

中央防災会議 東海地震に関する専門調査会

(第 8 回)

説 明 資 料

平成 13 年 9 月 21 日
中央防災会議事務局

I 強震動の評価のための試算

想定東海地震の震源領域、断層パラメータ等についてのこれまでの検討を踏まえ（図1参照）、各アスペリティの地震モーメント、変位量及び応力降下量についての2つのモデル、浅部地盤の非線形応答の検討等を行い、最大加速度及び最大速度の距離減衰及び、1854年安政東海地震の震度分布（図2参照）の東側部分の震度との評価を行うため、強震動の試算を行う。

1. 各アスペリティの地震モーメント、変位量及び応力降下量

強震動においてはアスペリティの影響が大きいことから、ミクロ的に見た断層パラメータである各アスペリティの地震モーメント（ M_{oi} ）、変位量（ D_{ai} ）及び応力効果量（ $\Delta\sigma_{ai}$ ）について、次の2つのモデルを考え試算する。

なお、これ以外の断層パラメータ等は、前回設定のもとの同一とし、試算する破壊開始点は、セグメント2の深い所の西側（破壊開始点①）とした。

(1) 変位量一定モデル

- ・各アスペリティの地震モーメントは、各アスペリティでの変位量を一定として、アスペリティの面積で振り分ける。

$$M_{oi} = M_{oa} \times S_{ai} / \sum S_{ai}$$

M_{oi} : i 番目のアスペリティのモーメント

S_{ai} : i 番目のアスペリティの面積

- ・各アスペリティの応力降下量は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$\Delta\sigma_{ai} = 2.5 M_{oi} / S_{ai}^{3/2}$$

$\Delta\sigma_{ai}$: i 番目のアスペリティの応力降下量

- ・各アスペリティの変位量は、アスペリティ内のプレート間のカップリングレイトを1と仮定し、約150年間に相当するプレートの沈み込み量「5.25m」とした（プレートの沈み込む速度 $\approx 3.5\text{cm/yr}$ ）。

(2) 応力降下量一定モデル

- ・各アスペリティの地震モーメントは、各アスペリティでの応力降下量を一定として、アスペリティの面積の $3/2$ 乗の重みで振り分ける。

$$Mo_i = Mo_a \times Sai^{3/2} / \sum Sai^{3/2}$$

Mo_i : i 番目のアスペリティのモーメント

Sai : i 番目のアスペリティの面積

- ・各アスペリティの応力降下量は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$\Delta\sigma_i = 2.5 Mo_i / Sai^{3/2}$$

$\Delta\sigma_i$: i 番目のアスペリティの応力降下量

- ・各アスペリティでの変位量は、次の地震モーメントとアスペリティ面積との関係式から算出する。

$$Mo_i = \mu Dai Sai$$

Dai : i 番目のアスペリティの変位量

剛性率 μ は次式から求める。

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (\text{密度 } \rho = 2.8 \text{g/cm}^3, \text{ S 波速度 } V_s = 3.82 \text{km/S})$$

2. 地下構造

地下構造は、S波速度 V_s に応じ、① $V_s > 3000\text{m/s}$ ② $500\text{m/s} < V_s < 3000\text{m/s}$ ③ $V_s < 500\text{m/s}$ の3区分において以下のとおりに設定した。

(1) 速度構造

① $V_s > 3000\text{m/s}$ の速度構造

$V_s > 3000\text{m/s}$ の層は、岩盤層に相当し、P波及びS波速度は、防災科学技術研究所での震源決定に用いられている地盤構造を参照し作成した。

② $500\text{m/s} < V_s < 3000\text{m/s}$ の速度構造

この範囲の速度層については、いくつかの領域で、弾性波探査、常時微動探査により求められている。これらの構造を基にして、対象領域内の構造を内挿により推定した。その際、重力異常、深層ボーリングデータ及び地質構造を参照とした。 $V_s \sim 500\text{m/s}$ の比較的浅い部分については、ボーリング孔を利用したPS検層結果を参照した。また、N値の求められているボーリング地点については、N値とS波速度との関係を統計的に求め、それによりS波速度を推定し、P波速度及び密度等については、物理探査学会（1989）に示された関係式から推定した。

③ $V_s < 500\text{m/s}$ の速度構造

K-net 観測点においては、PS検層結果による地盤構造を基に速度構造を作成する。この速度構造と、観測された自然地震の波形解析により得られた各観測点での表層伝達関数との比較し、速度構造の微修正を行った。

(2) Q構造

① $V_s > 3000\text{m/s}$ のQ値

最上部マントル、下部地殻、上部地殻及び $V_s > 500\text{m/s}$ の層を含む範囲での見かけのQ値は、多くの研究例がある。

既往文献によりもとめられている値の例は次のとおり

・ Aki (1980)	南関東地域	$Q = 170f^{0.6}$
	北関東地域	$Q = 120f^{0.8}$
・ 佐藤 (1984)	世界各地	1Hz 付近で 100 程度 f^n の n は 0.5~0.9
	関東地方	$n = 0.7$
・ 岩田・入倉 (1986)	日本海中部地震	$Q = 100f^{0.6}$
・ 木下 (1993)	関東地域	$Q = 100f^{0.7}$
・ Kinoshita (1994)	南関東地域	$Q = 130f^{0.7}$
・ 佐藤他 (1994)	仙台地域	$Q = 110f^{0.69}$
・ 加藤他 (1998)	東北太平洋岸	$Q = 80f^{1.0}$
・ Yoshimoto et al (1993)	関東地方	$Q = 83f^{0.73}$

図3に佐藤(1984)のQ値の解析結果を示す。この図から、平均的には「 $Q = 100f^{0.7}$ 」であることがわかる。また、データが多数分布する領域の境界は、「 $Q = 150f^{0.7}$ 」であることがいえる。

図4に想定東海地震の震源領域で発生したM5から6程度の地震の記録解析から得られたQ値を示す。この結果からも、平均的にみると周波数の0.7乗に比例し、上記の $Q=100f^{0.7}$ と $Q=150f^{0.7}$ の中間に分布していることがわかる。

これらにより、 $V_s > 3000\text{m/s}$ のQ構造として、平均的なものとして $Q=100f^{0.7}$ を採用することとする。

なお、中部地方は、他の地方に比べ地盤が固く地震波の減衰が小さい可能性もあることから、これら地域については、 $Q=150f^{0.7}$ の場合についても試算し検討する。

② $500\text{m/s} < V_s < 3000\text{m/s}$ のQ値

この速度層に対するQ値の解析例が少ない。一般的には、上記の場合よりは小さいと考えられるが、ここでは、上記の平均的なQ値と同じ、 $Q=100f^{0.7}$ を用い試算する。

③ $V_s < 500\text{m/s}$ のQ値

ボーリングにより採取された不攪乱材料を用いた室内土台試験（動的変形特性試験）結果を図5に示す。また、土質毎に分類した頻度を図6に示す。この図から、減衰乗数、 $h=0.015$ の場合が、土質によらず頻度が集中していることから認められる。減衰乗数とQの関係（ $2h=1/Q$ ）から、 $Q=35$ とする。

3. 浅部地盤の非線形応答

浅部地盤の強震動計算においては、線形応答ではなく非線形応答を導入すべきであると指摘されている。このための近似的な手法として広く用いられているものに、等価線形手法がある。しかしながら、この手法は、地盤の卓越周期よりも短周期領域の地震波形やひずみレベルが $10^{-3} \sim 10^{-2}$ を超える強震動の場合は応答が小さくなる、逆に、地震波形の周期が地盤の固有周期に近くなった場合には応答が大きくなるとの問題点が指摘されている。

