

擬似経験的グリーン関数法を用いた強震動予測

高橋広人・林 宏一・福和伸夫[※]

Strong ground motion prediction using the pseudo empirical Green's function procedure

Hirohito TAKAHASHI, Koichi HAYASHI and Nobuo FUKUWA[※]

Abstract

In order to apply the empirical Green's function method practically to predicting the strong ground motions in a wide area, the pseudo empirical Green's function procedure was developed. The procedure is to estimate a ground motion at a site using the observed motion caused by a small event at a nearby site and the theoretical transfer function calculated between those two sites based on their soil models.

In order to evaluate the proposed procedure, a number of transfer functions between two arbitrary recording sites were estimated by the procedure for the comparisons with those of actually observed ground motions. The proposed procedure was shown to be able to estimate ground motions of a specific site, where there were no appropriate data, better than the conventional estimation methods such as the 3D-finite difference method or the stochastic simulation method.

Finally, the proposed procedure was used to simulate the strong ground motions for the hypothetical Tonankai earthquake. The distribution of the simulated seismic intensities in the Nagoya area agreed well with that of observed building damages due to the Tonankai earthquake in 1944.

Keywords : strong motion prediction, ground motion records, transfer function, soil model, 3D-finite difference method, stochastic simulation method

(要 旨)

今後の防災施策への反映や住民への説明性の観点から、地震被害予測の信頼性の向上が求められている中、近年の地震被害予測において、設計用入力地震動の評価と同様に波形計算による強震動予測手法が用いられている。

経験的グリーン関数法は、震源断層の破壊伝播やすべりの不均質性、震源からサイト近傍までの地震波の伝播経路特性、サイトの増幅特性を考慮することができ、信頼性が高い方法といわれている。しかしながら、対象とするサイトで想定震源域における適切な地震観測記録がない場合には、この方法の適用は困難であり、広域の強震動予測の際にはこの問題に直面する。著者らは、深部及び浅部地盤モデルを活用して計算できる2地点のシミュレーション波形の伝達関数を用いて、任意地点の地震波形を推定する方法“擬似経験的グリーン関数法”を開発した。本論文ではこの手法の説明と検証、東海地域において適用した結果を述べる。

手法の検証は、2地点の距離や震源距離に着目し、地震観測地点間の伝達関数により行った。結果、従来の三次元有限差分法や統計的グリーン関数法に比べて、地震波をよく再現できた。提案手法を用いて、名古屋市域を対象として東南海地震による強震動予測を行ったところ、昭和東南海地震の住家被害率分布とよく対応し、良好な結果が得られた。

キーワード: 強震動予測, 地震観測記録, 伝達関数, 地盤モデル, 三次元有限差分法, 統計的シミュレーション

※名古屋大学大学院環境学研究科 教授 工博

Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Professor, Dr. Eng.

1. はじめに

免震建築物や超高層建築物などの長周期構造物の耐震設計では、信頼性の高い強震動予測の必要性が高い。また、近年では設計用地震動の評価に加え、サイスミックゾーニングにおいても波形計算による強震動予測手法が用いられている^{例え、1), 2), 3)}。今後の防災施策への反映や住民への説明性の観点から、強震動予測の信頼性の向上が求められている。

強震動予測手法の一つである経験的グリーン関数法⁴⁾は、予測サイトにおいて適切な地震観測記録が存在する場合には、震源断層の破壊伝播やすべりの不均質性、震源からサイト近傍までの地震波の伝播経路特性、サイトの増幅特性を考慮することができ、最も信頼性が高い方法といわれている。しかしながら、対象とするサイトで想定震源域で発生した地震の地震観測記録がない場合には、経験的グリーン関数法を適用することは難しい。

強震観測については、兵庫県南部地震以降、防災科学技術研究所によるK-NETやKiK-net、自治体の計測震度ネットなど、観測網が急速に整備され、データの公開度も高くなっている。また、地方自治体や民間企業、大学などの既存の観測網を相互接続し、一元的に地震観測記録を収集する仕組みも整備されつつある^{5), 6)}。しかし、これらすべての強震観測点をもってしても、地震被害予測におけるマイクロゾーニングの一般的評価単位である500mメッシュと比べると密度は粗く、経験的グリーン関数法のみを用いた地震動評価では、面的評価が困難なのが現状である。

経験的グリーン関数法の適用が難しい場合、一般に統計的グリーン関数法⁷⁾が適用されることが多い。統計的グリーン関数法は、地震観測地点ではない任意の地点において短周期の地震動を予測することができる有効な方法であるが、マルチプルパスの影響については考慮されておらず、地域性を考慮した伝播経路

の減衰特性や経時特性の評価などの課題がある^{8), 9), 10)}。

一方、地盤のモデル化に関するデータや知見も蓄積されつつある。深部地盤構造については、大規模堆積平野を中心に各地で深部地下構造調査が実施されており¹¹⁾、調査結果に基づいた深部地盤構造のモデル化も各堆積平野について行われている^{3), 12)}。深部地盤構造モデルを用いた三次元有限差分法による中小地震のシミュレーション波形は、観測波形の周期特性や地点間の振幅・継続時間の相対的な関係を概ね説明できつつある^{13), 14), 15)}。ただし、特定の地点の観測波形の振幅や位相特性を説明するにはまだ課題が残っている。一方、浅部地下構造モデルについては、ボーリングデータや常時微動測定結果に基づく高解像度の表層地盤モデル構築方法を提案し、自治体のハザードマップ作成に活用した筆者らの事例^{16), 17)}や、東京の沖積低地における事例¹⁸⁾がある。

筆者らは、近年整備されてきた高密度強震観測網の観測記録と、深部・浅部地盤データを最大限に活用して、地震観測記録のない地点での地震動推定を行う方法、“擬似経験的グリーン関数法”を提案した^{19), 20)}。図1.1に手法の流れを示す。地震動評価をしたい地点(A点)と地震観測記録の存在する地点(B点)との2地点間の伝達関数(A/B)を理論的に求め、B点での観測波形と組み合わせることにより、A点での地震波形を推定する。理論伝達関数の評価には、長周期域は三次元有限差分法、短周期域は統計的シミュレーションにより、震源メカニズム・伝播経路・地下構造の影響を解析的に考慮する。

本論文では、シミュレーション波形による2地点間の伝達関数が実際の観測記録の伝達関数と同等とみなすことができる適用範囲について検討し、推定波形と観測波形の比較・検討を行う。さらに、名古屋市域を対象として東南海地震による強震動予測に提案手法を適用し、従来の方法と比較してその有効性を示す。

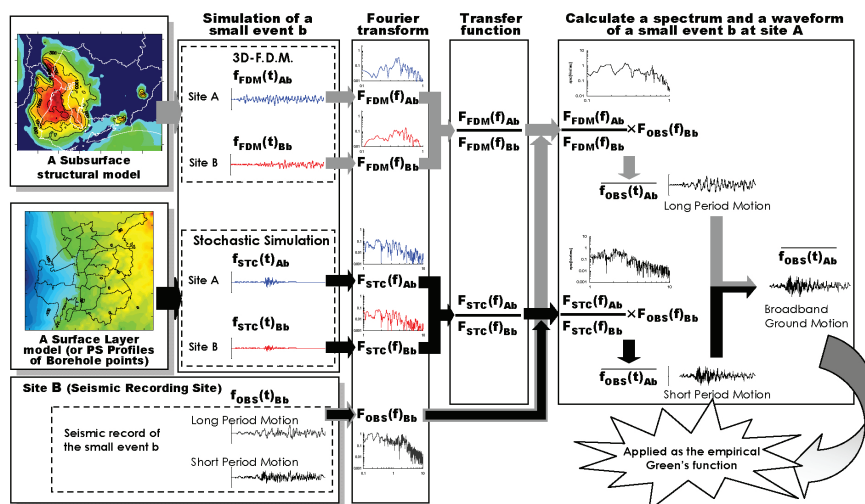


図-1.1 提案手法の流れ (A点における中小地震bの地震波形を推定する場合)

Fig. 1.1 Flow of the proposed procedure. (The case of estimating the waveform at site A due to a small event)

2. 提案手法の定式化

二つの地震観測地点 A, B で、地震 a による地震動記録が存在するとする。このとき 2 地点の観測波形のスペクトルはそれぞれ下記のように表記される^{19), 20)}。

$$O_{Aa}(\omega) = S_a(\omega) \cdot PG_{Aa}(\omega) \quad (1)$$

$$O_{Ba}(\omega) = S_a(\omega) \cdot PG_{Ba}(\omega) \quad (2)$$

ここに、 $S_a(\omega)$ は震源の影響、 $PG_{Aa}(\omega)$ 及び $PG_{Ba}(\omega)$ は震源から地点 A, B までの伝播経路特性とサイト増幅特性の影響を示す。地震観測波形は平野内を伝播する表面波を含むため、ここでは、伝播経路特性とサイト増幅特性を分離しない表記とした。地点 A, 地点 B 間の伝達関数 $R_{ABa}(\omega)$ は次のように表現できる。

$$R_{ABa}(\omega) = PG_{Aa}(\omega) / PG_{Ba}(\omega) = O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega) \quad (3)$$

地震 b が地震 a の震源に近い位置で発生したとすると、地震 b での地点 A, 地点 B 間の伝達関数 $R_{ABb}(\omega)$ は $R_{ABa}(\omega)$ により近似でき、地震 b による地点 A の地震動のスペクトルは次のように表現できる。

$$\begin{aligned} O_{Ab}(\omega) &= S_b(\omega) \cdot PG_{Ab}(\omega) \\ &= S_b(\omega) \cdot R_{ABb}(\omega) \cdot PG_{Bb}(\omega) \\ &\cong R_{ABa}(\omega) \cdot O_{Bb}(\omega) \\ &= O_{Bb}(\omega) \cdot O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega) \end{aligned} \quad (4)$$

