

第2章 強震観測

2.1 強震観測システム

(1) はじめに

南関東地域の地震発生場の空間的な特徴を考えていく上で、地殻応力の状態を把握することが基本となる。現在ではGPS等を用いた手法により地表付近の地殻変動の直接的な把握もなされている。しかし、関東地域では太平洋プレートとフィリピン海プレートの相互作用により深さ30 kmから120 km付近の地震活動が非常に活発である。そのような南関東地域の深部の応力状態を把握するためには地震学的手法が有効である。ここでは加速度強震計をセンサとして採用して、比較的大きな地震まで観測可能な観測網を構築した。

(2) 観測点配置

Table 2.1に観測点のリストを示す。Figure 2.1にこの研究で設置した観測点の分布を示す。東松山市クリーンセンタの敷地内に、柏(KAS)は気象大学校に、銚子(CHO)は銚子地方気象台に、鹿野山(KAN)は国土地理院鹿野山測地観測所内に観測機器を設置した。Figure 2.2に国土地理院5万分の1地図上における各観測点の位置を示す。

地下の応力状態を把握するためには発震機構の推定が必須である。発震機構を推定するためには震源球上に観測点が広く分布している必要がある。Figure 2.3にこの地域の代表的な地震に対して、これらの観測点を震源球上にプロットした図を示す。これらの地震について、観測点は震源球上で狭い範囲にかたまることなく、広い範囲に分布している。このことは発震機構の推定に重要である。

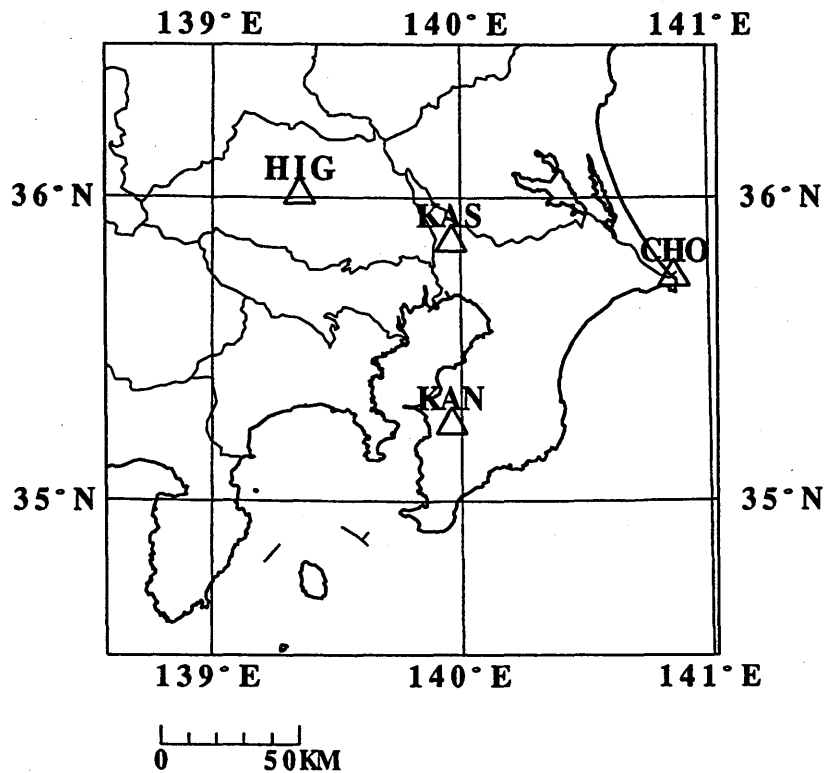


Figure 2.1 Station map.

Table 2.1 Station list.

Station name	Station code	Latitude	Longitude
Higashimatsuyama	HIG	36.0098	139.3488
Kashiwa	KAS	35.8543	139.9613
Choshi	CHO	35.7367	140.8617
Kanozan	KAN	35.25168	139.95897



Figure 2.2 Station location plotted on maps by Geographical Survey Institute.
(a) Higashimatsuyama.

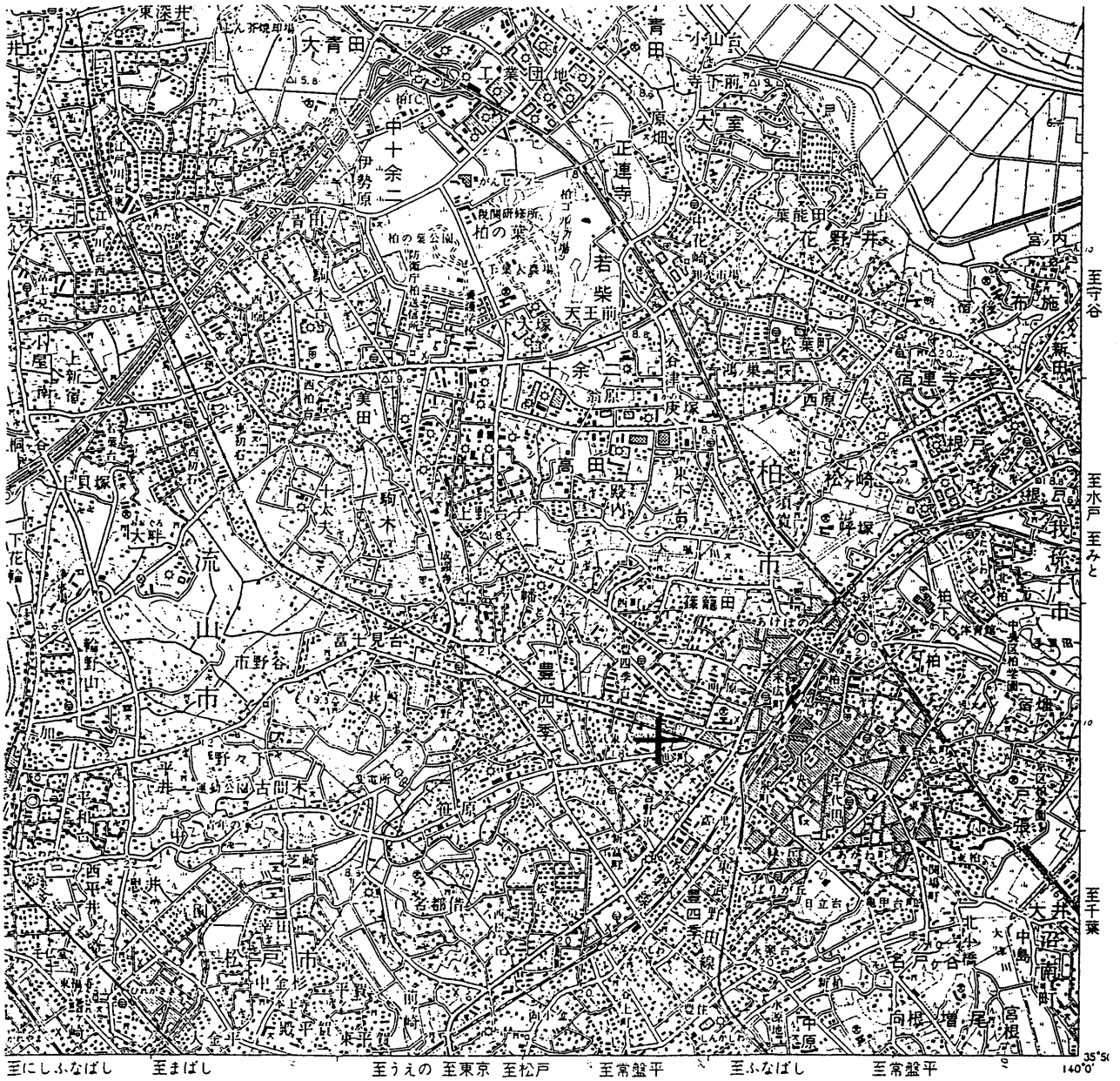


Figure 2.2 (b) Kashiwa.



Figure 2.2 (c) Choshi.



Figure 2.2 (d) Kanozan.

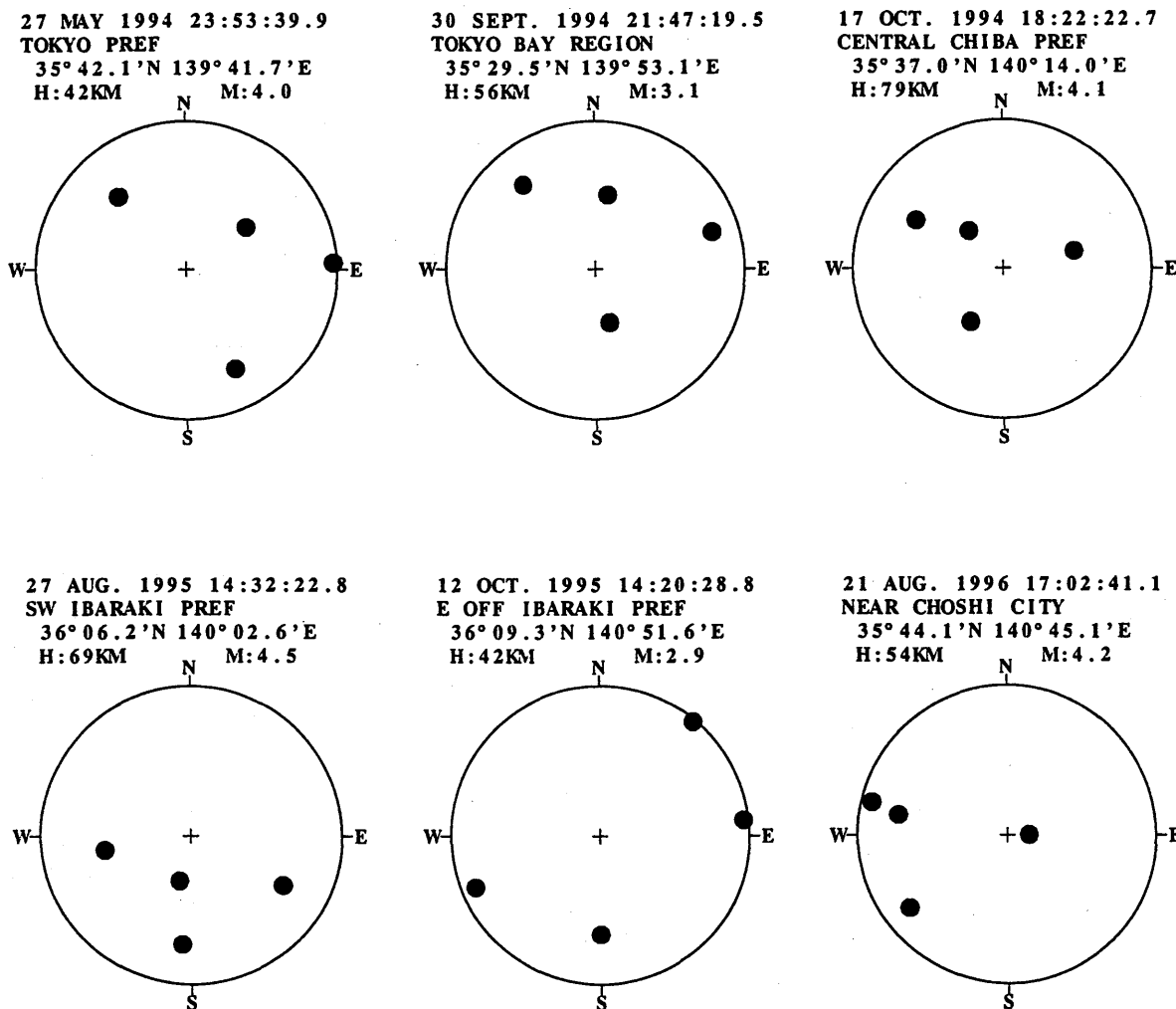


Figure 2.3 Plots of the stations on focal spheres (upper hemisphere) for various earthquakes in southern Kanto area. Stations are not so concentrated on the focal sphere.

(3) センサとデータ記録装置

地震観測のセンサとして、4観測点とも日本航空電子社製のJA-5Vのセンサを用いた。JA-5Vは何種類かの振り切れ範囲を持つものが製品化されている。ここではJA-5VC4という±2Gの測定範囲を持つセンサを用いた。上下動には1Gの加速度が常にかかるため1Gまで測定しようとした場合は±2Gの測定範囲を持つセンサが必要となる。

センサは3成分まとめてステンレス製の耐水容器に収納して設置した。耐水容器は日本航空電子社に発注して製作した。東松山と鹿野山においては、地面を約1m掘ってコンクリートを打ち、その上に耐水容器に格納したセンサーをボルトにより固定した。柏においては、容器を気象大学の校舎の基礎部のコンクリートに固定した。銚子においては銚子地方気象台の地震計台の上に固定した。各観測点のセンサの設置状況を示す写真をFigure 2.4に示す。

センサからの出力は日本航空電子社製の直流アンプにより4倍に増幅され、記録装置に入力される。この増幅器は上下動の1Gのオフセットをとる機能もある。センサ感度が5V/Gであり、増幅器の振り切れ範囲が±10Vであるため実質的には±0.5Gの測定範囲となる。

記録装置にはQuanterra社製の24ビットのA/D変換器を備えたデータ収録装置を用いた。1カウントは $1.1 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$ に対応している。サンプリングレートは20 Hzの連続収録と80 Hzのトリガ収録の両方がある。サンプリングレートが20 Hzの場合の振幅一周波数グラフ上の観測範囲をFigure 2.5に示す。なお、低周波数側についてはフィルタにより遮断されていないが、Figure 2.5の上では便宜上周期300秒までとしている。



Figure 2.4 Photographs of sensors of (a) Higashimatsuyama, (b) Kashiwa, (c) Choshi, (d) Kanozan.

