

3.3.13.3 短周期強震動のスケーリングに関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：表層地質とサイト特性に関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
九州大学大学院人間環境学研究院	教授	川瀬 博	kawase@arch.kyushu-u.ac.jp
大阪工業大学工学部建築学科	助教授	堀家正則	horike@archi.oit.ac.jp
財団法人地域地盤環境研究所	研究員	大西良広	onishi@geor.or.jp
京都大学防災研究所	教授	岩田知孝	iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	研究員	山田伸之	yamada@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学原子炉実験所	教授	釜江克宏	kamae@kuca.rri.kyoto-u.ac.jp
京都大学原子炉実験所	助手	川辺秀憲	kawabe@rri.kyoto-u.ac.jp
(財)地域地盤環境研究所	主席研究員	香川敬生	kagawa@geor.or.jp
(財)地域地盤環境研究所	主任研究員	長郁夫	cho@geor.or.jp
(財)地域地盤環境研究所	主任研究員	鶴来雅人	turugi@geor.or.jp
京都大学防災研究所	助教授	松波孝治	matunami@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	大見士朗	ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(c) 業務の目的

強震動予測の高精度化には、震源モデルと地下構造モデルの構築が必要とされる。地下構造モデル構築に資することのできる基本的情報は、人工地震探査やボーリング調査などが上げられるが、それらを直接用いることのできる地域は限られており、数々の地球物理学的情報により外挿する必要がある上に、構築された3次元物性値モデルの妥当性を、実地震記録で検証する必要がある。そのためには各種の強震観測データを用いたモデル評価と、人工地震探査だけでは得ることの困難なパラメータ、たとえば堆積層内のQ値などを、観測地震データをもとに評価する必要がある。これらの必要性から、本研究項目においては、地下構造モデルの検証を、実記録を用いて行うことを主たる目的として、研究をすすめる。

(d) 5カ年の年次実施計画

1) 平成14年度：強震観測データを用いたサイト増幅特性の評価、堆積盆地モデル高精度化を目的とした堆積層内長周期 (<1Hz) のQ値の評価、堆積盆地の理論と実際のサイト増幅特性評価を大阪堆積盆地をテストサイトとして行った。

2) 平成15年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と、広域地下構造構築法に関

する研究、広域堆積盆地構造の強震動生成との関係、盆地内減衰構造、地震波伝播散乱構造に関する研究を行った。各種の強震データベースの構築をすすめた。

- 3) 平成16年度: サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と広域堆積盆地構造モデルの実記録による検証と改良をすすめる。統計的グリーン関数法の高度化に関する研究を行う。
- 4) 平成17年度: 地下構造調査結果による構造情報を取り入れた地下構造モデルの高精度化を行う。
- 5) 平成18年度: 特に大阪堆積盆地などを念頭においた、地下構造モデル妥当性の検証と改良を行う。

(e) 平成15年度業務目的

サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と、広域地下構造構築法に関する研究、広域堆積盆地構造の強震動生成との関係、盆地内減衰構造、地震波伝播散乱構造に関する研究を行う。実強震記録、具体的には2004年9月におきた紀伊半島東方沖地震時に広域で観測された長周期地震動の特徴を調べ、深い地盤構造モデルをもとに波形シミュレーションを行い、再現性を検討する。また各種の強震データベースの構築をすすめる。

(2) 平成16年度の成果

(2-1)西日本の堆積盆地構造と強震動評価

川瀬博（九州大学大学院人間環境学研究院）

kawase@arch.kyushu-u.ac.jp

(a) 業務の要約

「西日本の堆積盆地構造と強震動評価」研究課題では、今年度はこれまで実施してきたスペクトル分離手法によって得られた最大速度に対するサイト特性（相対的増幅）と国土数値情報による500mメッシュで得られた地形分類情報および標高情報との関係を求め、これまで非常によく使われている簡便にサイト特性を評価する方法²⁾と同様に、観測データに基づいた直接的同定（回帰）を試みた。その結果、それぞれのサイトの情報に対して増幅率を推定する回帰式を求めることができた。その予測式と実際のサイト特性との関係は、従来の方法にくらべると改善されているが、必ずしもよい相関を示さないことがわかった。今後その原因を追究し、より精度の高い簡便な評価法を模索したい。

(b) 業務の成果

従来の簡便なサイト増幅評価法は、まず全国でのGIS情報（地形分類と標高など）と深さ30mまでの平均的なS波速度との関係を求め、さらに平均的なS波速度とサイト増幅との関係を求めるという、2段階の方法で導かれていた³⁾。これはサイト増幅の求められている点と地盤のS波速度が調査されている点が必ずしも同じではないことによる。

我々の成果では、全国で約1,400地点においてサイト増幅特性と地盤の速度構造が同時に得られているので、それを用いて直接GIS情報とサイト増幅特性とを関係付けることが可能である。用いたGIS情報は久保・他⁴⁾の求めた500mメッシュの地形分類と標高のデータベースである。はじめに標高データを含めて分離で求めた観測増幅率⁴⁾からそれぞれの地形分類ごとの回帰式を作成し、検定を行って標高データを説明変数として使用することが有意かどうかを判定し、意味あるとされたものについては標高の関数とし、意味のないものについては平均値を持ってその地形分類の増幅率とした。

まず、これまでの研究事例で標高の常用対数と地盤増幅度の常用対数の間に相関関係が認められていたことから、分離されたサイトのデータを緯度経度から読み取った500mメッシュの地形分類ごとに分け、横軸に標高の常用対数、縦軸に川瀬・松尾⁵⁾の地盤増幅度の常用対数を取り単回帰分析を行った。

地形によって相関の強さにはばらつきがあったが、分類4(自然堤防)ではやや強めの相関がみられた。そこで、分類ごとに検定を行い、有意水準5%で増幅度と標高の帰無仮説が棄却されたものは回帰式を採用し、棄却されなかったものは増幅度の平均値を推定増幅度とした。増幅度は(1)式で求められるものとする。

$$\log ARV = a + b \log H + \delta \quad (1)$$

ここでARVは増幅度、 a 、 b は回帰係数、 H は標高、 δ は標準偏差である。

図1に推定値と川瀬・松尾の増幅度の比較、表1に地形分類と回帰式の係数を示す。 $b=0$ のものは標高を説明変数として使うことに意味がないものを示す。

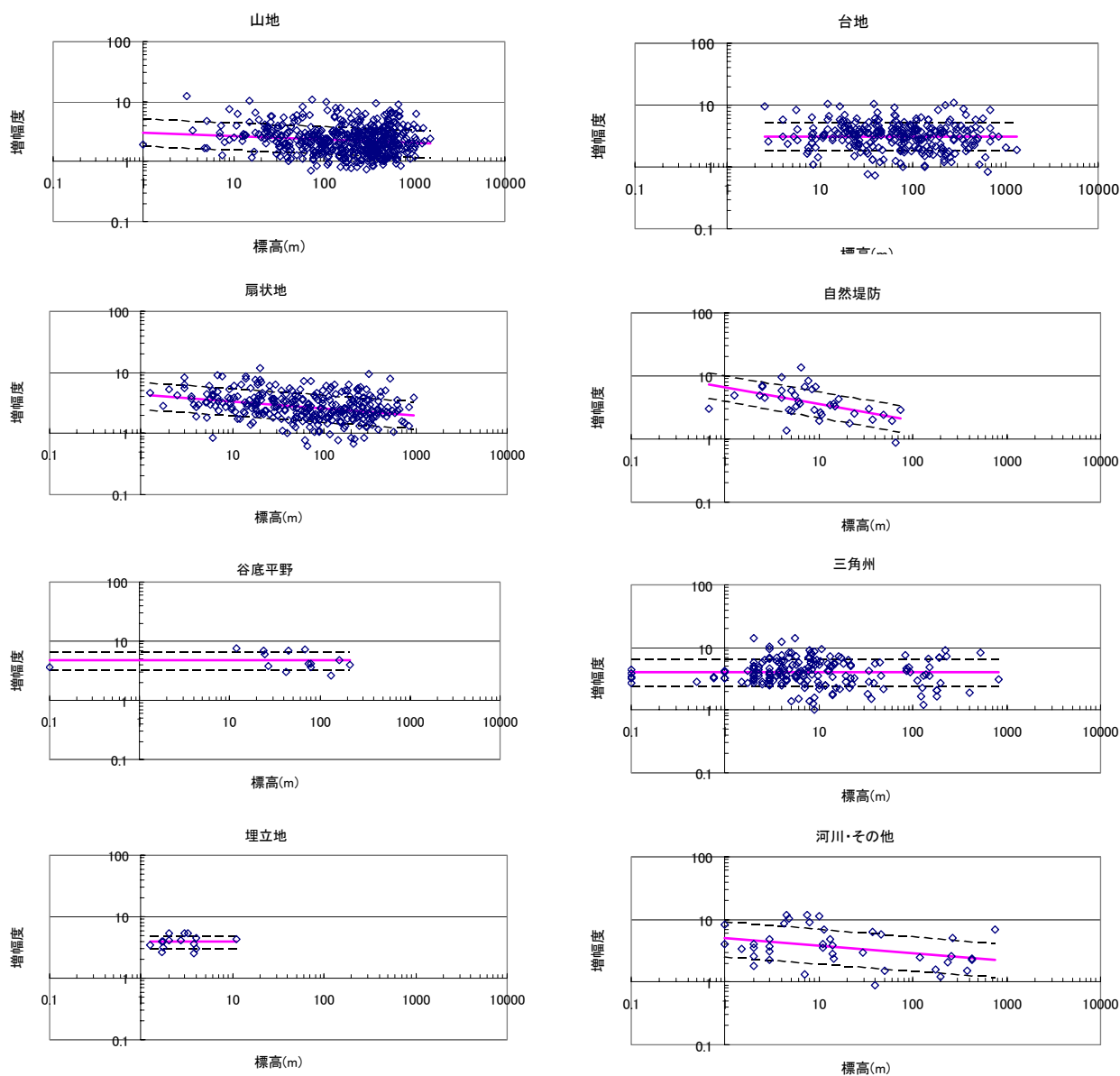


図1 推定値と観測値の比較

今回使用した観測データには分類 5 (砂州) に該当するものがなかったため、全ての分類における推定式の決定には至らなかった。データが得られたものについては、標準偏差が分類 0 (河川・その他) で 0.28 をとる以外は、0.10~0.23 程度に収まり、既往の研究と比較しても推定式として利用できる範囲であると考えられる。また KiK-net の観測点に山地が多いことから、使用したデータは分類 1 (山地) に属するものが 501 点と多くになっている一方、分類 6 (谷底地形) と分類 8 (埋立地) ではデータ数がそれぞれ 14 点、15 点と少なくなっているため、信頼性が高いとはいえない。また、分類 6 (谷底地形) においては観測地が南九州に偏っているため、今後この精度を確保するためにデータ数を増やし、推定式を再検討する必要があるかもしれない。

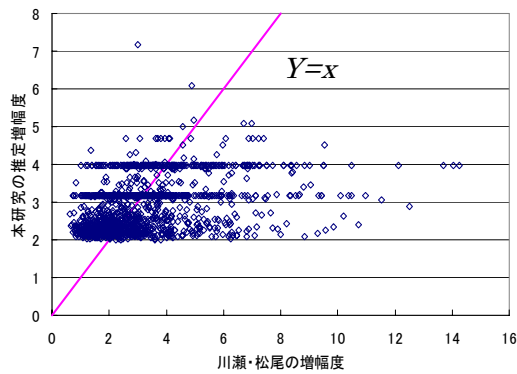
表 1 地形分類と回帰式の係数

地形分類	地形分 コード	回帰係数		δ
		a	b	
山地	1	0.49	-0.06	0.23
台地	2	0.50	0	0.22
扇状地	3	0.63	-0.11	0.22
自然堤防	4	0.81	-0.26	0.21
砂州	5	-	-	-
谷底平野	6	0.67	0	0.15
三角州	7	0.60	0	0.21
埋立地	8	0.59	0	0.10
河川・その他	0	0.70	-0.12	0.28

