小地震に対する空白域の形成と発生率 および b 値の時間的变化

——四国東部の浅発地震の例——

東京学芸大学教育学部地学教室 山崎 謙介・鈴木 春海*

(昭和 58 年 5 月 16 日受理)

Spatio-Temporal Variation of Seismicity for Small Events in the Shikoku District, Japan

—With Reference to Seismic Gap, Time-Varying
 b -values and Rate of Occurrence—

Kensuke YAMAZAKI and Harumi SUZUKI

Div. Astronomy & Earth Sciences, Tokyo Gakugei University

(Received May 16, 1983)

Spatio-temporal seismic pattern for shallow and small events which occurred during 1974–1980 in the Shikoku District, western part of the Median Tectonic Line in Japan, is investigated to elucidate similarity of precursory phenomena in seismic pattern between relatively small earthquakes and greater events. The biggest event during 1974–1980 in the district is on Sep. 8, 1977 and its magnitude is 4.6; this was followed by some aftershocks but not preceded by foreshocks in a narrow sense. The main event was obviously associated with “seismicity gap” around the focal zone before 3 months of the event. Size of the gap is 30–40 km in diameter. Before the seismic gap, there was “precursory swarm” not only in an adjacent area of the impending main event but also around the gap area. The precursory swarm continued approximately 2 years before the seismic gap. Spatial migration of activity in the swarm area is also seen. In another word, a sort of “seismic gap” before the precursory swarm could also exist. A linearment of seismic activity along a strike of composite focal mechanism solution is found in a period during the time of precursory swarm.

Temporal variation of b -value of the seismic zone is also shown. b -value anomalously increased up to 1.8 during the first half of the precursory swarm period. The high b -value decreased in the last half down to 0.6, which followed the seismic gap that prepared the main event.

§1. 序 文

大・中地震の前に空白域を形成することは、プレート内、プレート間いずれの地震を問わず普遍的に現われることが大竹 (1980) の総合報告に見られる。地震観測網の充実に伴って、小

昭和 58 年 4 月 26 日発表

* 現所属：秋田県平鹿郡雄物川町立沼館小学校

地震 ($M < 5$) に対しても同様な空白現象が見出されるようになってきたが、まだ例数は少ない。

そこで、1977 年 9 月 8 日に四国東部に発生した $M 4.6$ の地震を中心に、より小さい浅発地震 ($H < 20$ km) の時空間分布を作り主震前の空白域の有無を確認、活動の様式が大・中地震と相似かどうかを検討した。さらに、 b 値、発生率の時間的変化と空白域形成との関連をみた。

§ 2. 資料およびデータ

資料は、高知大学理学部附属高知地震観測所「高知地震観測所年報」の第 1 号～第 4 号を用い、そのうち 1974 年から 1980 年までの 7 年間に四国地方で起こった地震の震源時と震源の位置、およびマグニチュードをデータとして使用した。

四国地方では、地殻内地震とマントル内地震が 20 km 付近で明瞭に区別されて発生しており、さらに、それぞれの発震機構から起震主圧力の方向が互いに垂直であることが報告されている [岡野・他 (1978)] このことから、深さを H とすると、 $H \leq 20$ km の地震活動と $H > 20$ km の地震活動とは本質的に異なるものと考え、本研究では浅発地震 ($H \leq 20$ km) のみを対象とした。Fig. 1 に 1975-1976 年の間の震央分布図が示されている。

なお、データは観測もれを考慮するために、規模別頻度分布が Gutenberg-Richter の統計式に従うとして最小マグニチュードを $M=1.8$ と決めた。(ただし、主に震源の位置関係を問題にする場合にはそれ以下の地震も対象にしてある。) Fig. 2 に 1974 年から 1980 年に起つた $H \leq 20$ km の地震に対する積算規模別頻度分布を示すが、 $M \geq 1.8$ において直線関係がよく成り立っていることがわかる。

尚、1975-76 年そして 1980 年の震源リストは京都大学徳島地震観測所の観測データを含み決定されたものである。以下に述べる結果および議論に対し、全期間のデータの非斉一性から

Fig. 1. Epicentres of shallow events (depth < 20 km) which occurred during 1975-1976 in the Shikoku district (after OKANO *et al.*, 1978).

