

1995年兵庫県南部地震と震源域周辺の地震活動 —バックグラウンド地震活動は何を示しているか—

渡 辺 晃

要 旨

1987年に始まった兵庫県南部地震の震源域周辺の地震活動の減少傾向は1994年1月には増加に転じ、もとのレベルまで回復した時点で本震が発生した。このような地震活動の静穏化および直前の活発化は最も信頼できる前兆現象であると考えられる。さらに、本震直後から余震活動とは独立に、周辺域の地震活動が活発化した。このような本震前後の一連の地震活動を説明するため、震源域の物理的状況についてモデル化を試みた。

キーワード：微小地震活動，地震活動の静穏化，兵庫県南部地震

1. はじめに

1963年に速度型高感度地震計による微小地震の観測が阿武山地震観測所およびその周辺で始められた。1970年代になって、微小地震の観測網が近畿地方中・北部において本格的に展開され、1976年にはテレメータによるデータ集中と自動処理装置の導入により即時的に地震活動を把握することができるようになった。また、小規模な断層など地殻の活構造との関連を詳細に調べるために、地震の深さを精度よく決定する必要があり、震源域にほぼ15 km間隔で観測点を配置した。このような稠密な観測点配置によりネットワーク内部では0.3 km以上の精度で震源位置が決定されている(前田・渡辺, 1984)。

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震の震源域はこのネットワークでカバーされているので、均質で高精度のデータが得られている。これを用い、本震の前後の地震活動の変化など、本震発生に関連した様々な現象について解析を行った。

2. 周辺の地震活動の特徴

Fig. 1は阿武山観測所が対象としている地域で1976年から1994年までに起こった30 kmより浅い地殻内地震の震央分布である。近畿地方中・北部では大阪府北部から琵琶湖西部にかけての丹波山地(Fig. 1で四角で囲まれた地域)における地震活動が非常に活発で

あることが分かる。この丹波山地の地震はFig. 1に示した全体の85%に達する。Fig. 2はこの丹波山地における1976年から19年間に起こった地震の規模別頻度分布である。マグニチュード(M)と地震の発生頻度(N)との関係で $M > 1.5$ の範囲で、よい直線関係が成り立っており、

$$\log N = 5.28 - 0.88 M \quad (1)$$

と表すことができる。これにより、この地域においては $M > 1.5$ の地震はほとんど漏れなく記録されていることが分かる。一方、 $M > 5$ の範囲では直線関係から大きく下方にはずれる“cut-off magnitude”が存在する。

この地震群について、震源分布を拡大してみると、地震は一樣に起こっているのではなく、幾つものかたまりをつくっていることが分かる。このかたまりを取り出して、それぞれの相対的な震源位置を精度よく求めるため、マスターイベント法で震源の再決定を行った。その結果、これらの地震群はそれぞれ長さ数 kmの細長い帯状の分布をしていること、また、帯状の分布は独立して活動し、最大の地震でも $M5$ 程度以上には発展しにくいという特徴をもっていることが明らかにされた(前田・渡辺, 1984)。このように、帯状分布のdimensionが規模別頻度分布の規模の大きい領域での急減を規定するものであると考えることができる。Fig. 3は近畿地方を含むより広い範囲について、気象庁によって決められた $M > 5$ の震央分布である。Fig. 1の範囲に相当するものは四角で囲まれた部分であるが、近畿地方中・北部の微小地震の活発な活動域

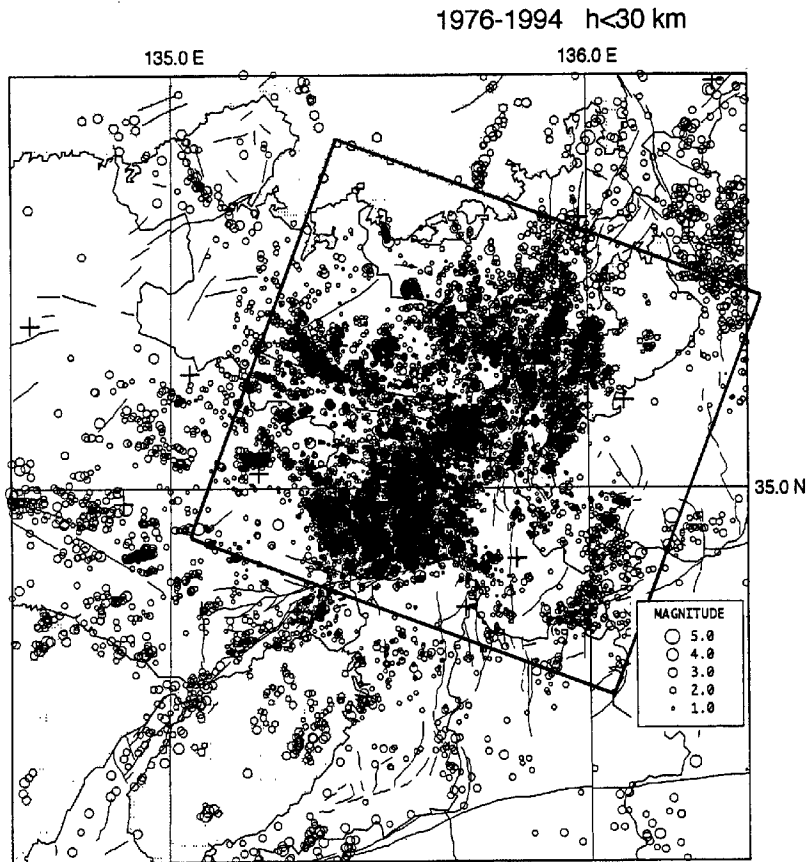


Fig. 1 Epicentral distribution of crustal earthquakes of depths less than 30km observed in 1976~1994. In the Tanba mountain area denoted by the rectangle, about 85% of whole shocks occurred.

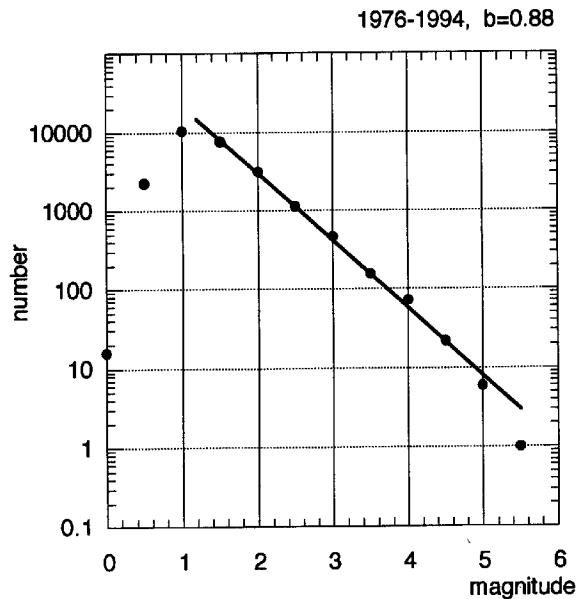


Fig. 2 Frequency distribution of magnitude for the activity in the Tanba mountain area. The cut-off magnitude may be seen at $M > 5$.

(丹波山地)は中規模以上の地震については必ずしも活動的であるとは云えない。これは規模別頻度分布に $M > 5$ で cut-off が生じることと符合し、この地域の

大きな特徴であることが分かる。

3. 前駆的な地震活動

3.1 地震発生数

1976年に近畿地方中・北部において微小地震のテレメータ観測が始められ、以来、均質なデータの蓄積が行われている。Fig. 4はこのデータを用いて、本震の震源域および活発な地震活動域である丹波山地を含んだ地域 (Fig. 1) の地震活動の時間的変化 (月ごとの地震発生数) を示したものである。矢印は期間中に発生した目立った地震 ($M > 4.5$) を示し、発生順に番号を付けている。これらの地震の震央は Fig. 5 に示したように、北東から南西方向に分布し、とくに、直線状に並んだ、Nos.4, 5, 7はその地震規模の割には多くの余震を伴っているのが特徴的である。さらに、No. 7の京都府中部の地震 (June 28, 1994) はおよそ3.5ヶ月前に明瞭な前震活動を伴っており、1968年に同じ断層系に発生した京都府中部地震 ($M 5.6$) との類似性に関して注目された。また、1983年11~12月に京都市北西部保津峡付近に $M 3.4$ の地震を最大とするおよそ100個の群発地震が観測された。同様に、1994年5~12月には、兵庫県猪名川町付近に群発地震が発生

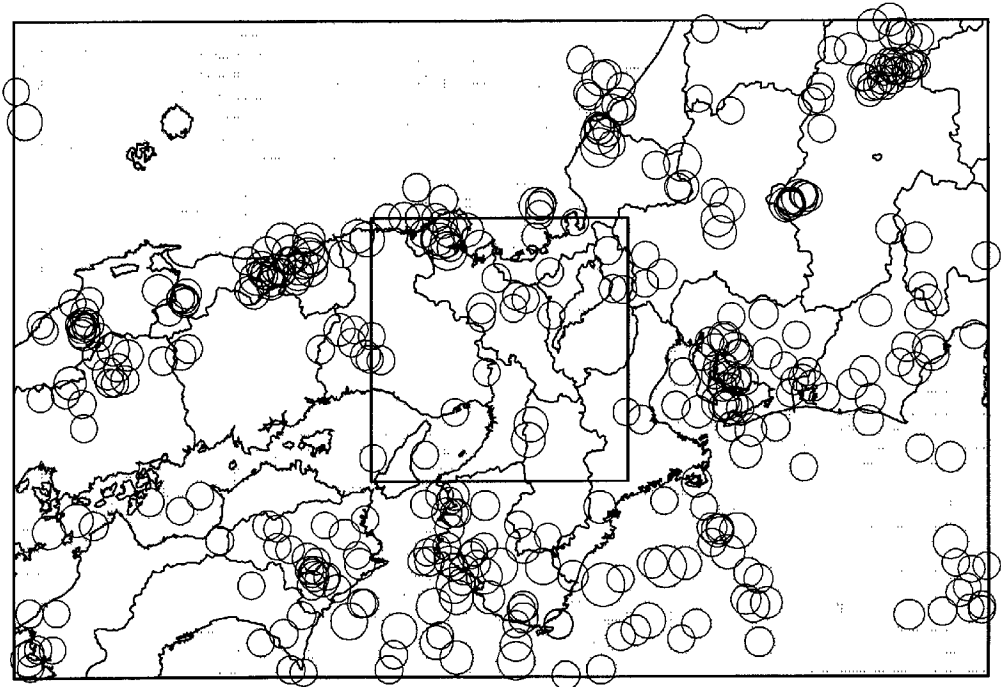


Fig. 3 Epicentral distribution of major earthquakes of $M > 5$, determined by JMA during 1926~1994.

