

統計的手法による模擬地震波の最大加速度と 断層の位置との関係について

土岐 憲三・佐藤 忠信
清野 純史・若林 治郎

ATTENUATION OF SIMULATED PEAK ACCELERATIONS TAKING INTO ACCOUNT FAULT EXTENT AND RUPTURE PROCESS

By *Kenzo TOKI, Tadanobu SATO, Junji KIYONO*
and *Jiro WAKABAYASHI*

Synopsis

The effect of strike, dip angle of a fault and a starting point of rupture on an attenuation of peak acceleration was investigated. Accelerograms used in this study were synthesized by superposing small events simulated statistically using the AR-MA process. The attenuation characteristic of peak accelerations obtained from these accelerograms were studied in order to investigate the relation between peak accelerations and positions of the fault to the observation points by making use of the Quantification Method. The peak acceleration at the region near the fault was much influenced by the difference of the starting point of rupture as well as the magnitude and the epicentral distance.

1. ま え が き

土木構造物の耐震設計は、それぞれの構造特性に応じた耐震安全性に関する設計基準や設計指針に基づいて行われるが、そこには過去の地震被害経験や研究の成果が反映されている。

地震応答解析は、こうした基本的な設計法にしたがって設計された構造物の安全性の照査・検討のために行なわれることが多い。このような解析には入力としての地動の加速度波形が不可欠である。この加速度波形に含まれる情報の量は多く、中でも特に重要なものとして、最大加速度、卓越振動数、継続時間、地震動のもつ非定常性などが挙げられる。これらが震源での発震機構、地震波の伝播経路、そして観測点下の地盤条件など多くの要因の影響を受けることは周知のとおりである。

特に地動の最大加速度については、過去の地震記録に対する回帰分析により数多くの回帰式が提案されている¹⁾。このような回帰分析に際して最大加速度は、マグニチュード M 、震央距離 d 、そして地盤条件という3つのパラメータで規定されることが多い。このうち、震源に関する特性については、震央距離が長くなると震源は点震源とみなせるため、マグニチュードという1つのパラメータだけでその性質を十分表現しうるが、震央距離が短くなり震源の広がりを無視しえなくなると、1つのパラメータだけでは震源の影響を十分に説明できない可能性がでてくる。すなわち、最大加速度が断層そのものの性質、たとえば断層の走向や傾斜角、破壊開始点の違いなどに強く影響されることが考えられる²⁾³⁾。

本研究では、まず、構造物の耐震設計や耐震解析を行う上での基本量となる加速度波形を統計的手法ならびに断層モデルを用いてシミュレートする。そして、特に断層の広がりを無視しえない断層近傍において、地動の最大加速度に影響を与える要因を数量化理論1類を用いて抽出する。

地震動の合成は、土岐・佐藤・江尻⁹⁾によって開発された手法を用いて行った。これは、まず自己回帰-移動平均(AR-MA)過程を規定するパラメータを数多くの実地震記録に対して求め、これをマグニチュードと震央距離に関して回帰分析し、統計的なシミュレーションモデルを作成する。そして、このモデルによりシミュレートされた波形を村松・入倉⁵⁾の方法における余震・前震にみだてて重ね合わせを行うことによって、マグニチュードの大きな地震動を合成する。この時、マグニチュード、震央距離、断層の破壊開始点、断層の傾斜角 (dip angle)、観測点の位置を変化させて多数のシミュレーションを行う。これを数量化理論を用いて解析し、とくに震央距離が短い所での地動の最大加速度に影響を及ぼす要因を抽出する。

2. AR-MA 過程を用いた予測モデルの作成

村松・入倉の方法によって小地震動から中、大規模地震動を合成する場合、断層面内の小区域で発生させる地震動が必要となる。本研究ではこれを AR-MA 過程を用いて実地震記録から統計的に作成した。こうして得られた波形は実地震記録を時間的、空間的に平均化したものであり、断層面上の一点から観測点までの情報を含んでいるものと考えることができる。以後、これを予測モデルと呼ぶ。

解析に用いた実地震記録には2種類のデータベースを使用している。1つは1933年から1971年までの38年

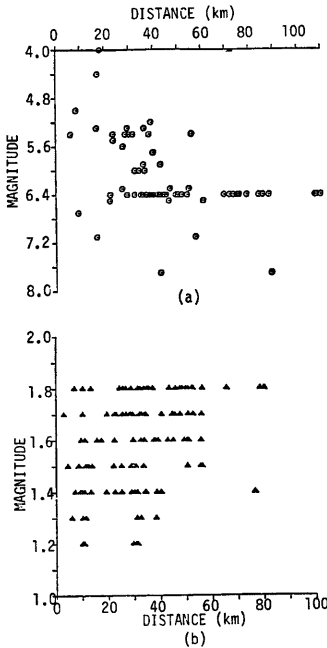


Fig.1 Relation of the magnitudes and the epicentral distances
(a) California in America (1933-1971)
(b) Kamigamo in Japan (1980.5-1981.12)