実際に起こった地震 b について、地点 B でのみ観測

波形が得られており、地点 A の波形を推定したいとする。ここで、地震 a の点 A, B における波形を深部地盤構造モデルを用いて三次元有限差分法によりシミュレートする。シミュレーション波形は任意の地点で得られるので、地点 A, B 間の伝達関数 $R_{ABa}(\omega)$ に相当する $O_{Aa}(\omega) / O_{Ba}(\omega)$ がシミュレーション波形と観測波形との間で同等と判断できれば、式 (3), (4) より地震 b による任意の地点 A の波形が推定される。

以降では、二つの地震観測地点 A, B の観測波形及びシミュレーション波形それぞれより計算できる伝達関数 $R_{ABa}(\omega)$ について、両者を比較しその適用性を考察する。

3. 提案手法の検証

3.1. データと解析方法

シミュレーション波形による伝達関数の精度向上を図るには、シミュレーションにおける震源、伝播経路、サイト(地盤構造)各々のモデルの精度が高いことが求められる。しかしながらこれらの完全なモデル化は非常に難しいのが現状である。そこで、震源位置、伝達関数を求める2地点間の距離、震源距離の3項目を伝達関数に影響を及ぼす要因としてあげ、これら三つの要因が伝達関数に及ぼす影響について述べる。震源位置は到来方向による地震波の3次元的な伝播の影響、伝達関数を求める2地点間の距離は地盤モデルの精度の影響、震源距離は震源メカニズムや震源深さの影響が伝達関数に及ぼされると推察される。

図3.1aに、本論に用いた小地震の震央分布を、表3.1に気象庁による小地震の諸元を示す。観測波形は、大都市圏強震観測ネットワークシステム⁶⁾のデータを用いた。

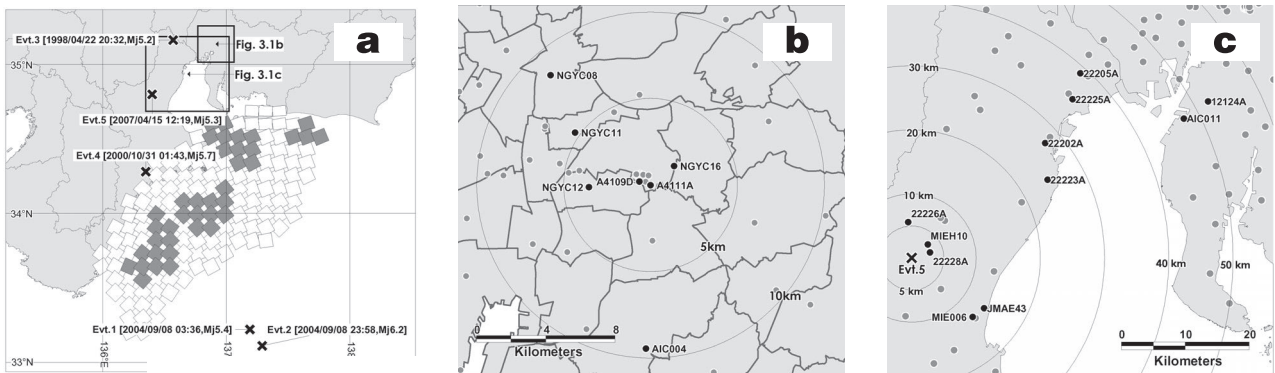


図-3.1 小地震の震央分布と想定東南海地震の震源モデル (a) と本論に用いた地震観測地点の分布 (b と c)

Fig. 3.1 Map showing the locations of the epicenters and the source model of the hypothetical Tonankai earthquake (a), and the seismic observation sites used in the present study (b and c).

表-3.1 三次元有限差分法に用いた震源モデルのパラメーター一覧
Table 3.1 Source parameters for calculation by the 3D - F.D.M.

	Lat	Lon	Depth	Mj	Strike	Dip	Rake	Mo	Rise time
	(d)	(d)	(km)		(d)	(d)	(d)	(Nm)	(s)
Evt.1	33.2	137.2	40	5.4	254	34	75	2.06×10^{17}	1.0
Evt.2	33.1	137.3	36	6.2	—	—	—	—	—
Evt.3	35.2	136.6	10	5.2	163	29	53	6.74×10^{16}	0.6
Evt.4	34.2	136.4	38	5.7	302	72	130	1.70×10^{17}	0.8
Evt.5	34.8	136.4	10	5.3	148	45	77	3.94×10^{16}	0.6

震源位置が伝達関数に及ぼす影響を検討するために、図3.1aに示すEvt.1, Evt.2, Evt.3を用いた。これにより二つの比較を行う。一つはEvt.1とEvt.2の記録を用いた伝達関数を比較し、地震規模は異なるが震源距離と地震波の到来方向がほぼ同じ場合、もう一つはEvt.1とEvt.3の記録を用いた伝達関数を比較し、震源距離と地震波の到来方向が異なる場合である。図3.1bに本検討で用いた地震観測地点の分布を示す。

伝達関数を求める2地点間の距離が伝達関数に及ぼす影響を検討するために、図3.1bに示す地震観測地点を用いる。図3.1bのA4111A地点を中心に半径10km以内に分布する地震観測地点を抽出し、A4111Aからの距離による伝達関数の精度について検討する。

震源距離が伝達関数に及ぼす影響を検討するため、

図3.1aに示すEvt.4とEvt.5を用いた。図3.1cに本検討で用いた地震観測地点の分布を示す。これにより、地震波の到来方向は概ね同じであるが地震観測地点が震源から遠い場合(Evt.4)と震源に近い場合(Evt.5)の比較を行う。

Evt.1, Evt.3, Evt.4, Evt.5の4地震について三次元有限差分法によるシミュレーションを行った。表3.1に、震源モデルのパラメータを示す。震源位置は気象庁、震源メカニズムは防災科学技術研究所による推定結果を用いた。計算の基本となる差分スキームは、速度-応力スタッガード・グリッドであり、震源の導入には、モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法を用いた²¹⁾。震源時間関数にはベル型の時間関数を用いた。

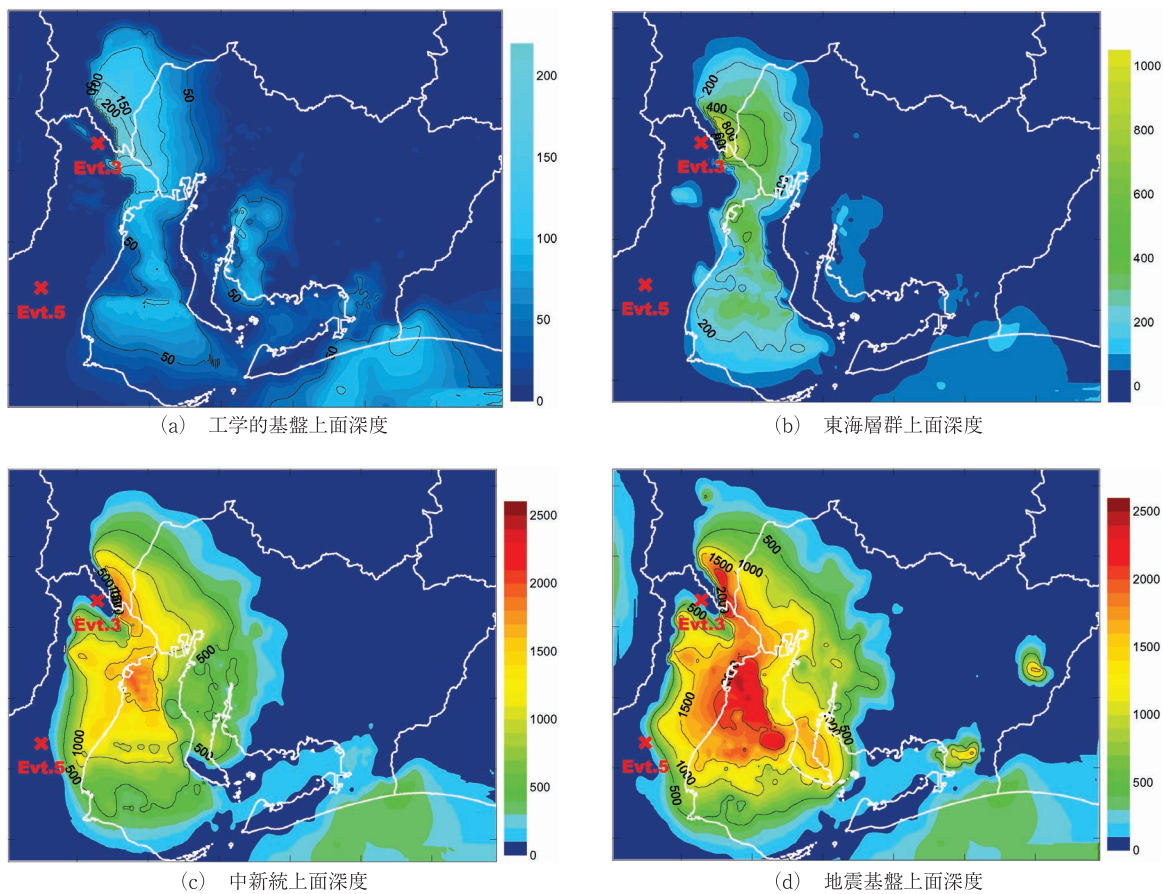


図- 3.2 三次元有限差分法に用いた深部地盤モデル
Fig. 3.2 The subsurface structural model of the Tokai district

表- 3.2 深部地盤モデルの物性値一覧

Table 3.2 Parameters of the subsurface structural model for calculation by the 3D -

No	地層	$Vp(m/s)$	$Vs(m/s)$	密度(g/cm^3)	Qp	Qs
1	工学的基盤相当層	$1143 * D^{0.111}$	$277 * D^{0.141}$	$1.76 * (Vp/1000)^{0.239}$	150	150
2	東海層群相当層	$1381 * D^{0.082}$	$290 * D^{0.174}$	$1.76 * (Vp/1000)^{0.239}$	150	150
3	中新統相当層	$0.406 * D + 2708$	$0.362 * D + 1053$	$1.76 * (Vp/1000)^{0.239}$	150	150
4	地震基盤相当層	5500	3000	2.60	150	150
5	深度5km~コンラッド面	6000	3400	2.70	150	150
6	コンラッド面~モホ面	6700	3800	2.90	150	150
7	モホ面以深	7800	4400	3.38	600	600

