

高圧ガス保安協会資料 「地震動の推定方法について」

1 はじめに

地震動の推定法の現状を紹介する。推定法は大別して経験的手法と理論的手法に大別される。経験的手法の代表例として地震調査研究推進本部が平成16年度に完成を予定している地震動予測地図における簡略法がある。また経験的手法を用いた入力地震動の推定法としては、地震応答スペクトルによる模擬地震動の作成法などがある。その際、地震応答スペクトルの設定法には様々なものがあるが、ここでは平成12年6月建築基準法改正による限界耐力計算（改正基準法）における基準地震応答スペクトル、及び、米国の1997年NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) provision とそれをもとにしたFEMA (Federal Emergency Management Agency) の地震被害推定ソフトHazusによる基準地震応答スペクトルの作成法を紹介する。さらに応答スペクトルから模擬地震動の作成プログラムの例を紹介する。一方、理論的手法の代表例としては、地震調査研究推進本部による地震動予測地図の詳細法がある。具体的な手法には経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法、理論的・数値解析的手法などがあり、ここではその代表的な例を紹介する。

2 経験的手法による地震動推定

2.1 地震動予測地図における簡略法

文部科学省・地震調査研究推進本部では、平成11年から5年計画で全国を概観する地震動予測地図の作成に着手しており、平成16年度末に公開を予定している。地震動予測地図は図1に示すように地震ハザードマップである確率的地震動予測地図と、シナリオ地震による数値シミュレーションの強震動予測地図から成る。確率的地震動予測地図では経験式をもとにした簡便法を用い、一方、シナリオ地震による強震動予測地図では理論式によるシミュレーション手法を主として用いている。現時点（平成16年4月）では確率論的地震動予測地図のとして、山梨県、北日本、及び西日本の試作版が公開されている^{1),2),3)}。ここでは経験的手法による地震動推定の代表例として、確率的地震動予測地図の作成法（簡略法）の概要を説明する。

確率的地震動予測地図ではまず対象とする地震の長期評価（発生確率、形状、規模）を行い、さらに全国を1km格子で離散化し、各格子代表点にて距離減衰式と表層地盤による増幅率を用いて地表面における地震動強さの確率評価（地震ハザード評価）を行う。主な手順は以下の通りである²⁾。

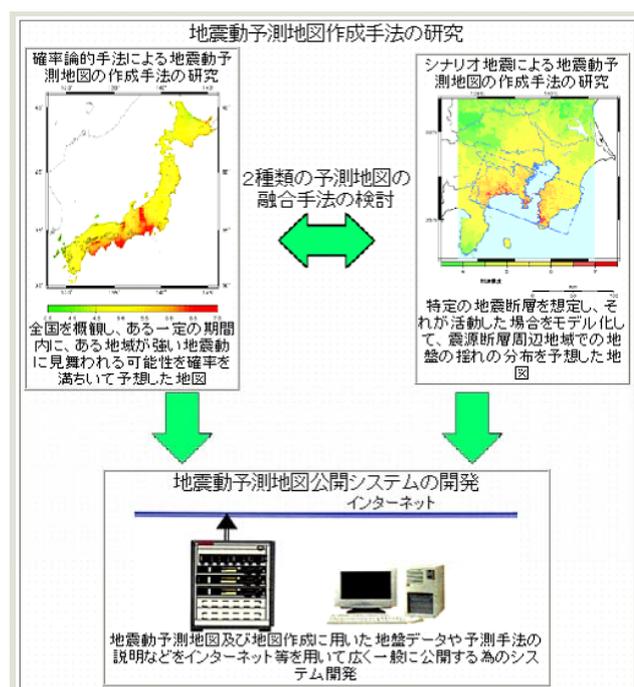


図 2.1.1 全国を概観する地震動予測地図の概要⁴⁾

ここで ARV : 基準地盤に対する地表の PGV の増幅率
 AVS : 地表から地下 30 m までの平均せん断波速度 (m/s)

- ④表層地盤の増幅率として (2) 式 (松岡・翠川式) を用い、地表の PGV を求める。その際、 AVS は国土数値情報の 1 km メッシュの地形分類図と標高データを用いて、松岡・翠川による方法⁶⁾ ないし、それを修正した藤本・翠川⁷⁾を用いて評価する。

$$\log ARS = a + b \log H + c \log D \pm \sigma \quad \dots\dots (2.1.3)$$

ここで AVS : 地表から地下 30 m までの平均せん断波速度 (m/s)
 a, b, c : 地形分類から決まる係数 (表 1)、 H : 標高 (m)、
 D : 主要河川からの距離 (km)、 σ : 標準偏差 (表 1)

また主要河川からの距離は国土地理院の数値地図 50000 にある河川から三角州・後背湿地であるメッシュの中心点からの距離をとっている。この他、国土数値情報の地形分類と松岡・翠川、藤本・翠川による地形分類との対応など詳細は文献^{2), 7)}を参照されたい。図 3 に北日本の試作版による増幅率を示す。

表 2.1.1 係数 a, b, c と標準偏差 (松岡・翠川⁵⁾ による)

No	微地形区分	a	b	c	σ
1	埋立地	2.23	0	0	0.14
2	人工改変地	2.26	0	0	0.09
3	三角州・後背湿地($D \leq 0.5$)	2.19	0	0	0.12
4	三角州・後背湿地($D > 0.5$)	2.26	0	0.25	0.13
5	自然堤防	1.94	0.32	0	0.13
6	谷底平野	2.07	0.15	0	0.12
7	砂州・砂丘	2.29	0	0	0.13
8	扇状地	1.83	0.36	0	0.15
9	ローム台地	2	0.28	0	0.11
10	砂礫台地(段丘)	1.76	0.36	0	0.12
11	丘陵	2.64	0	0	0.17
12	その他(火山など)	2.25	0.13	0	0.16
13	先第三紀	2.87	0	0	0.23

- ⑤個々の地震について、着目期間内にある地震強さを超える確率 (超過確率) を評価する。ここで、地震動強さは地表の最大速度 (PGV) から翠川他による経験式⁶⁾を用いて計測震度に変換して用いる。

$$I = 2.68 + 1.72 \log PGV \quad (4 < I < 7) \quad \dots\dots (2)$$

ここで I : 計測震度
 PGV : 地表における最大速度値 (cm/s)

- ⑥この作業を全ての地震に対して行い、結果を統合し、着目期間内にある地震強さを超える確率 (超過確率) を評価する。

確率論的地震動予測モデルは、以上の手順で格子点全てに地震ハザード評価を行い、期間・地震動強さ・確率のうち2つを固定して、残りの一つの地域的な分布を示して表示される。図 4 には一例として今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率分布を示す²⁾。

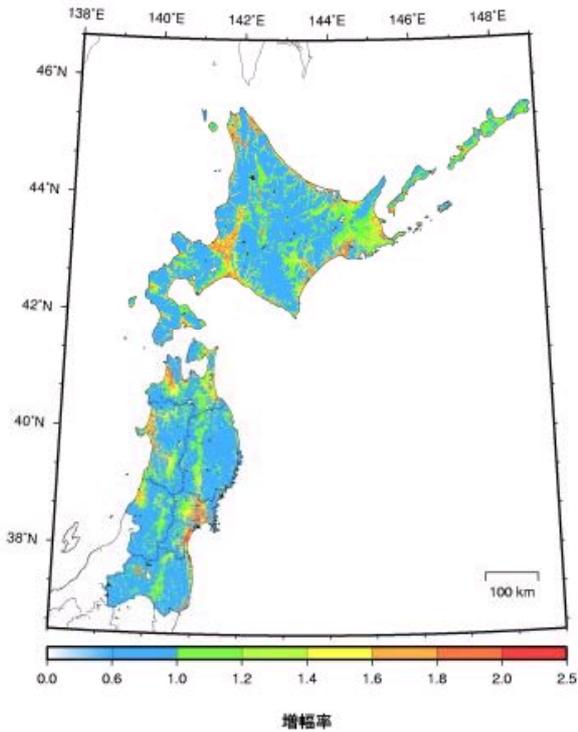


図 2.1.3 表層地盤による増幅率²⁾

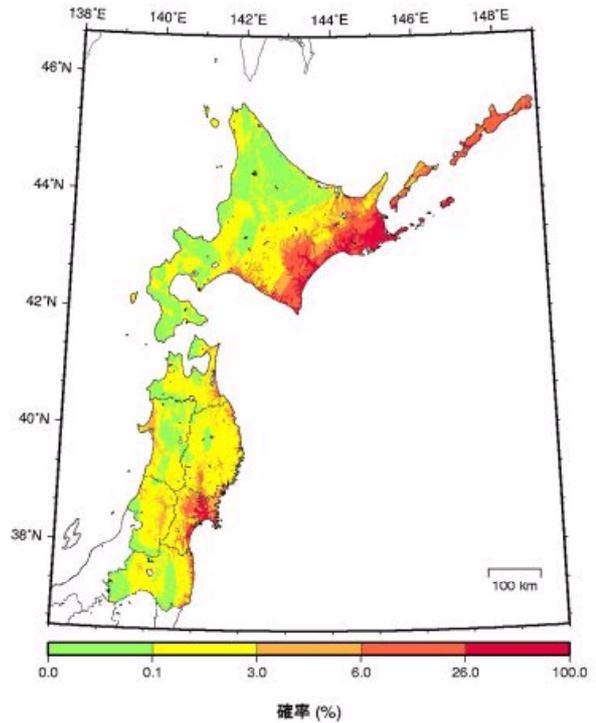


図 2.1.4 30年以内に震度6弱以上の揺れに見舞われる確率²⁾

2.2 改正基準法における地震応答スペクトルの推定法

平成12年6月に建築基準法が改正され、建物の構造計算に従来の許容応力度計算に加え、限界耐力計算が加わった(改正基準法)。限界耐力計算では損傷限界時と安全限界時における地震荷重を評価することが要求されているが、はじめに工学基盤(せん断波速度 V_s が400m/s程度以上で相当な層厚を有する硬質地盤)を設定して標準応答スペクトルを与え、それより浅い地盤による地震時の増幅特性 G_s を評価する必要がある。ここでは改正基準法による地震応答スペクトルの推定法を説明する⁸⁾⁻¹¹⁾。