間にカリフォルニアおよびその周辺で発生した57個の地震から得られた加速度であり、116地点の沖積層地盤上で記録された水平成分のうち最大加速度の大きいものを用いている。Fig. 1 (a)にこれらのマグニチュードおよび震央距離の分布を示す。もう一方は、1980年5月から1981年12月までに近畿中北部で発生したマグニチュード1.2~1.8の微小地震約500個のうち上賀茂で観測された122個の変位記録である。これらの記録のマグニチュードと震央距離の分布を示したものが Fig. 1(b)である。以下、前者をデータベース1、後者をデータベース2とする。解析に用いるデータベースは本来同一のものが望ましいが、震央距離が数 km~数百 km までの地震記録データをすべて豊富に含んだものはほとんどない。したがって、その分布特性から震央距離が 30 km より長いところではデータベース1を、震央距離が 30 km より短い所ではデータベース2を用いることにした。

まず、Fig. 2に示すように観測された実地震記録を非定常なホワイトノイズが入力する線形フィルターからの出力と考える。これは、震源から観測点までの経路を線形フィルターとみなすことに相当する。このフィルターを AR-MA 過程で表現する。本研究ではフィルターを1自由度系と仮定するので、次式で表わされるような2次の AR-MA 過程となる。



Fig. 2 Nonstationary linear filter

$$y_t = -\alpha_1(t)y_{t-1} - \alpha_2(t)y_{t-2} + \varepsilon_t + \beta_1(t)\varepsilon_{t-1} + \beta_2(t)\varepsilon_{t-2} \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 $\alpha_i(t)$, $\beta_i(t)$ ($i=1, 2$) は時刻 t とともに変化する非定常なモデルパラメータである。このような非定常なパラメータを推定するのは容易ではない。ここでは、観測データ列に周期1秒の長方形ウィンドを乗じて求めたデータ列に定常時系列理論を適用してモデルパラメータを求め、これをウィンドの中央点時刻における非定常時系列の推定値として採用した⁴⁾。

AR-MA 過程のモデルパラメータを求めるためには、AR パラメータを推定しなければならないが、これは Burg⁵⁾法により求めている。AR-MA パラメータについては Gersch⁷⁾の2段階最小2乗法を用いている。(1)式における α_i ($i=1, 2$) は線形1自由度系の固有振動数 f と減衰定数 h によって次式のように表せる。

$$\lambda^2 + \alpha_1\lambda + \alpha_2 = 0 \dots\dots\dots(2)$$

$$\left. \begin{matrix} \lambda \\ \lambda^* \end{matrix} \right\} = \exp(-2\pi f h T_s \pm i 2\pi f T_s \sqrt{1-h^2})$$

ここに λ, λ^* は共役複素数, T_s はデータサンプリング間隔を表している。したがって、以後 α_i を固有振動数 f と減衰定数 h によって表現する。

上述の手順により実地震記録を解析して各パラメータの非定常特性を調べ、それを簡単な関数形で表現したものが Table 1 である。表中の $\sigma(t)$ は入力強度であり、最大値を σ_{max} , その出現時刻を t_p で表わしている。継続時間 T については各地震記録に対して同一の標準で定めた。

Table 1 Modeling of nonstationarity

$\sigma(t) = \sigma_{max}(t/t_p) \exp(1-t/t_p)$
$f(t) = f_A \exp(-f_B t)$
$h(t) = h_A \exp(h_B t)$
$\beta_1(t) = \beta_1, \beta_2(t) = \beta_2$

次に、各パラメータの震央距離ならびにマグニチュードに関する回帰分析を行うために次式のような回帰式を設定した。

(1)データベース 1

σ_{max}, f_A, h_A については

$$\log P = B_1 + B_2 M + B_3 \log(d+c) \dots\dots\dots(3)$$

その他については

$$P = B_1 + B_2 M + B_3 \log(d+c)$$

ここで P は任意のパラメータを、また B_1, B_2, B_3 は回帰係数を表している。 C は震源の空間的拡がりからデータに及ぼす影響を調整するために与えられたものであり、ここでは $C=40$ としている。

(2)データベース 2

このデータベースが対象としている震源の広がり半径は半径数百メートルであるので、震源は点震源と考えられる。したがって距離に関しては補正項を加えず、また震央距離 d のかわりに震源距離 R を採用した。

Table 2 Regression coefficients (DATABASE 1)

	B_1	B_2	B_3	σ_p
$\log \sigma_{max}$	2.5454	0.3870	2.1422	0.3516
t_p	-21.2477	1.0849	9.9054	2.6788
$\log f_A$	0.8590	0.0976	0.4007	0.147
f_B	0.0495	0.0046	0.0253	0.0299
$\log h_A$	-0.8191	0.0532	-0.0631	0.2170
h_B	0.0665	0.0042	0.0355	0.0503
β_1	-0.1617	0.2004	0.2814	0.2794
β_2	-0.0595	0.0395	0.0202	0.1093
T	-65.1381	2.1087	41.0481	12.2636

