

地震計とパソコンを用いた早期津波予測システム

座間信作*

1. はじめに

1983年日本海中部地震は、死者104名中100名が津波による犠牲者であるという近年例を見ない特異な地震災害をもたらした。1983年5月26日12時00分に発生したこの地震に対し、仙台管区気象台は12時14分、東北地方日本海沿岸に津波警報を発した。一方、津波の第1波は、既に青森県深浦へ12時07分に到達していた。従ってこの時点で警報は間に合わなかったうえに、地域によっては、津波警報の沿岸住民、観光客などへの広報が遅れ、地震発生後約30分経ってから行われたところもあり¹⁾、このことが津波による犠牲者を多くした原因の1つになった。このことから、地震発生後早期に津波情報を沿岸住民に知らせることが可能となる体制、システムが望まれていた。

管区気象台、気象庁本庁のいわゆる津波予報中枢における津波予報の発表に要する時間は、日本周辺で起こった地震の場合、地震発生後約10分程度にまで短縮されつつあるが、それでも尚、津波波源域に近い海岸では、予報が発表される前か殆ど同時くらいに津波が到達することが今後も有り得るとされている。加えて、津波情報伝達経路における伝達時間のロスも有り得る事を考え合わせると、津波危険度の高い地域については、津波災害防止軽減対策をより強固なものにしておくことが必要であろう。

今回開発した津波予測システムは、1地点で得られる地震動データをリアルタイムで自

動処理し、震源、地震規模を決定し、これに基づいて津波の規模、波高及び最寄りの沿岸までの津波到達時間を迅速に求めようとするものである。従ってこのシステムが津波危険度の高い沿岸をかかえる地域（市町村レベル）に設置されれば、現在の津波予報・伝達体制では間に合わない近地津波に対しても、津波情報がいち早く得られるので、津波防災活動の迅速な遂行が可能となるものと期待される。

2. 機器構成

本システムは地震計、A/D変換器、パーソナルコンピュータから構成されている。用いた地震計は東京測振機製3成分速度型強震計で、その周波数特性は、0.025~20Hzの範囲で平坦である。また地震動の測定可能範囲はチャンネル切り換えにより、0.01~100kineであり、我々が対象とする近地大地震でも地震動を飽和する事なく検出することが出来る。ただし、このシステムではP、S波検出、震央方位の決定に、最も電圧感度の高い5V/kineの出力を、地震規模の決定に0.5V/kineの出力を用いているので、実質0.01~10kine程度までとなっている。

A/D変換器（カノーブス製）は分解能12ビット、8チャンネルのもので、入力電圧-5V~5V、サンプリング周波数100Hzとしている。またパーソナルコンピュータは16ビットCPUをもつNEC製で、これに数値演算プロセッサ、地図、水深データ等の格納のためのRAMボードを搭載している。

*消防庁消防研究所

3. 津波情報の検出方法

1 地点での3成分地震動観測データを入力として、パソコンによってリアルタイムで津波情報を得る方法について述べる。

現在の津波情報は、簡単にいえば震源が海域にある時、地震の規模Mに応じて（実際には震源、深さ、地震波形も考慮される）津波の発生規模を決めることによって求められる。我々のシステムでもこの方法にそって津波情報を得るようにしている。

まず、地震計出力をA/D変換してパソコンに取り込んだ地震動3成分データを用いて震源（震源距離、震央方位角、深さ、または震央距離）を決定し、最大振幅と震源距離とからMを決める。次に震源地が海域にあれば津波マグニチュードとMとの関係式を用いて波高を求め、更に最寄りの沿岸への到達時刻を推定する（図-1参照）。

これらの一連の処理をパソコンを用いてリアルタイムで行うため、複雑なアルゴリズムを使うことはパソコンの処理速度の制限から出来ない。従って、簡単でしかもある程度の決定精度が期待される方法が望まれる。以下ではこのような構想に基づいて採用した方法について紹介する。尚、プログラムはC言語で記述されている。

3.1 前処理

A/D変換器によって10倍、100倍の地震計出力EW成分(x)、NS成分(y)、UD成分(z)、及び5秒のアナログローパス・フィルターを通したUD成分がCPUに取り込まれる。そこでA/D変換値は各地震計の電圧感度を用いて、実地動(速度)に変換される。しかしこのままでは、DCオフセットがかかっている場合があるため、振幅の正しい評価は出来ない。また本システムが設置される可能性の高い海岸付近では、やや長周期の脈動が波浪により時に顕著に現れS/N比を小さくすると考えられる。このようなノイ

ズはP波検知を誤らせるだけでなく、震央方位の推定をも困難にする原因となる。そこで長周期成分(DC成分も)を除去する処理、即ちハイパスフィルタリングを施す必要がある。しかし、演算速度の遅いパーソナルコンピューターでは複雑なアルゴリズムは使えない。そこで本システムでは、入力データに対し差分を施すことによって一種のフィルタリングを行っている。

3.2 P、S波の検知

無人の地震観測におけるP波の検知はトリガー方式によるものが一般的である。P波はその振動方向と伝播方向が同一で、地表面にはほぼ垂直に入射することから、P波部分では上下動成分が卓越する。従って上下動振幅を常時監視し、それがあるレベル以上になったときにP波と判断すればよい。

図-2は前記フィルタリングなどの処理をした後の80秒間(サンプリング周波数100 Hz)のノイズの振幅分布をx、y、z成分毎に描いたものである。同様のことを別の期間のノイズに対して行ってもほぼ同じ分布が得られる。図中には、平均 μ 、標準偏差 σ 及び最大値maxが示されている。平均値をみるとどの成分でも零に近く、DCオフセットがフィルタリングによって除去されていることが分かる。またこれらの振幅分布は、各々の平均 μ 、分散 σ^2 を持つ正規分布(破線)でよく表現されている。このことから、ノイズレベルとして σz をとり、P波のトリガーレベルを $k\sigma z$ ($k > 1$)とすることが考えられる。ここで例えば $k = 3$ としたとき、ノイズの上下動振幅が $\pm 3\sigma z$ を越える確率は、正規分布を仮定すると0.27%と極めて小さくなるが、実際には常時上下動振幅と $3\sigma z$ を比較するため、サンプリング周波数100 Hzで高々10秒間に93%以上の確率でトリガーがかかってしまうことになり、単に振幅を比較するだけではP波検知のための判断基準にならない。そこで本システムでは、最初にトリガ

レベル $3\sigma_z$ 以上になった時点から M 秒間に m 回以上トリガーレベルを越えたとき、 P 波とするという条件をつけた。これによって通常時のミストリガーは殆どなくなっている。ここで σ_z は、5 秒間のデータに対しサンプリング毎に計算している。また、経験的に M, m は 1, 20 とした。さらにミストリガーを少なくするために、中村らの方法²⁾も併せて用いることにした。それは地震計からの出力 x, y, z 成分の i 番目のサンプル値を x_i, y_i, z_i としたとき、

$$\begin{aligned} V_i &= z_i^2 + a V_{i-1} \\ H_i &= x_i^2 + y_i^2 + a H_{i-1} \\ (V/H)_i &= (V_i/H_i)^{1/2} \end{aligned} \quad (1)$$

で表される $(V/H)_i$ が、あるしきい値を越えたとき、 P 波と判断するものである。ここで、 $V_0 = 0, H_0 = 0$ とする。

ところで、(1)式で $a = 0$ とすれば $(V/H)_i$ はある瞬間での上下動と水平動の振幅比を与えることになる。従って P 波が到達したときには上下動が卓越するから $(V/H)_i$ は大きな値を持つため P 波検知の判断指標となり得る訳である。しかし瞬間値を監視するのでは、地震計近くでの衝撃的な振動、電気的ノイズなどで V/H が大きくなることもある。また、ノイズレベルは小さくても、上下・水平動の位相関係によっては V/H が瞬間的に大きな値を取り、 P 波と誤認してしまう恐れもある。これらのことを回避するために(1)式では $a (\neq 0)$ をパラメータとして平滑化を行っている。即ち、(1)式の上 2 式は次数 1 の AR モデルの形を取っていることから、ローパスフィルターの特性を有することとなり、 V/H の短周期成分を除去し、平滑化する効果を持っていることになる。これによって上下動と水平動の平滑化された振幅比をリアルタイムで連続的に計算し、それを監視することによって、ノイズレベル全体が上がっても先の上下動振幅の絶対値だけを監視している

ときの誤認は防げる可能性がある。

図-2には平常時のノイズに対する V/H ($a = 0.95$) の分布も示してある。この分布は興味深いことに、平均 $\mu_{V/H} (\sim 0.5)$ 、分散 $\sigma^2_{V/H}$ の正規分布で近似できるようである。最大値は多くの場合 0.7-0.8 となり、1 を越えることはなかった。これに基づき、経験も含めて P 波検知の判断基準をデフォルトで、 $V/H \geq 2.0$ としている。