限界耐力計算における地震荷重の計算では、次式により地表面での加速度応答スペクトル $S_A(T)$ を求める。

$$S_A(T) = G_s(T) \cdot Z \cdot S_0(T) \quad \dots\dots\dots (2.2.1)$$

ここで、 G_s : 表層地盤増幅率

Z : 地域係数

S_0 : 標準加速度応答スペクトル

標準加速度応答スペクトル S_0 とは、工学的基盤(せん断波速度 V_s が400m/s程度以上で相当な層厚を有する硬質地盤)を露頭させた時の設計用加速度応答スペクトルであり、現行の基準法(1981年施行)の値に矛盾しないように設定されている。 S_0 は、超高層建築物を対象とした建設省(現、国土交通省)告示「平12建告第1461号」と同じであり、減衰を5%とした設計用加速度応答スペクトル次表で与えられている。

表 2.2.1 改正基準法による工学的基盤における設計用加速度応答スペクトル

周期 (秒)	加速度応答スペクトル (m/s)	
	稀に発生する地震動 (レベル1)	極めて稀に発生する地震動 (レベル2)
$T < 0.16$	$0.64 + 6T$	左の数値の5倍
$0.16 \leq T < 0.64$	1.6	
$0.64 \leq T$	$1.024 / T$	

注 : T は建物の固有周期であり、損傷限界時と安全限界時では別々に評価する

表層地盤増幅率 G_s は、本来は地盤調査に基づいて非線形の地盤応答解析プログラムを用いて適切に評価することが望まれる。しかしながら地盤の応答解析プログラムは誰でも使える訳ではないため、建設省告示「平 12 建告第 1457 号」では、以下に示す簡略法による表層地盤増幅率 G_s の求め方が示されている。同告示によると、表層地盤増幅率 G_s は次のいずれかの方法で行う。

(a) 地盤種別による表層地盤増幅率 G_s の計算法

昭和 55 年建設省告示「第 1793 号第 2」による第一種地盤では表 2.2.2(a) で、同じく第二・三種地盤では表 2.2.2(b) により求める。

表 2.2.2(a) 第一種地盤における G_s

建物の固有周期	G_s
$T < 0.576$	1.5
$0.576 \leq T < 0.64$	$0.864/T$
$0.64 \leq T$	1.35

表 2.2.2(b) 第二・三種地盤における G_s

建物の固有周期	G_s
$T < 0.64$	1.5
$0.64 \leq T < T_U$	$1.5 (T/0.64)$
$T_U \leq T$	g_v

ここで、 $T_U = 0.64 (g_v/1.5)$ 、 $g_v = 2.025$ (第二種地盤) または 2.7 (第三種地盤) を用いる。この方法は簡便ではあるものの、長周期側では第二・三種地盤では表層地盤増幅率が一律に 2.035 と 2.7 倍とするなど、長周期側ではあまり現実的な値ではない。

(b) 地盤調査による表層地盤増幅率 G_s の計算法

地盤調査による地盤定数が使用できる場合、表 2.2.3 によって表層地盤増幅率 G_s を求める。

表 2.2.3 地盤調査による表層地盤増幅率 G_s

建物の固有周期	G_s	損傷限界時の下限值	安全限界時の下限值
$T \leq 0.8T_2$	$G_{S2}T/0.8T_2$	1.5	1.2
$0.8T_2 < T \leq 0.8T_1$	$\frac{G_{S1} - G_{S2}}{0.8(T_1 - T_2)}T + G_{S2} - \frac{G_{S1} - G_{S2}}{(T_1 - T_2)}T_2$	1.5	1.2
$0.8T_1 < T \leq 1.2T_1$	G_{S1}	1.5	1.2
$1.2T_1 < T$	$\frac{G_{S1} - 1}{1/1.2T_1 - 0.1} \frac{1}{T} + G_{S1} - \frac{G_{S1} - 1}{1/1.2T_1 - 0.1} \frac{1}{1.2T_1}$	1.35	1.0

ここで、 T : 建築物の損傷限界または安全限界時の固有周期 (秒)

T_1 : 表層地盤の 1 次卓越周期 (秒)

T_2 : 表層地盤の 2 次卓越周期 (秒)

G_{S1} : 表層地盤の 1 次卓越周期における増幅率 (秒)

G_{S2} : 表層地盤の 2 次卓越周期における増幅率 (秒)

表層地盤の 1 次卓越周期 T_1 と表層地盤の 2 次卓越周期 T_2 は次式によって求める。

$$T_1 = \frac{4(\sum H_i)^2}{\sum \sqrt{G_i/\rho_i} H_i} \quad \text{及び} \quad T_2 = \frac{T_1}{3} \quad \dots\dots\dots (2.2.2)$$

ここで、 H_i : 地盤調査によって求められた地盤各層の層厚 (m)

ρ_i : 地盤調査によって求められた地盤各層の密度 (t/m^3)

G_i : $G_{0i} = \rho_i V_{si}^2$ によって計算した G_{0i} に、地震時における地盤のせん断ひずみに応じて図 5.3.2-2(a) に示される土質ごとの低減係数を乗じた値 ($t/m s^2$)

V_{si} : 地盤調査によって求められた地盤各層のせん断波速度 (m/s)

表層地盤の 1 次卓越周期における増幅率 G_{S1} と 2 次卓越周期における増幅率 G_{S2} は次式により求める。但し、 G_{S1} が建物の損傷限界時における値が 1.5 を下回る場合は 1.5 、安全限界時における値が 1.2 を下回る場合は 1.2 、とする。

$$G_{S1} = 1 / (1.57h + \alpha) \quad \text{及び} \quad G_{S2} = 1 / (4.71h + \alpha) \quad \dots\dots\dots (2.2.3)$$

ここで、 α : 工学基盤と等価な表層地盤との波動インピーダンス比 ($= \rho_e V_{Se} / \rho_n V_{Sn}$)
 ρ_e : 表層地盤による等価密度 ($= \sum H_i \rho_i / \sum H_i$)
 V_{Se} : 表層地盤による等価せん断波速度 ($= \sum H_i V_{Si} / \sum H_i$)
 ρ_n : 地盤調査によって求められた工学基盤の密度 (t/m^3)
 V_{Sn} : 地盤調査によって求められた工学基盤のせん断波速度 (m/s)
 h : 地震時の表層地盤による減衰定数で次式による。但し、0.05 以下の場合は 0.05 とする。
 $h = 0.8 \sum h_i w_i / \sum w_i$ (2.2.4)
 h_i : 地震時における表層地盤各層の減衰定数で、地震時における地盤のせん断ひずみに応じて図 5.3.2-2(b)に示される土質ごとの値
 w_i : 地震時における各層の最大弾性ひずみエネルギーを表すもので次式により計算する
 $w_i = G_i (u_i - u_{i+1})^2 / 2H_i$
(2.2.5)
 u_i : 地震時における工学基盤面に対する i 層の最上部の変位 (m)

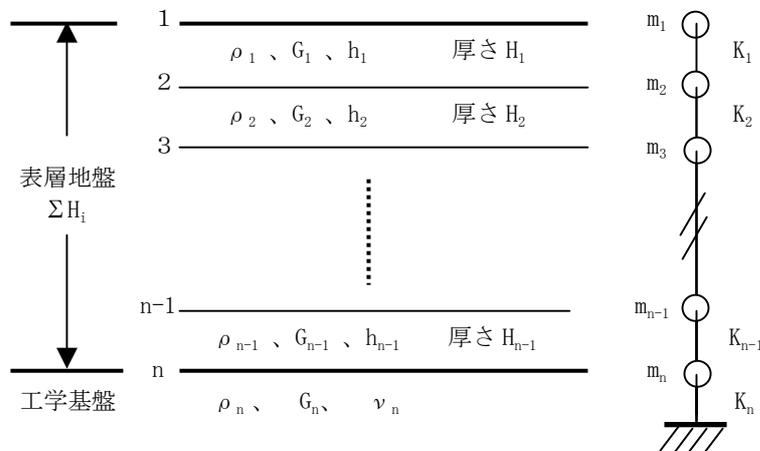


図 2.2.1 表層地盤と工学基盤、及び等価なせん断質点系モデル

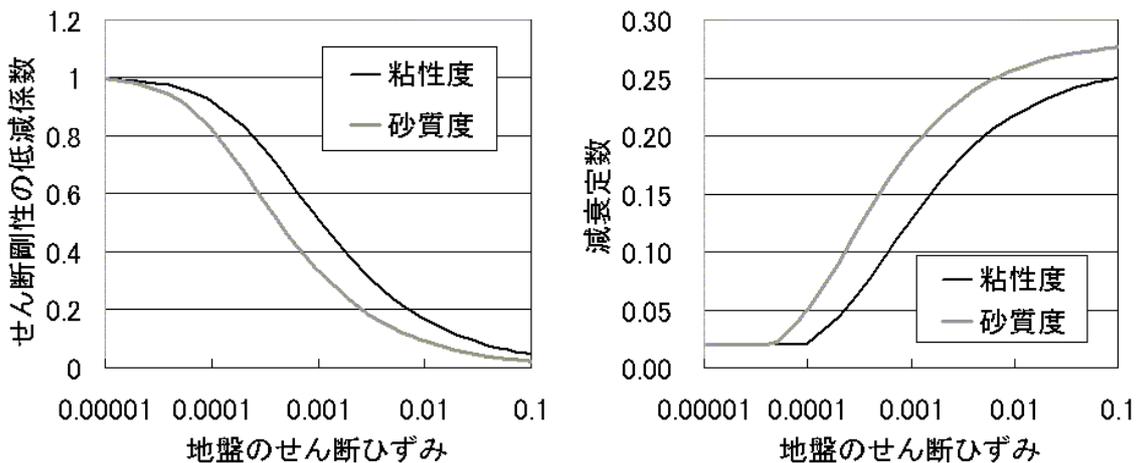


図 2.2.2 地盤のせん断ひずみによる地盤せん断剛性の低減係数 (左 : a) と減衰定数 (右 : b)

上に示した方法では、地震時における非線形状態のせん断ひずみや各層の最上部における変位量を求める必要がある。例として図 2.2.3 に示すような以下のような収束計算による手法が提案されている^{8),12)}。

①②③ 地盤調査を行い、地盤各層の層厚・密度・ V_s ・減衰定数・土質・ポアソン比などの物理

を再評価する。

→ 更新した地盤定数を用いて④に戻り、新たに地盤の1次固有周期 T_1 と1次モード形 U_1 を求める。

⑫⑬⑭ 等価2層地盤を確定し、(2.2.3)式より等価2層地盤の増幅率を求める。さらに(2.2.1)式より、地域係数 Z と工学的基盤における標準加速度応答スペクトル S_0 に乗じて、地表面での加速度応答スペクトルを求める。

