct. 31, 1983 at the central part of Tottori prefecture, we operated the tripartite observation of aftershocks with wide dynamic range recording system. We succeeded in recording perfect waveforms of the largest aftershock with $M=4.8$ which occurred just below stations. The analysis of the waveforms revealed the following features on its rupture process: it radiated predominant high frequency waves (10 to 20 Hz) by multiple fracturing of two small areas during the rupture of an entire fault with length of 800 meters. Moreover higher frequency waves (about 30 Hz) are recorded 350 msec after the onset of P-wave initial motion, which can be interpreted as so-called 'stopping phase'.

1. は じ め に

1983年10月31日01時51分、鳥取県中部にマグニチュード (M_{JMA}) 6.2の中規模地震が発生した。鳥取での震度は4(中震)であった。この地域に発生した地震としては1943年9月10日の鳥取地震 ($M=7.4$) 以来の大きな地震活動であり、この地震の持つ地学的な意義は大きい。鳥取地震は、地殻内に約30 kmの長さにならって断層面を生成したと推定され¹⁾ (Fig. 1(a))においてSNTからTTTの東方10 kmあたりまでの範囲)、吉岡断層、鹿野断層には断層運動に伴うくい違いが現われた。その後現在にいたるまで、余震活動と考えられる微小地震が両断層を含む震源域で発生している。鳥取県地方の地震活動は、これらを含めて海岸線に平行な帯状の分布を形成している。今回の地震もこの活動域内に発生し、鳥取地震の推定断層面の西端近くに位置している。

この地域には京都大学防災研究所付属鳥取微小地震観測所の観測網が設置されている。今回の地震はその内部に発生したため、高精度の余震分布をはじめ、その活動状況が詳細にとらえられている²⁾。それに加えて、更に精度の良い震源決定、発震機構の解明、震源域直上での波形記録などを旨とした余震の臨時観測も、震源域を取り囲む8地点で、本震発生の直後から実施された。本論文では、この臨時観測点の1つである鳥取県東伯郡東郷町羽衣石(うえし)における観測の結果について報告する。

羽衣石における観測の特徴は、1 km スパンの三点観測(トリパタイト)を行なったことと、3成分の波形を広ダイナミックレンジ(100 dB)のシステムで収録したことである。この観測による最大の成果は、本震

発生から3日後に発生した $M_{JMA}=4.8$ の余震(後で述べるように、これが最大余震と考えられる)を、その直上において観測したことである。マグニチュード4級の小地震の波形を震源域直上で記録した例はほとんどなく、これは小地震の震源過程を解明する上で貴重なデータである。この他にも約8カ月間実施した観測では、極微小地震から小地震までの波形記録が大量に収録された。これらはいずれも震源域近傍で得られた良質のデータである。しかし、あまりにもデータ量が多く、まだごく一部をかつまんではしか解析を行っていない。従って本論文では観測の状況と、これまでに得られた結果についての序報を簡単に述べる。

2. 観 測 の 状 況

まず今回の地震活動について、以下の解析に必要な知識を簡単に述べておく。**Fig. 1**において、(a)は鳥取微小地震観測所の常設観測点の配置とルーチンで震源決定された地震の分布、(b)はそのうちで今回の地震の付近を拡大した図である。(b)では主な地震に番号を付けた。すなわち、1で示した地震が $M_{JMA}=6.2$ の本震、2の地震がその3分後に発生した $M_{JMA}=5.9$ の地震、3の地震が3日後に発生した $M_{JMA}=4.8$ の地震である。本震の震央から北西-南東両方向に、全長約5kmにわたって余震が線状に分布している。これが本震の断層面に相当する²⁾。ところで上記の2と3の地震について、いずれを最大余震とみなすかは難しい問題である。2の地震は、もちろん本震の破壊に伴って発生したものの、本震の断層面からは離れすぎており、最大余震というよりも独立した1つの活動としてとらえることができる。従って我々は、以下の解析において3の地震を最大余震と考える。

羽衣石観測点は**Fig. 1(b)**に示すように、主断層の北西端付近に設置された。その位置座標を**Table 1**に示す。観測点名A, B, Cとの対応については**Fig. 6**を参照していただきたい。地震計はA点に3成分、B, C点には上下動成分のみが設置された。これら全ての波形信号はA点から約10m離れた民家に集められ、トリガー方式で磁気テープに収録された。またA点での波形は、増幅器の倍率を変えて多チャンネルに分けることにより、100dBの広ダイナミックレンジで記録された。これは、直下でマグニチュード4級の地震が発生しても、完全な波形を記録できるように設計したものである。このような広ダイナミックレンジの三点観測は、以前に筆者らが山崎断層において実施した³⁾。今回もその時と全く同じ観測システムを用いたので、その説明は省略する。ただし、前回の観測システムを一部変更したが、それは次の2点である。まず第一は、遅延メモリーのサンプリング周波数を500Hz、遅延時間を4秒としたこと、第二は、トリガーのかけ方をB, C2点のAND回路にしたことである。