Table 3 Regression coefficients (DATABASE 2)

	B_1	B_2	B_3	σ_p
$\log \sigma_{max}$	-4.91	0.659	-1.48	0.288
t_p	-6.58	-0.408	7.85	1.65
$\log f_A$	0.366	0.0895	0.0301	0.0202
f_B	0.0632	0.0193	-0.0396	0.0077
$\log h_A$	0.234	-0.137	-0.132	0.0453
h_B	0.0448	0.0126	-0.0203	0.004
β_1	0.0442	0.266	0.009	0.0493
β_2	-0.189	0.283	-0.149	0.0483
T	10.4	-11.0	27.0	5.25

σ_{max} , f_A , h_A については

$$\log P = B_1 + B_2 M + B_3 \log R \dots \dots \dots (4)$$

その他については

$$P = B_1 + B_2 M + B_3 \log R$$

ただし、データベース 2 については微小地震の震源深さがほぼ 10 km 近傍に集中している⁹⁾ことから震源深さを 10 km と仮定し、震源距離を算出した。これらの式による回帰分析の結果を示したのが Table 2, Table 3 である。

3. 予測モデルを用いた近距離地震波形のシミュレーション

前章で作成した予測モデルは、時系列パラメータをマグニチュード M と震央距離 d あるいは震源距離 R で回帰分析して求めたものである。したがって、震源は点震源として捉えられている。一般に震央距離が数百 km にも及ぶ場合には震源は点震源とみなしてよいが、震央距離が短くなるにつれて断層の広がりを無視することができなくなる。そこで、ある有限な広がりを持つ断層を想定して地震動のシミュレーションを行なわなければならない。

ここでは予測モデルによって波形が与えられるので、これを断層の破壊過程を考えた時間遅れをもとにして多数重ね合わせるにより、震源の広がりを考慮した地震動をシミュレートすることができる。なお、予測モデルによって発生させた波形は、過去に発生した地震動の震源特性や伝播経路の影響を時間的・空間的に平均化したものであるので、当該地点が予測モデルを作成した母集団の中に入っておれば、重ね合わせに使用する波形としてはかなり合理的なものであることがわかる。

3.1 震源パラメータの相似則

(1) データベース 1 における相似則

Kanamori & Anderson⁹⁾によれば、震源パラメータの経験的相似則として断層長さ L 、断層幅 W 、くい違い量 D の間には次の関係が成立する。

$$\begin{aligned} W &= C_1 L \dots \dots \dots (5) \\ D &= C_2 L \dots \dots \dots \end{aligned}$$

ただし、 C_1 , C_2 は定数である。また、サイスミックモーメント M_0 は、ダブルカップルと断層運動の等価性から次式で表わされる。

$$M_0 = \mu D W L = \mu C_1 C_2 L^3 \dots \dots \dots (6)$$

ここに μ はせん断弾性係数である。したがって、 M_0 は断層長さ L の 3 乗に比例する。

いま、求めようとする大地震動の諸元を表すのに添字 L 、重ね合わせに用いる小地震の諸元を表すのに添字 S を用いる。すなわち、 M_{0s} , D_s , W_s , L_s は予測モデルにより定まる値であり、 M_{0L} , D_L , W_L , L_L はシミュレートしようとする波形により定まる値とすれば、式(5), (6)より次式が成立する。

$$n = \frac{L_L}{L_s} = \sqrt[3]{\frac{M_{0L}}{M_{0s}}} \dots \dots \dots (7)$$

結局、式(7)から震源パラメータの間には次の関係式が成り立つ。

$$\begin{aligned} L_L &= n L_s \\ W_L &= n W_s \dots \dots \dots (8) \\ D_L &= n D_s \end{aligned}$$

また、破壊速度 V_R が一定と仮定すると、ライズタイム τ については次式が成立する。

$$\tau_L = n \tau_s \dots \dots \dots (9)$$

したがって、小地震波形から大地震波形を合成するには大地震の断層面を n^2 個に分割し、各要素で n 個の小地震をライズタイムの相似則を満足するように発生させればよい。

地震のマグニチュードから地震モーメント M_{oL} , M_{oS} の値を決定するためには Geller¹⁰⁾によって与えられた M_S との関係式を用いた。

(2)データベース 2 による相似則⁹⁾

大地震の応力降下量と微小地震の応力降下量が数百倍違うため、微小地震記録から統計的に求めた予測モデルを、大地震合成のための小地震波形としてそのまま適用することはできない。そこで、ここでは応力降下量が同一であるという仮定のもとに相似則を再構成するが、このためには(1)で記述した相似則に補正を加えねばならない。以下にその方法を述べる。

応力降下量 $\Delta\sigma$ については、重ね合せに用いる小地震と大地震の間に次式の関係が成り立つものとする。

$$\Delta\sigma_L = \Delta\sigma_S$$

ここで、微小地震の応力降下量との相違をくい違い量 D の相違に帰着させる。これを次式のように表現する。

$$\begin{aligned} D_S &= mD_S^* \\ M_{oS} &= mM_{oS}^* \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(10)$$

