

地盤構造と震源方位が堆積盆地の長周期地震動に及ぼす 影響に関する研究

(Study on the influence of ground structure and source direction
on long-period ground motion in sedimentary basin)

寺 島 芳 洋

(TERASHIMA, Yoshihiro)

名古屋大学大学院環境学研究科 博士（工学）

2021 年

目次

第 1 章	序論	1
1.1	研究の背景と目的	1
1.2	長周期地震動に関する既往研究と事例のレビュー	3
1.3	本論文の構成	7
	参考文献	9
第 2 章	堆積盆地と震源方位がサイトの長周期地震動に与える影響について	12
2.1	はじめに	12
2.2	観測記録に見られる震源位置による長周期地震動の変動	13
2.3	数値シミュレーションに基づく長周期地震動の変動幅の検討	25
2.4	本章のまとめ	38
	参考文献	39
第 3 章	堆積盆地と震源方位が長周期地震動の伝播経路特性に与える影響と要因分析	40
3.1	はじめに	40
3.2	簡易な数値シミュレーションに基づく長周期地震動の伝播経路特性に関する基礎的検討	41
3.3	観測記録に見られる震源位置による伝播経路特性の変動とその要因	56
3.4	本章のまとめ	81
	参考文献	82
第 4 章	長周期地震動の変動を設計用地震動に反映する方法の提案	83
4.1	はじめに	83
4.2	数値解析の条件と使用したモデル	84
4.3	相模トラフの震源域におけるグリーン関数の可視化	88
4.4	グリーン関数の空間分布と表面波の伝播経路の関係	94
4.5	長周期地震動の変動を考慮した地震動作成とその効果	98
4.6	考察	100
4.7	本章のまとめ	102
	参考文献	103

第 5 章	結論	104
5.1	本研究のまとめ	104
5.2	今後の展望	107

発表論文一覧

謝 辞

第 1 章 序論

1.1 研究の背景と目的

南海トラフ沿いの巨大地震の発生がひっ迫している。南海トラフ沿いでは昭和東南海地震（1944 年）や昭和南海地震（1946 年）が起きてから、70 年以上が経過しており、次の大地震発生の可能性が高まりつつある。南海トラフにおける巨大地震が発生すれば、関東地方から九州地方の広い範囲で震度 6 弱以上の強い揺れが予測されており¹⁾、非常に広範な地域で地震被害が生じる可能性がある。

さらに南海トラフ沿いの巨大地震については、大規模な堆積盆地の上に立地する中部地方や関西地方、関東地方の都市部において長周期地震動による超高層建物など長周期構造物への被害が懸念されている²⁾。地震波の長周期成分は減衰しづらいため、震源域からの距離が近い中部地方や関西地方はもとより、距離の離れた関東地方でも大きな長周期地震動となる可能性が高い。

震源域から距離が離れた地域における長周期地震動の被害事例としては、東北地方太平洋沖地震（2011 年）による大阪市の咲洲に立地する大阪府咲洲庁舎の被害が記憶に新しい。当建物は、震源域から 700 km 以上離れており、地上の揺れは震度 3 であったものの、最上階では片振幅約 130 cm の揺れが生じ、内装材や消火設備の被害が生じた。なお、この被害は当初に計画されていた大阪府庁舎の入居が見直されるきっかけとなり、当建物の制振改修が行われることとなった³⁾。

震源域が広く長周期地震動が生成されやすい南海トラフにおける巨大地震のようなプレート境界地震のほかにも、内陸部における活断層の地震でも長周期地震動が都市部に被害を与える可能性がある。例えば、新潟県中越地震（2004 年）では東京都心部の超高層建物がエレベータのワイヤーが破損する被害が生じた⁴⁾。

日本周辺では大陸プレートの下に海洋プレートが沈み込んでおりプレート境界地震が起きうる範囲が広いこと、加えて日本全国に活断層が分布していることを考えると、都市部においては想定すべき地震が非常に多い。また、1 つの地震に対しても、震源の破壊条件の多様性を考える必要がある。南海トラフについては過去の被害地震から推定した震源モデルに基づく基本ケースに加えてその強震動生成域（SMGA）の

位置を変えた複数ケースが想定されており⁵⁾, 相模トラフについても SMGA の配置や面積等のパラメータの多様性が考慮されている⁶⁾。

建築構造物の設計用入力地震動の作成においても、海溝型地震に加えて活断層の地震について複数の断層や震源パラメータを考慮することが推奨されている⁷⁾。ただし、活断層についてはその発生頻度の低さと日本国内における活断層の数の多さから過去の被害地震を根拠として震源モデルを作成できるケースは稀である。このため SMGA については断層面の中心や震源域にバランスよく配置するなどして複数ケースの震源モデルを作成し、その中で計画する建築構造物への影響が大きくなるケースが採用されているのが現状である^{例えば 8)}。

近年ではスーパーコンピュータなど、計算機的能力が向上していることもあり、種々の断層について条件の異なる多くの地震動を計算できるようになった。しかし、著者の経験では、超高層建物の構造設計などの実務においては人的資源やコストの観点から限定的な条件で地震動を計算せざるを得ない。具体的には、震度や最大地動速度が大きくなりやすい計画サイトに近い活断層や SMGA 配置を中心に検討するケースが多い。構造物の周期が短く、短周期の地震動が重要となる場合にはこういった考え方でも良いが、長周期地震動を考慮した場合には、必ずしも震源と計画サイトの近さが地震動の大きさに直結せず、計画サイトに対する震源方位や震源深さも重要な因子であることが報告されており⁹⁾⁻²²⁾, 上記の検討では十分ではない可能性がある。

この問題を解決するためのアプローチとしては、東京都心など高層建物が集中する都市部のサイトについて検討すべき SMGA の配置や断層を予め整理しておくことが考えられる。

このような背景から、超高層建物など長周期構造物に潜在する長周期地震動への脆弱性を低減し、より安全に長周期構造物を設計できるような知見を得ることを本研究の目的とする。具体的には、これまでに国内で蓄積された都市部における長周期地震動の観測記録を分析したり、三次元地下構造モデルを用いた有限差分法による数値シミュレーションを実施したりして、震源位置などの震源条件と長周期地震動の性状の整理を実施する。また、都市部に影響が大きい震源条件の可視化を行い、観測事実や物理モデルに基づく合理的な震源条件の選定が容易に行えるような方法を提案する。

なお、本研究で取り扱う長周期地震動は、2011 年東北地方太平洋沖地震等で観測された長周期の地震波が長距離を伝播し、長時間揺れが続く長周期・長時間地震動を指す。2016 年熊本地震で観測されたフリングステップによる長周期パルスは、断層のごく近傍で発生する事象のため、本研究の対象としない。また、検討では、一般に長周期地震動で取り扱われることの多い周期 2 秒～周期 10 秒を対象とする。

1.2 長周期地震動に関する既往研究と事例のレビュー

(1) 長周期地震動の性状に関する研究

数十年前から長周期地震動が観測されており、継続的に研究活動が実施されている。古くは 1964 年新潟地震での石油タンク火災、1985 年メキシコ地震でのメキシコシティでの高層ビルの倒壊、石油タンクの火災などをきっかけに日本国内で社会的に長周期地震動が注目され始めた 2003 年十勝沖地震や前述した 2004 年新潟県中越地震、2011 年東北地方太平洋沖地震など多くの地震での強震動記録や研究事例が蓄積されてきている。本項では、その中でも本研究の主対象とする震源位置と長周期地震動に関する代表的な先行研究について説明する。

日本国内には強震観測網が高密度に張り巡らされており、それらの観測記録を用いた長周期地震動の性状の分析が多く行われている。特に、関東地方においては、関東平野周辺において多くの地震が発生していることから、震源位置と長周期地震動の各種特性に関する分析が行われている。座間⁹⁾、植竹¹⁰⁾、湯沢・南雲¹¹⁾は、関東平野における長周期地震動の観測記録を分析し、その振幅と卓越周期が震源位置に依存することを指摘している。また、Ishii¹²⁾は建物応答の継続時間を計算する指標を提案し、その値が震源位置によって変動することを確認した。本研究では、第 2 章の前半において、既往の研究よりも多くの地震による複数地点の記録を用いて、長周期地震動の変動の特徴を把握する。その際には、振幅特性と位相特性について周期間のスペクトルを用いて性状を整理する。

長周期地震動の変動に寄与するパラメータとしては震源方位に加えて、地下構造や震源深さ、震源メカニズムが指摘されている¹³⁾⁻²⁵⁾。まず、地下構造に関して、盆地構造や不整形地盤が地震動に与える影響を与えることが指摘されている。水平成層地盤における地震動計算手法は、Luco and Apsel¹³⁾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 Hudon¹⁴⁾や Boore¹⁵⁾、Bouchon¹⁶⁾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。Sanchez-Sesma¹⁷⁾は、盆地内で周期 2~3 秒の大振幅の波が 100 秒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、瀬戸¹⁸⁾が詳細なレビューを行っている。また、大堀・南¹⁹⁾は、Aki-Larner 法²⁰⁾ (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。また、大堀・他²¹⁾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²²⁾も同様の事柄に言及しており、盆地構造の影響として地震動が短周期化することがあげられる。平井・福和²³⁾は円形盆地や楕円型盆地といった単純な盆地モデルによる震源方位の影響を分析し、その不整形度合いの重要性を指摘した。Petukhin et al.²⁴⁾は数値解析に基づき地殻構造の有無で波動場を比較し、コンラッド不連続面による地震波の反射が長周期地震動の変動に寄与することを指摘した。

震源メカニズムの影響として、向井ら²⁵⁾は 2004 年新潟県中越地震や 2011 年福島県浜通りの地震を対象に震源モデルの走向を漸増させた検討を実施し、これらの地震ではある走向になると平野内でレイリー波が強く励起され、関東平野における地震動の振幅が大きくなることを指摘した。本研究では、第 2 章の後半において、数値シミュレーションを用いて震源方位や震源深さの違いが長周期地震動の変動に与える影響について分析を行う。

また、震源位置により長周期地震動の性状が変化することの要因についても研究がなされており、ある震源方位では複数の伝播経路を辿った表面波が平野上で合流、集中して、振幅が大きくなることが指摘されている^{例えば 26)-29)}。これらの研究では関東平野における過去の地震記録や数値シミュレーションに基づく検討がなされている。また別の要因としては、震源からサイトに至るまでの付加体などの堆積物の影響が指摘されている³⁰⁾⁻³²⁾。これらの研究³⁰⁾⁻³²⁾では南海トラフ沿いの付加体が長周期地震動の振幅や継続時間に影響を与えること、山田他³²⁾は付加体に加え震源近傍の堆積盆地構造も長周期地震動の変動に寄与することを指摘している。本研究では、第 3 章において、震源付近から都市部までの複数地点の観測記録や数値シミュレーションを用いて、震源位置による長周期地震動の変化の要因を探る。

(2) 長周期地震動の予測方法に関する研究と事例

長周期地震動の予測手法には、有限差分法³³⁾を用いた理論的手法と地震記録に基づく距離減衰式³⁴⁾⁻³⁸⁾を用いた経験的手法などがあり、これらの手法を用いた巨大地震の地震動予測が実施されている。内閣府⁵⁾や地震調査研究推進本部⁶⁾は理論的手法により南海トラフ・相模トラフ沿いや首都直下の地震の地震動を予測、国土交通省²⁾は経験的手法により南海トラフ沿いの地震に対する設計用長周期地震動を検討し、技術的助言としてとりまとめた。

経験的手法は、観測記録に基づき震源規模や震源・震央距離、震源深さと長周期地震動の関係をモデル化して利用する手法である³⁴⁾⁻³⁸⁾。モデル化に使用する地震記録に予測精度が依存しており、大量の地震記録をもってしても、実際に地震が発生していない震源位置や震源条件の地震動を予測するのは困難である。また、長周期地震動の変動をモデル化した事例はないため、経験的手法を用いて震源位置による長周期地震動の変動を予測することは難しいと考える。

一方、理論的手法については、前項で示した不整形地下構造に起因する震源位置による長周期地震動の変動に対して、三次元地下構造モデルを用いることで計算が可能である。しかし、1回の計算コストが非常に大きく、多数の震源を検討することは容易ではない。さらに、前述の通り、近年では南海トラフや相模トラフ沿いで発生が想定される海溝型地震について、地震動予測に用いられる震源モデルに多様性が考慮されるようになってきている^{5), 6)}ため、実務において多種多様な震源を考慮して計算することは非常に困難であると言える。

超高層建物や免震建物の設計時には、上記の手法による予測地震動（サイト波）や告示波を利用して建物の時刻歴応答解析が実施されており、地震動の予測手法自体についても研究が進んできている。しかし、上記の通り、現状の方法では、(1)項でレビューした震源位置による長周期地震動の変動を考慮した地震動予測は困難である。

本研究では、不整形地下構造の影響を計算的に考慮できる理論的手法について、上記の計算コストの問題を取り除き、震源位置による長周期地震動の変動を考慮できる方法を検討する。設計実務での利用を考慮して、理論的手法の計算コストを抑えつつ、上記性状を考慮するには、東京都心など高層建物が集中する都市部のサイトについて検討すべき地震断層や SMGA の配置を予め整理しておくことが考えられる。本研究で参考とする事例として、Petukhin et al.²⁴⁾は、南海トラフ沿いの地震を対象に大阪市此花区での長周期地震動を計算し、その地動最大速度を震源域にプロットし可視化している。

本研究の第4章では、Petukhin et al.²⁴⁾における地動最大速度を震源域にプロットする可視化を建築構造物の応答に拡張して、建物周期・減衰定数を仮定した最大応答値

や継続時間の指標を用いてグリーン関数の分布を可視化する。また検討に併せて、グリーン関数が大きくなる震源領域については、そこから生ずる地震波の伝播経路を推定することで空間分布の解釈が可能か検討する。

1.3 本論文の構成

本論文は、観測記録や有限差分法による数値シミュレーションに基づき、都市部において脅威となる長周期地震動の性状をより詳細に把握をし、長周期構造物の耐震設計における入力地震動策定の高度化を目指し、新しい地震選定の方法を提示するものである。

本論文は、5章より構成されている。第1章では、研究の背景と目的を述べ、既往の研究と成果について概観し、本研究の位置付けを整理する。第2章では、震源位置によりサイトの長周期地震動の性状が異なる現象についての把握を行う。第3章では、本現象が生じる要因について検討を行う。そして、第4章では、本現象を考慮できる地震選定の方法を提示し、地震動予測の高度化につなげていく。各章における詳細な実施内容を以下に示す。

第2章では、サイトを限定して、その場所の震源位置による長周期地震動の変化の性状を把握する。具体的には、変化の幅や重要な震源位置を把握する。検討では、まず都市部における観測記録に基づき、観測事実として震源位置による長周期地震動の変動を概観する。研究の対象として、2004年新潟県中越地震や2011年東北地方太平洋沖地震など、多くの地震の記録が得られている関東平野を対象とする。加えて、震央方位や震源深さなどの条件を網羅的に調査するために、有限差分法による数値シミュレーションを用いた検討を実施する。結果として、東京都心においては時計回りに南東から北の方角の地震で長周期地震動の振幅が大きくなることを明らかにする。また、震源深さと震源方位の両方が長周期地震動の性状に影響を与えることも明らかにする。

第3章では、第2章で明らかにしたサイトにおける長周期地震動の変化の要因を把握する。具体的には、震央から都市部のサイトを結ぶ線上に分布する複数のサイトの記録やシミュレーション結果を用いて、震源位置による長周期地震動の伝播経路やその伝播経路特性（距離減衰性状や増幅性状）の変化を分析する。前半では、単純な不整形地下構造モデルとして楕円形状の盆地モデルを作成し、震源方位の異なる複数の震源を用いて数値シミュレーションを行う。その上で、震源方位の違いによる計算地震動の変動や、この変動と波の伝播経路の関係を述べる。後半では、関東平野を対象にして、数値シミュレーションと観測記録を用いて、波の伝播経路と地震動の関係を述べる。結果として、複数波動をたどる地震波の集中により長周期地震動の振幅が大きくなることを明らかにする。これに加え、震央からの距離減衰性状も震源位置により変化することについても言及する。

第4章では、震源位置に依存する地震動性状の変化を考慮して設計用地震動の策定を実施するためのアイデアの提案とその効果の検証を行う。設計用入力地震動において、想定する地震や震源モデルにおける強震動生成域（SMGA）の配置は予測地震動の大きさに直結する重要な因子である。シンプルな考え方ではあるが、対象サイトの対象建物にとって影響が大きくなる震源位置が予めわかれば、その場所付近の震源を選定したり、SMGAを配置したりすることで長周期地震動の震源位置依存性を考慮した設計用入力地震動の策定が可能となる。第4章では、これを実現するためのアイデアとして、Petukhin et al²⁴⁾の可視化を建物応答に拡張することを考えた。Petukhin et al²⁴⁾では、南海トラフ沿いの地震を対象に大阪市此花区での長周期地震動を計算し、その地動最大速度を震源域にプロットし可視化している。この地動最大速度を震源域にプロットする可視化を建築構造物の応答に拡張して、建物周期・減衰定数を仮定した最大応答値や継続時間の指標を用いてグリーン関数の分布を可視化する。また、可視化したグリーン関数の空間分布に基づき SMGA を配置した場合と従来の SMGA 配置による波形合成の結果を比較して、その効果を確認する。検討に併せて、グリーン関数が大きくなる震源領域については、そこから生ずる地震波の伝播経路を推定することで空間分布の解釈が可能か検討する。

最後に第5章では、本研究で得られた成果と知見を取りまとめるとともに、今後の課題および展望について整理する。

参考文献

- 1) 中央防災会議：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告） 強震断層モデル編－共振断層モデルと震度分布について－，2012.8，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report05.pdf，（参照 2021-04-03）
- 2) 国土交通省：超高層建築物等における南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動への対策について，2016.6，https://www.mlit.go.jp/jutakukentiku/build/jutakukentiku_house_fr_000080.html，（参照 2021-04-03）
- 3) 大阪府：咲洲庁舎の安全性等についての検証結果，2011.5，<http://www.pref.osaka.lg.jp/otemaemachi/saseibi/bousaitai.html>，（参照 2021-04-03）
- 4) 気象庁：長周期地震動による被害，https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/choshuki/choshuki_eq3.html，（参照 2021-04-03）
- 5) 中央防災会議：南海トラフの巨大地震モデル検討会，2012.08，http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html，（参照 2020-05-03）
- 6) 地震調査研究推進本部：長周期地震動評価 2016 年試作版－相模トラフ巨大地震の検討－，2016.10，https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/16_choshuki/，（参照 2020-05-03）
- 7) 地震調査研究推進本部：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」），2020.3，https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf，（参照 2020-05-03）
- 8) 原子力規制委員会：基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド，2013.6，<https://www.nsr.go.jp/data/000069160.pdf>，（参照 2020-11-28）
- 9) 座間信作：気象庁 1 倍強震計記録にみられるやや長周期地震動特性－その 2 東京－，消防研究所報告，第 76 号，pp. 1-12，1993.9
- 10) 植竹富一：広帯域地震観測に基づく東京湾岸のやや長周期地震動特性，第 13 回 日本地震工学シンポジウム，PS2-Fri-57，pp. 4157-4164，2010.11
- 11) 湯沢豊，南雲秀樹：長周期地震動の揺れ易さ係数の変動要因とその低減対策－関東平野を例として－，日本地震工学会論文集，第 12 巻，第 2 号，pp. 41-59，2012.5
- 12) Ishii, T.: A Study on Response Duration Time Spectra of Earthquake Motions in Tokyo, the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, 02-0020, 2008.10
- 13) J. Enrique Luco, Randy J. Apsel: On the green's functions for a layered half-Space. Part I, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, No.4, pp.909-929, 1996.8
- 14) 頼瀬一起：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
- 15) Trifunac, M.D. and Hudson, E.D.: Analysis of the Pacoima Dam Accelerogram-San Fernando, California earthquake of 1971, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1393-1411, 1971.10
- 16) Boore, D.M. : A note on the effect of simple topography on seismic SH waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.62, No.1, pp.275-284, 1972.2
- 17) Bouchon, M. : Effect of topography on surface motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.63, No.2, pp.615-632, 1973.4

- 18) Sanchez-Sesma, F.J. et al. : The Mexico earthquake of September 19, 1985-On the seismic response of the valley of Mexico, *Earthquake Spectra*, Vol.4, No.3, pp.591-608, 1988.8
- 19) 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, *地震研究所彙報*, 第 65 巻, 第 4 号, pp.809-850, 1990
- 20) Aki, K. and K. L. Larner, Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75, No.5, pp.933-954, 1970.2
- 21) 大堀道広, 瀬瀬一起, 南忠夫 : 3 次元 AL 法による堆積盆地の地震動解析, *地震研究所彙報*, 第 65 巻, 第 2 号, pp.433-461, 1990
- 22) 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集*, 第 17 巻, 第 36 号, pp.455-459, 2011.6
- 23) 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振動性状の評価手法, *日本建築学会構造系論文集*, 第 78 巻, 第 694 号, pp. 2083-2091, 2013.12
- 24) Petukhin, a. et al.: Visualization of Green's Function Anomalies for Megathrust Source in Nankai Trough by Reciprocity Method, *Earth Planets and Space*, Vol. 68, No.4, 18p., 2016.1
- 25) 向井優理恵・古村孝志・前田拓人 : 関東平野における長周期地震動増幅の特徴的方位依存性とその要因, *地震研究所彙報*, 第 93 巻, pp. 31-48, 2018
- 26) Kato, K., Aki, K. and Teng T.: 3-D Simulations of Surface Wave Propagation in the Kanto Sedimentary Basin, Japan – Part 1: Application of the Surface Wave Gaussian Beam Method, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, No. 6, pp. 1676-1699, 1993.12
- 27) Hisada, Y., Aki, K. and Teng T.: 3-D Simulations of Surface Wave Propagation in the Kanto Sedimentary Basin, Japan – Part 2: Application of the Surface Wave BEM, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, No. 6, pp. 1700-1720, 1993.12
- 28) Koketsu, K. and Kikuchi, M.: Propagation of Seismic Ground Motion in the Kanto Basin, Japan, *Science*, Vol. 288, No. 5469, pp. 1237-1239, 2000.5
- 29) Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo During the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-Ken Chuetsu, Japan, *Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 3, pp. 863-880, 2007.6
- 30) 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
- 31) Guo, Y., Koketsu, K. and Miyake, H.: Propagation Mechanism of Long-Period Ground Motions for Offshore Earthquake along the Nankai Trough: Effects of the Accretionary Wedge, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No. 3, pp. 1176-1197, 2016.6
- 32) 山田沙代, 平井敬, 福和伸夫 : 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, *日本建築学会構造系論文集*, 第 82 巻, 第 738 号, pp. 1165-1175, 2017.8
- 33) 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
- 34) 佐藤智美, 巽誉樹 : 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, *日本建築学会構造系論文集*, No.556, pp.15-24, 2002.

- 35) 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, Vol.4, No.1, pp.33-52, 2004.
- 36) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性および観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震 第2輯, Vol.39, pp.579-593, 1986.
- 37) 野津厚, 長尾毅, 山田雅行: スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集, 第7巻, 第2号, pp.215-234, 2007.
- 38) 佐藤智美, 大川出, 西川孝夫, 佐藤俊明, 関松太郎: 応答スペクトルと位相スペクトルの経験式に基づく想定地震に対する長周期時刻歴波形の作成, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第649号, pp.521-530, 2010.3

第 2 章

堆積盆地と震源方位がサイトの長周期地震動に与える影響について

2.1 はじめに

本章では、サイトを限定して、その場所の震源位置による長周期地震動の変化の性状を把握する。具体的には、変化の幅や重要な震源位置を把握する。観測記録や数値シミュレーションに基づき、震源位置による長周期地震動の変動を確認し、それらの特徴を整理する。本章では、長周期地震動を励起する比較的震源規模が大きな地震が多く発生している関東平野を対象に検討を実施した。

第 2.2 節の観測記録に基づく検討では、関東平野周辺で発生した震源規模が中規模以上の地震記録を収集し、それらを震源位置によりグルーピングを行い、各グループの特徴を調べた。

また、観測記録には震源条件の差異が含まれていることや地震記録がほとんどない方位もある。そこで、第 2.3 節では、各方位について網羅的な検討を行うために、数値シミュレーションに基づく検討を実施した。検討では、関東平野上のサイトを中心として周囲 360° にそれぞれ震源を設置し、それらの計算地震動の差異を確認した。

2.2 観測記録に見られる震源位置による長周期地震動の変動

(1) 検討に使用した観測データ

防災科学技術研究所により設置・運用されている強震観測網（K-NET, KiK-net）で得られた地震記録を使用した。1996 年から 2015 年までに新宿サイト（TKY007）で地震記録が得られた地震のうち、長周期地震動の励起されやすさなどを考慮して気象庁マグニチュード 5.0 以上、震源深さ 100 km 以内、震源距離 500 km 以内の地震を対象とした。また、対象とする周期 10 秒までの SN 比が良好な記録を使用した。

図 2.1 に、検討に使用した地震記録の震央分布と対象としたサイト（観測点）を示す。表 2.1 に示す対象観測点は全 6 点あり、長周期地震動が卓越しやすい関東平野上の観測点（以後、平野サイト）として新宿（TKY007）・横浜（KNG002）・大宮（SIT010）を、長周期地震動が卓越しにくいであろう関東平野周辺の岩盤上の観測点（以後、岩盤サイト）として檜原南（TKYH13）・高萩（IBRH13）・みどり（GNMH14）を選定した。岩盤サイトの選定基準として、 V_s が 2500 m/s を超える岩盤が地表から 100 m 以内に現れることを条件した。

観測記録の分析では、震源位置によるグルーピングを実施し、グループ間の差異を調べた。地震は図 2.1 に示したグループ a～k の 11 つの地震グループに分類した。表 2.2 にそれぞれの地震グループにおけるマグニチュード・震源深さの範囲と該当する地震の個数を示す。また、それぞれのグループについて以下に補足する。

グループ a：

東京都心から北西方向に位置する内陸地殻内地震の地震グループ。新潟県中越地震（2004 年 10 月 23 日）の本震や余震などが該当する。

グループ b：

関東平野の直下に位置する地震グループ。

グループ c・d・e・f・k：

東京都心から東～北東方向に位置する地震グループ。グループ c・d・f・k は太平洋プレートにおけるプレート間地震・プレート内地震で構成される地震グループ。グループ e は、東京都心から北東方向に位置する内陸地殻内地震の地震グループ。グループ e は、グループ d と震源距離や震源方位が似ているが、震源深さが約 20 km 以浅と比較的浅い。

グループ g・h・i・j：

東京都心から南方に位置する地震グループ。グループ g は伊豆半島東の浅い地震である。グループ h は南海トラフ沿いで発生したプレート境界地震である紀伊半島南東沖地震（2004 年 9 月 5 日）の本震と余震である。グループ i は駿河トラフで発生した地震である。グループ j はフィリピン海プレートと太平洋プレート、北米プレートが複雑に交差する地域で発生した地震である。

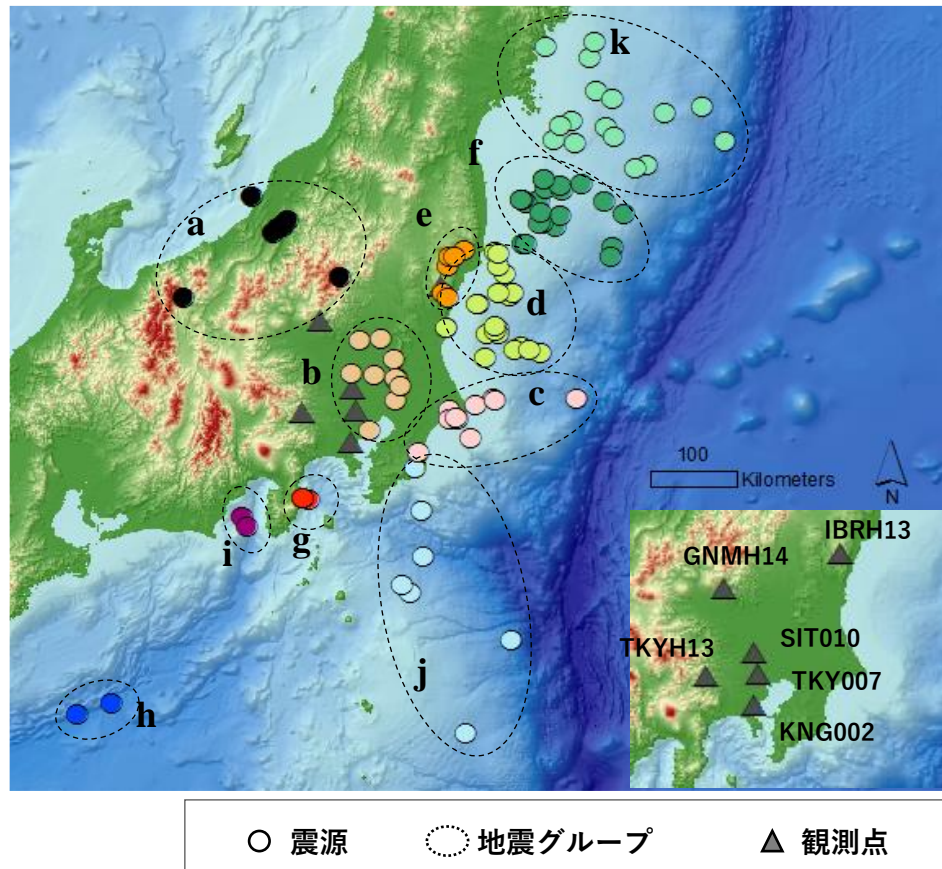


図 2.1 震源分布と設定した地震グループおよび観測点分布

表 2.1 観測点一覧

名称	観測点	分類	北緯 [°]	東経 [°]	標高 [m]
新宿	TKY007	平野サイト	35.7107	139.6859	34.0
横浜	KNG002	平野サイト	35.4371	139.6340	2.0
大宮	SIT010	平野サイト	35.9065	139.6481	12.8
檜原南	TKYH13	岩盤サイト	35.7017	139.1275	360.0
高萩	IBRH13	岩盤サイト	36.7955	140.5750	505.0
みどり	GNMH14	岩盤サイト	36.4931	139.3219	360.0

表 2.2 地震グループ一覧

地震 グループ	M_{JMA}	震源深さ分布 [km]			個数
a	5.1 ~ 6.8	4.6	~	16.8	8
b	5.1 ~ 5.9	43.7	~	78.8	11
c	5.0 ~ 6.6	11.2	~	50.7	11
d	5.0 ~ 6.5	31.8	~	57.3	21
e	5.2 ~ 6.4	6.6	~	16.7	6
f	5.1 ~ 7.0	13.4	~	51.2	22
g	5.0 ~ 5.8	4.0	~	7.1	3
h	7.1 ~ 7.4	37.6	~	43.5	2
i	6.2 ~ 6.5	23.0	~	23.3	2
j	5.0 ~ 6.6	56.1	~	90.7	7
k	5.1 ~ 7.3	7.0	~	86.3	16

109

(2) データ処理の方法

地震動の振幅特性の変動について検討するため擬似速度応答スペクトル（減衰定数 5%）を、位相特性の変動について検討するために群遅延時間（ t_{gr} ）の平均値 μ_{tgr} と標準偏差 σ_{tgr} を計算した。群遅延時間の平均値 μ_{tgr} は、各振動数の波形の重心時刻を表しており、例えば非定常スペクトルの各振動数について最大値を計算した場合と類似した性状を示す。また、群遅延時間の標準偏差 σ_{tgr} は、各振動数の波形の継続時間を表す指標である。

