

堆積盆地構造が地震動の周期特性に与える影響

3次元有限差分法を用いた検討

THE EFFECT OF SEDIMENTARY BASIN STRUCTURE ON PREDOMINANT PERIOD
OF SEISMIC GROUND MOTION

The analysis using 3-D finite difference method

寺島 芳洋*, 平井 敬**, 福和 伸夫***

Yoshihiro TERASHIMA, Takashi HIRAI and Nobuo FUKUWA

On the sedimentary basin, the characteristics of ground motion varies with incident angle and azimuth angle of the seismic wave due to the complicated soil structure. Especially, the predominant period of the seismic ground motion, which is very important in the design of high-rise buildings, often varies with the direction of the hypocenter. In this study, we focus the effect of sedimentary basin structure on dynamic characteristics of seismic ground motion, using the three dimensional finite difference method and the reciprocity theorem of Green's function. We study especially focusing effect and trapping effect of seismic waves. We also discuss the fluctuation of predominant period for the seismic design of high-rise buildings.

Keywords : Dynamic characteristics, Sedimentary basin, Predominant period, Focusing effect, Trapping effect, Finite difference method

地盤震動特性, 堆積盆地, 卓越周期, 焦点効果, トラップ, 有限差分法

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震の際に、震源から700 km以上離れた大阪府咲洲庁舎(大阪市住之江区)の最上階において最大片振幅137 cm・継続時間10分以上の揺れが観測された^{1),2)}。大阪堆積盆地で増幅された長周期地震動の卓越周期と咲洲庁舎の1次固有周期が近接して共振現象が発生したことによるものである。

共振現象を防ぐには、地震動の卓越周期と対象物の固有周期を近接させないことが基本であり、そのためには対象地点における地震動の卓越周期の適切な評価が必要である。一般に、地盤の固有周期は各サイト固有の一定のものと考えることが多い。しかし、実際の観測記録において、やや長周期域においては地震動の卓越周期は一定ではなく地震によって変動すること(以後、周期変動と呼ぶ)が報告されている^{3),4)}。平井・福和⁵⁾は、単純な形状の3次元堆積盆地モデル(以後、堆積盆地を盆地と呼ぶ)を用いてやや長周期域の地震動の主な成因である表面波を対象とした地震動計算を行い、同一の震源・盆地形状についても地震波の到来方向が異なると、同一地点における地震動の卓越周期が変動することを示した。

地震動の特性は震源特性・震源から基盤までの伝播経路特性・基盤から地表までのサイト特性の三者により定まり、堆積盆地上で観測される地震動は震源と盆地端部までの伝播経路と盆地構造の影響を受ける。平井・福和の報告から盆地構造によって表面波の性状が影響を受け周期変動が生じることが明らかになっているものの、詳

細な原因の解明には至っていない。そこで、本研究では盆地構造による周期変動の要因と傾向を明らかにすることを目的とする。以下に、盆地構造ないし不整形地盤が地震動に与える影響に関する既往研究を概観し、盆地構造による周期変動の要因について整理する。

水平成層地盤における地震動計算手法は、Luco and Apsel⁶⁾の定式化によって確立されており、不整形地盤についても多くの研究が行われてきた。最初に不整形地盤の影響が注目されたのは1971年San Fernando地震のPacoima Damにおける記録である。この地震では、ダム周辺の地表面の不整形が注目され、Trifunac and Hudson⁷⁾やBoore⁸⁾、Bouchon⁹⁾による解析が行われた。また、1985年メキシコ地震では、不整形な境界面を有する地盤、特に堆積盆地構造が地震動に及ぼす影響が注目された。Sánchez-Sesma et al.¹⁰⁾は、盆地内で周期2~3 sの大振幅の波が100 s以上続く現象を水平成層地盤で説明することは不可能で、不整形地盤(盆地構造)の影響であると指摘した。これらについては、額¹¹⁾が詳細なレビューを行っている。

大堀・南¹²⁾は、Aki-Larner法¹³⁾(AL法)を用いて堆積盆地の規模とトラップとの関係について検討を行い、盆地規模によっては地震動の振幅増幅や継続時間伸張が生じるという知見を得た。ただし、地震動の最大振幅分布や継続時間には注目しているが、周期特性の変化については言及していない。また、大堀・他¹⁴⁾は、盆地構造では1次元成層構造の卓越周期よりも短周期化することを指摘している。渡辺・他¹⁵⁾も同様の事柄に言及しており、盆地構造の影響とし

* ㈱竹中工務店 修士(工学)

** 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

Takenaka Corporation, M. Eng.

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

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

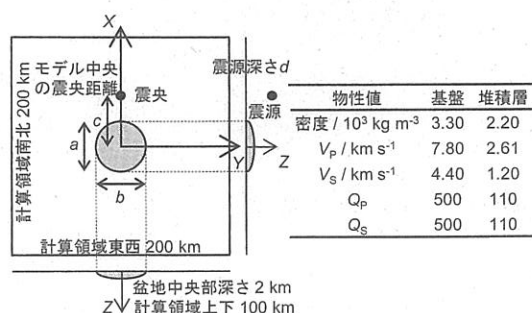


図1 計算に用いる基本となる地盤構造モデルと物性値

地震動が短周期化することをあげることができる。なお、ここでトラップとは、波動が盆地端部もしくはその近傍で反射し、盆地内に滞留する現象を指し、上述のメキシコ地震における現象と同等の現象をいう。

川瀬¹⁶⁾によると、盆地上で観測される表面波には、震源から盆地端部まで実体波として伝播し端部で表面波となる盆地生成表面波と、震源から盆地端部まで表面波で伝播し端部で変換・増幅される盆地転換表面波がある。盆地生成表面波について、盆地の端部に対して震源位置（深さ）の変化に伴って実体波の入射の仕方が異なれば、表面波の生成のされ方も変化するため、震源深さが一要因となると考えられる。また、震源起因の表面波の生成も震源深さに依存する。

川瀬・他¹⁷⁾は、兵庫県南部地震の震災の帯を盆地端部で生成された回折波と直達波の増幅の干渉で説明し、エッジ効果と名付けている。また、震災の帯について、井上・他¹⁸⁾、中川・他¹⁹⁾は深部の基盤構造に起因する焦点効果で説明している。焦点効果は、基盤の不整形性によって同一震源から生じた実体波が屈折し集中して生じる現象である。平面方向に盆地端部が不整形となる盆地構造に入射する表面波・実体波についても同様の効果が生じる可能性がある。本研究では、表面波が盆地端部の形状によって屈折して直達波と屈折波が干渉することに注目し、この現象を平面的な焦点効果と呼び、検討を行う。

以上のように、既往研究は地震動の最大振幅や継続時間に注目したものがほとんどであり、卓越周期に注目した例はほとんど見当たらない。本稿では、3次元有限差分法を用いて、堆積盆地における地震動の周期変動について検討する。3章、4.1節では、盆地形状が地震動の周期特性に与える影響に注目して、種々の特徴的な盆地構造モデルを作成してシミュレーションを行い、盆地構造によって生ずる周期の変動についても検討を行う。4.2節では、大阪堆積盆地について工学的に重要となる地震時の地盤応答に注目して、周期変動の要因や変動の傾向を分析する。

2. 有限差分法に基づく地震動シミュレーションの概要

地震動の計算はGravesによる食い違い格子を用いた3次元有限差分法²⁰⁾を用いて行った。4章では、多くの震源を設定して計算を行う。この場合、計算時間の観点から平井・福和⁵⁾の相反定理を利用した地震動計算法を用いた。

盆地構造モデルについて詳細は各節で述べる。本章では基本となる地盤構造モデルの物性値と解析条件について述べる。図1に基本となるモデルの模式図を示す。丸印は震央や震源の位置を表す。物

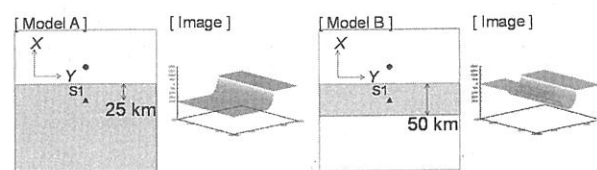


図2 トラップの検討に用いたモデル

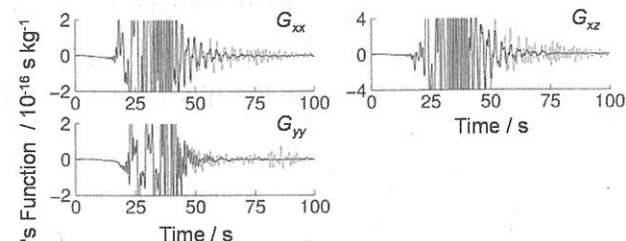


図3 Model A (太線), Model B (細線) のモデル中央の観測点 (S1) におけるグリーン関数 G_{xx} , G_{xz} , G_{yy}