ここに、* の付いた変量は微小地震のそれであり、 m は次式で表される。

$$m = \frac{\Delta\sigma_S}{\Delta\sigma_S^*} = \frac{\Delta\sigma_L}{\Delta\sigma_S^*} \quad \dots\dots\dots(11)$$

その他のパラメータについては

$$\begin{aligned} L_S &= L_S^* \\ W_S &= W_S^* \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(12)$$

と仮定すると、式(8)を式(10)、(12)に代入することにより次式のような関係式が得られる。

$$\begin{aligned} M_{oL} &= n^2 M_{oS} = mn^2 M_{oS}^* \\ L_L &= nL_S = nL_S^* \\ W_L &= nW_S = nW_S^* \\ D_L &= nD_S = nmD_S^* \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(13)$$

上式より次式が成り立つ。

$$n = \sqrt[3]{\frac{1}{m} \left(\frac{M_{oL}}{M_{oS}^*} \right)} \quad \dots\dots\dots(14)$$

本解析では、大地震の応力降下量 $\Delta\sigma_L (= \Delta\sigma_S)$ としては 30bar, $\Delta\sigma_S^*$ としては微小地震の応力降下量の平均値 0.103bar を用いた。したがって、 $m=291$ となる。また、地震モーメント M_{oS}^* とマグニチュード M_S との関係については次式で示される関係式を用いた。

$$\log M_{oS}^* = 16.0 + 1.5M_S \quad \dots\dots\dots(15)$$

3.2 震源パラメータと大地震波形の合成法

Fig. 3 において、小断層 (l, m) ($1 \leq l \leq n, 1 \leq m \leq n$) 内の破壊開始点を $Ae(l, m)$ とする。また、最初に破壊を開始する小断層 (l_1, m_1) 内の破壊開始点 $Ae(l_1, m_1)$ と $Ae(l, m)$ 間の距離を ζ_{lm} 、座標原点 O から観測点 Q までの距離を震央距離 R_o , $Ae(l, m)$ から Q までの距離を R_{lm} , $Ae(l_1, m_1)$ から Q までの距離を R^* とする。さて、小断層 (l, m) で発生する地震波の Q 点での時刻 t における記録と他の小断層 (l, m) で発生する地震波の記録とはは断層面が大きく震央距離が近い場合、破壊の進行方向や波の伝播経路の違いによって位相のずれが生ずる。したがって、これを考慮して重ね合せを行なう。

重ね合せの時間遅れはライズタイムによる時間遅れ τ_s 、破壊が小断層内の破壊開始点から次の小

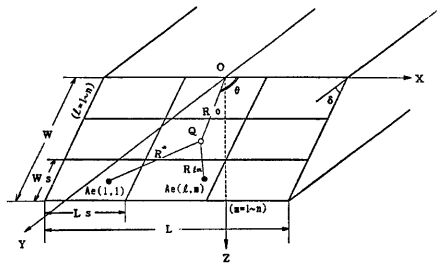


Fig. 3 Fault model

断層内の破壊開始点まで伝播するのに費す時間による遅れ ζ_{lm}/V_R , そして各小断層から観測点までの伝播距離の相違による時間遅れ $(R_{lm}-R^*)/V_S$ の和で表現される。

$$\tau_{alm} = (k-1)\tau_S + \frac{\zeta_{lm}}{V_R} + \frac{R_{lm}-R^*}{V_S} \dots\dots\dots(16)$$

したがって、大地震の時刻 t における観測点 Q での記録を $U_L(Q, t)$ とし、小地震のそれを $U_S(Q, t)$ とする次式の関係を得る。

$$U_L(Q, t) = \sum_{l=1}^n \sum_{m=1}^m \sum_{a=1}^a U_S(Q, t-\tau_{alm}) \dots\dots\dots(17)$$

本解析では、重ね合せの時間差の周期性をなくすために、破壊開始点の決定に際しては小断層内で2次元の正規乱数を発生させ、またライズタイムに与える不規則性としては、 τ_S の時間間隔の中でランダムに小地震が発生すると考えてモデル化を行なった。これにより、小断層内に設けられている破壊の代表点 $Ae(l, m)$ の空間的な周期性を消去することが可能となり、小断層分割に基づいて模擬地震波中に特定の周期成分が卓越するという問題点を克服した。

以上の手順を経て得られたシミュレーション波形の例を示したのが Fig. 4 である。

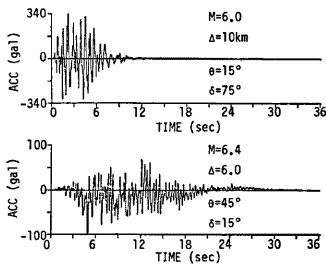


Fig. 4 Example of simulated waveforms

4. 数量化理論I類による解析

ここでは、前章で作成したシミュレーション波形の最大加速度に着目し、震央距離が比較的短い所での最大加速度に影響を与える要因を、数量化理論を用いて抽出した。そして、マグニチュード、震央距離、観測点の地盤条件のみで表現されていた最大加速度に対する従来のアテニュエーション則が、断層近傍の地域でも有効なものかどうかについて考察を加える。

