1989年伊東沖群発地震のコーダ波の 散乱および減衰特性

東京大学地震研究所* 村井芳夫
京都大学理学部地球物理学教室** 小林芳正

Scattering and Attenuation Properties of Coda Waves during the Off Ito Earthquake Swarm in 1989

Yoshio MURAI

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

and Yoshimasa KOBAYASHI

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University, Kitashirakawa-Oiwake-cho,
Sakyo-ku, Kyoto 606, Japan

(Received August 8, 1991; Accepted May 25, 1992)

The scattering and attenuation properties of S-coda waves are investigated by analyzing seismic waves recorded during the off Ito earthquake swarm in 1989. First, on the basis of the analysis of tripartite array data, it is shown that coda waves of 3 earthquakes are propagated from all directions and their apparent velocities are estimated. Next, the values of Q_c^{-1} of coda waves, Q_c^{-1} , are estimated in six frequency bands from 1.0 to 32.0 Hz for two lapse time windows by using the single backscattering model. By fitting Q_c^{-1} from the long lapse time window to the power law frequency dependence, $Q_c^{-1} \propto f^n$, the power n is estimated as -0.81 for the band covering 1.0 to 16.0 Hz. The values of Q_c^{-1} for the two lapse time windows are compared in four frequency bands from 2.0 to 16.0 Hz. While a good agreement is obtained in the 2.0 Hz band, discrepancy is large in the 16.0 Hz band. In addition, apparent velocities of coda waves are obtained within ± 0.5 km/s of the phase velocities of Rayleigh waves predicted for the subsurface structure over the frequency range from 2.0 to 4.0 Hz. These results suggest that coda waves at around 2.0 Hz contain backscattering surface waves and that the values of Q_c^{-1} reflect the attenuation properties in the shallow crust exclusively. On the other hand, for frequencies higher than 4.0 Hz a decrease of the values of Q_c^{-1} with lapse time may be attributed to a decrease of Q^{-1} with depth. We compare Q_c^{-1} for earthquakes recorded before and after the two major events in the swarm, the July 9 Ito-Oki earthquake (M 5.5) and the July 13 volcanic eruption. No appreciable temporal change of Q_c^{-1} is found associated with these events. The heterogeneity size or the maximum crack length is estimated to be longer than 0.6 km from the frequency at which Q_c^{-1} takes the peak value.

Key words: Tripartite array analysis, Coda Q^{-1} , Lapse time dependence of coda Q^{-1} , Temporal change of coda Q^{-1} , Heterogeneity size.

§ 1. はじめに

地震記録の直達S波の後続波は、Sコーダ波と呼ばれる

ている。近地震記録のSコーダ波は地球内部にランダムに分布する不均質構造からの散乱波であると解釈されている [AKI (1969)]. AKI and CHOUET (1975) が一次後方散乱モデルを提唱して以来、コーダ波の振幅の時間減衰から世界各地でのコーダ波の $Q^{-1}(Q_c^{-1})$ が求められる

* 〒113 東京都文京区弥生 1-1-1

** 〒606 京都市左京区北白川追分町

ようになった。 Q_c^{-1} は震源と観測点を焦点とする回転楕円体中での、幾何減衰以外の平均的な地震波の吸収および散乱による振幅減衰を表す現象論的なパラメーターである[Aki (1980b)]。これに基づいて、 Q_c^{-1} のテクニクな活動に関連した地域性[佐藤(1986)など]や、大地震の発生と関連した時間変化[WANG *et al.* (1989), JIN and AKI (1989) など]も多数報告されており、その地震予知への可能性が期待されている[Aki (1985), 佐藤(1987), Sato (1988)]。

Q_c^{-1} はS波の $Q^{-1}(Q_s^{-1})$ とよく一致すること[Aki (1980b)]が、経験的に知られている。1 Hz以上の周波数では、 Q_s^{-1} が周波数に強く依存していることが各地での観測から明らかになり、表面波の解析結果と併せて考慮すると、 Q_s^{-1} は0.5 Hz付近でピークを持つだろうと考えられるようになった[Aki (1980a)]。MATSUMI (1990)は多数の空孔を開けた金属板を用いた超音波実験によって、YAMASHITA (1990)は2次元クラック群によるSH波散乱の場合に、クラックのサイズ分布がべき分布であると仮定して理論的に、上のような周波数依存性を持つ Q^{-1} を導いている。このように、観測による Q_s^{-1} の周波数依存性は散乱減衰によってよく説明できる。したがって、実際の観測データをこれらの実験的および理論的結果と比較することによって、不均質構造の大きさあるいはクラックの長さを推定できる可能性がある。

異なる岩盤上で観測されたS波とコーダ波の振幅比が一致すること[Tsujiiura (1978)]や、前述のように Q_c^{-1} と Q_s^{-1} が一致することから、コーダ波はS波の散乱波だと広く考えられている[Aki and Chouet (1975), Sato (1977), Rautian and Khalaturin (1978) など]。一方、出射・他(1985)は、堆積盆地で観測されたコーダ波の到来速度がレイリー波の位相速度と一致することから、コーダ波に表面波が含まれていることを示した。BLAKESLEE and MALIN (1990)は、地表と地下198 mで得られた地震記録の比較から、低周波のコーダ波の初めの部分には地表付近で散乱された表面波が含まれていることを示した。SPUDICH and BOSTWICK (1987)は、群発地震で震源位置が互いに近い地震群をアレイ震源と見なして、相反定理に基づいて1点だけの観測点でのデータに周波数-波数(F-K)スペクトル法を適用することにより、2~5 Hzのコーダ波の直達S波走時の2倍より前の部分では、観測点直下での多重散乱効果が卓越していることを示した。このように観測の条件やコーダ波の周波数帯、解析区間によっては、コーダ波がランダムな不均質構造からのS波の散乱波とは見なせない場合もあり、 Q_c^{-1} が何を反映しているかという点でも、コーダ波

Fig. 1. Observation stations (triangles) and epicenters of earthquakes analyzed in this study (dots and stars).

Dots are the epicenters of the events recorded at KWN. Stars are recorded at SOF. The number attached to the star corresponds to the event number in Table 2. The cross symbol indicates the eruption point (Teishi Knoll) on July 13, 1989. Boxes represent the stations used in Sato (1986) (JIZ) and in Goro (1990) (KMT and AJR).