記録装置には磁気ディスクを装備しており、得られたデータはその磁気ディスクに保存される。記録装置は通信機能を備えており、公衆回線に接続されている。データは遠隔操作により回収可能である。

(4) データ回収システム

記録装置により収録されたデータは、ダイヤルアップ方式により回収する。処理の順序は以下の通りである。

- ① 気象庁地震火山部で決定した震源データを気象庁から気象研究所に転送する。
- ② 震源の情報に基づき、データの回収を行なう地震を決定する。マグニチュードが決定しているものについてはM3.0以上の地震、マグニチュードが決定していない地震については全ての地震についてデータ回収対象とした。
- ③ 各観測点のデータ収録装置にアクセスし、各観測点のトリガ収録の時間帯情報を得る。連続収録は20 Hzサンプリングに対し、トリガ収録は80 Hzサンプリングである。
- ④ 震源情報とトリガ情報に基づき、観測点ごとに回収する時間帯のリストを作成する。トリガ収録されたデータがあればトリガ収録されたデータもリストに入れる。リストは磁気ディスク上のファイルとして作成し、1項目が1ファイルとしている。
- ⑤ リストに基づき、各観測点に電話をかけてデータの回収を行なう。データは通常のASCIIコードの形式で回収する。
- ⑥ データ回収が成功すれば、リストより項目を削除する。各項目は1ファイルに対応するので、対応するファイルを削除する。

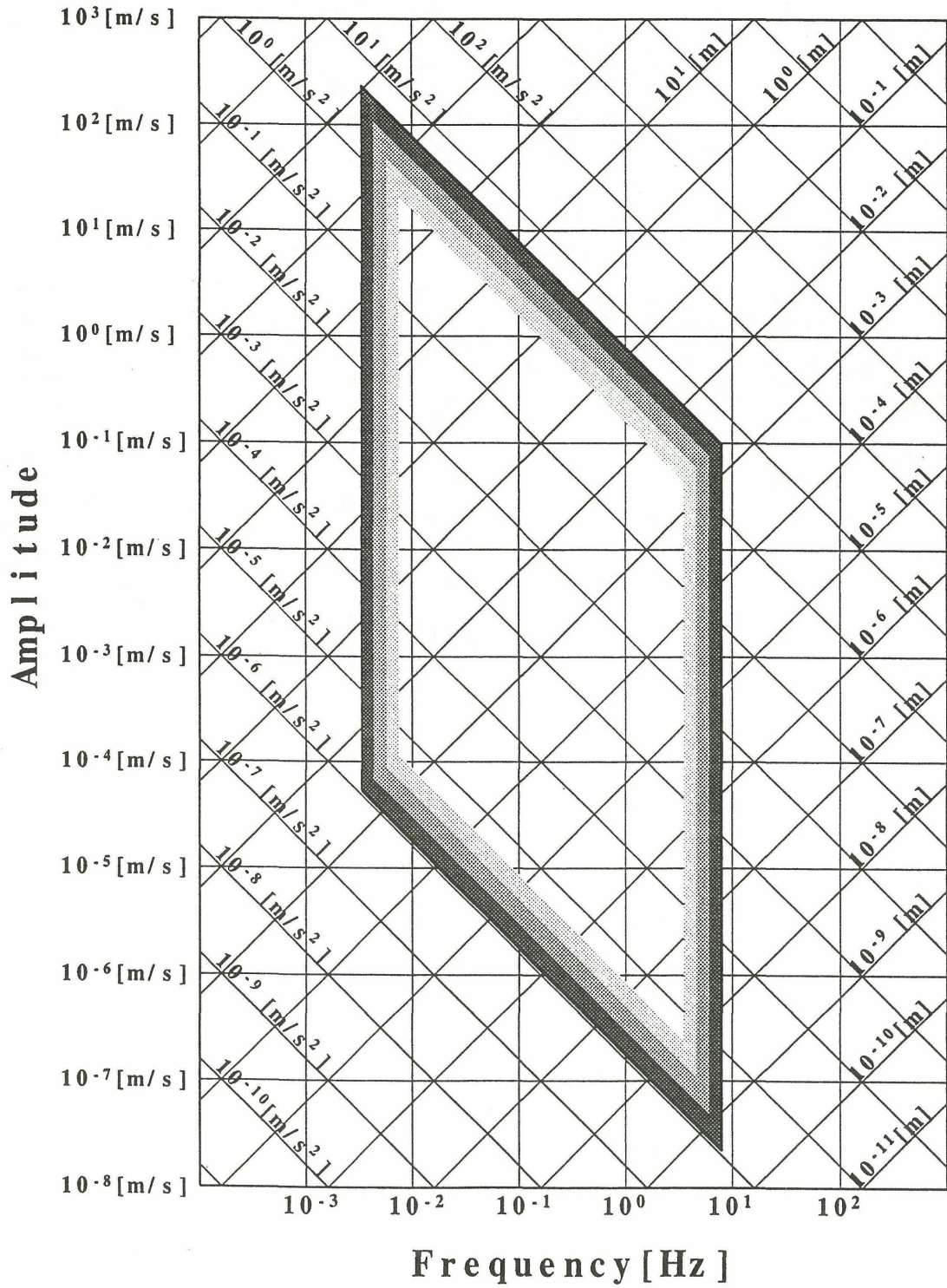


Figure 2.5 Observable range of the system, in which JA-5V by Nihon-Kohkuh-Denshi is used as the sensor and a recorder by Quanterra, Inc., is used as the data logger.

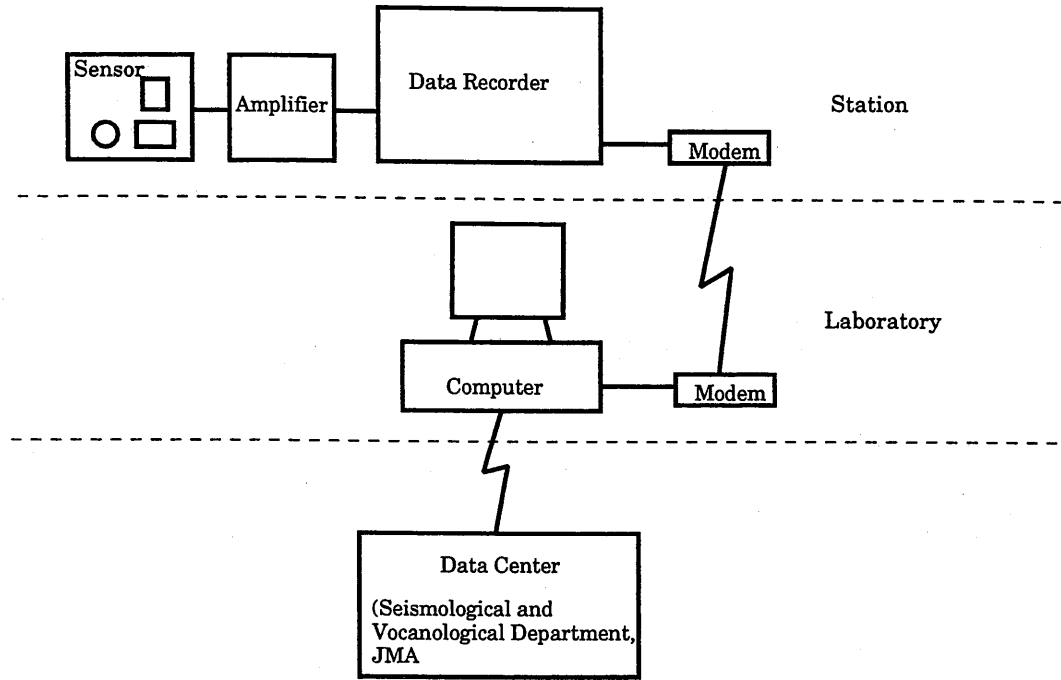


Figure 2.6 Block diagram of the data acquisition system. The computer accesses the data recorder via telephone line.

⑦ 失敗した項目はリスト上に残され、次回に観測点にアクセスする際に再び回収を試みる。

⑧ 何度か失敗し一定時間が経過した場合には、対応した項目をリストからはずす。

これらの処理は毎日1回定時に起動される。但し、⑤～⑧項の回収処理のみは、回収時間のリストを作る処理とは別に毎日もう一度起動されるようにしている。これらの処理はUnixの定時起動機能を用いて自動的に行なわれる。データ回収に用いた計算機はSun社製のSparc Station 10と同等のものである。なお、初期にはほぼ同様の機能がBasicのプログラムを用いてMS-DOS上で実行されていた。

①項のデータの転送はUnixのcron processとして起動されるftpコマンドにより実行されている。③項のデータの回収はkermitのスク립トとそれを観測点ごとに逐次実行させるshellスク립トにより実現した。②項と④項はFortranプログラムにより実現した。⑤、⑥項は③項と同様にkermitのスク립トとshellスク립トにより実現した。⑧項はshellスク립トから起動されるfindコマンドにより実現した。①項は独立の処理として実行されるが、②～⑧項はshellスク립トにより一連の処理として実行される。

センサから回収システムまでのブロック図をFigure 2.6に示す。

(5) まとめ

ここで述べた観測システムは既存のハードウェアやソフトウェアなどを組み合わせた上に、必要に応じて専用のハードウェア及びソフトウェアを製作して実現している。これ以前の特別研究においては専用の観測システムを開発することが重要な研究項目であったが、本特別研究においては、市販の高性能な機器が入手可能となっており、それらを活用して研究に必要なデータを得るための観測システムを構築することとした。 (勝間田明男)

謝 辞

観測のための場所を提供して頂いた東松山市クリーンセンター・国土地理院鹿野山測地観測所・銚子地方気象台・気象大学校に感謝致します。

2.2 震源特性・伝搬経路特性および観測点近傍の増幅特性

(1) はじめに

観測される地震波形は一般に、震源特性のほかに伝搬経路の減衰特性の影響や観測点近傍の増幅特性を含んでおり、観測された地震動が主にどの特性に起因するものかを判断し、震源特性のみを抽出することはそれほど単純ではない。震源特性の変化、さらには地球内部の応力状態の時間的な変動をモニターするには、頻繁に発生する小地震を用いることが望まれるが、そのような地震動は一般に高周波成分を多く含んでいる。ところが高周波になるほど微細な速度構造の影響を受けやすいため、観測点近傍の増幅特性は観測点ごとに大きく異なることが予測される。原理的には、大掛かりな弾性波探査やボーリング等を用いて観測点付近の地下構造を正確に推定することができれば観測点近傍の増幅特性を求めることができるが、多額の費用がかかるなど実際問題としては相当困難である。そこで、岩田・入倉(1986)やKato(1994)などで試みられた方法、すなわち観測された多数の地震波形から直接、震源特性、伝搬経路の減衰特性、観測点近傍の特性をインバージョンによって分離する方法を用いて、これら3つの特性の評価を行なうことにする。同時に、現在までに展開している観測機器でどの程度の震源特性の情報が得られるのかを吟味する。

なお、この節は、干場・他(1998)にまとめられた内容の抜粋である。

(2) 方法

観測記録のスペクトルは、震源特性を表す震源スペクトル、伝搬経路の減衰特性を表すスペクトルおよび観測点近傍の増幅特性を表すスペクトル(以後、観測点スペクトルと呼ぶ)の積で表されると仮定する。 j 番目の観測点で観測される i 番目の地震のスペクトル O_{ij} は、

$$O_{ij}(f) = R_{\theta\theta} \cdot 1/r_{ij} \cdot S_i(f) \cdot P_j(f) \cdot \exp(-\pi f r_{ij} \cdot Q_s^{-1}/v_s) \quad (2.1)$$

によって表現される。ここで、 $R_{\theta\theta}$ はラディエーションパターンの項、 r_{ij} は震源距離、 S_i は i 番目の地震の震源スペクトル、 P_j は j 番目の観測点の観測点スペクトル、また、 v_s 、 Q_s はそれぞれ伝搬経路の平均的なS波速度とQ値を表す。この表現ではQ値の地域依存性は少ないものと仮定している。さらに、簡単のため、以後の議論では $R_{\theta\theta} = 1$ と仮定する。上記の(2.1)式を任意の距離 r_{ref} で規格化し、常用対数をとると、

$$\log_{10} [r_{ij}/r_{ref} \cdot O_{ij}(f)] = \log_{10} [S_i(f)/r_{ref}] + \log_{10} [P_j(f)] - (\log_{10} e) \cdot \pi f r_{ij} \cdot Q_s^{-1}/v_s \quad (2.2)$$

となる。さらに、 $o_{ij} = \log_{10} [r_{ij}/r_{ref} \cdot O_{ij}(f)]$ 、 $s_i = \log_{10} [S_i(f)/r_{ref}]$ 、 $p_j = \log_{10} p_j(f)$ 、 $\alpha_{ij} = (\log_{10} e) \cdot \pi f r_{ij} / v_s$ と書き直すと、

$$o_{ij} = s_i + p_j - \alpha_{ij} \cdot Q_s^{-1} \quad (2.3)$$

で表され、線形化される。ここで、 o_{ij} 、 α_{ij} は観測から得られる既知量であり、 s_i 、 p_j 、 Q_s^{-1} が求めるべき未知数となる。 I 個の地震が J 個の観測点で記録されたとすると、各周波数毎に $I \times J$ 個の(2.3)式が得られ、これから I 個の震源特性、 J 個の観測点特性、1個の Q_s^{-1} の合計 $I+J+1$ 個の未知数を求める作業を行なう。

しかしながら、(2.3)式を行列で表現したとき、ヤコビアン行列はrank落ちしており、(2.3)式だけではユニークな解を得ることができず、観測点スペクトルと震源スペクトルの解にトレードオフが生じる。そこで、もう1つ拘束条件を加える必要がある。ここでは、ある観測点の観測点スペクトルを既知と仮定して解くことにする(以下この観測点をリファレンス点と呼ぶ)。したがって、得られる解は既知と仮定した観測点スペクトルの大きさに依存することになる。

(3) データセット

今回用いたデータセットは、1996年から1997年に南関東で発生した地震で、気象研究所が設置した4箇所(銚子、

CHO：東松山，HIG：鹿野山，KAN：柏，KAS)の強震計で記録されたもののうち，S/N比の良いものである。合計23個の地震で，47個の波形記録を解析した。Figure 2.7に観測点および解析に用いた地震の震源位置を示す。観測装置の詳細については，2.1節に詳しく述べられている。震源時および気象庁が用いている走時表(浜田，1984)から推定されるS波の出現時の3秒前から，25.6秒間でFFTを取り，水平動2成分(NS, EW)のスペクトルをベクトル合成した。Figure 2.8に例を示す。さらに，0.24オクターブ毎に平均をとり $O_{ij}(f)$ とした。本節で注目する周波数帯は0.5から20 Hzである。

(4) 結果と議論

今回用いた4観測点のうち，CHOのみが岩盤上(白亜系)の観測点であるので，また，以下の解析で示すように，CHOがすべての周波数で4観測点中最小または最小に近い値を示すことから，観測波形数が少ないもののこの点をレファランス点とし，2倍の増幅があると仮定した。

a) 観測点スペクトル

Figure 2.8aとbは，同じ地震をHIGとKASで観測したものである。KASの方が震源距離が短いにもかかわらず，HIGの方が高周波が富んでいる。この現象は観測点近傍の増幅特性を考慮しないと説明が難しい。Figure 2.9に各観測点の観測点スペクトル $P_j(f)$ を表す。太線が求められた増幅率で上下の細線の範囲が誤差範囲を示す。ここで，CHOは定義によりすべての周波数で2倍となる。KASでは周波数によらずほぼ1-5倍程度の増幅と求まり，CHOとほぼ同程度である。HIGやKANは1 Hz付近の低周波数ではCHOとほぼ同程度の増幅率であるが，10 Hz付近の高周波数ではKANで10倍程度，HIGでは数10倍程度の増幅率と求まった。Figure 2.8で震源距離が長いHIGで高周波数が富んでいる現象は，HIGでの増幅率の大きさによるものである。

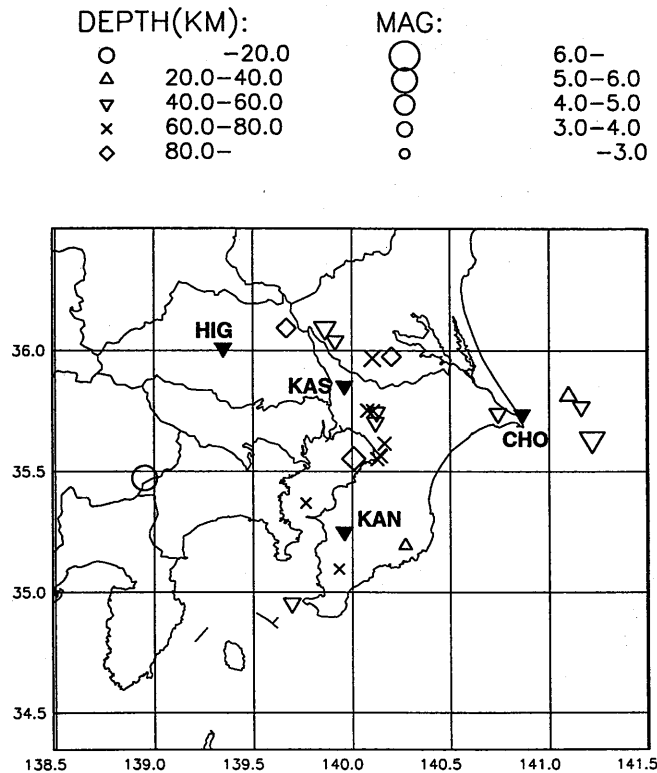


Figure 2.7 Location of observation stations and earthquakes analyzed in this study.