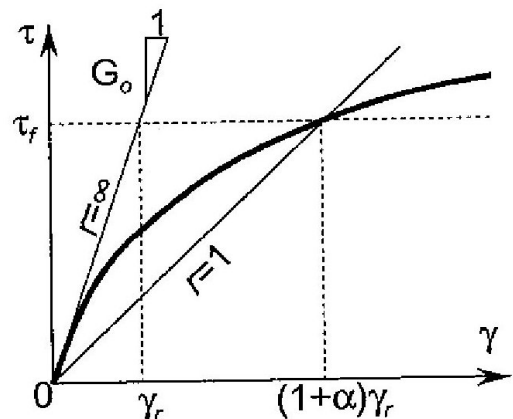
一方、残留ひずみ等の地盤の非線形性が考慮できる解析プログラムに、YUSAYUSA-2 がある。このプログラムは、有効応力解析、ひずみに依存する非線形性の考慮、繰り返しせん断による過剰間隙水圧の発生の考慮及び、過剰間隙水圧の消散、その過程における地下水の流れ、地下水位の変化など考慮等の特徴を持つ。しかし、このような非線形性を考慮した計算方式は、一般的には広く利用されてはいない。

ここでは、非線形効果の妥当性を見るため、等価線形手法及び、YUSAYUSA-2 を適用して強震動の試算を行った。計算手順の概念を図7に示す。

なお、YUSAYUSA-2 この場合の、応力-ひずみ関係モデルは、Ramberg-Osgood モデル（修正 R-0 モデルと呼ばれることもある）を採用した。

Ramberg-Osgood モデル
$$\tau = \frac{G_0 \gamma}{1 + \alpha \left| \frac{\tau}{\tau_f} \right|^{r-1}}$$

非線形モデルの骨格曲線の物理的性質



4. 強震動試算の結果

線形の場合の強震動の試算の距離減衰を、図8、9に示す。最大加速度の距離減衰は、震源近傍を除き、経験式に比べやや大きいものの、ほぼ妥当な傾向を示していると思われる。また、最大速度の距離減衰についても、震源近傍を除き、妥当と考えられる。

非線形の場合の強震動の試算の例を、図10に示す。震源近傍の強震動の振幅については、経験式にほぼ適正に補正できた。しかし、震源から離れた地点の強震動については、小さくなりすぎている。図11に、等価線形と非線形のそれぞれについて、線形の場合の最大加速度、最大速度及び計測震度がどのように変化したかの傾向を示す比較図を示す。これらから、等価線形及び非線形による強震動の計算は、大きくなりすぎたり、逆に小さくなりすぎたりする補正が加わっている。即ち、実際には地盤が悪く揺れが大きくなる地点が、非線形を適用すると、その場所はあまり揺れない場所となってしまい、現実とは合わない結果となる。

今後、非線形の適用にあたっての実際の観測波形と地盤定数の関係等についての調査・調整を行い、安政東海地震の東側部分の震度分布との整合性をとった上で、想定東海地震による強震動分布の全体評価を行うこととする。

II. 駿河湾周辺での津波の試算

第7回調査会では、想定震源域により発生する津波のケースを基本とするいくつかのケースについて津波伝播試算を行い、1854年安政東海地震津波の実測値との比較を行った。その際、計算は沿岸までの伝播のみ扱ったが、今回は陸上への遡上についても計算を行って安政の津波と比較した。この場合、詳細な遡上計算では当時の状況をできるだけ復元することが重要である。

1. 安政地震津波発生時の状況の復元

詳細な遡上計算の結果と安政東海地震の津波との比較を行うにあたっては、地震（津波）発生時の状況をできるだけ復元しておくことが求められる。今回の試算では、以下の要素について考慮した。

・潮位の考慮

理論潮汐計算で安政東海地震発生時の当年当日当時刻の潮位を求めると、満潮水位にあたるT.P上おおよそ50cmであることが分かったので、試算時にはこのレベルを津波来襲前の水位として考える。なお、これは、安政東海地震発生時は満潮時であったとされていることと調和している。

・地殻変動の考慮

安政東海地震当時の標高を復元するには、地殻変動による影響を考慮する必要がある。地殻変動には、地震時に発生するものと、地震と地震の間の期間においてフィリピン海プレートの沈み込みに伴い地殻変動が定常的に進行しているものがある。今回の試算では、後者の長期的な地殻変動による影響を補正して安政東海地震後の地形の標高を復元し、この地形に対して津波の試算を行った。長期的な地殻変動の補正は、地殻変動が一定速度で進行したと仮定し、国土地理院の水準測量の約95年間の垂直変動（1988～1999年実施の測量と1883～1913年実施の測量との差を取る）から外挿して、1854年安政東海地震直後の標高とした。

・陸上の土地利用形態等の考慮

陸地では1854年当時は現在のような住宅等構造物の存在する市街地は少なかったと考えられるため、陸上での粗度係数を田畑での値に相当する0.02とする。また、現在の沿岸堤防、河川堤防等の線形構造物は考慮しないが、埋立地等は現在の地形をそのまま使用する。

2. 津波の試算方法

津波の試算方法については、今回新たに行った遡上計算の他は、基本的には第7回調査会で示した方法と同じである。

(1) 津波波源

- ・想定震源域またはそれに矩形断層を加えたものについて、弾性体理論に基づき海底地殻変動（垂直変動量）を求める。

- ・海面初期変位は、上で求めた海底地殻変動と等しいとし、全地点で時間差なしに与えられるとする。

(2) 津波伝播・遡上計算

- ・深い海域においては線形長波理論により、また、浅い海域においては海底での摩擦及び移流を考慮した非線形長波理論による。
- ・陸上の遡上部分においては、家屋等、障害物の効果は粗度係数で表現する。
- ・試算は差分法により数値的に行う。計算は、深海部の大きな(1,350m)メッシュ領域から、沿岸部に近づくにつれてより小さな(450m、150m、50m)メッシュ領域を設定して行う(遡上域は50mメッシュ)。
- ・陸地地形データは、国土地理院発行の50mメッシュ標高データ及び一級河川横断断面図を用いて作成する。
- ・海底地形データは、水路部発行の、沿岸の海の基本図(縮尺:1/10,000~1/50,000)及び海図(港泊図。縮尺1/3,000~1/15,000)を用いて作成する。
- ・試算結果と1854年安政東海地震の際の津波との比較を行うため、沿岸での津波の高さ及び遡上高を算出する範囲は駿河湾周辺とした。

3. 津波の試算のケース分け

想定震源域の断層運動による津波のケースを基本とし、これに加えて、想定震源域の途中から枝分かれ高角逆断層が派生するケース、破壊がトラフ軸まで及ぶケースについても計算を行った。各ケースの設定は以下の通りで、第7回での設定と同じである(図12参照)。

ケース1: 想定震源域による津波

3次元的に複雑な曲面構造を持つ想定震源域を、強震動予測での手法と同様に0.05°間隔に配置した多数の小断層で近似して計算を行う(これを断層Tとする)。これらの小断層の断層パラメータの変位量は一律とし、走向、傾斜及びすべり角は強震動試算と同じとした。

ケース2: 想定震源域に加え、東海断層系が破壊した場合の津波

想定震源域(断層T)の破壊の途中で、想定震源域内の東海断層系の高角逆断層が枝分かれ的に派生し、浅部まで破壊が及ぶ場合を試算する。高角逆断層は矩形断層Dで近似する。

ケース3: 想定震源域に加え、トラフ軸まで破壊した場合の津波

破壊が、想定震源域(断層T)のみでなく、トラフ軸まで破壊した場合の津波を試算する。想定震源域の外側(東~南東~南)で破壊するトラフ軸までの領域を、3枚の矩形断層A, B, Cで近似する。

4. 津波試算の結果

今回の試算結果における相田のK及び κ は以下の通りである。

(海岸水位)