観測は、1983年11月2日18時からC点の1点だけで始め、翌3日19時から三点観測を開始した。その3時間後に、上述の最大余震が観測点の直下で発生し、その観測に成功した。これらについては第4章で詳しく述べる。観測はその後1984年7月6日まで約8カ月間続けられた。その間にデータ収録された磁気テープは、オープンリールテープ(1巻6時間)が30巻、水平動の低感度信号を記録したカセットテープ(1巻1時間)が28巻にも達した。これらの全ての波形記録は、5mm/secの紙送りで4チャンネルのペン書きレコーダに出力され、モニタ記録として保存されている。

3. 震 源 決 定

得られた地震記録はぼう大な量である。従って全ての地震の震源決定を行なうのは無理であるし、鳥取観測所のルーチンで精度良い余震分布が得られていることを考えると、それほど意義があるとは思われない。そこで我々は今回の解析では、広域のルーチン観測網で決定された震源と、震源域直上の1kmスパンのトリパタイトで決定された震源との位置関係を比較することを目的として、一部のデータについてのみ解析した。震源決定を行なったのは、三点観測を開始した11月3日19時00分から11月4日06時14分までの約11時間分についてである。

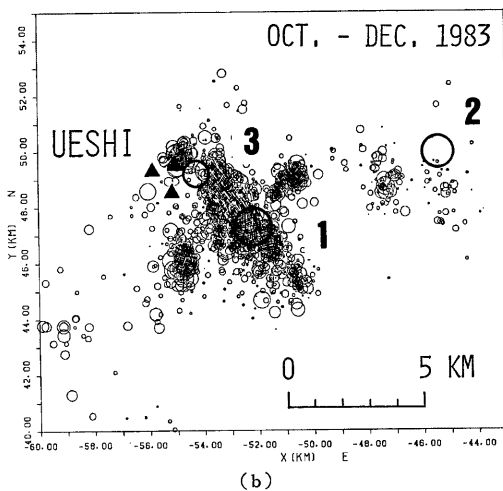
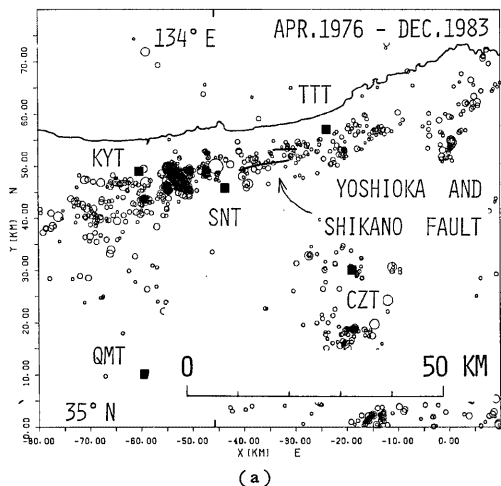


Fig. 1 (a) Distribution of earthquakes in and around the central part of Tottori prefecture determined by the Tottori Microearthquake Observatory, whose observation stations are represented by solid squares. The earthquake ($M=6.2$) on Oct. 31, 1983 and its aftershocks are located between two stations KYT and SNT. Their detailed epicentral distribution is shown in (b) together with the locations of our tripartite stations at Ueshi indicated by solid triangles. (b) The numbers 1, 2 and 3 attached to thick circles denote three large earthquakes, that is 1: main shock with $M=6.2$, 2: the earthquake with $M=5.9$, 3: the probable largest aftershock with $M=4.8$.

Table 1 Coordinates of observation points. Origin is (134°30'00"E, 35°00'00"N).

Point	X (km)	Y (km)	Altitude (m)
A	-55.745 (133°53'09.7"E	49.310 35°26'34.5"N)	70
B	-54.970	49.480	120
C	-55.120	48.545	110

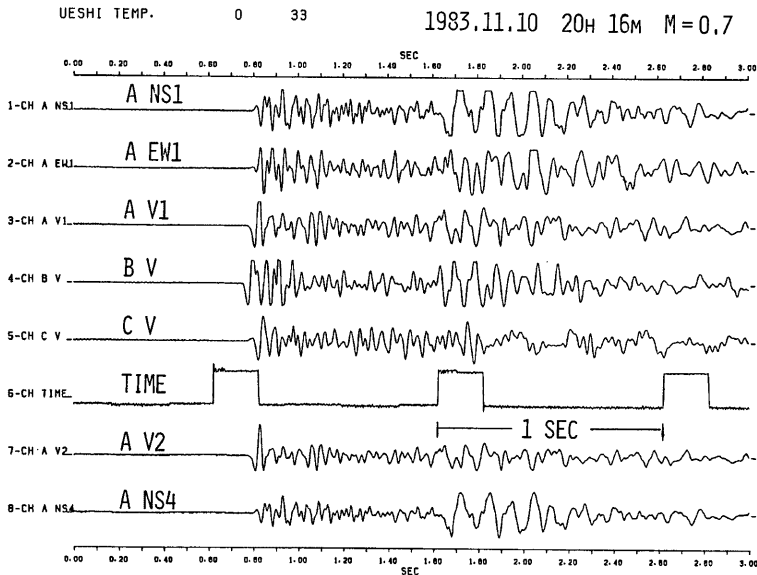


Fig. 2 An example of plotted waveforms of an earthquake which occurred just below tripartite stations. The amplitude of each trace is normalized.

