

中京地域で発生する長周期地震動に対する堆積盆地及び付加体の影響

THE EFFECT OF SEDIMENTARY BASINS AND ACCRETIONARY WEDGE
ON LONG PERIOD GROUND MOTIONS IN CHUKYO AREA

山田 沙代*, 平井 敬**, 福和 伸夫***

Sayo YAMADA, Takashi HIRAI and Nobuo FUKUWA

This study clarifies the effect of the sedimentary basins and accretionary wedge to the long-period ground motion using the seismic ground motion records and the finite difference analysis. The effect of both the sedimentary basins on the wave propagation path and the sedimentary basin beneath the site are revealed. Each sedimentary basin on the wave propagation path affects the long-period seismic wave, respectively. The seismic wave is strongly amplified by the sedimentary basin if the seismic source locates at particular direction. These phenomena are examined by the finite difference analysis using a simple soil structure model. In addition, the behavior similar to the result of numerical analysis is shown by the study using the seismic ground motion records.

Keywords : Long-period ground motion, Seismic source location, Propagation path, Sedimentary basin,
Reciprocity theorem, Finite difference method

長周期地震動, 震源位置, 伝播経路, 堆積盆地構造, 相反定理, 有限差分法

1. はじめに

近年, 巨大地震による長周期・長時間地震動が懸念されている. 特に石油タンクのスロッシング現象や, 大規模堆積盆地地上の高層建物の共振応答が問題となっており, 伝播経路特性及び, 堆積盆地内の地震動増幅特性を適切に把握することの重要性が増している.

地震動には, 震源, 伝播経路, サイト増幅特性の3つがそれぞれ影響を与える.

伝播経路特性に影響を与えるものの1つに付加体がある. 付加体が地震波に与える影響は数多く検討されており, 付加体が表面波を強く励起し, 継続時間を延ばし, 付加体に沿って地震波を誘導する効果¹⁾や, 震源の深さ・位置によって地震動に及ぼす影響が異なること^{2), 3)}が示されている. 一方, 筆者ら⁴⁾は, 陸域の伝播経路特性に着目し, 観測記録と有限差分法を用いた解析両面から, 新潟堆積盆地直下での地震では, 中京地域へ向かう地震動の継続時間が増大し, 震源の位置によっては特定の周期帯の振幅が大きくなることを示した.

一方, サイト増幅特性については, 地点固有のものと考えられてきたが, 堆積盆地地上の地点においては地震によって震動特性が変動することが指摘されている^(例えば5), 6), 7), 8). これは不整形な堆積盆地に対する地震波の入射方向及び, 実体波か表面波といった地震波の種類に影響を受けると考えられ, 堆積盆地に横から入射する表面波において顕著であることから, 長周期地震動を考える際には重要な要素となる. そこで本研究では, 「サイト増幅特性」の代わりに, 観測

点位置と堆積盆地形状によって生み出される増幅的干渉効果 (以下, 震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果) について検討を行う. 既報⁴⁾では, 新潟県中越地震の際に関東平野内で長周期地震動が観測された原因の1つとして, 関東平野北西部における盆地端生成表面波の励起と, その表面波の平野中心部への誘導・停滞について指摘した文献⁹⁾を陸域の伝播経路特性の一つとして挙げた. しかし, 本研究の定義では文献⁹⁾のような, 長周期地震動が観測された関東平野自体が長周期地震動を増幅する要素となった事象は, 震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果に分類される.

本研究では, 地震時に中京地域の堆積盆地地上の地点で観測される地盤震動特性の評価を目標とし, 特に震源位置に着目して, 震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果について基礎的な検討を行った. まず, 中京地域の堆積盆地地上の地点での上記2つの効果を, グリーン関数の相反定理を用いた有限差分法による解析により検討した. 次に, 地震波の振幅が特に大きくなった震源方位について, 地震波の伝播性状からその原因を考察した. さらに, 振幅が大きくなる原因について, 単純な2層地盤モデルを用いた解析を行った. 最後に, 中京地域の地震動観測記録を用いて, 岩盤観測点との応答スペクトル比を算出することにより, 中京地域の堆積盆地での地震動増幅の震源位置依存性を検討し, 解析結果を踏まえて考察を行った. なお, 本論文で有限差分法による解析の対象とする周期帯は, おおむね周期3s以上の成分とする. また, 既報⁴⁾では, 新潟地方の地震で伝播経路の影響がレイリー波に顕著に認められたので, 本論文ではレイ

* 前 名古屋大学大学院環境学研究科 修士(工学)
(現 清水建設)

** 名古屋大学大学院環境学研究科 助教・博士(工学)

*** 名古屋大学防災連携研究センター 教授・工博

Former Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ., M. Eng.
(Shimizu Corporation in present)

Assist. Prof., Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ., Dr. Eng.
Prof., Disaster Mitigation Research Center, Nagoya Univ., Dr. Eng.

リー波に着目してラディアル成分のみの検討を行う。

2. 3次元有限差分法に基づく地震動の震源位置依存性の検討

2.1 計算モデルと検討対象とした観測点

地震動の震源位置依存性を検討するため、グリーン関数の相反定理を用いた有限差分法により、中京地域の堆積盆地上の複数地点で、数多くの震源に対する地震動を計算する。

図1に、計算に使用した地盤構造の領域と $V_s = 3200$ m/s 層上面深さ分布を示す。用いた地盤構造モデルは、長周期地震動予測地図¹⁰⁾の作成に用いられたものである。表1に各層の物性値を、図2に中京地域の堆積盆地の地震基盤深さと検討地点位置を示す。検討地点は、超高層建物が集中する名古屋駅、埋立地盤上の水上出張所、製造業が集積している刈谷市とした。図3に、長周期地震動予測地図¹⁰⁾の地盤モデルを用いて重複反射理論により算出した増幅スペクトルを示す。各観測点の卓越周期は3.9 s, 4.4 s, 4.0 sである。これらの地点について、新潟堆積盆地、付加体、大阪平野を含む領域での計算を行った。3観測点の計算には、長周期地震動予測地図¹⁰⁾の地下構造をそのまま使用したモデル（以下、モデル1）に加え、伝播経路特性の影響を除くために、中京地域の堆積盆地以外の $V_s = 3200$ m/s 層（表1の第14層）以浅の層を、 $V_s = 3200$ m/s 層の物性値としたモデル（以下、モデル2）を用いた。加えて、名古屋駅地点については、堆積盆地内の $V_s = 3200$ m/s 層以浅の層を、 $V_s = 3200$ m/s 層の物性値としたモデル（以下、モデル3）、全ての $V_s = 3200$ m/s 層以浅の層を、 $V_s = 3200$ m/s 層の物性値としたモデル（以下、モデル4）についても計算した。以上のモデル概要を表2に示す。また、各モデルにおいて水上出張所を通る北から東回りの方位角 335° の測線の断面図を図4示す。

用いた解析手法と震源は、既報⁴⁾と同一である。以下にその概要を示す。差分解析には、Gravesの食違い格子を用いる方法¹¹⁾とLevanderの4次差分による定式化¹²⁾を用いた。また、格子形状は、地表から深さ7 kmまでは一辺200 m、それ以深は一辺600 mの立方体形とした。1波長を5格子以上で表現し、解析の有効周期は2.85 s以上である。深さ7 kmにおける境界処理には、Aoi and Fujiwaraによる不連続格子の接続方法¹³⁾を用いた。計算領域端部には、Clayton and Engquistによる無反射境界条件¹⁴⁾と、厚さ12 kmのCerjan et al.によるエネルギー吸収境界条件¹⁵⁾を併せて用いた。Q値は長周期地震動予測地図の作成に用いられた地下構造モデル¹⁰⁾の Q_s 値を振動数に比例するものとしてモデル化し、表1には周期5 sでの値を記載した。