長周期地震動の記録を解析する際には、水平 2 成分をラディアル成分とトランスバース成分に変換して、それぞれレイリー波とラブ波として検討をする場合が多い。しかし、関東平野における長周期地震動の研究事例から、関東平野の地下構造により震源からサイトまで地震波が直進するとは限らないことが知られている^{例えば 1)}ため、ラディアル成分・トランスバース成分がレイリー波・ラブ波と対応するとは限らない。そこで本研究では、水平 2 成分を合成して複数方位の特徴を含む値を計算し、検討に用いることにした。具体的には、水平 2 成分を用いて、NS 成分を基準に 15° 刻みで変えた方位成分を計算し、応答スペクトルについてはそれらの最大値を、群遅延時間についてはそれらの平均値を計算した。

検討に用いた地震群は、その震源規模や各サイトまでの震源距離が異なるため、これらを補正した上で、地震グループ間の比較を行う必要がある。本研究では、Boore²⁾ に基づき震源特性および伝播経路特性を補正することとし、震源規模を $M_W = 7.0$ 、震源距離を 200 km となるように基準化した。この際、 $V_S = 3.2 \text{ km} \cdot Q = 400$ を仮定した。この補正のプロセスにおいて必要になる各地震の地震モーメントは気象庁の地震月報を参照し、値がないものについては、F-net の値を用いた。また、震源特性を決めるパラメータであるコーナー振動数については川瀬・松尾³⁾の地震モーメントとコーナー振動数の関係式より計算した。

さらに、主に S 波からなる実体波と長周期地震動の主成分である表面波について、震源位置による変動の特徴の差異を比較するために、同一波形について以下の 2 通り切出し区間を設定し、それらのスペクトルを計算することとした。具体的には、実体波部区間として初動部から S 波部分を、表面波部を含む区間として後続波部を含む全波部を対象とした。S 波部の推定では、前述の群遅延時間に基づき $\mu_{tgr} + \sigma_{tgr}$ を計算して振動数 1~5 Hz の区間の平均値までを S 波部とした。この選定方法は、実体波は振動数に伝播速度が依存しないこと・比較的高振動数では実体波が卓越することに基づく。図 2.2 に実体波部の推定例を 2 つ示す。いずれの例についても、本研究の方法で推定した実体波部は波形の見た目上の S 波部とおおむね対応している。

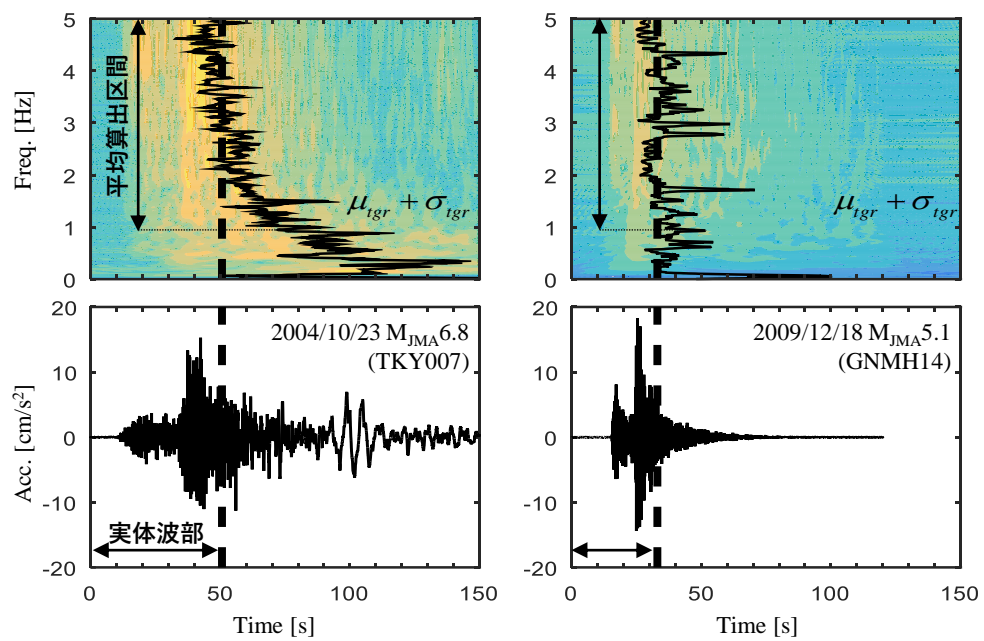


図 2.2 実体波部の推定例

(3) 結果

① 振幅特性に関する検討

ここでは、図 2.1 および表 2.2 に示した震源位置に基づき設定した地震グループについて、まず振幅特性の特徴を概観する。図 2.3 に、全波部について計算した各地震グループの平均応答スペクトルを示す。

図 2.3 より、岩盤サイトより平野サイトの振幅特性に見られる地震グループの変動が大きく、その変動は短周期よりも長周期側で顕著であることがわかる。平野サイトの長周期側では地震グループ a・g・h で大きな振幅となっており、その卓越度合いや卓越周期は観測点によって違いが見られる。地震グループ g・h と同じ南西方位である地震グループ i については、平野サイトにおいても振幅は大きくないため、一概に震源方位のみで振幅特性の変動が説明できるわけでない。

平野サイトにおいて、類似した震源方位と震源距離で、異なる震源深さである地震グループ d と e を比較すると、震源が浅いグループ e の振幅が大きい傾向にあり、震源の浅さが長周期地震動の振幅を大きくする因子の一つであることがわかる。しかし、類似した震源深さである地震グループ a と e の差異は、類似した震央位置である地震グループ d と e の差異よりも大きく、震源深さよりも震央方位の影響の方が大きいことが推測される。

次に、図 2.4 に各サイトにおける各地震グループの平均応答スペクトルを用いて計算した平均値と変動係数を全波部と実体波部について示す。この際、一部のサイトで記録が得られていなかった地震グループ g・h を全てのサイトで除外して計算を行った。

図 2.4 左の平均値を見ると、平野サイトの周期 5 秒以上の長周期帯では、実体波部よりも全波部の方が大きな平均値となっており、短周期帯では両者の差異が小さい。すなわち、平野サイトの長周期成分には後続部による影響が大きい。岩盤サイトでは波形切り出し区間の差異は小さいように見える。また、図 2.4 右の変動係数を見ると、平野サイトの周期 5 秒以上の長周期帯で大きな変動係数となっており、地震グループ間の差異が大きいことがわかる。すなわち、平野サイトにおける地震動の振幅特性の変動には、後続波部が大きく寄与することを示している。

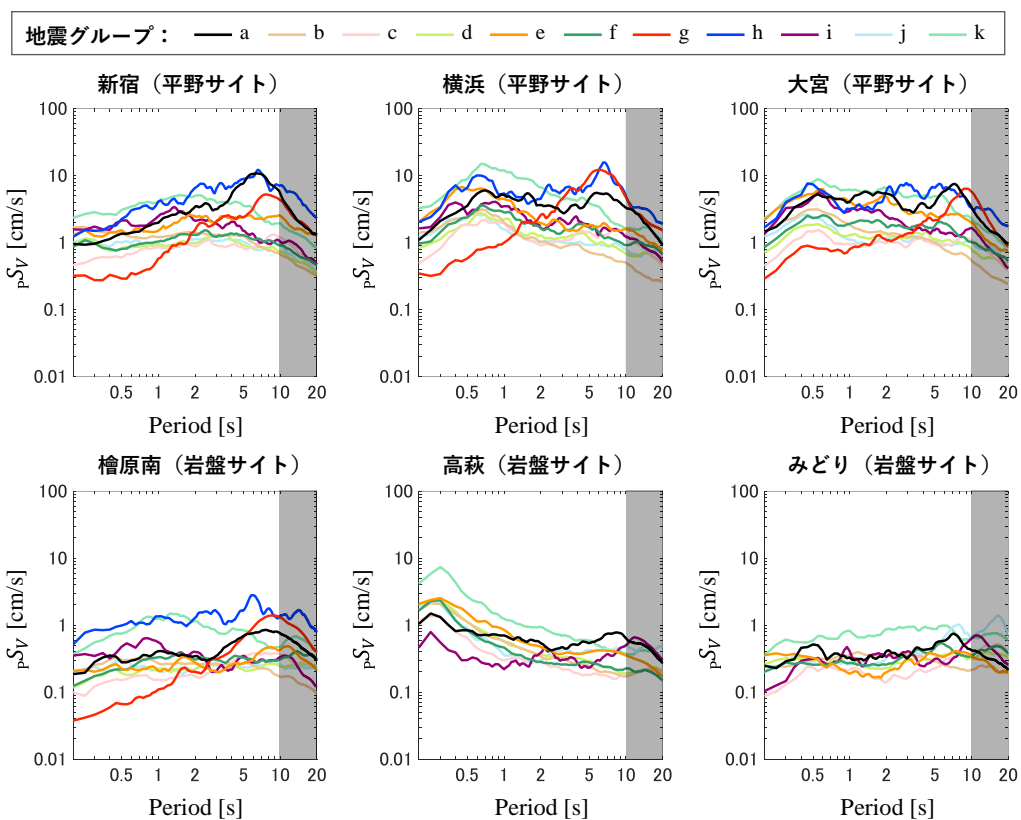


図 2.3 各サイトにおける各地震グループの平均応答スペクトル

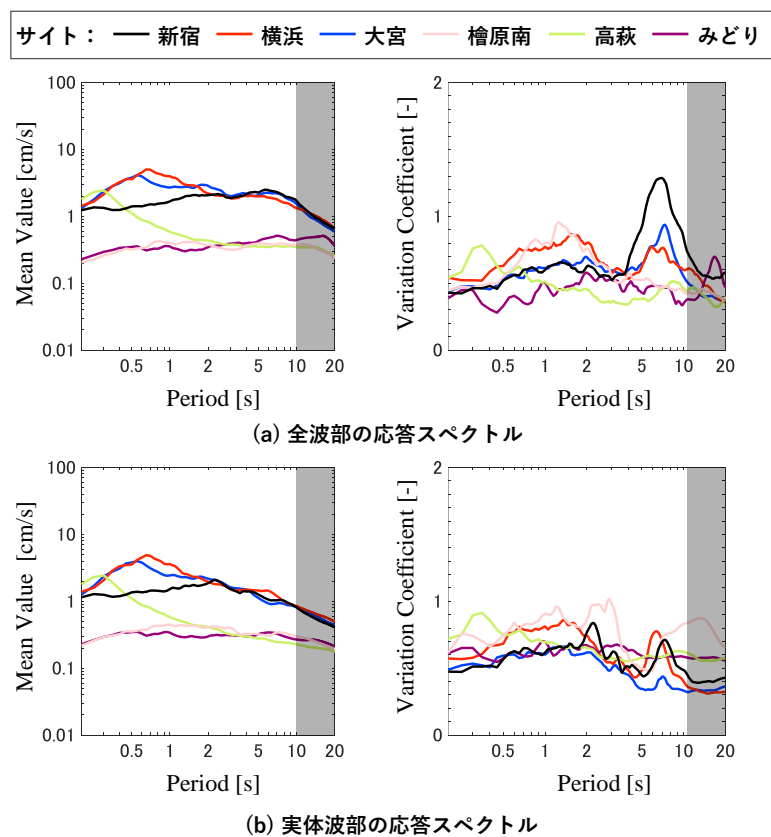


図 2.4 各サイトでの応答スペクトルの平均値と変動係数

② 位相特性に関する検討

図 2.1 および表 2.2 に示した震源位置に基づき設定した地震グループについて、位相特性の特徴を概観した。図 2.5 に、全波部に基づく μ_{tgr} （群遅延時間の平均値、すなわち各周期の波群の中心時刻を示す）の各地震グループの平均値を示す。各グループの平均値を計算する際には、実体波が卓越する短周期（周期 0.2～1 s）における μ_{tgr} の平均が時刻 50 秒となるように波形の時刻を揃えている。すなわち図 2.5 に示した群遅延時間は実体波の到達時刻から後続波の到達時刻の遅れを表す。

図 2.5 より長周期成分の方が短周期成分よりも波群の重心位置が遅いことがわかる。これは表面波の分散性と対応する特徴である。その遅れ方は、地震グループやサイトによって異なり、サイトを固定すれば、概ね周期 1～2 秒以上の長周期帯で地震グループの差異が生じている。横浜サイトのように遅れ方の地震グループ間差異が小さい平野サイトもあれば、檜原南サイトのように差異の大きい岩盤サイトもある。これより、地震グループによっては長周期地震動の主成分である表面波は平野外（例えば、付加体や他平野）で生成され平野サイトに伝播していることが示唆される。

地震グループ h は平野サイトに加え岩盤サイトである檜原南でも大きな分散性を示す。地震グループ h に対して檜原南は岩盤～平野の端部に位置していることから、関東平野の外を伝播する際に付加体や他平野によって分散性が生じたものと考えられる。

図 2.6 に、図 2.5 に示した各地震グループの平均 μ_{tgr} を用いて計算した各サイトの平均値と変動係数を示す。比較のため、全波部と実体波部について計算した結果を示す。この際、一部のサイトで記録が得られていなかった地震グループ g・h を全てのサイトで除外して計算を行った。

図 2.6 左より、全波部の μ_{tgr} には、平野・岩盤サイトを問わず分散性が見られ、その分散性は平野サイトの方が大きい傾向にある。これは、岩盤サイトでも表面波が生成され分散性を生み出し、それらが関東平野に入りさらに分散されたと解釈できる。

図 2.6 右より、全波部の μ_{tgr} に関する地震グループによる変動の大きさは、平野・岩盤サイトによらないことがわかる。例えば岩盤サイトである高萩や檜原南の変動係数が大きい。これは振幅特性（図 2.4）には見られない性状であり、両者は対応しないことがわかった。上述したように平野外において表面波が生じているものの、振幅は小さいことによる。

続いて、図 2.7 に、全波部に基づく σ_{tgr} （群遅延時間の標準偏差、すなわち各周期の波群の継続時間を示す）の各地震グループの平均値を示す。図 2.7 より、振幅や μ_{tgr} と比較すると、 σ_{tgr} に関する地震グループ間の変動は小さいことが確認できる。すなわち、各周期の波群の継続時間は震源方位に大きな影響を受けておらず、今回使

用した記録の範囲では、震源位置による長周期地震動の継続時間の変動は、波群の長さの変動によるものではなく、表面波の分散度合いが変動することによる、見かけの継続時間の変動であることがわかる。

図 2.8 に、図 2.7 に示した各地震グループの平均 σ_{tgr} を用いて計算した各サイトの平均値と変動係数を示す。比較のため、全波部と実体波部について計算した結果を示す。 σ_{tgr} の変動係数を見ると周期帯によらず同様の値となっている。これは、振幅特性や μ_{tgr} とは異なる特徴である。なお、高萩サイトでは地震グループ e の値が極端に小さいが、これは高萩サイトにとって地震グループ e は直下の地震であるためであることが関係していると考えられる。図 2.5 でも μ_{tgr} の分散性が非常に小さくなっている。

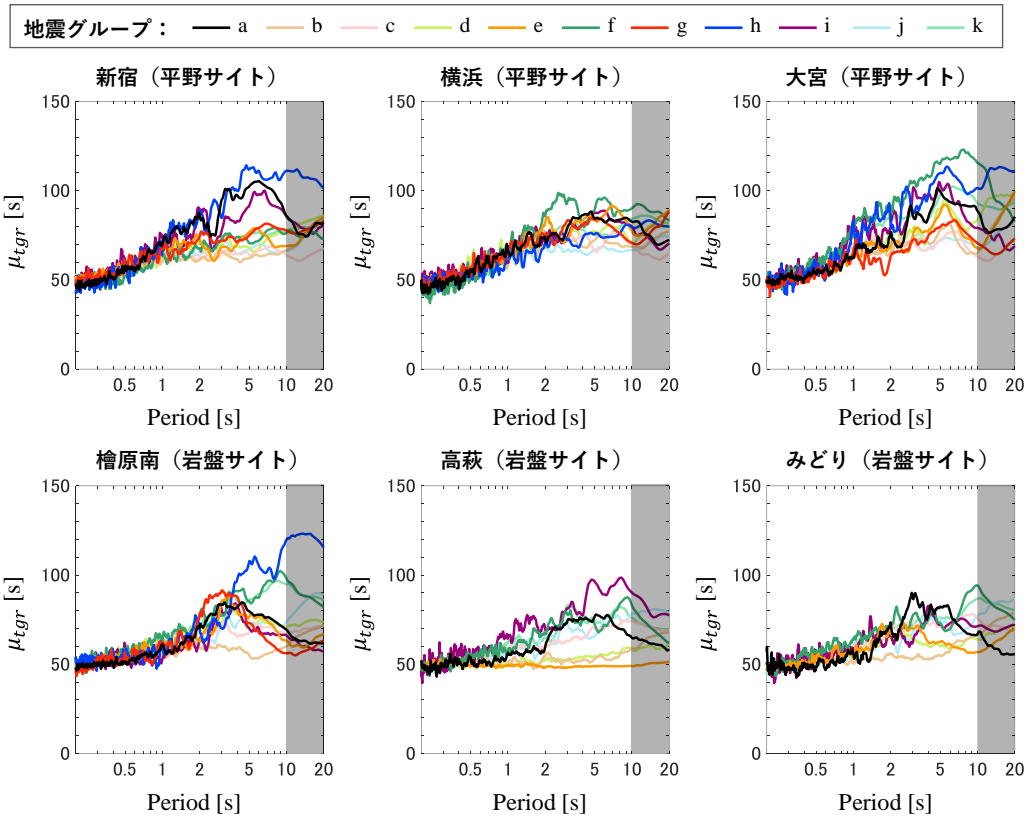


図 2.5 各サイトにおける各地震グループの μ_{tgr} の平均値

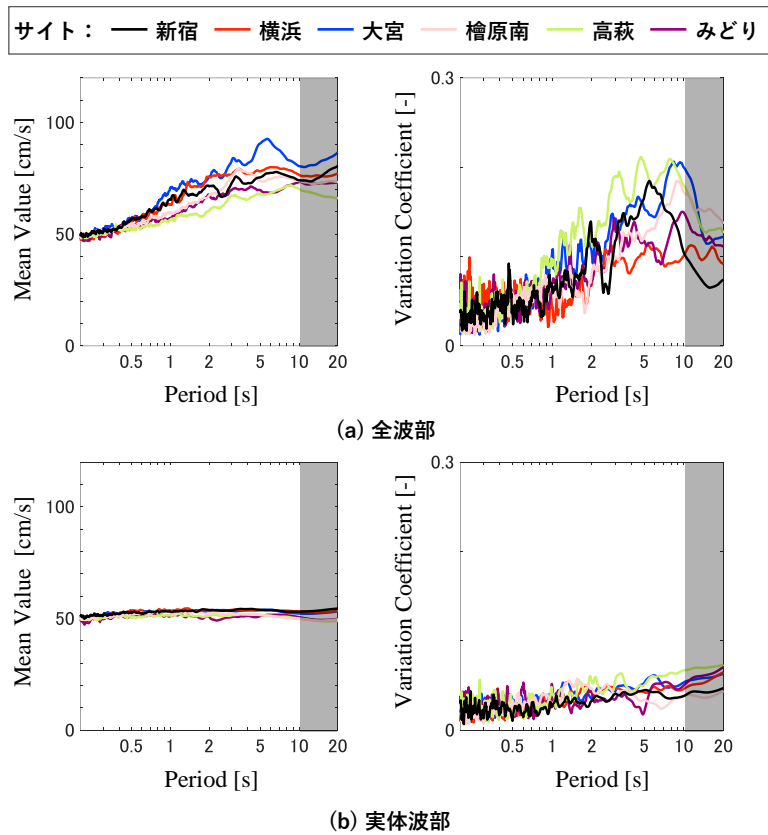


図 2.6 各サイトの μ_{tgr} の平均値と変動係数

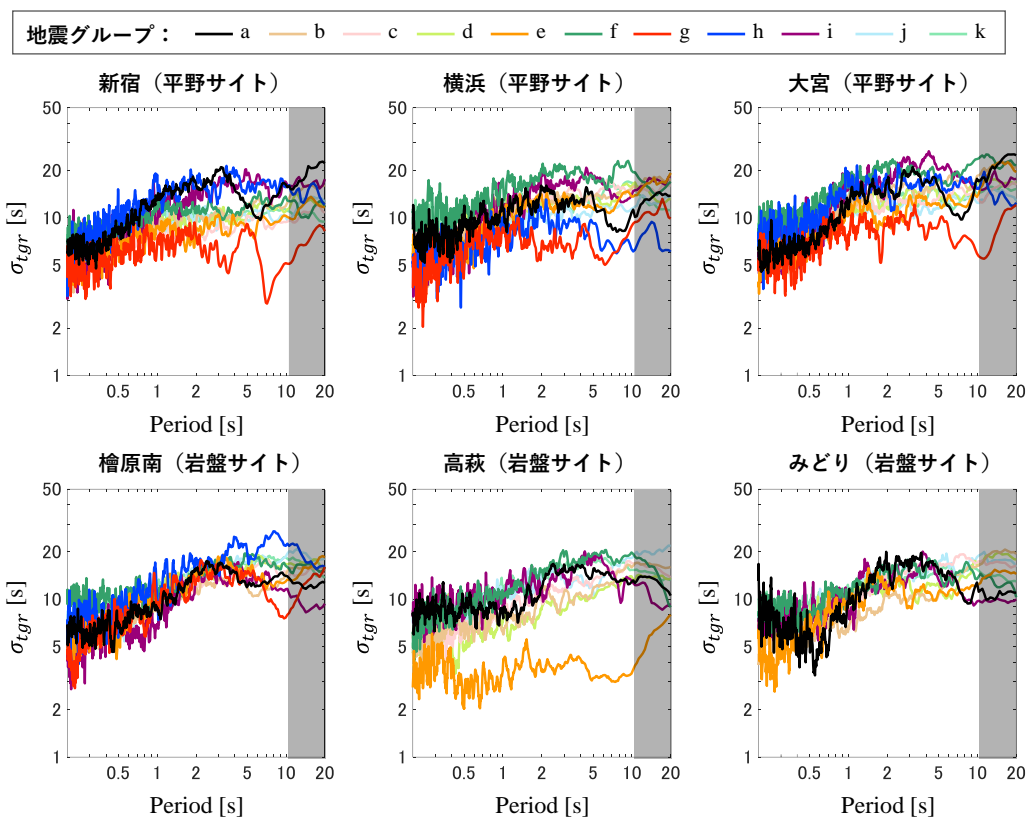


図 2.7 各サイトにおける各地震グループの σ_{tgr} の平均値

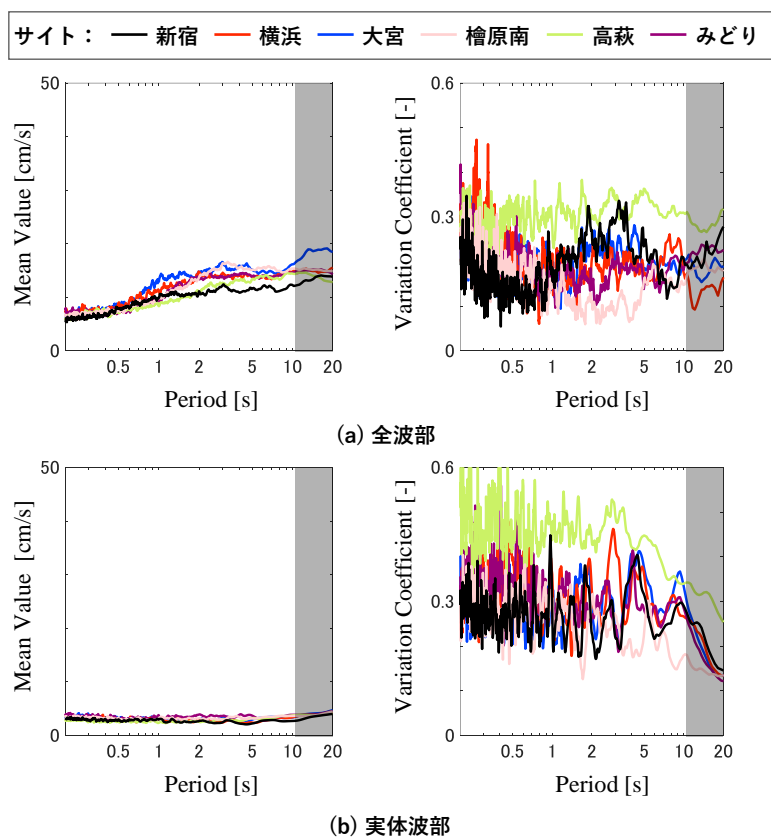


図 2.8 各サイトでの σ_{tgr} の平均値と変動係数

(4) まとめ

本節では、観測記録に基づき震源位置による長周期地震動の変動について検討を実施した。以下に観測記録に見られた特徴・わかったことを示す。

岩盤サイトより平野サイトの方が、長周期帯における地震グループの振幅特性の変動が大きかった。東京都心を基準として北西・南東方向の地震（地震グループ a・g・h）で振幅特性が大きい傾向が見られた。ただし、同じ南東方向である地震グループ i では振幅特性が小さくなく、詳細な位置によって性状が変わる可能性がある。

また、同一方面の地震で震源深さが異なる地震グループの振幅特性を比較し、震源の浅さが長周期地震動の振幅を大きくする因子の一つであることがわかった。ただし、今回検討したデータセットの範囲では、震源深さの差異よりも震央位置の影響の方が大きい傾向にあった。

平野サイトの方が岩盤サイトよりも分散している傾向にあったが、岩盤サイトでも分散性が確認でき、平野外でも表面波が生成されていることがわかった。一方で、振幅特性では岩盤サイトの振幅は小さいため、実際にその振幅が大きく増幅されたのは平野を伝播する際であると考えられる。

また、各周期の波群の継続時間には地震グループ間の大きな差異は確認できず、今回使用した記録の範囲では、関東平野における長周期地震動の継続時間の実態は各周期の波群の長さではなく、分散性による見かけの継続時間の長さの違いであることがわかる。すなわち、建物の振動特性にもよるが、地動の時刻歴波形の見かけの継続時間と、建物応答の揺れが対応しない可能性がある。

2.3 数値シミュレーションに基づく長周期地震動の変動幅の検討

(1) 数値シミュレーションの方法と条件

数値解析は、3次元地盤モデルを対象に有限差分法⁴⁾による計算を実施した。図 2.9 に、対象サイトを示す。本節では新宿サイトを中心に基本的な検討を進めることにした。新宿サイトの緯度経度は K-NET 新宿地点とした。また、丸の内・横浜 (KNG002)・大宮 (SIT010)・千葉 (CHB009) も検討に加え、サイト間の差異も確認した。

図 2.10 に新宿サイトを対象とした検討で設定した震央位置を示す。震央方位および深さについて検討を行うため、以下のように震源位置を設定した。震央はサイトから見て、方位角 0 度 (北) を基準とし、時計回りに 15 度間隔で配置した。その際、震央距離が 100 km と 150 km となるように震央の緯度経度を設定した。震源深さは、10 km・30 km・50 km とし、震源時間関数は三角型 (ライズタイム 2 秒)、地震モーメントは 10^{18} Nm を設定した。ただし、本論文で議論するポイントは震源位置による地震動の変動であり、同一周期帯での地震動の震源位置による変化に注目するため、震源時間関数の設定が結果に与える影響はほとんどないと考えられる。3次元地盤モデルは、関東平野の盆地構造に着目した検討を行うため、地震本部の全国 1 次地下構造モデル⁵⁾のうち、地震基盤以浅の地盤モデルを使用した。関東平野の地下構造の特徴として、地震基盤の深さが、東京都心や横浜では 3 km 程度、千葉付近では 4 km 程度、大宮付近では 2 km 程度の深さと、他平野に加えて深い。卓越周期としては、東京都心で 6~8 秒程度、千葉付近で 9 秒程度となる。

差分法の条件について記す。空間と時間の離散化については、空間刻みを 200 m、時間刻みを 0.01 秒とした。本解析による参照可能な最小周期は 2 秒である。地盤モデルの端部は無反射境界⁶⁾と 20 格子の吸収境界⁷⁾とした。非弾性減衰の参照周期は 2 秒とし、計算は Graves⁴⁾の手法に従った。

本検討では、対象サイトは少数であるが、震央方位や震央距離および震源深さを変えた多数のパターンの震源によるグリーン関数を計算しなければならない。通常の方法による計算をすると、(グリーン関数の最大 18 成分×震源のパターン) 回の差分法による計算を実施する必要がある。こういった問題に対して、平井・福和⁸⁾は弾性体における相反定理の考え方を差分法に適用して計算コストを削減しながら堆積盆地上のグリーン関数を計算する方法を提案している。本検討でも、相反定理を差分法に適用して計算量の削減を図った。相反定理を利用した計算では、対象サイトの位置において水平 2 方向と上下方向のインパルス加振を行った場合の波動場をそれぞれ計算し、震源位置において歪テンソルを求めることで、各震源でのインパルスのモーメントテンソルの解放による対象サイトでの変位を表すグリーン関数を一度に得

ることができる。従って、相反定理を利用した場合は、水平2方向と上下方向加振の計3回の差分法による計算で全震源に対する新宿地点のグリーン関数を計算することができる。