の到来方向や速度を調べることは重要である。

1989年6月30日に静岡県伊東市沖で発生した群発地震は、7月9日にM5.5の最大の地震、7月13日に海底噴火を伴い、その後沈静化した。本研究では、その時に臨時観測で得られた記録を用いて、まず3点観測の記録からコーダ波の3点アレイへの到来方向および見かけ速度を調べる。次に、コーダ波の振幅の時間減衰から Q_c^{-1} を求め、その周波数依存性を調べる。その際、震源時からの経過時間(Lapse time)が長くなると Q_c^{-1} は減少すること[AKAMATSU (1980) など]が知られているので、そのLapse timeによる違いについても調べてみる。また、M5.5の地震と海底噴火の前後での記録が得られているので、その前後での Q_c^{-1} を比較する。最後に、 Q_c^{-1} の周波数依存性のピークを散乱減衰による Q_s^{-1} のピークと見なして、不均質構造の大きさを推定してみる。

§ 2. 観測と記録

2.1 観測場所と観測方法

今回用いた記録は、京都大学防災研究所によって臨時

に観測されたものである。観測点の位置を Fig. 1 に三角の印で示す。観測は、7 月 9 日の M 5.5 の地震の前の 7 月 8, 9 日には伊東市川奈 (KWN) で、また 7 月 13 日の海底噴火の起こった後の 7 月 17 日から 21 日には汐吹崎 (SOF) で行われた。KWN は第四紀火山岩類 [荒牧・葉室 (1977)] の露岩上の観測点で、サーボ型加速度計 3 成分を用い、1 点のみでトリガー式で 100 Hz サンプルングでデジタル記録した。SOF は海に突き出た第三紀鮮新世玄武岩類 [荒牧・葉室 (1977)] の岩盤の露頭で、Fig. 2 のように 3 点で準連続記録方式で観測を行った。地形の制約上、南北に細長いトリパタイトとなっている。用いた地震計は固有周波数 1 Hz の速度型地震計で、観測点 3 では 3 成分、観測点 1 と 2 では上下動成分だけを用いた。サンプルングは 122 Hz で行った [竹内・他 (1990)]。

Fig. 2. Configuration of the tripartite array at SOF.
Broken line denotes the N-S direction.

伊豆半島を北東から南西へ横切る伊東-松崎測線では、爆破地震動を使ったタイムターム法によって地下構造が推定されている [YOSHII *et al.* (1985)]. KWN と SOF からこの測線までの最短距離はそれぞれ約 6.5, 8.7 km である。これとは別に伊東市内では、パイロサイスを使った反射法により地下構造が推定されている [KASAHARA *et al.* (1991)]。また、植木・他 (1991) は伊東沖群発地震の震源計算に、YOSHII *et al.* (1985) の結果を単純化した 2 層構造モデルを用い、 V_P/V_S を表層で 1.9, 第 2 層で 1.8 としている。これらを元にして、本研究では観測点付近の地下構造に Table 1 のような 3 層構造を仮定した。第 1, 2 層の厚さと P 波速度は KASAHARA *et al.* (1991) による値を、第 3 層の P 波速度は YOSHII *et al.* (1985) による基盤岩の値をそれぞれ採用した。S 波速度は、植木・他 (1991) により、 V_P/V_S を第 1, 2 層で 1.9, 第 3 層で 1.8 として求めた。密度は、関東・東海地域におけるボーリングによる速度検層 [鈴木・他 (1981)] で、P 波速度と密度の相関の平均的な値から決めた。第 1 層は新しい火山噴出物の層、第 2 層は第三紀中新統 (湯ヶ島層群)、第 3 層は伊豆半島の基盤岩にそれぞれ対応すると考えられている [KASAHARA *et al.* (1991)]。

2.2 記 録

今回の解析に用いた地震の震央距離は 10 km 以内、深さはほとんどが 4 km 以内で、マグニチュードは 1.6 ~ 3.4 の範囲にある。これらの震央の位置を Fig. 1 に示す。図中の丸い点は、7 月 9 日の M 5.5 の地震の前に KWN で観測された 25 個の地震を、星印は、7 月 13 日

Table 1. Subsurface structure model around observation stations.

Thickness (km)	P-velocity (km/s)	S-velocity (km/s)	Density (g/cm ³)
0.6	2.9	1.5	2.0
1.4	3.6	1.9	2.3
∞	5.3	2.9	2.6

Table 2. List of the events recorded at SOF.

Event No.	Year	Date M D	Origin Time H: M Sec.	North Latitude	East Longitude	Depth km	Magnitude
1	1989	7 18	12:44 9.2	34°58.2'	139° 9.7'	6	2.0
2	1989	7 18	13:46 17.0	34°59.1'	139° 7.5'	5	1.6
3	1989	7 19	13:51 19.9	34°59.4'	139°10.6'	5	2.0
4	1989	7 20	14:29 30.8	34°59.3'	139° 5.5'	3	2.1
5	1989	7 20	15:06 23.0	34°59.9'	139° 3.9'	1	--
6	1989	7 20	17:42 47.6	34°59.4'	139°10.5'	10	2.0
7	1989	7 21	0:39 21.1	34°58.6'	139° 7.5'	0	1.6
8	1989	7 21	2:40 25.3	34°59.8'	139° 4.1'	1	2.4
9	1989	7 21	3:57 30.4	35° 0.2'	139° 3.6'	3	--

Fig. 3. Raw traces of event No. 6 recorded by velocity seismographs at SOF array. The number at the left of each trace denotes the observation points in Fig. 2. Seismograms with three components are observed at Site 3. Lapse time is measured from the origin time. t_s indicates the S-arrival time at Site 3.

の海底噴火の起こった後に SOF で観測された 9 個の地震をそれぞれ表す。この 9 個の地震だけには番号が付けてあり、気象庁 (1990) による震源情報を Table 2 に示す。Fig. 1 には、7 月 13 日の海底噴火でできた手石海丘の位置も罰点で示されている。

§ 3. S コーダ波の到来方向と見かけ速度の推定

3.1 位相差による推定

本研究では、以後直達 S 波の走時の 2 倍より後ろをコーダ波と呼ぶことにする。コーダ波の到来方向と見かけ速度の推定には、SOF でのトリパタイト観測により得られた地震記録を使う。Fig. 3 は、Table 2 の No. 6 の地震波形である。観測点 3 については、3 成分の記録を示す。 t_s は観測点 3 での直達 S 波の到達時間を表す。Fig. 4(a) は、そのうちの上下動成分の記録を、中心周波数が 1.0 Hz でバンド幅が 0.5 Hz の狭帯域のガウス関数型のバンドパス・フィルター [DZIEWONSKI *et al.* (1969)] に通したものである。Fig. 4(b) には、それぞれの観測点でよく似た波形の山谷に注目し、その時間差から求めた

Fig. 4. (a) Gaussian band-pass filtered (0.75–1.25 Hz) vertical component traces of event No. 6.

t_s indicates the S-arrival time at Site 3. (b) Arrival directions and apparent velocities estimated by time-lag of peaks of the wave groups A and B's in (a). Solid lines denote the apparent velocities and directions from which wavelets arrive. Arrows show the azimuth of the epicenter.