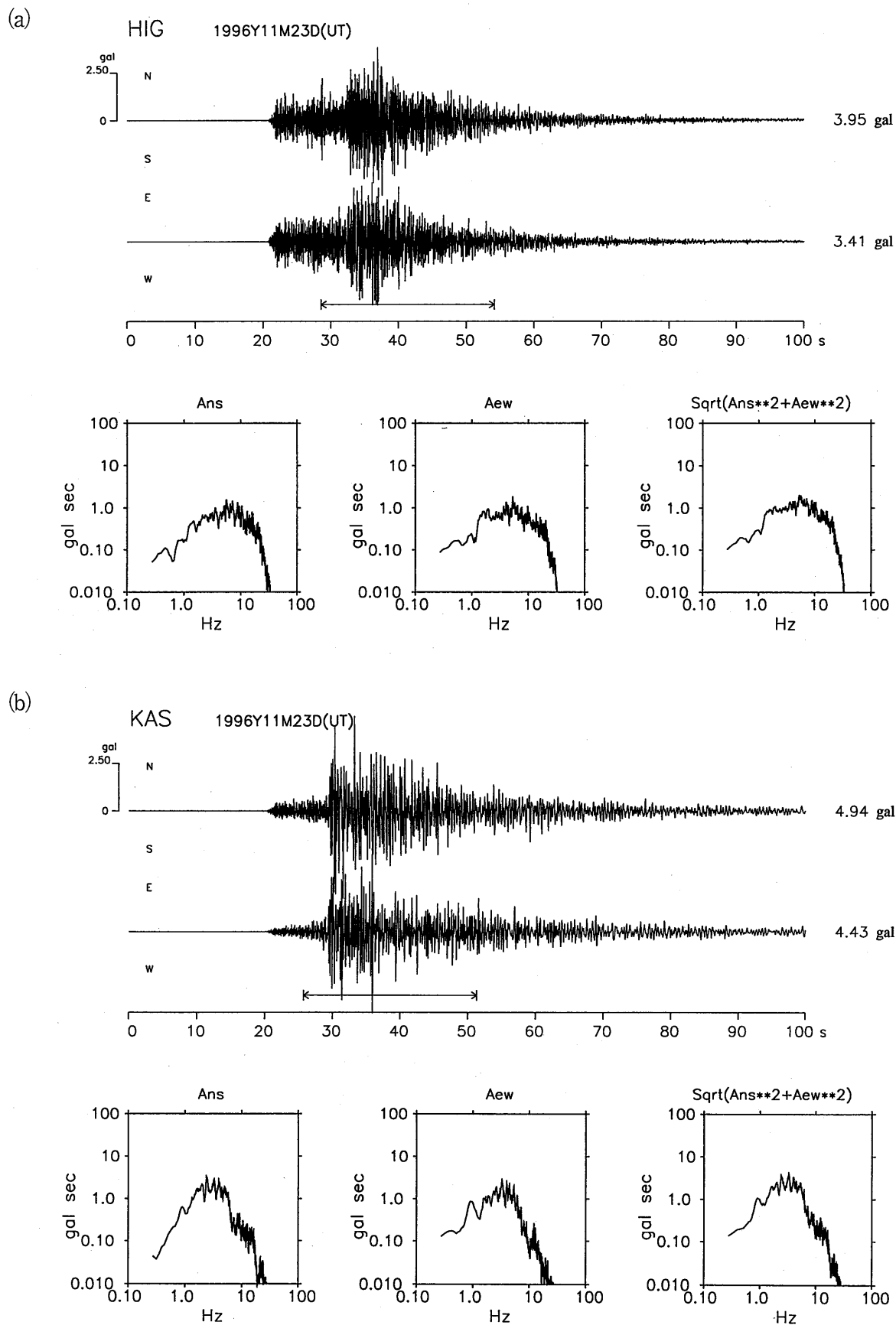


Figure 2.8 Examples of acceleration seismograms and their spectra for event No. 9 observed at HIG (a) and KAS (b). (Top) Acceleration seismograms, NS and EW component. Maximum accelerations are shown. (Bottom) Fourier amplitude acceleration spectra of NS and EW, A_{NS} and A_{EW} , obtained from range of the window shown by the arrow, and their vector summation, that is $(A_{NS}^2 + A_{EW}^2)^{1/2}$ which is an inversion data set. High frequency waves are rich at HIG (a) as compared with KAS (b), though the hypocentral distance of KAS is less than that of HIG.

b) Q_s^{-1} 値

Q_s^{-1} は、観測点スペクトルと震源スペクトルのトレードオフには無関係のため、仮定する観測点スペクトルには依存しない。周波数の特性をアприオリに仮定しない解析では、1.0 Hzで0.01程度、10 Hzで 3×10^{-3} 程度と求められている事が多く、 $Q_s^{-1} \propto f^{-n}$ でよく近似される。今回えられた Q_s^{-1} の結果を Figure 2.10 に示す。3 Hz 以上に関しては、 $n = 0.5$ 程度で、また絶対値においても上記の多くの事例と大差ないが、3 Hz よりも低周波側では激しく変化している。解析の安定性に問題があるのかもしれない、もう少し広い範囲のオクターブで平均を取る必要があるのかもしれない。また、 $R_{\theta\theta} = 1$ と仮定したが、低周波でこの影響が出ているのかもしれない。しかしながら、加藤 (1998, 私信) も我々と同じ地域を観測し、負の Q_s^{-1} を得ている。(2.1) 式で空間的広がりの項を、 $1/r$ と仮定しているが強すぎるのかもしれない。

c) 震源スペクトル

Figure 2.11 に震源スペクトル、 $S_i(f)/r_{ref}$ を示す。これは、観測点付近の増幅特性と減衰の影響を補正した後の震源距離が r_{ref} (今回は 100 km とした) での加速度スペクトルに相当する。また、今回解析した地震は気象庁マグニチュードで $M_j = 3.8-6.4$ の範囲である。震源スペクトルは仮定したレファランス点の増幅特性に依存することに注意しなければならない。上記のように今回仮定した観測点スペクトルの絶対値の正当性を検証できないので、得られた震源スペクトルの絶対値を議論することは難しい。そこで、今回解析に用いた地震のうち最大のマグニチュードの地震 (Table 2.2 の No.6 の地震：気象庁によるマグニチュードは $M_j = 6.4$) との比を見ることで、仮定したレファランス点の増幅特性の影響を打ち消しあわせて、震源スペクトルの特徴、とくに高周波の輻射の強さを調べることにする。地震の規模を表す指標としては、ここでは気象庁マグニチュード M_j を用いることにする。

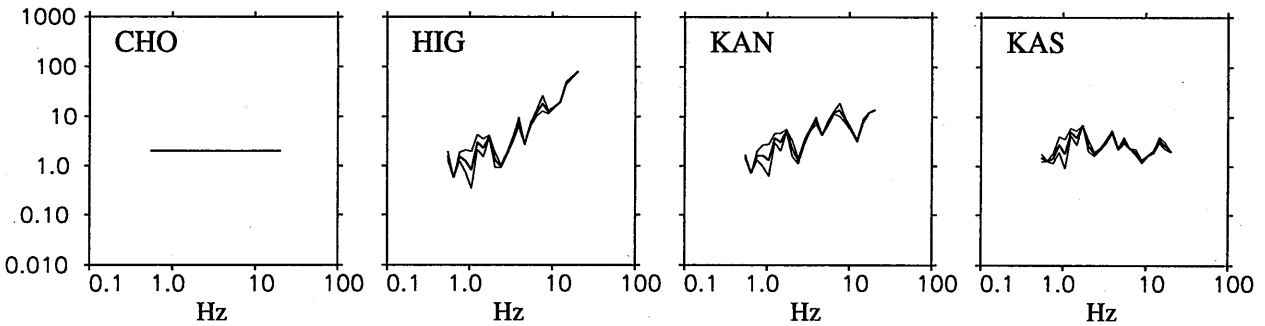


Figure 2.9 Site spectra (the effect of site amplification) obtained in this study. It is 2 at CHO by definition, and is large for high frequencies at HIG, located in the Kanto basin but near the Kanto Mountains.

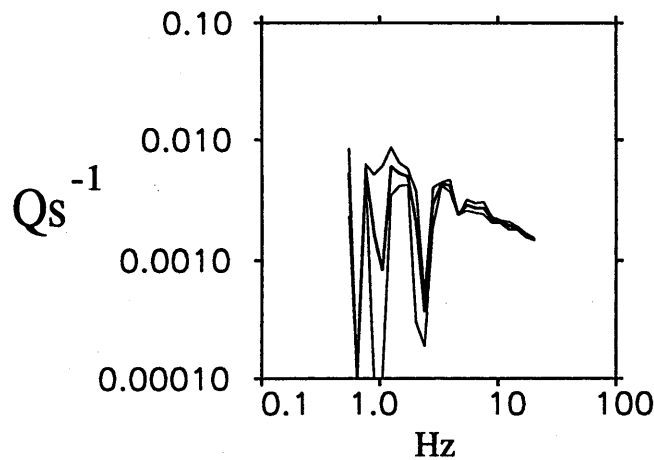


Figure 2.10 Q_s^{-1} values determined by the inversion as a function of frequency. Q_s^{-1} is proportional to 0.5 power of frequency in range of 3 to 20 Hz.

Satoh *et al.* (1997) によれば、コーナー周波数 f_c (Hz) とモーメント M_0 (dyne·cm) には、経験的に、

$$\log M_0 = -3.0 \log f_c + 24.3 \quad (2.4)$$

の関係が、また、Sato (1979) によれば、 M_j と M_0 には、

$$\log M_0 = 1.5M_j + 16.2 \quad (2.5)$$

の関係がある。ここで、 \log はいずれも常用対数である。(2.4) と (2.5) 式を組み合わせれば、

$$\log f_c = -0.5M_j + 2.7 \quad (2.6)$$

なので、 $M_j = 6.4$ の地震は、0.3 Hz 付近に f_c がある。また M_j が 4 程度の場合の f_c は 5 Hz 程度となる。 ω^2 モデルに従うとすると、減衰の影響は補正済みなので一般的には震源スペクトル (加速度) は、 f_c 以上ではフラットとなり、従って M_j が 4 以上の地震については、 $A(f)/A_0(f)$ は、5 Hz 以上で周波数に依存しない定数になる事が予想される。ここで、 $A(f)$ は各々の地震の震源スペクトル、 $A_0(f)$ は基準とした No.6 の地震の震源スペクトルである。また、上記の通り、比を取るのには、仮定した観測点スペクトルの影響を打ち消すためである。今回は特に高周波の輻射に注目するので、震源スペクトルの比で、5 から 20 Hz までを平均したものをその地震の高周波の輻射量として代表させる事にし、以後、 $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ で表す。定義により、No.6 の地震 ($M_j = 6.4$) の $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ は 1 となる。また、 ω^2 モデルに従うとすると、 f_c 以下の低周波数では $A(f) \propto M_0$ に、 f_c 以上の高周波数では $A(f) \propto M_0^{1/3}$ の関係が導かれ、(2.5) 式とあわせて考えると、 $\log A(f) = 0.5M_j + C_2$ であり、さらに、

$$\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle = 0.5M_j + C_2 \quad (2.7)$$

の関係が導かれる (C_1 , C_2 は M_j に依存しない定数)。Figure 2.12 には、観測された M_j と、高周波の輻射量、 $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ の関係、および (2.7) の直線を示す。なお、ここで定数 C_2 は、直線が、基準とした No.6 の地震 ($M_j = 6.4$) を通過するように決めた ($C_2 = -3.2$)。観測された $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ が直線から大きくずれてはいないので、全体としてみれば、 ω^2 モデルで震源スペクトルが良く表現されているといえよう。ちなみに、 ω^3 モデルでは、 $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ は M_j によらない定数となる。

次に震源スペクトルの地域性を吟味する。高周波や低周波の卓越する地震の定義としてここでは、 $H = \log \langle A(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2) > 0.0$ の場合を高周波の卓越する地震、 $H < 0.0$ の場合を低周波の卓越する地震と考え、以後、それぞれを高周波地震、低周波地震と呼ぶことにする。Figure 2.13 には深さ依存性を、Figure 2.14 には地域依存性を示す。Figure 2.14 では高周波地震の場合には黒丸で、低周波地震の場合には白丸で示す。また、特にフィリピン海プレートで発生した地震については、"h" で示す。 M_j が 4 未満の地震については、平均的な f_c が 5 Hz よりも高くなるので、 $A(f)/A_0(f)$ が周波数と共に変化するかもしれない、その結果、 $\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle$ にバイアスが入る可能性がある。そこで、Figure 2.13 と Figure 2.14 では、 M_j が 4 未満の地震は 4 以上の地震と区別するため三角で示している。深さ依存性 (Figure 2.13) に関しては、データが少なくはっきりしないものの深さが 50 km から 120 km の範囲で深さと共に H が大きくなり高周波が卓越するような傾向が見える (とくに太平洋プレートの地震に対して)。ただし、これは Q_s^{-1} の深さ依存性を考慮せずに求めているが実際の地球では深さと共に小さくなっている影響かもしれない。もし高周波の Q_s^{-1} の深さ依存性が大きいとすると、高周波のスペクトルの減衰の影響を補正しすぎて、その結果、見かけ上低周波に比べて高周波の輻射が大きくなっている可能性がある。地域依存性 (Figure 2.14) に関しては、太平洋プレートの地震の方がフィリピン海プレートの地震よりも H が大きいように見える。しかし、今回解析した地震では、概して太平洋プレートの地震は、フィリピン海プレートの地震よりも深く、 H の大小はプレートの違いによるものか、あるいは

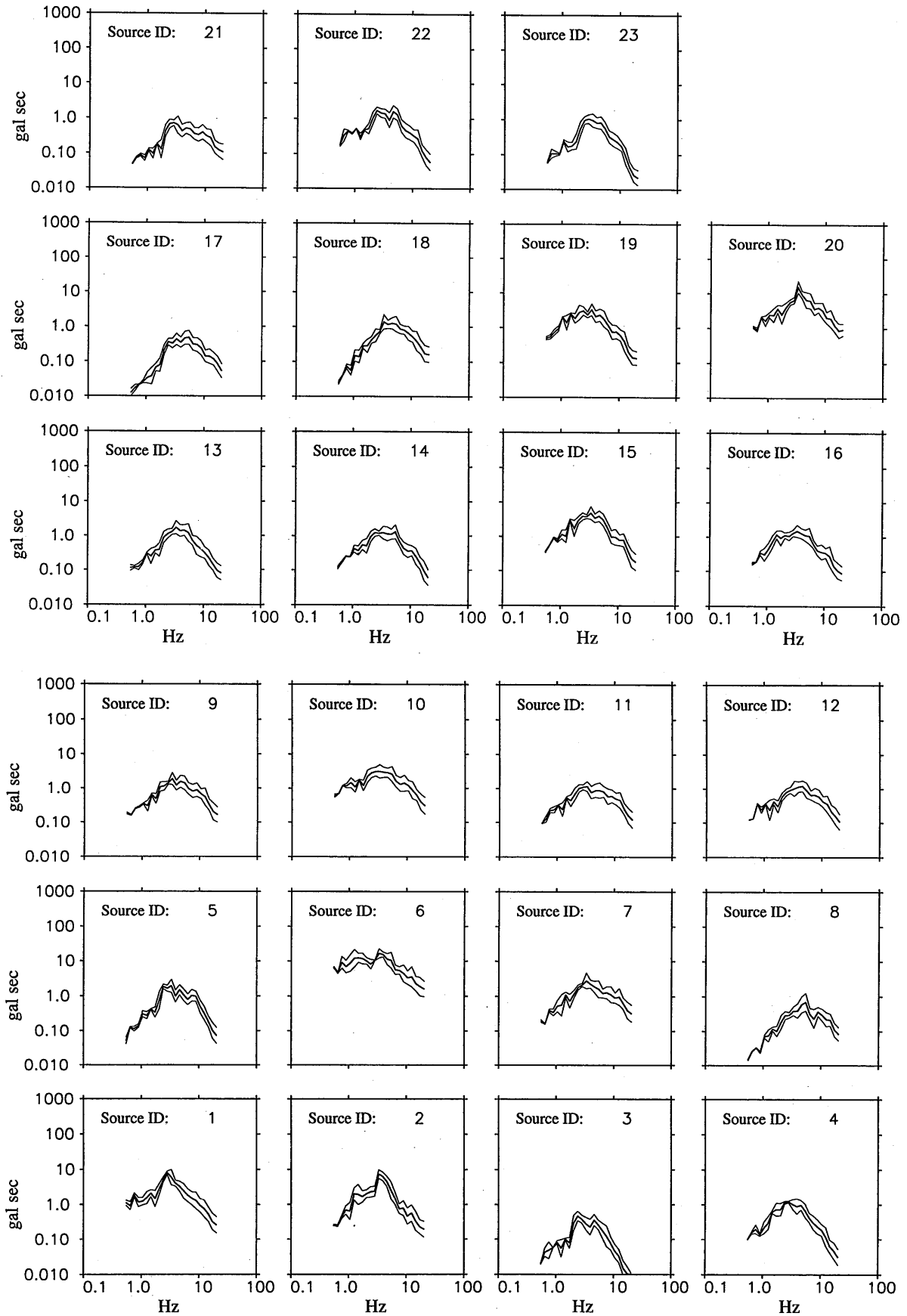


Figure 2.11 Source acceleration amplitude spectra. Note that the spectra are affected by the assumed site spectrum at CHO.