由来する見かけ上のものが表われる危険性があることは注意を要する。

§ 3. 時空間分布からみた小地震の活動様式

四国地方での地震活動の様子を調べるために、時空間分布図を作成した。その際、中央構造線と御荷鉾構造線の走向とほぼ同じである $N68^{\circ}E-S68^{\circ}W$ 方向に震源を投影させた。Fig. 4 の縦軸は Fig. 3 に示されるように、若宮観測点 (WMY) から $S68^{\circ}W$ 方向へ 50 km の地点を原点とし、そこからの距離を km 単位で表している。

1974 年 1 月から 1980 年 12 月までの時空間分布を Fig. 4 に示した。この図を見ると、原点からの距離が 50 km 付近と 100 km 付近に地震活動の比較的高い地域があることがうかがえる。この 2 つの地域は、Fig. 1 に示された $H \leq 20$ km の震央分布図にお

Fig. 2. Cumulative number versus magnitude of shallow events occurred in the Shikoku district and during 1974–1980. Magnitude threshold for determination of time-varying b -values is designated to $M 1.8$.

Fig. 3. Main tectonic lines in the Shikoku district. All the shallow events are projected on to the heavy straight line toward $N68^{\circ}E$ originated from a point 50 km distant from WMY. The circle of which centre is the epicentre of the biggest event during the period dealt with is one of the active zones. Detailed time-varying epicentral maps, b -values and rate of occurrence are investigated within this active zone.

Fig. 4. Spatio-temporal pattern of all shallow events ($M \geq 0.0$) detected during 1974–1980. All the events are projected on to the line toward N68°E from the origin (see Fig. 3). Ordinate is distance from the origin. Solid circles indicate events in the eastern seismic zone encircled in Fig. 3. Open circles correspond to others of shallow events. Magnitude greater than 3.5 is distinguished by bigger symbols and numerals of magnitude.

Fig. 5. Epicentral maps of every three months before and after the main event (M 4.6; Sep. 8, 1977). Centres of all circles correspond to the epicentre of the main shock. Dashed circle in (c) shows "seismic gap area". Dotted circle in (d) indicates aftershock area.

いて、四国中部（すなわち WMY 観測点付近）と東部の地震活動が活発な地域に相当する。

1977 年 9 月 8 日四国東部に、この地域の浅発地震では最大級の規模と思われる M 4.6 の地震が発生した。震源付近は定常的に地震が発生している地域であるが、ここで興味深いことは、主震前 3 ヶ月から地震活動が急に低くなっていることである。このことが空白域の形成を意味するものかどうかは、Fig. 4 が震央の平面分布を投影した直線の原点からの距離だけで表しているために判断できない。

そこで、主震が起こった 9 月 8 日の前後を 3 ヶ月単位で区切つて、それぞれの期間ごとの震央分布を調べてみた。Fig. 5 a~d に震央分布図を示したが、各図とも同心円の中心が主震の位置を表しており、主震からの距離が 40 km 以内の地震をプロットしてある。Fig. 3 に、主震の位置と半径 40 km の円を四国地方の地図と共に表した。

Fig. 5 の a と b はほぼ似たような分布をしているが、Fig. 5c を見ると、主震から 15 km 以内に地震がひとつも起こっていないことがわかる。したがって、主震前の 3 ヶ月間は空白域であつたことが確かめられた。Fig. 4 の時空間分布および Fig. 5c に見られるように、 M 4.6 の主震は狭義の前震（数日前から数時間前に震源域近傍に発生するものと一応定義しよう）を伴っていない。この特徴が M 3~5 程度の小地震についてだけあてはまるものなのか、それとも将来起こり得るこの地域での大地震についてもあてはまるものなのかは、今のところ明らか

Fig. 6. Epicentral maps of every one year from 1974 to 1977. Centres of all circles are the same as those in Fig. 5. Dashed lines in (c) suggest some possible lineation of epicentres.