深部地盤モデルは、地震観測記録より求めたH/Vスペクトルに基づいて、卓越周期が合うように速度境界面の深さを修正した愛知県のモデル^{22), 23)}を用いた。図3.2に深部地盤モデルを構成する各層の上面深度を示す。地震基盤は濃尾平野西縁及び伊勢湾で深さ2000mに達している。また、地震基盤以深の速度構造は、Zhao, et. al²⁴⁾によるモホ面及びコンラッド面の形状を用いた。地盤モデルの最小の格子サイズは200mであり、有効な周期範囲を周期2秒以上とした。

地点A, B間の観測波形を用いた伝達関数 $R_{Aba}(\omega)$ の算出には、ノイズが入出力共に存在すると仮定した伝達関数推定法であるHv推定法を用いた²⁵⁾。Evt.1～Evt.3の伝達関数は、A4111A地点の波形を周囲の他地点の波形から推定することを念頭にA4111A地点を分子、他の地点を分母として求めた。地震波形は図3.3に示すように、地震発生時を0秒として全ての地点でS

波の主要動部を含むように切り出し開始時間を設定した。Evt.1, Evt.2については地震発生50秒後、Evt.3については地震発生10秒後から40.96秒間を切り出した。

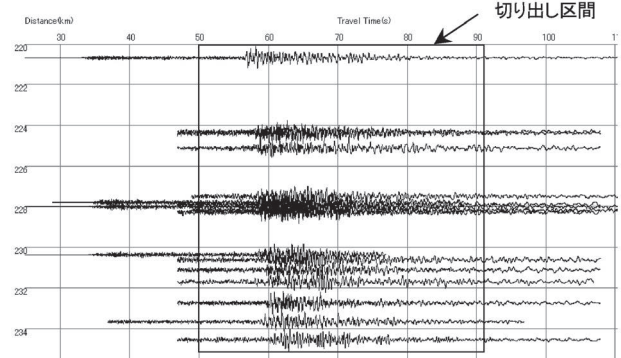
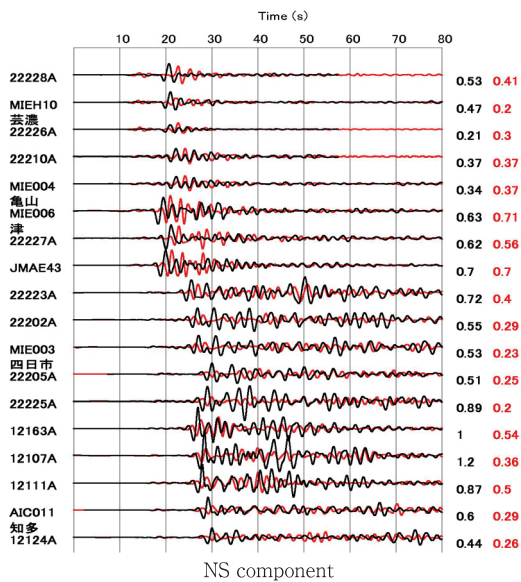
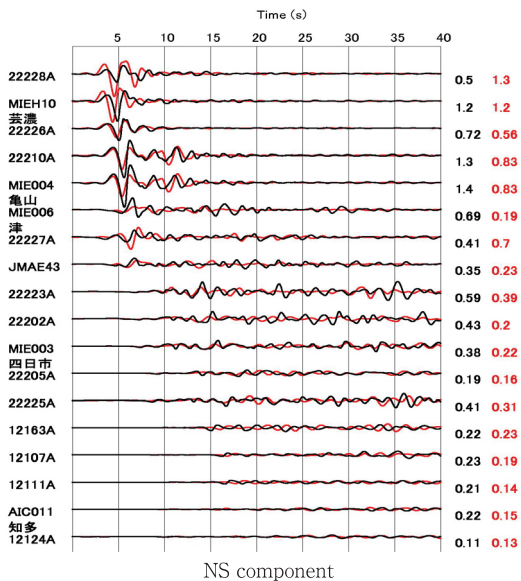
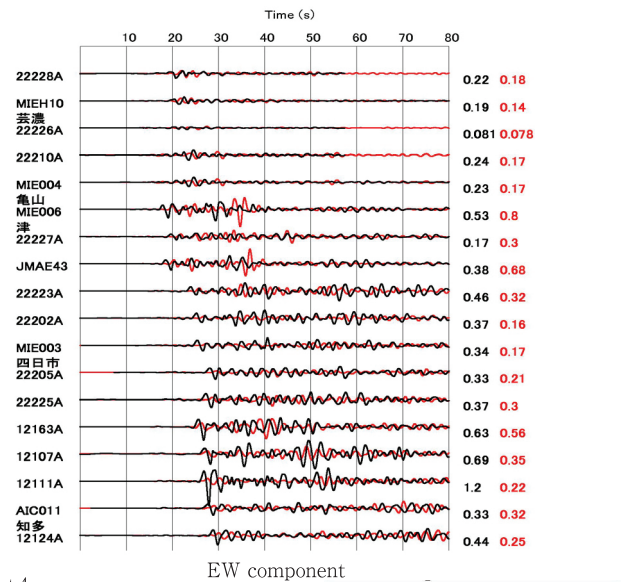


図-3.3 波形の切出し区間の一例 (Evt.2の観測波形)

Fig. 3.3 Example of the time windows for calculating Fourier Spectrum. (Observed records of Evt.2)



(1) Evt.4



(2) Evt.5

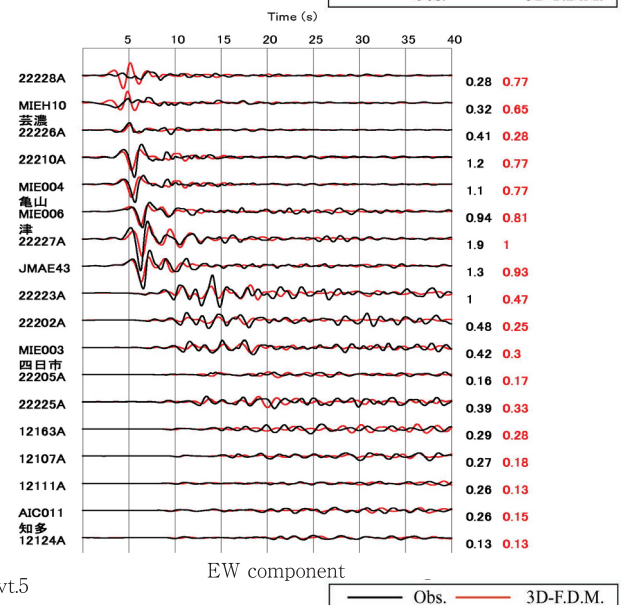


図-3.4 Evt.4とEvt.5の観測波形と三次元有限差分法によるシミュレーション波形との比較

Fig. 3.4 Comparison between the observed and calculated waves using the 3D - F.D.M. of Evt.4 and

Evt.4, Evt.5の伝達関数は、伝達関数を求める2地点の地震波形の絶対時間をそろえた上で、両地点の主要動部が含まれるように40.96秒間を切り出して算出した。また、伝達関数の算出過程で計算するクロススペクトル、エネルギースペクトルに対して、0.1HzのParzen Windowによる平滑化により平均的特性を求めた。

3.2 結果

図3.4に、三次元有限差分法によるシミュレーション波形と観測波形の比較の一例として、Evt.4及びEvt.5について示す。図3.4より、Evt.4ではシミュレーション波形は観測波形より振幅がやや小さめでS波の初動が遅れ気味である。一方でEvt.5では震源に近い22228AやMIEH10においてシミュレーション波形と観測波形との対応がよくないことが分かる。これは地盤モデルの精度の他に、震源モデルに関してEvt.4では震源深さが、Evt.5では震源メカニズムが要因と推察される。

図3.5に、検討対象とするEvt.1~Evt.3の3地震の観測波形及びEvt.1とEvt.3の三次元有限差分法によるシミュレーション波形に対してそれぞれ求めた伝達関数を重ねて示す。図3.5中において下方の伝達関数ほどA4111A地点との距離が遠い地点との伝達関数を示している。図3.5より、Evt.1の観測波形より求めた伝達関数は、震源位置がEvt.1に近いEvt.2の観測波形より求めた伝達関

数と比べて振幅比、位相差とも同じ傾向を示す。一方で、震源位置がEvt.1から離れ地震観測点から見た地震の到来方向が異なるEvt.3の観測波形より求めた伝達関数は、特に位相差においてEvt.1の観測波形より求めた伝達関数と異なる傾向を示す。この傾向の違いは伝達関数を求める2地点間の距離が増すほど大きくなる。

一方、Evt.1とEvt.3のシミュレーション波形より求めた伝達関数を観測波形より求めた伝達関数と同じ地震同士で比較すると、それぞれの地震において振幅比、位相差ともに概ね良い対応を示している。しかし位相差に着目して見ると、伝達関数を求める地点とA4111A地点との距離が遠いほど、シミュレーション波形より求めた伝達関数と観測波形より求めた伝達関数との差異が目立つようになる。

図3.6に、Evt.4及びEvt.5について三次元有限差分法によるシミュレーション波形と観測波形に対してそれぞれ求めた伝達関数を重ねて示す。図3.6中において、下方の伝達関数ほどEvt.5の震源から離れた2地点の伝達関数を示している。図3.6より、全ての観測地点が震源から離れているEvt.4については、観測波形より求めた伝達関数とシミュレーション波形より求めた伝達関数は概ね対応している。一方、Evt.5については、伝達関数を求める2地点が震源に近いほど、シミュレーション波形より求めた伝達関数は観測波形より求めた伝達関数との対応が悪いことが分かる。