し、11月には $M4.0$ を最大に144個の微小地震を観測した。このように、前震、余震または群発地震によって、Fig. 4にみられるように、単位期間の地震発生数は大きく変動する。これらの変動は多くの場合、数カ月で終息するので、年単位の長期にわたる定常的な地震活動の変化は読み取ることができるが、例えば、1994年の後半のように、いくつかの現象が数カ月にわたって重なって起こると、定常的な長期変動は見えなくなる。

ある地域の地震活動の時間的変化を調べる際に問題になるのは、地震観測網の検知能力である。(1)式で表される頻度分布において、 M の小さい範囲で直線からのはずれが検知能力の限界であるとされることが多い。しかし、もれなく記録されている直線部分の地震数は全体の半数にも満たないことがある。その地域の b 値がほぼ一定で、頻度分布の形が大きく変化しないとすれば、検知能力の限界を越えた小さい地震を含めることによって、地震活動度の時間的変化は格段に見やすくなる。

余震や群発地震など通常のレベルを越えた活発な活動を取り除いた微小地震活動をみると、地域や時期による違いはあるものの、ある一定の大きさで地震活動が継続していることが分かる。この活動は、局地的で過渡的な現象を除去した後の、広域的で長期的な有意な変動を示すものとして、バックグラウンドサイ

スミシティと呼ばれることがある。

Fig. 6 (lower) は Fig. 4 をもとにして余震活動や群発活動を除いたもので、この地域のバックグラウンドサイスミシティの推移を示している。Fig. 6 (upper) は Fig. 6 (lower) から得られた積算曲線である。矢印で示した折れ曲がりによって、全期間をA, B, C, D (1976年~1980年, 1980年~1987年5月, 1987年5月~1994年1月, 1994年1月~1995年1月)の4つの期間に分けることができる。B期間ではA期間に比べて地震活動がやや減少している。さらに、C期間になると、地震活動が時間とともに直線的に減少し、1994年始めには最小値に達している。D期間に入って地震活動は回復(リカバリー)を始め、C期間の当初の値まで戻した時点で、兵庫県南部地震が発生した。

3.2 b 値の時間的変化

Fi. 1に示した近畿地方中・北部の浅い地震について、年ごとに b 値を求め、その時間的変化を示したものが Fig. 7である。それぞれの年の前半6ヶ月およびその前年の後半6ヶ月のデータを合計して b 値を計算し、その年の始めにプロットしている。データ数は平均して1300個/年以上あり、最尤法による誤差も非常に小さくなっている。矢印は Fig. 5と同様にこの期間に発生した目立った地震を示している。全体として、 b 値の時間的変化は小さい。しかし、1987年から

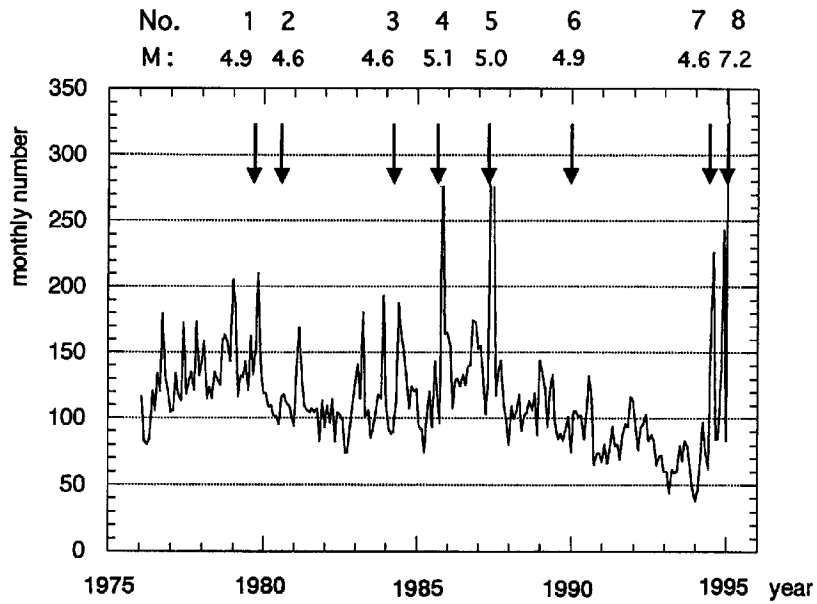


Fig. 4 Temporal variation of seismic activity shown in Fig.1. The arrows indicates the major events in Fig.5.

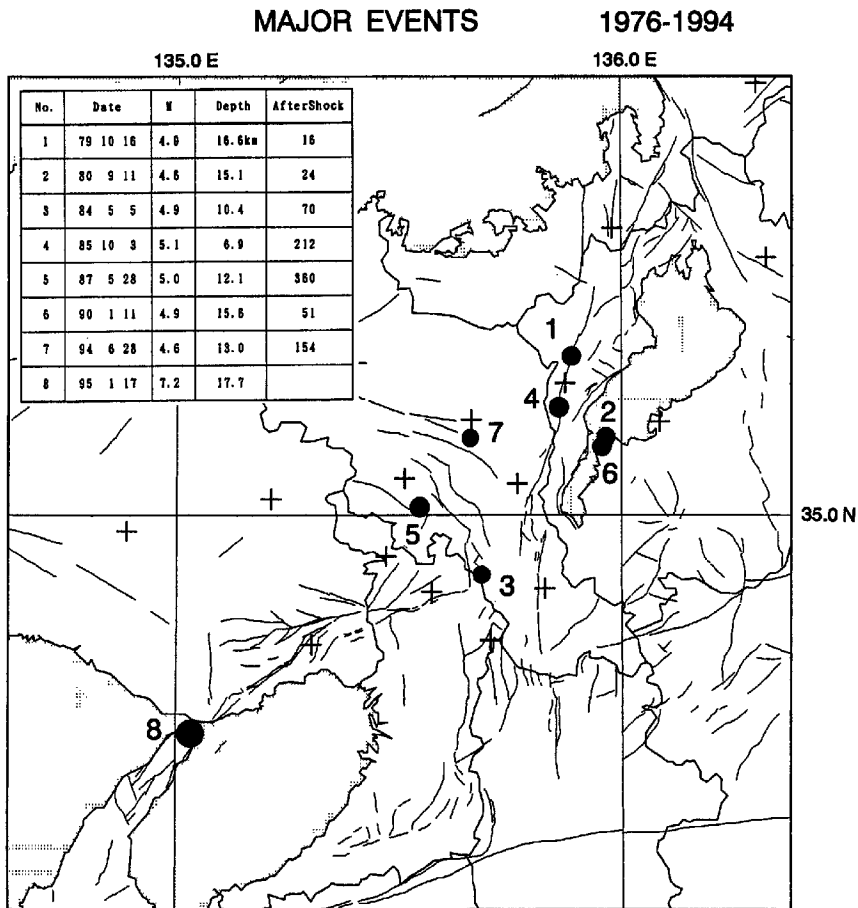


Fig. 5 Distribution of major events occurred in 1976~1994. Many aftershocks accompanied Nos. 4, 5 and 6.