震源は、図1の計算領域で1 km間隔の格子状に想定し、各点での震源に対して地震動を算定した。震源メカニズムは、既報⁴⁾との比較を可能にするため、新潟付近で発生しやすいメカニズムである傾斜 45° 、滑り角 90° とし、観測地点に対する震源の放射特性を統一するため、観測地点からの震源の方位角を走向とした。震源深さも既報⁴⁾と同様に表面波が成長しやすく伝播経路特性の影響を受けやすい10 kmとし、地震モーメントは 9.3×10^{18} N m ($M_w = 6.6$ 相当) と設定した。コーナー振動数はBooreによる円形クラックを仮定した統計的グリーン関数のスペクトル作成法¹⁶⁾を参考に算出した。その際、応力降下量は全ての地震に対して3.0 MPaとした。本検討では地震動の完全な再現は目的としておらず、地震動の伝播経路特性

表1 地盤構造モデル¹⁰⁾の各層の物性値

層番号	V_s [km/s]	V_p [km/s]	密度 [kg/m ³]	Q値 (周期5 s)	備考
1	0.35	1.70	1800	28	
2	0.50	1.80	1950	40	
3	0.60	2.00	2000	48	
4	0.70	2.10	2050	56	
5	0.80	2.20	2070	64	
6	0.90	2.30	2100	72	
7	1.00	2.40	2150	80	付加体を含む
8	1.30	2.70	2200	104	
9	1.50	3.00	2250	120	
10	1.70	3.20	2300	136	
11	2.00	3.50	2350	160	
12	2.40	4.20	2450	160	
13	2.90	5.00	2600	160	地震基盤(近畿圏)
14	3.20	5.50	2650	160	地震基盤(上部地殻第1層)
15	3.40	5.80	2700	160	上部地殻第2層
16	3.80	6.40	2800	160	下部地殻
17	4.50	7.50	3200	200	マントル
18	2.90	5.00	2400	80	海洋性地殻第2層(フィリピン海プレート)
19	4.00	6.80	2900	120	海洋性地殻第3層(フィリピン海プレート)
20	4.70	8.00	3200	200	海洋性マントル(フィリピン海プレート)
21	2.80	5.40	2600	80	海洋性地殻第2層(太平洋プレート)
22	3.50	6.50	2800	120	海洋性地殻第3層(太平洋プレート)
23	4.60	8.10	3400	200	海洋性マントル(太平洋プレート)

表2 地盤モデル概要

モデル名	概要
モデル1	長周期地震動予測地図のモデル ¹⁰⁾ をそのまま使用
モデル2	伝播経路特性を岩盤 [※] としたもの
モデル3	中京地域の堆積盆地を岩盤 [※] としたもの
モデル4	全て岩盤 [※] としたもの

※ “岩盤”は $V_s = 3200$ m/s 層の物性値とする

及び観測点の位置する堆積盆地の特性に着目しているため、震源は全て点震源とし、震源時間関数は図5に示すものを用いた。この震源時間関数のスペクトルは、 ω^2 モデルに適合するものとなっている。地震動波形には、解析の有効周期を考慮し、周期2.85~20 sのバンドパスフィルターを作用させた。観測点となる加力点でのx方向の加力については周囲の v_x 評価点4点、y方向の加力については周囲の v_y 評価点4点に重み付きで分配した。ただし、z方向の加力にあたっては v_z 評価点が地表から半格子分下にあるため、その深さでの加力とした。震源となる受振点については、周囲8点での応力を重み付き平均し、応力一歪関係式により歪の値を計算した。

2.2 解析結果

まず、2.2.1~2.2.3において、モデル1の計算結果について示す。

2.2.1 速度波形

図6に、深さ10 kmで水平方向に1 km毎に設定した震源で地震が起きた際に各観測点で得られるラディアル方向の地震動速度波形を示す。白丸印の点の震源による☆地点の地震動を示したものである。振幅及び継続時間のスケールは統一しており、距離減衰補正は行っていない。

図6から、各観測点において速度波形の分布の特徴がそれぞれ異なっているのが分かる。名古屋駅では、中京地域の南側に震源がある際に継続時間が長くなっている（図6(a)中の白色実線で囲んだ領域）。また、付加体の南部に位置する震源では速度振幅の大きい時間が長く続いている（図6(a)の白色破線で囲んだ領域）。水上出張所では、北側の震源で振幅の大きな地震動が長い時間継続しているのが特徴的である（図6(b)中の白色実線で囲んだ領域）。刈谷市役所では、震源方位による地震動の差はあまり目立たないが、他の

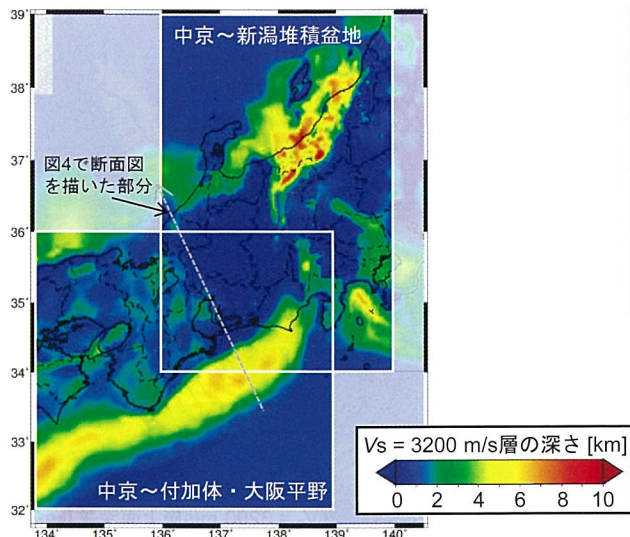


図1 計算領域と $V_s = 3200$ m/s層上面の深さ分布 (長周期地震動予測地図¹⁰⁾より)

2 観測点と比較して付加体下の震源による地震動の振幅が大きく、継続時間が長くなっている (図6(c)中の白色破線で囲んだ領域)。

2.2.2 継続時間

図7に、継続時間とラディアル成分の周期別速度応答スペクトル (固有周期幅1sの区間の平均値) を示す。継続時間は、速度振幅の最大値の10%を最初に超える時刻から最後に下回る時刻までの時間とした。図7の継続時間分布から、各観測点に共通して、新潟堆積盆地の北側 (A)、富山県沖の堆積盆地の北側 (B)、付加体の南側 (C)、大阪平野の西側 (D) に、継続時間が長くなる領域が存在することが分かる。既報⁹⁾でも述べたとおり、伝播経路上の堆積盆地内に閉じ込められた地震動のエネルギーが時間をかけて堆積盆地外へ漏れ出ることから、伝播経路上の堆積盆地には、地震動の継続時間を延ばす効果があると考えられる。さらに、各観測点において中京地域の堆積盆地を地震波が長い距離通過する方向で継続時間が長くなっている (図7中の黒色実線で囲んだ領域)。これは、中京地域の堆積盆地への地震波の入射の後、表面波の分散現象により継続時間が延びたためと考えられる。

2.2.3 各周期帯における速度応答スペクトルの平均値分布

図7のラディアル方向の周期別速度応答スペクトル (固有周期0.01s刻みで算出、固有周期幅1sの区間の平均値) は、震央距離300kmを基準として震央距離の平方根で距離補正を施した。図7の応答スペクトルの周期別の平均値分布から、観測点ごとに各周期帯における応答スペクトルの値が異なった分布をしていることが分かる。各観測点に共通して、図2に示す四日市沖の軟弱で減衰の大きな層が厚く堆積しているところを通過する方向において、応答スペクトルの値が小さくなっている (図7中の白色実線で囲んだ領域)。これは、周期5sより長周期において顕著である。水上出張所では、周期3~6sにおいて北側の震源における応答スペクトルの値が顕著に大きくなっている (図7(b)中の黒色破線で囲んだ領域)。それに加え、長野県北や群馬県、石川県のあたりで周りより値が大きくなる領域がある (図7(b)中の黒色実線で囲んだ領域)。これは、震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果により北側の地震動が大きくなったと