Table 2.2 List of events. Symbol 'C' means classification of the event: 'a' and 'h' indicate the event at Pacific plate and Philippine sea plate, respectively. It is not clear how to classify No. 16. Symbol "H" indicates the radiation strength of high-frequency waves, $H = \log \langle a(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2)$. Circle at each station code means that the seismogram is used in this actual analysis and a cross means not used.

ID	Y	M	D	latitude	longitude	depth(km)	M _j	C	H	CHO	HIG	KAN	KAS
1	1996	03	06	35°28.4'	138°57.1'	19.6	5.3	h	-0.07	×	×	○	○
2	1996	03	18	35°46.2'	141°09.9'	52.8	4.8	a	0.01	○	×	×	×
3	1996	05	21	35°11.7'	140°16.3'	32.6	3.8	h	-0.61	×	×	○	×
4	1996	06	12	35°44.5'	140°44.4'	55.7	4.2	a	-0.28	×	×	○	×
5	1996	09	05	34°57.3'	139°41.6'	48.0	4.1	h	0.18	×	×	○	×
6	1996	09	11	35°38.1'	141°13.2'	52.0	6.4	a	0.00	○	×	○	○
7	1996	10	12	36°05.6'	139°40.1'	90.5	4.7	a	0.21	×	×	○	○
8	1996	11	15	35°05.8'	139°55.9'	68.6	3.9	a	0.07	×	×	○	×
9	1996	11	24	35°45.0'	140°06.5'	77.3	4.4	a	0.17	×	○	○	○
10	1996	12	21	36°05.6'	139°51.9'	53.1	5.4	h	-0.09	×	×	○	○
11	1997	01	27	35°45.2'	140°04.7'	77.5	4.1	a	0.19	×	×	○	○
12	1997	02	17	35°34.1'	140°08.6'	78.0	4.3	a	0.05	×	×	○	○
13	1997	02	19	35°33.8'	140°08.9'	76.5	4.0	a	0.10	×	×	○	○
14	1997	03	09	35°37.0'	140°10.0'	75.7	4.3	a	-0.06	×	×	○	○
15	1997	03	23	35°58.1'	140°06.3'	71.6	5.0	a	0.00	×	×	○	○
16	1997	05	10	35°48.8'	141°05.9'	25.5	4.6	?	-0.20	○	○	○	○
17	1997	05	12	35°22.2'	139°45.9'	62.0	3.8	h	-0.04	×	×	○	○
18	1997	05	26	35°58.5'	140°12.2'	104.1	4.0	a	0.30	×	○	○	×
19	1997	07	09	35°33.1'	140°07.7'	77.3	4.6	a	0.01	×	○	○	○
20	1997	09	08	35°33.2'	140°00.5'	108.8	5.2	a	0.38	×	×	○	○
21	1997	11	29	36°02.4'	139°54.9'	49.9	4.3	h	-0.11	×	○	○	○
22	1997	12	06	35°42.3'	140°07.2'	56.0	4.6	h	-0.23	×	×	○	○
23	1997	12	07	35°44.7'	140°07.6'	52.8	4.2	h	-0.38	×	×	○	○

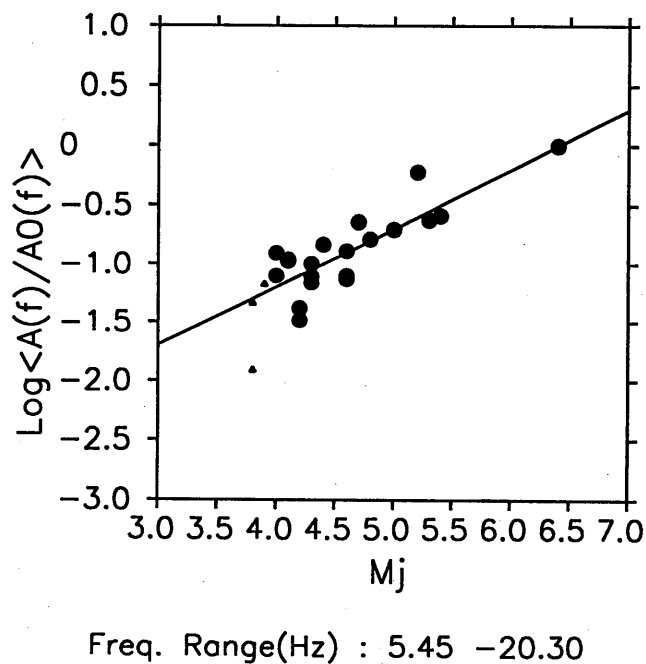
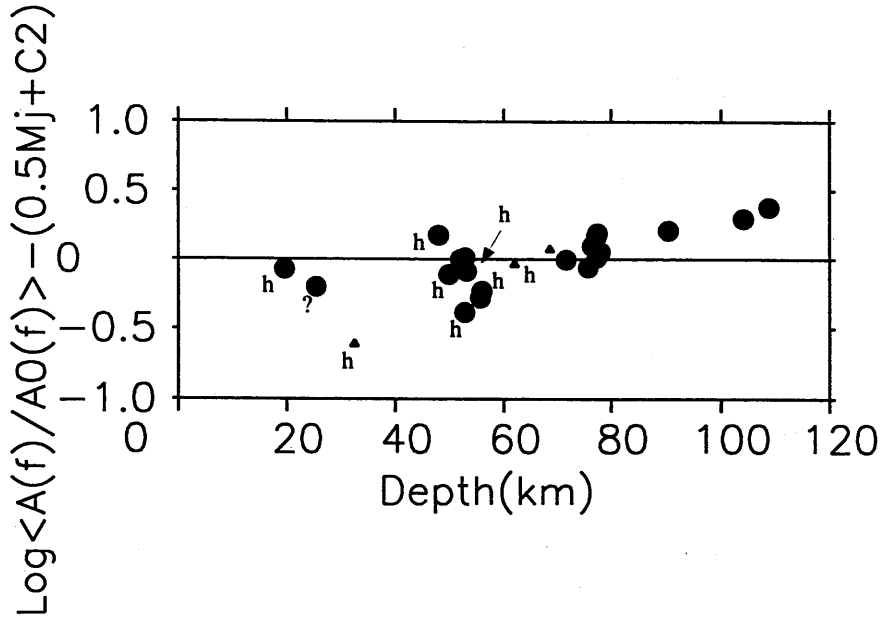


Figure 2.12 Relation between JMA magnitude and $\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle$, $A(f)$ is the source acceleration spectra obtained in Figure 2.11, and $A_0(f)$ is that of the earthquake identified as No. 6 in Table 2.2, and $\langle \rangle$ means average in the range of 5 to 20Hz. Line indicates a relation expected from ω^2 model, that is $\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle = 0.5M_j + C_2$, where $C_2 = -3.2$. The line represents the observations well, which means the ω^2 model is appropriate.



Freq. Range(Hz) : 5.45 - 20.30

Figure 2.13 Depth dependence of $H = \log \langle A(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2)$. Earthquakes whose JMA magnitude, M_j , is equal to or larger than 4.0 are shown by circles; those less than 4.0, by triangles. Symbol 'h' indicates the event at the Philippine sea plate. H increases with depth in the range of 50 to 120 km.

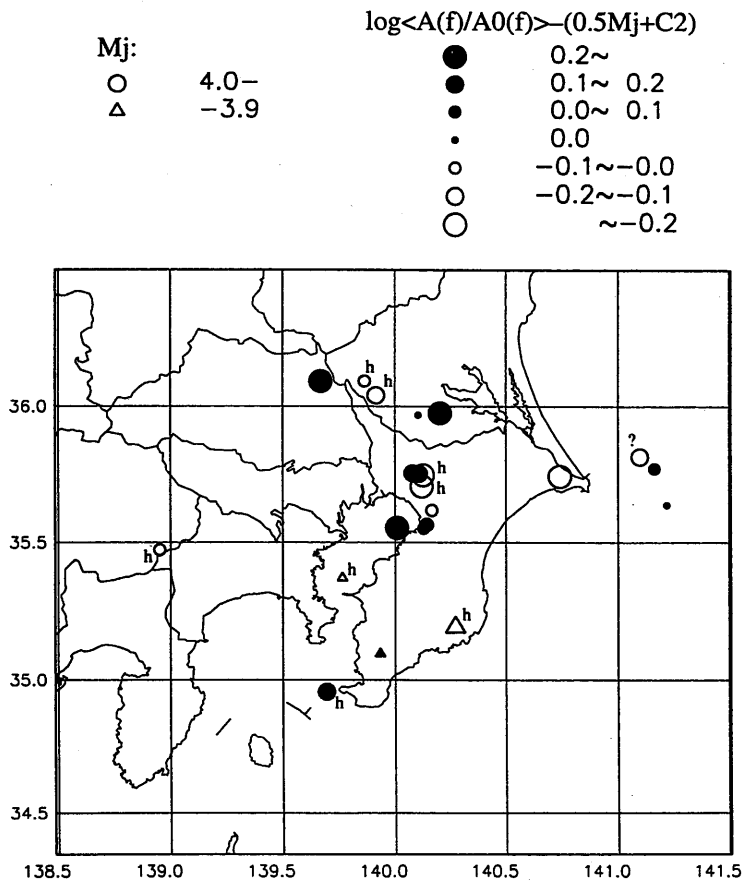


Figure 2.14 Epicentral distribution of $H = \log \langle A(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2)$. Symbol 'h' indicates the event at the Philippine sea plate. The epicentral distribution of low- and high-frequency earthquakes does not show clear characteristics.

深さの違いによるものかは断定できない。また、解析した地震からだけでははっきりした地域的傾向は見出せない。もう少し多くのデータの蓄積が必要であろう。

(5) まとめ

南関東地域で発生した地震を解析し、S波のスペクトルから震源特性、伝搬経路特性、観測点近傍の増幅特性を分離し、それぞれを定量的に評価した。観測点近傍の増幅特性に関しては特にHIGの高周波で大きな増幅が得られた。 Q_s^{-1} 値(伝搬経路特性)では、3Hz以上で-0.5乗に比例する周波数依存性が得られた。震源特性では、震源の深さが深くなるにつれて高周波成分を多く含むようになる傾向が見られたが、 Q_s^{-1} 値の深さ依存性による見かけ上のものかもしれない。また、地域依存性に関しては今回解析した資料からでは明瞭なものは見出せなかった。ただし、これはデータの量が少ないためかもしれない、今後、より多くのデータが得られれば明瞭な地域性が見つかる可能性は否定できない。

(干場充之)

参考文献

浜田信生, 1984: 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, **35**, 109-167.

干場充之・吉田康宏・勝間田明男・前田憲二・石川有三, 1998: 南関東で観測されたS波から推定される震源特性・伝搬経路特性および観測点近傍の増幅特性, 気象研究所研究報告, **49**, 33-42.

岩田知孝・入倉孝次郎, 1986: 観測された地震波から、震源特性・伝搬経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, **39**, 579-593.

Kato, K., 1994: Evaluation of local site effects on high frequency earthquake motion by an inversion method., *Ph.D. Thesis, Tohoku University*, 210 pp.

Sato, R., 1979, Theoretical basis on relationships between focal parameter and earthquakes magnitude, *J. Phys. Earth*, **27**, 353-372.

Satoh, T., K. Kawase and T. Sato, 1997: Statistical spectral model of earthquakes in the eastern Tohoku District, Japan, based on the surface and borehole records observed in Sendai, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **87**, 446-462.