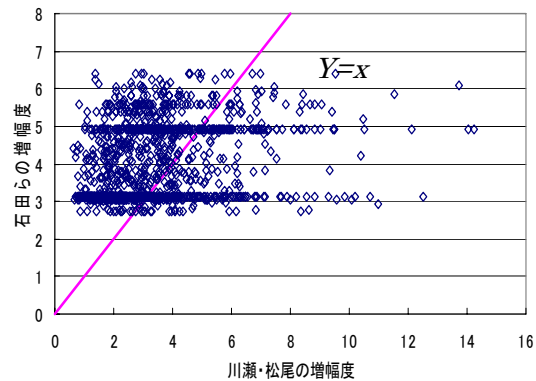
本研究の増幅度の推定式が既往の研究と比べ、精度が良くなったかどうかを検討するため、内閣府の地震被害想定支援ツールにも使用されている松岡・翠川の手法³⁾と比較する。松岡・翠川の研究は本研究と同様に、国土数値情報の標高と地形分類から地盤増幅度を求める手法であるが、直接的に増幅度を求める手法ではない。標高と地形分類より、経験式で地表からの深さ約 30m の平均 S 波速度を評価し、S 波速度から増幅度を推定するというものである。そのため、本研究で求めた増幅度よりも誤差が大きくなることが予想される。

本来、松岡・翠川の地形分類は 13 分類で今回の 9 分類よりも多くなっている。しかし、内閣府の地震被害想定支援ツールでは 9 分類となっており、石田らのデータもそれに基づき 9 分類となっているため、今回の検討にあたっては、石田らのデータに含まれる増幅度と比較する。ただし松岡・翠川の経験式による増幅度は平均 S 波速度 600m/s 程度の工学的基盤面に対する相対的増幅度であるので、川瀬・松尾⁵⁾による地震基盤面から 600m/s の工学的基盤面までの平均増幅率 2.543 で割りこんで、川瀬・松尾の増幅度を工学的基盤面での値に補正した。図 2(a)に本研究の推定増幅度と川瀬・松尾の増幅度の相関を、図 2(b)に石田らの増幅度と川瀬・松尾の増幅度の相関を示す。図より、川瀬・松尾の増幅度に比べ、石田らの増幅度は高めの値を推定することが分かる。分類ごとに見ると、特に分類 8 (埋立地) で高い値をとった。

川瀬・松尾の値に対して $y=x$ のラインとその時の推定増幅度の残差を取って平均を求めたところ、本研究の残差が 1.83 であったのに対し石田らは 1.98 となり、本研究の値の方が精度よく推定されていると言える。ただし石田らは分類 0 における増幅度を求めていないため、分類 0 に該当する点は両者とも省略した。残差では確かに減少したが、図 2 から受ける印象としては今回の推定ではサイト増幅特性を高精度に予測できるとまでは言えない。この原因はももとの GIS 情報が 10 万分の 1 または 20 万分の 1 の地形図から読み取った 500m メッシュの数値情報に依存していることによるものと思われる。



(a) 本研究の推定増幅度



(b) 石田らの増幅度

図2 分離で求めた川瀬・松尾の増幅度と推定増幅度の対応関係

(c) 結論ならびに今後の課題

昨年度作成した最大速度に対するサイト特性をターゲットに、地形分類と標高データベース³⁾を用いて最大加速度や最大速度のサイト特性を推定する回帰式を作成した。その結果、これまでの回帰式で得られるサイト増幅率の予測値と観測値の対応より精度のよい予測が可能となったが、かなりばらつきが大きく、十分実用的だとはいえないことがわかった。この原因はもともとのGIS情報が10万分の1または20万分の1の地形図から読み取った500mメッシュの数値情報に依存しているためと考えられ、観測点近傍のより精度の高いGIS情報から推定して回帰式を作成することを考える必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性・及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, 第39巻, 第4号, pp.579-593, 1986.
- 2) 伊藤茂郎, 久原寛之, 川瀬博: K-net データから抽出した地震動の統計的性質とそれを用いた波形合成用グリーン関数の生成, 日本建築学会構造系論文報告集, 543, 37-44, 2001.
- 3) 松岡昌志, 翠川三郎: 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, 第443号, 1993年1月.
- 4) 久保智弘, 久田嘉章, 柴山明寛, 大井昌弘, 石田瑞穂, 藤原広行, 中山圭子: 全国地形分類図による表層地盤特性のデータベース化、及び、面的な早期地震動推定への適用, 日本地震学会, 地震, 第56巻, 21-37, 2003.
- 5) 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-Net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 33-52, 2004.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
川瀬博・松尾秀典	K-NET, KiK-Net, JMA 震度計観測網による強震記録から分離したサイト増幅特性とS波速度構造との対応	日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 126-145, 2004	平成16年9月1日
Hiroshi Kawase and Hidenori Matsuo	Amplification Characteristics of K-NET, KiK-NET, and JMA Shindokey Network Sites Based on the Spectral Inversion Technique	13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, Paper No. 454, 2004.8.	平成16年8月1日

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2)統計的グリーン関数法の高精度化

堀家正則（大阪工業大学工学部建築学科）

horike@archi.oit.ac.jp

大西良広（財団法人地域地盤環境研究所）

onishi@geor.or.jp

(a) 業務の要約

先ず、 ω^{-2} 放射震源スペクトルを満たす震源時間関数の作成法を考案した。次に、この震源時間関数を持つ震源から放射したP波、SH波、SV波に対する伝播経路の影響を動的破線理論で評価できるようにした。これにより、深さと周波数に依存するQ構造を持つ3次元不均質媒質での3成分地震動評価を可能にした。最後に地盤を水平成層構造でモデル化し、それによる増幅効果も適切に評価できるようにした。また、大地震にも適用できるように、小地震の震源時間関数から大地震の震源時間関数の補正法を改良し、従来の補正関数による放射震源スペクトルに存在した見かけの山と谷を完全に消去した。

改良統計的グリーン関数法を兵庫県南部地震に適用し、その性能と問題点を調べた。その結果、震源近傍の水平2成分は、波形・振幅ともかなり良く再現されるが、上下動は過小評価となる。この原因を明らかにした結果から、ハイブリッド方法による内陸地震に対する震源近傍の地震動評価では、遷移周波数は2Hz～3Hzにするの良いことが分かった。

(b) 業務の成果

1) はじめに

震源近傍における広帯域の予測強震動は、地震防災や構造物の耐震設計にとって極めて重要である。現時点では、ハイブリッド法¹⁾が、震源近傍における広帯域の強震動を計算する唯一の現実的な手法である。ハイブリッド法では、低周波数成分の計算に優れた差分法²⁾や有限要素法³⁾のような動弾性方程式に基づく手法により計算した地震動と、高周波数成分の計算に優れた統計的グリーン関数とにより計算した地震動を重ね合わせる。差分法や有限要素法は、3次元的な地下構造の影響を取り込めるだけでなく、断層近傍の地震動に寄与の大きい弾性波グリーン関数の近傍項や中間項を遠方項とともに取り込む。一方、統計的グリーン関数は遠方項の寄与しか考慮できず、3次元地下構造の影響や表面波の評価も困難であるが、地震波の伝播とともに失われる放射特性の効果を考慮した高周波地震動を簡便に評価できるためよく利用される。

統計的グリーン関数法⁴⁾は、点震源に対する加速度計算法として提案され、有限断層震源に対する加速度計算法に拡張されたが⁵⁾、これらの手法で計算できるのは水平1成分のみである。震源近傍では短周期成分もある程度放射特性を有するため、高周波地震動もダイレクティブイターや断層直行成分が平行成分より大きくなる等の現象をある程度示すと考えられる。このような効果を短周期強震動で実現するには、水平1成分のみでなく、三成分地震動が計算できるように統計的グリーン関数を改良する必要がある。また、近年増加してきた免震構造物、制振構造物、ドーム建築では上下動に対する応答も重要となっており、上下動成分の予測計算の必要性も増している。更に、差分法や有限要素法のような数値的手法では三成分を計算するため、統計的グリーン関数法でも三成分を計算する方が、ハイブリッド法における両手法による波形の重ね合わせが自然に行える。このような理由で、

統計的グリーン関数を三成分地震動が評価できるように改良することは重要である。さらに、従来の統計的グリーン関数では、伝播経路の不均質構造やサイト特性の評価も適切ではない。これらの効果を合理的に含む計算法にすることも重要である。そこで、S波だけでなく、P波も含む三成分が計算できる統計的グリーン関数法に拡張する。

統計的グリーン関数法は、弾性波グリーン関数の遠方項しか考慮しない。このため、震源近傍の地震動を統計的グリーン関数法単独で評価すると誤差を生じる。しかし、どのような誤差がどの程度生じるかについては十分調べられていない。誤差に関する理解は、統計的グリーン関数法をハイブリッド法で利用する際重要である。

そこで、この研究では、統計的グリーン関数を3成分が計算できる手法への拡張について述べる¹⁾。次に、計算した最大速度値 (PGV) と距離減衰式 PGV の比較により、震源極近傍における誤差について調べる。この誤差が弾性波グリーン関数の近傍項と中間項を無視したために生じたことを数値的に示し、ハイブリッド法に適用する際の注意点について述べる。最後に、兵庫県南部地震の震源近傍の強震動と提案した統計的グリーン関数法による強震動を比較し、ハイブリッド法に適用する際の注意点の妥当性を確認する。

2. 三成分計算法への拡張

地震動の計算では、震源、伝播経路、サイト特性をそれぞれ適切に評価し、それらを結合しなければならない。拡張した統計的グリーン関数法においても、これらの寄与をできるだけ合理的に評価する必要がある。以下では、三成分計算できるように拡張について述べる。

2. 1 震源

Boore⁴⁾ により提案された従来の統計的グリーン関数法を用いて、弾性波グリーン関数の遠方項に対応する震源時間関数 $\frac{d^3M}{dt^3}$ が計算できる。ここで、 M は時間依存する地震モーメントを表す。なお、震源時間関数は地震モーメントの1階導関数であるが、記述の簡略のため3階導関数を以後震源時間関数と呼ぶ。図1は、この方法により計算された d^3M_c/dt^3 、 dM_c/dt 、 M_c の計算例である。添字 c は統計的グリーン関数法から得られたものであることを意味する。

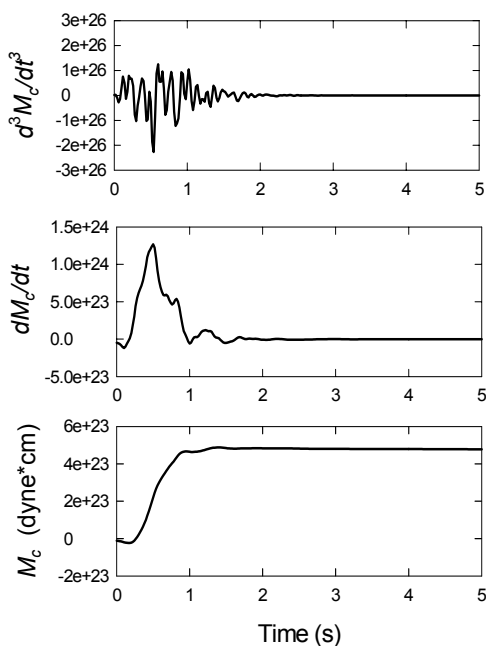


図 1 震源時間関数の推定例

使用した震源パラメーターは、地震モーメント $5 \cdot 10^{23} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ 、高周波数限界 10 Hz 、立ち上がり時間 0.16 s 、応力降下量 100 bar である。最下段の図より、地震モーメントは、与えたものと計算したものが一致していることがわかる。これより、震源時間関数も適切に計算されていると考えられる。

震源から放射されたS波は、SH波とSV波に分解でき、それらは、

$$a_{SH}(x,t) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} F^{SH} \frac{1}{r} \frac{d^3 M(t-r/\beta)}{dt^3} \quad (1)$$

$$a_{SV}(x,t) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} F^{SV} \frac{1}{r} \frac{d^3 M(t-r/\beta)}{dt^3} \quad (2)$$

と表せる。 F^{SH} と F^{SV} は、SH 波と SV 波の放射特性を表す。同様に、震源放射 P 波は、

$$a_P(x,t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} F^P \frac{1}{r} \frac{d^3 M(t-r/\alpha)}{dt^3}, \quad (3)$$

と表せる。ここで F^P は P 波の放射特性を表す。式 (1)、(2)、(3) の項 $d^3 M/dt^3$ を統計的グリーン関数法から得られる項 $d^3 M_c/dt^3$ で置き換えると、震源放射スペクトルが ω^{-2} モデルを満たす点震源から放射された遠方における加速度 SH 波、SV 波、P 波の等方均質媒質における表現となる。