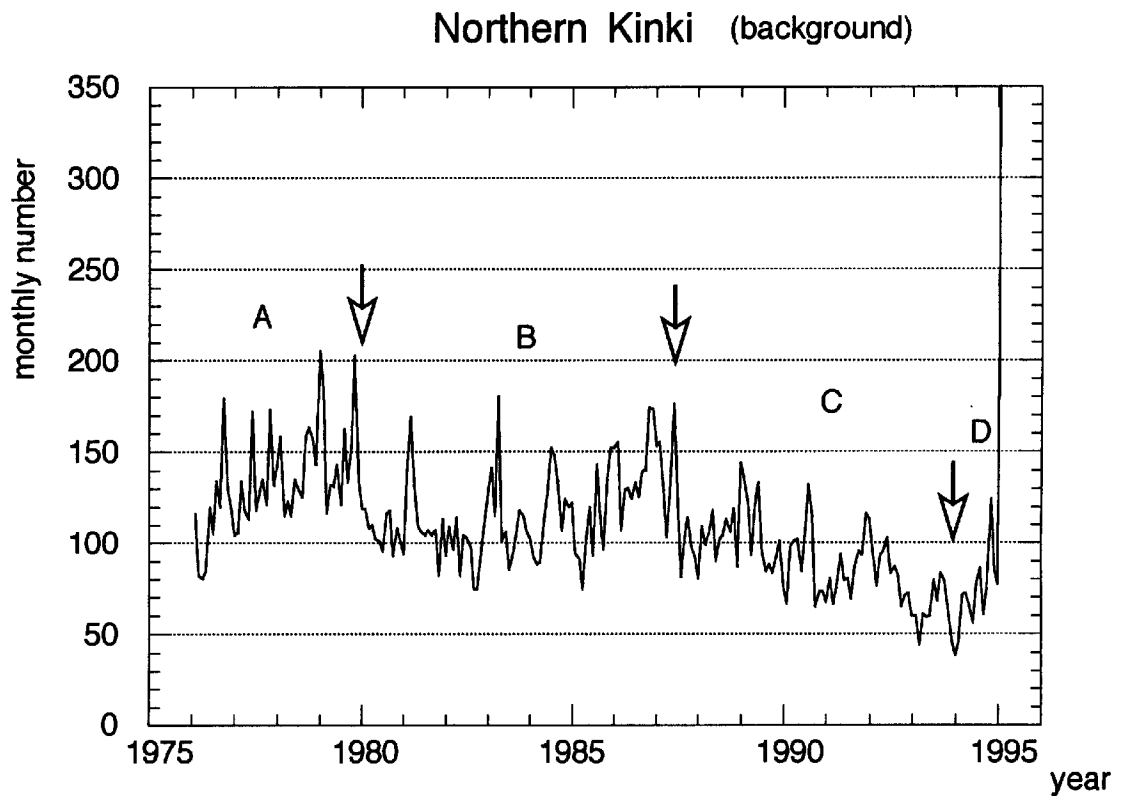
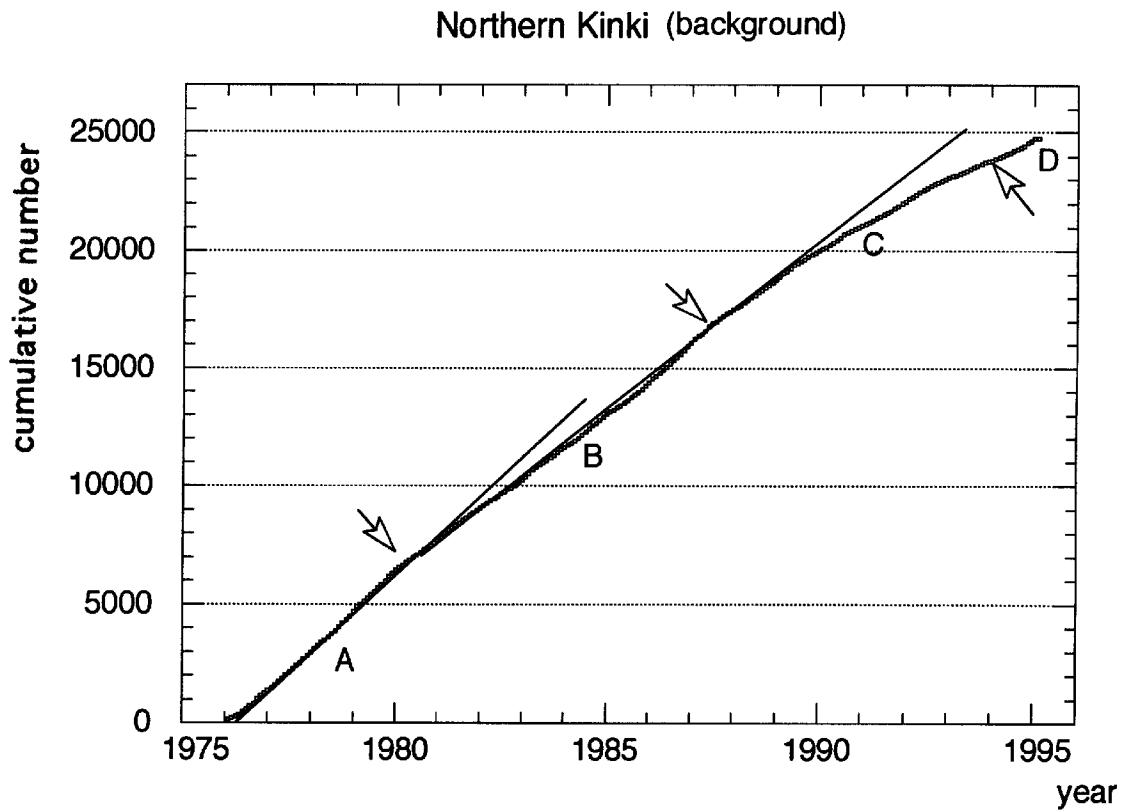


Fig. 6 Temporal variation of monthly numbers (lower) and their cumulative curve (upper). The arrows divide the pre-mainshock activity into 4 characteristic intervals A~D.

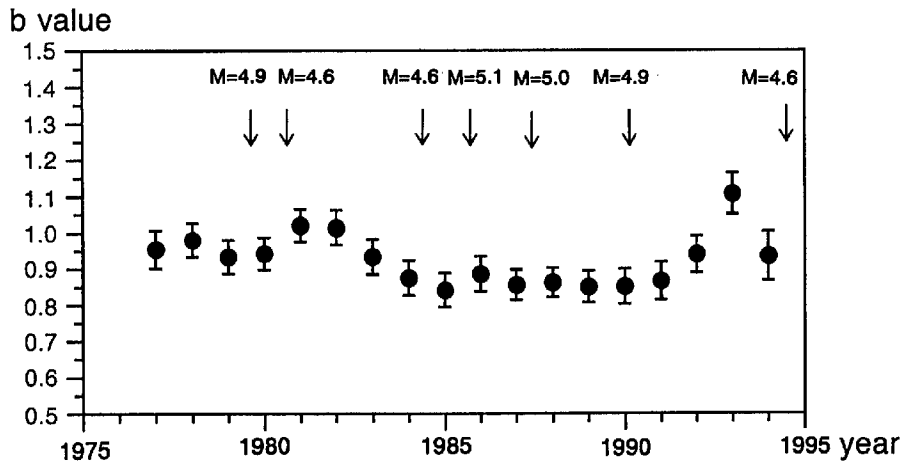


Fig. 7 Temporal variation of b values for the seismic activity in Fig.1. The arrows show the major events plotted in Fig.5.

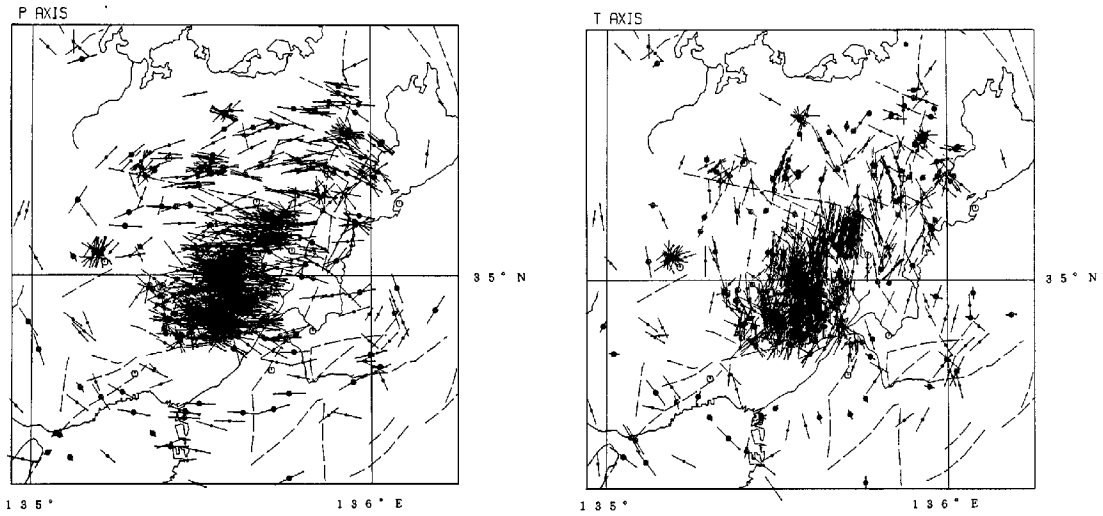


Fig. 8 (a) Distributions of P and T axes derived from the mechanism solutions.

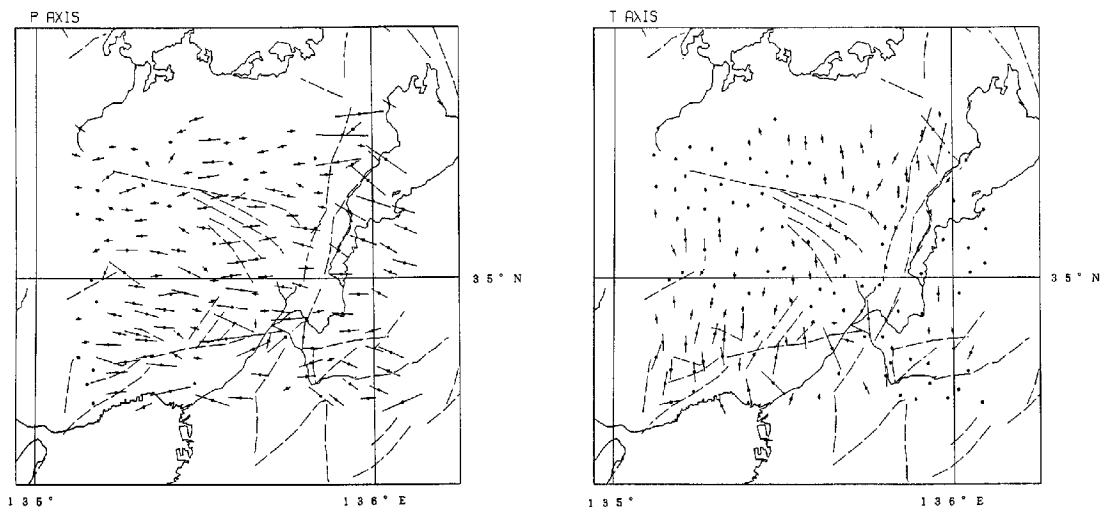


Fig. 8 (b) Distributions of P and T axes derived from the crustal strains.

のC期間の初期に安定して低い値で推移したb値は、1992年から1994年にかけて急増し、1993年には最高値1.1を記録した。前述の通り、この期間は地震活動が減少し続けており、b値の急増に対応する地震活動の異常変化は見られない。

紀伊半島から琵琶湖にいたる近畿地方東部には地殻下に起こるやや深い地震活動があり、これはフィリピン海プレートの沈み込みに関連するものであると考えられている (Watanabe and Maeda, 1990)。この活動に注目すると、1993年をピークに琵琶湖北部で目立った地殻下地震が頻発している。これは上述の地殻内地震にみられるb値の急増と時期的にはよく対応するが、この地域のやや深い地震活動と地殻内の浅い地震活動との関連は今のところ明確ではない。

3.3 発震機構

西南日本の地殻内地震のほとんどはほぼ東西方向の主圧力によって発生していることが確かめられている。近畿地方中・北部においても同様であり、Fig. 8 (a) に示すように、観測点が手薄な観測網の周辺域を除いて、P軸は全体として東西方向に分布している。Fig. 8 (b) は過去100年間の地殻水平歪から求めたP軸の分布図である (建設省国土地理院, 1987)。地域を細分して両者を比較すると、周辺部を除けばよく一致することが分かる。ここには図示していないが、T軸の分布についても同様な比較から、よい一致がみられる。