でない。

次に、主震付近における活動様式の特徴をつかむために、Fig. 6a~d に 1974 年から 1977 年までの 1 年単位の震央分布図を示した。この図においても前と同様に、同心円の中心が 1977 年 9 月 8 日の主震の位置を表している。1975 年と 1976 年において、主震の東南 10 km 以内に比較的活発な地震活動が見られるが、これは先行群発現象 (precursory swarm) であろうと思われる。先行群発地震は空白域形成前に必ずしも発生するとは限らず、客観的に定義されているわけでもない。この場合も震央分布図から先行群発地震であると断定するのはむずかしいが、1974 年と比較すると地震活動が活発化していることは明らかである。

また、1974~76 年の震央分布図を見ると、潜在的に不活発な南東部 (海域) を除き、震央を中心に半径 15 km の外側にも先行的群発活動が見られ、一種のドーナツパターンを形成している。さらに注目すべきことは、この周辺部の活動は 75 年の活動が 74 年時に不活発な地域 (空白域 ?) を埋めるように発生していることである。このことは Fig. 4 の時空間分布図においても現われている。75 年と 76 年の活発な地震活動の前に、74 年 7 月から 8 月にかけて空白域 (GAP ?) が現われ、さらにその前には約 2 ヶ月にわたる地震群が発生したこともわかる。つまり、主震や群発地震というような特別な地震活動 (すなわち、定常状態よりも活発な地震活動) の前には空白域が形成されやすいとすることができる。

また Fig. 6 より、主震の位置に隣接した 1975 年と 1976 年の先行的群発地震の震源域は

Fig. 7. Long-term variation of rate of occurrence per 3 months. Each point represents averaged value for events occurred in one year before the time; the values are further moving-averaged for 3 months. Broken line indicates the rate of occurrence for $0.0 \leq M < 1.8$.

Fig. 8. Long-term variation of b -values for $M \geq 1.8$. Details of averaging are the same as results in Fig. 7. Broken line at the value 0.9 is a threshold determined for the period 1979–1980.

77 年の余震域よりも東側に位置することがわかる。震源が次第に西側に移動しているということは、応力の集中する場所が西に移動したと思われる。

1975 および 76 年の震央分布図 (Fig. 6) を見ると、北東-南西方向に線状の配列が見うけられる。(特に 76 年において顕著である。) この方向は、木村・岡野 (1977) がこの付近の多くの地震の重ね合わせによる P 波初動の押し引き分布から求めた断層面の走向とほぼ一致する。これと同様な現象が 1971 年の San Fernando 地震 ($M6.4$) にも見出されている [ISHIDA and KANAMORI (1977)].

上記の空白域の形成やドーナツパタン、そして主震前に断層面状に震源が集中してくるという現象は、大・中地震と相似な発生過程を示唆していると言えよう。

§ 4. b 値および発生率の時間的变化

4.1. 長周期的変化

1977 年 9 月 8 日 $M4.6$ の主震発生前後における地震活動度を地震の発生率から調べてみた。発生率を求める際には、主震からの距離が 40 km 以内の地震、すなわち四国東部に発生

した地震を対象にしている。Fig. 7 に 1 年を単位として 3 ケ月ずつ移動させて求めた発生頻度 ($N/3$ months, 短周期成分との比較のため 3 ケ月当りに換算してある) の時間的变化を示す。図中, $M \geq 0.0$ の発生率, $M \geq 1.8$ の発生率, そして $0.0 \leq M < 1.8$ の発生率を区別して表している。

Fig. 7 を見ると, 大きい地震の発生率と小さい地震の発生率のピークが 1 年以上ずれていることがわかる。より小さい地震は 76 年後半にピークに達しているが, より大きい地震は 77 年から 78 年にかけてピークとなつている。しかし, 主震以後は両者が同じような変化をしていることがわかる。このことから, 前兆現象発生時においては大きい地震の発生率と小さい地震の発生率の変化が必ずしも相似ではないが, 主震後かなりの期間は同様な変化をし, 一種の定常状態と考えられる。

