

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

西上 欽也・岸本 兆方

TRIPARTITE OBSERVATION OF MICROEARTHQUAKES WITH WIDE DYNAMIC RANGE SYSTEM AT THE EAST END OF THE YAMASAKI FAULT

By *Kin'ya* NISHIGAMI and *Yoshimichi* KISHIMOTO

Synopsis

At the east end of the Yamasaki fault, tripartite observation of microearthquakes was operated with wide dynamic range recording system. Results of the analysis are as follows.

On the structure and epicenter locations around tripartite stations;

- 1) Fairly low velocity surface layer must exist in the upper crust.
- 2) Epicenter locations determined by Tottori Microearthquake Observatory have the systematic error of about 2 km in southeast direction.

On characteristics for Kasai earthquake sequence;

- 3) There exist lower limit of initial pulse width of P-wave ($M \leq 1$), peak in magnitude-frequency distribution ($1.5 \leq M < 2.$) and multiple fracturing ($M = 2.9$), the same as other earthquake sequences.
- 4) Effective stress acting on a fault plane increases with magnitude for $-1 \leq M \leq 2$, and have the same value for $2 \leq M \leq 2.9$.

1. はじめに

空間的に集中して発生する地震群を詳細に調べることにより、微小地震の発生過程の特性が次第に明らかになつてきた。西上・佃 (1982)¹⁾ は、1979年10月13日山崎断層東部に発生したマグニチュード (M)4.3の地震に伴う前震・余震群がクラスター構造を持つことを明らかにした。それによれば、約500mの広がりを持つ余震域において、10数個の小領域(クラスター)に集中して破壊(前震・余震)が発生し、その1つのクラスターの大きさは約100mであった。このような空間的に不均一な破壊の進行は、クラスターと同じ概念の相似地震あるいは earthquake family (例えば、TSUJURA (1983)²⁾) の存在として各地の地震群でも認められており、破壊現象の持つ重要な特性の1つと考えられる。

さらに最近では、このクラスター構造や地震波形の持つ幾つかの特性を説明するために、破壊単位の階層構造という考え方も提案されている³⁾。これらの研究を進展させるためには、地震群の震源域直上で観測を行い、高周波成分にいたるまで非弾性的減衰の小さい波形をとらえることがどうしても必要である。

このような観点より我々は、微小地震の発生過程を調べることを主目的として、山崎断層東部(詳しくは山崎断層系安富断層⁴⁾ 東端)の兵庫県神崎郡福崎町において地震観測を行った。この地域を選んだ理由は、上述のように M 4.3を含む地震群が発生するなど地震活動度が高く、定期的な地震活動も存在するからである。

観測システムの第一の特徴は、マグニチュードの大きい地震に対しても波形が飽和しないよう広ダイナ

ミックレンジ (100dB) としたことである。直下で M 4 級の地震が発生しても、完全な波形を記録できるよう設計された。第二の特徴は 1km スパンの三点観測 (トリパタイト), しかも 3 点の信号を 1カ所に集めて収録したことである。これにより本観測システム単独で震源決定が可能である。地震群内部の微細構造を知るほどの分解能はないものの, 地震群の絶対位置をおさえることができ, 山崎断層との関連において重要であろう。

観測期間中, 山崎断層周辺が全体的に地震活動の静穏期であった。観測点直下においても目立って大きな活動はなかったものの, 比較的近距离 (震源距離 18km) において小規模な地震群の活動 (最大地震 M 2.9) があった。この地震群は微小地震の発生過程を知る上で多くの情報を与えてくれる。

以下本論文では, トリパタイト周辺における震源の絶対位置の考察と, 微小地震の発生過程に関する考察を行う。

2. 観測システム

観測点の位置を Fig. 1 および Table 1 に示す。3 点 A, B, C は 1km スパンのトリパタイトを構成する。A 点から約 10m 離れた民家にデータレコーダ (ティアック社製 R-280 および R-61, 合計 18チャンネル) を設置し, B, C 点からの信号もシールドケーブルを通して集め, 磁気テープに記録した。

観測システムのブロックダイアグラムを Fig. 2 に示す。地震計はジオスペース社製の速度型換振器で, 固有周期 1.0秒, 減衰定数 $h=0.6\sim 0.65$ に調整された。電圧感度は振動台実験の結果, $3.2\sim 3.8$ volt/kine である。A 点には上下動成分および水平動 2 成分を設置し, B, C 点には上下動成分のみを設置した。増幅器の総合倍率は 750倍であるが, A 点の 3 成分については 190, 48, 12, 3, 0.8倍 (ただし EW 成分は 0.8倍のみ) の低感度の信号もチャンネルを変えて収録することにより, 100dB の広ダイナミックレンジを持たせ