性値は、盆地で生成・増幅される波が顕著に現れるよう、内外のインピーダンス比を大きく設定した。Q値は、振動数 f (単位 Hz) に比例する形 $Q(f) = Q_0 f$ で与えた。なお、盆地中央での1/4波長則に基づく直下から入射するS波卓越周期は6.7 sになるよう設定した。

堆積盆地上で観測される地震動は、震源、震源から盆地端部に至るまでの伝播経路、盆地端部から地表に至るまでの盆地構造の影響を受けるが、盆地構造による影響のみを抽出したい。そこで、震源として単純な単力源を用いる。震源において各座標軸方向に単位インパルス力を加えグリーン関数の各成分を計算した。以後このグリーン関数を G_p で表す。ここで i は観測点で生じる変位の成分であり、 p は加振した座標軸の方向を表す。なお、加振時刻は10 sである。

領域全体の大きさは200 km × 200 km × 100 kmとしている。領域の離散化にあたって、不連続格子²¹⁾を使用しており、深さ4 km以浅は一辺200 mの立方体形の格子で、深さ4 km以深は一辺600 mの立方体の格子で離散化している。空間方向・時間方向の離散化にはそれぞれ4次差分・2次差分を用いた。計算領域の境界には、Cerjan et al.²²⁾による吸収境界条件を用いた。

3. 各要素が地震動の周期特性に与える影響

3.1 トラップが周期特性に与える影響

盆地構造によるトラップが周期特性に与える影響を分析するにあたって、図2に示すトラップの影響が生じるモデルと生じないモデルを作成して地震動の計算を行った。丸印で震源位置を示す。盆地構造以外の計算条件等については2章で示した。盆地最深部について基盤深度を2 kmと設定した。盆地中央 (S1 地点) における1/4波長則に基づく直下から入射するS波の卓越周期は、いずれのモデルにおいても6.7 sである。Model Bがトラップの影響を生じるモデルであり、盆地に対して震央の反対側の盆地端部で波が折り返すことでトラップが発生する。

Model A, Model Bそれぞれのモデル中央の観測点S1について単力源による地震動のグリーン関数を図3に示す。グリーン関数の独立な成分の数は9であるが、図3ではそのうち表面波の生成に特に深く関わるであろう3成分を抽出した。レイリー波の水平成分に寄与する G_{xx} , G_{xz} とラブ波の水平成分に寄与する G_{yy} である。図3では時

刻によって値が図示領域を超過しているが、トラップの影響を見易くするために前半部は波形が一致するためにこのようにした。

図3より、どの成分においても、Model AとModel Bとで50 s付近から違いが生じてくる。この違いは、震源からの直達波と盆地端部からの反射波が重なり合って生じるものであり、トラップの影響であると考えられる。この反射波の振幅は、盆地内の減衰特性と盆地内外のインピーダンス比による。また、波形に違いが生じ始める時刻は、直達波と反射波が重なる時刻によるため、波が反射する反射境界と観測点の距離に依存すると考えられる。

図4に、図3において示したグリーン関数のスペクトルを示す。

図4より、Model A, Bのスペクトルの大小関係が周期とともに交互大小と変化することが分かる。このことから、トラップの影響として直達波と反射波の経路差による干渉の可能性が指摘できる。

直達波と反射波の経路差による干渉は単純化すると図5に示すように考えることができる。図中の V は波の伝播速度である。図5は、問題を1次元化し、 V も一定とした単純な解釈であるため差分法による3次元解析と一致するとは考えづらいが、仮にトラップの影響が、実体波のみ、または表面波のみの干渉であるならばその傾向は見る事ができるだろう。

図4におけるグリーン関数についてスペクトル比 (Model B / Model A) を計算し、図6に示す。図6には、図5の考え方に基いて計算した強め合う周期、弱め合う周期を重ねて示した。伝播速度には盆地内の値である $V_s = 1200 \text{ m/s}$ を用いた。

図6より、有限差分法による解析と図5から求めた干渉の周期は、周期2~4 sにかけては比較的良好な対応を示していることが分かる。一方、周期4 s以上の帯域では干渉の周期の間隔は短周期に比べて広がる点については対応しているものの、周期自体は良好な対応が見られない。これは、上述したように問題を1次元化して非常に単純に考えているためであると考えられる。一般に長周期の表面波は伝播速度が基盤のS波速度に漸近することに加え、深さ方向の波長が長く実際に波が反射する位置が地表における盆地端部とは異なるため短周期と長周期で傾向に差が生じたのであろう。

次に、図7に示した領域についてある周期成分の変位振幅の空間分布を計算した。計算点は200 mメッシュとし、計算点それぞれについてModel Aに対するModel Bのグリーン関数のスペクトル比を計算した。図8に代表的な周期における振幅の空間分布を示す。

図8では、どの成分にもy軸方向に平行な干渉縞を見ることが出来るため、x軸に沿って往來する波によって干渉が発生していることが分かる。このことからトラップの影響として直達波と盆地端部からの反射波によって干渉が発生することが指摘できる。

また、震央と反対側の盆地端部付近で干渉の影響が大きい。端部に近く反射波の伝播距離が短いため、反射波があまり減衰せず、直達波と反射波が到達する時刻が近接し波が重なり合うためである。

直達波と反射波による干渉は、波長によって性状が大きく変わる。図8において、干渉縞の間隔は周期2 sから6 sになるにつれて広がっている。周期が長くなることで波長が長くなるためである。

また、周期4 sの G_{yy} では、同じく周期4 sのグリーン関数の他の成分よりも干渉縞の間隔が狭くなっている。この現象も干渉が波長と密接な関係があることを示している。図9に盆地中央(岩盤上面深度: 2 km)について水平成層地盤を仮定し理論的に計算した表面

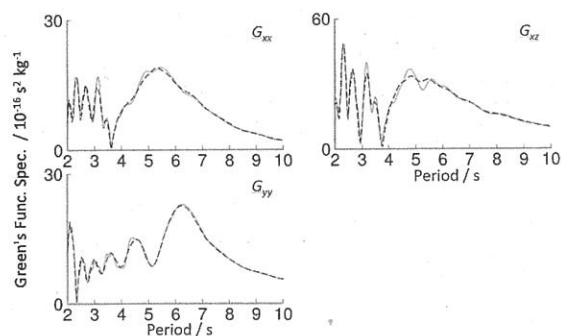


図4 Model A (破線), Model B (実線) のモデル中央の観測点 (S1) におけるグリーン関数のスペクトル G_{xx} , G_{xz} , G_{yy}

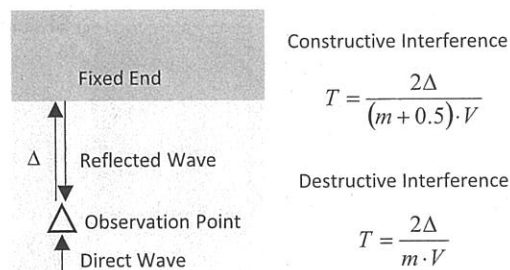


図5 直達波と反射波の経路差による干渉 ($m = 1, 2, \dots$)

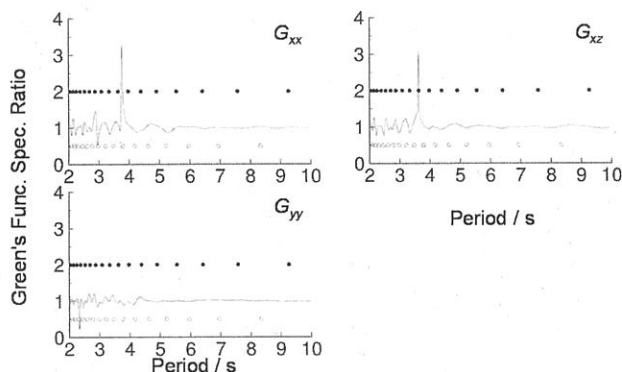


図6 Model A と Model B のモデル中央の観測点 (S1) におけるグリーン関数のスペクトル G_{xx} , G_{xz} , G_{yy} 強め合う周期 (黒丸), 弱め合う周期 (白丸)

波の基本モードの分散曲線を示す。図9より、周期4 s付近ではラブ波の方がレイリー波よりも位相速度が小さいため、水平方向の波長が短いことが分かる。そのため、ラブ波の水平成分に大きく寄与する G_{yy} の干渉縞の間隔が狭くなったのであろう。

