

炭山地震観測室における地震観測 (2)

一局所地震の coda parts の減衰とスペクトルの性質—

赤 松 純 平

SEISMIC OBSERVATION AT THE SUMIYAMA SEISMIC STATION (2) — ON THE NATURES OF ATTENUATION AND SPECTRA OF CODA PARTS OF LOCAL EARTHQUAKES —

By Junpei AKAMATSU

Synopsis

Coda parts of the seismograms obtained at the Sumiyama Seismic Station were analyzed to study the characteristics of attenuation and spectra of the coda waves from local earthquakes occurred in the Kinki district.

The attenuation of the logarithmic rms amplitude of the band pass filtered traces ranging from 1 to 20 HZ are characterized as follows; The decay curve of each band is well fitted to the functional form of the lapse time t measured from source origin time, $c t^{-a} e^{-bt}$. The geometrical spreading factor a is 1~2 for the intervals 15~300 sec in each frequency band. The attenuation coefficient b depends on the frequency as well as the lapse time. When the lapse time is early ($t < 60$ sec), Q derived from b under a condition of $a=1$ are 150 at 1 HZ and 780 at 16 HZ, while they increase to 210 at 1 HZ and 1000 at 16 HZ, respectively, for the large lapse time ($t > 50$ sec). The dependency of Q on frequency may be shown with a form of $Q=q\sqrt{f}$, where $q=160$ for $t < 60$ sec and 230 for $t > 50$ sec, respectively.

The spectral shape of the coda source factor c varies with earthquake magnitude as well as source location. The rate of increase in the frequency range of 1~4 HZ are larger than those of 8~16 HZ for the observed magnitude range of 2.3~4.9. The amplitudes of the lower frequency range of the events, which occurred at the seismic active region, are larger than those in the region where seismic activity is low. The deeper events ($H=60\sim 70$ Km) are characterized with relatively large high frequency contents than shallow ones ($H < 30$ Km).

The observational system at the Sumiyama Seismic Station, which consists of a symmetrical three-component seismograph and a digital data logger utilizing cartridge tape, is described in connection to the way of data sampling according to the predominant frequency of the coda parts of seismic waves.

1. は じ め に

炭山地震観測室では FM データレコーダへのため込み方式でアナログ磁気記録が得られ, particle motion や種々の phase, 波群の波動論的性質の吟味が行なわれている^{1,2)}. このような地震波の polarization analysis を目的として傾斜型換振器が試作され, 対称型地震装置の有効性が観測により確かめられたこと³⁾ と, 新たにカートリッジテープに収録するデジタルデータロガーが製作されたので, 1979年12月以来対称型地震計によるデジタル観測が予備的に行なわれている. 地震波をデジタル量で記録する場合, AD 変換におけるサンプリング間隔と記録時間の設定が波の周波数成分と記録媒体の容量との関係で観測上の問題となる⁴⁾. 特に地震波を coda parts まで記録する場合, データの解析処理の方法との関連で, 卓越周波数の高い主要動部

分のサンプリング間隔は短かく設定する必要があるが、高周波成分が減衰し低周波成分のみが残っている coda parts ではサンプリング間隔を長くして同じデータ数でも記録時間を長く伸ばすことが有利である場合が多い。このためには、対象とする地震波の周波数成分とその減衰特性が十分判っていないといけない。

地震記録の coda parts は地球内部に存在する地震波速度や密度の不均質により生じる散乱波であると考えられ、発震時からの lapse time が S 波走時の数倍以上後では、その減衰は震源の位置、マグニチュード、震源距離等には依存せず lapse time のみの函数であることが知られている。coda parts のこの性質は媒質の Q や地震の震源スペクトル、モーメント等の議論やマグニチュードの決定等に用いられている^{5)~8)}。一方 coda parts のこの減衰の性質は地震波のデジタル観測に於る先の問題の解決に利用し得る。この観点から局所地震の coda 部分の減衰特性を調べた。

近畿地方で発生する小地震の主要動のスペクトルは震源域の activity に関係している⁹⁾。この震動特性の違いを coda parts のスペクトルにより調べた。

