
微動を用いた地震動強さ指標の地盤増幅率の推定手法の開発

(課題番号：18760420)

平成 18～19 年度科学研究費補助金 (若手研究 (B))
研究成果報告書



平成 20 年 3 月

研究代表者
広島大学・大学院工学研究科・准教授

神 野 達 夫

はしがき

現在、地震調査研究推進本部から「全国を概観した地震動予測地図」が公開されている。ここで利用されている地震動の地盤増幅特性は、日本全国を1 km メッシュに区切った国土数値情報の微地形区分から表層30 m 平均S波速度を求め、これと最大速度の地盤増幅率との関係式から算出される。中央防災会議による「表層地盤のゆれやすさ全国マップ」も同様に国土数値情報をもとにしている。このように全国の地盤特性を一律に評価する場合、最大加速度、最大速度、計測震度などの地震動強さ指標の地盤増幅率は国土数値情報から推定する方法が一般的である。この手法は日本全国について均質な地盤増幅率を簡便に得ることができるが、面的な密度を上げることが困難であり、微地形区分と表層30 m 平均S波速度の関係において大きなばらつきがあるなどの問題も指摘されている。よって、平均S波速度を介さずに地盤増幅率が推定できれば、より精度の向上が望め、任意の地点での地盤特性評価が可能になる。

一方、微動はいつでもどこでも観測することが可能であり、地盤特性評価に関する様々な提案・検証が行われている。中でも微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる方法は、そのスペクトル形状が時間に関係なく安定しており、地盤特性に関する情報を抽出する方法として世界的に注目されている。このスペクトル比は微動を構成する表面波の振幅特性を表していると考えられるため、観測地点の地下構造、あるいは地盤特性と強い関係性がある。

以上のような背景から、微動と地盤増幅率の関連性を明らかにし、現行の国土数値情報を元にした地盤特性評価手法に代わる微動を用いた新しい評価手法の開発を目的とした。地盤特性が地震動に与える影響は非常に大きいため、地盤特性の推定精度の向上は予測地図の精度に向上に大きく貢献することになると考えられる。

なお、本報告書は、第1部として、本研究の主題である微動を用いた地盤増幅率の推定方法について述べ、第2部として、本研究を遂行するにあたり、より詳細な検討が必要だと思われた個別の事案についてトピック的に別途検討した結果をまとめている。

本研究の成果が我が国の地震時安全性向上の一助となれば望外の喜びである。

平成20年3月

研究代表者

広島大学・大学院工学研究科・准教授

神野達夫

研究組織

研究代表者	神野 達夫	広島大学・大学院工学研究科・准教授
研究協力者	小林 大起	広島大学・大学院工学研究科・大学院生 (現・清水建設株式会社)
	金田菜都美	広島大学・大学院工学研究科・大学院生
	福岡 俊彦	広島大学・大学院工学研究科・大学院生
	鯉口ゆかり	広島大学・工学部・学部生
	福山 美穂	広島大学・工学部・学部生

交付決定額（配分額）

(金額単位：円)

	直接経費	間接経費	合計
平成 18 年度	500,000	0	500,000
平成 19 年度	500,000	0	500,000
総計	1,000,000	0	1,000,000

研究発表

① 雑誌論文

なし

② 学会発表

- ・金田菜都美：微動と強震記録を用いた地盤の非線形特性の評価、日本建築学会中国支部研究発表会、2007年3月4日、鳥取環境大学
- ・小林大起：微動を用いた地盤増幅特性の簡易推定法の検討、日本建築学会中国支部研究発表会、2007年3月4日、鳥取環境大学
- ・金田菜都美：微動と強震記録を用いた地盤の非線形特性の評価、日本建築学会大会、2007年8月29日、福岡大学
- ・福岡俊彦：微動を用いた地盤増幅特性の簡易推定法の提案、日本建築学会大会、2007年8月29日、福岡大学
- ・鯉口ゆかり：中国・四国地方における地盤の減衰特性の推定、日本建築学会中国支部研究発表会、2008年3月9日、広島国際大学
- ・金田菜都美：PS 検層による走時曲線と地震記録を用いた地下構造の推定、日本建築学会中国支部研究発表会、2008年3月9日、広島国際大学
- ・福山美穂：地震観測記録に基づく表層地盤の非線形特性評価、日本建築学会中国

支部研究発表会、2008年3月9日、広島国際大学

③ 図書

なし

研究成果による産業財産権の出願・取得状況

なし

謝辞

本研究で用いた地震記録は、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net において観測されたものである。関係各位に感謝の意を表する。

目次

第 1 部 微動を用いた地盤増幅率の推定手法の検討

1. はじめに	1
1.1. 研究の背景と目的	1
1.2. 第 1 部の構成	2
2. 距離減衰式	3
2.1. 距離減衰式	3
2.2. 解析に用いたデータ	7
2.3. 距離減衰式の選定	8
2.4. マグニチュードが小さい地震に対する距離減衰式の適用性の検討	9
2.5. 2 章のまとめ	12
3. 地盤増幅率の算出	13
3.1. 各強震観測点における地盤増幅率	13
3.2. 地盤増幅率と平均 S 波速度の相関	25
3.3. 3 章のまとめ	35
4. 予測値と観測記録の誤差	37
4.1. 各地点の予測値と観測記録の誤差	37
4.2. 予測値と観測値のばらつきの要因に関する検討	40
4.3. 4 章のまとめ	44
5. 微動記録を用いた地盤増幅率の推定	45
5.1. 微動の卓越周期と地盤増幅率の関係	45
5.2. 微動 H/V スペクトルから推定した地下構造の S 波伝達関数と地盤増幅率の関係	49
5.3. 微動 H/V スペクトルの形状による選別	52
5.4. 5 章のまとめ	57
6. 微動から推定した地盤増幅率の精度検証	61
6.1. 微動から推定した地盤増幅率と 3 章で算出した地盤増幅率の比較	61
6.2. 微動から推定した地盤増幅率を用いた予測値と観測値の誤差	62
6.3. 6 章のまとめ	64
7. まとめ	65

第2部 個別事案の検討

1. はじめに	67
2. 微動 H/V スペクトルの安定性の検証	68
3. 微動・地震記録に基づく表層地盤の非線形特性評価	71
3.1. はじめに	71
3.2. 解析データ	71
3.3. 線形時の地盤の卓越周期	72
3.4. 地盤の非線形特性の評価	74
3.5. まとめ	79
4. 中国・四国地方における地盤の減衰特性の推定	80
4.1. はじめに	80
4.2. 地震データ	80
4.3. 中国・四国地方の土質	81
4.4. 観測地盤増幅率 H/H と理論地盤増幅率 G_s	81
4.5. 多地点同時逆解析法	82
4.6. まとめ	86
5. PS 検層による走時曲線と地震記録に基づく地下構造推定手法の標準化に関する検討 ..	87
5.1. はじめに	87
5.2. 解析地点	87
5.3. 地表と地中の水平動のスペクトル比の算出	88
5.4. 地下構造推定のための逆解析	88
5.5. 推定精度の検証	91
5.6. まとめ	91
参考文献	92

第1部 微動を用いた地盤増幅率の推定手法の検討

1. はじめに

1.1. 研究の背景と目的

現在、地震調査研究推進本部から「全国を概観した地震動予測地図」が公開されている¹⁾。ここで利用されている地震動の地盤増幅特性は、日本全国を1 km メッシュに区切った国土数値情報の微地形区分から表層30 m 平均S波速度（以降、*AVS30*）を求め、これと最大速度の地盤増幅率との関係式から算出される²⁾³⁾。中央防災会議による「表層地盤のゆれやすさ全国マップ」⁴⁾も同様に国土数値情報をもとにしている。このように全国の地盤特性を一律に評価する場合、最大加速度、最大速度、計測震度などの地震動強さ指標の地盤増幅率は国土数値情報から推定する方法が一般的である。この手法は日本全国について均質な地盤増幅率を簡便に得ることができるが、以下のような問題がある。

- ① より詳細な（1 km よりも密度を上げた）地盤増幅特性の分布を求めることができない。
- ② 微地形区分と *AVS30* の関係において大きなばらつきがある。
- ③ 長周期成分が支配する地震動強さ指標の地盤増幅率は *AVS30* との相関が明確だが、短周期成分が支配する指標はより浅い部分の平均S波速度の方が相関が高い。

①最近の研究において50 m メッシュ（あるいは25 m メッシュ）の微地形分類を作成する試みが示されており、問題は解消されつつある⁵⁾。②精度向上には微地形分類の細分化が考えられるが、そもそも地形とS波速度の物理的な関係性は乏しく、今以上に精度を上げるのは難しい。③短周期地震動が支配する指標の地盤増幅率はより浅い部分の平均S波速度による評価が望ましいが、*AVS30* 以外は日本全国で均質に求めることができない。そこでS波速度を介さずに地盤増幅率が推定できれば、より精度の向上が望め、任意の地点での地盤特性評価が可能となる。

一方、微動はいつでもどこでも観測することが可能であり、地盤特性評価に関する様々な提案・検証が行われている。中でも微動の水平動と上下動のスペクトル比（以降、微動H/V スペクトル）を用いる方法⁶⁾は、そのスペクトル形状が時間に関係なく安定しており、地盤特性に関係する情報を抽出する方法として世界的に注目されている。このスペクトル比は微動を構成する表面波の振幅特性を表していると考えられるため、観測地点の地下構造、あるいは地盤特性と強い関係性がある。

そこで本研究は、微動と様々な地震動強さ指標との関連性を明らかにし、現行の国土数値情報を元にした地盤特性評価手法に代わる微動を用いた新しい評価手法の開発を目的とする。地盤特性が地震動に与える影響は非常に大きいため、地盤特性の推定精度の向上は予測地図の精度に向上に大きく貢献することになると考えられる。

1.2. 第1部の構成

- ・ 1章 はじめに

研究の背景、目的、論文の構成について述べる。

- ・ 2章 距離減衰式

最大加速度 (PGA)、最大速度 (PGV) の距離減衰式として、司・翠川⁷⁾、翠川・大竹⁸⁾、西村・堀家⁹⁾、堀家・西村¹⁰⁾の提案式について紹介する。またこれらの距離減衰式を中国地方で観測された地震に適用した場合の観測記録との適合性について検討する。減衰5%加速度応答スペクトル (SA) は Kanno らの距離減衰式¹¹⁾を紹介する。

- ・ 3章 地盤増幅率の算出

防災科学技術研究所の K-NET¹²⁾、KiK-net¹³⁾の強震記録と距離減衰式による予測値の比を求め、その観測点ごとの対数平均をその地点の地盤増幅率とする。また地盤増幅率のばらつきについても検討する。また、求めた地盤増幅率と地盤の平均 S 波速度の相関を検討する。

- ・ 4章 予測値と観測記録の誤差

距離減衰式で求めた予測値は観測値と差が生じる。地盤増幅率を既往の方法 (AVS30 を用いた関係式から地盤増幅率を求める) で求めた場合と3章で求めた地盤増幅率を適用した場合の両方で予測値と観測値の誤差について、その誤差の程度や要因について考察する。

- ・ 5章 微動記録を用いた地盤増幅率の推定

各地点で求めた地盤増幅率と微動記録の関係について検討する。5.1 節では微動 H/V スペクトルの卓越周期と地盤増幅率、5.2 節では微動 H/V スペクトルから推定した地盤の S 波伝達関数と地盤増幅率、5.3 節では微動 H/V スペクトルの形状による選別を行い、選別された地点の微動 H/V スペクトルと地盤増幅率の関係を検討する。各手法の相関を検討し、微動記録から地盤増幅率の推定方法の提案を行う。

- ・ 6章 微動から推定した地盤増幅率の精度検証

微動から推定した地盤増幅率と3章で算出した地盤増幅率を比較し、微動を用いた地盤増幅率の推定精度を検証する。また、微動から推定した地盤増幅率を用いた各地震動指標の予測値と観測値の誤差を検討する。

- ・ 7章 まとめ

本研究で得られた知見についてまとめる。

2. 距離減衰式

本研究では、距離減衰式によって推定された工学的基盤における地震動の予測値と地表で観測された地震動の比から地盤増幅率を算出する。本章では、基準となる距離減衰式を選択するために、最近開発された代表的な距離減衰式を紹介し、中国地方で観測された地震に適用した場合の各式の適合性について検討する。

2.1. 距離減衰式

将来発生する大地震による地震動の強さを予測することは地震工学上重要な問題である。地震動強さを経験的に予測する手法として、従来から距離減衰式が多く用いられている。距離減衰式は地震動強さを推定するのに、少ないパラメータで評価でき、簡便、かつ有効な手法である。以下に最近開発された代表的な距離減衰式を紹介する。

2.1.1. 司・翠川（1999）による距離減衰式

司・翠川⁷⁾は、断層タイプを考慮した PGA、PGV の距離減衰式を提案している。PGA、PGV はともに(2.1)式で示す回帰モデルを用いる。

$$\log A = b - \log(X + c) - kX \quad (2.1)$$

A は PGA、PGV、 X は断層最短距離を示す。右辺第 1 項の回帰係数 b は距離減衰曲線の絶対値を支配する項である。第 2 項は幾何減衰を表す項であり、係数 c は断層近傍での頭打ちを行う係数である。第 3 項は粘性減衰を表す項であり、係数 k の値は PGA で 0.003、PGV で 0.002 として与えられる。係数 c は回帰分析の結果、次式で与えられる。

$$c = 0.0055 \cdot 10^{0.5M_w} \quad (\text{PGA}) \quad (2.2)$$

$$c = 0.0028 \cdot 10^{0.5M_w} \quad (\text{PGV}) \quad (2.3)$$

回帰分析により得られた係数 b を(2.4)式の回帰モデルを用いて重相関解析を行った。得られた式の各係数 a 、 h 、 d 、 e の値を PGA、PGV についてそれぞれ表 2.1 に示す。

$$b = aM_w + hD + d + e \quad (2.4)$$

ここで D は震源深さ、 e は定数項、 a 、 h 、 d は回帰係数である。PGA の距離減衰式においては地表面、PGV は、AVS30 が 600 m/s の硬質地盤上の値である。PGV の地盤増幅率は(2.5)

式による。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \log AVS30 \quad (2.5)$$

表 2.1 司・翠川（1999）における各係数

	a	h	d			e
			地殻内地震	プレート間地震	プレート内地震	
最大加速度	0.50	0.0043	0.00	0.01	0.22	0.61
最大速度	0.58	0.0038	0.00	-0.02	0.12	-1.29

2.1.2. 翠川・大竹（2002）による距離減衰式

司・翠川の距離減衰式⁷⁾は主として浅い地震の記録に基づいて作成されていたため、やや深い地震において、距離減衰特性が従来の距離減衰式と異なることが指摘された。翠川・大竹⁸⁾は震源の深さによる距離減衰特性の違いを検討した上で、やや深い地震にも適用可能なPGA、PGVの距離減衰式を提案している。震源深さ30 kmを境に次式の2つの回帰モデルを用いている。

$$\log A = b - \log(X + C) - kX \quad (D \leq 30 \text{ km}) \quad (2.6)$$

$$\log A = b + 0.6 \log(1.7D + C) - 1.6 \log(X + C) - kX \quad (D > 30 \text{ km}) \quad (2.7)$$

粘性減衰を表す係数 k は司・翠川（1999）⁷⁾にならい、PGAで0.003、PGVで0.002である。

係数 C は

$$C = 0.0060 \cdot 10^{0.5M_w} \quad (\text{PGA}) \quad (2.8)$$

$$C = 0.0028 \cdot 10^{0.5M_w} \quad (\text{PGV}) \quad (2.9)$$

b は(2.4)式と同様で、表 2.2 に各係数の値を示す。PGVの地盤増幅率は司・翠川（1999）⁷⁾と同様、(2.5)式による。

表 2.2 翠川・大竹（2002）における各係数

	a	h	d			e
			地殻内地震	プレート間地震	プレート内地震	
最大加速度	0.59	0.0023	0.00	0.08	0.30	0.02
最大速度	0.65	0.0024	0.00	0.05	0.15	-1.77

2.1.3. 西村・堀家（2003）、堀家・西村（2004）による距離減衰式

西村・堀家⁹⁾¹⁰⁾はマグニチュード M_{jma} 、震源距離 r 、震源深さ D 、地盤条件による増幅率 dh をパラメータとした距離減衰式を提案している。提案されている距離減衰式の PGA は (2.10)式、PGV は (2.12) 式で表される。地盤増幅率は地盤種により(2.11)式、(2.13)式で示すように決定する。地盤種は深さ 20 m までの PS 検層から計算した平均 S 波速度が 0~250 m/sec (地盤種 1)、250~400 m/sec (地盤種 2)、400~700 m/sec (地盤種 3)、700 m/sec~ (地盤種 4) の範囲にある 4 種類とする。

$$\log A = -1.579 + 0.739M_{jma} + 0.022D - \log(r + 0.0006 \cdot 10^{0.69 \cdot M_{jma}}) - 0.0025D^{0.263}r + dh \quad (2.10)$$

$$dh = \begin{cases} 0.605 \cdots (\text{地盤種1}) \\ 0.549 \cdots (\text{地盤種2}) \\ 0.469 \cdots (\text{地盤種3}) \\ 0.360 \cdots (\text{地盤種4}) \end{cases} \quad (2.11)$$

$$\log V^h = -3.55 + 0.923M_{jma} + 0.011D - \log(r + 10^{0.992 \cdot M_{jma} - 5}) - 0.0055r + S^h \quad (2.12)$$

$$S^h = \begin{cases} 0.648 \cdots (\text{地盤種1}) \\ 0.502 \cdots (\text{地盤種2}) \\ 0.399 \cdots (\text{地盤種3}) \\ 0.323 \cdots (\text{地盤種4}) \end{cases} \quad (2.13)$$

2.1.4. Kanno et al. (2006) の距離減衰式

Kanno ら¹¹⁾はモーメントマグニチュード M_w 、震源断層距離 X 、震源深さ D をパラメータとし、震源深さ 30 km を境に次式の 2 つの回帰式を用いている。

$$\log pre = a_1 M_w + b_1 X - \log(X + d_1 \cdot 10^{e_1 M_w}) + c_1 \quad (D \leq 30 \text{ km}) \quad (2.14)$$

$$\log pre = a_2 M_w + b_2 X - \log X + c_2 \quad (D > 30 \text{ km}) \quad (2.15)$$

ここで pre は PGA、PGV、SA の予測値、 a_1 、 b_1 、 c_1 、 d_1 、 a_2 、 b_2 、 c_2 は回帰係数であり、 e_1 は定数で 0.5 である。

地盤増幅率 G は $AVS30$ によって求められており、(2.16)式による。

$$G = p \cdot \log AVS30 + q \quad (2.16)$$

(2.14)式、(2.15)式、(2.16)式の係数を表 2.3、表 2.4、表 2.5 に示す。

表 2.3 Kanno et al. (2006) における基準式の各係数 ($D \leq 30$ km)

Period	a_1	b_1	c_1	d_1	Period	a_1	b_1	c_1	d_1
PGA	0.556	-0.00307	0.256	0.00547	0.60	0.623	-0.001390	-0.222	0.00250
5% Damped Acceleration Response Spectra	0.05	0.540	-0.00354	0.479	0.70	0.634	-0.001180	-0.370	0.00215
	0.06	0.536	-0.00372	0.566	0.80	0.651	-0.001070	-0.544	0.00197
	0.07	0.528	-0.00385	0.669	0.90	0.681	-0.000942	-0.803	0.00187
	0.08	0.524	-0.00397	0.747	1.00	0.710	-0.000878	-1.040	0.00208
	0.09	0.523	-0.00405	0.795	1.10	0.722	-0.000737	-1.190	0.00176
	0.10	0.520	-0.00409	0.847	1.20	0.732	-0.000614	-1.320	0.00142
	0.11	0.501	-0.00399	0.960	1.30	0.742	-0.000554	-1.440	0.00140
	0.12	0.510	-0.00397	0.928	1.50	0.773	-0.000518	-1.700	0.00167
	0.13	0.514	-0.00393	0.914	1.70	0.791	-0.000464	-1.890	0.00194
	0.15	0.518	-0.00380	0.892	2.00	0.804	-0.000356	-2.080	0.00195
	0.17	0.525	-0.00365	0.844	2.20	0.821	-0.000372	-2.240	0.00216
	0.20	0.535	-0.00339	0.761	2.50	0.844	-0.000308	-2.460	0.00228
	0.22	0.535	-0.00319	0.734	3.00	0.862	-0.000197	-2.720	0.00207
	0.25	0.541	-0.00293	0.659	3.50	0.895	-0.000348	-2.990	0.00322
	0.30	0.556	-0.00258	0.505	4.00	0.921	-0.000512	-3.210	0.00446
	0.35	0.561	-0.00237	0.421	4.50	0.944	-0.000703	-3.390	0.00639
0.40	0.577	-0.00212	0.262	5.00	0.916	-0.000360	-3.350	0.00303	
0.45	0.589	-0.00189	0.129	PGV	0.702	-0.000925	-1.930	0.00217	
0.50	0.593	-0.00161	0.038						

表 2.4 Kanno et al. (2006) における基準式の各係数 ($D > 30$ km)

Period	a_2	b_2	c_2	Period	a_2	b_2	c_2	
PGA	0.409	-0.00389	1.560	0.60	0.491	-0.00283	0.9500	
5% Damped Acceleration Response Spectra	0.05	0.394	-0.00404	1.760	0.70	0.512	-0.00262	0.7180
	0.06	0.388	-0.00410	1.860	0.80	0.534	-0.00245	0.4860
	0.07	0.382	-0.00418	1.960	0.90	0.555	-0.00234	0.2730
	0.08	0.379	-0.00422	2.030	1.00	0.574	-0.00223	0.0794
	0.09	0.377	-0.00428	2.080	1.10	0.590	-0.00216	-0.0846
	0.10	0.377	-0.00431	2.120	1.20	0.604	-0.00211	-0.2400
	0.11	0.377	-0.00435	2.140	1.30	0.619	-0.00204	-0.3950
	0.12	0.381	-0.00437	2.140	1.50	0.640	-0.00195	-0.6320
	0.13	0.384	-0.00439	2.130	1.70	0.655	-0.00182	-0.8310
	0.15	0.388	-0.00436	2.120	2.00	0.680	-0.00171	-1.1200
	0.17	0.395	-0.00433	2.080	2.20	0.692	-0.00167	-1.2700
	0.20	0.401	-0.00422	2.020	2.50	0.711	-0.00167	-1.4800
	0.22	0.403	-0.00413	1.990	3.00	0.729	-0.00169	-1.7200
	0.25	0.414	-0.00401	1.880	3.50	0.748	-0.00167	-1.9700
	0.30	0.425	-0.00378	1.750	4.00	0.769	-0.00163	-2.2200
	0.35	0.434	-0.00357	1.620	4.50	0.791	-0.00163	-2.4500
0.40	0.445	-0.00338	1.490	5.00	0.818	-0.00167	-2.7000	
0.45	0.459	-0.00319	1.330	PGV	0.552	-0.00324	-0.5710	
0.50	0.471	-0.00303	1.190					

表 2.5 Kanno et al. (2006) における地盤増幅率の係数

5% Damped Acceleration Response Spectra			5% Damped Acceleration Response Spectra		
Period	p	q	Period	p	q
PGA	-0.5514	1.3490	0.60	-0.9238	2.2970
0.05	-0.3244	0.7962	0.70	-0.9622	2.4070
0.06	-0.2614	0.6450	0.80	-0.9759	2.4570
0.07	-0.2418	0.5974	0.90	-0.9685	2.4390
0.08	-0.2616	0.6417	1.00	-0.9264	2.3220
0.09	-0.2929	0.7154	1.10	-0.9176	2.2960
0.10	-0.3199	0.7776	1.20	-0.9062	2.2630
0.11	-0.3477	0.8406	1.30	-0.8825	2.2020
0.12	-0.3900	0.9399	1.50	-0.8531	2.1210
0.13	-0.4307	1.0350	1.70	-0.8294	2.0590
0.15	-0.5308	1.2760	2.00	-0.7756	1.9210
0.17	-0.6113	1.4680	2.20	-0.7567	1.8750
0.20	-0.6831	1.6470	2.50	-0.7244	1.7960
0.22	-0.7184	1.7370	3.00	-0.6845	1.6990
0.25	-0.7499	1.8200	3.50	-0.6597	1.6390
0.30	-0.8045	1.9630	4.00	-0.6182	1.5370
0.35	-0.8518	2.0870	4.50	-0.6035	1.4990
0.40	-0.8676	2.1310	5.00	-0.5861	1.4560
0.45	-0.8851	2.1760	PGV	-0.7057	1.7650
0.50	-0.9094	2.2470			

2.2. 解析に用いたデータ

本研究で使用するデータは 2000 年 1 月から 2006 年 6 月までに観測された K-NET¹²⁾、KiK-net¹³⁾データのうち、震源距離 300 km 以内のデータである。用いたデータの M_w と震源距離の関係を図 2.1 に示す。 M_w が小さい地震は震源距離も近い地点でしか観測記録は得られていないが、 M_w が 4.5 程度からは 300 km まで幅広く分布している。

検討する地震動強さは、PGA、PGV および SA である。最大振幅は水平動 2 成分の二乗和の平方根とする。SA は周期 0.05~5.00 秒の 37 ポイントとし、解析した周期を表 2.6 に示す。

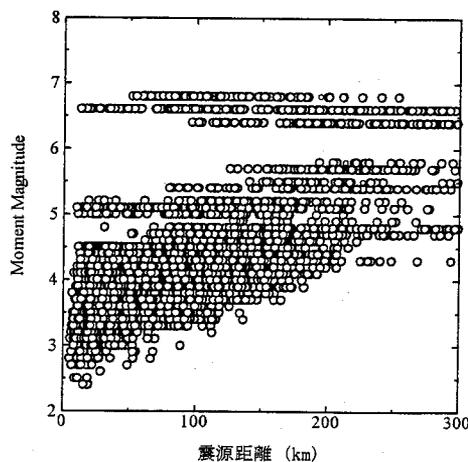


図 2.1 モーメントマグニチュードと震源距離の関係

表 2.6 解析した応答スペクトルの周期

解析した応答スペクトルの周期 (sec)			
0.05	0.17	0.70	2.20
0.06	0.20	0.80	2.50
0.07	0.22	0.90	3.00
0.08	0.25	1.00	3.50
0.09	0.30	1.10	4.00
0.10	0.35	1.20	4.50
0.11	0.40	1.30	5.00
0.12	0.45	1.50	
0.13	0.50	1.70	
0.15	0.60	2.00	

2.3. 距離減衰式の選定

2.1 節で述べた既往の距離減衰式を中国地方のデータと比較することで、観測記録と距離減衰式の適合性を検討する。2.2 節で述べた全データの観測記録と距離減衰式による予測値の比をとり、その常用対数の標準偏差 e ((2.17)式、以下、単に標準偏差と表す。)を求める。

$$e = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left\{ \log\left(\frac{pre}{obs}\right) \right\}^2}{n}} \quad (2.17)$$

pre : 距離減衰式による予測値、 obs : 観測記録、 n : データ数

ここで、距離減衰式では断層最短距離を用いているが、本研究では鳥取県西部地震、芸予地震、福岡県西方沖地震以外の地震は、震源を点震源とみなし震源距離を用いる。先述の3地震では既往の研究¹⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾の震源断層モデルから断層最短距離を求める。各地震のモーメントマグニチュード M_w は防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 F-net¹⁷⁾による値を参照した。それぞれの式を用いた場合の全データの標準偏差は表 2.7 に示す。PGA、PGV とともに、翠川・大竹の式を用いた場合が最も観測記録に適合する。よって、今後本研究では、翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾を基準に PGA、PGV の地盤増幅率を求める。なお、SA の地盤増幅率については Kanno らの距離減衰式¹¹⁾を基準に用いる。

表 2.7 全データの標準偏差

	PGA	PGV
司・翠川(1999)	0.39	0.47
翠川・大竹(2002)	0.34	0.33
西村・堀家(2003)	0.49	0.41

2.4. マグニチュードが小さい地震に対する距離減衰式の適用性の検討

本研究ではPGA、PGVは翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾を用いて各観測点の地盤増幅率を求める。この距離減衰式は M_w が5.5以上の地震データから作成されたものである。本研究で使用するデータの M_w の範囲は2.4~6.8である。よって、 M_w が5.5未満の地震における、距離減衰式の適用性を検討する必要がある。表2.8に検討対象とした地震の緒元を示す。これらの地震を対象に、観測されたPGA、PGVとそれらの予測値の関係を図2.2、図2.3に示す。また、地震ごとの標準偏差を表2.8に示す。

距離減衰式は、 M_w の大きい2000年鳥取県西部地震、2005年福岡県西方沖地震ではPGA、PGVともに標準偏差が小さい。また、 M_w が5.5未満の地震で顕著に標準偏差が大きくなるということはない。そこで、翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾は M_w が5.5未満の地震においても適用できると判断した。

表 2.8 各地震の緒元と標準偏差

発生日時	M_w	震源深さ(km)	地震タイプ	観測点数	標準偏差	
					PGA	PGV
2000/10/06/13:30	6.6	11	地殻内	135	0.26	0.26
2000/10/08/13:17	5.1	5	地殻内	104	0.32	0.34
2000/10/10/21:58	4.4	8	地殻内	66	0.29	0.33
2000/11/03/16:33	4.4	5	地殻内	68	0.30	0.34
2001/03/24/15:28	6.8	50	プレート内	133	0.31	0.31
2001/03/26/02:16	4.1	32	プレート内	68	0.35	0.27
2001/03/26/05:41	5.1	38	プレート内	100	0.33	0.33
2001/04/25/23:40	5.7	35	プレート内	56	0.39	0.36
2002/11/04/13:36	5.7	41	プレート内	41	0.37	0.23
2004/02/20/12:25	3.3	32	プレート内	34	0.30	0.25
2004/03/21/10:10	3.4	11	地殻内	25	0.39	0.40
2005/03/08/03:45	3.6	14	地殻内	40	0.25	0.30
2005/03/20/10:53	6.6	11	地殻内	95	0.23	0.23
2005/06/27/23:39	3.6	11	地殻内	30	0.37	0.25
2006/06/12/05:01	6.4	130	プレート内	141	0.66	0.52

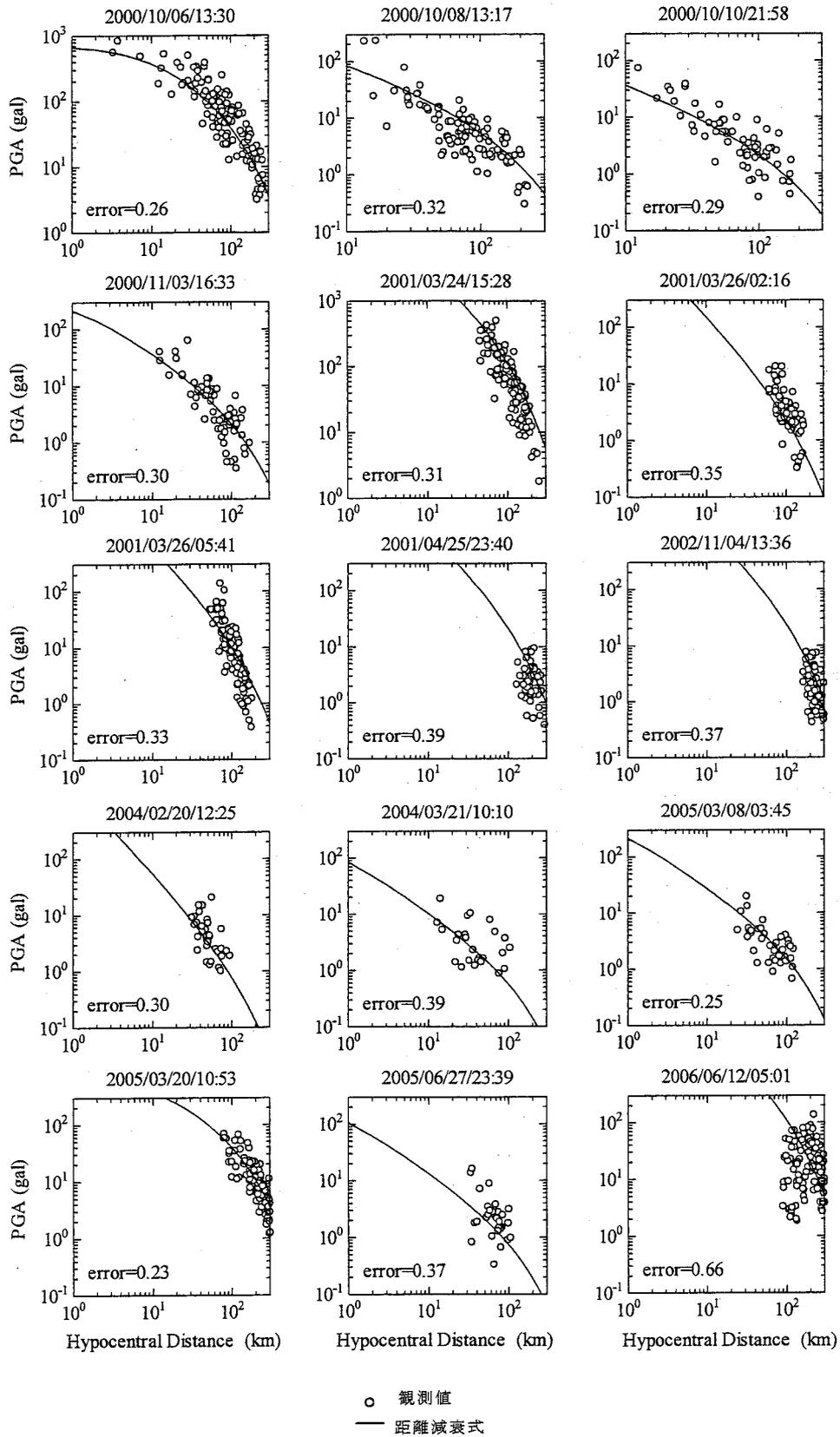


図 2.2 各地震において観測された最大加速度と距離減衰式の関係

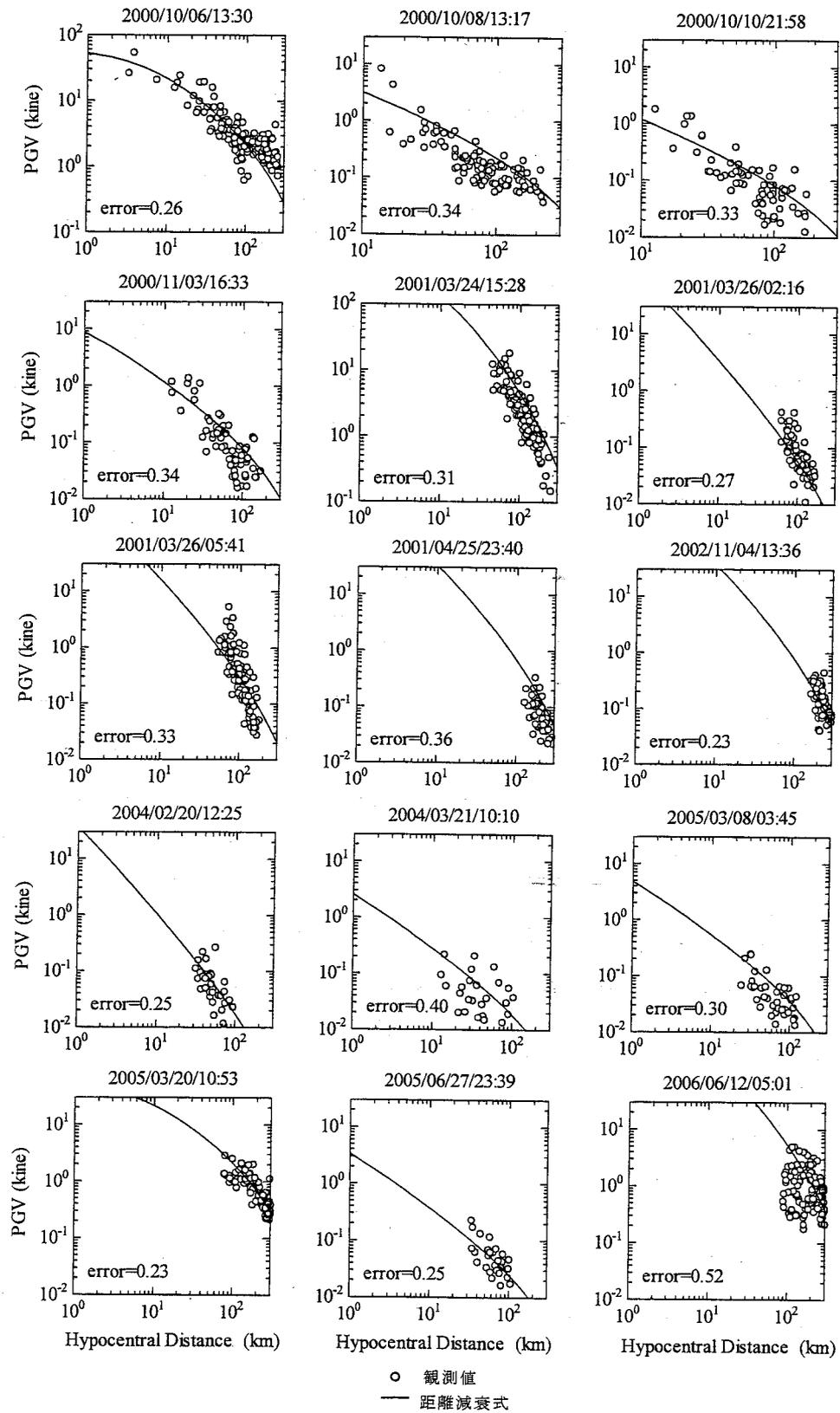


図 2.3 各地震において観測された最大速度と距離減衰式の関係

2.5. 2章のまとめ

2章ではPGA、PGVの距離減衰式として、司・翠川⁷⁾、翠川・大竹⁸⁾、西村・堀家⁹⁾¹⁰⁾の距離減衰式、SAの距離減衰式としてKannoらの距離減衰式¹¹⁾を紹介した。PGA、PGVの各距離減衰式の予測値と観測値の誤差について検討し、観測値を最もよく満足する距離減衰式を選定した。以下に得られた知見を示す。