3.2 平面的な焦点効果が地震動の周期特性に与える影響

盆地構造による平面的な焦点効果が地震動特性に与える影響を分析するために、図10に示す焦点効果の影響が生じるモデルの計算を行い、焦点効果が生じないModel A (図2)と比較する。丸印で震源位置を示す。盆地構造以外の計算条件等は2章で示した。盆地最深部についてはこれまで同様、基盤深度を2 kmとした。Model Cが焦点効果を生じるモデルであり、盆地に波が入射する際に盆地端部で波が屈折することで焦点効果が発生する。

Model A, Model Cそれぞれのモデル中央の観測点S1と中央から20 kmの位置にあるS2について単力源による地震動のグリーン関

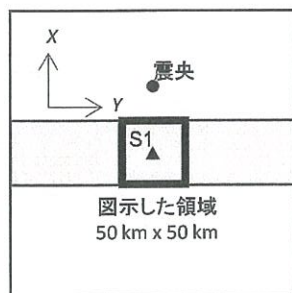


図 7 図 8 を計算した領域

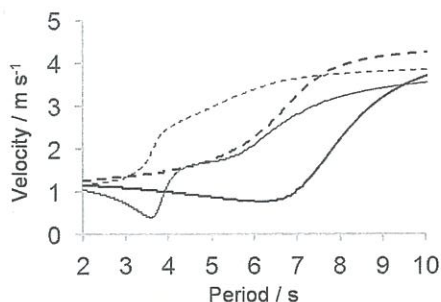


図 9 モデル中央における表面波基本モード分散曲線 太線: ラブ波, 細線: レイリー波 実線: 群速度, 点線: 位相速度

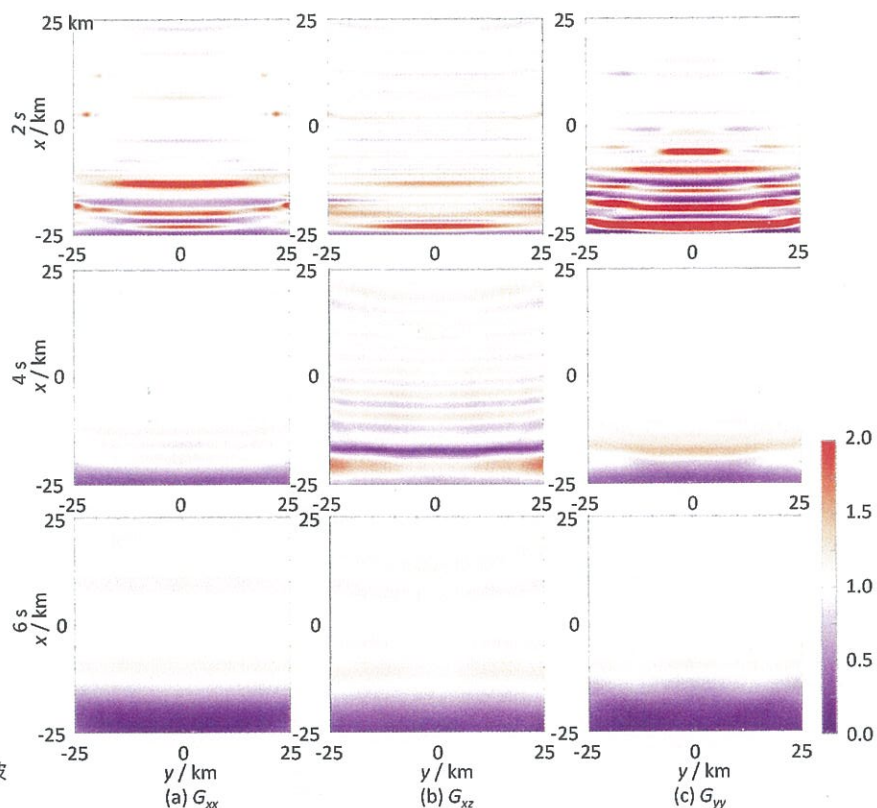


図 8 Model A と Model B の観測点毎のスペクトル比 (Model B / Model A) の空間分布 G_{xx} , G_{xz} , G_{yy} 強め合う周期 (赤色), 弱め合う周期 (青色)

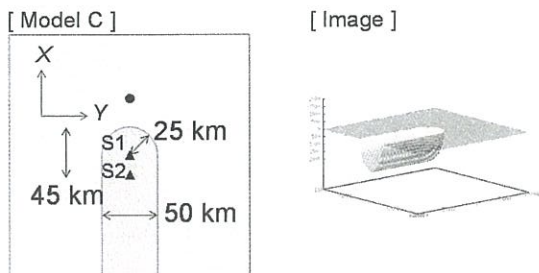


図 10 平面的な焦点効果の検討に用いたモデル

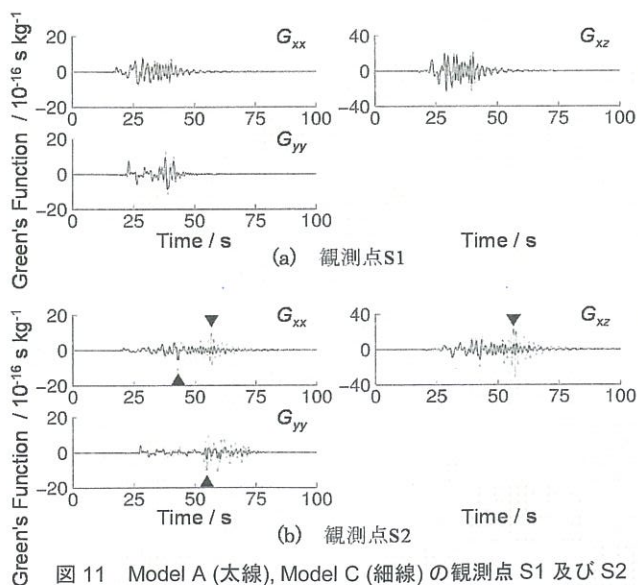


図 11 Model A (太線), Model C (細線) の観測点 S1 及び S2 におけるグリーン関数 G_{xx} , G_{xz} , G_{yy}

数を図 11 に示す。3 章と同様に表面波の生成に特に深く関わるであろうグリーン関数の 3 成分を抽出した。

3 章ではトラップの影響として波形の後続部に違いが生じていたが、図 11 では、焦点効果の影響として波形の直達波の振幅が変化している (図中▲印)。直達波の振幅が変化した理由として、盆地端部に入射する際に生じた屈折波の経路が直達波の経路と比較的近いことが考えられる。

また、図 11 より、S1 地点における焦点効果と比較して S2 地点においては、より大きな焦点効果の影響が生じていることが分かる。これは、上述の屈折波の集まり方が地点によって異なることを意味している。図 12 に、地表面 ($z = 0$) における盆地端部の形状について S 波の波線を示した。図 12 より、屈折した波が S2 地点に多く集まっており、S2 地点において大きな焦点効果が生じたことが分かる。

図 13 に、グリーン関数のスペクトルを示す。図 13 より、Model A と Model C の振幅の大小関係が周期とともに変化しており、トラップの影響と同じく経路差による干渉の可能性を指摘できる。この場合、経路差とは直達波と直達波が盆地に入射する際に生じた屈折波との経路差を指す。

干渉の性状として、振幅の大小に加えて、全体的に振幅が底上げされているように見える。この点でトラップの検討で見られた干渉の性状とは異なっている。屈折波の焦点効果によって盆地の中央付近にエネルギーが集中するためである。

また、周期 8 s 以上において干渉の影響があまり見られないことは、周期毎の波の集まり方の違いによるものであろう。図 9 に示した分散曲線のように、表面波は長周期になるほど伝播速度を増すため、岩盤における伝播速度に接近し、屈折角が小さくなることで盆

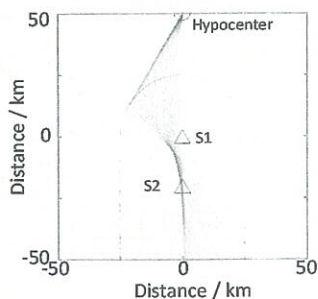


図 12 Model C における簡略化された表面波の波線

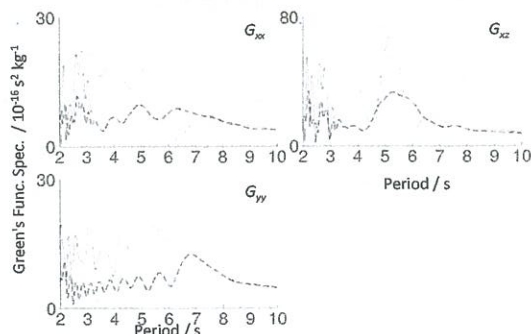


図 13 Model A (破線), Model C (実線) の観測点 S2 におけるグリーン関数のスペクトル G_{xx} , G_{xz} , G_{yy}