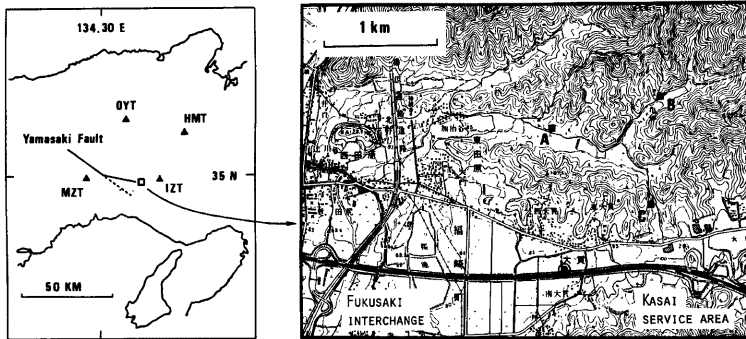


Fig. 1 Location of observation points A, B and C. Triangles represent observation stations of Tottori Microearthquake Observatory. Double circle shows the epicenter of the past earthquake of October 13, 1979 ($M=4.3$).

Table 1 Coordinates of observation points. Origin is ($134^{\circ}30'00''E$, $35^{\circ}00'00''N$).

Point	X (km)	Y (km)	Altitude (m)
A	26.289 ($134^{\circ}47'16.2''E$)	-4.859 ($34^{\circ}57'21.1''N$)	115
B	27.176	-4.596	150
C	27.142	-5.479	135

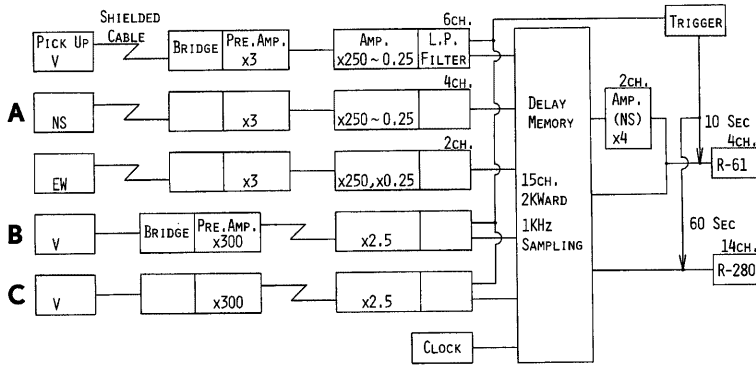


Fig. 2 Block diagram of the observation system

た。使用したロウパスフィルターは $f_c=60\text{Hz}$, -30dB/Oct. とした。遅延メモリーは 15チャンネルで、 1kHz サンプリング、遅延時間 2 秒とした。トリガーは A, B, C 3 点の上下動成分の AND 回路で作動し、R-280 (オープンリールテープ・6 時間) を 1 分間、R-61 (カセットテープ・1 時間) を 10 秒間同時に駆動することにより、1 回のテープ交換で最大 360 個のイベントを収録することができる。R-61 には NS 成分の低感度 3 チャンネルを収録した。

観測システムの総合特性を Fig. 3(a) に示す。5 Hz より長周期側の部分は、ブリッジを通して地震計のコイルにステップ電圧を入力し、得られたデータレコーダ出力 (Fig. 3(b)) を解析 (フーリエ変換の後、2 回微分) したものである。この長周期側の特性は、振動台実験の結果とも良く一致している。地震計のコイルにステップ電圧を与えることは、地震計に地動速度インパルスの 2 回積分を入力することに相当する。従って高周波成分の入力信号が微弱で、高周波側の特性を検定することは実質的に不可能である。なおステップ電圧のオン・オフは、シールドケーブル (2 芯のうち 1 本は地震計からの信号線、他の 1 本は検定用の 5V 線) の 5V 線を介してブリッジ内のリレーをオン・オフすることにより行い、遠隔操作も可能とし

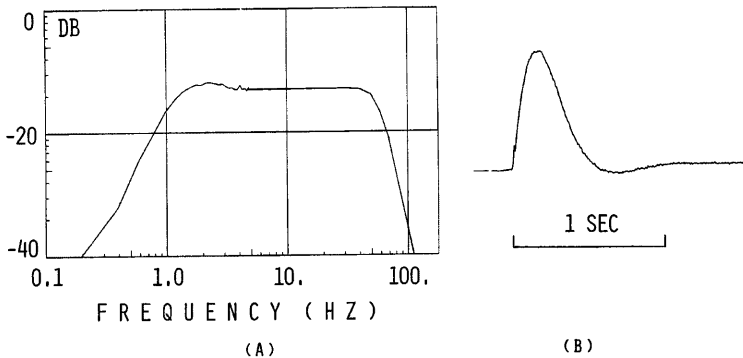


Fig. 3 (a) Overall frequency characteristics (velocity response) for the observation system (b) Output of the observation system when step-like voltage is applied to the moving coil of seismometer, what is called "step response"

た。この方法はトリガーのチェックにもなり、非常に有効であった。

Fig. 2 のブロックダイアグラムにおいて、地震計、データレコーダ、時計以外は全て今回の観測のために手作りされたものである。なかでも遅延メモリーは尾池・松村 (1983)⁵⁾ により開発されたもので、プリント基板化されているため、短期間で安価に作製することができた。