式 (1)、(2)、(3) により得られる地震波は、経験的グリーン関数法⁸⁾における小地震による地震波に対応する。従って、経験的グリーン関数法と同様に、大地震と小地震におけるライズタイムや応力降下量の相違による大地震と小地震間の震源時間関数の相違を補正し、大地震の震源時間関数をつくる必要がある。但し、小地震の震源時間関数から大地震の要素断層の震源時間関数への補正関数は Irikura⁸⁾ と異なるものを用いる。大地震の震源時間関数は、小地震の震源時間関数を用いて、次式で補正される。

$$M_c^l(t) = R(t) * M_c^s(t), \quad (4)$$

ここで*は畳み込み積分を表す。なお、添字 l, s は大地震と小地震の物理量であることを示す。 $R(t)$ は大地震の放射震源スペクトルが ω^{-2} モデルを満たすように導入された補正関数で、Irikura⁸⁾ では、以下のように記述される。

$$R(t) = \delta(t) + \sum_{k=1}^{(n-1)m} \frac{1}{m} \delta\left(t - \frac{(k-1)\tau}{(n-1)m}\right), \quad (5)$$

ここで n は大地震と小地震の立ち上がり時間の比 (或いはモーメント比の 3 乗根)、 δ はデルタ関数を表す。この補正関数は、等間隔のインパルス列により構成されているため、周期的な山谷ができる (図 2)。入倉他⁹⁾ は補正関数のインパルス列に指数関数の平滑化ウィンドウを架けることにより部分的に改良した。小島他¹⁰⁾ は、大地震と小地震のすべり関数の比として補正関数を構成し、人工的な山谷を完全に除去した。ただ、彼らは一自由度の振動方程式の解をすべり関数とみなし補正関数を導出している。ここでは、パラメータ α を導入し修正した運動学的なすべり関数¹¹⁾から補正関数を導出する。最終すべり量 D 、ライズタイム τ とすると、すべり関数 $U(t)$ は

$$U(t) = D(1 - \exp(-t/a\tau)) \quad (6)$$

となる。一応な応力降下量の断層の最終すべり量は、断層の幾何学的形状に関係なく¹²⁾ $D = C\Delta\sigma L$ と表せる。ここで c は断層形状に依存する比例定数、 $\Delta\sigma$ は応力降下量、 L は断層サイズの特徴的長さである。また、ライズタイム τ は、特徴的長さに比例する¹³⁾。し

たがって、 $D = C\Delta\sigma\tau/\alpha$ とおける。これを式(6)に代入して得た大地震と小地震のすべり関数のフーリエスペクトル比を求めると、

$$\tilde{R}(\omega) = \Delta\sigma_l/\Delta\sigma_s \left(1 + \frac{n-1}{1+i\omega\tau_l/\alpha}\right) \quad (7)$$

となる。この式が周波数領域での補正関数である。この補正関数は、応力降下量比が1であれば、周波数が大きくなると1に近づき、小さくなると n に近づく山谷のない滑らかな関数である(図2)。このため、合成した波形のスペクトルは ω^{-2} モデルに従う。

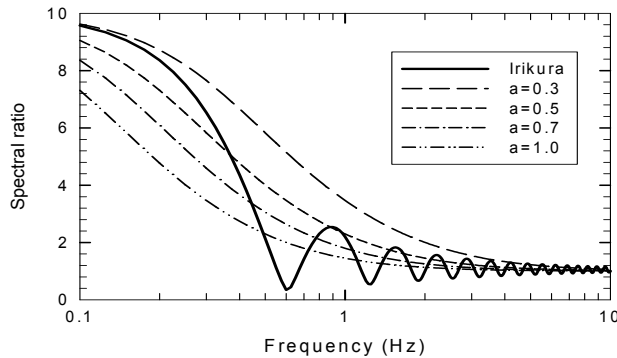


図2 補正関数の比較

式(7)ではパラメーター α を設定する必要がある。これは現実的に決める。Irikuraによる補正関数は、多くの波形合成で地震動の再現に成功している。そこで、これにできるだけ近似するようにパラメーター α を与える。図2に $n=10$ 、 $\tau_l=1.6s$ の場合のIrikuraによる補正関数とパラメーター α を変化させた今回の補正関数の比較を示す。よく近似

するのは、 $0.3 \leq \alpha \leq 0.5$ の範囲であることがわかる(図2)。 n を変化させても、この範囲が適切であることがわかった。以後の波形計算では、 $\alpha=0.5$ とした場合の補正関数を使用する。なお、時間領域での補正関数の表現は、

$$R(t) = \Delta\sigma_l/\Delta\sigma_s (\delta(t) + (n-1)\alpha/\tau_l \exp(-\alpha t/\tau_l)) \quad (8)$$

となる。

式(7)あるいは式(8)により補正した震源時間関数を式(1)、(2)、(3)に代入することにより、大地震の要素断層から放射される、P波、SV波、SH波が計算できる。

2.2 伝播経路の効果

前節で説明した3つの実体波は、要素断層から放射され波線に沿って地盤下面まで伝播する(図3)。一般に、伝播経路の媒質は不均質であるため増幅と減衰を生じる。これらの不均質の効果は、動的波線理論¹⁴⁾により導入する。具体的には、波面の拡がりによる減衰は、P波とS波に対する幾何減衰 \mathfrak{R}_p と \mathfrak{R}_s で評価し、伝播速度と密度の不均質による増幅は、震源域と地殻最上部のインピーダンス比で評価する。また、内部減衰による効果も波線に沿って評価する。

伝播経路の不均質は、放射特性係数にも影響する。伝播に伴い、SH波、SV波、P波の放射特性係数 F^{SH} 、 F^{SV} 、 F^P は散乱により射出角に依存する値から等方的な値に収束する。SH波、SV波、P波の放射特性係数の収束値は、

$$(F^P)^2 = 4/15 \quad (9)$$

$$4(F^{SV})^2 = \sin^2\lambda(14/15 + 1/3\sin^2(2\delta)) + \cos^2\lambda(4/15 + 2/3\cos^2\delta) \quad (10)$$

$$4(F^{SH})^2 = 2/3\cos^2\lambda(1 + \sin^2\delta) + 1/3\sin^2\lambda(1 + \cos^2(2\delta)) \quad (11)$$

である。ここで、 λ と δ は断層の走行角と傾斜角を表す。伝播にともなう放射特性係数の変化の仕方は、不均質の統計的性質による。しかし、現時点では信頼性のある不均質の統計的性質は知られていない。そこで、放射特性は以下のように変化すると仮定する。 Dt と Wl により伝播距離と波長を表すと、放射特性係数は(1) $Dt/Wl < L1$ では理論値、(2) $L1 < Dt/Wl < L2$ では理論値と収束値の線形補間、(3) $Dt/Wl > L2$ では収束値とする。具体的計算では、P波、S波ともに $L1=0.5$ 、 $L2=5$ とした。

以上で述べた震源と伝播経路の効果を合わせると、地殻最上部に達した（あるいは地盤に入射する）SH波、SV波、P波の加速度フーリエスペクトルは、

$$A_{SH}(x, f) = \left(\frac{\tilde{M}_c^l(f) \exp(i2\pi f t_s)}{4\pi\rho_0\beta_0^3} \right) \frac{(\rho_0\beta_0)^{0.5}}{(\rho_1\beta_1)^{0.5}} \frac{F^{SH}}{\mathfrak{R}_S} \exp\left(\int_{r_s} \frac{-\pi f}{\beta Q_s} dz \right), \quad (12)$$

$$A_{SV}(x, f) = \left(\frac{\tilde{M}_c^l(f) \exp(i2\pi f t_s)}{4\pi\rho_0\beta_0^3} \right) \frac{(\rho_0\beta_0)^{0.5}}{(\rho_1\beta_1)^{0.5}} \frac{F^{SV}}{\mathfrak{R}_S} \exp\left(\int_{r_s} \frac{-\pi f}{\beta Q_s} dz \right), \quad (13)$$

$$A_p(x, f) = \left(\frac{M_c^l(f) \exp(i2\pi f t_p)}{4\pi\rho_0\alpha_0^3} \right) \frac{(\rho_0\beta_0)^{0.5}}{(\rho_1\beta_1)^{0.5}} \frac{F^p}{\mathfrak{R}_p} \exp\left(\int_{r_p} \frac{-\pi f}{\alpha Q_p} dz \right), \quad (14)$$

と表せる。ここで $\tilde{M}_c^l(f)$ は震源時間関数のフーリエ変換である。記号 ρ_0 、 α_0 、 β_0 及び、記号 ρ_1 、 α_1 、 β_1 は、震源域と地殻最上部での密度、P波速度、S波速度をそれぞれ表す。 Q_p と Q_s は、P波とS波の減衰を表し、 r_s と r_p はS波とP波の波線経路を表す。 t_s と t_p は、S波とP波の到着時間を表す。

伝播経路の不均質による効果として、散乱による後続波群の振幅の増加と継続時間の延長がある。しかし、この効果を前方散乱（あるいは不均質サイズに対して短波長、つまり高周波近似）を前提とする波線理論に理論的に取り込むのは難しい。式(12)、(13)、(14)では、この効果は考慮していない。この効果の導入は、統計的グリーン関数法の残された

重要な課題である。

2.3 サイト特性

強震動計算の必要なサイトは、ほとんどの場合堆積盆地内にある。堆積盆地では、地震動は大きく増幅する。この効果を取りこむために、図3に示すように、堆積盆地を水平成層構造でモデル化する。式(12)、(13)、(14)で表される3つの実体波を独立に水平成層地盤に平面波入射し、地表面での3実体波の応答を計算する¹⁵⁾。入射角は波線理論¹⁴⁾により計算したものを使用する。

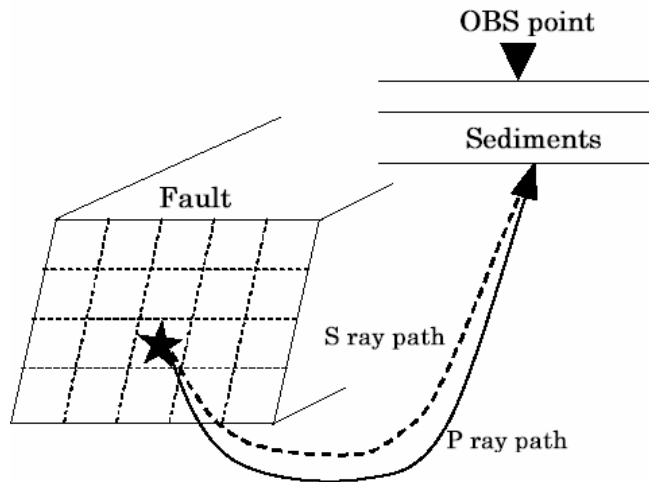


図3 計算法の説明

2. 4 地表における3成分加速度波形の計算.

