

ミニコンピュータを用いた AE 波形計測処理システム —高速デジタル記録と自動震源決定—

佐藤隆司* 楠瀬勤一郎* 西沢 修**

SATO, T., KUSUNOSE, K. and NISHIZAWA, O. (1987) A minicomputer system for measuring and processing AE waveforms —High speed digital recording and automatic hypocenter determination— *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 38 (6), p.295-303.

Abstract: A digital processing system for acoustic emission (AE) experiments has been developed by employing a minicomputer. The system has functions of multichannel digital recording of AE waveforms and automatic hypocenter determination. AE signals detected by transducers are fed into a number of transient-memory units, transmitted to the computer, and then stored in a high speed hard disk. The hypocenter determination is carried out after the experiment. GP-IB control of the transient-memory and FORTRAN 77 coding of the measuring programs allow further change of the experimental design without difficulty.

The automatic hypocenter determination process consists of two steps; picking of P arrival time for each channel and calculation of the AE hypocenter. The picking is performed by the method developed by YOKOTA *et al.* (1981), which statistically divides a waveform into two stationary time series by using AIC (Akaike's information criterion). Validity of the arrival times are examined at several stages of the calculation of the hypocenter in order to eliminate the misread data automatically.

Availability of the system was tested through a triaxial compression experiment of granite. 20 PZT transducers were used to observe AE waveforms. In this case the waveform data amounts to 40 KB for a single event and the mask time is about 1.5 s for which the transient-memory is inaccessible to record AE waveforms owing to the transmission of the data to the computer. This mask time is short enough to apply the system to an experiment with relatively high AE activity. It took only about 16 hours to calculate the hypocenters for about 2500 events. Hypocenters were determined for about 70% of the recorded events. In order to examine reliability of the results from the automatic hypocenter determination, arrival times and hypocenter locations for 100 events were compared with those determined manually. The differences of arrival times were within 0.2 μ s for about 80% of the whole. Almost all the arrival time data differing more than 1.5 μ s from those read by man were rejected during the calculation of AE hypocenters. The distances between hypocenters determined by manually and automatically were within 3 mm for over 90% of the located events. From the result of this experiment, it is concluded that the system is practical and may contribute to making more advanced studies on AE in a rock sample.

1. はじめに

岩石試料に応力を加えると、試料が最終的に破壊する

* 環境地質部 ** 地殻熱部

以前から試料内部に多数の微小な破壊が生じる。微小破壊は、岩石の変形・破壊過程において重要な役割を果たすとともに、変形時の試料の物性変化の主な原因となる。従って、微小破壊の時空間分布を調べたり、これと最終

破断面の形状との関係を明らかにすることは岩石の変形・破壊過程の詳細を知る上で非常に重要である。微小破壊の発生にともなって励起される高周波弾性波(アコースティック・エミッション、以下 AE と略す)を利用してその発生位置を求めることは微小破壊の時空間分布を調べるための有効な方法のひとつである。また、AE は最大振幅別頻度分布などの統計的性質が地震のそれと類似していること(たとえば MOGI, 1962) から、地震現象を実験的に解明するための有力な手段として多くの研究がなされている。AE 震源を決定することにより、AE 震源パラメタに関する詳細な議論や大振幅の AE を地震の本震に対比させての前震-本震-余震系列の研究など、地震の発生機構や大地震の前兆現象を解明する上で興味深い問題がはじめて研究可能になる(西沢ほか, 1981)。

岩石の AE 震源分布を調べる研究は従来から数多く行われている。それらの研究で用いられた計測システムは、

- 1) 検出された AE 信号を直接磁気テープに記録するもの(たとえば SCHOLZ, 1968)。
- 2) シンクロスコープに映し出された AE 波形をカメラで撮影するもの(MOGI, 1968)。
- 3) AE 波形を記録せず、AE 信号があらかじめ設定されたしきい値を越えた時刻を検出・記録し、それを初動到達時刻として震源決定に使用するもの(BYERLEE and LOCKNER, 1977)。
- 4) いったんトランジェント・メモリ(以下 TM と略す)に記憶された AE 波形を磁気テープにアナログ記録するもの(たとえば前田, 1979)。
- 5) TM に記憶された AE 波形をフロッピー・ディスクにデジタル記録するもの(たとえば SONDERGERD and ESTEY, 1981; 西沢ほか, 1982; YANAGIDANI *et al.*, 1985)。

に大別することができる。TM が普及してからは、4)、5) が主流である。このうち、4) はマスクタイム(AE 発生が検出されてから、その AE の波形データを記録し、再び AE 発生待ち状態に戻るまでに要する時間で、その間に発生する他の AE は記録することができない)が1秒程度以下と比較的短く、最終破壊直前の AE 発生頻度が非常に高い期間を除けば、記録できない AE の数は多くない。一方、5) はフロッピー・ディスクの書き込み速度が遅いためマスクタイムが長くなり(10秒程度以上)、主にクリープ実験などの AE 発生頻度の低い実験に使われている。