まず磁気テープの波形データを、14チャンネルのペン書きレコーダを用いて 10 cm/sec の紙送りで出力して、可視記録を作成した。また一部の地震については、500 Hz サンプリングでA/D変換し、プロット出力を作成した。その例を Fig. 2 に示す。この図で下から2本のトレースは、A点での上下動、南北動成分の低感度のチャンネルである。P波、S波の到着時刻の読み取りは、精度を上げるために、波形の良く似た地震に分類してから、波形合わせを行なった。震源決定には3観測点のPタイムと、A点のSタイムを用いた。なお和達ダイアグラムから発震時を計算する時には、P波速度とS波速度の比、 V_P/V_S を1.73と仮定した。また Table 1 に示すように、B、C点のA点に対する高度差が各々 50 m と 40 m あるため、Pタイムに各々 7 msec と 6 msec の高度補正を行なった。

まず平均的な地殻構造として半無限構造を仮定して、震源を決定した。P波速度が 6.0 km/sec と 5.0 km/sec の2つの場合について、結果を Fig. 3(a), (b) に示す。マグニチュードは、鳥取観測所のルーチンにより F-Pタイムから計算された値を参照し、 $M < 2$, $2 \leq M < 3$, $3 \leq M < 4$, $4 \leq M$ の4段階に円の大きさを変えて表示した。これらとの比較のために Fig. 4 には、同じ期間に鳥取観測所のルーチンで決定された震源分布

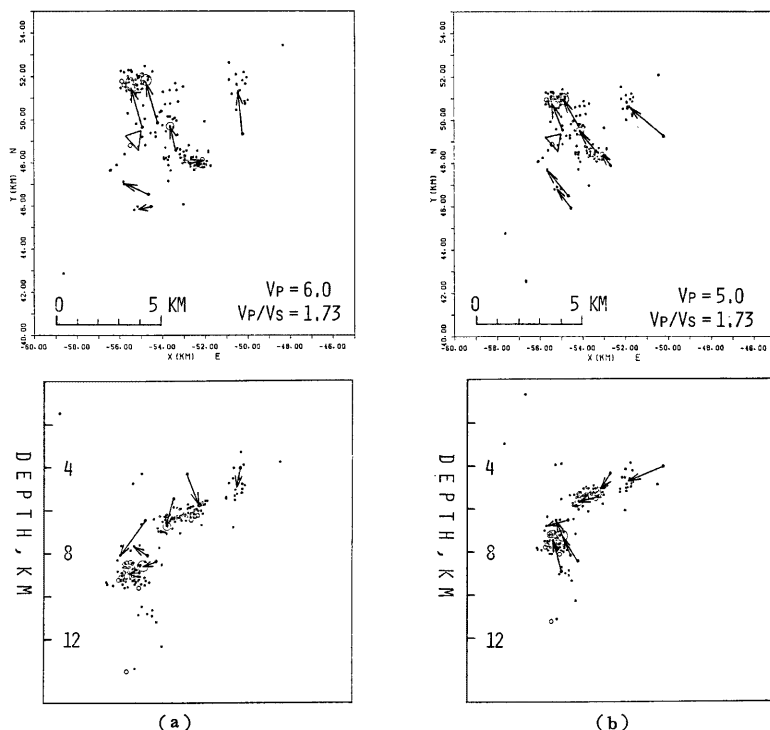


Fig. 3 (a) Distribution of hypocenter locations determined by the tripartite observation, which is shown by a triangle. The P-wave velocity structure is assumed to be an infinite medium with 6.0 km/sec. Arrows attached to some earthquakes indicate the difference of their hypocenter locations from those relocated by using data of the Tottori Microearthquake Observatory. (b) Same as (a), but the P-wave velocity is assumed to be 5.0 km/sec.

を示した。これは、P波速度が6.0 km/secの半無限構造で、4点Pタイム法により決定されたものである。観測点の組み合わせは、ほとんどが KYT (倉吉), SNT (鹿野), TTT (鳥取), CZT (智頭) の4点であるが、QMT (久米) が代用されている場合もある (Fig. 1(a) 参照)。また参考までに、本震の震源位置を星印で示した。Fig. 3 および Fig. 4 に取り上げた期間はちょうど、本震の断層面の周辺部 (北西側) に余震活動が拡大した期間に相当する⁴⁾。なお震源決定された地震の数は、ルーチンの方が117個、トリパタイトの方がちょうど2倍の233個である。

Fig. 3(a), (b) を Fig. 4 と比較すると、地震の分布はおおむね似ているものの、それとトリパタイトとの位置関係、あるいは深さ方向の拡がり方などに系統的な差が見られる。この両者の差を詳しく調べるために、まずルーチンの震源分布について、幾つかの地震を選んで震源を再決定した。それには KYT, SNT, TTT, CZT, QMT の5観測点のPタイムを読み直し、観測点の高度補正を行ない、P波速度が6.0 km/secの半無限構造で計算した。このようにして得たルーチン観測網による震源位置を基準にして、Fig. 3(a), (b) の震源が各々どれ位ずれているかをベクトル表示したのが、Fig. 3 の矢印である。いま、トリパタイトで震