4.1 数量化理論の概要¹¹⁾

いま n 個の目的変数を y_i とし、 y_i の実現に影響したと思われる R 個のアイテムを選び出す。さらにそれぞれのアイテムを数個のカテゴリーに分ける。こうすると目的変数 y_i のそれぞれは、アイテム内のいずれか1つのカテゴリーに対応した特性を有するものとなる。

目的変数の番号を i 、アイテムの番号を j 、各アイテム内のカテゴリーの番号を k とし、次のようなダミー変数 δ_{ijk} を考える。

$$\delta_{ijk} = \begin{cases} 1 \dots\dots \text{サンプル } i \text{ がアイテム } j \text{ のカテゴリー } k \text{ に反応する時} \\ 0 \dots\dots \text{その他のとき} \end{cases} \dots\dots\dots(18)$$

また、アイテム j 内のカテゴリー k の数量を a_{jk} とし、次式で表される量を考える。

$$Y_i = \sum_{j=1}^R \sum_{k=1}^{C_j} a_{jk} \delta_{ijk} \dots\dots\dots(19)$$

ここに、 C_j は j 番目のアイテムのカテゴリー数である。ただし、各アイテムでは唯一つのカテゴリーに反応するという条件

$$\sum_{k=1}^{C_j} \delta_{ijk} = 1 \quad (i=1, 2, \dots, n; j=1, 2, \dots, R) \dots\dots\dots(20)$$

がある。数量化理論I類では、 n 個の目的変数 y_i が n 個の予測値 Y_i と最もよく一致するように数量 a_{jk} を定める。このような a_{jk} を定めるために目的変数と予測値の差の2乗和

$$Q \equiv \sum_{i=1}^n (y_i - Y_i)^2 \dots\dots\dots(21)$$

が最小になるという条件を用いる。式(21)が最小となるような数量 a_{jk} が求めれば、この a_{jk} を式(19)に代入す

ると予測値が求まることになる。さらに、各アイテムに対して次式で表される量 B を求める。

$$B = \max_k a_{jk} - \min_k a_{jk} \quad \dots\dots\dots (2)$$

この値が j 番目のアイテムのレンジであり、目的変数 y_j に各アイテムが及ぼす影響の大きさを表す尺度となる。本研究では、このレンジと偏相関係数を各アイテムの影響の程度を評価する指標として採用する。

4.2 アイテムとカテゴリーの設定

断層および断層運動を記述する量としては、一般に断層面の長さ L 、幅 W 、走向 ϕ 、傾斜角 δ などの幾何学的な量と、くい違い量 D 、ライズタイム τ 、破壊速度 V_R 、破壊の進行方向といった物理的な量が考えられる。本研究では、ここにマグニチュード、震央距離、地盤条件、radiation pattern を含めた 12 のパラメータを選択の対象とし、以下のように取捨選択を行なった。

まず、マグニチュード M は表面波マグニチュード M_S を採用し、また、震央距離は断層面のの上辺の中点と観測点との距離としてアイテムにとり入れる。断層の走向 ϕ 自体は対象とせず、断層の走向と観測点とのなす角を θ として断層の傾斜角 δ とともにアイテムとして採用する。また、破壊の進行方向は、破壊開始点を小断層内で 2 次元正規乱数に従って配置し、その点から同心円状に破壊が進行していくという仮定によって置き換え、これもアイテムとして取り入れる。次に、断層面の長さ L 、幅 W 、くい違い量 D であるが、これはシミュレーションを行う際に導いた小断層の重ね合せ個数から前章で述べた相似則を用いて決定されるため、マグニチュードに從属しているものとしてアイテムには取り入れなかった。

ライズタイム τ については、一般に断層の長さ L 、幅 W 、くい違い量 D が一定であってもライズタイムが変化すると地震波の周期成分も変化するためマグニチュード M_S との相関性が強い。また、破壊速度 V_R そのものはそれ程大きく変化しないということも考慮して、破壊速度、ライズタイムはアイテムに取り入れずに一定値を与えた。

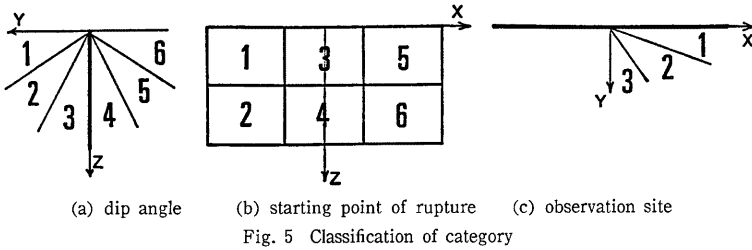
今回使用したデータベース 1 は沖積地盤で観測されたもの、データベース 2 は上賀茂という特定地点で観測されたものである。したがって発生させたシミュレーション波形は上述した地盤条件と同じ条件内で適用されるべきである。解析に地盤条件を取り入れる場合には、別種地盤条件での数多くの同様なデータが必要であり、本解析では試みていない。