	ケース 1	ケース 2	ケース 3
K	1.68	1.68	1.30
κ (分散)	1.20	1.20	1.27

(遡上高)

	ケース 1	ケース 2	ケース 3
K	1.52	1.52	1.16
κ (分散)	1.25	1.25	1.30

これらから、ケース 1 とケース 2 の津波の試算結果はほとんど同じで、駿河湾の津波には東海断層系による津波は影響しないこと、ケース 1 に比べ、ケース 3 の方が津波の試算値は大きな値を示すが、 κ は逆にケース 1 の方が小さく、全体的な分布パターンとしては、ケース 1 の方が実際に近いように思われることについては、前回の検討と同じである。

ケース 1 の遡上高が、実測値に比べ小さい原因として、以下の 2 つの可能性が考えられる。

- ① 遡上計算のパラメータ等の設定が適当でなく、遡上が実際よりも小さい。
- ② 断層のすべり量が、2.85m と小さく、全体として津波が小さくなっている。

今後、遡上計算のパラメータ等の調整及び、深さ 20km 付近の剛性率をもとに推定した断層のすべり量を、より浅い部分の剛性率をもとに推定する等の調整を行い、遡上高がより実際に近くなるよう調整する。

また、その結果を用いて、想定東海地震による津波の全体評価を行う。

※ 相田の K 及び κ は、津波再現計算の結果の信頼度を判定する際に通常使われるものであり、それぞれ、[実測値と計算値の比] の幾何平均及び幾何分散に相当する。K 及び κ の値が小さいほど試算値が実測値に近いことを表している。これらの定義は次の通り。

実測値を X_i 、計算値を Y_i とし、 $K_i \equiv X_i / Y_i$ 、 n を比較を行うデータの総数とすると、

$$\log K \equiv (1/n) \sum \log K_i$$

$$\log \kappa \equiv \left\{ (1/n) \sum (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right\}^{1/2}$$

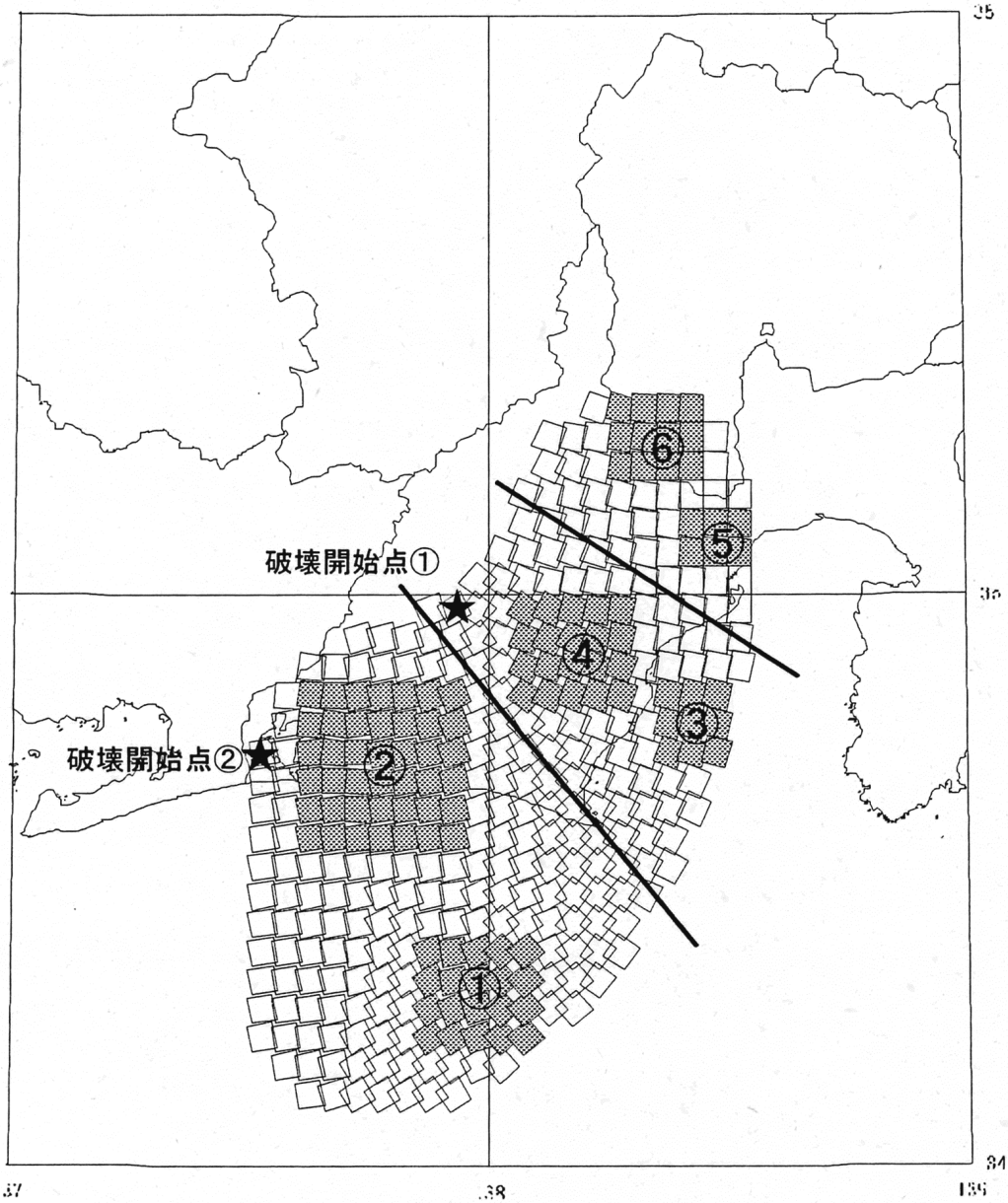


図1 震源域およびアスペリティの位置
ハッチの部分のアスペリティ。破壊開始点を★で示す

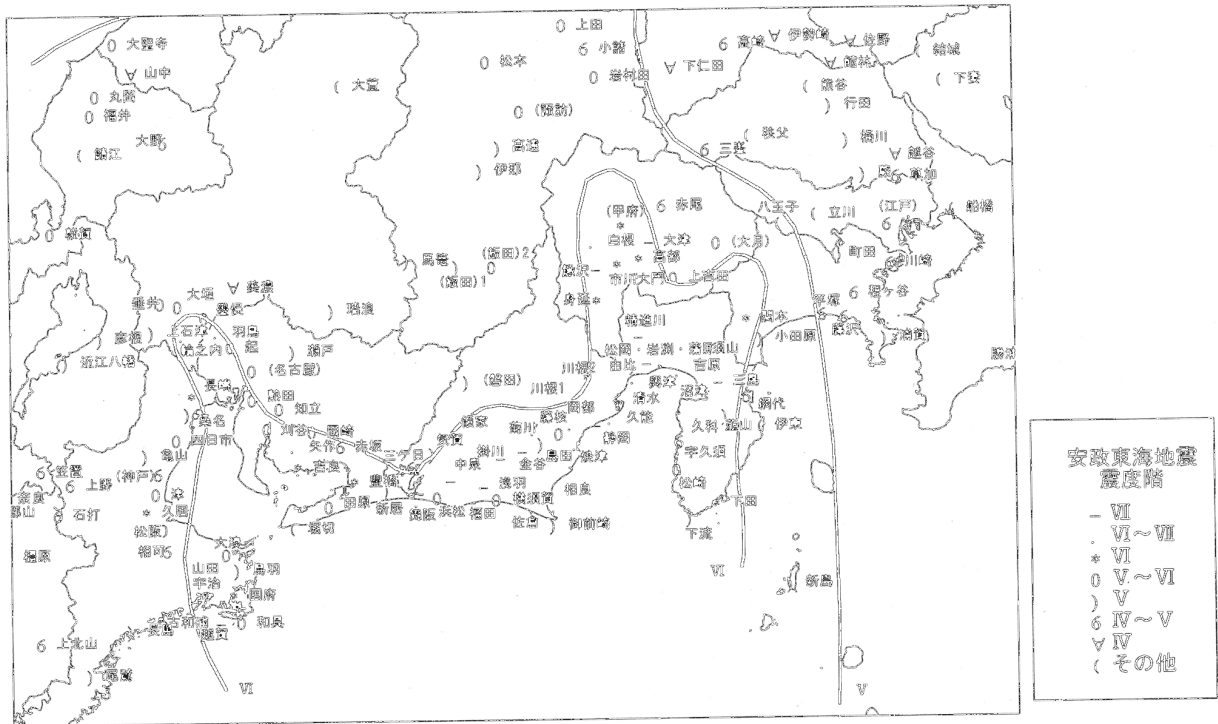


図2 1854年安政東海地震のときの震度階分布
(宇佐美龍夫「新編 日本被害地震総覧」による)