3. 震源決定

観測は1982年9月30日から1983年3月30日まで実施された。この期間中トリガーした地震の数は、遠地地震、発破も含めて885個であった。同じ期間に、京都大学防災研究所鳥取微小地震観測所でトリガーした地震の数は1650個である。鳥取観測所では F-P タイムによりマグニチュードを決定している。以下の解析においてもマグニチュードはこの値を用いた。ただし鳥取観測所でトリガーしなかった地震に対しては、同観測所泉 (IZT) 観測点の長期間連続記録から F-P タイムを読んで決定した。S-P タイムが2.5秒より短い地震 (発破を除く) について 1 kHz サンプリングで AD 変換し、プロッタ出力して可視記録を作成した。その例を Fig. 4 に示す。低感度のチャンネルについては上下動、南北成分の各1チャンネルずつを出力した (図の下から2本のトレース)。このように時間精度が良く、波形の見やすい可視記録を作成することが、解析をスムーズに進める出発点となる。

震源決定は半無限構造に対して、3点の P タイムと A 点の S タイムを用いて行われた。発震時は和達ダイアグラムから求めたが、この際 V_p/V_s はトリパタイトにより平均的に得られた値 1.69 を用いた。この値は佃 (1978)⁶⁾ が山崎断層付近について得た値と同じである。Table 1 に示したように、B, C 点の A 点に対する高度差が各々 35 m, 20 m あるため、 $V_p=5.0$ km/sec, 観測点への平均的な入射角を 45° として、P タイムに各々 5 m sec, 3 m sec の高度補正を行った。

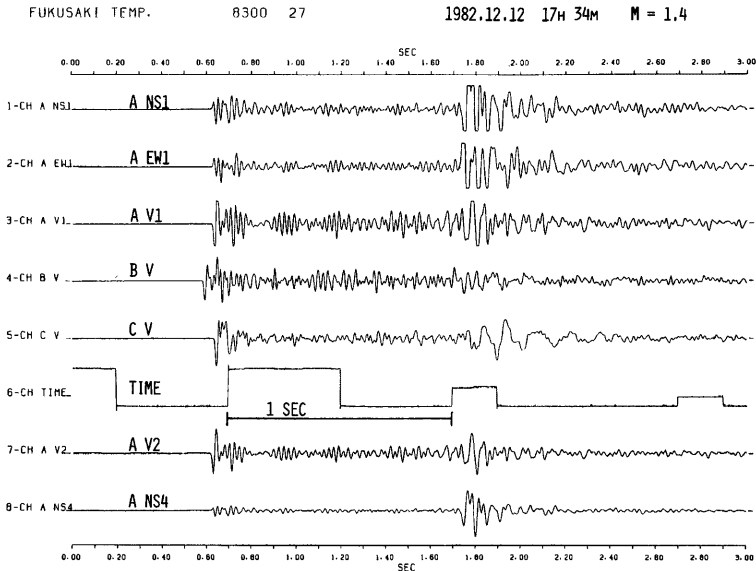


Fig. 4 An example of waveform for an earthquake which occurred just below observation points. The amplitude is normalized.

鳥取観測所では $V_p=6.0\text{km/sec}$ の半無限構造で、4点Pタイム法により震源決定を行っている。この地域に対しては Fig. 1 に示した IZT, MZT, HMT, OYT の4点が用いられている。 $V_p=6.0\text{km/sec}$ としてトリパタイトで震源決定した結果と、同じ期間に鳥取観測所で決定された震源分布(発破を除く)を Fig. 5 に示す。図中の直交する2本のエラーバーは、読取り誤差による震源の誤差(標準偏差)を表わす。トリパタイトの場合はPタイムが $\pm 3\text{m sec}$, Sタイムが $\pm 10\text{m sec}$, 鳥取観測所の場合はPタイムが $\pm 40\text{m sec}$ の誤差を持つとした。波形合わせによりP波, S波の初動を読取ったため、トリパタイトによる震源の方が精度は良い。特にトリパタイト近傍では、深さの精度が $200\sim 300\text{m}$ と圧倒的に高い。

Fig. 5 における両方の震源位置の違いをわかりやすくするために、鳥取観測所で決定された震源(黒丸)に対するトリパタイトで決定された震源(白丸)のずれを Fig. 6 に示す。白丸が黒丸に対して系統的に、トリパタイトから放射状に外側にずれている。このような系統的なずれが生じる原因としては、トリパタイトで震源決定する際の V_p/V_s が小さすぎるか、あるいは V_p が大きすぎるのが考えられる。このずれを