これにさらに条件を加え、一秒間にこのしきい値を越える回数を 20 以上としている。このように上下動振幅レベルと V/H の変化の両方をみることで P 波を検知し、またミストリガーを少なくしているが、この方法によっても、遠い地震のため P 波初動振幅が小さく検知せず、表面波(レーリー波)部分を誤って P 波と認識してしまうこともあり、今後更に検討を必要とする。

一方、 S 波の検知は、地震記録によっては熟練者でも判定の困難なこともある程で、それを複雑なアルゴリズムを用いないで精度よく行うことは極めて難しい。ここでは P 波検知の場合と同様に、上下動振幅及び V/H に着目する。 S 波は P 波と異なり、進行方向と直交する面内で振動する。従って地表面にほぼ垂直に入射した S 波は水平成分に大きな振幅を持つため、 V/H は S 波到来と同時に小さな値を取ると考えられる。そこで V/H があるしきい値 (~ 0.6) より小さくなったとき、 S 波を検知したとすれば良い ($S1$)。ところが P 波検知の場合も同様の問題を抱えているが、(1)式の a の値によっては P 波部分で小さな値を取る場合もある。また PS 変換波が出現することもあり、この判定方法だけでは S 波を正しく検知しない恐れがある。そこで更に経験から、 P 波の立ち上がり後 3 秒間の上下動の最大振幅の $n (\sim 3)$ 倍よりも水平動の合成値のほうが大きくなる時をもって S 波 ($S2$) と判断するようにしている。これによって V_i が偶然に微少な値を取ることによって V/H が小さくなり、誤って S 波と

判断することを回避できると期待される。

以上2通りの方法でS波初動時刻(S1, S2)を推定するが、S1とS2の値が異なっている場合どちらか妥当な方を選択しなければならない(S)。その選択法はしきい値の与え方により異なり、またそのしきい値も地震計設置地点の地盤、ノイズ等の状況により異なるので、試行錯誤によらざるをえない。しかし多くの場合、S1とS2は大きくは異ならないので、平均値を用いることが可能である。

3.3 震源決定、地震規模などの推定

地震によって津波が発生するか否かは、震源地が海域にあるか否かに先ずかかっている。従って本システムが沿岸地域に設置される可能性が高いことを考えると、震央方位の決定が最も重要であると考えられる。震央方位が真の値と大きく異ならなければ、震源地が海か陸かの判定は誤りなくなされるからである。震源地が海域にある場合、津波の規模は地震マグニチュード(M)、震源深さ(h)などに依存し、Mが大きく、hが小さいほど大きいことが経験的に知られている。従って次に推定すべき重要な要素は、マグニチュードと深さであろう。

以下では、先ず震央方位の推定方法について述べ、次に震源距離、地震マグニチュード、深さ(震央距離)の推定法に関して述べる。

3.3.1 震央方位

1観測点で得られる3成分地震記録を用いた震央方位角の推定は、P波初動の水平2成分の振幅比と上下動成分の極性から原理的には可能である。しかし実際には、ノイズ、地表極く近傍の不均質構造による散乱波などの影響のため、サンプリング時点毎の振幅値の比をとる方法では、ばらつきが大きく正しい方位角を決定することは困難である。本システムでは、前述したように震央方位角が最も重要な役割を果たすことを考慮し、次の3通

りの方法を試みている。

- (a) 地震動の水平、上下成分の乗算による方法

竹山ら³⁾は変位 x_i, y_i, z_i の積和

$$\begin{aligned} X_j &= \sum x_i \cdot z_i \\ Y_j &= y_i \cdot z_i \\ (i &= 1, j : j = 1, N) \end{aligned} \quad (2)$$

をとり(N:データ数)、 x_i, y_i を直交成分とするベクトルの偏角を北から時計回りの角度で表し、それを方位角 θ_j としている。

$$\begin{aligned} \theta_j &= \tan^{-1} (X_j / Y_j) + \alpha \\ \alpha &= 0 \quad (X_j \geq 0, Y_j > 0) \\ &\quad \pi \quad (X_j < 0, Y_j > 0) \\ &\quad 2\pi \quad (Y_j < 0) \end{aligned} \quad (3)$$

彼らはこの方法を固有周期30秒の長周期地震計で記録されたS/N比のよい変位波形に対して適用し良好な結果を得ている。

ところで(2)式は、

$$\begin{aligned} X_j &= x_i \cdot z_i + a X_{j-1} \\ Y_j &= y_i \cdot z_i + a Y_{j-1} \\ j &= 1, N \end{aligned} \quad (4)$$

と表したとき、 $a = 1$ の場合である。中村ら⁴⁾は速度記録に対し、 $a < 1$ として同様のことを行っている。

(4)式は(1)式と同じ形を取っているので一種のローパスフィルターを施していることになるため、短周期変動が除去され比較的安定な解が得られることになる。この方法は波形データを貯える必要がないのでリアルタイム処理に適している。本システムでは、前記のフィルタリングを施した地震動データに、更に(4)式と同様の演算処理によって短周期成分をカットしたデータに対してこの方法を適用($a = 1$)している。

(b) 座標変換による方法

P波初動部分の振動を震央方向とそれに直交する方向の座標系 (R, T) でみれば, T軸へ投影されたP波の動きは最小となるはずである。そこで震央方位推定の方法その2として, 水平動成分の地震記録 (x (t), y (t)) を座標変換 (回転) することを考える (図-3参照)。3成分地震記録 x (t), y (t), z (t) を, 水平面内でθ (北から時計回り) だけ回転させた座標系 (v_R, v_T, v_Z) に変換すると,

$$\begin{aligned} v_R &= \sin \theta x + \cos \theta y \\ v_T &= \cos \theta x - \sin \theta y \\ v_Z &= z \end{aligned} \quad (5)$$

一般にP波の振動方向の単位ベクトル e_L は入射角をψとすると観測システム系で,

$$e_L = (+\sin \psi \sin \theta, +\sin \psi \cos \theta, -\cos \psi) \quad (6)$$

と表せる。従って入射角ψ₀, 方位角θ₀の場合, x, y, zは,

$$\begin{aligned} x &= \sin \psi_0 \sin \theta_0 u_L (t) \\ y &= \sin \psi_0 \cos \theta_0 u_L (t) \\ z &= -\cos \psi_0 u_L (t) \end{aligned} \quad (7)$$

ここでu_L (t) はe_L方向の振幅の時間変化である。

式(7)を式(5)に代入すると,

$$\begin{aligned} v_R &= \sin \psi_0 \sin (\theta_0 - \theta) u_L (t) \\ v_T &= \sin \psi_0 \cos (\theta_0 - \theta) u_L (t) \\ z &= -\cos \psi_0 u_L (t) \end{aligned} \quad (8)$$

積v_Tv_Zを取ると,

$$v_T v_Z = v_L (t)^2 \sin (\theta - \theta_0) \sin \psi_0 \cos \psi_0 \quad (9)$$

となり, 0 ≤ ψ ≤ 90° からψ = 0, 90° 以外では, θ = θ₀。即ちθが震央方位と一致した時零になる。実際にはノイズの影響でP波はベクトルe_Lの近傍で振動するため, ある時刻のv_Tv_Zを零にするθを求めると, 真の震央と異なることが起こる。そこでP波初動部分のある区間でv_Tv_Zを積分しその値が最小となるθをもって震央方位とした。このとき,

$$v_R v_Z = v_L (t)^2 \cos (\theta - \theta_0) \sin \psi_0 \cos \psi \quad (10)$$

からv_Rv_Zは最大となる。

本システムでは積分区間としては, P波検知後かまたはV/Hが最大となる点から任意の間 (後述) を取っている。なおθは最初に0° から10° 間隔で変化させ, 次にv_Rv_Zが最小となるθの-5° から+5° までを1° 刻みで変えることによって演算時間を短縮させている。

(c)主成分分析による方法

P波初動部分の3次元粒子軌道は, ほぼ震源と観測点を結ぶ方向に長軸を持つ回転楕円体内にあると考えられる。

よって問題はこの長軸の方向を決定することに帰着する。この解は統計でよく用いられる主成分分析における第1主成分の固有ベクトルで与えられる。即ちサンプル値 (x_i, y_i, z_i; i = 1, N) の分散共分散行列の固有値問題を解き, その最大固有値に対応する固有ベクトル (l_x, l_y, l_z) を求め, tan⁻¹ (l_x/l_y) から方位角を求めれば良い。この方法の利点は求めた方位角の確度を評価できることである。これは主成分分析における寄与率 (固有値を分散共分散行列のTraceで除したもの) で与えられる。

