

# 地震波変化と地震予知

東京大学地震研究所\* 佃 為 成

## Temporal Change of Seismic Waves and Earthquake Prediction

Tameshige TSUKUDA

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, Yayoi 1-1-1,  
Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan

(Received November 28, 1991; Accepted March 3, 1992)

Seismic waves contain much information concerning to the physical properties of the medium in and around the source region of an impending large earthquake, where microcracks are believed to be extensively generated in the preparation stage of the event. Theoretical backgrounds and principles of seismic-wave methods for detecting temporal changes of the medium and their applications are reviewed with special attention to inherent problems and directions for future studies. The practical methods are classified into the following categories: (1) Seismic wave velocity change; (2) Decay rate change of seismic coda waves; (3) Splitting of S waves; (4) Others including seismic spectra change, rectilinearity change of P-waves and so on.

Key words: Earthquake prediction, Seismic wave velocity, Coda  $Q$ , Coda  $Q^{-1}$ , Shear wave splitting, Rectilinearity.

### § 1. はじめに

大地震が発生する前に地下で何事かが進行しているにちがいない。一般に受け入られている地震発生準備のシナリオは次のようなものである。まず、将来の大地震の震源域付近は周りから応力の作用を受け、内部応力が高まり、岩体に弾性歪が蓄積する。歪の進行過程で岩体にはマイクロクラックが無数に生じる。これらは媒質の歪変形に応じて開いたり、閉じたりする。また、クラック表面の拡大やクラックどうしの結合によって成長することもある。もともと媒質は不均質なので歪の大きさや進行速度にはむらができ、局所的に応力集中が発生する。そのような所では微小地震や小地震が起きる。さらに、クラックのゾーンに沿って地下水(間隙水)の流動が生ずる。

地震発生準備のモデルとして代表的なものは, Dilatancy-Diffusion モデル [NUR (1972), Scholz *et al.* (1973), ANDERSON and WHITCOMB (1975)] と IPE モデル [MJACHKIN *et al.* (1975)] である。ここで IPE とはソ連の地球物理研究所 (Institute of Physics of the Earth)

のことである。いずれも微小破壊の進行とそれに伴って dilatancy (体積膨張のことで、言葉の正確な意味やこの概念の形成過程については、大中 (1989) を参照されたい) 状態が出現することは共通しているが、前者では地震発生直前に地下水の浸透を想定しているのに対し、後者ではいわゆる Dry モデル [STUART (1977)] である点が大きく異なる。また、後者のモデルでは将来の地震断層付近に小規模の破壊が集中し、変形も大きく、地震直前には応力低下が発生する。ランダムなクラック配置だけでなく、CRAMPIN *et al.* (1984) によって主張されている、応力場に従ったクラックの配向による地震波速度の異方性も地震発生場の状態を特徴づける。

このような媒質の変化を地震波を使って検出し地震予知に役立てようということで様々な研究がなされてきた。本稿ではどのような原理に基づきどのような方法が試みられてきたか、そしてその成果や問題点、今後の課題は何かについてまとめてみる。地震波は速度、振幅、スペクトルなど非常に多くの情報を内蔵しているのでこれを用いた研究方法も多種多様であろうが、ここでは実用的見地から、1) 地震波速度変化、2) コーダ波減衰特性変化、3) S 波速度の異方性とその時間変化に基づく方法

\* 〒113 東京都文京区弥生 1-1-1

と、4) そのほかの方法の4つに分類して解説を試みる。

3) においても地震波速度が問題になるが、媒質の異方性が主題であるから別に分類する。以下の各節では方法論を中心に記述するが、実際の研究報告では、それぞれデータの解析方法に微妙な違いがあるので、場合によっては、対象とした地震やデータを中心にまとめた。

1) は1970年代に流行したが1980年代にはほとんど注目されなくなった。2) の前兆現象としての研究は1980年代の中頃に始まったが1990年代に入ると応用が伸び悩んでいる。3) は1980年代後半に勃興し、1990年代に入って少しずつ盛んになりつつある。

## § 2. 地震波速度変化

### 2.1 原理

岩石に圧力をかけていくとそれを伝える弾性波速度が変化するが、地殻上部に相当する1 MPa~300 MPaの範囲の圧力に対し、通常の岩石試料では100 MPa (1 kbar) の圧力増加でも高々数%ぐらいの速度増加にしかない [例えば BIRCH (1960)]。実際の地殻に期待される応力変化は10 MPaのオーダーであるから、観測によって検出するには非常に厳しい。ところが、不均質な岩石や多数の空隙をもつ岩石に対する変化率は大きく、また空隙が乾燥している場合は、それが流体で満たされている場合に比べP波速度が10%ほど低下することが分かった [NUR and SIMMONS (1969)]。この時、S波の変化は微小である。さらに、3軸応力試験機を用いてダイラタンシーを発生させることによって大きな速度変化(減少)を得る [HADLEY (1975)]。この場合、岩石のある方向から圧縮してゆくと開口性クラックが多数できて圧縮の弱い方向に体積膨張することになる。Shear zoneの大きな変形に伴っても物質の移動のため空隙ができダイラタンシー状態が現れる [大中 (1989)]。

空隙をP波が通過するときクラックの表面で反射波やRayleigh波が生成されるのでエネルギーの伝播速度が遅れる。P波速度の減少は10%以上に達する場合もある。S波の速度はほとんど変化しない。ダイラタンシーが生じてクラックが水で満たされた状態ならば、速度の減少率は非常に小さい。

速度異常の検出の方法にはだいたい次の5通りがある。各時間毎の値を求めて、時間変化を調べる。

(1) 発震時が分かった人工地震を用いて、走時を直接測る。同じ場所の震源を何度でも使う。採石場などの発破も震源として有効であるが、発破点が少しずつ移動するので注意が必要である。

(2) 震源要素が精度よく決っている自然地震の走時を測る。いろいろな震源を用いるので走時そのものでは

なく標準走時との残差を比較する。あるいは、なんらかの方法で注目する領域以外を通過するときの走時を差し引いておく。

(3) 異常地域の観測点と近接する他の観測点との間で地震波の走時の差を測る。この場合は平面波入射に近い遠方の地震波がよく用いられる。

(4) P時刻とS時刻の関係から、 $V_P/V_S$ を求める。ある地域で $V_P/V_S$ が一定であることを仮定する。あるいは平均的な $V_P/V_S$ を求めると言ってもいい。大竹・勝又 (1976) に紹介されているように地震や観測点の組合せによって様々な方法が考えられているが、多くの方法はデータが不十分なための苦しい紛れの対策である。多くの地震と観測点の組合せが用意されていればこれに越したことはない。1個の地震の場合は最低2点の観測点が必要である。基本式は

$$t_s - t_p = (V_P/V_S - 1)(t_p - t_0). \quad (1)$$

ここで、 $t_s$ ,  $t_p$ ,  $t_0$  はそれぞれS波、P波の到着時刻、地震発生時刻(震源時)である。

(5) 速度構造のインヴァージョン。多くの地震と観測点を用いて、媒質の各点で速度(あるいは速度異常)を求める。データが豊富であれば一般的な3次元速度構造のインヴァージョン法が適用できるが、必ずしもそうではないので簡便な方法を工夫しなければならない。

### 2.2 応用

方法(1)による実験は日本の伊豆大島や伊豆半島において精力的に行われた [地質調査所 (1975), 地質調査所 (1979)]。この間1978年1月14日の伊豆大島近海地震(M7.0)が発生したが、測定誤差を優に越える速度異常は検出されなかった。ただし、大島から40 km離れた伊豆半島東部の2観測点では、1975年以降測定誤差すれすれの10 msぐらいの走時の遅れが記録されている。海域のため震源域内に観測点がないことが惜しまれる。

San Andreas 断層やGarlock断層が通る南カリフォルニアにおいては実験は多くの鉱山や採石場の発破とカリフォルニア工科大のネットワークを利用して行われた [KANAMORI and HADLEY (1975)]。約1年間の観測期間中、ある測線では3%に達する速度変化が検出されたが、地震との関係は不明である。

San Andreas 断層, Bear Valley の地震 (1972年, M5.1) の前に震源域付近でP波速度が減少した。ROBINSON *et al.* (1974) は震央距離40 km以内の近地震について震源域付近のいくつかの観測点のP波走時の時間変化を調べ、M5.1の地震の約2ヶ月前から数週間前の間0.3 sの遅れ異常を検出した(方法(2))。さらに同じ地域に対して、CRAMER and KOVACH (1975) は環太平洋地震帯の遠地地震のP波走時を調べ、上記の異常期間内に

0.15～0.16 s の遅れを示した地震を見つけた (方法 (3)). ROBINSON *et al.* (1974) の結果については、減衰が強まって初動が小さくなり、ノイズに隠れて見かけ上遅くなった可能性や震源の移動の影響の可能性が議論されている [WESSON *et al.* (1977)] が、否定されたわけではない。