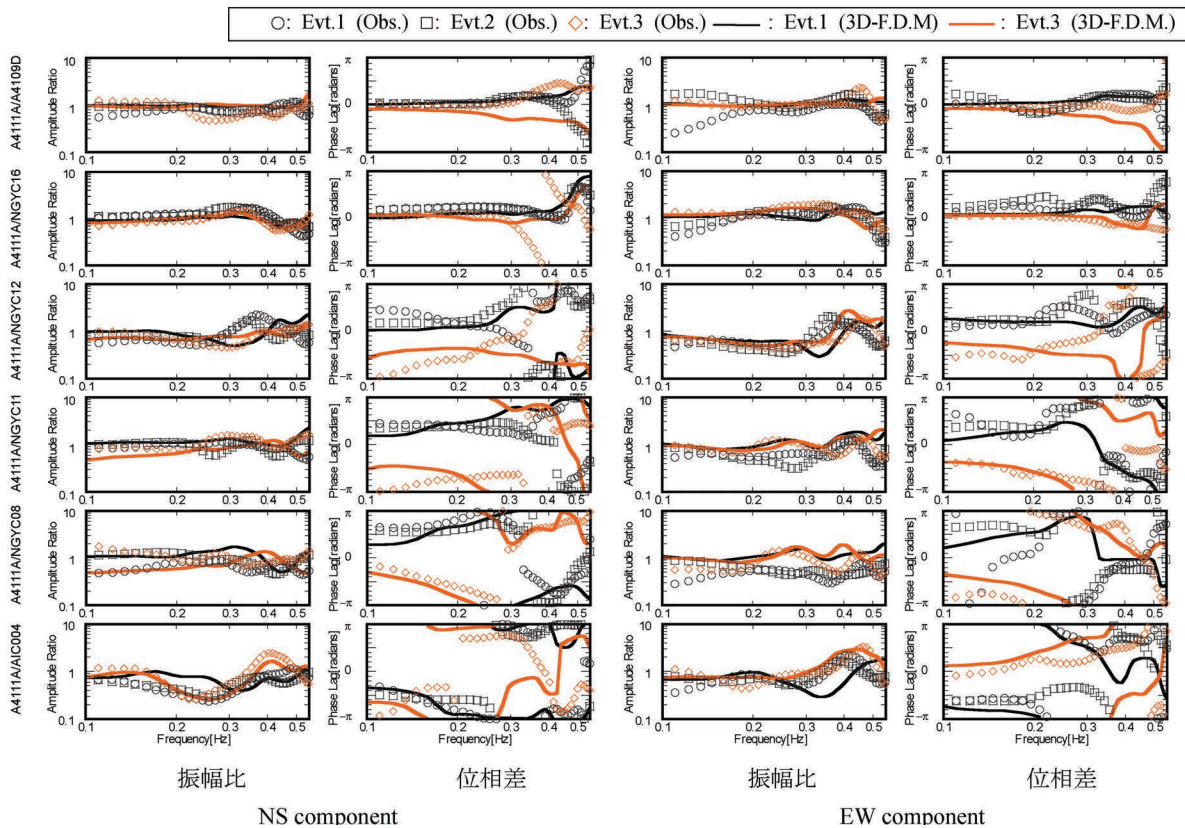


図-3.5 三つの小地震 (Evt.1, Evt.2, Evt.3) の観測波形より求めた伝達関数と三次元有限差分法によるシミュレーション波形 (Evt.1, Evt.3) より求めた伝達関数との比較

Fig. 3.5 Comparison between the transfer functions calculated from the observed records of three small events (Evt.1, Evt.2, and Evt.3) and one small event calculated from the theoretical wave by the 3D - F.D.M.

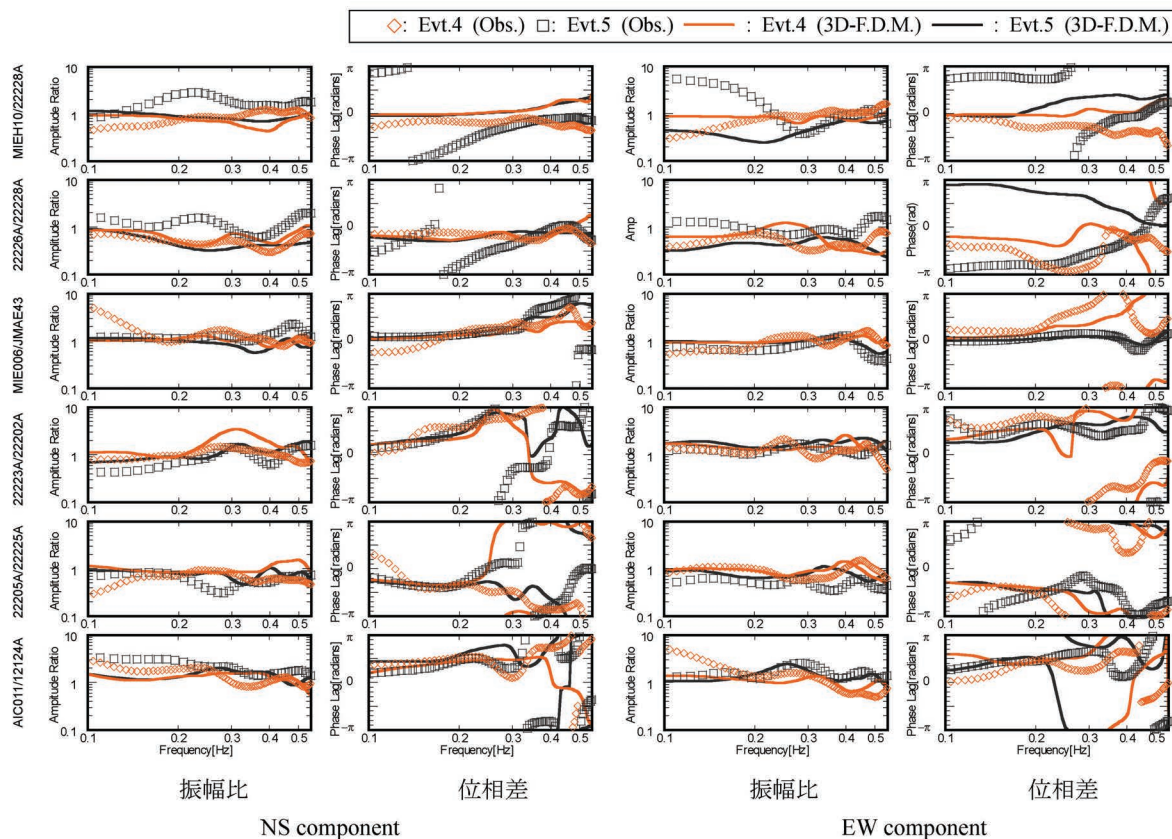


図-3.6 二つの小地震 (Evt.4, Evt.5) の観測波形より求めた伝達関数と三次元有限差分法によるシミュレーション波形より求めた伝達関数との比較

Fig. 3.6 Comparison between the transfer functions calculated from the observed records of two small events (Evt.4 and Evt.5) and one small event calculated from the theoretical wave by the 3D - F.D.M.

3.3 考察

以上の結果を踏まえ、本節では震源位置、伝達関数を求める2地点間の距離、震源距離の三つの要因が伝達関数に及ぼす影響について考察する。

Evt.3の伝達関数がEvt.1及びEvt.2と異なる傾向を示したのは、地震波の到来方向に起因すると考えられる。A4111A地点から遠い地点との伝達関数ほど、地点間の位置関係や震源の方位による差異がEvt.1とEvt.3の間で顕著になり図35に示されたと推察される。

伝達関数を求める地点とA4111A地点との距離が遠いほど、シミュレーション波形による伝達関数と観測波形より求めた伝達関数との差異が位相差において顕著となるのは、地盤モデルの精度に起因すると考えられる。A4111A地点に近い点は、長周期の地震動はA4111A点とほぼ同位相であるため、観測とシミュレーションの間で多少伝播性状が異なっても位相差として表れ難い。一方、A4111A地点から遠い地点は、観測とシミュレーションの間の伝播性状の差異が位相差として顕在化したと推察される。

Evt.5の伝達関数を求める2地点が震源に近いほど、シミュレーション波形による伝達関数が観測波形より求めた伝達関数との対応が悪いのは、伝達関数から震源の影響を除去できていないためと考えられる。震源に近い2地点ほど、2地点の地震波形に含まれる放射特性の差異

が大きくなり、式(3)の仮定が成立しなくなる。このため、図34に示したように震源メカニズムが観測とシミュレーションの間で異なる場合、式(3)の仮定が成立しない震源近傍の2地点の伝達関数は、観測とシミュレーションの間で対応が悪くなったと推察される。

以上より、次に示す三つの条件が満足されれば、シミュレーション波形による伝達関数と観測波形より求めた伝達関数との対応はよい。ただし、シミュレーションに用いる地盤モデルは、地震観測記録等による卓越周期に基づいて地盤構造の修正がなされていることが必要である。

- (1) 実際に起こった地震の震源位置とシミュレートした地震の震源位置が近い。
- (2) 伝達関数を求める2地点間の距離が小さい。
- (3) 予測対象とする地点からの震源距離が大きい。

Evt.1によるA4111A地点での地震波形を、各地点の観測波形と伝達関数を用いて推定した。伝達関数は、図3.5に示したシミュレーション波形による伝達関数を用い、式(4)に基づいて伝達関数に各地点の観測波形のフーリエスペクトルを乗じた後、フーリエ逆変換してA4111A地点の地震波形を推定した。なおシミュレーション波形と比較するため、推定波形及び観測波形を積分して速度波形とし、0.333Hzのハイカットフィルターを施した。