以下に述べるような理由によって radiation pattern もアイテムとしては考慮しなかった。すなわち、3 章で波形をシミュレートする場合、断層面の各エレメントで発生させる小地震の震源は点震源とみなしている。したがって、断層内の各エレメントでの発震機構はダブルカップルという力の組み合わせで表現できることになる。このダブルカップルのモーメントが震源に働くときの遠方での振幅分布は P 波、 SH 波 SV 波ごとに方位によって異なる。断層を面として捉える場合、観測点では各エレメントからの振幅分布が異なるので、実際はそれらのパターンをすべて考慮に入れて重ね合せを行わなければならない。しかし、実地震波から P 波、 S 波を分離し、それぞれ異なった振幅分布を与えて重ね合せを行なうことは事実上困難なことから本解析ではこれを考慮に入れなかった。

以上のことから、数量化理論のアイテムとして選択したパラメータは、マグニチュード M_S 、震央距離 δ 、

Table 4 Multiple correlation and coefficient of determination for each combination of items

CASE	Magnitude	Distance	Starting point of rupture	Dip angle	Observation site	Multiple corr. coeff.	Coeff. of determination
1	○	○				92.5	0.85
2	○	○	○			94.5	0.89
3	○	○	○	○		94.7	0.90
4	○	○	○	○	○	95.4	0.91



観測点の位置 θ , 破壊開始点の5つである。さらに、この5つのパラメータの組み合わせを変えて、重相関係数と寄与率から予測値の精度の検討を行った。その結果が Table 4 に示されており、これによれば5つのアイテムを全て使用したものが一番よい結果を示していることがわかる。

カテゴリーの分類については、マグニチュードは $M = 5.5, 6.0, 6.4, 7.0$ の4つに、また、震央距離に関してはその分布特性からデータベース1では30~50 km, 50~70 km, 70~90 km, データベース2では10km, 20km, 30km の3つに分類した。断層の傾斜角, 破壊開始点, 観測点の位置については Fig. 5 に示すようなカテゴリー分けをした。特に観測点の位置については、カテゴリー分類の重複を避けるため必要十分な角度として90°の範囲を選び、これを30°づつ3分割した。

4.3 数量化理論I類適用の結果

上述の手順を経て得られた結果を表にしたものが、Table 5, Table 6 である。Table 5はデータベース1をもとにして作成したもの、Table 6はデータベース2をもとにして作成したものである。

Table 5を見ると、重相関係数は95.4%と非常に高く、目的変数とアイテムの組との相関が高いことを示している。レンジに着目してみると、マグニチュードと震央距離の次に破壊開始点がかかなり大きな値を示しており、最大加速度への影響を無視することはできない。これに比べて、断層の傾斜角, 観測点の位置の示す値は相対的に小さく、したがって最大加速度への影響は他の3つより小さいと言える。Table 6 の場合には破壊開始点の影響がさらに強く出ており、震央距離の値との間にはほとんど差がない。偏相関係数に着目しても、最大加速度と破壊開始点との相関が最大加速度とマグニチュード, 最大加速度と震央距離の相関に次いで大きいことがわかる。

次にアイテムのカテゴリーの数量を比べてみると、マグニチュードが大きくなるにつれて数量は

Table 5 Results from Quantification Method (DATABASE 1)

	Category	Number of data	Category value	Range	Partial corr. coeff.
Magnitude M_s	5.5	43	-0.88	242.2	0.935
	6.0	45	33.37		
	6.4	29	80.76		
	7.0	33	241.34		
Distance (km)	30~50	50	61.43	61.4	0.586
	50~70	57	22.76		
	70~90	43	0.00		
Dip angle	1	25	2.02	17.8	0.158
	2	26	0.28		
	3	26	4.11		
	4	35	-2.71		
	5	21	-13.65		
	6	17	0.00		
Observation site	1	52	4.05	4.0	0.051
	2	54	0.82		
	3	44	0.00		
Starting point of rupture	1	27	24.07	49.8	0.437
	2	25	44.64		
	3	17	18.49		
	4	32	26.21		
	5	24	-5.16		
	6	25	0.00		

Multiple corr. coeff. : 94.2%
Coff. of determination : 0.887

大きくなり、震央距離が長くなるにつれて数量は小さくなる。破壊開始点について見ると、カテゴリ番号の小さい方の数量が大きくなっている。これは観測点の位置する側から見て反対側、すなわち破壊が観測点に対して遠い所で始まり、徐々に観測点のある方へ進行する場合に最大加速度が大きくなることを意味し、一種のドップラー効果的な現象が現れているものと推測される。これに比べて、断層の傾斜角、観測点の位置のカテゴリ一値には明確な傾向がみられない。