地震波速度変化についての先駆的研究を行なった早川 (1949) が採用したのも方法 (2) (彼の第二の方法) である。ただし、各地震毎に、標準走時の代わりに注目する観測点を除いたデータから推定した走時曲線を採用した。例えば、1938 年 11 月 5 日の福島県沖の地震 ( $M$  7.7) の数カ月前から宮古などで走時の遅れが現れはじめ地震発生時のころには 3～4 秒の遅れに達した。その他の地震でも似たような変化があったという。

宮本 (1956) は三陸沖の地震を用い 1948 年の福井地震の震源周辺の気象庁観測点における走時データのパターンを地震の前後で比較した。これも方法 (2) と同様のやり方であるが、標準走時曲線の代わりに各地震の走時データに直線をあてはめ、それからのずれの大きさを観測点の異常とした。

UTSU (1973) は松代群発地震の震源域の P 波速度異常を Nevada の核実験の波形を使って調べた (方法 (1) ないし (2))。群発地震の始まる前の 1～2 年間、データが少ないものの 1 秒ほどの走時の遅れがあり、活動がだいたい衰退した 1968 年から 1969 年ごろにも 0.4 s 程度の遅れを観測した。この松代地震については OHTAKE (1973) によって  $V_P/V_S$  が調べられている。長野と松本の 2 気象庁観測点と震源域付近の地震を利用した。この場合は活動の最盛期であった 1966 年ごろに  $V_P/V_S$  が低下した。これが  $V_P$  の減少を意味するならば、UTSU (1973) の結果とは時期がずれることになる。

$V_P/V_S$  の変化 (方法 (4)) ではソ連のタジク共和国 Garm 地方における研究が有名である [NERSESOV *et al.* (1969), SEMENOV (1969)]。アメリカのニューヨーク州 Blue Mountain Lake での成果もよく知られている [AGGARWAL *et al.* (1973), SBAR *et al.* (1972)]。後者は小規模の群発地震を取り扱っているが、深さ 1～3 km, 2 km 四方の震源域を 5 km 四方のスケールをもつ 6 点の観測網で観測した。最大級の地震は  $M$  3 ないし 4 である。合成された発震機構もよく決っていて、逆断層型である。1.5 mm/s 送りのすす書き可視記録から P 時刻や S 時刻を読んでいる。ドラムの送りむらや刻時精度に多少の疑問がある [吉井 (1978)] が、すす書きは記録の線が非常に細いので、S 波の同定に間違いなければ、 $V_P/V_S$  の決定の精度は信頼できると思う。 $M$  3.3 と  $M$  2.5 の地震の数日前に  $V_P/V_S$  の減少とそれに続く回復現象

があった。

$V_P/V_S$  の変化は岩石実験のダイラタンシーと関連づけられて、地震予知の決め手と考えられた時期があった [NUR (1972), SCHOLZ *et al.* (1973)]。日本でも“地震予知の革命” [浅田 (1973)] とまで言われて多くの研究者を  $V_P/V_S$  の調査に駆り立てた。個々の事例については大竹・勝又 (1976) に譲る。その中で、比較的精度が高いデータに基づいた研究を紹介しよう。

渡辺 (1974) は京都大学の微小地震観測網内の京都府和知付近で発生した  $M$  5.6 の地震前後の  $V_P/V_S$  を調べた。この地震の約半年前に  $M$  4.5 を含む前震活動があった。本震の震源域 (余震域) を通る波線について求めた  $V_P/V_S$  は上記の主な地震の前後で変化したとは言えない。そこで著者は  $V_P/V_S$  変化に対して否定的な結論を述べている。ただ、そこに出てくる図面を眺めると以下のことが認められるので再検討の必要があるかもしれない。つまり、 $M$  4.5 の地震の 1 カ月ほどは震源域付近は地震活動が静かであり、周囲の地震による  $V_P/V_S$  データの中に少数ながら低い値のものがある。

方法 (5) に基づいた研究には宇津 (1975) や国立防災科学技術センター (1978) がある。各地域毎に震源と観測点を結ぶ波線が通過する場合の各観測点での O-C を調査した。前者は 1967 年から 1974 年までの気象庁のデータのある期間毎に解析し、中部・東海地方において O-C が 0.4 秒を越えるものを異常と考え、このようなデータを与える波線の数の割合によって異常地域を検出した。さらに、1969 年岐阜県中部地震 ( $M$  6.6), 1974 年伊豆半島沖地震 ( $M$  6.9) などの発生以前に P 波速度低下があったらしいことを見いだした。後者は主に東京大学地震研究所の微小地震のデータを解析し、関東地方の各地域の O-C の時間変化を調べた。約 6 年間の O-C の平均値で最大のものは駿河湾北岸の 0.17 秒である。この調査では期間が短くて明瞭な時間変化は見いだされていない。

以上の他にも多くの研究報告がある。宇津 (1985) をご覧いただきたい。

### 2.3 問題点と課題

人工地震は震源と発震時の精度がいいので、地震波速度の検出には最も適している。しかし、震源が地表付近に限定されたり、励起される地震波は主に P 波で、S 波は小さい。しかも、P 波にしても波の立ち上がりがそれほどシャープではない。

それならば、自然地震の利用は不可避であろう。要は、観測点の密度や波形記録の質にかかっている。

地震波の検出で最も簡単に基本的な到着時刻を用いるこの種の研究でも文献を調べてゆくともまだまだ事例が少

ないように思われる。さらに一つの地震や領域に対して異なる方法で試みられた例はきわめて少ない。

2.2 で述べた Bear Valley の地震では別々に行われた二つの方法による結果は同じ傾向を示したが、松代地震の場合、Utsu (1973) と OHTAKE (1973) の結果は異なっている (Fig. 1 参照)。その原因の一端を探るため今回、1966 年頃以降利用できる松代の気象庁地震観測所おけ

MATSUSHIRO

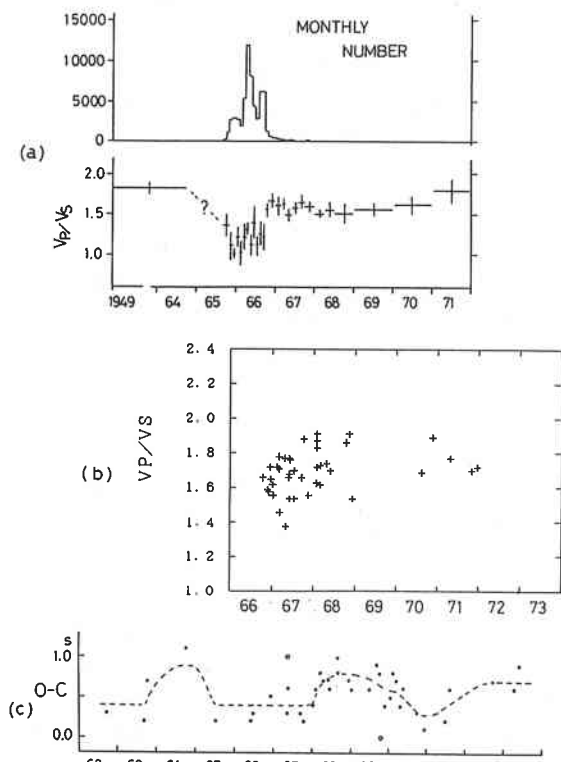


Fig. 1. Seismic velocity changes at Matsushiro, central Japan. (a)  $V_p/V_s$  ratios determined by the two JMA stations, NAGANO and MATSUM, with the monthly frequencies for the matsushiro earthquake swarm, reproduced from OHTAKE (1973). The horizontal bars represent average  $V_p/V_s$  and the time range analyzed. The vertical bar indicates the range less than the standard deviation. (b)  $V_p/V_s$  ratios determined by the three JMA stations, NAGANO, MATSUM and MATSUS. The cross corresponds to each seismic event. (c) Residuals of teleseismic P waves from the Nevada test site, reproduced from Utsu (1973). The broken curve is so drawn that all points except two (open circles) fall in the range of  $\pm 0.2$  s from the curve while the amplitude and frequency of the curve are kept minimum.

る観測データを加えた3点で  $V_p/V_s$  を計算してみたが、2点法による OHTAKE (1973) とはやや異なる結果を得た。すなわち、群発地震活動の衰退と共に  $V_p/V_s$  値の増加傾向は共通しているが、その変化時期が1年ほど後の方 (1967年~1968年) にずれている (Fig. 1)。これは Utsu (1973) におけるこの時期のO-Cの増加に対応している。O-C増加は  $V_p$  の減少を意味するが、同時に  $V_p/V_s$  増加を考慮すると、 $V_s$  が  $V_p$  以上に減少しなければならない。これは、ダイラタンシーのモデルでは説明が難しい。群発地震の震源域は時間の経過とともに拡大したが、気象庁地震観測所が位置する中心部の活動は衰えて行った。この震源の違いや媒質の局所的な変化のため上記の二通りのデータは同等には扱えないのかもしれない。もし利用できるデータがまだ他に残されているのなら、松代地域の地震波速度変化についてもっと徹底的に研究すべきであろう。その際、ミクロな地域性の考慮が重要である。

最近の大学や気象庁などの高感度地震観測網の整備によって地震データの量は20年前に比べて飛躍的に増大し、刻時精度をはじめ観測精度が格段に向上した。にもかかわらず、地震波速度変化の地道な研究がなされないのはどうしてであろうか。Dilatancy-Diffusion モデルの一面的な適用に失敗した後遺症であろうか。IPE モデルでは、不均質な歪場が形成されて、地震波速度が小さくなる場所とかえって増加する場所の両方が存在し得る。宮本 (1956) によると福井地震前後の走時異常も地域によってO-Cのプラスやマイナスが生じていた。地震発生モデルの再検討とともに系統的な観測・解析をおこなって自然の実態をもっと詳しく明らかにすることも重要である。

今後、精力的におこなったらよいと思われるのは方法 (5) の速度構造のインバージョンである。実時間で各地域の監視を行うことができれば上々である。また、地震予知がある程度なされて、例えばある断層で地震が発生しそうとき、断層の破砕帯を挟んで地震波の測定を連続的にやり、地震発生直前の変化を研究することも地震発生モデルを構築する際、有効であろう。数100mの距離なら、エアガンを用いる方法 [REASENBERG and AKI (1974)] があり、数10mならば超音波の利用 [例えば、YUKUTAKE *et al.* (1988)] が可能である。

### § 3. コーダ波減衰特性変化

#### 3.1 原理

クラックの分布や組成物質の不均質性のため地震波のうち通過途中で散乱された波は地震波記録上に振動の余韻を残す [AKI (1969)]。散乱現象を具体的なイメージで

理解するため、この散乱のありさまを定式化してみよう。S波のみを考える。簡単のため一つの散乱体は地震波の波長に比べて点と見なせるほど小さく、散乱の強さも十分小さいとし、また、この波長に比べ散乱体の分布が疎らであるとする。分布はランダムで一様としておく。各散乱体による散乱強度は等方的かつ一定とする。また、散乱されて観測点に到達する波動エネルギーは incoherent で、打ち消し合うことなく重ね合わせられるとする。

散乱強度は散乱されるエネルギーを入射したエネルギーの流束密度で割った量である散乱断面積  $\sigma$  を用いて特徴づけられる。この意味を理解するには遠方の後方散乱を想い描くとよい。この場合、散乱体はあたかもこの量に相当する面積をもった反射板の役目をする。我々の場合は等方散乱であるから、各方向においてその方向に垂直で面積  $\sigma$  の板から単位立体角当り入射波のエネルギーの  $\sigma/4\pi$  の流束密度をもつエネルギーが散乱波として放射されると考える。

単位体積あたり  $n$  個の散乱体が存在したとき、その体積素の散乱強度は  $g=ng$  となる。これを turbidity と呼ぶことがある。平面波が単位距離走ると単位面積当り  $g$  に相当する分の波が散乱される。 $l=1/g$  は自由行程距離 (mean free path) である。単位体積要素から散乱される波は入射波の  $g$  倍の強さをもつ。波が速度  $v$  で時間  $t$  だけ走ったとする。その間、 $m$  個の散乱体に遭遇したとすれば、平均  $vt/m$  の長さ毎に散乱を受ける。そのとき単位体積素当りの進行波のエネルギーは  $gvt/m$  の割合だけ減少する。ある単位体積素に進行波が到達する前に時間が  $t$  だけ経過していたとするとそのエネルギーは  $(1-gvt/m)^m$  倍に減少するが、 $m \rightarrow \infty$  のとき、これは  $e^{-gvt}$  となる。入射波であろうと散乱波であろうと等し

くこの影響を受ける。直達波の伝播でも同様である。

1 回散乱された散乱波だけが観測点に到達するとする一次散乱 (single scattering) 近似を採用しよう。震源から観測点までの距離を  $r$ 、散乱体と震源、観測点までの距離をそれぞれ  $r_1, r_2$  とし、震源から放射されるエネルギーを  $W_0$ 、radiation pattern を  $R(\theta, \phi)$ 、震源の時間関数をデルタ関数とすると震源時から  $t$  だけ経過した散乱波のエネルギー流束密度  $E_s$  は体積積分で表現すると

$$\begin{aligned} E_s(r, t) &= \frac{1}{v} \int_V \frac{g W_0 R(\theta, \phi)}{4\pi r_1^2 \cdot 4\pi r_2^2} \\ &\quad \times \delta\left(t - \frac{r_1 + r_2}{v}\right) e^{-gvt} dV \\ &= \frac{g W_0}{(4\pi)^2 v} e^{-gvt} \int_V \frac{R(\theta, \phi)}{r_1^2 r_2^2} \\ &\quad \times \delta\left(t - \frac{r_1 + r_2}{v}\right) dV \end{aligned} \quad (2)$$

となる (Fig. 2 参照)。これは Green 関数であるから、任意の時間関数をもつ震源の場合は convolution の操作を行えばよい。 $R(\theta, \phi) = 1$  の場合は体積積分は簡単 [SATO (1977)] で、次のようになる。

$$E_s(r, t) = \frac{g W_0}{4\pi r^2} e^{-gvt} K\left(\frac{vt}{r}\right) H\left(\frac{vt}{r} - 1\right) \quad (3)$$

ここで

$$\left. \begin{aligned} K(x) &= \frac{1}{x} \ln \frac{x+1}{x-1} \\ H(x) &= \begin{cases} 1, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

自然地震のような radiation pattern をもつ地震波の入射の問題は SATO (1982) によって計算された。

実際のコーダ波は散乱波の集まりであるが媒質の非弾性的性質による波動エネルギーの減衰 (intrinsic attenuation) も考慮しなければならない。その減衰の  $Q_1$  を導入してコーダ波エネルギー流束密度  $E_c$  は

$$\begin{aligned} E_c(r, t) &= E_s(r, t) e^{-\omega t Q_1^{-1}} \text{ または } \\ E_c(r, t) &= \frac{g W_0}{4\pi r^2} K\left(\frac{vt}{r}\right) H\left(\frac{vt}{r} - 1\right) e^{-\omega t (Q_s^{-1} + Q_1^{-1})} \end{aligned} \quad (5)$$

を得る。ここで、 $\omega$  は角周波数とし、散乱の  $Q_s$  を  $Q_s^{-1} = gv/\omega$  のように定義した。

多重散乱の問題は、ある制限条件のもとで2ないし3重散乱については解析的な導出がなされている [KOPNICHIEV (1977), GAO *et al.* (1983)] が、高次の項についてはモンテカルロ法などを用いて数値計算を行う。その中で HOSHIDA (1991) のモンテカルロ法が最もスマートである。彼はエネルギー保存の検算も行っている。その結果 GAO *et al.* (1983) には一部に計算間違いがあったことが

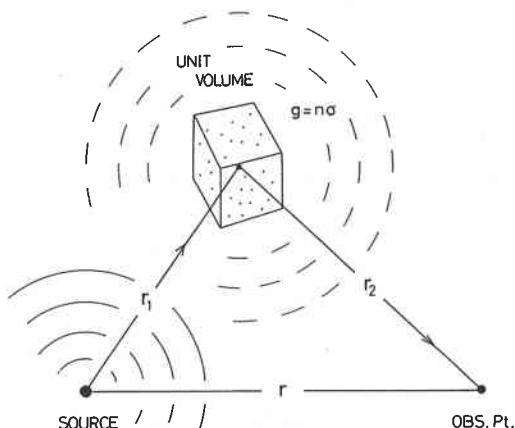


Fig. 2. Geometry of the scattering object, seismic source and observation point.

判明した。

$r=0$  における多重散乱波のエネルギー密度は近似的に

$$E_C(t) = \frac{gW_0}{2\pi v^2 t^2} \left[ 1 + \sum_{n=2}^{\infty} C_n (gvt)^{n-1} \right] e^{-gvt} e^{-\omega t Q_1^{-1}} \quad (6)$$

のように、 $gvt$  のベキ級数をもちいて表される。ここで、 $C_2=1.22$ ,  $C_3=0.71$ ,  $C_4=0.26$ , ... である [HOSHIDA (1991)]. 第1項は(5)において  $r \rightarrow 0$  の極限をとって得られる1次散乱の寄与である。

以上のような散乱波を重ね合わせる方法とは別に、エネルギーの流れをもっと巨視的に捉える理論がある。FRANKEL and WENNERBERG (1987) による簡単なエネルギー流束理論を以下に述べる。

$W_0$ ,  $W_T$ ,  $W_D$ ,  $W_C$  をそれぞれ、最初に放射されたエネルギー、全体の波動エネルギー、直達波のエネルギー、コーダのエネルギーとする。また、散乱による直達波の減衰を表す  $Q$  を  $Q_S$ 、媒質の非弾性的な  $Q$  または、波動エネルギーが熱に変わることによる減衰の  $Q$  を  $Q_1$  とする。エネルギー保存の法則から、

$$\left. \begin{aligned} W_T &= W_D + W_C = W_0 e^{-\omega t Q_1^{-1}} \\ W_D &= W_T e^{-\omega t Q_S^{-1}} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

が得られる。(7) から

$$W_C = W_T (1 - e^{-\omega t Q_S^{-1}}) \quad (8)$$

いつの時点でもコーダのエネルギーは直達波の背後の球面内の空間に一樣に分布しているものと仮定すると、その空間のどの点でもコーダのエネルギー密度  $E_C$  が一定になる。すなわち、

$$\begin{aligned} E_C &= W_C / \left( \frac{4}{3} \pi v^3 t^3 \right) \\ &= \frac{3W_0}{4\pi} (vt)^{-3} (1 - e^{-\omega t Q_S^{-1}}) e^{-\omega t Q_1^{-1}} \\ &\quad (r < vt) \end{aligned} \quad (9)$$

ここで、地震発生からの経過時間を  $t$ 、地震波速度を  $v$ 、とした。上の式が散乱理論の(6)式に対応するエネルギー流束理論の式である。HOSHIBA (1991) の多重散乱モデルによる計算や FRANKEL and WENNERBERG (1987) の差分法による数値シミュレーションの結果でも、波のフロント付近を除外すれば、震源を中心とした領域のエネルギー分布は一樣であるから、この理論と多重散乱理論は互いに近い関係にある。経過時間が長くなると多重散乱の項の寄与が大きくなる。

そのほか、もっと精密なエネルギー輸送理論が WU (1985) によって提出されている。これは周波数領域による定式化であって、時間関数が陽には現れない。最近、ZENG *et al.* (1991) は多重散乱の問題を WU (1985) と同じ様な積分方程式を用いて定式化した。散乱理論とエ

ルギー輸送理論が等価であることも明確に示された。観測点と震源が同じ位置とした場合の多重散乱の各項は HOSHIBA (1991) がモンテカルロ法で求めたが、これも公式によって求められることが明らかにされた [ZENG (1991)]. 等方多重散乱理論に関するかぎり、ZENG *et al.* (1991) の論文で一応の完成をみた感がある。内容は全面的に原著論文に譲るが、この節の初めに解説した事柄はその準備として役立つのではないかと思う。

エネルギー流束理論やエネルギー輸送理論、多重散乱理論を応用すると散乱の  $Q_S$  と媒質に熱として吸収される減衰の  $Q_1$  を分離できる。地震波散乱の Albedo  $B_0 = Q_S^{-1} / (Q_S^{-1} + Q_1^{-1})$  は WU and AKI (1988) によると 0.5 より小さく、 $Q_1$  の寄与のほうが大きい。Fig. 3 に多重散乱理論とエネルギー流束理論の比較を示す。観測と比較する場合の便宜を考えた対数表現にしてある。SATO (1978) によると 1~30 Hz の波に対し  $l=g^{-1}$  は 80 km ぐらいで、S 波速度  $v$  は 3~4 km/s であるから、図の  $x=gvt$  の 1~3 はだいたい 20~80 秒である。 $B_0$  が小さければ、当然のことながら一次散乱傾向、図では直線の傾向が強まり、多重散乱効果が影を潜める。もっとも、あるフラクタル構造をもつ不均質な散乱体分布を考えても、同じ様な結果がでる [SATO (1988b)].

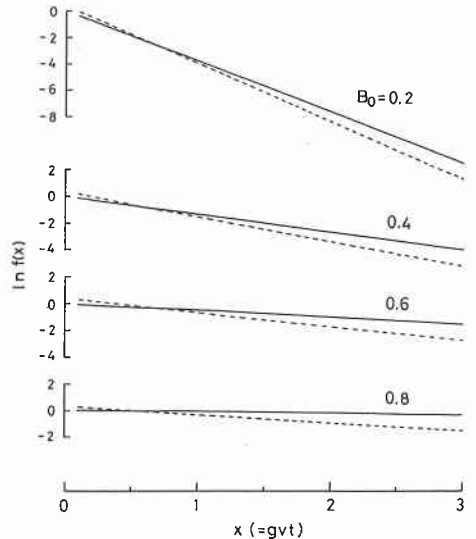


Fig. 3. Comparison of energy density functions between the multiple scattering theory by HOSHIBA (1991) (solid line) and the energy flux theory by Frankel and WENNERBERG (1987) (broken line). The function  $f(x)$  is defined as

$$E_C(t) = \frac{g^3 W_0}{2\pi} \cdot x^{-2} f(x),$$

where  $E_C(t)$  is the coda energy density function and  $x=gvt$ .

これまで散乱の周波数依存性にはふれなかったが、それぞれの周波数ないし波長に依存して  $g$  が変化し、各周波数成分の波は独立に振舞うことが暗に仮定されている。

コーダ波には  $Q_S$  や  $Q_I$  の情報が含まれているので、媒質の不均質性の時間変化の検出に用いることができる。わずかに 1 観測点かつ 1 成分のデータだけでも結果を出ることができるのが強みである。コーダ波減衰の変化を検出する方法は実用的な見地からだいたい次の 3 つに分類される。

(1) コーダ波振幅  $u(t)$  の減衰曲線を適当な理論に当てはめ、 $Q$  または減衰率の大きさを測定する。よく使われる理論曲線は 1 次散乱理論を簡略化した片対数の次の式である。(6) 式の第 1 項をとり、波動エネルギーは波動の振幅の 2 乗に比例するから、

$$\ln u(t) + \ln t = -\alpha t + \beta \quad (10)$$

ここで、 $\alpha = \omega Q_C^{-1}/2$ ,  $\beta$  は定数。 $Q_C$  はコーダ  $Q$  と普通呼ばれるもので、 $Q_C^{-1} = Q_S^{-1} + Q_I^{-1}$ 。観測波形の減衰曲線としては波群のピークの包絡線や移動平均などを施したなめらかな曲線を採用する。

(2) コーダの継続時間を測る。この場合は多点の観測点における最大振幅データを用いて地震のマグニチュードを予め測定しておく必要がある。

(3) 散乱の強さを測る。直達波とコーダ波の比較か、標準的なコーダ減衰曲線からのずれを測る。コーダ波減衰特性の異常として捉える。

### 3.2 応用

coda の  $Q$  が時間とともに変化することを最初に示したのは CHOUET (1979) であろう。つぎに、中国の 1976 年の唐山地震 ( $M 7.8$ ) や 1975 年の海城地震 ( $M 7.3$ ) [JIN and AKI (1986)], ソ連のカムチャッカにおける巨大地震、つまり 1963 年 10 月 13 日の地震 ( $M 8.1$ ), 1971 年 12 月 15 日の地震 ( $M 7.8$ ), 1978 年 3 月 24 日の地震 ( $M 8.0$ ) [GUSEV and LEMZIKOV (1985)] について前兆的なコーダ  $Q$  の低下 ( $Q^{-1}$  の増加) が報告された。これらの成果に力を得て AKI (1985) は地震予知にこの方法が有望であると表明した。

上記の研究はいずれも方法 (1) に基づいている。多くはこの方法である。方法 (2) を用いた研究は SATO (1986, 1987) がおこなった。彼によると 1983 年山梨県東部の地震 ( $M 6.0$ ) では地震前のほうが減衰が大きく、1984 年長野県西部地震 ( $M 6.8$ ) では見かけ上その逆で、地震前には減衰よりも散乱が異常に大きかったと解釈した。

方法 (3) の研究はまだ事例がほとんどないが、GUSEV and LEMZIKOV (1985) は一部のデータに標準の減衰曲線

よりコーダ波が強いものの発生を示して、ある地域で散乱が強まった可能性を論じている。

多くの報告が地震前に減衰が大きくなるものであったが、その逆の報告は 1983 年鳥取県中部の地震 ( $M 6.2$ ) (三朝の地震) の震源域付近 (10 km 四方以内) の地震の解析に限定した例が初めてであった [TSUKUDA (1985)]。1984 年長野県西部地震も同様の逆の結果が得られた [SATO (1987)]。PENG *et al.* (1987) によるカリフォルニア州 Long Valley Caldera 近傍の 1984 年 Round Valley 地震 ( $M 5.7$ ) の研究では、本震近傍の地震を対象にすると、三朝と同様、地震前の減衰は小さいが、少し離れた地震、つまり広義の前震については減衰が高い傾向があった。このように地域によって、両方の結果になり得ることが明らかになった。

火山噴火と関連したコーダ  $Q$  の変化も報告されている。FEHLER *et al.* (1988) によると 1981 年セント・ヘレンズ火山の噴火後、減衰 ( $Q^{-1}$ ) が 20~30% 減少した。Fig. 4 は波形の重ね合わせによる噴火前後の比較である。

### 3.3 問題点と課題

たいていの場合、波形を目で見ただけではコーダの変化は分からない。振幅を丁寧に読むか、計算機に測定させると確認できるが、Fig. 4 のように stacking を行くと誰がみても一目了然で、読者の多くも納得していただけると思う。現実にはコーダ  $Q$  の変化はある。では観測データの解釈が完璧かというと、そうではない。

媒質は 3.1 に示した理論的モデルで仮定したランダムな不均質構造ではなく、実際は散乱体の分布に偏りがあるであろうし、水平成層構造の不連続面や断層、破碎帯などが地震波の散乱に大きな影響を与えるものと考えられる。観測データに先のモデルを適用するのは、第一に概略を把握するための近似であり、第二に標準的な傾向としてあてはめ、そこからのずれを確認するためである。媒質の地域性のため、異常領域を発見するには 1 つの観測点で事足りるわけではなく観測点の配置や解析する地震の選び方の吟味も重要になってくる。

後部はともかくコーダの主要部分は 1 次散乱モデルがよく合う。(10) 式から求められるコーダの減衰の強さ  $\alpha$  や地震波の周波数がわかっているときは  $Q_C$  を観測量とする。問題はこの決定精度である。

TSUKUDA (1988) はコーダの time window を長くしたり短くしたりして  $Q_C$  の測定値がどれくらい変動するかを調べた。変動が小さい場合と大きい場合がある。変動の要因としては、ランダムな多重散乱の効果よりも、成層構造による強力な反射波や変換波が現れ理論曲線からの大きなずれを引き起こすことが考えられる。

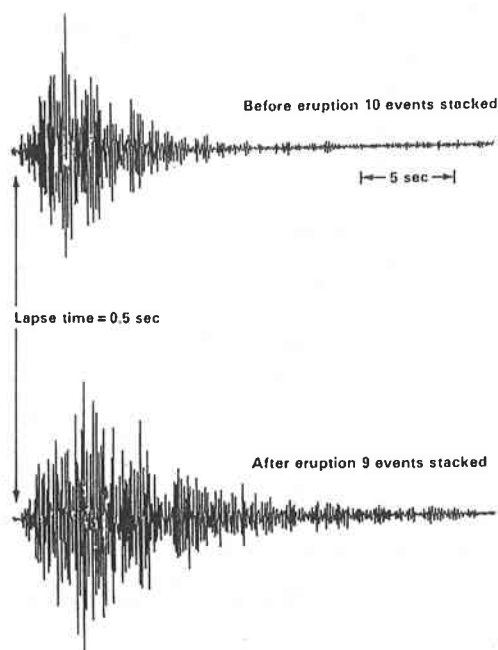


Fig. 4. The stacked and normalized waveforms from the region of Volcano St. Helens, reproduced from FEHLER *et al.* (1988). The frequency band is ranging from 6 to 12 Hz. Note the difference of the decay rate of the coda waves between before and after the eruption in 1981.

$Q$  などの測定値はモデルや time window に依存しているのでその絶対値の意味については疑問が多い。一定の基準で決定した測定値の時間変化を議論する場合は相対変化で充分である。これまで報告されている変化は数 10% の値が普通であるが、唐山地震の 300% [JIN and AKI (1986)] というものもある。10% 程度の精度をもつデータは非常に限られるので統計的に意味のある変化は 10% 以上であると思われる。

個々に得られた測定値のバラツキやサンプル毎の統計量についての考察も重要である。測定値の分散の大きさが媒質変化の情報を与えるという考えがある [佐藤 (1987)]。今後は分散の原因についての詳しい観測的研究が必要であろう。

特定の地震との関連を追求するのではないが、長期にわたってコーダ波がどのように時間変化をするかを調べることも地震予知の基礎研究として大切である。ROBINSON (1987) は 1978 年～1983 年のニュージーランドのウェーリントン付近の地域、JIN and AKI (1989) は 1933 年～1987 年の南カリフォルニア地域の時間変化を調べ、 $b$  値などの地震活動の特性や他の地球物理データと比べた。後者の研究によるとコーダ  $Q^{-1}$  の長期的な

増加傾向と 1985 年ごろからの急激な上昇が目される。PENG (1989) の研究でも、同地域のコーダ  $Q^{-1}$  が 1982 年～1988 年の間の詳しい調査に対し、1985～1986 年に始まる顕著な増加傾向が認められる。

顕著な地震前後のコーダ波変化の研究も、もっと盛んになってよいと思う。日本でもまだ 3 例にしかすぎない。また、方法 (1) に基づく研究は 1 例しかない。これは筆者によるものであるが、データの選び方や統計のやり方を変えて 2 度の報告をした [TSUKUDA (1985, 1988)]。最近ではデジタル波形データが豊富であるから、適当な波形データ編集システムを用意すれば、時間変化の研究は進展するものと期待される。多くの研究機関にデータが大量に存在しているが波形データの処理設備が現在貧弱であることは筆者も承知しているところである。

なお、コーダ  $Q$  についての総合報告には HERRAIZ and ESPINOSA (1987)、その時間変化については SATO (1988a) がある。また、地震波の散乱現象の総合報告としては佐藤 (1991) がある。

#### § 4. S 波速度の異方性とその時間変化

##### 4.1 原理

媒質の中に亀裂が入って空隙ができる。それは非常に幅が狭いもので二つの表面が接しあっている。この空隙には水などの流体が充満している場合もあろう。地震波 S 波とこのクラックの相互作用を考えてみよう。クラックの中央部は自由表面と見なしてよい。この表面に沿って伝播する S 波について考えると、この表面に平行な振動方向をもつ S 波 ( $qS_1$  波) はクラックの影響を受けずに進行するが、垂直な振動方向をもつ S 波 ( $qS_2$  波) は S 波より遅い Rayleigh 波を生成しつつ伝播するので波動エネルギー伝播の速度が遅れる。ANDERSON *et al.* (1974) は配向したクラック群に対するモデル計算の方法と計算例を示した。

地殻上部に水平圧縮を受けているテクトニックに活動的な地域がある。クラックは圧力が最小な方向に開き易いから、それに直交する最大主圧力軸に平行で鉛直な面をもつクラック群が発達するであろう。真下から来る S 波はクラック群の配向の方向に平行な方向とそれに垂直な方向で速度が異なってくるので、この splitting を調べることによって地下のクラックの生成の程度が分かる [CRAMPIN *et al.* (1984), CRAMPIN (1987b)]。このような S 波の異方性を示す地殻の領域はかなり広く広がっており、弱い応力でもクラック群の配向が生起していると考えられ、EDA (extensive-dilatancy anisotropy) [CRAMPIN (1987a)] と呼ばれる。

観測波形から Splitting を読み取るには、水平動の



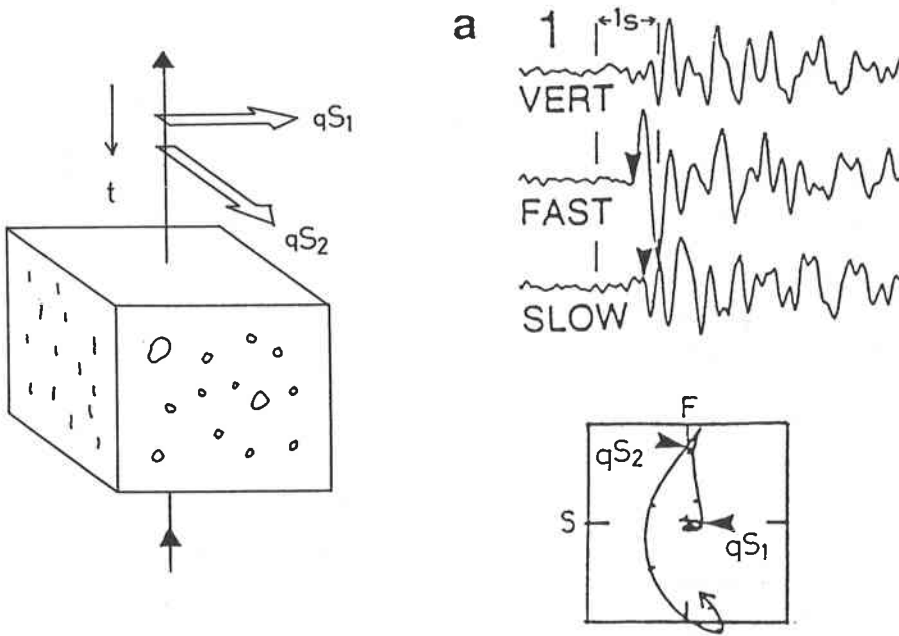


Fig. 5. Illustration of the quasi-shear waves,  $qS_1$  and  $qS_2$ , for fast and slow arrivals and an example of observed splitted shear waves. The waveforms and particle motion are reproduced from Fig. 2 in CRAMPIN *et al.* (1990).