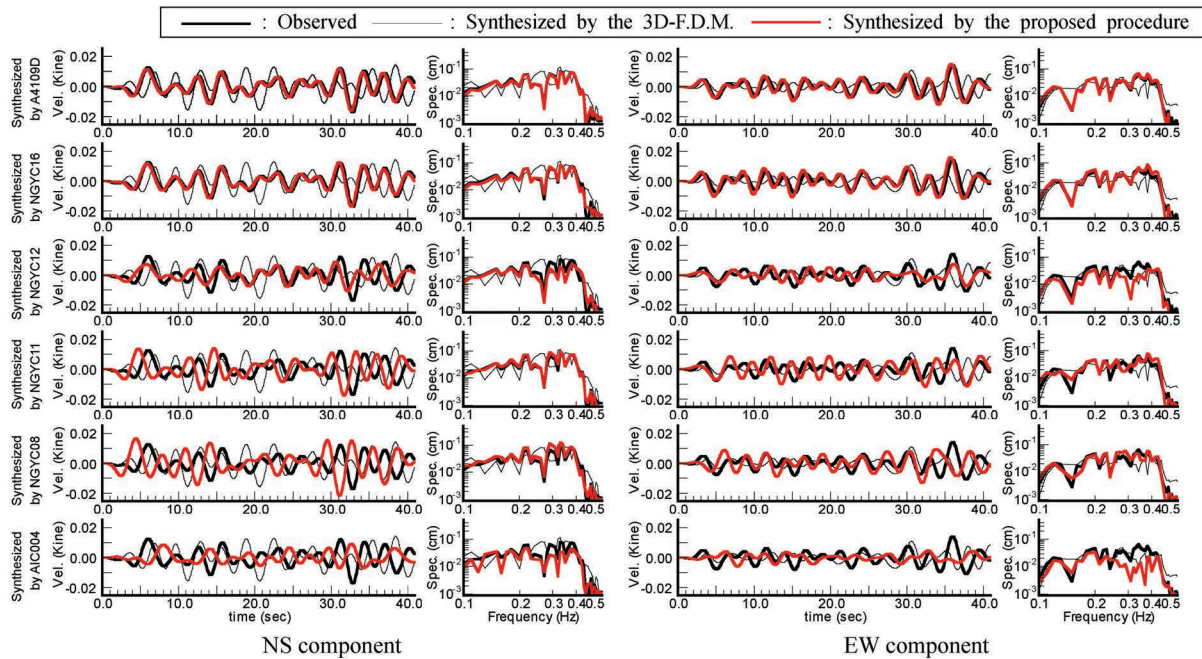


図-3.7 A4111Aにおける観測速度波形及びフーリエスペクトルと三次元有限差分法及び提案手法により計算された速度波形及びフーリエスペクトルとの比較

Fig. 3.7 Comparison of velocity waveforms and velocity spectra observed at A4111A, those calculated by the 3D - F.D.M., and those calculated by the proposed procedure.

図3.7に、推定した地震波形とフーリエスペクトルを観測波形及びシミュレーション波形と重ねて示す。図3.7より、観測波形は周期3秒程度の波が卓越しており、推定波形、シミュレーション波形、いずれも同様の傾向を示しているが、シミュレーション波形と比べて推定波形の方が観測波形との対応が良い。特にA4111A地点から近い地点ほど、推定波形は観測波形との対応が良く、NGYC11地点(地点間距離:5303m)より距離が近いと振幅・包絡形状ともに、推定波形と観測波形との対応が良い。

4 水平成層地盤モデルへの適用性

4.1 データと解析方法

前章において、三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数の適用性を検証した。しかしながら免震建築物や超高層建築物の設計用地震動の策定において、三次元の地盤構造を設定することはなく、一次元の水平成層構造を仮定するのが一般的である。そこで提案手法の一次元の水平成層構造への適用性を検討することを目的として、三次元地盤構造の伝達関数への影響を検討する。

理論伝達関数の算出には、地盤の水平成層構造を仮定した理論地震波形計算法のひとつである、波数積分法(Discrete Wave Number Method)^(例えば、26)、27)によりシミュレートした地震波形を用いる。本論では、Evt.1及びEvt.5の地震波形をシミュレートし、これに基づく伝達関数を観測波形に基づく伝達関数及び三次元有限差分法に基づくシミュレーション波形に基づく伝達関数と比較する。

計算地点はEvt.1では図3.1b、Evt.5では図3.1cに示した地点とする。図3.1bに示す地震観測地点周辺には、

地盤構造が急変する断層はなく、一方で図3.1cに示す地震観測地点では、Evt.5の震央近傍に布引山地東縁断層帯が、さらにその北部には鈴鹿東縁断層帯がそれぞれ南北に延びる。震源モデルのパラメータは、表3.2に示す三次元有限差分法と同じであり点震源と仮定した。震源時間関数はすべり速度時間関数を三角形型としたSmoothed Ramp Functionを用いた。深部地盤モデルは三次元有限差分法と同様、愛知県のモデル^{22)、23)}を、地震基盤以深の速度構造は、Zhao. et. al²⁴⁾によるモホ面及びコンラッド面の形状を用いた。

4.2 結果

図4.1に、Evt.1について、波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数を、観測波形に基づく伝達関数及び三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数と比較して示す。図4.1より、波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数は、振幅比においては三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数とよく対応していることが分かる。位相差も概ね三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数と同等の性状を示している。A4111Aと伝達関数を求める地点の距離に着目すると、地点間の距離が長くなるほど、位相差において三次元有限差分法の伝達関数との差異が表れていることが分かる。しかし、観測波形に基づく伝達関数との差異を図3.5及び図3.7の結果と併せて比較すると、波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数は三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数とほぼ同等とみなすことができる。

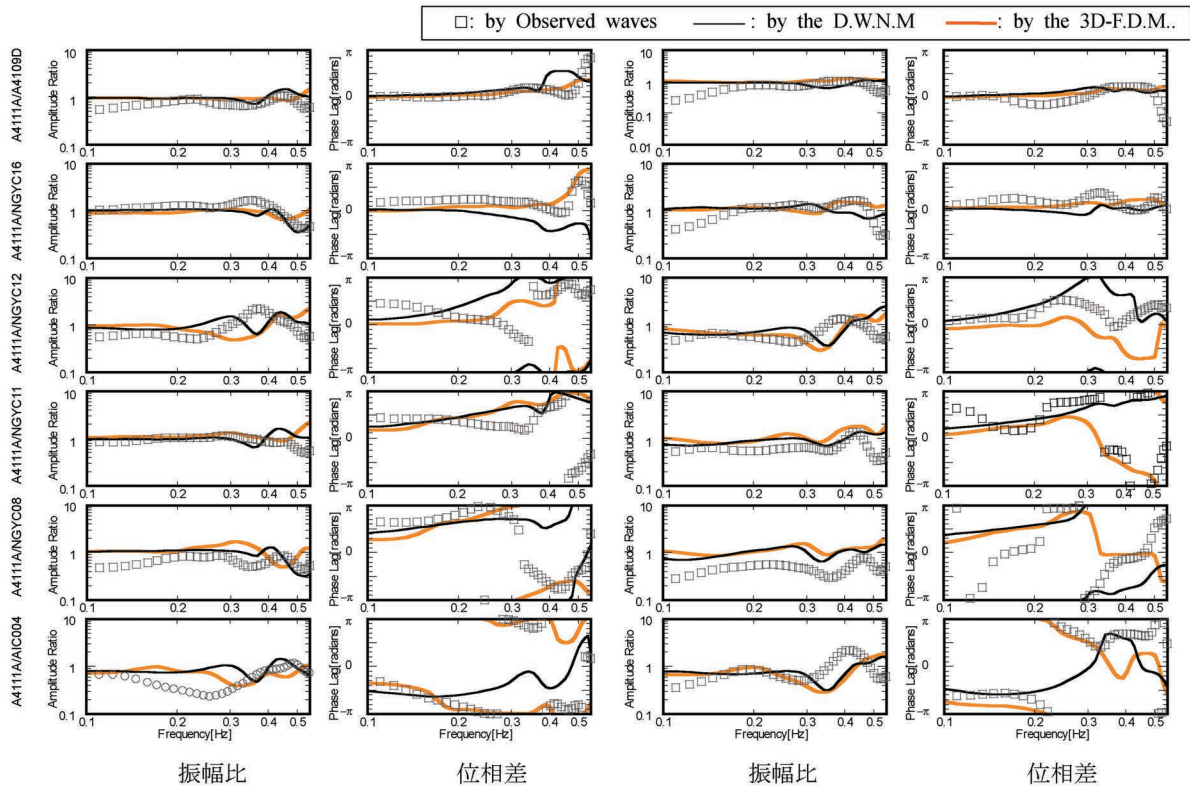


図-4.1 Evt.1の観測波形、三次元有限差分法及び波数積分法によるシミュレーション波形より求めた伝達関数の比較

Fig. 4.1 Comparison between the transfer functions calculated from the observed records of two small event (Evt.1) and one small event calculated from the theoretical wave by the 3D - F.D.M. and by the Discrete Wave Number Method