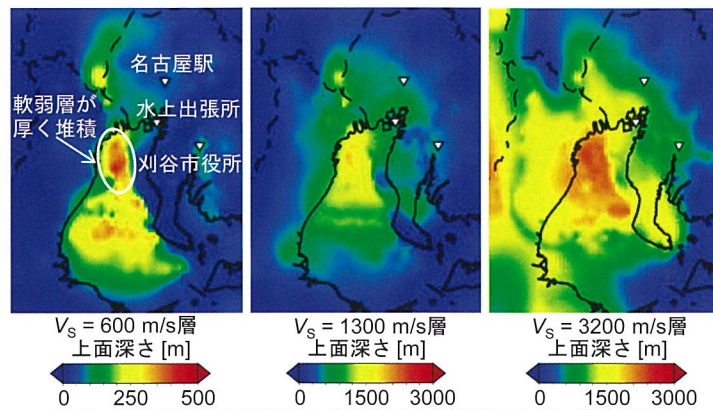


図2 計算を行った観測点と中京地域の堆積盆地を主に構成する層上面の深さ分布 (長周期地震動予測地図¹⁰⁾より)

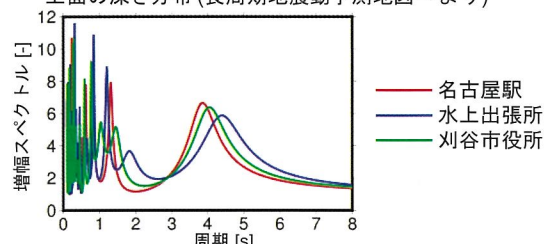


図3 各観測点における増幅スペクトル

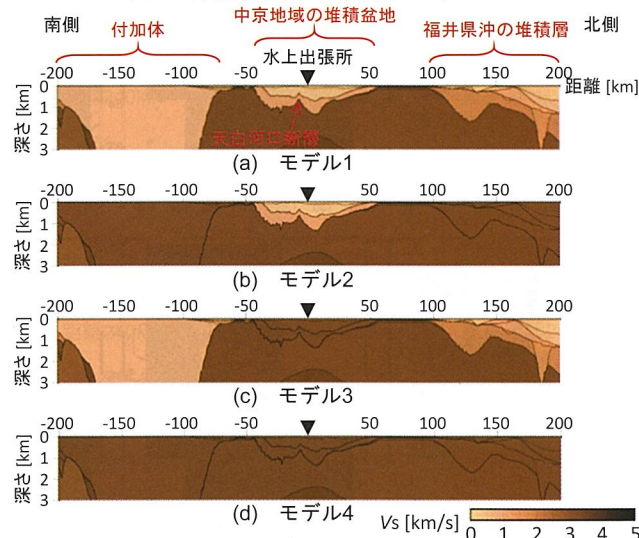


図4 モデル1~4の断面図

(水上出張所を通る北からの方位角335°の測線の例)

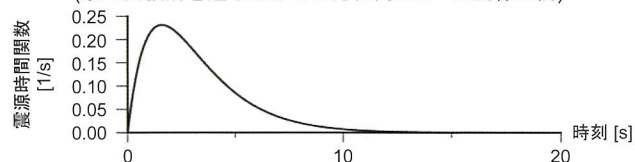


図5 震源時間関数

考えられる。刈谷市役所では、周期3~5sにおいて北側の地震動が大きく (図7(c)中の黒色破線で囲んだ領域)、周期3~5sで他の観測点よりも付加体付近の震源における振幅が大きい (図7(c)中の白色破線で囲んだ領域)。

ところで、付加体のある位置から伊豆半島の付け根にかけて応答スペクトルの値が大きくなる領域が帯状に現れている (図7(a)の周期5~6sの図中で白色破線で囲んだ領域、他の図でも見られる)。この位置の深さ10kmの地点にはフィリピン海プレート上面に位置する低速度層 (表2の第18層、海洋性地殻第2層 $V_s = 2.9$ km/s 層)