実際にP波初動部分にこの方法を適用する場合は, ある区間をとって, その中心を移動させながら随時固有ベクトルを求め, 連続的

に方位を算出しその平均値をもって震央方位とするのが最も適切な処理法と考えられるが、演算速度の遅いパーソナルコンピュータでは固有値を求めるのに時間がかかり、即時性を要求される本システムに適さない。ここでは他の2方法と同様の、解析区間をパラメータとして一定にとっている。

本システムでは、以上示した通りの方法を用いて震央方位を推定しているが、震央方位の推定には、S/N比のほかには地下構造による影響を明瞭にしておく必要がある。即ちS/N比が大きくとも解析区間が適切でない、方位の推定を誤ってしまうことがあるからである。これについては次章でやや詳しく述べることにする。

3.3.2 震源距離 (R)

半無限媒質では、S-P時間が与えられれば、震源距離は正確に求まる。しかし実際の地下構造は多層で境界面も曲がっているため、厳密にはS-P時間からは解答は得られないが、気象庁が求めた震源要素から得られる震源距離とS-P時間との関係を試みると、多少のばらつきがあるものの、いわゆる大森公式が成立するので、この関係を用いる。

3.3.3 地震マグニチュード (M)

気象庁におけるMの定義は、1倍変位強震計、59型地震計の最大振幅A (μ 単位、水平動2成分の合成値)を用いて、深さ60km以浅の地震について

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (11)$$

で与えられる。ここで、 Δ は震央距離 (km) である。

本システムでは Δ の代わりにS-P時間から直接的に求まりかつ精度の良い震源距離を用いる。即ち、システムで得られた水平動の最大振幅とRとを用いて、気象庁発表によるMを次のような回帰式であてはめる。

$$M = a \log A + b \log R + C \quad (12)$$

3.3.4 震源深さ (h)、震央距離 (Δ)

多点 (3点以上) の地震観測データがある場合には、震央距離は例えば作図法によっても簡単に得ることが出来る。しかし1地点での地震観測による推定は極めて難しい問題である。

これに対し、P波初動の上下動と水平動の振幅比 (V/H) の最大値から深さ (h) を推定する方法が提案されている。それはV/Hが、P波の入射角に関係し、更に入射角は震央距離と深さの比に関係することによっている。図-4は関東地方の平均的な地下構造⁹⁾に対して、様々な Δ , hに仮の震源を置き、P波の入射角を計算することによって理論的にV/Hを求め、それと Δ/h との関係を示したものである。ここで入射角はsin波とし、更にそれにsin波の振幅の0, 1/10, 1/5倍の振幅を持つノイズを一様乱数で与えている。この図をみると、S/N比が ∞ の場合V/Hが10以上であると Δ/h との相関が強いが、8程度になると Δ/h は1以上の全ての値を取り不安定となり、S/N比が悪くなると全く求まらなくなる。S/N比は地震の規模やラディエーションパターンによっても大きく変わるが、それを無視しても解を求めることが出来ない。実際本システムで得たV/Hの最大値をこのグラフ上にプロット (黒丸) してみると、全く無相関に散らばっており、この方法は用いることが出来ないことがわかった。

そこで本システムでは次の2方法を採用しているが、未だ満足できるものではない。1つは今までの観測結果をもとに、M, A, Δ を結ぶ回帰式を作り、これから Δ を求めるものである。この方法は、過去も将来も地震活動は変わらず定常的であるという前提の上に成立するものである。従ってデータを蓄積すればするほど、推定した Δ の精度は良くなる。

他の方法は、表面波の励起が、強く深さ h に依存し、かつ強震動の長周期上下動成分が主にレーリー波からなるとされていることから、5秒のローパスアナログフィルターを通して得た上下動成分の最大振幅 Z_f に着目し、 M 、 h との回帰式を次のような形で作成し、深さを推定するものである。

$$\log h = a_h + b_h M + c_h \log Z_f \quad (13)$$

(12) 式中には Δ の項がない。これは表面波の距離減衰が小さいことによっている（最近の研究で、 Z_f よりフィルターを通した上下動振幅の2乗和を用いた方が相関係数が大きいことがわかっている）。

3.4 津波情報の検出

気象庁による現在の津波予報は、震源決定を正確に行う時間的余裕のない近地地震については、震源地を粗く評価し、それが海域にあるか否かを判断し、海域であるときには、 $S-P$ 時間と地震波の全振幅を津波予報図にプロットして津波の程度を推定し、これに基づいて予報文を決定するという手順で行われている。本システムも大略これにしたがう。先ず、前述した処理によって求められた震源地が海域にあるかどうかの判断は、 Δ 、 θ で与えられた震央位置を緯度、経度に変換し、この点を囲むメッシュポイントでの水深データを探し、0以外の点が1つ以上あるか否かによって行われる。ここで水深データは北緯 $30^\circ \sim 47^\circ$ 、東経 $127^\circ \sim 148^\circ$ の領域を10分毎に区切ったメッシュポイント上で与えられており、陸地はゼロの値となっている。最寄りのメッシュポイントのデータを用いないのは、水深データの与え方が粗いため、震央が沿岸付近の海域にある場合でも陸として判断する可能性があるからである。

津波の規模の決定には、津波予報図を用いる代わりに、地震マグニチュード (M) と津波マグニチュード (m) との経験式

$$m = a_m + b_m M \quad (14)$$

を用いている。ここで係数 a_m 、 b_m は地域によって異なる値を持つ⁶⁾。(13)式を用いたのは、簡便であるという理由の外に、津波予報図でデータとして用いる $S-P$ 時間、全振幅の対数が結局 M とほぼ線形関係にあるという理由からである。但しここでは震源深さは、その決定精度が悪いため、 m の評価には用いられていない。

波高は、 m の定義に従ってほぼ 2^m となる。このようにして震源が海域にあることさえ知れば、経験式によって波高を知ることができるが、得た値はあくまで過去の（それも長期間ではない）経験に基づいた回帰式から得られたもので、過去の平均的な値であることに留意しておく必要がある。

多点の観測データを用いている気象庁の津波予報においてもこのことは全く同じである。羽鳥⁷⁾が過去の予報の精度を追跡調査した結果によれば、1964年新潟、1968年十勝沖地震津波のような比較的規模の大きな津波 ($m=2$) に対し、予報は過小評価しており、津波の規模の正確な予測は難しいのが現状である。これは、津波の発生が地震の規模だけに依存するのではなく、地震の起こり方にも強く影響されるにも拘らず、これに関する情報を即時的に得て、津波予報に反映させることが困難であることによる。地震波形から即時的に断層パラメータ、破壊過程などの情報を得ることは今後に残された大きな課題である。

津波の予想到達時刻の計算方法は、津波の伝播速度 v が $\sqrt{g\zeta}$ で与えられることを用いている。ここで g 、 ζ は、それぞれ重力加速度、水深である。具体的には、震央から観測点を結ぶ大圏コースを定め、これに最も近いメッシュポイントでの水深データを探していき、 i 番目のメッシュポイント P_i の水深データを ζ_i とすれば、 P_i から P_{i+1} まで津波が進む時間 T_i は、

$\zeta_i \neq \zeta_{i+1}$ の時、

$$T_i = 2 (\zeta_i^{1/2} - \zeta_{i+1}^{1/2}) / (g^{1/2} \tan \alpha)$$

$$\tan \alpha = (\zeta_i - \zeta_{i+1}) / P_i P_{i+1}$$

$\zeta_i = \zeta_{i+1}$ の時、

$$T_i = P_i P_{i+1} / (g \zeta_i)^{1/2} \quad (15)$$

と表せるから、観測点までの到達時間が容易にもとまる。但し観測点と震央を結ぶ大圏コースが陸を通る場合は、そこまでの到達時間を求めるようにしてある。

なお、震源深さの決定精度は、震央距離の精度に係わることであるが、本システムにより得られる震央距離に多少の誤差があっても、津波の波源域の広がりを考えれば、その誤差は津波到達時刻推定に大きな影響を与えるものではないと考えている。

4. 地域特性の影響

本システムの開発は、消防研究所での地震観測で得られたデータに基づいてなされたものである。特にプログラムの中で用いられている多くの定数は本所に適合した値である。しかもその値は、当初は約半年という短い期間のデータから得られたものであった。その後、本システムの実用化に向けて、設置地点の違いがどう影響するかを検討するため、消防研究所に加え、静岡県伊東市、千葉県鴨川市の2地点に新たに本システムを設置し、1987年9月から、約1年稼働試験を行なった。この間、1987年の千葉東方沖地震など、比較的大きな地震が発生し、本システムの改良のための貴重なデータが得られた。その結果、本所内で用いているパラメータをそのまま用いた場合、誤った情報を出力することもあり、設置地域が持つ地域特性の影響が強く働いていることが判明した。