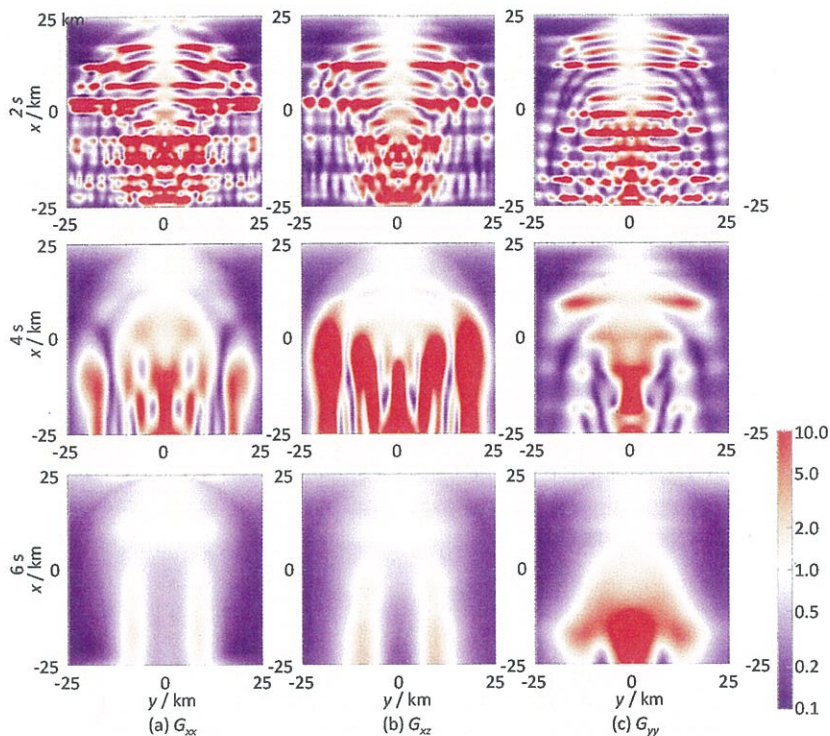


図 14 Model A と Model C の観測点毎のスペクトル比 (Model C / Model A) の空間分布 G_{xx} , G_{xz} , G_{yy} 強め合う周期 (赤色), 弱め合う周期 (青色)

地端部からより遠い地点に屈折波が集中することが考えられる。

トラップにおける検討と同じく図 7 に示した領域内の計算点それぞれについて Model A に対する Model C のグリーン関数のスペクトル比を計算し、図 14 に代表的な周期の空間分布を示した。トラップの検討とは異なり振幅が大きいので、対数スケールで描いていることに注意されたい。

図 14 において、グリーン関数のどの成分にも x 方向・ y 方向に平行に近い干涉縞が確認でき、干涉が発生していることが分かる。しかし、干涉の性状は非常に複雑であり、また特性が周期によって大きく異なることを図から読みとることができる。

前述した通り、周期が長くなるほど伝播速度が大きくなり屈折角が小さくなるため、周期毎の波の集まり方の違いが生じる。図 14 において、長周期になると振幅の大きな地点が縦軸と平行な分布となることや、長周期ほど干涉が生じにくくなっていること (各図中央上部に注目すると、長周期になるにつれ白い部分 (=等倍) が広がっている) も、周期ごとに波の集まり方が異なるためである。

以上から、平面的な焦点効果が発生することを確かめ、直達波と屈折波の経路差による干涉によって周期変動が生じることを示した。屈折波の経路が干涉の性状に影響を与えることから、波が入射する盆地端部の平面形状と検討する周期、及び盆地の物性値に基づく伝播速度が非常に重要な因子であることが分かった。

3.3 地震波の到来方向が地震動の周期特性に与える影響

盆地構造に対する地震波の到来方向が地震動特性に与える影響を分析するにあたって、図 15 に示す楕円盆地の計算を行い、到来方向による違いを比較する。丸印で震源位置を示す。震源距離はともに 50 km である。盆地構造以外の計算条件等は 2 章で示した。盆地最深部についてこれまで同様、基盤深度が 2 km である。

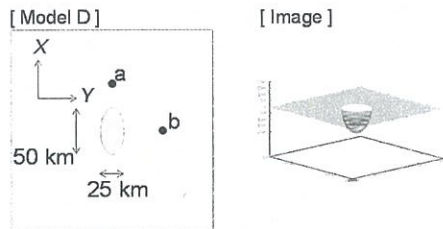


図 15 検討に用いたモデル

これまでと同じくモデル中心から 50 km 四方の領域 (図 7) について Model D の震源 a と震源 b についてのグリーン関数のスペクトルを計算し、図 16 に周期 4 s 成分の空間分布を示した。

図 16 より、震源 a 及び b の双方にて、空間変化に伴って連続的に強弱となる干涉が見られ、震源位置すなわち波の到来方向によって干涉の性状が変化していることが分かる。平井・福和⁹⁾は、図 15 と同様の楕円盆地に対して、地震動シミュレーションを行い到来方向によって地震動の卓越周期が変化することを確認している。波の到来方向によって干涉の性状が変化することが卓越周期の変化の一つの要因として考えられる。

また、楕円盆地の長軸方向から波が伝播する震源 a では波の伝播方向に走る干涉縞や盆地中央に向かって波が集中の様子が現れ、焦点効果の影響がよく現れていることが分かる。一方で、短軸方向から波が伝播する震源 b では波の伝播方向と垂直な方向に走る干涉縞が見られ、トラップの影響がよく現れていることが分かる。

Model D においては、長軸方向から波が伝播する場合の盆地端部の形状が短軸方向のそれよりも楕円形の曲率が大きく、盆地の中心軸付近に波が集中し易く、また、短軸方向から波が伝播する場合の盆地端部から反対側の盆地端部までの距離は長軸方向のそれよりも

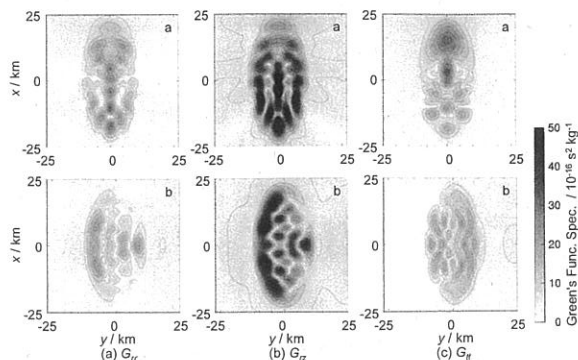


図 16 Model D の観測点毎のスペクトル (4 s) の空間分布 G_{xx} , G_{yy} , G_{zz}

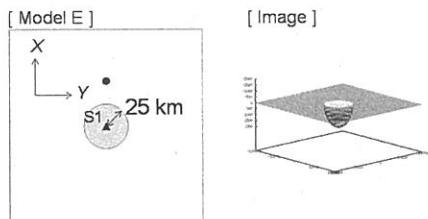


図 17 震源深さの影響の検討に用いたモデル

短く、反射波が減衰し難いため上記の特徴を示したと考えられる。以上から、焦点効果やトラップによる干渉の性状は盆地の平面形状や波の伝播方向に影響されることが分かった。

3.4 震源深さが地震動の周期特性に与える影響

盆地構造に対する震源深さの違いが地震動特性に与える影響を分析するにあたって、図 17 に示す円形盆地と Model A (図 2) の計算を行い、震源深さによる違いを比較する。丸印で震源位置を示す。震源深さのパリエーションは、0, 7, 13, 22 km である。盆地構造以外の計算条件等は 2 章で示した。盆地最深部についてこれまで同様、基盤深度が 2 km である。Model A では、単純に震源深さの影響が分析可能であり、Model A と Model E の計算結果を比較することで、盆地構造に対する震源深さの影響が分析可能である。

図 18 に、グリーン関数のスペクトルを示す。図 18 を概観すると前章までで検討したトラップや焦点効果の影響が現れていることが分かる。例えば、 G_{xx} における 4 s, 6 s の弱め合いと 5 s の強め合いや G_{zz} における地表加振時に見られる 4.6 s の卓越である。

図 18 において特筆すべき特徴は 2 つある。

1 つ目は、 G_{xx} における 4.6 s と 5.5 s のピークの関係である。Model A 及び Model E においてこの特徴を見ることが出来るが、Model E のスペクトルの方が顕著に傾向が現れているため、Model E を例に説明する。 G_{zz} において、地表加振など浅い震源では 4.6 s のピークが卓越するが、震源が深くなるにつれて 4.6 s のピークは消滅し、5.5 s にピークが現れるようになる。ここで重要なのは 4.6 s のピークが連続的に変化して 5.5 s に変化するわけではなく、むしろそれぞれのピークの卓越周期は震源深さによって変化しない点である。この傾向は、前章までの干渉によるスペクトルの変化には見られなかった。仮に干渉ならば、干渉は経路差によって生じるため、経路差が変化すれば卓越周期が変化するはずである。