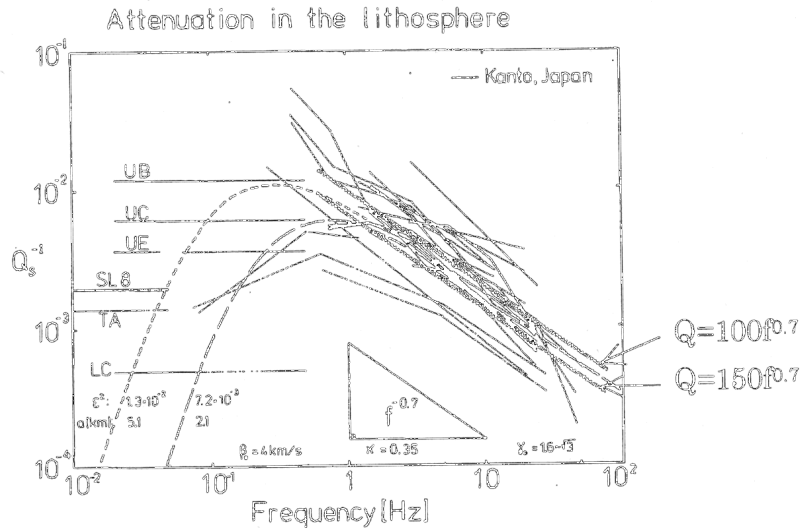


図3 テクトニクス的に活動度の高い地域における高周波数の Q_s^{-1} の重ね合せ、及び1 Hzより低周波数での Q_s^{-1} : SL8, $H < 45\text{km}$ (Anderson and Hart (1978)); TA, $H < 90\text{km}$ (Tsai and Aki (1969)); UB, the Basin and Range province の上部地殻 ($H < 18\text{km}$); UC, the Colorado plateau の上部地殻; UE, U.S. 東部の上部地殻; LC, U.S. の下部地殻 ($H > 18\text{km}$) (Cheng and Mitchell (1981)). 太線は関東地方における測定値。2つの破線は、ランダムな不均質弾性構造による散乱減衰の理論曲線 (走時のゆらぎを補正したボルン近似)。佐藤(1984)より

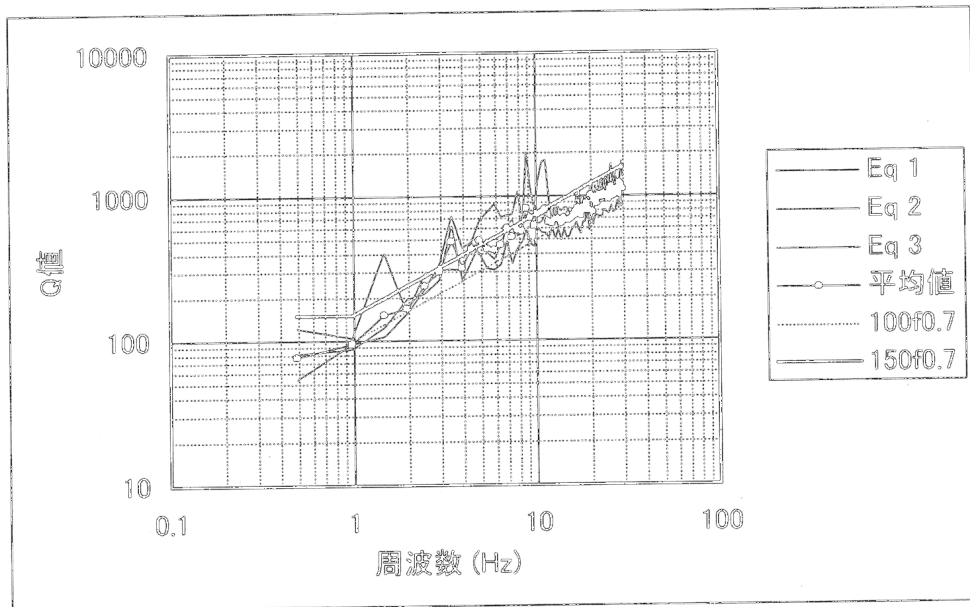


図4 想定東海地震近傍に発生した地震の解析結果 (振幅スペクトルの距離減衰から求められたQ値)

EQ 1 : 39.1N, 137.5E, 39km, M5.8
 EQ 2 : 35.0N, 138.1E, 28km, M5.2
 EQ 3 : 34.7N, 137.6E, 40km, M4.9

震源距離は150km以内、Q値は $100f^{0.7}$ と $150f^{0.7}$ (f は周波数) の範囲にある。
 震源スペクトルのコーナー周波数は1~2Hz、 f_{max} は10Hz程度。