- ① 中国地方の地震記録と最もよく適合した距離減衰式は翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾である。よって、PGA、PGVは翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾を基準とする。なお、SAはKannoらの距離減衰式¹¹⁾を基準とする。
- ② 翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾は M_w が5.5以上の地震データから作成されたものであるため、 M_w が5.5未満の地震について、その距離減衰式との適合性の検討を行った。その結果、 M_w が5.5未満の地震で標準偏差が顕著に大きくなるということは見られなかった。よって、 M_w が5.5未満の地震においても、この距離減衰式は適用できると判断した。

3. 地盤増幅率の算出

3.1. 各強震観測点における地盤増幅率

観測される地震動は震源から同じ距離であっても、最大振幅に違いが見られる。この違いの原因の一つとして表層地盤による地震動の増幅特性の違いが考えられる。本研究では、距離減衰式を用いて、各観測点における地盤増幅率を算出する。ここでは、距離減衰式による予測値 (*pre*) と観測値 (*obs*) の比 (*pre/obs*) を観測点ごとに、全ての対象地震について求め、これらの対数平均をその地点の地盤増幅率とする。この地盤増幅率にはばらつきが生じる。このばらつきの程度を把握することは重要であるため、これについても各地点において検討する。

基準式として、PGA、PGV は、翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾を、SA は Kanno らの距離減衰式¹¹⁾を用いる。翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾による PGV は、AVS30 が 600 m/s の硬質地盤上の値であることから、ここで求めた地盤増幅率は AVS30 が 600 m/s の硬質地盤上からの地盤増幅率となる。PGA、SA も PGV と合わせて AVS30 が 600 m/s の地盤上からの地盤増幅率を求める。

各地点において求めた各地震動指標の地盤増幅率を図 3.1～図 3.11 に示す。同図にはそのばらつきの程度として $\pm\sigma$ (対数標準偏差) を示す。PGA、PGV の地盤増幅率の対数標準偏差はほとんどの地点で 0.2～0.3 程度、SA の地盤増幅率の対数標準偏差は 0.2～0.4 であった。SA の地盤増幅率の方が PGA、PGV の地盤増幅率よりもややばらつきが大きくなった。PGA、PGV の地盤増幅率の分布を図 3.12、図 3.13 に示す。PGV の地盤増幅率は山地では小さく、海沿いの平野部などでは大きくなる傾向が見られる。PGA に関しては同様の傾向はあまり見られない。

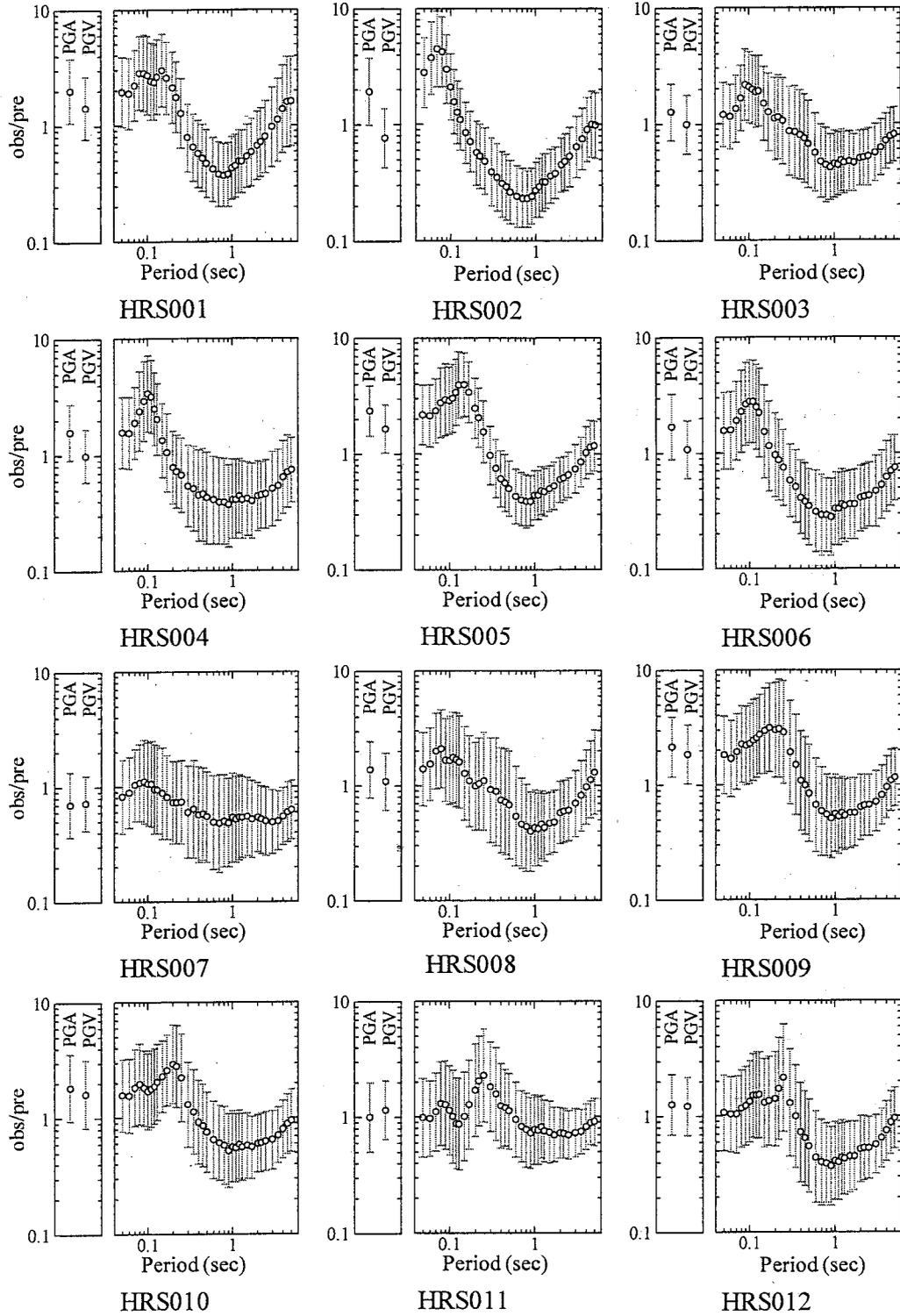


図 3.1 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (HRS001~HRS012)

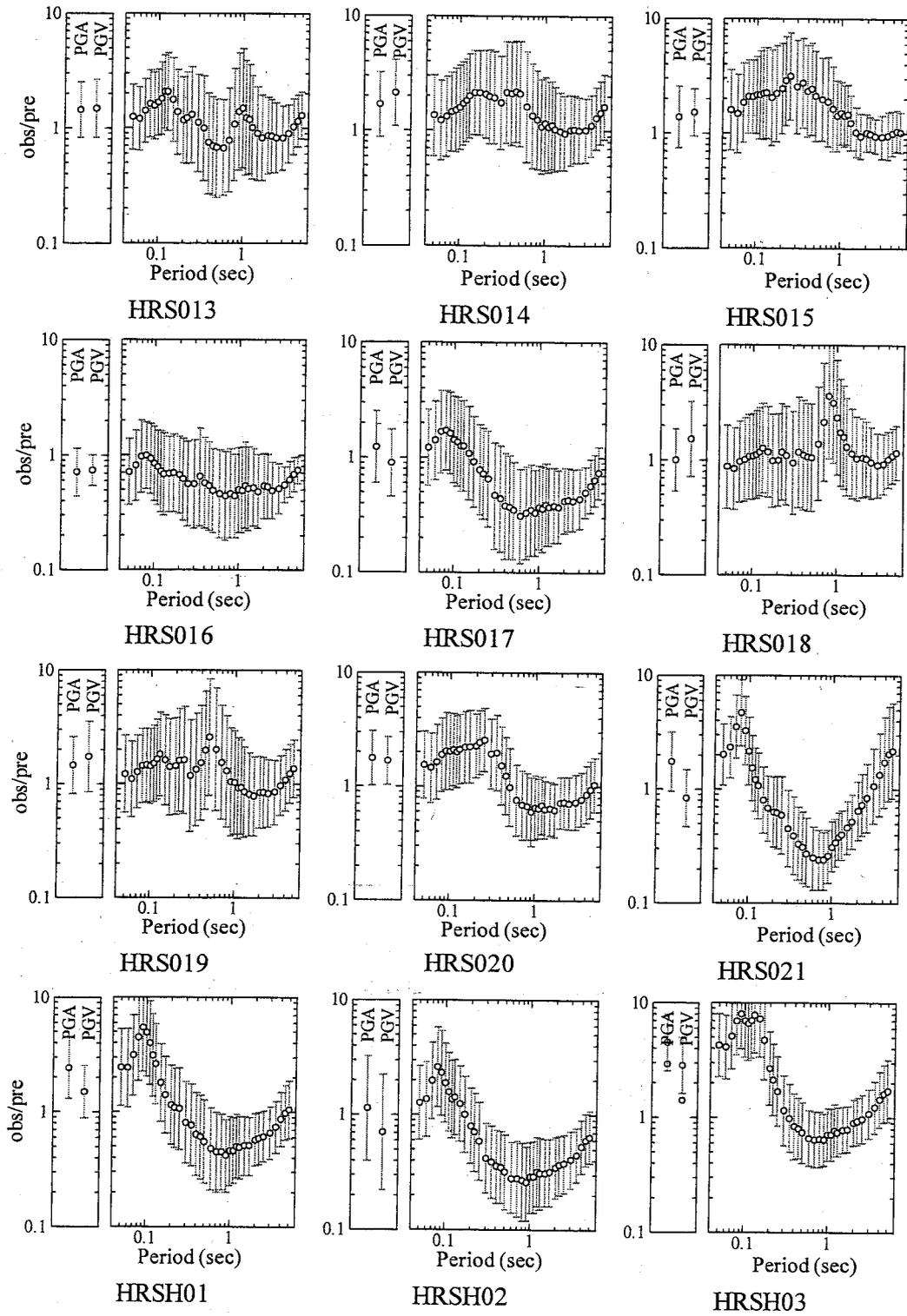


図 3.2 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (HRS013~HRSH03)

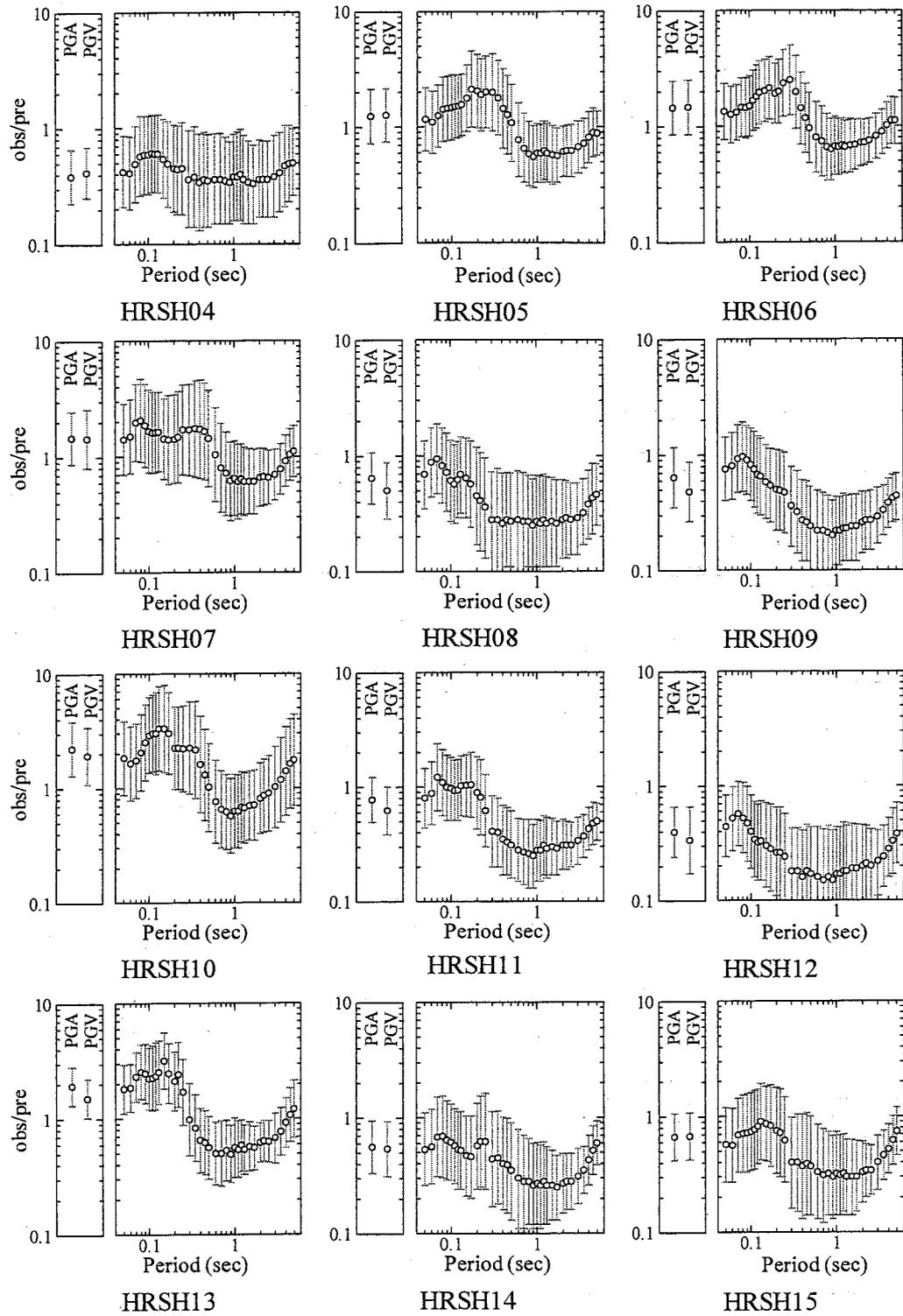


図 3.3 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (HRSH04~HRSH15)

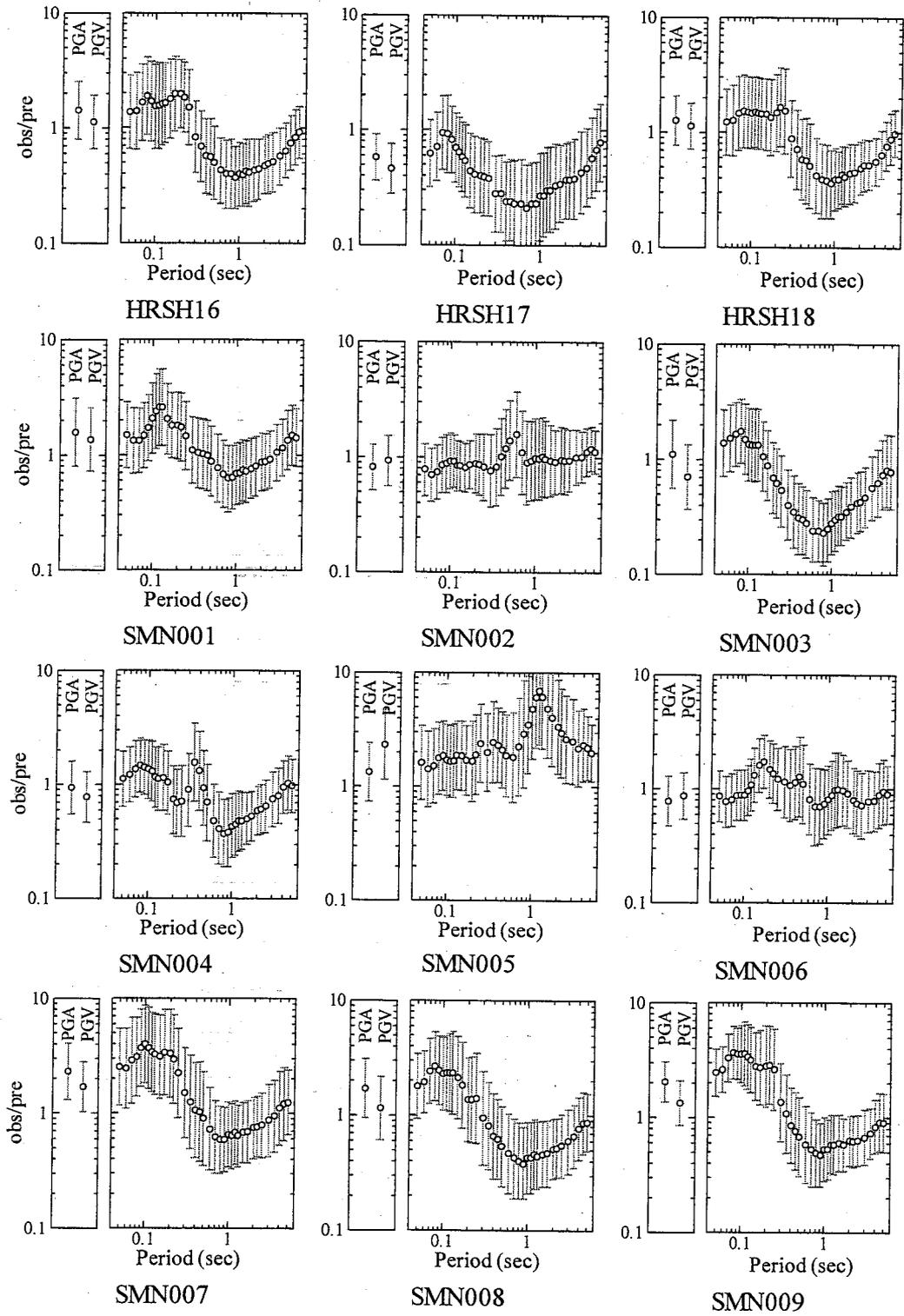


図 3.4 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (HRSH16~SMN009)

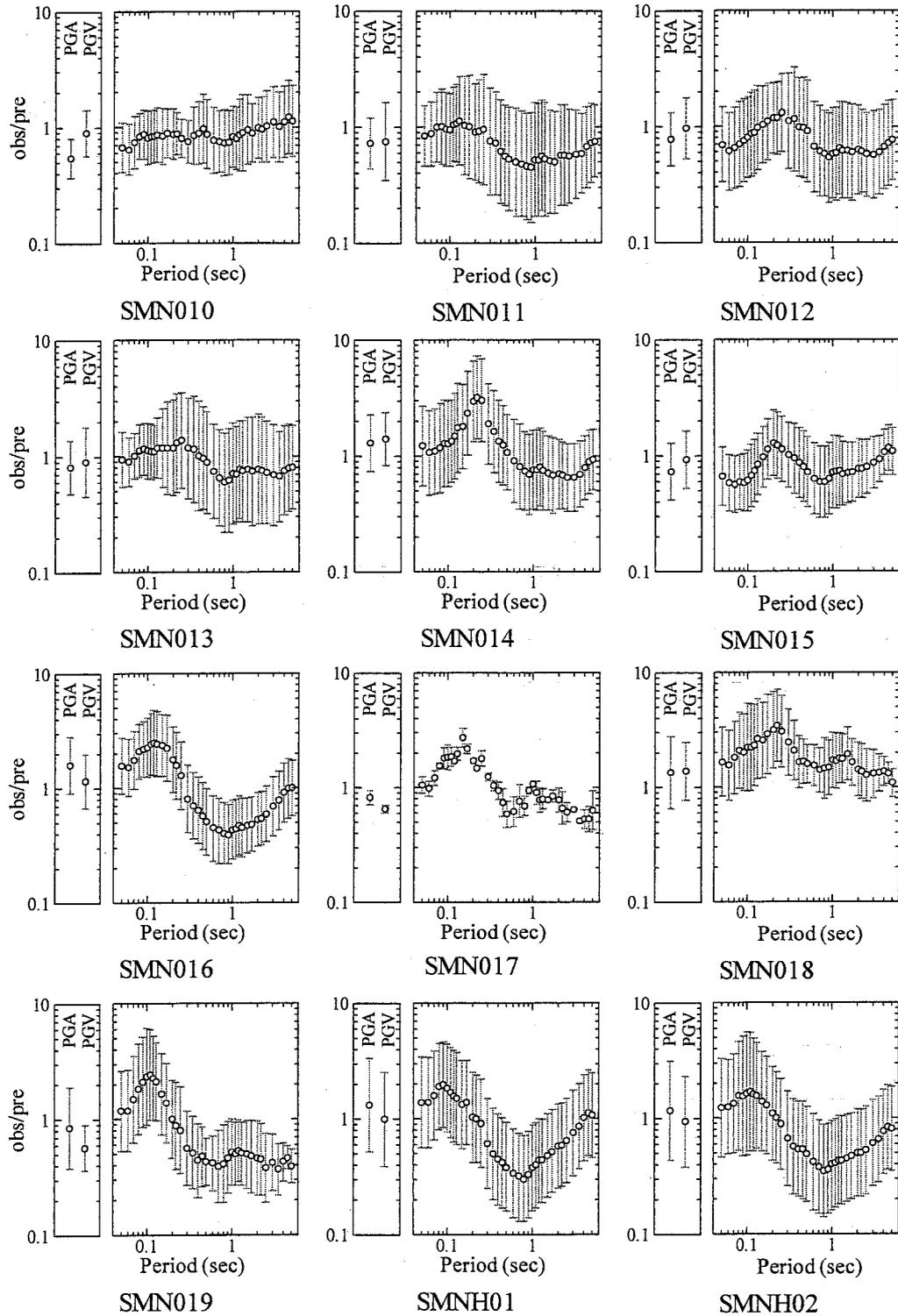


図 3.5 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (SMN010~SMNH02)

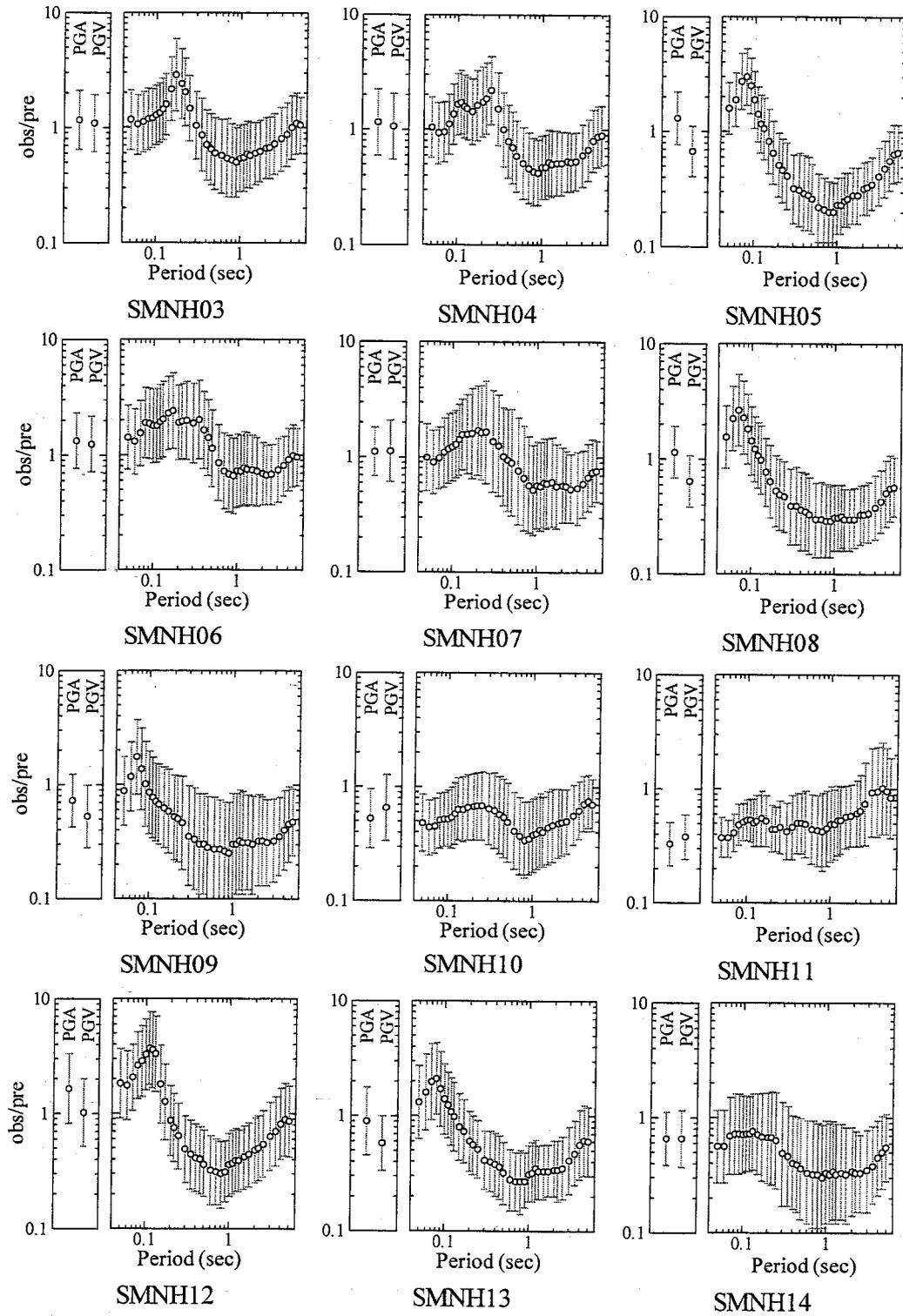


図 3.6 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (SMNH03~SMNH14)

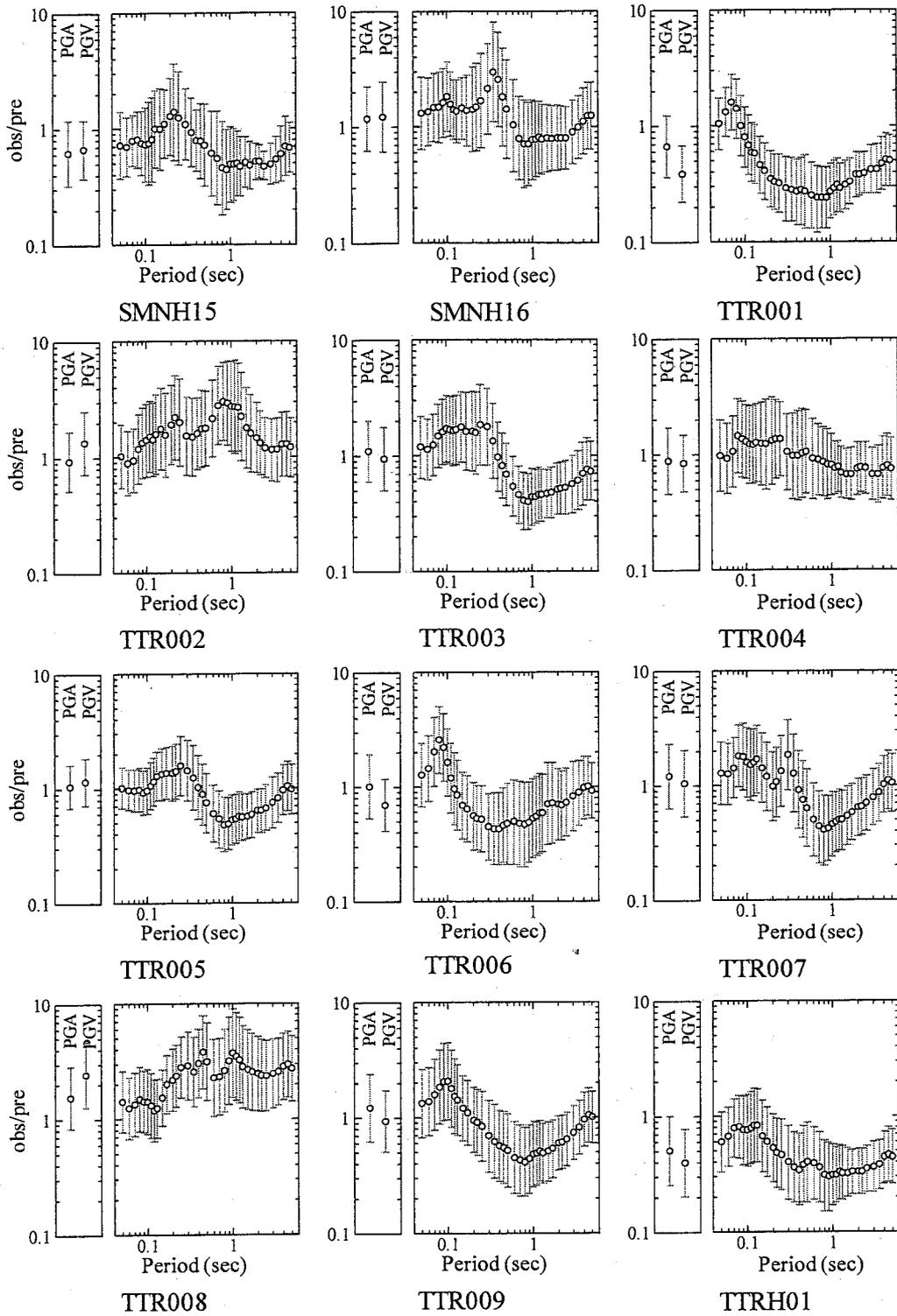


図 3.7 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (SMNH15~TTRH01)

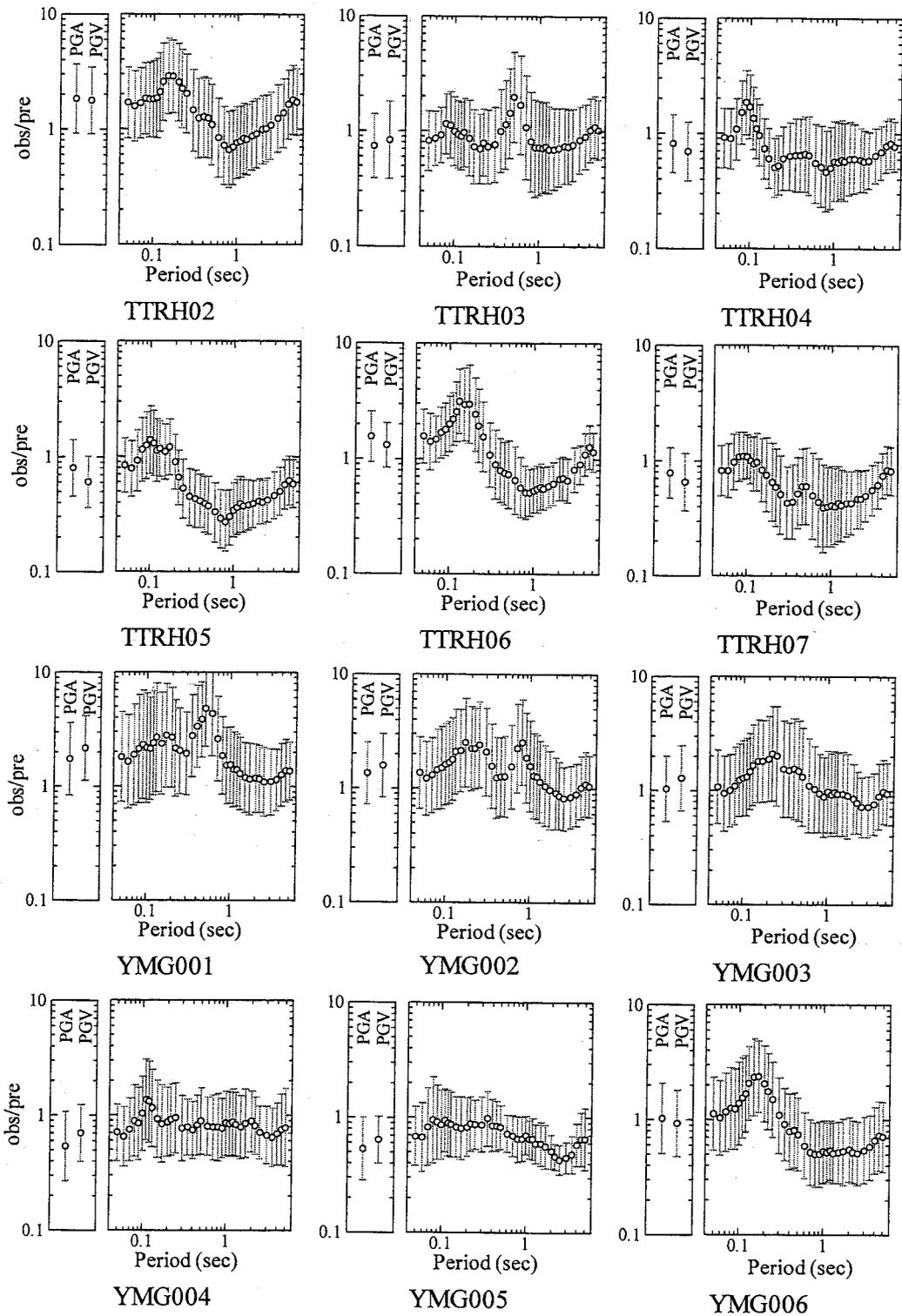


図 3.8 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (TTRH02~YMG006)