2.3 小地震の波形合わせによる地震モーメント推定

(1) はじめに

地震のモーメントは、地震の大きさを測る上で最も適した量であると考えられる。発震機構を推定する上でも、P波の初動極性を用いる方法に比べて少ない数の観測点のデータを用いた推定が可能である。また、ストレスドロップなどが検討可能となる。

Dziewonski *et al.* (1981) のハーバードグループは正規モード理論に基づいてセントロイドモーメントテンソルCMTを推定する方法を開発した。Figure 2.15にハーバードグループのCMT解から計算される1994年のモーメントマグニチュード M_w (Kanamori, 1977) と地震の発生頻度の関係を示す。図中の黒丸は対応するマグニチュード以上の地震の積算数である。Figure 2.15よりハーバードグループのCMT解がほぼもれなく決まるマグニチュードの最低は約5.2であることが読み取れる。

ハーバードグループのCMT解は全地球的に分布している観測網のデータを用いることが前提となっているが、地域的な観測網で得られたデータに基づきモーメントテンソルを求める解析も行われている。菊池 (1992-1997) は地震モーメント等のパラメータをYCU地震学レポートやEIC地震学ノートとして発表している。岡田・他 (1997) は震源近傍で得られたデータに基づき、近地項を活用して $M_w = 1.3$ までの微小地震のモーメントテンソルを推定している。 $M_w = 1.3$ の地震の場合には震源から6 kmの観測点で得られたデータを用いている。久家・他 (1997) は強震観測網のK-NET (木下・他, 1997) で得られたデータを用いてモーメントテンソルを推定している。福山・他 (1998) は広帯域地震計により震源から数100 km程度以内で観測されたデータを用いて、モーメントテンソル推定の全自動処理を行っており、この方法によりほぼもれなく推定されるモーメントマグニチュードの最低は約4である。

ここでは、広帯域地震計と加速度計により震源から100 km以内で得られたデータを用いて、地震モーメントの大きさと断層パラメータを推定するツールの開発を行なった。

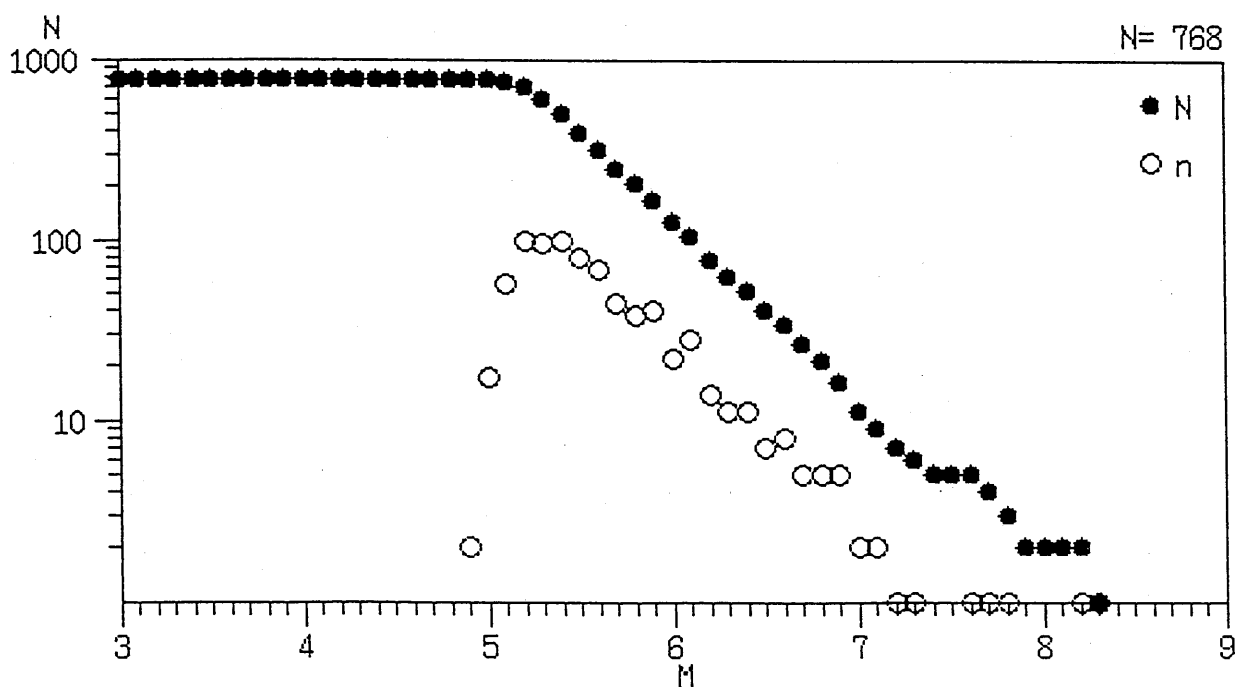


Figure 2.15 Relation between the moment magnitude of Harvard group and frequency of earthquakes which occurred in 1994 throughout the world. An open circle denotes the number of earthquakes of every 0.1 magnitude unit; a solid circle, the cumulative number of earthquakes up to the corresponding magnitude. We can recognize that the lower limit of the estimated moment magnitude is about 5.2.

(2) 震源のパラメータ推定

モーメントテンソルを推定するためには観測波形と理論波形の比較が必要となる。ここでは武尾(1985)による方法に基づいて、成層構造に対するグリーン関数を計算した。Table 2.3に仮定した速度構造を示す。グリーン関数を計算するためには、かなりの計算時間が必要である。ここでは震央距離2 kmごとに100 kmまで、震源の深さ2 kmごとに100 kmまでの一定の間隔の格子上的点に関して予めモーメントテンソルの6成分それぞれに対するグリーン関数を計算した。これらのグリーン関数はファイルとして保存しておき、対応する観測点のデータを解析する際にプログラムに読み込むようにしている。

震源時間関数とグリーン関数とは畳み込み積分される。震源時間関数の形として三角形を用いた。比較の際には帯域通過のベッセルフィルタ(勝間田, 1993)を観測波形と理論波形の両者に処理する。通過帯域の高周波側周波数と低周波側周波数は、実体波のパルス幅と信号のS/N比に応じて変えている。

ここでは、地震モーメントと断層パラメータを推定するためのXウィンドウのツールを開発した。解の推定は最小二乗法とともに、手動によりパラメータを変更して波形合わせをする方法を用意した。

開発したプログラムの画面をFigure 2.16に示す。波形ウィンドウの実線は観測波形を示し、破線は合成波形を示す。地図中の十字は観測点の位置を表し、×印は震央を表す。パラメータは画面の下の方にあるスライドにより変更可能としている。'Filt_L'と'Filt_H'のスライドはフィルタの通過帯域を設定するためのものである。'St_T', 'T_len', 'Amp_M'はそれぞれ、波形表示の始めの時間、表示時間の長さ、振幅の倍率を設定するためのスライドである。

合成波形の各相の始まりの時刻は、仮定した速度構造と実際の速度構造の違いにより、観測波形の各相の始まりの時刻とずれる場合が多い。'Syn_Th', '(Fine_h)', 'Syn_Tv', '(Fine_v)'は観測波形と理論波形の相の始まりの時刻のずれを調整するためのものである。断層パラメータは'Strike', 'Dip'及び'Slip'スライドにより変える。'Moment'と'Half Dur'は地震モーメントの大きさと震源時間関数の幅を変えるためのものである。

手動によりパラメータを調整する場合には、3個の断層パラメータ：走向・傾斜・すべり角と地震モーメントの大きさ・震源時間関数の継続時間を変える。パラメータの調整は画面上のスライドにより行なう。パラメータが変えられた時には合成波形はすぐに計算され、画面上に表示される。合成波形の再計算はXウィンドウのイベントにより起動され、プログラムがモーメントの6成分の大きさを計算し、そのモーメントの大きさに応じて係数をかけられたグリーン関数を足し合わせ、さらに震源時間関数を畳み込み積分し、フィルタ処理をして画面上に表示する。これらの処理は十分速く実行されるので、解析者は処理の終了を待つようなことはない。

小さい地震の震源時間関数の継続時間は短い。短い震源時間関数の地震波形に対しては、わずかの時間のずれは合成波形の極性の完全な反転を引き起こす。また、幅の狭いパルスの波形の比較により地震モーメントを精度よく推定することは困難である。

Table 2.3 Velocity structure model used to calculate Green functions.

Depth (top) (km)	V _P (km/sec)	V _S (km/sec)	Density (g/cm ³)	Q _P	Q _S
0.0	4.20	2.42	2.40	200	100
2.4	5.30	3.06	2.60	300	150
4.0	6.10	3.52	2.70	300	150
14.6	6.70	3.87	3.00	500	250
31.5	8.00	4.62	3.20	600	300
171.0	8.19	4.73	3.28	600	300
300.0	8.19	4.73	3.28	600	300

ここでは高周波成分をフィルタにより取り除いて観測波形と理論波形の比較を行なっている。高域遮断の周波数は震源時間関数の2倍以上の周期を持つ周波数としている。Figure 2.16に示した波形と同じ部分の波形をフィルタ処理したものをFigure 2.17に示す。

自動推定の場合には、2種類のインバージョンの方法を用いられるようにしている。一つはP波・S波の振幅のみを用いる方法である。波形全体を用いるインバージョンは観測波形と理論波形のずれに対して敏感に反応してしまう。振幅のみを用いるインバージョンは波の立ち上がり時間のずれには直接は関係してこない。この方法は予備的な解析として用いている。もう一つの方法は通常の波形インバージョンである。インバージョンの際にはモーメントテンソルを表すマトリックスのトレースが0となる条件を入れて、6成分の地震モーメントのうち5成分を推定するようにしている。

(3) データ

Figure 2.18にここで解析に利用した観測点の分布図を示す。逆三角形は気象研究所で設置したSTS-2型(1992/1~1993/12)及びSTS-1型(1994/1~現在)の地震計が用いられている観測点を表す。三角形は気象研究所により1995年3月に設置された観測点で、日本航空電子社製のJA-5Vを用いている。十字は横浜市立大学による観測点で、STS-2型の地震計が用いられている。どの観測点でもQuanterra社製の24ビットのA/D変換器が用いられている。1カウント

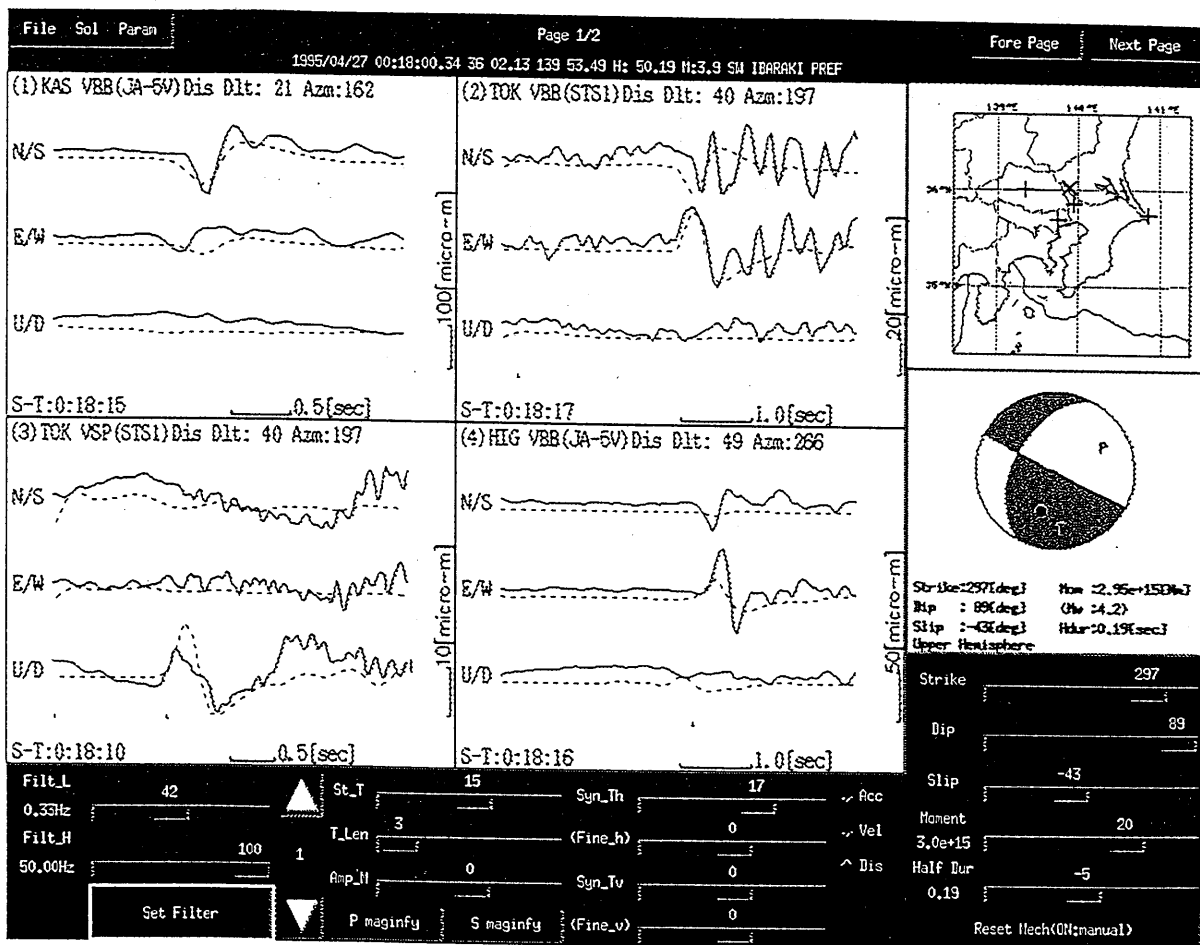


Figure 2.16 Screen image of the program. A solid line in a waveform window denotes an observed record, and a broken line denotes a synthetic record. A cross in the map denotes the location of a station, and an X denotes the location of the epicenter. Parameters are changeable by sliders on the lower part of the screen: Filt_L and Filt_H, pass band of the filter; St_T, start time of display; T_len, time length; Amp_M, amplitude scaling; Syn_Th, (Fine_h), Syn_Tv, and (Fine_v), adjustment of the onset times of observed records and synthetic records; Strike, Dip and Slip; fault parameters; Moment, moment size; Half Dur rise time.

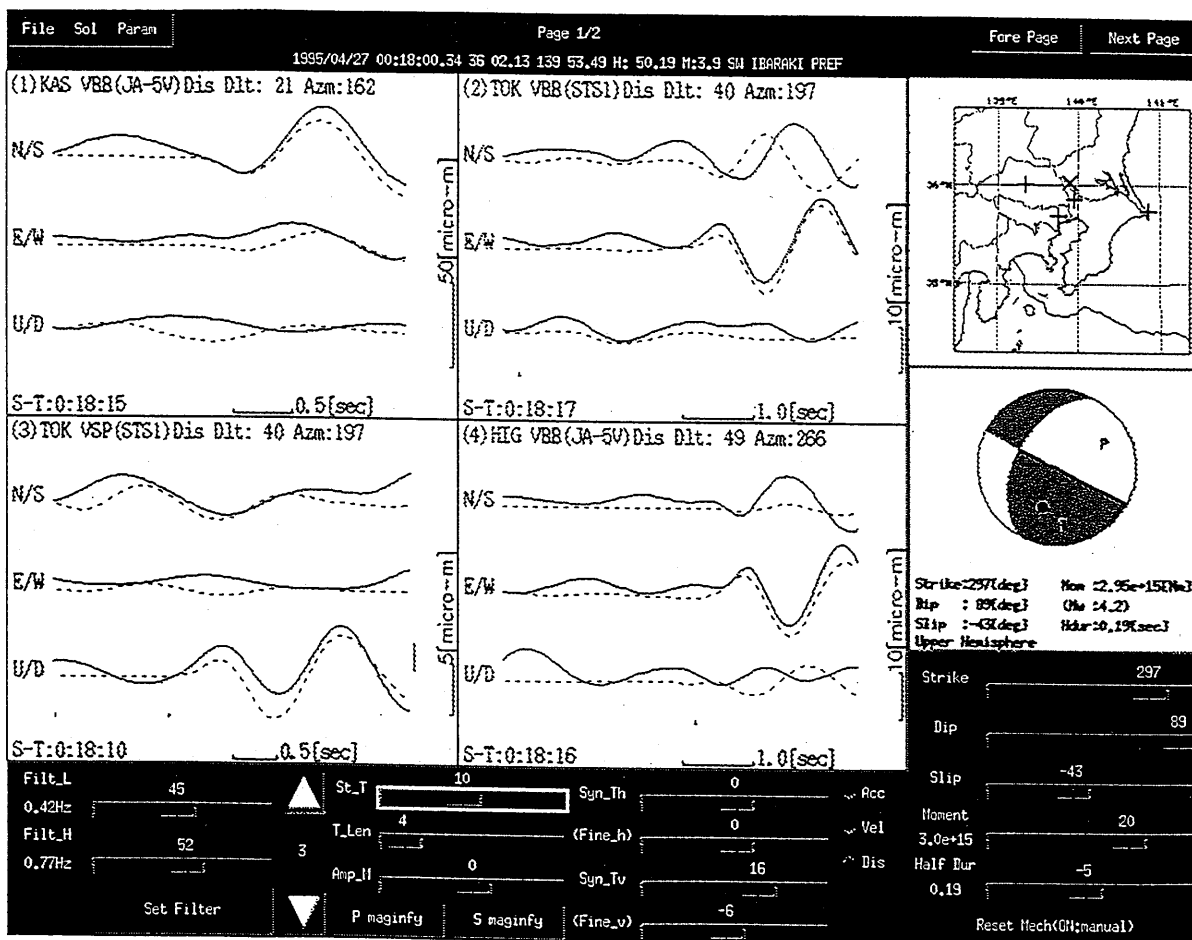


Figure 2.17 Comparison of filtered records of observations and synthetics. The same time sections as those of Figure 2.16 are shown in this figure. Seismic records were processed with digital filters which cut high frequency components. Frequency components lower than 1 Hz were usually used in this study. The period of the high-cut frequency was selected so that it exceeds twice the pulse width of a seismic phase.