2. 炭山地震観測装置

対称型地震計は地震波の極性解析に不可欠な 3 成分の相互総合特性の一致が確実に手怪に得られるように作られたもので、用いられる傾斜型換振器は固有周期 1~2 秒が選択できる³⁾。炭山に於ては従来の 3 成分(上下動 1, 水平動 2)観測を継続するために固有周期は 1.0 秒に設定してある。

デジタルデータローガーは記録の dynamic range を広げることとデータ処理に於る AD 変換の手間を省くことを目的に短周期地震波の 3 成分連続観測用に作成した。記録媒体はカートリッジテープ (CT) である。これはカセットテープ同様取扱いが簡単であるうえ、記録容量がカセットテープより多い (1/4 in 巾, 3 300 ft 又は 450 ft 長, 4トラック, 1600 BPI)。オープンリールの MT に比べて容量は少ないが、手狭な出先の観測室での使用には便利である。装置のブロック図を Fig. 1 に示す。

3 成分のアナログ信号はデジタル入力信号の指定により選択されるサンプリング間隔 (ΔT) で AD 変換され (12 bits/data), 2 K data/CH のメモリーに貯わえられる。地震を検出しトリガー信号 (TRG) が

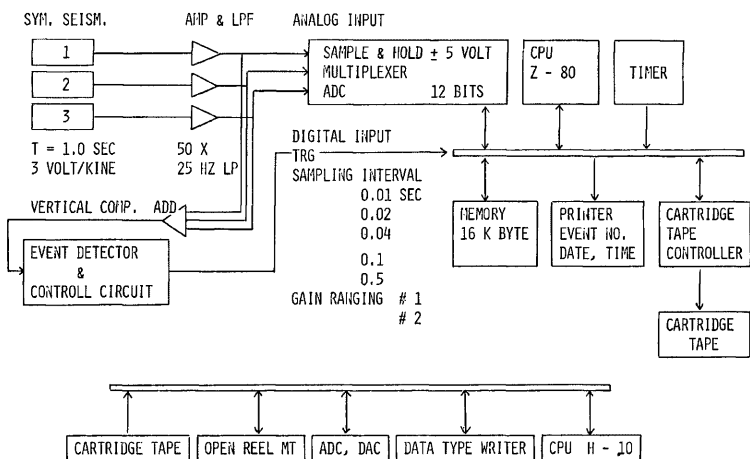


Fig. 1. Block diagram of the digital data recording system at the Sumiyama Seismic Station.

TRG 入力に加えられる時点でメモリーのデータが CT に転送される。従って波形の遅延時間は dT によって変化するが 0.01 秒の場合約 20 秒である。後で述べるように地震波の coda をデータが冗長にならないように記録するために制御回路からデジタル入力より dT を波の周波数成分に見合うよう変更して収録する。 dT は 0.01, 0.02, 0.04, 0.1, 0.5 秒の 5 種類が指定できる。解析処理の段階で dT 変更前後の記録がデータの引引き補間により簡単に連続データとして使用できることと、取り込んだデータの時刻が簡単に表されることから dT の変更は秒マークに同期して行なわれる。

CT への書き込みは 4 トラックパラレル、1600 BPI で行なわれる。TRG 時点で地震番号、TRG 時刻をラベルブロックとして書き込み、以後 512 データ/トラックを 1 データブロックとして書き込む。1 データの AD 変換は 12 bits で行なわれるが CT には 16 bits/data で書かれておりその差 4 bits は使用していない。4 CH 目にはトリガー信号、サンプリング間隔指定、gain 信号等のデジタル入力信号と時刻信号が入れてある。データのサンプル時刻はラベルブロックの TRG 時刻コードから算出する他、DA 変換をしてアナログ波形を出力する際の便を考えて 0.1 秒、1 秒、10 秒、1 分、10 分の奇偶を 4 CH 目の 5 個の bits に割り振って記入してある。このような形式で、TRG 信号の立つ時点でラベルブロックとメモリーに貯められている 2048 データ/CH を 4 ブロックに分けて書き込み、以後 TRG 信号の有無を見ながら 1 ブロックずつ転送し、TRG 信号の有無を見ながら 1 ブロックずつ転送し、TRG 信号が落ちるとその時のデータブロック転送後 EOF ブロックを書いて地震の 1 file を終了する。この他に TRG 時点で地震番号、トリガー時刻をプリンターに出力する。