計算したSH波入射に対する応答と式(12)のSH波入射波の積を逆フーリエ変換することにより、地表でのSH波加速度波形が計算できる。同様に、SV波入射に対する応答と式(13)の積の逆フーリエ変換により、地表での上下成分と水平成分の加速度波形が計算できる。P波入射に対しても上下成分と水平成分の加速度波形が計算できる。これらの加速度波形を、南北成分、東西成分、上下成分に再分割すると、要素断層からの三成分波形が計算できる。最後に、全要素断層の寄与を合計すれば、全断層による三成分加速度波形が計算できる。これまでは、加速度波形の計算について述べてきたが、速度波形についてもほぼ同様に計算できる。

3. 最大速度距離減衰式との比較

ここでは、最大速度距離減衰式と拡張統計的グリーン関数法による最大速度を比較し、拡張統計的グリーン関数法による強震動の震源極近傍での振る舞いをマグニチュード7の地震を仮定して調べる。このための断層パラメータは佐藤による回帰式¹⁶⁾を用いて決める。断層の傾斜角 90° （垂直断層）とし、地表から4kmの深さに断層上端を設定する。破壊伝播速度は2.5km/sとし、すべりは断層面上で一様とした。地殻構造は兵庫県南部地震の震源インバージョンに用いたものを使用した¹⁷⁾。

図4は、統計的グリーン関数法で計算した水平成分PGVと距離減衰式¹⁸⁾によるPGVの比較である。断層面中央から横滑りの破壊が始まったとして、断層の周辺約200地点において統計的グリーン関数法によりPGVを計算した。計算は異なる5つの乱数により作成した震源時間関数を用いて行った。同じ震源時間関数による同じ震源距離の最大速度を平均

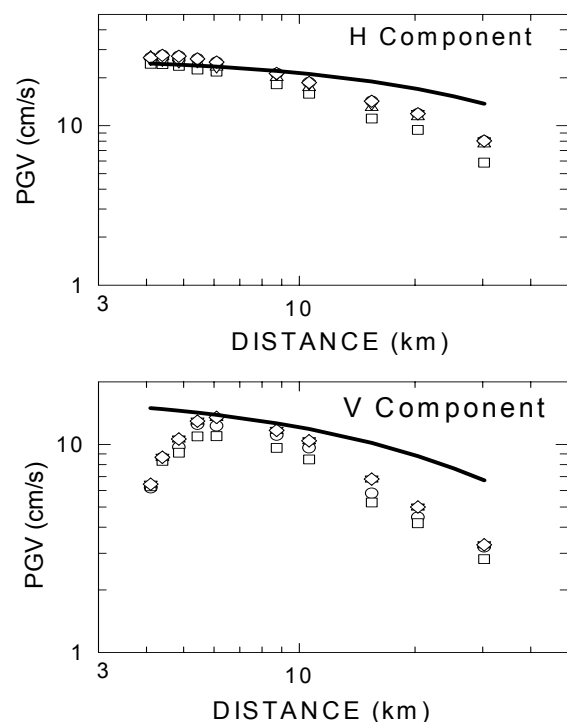


図4 距離減衰式と改良統計的グリーン関数法によるPGVの比較

した値を図中の記号で示す。上図が水平成分、下図が上下成分である。

水平成分を見ると、震源ごく近傍では（断層面最短距離6km以内）、距離減衰式によるPGVは飽和しているのに対して、統計的グリーン関数法によるPGVは震源距離が短くなってもまだ増加していることがわかる。これは、統計的グリーン関数法は弾性波グリーン関数遠方項のみによる評価であるため震源距離が短くなるほど振幅は増加するが、距離減衰式のように、遠方項に近傍項や中間項を加えて評価する場合は、遠方項による振幅増加を近傍項や中間項が抑制すること示唆している。

上下成分では、統計的グリーン関数法と距離減衰式によるPGVが全く異なる変化を示す。距離減衰によるPGVは震源近傍では飽和するのに対して、統計的グリーン関数法によるPGVは、震源極近傍（断層面最短

距離 6 km 程度以内) では震源距離が短くなるにつれて減少する。これは、実地震動の震源極近傍の上下動成分 (S 波部分) は遠方項でなく、近傍項や中間項の寄与が大きいことを示唆している。同様の結果は、マグニチュード 5.5、6.0、6.5 の場合にも確認できた。また、最大加速度の比較でも同様の結果が得られた。これらの結果は、遠方項のみを考慮する統計的グリーン関数法単独で計算した強震動は、震源極近傍では適切でないことを示している。

次節では、均質無限弾性体の点震源による震源極近傍での弾性波グリーン関数各項を評価する。これを用いて、拡張統計的グリーン関数法と距離減衰式による震源近傍での相違の原因が、統計的グリーン関数法では近傍項や中間項の寄与を無視し、遠方項のみを考慮していることにあることを実証する。

なお、水平成分、上下成分ともに震源距離が大きくなると、統計的グリーン関数法は、距離減衰式より急激に減少することが図 4 よりわかる。この原因としては、表面波が考慮できないことや散乱による後続波の成長の効果を取り込めないことが考えられるが、原因の検討は別稿に譲りたい

4. 弾性波グリーン関数の近傍項と中間項の震源極近傍での影響

4. 1 速度波形の比較

震源極近傍での拡張統計的グリーン関数法による強震動計算における弾性波グリーン関数の近傍項や中間項の無視の影響について、最も単純な全無限均質等方媒質における点震源の地震動を用いて考察する。

全無限均質等方媒質 (P 波速度 6.2km/s、S 波速度 3.6km/s、密度 2.7g/cm³) において、点震源から放射される地震動の弾性波グリーン関数は、近傍項、中間項、遠方項に分けて評価できる⁷⁾ (式 4.32)。この式では、震源時間関数を与えれば、各項の具体的評価が可能である。そこで、地震モーメント 5×10^{23} dyne*cm、応力低下量 100bar、 $F_{\max}=10$ Hz の場合の震源時間関数を 2.1 節で説明した統計的グリーン関数法により推定する。これが震源時間関数として適切なものであると仮定して、各項を評価する。評価式からわかるように、経度成分と緯度成分は同じ大きさであるので、緯度・経度成分として表示する。また、放射特性は、成分が同じであれば弾性波グリーン関数各項で同じであるため考慮しない。

図 5 は、震源距離 5km における各項の速度波形である。速度波形で比較するのは、加速度波形より長周期成分の影響が大きいため、近傍項や中間項の影響が明瞭になるためである。緯度・経度成分を見ると、合計波と遠方項のみの波形は振幅・形状とも良く似ているが、詳細に見ると合計波がやや小さい。近傍項と中間項の和の波形 (二段目の図) と遠方項のみの波形 (三段目の図) を比較すると、S 波部分 (矢印以降) の符号が反対の傾向にあることがわかる。つまり、距離減衰式との比較で示唆したように、遠方項の振幅を近傍項と中間項の振幅で抑制していることがわかる。これは、震源極近傍では、緯度・経度成分が水平成分であるので、震源極近傍では拡張統計的グリーン関数法による水平成分は、やや過大評価になることを示している。

動径成分を見ると、距離減衰式との比較で示唆したように、合計波 (全弾性波グリーン関数の和) に対する遠方項の影響は、近傍項や中間項に比較して小さい。特に、S 波到着 (矢印) 以降の合計波に主に寄与するのは、二段目と最下段の図の比較から近傍項と中間

項である。震源極近傍では動径成分は上下動成分であるので、震源極近傍におけるS波部分の上下動成分を遠方項のみを考慮する統計的グリーン関数法で評価すると、近傍項と中間項による比較的長周期成分の寄与がないため過小評価になることが理解できる。

加速度波形における弾性波グリーン関数各項の比較でも、速度波形の場合と同様の結果が得られる。ただし、加速度波形では高周波数成分の影響が速度波形より大きいため、弾性波グリーン関数近傍項と中間項の影響は、速度波形の場合ほど明瞭ではない。以上の結果は、震源近傍の広帯域の強震動計算では統計的グリーン関数法単独で計算するのではなく、ハイブリッド法の高周波側の計算法として使用すべきであることを示している。

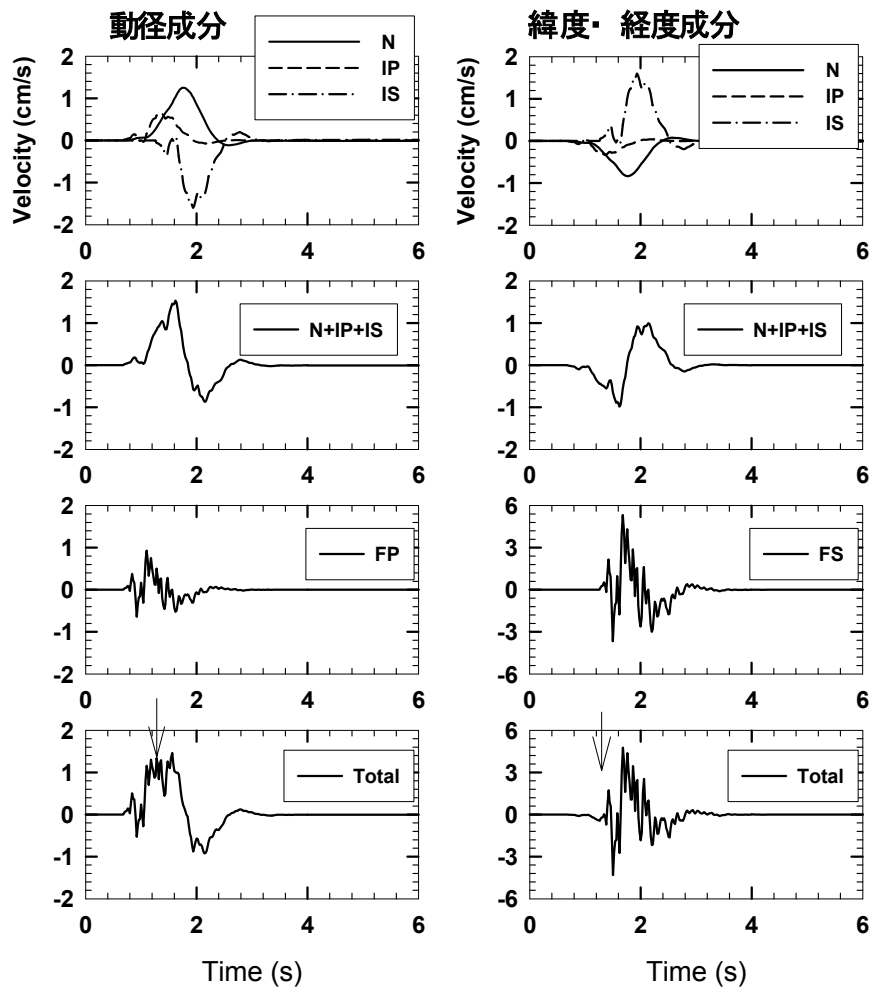


図 5 弾性波グリーン関数各項と合計波の比較。N(近傍項)、IP(中間項 P 波)、IS(中間 S 波)、FP(遠方項 P 波)、FS(遠方項 S 波)。

以下では、拡張統計的グリーン関数法をハイブリッド法に用いる場合重要となる「ある震源距離に対して何Hzから統計的グリーン関数法を用いればよいか」という問題を数値的に検討する。

4. 3 弾性波グリーン関数の遠方項と合計波スペクトル比による比較

ハイブリッド法により強震動を計算する場合、ある震源距離に対して何Hzから統計的グリーン関数法を用いればよいか（遷移周波数の決定法）が明確でない。ここでは、合計

波に対する遠方項のみの波形のスペクトル比を計算することによりこの問題を考察する。但し、スペクトルの計算は、P波、S波の区別をせず全波形に対して行う。図6に、震源距離2km、5km、10kmのスペクトル比の結果を示す。動径成分、緯度・経度成分ともに震源距離が大きくなると、比が1になる周波数帯が広がることから遠方項の寄与が大きくなることわかる。逆に、浅い断層あるいはアスペリティーが地表近くの断層のハイブリッド法での強震動計算では、かなりの高周波まで差分法や有限要素法のように動弾性方程式に基づく手法により計算すべきであることがわかる。より具体的には、地表数kmに上端のある内陸地震の強震動評価では、三成分が必要な場合、遷移周波数を2~3Hzに設定すべきであることを示唆している。また、水平成分だけの評価で良い場合は1Hz程度でよいことも示唆している。

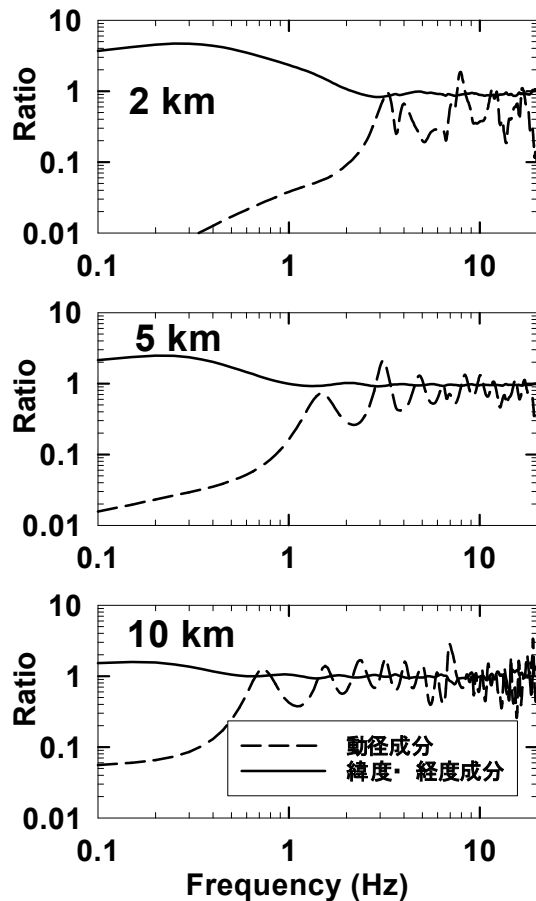
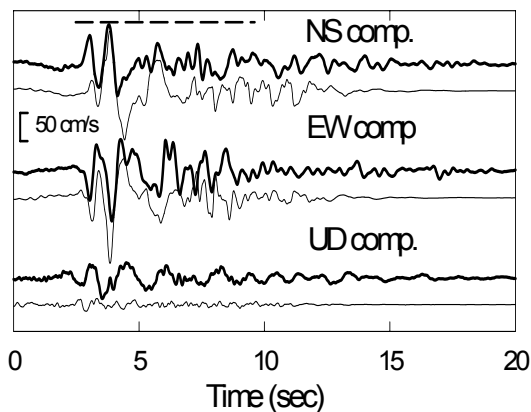