はSTS-2の観測点では 1.6×10^{-9} m/sに、STS-1の観測点では 1.0×10^{-9} m/sに、JA-5Vの観測点では 1.1×10^{-6} m/s²に対応している。

ここでは、1992年以後のデータの解析を行なった。JA-5Vのデータは1995年3月以後存在する。データの記録とその回収システムのトラブルのために常に全ての観測点のデータが得られているとは限らず、データの不足のためにこの期間・地域の全ての地震が解析できたわけではない。

(4) 議論

波形合わせによる発震機構の推定では、P波の初動の極性を用いる方法に比べて、より少ない数の観測点による推定が可能となる。条件が良ければ2、3の観測点でも発震機構と地震モーメントの大きさを推定するのに十分である。

Figure 2.19の地震の解析を例として示す。観測波形の線形インヴァージョンとしてモーメントテンソルの5成分の値を推定した。最小二乗法においてはモーメントテンソルのマトリックスのトレースをゼロと仮定した。観測波形と合成波形の比較と各モーメントテンソル毎の合成波形をFigure 2.20に示す。対応する解をFigure 2.21に示す。XはN/S成分を、YはE/W成分を、ZはD/U成分を表す。各成分の合成波形は地震モーメントとして、 7.5×10^{15} Nmに対応している。

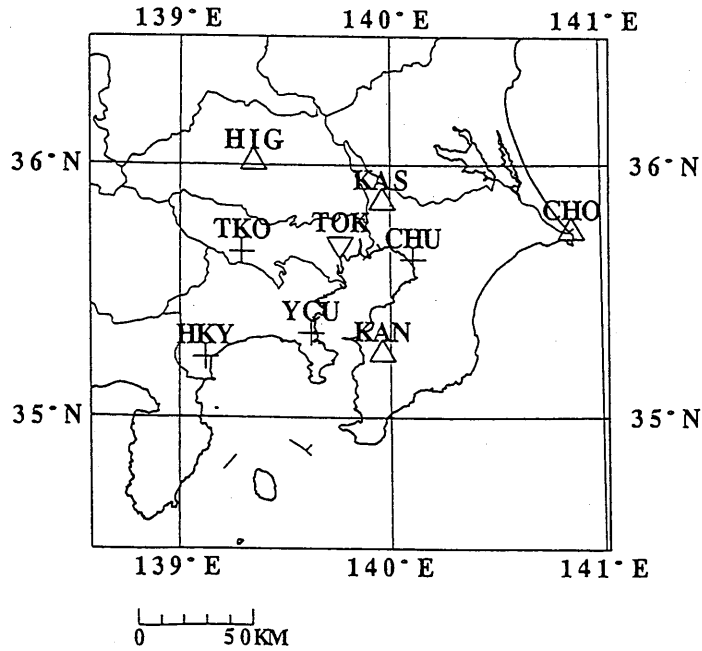


Figure 2.18 Station locations used in this study. A cross denotes a station installed by Yokohama City University, where an STS-2 seismometer is used. An inverse triangle denotes a station installed by the Meteorological Research Institute, where an STS-2 seismometer is used from 1992 to December 1993, and an STS-1 seismometer is used from January 1994 to the present. A triangle denotes a station installed by the Meteorological Research Institute in March, 1995, where JA-5V accelerometers produced by Nihon-Kokuh-Denshi are used.

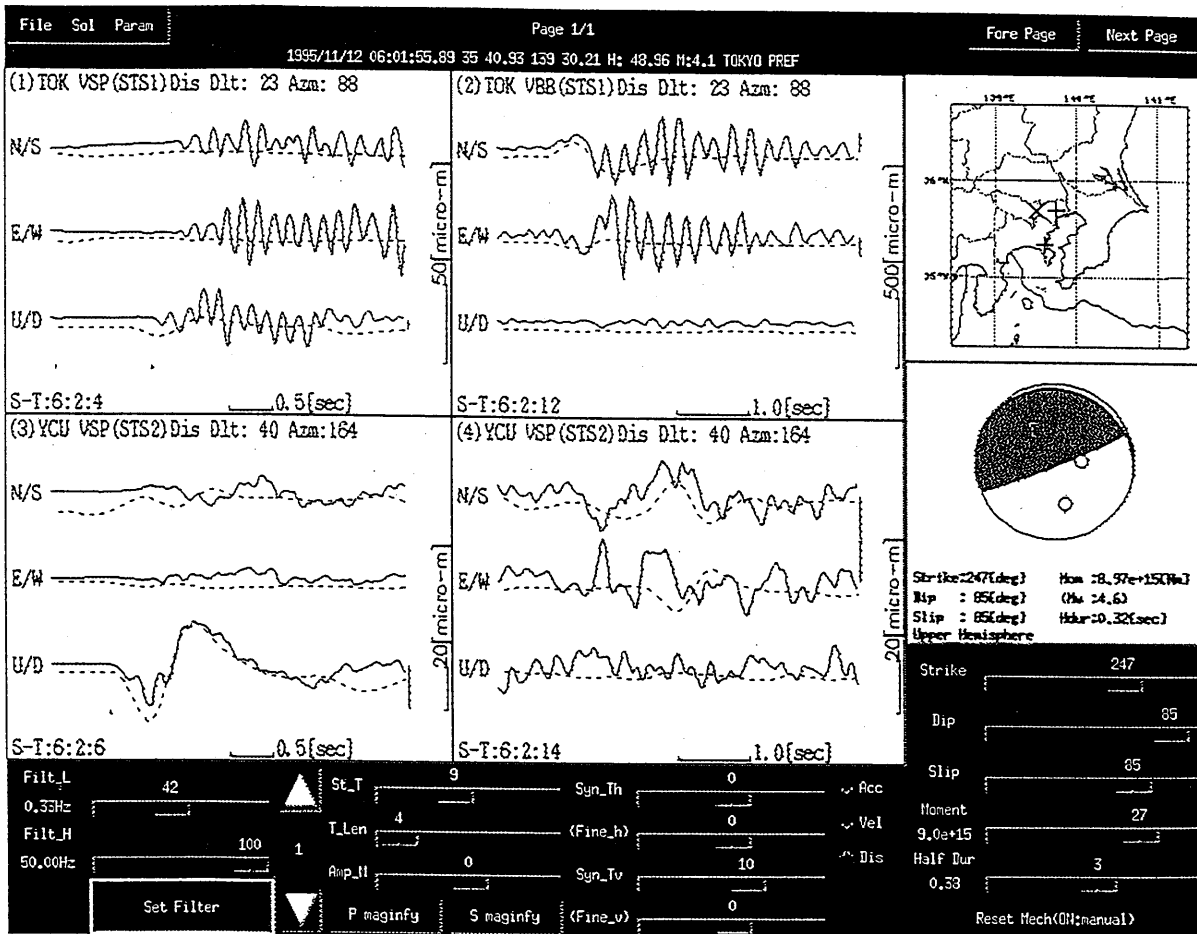


Figure 2.19 Observed records and station distribution of an earthquake which we analyzed to check the resolution of the moment tensor estimation. A solid line in a waveform window denotes an observed record, and a broken line denotes a synthetic record.

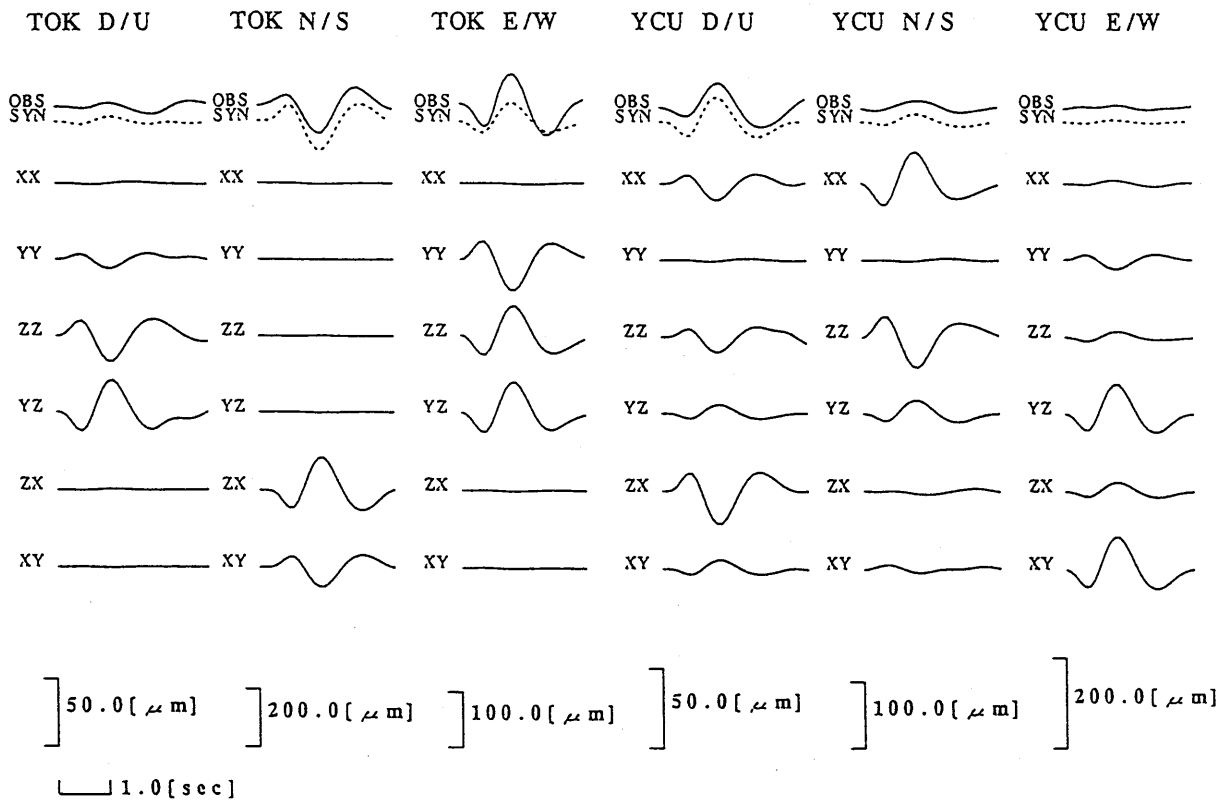


Figure 2.20 Comparison between observed records and synthetic records of the earthquake shown in Figure 2.19. A solid line in the upper row denotes an observed record, and a broken line denotes a synthetic record. The solution was obtained by the least squares method. The synthetic record of each moment component is also shown. XX denotes components of a moment tensor. X denotes N/S direction, Y denotes E/W direction, and Z denotes D/U direction. The synthetic record of each moment tensor component is that for 7.5×10^{15} Nm.

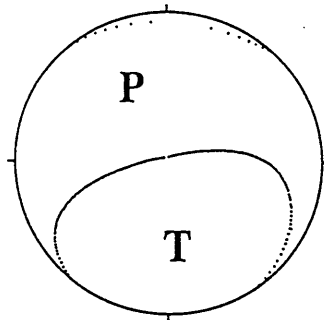


Figure 2.21 Solution of moment tensor inversion of the earthquake shown in Figure 2.19. The solution is shown as a mechanism diagram. Five moment components were estimated from the waveform as a linear inverse problem.

推定されたモーメントテンソルは次の通りである。

$$\begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{zz} \\ M_{yz} \\ M_{zx} \\ M_{xy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1.43 \times 10^{15} \\ -2.26 \times 10^{15} \\ 0.83 \times 10^{15} \\ 1.30 \times 10^{15} \\ -6.44 \times 10^{15} \\ 0.18 \times 10^{15} \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

推定における共分散行列は次の通りである。

$$\begin{matrix}
 & \begin{matrix} xx & yy & yz & zx & xy \end{matrix} \\
 \begin{matrix} xx \\ yy \\ yz \\ zx \\ xy \end{matrix} & \begin{pmatrix} 0.00118 & -0.00206 & -0.00072 & -0.00042 & -0.00008 \\ -0.00206 & 0.00441 & 0.00028 & 0.00134 & 0.00125 \\ -0.00072 & 0.00028 & 0.00205 & -0.00056 & -0.00165 \\ -0.00042 & 0.00134 & -0.00056 & 0.00134 & 0.00076 \\ -0.00008 & 0.00125 & -0.00165 & 0.00076 & 0.00197 \end{pmatrix}
 \end{matrix} \tag{2.9}$$

ここで1.0はモーメントの大きさとして、 7.5×10^{15} Nmに対応している。観測波形と理論波形の差の標準偏差を共分散行列の計算に用いている。標準偏差の値は、それぞれTOK-D/U : 2.7 μ m, TOK-N/S : 11 μ m, TOK-E/W : 18 μ m, YCU-D/U : 2.6 μ m, YCU-N/S : 1.6 μ m, YCU-E/W : 1.9 μ mである。共分散の値からみてモーメントテンソルの各成分の推定の分解能は必ずしも十分とは言えないものの、成分によってはある程度の信頼性があると言える。なお、TOK観測点の3成分のみを用いてこの地震のモーメントテンソルを推定した場合には、解の分解能は十分ではない。TOKのみを用いて推定した場合の共分散行列を次に示す。

$$\begin{matrix}
 & \begin{matrix} xx & yy & yz & zx & xy \end{matrix} \\
 \begin{matrix} xx \\ yy \\ yz \\ zx \\ xy \end{matrix} & \begin{pmatrix} 0.32 & -0.24 & -0.14 & 0.22 & 0.35 \\ -0.24 & 0.19 & 0.10 & -0.22 & -0.35 \\ -0.14 & 0.10 & 0.06 & -0.07 & -0.10 \\ 0.22 & -0.22 & -0.07 & 2.75 & 4.51 \\ 0.35 & -0.35 & -0.10 & 4.51 & 7.38 \end{pmatrix}
 \end{matrix} \tag{2.10}$$

菊池(1992-1997)は地震モーメントの推定値をYCU地震学レポートやEIC地震学ノートとして発表している。これらの報告の中では、世界で発生している大規模な地震のモーメントテンソルと共に、日本周辺で発生している小規模の地震のモーメントテンソルが公表されている。菊池が得た結果とここで我々が得た結果の比較を行なった。1992年から1996年の間で16個の共通の地震があった。

Figure 2.22に地震モーメントの大きさの比較のグラフを示す。グラフ中において、各データは比が1:1の線のまわりに分布しているものの、最大の差は3倍程度にも及び、本研究で推定した地震モーメントの大きさは菊池の推定値よりも大きくなる傾向がある。1992年のデータにおける両者の大きさの違いは比較的大きいが、それは観測点の数と観測データの回収率の問題が関わっていると思われる。Figure 2.23に本研究での結果と菊池の結果を下半球投影の発震機構解として比較して示す。各組のうち左側がここでの結果を示し、右側が菊池の結果を示す。2, 3の例を除き、類似した発震機構解が得られている。

菊池の推定においては各観測点の直下の構造の違いが考慮されている(YCU地震学レポート No.5)。本研究では共通したグリーン関数がすべての観測点に対して用いられており、表層のP波速度を4.2 km/sと仮定している。表層の速度が速いと合成波形の振幅は小さくなるため、推定された地震モーメントの大きさに偏差が生じている原因の一つに、速度構造の差があると考えられる。