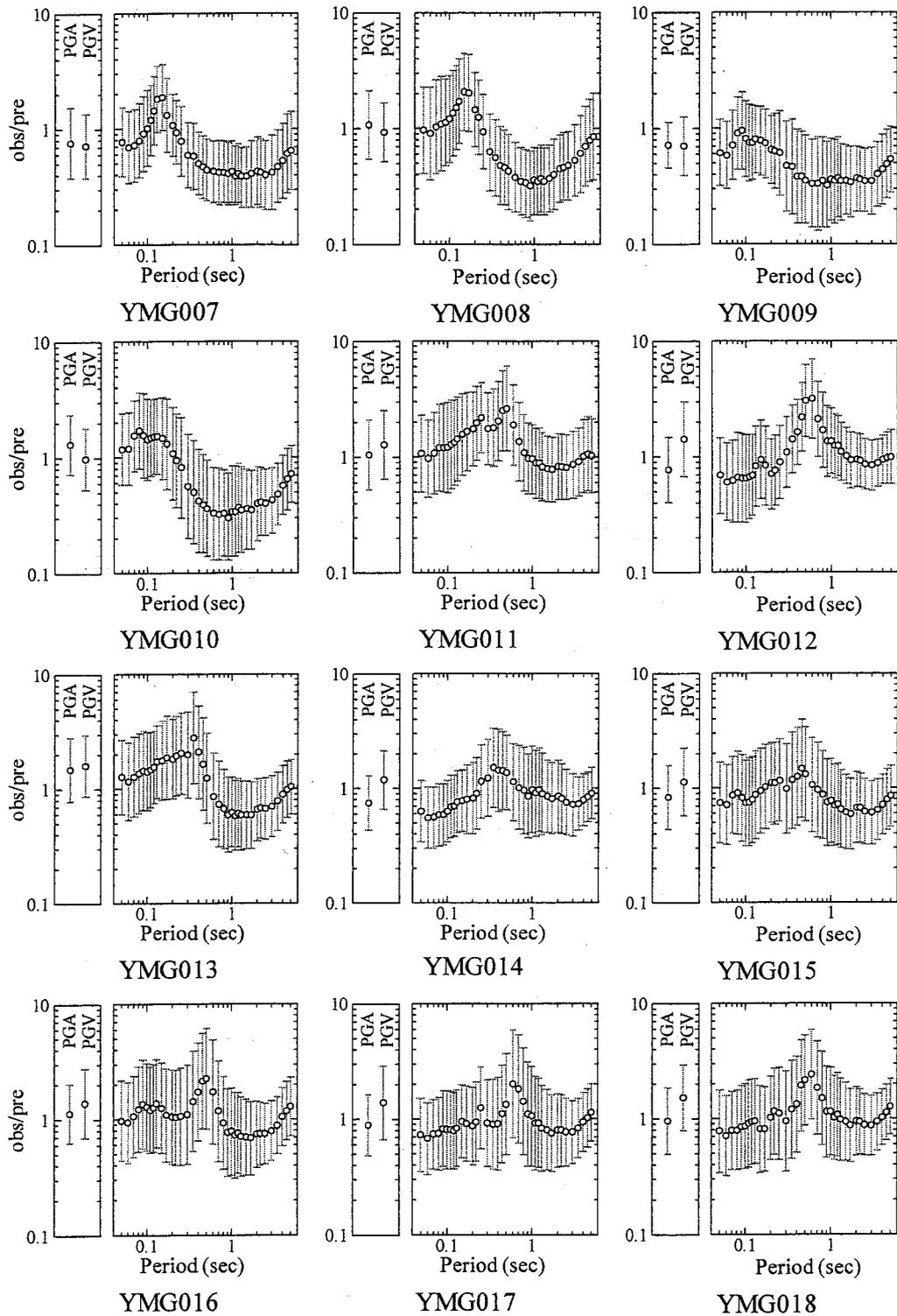


図 3.9 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (YMG007~YMG018)

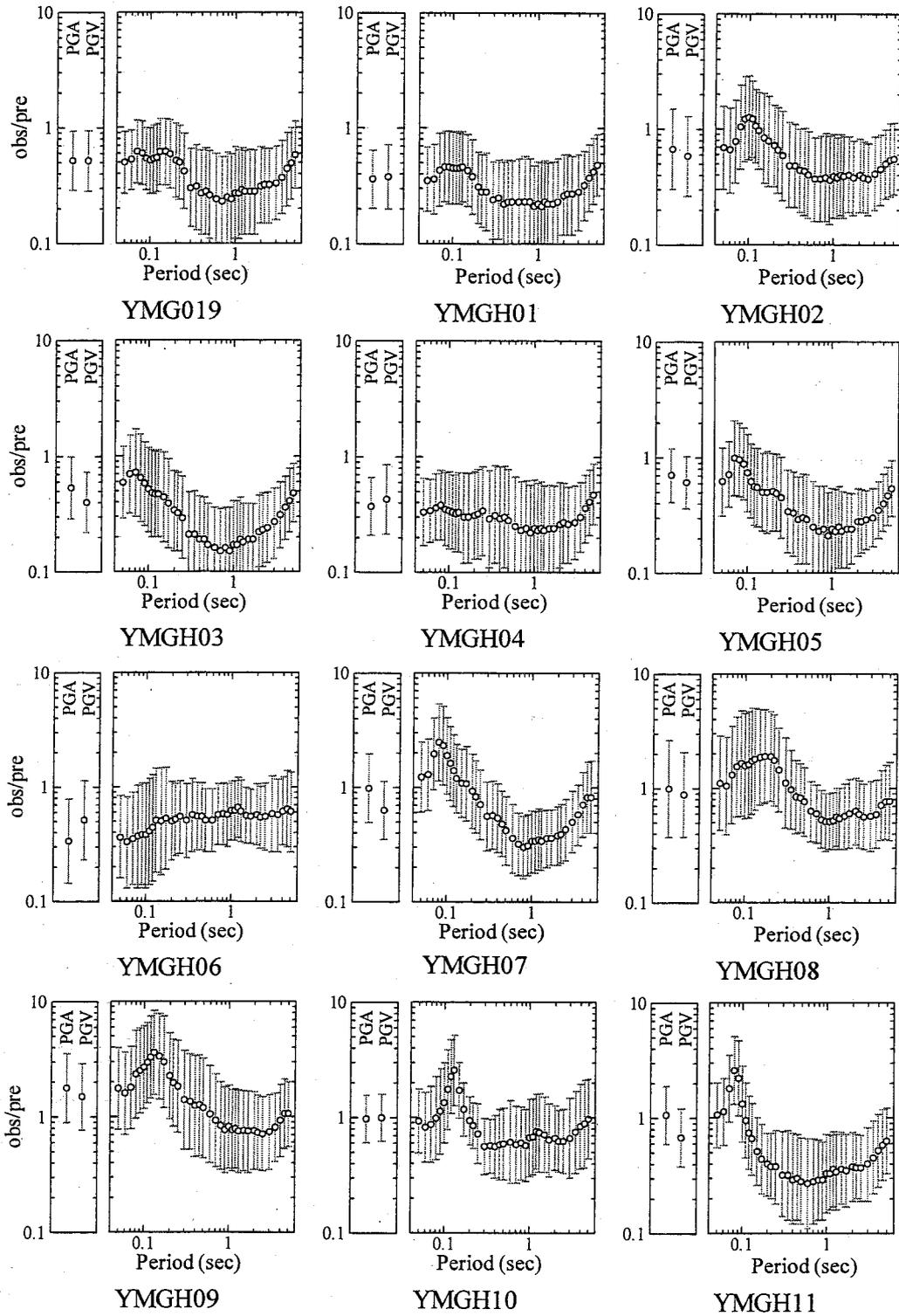


図 3.10 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (YMG019~YMGH11)

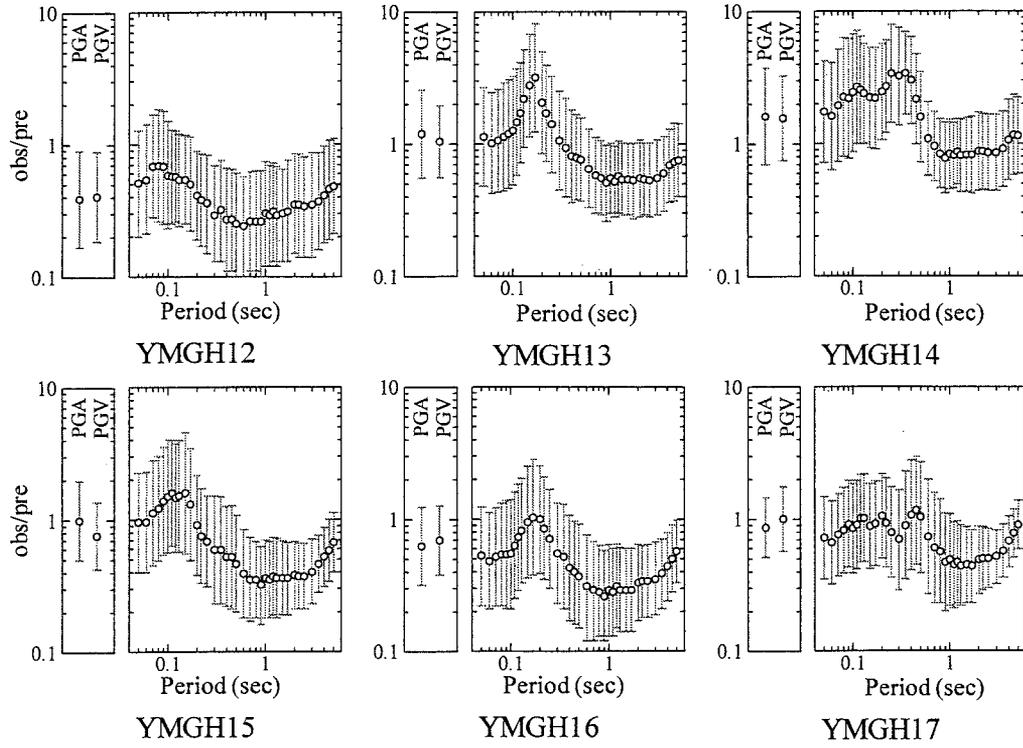


図 3.11 各地点の地盤増幅率とそのばらつき (YMGH12~YMGH17)

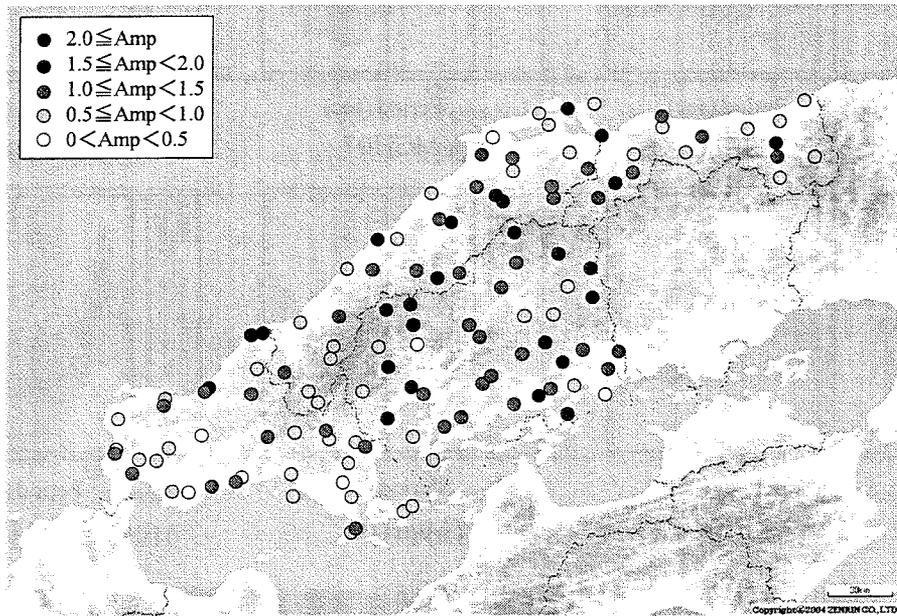


図 3.12 最大加速度の地盤増幅率の分布

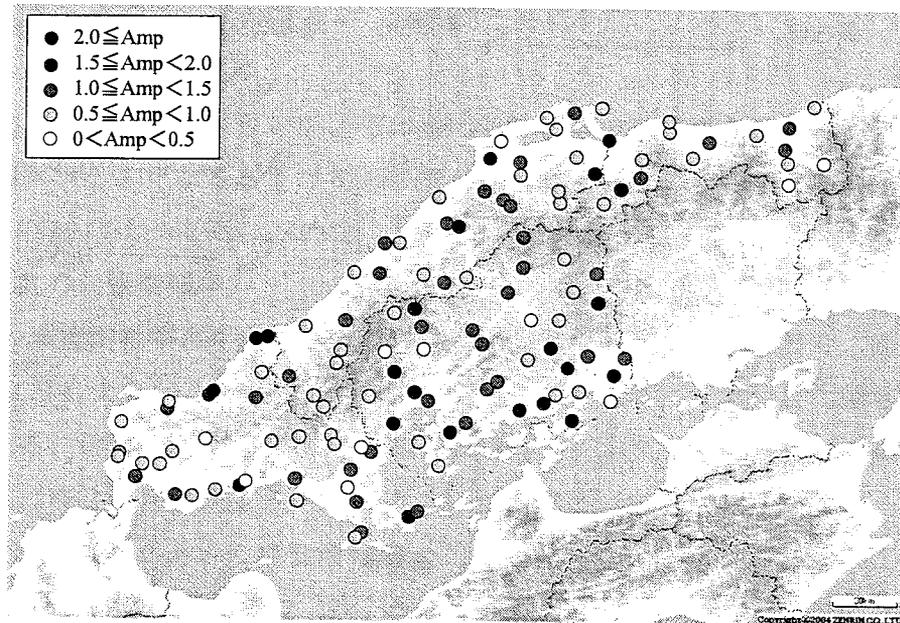


図 3.13 最大速度の地盤増幅率の分布

3.2. 地盤増幅率と平均 S 波速度の相関

既往の論文により、地盤増幅率は地表面付近の S 波速度と相関があることが指摘されている^{7)~11)}など。ここでは、地表面からの深さ 10 m、20 m、30 m の平均 S 波速度 ($AVS10$ 、 $AVS20$ 、 $AVS30$) と 3.1 節で求めた地盤増幅率の関係を検討する。

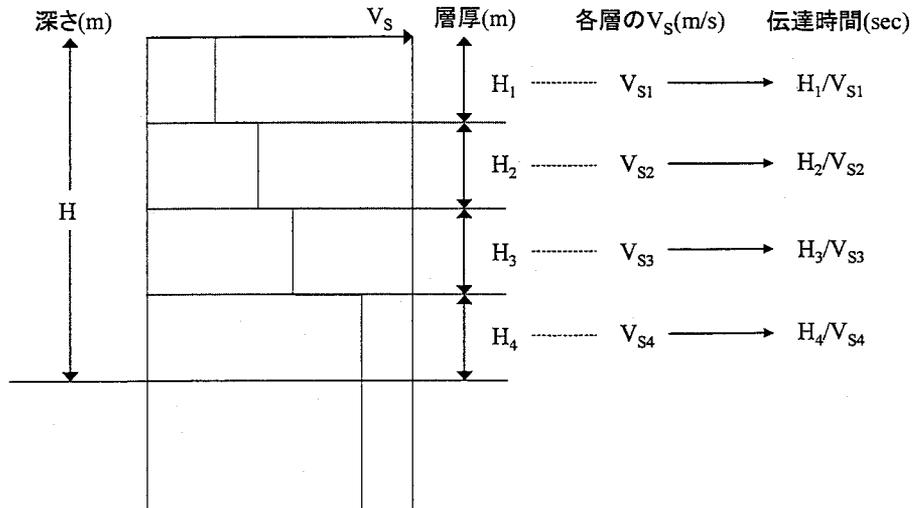
3.2.1. 平均 S 波速度の算出

平均 S 波速度は、全層を各層の伝達時間の和で除することにより求めた。算出方法を図 3.14 に示す。本研究で用いた観測点は K-NET、KiK-net 観測点であり、K-NET 観測点では地表面から 20 m、または 10 m 程度までしか PS 検層データが得られていない地点がある。そこで、KiK-net 観測点において、 $AVS20$ と $AVS30$ の関係、又は $AVS10$ と $AVS20$ 、 $AVS30$ の関係を求めた。この結果を図 3.15 に示す。 $AVS20$ と $AVS30$ の相関係数は 0.99、 $AVS10$ と $AVS20$ の相関係数は 0.97、 $AVS10$ と $AVS30$ の相関係数は 0.92 と非常に高いことから、PS 検層データが得られていない地点は次式により $AVS20$ 、 $AVS30$ を推定する。

$$AVS30 = 1.05AVS20 + 71.15 \quad (3.1)$$

$$AVS20 = 1.06AVS10 + 79.67 \quad (3.2)$$

$$AVS30 = 1.05AVS10 + 189.76 \quad (3.3)$$



$$\text{平均S波速度} = \frac{\text{全層厚}}{\text{第1層伝達時間} + \text{第2層伝達時間} + \text{第3層伝達時間} + \text{第4層伝達時間} + \dots}$$

$$= \frac{H}{H_1/V_{s1} + H_2/V_{s2} + H_3/V_{s3} + H_4/V_{s4} + \dots}$$

図 3.14 平均 S 波速度の算出方法

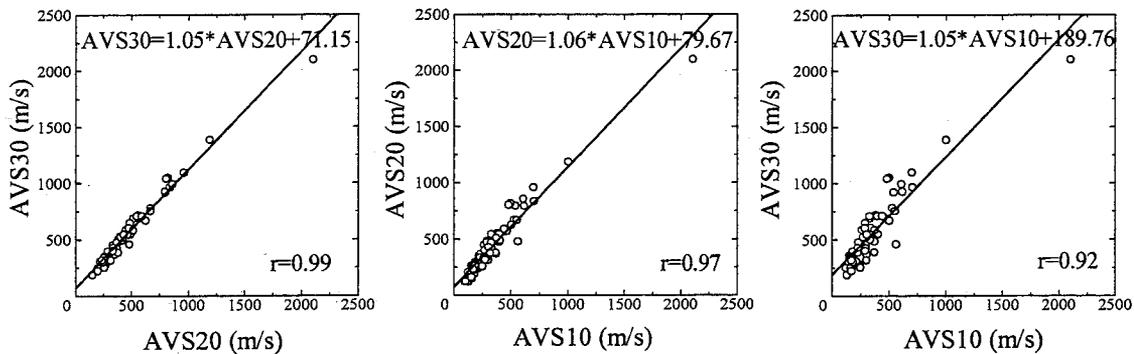


図 3.15 AVS20 と AVS30、AVS10 と AVS20、AVS30 の関係

3.2.2. 地盤増幅率と平均 S 波速度の関係

PGA、PGV、SA のそれぞれで求めた地盤増幅率と $AVS10$ 、 $AVS20$ 、 $AVS30$ の関係を図 3.16 ~ 図 3.29 に示す。また、地盤増幅率を(3.4)式により回帰し、同図に実線で示す。 r は相関係数である。点線は既往の研究⁷⁾により提案されている地盤増幅率の計算式である。図 3.30 に各地震動指標の地盤増幅率と各平均 S 波速度の相関係数の絶対値を示す。

$$\log Amp = A \cdot \log AVS + B \quad (3.4)$$

Amp : 地盤増幅率、 AVS : 地表から 10、20、30 m それぞれの平均 S 波速度

A 、 B : 回帰係数

平均 S 波速度と地盤増幅率の関係から得られた知見を以下に示す。

① 最大加速度の地盤増幅率

全体的にばらつきは大きいだが $AVS10$ 、 $AVS20$ 、 $AVS30$ の値が大きくなるにしたがって地盤増幅率が小さくなる右下がりの傾向が見られる。地盤増幅率と $AVS20$ 、 $AVS30$ の相関は $AVS10$ に比べて高い。 $AVS20$ と $AVS30$ では地盤増幅率との相関は同程度である。

② 最大速度の地盤増幅率

PGV の地盤増幅率と平均 S 波速度の相関は PGA の場合よりも高く、回帰式の傾きが PGA よりも大きいことから PGV の方が PGA よりも平均 S 波速度に依存していると考えられる。地盤増幅率と $AVS30$ の相関は $AVS10$ 、 $AVS20$ に比べて最も高い。得られた回帰式は既往の計算式よりもやや小さいが、ほぼ対応している。

③ 加速度応答スペクトルの地盤増幅率

全周期帯で、 $AVS10$ 、 $AVS20$ 、 $AVS30$ の値が大きくなるにつれ地盤増幅率が小さくなる右下がりの傾向が見られる。PGV と同様 $AVS10$ 、 $AVS20$ に比べ、ほとんどの周期帯域で $AVS30$ が最も相関が高い。

$AVS30$ と地盤増幅率の関係は、周期 0.20~0.60 秒付近、周期 3.00 秒以上の長周期帯域で他の周期帯域に比べ相関が強い。同様の傾向は $AVS10$ 、 $AVS20$ でも見られる。

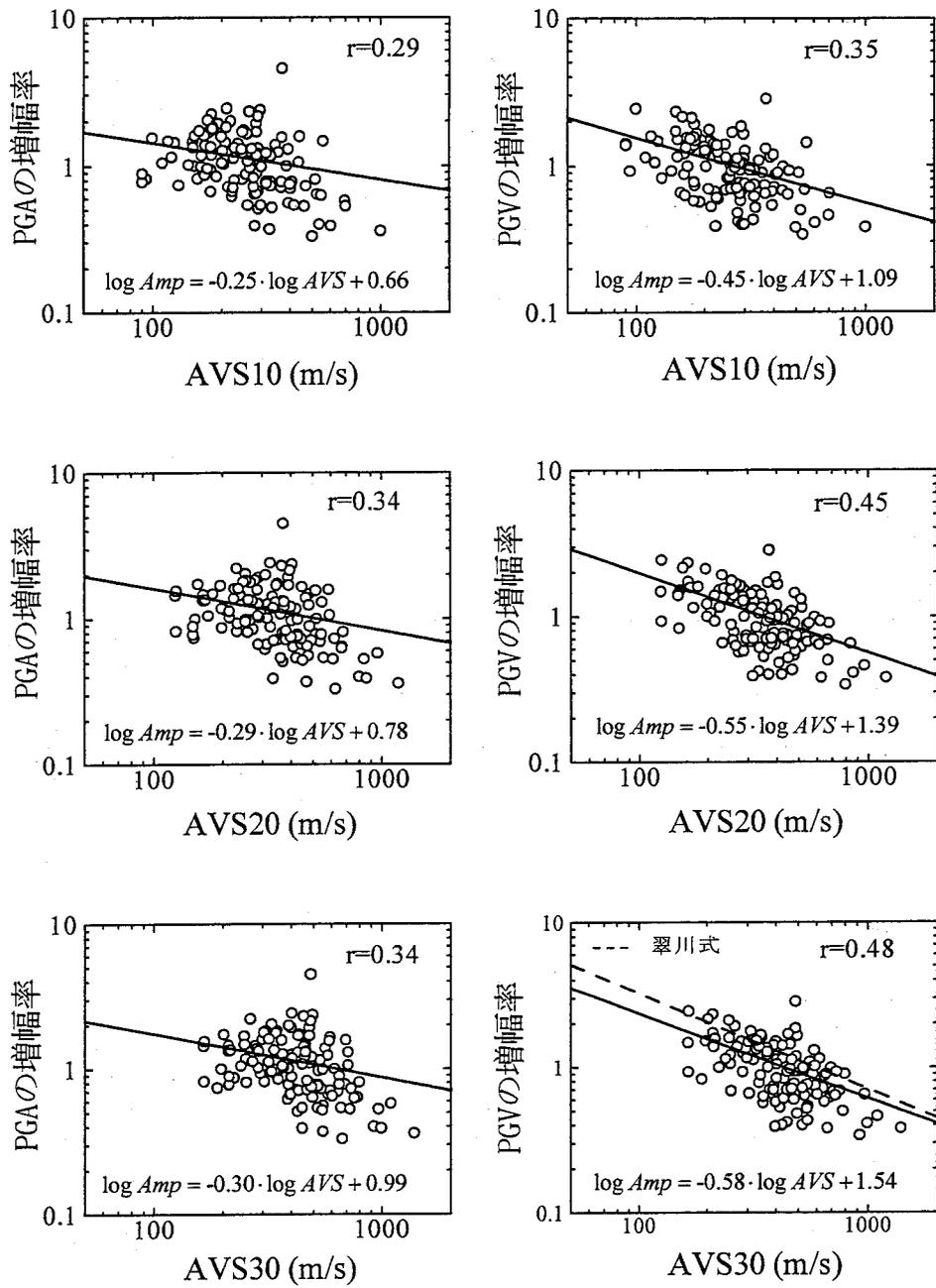


図 3.16 最大加速度、最大速度の地盤増幅率と平均 S 波速度の関係。

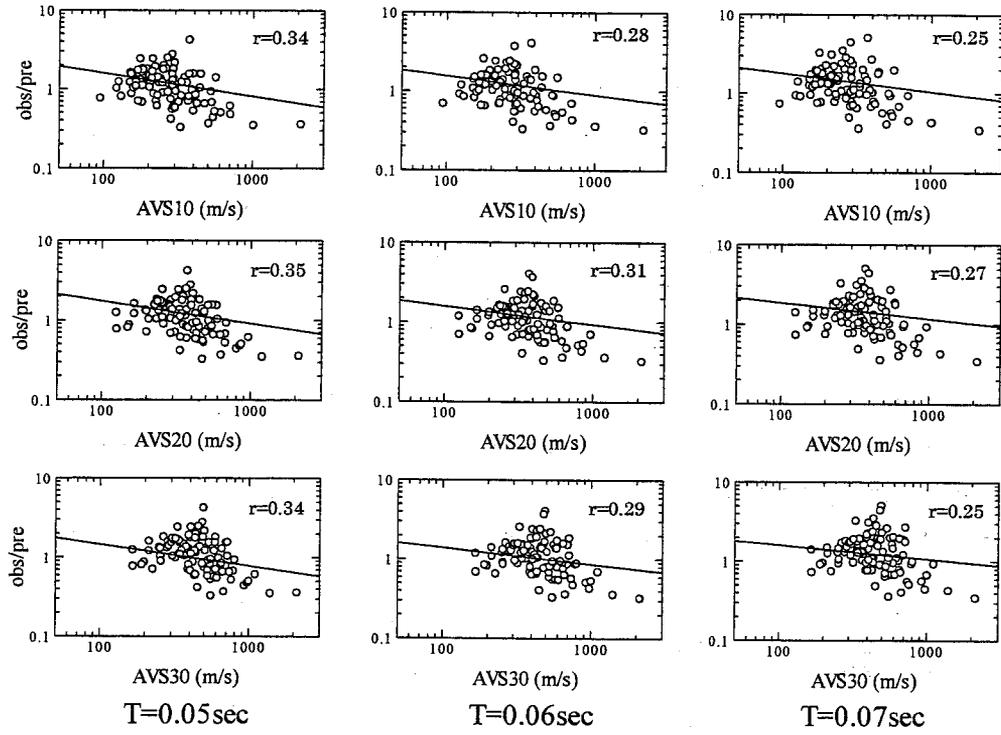


図 3.17 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 0.05~0.07 秒)

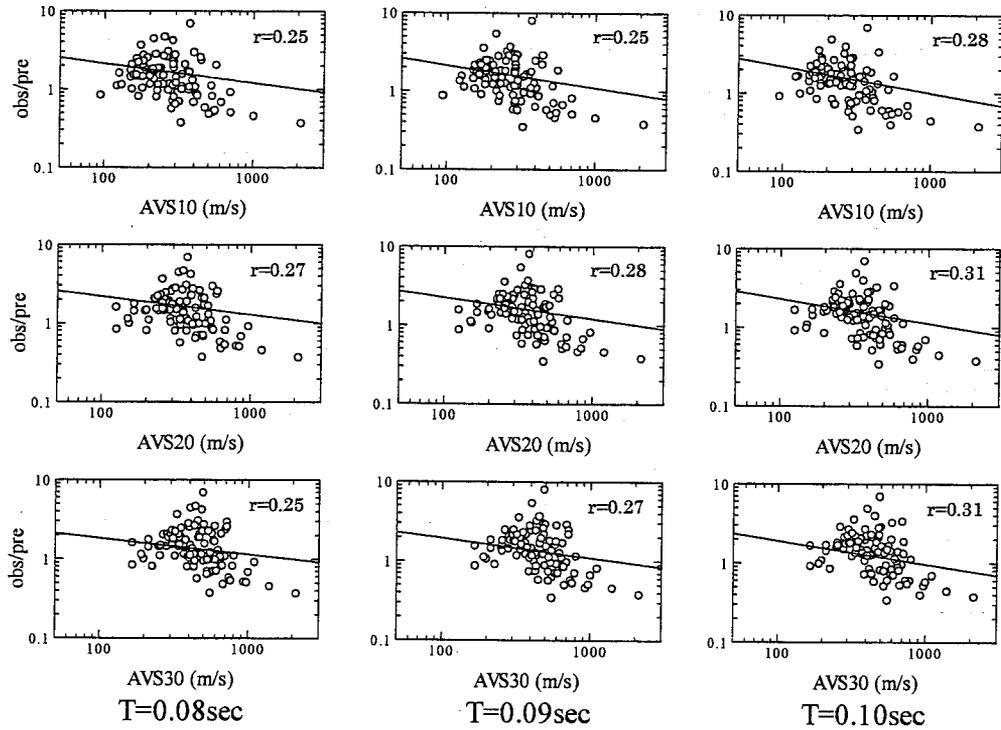


図 3.18 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 0.08~0.10 秒)

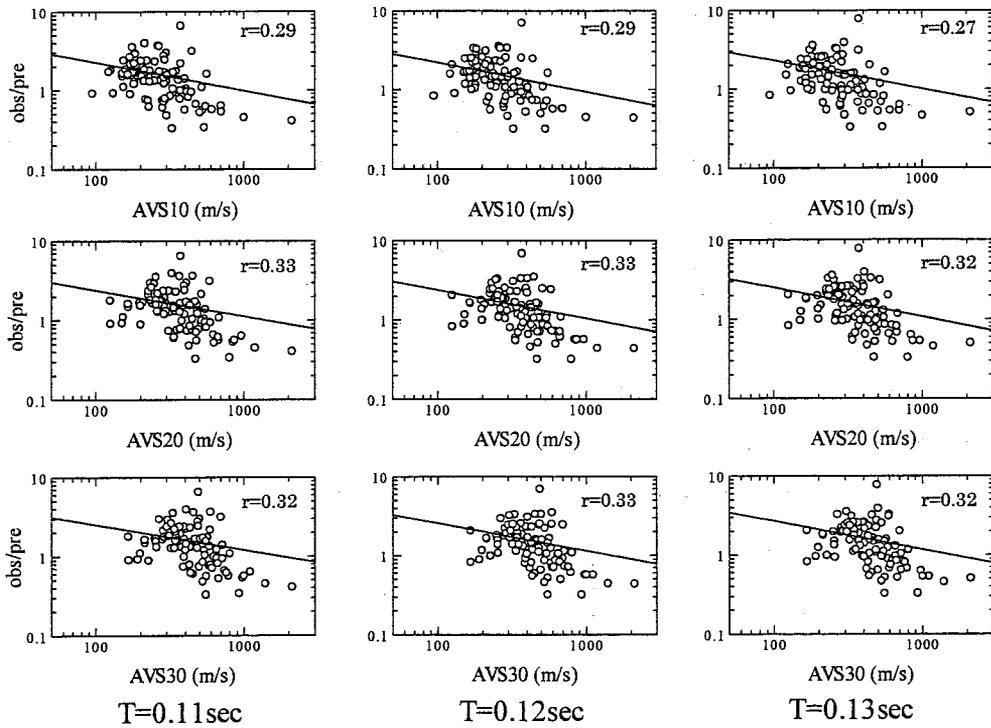


図 3.19 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係 (周期 0.11~0.13 秒)

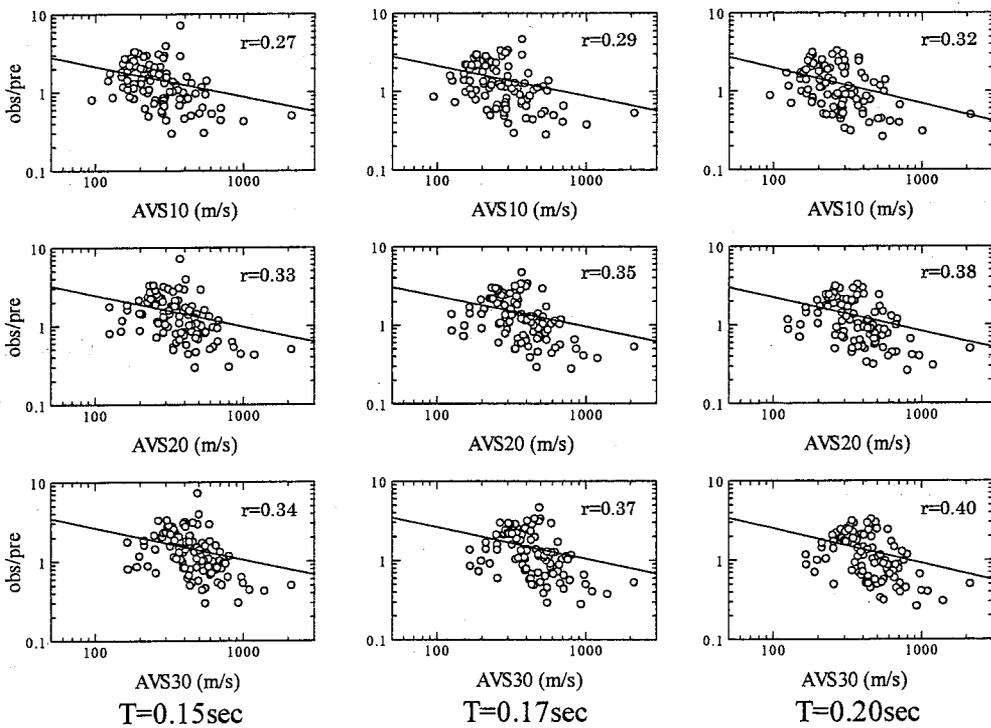


図 3.20 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係 (周期 0.15~0.20 秒)

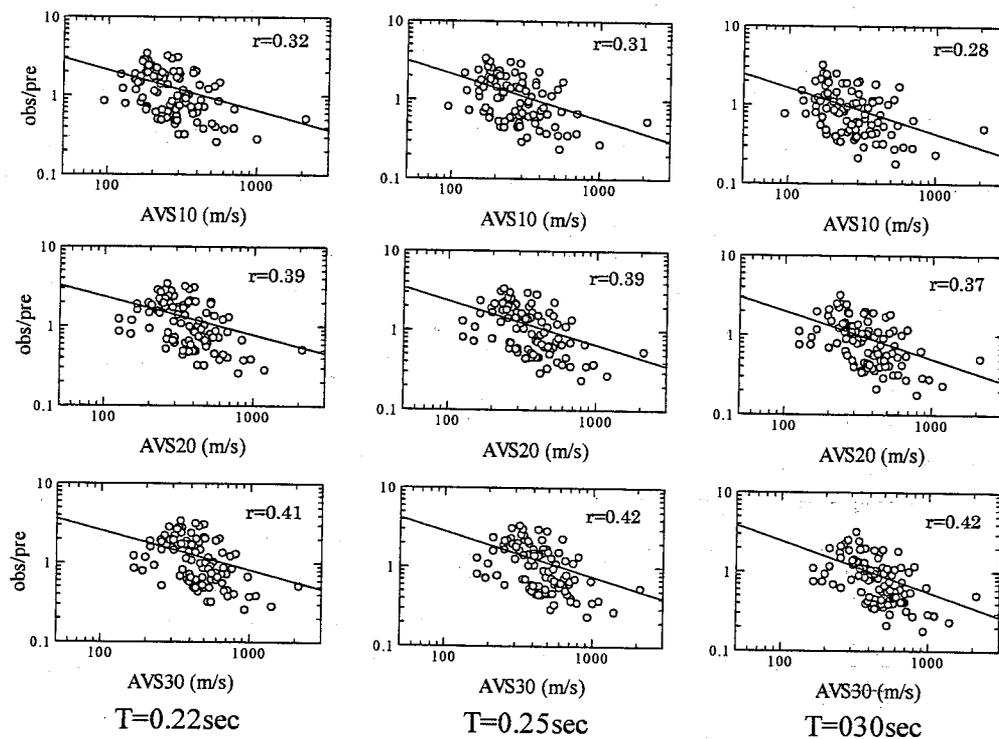


図 3.21 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 0.22~0.30 秒)