デジタルデータロガーを用いる予備観測として地震波検出とロガーおよびモニター用ペンレコードの制御に、従来アナログ記録に用いた装置を流用した。すなわち、地震波が 5～20 Hz の周波数帯で設定したスレッシュホールドレベルを起えると $dT=0.01$ 秒で 90 秒間記録する。2 Hz 以下の周波数成分が設定レベルを越えると $dT=0.04$ 秒で 8 分間 TRG 信号が立つ。先に述べた記録形式で、 $dT=0.01$ 秒の場合連続 63 分 (450 ft 長) しか記録できないが、 dT を 2 種類選択するだけでも記録時間が大巾に伸ばせる。従来、FM データレコードでは磁気テープ (1800 ft 長、15/16 in/sec 送り) を約 20 日で取り替えていたが、CT はこの方式で 10～14 日記録できる。coda parts の卓越周波数に対応した dT を適切に選択することにより記録を無駄なく長時間収録することが可能であり現在制御の論理回路を製作している。

記録された CT はミニコンピュータ (H-10) 制御の再生装置により読み取られ、地震番号、トリガー時刻、サンプリング指定と対応するデータ数、および最大振幅値等の file list が作成されると共にオープンリールの MT に必要な地震データが編集される。

3. 局所地表の coda parts の減衰特性

近畿地方で発生する局所地震の coda parts の減衰と振巾のゆらぎの性質は炭山の記録を用いて詳細に議論されている¹⁰⁾。coda parts を中心周波数 f_0 が 1, 2, 4, 8, 16 Hz、バンド巾がそれぞれ $\frac{\sqrt{2}}{2}f_0$ のバンドパスフィルターによって周波数成分に分け、交流平均化回路によって実効値とした coda の振巾は、各周波数帯とも、 S 波走時 t_s の数倍以上の lapse time t では t のみの関数 $t^{-a}e^{-bt}$ で表わされる。この性質は近畿地方で発生する浅い地震 ($H \leq 70$ km) では震源の位置やマグニチュード M に依存していない。coda parts のこの減衰特性は coda を構成する地震波が地球内部の媒質の不均質や地表面の形状による散乱波であるとして解釈されてきた。

coda parts 生成のメカニズムとして仮定する散乱モデルにより、係数 a の値は異なる。single scattering モデルを考えると実体波に対しては $a=1$ 、表面波では $a=0.5$ である。また、diffusion モデルを考えると $a=0.75$ となる⁹⁾。lapse time t の小さい間は t^{-a} の項が大きい、大きい t に対しては a の値の違いは b の値に僅かしか効かない。

観測される coda parts の周波数成分の実効値振巾 $A(f, t)$ は震源で観測されるべき coda parts の減衰曲

線に漸近すると考えられる,

$$A(f, t) = ct^{-a} e^{-bt} \quad \dots\dots\dots(1)$$

両辺の対数をとると

$$\ln A(f, t) = C - a \ln t - bt \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで C は coda source factor⁵⁾ であり, 各係数は最小二乗法により求まる。**Fig. 2** は, coda parts の解析区間として t_c の3倍の時刻から地震前後のノイズレベルの3倍以上の振幅を有する時刻までをとり (2) 式をあてはめた例で, 観測の際の増巾率が2段に分けてあり高感度の下側の図の解析区間の始まりは $3t_c$ より遅い。このようにして, 近畿地方で発生した $M=2.3\sim 4.9$ の地震63個 (**Fig. 3**) について係数をそれぞれ求めた結果, a は偏差が大きい, $15 \leq t \leq 300$ 秒の範囲で各周波数帯とも $a=1 \sim 2$ である。このことから, b の値は $a=1$ に固定して求められた。