Fig. 9は丹波山地 (Fig. 1で四角で囲んだ地域) の地震について、メカニズム解から求めたP軸方向の時間変化を示したものである。AおよびBの期間 (1976~1987) では東西方向の分布にほとんど変化はないが、1988~1991年では時計回りにおよそ10°回転している。この期間は浅い地震が減少するC期間に相当するが、このようなP軸方向の変化が本震の前駆的現象であるかどうかは、さらに長期間のデータを収集し、フィリピン海プレートに関連する地震活動 (P軸の方向が北西-南東方向である) などと合わせて判断すべきであろう。

4. 地震活動の連なり

大地震を発生させるためには大きな破壊領域を必要とする。この領域は余震活動にみられるように線的な連なりをなしていることが多い。これは地下での断層運動の投影であると考えられる。余震は時間の経過とともに減少し、線状分布も薄れていく。地震はある場所 (断層系) に繰り返し起こることが確かめられており、地震活動は次の大地震発生までに以下のような経過をたどるであろうと考えられている。

(1) 余効変動過程: 本震に引き続き余震活動が継続する。

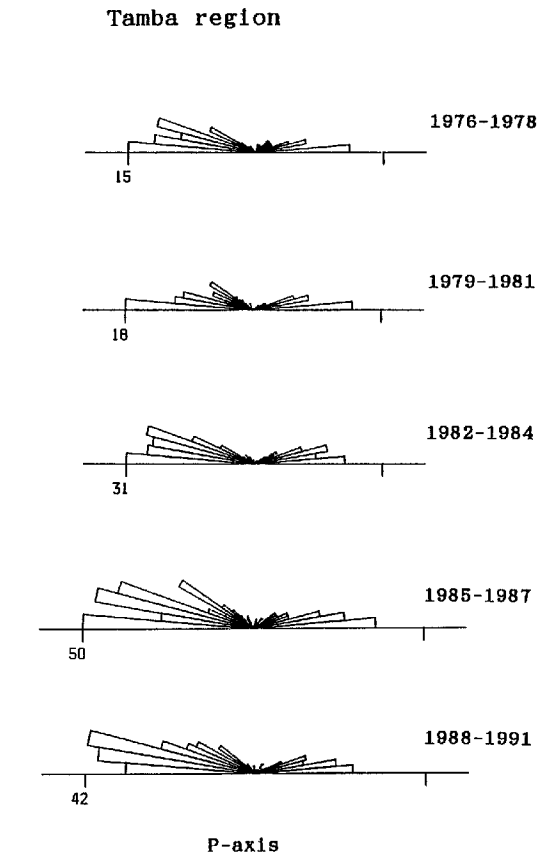


Fig. 9 Temporal variation of rose diagrams of P axes for the activity in the Tanba mountain area. In 1988-1991, the diagram rotated clockwise about 10°.

(2) 断層面の強度回復過程: 地震活動の静穏化、空白域の出現。これは歪硬化やダイラタンシイ硬化などによって本震直前に起こる静穏化とは異なるものである。

(3) 歪エネルギー蓄積過程: 定常的な地震活動が観測される。

(4) 応力集中過程: 地震活動が活発化する。

震源域において、このようなサイクルが実際に繰り返されているとしても、対象とする地域が現在の過程にあるのか判断するのは容易ではない。したがって、ここではまず大地震発生の可能性のある地域を選び出し、上記 (2) の過程をはさんで、(1) であるのか、または (3), (4) の過程にあるのか、すなわち、現在が余効的時期にあるのか、前駆的時期にあるのか見分けるための地震活動様式の特徴を調べる必要がある。

丹波山地の微小地震密集地域については前述のように長さ数 km 以下の帯状分布をなしており、大地震の発生確率は非常に小さいと考えられている。しかし、ここではこのような地域性を考慮しないで、長さ 30 km 以上 ($M > 6.5$ に相当) の地震活動の連なり (配列と呼ぶ) を大地震の候補地として選び出すことにす

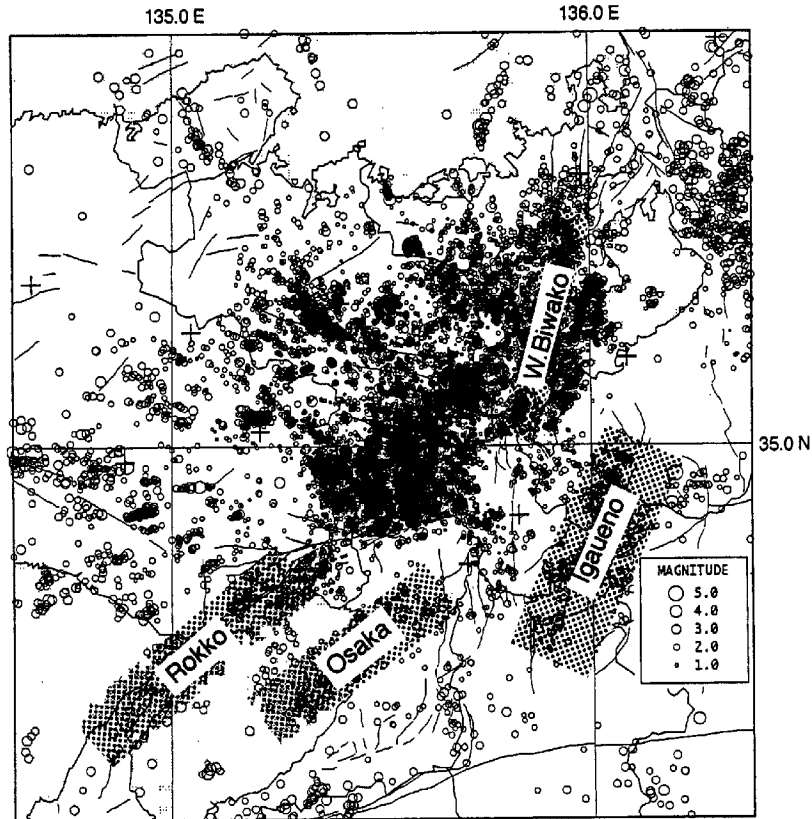


Fig. 10 Lineations of seismic activities (longer than 30km). These were proposed sites for the future major events.

る。このうち、過去の大地震の余震活動であり、明確に上記(1)の過程にあるものを除くと、Fig. 10に示した Rokko (六甲断層系に沿った活動)、Osaka (関連する活断層は見つかっていない)、Igauen (1854年、M7.3の地震の余震活動であるとする考え方もある)、および W. Biwako (花折断層に沿った活動)の4つの配列が(3)または(4)の過程にあると考えることができる。Figs. 11 (a), (b)はこれらの配列について、地震発生数の積算曲線を描いたもので、黒矢印はそれぞれの積算曲線の折れ曲がりを示している。白矢印は Fig. 6のものと同じで、全体の傾向と比較を容易にするため記入している。各図の右下にはそれぞれの配列についてのb値およびその標準偏差が書き込まれている。なお、C期間からD期間への推移を詳しく調べるため、Fig. 11 (b)に Fig. 11 (a)の後半部分を拡大して示している。Figs. 12 (a) ~ (d)は各配列についての深さ分布および時空間分布であり、震源の時空間的な集中性を比較するためのものである。

このような資料を用い、下記の項目について、丹波山地およびその周辺域から選出した上記4個の配列について比較検討する。

4.1 前兆的地震活動の開始時期

近畿中・北部の地震活動は全体としてA期間からB期間へ、また、B期間からC期間へと減少し、静穏化したことはすでに3.1で述べたとおりである。しかし、Fig. 11 (a)にみられるように、A期間からB期間への変化は配列によってまちまちで、Rokko, Osakaでは地震活動は逆に活発化している。これに反して、C期間への移り変わり(前兆的活動の開始時期)は、Rokko, Osakaでは非常に明確であり、W. Biwako, Igauenについても、時期に多少不明確な点があるが、時間とともにその静穏化がはっきりしてくる。このように、広域で同時多発する静穏化現象は明確な前兆現象として最も信頼のおけるものである。

4.2 静穏化した地震活動の回復(リカバリー)

Fig. 6 (lower)にみられるように、地震発生数が多い場合はその時間的な変化によってもC期間からD期間へと地震活動が回復する様子は明瞭に認められる。Fig. 6 (upper)の積算曲線では曲線のトレンドが変化することでリカバリーを確かめることができる。一般に、地震発生頻度が小さい場合、積算曲線によって判断する方がより正確に大勢をつかむことができる。