1992年11月19日に神奈川県東部の深さ40 kmで発生した地震の地震モーメントの両者の推定値の差は3倍に達している。この地震について、本研究での推定パラメータに基づく合成波形と観測波形の比較をFigure 2.24 (a)に、菊池の解に基づく合成波形と理論波形の比較をFigure 2.24 (b)に示す。なお、合成波形は本研究で計算したものである。TOKにおける残差は、本研究で推定したパラメータに基づいた場合の方が菊池の推定値よりも小さくなっている。他方、TKOとYCUのP波の本研究での推定値に基づく合成波形は、観測波形に比べ大きすぎる。本研究での推定は、主として手動パラメータ調整による結果であるので、観測点に対する重みは場合場合により変わってしまっており、結果として分散の増加を招いていると考えられる。

Figure 2.23では、T軸あるいはP軸の方向が、本研究での結果と菊池の結果で90度くらい異なる地震が2, 3ある。

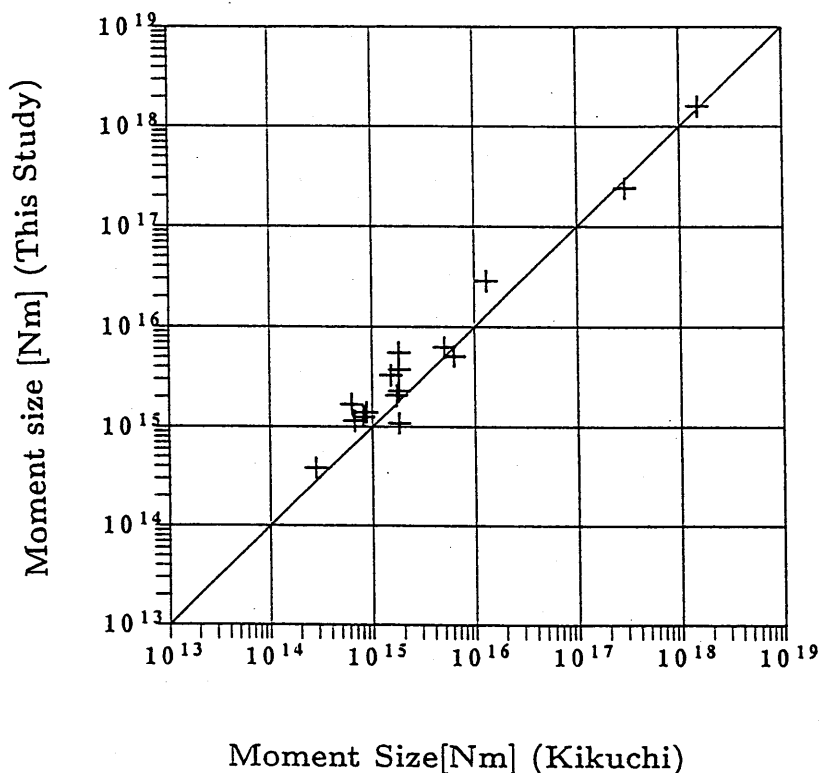


Figure 2.22 Comparison of scalar moments estimated in this study and Kikuchi's estimation. The horizontal axis shows Kikuchi's estimation, and the vertical axis shows the estimation of this study. Whereas the plots are distributed around the line of ratio=1.0, the maximum difference is about three times, and the moments of this study tend to be larger than those of Kikuchi's estimation.

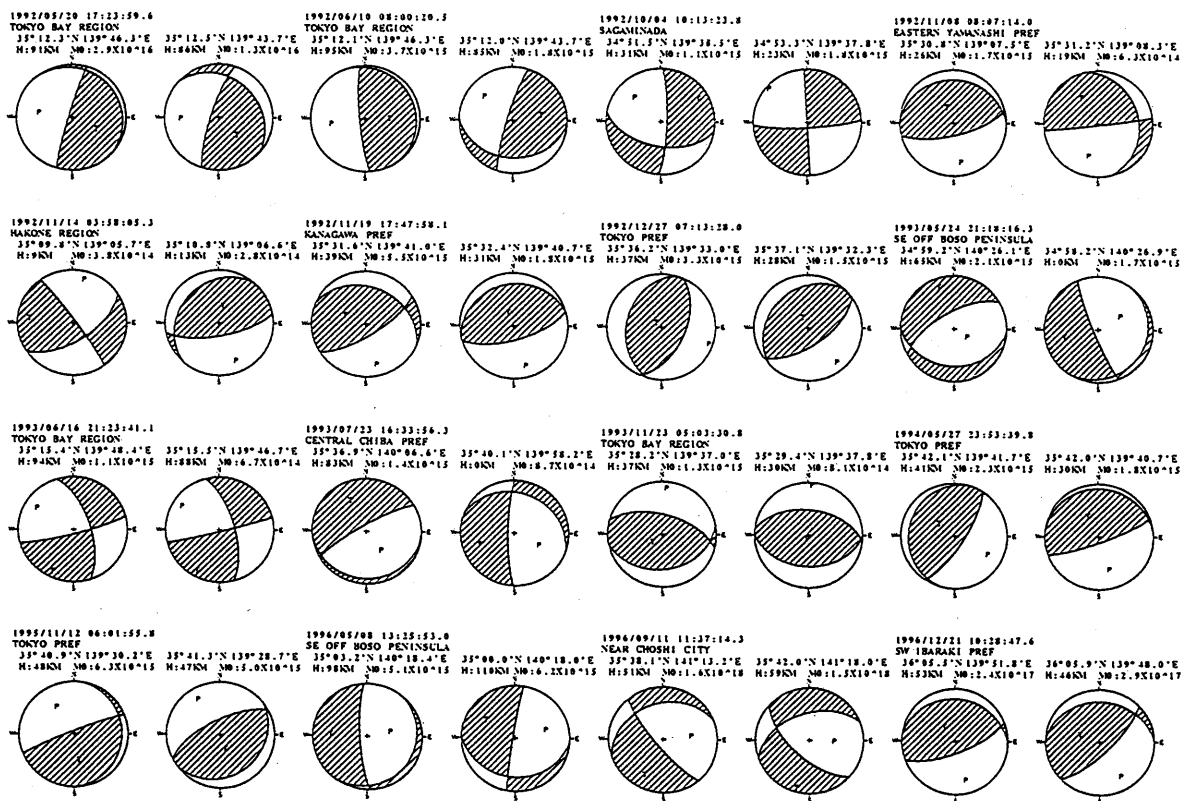
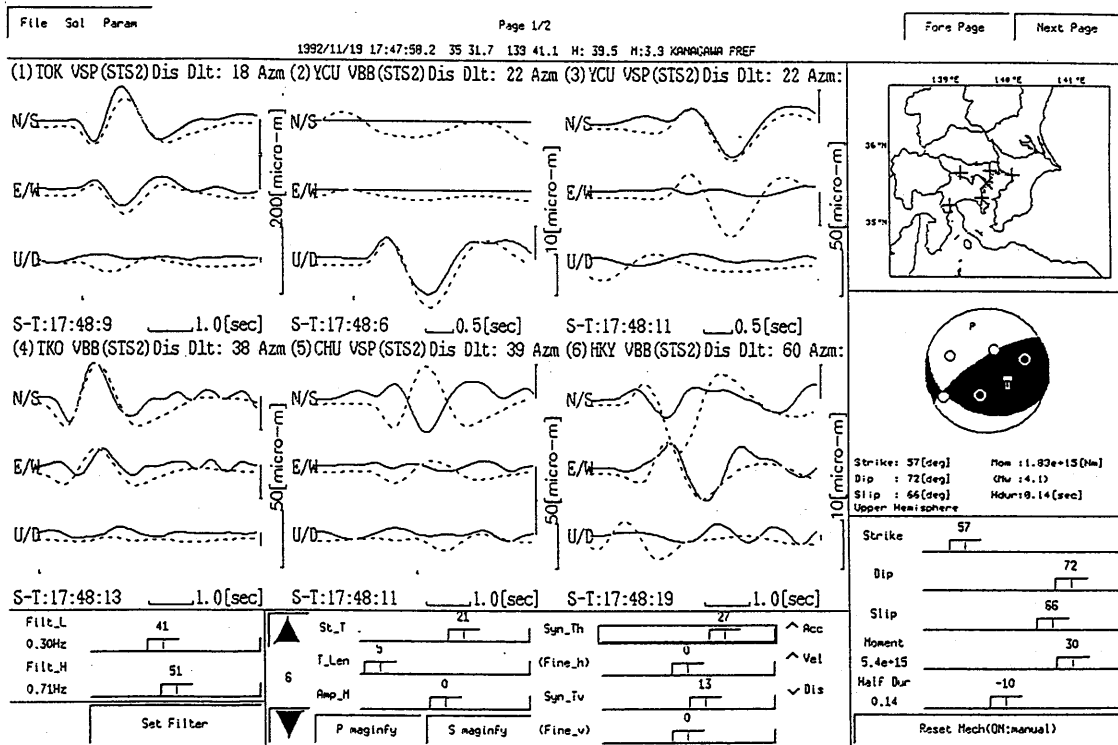


Figure 2.23 Comparison of fault parameters estimated in this study (left) and Kikuchi's estimation (right). These are projected on lower hemispheres. Similar solutions were obtained among two studies except for a few earthquakes.

(a)



(b)

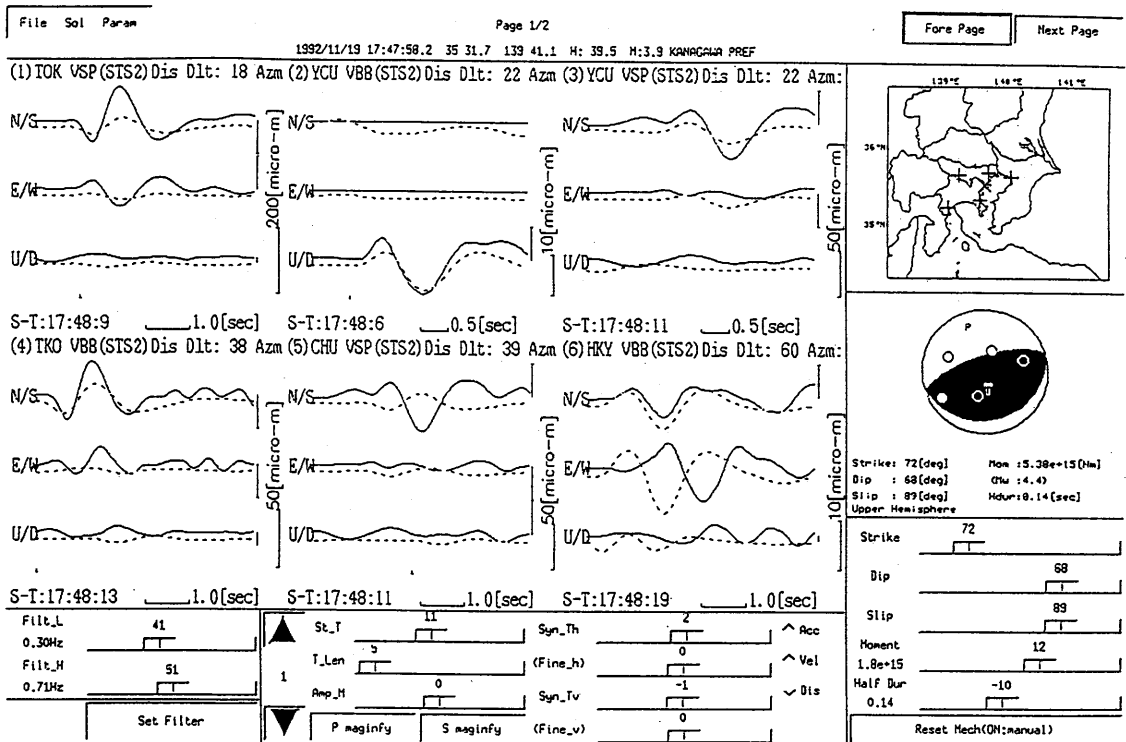


Figure 2.24 Comparisons of observed records and synthetic records for the parameters obtained in this study (a) and those estimated by Kikuchi (b) for an earthquake which occurred at a depth of about 40 km in eastern Kanagawa Prefecture on Nov. 19, 1992. For this earthquake, the difference in moment size between two estimations was maximum (about three) among the earthquakes which are common in both studies. Residual for TOK is less for this study than that for Kikuchi's estimation. The amplitudes of synthetic records for TKO and YCU P phase are too large in this study.

それらの一例として、Figure 2.25に千葉県の高さ80 kmで発生した地震の2つの解に関する観測波形と理論波形の比較を示す。Figure 2.25において両方の解とも全ての観測点における実体波の極性を説明できるものとはなっていない。いずれの場合でも、いくつかの観測波形は説明できているものの、他のいくつかの波形については説明できていない。この場合もデータに対する重みにより、主軸の回転が引き起こされていると言える。

この期間で、ハーバードグループによるCMT解と本研究における推定解の両方に共通する地震が4個ある。それらをTable 2.4に示す。地震モーメントの最大の差は20%程度となっている。

本研究で推定された地震のパラメータをAppendixに掲載する。推定された最小の地震モーメントは 1.5×10^{14} Nm ($M_w = 3.4$)である。解析可能な最小の地震の大きさはS/Nにより決まる。この地域では30 kmよりも深い場所で地震活動が活発であるため、30 kmよりも短い震源距離のデータが得られることは少ない。もし更に震源に近いデータが得られた場合には、更に小さな地震まで解析可能となると期待される。

(5) まとめ

地域的な観測網で得られたデータを用いて規模が比較的小さい地震の地震モーメントと断層パラメータを推定するためのツールを開発した。震央距離と震源深さについての格子上の点について予めグリーン関数を計算しておくことにより、合成波形を計算する時間を短縮している。高周波成分をフィルタにより除くことにより、幅の狭いパルス状の波形を比較する場合の困難さを軽減し、推定精度の向上を図っている。比較においては実体波を中心に用いた。グラフィックインターフェースを持たせたツールは、数多くの地震の解析や自動解に対する再検討を容易にしている。南関東地域の実際の地震に適用した結果、 $M_w = 3.4$ までの地震の地震モーメントの推定が可能であった。解析可能な地震の規模の最小値はデータのS/Nに依存するので、更によりS/Nのデータが得られれば、更に小さな地震の解析が可能となる。しかし、震源球上での観測点分布が偏っていたり、観測点ごとの重みが適切でない場合には、主軸方向の推定値に90度ほどの誤差を生ずることがあることもわかった。

(勝間田明男)

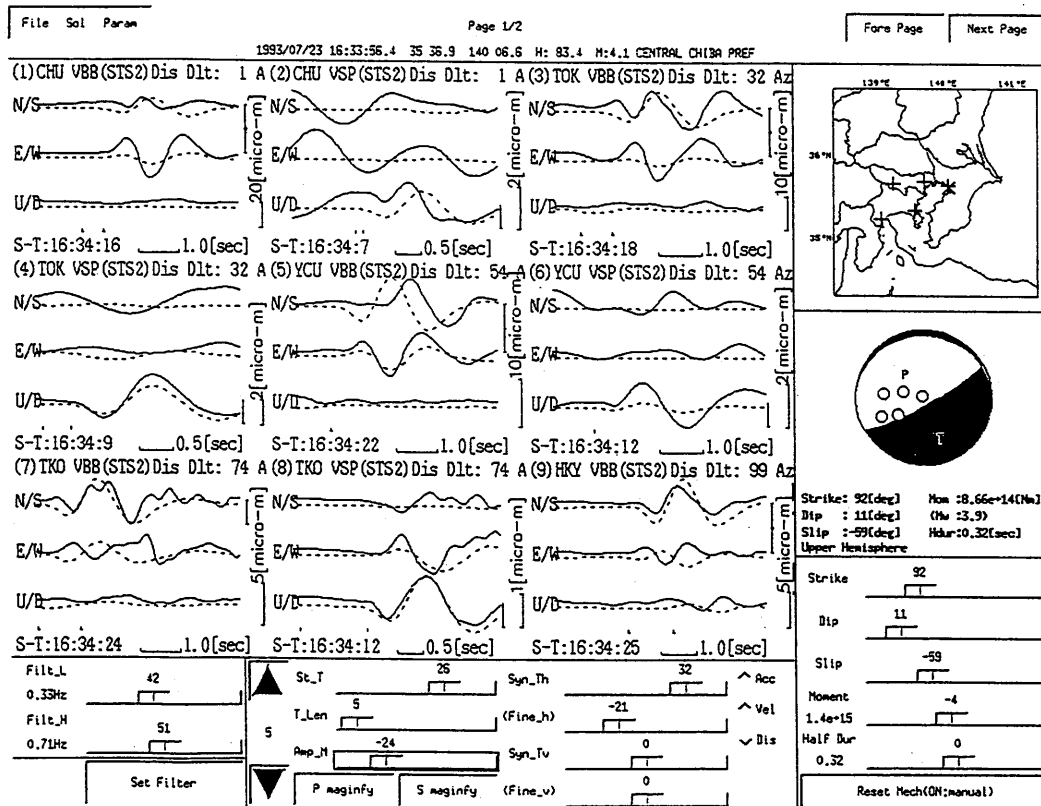
謝 辞

ここで述べたツールは、Motifライブラリを用いてX-windowシステム上で開発したものである。解析には、本特別研究で設置された観測点によるものの他に、横浜市立大学によるデータと科学技術振興調整費「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」の一環として設置されたTOK観測点のデータを使用した。

Table 2.4 Comparison with CMT solution of Harvard group.