なお、上記の手法を用いて表層地盤増幅率 G_s を求めるフリーソフトが国土交通省より公開されている¹⁰⁾。

一方、限界耐力計算による地震荷重には様々な評価が行われており、これを用いて地震動推定を行う場合には注意が必要である。工学的基盤における標準加速度応答スペクトルに関して、例えば久田¹³⁾は、1940年エルセントロ波のようなランダム性状を示す場合には適用できるものの、1995年兵庫県南部地震の神戸波のような長周期パルス波を示す場合、または1999年台湾集集地震の石岡波のように地表断層に起因する大変形波 (fling step 波) を示す場合など、震源近傍における地震動推定には適していないことを示した。また永野¹⁴⁾は、堆積盆地構造におけるエッジ波や長周期地震動など深部地盤の不整形性に起因する地震動推定も考慮されていないことを指摘している。一方、森¹⁵⁾は表層地盤増幅率 G_s に関して、工学的基盤の定義法、減衰が過大に評価されている点、等価2層地盤の適用限界、工学的基盤の地盤非線形性、など様々な課題点を指摘している。

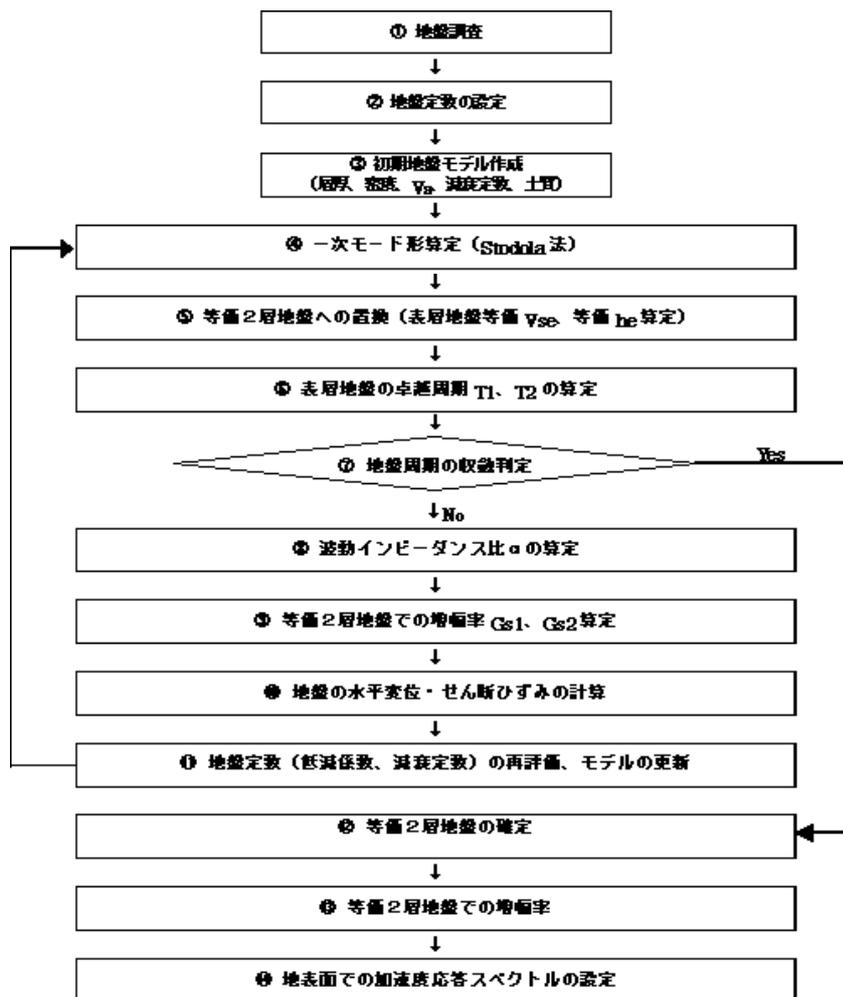


図 2.2.3 改正基準法による地表面加速度応答スペクトルの計算フロー¹⁰⁾

2.3 Hazus99 による地震応答スペクトルの推定法

Hazus (Hazards U. S. の略) は、米国の連邦危機管理局 (FEMA、Federal Emergency Management Agency) によって作られた地震リスク評価手法である。1997 年に初版がリリースされ、1999 年に改定されている (Hazus99)¹⁶⁾。Hazus では地震発生モデルや距離減衰式、地盤増幅特性に関する様々な経験式を組み合わせることで地震ハザードを評価する。手法そのものは地震動予測地図の簡略法と類似であるが、地震ハザードを強震動に起因するものと地盤破壊に起因するものに分類しており、さらに強震動の評価には最大加速度・速度だけでなく、経験的な地震応答スペクトル ($h=5\%$) も提案されている。地震応答スペクトルの評価は、(1)シナリオ地震と経験式による決定論的な手法、(2)米国地質調査所 (USGS、U. S. Geological Survey) による確率的な地震動マップによる手法、(3)使用者自ら提供する手法、の 3 つの手法が適用可能となっている。手法(1)と(2)ともに岩盤 (Site Class B、表 2.3.1 を参照) における地震動が評価され、表層地盤による非線形を考慮した経験的な増幅率をかけ合わせて地表面での地震動を計算することになる。以下、手法(1)と(2)による地震応答スペクトルの評価法、及び経験的地盤増幅率の評価法を簡単に紹介する。

(1) シナリオ地震と経験式による決定論的な岩盤 (Site Class B) における地震動評価

この方法では対象地域に影響すると想定される震源位置とマグニチュードを指定し、距離減衰式を用いて岩盤 (Site Class B) の地震動を求める方法である。地震動としては最大加速度値 (PGA) に加え、0.3 秒と 1 秒の加速度・変位応答スペクトルの応答値が提供される。距離減衰式によって 0.0、0.3、1.0 秒の加速度・速度応答値を求めるが、それらは米国の西部と中・東部に分けて用意されている。さらに地震タイプも地表断層タイプと伏在断層タイプに分け、さらに横ずれ断層タイプや逆断層タイプなどに分類されている。距離減衰式には非常にたくさんの提案式が紹介されているが、地域や地震タイプなどに関してどれも一長一短がある。このためそれらを組み合わせ平均値を用いることを推奨している。

Hazus99 による距離減衰式を用いて評価した応答スペクトルの例を図 2.3.1 に示す。図の横軸は変位応答スペクトル、縦軸が加速度応答スペクトルで表示しており、西部の岩盤 (Site Class B) を仮定している。実線の標準タイプのスペクトルには 4 つのコーナー周期がある。まず始めは PGA で、周期 0 秒 (変位応答 0) の加速度応答値を規定する。次は 0.3 秒の加速度・変位応答スペクトルの応答値であり、加速度一定値のレベルを規定する。さらに 1 秒の加速度・変位応答スペクトルの応答値が速度一定値を規定し、この値から $1/T$ の曲線を描き、加速度一定値の交点 (図の T_{AV}) を両者の境界値とする。さらに図の T_{VD} は加速度スペクトルの最大規定値であり、震源スペクトルのコーナー周期 ($1/f_c$) の経験式を用いるか、または単純に 10 秒 (M7 相当) を与える。

(2) 米国地質調査所 (USGS、U. S. Geological Survey) による岩盤 (Site Class B) における地震動評価

この方法は USGS による Project 97 によって、の全米を対象とした硬質地盤 (Site Class B) におけるハザードマップが用意されている¹⁷⁾。ハザードのレベルとして、50 年で 39%超過確率 (100 年再現期間) から 50 年で 2%超過確率 (2500 年再現期間) までの 8 つの地震ハザードレベルが用意されている。例として図 2.3.2 に 50 年間における 0.3 秒と 1 秒を対象とした加速度応答値の 10%超過確率の分布図を示す。評価法などの詳細は文献を参照されたい¹⁷⁾。

(3) 表層地盤による非線形増幅率の評価法

Hazus99 による表層地盤による増幅率の評価法は、NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) による 1999 NEHRP Provisions に準拠した手法を用いている。この方法はまず表層 30 m の平均 S 波速度により表 2.3.1 に示されるように地盤を Class A から Class E まで分類する。そして Site Class B (岩盤) を基準として、それよりも硬質な岩盤地盤である Site Class A と、軟弱な地盤である Site Class C~E の増幅率が経験値として与えている。

表 2.3.2 に Site Class B に対する Site Class A、C~E の増幅率の一覧を示す。増幅率は加速度一定領域 (0.3 秒基準) と速度一定領域 (1 秒基準) とに分け、さらに入力加速度レベル (PGA) に応じた地盤の非線形効果が考慮した値となっている。すなわち、入力加速度レベルが小さい場合、軟弱地盤ほど加速度・速度の増幅率が大きくなるが、入力加速度レベルが大きくなると増幅率は頭打ちとなる。特に 1.25 g 以上の入力では Class E の加速度領域の増幅率は Class B のそれよりも小さくなっている。

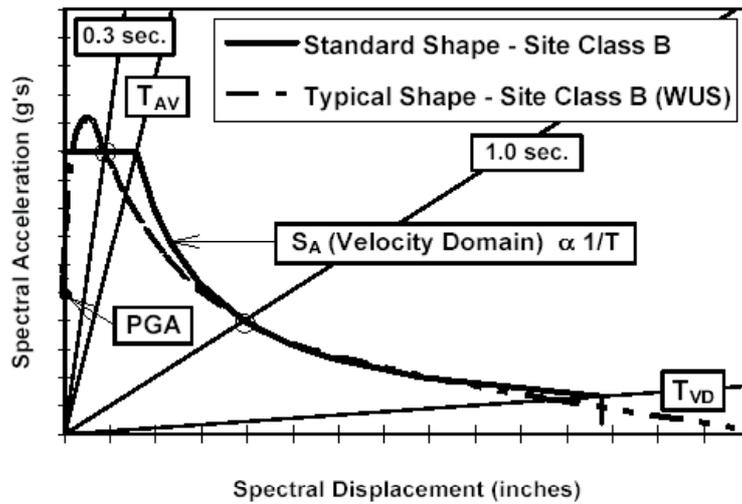


図 2.3.1 1997NEHRP Provision による応答スペクトルの標準形

最後に図 2.3.3 に、Site Class B (岩盤) における応答スペクトルに表 2.3.2 の地盤増幅率を乗じて計算した Class D (硬質地盤)、Class E (軟弱地盤) における応答スペクトルの例を示す。シナリオ震源として M=7.0、米国西部で震源距離が 20 km を仮定している。加速度一定領域 (0.3 秒基準) では Class B の値に比べ、Class D、E では 1.5~2 倍程度増幅しているのに対し、速度一定領域 (1 秒基準) では、長周期側では 5~10 倍程度まで増幅している。

