

## 第6章 地震予知にかかわる前兆現象に関する研究

地震予知の有力な手がかりとみられる前兆現象については、多くの研究があり、その種類は、地球物理学的現象に関するものから、地球化学的又は生物学的現象に関するものまで多岐にわたっている。この章における研究は、地球物理学的前兆現象に関するものに限定され、主として、地殻変動、電磁気学的異常現象、震源域における地震活動、及び前震の規模別度数分布についての解析、理論的吟味又は検定等の結果を報告する。当初、地震波速度の変化も予定されていたが、数年前から、観測値の精度等に再検討の必要が指摘された事情もあって、ここでの議論は省略することとした。

### 6.1 検潮記録による地殻変動解析\*

地震予知にとって、地殻変動とその経過の解明が重要であることは言うまでもないが、いわゆる「東海地震」に強い関心が寄せられるまでは、東海地域においても地殻変動観測は限られていた。例えば、御前崎周辺の水準測量は、1976年以後毎年実施されているが、それ以前（1945～75）はわずか4回のみであり、長期的な水準変動の推移を十分掌握することはできない。また、最近では傾斜計、伸縮計、歪計などが多数設置され、多くの連続記録が得られているが、これらは設置環境の影響を受けやすく、地殻の長期変動を調べるのにはやや難点がある。しかし、検潮資料を用いれば、基準面が明確であり、長期の推移を連続的に追跡することが可能である。今回の研究では、ベイズ情報規準（ABIC）などを用いて潮位変動の解析を行い、御前崎の沈下について考察した。

#### 6.1.1 検潮資料

地殻変動の調査には、長期間にわたって安定した検潮所の資料が必要である。海況・気象の変動による影響を除くために、同じ海域（津村、1963）にある検潮所間の潮位差がよく用いられている。静岡県下には20箇所近く検潮所があるが、地殻変動調査に利用できるものは少ない。観測期間等を考慮して、図6.1.1に示した主な検潮所のうち、御前崎、内浦および舞阪の資料を用いた。

- 御前崎（OM）：1958年設置（再建）。66～67年に合計12か月間欠測、70年に現在地へ移転（潮位観測基準面の高さは不変）。

---

\*岡田正実：地震火山研究部、高橋道夫：気象庁地震予知情報課

- 内浦 (UC) : 1932年に設置。その後の移転・改築なし
- 舞阪 (MI) : 1933年に設置。その後の移転なし。浜名湖入口より内側にある。

図6.1.2にこれら各検潮所の年平均潮位を示す。この他の検潮所は、地盤が軟弱な所(清水港)、観測期間が短い所(田子、焼津)、海域が異なる所(南伊豆、伊東)などであり、今回は使用しなかった。図に示した内浦の潮位記録で、観測開始～1942、53～55、59～62、75～76年に潮位が高くなっているが、津村(1963)や岡田(1978)らによって指摘されているように、これらは主に黒潮大蛇行によるものである。海況に起因する変動を除くと、長期的な潮位の上昇・下降はほとんど認められずほぼ安定している。また、駿河湾中央部における海洋観測資料を用いて、海水密度の効果を補正した結果(気象研究所、1984)を見ても、顕著な上昇(または下降)傾向は認められない。

一方、御前崎の潮位には、海況変動によるもの以外に、明らかな上昇傾向が認められ、地盤が沈下していることを示している。また、舞阪では、大きな潮位下降が見られるが、これは主に浜名湖入口(今切口)の拡張・しゅんせつ・固定のための工事(1946～73)の影響(松田、1983)によるものであり、工事終了後はほぼ安定している。

### 6.1.2 御前崎の沈下

海流などの長期変動によって生じる潮位変化と地殻変動によるものを、1か所だけの検潮資料で分離することは容易でない。しかし、同じ海域内にある検潮所の潮位の差をとれば、海況・気象の影響が大幅に除去でき、両地点の相対的な上下変動を詳しく検出できる。このため、地殻変動の調査には、潮位そのものより、検潮所間の潮位差がよく用いられている。図6.1.3に潮位差の推移、および水準測量の結果を示す。欠測時の処理は、短時間でも欠測があれば、両検潮所とも当日の日

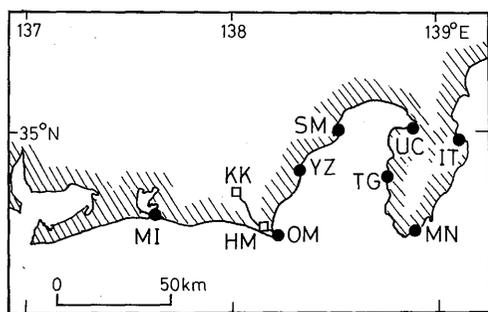


図6.1.1 検潮所および水準点の配置図。  
MI:舞阪、OM:御前崎、YZ:焼津、SM:清水港、UC:内浦、TG:田子、MN:南伊豆、IT:伊東。□印は掛川(KK)および浜岡(HM)の水準点を示す。

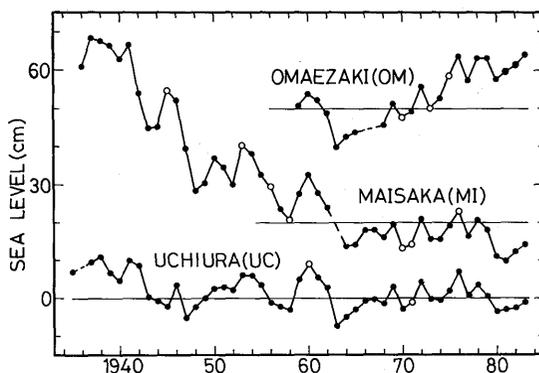


図6.1.2 御前崎、舞阪および内浦検潮所の年平均潮位。  
舞阪の大きな潮位低下は浜名湖入口の改修工事によるものである。

平均潮位を欠測とし、原則として残りの日平均から月平均潮位を求めた。年平均潮位差は、月平均潮位差の平均である。図に示した内浦・御前崎の潮位差(UC-OM)を見ると、1967年頃までは比較的安定しているが、それ以後はかなりの速さで下降している。前記のように、内浦の地盤がほぼ安定していると見られるので、この変化は主として御前崎検潮所の沈下によるものと考えられる。

平滑曲線はABIC (A Bayesian Information Criterion) を利用した石黒の方法 (Ishiguro, 1981) で求めたものである。この方法では、観測データ  $y_i$  が平滑値  $m_i$  と誤差  $r_i$  で

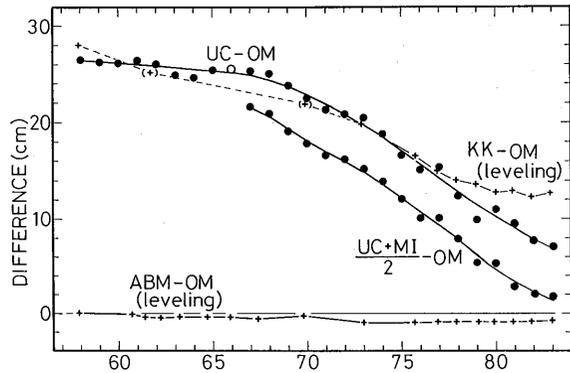


図 6.1.3 年平均潮位潮差および水準測量結果。  
 UC-OM：内浦・御前崎の潮位差、  
 (UC+MI)/2-OM：(内浦・舞阪の平均)と御前崎の潮位差、KK-OM：掛川～御前崎検潮所の水準差、ABM-OM：検潮所付属水準点～検潮所の水準差。

$$y_i = m_i + r_i$$

と表され、 $m_i$ 、 $r_i$  が次の条件を満足することを仮定して、各成分が求められる。

- i)  $m_i$  の 2 回差分 ( $m_{i+1} + m_{i-1} - 2m_i$ ) が平均 0 の正規分布に従う。
- ii)  $r_i$  は平均 0 の正規分布に従う。

この方法は従来行われていた数値フィルターなどより統計学的に優れており、客観的で精度の高い地殻変動解析が可能である。なお、現用のプログラムは、大竹・浅田 (1983) が指摘したような不連続的な地殻変動を考慮していない。

加藤・津村 (1979) は、潮位記録から日本沿岸各地の地殻変動を津村 (1963) の方法で推定している。東海地域では、紀伊半島東岸 (浦神検潮所) から伊豆半島西岸 (内浦検潮所) までを 1 つの海域 (原著では region iv) として扱い、各検潮所の垂直変動が求められている。御前崎の長期的な推移は今回のものとよく似た傾向であるが、沈下速度の変化はあまり明確になっていない。津村の方法は、全国的な調査には優れている。しかし、この海域の沿岸付近で黒潮流路が急に曲がる場合は、その東西で潮位変動の様相が異なっており、同じ海域として扱うことができない。そのような海況の場合には注意を要する。

検潮所には、建物の沈下を監視するために、付属水準点が設置されている。図 6.1.3 の下段は付属水準点と御前崎検潮所との間約 200 m の水準差の変化を示したものである。1970 年から 73 年にかけて少し検潮所が沈下しているが、これは検潮所移転直後のごく局所的な沈下によるものと思われる。

る。内浦との潮位差から求められた全期間の沈下量（約 20 cm）と比べ、付属水準点に対する変動量は数 mm であり、非常に小さい。また、御前崎の中央部にある測候所水準標石（1952 年設置）に対しても、観測開始から 25 年間に潮位観測基準面はわずか 2 cm しか沈下していない。したがって、検潮所は御前崎地域の水準変化を十分代表しており、潮位差から求めた御前崎検潮所の沈下は主に広域の地殻変動によって生じたものであると言えよう。

国土地理院等では、掛川（一等水準点 140.1）を基準にして、検潮所を含めた御前崎周辺の水準測量を繰り返し実施している。それらの結果も図 6.1.3 に記入してあるが、1978 年頃までは潮位差の結果と大差ない。それ以後はかなり系統的な相違が見られる。なお、1979 年以後は水準測量が毎年 2 回以上実施されているが、水準の“季節変化”の影響を避けるために、5 月前後に行われたもののみを載せてある。1962 年および 70 年の水準測量は、残念ながら御前崎まで達していない。73 年、76 年、および 77 年の結果を参考にして、次の方法で推定したものである。

$$Y_{OM} = 1.4 Y_{HM} + 0.5 \text{ cm}$$

ここで、 $Y_{OM}$  は掛川～御前崎検潮所間の水準変動量、 $Y_{HM}$  は掛川～浜岡間の水準変動量、0.5 cm は検潮所移転に伴う局所的な沈下量である。この推定値には水準の“季節変化”は考慮していない。この式の推定値を見る限りでは、潮位差の結果とかなりよく整合している。しかし、水準点を浜岡（2595）より検潮所に近い位置にある相良（2593）を使用すると、様相が異なっており、推定値の取り扱いに注意を要する。

海況変動の影響をより一層除くためには、御前崎の両側にある検潮所の平均との差を用いるのがよい。図 6.1.3 で、内浦・御前崎の潮位差に比べ、（内浦・舞阪の平均）と御前崎との潮位差  $[(UC + MI) / 2 - OM]$  の方が多少バラツキが小さい。後述する月平均潮位差を用いる場合には、検潮所の組み合わせによる効果が一層大きい。しかし、舞阪を含めた潮位差は、浜名湖入口の工事の影響を受けるので、地殻変動の解析に利用できる期間が短い。

各年の潮位差の平滑値から差分をとれば、年間の変動量（沈下速度）が求まる。図 6.1.4 に潮位差の平滑曲線から求めた沈下速度を示す。

UC-OM を見ると、1965 年頃まで  $-1 \sim -2 \text{ mm/y}$  と比較的安定していたことがわかる。それ以後徐々に沈下が加速していたが、76～77 年頃から速度が幾分なぶってきている。従来手法では沈下速度の変動をこのように細かく求めることは困難であり、今回用いたものがすぐれた解析法であることを示している。

(UC+MI)/2-OM による沈下速度は、

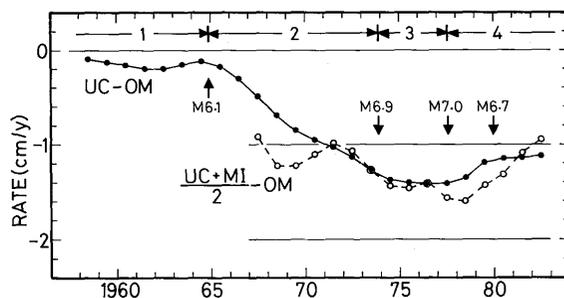


図 6.1.4 潮位差から求めた御前崎検潮所の年間変動量（沈下速度）。

中間部の71~77年頃はUC-OMのものとはほぼ一致するが、前後は多少相違している。初期の相違は浜名湖入口の工事などによって、舞阪の潮位が下降したことによるものである。78年頃以後の相違は、舞阪の潮位が相対的に低下したことを示している。その原因として、黒潮変動や浜名湖入口の状況変化も考えられるが、地殻変動の可能性もある。同じ期間に内浦・掛川でも相対的な変動が生じているので、地殻変動の可能性が高く、注目される。

地震の短期予知のためには、比較的短期の地殻変動を検出する必要がある。月平均潮位差については、統計数理研究所で開発したプログラム BAYSEA (Akaike and Ishiguro, 1980) を用いて、年平均潮位差と同様な解析が可能である。この方法では、観測値  $y_i$  が平滑値  $m_i$ 、季節変動成分  $s_i$ 、雑音  $r_i$  に分解され

$$y_i = m_i + s_i + r_i$$

で表わされる。但し、 $m_i$  は2階差分 ( $m_{i+1} + m_{i-1} - 2m_i$ ) が平均0の正規分布に、 $s$  は前後の年の同じ月で作った2階差分 ( $s_{i+12} + s_{i-12} - 2s_i$ ) が平均0の正規分布に、 $r_i$  は平均0の正規分布に、それぞれ従うものとして各成分が求められる。計算能力の都合で、全区間を一度に解析せずに、小区間について計算し、解析区間をずらして、全区間を求めている。また、外部入力的重要なパラメータとして、平滑の強さを示す RIGID の項がある。この値を小さくすると直線に近い平滑曲線が得られ、RIGID を大きくすると、曲率が大きくなりやすい。求まった結果の統計学的な優劣は ABIC で評価するが、一般的には ABIC の小さいものが良い。

図6.1.5に上述の方法による月平均潮位差の解析結果を示すが、上段が月平均潮位差 ( $y_i$ ) とその平滑値 ( $m_i$ )、2段目が変化速度、3段目が季節変動成分 ( $s_i$ )、下段が雑音 ( $r_i$ ) である。UC-OM について、“ABIC が最小” という条件で求めると、海況変動の影響が変化速度 (沈下速度) にかなり大きく現われ、地殻変動の変化速度が求まらない。図では、海況の長期変動の効果を抑えるために、パラメータ RIGID を小さくして求めている。海況変動の効果を数値化して説明変数に取り入れることが困難なので、現状ではやむを得ない。一方、(UC+MI)/2-OM の場合は、海況の長期変動の影響が小さく、“ABIC を最小にする” という条件だけで十分であった。このように、月平均潮位差の場合は、検潮所の組み合わせが重要な要素となってくる。傾向はいずれの場合も年平均潮位差から求めたものとはほぼ一致している。

### 6.1.3 地殻変動との関連

御前崎の地殻変動は、沈下を中心として見ると、次の4段階に分けられよう。

第1期(1965年頃まで) 地殻変動があまりなく、御前崎の水準が安定している。

第2期(1965年頃~74年頃) 御前崎の沈下が加速する。

第3期(1974年頃~78年頃) 御前崎の沈下は13~15 mm/y で、沈下速度は安定する。内浦、掛川、及び舞阪に地殻変動がほとんど及んでいないと見なされる。

SPAN=15, SHIFT=6, ORDFP=2, SORNER=1, FIGID=0.02, AVARIC=1644.92

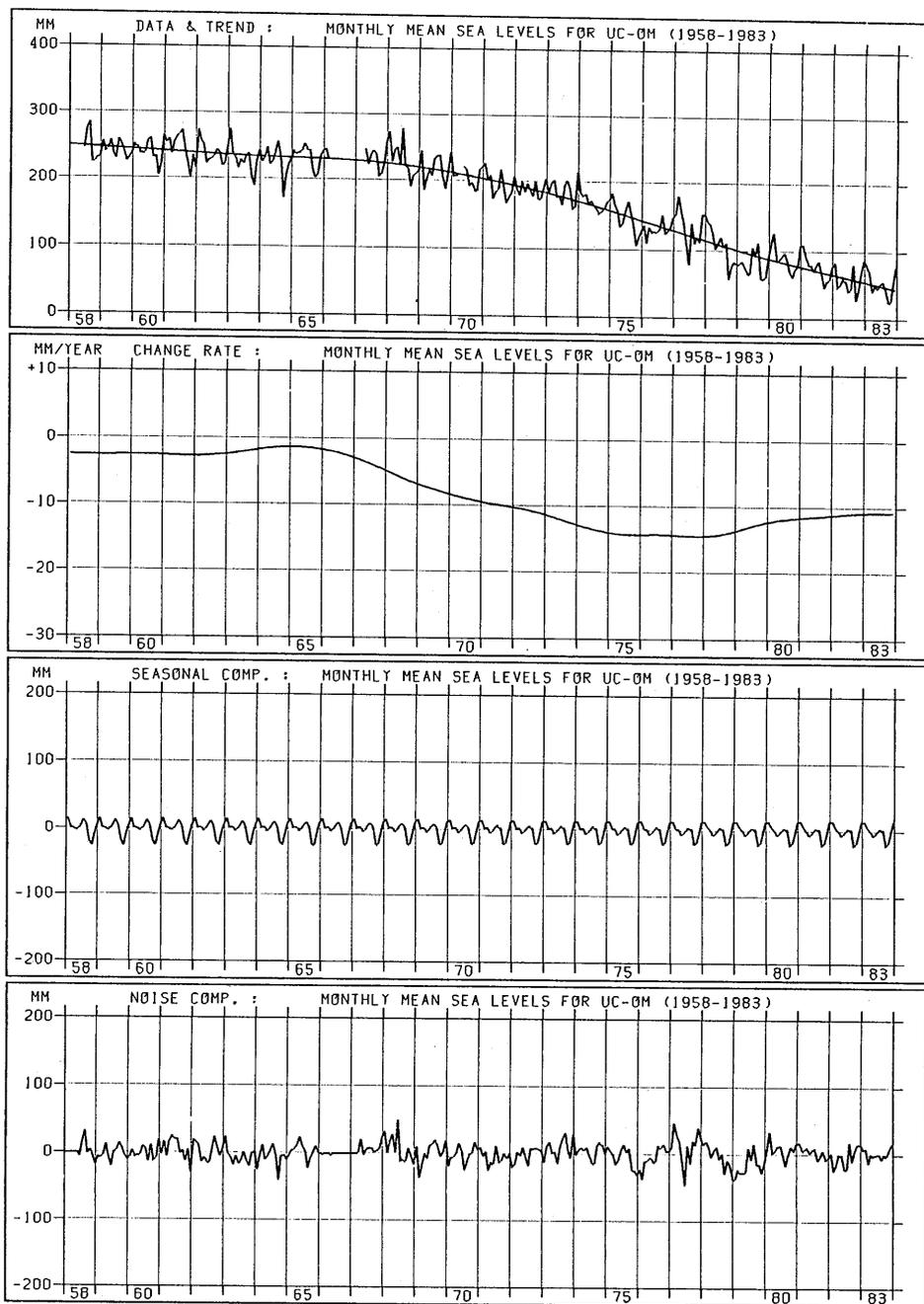


図 6.1.5 A バイズ情報量基準 (ABIC) を用いた月平均潮位差の解析。  
 内浦・御前崎の潮位差。1 段目は潮位差とその平滑曲線、2 段目は変化速度  
 (mm/y)、3 段目は季節変動成分、および 4 段目はノイズ成分である。