ここでは、上記3地点での稼働試験の結果に基づき、任意地点に本システムを設置する

際、システムが地域特性の影響を受けずに、有効に働くようにするための方法について述べる。

4.1 P, S波到達時間

P, S波の検知は、その検出精度が、震源距離、地震マグニチュード、深さ（または震央距離）の推定に直接影響するので、極めて重要な問題である。

P波の検知については、平滑化した上下動振幅V、水平動振幅Hの比、 $V/H \geq 2$ 、及び上下動のノイズ振幅の偏差 σz の3倍以上となる上下動振幅が、1秒間に20回以上認められたときとする消防研究所での方法が、他の2地点に対しても有効であった。従って他の任意地域に対しても、P波検知については従来通りでよいと思われる。

S波検知は、 V/H がある値より小さくなるかどうかで判断しているが、この値は地域によって異なるものの、値はほぼ0.5~0.6である。但しこれらの3地域の地盤がやや似ているためと考えられ、例えば岩盤に地震計が設置されたなら異なった値をとるかも知れない。

4.2 震源距離、地震マグニチュード、震源深さ

震源距離は、S-P時間に大森定数kを乗ずることで得られるが、この大森定数は地域によって異なる。前節で読みとったS-P時間と、気象庁発表の震源から求めたRとの関係を設置地点毎に、原点固定の最小自乗法で求めると、8.3~9.6の値をとり、やや異なっている。

M, hの推定も現地での地震観測データに基づいた回帰式によって行なうので、多くのしかも様々な地震の規模、震源要素を持った地震のデータセットがあればより適切に求められる。消防研究所での観測開始以来、約半年余りの観測データから得た回帰式をそのまま用いた場合と、個々のシステム設置地点で

のデータを使って改めて求め直した回帰式による場合とをM, hについて比較すると、後者の方が若干精度がよくなっている。

4.3 震央方位角

上述の諸量の決定には地域特性の影響はみられるものの、それほど大きな地域差はない。一方、震央方位角の推定を1地点の地震データで行なう場合には地域特性の影響が大きいたことが判ってきた。また津波防災関係者にとって震源が海側か、陸側かは極めて重要な問題であるので、ここではやや詳しく震央方位角の推定に及ぼす地域特性の影響について述べることにする。

本システムにおける震央方位角の推定は3つの方法によって行なっているが、いずれの方法もP波初動部分の上下、南北、東西の3成分波形を用いている。1地点での地震動データを用いて方位角を推定する限り、すべての地震の方位角を大きな誤りなく求めることは困難である。震央方位角の推定に誤差を生じさせる要因は次の2つに大別できよう。

- (1) P波部分水平動のS/N比が小さい場合
- (2) 解析するP波部分の区間が適切でない場合

(1)については、微小、小地震などそもそも本システムの対象としていない、規模の小さい地震が当てはまる。また、たとえ規模の大きな地震であっても遠地地震の場合には、S/N比が小さくなるからうまく方位角が求められない場合がある。しかし近地地震で、規模の比較的大きな地震でも、誤った解を出力することがある。

図-5は、1988年3月18日に発生した東京都東部の地震の、消防研究所におけるP波付近の地震記録を示している(但し実地動ではなく、本システムでのfiltering結果)。この地震はM6.0とやや規模が大きく、深さ99km、震央距離が7.5kmと殆ど真下に起こった。東京での震度はIVであったが、このような強い

地震動をもたらした地震に対して、本システムの決めた方位は340°で、気象庁発表の震源要素から求められる方位92°と全く異なっていた。

本システムでの震央方位角の推定には、水平成分の振幅とノイズとの比が大きく関与するが、この地震記録から分かるように、P波初動付近の水平動振幅は上下動が大きいにも拘らず極めて小さい。首都圏の平均的地下構造を用いて、この地震の消防研究所へのP波の入射角 θ_0 を計算すると、1.05°となる。地表での水平・上下動振幅比H/Vは $\tan \theta_0$ ではなく、 $\tan \theta_{0,}$ で与えられる²⁾。ここで、

$$\theta_{0,} = 2 \theta_0, \quad (16)$$

θ_0 は、P波が境界(ここでは地表)に入射したときに発生する反射S波(SV波)が鉛直方向となす角で、

$$\sin \theta_{0,} / V_{0,} = \sin \theta_0 / V_0, \quad (17)$$

と与えられる。ここに $V_{0,}$ 、 V_0 は、P波、S波速度である。

このとき $\theta_{0,}$ は0.68°と求められ、結局水平動振幅は上下動の高々1%程度となることが判る。この地震のP波初動の上下動最大振幅は0.43kineであるから、期待される水平動最大振幅は4.3mkine(実測値 震央方向成分9mkine)、一方、この時のノイズレベルは、2~3mkineであるから、このノイズが水平動に混入すると、真の地震動による地面の動きが分からなくなり、そのため震央方位が誤って決定されたと解釈できる。

ここで、同じ地下構造モデルを用いて、震源の位置がP波初動の水平動振幅にどう関与しているかを、様々な深さ、震央距離に震源を置くことによってみてみよう。図-6は、横軸に観測点からの距離(Δ)、縦軸に深さ(h)をとって、ある点に震源を置いた時、単位振幅を持つP波が地表に入射した場合の

水平動最大振幅をパーセント表示したものである。この図から、大略 $\Delta/h > 1.0$ となる所に震源がある場合に $H/V > 0.2$ であるので、水平動にも比較的大きな振幅が期待できることが判る。即ち、津波を起し易い浅い地震の場合には、震央方位角も決定し易いと言えるだろう。

一般に地下構造は層状をなしており、かつ形状、伝播速度とも3次元的に不規則、不均質である。従って、震源で生じた波は、地下構造の境界で散乱を受けたり、あるいは他の波の一部変換するため、P波初動部分は、震源から観測点に向かって来た縦波だけから構成されているとは限らない。即ち、震央方位角を誤って推定する要因の2番目に、散乱波や変換波が直達P波部分に混入し、P波本来の進行方向に振動するという特徴をぼかしてしまうことが挙げられる。従って、いかにP波らしい動きをする部分を解析区間として見出すかが重要になってくる。

図-7は消防研究所で得られた地震のP波付近の波形の例である。上段から鹿島灘、伊豆半島東方沖を震源とする地震の各々南北、東西、上下成分である。両地震では、初動は上下動に強く現われている。一方、同時刻の水平動には振動があまりみられない。これがP波の本来の特徴である。ところが、これらの例に限らずどの地震についても、初動到達時から約1.5秒後の水平動成分に比較的大きな振幅を持つ位相がみられる(図-7の矢印)。しかも、その現れ方が震源位置と深い関係がある。例えば鹿島灘の地震(a)は、システム設置点からみると北から時計回りに計ってほぼ45°の震央方位角を持つが、この位相は南北、東西の両成分に同程度の振幅を持って現われている。また、伊豆半島東方沖の地震の場合(b)は震央方位角約180°で、注目する位相は南北動に現われている。しかし、両地震とも上下動にはこれに相当する顕著な相は見られない。このように、どの地震でもP波到達時から約1.5秒後に水平動に顕著な位

相があるが上下動にはないことから、この波群は観測地点付近で発生したS波的な波であることが分かる。更に、この位相は、震央と観測点を結ぶ断面内で振動していることからSV波で、P波が地下構造の影響を受けて変換したものであると判る。

このことは、千葉県東方沖の地震のP波初動付近の粒子軌道を0.5秒毎に見た図-8aによりよく現われている。ここで実際は上下動が鉛直上向き、破線は下向きであることを示している。これを見ると、最初の約1.5秒間の地面の動きは、明らかに震源位置から期待されるように動いている。即ち、P波の特徴を持っている。ところがその後は、震央方向(矢印)で上下動が負、その反対方向で上下動が正となり、この部分をP波として考えると、真の方位とは正反対の方向に震源が求められる。また直達S波はもっとずっと後で到達するので、この相はP波でなくPS変換波であることが判る。

PS変換波は速度コントラストの強い層境界で顕著に生じる。先の地下構造において、入射P波が堆積層と基盤の境界でS波に変換すると仮定すると、P波とPS変換波の到達時間差は、約1.6秒となり、観測波形から得た値とほぼ等しくなる。

このように最適区間の決定には、地下構造の詳細を知ることがきわめて重要ではあるが、全国的には調査地域は少なく、今後の調査が待たれるところである。

一方、鴨川、伊東においては、このように明瞭なP→SV変換波は見られない。図-8bは鴨川における千葉県東方沖の地震のP波初動付近の粒子軌道である。この場合には、P波立ち上がりから約0.5秒間は期待通り震央方向に振動しているが、その後は複雑な動きを示している。従って、この相は三鷹のようなP→SV変換波ではなく、散乱波と考えられる。波形を見ても特に顕著な位相はみられない。このことは伊東においても同様で、結局多くの地震について粒子軌道を描い