上記システムのうち、3) 以外は、AE 波形を記録し、

その再生波形から人間が初動読み取りを行うシステムであり、読み取り値の信頼性は高い。しかし、記録波形の再生および震源決定作業に多大の労力と時間を要するため実験回数が制限される。このため、これまでの AE 震源分布に関する研究では、実験的研究のひとつの役割である、実験条件を系統的に変化させてその影響を調べることはなされていない。系統的な研究を可能にするためには震源決定作業の能率化が望まれる。また、AE 発生位置を知ることは、AE 震源パラメタの推定などのより進んだ解析を行うための基礎となるものであり、この点からも、AE 震源決定の能率化は重要である。3) は自動震源決定システムではあるが、AE 波形には初動の立ち上がりが小さいものも多く、振幅のみによって検出された初動到達時刻には精度の上で問題が残る(西沢ほか, 1981)。AE 震源決定を能率的かつ高精度に行うためには、波形データを用いた初動の自動検出が必要である。このためにはコンピュータ処理が可能なデジタル記録を得ることが望ましい。しかし、上述のように、これまでのデジタル記録システムはマスクタイムが長く、発生頻度の高い実験条件では記録できない AE が多くなる。

我々は、高速・大容量のディスクを備えたミニコンピュータを導入し、これに20チャンネル程度の TM を接続して、比較的 AE 発生頻度の高い実験条件にも適用可能なデジタル記録システムを構築した。さらに、近年自然地震の震源決定において実用化されつつある地震波初動の自動読み取りの方法を適用して、AE の自動震源決定を試みた。本報告では、まず、今回導入されたシステムのハードウェアと自動震源決定の方法を紹介する。次に、本システムを適用した実験例を示して実用性について検討する。

2. AE 波形計測処理システム

2.1 ハードウェア

Fig. 1 に計測処理システムのブロック・ダイアグラムを示す。

試料に取り付けられた圧電素子によって検出された AE 信号は、プリアンプで増幅されたあと、TM で A/D 変換される。いくつかのチャンネルではアンプ出力はトリガ判別装置にも入力される。トリガ判別装置は AE の発生を検出するとトリガパルス(TM)に出力する。TM は、トリガパルスを受信すると、あらかじめ設定された遅延時間、記憶語長にもとずいて AE 波形のデジタル値をメモリに書き込む。書き込み終了後、記憶された AE 波形はミニコンピュータに転送される。デ

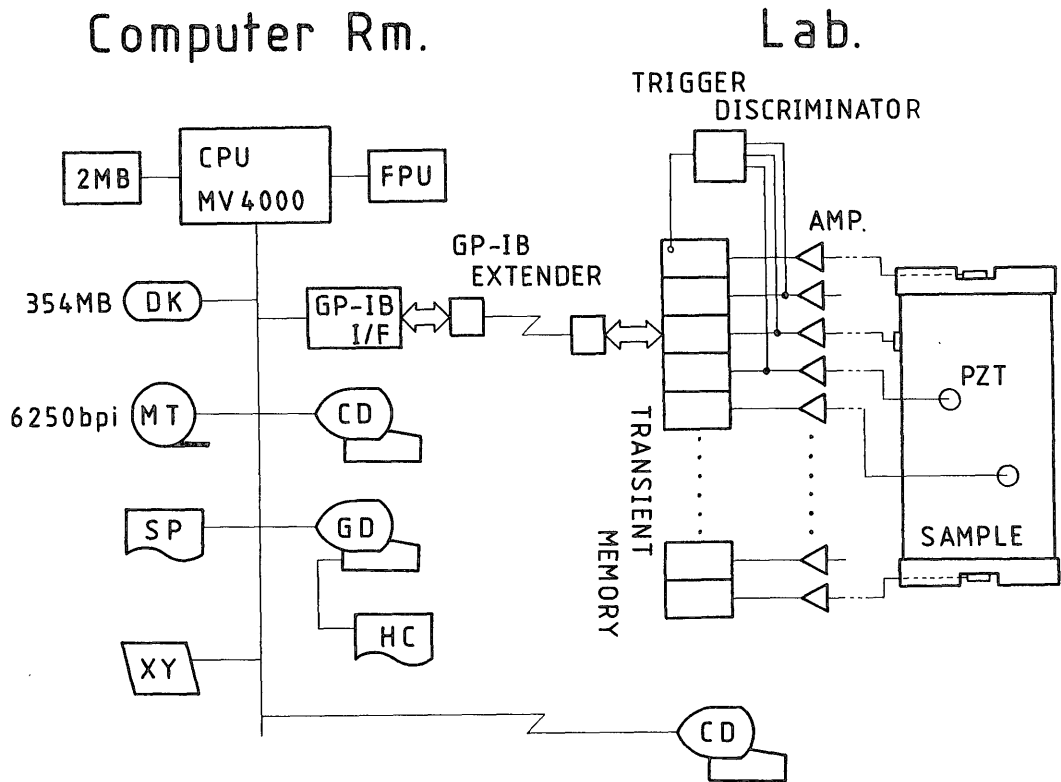


Fig. 1 Block diagram of the measuring and processing system. AE signals from PZT transducers are fed into a number of transient-memory units operated by a minicomputer (ECLIPSE MV 4000) through a GP-IB bus. The waveform data temporarily recorded in the transient-memory are transmitted to the computer and stored in a high speed hard disk. The digital waveform data are processed for automatic hypocenter determination by using this computer system.