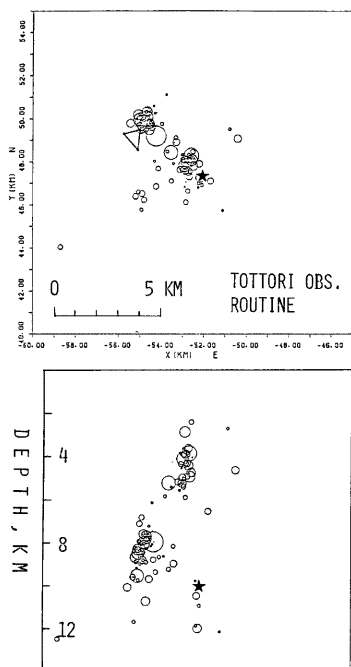


Fig. 4 Hypocentral distribution determined by the routine work of the Tottori Microearthquake Observatory during the same period as Fig. 3. A star represents the location of the hypocenter of the main shock ($M=6.2$).

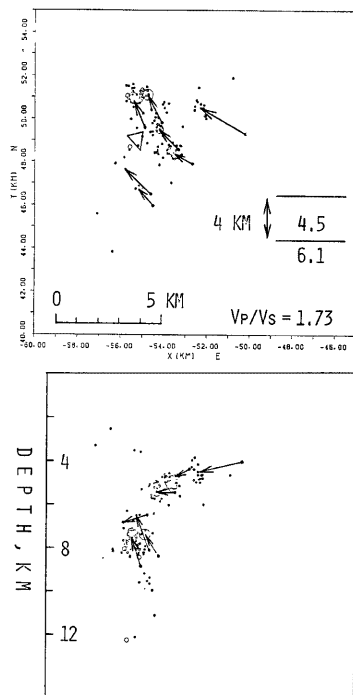


Fig. 5 Same as Fig. 3, but the medium is assumed to have two layers shown by the inset.

源決定する時のP波速度を変えると、震央はトリパタイトの中心から放射状に移動する（ただし深さ方向については、放射状の移動ではない）。Fig. 3(a)の矢印には、このような放射状に外向きの成分が含まれていて、P波速度として6.0 km/secは大きすぎる。そこでP波速度を小さくしていくと、この放射状のずれの成分は小さくなり、5.0 km/secとした時に、それがほとんどなくなって、平行移動のずれだけが残る（Fig. 3(b)）。従って、この地域（少なくともトリパタイトの周辺数 km 以内）の震源決定に用いる平均的なP波速度としては、5.0 km/secが適当である。ただしFig. 3(b)において、深さ分布については平行移動のずれではない。これには目をつぶり、今回の解析では深さ分布に関する議論はしない。ただ、トリパタイトで決定された震源はルーチン観測網による震源よりも深さ方向の拡がり小さく、P波速度を遅くするとそれは更に顕著になる（Fig. 3, 4）。

次に水平成層構造の場合について考える。今回の地震が発生した鳥取県中部地方の地殻構造は、倉吉・花房爆破により得られている⁵⁾。それによると、上部地殻（花崗岩質層）のP波速度は6.1 km/secである。その上の表層については、上述の倉吉爆破の走時を再検討した古川(1984)⁶⁾がP波速度を4.4 km/sec、厚さを2 kmと決め直している。また今回の地震発生に伴って展開された臨時観測でも、近地の採石発破の走時解析に

より、表層のP波速度として4.5 km/secが得られている²⁾。従って、以下の我々の解析でも、表層のP波速度として4.5 km/secを採用する。そしてその厚さを変えてトリパタイトで震源決定を行ない、ルーチンの震源分布と比較して、放射状のずれが生じないような最適な表層の厚さを求めた。その結果、古川(1984)⁶⁾が決定した2 kmという厚さでは、震源が放射状に外側にずれ、4 kmとした場合に全体的に放射状のずれがなくなった(Fig. 5)。

以上をまとめると、トリパタイト近傍の上部地殻について、花崗岩質層(第2層)のP波速度を6.1 km/sec、表層(第1層)のP波速度を4.5 km/secとした場合、表層の厚さは約4 kmが最適といえる。Fig. 5によると、花崗岩質層(第2層)の上限と地震分布の上限とがほぼ一致している。すなわち、表層(第1層)には地震がほとんど発生していない。これは、偶然こうなったものであろうか。

次に、Fig. 5において矢印で示した、1~1.5 kmの平行移動の震源位置のずれについて考察する。異なった2つの観測網で、異なった速度構造を用いて震源を決定したので、このような系統的なずれが残るのは当然であろう。その原因としては、次の2通りの場合が考えられる。まず第一は、ルーチン観測網による震源位置がずれている場合である。これは例えば、各観測点に固有のPタイムの遅れまたは進みがある場合に起こりうる。そのPタイムのずれの大きさを、平均的なずれ方をしている1つの地震について計算してみると、KYT, SNT, TTT, CZT, QMTで各々-80, +150, +70, +210, +120 msecとなる。ここで、正と負の値はそれぞれPタイムの進みと遅れを表わす。上記の値を観測点補正值とすることにより、系統的な平行移動のずれを解消することができる。また、このような遅れ、進みが生じる原因としては、例えば観測点近傍の表層の厚さの差などが考えられる。