大きい地震と小さい地震の発生率の関係は, 地震活動度を表すひとつのパラメータである b 値の上からも調べることができる。そこで主震発生前後における b 値の時間的变化を調べてみた。 b 値を求めるにあたっては, 主震からの距離が 40 km 以内 (四国東部の活動域) で $M \geq 1.8$ の地震を対象とした。ここでは, 1 年を単位として 3 ケ月ずつ移動させ, それらの組ごとに最尤法 [宇津 (1965)] で求めた。

Fig. 8 に b 値の時間的变化の様子を示したが, 空白域形成時にあたる主震前 3 ケ月には顕著な変動は見られない。しかし, 1976 年後半に b 値がきわだつて大きくなつていくことがわかる。この時期は前に述べた先行群発地震の発生時にあたり, より小さい地震の数が増えたために b 値が大きくなったものと思われる。SMITH (1981) は, 空白域形成時には b 値が大きくなり, 群発地震発生時には b 値が小さくなるという例をいくつか示している。今回得られた結果は, SMITH のそれと矛盾しているが, それが活動様式の地域的特徴によるものなのか, それとも b 値の求め方に原因があるのか確かめる必要があると思われる。

また, $M \geq 1.8$ の発生率の時間的变化 (Fig. 7) と b 値の変化 (Fig. 8) を比較すると, よく逆相関していることは注目される。

先に述べたように, 地震活動が定常状態にある時は, 大きい地震の発生率と小さい地震の発生率が同様な変化をする。このことから大きい地震と小さい地震の発生率を比較した場合, ほとんど同様な変化をしている時期の b 値をその地域における一種の「規準値」または「閾値」として提唱したい。したがつてこの地域においては, 79~80 年の 2 年間での地震より求めた b 値を「規準値」とみなし, その値を 0.9 と見積り図では破線で示されている。この値は, 岡野・他 (1978) が浅発地震全体について求めた 0.98 よりも若干小さいが b 値を求める際に対象とした地域や期間が異なるため, このくい違いはあまり意味がない。宇津 (1967) の方法によれば, 76 年のピークや 77~78 年にかけての b 値と規準値との差は危険率 10% で有意とみなされる。

4.2. 短周期的変化

前節では b 値を求める際 1 年を単位として 3 ケ月ずつ移動して得られた移動平均値を用いたが, 前兆現象の時間的スケール (数ケ月) を考えると必ずしも適当とは言えない。そこで, 短期的な b 値の変動をみるために, 20 個を単位としてそれを 5 個ずつ移動させた組ごとに b 値を求めた。個数を一定にしたのは, 期間を一定にするよりも活動の変化との対応が敏感である [加藤・他 (1981)] と考えたからであり, また, 1 年という単位をこれ以上短くすると期間によ

Fig. 9. 3-monthly histogram of events. Each point represents number of events before the time. Broken line indicates the corresponding value for $0.0 \leq M < 1.8$.

Fig. 10. Short period change of b -values. Each value is determined for 20 events; the values are moving-averaged with 5 events shifting. Error bars attached to some points indicate the limit of confidence of 95%. Before the time of seismic gap (G) for the main event ($M 4.6$), the period of precursory swarm is indicated by S. The threshold, 0.9, is also shown by broken line (see the caption of Fig. 8).