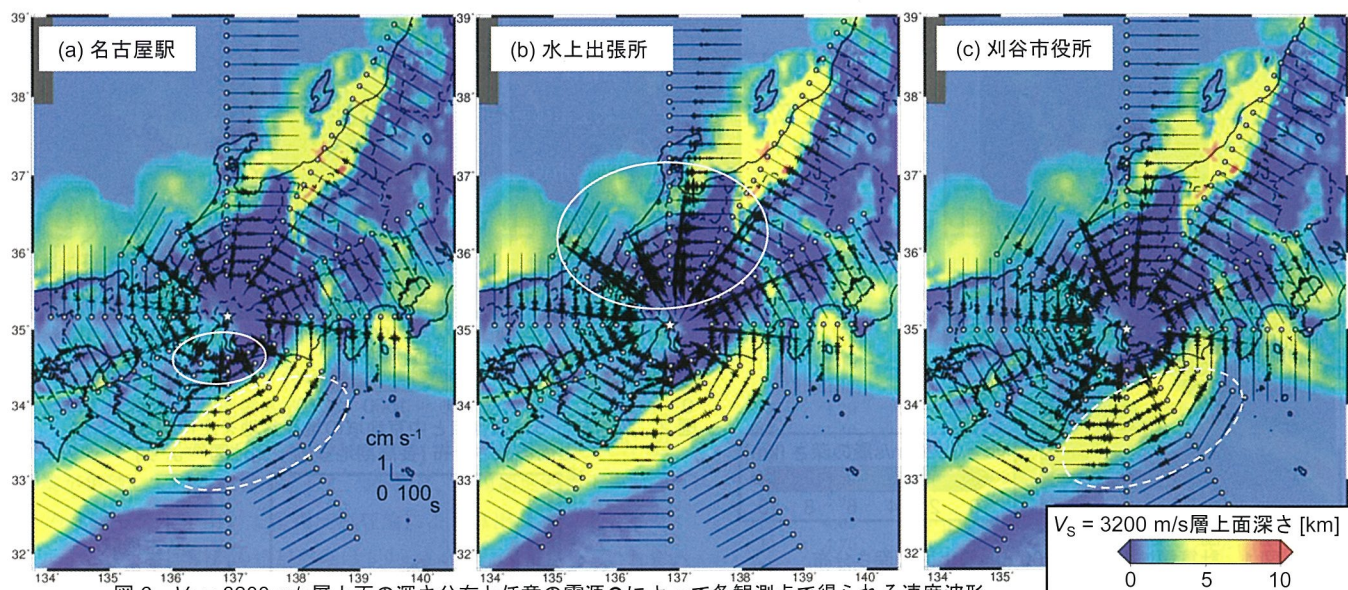


図6 $V_s = 3200$ m/s層上面の深さ分布と任意の震源Oによって各観測点で得られる速度波形

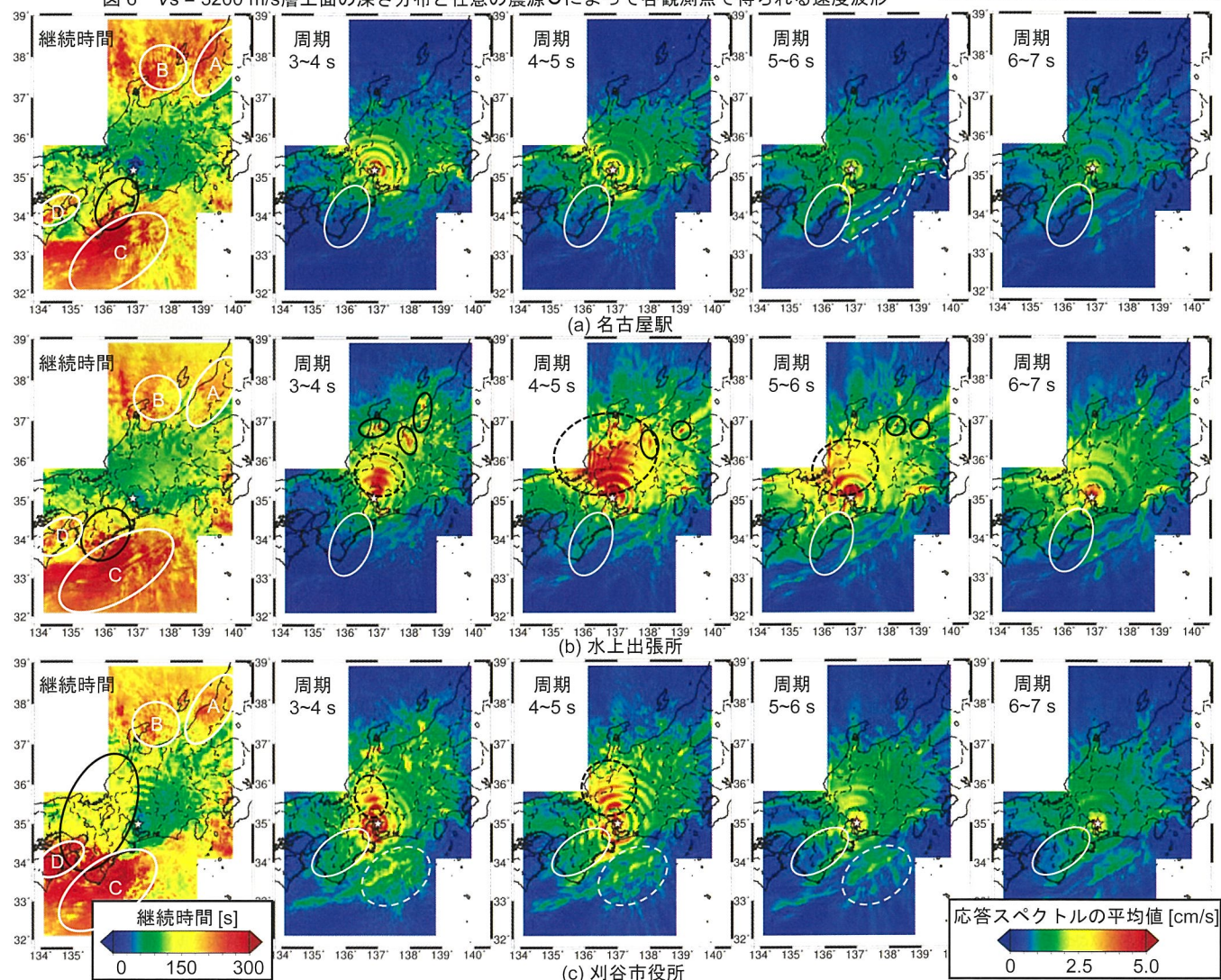


図7 各観測点における速度応答スペクトル(減衰定数0.01)の振幅分布(各周期帯の平均値)と継続時間分布

が存在している。この低速度層に震源を設置した場合、大きな振幅が現れることが知られており^{17), 18)}、図7の結果は整合的である。

なお、図7では観測点近傍で同心円状の卓越が見られるが、これはP波とS波の走時差による見かけの卓越周期に影響を受けたもの

と考えられる。

2.2.4 周期特性とPGV

図8(a) ~ (c)に、モデル1による計算結果の震央距離に対する

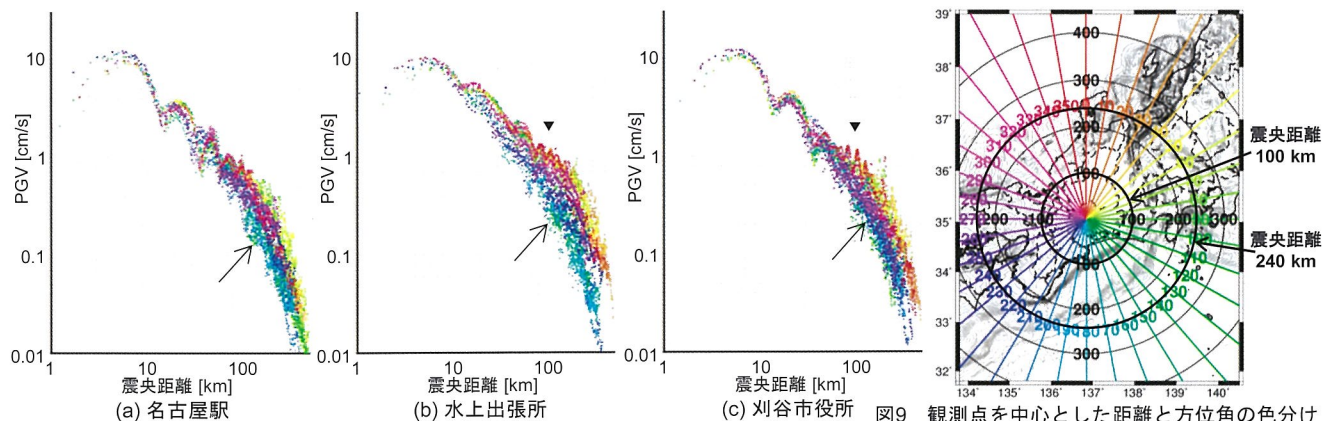


図8 各観測点のPGV

図9 観測点を中心とした距離と方位角の色分け (水上出張所の例, 等高線は $V_s = 3200$ m/s層深さ)