図6 弾性波グリーン関数遠方項に対する合計波のスペクトル比。



の強震動計算では、かなりの高周波まで差分法や有限要素法のように動弾性方程式に基づく手法により計算すべきであることがわかる。より具体的には、地表数kmに上端のある内陸地震の強震動評価では、三成分が必要な場合、遷移周波数を2~3Hzに設定すべきであることを示唆している。また、水平成分だけの評価で良い場合は1Hz程度でよいことも示唆している。

5. 兵庫県南部地震への適用

3, 4節における統計的グリーン関数法の断層極近傍でのハイブリッド法への適用条件を調べた。しかし、これは極めて単純な震源と地下構造モデルから得られたものである。そこで、兵庫県南部地震の極震源近傍の2観測点(神戸大学と神戸海洋気象台)の強震記録の再現により指摘の妥当性を確認する。

5. 1 震源モデル

断層モデルとして山田他¹⁹⁾の提案したものを採用する。このモデルは4つのアスペリティーからなる。破壊開始点及び破壊の

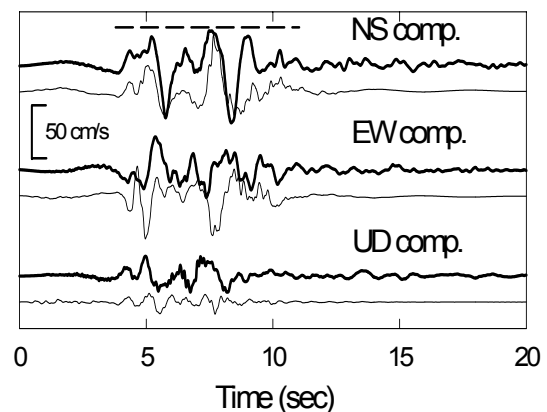


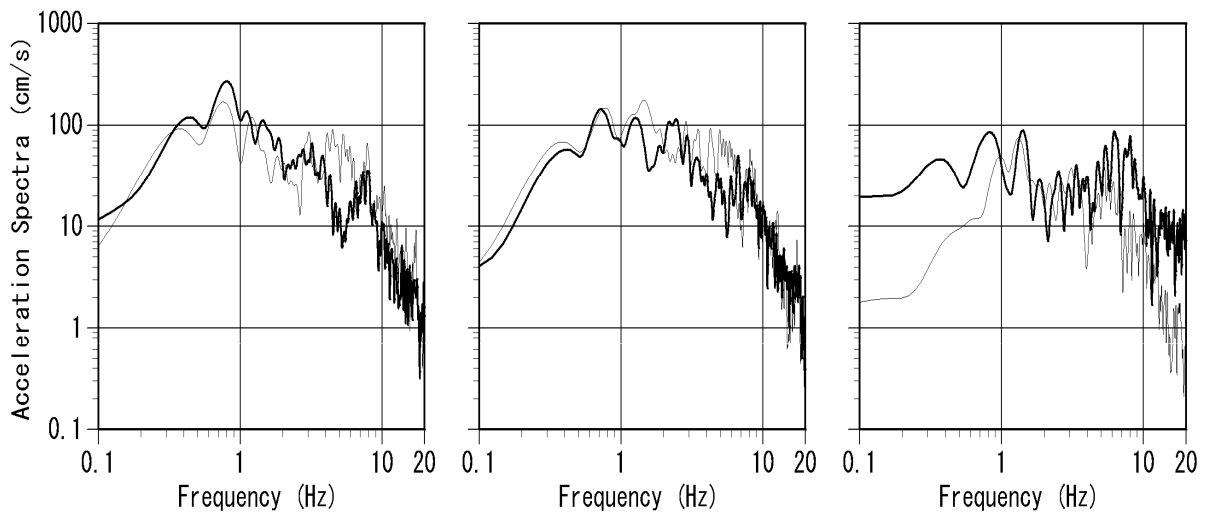
図7 計算波形(太線)と観測波形(細線)の比較。左側が神戸大学、右側が神戸海洋気象台。破線はスペクトル解析区間。

伝播も山田他にしたがった。震源時間関数は、2.1節で述べた方法により求める。

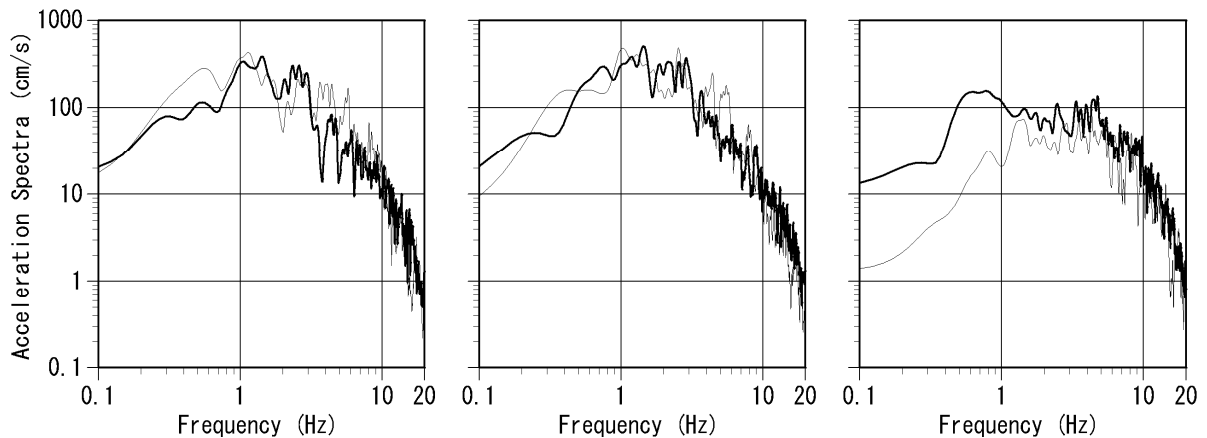
5. 2 統計的グリーン関数法による兵庫県南部地震の波形計算

図7は、拡張統計的グリーン関数法で計算した神戸大学、神戸海洋気象台の三成分速度波形を示す。神戸大学、神戸海洋気象台の2観測点とも、水平2成分は振幅と波形ともに観測波形を比較的よく再現しているが、上下成分は明らかに過小評価になっている。特に、上下動は長周期成分が不足していることがわかる。これは、4節で説明したように、統計的グリーン関数法は、震源極近傍の水平成分はほぼ同じかあるいはやや大きく再現するが、上下成分は過小評価になるという指摘と対応している。加速度波形における同様の比較でも速度波形の場合とよく似た結果が得られる。

拡張統計的グリーン関数法による合成波形と観測波形の加速度スペクトルを比較する(図8)。スペクトルは図7の破線で示したS波部分の範囲を解析する。神戸大学、神戸海



(a) 神戸大学の加速度スペクトルの比較。左から南北、東西、上下成分。



(b) 神戸海洋気象台の加速度スペクトルの比較。左から南北、東西、上下成分。

図8 拡張統計的グリーン関数法による加速度スペクトル(太線)と観測加速度スペクトルの比較(細線)

洋気象台の2観測点における水平2成分の加速度スペクトルは、観測記録によるものと拡張統計的グリーン関数法で計算したものがよく一致している。しかし、上下成分については1~2Hz以下の低周波数で計算波形のスペクトル振幅が著しく不足していることがわかる。これは、4.3節で得られた結果と整合しており、震源極近傍の上下動の評価では近傍項や中間項の導入が不可欠であることを示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

この研究の成果は、以下の4点にまとめられる。最初の2点は、主に統計的グリーン関数法の高精度に関する成果である。最後の2点は、ハイブリッド法による強震動計算の高精度化に寄与する。

(1) 震源、伝播経路、サイト特性を合理的に評価し、3成分が計算できる統計的グリーン関数法に拡張した。

(2) 小地震から大地震の震源時間関数を補正する手法を改良し、放射スペクトルの見かけの山・谷を完全に解消した。

(3) 拡張統計的グリーン関数法のみで震源極近傍の強震動を計算すると、震源距離が短くなるにつれて、水平動はやや過大評価となるが上下動は大きく過小評価となる。

(4) 内陸地震の震源近傍の強震動計算における拡張統計的グリーン関数法のハイブリッド法への適用では、遷移周波数は2~3Hzが適切である。ただし、水平成分のみで良い場合には、1Hz程度でよい。

業務成果(b)の図4から分かるように、拡張統計的グリーン関数法による3成分の振幅は、15 km以上の震源距離で、距離減衰式による振幅より過小評価となる。これは、表面波と後方散乱波を考慮できないためと考えられる。表面波に関しては、差分法等により考慮可能である。したがって、後方散乱波の寄与を拡張統計的グリーン関数法に導入することことが、今後の課題としてある。

(e) 引用文献

- 1) Kamae, K., Irikura, K., and Pitarka, A.: A Technique for simulating strong ground motions using Hybrid Green's function, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.98, pp.357-363, 1998.
- 2) Graves, R.W.: Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Difference, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.1091-1106, 1996.
- 3) Bielak, J., Loukakis, K., Hisada, Y., and Yoshimura, C.: Domain Reduction Method for Three-Dimensional Earthquake Modeling in Localized Regions, Part1: Theory Bull. Seism. Soc. Am., Vol.93, pp.1091-1106, 2003.
- 4) Boore, D. M: Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.173, pp.1865-1894, 1983.
- 5) 釜江克弘, 入倉孝次郎, 福知保長: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, 日本建築学会構造系論文報告集, No.430, pp.1-9, 1991.
- 6) 大西良広, 堀家正則:統計的グリーン関数法を用いた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, Vol.46B, pp.389-398, 2000.

- 7) Aki, K., and Richards, P.G.: Quantitative Seismology: Theory and Method, Vol. 1, W. H. Freeman, San Francisco, 1980.
- 8) Irikura, K: Prediction of Strong Acceleration Motion Using Empirical Green's Function, Proc. 7th Japan Earthquake Symposium, pp.151-156, 1986.
- 9) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子 : :経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集 (1997年度秋季大会) , B25, 1997.
- 10) 小嶋英治, 杉村義広, 栗田哲 : やや長周期地震動評価のための半経験的地震動合成法, 日本建築学会構造系論文集, No.499, pp.47-52, 1997.
- 11) Ben-Menahem, A., and Toksoz, M. N.: Source Mechanism from Spectra of Long-Period Surface Waves, Journal of Geophysical Research, and Vol.68, pp.5207-5222, 1963.
- 12) Eshelby, D. J: The Determination of the Elastic Field of an Ellipsoidal Inclusion and Related Problem, Proceedings of Royal Society London, Series A241, pp.376-396, 1957.
- 13) Kanamori, H., and Anderson, D. L.: Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, pp.1073-1095, 1975.
- 14) Cerveny, V., Molotokov, I.A., and Psencik, I.: Ray Method in Seismology, Univerzita Karlova Praha, 1997.
- 15) Silva, W.: Body Waves in a Layered Anelastic Solid, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, pp.1539-1554, 1976.
- 16) 佐藤良輔 : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, pp.82-92, 1989.
- 17) Horikawa, H., Hirahara, K. , Umeda, Y., Hashimoto, M., and Kusano, F.: Simultaneous Inversion of Geodetic and Strong-Motion Data for the Source Process of Hyogoken Nanbu, Japan, Earthquake, J. Phys. Earth, Vol.44, pp.455-471, 1996.
- 18) 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, 第 575 号, pp.73-79, 2004.
- 19) 山田雅行, 平井俊之, 岩下友也, 釜江克弘, 入倉孝次郎 : 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会講演予稿集 [秋季大会] , A-14.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
大西良広 堀家正則	震源近傍での地震動予測のため 拡張統計的グリーン関数法とそ のハイブリッド法への適用に関 するコメント	日本建築学会構造系論文集 第 586 号 pp37-44	平成 16 年 12 月
Yoshihiro Onishi, Masanori Horike, and Yuusuke Kawamoto	A method for simulating three-component, near-field, strong ground motions using the stochastic Green's function	13 th world conference on earthquake engineering, Bancouver, B.C., Canada	August, 3, 2004