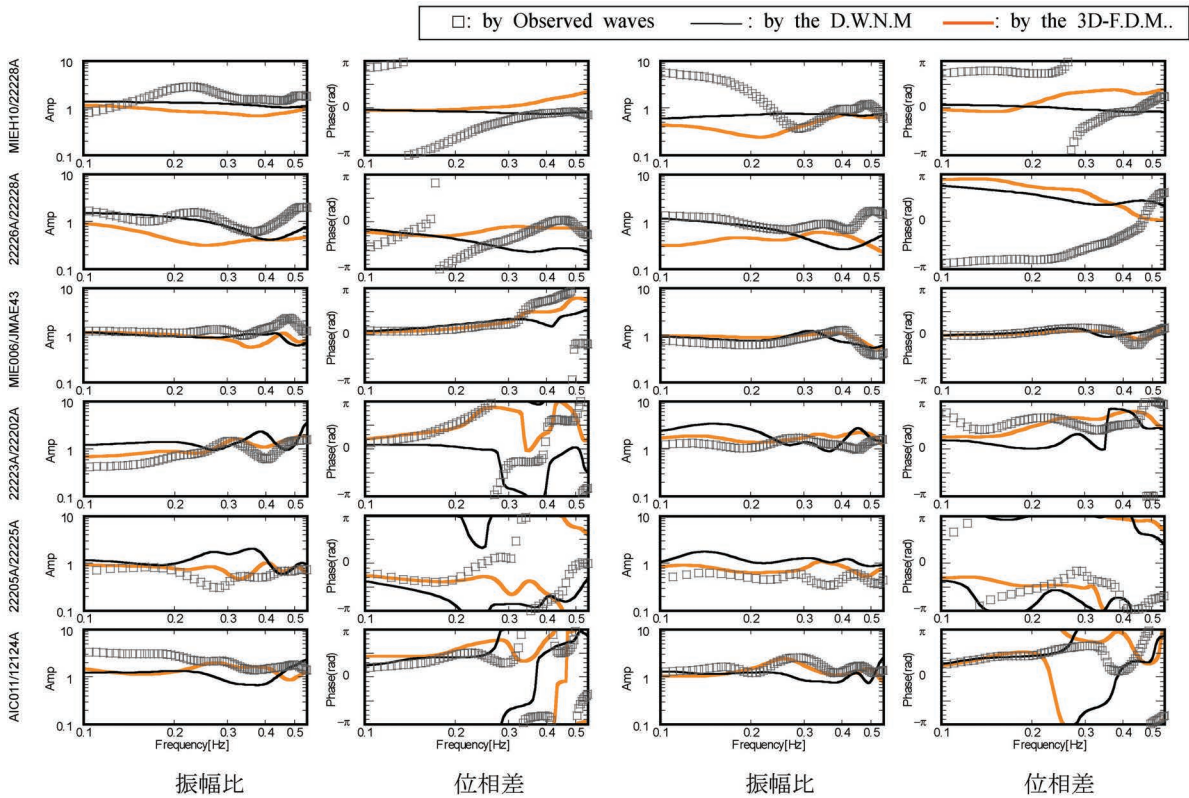


図-4.2 Evt.5の観測波形、三次元有限差分法及び波数積分法によるシミュレーション波形より求めた伝達関数の比較

Fig. 4.2 Comparison between the transfer functions calculated from the observed records of two small event (Evt.5) and one small event calculated from the theoretical wave by the 3D - F.D.M. and by the Discrete Wave Number Method

図4.2に、Evt.5について、波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数を、観測波形に基づく伝達関数及び三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数と比較して示す。図4.2より、波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数は、三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数と概ね対応している。ただし、Evt.1における波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数と三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数との対応ほど良好な対応は得られなかった。

4.3 考察

波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数と三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数との対応において、Evt.1とEvt.5に違いが見られたのは、三次元地盤構造に起因すると考えられる。地下構造の急変の要因となる断層が、図3.1bに示した観測地点からは遠い。一方、Evt.5の震央は、図3.2に示すとおり鈴鹿東縁断層帯、布引山地東縁断層帯により形成される地盤構造の急変する盆地端部の近傍に位置する。このため、三次元的な地下構造の影響を受けて平面的に屈折・反射して伝播する表面波の影響が、Evt.1に対して伝達関数の算出を求めた地震観測地点では小さく、Evt.5に対して伝達関数の算出を求めた地震観測地点では大きいことが要因と推察される。

以上より、急変した地下構造の影響を大きく受けにくい

範囲であれば波数積分法による伝達関数の適用が可能と考えられる。

4.4 短周期の地震波形への適用

提案手法を短周期の地震波形の推定に適用する。短周期域の地震動推定には、浅部地盤構造の影響が大きいと考え、統計的シミュレーション²⁸⁾による波形に基づく伝達関数を用いる。観測波形を補正することにより他地点の地震動を推定した例や、観測波形の震源と異なる位置の要素断層から発する地震動を推定した例として、Somerville²⁹⁾や釜江・他³⁰⁾がある。本論文ではこれらに倣い、ある地点で観測された地震波形から他地点の地震波形の推定を試みた。

統計的シミュレーションの適用にあたって、震源特性は表3.1に示すパラメータを用いた。震源の放射特性は0.5Hz未満を理論放射特性、2Hz以上を等方的な特性とし、その間を線形的に変化する周波数依存型の放射特性³⁰⁾とした。震源からサイト近傍までの伝播経路のQ値及び経時特性は、佐藤⁹⁾による推定結果を用いた。深部地盤構造は愛知県のモデル^{22), 23)}を、表層地盤は筆者らによる名古屋市域の表層地盤モデル¹⁶⁾を用いた。なお、表層地盤の減衰は福島・翠川による土質別の周波数依存型のQ値³¹⁾を設定した。また、サイトの増幅特性は、レイトレーシングに基づく地震基盤への入射角を考慮し、P波・SV波・SH波の各波動成分の増幅特性を考慮する方法^{32), 33)}を用いた。

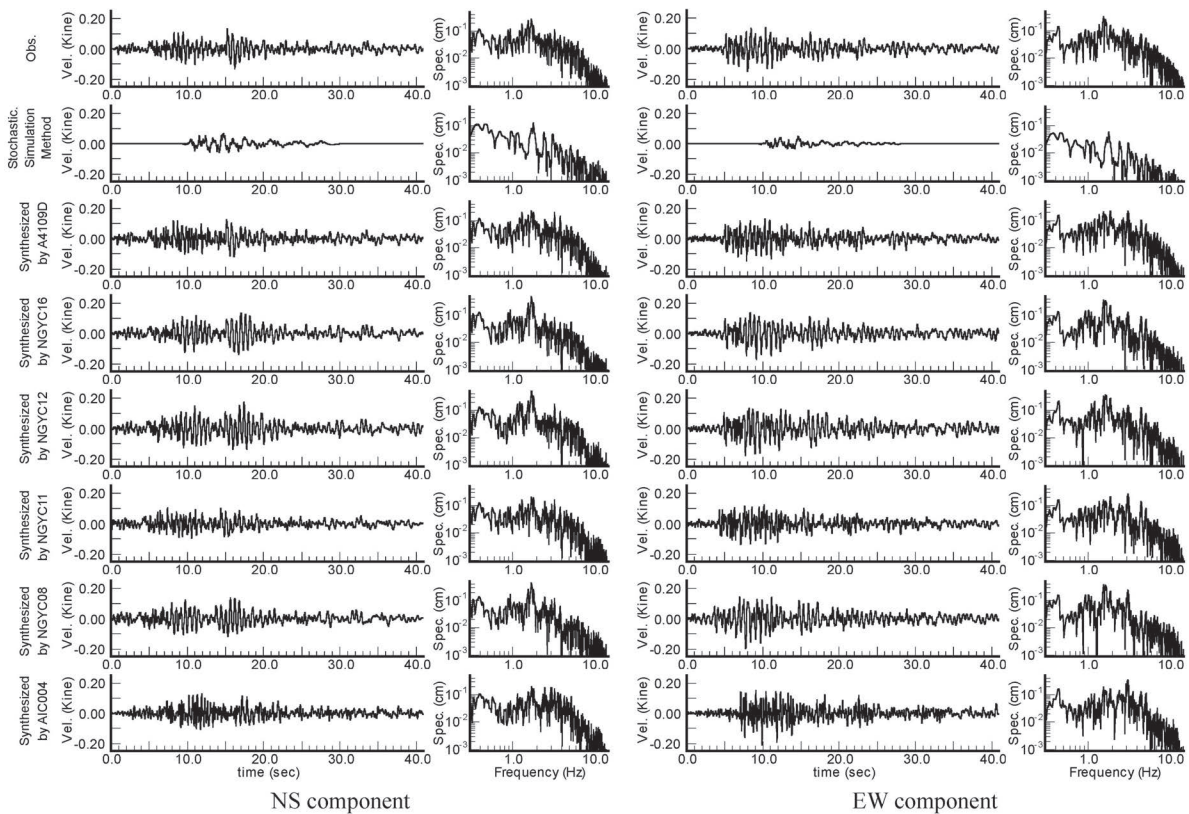


図-4.3 A4111Aにおける観測速度波形及びフーリエスペクトルと統計的シミュレーション及び提案手法により計算された速度波形及びフーリエスペクトルとの比較

Fig. 4.3 Comparison of velocity waveforms and velocity spectra observed at A4111A, those calculated by the Stochastic Simulation Method, and those calculated by the proposed procedure.

式(4)に従って、A4111A地点の地震波形を推定した。図4.3に推定した地震波形とフーリエスペクトルを観測波形及びシミュレーション波形と比較して示す。図4.3より、提案手法による推定波形は、統計的シミュレーションによる波形と比較して、振幅や継続時間ともに観測波形とよく対応していることが確認できる。

5. 推定波形のハイブリッド合成

長周期域及び短周期域それぞれについて、三次元有限差分法及び統計的シミュレーションによるシミュレーション波形の伝達関数を用いて地震波形を推定可能であることを示した。そこで提案手法を適用して長周期域、短周期域の推定波形を求め、これをハイブリッド合成^{例えば、34)、35)}した結果について検討する。

検討対象地点は、地点間距離が約5kmであるA4111A及びNGYC11の2地点とし、Evt.1地震についてNGYC11地点の観測記録からA4111A地点の推定波形を求めた。長周期域と短周期域の推定波形のハイブリッド合成は、3方向の各成分に対して行い、振幅特性については、接続周期 T_c を2.0秒とし、周期 $T_c/1.4$ 秒~ $T_c/0.6$ 秒の間でcosine型のマッチングフィルターを適用した。また時間領域において、長周期域と短周期域の推定波形の互いのS波初動が合うように調整して、時間軸上で重ね合わせた。

図5.1に、ハイブリッド合成した推定波形(以下、ハイブリッド推定波形)を観測波形と比較して示す。ハイブリッド推定波形と観測波形は、各方向成分において波形、スペクトルともによく対応している。以上より、本手法により得られる推定地震波形は、経験的グリーン関数法の要素地震動として十分適用できるものと考えられる。