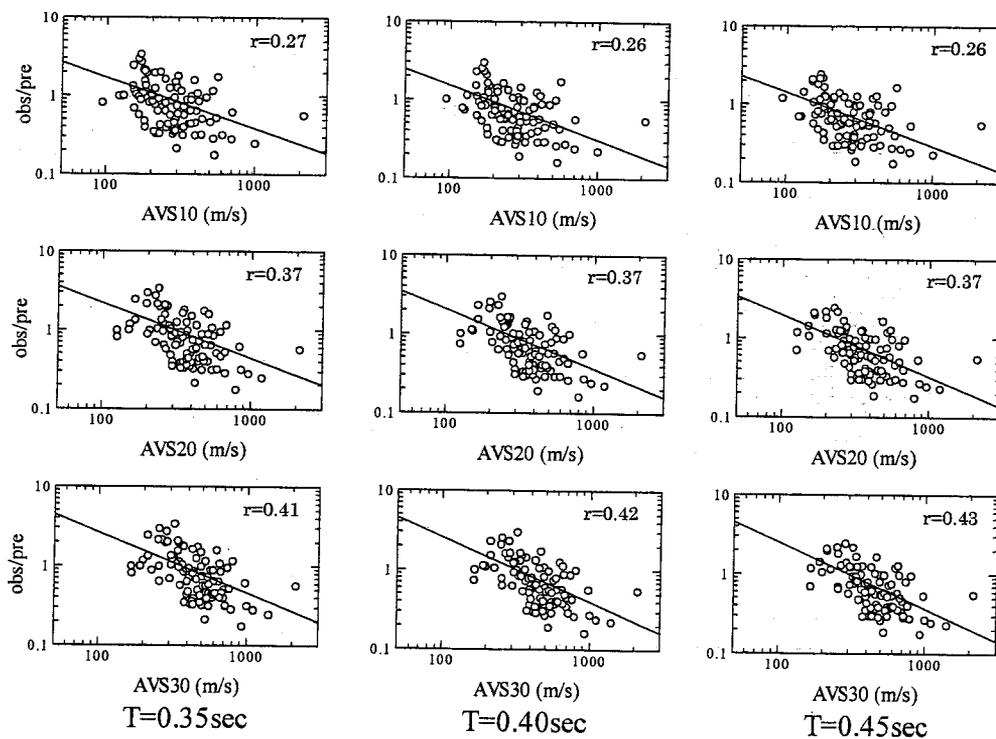


図 3.22 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 0.35~0.45 秒)

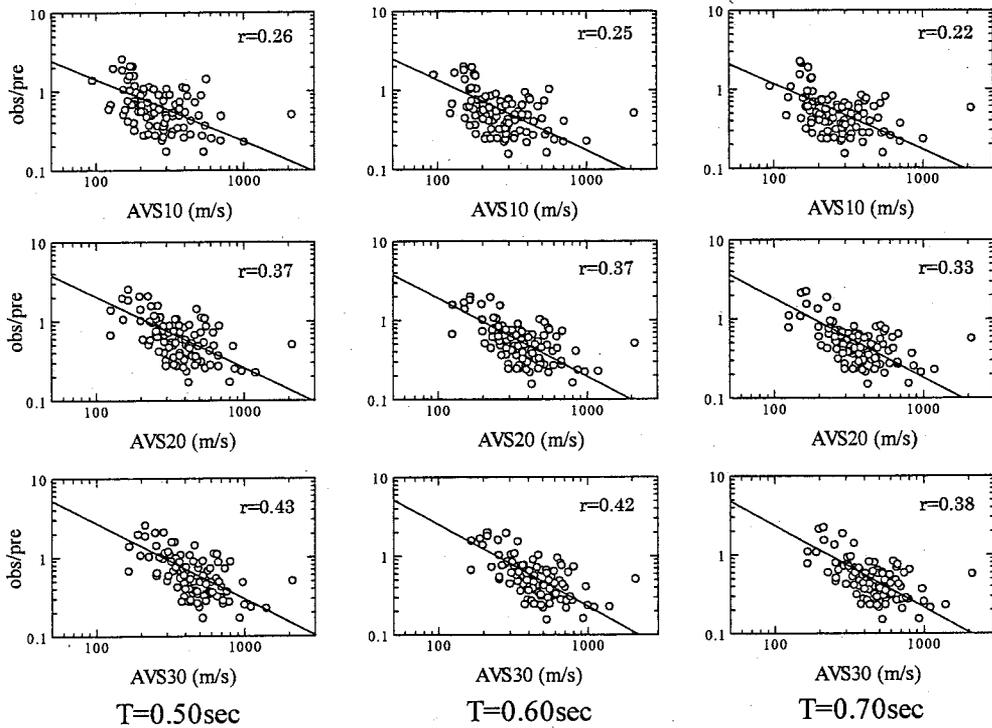


図 3.23 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 0.50~0.70 秒)

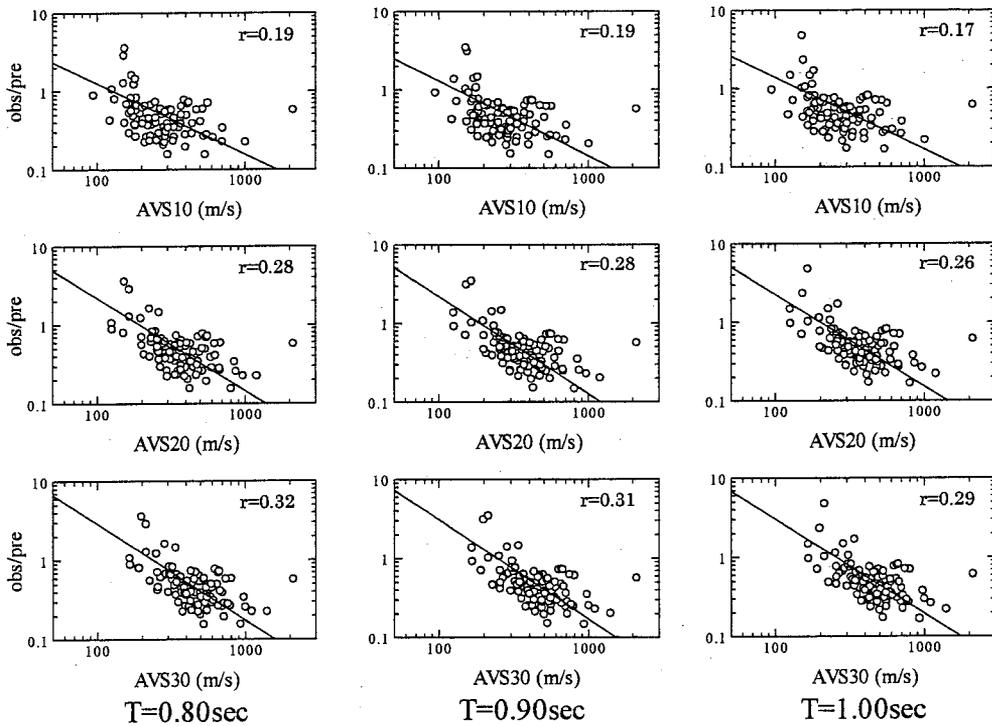


図 3.24 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 0.80~1.00 秒)

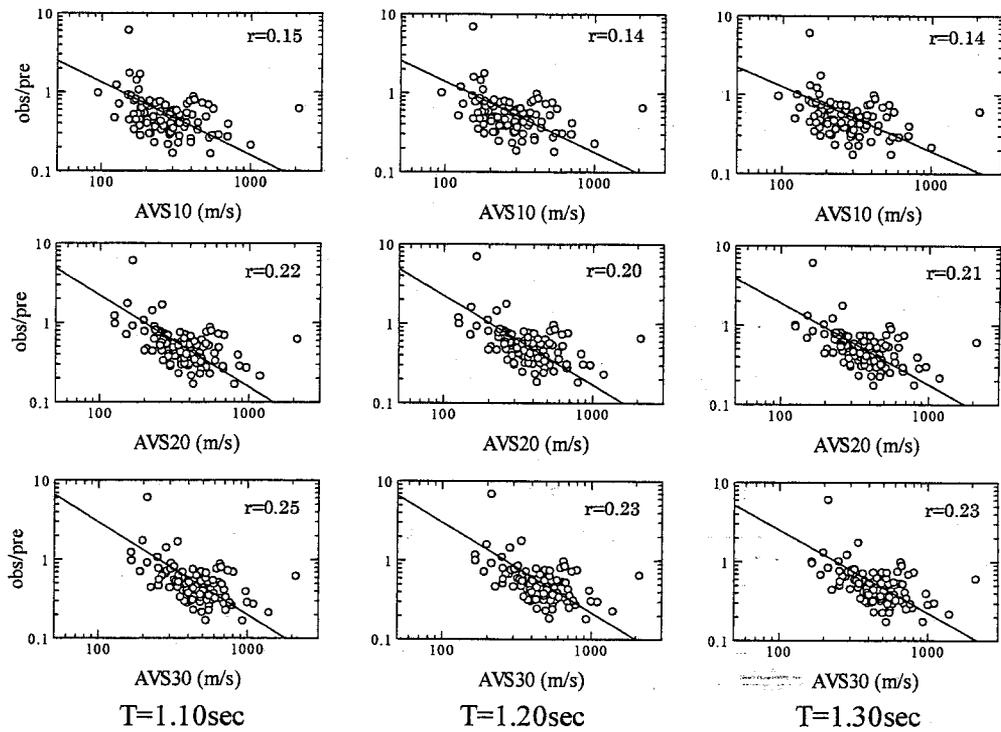


図 3.25 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 1.10~1.30 秒)

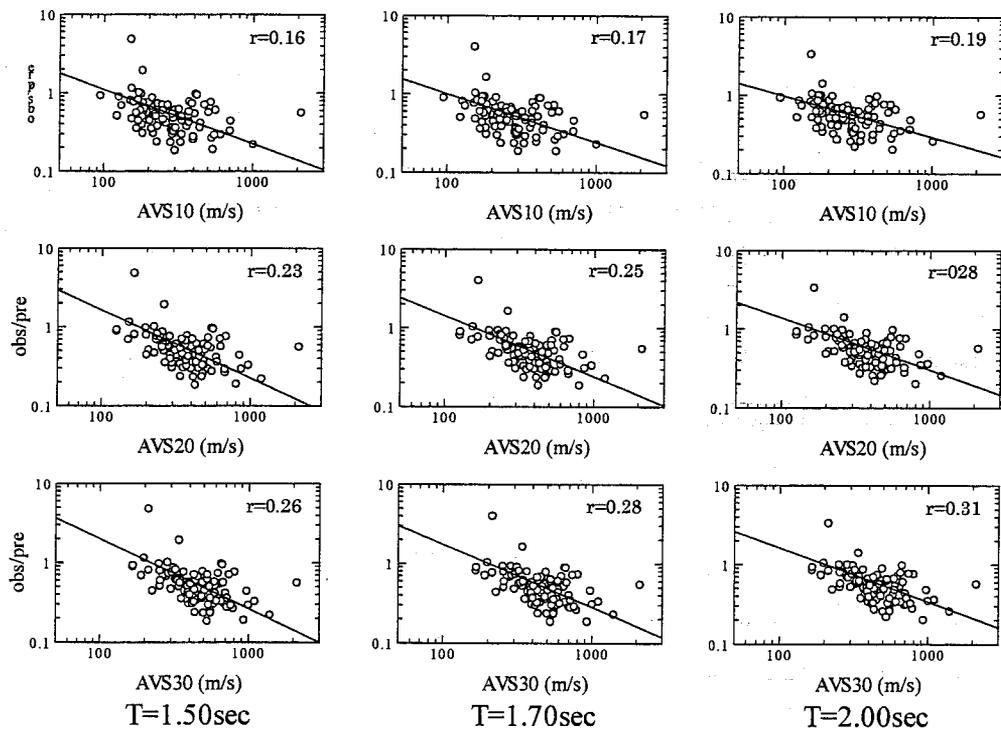


図 3.26 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 1.50~2.00 秒)

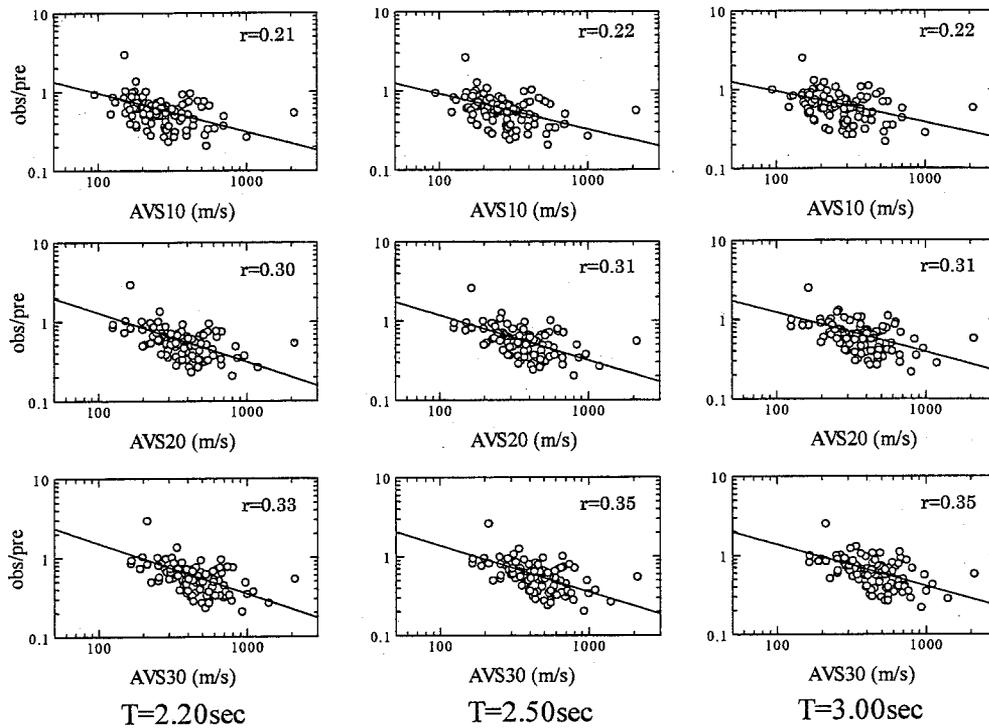


図 3.27 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 2.20~3.00 秒)

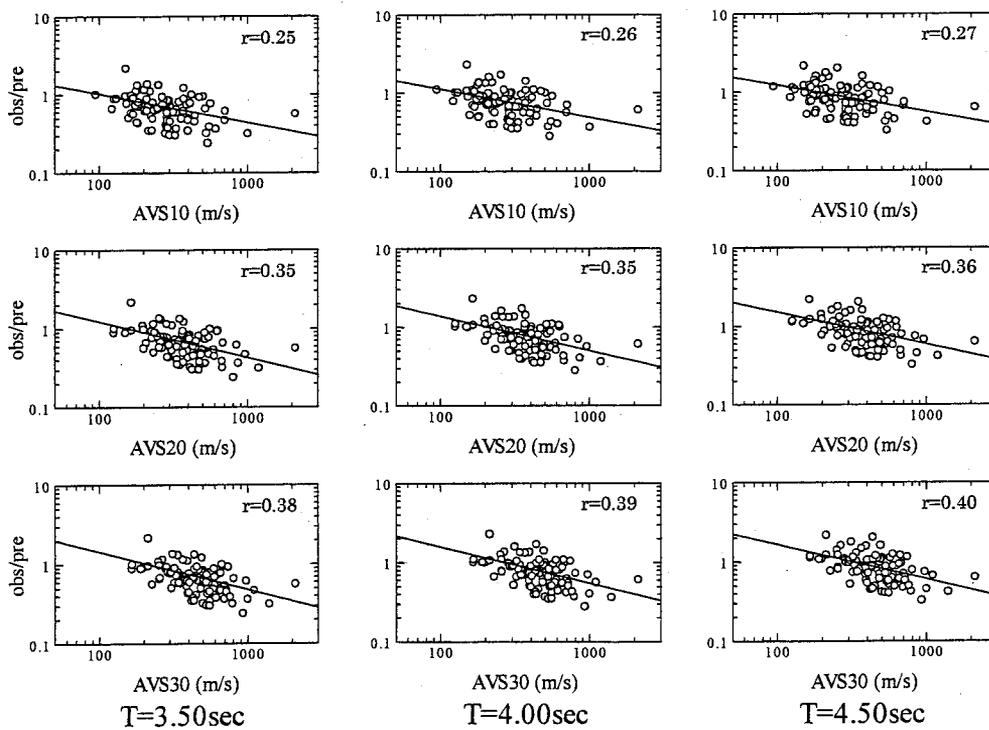


図 3.28 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係(周期 3.50~4.50 秒)

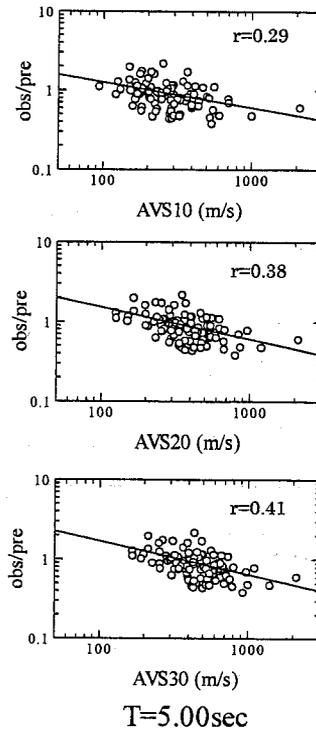


図 3.29 加速度応答スペクトルの地盤増幅率と平均 S 波速度の関係 (周期 5.00 秒)

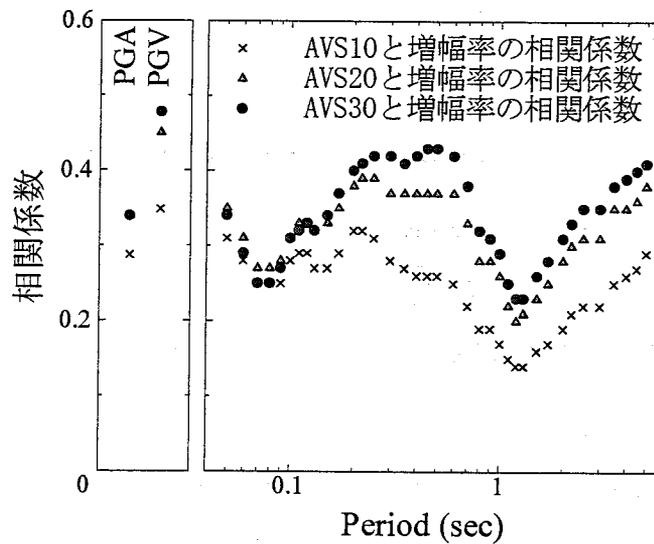


図 3.30 各地震動指標の地盤増幅率と平均 S 波速度の相関係数

3.3. 3章のまとめ

3章では、中国地方の K-NET、KiK-net の地震動記録と距離減衰式の比から、各地点の地盤増幅率を求めた。求めた地盤増幅率と平均 S 波速度の関係について検討した。得られた知見を以下に示す。

- ① PGV の地盤増幅率は山地では小さく、海沿いの平野部などでは大きくなる傾向が見られる。PGA の地盤増幅率に関しては同様の傾向はあまり見られない。

- ② 求めた地盤増幅率にはばらつきがあり、PGA、PGVの地盤増幅率のばらつきの程度はほとんどの地点において標準偏差で0.2～0.3程度である。SAの地盤増幅率のばらつきは標準偏差で0.2～0.4とPGA、PGVよりも、やや大きい。
- ③ 求めた地盤増幅率は既往の研究と同様、S波速度構造と関係がある。地盤増幅率と*AVS10*、*AVS20*、*AVS30*の関係を検討した結果、*AVS30*との相関が最も高い。この傾向はPGVで顕著である。SAの地盤増幅率は*AVS30*と最も相関が高く、特に周期0.20～0.60秒付近、周期3.00秒以上の長周期帯域で他の周期帯域に比べ相関が高い。

4. 予測値と観測記録の誤差

距離減衰式を用いた予測値と観測値の間にはばらつきが生じる。本章では得られた地盤増幅率を用いて推定したそれぞれの地震動指標が観測記録と、どの程度ばらつきが生じるかを検討する。また、ばらつきの要因について考察する。ばらつきに関しては2章で用いた標準偏差を使用して評価する。

4.1. 各地点の予測値と観測記録の誤差

ここでは、予測値と観測値との誤差について検討する。図 4.1 に各地点の PGA、PGV について、AVS30 から既往の関係式を用いて予測値を算出した場合と3章で求めた地盤増幅率を用いて算出されたその標準偏差を示す。3章で求めた地盤増幅率を用いた場合、AVS30 を用いた場合より各地点における標準偏差が平均で 0.1 程度小さくなる。

表 4.1 は PGA、PGV それぞれの全データの標準偏差を、図 4.2 に SA の全データの標準偏差を示す。同図表には地盤増幅率を AVS30 から計算した場合も同様に示す。

PGA、PGV、SA とともに3章で求めた地盤増幅率を用いた方が誤差は小さくなる。SA は AVS30 から地盤増幅率を推定した場合、周期 1.0 秒付近で誤差が大きくなる。求めた地盤増幅率を用いた場合は同様の傾向は見られず、全周期帯で標準偏差は 0.3 程度である。

また、図 4.3 に結果の一例として、HRS001~HRS012 の各地震動指標の標準偏差の推移を示す。×は地盤増幅率を AVS30 から求めた場合、○は本研究で求めた地盤増幅率を用いた場合の標準偏差である。地盤増幅率を AVS30 から求めた場合、SA の周期 1.0 秒付近で標準偏差が大きくなるのに対し、3章で得られた地盤増幅率を用いた場合は同様の傾向は見られず、より観測記録に近い値となる。

表 4.1 PGA、PGV の全データの標準偏差

	対数標準偏差	
	PGA	PGV
既往の計算式	0.34	0.33
求めた増幅率で計算	0.27	0.27

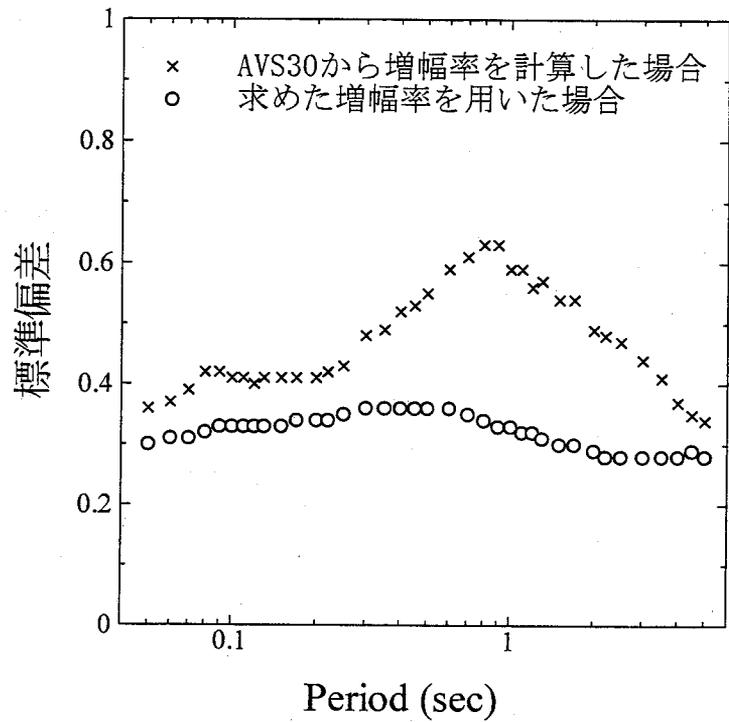


図 4.2 加速度応答スペクトル全データの標準偏差

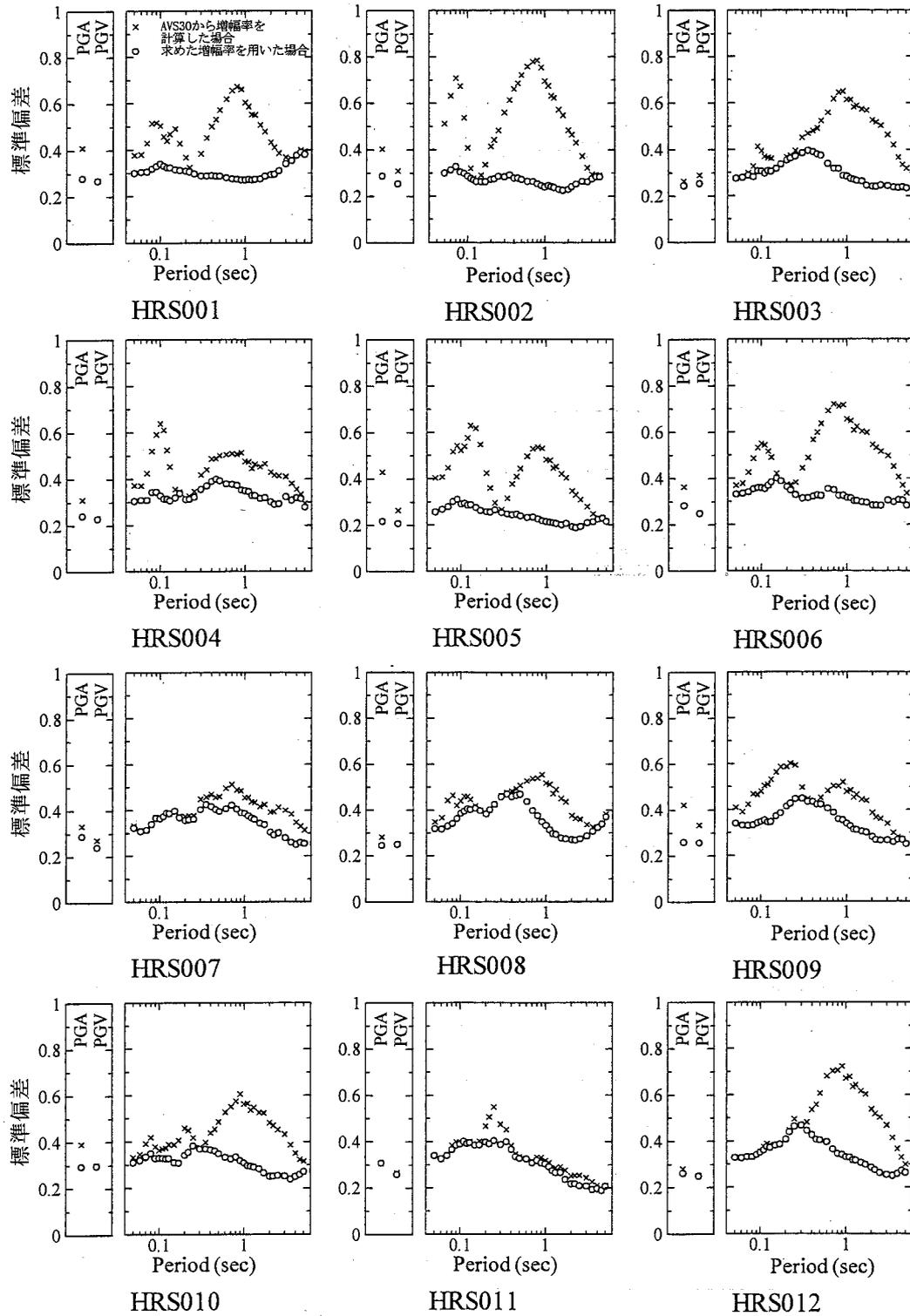


図 4.3 HRS001~HRS012 の各地震動指標の標準偏差の推移

4.2. 予測値と観測値のばらつきに関する検討

全データの予測値と観測値のばらつきが震源距離、マグニチュード、PGA、PGV とどのような関係にあるかを検討する。なお、全データに対するの予測値と観測値のばらつきを示す標準偏差はPGA、PGV とともに 0.27 あり、この値を評価の基準とする。

4.2.1. 震源距離との関係

図 4.4 に震源距離と全データのばらつきを示す。X < 50 km、50km ≤ X < 100 km、100 km ≤ X < 150 km、150 km ≤ X < 200 km、200km ≤ X < 250 km、250 km ≤ X のそれぞれの場合で標準偏差を求め、表 4.2 に示す。震源距離が 250 km 以上のとき PGA の標準偏差が 0.36 と他の場合に比べ、ややばらつきが見られるが、震源距離の違いによるばらつきは、どの範囲でも大きな違いは見られない。既往の研究では距離が短くなるにつれてばらつきは小さくなるという指摘がある¹⁸⁾が、本研究では同様の傾向は見られない。

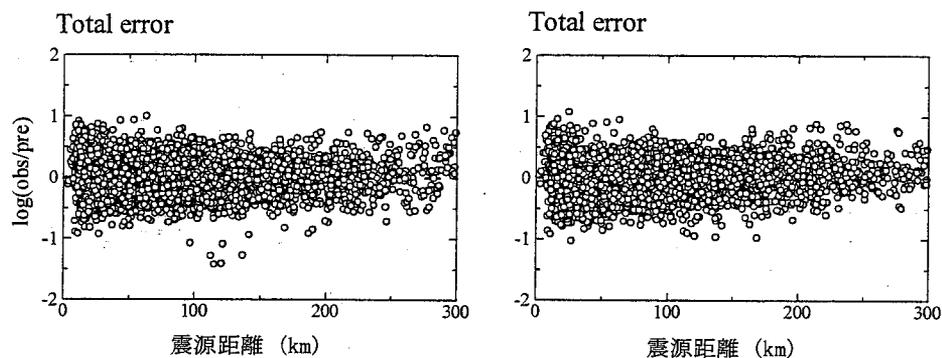


図 4.4 震源距離とばらつきの関係

表 4.2 震源距離と標準偏差の関係

	対数標準偏差	
	PGA	PGV
X ≤ 50km	0.29	0.29
50km ≤ X < 100km	0.25	0.25
100km ≤ X < 150km	0.25	0.23
150km ≤ X < 200km	0.25	0.26
200km ≤ X < 250km	0.28	0.29
250km < X	0.36	0.28

4.2.2. マグニチュードとの関係

図 4.5 にマグニチュードとばらつきの関係を示す。M_w ≤ 3.9、4.0 ≤ M_w ≤ 4.4、4.5 ≤ M_w ≤ 4.9、5.0 ≤ M_w ≤ 5.4、5.5 ≤ M_w ≤ 5.9、6.0 ≤ M_w ≤ 6.4、6.5 ≤ M_w ≤ 6.9 の場合それぞれで標準偏差を求め表 4.3 に示す。6.0 ≤ M_w ≤ 6.4 の場合 PGA、PGV とともに、ばらつきが大きくなっている。これは 2 章で検討した 2006/06/12/05:01 発生地震でばらつきが大きかったことが原因と考えられる。この地震は、大分県の直下で発生したマグニチュード 6.4、震源深さ 130 km のプレート内地震であり、地震動の伝播経路の Q 値構造の影響を大きく受ける異常震域の現象が指摘されている。これがばらつきの要因になったと考えられる。

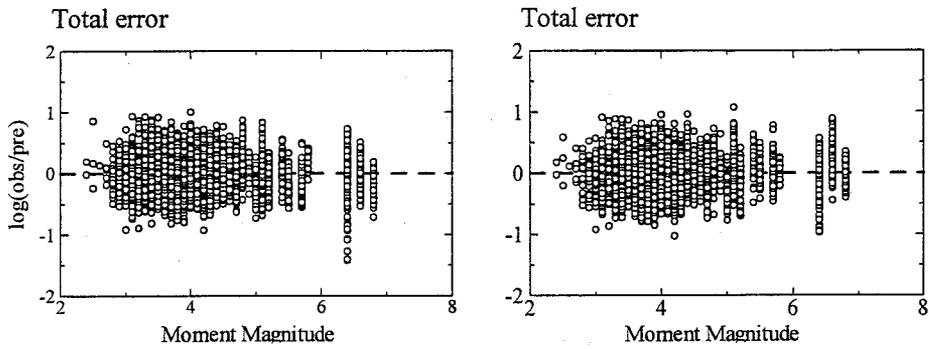


図 4.5 マグニチュードとばらつきの関係

表 4.3 マグニチュードと標準偏差の関係

	対数標準偏差	
	最大加速度	最大速度
$M_w \leq 3.9$	0.27	0.27
$4.0 \leq M_w \leq 4.4$	0.26	0.26
$4.5 \leq M_w \leq 4.9$	0.23	0.23
$5.0 \leq M_w \leq 5.4$	0.28	0.30
$5.5 \leq M_w \leq 5.9$	0.28	0.23
$6.0 \leq M_w \leq 6.4$	0.51	0.38
$6.5 \leq M_w \leq 6.9$	0.22	0.26

4.2.3. 観測記録の PGA との関係

観測記録の PGA とばらつきを関 4.6 に示す。横軸は観測記録の PGA である。PGA ≤ 50 gal、 $50 \text{ gal} \leq \text{PGA} < 100 \text{ gal}$ 、 $100 \text{ gal} \leq \text{PGA} < 150 \text{ gal}$ 、 $150 \text{ gal} \leq \text{PGA} < 200 \text{ gal}$ 、 $200 \text{ gal} \leq \text{PGA}$ 、 $300 \text{ gal} \leq \text{PGA}$ の場合それぞれで標準偏差を求め、表 4.4 に示す。

$50 \text{ gal} \leq \text{PGA} < 100 \text{ gal}$ 、 $100 \text{ gal} \leq \text{PGA} < 150 \text{ gal}$ のとき、他の範囲の場合よりも標準偏差は大きい。PGA が大きくなるにつれて PGA、PGV とともにばらつきは小さくなる傾向が見られる。

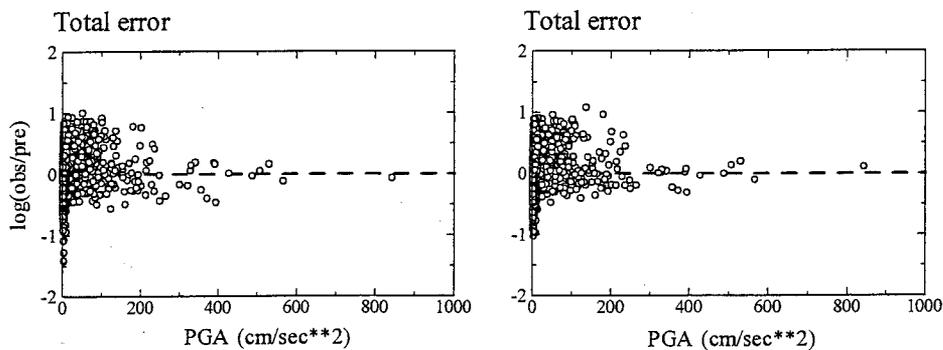


図 4.6 観測記録の最大加速度の振幅レベルとばらつき関係

表 4.4 観測記録の最大加速度の振幅レベルと標準偏差の関係

	対数標準偏差	
	PGA	PGV
$PGA \leq 50gal$	0.26	0.26
$50gal \leq PGA < 100gal$	0.44	0.41
$100gal \leq PGA < 150gal$	0.37	0.42
$150gal \leq PGA < 200gal$	0.27	0.30
$200gal \leq PGA$	0.28	0.25
$300gal \leq PGA$	0.20	0.14

4.2.4. 観測記録の PGV との関係

観測記録の PGV とばらつきの関係を図 4.2.4 に示す。横軸は観測記録の PGV である。PGV ≤ 5 kine、 $5 \text{ kine} \leq \text{PGV} < 10 \text{ kine}$ 、 $10 \text{ kine} \leq \text{PGV} < 15 \text{ kine}$ 、 $15 \text{ kine} \leq \text{PGV} < 20 \text{ kine}$ 、 $20 \text{ kine} \leq \text{PGV}$ の場合それぞれで標準偏差を求め、表 4.2.4 に示す。 $5 \text{ kine} \leq \text{PGV} < 10 \text{ kine}$ 、 $10 \text{ kine} \leq \text{PGV} < 15 \text{ kine}$ では全データを用いた場合より標準偏差は大きくなる。PGA の場合と同様、PGV が大きくなるにつれ、PGA、PGV とともにばらつきは小さくなる。