つては地震数がかなり少なくなり誤差が大きくなるためである。なお、SMITH (1981) が前述の結果を出した際にも、20 個を単位とした移動平均を用いている。

また、発生率においても短周期的変化を調べるために、移動平均をしないで求めた発生率 ($N/3$ months) の時間的变化を Fig. 9 に示す。発生率を求める際に対象とした地域や図におけるシンボルは Fig. 7 と同様である。これを見ると、群発地震発生時にはより大きい地震の数は増えない (逆に減る傾向がある) が、より小さい地震の数は増加している。しかし、76 年後半からは小さい地震は減り、比較的大きい地震が増えてくる。そして主震前 3 ヶ月になると、大きい地震の増加も止まり空白域を形成する。

Fig. 10 に個数一定で求めた b 値の時間変化を示す。実線で表されているのが最尤法で求

めた b 値で、縦棒の長さは 95% の信頼限界を示している。これを見ると、やはり群発地震発生時 (S で示す) にあたる 76 年後半の b 値のピークが目立つており、前に示した Fig. 8 と大局的な変化の違いはない。しかし Fig. 8 では、その後 b 値が次第に小さくなつてそのまま主震発生に至っているが、Fig. 10 ではさらに主震前に小さなピークが見られる。このピークは空白域形成時 (G で示す) に相当し、狭義の前震がなく主震付近に大きい地震が発生しなくなつたため、空白域のまわりでのより小さい地震が相対的に増加したことによると思われる。

以上のことから、この地域における大・中地震の発生過程を今回の小地震との相似性を仮定し予測すれば、次のようになる。 b 値が規準値よりも非常に大きな値を示し、かつ地震が頻繁に発生している時は、それが先行群発現象である可能性が大きく、後に大・中地震が発生する可能性がある。そして、 b 値が次第に低下して規準値よりも小さくなつた時に空白現象が見られるならば、主震発生に近いということになる。したがって、 b 値のピークが現われ群発地震が発生している時点で長期予報ができ、 b 値が規準値よりも小さくなり空白域が形成された時点で短期予報に結びつくことになる。なお、空白域形成時に b 値の変動 (この場合、わずかな上昇) が現われるかどうかという問題は、空白域周辺の活動が活発か否か、更に狭義の前震にも関係してくると思われるので一概には結論づけられない。

4.3. 78 年から 80 年の活動

発生率の時間変化 (Fig. 9) に見られる 79 年の活動の低下は 77 年の空白域の活動より低く、これもその後の活発な活動を準備する一種の空白域なのかどうか疑問となるところである。確かに Fig. 4 の時空間分布を見れば四国東部の 80 年の活発な活動の前には活動の低下が認められる。またその時期に、四国中部と東部の活動域の中間域 (本来不活発と思われていた) で、わずかな活動の増加が見えることである。

この現象は、74 年から 75 年の先行的地震活動が移動していくことと類似の現象であるが、大きな違いは前述したように 78 年以降は b 値が安定していることである。81 年以降の活動様式がどのようなものか興味のあるところである。

4.4. データの非斉一性に対する注意

上述した先行群発地震現象や、その期間での b 値の変動等の議論は 75, 76 年の検知能力が他の期間に較べて高いということに依存し信頼性に乏しいように見える。しかし発生率に関しては 75, 76 年に小地震が増加したにも拘らず、より大きい地震 ($M > 1.8$) の数が増加せず、76 年には極小値を示すということは上記の議論が必ずしも見かけのものとは言えないだろう。しかし特に $M > 0.0$ または $0.0 < M < 1.8$ での発生頻度について 75, 76 年と他の期間での値を連続させることは好ましいことではない。にも拘らず、許斐 (1983, 私信) によれば、1977 年 9 月 8 日の主震前約 3 ヶ月は主震近傍の上那賀観測点 (KMN) でも確かに空白域を示唆するような静穏さであつたという。しかし、たとえ空白域を認めたとしてもその大ききについては非常に不確定と言わざるを得ない。このデータの非斉一性は上記 4.3 節の議論に係わることである。特に 79 年の活動の低下から 80 年の活発化への変化も 80 年の検知能力の上昇から由来する見かけのものかもしれない。しかし四国東部の活動に関してより高い検知能力を持つ京都大学徳島地震観測所の報告 [許斐 (1983), 図 1] に見られる発生頻度の時間変化は、絶対数を別として、現在の我々の結果に非常に良く似ていることは注目に値しよう。しかし我々の結果は 79 年と 80 年の結果を連続化することも矢張り多少の無理があることを付記したい。