TEAM:15, SHIFT:6, ORDER:2, SORDER:1, RIGID:0.10, AVABIC:1050.45

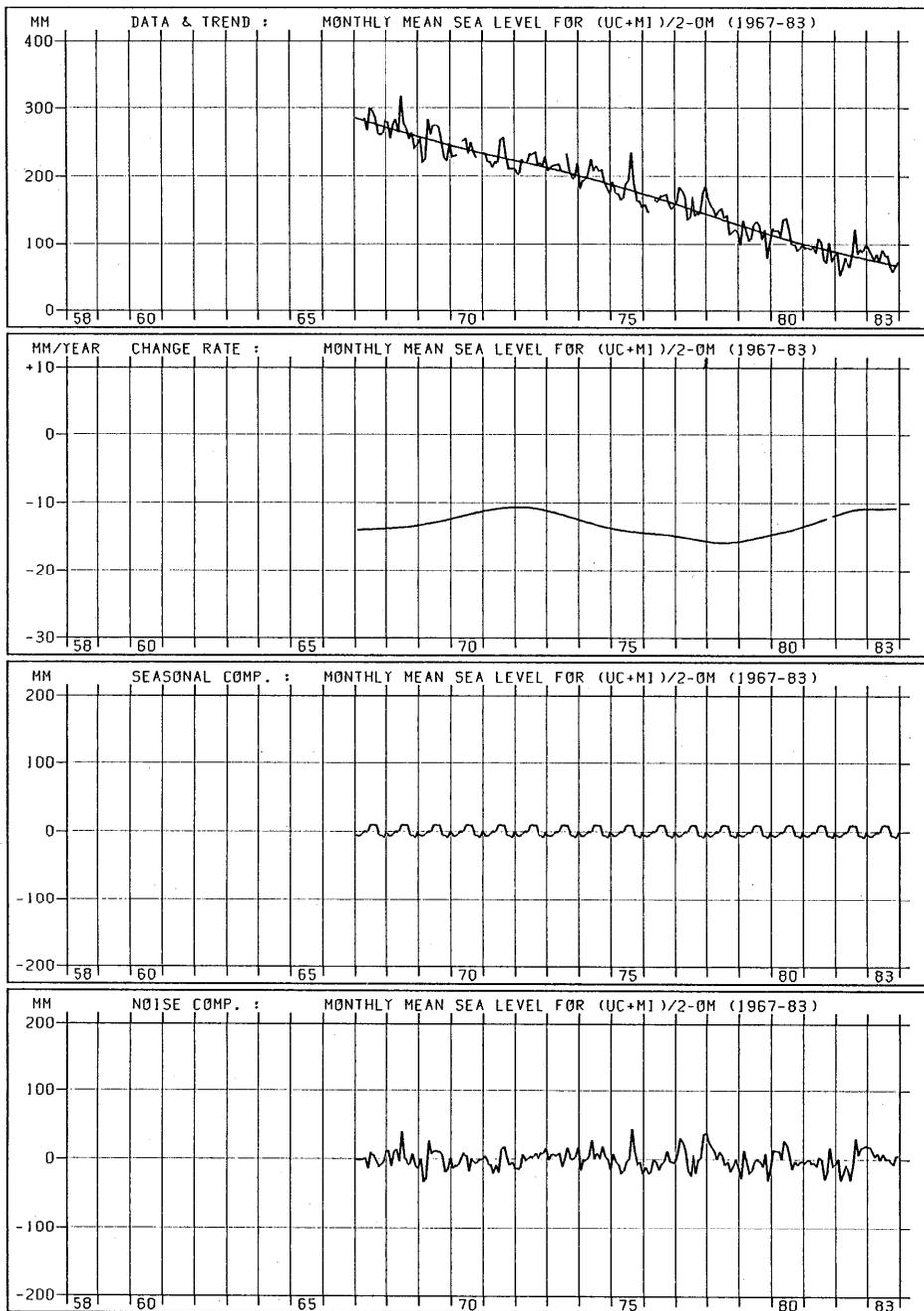


図 6.1.5 B ベイズ情報量基準 (ABIC) を用いた月平均潮位差の解析。  
 (内浦・舞阪の平均) と御前崎の潮位差。1 段目は潮位差とその平滑曲線、2  
 段目は変化速度 (mm/y)、3 段目は季節変動成分、および 4 段目はノイズ  
 成分である。

第4期(1978年頃以後) 御前崎の沈下はいくぶん鈍るが、基準点によって大きさが多少異なる。

内浦、掛川、舞阪で相対的な変動も考えられる。

各期の区切りに相当する時期に、次のような大きい地震が周辺で発生しており、注目される。

1965年4月20日 静岡市付近 M6.1

1974年5月9日 伊豆半島沖 M6.9

1978年1月14日 伊豆大島近海 M7.0

なお、図6.1.4の上段に示した各期の区切りは、これらの地震発生時によっている。

プレート間の巨大地震の前に見られる地殻変動は、沈み込む海洋プレートと島弧側プレートとの相互作用によって生じるとされている。Katsumata and Yoshida (1980) は、巨大地震の震源域生成過程を、プレート間のカップリングの状態に対応するものとして、いくつかの段階に分けたモデルを提案している。図6.1.6にその模式図を示すが、各段階の特徴は次の通りである。

[A] 大規模な地震発生により解かれたプレート間のカップリングは、短期間では復活せず、ディカップリングの状態が続いている。

[B] 小規模なカップリングが生じ、小地震の発生を繰り返す。小地震の繰り返しにより、プレート間の一様化が進み、大きなスケールでのカップリングに成長していく。

[C] 大きなスケールでのカップリングが形成され、震源域の核が完成する、核には地震が発生しなくなり、大地震前の空白域となるが、その隣接地域では部分的に応力増加が生じ、地震活動が活

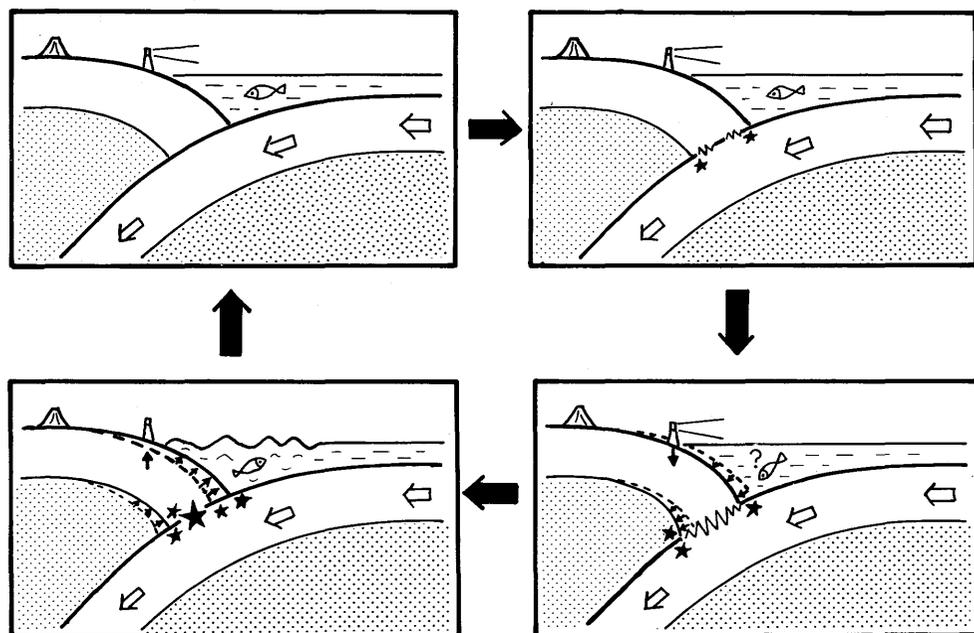


図6.1.6 プレート間巨大地震の繰り返しモデル。

発化する。

[D] 大地震直前の前震等の活動を経て、大地震が発生し、余震活動が続く。

御前崎の沈下をこのモデルに対応させるならば、第1期が[A]に当たろう。東南海地震の震源域は、駿河湾に及んでいないとするモデルが従来多かった。しかし、最近では水準測量の結果(藤井、1980)や内浦検潮所の津波解析などから、変位量は小さいが、御前崎周辺から駿河湾の一部にまで地殻変動が達していたとする説が有力になっている。後者の考えに立てば、[A]の始まりは、東南海地震の余震活動終了時となる。

第2期は[B]に当たり、カップリングの規模が大きくなるにつれて、沈下速度が大きくなったと考えられる。第3期は[C]の初期に当たり、第4期に入ってから震源域の核の周辺部まで地殻変動が及ぶようになったために、内浦、掛川、舞阪で相対的な水準変動が生じるようになったということも考えられる。

大地震前の地殻変動に伴う潮位変化の事例はいくつかあるが、図6.1.7に太平洋岸における観測例を示す。花咲と鮎川は途中で観測基準面が変動しているため、適当にずらしてある。白丸で示し

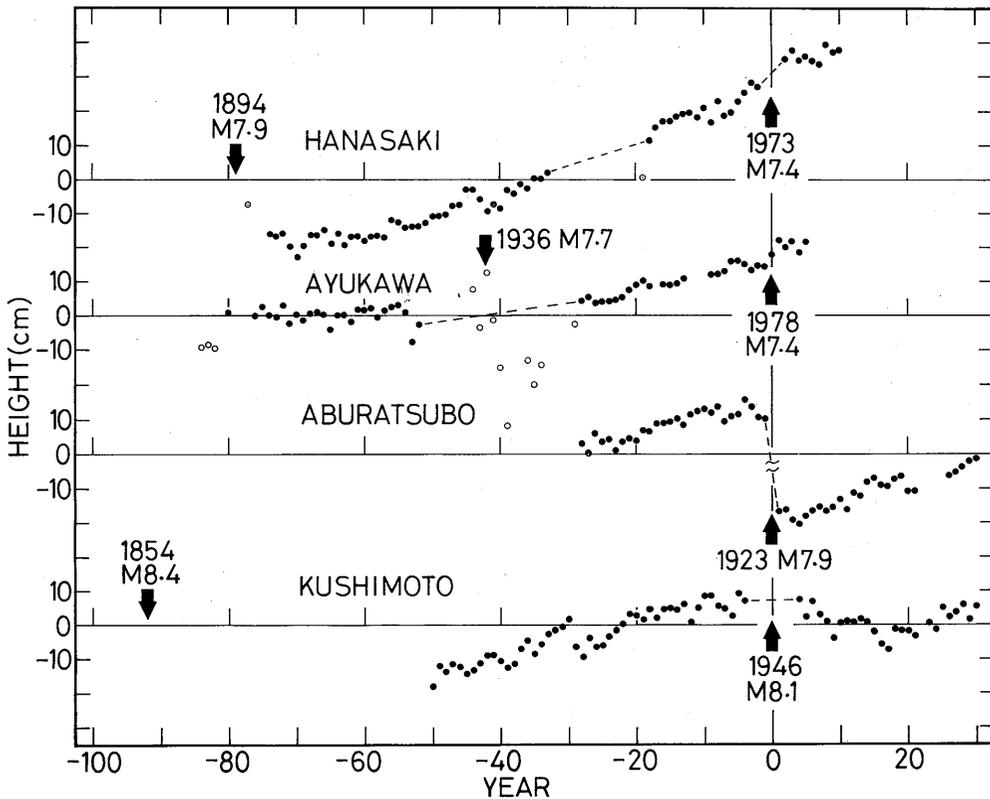


図6.1.7 大地震前後の年平均潮位。  
上から花咲、鮎川、油壺、および串本検潮所。白丸は基準面に疑問があるもの。

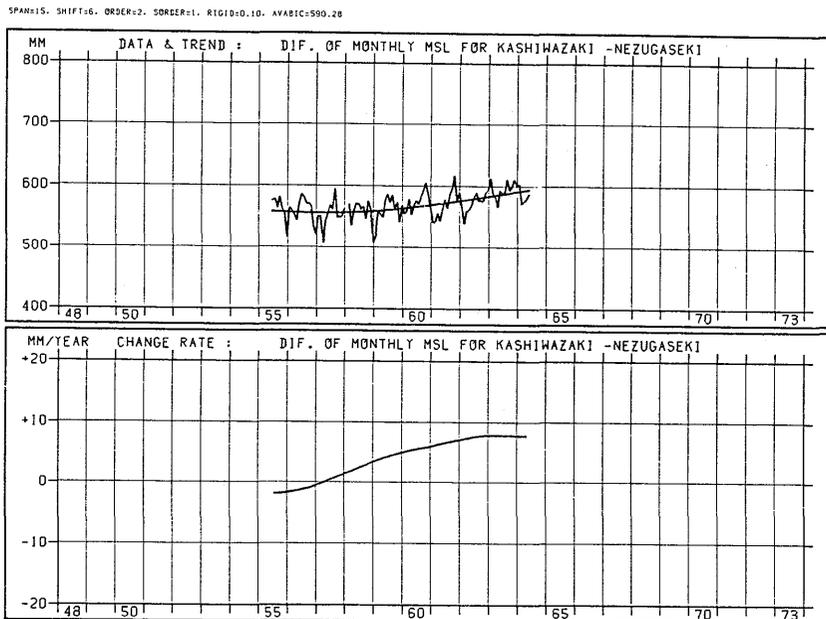


図 6.1.8 A 日本海沿岸で発生した大地震前の潮位差。  
新潟地震（1964）前の柏崎・鼠ヶ関の潮位差。

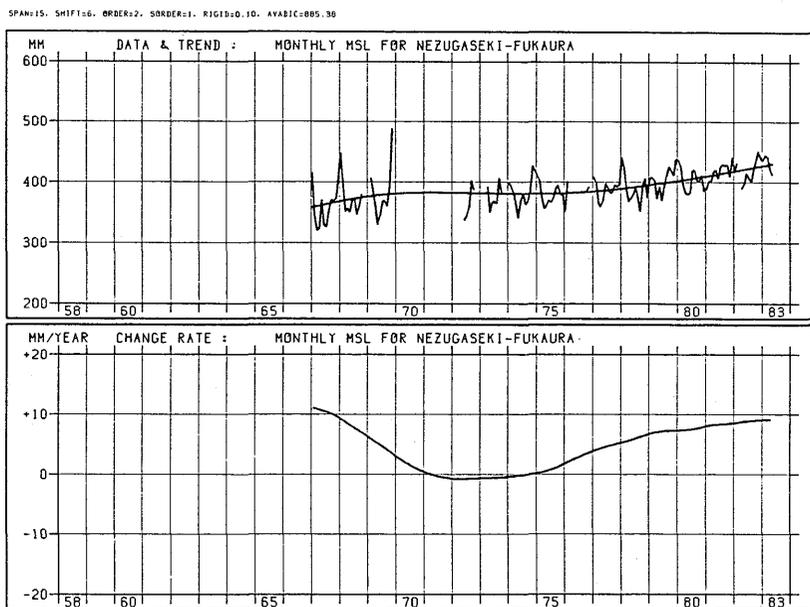


図 6.1.8 B 日本海沿岸で発生した大地震前の潮位差。  
日本海中部地震（1983）前の鼠ヶ関・深浦の潮位差。

た点は疑わしい。花咲の潮位変化を見ると、1894年の地震から15~20年間はあまり変化していない。Kasahara (1975) は、この期間に深部で非地震性の断層運動が生じ、それによる隆起と定常的な沈下が打消し合ったのではないかとしている。その後、根室半島沖地震(1973)の前60年間程はほぼ一様な沈下が続いていたと思われる。宮城県沖地震(1978)の前に鮎川が30~50年間に渡って沈下していたが、それ以前は安定していた。鮎川の沈下開始に金華山沖地震(1936)が関連していた可能性がある。一方、油壺や串本の記録では観測期間が足らず、関東大地震(1923)や南海地震前の沈下の始まりがわからない。関東大地震直後から油壺の沈下が続いているのに対し、串本は南海地震後15~20年間やや隆起した後に沈下傾向に転じている。

日本海沿岸で観測した潮位差の例を図6.1.8に示す。新潟地震(1964)前の数年間は柏崎に対し鼠ヶ関が隆起しているが、それ以前は比較的安定していたようである。日本海中部地震(1983)の前にも鼠ヶ関に対する深浦の隆起が6~10年間続いている。

最近の御前崎の沈下速度は前述のいくつかの例より大きい。同じフィリピン海プレートの潜り込みによって生じた関東大地震[油壺6 mm/y(津村, 1970)]や南海地震[串本5 mm/y]に比べ、2倍程度の速さで沈下している。これはプレート運動に対する観測点の相対的な位置関係もあるが、フィリピン海プレートの沈み込む角度の相違による影響も大きいと思われる。