ータの転送が終わると、TM はトリガパルス待ち状態に戻る。

TM の制御および震源決定などの処理は 32 ビットのミニコンピュータ ECLIPSE MV 4000 によって行われる。TM の制御は GP-IB を介して行われ、計測用プログラムはすべて FORTRAN 77 で書かれているので、本システムは TM などの機器構成の変更に柔軟に対応することができる。GP-IB を用いて計測システムを構成する場合、ケーブルの全長が 20 m 以下で、各機器間を接続するケーブルの長さは 2 m 以下でなくてはならないという制限があり(岡村, 1981)問題になることがある。我々の研究室でも、実験室と計算機の設置場所が離れているため、その間は GP-IB エクステンダ (HP 37203 A) を用いてシリアル転送することにした。GP-IB エクステンダの転送速度は 50 KB/sec であり、本

システムのマスクタイムはこれによって決定される。コンピュータに転送された AE 波形データはハードディスクに記録される。ハードディスクは 354 MB の容量を持っており多数の AE 波形を記録することができる。AE 波形データのハードディスクへの記録は、マルチタスク及びブロック入出力の手法を用いることにより、TM からメインメモリへのデータ転送と並行して行うことができ、マスクタイムにはほとんど影響しない。ハードディスクに記録された AE 波形データは実験終了後磁気テープに出力され保存される。

2.2 自動震源決定

近年、微小地震観測網の整備・拡充にともない、多量の地震波データを能率的に処理する目的から、初動の自動検出や自動震源決定の方法が研究され、実用化されているものもある(たとえば横田ほか, 1981; 前田, 1985)。

ここでは、これらを参考にして AE の自動震源決定プログラムを作成した。

本プログラムは、岩石試料を一軸または三軸圧縮する場合を想定している。センサは試料側面及び試料上下のエンドピース内に取り付けられているものとする。試料の大きさは 100 mm 程度のを考えており、S 波の検出は困難であると考えられる (SONDERGERD, 1981) ので、初動検出は P 波についてのみ行われる。実験室における AE の震源決定では微小地震の定常観測に比べてリアルタイム処理の必要性は少ないので、マスクタイムをできるだけ短くするために、実験中は AE 波形の記録のみを行い、初動検出および震源決定は実験後に行うことにした。パラメタとしては試料の形状、センサの位置、試料及びエンドピースの P 波速度を与える。試料の P 波速度は、異方性および時間変化を考慮して、実測値にもとづき、複数の時刻における軸圧方向とそれに垂直な方向の値を与え、任意の方向を伝わる P 波速度は、軸圧方向に回転軸を持つ回転楕円体であらわされる異方性を仮定して計算される (YANAGIDANI *et al.*, 1985)。任意の時刻の P 波速度はその前後において与えられた値から時間の一次補間によって計算される。

以下に、この自動震源決定プログラムについて、初動検出方法、震源決定方法の順に述べる。

2.2(a) 初動検出

初動検出には横田ほか (1981) の方法を採用した。この方法では、数学的客観性を保ちつつ安定した初動検出が行えることが期待できる。この方法の原理は、地震波初動を含む時系列が初動到達以前のノイズ部分とそれ以後の地震波信号部分のふたつの定常な区間から成ると仮

定し、データをふたつの定常区間に分割する最良の分割点を求めることにより初動を検出するものである。時系列の表現には自己回帰 (AR) モデルが用いられる。AR モデルでは時系列 x_i は、

$$x_i = \sum_{j=1}^L a_j x_{i-j} + u_i \quad (2.1)$$

で表現される。ここで、 L は次数、 u_i は白色雑音、 a_j は AR 係数と呼ばれる定数である。AR モデルの次数 L および時系列の分割点の決定の基準には赤池の情報量規準 (AIC) (AKAIKE, 1974) が用いられる。AIC は、

$$AIC = -2 \ln(\text{最大尤度}) + 2(\text{パラメタ数}) \quad (2.2)$$

で定義される。(2.2) を最小にするモデルが最適なモデルとされる。例えば、時系列に AR モデルをあてはめる場合は、まず各々の次数 L について (2.1) の u_i の二乗和を最小にする AR 係数を決定し、その中で (2.2) が最も小さいものを最適な次数のモデルとする。