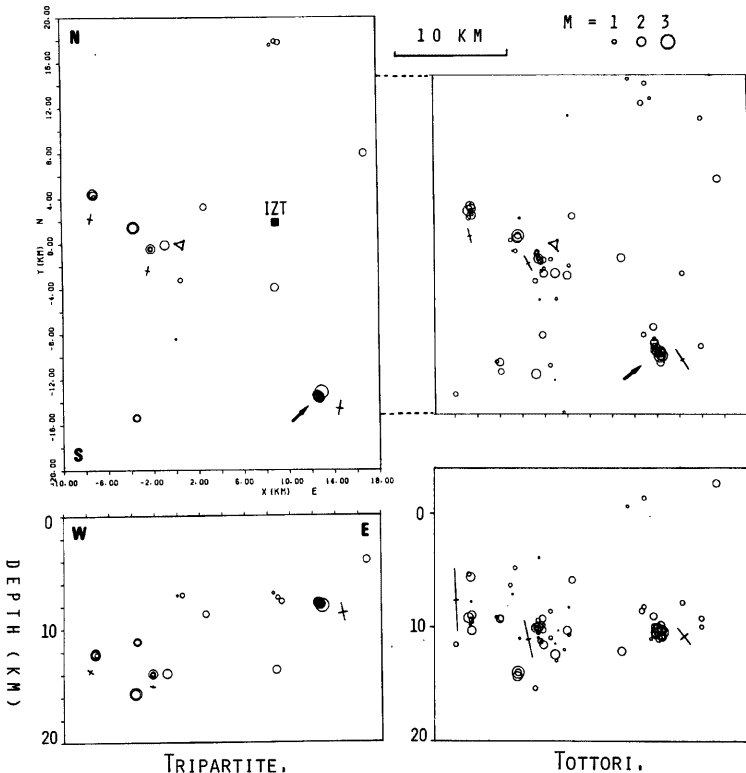


Fig. 5 Distributions of hypocenter locations determined by the tripartite observation (left) and by Tottori Microearthquake Observatory (right). The value of V_p is assumed to be 6.0 km/sec in both calculation. The location of tripartite stations is represented by a triangle. Crossed bars indicate the error extent of hypocenter locations. Kasai earthquake sequence is shown by an arrow.

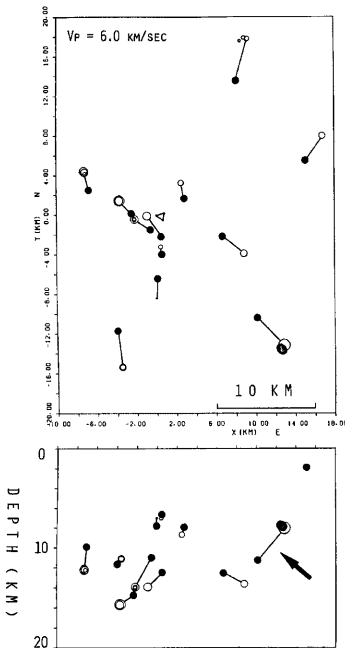


Fig. 6 The difference between the hypocenter location determined by the tripartite observation (open circle) and that determined by Tottori Microearthquake Observatory (solid circle). The value of V_p is assumed to be 6.0 km/sec for tripartite observation. The earthquake whose depth can not be determined is not plotted on the cross section.

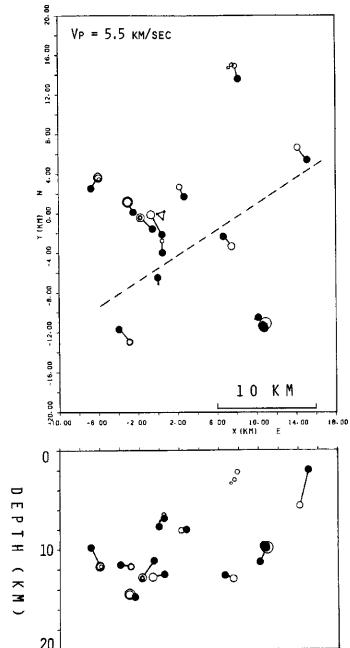


Fig. 7 Same as Fig. 6, but V_p is assumed to be 5.5 km/sec for tripartite observation. The broken line shows boundary across which the pattern of difference between open circle and solid circle changes.

V_p/V_s の値を変えることにより除去しようとすれば、かなり大きい値 (≈ 1.8) にすることが必要である。しかもそれでは、Fig. 6 で矢印を付けた地震が示すようなずれを除去することはできない。このずれは V_p の値を変えることにより除去することができる。以上より V_p の値を小さくすることが、より適切な対応と考えられる。 $V_p = 5.5 \text{ km/sec}$ とした場合の震源のずれを Fig. 7 に示す。Fig. 6 に見られた放射状の系統的なずれは全体的に除去された。

この地域の上部地殻の P 波速度構造としては、6.1 km/sec 層 (厚さ 12 km) の上に 5.5 km/sec の表層 (厚さ 4 km) をのせた水平成層構造が考えられている²⁾。今回得られた平均的な P 波速度が 5.5 km/sec ということから考えると、トリパタイト周辺における表層の速度はもっと遅いと推定される。これに関しては、トリパタイト周辺での発破が多数とらえられているので、今後ただちに検討されるであろう。

次に Fig. 7 に見られる平行移動のずれに注目しよう。図に示した破線を境として、系統的なずれのパターンが異なる。この境界の北西側では黒丸 (鳥取観測所で決定された震源) が白丸 (トリパタイトによる震源) に対して、南東方向に約 2 km 系統的にずれている。トリパタイト近傍の地震については、速度構造を少々変えてもその震源はほとんど変化せず (Fig. 6, Fig. 7)、絶対的な精度はかなり良いはずである。従って

この平行移動の系統的なずれは確かなものであり、鳥取観測所で震源決定する際に生じる系統的な誤差と考えることができる。鳥取観測所で震源決定する際の V_p を変えると、観測点網の中心から放射状に震源が移動し、Fig. 7 に見られるような平行移動のずれは生じない。例えばこのような平行移動の系統的なずれは、各観測点に 0.1 sec 程度の観測点補正値を適当な組み合わせで与えることにより生じさせることができる。しかしながら Fig. 7 において、境界より南東側では北西側とは逆の方向に系統的にずれている。従って観測点補正値といった観測点付近における問題としてだけでは説明できず、この境界線付近に構造の変化 (lateral heterogeneity) を考えなければならぬであろう。しかしこの問題に関しては、今のところ情報が少ないので深くは立ち入らない。

以上の結果より、Fig. 1 に示された1979年10月13日の $M 4.3$ の地震も、真の位置は北西に約 2 km の所であったと推定できる。Fig. 5 において地震分布には北西—南東方向の線状配列が見られる。上述の $M 4.3$ もこの一部に属するらしい。西上・佃 (1982)⁴⁾ によれば、この $M 4.3$ の余震分布も北西—南東走向の面構造を形成していた。これらはいずれも山崎断層に関連した配列構造かも知れない。この地域は山崎断層の東端にあたるが、地表においては断層位置はトレースされていない⁴⁾。そういう意味で、今回これらの絶対位置がおさえられたことは、地震分布から断層位置を推定する際に役立つであろう。

4. 加西の地震群の特性

Fig. 5 に示すように今回の観測により、トリパタイトの近傍で空間的に集中して発生する地震群が幾つかとらえられた。このうち、トリパタイトから震央距離約 14 km の兵庫県加西市に発生した地震群 (図中矢印で示す) の規模が最も大きかった。この地震群の最大地震は $M 2.9$ (1983年 3月20日 09時35分) で、その後合わせて 28個の地震がトリパタイトでとらえられ、震源決定された。この地震群に関して鳥取観測所でトリガーした地震の数は19個で、これらは全てトリパタイトでもとらえられた。1 km スパンのトリパタイトでは震源分布の微細構造を知るだけの分解能は持たないものの、S-P タイムの差が 40 m sec 以内であり、およそ 300 m の空間内に集中して発生したものであろう。従ってもしクラスター構造を持つとすれば、最大地震 ($M 2.9$) のマルチプル破壊 (後で述べる) とも考え合わせて、2~3 個のクラスターで構成されると推定できる。 $M 2.9$ の発震機構を Fig. 8 に示す。ストライクスリップを仮定して節線を引いた。幾つかの地震を除いて、これと同じ P 波押し引き分布を示すものが多い。以下ではこの加西の地震群について考察を進める。

この地震群の観測波形の例を Fig. 9 に示す。P 波初動の波形が単純であり、単純な破壊過程により発生したと考えられる 1パルスの地震波動を後続波から分離できる。この部分を調べることにより、その破壊過程を知ることができる。A 点の波形については局地的な構造の影響で波形が変形していると思われるので、以下の解析では主に C 点の波形を用いる。ただし A 点に関しても波形の受ける構造の影響を一定と考えれば、波形の比較による震源過程の考察はできるわけで、Fig. 11 では A 点の波形を用いた。これは $M 2.9$ の波形である。上下動成分については190倍の低感度チャンネル (AV2) により完

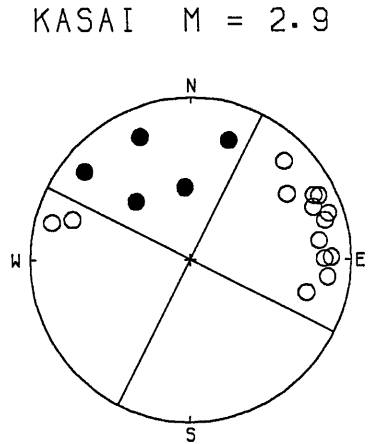


Fig. 8 P-wave first motions and the fault plane solution for the largest event of Kasai earthquake sequence, projected onto the upper hemisphere of the Wulff net. Solid and open circles represent compression and dilatation, respectively.