4.4 破壊開始点の影響

これまではアイテムとして5つのパラメータを導入したが、破壊開始点の影響を無視しえないという結果が得られたので、以下のような検討を行った。まず、観測点の位置によって最大加速度に及ぼす破壊開始点の影響がどのように変わるかを調べ、次に震央距離を徐々に大きくしていった場合に破壊開始点の影響はどのように変化するかを調べた。

観測点を断層の走向方向から 0° 、 45° 、 90° の3方向に固定して、残るマグニチュード、震央距離、断層の傾斜角、破壊開始点の4つを様々に組み合わせデータを作成し、数量化理論1類による解析を行った。Table 7 はデータベース2における結果を示したものである。CASE 1、CASE 2、CASE 3 はそれぞれ観測点の方位 0° 、 45° 、 90° に対応している。これより、破壊開始のレンジが観測点の位置によって大きく変わっていることがわかる。特に CASE 1 における破壊開始点のレンジが震央距離よりも大きいことは注目すべきことである。次に破壊開始点のカテゴリ一別の数量に着目すると、CASE 1 においてはカテゴリ番号の1、2、3、4の数量が5、6に比べてかなり大きいのに対し、CASE 3 では3、4のどちらかに最大値をもっている。これより、断層の走向方向に位置する地点では、Fig. 3 の Z-Y 平面をはさんで観測点と反対側から破壊が起こる場合に最大加速度への寄与が大きく、断層面に対して直角方向に位置する地点では断層面中央付近から破壊が起こる場合に最も最大加速度への寄与が大きいということがわかる。

Table 8 は、破壊開始点の影響が震央距離の変化によってどのように変化するかを調べるために、震央距離を30km、50km、70km、90km に固定して解析した結果である。破壊開始点に注目してみると、震央距離が減少するにつれて偏相関係数は減少する。震央距離ごとのレンジの値を相互に比較することはできないので、破壊開始点のレンジとマグニチュードのレンジとの比という値を採用して比べてみてもやはり震央距離が遠くなるにつれて比の値は小さくなっていく。このことは、震央距離が遠くなる程、破壊開始点の最大加速度に与える影響が小さくなっていることを意味するものと考えられる。

Table 6 Results from Quantification Method (DATABASE 2)

	Category	Number of data	Category value	Range	Partial corr. coeff.
Magnitude M_s	5.5	47	-103.80	554.6	0.846
	6.0	35	23.14		
	6.4	34	168.35		
	7.0	34	450.78		
Distance (km)	10	45	279.14	279.1	0.660
	20	44	125.98		
	30	61	0.00		
Dip angle	1	19	-100.63	153.2	0.366
	2	29	-80.70		
	3	24	52.59		
	4	18	-56.03		
	5	24	-71.23		
	6	36	0.00		
Observation site	1	53	165.05	165.1	0.462
	2	50	72.65		
	3	47	0.00		
Starting point of rupture	1	24	191.73	276.4	0.609
	2	28	225.03		
	3	28	107.21		
	4	25	173.36		
	5	27	-51.46		
	6	18	0.00		

Multiple corr. coeff.: 89.5%

Coeff. of determination: 0.801

Table 7 Results from Quantification Method CASE 1~CASE 3 (observation site fixed)

CASE 1						CASE 2					
	Category	Number of data	Category value	Range	Partial corr. coeff.		Category	Number of data	Category value	Range	Partial corr. coeff.
Magnitude M_s	5.5	43	-224.5	843.1	0.810	Magnitude M_s	5.5	43	7.3	605.6	0.861
	6.0	40	-18.8				6.0	40	96.7		
	6.4	44	146.9				6.4	44	215.5		
	7.0	23	618.6				7.0	23	612.9		
Distance (km)	10	63	400.9	400.9	0.637	Distance (km)	10	63	250.8	250.8	0.663
	20	47	195.5				20	47	112.7		
	30	40	0.0				30	40	0.0		
Dip angle	1	19	28.2	95.9	0.179	Dip angle	1	24	-60.7	142.7	0.438
	2	31	95.9				2	31	-15.5		
	3	24	82.2				3	19	82.0		
	4	27	73.8				4	27	-11.9		
	5	20	27.5				5	20	-43.8		
	6	29	0.0				6	29	0.0		
Starting point of rupture	1	22	348.7	574.7	0.721	Starting point of rupture	1	22	131.9	185.1	0.512
	2	30	528.9				2	30	148.2		
	3	21	195.4				3	21	29.6		
	4	21	227.4				4	21	96.5		
	5	23	-45.7				5	23	-36.8		
	6	33	0.0				6	33	0.0		