表 2.3.1 1997NEHRP Provision による表層 20m によるサイトクラス分類

Site Class	Site Class Description	Shear Wave Velocity (m/sec)	
		Minimum	Maximum
A	HARD ROCK Eastern United States sites only	1500	
B	ROCK	760	1500
C	VERY DENSE SOIL AND SOFT ROCK Undrained shear strength $u_s \geq 2000$ psf ($u_s \geq 100$ kPa) or $N \geq 50$ blows/ft	360	760
D	STIFF SOILS Stiff soil with undrained shear strength 1000 psf $\leq u_s \leq 2000$ psf (50 kPa $\leq u_s \leq 100$ kPa) or $15 \leq N \leq 50$ blows/ft	180	360
E	SOFT SOILS Profile with more than 10 ft (3 m) of soft clay defined as soil with plasticity index $PI > 20$, moisture content $w > 40\%$ and undrained shear strength $u_s < 1000$ psf (50 kPa) ($N < 15$ blows/ft)		180
F	SOILS REQUIRING SITE SPECIFIC EVALUATIONS <ol style="list-style-type: none"> 1. Soils vulnerable to potential failure or collapse under seismic loading: e.g. liquefiable soils, quick and highly sensitive clays, collapsible weakly cemented soils. 2. Peats and/or highly organic clays (10 ft (3 m) or thicker layer) 3. Very high plasticity clays: (25 ft (8 m) or thicker layer with plasticity index > 75) 4. Very thick soft/medium stiff clays: (120 ft (36 m) or thicker layer) 		

表 2.3.2 1999 Hazus によるサイトクラス別の非線形地盤増幅率

Site Class B Spectral Acceleration	Site Class				
	A	B	C	D	E
Short-Period, S_{AS} (g)	Short-Period Amplification Factor, F_A				
≤ 0.25	0.8	1.0	1.2	1.6	2.5
0.50	0.8	1.0	1.2	1.4	1.7
0.75	0.8	1.0	1.1	1.2	1.2
1.0	0.8	1.0	1.0	1.1	0.9
≥ 1.25	0.8	1.0	1.0	1.0	0.8*
1-Second Period, S_{A1} (g)	1.0-Second Period Amplification Factor, F_V				
≤ 0.1	0.8	1.0	1.7	2.4	3.5
0.2	0.8	1.0	1.6	2.0	3.2
0.3	0.8	1.0	1.5	1.8	2.8
0.4	0.8	1.0	1.4	1.6	2.4
≥ 0.5	0.8	1.0	1.3	1.5	2.0*

* Site Class E amplification factors are not provided in the *NEHRP Provisions* when $S_{AS} > 1.0$ or $S_{A1} > 0.4$. Values shown with an asterisk are based on judgment.

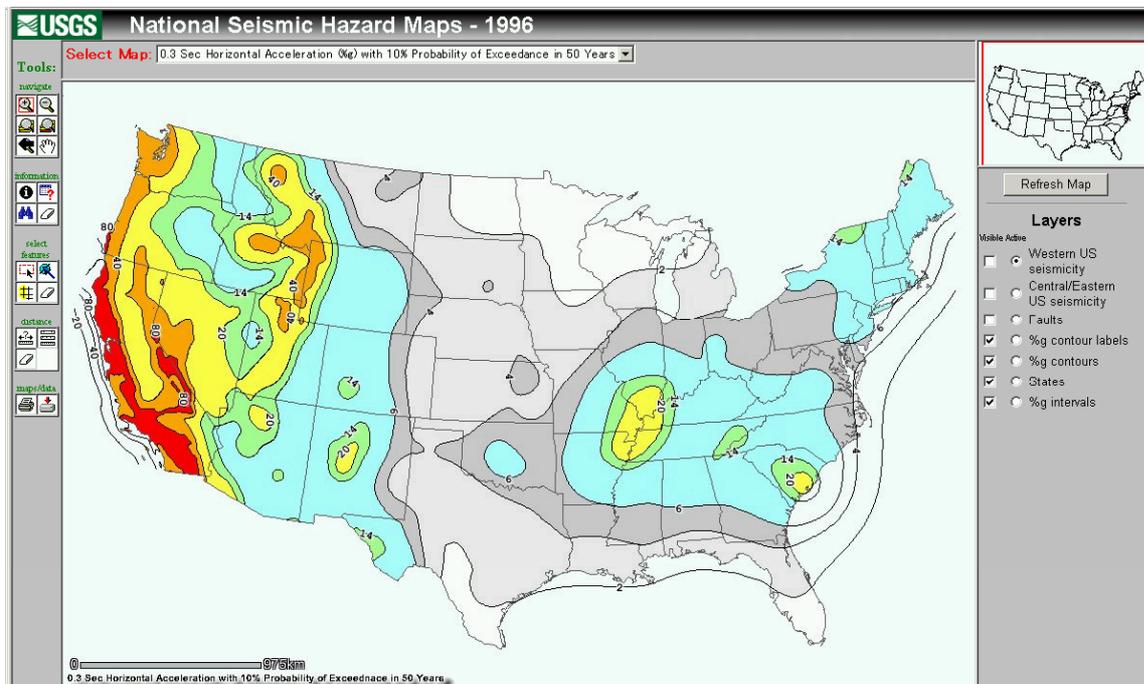


図 2.3.2(a) USGS による確率的地震危険度マップ (50 年間における 0.3 秒加速度の 10% 超過確率)

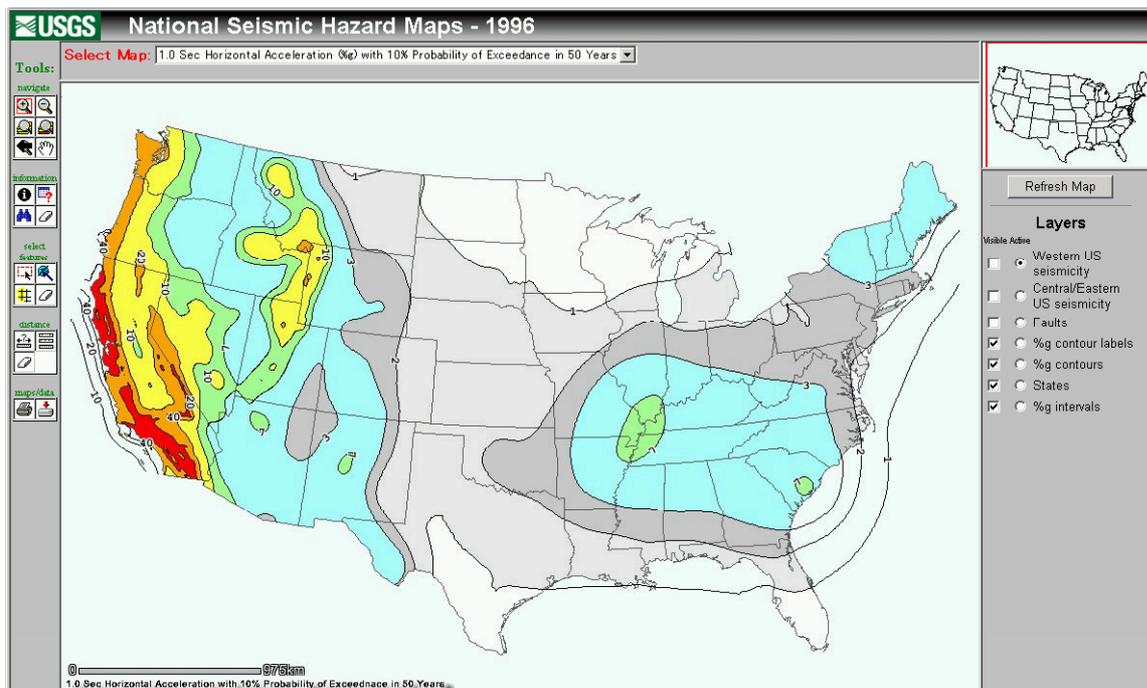


図 2.3.2(b) USGS による確率的地震危険度マップ(50 年間に於ける 1 秒加速度の 10% 超過確率)

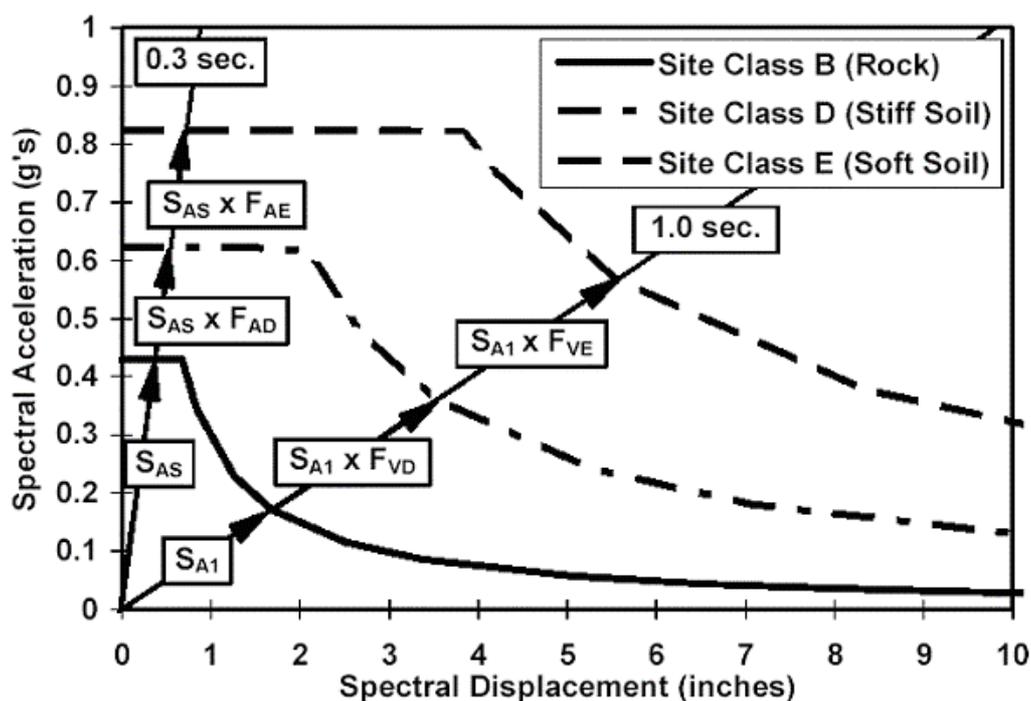


図 2.3.3 B クラス地盤の応答スペクトルから地盤増幅率による D・E クラス地盤の応答スペクトルの構築例 (M=7.0 で 20 km 地点における例)

2.4 地震応答スペクトルから模擬地震波の作成プログラム

上で説明したようにターゲットとする加速度応答スペクトル ($h=5\%$) が求めたときに、それにフィッティングする加速度波形を作成するプログラムを紹介する。ここで用いる加速度応答スペクトルは改正基準法による工学的基盤における安全限界レベルの加速度応答スペクトルに加え、文献¹⁸⁾で説明されている関東平野を対象とした既存建築物の耐震診断・耐震補強設計用の加速度応答スペクトルである。両者とも工学的基盤における標準応答スペクトルに、表層地盤による非線形を考慮した増幅率を乗じて、地表における応答スペクトルが与えられる。

波形生成法は以下の通りである。(1)まず始めに種となる波形を設定する。この波形は、シナリオ震源を想定して類似な環境で観測された既存の記録波（地殻内の直下型地震、プレート境界の海洋型巨大地震など）でも良いし、Jennings タイプの包絡関数を持つランダム模擬波でも良い。(2)次にこの波形から応答スペクトルを計算し、ターゲットの加速度応答スペクトルとの誤差の平均値を計算し、両者の振幅比を周期ごとに求める。(3)さらに波形のフーリエ振幅スペクトルに振幅比を乗じ、フーリエ逆変換から波形に戻す。(4)そして波形開始以前のノイズ除去などの処理を行い、新たな種となる波形とする。以上の(1)～(4)を繰り返し、ターゲットの加速度応答スペクトルとの誤差が満足できるレベル以下となるまで計算する。

図 2.4.1 に一例として、工学的基盤の応答スペクトルと地表でのターゲットスペクトル、及び、収束後の波形による応答スペクトルを示す。スペクトルは `respa.csv` に出力される。最後に出力する加速度波形名を入力する。例では `manual.acc` である。図 2 に例題の伝達関数と、工学基盤および地表における加速度応答スペクトルを (`respa.csv`)、図 3 に加速度波形を示す (`manual.acc`)。

なおこのプログラム (`mwave2003.exe`) や解説・マニュアルは Web 上で公開されている。アドレスは

<http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/Open/Manual/>

である。不明な点は作者（久田嘉章、`hisada@cc.kogakuin.ac.jp`）まで連絡されたい。

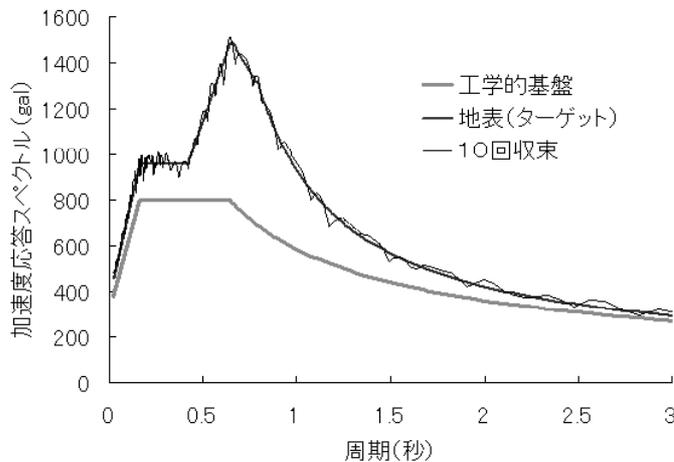


図 2.4.1 ターゲット地震応答スペクトル

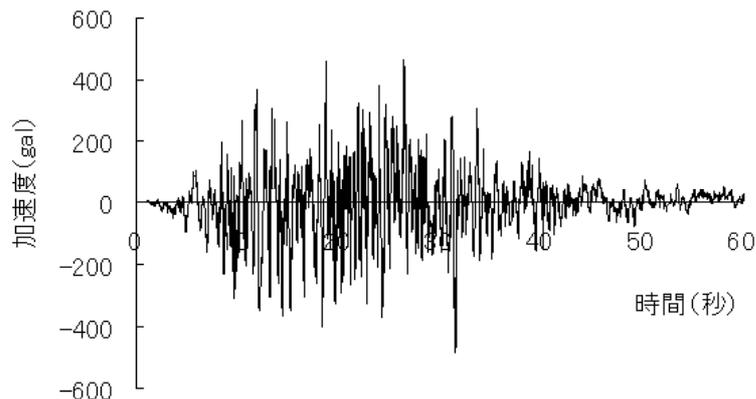


図 2.4.2 ターゲット地震波形の例

3 理論的手法による地震動推定

3.1 震源のモデル化と震源スペクトルの導入

ここでは理論的手法による地震動の推定方法の概要を説明する¹⁹⁾。理論的に地震動推定を行うには、まず震源のモデル化し、そこから発生する地震動の伝播特性（グリーン関数）をモデル化する必要がある。震源をモデルする理論的手法として断層面に作用する境界条件を運動方程式で断層破壊過程を厳密に解く動力的モデル(Dynamic Source Model)と、断層破壊過程を経験的に仮定して解く運動学的モデル(Kinematic Source Model)とがある。ここでは強震動計算に現在最も良く用いられている運動学的モデルの説明を行う。理論的手法は、後に説明する震源近傍の長周期パルス波や、地表断層近傍の大きな永久変形(fling step)のシミュレーションなど、比較的周期の長いコヒーレントな波形の生成に適している。一方、震源のモデルには経験的・統計的な手法もあり、代表例として ω^2 モデル(omega-square model)がある。経験的な手法による波形合成には、用いるグリーン関数によって半経験的手法や統計的グリーン関数法などの手法がある。経験的な手法はランダムな短周期波の生成に適しているため、現在では、理論的手法を長周期波の生成に、経験的手法を短周期波の生成に用い、両者を組み合わせたハイブリッド手法が多用されている。

はじめに震源の理論的なモデル化と震源スペクトルの導入法を説明する。運動学的モデルでは表示定理(representation theorem)をもとに定式化する。例として図3.1.1に示すように長さL、幅Wの矩形の断層面を想定し、破壊開始点から破壊フロントが伝播しているとする。任意点Yにおける変位のi方向成分(x、y、またはz)は、周波数領域において次の表示定理が成り立つ。

$$U_i(Y; \omega) = \int_0^L \int_0^W \left\{ \mu D(e_k n_j + e_j n_k) U_{ik,j}^* e^{i\omega t_r} \right\} dx dy \quad \dots\dots (1)$$

ここで ω は円振動数、 μ は地盤のせん断剛性、Dはすべり(食い違い変位)、 n_j は断層面方線方向の単位ベクトル成分、 e_k は滑り方向の単位ベクトル成分、 $U_{ik,j}^*$ はグリーン関数のj方位微分であり、j、k、lに関しては総和規約を用いている。また t_r は破壊開始時間であり、ここでは平均の破壊開始時間と、それからのずれ量であるランダムな破壊開始時間に分ける。

$$t_r = \frac{r}{\bar{V}_r} + \Delta t_r(x, y) \quad \dots\dots (2)$$

ここで、 \bar{V}_r は平均破壊伝播速度、 Δt_r はランダムな破壊開始時間である。 Δt_r はランダムな短周期波の生成に重要である¹⁹⁾。

次に、 ω^2 モデルを理解するために震源スペクトルを導入する。グリーン関数に等方無限体の基本解を用い、遠方の点震源を仮定すると、(1)式は次式で表せる。

$$U_i(Y; \omega) = \frac{R_i}{4\pi\rho r\beta^3} M(\omega) \quad \dots\dots (3)$$

ここで、 R_i はラディエーションパターン、 ρ は密度、 β はせん断波速度、 r は震源から観測点までの距離である。Mは震源スペクトルで、遠方変位場におけるスペクトル特性を規定する関数である。

$$M(\omega) = \mu \int_0^W \int_0^L V(x, y; \omega) \exp\{i\omega(t_\beta + t_r)\} dx dy \quad \dots\dots (4)$$

ここでVはすべり速度、 t_β は破壊先端部のシグナルが観測点Yまで到達する時間である。対象が低振動数であれば震源スペクトルは(4)式を解いて決定論的に評価することも可能である。しかし高振動数の場合は、振幅スペクトルを統計的に決め、ランダムな位相と組み合わせて評価した方が実用的である。このような統計的震源モデルの代表的なモデルが ω^2 モデルである。

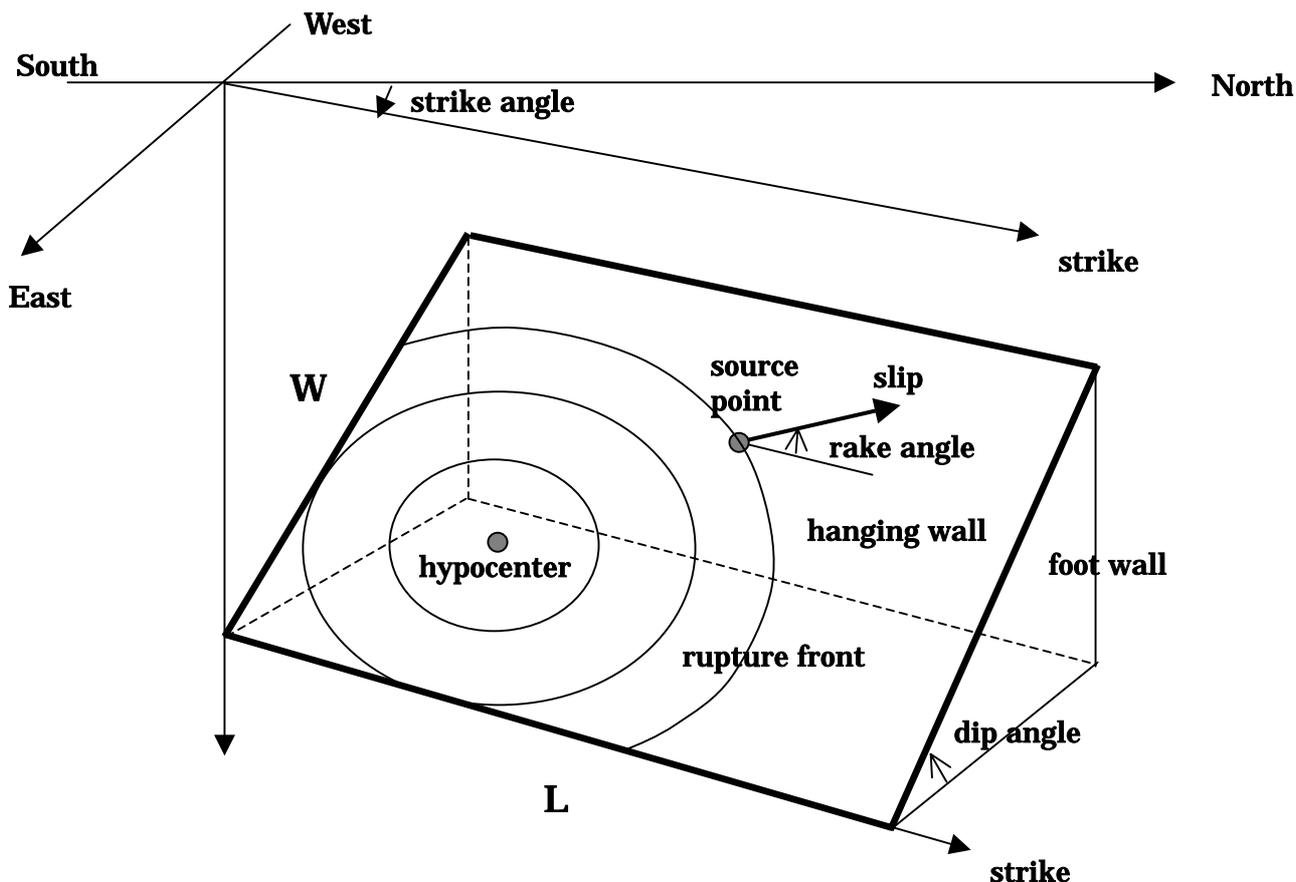


図 3.1.1 断層モデルと座標系

3.1 震源のスケーリング則と経験的グリーン関数法（半経験的手法）

小地震の観測記録をグリーン関数として用い、大地震の地震動を合成する方法は経験的グリーン関数法や半経験的手法と呼ばれている。その理論的な根拠として用いられているのが ω^2 モデルと、小地震と大地震の震源パラメータに関する震源スケーリング則である。

Aki (1967) により ω^2 モデルと震源スケーリング則が提案されて以降、様々な経験的（統計的）震源モデルが提案されている。ここでは代表的なモデルとして Brune の ω^2 モデル (1970) を紹介し、Kanamori and Anderson (1975) のスケーリング則を用いて、 ω^2 モデルによる震源スケーリング則の基本的な性状を説明する。

Aki (1967) と Brune (1970) の ω^2 モデルによると、震源スペクトル（遠方場の変位スペクトル）は次式で表せる^{20), 21)}。

$$M(f) = \frac{M_0}{1 + (f/f_c)^2} \quad (5)$$

ここで、 f は振動数、 M_0 は地震モーメント、 f_c は応力降下量 ($\Delta\sigma$; または応力パラメータ) と地震モーメントで規定されるコーナー振動数であり、それぞれ次式で表せる。

$$M_0 = \mu DLW \quad (6)$$

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (7)$$

ここでの β はS波速度で、単位は km/s である。 $\Delta\sigma$ は応力降下量（単位は bar）、 M_0 の単位は dyne-cm である。

次に、Kanamori and Anderson (1975) によれば大地震と小地震の諸パラメータ間には次のスケーリング則が存在する。

$$\frac{L_l}{L_s} \approx \frac{W_l}{W_s} \approx \frac{D_l}{D_s} \approx \frac{\tau_l}{\tau_s} \approx \left(\frac{M_{0l}}{M_{0s}} \right)^{1/3} \approx N \quad (8)$$

$$\Delta\sigma_l \approx \Delta\sigma_s \quad (9)$$

ここで、下付きの l が大地震、 s が小地震であることを意味し、 τ はライズタイム、 N は相似比である。

(6)～(9) 式を (5) 式に代入し、大地震と小地震の震源スペクトル比を、低振動数と高振動数でそれぞれ計算すると次式を得る。

$$\frac{M_l(f)}{M_s(f)} = \begin{cases} \frac{M_{0l}}{M_{0s}} = N^3, & (f \ll f_{cl}) \\ \frac{M_{0l}}{M_{0s}} \left(\frac{f_{cl}}{f_{cs}} \right)^2 = \left(\frac{M_{0l}}{M_{0s}} \right)^{1/3} = N, & (f \gg f_{cs}) \end{cases} \dots\dots\dots$$

.. (10)

(10) 式から明らかなように、大地震と小地震の震源スペクトルの比は、低振動数では N の 3 乗のオーダーなのに対し、高振動数では N に比例するオーダーとなっている。

Hartzell (1978) によって提案された小地震の観測記録を用いて大地震の強震動を合成する手法 (半経験的手法) は、Irikura (1983) により (8) 式のスケーリング則が導入され、その後、 ω 2 モデルによる震源スケーリング則に従うように様々な改良が行われている。この方法は大地震の断層面を分割することにより、震源の破壊伝播過程も再現され、directivity effects や hanging wall effects (逆断層や正断層タイプの地震にて、hanging wall 側の強震動が foot wall 側よりも大きくなる現象; Abrahamson and Somerville, 1996) なども再現され、震源近傍の強震動予測にも有効である。ここでは半経験的手法の代表的なモデルの一つである Irikura (1986) による手法、及びその物理的な背景を紹介し、その後、半経験的手法の応用である統計的グリーン関数法を説明する。

Irikura (1986) によれば、大地震時の変位波形 $U(t)$ は、小地震時の変位波形 $u(t)$ を用いて次式で表せる。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F(t-t_{ij}) * \{c \cdot u(t)\} \quad (11)$$

ここで r_{ij} は大地震の断層面を N (相似比) で $N \times N$ に分割したときの小断層 ij の代表点から観測点までの距離、 r は小地震から観測点までの距離、 t_{ij} は小断層 ij の破壊開始時間、 $*$ は畳み込み積分、 c は大地震と小地震の応力降下量の比である。また F は小地震のすべり関数を、大地震のすべり関数に変換するための関数で、次式で与えられる。

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta \left\{ t - \frac{k-1}{(N-1)n'} \tau_l \right\} \quad (12)$$

$$\rightarrow \delta(t) + \frac{N-1}{\tau_l} B\tau_l(t), \quad (n' \rightarrow \infty)$$

ここで、 δ はデルタ関数、 $B\tau_l$ は幅 τ_l (大地震のライズタイム) のボックスカー関数である。ここで n' は、小地震のすべり関数を N 個の等間隔に配置することによる人工的な卓越周期を避けるために導入されたパラメータである。 n' を大きくすると (12) 式の下式に示したように、第 2 項の級数部分は幅 τ_l のボックスカー関数に収束する。さらに、(12) 式をフーリエ変換すると、次式を得る。

$$F(\omega) = 1 + (N-1) \frac{\sin(\omega\tau_l/2)}{\omega\tau_l/2} \exp\left(i\omega\tau_l/2\right) \quad (13)$$

(13) 式より、低振動数 ($\omega \doteq 0$) ではデルタ関数 (第 1 項) とボックスカー関数 (第 2 項) の双方の寄与により $F=N$ となり、高振動数 ($\omega \rightarrow \infty$) ではデルタ関数のみの寄与により $F=1$ になることが分かる。すなわち、小地震のすべり関数を大地震のすべり関数に重ね合わせ際、小地震の低振動数成分は大地震の全継続時間に渡って重ね合わせるが、小地震の高振動数成分は大地震の

すべり関数の開始時にデルタ関数として集中させていることが分かる。高振動数波の発生がすべり関数の開始時に集中することは動力的な震源モデルとも一致しており、物理的にも妥当性があると考えられる。

一方、(11)式が ω 2モデルによる震源スケールリング則に従うことは次のように説明される。まず(13)式より、 F は低振動数では N に、高振動数では1になる。この結果と(11)式から、大地震と小地震のスペクトル比は、低振動数では N^3 （断層長さ、幅、すべり時間に関してそれぞれ N 倍）に、高振動数では N^2 （断層長さとは幅に関して N 倍）のランダム和により N となり、前章の(10)式で説明した震源スケールリング則に従うことが確認できる。

3.2 統計的グリーン関数法

一方、対象とする震源と観測点の組み合わせで理想的な小地震記録が得られることは稀である。このため、3.1で説明した統計的手法により小地震の地震動を作成し、半経験的手法により大地震の強震動を構築する方法が提案されており、統計的グリーン関数法と呼ばれている（釜江、他、1991；地震予知総合研究振興会、1998）。

統計的震源モデルによる地震基盤における小断層からの水平加速度のフーリエ振幅スペクトルは次式で与えられる²²⁾。

$$A(\omega) = M_0 C \cdot S(\omega, \omega_c) P(\omega, \omega_{\max}) \exp\left(-\frac{\omega \cdot r}{2\beta Q_\beta}\right) \cdot \frac{1}{r} \cdot \sqrt{\frac{\rho_s \beta_s}{\rho_N \beta_N}} \quad (14)$$

ここで ω は円振動数、 r は震源距離、 M_0 は地震モーメント、 β と ρ はS波速度と密度であり、下付きのSとNは、それぞれ震源層、地震基盤の最上層を意味する。最後の $\sqrt{\quad}$ は、震源層と増幅率計算の基盤となる地震基盤層の物性値が異なることを補正する係数である。また Q_β はS波のQ値である。またCは次式で与えられる。

$$C = R_{\theta\phi} F_s P_{\text{RTITN}} / 4\pi \rho \beta^3 \quad (15)$$

ここで、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターンであり、短周期における平均値として0.63を用い、一方、 F_s は自由表面による増幅効果で2を用いる。 P_{RTITN} は波動エネルギーを水平2成分に分割するための係数で、 $1/\sqrt{2}$ である。また(14)式の $S(\omega, \omega_c)$ は、震源の ω 2モデル(5)式与えられている。

一方、(14)式の P は ω_{\max} によるハイカットフィルターであり、様々な種類のフィルターが提案されている。一例として

$$P(\omega, \omega_{\max}) = 1 / \{1 + (\omega/\omega_{\max})^2\} \quad (16)$$

などがある。

統計的グリーン関数法ではまず、(14)式とランダム位相、及び時刻歴での包絡関数を組み合わせ小断層から発生する波形を計算する。これに(11)～(13)式の半経験的手法と同じ波形合成法を適用し、大地震を対象とした波形を合成することができる。統計的グリーン関数法では、任意の大きさの要素地震波を自在に作成することができるため、経験的手法でしばしば生じる、単一の小地震波を多数重ね合わせることによるスペクトルの人工的な卓越周期や落ち込みの問題なども避けることができる。一方、半経験的手法や統計的グリーン関数法では、(1)式におけるグリーン関数と震源のモデル化に関する明確な分離はされていない。すなわち、大地震の要素断層と小地震との詳細な破壊過程の違いは無視され、要素断層内の破壊過程は一種のランダム過程とし、小地震記録が要素断層内の代表点に配置される。従って要素断層の破壊過程が重要となる場合、例えばアスペリティーから発生する長周期パルス波などコヒーレントな波動の再現などには理論的に困難である。加えて半経験的手法では、小地震記録には低振動成分を欠いている場合が多い。従って半経験的手法及び統計的グリーン関数法は、特に高振動数の強震動予測に優れた手法であると言える。低振動数における震源のモデル化、及び強震動予測には物理的な意味がより明快な理論的手法が適している。

3.3 理論的・数値的手法

理論的手法（または決定論的手法）による震源モデルには、動力的震源モデル（Dynamic Source Model）と運動学的震源モデル（Kinematic Source Model）がある。動力的震源モデ

ルでは、断層面及び対象領域周辺の変位・応力の混合境界値問題が、差分法などの数値解析手法によって解かれる（例えば、宮武、1998）。強震動波形だけでなく、断層面の破壊開始時間、すべり分布、すべり関数などはすべて結果として求まる。一方、運動力学的震源モデルでは、破壊開始時間、すべり分布、すべり関数などは既知量として与え、(1)式を用いて強震動を計算する。グリーン関数の計算は、平行成層地盤の場合は解析的手法が、不整形地盤の場合は差分法などの数値解析手法が用いられる。簡便さに加え、動力学的モデルや震源逆解析などから震源の動力学的パラメータデータの蓄積が進んでいることなどから、強震動予測には現在、運動力学的モデルが多用されている。本論文でも以下の説明は運動力学的モデルに限定する。

運動力学的震源モデル： 運動力学的な震源モデルはダブルカップル点震源に始まり、破壊伝播速度を考慮した線震源、一様破壊を仮定した面震源モデル（Haskell モデル、巨視的震源モデル）と発展し、現在では破壊過程の不均質さを考慮した非一様破壊モデル（アスペリティーモデル）が標準モデルとなっている。通常、必要な震源パラメータには、断層長さ、幅、走向角、傾斜角、及び断層面各点における滑り角度、最終すべり量、すべり速度関数、破壊開始時間（または破壊開始点と破壊伝播速度）、である。最近は数多くの地震の震源逆解析により、震源のすべり分布などに関する多くのデータが蓄積されてきており、強震動予測に有用な情報を提供している。それを基にした統計解析なども行われており、周期 1 秒程度までの震源モデルの構築に有効である（強震動予測のためのレシピ、入倉²³⁾など）。但し、データが揃っているのはマグニチュード 7 程度までの横ずれ断層タイプで、特に M7 後半から M8 クラスの強震動予測に必要な震源データは著しく不足しているのが現状である。

震源逆解析による震源パラメータを用いた震源のモデル化： 理論的手法により強震動予測を行う際、震源パラメータを決定する現実的な方法の一つは、対象となる地震に似た条件（マグニチュードや深さ、断層タイプなど）の過去の地震のパラメータを、そのまま用いることである。但し、不確定性の大きなパラメータ（破壊開始点やアスペリティー分布など）は、パラメータスタディにより観測点に対する最悪条件などが調べられるのが通常である。ここで注意すべきことは、震源逆解析で得られたパラメータや対象周波数範囲を同じ条件のもとで使用しないと、本来得べき結果と全く異なった結果を得る可能性があることである。例えば、兵庫県南部地震の震源逆解析に際し、Wald モデル（1995）では破壊フロントの伝播を滑らかに表現するために各小断層内で 8 点の積分点を配置しているが、Sekiguchi モデル（1996）では 1 点しか用いていない。従って例えば、Wald モデルの震源パラメータを用い、かつ各小断層内で 1 点の積分点を用いて強震動予測を行うと、破壊フロントが小断層単位で伝播することに起因する人工的な高振動数波動を励起してしまうことになる。

震源近傍の強震動特性： 理論的手法を用いることによって、震源近傍の強震動の様々な物理的な特性が明らかになっている。ここでは入力地震動を想定する際に重要となる代表的な 3 つのタイプ震源の近傍での地震動特性の説明を行う¹³⁾。

1) ランダム位相タイプ（エルセントロ型）

図 3.3.1 に示すようにエルセントロ波に代表される地震波で、震源近傍の地震動ながら位相がランダムと見なせ、短周期の卓越する地震波である。断層直交成分（Fault Normal, FN）と断層平行成分（Fault Parallel, FP）に特に大きな差は見られない。観測される条件として、断層面の破壊フロントの伝播が観測点から見て遠ざかることが必要であり（Backward Directivity：破壊伝播の後方指向性）、この場合、断層各点から発生する波が観測点では時間ずれを生じながら観測されるため、ランダムに近い波形となる。

2) 長周期パルスタイプ（神戸型）

図 3.3.2 に示すように震源断層が浅く、断層面の破壊フロントの伝播が観測点に近づいてくる場合に生じる（Forward directivity、前方指向性効果）。通常、断層面に直交する成分（FN 成分）に長周期のパルス状の波形が観測される。断層破壊が S 波速度に近い速さで伝播するため、断層各点から発生する波がほぼ同時刻に観測点に到達するために生じる²⁵⁾。特に 1995 年兵庫県南部地震などの M7 クラスの地震では、パルス波を生じるアスペリティーのサイズが数 km の大きさであ

ることが多く、その場合、周期1～2秒以上のやや長周期で卓越する。このため中低層建築に大きな破壊力を持つ地震動となり、キラーパルスとも呼ばれている。

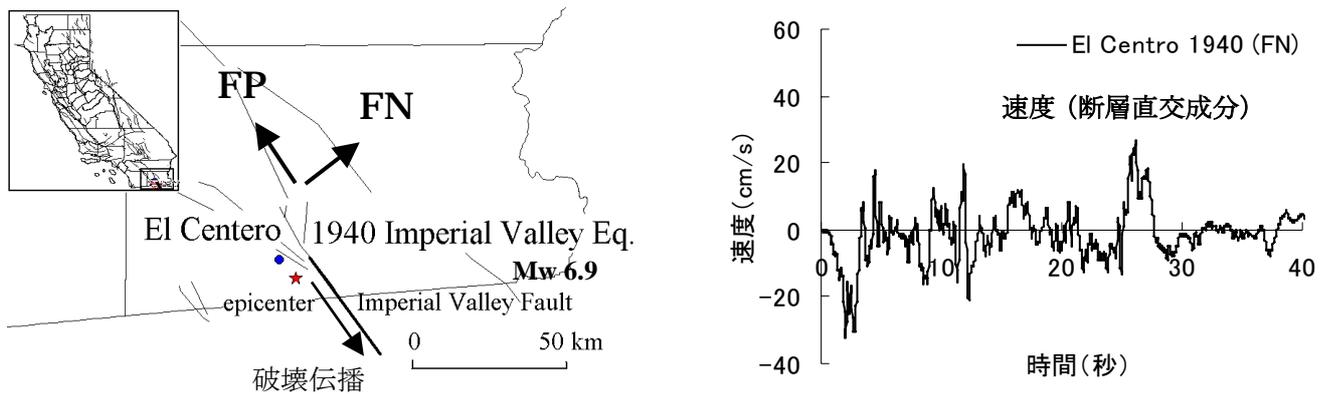


図 3.3.1 : 1940 年 Imperial Valley 地震の震源断層とエルセントロ速度波 (ランダム位相タイプ)

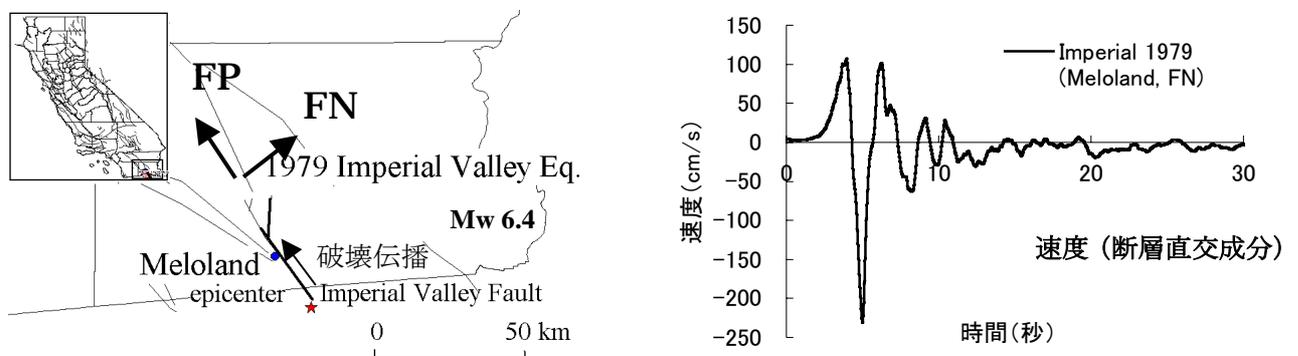


図 3.3.2 1979 年 Imperial Valley 地震の震源断層と断層近傍の速度波 (長周期パルスタイプ)

3) 大変位タイプ (台湾型)