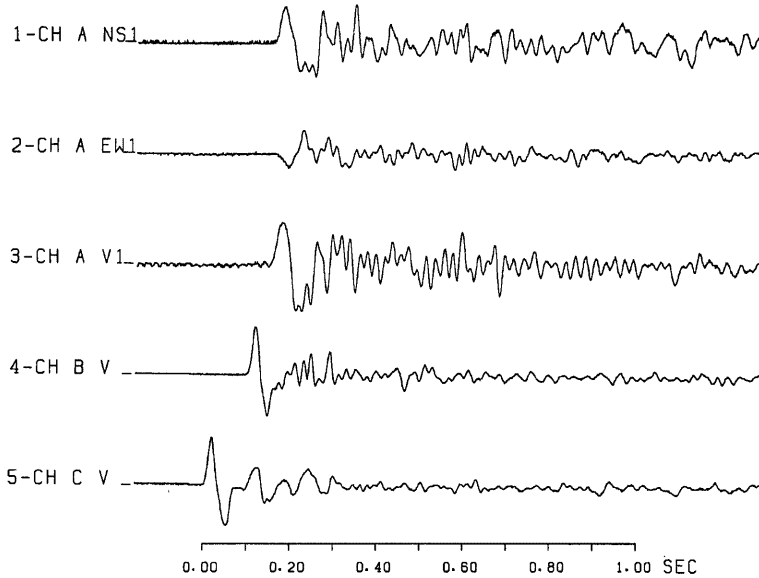


Fig. 9 Waveform example of an earthquake which belongs to Kasai earthquake sequence. Note that the initial part of P waveform observed at points B and C has a shape of simple pulse.

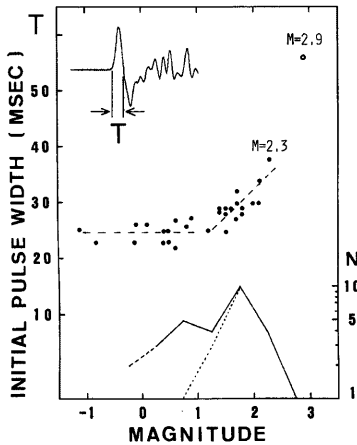


Fig. 10 Initial pulse width T and frequency distribution N versus magnitude for Kasai earthquake sequence. Open circle represents a multiple event. Dotted line in frequency distribution shows data after Tottori Microearthquake Observatory.

全な波形を記録することができた。これは広ダイナミックレンジの観測システムを用いたことによる成果である。

P波初動のパルス幅 T (速度波形の最初の山または谷の継続時間) とマグニチュードの関係、および規模 (マグニチュード) 別頻度分布を Fig. 10 に示す。その地震自体ではトリガーがかからないような極微小地震 ($M \leq 0$) についても、幾つかが収録されたので、この図にはそれらのパルス幅も示した。パルス幅は、変位波形の継続時間すなわち見掛けの破壊継続時間の約 $1/2$ の大きさである。破壊の成長、停止の仕方のモデルにもよるが、破壊域の大きさにほぼ比例する量と考えて良い。

Fig. 10 には3つの重要な特徴が見られる。まず第一は T に下限値があることである。仮にこれが震源過程を反映した現象とするならば、破壊域 (断層面) の大きさが $M \leq 1$ で一定になることを意味する。第二の特徴は、 $1.5 \leq M < 2.0$ に地震数のピークが見られることである。このピークが検知能力上、有意かどうかを判定することは難しい。しかし震央距離 14 km という近くでの観測であること、 $M \approx$

0.5の小さい地震までトリガーがかかったこと、同じ山崎断層東端の福崎に発生した地震群の場合にも、活動後期に $1.5 \leq M < 2.0$ に有意なピークを持つグループが出現したこと¹⁾ から考えて、この加西の地震群のピークも有意と考えられるのではないだろうか。図には参考までに、鳥取観測所で検知された加西の地震群の規模別頻度分布も点線で示してある。

$M \geq 1$ では M が大きくなると共に T も大きくなる。そして最大地震 ($M 2.9$) の T ははず抜けて大きい。これは Fig. 11 に示したように、波形がそれまでの単純なものからマルチプルに変わったためである。すなわち M がある程度大きくなると波形がマルチプルになり、パルス幅がそれまでの関係からはずれてしまう。これが第三の特徴である。もっとも波形が単純でなくなれば、パルス幅は見掛け上のもので何ら意味を持たない。

このような3つの特徴的パターンについては、西上 (1983)⁹⁾ が他の地域の幾つかの地震群についても見出した。そして空間的に集中して地震が発生するような所には、もともと破壊しやすい構造上の単位 (破壊単位) が存在し、それらが階層構造を成していると考えた。簡単に説明すると以下のようになる。 $M \approx 1$ に相当する破壊単位が存在し、それらが幾つか集まって $M \approx 2$ に相当する破壊単位を形成する。 $M \leq 1$ の地震は $M \approx 1$ の単位を1個だけ破壊し、その地震規模は変位量だけで決定される。 $1 \leq M \leq 2$ では複数個の単位を破壊し、地震規模は破壊した単位の数と変位量で決定される。 $M \geq 2$ の地震は $M \approx 2$ の破壊単位を複数個破壊する。この時 $M \approx 2$ の破壊単位間にバリアーが存在するためにマルチプル破壊となる。 $M \approx 1$ の破壊単位間のバリアーは弱いので、 $M \leq 2$ の破壊はマルチプルにならないというわけである。