図 19 に Model E における G_{xx} 成分の 4.6 s と 5.5 s のモード形を示す。モード形は差分法で計算した変位波形にバンドパスフィルタを

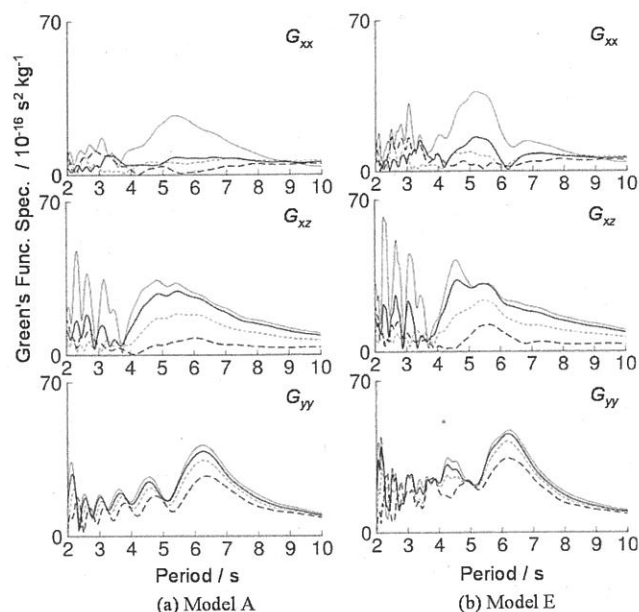


図 18 観測点 S2 における震源深さの変化に伴うグリーン関数のスペクトル G_{xx} , G_{yy} , G_{zz} の変化 震源深さ: 0 km (細線), 7 km (太線), 13 km (細破線), 22 km (太破線)

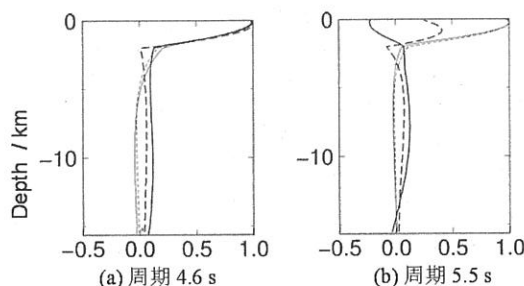


図 19 モード形に基づく卓越モードの推定 (Model E G_{xx})
FDM: 震源深さ 0 km (細線), 22 km (太線)
RT 法: 基本モード (細破線), 1 次モード (太破線)

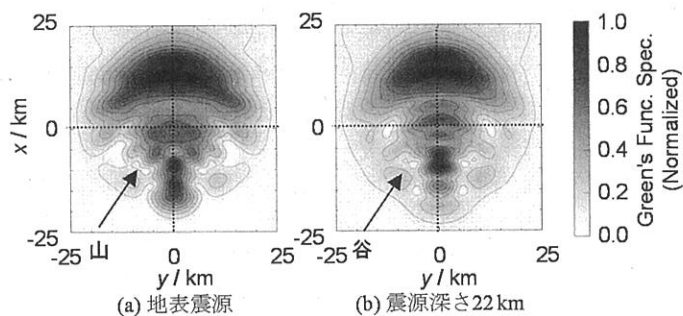


図 20 Model E のスペクトル (4.5 s) の空間分布 G_{yy}

施して周期成分を抽出した。また、RT 法 (Reflection/Transmission Matrix Method) に基づく久田の計算法²³⁾を用いて、盆地中央の物性値を持つ水平成層構造を仮定してレイリー波基本モードと 1 次モードのモード形を計算し、図 19 に併せて示した。図 19 の横軸は、最大変位が 1 となるように規格化して描いた。

図 19 より、差分法と RT 法に基づくモード形の対応から周期 4.6 s・5.5 s とともに地表加振時は基本モードが対応している。一方、震源深さ 22 km の加振時には両周期ともに 1 次モードのモード形に近づくことが分かる。周期 5.5 s については、地表付近の振幅分布の対応

が良くないが、これは基本モードと1次モードが混在しているためであると推測される。

震源が深くなると1次モードが卓越することはモードの深さ方向の振幅と震源位置によるものであろう。図19より、1次モードの方が基本モードより深部の振幅が大きいことと、 z 方向加振時には z 軸と垂直な平面にレイリー波に大きく寄与するSV波が放出され、震源が深くなると下方に集中することが原因であると考えられる。

この現象は、盆地構造との関連は小さいと考えられるが、周期変動を考える上で重要な要素の一つであるため、言及した。また、基本モードと高次モードのエアリー相の周期が比較的近いレイリー波特有の性質であると考えられる。

2つ目の特筆すべき特徴は、 G_{yy} における4.5 sのピークについてである。Model AとModel Eでは、震源深さの変化に伴う4.5 sのピークの変化の性状が明瞭に異なっていることが分かる。

Model Aでは震源が深くなるにつれピーク形状を保ったまま振幅が小さくなるが、Model Eでは震源が深くなるとピーク形状が崩れ、震源深さ22 kmでは、ピーク自体が消滅していることが分かる。Model Aでは見られないことから、前述した震源深さの変化に伴う卓越モードの変化の要因とは異なり、盆地に対する震源位置が変化した事によって3.1節及び3.2節で述べた盆地内で生じる干渉の性状が変化したことによると考えられる。

図20に、Model Eにおける地表震源及び震源深さ22 km加振時のグリーン関数 G_{yy} のスペクトル(4.5 s)の空間分布を示す。図示領域は、これまで同様モデル中心から50 km四方である。両図はそれぞれの最大値で規格化してある。図20より、これまで同様強め合う部分(山)と弱め合う部分(谷)が連続的に繰り返されていることが分かる。これもやはり直達波と盆地端部で折り返した反射波や回り込んでくる回折波との干渉によるものであると考えられる。さらに、図20(a)、(b)では山谷の位置が少しずつ異なっており、例えばモデル中心に注目すると図20(a)では山、図20(b)では谷となっている。この干渉の変化は、震源位置が異なり経路が異なることで波の伝播経路・距離が異なるために生じた違いであると考えられる。

4. 震源位置による堆積盆地の地盤震動特性の変化

4.1 単純な楕円型盆地における検討

3.3節および3.4節において堆積盆地構造に起因する地盤震動特性の変化を取り扱ったが、本章では、堆積盆地の形状を変化させた場合(4.1節)および現実の堆積盆地の例として大阪堆積平野の地盤震動特性について検討を行う。

図21に、本節の検討に用いたモデルを示す。図中のS1地点を観測点とし、震央距離50 km、北から時計回りの方位角0, 18, 36, 54, 72, 90°, 深さ4, 10, 16 kmの位置にそれぞれ震源を設定した。また、 D_1 および D_2 はそれぞれ堆積盆地の長径・短径であり、これと堆積盆地中央の深さ H を表1に示す通り設定し、各場合でのグリーン関数を計算した。

図22に、表1に示したすべての堆積盆地形状について、深さ10 km、方位0, 18, 36, 54, 72, 90°の震源によるグリーン関数のスペクトルを示す。グリーン関数には9成分が存在するが、レイリー波とラブ波に寄与する成分として G_{rr} と $G_{\theta\theta}$ をそれぞれ抽出して示した。図22の線の色は、震源が堆積盆地の長径側(0°)から短径側(90°)に

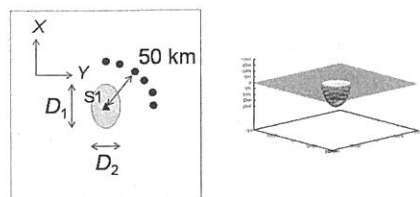


図21 検討に用いた楕円形堆積盆地モデル

表1 堆積盆地の形状

名称	D_1 / km	D_2 / km	H / km
Case 1	50	25	2
Case 2	50	50	2
Case 3	50	25	4

向かうにつれて、赤色から青色へと連続的に変化させている。ただしCase 2は正円形の堆積盆地であり、どの方位の震源による地震動も等しくなるため、黒色の1本の線で表した。また、Case 3は地表から基盤までの堆積層の厚みが2倍に増加しており、卓越する周期もおよそ2倍になることが考えられるため、周期軸を2倍に拡大してグラフ化した。図22のCase 1およびCase 3のスペクトルより、楕円形の堆積盆地では、震源位置の変化に伴ってピークの周期および高さが連続的に変化することが分かる。Case 1とCase 2のスペクトルと比較すると、楕円形の堆積盆地においては、グリーン関数の卓越周期が、正円形の堆積盆地における値とは異なってくることも見て取れる。また、Case 3のスペクトルでは、完全に相似ではないがCase 1に対しておよそ2倍の周期にピークが現れている。