たり、あるいはデータ解析区間を変化させて最適な区間を設定することが必要となる。

5. 検出結果

5.1 出力例

本システムで得られた地震・津波情報はCRT、プリンター、フロッピーディスクにそれぞれ出力される。プリンターへの出力は、図-9に示す地震・津波情報、震央をMの大きさに応じた半径の円でCRTの地図上に表示したもののハードコピー(図-10a)、P波検知時から2秒前3秒後の地震波形、V/H、方位のハードコピー(図-10b)、及びP波検知前5秒後45秒の地震波形等のハードコピーからなる(図-10c)。フロッピーディスクへは、図-9で示した情報とP波検知前5秒から100秒間の地震波の生データが出力される。このデータは最適パラメータの決定に用いられる。

5.2 震源要素の精度

東京三鷹市での本システムの稼働試験結果の内、震源要素に関して気象庁発表値との比較をする。図-11はそれぞれ横軸に気象庁発表の震源要素に基づく、(a)震源距離、(b)震源深さ、(c)震央方位角、(d)マグニチュードを、縦軸に本システムの求めた諸量をとっており、対角線上に●印が乗れば両者が一致することになる。震源距離、マグニチュードはかなり良い結果を与えているが、深さについての精度には問題がある。震央方位の決定精度は、先にも述べたようにP波部分のS/N比に強く依存するので、この図の様な直接的な比較はあまり意味がないが、概して良く決まっている。

この震央方位について、三鷹、伊東、鴨川のデータに対し、横軸に震源距離、縦軸にマグニチュードをとり、推定された震央方位角が気象庁発表値 $\pm 20^\circ$ 以内であるものを●で表してみる(図-12)。ここで左図は前章で

述べたデータ解析区間の最適化を施す前の、右図は後の震央方位角の推定結果を示す。右上図のAで示された地震は、前記の東京都東部の地震である。Bの地震は、1986年に発生した伊豆大島三原山の噴火に伴う群発地震の内の1つで、M6.1、 $\Delta 121\text{km}$ である。この記録は図-13のようであって、2つの地震が示されている。P2がこの地震のP波であるが、本システムでは、その前の小さな地震のP波(P1)を検知し、P2以降の大きな地震をその中の一部として認識してしまっている。そのP1の振幅レベルが小さいために、震央方位の推定に誤差が生じた訳である。

これら2つの地震を除けば、比較的大きく、近い地震については、よく求められておりデータ解析区間の最適化を図ることで精度が向上することが分かる。

5.3 津波情報の精度

やや古いデータであるが、本システムの稼働試験中の1986年9月から1987年5月までの気象庁から発表された津波予報をみると、「ツナミチュウイ」4回、「ツナミ」1回となっている。このうち1986年11月15日台湾付近の地震及び1987年3月18日の日向灘の地震は震源が遠く本システムは作動しなかった。他の3つの地震について、本システムによる震源要素、マグニチュード、津波の規模、波高等を気象庁発表値と比較した(表-1)。震央距離が250km程度と比較的遠いところで発生した地震であるにも拘らず、本システムは「ツナミチュウイ」に相当する20~30cmの波高を予測している。また、津波予報中枢での予報発表に要する時間(T)が発震後平均10分であるのに対し、本システムでの津波情報検出に必要な時間はP波検知後2分弱である。

6. おわりに

地震時においては地震・津波情報を知ることが防災活動を迅速かつ合理的に行なう上で先ず必要となることから、1地点だけの地震動データをリアルタイムで処理し、早期に情報を得ることのできる本システムの有用性はきわめて高いものと思われる。

多くの自治体では、強い地震動（例えば震度4以上）を感じた場合、消防等の防災関係機関は海面監視等の防災活動を行うこととなっている。そのために震度計を設置しているところもある。しかし、このことは例えば震度3以下ならば、重大な認識を持った防災活動が期待できないことになる恐れがあることを示している。1896年三陸地震は、地震動としては弱いが津波は大きい、いわゆる津波地震であり、三陸地方に甚大な被害をもたらした。本システムでもこのような地震に必ずしも対処できるわけではないと思われるが、用いている地震計の振幅特性が40秒まではほぼ平坦であるので、気象庁でのMの決定に用いられている地震計よりは数倍長周期側を測定できることから、震動の強さに関わらず、このような地震及び津波の規模を極端に過小評価することはないものと考えられる。

本システムは、津波危険度の高い沿岸を抱える市町村に設置されるものとして考えられたものであるが、4章で述べたようにシステ

ム設置地点の影響を先ず把握し、最適なパラメータの設定を行う必要がある、このために1年程度（地震数による）の地震の予備観測期間が必要になる。

また、P波検知、方位推定はP波初動部分のS/N比に強く依存するので、可能な限り静かな地震計設置場所を確保することが、本システムによる津波予測の精度を高める上で極めて重要である。

参 考 文 献

- 1) 自治省消防庁, (財)消防科学総合センター: 昭和58年日本海中部地震調査報告書 (1983)
- 2) 中村 豊他: 地震学会予稿集No.2, 90 (1983)
- 3) 竹山一郎他: 気象研究所報告, 28, 147 (1977)
- 4) 中村 豊他: 地震学会予稿集No.1, 305 (1983)
- 5) 座間 信作: 東京大学修士論文 (1977)
- 6) Iida, K.: J. Earth Sci., Nagoya Univ., 6, 101 (1985)
- 7) 羽鳥徳太郎: 地震学会予稿集No.2, 168 (1978)
- 8) Ewing, W. M.: Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill (1957)

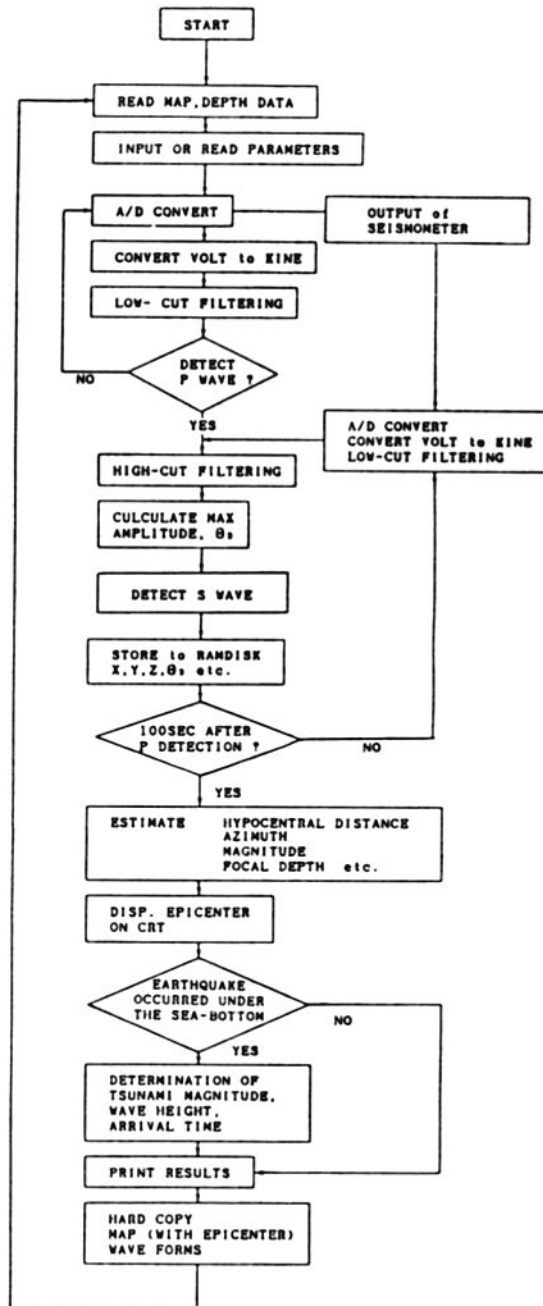


Fig. 2 Flow chart of the program used in the present system.