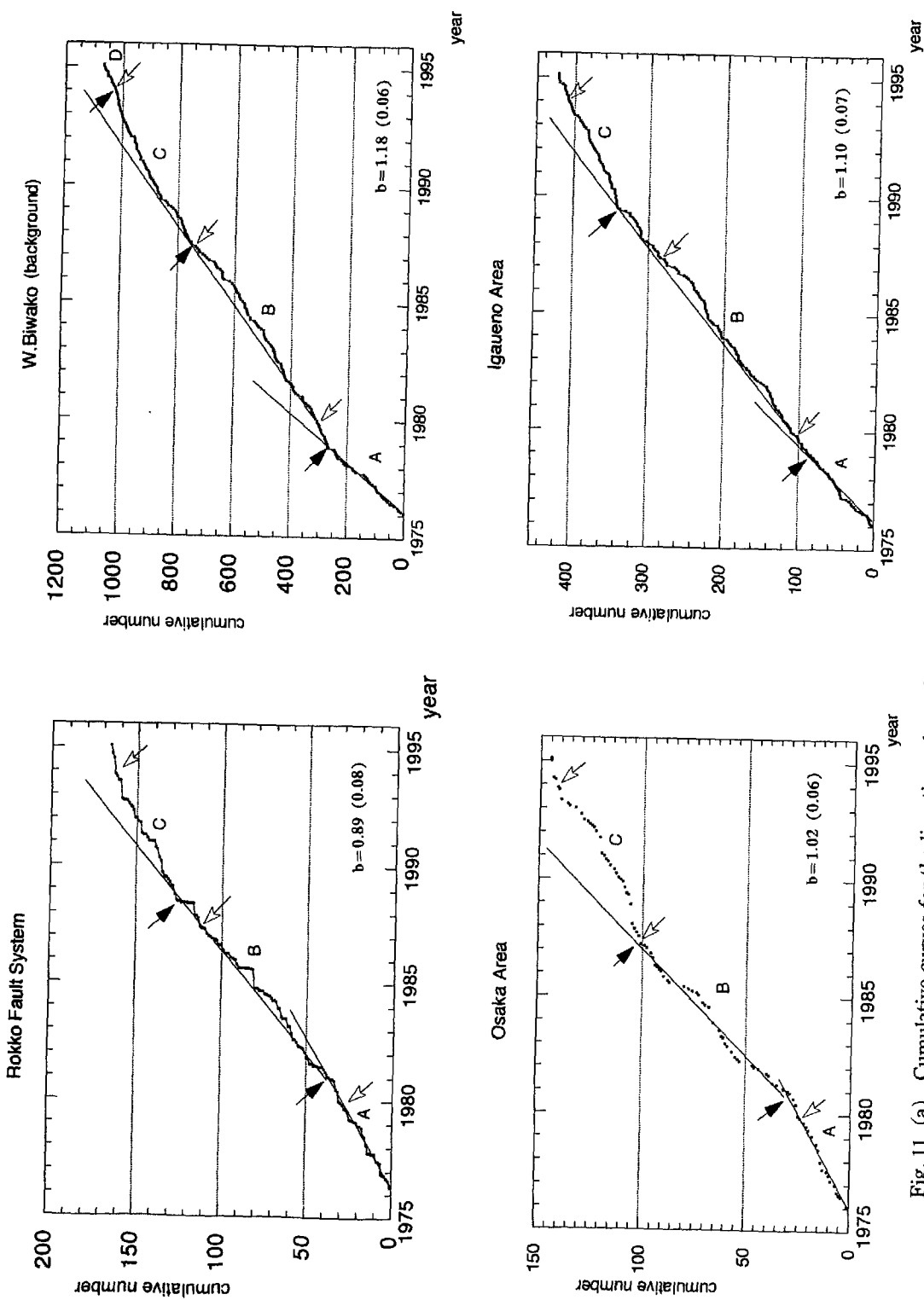


Fig. 11 (a) Cumulative curves for the lineations shown in Fig. 10. The open arrows are the same as those in Fig. 6.

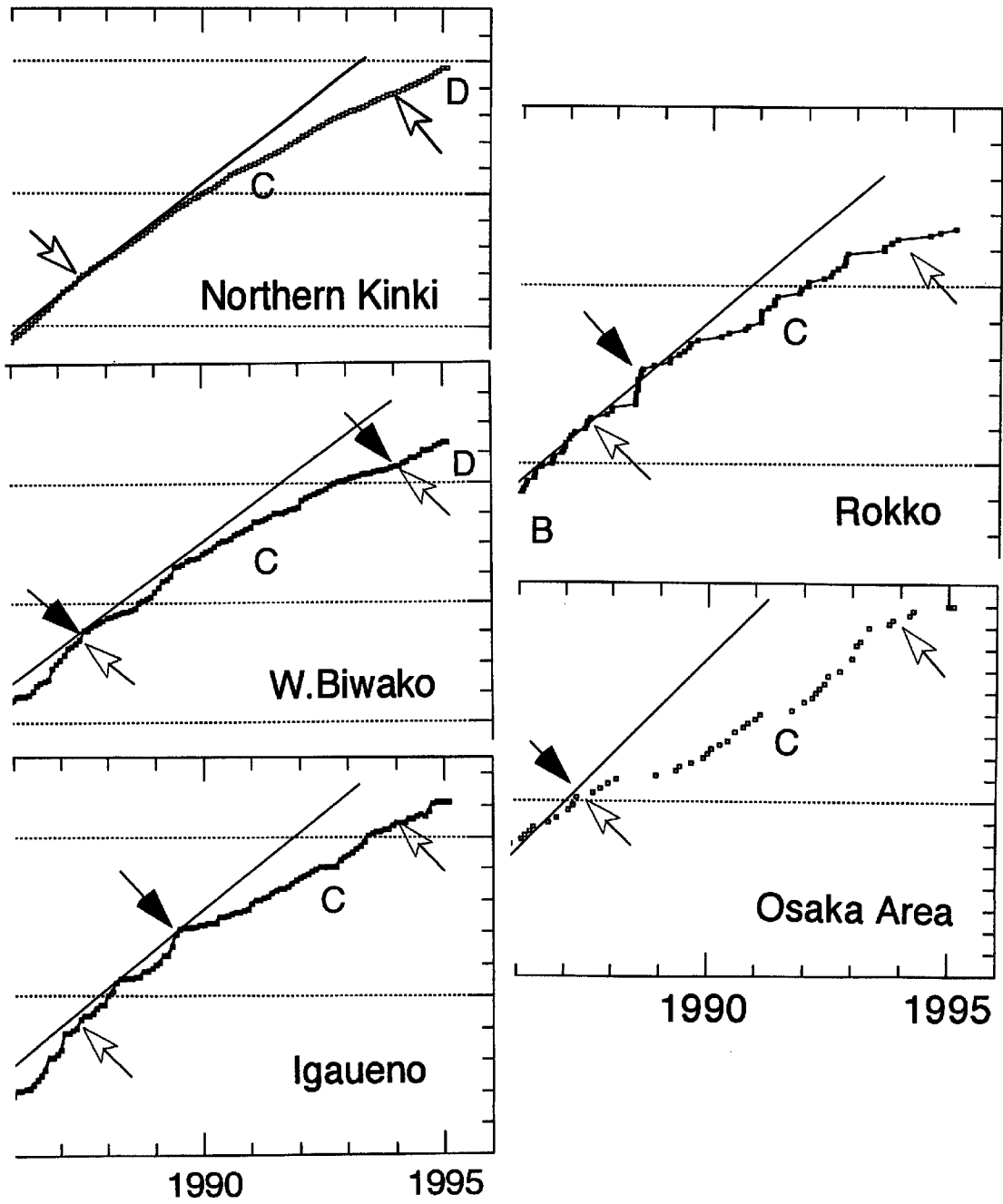


Fig. 11 (b) Portions of cumulative curves, enlarged for precise inspection of the recovery sequences.

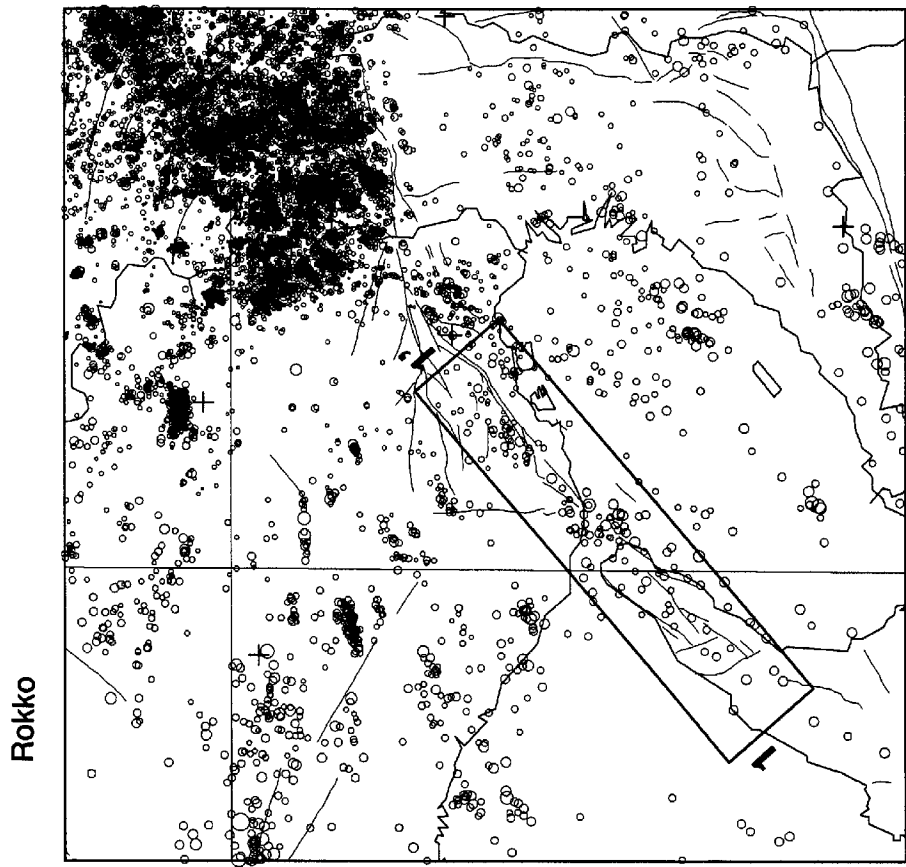
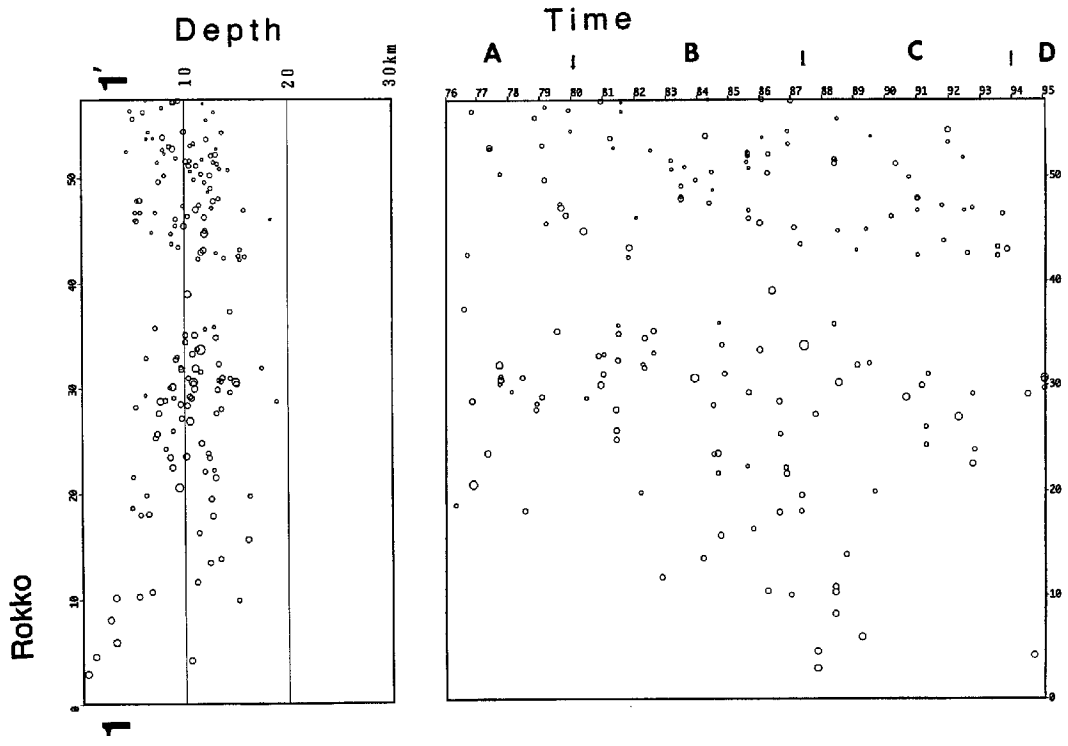


Fig. 12 (a) Distributions of epicenters, depths and time-spaces, for Rokko lineation.