§5. 考 察

5.1. アスペリティモデルによる前兆現象発生過程

金森 (1980) は、大地震の発生に対する種々のサイスミシティパターンや他の地震学的情報を手がかりにして、アスペリティモデルを考案し、先行群発地震や空白域の発生過程を説明している。このモデルは、断層面上の応力の増加に伴い、強度の小さい部分から次第に大きい部分へと破壊が進行する過程において、アスペリティ (強度の非常に大きい所) が存在するために断層運動が不規則になり、群発地震や空白域が形成されるというものである。

大・中地震に伴う余震とは独立の小地震に対して調べられた今回の地震活動のパターンは、大地震の発生過程にかなり相似であることから、アスペリティモデルで発生過程を記述できそうである。

今回得られた b 値変化と照らしあわせて考えてみる。応力が増すにつれて強度の小さい多数の小断層が破壊しはじめ、同時に残った小断層上に歪の集中が起こるため、ほとんど同時に多数の小断層が破壊する。これが先行群発地震に相当する。 b 値変化から見ると 76 年中ごろまで増加していることから、小さい地震が多発していることがわかる。また、発生率の変化からもそのことが裏づけられる。その後 b 値が減少していることから、大きい地震が次第に増加したことがわかる。つまり、小さい地震が発生することによつて近傍での応力レベルが逆に上がり、かつ広範囲に広がるため、次に続く地震の規模が大きくなると言うことができる。

応力が平均強度を越えてしまうと、アスペリティ周辺の領域の小断層のうち壊れるべきものは壊れてしまうので、来るべき地震の震源域近傍での地震活動は低くなり、空白域を生ずる。空白域形成時に b 値の低下が止まり変動が小さくなったのは、より大きい地震が発生しなくなったことによるものと考えられる。さらに応力が増し、アスペリティの強度を越えると本震が発生するものと思われる。

アスペリティモデルは今まで観測されてきた地震の活動様式をうまく説明できるが、本震の発生時期や大きさの推定はむずかしい。そのため、地震予知に有用かどうかは明らかではないが、前兆現象の物理的メカニズムを解明する指針としては極めて重要なモデルであると思われる。

5.2. 先行時間 T および空白域の大きさ L とマグニチュードとの関係

前兆現象が始まってから地震が発生するまでの時間 (先行時間) と地震のマグニチュードの関係はこれまでも多く議論されており、先行時間 T とマグニチュード M の統計式がいくつか報告されている [たとえば, WHITCOMB *et al.* (1973); SCHOLZ *et al.* (1973); RIKITAKE (1976); 大竹 (1980)]。

力武 (1978) の統計式

$$\log T(\text{days}) = 0.60 M - 1.01$$

から、 $M 4.6$ の先行時間を求めると、56 日となり、今回得られた空白現象先行時間の 90 日よりむしろ短くなる。

また、空白現象先行時間を与える式 [大竹 (1980)]

$$\log T(\text{days}) = 0.39 M + 0.46$$

から求めると 180 日となり、90 日とは大きな違いがある。和歌山付近の地震がこの回帰直線よりも大きく離れて先行時間がかなり長いことが報告されている [大竹 (1980)]。同じ中央構造

線沿いの互いに近接した和歌山付近と四国地方では地震の原因とその発生様式が類似していることが溝上 (1976) によつて指摘されているが、両地域における先行時間がくい違ふことは注目される。

これらのことから考えて、 $M-T$ 関係から地震の発生時期を推測する場合は、種々の統計式によつて得られる値が極めて粗い目安であることを考慮に入れなければならないと思われる。

ここでもうひとつ問題となるのは、どの時点から前兆現象とみなすかということである。空白域形成からとすれば先行時間は 90 日となるが、群発地震発生からとすれば 800 日となり、両者間には非常に大きな違いがある。実際には、空白域・ドーナツパタン・先行群発地震の判定は解析者の主観によつて左右されているのが現状なので、この問題の解決には種々の前兆現象を客観的に定義することが重要であると思われる。