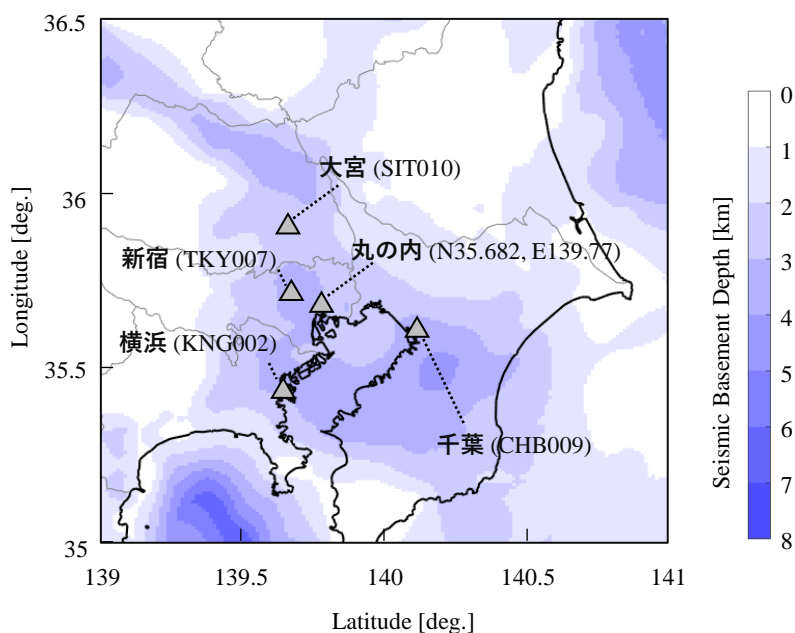


図 2.9 対象サイト

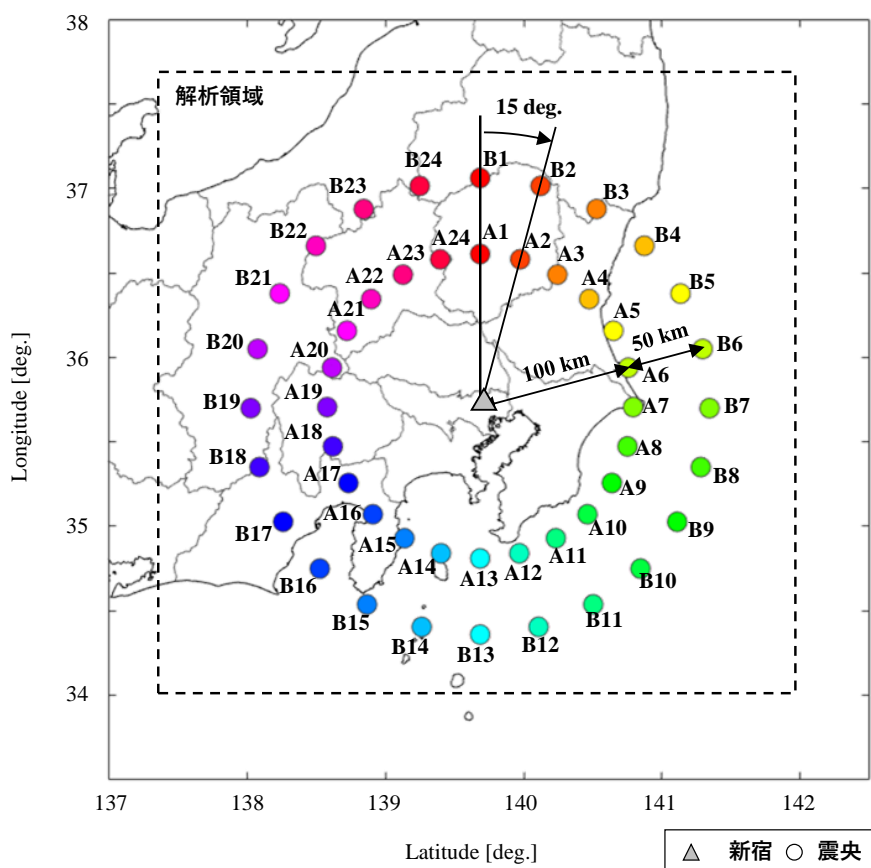


図 2.10 震央位置の設定例（新宿サイト）

(2) 結果

① グリーン関数の時刻歴波形

図 2.11 に、震央距離 100 km の各方位の震央による新宿地点のグリーン関数の時刻歴波形を示す。差分法に用いた地盤モデルと今回の離散化の条件から参照可能な最小周期は 2 秒であるため、周期 2 秒以上を通すフィルタを施している。図 2.11 の各線色は図 2.10 の震央の色に対応しており、各図の最下部の波形は新宿から見た方位角が 0 度（北）の震源によるグリーン関数である。図中ではグリーン関数の成分を H_{ipq} と表記した。これはモーメントテンソルの pq 成分の単位インパルスによって生じる地震動速度の i 成分を表す。座標系については、各震央方位で共通とするために、ラディアル (r)、トランスバース (t)、上下 (z) を用いた。グリーン関数の独立な成分は 18 成分であるが、図 2.11 ではそのうち表面波の生成に特に深く関わるであろう 2 成分を抽出した。ラブ波の水平成分に寄与する H_{trt} とレイリー波の水平成分に寄与する H_{rrz} である。

震央方位によるグリーン関数の変動に注目すると、約 35 秒に現れる初動については方位間の変動は小さく、40 秒以降では方位間の変動が明瞭に現れていることがわかる。特に震源深さ 10 km では方位間の変動が明瞭である。ラブ波に寄与する H_{trt} では、西南西から北西の震央方位（A17～A22）にかけて後続波の振幅が大きく、北（A24・A1・A2）と南東（A9・A10）の震央方位について後続波の継続時間が長い。また、レイリー波の水平成分に寄与する H_{rrz} では、西南西から北西の震央方位（A16～A21）と北（A24・A1）について後続波の振幅が大きく、南東（A9）の震央方位について後続波の継続時間が長い。このように、振幅が大きい方位と継続時間が長い方位については、 H_{trt} と H_{rrz} で概ね対応している。ただし、北の震央について、 H_{trt} では継続時間が長い、 H_{rrz} では振幅が大きい方位であり、グリーン関数の成分によって性状が異なる方位と言える。

次に、震央方位によるグリーン関数の変動と震源深さの関係に注目すると、震源が深くなるにつれて震央方位による時刻歴波形の変動が不明瞭になる傾向がある。特にレイリー波に寄与する H_{rrz} では、この傾向がより顕著である。

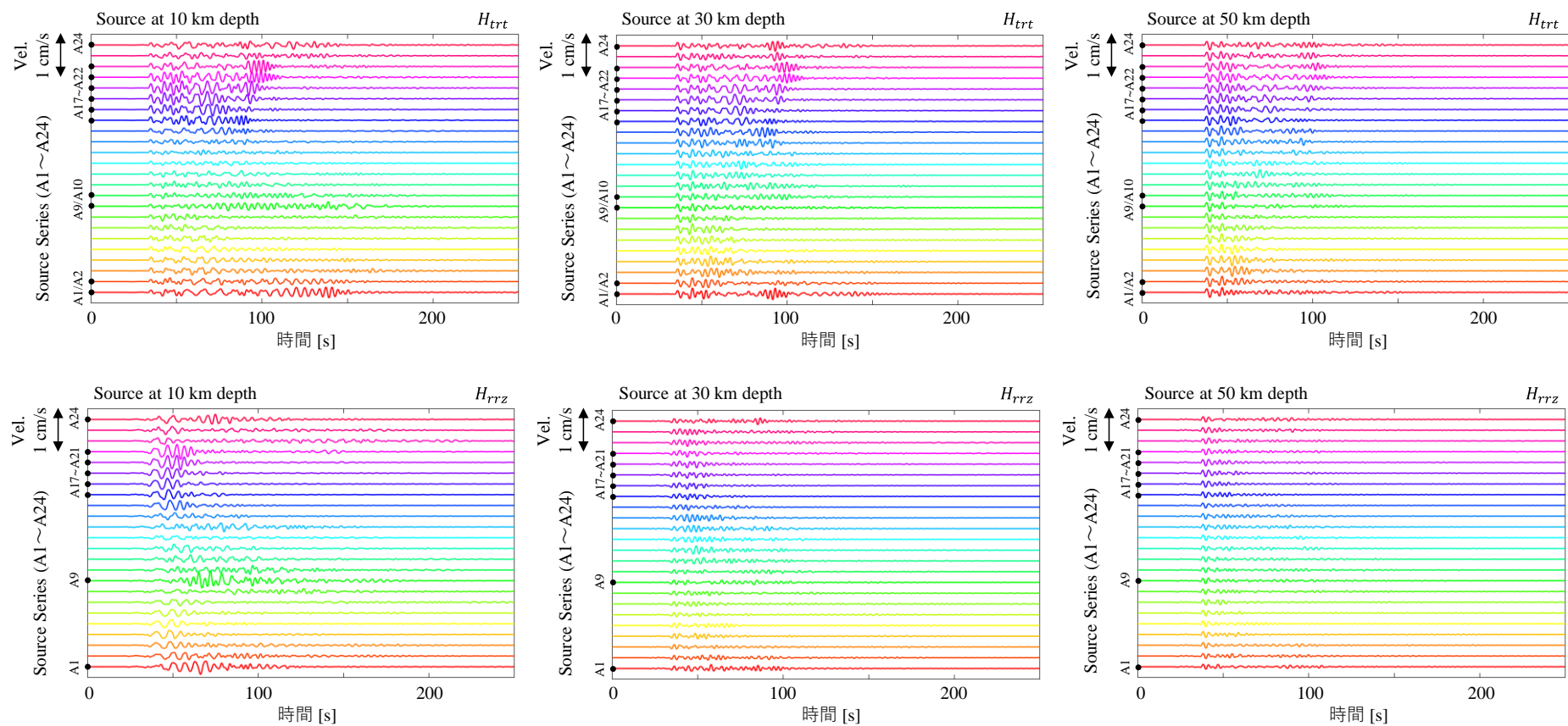


図 2.11 グリーン関数の時刻歴波形（新宿サイト・震央距離 100km）
線色は図 2.10 の色と対応

② グリーン関数の応答スペクトル

速度応答スペクトルとエネルギースペクトルを用いて周期毎の性状を調べる。応答スペクトルとエネルギースペクトルは、減衰定数 5%を基本として、一部 2%・20%のスペクトルと比較する。

図 2.12 に、グリーン関数の H_{trt} と H_{rrz} 成分のスペクトル性状が震央方位により変化する様子を示す。図には、東・西・南・北の震央方位のスペクトルと他方位のスペクトル（灰色線）、全方位のスペクトルの幾何平均（黒破線）を示す。ラブ波に寄与する H_{trt} の速度応答スペクトルは、時刻歴波形で振幅が大きい西南西から北西の震央方位（A17～A22）にかけて広い周期で平均を超える速度応答となっている。また、時刻歴波形の継続時間が長い北（A1）と南東（A9）の震央方位についても平均を超える速度応答となる周期がある。一方で、南東から南南西の震央方位（A11～A15）については広い周期帯で平均よりも小さい速度応答となっている。レイリー波に寄与する H_{rrz} の速度応答スペクトルを見ると、 H_{trt} 成分と同様に時刻歴波形の特徴と対応しており、西南西から北西の震央方位（A16～A21）と北（A24・A1）および南東（A9・A10）について大きな速度応答となっている。これらの特徴は時刻歴波形に見られた震央方位による違いと対応している。

また、グリーン関数の両成分について方位によってピーク周期が異なる様子が見られる。平均値を超えるような大きな速度応答となるスペクトルのピーク周期に注目すると、その範囲は 3 秒程度（ H_{trt} , A21）から 7 秒程度（ H_{trt} , A9）にわたり広く変動することがわかる。ただし、現実には地震動予測を行う際には、震源特性等の影響で地震動のピーク周期が今回のグリーン関数のそれとは異なる可能性があることに留意が必要である。

次にエネルギースペクトルを見ると、震央方位による変化の性状は速度応答スペクトルと対応する結果となっている。一方で、時刻歴波形の継続時間が長い震央方位のエネルギースペクトルを見ると、全方位の中での大小関係が速度応答スペクトルとは異なる部分もある。例えば、 H_{trt} 成分における A1 の周期 9 秒成分や A9 の周期 4 秒成分について、速度応答スペクトルでは最大値となる方位ではないが、エネルギースペクトルでは最大値かそれに近い値となっている。

図 2.13 に、震央方位によるスペクトルの変化と震源深さの関係を示す。グリーン関数の時刻歴波形で既に見られたように、どの成分についても震源深さが深くなるほど、震央方位によるスペクトルの変化が小さくなることがわかる。特に H_{rrz} についてはこの傾向が顕著である。なお、グリーン関数の H_{trt} 成分の周期 5～10 秒のように震源深さが深くなっても震央方位による変化が見られる周期帯もあるが、浅い震源と比較するとその変化の幅は小さいことがわかる。

図 2.14 に、震央方位によるスペクトルの変化と震央距離の関係を示す。全震央方位に共通する特徴として、震央距離 150 km のスペクトルには短周期よりも長周期側の成分が多く含まれており、震央距離 100 km のスペクトル性状とは異なった性状となっている。特に震央距離 100 km の H_{rrz} の速度応答スペクトルに見られた周期 3 秒強のピーク (A9) は震央距離 150 km では他の震源方位の値に埋もれてしまっている。また、震央距離 150 km の中で大きいスペクトルとなる方位の値は、震央距離 100 km の小さい方位となる方位よりも大きくなることを確認した。

図 2.15 に、震央方位によるスペクトルの変化と減衰定数の関係を示す。減衰定数が変わると、当然そのスペクトル形状も変化するが、これに加えて震央方位による大小関係にも変化が見られる。例えば、 H_{trt} の速度応答スペクトル (減衰定数 2%) の周期 9 秒に見られた北の震央方位 (A1) のピークが、減衰定数が大きくなるにつれ他の震央方位の値に埋もれる様子が確認できる。北の震央方位 (A1) の H_{rrz} の周期 6 秒のピークについても同様である。これらは、同じ地点においても、対象とする建物の減衰特性によっては、影響の大きい震源方位が異なることを示唆している。

ところで、ここまでは H_{trt} と H_{rrz} 成分といった対象サイト (新宿) における成分をトランスバース成分とラディアル成分に限り検討を行ってきた。しかし、既往の研究^{1),9),10)}で指摘されているように、関東平野を伝播する地震波の中には、震央からサイトに向けて直線的に伝播せず、迂回するような伝播経路を辿る表面波も存在する。このような地震動については、その主軸がトランスバース軸とラディアル軸と対応しない可能性が高い。そこで、図 2.16 には、グリーン関数の H_{trt} 成分と RotD100¹¹⁾ (H_{trt} および H_{rrt} から計算) の比較、グリーン関数の H_{rrz} 成分と RotD100 (H_{rrz} および H_{trz} から計算) の比較を示す。図の細部を見るとグリーン関数の成分と RotD100 で異なる部分も見られるが、振幅が大きい震央方位のスペクトルを比較すると両者の差異はほとんどなく、新宿地点については、主軸の変化が応答に与える影響は小さいと考えられる。

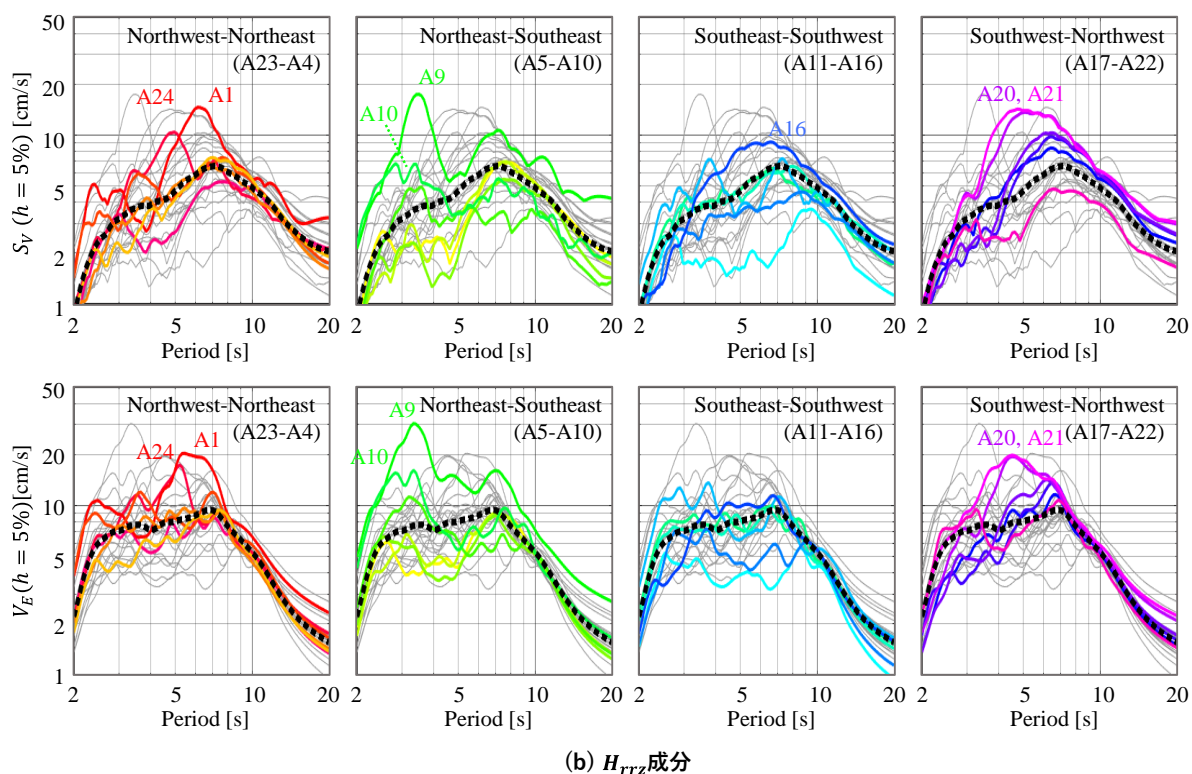
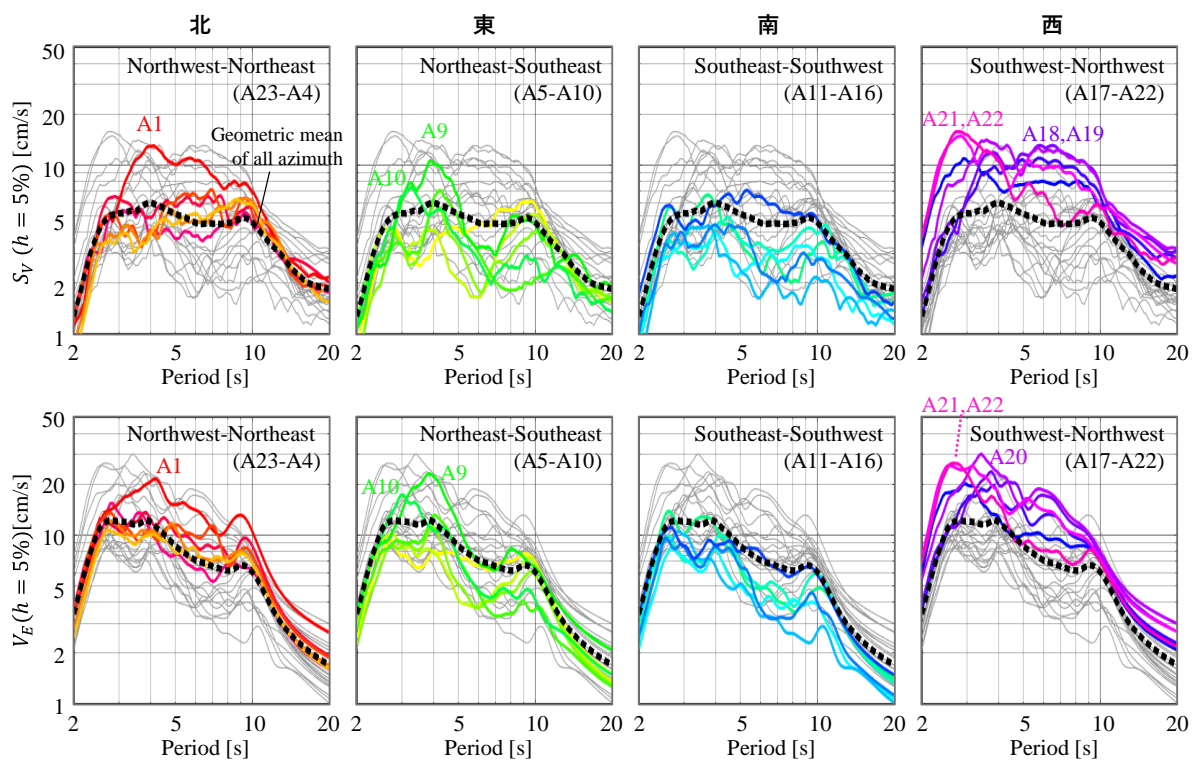


図 2.12 グリーン関数のスペクトル(新宿サイト・震央距離 100km・震源深さ 10km)
線色は図 2.10 の色と対応

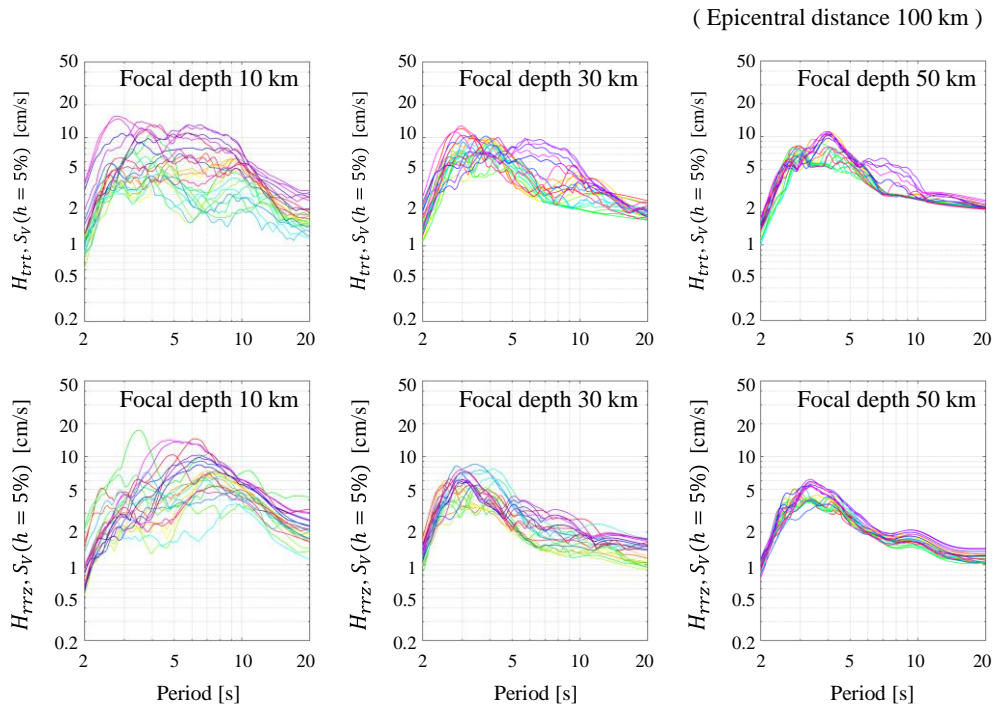


図 2.13 震源深さによるグリーン関数の震源位置依存性の変化（新宿サイト・震央距離 100km） 線色は図 2.10 の色と対応

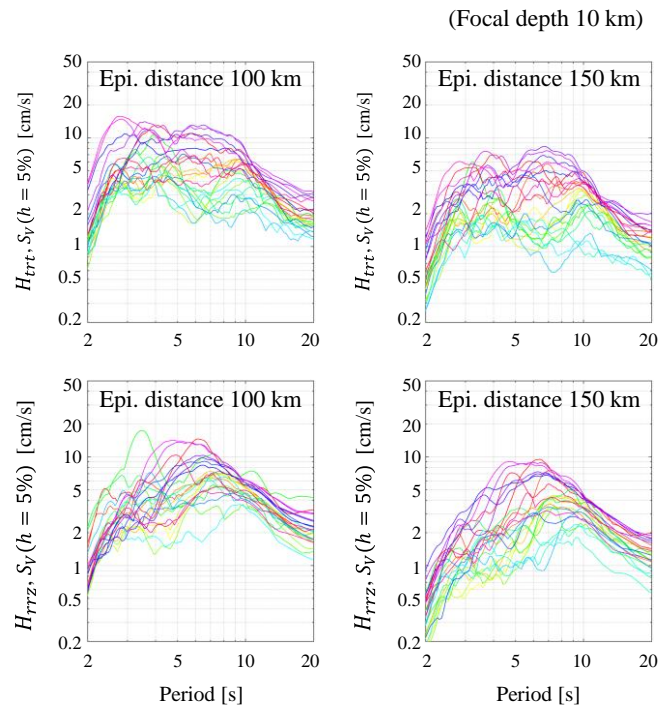


図 2.14 震央距離によるグリーン関数の震源位置依存性の変化（新宿サイト・震源深さ 10km） 線色は図 2.10 の色と対応

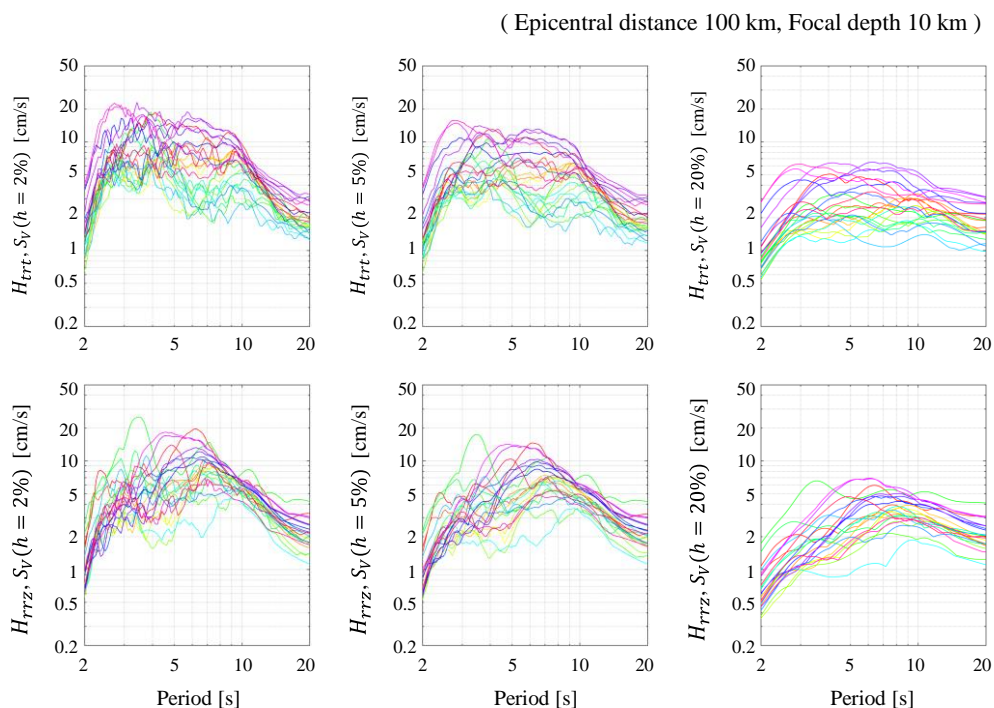


図 2.15 減衰定数によるグリーン関数の震源位置依存性の変化（新宿サイト・震央距離 100km） 線色は図 2.10 の色と対応

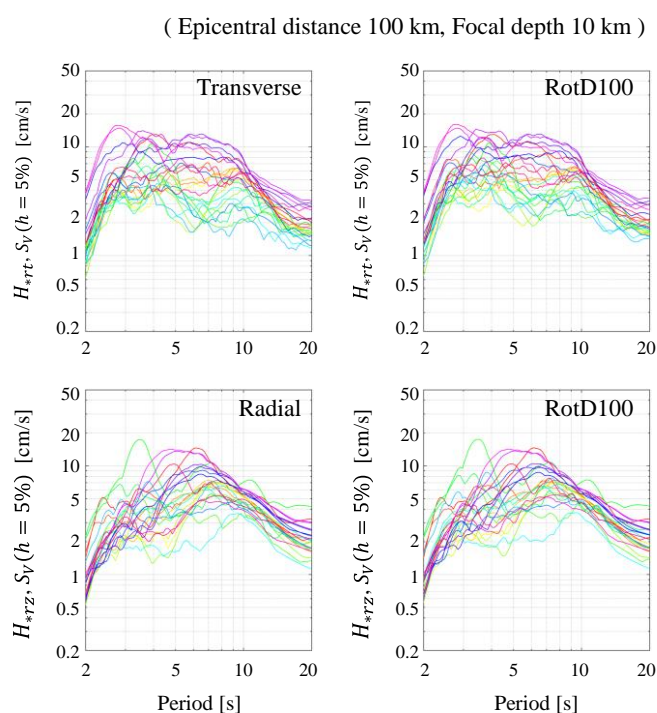


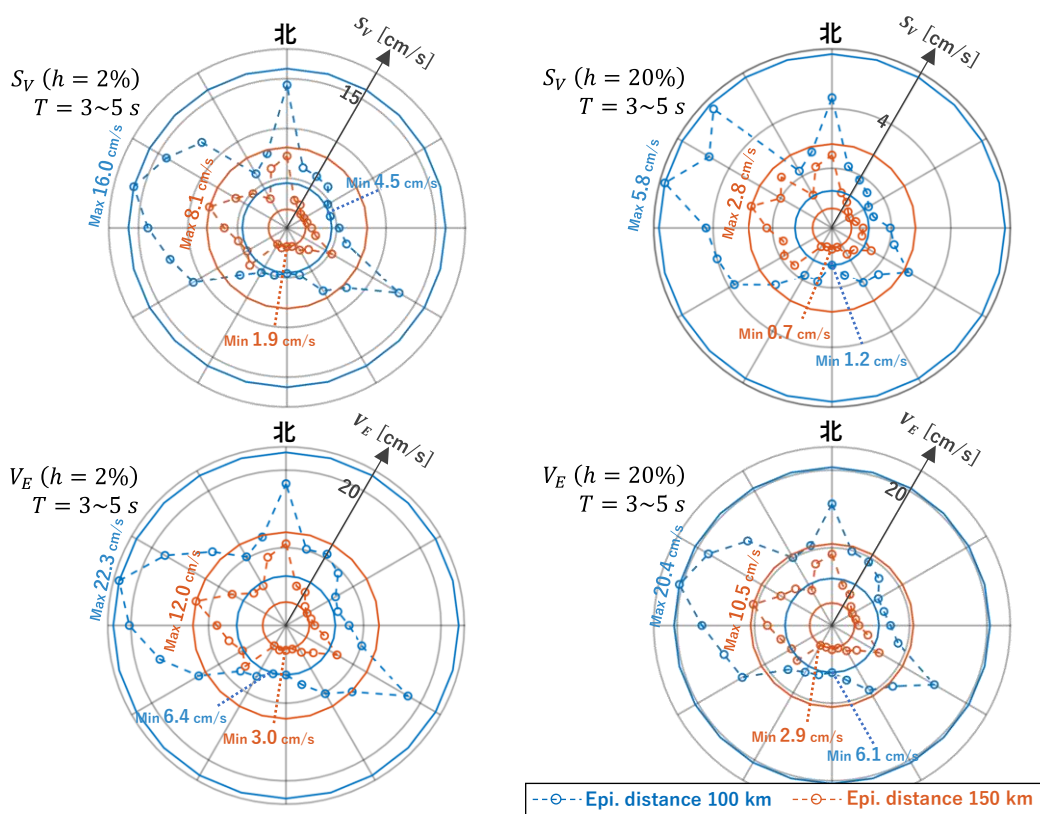
図 2.16 グリーン関数の成分と RotD100 の比較
線色は図 2.10 の色と対応

③ 首都圏におけるグリーン関数の震源位置による変化

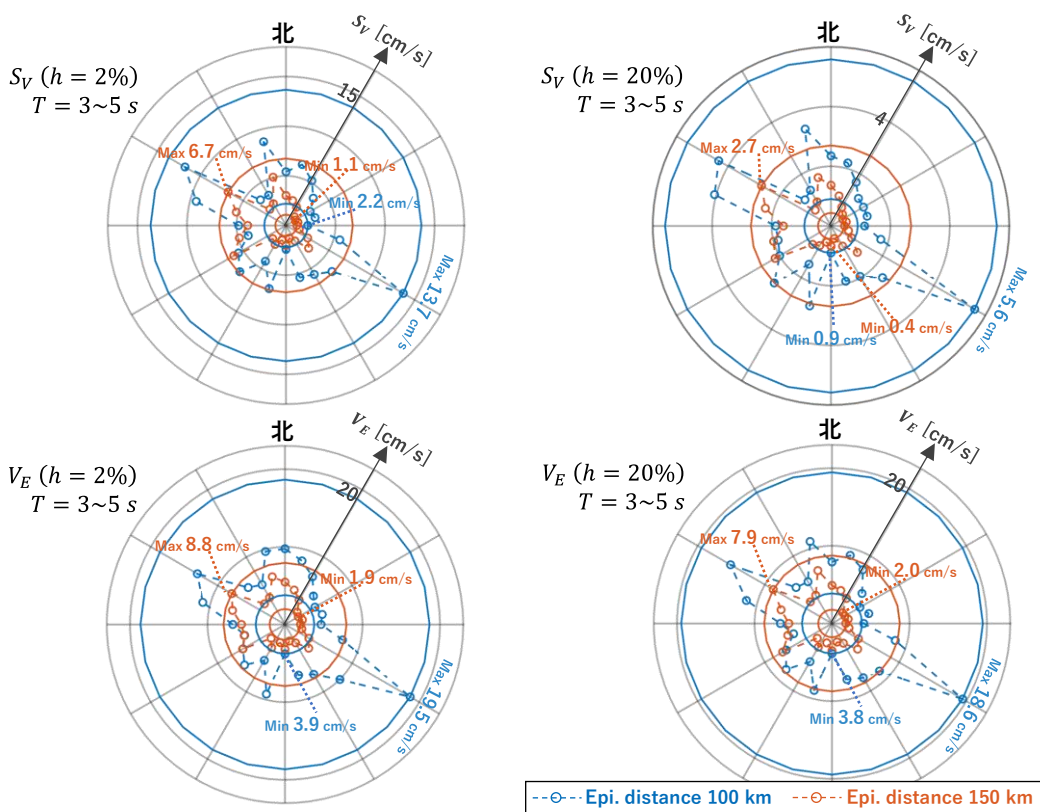
ここで、速度応答スペクトルやエネルギースペクトルと震央方位の関係について、改めて整理する。図 2.17 に、減衰定数 2%・20%の速度応答スペクトル・エネルギースペクトルの周期 3 秒から 5 秒の幾何平均と震央方位の関係を示す。減衰定数や周期帯は一般的な超高層建物や免震建物を想定している。図の上側がラブ波に寄与する H_{trt} 成分を、下側がレイリー波に寄与する H_{rrz} 成分を示す。各図の青色が震央距離 100 km、橙色が震央距離 150 km の結果を示す。図の絶対値（半径値）がスペクトルの幾何平均値を、角度が北を基準とした震央方位を表す。また、図中の青色と橙色の実線は、それぞれの震央距離に関する全震央方位の最大値（外側の実線）と最小値（内側の実線）を表している。