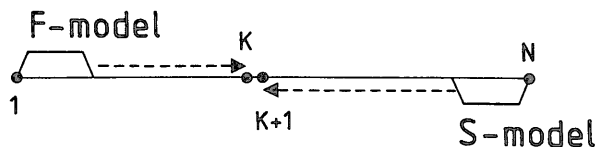
横田ほか (1981) は、上記の基本的な考えにもとづいていくつかの初動検出方法を提案しているが、ここでは計算時間、安定性の面ですぐれている MUPET および MUPEO と名付けられたふたつの方法を採用した。以下にこれらの方法の概略を説明する。

MUPET (Fig. 2(a)): 与えられたデータ (データ数 N) の最前部および最後部に AR モデルをあてはめ、それぞれ F-モデル、S-モデルと呼ぶ。S-モデルは時間の逆方向に計算する。区間 1~ K は F-モデルに、 $K+1$ ~ N は S-モデルに従うとして予測誤差

$$\varepsilon_i = x_i - \sum_{j=1}^L a_j x_{i-j}$$

を計算する。これを使って AIC を計算し、AIC を最

(a) MUPET



(b) MUPEO

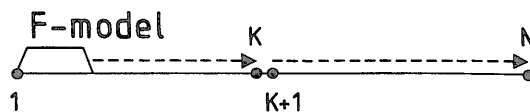


Fig. 2 Schematic illustration of the methods for onset detection developed by YOKOTA *et al.* (1981).

小にする K を求め、これを最良の分割点とする。この時、予測誤差の分布の分散は、それぞれのモデルのあてはめを行った区間における予測誤差の分散に固定せず、 K を移動するたびに推定される。予測誤差の分散を固定する方法も横田ほか (1981) によって試みられているが、MUPET に比べて不安定で信頼性の面で劣る。横田ほか (1981) は r 次元時系列の場合の AIC を与えているが、1次元の場合は

$$AIC_K = K \ln \hat{\sigma}_F^2 + (N - K) \ln \hat{\sigma}_S^2 + N \ln 2\pi + N + 2L_F + 2L_S + 4 \quad (2.3)$$

で与えられる。ここで $\hat{\sigma}_F^2$ 、 $\hat{\sigma}_S^2$ はそれぞれ、F-モデル、S-モデルからの予測誤差の分散の最尤推定値、 L_F 、 L_S はそれぞれ、F-モデル、S-モデルの次数をあらわす。(2.3) によって計算された AIC の最小値が、データ全体を F-モデルまたは S-モデルのみによって表現した時の AIC より大きい時は、データをふたつの区間に分割するよりもひとつの定常時系列と考えたほうが良いので、上で求められた初動到達時刻は採用されない。

MUPEO (Fig. 2(b)) : 異常値解析の見方にもとずき、データの最前部で作成した AR モデル (F-モデル) からの予測誤差によって区間を二分する。AIC は

$$AIC_K = K \ln \hat{\sigma}_{FS}^2 + (N - K) \ln \hat{\sigma}_{FS}^2 + N \ln 2\pi + N + 2L_F + 4 \quad (2.4)$$

で与えられる。ここで、 $\hat{\sigma}_{FS}^2$ は $K+1 \sim N$ における F-モデルからの予測誤差の分散の最尤推定値である。(2.4) を最小にする K を最良の分割点とする。得られた結果を全体をひとつの定常時系列と仮定した時の AIC と比較することは MUPET の場合と同様である。

実際の初動検出は、次の 2 段階に分けて行われる (Fig. 3)。まず、記録されたデータ (データ数 N_1) の最前部の M_1 個を使って F-モデルを作成し、MUPEO によって (2.4) を最小にする分割点を求め、これを仮の初動到達時刻 (p') とする。次に、 p' の前 $N_2/2-1$ から p' の後 $N_2/2$ の計 N_2 個 ($N_2 < N_1$) のデータの最前部および最後部の M_2 個を用いて、それぞれ、F-モデル及び S-モデルを作成し、MUPET および MUPEO によって初動到達時刻を計算し、早い方を最終的な初動到達時刻 (p) とする。ただし、 p が p' よりも遅れる場合は、 p' を最終的な初動到達時刻とする。

前述のように、横田ほか (1981) の方法は時系列をふたつの定常区間に分割するものである。地震波や AE の場合、データ長をあまり長く取ると、後続位相の到達などによって定常の条件から大きくはずれることが考えられる。従って、横田ほか (1981) の方法を適用する場合、データ長を適当に短く取ることが望ましいである

う。初動の検出を 2 段階に分けたのはこのような考えにもとづく。また、 p を決定する際に最も早い値を最終結果として採用したのは、3. で述べられるように、自動処理による結果は人間が読み取った値に比べ若干遅れる傾向が認められるからである。