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
応答スペクトル入力による建物被害個別推定システム	地震力を応答スペクトルで入力し、建物の階高から固有周期を求め、建物の被災程度を個別評価する。

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3)近畿地方における紀伊半島沖の地震のやや長周期地震動シミュレーション

山田 伸之 (京都大学防災研究所)

yamada@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

岩田 知孝 (京都大学防災研究所)

iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

2004年9月5日には紀伊半島沖を震源とするやや規模の大きな地震が発生し、周期数秒のやや長周期地震動が各地で観測された。この地震は、想定される東南海地震の震源域に比較的近い場所で発生したことから、東南海地震に対する強震動予測に用いる地下構造モデルの検証用には適したものであると考えられる。大阪や京都盆地については詳細な構造モデルの構築とその検証がなされているが、その外側に関してはまだ十分とはいえない。そこで、本研究では、大阪・京都周辺の長周期地震動記録のアレイ解析結果と既往の研究成果を集約して、盆地外の地下構造モデルを作成・数値化するとともに、それを用いて紀伊半島沖の地震(前震)の地震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較を行った。その結果、海域の浅い部分の地下構造のより適切なモデル化が、南海トラフ周辺の地震の地震動評価には重要であることを示した。

(b) 業務の成果

1) 大阪・京都周辺の長周期地震動記録を用いたアレイ解析

関西地域には、関西地震観測研究協議会による広帯域速度計による強震観測網(図1)が比較的密に展開されており、解析にはそこで得られた長周期地震動の顕著な複数の観測記録(上下動記録)を用いた。対象にした地震は、2001年鳥取県西部地震、2003年十勝沖地震、2004年9月の紀伊半島沖の地震(前震 $M_{JMA}7.1$ と本震 $M_{JMA}7.4$)の4地震である。図1に観測点位置と大阪アレイ、京都アレイ、関西アレイの各アレイを示す。

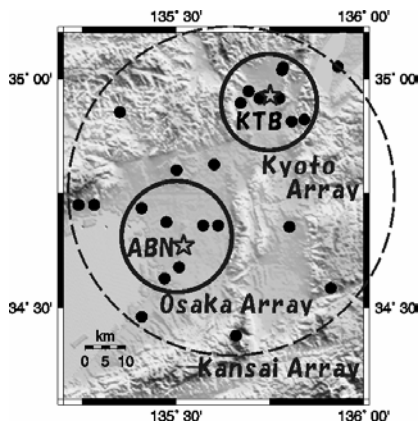


図1 大阪・京都周辺の強震観測点分布。☆はアレイの中心点。

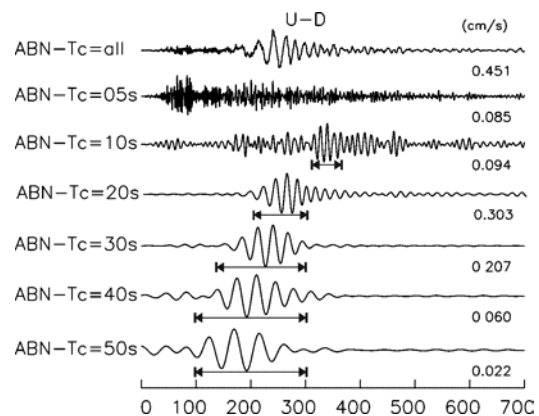


図2 ABNでの $T_c \pm 2.5s$ のバンドパスフィルター処理を施した速度上下動波形。

以下では、十勝沖地震の際の大阪アレイで得られた記録の解析例を示す。図2は、得られた地震記録の一例で、2003年十勝沖地震の際の阿倍野(ABN)での $T_c \pm 2.5s$ (中心周期: T_c) のバンドパスフィルター処理を施した周期毎の波形である。ここではアレイ解析として、Semblance解析を行った(Neidell and Taner, 1971¹⁾)。 T_c 秒毎の解析区間を設

定し、 $T_c/4$ 秒毎に Semblance 値が最大になる見かけ速度と到来方向を求めた。得られた $T_c=20s$ の時の Semblance 解析結果を図 3 に示す。これらの結果から、1) 図 2 の波形で振幅が存在すること 2) Semblance 値が高いこと 3) 到来方向が震央方向であることの各条件を満たす区間の見かけ速度の平均値を取り、周期毎の速度（周期-速度の関係）を求めた。図 2 の矢印、図 3 の点線枠が見かけ速度の平均をとった区間に対応する。なお、 $T_c < 10s$ では、ばらつきが大きく、解析区間を決定することができなかつたため、観測記録の後ろの部分（S 波部分から数分以上後の部分）を用いて、F-K 解析（Capon, 1969²⁾）により速度を見積もった。こうして、得られた周期-速度の関係を図 4 の示す。 $7s < T_c < 9s$ 付近でややばらついているが、全体としてはスムーズに繋がると判断できる。他の 3 地震に対しても同様な作業を行い、大阪・京都の各アレイに対して、最終的に 4 地震で平均した周期-速度の関係を導いた。

同様な解析が 1994 年北海道南西沖地震の記録を用いて（周期 13 秒以上を対象）香川（1995）³⁾でもなされており、それとの比較を図 5 に示す。京都アレイの結果も併記している。今回の解析結果と非常によくあっていることが分かる。今回の解析によって、より広帯域の周期-速度の関係が得られたことになる。また、大阪堆積盆地の S 波速度構造探査のための微動アレイ解析結果で得られた位相速度（例えば、香川・他、1998⁴⁾）と今回の周期-速度の関係との短周期側（周期 4s 付近）での接続もスムーズであった。

こうして得られた周期-速度の関係をもとに、既往の研究結果を踏まえて、大阪・京都盆地直下の上部地殻までの S 波速度構造を推定した。ここでは、大阪盆地での結果を示す。表 1 が推定した速度構造、図 6 が観測記録による周期-速度の関係と表 1 の構造を仮定した際のレーリー波の理論分散曲線である。理論値が観測値からずれている周期もあるが、おおむね説明できており、見積もった速度構造が妥当なものであると判断した。

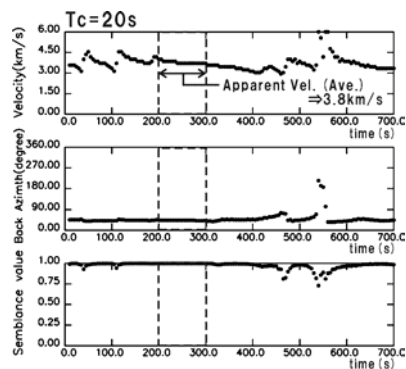


図 3 $T_c=20s$ の時の Semblance 解析の結果。上段から見かけ速度、到来方向、Semblance 値。点線枠部分が、見かけ速度の平均をとった区間。

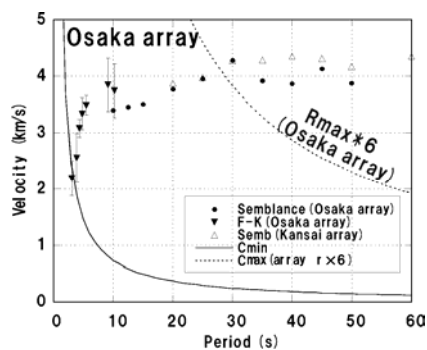


図 4 十勝沖地震の記録の大阪アレイにおける周期-速度の関係。

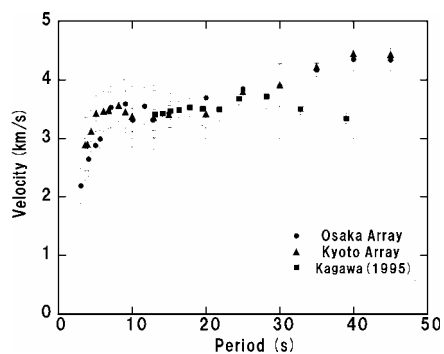


図 5 周期-速度の関係の 4 地震での平均。文献 3) との比較。

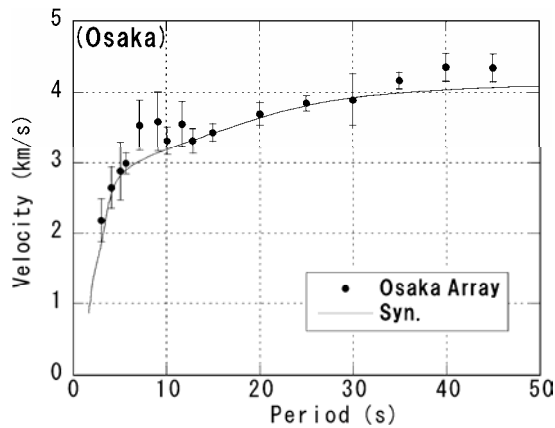


図6 表1の地下構造から計算したレーリー波の理論分散曲線と大阪アレイから得た周期-速度の関係。

表1 推定した大阪直下の構造。深さは各層の上面深度。Vs 0.6km/s層、1.0km/s層は、大阪港周辺部の微動アレイ探査結果(文献4)を参照。

Vp (km/s)	Vs (km/s)	Depth(km)	ρ (g/cm ³)
1.80	0.60	0.00	1.8
2.50	1.02	0.36	2.1
5.50	3.23	0.90	2.5
6.00	3.53	6.00	2.7
6.70	3.94	18.00	2.8
8.00	4.70	35.00	3.2

2) 近畿地方の地下構造モデルの設定 (盆地外について)

精度の高い地震動シミュレーションを実施するためには精度の高い3次元地下構造モデルが必要である。大阪盆地や京都盆地に関しては、盆地構造の精査がなされ、すでにデジタルデータ (大阪盆地: 香川・他(2002)⁵⁾、京都盆地: 京都市(2001)⁶⁾) が存在し、モデルの評価もされ始めている (例えば、趙・香川、2002⁷⁾)。一方、大阪や京都盆地の外側に関しては、そこまでは至っていない。南海トラフ周辺の海域では、フィリピン海プレートやユーラシアプレートの上部地殻の構造探査を目的にした調査がなされ、紀伊半島沖から南海トラフにかけての2次元断面構造が数箇所得られている (例えば、Nakanishi et al., 2002⁸⁾; Obana et al., 2003⁹⁾)。また、微小地震の震源分布などを用いてフィリピン海プレートの上面構造を示したものに中村・他(1997)¹⁰⁾などがあり、さらに、モホ面・コンラッド面の境界面構造を示したものには Zhao et al., (1994)¹¹⁾があり、これらは、地震動シミュレーションにそれぞれ使用されている (例えば、Furumura et al., 2003¹²⁾; Yamada and Iwata, 2004¹³⁾)。こうした既往の研究結果を踏まえて、紀伊半島沖の地震の震央付近から大阪平野までの断面 (図7の A-A') 構造を推定した模式図を図8に示す。大阪盆地などの堆積盆地構造を除いて、8層を仮定した。この中で注目する点は、Sedimentary Wedge の存在であり、最大 7km の厚さになる。上記の既往の研究 7), 8)によると、この Sedimentary Wedge は、P波速度でおよそ 2.0~4.0km/s の複数の層で構成されているが、ここでは、1つの層として仮定した。これらの地下構造情報をもとに地下構造を数値化した。図9が数値化した後のモデル図で、Layer 番号は、図8の番号と対応する。数値化した範囲は、紀伊半島沖から四国沖にかけてである。紀伊半島沖の地震を対象にした地震動シミュレーションのために、ここでは、図9の太線枠内の紀伊半島沖から近畿地方南部までの 300km 四方を離散化した。盆地外の地下構造モデルに与えた速度の値は、前節のアレイ解析で得られた S波速度を用い、P波速度は S波速度の 1.73 倍とした。このときの一覧を表2に示す。Layer 1~5 は陸側、Layer 6~8 は海側の媒質の対応する。なお、各層内は均質媒質を設定している。