各図に共通する傾向として、震央方位によるスペクトルの振幅が変化しており、震央距離 150 km の最大方位の値よりも震央距離 100 km の値の方が小さくなる複数の震央方位が確認できる。また、同じ震央距離について最大方位と最小方位を比べると 3 倍～7 倍の違いとなることがわかる。振幅が大きくなる震央方位については 3 章の結果と対応しており、具体的には、ラブ波に寄与する H_{trt} は西から北西にかけて大きな振幅となっており、次いで北と東南東の方位の振幅が大きい。レイリー波に寄与する H_{rrz} は西北西と東南東で振幅が大きい。

次に、図 2.9 の他地点についても同様にグリーン関数と震央方位の関係を調べる。なお、震源位置については各地点で共通ではなく、それぞれのサイトを中心として、新宿地点と同様の手順で設定した。図 2.18 に、5 地点の減衰定数 5%の速度応答スペクトルの周期 3 秒から 5 秒の幾何平均と震央方位の関係を示す。まず、新宿地点と丸の内地点は、水平距離で 8 km 程度離れているものの、大きくは類似した特徴を示している。しかし、西側の震央方位については両地点に大きな違いが見られ、丸の内地点の振幅が新宿地点を大きく上回っている。また、横浜地点では他サイトと比較して、どの方位についても応答が小さい、千葉地点では南東の震央方位について応答が大きい、大宮地点では北東の震央方位についても応答が大きい、などサイト毎に特徴が見られる。全地点に共通する特徴として、主に西側の震央方位について応答が大きくなる傾向があり、首都圏では共通して西側の震源による地震動が大きくなりやすいことが推測される。



(a) H_{trt} 成分



(b) H_{rrz} 成分

図 2.17 震央方位によるグリーン関数の変化

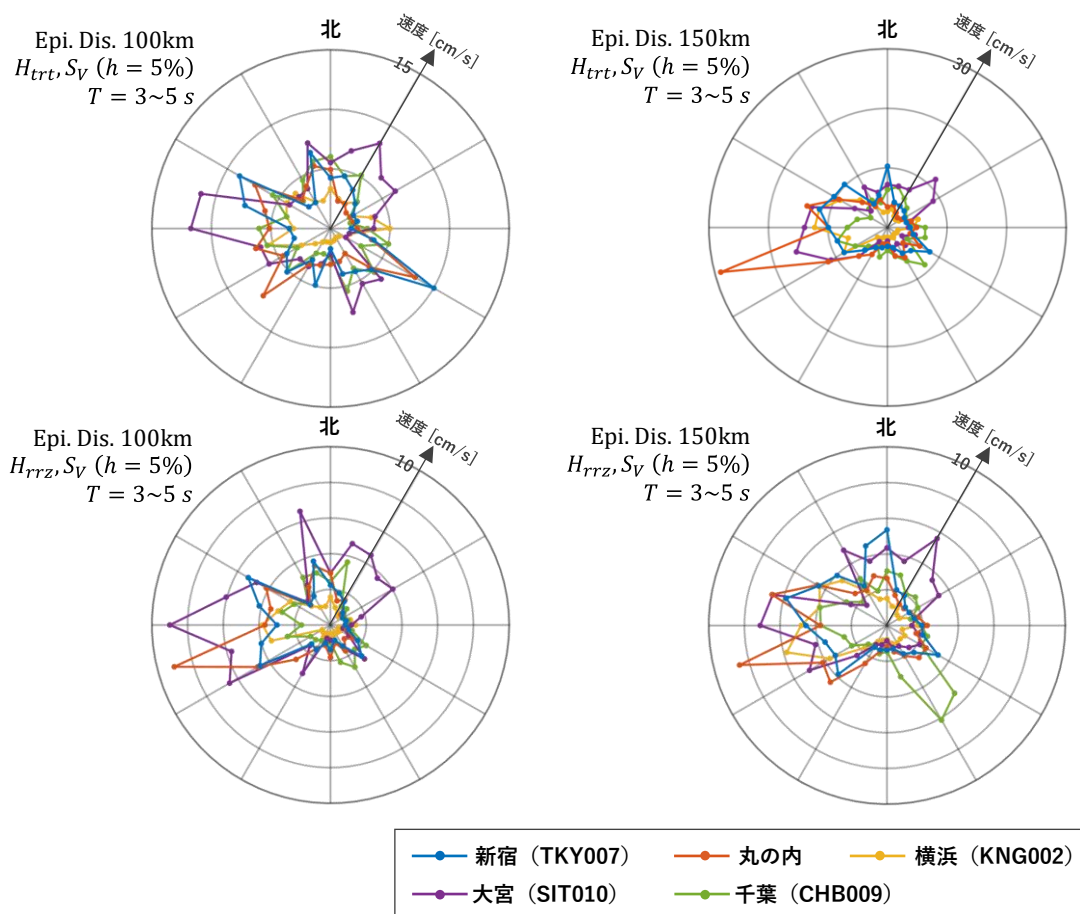


図 2.18 各サイトにおける震央方位によるグリーン関数の変化

(3) まとめ

本節では、数値シミュレーションに基づき震源位置による長周期地震動の変動について検討を実施した。以下に数値シミュレーション結果に見られた特徴・わかったことを示す。

まず新宿サイトを対象に、震央方位によるグリーン関数の変動を概観した。グリーン関数の時刻歴波形の確認から、グリーン関数の成分によって異なるものの、南西から北西や北側の震央方位で後続波の振幅が大きく、北や南東の震央方位で継続時間が長いことがわかった。また、グリーン関数のスペクトルから、震央方位によりピーク周期が異なることが確認された。全方位の平均値を超える大きな速度応答に限っても周期3秒～7秒と幅広く変動することがわかった。

震央方位によるグリーン関数の変動と震源深さの関係に注目すると、震源が深くなるにつれて震央方位による振幅の変動が不明瞭になる傾向があった。また、同じ震央方位で異なる震央距離のスペクトルを比較した結果、同じ方位でも震央距離が異なれば他の震央方位と比較した振幅の卓越度合いが異なることがわかった。

震央方位によるグリーン関数の変動と応答スペクトルの計算に用いた減衰定数を比較した。その結果、減衰定数によって影響の大きな震央方位が異なることがわかった。すなわち、同じサイトであっても建物の振動性状によっては影響が大きな震央方位が異なることがわかる。

次に、新宿サイト以外のサイトについて検討を実施した。新宿地点と丸の内地点は、水平距離で8 km程度離れているものの、大きくは類似した特徴を示している。しかし、西側の震央方位については両地点に大きな違いが見られ、丸の内地点の振幅が新宿地点を大きく上回っている。また、横浜地点では他サイトと比較して、どの方位についても応答が小さい、千葉地点では南東の震央方位について応答が大きい、大宮地点では北東の震央方位についても応答が大きい、などサイト毎に特徴が見られる。全地点に共通する特徴として、主に西側の震央方位について応答が大きくなる傾向があり、首都圏では共通して西側の震源による地震動が大きくなりやすいことが推測される。

2.4 本章のまとめ

観測記録や数値シミュレーションに基づき、震源位置による長周期地震動の変動の特徴を調査した。得られた特徴を以下に示す。

- ・新宿サイトを対象に、観測記録の分析や数値シミュレーションを実施したところ、両方に共通して東京都心から南東から北の方角の地震で地震動の振幅が大きくなる傾向が見られた。なお、各震源方位に等価な震源を設定した数値シミュレーションの結果では、その卓越周期が周期3秒～7秒と幅広く変動することがわかった。
- ・震央方位によるグリーン関数の変動と応答スペクトルの計算に用いた減衰定数を比較した。その結果、減衰定数が異なっても、振幅が大きい震央方位の大きな特徴は同じであるが、厳密には振幅が大きい震央方位の中での大小関係が減衰定数により異なっていることを確認した。すなわち、同じサイトであっても建物の振動性状によっては影響が大きい震央方位が異なる可能性がある。
- ・複数サイトについて、震央方位によるグリーン関数の変動を確認した。今回対象とした主要都市部に共通する特徴として、主に西側の震央方位について応答が大きくなる傾向が見られたが、基本的には同じ関東平野上のサイトでも、サイトによって影響の大きい震央方位が異なることがわかった。
- ・長周期地震動の変動に関係する因子として震源方位に加え、震源深さが重要であることがわかった。具体的には、震源が浅ければ（10 km 程度）であれば方位による長周期地震動の変動が明瞭に確認できるが、震源が深くなるほど変動は不明瞭になる傾向にあった。これは、震源深さが深ければ、震源方位によらずサイトの直下近くから堆積層に入射する実体波の成分が大きくなり、震源方位による差異が薄まるが、震源深さが浅ければ水平方向に伝播する表面波の成分が大きくなり、震源方位により表面波の伝播経路が異なるため、それが地震動の変動を生み出すと推測される。
- ・関東平野におけるサイト（平野サイト）の観測記録では長周期帯の振幅に変動が見られ、関東平野周辺の岩盤サイトでは変動の度合いは小さかった。これより、関東平野の地下構造が長周期地震動の変動に大きな影響を与えていることが確認された。

参考文献

- 1) Koketsu, K. and Kikuchi, M.: Propagation of Seismic Ground Motion in the Kanto Basin, Japan, Science, Vol. 288, No. 5469, pp. 1237-1239, 2000.5
- 2) 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
- 3) 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, pp.33-52, 2004.2
- 4) 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
- 5) Koketsu, K. et al.: Progress Towards a Japan integrated Velocity Structure Model and Long-Period Ground Motion Hazard Map, the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, S10-038, 2008.10
- 6) Clayton, R. and Engquist, B.: 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
- 7) Cerjan, C. et al.: A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equations, GEOPHYSICS, Vol. 50, No. 4, pp. 705-708, 1985.4
- 8) 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振動性状の評価手法, 日本建築学会構造系論文集, 第78巻, 第694号, pp. 2083-2091, 2013.12
- 9) 三浦弘之、翠川三郎: 3次元深部地下構造がやや長周期地震動の特性に及ぼす影響－横浜市とその周辺地域における検討－, 地震 第2輯, 第54巻, pp.381-395, 2001.12
- 10) Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo During the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-Ken Chuetsu, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 863-880, 2007.6
- 11) Boore, D. M.: Orientation-independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic intensity from Two Horizontal Components of Motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 4, pp. 1830-1835, 2010.8

第 3 章

堆積盆地と震源方位が長周期地震動の伝播経路特性に与える影響と要因分析

3.1 はじめに

本章では、第 2 章で明らかにしたサイトにおける長周期地震動の変化の要因を把握する。具体的には、震央から都市部のサイトを結ぶ線上に分布する複数のサイトの記録やシミュレーション結果を用いて、震源位置による長周期地震動の伝播経路やその伝播経路特性（距離減衰性状や増幅性状）の変化を分析する。

第 3.2 節では、単純な不整形地下構造モデルとして楕円形状の盆地モデルを作成し、震源方位の異なる複数の震源を用いて数値シミュレーションを行った。その上で、震源方位の違いによる計算地震動の変動や、この変動と波の伝播経路の関係を調べた。波の伝播経路は数値シミュレーション結果を用いてセンブランス解析を実施して算出した。次に、第 3.3 節では、第 2 章と同じく関東平野を対象にして、数値シミュレーションと観測記録を用いて、波の伝播経路と地震動の関係を調べた。

3.2 簡易な数値シミュレーションに基づく長周期地震動の伝播経路特性に関する基礎的検討

(1) 数値シミュレーションの方法と条件

数値解析は、3次元地盤モデルを対象に有限差分法¹⁾による計算を実施した。図 3.1 と表 3.1 に、解析に使用した地盤モデルを示す。盆地モデルは楕円形の平面形状で、全4層で構成され、盆地最深部は4 kmの深さとなっている。盆地規模や物性値については、全国1次地下構造モデル²⁾の関東平野における地下構造モデルを参考に設定している。

図 3.1 に、数値解析で設定した震源位置を星印で示す。震央方位について検討を行うため、以下のように震源を設定した。震央は楕円盆地中心から見て、図中上を基準として時計回りに $\theta = 0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 90^\circ$ の方位に設置した。震源メカニズムとして、dip-slip（走向： $\theta + 90^\circ$ ，傾斜 90° ，すべり角 90° ）と strike-slip（走向： $\theta + 90^\circ$ ，傾斜 90° ，すべり角 0° ）を仮定した。また、震源深さは10 kmとして、震央距離が100 kmとなるように設置した。震源時間関数は三角型（ライズタイム2秒）、地震モーメントは1 Nmを設定した。ただし、ここで議論するポイントは震源位置による地震動の変動であり、同一周期帯での地震動の震源位置による変化に注目するため、震源時間関数の設定が結果に与える影響はほとんどない。

差分法の条件について記す。空間と時間の離散化については、空間刻みを250 m、時間刻みを0.02 秒とした。本解析による参照可能な最小周期は3秒である。地盤モデルの端部は無反射境界³⁾と20格子の吸収境界⁴⁾とした。非弾性減衰の参照周期は2秒とし、計算はGraves¹⁾の手法に従った。

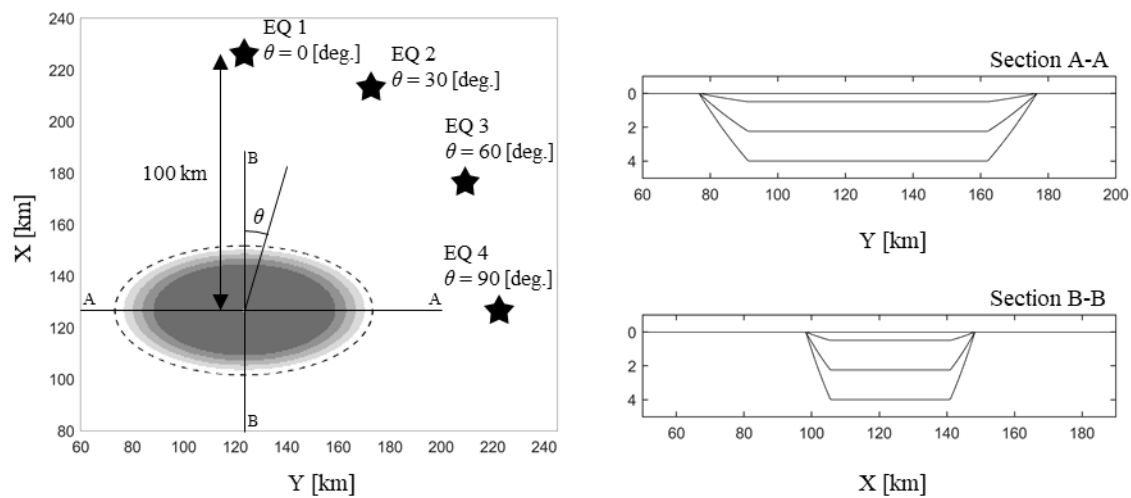


図 3.1 解析に使用した地盤モデル

表 3.1 地盤モデルの物性値

Layer	V_P [km/s]	V_S [km/s]	ρ [g/cm ³]	Q [-]
1	1.8	0.5	1.95	100
2	2.3	0.9	2.10	180
3	3.0	1.5	2.25	300
4	5.5	3.2	2.65	400

(2) 結果

① 震源方位による盆地内の振幅分布の変動

図 3.2 に、EQ1～EQ4 の振幅値の空間分布を示す。振幅値として、各計算地点について算出した減衰定数 5% の速度応答スペクトルから、周期 3～5 秒の平均値と周期 5～7 秒の平均値を計算した。また、表面波であるレイリー波とラブ波について性状を確認するため、dip-slip については Radial 成分を、strike-slip については Transverse 成分を用いて空間分布を描画した。

図 3.2 を概観すると、黒破線で囲まれた盆地内地点において、震央側の盆地端部付近に盆地端部の形状に沿った振幅分布が確認できる。これは震央位置や周期によらず概ね共通した性状である。

一方、水色の破線で示した領域では、震央距離に依存せず盆地内における卓越した大きな振幅となる部分が見られる。この部分については、EQ1～EQ4 の震央位置の違いにより変化が大きく、生じる場所が異なっている。また、震央位置による変化ほどではないものの、周期や成分によっても位置が変化することが確認できる。図 3.1 に示した地下構造の通り、盆地内部では広い範囲で同一の水平成層構造であるため、図 3.2 のような不均質な空間分布はサイト直下の地下構造に起因するものではないと考えられる。

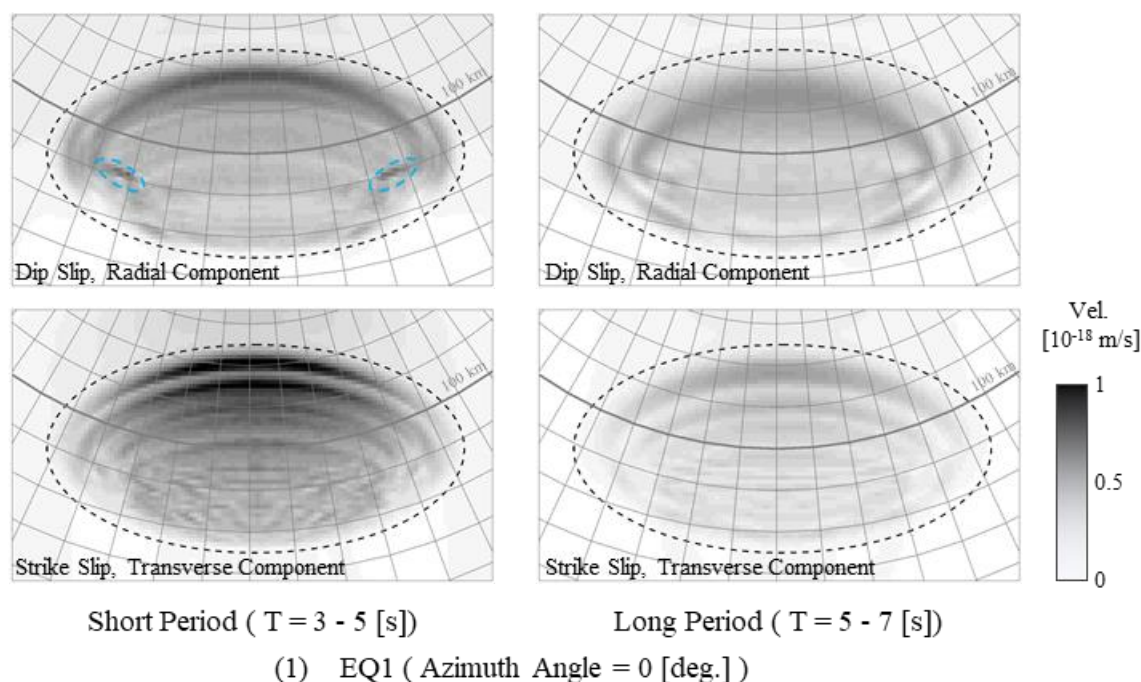


図 3.2 異なる震源位置による速度応答値 ($h = 5\%$) の空間分布の変化

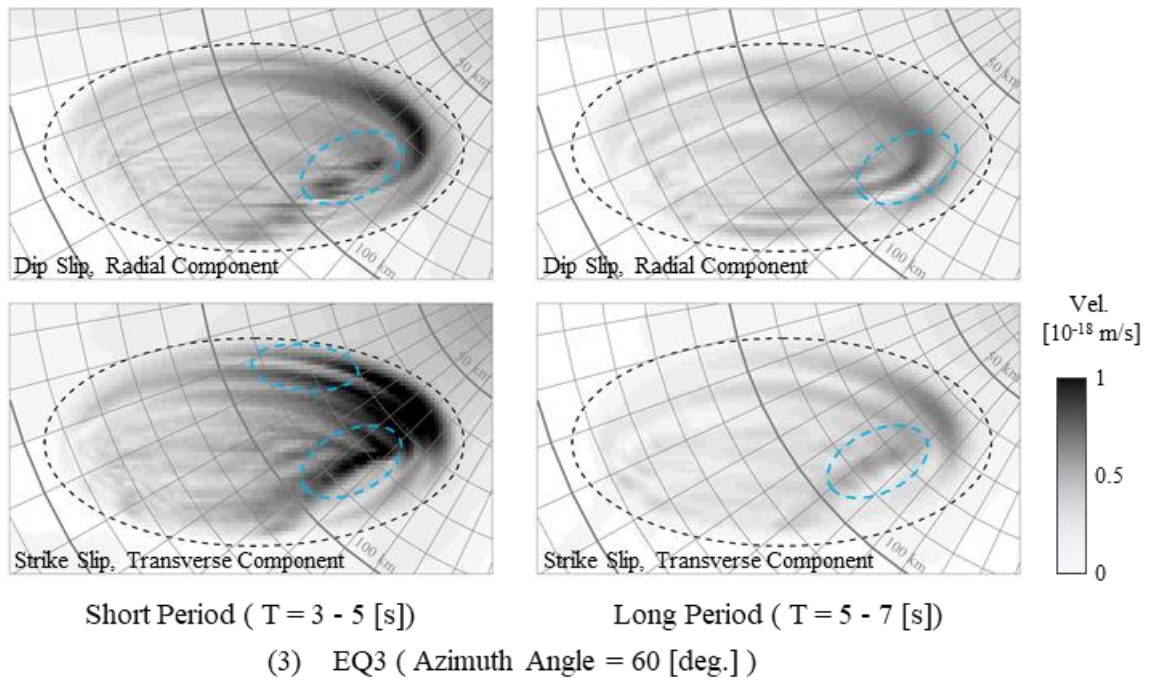
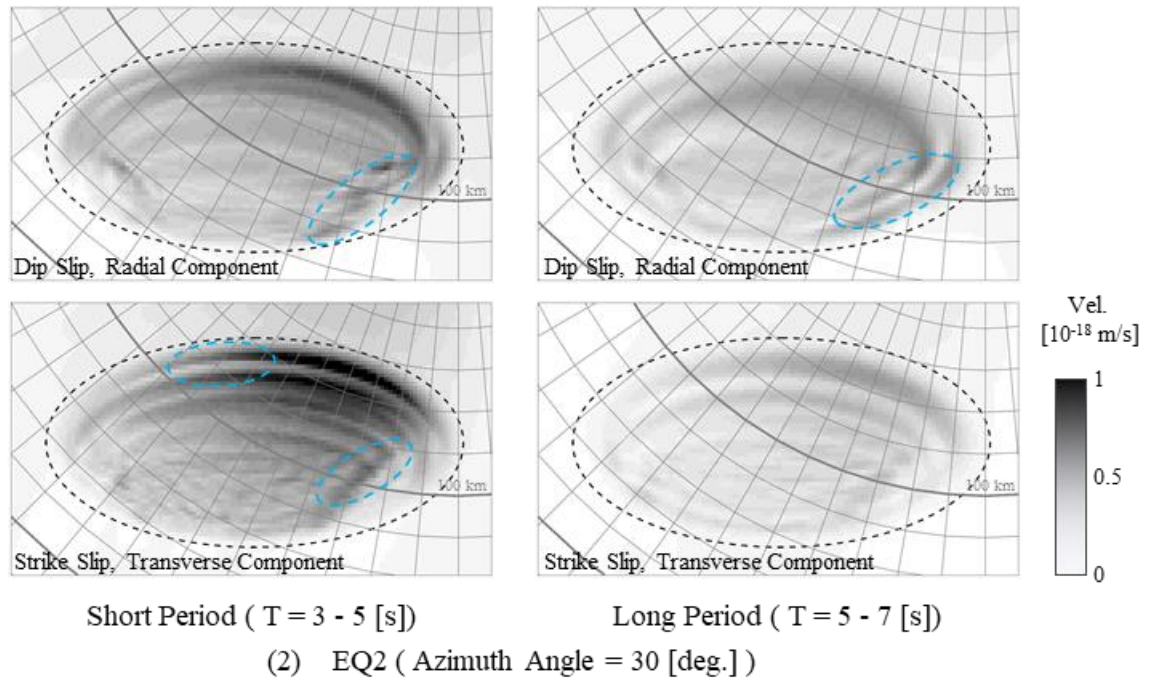


図 3.2 異なる震源位置による速度応答値 ($h = 5\%$) の空間分布の変化 (つづき)

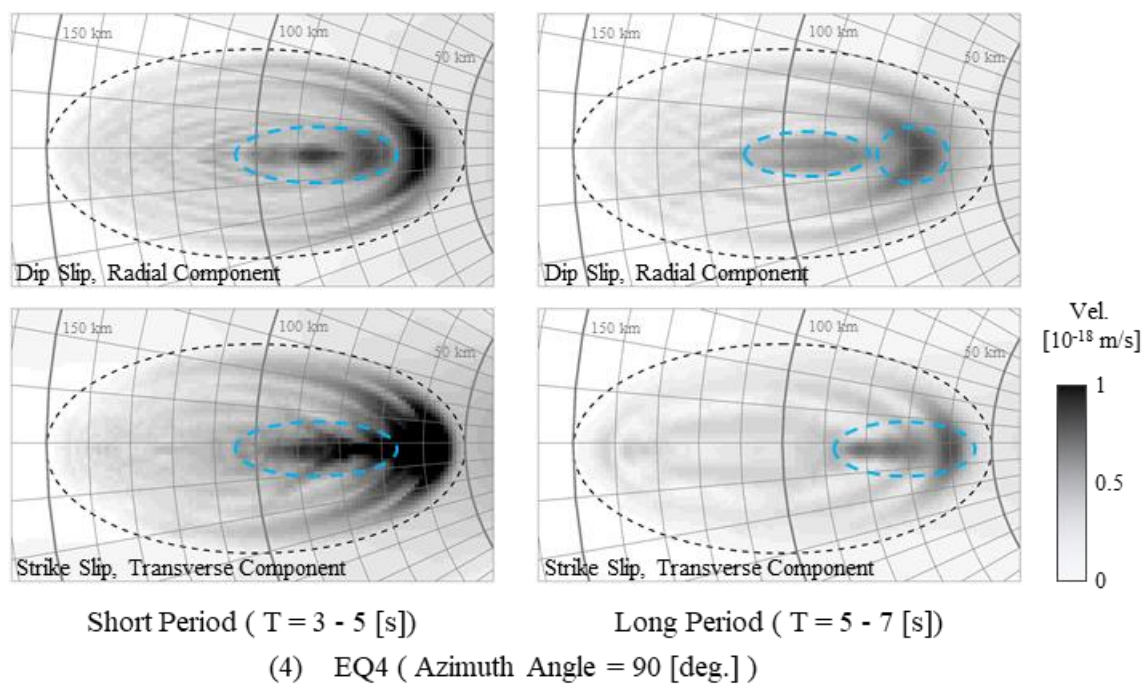


図 3.2 異なる震源位置による速度応答値 ($h = 5\%$) の空間分布の変化 (つづき)

② 震源方位による地震波の伝播経路の変化と振幅分布の関係

次に、図 3.2 に見られた盆地内の特定の場所で大きな振幅となった原因について、波動伝播の観点から検討を行う。有限差分法により計算した時刻歴波形群について、波の伝播方向と伝播速度を推定するセンブランス解析⁵⁾を実施した。

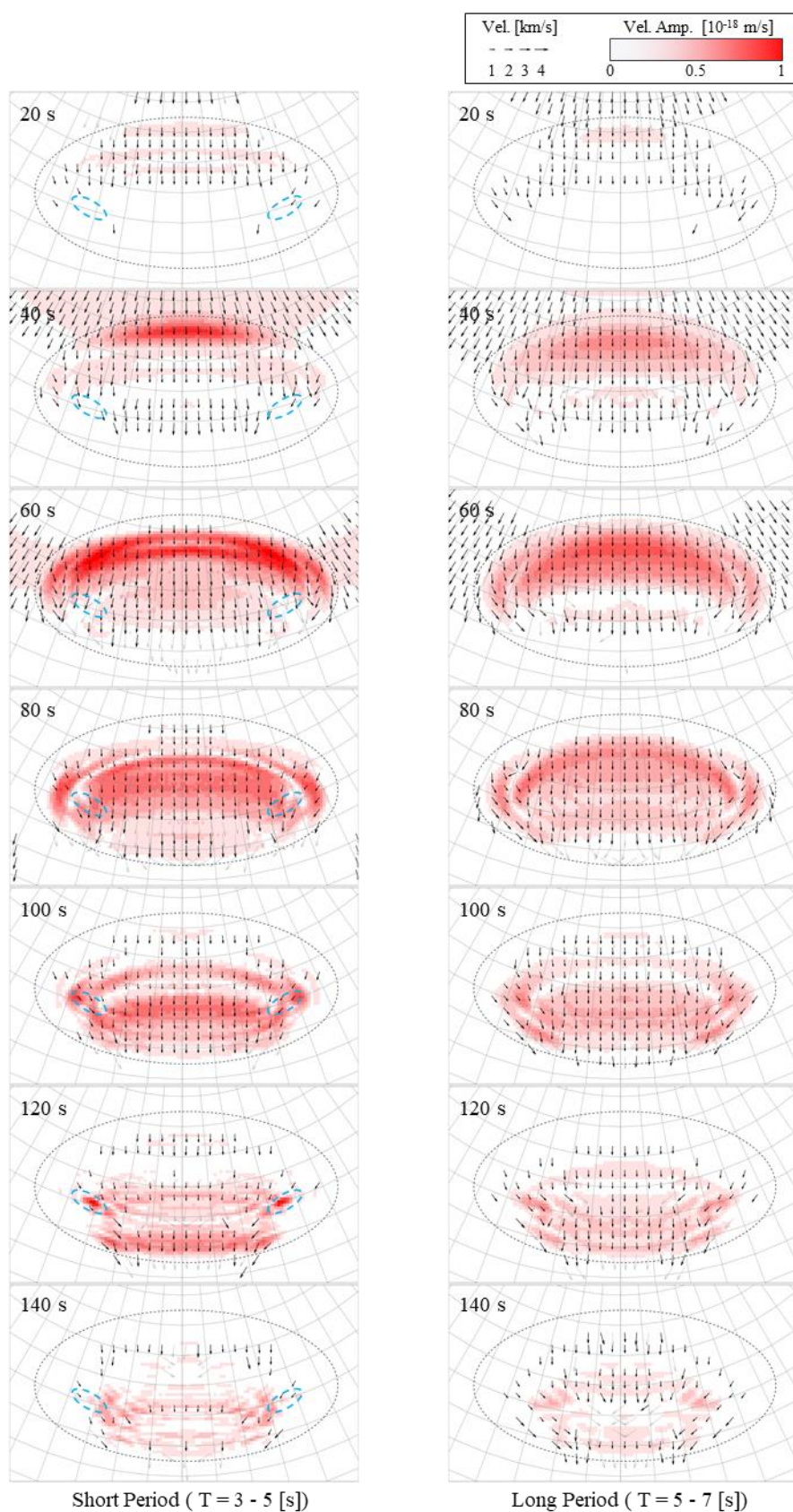
センブランス解析では式(1)のセンブランス値 S_0 が最大となるような伝播速度と伝播方位をグリッドサーチにより推定した。ここで式(1)について、 u は速度波形、 t は時刻、 $i \cdot j$ はそれぞれ地点と単一時間窓内の時刻のサフィックスを示す。 Δt_{i0} は基準地点と i 地点との走時差であり、伝播方位に沿った基準地点と i 地点との水平距離を伝播速度で除して求まる。また、グリッドサーチの条件として、伝播速度は 0.5～4.0 km/s を 0.05 km/s 刻みで、伝播方位は計算地点と震央の方位角 $\pm 60^\circ$ を 1° 刻みで探索した。N はセンブランス解析に使用したサイトの数である。

$$S_0(t) = \frac{1}{N} \frac{\sum_j \left(\sum_i u(t_j + \Delta t_{i0}) \right)^2}{\sum_j \sum_i u^2(t_j + \Delta t_{i0})} \quad (1)$$