次に前兆的な空白域を異常域とすれば、その長径は Fig. 5c に示される震央分布より $L=30\sim 40$ km とみなされ、ANDERSON and WHITCOMB (1975) の (L, M) の式から期待される値 45 km よりわずかに小さいが、それほどかけ離れてはいない。

異常域 (L) や前兆期間 (T) はばらつきが大きい、その積 $L \cdot T$ は比較的安定した値であり、それが物理的には空白域の拡大を示唆することが大竹 (1980) によつて述べられている。今回も大竹 (1980) の (19) 式による回帰式

$$\log(L \cdot T) = 0.64 M - 1.63 \quad (L, \text{km}; T, \text{yr})$$

から大きくは離れないが、空白域の拡大・縮小に関しては必ずしも明瞭ではない。更に、前述したように、特に L に関しては不確定さが大きいことは注意を要する。

謝 辞

貴重な資料を提供して下さいた高知大学理学部附属高知地震観測所、並びに京都大学理学部附属徳島地震観測所に厚く御礼申し上げます。特に筆者が当初見逃していたデータの非斉一性を指摘された許斐直、木村昌三の両氏に対して記して謝意を表します。また、予備原稿に目を通され、幾つかのご批評を下された東北大学平沢朋郎先生、終始励ましをいただいた池上良平先生には感謝の意を表します。

参考文献

- ANDERSON, D.L. and WHITCOMB, 1975, Time-Dependent Seismology, J. Geophys. Res., **80**, 753-797.
- ISHIDA, M. and H. KANAMORI, 1977, The Spatio-Temporal Variation of Seismicity before the 1971 San Fernando Earthquake, California, Geophys. Res. Lett., **4**, 345-349.
- 金森博雄, 1980, 地震活動と地震予知—南カリフォルニアの例—, 地震予知研究シンポジウム (1980), 163-174.
- 加藤昌典・山崎謙介・池上良平, 1981, 東北日本の太平洋沖における地震活動の時間的变化, 地震 **2**, **34**, 323-339.
- 木村昌三・岡野建之助, 1977, 発震機構について, 高知地震観測所年報第 1 号, 79-81.
- 高知大学理学部附属高知地震観測所, 1977-81, 高知地震観測所年報第 1-4 号.
- 許斐 直, 1983, 地震学会講演予稿集 (昭和 58 年度春季大会), A31 (p. 32).
- 溝上 恵, 1976, 地殻底地震活動の特性, 地震予知研究シンポジウム (1976), 97-105.
- 大竹政和, 1980, 地震空白域にもとづく地震予知—1978 年メキシコ地震の予知を例として—, 国立防災科学技術センター研究報告, **23**, 65-110.

- 岡野建之助・木村昌三・許斐 直, 1978, 四国中・東部における地震活動, 地震 2, **31**, 63-72.
- RIKITAKE, T., 1976, Earthquake Prediction, Elsevier, Amsterdam, pp. 357.
- 力武常次, 1978, 地震予知, 岩波講座地球科学 8, 地球の物理 (金森博雄編), 岩波書店, 275 pp, 169-210.
- SCHOLZ, C. H., L. R. SYKES and Y. P. AGGARWAL, 1973, Earthquake Prediction: A Physical Basis, Science, **181**, 803-810.
- SMITH, W. D., 1981, The b -value as an Earthquake Precursor, Nature, **289**, 136-139.
- UTSU, T., 1961, A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, Geophys. Mag., **30**, 521-605.
- 宇津徳治, 1965, 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, 北大地球物理学研究報告, **13**, 99-103.
- 宇津徳治, 1967, 二つの地震群に対する b 値の違いの有意性の検定, 地震 2, **20**, 54-56.
- WHITCOMB, J. H., J. D. GARMAN and D. L. ANDERSON, 1973, Earthquake Prediction: Variation of Seismic Velocities before the San Fernando Earthquake, Science, **180**, 632-635.