今回の加西の地震群の場合についても、この考え方で説明できそうである。ただ、 $1 \leq M \leq 2.3$ は $M \approx 1$ の破壊単位を複数個破壊するわけであるが、パルス幅から考えて $M 2.3$ はせいぜい2個の単位を破壊するだ

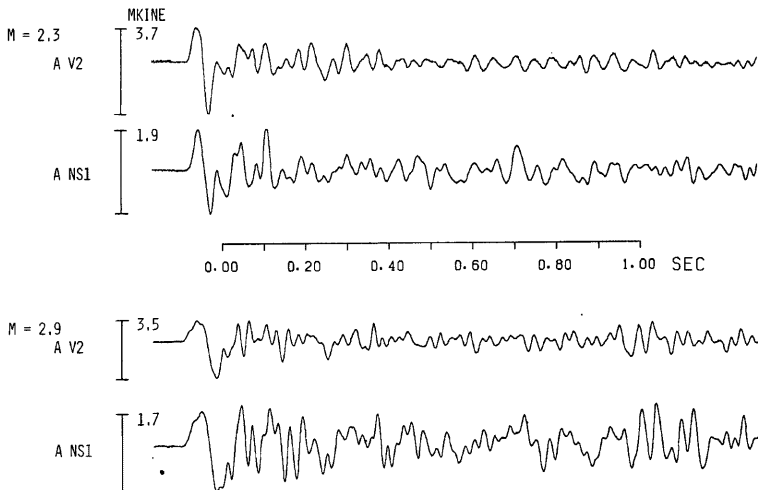


Fig. 11 P waveforms of vertical and horizontal (NS) components observed at point A for two earthquakes of Kasai group. Upper traces are for the second largest event ($M=2.3$) and lower traces are for the largest event ($M=2.9$). By taking a close look at the initial part of P waveforms, it is clear that upper traces ($M=2.3$) have rather simple waveforms but that lower traces ($M=2.9$) have complex waveforms, implying multiple (two or three) fracture.

けである。従って、破壊の小単位の大きさが $M \approx 1$ から $M \approx 2$ 程度までばらつくとも考えられるであろう。 $M 2.9$ の波形に関して、西上 (1983)³⁾ が示した例と同様に、 $M \approx 2$ の波形を 2~3 個重ね合わせるにより合成できそうである。 $M 2.9$ は $M \approx 2$ の破壊が 2~3 個連続したマルチプル破壊と考えられる (Fig. 11)。

パルス幅の下限については伝播経路での高周波成分の減衰の効果、規模別頻度分布のピークについては小さい地震の数えもれにより、各々見掛け上そうになっているだけかも知れない。従って破壊の小単位 ($M \approx 1$ に相当) の存在については、今のところ断言することは危険である。しかしパルス幅が M と共に大きくなる $M \geq 1$ の地震に対しては、震源過程の違いは観測上、十分に検出可能と考えられる。従って $M \geq 2$ (加西の地震群の場合は $M > 2.3$) がマルチプル破壊になるという現象は、確実に震源過程を反映したものであろう。これは微小地震の発生過程を考える上で、あるいは微小地震と大きい地震の関係を知る上で極めて重要な特性と考えられる。

西上 (1984)⁸⁾ はこの加西の地震群の波形解析により、それらの断層運動における有効応力 (断層面に働くテクトニックな応力から動摩擦力を引いたもので、動的応力降下量と同じ) を求めた。それによれば $-1 \leq M \leq 2$ では、有効応力が 5 bar から 100 bar まで M と共に増加する。しかし $M 2.9$ の有効応力は $M \approx 2$ と同じく 100 bar であった。データ数は少ないものの、 $M \geq 2$ では有効応力が一定になるというわけである。これは別の言い方をすれば、 $M \leq 2$ では破壊成長時の有効応力により地震の大きさが一意的に決まるものの、 $M \geq 2$ では同じ有効応力で破壊が成長しても、破壊がどれだけ継続するか (前述のように、正確には $M \geq 2$ の破壊が何個連続するか) によって地震の大きさが決まるということになる。これは大塚 (1971)⁹⁾ の基石モデルのように「破壊の成長は確率的である」と考えるモデルが、 $M \geq 2$ に対しては適用できるものの、 $M \leq 2$ に対しては適用できないことを示している。