Multiple corr. coeff.: 89.8%
Coeff. of determination: 0.806, θ : 0.0

Multiple corr. coeff.: 94.2%
Coeff. of determination: 0.813, θ : 45.0°

CASE 3

	Category	Number of data	Category value	Range	Partial corr. coeff.
Magnitude M_s	5.5	43	32.5	505.5	0.849
	6.0	40	115.2		
	6.4	44	212.6		
	7.0	23	538.0		
Distance (km)	10	63	257.4	257.4	0.729
	20	47	90.9		
	30	42	0.0		
Dip angle	1	24	-32.6	76.9	0.213
	2	31	-22.2		
	3	19	29.4		
	4	27	-19.2		
	5	20	-47.5		
	6	29	0.0		
Starting point of rupture	1	22	7.8	55.2	0.163
	2	30	19.9		
	3	21	-30.8		
	4	21	24.4		
	5	23	8.2		
	6	33	0.0		

Multiple corr. coeff.: 89.1%
Coeff. of determination: 0.793, θ : 90.0°

Table 8 Results from Quantification Method (epicentral distance fixed)

Distance	30km	50km	70km	90km
Multiple corr. coeff.	94.1%	97.0%	96.4%	95.8%
Magnitude (M_s)	0.935 334.7	0.969 277.0	0.963 226.4	0.957 170.7
Dip angle	0.203 29.1	0.249 21.7	0.321 20.0	0.215 13.5
Observation site	0.112 11.7	0.066 4.13	0.031 1.74	0.807 4.05
Stating point of ruptur(P)	0.443 61.4	0.409 34.6	0.309 21.7	0.267 15.2
$\frac{P}{M_s}$	0.183	0.125	0.096	0.090

upper: Partial corr. coeff.
lower: Range

5. 結 論

本解析では、断層の広がりを見無視できないような比較的近距离での地震動波形をシミュレートし、最大加速度に着目することにより、これに影響を与える要因について考察を加えた。一般に、震央距離が数百km以上の遠距離地震ではマグニチュードと震央距離、そして地盤条件で最大加速度の距離減衰特性を十分に把握できるが、比較的近距离の地震の場合には観測点と断層の位置関係や破壊過程の影響が重要な要因になることがわかった。以下に本解析で得られた結果を要約する。

- (1) 震央距離が 100km 以下の比較的近距离での地震では従来から考えられているマグニチュード、震央距離の他に破壊開始点が最大加速度に及ぼす影響がかなり大きくなり、震央距離の影響を上回ることもある。
- (2) 観測点の位置と断層の傾斜角についてはデータベース 1、2とも数量に明確な傾向が見られず、またアイテムのレンジも小さいことから最大加速度への影響は(1)で述べた3つの要因より小さい。
- (3) 破壊開始点の最大加速度への寄与は、観測点の方向へ破壊が進行する場合は大きく、逆に破壊が遠ざかる場合は小さい。
- (4) 震央距離を小さくすると、マグニチュードと破壊開始点のレンジの比から判断して、最大加速度に対する破壊開始点の影響が徐々に大きくなる。特に震央距離が 30km 以下の近距离では、破壊開始点の影響が非常に大きくなる。

最後に、本解析で使用した地震記録は、データベース 1 については Carifornia Institute of Technology, Earthquake Engineering Research Laboratory による Strong Motion Earthquake Accelerograms Vol. II を、データベース 2 については京都大学阿武山地震観測所で記録された上賀茂の微小地震記録を使用した。ここに記して感謝の意を表わす次第である。

参 考 文 献

- 1) 建設省土木研究所：新耐震設計法（案），土木研究所資料，第1185号，1977。
- 2) 上松英司，山田康一，野田茂：離散型波数有限要素法を用いた地震波動のシミュレーション，第39回年次学術講演会講演概要集，第1部，1984，pp. 757-758。
- 3) 荻本孝久：断層震源モデルに基づく地震動のスペクトル特性に関する研究，第39回年次学術講演会講演概要集，第1部，1984，pp. 755-756。
- 4) 土岐憲三・佐藤忠信・江尻讓嗣：時系列理論による強震動予測モデルとその応用，第6回日本地震工学シンポジウム講演集，1982，pp. 385-392。
- 5) 村松郁栄・入倉孝次郎：余震または前震記録の合成による本震時の強震動の予測，東海地方における大地震の被害予測に関する研究，自然災害科学総合研究班，No. A-56-3，1981，pp. 33-46。
- 6) Burg, J.P.: The Relationship between Maximum Entropy Spectra and Maximum Likelihood Spectra, *Geophysics*, 37, 1972, pp. 375-376。
- 7) Gersch, W., G.T. Taoka and R.S.Z. Liu: Structural System Parameter Estimation by Two-Stage Least-Squares Method, *Proc. ASCE, EM*, 5, 1976, pp. 883-899。
- 8) 土岐憲三，佐藤忠信，清野純史：統計的グリーン関数を用いた設計地震動の予測とその特性，第21回自然災害科学シンポジウム講演概要集，1984，pp. 109-112。
- 9) Kanamori, H. and D.L. Anderson: Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, No. 3, 1975, pp. 1073-1095。
- 10) Geller, R.J.: Scaling Relation for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 66, No. 5, 1976, pp. 1501-1523。
- 11) 脇本和昌，田中豊：多変量統計解析法，現代数学社，BASIC 数学 3月号別冊，1982，pp. 68-74。