第二は、トリパタイトで決定された震源がずれている場合である。この場合も上述の場合と同様に観測点補正值を計算すると、A, B, C点で各々+30, +15, -15 msecとなる。これらは値としては小さいが、トリパタイトのスパンが小さいので、震源のずれ方は大きくなる。このようなPタイムの遅れ、進みが生じる原因としては、上述の場合と同じく、観測点直下の表層の厚さのわずかな違いに加えて、観測点の位置、高度の測定誤差なども十分に考えられる。

これら2つの場合について、どちらが主たる原因であるかを断定することはできない。ただ、最大余震の観測波形から得られるS波の初動方向が、発震機構(次の章を参照)と観測点の位置とで決まる理論的な初動方向に一致するのは、ルーチン観測網による震源の方である。このような波形による考察を更に加えることにより、震源の絶対的な位置をおさえることができるであろう。

山崎断層で実施した三点観測でも、今回と同様に約2 kmの平行移動のずれが生じた³⁾。この時は、ルーチン観測網により決定された震源の方がずれていると判断したが、これは正しくない。今回の場合と同じく、波形の考察などの別の情報も用いないと、いずれに原因があるかは断定できないであろう。

最後に、この章の解析における2, 3の問題点について述べる。まず、トリパタイトで震源決定する時に V_p/V_s の値を1.73と仮定したが、もし実際の値がこれより小さいとすると、表層の厚さは4 kmより厚く見積もらなければならない。また、ルーチン観測網で震源を再決定する時に、P波速度が6.0 km/secの半無限構造を仮定したが、これを、この地域について広域的に妥当な水平成層構造(6.1 km/sec層の上に5.5 km/secの表層を4 km置く)⁹⁾に変えても、震央位置はほとんど変わらずに、深さのみが変化する。従って、これまで述べた結果にはほとんど影響しない。

4. 最大余震の震源過程

2章で述べたように、11月3日21時58分に発生した最大余震($M_{JMA}=4.8$)を震源域直上において観測することに成功した。その震源過程については現在まだ解析中であるが、これまでにはわかったことがら⁸⁾について以下に述べる。

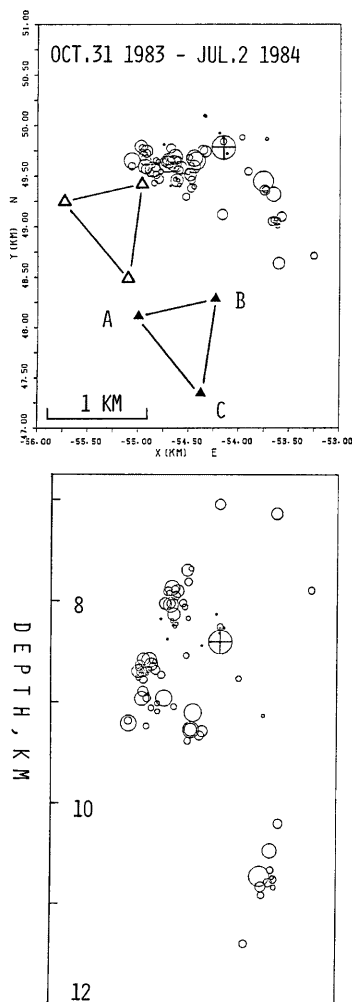


Fig. 6 Distribution of earthquakes in the vicinity of the largest aftershock (a circle with cross) during about eight months, precisely relocated by using data of the Tottori Microearthquake Observatory. The locations of tripartite stations A, B and C are plotted by one set of solid triangles and by the other set of open triangles. The former is relatively estimated by reference to the hypocenters determined by the tripartite observation.

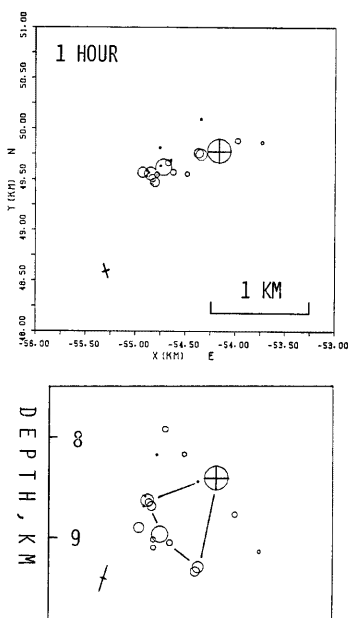


Fig. 7 Same as Fig. 6, but during only one hour after the occurrence of the largest aftershock. The inferred fault plane of the largest aftershock is represented by a triangular area in the cross section. Crossed bars indicate the error extent of hypocenters caused by 10 msec reading error of P-wave arrival times at five stations.