図23に、表1に示したすべての堆積盆地形状について、方位0°, 深さ4, 10, 16 kmの震源によるグリーン関数のスペクトルを示す。図22と同様に、グリーン関数の G_{rr} と $G_{\theta\theta}$ 成分を示した。ここでも、Case 3に対しては周期軸を2倍に拡大している。図23より、震源が深くなるにつれてスペクトルの値が全体的に小さくなる傾向にあることが分かる。ただし、周期帯ごとに見ると、 G_{rr} ではおおむね4 s (Case 3のみ8 s)、 $G_{\theta\theta}$ ではおおむね3 s (Case 3のみ6 s) 程度以上の周期では、震源が深くなるにつれてスペクトルの値が減少するが、それ以下の周期では系統的な傾向が見られない。このことから、おおむね3 s (Case 3のみ6 s) 程度以上の周期帯は主に表面波、それ以下の周期帯は実体波と表面波とが混合してグリーン関数を構成していることが示唆される。

4.2 大阪堆積盆地のモデルを用いた検討

地震動は、震源・伝播経路・サイト特性によって決定される。3章から4.1節まで、伝播経路およびサイト特性を表すグリーン関数について検討した。しかし、単力源によるグリーン関数の検討結果が、工学的に重要となる地震時の地盤応答に適用できるかは疑問が残る。現実の地震動を表すには、震源断層の走向・傾斜・すべり角および地震モーメントによって定まるモーメントテンソルと、断層のすべり運動を表す震源時間関数を考慮する必要があるためである。

地震動の速度波形は下記のように与えられる。

$$v_i(x, t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 M_{pq} H_{pq} (x, t) \quad (1)$$

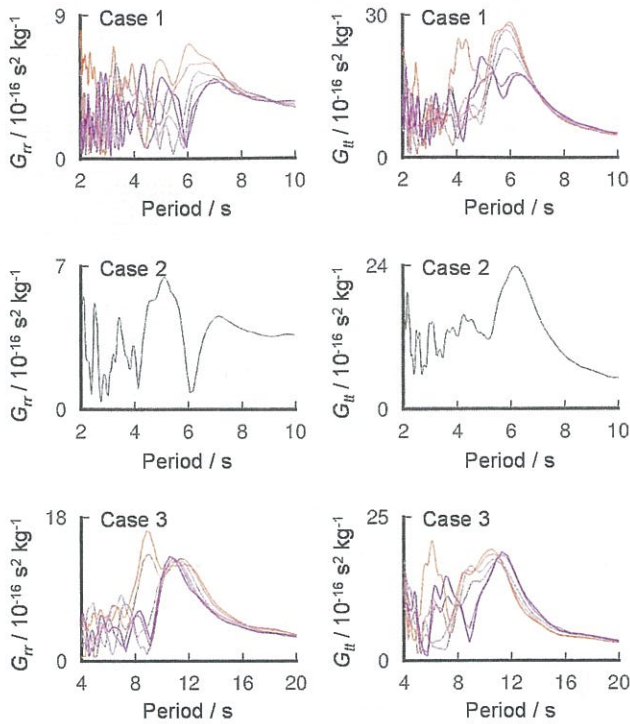


図 22 震源方位によるグリーン関数のスペクトルの変化
緑色は赤色(長径側)から青色(短径側)へと連続的に変化

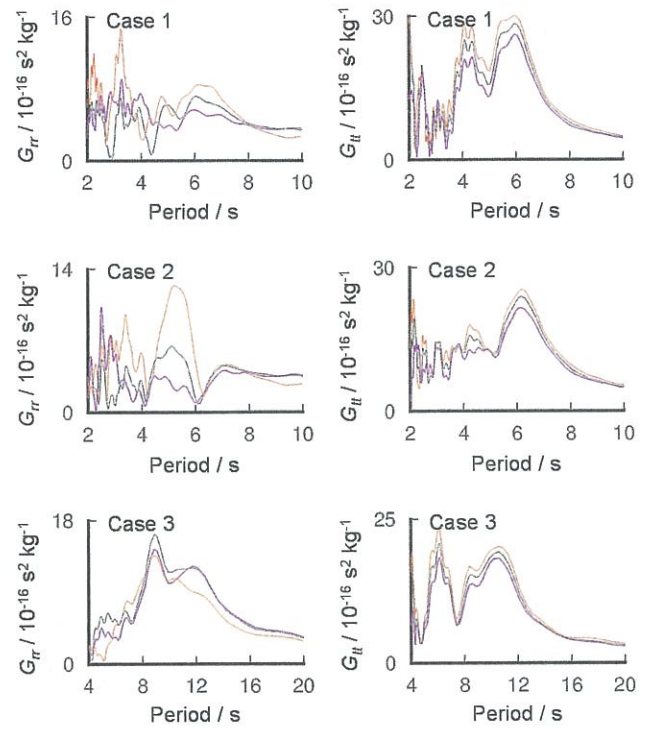


図 23 震源深さによるグリーン関数のスペクトルの変化
赤色: 4 km, 黒色: 10 km, 青色: 16 km

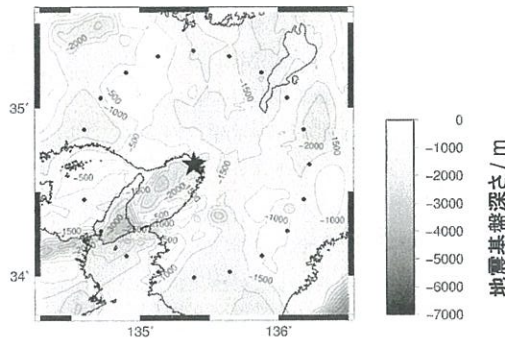


図 24 大阪堆積盆地モデルと観測点(星印)・震源(丸印)

$$\text{ただし } H_{ipq}(x, t) = \int_{-\infty}^t \frac{\partial G_{ip}(x, \xi, t - \tau)}{\partial \xi_q} f(\tau) d\tau \quad (2)$$

ここで M_{pq} はモーメントテンソルの pq 成分, $G_{ip}(x, \xi, t)$ は震源位置 ξ での p 方向のインパルス力による観測点位置 x での変位の i 成分を表すグリーン関数, $f(t)$ は震源時間関数である。式 (1) の通り, 地震動はモーメントテンソルの各成分の値に依存するが, 本節ではこれを設定せずに検討を行う。すなわち, 本節では式 (2) で表される $H_{ipq}(x, t)$ のスペクトル

$$\tilde{H}_{ipq}(x, \omega) = \frac{\partial \tilde{G}_{ip}(x, \omega; \xi)}{\partial \xi_q} \tilde{f}(\omega)$$

について検討する (上付き波線は対応する時間領域の関数のフーリエ変換を表す)。これは, モーメントテンソルを設定すると放射特性の影響が色濃く現れてしまうことに加え, 異なる方位にある複数の震源について, 等価なモーメントテンソルを設定することが困難であるためである。なお, グリーン関数の計算には, 平井・福和⁹⁾による相反定理を利用する計算法を用いた。震源時間関数は, 次式の

ω^2 スペクトルに従うものとし, コーナー振動数 $f_c (= \omega_c / 2\pi)$ は $M_w = 5 \sim 6$ を仮定して 0.33 Hz に設定した。

$$\tilde{f}(\omega) = \frac{1}{(1 + i\omega/\omega_c)^2}$$

地盤構造モデルとしては, 地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図の作成に用いられたモデル²⁴⁾を使用した。図 24 に, 本節の検討に用いた地盤構造モデルの地盤基盤面の深さ分布と震源位置・観測点位置を示す。有限差分法による計算領域は図 24 に示した領域すべてとし, 格子分割は深さ 10 km までは一辺 200 m, それ以降は一辺 600 m の立方体形である。深さは 100 km までを対象とした。時間刻み幅は 0.00625 s であり, 解析有効周期はおよそ 2.8 s 以上である。

なお, 用いた地盤構造モデルによると, KiK-net 此花にあたる位置の直下の層構造で平行成層地盤を仮定した場合, 重複反射理論に基づく 1 次卓越周期は 8.0 s となる。一方, KiK-net 此花の PS 検層による地盤構造と 1/4 波長則から求められる 1 次卓越周期は 6.7 s である。2011 年東北地方太平洋沖地震の際に, KiK-net 此花からほど近い大阪府咲洲庁舎が周期 6.5 s で地盤と共振を起こしていることから, KiK-net 此花近辺の実際の 1 次卓越周期は 6.5 s 付近であると考えられる。これらのことから, 本節で用いた地盤構造モデルはチューニングが十分でない可能性があるが, 成層構造からの震動特性の変化を検討する上では使用に耐えうるものと考えて用いることとした。