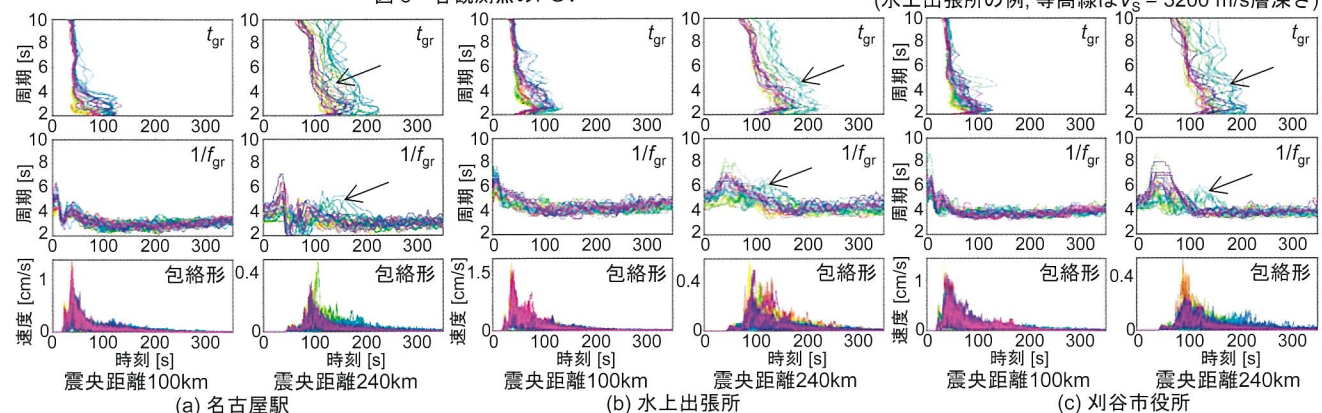


図10 各観測点の t_{gr} , $1/f_{gr}$, 包絡形

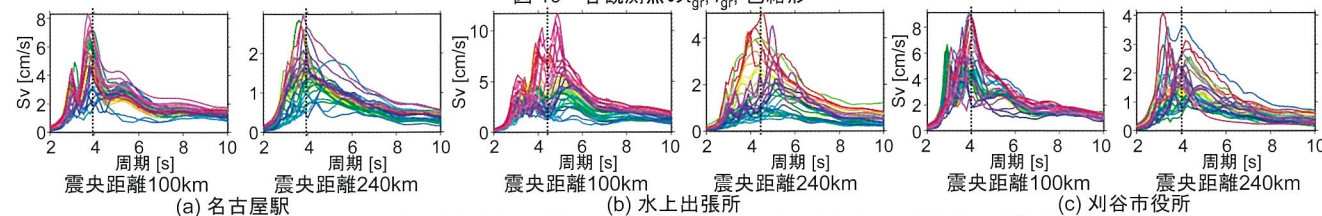


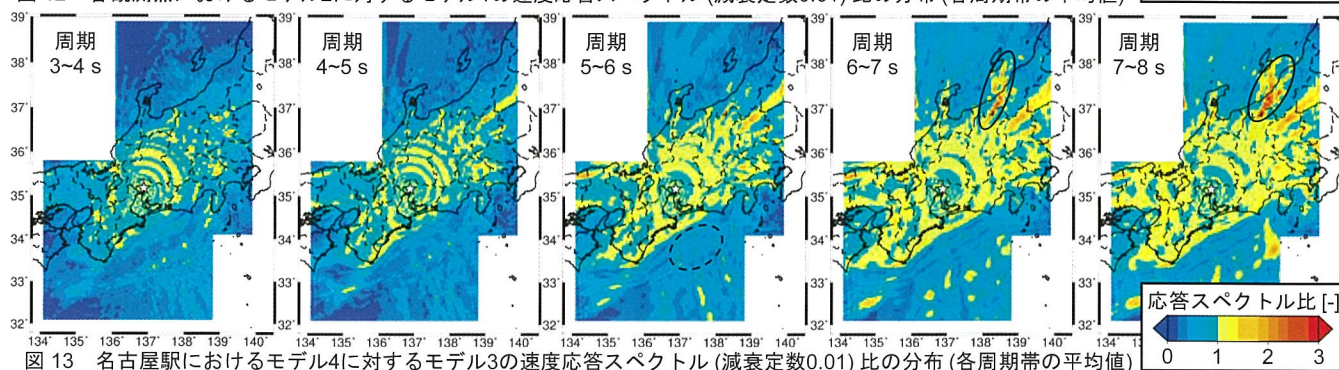
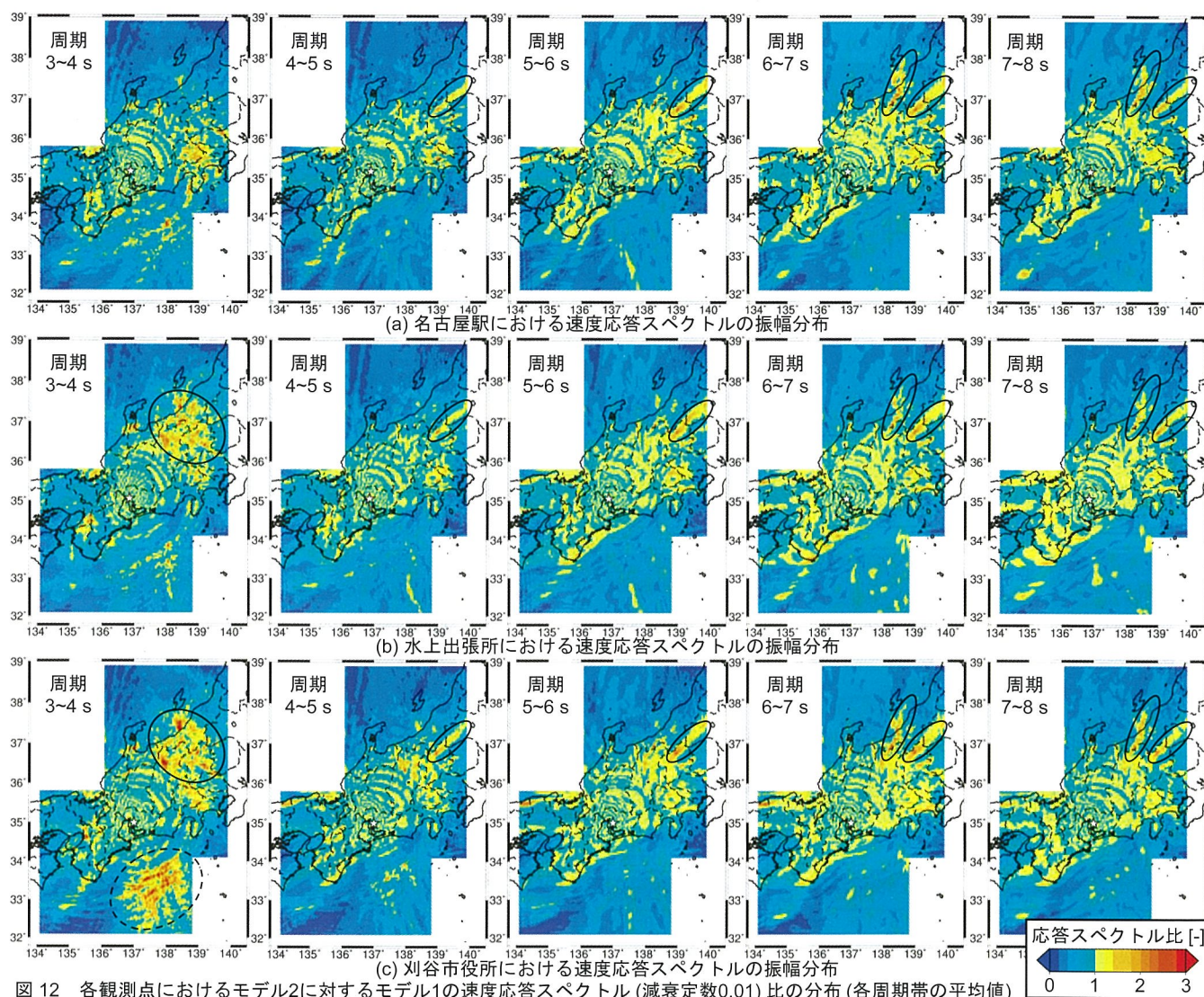
図11 各観測点の速度応答スペクトル (減衰定数 0.01, 各スペクトルの最大値で基準化) (黒色点線: 図3の増幅スペクトルから読み取った各観測点の一次卓越周期)

PGV (地表最大速度振幅) の分布を示す。また、図9に観測点を中心とした距離と、 10° 刻みで色分けした方位角について示す。PGVの分布では、名古屋駅と水上出張所で震央距離約50 km以上で南側 (淡青色, 図8中に矢印で示す) の値が小さくなっている。付加体を越えない震央距離 (約100 km以下) でも南側の値が小さいため、中京地域の堆積盆地構造が名古屋駅と水上出張所における南側の地震のPGVを小さくするのに寄与していると考えられる。これは図7の速度応答スペクトル分布と整合する。加えて、水上出張所と刈谷市役所においては震央距離約50 km以上で北側 (赤色, 図8中に三角印で示す) の値が大きくなっている。これは、図7において水上出張所は3~6 s, 刈谷市役所は3~5 sにおいて北側の地震の応答スペクトルの値が顕著に大きいことと整合する。

図10に、モデル1による計算結果の各観測点で得られた震央距離100 kmと240 kmの震源による地震動の t_{gr} (群遅延時間)・ f_{gr} (瞬時振動数)¹⁹⁾・速度波形の包絡形を示す。なお、震央距離100 kmでは震源は付加体の手前にあり、240 kmでは震源は付加体より南側にあった。図10から、 t_{gr} ・ f_{gr} の分布は3観測点とも共通しているのが分かる。震央距離100 kmでは t_{gr} ・ f_{gr} ・包絡形ともに方位による変動が少ないが、距離240 kmでは t_{gr} ・ f_{gr} ・包絡形ともに変動している。特

に震央距離240 kmでは、地震波が付加体を通過する方向 (淡青色, 図10中に矢印で示す) の t_{gr} の遅れが顕著であり、 f_{gr} は時刻100~200 sにおいて長周期側になり、周期4~6 sが卓越している (図10中に矢印で示す)。これより、付加体は中京地域の観測点に対し、地震動の継続時間を伸ばし、周期4~6 sのエネルギーをよく通過させると考えられる。

図11に、モデル2による各観測点での震央距離100 kmと240 kmの震源による地震動の速度応答スペクトルを示す。モデル2では、伝播経路を岩盤と同じ物性値としたため、震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果を抽出することができる。図3の増幅スペクトルから得られる卓越周期 (黒色点線) と比べ、周期が変動すると共に幅広い周期で卓越が認められる。特に水上出張所のピークは、南側に震源が位置している場合に長周期化し、振幅が小さくなっていることが分かる (青色)。これは中京地域の堆積盆地内を通過する距離の違いで、P波とS波の走時差が異なることに起因する可能性がある。また、震央距離によるピーク周期の変動は、P波とS波の走時差または $V_s = 3200$ m/s層以深の地下構造の影響によると考えられる。



2.2.5 伝播経路特性の影響の抽出

モデル1の結果には、伝播経路特性と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果の両方が影響している。これら2つの影響を見分けるため、伝播経路特性の影響を抽出する。図12に、モデル2に対するモデル1の計算結果の、各周期帯における応答スペクトル比の分布を示す。この図では、伝播経路特性による影響に加え、後述する伝播経路と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉による相乗効果が含まれていると考えられる。図12から、3観測点とも周期3~4sにおいて、応答スペクトルの値が大きいところが多く見られる。これらは伝播経路特性である付加体や陸上の堆積層があることによると考えられ

る。この分布は3観測点で異なっており、伝播経路と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉による相乗効果によると考えられる。既往の研究と同様に、付加体の存在を考慮すれば地震波が付加体を越えてくる震源位置で振幅が小さくなっているが、刈谷市役所においては振幅が大きくなっている(図12(c)中の黒色破線で囲んだ領域)。モデル1では、地震波伝播経路上に付加体が存在するため、中京地域の堆積盆地には主に表面波が南から入射する。図2の $V_s = 600$ m/s層上面深さ分布より、刈谷市役所は南北に細長く分布する軟弱地盤の北の端に位置している。刈谷市役所では、この谷状地形により表面波が増幅した可能性がある。また、各観測点において長野県

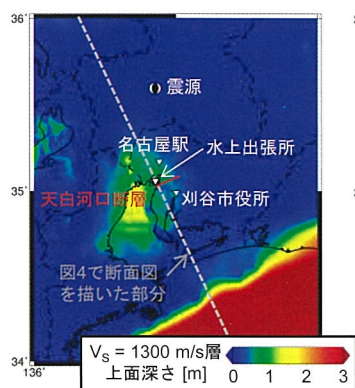


図 14 計算領域と震源位置

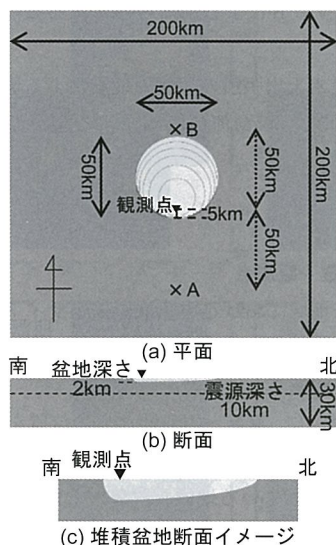


図 16 単純2層モデルの平面・断面

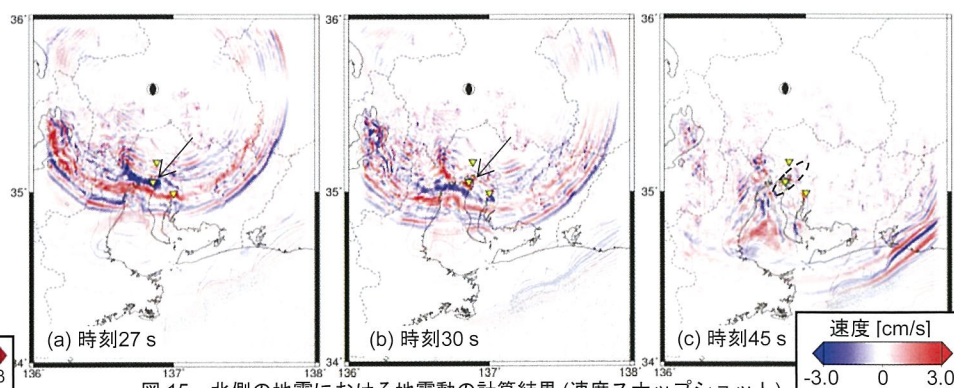


図 15 北側の地震における地震動の計算結果(速度スナップショット)

表 3 単純2層モデルの各層の物性値

層番号	V_s [km/s]	V_p [km/s]	密度 [kg/m ³]	Q 値 (周期 5 s)
1	1.00	2.36	2120	160
2	3.00	5.97	2700	528

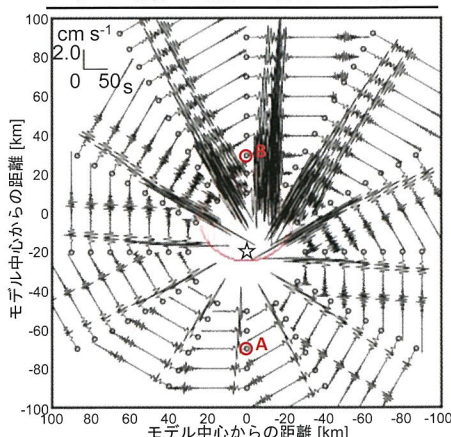
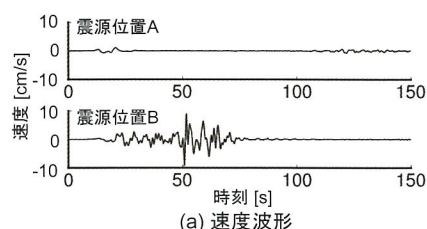
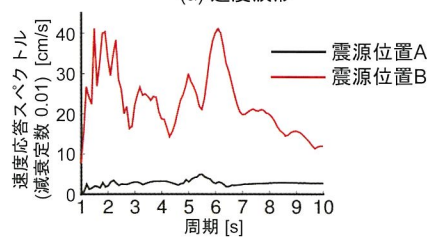


図 17 任意の震源Oにより観測点で得られる速度波形



(a) 速度波形



(b) 速度応答スペクトル

図 18 観測点で得られる速度波形と速度応答スペクトル(減衰定数 0.01)

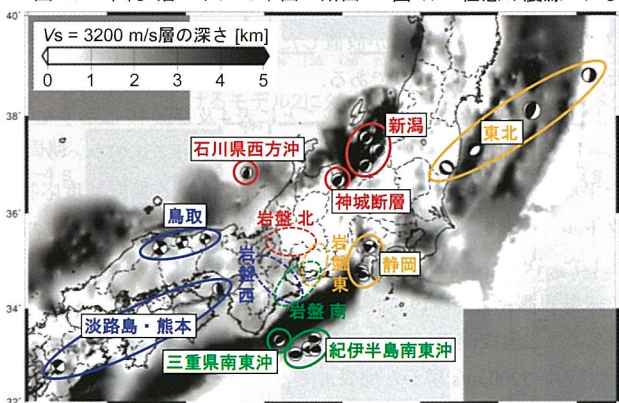


図 19 検討対象とした地震の震源・岩盤観測点位置・グループ分け

るが中京地域の堆積盆地への地震波の入射方位が同一で、応答スペクトル比の分布が似た特徴を示すため 1 つのグループとした。

5.2 各周期帯における擬似速度応答スペクトルの平均値分布

図 20 に各震源域のグループごとのラディアル方向の擬似速度応答スペクトル比(固有周期幅 1 s の区間の平均値)を示す。周期 2~6 s で静岡、周期 4~6 s では東北の地震において、愛知県西端で大きく増幅していることが分かる。4 章の検討結果と同様に、観測点と養老断層、静岡・東北の震源との位置関係から、観測点近傍の岩盤の段差により地震波の反射・干渉が生じ、地震動の増幅・伸長が生じたと

表 4 検討対象とした地震の概要²¹⁾

震源域のグループ名	日時	震源深さ [km]	M_w	使用した岩盤グループ※
石川県西方沖	2000/6/7 6:16	5	5.8	北 (12)
神城断層	2014/11/22 22:08	5	6.3	北 (13)
新潟 (4 地震)	2004/10/23 17:56	5	6.6	北 (11)
	2004/10/23 18:34	11	6.3	北 (9)
	2007/7/16 10:13	8	6.6	北 (11)
	2011/3/12 3:59	5	6.2	北 (13)
東北 (4 地震)	2011/3/11 14:46	20	8.7	東 (33)
	2011/4/11 17:16	5	6.6	東 (11)
	2012/12/7 17:18	11	7.3	東 (13)
	2016/11/22 5:59	11	7.0	東 (5)
静岡 (3 地震)	2009/8/11 5:07	20	6.2	東 (14)
	2011/3/15 22:31	8	5.9	東 (33)
	2011/8/1 23:58	11	5.8	東 (32)
紀伊半島南東沖 (4 地震)	2004/9/5 19:07	14	7.2	南 (30)
	2004/9/5 23:57	11	7.5	南 (23)
	2004/9/7 8:29	11	6.5	南 (27)
	2004/9/8 23:58	5	6.1	南 (31)
三重県南東沖	2016/4/1 11:39	14	5.8	南 (22)
淡路島・熊本 (2 地震)	2013/4/13 5:33	11	5.8	西 (19)
	2016/4/16 1:25	11	7.1	西 (4)
鳥取 (3 地震)	2000/10/6 13:30	11	6.6	西 (13)
	2001/1/12 8:00	8	5.2	西 (7)
	2016/10/21 14:07	8	6.2	西 (11)