Fig. 4 に自動読み取り結果の一例を示す。ここに示されている AE 波形は、3. で述べられる実験によって得られたもので、花崗岩中で発生した AE を 20 個の圧電素子で観測したものである。初動振幅の小さなもの (例えばチャンネル 1 やチャンネル 5) や長周期のノイズの重畳したもの (チャンネル 8) など、振幅情報からだけでは検出が困難と考えられるものも $1 \mu \text{ sec}$ 程度の精度で読み取られている。しかし、初動振幅の小さな観測波形の中には、チャンネル 11 などのように実際の初動到達時刻とは大きく異なる値を与えるものもいくつかある。従って、震源計算の際にこれらのデータを人間が介せず除去する必要がある。そこで、初動の明瞭度の尺度として次の量を定義し、データの取捨選択のひとつの基準として使用する。

$$Q = \left(\frac{\sum_{i=1}^s \varepsilon_{p+i}^2}{\sum_{i=1}^s \varepsilon_{p-i}^2} \right)^{1/2} \quad (2.5)$$

ここで ε_i は F-モデルに対する予測誤差をあらわす。予測誤差は数値フィルタの出力であるから、(2.5) はフィルタ出力波形の S/N 比と考えることができる。

2.2(b) 震源決定

自動読み取りによって得られた初動到達時刻には正しい値と大きく異なるものがある程度避けられないことから、震源計算の際これらのデータを自動的に取り除く必要があり、自然地震の自動震源決定においても様々な方法が試みられている (たとえば前田, 1985; 堀内ほか, 1985)。以下に我々が採用している震源決定方法の手順を示す。

1) 読み取りデータに重み

$$w_i = \begin{cases} 1 & 10 \leq Q \text{ のとき} \\ (Q-1)/9 & 1 \leq Q < 10 \text{ のとき} \\ 0 & Q < 1 \text{ のとき} \end{cases} \quad (2.6)$$

を与える。従って、 $Q \leq 1$ 、即ち、予測誤差の分散が初動以後の方が小さいデータは震源決定に使用されない。

2) 任意の 2 点間の初動到達時刻差を $\Delta t_{ij}^{\text{obs}}$ 、速度構造モデルから計算される 2 点間の走時を T_{ij}^{cal} とした時、

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & |\Delta t_{ij}^{\text{obs}}| > T_{ij}^{\text{cal}} \text{ のとき} \\ 0 & |\Delta t_{ij}^{\text{obs}}| \leq T_{ij}^{\text{cal}} \text{ のとき} \end{cases}$$

とする。 $\delta_{ij} = 1$ なる δ_{ij} がひとつでもある場合は、

$$\Delta_i = \sum_{j=1}^n \delta_{ij}$$

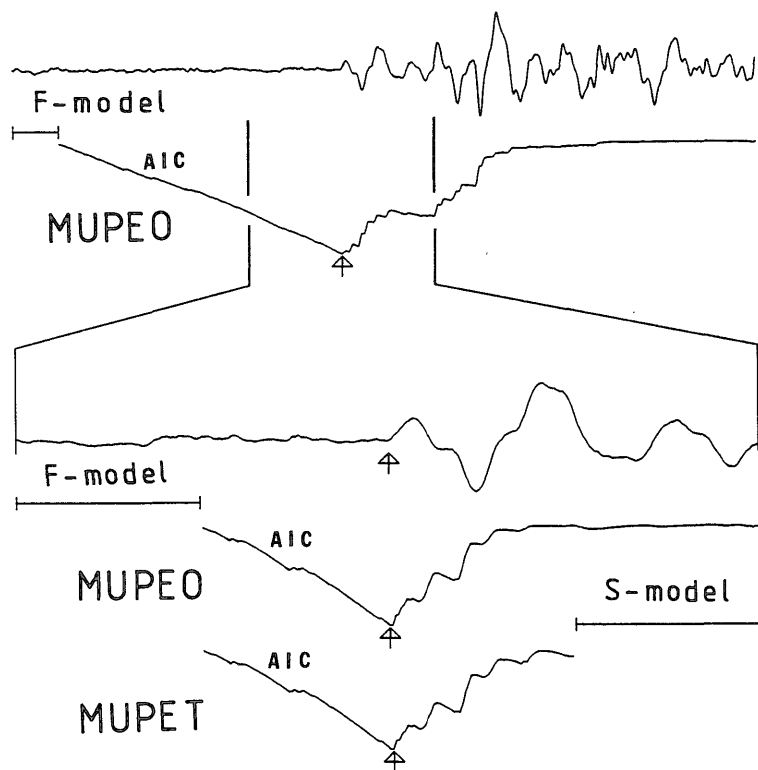


Fig. 3 Procedure of the automatic P arrival time reading. The procedure consists of two steps. At first, MUPEO is applied to the entire waveform for the preliminary estimation of arrival time and a time window is set up for the precise picking. Next, MUPET and MUPEO are applied to the waveform in the window set up at the first step. Among the three arrival times estimated above, the earliest one is adopted as a data for hypocenter determination. The minimum point of each AIC curve and the estimated P onset are indicated by arrows.