図 25 に, 深さ 10 km, 方位 $0 \sim 360^\circ$ の震源による地震動を表すグリーン関数を示す。震源方位は北から時計回りに計るように定義した。グリーン関数の独立な成分は 18 個であるが, そのうち H_{rr} と $H_{\theta\theta}$ がレイリー波とラブ波をそれぞれ代表するとして抽出した。図 25 より, 両成分ともに, 方位 $180 \sim 270^\circ$ (南西) の震源において, その

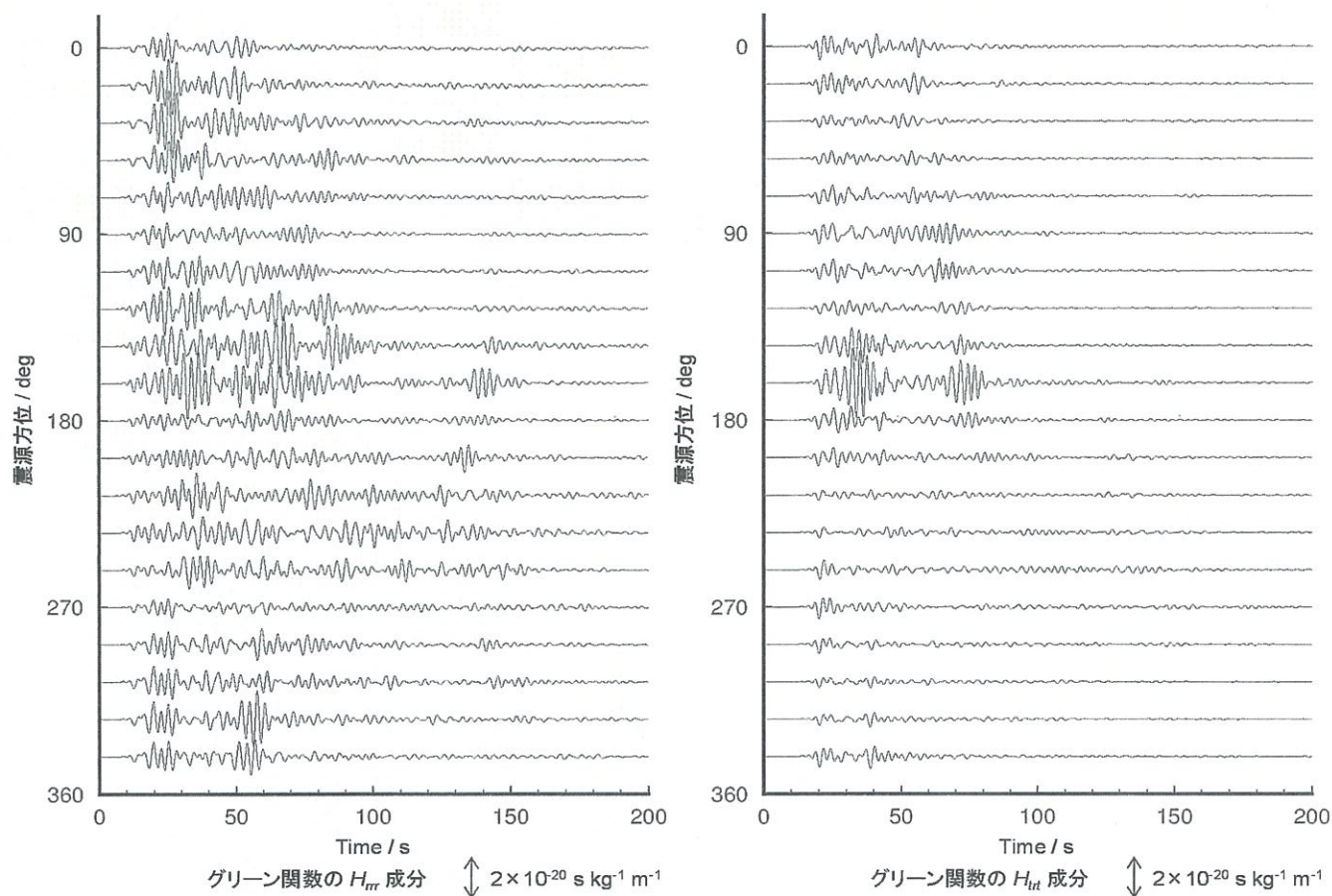


図 25 方位 0 ~ 360°, 深さ 10 km の震源によるグリーン関数

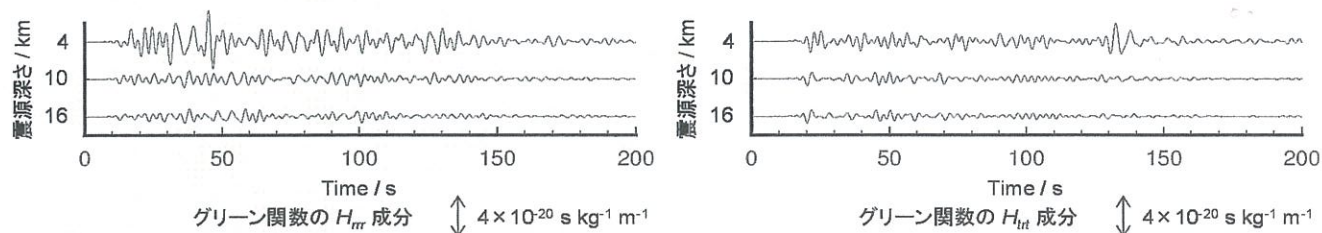


図 26 方位 234°, 深さ 4, 10, 16 km の震源によるグリーン関数

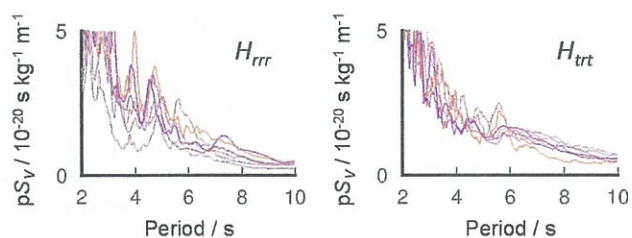


図 27 震源方位によるグリーン関数の応答スペクトルの変化
線色は赤色 (長径側) から青色 (短径側) へと連続的に変化

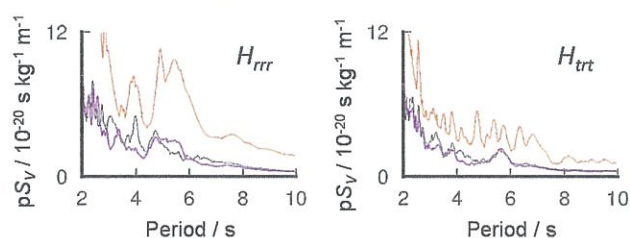


図 28 震源深さによるグリーン関数の応答スペクトルの変化
赤色 : 4 km, 黒色 : 10 km, 青色 : 16 km

他の方位の震源と比較して、グリーン関数のおよそ 100 s 以降の振幅が顕著に大きくなっていることが分かる。KiK-net 此花は大阪堆積盆地の北東端に近いので、方位 180 ~ 270° の震源から届く地震波は、その他の方位の震源から届くものと比較して、堆積層の内部を通過する距離が長い。そのため、効率よく表面波が励起されたものと考えられる。本節の検討では、震源を等間隔ですべての方位に配置しているが、図 25 を見る限り、各震源によるグリーン関数は不連続的に変化している。これは現実の複雑な地盤構造をモデル化している

ためであり、単純な楕円形の堆積盆地では見られない現象である。

図 26 に、方位 234° (南西)、深さ 4, 10, 16 km の震源によるグリーン関数を示す。こちらは、震源が深くなるにつれて全体的に振幅が小さくなっている。これは、震央距離を固定しているため、震源が深くなると震源距離が長くなるのに加えて、表面波の励起が抑えられることによる。

図 27 に、深さ 10 km、方位 234 (南西) ~ 324° (北西) の震源によるグリーン関数の擬似相対速度応答スペクトルを示す。これは、本節

で計算したものは ω^2 スペクトルに従う点震源によって観測点に生じる速度を表すグリーン関数であるが、これを通常の地震動速度と同様に考えて応答スペクトルを計算したものである。図 22 と同様に、線の色は震源が方位 234° から 324° へ向かうにつれて赤色から青色へと連続的に変化させている。図 27 を楕円形堆積盆地での計算結果である図 22 と比較すると、スペクトルの変化が震源方位の変化に対して連続的でないことと、短周期成分が相対的に大きく現れていることが分かる。スペクトルの変化が震源方位に対して不連続であることは、図 25 に関して述べた通り、地盤構造が複雑であることに起因する。楕円形堆積盆地の場合と比較して短周期成分が大きくなることは、地震基盤が浅いにもインピーダンスコントラストのある層境界面が多数存在することによるものと考えられる。