各波群 A, B についての波の到来方向と見かけ速度を示す。矢印は震源から観測点へ方向、線の向きと長さはそれぞれ到来方向と速度を表している。その際、各地震計の位相特性は、振動台での検定によるセンサーとアンプ・フィルターを含めた総合特性を用いて、時間差に直して補正している。この解析方法では見かけ速度が速くなるほど推定値の分解能がなくなる。Fig. 2 からわかるようにアレイの大きさは約 150 m なので、ここでは見かけ速度推定の限界を、150 m を 0.05 s で通過する速さ 3.0 km/s くらいまでと考えた。そのため、見かけ速度が 3.0 km/s 以上になった時は 3.0 km/s とした。

これによると、波群 A は直達 S 波の到達時間から 3 秒間震源方向からの波であるのに対して、コーダ波にあたる波群 B は震源に関係なくいろいろな方向から来ている。波群 B の中で、一定の方向から同じような見かけ速度で来ているように見える部分を、それぞれ B1, B2, B3 としているが、その継続時間は波群 A に比べて短い。

SOF で観測された他の地震波形に対しても、中心周

波数が 1.0, 1.5 Hz の周波数帯で、この方法で波の到来方向と見かけ速度を推定してみた。周波数帯に限ったのは、2.0 Hz 以上の高周波になると 3 点間の波群の対応が悪くなったからである。直達 S 波の部分に関しては、Table 2 の No. 6 以外の 8 個の地震のうち、振幅が飽和していない No. 1, 2, 3, 9 の 4 個の地震について調べた。そのうち No. 1, 3 では、直達 S 波の到達時間から 1~3 秒間は、見かけ速度が 2.4 km/s 以上の震源方向からの波だった。No. 9 では、見かけ速度が 3.0 km/s より速く求められ、到来方向が震源の方向と一致しなかった。これは上記したように見かけ速度が速くなればなるほど分解能がなくなり、精度が悪くなるためと思われる。また、No. 2 では 3 点間の波群の対応が悪く、波の到来方向と見かけ速度は推定できなかった。これは多分、直達 S 波の直後に反射波など他の波が来ており、バンドパス・フィルターの影響で直達 S 波の部分に混ざってしまったからだろう。一方、コーダ波部分に関しては、到来方向と見かけ速度は 8 個とも No. 6 の地震と同じようにばらついていて、一定の方向性を示すこともなかった。また、同一の波と見なせる部分の継続時間は長くてもせいぜい 2 秒間でほとんどは 1 秒以下だった。

この解析方法は、一定の時間内でのアレイへの入射波が単一の平面波であるという仮定に基づいている。このことを考慮すると、直達 S 波の部分は震源方向から来ており、その到来方向と速度は割合うまく求められたといえる。一方、コーダ波部分は一見各観測点間の位相の対応が良く見えるが、様々な方向からの波が重なっており、この解析方法は使えないと考えられる。このことは、S 波の部分の後では一般に平面波を認めることは困難であるという、AKI and TSUJIIURA (1959) の結果と調和的であり、コーダ波がランダムな不均質構造からの散乱波であることが示唆される。このように、コーダ波部分では、波が等方的に入射していることが期待されるので、見かけ速度の推定に次の方法を用いる。

3.2 空間自己相関係数による推定

(1) 解析方法

空間自己相関係数によって速度を推定する方法は AKI (1957) により考案されたものだが、ここでは実際の計算は BACKUS *et al.* (1964) の APPENDIX I の (5) 式に従って行う。ここで、コーダ波部分では各周波数に対して単一速度を持つ平面波が等方的に観測点に入射していると仮定する。このとき、観測点 1 と 2 の距離を r 、観

Fig. 5. A test for resolution of the spatial autocorrelation method in the case of 20 pulses incident in 10 seconds.

(a) Arrival directions and apparent velocities of 20 pulses given in the simulation. All the pulses have the same apparent velocities of 1.5 km/s. (b) Synthetic seismograms obtained from the model in (a). All the pulses have random arrival times. The tripartite array configuration tested is the same as that at SOF in Fig. 2. (c) Spatial autocorrelation coefficients calculated from the seismograms shown in (b). See Table 3 for the apparent velocities estimated in this test.

測点1でのパワー・スペクトルを ϕ_{11} 、観測点1と2のクロススペクトルを ϕ_{12} 、周波数 f の波の速さを $c(f)$ とすると、 r は定数なので、2地点間の記録の空間自己相関係数は f だけの関数になり、

$$\frac{\phi_{12}(f)}{\phi_{11}(f)} = J_0 \left[2\pi f \frac{r}{c(f)} \right] \quad (1)$$

と表される。 J_0 は第一種0次のベッセル関数である。(1)式の左辺を計算してベッセル関数と対応させることができれば、それぞれの周波数 f に対して波の速さ $c(f)$ が求められる。これは、観測点のペア1と2、2と3、3と1に対してそれぞれ計算できる。

解析には上下動成分の記録を用いる。この方法では2地点における時系列は定常的でなければならない。また、2地点でのパワー・スペクトルの振幅はほぼ同じでなければならない。そこで出射・他(1985)にならって、コーダ波部分の記録の振幅を各時間で、その時間を中心とした一定の長さのウィンドウでのRMS振幅で割ることにより、定常の仮定を満たすようにし、かつ2地点での振幅をそろえる。そして、その記録について2地点間の空間自己相関係数を求め、その実部が(1)式で近似できるものとして解析する。実際には、相関係数とベッセル関数 J_0 の零点、極値を対応させて $c(f)$ を求める。

(2) 分解能

前述の仮定から、空間自己相関法では各周波数に対して、ある見かけ速度を持つ波が卓越していなければならない。ところが、コーダ波には様々な見かけ速度の波が含まれている可能性があり、この方法が使える地震記録や周波数帯は限られてくると考えられる。そこで、見かけ速度の推定値が信頼できるかどうかの判断基準を得るために、SOFアレイでの見かけ速度の分解能を見積るための数値実験を行った。

ここでは、簡単のためアレイへ入射する散乱波を振幅が1のパルスで代表させ、10秒間にいくつかのパルスがランダムな時間にランダムな方向から入射して来るモデルを使った。Fig. 5に20個のパルスが一定の見かけ速度1.5 km/sでアレイへ入射したときのシミュレーションを示す。Fig. 5(a)はモデルで与えた各パルスの到来方向と見かけ速度、(b)はモデルから得られるSOFアレイの各観測点での波形、(c)は観測点の各ペアで計算