大地震の前兆的な地殻変動がどの程度続くかは、長期予知のために極めて興味ある問題である。根室半島沖地震のように、60年前後続いた例もあるし、新潟地震や日本海中部地震のように、沿岸検潮所では5~10年しか観測されていないものもある。このような相違の一因として、地殻変動のパターンが時間と共に変化・拡大することが考えられる。同一地震でも震源域との相対的位置関係によって、水準変動の期間が大きく異なるのであろう。

「東海地震」に対して想定されているような直前の地震予知には、日平均潮位や毎時潮位による短期の地殻変動の解析が重要である。月平均や年平均と比べ、短期の潮位は気象・海況の影響が一段と大きく、取り扱いが難しい。潮汐は分潮数を増すことなどにより現状よりある程度予報精度を向上させることが可能である。また、気圧・風の効果は、高潮数値実験の技術を応用すれば、かなり解析できるであろう。しかし、海況変動を海洋観測に基づいて毎日追跡することは、現在のところ不可能である。多数地点の潮位資料から海況変動に伴う潮位変化の特性を把握し、実験式等で海況変動の影響を除去して、地殻変動の急変を探知するのが適当であろう。地震予知の重要性から見て、今後これらの技術開発を図るとともに、短期の地殻変動の検出に必要な潮位データ(例えば南伊豆や伊豆諸島)がリアルタイムで利用できるようにすることが望まれる。

#### 参 考 文 献

藤井陽一郎、1980：関東・東海地方の地殻変動と1944年東南海地震の震源域、地震—地震学者と地質学者との対話、東海大学出版会、41-64。

- 加藤照之・津村建四朗、1979：潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動（1951-1978）、地震研究所彙報、**54**、559-628。
- 気象研究所、1984：潮位変動からみた御前崎の沈下（1958-82）、地震予知連絡会会報、**32**、262-265。
- 松田義弘、1983：浜名湖の海洋環境－湖口地形変化による湖内潮汐の経年変化－、沿岸海洋研究ノート、**20**、178-188。
- 大竹政和・浅田 敏、1983：季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の最近の地殻変動、地震**2**、**36**、597-608。
- 岡田正実、1978：黒潮の大蛇行歴（1854-1977）と潮汐観測、黒潮－その諸問題、号外海洋科学**2**、81-88。
- 津村建四朗、1963：日本沿岸の平均海面及びその変動の研究（1）－潮位変化の地域分布、測地学会誌、**9**、49-90。
- Akaike, H., and M. Ishiguro, 1980 : BAYSEA, A Bayesian seasonal adjustment program. Computer Sci. Monographs, Inst. Statistical Mathematics, No. 13. 1-50.
- Ishiguro, M., 1981 : A Bayesian approach to the analysis of the data of crustal movement. Jour. Geodetic Soc. Japan, **27**, 256-262.
- Kasahara, K., 1975 : Aseismic faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake. Hokkaido, Japan, (a possibility). Pageoph, **113**, 127-139.
- Katsumata, M., and A. Yoshida, 1980 : Change in seismicity and development of the focal region. Pap. Met. Geophys., **31**, 15-32.
- Tsumura, K., 1970 : Investigation of mean sea level and its variation along the coast of Japan (part 2) -change in ground level at various places in Japan as deduced from tidal data and earthquake prediction. Jour. Geodetic Soc. Japan, **16**, 239-275.

## 6.2 東海沖海底地電位変化と地震\*

### 6.2.1 はじめに

1978年に設置された海底地震常時観測システムの定電流装置を利用して、海底地電位変化観測を行っている。このシステムの海底部装置は、4組の地震計と先端部の津波計からなり、御前崎から1本の海底同軸ケーブルで接続されている。海底部へ供給する電源には高精度の直流定電流装置が採用されており、給電装置から供給された電流は海底ケーブルを通り、先端部近くのアースから海中および海底下を経由して、御前崎海岸アースからとりこまれる。このため、両アース間にかかる外部電位に変動があると給電電圧が変化する。その変化を監視することによって、海底地震計先端部アースと御前崎海岸アース間約110 km間の電位変化を知ることができる。この方式による海底地電

---

\* 森 俊雄：地震火山研究部

位変化観測の有効性は、気象研究所地震火山研究部（1980）および森（1982）によってすでに報告されている。

森（1982）によると、1980年6月12日16時20分に発生したM=6.7の伊豆半島東方沖地震（以下本節で伊豆半島東方沖地震と記す場合は本地震を示す）の際に海底地電位に異常現象が記録された。図6.2.1にその時の地電位記録を示すが、地震の10数時間前から地震直前までのパルス状変化の集合とコサイスミックな湾型変化が記録されている。今回はこのような異常現象が他の地震の際にも発生していたかどうかを詳細に検討してみた。

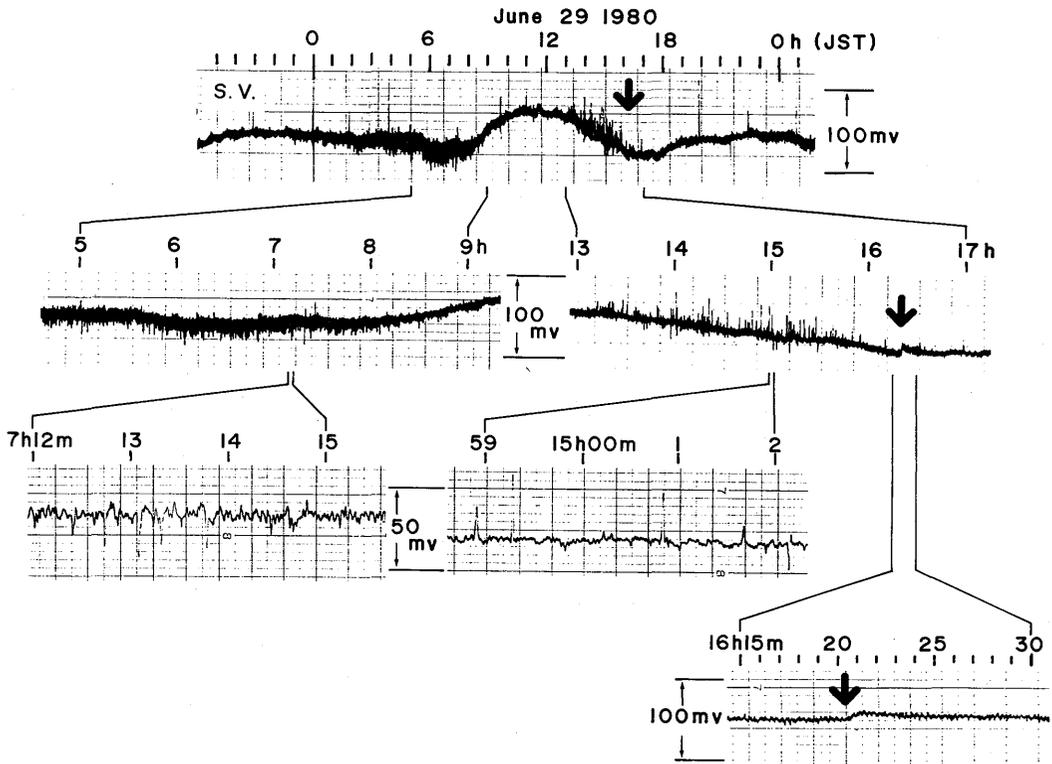


図6.2.1 1980年6月29日の伊豆半島東方沖地震（M=6.7）前後の東海沖海底地電位変化記録 [森（1982）]。

### 6.2.2 地電位異常現象

1980年4月から1981年12月までの間に東海地方に発生した地震の前後、数日間の東海沖海底地電位変化の異常現象について調査した。調査の対象とした地震を図6.2.2に示す。御前崎海岸アースE1と海底地震計先端部アースE2を焦点とする同図に示した精円内のマグニチュード2以上の地震および136.5°~139.5°E、32.5°~35.5°Nの範囲のマグニチュード4以上の地震を対象とした。た

だし、同図にプロットした地震は、地電位記録が欠測した時間帯の地震は除いてある。

地電位は通常磁気テープにアナログで記録している。図6.2.2に示した地震の2~3日前から海底地電位変化をペンレコーダに再生し、その記録について検討した。その結果、同図で黒くぬりつぶした地震の前に、地震と関係があるかもしれないと思われる特異現象が記録されていることがわかった。

番号1の地震は伊豆半島東方沖の地震で、森(1982)の報告と同じものである。

番号2および3の地震はそれぞれ、1980年7月12日15時9分の赤石山脈南端に発生した地震(M=2.5, H=0 km)および翌日7月13日17時31分の御前崎沖南の地震(M=2.2, H=20 km)である。これらの地震の前、7月12日6時頃

から10時頃にかけて、地電位記録にパルス状変化の集合が現われた(図6.2.3)。この記録は、伊豆半島東方沖地震の直前13時から16時頃に発生したパルス状変化とほとんど同じである。伊豆半島東方沖地震の際には、御前崎白羽小学校々庭で観測している地電位記録にもわずかではあるがパルス状変化が記録されていた。しかし、この場合には、白羽小学校の地電位記録にはパルス状変化が見られないことから、多少異った変化かもしれない。ここで取上げた地震のマグニチュードが2程度と非常に小さいことから、地電位に現われた特異現象は、地震とは直接関係ない広域応力場の変化等を反映したものであるかもしれない。

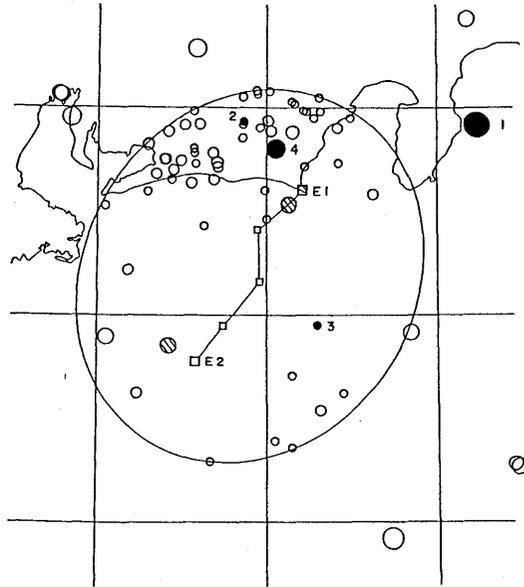


図6.2.2 特異現象検出の対象とした地震の震央。  
E1: 海底地震常時監視システム御前崎海岸アース、E2: 海底地震常時監視システム海底部アース。  
●印は異常らしき現象が現われた地震、○印は深発地震である。

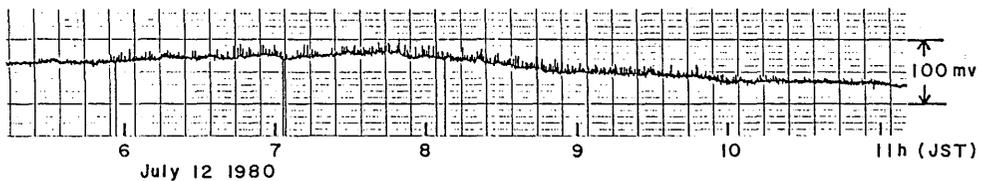


図6.2.3 1980年7月12日の海底地電位変化記録。

番号4の地震は、1981年8月15日11時54分の静岡県中部の地震(M=4.8、H=40km)である。異常現象は、同日8月15日の9時11分～9時17分に現われた継続時間数秒のパルス状およびsin状の変化である(図6.2.4)。測定系に接触不良が発生した時にもパルス状変化が記録されるが、そのパルスとは形状が異っているように思われる。

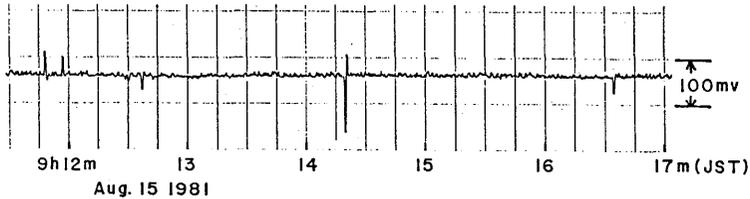


図6.2.4 1981年8月15日の海底地電位変化記録。

伊豆半島東方沖地震のときに見られたようなコサイスマックな地電位湾型変化は、他の地震では見られなかった。

地磁気変化に伴って地下に誘導された電位変化は、地下電気比抵抗構造を反映する。地震前に地下の比抵抗構造が変化すれば、地磁気変化に対する地電位変化の応答が変化するが、海底地電位変化には海水の運動に伴う電磁誘導変化も含まれていると考えられる。したがって、地下の比抵抗変化に伴う地電位変化を検出するためには、地電位変化を地磁気変化に伴う部分と海水運動に伴う部分に分離する必要がある。現在まだこの点については十分な検討を行っていないので、地下の比抵抗変化に伴う地電位変化については、地磁気変化、海水の運動との関係を調べたうえで検討する。

### 6.2.3 まとめ

地震と地電位変化の関係を調べるため、海底地震常時監視システムを利用して測定している東海沖海底地電位差に、1980年6月29日に発生した伊豆半島東方沖地震の際に現われたような現象やその他の異常現象が、他の地震の際にも現われているかどうかについて追跡調査した。その結果、あるいは地震の前兆かもしれないと思われる現象が発見されたが、真に地震の前兆かどうかについてはまだ判断はできない。また、コサイスマックな地震位変化の事例は得られなかった。

特異現象が発生した場合、その現象が何に伴って現われたものかを判断することは非常に難しい。特に、地震予知に関連してとりあげられている前兆現象は、地震の発生を待たなければならぬその有効性を確認することはできないといった面をもっているため、今後とも、種々の事例を得て検討していくことが必要である。

## 参 考 文 献

- 気象研究所地震火山研究部、1980：海底地震常時観測システムの開発、気象研究所技術報告、4、1-233。  
森 俊雄、1982：東海沖の海底地電位変化について—海底地震常時観測システムの利用—、地震2、35、213-221。

### 6.3 東海沖地域の地震活動\*

#### 6.3.1 サイスマックギャップ

##### (1) 震源地域配列の空白

1960年代の中頃から、サイスマック・ギャップ (Seismic gap) なる概念が出現し、地震発生の長～中期的予測の手段として重視されるようになった。これは、古くからあった経験にもとづく考察を発展させたものともいえる。地震学の黎明期、地震帯の輪郭が判明すると同時に、それに沿って発生する地震の習性が盛んに調べられた。例えば、今村 (1924) は次の様に述べている—『大地震は年代順に一つの場所から隣の場所へ順序を追って移って行く。例外として或大地震が順序を追わずして飛離れた場所に起こった時、中間の空隙は容易に他の大地震に依って填補される。』

プレートテクトニクスの台頭に伴い、地震帯はプレート境界に置き換えられ、断層モデルの発展により、震源域の意味やその形状も明瞭なものとなってきた。これを受けて、Fedotov (1965), Mogi (1968 a), Sykes (1971) 等によって、サイスマック・ギャップの概念が確立され、世界各地についてその調査が進められた。それらを要約すると、

- i) プレート境界 (以下では主としてサブダクション・ゾーンを扱う) のある区間に着目すると、大規模地震の発生に活動期と静穏期との繰り返しが認められる。
- ii) ある活動期に発生する一連の大規模地震の震源域は、相互に重り合うことなく、また隙間を残すことなくプレート境界の全域を埋めつくし、静穏期 (通常、活動期より長期間) となる。
- iii) したがって、ある活動期に震源域の配列から取り残されている隙間 (空白) の部分は、近い将来大規模地震の震源域となる可能性が高い。

このような大規模地震発生の規則性は、東北日本—千島を始め、世界各地のプレート境界に見い出されている [例えば、Kelleher et al, (1973)]。なお、ここでいう大規模地震とは、海洋プレートの沈み込み運動を直接に反映して発生する第一級の地震という意味で、 $M 7\frac{3}{4}$ 以上の地震を指すことが多い。以下では、上記の震源域の空白地域を簡単のため "ギャップ" と呼ぶことにする。ギャップは茂木 (1977) のいう第1種地震空白域に相当する。

ギャップは、ある活動の時系列が進行したとき、地震予知の一手法となり得るが、そのためには

---

\*勝又 護：地震火山研究部

前記 i)、ii)の時空間的境界を、歴史地震やテクトニックな条件により、見定めなくてはならない。すなわち、ある時系列が繰り返し成り立つことが前提となる。6.3.2項で述べる東海地域においても i)の東側の限界、ii)の時間的範囲等の判定が重要課題となる。

## (2) 地震活動の空白域

常時地震活動のパターンは、地域的に大きく相違するだけでなく、時間的な変化も認められる。長時間にわたり活動度の低い地域としては、

i) 地体構造的に安定、あるいは、ひずみを非地震的現象によって解消し、地震が発生しない（あるいは、少ない）地域。

ii) 大地震に続く余震や群発地震等の活動期が収束し、現在静穏期にある地域。

一方、大地震の前に、将来その震源域となる地域や周辺で地震活動のレベルが一時的に異常に低下することがある [例えば、井上 (1965)、宇津 (1968)、Mogi (1968 b)]。

iii) 大地震前に一時的に静穏となっている地域。

常時地震活動の空白域を時空間的に追跡し、それらが i)~iii)のいずれに属するかを判別することは、それぞれの意味で重要である。そのうちiii)は、中期的な地震予知にかなり有力な手段として注目され、数多くの調査研究が行われている [例えば、大竹 (1980)、Katsumata・Yosida (1980)、Lay et al. (1982)]。iii)の大地震発生に先行して出現する地震活動の空白域を、以下では簡単のため“空白域”と呼ぶことにする。空白域は茂木 (1977)のいう第2種地震空白域に相当する。