まず、最大余震とそれに伴う余震について震源分布を再決定した。それには鳥取微小地震観測所の KYT, SNT, TTT, CZT, QMT の5観測点のPタイムを読み直し、高度補正を施して、P波速度が6.0 km/secの半無限構造を仮定して震源を計算した。その結果、Fig. 6は本震 ($M_{JMA}=6.2$) の発生直後の10月31日から翌1984年7月2日までの約8カ月間の地震分布を、Fig. 7はそのうち、最大余震が発生してから1時間以内の地震分布を示す。いずれも、最大余震は十字の入った円で示した。これらの図からわかることは、まず、最大余震に伴う余震は $N70^{\circ}E$ の走向を持つ垂直な面上で、最大余震の南西側にのみ発生していることである。最大余震から南東方向にのびる深い地

震の分布は、これらと明瞭に分離できる。これは、本震の主断層面の北西端に発生している地震であり、最大余震と直接的な関係はない。また、最大余震に伴う余震については、最大余震の発生直後は上記の面上にきれいに分布するのに対し、その後は、その面上からやや離れた、いわゆる、しみ出した活動が見られる。なお、最大余震に先行する前震は2個だけであった。

これらの地震分布の考察より、最大余震について Fig. 7 に示すような断層面を推定することができる。すなわち破壊は震源から斜め下方向にユニラテラルに拡大成長して、長さ約 800 m の三角形の断層面を生成したと考えられる。この断層面は、Fig. 8 に示した発震機構⁹⁾の1つの節面とも良く一致する。しかし、本震の断層面とは直交しており、この最大余震は、本震の断層運動に伴って張力場となり、破壊強度が低下した部分に発生したことがわかる。このような例は、最近の精度良く震源決定された地震活動では、非常に良く見られる現象である。

Fig. 6 には、我々が設置したトリパタイトの位置も示した。2種類プロットしたのは、震源をルーチン観測網で決定した場合(白い三角形)と、トリパタイトで決定した場合(黒い三角形)についての、地震分布とトリパタイトとの位置関係の違いを示したものである。これは既に Fig. 5 において示した、震源の系統的なずれに対応するものであるが、今の図ではこれを、観測点位置のずれに置きかえてプロットしている。なお、トリパタイトで決定した最大余震およびそれに伴う余震の分布は、Fig. 6, Fig. 7 ほどに精度は良くないが、ほぼ同じ分布を示す。

次に、トリパタイトのA点で観測された最大余震の波形記録を Fig. 9 に示す。これは上下動、東西動成分について、観測された速度波形とそれを微分した加速度波形である。上下動成分は地震計の出力に3倍の増幅器を通し、東西動成分は0.75倍の増幅器を通して収録されたものである。東西動成分の最大加速度は約±50 gal であるが、これは瞬間的であり、±25 gal の加速度が約0.5秒間、S波部分において継続している。南北動成分については図に示していないが、これよりやや大き目の加速度を示す。これから判断して、震源域直上の羽衣石観測点での震度は「弱い4」と推定される¹⁰⁾。なお、震源距離が約30 km の鳥取における震度は3(弱震)であった。また、東西動成分を積分した変位波形において、S波部分の最大変位は0.12 mm であった。

これらの記録を用いて、最大余震の震源過程について考察する。まず Fig. 9 でP波初動から約350 msec後に出現するP2相に注目する。これは約30 Hzの短周期波動で、S波部分にもこれに対応すると思われる短周期のS2相が見える。P2-Pの時間差350 msecは、前述の断層面の長さ800 mと破壊伝播速度(ふつつ2~3 km/sec)を考えると、ほぼ破壊の継続時間に等しい。従ってP2相は、破壊が断層終端に達した頃に発生した波動と考えて良い。また、S2相の初動の同定は難しいものの、S2-P2の時間差はS-Pの時間差より0.1~0.2 sec 長い。これはP2相の震源が、観測点から見て、破壊開始点よりも遠い距離にあることを意味する。試みに、最大余震の推定断層面の最深部付近と破壊開始点とで、A点におけるS-Pタイムの差を計算すると、前者の方が後者より0.11 sec 長くなる。従ってP2相は、破壊が断層終端に達した頃に、断層終端(の深部)で発生した波動と考えても矛盾はないようである。すなわち、これはいわゆる stopping phase [例えば、SAVAGE (1965)¹¹⁾]である可能性がある。

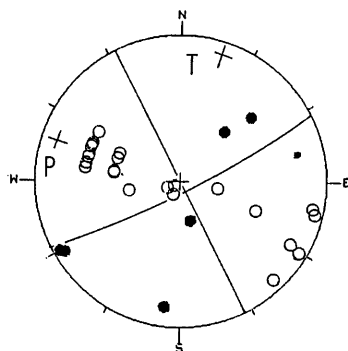


Fig. 8 P-wave first motions and the fault plane solution of the largest aftershock ($M=4.8$), projected onto the upper hemisphere of the Wulff net (after NISHIDA, 1985)⁹⁾. Solid and open circles represent compression and dilatation, respectively.