☒-1 フローチャート

*** AMPLITUDE DISTRIBUTION ***

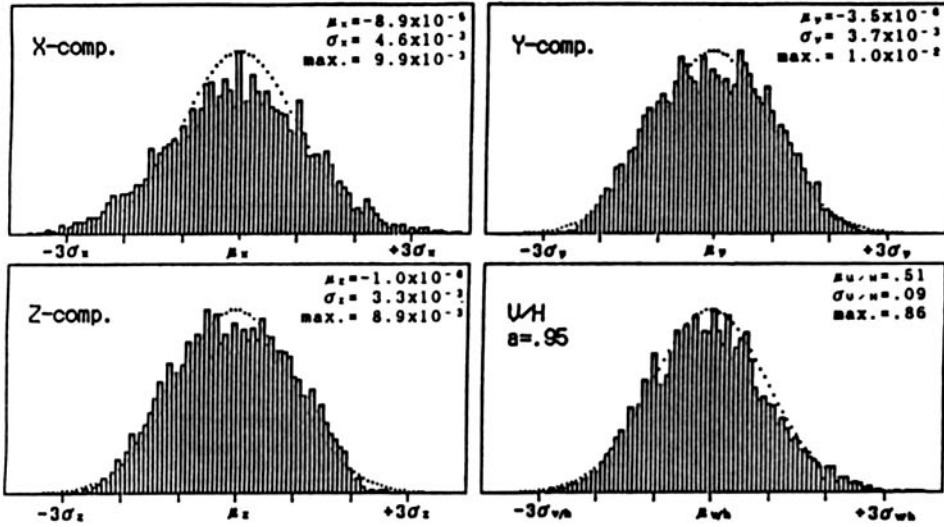


Fig. 5 Amplitude distribution of filtered noise and of V/H. Broken line indicates Gaussian distribution. μ , σ and max. indicates mean, variance and maximum for each quantity, respectively.

図-2 前処理を施した微動データとV/Hの振幅分布の例

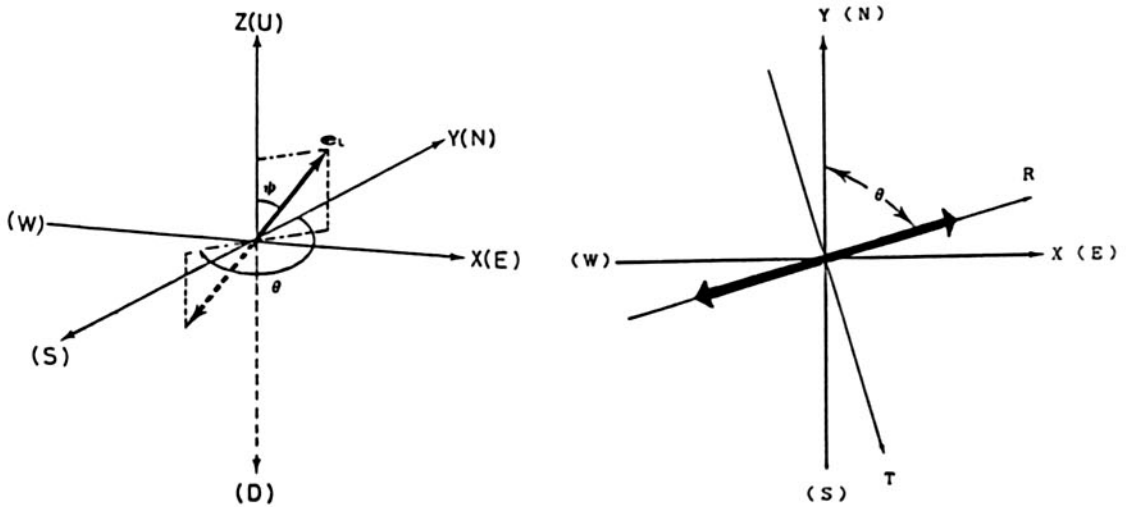


図-3 P波初動と座標系

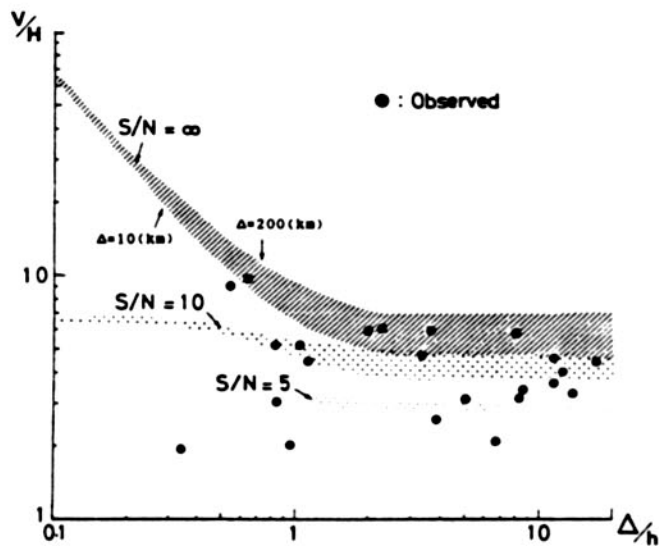


Fig. 11 Relation between V/H and Δ/h
 V/H is the smoothed ratio of the vertical to the horizontal amplitude, and Δ/h is the ratio of the epicentral distance to the focal depth.
 Hatched and dotted area show the theoretical curve, when the signal to noise ratio is infinite, 1/10 and 1/5, respectively. Closed circles are observed values.

図-4 関東地方の平均的な地下構造を用いた V/H と Δ/h との関係
 斜線及び点線で示した領域は S/N 比がそれぞれ ∞ , 10, 5 の場合を示す。
 黒丸は観測値。

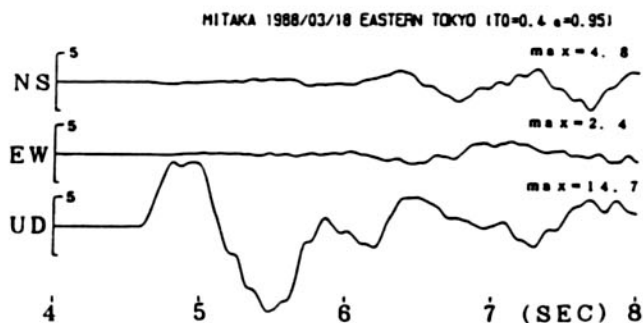


Fig. 5 Example of the filtered seismograms around the P wave arrival of the near and deep earthquake.

図-5 1988年3月18日東京都東部の地震 (M6.0, $h=99$ km) の三鷹に於けるP波初動部分

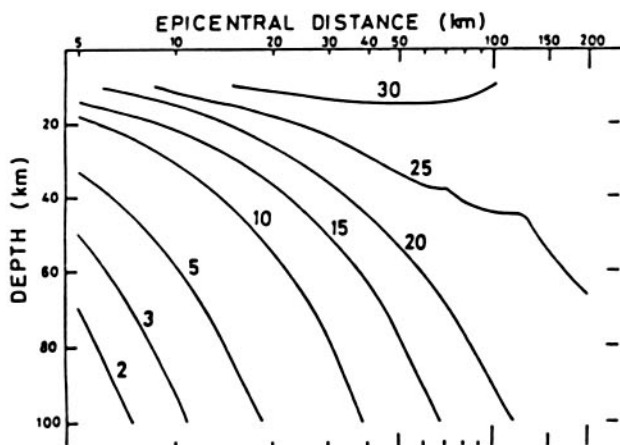


Fig. 7 Dependency of the horizontal amplitude of P wave on the location of the event. Numerals show the value of $\sin \theta_{app} \times 100$.

図-6 P波水平動振幅の震源位置への依存性
 数値は単位振幅のP波が入射した時の地表での水平振幅値(%)。

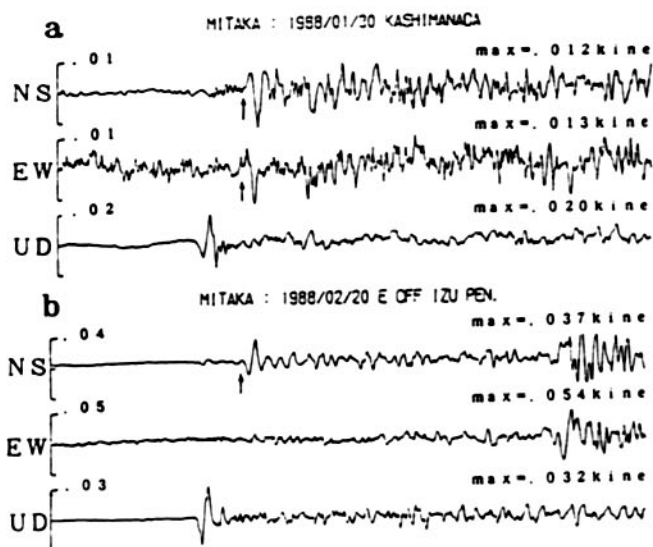


Fig. 8 Examples of seismograms around the P wave arrival, recorded at Mitaka.