空白域は、プレート境界の大規模地震ではかなり普遍的現象のように見える。すなわち、ギャップ=空白域となることが多い。また、空白域が内陸の比較的小規模な地震に先行した例もいくつか報告されている [例えば、大竹 (1980)]。空白域の出現に伴う地震活動の諸相は、震源域の形成およびその発達段階を反映したものと考えられる。しかし、それらの物理的機構に関しては、いくつかの議論 [例えば、茂木 (1978)、金森 (1980)、Katsumata・Yosida (1980)、Lay et al. (1982)]が提出されたにとどまっている。さらに、空白域の空間的形狀やその時間的推移、地震の規模との関係等はそれぞれの地震によって大幅に異なり、明瞭な関係はつかまれている。その原因の一つは、空白域そのもの、客観的同定の困難さにある。例えば、マグニチュードのスレッショールドをどこに置くかは、空白域の同定に大きく影響する。また、資料の地域的、時間的な不均質による影響も無視できない。空白域を地震予知に活用するためには、その系統的な検索と客観的な表示方法を開発することが必要である。6.3.2項で述べる東海地震においても、空白域の拡がりや位置を正確に定めることが求められている。

上記のような観点から、今までいくつかの地域について、ギャップや空白域の特性について調査を行ってきたが [Katsumata・Yosida (1980)、勝又・山本 (1980)、勝又・石川 (1984)等] ここでは、東海沖地域について述べる。

### 6.3.2 「東海地震」をめぐる問題

#### (1) 東海沖地域におけるギャップ

四国沖から東側の南海・駿河トラフ沿いの地域は、古くから繰り返し巨大地震の震源域となってきた。例えば宝永地震(1707年)は、上記の全域を一つの震源域として発生した我が国最大の地震とされている。次の安政地震(1854年)は、2つの地震(先ず東側の半分を震源域とする地震、32時間後に西半部分を震源域とする地震)の震源域で同地域をカバーした。1944年12月7日東南海地震および1946年12月21日南海道地震は、時間間隔は異なるが、安政地震と同様な経過で発生した。このように、上記の地域では、100年間程度の間隔で、巨大地震が連続して発生し(場合によっては1回で)、全域を破壊するという習性があることが知られている[Ando(1975)、Utsu(1977)等]。ところが、1944年東南海地震に関しては、その震源域が上記の地域の東端部まで及んだことを示す証拠を欠いている。

1969年上記地域が特定観測地域に指定されたこと、Mogi(1970)による危険性の指摘等を契機に、いわゆる「東海地震」の可能性をめぐり多くの研究成果が発表された。その結果、1854年安政地震(東側)と1944年東南海地震との震源域の相違が次第に明らかとなった。すなわち、前者の震源域が駿河湾奥まで達している[羽鳥(1976)、石橋(1977)等]のに対して、後者の震源域はそこまで達していないとする意見が大勢を占めるようになった。この意見に従えば、1854年の震源域から1944年の震源域を差し引いた残りの部分(東側)がギャップであり、ここでは1854年以来蓄積されたひずみが存在していることになる。

ギャップ=東海地震の震源域として、初期には遠州灘を中心とする地域が想定されていたが、石橋(1977)の指摘以後、むしろ駿河湾西岸を中心とする地域が注目されるようになっている[Ishibashi(1981)]。いずれにしろ、1944年東南海地震の震源域の拡がりをより明確にすることは重要である。

#### (2) 1944年東南海地震(M7.9)の余震域

本震後比較的短期間に発生した余震の分布は、破壊域としての震源の形状を表わすとされている。東南海地震の余震に関してはすでに多くの調査がある[例えば、関谷・徳永(1975)、勝又(1982)]。ここでは、主として気象庁(1982)の資料によって再調査した結果を述べる。

1) 小さな目に見積ると、余震域は図6.3.1aに点線で示すような、長径180km、短径110km程度の長円形となる。この場合、余震域の東側の限界は天竜海底谷付近となり、本震後約1日間で形成されたことになる。西側では直後の余震は少ない(点線は10日間の分布を参考にした)。上記の余震域は、Kanamori(1972)やAndo(1975)の震源モデルによる断層面の拡がりよりは広く、石橋(1977)のもの(2つの断層面の合計)とはほぼ一致する。余震活動の推移からみて、その東側の限界は比較的明瞭で、しかも、短期間で形成されていることから、前記の地域を破壊域の東側とみるのが妥当と考えられる。

2) 図6.3.2に示すように、御前崎、静岡で、付近に発生したと考えられるP~S時間の短い地震

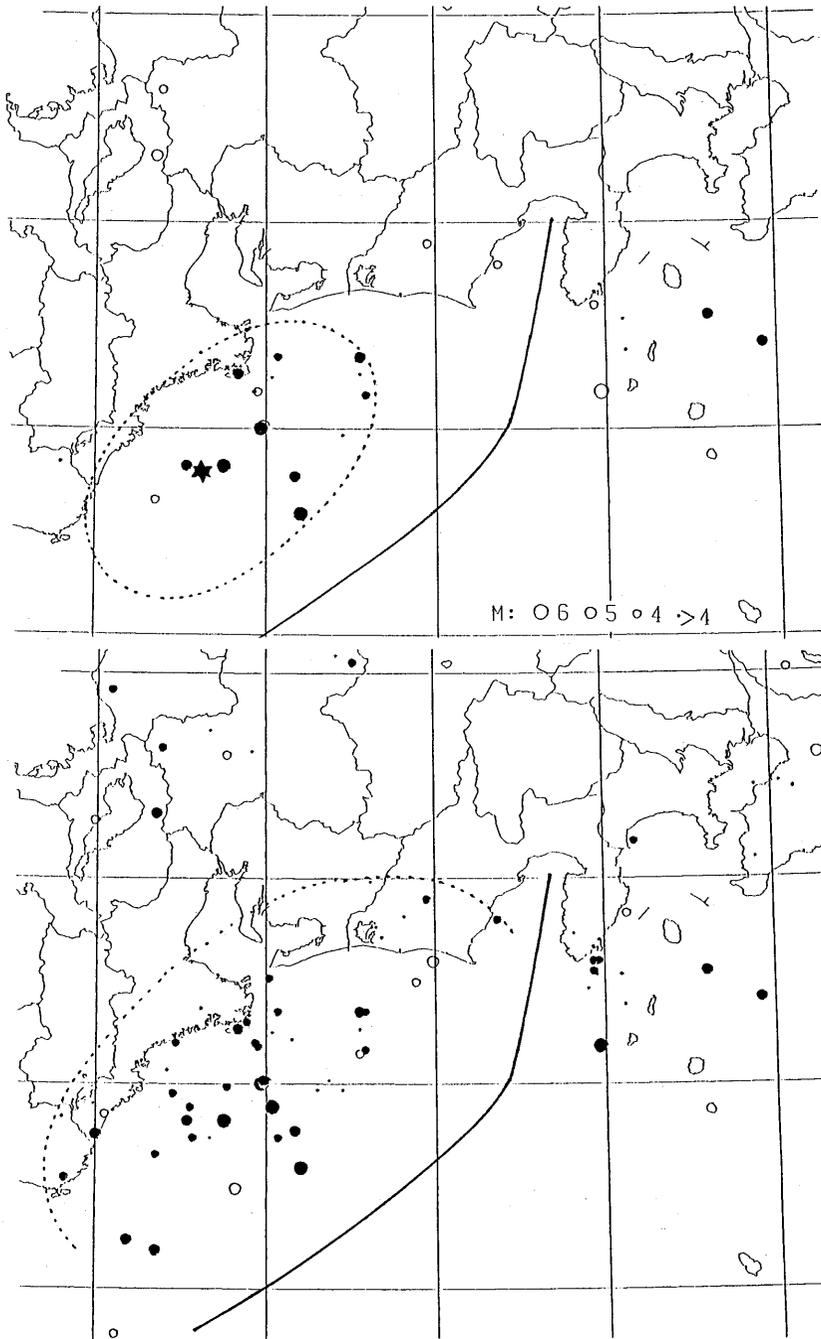


図 6.3.1 1944 年東南海地震の余震分布図。

a : 3 日以内に発生した余震の分布で、★印は本震、●印は 1 日間の余震、○印は 2 ~ 3 日間の余震である。点線は余震域を示す。

b : 30 日以内に発生した余震分布で、●印は 10 日間に、○印は 11 ~ 30 日間に発生した余震である。

(5秒以下、それ以上は伊豆地方の地震をふくむ可能性がある)が観測されている。このことから、駿河湾西岸地域でも小地震の活動があったと推定されるが、震源の決められたものはほとんどない。

3) 上記のことも考慮に入れて、余震域を大きく見積ると、図6.3.1bに点線で示すように、長径280km程度となる。この場合、東側の限界は御前崎の東側まで達する。これは、ほぼ10日間に形成された余震域に相当する。しかし、形成された時間経過が長く、時空間分布が連続的でないこと等から、直接的な余震域としては過大と思われる。西側は30日程度の期間をとっても、余震域は余り拡大されていない。関谷・徳永(1975)は、潮岬より御前崎に至る地域の沿岸よりの細長い地域を余震域としているが(その結果、ギャップをその沖合地域としている)、より南側まで拡大していると見るべきであろう。

4) 本震の約16時間後から伊豆半島-伊豆諸島北部地域で地震活動が活発化している(特に、8~10日)。また、伊豆大島付近に有感地震が頻発している(東南海地震前から?)。しかし、余震活動が南海・駿河トラフをこえて、これらの活動と直接的につながっているとみるわけにはいかない。ただし、間接的な関係まで否定するわけではない。

5) 関谷・徳永(1965)は、トラフ東側の地震活動を、火山付近で誘発された局地的なものとしているが、比較的規模の大きい地震が含まれていること、活動の範囲が広いことおよび長期間にわたっていることに注意する必要がある。勝又(1984)は、後にも述べるように、東南海地震を契機に、伊豆-銭州海嶺に沿う地域の地震活動が活発化したことを指摘している。このことは、フィリピン海プレート北部のテクトニクスを考察する上で重要と思われる。同様に、東南海地震の余震域に接して発生した三河地震(1945年1月13日、M6.8)との係わりも重要である。

6) 志摩半島から南々東に延びる地帯(以下ではS-S'ゾーンと呼ぶ)に余震が集中しているのが認められる。このゾーンは、後でもふれるように、地震の前および後にも長期間にわたり存在している。S-S'ゾーンの構造的な意味は明らかではないが、石橋(1977)の震源モデルにおける2つの断層面の境界とはほぼ一致していることが興味深い。

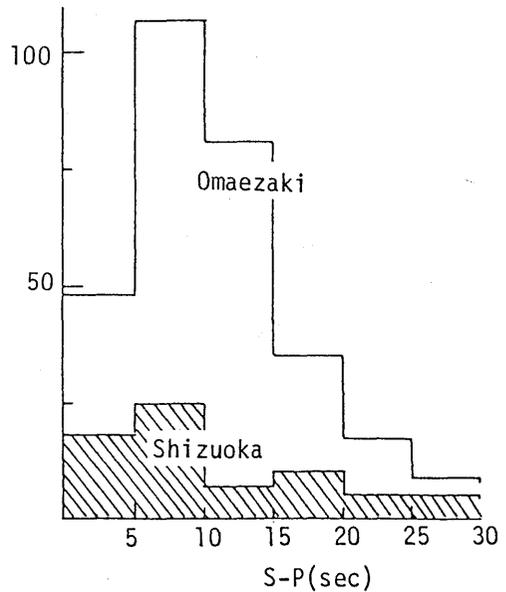


図6.3.2 東南海地震後30日以内に御前崎と静岡で観測された地震のP~S度数分布。

### (3) 空白域の範囲

東海沖地域は、1944年東南海地震の余震活動が盛んであった時期を除いて、常時地震活動は一般的に静穏である。この地域（他も同様）の地震活動の推移を考察するさい、第2次大戦末期一戦後の地震観測の状況を認識しておく必要がある。特に、1944年を中心とする時期は、社会情勢と同様、地震観測の最も混乱した時代で、資料も質・量ともにその影響を大きく受けている。現在、可能な限りそれらの見直しを行っているが、前後（特に後）の時期に比べ、資料の信頼度は低いことは否定できない。ここでは、気象庁（1982）および地震月報の資料を中心に、それらを再検討した結果も含めて、東海地震に関連した空白域を考察する。

1) 図6.3.3aに、1944年東南海地震以前の地震の分布を示す。図中に三角形で示したのは、宇津（1982）による1926年以前の地震を参考のため記載したものである。矢印を附してあるものは、気象庁（1982）の資料を再検討した結果〔勝又・武尾・浜田（1984）〕、震央を矢印の先端の位置に修正した方が妥当と考えられる地震である（図6.3.3bも同様）。図からわかるように、後に東南海地震の震源域となる地域をふくめ、東海沖地域は全般に活動度が低い。したがって、(3)で述べる空白域も他地域（例えば、1952年十勝沖地震）程明瞭ではない。

東南海地震に先行する地震活動はほとんど知られていないが、S-S'ゾーンに2つの地震（修正後の位置、1939年5月6日、M5.2およびM5.4）が発生していることに注意する必要がある。これらを直接的な前震とする根拠はないとしても、気象庁地震予知情報課（1984）も指摘しているように、前兆的活動である可能性は大きい。これらの近傍で発生している三角型で示されている2つの地震も（地震観測初期のもので震央は定かではないが）、同一線上の地震であったことも考えられる。

2) 図6.3.3bに、1944年東南海地震（星印）、および長期的にみた余震活動の状況を示す。図からわかるように、S-S'ゾーンに地震活動が集中している。また、銭州海嶺に沿う地域に活動が見られる。東海沖地域では、前後の時期に比べ、活動がやや活発化している。

3) 図6.3.3cに示すように、S-S'ゾーンの東側から駿河トラフに至る海域には、1951年以降、M4.5以上の地震が全く発生していない空白地域となっている。一方、トラフの東側では、銭州海嶺に沿う活動帯の存在が明瞭になっている。

4) 海底地震計の設置（1978年8月）、沿岸地域の観測網の強化等により、東海沖地域の地震検知力は飛躍的に増大し、1980年以降は、M3程度以上の地震はほぼもれなく震源が決められるようになった〔浜田（1983）〕。その結果、図6.3.4aに示すように、上記3)で述べた空白地域にも多数の地震が発生していることが確かめられた。図6.3.4bに示されているのは、1980年～1984年9月の期間に、東海監視システムで捕捉した全地震である。したがって、これら小～微小地震まで含めれば、東海沖地域に地震活動の空白な地域は認められないことになる。しかし、図6.3.4aに示されている地震の大部分はM3以下である。M4以上の地震だけ示すと、図6.3.4bのようになり、図6.3.3cと同様、東海沖地域は空白となる。

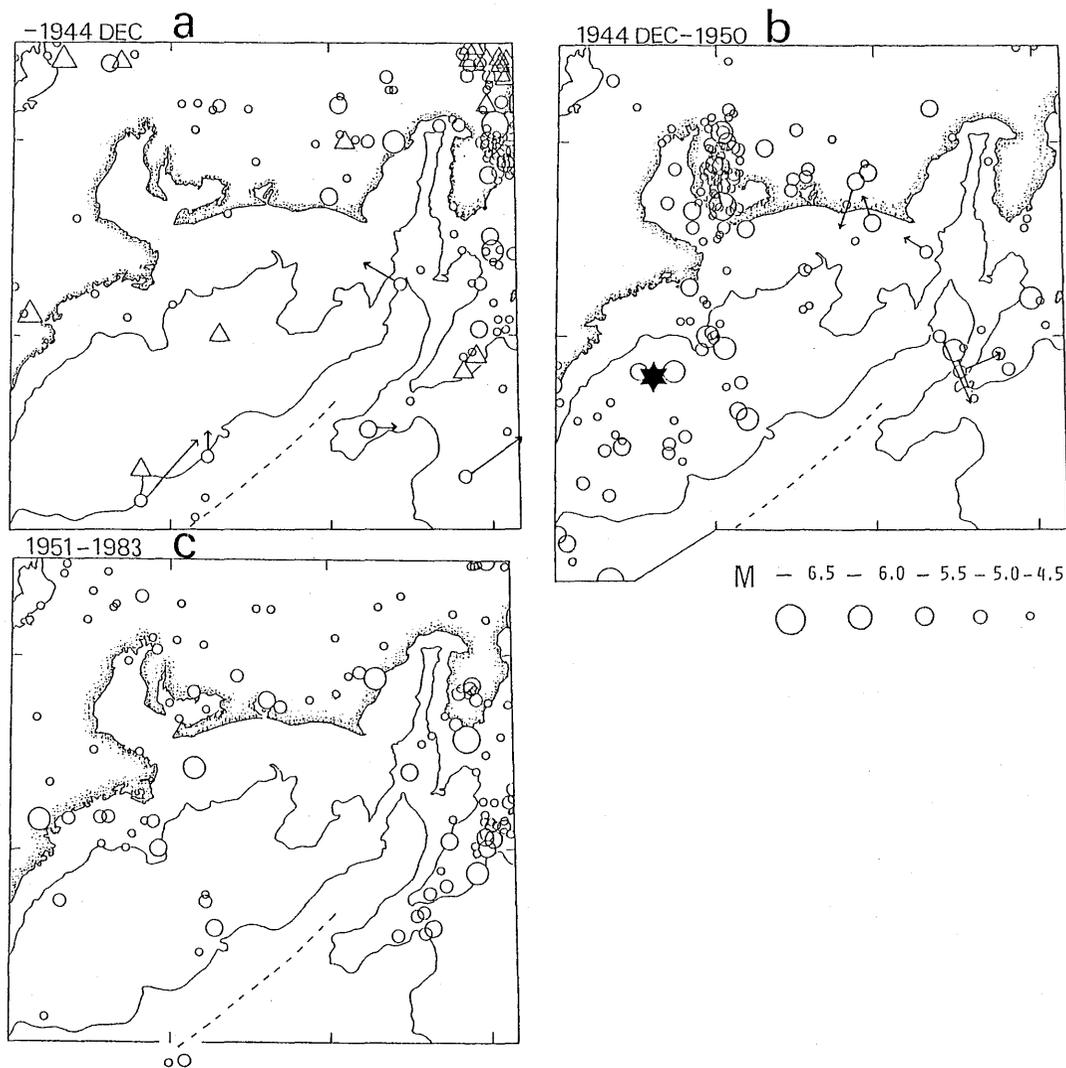


図 6.3.3 東南海地震前後の地震活動（浅い地震）。矢印は再決定した震央位置を示す。  
 a : 1926 年～本震まで。△印は 1885 年～1926 年に発生した地震（宇津、1980 年）。  
 b : 東南海地震～1950 年。  
 c : 1951 年～1983 年。