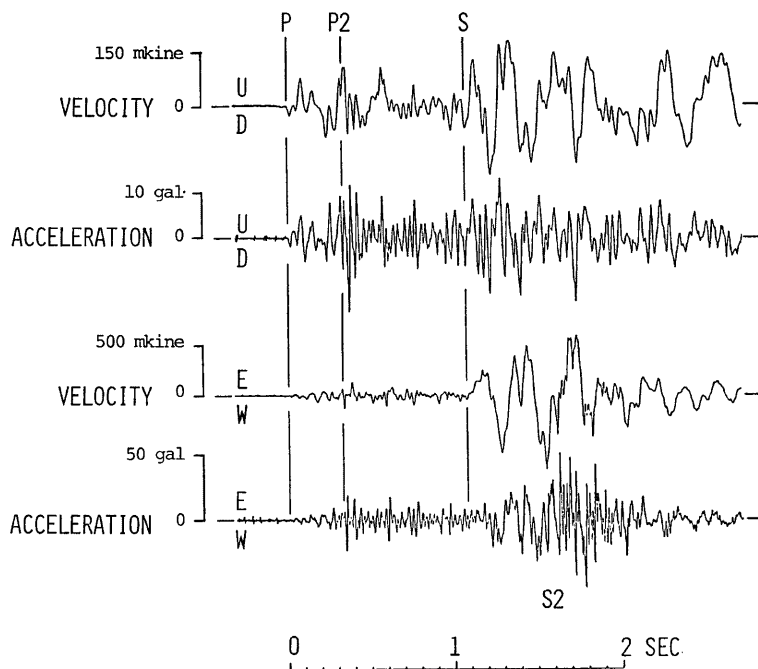


Fig. 9 Waveforms of the largest aftershock recorded at the station A. Upper two and lower two traces are vertical and horizontal (E-W) components, respectively. In each component observed ground velocity and calculated ground acceleration are plotted.

Fig. 7 の上下動成分（速度波形）のP波部分について、初動から約0.4秒間のフーリエ・スペクトルを**Fig. 10**に示す。卓越周波数は4 Hzである。ごく大ざっぱに卓越周期0.25 secに破壊伝播速度2~3 km/secを掛けて得られる断層面の長さは500~750mである。また、速度スペクトルの卓越周波数が変位スペクトルのコーナー周波数にほぼ等しいとして、参考までにBRUNE (1970)¹²⁾のモデルを用いると、断層の長さとして約900 mが得られ、MADARAGA (1976)¹³⁾のモデルで計算すれば約600 mが得られる。ただし、平均的なP波速度を5.0 km/secとした。これらの値は、既に地震分布から推定した断層の長さ800 mにおおむね等しい。従って4 Hzの波動は、この断層面のスムーズな破壊によるものと考えてよい。

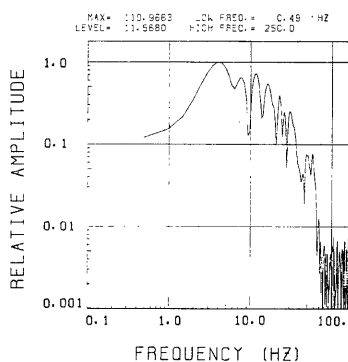


Fig. 10 Amplitude spectrum of P-waveform (velocity) of the largest aftershock

Fig. 9, Fig. 10 によると、P波の初動部分には、4 Hz の卓越周波数の他に 10~20 Hz の短周期波動が見える。この周波数成分を、数値的なハイパス・フィルターにより取り出すと、やや複雑な波形をしている。これを、最大余震に伴う適当な余震 ($M=2.0$ で卓越周波数は 15 Hz) の波形と比較することにより、最大余震のこの短周期成分は、2つのサブイベントから成るマルチプル破壊であることがわかる。試みに、この $M=2.0$ の地震の上下動成分の波形を7倍したものに、17倍したものを 30 msec 遅らせて加え合わせると、最大余震の P-P 2 間の波形を非常によく表現することができる。すなわち、最大余震のこの短周期成分は、 $M=2.0$ の地震程度の小さい領域 (卓越周波数よりその長さは 200 m 程度と推定される) が2個連続して破壊したもので、その各々の地震モーメントは $M=2.0$ の地震の地震モーメントの7倍と17倍ということになる。また渡辺 (1971)¹⁴⁾ の式により、振幅比をマグニチュードの差に換算すれば、各々のサブイベントのマグニチュードは3.0と3.4に相当する。

なおこの合成では、上下動成分の速度波形における P 2 相の直前の連続した2つのダウンの波形は、余震波形に特有の後続波から合成され、それが震源過程によるものではなく、媒質構造により生成された相であることも明らかになった。またこの合成では、P 2 相は全く表現されなかった。これは、P 2 相に相当する部分が $M=2.0$ の地震波形にはなく、すなわち P 2 相は構造的に生成されたものではなく、最大余震の震源過程に起因する相であることを意味する。これは、この相が stopping phase ではないかという推定を支持する1つの傍証となる。

Fig. 9 の上下動成分において、P, S で示したのは主破壊の初動である。更に高感度のチャンネルの記録を再生すると、その初動の前に $M \approx 2$ (振幅から推定した) に相当する微かなダウンの信号が現われ、その前には更に、 $M \approx 0$ に相当するわずかなダウンの信号が現われる。これらは主破壊の先駆的な微小破壊と考えられる。

このように最大余震について、震源域直上での広ダイナミックレンジの波形記録を用いた解析を行ない、その震源過程が詳細に解明されつつある。しかし前述の 4 Hz の卓越波動についても、多くの地震についてのスペクトル解析の結果、羽衣石観測点では構造的に 4 Hz の波動が励起されやすいなど、最大余震の震源過程について検討すべき問題は多い。目下、他の観測点における長周期波形もしくは低感度の波形も参考にして、理論波形の計算による断層パラメータの推定を行っており、これらの考察も加えて、次の機会にあためて報告したい。

5. ま と め

1983年鳥取県中部の地震 ($M_{JMA}=6.2$) の余震域において、広ダイナミックレンジの記録システムによる三点観測を行なった。これまでの解析による主な結果は以下のとおりである。

まず、トリパタイトおよび広域の微小地震観測網で個別に決定された震源を比較することにより、トリパタイト近傍の上部地殻の速度構造を推定した。それによると、花崗岩質層の P 波速度を 6.1 km/sec、その上の表層の P 波速度を 4.5 km/sec とすると、表層の厚さは 4 km とするのが適当である。

最大余震 ($M_{JMA}=4.8$) の震源域直上において、その3成分の波形を記録することに成功した。その波形解析および高精度の震源決定により、最大余震の震源過程について以下の4点が明らかになった。

- (1) 本震の断層面に直交する、長さ約 800 m の断層面を生成した。
- (2) 2つの小領域のマルチプル破壊 (各々のサブイベントのマグニチュードは3.0と3.4に相当する) により、10~20 Hz の短周期波動を発生した。
- (3) これより更に短周期で (約 30 Hz)、いわゆる stopping phase と考えても矛盾しない相が見られる。
- (4) これらの主破壊の直前には、マグニチュードがほぼ2と0に相当する2つの先駆的な微小破壊が存在した。

このようにマグニチュード4級の小地震になると、複雑な震源過程を持つことがわかった。しかし今回は

1点での波形記録しか得られなかったので、十分な解析は行なえなかった。いま我々は地震活動域において、広ダイナミックレンジの記録システムを持つ観測点を少なくとも3点以上常設し、小地震の震源過程における時間・空間的な破壊の成長過程を解明することを計画している。

謝 辞

観測装置の設置をはじめ、観測の維持に全面的にご協力いただいた倉本哲男氏、お世話になった現地の皆様によりお礼申し上げます。

長期間にわたる観測においては、多くの方々に現地での作業を手伝っていただいた。京都大学防災研究所の尾池和夫博士をはじめとする微小地震部門の皆様、防災科学資料センターの松村一男氏、鳥取微小地震観測所の矢部征氏、地震予知計測部門の今川一彦氏、鳥取大学教養部地学教室の宮腰潤一郎教授にお礼申し上げます。また、波形記録の再生やA/D変換についてお世話になった京都大学防災研究所の北陸微小地震観測所、地震動部門の方々にも感謝いたします。

なお計算には、京都大学防災研究所防災科学資料センターの FACOM M-150 F を利用した。

参 考 文 献

- 1) Kanamori, H.: Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. Tottori earthquake of 1943, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol. 5, 1972, pp. 426-434.
- 2) 京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所・微小地震研究部門・鳥取大学教養部地学教室：1983年10月31日鳥取県中部の地震 ($M 6.2$) について、地震予知連絡会会報, 第31巻, 1984, pp. 390-398.
- 3) 西上欽也・岸本兆方：山崎断層東部における微小地震の広ダイナミックレンジ・三点観測, 京都大学防災研究所年報, 第27号, B-1, 1984, pp. 79-89.
- 4) 佃 為成・中尾節郎・西田良平：鳥取県中部の地震 (1983年10月31日, $M 6.2$) の余震分布構造, 地震学会講演予稿集, No. 1, 1984, pp. 107.
- 5) Yoshii, T., Y. Sasaki, T. Tada, H. Okada, S. Asano, I. Muramatsu, M. Hashizume and T. Moriya: The third Kurayoshi explosion and the crustal structure in the western part of Japan, *J. Phys. Earth*, Vol. 22, 1974, pp. 109-121.
- 6) 古川信雄：余震群の走時を使って上部地殻の速度勾配とコンラッド面を求める方法, 地震, 第2輯, 第37巻, 1984, pp. 491-501.
- 7) 西田良平：(私信), 1984.
- 8) 西上欽也：1983年鳥取県中部の地震の最大余震 ($M 4.8$) の震源過程, 地震学会講演予稿集, No. 1, 1985, pp. 163.
- 9) 西田良平：主震で形成された震源断層の余震による修復と拡大—83年10月31日の鳥取県中部の地震 ($M 6.2$) —, 地震学会講演予稿集, No. 1, 1985, pp. 164.
- 10) 東京天文台編：理科年表, 丸善, 1985, pp. 766.
- 11) Savage, J.C., The stopping phase on seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 55, 1965, pp. 47-58.
- 12) Brune, J.N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, 1970, pp. 4997-5009.
- 13) Madariaga, R.: The dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 66, 1976, pp. 639-666.
- 14) 渡辺 晃：近地地震のマグニチュード, 地震, 第2輯, 第24巻, 1971, pp. 189-200.