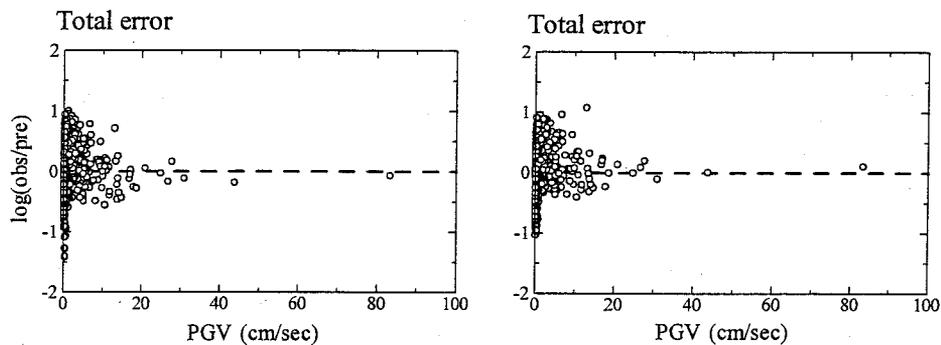


図 4.7 観測記録の最大速度の振幅レベルとばらつきの関係

表 4.5 観測記録の最大速度の振幅レベルと標準偏差の関係

	対数標準偏差	
	PGA	PGV
$PGV < 5kine$	0.27	0.27
$5kine \leq PGV < 10kine$	0.30	0.35
$10kine \leq PGV < 15kine$	0.34	0.36
$15kine \leq PGV < 20kine$	0.18	0.19
$20kine \leq PGV$	0.12	0.11

以上の検討から、距離減衰式における地震動強さのばらつきの特徴としては、ばらつきの距離依存性、マグニチュード依存性はほとんど見られない。観測記録の PGA、PGV が大きくなると予測値と観測値の誤差は小さくなる。PGV に対する誤差の振幅依存性は PGA のそれよりも明瞭に見られ、特に PGV が 15 kine 以上ばらつきは小さくなる。

4.3. 4章のまとめ

4章では各地点で求めた地盤増幅率を用いて推定したそれぞれの地震動指標が観測記録と、どの程度ばらつきが出るのかを検討した。またそのばらつきの要因について検討した。得られた知見を以下に示す。

- ① 予測値と観測値の誤差は地盤増幅率を *AVS30* から既往の計算式を用いる場合、標準偏差で PGA が 0.34、PGV が 0.33 であるのに対し、本研究で求めた地盤増幅率を用いた場合は PGA、PGV ともに 0.27 と標準偏差は小さくなり、より観測記録に近い値になる。SA でも同様の傾向が見られた。
- ② 距離減衰式における地震動強さのばらつきの特徴としては、ばらつきの距離依存性、マグニチュード依存性はほとんど見られない。
- ③ 観測記録の PGA、PGV が大きくなると予測値と観測値の誤差は小さくなる。PGV に対する誤差の振幅依存性は PGA のそれよりも明瞭に見られ、特に PGV が 15 kine 以上ばらつきは小さくなる。

5. 微動記録を用いた地盤増幅率の推定

微動の振動特性は場所によって異なり、その特性を利用して地震時の地盤の揺れ易さを推定することができる。硬く締まった地盤では微動の振幅は小さく、軟弱地盤ほど振幅は大きい。また、硬い地盤ほど振動の卓越する周期が短く、短周期の成分が大きい。第3章で求めた地盤増幅率を微動記録から推定することができれば、より高密度な地震動予測が可能となる。本章では微動記録と地盤増幅率の関係について検討する。

5.1. 微動の卓越周期と地盤増幅率の関係

微動は硬い地盤ほど振動の卓越する周期が短く、逆に軟らかい地盤ほど長くなる。つまり微動の卓越周期は地盤の硬さと関係があると考えられる。そこで微動の卓越周期と地盤増幅率の関係について検討する。

微動 H/V スペクトルから各地点の卓越周期を求め、各地震動指標の地盤増幅率との関係を検討する。微動の卓越周期と PGA、PGV の地盤増幅率の関係を図 5.1.1 に示す。地盤増幅率 (*Amp*) を微動の卓越周期 (*T*) を用いて(5.1)式で回帰し、同図に実線で示す。同様に微動の卓越周期と SA の地盤増幅率の関係を図 5.1.2～5.1.4 に示す。微動の卓越周期と地盤増幅率の相関係数を図 5.1.5 に、(5.1)式により得られた係数 *A*、*B* を図 5.1.6 に示す。

$$\log Amp = A \cdot \log T + B \quad (5.1)$$

PGA の地盤増幅率は微動の卓越周期と相関はほとんど見られない。PGV の地盤増幅率は、微動の卓越周期が長くなれば地盤増幅率も大きくなるという正の相関がやや見られ、相関係数は 0.40 である。

SA の地盤増幅率は周期 0.20 秒付近では微動の卓越周期とほとんど相関はない。相関が小さな 0.20 秒以下の短周期では卓越周期と負の相関がある。地盤増幅率と卓越周期は周期 1.00 秒付近で正の相関が見られ、係数 *A* も大きく（卓越周期への依存度が大きく）なる。

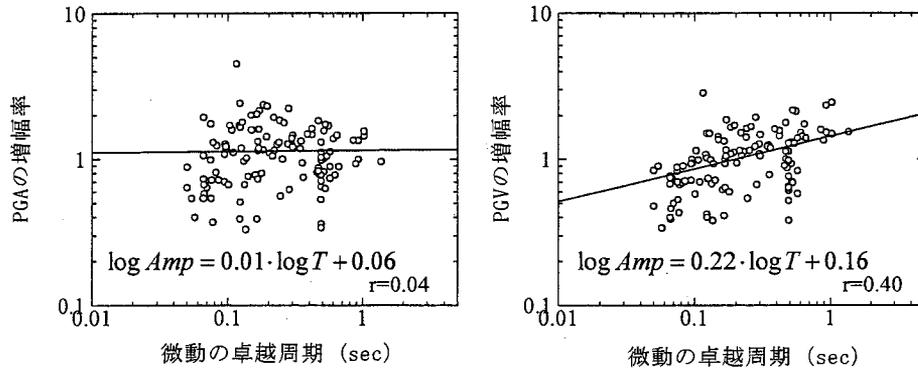


図 5.1 微動の卓越周期と PGA、PGV の地盤増幅率の関係。○：地盤増幅率、実線：回帰式

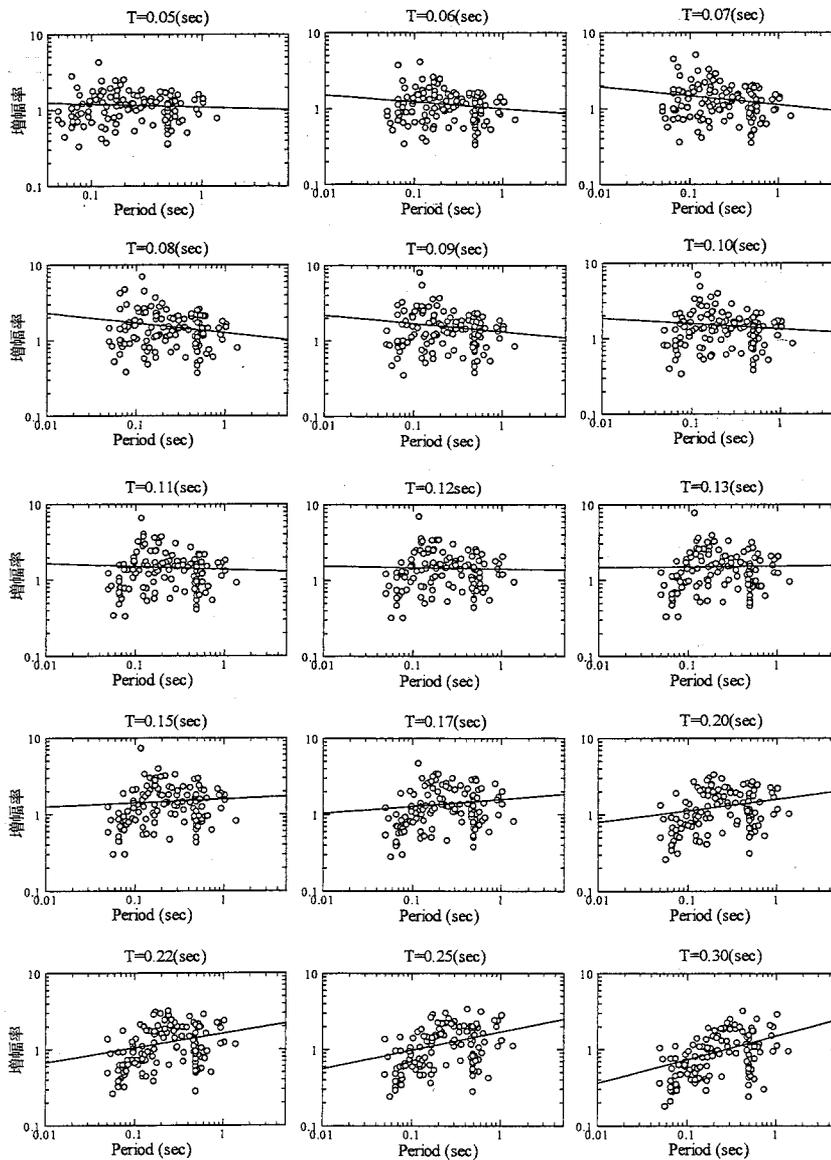


図 5.2 微動の卓越周期と加速度応答スペクトルの地盤増幅率の関係(0.05 秒～0.30 秒)。

○：地盤増幅率、実線：回帰式

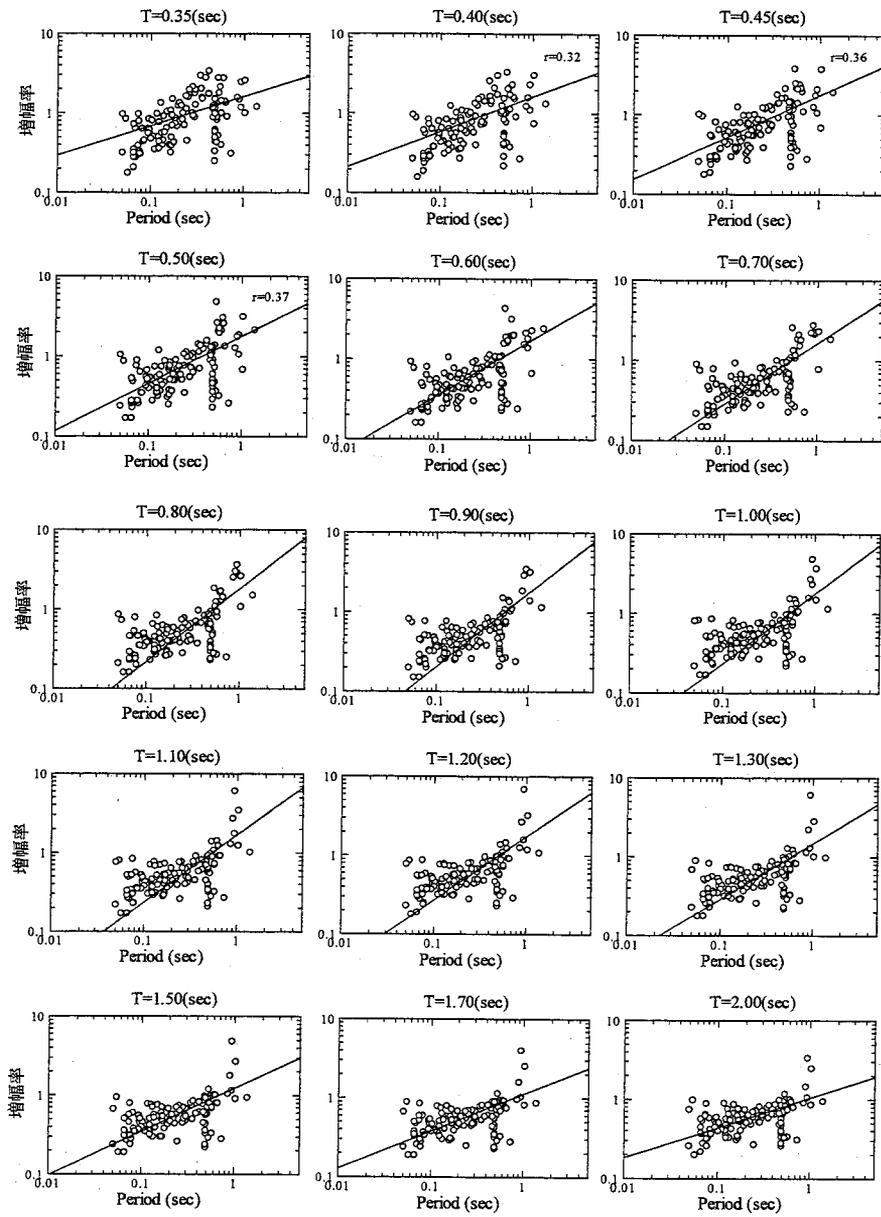


図 5.3 微動の卓越周期と加速度応答スペクトルの地盤増幅率の関係(0.35 秒～2.00 秒)。

○ : 地盤増幅率、実線 : 回帰式

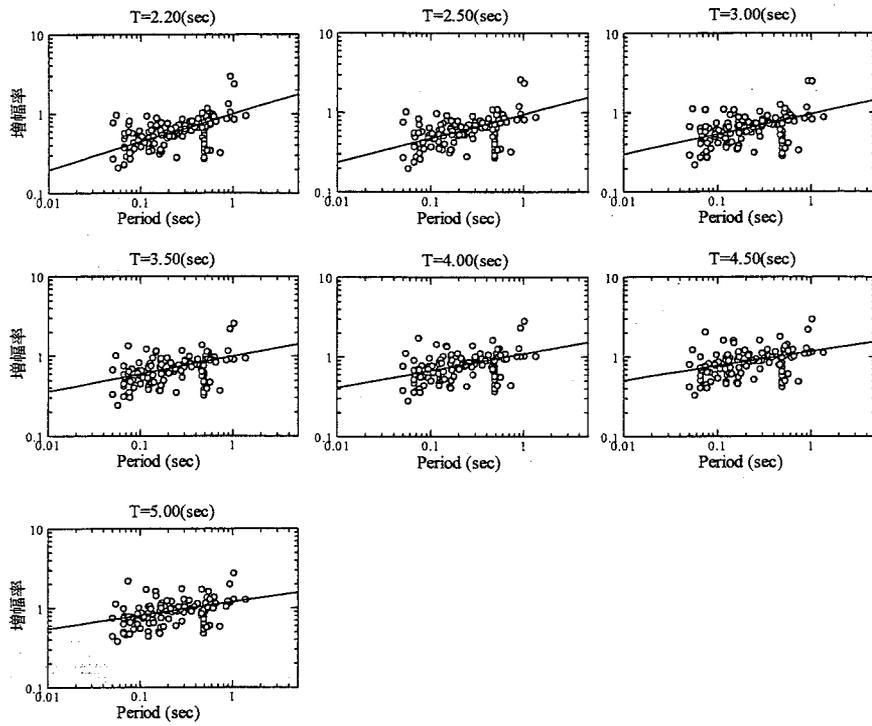


図 5.4 微動の卓越周期と加速度応答スペクトルの地盤増幅率の関係(2.20 秒~5.00 秒)。

○ : 地盤増幅率、実線 : 回帰式

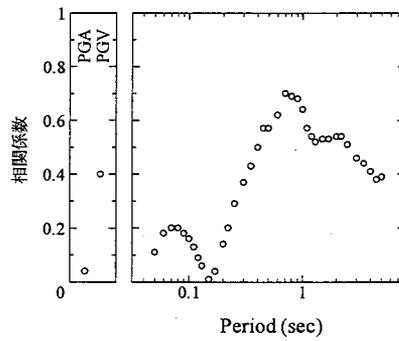


図 5.5 微動の卓越周期と各地震動指標の地盤増幅率の相関係数

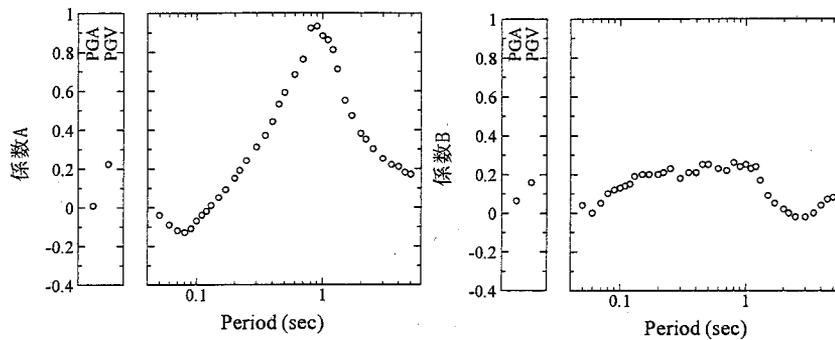


図 5.6 各地震動指標の近似式により得られた係数 A、B

5.2. 微動 H/V スペクトルから推定した地下構造の S 波伝達関数と地盤増幅率の関係

ここでは微動 H/V スペクトルより地下構造の推定を行い、推定地盤による S 波伝達関数と各地震動指標の地盤増幅率との関係を検討する。

5.2.1. 微動 H/V スペクトルを用いた地下構造モデルの推定

微動 H/V スペクトルは表層地盤での S 波の増幅特性を評価するための量になり得るという指摘がある⁶⁾。基盤での上下動と水平動のスペクトル特性が同じで、水平動のみが表層地盤で増幅され、上下動には基盤でのスペクトル特性が保持されると仮定する。その仮定のもと、微動 H/V スペクトルが直接、地盤増幅特性を示すという考え方である。また、微動 H/V スペクトルのピーク周期が伝達関数の卓越周期と一致することは、多くの実例があり、地盤が単純な 2 層地盤でありインピーダンス比が 2~3 以上である場合、S 波伝達関数の 1 次卓越周期と微動 H/V スペクトルの卓越周期とその振幅同士も一致することが指摘されている¹⁹⁾。微動 H/V スペクトルを用いた地下構造モデルを推定するのに、以下のことを仮定する。

- ① 微動 H/V スペクトルの卓越周期は、地盤の S 波伝達関数の 1 次卓越周期を表す。
- ② 微動 H/V スペクトルの卓越周期の振幅値は、その地盤のインピーダンス比による地盤増幅率を表す。

微動 H/V スペクトルの卓越周期とその振幅値（以下 H/V 値）を用いた地下構造の推定方法を、広島県の KiK-net 呉 (HRSH07) を例に説明する。KiK-net 呉における卓越周期は 0.42 秒、H/V 値は 4.51 である。

- ① 最下層を $V_s = 600$ m/s と定義する。(図 5.7(a))
- ② H/V 値がその地盤のインピーダンス比による地盤増幅率を表しているように、表層地盤の平均 S 波速度 ($V_{s_{AVE}}$) を求める。(図 5.7(b))

$$V_{s_{AVE}} = 600 / (H/V \text{値}) = 600 / 4.51 = 133.04 \text{ (m/s)}$$

- ③ 伝達関数の一次卓越周期が、微動の卓越周期と一致するように、表層地盤厚さ (H) を求める。(図 5.2.1-b)

$$H = T \cdot V_{s_{AVE}} / 4 = 0.42 \times 133.04 / 4 = 13.97 \text{ (m)}$$

- ④ H が 5 m 以上となる場合、1 層が 5 m 以下になるように表層地盤を等分割する。(図 5.2.1-c)

$$H_1 + H_2 + H_3 = H / 3 = 13.97 / 3 = 4.66 \text{ (m)}$$

- ⑤ 表層地盤の S 波速度は深さに対して、直線的に漸増すると仮定する。(図 5.7(c))

$$V_{s_2} = 2V_{s_1} \quad , \quad V_{s_3} = 3V_{s_1}$$

- ⑥ 表層地盤の平均 S 波速度が一致するよう各層の S 波速度を求める。(図 5.7(d))

$$V_{s_{AVE}} = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^4 V_{s_i} = \frac{1}{3} (V_{s_1} + V_{s_2} + V_{s_3}) \quad , \quad 133.04 = \frac{6V_{s_1}}{3}$$

$$V_{s_1} = 66.52(m/s)$$

$$V_{s_2} = 133.04(m/s)$$

$$V_{s_3} = 199.56(m/s)$$

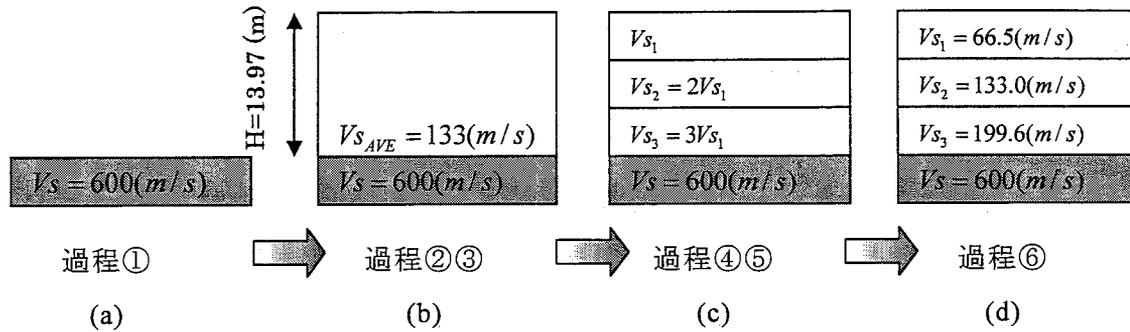


図 5.7 地下構造モデルの推定方法

5.2.2. 推定地盤から計算した S 波伝達関数と各地震動指標の地盤増幅率の関係

5.2.1 項の推定地盤から弾性波動論を用いて S 波伝達関数 ($G_s = U_s/2E_0$) を算出する。計算は線形解析とし、減衰は各層一律 5%とした。

PGA、PGV の地盤増幅率と推定地下構造の S 波伝達関数の平均との相関を検討する。周期 0.1~1.0 秒で、0.1 秒刻みで各周期帯の平均をとり、その平均と PGA、PGV の地盤増幅率の相関を検討する。図 5.8、図 5.9 に各周期帯の S 波伝達関数の平均と PGA、PGV の地盤増幅率の相関係数を示す。この図は、縦軸の周期から横軸の周期までの周期帯の S 波伝達関数の平均と地盤増幅率の相関係数をコンター図として示している。

PGA の地盤増幅率は推定地盤の S 波伝達関数の短周期成分と相関がやや見られ、特に周期 0.1~0.3 秒の平均と最も相関が高く、相関係数は 0.25 である。PGV の地盤増幅率は、周期が 1.0 秒に近い比較的周期の長い成分を含む S 波伝達関数の平均と相関が見られる傾向があり、周期 0.7~1.0 秒の平均と最も相関が高く、相関係数は 0.39 であった。

検討した周期帯のうち、最も相関の高い周期 0.1~0.3 秒の推定地盤の S 波伝達関数の平均と PGA の地盤増幅率の関係、周期 0.7~1.0 秒の推定地盤の S 波伝達関数の平均と PGV の地盤増幅率の関係を図 5.10 に示す。地盤増幅率を S 波伝達関数の平均値を用いて (5.2) 式で回帰し、同図に実線で示す。

$$\log Amp = A \cdot \log X + B \tag{5.2}$$

Amp : PGA、PGV の地盤増幅率、 X : 推定地盤から計算した S 波伝達関数の平均

SA の地盤増幅率は、推定地盤の S 波伝達関数の各周期の値から推定する。図 5.11 に S 波伝達関数の各周期の値と地盤増幅率の関係を示す。周期 0.1 秒付近などの短周期部分で

相関はあまり見られないが、見るとほとんどの周期で両者は正の相関があり、周期 0.8 秒付近より長周期側では相関が見られる。

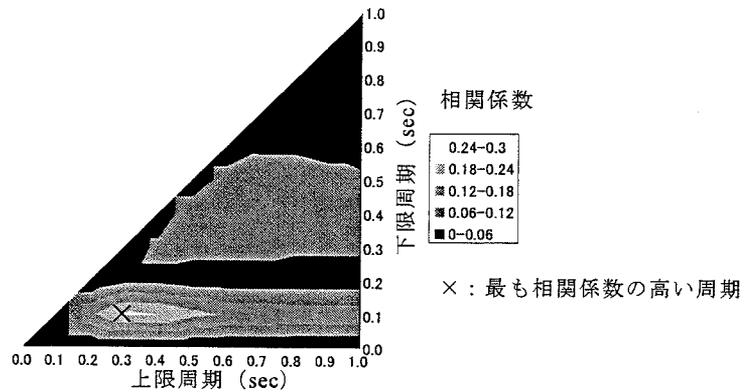


図 5.8 推定地盤の S 波伝達関数の各周期帯の平均と PGA の地盤増幅率の相関係数。下限周期から上限周期までの周期帯の S 波伝達関数の平均と PGA の地盤増幅率の相関係数を示す。

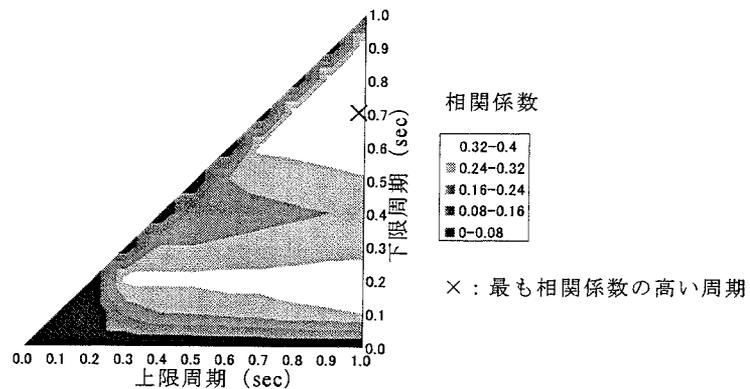


図 5.9 推定地盤の S 波伝達関数の各周期帯の平均と PGV の地盤増幅率の相関係数。下限周期から上限周期までの周期帯の S 波伝達関数の平均と PGV の地盤増幅率の相関係数を示す。

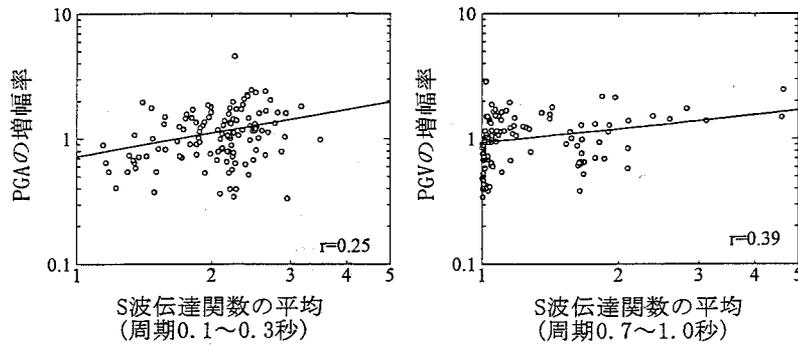


図 5.10 (左) 推定地盤の S 波伝達関数の周期 0.1~0.3 秒の平均と PGA の地盤増幅率の関係、(右) 推定地盤の S 波伝達関数の周期 0.7~1.0 秒の平均と PGV の地盤増幅率の関係

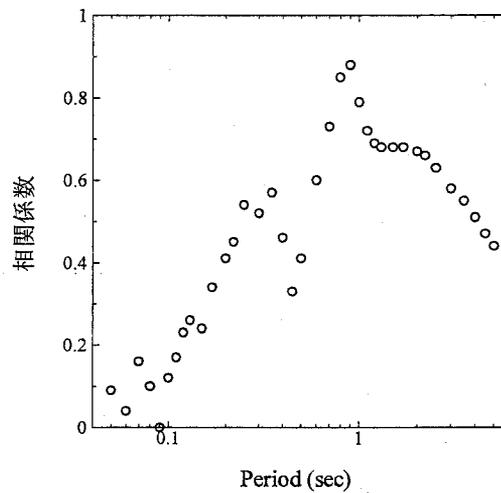


図 5.11 推定地盤の S 波伝達関数と加速度応答スペクトルの地盤増幅率の相関係数

5.3. 微動 H/V スペクトルの形状による選別

微動 H/V スペクトルは観測点によって形状が異なる。硬質地盤などではスペクトルに明瞭なピークが出ない場合がある。ここではスペクトルのピークが明瞭な地点を選別し、それらの地点で、微動の卓越周期と PGA、PGV の地盤増幅率の関係について検討する。SA の地盤増幅率は微動 H/V スペクトルの各周期の値との関係について検討する。

5.3.1. 微動 H/V スペクトルの選別方法

微動 H/V スペクトルの形状による選別の基準は次のように定める。

- ① 卓越している周期が一箇所
- ② 卓越周期の縦軸 (H/V 値) が 5 以上
- ③ 卓越周期が 0.05~2.0 秒

ピークが明瞭な微動 H/V スペクトルとピークが不明瞭な微動 H/V スペクトルの例をそれぞれ

れ図 5.12、図 5.13 に示す。微動 H/V スペクトルのピークが明瞭な地点は全 123 地点中、41 地点が選別できた。

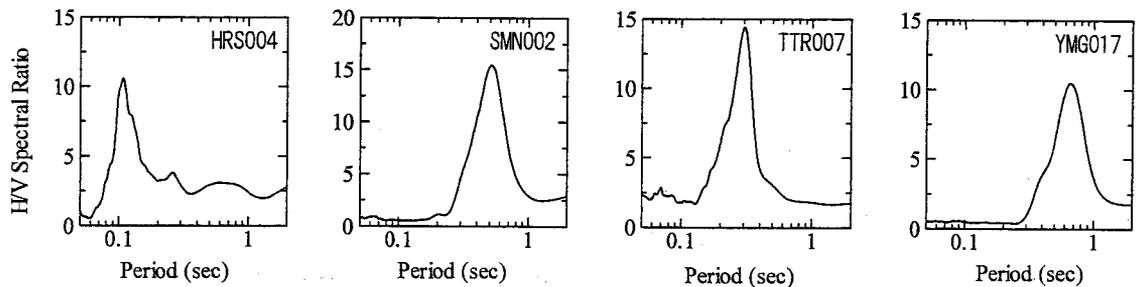


図 5.12 ピークが明瞭な微動 H/V スペクトルの一例

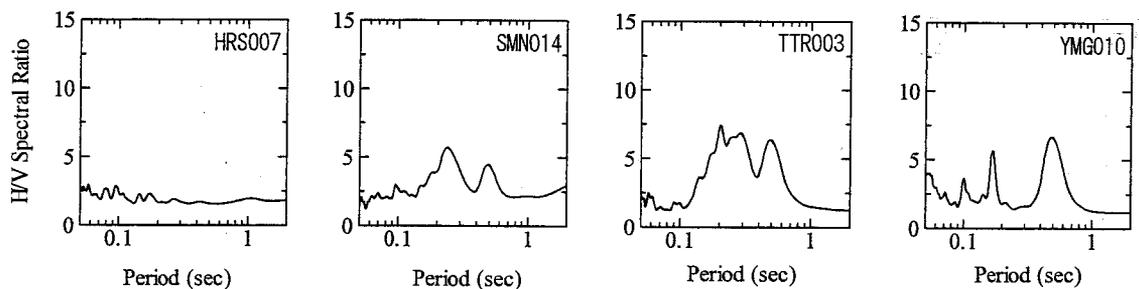


図 5.13 ピークが不明瞭な微動 H/V スペクトルの一例

5.3.2. 選別した微動 H/V スペクトルと地盤増幅率の関係

選別した微動 H/V スペクトルと地盤増幅率の関係について検討する。PGA、PGV の地盤増幅率は 5.1 節と同様に微動の卓越周期 (T) と地盤増幅率 (Amp) の関係について検討する。SA の地盤増幅率は、微動 H/V スペクトルの各周期の値との関係について検討する。

選別した地点の微動の卓越周期と地盤増幅率の関係を図 5.14 に示す。地盤増幅率を 5.1 節と同様(5.3)式で回帰し、同図中に実線で示す。また微動 H/V スペクトルの選別前の卓越周期と地盤増幅率の関係から得られた回帰式を点線で示す。

$$\log Amp = A \cdot \log T + B \quad (5.3)$$

H/V スペクトルの各周期の縦軸の値と SA の地盤増幅率との関係を図 5.15～図 5.17 に示す。増幅率は(5.4)式で回帰し、同図に実線で示す。図 5.18 には各周期の H/V 値と増幅率の相関係数を示す。

$$\log Amp = A \cdot \log(\text{H/V値}) + B \quad (5.4)$$

PGA の地盤増幅率と卓越周期の関係は、微動 H/V スペクトルを選別する前と同様、あまり相関は見られない。PGV の増幅率は卓越周期が長くなれば、地盤増幅率も大きくなる正の相関が、選別前の場合と同様に見られ、選別前の場合の相関係数は 0.40 であるのに対し、選別後の相関係数が 0.58 と改善された。回帰式は選別前とほぼ同程度であることから、スペクトルのピークが明瞭な地点ほど地盤増幅率のばらつきが小さくなることがわかる。加速度応答スペクトルの増幅率は H/V スペクトルの各周期の縦軸の値と、周期 0.1~1.0 秒程度でやや相関が見られ、特に周期 1.0 秒付近で相関が高い。周期 1.5 秒以上で相関係数が小さくなる。全周期帯で H/V スペクトルの値が大きければ、地盤増幅率も大きくなる正の相関が見られる。