図 3.3.3 に示されるように地表断層が現れる場合、地表断層のごく近傍では断層の食い違いによる大変位が発生し、長周期が卓越する波形となる²⁴⁾。断層すべり運動によって地面がすべり方向に大きく移動し、かつ永久変位を残すため、fling step とも呼ばれている。横ずれ断層の場合、長周期パルス波は断層の直交 (FN) 成分に現れるが、fling step はすべりの方向である断層平行 (FP) 成分に現れる。一方、逆断層の場合、長周期パルス波と fling step はともに FN 成分と上下成分に現れ、また上盤側が下盤側に乗り上げるため、図 3.3.3 に示されるように上盤側の地表断層近傍に極めて大きな長周期成分が生じる。前者の代表例として 1992 年 Landers 地震や 1999 年トルコ・Kocaeli 地震、後者の例として 1999 年台湾・集集地震が挙げられる。最近、理論的手法を用いて、fling step がグリーン関数の静的解で構成されていることが明らかにされている²⁶⁾。静的解は距離の 2 乗に反比例して減衰するため、fling step は断層からの距離と共に急激に減衰する。図 3.3.3 に見られるように fling step は非常に大きな速度 (400 kine) と、片方向に移動する大きな変位 (10 m 以上) を生じ、長周期で卓越するため、免震建築などの長周期構造物の耐震設計には大きな注意が必要である。

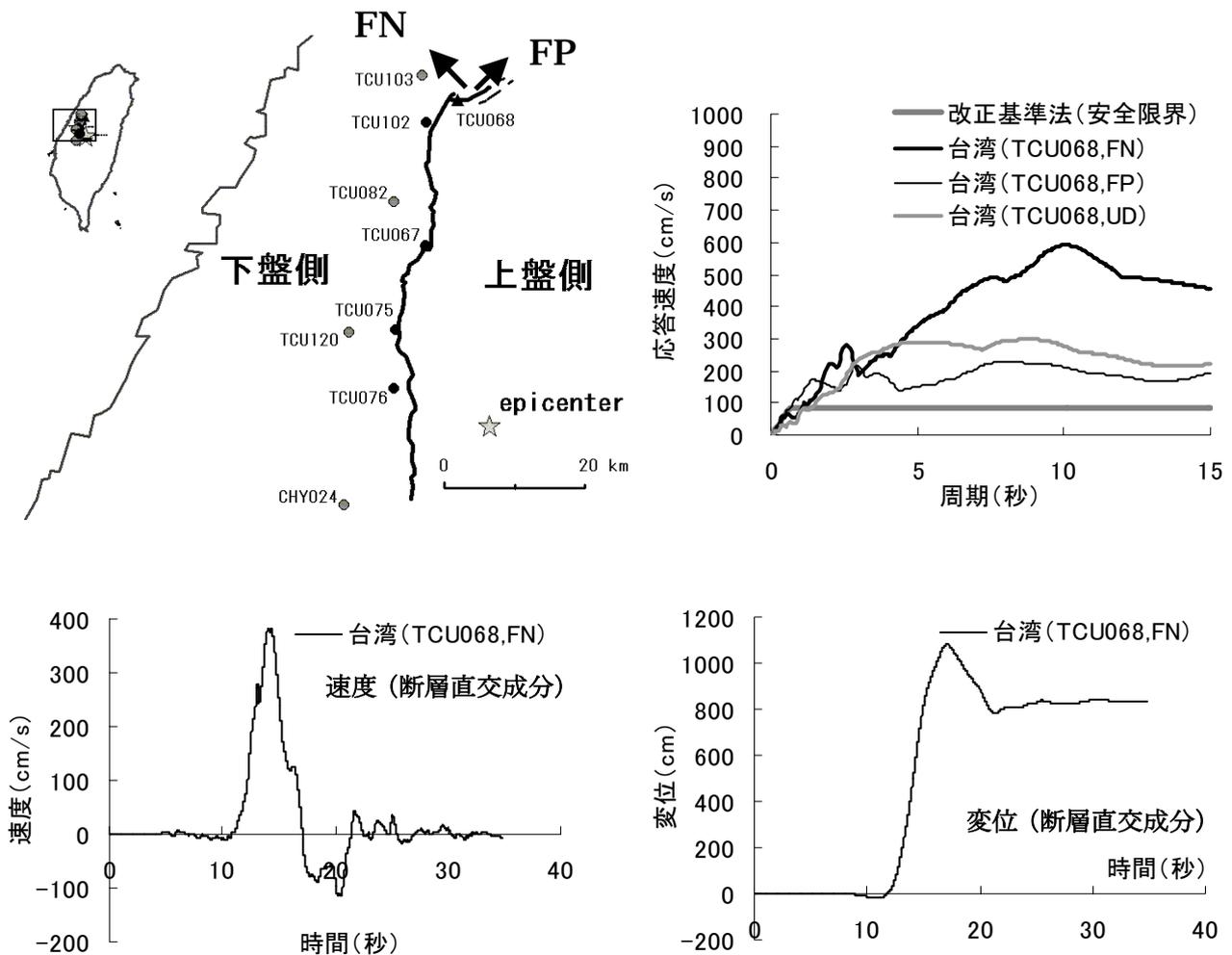


図 3.3.3 1999 年集集地震の上盤側地表近傍の観測波と応答スペクトル（大変位タイプ）

3.4 ハイブリッド手法

上で見てきたように、半経験的手法や統計的グリーン関数法は 1 Hz 程度以上の高振動数領域におけるランダム波形の合成に優れている。一方、理論的手法は 1 Hz 程度以下の低振動数領域におけるコヒーレントな波形の合成に優れている。そこで高振動数には前者を、低振動数には後者を用いて、両者を重ね合わせて広振動数帯域の波形合成を行う手法が開発され、ハイブリッド手法と呼ばれる (Kamae 他、1998；地震予知総合研究振興会、1998、1999)。ハイブリッド手法には様々な応用例が報告されている。例えば、1995 年兵庫県南部地震には Kamae 他 (1998)；1923 年関東地震には佐藤、他 (1998) などがあり、特に理論的手法には差分法を用い、盆地地盤特性をも考慮したグリーン関数が使用されている。

4 おわりに

地震動の推定法の現状を経験的手法と理論的手法に大別して紹介した。経験的手法は過去の膨大なデータを元に行っているため、推定された地震動は信頼性が高く、安定した結果を得ることができる。しかしながら経験的手法では、巨大地震の震源近傍などデータの乏しい地域では、本来は考慮すべき現象やばらつきが無視される可能性があることに注意すべきである。一方、理論的手法では、想定される最様々な条件で地震動が評価できる利点があるものの、断層面の大きさ、破壊開始点やアスペリティーの深さや位置、破壊開始時間の分布、すべり関数、応力効果量、グリーン関数などの設定の違いにより、ばらつきが非常に大きくなり、非現実的な地震動が生成される可能性がある。このため現在、レシピ (例えば、入倉・三宅、2002) などでは様々な経験則を導入し、理論的地震動の作成法を標準化する試みが行われている。今後は、動力学的なモデルなどを用いて、物理的により妥当性のある震源パラメータ設定法の確立が望まれる。一方、理論

的な方法では結果のばらつきは不可避であり、また震源モデルの設定によっては非常に大きな地震動を想定せざるを得ない場合がある。このような場合、より合理的な耐震設計を行うためには地震動評価法や建物の耐震性の評価法などと、確率論的手法を基礎としたリスクマネジメント手法との融合が有効になるとと思われる。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部、確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）、2002
<http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/02a/fig01a.htm>
- 2) 地震調査研究推進本部、確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－北日本）、2003
http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/03mar_kakuritsu/index.htm
- 3) 地震調査研究推進本部、確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定－西日本）、2004
http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/04mar_kakuritsu/index.htm
- 4) 独立行政法人・防災科学技術研究所、地震動予測地図作成手法の研究プロジェクト
<http://www.j-map.bosai.go.jp/j-map/about.html>
- 5) 司 宏俊・翠川三郎、断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文報告集、523、63-70、1999
- 6) 松岡昌志・翠川三郎、国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング、第22回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、23-34、1994
- 7) 藤本一雄、翠川三郎日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均S波速度分布の推定、日本地震工学会論文集、Vol.3、No.3、13-27、2003
- 8) 三浦賢治、古山田耕司、飯場正紀：応答スペクトル法による表層地盤の非線形増幅特性の解析法、日本建築学会構造系論文集、第539号、pp57-62、2001
- 9) 国土交通省住宅局建築指導課、同省建築研究所、(財)日本建築センター、(社)建築研究振興協会：2001年版限界耐力計算法の計算例とその解説、工学図書(株)、2001
- 10) 国土交通省建築研究所、(社)建築研究振興協会：改正建築基準法の構造関係規定の技術的背景、(株)ぎょうせい、2001
- 11) 大川 出、限界耐力計算における地震荷重、建築技術、2000年10月号、p105-107、2000
- 12) 国土交通省国土技術政策総合研究所建築研究部、限界耐力計算（地盤増幅）簡易計算プログラム
<http://www.nilim.go.jp/japanese/technical/tairyoku/guide.htm#c1>
- 13) 久田嘉章、震源近傍の強震動－改正基準法の設計用入力地震動は妥当か？－、第29回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、p99-110、2001
- 14) 永野正行、工学的基盤より深部の地盤増幅－2次元、3次元地盤の影響は無視できるか－、第29回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、p81-98、2001
- 15) 森伸一郎、改正建築基準法による表層地盤増幅の評価法における諸問題、第29回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、p67-80、2001
- 16) FEMA, HAZUS: Natural Hazard Loss Estimation Methodology, <http://www.fema.gov/hazus/>
- 17) USGS, National Seismic Hazard Mapping Project, <http://eqhazmaps.usgs.gov/>
- 18) 建築研究振興会、構造調査コンサルティング協会、既存建築物の耐震診断・耐震補強設計マニュアル、2003
- 19) 久田嘉章、強震動予測における震源のモデル化、第27回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、pp.5-16、1999
- 20) Brune, J. N., Tectonic stress and the spectra of shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009, 1970.
- 21) Boore, D.M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra: *Bulletin, Seismological Society of America*, v. 73, p. 1865-1894, 1983.
- 22) 壇 一男・他、統計的グリーン関数法による1923年関東地震（Mjma 7.9）の広域地震動評価、日本建築学会構造系論文集、第530号、53-62、2000.
- 23) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer, 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ、京都大学防災研究所年報、46, B, 105-120, 2002
- 24) 久田嘉章、翠川三郎、山中浩明、鱒沢 曜、免震病院を対象とした入力地震動の策定例－震源近傍の強震動、及び、深部地盤構造を考慮した入力地震動策定－、第30回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、2002
- 25) 久田嘉章、2002 ノースリッジ地震の地震動一類似点と相違点、第23回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、1995
- 26) Hisada, Y., and J. Bielak, A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, *Bull. of the Seism. Soc. of America*, Vol.93, No.3, pp.1154-1168, 2003