求められた b の値は2つの性質, i.e 周波数依存と lapse time への依存を示している。**Fig. 2** で明らかな様に高周波成分ほど減衰が大きく b の値は大きい。各周波数成分共地震毎に解析に用いられる lapse time の区間が異っており, この違いが b の値の変化として現われる。 t の区間を与えて移動させながら b の値を求めると b は t の増加と共に減少する。このことから(2)式の代わりに

$$\ln A(f, t) = \begin{cases} C - \ln t - b_1 t & \text{for } t < t_c \\ C - \ln t - b_1 t_c - b_2 (t - t_c) & \text{for } t > t_c \end{cases} \quad \dots\dots\dots(3)$$

とすることができる。このようにして求める b の値を用いて, b と媒質の吸収係数 Q との関係 $Q = \pi f/b$ により Q が求まる (波のエネルギーの散乱損失は吸収に比べて十分小さいと考えられる¹⁰⁾)。**Fig. 4** はこのようにして求めた Q である。(3) 式の t_c は低周波成分ほど大きい全体として $t_c = 40 \sim 50$ 秒である。この減衰の性質は coda parts を構成する散乱波が生成し伝播する領域が時間と共に増大し, 従って lithosphere のより深部の, 減衰のより小さい部分の性質を反映したものと考えられる⁹⁾。

各区間で求まる Q は周波数に依存して変化する。周波数への依存関係は $Q = q\sqrt{f}$, (q は比例係数) で近似できることが報告されている^{6), 11)}。**Fig. 4** の結果では, $t \leq 60$ sec では $q=160$, $t \geq 50$ sec では $q=230$ である。実体波や表面波の解析では Q のこのような系統的な性質は見出されておらず Q は周波数に依存しないとされている。このことから, coda parts の減衰の周波数依存性は coda parts を構成する波の種類が周波数によって異なるためと考えられている。すなわち, 1 Hz 附近の波は主として表面波の散乱波であり地表面附近の減衰の大きい部分を反映するのに対して, 20 Hz 附近の高周波成分の波は主に実体波の散乱波であって減衰の小さい深部をもぐり込んで来た波であると言われている^{9), 11)}。しかし, ここでの解析では geometrical spreading factor a の値は $1 \sim 2$ で表面波とするよりも実体波と考えた方がよく合うし, 減衰係数が lapse time によって小さくなる性質は表面波では説明できない。

京都付近では微小地震を用いて地殻深部 (震央距離 40 km 以上) の Q は, 卓越周波数が $3 \sim 10$ Hz の S 波で $600 \sim 850$ と求められており, 周波数に対して一定であると仮定するよりも周波数と共に増加すると考えられる結果が得られている¹²⁾。coda から求めた値は, $t > 50$ sec の $3 \sim 10$ Hz では $350 \sim 800$ であり, 全

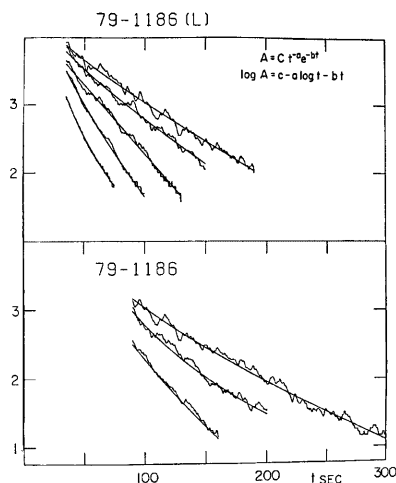


Fig. 2. Examples of the logarithmic rms amplitudes of the band pass filtered traces and decay curves fitted with eq. (2) by the least square method. (Oct. 16, 1979, 7 h 45 m, $d=42$ Km, $M=4.9$).