された空間自己相関係数で、これをベッセル関数 J_0 と見なして、その最初の零点と極小値から速度を求めるとTable 3のようになる。Fig. 6には、一定の見かけ速度1.5 km/sでアレイへ入射するパルスの個数 N をいろいろ変えた場合の、見かけ速度の推定値をプロットしてみた。これによると、パルスが3個以上入射する場合に、見かけ速度は真の速度の ± 0.5 km/s の範囲に決まっていることがわかる。Fig. 7は1.5~2.9 km/sのランダムな見かけ速度を持つ20個のパルスが、アレイへ入射した場合である。このときには、観測点3と1のペアで計算した空間自己相関係数のように、ベッセル関数 J_0 と見なすのが難しくなるものがでてくる。

また、波が等方的に入射していないときや、見かけ速度が周波数によって大きく変化している場合にも、空間自己相関係数は単純なベッセル関数 J_0 とは見なせない。

以上より、1個の地震に対して観測点の3つのペアで計算された空間自己相関係数が、ある周波数帯ですべてベッセル関数 J_0 と見なせ、かつ、それから求められた見かけ速度が、1.0 km/s以下の揺らぎの幅で決まったときに限って、その周波数帯での見かけ速度の推定値は信頼できるものと判断した。

Fig. 6. A result of the test for the resolution of the spatial autocorrelation method.

The abscissa N stands for the number of pulses incident in 10 seconds. All the pulses have the same apparent velocities of 1.5 km/s. It is shown that each error is less than 0.5 km/s for $N \geq 3$.

Table 3. Apparent velocities obtained from frequencies at which the spatial autocorrelation coefficients in Fig. 5(c) equal to zero or become minimum.

$J_0(x)$	x	1-2		2-3		3-1	
		f	c	f	c	f	c
		(Hz)	(km/s)	(Hz)	(km/s)	(Hz)	(km/s)
1st zero	2.40	1.85	1.28	2.74	1.51	3.75	1.28
1st min.	3.83	3.50	1.52	4.50	1.56	6.30	1.35

Fig. 7. The same as in Fig. 5 except that 20 pulses have random apparent velocities from 1.5 to 2.9 km/s.

Fig. 8. (a) Stationarized traces of coda parts of event No. 7 observed at SOF array. The time in abscissa is measured from the time $t_0 + 2t_1$, where t_0 is the origin time and t_1 is the S-travel time. The coda parts correspond to the lapse time ranging 1.9 to 15.12 s from the origin time. The number at the left of each trace denotes the observation points in Fig. 2. (b) Spatial autocorrelation coefficients calculated from the traces shown in (a).

(3) 結果

一例として、No. 7 の地震についての結果を Fig. 8 に示す。(a) はコーダ波に当る、Lapse time が 1.9~15.12 s の部分を定常化した記録であり、(b) は (a) の波形から計算した観測点の各ペアでの空間自己相関係数である。これを見ると、2.0~3.0 Hz では 3 つともベッセル関数

J_0 で近似でき、しかも Fig. 9 に示すように、この周波数帯では各観測点のパワー・スペクトルの振幅が最大振幅の 1/10 以上あり、有意のエネルギーを持っていると見なせる。そこで、観測点 1 と 2 のペアでは最初の零点と極小値から、観測点 2 と 3 のペアでは最初の零点から速さが求められ、それぞれ 1.6, 1.3, 1.2 km/s となり、その

No.7 V-COMPONENT LAPSE TIME 1.9-15.12s

Fig. 9. Normalized power spectra of the traces shown in Fig. 8(a).

最大値と最小値の差が1.0 km/s 以内に決まる。しかし、それより高周波については、空間自己相関係数がベッセル関数から離れすぎるため、速度を求めることはできない。

他の地震についても同様の解析を行った。速さが求められたのは、Table 2 の9個の地震のうちのNo. 4, 6, 7の3個だけで、相関係数の最初の零点から2.0~4.0 Hzで1.0~2.0 km/sに決まった。その結果をFig. 10に示す。また、参考のために、Table 1の地下構造から求められたレイリー波の位相速度の分散曲線を実線で示してある。岡田(1965)によれば、表層のポアソン比が0.2~0.35の範囲では、レイリー波は基本モードが他の高次モードよりはるかに優勢であることがわかっている。Table 1の地下構造では、第1, 2層のポアソン比は0.3なので、ここでは基本モードの位相速度だけを示す。

この結果を見ると、この解析で求められた速度は、レイリー波の位相速度を挟んで±0.5 km/sの範囲に分布

Fig. 10. Apparent velocities estimated by spatial autocorrelation method for coda waves at SOF array.

Each symbol represents the event number in Table 2. Solid curve indicates phase velocity of the fundamental-mode Rayleigh waves for the subsurface structure model in Table 1.

しており、見かけ速度推定の精度が±0.5 km/sであることを考慮すると、3個の地震では2.0~4.0 Hzのコーダ波には、表面波の散乱波が多く含まれていたと推察される。

3個の地震の他の周波数帯や、それ以外の6個の地震で見かけ速度の推定ができなかったのは、波が等方的に入射していなかったためか、様々な見かけ速度の波が混ざっていたためと考えられるが、そのどちらかはこの解析では結論できない。以下では、Sコーダ波がランダムな不均質構造からの散乱波であると仮定して解析を進めてみる。

8 4. 一次後方散乱モデルによるSコーダ波解析 4.1 解析方法

AKI and CHOUET (1975) の一次後方散乱モデルによれば、中心周波数 f のバンドパス・フィルターを通した後の、震源時からの経過時間 t でのコーダ波の振幅 $A(f|t)$ は、

$$A(f|t) = ct^{-b} \exp[-\pi f Q_c^{-1}(f)t] \quad (2)$$

と表される。ここで、 c は震源項、 b は幾何減衰を表す

項, $Q_c^{-1}(f)$ は幾何減衰以外のコーダ波の振幅減衰を表す現象論的なパラメーターである. b は実体波では 1, 表面波では 0.5 の値をとる.

解析には KWN で観測された 25 個の地震と, SOF で観測された Table 2 の 9 個の地震の上下動成分の記録を使う. SOF では 3 点で観測をしているので, 27 記録

のうちノイズのない 26 記録を使った. 解析は次のようにして行った. まず, 地震記録をバンドパス・フィルター (中心周波数, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0, 32.0 Hz, バンド幅, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0 Hz) に通す. 次に, 時間を移動しながら, 中心周波数に対応する周期の 5 倍の長さでの振幅の 2 乗の平均値を計算し, その平方根をと

Fig. 11. An example of coda Q^{-1} analysis for the event observed at KWN and event No. 4 observed at SOF.