図 3.3 から図 3.6 に、EQ1～EQ4 について各時刻のスナップショットおよびその時刻 ± 2.5 s 間の波形を用いたセンブランス解析の結果を矢印で示す。この際、式(1)のセンブランス値が 0.5 以上である結果のみ矢印を示した。センブランス値が小さいほど、センブランス解析を実施した地点間の波動に相関が小さい、すなわちランダムな波動伝播となる。また、盆地内の波動伝播に注目するため、基盤の $V_s = 3.2$ [km/s] を超える結果については、灰色の矢印で描画して目立ちにくくしている。図には、図 3.2 に水色で示した振幅が卓越する領域を再度示している。

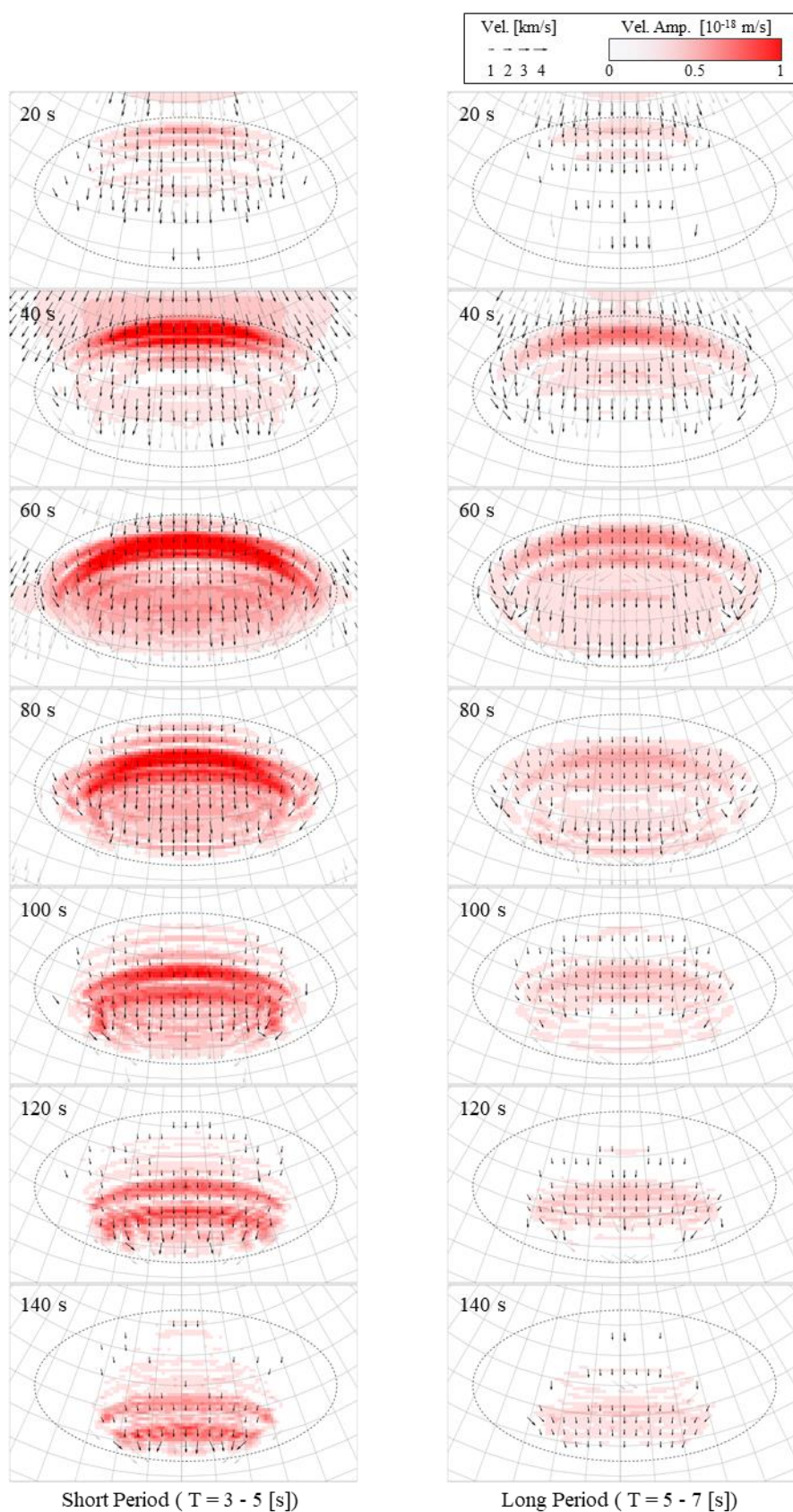
図 3.3 から図 3.6 において、水色で示した振幅が卓越する領域に注目すると、直進する波動と盆地に沿って回り込んだ波動が合流することで振幅が大きくなっている様子が確認できる。具体的には、図 3.3 から図 3.6 の時刻 80 秒から 120 秒にその様子が確認できる。

また、同様の震央方位でも成分や周期によって卓越する位置が異なり、これは盆地端部等で励起されたと表面波が成分や周期によって伝播速度が異なることに起因すると考えられる。



Dip Slip, Radial Component

図 3.3 スナップショット EQ1
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)



Strike Slip, Transverse Component

図 3.3 スナップショット EQ1 (つづき)
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

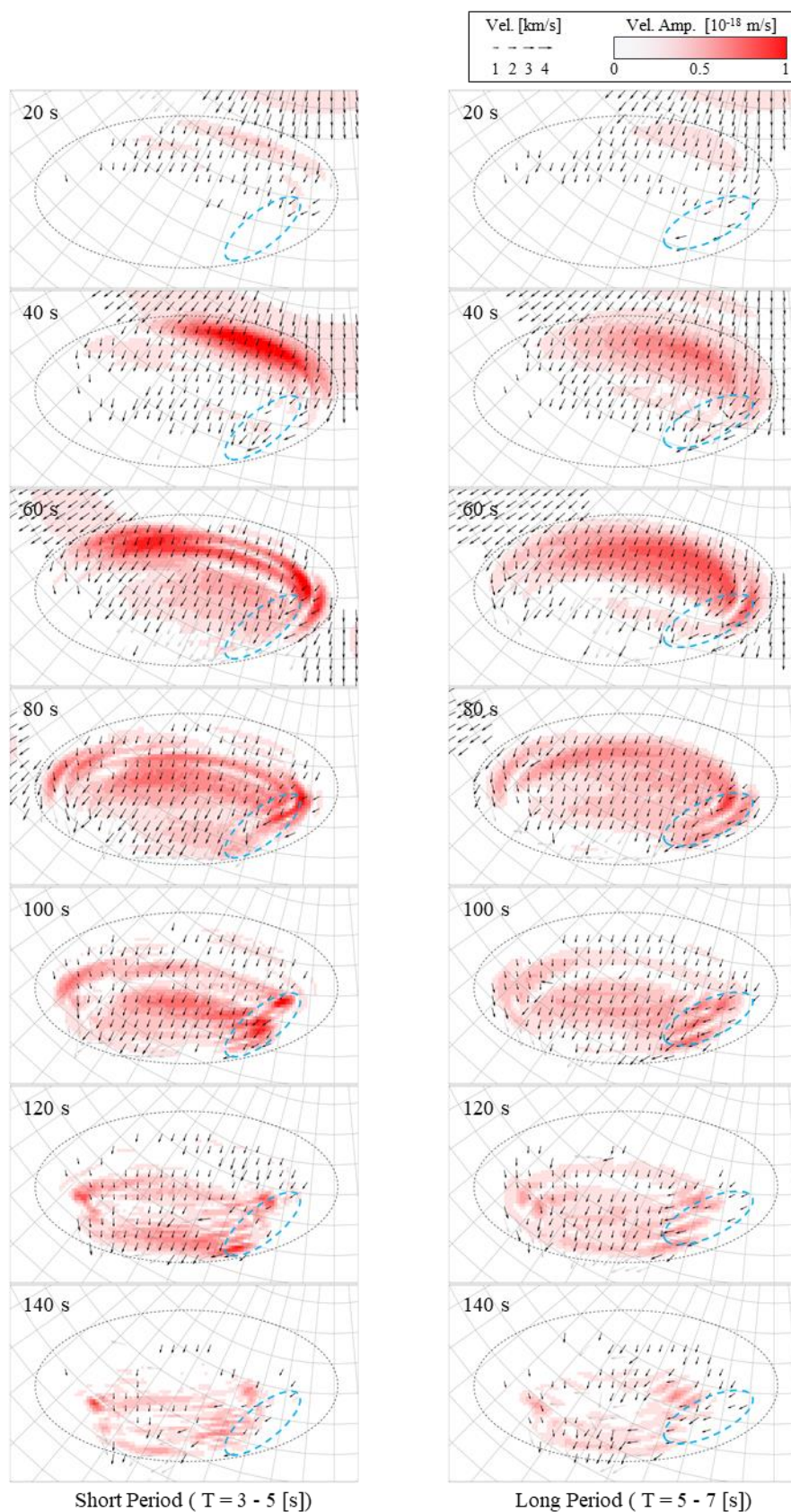


図 3.4 スナップショット EQ2
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

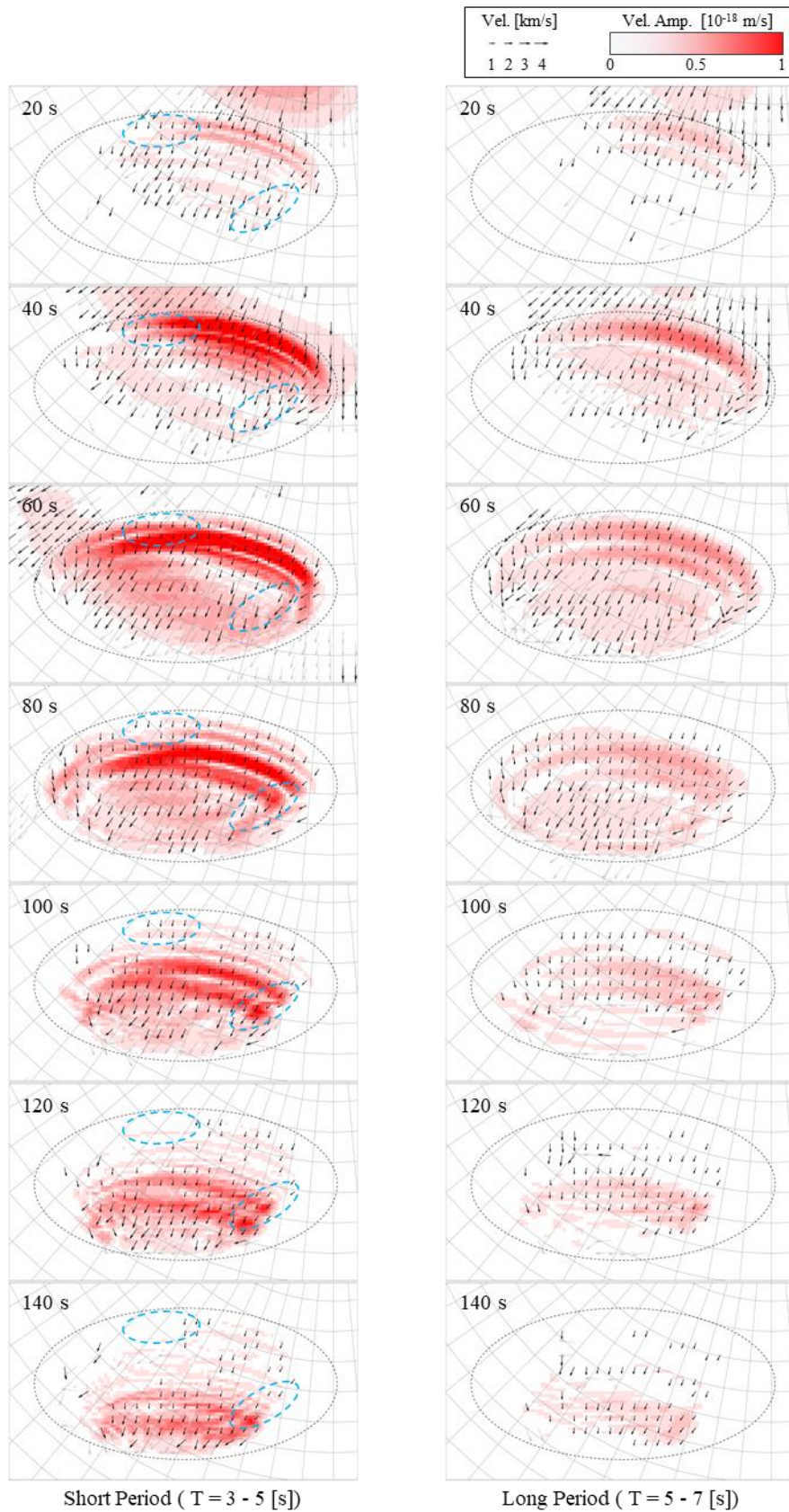


図 3.4 スナップショット EQ2 (つづき)
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

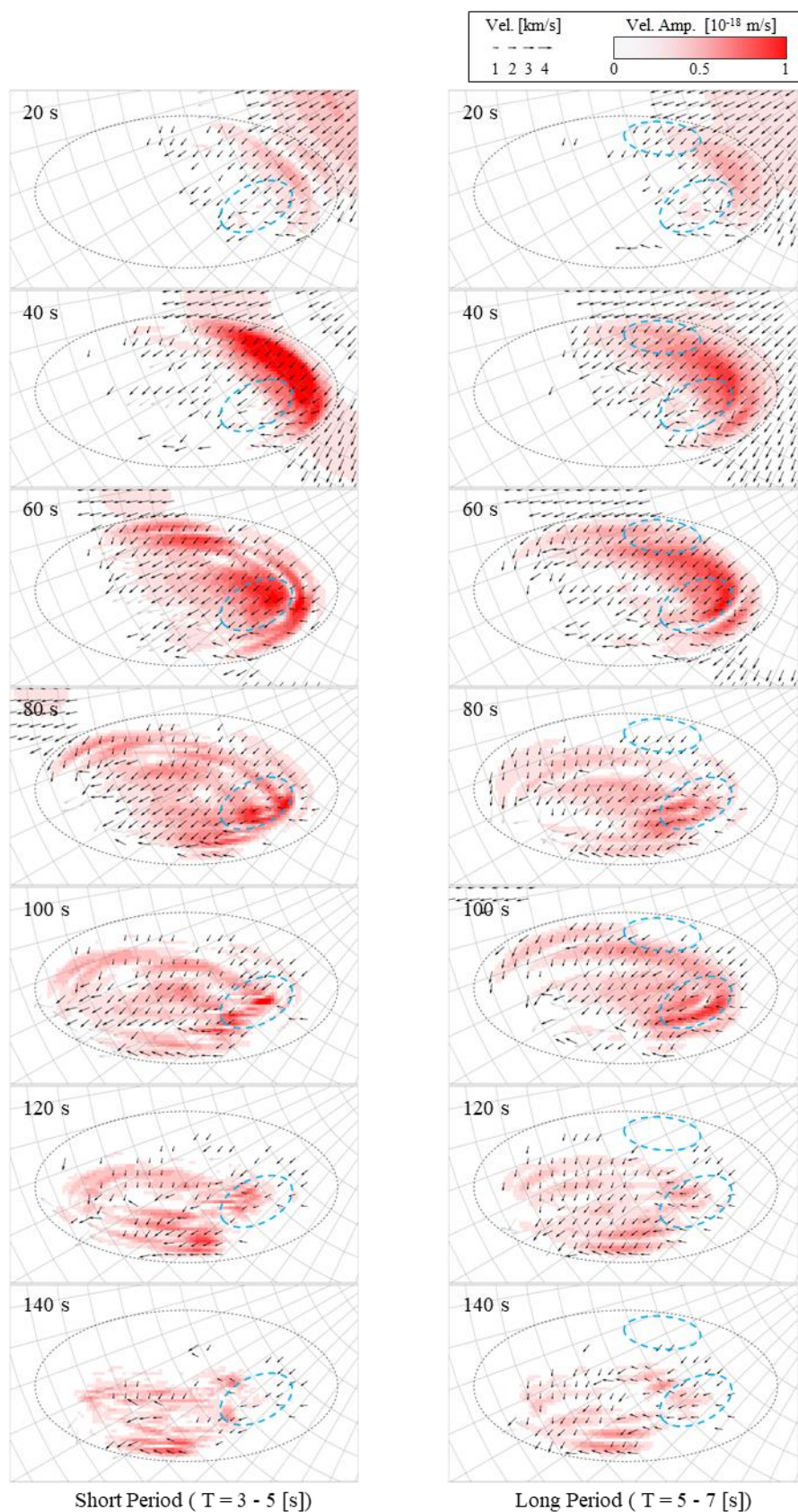


図 3.5 スナップショット EQ3
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

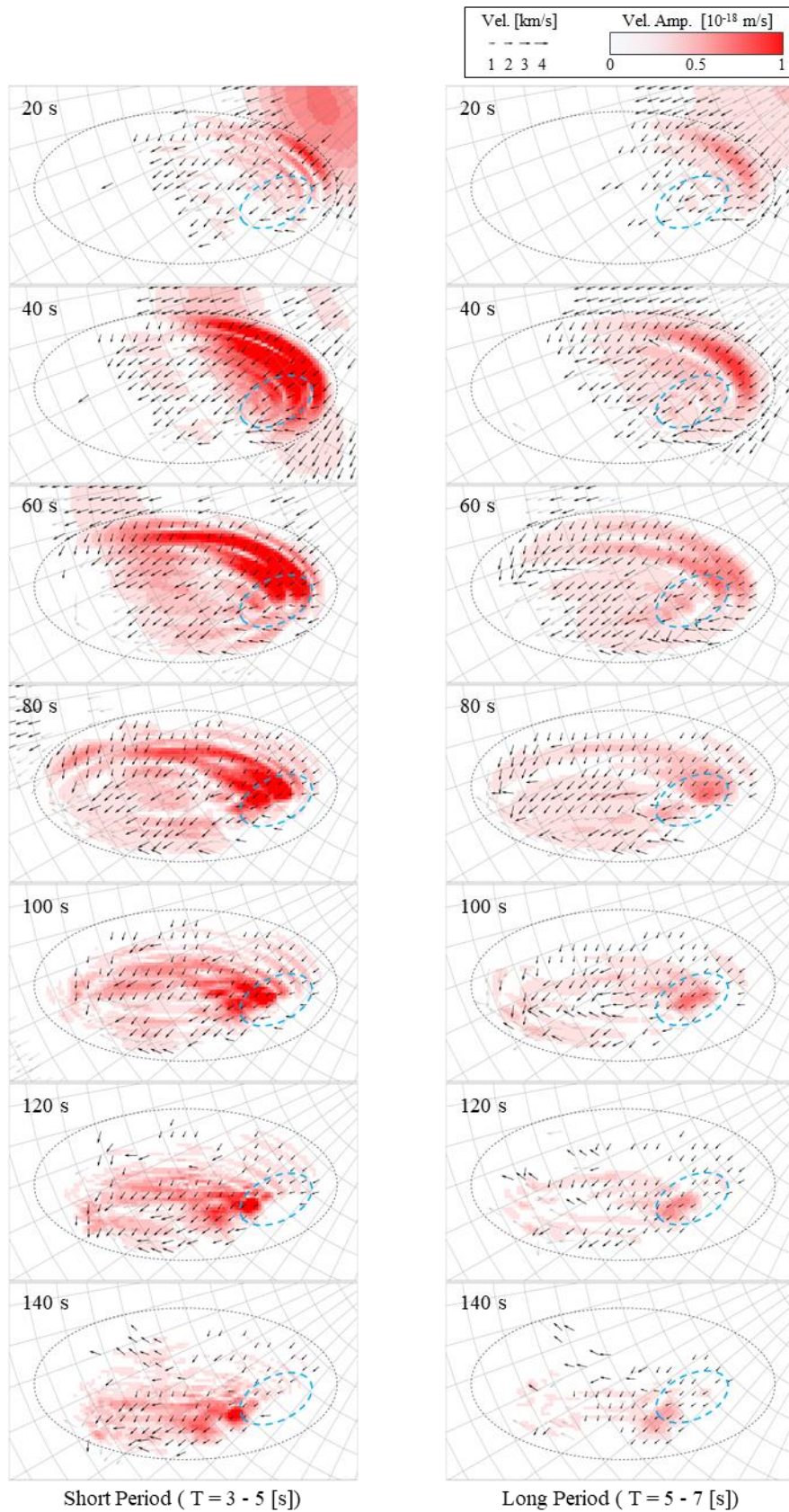


図 3.5 スナップショット EQ3 (つづき)
(センブルンス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

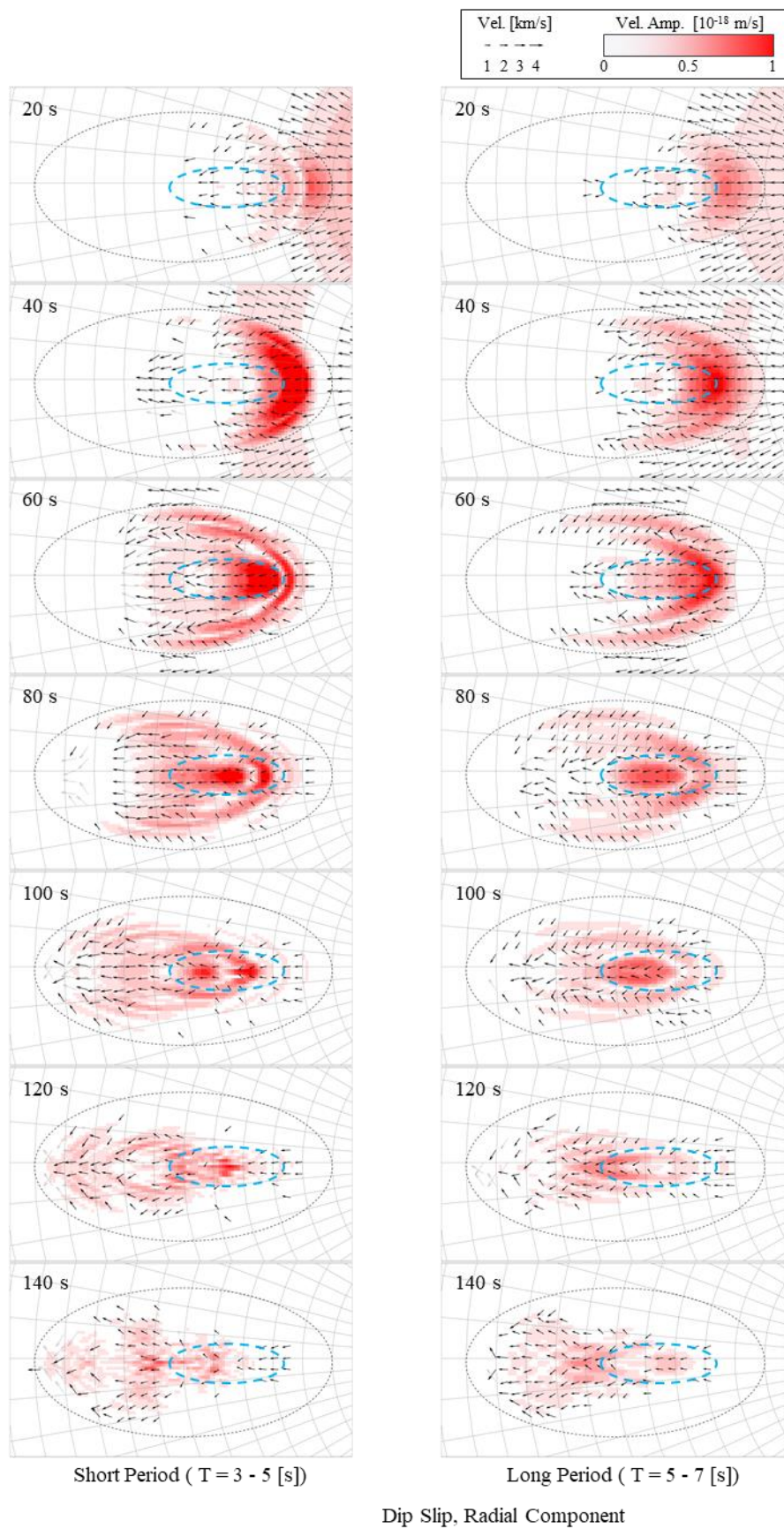


図 3.6 スナップショット EQ4
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

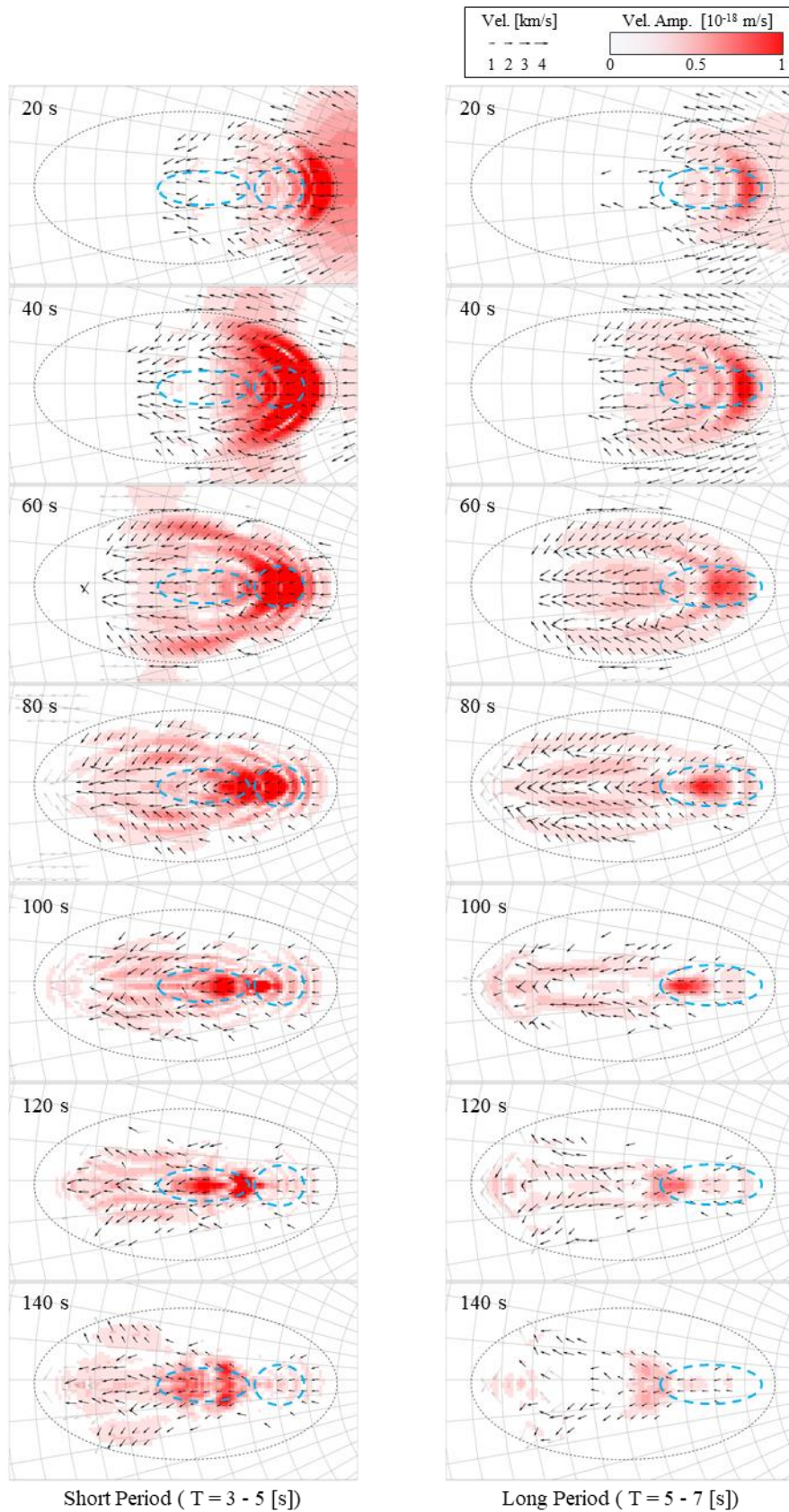


図 3.6 スナップショット EQ4 (つづき)
(センブランス値が 0.5 以上の点のみ矢印を描画)

(3) まとめ

本節では、単純な不整形地下構造モデルとして楕円形状の盆地モデルを作成し、震源方位の異なる複数の震源を用いて数値シミュレーションを行った。その上で、震源方位の違いによる計算地震動の変動や、この変動とセンブランス解析により推定した波の伝播経路の関係を調べた。

まず、震央方位の異なる解析ケースについて、振幅値の空間分布を比較した。その結果、震央距離に依存せず盆地内における卓越した大きな振幅となる部分が見られ、この部分については、EQ1～EQ4の震央位置の違いにより変化が大きく、生じる場所が異なっていた。また、震央位置による変化ほどではないものの、周期や成分によっても位置が変化することが確認できた。

次に、数値シミュレーションの結果について、センブランス解析を実施し、波動伝播の性状と上記の領域の関係を調べた。その結果、上記の振幅が卓越する領域について、直進する波動と盆地に沿って回り込んだ波動が合流することで振幅が大きくなっている様子が確認できた。また、同様の震央方位でも成分や周期によって卓越する位置が異なり、これは盆地端部等で励起されたと表面波が成分や周期によって伝播速度が異なることに起因することが示唆された。

3.3 観測記録に見られる震源位置による伝播経路特性の変動とその要因

本節では、長周期地震動の伝播特性と震源位置による変化とその変化の原因を検討する。(1)と(2)において使用するデータや数値解析モデルおよびデータ処理の方法を述べる。(3)では震源方位が異なる複数の地震を対象に伝播特性（振幅特性および位相特性と震央距離の関係）の地震間の差異を調べる。次に(4)では、(3)で見られた伝播特性の地震間変化の原因を調べるため、3次元数値解析結果に基づき表面波の伝播経路を推定し、地震間の比較および振幅特性と震央距離の関係との対応を調べた。また、それぞれの検討においては観測記録と数値解析の比較を行った。