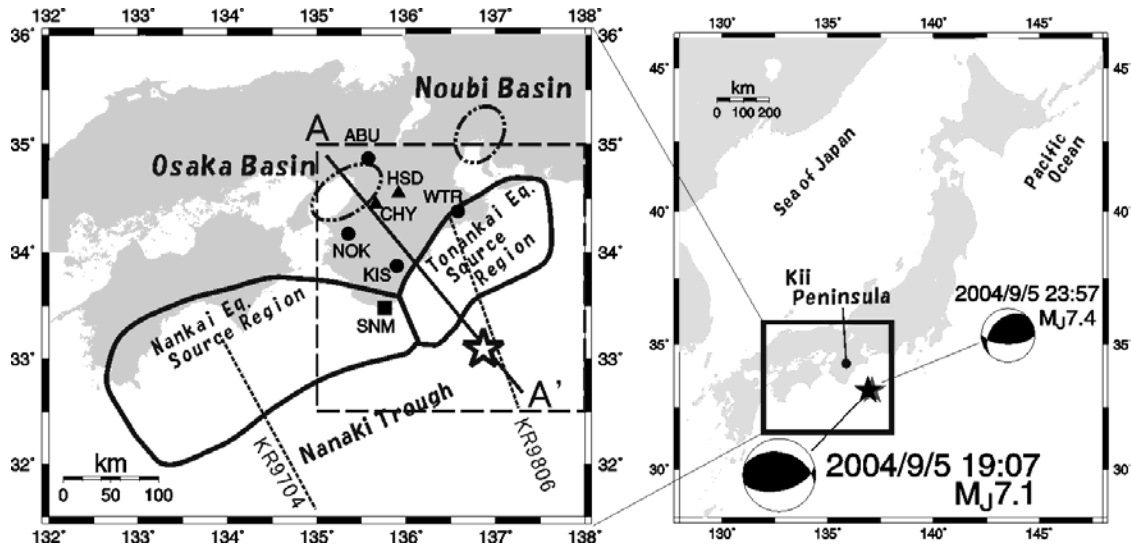


図7 (左) 地下構造モデルを作成した領域と解析領域 (点線枠内)、想定南海・東南海地震の震源域 (太線)、今回の地震動シミュレーションで対象にした地震の震央位置 (☆) (右) 左図の範囲と紀伊半島沖の地震の震央位置 (対象とする地震は M_J7.1)。

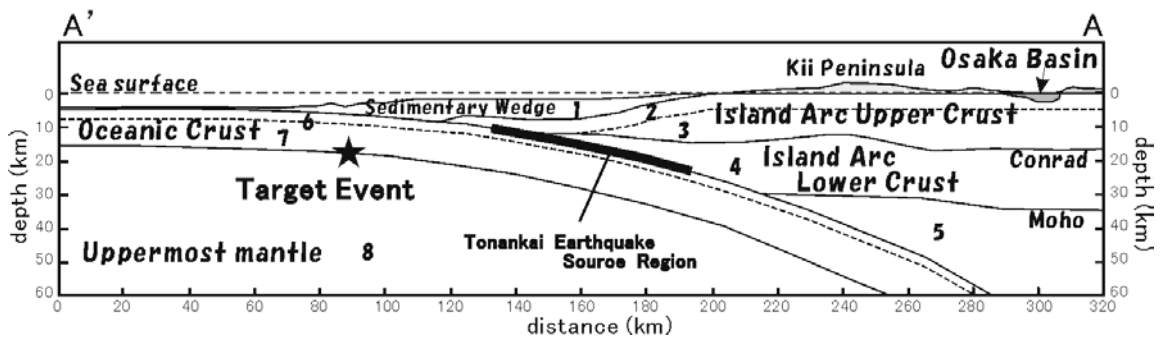


図8 図7左図の A-A' 間で推定した地下構造断面

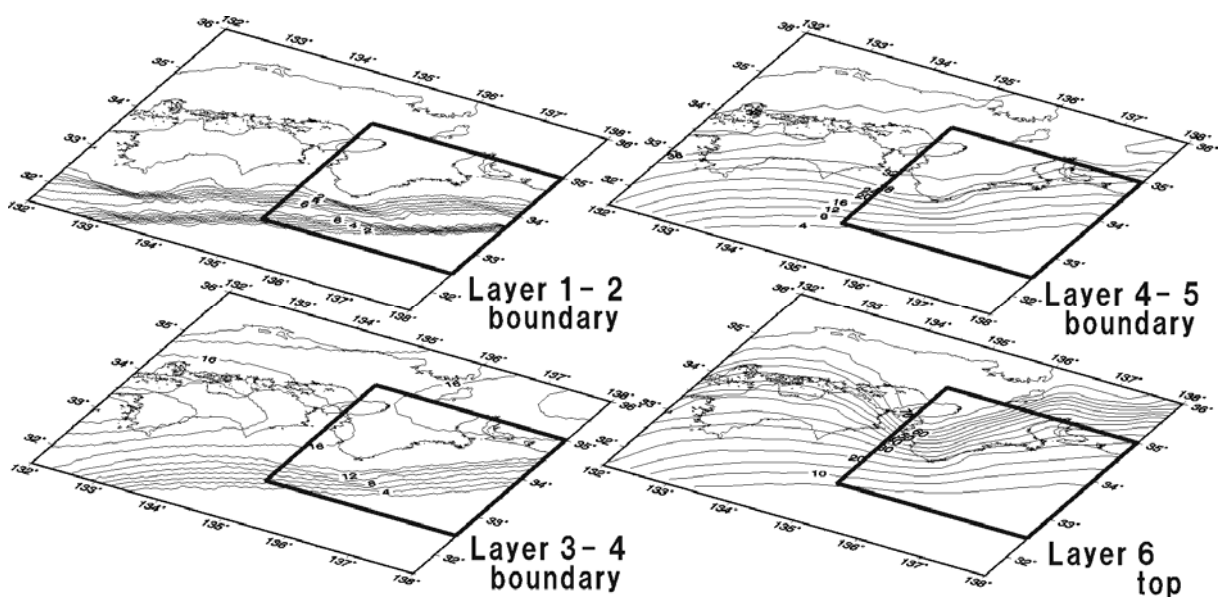


図9 図8に示した断面構造のうちの主要層境界の深度コンター。図中数字は深さ(km)。太枠線内が、地震動シミュレーションの対象領域。

表2 地震動シミュレーションに用いた
地下構造モデルの媒質パラメータ

Layer	ρ (g/cm ³)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Q
sed1	1.80	1.80	0.60	100
sed2	2.10	2.50	1.00	100
1	2.00	2.00	1.10	200
2	2.50	5.50	3.23	300
3	2.70	6.00	3.53	500
4	2.80	6.70	3.94	600
5	3.20	7.80	4.60	700
6	2.40	5.00	2.90	300
7	2.90	6.80	4.00	600
8	3.20	8.00	4.70	1000

表3 地震動シミュレーションに
設定したパラメータ

Model dimensions	710 × 657 × 70
Grid spacing	0.5km
Time step	0.039029s
Total time step	7760(240s)

※sed1, 2 は大阪盆地の堆積層部分に与えた値。

Layer 1 が Sedimentary Wedge に相当。

3) 2004年の紀伊半島沖の地震(前震: M_{JMA}7.1)の地震動シミュレーション

2004年9月5日には、紀伊半島沖を震源とするM7クラスのやや規模の大きな地震が現在の観測網が展開されて以来、初めて発生し、大阪や関東盆地などの規模の大きな堆積盆地では、周期6~9秒前後のやや長周期地震動が卓越し、特徴的であったことが指摘されている(例えば、岩田・他(2004)¹⁴⁾)。この地震は、想定される東南海地震の震源域に比較的近い場所で発生したことから、東南海地震に対する強震動予測に用いられる地下構造モデルの検証用には適した地震であるといえる。本報告で対象にした地震は、9月5日19時07分の前震(M_{JMA}7.1)である。図10に、近畿地方各地の岩盤地点の観測点で得られた周期4~20sのフィルター処理を施した速度波形の水平成分を示す。震源に最も近い観測点(潮岬:SNM)でも、数百秒間にわたる地震動の継続が見られ、他の岩盤上の観測点でもSNMと同様に長い継続がみられ、比較的周期の長い地震動が記録されている。

対象とした地震の地震動シミュレーションに用いた地下構造モデルは、図8、9で示したモデルおよび大阪および京都盆地の地下構造数値データ^{5), 6)}を用い、物性は表2の値を設定した。なお、堆積盆地の低速度(Vs:0.35km/s)層は、計算には考慮していない。震源モデルは、八木博士(建築研)のホームページで示されていた時間関数を参照に7.5秒の時間幅を持つ2つの三角波を設定し、点震源とした。なお、点震源は、USGSが示す位置に設定し(N33.02, E136.80)、深さは14kmとした。計算に関するパラメータを表3に示す。なお、ここでは、地下構造モデルの離散化と計算上の精度の関係から周期4.2秒を下限周期とした。地震動シミュレーションには、3次元差分法を用いた(例えば、Graves(1996)¹⁵⁾)。

以下では、観測波形と地震動シミュレーションによる合成波形の比較を示す。解析対象周期は4.2~20.0秒で、速度波形の比較をした。図11に岩盤地点での波形比較を示す。一致の程度は、点震源を仮定している割には、定性的ではあるが、継続時間が長い観測波形の特徴が再現できていると判断できる。最大振幅も観測記録に近い値を示している。図12に大阪・京都盆地内の地点の波形を示す。今回の計算には、堆積層構造のモデルに、低速度層(Vs:0.35km/s)を考慮していないために、観測記録に見られる顕著な位相や最大振幅が岩盤地点に比べて再現度が低い地点が見られる(MKTやRKOなど)ものの、おおむね波形の特徴は、再現できているものと判断した。図13に表4のように地下構造モデルの媒質パラメータを変動させた場合の計算波形への影響を比較した。これによると、Sedimentary Wedgeの影響は大きく、十分に考慮することが必要であることを表している。