が最大の観測点のデータを除去する。ここで、 n は除去されずに残っているデータの数である。 Δ_i が最大のデータが複数ある場合は、その中から Q が最小のものを除く。この操作をすべての δ_{ij} が 0 になるまで繰り返す。

3) $n \leq 4$ の時は震源計算せずに終了。 $n \geq 5$ の時は震源計算を行う。

4) 数回の繰り返しで解が収束しない場合は Q が最小のデータを除いて 3) に戻る。解が収束した時は、走時残差を調べ、その絶対値にある一定の値 (τ_{max}) より大きなものがある場合は、走時残差の絶対値が最大のデータを除いて 3) に戻る。すべて τ_{max} 以下の場合それを最終的な解とする。

3. で述べられる実験で得られた AE 波形について、自動処理と人間による処理結果との比較を行ったところ、

$Q > 10$ であれば、それらが $1 \mu \text{ sec}$ 以上異なることはほとんどなかった。このことから、重み w_i は (2.6) のように定義された。2 点間の初動到達時刻差が速度構造モデルから期待される最大の初動到達時刻差 (2 点間の走時にほぼ等しい) よりも大きな時、ふたつのデータのうち少なくともひとつには大きな誤差が含まれている可能性が高い。手順 2) はこのようなデータを除くために工夫されたものである。前田 (1985) は自然地震の自動読み取り結果を観測点間の見かけ速度で評価しているが、手順 2) はこれと同様の考えにもとづく。

3. 適用例

上述の AE 波形計測処理システムを用いて、花崗岩の三軸圧縮試験 (封圧 40 MPa) を行った。試料の形状

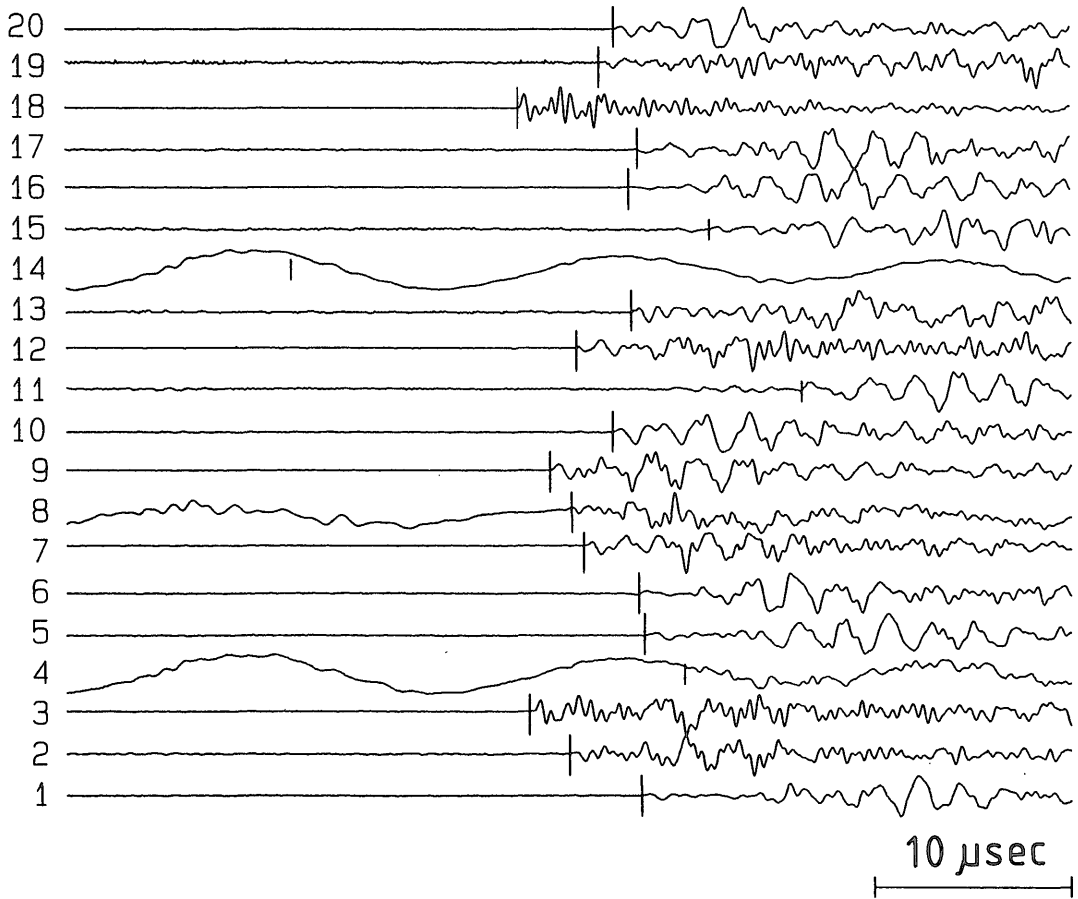


Fig. 4 Example of AE waveforms and result of the automatic P arrival time reading (vertical bar). The shorter bars denote the data not used to determine the hypocenter. This event was observed during a triaxial compression experiment (40 MPa confining pressure) of granite by 20 PZT transducers (2 MHz longitudinal resonant frequency).