(4) 要約

以上を要約したものを図 6.3.5 に示す。図中に g で示した範囲には、1951 年以降 M 4.5 以上の地震は発生していない。ただし、小～微小地震の発生は認められる。一般に、巨大地震に先行して出現した空白域として報告されているものは、M 5 程度以上に着目している例が多い [Mogi (1968, b)、宇津 (1968)、勝又 (1978、1979 等)]。このような意味で、g 地域は空白域といえる。g 地域は 1951

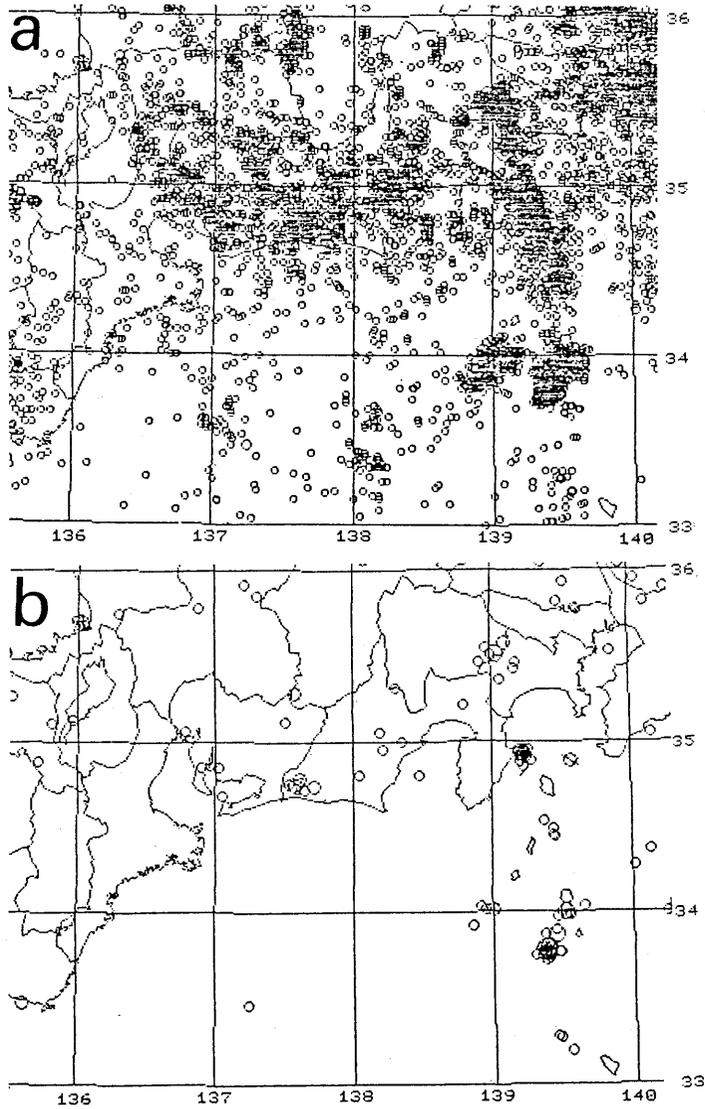


図6.3.4 東海沖地域の地震活動（1980年～84年9月、浅い地震）。  
a：東海監視システムにとらえられた全地震。  
b：マグニチュード4以上の地震。

年以前の時期にも地震活動は低調であり、空白域の出現時期やその範囲も明瞭なものではない。

g 地域の 1980 年以前における微一小地震の活動状況は不明である。したがって、この空白域が現在 Katsumata・Yosida (1980) のいう震源域形成段階のいずれのステージに相当するかを判断するのはむずかしい。

図中で t で示した範囲を 1944 年東南海地震の震源域にとり、1854 年安政地震 (およびそれ以前のシリーズも) の震源域 (およびそれ以前のシリーズも) の震源域が駿河湾奥まで及んだとすれば、t の東端 (天竜海底谷付近) から駿河トラフに至る地域が震源域のギャップとなる。したがって、同地域は地震活動からみて "空白域" であり、震源域の配列からみて "ギャップ" でもあることになる。

上記の地域が 1944 年東南海、1946 年南海道地震と同一時系列の活動から取り残されているか否かは (時間的許容範囲の問題)、地震活動以外の要素 (地殻変動等) をふくめて検討されるべきであろう。

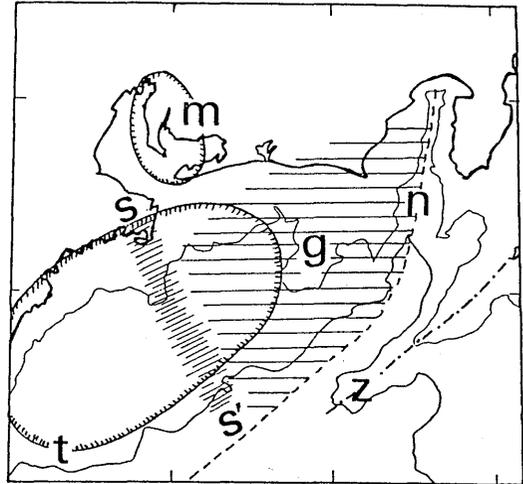


図 6.3.5 東海沖地域の構造図。

- t : 東南海地震 (1944) の震源域
- m : 三河地震 (1945) の震源域
- n : 南海-駿河トラフの軸
- z : 銭州海嶺の軸
- g : 地震活動の空白域
- s-s' : 地震が線状に配列する地帯。

### 参 考 文 献

- 浜田信生、1983：東海沖海底地震計 (TKOBS) による観測結果、地震、2、36、449-462。
- 羽鳥徳太郎、1976：安政地震 (1854 年 12 月 23 日) における東海地方の津波・地殻変動の記録、震研彙報、51、13-28。
- 今村明恒、1924：地震講話、岩波書店。
- 井上宇胤、1965：新潟地震前における震央付近および隣接地域の地震活動について、験震時報、29、139-144。
- 石橋克彦、1977：東海地方に予想される大地震の再検討-駿河湾地震の可能性、地震予知連絡会会報、17、126-132。
- 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。
- 勝又 護、1978：大地震前・後の地震活動の空白域について (I)-1952 年十勝沖地震一、地震 2、31、469-470。
- 勝又 護、1979：大地震前・後の地震活動の空白域について (II)-1968 年十勝沖地震一、地震 2、32、103-104。

- 勝又 護、1982：東南海・南海道地震前後の地震活動、地震学会講演予稿集、1982、No. 2、40。
- 勝又 護、1984：東海沖地域の地震活動に関連して、東海地震防災シンポジウム1984予稿集、21-22。
- 勝又 護・石川有三、1984：東北南部-関東地域における特徴的地震活動、地震学会予稿集、1984、No. 1、42。
- 勝又 護・武尾 実・浜田信生、1984：南海トラフ北部-銭州海嶺付近の地震、地震学会講演予稿集、1984、No. 2、71。
- 勝又 護・山本雅博、1982：福島県沖の“空白域”について、地震学会予稿集、1982、No. 1、58。
- 気象庁、1982：改訂日本付近の主要地震の表（1926年～1960年）、地震月報別冊、第6号。
- 気象庁地震予知情報課、1984：東海・南関東地域の地震活動（1983年12月～1984年5月）、地震予知連絡会会報、32、201-211。
- 茂木清夫、1977：地震活動と地震予知、地震予知シンポジウム（1976）、203-214。
- 茂木清夫、1982：日本の地震予知、サイエンス社。
- 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-、国立防災センター研究報告、23、65-110。
- 関谷 博・徳永規一、1975：遠州灘周辺の Seismicity について、験震時報、39、83-88。
- 宇津徳治、1968：北海道およびその周辺の地震活動、北海道大学地球物理学研究報告、20、51-75。
- 宇津徳治、1982：日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表：1885年～1980年、震研彙報、57、401-463。
- Ando, M., 1975 : Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects. *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- Fedotov, S. A., 1965 : On regularities in distribution of strong earthquakes in Kamchatka, Kurile Islands and northeastern Japan. *Trudy Inst. Fiz. Zemli*, (203), 66-93 (in Russian).
- Ishibashi, K., 1981 : Specification of soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. Maurice Ewing Series 4, "Earthquake Prediction an international review", Am. Geophys. Union, 297-332.
- Kanamori, H., 1972 : Tectonic implications of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. *Phys. Earth Planet Interiors*, 5, 129-139.
- Katsumata, M. and A. Yosida, 1980 : Change in seismicity and development of the focal region. *Papers in Met. and Geophys.*, 31, 15-32.
- Kelleher, J., L. Sykes and J. Oliver, 1973 : Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean. *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585.
- Lay, T., H. Kanamori and R. Larry, 1982 : The asperity model and nature of large subduction zone earthquakes. *Earthq. Prediction Res.*, 1, 3-71.
- Mogi, K., 1968a : Sequential occurrence of recent great earthquakes. *J. Phys. Earth*, 16, 30-36.

- Mogi, K., 1968b : Some feature of recent seismic activity in and near Japan ( I ). Bull. Earthq. Res. Inst., 46, 1225-1236.
- Mogi, K., 1970 : Recent horizontal deformation of the earth's crust and tectonic activity in Japan (1). Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 413-430.
- Sykes, L. R., 1971 : Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, and earthquake prediction for Alaska and Aleutians. J. Geophys. Res., 76, 8021-8041.
- Utsu, T., 1977 : Possibility of great earthquake in the Tokai district, central Japan. J. phys. Earth, 25, S219-230.

## 6.4 前震の規模別度数分布—b 値の変化について\*

### 6.4.1 はじめに

ある地震群について、地震の規模Mとその度数  $n(M)$  との間に Gutenberg-Richter の式

$$\log n(M) = a - bM \quad (6.4.1)$$

が成り立ち、更にこの式がMのある下限値から無限大まで成立するという条件で、M以上の地震の累積度数  $N(M)$  は次のようになる：

$$\log N(M) = a' - bM \quad (6.4.2)$$

ここで、 $a$ 、 $a'$  及び  $b$  は定数で、 $b$  値はほぼ1となることが多い。

1960年代中頃から、大地震に先立つ前震グループの  $b$  値と大地震に続く余震グループの  $b$  値との間に有意な違いがあり、前震の  $b$  値は余震の  $b$  値と比較して小さいという研究結果が発表されている。例えば、1964年1月22日の松代付近で発生した小地震 (Suyehiro et al., 1964)、1960年5月23日のチリ地震 (Suyehiro, 1966)、1945年1月13日の三河地震 (Utsu, 1974)、1963年10月のザンビア・カリバ湖付近の群発地震 (Guha, 1979) などである。こうした結果が確かであるならば、前震を伴うような大地震の予知にとって有力な手段となりうる。前震の  $b$  値が余震の  $b$  値より小さいという結果の解釈は、主として岩石破壊の室内実験 (Mogi, 1963 及び Scholz, 1968) の結果から推測されている。すなわち、地殻は本震の前後で破壊の状態が大きく相違し、本震によって破壊された地殻は不均質性が大きく、この状態下での余震の  $b$  値が大きいという解釈、あるいは地殻にかかる応力は本震発生前の方が後より大きく、応力が大きい状態の地殻に発生する前震の  $b$  値は応力が解放された状態における余震の  $b$  値より小さいという解釈などである。

しかし、1930年11月26日の北伊豆地震 (Party of Seismogr. Obs. of Matsushiro Earthq. and Seismometr. Sec. 1966)、1968年5月16日の十勝沖地震 (本谷, 1969) などでは、前震と余震の  $b$

---

\* 清野政明：地震火山研究部

値に差はほとんど認められないという結果が報告されている。

ここでは、特定の地震群をみるのではなく、1926~82年に日本とその周辺に発生した本震の規模 ( $M_1$ ) が7.0以上、震源の深さ80 km以浅の地震群全てについて調査し、前震のb値が余震のb値と比較して小さい場合がどの程度の割合で存在するかを調べ、かつその信頼度と意味について検討することを目的とした。資料は、主として気象庁地震月報、同別冊第5(1972)、6(1982)号を用い、部分的には調査原簿を用いた。前記の条件をみたす地震は全部で56個あり、図6.4.1にその震央分布を示してある。ただし、前震に属する1個と余震に属する7個を除くと48個となる。更に、余震域を定め、余震のb値を求めるに足る地震が観測されるような地震群は、図6.4.1の黒丸で示される32個となる。これら32個について、前震の有無と、前震及び余震のb値の比較を行った。

前震の定義は必ずしも明確ではない。通常、本震の付近又はその余震域程度の範囲内で、本震に先立って発生する地震が前震と呼ばれている。この調査の目的が地震活動の監視に役立たせる目的もあるため、前震の定義を細かく定めることはさけた方がよい。ここでは"余震域を丁度囲むような緯度及び経度線に沿った四角形の地域"で、図6.4.2に示すような"本震の前2年間に発生した地震"を前震とみなした。したがって、平常から地震活動が多い地域では、バックグラウンドの地震

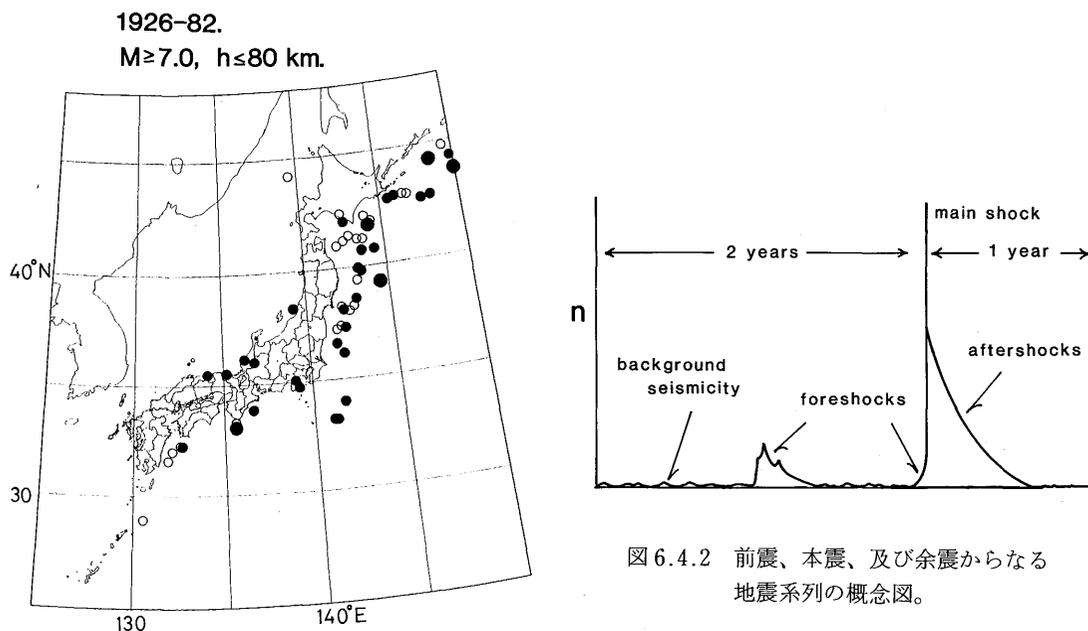


図6.4.1 日本及びその周辺で発生した大地震 ( $M_1 \geq 7.0$ ,  $h \leq 80$  km、1926年~82年)。 $\bullet$ 印は多くの余震が観測された地震(表6.4.1参照)。

図6.4.2 前震、本震、及び余震からなる地震系列の概念図。

活動によるものも含まれる。又、余震活動については、同じ四角形の地域で、本震後1年間に発生した地震に限定して検討した。各地震群についての本震の発生年月日、場所、規模及び前震と余震の調査地域は、表6.4.1に示してある。

なお、b値は最尤法（宇津、1965）により、

$$b = \frac{\log e}{\bar{M} - M_i} \quad (6.4.3)$$

より求められた。ここで、 $M_i$ は観測もれがないとみなされる地震規模の下限、 $\bar{M}$ は規模の平均値である。又、余震のb値は、通常本震を除いた余震の資料から求められる。

#### 6.4.2 前震及び余震の震央分布と規模別度数分布

表6.4.1にあげられた地震群は、次の基準に従って3つのグループに大別される。

- i) 本震の前2年間のある時期に顕著な地震活動の高まりがある場合。
- ii) 本震の前2年間に顕著な地震活動の高まりはないが、平常からバックグラウンドの地震活動が観測される場合。
- iii) 本震の前2年間で地震はほとんど観測されない場合。

このようなグループ分けは、多分に便宜的なものであり、iiiのグループでも地震の検知力が増せばiやiiのグループに入るし、iとiiの両方の性格を持つものもある。しかし、群発活動をする地震群とバックグラウンドとしての地震群のb値に違いがあるならば、上記の分け方である程度明らかにできよう。32地震群中、iiiのグループに属するものは19例、iとiiのグループに属するものは13例であった。なお、表6.4.1のNo. 24の地震は、No. 23の地震と時間的空間的に近接しているため、前震活動の識別はできなかったのでiiiのグループに入れた。

以下に、iとiiのグループに属する13地震群について、前震及び余震の発生状況と規模別度数分布を紹介する。

1930年11月26日北伊豆地震（No. 3）：前震、本震及び余震の震央分布（ $M \geq 4.0$ ）は図6.4.3左に示される。図中、黒丸は本震の前2年間にこの地域で発生した地震（前震）で、最大の白丸は本震、他の白丸は本震発生後1年間の地震（余震）である。ここで前震とした109個の地震の内、96個は1930年2月21日～8月24日頃に発生したいわゆる伊東群発地震で、13個は本震直前の11月20～26日に群発した地震、1個はその他の時期の地震である。従って、この地震群はiのグループに入る。その規模別累積度数分布は図6.4.3右に示される。同図の分布(1)は2月21日～8月24日の地震、分布(2)は11月20～26日の地震、分布(3)は本震及び余震の累積度数分布である。前震の度数分布(1)、(2)、及び分布(3)より本震を除いた余震のb値は、1.09、1.08及び0.87となる。この場合、前震のb値は余震のb値よりやや大きい。