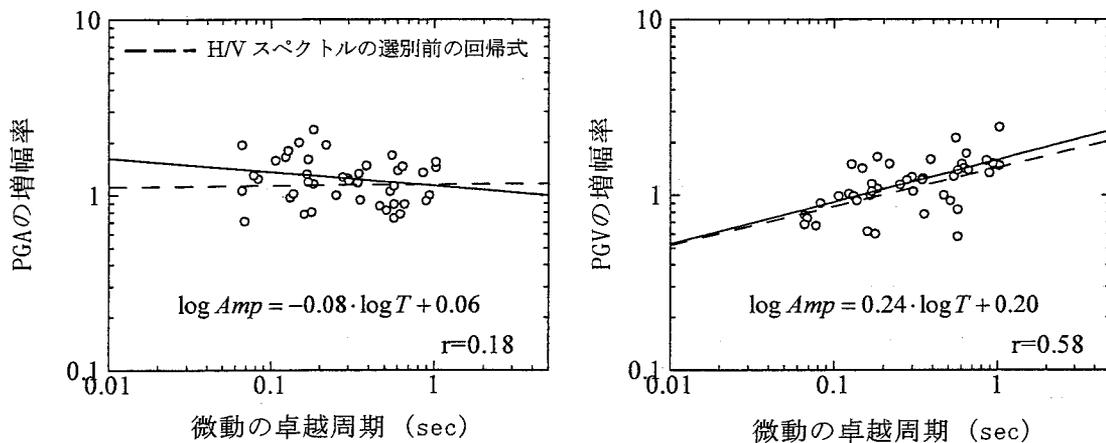


図 5.14 H/V スペクトルの選別後の卓越周期と PGA、PGV の地盤増幅率の関係。○：地盤増幅率、実線：回帰式

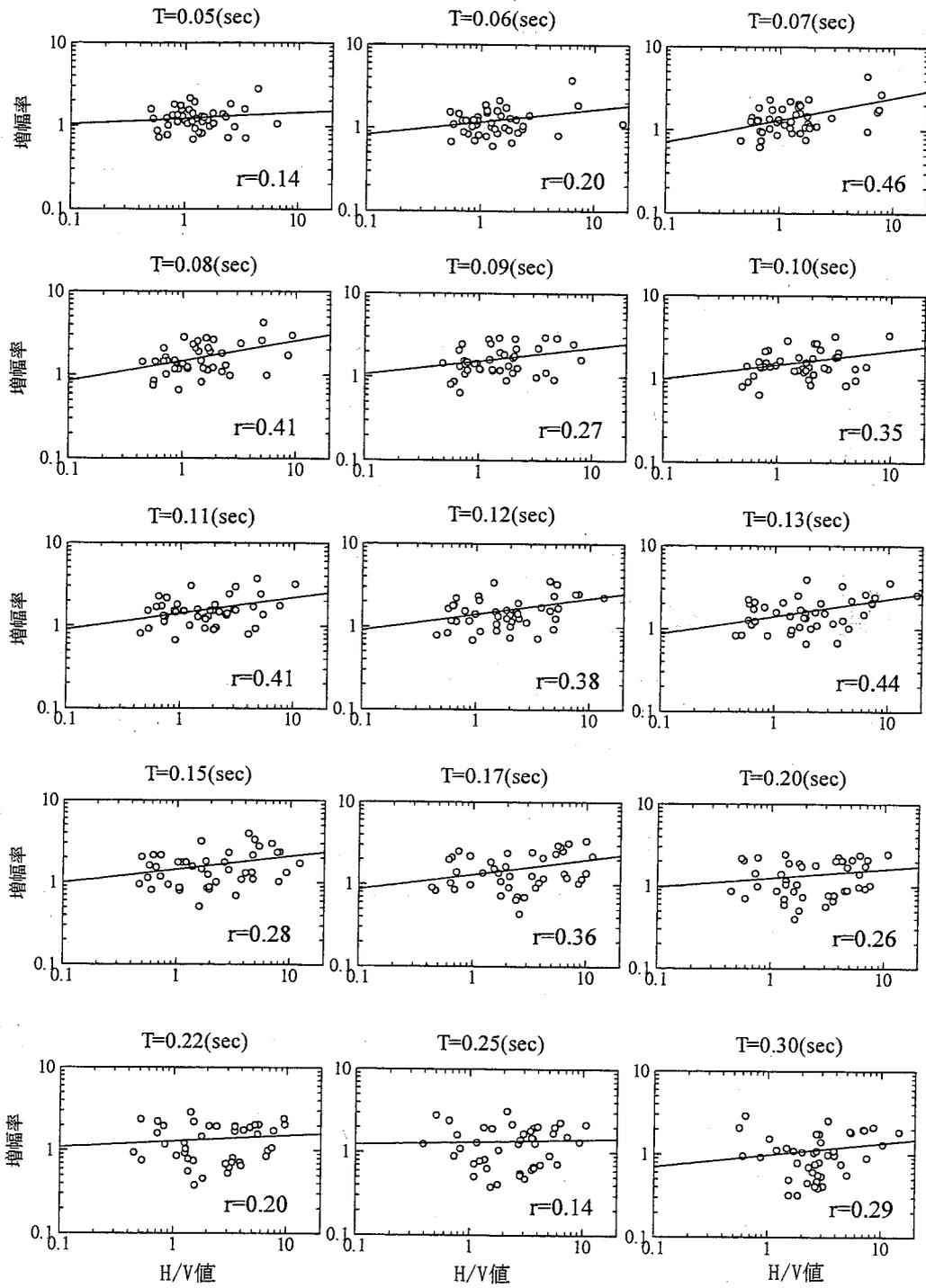


図 5.15 各周期における H/V スペクトルと加速度応答スペクトルの地盤増幅率の関係(周期 0.05~0.30 秒)。○ : 地盤増幅率、実線 : 回帰式

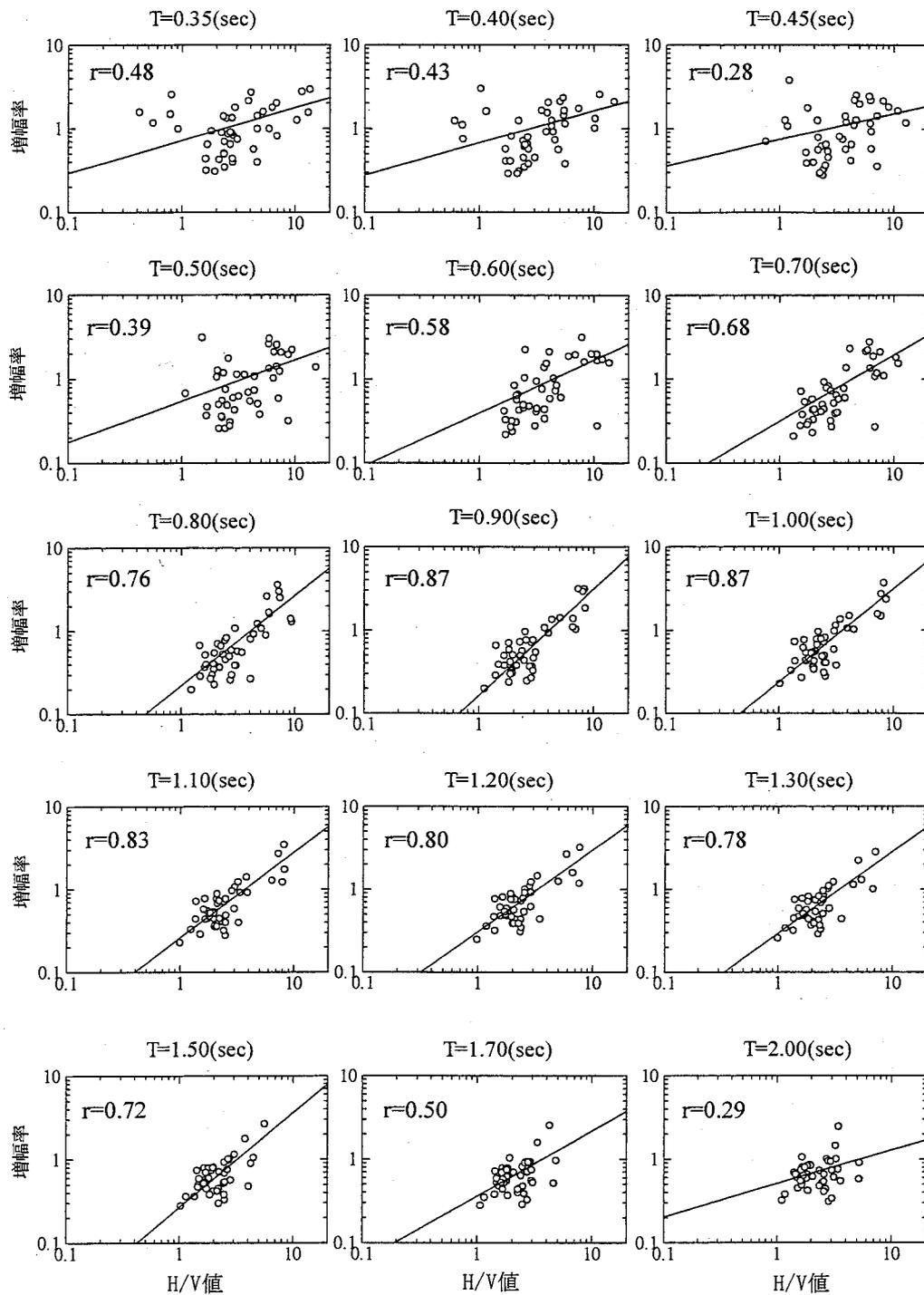


図 5.16 各周期における H/V スペクトルと加速度応答スペクトルの地盤増幅率の関係(周期 0.35~2.00 秒)。○ : 地盤増幅率、実線 : 回帰式

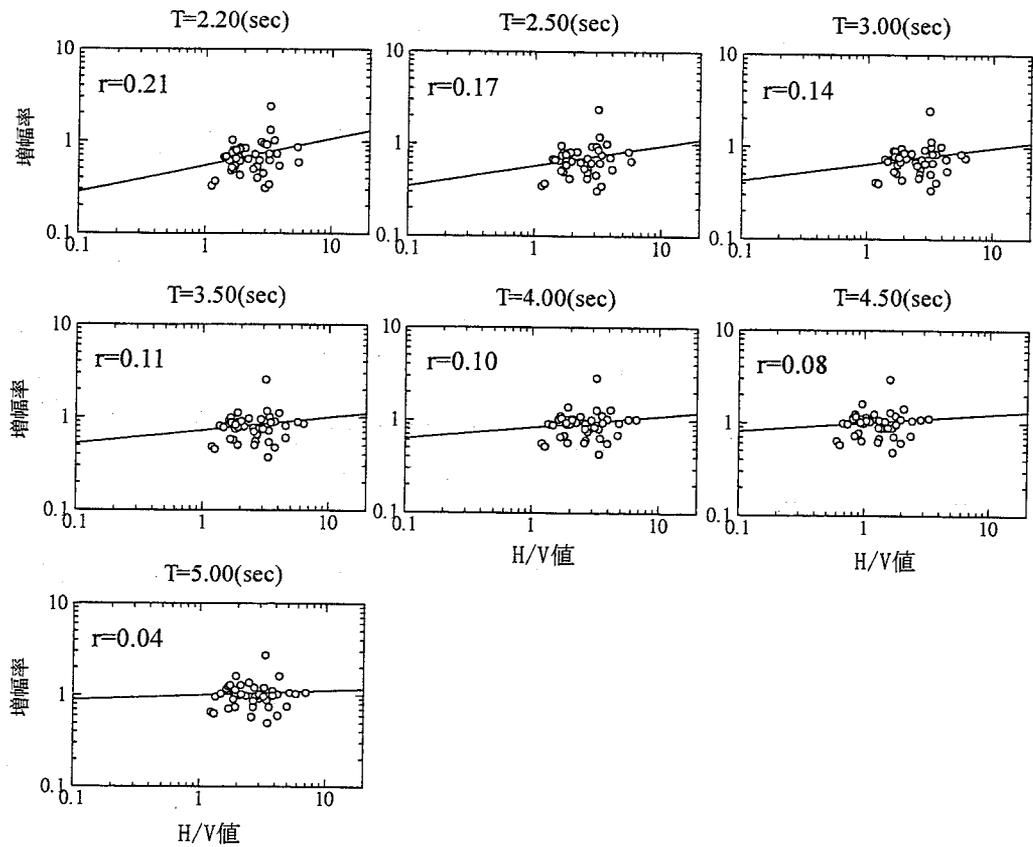


図 5.17 各周期における H/V スペクトルと加速度応答スペクトルの地盤増幅率の関係(周期 2.20~5.00 秒)。○ : 地盤増幅率、実線 : 回帰式

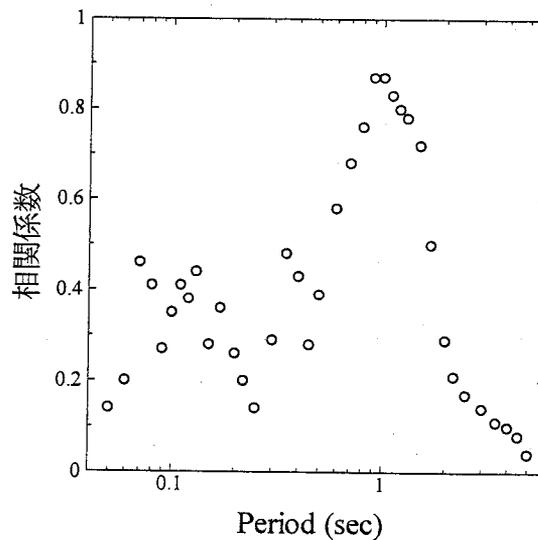


図 5.18 各周期の微動 H/V スペクトルと加速度応答スペクトルの地盤増幅率の相関係数

5.4. 5章のまとめ

5.1 節では微動 H/V スペクトルから卓越周期を求め、その卓越周期と地盤増幅率の関係を検討した(推定方法 1)。5.2 節では微動 H/V スペクトルから推定された地下構造を用い

て S 波伝達関数を求め、その伝達関数の平均から地盤増幅率を推定した（推定方法 2）。5.3 節では微動 H/V スペクトルが明瞭なピークを持つ地点について、その卓越周期から地盤増幅率を推定した（推定方法 3）。それぞれの方法で推定した地盤増幅率の精度について検討する。各手法の相関係数を表 5.1 に示す。同表には 3.2 節の AVS30 と地盤増幅率の相関係数も同様に示す（AVS30 による方法）。

PGA の地盤増幅率の推定精度は、推定方法 2 が最も高いが、AVS30 による方法よりは低い。PGV の地盤増幅率の推定方法は微動 H/V スペクトルのピークが明瞭な場合とそうでない場合とで場合分けされる。微動 H/V スペクトルのピークが不明瞭な場合は、推定方法 1 と推定方法 2 の推定精度は同程度であり、AVS30 による方法よりは低い。H/V スペクトルのピークが明瞭な場合は推定方法 3 の推定精度が最も高く、AVS30 による方法よりも精度が高い。推定方法 1 と推定方法 3 はどちらも微動の卓越周期から地盤増幅率を求める方法であり、両者の回帰係数はほぼ同程度であることから PGV の地盤増幅率の推定方法は推定方法 1 に統一する。

5.1 節では微動の卓越周期から地盤増幅率を推定した（推定方法 1'）。5.2 節では推定地盤の S 波伝達関数の各周期の値から地盤増幅率を推定した（推定方法 2'）。5.3 節では微動 H/V スペクトルが明瞭なピークを持つ地点について、微動 H/V スペクトルの各周期の縦軸の値から地盤増幅率を推定した（推定方法 3'）。各手法の相関係数を図 5.19 に示す。PGA、PGV の場合と同様、AVS30 による方法の場合も同様に示す。地盤増幅率の推定精度は、周期 1 秒以下では推定方法 2' が、1.1 秒以上では推定方法 1' が高い。微動 H/V スペクトルのピークが明瞭であっても、推定方法 2' と推定方法 3' による精度は同程度である。周期 0.2 秒以下では AVS30 の方が精度は高いが、それ以外の周期では微動を用いた推定方法の方が精度は高い。

表 5.1 各推定方法における PGA、PGV の地盤増幅率との相関係数

推定方法	相関係数	
	PGAの増幅率	PGVの増幅率
AVS30による方法	0.34	0.48
推定方法1	0.04	0.40
推定方法2	0.25	0.39
推定方法3	0.18	0.58

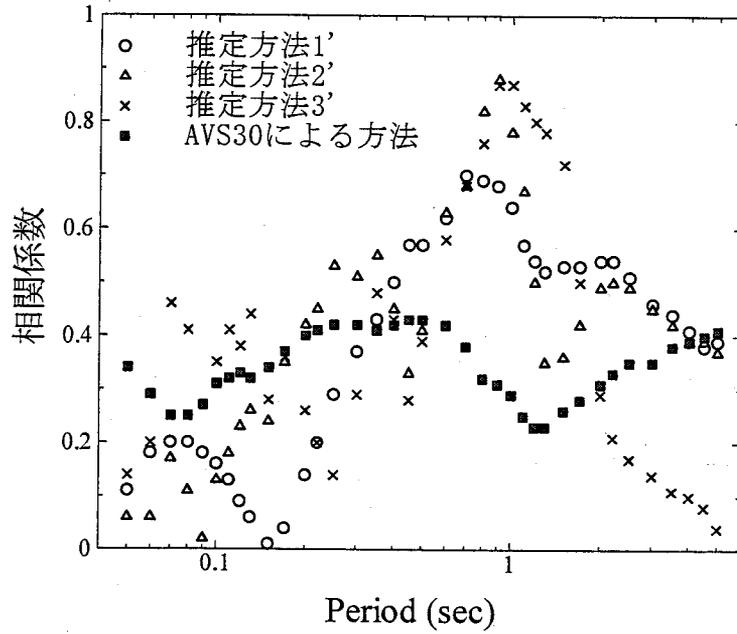


図 5.19 加速度応答スペクトルの各推定方法の相関係数

微動記録を用いた各地震動指標の地盤増幅率の推定方法をまとめ、以下に示す。

$$\log Amp = A \cdot \log X + B \quad (5.5)$$

Amp : 地盤増幅率

X : 地震動指標によって異なり、以下に示す。

PGA : 微動 H/V スペクトルから推定した地下構造から S 波伝達関数を計算し、その
周期 0.1~0.3 秒の平均

PGV : 微動 H/V スペクトルの卓越周期

SA (周期 1.0 秒以下) : 微動 H/V スペクトルから推定した地下構造から S 波伝達関
数を計算し、その各周期の値

SA (周期 1.1 秒以上) : 微動 H/V スペクトルの卓越周期

A 、 B : 回帰係数 (表 5.2)

表 5.2 回帰式 (5.5) の係数 A、B

	A	B
PGA	0.55	-0.12
PGV	0.22	0.16
加速度応答スペクトル (減衰5%)		
Period (sec)	A	B
0.05	-0.11	0.07
0.06	0.05	0.05
0.07	0.15	0.10
0.08	0.08	0.17
0.09	-0.05	0.19
0.10	0.10	0.14
0.11	0.20	0.11
0.12	0.34	0.06
0.13	0.40	0.06
0.15	0.39	0.06
0.17	0.44	0.01
0.20	0.50	-0.07
0.22	0.55	-0.09
0.25	0.67	-0.13
0.30	0.64	-0.17
0.35	0.71	-0.21
0.40	0.53	-0.21
0.45	0.38	-0.17
0.50	0.47	-0.22
0.60	0.77	-0.33
0.70	1.11	-0.40
0.80	1.03	-0.37
0.90	0.99	-0.38
1.00	0.94	-0.30
1.10	1.18	-0.30
1.20	1.48	-0.29
1.30	1.67	-0.31
1.50	2.36	-0.32
1.70	2.91	-0.32
2.00	3.90	-0.29
2.20	4.61	-0.29
2.50	5.52	-0.28
3.00	6.67	-0.25
3.50	8.23	-0.20
4.00	11.25	-0.14
4.50	12.60	-0.09
5.00	14.60	-0.08

6. 微動から推定した地盤増幅率の精度検証

6.1. 微動から推定した地盤増幅率と3章で算出した地盤増幅率の比較

5章で微動から推定した地盤増幅率（推定増幅率）と3章で算出した地盤増幅率の差について検討する。図6.1に推定増幅率と3章で算出した地盤増幅率とそのばらつき（±）を示す。ここでは結果の一例として、HRS001～HRS012を示す。○は3章で算出した地盤増幅率を、●は推定増幅率を示す。ほとんどの地点において推定増幅率は3章で求めた地盤増幅率のばらつきの範囲内である。

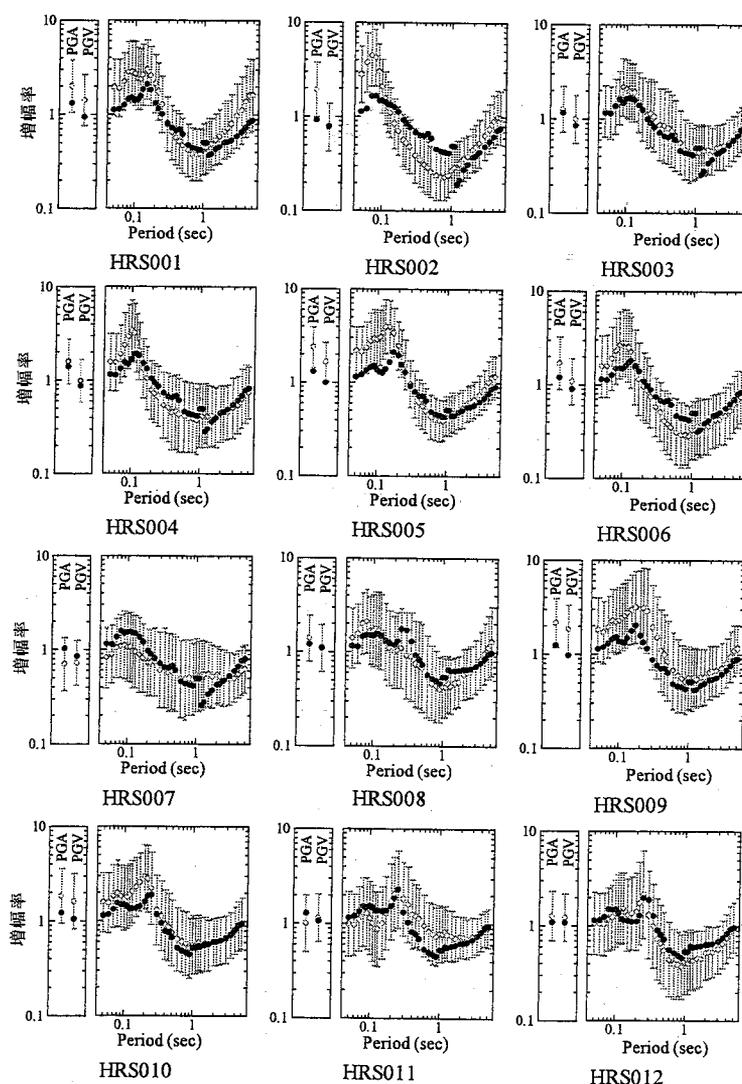


図 6.1 微動から推定した地盤増幅率（HRS001～HRS012）は微動から推定した地盤増幅率、○は3章で算出した地盤増幅率を示す

6.2. 微動から推定した地盤増幅率を用いた予測値と観測値の誤差

微動から推定した地盤増幅率を用いた PGA、PGV、SA の予測値と観測記録の誤差について検討する。予測値と観測値の誤差は 2.2 節と同様に、標準偏差を用いる。表 6.1 に観測点が比較的多い地震についての PGA、PGV の標準偏差を、図 6.2 に各地震動指標の標準偏差を示す。同図ならびに同表には地盤増幅率を AVS30 から推定した場合の標準偏差も同様に示す。

中国地方で観測された大地震である 2000/10/06/13:30 発生の鳥取県西部地震、2001/03/24/15:28 発生の芸予地震、2005/03/20/10:53 発生の福岡県西方沖地震について検討する。この 3 地震について PGA、PGV は地盤増幅率を AVS30 から推定した場合、微動から推定した場合のどちらも予測値と観測値の誤差はほぼ同程度である。SA について、両者は芸予地震ではほぼ同程度の誤差であるが、鳥取県西部地震、福岡県西方沖地震では周期 0.1 秒付近の短周期領域で地盤増幅率を微動から推定した場合の方が観測値との誤差がやや大きくなる。その他の地震では PGA、PGV の予測値と観測値の誤差は同程度であり、SA において両者は地震により精度の良否は異なるが、多くの地震で予測値と観測値の誤差はほぼ同程度である。

地震調査研究推進本部が公開しているハザードマップでは、国土数値情報に含まれる地形学的情報に基づき AVS30 を推定し、AVS30 と地盤増幅率の関係式から地盤増幅率を求めている。PS 検層データから計算した AVS30 と国土数値情報から推定した AVS30 にはばらつきがあり、国土数値情報から推定した地盤増幅率を用いた場合の方が、観測記録と誤差が大きいと考えられる。本研究において、微動から推定した地盤増幅率を用いた場合と、PS 検層データから計算した AVS30 から求めた地盤増幅率を用いた場合の観測記録との誤差は同程度であることから、国土数値情報から推定した地盤増幅率を用いた場合よりも観測記録と近い値になると考えられる。そのため、微動を用いて地盤増幅率を推定した場合、国土数値情報の 1 km メッシュよりも詳細な任意の地点で地震動の評価ができる。

表 6.1 各地震の緒元と標準偏差

発生日時	M _w	震源深さ(km)	地震タイプ	観測点数	微動から増幅率を推定		AVS30から増幅率を推定	
					標準偏差		標準偏差	
					PGA	PGV	PGA	PGV
2000/10/06/13:30	6.6	11	地殻内	103	0.24	0.30	0.26	0.28
2000/10/08/13:17	5.1	5	地殻内	78	0.33	0.25	0.32	0.30
2000/10/10/21:58	4.4	8	地殻内	66	0.27	0.28	0.28	0.31
2000/11/03/16:33	4.4	5	地殻内	46	0.27	0.26	0.28	0.30
2001/03/24/15:28	6.8	50	プレート内	103	0.33	0.24	0.30	0.28
2001/03/26/02:16	4.1	32	プレート内	68	0.32	0.34	0.34	0.27
2001/03/26/05:41	5.1	38	プレート内	82	0.32	0.31	0.31	0.28
2001/04/25/23:40	5.7	35	プレート内	55	0.40	0.31	0.38	0.36
2002/11/04/13:36	5.7	41	プレート内	67	0.40	0.27	0.36	0.23
2004/03/21/10:10	3.4	11	地殻内	25	0.36	0.39	0.39	0.40
2005/03/08/03:45	3.6	14	地殻内	40	0.25	0.25	0.24	0.32
2005/03/20/10:53	6.6	11	地殻内	91	0.24	0.20	0.23	0.17
2005/06/27/23:39	3.6	11	地殻内	30	0.35	0.29	0.37	0.24
2006/06/12/05:01	6.4	130	プレート内	111	0.65	0.48	0.63	0.50

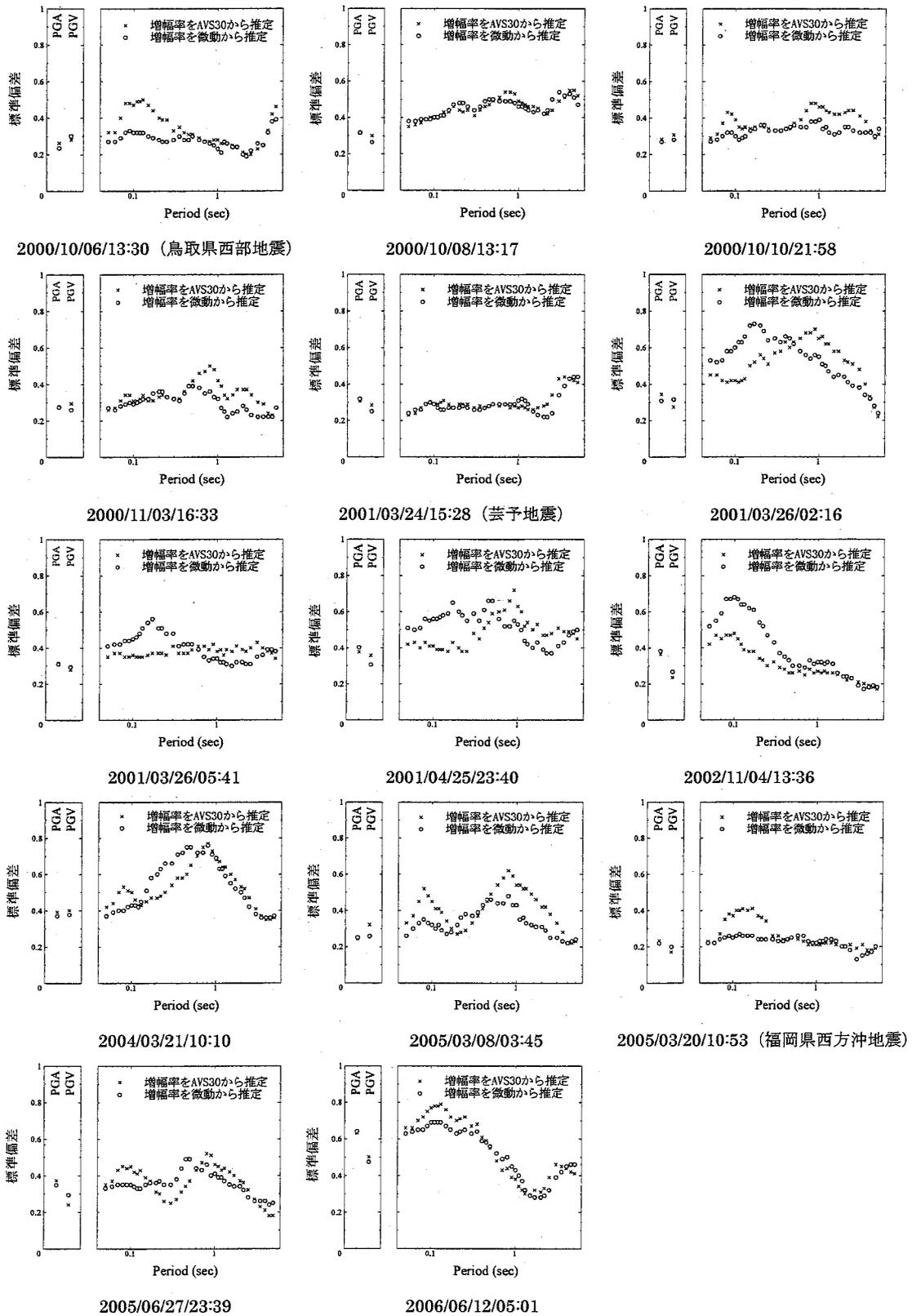


図 6.2 様々な地震における各地震動指標の標準偏差

6.3. 6章のまとめ

6章では微動から推定した地盤増幅率が、3章で求めた地盤増幅率をどの程度再現できるか検討した。また、微動から推定した地盤増幅率を用いた各地震動指標の予測値と観測値の誤差を検討した。得られた知見を以下に示す。

- ① 微動から推定した地盤増幅率は、ほとんどの地点において3章で求めた地盤増幅率のばらつきの範囲内である。
- ② 微動から推定した地盤増幅率を用いて計算したPGA、PGV、SAの予測値と観測値の誤差は、地盤増幅率をAVS30から推定した場合と同程度である。

7. まとめ

本研究では中国地方の K-NET、KiK-net の地震動記録と距離減衰式の比から、各地点の地盤増幅率を求めた。各地震動指標の地盤増幅率と平均 S 波速度の関係、地盤増幅率と微動記録の関係について検討し、微動記録を用いた地盤増幅率の推定方法を提案した。微動から推定した地盤増幅率を用いた PGA、PGV、SA の予測値と観測値の誤差について検討した。以下に各章で得られた知見を示す。

・ 2 章

PGA、PGV の距離減衰式として、司・翠川 (1999)⁷⁾、翠川・大竹 (2002)⁸⁾、西村・堀家 (2003)⁹⁾、堀家・西村 (2004)¹⁰⁾を、SA の距離減衰式として Kanno et al. (2006)¹¹⁾を紹介した。PGA、PGV の各距離減衰式の予測値と観測値の誤差について検討し、最も観測値と近い値となる距離減衰式を選定した。

- ① 中国地方の地震記録と最も誤差が少なかったのは翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾である。よって、PGA、PGV は翠川・大竹 (2002) の距離減衰式、SA は Kanno ら距離減衰式¹¹⁾を地盤増幅率算出の基準とした。
- ② 翠川・大竹の距離減衰式⁸⁾は M_w が 5.5 以上の地震データから作成されたものであるため、 M_w が 5.5 未満の地震に対する適用性を検討した。 M_w が 5.5 未満の地震において標準偏差が顕著に大きくなるということは見られなかったため、 M_w が 5.5 未満の地震においてもこの距離減衰式は適用できると判断した。

・ 3 章

中国地方の K-NET、KiK-net の地震動記録と距離減衰式の比から、各地点の地盤増幅率を求めた。求めた地盤増幅率と平均 S 波速度の関係について検討した。

- ① PGV の地盤増幅率は山地では小さく、海沿いの平野部などでは大きくなる。PGA の地盤増幅率に関しては同様の傾向はあまり見られない。
- ② 求めた地盤増幅率にはばらつきがあり、PGA、PGV の地盤増幅率のばらつきの程度はほとんどの地点において標準偏差で 0.2~0.3 程度である。SA の地盤増幅率のばらつきは標準偏差で 0.2~0.4 と、PGA、PGV よりも、やや大きい。
- ③ 求めた地盤増幅率は S 波速度構造と相関があり、 $AVS10$ 、 $AVS20$ 、 $AVS30$ と地盤増幅率の関係を検討した結果、 $AVS30$ が最も相関が高い。特に PGV の相関は PGA よりも高い。SA の地盤増幅率は $AVS30$ と最も相関が高く、周期 0.20~0.60 秒付近、周期 3.00 秒以上の長周期帯域で他の周期帯域に比べ相関が高い。

・ 4 章

各地点で求めた地盤増幅率を用いて推定したそれぞれの地震動指標の値 (予測値) と観測記録との適合性について検討した。また、そのばらつきの要因について検討した。

- ① $AVS30$ から既往の計算式を用いて地盤増幅率を求めた場合、予測値と観測値の誤差

は PGA が 0.34、PGV が 0.33 であるのに対し、本研究で求めた地盤増幅率を用いた場合は PGA、PGV とともに 0.27 と標準偏差は小さくなる。SA でも同様の傾向が見られた。

- ② 観測記録の PGA、PGV が大きくなると予測値と観測値の誤差は小さくなる。PGV に対する誤差の振幅依存性は PGA のそれよりも明瞭に見られ、特に PGV が 15 kine 以上ばらつきは小さくなる。

・ 5 章

常時微動記録を用いた各地震動指標の地盤増幅率の推定方法をまとめ、以下に示す。

$$\log Amp = A \cdot \log X + B \quad (7.1)$$

Amp : 地盤増幅率

X : 地震動指標によって異なり、以下に示す。

PGA : 微動 H/V スペクトルから推定した地下構造から S 波伝達関数を計算し、その周期 0.1~0.3 秒の平均

PGV : 微動 H/V スペクトルの卓越周期

SA (周期 1.0 秒以下) : 微動 H/V スペクトルから推定した地下構造から S 波伝達関数を計算し、その各周期の値

SA (周期 1.1 秒以上) : 微動 H/V スペクトルの卓越周期

A、*B* : 回帰係数 (表 5.2)

・ 6 章

微動から推定した地盤増幅率が、3 章で求めた地盤増幅率をどの程度再現できるか検討した。また、微動から推定した地盤増幅率を用いた各地震動指標の予測値と観測値の誤差を検討した。

- ① 微動から推定した地盤増幅率は、ほとんどの地点において 3 章で求めた地盤増幅率のばらつきの範囲内であった。
- ② 微動から推定した地盤増幅率を用いて計算した PGA、PGV、SA の予測値と観測値の誤差は、地盤増幅率を *AVS30* から推定した場合と同程度である。

第2部 個別事案の検討

1. はじめに

第2部では、第1部の「微動を用いた地盤増幅率の推定手法の検討」を遂行するにあたり、より詳細な検討が必要だと思われた以下の事項についてトピック的に別途検討した結果をまとめる。

- ① 本研究において用いる微動 H/V スペクトルの安定性に関する定量的な評価
- ② 微動や観測された地震動記録を用いた表層地盤の非線形特性についての評価
- ③ 表層地盤における地震動の増幅特性を理論的に検討する際に必要不可欠な地盤の減衰特性の評価
- ④ ③と同様に表層地盤における地震動の増幅特性を理論的に検討する際に必要不可欠な地盤の速度構造を同定する新しい方法の提案

2. 微動 H/V スペクトルの安定性の検証

微動 H/V スペクトルは時間的に安定していることが多くの研究者によって指摘されているが、その安定性に関する定量的な評価を行なった例は少ない。そこで、微動 H/V スペクトルの卓越周期と振幅値の安定性について定量的な検討を行なう。

微動測定は、卓越周期が 0.1、0.2、0.5、1.0 秒付近であると想定される 4 地点（広島大学理学部、広島大学工学部、東広島市郷曾、呉工業高等専門学校）で行った。測定に用いた機材は、小型可搬型強震計 GPL-6A3P（株ミットヨ）であり、これには過減衰動電型加速度計（感度：1.1 V/g）、分解能 24 bit の A/D 変換機を内蔵したデータロガー、およびローパスフィルター、アンプが組み込まれている。測定成分は、水平動 2 成分（NS、EW）および上下動 1 成分（UD）であり、測定時間は 24 時間（毎時 30 分）、サンプリング周波数は 100 Hz とした。データ解析の手順は次の通りである。

- ① 微動データを 2048 データに等分割し、フーリエ変換し、微動 H/V スペクトルを算出する。この際、60～90 波程度微動 H/V スペクトルを算出する。
- ② 微動 H/V スペクトルの最大値の現れる周期をそれぞれ読み取り、それをスペクトル毎の卓越周期とする。
- ③ 全てのスペクトルの卓越周期と振幅値を読み取る。
- ④ 他の卓越周期と振幅値に対して明らかに外れているものを除く（図 2.1）。
- ⑤ 卓越周期の平均値と標準偏差を算出し、平均値±標準偏差外に卓越周期を持つスペクトルを除く（図 2.1）。
- ⑥ 振幅値も同様に、平均値と標準偏差を算出し、平均±標準偏差外に振幅値を持つスペクトルを除く（図 2.1）。
- ⑦ 残ったスペクトルで卓越周期がより長周期あるいは短周期にあるもの省き、20 波のスペクトルを選出。
- ⑧ この 20 波のスペクトルの平均値を求め、その地点の H/V スペクトルとする（図 2.2）。