(1) 検討に使用した観測記録と数値解析モデルについて

① 対象とした地震観測記録

関東平野周辺で発生した地殻内地震から、記録に長周期成分が含まれる比較的規模の大きな M6.5 程度の 3 地震を選定した。表 3.2 に地震一覧を、図 3.7 に各地震の震央と使用した観測点を示す。対象観測点は震源から東京都心（以後、単に都心と呼ぶ）の伝播特性に着目するために、関東平野とその周辺の K-NET・KiK-net 観測点のうち、震源から K-NET 東雲（TKY016）を結ぶ経路を中心に分布する観測点に限定した。図 3.7 に×で示す観測点は、近隣地点と比べて記録長が短く、主要な位相が記録されていない可能性があるため、●の観測点とは区別して表示する。

② 数値解析の方法とモデル

数値解析は、2次元地盤モデルと3次元地盤モデルを対象に有限差分法¹⁾による計算を実施した。2次元解析と3次元解析の双方を実施した意図としては、2次元的な波動伝播が支配的となる波動場では2次元解析と3次元解析は類似するが、一方で波線が水平方向に回り込むなど3次元的な波動伝播が支配的となる波動場では両者は異なると考えられることから、震源位置による伝播特性の変化について、2次元的な地下構造で評価が可能か、それとも3次元的な地下構造の不整形を考慮する必要があるかの議論の材料とするためである。2次元解析では線震源を仮定して計算したSH波動場とP-SV波動場を震源距離の平方根で除して点震源の結果に換算した。

震源諸元は表 3.2 を使用し、複双力源の点震源を仮定した。震源時間関数は三角形型、ライズタイム 2 秒を設定した。図 3.8 に3次元解析に使用した全国 1 次地下構造モデル²⁾の地震基盤の分布を示す。関東平野は、広い範囲で地震基盤深さが 3 km 程度であり、加えて盆地構造を有し、盆地端部の概形は図中に波線で示す形状をしてい

る。都心から EQ1 と EQ2 の震央を見た場合に盆地端部が凸形状となっており，盆地端部で表面波が生成されると，その表面波が都心方向へ集中するように伝播することが予想される。また，2次元地盤モデルは震央と TKY016 を結ぶ直線（図 3.8）に沿った断面とした。なお，全国1次地下構造モデルは，海洋プレートまでモデル化されているが，ここでは盆地構造に着目した検討を行うため，地震基盤以浅の4層モデルを使用する。表 3.3 に各層の物性値を示す。また表 3.4 に数値解析条件を示す。モデル端部は無反射境界³⁾と吸収境界⁴⁾とし，非弾性減衰の与え方は Graves¹⁾の手法に従った。また，側線における計算結果の出力間隔は 2 km とした。

表 3.2 検討対象とした地震一覧

No	Date	Time (JST)	Epicenter		JMA M	F-net			Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
			Latitude	Longitude		Mw	M0	(Nm)				
EQ1	2004. 10. 23	18:34	37.306N	138.930E	6.5	6.3	2.93e+18		11	33	31	84
EQ2	2011. 3. 15	22:31	35.310N	138.715E	6.4	5.9	8.38e+17		8	31	69	22
EQ3	2011. 4. 12	14:07	37.053N	140.644E	6.4	5.9	7.05e+17		8	76	89	141

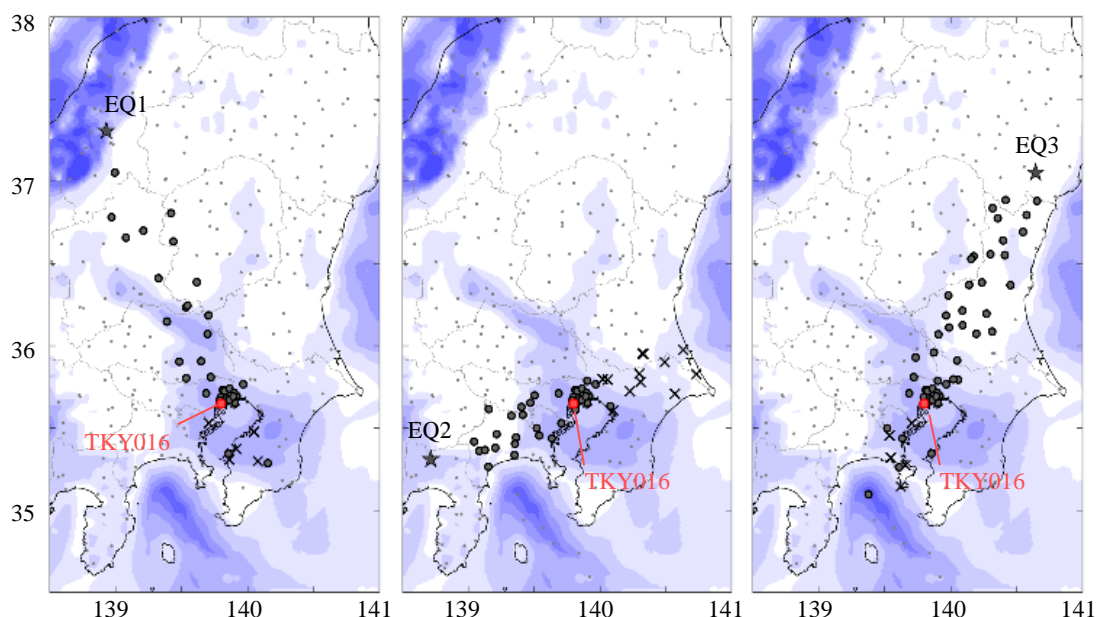


図 3.7 各地震の震央（★）と観測点（●）
（×は後述の理由で●と区別して検討する観測点）

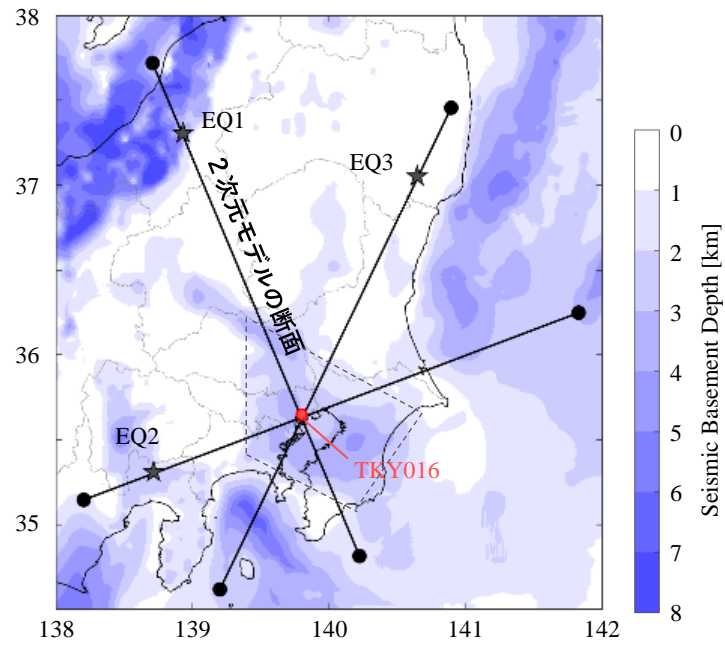


図 3.8 地震基盤深さの分布（破線は盆地端部の概形）

表 3.3 地盤モデルの物性値

Layer	V_P (km/s)	V_S (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_P	Q_S
1	1.8	0.5	1.95	170	100
2	2.3	0.9	2.10	306	180
3	3.0	1.5	2.25	510	300
4	5.5	3.2	2.65	680	400

表 3.4 数値解析条件

				3次元解析	2次元解析	
					SH	P-SV
空間刻み	水平	(m)	200		200	200
空間刻み	鉛直	(m)	100		100	100
時間刻み		(s)	0.006		0.02	0.01
最小周期		(s)	2.0		2.0	2.0
モデル端部の境界条件				無反射境界+吸収境界(20 grid)		
非弾性減衰(Q値)				Gravesの手法		

(2) データ処理の方法および各種スペクトルの計算方法と計算条件

振幅および位相特性と震央距離の関係について地震間および周期間・成分間（ラディアル・トランスバース成分）の比較を行った。振幅の指標としてフーリエ振幅を、位相の指標として群遅延時間の平均値（ μ_{tgr} ）および標準偏差（ σ_{tgr} ）を用いた。その際、NS・EW 成分からラディアル・トランスバース成分に回転変換を行った。実体波と長周期地震動の主成分である表面波の性状を比較するために、S 波初動以降 20 秒間（S 波）と S 波初動以降 163.84 秒間（S 波+コーダ波）を用いて上記の指標を計算した。S 波初動は波形ペーストアップと走時に基づき決定した。S 波の記録が 163.84 秒に満たない S 波+コーダ波の記録に関しては後続に 0 を加えて 163.84 秒とした。波形の切出しに際して、前後 2 秒のコサインテーパーを施した。フーリエ振幅スペクトルの平滑化にはバンド幅 0.05 Hz の Parzen ウィンドウを用いた。群遅延時間の平均値や標準偏差を計算する際のバンド幅は 0.05 Hz とした。

図 3.9 に観測記録の速度波形のペーストアップと S 波切出区間の例を示す。ペーストアップは速度波形に震央距離の平方根を乗じて基準化している。Koketsu and Kikuchi⁶⁾や Furumura and Hayakawa⁷⁾は都心から見て EQ2 と類似した方向の 1998 年伊豆半島東方沖の地震や EQ1 と類似した方向の 2004 年新潟県中越地震において関東平野の端部で励起された表面波が観測されたことを指摘している。図 3.9 においても、平野外では S 波が卓越し、平野内ではコーダ波の振幅が大きくなっていることから、平野端部付近で表面波が励起されたと考えられる。また、図 3.9 における震源寄りの平野外の波形の S 波部分は 20 秒間の切出し区間と対応している。平野端部付近では S 波と表面波の分離が困難であり、S 波区間に表面波が含まれている可能性があることに留意が必要である。ところで、図 3.9 の観測点名に×を付けた記録は、近隣地点よりも記録長が短く主要な位相が記録されていない可能性があるため、以後の検討では異なる凡例を用いて図に示すこととする。図 3.7 に×で示した観測点についても同様である。

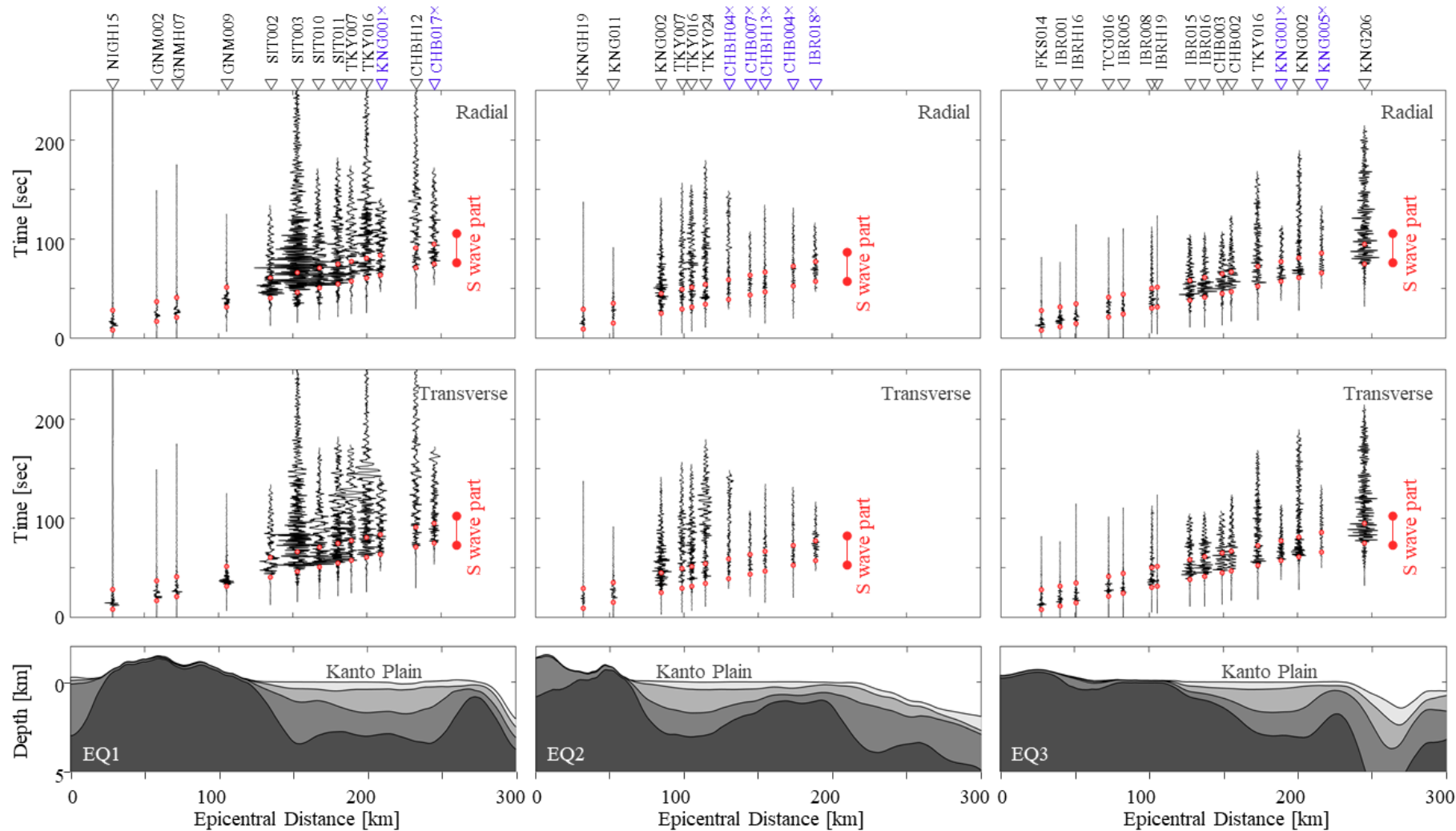


図 3.9 観測記録のペーストアップ（速度波形）と S 波切出し区間の例

(3) 結果（各種指標と震央距離の関係）

① 震源位置による伝播経路特性の変動（振幅）

図 3.10 に観測記録の S 波と S 波+コーダ波の速度フーリエ振幅と震央距離の関係を示す。前述の通り、平野内の他の記録よりも継続時間が短い記録を×で示した。また、距離減衰の傾きを比較するため、基盤スペクトルの距離減衰曲線を示した。基盤スペクトルの算出には、Boore⁸⁾における震源項と幾何減衰項を抽出した式(1)を使用した。ただし、観測記録には堆積層による増幅効果が含まれるため、ここでは基盤スペクトルの 1 倍・2 倍・5 倍・10 倍の値を計算した。

$$A(f) = \frac{R_{\theta\varphi} \cdot FS \cdot P_R}{4\pi\rho V_S} M_0 \frac{2\pi f}{1 + (f/f_c)^2} \frac{1}{R} \quad (1)$$

ここで、 A は基盤スペクトル（速度）、 f は振動数である。 M_0 は地震モーメント、 ρ は密度、 V_S はせん断波速度であり、表 1 に示した地震モーメントと、F-net の震源推定で使用される地下構造モデル Kubo et. Al⁹⁾から震源深さに対応する密度・せん断波速度を設定した。また、 $R_{\theta\varphi}$ は震源放射特性、 FS は自由表面による増幅、 P_R は水平 2 成分へのエネルギー分割係数、 f_c はコーナー振動数、 R は震源距離であり、 $R_{\theta\varphi} = 0.63$ 、 $FS = 2$ 、 $P_R = 1/\sqrt{2}$ とした。 f_c は川瀬・松尾¹⁰⁾の内陸地殻地震に関する地震モーメントとコーナー振動数の関係式から計算した。

図 3.10 において平野内外の違いに注目すると、平野外では S 波と S 波+コーダ波の振幅が類似し、それらの減衰の仕方は基盤スペクトルの減衰性状と概ね対応する。すなわち、平野外では表面波の励起が小さく実体波が卓越する。一方、平野内では、S 波+コーダ波の振幅が S 波を上回っており、さらに S 波+コーダ波の振幅は平野端部からの距離の増加に伴い連続的に増大する傾向にある。

図 3.10 において平野内の S 波+コーダ波と S 波の振幅の差に注目すると、地震間・周期間で差の大きさが異なっている。地震間の比較では、EQ3 と比べて EQ1・EQ2 では、S 波に対する S 波+コーダ波の振幅が大きい傾向にある。また、EQ1・EQ3 では、周期 2 秒よりも周期 4 秒以上において、S 波に対する S 波+コーダ波の振幅が大きく、周期 2 秒の表面波の励起が小さい傾向にある。一方で、EQ2 では周期 2 秒においても S 波に対して S 波+コーダ波の振幅が大きくなっており、震源方位によって表面波が励起されやすい周期も異なることを確認した。

次に、振幅特性に関して観測記録と数値解析結果を比較する際、地下構造の影響に注目するために震源特性（地震モーメントやライズタイム、放射特性など）をキャンセルすることを考えた。今回対象とした 3 地震の気象庁マグニチュードは近いものの、

F-net の地震モーメントで見ると倍程度の違いがあり、それに伴いコーナー振動数も異なる可能性が高いため、震源特性をキャンセルすることで地震間の比較がしやすくなる。スペクトルインバージョン¹¹⁾は、多数の震源と多数の観測点の記録に基づき震源特性を推定できるが、現在のところ、震源方位による長周期地震動の変化をモデル化できる方法はない。そこで本論では、S 波とコーダ波を含む区間のフーリエ振幅スペクトルを S 波のフーリエ振幅スペクトルで除すことで、震源特性をキャンセルすることを考えた。なお、S 波とコーダ波で幾何減衰やサイト増幅特性は異なると考えられ、S 波+コーダ波/S 波の振幅比には、この影響が残っているものの、今回注目する都心の周辺では、共通した観測点を使用しているため、サイト増幅特性については、影響が小さい。また、幾何減衰の違いについては、表面波が励起された部分から影響が出始め、励起部分からの距離が遠くなるほど、実体波と表面波の乖離が大きくなることに留意が必要である。

図 3.11 に観測記録および数値解析結果の S 波に対する S 波+コーダ波の速度フーリエ振幅比と震央距離の関係を示す。観測記録の平野内外の違いに注目すると、平野外の振幅比が 1 に近いが、平野内では平野端部からの距離に応じて振幅比が増加している。これは、平野端部で励起された表面波が平野内を伝播するとともに増幅されることと、表面波の幾何減衰が実体波より小さいことによると考えられる。振幅比の増加の傾向には地震間や周期間・成分間で違いがある。地震間および周期間の比較では、EQ1 の周期 4~8 秒や EQ2 の周期 2~8 秒、EQ3 の周期 6~8 秒で振幅比の増加が大きく、短周期よりも長周期側で増加が大きい傾向がある。同じ周期でも地震間で増加の傾向が異なっており、例えば、周期 8 秒のラディアル成分では $EQ2 > EQ1 > EQ3$ の順で傾きが大きい。また、成分間の比較では、ラディアル成分よりもトランスバース成分の方が平野端部近くで振幅比の増大が始まっていることがわかる。これは、ラブ波とレイリー波の伝播速度の違いが影響していると考えられる。例えば、EQ1 の地下構造断面（図 3.11 下部）における震央距離 150 km 地点に関して、その 1 次元地盤モデルから周期 6 秒の表面波の群速度を計算すると、レイリー波（基本モード）が 0.9 km/s・ラブ波（基本モード）が 0.6 km/s となっており、レイリー波の方がラブ波よりも伝播速度が速く、表面波が S 波区間から早く分離すると考えられる。

図 3.11 における数値解析結果と観測記録を比較すると、平野端部で振幅比が増加することやその振幅値について 2 次元解析と観測記録の傾向は概ね対応しており、基本的には 2 次元的な波動伝播とサイト周辺の増幅特性により振幅特性の傾向が説明できる。しかし、2 次元と 3 次元の数値解析結果で観測記録との対応に違いがあるケースも見られ、これらについては 3 次元的な波動伝播の影響があると考えられる。例えば、EQ1 の周期 8 秒のトランスバース成分は、基本的に 2 次元と 3 次元は対応して

いるものの、観測記録の振幅比が増加する震央距離 200km 付近では、3 次元解析>2 次元解析となり、3 次元解析の方が観測記録に近い。同じく EQ1 の周期 8 秒のラディアル成分でも、震央距離 150~200 km の範囲で 3 次元解析>2 次元解析の関係となっている。一方、EQ1 の周期 4 秒と 6 秒のトランスバース成分についても、観測記録では震央距離 200km 付近に振幅比の増大が見られるが、2 次元でも 3 次元でも再現できていない。また、EQ2 の周期 2 秒・6~8 秒のラディアル成分および周期 4~8 秒のトランスバース成分では、震央距離が 100~150 km の範囲で概ね 3 次元解析>2 次元解析の関係となっており、3 次元の結果が観測記録と近いことを確認した。

また、図 3.11 に×で示した記録を見ると、特に周期 6~8 秒では数値解析結果や近隣地点の観測記録の値よりも小さい傾向がある。この理由としては、記録長が短く主要な位相が記録されていないことが考えられる。

以上の検討により、S 波+コーダ波と S 波の振幅の差が平野端部から増加することと、この増加の傾向が地震間・周期間・成分間で異なっており、この要因として 2 次元解析で考慮される 2 次元的な波動伝播とサイト周辺の増幅特性に加えて、3 次元解析で考慮される 3 次元的な波動伝播の影響が示唆された。第 3.2 節の単純な楕円モデルを用いた検討結果と同様の 3 次元波動伝播の影響が関東平野の実際の地下構造についても確認できた。

② 震源位置による伝播経路特性の変動（位相）

図 3.12 に観測記録および数値解析結果の S 波+コーダ波と S 波の群遅延時間の平均 (μ_{igr}) を示す。 μ_{igr} は各周期の波群の重心となる時刻を示す。なお、群遅延時間は発震時刻を 0 秒として計算し、 μ_{igr} から震源距離を数値解析で使用した地震基盤の S 波速度 (3.2 km/s) で除して概算した S 波到達時間を引いて描画している。

図 3.12 における S 波+コーダ波の μ_{igr} は、平野端部までは概ね一定の値であるが、平野端部を過ぎると傾きをもって増加する。図 3.12 に青線と青字で TKY016 地点の 1 次元地盤モデルから計算した表面波基本モードの群速度を示す。ラディアル成分にレイリー波、トランスバース成分にラブ波の群速度を示す。これを観測記録や数値解析結果を比較すると、特に周期 6 秒以上において S 波+コーダ波の μ_{igr} の傾きが類似する傾向を示しており、平野内における S 波+コーダ波の主要な部分が表面波であるとわかる。

TKY016 の周辺では観測点が密になっておりこの部分の μ_{igr} に注目すると、ある傾きに対してばらつきが小さい地震・成分とばらつきが大きい地震・成分がある。EQ1 のトランスバース成分では平野規模でみると、平野端部から徐々に増加しているように見えるが、TKY016 の周辺ではばらつきが大きい。一方、EQ2 のトランスバース成分では測点が集中する付近でも傾きに対してばらつきが小さい。ここから EQ1 の方が EQ2 よりも複雑な波動伝播となっている可能性があることがわかる。

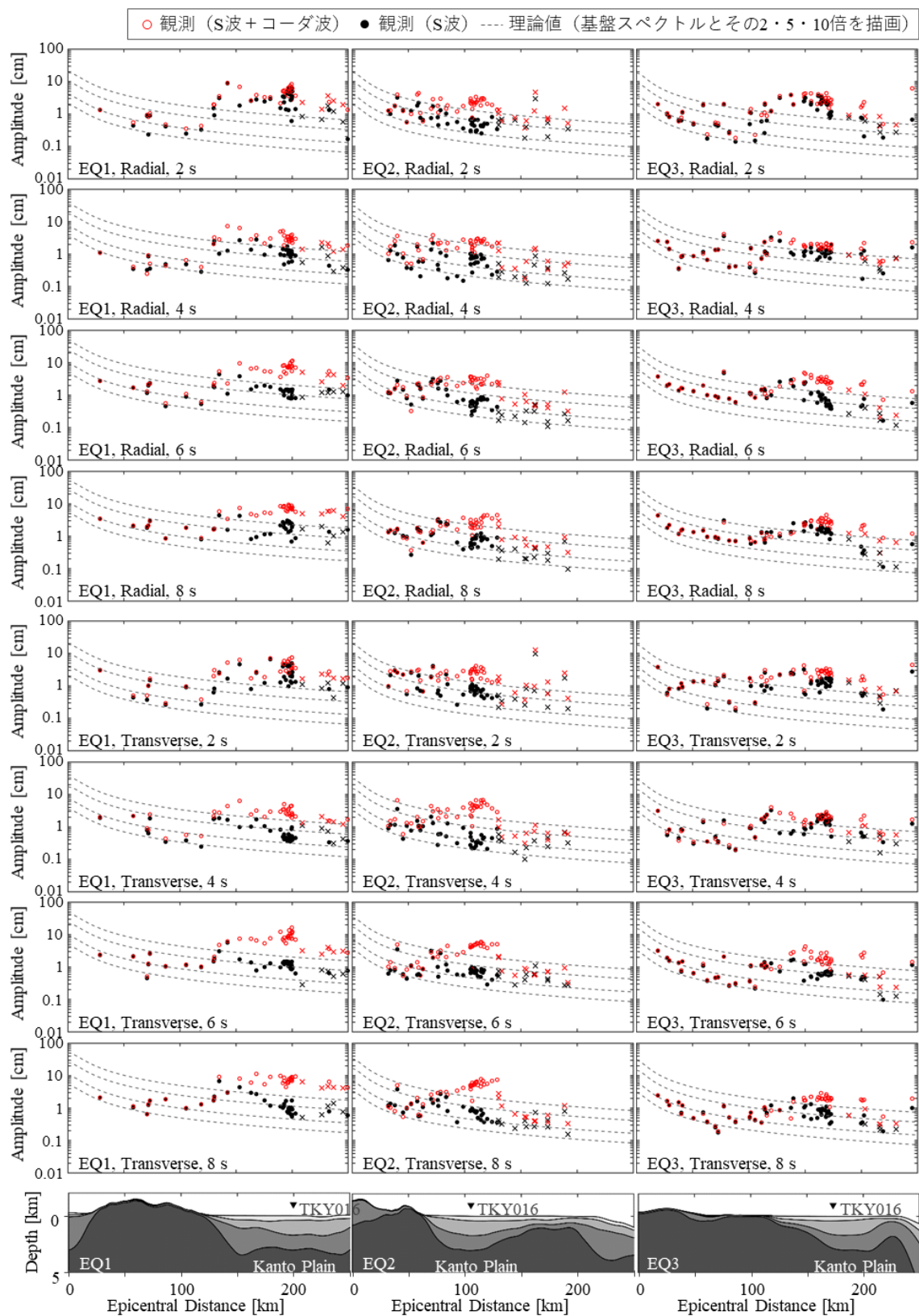
また、同じく TKY016 の周辺では、EQ3 よりも、EQ1 や EQ2 の S 波と S 波+コーダ波の差が大きい。これは、EQ1 や EQ2 の方が、TKY016 と表面波が励起される平野端部の距離が長いことによる。実体波に対して、表面波の到達が遅くなるほど、波形全体の見かけの継続時間が長くなるため、都心の長周期地震動にとって、平野端部からの距離も重要な要素であると考えられる。

図 3.12 において観測記録と数値解析結果の μ_{igr} を比較すると、どのケースでも概ね対応しているが、EQ1 の震央距離 200km 付近や EQ2 のラディアル成分の震央距離 100～150km 付近で観測記録の方が、伝播速度が遅い傾向にあることがわかった。なお、振幅比の検討においても、EQ1 の震央距離 200km 付近における周期 6 秒の振幅比が観測と数値解析で合わない傾向にあった。

図 3.13 に群遅延時間の標準偏差 (σ_{igr}) を示す。群遅延時間の標準偏差 (σ_{igr}) は波群の広がり、すなわち波群の継続時間を示す。図 3.13 の S 波および S 波+コーダ波の観測記録の σ_{igr} は、大局的には平野外よりも平野内で大きな値（波群の継続時間が長い）となっており、その差は 10 秒程度である。図 3.9 の観測記録のペーストアップを見ると、平野内では 100 秒以上継続する記録が複数見られており、これは σ_{igr} の伸長に加え、 μ_{igr} の分散により見かけの継続時間が長くなったと考えられる。また、観測

記録と数値解析結果の σ_{igr} が概ね対応していることが確認できる。しかし、上述の μ_{igr} の対応が悪い区間について、特に EQ1 と EQ2 のラディアル成分では、観測記録の方が波群の継続時間が長い傾向にある。

以上の検討により、S 波+コーダ波の μ_{igr} の震央距離に対する傾きが平野端部を境に大きくなることと、その傾向が地震間や成分間で異なっていることがわかった。S 波+コーダ波の σ_{igr} については、平野外に比べて平野内で大きな値となることがわかった。



(a) EQ1

(b) EQ2

(c) EQ3

図 3.10 フーリエ振幅と震央距離の関係。(図 3.7 に×で示した観測点の記録を×で示す。最下部の図は震央-TKY016 線に沿った地下構造断面)