KANAMORI and ANDERSON (1975)¹⁰⁾ によれば $M \geq 6$ の地震の応力降下量は 10~100 bar であり、地震の大きさによらずほぼ一定である。前述のように $M \approx 2$ を境に破壊の相似則が変わり、 $M \geq 2$ では応力降下量が一定でしかも約 100 bar という値を持つ。従って $M \approx 2$ の地震から大地震にいたるまで同じ相似則で破壊し、その違いは破壊した領域の大きさだけで決まるようである。今後、 $M 4$ 級の地震の波形解析を行い、破壊単位の階層構造という面からもこの問題を検討したい。

5. ま と め

山崎断層東端において、広ダイナミックレンジの観測システムによる地震の三点観測を行った。その結果以下の 4 点が明らかになった。

まずトリパタイト周辺の速度構造、地震分布に関しては、

(1) 半無限構造で震源決定する際の P 波速度は 5.5 km/sec が適当であることから、6.1 km/sec 層の上にはかなり低速度の表層を考える必要がある。

(2) 鳥取観測所で震源決定すると、トリパタイト近傍では南東方向に約 2 km の系統的なずれが生じる。

次に加西の地震群の解析により、微小地震の発生過程に関しては、

(3) $M \leq 1$ で P 波初動のパルス幅が一定になり、これに対応して $1.5 \leq M < 2.0$ に地震数のピークが見られた。 $M < 2.3$ では単純な波形であるが、最大地震の $M 2.9$ はマルチプルの波形を示した。これらは他の空間的に集中して発生する地震群にも共通して見られる特徴である。

(4) $M \approx 2$ を境にして破壊の様式が変わるようである。すなわち $M \leq 2$ では破壊成長時の有効応力で地震の大きさが決まるのに対し、 $M \geq 2$ では同じ有効応力でも破壊がマルチプルに進行することによって地震の大きさが決定される。この有効応力が一定という相似則は、そのまま大地震にまでつながっているかも知れない。

1983年10月31日に発生した鳥取県中部の地震 ($M 6.2$) の余震観測も、本研究と同じ観測システムを用いて行われている。上述の(1)、(2)と同じく、平均的な P 波速度が 5.0 km/sec と遅いことや、鳥取観測所で決定

された震源が系統的に約 1 km ずれていることが明らかにされた¹¹⁾。本研究で紹介した観測システムは、地震の絶対位置を調べる目的などに有効であろう。また震源決定能力に関しては、数 10 km スパンのテレメータ観測網でのルーチン処理と同等の分解能を持つので、テレメータ観測網からはずれた地域でのサイスマシティの研究にも適しているであろう。

謝 辞

兵庫県神崎郡福崎町東田原の福永繁一氏にはデータレコーダの設置をはじめ、観測の維持に全面的にご協力いただいた。福永氏をはじめ、お世話になった現地の皆様に心よりお礼申し上げます。

京都大学防災研究所の尾池和夫博士には観測システムの設計に際して相談にのって頂き、多種のプリント基板を提供して頂いた。同研究所の入倉孝次郎博士には振動台実験に便宜をはかって頂いた。同研究所鳥取微小地震観測所の中尾節郎氏、同研究所の松尾成光氏、古川信雄博士、今川一彦氏には観測システムの設置、撤収を手伝って頂き、古川博士には原稿内容に対する批評もお願いした。同研究所微小地震部門の皆様には観測の実施に協力して頂いた。発震機構 (Fig. 8) の決定に際し、京都大学理学部地震予知観測地域センターからは初動極性の読取り値をお教えいただいた。上記の皆様にお礼申し上げます。

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-150F を利用した。

参 考 文 献

- 1) 西上欽也・佃 為成：小地震およびその前震・余震群の発生過程とクラスター構造，地震，第2輯，第35巻，1982，pp. 523-537.
- 2) Tsujiura, M.: Waveform and spectral features of earthquake swarms and foreshocks — in special reference to earthquake prediction —, Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 58, 1983, pp. 65-134.
- 3) 西上欽也：微小地震の発生過程における破壊単位の階層構造，地震，第2輯，第36巻，1983，pp. 672-675.
- 4) 活断層研究会編：日本の活断層一分布図と資料一，東京大学出版会，1980，pp. 238-239.
- 5) 尾池和夫・松村一男：CMOS メモリーおよびテープレコーダの地震観測への応用，京都大学防災研究所年報，第26号，B-1，1983，pp. 153-160.
- 6) 佃 為成：山崎断層の地震（1977年9月30日， M 3.7）の震源付近の V_p/V_s 異常，京都大学防災研究所年報，第21号，B-1，1978，pp. 27-36.
- 7) 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.
- 8) 西上欽也：微小地震の発生過程⁽²⁾有効応力，地震学会講演予稿集，No. 1, 1984, pp. 134.
- 9) 大塚道男：地震の起こり方のシミュレーション，第二部 地震の規模別頻度分布，地震，第2輯，第24巻，1971，pp. 215-227.
- 10) Kanamori, H. and D. L. Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, No. 5, 1975, pp. 1073-1095.
- 11) 西上欽也・西田良平・中尾節郎：1983年10月31日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，地震学会講演予稿集，No. 1, 1984, pp. 109.