6. 想定東南海地震の強震動予測

6.1. データと解析方法

提案手法を用いて、擬似経験的グリーン関数を名古屋

屋市域の任意地点において作成し、これを要素地震として波形合成法を実施し、広域の地震動予測を行う。想定地震として昭和東南海地震による地震動を推定し、実際の被害資料と比較して妥当性を検討した。

擬似経験的グリーン関数法の作成に用いた地震観測地点は、大都市圏強震動総合観測ネットワーク⁶⁾の強震観測地点の内、名古屋市域においてEvt.1の観測記録がある48地点とした。図6.1に観測地点の分布を示す。また擬似経験的グリーン関数を作成する計算地点は、名古屋市域に400mグリッドで配置した4290地点である。深部地盤構造は愛知県のモデル^{22)、23)}を、表層地盤は筆者らによる名古屋市域の表層地盤モデル¹⁶⁾を用いた。

提案手法を用いて4290個の計算地点におけるEvt.1の地震波形を推定した。これらの波形を要素地震として用いて波形合成を行い、想定東南海地震の波形シミュレーションを行った。震源モデルは中央防災会議によるモデル¹⁾を用いた。図3.1aに想定東南海地震($M_w:8.2$)の震源域を示す。波形合成に際しては、壇・佐藤の方法³⁶⁾を用いた。要素地震であるEvt.1の応力降下量は、Suzuki et. al.により推定された値である 3.3MPa ³⁷⁾を用いた。また地震波形の距離補正においては、佐藤⁹⁾により推定された東海地域における結果である $Q = 392f^{0.37}$ を用いた。

6.2. 結果と考察

図6.2に、擬似経験的グリーン関数法による想定東南海地震の計測震度分布を示す。図6.2より、名古屋市中心部のやや南で擬似経験的グリーン関数法による計測震度は6.5程度とかなり大きな揺れとなっていることが分かる。

図6.3に、推定した地震動強さの妥当性を確認するため、波形合成により得られた地震波形の最大速度に関して、司・翠川の距離減衰式³⁸⁾による最大速度と比較して示す。

$$\begin{aligned} \text{Log } PGV_{600} &= 0.58M_w + 0.0038h - 1.29 + \sum d \cdot S \\ &- \text{Log} (R + 0.0028 \cdot 10^{0.5M_w}) - 0.002R \end{aligned} \quad (5)$$

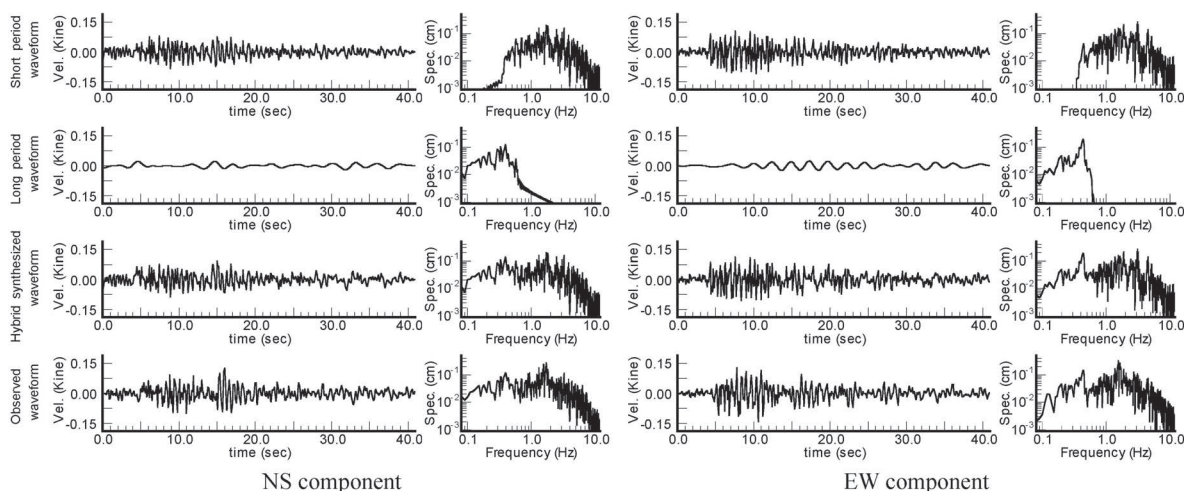


図-5.1 NGYC11地点との伝達関数より求めたA4111A地点のハイブリッド合成波形と観測波形との比較
 Fig. 5.1 Comparison of velocity waveforms and velocity spectra observed at A4111A, those calculated by the proposed procedure.



図- 6.1 擬似経験的グリーン関数の作成に用いる地震観測地点の分布
Fig. 6.1 Location of seismic observation sites used in this study.

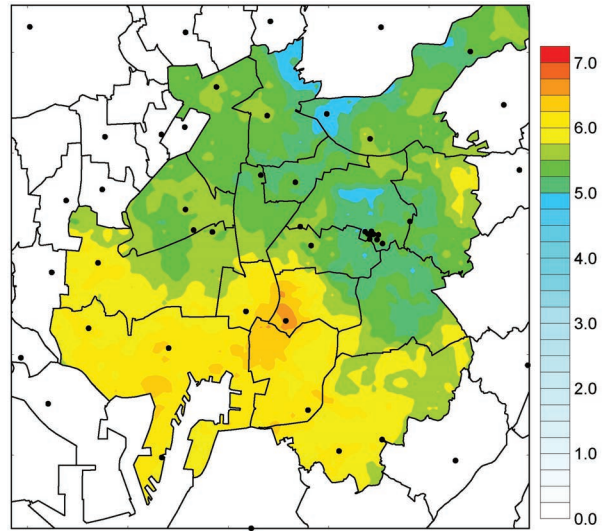


図- 6.2 擬似経験的グリーン関数法による計測震度分布
Fig. 6.2 Distribution of the JMA seismic intensity calculated by the proposed procedure

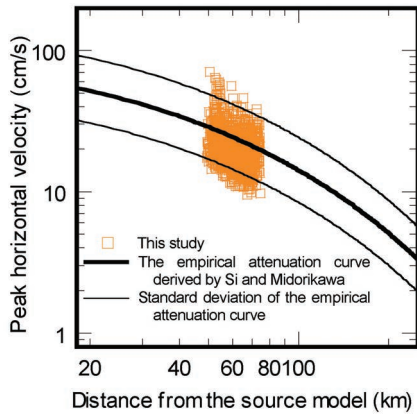


図- 6.3 工学的基盤における最大速度と距離減衰式の比較
Fig. 6.3 Relationship of peak horizontal velocity to the closest distance from the source model

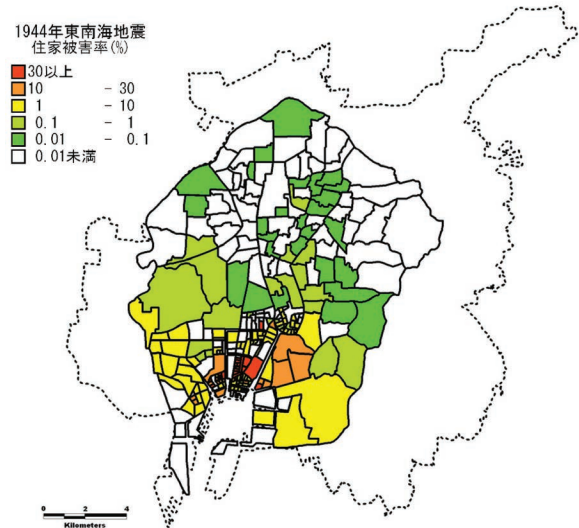


図- 6.4 飯田による昭和東南海地震の住家被害率分布
Fig. 6.4 Distribution of the observed building damage due to the Tonankai earthquake of 1944

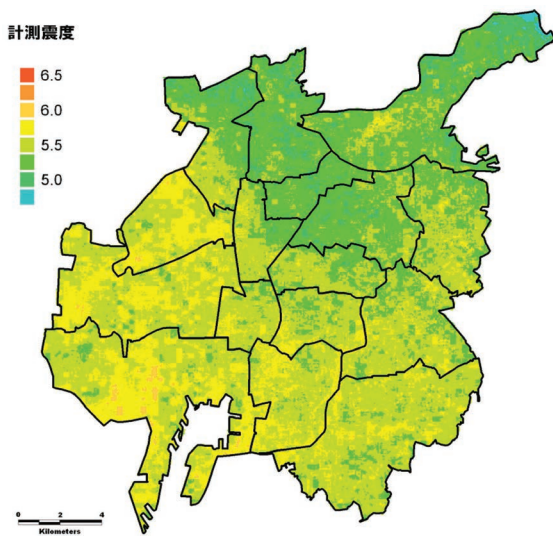


図- 6.5 統計的グリーン関数法による計測震度分布
Fig. 6.5 Distribution of the JMA seismic intensity calculated by the stochastic Green's function method

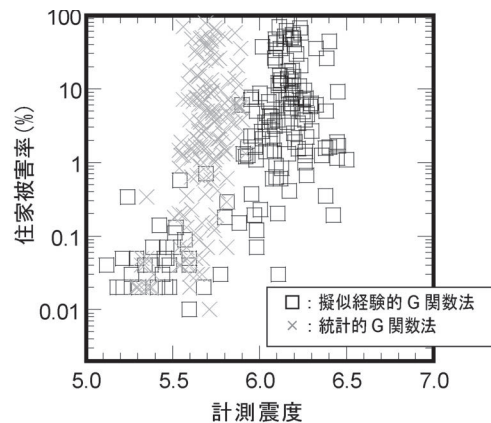


図- 6.6 住家被害率と提案手法及び統計的グリーン関数法による計測震度との比較
Fig. 6.6 Comparison between the observed building damage and the JMA seismic intensity calculated by the proposed procedure and by the stochastic Green's function method.