1933年3月3日三陸沖地震（No. 5）：前震、本震及び余震の震央分布（ $M \geq 5.5$ ）は図6.4.4左

表 6.4.1 日本及びその周辺で発生し、多くの余震が観測された大地震  
( $M_1 \geq 7.0$ ,  $h \leq 80$  km, 1926~82年)。

No.	Date	Location	N	E	h km	$M_1$	Region	
							N	E
1	1927. 3. 7.	Tango	35°32'	135°09'	0	7.3	35.3-36.0°	134.6-135.6°
2	28. 5.27.	Off Sanriku	39 57	143 15	40	7.0	39.2-40.6	143.0-144.0
3	30.11.26.	Kita-Izu	35 06	139 03	5	7.3	34.75-35.3	138.8-139.3
4	31.11. 2.	Hyuganada	32 15	132 38	40	7.1	31.5-32.4	131.7-132.7
5	33. 3. 3.	Off Sanriku	39 14	144 31	10	8.1	38.2-41.0	143.0-145.0
6	35.10.18.	Off Sanriku	40 20	143 12	40	7.1	39.9-40.9	143.2-144.6
7	38. 5.23.	Off Ibaraki	36 39	141 35	0	7.0	36.3-36.9	140.8-141.7
8	38.11. 5.	Off Fukushima	37 20	142 11	30	7.5	36.0-37.7	141.1-142.8
9	43. 9.10.	Tottori	35 31	134 05	0	7.2	35.2-35.7	133.6-134.7
10	44.12. 7.	Tonankai	33 48	136 37	30	7.9	33.3-35.3	135.6-138.2
11	46.12.21.	Nankaido	33 02	135 37	20	8.0	32.8-34.3	133.8-136.2
12	48. 6.28.	Fukui	36 10	136 12	0	7.1	35.85-36.35	136.0-136.4
13	52. 3. 4.	Off Tokachi	41 48	144 08	0	8.2	41.3-42.9	143.4-146.2
14	53.11.26.	Off Boso Pen.	33 59	141 43	60	7.4	33.6-34.8	140.7-142.1
15	58.11. 7.	Off Etorofu	44 18	148 30	80	8.1	42.9-44.5	147.4-149.8
16	60. 3.21.	Off Sanriku	39 50	143 26	0	7.2	38.9-40.4	143.0-144.1
17	61. 8.12.	Off SE of Hokk.	42 51	145 34	80	7.2	42.65-43.1	145.0-146.0
18	61. 8.19.	Fukui-Gifu Bor.	36 01	136 46	0	7.0	35.85-36.2	136.45-136.9
19	63.10.13.	Off Etorofu	43 45	149 58	20	8.1	43.3-44.9	148.4-150.8
20	64. 6.16.	Off Niigata	38 21	139 11	40	7.5	37.9-39.0	138.8-139.7
21	68. 5.16.	E off N Honshu	40 44	143 35	0	7.9	39.0-41.8	142.0-144.5
22	69. 8.12.	E off Hokkaido	42 42	147 37	30	7.8	42.3-43.9	146.4-149.0
23	72. 2.29.	E off Hachijo	33 11	141 16	70	7.1	33.0-33.9	140.2-141.5
24	72.12. 4.	E off Hachijo	33 12	141 05	50	7.2	33.0-33.9	140.2-141.5
25	73. 6.17.	Off Nemuro Pen.	42 58	145 57	40	7.4	42.1-43.2	145.0-147.1
26	75. 6.10.	E off Hokk.	42 46	148 13	0	(7.0)	42.4-43.25	146.9-148.4
27	78. 1.14.	Near Oshima	34 46	139 15	0	7.0	34.6-34.9	138.75-139.4
28	78. 3.25.	Near Etorofu	44 20	149 49	40	7.3	43.75-44.9	148.8-150.1
29	78. 6.12.	Off Miyagi	38 09	142 10	40	7.4	38.0-38.65	141.4-142.7
30	81. 1.19.	Off Sanriku	38 36	142 58	0	7.0	38.1-38.9	142.5-144.0
31	82. 3.21.	Off Urakawa	42 04	142 36	40	7.1	41.85-42.35	142.3-142.8
32	82. 7.23.	Off Ibaraki	36 11	141 57	30	7.0	35.9-36.5	141.4-142.3

\*No. 26 はいわゆる長周期地震、( ) は修正された本震規模 (地震月報, 1975年6月号)

に示される。前震とした地震数は10個あり、全てこの地域の北側の部分で発生した。この内6個は1933年1月に群発したものである。規模別度分布は図6.4.4右に示される。前震とした分布(1)のb値は0.89、1月に群発した6個からのb値は0.75、余震のb値は0.95となる。バックグラウンドの地震を含めた地震のb値は余震のものとはほぼ等しいが、群発した前震のb値は余震のものよりやや小さい。

1935年10月18日三陸沖地震(No.6)：震央分布( $M \geq 5.4$ )は図6.4.5左に示される。前震とした地震は8個あり、この中の7個は本震直前の10月13~15日に群発している。累積度数分布は図6.4.5右に示される。分布(1)は本震直前の地震によるもので、b値は0.61となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.79となる。したがって、前震のb値は余震のb値よりやや小さい。

1943年9月10日鳥取地震(No.9)：震央分布( $M \geq 4.5$ )は図6.4.6左に示される。前震とした地震数は7個で、全て同年3月4日~5月4日に発生している。本震及び余震は、前震の発生した地域を囲むように両側に分布している。累積度数分布は図6.4.6右に示される。分布(1)は3月4日~5月4日の地震のもので、b値は0.46となり、分布(2)は本震及び余震のもので、余震のb値は0.95となる。前震のb値は余震のb値よりかなり小さい。

1958年11月7日エトロフ島沖地震(No.15)：震央分布( $M \geq 5.5$ )は図6.4.7左に示される。前震とした地震数は7個であり、時期的に集中していないので、iiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.7右に示される。分布(1)は前震とした地震によるもので、b値は0.94となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.99となる。2つのb値はほぼ等しい。

1968年5月16日十勝沖地震(No.21)：震央分布( $M \geq 5.0$ )は図6.4.8左に示される。前震とした地震数は10個あり、そのうち本震直前に発生した地震は1個( $M < 5.0$ では数個観測されている)である。これらは余震域の西端及び北端に発生している。この地震群では前震の群発状態はみられないのでiiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.8右に示される。分布(1)は前震とした10個の地震によるもので、b値は1.14となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は0.97となる。前震のb値は余震のb値よりやや大きい。

1969年8月12日北海道東方沖地震(No.22)：震央分布( $M \geq 5.0$ )は図6.4.9左に示される。前震とした地震は27個ある。この内19個の地震は、1968年1月29日~2月8日、余震域の南西側に集中し、1月29日19時19分のM6.9の地震とその余震とみることもできる。累積度数分布は図6.4.9右に示される。分布(1)は前震とした27個の地震によるもので、b値は1.08となり、1~2月に集中した地震によるb値は0.98となる。分布(2)は本震及び余震によるもので、余震のb値は1.09となる。3つのb値はほぼ等しい。

1978年1月14日大島近海地震(No.27)：震央分布( $M \geq 3.5$ )は図6.4.10左に示される。この地域では、本震の前2年間、後1年間の期間に幾つかの群発地震が観測されている。したがって、

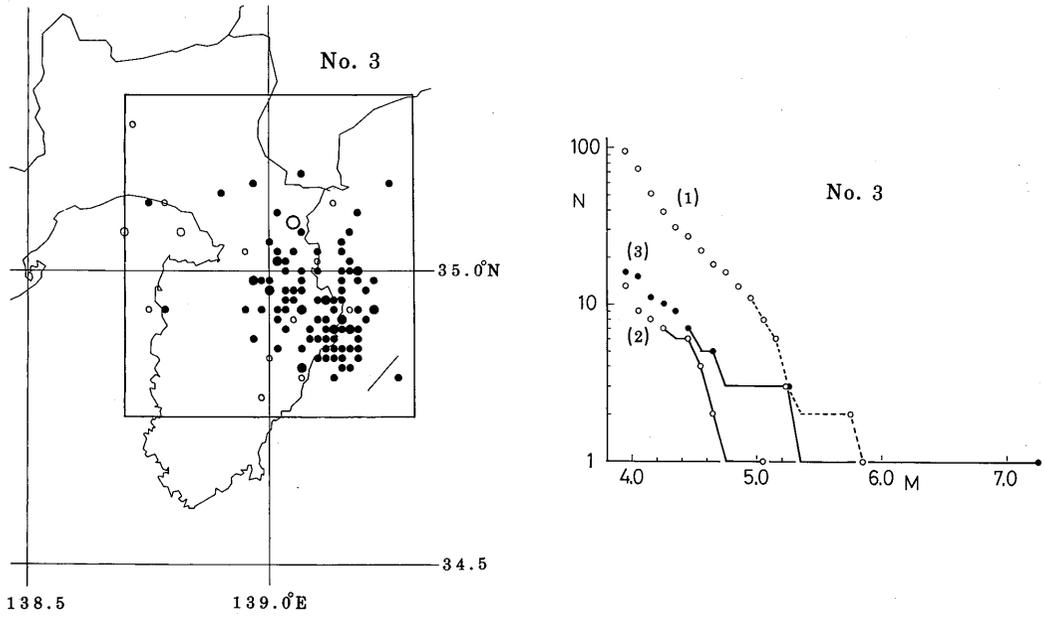


図 6.4.3 地震群 (表 6.4.1 の No. 3) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。  
 左図の黒丸：前震、白丸：本震及び余震。右図の (1) 及び (2) は前震、(3) は本震及び余震。

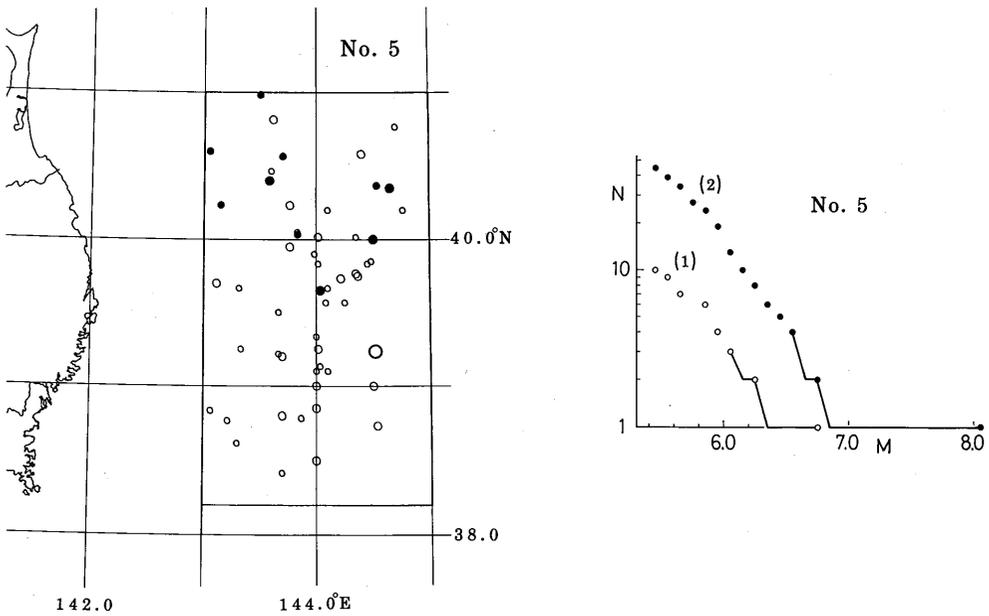


図 6.4.4 地震群 (表 6.4.1 の No. 5) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。  
 右図の (1)：前震、(2)：本震及び余震。

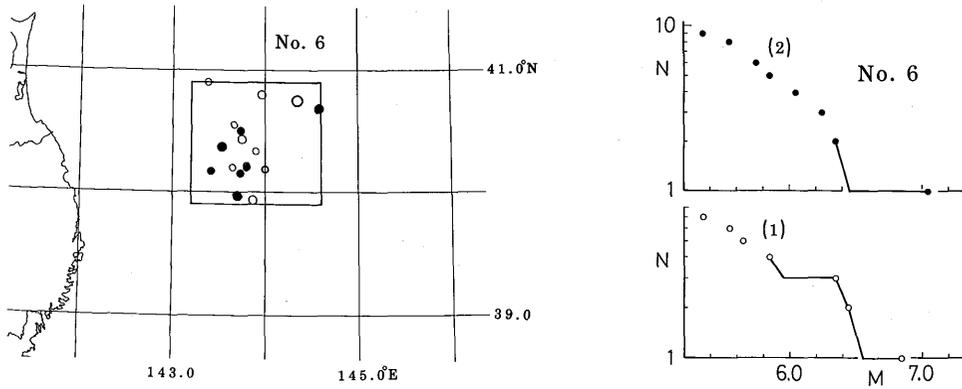


図 6.4.5 地震群 (表 6.4.1 の No. 6) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

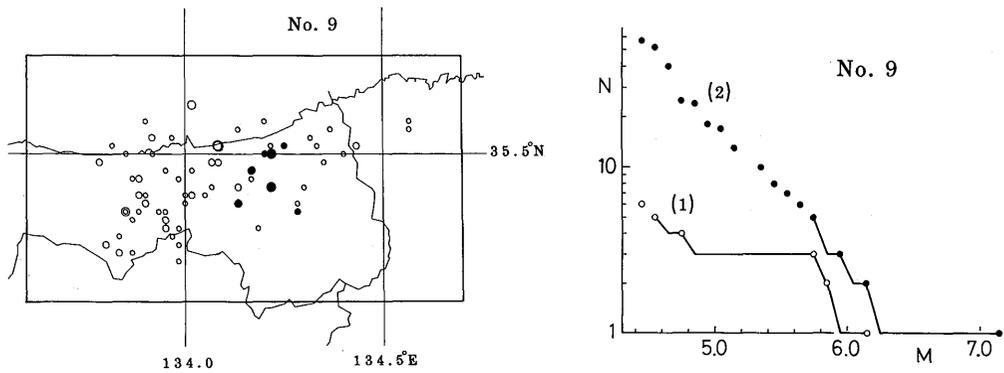


図 6.4.6 地震群 (表 6.4.1 の No. 9) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

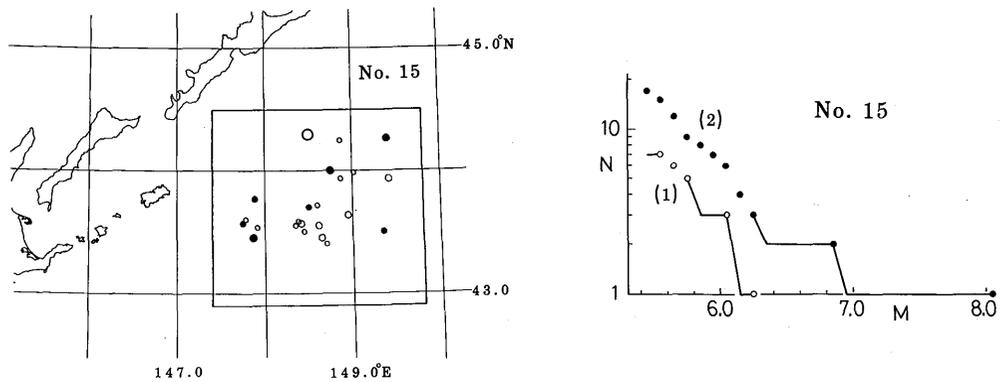


図 6.4.7 地震群 (表 6.4.1 の No. 15) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

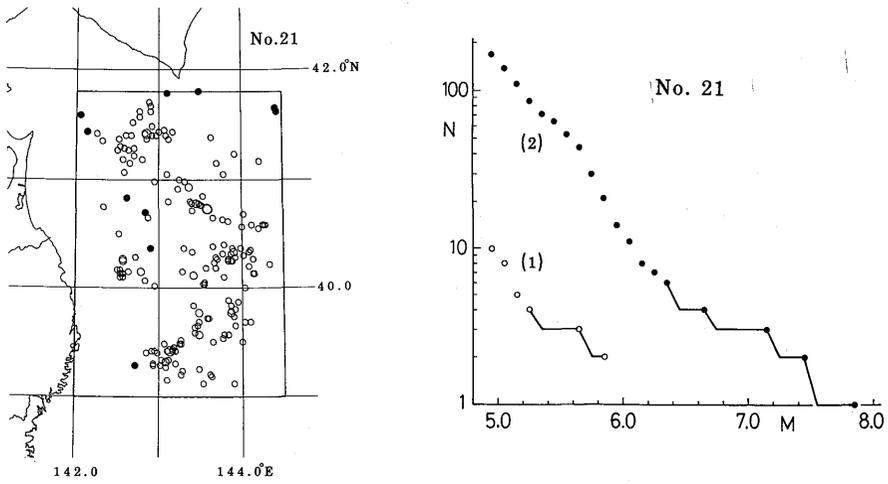


図 6.4.8 地震群 (表 6.4.1 の No. 21) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

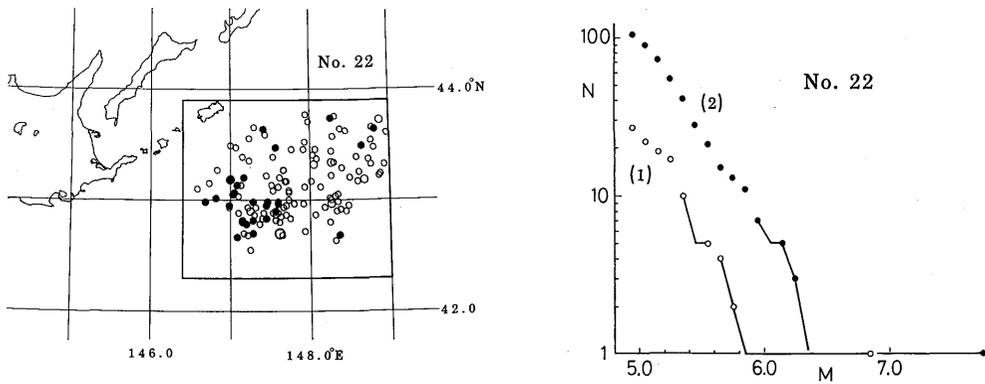


図 6.4.9 地震群 (表 6.4.1 の No. 22) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

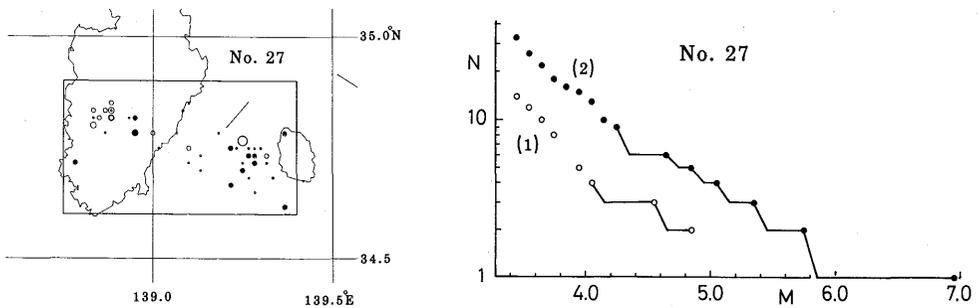


図 6.4.10 地震群 (表 6.4.1 の No. 27) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

ここでの前震を同年1月13~14日の本震直前の地震とし、余震を本震後2月28日までの地震とした。前震も余震も、大島付近と伊豆半島中部の両地域に発生している。累積度数分布は図6.4.10右に示される。分布(1)は14個の前震によるもので、 $b$ 値は0.84となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震の $b$ 値は0.77となる。2つの $b$ 値はほぼ等しい。

1978年3月25日エトロフ島沖地震(No. 28):震央分布( $M \geq 5.0$ )は図6.4.11左に示される。前震とした地震は19個あり、その中で15個が同年3月22~25日の本震直前に集中している。累積度数分布は図6.4.11右に示される。分布(1)は本震直前の15個の地震によるもので、 $b$ 値は0.56となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、 $b$ 値は1.35となる。前震の $b$ 値は余震の $b$ 値と比較して非常に小さい。

1978年6月12日宮城県沖地震(No. 29):震央分布( $M \geq 3.5$ )は図6.4.12左に示される。前震とした13個の地震は、余震域を囲むように発生しており、本震直前に1個の地震はあるが、時期的な集中はみられない。従って、この地震群はiiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.12右に示される。分布(1)は前震とした13個の地震によるもので、 $b$ 値は0.43となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、 $b$ 値は0.85となる。前震の $b$ 値は余震の $b$ 値と比較してかなり小さい。

1981年1月19日三陸沖地震(No. 30):震央分布( $M \geq 4.5$ )は図6.4.13左に示される。前震とした地震は7個で、その内6個は1980年12月19日から本震までの1ヶ月間に群発している。累積度数分布は図6.4.13右に示される。分布(1)は本震前に群発した6個の前震によるものであるが、 $M 4.5 \sim 4.9$ の地震は観測されておらず、 $M \geq 4.5$ の資料から $b$ 値を求めると0.37となる。分布(2)は本震及び余震によるもので、余震の $b$ 値は0.71となる。前震の $b$ 値は余震の $b$ 値と比較してかなり小さい。

1982年3月21日浦河沖地震(No. 31):震央分布( $M \geq 4.0$ )は図6.4.14左に示される。前震とした地震は10個あり、余震域の南西部に多い。又、これらは時期的に集中していないのでiiのグループに入る。累積度数分布は図6.4.14右に示される。分布(1)は前震とした10個の地震によるもので、 $b$ 値は0.99となり、分布(2)は本震及び余震によるもので、余震の $b$ 値は0.91となる。2つの $b$ 値はほぼ等しい。

1982年7月23日茨城県沖地震(No. 32):震央分布( $M \geq 3.5$ )は図6.4.15左に示される。前震とした地震は48個あり、その内17個は7月22~23日の本震直前に本震付近で群発している。累積度数分布は図6.4.15右に示される。分布(1)は前震とした48個の地震によるものであり、分布(2)は本震直前に群発した17個の地震のものである。したがって、分布(1)には31個のバックグラウンドの地震活動によるものが含まれている。分布(2)による $b$ 値は0.55となり、分布(3)に基づく余震の $b$ 値0.71と比較してやや小さい。しかし、分布(1)による $b$ 値は0.74となり、余震の $b$ 値と等しい。

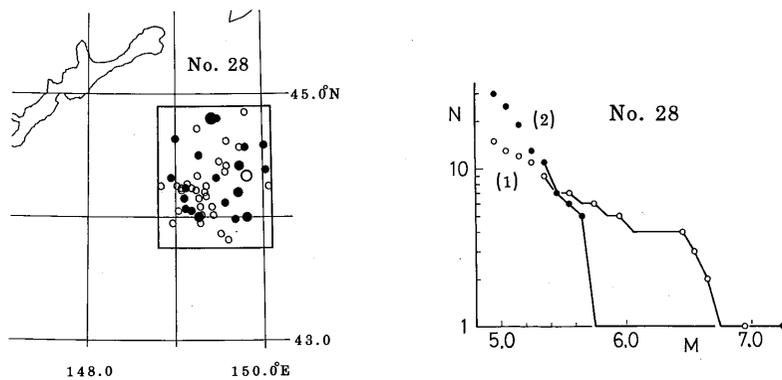


図 6.4.11 地震群 (表 6.4.1 の No. 28) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

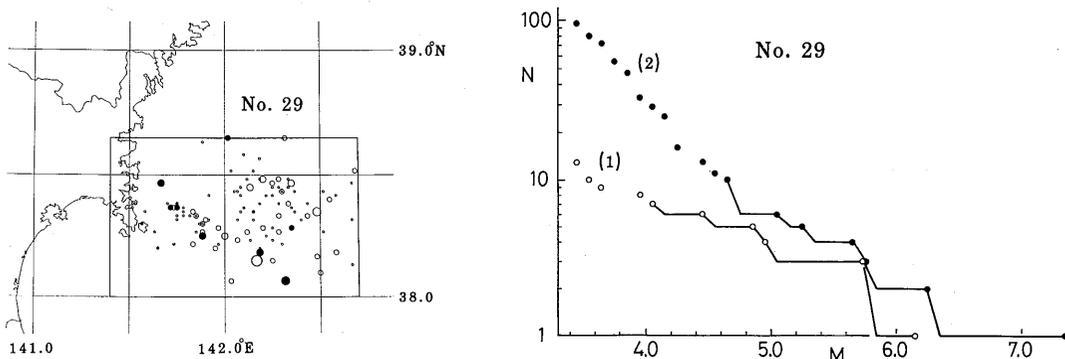


図 6.4.12 地震群 (表 6.4.1 の No. 29) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

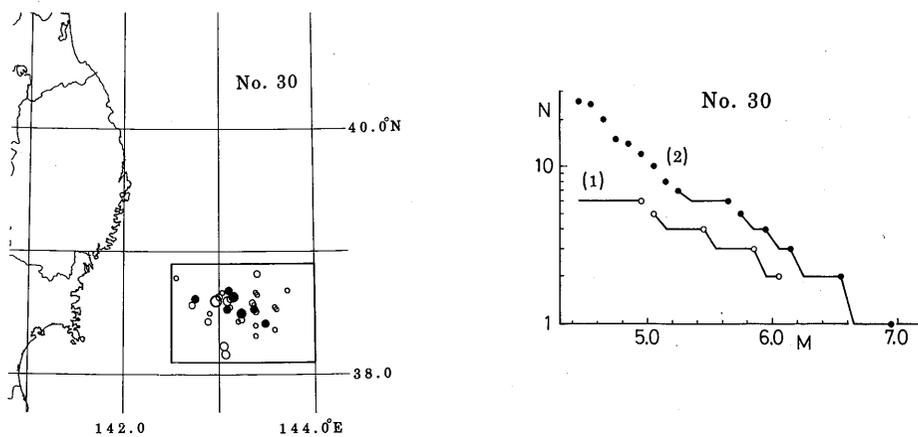


図 6.4.13 地震群 (表 6.4.1 の No. 30) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

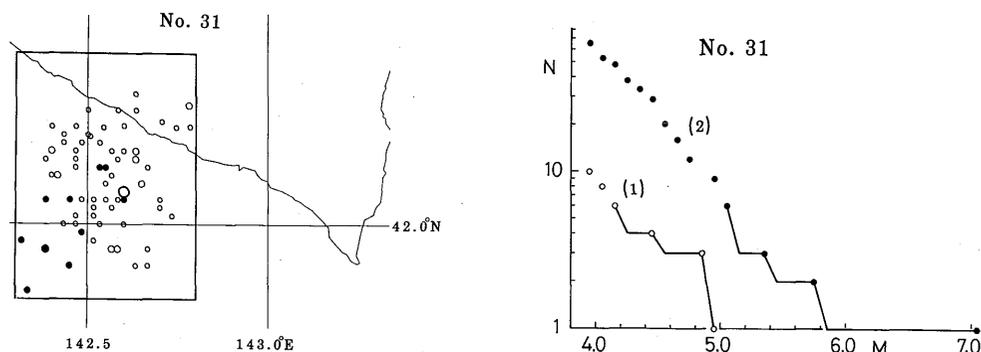


図 6.4.14 地震群 (表 6.4.1 の No. 31) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。

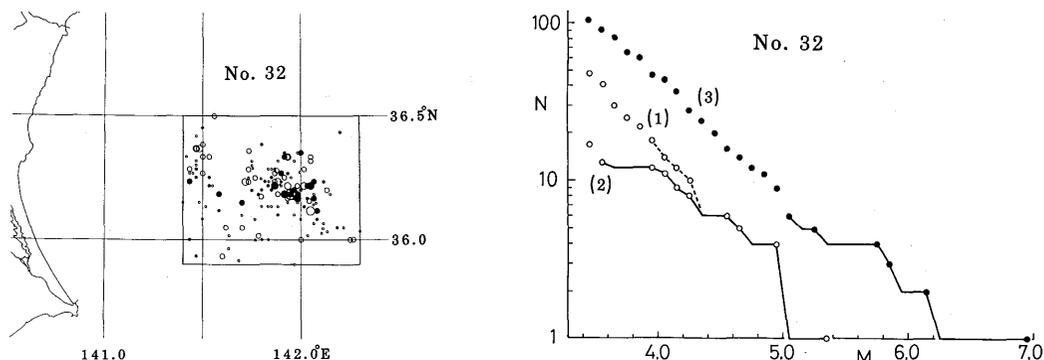


図 6.4.15 地震群 (表 6.4.1 の No. 32) の震央分布 (左) と規模別累積度数分布 (右)。  
右図の (1) : 前震とした全ての地震、(2) : 群発した前震、(3) : 本震及び余震。

### 6.4.3 前震と余震の b 値の比較

6.4.2 で調べられた結果をまとめると表 6.4.2 のようになる。同表の No. は表 6.4.1 の地震番号に相当する。 $M_1$  は地震の発生した時期、地域を考慮した検知力からみた地震規模の下限であり、 $N_a$  は本震及び余震の数、 $b_a$  は余震による b 値、 $b_a'$  は後で説明されるが本震を含めた余震の b 値である。 $N_f$  は前震とした地震の数、 $b_f$  はこれらによる b 値である。各地震群は、前述した 3 つのグループに分けてあるが、i 及び ii の両方の性格をもつ地震群、即ちある時期に群発した前震があり、かつバックグラウンドの地震もあるものについては、前者を重視して i のグループに入れ、その b 値と群発した期間を示してある。バックグラウンドの地震もかなりある地震については、これも含めて前震とした全ての地震による b 値を求め、括弧を付して示した。

表6.4.2 前震及び余震のb値。 No. は表6.4.1参照。

No.	$M_t$	$N_a$	$b_a'$	$b_a$	group	$N_f$	$b_f$	Period of foreshocks clustering
1	4.5	27	0.54	0.60	iii	0		
2	5.5	12	0.71	0.83	iii	0		
3	4.0	16	0.64	0.87		109		
					i	95	1.09	1930. 2.21- 8.24.
					i	13	1.08	1930.11.20-26.
4	5.0	10	0.72	1.02	iii	4		
5	5.5	45	0.86	0.95		10	(0.89)	
					i	6	0.75	1933. 1. 4- 9.
6	5.4	9	0.64	0.79		8		
					i	7	0.61	1935.10.13-15.
7	5.0	15	0.58	0.67	iii	4		
8	5.5	63	0.74	0.77	iii	4		
9	4.5	57	0.87	0.95	i	7	0.46	1943. 3. 4- 5. 4.
10	5.0	42	0.79	0.88	iii	0		
11	5.0	43	0.77	0.86	iii	5		
12	4.5	19	0.75	0.94	iii	0		
13	5.5	44	0.89	1.00	iii	4		
14	5.0	38	0.84	0.94	iii	0		
15	5.5	17	0.77	0.99	ii	7	0.94	
16	5.5	19	1.12	1.40	iii	1		
17	5.0	13	0.50	0.58	iii	1		
18	4.0	15	0.70	0.98	iii	0		
19	5.5	26	0.86	1.04	iii	1		
20	4.0	171	0.96	1.00	iii	3		
21	5.0	169	0.93	0.97	ii	10	1.14	
22	5.0	103	1.03	1.09		27	(1.08)	
					i	19	0.98	1968. 1.29- 2. 8.
23	4.5	46	1.07	1.23	iii	4		
24	4.5	65	1.29	1.45	iii			
25	5.0	44	0.78	0.85	iii	3		
26	5.0	48	1.03	1.12	iii	0		
27	3.5	33	0.66	0.77	i	14	0.84	1978. 1.13-14.
28	5.0	30	1.11	1.35		19		
					i	15	0.56	1978. 3.22-25.
29	3.5	96	0.79	0.85	ii	13	0.43	
30	4.5	26	0.63	0.71		7		
					i	6	0.37	1980.12.19-'81. 1.19.
31	4.0	65	0.83	0.91	ii	10	0.99	
32	3.5	105	0.68	0.71		48	(0.74)	
					i	17	0.55	1982. 7.22-23.

前震の  $b$  値と余震の  $b$  値との関係

は図 6.4.16 に示される。図中、白丸は i のグループに入れた地震群、黒丸は ii のグループに入れた地震群の結果をプロットしたものである。図下段の白丸は iii のグループに入れた地震群の余震による  $b$  値を比較のために示した結果である。点線は  $b_f = b_a$  である場合の関係を示したものである。プロットされた丸印に付けてある実線は、宇津 (1967) による検定法を用いて、母集団の  $b$  値が 80% の確率で存在しうる範囲を意味する。

同図によると、 $b_f$  と  $b_a$  との間に直線的な相関は認められない。全体として、前震の  $b$  値が余震の  $b$  値より小さい傾向は認められる。具体的にみると、13 地震群の  $b_f$  の平均値は 0.75、32 地震群の  $b_a$  の平均値は 0.94 ( $b_f$  が求められた 13 地震群の  $b_a$  の平均値は 0.92) であり、前震の  $b$

値の方が 0.19 小さい。個別にみると、80% の確率領域でみて、前震の  $b$  値が有意に小さい地震群は 4 例あるが、有意に大きい例はない。更に、5% の危険率で検定 (宇津, 1967) しても  $b_f \neq b_a$  である地震群は、1943 年鳥取地震 (No. 9)、1978 年エトロフ島沖地震 (No. 28)、1978 年宮城県沖地震 (No. 29) の 3 例あり、いずれも前震の  $b$  値は小さい。

以上のように、前震の  $b$  値は余震の  $b$  値と比較して小さい傾向があると結論できるが、このことが 6.4.1 で述べた地殻の不均質性あるいは応力状態というような物理的性状によると解釈する前に、統計を行う手続上の問題を検討する必要がある。Utsu (1969) は、本震が余震と同じ母集団に入るにはその規模が大きすぎることを示し、余震の  $b$  値決定に際しては本震を除いている。その後、多くの研究者も同様の手続きを行っている。余震の  $b$  値決定の際には本震を機械的に除くだけでよいかどうかは議論もある (清野, 1983) が、本震が余震と同じ母集団として取り扱えないことは確かである。問題は、一方で前震や群発地震とみなされた地震群の  $b$  値決定の際に、その群の最大地震は除外していないことの当否である。今、標準的地震群の例として、本震と最大余震との規模の差が

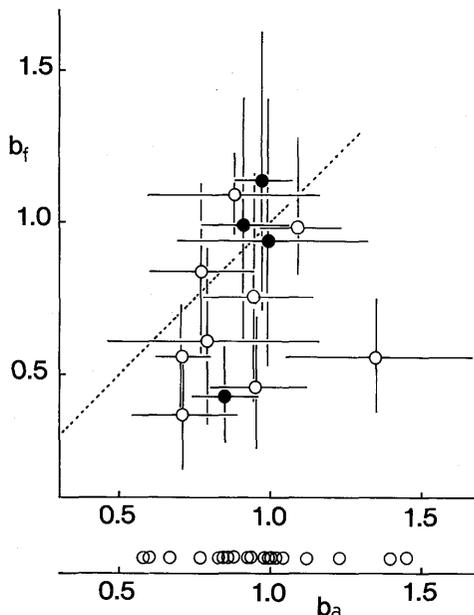


図 6.4.16 前震の  $b$  値 ( $b_f$ ) と余震の  $b$  値 ( $b_a$ ) との関係。

点線は  $b_f = b_a$  の場合。

○ : 表 6.4.2 に示す i のグループ。

● : ii のグループ。

丸印に付随する実線は 80% の確率領域を示す。

図下段は iii のグループの  $b_a$  である。

1.2あり、本震を除く余震の $b$ 値が1.04ある例を考えよう。図6.4.17はこうした地震群の規模別累積度数分布である。そして、この地震群が、やはり同図にあるような相似の分布、即ち $M$ に関する平行移動をした分布を示す前震群をもつしよう。その結果、当然のことながら前震の $b$ 値は余震の $b$ 値より小さくなる。その差は、両地震群の数、本震と最大余震との規模の差などにより変化するが、同図の場合で0.1、色々な場合を想定すると