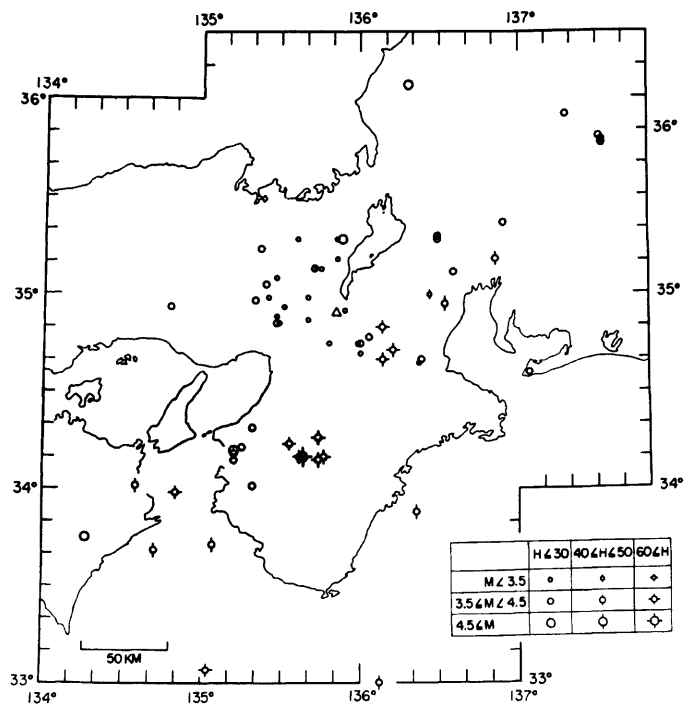


Fig. 3. Epicenters of analyzed earthquakes. Δ denotes the Sumiyama Seismic Station.

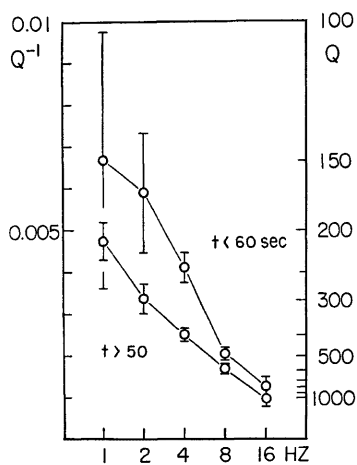


Fig. 4. Q for seismic coda in the Kinki district.

く異なった種類の波を違った方法で解析しているにもかかわらずよく合っているように見える。このことは、coda を用いて求めた Q が coda 固有の性質として限定されるのではなく、実体波の減衰を考える際にも利用できることを示しているようであり、coda 生成のメカニズムに関連して非常に興味深い。

4. 局所地震の coda parts のスペクトル

coda source factor C ((1)式又は(2)式)は、coda の減衰が震源位置や地震の M に依存しないことから、震源スペクトルと coda wave を生成する後方散乱のメカニズムによって決まる量と考えられる⁵⁾。coda wave を生成するメカニズムの影響は、観測される地震波について、lapse time の大きい場合同一と仮定できるので地震毎の C の違いは震源スペクトルの違いに帰せられる。P, S などの直接波から震源スペクトルが求められる場合には震源スペクトルと coda source factor の関係が得られ coda スペクトルから地震のモーメント等が議論されている^{5), 11), 13)}。ここでは、 C の比較により震源スペクトルの違いを比較した。

C は (3) 式により個々の地震について求まる。(3) 式の b_1, b_2 は図3に示されている減衰量 ($b = \pi f/Q$) を用い、 $t_c = 45$ 秒として、 t_c の3倍以上から振巾が S/N 比の3倍以上の lapse time の区間を用いて最小二乗により求めた。これは、coda の common shape から図式に求められるのと同本質的に同じ方法である。

Fig. 5 に C の値をフィルターのバンド巾を考慮して変位スペクトル密度に換算⁶⁾した値で示してある。後で述べるように和歌山群発地震域に発生する地震はスペクトルの形が他とは大きく異なるので、和歌山附近の浅い地震を除いて地震の大きさの範囲毎に荷重平均して示してある。この図から地震の規模による振巾の変化が 1~4 Hz と 8, 16 Hz では異なることが判かる。Fig. 5 には、また、和歌山附近の浅い群発性地震と吉野、伊賀上野地方の稍深い地震 ($H=60\sim 70$ km) のほぼ同じマグニチュードの地震のスペクトルの違いが示されているが、和歌山の地震の低周波成分が大きく高周波成分が小さい傾向が顕著に現われている。