ここで、 PGV_{600} は S 波速度 600m/s 相当層における最大速度、 M_w はモーメントマグニチュード、 h は震源の深さ (km)、 R は断層からの最短距離 (km)、 S は地震タイプによる係数を示す。擬似経験的グリーン関数法による地表面における計算結果を、工学的基盤における最大速度値に変換するため、各計算地点の表層地盤モデルを用いて深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度 ($AVS30$)³⁹⁾、さらに式 (6) により速度増幅度 (ARV_{600})³⁹⁾ を求め、これをシミュレーション波形から得られる最大速度値から除すことにより $V_s = 600\text{m/s}$ 相当層の最大速度値に換算した。

$$\text{Log } ARV_{600} = 1.83 - 0.66 \text{ Log } AVS30 \quad (6)$$

図 6.3 より、擬似経験的グリーン関数法による最大速度は司・翠川による距離減衰特性³⁸⁾と概ね対応しており、擬似経験的グリーン関数法によるシミュレーション結果は妥当な結果と考えられる。

図 6.4 に飯田によりまとめられた昭和東南海地震における連区及び町別住家被害率分布⁴⁰⁾を、また比較として図 6.5 に統計的グリーン関数法による計測震度分布¹⁷⁾をそれぞれ示す。図 6.4 より、図 6.2 においてゆれの大きい地域は、住家被害率が高く、両者がよく対応していることが分かる。一方で図 6.5 より、統計的グリーン関数法による計測震度からは同地域における大きな震度を確認することはできない。

図 6.6 に、各連区及び各町の境界内に含まれる計算地点の計測震度の平均値を求めて各連区及び各町における代表計測震度とし、これと住家被害率と比較した。図 6.6 より、擬似経験的グリーン関数による計測震度の方が住家被害率分布との対応がよいことが確認できる。

7. まとめ

本論では、経験的グリーン関数法を広域の強震動予測に適用するため、地震観測記録のない任意地点における小地震の地震波形を推定する方法を提案した。次に得られた主たる知見を示す。

- (1) 震源位置が互いに近い場合には、2 地点間の伝達関数は、地震相互間で概ね同じ性状を示す。また、実際の地震を三次元有限差分法によりシミュレートした波形からも同様の伝達関数が得られる。
- (2) 提案手法による長周期域の推定波形は、三次元有限差分法によるシミュレーション波形よりも観測波形との対応がよい。ただし、伝達関数を求める 2 地点の距離が長くなる (本論の検討では 5km 程度以上) と観測波形との対応は悪くなる。これは地盤モデルの精度や地震波の到来方向等により変化すると考えられる。
- (3) 伝達関数を求める 2 地点が震源に近いほど、伝達関数の精度が低下する。これは伝達関数において震源の放射特性の影響が無視できなくなるためである。ただし三次元有限差分法によるシミュレーションで実

地震を完全に再現できている場合はこの限りではない。

- (4) 予測対象地点の周辺において地盤構造の急変が乏しい場合には、波数積分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数は三次元有限差分法によるシミュレート波形に基づく伝達関数との対応が良い。
- (5) 短周期域において、観測記録と平行成層地盤の増幅関数を用いて推定した推定波形は、振幅や継続時間ともに観測波形との対応がよい。
- (6) 長周期域、短周期域においてそれぞれ推定した波形をハイブリッド合成した波形は観測波形とよい対応を示す。

さらに、提案手法を適用して想定東南海地震による強震動を名古屋市地域において計算し、これと 1944 年東南海地震の住家被害率と比較したところ、得られた計測震度は住家被害率との対応がよい。また、統計的グリーン関数法に基づく計測震度と比べ住家被害率との相関が高く、擬似経験的グリーン関数法の有効性を確認することができた。

謝辞

本研究を進めるにあたって、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net の地震観測記録及び F-net の震源情報を使用させていただきました。検討に用いた地盤モデルは愛知県及び名古屋市のデータを使用させていただきました。ここに記して、謝意を表します。

参考文献

- 1) 中央防災会議 (2001): 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」取りまとめ資料 (案)。
- 2) 中央防災会議 (2002): 中央防災会議「東南海・南海地震に関する専門調査会」(第 3 回) 説明資料。
- 3) 愛知県 (2003): 平成 14 年度愛知県東海地震東南海地震等被害予測調査報告書。
- 4) Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **33**, 63 - 104.
- 5) 鷹野澄, 菊地正幸, 山中佳子, 瀬戸一起, 古村孝志, 工藤一嘉, 土部卓, 武尾実 (2002): 首都圏強震動総合ネットワークと Seismic Kanto プロジェクト, 震災予防, **184**, 22 - 25.
- 6) 飛田潤, 福和伸夫, 中野優, 山岡耕春 (2001): オンライン強震波形データ収集システムの構築と既存強震計・震度計のネットワーク化, 日本建築学会技術報告集, **13**, 49 - 52.
- 7) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長 (1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 統計的波形合成法による予測, 日本

- 建築学会構造系論文報告集, **430**, 1 - 9.
- 8) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 (1994): ポアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基礎波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文報告集, **461**, 19 - 28.
 - 9) 佐藤智美 (2006): フィリピン海プレートの海溝型地震による短周期地震動の散乱理論に基づく経時特性モデル, 日本建築学会構造系論文集, **601**, 75 - 82.
 - 10) 堀家正則, 大西良広 (2006): 散乱の寄与の考慮による統計的グリーン(G)関数法の改良, 日本建築学会学術講演梗概集, B-2分冊, 287 - 288.
 - 11) 地震調査研究推進本部 (2008): 資料閲覧室-地下構造調査成果報告書
< http://www.jishin.go.jp/main/p_koho03.htm > [accessed August 1, 2008].
 - 12) 福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善考, 野崎京三 (2002): 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外, **37**, 108 - 118, 海洋出版.
 - 13) 川辺秀憲, 堀家正則, 日下部馨 (2002): 震源インバージョンと地震動有限差分シミュレーションを用いた大阪平野北部地域の三次元地下構造モデル, 日本建築学会構造系論文集, **552**, 93 - 100.
 - 14) 川山田伸之, 山中浩明 (2001): 地震動シミュレーションのための関東平野南西部の3次元地下構造モデルの比較-1999.5.22 神奈川県西部の地震 (MJMA4.1) を用いた検討, 地震, 第2輯, **53**, 313 - 324.
 - 15) 鈴木晴彦, 森野道夫, 岩本鋼司, 劉瑛, 藤原広行, 早川讓 (2005): 地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺地域の3次元深部地下構造モデル, 地震, 第2輯, **58**, 91 - 106.
 - 16) 高橋広人, 福和伸夫 (2006): 地震動予測のための表層地盤のモデル化手法の提案と検証, 日本建築学会構造系論文集, **599**, 51 - 59.
 - 17) 名古屋市 (2004): あなたの街の地震マップ, 広報なごや号外.
 - 18) Eto, C., Ishihara, Y., Tanabe, S., Kimura, K., and Nakayama, T. (2007): Three-dimensional models of lithofacies and N-values of alluvial deposits obtained using borehole logs: An example of the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills in northern part of the Tokyo lowland, central Japan, *Jour. Sediment. Soc. Japan*, **64**, 9 - 13.
 - 19) 高橋広人, 福和伸夫, 林宏一, 飛田潤 (2006): 地盤モデルに基づく2地点間の伝達関数と地震観測記録を用いた任意地点における地震動の推定, 日本建築学会構造系論文集, **609**, 81 - 88.
 - 20) Takahashi, H., N. Fukuwa, H. Senga, K. Hayashi, M. Mori and J. Tobita (2008): Strong Ground Motion Prediction by Using New Analysis Method Named 'Pseudo Empirical Green's Function Procedure', *Proceedings of 14th World Conference of Earthquake Engineering*, DVD-ROM.
 - 21) Graves, R. W. (1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091 - 1106.
 - 22) 愛知県 (2003): 平成14年度濃尾平野地下構造調査成果報告書.
 - 23) 愛知県 (2005): 平成16年度三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書.
 - 24) Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, 313 - 329.
 - 25) 理論地震動研究会編著 (1994): 地震動-その合成と波形処理-, 鹿島出版会.
 - 26) Bouchon., M. (1979): Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions, *J. Geophys. Res.*, **84** (B7), 3609 - 3614.
 - 27) 久田嘉章 (1997): 成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文集, **501**, 49 - 56.
 - 28) Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, No.6, 1865 - 1894.
 - 29) Somerville, P. G. (1993): Engineering applications of strong ground motion simulation, *Tectonophysics*, **218**, 195 - 219.
 - 30) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長 (1990): 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M7級) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文集, **416**, 57 - 70.
 - 31) 福島美光, 翠川三郎 (1994): 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, 日本建築学会構造系論文集, **460**, 37 - 46.
 - 32) 大西良広, 堀家正則 (2000): 統計的グリーン関数を用いた3成分地震動合成法の兵庫県南部地震への適用, 構造工学論文集, **46B**, 389 - 398.
 - 33) 香川敬生 (2004): ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, **4**, 第2号, 21 - 32.
 - 34) 川瀬博, 松島信一 (1998): 半経験的方法・理論的方法およびそれらのハイブリッド合成法による強震動評価 - 兵庫県支部地震の場合 -, 日本建築学会学術講演梗概集, B-2分冊, 171 - 172.
 - 35) 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999): 1948年福井地

- 震の強震動—ハイブリッド法による広周波数帯域強震動の再現—, 地震 第2輯, **52**, 129 – 150.
- 36) 壇一男, 佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, **509**, 49 – 60.
- 37) Suzuki, W., T. Iwata, K. Asano, and N. Yamada (2005) : Estimation of the source model for the foreshock of the 2004 off Kii peninsula earthquakes and strong ground motion simulation of the hypothetical Tonankai earthquake using the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, **57**, 345 – 350.
- 38) 司宏俊, 翠川三郎 (1999) : 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.
- 39) 松岡昌志, 翠川三郎 (1993) : 国土数値情報を利用した地盤の平均S波速度の推定, 日本建築学会構造系論文報告集, **443**, 65 – 71.
- 40) 飯田汲事 (1977) : 昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議.