図 28 に、方位 234° (南西)、深さ 4, 10, 16 km の震源によるグリーン関数の擬似相対速度応答スペクトルを示す。図に示した範囲のほぼすべての周期帯で、震源が深くなるにつれてスペクトルの値が小さくなっている。このことから、図 23 に示した楕円形堆積盆地の場合とは異なり、ほぼすべての周期帯において表面波が主体となってグリーン関数が構成されていることが示唆される。これらの結果から、定性的にはあるが、寺島・他⁴⁾が指摘するような震源位置による地盤震動特性の変動が、理論的にも生じることが示される。

5. まとめ

本研究では、3 次元有限差分法を用いて、堆積盆地における地震動の周期変動について検討した。特に、盆地構造が地震動の周期特性に与える影響に注目して、種々の特徴的な地盤構造モデルを作成してシミュレーションを行い、盆地構造が地震動の周期特性に与える影響について検討を行った。

3 章においては、堆積盆地構造によるトラップや焦点効果などの各要素の分析を行った。ここでは、一地点の分析に加え、震動特性の空間分布にも注目して検討を行った。その結果、表面波のトラップや焦点効果により、直達波と反射波や屈折波と経路差による干渉の影響が生ずることが分かった。また、この干渉の性状が地震波の到来方向や震源深さによって異なることを示した。この違いが、堆積盆地での地震動卓越周期の変動に寄与していると考えられる。

4 章においては、堆積盆地に対して多数の震源を設定し、地盤震動特性の変化の傾向を明らかにした。ここでは多数の震源による地震動を計算するにあたって、グリーン関数の相反性を利用した計算方法を採用した。その結果、楕円形の堆積盆地 (4.1 節) と大阪堆積盆地 (4.2 節) では、おおむね同様の傾向が見られた。すなわち、地震波には実体波と表面波が存在するが、震源が浅いほど表面波がよく励起される結果となった。また、堆積盆地に対する震源の方位によって、スペクトルのピークとなる卓越周期が変動した。ただし、楕円形堆積盆地においては震源方位の変化に伴って卓越周期が連続的に変化するが、大阪堆積盆地においては地盤構造の複雑さを反映して不連続的に変化する。

謝辞

本研究を進めるにあたり、名古屋大学護雅史特任教授にご助言をいただきました。また、本論文の一部の図の作成に Generic Mapping Tools²⁵⁾ を使用しました。ここに記して感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 気象庁：長周期地震動に関する情報のあり方検討会 (第 1 回) 資料 2011.11
- 2) 建築研究所：強震観測 Web, <http://smo.kenken.go.jp/ja/smdb/drawwave/> 201103111446SKS (2014.1.24 閲覧)
- 3) 畑山健, 座間信作, 西晴樹, 山田寛, 廣川幹浩, 井上涼介：2003 年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害, 地震 第 2 輯, 第 57 巻, pp.83-103, 2004.12
- 4) 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
- 5) 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.2083-2092, 2013.12
- 6) Lucio, J. E. and Apsel, R. J. : On the green's functions for a layered half-space. Part I, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.73, No.4, pp.909-929, 1996.8
- 7) Trifunac, M.D. and Hudson, E.D. : Analysis of the Pacoima Dam Accelerogram-San Fernando, California earthquake of 1971, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.61, pp.1393-1411, 1971.10
- 8) Boore, D.M. : A note on the effect of simple topography on seismic SH waves, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.62, pp.275-284, 1972.2
- 9) Bouchon, M. : Effect of topography on surface motion, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.63, pp.615-632, 1973.4
- 10) Sánchez-Sesma, F., Chávez-Pérez, S., Bravo, M. A., and Pérez-Rocha, L. E. : The Mexico earthquake of September 19, 1985-On the seismic response of the valley of Mexico, Earthquake Spectra, Vol.4, pp.591-608, 1988.8
- 11) 額縁一起：不整形地盤における地震動, 土木学会論文集, No.437, pp.1-18, 1991.10
- 12) 大堀道広, 南忠夫：2 次元 AL 法による堆積盆地の地震動解析, 地震研究所集報, Vol.65, pp.809-850, 1991.3
- 13) Aki, K. and Larner, K. L. : Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, J. Geophys. Res. Vol.65, pp.809-850, 1970.2
- 14) 大堀道広, 額縁一起, 南忠夫：3 次元 AL 法による堆積盆地の地震動解析, 地震研究所集報, Vol.65, pp.433-461, 1990.9
- 15) 渡辺哲史, 飯場正紀, 加藤研一, 小鹿紀英：工学的基盤の傾斜が表層地盤の増幅特性に与える影響に関する基本的検討, 日本建築学会技術報告集, 第 36 巻, pp.455-459, 2011.6
- 16) 川瀬博：表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震 第 2 輯, 第 46 巻, pp.171-190, 1993.9
- 17) 川瀬博, 林康裕：兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 61 巻, 第 480 号, pp.67-76, 1996.2
- 18) 井上大栄, 石川浩次, 佐野正人, 中川康一, 江川良武：II. 地震動・地盤と構造物の被害, 応用地質, 第 37 巻, 第 4 号, pp.46-93, 1996.2
- 19) 中川康一, 井上直人：地震動を規制する大阪盆地の深部地下構造特性, 地質学論集, 第 51 号, pp.113-126, 1998.3
- 20) Graves, R. W. : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.86, No.4, pp.1091-1106, 1996.8
- 21) 青井真, 藤原広行：不連続格子を用いた 4 次精度差分法による波形合成, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1, pp.879-884, 1998.11
- 22) Cerjan C., Kosloff, D., Kosloff, R., and Reshef, M. : A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, Vol.50, pp.705-708, 1985.4
- 23) 久田嘉章：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, 第 501 号, pp.49-56, 1997.11
- 24) 地震調査研究推進本部：長周期地震動予測地図 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/dat/index.htm, (2014.8.31 閲覧)
- 25) Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F., and Wobbe, F. : Generic Mapping Tools Improved version released, Eos Trans. AGU, Vol. 94, pp.409-410, 2013.11

THE EFFECT OF SEDIMENTARY BASIN STRUCTURE ON PREDOMINANT PERIOD OF SEISMIC GROUND MOTION

The analysis using 3-D finite difference method

Yoshihiro TERASHIMA^{}, Takashi HIRAI^{**} and Nobuo FUKUWA^{***}*

^{*} Takenaka Corporation, M. Eng.

^{**} Assistant Prof., Grad. School of Environmental Studies, Nagoya Univ., Dr. Eng.

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

On the sedimentary basin, the characteristics of ground motion varies with incident angle and azimuth angle of the seismic wave due to the complicated soil structure. Especially, the predominant period of the seismic ground motion, which is very important in the design of high-rise buildings, often varies with the direction of the hypocenter. In this paper, we focused the effect on dynamic characteristics due to sedimentary basin structure, using the three dimensional finite difference method and the reciprocity theorem of Green's function. We have especially focused on the focusing and trapping effects caused by subsurface structure of sedimentary basin. We also discuss the fluctuation of predominant period for the seismic design of high-rise buildings. First, we studied the effect on dynamic characteristics due to sedimentary basin structure, using the three dimensional finite difference method. Subsurface structures of sedimentary basin were modeled considering focusing and trapping effects separately, which affect spectral characteristics of soil response. Green's functions were computed using them. Then we compared spatial distributions of spectra. Some conclusions are as follows:

1. The dynamic characteristics are affected by the interference due to path difference between direct wave and reflected or refracted waves generated at the edge of the basin. The effect on seismic wave is constructive or deconstructive interference at particular period.
2. The effect of interference on seismic waves varies with the incidence directions of seismic waves and focal depth of hypocenter. Then, even though conditions of basin structure and hypocenter, the predominant period of the seismic ground motion varies with the location of the hypocenter.

Second, we discussed the fluctuation of predominant period on the elliptical sedimentary basin using the three dimensional finite difference method and the reciprocity theorem of Green's function. We modeled the elliptical basin structures which affect dynamic characteristics due to each focusing effect or trap of seismic waves and many hypocenters, moreover, we studied the fluctuation of predominant period at center of sedimentary basin. Some conclusions are as follows:

3. We also discussed the fluctuation of predominant period on the surface of the sedimentary basin due to location of seismic sources. On the elliptical sedimentary basin, the predominant period changes continuously with direction and depth of hypocenter.
4. On the Osaka sedimentary basin, the predominant period changes discontinuously with direction of hypocenter, reflecting its complicated structure. On the other hand, the predominant period changes continuously with depth of hypocenter.

(2014年3月8日原稿受理, 2014年11月10日採用決定)