Fig. 6 はスペクトルの M による変化を震源域毎に見るために、1 Hz と 8 Hz の振巾を震源域毎の記号で示したものである。図に示されている4つの範囲は Fig. 5 の平均を求めた地震の区分に対応する。Fig. 6 から coda parts のスペクトルの性質として次のことが判かる、(i) Fig. 5 で説明したように地震の規模の増加による振巾増加が全体的に 8 Hz 成分よりも 1 Hz 成分の方が大きい。(ii) 和歌山附近の浅い群発性地震は

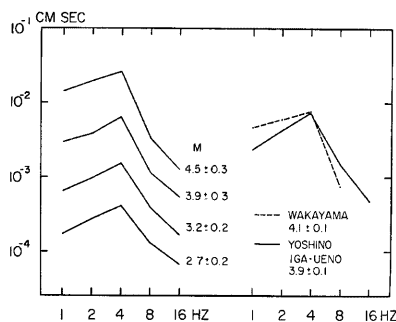


Fig. 5. Spectral shapes of the coda source factors averaged with magnitude ranges shown in Fig. 6. The averaged shape of shallow events near Wakayama, where seismic activity is high, are compared with those of the deeper ones at Yoshino and Iga-Ueno regions.

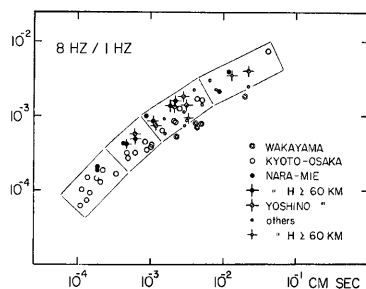


Fig. 6. Relation between the growth of source spectral densities at different frequencies and their variation with the source locations.

地震の規模によらず他地域の地震よりも低周波成分が大きい。iii) 琵琶湖から大阪湾にかけて微小地震の多発する地域の地震は奈良、三重県の比較的微小地震の少ない地域の地震より低周波成分が大きい。iv) 吉野、伊賀上野の震源の深い地震は他の浅い地震より低周波成分が小さい (Fig. 5 参照)。前に述べたようにこの性質は震源スペクトルの地域的变化に対応すると考えられる。

和歌山周辺で発生する群発性の地震の主要動の卓越周波数は他地域の地震に比べ低周波であることが観測されている^{23,14)}。更に、京都周辺の微小地震の P 波のスペクトルの解析から、地震活動の活発な地域でのピーク周波数は不活発な地域のそれよりも低周波であることが知られており⁹⁾、その地域の変化は iii) の地域変化に一致している。これらのことから、主要動部分の P 波部分のスペクトルの地域的变化は P, S 波の震源から観測点に至る直接的な経路の減衰の違いよりもむしろ震源スペクトルの違いを反映したものであることが確認できる。地震波発生メカニズムを考えると、地震活動の活発な地域の地震は震源の大きさにストレスが小さく、また深い地震の方がストレスが大きいことに相当する。

5. ま と め

炭山地震観測室で観測された近畿地方で発生した局所地震 ($M=2.3\sim 4.9$) の coda parts をバンドパスフィルターにより周波数成分に分け、実効値の振巾とその減衰を調べた結果、

(1) coda の対数振巾は発震時からの lapse time が S 走時の数倍以上では (2) 式で表される共通の減衰をする。

(2) 係数 a (geometrical spreading factor) は $1\sim 20$ Hz の周波数帯で $1\sim 2$ であり、coda parts が地球内部の地震波速度や密度の不均質による single scattered body wave として扱えることを示している。

(3) $a=1$ に固定して求めた減衰係数 b は周波数依存と lapse time 依存の 2 つの性質を示す。

(4) 減衰係数 b の値は lapse time の増加と共に減少し、媒質の減衰定数の 2 層構造モデルに対応する (3) 式でうまく説明できる。(3) 式の t_c は $40\sim 50$ 秒である。

(5) (4) のことから、媒質の減衰定数の地域性を議論する場合、同一範囲の lapse time の解析区間を用いる必要があることが判かる。地震の M によって解析できる lapse time の区間が変化するので注意が必要である。