は直径 50 mm, 長さ 100 mm の円柱形である。AE 波形は, 試料の側面の 18 カ所および試料上下のエンドピース内に取り付けられた合計 20 個の圧電素子 (共振周波数 2 MHz, 直径 5 mm, 厚み振動型) によって観測された。TM は分解能 10 ビットのものが 12 チャンネル, 8 ビットのものが 8 チャンネルで構成され, サンプリング間隔 50 ns, 記憶語長 1,024 語に設定された。従って, AE 1 個当たりのデータ量は 40 KB (8 ビットデータも 2 バイトとして扱われる。) である。この時, マスクタイムは約 1.5 秒であった。これは, 比較的 AE 発生頻度の高い実験においても, 最終破壊の直前を除けば, 震源分布を把握するのに十分な割合で AE 波形を記録することのできる記録速度である。今回の実験で記

録された AE 数は約 2,500 個であったが, AE 1 個当たりのデータ量が今回と同じ 40 KB の場合, ハードディスクには 8,000 個以上の AE が記録できる計算になる。

初動到達時刻の計算および震源決定の際に使用したパラメタの値は, $N_1=1,024$, $N_2=256$, $M_1=M_2=64$, $\tau_{\max}=1\mu\text{sec}$, $s=10$ とした。これらのパラメタの値は試行錯誤によって決定した。震源決定には AE 1 個当たり約 25 秒を要し, 記録された約 2,500 個の AE の震源を計算するのに約 16 時間を要した。これまでの我々の経験から, この程度の数の AE の震源決定を人間が行うには少なくとも 1 カ月を要すると考えられ, 自動震源決定を行うことにより, 震源決定作業の能率が飛躍的に向上した。記録された AE のうち約 70% の AE の震

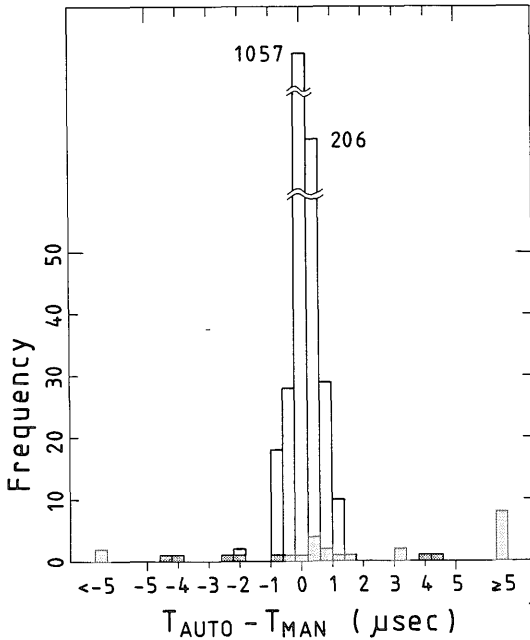


Fig. 5 Differences between P arrival times read manually (T_{MAN}) and automatically (T_{AUTO}). Arrival time data for 84 events are plotted. Shaded bars denote the data rejected during the automatic hypocenter determination. The differences are within $0.2 \mu s$ for about 80% of the whole, and almost all the data differing more than $1.5 \mu s$ from those read manually are not used to locate the hypocenter.

源を決定することができた。

自動処理による結果の信頼性を検討するため、記録された AE のうちの 100 個について、グラフィック・ディスプレイ上に再生された AE 波形から人間によって読み取られた初動到達時刻を使って震源決定を行い、自動処理の結果と比較した。100 個の AE のうち、人間による読み取り値を使って震源が決定できたものが 96 個、自動処理によって決定できたものが 84 個あった。自動処理によって震源が決定できなかったものには、振幅の小さいもののほかに、AE がふたつ以上連続して発生したためにチャンネルによって異なる AE の初動が読み取られてしまったものや、AR モデルを作成する区間に初動が含まれてしまったものなどがある。Fig. 5 は自動処理と人間の読み取りによる初動到達時刻の差の頻度分布である。自動処理によって震源が決定できたものについてのみ示されている。自動処理による読み取り値

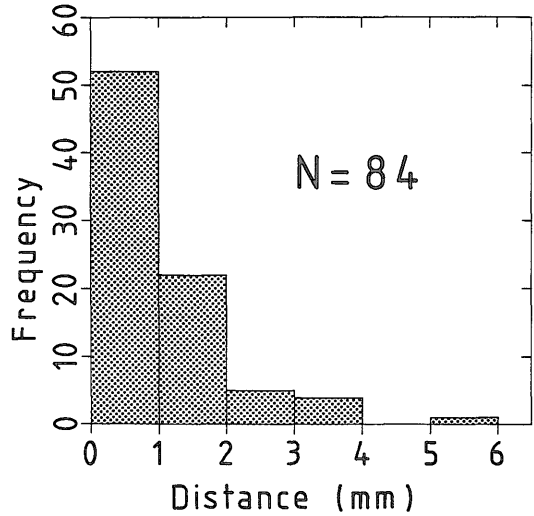


Fig. 6 Histogram of the distance between hypocenters determined manually and automatically for the same events in Fig. 5.