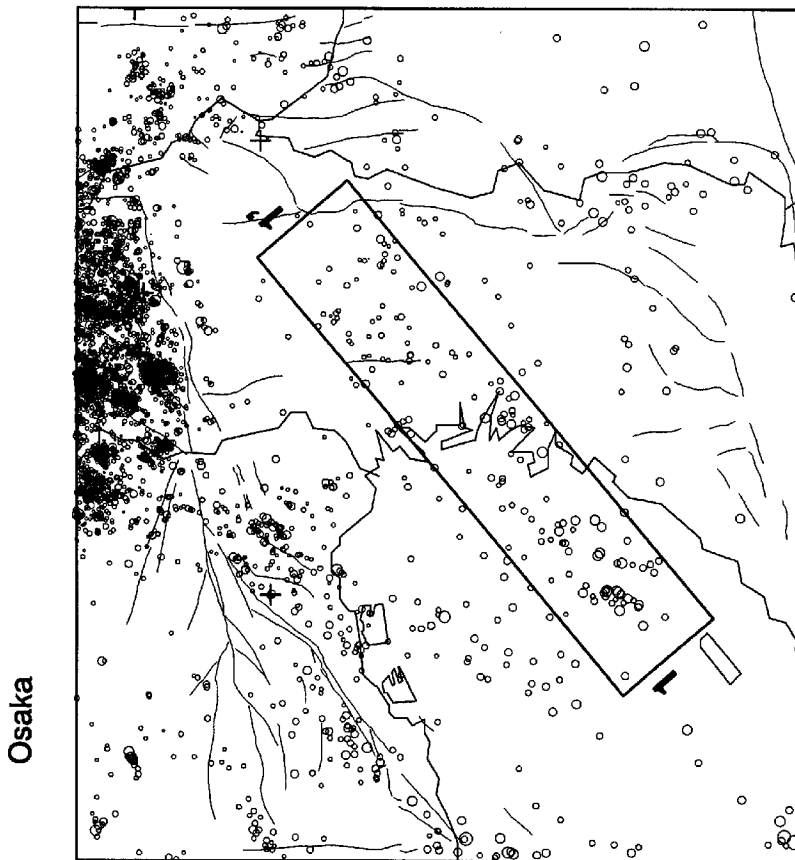
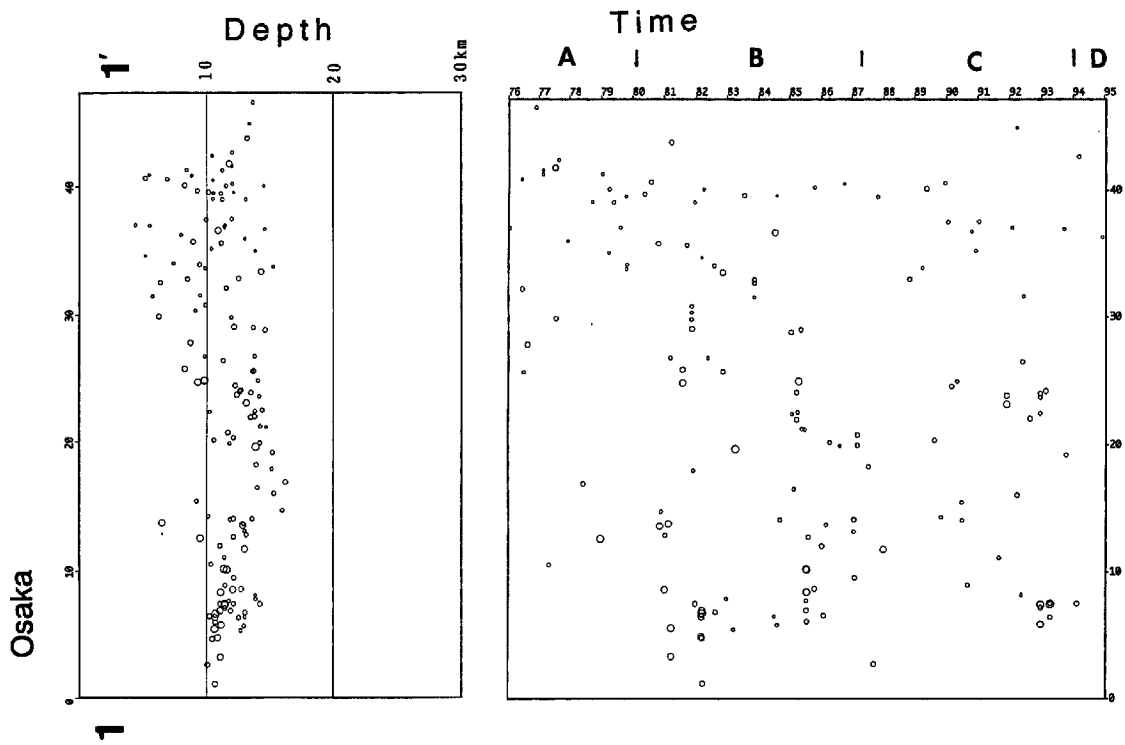


Fig. 12 (b) the same as Fig. 12 (a), for Osaka lineation.

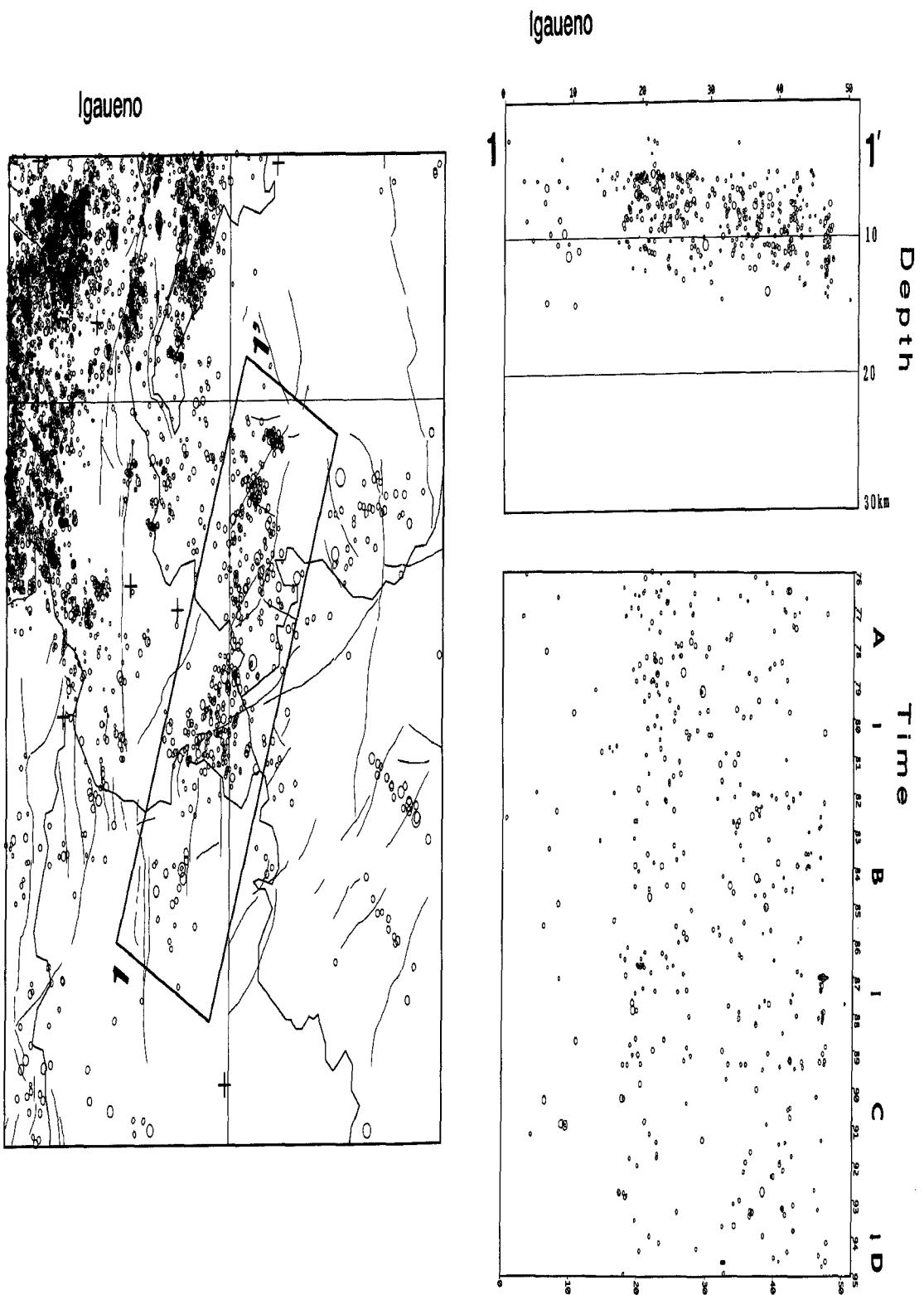


Fig. 12 (c) the same as Fig. 12 (a), for Igaúeno lineation.