(6) b の値から、散乱損失を無視して求めた吸収係数 Q は周波数に大きく依存して変化し、その関係は $Q=q\sqrt{t}$ で近似できる。 $t<60$ sec では $q=160$ 、 $t>50$ sec では $q=230$ である。

(7) coda source factor を用いて震源スペクトルの地震規模による変化および地域の変化を調べることが出来る。

(8) 震源スペクトルは地震活動の活発な地域の地震ほど低周波成分が大きく高周波成分が小さい。また震源が深い地震は低周波成分が小さく高周波成分が大きい。

このような coda parts の減衰の性質は、はじめに述べたように地震波のデジタル観測に利用し得る。例えば、 $M=5$ で近畿地方の地震に平均的なスペクトルを持つ地震は、炭山では各周波数成分のノイズレベルにまで振巾が減衰する時間は 1 Hz では 6 分、4 Hz で 3 分、16 Hz で 2 分である。また、coda の振巾があるレベルからその 10% にまで減衰する時間は、lapse time が 50 秒以上経過した後では、1 Hz は 2 分、4 Hz は 1 分、16 Hz は 30 秒である。この値はトリガーのスレッシュホールドレベルの 10% の振巾まで coda parts を aliasing の影響なしに記録する場合、retriggerable timer を用いて AD 変換のサンプリング間隔の設定と記録時間の設定に利用出来る。

終りに有益な御助言を下された吉川宗治教授、有益な討議をして下さった古沢 保助教授に感謝の意を表します。観測の維持は西 正男特官、記録の読み取りは瀬川一恵事務官にお願いしている。また計測器の製作を小林年夫技官に手伝って頂いた。これらの方々からのお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 赤松純平：炭山地震観測室における地震観測，京都大学防災研究所年報第20号 B-1, 1977, pp. 13-19.
- 2) 赤松純平：京都府南部における近地地震の波動特性について，第16回自然災害科学シンポジウム講演論文集，1979, pp. 433-444.
- 3) 赤松純平，西 正男：対称型地震計による地震波観測，京都大学防災研究所年報第22号 B-1, 1979, pp. 83-90.
- 4) 古沢 保，赤松純平：局所地震の P-S 間に見られる顕著な phase について，京都大学防災研究所年報第21号 B-1, 1978, pp. 97-106.
- 5) Aki, and B. Chouet: Origin of Coda Wave: Source, Attenuation, and Scattering Effects, J. Geophys. Res., Vol. 80, 1975, pp. 3322-3342.
- 6) Rautian, T.G. and V.I. Khalutrin: The Use of Coda for Determination of the Earthquake Source Spectrum, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 68, 1978, pp. 923-948.
- 7) Aki, K.: Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, J. Geophysic. Res., Vol. 74, 1969, pp. 615-631.
- 8) Востриков, Г. А. : Определение Сейсмического Моментa Местных Землетрясений по Характеристикам Коды, Изв. АН СССР. Физика Земли, No. 11, 1975, стр. 33-45.
- 9) 古沢 保，入倉孝次郎，赤松純平：京都府南部で発生する微小地震の Body Waves のスペクトルの地域的特性について，地震第2輯，第26巻，1973, pp. 275-284.
- 10) Akamatsu, J.: Attenuation Property of Coda Parts of Seismic Waves from Local Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 30, Part 1, 1980, pp. 1-16.
- 11) Tsujiura, M.: Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes, Bull. Earthquake Inst., Tokyo Univ., Vol. 53, 1978, pp. 1-48.
- 12) Okano, K., and I. Hirano: Seismic Wave Attenuation in the Vicinity of Kyoto, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 21, Part 1, 1971, pp. 99-108.
- 13) Chouet, B., K. Aki, and M. Tsujiura: Regional Variation of Scalling Law of Earthquake Source Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 68, No. 1, 1978, pp. 49-79.
- 14) 赤松純平：京都府南部で観測される震央距離が 200 km 以内の地震波の特徴，自然災害特別研究成果，No. A-52-11, 1977, pp. 25-39.