※ 括弧内は岩盤グループ内で記録を使用した観測点数

推察できる。また、全周期帯において、三重県南東沖の地震による増幅が大きくなっており、震源に近い紀伊半島南東沖の地震との差が大きい。これら 2 つの震源では、震源と観測点の間における付加体の位置関係が異なっており、地震波が付加体内を通過する距離が

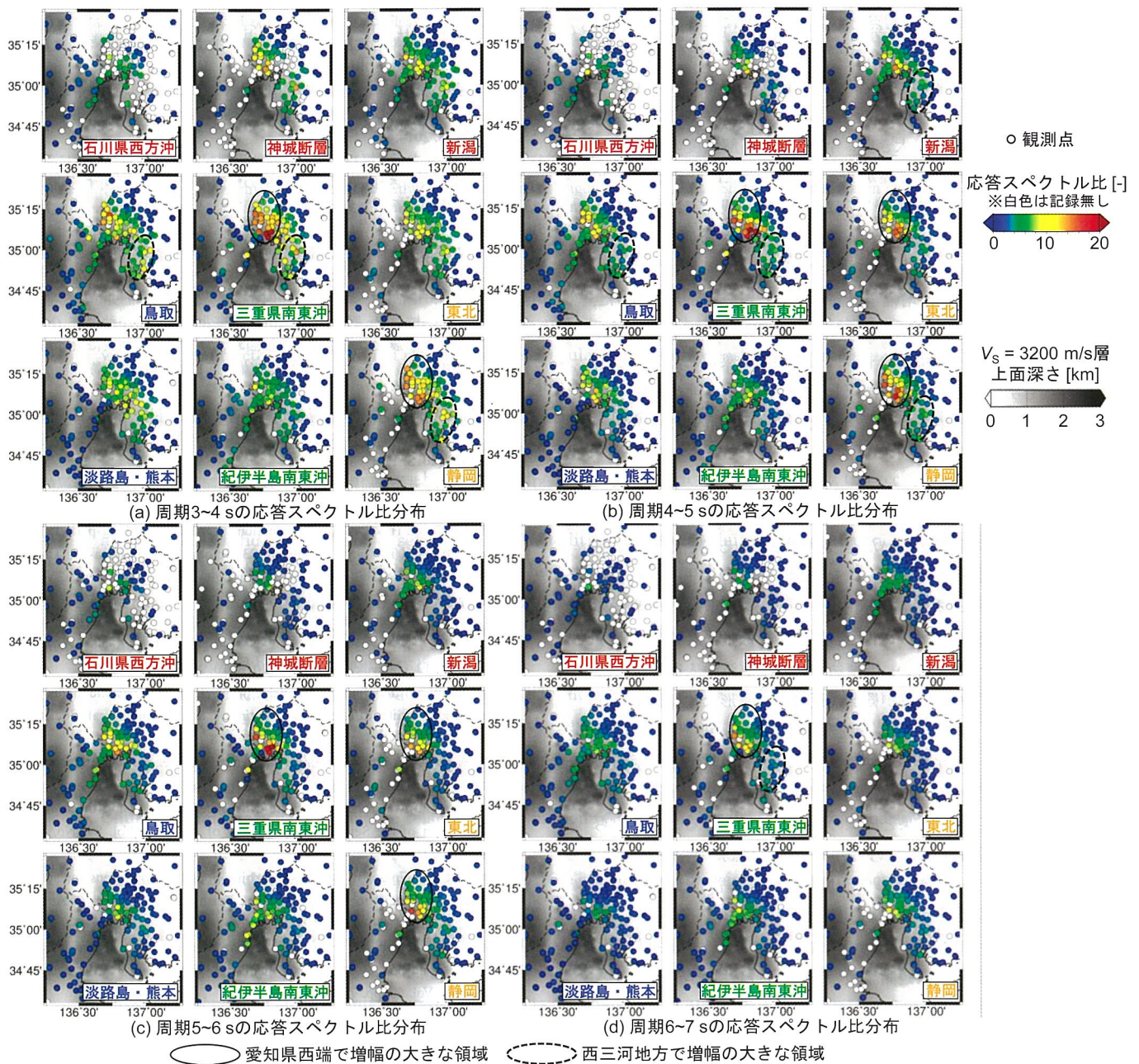


図 20 各震源域グループごとの周期別の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 0.01) 比の分布(各周期帯の平均値)

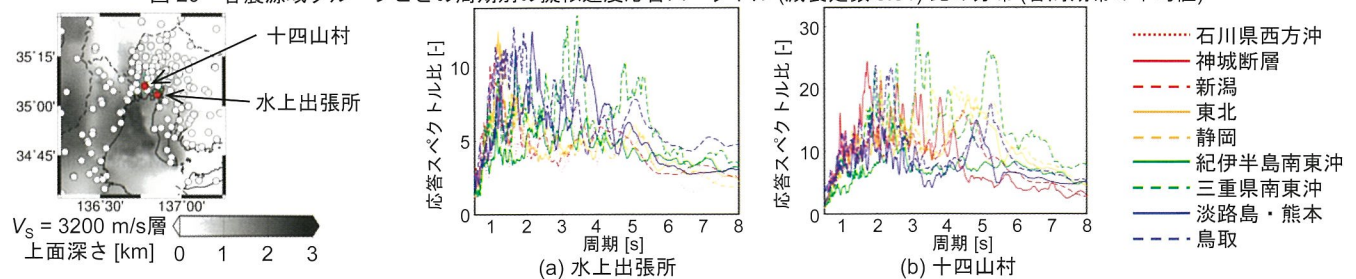


図 21 水上出張所と十四山村における各震源域グループごとの擬似速度応答スペクトル(減衰定数 0.01) 比

異なるため、付加体がそれぞれの地震の地震波に与える影響は異なると考えられる。よって、2.2.5 項で述べた、伝播経路と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉による相乗効果が異なることが、これらの地震の増幅率の違いの原因だと考えられる。また、新潟の地震と神城断層地震を比較すれば、周期 2~4 s では神城断層地震で愛知県西端における増幅が大きく、周期 4~7 s では新潟の地震で増幅が大き

くなっている。これも、伝播経路と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉による相乗効果の違いによると考えられる。さらに、西三河地域でも、震源域によって増幅度合いが異なっているのが分かる。

図 21 に、水上出張所及び愛知県西端に位置する十四山村の擬似速度応答スペクトル比を示す。ただし、水上出張所における神城断層地震の記録及び、十四山村における石川県西方沖の地震の記録は

取れていない。図より、両観測点とも震源域ごとに応答スペクトル比の形状が大きく異なっているのが分かる。水上出張所は2章の解析結果とは異なり、北側の地震による振幅が特に大きいわけではない。水上出張所は天白河口断層に近接しているため、地形の小さな差が地震動に与える影響が大きい。今後、より高解像度の地下構造モデルを構築し検討を行う必要がある。一方、十四山村では、図20で見られた震源域ごとの特徴をよく表しており、観測点によっては同じ周期帯においても増幅率が3~4倍異なることが分かる。

以上より、中京地域の堆積盆地に対する地震波の入射方向によって、堆積盆地内の地震動の増幅率が異なることが分かった。さらに、伝播経路の影響が異なれば地震動の増幅傾向が異なり、伝播経路と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉による相乗効果があることが観測記録からも明らかとなった。ただし、紀伊半島南東沖の地震と比較して三重県南東沖の地震の増幅率が大きい原因は詳細には分かっておらず、今後の課題である。