図-7 P波初動付近の三層に於ける波形例
 矢印で示された位相はPS変換波。

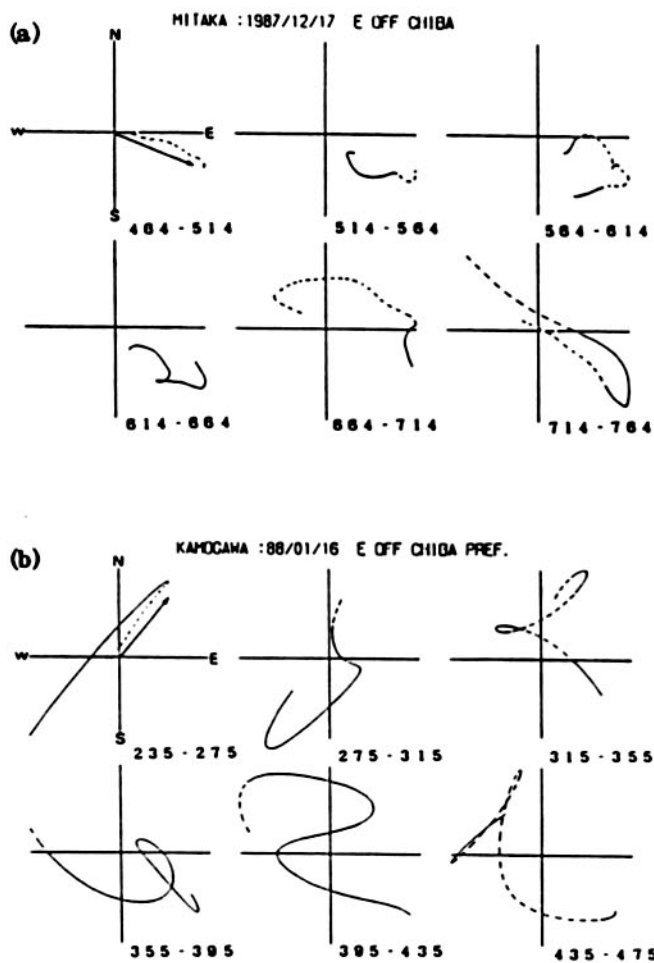


Fig. 9 Particle motions after the P wave arrival.
 The solid lines show the positive vertical motions,
 and the broken lines the negative. Numerals
 indicate the time in the unit of 0.01sec. The
 arrow shows the direction of the epicenter.
 (a) Mitaka (b) Kamogawa.

図-8 1987年千葉県東方沖地震のP波初動部分の粒子起動 (a : 三鷹, b : 鴨川)
 実線は上向き, 波線は下向きを示す。矢印は, 震央方向。

```

-----
Earthquake & Tsunami Information          by Fire Research Institute
-----
Start time ( Arrival time of P - wave      Fri Sep 9 09:59:59 1988
S1                                           Fri Sep 9 10:00:12 1988
S2                                           Fri Sep 9 10:00:12 1988
S                                             Fri Sep 9 10:00:12 1988
S - P time                                 12.48 ( sec. )
Epicentral Azimuth ( Principal component analysis ) 236 ( deg. )
  --accuracy                               98 ( per. )
Epicentral Azimuth (=Rotation )           237 ( deg. )
Epicentral Azimuth ( Weighted amplitude ) 250 ( deg. )
  --proportion                             38 ( per. )
Average Azimuth                            250 ( deg. )
Hypocentral distance ( R )                 112 ( km )
Epicentral distance (1) ... ( R<100km )    75 ( km )
Epicentral distance (2) ... ( R>=100km )   106 ( km )
Focal depth (1) ..... ( R<100km )        82 ( km )
Focal depth (2) ..... ( R>=100km )       34 ( km )
Earthquake magnitude                       8.4
Seismic intensity                          2.8
Tsunami magnitude                          -5.7
Wave height of tsunami                     0.0 ( m )
Arrival time of tsunami                    after 32 min.
Finish time of operation                    Fri Sep 9 10:02:10 1988

```

図-9 地震・津波情報出力例

鴨川 1988/07/31 伊豆半島東方沖 M5.4

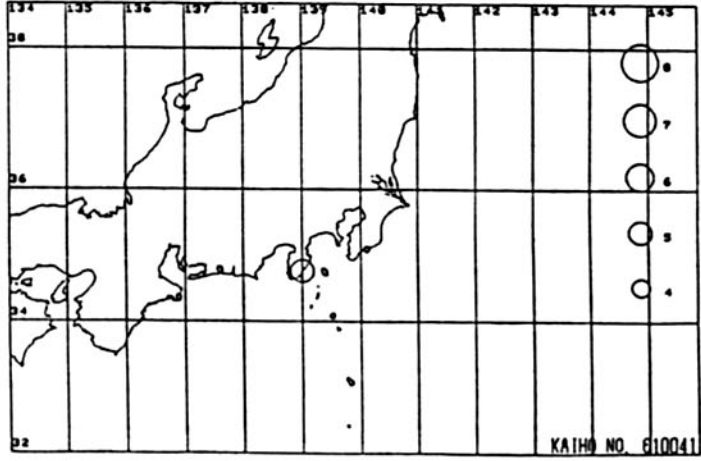
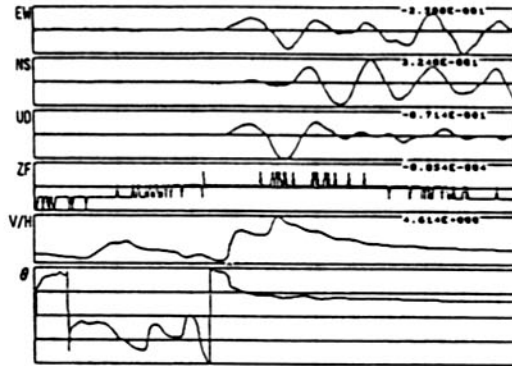
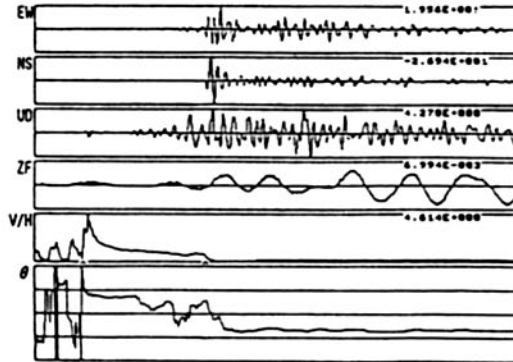


図-10 a : CRT 上に表示された地図, 震央のハードコピー



b : P 波検知前後 5 秒間の地震波形, V/H, 方位



c : P 波検知前後 50 秒間の地震波形等

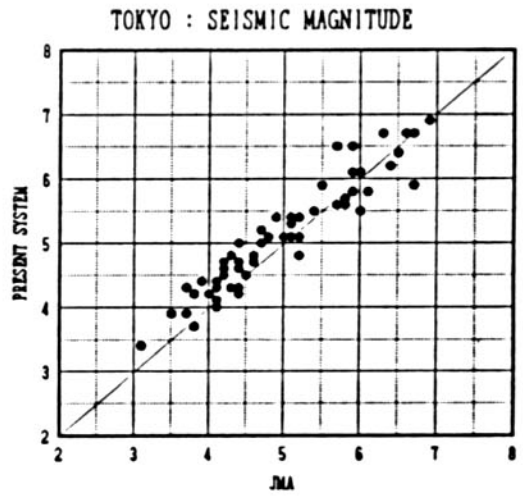
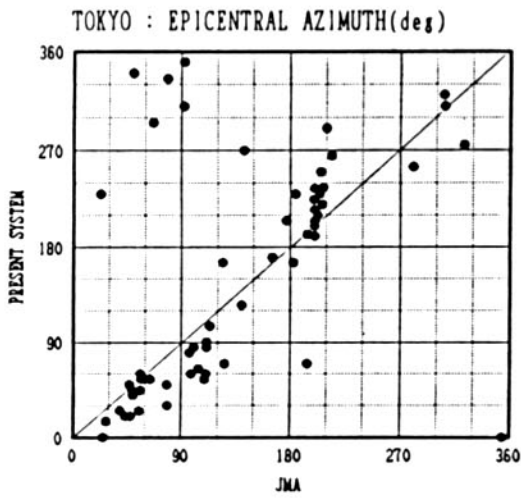
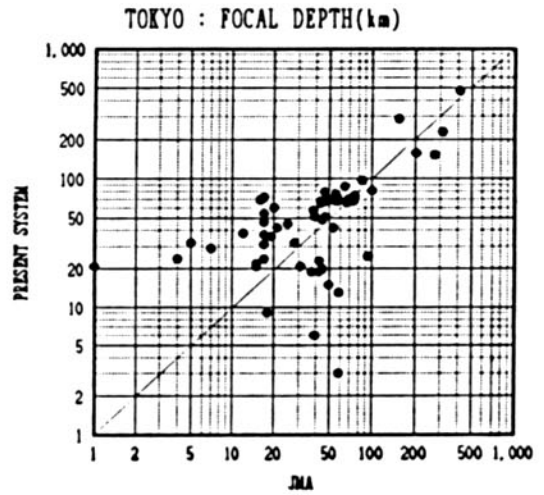
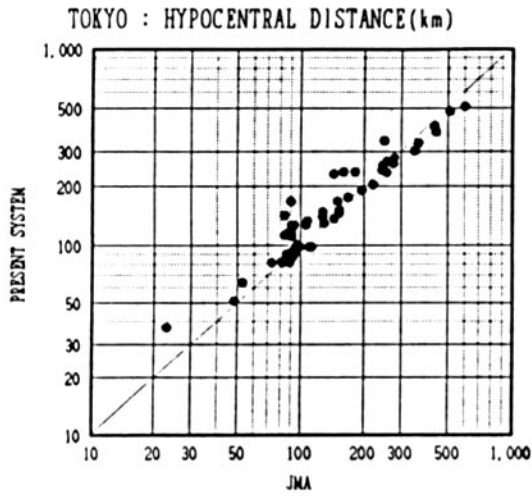