Origin Time	M_0 of this study [Nm]	M_0 of CMT solution [Nm]
1993/ 5/21 11:36	6.2×10^{16}	7.9×10^{16}
1995/ 7/03 08:53	9.0×10^{16}	8.7×10^{16}
1995/ 7/30 03:24	9.1×10^{16}	10.6×10^{16}
1996/12/21 10:28	2.4×10^{17}	2.13×10^{17}

(a)



(b)

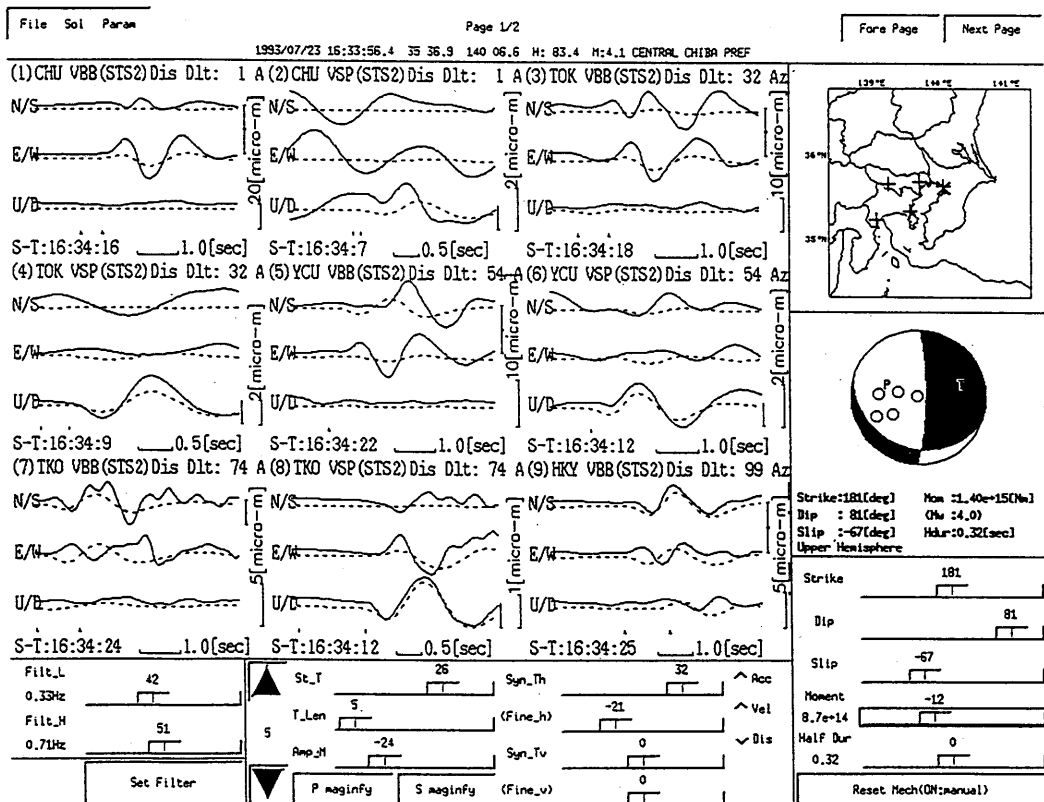


Figure 2.25 Comparisons of observed records and synthetic records for the parameters obtained in this study (a) and for those estimated by Kikuchi (b) for an earthquake which occurred at a depth of about 80 km in Chiba Prefecture on July 23, 1993. For this earthquake, the T axis of this study rotates nearly 90 degrees from that of Kikuchi's estimation. Neither solution can explain the polarities of body phases of all stations. In either case, data of some stations can be explained, and data of others cannot be explained.

参考文献

- Dziewonski, A. M., T. A. Chou and J. H. Woodhouse, 1981 : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉, 1998 : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震2*, **51**, 149-156.
- Kanamori, H., 1977 : The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- 勝間田明男, 1993 : ベッセルデジタルフィルタの自動設計について, *験震時報*, **56**, 17-34.
- 木下繁夫・上原正義・斗沢敏雄・和田安司・小久江洋輔, 1997 : K-NET95型強震計の記録特性, *地震2*, **49**, 467-481.
- 菊池正幸, 1992-1997 : YCU 地震学レポート, EIC 地震学ノート.
- 久家慶子・岩田知孝・入倉孝次郎, 1997 : K-NETの波形データを用いた震源パラメタの自動推定, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B16.
- 岡田知己・松澤 暢・松本 聡・河野俊夫・仁田交市・長谷川 昭・伊東明彦・藤田英輔・小原一成・笠原敬司・小菅正裕, 1997 : 日光白根山付近に発生した微小地震と孤立型微動のモーメントテンソルインバージョン, *地震2*, **50**, 37-48.
- 武尾 実, 1985 : 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成 — 堆積層での非弾性減衰の効果について —, *気象研究所研究報告*, **36**, 245-257.

Appendix

N	Origin Time	Lat.	Lon.	Dep	Mo	Mw	Str	Dp	Slip	Region Name
1	1992/05/20	17:23:59.6	35.205	139.773	92	0.29E+17	4.9	196	85	98 TOKYO BAY REGION
2	1992/06/10	08:00:20.5	35.202	139.772	96	0.37E+16	4.3	175	82	93 TOKYO BAY REGION
3	1992/10/04	10:13:23.8	34.858	139.643	31	0.11E+16	4.0	100	51	-168 SAGAMINADA
4	1992/11/08	08:07:14.0	35.515	139.127	26	0.17E+16	4.1	76	71	85 EASTERN YAMANASHI PREF
5	1992/11/14	03:58:05.4	35.163	139.095	10	0.38E+15	3.7	324	85	152 HAKONE REGION
6	1992/11/19	17:47:58.2	35.528	139.685	40	0.55E+16	4.4	57	72	65 KANAGAWA PREF
7	1992/12/04	23:00:31.6	36.215	139.798	65	0.20E+16	4.1	345	79	132 SW IBARAKI PREF
8	1992/12/27	07:13:28.0	35.605	139.552	37	0.33E+16	4.3	24	54	95 TOKYO PREF
9	1993/04/14	20:26:45.1	36.108	139.917	59	0.11E+16	4.0	109	90	62 SW IBARAKI PREF
10	1993/04/22	08:09:02.8	35.608	140.188	75	0.19E+16	4.1	82	67	38 CENTRAL CHIBA PREF
11	1993/05/21	11:36:37.9	36.042	139.900	61	0.62E+17	5.1	82	64	53 SW IBARAKI PREF
12	1993/05/24	21:18:16.3	34.987	140.437	66	0.21E+16	4.1	91	29	-62 SE OFF BOSO PENINSULA
13	1993/06/16	21:23:41.1	35.257	139.807	95	0.11E+16	4.0	342	64	-8 TOKYO BAY REGION
14	1993/07/09	02:32:51.1	35.217	139.768	92	0.17E+16	4.1	239	69	65 TOKYO BAY REGION
15	1993/07/23	16:33:56.4	35.615	140.110	83	0.14E+16	4.0	91	11	-59 CENTRAL CHIBA PREF
16	1993/07/26	20:42:18.9	36.060	139.903	60	0.13E+16	4.0	24	73	104 SW IBARAKI PREF
17	1993/08/11	13:44:45.1	35.585	140.135	73	0.13E+16	4.0	45	70	-123 CENTRAL CHIBA PREF
18	1993/09/27	20:21:32.6	35.645	140.152	76	0.79E+15	3.9	30	75	59 CENTRAL CHIBA PREF
19	1993/10/10	02:22:34.1	35.578	140.040	77	0.53E+15	3.8	309	90	65 CENTRAL CHIBA PREF
20	1993/11/01	21:22:28.3	36.100	140.225	82	0.19E+17	4.8	175	43	62 SOUTHERN IBARAKI PREF
21	1993/11/23	05:03:30.9	35.470	139.618	38	0.13E+16	4.0	79	34	68 TOKYO BAY REGION
22	1993/11/23	12:40:39.1	35.482	139.632	36	0.50E+15	3.7	57	33	38 TOKYO BAY REGION
23	1993/12/07	10:07:11.0	35.615	139.472	37	0.33E+15	3.6	54	58	65 TOKYO PREF
24	1993/12/31	15:31:16.1	36.230	139.448	80	0.96E+16	4.6	3	62	-2 SE GUNMA PREF
25	1994/01/04	15:46:53.7	34.933	139.718	96	0.21E+16	4.1	242	73	150 SAGAMINADA
26	1994/01/16	23:37:57.4	35.573	140.182	76	0.14E+16	4.0	281	41	-68 CENTRAL CHIBA PREF
27	1994/01/19	11:04:28.4	34.952	139.835	52	0.39E+15	3.7	154	45	-20 SOUTHERN BOSO PENINSULA
28	1994/01/23	15:43:46.3	36.322	140.080	77	0.44E+16	4.4	94	46	17 SW IBARAKI PREF
29	1994/02/12	02:49:48.6	35.988	140.792	89	0.75E+16	4.5	70	90	-2 E OFF IBARAKI PREF
30	1994/02/16	12:38:40.6	35.963	140.103	81	0.52E+16	4.4	24	79	71 SOUTHERN IBARAKI PREF
31	1994/03/18	23:20:31.7	36.072	139.903	58	0.10E+16	3.9	136	61	20 SW IBARAKI PREF
32	1994/04/06	21:17:58.7	35.588	140.168	78	0.10E+16	3.9	67	26	14 CENTRAL CHIBA PREF
33	1994/04/10	15:01:42.6	35.823	140.032	81	0.21E+16	4.1	88	39	20 NORTHERN CHIBA PREF
34	1994/05/13	20:18:40.6	36.270	140.103	75	0.50E+16	4.4	15	90	110 SW IBARAKI PREF
35	1994/05/27	23:53:39.9	35.702	139.695	42	0.23E+16	4.2	33	75	95 TOKYO PREF
36	1994/05/31	04:20:05.3	36.237	140.008	58	0.17E+16	4.1	200	25	-8 SW IBARAKI PREF
37	1994/06/17	16:52:25.2	35.317	140.143	73	0.89E+15	3.9	42	60	-53 SOUTHERN BOSO PENINSULA
38	1994/06/29	11:01:58.8	34.952	139.882	60	0.62E+17	5.1	33	58	14 SOUTHERN BOSO PENINSULA
39	1994/07/10	11:42:03.3	36.135	140.117	76	0.63E+15	3.8	21	85	68 SW IBARAKI PREF
40	1994/07/13	00:51:09.7	35.563	140.172	78	0.12E+16	4.0	145	8	0 CENTRAL CHIBA PREF
41	1994/11/16	09:40:33.2	34.868	139.785	45	0.58E+15	3.8	284	33	180 SE OFF BOSO PENINSULA
42	1995/01/08	04:28:18.0	36.308	139.960	71	0.13E+17	4.7	185	90	-104 SW IBARAKI PREF
43	1995/02/07	04:23:33.9	35.898	139.865	68	0.23E+16	4.2	327	49	65 EASTERN SAITAMA PREF
44	1995/03/02	06:59:25.2	35.647	140.088	78	0.11E+16	4.0	12	71	53 CENTRAL CHIBA PREF
45	1995/03/12	21:10:36.4	35.462	139.433	44	0.15E+15	3.4	18	83	-62 KANAGAWA PREF

N	Origin Time	Lat.	Lon.	Dep	Mo	Mw	Str	Dp	Slip	Region Name
46	1995/03/23 07:24:32.3	36.095	140.017	56	0.38E+17	5.0	257	79	-50	SW IBARAKI PREF
47	1995/04/04 06:49:23.7	36.200	140.053	58	0.72E+15	3.8	91	71	38	SW IBARAKI PREF
48	1995/04/24 10:12:56.1	35.752	140.247	63	0.87E+16	4.6	12	90	171	NORTHERN CHIBA PREF
49	1995/04/27 00:18:00.3	36.035	139.891	50	0.38E+16	4.3	290	83	-68	SW IBARAKI PREF
50	1995/04/27 19:21:06.6	35.611	140.223	74	0.38E+16	4.3	115	88	26	CENTRAL CHIBA PREF
51	1995/05/02 08:04:45.4	35.467	140.422	37	0.12E+16	4.0	188	20	5	KUJUKURI COAST BOSO PEN
52	1995/07/30 03:24:00.1	35.900	140.589	43	0.91E+17	5.2	160	50	35	SOUTHERN IBARAKI PREF
53	1995/07/30 05:01:18.6	35.880	140.568	42	0.45E+15	3.7	154	53	32	SOUTHERN IBARAKI PREF
54	1995/08/27 14:32:22.8	36.104	140.044	69	0.25E+17	4.9	82	79	-35	SW IBARAKI PREF
55	1995/09/26 20:45:15.6	35.559	140.135	79	0.28E+17	4.9	27	8	-113	CENTRAL CHIBA PREF
56	1995/07/03 08:53:23.2	35.163	139.568	122	0.90E+17	5.2	274	90	127	SAGAMI BAY REGION
57	1995/10/02 04:07:39.1	34.811	139.359	31	0.74E+15	3.8	166	74	-14	NEAR IZU-OSHIMA ISLAND
58	1995/11/05 13:12:43.0	36.083	139.914	50	0.10E+16	3.9	154	51	17	SW IBARAKI PREF
59	1995/11/12 06:01:55.8	35.682	139.503	49	0.63E+16	4.5	248	85	101	TOKYO PREF
60	1996/05/08 13:25:53.0	35.054	140.308	98	0.51E+16	4.4	177	79	-98	SE OFF BOSO PENINSULA
61	1996/09/11 11:37:14.3	35.636	141.220	52	0.16E+19	6.1	250	32	-157	NEAR CHOSHI CITY
62	1996/12/21 10:28:47.7	36.093	139.864	53	0.24E+18	5.5	69	72	81	SW IBARAKI PREF