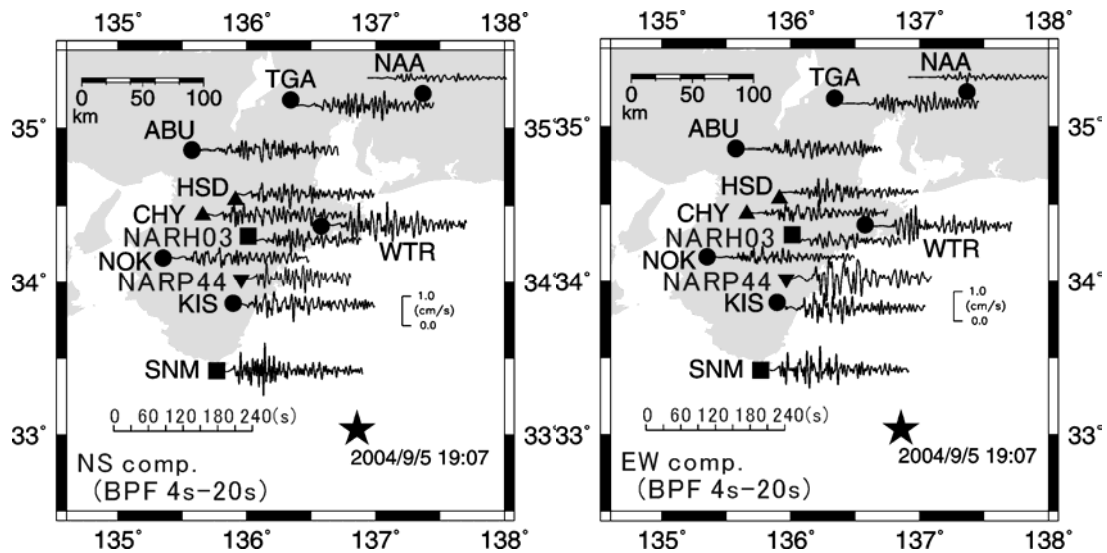


図 10 2004 年紀伊半島沖の地震（前震）の観測記録。周期 4~20s のバンドパスフィルター処理を施した速度波形。

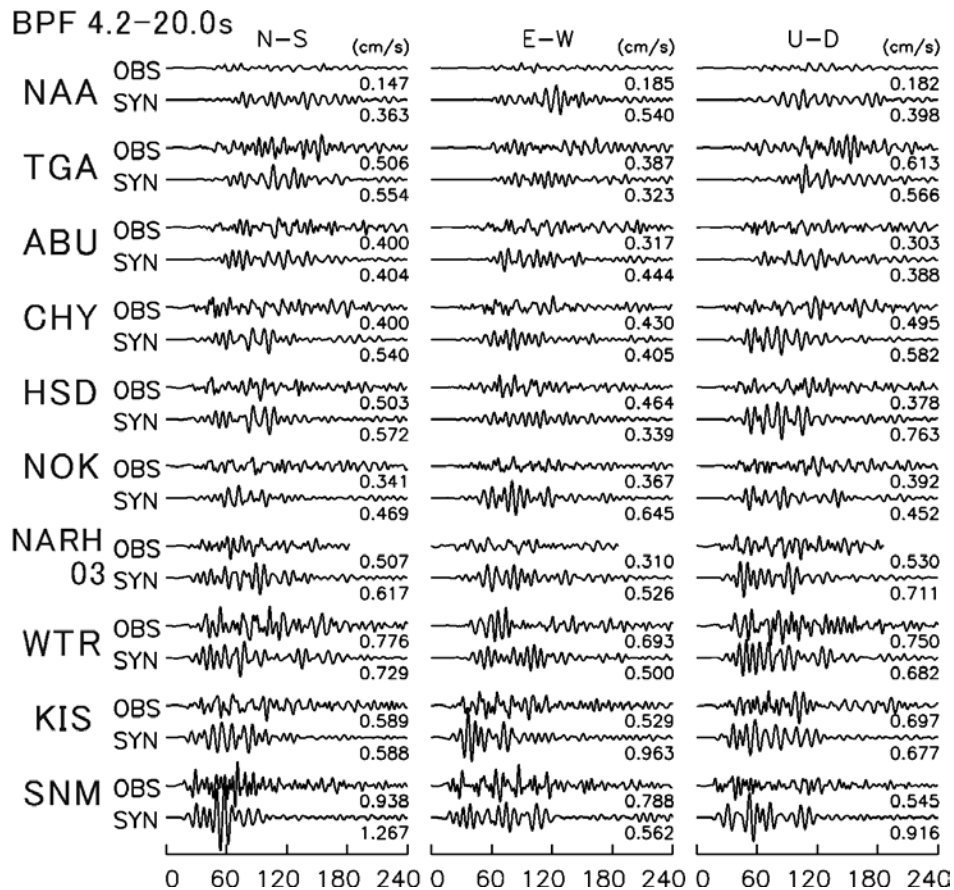


図 11 岩盤地点上の観測点での観測波形と地震動シミュレーション波形の比較。観測地点は、図 7 または図 10 参照。周期 4.2~20.0s のバンドパスフィルター処理を施した速度波形。各地点の波形の上段が観測波形、下段が合成波形。また、各波形の下の数値は、最大速度値(cm/s)を表す。

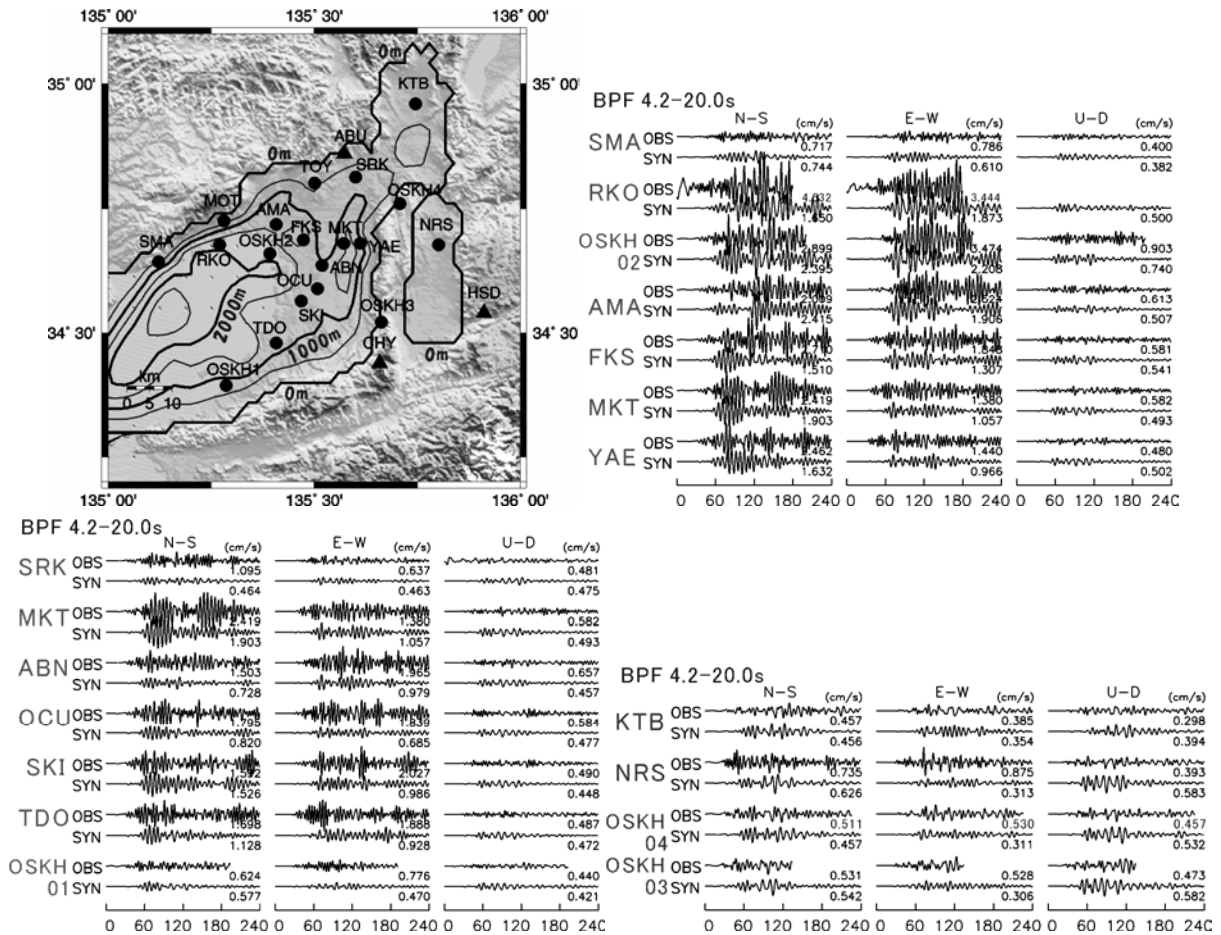


図 1 2 大阪・京都盆地内の観測点位置図 (▲印は岩盤地点、実線は地震基盤($V_s3.23\text{km/s}$)の 500m 毎の深度コンター) と観測・合成波形比較。波形処理は、図 1 1 と同じ。

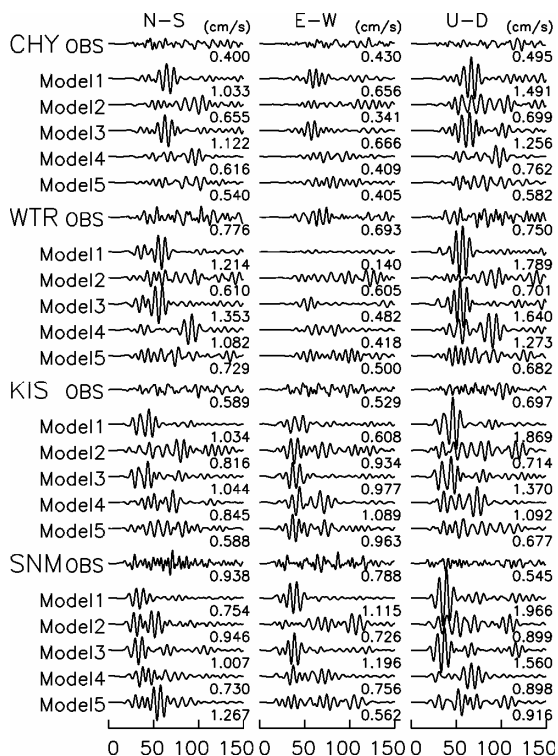


表 4 図 1 3 の計算で設定した S 波速度 (km/s)

Layer	Model 1	Model 2	Model 3	Model 4	Model 5
1	3.23	1.10	3.23	1.65	1.10
2	3.23	3.23	3.23	3.23	3.23
3	3.53	3.53	3.53	3.53	3.53
4	3.94	3.94	3.94	3.94	3.94
5	4.60	4.60	4.60	4.60	4.60
6	2.90	4.70	4.70	2.90	2.90
7	4.00	4.70	4.70	4.00	4.00
8	4.70	4.70	4.70	4.70	4.70

図 1 3 表 4 のようにモデルの媒質を変動させた際の波形の比較 (岩盤上の 4 地点)。Model 1 は Sedimentary Wedge が無い場合に相当し、Model 5 の結果は図 1 1 と同じ。

(c) 結論ならびに今後の課題

本報告では、大阪・京都周辺での強震観測網で得られた長周期地震動を用いて、両都市直下の上部地殻までの速度構造を推定するとともに、地震動シミュレーションに用いることを前提にした近畿地方(盆地外)の地下構造モデルの数値データを作成した。それらを用いて、今後発生が予想される東南海地震を念頭に置いて、紀伊半島沖の地震の前震を対象にした地震動シミュレーションを実施した。その結果、観測記録の特徴を再現するためには、陸域のみならず海域の地下構造の適切なモデル化が重要であることを示した。特に、Sedimentary Wedge 部分の構造は、計算結果に大きく影響することが分かった。この部分のより現実的なモデル化(例えば、多層構造にするなど)によって、対象にした地震の地震動の再現度のみならず、南海トラフ周辺で発生する地震に対する地震動予測の精度を向上させるものであると考えられる。

今回の地震動シミュレーションでは、震源のモデルを非常に単純化していることから、今後の研究成果をもとに再検討する必要がある。さらに、大阪盆地に存在する低速度層を地下構造モデルに組み込んだ地震動シミュレーションを実行し、観測記録と比較しながら、近畿地方全体の地下構造モデルの検証と高精度化を進めていく必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Neidell, N. S. and Tanner, M. T.: *Semblance and other coherency measures for multichannel data*, *Geophysics*, Vol. 36, pp.482-497, 1971.
- 2) Capon, J.: *High-resolution frequency-wave-number spectrum analysis*, *Proc. of IEEE*, Vol. 57, pp.1408-1418, 1969.
- 3) 香川敬生: 長周期表面波を用いた大阪地域における基盤岩 S 波速度の推定, 地球惑星科学関連学会 1995 年合同大会予稿集, J21-15, 1995.
- 4) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南庄 淳: 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部 S 波速度構造のモデル化, *地震 2*, Vol. 51, pp.31-40, 1998.
- 5) 香川敬生, 趙伯 明, 宮腰 研, 赤澤隆士: 情報の多寡に応じた強震動評価のための地盤構造モデルの作成法—大阪平野を例として—, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 497-500.
- 6) 京都市: 平成 12 年度 地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書.
- 7) 趙 伯明, 香川敬生: 大阪堆積盆地モデルの高精度化及びその応用—2000 年鳥取県西部地震 (M_{JMA}7.3) の強震動シミュレーション—, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 501-504.
- 8) Nakanishi, A., Takahashi, N., Park, J., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T., and Nakamura, M.: *Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone*, *J. Geophys. Res.*, 107 (B1), doi: 10.1029/2001JB000424, 2002.
- 9) Obana, K., Kodaira, S., Kaneda, Y., Mochizuki, K., Shinohara, M., and Suyehiro, K.: *Microseismicity at the seaward updip limit of the western Nankai Trough seismogenic zone*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108 (B10), 2459, doi: 10.1029/2002JB002370, 2003.

- 10) 中村正夫, 渡辺 晃, 許斐 直, 木村昌三, 三浦勝美: 西南日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大学防災研究所年報, Vol. 40 B-1, pp.1-20, 1997.
- 11) Zhao, D., Hasegawa, A., and Kanamori, H.: Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, J. Geophys. Res., Vol. 99, pp.22313-22329, 1994.
- 12) Furumura, T., Kennett, B. L. N., and Koketsu, K.: Visualization of 3D wave propagation from the 2000 Tottori-ken Seibu, Japan, Earthquake: Observation and numerical simulation, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 93, pp.870-881, 2003.
- 13) Yamada, N. and Iwata, T.: Long-period ground motion simulation in Kinki area, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 47 C, pp.149-155, 2004.
- 14) 岩田知孝, 浅野公之, 山田伸之, 鈴木 亘: 2004年9月5日紀伊半島南東沖地震による長周期地震動, 日本地震学会講演予稿集2004年度 秋季大会, PK21, 2004.
- 15) Graves, R. W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 86, pp.1091-1106, 1996.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
山田伸之, 岩田知孝	京都・大阪周辺の強震観測網で得られた長周期地震動記録のレイ解析	日本地震学会2004年度 秋季大会	2004.10.11
岩田知孝, 浅野公之, 山田伸之, 鈴木 亘	2004年9月5日紀伊半島南東沖地震による長周期地震動	日本地震学会2004年度 秋季大会	2004.10.10
Yamada, N., and T. Iwata	Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the $M_j7.1$ foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes	Earth, Planets and Space, Vol. 57, 197-202.	2005

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし