

## 14. 地震波形・周波数特性

### [I] 概説

地震波の波形・スペクトル特性の時間的な変化を応力集中や応力の高まりの指標として解釈し、この変化をその後が発生した、より大きな地震の前兆現象（前震）として扱うことを検討する研究が数多くなされている。しかし、これらの項目を前震の識別に使うための単純な方法は、まだ、確立したとは言えない。例えば、地震波形については、辻浦（1979）が1978年伊豆大島近海地震について、その前震の波形を、その地域に発生した群発地震の波形と比較して、「群発地震は、相似地震によって構成されているが、前震はそれぞれ独立した波形を持った地震によって構成されている」と報告したのを最初に、他の地域でも研究されることとなったが、地域によって前震も相似であるなど前震の波形による識別は必ずしも単純には行えないと認識される状況となっている。

従って、ここでの項目はそのまま単純に統計処理するのは適当でない。そこで、ここでは、統計処理に耐えるようにするため、今まで報告されているものを網羅し、そこで報告されている現象を事実として受け止め、その報告内容を説明するモデル作りまで行った。あまりに少ないデータで作ったモデルであるので今後さらに大幅な改良が必要となると思われるが、このモデルに基づきデータを眺めることで他の項目との統計処理をする時に役立つと考えている。報告されている内容の概要は次の通り。

### [I-1] 概要

以下前震という表記は「本震発生と、時空間的・物理的に直接結び付くと解釈しうる前駆的地震」に対し使い、「前震」という表記は前震のうち当該変化を示した地震を指すことにする。

#### (1) 「前震」の特徴

「前震」の波形・スペクトル特性の特徴としては、一見相互に矛盾するものが報告されている。すなわち、「前震」は「ならしてみると相対的に高周波分が多い」（例えば *Ishida et al.* (1980), 図 14-1) というものと「低周波分が多い」（例えば渡辺(1984), 図 14-2) というもの、また「相似波形が多い」というもの（例えば本谷他(1987), 図 14-3) と「(群発地震と比較して) 特段相似地震群が増えるということはない」というもの（例えば *Tsujiura* (1983), 図 14-4, 図 14-5) である。

#### (2) 群発地震との区別

群発地震（本震と呼べる様な他に抜きんできた大きい地震を含まない、局地的な激しい地震活動（久保寺, 1989 を参照）。定量的な定義は研究者毎に異なる。例えば相互の位置が 15 km 以内、

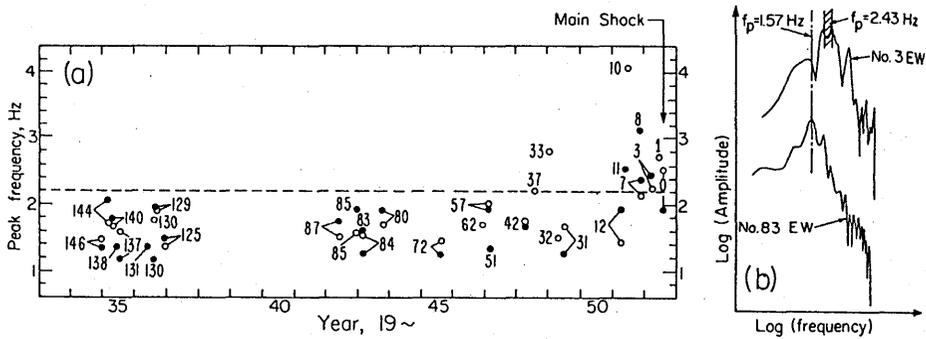


図 14-1 1952 年 Kern County 地震の以前に発生した地震についての、ピーク周波数の時間変化  
 黒丸が東西成分, 白丸が南北成分。1951 年から 1952 年 7 月にかけてのピーク周波数が大きくな  
 っている。右図は No. 3 地震と No. 83 地震のスペクトルの違いを示す (Ishida *et al.*, 1980 か  
 ら)。

地震数 5 個以上/10 時間以内 (辻浦, 1979)) は相似地震によって構成されているが, 前震はそれ  
 ぞれ独立した波形を持った地震によって構成されているというものがある (辻浦, 1979)。

### (3) 余震との区別

余震群について短時間変化 ( $10^2$  時間) を見ると「本震発生後比較的短期間のうちに高周波分が  
 少なくなり」, 「その後は逆に多くなったり, 少なくなったりをくり返ししながら徐々に平常時の長  
 時間平均値に近づいて余震活動が終息している」という主旨の報告がある (渡辺, 1974)。この報  
 告の中では高周波分の多寡を表す指標としては, 後述するソフトネス  $S$  というものを使ってい  
 る。なお,  $S$  は, それが 10 より大で「高周波分が比較的少ない」ことを示すと考えられ, 定常的  
 なサイズシティーを示す地域の地震及び余震・群発について, その長時間平均 ( $10^3 \sim 10^5$  時間)  
 は零であり, また本震 ( $M > 5$ ) のそれもほぼ零 (周波数特性が標準的であることを意味する。)   
 であると報告されている。本震の  $S$  が大きいものもあり, それについては, 「本震直後から  $S$  は正  
 から負へと大きく変化している」と報告されている。

### (4) 相似地震群の特徴

相似地震群 (Earthquake Family (浜口他, 1975) とも呼ぶ。さらに震源の分布の時空間的密  
 集の様子からクラスターとも呼ぶ) は, 前述のように前震の特徴の一つとして挙げられている。  
 これについて次のことが報告されている。

ア これに属する地震は一連の地震活動において 60~80% ( $M > 0$  について, 西上他(1982);  $M$   
 $\geq 3.0$  について, 水越他(1980)) を占める。群発について 70~80% (Tsujiura, 1983), 有珠火山の  
 場合は, 3~4 割 (Okada *et al.*, 1981) を占める。

イ 西上他(1982)は次のことを報告している。①前震群, 余震群がいくつかのクラスターに集中  
 して発生すること, ②1つのクラスター内で発生する地震は, 初動部分の波形が殆ど同じで, P/

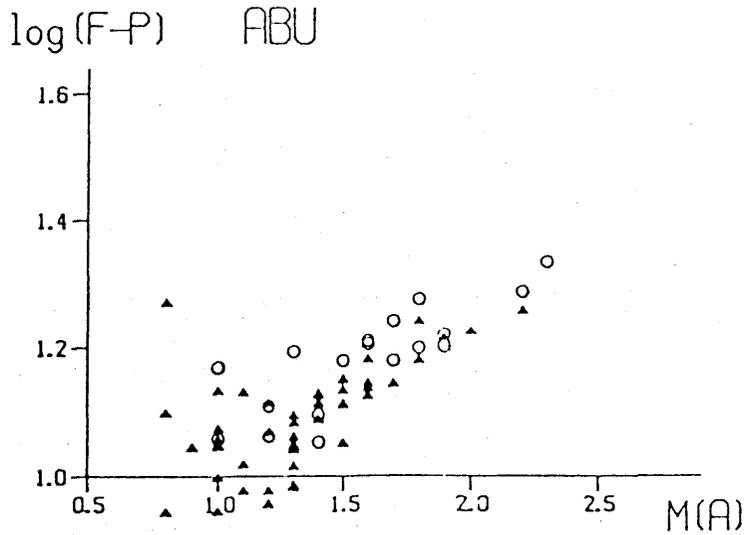
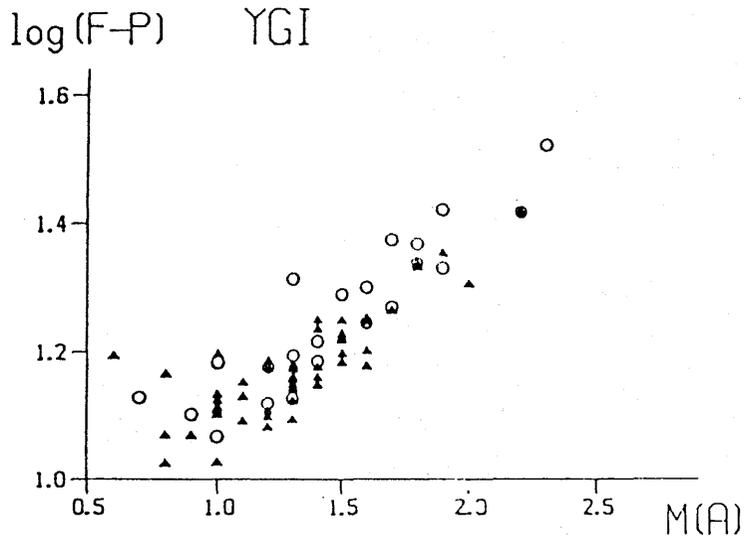


図 14-2 1983 年の京都付近の局発地震の前震と余震についての、最大振幅から求めた  $M$  と  $F-P$  の関係。観測点 YGI, ABU。白丸が前震で黒三角が余震。等しい最大振幅を持つ地震を比較すると、前震は余震に比べ振動継続時間 ( $F-P$ ) が長い。地震波伝播径路およびその  $Q$  が時間変化していないと震源関数に含まれる卓越周波数が、余震に比べ、前震が低いことを意味する (渡辺, 1984 から)。

KMU, U-D, 2-5Hz bandpass filtered

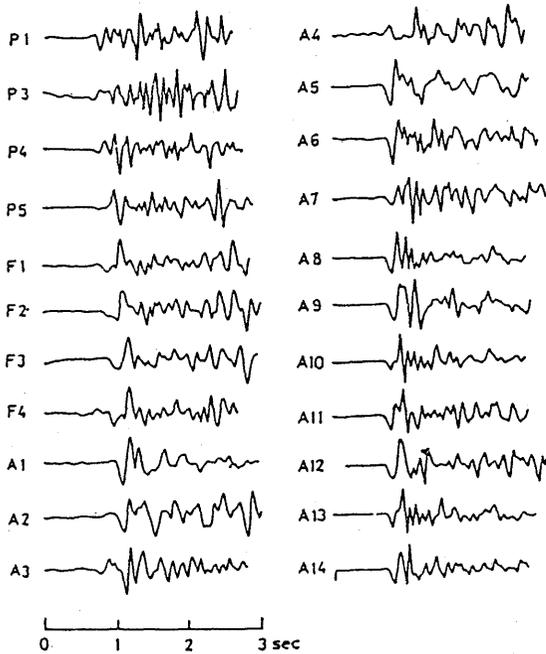


図14-3 1982年浦河沖地震の本震の極近傍で発生した地震の波形 (KMU 観測点, 上下動, 2-5 Hz の帯域フィルター)。P, F, A は順に「前震」以前に発生した地震, 「前震」, 余震(本谷他, 1987から)。

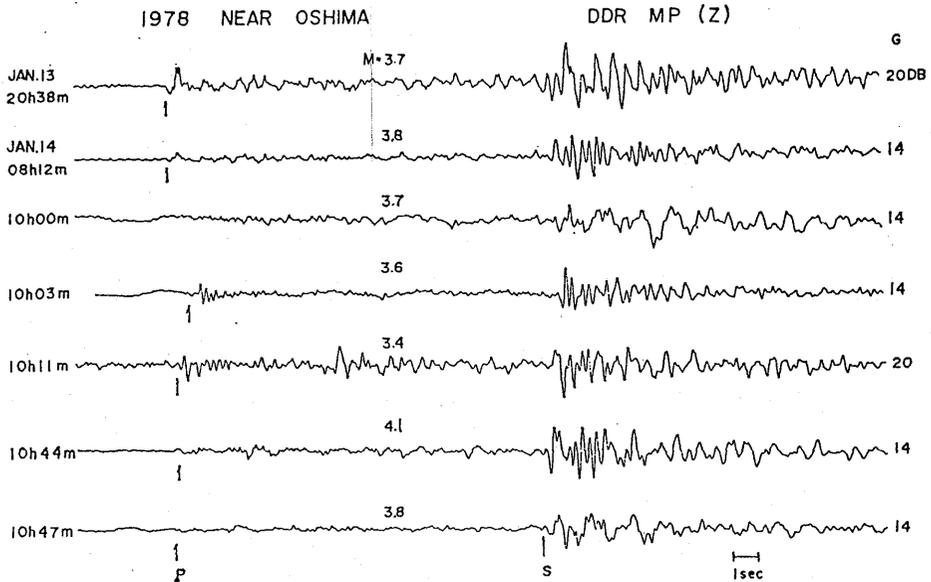


図14-4 1978年伊豆大島近海の地震の「前震」の波形 (堂平  $\Delta$ 140 km)

本震の16時間前から本震までの間に11個の前震が観測された。このうちMが3.4~4.1におさまるもの7個を示した。波形が相互に異なることが見て取れる (Tsujiura, 1983から)。

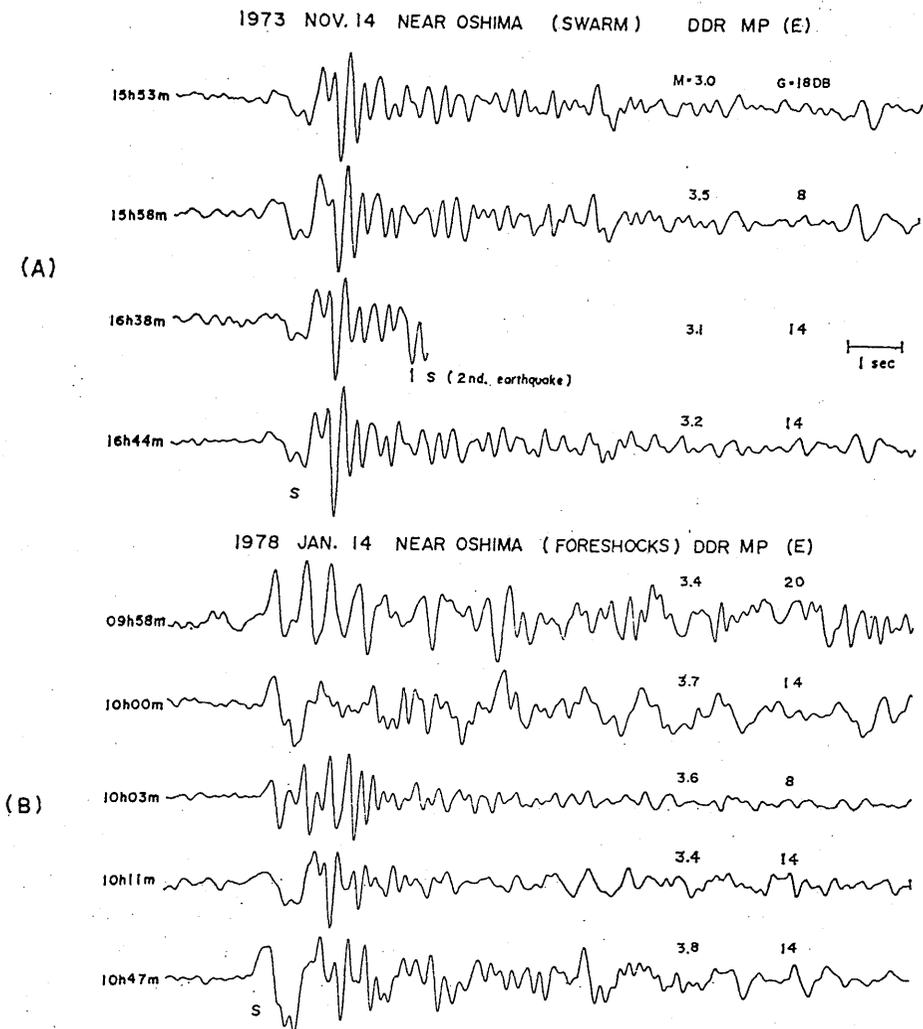


図 14-5 1978 年伊豆大島近海の地震の「前震」の波形と 1973 年同じ地域に発生した群発地震の波形（堂平  $\Delta 140$  km）の比較。群発の波形(A)は相互に似ているが「前震」(B)は似ていないことがわかる (Tsujiura, 1983 から)。

SV の振幅比も同じであるが、初動以後の波形は良く似てはいるもののわずかず異なること、③大部分のクラスターでは、最終的に発生する最大の地震の初動パルス幅が他の小さい地震に比べて大きいこと。

ウ 西上(1986)は、1つのクラスターでストレスドロップ  $\Delta\sigma$  が時間的に増加する傾向が見られること、及び破壊開始点が空間的に移動することを報告している。

エ 前述のように群発地震の特徴としても地震波形の相似は取り上げられている。群発地震における相似地震群の特徴として次のことが報告されている。

(ア) 時系列的特徴から 2 種類（定常群と突発群）に分類され、これらは相互に空間的に分かれ

ており、前者は破壊面の大きさ ( $L$ ) が群の発生域の長径 ( $L'$ ) によらず一定であり、後者は  $L \propto L'$  (島田他, 1985) である。

(イ) その活動様式は本震-余震型, 前震-本震-余震型, 群発地震型に分かれる (辻浦他, 1986)。

(ウ) その活動の終盤にそのクラスター中で最大の地震が発生することが多い (9例/12例, 西上他, 1982; Tsujiura, 1981, 1983)。最大地震 ( $M = -0.7 \sim 3.5$ ) の前の地震がその後の地震より多い (40例中 32例, 静岡県西部地域, Ishida *et al.*, 1984)。

(エ)  $M$  別頻度分布はピーク値または平坦部を持つ (和野他, 1980; Okada *et al.*, 1981)。

(オ) ひとつの群の拡がり は 500m 以下程度 (Tsujiura, 1983)。

(カ) コーナー周波数  $f_c$  は, 群内の地震の  $M$  の差が少なくとも 2 以内なら, 一定 (Tsujiura, 1983)。

(キ) コーナー周波数  $f_c$  はその群発の最大の地震のマグニチュード  $M_{\max}$  に依存する (Tsujiura, 1983)。

(ク)  $\Delta\sigma(\propto \Omega_0 f_c^3)$  は地震モーメント  $M_0(\propto \Omega_0)$  の増大とともに大きくなる ( $M = 1.1 \sim 2.4$ , Frankel, 1981) (ここで  $\Omega_0$  は震源スペクトルの低周波側の平坦部の大きさ)。

(ケ) 各群は特徴的な  $M$  があり, 群によってはこれが時間と共に増大する (西村, 1985)。

(コ) 火山活動に伴うものについて, 震央距離  $\Delta$  が数 km である所の観測で, これらが幾つかの 'Earthquake Family' で構成され (例えば, 高木他, 1988), 異なる Family 間で波形が大きく異なる (Okada *et al.*, 1981)。

これらには見かけ上相互に矛盾する現象の報告があるが, [II] で述べるノイズの混入を勘案しても, これらの現象は多くの場合, 物理学的に説明可能 (前兆かどうかは別だが) と考えられる。すなわち, 各地域の強度・応力分布の非一様性の特徴の違いによって, 「前震」, 群発, 及び余震の波形に, それぞれ場所毎に特色があることが, 後述するように, 説明しうると考えられる。

今回は, 現れた現象を前兆として解釈可能であるとした報告のうち, 表 14-1 に示す地震を本震とするものが収集できた (なお, この表に述べてある内容は, 各文献の著者は述べていないものの, 発表内容からそのように解釈できるというものも含んでいる)。

対象となった地震は 32 個。  $M$  の範囲は 2.7~7.7。このうち, 収集できた資料が不十分等の理由で前兆ファイルに掲載しなかったものは 5 個。本震の発震機構の型は横ずれ型 3 個, 逆断層型 1 個, 正断層型 1 個。その他 27 個 (複合型 1 個, 不明 26 個)。プレート内地震と解釈されるものはこの内約 15 個。地理的分布は日本国内 19 個, 米国西海岸 6 個, その他 7 個。

また, 前兆とは解釈できずとも地域の応力状態・強度分布の時間変化の一環であると解釈できる現象の報告及び本項目に係わる地域的特性についての報告のうち, 表 14-2 に示すものが収集できた。さらに, ここ 10 年程度の範囲で日本国内で発生した被害地震のうち, この種の報告がなされていないものについて表 14-3 に整理した。

表 14-1 地震波形・周波数特性の時間変化が前兆であると解釈された地震(103 ページまで続く)

1 日本国内 (1) プレート内地震(マグニチュードの大きい方から並べた)  
\*1976年から現在までの主な被害地震 (①~⑩)

* 震源諸元 及び地震の群の型 (宇津1970) (グループ, 詳細は本文参照)	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)  先行時間	関連文献 解釈 (かっこ内は 現象紹介のみ)	前兆現象 ファイル 番号
② 伊豆大島近海 1978. 1. 14. 1224 MJ=7.0 H=0 (G2) 2-A 横ずれ型	前震は相似波形ではない  「前震」は平均的に ストレスドロップ小 (M3.1~4.1)	DDR (140) >16時間	Tsujiura1983	38012   39013
⑩ 長野県西部 1984. 9. 14. 0848 MJ=6.8, H=2 (G1) 横ずれ型	前震に相似波形あり 少なくとも2、3Hzまで相似 (速度) (M>2.6)	TKY (45) 1年4ヶ月	Mori1989	38009
(G1) 三宅島近海 1983. 10. 3. 2233 MJ=6.2, H=15	相似地震群あり (M=3.2~3.7) 短周期成分卓越	HOK  HOK	辻浦1985  辻浦1985	
① 山梨県東部 1976. 6. 16. 0736 MJ=5.5 H=20 (G2) 1-B2	「前震」のS波の 「震源スペクトル」の $\Omega_0 f_0^3$ 小 ストレスドロップ小 ( $M_0$ 小さい割に高周波分少ない) (M=3.6~4.7)	DDR (50) 2時間	Tsujiura1977	39003
(G2) 伊豆半島河津 1976. 8. 18. 0219 MJ=5.4 H=0 2-A	「前震」は $\tau^{-3} 10^{0.5M}$ 小 (M小さい割に高周波分少ない) ストレスドロップ小 (M=0.4~2.6)	Okuno (18) 1.5時間	Tsujiura1977	39004
(G1) 襟裳岬沖 1979. 1. 19. 2056 MJ=5.4, H=30 2-A 正断層型	前震が余震に比べ、平均的に 卓越周波数が高く(50%)、また、 ストレスドロップが大。前震の 前の活動と比べてもやや高い(30%) (M=2.6~3.8)	ERM (100) 9時間	鈴木1981	39009
(G2) 前震は相似波形ではない		KMU (120~150) 17日	Tsujiura1983 鈴木1981	38006
(G1) 秋田県北部 1982. 1. 8. 0537 MJ=4.9, H=0	前震は相似波形	>3時間	Hasegawa et al. 1985	38016

* 震源諸元 及び地震の群の型 (宇津1970) (グループ, 詳細は本文参照)	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)  先行時間	関連文献 解釈 (かっこ内は 現象紹介のみ)	前兆現象 ファイル 番号
上高地 (36.2N, 137.6E) 1963 M=4.8	スペクトル変化	10日	(Niazi et al. 1982) (原論文不詳)	
(G1) 山崎断層東端 1979. 10. 13, 1630 MJ=4.3, H=10	相似地震群あり (M=0.0~3.0)	IZT (9.5), MZT (31.8) HMT (38.9) OYT (43.3) 1年	西上他1982	38013
(G1) 支笏湖北方 (恵庭) 1981. 10. 18, 1757 MJ=4.0 H=8 1-B2	前震(M=-0.1~ 1.3)は波形総て同 じ。余震は違うも の混入(4つ連続) 平均PCC=0.86 約20Hz まで相似(速度)	HSS (17) 1.5時間	Motoya et al. 1985 北海道大学理学部 1982	38001
(G2) 京都付近 1983. 11. 16, 0513 MJ=3.8 H=17 2-A 横ずれ型	前震は余震(b=1.16) に比べ F-PによるMと 最大振幅によるMとの 差が大、震源スペクト ルが低周波成分多 (M=0.5~2.4) なお、メカニズムも変化している。	ABU (20) YGI (13) 20日	渡辺1984	39002
(G1) 静岡県西部 1981. 1. 16, 0721 ML=2.8, MJ=2.2 H=10 2-A	前震が余震に比 べ高周波成分多 SV波 0.9~8Hz/3.5~10Hz 前震(M=0.8~2.4)・ 本震・余震とも相似 (~6Hz)	TNR (16) >7日  TNR (16) MSK (19) 12日	Ishida et al. 1984  Ishida et al. 1984	39001  38014
(G1) ベテガリ岳 1981. 10. 3, 1042 M=2.7, H=16 1-B2	前震相似波形 (双発型。前震の Mmax2.6)	IWN (25) 10時間	本谷1984	38015
(G1) 浄法寺町周辺 (青森・岩手県境) 1902. 1. 30, 2301 MJ=7.0	相似波形群あり (M=1.6~2.5)	まだ起こって いない。	島田他1985	38010
(G1) 富士川中流域 1898. 4. 3, 0609 MJ=5.9	相似波形群あり (まだ起こっていない)	桜峠 (10)	Goto1989	38011

(2) プレート間地震 (マグニチュードの大きい方から並べた)

* 震源諸元 及び地震の群の型 (宇津1970) (グループ, 詳細は本文参照)	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)  先行時間	関連文献 解釈 (かっこ内は 現象紹介のみ)	前兆現象 ファイル 番号
⑦ 日本海中部 1983.5.26.1159 MJ=7.7, H=14 1-B2	各々のグループは相似 波形 (M=1.7~2.7)。 高周波成分 (6Hz) が卓越した グループと低周波成分 (3Hz) に富むグループとに分けられる。	OGA (50) 12日	長谷川1987 清水他1983 Hasegawa et al. 1985	38005
④ 宮城県沖 1978.6.12.1714 MJ=7.4 H=40 1-B2 逆断層型	本震1年前までの小地震の fcはMoによらずほぼ一定。 本震前の1年間は $Mo \propto f_c^{-3}$ (即ち、Mが2.3程度より大 だと低周波成分多い) (M=1.9~3.3)	1年	増田1984	39007
茨城県沖 1982.7.23.2324 MJ=7.0 H=30	前震の多くは相似 (M=3.0~3.8)  前震は平生の地震・ 余震に比べ低周波 成分多い。	KMK (150) 1.5日	Hasegawa et al. 1985  Hasegawa et al. 1985	38007  39016

(3) 種類不明地震

⑥ 浦河沖 1982.3.21.1132 MJ=7.1 H=40 (G1) 1-B2	前震相似波形。それ以前の 活動及び余震は相似のもの とそうでないのが混ざって いる (2~5Hzまで)	KMU (40) >4時間	本谷他1987 本谷1983	38004
--	---	------------------	-------------------	-------

2 米国西海岸 (マグニチュードが大きい方から並べた)

(G1) Kern County 1952.7.21 Ms=7.7 逆断層+ 横ずれ型	前震が平生に比べ スペクトルのピー クの周波数高い (Mを等しくして) →相似地震は不明瞭 (M=2.6~4.0)	Pasadena (120) 1年1月	Ishida et al. 1980, 金森1980	39006
(G1) San Fernando 1971.2.9 Ms=6.6 H=10-12 2-A	ピーク周波数の 低いものなし。  (ML2.5~2.8) 4個 (相関0.75)	Pasadena (40) 2年  Pasadena (40), 560日	Ishida et al. 1980, 金森1980 Ishida et al. 1978  Pechmann et al. 1982	39011   38002

* 震源諸元 及び地震の群の型 (宇津1970) (グループ, 詳細は本文参照)	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)  先行時間	関連文献 解釈 (かっこ内は 現象紹介のみ)	前兆現象 ファイル 番号
(G1) Imperial Valley 1979. 10. 15. MS=6. 5, ML=6. 6 H=0~10	前震(3個)は2年前から 相似波形。(平均PCC0. 74; 4Hzまで0. 6以上) (M2. 0~2. 5)	YMD(68) CH2(76) LTC(99) 780日	Pechmann et al. 1982 金森1980	38008
	高周波分(8-16Hz/1-2Hz) が徐々に増加 (M2. 0~2. 5)	CH2(60km) LTC(88km) 310日	Pechmann et al. 1982	39008
(G1) Oroville (California) 1975. 8. 1 ML=5. 7 H=9	高周波分の割 合が多い (P波UD、M=3. 5~3. 8)	WDC(150) 5時間	Bakun et al. 1979 (Ishida et al. 1980) (Tsujiura1983)	39005
(G2) Parkfield 1966. 6. 28  ML=5. 6, H=10 2-A	前震には高周波分 少ないeventあり  (M~2. 6)	PRI(25) 8分	Bakun et al. 1979 (Ishida et al. 1980) (Tsujiura1983)	39010
Near Limekiln Road (on the San Andreas fault) 1973. 1. 15. ML=4. 1, H=33	余震に比べ周波数 成分の多寡が 前震ではバラエテー に富んでいる		Bakun et al. 1979	39017
<b>3 千島列島</b>				
千島列島南部 ~1966 Ms~6. 8	静穏期間中ならして 見るとP.Sとも 高周波成分が相対的に 減少 (UD, 0. 8-30Hz, 速度) (M=3. 5~5. 0)	Gorny (≤450) ~10か月	Fedotov et al. 1972	39014
千島列島南部 ~1967 Ms~6. 8	静穏期間中ならして 見るとP.Sとも 高周波成分が相対的に 減少 (UD, 0. 8-30Hz, 速度) (M=3. 5~5. 0)	Gorny (≤450) ~7か月	Fedotov et al. 1972	39015

4 その他

* 震源諸元 及び地震の群の型 (宇津1970) (グループ, 詳細は本文参照)	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)  先行時間	関連文献 解釈 (かっこ内は 現象紹介のみ)	前兆現象 ファイル 番号
Kalapana (ハワイ) 1975. 11. 29 M <sub>s</sub> =7. 2 H=5 (G1) 2-A	<p>静穏領域では<math>\Delta\sigma</math>が 下がったが、そうでな い所は下らない。 4年前に<math>\Delta\sigma</math>が20パー 下がり、2年前に元の値 へ、部分的には回復。 「前震」で7秒周期付近 スペクトル減少 (mbはほぼ同じで<math>\Delta\sigma</math>増大) (ML=3~4)</p>	<p>Hilo (50)  DDR(500) 2年</p>	<p>Wilson et al. 1981 Tsujiura 1979 (Wyss et al.1981)</p>	39012
Around Shumagin Islands (Alaska) (1847. 4. 4) (M=8. 0) (H=0)	<p>high stress drop 1974. 4. 6, mb=5. 6 and 6. 0 <math>\Delta\sigma</math>=980 and 650パー  まだ起こっていない。</p>		<p>House et al.1980 (Davies et al.1981)</p>	
TIEN SHAN (USSR) 1976. 9. 3 M=5	<p>スペクトル変化</p>	<p>6日</p>	<p>(Niazi et al.1982) (原論文不詳)</p>	
KHAIT (USSR) 1966 M=4. 8	<p>スペクトル変化</p>	<p>120日</p>	<p>(Niazi et al.1982) (原論文不詳)</p>	
Virgin Islands (カリブ海北東) 1981 (G1) ML=4. 8	<p>7つの前震のうち 6つが相似  (M=1. 4~2. 5)</p>	<p>10か月</p>	<p>Frankel 1981a (Frankel 1981b)</p>	38003

表 14-2 前兆ではない地震波形・周波数特性の時間変化等——地域の応力状態・強度分布・破碎状態の時間変化を示す現象——(107 ページまで続く)

1 群発地震

(1) 構造性地震

ア pathの変化

震源諸元	現象内容	観測地点 (震央距離km)	解釈に関連した 文献
松代群発	群発前に比べ、後では高周波成分減少 群発地域を通過する波を利用。 (1964, 1967, 200Hz)	松代 S-P2秒	Suyehiro1968 高周波成分が、多くの割れ目による散乱で減衰
イ sourceの変化			
伊豆半島東方沖 1980. 6. 24~7. 28 群発 (Mmax6. 7)	相似地震群あり ( $M \geq 1.8$ ) UD成分 Pから11秒 4Hzまで相似 S波のfcは群毎一定 (3~6Hz), fcはMmaxに依存	HOK (14) 他4点  HOK (14)	Tsujiura1983
千葉県東方沖 1978. 4. 6~7. 28 群発 (Mmax6. 1)	相似地震群あり ( $M \geq 3.5$ ) UD成分 Pから10秒 S波のfcは群毎一定 (0. 5Hz)	TSK (170)	Tsujiura1983
1974. 5. 2~5. 5 群発 (Mmax5. 2)	相似地震群あり S波のfcは群毎一定 (0. 7Hz)		
川奈崎沖 1978. 11. 24~12. 10 群発 (Mmax 5. 4)	相似地震群あり ( $M > 1$ ) UD成分Pから9秒 10Hzまで相似 S波のfcは群毎一定 (6Hz)	OYM (54) HOK (10) OYM (54) DDR (119) OYM (54)	Tsujiura1983
茨城県沖 1978. 7. 27~28 群発 (Mmax5. 1)	相似地震群あり UD成分 S波のfcは群毎一定 (1. 2Hz) ( $M=4. 3 \sim 5. 1$ )	DDR (235)	Tsujiura1983 辻浦1979
1979. 7. 24. 群発	相似地震群あり UD成分 S波のfcは群毎一定 (0. 6Hz)	DDR (260)	Tsujiura1983

震源諸元	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)	解釈に関連した 文献 (かっこ内は 現象紹介のみ)
東京湾北部 1979. 7. 11~8. 3 群発 (Mmax 3.0)	相似地震群あり (M>1) UD成分 Pから13秒 7Hzまで相似 S波のfcは群毎一定(6Hz)	KYS(40) 他5点 TSK(78) OYM(64)	Tsujiura1983
千葉県南方沖 1969. 5. 15~5. 16 群発	相似地震群あり。 (M=3.2~3.8) UD成分 Pから33秒 5Hzまで相似	DDR(152)	辻浦1979
伊豆大島付近 1973. 11. 14 群発	相似地震群あり。 (M=2.6~4.1) UD成分(一部3成分) Pから12秒	DDR(139)	辻浦1979
山崎断層中央部 1980. 6~1980. 10 群発(M=0.0~2.6)	クラスターあり。 2つのステージが あり各ステージ内で 時間的に $\Delta\sigma$ に増加傾向	MZT	西上1986
栃木県西部 1982. 6. 22~7. 7 群発	相似地震群あり (M $\geq$ -1) UD成分 Pから2.5秒 30Hzまで相似	UKM (5)	Tsujiura1983
伊豆半島東方沖 1983. 1~ 群発	群発初期において、SDM の勾配が急。高周波成分 卓越。		大竹1987
伊豆半島東方沖 1984. 9~ 群発	震源の移動時間に対応し てSDMの勾配が急。		大竹1987
(2) 火山性地震			
雌阿寒岳 1988	複数のFamily。一時的 8HzでもPCC=0.8。		高木他1988

震源諸元	現象内容と解釈	観測地点 (震央距離km)	解釈に関連した 文献
有珠火山 1979. 6. 21~ 1980. 1. 8.	相似地震群あり 5組のうち3組はS波の fc一定( $\Delta\sigma \propto \Omega_0$ ) (4. 0, 2. 8, 2. 8Hz) (Mmax2. 7, 3. 0, 3. 6) 残りの2組は $\Delta\sigma$ の変化 が他の3組より小。 (Mmax4. 2, 4. 1)	UVO(2)	Takeo1983
1978. 6~1978. 9	対象M=2. 0~2. 5。 相似地震群あり。各群 のMはばらつきが小さく、 群によってはこのMが 時間とともに増大する。		西村1985
2 余震 (本震のマグニチュードが大きい方から並べた)			
十勝沖 1968. 5. 16. 0949 MJ=7. 9, H=0	余震に相似波形あり		浜口他1975
越前岬沖 1963. 3. 27 0634, MJ=6. 9 H=0	余震の中に地震波形 の一時的な変化 低周波分 (Softness) 大から標準値 (0) へ	阿武山(100)	渡辺1974
伊豆半島沖 1974. 5. 9. 0833 MJ=6. 9 H=10	余震活動の始め10h は165h以降に比べ、 S波の高周波分が 相対的に少ない		Tsujiura1977
岐阜県中部 1969. 9. 9. 1415 MJ=6. 6 H=0 横ずれ型	1963年越前岬沖と同様		渡辺1974
福井岐阜県境 1972. 8. 31 1707, MJ=6. 0 H=10	本震の低周波分 (Softness) 大。 余震では大から負 の大、さらに標準値 (0) へ。		渡辺1974
京都府中部 1968. 8. 18. 1612 MJ=5. 6 H=0	1963年越前岬沖と同様	阿武山(50)	渡辺1974

3 地域の特性

震源諸元	現象内容と解釈	解釈に関連した文献
関東地方	群発地震においてM5.5が起こった後、相似地震の割合が減少	Tsujiura1979
和歌山地域	相似地震の $f_c$ はM0~3ではMに無関係に一定。M>3では、系統的に低周波領域に移行。上述の $f_c$ は6~12Hz。	辻浦他1986
Adak Island 1976	空白域~活発~本震	Ishida et al.1980
Nevada中央地域	大地震と時間的に関係しない相似地震	Stauder et al.1967
San Andreas断層	大地震と時間的に関係しない相似地震	Geller et al.1980 Spieth et al.1981
the SE portion of the Anza gap on the San Jacinto fault in California	小地震の波形に関し 1933~現在まで殆ど同じ	Pechmann et al.1982

表 14-3 最近 10 年間に日本国内で発生した被害地震のうち地震波形・周波数特性の時間変化が前兆として報告されていないもの

震源	報告されている前兆現象	震源	報告されている前兆現象
⑨日向灘 1984. 8. 7. 0406 M=7. 1, H=33	(静穏化他)	③島根県中部 1978. 6. 4. 0503 M=6. 1, H=0	(前震)
⑤伊豆半島東方沖 1980. 6. 29. 1620 M=6. 7, H=10	(前震)	⑥山梨県東部 1983. 8. 8. 1247 M=6. 0, H=22	(前震他)
⑩千葉県東方沖 1987. 12. 17. 11. 8 M=6. 7, H=58			

この表に示していない地震は表 14-1、表 14-2 に既出。

### [ I-2 ] 前兆ファイルの各欄への記入に当たっての考え方

観測場所 (SITE) については、利用した地震観測点の震源からの距離の内、最大のものまでの距離を記入した。

震央距離 (DELTA) については、報告に明記されていない場合、本震の震央から「前震」活動域の最大の距離を取った。

先行時間 (PT) については 1 年を 365 日、1 カ月を 30 日として計算した。なお、同じ地震に対し、2 種類の現象が報告されている場合は時間的に早い時点で発生した方を記入した。

継続時間 (DUR) についても先行時間と同様である。

変化量 (VAL) については、原論文が述べていない場合は「前震」の量と原論文が比較しているもののそれとの差または比を取った。また、原論文中の図から読み取ることも困難な場合空欄とした。

地震番号 (EQNO) については、原論文で群発地震としているものについては当該現象から見て本震に該当するものを取り上げた。また、まだ本震が起こっていないものについては、原論文で引き合いに出している当該地域で発生した、過去の大地震を取り上げた。

文献番号 (LNO) については、当該現象を扱っている論文と、それを前兆現象かどうか解釈している論文の両方がある場合は後者を挙げた。

### [ I-3 ] 地震波形・周波数特性の時間変化の指標

視覚だけによるパターン比較以外には次のようなものがあった。

ア. 波形

(ア) 最大相関係数 (Peak Cross Correlation, PCC と略記)

(イ) P 波の卓越周波数

イ. 周波数特性

(変位波形の  $f_c$  または速度波形の卓越周波数の大小によるもの)

(ア) P 波のパルス幅  $\tau$  と  $M$  との関係 ( $\tau^{-3}10^{0.5M} \propto \Delta\sigma$ )

(イ) 変位スペクトルの  $f_c$  と  $M_0$  または  $M$  との関係 (例えば,  $f_c^3 M_0$  または  $f_c^3 10^{0.5M} (\propto \Delta\sigma)$ )

(ウ)  $M$  をほぼ一定とした時の  $P$  の卓越周波数または  $f_c$

(エ) S 波 (NS, EW) のスペクトルのピーク周波数

(オ) 最大振幅の周期と変位振幅から求めた  $M$  とによって求めたソフトネス  $S$  (詳細後述)

(スペクトルの分布によるもの)

(カ) 基準の帯域のスペクトルとの比

スペクトルの計算は次の方法のどれかを使う (例えば, (2-4 Hz)/(1-2 Hz), (4-8 Hz)/(1-2 Hz), (8-16 Hz)/(1-2 Hz) について):

① スペクトル振幅

離れた 2 つの帯域についての  $P$  または  $S$  の振幅比の時空間平均値 (例えば, 0.9 Hz~8 Hz が平坦な特性を持つ地震計の記録と 3.5~10 Hz のものについて SV (水平の動径成分または上下成分) の最大振幅の比 (Ishida *et al.*, 1984)。

② 帯域フィルター (1 オクターブ (Pechmann *et al.*, 1982) または 1/3 オクターブ (辻浦, 1978)) を通した後の信号 (波形)  $S_f(t)$  の  $f_0$  (ここでの定義  $f_0 \equiv (f_1 + f_2)/2$ ,  $f_2 - f_1$ : 帯域フィルターの範囲) におけるスペクトルの大きさ  $|S(f_0)|$  (Pechmann *et al.*, 1982; Tsujiura, 1983)。  $S(f_0)$  の計算には次のどれかを使う:

(i)  $S_f(t)$  の包絡線の最大振幅  $(S_f)_{\max}$  (この方法では波形が 1 サイクルより多く含まれると小さく見積ることになる)

$$(S_f)_{\max} \approx 2|S(f_0)|(f_2 - f_1)$$

$$\therefore |S(f_0)| = (S_f)_{\max} / \{2(f_2 - f_1)\}$$

(ii)  $S_f(t)$  の 2 乗平均の平方根

$$|S(f_0)| \approx \{\Delta T \sum_{n=1}^N |S_f(n\Delta T)|^2\}^{1/2} / \{2(f_2 - f_1)\}^{1/2}$$

Parseval の関係を利用。

ここで  $\Delta T$ : サンプル間隔,  $N$ : データ数。

(キ) 振動継続時間 ( $F-P$ ) による  $M(=M_{F-P})$  と最大振幅による  $M(=M_A)$  との差

#### [I-4] 「前震」における地震波形・周波数特性の内容

上述の指標を使って、次のような現象が前兆現象として報告されている。なお、報告に明記されていないものについても内容を吟味し適宜分類した。

##### ア. 波形

(ア) 最大相関が増大(1971年 San Fernando, 1979年 Imperial Valley, 1981年 Virgin Islands, 1981年静岡県西部 (6 Hz まで), 1981年ペテガリ岳, 1981年支笏湖北方 (20 Hz まで), 1982年浦河沖 (2~5 Hz まで), 1984年長野県西部 (3 Hz 程度まで), 等)

(イ) クラスターの集約化 (P波の卓越周波数が多群から2群のみになる (1983年日本海中部))

これらは、言い替えると相似地震群が前兆現象として発生したということである。

##### イ. 周波数特性

(ア)  $\Delta\sigma$  減少 (1976年山梨県東部, 1976年伊豆半島河津, 1978年伊豆大島近海), 増大 (1975年 Kalapana (Hawaii), 1979年襟裳岬沖)。

(イ)  $M_0 \propto f_c^{-3}$  (それ以前は  $f_c$  一定) (1978年宮城県沖)。

なお、震源スペクトルに関する  $\omega$  square model では  $M_0 \propto f_c^{-3}$  となるものの、M3程度以下 ( $M_0 < 10^{21} \text{ dyn}\cdot\text{cm}$ ) の微小地震では  $f_c$  一定ないし  $M_0 \propto f_c^{-4}$  (Iio, 1986; 辻浦他, 1986) となり、 $f_c$  の上限は 15~20 Hz。

(ウ) Pの卓越周波数が高い (1979年襟裳岬沖)。それが低い (1982年茨城県沖)。ピーク周波数が高くなる (1952年 Kern County), または低いものなし (1971年 San Fernando)。

(エ) 時空間的平均の高周波成分の増加 (1975年 Oroville, 1981年静岡県西部), 徐々に増加 (1979年 Imperial Valley), 減少 (1966年 Parkfield), 徐々に減少 (1966年千島列島南部, 1967年千島列島南部)。

(オ)  $M_{F-P}$  と  $M_A$  との差が大 (1983年京都付近)。

(カ) スペクトルが地震毎に変化が大きい (1973年 Near Limekiln Road)。

これらは、言い替えると  $\Delta\sigma$  が局地的に周辺に比較して、前兆現象として、変化したということである。

#### [II] データの信頼性について

ここでは各報告の評価やその内容を利用する上でのノイズ除去についての評価・問題点とその改善策を述べる。

## [II-1] ノイズとの区別

波形・スペクトルの変化は、source の変化（「M, メカニズム,  $\Delta\sigma$ , または破壊過程」の変化, 並びに震源の位置の違いによる path の経路の変化（構造の影響, 観測点への入射の方位角・入射角の違いの影響）, path の媒質の変化（地震伝播経路上の「散乱強度及び非弾性」の変化）, 並びに site の変化（観測点の下の「散乱強度及び非弾性」の変化, または雑微動の振幅・スペクトルの変化）の組合せである。

今回調べた報告の中では前震の検知の手段として source の変化を扱ったものだけである。従って, path の媒質の変化, site の変化はノイズとなる。また, source の変化のうち  $\Delta\sigma$  の変化に置き換えて観測データを解釈したものは, M, 発震機構, 震源の位置, または破壊過程の変化がノイズとなり, 相互に極近傍に発生するようになるということを対象としたものは, M, 発震機構,  $\Delta\sigma$ , または破壊過程の変化がノイズとなる。なお,  $\Delta\sigma$  の変化は, path の媒質の変化及び site の変化がない場合, 全ての相と全ての観測点について同様のスペクトル変化を及ぼすことが期待され, 方位依存性のある他の変化を除去する手がかりを与える。

ア. path の媒質の変化の除去は使用する観測点を source の近傍 ( $\Delta=10\sim 150$  km) から選ぶことで, 影響の軽減を図るよう一部の報告 ( $\Delta=500$  km 等) を除いて対処している。しかし, 影響は完全には除去できないので経路上の平均的  $Q$  で補正しているもの (Tsujiura, 1977, 1983; Bakun *et al.*, 1979) が多く, さらに  $Q-\Delta$  の影響の基準を設けているもの (Bakun *et al.*, 1979) もあるが, この影響を定量的に十分には評価できないでいる。また, 相毎 (例えば, P と S) にこの影響が異なり, 特に表面で反射してくる pP や sP に関してこの違いが顕著であろうと考え比較しているものもある (Pechmann *et al.*, 1982)。

イ. site の変化の除去は観測 site を一定とすることで対処している。また, 震源スペクトルを評価するため, 波形のコーダ部分のうち, 基準観測点の「発震時からの時間」に等しい部分のスペクトル振幅について, 基準観測点のそれと比較しているものもある (Tsujiura, 1983)。しかし, 雑微動の時間変化の影響を定量的に評価または考慮しているもの (Ishida *et al.*, 1980; 一部について Tsujiura, 1983) は少ない (P より前 6 秒のノイズのスペクトルを減じた (Pechmann *et al.*, 1982))。

ウ. M の変化はほぼ等しい大きさの M の地震を選ぶことで対処している (鈴木(1981), M 2.6~3.8; 島田他(1985), M 1.6~2.5; Ishida *et al.* (1984), M 0.8~2.4) が, M のバラツキによる影響を評価していないものもある。なお, M が 3 程度より小さくなると  $f_c$  がほぼ一定 (和歌山地域 6~12 Hz, 辻浦他(1986)) となるという報告 (Iio, 1986; 相似地震について, 辻浦他(1986)) がある。従って, 前震の M の絶対値の大小もその変化の物理的考察の上で重要である。

また, 相似波形に注目する場合, 対象とする地震の大きさに応じて Family が見えたり見えなかったりする。従って, 解析対象とする地震の最小値をなんらかの客観的な方法で設定することが

必要であるが、合理的な基準を設定した報告はない。

エ. 発震機構（または破壊過程）の変化は、発震機構の決められないものについては、

- (ア) 初動の星取り表を作って可能な限り評価しているもの (Ishida *et al.*, 1980, 1978),
- (イ) クラスターの混合による発震機構を求めているもの (Pechmann *et al.*, 1982),
- (ウ) 発震機構の変化の影響を受けないように1観測点での2種類のスペクトルの比を取ったもの (Ishida *et al.*, 1984),

(エ) 1観測点について初動が変化していないことを確認しているもの (本谷, 1984) がある。しかし、せっかく初動の星取り表を作り、かつ時間的な変化を認めているのに、スペクトル特性の変化の解析において言及していないもの、P/SVの振幅比の時間的な変化をおさえているものの震源位置を個々におさえていないもの、また全く評価していないものもある。

なお、M<sub>0</sub>~4程度の小さな地震を対象としているため、個々の破壊過程まで検討するものはなかった。

オ. 震源位置の変化は、大部分のもので評価している (例えば, Hasegawa *et al.*, 1985)。また相似波形に注目する場合震源と観測点間の距離によって経路の広域的構造の特徴が震源の近接の程度よりも支配的になり、相似波形群が現れる場合も考えられる。なお、次のような報告がある：

「引き続き地震の震源が密集するというのは希な現象であり、必ずしも大地震の直前に発生するとは限らないものの、対象とした断層の応力の状況を監視する上では有用な道具となると考えられる」(Pechmann *et al.*, 1982)。例えば San Fernando 地震 (1971) の領域については、この地震の直前を含めて5年に2度程度この現象があった。但し、MLで1.9以上程度の地震について (Pechmann *et al.*, 1982; Ishida *et al.*, 1978)。

カ. 使用する地震波形の範囲を吟味しているものは少なかった。使用されていた範囲が明記してあったもの、または暗に示してあったものは次の通り (ここでは前震についての報告だけでなく、群発・余震・本震についてのものも含めた)：

(ア) スペクトル変化の評価について

- ① 113 km と 20 km の2観測点について「最大振幅」と「コーダ波がノイズレベルに達するまでの時間」(渡辺, 1984)
- ② 125 km の1観測点についてUDの変位波形の2.5秒分 (Bakun *et al.*, 1979)
- ③ 150 km の1観測点についてPの卓越周期 (Hasegawa *et al.*, 1985)
- ④ 160 km と 88 km の2観測点についてUDの波形のP, pP 2.0秒分ずつとS 2.5秒分及びPから30秒分 (Pechmann *et al.*, 1982)
- ⑤ 1100 km の1観測点についてUDの波形のP 2秒分 (鈴木, 1981)
- ⑥ 1120 km の1観測点についてNS, EWの変位波形のS波の3秒分 (15秒分も比較)

(Ishida *et al.*, 1980)

⑦  $\Delta$ 140 km の 1 観測点について帯域フィルターを施した EW の波形の SH の最大振幅 (辻浦, 1978)

⑧  $\Delta$ 150 km と 190 km の 2 つの観測点について UD の変位波形の P, S 10 秒分ずつ並びに  $\Delta$ 185 km の 1 観測点について P と SH (Bakun *et al.*, 1979)。

(イ) 波形の変化の評価について

① P 波から 1 秒分, 速度波形 ( $\Delta$ 0.5~1.0 km, 西村(1985))

② P 波から 2~3 秒分, 3 成分 ( $\Delta$ ~2.3 km, Takeo (1983))

③ P 波から 30 秒分, UD ( $\Delta$ <7 km, Pechmann *et al.* (1982))

④ P 波から 0.4 秒分, UD ( $\Delta$ 9.5~43.3 km, 西上他 (1982))

⑤ P 波から 9-11 秒分, UD ( $\Delta$ <15 km, Pechmann *et al.* (1982))

⑥ P 波から 5 秒分, UD ( $\Delta$ <17 km, Motoya *et al.* (1985), 明記はされていない)

⑦ P 波から 11 秒分, UD ( $\Delta$ 25 km, Bakun *et al.* (1979))

⑧ P 波から 0.27 秒分, UD ( $\Delta$ 25 km, 本谷 (1984))

⑨ P 波から 2 秒分, UD ( $\Delta$ ~40 km, 本谷他 (1987))

⑩ P 波から 15 秒分 ( $\Delta$ 45 km, Mori (1989))

⑪ P 波から 2 秒分と 20 秒分 ( $\Delta$ 50 km, Hasegawa *et al.* (1985))

⑫ P 波から 29 秒分, UD と, S 波から 12 秒分, EW ( $\Delta$ 140 km, Tsujiura (1983))

## [II-2] 問題点

### ア. 一般的問題点

(ア) 変化の比較基準。

「前震」以前または以後で平生の地震活動として解釈して何らかでも比較しえたものは

1952 年 Kern County (M 7.7; 19 年前から) (Ishida *et al.*, 1980)

1975 年 Kalapana (Hawaii) (M 7.2; 7 年前から) (Wilson *et al.*, 1981)

1982 年茨城県沖 (M 7.0; 7 年前から), 1983 年日本海中部 (M 7.7; 9 か月前から) (Hasegawa *et al.*, 1985)

1966 年 Parkfield (M 6.5; 5 年後まで) (Bakun *et al.*, 1979)

1966 年千島列島南部 (M~6.8; 1 年前から), 1967 年千島列島南部 (M~6.8; 2 年前から) (Fedotov *et al.*, 1972)

1982 年浦河沖 (M 7.1; 5 か月前から) (本谷他, 1987)

だけであった。他は、観測期間が短いという制約から、余震を、暗に、平時の特性を備えたもの

として扱っている。平時の活動がどんなものであるかが分からない場合、報告されたものを予知へ活用できるかは評価できない。

(イ) 観測システムの能力

不十分な能力（ダイナミックレンジ、周波数帯域が狭い）のシステムのデータを無理して解析し、信頼性が低い結果を出していると評価されている報告がある。

(ウ) 紙記録のデジタル化

日本の、プレート内の、M6以上の地震を扱ったものが3つしかなかった（表14-1）。一般に地震の規模が大きくなると、変化の出るのが数年のオーダーにわたると考えられることから変化を見るには、10年のオーダーの観測・解析が必要となり、また、前震かどうかを波形とスペクトルで判断するには、数値的に過去の記録と比較するのが現状では最も客観的である。しかし過去の記録が紙記録などの場合、デジタル化が必要となるが、分解能や手間の点で質量ともに満足いくデジタル化の方法が現状では無い。

(エ) 群発地震との区別または本震のMの推定

群発地震、即ち際立って大きい地震がないような活動との区別を行う場合、社会的には、発生している地震が「前震」か群発かを解釈するよりも、その活動の最大の地震を本震と解釈してそのMを推定することが必要である。しかし、波形・周波数特性の時間的変化から本震となる地震のMの推定を行う試みは行われていない。

(オ) 「ノイズ」の除去

「pathの媒質の変化」を除去するには $\Delta$ を小さくすることが不可欠であるが、これが難しい場合、対象とする領域（将来の本震の震源域）と観測点の間及びコーダ波を生成する周辺媒質の特性の時間変化をおさえる必要がある。また、都市部での観測の場合、交通等の雑微動の評価が不可欠となる。

(カ) 前震について、時間変化の調査の対象とする地震の、Mの最小値の設定基準がない。

(キ) 使用する地震波形の範囲の設定基準がない。

イ. スペクトルの評価における問題点

発生する地震群のMのばらつきが大きい場合、そのMの大小に応じて、得られたスペクトルを補正することが必要となる。これを行うには、M4程度（震源域の代表的長さ $\sim$ 1.6 km）以上になると震源のモデル化が必要となると考えられる。このため、この程度の大きさ以上のものでは、スペクトルの評価は震源モデルに依存することになり、各前震の震源過程が解明されない場合定量的に精度の高い評価を行うことは難しくなる。

〔II-3〕 改善策

より具体的内容の提言は「〔VI〕本項目の利用形態」の所で述べる。

ア. 一般的問題点について

(ア) 変化の比較基準として、「平生の活動」を探ることができるように業務観測はもちろんのこと研究観測についても、対象とする地震や地域に応じた必要な観測継続時間を推定し、これを確保する。

(イ) 対象とする地域の地震活動の特性に応じて観測システムの帯域・ダイナミックレンジを解明し、これを確保する。

(ウ) 過去のアナログ記録について適切なデジタル化の方法を開発し、データの質の改善に努める。

(エ) 「前震」が発生してからの継続時間と対象地域の地球物理学的・地質学的特性から本震のMを推定する」というような地球物理学的研究を推進する。

(オ) 観測点を、狙った（これから起こる）本震の震源の近くへ持っていくのは勿論であるが、周辺媒質の特性の時間変化をおさえる方法も開発する。また都市部の場合は、背景ノイズの除去を行う方法も開発する。

イ. スペクトルの評価における問題点について

各前震の震源過程を逐次理解していくような解析手順を確立する研究を推進する。

なお、Pathの媒質の時間変化やSiteの特性の時間変化について、コーダ波、常時微動、及び反射波・変換波などの波形・周波数特性の変化を使って捉える研究を進めることも必要である。

〔Ⅲ〕 前兆として見出すことの可能性

上述の改善策を採りうれば可能だろう。

〔Ⅳ〕 前兆として当該現象が現れるメカニズム

〔Ⅳ-1〕 考えられていること

ア. 相似地震群（震源が相互に密着した地震群）の起こる理由

(ア) Pechmann *et al.* (1982) は2つの考え方を提示している。ひとつは、本震の震源断層に沿った滑りを代表していると考えられるものであり、もうひとつは、接続している断層のクリープ的な動きで断層間をつなぐ横断的な構造が、活性化され、限られた空間にほぼ等しい発震機構の地震が発生すると考えるものである。

(イ) Tsujiura (1983) は群発（最大地震を本震と考えれば、それ以前の地震を前震と考え得る）の場合についてひとつの Earthquake Family に所属する地震群は、同じ断層面で繰り返し滑ること（言い換えれば各地震が不十分な破壊しか起こさないこと）により起こると解釈している。

なお、相似地震群は固着滑り (stick-slip) であると考えているものもある（有珠火山について、Takeo (1983)）。また、固着滑りは、室内実験によれば、温度の低い状態で起こり、温度が上昇

するに従って安定な滑りとなるとのことである (Brace, 1977; 大久保 (1989) が引用)。

(ウ) 群発での波形が相似になり、前震で非相似になるのは、群発は、テクトニックな応力が局地的に集中しているのに対し、前震は、より広い範囲、例えば本震の震源域を含む範囲まで広い領域について集中しているからである (Tsujiura, 1983)。

イ. 前兆現象としての「周波数特性の時間変化」について

(ア) Effective Stress  $\sigma_{eff}(\Delta\sigma + \sigma_{frs} + \sigma_2 \approx \Delta\sigma$ , ここで,  $\sigma_{frs}$ : 静的摩擦応力と初期応力との差,  $\sigma_2$ : 最終応力) に当たる応力の時空間的移動 (渡辺, 1974) ( $\Delta\sigma$  の時間的変化)

(イ) 空間的に平均的  $\Delta\sigma (= \Delta\sigma_{global})$  の大小が決っており、本震が発生する付近とその周囲との、平均的  $\Delta\sigma$  の違いが、前震と余震と比較している場合の時間変化を引き起こしている (Tsujiura, 1977)。

(ウ) 岩石破壊の実験結果 (Kusunose *et al.*, 1980) を参照すると、応力レベルが高まることにより高周波が多くなる (Ishida *et al.*, 1984) ( $\Delta\sigma$  増大)。(注) 吉川他 (1988) は、応力レベルが高いと体積歪のステップ現象の発生が多いことを報告している。

なお、次のような考え方もある：

- ① 余震に比べ「前震」では、周波数成分のゆらぎが大きくなっている、という報告では、震源 (破壊) 過程の違いによっているとしている。すなわち余震が双方向破壊 (bilateral rupture propagation) であるのに対し、前震は一方向破壊 (unidirectional rupture expansion) の傾向が強いという観測事実と対応づけしている (Bakun *et al.*, 1979) (これは、破壊過程の変化というノイズを観測していることになる)。
- ② 前震の波形が相似になる場合と非相似になる場合とあるのは、前震活動の時間的発生様式が違う (すなわち、相似となった例の場合は本震の2年前に発生し、非相似の場合は本震の10日前から発生した) ことからわかるように、前震活動の型がそもそも異なるとしている (Tsujiura, 1983)。

ウ. 小さい地震の  $f_0$  の地震モーメント  $M_0$  依存性が変化する理由

この現象の理由については3つの可能性が考えられている：

- ① 観測点下の媒質の影響 (site-controlled effects),
- ② 小地震では破壊伝播速度が終端速度に達しない,
- ③ 破壊が伝播するのに必要な臨界長のクラックより小さい (木下, 1988)。

エ. 総合的なモデルについて

(ア) Asperity model (Ishida *et al.*, 1978; 金森, 1980) による説明 (Ishida *et al.*, 1984; Hasegawa *et al.*, 1985)。地域により Asperity の大きさ, 強さ, 分布が異なる。

- ① 弱い部分の subfaults は先に壊れ、応力は asperity 内に集中する。前震活動 (asperity 内で subfaults がひとつひとつ壊れる現象) は本震 (最強の subfault が壊れるとき発生) の

震央近辺に集中（クラスターの集約化）し、それらに伴う応力降下量は、バックグラウンドの地震についてのものより平均的に大きい（ $\Delta\sigma$  増大）。さらに、本震発生に伴う急激な応力変化は伝播し、周辺の弱い領域に破壊を引き起こす（余震）。従って余震は前震に比べ低周波エネルギーが大きい（Ishida *et al.*, 1984）。

② asperity 上に地震はまとまって発生。よって地震の位置は近接し、発震機構も揃い、波形も似てくる（Pechmann *et al.*, 1982）（最大相関増大）。なお、M 2~3 では破壊時間そのものが 0.2~0.3 秒程度なので、波形は、震源過程の詳細よりも radiation pattern で決まってくる（Pechmann *et al.*, 1982）。なお、余震活動について次のように説明されている。

1つのクラスターのメンバーが多いということは、1地震1アスペリティの考えから見るとその領域のアスペリティが相対的に弱いことを意味し、余震もより多く発生することになる（Pechmann *et al.*, 1982）。また、Asperity の物理的性質について次のように考えられている。

摩擦力がすべり速度に依存する（例えば Ohnaka *et al.*, 1987）場合、巨大地震のアスペリティは「準静的な力に強いが衝撃に弱い」部分であり、その回り（破壊伝播を律速する領域）はこの逆（菊地, 1988）。さらに、波形が似ている周波数に応じて相互の接近の程度が推定できるとも考えられている（ex.  $\beta=3.4$  km/s の所で 4 Hz まで相似→波長/4=200 m。直径 200 m の範囲内で両者が発生）（Geller *et al.*, 1980）。「1つのクラスターに相当するものとして弱面 F を考え、その面上に更に破壊強度の低い部分 A~D が存在すると考える。F 上に働く剪断応力が増加すれば、まず A~D が順に破壊する（最大相関増大）。そして応力集中により、F 全体が破壊（ $\Delta\sigma$  増大）して最大の地震を発生」する（西上他, 1982）。また、「クラスターの面上には破壊強度の高い部分が点在し、ここが応力集中により破壊開始点となり、破壊領域がクラスターの大半に広がる」と考えている（西上, 1986）。なお、地震群の型（宇津, 1970）や b 値（または m 値）との対応も含めて説明しているものもあり（Ishida *et al.*, 1984）、1-B 2 型（本震-余震型）になっている前震群は相似になると考えているものもある（Motoya *et al.*, 1985）。さらに「P から 0.5 秒まで似ているが P~S（4 秒）間全てまで見ると、地震毎に微妙に違っているというものが余震活動にはある」ことから、「P のコーダ部分が本震領域の散乱を反映しており、真の本震の後では、散乱が大きくなり、震源の微妙な違いがコーダ部に現れ易くなった」と考えているものもある（本谷, 1984）。

(イ) モデルに対応する Asperity の実体について

基盤（変成堆積岩）とさらにその下の層の間の遷移層（10 km の深さ； mafic intrusive rock）の不規則性に関連しているのではないか（Imperial Valley について Pechmann *et al.*, 1982）。

脆性 (brittle) から延性 (ductile) な変動へ遷移 (深さに応じて) する部分への応力の集中 (Pechmann *et al.*, 1982; 伊藤, 1989)

#### [IV-2] 考えうること

周波数特性の時間変化は「震源過程の統計的性質」の時間変化を把握し、また、波形の時間変化は「震源過程における破壊の時間経過やその順番の時間変化」を把握するという特色をそれぞれ持っている(菊地, 1988)。しかし、個々の地震の性格を調べるのではなく、複数の地震から、統計力学的に地震発生域の場の状態を調べる場合においては、周波数特性の平均の時間変化は、場の主応力の大きさの時間変化、及び破壊される部分の強度の時間変化を意味すると考えられる。また、波形の時間変化は、場の主応力の方向の時間変化及び震源位置の時間変化を意味すると考えられる。

「群発と『本震がある活動』とは、Mの予測という観点では、本質的な差はない」という前提で以下の議論を進める。そこで、ここでは、概説の [I-1] のうち「群発地震との区別」を除いた部分、概説の [I-4] 及び前節の「[VI-1] 考えられていること」に含まれている観測事実を全て満足するような総合的モデルを考える。

#### ア 総合的モデルを構成する部分モデル

(ア) 相似地震発生のモデルは、既に提案されている次の2つのもので全て尽きていると考えられ、これら2つの種類が存在すると考える。

- ①加わっている高い応力に順応するまで生ずる固着滑り (同じ面で繰り返し滑る; 震源の半径  $R$  一定; 震源域同じ) (以下固着滑り型と呼ぶことにする),
- ②同じ面上に密集して破壊が発生する ( $R$  がほぼ等しく, 震源域が異なる) (以下クラスター型と呼ぶことにする)。

また、上述の発生面についてのモデルも、既に Pechmann *et al.* (1982) が述べている次の2つで尽きていると考えられ、これら2つの種類が存在すると考える。

- ①将来発生する震源断層上,
- ②断層間をつなぐ横断的な構造。

これらは震源の階層構造 (Fukao *et al.*, 1985) を前提とする場合、同じことをいっているとも言える。

結局、相似地震群の特徴は上のモデルで次のように説明できる。相似地震群は固着滑り型 (定常群;  $f_c$  は  $M_{max}$  に依存し、一定) とクラスター型 (突発群;  $\Delta\sigma$  は  $M_0$  の増大とともに増大; 活動の終盤に最大地震) の2種類あり、また、破壊過程全体から見て、対象としている時間の長さはごく一部であることから、標準的な破壊の特徴 (グーテンベルグ・リヒターの関係) からの揺らぎが大きい (M別頻度分布はピークや平坦部を持つ)。

(イ)  $\Delta\sigma$  の局地的変化のうち、 $\Delta\sigma$  の増大については既に述べられている応力レベルの高まりに伴う応力集中ということで十分説明される。 $\Delta\sigma$  の減少については次の総合的解釈の中で述べる。

イ 波形・周波数特性の前兆としての時間変化の総合的解釈

震源過程のモデルを援用する (Mori, 1988, 1989)。

まず、次の仮定を置く：

- ①破壊伝播速度  $V_r$  と破壊速度  $v$  は一定
- ②震源域の平均的ストレスドロップ  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  は、本震については地域毎一定
- ③ $\Delta\sigma_{\text{local}}$  (各 Patch の  $\Delta\sigma$ ) は一定 (Patch については図 14-6 の説明参照)。

そして、Specific Barrier Model (Papageorgiou *et al.*, 1983a, b) で提示された構造を持ち、かつ Patch から構成されるような媒質モデルを、仮定する (図 14-6)。さらに、最小の Patch Size (図 14-6 の  $r_0$  を一辺の長さとする正方形) があると考える。各地域の媒質の特徴を決めるものとして、対象とする地震活動 (対象とするの範囲で決める) の最大の M の地震 (本震) における断層の面積 (おおよそ  $W^2/2$ , ここで  $W$  は断層の代表的長さ) と Patch の面積 ( $(2\rho_0)^2$ , ここで  $2\rho_0$  は Barrier Interval, 即ち Patch の直径) との比をとってくる。これらの比の大小、言い替えれば、クラックの数 (すなわち Patch の数)  $n$  の大小は各種存在すると予想されるが、説明上の都合から、ここでは、2 グループ ( $n$  小 (G1) と  $n$  大 (G2)) があるというモデルを仮定する (図 14-6)。

各グループに属する地震について時間を追って現れる現象を統計的側面から見ると次のようになる (図 14-7)：

前震発生段階 (対象域内のある領域 [将来の本震域] で臨界のレベルを差応力が越えた状態) に達すると、将来の本震域 (観測対象としている地域のうち、応力が集中している領域 [図 14-7 の左の A]) の Asperity (Patch 内の部分) が壊れることで、「前震」は発生する。なお、ここでは、対象として、統計力学で言う T-p 分布の考えが援用できる時空間範囲をとってくるものとする。

$n$  小の地域 (G1) の場合は、前震発生段階では地震が密集して発生する確率が高いので相似地震群 (特にクラスター型) が発生する頻度が高まる。また、 $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が大きい地震の数が増大する。

一方、 $n$  大の地域 (G2) の場合は、Barrier ブロック (図 14-7 の斜線部) の分布の関係で地震が密集して発生する確率は前震段階以前と殆ど変わらない。よって、G2 領域では前震の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が変わらないという観測値が期待され、 $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が減少ということは期待しにくい。しかし、周辺とのコントラストで  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が減少するように見えることもありうるだろう。

このモデルの基礎となる  $n$  の値は加速度パワースペクトル密度 (Papageorgiou *et al.*, 1983a, b; Aki *et al.*, 1988) 及び震源過程の解析結果から推定される (図 14-8, 表 14-4)。図 14-8 では

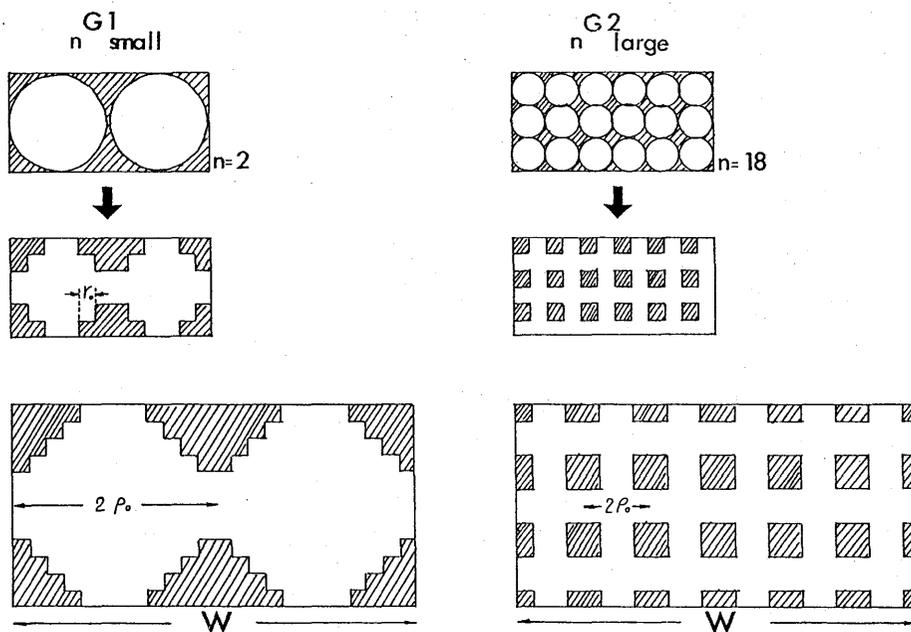


図14-6 媒質モデル ( $n$  小の G1 と  $n$  大の G2 の 2 グループからなる) このモデルでは次の仮定をおく :

①媒質は、強い部分 (斜線部分) と弱い部分 (Patch) とからなる。

即ち、 $\Delta\sigma_{local}$  は弱い部分だけに注目した場合、地震によらず一定である。

②弱い部分 (Patch) の数  $n$  は地域毎に決まっている。

即ち、地震発生準備領域が広がれば、Patch サイズも大きくなり、地震発生時において、震源領域全体の平均ストレスドロップ  $\Delta\sigma_{global}$  が地域毎に変化しないで一定である。

$$\Delta\sigma_{global} = k * (U/W), \quad \therefore W = k * (U/\Delta\sigma_{global})$$

ここで、 $k$  は比例定数、 $U$  は平均滑り量、 $W$  は震源域の代表的長さ。

$$\Delta\sigma_{local} = k' * (U/(2\rho_0)) \quad \therefore 2\rho_0 = k' * (U/\Delta\sigma_{local})$$

ここで、 $k'$  は比例定数、 $U$  は平均滑り量、 $2\rho_0$  は Patch の直径 (Barrier Interval)。

$$\therefore n^{-1} = k'' * (2\rho_0)^2 / (W^2/2) = c * (\Delta\sigma_{global}/\Delta\sigma_{local})^2 = c' * (\Delta\sigma_{global})^2$$

ここで、 $k''$ ,  $c$ ,  $c'$  は比例定数

③最小地震の大きさが存在する。最小の正方形 (一辺の長さが  $r_0$ ) がそれに当り、この正方形が組み合わさって全体が構成されている。

データがあまりに少ないが G1 と G2 を分ける境界としては、目安にすぎないが、 $n=5$  くらいが適当のようにみえる。

このモデルを利用すると先行時間  $Tp$  と  $M$  の関係のばらつきが  $n$  を導入することで説明できる。すなわち、 $n$  が小さい G1 地域では、バリアーが偏って分布しているので、 $n$  が大きい G2 地域に比べ、応力がより小さい時点で「前震」が発生しやすく、従って  $M$  が等しい地震でも G1 のものは G2 のものに比べ統計的には  $Tp$  が長くなると考えられる。

よって、次のようにおけると仮定する：

$$Tp = a(M)n^{-\gamma}$$

$$\log Tp = \log a(M) - \gamma \log n(\Delta\sigma_{\text{global}}) \quad (1)$$

ここで、 $a(M)$  は  $M$  に依存した比例定数、 $\gamma$  は正の定数。

一方、本震の  $n$  が等しい地域、すなわち本震の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が等しい地域での  $Tp$  は本震の波動エネルギー  $Es$  が大きいほど長くなると経験的に考えられる。よって、次のようにおけると仮定する：

$$Tp = b(\Delta\sigma_{\text{global}})Es^\epsilon$$

$$\log Tp = \log b(\Delta\sigma_{\text{global}}) + \epsilon \log Es(M) \quad (2)$$

ここで、 $b(\Delta\sigma_{\text{global}})$  は  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  に依存した比例定数、 $\epsilon$  は正の定数。

一方、

$$\log Es = c_1' M + c_2' \quad (3)$$

ここで  $c_1'$ 、 $c_2'$  は定数。(例えば、G-R 式では  $\log Es[\text{erg}] = 1.5Ms + 11.8$ )。

また、図 14-6 の説明から、

$$n^{-1} = c' * (\Delta\sigma_{\text{global}})^2$$

$$-\log n = \log c' + 2 * \log(\Delta\sigma_{\text{global}}) \quad (4)$$

(1), (2), (3), (4) から、

$$\begin{aligned} \log a(M) &= \epsilon \log Es(M) + c'' \\ &= \epsilon(c_1' M + c_2') + c'' \end{aligned}$$

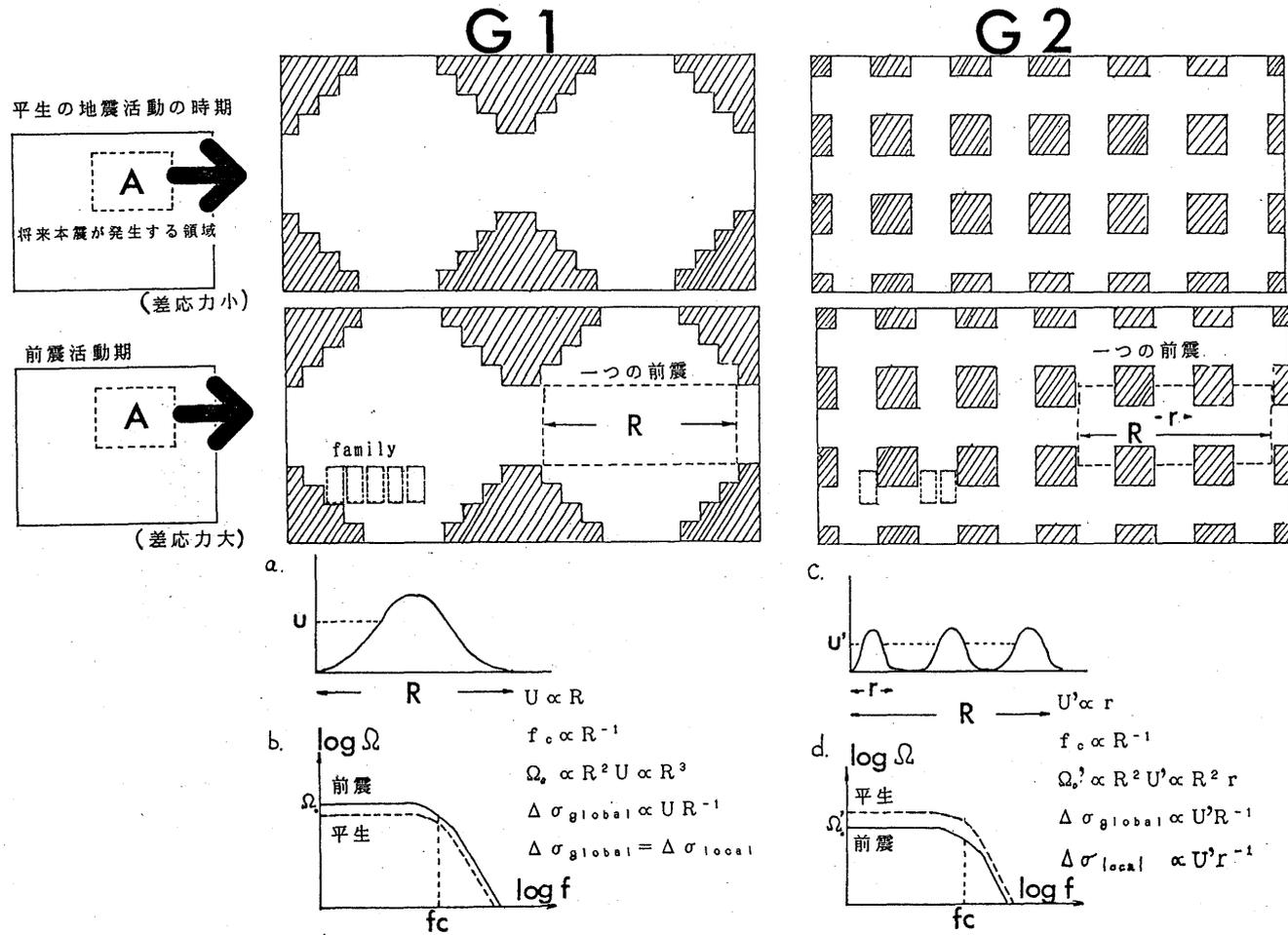


図 14-7 (説明文 123 ページ)

図 14-7 クラックの数  $n$  から期待される前震の特徴の違いの説明図。左側の二つの四角は統計力学で言う T-p 分布の考えが援用できる空間範囲。上が平生の状態の時期, 下が A に応力集中が起こり, 前震が発生し始めた状態の時期。中及び右の二つの大きめの四角は左の四角の領域のうち, これから地震が発生する領域である小さい四角の部分 A を拡大したもの。中の図が G1 グループの場合 (例として  $n=2$  をとった), 右が G2 グループの場合 (例として  $n=18$  をとった)。斜線部分はバリアー (Barrier) の部分で本震発生までは破壊されることがない領域。中下図 (G1) に発生した小粒の地震 (この例では 5 個) は相互の距離が近接しているので family を形成し, この状態の時, 平生に比べ発生領域が A に限られていることから, その発生頻度は相対的に高い。右下図 (G2) では小粒の地震 (この例では 3 個) は相似地震となりうるがその発生確率は, バリアーの空間分布の特性から, G1 に比べ低く, 発生領域に限られたからといって特にその発生頻度が高くなることはない。

下のグラフ a は中下図 (G1) に発生した大粒の前震のうち代表的震源の長さが  $R$  のものについての滑り量の空間分布。グラフ b はその場合の震源関数のスペクトル。

バリアーが偏って存在するため前震の破壊の中間にバリアーがはさまる確率が低いので, 平均的滑り量  $U$  は  $R$  に比例し (平生は  $R$  の割に  $U$  は小さくなる), 当該前震の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が  $\Delta\sigma_{\text{local}}$  に等しくなる (平生には  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  は  $\Delta\sigma_{\text{local}}$  に比べ小さくなる)。地震モーメントに比例する震源関数のスペクトルの平坦部分の大きさ  $\Omega_0$  は平生に比べ,  $R$  (コーナー周波数  $f_c$  に反比例) の割に大きくなる。従って, 地震モーメントの割に高周波成分が多いことになる。

下のグラフ c は右下図 (G2) に発生した大粒の前震のうち代表的震源の長さが  $R$  のものについての滑り量の空間分布。グラフ d はその場合の震源関数のスペクトル。

バリアーが G1 に比べ一様に存在するため前震の破壊の中間にバリアーがはさまる確率が高く, 平均的滑り量  $U'$  は  $R$  より小さい  $r$  に比例し (平生は  $R$  から  $r$  までの色々な大きさの  $R$  に比例するので, 前震の場合に比べ, 平均的にはより大きい  $r$  に比例することにやる), 当該前震の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  は  $\Delta\sigma_{\text{local}}$  より, はるかに小さくなる (平生には  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  は  $\Delta\sigma_{\text{local}}$  に比べ平均的に小さくなる)。地震モーメントに比例する震源関数のスペクトルの平坦部分の大きさは  $\Omega'_0$  は平生に比べ,  $R$  (コーナー周波数  $f_c$  に反比例) の割に小さくなる。従って, 地震モーメントの割に高周波成分が少ないことになる。

また,

$$\begin{aligned} \log b(\Delta\sigma_{\text{global}}) &= -\gamma \log n + c''' \\ &= \gamma(\log c' + 2 * \log(\Delta\sigma_{\text{global}})) + c''' \end{aligned}$$

ここで,  $c''$ ,  $c'''$  は定数。

よって,

$$\log Tp = c_1 M + c_2 - \gamma \log n$$

$$\log Tp = c_3 * \log(\Delta\sigma_{\text{global}}) + c_4 + \varepsilon \log Es$$

ここで、 $c_1, c_2, c_3, c_4$  は定数。

$c_1$  として経験的に求めた力武の式 ( $\log Tp[\text{日}] = 0.6M + 1.01$ ) を参照して 0.6 を使うことにする。すると、

$$\log n = -(1/\gamma)((\log Tp - 0.6M) - c_2)$$

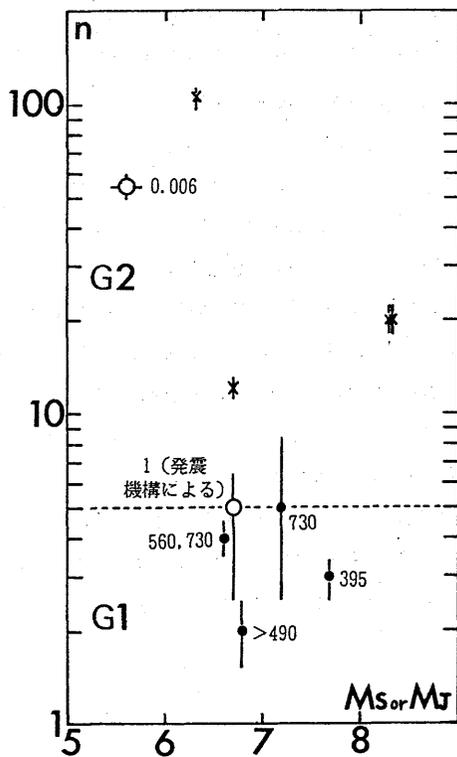


図 14-8 クラック数  $n$  の実際の値

横軸は  $M_s$  ないしは  $M_j$ 。縦軸は  $n$ 。

Aki *et al.* (1988) から計算して求めた物及び公表されている震源過程の解析結果から推定したものの両方を含む。黒い点の地震は G1 に期待される前震の特徴を持つもの、白い点の地震は G2 に期待される特徴をもつもの。×はこの種の前兆の報告がなされていないもの。添え数字は、報告されている本震発生先行時間(日数)。縦棒は  $n$  の推定誤差の目安。横棒があるものは  $M$  が  $M_L$  のもの。但し、1980年伊豆半島東方沖は G2 の特徴を持つ地震が発生した領域に発生したのでここでは G2 に分類した。破線は G1 と G2 を分ける目安。

表 14-4 本震の震源の不均質性の特徴 (年代順)

地震名	Ms or M <sub>J</sub>	L(km)	W(km)	2ρ <sub>0</sub>	n	特徴	ΔUmax(m)	Tp(日)
1857年Fort Tejon	8.3	~300.0	~15-20.0	15.0	20	---	10.0	---
1906年San Francisco	8.3	~300.0	~15-20.0	15.0	20	---	~4.0-6.0	---
1933年Long Beach	6.3	30.0	15.0	*2	105	---	0.30	---
1952年Kern County	7.7	70.0	20.0	*23	3	G1	7.0-9.0	395
1966年Parkfield	(M <sub>L</sub> 5.6)	35.0	15.0	*3	55	G2	0.51	0.006
1968年Borrego Mountain	6.7 (M <sub>L</sub> 6.4) <sup>†</sup>	33.0	11.0	*5	12	---	~0.90	---
1971年San Fernando	6.6	20.0	14.0	*9	4	G1	2.0-3.0	560, 730
1975年Kalapana	7.2	※40	※20	---	※3-8	G1	---	730
1980年伊豆半島東方沖	6.7	※※20	※※ 8	---	※※3-6	---	※※~2.4	1 (発震機構による)
1984年長野県西部	6.8	***12	***6	---	***2	G1	***~2.2	>490

Papageorgiou et al. 1983bから  
 \*Aki et al. 1988の図から読み取った  
 ※Wyss et al. 1981 Fig. 18から読み取った  
 \*\*Takeo 1988 Fig. 12から読み取った  
 ※※Takeo 1988から  
 \*\*\*武尾他1986から  
 \*\*\*\*武尾他1986 第2. 1. 10図から読み取った  
<sup>†</sup>Ebel et al. 1982から  
 nは筆者が計算または解釈  
 Tpは表14-1から

よって、横軸に  $\log Tp - 0.6M$ 、縦軸に  $\log n$  をとると、その傾きから  $-(1/\gamma)$  が求まる (図 14-9 a)。

図 14-9 a から、 $(c_2, \gamma) = (2.59, 8.5) \sim (0.10, 3.3)$  となる。

すなわち、

$$\log Tp = 0.6M - 3.3 \log n + 0.10$$

または、

$$\log Tp = 0.6M - 8.5 \log n + 2.59$$

これらに基づきを図 14-9 b に G1 と G2 を区別する線を引いてみると  $n = 6 \sim 22$  となる。また、力武の式 (力武, 1986) と一致する線は  $n = 2 \sim 3$  となる。

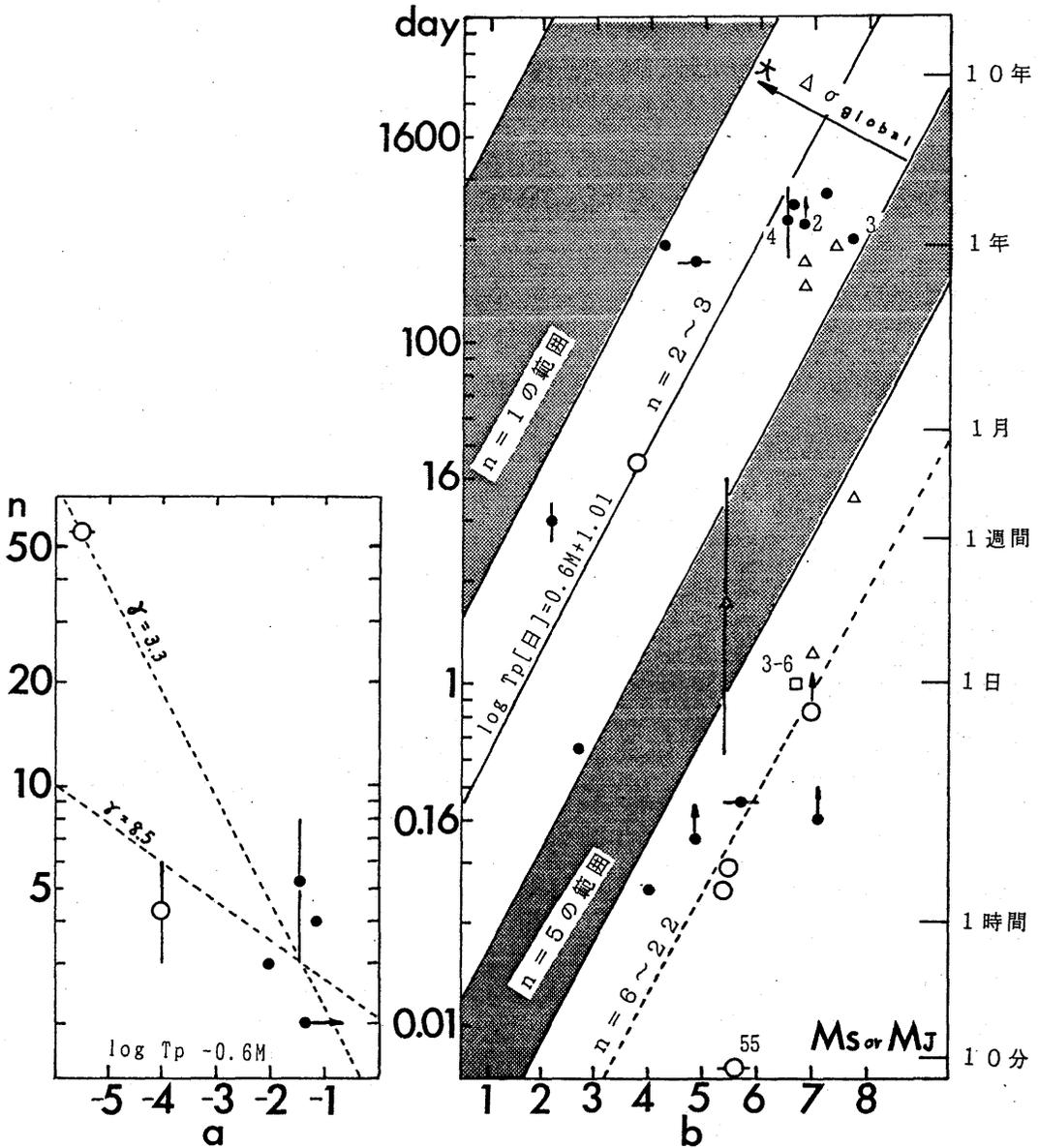


図14-9 a  $\log T_p - 0.6M$  と  $\log n$  との関係

黒丸は G1 の特徴を持つ前震があるもの、白丸は G2 の特徴を持つ前震があるもの。但し、1980 年伊豆半島東方沖は G2 の特徴を持つ地震が発生した領域に発生したのでここでは G2 に分類した。縦棒は  $n$  の推定誤差の目安。横棒があるものは  $M$  が  $M_L$  のもの、または  $T_p$  がさらに大きいことが予想されているので矢印の方向へデータが移動する可能性のあるもの。目の子で最大の傾きと最小の傾きを持つものを破線で示した。それぞれ  $\gamma$  が 3.3 と 8.5 となる。

図14-9 b 本震発生先行時間  $T_p$  と本震の表面波マグニチュード  $M_s$  (ないし  $M_J$ ) との関係

黒丸は G1 の特徴を持つ前震があるもの、白丸は G2 の特徴を持つ前震があるもの。三角はどち

らとも言えないもの。縦棒は  $Tp$  の推定誤差の目安。矢印があるものはそちらへデータが移動する可能性があるもの。横棒があるものは  $M$  が  $M_L$  のもの。添え字は  $n$  の値。同じ  $M_s$  の地震でも  $n^{-1}$  の大小、即ちその地域固有の平均的ストレスドロップ量である本震の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  の大小によって  $Tp$  は変わってくる。地域固有の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  が大きい方が先行時間は  $M_s$  の割に長くなる。 $n=1$  の範囲と  $n=5$  の範囲は網をかぶせた。実線は力武の式 ( $n=2\sim 3$  に対応する)。波線は G1 と G2 と分ける線として引いた ( $n=6\sim 22$  に対応する) が、必ずしもきれいに分離できない。Tp についてはさらに十分な吟味が必要ながわかる。なお、四角は発震機構によるもの。

[V] 実用に供するための現象の客観的表現及び必要な観測性能について

[V-1] 地震波形の時間変化監視のためのもの

ア. 最大相関係数 (peak cross-correlation (pcc と略記)  $C_{xy}(m)$  (周波数別に計算)) (Pechmann *et al.*, 1982)

$$C_{xy}(m) = A^{-1} \left( \{1/(N-|m|)\} \sum x(n)y(n+m) - \langle x(n) \rangle \langle y(n+m) \rangle \right)$$

ここで

$$A \equiv \{ \langle x^2(n) \rangle - \langle x(n) \rangle^2 \}^{1/2} \{ \langle y^2(n+m) \rangle - \langle y(n+m) \rangle^2 \}^{1/2}$$

$$\langle x(n) \rangle \equiv \{1/(N-|m|)\} \sum_n x(n); n=0 \sim N-m-1 \quad \text{for } m \geq 0$$

$$n=|m| \sim N-1 \quad \text{for } m < 0$$

$x, y$ ; time series ;  $N$ : length

区別の目安: ①ファミリー内では 0.9 以上, ファミリー外では 0.5 以下 (西村, 1985)

② 0.6 以上 (Pechmann *et al.*, 1982)

なお, Family 相互の関係を見るのに, 最大相関係数の行列 (Pechmann *et al.*, 1982) を作る  
とわかりよい。また, 帯域フィルター処理をして周波数に応じた相関を見ると近接の程度が推定  
できる。

イ. P の卓越周波数

ウ. 相対エントロピー (伊藤他, 1987; 伊藤, 1988) で相似性を定量表現

2つのデジタル波形  $x(n), y(n)$ , 解析区間  $[0, T]$ , 刻み幅  $\Delta t$ ,  $N = T/\Delta t$ , ( $n=1, N$ ) を非定常  
自己回帰 (非定常 AR) モデル

$$y_i(n) = \sum_{k=1}^{M_i} a_i(k, n) y_i(n-k) + w_i(n) \quad (i=1, 2)$$

にあてはめ,  $a_i, w_i$  の分散  $\sigma_i^2$ , 及び  $M_i (i=1, 2)$  を決める。

モンテカルロ法で次の値を計算する。

$$\text{相対エントロピー} = E \left[ \frac{\Delta t}{2\sigma_1^2} \sum_{n=1}^N \left\{ \sum_{k=1}^{M_1} [a_1(k, n) - a_2(k, n)] y_1(n-k) \right\}^2 \right]$$

(注)  $\xi$  と  $\eta$  の相対エントロピー  $S(\xi|\eta)$

$$S(\xi|\eta) \equiv \int_{C[0, T]} dP^\xi(x) \log \frac{dP^\xi(x)}{dP^\eta(x)}$$

ここで  $\xi, \eta: [0, T]$  上で定義された, path が連続な確率過程

$f^\xi, f^\eta$ : 確率密度

$$P^\xi(A) = \int_A f^\xi(x) dx, \text{ 以下 } \eta \text{ についても同様。}$$

$$P^\xi(A) \equiv P(w; \xi \in A); w: \text{根源事象}$$

## 〔V-2〕 地震波の周波数特性の時間変化監視のためのもの

ア. 各地震について統計処理に耐えうるだけの観測点数がある場合

(ア) P波初動のパルス幅 ( $\tau_h$ ) と M (または観測システム応答特性補正を施した変位パルスの面積  $= \Omega_0$ ) とからストレスドロップを計算。即ち, 大量のデータを平均することでメカニズムの変化は消去すると仮定して, パルス幅から震源の代表的長さ L を推定し (Ohtake, 1986),  $M_j$  から経験式を使って  $M_0$  を求め, L と M から  $\Delta\sigma$  を求める。

(イ) 周波数のカバー帯域の異なる 2 種の地震計システムによる 2 つの M (Tsujiura, 1977) の差を地震発生順に積算 (大竹 (1987) は SDM と呼んでいる) し, その項番に応じた変化の傾きを見る (大竹 (1987) は  $M_V - M_T$  を利用。  $M_V$  (1~10 Hz) は渡辺の式,  $M_T$  (0.3~1 Hz) は坪井の式から (宇津, 1984 参照))。

(ウ) 有感範囲から決めた M と MJ との差 (大竹, 1987 で引用)

(エ) F-P による M と最大振幅による M との差 (渡辺, 1984)

(オ) softness (s と略記) (渡辺, 1974)

「地震そのもののもつ性質のうち, M によるスペクトルの平均的な変化をとり除き, 地震の規模を規格化したうえで得られる周波数領域における特徴を表すもの」。最大振幅の周期  $T_A$  と変位振幅から求めた M との平均的關係 ( $\log T_A = aM - b$ ,  $a=0.35$ ,  $b=1.65$ ) からの隔たりを表す量で, 測定誤差によるばらつきの範囲を  $\pm 5.0$  とおいた量  $S(T_A, M)$ 。式で表すと,

$$S(T_A, M) = 0.5 \times a^{-1} \times \Delta M^{-1} \times (\log T_A - aM + b)$$

但し、 $\Delta < 200$  km 以内の浅い地震を対象とする。(それは、 $\Delta < 200$  km 以内の浅い地震の場合、その記象上の最大振幅は、実体波もしくはその変成波に相当するため、経験的にその最大振幅の周期  $T$  は  $M$  のみに依存し、 $\Delta (< 200$  km)、 $Q$ 、及び発震機構には殆どよらないから。但し、記録に現れる卓越周期は地震計の特性に依存しているので  $T$ - $M$  関係の式は地震計システム毎別々に与えられることになる。上記の式は阿武山のウィヘルト変位計についてのもの。なお、変位または速度に対して平坦な特性を持つ地震計ではこの  $T$  はスペクトル曲線のピークの位置とほぼ一致する)。  $S > 5$  の地震は  $M$  の割に  $T_A$  が大きく、平均的な地震と比べ低周波成分が多いことになり、 $S < -5$  の地震は逆に高周波成分が多いことになる。なお、最大振幅が振り切れ  $T_A$  が読めない場合は次の経験式を使う：

$$S = 24 \times (M_{F-P} - M_j) \pm 7$$

(阿武山のウィヘルト変位計についての  $M_{F-P}$  なので、地震計の特性によって補正が必要。なお、 $\pm 7$  の項は渡辺 1974 にある図から読み取った。)

イ. 観測点数が少ない場合

(ア) スペクトルそのものの利用

path (例えば  $Q$  の影響 (Tsujiura, 1977, 1983)) と site (例えば周波数特性 (Tsujiura, 1977, 1983), 地形, 極浅い部分のインピーダンス) の両方の影響を補正 ( $Q$  については  $\exp(\pi ft/Q)$  または  $\exp(\pi fr/Q/V)$ , ここで  $t$  は走時,  $r$  は経路の長さ,  $V$  は経路の平均的速度; site の周波数特性については Coda 波の比較観測から求めた補正值 (例えば, 辻浦, 1978; Tsujiura, 1983)) した後, 「フーリエ変換」または「バンドパスフィルターを通して得られる記録」(Tsujiura, 1977; Pechmann *et al.*, 1982) によるスペクトル (震源スペクトル)  $\Omega(\omega)$  からコーナー周波数 ( $f_c$ ), 低周波平坦部 ( $\Omega_0$ ) を読み取り, 次のいずれかを計算する。

① ストレスドロップ ( $\Delta\sigma$ ) (Brune モデルでは  $\Delta\sigma \propto \Omega_0 \times f_c^3$ , Brune (1970, 1971))

② 高周波・低周波の卓越度 (伊藤他, 1987)

$$\text{高周波卓越度} = A^{-1} \int_0^{\infty} H(\omega) |\Omega(\omega)|^2 d\omega$$

$$\text{低周波卓越度} = A^{-1} \int_0^{\infty} L(\omega) |\Omega(\omega)|^2 d\omega,$$

ここで

$$A \equiv \int_0^{\infty} |\Omega(\omega)|^2 d\omega$$

$$H(\omega) = 1 / [1 + \exp\{-C(\omega - \omega_0)\}]$$

$$L(\omega) = 1/[1 + \exp(C\omega)],$$

ここで  $C$ ,  $\omega_0$ : 経験的に決める定数

(イ) P波初動から2秒間UDをゼロクロス法による卓越周波数で評価(鈴木, 1981)

[V-3] 地震波の波形・スペクトルの時間変化監視に当たっての環境条件把握のためのもの

ア. 「前震」の発震機構(「11. 発震機構」参照)

イ. 地震波伝達経路の  $Qp$  をパルス幅  $\tau$  から推定

$$\tau = \tau_0 + C t Q p^{-1} \quad (\text{経験則, Gladwin } et al., 1974; \text{Ohtake (1987) が使用})$$

$\tau_0$ : 震源での初期パルス幅

$t$ : 走時

$C$ : 定数

ウ. 断層面の法線と波の射出方向とのなす角( $\theta$ )と地震波伝達経路の  $Qp$  の同時推定(増田, 1987), 初動半サイクルのパルス幅  $\tau_h$  は次のように表現できる。

$$\tau_h = C(t Q p^{-1}, k) + Ch(k) \times Cc(k) \times f_c^{-1},$$

ここで

$Ch(k)$ ,  $Cc(k)$ : 震源モデルで決まる量

$$k \equiv (Vr \times \sin \theta) / \alpha,$$

$t$ : 走時

$Vr$ : 破壊伝搬速度,

$\alpha$ : P波速度

エ. 震源計算

例えば次のものが使われている:

(ア) 震源の相対位置の精密決定

Cross-spectrum 法(高木(1988)が使用)

(イ) 相対位置の再決定

マスターイベント法(Johnson *et al.*, 1976)

(Ishida *et al.* (1984) が使用) (HYPO 71 (Lee *et al.*, 1975) を使って計算 (Ishida *et al.*, 1978; Pechmann *et al.*, 1982))

(ウ) 局地震源決定 ( $\Delta_{\max} = 40$  km)

4点Pタイム法(「2つの波形を重ねることにより, 相対的なP波初動時刻を求める手法」の援

用)

(エ) 3点以上のS-P時間を用いる方法

大森公式の利用。(例えば、比例定数  $k$  を  $8 \text{ km/s}$  とする (震源の拡がり  $1.5 \text{ km}$ 。Tsujiura, 1983))

(オ) Homogeneous station 法 (Ansel *et al.*, 1975) (Hasegawa *et al.* (1985) が使用)

(カ) 横ずれ断層沿いの2点における発現時刻差をとる (Bakun *et al.*, 1979)

オ. 局地速度構造

例えば次のものが使われている:

(ア) Imperial Valley Crustal Velocity Model (Pechmann *et al.*, 1982)

(イ) San Fernando (Hadley *et al.*, 1978)

(ウ) 山崎断層 (西上他, 1982)

(エ) 有珠火山 (Takeo, 1983)

カ. 地震波伝達経路がスペクトルに影響を及ぼす  $Q$  と  $\Delta$  の基準 (Bakun *et al.*, 1975)

#### [V-4] 当該地域の非一様性の性格把握のためのもの

地震の数の時間変化を調べることによる地震活動の群の分類。地震の群の型 (宇津, 1970) によりその地域の Asperity を把握。

#### [V-5] 解析に供する前の処理関係

例えば次のものが使われている:

ア. バンドパスフィルター

(ア) 3次回帰バターワース (Rader *et al.*, 1967)

(ex. 1-2, 2-4, 4-8, 8-16 Hz (Pechmann *et al.*, 1982))

(イ) アナログフィルター

(ex. 中心周波数 0.75, 1.5, 3, 6, 12, 24 Hz (Tsujiura, 1983))

(ウ) 回帰チェビシェフフィルター (斉藤, 1978)

(ex. 2-4, 4-8, 8-16, 16-32 Hz (Motoya *et al.* (1985) が使用))

イ. 積分フィルター (加速度記録→変位記録)

漸化フィルター法 (武尾他, 1981)

#### [V-6] 震源過程

波形の合成について例えば次のものが使われている: 近地変位に関し, DW method (Bouchon, 1979; Takeo (1983) が使用)

## [VI] 本項目の利用形態

本項目は、概説でも述べたようにまだ確立した方法がない。従って、ここで提示したモデルに基づいてデータを吟味しながら、本項目の変化を解釈していくことが必要である。しかし、実用上からは、ここで述べたモデルはさらに次の点に注意して改良していくことが必要と考える：①地域別に統計処理できるように解析データ例を増やす、②他の項目；例えば地震の群の型(宇津, 1970)などの地震活動の時空間パターン、との関係を整理する、③本項目のノイズとなる現象([II-1] 参照)の除去方法の改善を進める。

本震として予知の対象とする地震としては、M 6.0 の中規模のものでも人命に影響を及ぼすこともある(例えば、1983年山梨県東部)ので、M 6.0 以上の内陸型(内陸の浅い震源のものであればプレート内だけでなくプレート間のものも含めるべきであろう)を考える必要がある。

この項目の利用方法は、次の通り：図 14-9b によるとここで述べた項目の前兆が現れるのは早い場合 M 6 の地震 ( $n=1$  の場合) で 13 年以上かかる。一方 G 2 の場合 6 時間程度 ( $n=6\sim 22$  の場合)。従って領域の特徴によってこの項目の用途は異なる。即ち、G 1 に属する領域の場合には長期予知の段階でこの項目は使い、G 2 に属する領域の場合には直前予知の段階でこの項目を使うことになる。但し、この解説の中で扱った研究報告は元来この解説で行ったようなデータ整理の仕方を想定していない、また、繰り返すが、ここで扱ったデータの数は甚だ少ない。従って、今後データを増やし、整理の仕方を再検討するなど改善することが必要であり、それまでの一ステップとしてこの解説があると理解頂きたい。

例えばの例として、予知の手順は次のようなものが考えられる。

### 第一段階 (長期的予知：10 年～20 年先に発生する可能性を判断)

監視すべき領域(実用上の観点から見て適当と考えられる 50 km×150 km 程度の広がりを持ち、この領域が統計力学で言う T-p 分布を援用しうるもの)の抽出及び全国について時空間的ノイズ特性・ $\Delta\sigma_{\text{global}}$  特性の調査を行い、さらに本震の  $\Delta\sigma_{\text{global}}$  に基づく地域のグループ分け等を行い、これに基づき短期予知のための前兆現象検知に必要十分な観測施設の高密度化を行う。

### 第二段階 (短期直前的予知：2～3 時間先に発生する可能性を判断)

観測網 (3 年程度維持) で「何らかの時間的变化」の検出を行う。

### 第三段階 (直前予知)

短期直前的予知のための観測に基づいて直前予知のための小規模な機動的(1 週間～6 ヶ月で観測データに基づき場所を随時移動) 観測システムによる能動的監視を付加して行う。

この手順の中で、第一段階から第二段階へ(G 1 の場合)、また第二段階から第三段階へ(G 2 の場合)の流れのきっかけを作る観測項目のひとつとして本項目は利用する。また、発生した地震が目標としていた本震に当たるものかどうかの判断にも使う。

これらのために必要な施設は、第二段階及び第三段階においては、震源・発震機構を必要十分

に正確に知りうる目的のために、第二段階における対象領域（本震が M 6.0 の場合の余震域の広がりから 130 km<sup>2</sup>、半径 6~7 km）を取り囲む形に地震観測点を未知のパラメータの数（例えば、M 0.0~1.7 以上の地震について周波数領域 1 Hz~30 Hz が SN 比 10 dB 以上で確保できる場合、水平 2 層構造と近似できる地域での震源決定を行うに当たっては、震源 (3)、2 層構造 (2)、誤差の見積 (1) の計 6 つ）だけ配置することが必要である。また、地震計システムの性能としては 46~7 km の M 0.0~5.0 の地震について 1 Hz~30 Hz が測定できるものが必要である。しかし、これらが必要十分かどうかはテストフィールドでの確認が必要である。

#### [VII] 謝辞

津村建四朗氏には適切なコメントを頂いた。記して感謝する。

(森 滋男)

#### 参 考 文 献

- Aki, K. *et al.*, 1988: Separation of source and site effects in acceleration power spectra of major California earthquakes, 国防防災科学技術センター研究速報, **80**, 76.
- Ansel, J.H. *et al.*, 1975: Detailed structure of a mantle seismiczone using the homogeneous station method, *Nature*, **253**, 518-520.
- Bakun, W.H. *et al.*, 1975: Shear-wave attenuation along the San Andreas fault zone in central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 439-459.
- Bakun, W.H. *et al.*, 1979: Are foreshocks distinctive? Evidence from the 1966 Parkfield and the 1975 Oroville, California sequences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1027-1038.
- Bouchon, M., 1979: Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions, *J. Geophys. Res.* **84**, 3609-3614.
- Brace, W. F., 1977: Recent laboratory studies of earthquake mechanics and prediction, *J. Phys. Earth, Suppl.*, 185-202.
- Brune, J.N., 1970: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Brune, J.N., 1971: Correction (to Brune (1970)), *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002 pp..
- Davies, J. *et al.*, 1981: Shumagin seismic gap, Alaska Peninsula: History of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential, *J. Geophys. Res.*, **86**, 3821-3855.
- Ebel, J.E. *et al.*, 1982: P-wave complexity and fault asperities: The Borrego Mountain, California, earthquake of 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 413-437.
- Fedotov, S.A. *et al.*, 1972: Progress of earthquake prediction in Kamchatka, *Tectonophysics*, **14**, 279-286.
- Frankel, A., 1981a: Precursors to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands: Spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanism and earthquake doublets, *EOS Trans.*,

- Am. Geophys. Union, **62**, 963 pp..
- Frankel, A., 1981b: Source parameters and scaling relationships of small earthquakes in the Northeastern Caribbean, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1173-1190.
- Fukao, Y. *et al.*, 1985: Hierarchy in earthquake size distribution, *Phys. Earth Planet. Int.*, **37**, 149-168.
- Geller, R.J. *et al.*, 1980: Four similar earthquakes in central California, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 821-824.
- Gladwin, M.T. *et al.*, 1974: Anelastic degradation of acoustic pulses in rock, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **8**, 332-336.
- Goto, K., 1989: Preprint.
- Hadley, D. *et al.*, 1978: Recent seismicity in the San Fernando region, and tectonics of the west-central transverse ranges, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1449-1457.
- 浜口博之他, 1975: 波形の相似な地震の発生と二, 三の問題, 地震, **28**, 153-169.
- Hasegawa, A. *et al.*, 1985: Seismicity in the Northeastern Japan Arc and seismicity pattern before large earthquakes, *Earthq. Pred. Res. Terrapub.*, **3**, 607-626.
- 長谷川 昭, 1987: 1983年日本海中部地震, 地震予知研究シンポジウム, 79-85.
- 北海道大学理学部, 1982: 1981年10月18日支笏湖北方の地震(M4.4), 地震予知連絡会会報, **27**, 14-16.
- House, L. *et al.*, 1980: Investigation of two high stress drop earthquakes in the Shumagin seismic gap, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **85**, 7151-7165.
- Iio, Y., 1986: Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between  $10^{10}$  and  $10^{25}$  dyne · cm, *J. Phys. Earth*, **34**, 127-169.
- Ishida, M. *et al.*, 1978: The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1265-1279.
- Ishida, M. *et al.*, 1980: Temporal variation of seismicity and spectrum of small earthquakes preceding the 1952 Kern County, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 509-527.
- Ishida, M. *et al.*, 1984: Seismicity and waveforms of the microearthquakes before and after Shizuoka-seibu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 605-620.
- 伊藤秀美他, 1987: 地震予知支援システム (0次案), 私信.
- 伊藤秀美, 1988: 相対エントロピーによる相似性の検出, 私信.
- 伊藤 潔, 1989: 地震発生層の厚さと火山付近の群発地震・大地震, 月刊地球, **118** 群発地震, 214-218.
- Johnson, C.E. *et al.*, 1976: Tectonic implications of the Brawley earthquake swarm, Imperial Valley, California, January 1975, *Bull. Seism. Soc. Am.* **66**, 1133-1144.
- 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, 163-174.
- Kasahara, K. 1981: Earthquake mechanics, Cambridge University Press, 139.
- 菊地正幸, 1988: 多重震源の解析, 地震, **41**, 619-628.
- 木下繁夫, 1988: fmax 周辺の話, 地震, **41**, 629-639.

- 久保寺 章, 1989: 群発地震と広域応力場, 月刊地球, **118**, 181.
- Kusunose, K. *et al.*, 1980: Source process of microfracture in granite with reference to earthquake prediction, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **26**, 111-121.
- Lee, W.H. *et al.*, 1975: HYPO71 (revised) : A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *USGS Open File Rep.*, 75-311.
- 増田 徹, 1984: 本震前の応力レベルと小地震のスペクトル, 地震学会講演予稿集, **2**, 97 pp..
- 増田 徹, 1987: コーナー・フリークエンシーと初動パルス幅を用いた断層パラメーターとQの推定, 地震学会講演予稿集, **2**, 26 pp..
- 水腰育郎他, 1980: 有珠山群発地震の広帯域・広ダイナミックレンジ観測——相似地震とその断層運動の平滑化——, 地震, **33**, 479-491.
- Mori, S., 1988: Temporal variation of waveforms and spectra——from the viewpoint of practical earthquake prediction——, *Seis. Res. Lett.*, **59**, 35.
- Mori, S., 1989: A modelling of earthquake preparation process by Temporal variations of waveforms and spectra——the introduction of crack numbers——, Sino-Japan Conference on Seismological Research Proceedings, 89.
- Mori, S., 1989: Preprint.
- 本谷義信, 1983: 前震波形の相似性, 地震学会講演予稿集, **2**, 156-157.
- 本谷義信, 1984: 1981年10月3日ベテガリ岳双発地震群の波形相似性, 地震, **37**, 125-129.
- Motoya, Y. *et al.*, 1985: Waveform similarity among foreshocks and aftershocks of the October 18, 1981, Niwa, Hokkaido, Earthquake, *Earthq. Predict. Res.*, Terrapub, **3**, 627-636.
- 本谷義信他, 1987: 1982年浦河沖地震とその予知に関連する諸問題, 地震予知研究シンポジウム, 61-68.
- Niazi, M. *et al.*, 1982: Probabilistic approach to earthquake forecasting, I: compilation and preliminary analysis, TERA Advanced Services Corporation.
- 西上欽也他, 1982: 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, **35**, 523-537.
- 西上欽也, 1986: 空間的に集中して発生する微小地震におけるストレス・ドロップの時間変化, 地震学会講演予稿集, **1**, 145 pp..
- 西村裕一, 1985: Earthquake Family の定量的評価——有珠火山群発地震の事例解析——, 地震学会講演予稿集, **1**, 136 pp..
- 大久保泰邦, 1989: 日本列島下のキュリー点深度, 月刊海洋, **21**, 33-38.
- Ohnaka, M. *et al.*, 1987: Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagation slip zone during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, **144**, 109-125.
- Ohtake, M., 1986: Fault length of small-sized earthquakes as estimated from the pulse width of initial wave, *J. Phys. Earth*, **34**, 397-406.
- 大竹政和, 1987: 短周期・中期マグニチュードの差による地震波スペクトルの時間的変化の検出, 地震学会講演予稿集, **2**, 93 pp..
- Ohtake, M., 1987: Temporal change of  $Q_p^{-1}$  in focal area of 1984 western nagano, Japan, earthquake as derived from pulse width analyses, *J. Geophys. Res.*, **92 B**, 4846-4852.

- Okada, H. *et al.*, 1981 : Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu Volcano, Hokkaido, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 311-334.
- Papageorgiou, A. *et al.*, 1983 a : A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, Part I, Description of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 693-722.
- Papageorgiou, A. *et al.*, 1983 b : A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, Part II, Applications of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 953-978.
- Pechmann, J.C. *et al.*, 1982 : Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake : Evidence for fault heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **87**, 10579-10597.
- Rader, C.M. *et al.*, B, 1967 : Digital filter design techniques in the frequency domain, *Proc. IEEE*, **55**, 149-171.
- 力武常次, 1986 : 地震前兆現象, 東京大学出版会.
- 斉藤正徳, 1978 : 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 112-135.
- 島田伸介他, 1985 : Earthquake Family の活動様式——その2 : Family の時空間的特徴について——, 地震学会講演予稿集, **1**, 137 pp.
- 清水 洋他, 1983 : 1983年日本海中部地震(3) ——前震のスペクトル解析——, 地震学会講演予稿集, **2**, 5 pp.
- Spieth, H. A. *et al.*, 1981 : Precise relative locations of local earthquakes near San Juan Bautista, California, *EOS Trans, Am. Geophys. Union*, **62**, 958 pp.
- Stauder, W. *et al.*, 1967 : Spatial distribution and source mechanism of microearthquakes in Central Nevada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 1317-1345.
- Suyehiro, S., 1968 : Change in earthquake spectrum before and after the Matsushiro swarm, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **19**, 427-435.
- 鈴木貞臣, 1981 : 1979年1月19日襟裳岬東南沖地震(M5.4)の前震活動, 地震, **34**, 269-272.
- 高木朗充他, 1988 : 雌阿寒岳群発地震の波形相似性と震源集中度, 火山学会講演予稿集, **2**, 97 pp.
- 武尾実他, 1981 : 漸化フィルター法による加速度記録解析, 地震, **34**, 351-364.
- Takeo, M., 1983 : Source mechanisms of Usu volcano, Japan, earthquakes and the tectonic implications, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **32**, 241-264.
- 武尾 実他, 1986 : 昭和59年(1984年)長野県西部地震調査報告, 気象庁技術報告, **107**, 25-32.
- Takeo, M., 1988 : Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1074-1091.
- Tsujiura, M., 1977 : Spectral features of foreshocks, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **52**, 357-371.
- 辻浦 賢, 1978 : 前震・本震・余震系列における地震波のスペクトル解析——1978年伊豆大島近海地震について——, 地震研究所彙報, **53**, 741-759.
- 辻浦 賢, 1979 : 地震波形の相似性からみた前震と群発地震の違いについて(序報), 地震研究所彙報, **54**,

309-315.

- Tsujiura, M., 1979: Mechanism of the earthquake swarm activity in the Kawanazaki-oki, Izu Peninsula, as inferred from the analysis of seismic waveforms, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **54**, 441-462.
- Tsujiura, M., 1981: Activity mode of the 1980 Earthquake Swarm off the Izu Peninsula, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **56**, 1-24.
- Tsujiura, M., 1983: Waveform and spectral features of earthquake swarms and foreshocks —in special reference to earthquake prediction—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **58**, 65-134.
- 辻浦 賢, 1985: 前震, 余震の波形およびスペクトル——1982, 1983年三宅島地震から——, 地震学会講演予稿集, **1**, 143 pp..
- 辻浦 賢他, 1986: 相似地震の特性とその地学的意味——和歌山地域の地震活動から——, 地震学会講演予稿集, **2**, 19 pp..
- 宇津徳治, 1970: 地震の時間的分布に関連する諸問題 (その3), ——余震, 前震, 群発地震の時間的性質——北大地球物理学研究報告, **23**, 49-71.
- 宇津徳治, 1984: 地震学, 共立全書, 第2版, 125 pp..
- 和野健一他, 1980: 特異な時空間・規模分布を持つ群発地震——有珠火山の例 (1977~1978) ——, 地震, **33**, 215-226.
- 渡辺 晃, 1974: 近地地震のマグニチュード (第3報) ——マグニチュードと最大振幅の周期との関係——, 地震, **27**, 129-140.
- 渡辺 晃 (京都大学理学部防災研究所), 1984: 京都付近の局発地震 (1983年11月16日, M=3.8) について, 地震予知連絡会会報, **32**, 284-294.
- Wilson, M. E. *et al.*, 1981: Stress drops and amplitude ratios of small earthquakes preceding the 1975 Hawaii M=7.2 main shock *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **62**, 963 pp..
- Wyss, M. *et al.*, 1981: Precursors to the Kalapana M=7.2 earthquake, *J. Geophys. Res.*, **86**, B5, 3881-3900.
- 吉川澄夫他, 1988: 室内実験における埋込式体積歪計の動的挙動 第2報 鉛直応力の効果について, 地震学会講演予稿集, **2**, 238.