particle motion の 2 次元ベクトル図を作る (Fig. 5 参照)。期待される偏角した S 波 (quasi-shear waves) は 2 種類 ( $qS_1$ ,  $qS_2$ ) あり、振動方向は互いに直交する。 $qS_1$  が到着してしばらくは線状の軌跡を描き、 $qS_2$  の到着とともに振動方向が変わる。実際は、散乱波などの擾乱のため  $qS_2$  の発現を同定することは必ずしも容易ではない。ASTER *et al.* (1990) は振動のリニアリティの継続時間、すなわち  $qS_1$  と  $qS_2$  波の到着時間の差  $t_{\text{split}}$  を波形成分の共分散計算による客観的な規準で判定できる方法を提案した。彼らは上下動成分を加えた 3 成分波形を扱っている。 $t_{\text{split}}$  を震源距離で正規化した相対的な時間差を用いると他との比較のとき便利である。

さて、S 波を地上で観測する場合、入射方向が鉛直に近ければ問題ないが、斜めの入射では地表で変換波が生じ S 波の波形が乱れる [EVANS (1984)]。その臨界角  $\sin^{-1} V_S/V_P$  (Poisson's ratio が 0.25 のとき  $35^\circ$ ) が張る円錐形の空間、すなわち鉛直から臨界角までの入射角の範囲を Shear wave window と呼んでいる [BOOTH and CRAMPIN (1985)]。

#### 4.2 応用

PEACOCK *et al.* (1988) はサンアンドレアス断層付近のいわゆる Anza seismic gap を挟んだ北西側のある観測点で約 1000 日の間に  $t_{\text{split}}$  が 1 km あたり 3 ms から 6 ms まで変化したことを見いだした。この観測点にお

ける  $t_{\text{split}}$  の増加は、ここより 33 km 北の地点で North Palm Springs 地震 ( $M$  5.6) が発生した 1986 年 7 月まで続き、その後は減少 (3 ms/km 以下) に転じた [CRAMPIN *et al.* (1990)]。この 100% に達する時間変化については ASTER *et al.* (1990) が疑問を投げかけている。これについては次の節で議論する。

BOOTH *et al.* (1990) は 1982 年にアメリカのアーカンサス州の Enola で発生した群発地震について  $t_{\text{split}}$  を調べ、 $M$  3.8 の地震の直前の数時間前から急にそれが減少したことを確認した。

SAVAGE *et al.* (1990) はカリフォルニアの Long Valley Caldera 地域における 1979 年～1988 年の S 波の異方性を調べた。 $t_{\text{split}}$  は最高 0.48 秒を記録し、これは 15～30% の速度異方性に相当する。これは恐らく EDA としてこれまで知られている地域のなかでは最大であろう。1980 年 5 月の  $M$  6 の地震の後、 $t_{\text{split}}$  はわずかな増加傾向を示した。

#### 4.3 問題点と課題

今までに報告されている  $t_{\text{split}}$  の値は 0.5 秒以下で、たいていの場合 0.1～0.2 秒である。 $qS_2$  波の到着時刻を同定することが難しいことはすでに述べた。ASTER *et al.* (1990, 1991) が示した計算機による方法は一応客観的であると言える。データ量が増えてきた場合、このような自動化は不可欠であろう。ただ、CRAMPIN *et al.* (1991)

が指摘するように、人間の目のパターン認識で判定した  $qS_2$  の到着時間と大きくずれる場合がある。また、客観的とはいっても判定条件のパラメータを与えるのは人間であり、多少の主観が入るのは仕方がない。いつの場合でもデータの選択、選別、結果の解釈には研究者の個性や経験が大きく影響している。解析方法を変えた研究や他の研究者による検証が大切な所以である。

似たような S 波の性質に注目した方法であるが、水平方向に振動面をもつ SH 波と鉛直面に振動する SV 波の到達時間差の時間変化を研究した人がいる [GUPTA (1973)]。この場合は比較的長時間水平方向に伝播した波を用いている。彼はこの SH 波と SV 波の splitting も応力変化を反映するものと考え地震予知の一方法としてアピールした。RYALL and SAVAGE (1974) は同じデータを解析し SV 波には P/SV 変換波などが含まれているので注意が必要であることを指摘した。この種の splitting についてもさらなる研究が必要に思う。

なお、マイクロクラックの配向によるものを含めた地球媒質の異方性についての総合報告には金嶋 (1991) がある。

## § 5. その他の方法

地震波には非常に多くの情報が含まれている。これまで見てきた方法はその一部に注目したものであって、この他にも有用な波形の成分や解析方法が存在する。情報源にしても震源域ないしその周辺の媒質の性質だけでなく震源における動力学的性質も考えられる。

次に解析法の主なものを挙げる。

(1) 波形の相似性に注目して、地震の集中性の変化を調べる。地震記象を比較する方法と波形の相関 [PECHMANN and KANAMORI (1982)] を計算する方法がある。

(2) スペクトルを測定して、媒質の減衰特性変化や震源関数の変化を調べる。簡便な方法としてはスペクトルの高周波成分と低周波成分の単純比較がある。

(3) 波の主成分分析による地震波振動特性、特に rectilinearity [本谷 (1988)] の変化。

(4) 地震波形のインヴェージョンによる震源関数の推定とその時間変化。

地震予知あるいは時間変化の観点から上記の各項目の研究が精力的に行われているわけではないが、スペクトルや rectilinearity のように有望な結果が得られたものがある。それらについて以下に述べる。

地震の波形が似通っているもの（いわゆる、earthquake family [浜口・長谷川 (1975)]）のグルーピングを行うことにより、集中震源の位置の同定ができる。TSUJIURA (1983) は、関東全域の地震をいくつかの観測

点で観測し、波形やスペクトルの研究を系統的に行なった。一つの成果として、ある地震群が大きい地震の前震なのか群発地震の一員なのかを判別するのに、相似波形を示す地震が多いほど群発地震に属するという結果が得られた。群発地震は多くのバーストで構成されている [佃 (1991)] ので、それぞれのバーストに属する地震が空間的にも集中して発生していることを意味していると思われる。前震は集中性に乏しい場合が多いらしい。ただ、小地震の場合、相似性が高い、すなわち集中的な前震が出現することがある [例えば MOTOVA and ABE (1985)]。

媒質の変化を研究するには群発地震が格好の材料を提供する。松代群発地震 (1965~1967 年) の活動開始前と活動中の地震波のスペクトルを比較したら、後の方は高周波成分が少なくなっていた [SUYEHIRO (1968)]。その際、公平な比較のため解析した地震の震源やマグニチュードは限定してある。このような松代群発地震の震源域の地震波減衰が大きいことは人工地震の研究でも確認されている [SUZUKI (1972)]。1968 年のえびの地震も群発的な活動であったが、その中のバースト的な小群発地震の前後でも、傾向として上と同じような結果が得られている [渡辺 (1970)]。さらにこの場合、震源域の中心部の地震は低周波が卓越し、高周波に富む地震は周辺部に多い。

余震域の地震波減衰では、1984 年長野県西部地震についての研究がある。OHTAKE (1987) は P 波初動のパルス幅を測定し、震源域は周りに比べ減衰が大きく、しかも、本震後 1 日~2 カ月の間が特に顕著であったと報告している。SATO (1987) は各観測点の最大振幅に基づくマグニチュードの平均からのずれを震源域付近の観測点について求め、上記を支持する結果を得た。

スペクトル変化と顕著地震活動との関係についてはカムチャッカ半島付近の地震についての研究がある [FEDOTOV *et al.* (1972)]。半年から 10 カ月の低活動期と数カ月の活動期が交互に巡ってくるが、P 波でも S 波でも低活動期には高周波成分の低周波成分に対する比および P 波の S 波に対する振幅比が次第に減少する傾向を示した。

最近、本谷 (1988) は地震波初動部の主成分分析を行い、rectilinearity、波の到来方向、入射角の諸量のうち rectilinearity  $R$  に著しい時間変化を見いだした。この  $R$  は Fig. 6 に示したように 3 次元での波の particle motion の包絡面を楕円体の表面で近似し、長軸を  $\lambda_1$ 、短軸を  $\lambda_2$  としたとき、 $R = 1 - \lambda_2 / \lambda_1$  と定義される。この値が 1 に近いほど P 波らしくなる。Fig. 6 は北海道浦河の観測点において、浦河沖に密集して発生している地震

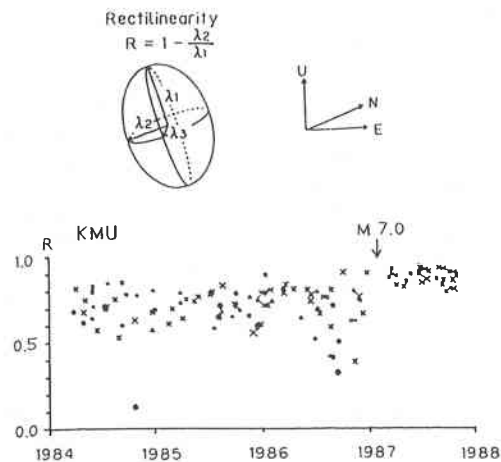


Fig. 6. Temporal change of the rectilinearity of P waves, reproduced from Moroya (1988).