各地点の 24 時間の微動 H/V スペクトルとその平均スペクトルを図 2.3 に示す。図 2.4 に計測した時間帯と微動 H/V スペクトルの卓越周期、ならびに振幅値との関係、表 2.1 に各地点の 24 時間の卓越周期、振幅値の平均値、標準偏差、変動係数（＝標準偏差/平均値）を示す。卓越周期の変動係数は 0.06 であり、計測時間帯による変動は多少あるが、ある程度定常的な値を示す。振幅値の変動係数は 0.11 であり、卓越周期に比べ変動が大きい、卓越周期と同様にある程度定常的な値を示していると言える。以上のことより、卓越周期のみならず、振幅値もその地盤に固有の物理量であると仮定してよいものと判断した。

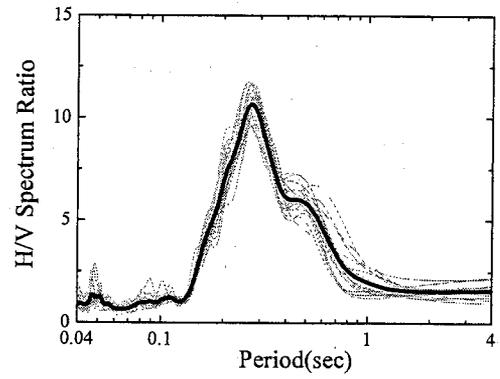
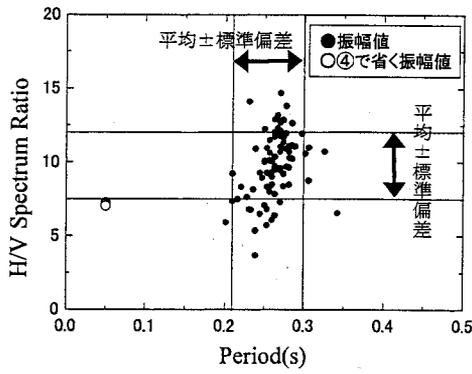


図 2.1 微動 H/V スペクトルの卓越周期と振幅値の関係 (左)

図 2.2 微動 H/V スペクトルの例(右)

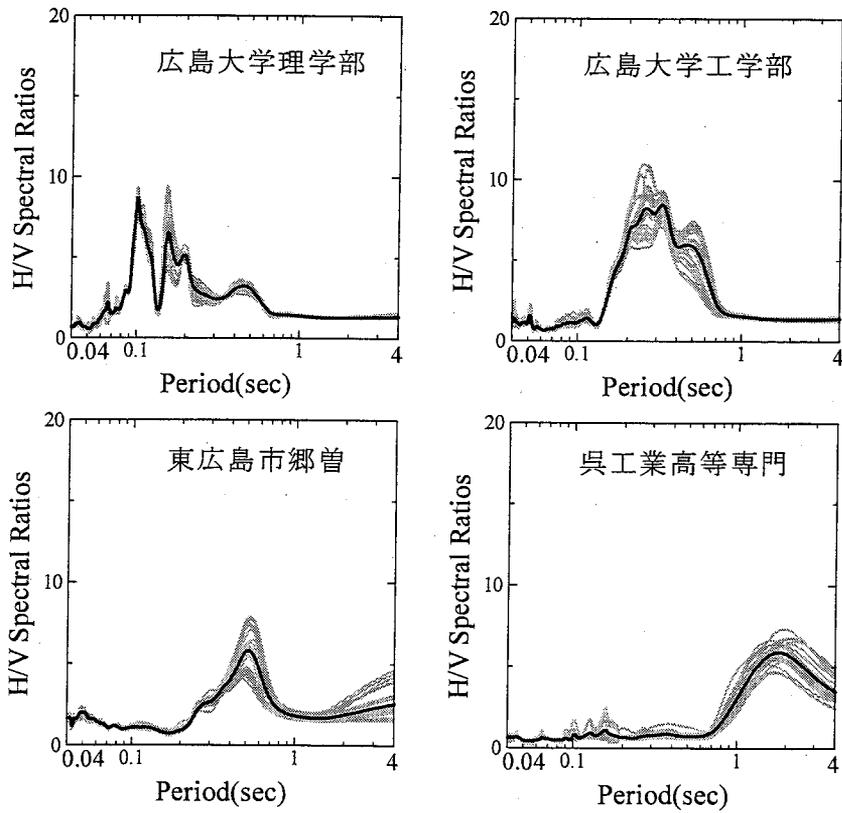


図 2.3 24 時間の微動 H/V スペクトル (灰色) とその平均 (黒色)

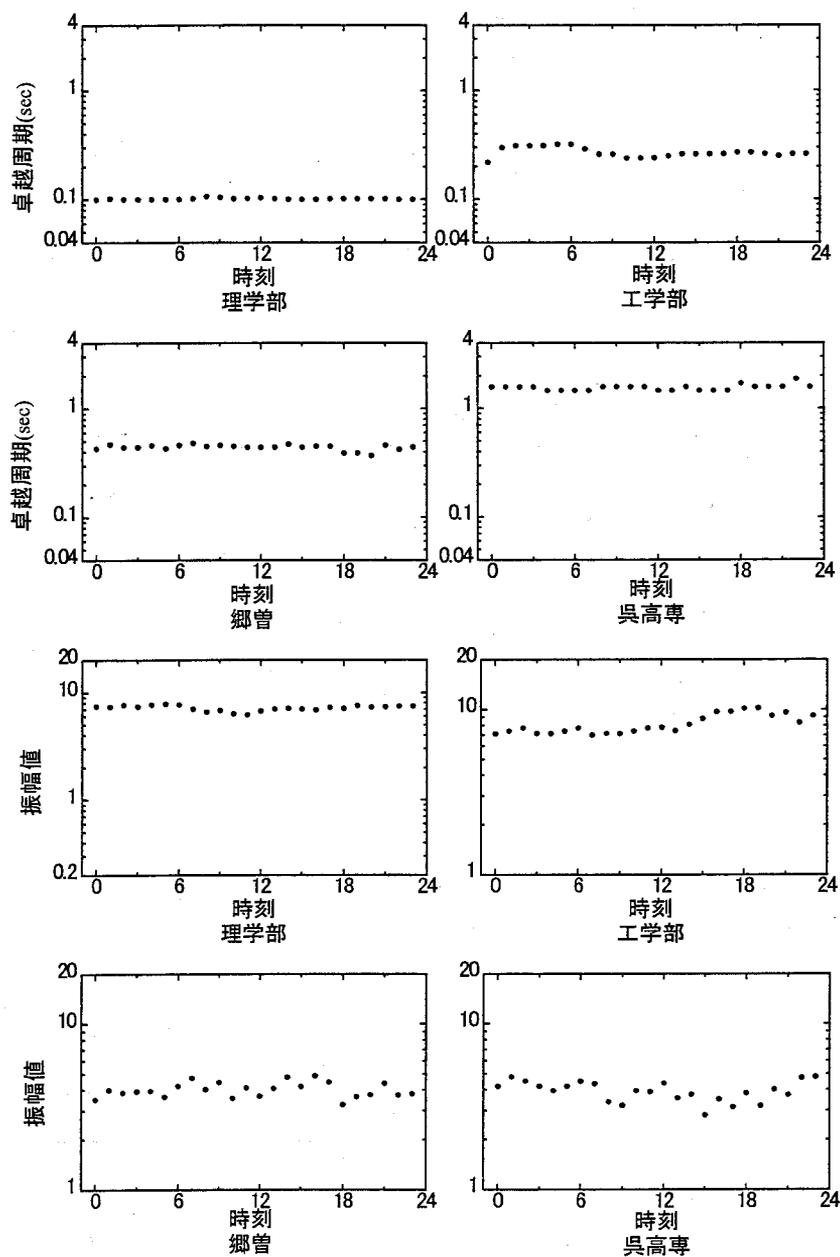


図 2.4 微動 H/V スペクトルの卓越周期と振幅値の計測した時間帯との関係

表 2.1 微動 H/V スペクトルの卓越周期と振幅値の平均、標準偏差、変動係数

	卓越周期			振幅値		
	平均値	標準偏差	変動係数	平均値	標準偏差	変動係数
理学部	0.10	0.00	0.01	7.18	0.43	0.06
工学部	0.27	0.03	0.10	8.45	1.05	0.12
郷曾	0.44	0.03	0.07	4.02	0.55	0.14
呉高専	1.55	0.09	0.06	3.94	0.42	0.11

3. 微動・地震記録に基づく表層地盤の非線形特性評価

3.1. はじめに

地震動特性は地盤特性の影響を強く受けるため、地震による被害を予測する上で、表層での地盤特性の評価が重要となる。土質工学の分野では、ひずみの増大とともに、土の動的性質に非線形性が表れることが従来の室内試験結果より示されている。このことから、大地震時の表層地盤の特性には、非線形性の影響が強く現れ、地盤を線形とみなせる中小地震における観測記録から評価した地盤特性が、大地震におけるそれを近似しているとは限らないことが指摘されている²⁰⁾。また、サンプリングによる乱れの影響が無視できない土試料から求められた室内試験結果は、実際の地盤の性質を完全に再現しているとは限らない。そこで、原位置試験結果をもとに地盤の非線形特性を推定する手法が提案されているが、地盤内に大きなひずみを発生させることは困難であり、十分な結果は得られていない。また、試料採取や室内試験には時間と費用を要するという欠点がある。

一方、近年の強震観測網の拡充により、大振幅の強震記録が得られるようになり、これらの記録の解析から、強震時における地盤の非線形性の影響を直接評価することが可能となっている。

本研究では、微動、および地震記録を用いて、線形時の地盤の卓越周期と地盤に非線形性の影響が強く現れているときの卓越周期の比較から地盤の非線形特性を評価する。対象は近年大地震に見舞われ、大振幅の記録が得られている宮城、岩手、新潟県、ならびに中国地方の KiK-net 観測点¹³⁾である。

3.2. 解析データ

解析地点は、中国地方の KiK-net 観測点 72 地点、および近年大きな地震が発生し、記録が豊富に得られている岩手県、宮城県および新潟県の KiK-net 観測点 57 地点の計 129 地点である。解析には、震源距離が 300 km 以内で、2000 年 1 月から 2007 年 7 月までに観測された強震記録を用いた。その結果、解析対象となった地震波は、5538 波×2 成分(NS、EW 成分)であった。図 3.1 に中国地方、岩手県・宮城県および新潟県における解析地点を示す。なお、中国地方、ならびに宮城県、岩手県の観測点については別途微動観測を行っている。

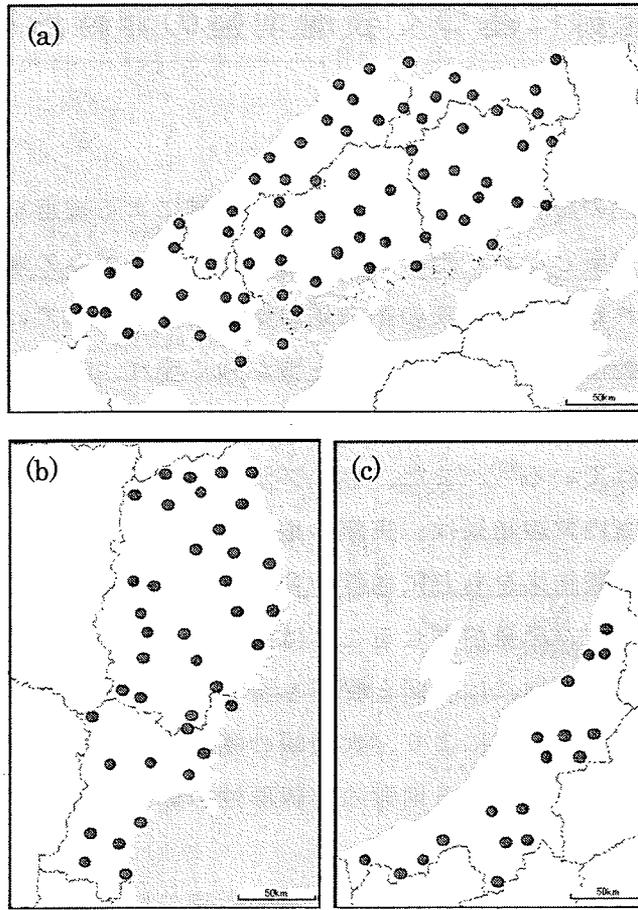


図 3.1 解析地点 (a)中国地方 (b)岩手県および宮城県 (c)新潟県

3.3. 線形時の地盤の卓越周期

3.3.1. 卓越周期の推定

KiK-net 観測点においては、地中と地表において観測記録が得られており、この地中と地表記録のスペクトル比 (H/H スペクトル) による手法を用いる。H/H スペクトルは以下の式から求める。

$$H/H = \sqrt{SS_{NS}^2 + SS_{EW}^2} / \sqrt{SB_{NS}^2 + SB_{EW}^2} \quad (3.1)$$

ここで、 SS_{NS} 、 SS_{EW} はそれぞれ地表で観測された地震動の NS 成分、EW 成分のフーリエスペクトルであり、 SB_{NS} 、 SB_{EW} は地中で観測された地震動の NS 成分、EW 成分のフーリエスペクトルである。フーリエスペクトルの算出には、観測された波形の S 波初動を目視で読み取り、その初動から 20.48 秒間の記録を用いた。この際、平滑化には Parzen window (バンド幅：0.5 Hz) を用いた。卓越周期は、解析に用いた全ての地震で共通して現れるピークが存在する周期帯で、最も大きいピークを示す周期を読み取った。ここでは、線形時の

地盤の卓越周期を求めるため、地盤が非線形化した記録を排除する必要がある。その判別方法を図 3.2 に示す。すなわち、各解析地点において、卓越周期が平均値から標準偏差以上に長く、地表面最大速度が大きい値を示す記録を、非線形化が起きていると判断し、それらを除いて線形時の地盤の卓越周期を推定した。以上の手法により推定した卓越周期について、各解析地点で平均値を求め、その平均値をそれぞれの地点での線形時の卓越周期とした。

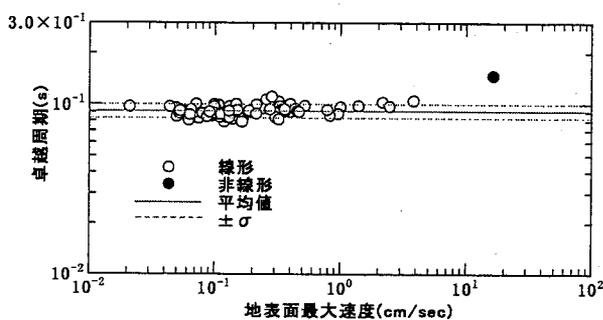


図 3.2 非線形記録の選別方法

3.3.2. 線形時の地盤の卓越周期分布

解析地点の線形時の地盤の卓越周期分布を図 3.3 に示す。ほとんどの地点で卓越周期は 0.3 秒以下である。特に、内陸部では、卓越周期が 0.1 秒以下となっている地点が多い。一方、海側の地点では卓越周期は多くの地点で 0.15~0.3 秒となっており、0.3 秒以上の卓越周期を示す地点もある。海側の地点では、卓越周期が内陸部と比較して長周期となる傾向が見られる。なお、微動記録がある地点（東北および中国地方）については微動 H/V スペクトル等より、線形時の地盤の卓越周期を確認している。

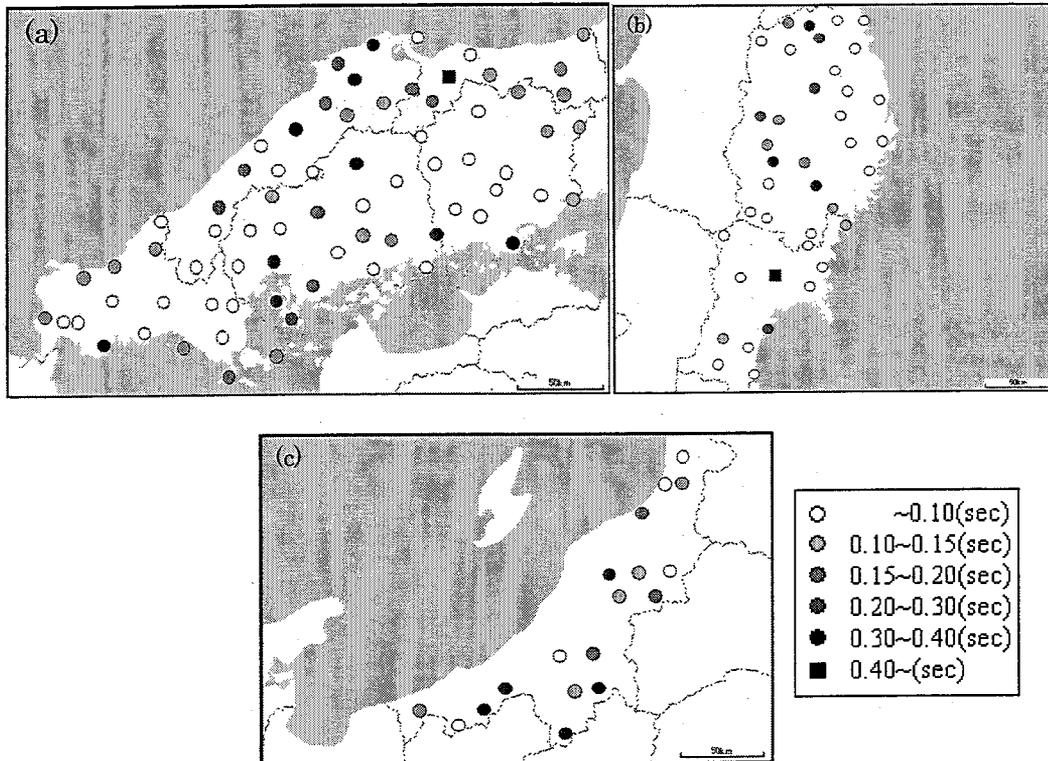


図 3.3 線形時の卓越周期分布

3.4. 地盤の非線形特性の評価

3.4.1. 非線形時の地盤の卓越周期の推定

解析に用いた地震記録から、地盤の非線形化が起こっていると考えられる記録を図 2 の方法を用いて選別し、線形時の地震記録に基づく推定手法と同様に、H/H スペクトルを用いて非線形時の卓越周期を推定した。非線形記録を含む地点は、広島県 10、岡山県 10、島根県 10、鳥取県 4、岩手県 12、宮城県 6、新潟県 3 地点の、合計 61 地点であった。以下、この 61 地点について解析を行う。

3.4.2. 有効せん断ひずみとせん断剛性比の関係

地盤の非線形特性を評価するために、線形時の卓越周期 T_0 と非線形時の卓越周期 T から算出した卓越周期の伸び率 T/T_0 を求める。 T/T_0 と表層地盤のせん断剛性から算出したせん断剛性比 G/G_0 には(3.2)式のような関係がある²¹⁾。

$$G/G_0 = (T/T_0)^{-2} \quad (3.2)$$

このせん断剛性比に対応するせん断ひずみは、有効ひずみ γ_{eff} として、2 層地盤に対するせん断波の重複反射理論に基づいて地表での速度波形から、次のように求められる。

$$\gamma(t, z) = \{v(t + z/V_s) - v(t - z/V_s)\} / 2V_s \quad (3.3)$$

$$\gamma_{eff} = \alpha(\gamma_{max})_{ave} \quad (3.4)$$

一方、この結果から、地表面での PGV、表層の S 波速度 V_{s0} を用いて、次式のような簡易算定式が提案されている²²⁾。

$$\gamma_{eff} = 0.4PGV/V_{s0} \quad (3.5)$$

ここで、各地点の表層の S 波速度 V_{s0} は工学的基盤より上層の平均 S 波速度である。一般に工学的基盤の S 波速度は 300~700 m/sec とされる。本研究では、工学的基盤の S 波速度を 600 m/sec と設定し、これよりも速い層より上層の平均 S 波速度を V_{s0} とした。なお、第 1 層目の S 波速度が 600 m/sec を超える地点においては、第 1 層目の S 波速度を V_{s0} とした。

(3.3)、(3.4)式から算出した有効ひずみを γ_A 、(3.5)式から算出した有効ひずみを γ_B とし、全解析記録について γ_A と γ_B を比較した。その結果を図 3.4 に示す。 γ_A と γ_B の相関係数は 0.94 と高い相関は見られるが、記録によっては 10 倍以上の差も見られる。本研究では、ひずみを算出する際の理論的根拠が明確な γ_A を有効せん断ひずみ γ_{eff} として扱う。

各地震記録について、卓越周期の変化からせん断剛性比、(3.3)式、(3.4)式から有効せん断ひずみを算出し、解析地点ごとに観測記録に基づく G - γ 曲線を求める。 G - γ 曲線のモデル関数を以下に示す。

$$G/G_0 = 1 / (1 + a \cdot \gamma_{eff}^b) \quad (3.6)$$

有効せん断ひずみ γ_{eff} の常用対数で、幅 1.0 刻みで移動平均し、最小二乗法を用いて a 、 b の値を求めた。結果の 1 例を、地盤種別ごとに図 3.5 に示す。各地点の地盤種別の分類は砂質土、粘性土、砂礫、風化花崗岩、凝灰岩・その他の 5 種類とし、KiK-net 観測点のボーリングデータから表層地盤の主要土質成分に基づいて分類した。同図には既往の室内試験による G - γ 曲線として、今津・福武モデル²³⁾も示した。風化花崗岩と凝灰岩・その他については、既往の室内試験結果による G - γ 曲線が得られていないため、良好な対応を示す砂礫の G - γ 曲線を用いた。図中の黒丸は移動平均した結果を示す。全ての地点において、ほぼ標準偏差の範囲に入っており、室内試験結果とよく対応している。この結果をもとに推定した本評価モデルと、今津・福武モデルを比較した。有効せん断ひずみが大きい記録が少ないため、本評価モデルは大きなひずみレベルでの評価には不十分な点が残されているが、全ての地盤種別において、ひずみレベルの増大とともに、室内試験の結果は剛性低下率がやや過小評価となっている。本研究による G - γ 曲線は観測記録に基づき各解析地点

ごとに算出しており、より精度よく解析地点の地盤固有の非線形特性を評価できている。

各地点を表層の地盤種別で分類し、地盤種別ごとに各地点の有効せん断ひずみ γ_{ef} とせん断剛性比 G/G_0 の関係を図 3.6 に示す。砂質土と砂礫については、室内試験結果とよく対応しており、地点に関わらず、表層地盤の地盤種別に基づいた非線形特性の評価が期待できる。しかし、粘性土および風化花崗岩については多少ばらつきがあり、凝灰岩・その他については大きなばらつきが生じている。本研究では、地盤種別の決定方法に不十分な点があるため、決定した種別が必ずしもその地点の地盤特性を表現したものであるとは限らない。したがって、地盤種別の決定方法については更に検討が必要である。

今後、更なる強震観測記録の蓄積にともない、大きなひずみレベルの観測記録を含めた検討によって、より定量的な非線形特性の評価が可能となる。

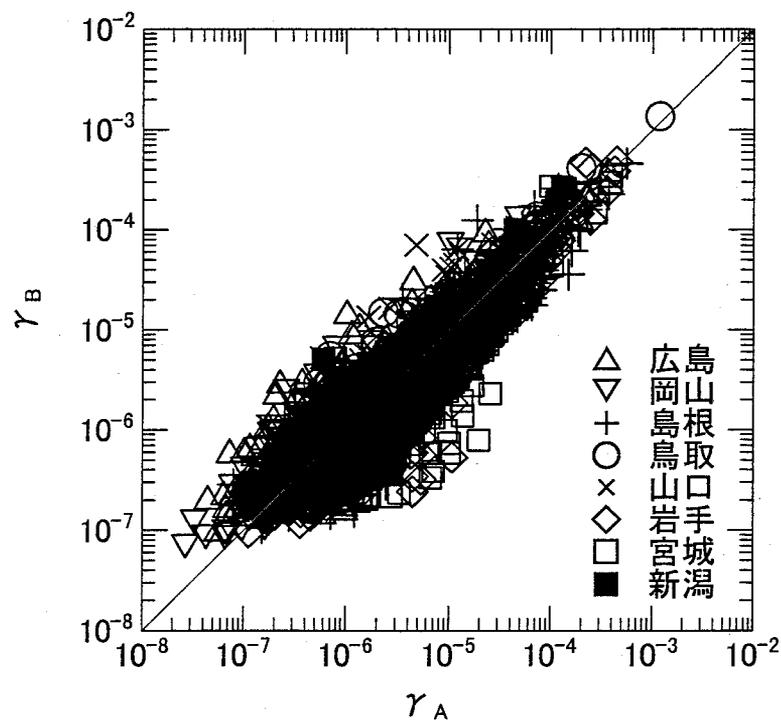


図 3.4 有効ひずみの比較

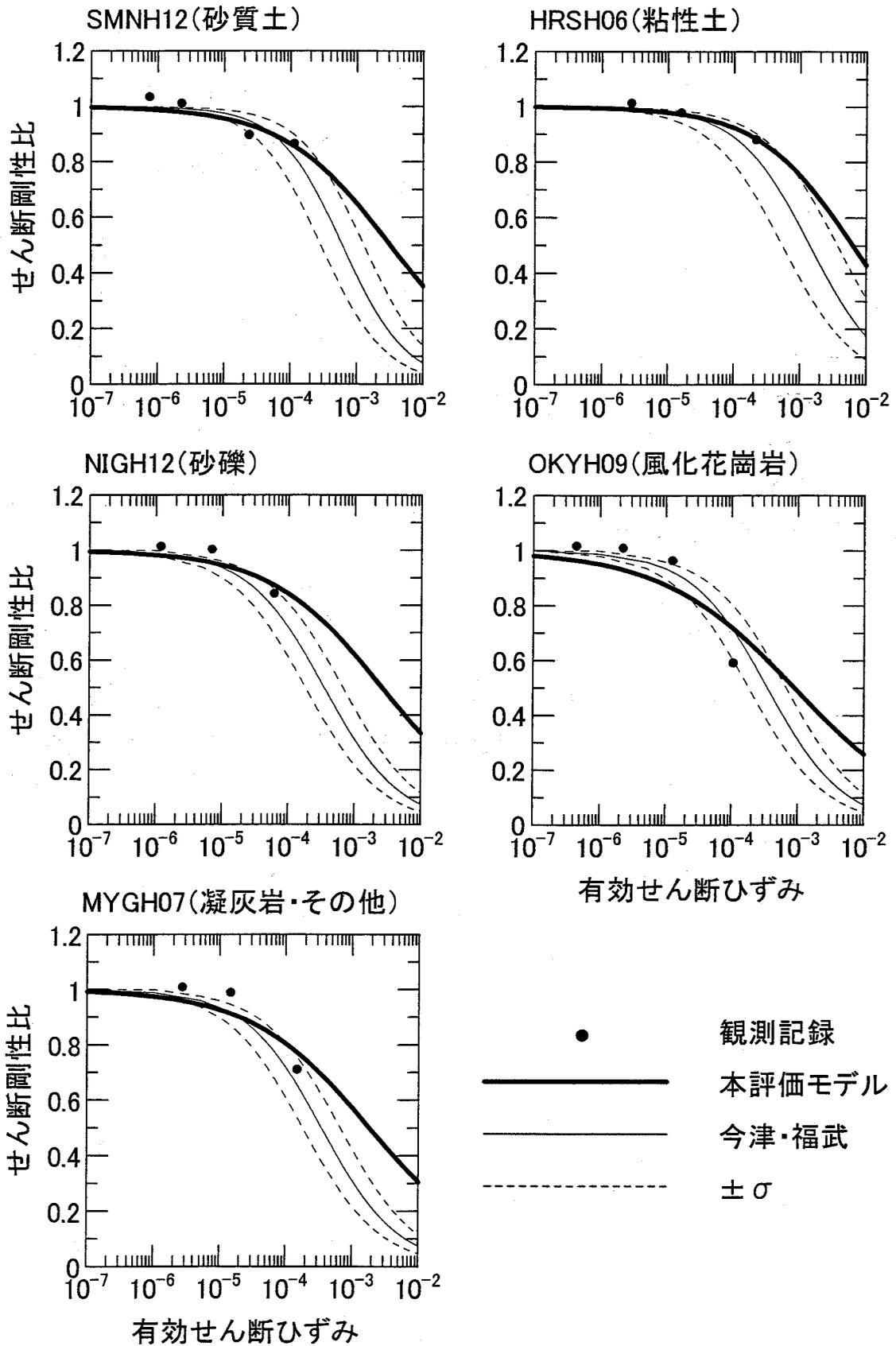


図 3.5 本評価モデルと既往のモデルとの比較

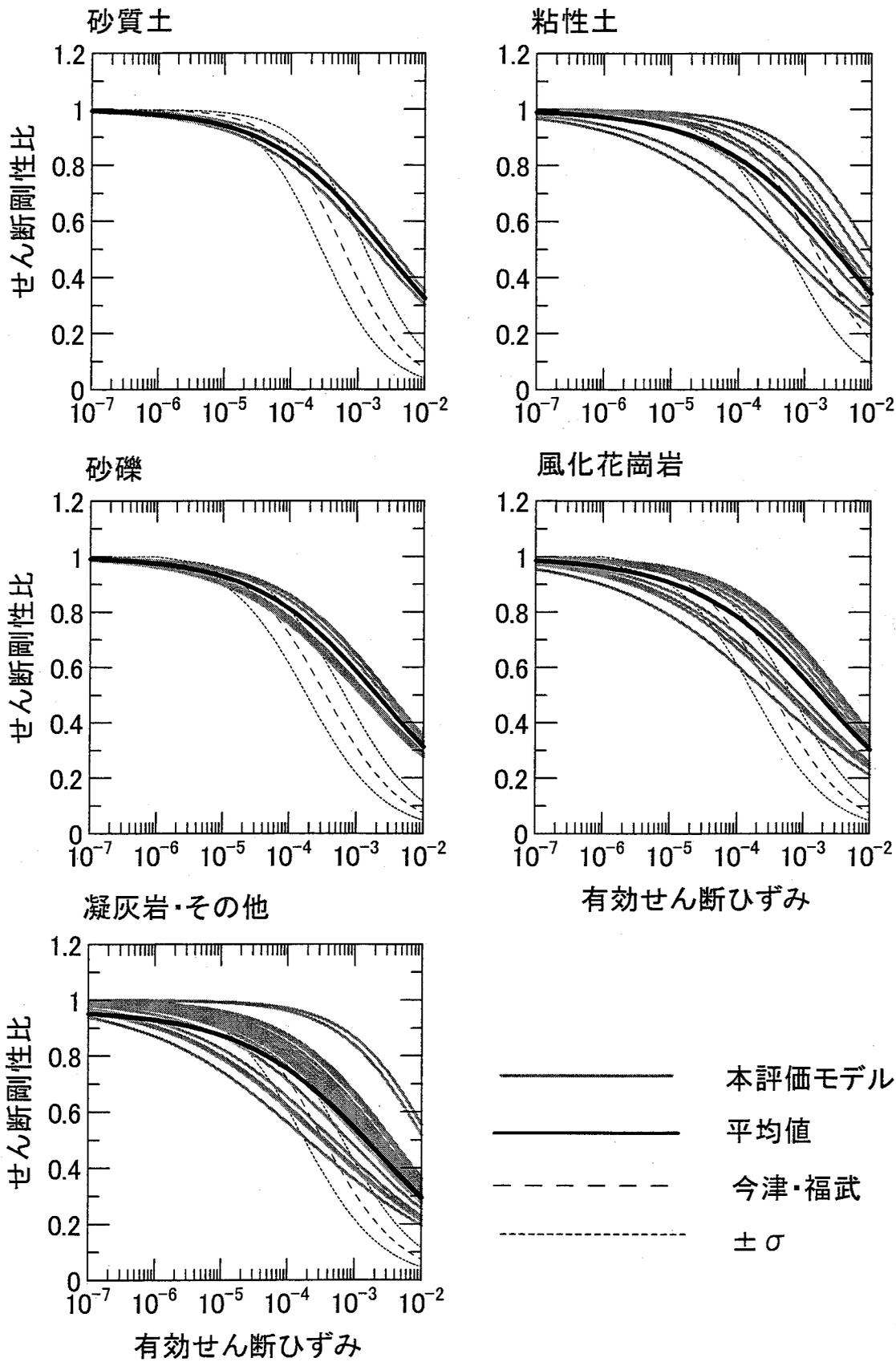


図 3.6 せん断剛性比と有効せん断ひずみの関係

3.5. まとめ

本研究では中国地方、岩手県、宮城県および新潟県における KiK-net 観測点の強震観測記録の解析から、地盤の卓越周期を推定した。求めた線形時および非線形時のそれぞれの地盤の卓越周期を用いて、せん断剛性比と表層地盤の有効ひずみを算出し、地盤の非線形特性を評価した。得られた知見を以下に示す。

- ① 線形時の卓越周期分布は、海側の地点では、内陸部と比較して卓越周期が長周期となる傾向がみられる。
- ② 室内試験結果と比較すると、観測記録から得られた $G-\gamma$ 曲線は、表層地盤の地盤種別に関わらず、ひずみレベルの増大とともに剛性低下率が過小評価となる。
- ③ 観測記録に基づいた各地点固有の剛性低下率と有効ひずみの関係が評価できた。地盤種別の決定方法の検討により、地盤種固有の剛性低下率と有効ひずみの関係を適切に評価できる。

4. 中国・四国地方における地盤の減衰特性の推定

4.1. はじめに

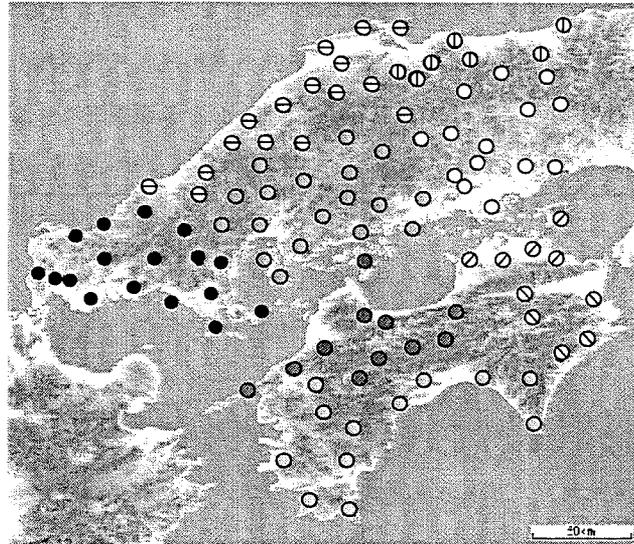
地表面の地震動は表層地盤における増幅特性の影響を受ける。したがって、強震動の予測においては対象地点の地盤増幅特性を考慮することが不可欠であり、そのためには地下構造を把握することが重要となる。地下構造のモデルパラメータとしてはS波速度 (V_s) やS波の減衰、層厚、密度などが挙げられるが、このS波の減衰、つまりQ値は速度構造とともに地盤の増幅特性を決める最も重要な要素のひとつと言える。しかし、Q値に関する既往の研究のほとんどは個別事例的な研究に留まり、Q値の一般化は今後の課題として残されている。

Q値の推定には鉛直アレー記録による伝達関数の逆解析による方法がよく用いられる。その際、Q値は地点ごとに推定されるのが一般的である。しかし、この方法ではある地点で評価されたQ値の他地点への適応性、さらに多地点に適用できる汎用性のあるQ値のモデル化については数例の検討例²⁴⁾²⁵⁾²⁶⁾があるが、モデル化の可能性が示唆されてはいる程度であり、十分な検討がされていない状況であった。この問題を回避すべく着目したのは小林・他(1998)による多地点同時逆解析によるQ値の推定である²⁷⁾。この研究ではそれまでに蓄積された仙台高密度アレーの地震観測記録を利用して、土質の種類が同じ層に対しては地点によらず共通のQ値モデルが仮定できるとして多地点の同時逆解析を行っている。その結果、従来の1地点単独逆解析法より精度の高いQ値が推定できており、仙台地域で得られたQ値モデルは他の地域における観測点にも適応できる可能性があることが示されている²⁸⁾²⁹⁾³⁰⁾。