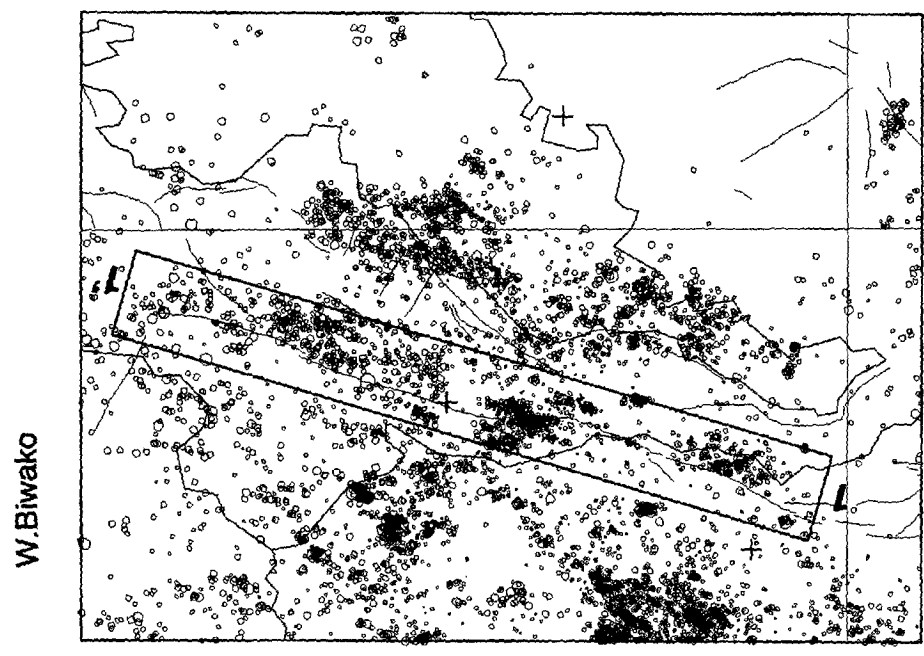
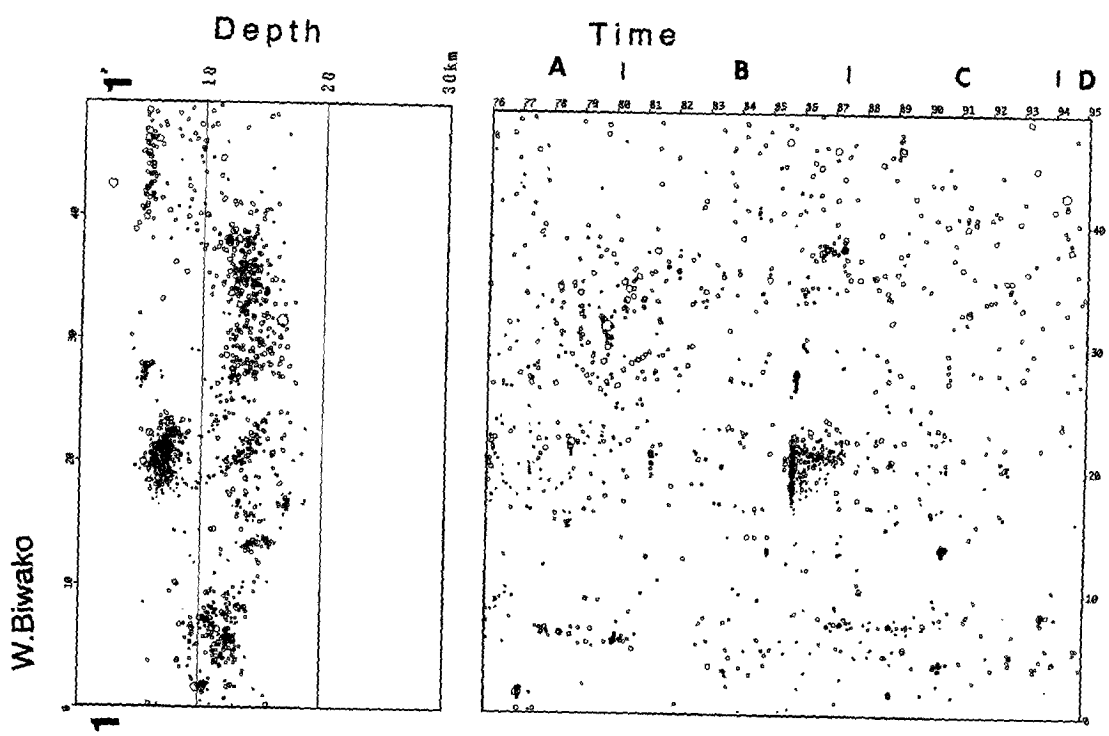


Fig. 12 (d) the same as Fig. 12 (a), for W. Biwako lineation.

このようなリカバリーは Fig. 11 (b) から W. Biwako (明瞭に), Igaueno (やや不明瞭) においてみられるのに対して, Rokko, Osaka では積算曲線のトレンドに変化はなく, 本震発生まで地震活動は静穏化の一途をたどったことが分かる。このようなリカバリーはいかにして起こるのか, また, その有無はどのような原因によるのか, 今後の興味ある問題である。

4.3 b 値

近畿地方中・北部の地震活動についての b 値は 0.96 ± 0.01 である。各配列についての b 値は Fig. 11 (a) に示されている。Rokko の b 値は 0.89 ± 0.08 で, 全体の平均的な値や他の配列の値に比べて有意に小さい。

4.4 時間・空間分布における集中度

Figs. 12 (a) ~ (d) によって時空間分布における

震源の集中度の比較を行う。W. Biwako においては震源が集中する傾向がある。これは 2 章で述べた丹波山地の特徴である小規模な帯状の分布を示している。これに比べて, Rokko や Osaka は離散的であり, とくに, Rokko はその傾向が強い。

4.5 配列の方向

ここで取り上げた配列は活断層や地下にある潜在断層の地表への投影であると考えられる。前述のように, この地域の起震応力はほぼ東西方向である。断層の東西方向からのふれの角度を θ とすると, 断層に沿ったせん断応力は $\sin 2\theta$ に比例する。各配列についてこの値は W. Biwako : 0.26, Igaueno : 0.69, Osaka : 0.98, Rokko : 0.99 であり, Rokko および Osaka は最もすべりやすい方向に分布しているといえる。

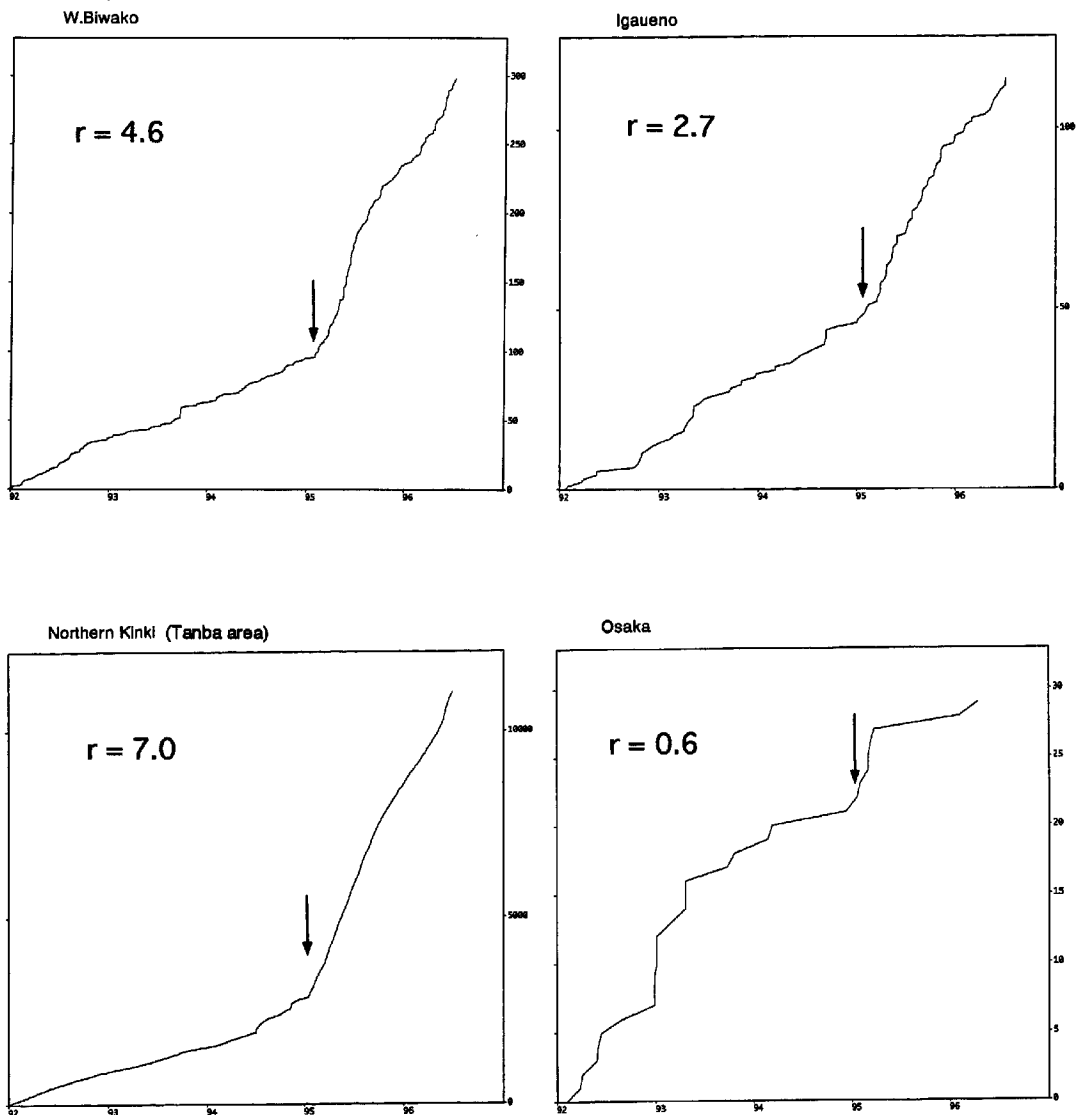


Fig. 13 Changes of seismicity rates. $r = \text{seismicity rate (post-mainshock)} / \text{seismicity rate (pre-mainshock)}$

大地震の候補地として4つの配列を選び出し、その地震活動の特徴を比較した。兵庫県南部地震は配列 Rokko に発生した事実をもとにして、発生場所を予測するにあたって有効なものを項目ごとに挙げると、