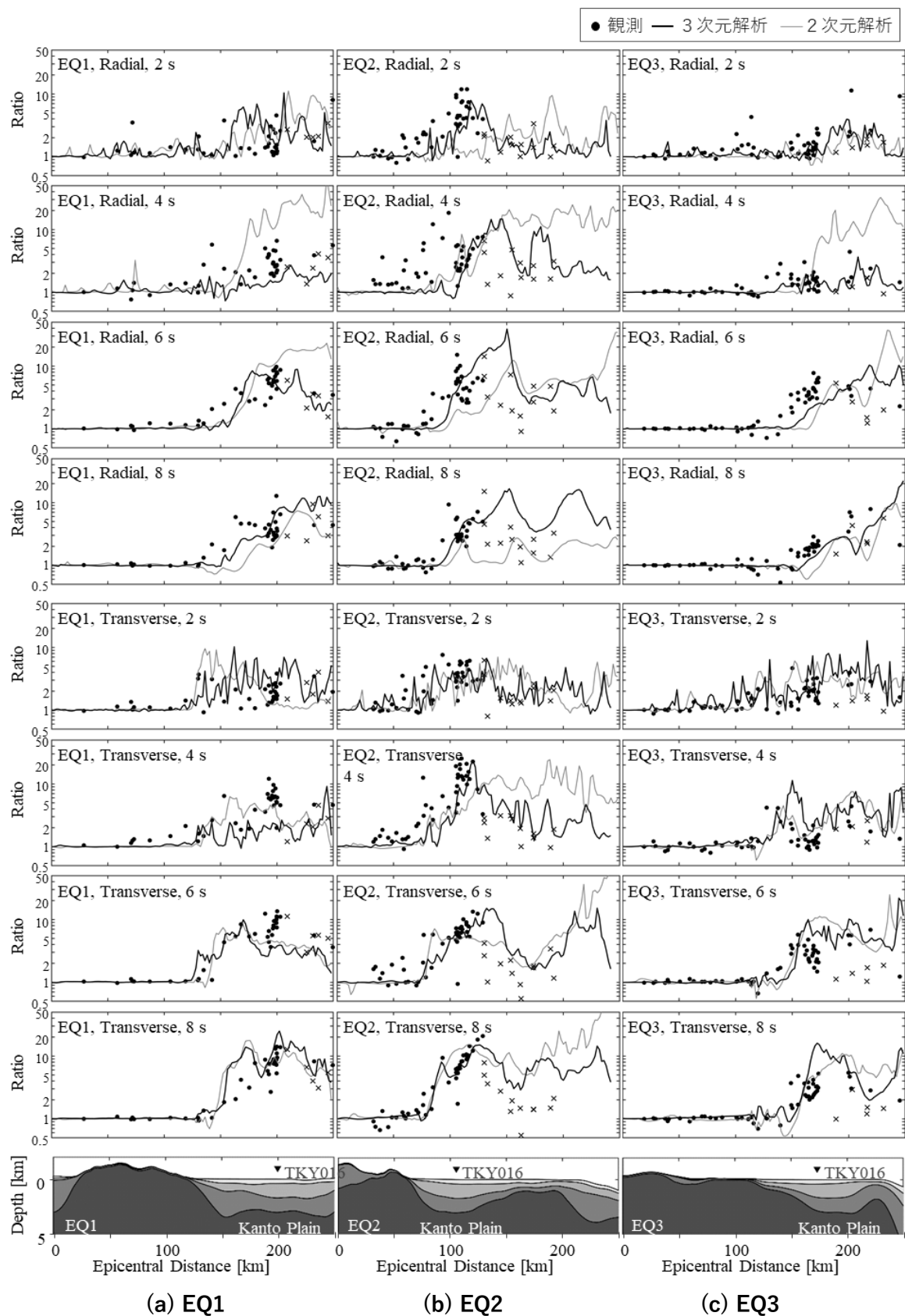
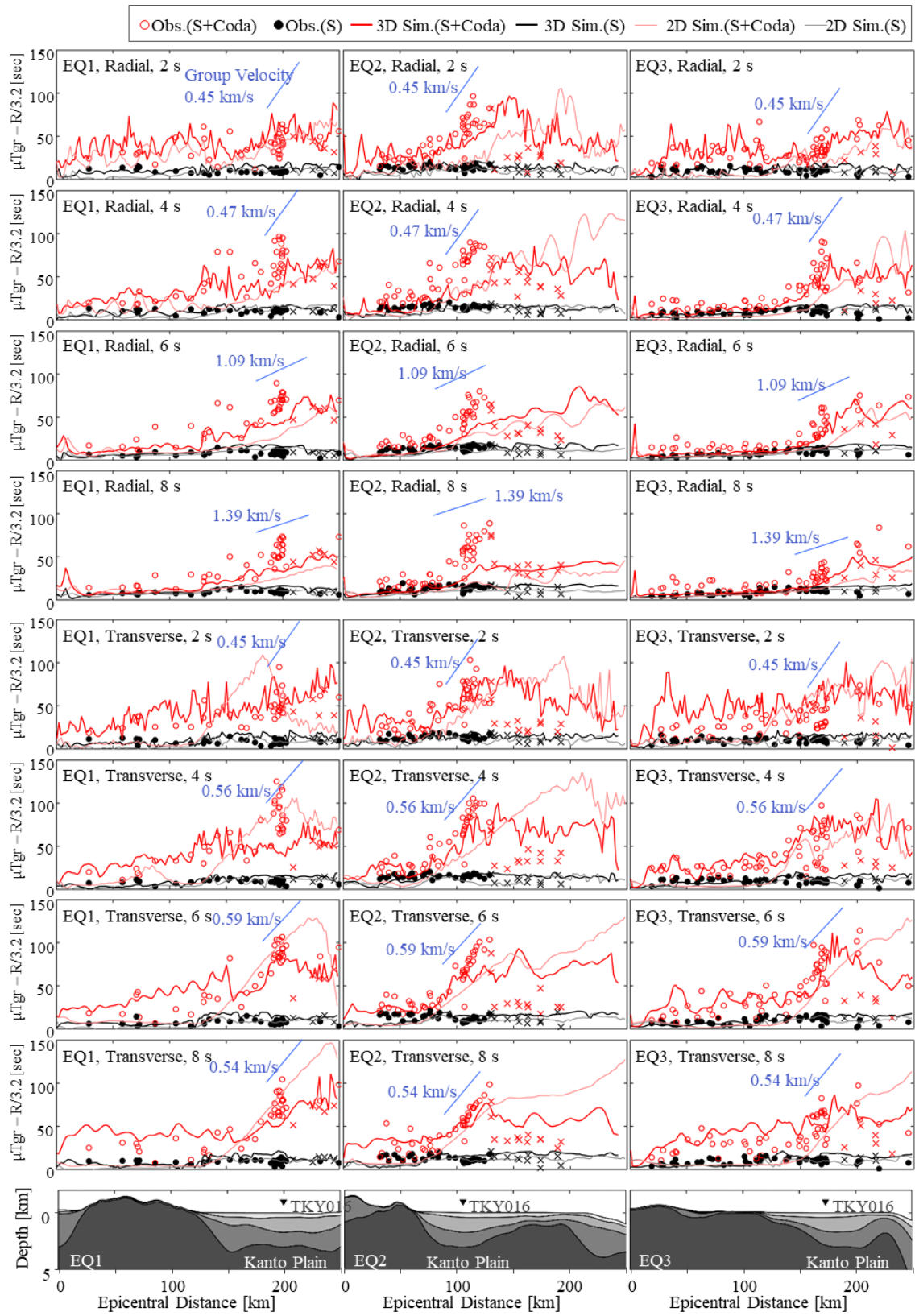


図 3.11 フーリエ振幅比 (S 波 + コーダ波 / S 波) と震央距離の関係。(図 3.7 に × で示した観測点の記録を × で示す。最下部の図は震央-TKY016 線に沿った地下構造断面)

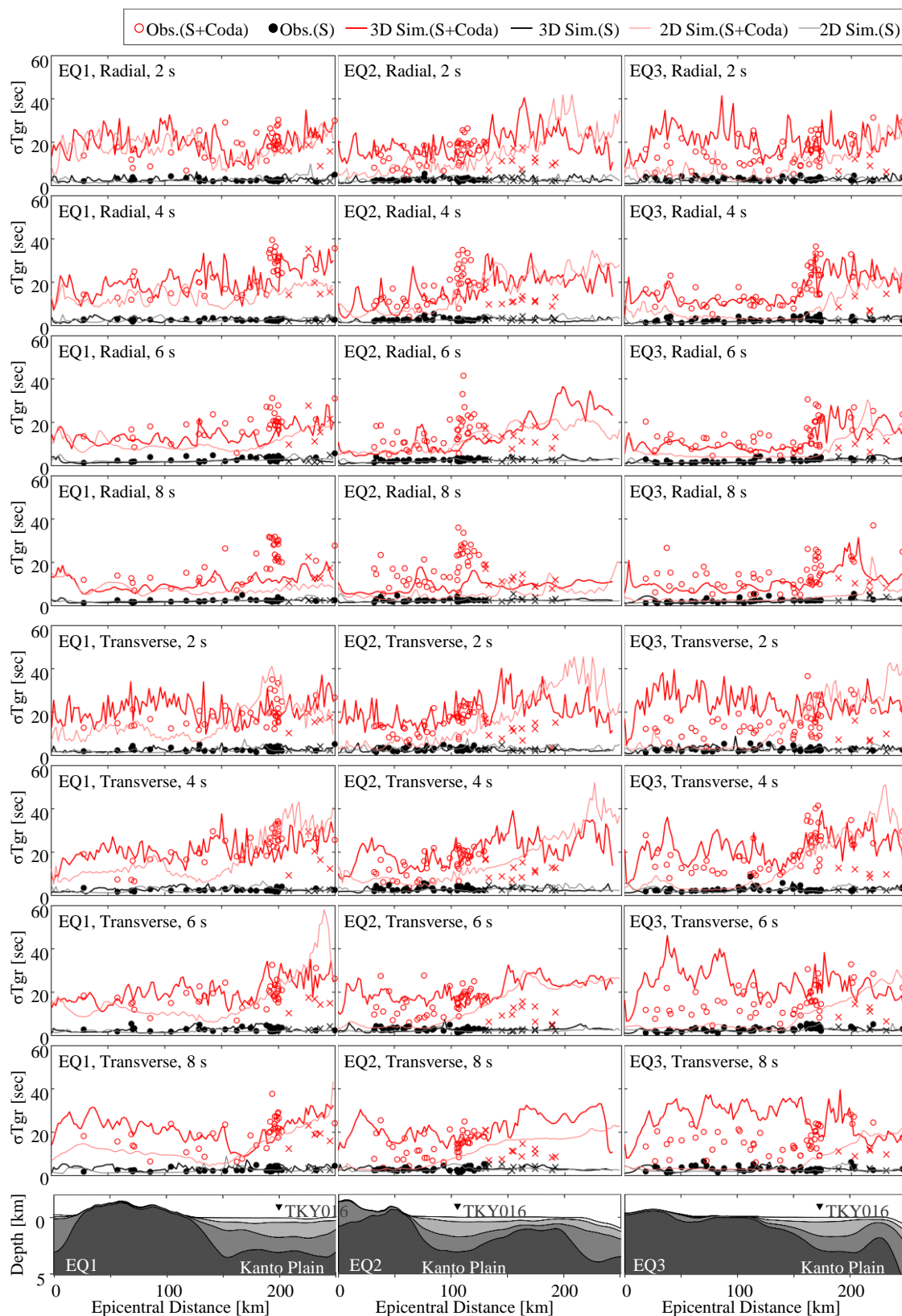


(a) EQ1

(b) EQ2

(c) EQ3

図 3.12 群遅延時間の平均 (μ_{tgr}) と震央距離の関係。図中の青線は TKY016 地点の 1 次元地下構造から計算した表面波の群速度 (基本モード) を示す。ラディアル成分にはレイリー波, トランスバース成分にはラブ波の群速度を示した。



(a) EQ1 (b) EQ2 (c) EQ3

図 3.13 群遅延時間の標準偏差 (σ_{tgr}) と震央距離の関係。図 3.7 に×で示した観測点の記録を×で示す。最下部の図は震央-TKY016 線に沿った地下構造断面。

(4) 結果（表面波の伝播方位に関する検討）

前項の観測記録と数値解析の比較から、2次元地下構造の影響に加えて、3次元的な波動伝播が各指標と震央距離の関係に影響することが示唆された。既往の研究^{6,7,11)}において、1998年伊豆半島東方沖の地震や2004年新潟県中越地震などの地震では、震央方向ではなく関東平野西端から回り込むように都心へ伝播する表面波や複数の経路を辿る表面波の存在が指摘されている。そこで本項では、3次元数値解析結果から各地震における表面波の伝播方位を推定して、振幅分布との比較を行う。また、観測記録からも同じように表面波の伝播方位を推定して3次元数値解析結果と比較することにした。

① 表面波の伝播方位の推定方法

3次元有限差分法による数値解析結果にセンブランス解析を用いて表面波の伝播方位を推定した。具体的には、対象周期を中心とした狭帯域のバンドパスフィルターを施した数値解析による計算波形と観測波形を用いてセンブランス解析を実施した。周期6秒と周期8秒を対象とし、バンドパスフィルターをそれぞれ5.5～6.5秒・7.5秒～8.5秒とした。

図 3.14 にセンブランス解析の対象とする観測点および数値解析の計算点を示す。対象点から半径9km以内に位置する観測点もしくは計算点を使用して解析を行った。図 3.15～図 3.16 に3～10秒のバンドパスフィルターを施した速度波形のペーストアップとセンブランス解析および振幅分布（スナップショット）を描画する時刻を赤色の実線で示した。赤点線はセンブランス解析に使用した15秒間の時間窓を示す。3次元数値解析結果と観測記録におけるTKY016の波形で振幅が大きくなる時刻を対象時刻とした。また、センブランス解析では式(2)のセンブランス値 S_0 が最大となるような位相速度と伝播方位をグリッドサーチにより推定した。位相速度は0.2～3.5 km/sを0.05 km/s刻みで、伝播方位は対象点－震央の方位角 $\pm 90^\circ$ を 5° 刻みで探索した。

$$S_0(t) = \frac{1}{N} \frac{\sum_{j=1}^M \left(\sum_{i=1}^N u(t_j + \Delta t_{i0}) \right)^2}{\sum_{j=1}^M \left(\sum_{i=1}^N u^2(t_j + \Delta t_{i0}) \right)} \quad (2)$$

ここで、 u は速度波形、 M は時間窓内のサンプル数、 N は地点数を示す。また、 t_j は時刻、 Δt_{i0} は基準地点と i 地点との走時差であり、伝播方位に沿った基準地点と i 地点の水平距離と伝播速度から求まる。

② 表面波の伝播方位と振幅分布の関係

図 3.17～図 3.19 に EQ1～3 に関する振幅分布およびセンブランス解析結果を示す。振幅分布を描画する際には、センブランス解析と同様な狭帯域のバンドパスフィルターを施した計算波形の包絡形に震源距離を乗じた上で、地震・周期・成分毎に TKY016 の振幅で基準化した波形を使用した。各図には、センブランス解析により推定した伝播方向と位相速度を矢印の向きと大きさを示した。数値解析を表す矢印を黒色で、観測記録を表す矢印を青色で、数値解析・観測記録を表す矢印のうちセンブランス値が 0.5 を下回り測点間の相関が低い結果を灰色と水色の矢印で示した。表面波の伝播に注目するため、伝播速度が 2.5 km/s 以内に推定された結果のみ矢印を表示している。また、震央からの距離を同心円、震央－TKY016 を結ぶ直線を点線で示す。図 3.20 に 1 次元地盤モデルから計算した表面波の位相速度（基本モード）を示す。位相速度が 2.5 km/s を超える大きい値となる場所を除けば、周期 6 秒のレイリー波は 1.5 km/s～2.0 km/s 程度・ラブ波は 1.0～1.5 km/s と、概ね 1.5 km/s を境に表面波の種類が異なることがわかる。周期 8 秒では概ね 2.0 km/s が境となる。後ほど、センブランス解析により計算した位相速度と比較して、3 次元数値解析や観測記録において卓越する表面波の種類を推定を試みる。図 3.20 には盆地端部の概形（図 3.8 と同様）を破線で示す。位相速度分布は地震基盤の深度分布と対応しており、盆地端部を境に位相速度が変化する。また、長い周期では盆地内の位相速度が遅い領域が狭くなっている。

図 3.17～図 3.19 の 3 次元数値解析結果に基づく表面波の伝播を俯瞰的に見ると、地震や周期・成分毎に特徴的な波動伝播をしている。3 次元数値解析結果に基づくセンブランス解析の結果と観測記録に基づく結果を比較すると、細部には違いが見られるものの、大局的には両者が対応することが確認できる。

EQ1（図 3.17）では震央－TKY016 線に沿って伝播する波動に加え、関東平野の西端から南東に向かって伝播する波動が見られ、両成分が合流して大きな振幅分布となっている。この振幅分布が大きい部分では、図 3.11 に関して述べた振幅比が 3 次元解析＞2 次元解析の関係となる震央距離と対応している。なお、センブランス解析により求めた周期 6 秒の位相速度は、前者の波動で 2.0 km/s 弱、後者が 0.6～1.1 km/s 程度であり、前者の波動がレイリー波・後者の波動がラブ波に対応する。周期 8 秒も同様である。

EQ2（図 3.18）ではどの周期・成分についても、東京都東部から千葉県西部・東部にかけて波が北東向きから東向きにカーブする様子が見られ、この周辺で波が集中している。盆地端部の概形に沿う形にカーブしており、盆地端部付近の地下構造により反射もしくは屈折が生じたと考えられる。波が集中する部分については、EQ1 と同じく図 3.11 の振幅比における 3 次元解析＞2 次元解析の関係と対応している。なお、セ

ンブランス解析により求めた位相速度は、成分によらず 2.0 km/s 程度とレイリー波に対応する。また、主に時刻 55 秒において、関東平野の西端に沿う形で南北にわたる振幅分布が見られ、時間の経過とともに西から東へ伝播する様子が確認できる。周期 8 秒のトランスバース成分では、TKY016 周辺に対して南西から伝播する波動と上述の関東平野の西端から東へ伝播する波動が都心で合流しており、この部分も図 3.11 の振幅比における 3 次元解析 > 2 次元解析の関係に対応している。なお、センブランス解析による位相速度は、周期 6 秒のラディアル成分で 2.0 km/s 程度・トランスバース成分で 0.8~1.4 km/s 程度であり、それぞれレイリー波とラブ波に対応する。

EQ3（図 3.19）では周期 6・8 秒のラディアル成分および周期 8 秒のトランスバース成分は、同心円状に伝播する傾向があり、振幅が大きくなる領域も概ね同心円状である。センブランス解析による周期 6 秒の位相速度は、ラディアル成分で 1.7~2.0 km/s 程度・トランスバース成分で概ね 1.5 km/s 以下であり、それぞれレイリー波とラブ波に対応する。

ところで、同じ地震・成分でも、周期によって波動伝播の性状が異なる点もある。特徴的な例としては、EQ1 のラディアル成分に注目すると、上述のように震央-TKY016 線に沿って伝播する波動と関東平野の西端から南東に伝播する波動が都心で集中する点は類似しているが、振幅が大きくなる場所に違いが見られる。周期 6 秒では震央-TKY016 線上の震央距離 150~200 km で最大となるが、周期 8 秒では震央距離 200~250 km で最大となる。これは周期によって表面波の位相速度分布が異なるためであり、周期 6 秒よりも周期 8 秒の方が、位相速度が大きく、盆地外の位相速度と値が近くなるため波の曲がり小さくなり、集中する場所が震央側の盆地端部から遠い位置になったと考えられる。

以上から、震源方位や周期・成分によって関東平野内の表面波の伝播経路が異なり、波動が集中する場所が異なることがわかった。EQ1・EQ2 では関東平野西端で励起された表面波と震央方向から伝播する表面波が集中し、都心から震央を見た場合に盆地端部（各図の破線）が凸となる場合には、表面波が都心方向へ集中するように伝播することが確認できた。加えて、EQ2 では東京都東部から千葉県西部・東部にわたる盆地端部周辺で伝播経路が曲がることで表面波が集中しており、盆地から見て震央とは反対側の盆地端部周辺でも、表面波が集中することが確認できた。また、これら波動が集中する場所では、図 3.11 に示した振幅比において 3 次元解析が 2 次元解析を上回ることを確認した。ここから、波動が集中する場所が震源位置で異なることが振幅特性と震央距離の変化の原因の一つであることがわかった。

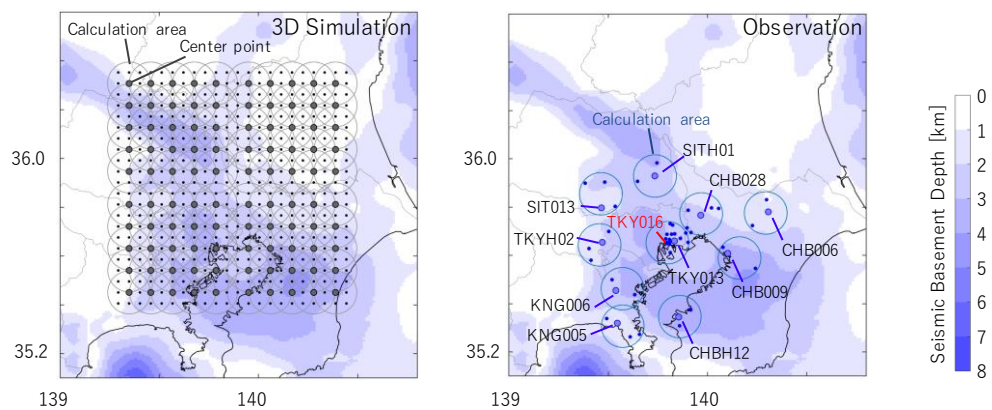


図 3.14 センブランス解析における解析対象点

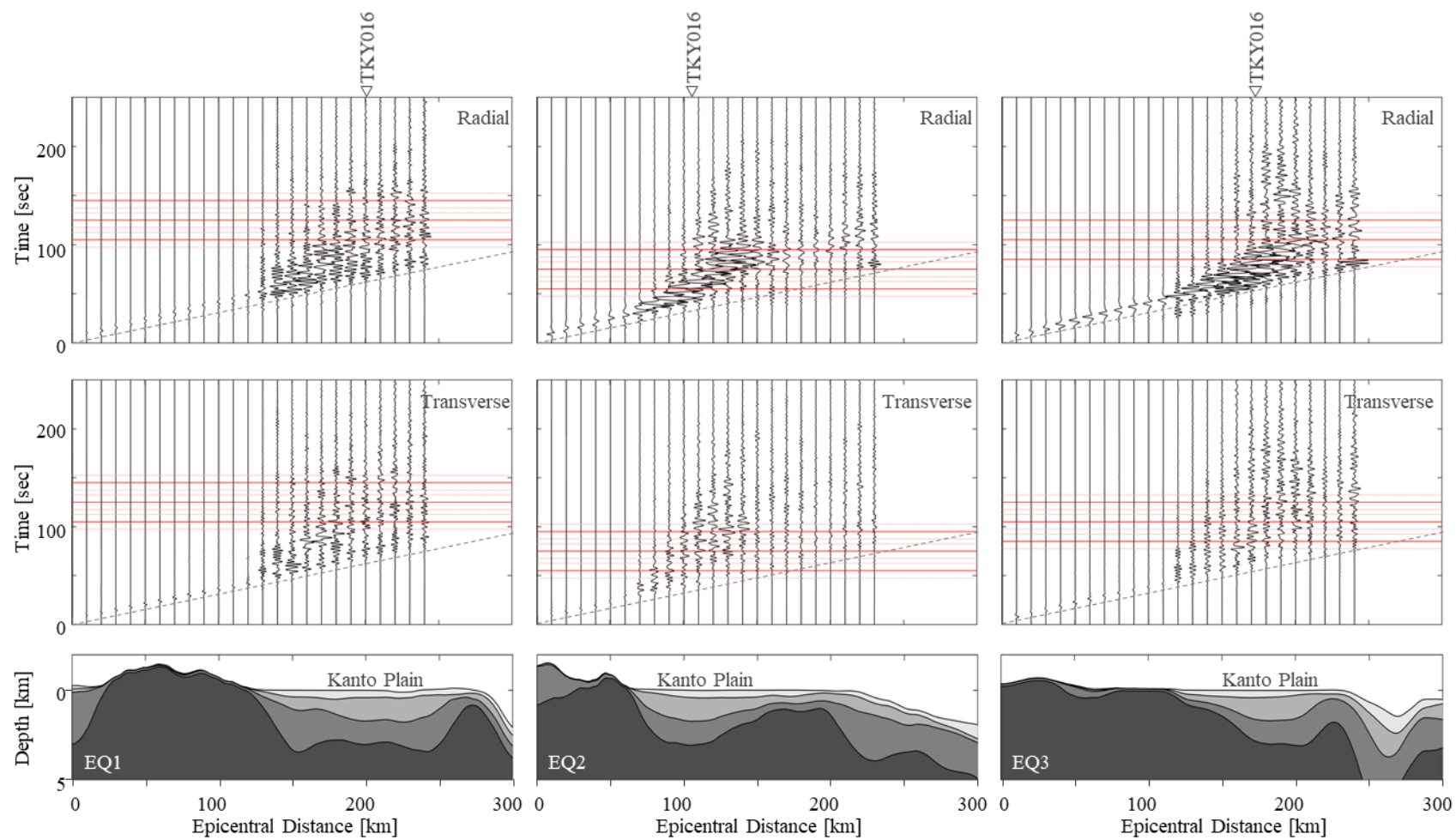


図 3.15 3次元数値解析波形のペーストアップ（速度）とセンブランス解析の対象時刻

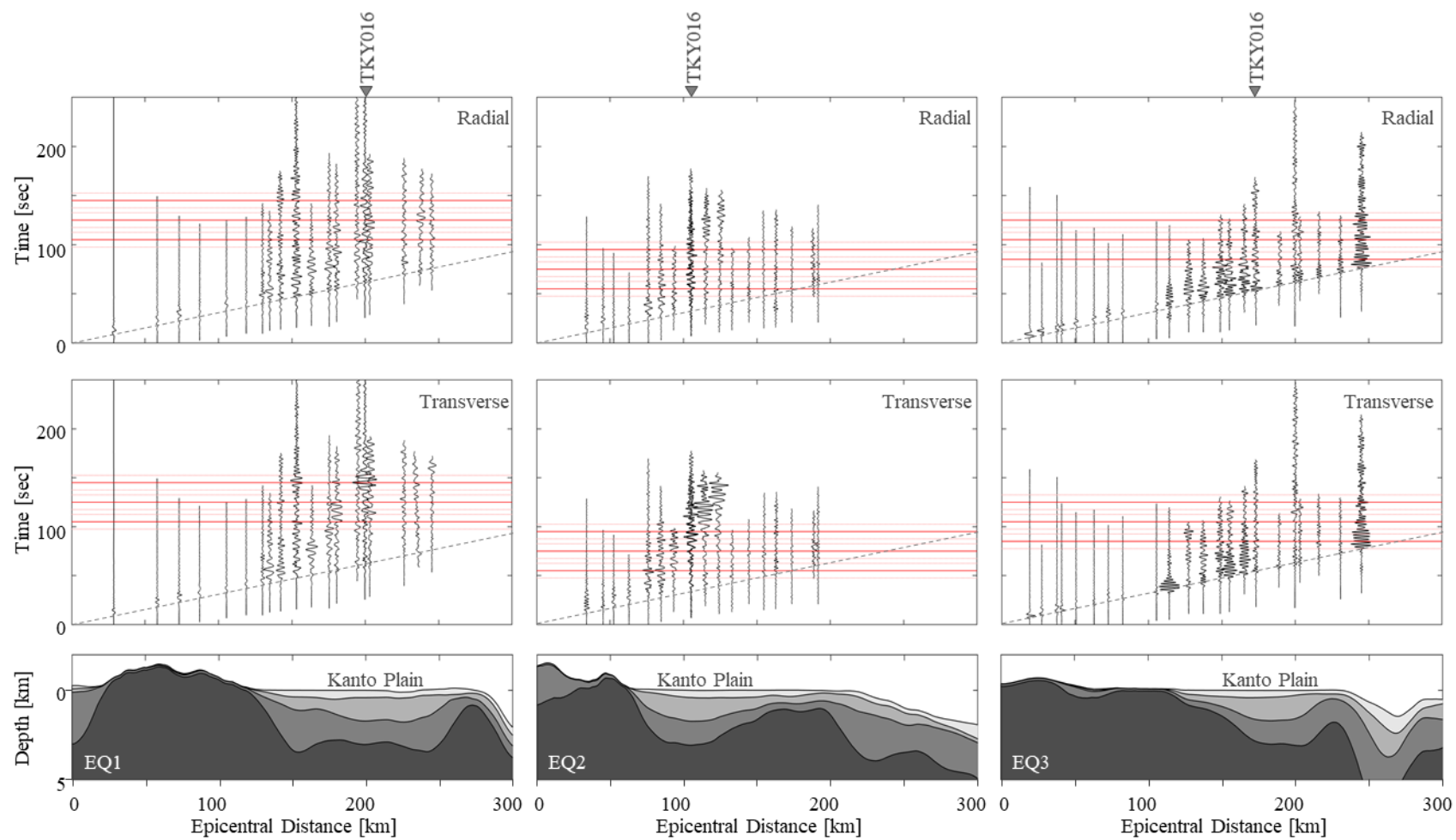


図 3.16 観測析波形のペーストアップ（速度）とセンブランス解析の対象時刻

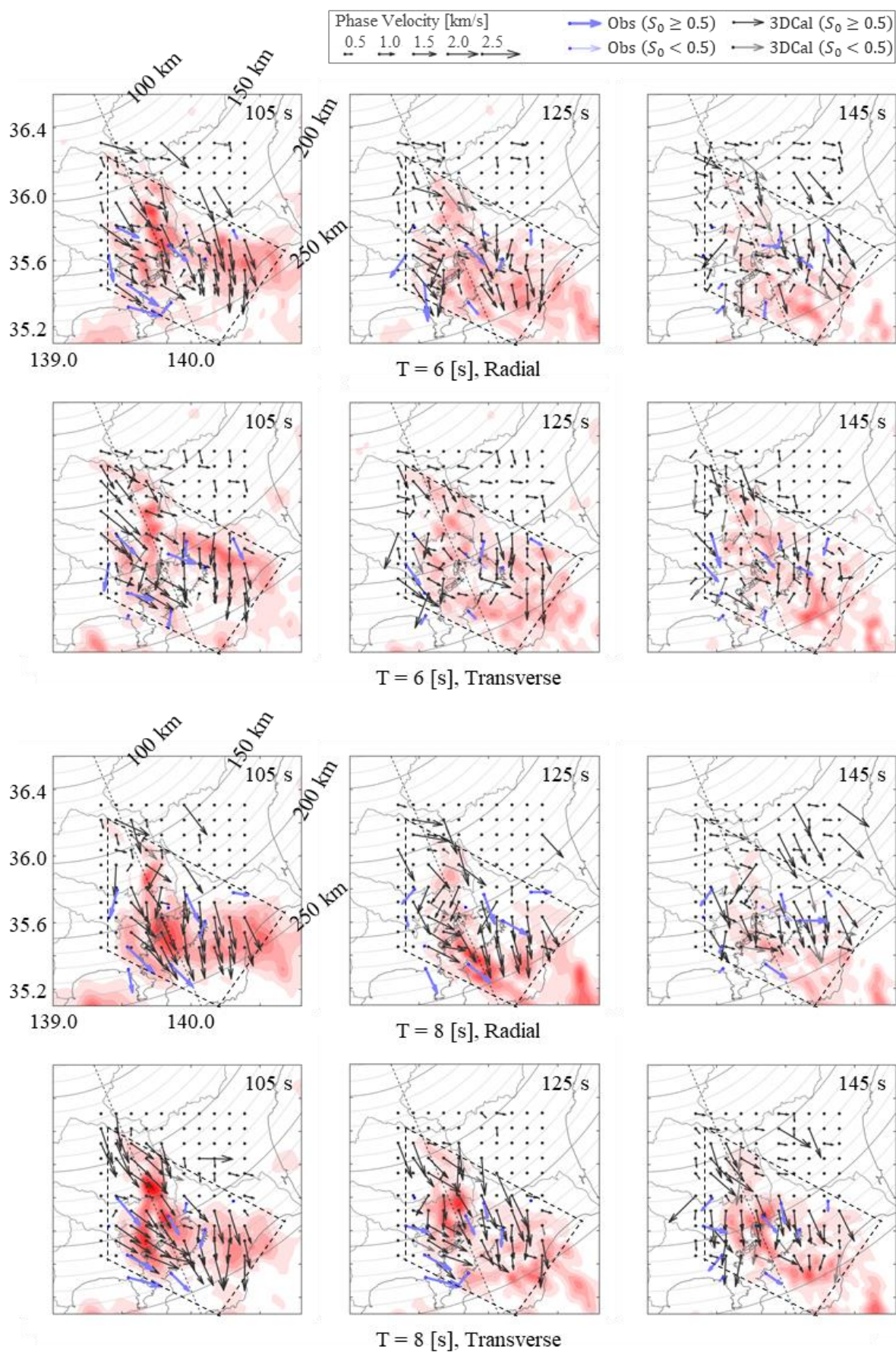


図 3.17 スナップショットとセンブランス解析結果 (EQ1)