本研究では、中国・四国地方のKiK-net観測点において、地表と地中で観測された地震動記録、および土質柱状図をもとに地下構造を再同定し、Q値に関する多地点同時逆解析法を行う。これにより得られたQ値モデルを用いて推定される地盤増幅率と観測値による地盤増幅率との比較を通じて、土質ごとの地盤減衰のモデル化の可能性について検討する。

4.2. 地震データ

本研究で用いた解析地点は、防災科学技術研究所が維持・管理する中国・四国地方のKiK-net観測点109地点のうち、PS検層データが公開されていないKOCH09とEHMH12を除く107地点とした¹³⁾。解析に用いた地震動は、2000年1月から2007年7月までに観測された地震記録であり、震源距離は300km以内とした。図4.1に中国・四国地方における解析地点を示す。



- 山口 (17 地点) ⊕ 広島 (18 地点) ⊙ 岡山 (14 地点)
- ⊖ 島根 (16 地点) ⊗ 鳥取 (7 地点) ⊙ 愛媛 (12 地点)
- ⊙ 高知 (12 地点) ⊗ 徳島 (6 地点) ⊙ 香川 (5 地点)

図 4.1 解析対象の KiK-net 観測点

4.3. 中国・四国地方の土質

中国地方の土質は、中国山脈から瀬戸内にかけては花崗岩類が主体であり、山口県から島根県西部にかけては堆積岩、さらに日本海沿岸に火山堆積物や堆積岩が分布している。中国地方の花崗岩の多くは広島花崗岩で、山口県東部から広島県を経て岡山県東部にかけて、一部は島根県にまで分布している。また、四国地方の土質は、中央構造線を境にその北側（内帯）と南側（外帯）とで大きく異なる。内帯では、主に領家花崗岩類や一部広島花崗岩類といった火成岩類が分布しているほか、中央構造線に沿って堆積岩類が分布している。一方、外帯は主に堆積岩類や変成岩類で構成されている。

4.4. 観測地盤増幅率 H/H と理論地盤増幅率 G_s

本研究では観測値による地中と地表面の地震動の水平動スペクトルの比 (H/H) と理論計算による地盤増幅率 (G_s) を求め、この両者の比較を行う。

地盤の増幅特性は、 H/H を算出することで把握することが出来る。フーリエスペクトルは、KiK-net 観測点の地表面と底部の地震計で観測された地震波より目視により S 波の初動を読み取り、そこから 40.96 秒 (= 8192 データ) の時刻歴波形を 1 サンプルとして解析を行った。地中波と地表面波の各フーリエスペクトルを求め、これらの比を取り、 H/H を求めた。データのばらつきを考慮して、各観測点において複数の地震記録について H/H を算出し、これらの平均を求めた。図 4.2 に例として HRSH11、TKSH06 における H/H を示す。

理論計算による地盤増幅特性は、地盤各層の V_s 、層厚、減衰（Q 値）をパラメータとして与え、一次元波動論によって算出した。

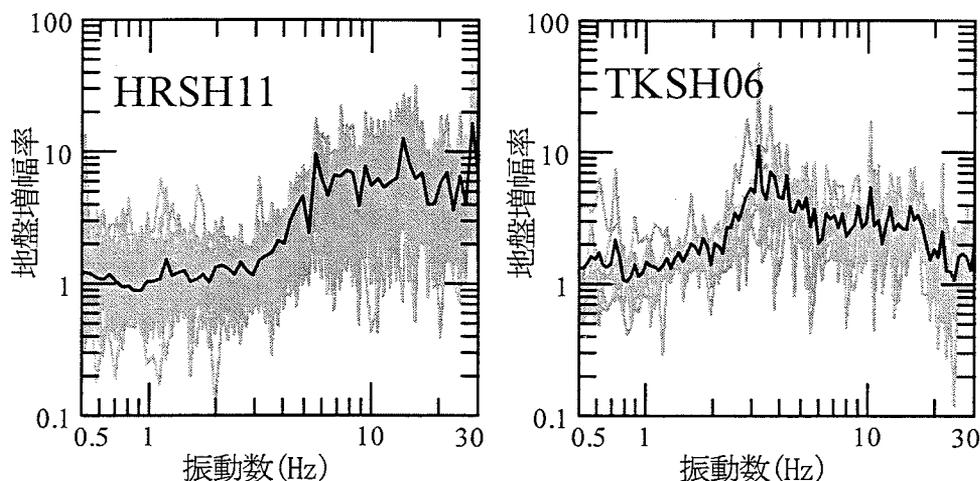


図 4.2 地盤増幅率 H/H の例

4.5. 多地点同時逆解析法

4.5.1. 逆解析

本研究では解析に当たって次のような仮定を設けた。まず、土質ごとに分類することによって、Q 値はモデル化できる可能性があるとの指摘²⁵⁾から、土質の種類が同じ地層に対しては地点によらず共通の Q 値を仮定した。次に、Q 値の基本式は、内部減衰に起因して Q 値が高振動数領域で頭打ちになるとの指摘もあるため、次式のように散乱減衰と内部減衰を考慮したモデルを採用した。

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_0 f^n} + \frac{1}{Q_i} \quad (4.1)$$

右辺第 1 項が散乱減衰の項、第 2 項が内部減衰の項であり、散乱減衰は振動数依存性を考慮し、内部減衰は振動数に依存しないと仮定した。右辺の f は振動数であり、 Q_0 、 Q_i および n が逆解析で求める未知変数となる。逆解析のアルゴリズムとしては最近その応用例が増えている遺伝的アルゴリズム (GA) を利用した。GA とは、生物進化の現象をコンピュータ・シミュレーションによって模したものであり、遺伝的操作（選択、交叉、突然変異）を繰り返すことで、より最適な解を導き出す手法である。GA を用いることにより短時間で実用的な解を得ることができる。

4.5.2. 検討方法

上述の中国・四国地方の 107 観測点の地盤は火成岩、堆積岩、変成岩、礫、砂礫、砂、

粘土などの様々な土質から構成されており、主要な土質を大きく分けて次の5種類、すなわち(1)岩石、(2)風化岩、(3)礫・砂礫、(4)砂、(5)粘土・シルトに分類し、それぞれのQ値を逆解析によって求める。なお、岩石については減衰がないものとして解析した。また、盛土、表土、埋土などの土質の詳細がわからない層や、粘土・砂礫互層、玉石・礫混じり土といった分別し難い層はQ値モデル化の対象外とした。

各観測点では、PS検層により地盤モデルが求められているが、PS検層モデルでは観測値による卓越振動数が十分に説明できないため、本研究では V_s も未知変数に加え、次のようなフローで逆解析を行った。すなわち、まずQ値を仮設定して速度のみを未知変数とした1地点ごとの単独逆解析を行い、 V_s を推定する。次にその結果を用いて各観測点の V_s を固定し、多地点同時逆解析によりQ値を推定する。

4.5.3. 解析結果

土質柱状図に基づいて各地点の層ごとにQ値を仮設定した。Q値モデルは図4.3に示す3種類を仮定し、PS検層から得られた V_s が200 m/s以下の層はモデル1を、 V_s が200~400 m/sの層はモデル2を、 V_s が400 m/s以上の層はモデル3を適用した。表4.1はモデル化の一例としてHRSH11の地盤データを示す。表の右欄に示すように各層にそれぞれのQ値モデルを配置した。 V_s の探索範囲は各観測点ともPS検層で得られている速度を中心に±50%の範囲とした。その際、 V_s の探索結果が範囲の最小値、もしくは最大値を示した場合においては、その値からさらに±25%の範囲で探索を行った。そして、 V_s の値が範囲内に収まるまでこの試行を繰り返した。また、GAに関する基本条件は個体数100、世代数500、交叉率70%、突然変異率3%とし、乱数の初期値を変えて5回試行した。多地点同時逆解析の誤差評価は次式で行う。

$$error = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left[\frac{A_{obs}(f_j) - A_{cal}(f_j)}{A_{obs}(f_j)} \right]^2 \quad (4.2)$$

N は振動数ごとのスペクトル比のデータ数、 $A_{obs}(f_j)$ は振動数 f_j での H/H 、 $A_{cal}(f_j)$ は G_s である。スペクトル比の振動数 f_j の刻みは、 $N=100$ として、解析振動数範囲を対数軸上で100点に等分割して求め、各振動数で H/H と G_s の誤差を算出する。解析範囲は卓越振動数を考慮して、0.5~30 Hzとした。図4.4に1段階目に行った仮設定したQ値による G_s と H/H との比較の一例を示す。計算値が観測値をよく説明している観測点もあれば、フィッティングが十分でない観測点もあるが、全般的には卓越振動数はおおむね対応している。

次に、Q値モデルを仮設定して求めた V_s を用いてQ値を推定した。GAに関する基本条件は個体数40、世代数1000、交叉率70%、突然変異率3%とし、乱数の初期値を変えて10回の試行を行った。未知変数の探索範囲は各モデル共通とし、既往の研究結果を参考にして5) Q_0 は0.1~50、 n は0~1.5、 Q_i は5~70とした。得られた各土質のQ値モデルを

図 4.5 に示す。各土質ともややばらつきがみられるが、全般的には比較的安定した解が得られている。図 4.6 に、得られた各土質の Q 値モデルを用いて計算した G_s と H/H との比較の一例を示す。観測点によってはフィッティングが部分的に十分でないところもあるが、卓越振動数、増幅率ともにおおむね良好な対応にあり、Q 値モデルの妥当性を示している。

表 4.1 GA の探索範囲の例

層 No.	H(m)	Vs(m/s)探索範囲	Q モデル
1	4.0	100 ~ 300	1
2	6.0	290 ~ 870	3
3	10.0	635 ~ 1905	3
4	22.0	945 ~ 2835	3
5	8.0	945 ~ 2835	3
6	∞	1425 ~ 4275	3

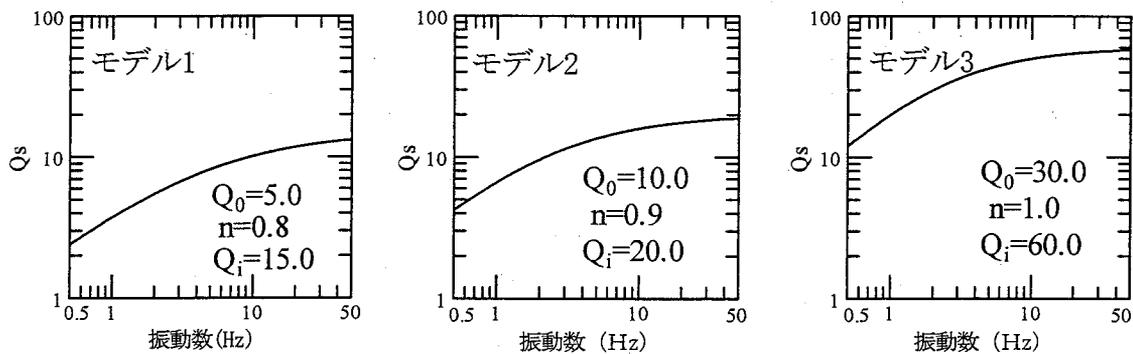


図 4.3 仮定した Q 値モデル

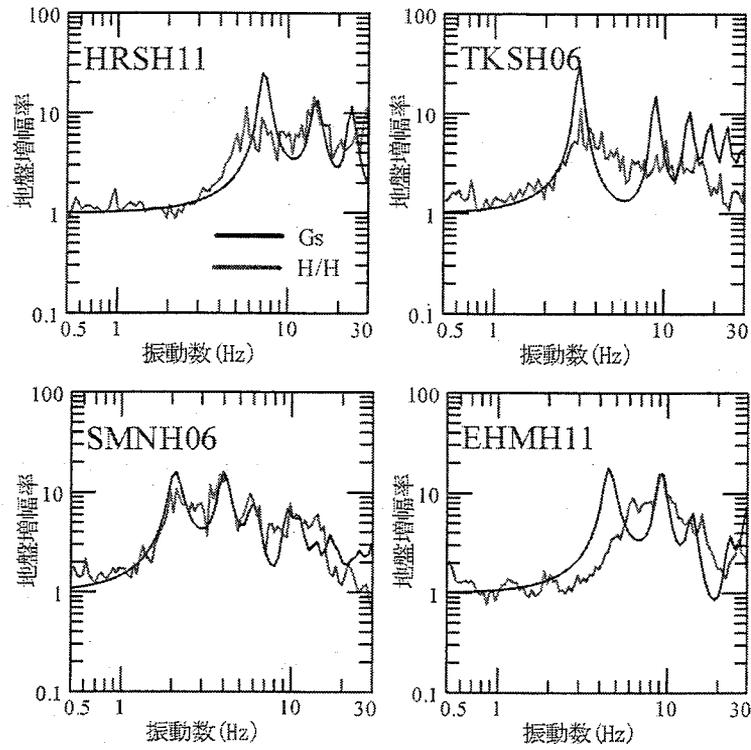


図 4.4 地盤増幅率の観測値と 1 段階目の計算値の比較

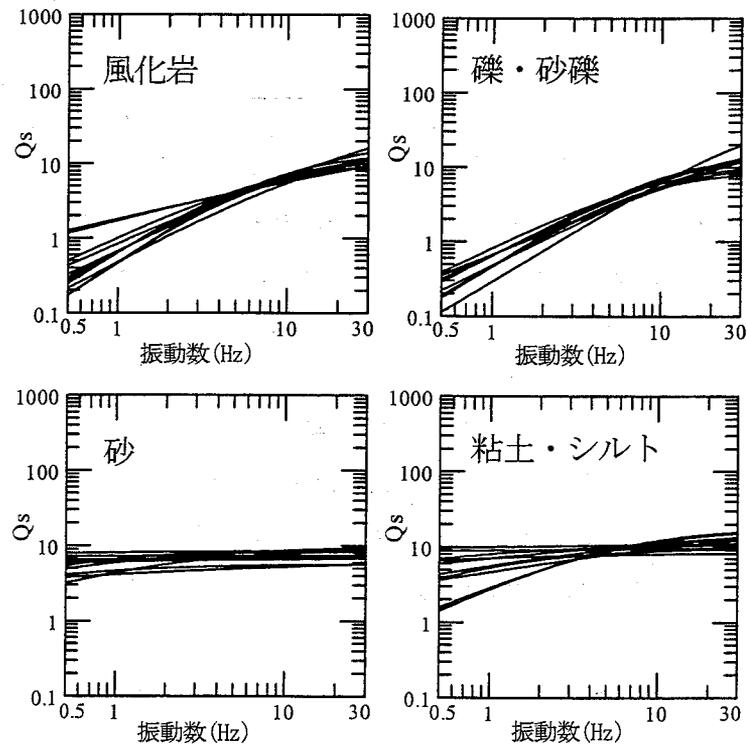


図 4.5 各土質の Q 値モデル

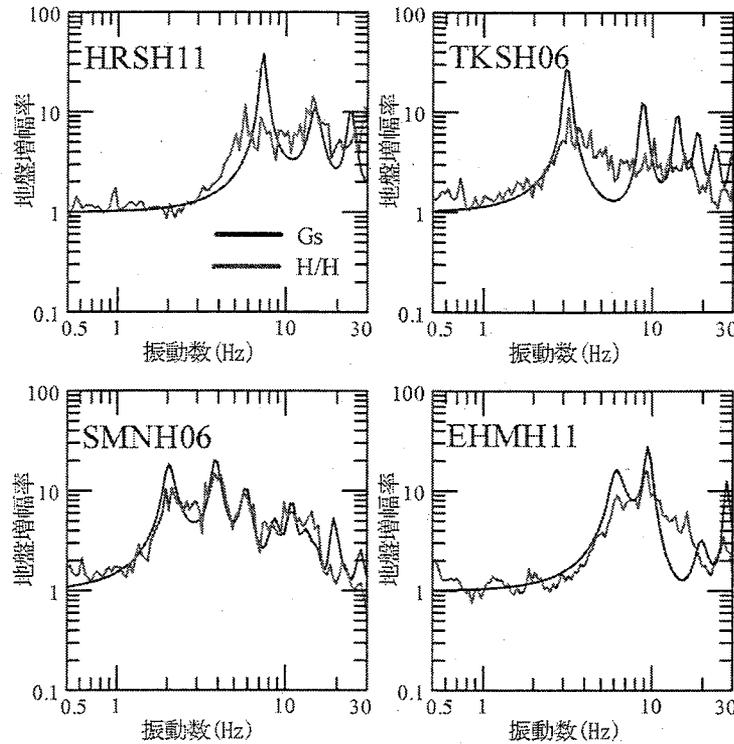


図 4.6 地盤増幅率の観測値と計算値の比較

4.6. まとめ

本研究では中国・四国地方における KiK-net 観測点を土質ごとに分類し、多地点同時逆解析法を用いて土質の種類ごとの Q 値を推定した。そして求めた H/H と G_s を比較し、 Q 値モデルの妥当性について検証した。その結果について以下に得られた知見を示す。

- ① 多地点同時逆解析法により得られた中国・四国地方における各土質の Q 値モデルはややばらつきがあるが、比較的安定した値を示している。岩石の Q 値は風化することで礫・砂礫の Q 値に近い値を示すことがわかった。また、砂と粘土・シルトの Q 値も極めて近い値を示しており、これらの土質は似た性質を持つことが考えられる。
- ② 観測値による H/H と計算値による G_s のフィッティングは部分的に整合しないところもあるが全般的には卓越振動数、増幅率ともおおむね良好な対応にあると言える。求めた各土質の Q 値モデルの妥当性を示している。

5. PS 検層による走時曲線と地震記録に基づく地下構造推定

手法の標準化に関する検討

5.1. はじめに

地震動特性は地盤の影響を受けるため、地震防災対策上、地下構造を把握することは非常に重要であり、実際に観測された地震記録を活用した地下構造のモデル化も行われている。日本全国に展開されている強震観測網の一つである KiK-net¹³⁾では、地表と地中で観測が行われており、PS 検層結果も整備されている。しかし、比較的深いボアホールを持つ観測点で公表されている地下構造モデルは層の区切り方が荒く、必ずしも観測された地震動を説明できない例もある。また、一般に PS 検層では地表の振動源から地中の受信点までの走時曲線をもとに地下構造がモデル化される。この走時曲線は観測値であり、地下構造に関する重要な情報を含んでいる。したがって、地震記録だけでなく、この走時曲線を用いることによって、より信頼性の高い地下構造の推定が期待できると考えられる。本研究では地表と地中で観測された地震記録と走時曲線を利用した地下構造推定手法を提案し、その適用性を検討する。

5.2. 解析地点

大阪湾岸部に位置する KiK-net 観測点 OSKH01、OSKH02 は 1500 m 以上のボアホールを有している。両観測点の公表されている地下構造は 3 層構造であり、より詳細に検討すべきである。しかし、地点ごとに地震記録の逆解析を行った場合、S 波速度 (V_s) と Q 値のトレードオフが生じる可能性があり、これを抑制する手法として多地点同時逆解析法²⁸⁾が提案されている。そこで、図 5.1 に示す両地点近傍の KiK-net 観測点 25 地点を加えた計 27 地点において多地点同時逆解析法を適用した。解析には 2000 年 1 月から 2007 年 7 月までに観測され、震源距離が 300 km 以内である記録を用いた。

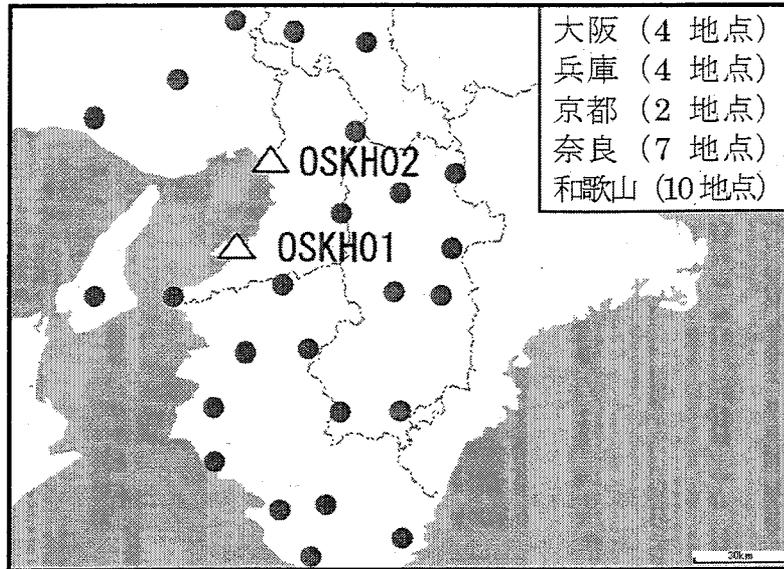


図 5.1 解析対象地点

5.3. 地表と地中の水平動のスペクトル比の算出

地表と地中の水平動のスペクトル比 (H/H) は、S波初動から 10.24 秒間の記録を 1 サンプルとしたフーリエスペクトルより求めた。各地点で全サンプルの平均をとり、平均値から最も離れた 1 サンプルを除く。同様の作業を繰り返し、残った 10 サンプルの平均を各地点の H/H とした。解析対象範囲は 0.1~15 Hz である。

5.4. 地下構造推定のための逆解析

逆解析は遺伝的アルゴリズム (GA) を用い、以下に示すように 2 段階に分けて行う。

まず、層数、層厚および Q 値は固定し、 V_s のみを未知パラメータとして 1 地点ごとの逆解析を行う。密度は既往の関係図³¹³⁾を用いて、 V_s から設定する。 V_s の探索範囲は走時曲線より各層で算出した基準値の $\pm 50\%$ とした。ただし、地震基盤に達している OSKH01、OSKH02 の最下層については探索対象外とし、 $V_s = 3.2$ km/s で固定した。1 段階目の逆解析では、走時曲線と H/H の両者を考慮して誤差評価を行う。まず、深度 d m までの S 波の到達時間の観測値と計算値の誤差の 2 乗平均値 $error_1$ を求める。さらに、振動数 f_j でのスペクトル比の観測値と計算値の誤差の 2 乗平均値 $error_2$ を求め、(5.1)式により誤差評価を行う。

$$error = p \cdot error_1 + (1 - p) error_2 \quad (5.1)$$

$0 < p \leq 1$ とし、 p は誤差評価における走時曲線への依存度を示す。数値実験による予備解析結果をふまえて p は 0.9 とした。各個体の適応度は誤差 $error$ を 3 乗して、その逆数で定義する。乱数の初期値を変えて行なった 10 回の試行結果の平均値を、各地点の速度構造とした。

次に第 1 段階で得られた結果で V_s を固定し、多地点同時逆解析法により Q 値を推定する。この解析法では、地点によらず土質の種類が同じ層は共通の Q 値モデルを設定し、全地点の $error_2$ の総和で誤差評価を行う。ただし、解析地点の地下構造には 100 m 以深に位置する粘土質層も含まれており、このような層は土質が一致していても、深度の浅い層と共通の Q 値でモデル化すべきではないと考えられる。よって、土質は粘土 (100 m 以浅)、粘土 (100 m 以深)、砂礫、風化岩、堆積岩の 5 種類に分類し、堆積岩に分類した層の減衰はないと仮定した。 Q 値の基本式は(5.2)式を用い、未知パラメータは A 、 n 、 B とする。

$$\frac{1}{Q_s} = \frac{1}{V_s} \left(\frac{1}{A \cdot f^n} + \frac{1}{b} \right) \quad (5.2)$$

Q 値は信頼性の高い結果が得られていないため、まず、 $A:0.0001 \sim 0.1$ 、 $n:0 \sim 1.5$ 、 $B:0.0001 \sim 0.5$ の探索範囲で逆解析する。次に、10 回の試行結果の平均値±標準偏差の探索範囲で再度逆解析し、得られた各試行結果を最小二乗法より回帰した値を最終モデルとした。

以上の結果、求められた Q 値モデルを図 5.2 に示す。各土質の Q 値モデルは比較的ばらつきが小さく、安定した解が得られている。図 5.3 に OSKH01、OSKH02 において推定した地下構造を、図 5.4 にその地下構造に基づき算出したスペクトル比を示す。図 5.4 には、最適化前の速度構造から、減衰を一律 5 %として算出したスペクトル比を示した。推定した地下構造によるスペクトル比はピークやトラフが現われる振動数が観測値とほぼ整合しており、 H/H のスペクトル形状をよく再現できている。振幅についても最適化前と比べて観測値により近い値となっており、地下構造モデルが改善されたことがわかる。

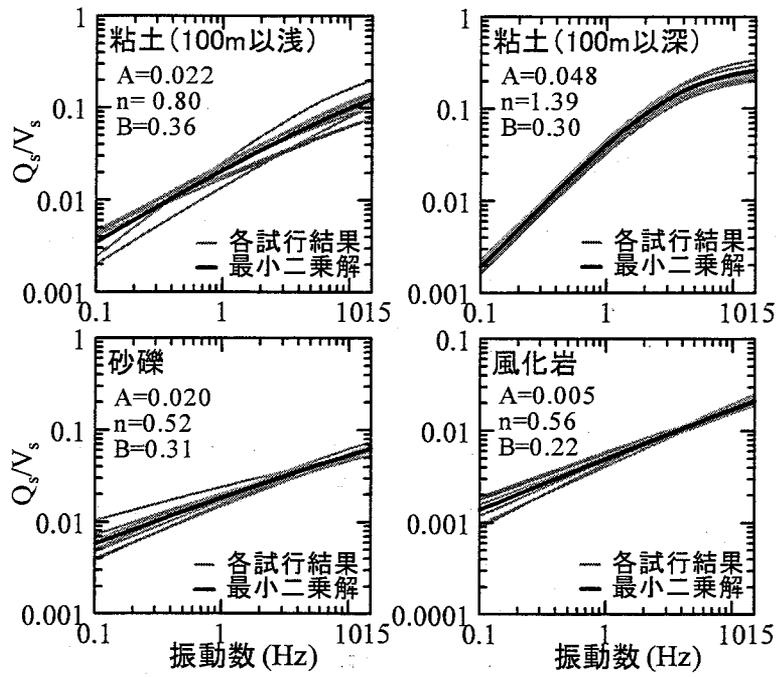


図 5.2 本研究による Q 値モデル

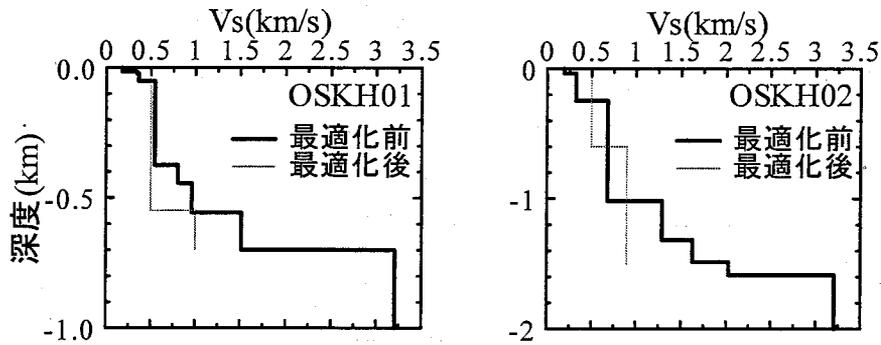


図 5.3 推定した地下構造

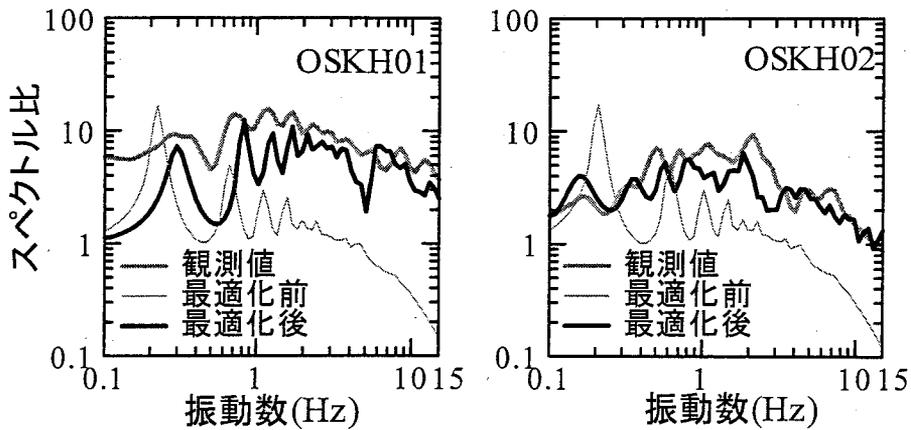


図 5.4 スペクトル比の比較

5.5. 推定精度の検証

本研究により推定した地下構造の精度を検証するため、得られた地下構造を用いて一次元波動論に基づき地中記録から地表面での加速度波形を再現し、実際の観測記録と比較した。OSKH01は2007年4月15日、OSKH02は2001年8月15日に発生した地震における比較結果を図5.5に示す。OSKH02についてはS波初動到達以降において、観測波形を十分に再現できていない部分も見られるが、両地点ともに観測波形のS波の初動をよく再現できており、推定した地下構造の妥当性が示唆される。

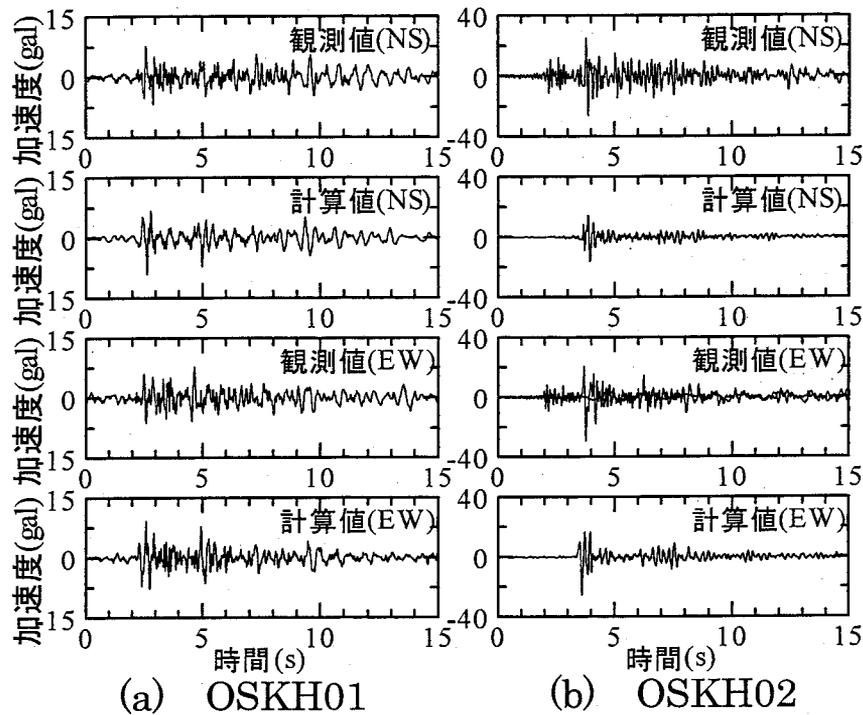


図 5.5 観測波形との比較

5.6. まとめ

本研究では地震記録および走時曲線を用いた逆解析手法を提案し、大阪湾岸部に位置する KiK-net 観測点において地下構造の再同定を行った。得られた地下構造は観測波形を概ね説明できており、最適化前の地下構造と比べ、より信頼性の高いモデルであると言える。以上より、逆解析において地震動のスペクトル比に加え、走時曲線を利用した地下構造の推定手法の有効性が確認できた。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：<http://www.jishin.go.jp/> (Last Access: 2008/03/31)
- 2) 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、3、3、13-27、2003
- 3) 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資料集、23-34、1994
- 4) 中央防災会議：<http://www.bousai.go.jp/> (Last Access: 2008/03/31)
- 5) 若松加寿江、松岡昌志、久保純子、長谷川浩一、杉浦正美：日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築、土木学会論文集、759/I-67、213-232、2004
- 6) 中村豊、上野真：地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性の試み、第7回日本地震工学シンポジウム、265-270、1986
- 7) 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集、523、63-70、1999
- 8) 翠川三郎、大竹雄：震源深さによる距離減衰特性の違いを考慮した地震動最大加速度・最大速度の距離減衰式、第11回日本地震工学シンポジウム、609-614、2002
- 9) 西村利光、堀家正則：強震ネットワーク（K-NET）データから推定した水平・上下最大加速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、571、63-70、2003
- 10) 堀家正則、西村利光：強震ネットワーク（K-NET）データから推定した水平動と上下動の最大速度距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、575、73-79、2004
- 11) Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima: A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bull. Seism. Soc. Am., 96, 879-897, 2006
- 12) 防災科学技術研究所：K-NET、強震観測網、<http://www.k-net.bousai.go.jp/k-net/> (Last Access: 2008/03/31)
- 13) 防災科学技術研究所：KiK-net、基盤強震観測網、<http://www.kik.bousai.go.jp/kik/> (Last Access: 2008/03/31)
- 14) 池田隆明、釜江克宏、三輪滋、入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、561、37-45、2002
- 15) 森川信之、笹谷努、藤原広行：経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築、第11回日本地震工学シンポジウム、133-138
- 16) 東京大学地震研究所：<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp> (Last Access: 2008/03/31)

- 17) 防災科学技術研究所 : F-net、広帯域地震観測網、<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/> (Last Access: 2008/03/31)
- 18) 翠川三郎、大竹雄:地震動強さの距離減衰式に見られるバラツキに関する基礎的分析、日本地震工学会論文集、3、1、59-70、2003
- 19) 若松邦夫、安井譲 : 短周期微動の水平上下スペクトル比による地盤増幅特性評価の可能性に関する研究、日本建築学会構造系論文集、471、61-70、1995
- 20) Seed, H. B. and I. M. Idriss: Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes, *Jornal of the Soil Mechanics and Foundation Engineering*, ASCE, 91, SMI, 99-173, 1969
- 21) 時松孝次、翠川三郎 : 地表で観測された強震観測記録から推定した表層地盤の非線形特性、日本建築学会論文報告集、388、131-137、1988
- 22) Tokimatsu, K. , S. Midorikawa and Y. Yoshimi: Dynamic soil properties obtained from strong motion records, *Proc. Twelfth Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 3, 2015-2018, 1989
- 23) 今津雅紀、福武毅芳:砂礫材料の動的変形特性、第 21 回土質工学研究発表会、509-512、1986
- 24) 小林喜久二、阿部康彦、天池文男 : 地盤の Q 値の振動数依存性とモデル化について、49-54、1989
- 25) Kobayashi, K., F. Amaike, and Y. Abe: Attenuation characteristics of soil deposits and its formulation, *International Symp. Effect of Surface Geol. on Seism.Motion*, 269-274, 1992
- 26) 福島美光、翠川三郎 : 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q^{-1} 値とそれに基づく地盤増幅率の評価、日本建築学会浩三系論文集、460、37-46、1994
- 27) 小林喜久二、久家英夫、植竹富一、真下貢、小林啓美 : 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その 1、日本建築学会大会学術講演梗概集、207-208、1998
- 28) 小林喜久二、久家英夫、植竹富一、真下貢、小林啓美 : 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その 3、日本建築学会大会学術講演梗概集、253-254、pp.247-248、1999
- 29) 久家英夫、小林喜久二、植竹富一、真下貢、小林啓美 : 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その 4、日本建築学会大会学術講演梗概集、255-256、1999
- 30) 久家英夫、小林喜久二、植竹富一、真下貢、小林啓美 : 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その 5、日本建築学会大会学術講演梗概集、247-248、2000
- 31) Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L.: *Seismic Refraction, The Sea, in the sea vol.4, part 1*, Wiley Inter Science, 53-84, 1970