Band-pass filtered RMS amplitudes are plotted against lapse time with predicted curves by the single backscattering model in four frequency bands. t_s indicates the S-arrival time. Coda Q^{-1} are determined with two lapse time windows for the earthquakes recorded at SOF. Solid and broken lines correspond to short and long lapse time windows, respectively.

Fig. 12. Frequency dependence of coda Q^{-1} . The values estimated by SATO (1986) and Goro (1990) are also plotted (closed symbols).

The lines connect mean values for each frequency band. Solid lines refer to the assumption of body wave scattering, and broken lines refer to the assumption of surface wave scattering. The error bars represent ± 1 standard deviations. The numbers of coda Q^{-1} used in calculating the mean values are shown in Table 4. (a) Comparison between coda Q^{-1} determined with two lapse time windows for the earthquakes recorded at SOF. (b) Comparison between coda Q^{-1} determined with the short lapse time window for the earthquakes recorded at KWN and SOF.

ることによって RMS 振幅を求める。これに (2) 式を最小自乗法で当てはめて $Q_c^{-1}(f)$ を求めた。このとき、時間の移動量は、RMS 振幅を計算した時間幅の半分とした。また、コーダ波は S 波の散乱波から成ると仮定して $b=1$ としたが、3.2 で書いたように、SOF で観測された地震には、2.0~4.0 Hz のコーダ波に表面波の散乱波が多く含まれていると考えられるものもあるので、中心周波数が 1.0, 2.0, 4.0 Hz では $b=0.5$ とした解析も行った。

解析区間は直達 S 波の走時の 2 倍からとした。KWN

Table 4. Numbers of coda Q^{-1} estimated in this study.

Station	Frequency(Hz)					
	1	2	4	8	16	32
KWN	--	7	16	23	24	17
SOF(H<30km)	12	18	18	19	20	--
SOF(H<10km)	--	9	17	17	15	--

での記録は、加速度記録で振幅が早くノイズレベルまで落ちてしまうので、できるだけ解析区間を長くするためノイズレベルの 2 倍になるまでを解析した。SOF での記録は固有周波数 1 Hz の速度型地震計での記録で、解析可能な時間が長かったので、長短 2 つの解析区間で $Q_c^{-1}(f)$ を求めた。長い方は、KWN と同様にノイズレベルの 2 倍になるまでで、短い方は KWN の記録からの結果と比較できるように、震源時から解析区間の終りまでの長さを、KWN の記録を解析した時の平均の長さと同じ長さにとって解析した。SOF の長い解析区間の終りは震源時から平均約 20 秒後で、Table 1 の地下構造から、到達する一次散乱波が発生する最深点を求めると、深さ約 30 km となる。KWN の解析区間および SOF の短い解析区間の終りは震源時から平均約 9 秒後で、一次散乱波が発生する最深点は深さ約 10 km と求められる。

KWN と SOF における記録の RMS 振幅の時間減衰に、(2) 式を $b=1$ として当てはめた例を Fig. 11 に示す。 t_s は、直達 S 波の到達時間を表す。SOF の例は Fig. 2 の観測点 3 における Table 2 の No. 4 の地震のもので、長い解析区間から決まる振幅の減衰曲線は破線で示してある。8.0 Hz 以下では解析区間の長短によって、振幅の減衰の仕方にあまり違いがないのに対して、16.0 Hz では解析区間の長い方が短い方に比べて、減衰の仕方が緩やかなのがわかる。

4.2 結果

得られた Q_c^{-1} の周波数依存性を Fig. 12 に示す。エラー・バーは標準偏差を表す。破線は、中心周波数が 1.0, 2.0, 4.0 Hz で (2) 式の b を 0.5 とした場合の結果である。(a) には SOF の長短 2 つの解析区間からの結果を、(b) には KWN と SOF の短い解析区間からの結果をそれぞれいっしょに示す。Table 4 には、得られた Q_c^{-1} の個数を周波数別に示した。低周波での推定値の数が少ないのは、安定した値を求めるには低周波ほど長い解析区間が必要であるにもかかわらず、使える記録長が限られていたからである。KWN の 32.0 Hz での数が少ないのは、高周波では振幅がノイズレベルに落ちるのが早く、長い解析区間がとれなかったからである。このように周波数帯によって解析区間の長さが若干違うが、その差は約 1 秒で、 Q_c^{-1} の反映する深さに直すと約 1.5 km なので、ほとんど無視できる。

Fig. 12 には、コーダ波を実体波と仮定した一次等方散乱モデルによる、佐藤 (1986) と後藤 (1990) の結果も示してある。佐藤 (1986) の結果は、1977 年 6 月から 10 月までの地震の、中伊豆 (Fig. 1 の JIZ) での記録の直達 S 波の走時の 2 倍より後からせいぜい 60 s までの間を解析したもので、対応する深さはせいぜい 100 km までと考えられる。後藤 (1990) の結果は、1984 年 7 月から 1988 年 2 月までの地震の、鎌田 (Fig. 1 の KMT) と網代 (Fig. 1 の AJR) での記録から得られたもので、深さ 50 km に対応している。

Fig. 12(a) では、SOF の記録の長い解析区間からの結果が佐藤 (1986) と後藤 (1990) の結果とよく一致している。 Q_c^{-1} の周波数依存性を

$$Q_c^{-1}(f) = Q_c^{-1}(1)f^n$$

とすると、SOF の長い解析区間で (2) 式の b を 1 としたときには、 $n = -0.81$ となる。これは、関東・東海地域では火山フロントの東側で n の絶対値つまり Q_c^{-1} の周波数依存性が小さく、以西で大きいという佐藤 (1986) の結果のうち、火山フロントの西側での値と調和的である。一方、(b) の SOF の記録の短い解析区間からの結果と KWN の結果では、それぞれ $n = -0.73$, $n = -1.0$ となった。また、 Q_c^{-1} の値は佐藤 (1986) や後藤 (1990) の結果に比べて大きく求められており、他の結果と比較するときにはその解析区間を考慮しなければならないことがわかる。(a) では 2.0 Hz での Q_c^{-1} に Lapse time 依存性がほとんど見られないが、それより高周波になるに従って、解析区間が長いときには短いときよりも Q_c^{-1} が小さい、つまり振幅が減衰しにくくなっており、その Lapse time 依存性が強くなっている。Lapse time が長くなると Q_c^{-1} が減少することは、数多く指摘されており、 Q^{-1} の深さ依存性を反映したものと考えられている [GAGNEPAIN-BEYNEIX (1987), 小菅 (1988) など]。