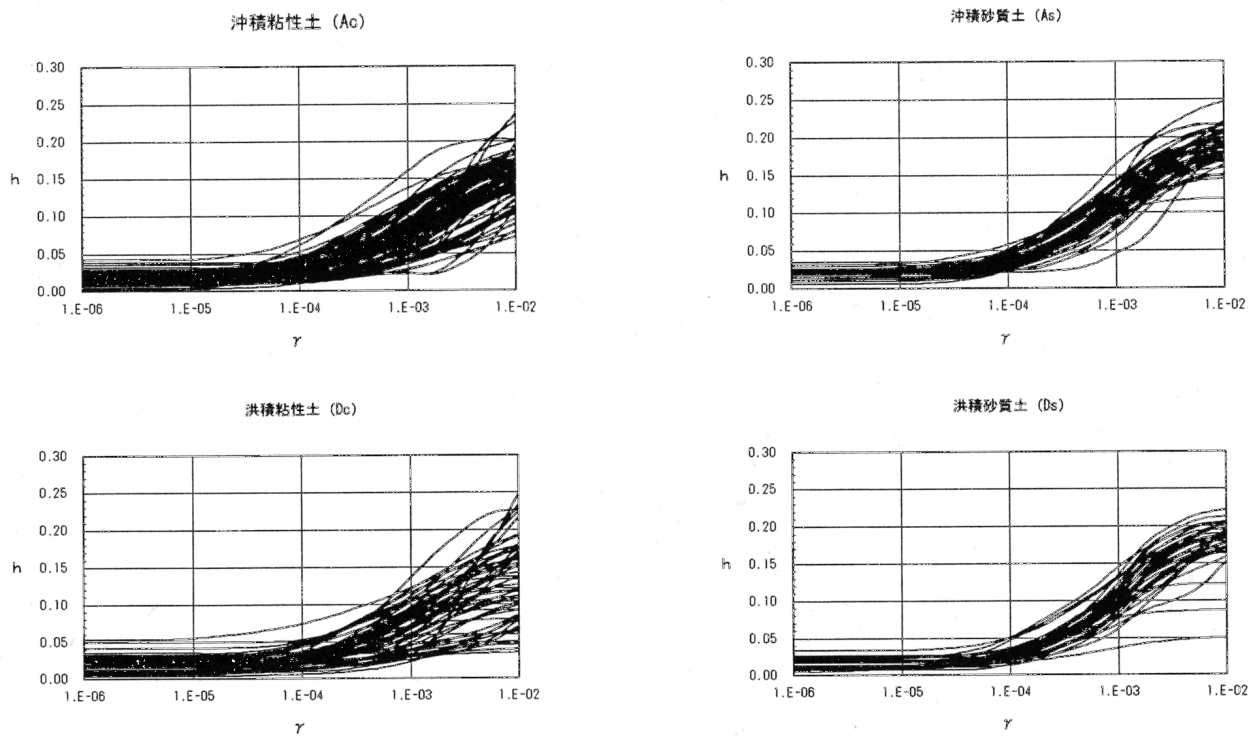


図5 収集した動的変形特性試験結果（減衰定数 h —せん断ひずみ γ ）

h		頻度			
データ範囲	中央値	Ac	Dc	As	Ds
0.00~0.01	0.005	13	11	8	8
0.01~0.02	0.015	51	30	29	17
0.02~0.03	0.025	27	11	10	6
0.03~0.04	0.035	3	4	3	1
0.04~0.05	0.045	1	2	0	0

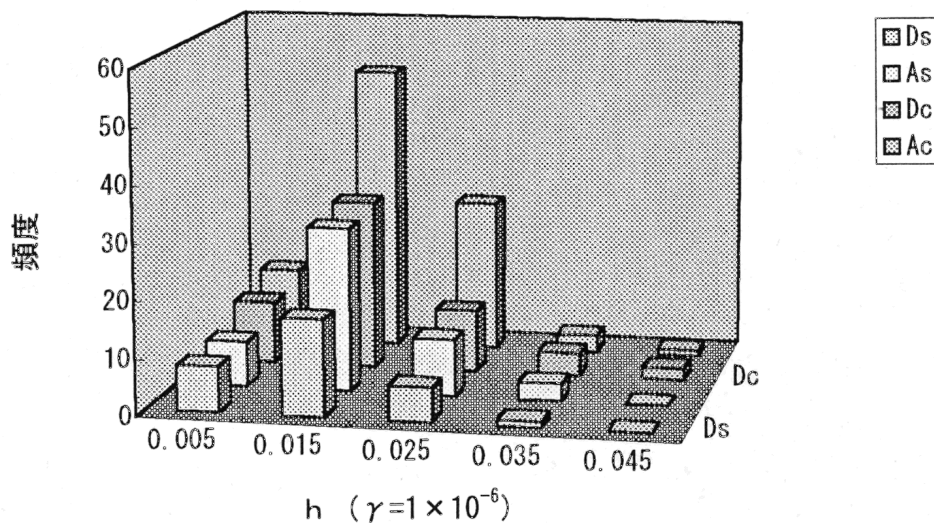


図6 せん断ひずみ $\gamma=10^{-6}$ 時の減衰定数 h の頻度分布図

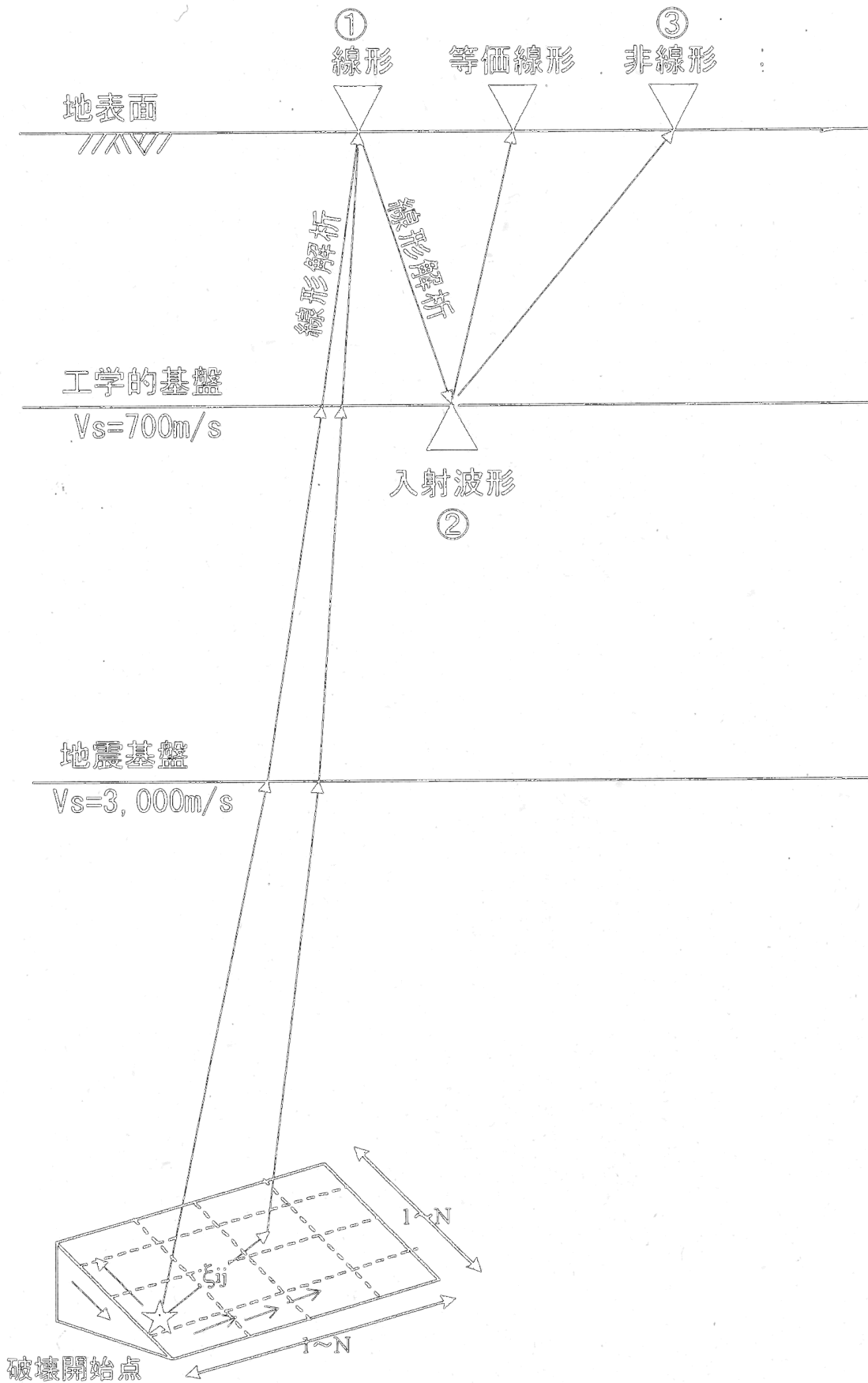


図7 非線形強震動の解析手順

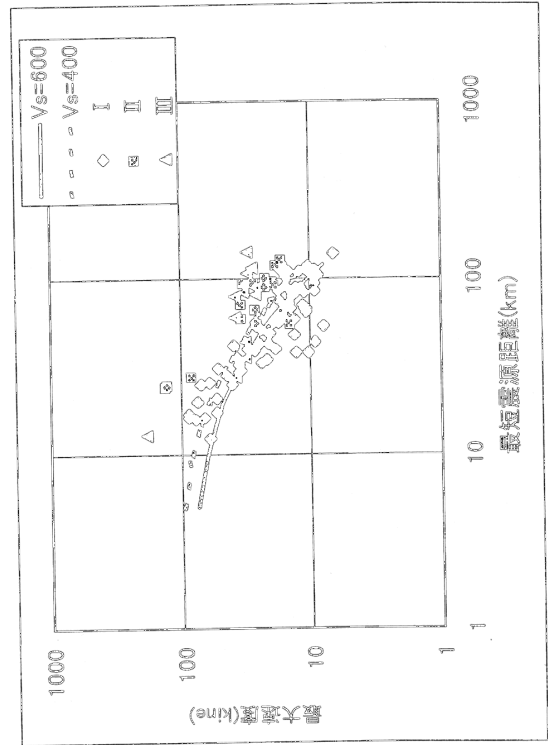
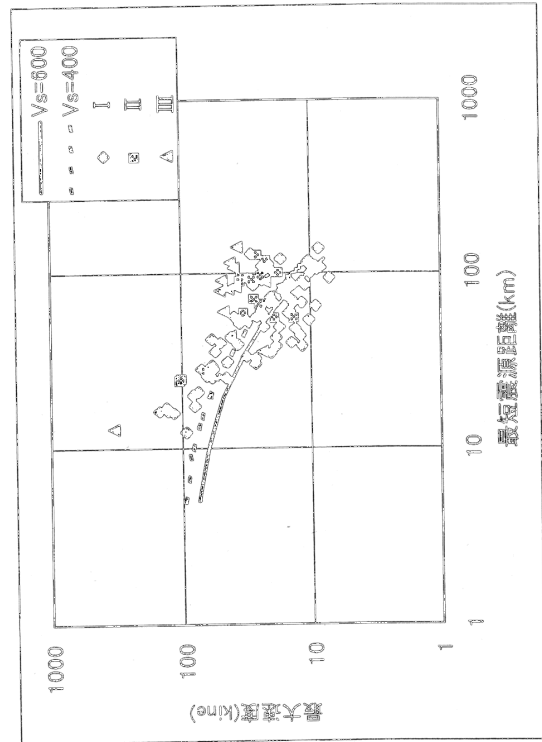
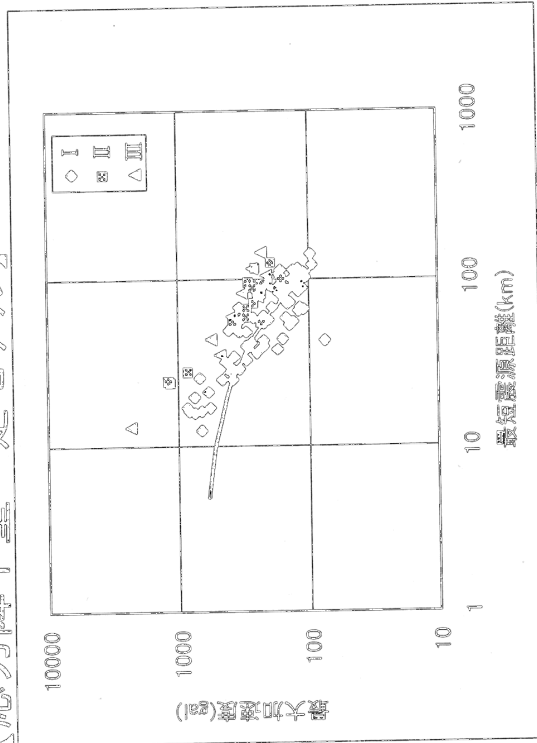
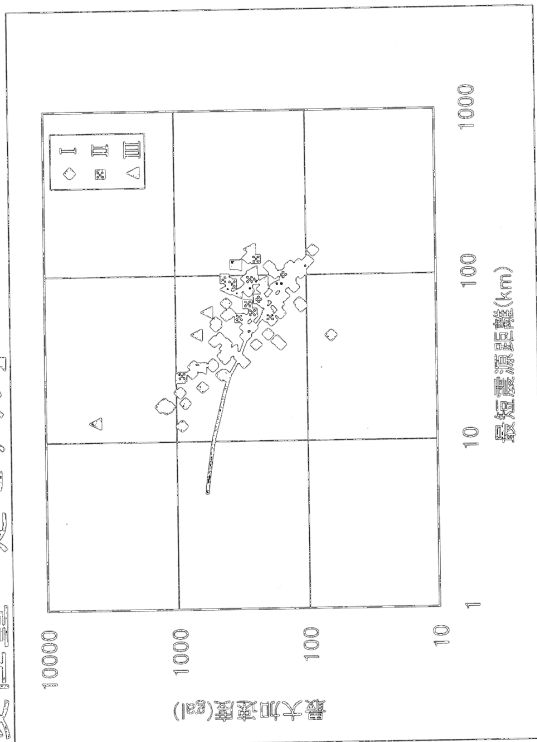
図8

線形 Q100

上段⇒加速度、下段⇒速度

【変位量一定モデル】

【応力降下量一定モデル】



線形 Q150 上段=加速度、下段=速度

図9

【変位置一定モデル】 【応力降下量一定モデル】

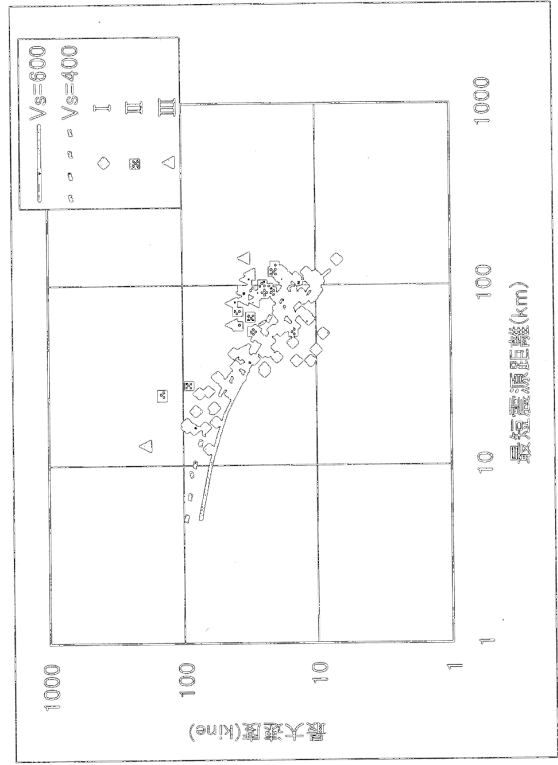
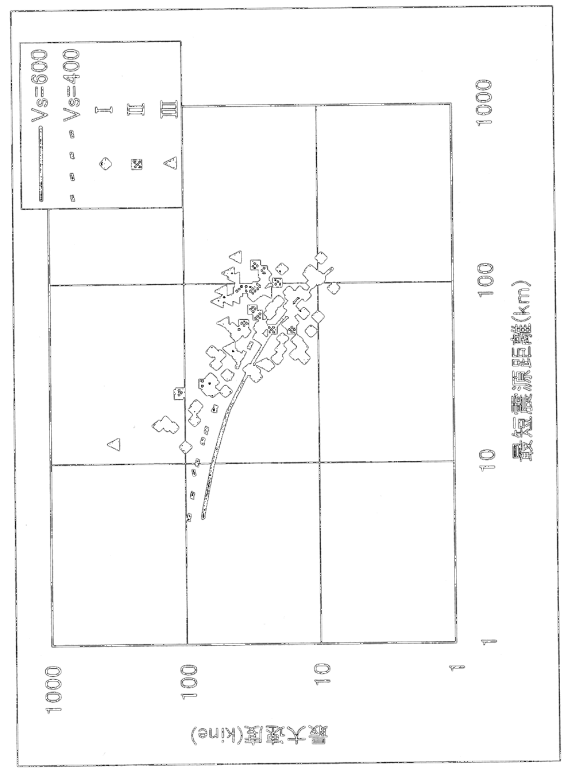
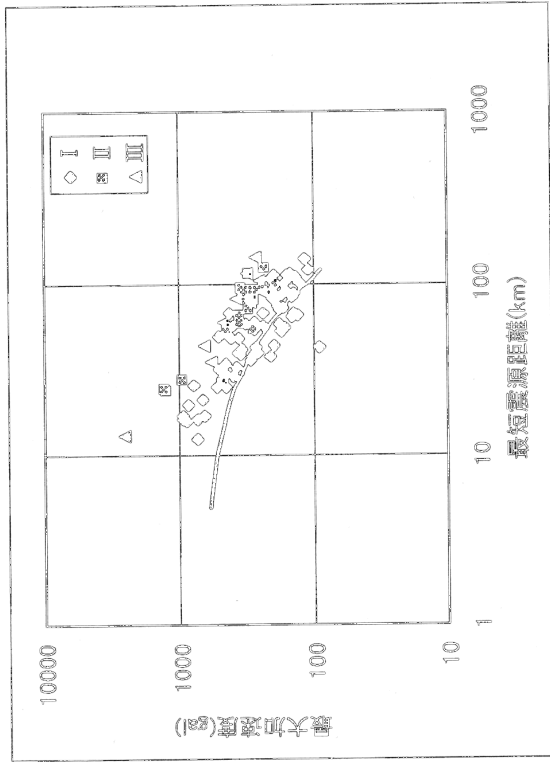
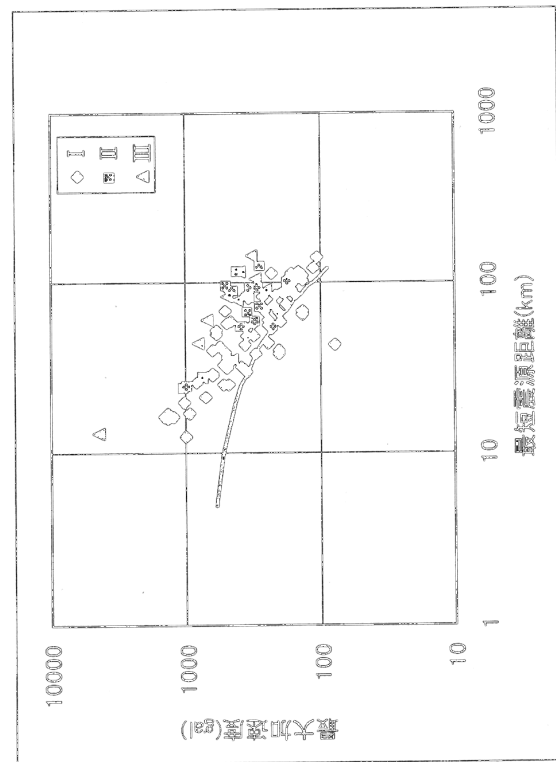
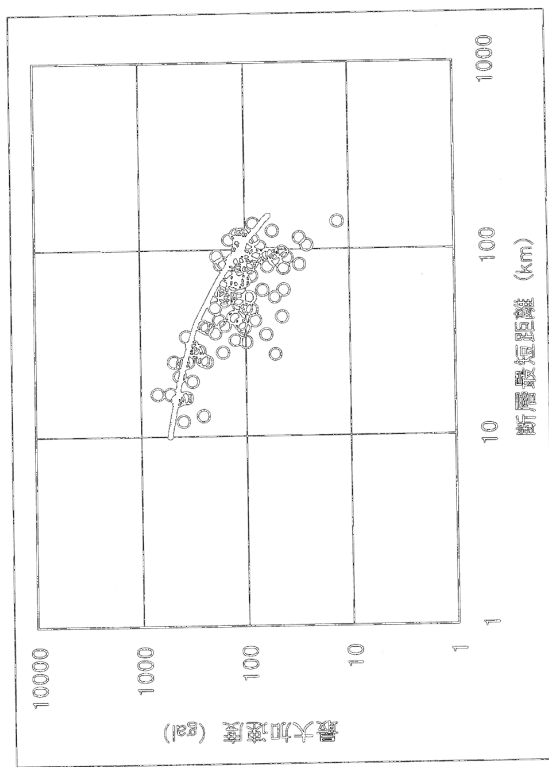
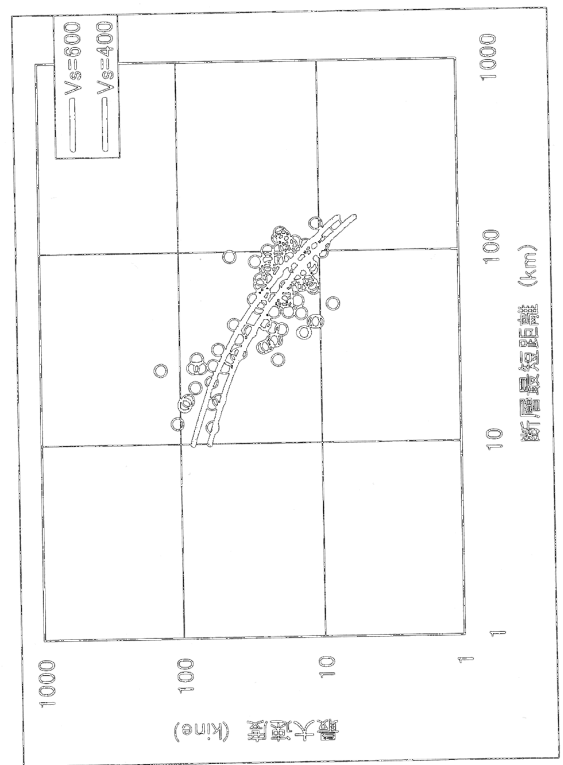


図10 【応力降下量一定モデル】非線形、Q100

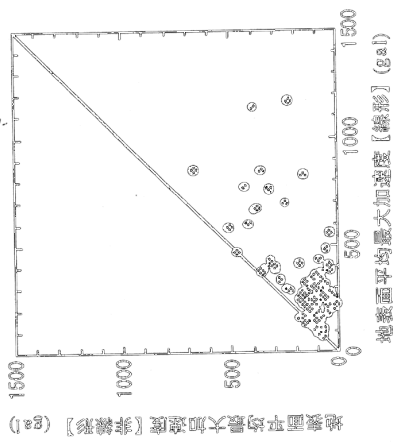


加速度

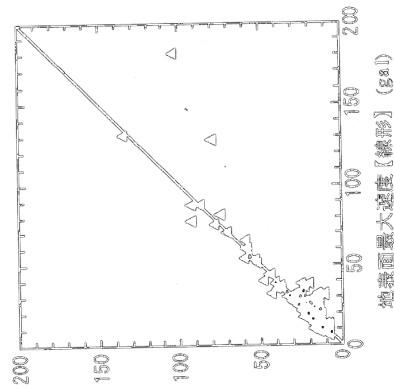


速度

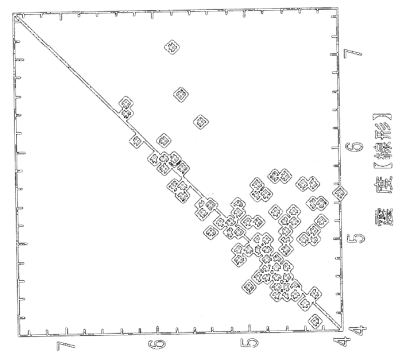
SQ100NLD-SQ100NLC



(一) 震度 [線形] 震度最大値平均値



(二) 震度 [線形] 震度最大値平均値

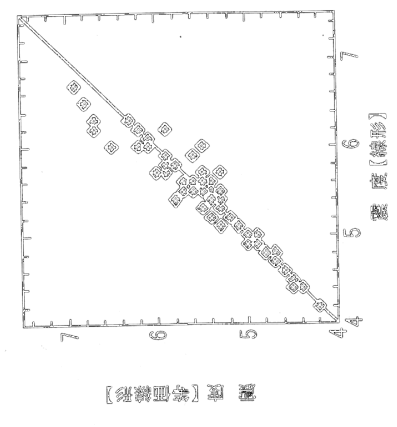
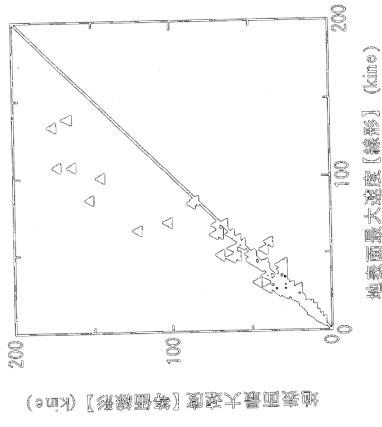
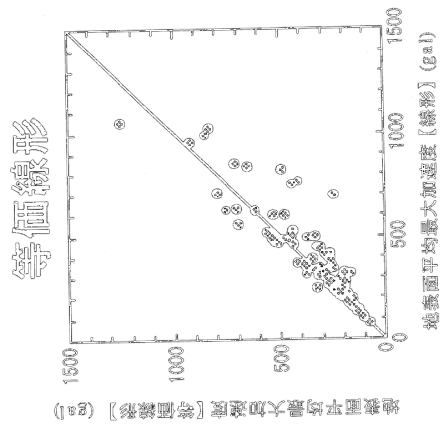


(三) 震度 [線形] 震度

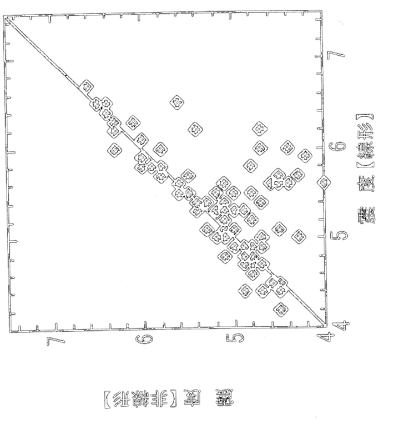
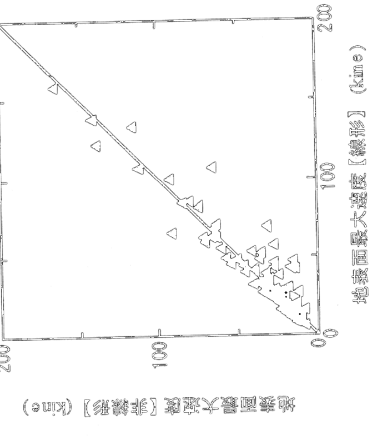
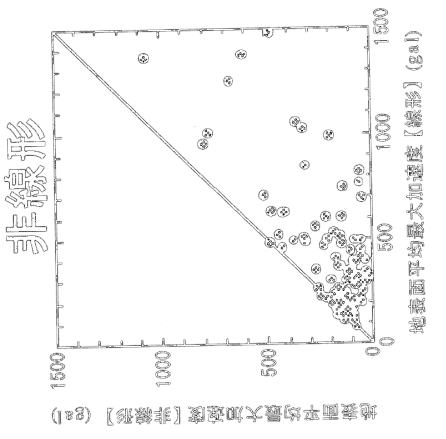
図11

【変位量一定モデル】
Q150

加速度



速度



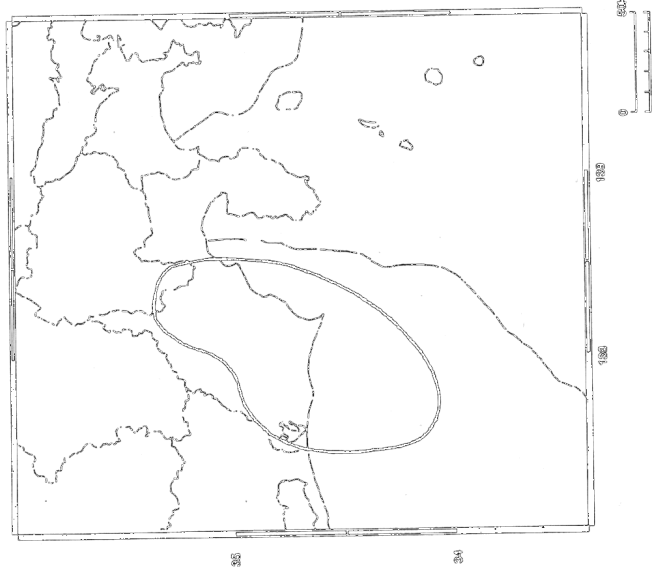
震度

DQ150ELC-DQ150NLC

図12

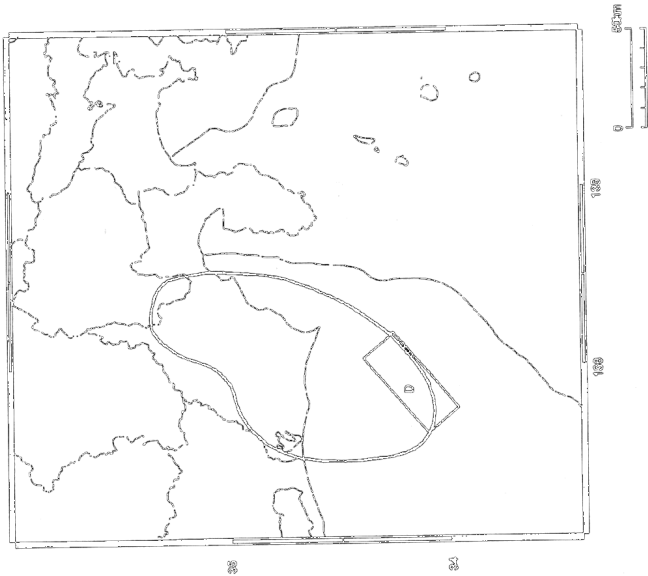
断層モデル

【ケース1】



想定震源域のみ

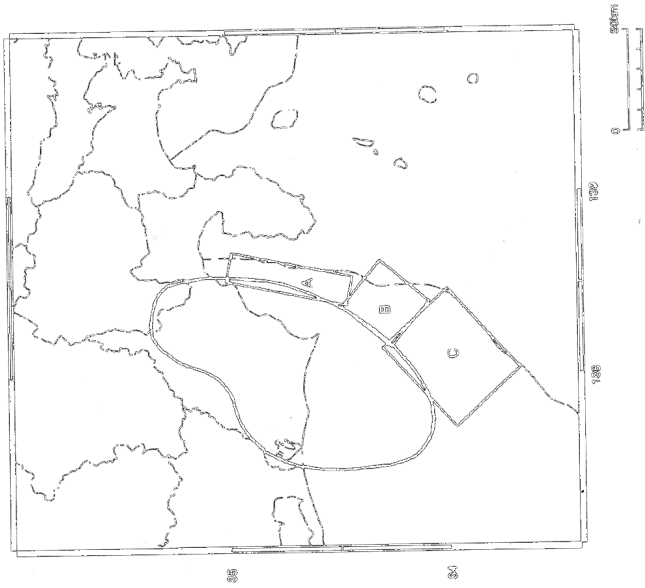
【ケース2】



想定震源域
十矩形断層D

断層名	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	長さ (km)	幅 (km)	すべり量 (m)
D	3	230	26	115	50	20	2.85

【ケース3】



想定震源域
十矩形断層ABC

断層名	深さ (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	長さ (km)	幅 (km)	すべり量 (m)
A	2	192	30	75	65	15	2.85
B	3	219	15	98	31	32	2.85
C	4	228	10	118	66	43	2.85