6. まとめ

本論文では、相反定理を用いた有限差分法による解析から、伝播経路特性と震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果が、中京地域へ伝播する地震波に与える影響を示した。また、中京地域の堆積盆地が地震動に与える影響について、地震波伝播の様子による考察と単純モデルを用いた検討を行い、堆積盆地への地震波の入射方位の違いによる地盤震動特性の変動が観測点近傍の不整形な地盤構造に起因することを確認した。さらに、地震動観測記録を用いて岩盤観測点との応答スペクトル比を算出することにより、中京地域の堆積盆地上の地点における地震動の増幅率が震源域に依存し、単純モデルを用いた解析で得られた結果と同様の傾向を示していることを明らかにした。特に、名古屋市を含む愛知県西部と自動車産業が集積している西三河地域では、地震の震源域によって震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果による増幅の度合いが異なることが分かった。

震源位置の違いで地震動が大きく異なることから、経験的グリーン関数法に使用する地震動観測記録の取扱いには注意が必要となる。また、震源の位置によっては特定の長周期構造物の応答が大きくなる可能性があり、伝播経路特性及び震源位置依存サイト・堆積盆地干渉効果が地震動に与える影響を評価することは有用であると考えられる。特に、高層建物が集中する地域については、2章で行ったような相反定理を用いた検討を事前に行っておくことは有効である。

謝辞

防災科学技術研究所²²⁾のK-NETおよびKiK-netによる地震動観測記録、大都市圏総合強震観測ネットワークシステム²³⁾に統合されている愛知県と三重県、名古屋市の地震動観測記録、及び中部電力の地震動観測記録を使用した。地震の震源情報として、防災科学技術研究所²¹⁾のF-netによるメカニズム解を使用した。また、図の作成にGeneric Mapping Tools²⁴⁾を使用した。

参考文献

- 1) 文部科学省 研究開発局, 国立大学法人 東京大学大学院情報学環: 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト ② 連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究 平成22年度 成果報告書, pp. 7-37, 2011. 5

- 2) 渡辺哲史, 永野正行, 加藤研一: 南海トラフ沿いの付加体および震源位置が東京の長周期地震動に及ぼす影響, 日本建築学会構造系論文集, 第79巻, 第700号, pp. 701-710, 2014. 6
- 3) 渡辺哲史, 加藤研一, 永野正行: 南海トラフ沿いの付加体が中京地区の長周期地震動に及ぼす影響, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp. 257-258, 2014. 9
- 4) 山田沙代, 平井敬, 福和伸夫: 地震動観測記録と有限差分解に基づく中京地域で観測される長周期地震動の震源位置依存性に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第81巻, 第728号, pp. 1647-1656, 2016. 10
- 5) 寺島芳洋, 高橋広人, 福和伸夫, 護雅史: 堆積盆地における地盤と超高層建物との共振現象に関する研究 その1 大阪平野の地盤周期の分析と強震動予測, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp. 151-152, 2012. 9
- 6) 津野靖士, 山中浩明, 翠川三郎, 山本俊六, 三浦弘之, 酒井慎一, 平田直, 笠原敬司, 木村尚紀, 明田川保: 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の本震記録と余震記録を用いた首都圏およびその周辺地域に於ける長周期地震動の特性, 日本地震工学会論文集, 第12巻, 第5号(特集号), 2012. 11
- 7) 平井敬, 福和伸夫: 3次元有限差分法と相反定理を用いた堆積盆地の地盤震動性状の評価手法, 日本建築学会構造系論文集, 第78巻, 第694号, pp. 2083-2091, 2013. 12
- 8) 山田沙代, 平井敬, 福和伸夫: 地震動観測記録の表面波部の震源位置依存性, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp. 49-50, 2015. 9
- 9) Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous propagation of long-period ground motions observed in Tokyo during the 23 October 2004 Niigata-ken Chuetsu (Mw 6.6) earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 863-880, 2007. 6
- 10) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会: 「長周期地震動予測地図」2012年度試作版ー南海地震(昭和型)の検討ー, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_chosyuki/index.html (2016. 10. 26閲覧), 2012. 1
- 11) Graves, R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 4, pp. 1091-1106, 1996. 8
- 12) Levander, A.R.: Fourth-order finite difference P-SV seismograms, Geophysics, Vol. 53, pp. 1425-1436, 1988. 11
- 13) Aoi, S. and Fujiwara, H.: 3D finite-difference method using discontinuous grids, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, No. 4, pp. 918-930, 1999. 8
- 14) Clayton, R. and Engquist, Björn: Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 67, No. 6, pp. 1529-1540, 1977. 12
- 15) Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. and Reshef, M.: A non-reflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave-equations, Geophysics, Vol. 50, pp. 705-708, 1985. 4
- 16) Boore D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 6, pp. 1865-1894, 1983. 12
- 17) 田中清和, 野畑有秀: 南海トラフ巨大地震による長周期地震動評価(その2) 連動地震の試算と震源深さと地殻構造の関係による影響の検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp. 259-260, 2014. 9
- 18) 後藤賢人, 永野正行: フィリピン海プレート境界上面の低速度層が大阪平野内の長周期地震動に与える影響, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp. 29-30, 2015. 9
- 19) Papoulis, A.: The Fourier integral and its applications, McGraw-Hill Book Company, pp. 134-136, 184-187, 1962
- 20) 吉村智昭: 濃尾平野における想定東南海地震の長周期地震動評価ー領域縮小法による地震波動伝播解析ー, 大成建設技術センター報, 第37号, 2004
- 21) 防災科学技術研究所: <http://www.fnet.bosai.go.jp/> (2016. 10. 26閲覧)
- 22) 防災科学技術研究所: <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (2016. 10. 26閲覧)
- 23) 大都市圏強震動総合観測ネットワークシステム(東海地域): <http://ansei.seis.nagoya-u.ac.jp/> (2016. 10. 26閲覧)
- 24) Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F., and Wobbe, F.: Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Trans. AGU, 94, pp. 409-410, 2013. 11

THE EFFECT OF SEDIMENTARY BASINS AND ACCRETIONARY WEDGE ON LONG PERIOD GROUND MOTIONS IN CHUKYO AREA

Sayo YAMADA *, *Takashi HIRAI*** and *Nobuo FUKUWA****

* Former Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ., M. Eng. (Shimizu Corporation in present)

** Assist. Prof., Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ., Dr. Eng.

*** Prof., Disaster Mitigation Research Center, Nagoya Univ., Dr. Eng.

Long-period seismic waves are affected by the propagation path, and have a different nature depending on the source location. In addition to the accretionary wedge and sedimentary basins could affect the long-period seismic waves. The characteristics of ground motions on the irregular sedimentary basin structure vary depending on the incident direction of the seismic wave and the type of incident seismic wave. Therefore it is important to focus on the source location, and to consider the path effect together with the effect of the sedimentary basin beneath the site.

In this study, the 3D finite difference analysis based on the reciprocity theorem is employed to clarify the path effect and the effect of the sedimentary basin beneath the site. In regard to the path effect, the accretionary wedge could decrease the specific periodic band of seismic waves, in contrast to the Niigata sedimentary basin which could amplify the specific periodic band of seismic waves. In addition, the Kanto plain could so much not amplify the waves on the site in Chukyo area. In regard to the effect of the sedimentary basin beneath the site, the analysis confirm that the characteristic of ground motion fluctuates depending on the incident direction of seismic waves. Especially, the results of some observation points show that when the source located in a particular direction, the seismic wave is strongly amplified by the sedimentary basin.

Specific amplification of seismic waves is examined by the numerical analysis of wave propagation using the simple soil structure models. As a result, it is revealed that the seismic waves are strongly amplified by the step of the layer near the site. Therefore, the ground motion at the site is amplified and the duration time is extended.

At last, amplifications of seismic wave radiated from sources of various directions are compared at the site on Chukyo sedimentary basin using the seismic ground motion records. The study revealed that the amplification of the seismic wave radiated from eastern sources is larger than other direction at the specific periodic band. The behavior similar to the result of numerical analysis is shown by the study using the seismic ground motion records.

According to the result that the effect of the wave propagation path and the sedimentary basin beneath the site varies with respect to the source location, the damage of specific long-period building could be large in specific cases of earthquakes. The examination of the ground motion using 3D finite difference analysis based on the reciprocity theorem is beneficial since the above mentioned effects are complicated and different around the earthquakes.

(2016 年 12 月 7 日原稿受理, 2017 年 4 月 24 日採用決定)