The marks, ×, △ and ○ are as follows:

×:  $\theta > 80^\circ$

△:  $80^\circ > \theta > 70^\circ$

○:  $70^\circ > \theta$

where  $\theta$  means the angle of incidence measured from the horizon.

(深さ 80 km 以浅,  $M > 2.5$ ) を観測し  $R$  を計算したものである。日高山脈直下 119 km で発生した  $M 7.0$  の地震の後,  $R$  は極大となり分散も著しく小さくなった。  $M 7$  の地震の震源域からやや離れた領域で発生している地震のグループについての結果であるが, 広い空間で何らかの媒質の変化があったと考えられる。この方法は  $S$  波にも適用できるかもしれない。媒質物性との関係についての理論的な考察が今後必要である。また, time window をどのように設定するかについても研究の余地を残している。

## § 6. おわりに

地震波を観測して将来の大地震の震源域やその周辺の媒質変化を検出し地震予知に役立てるための方法やこれまでの研究例を紹介してきた。観測は野外実験とも言われるが, 室内実験と違って測定する対象や実験の条件を自由に設定できない。自然が頼りであり, 観測した事例は非常に貴重である。観測する者はもとよりデータを解析する者は, “実験場” の設定条件や地震データの素性を詳しく吟味することが要求される。一つの事象についても異なった解析方法を試みたり, 別のデータを用いて何度も検証を試みるのがよい。そのような事例の紹介に努めたつもりである。その中には今後も研究対象として有効なものも含まれている。

方法としてもっとも精度や信頼性が高いのは  $P$  波や

$S$  波の速度変化である。最近では注目されなくなってきたが, 媒質の変化のよいインディケータであることには変わらない。地道で系統的な研究を再び始めなければならない。ダイラタンシーの地震発生モデルが提出された時は, 日本においても信頼性が高いデータが乏しかった。その頃から約 20 年経ち, その間大学等の観測網はテレメータ化され精度, とくに刻時精度が格段に向上し, 観測点の数も増え, 走時変化や地震波速度変化,  $V_p/V_s$  変化を検出するためのデータは相当蓄積されている。最近ではデジタル波形記録も利用できる。ただ,  $qS$  波の splitting や  $P$  波の rectilinearity の時間変化を観測するには高精度の 3 成分地震計を用意しなければならない。媒質の不均質性に関するコード  $Q$  測定にもデジタル波形を活用すべきである。単純なスペクトル解析でも震源情報を加味すればよい結果が期待できる。

松代群発地震については地震波速度変化や地震波減衰についてやや詳しく紹介した。1965 年から 1988 年までに 73 万回の地震を数え, 最盛期には 1 日最高 667 回の有感地震を記録したこの群発地震は, 地下に生じたであろうマイクロクラックについての情報を得るには好都合な事象であった。しかし, 地震波速度変化一つとっても解析が充分とは言えない。事例で示したように細かい地域的な変化を考慮する必要がある。過去のデータについてももう一度見直すべきではないかと思う。それと同時に現在でも微小地震レベルでは活動が続いているので, 現在の状態変化の研究も忘れてはならない。

コードの研究でも地域を限定して解析をおこなった例を示したが, いずれの方法でも地域性には気を付けて取り組むことが大切である。そうでなければ, 震源の位置や地震波伝播経路に依存した見かけの媒質変化を見せられることになりかねない。

地震予知に至る道は険しいが, 地震活動や地殻変動の異常地域に焦点を絞る, 地震波など各種の観測や既存のデータの解析を強化するならば, 地震の準備過程の解明と予知の実現へ一歩近づくことになる。

## 謝 辞

著者の見落とし, 思い違い, 不注意な誤りなどを親切に指摘していただいた査読者大竹政和, 干場充之の両氏に感謝いたします。

## 文 献

- AGGARWAL Y. P., L. R. SYKES, J. ARMBRUSTER and M. L. SBAR, 1973, Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes, *Nature*, **241**, 101-104.

- AKI, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.
- AKI, K., 1985, Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of lithosphere by the coda method, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 219-230.
- ANDERSON, D. L., B. MINSTER and D. COLE, 1974, The effect of oriented cracks on seismic velocities, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4011-4015.
- ANDERSON, D. L. and J. H. WHITCOMB, 1975, Time-dependent seismology, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1497-1503.
- 浅田 敏, 1973, 地震予知理論の革命—衝撃の米国ダイラトンシー仮説—, *自然*, 1973年9月号, 30-35.
- ASTER, R. C., P. M. SHEARER and J. BERGER, 1990, Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction, *J. Geophys. Res.*, **95**, 12449-12473.
- ASTER, R. C., P. M. SHEARER and J. BERGER, 1991, Reply, *J. Geophys. Res.*, **96**, 6415-6419.
- BIRCH, F., 1960, The velocity of compressional waves in relation to 10 kilobars, Part 1, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- BOOTH, D. C. and S. CRAMPIN, 1985, Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free-surface, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 31-45.
- BOOTH, D. C., S. CRAMPIN, J. H. LOVELL and J.-M. CHIU, 1990, Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11151-11164.
- 地質調査所, 1975, 爆破地震による地震波速度の時間的変化に関する研究, *地質調査所報告*, **254**, 1-75.
- 地質調査所, 1979, 爆破地震による地震波速度の観測—第10回—第12回大島爆破実験結果概報—, *地震予知連絡会会報*, **22**, 83-85.
- CHOUET B., 1979, Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California, *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 143-146.
- CRAMER, C. H. and R. L. KOVACH, 1975, Time variation in teleseismic residuals prior to the magnitude 5.1 Bear Valley earthquake of February 24, 1972, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 281-292.
- CRAMPIN, S., 1987a, Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy, *Nature*, **328**, 491-496.
- CRAMPIN, S., 1987b, The basis for earthquake prediction, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **91**, 331-347.
- CRAMPIN, S., D. C. BOOTH, R. EVANS, S. PEACOCK and J. B. FLETCHER, 1990, Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the north Palm Spring earthquake, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11197-11212.
- CRAMPIN, S., D. C. BOOTH, R. EVANS, S. PEACOCK and J. B. FLETCHER, 1991, Comment on "Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction" by Richard C. Aster, Peter M. Shearer, and Jon Berger, *J. Geophys. Res.*, **96**, 6403-6414.
- CRAMPIN, S., R. EVANS and B. K. ATKINSON, 1984, Earthquake prediction: A new physical basis, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **76**, 147-156.
- EVANS R., 1984, Effects of the free surface on shear wavetrains, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **76**, 165-172.
- FEDOTOV S. A., A. A. GUSEV and S. A. BOLDYREV, 1972, Progress of earthquake prediction in Kamchatka, *Tectonophysics*, **14**, 279-286.
- FEHLER, M., P. ROBERTS and T. FAIRBANKS, 1988, A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4367-4373.
- FRANKEL A. and L. WENNERBERG, 1987, Energy-flux model of seismic coda: Separation of scattering and intrinsic attenuation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1223-1251.
- GAO, L. S., N. N. BISWAS, L. C. LEE and K. AKI, 1983, Effects of multiple scattering on coda waves in three dimensional medium, *Pure Appl. Geophys.*, **121**, 3-15.
- GUPTA, I. N., 1973, Premonitory variations in S-wave velocity anisotropy before earthquakes in Nevada, *Science*, **182**, 1129-1132.
- GUSEV A. A. and V. K. LEMZIKOV, 1985, Properties of scattered elastic waves in the lithosphere of Kamchatka: Parameters and temporal variations, *Tectonophysics*, **112**, 137-153.
- HADLEY, K., 1975,  $V_p/V_s$  anomalies in dilatant rock samples, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 1-23.
- 浜口博之・長谷川 昭, 1975, 波形の相似な地震の発生と二、三の問題, *地震*, **2**, 153-169.
- 早川正巳, 1949, 地震波速度の時間変化, *地震*, **2**, 9-14, 41-46.
- HERRAIZ, M. and A. F. ESPINOSA, 1987, Coda waves: A review, *Pure Appl. Geophys.*, **125**, 499-577.
- HOSHIBA, M., 1991, Simulation of multiple-scattered coda wave excitation based on the energy conservation law, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 123-136.
- JIN, A. and K. AKI, 1986, Temporal change in coda  $Q$  before the Tanshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975, *J. Geophys. Res.*, **91**, 665-673.
- JIN, A. and K. AKI, 1989, Spatial and temporal correlation between coda  $Q^{-1}$  and seismicity and its physical mechanism, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14041-14059.
- KANAMORI, H. and D. HADLEY, 1975, Crustal structure and temporal velocity change in Southern California, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 257-280.
- 金嶋 聡, 1991, 地球内部の異方性とS波のスプリッティング, *地震*, **2**, 44 (特集号), 71-83.