Fig. 12(b) には、KWN と SOF の短い解析区間からの Q_c^{-1} の結果が示されている。両者の Q_c^{-1} はなるべく同じ回転楕円体を反映するように、震源時から解析区間の終りまでの長さの平均は等しくしている。KWN では M 5.5 の地震と海底噴火の前に、SOF ではこれらの後に観測を行ったので、両者の記録から求められた Q_c^{-1} に違いが見られる可能性がある。SOF では KWN に比べて、2.0 Hz で Q_c^{-1} が少し減少し周波数依存性が小さくなったようにも見えるが、エラー・バーを考慮すると有意な変化とは言えない。

4.3 Q_c^{-1} の周波数依存性のピークからの不均質構造の大きさの推定

SOF の記録の長い解析区間からの結果では、コーダ波を S 波と仮定した場合も表面波と仮定した場合でも、

2 Hz 付近で Q_c^{-1} が平坦になっている。エラー・バーを考慮すると Q_c^{-1} がピークを持つ周波数がどこか特定はできないが、2.0 Hz 以下にあるということはあるだろう。S 波速度を v 、角周波数を ω 、散乱係数を g とすると、波動のエネルギーが熱へと変換し失われるような内部減衰がない場合には、

$$Q_s^{-1} = Q_c^{-1} = gv/\omega \quad (3)$$

となる [DAINTY (1981)]。また、1 節に書いたように Q_s^{-1} と Q_c^{-1} はよく一致することが知られているので、 Q_c^{-1} の周波数依存性のピークを散乱減衰による Q_s^{-1} のピークと考え、MATSUMAMI (1990) と YAMASHITA (1990) の実験および理論的研究の結果に基づいて不均質構造の大きさを推定してみる。

Q^{-1} がピークを持つ波の波数を k_p とする。MATSUMAMI (1990) はジュラルミンの板に多数の空孔を開けて実験的に、不均質構造の半径 a と k_p との間に $k_p a = 1.5 \sim 2.5$ の関係があることを示した。YAMASHITA (1990) はサイズ分布がべき分布で、ランダムな向きを持つクラック群を通過して来る SH 波に対して、最大のクラックの長さの半分 $a_{\max}$ と k_p との間に $k_p a_{\max} = 1.8 \sim 3.4$ の関係があることを理論的に示した。ここで、MATSUMAMI (1990) での散乱体は空孔であり、YAMASHITA (1990) のクラックは開いたクラックを考えなければならない。このような散乱体は、地殻の浅い部分でだけ存在できると考えられる。今回の Q_c^{-1} は深さ約 30 km に対応しているので、これらの結果を適用できると見なす。

2 つのモデルは違うものだが、ここでは両者を同時に考えて、 $k_p a = 1.5 \sim 3.4$ と仮定する。このとき、 a は不均質構造の半径あるいは最大のクラックの長さの半分である。 Q_c^{-1} が 2.0 Hz でピークを持つとき、Table 1 の第 3 層目の S 波速度 2.9 km/s を用いれば、 $a = 0.3 \sim 0.8$ km と求められる。したがって、不均質構造の大きさあるいは最大のクラックの長さは、0.6 km 以上と推定される。

8 5. 議 論

3.2 で、SOF で観測された Table 2 の 9 個の地震のうちの No. 4, 6, 7 の 3 個では、2.0~4.0 Hz のコーダ波に、表面波の散乱波が多く含まれていることが示唆された。また、4.2 では、同じ 9 個の地震から求められた Q_c^{-1} に、2.0 Hz では Lapse time 依存性がほとんど見られなかった。コーダ波が S 波の後方散乱波から成る場合には、長い Lapse time に対する Q_c^{-1} は、深い地中の Q^{-1} を反映するものと考えられるから、Lapse time 依存性がないことから、2.0 Hz 付近の低周波のコーダ波には、表面波の散乱波が多く含まれていることが示唆され

る。このことが3個の地震だけに限られるのかどうかを調べるために、3個の地震と他の6個の地震に分けて Q_c^{-1} を比較してみたが、2つのグループの間に明らかな違いは無く、Fig. 12(a) と同様に 2.0 Hz では Lapse time 依存性がほとんど見られなかった。したがって、SOF で観測されたすべての地震で、2.0 Hz 付近の低周波のコーダ波には、表面波の散乱波が含まれており、低周波の Q_c^{-1} は高周波に比べて浅い部分の減衰特性をより多く反映していると考えられる。ただし、 Q_c^{-1} は大きな領域の平均的な性質を表すパラメーターなので、表面波の散乱波がどれくらいの割合で含まれていたかを定量的に示すことはできない。また、6個の地震で見かけ速度が推定できなかったのは、 Q_c^{-1} に影響を及ぼさない範囲内で様々な見かけ速度の波が混ざっていたからなのか、波が等方的に入射しなかったからなのかは結論できない。

この表面波の散乱波は、観測点近傍での重複反射の影響である可能性もある。しかし、SOF での記録から求められた 2.0 Hz での Q_c^{-1} は、別の観測点での佐藤 (1986) や後藤 (1990) の結果とよく一致しているので、この可能性は低いと考えられる。このことは、コーダ波の直達 S 波走時の 2 倍より後の部分では、ランダムに変化する方向から波が入射しており [SCHERBAUM *et al.* (1991)], 観測点直下での重複反射の効果はそれほど強くない [SPUDICH and BOSTWICK (1987)] という、アレイ地震の解析結果の例と調和的である。

一方、2.0 Hz より高周波になるに従って、 Q_c^{-1} に強い Lapse time 依存性が見られた。前述のように、 Q_c^{-1} の Lapse time 依存性は通常 Q^{-1} の深さ依存性を反映するものだと考えられるから、地殻上部では下部に比べて減衰が大きいことがわかる。このことは GAGNEPAIN-BEYNEIX (1987) や小菅 (1988) の結果と調和的である。また、3.2 で 4.0 Hz 以上の高周波では、空間自己相関係数から見かけ速度が全く推定できなかったのは、この周波数帯のコーダ波には深い所からの様々な見かけ速度を持つ波が混ざっていたためだと考えると矛盾が生じない。

ここでは一次散乱だけを考えたが、多重散乱の効果も考慮する必要があるかもしれない。多重散乱の Q_c^{-1} への影響は HOSHIBA (1991) によって得られているが、散乱体が様に分布する場合に、等方散乱の仮定の元での散乱減衰だけしか考慮されておらず、現時点ではこの結果を適用するのは難しい。今後の検討が必要である。

4.2 では、 $M 5.5$ の地震と海底噴火の発生に関連した、 Q_c^{-1} の有意な時間変化は見られなかった。もしこれら2つの発生の前後で、不均質構造の大きさやクラックの長

さが変化がしていたなら、 Q_c^{-1} の周波数依存性のピークに変化が見られたかもしれない。しかし、ここでは Fig. 12(b) のように低周波側では Q_c^{-1} が求められていないので、これ以上の議論はできない。今後、低周波側の Q_s^{-1} や Q_c^{-1} の推定が重要になるかもしれない。また、SATO (1988) のレビューするところによると、 Q_c^{-1} の地震発生に関連した時間変化は数年単位で見られており、もっと長い期間で見なければいけないのかもしれない。テクニクな議論をするためには、もっと深い所まで考慮する必要があるかもしれない。

4.3 では、 Q_c^{-1} の周波数依存性のピークを散乱減衰による Q_s^{-1} のピークと見なして、MATSUNAMI (1990) と YAMASHITA (1990) の結果に基づいて不均質構造の大きさを推定した。一般には、内部減衰も存在するので、内部減衰による Q^{-1} を Q_i^{-1} と書けば、(3) 式は

$$Q_s^{-1} = Q_i^{-1} + gv/\omega$$

となる [DAINTY (1981)]。この式の右辺の第2項は散乱減衰を表すので、これを Q_{scat}^{-1} と書くことにすると、

$$Q_s^{-1} = Q_i^{-1} + Q_{\text{scat}}^{-1}$$

となる。前述のように、 $Q_s^{-1} \sim Q_c^{-1}$ であることが経験的に知られているので、 Q_c^{-1} は、

$$Q_c^{-1} \sim Q_i^{-1} + Q_{\text{scat}}^{-1}$$

と書ける。ここで、 Q_c^{-1} は Q_i^{-1} と Q_{scat}^{-1} のどちらを反映しているかということが問題になる。

乾いた岩石を使った実験では、摩擦による Q_i^{-1} は周波数に対して一定値をとることが知られており [PANDIT and SAVAGE (1973), TOKSÖZ *et al.* (1979) など]、 Q_s^{-1} や Q_c^{-1} の周波数依存性のピークの形成は、 Q_i^{-1} の周波数依存性では説明できていない。

また、地震波形を使って Q_i^{-1} と Q_{scat}^{-1} を分離して、これらと Q_c^{-1} とを比較することが、FRANKEL and WENNERBERG (1987), WU and AKI (1988), TOKSÖZ *et al.* (1988), 干場 (1991), FEHLER *et al.* (1992) によって行われている。関東・東海地域については、点状の散乱体の一様分布と等方散乱を仮定した多重散乱のモンテカルロ・シミュレーションの結果 [HOSHIBA (1991)] に基づいて、FEHLER *et al.* (1992) が解析している。これによると、2~8 Hz の周波数帯では、 Q_c^{-1} は Q_i^{-1} に近い値に求められるが、1~2 Hz 帯では Q_{scat}^{-1} が Q_i^{-1} と同程度になり、 Q_c^{-1} は Q_i^{-1} と Q_{scat}^{-1} の和、つまり Q_s^{-1} に近くなる。4.3 では Q_c^{-1} の周波数依存性のピークは 2.0 Hz 以下にあると求められたので、このピークが散乱減衰によるものだという仮定は、FEHLER *et al.* (1992) の結果を考慮に入れても、誤りとは言えない。

さらに、地殻上部では不均質性が強く、散乱が重要である [TOKSÖZ *et al.* (1988)] との考えもあり、前述のよう

に 2.0 Hz 付近の周波数帯での Q_c^{-1} には、不均質性の強い浅い部分の減衰特性が、高周波に比べてより多く反映されていることも示唆されているので、今回は、 Q_c^{-1} の周波数依存性のピークを、散乱減衰による Q_s^{-1} のピークと考え、不均質構造の大きさを見積もった。

ただし、HOSHIBA (1991) のモデルは点状の散乱体と等方散乱を仮定しているの、物理的には低周波の極限を記述するモデルである。したがって、HOSHIBA (1991) のモデルに基づいた散乱減衰と内部減衰の分離方法がどの周波数まで適用できるかは問題であり、FEHLER *et al.* (1992) による Q_c^{-1} の解釈が正しいかどうかは検討を要する。今後は、物理的なモデルに基づいて散乱減衰と内部減衰を分離することが必要だろう。

8. 6. ま と め

1989年伊東沖群発地震の S コーダ波を解析することにより、以下のことが明らかになった。

(1) 3点観測の記録を用いたコーダ波の到来方向と見かけ速度の解析から、9個中3個の地震では、2.0~4.0 Hz のコーダ波は等方的にアレイに入射しており、見かけ速度は地下構造から予想されるレイリー波の位相速度の ± 0.5 km/s の範囲に決まった。しかし、今回の解析に用いた3点のアレイの大きさや解析法のために、他の地震や 4.0 Hz 以上の高周波については、速度を求めることはできなかった。

(2) 直達 S 波の走時の 2 倍からの解析区間に、一次後方散乱モデルを当てはめて、 Q_c^{-1} を求めた。コーダ波を S 波だと決定したときの、深さ約 30 km までに対応する Q_c^{-1} は、過去に伊豆半島で得られた値と調和的だった。その周波数依存性を $Q_c^{-1}(f) = Q_c^{-1}(1)f^n$ とすると、1.0~16.0 Hz で $n = -0.81$ となった。

(3) 2.0 Hz では Q_c^{-1} の Lapse time 依存性がほとんど見られないが、それより高周波になるに従って、Lapse time 依存性が強くなっていた。

(4) (1), (3) から、2.0~4.0 Hz のコーダ波には表面波の散乱波が含まれており、 Q_c^{-1} は浅い部分の減衰特性を反映していると考えられる。一方、それより高周波では、 Q_c^{-1} には Q^{-1} の深さ依存性が反映していると考えられ、その場合地殻上部では下部に比べて減衰が大きいことがわかった。

(5) 群発地震の期間中の最大の地震 (M 5.5) と海底噴火の前後の記録から求められた Q_c^{-1} を比較したが、それら 2 つの発生に関連した有意な時間変化は見られなかった。

(6) Q_c^{-1} が持つ周波数依存性のピークから、不均質構造の大きさあるいは最大のクラックの長さは 0.6 km 以

上と見積られた。

謝 辞

解析に用いたデータは、川奈の記録は京都大学防災研究所地震動部門から、汐吹崎の記録は同研究所微小地震部門（現在同研究所附属地震予知研究センター）から頂いた。同研究所入倉孝次郎教授、松波孝治助教授、岩田知孝氏には、本研究を進めるにあたっていろいろ助言を頂いた。同研究所大学院生（現在同大学教養部）の大倉敬宏氏には、データを頂く際に便宜をはかって頂いた。同大学理学部の筒井智樹氏には数多くの励ましと援助を頂いた。大阪工業大学の堀家正則助教授には、レイリー波の位相速度計算のプログラムをお借りし、またデータ解析に際して有益な助言を頂いた。国立防災科学技術研究所客員研究官として滞日中の、W. Scott Phillips 氏には結果を議論して頂いた。東北大学理学部の佐藤春夫助教授、国立防災科学技術研究所の福山英一、藤原広行の両氏には参考文献について教えて頂いた。東京大学地震研究所の山下輝夫助教授と気象研究所の干場充之氏には論文をまとめるにあたって助言を頂いた。気象研究所（現在鹿児島大学理学部）の後藤和彦氏ともう一名の匿名の査読者氏の御批判は、本論文の改善に役立った。以上の方々に深く感謝の意を表します。