が遅れるものがやや多いが、全体の約 80% は $\pm 0.2 \mu s$ 以内の差におさまっている。また、人間の読み取り値と大きく ($1.5 \mu s$ 以上) 異なるデータは 1 例を除いて震源計算の過程で除去されており、2.2(b) に示された震源計算方法の有効性が示唆される。Fig. 6 は、ふたつの方法によって決定された震源位置の距離の頻度分布である。90% 以上の AE 震源は人間によって決定された震源から 3 mm 以内の位置に決定されている。以上の検討結果から、自動処理による初動読み取り値およびそれから計算された AE 震源の位置は十分信頼できるものと考えられる。

4. おわりに

高速・大容量のディスクを備えたミニコンピュータに 20 チャンネル程度の TM を接続して AE 波形を高速でデジタル記録するシステムを構築した。さらに、近年自然地震の震源決定において実用化されつつある地震波初動の自動検出方法を AE 記録波形に適用して、高精度の自動震源決定を行うことを試みた。花崗岩の三軸圧縮試験を行い本システムの実用性について検討した。自動震源決定を行うことにより、震源決定作業の能率は人間が震源決定を行う場合に比べて著しく改善された。また、システムのマスクタイム、震源決定率、初動読み取り値および震源決定の精度はいずれも満足できるもの

であった。これによって AE 震源決定作業が能率化され、微小破壊の時空間分布に関する系統的な研究や AE 震源パラメタに関する詳細な解析などが比較的容易に行えるようになることが期待される。

謝辞 東北大学理学部山本清彦博士にはシステム構築に当たって貴重な助言をして頂きました。また、京都大学理学部平田隆幸氏には実験に協力して頂き、震源決定に関する有益な議論をして頂きました。記して感謝の意を表します。

文 献

- AKAIKE, H. (1974) A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Autom. Control*, vol. AC-19, p. 716-723.
- BYERLEE, J.D. and D. LOCKNER (1977) Acoustic emission during fluid injection into rock. Proceedings of the First Conference on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structure and Materials, p. 87-98.
- 堀内茂木・山本 明・松沢 暢・河野俊夫・長谷川昭・高木章雄・伊神 輝・山田 守・青木治三 (1985) 1984 年長野県西部地震余震観測データの現地自動処理について。地震 2, vol. 38, p. 529-539.
- 前田 亟 (1979) A.E. データ集録・処理システム—大理石の破壊実験への適用—。地震 2, vol. 32, p. 233-241.
- 前田直樹 (1985) 地震波自動処理システムにおける読み取りおよび評価。地震 2, vol. 38, p. 365-379.
- MOGI, K. (1962) Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 40, p. 125-173.
- MOGI, K. (1968) Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 46, p. 1103-1125.
- 西沢 修・楠瀬勤一郎・小内 薫 (1981) 一軸圧縮応力下で発生するアコースティック・エミッション震源の時間—空間分布。地調月報, vol. 32, p. 473-486.
- ・—————・柳谷 俊・小口深志・江原昭次 (1982) 大島カコウ岩におけるクリープ時の AE 発生の確率過程と震源の空間分布。地震 2, vol. 35, p. 117-132.
- 岡村勉夫 (1981) 標準デジタル・バス (IEEE-488) とその応用 計測・制御用標準バスの基礎から設計法まで。CQ 出版社, p. 12-19.
- SCHOLZ, C.H. (1968) Experimental study of the fracturing process in brittle rock. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, p. 1447-1454.
- SONDERGERD, C.H. (1981) Desirable sample dimensions for detailed acoustic emission studies. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 8, p. 695-697.
- and L. ESTEY (1981) Acoustic emission study of microfracturing during the cyclic loading of Westery granite. *J. Geophys. Res.*, vol. 86, p. 2915-2924.
- YANAGIDANI, T., S. EHARA, O. NISHIZAWA, K. KUSUNOSE and M. TERADA (1985) Localization of dilatancy in Ohshima granite under constant uniaxial stress. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, p. 6840-6858.
- 横田 崇・周 勝奎・溝上 恵・中村 功 (1981) 地震波データの自動検出方式とオンライン処理システムにおける稼働実験。地震研究所彙報, vol. 56, p. 449-484.

(受付: 1986 年 10 月 22 日; 受理: 1987 年 3 月 13 日)