図-11 本システムで得られた震源要素と気象庁のそれとの比較
 a : 震源距離, b : 震源深さ, c : 震央方位 d : マグニチュード

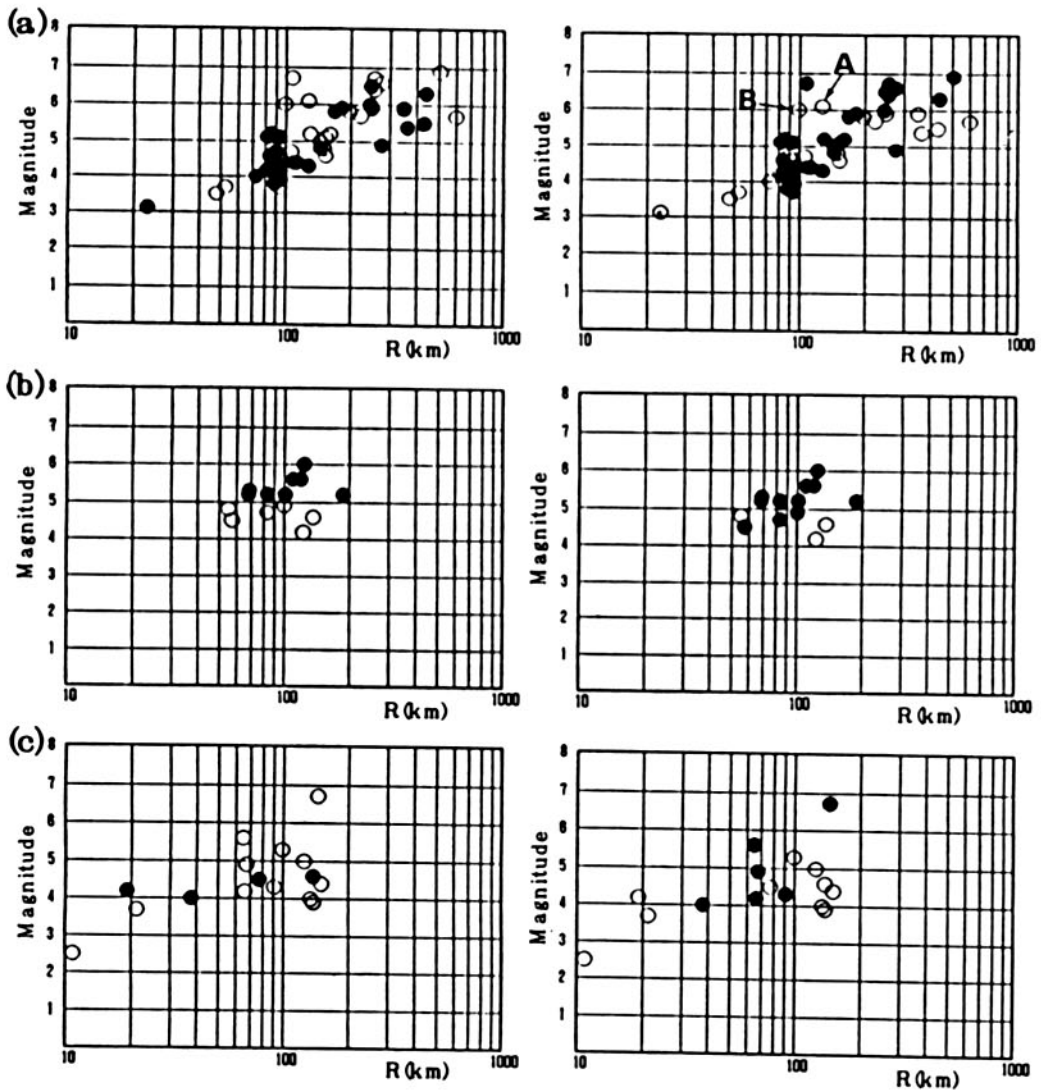


Fig. 10 Accuracy of the epicentral azimuth estimated by the present system before (left) and after (right) optimizing the data range to be analyzed. Closed circles indicate that the difference between the azimuth by the present system and that by JMA is within 20 degree. See text about "A" and "B" shown in (a).
 (a) Mitaka (b) Kamogawa (c) Ito.

図-12 解析区間の最適化前(左)後(右)での震央方位推定精度
 黒丸は気象庁による値との差が20度以内のもの。

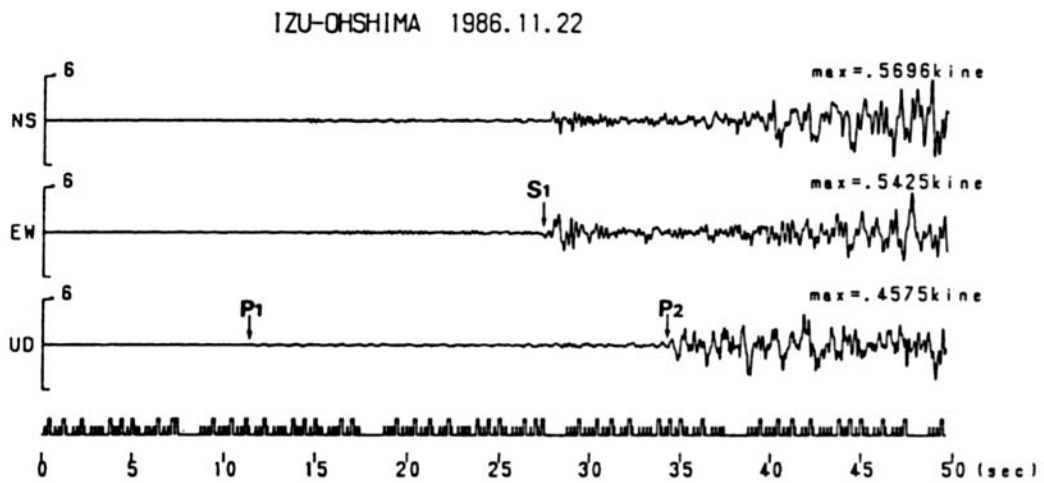


Fig. 12 Example of the seismograms of the earthquake swarm. P_1 and S_1 show the P wave and S wave arrival of a small event preceding a large one whose P wave arrival is indicated by P_2 .

図-13 群発地震の記録例

表-1 本システムによる津波情報と気象庁の津波予報との比較

Table 1. Comparison between the information of the earthquakes, for which JMA has issued tsunami warning of "Tsunami Attention" since September, 1986, evaluated by the presented system and that by JMA.

Region	Date	JMA	FRI		
off Fukushima	87' 02/06	θ ($^{\circ}$)	34		
		M	6.7		
		R (km)	290		
		Δ (km)	289		
		h (km)	21		
		Tsunami Warning message	Tsunami Attention	m	-1.3
		T (min)	7	w.h (m)	.4
off Niigata	87' 03/24	θ ($^{\circ}$)	330		
		M	6.4		
		R (km)	330		
		Δ (km)	330		
		h (km)	39		
		Tsunami Warning message	Tsunami Attention	m	-2.3
		T (min)	14	w.h (m)	.2
off Fukushima	87' 04/07	θ ($^{\circ}$)	44		
		M	6.7		
		R (km)	275		
		Δ (km)	275		
		h (km)	16		
		Tsunami Warning message	Tsunami Attention	m	-1.6
		T (min)	9	w.h (m)	.3

JMA: values issued by Japan Meteorological Agency.

FRI: values estimated by the present system installed at Fire Research Institute.

θ : azimuth M: earthquake magnitude R: hypocentral distance

Δ : epicentral distance h: focal depth m: tsunami magnitude

w.h: wave height of tsunami T: Time needed in the issuance of Tsunami warnings.