- (1) 静穏化開始時期が明瞭であること、(2) リカバリーが全く起こらないこと、(本震の発生時刻予測のためには、リカバリーは役立つ)
- (3) b 値が有意に小さいこと、(4) 時空間分布が離散的であること、(5) 配列が tectonic force の shear 成分が大きくなる方向に分布していること、などである。このような候補地選定のための評価をまとめると、Rokko, Osaka の2つの配列と W. Biwako の間には大きな差異が認められる。Igaueno についてはその中間的なものである。

現実には活動様式の特徴は互いに独立ではない場合があり、評価にあたっての適正な重みを考慮しなければならない。また、実用的なプログラム作成に際して上記の評価を合理的に数値化する必要がある。これらは今後の研究課題である。

5. 本震後の周辺の地震活動

兵庫県南部地震発生とともに、震源域周辺の地震活動が大きく変化した。Fig. 13は、余震域となった Rokko を除き、丹波山地および3つの配列について地震発生数の積算曲線を示している。矢印は本震発生時刻で、これを境に地震発生率がどのように変化したかを見ることができ。変化の割合 (r) は丹波山地について7.0で最も大きく、次いで W. Biwako で4.6, Igaueno で2.7となっている。Osaka では0.6とむしろ減少傾向にある。

この地震活動の変化を Coulomb Failure Stress の変化によって説明する試みがなされているが、断層からの距離、方位などによって地震活動の変化量がまちまちで全体として調和的な結果は得られていない。むしろ、前章で取り上げた地震活動の特徴—リカバリーの明確さ、時空間分布における集中度など—により深く関連しているように見える。ちなみに、1992年 Landers 地震について周辺の地震活動が活発化したことが報告されている (Anderson *et al.*, 1994)。ここでは、本震の地震波が通過するとともにその場所の地震が増加したことから、dynamic triggering の可能性が示唆されている。

6. ダイラタンシイ・水拡散モデル

大地震発生前の地震活動の静穏化および大地震発生直前の活発化に関してはすでに多くの研究がなされているが、その物理的根拠ははっきりしない。しかし、地殻内部で水などの流体の挙動が地震発生に大きな影響を与えていると考えられるので、兵庫県南部地震に

関連する一連の地震活動の変化についてもダイラタンシイ・水拡散モデルによって説明される可能性がある。

4章で述べた地震のサイクルのうちで、(3) および (4) の過程になると震源域では小さい地震を引き起こすに十分な応力がすでに蓄積されていると考えられる。これら小地震の発生率は地殻内部における局地的な強度の変化をあらわし、地震活動が活発化するのには強度が下がった結果であると仮定する。

Fig. 14 (upper) は丹波山地のバックグラウンドサイスミシティであり、Fig. 6 に示した全体の地震活動についての変化と本質は変わらない。Fig. 14 (lower) はこれをもとに、年ごとに平均化したものであり、1987年の静穏化の開始、1994年からのリカバリー、本震後の活発化など主なイベントは保存されている。このグラフを上下入れ換えて強度の時間的変化としたものが、Fig. 15 である。縦軸は適当な尺度で全体としての強度を表している。

期間A~Dは Fig. 6 と同様であり、矢印はそれぞれの期間の開始時期を示している。また、pore pressure の変化を時間の経過とともに記入している。期間AおよびBでは、地殻内の pore の分布密度はほぼ一定しており pressure は定常的な変動を繰り返し

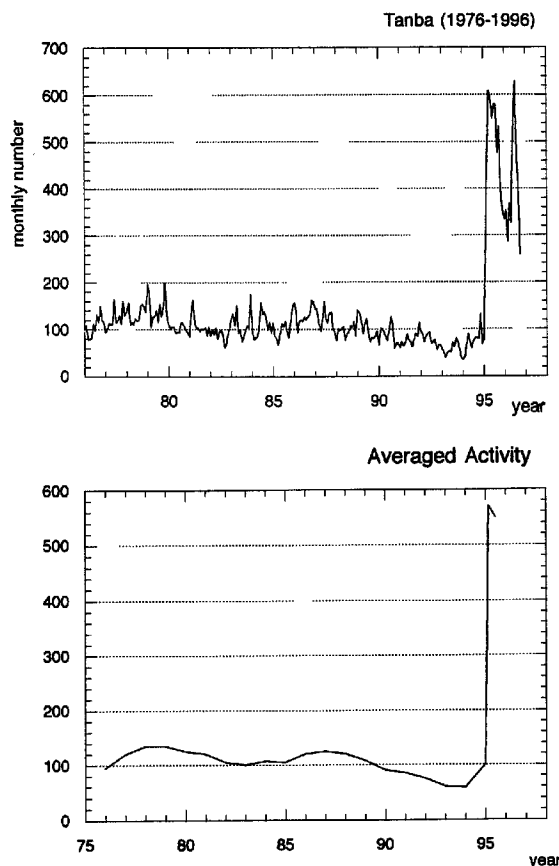


Fig. 14 Time variation of seismic activity in the Tanba mountains area (upper) and time variation of averaged seismicity (lower).

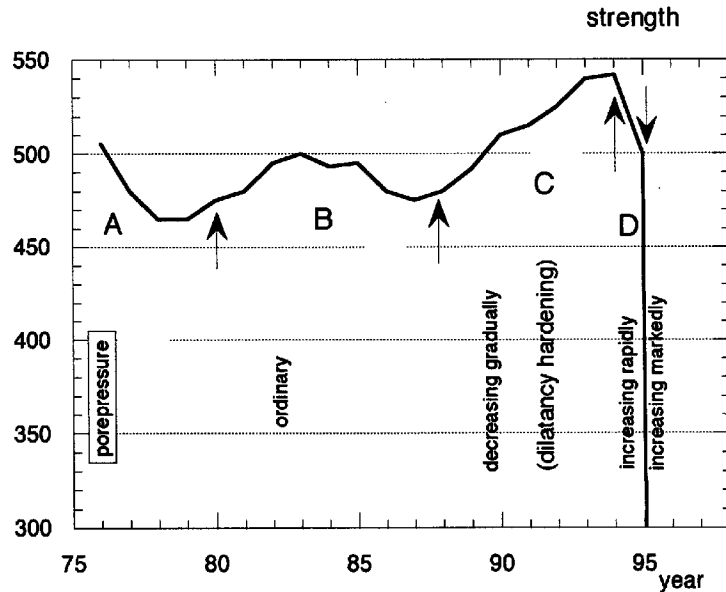


Fig. 15 A schematic representation of time variation of strength in the earth's crust. Pore pressure is considered to vary as indicated in the graph, on the basis of the dilatancy-diffusion model.

ていたが、C期間にはいと応力の増加によって新しいporeが生成する。既存のporeを満たしていた間隙水は徐々に新しいporeに移動するので、全体としてpore pressureが時間とともに減少し、ダイラタンシ硬化が進行する（地震活動の静穏化）。D期間になると、間隙水が周辺の系にも拡散し始め、pore pressureが増加し、全体としての強度は減少する（地震活動のリカバー）。本震の発生直後から、周辺域の地震活動が異常に活発化したことは前述の通りであるが、これは、本震の強い振動によるdynamicな効果により、間隙水が充分に拡散し、全体として、pore pressureの異常な上昇をもたらした結果であると考えられる。

ところで、本震はどのような過程でRokkoに発生したのであろうか。Rokkoの地震活動の特徴は前述のように、D期間に相当するリカバリーがないことである。これはOsakaについても同様であり、この2つの配列では周辺の活動とは相違して、本震発生までダイラタンシ硬化が進行し応力集中が続いたと考えられる。地震の分布が離散的であることなどから、断層面が均質であり、間隙水の透過や拡散が充分行われなかったのではないかと考えられる。注目すべき点はRokkoにおけるb値が他と比較して有意に小さいことである。

兵庫県南部地震に関連した一連の地震活動は、蓄積される応力と震源周辺での破壊強度の時間的変化を示唆し、地震の起こりかたを解明するための重要な資料となるものである。

7. おわりに

近畿地方中・北部に展開した微小地震観測網によるデータを用い、兵庫県南部地震の前後の地震活動の特徴を調べた。本震のほぼ7年前に始まった地震活動の減少傾向はこの地域全域で共通してみることができ、最も信頼性のある前兆現象であったと考えることができる。一方、丹波山地における活発な地震活動は、それ自体、大地震を発生させる確率は非常に小さいが、周辺の広域のtectonic fieldを敏感に反映することが分かった。この事実は、地震活動をリアルタイムで追跡することによってここで顕著にみられる地震活動のリカバリーが、本震の発生時刻の予測に役立つことを示唆している。

b値やメカニズム解についても、前兆現象としての有意な変化を見つけることができたが、地震活動の消長との関連ははっきりしていない。これら諸項目の時間的変化も含めて、統一的に説明できる地震発生機構についての新しいモデルの構築を急がなければならない。

この論文をまとめるにあたって、京都大学防災研究所地震予知研究センターおよび阿武山観測所の諸氏から多くの有益な助言をいただいた。ここに記して感謝する。

参考文献

建設省国土地理院（1987）、日本の地殻水平歪1985-1883年。

前田直樹・渡辺 晃 (1984) : 微小地震の活動様式—
近畿地方中北部の微小地震活動—, 地震 2, Vol. 37,
pp. 579–598.

Anderson, J.G., Brune, J.N., Louie, J.N., Zeng, Y.,
Savage, M., Guang, Y., Chen, Q., and dePolo, D.
(1994) : Seismicity in the Western Great Basin Ap-
parently Triggerred by Landers, California, Earth-
quake, 28 June 1992, *Bull. Seism. Soc. Amer.* Vol. 84,

No. 3, pp. 863–891.

Watabnabe, H. and Maeda, N. (1990) : Seismic Ac-
tivity of Subcrustal Earthquakes and Associated
Tectonic Properties in the Southeastern Part of the
Kinki District, Southwestern Japan, *J. Phys. Earth*,
Vol. 38, pp. 325–345.

The 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake and the Accompanying Seismic Activity

—Behavior of the Background Seismicity—

Hikaru WATANABE

Synopsis

The seismic activity in the vicinity of the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake decreased gradually from May, 1987. It began to increase abruptly on January, 1994 and was followed by the mainshock on January 17, 1995, when the seismicity rate changed as large as 7 times the pre-mainshock average seismicity rates. A series of these seismic activities may be well explained by the dilatancy-diffusion model.

Keywords: microearthquake activity; quiescence of seismic activity;
Hyogoken-nanbu earthquake