- 国立防災科学技術センター, 1978, 関東地方の地震波速度変化—P波走時残差の空間分布, 地震予知連絡会会報, **19**, 32-37.
- KOPNICHIEV, YU. F., 1977, The role of multiple scattering in the formation of a seismogram's tail, *Izvestiya, Earth Phys. (English Trans.)*, **13**, 394-398.
- 宮本貞夫, 1956, 福井地震前後の地震波速度の異常 (大地震予知の一方法), 地震 **2**, 9, 47-56.
- MJACHKIN, V. I., W. F. BRACE, G. A. SOBOLEV and J. H. DIETERICH, 1975, Two models for earthquake forerunners, *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 169-181.
- 本谷義信, 1988, 光ディスクを用いた地震波形処理—P波群の振動様式の解析—, 地震 **2**, **41**, 411-417.
- MOTOYA, Y. and K. ABE, 1985, Waveform similarity among foreshocks and aftershocks of the October 18, 1981, Niigata, Hokkaido, earthquake, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 627-636.
- NERSESOV, I. L., J. D. SEMENOV and I. G. SIMBIREVA, 1969, Space-time distribution of the travel-time ratios of transverse and longitudinal waves in the Garm area, in *The Physical Basis of Foreshocks* (Nauka Publ. 1969).
- NUR, A., 1972, Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of  $t_s/t_p$  travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1217-1222.
- NUR, A. and G. SIMMONS, 1969, The effect of saturation on velocity in low porosity rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **7**, 183-193.
- 大中康賢, 1989, ダイレイタンス, 地学雑誌, **98**, 768-774.
- OHTAKE, M., 1973, Change in the  $V_p/V_s$  ratio related with occurrence of some shallow earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, **21**, 173-184.
- OHTAKE, M., 1987, Temporal change of  $Qp^{-1}$  in focal area of 1984 Western Nagano, Japan, Earthquake as derived from pulse width analysis, *J. Geophys. Res.*, **92**, 4846-4852.
- 大竹政和・勝又 護, 1976, 地震波速度変化の可能性と検出の限界, 地震予知研究シンポジウム (1976), 106-115.
- PEACOCK, S., S. CRAMPIN, D. C. BOOTH and J. B. FLETCHER, 1988, Shear wave splitting in the Anza seismic gap, southern California: Temporal variations as possible precursors, *J. Geophys. Res.*, **93**, 3339-3356.
- PECHMANN, J. C. and H. KANAMORI, 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.
- PENG, J. Y., 1989, Spatial and temporal variation of coda  $Q^{-1}$  in California, Ph. D Thesis, Univ. Southern California.
- PENG, J. Y., K. AKI, B. CHOUET, P. JOHNSON, W. H. LEE, S. MARKS, J. T. NEWBERRY, A. S. RYALL, S. W. STEWART and D. M. TOTTINGHAM, 1987, Temporal change in coda  $Q$  associated with the Round Valley, California, earthquake of November 23, 1984, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3507-3526.
- REASENBERG, P. and K. AKI, 1974, A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress, *J. Geophys. Res.*, **79**, 399-406.
- ROBINSON, R., 1987, Temporal variation in coda duration of local earthquakes in the Wellington region, New Zealand, *Pure Appl. Geophys.*, **125**, 579-596.
- ROBINSON, R., R. L. WESSON and W. L. ELLSWORTH, 1974, Variation of P-wave velocity before the Bear Valley, California, earthquake of 24 February 1972, *Science*, **184**, 1281-1283.
- RYALL, A. and W. U. SAVAGE, 1974, S-wave splitting: Key to earthquake prediction?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1943-1951.
- SATO, H., 1977, Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.
- SATO, H., 1978, Mean free path of S-waves under the Kanto District of Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, 185-198.
- SATO, H., 1982, Coda wave excitation due to non-isotropic scattering and nonspherical source radiation, *J. Geophys. Res.*, **87**, 8665-8674.
- SATO, H., 1986, Temporal change in attenuation intensity before and after the eastern Yamanashi earthquake of 1983 in central Japan, *J. Geophys. Res.*, **91**, 2049-2061.
- SATO, H., 1987, A precursorlike change in coda excitation before the western Nagano earthquake ( $M_s = 6.8$ ) of 1984 in central Japan, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1356-1360.
- 佐藤春夫, 1987, 地震発生に関連した散乱と減衰の時間変化, 地震予知シンポジウム (1987), 157-163.
- SATO, H., 1988a, Temporal change in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence—A review of recent studies on coda waves, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 465-497.
- SATO, H., 1988b, Is the single scattering model invalid for the coda excitation at long lapse time?, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 43-47.
- 佐藤春夫, 1991, ランダムな不均質による地震波の散乱, 地震 **2**, **44** (特集号), 85-97.
- SAVAGE, M. K., W. A. PEPPIN and U. R. VETTER, 1990, Shear wave anisotropy and stress distribution in and near Long Valley Caldera, California, 1979-1988, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11165-11177.
- SBAR, M. L., J. ARMBRUSTER and Y. P. AGGARWAL, 1972, The Adirondack, New York, earthquake swarm of 1971 and tectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1303-1317.
- SCHOLZ, C. H., L. R. SYKES and Y. P. AGGARWAL, 1973, Earthquake prediction: A physical basis, *Science*, **181**, 803-810.
- SEMEV, A. M., 1969, Variations in the travel time of transverse and longitudinal waves before violent earthquakes, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, no. 4, 245-248.

- STUART, W. D., 1974, Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors, *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 261-264.
- SUYEHIRO, S., 1968, Changes in earthquake spectrum before and after the Matsushiro swarm, *Pap. Met. Geophys.*, **19**, 427-435.
- TSUJIURA, M., 1983, Waveform and spectral features of earthquake swarms and foreshocks—in special reference to earthquake prediction—, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **58**, 65-134.
- TSUKUDA, T., 1985, Coda  $Q$  before and after a medium scale earthquake, Abstract 23rd General Assembly IASPEI, Tokyo, **1**, 82.
- TSUKUDA, T., 1988, Coda- $Q$  before and after the 1983 Misasa earthquake of  $M 6.2$ , Tottori Prefecture, Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 261-279.
- 佃 為成, 1991, 群発地震, 月刊地球, **13**, 673-678.
- URSU, T., 1973, Temporal variations in travel time residuals of P waves from Nevada sources, *J. Phys. Earth*, **21**, 475-480.
- 宇津徳治, 1975, 地震に先行する P 波速度変化地域の検出, 地震 **2**, **28**, 435-448.
- 宇津徳治, 1985, 地震波速度の変化, 地震予知 II, 学会出版センター, 71-98, 439 pp.
- 渡辺 晃, 1974, 京都府中部地震 (1968 年 8 月 18 日) に伴う地震波速度変化について, 地震予知連絡会会報, **11**, 112-116.
- 渡辺邦彦, 1970, えびの地震に関する 2, 3 の考察, 地震 **2**, **23**, 32-40.
- WESSON, R. L., R. ROBINSON, C. G. BUFE, W. L. ELLSWORTH, J. H. PFLUKE, J. A. STEPPE and L. C. SEEKINS, 1977, Search for forerunners to earthquakes in central California, *Tectonophysics*, **42**, 111-126.
- WU, R. S., 1985, Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—Separation of scattering effect from intrinsic attenuation I. Theoretical modelling, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **82**, 57-80.
- WU, R. S. and K. AKI, 1988, Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—Separation of scattering effect from intrinsic attenuation II. Application of the theory to Hindu Kush region, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 49-80.
- 吉井敏尙, 1978, 地震波速度の変化, 浅田 敏編 地震予知の方法, 東京大学出版会, 78-92.
- YUKUTAKE, H., T. NAKAJIMA and K. DOI, 1988, In situ measurements of elastic wave velocity in a mine, and the effects of water and stress on their variation, *Tectonophysics*, **149**, 165-175.
- ZENG, Y., 1991, Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1022-1029.
- ZENG, Y., F. SU and K. AKI, 1991, Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, **96**, 607-619.