データ解析に際しては京都大学大型計算機センター FACOM M 780/30 と東京大学地震研究所地震予知観測情報センター HITAC M 680 H を利用した。

文 献

- AKAMATSU, J., 1980, Attenuation property of coda parts of seismic waves from local earthquakes, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., **30**, 1-16.
- AKI, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., **35**, 415-456.
- AKI, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, J. Geophys. Res., **74**, 615-631.
- AKI, K., 1980a, Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Interiors, **21**, 50-60.
- AKI, K., 1980b, Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, J. Geophys. Res., **85**, 6496-6504.
- 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.
- AKI, K. and B. CHOUET, 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects, J. Geophys. Res., **80**, 3322-3342.

- AKI, K. and M. TSUJIURA, 1959, Correlational study of near earthquake waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **37**, 207-232.
- 荒牧重雄・葉室和親, 1977, 東伊豆単成火山群の地質—1975~1977 中伊豆の異常地殻活動に関連して—, *地震研彙報*, **52**, 235-278.
- BACKUS, M., J. BURG, D. BALDWIN and E. BRYAN, 1964, Wide-band extraction of mantle P waves from ambient noise, *Geophysics*, **29**, 672-692.
- BLAKESLEE, S. N. and P. E. MALIN, 1990, A comparison of earthquake coda waves at surface versus sub-surface seismometers, *J. Geophys. Res.*, **95**, 309-326.
- DAINTY, A. M., 1981, A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1126-1128.
- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH and M. LANDISMAN, 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- FEHLER, M., M. HOSHIBA, H. SATO and K. OBARA, 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance, *Geophys. J. Int.*, **108**, 787-800.
- 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.
- GAGNEPAIN-BEYNEIX, J., 1987, Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **89**, 681-704.
- 後藤和彦, 1990, 伊豆半島東方沖の地震波減衰特性の空間的・時間的变化, 地球惑星科学関連学会 1990 年合同大会シンポジウム・共通セッション講演予稿集, 151.
- HOSHIBA, M., 1991, Simulation of multiple-scattered coda wave excitation based on the energy conservation law, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 123-136.
- 干場充之, 1991, 日本各地における散乱減衰量と内部減衰量の推定 (マルチプル・ラブスタイムウィンドウ法の適用), *地震学会講演予稿集*, no. 2, 209.
- 出射隆文・堀家正則・岩田知孝, 1985, 堆積盆地における地震波コーダの性質, *地震* **2**, **38**, 217-232.
- 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.
- KASAHARA, K., F. YAMAMIZU, A. TAKAHASHI and T. IKAWA, 1991, Reflection profiles of the active seismic and volcanic region off the east coast of Izu Peninsula, *J. Phys. Earth*, **39**, 361-370.
- 気象庁, 1990, 地震月報平成元年 7 月.
- 小菅正裕, 1988, コーダ Q の inversion による上部地殻の Q の深さ分布, *地震学会講演予稿集*, no. 2, 75.
- MATSUNAMI, K., 1990, Laboratory measurements of spatial fluctuation and attenuation of elastic waves by scattering due to random heterogeneities, *Pure Appl. Geophys.*, **132**, 197-220.
- 岡田 広, 1965, 分散性レーレー波の変位と周期との関係, *地震* **2**, **18**, 204-218.
- PANDIT, B. I. and J. C. SAVAGE, 1973, An experimental test of Lomnitz's theory of internal friction in rocks, *J. Geophys. Res.*, **78**, 6097-6099.
- RAUTIAN, T. G. and V. I. KHALTURIN, 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-948.
- SATO, H., 1977, Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.
- 佐藤春夫, 1986, 関東・東海地域におけるコーダ Q^{-1} の地域性, *地震* **2**, **39**, 241-249.
- 佐藤春夫, 1987, 地震発生に関連した散乱と減衰の時間的变化, *地震予知研究シンポジウム*, 157-163.
- SATO, H., 1988, 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.
- SCHERBAUM, F., D. GILLARD and N. DEICHMANN, 1991, Slowness power spectrum analysis of the coda composition of two microearthquake clusters in northern Switzerland, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **67**, 137-161.
- SPUDICH, P. and T. BOSTWICK, 1987, Studies of the seismic coda using an earthquake cluster as a deeply buried seismograph array, *J. Geophys. Res.*, **92**, 10526-10546.
- 鈴木宏芳・池田隆司・御子柴 正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋 博, 1981, 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術研究資料, **65**, 1-162.
- 竹内文朗・渋谷拓郎・大倉敬宏・渡辺邦彦・平野憲雄・松村一男・西上欽也, 1990, 1989 年伊豆半島東方沖噴火後の微動観測, *京都大学防災研究所年報*, **33**, B-1, 13-21.
- TOKSÖZ, M. N., A. M. DAINTY, E. REITER and R. S. WU, 1988, A model for attenuation and scattering in the earth's crust, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 81-100.
- TOKSÖZ, M. N., D. H. JOHNSTON and A. TIMUR, 1979, Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: 1. Laboratory measurements, *Geophysics*, **44**, 681-690.
- TSUJIURA, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 1-48.
- 植木貞人・森田裕一・西村太志・浜口博之, 1991, 1989 年伊豆半島東方沖海底火山噴火直後の精密震源分布, *月刊地球*, **13**, 74-78.
- WANG, J. H., T. L. TENG and K. F. MA, 1989, Temporal variation of coda Q during Hualien Earthquake of 1986 in Eastern Taiwan, *Pure Appl. Geophys.*, **130**, 617-634.
- 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.
- YAMASHITA, T., 1990, Attenuation and dispersion of SH waves due to scattering by randomly distributed cracks, *Pure Appl. Geophys.*, **132**, 545-568.
- YOSHII, T., S. ASANO, S. KUBOTA, Y. SASAKI, H. OKADA, T. MASUDA, T. MORIYA and H. MURAKAMI, 1985, Crustal structure in Izu Peninsula, Central Japan, as derived from explosion seismic observations: 2. Ito-Matsuzaki profile, *J. Phys. Earth*, **33**, 435-451.