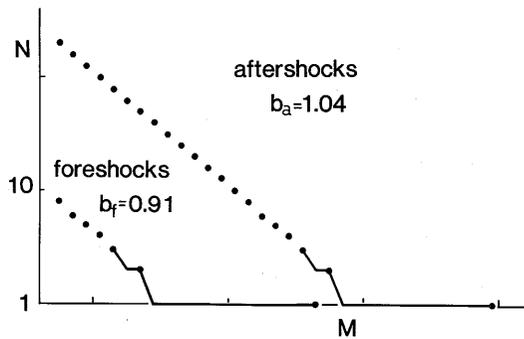


図6.4.17 本震・余震群と前震群の規模別度数分布が相似である場合。

0.1~0.3程度となる。表6.4.2の $b'_a$ は、参考までに本震を含めて求めた $b$ 値であり、これと前震の $b$ 値との比較とすれば、本震の出入りによる影響はおおよそ判断できるであろう。32地震群の $b'_a$ の平均値は0.82 ( $b_f$ が求められた13地震群の $b'_a$ の平均値は0.80)となる。前震の $b_f$ の平均値0.75との差は0.07となり、まだ前震の $b$ 値がやや小さいものの、ほとんど等しい値といってよい。このことは、先に示された $b_f$ と $b_a$ との差0.19の大部分が本震の取り扱いなどの統計を行う手続の相違による可能性を示す。但し、個別にみると、No. 28及び29の地震群は95%、No. 9の地震群は90%の有意水準で、 $b_f$ は $b'_a$ より小さい。

#### 6.4.4 前震の $b$ 値が有意に小さい地震群について

6.4.3で、前震の $b$ 値と本震を含めた余震の $b$ 値 ( $b'_a$ ) とは、平均値であまり変わらないという結果がえられた。しかし、個別の地震群では、やはり高い有意水準で前震の $b$ 値が小さい場合は存在する。そこで、 $b$ 値の出現頻度分布型をみよ。図6.4.18は、上から前震の $b$ 値、余震の $b$ 値、本震・余震の $b$ 値の出現頻度分布である。なお、斜線は前震の $b$ 値が求められた地震群に対応する。これをみると、 $b_a$ 及び $b'_a$ の分布型は、ひとつのピークをもち、平均値もこれに対応するけれども、 $b_f$ の分布型は、明瞭なピークをもたず、他の2つの分布型とは違っている。このことと、前震の $b$ 値が著しく小さい地震群の存在を考えると、 $b$ の平均値のみで結論を出すのではなく、個別の地震群についての検討が必要である。

Utsu (1970) は、複数の大きな地震 (1次事象) とそれぞれの余震 (2次事象) との組合せからなる地震群の規模別累積度数分布が直線状にならないことを指摘している。このような場合、(6.4.2)式により求められる $b$ 値は著しく小さくなることがあり、1次事象の数に比較して2次事象の数が多い時に顕著にあらわれる。前節で前震の $b$ 値が有意に小さいと指摘された1978年エトロフ島沖地震 (No. 28) について、清野 (1983) は、Utsu (1970) と同様の考え方にもとづいてその前震の

規模別累積度数分布を説明している。

この地震群の度数分布は図6.4.19に示される。この図の結果は、余震域及び余震活動期間のとり方に本報告と若干の相違があるため、地震数及びb値にやや違いがある。図上段の黒丸、二重丸は、前震、本震及び余震を合せた観測資料による分布である。この規模系列をみると、5番目の地震(M6.5)と6番目の地震(M6.0)との間に0.5に及ぶマグニチュード・ギャップがあることから、M6.5以上の5個の地震を1次事象とし、各地震はb値が1.1となるような2次事象を伴うモデルを考える。但し、各1次事象とその最大の2次事象とのMの差は1.1とする。図上段の白丸は、こ

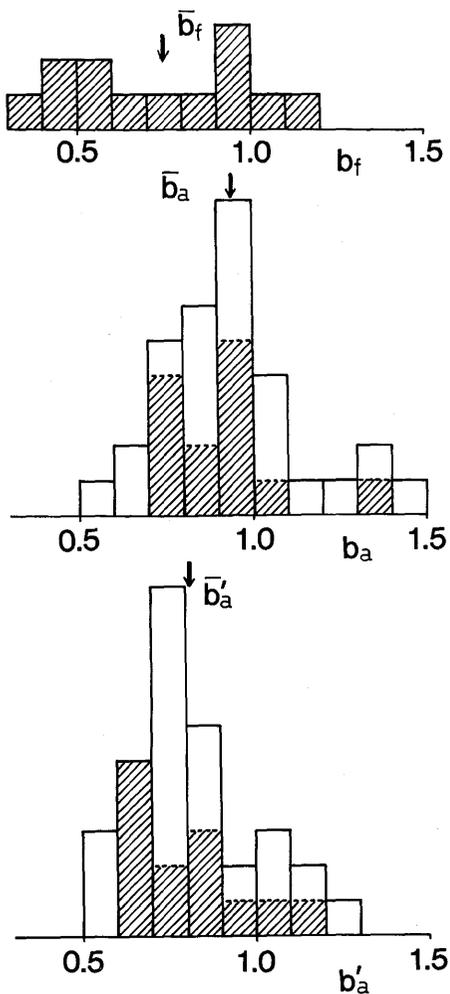


図6.4.18  $b_f$ 、 $b_a$ 及び $b'_a$ (本震及び余震のb値)の出現頻度分布。  
矢印：平均値。

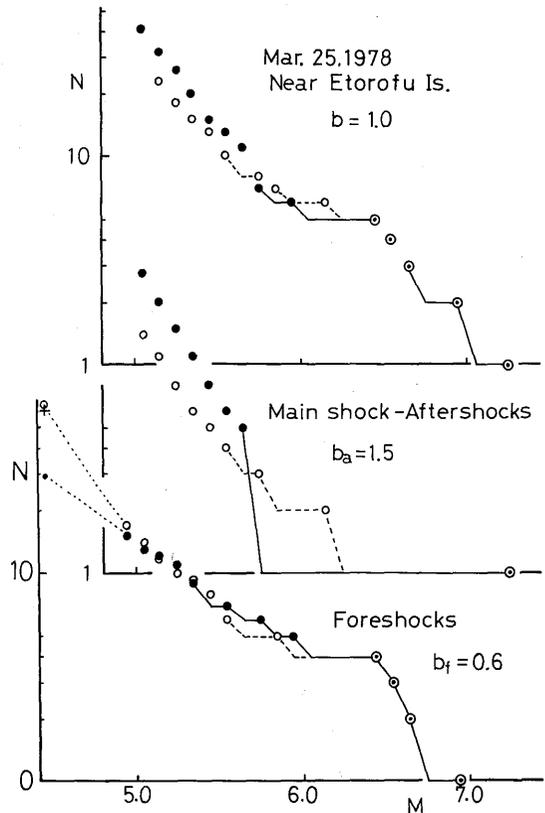


図6.4.19 No. 28地震群の規模別累積度数分布  
[清野(1983)による図を修正]。  
上段：この地震群の全地震。  
中段：本震及び余震。  
下段：前震。  
●：観測値。  
◎：1次事象とされた大きな地震。  
○：各1次事象に余震(2次事象)が伴うモデルによる計算値。

のモデルによって作られた分布である。図中段は、本震及び余震系列による分布である。図下段は、前震系列の分布であり、4個の1次事象とそれらの2次事象からなる。

これらの結果をみると、特に前震系列の観測値（黒丸）と計算値（白丸）はよく合っており、前震の  $b$  値は上記のモデルにより著しく小さくなることがわかる。更に、同地域で前震活動の期間に発生したと思われるおよそ  $M 4.5$  以上の地震は、根室測候所の資料から約 60 個（図下段の+印）あったと認められる。この数と、 $b$  値 0.6 の分布の延長上の前震数（小さい黒丸）及び上のモデルで推定される前震数（小さい白丸）とを比較すると、明らかに後者が適合していることがわかる。このことは、2次事象による  $b$  値は 1.1 程度であっても、前震群の  $b$  値は4個の大きい地震（1次事象）により著しく小さくなりうることを意味している。

1943年鳥取地震（No. 9）の場合、その規模別累積度数分布は追加部分を含めて図 6.4.20 に再掲される。図上段は本震及び余震による分布、下段は前震による分布である。この前震群は、Utsu (1970) によりその規模系列から既に上のモデルと同様の群発型であることが指摘されている。その後、資料の改訂があり、規模系列にやや相違はあるが、前震群の4番目の地震（ $M 5.7$ ）と5番目の地震（ $M 4.8$ ）との間に 0.9 に及ぶマグニチュード・ギャップがある。このことから、この前震群も、4個の1次事象とそれらの2次事象の複合として説明できる。更に、検知力以下の小さい地震を含めると、図中の小さい黒丸のような分布となる。これは、観測もれを考慮すればなおのこと  $b_f = 0.46$  の分布の延長とはいえず、前述したモデルにより説明できることを意味する。そして、この前震群の  $b$  値が著しく

小さいことには、4個の大きい地震（1次事象）が主要な役割を果していると判断できる。

こうして、 $i$  のグループに属する地震群の中の前震の  $b$  値が著しく小さい例は上のモデルで説明できるとすると、その原因を地殻の物理的性状に求める前に、地震群の規模系列や度数分布の形を充分に検討することが必要となることがわかる。又、2次事象の数が1次事象の数と比較して充分多ければ、1次事象の影響が少ない2次事象の  $b$  値がえられるはずで、こうした結果も検討の対象とす

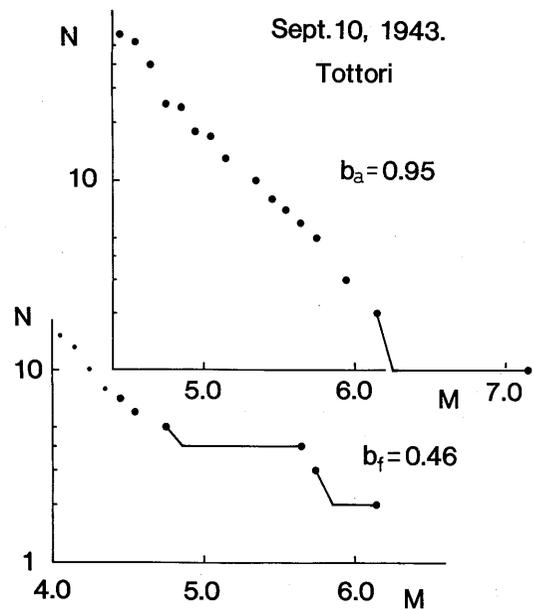


図 6.4.20 No. 9 地震群の規模別度数分布。  
図上段は本震及び余震、下段は前震による。小さい黒丸は、検出力より小さい地震規模を含む資料である。

る必要がある。

1978年宮城県沖地震(No. 29)の場合も、前震とした地震群によるb値が有意に小さい。この地震群は、iiのグループに入り、前震は、時・空間的に集中しておらず、バックグラウンドの地震活動とみなせる。したがって、前2者と同様のモデルのみでは、必ずしも説明できない例として残る。この地域は、b値が小さい地域として知られており、更に2年間さかのぼった地震活動からb値を求めると、0.68となる。バックグラウンドの地震活動に対するb値の問題は、別途検討する必要がある。

#### 6.4.5 まとめ

これまでの検討結果をまとめると次のようになる。

- 1) 前震のb値は、余震のb値と比較して平均値で0.19ほど小さい。又、13地震群中3地震群の前震のb値は、95%の有意水準で余震のb値より小さい。
- 2) 前震の平均b値が余震のそれと比較して0.19小さい原因として、統計の手続き上の1つの問題が指摘される。即ち、前震群及び本震・余震群の中の最大地震を、計算の際に含めるか否かである。両地震群の最大地震や本震を含めて比較すると、b値の差は0.07となり、ほぼ等しい値となる。
- 3) 1943年鳥取地震、1978年エトロフ島沖地震及び1978年宮城県沖地震の前震によるb値は著しく小さい。前2者の前震の規模別度数分布は、複数の大きい地震(1次事象)とそれらの余震(2次事象)の組合せで説明でき、そのb値がみかけ上著しく小さくなることを証明できる。宮城県沖地震の前震は、バックグラウンドの地震活動で、前2者とは区別して検討しなければならない。

以上であるが、地震の予知との関連でみる場合、本文で指摘した2つの問題に留意して検討する必要がある。1つは、地震群の中のとりわけ大きい地震(1次事象)の影響をさけて、充分多くの2次事象の資料にもとづいてb値の比較をすることである。もう1つは、b値というより、地震群の規模系列及び規模別累積度数分布の形を検討し、その特徴と大地震の発生との関係をみることである。このことは、もし大地震の前に複数の1次事象を含む前震群が発生し易いとすると、この前震活動を、時間・空間・地震規模の3要素に沿ってもっと詳細に検討することが必要であることを意味している。

#### 参 考 文 献

- 本谷義信、1969：浦河地震観測所における地震観測(I)、北大地物研究報告、22、49-72。
- 清野政明、1983：地震群の規模別度数分布における本震及びこれに匹敵する統発地震の役割、地震学会講演予稿集、1983、No. 1、1。
- 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、北大地物研究報告、17、85-112。

- 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。
- Guha, S. K., 1979 : Premonitory crustal deformations, strains and seismotectonic features (b-values) preceding Koyna earthquakes. *Tectonophysics*, **52**, 549-559.
- Mogi, k., 1963 : The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 595-615.
- The Party of seismographic observation of Matsushiro earthquakes and the Seismometrical section, 1966 : Matsushiro earthquakes observed with a temporary seismographic network. Part I. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 309-333.
- Scholz, C. H., 1968 : The frequency-magnitude relation of micro-fracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Suyehiro, S., 1966 : Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56**, 185-200.
- Suyehiro, S., T. Asada, and M. Ohtake, 1964 : Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan. *Pap. Met. Geophys.*, **15**, 71-88.
- Utsu, T., 1969 : Aftershocks and earthquake statistics ( I ) -some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations-. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **3**, 129-195.
- Utsu, T., 1970 : Aftershocks and earthquake statistics ( II ) -further investigation of aftershocks and other earthquake sequences based on a new classification of earthquake sequences-. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **VII**, **3**, 197-266.
- Utsu, T., 1974 : Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese islands. *J. Phys. Earth*, **22**, 325-342.

## あとがき

### 特別研究の終了にあたって

気象庁は、「大規模地震対策特別措置法」にもとづく“東海地震”予知にかかわる責任を全うするために、組織の強化をはかってきた。また、現在までに予知に関して内外で得られた知見を統合し、大地震発生の可能性の正確な評価を期すために、観測とデータ処理とを直結して、即時的に前兆現象を抽出・判定するシステムの整備を計画している。気象研究所はこの計画の実行に資するために、実験的研究の即効的な項目として、地震活動総合監視技術の開発に取り組み、基本的な観測を強化するために高性能強震計の開発を行った。また地震活動監視に係わる手法の理論的な裏付を目的として、各種前兆現象の吟味を行い、地震予知業務への適否についてまとめてみた。

この報告は、これらの成果を今後の気象庁の地震予知業務に取込むための資料として、活用されることを期待し作成したものである。

### 謝 辞

この研究は5年計画で多岐にわたる項目について実施された。

研究実施に際しては、多くの方々から直接または間接的に御指導と御協力を頂いた。気象庁地震課（当時）、地震予知情報課、東京管区気象台、伊良湖測候所、尾鷲測候所、御前崎測候所の職員各位には、観測データの集録および観測面で御協力を得て研究が推進された。また、東京大学地震研究所溝上 恵、中村 功、石桁征夫、瀬戸憲彦の諸氏と、沖電気工業の橋本民雄氏には、種々の面で御協力を頂いた。記して謝意を表するものである。

### 研究分担者

氏 名	期 間	担 当 テ ー マ	氏 名	期 間	担 当 テ ー マ
田 望	昭和54年-56年度	総括及び1-②項	横 田 崇	昭和57年-58年度	1-①項
渡 辺 偉 夫	昭和57年-58年度	総括	浜 田 信 生	昭和58年度	1-①項
勝 又 護	昭和54年-58年度	2項	飯 沼 龍 門	昭和54年-56年度	1-①、1-②項
吉 田 明 夫	昭和54年度	2項	長 宗 留 男	昭和54年度	1-①項
松 本 英 照	昭和54年-58年度	1-①、1-②項	高 橋 道 夫	昭和54年-57年度	1-②項
清 野 正 明	昭和55年-58年度	2項	塚 越 利 光	昭和54年-55年度	1-①項
森 俊 雄	昭和55年-58年度	2項	津 村 建 四 朗	昭和58年度	1-①項
岡 田 正 実	昭和57年-58年度	1-①項			

註. 研究テーマ各項の記号は以下のとおり

1. 常時地震監視システムに関する開発研究
  - 1-① 地震活動総合監視技術の開発
  - 1-② 高性能強震計の開発・試作
2. 地震予知に関する理論的研究

# 気 象 研 究 所

1946 (昭和 21 年) 設立

所 長 : 理 博 竹 内 清 秀

予報研究部	部 長 :	吉 田 泰 治
台風研究部	部 長 :	理 博 相 原 正 彦
物理気象研究部	部 長 :	理 博 岡 林 俊 雄
応用気象研究部	部 長 :	真 島 恒 裕
気象衛星研究部	部 長 :	工 博 内 藤 恵 吉
地震火山研究部	部 長 :	理 博 市 川 政 治
海洋研究部	部 長 :	理 博 飯 田 隼 人
高層物理研究部	部 長 :	理 博 嘉 納 宗 靖
地球化学研究部	部 長 :	秋 山 勉

## 気象研究所技術報告

編集委員長 : 真 島 恒 裕

編集委員 : 山 崎 孝 治 近 藤 洋 輝 伊 藤 朋 之  
吉 川 友 章 青 柳 二 郎 岡 田 正 實  
遠 藤 昌 宏 小 寺 邦 彦 伏 見 克 彦

事務局 : 西 田 圭 子 湯 原 有 哉

気象研究所技術報告は、気象学、海洋学、地震学、その他関連の地球科学の分野において、気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告及び総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53年)以降、必要の都度刊行される。

昭和60年3月30日発行 ISSN 0386-4049  
編集兼発行所 気 象 研 究 所  
茨城県筑波郡谷田部町長峰1-1  
印 刷 所 東京都中央区日本橋蠣殻町1-24-8  
株式会社 明 文 社