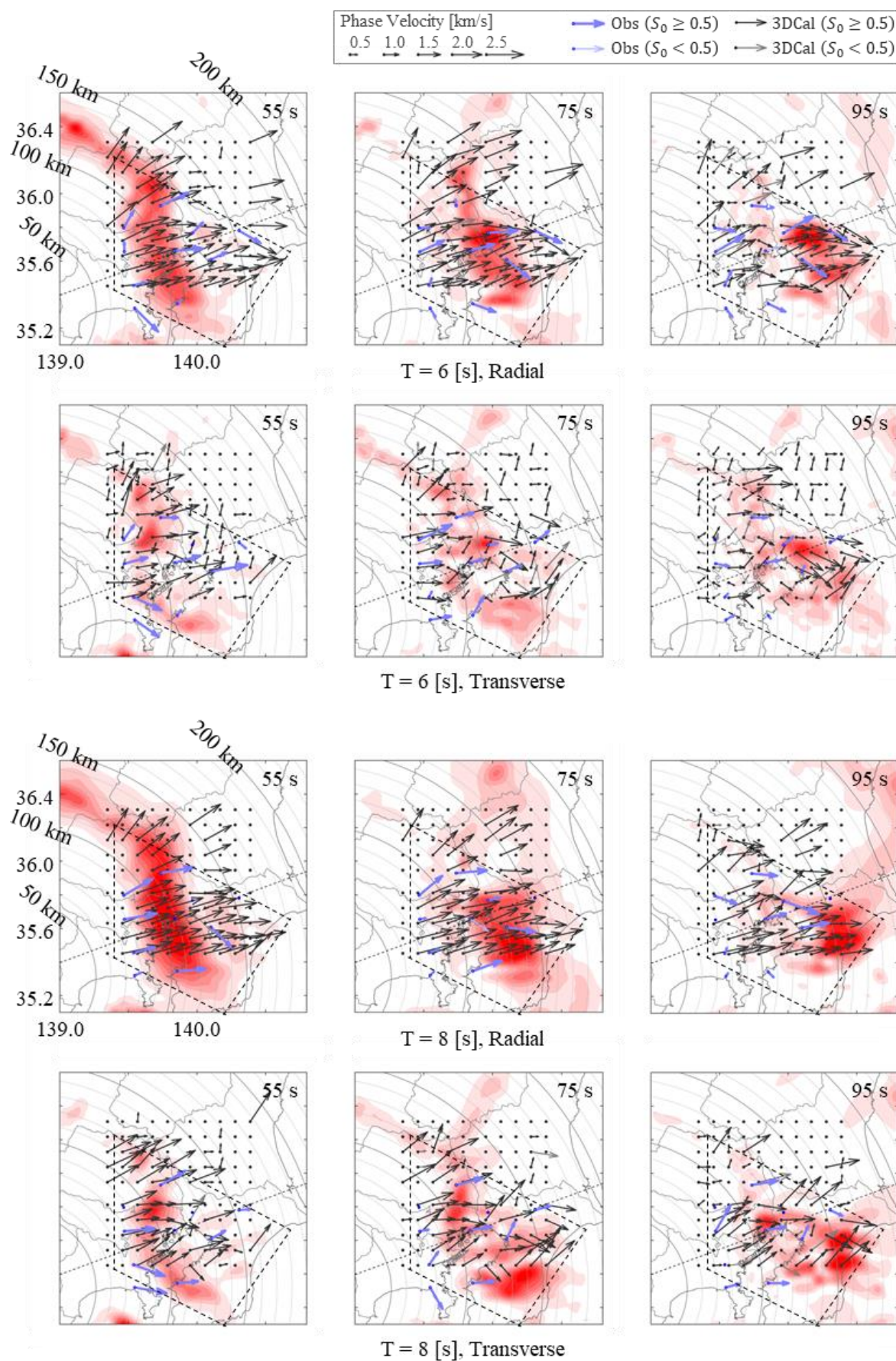


図 3.18 スナップショットとセンブルンス解析結果 (EQ2)

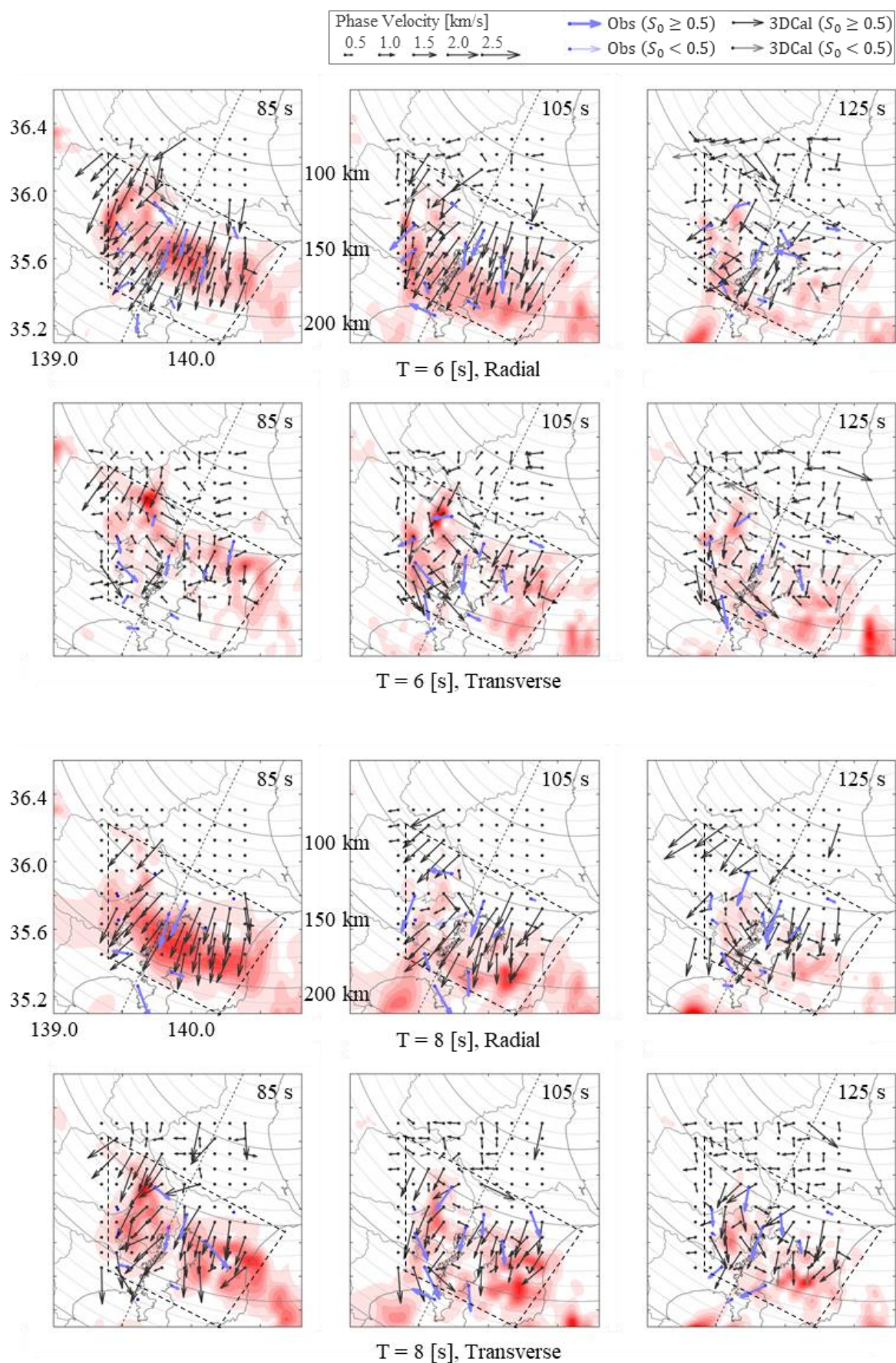


図 3.19 スナップショットとセンブランス解析結果 (EQ3)

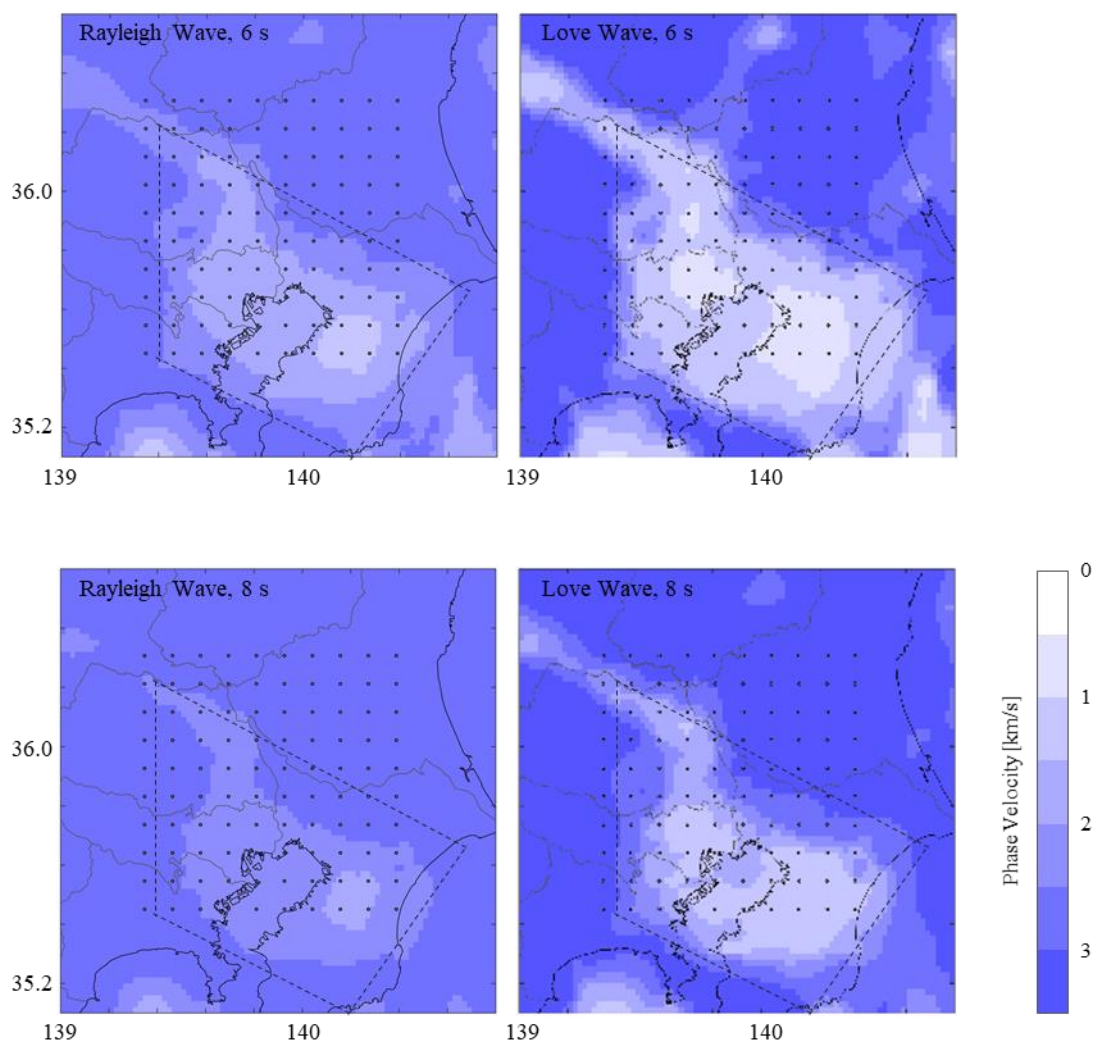


図 3.20 1次元地盤モデルから計算した表面波の位相速度（基本モード）

(5) まとめ

本節では、関東平野周辺における長周期地震動の伝播特性（振幅特性および位相特性と震央距離の関係）が震源位置でどのように変化するかを調べ、その変化の原因の把握を試みた。以下に各項の検討内容と得られた結論を示す。

(3)では、震源方位が異なる複数の地震を対象に伝播特性（振幅特性および位相特性と震央距離の関係）と震源位置による違いを調べた。振幅特性としてS波+コーダ波とS波のフーリエ振幅および両者のフーリエ振幅比を、位相特性として群遅延時間の平均値と標準偏差を用いて、これらと震央距離の関係を調べた。ここで得られた結論を以下に示す。

- ・今回用いた3地震に共通した特徴として、S波に対するS波+コーダ波の振幅比およびS波+コーダ波の位相特性は、平野端部を境にして値や震央距離に対する傾きが変化することがわかった。振幅比と μ_{igr} は傾きが増大し、 σ_{igr} は値が大きくなる傾向にあった。
- ・上記の振幅比や μ_{igr} の傾きの傾向が、震源位置で異なることがわかった。
- ・以上から、震源方位に依存した盆地端部から都心部へ至る表面波の増幅や減衰の性状が、都心部での長周期地震動の変動の要因であると考えられる。

(4)では、(3)で見られた振幅特性と震央距離の関係の地震間変化の原因を調べるため、3次元数値解析結果と観測記録に基づき表面波の伝播経路を推定し、地震間の比較および振幅特性と震央距離の関係との対応を調べた。ここで得られた結論を以下に示す。

- ・地震や周期・成分によっては、複数の伝播経路を辿る表面波の合流が見られ、波動が集中する場所が、(3)における観測記録や3次元数値解析結果の振幅特性が2次元数値解析結果よりも大きくなる場所と対応することを確認した。加えて、新潟方面の地震（EQ1）や静岡方面の地震（EQ2）では関東平野西端で励起された表面波と震央方向から伝播する表面波が合流しており、都心から震央方向を見て、盆地端部の形状が凸となる場合に集中しやすいことがわかった。また、静岡方面の地震（EQ2）で見られたように平野内を伝播する表面波が、震央とは反対側の盆地端部で曲がり、その波と直線的に進む表面波が集中しており、震央とは反対側の盆地端部でも集中が生じやすいことがわかった。

3.4 本章のまとめ

第3章では、震央から都市部のサイトを結ぶ線上に分布する複数のサイトの記録やシミュレーション結果を用いて、震源位置による長周期地震動の伝播経路やその伝播経路特性（距離減衰性状や増幅性状）の変化を分析することで、堆積盆地と震源位置による長周期地震動の変動の要因について検討を行った。第3.2節では、単純な楕円型の盆地モデルを用いて、震源方位の違いによる地震動の変動や波の伝播経路の関係を調べた。第3.3節では、関東平野における観測記録や数値シミュレーション結果を用いて震源方位の違いによる地震動の変動や波の伝播経路の関係を調べた。以下に得られた知見を示す。

- ・ 第3.2節における単純な盆地モデルによる検討、第3.3節における関東平野における検討の結果、盆地内における表面波の波線（伝播経路）の集中が、長周期地震動の変動の要因の一つであることがわかった。具体的には、異なる震央方位の複数の地震について、盆地内における表面波の伝播経路および振幅の空間分布を確認すると、表面波が集中して振幅が大きくなる場所が震央方位によって異なることがわかった。
- ・ 盆地端部の形状が盆地内部に対して凸となる場合に、盆地内部において振幅が増幅しやすい傾向が見られた。これは、盆地端部付近よりも盆地内部の方が表面波の伝播速度が遅いため、盆地端部付近～盆地内部で屈折した表面波が集合するためである。関東平野における、南～北の方位における盆地端部形状がこれに対応する。
- ・ 逆に、盆地端部の形状が盆地内部に対して凹となる場合には、表面波は波面を広げるように伝播し、集中しづらいため、振幅としても大きくなりにくい。こういった特徴が第3.3節の検討における距離減衰性状に現れていると考えられる。関東平野における、北～東の方位における盆地端部形状がこれに対応する。

参考文献

- 1) 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
- 2) Koketsu, K. et al.: Progress Towards a Japan integrated Velocity Structure Model and Long-Period Ground Motion Hazard Map, the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, S10-038, 2008.10
- 3) Clayton, R. and Engquist, B.: 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
- 4) Cerjan, C. et al.: A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equations, GEOPHYSICS, Vol. 50, No. 4, pp. 705-708, 1985.4
- 5) Neidell, N. S. and Taner, T.: Semblance and Other Coherency Measures for Multichannel Data, GEOPHYSICS, Vol. 36, No. 3, pp. 467-618, 1971.1
- 6) Koketsu, K. and Kikuchi, M.: Propagation of Seismic Ground Motion in the Kanto Basin, Japan, Science, Vol. 288, No. 5469, pp. 1237-1239, 2000.5
- 7) Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo During the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-Ken Chuetsu, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 863-880, 2007.6
- 8) 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
- 9) Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H., Nonomura, K.: NIED Seismic Moment Tensor Catalogue for Regional Earthquakes around Japan: Quality Test and Application, Tectonophysics, Vol. 356, No. 1, pp. 23-48, 2002.10
- 10) 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, Vol.4, No.1, pp.33-52, 2004.2
- 11) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性および観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震 第2輯, Vol.39, pp.579-593, 1986.12
- 12) 三浦弘之, 翠川三郎: 3次元深部地下構造がやや長周期地震動の特性に及ぼす影響ー横浜市とその周辺地域における検討ー, 地震 第2輯, No.54, pp.381-395, 2001.12
- 13) 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, No.556, pp.15-24, 2002.6

第 4 章

長周期地震動の変動を設計用地震動に反映する方法の提案

4.1 はじめに

前章までには、関東平野における長周期地震動の観測記録や数値シミュレーションに基づき、震源位置によって長周期地震動が変動する性状について検討を行った。本章では、本性状を設計用地震動の策定に反映する方法の提案とその効果の検証を行う。

設計用入力地震動において、想定する地震や震源モデルにおける強震動生成域（SMGA）の配置は予測地震動の大きさに直結する重要な因子である。シンプルな考え方ではあるが、対象サイトの対象建物にとって影響が大きくなる震源位置が予めわかれば、その場所付近の震源を選定したり、SMGA を配置したりすることで長周期地震動の震源位置依存性を考慮した設計用入力地震動の策定が可能となる。本章では、これを実現するためのアイデアとして、Petukhin et al¹⁾の可視化を建物応答に拡張することを考えた。具体的に Petukhin et al¹⁾では、南海トラフ沿いの地震を対象に大阪市此花区での長周期地震動を計算し、その地動最大速度を震源域にプロットし可視化している。この地動最大速度を震源域にプロットする可視化を建築構造物の応答に拡張して、建物周期・減衰定数を仮定した最大応答値や継続時間の指標を用いてグリーン関数の分布を可視化した。

本章では、関東地方で発生が危惧されており、都市部への影響も大きな相模トラフ沿いのプレート境界地震を対象にグリーン関数の空間分布を可視化し、空間分布に基づき SMGA を配置した場合と従来の SMGA 配置による波形合成の結果を比較して、その効果を確認した。また、前章までに取り扱った地震と比較して、相模トラフの震源域は関東平野の直下に分布しているため、グリーン関数が大きくなる震源領域について、そこから生ずる地震波の伝播経路を推定することで前章までと同様に空間分布の解釈が可能か検討した。

4.2 数値解析の条件と使用したモデル

Petukhin et al¹⁾に基づき、3次元有限差分法による数値解析を実施し、震源域における震源 - サイトを結ぶグリーン関数の空間分布を調べた。建築構造物の応答に着目するため、グリーン関数から応答スペクトルとエネルギースペクトルを計算し、それらをプロットすることにした。次に、既往の震源モデルに基づき地震波合成した結果と、グリーン関数が大きくなる領域に SMGA を配置した地震波合成の結果を比較した。また、グリーン関数が大きくなる領域について、有限差分法で計算した波動場からセンブランス解析を用いて伝播経路を調べ、グリーン関数との関係を分析した。以下に具体的な解析条件等を示す。

(1) 検討の対象とする震源域とサイト

広域な想定震源域を有する相模トラフ沿いのプレート境界地震と関東地方の都市部における長周期地震動を対象とした。本地震については、関東都市部への影響の大きさから行政機関等による地震動予測が活発に実施されている^{2),3),4)}。図 4.1 にこれらの地震動予測で使用された震源モデルの SMGA を示す。東京都と中央防災会議の震源モデル^{3), 4)}は過去の地震による震度分布から決められているのに対し、地震調査研究推進本部の震源モデル²⁾では多様性が考慮されており、SMGA の配置だけでも 20 ケース以上が想定されている。

ここでは地下構造モデルと既往の震源モデルを参考に、図 4.2 に示す震源領域を解析対象とした。具体的には、全国一次地下構造モデル⁵⁾における北米プレートとフィリピン海プレートの境界を抽出した。加えて、中央防災会議の震源モデル設定⁴⁾では、深さ 53 km 以深において上記領域でのプレート境界地震が発生していないことを考慮して震源モデルの最深部を 53 km としており、本検討でもこれを網羅するようにフィリピン海プレート上面深度が 55 km 以浅である領域を抽出した。また、要素震源の走向や傾斜はフィリピン海プレートの形状から算出した。すべり角は長周期地震動予測地図 2016 年試作版²⁾を参考に 140° に設定した結果を中心に検討を行い、これに加えて震源メカニズムの違いによる影響を把握するためにすべり角の違いによる結果の変化を確認した。要素震源の地震モーメントは 1 Nm とした。震源時間関数は三角型（ライズタイム 2 秒）としたが、本論文で議論するポイントは震源位置による地震動の変動であり、同一周期帯での地震動の震源位置による変化に注目するため、地震モーメントや震源時間関数の設定が結果に与える影響はほとんどないと考えられる。

有限差分法の解析では、図 4.2 の震源域を 2 km 四方のグリッドで分割して要素震源を配置し、それらとサイトを結ぶグリーン関数を計算した。震源域を分割したとこ

ろ、要素震源の数は18,533個となった。

図 4.2 に検討に用いたサイトを示す。対象地点は新宿サイト (35.7107N, 139.6859E)・丸の内サイト (35.6816N, 139.7654E)・千葉サイト (35.6082N, 140.1022E) である。新宿サイトと丸の内サイトは 10 km 弱、新宿サイトと千葉サイトは 40 km 弱離れている。いずれのサイトも超高層建物が多く立地しており、防災上、長周期地震動への検討の重要性が高い。本章では、関東平野で長周期地震動が励起されやすい周期 3~10 秒の周期帯の中で、多くの超高層建物や免震建物の固有 1 次周期にあたる周期 3~5 秒と、特に周期の長い超高層建物を想定した周期 5~7 秒の周期帯について検討を行う。

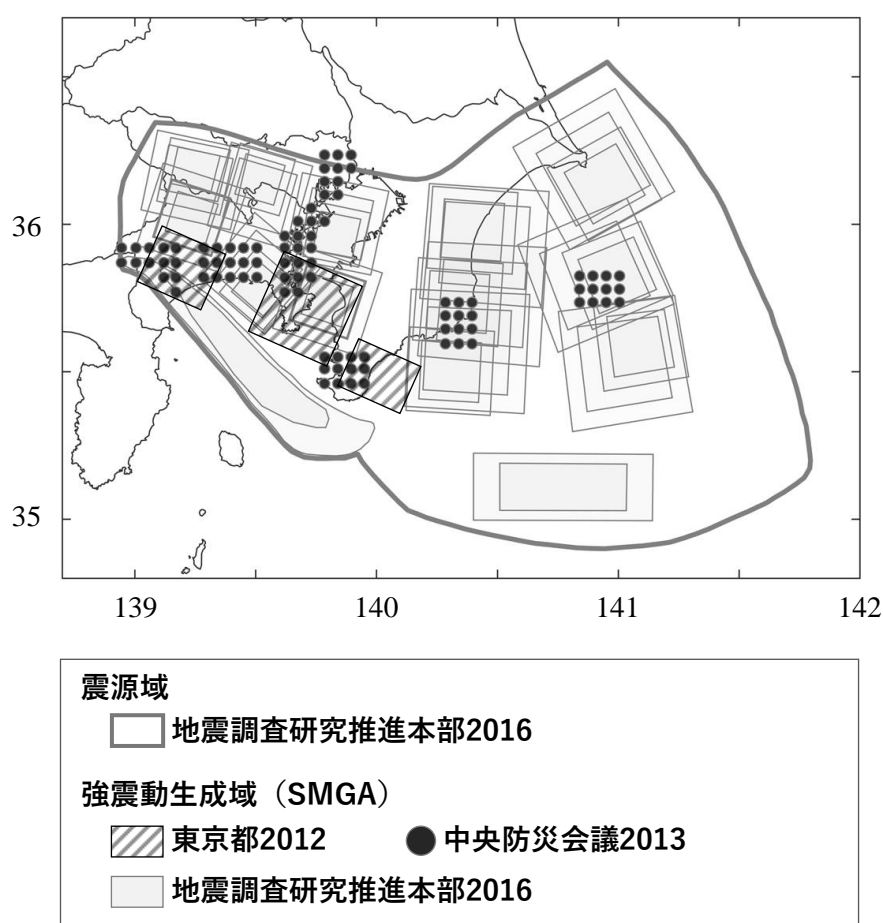


図 4.1 相模トラフに関する既往の震源モデル

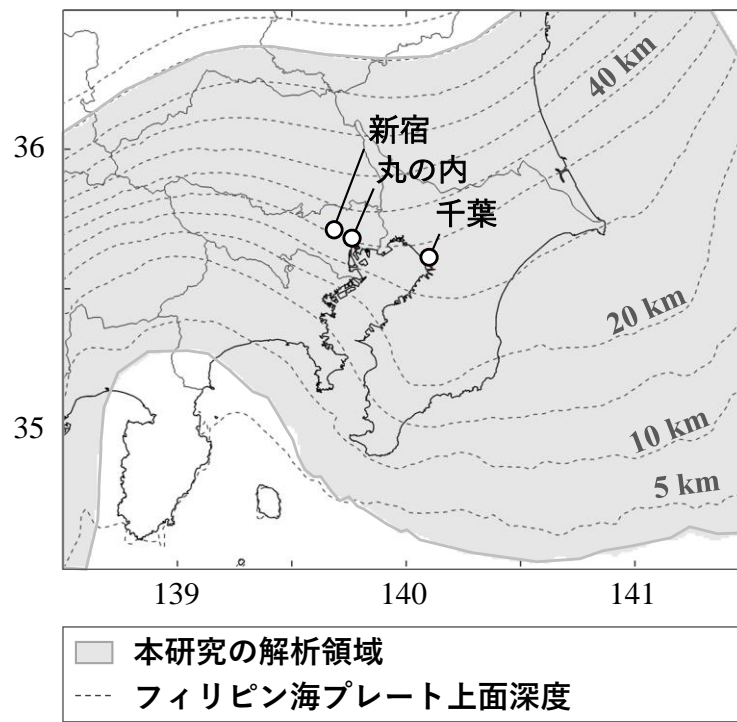


図 4.2 対象とした解析領域と対象サイト

(2) 差分法を用いた数値解析の条件

グリーン関数の計算には3次元地盤モデルを使用し、有限差分法⁶⁾による解析を実施した。地盤モデルとして全国一次地下構造モデル⁵⁾を用いた。本論文の第3章でも本モデルを検討に使用しており、関東周辺の地震について長周期成分の距離減衰性状が観測と数値解析で対応することを確認している。

有限差分法による解析では、グリーン関数の相反定理を活用して計算コスト削減を図った⁷⁾。これは計算する要素地震が数万点あり、相反定理を活用しない方法では1つのサイトにつき膨大な回数の解析を実施しなければならないためである。相反定理を活用することで、1つのサイトにつき水平2成分と上下1成分の加振による3回の解析で必要なグリーン関数を計算できた。なお、後述するセンブランス解析では、対象サイトのみならず伝播経路上の解析波形が必要であるため、そちらで使用する波動場は相反定理を使わない通常の方法で計算した。また、有限差分法の解析条件として、空間を200 m 刻み、時間を0.01 s 刻みで離散化した。本解析による参照可能な最小周期は2.4 s であり、全ての計算波形には0.05 ～0.4 Hz のバンドパスフィルタをかけている。なお、解析領域の端部は無反射境界⁸⁾と吸収境界⁹⁾とした。非弾性減衰の参照周期は2 s とした。

(3) センブランス解析の条件

グリーン関数が大きくなる震源領域を特定したのち、そこから生ずる波動の伝播経路を推定して、グリーン関数と伝播経路の関係を分析する。本論では有限差分法の結果に対して、センブランス解析¹⁰⁾を実施し、その伝播経路を推定する。

センブランス解析では式(1)のセンブランス値 S_0 が最大となるような伝播速度と伝播方位をグリッドサーチにより推定した。ここで式(1)について、 u は速度波形、 t は時刻、 $i \cdot j$ はそれぞれ地点と単一時間窓内の時刻のサフィックスを示す。 Δt_{i0} は基準地点と i 地点との走時差であり、伝播方位に沿った基準地点と i 地点との水平距離を伝播速度で除して求まる。また、グリッドサーチの条件として、伝播速度は0.4～4.0 km/s を0.1 km/s 刻みで、伝播方位は計算地点と震央の方位角 $\pm 60^\circ$ を 3° 刻みで探索した。

$$S_0(t) = \frac{1}{N} \frac{\sum_j \left(\sum_i u(t_j + \Delta t_{i0}) \right)^2}{\sum_j \sum_i u^2(t_j + \Delta t_{i0})} \quad (1)$$

4.3 相模トラフの震源域におけるグリーン関数の可視化

サイトと要素震源を結ぶグリーン関数について、震源域における空間分布を調べた。まず、図 4.3 に新宿サイトとそこから震央距離 50 km の同心円線下にある震源に関するグリーン関数の時刻歴波形とスペクトルを示し、方位による特徴を概観する。各要素震源の震源深さは図 4.2 のフィリピン海プレート上面深度と対応しており、サイトとの震源距離が震源によって最大 20km 程度異なる。ここでは震源方位による時刻歴波形やスペクトル形状と振幅を比較することが目的であるため、震源距離の補正はしないこととした。なお、震源メカニズムの設定等の計算条件は第 4.2 節に基づき、すべり角については前述の 140° とそれに直交する 50° の結果を示した。図 4.3 には、速度波形に加えて、速度応答スペクトル ($h=5\%$) とその全方位の平均値および標準偏差を示す。

二種類のすべり角に共通した特徴として速度波形およびスペクトルともに南方から西方の震源で振幅が大きくかつ継続時間が長い、また北方から東方の震源では振幅が非常に小さい。これらは Radial 成分と Transverse 成分に共通した性状である。振幅が大きな南方から西方の震源に限定しても波形に特徴が見られ、具体的には南西方向の震源における Transverse 成分では後続波部振幅が大きく、それ以外の震源では長い時間にわたって振幅が大きい結果となった。

図 4.4 に新宿サイトを対象とした、サイトと要素震源を結ぶグリーン関数の震源域における分布を示す。速度応答スペクトル S_V とエネルギースペクトル V_E をプロットした。建物周期・減衰定数による違いを見るために減衰定数 5 %を仮定した周期 3 - 5 秒の平均値と減衰定数 2 %を仮定した周期 5 - 7 秒の平均値を計算した。前者は一般的な超高層制振建物を、後者は特に周期が長い超高層建物を想定したものである。振動成分については限定せず、全方位の最大値である RotD100¹¹⁾を用いた。また、図には各地の標高から読み取った関東平野西端の山地 - 平野境界を示している。

図 4.4(a)にすべり角を 140° と設定した場合のグリーン関数の空間分布を示す。グリーン関数の空間分布における振幅の大きな領域を破線で示す。空間分布によると震源距離が近くなる新宿直下の領域に加えて、南西から南にかけて関東平野端部に沿った領域で振幅が大きくなる。 S_V と V_E の特徴は対応しているが、 S_V ではサイトに直下の破線部領域の振幅が相対的に大きく、 V_E では遠方の破線部領域の振幅が目立つ結果となった。

また、建物周期や減衰定数によってグリーン関数が卓越する震源位置は異なることがわかる。図 4.4(a)における異なる建物周期・減衰定数の空間分布を比較すると、振幅が卓越する方位や位置は概ね対応するが、その位置は完全には一致しない。

要素震源のメカニズムがグリーン関数の空間分布に与える影響を確認するために、

要素震源のすべり角を 0° から 170° まで 10° 刻みで設定した 18 ケースの数値解析結果から、要素震源ごとに最大値を抽出した。図 4.4(b)に最大値の空間分布を示す。大きな傾向としては、すべり角を 140° とした図 4.4(a)と類似する特徴が見られた。具体的には、震源距離が近くなる直下の領域や南西から南にかけた関東平野端部に沿った領域で振幅が大きい。ただし、種々のすべり角の計算結果が含まれる図 4.4(b)の方が、振幅が大きい領域が広い。これはすべり角が変化することで振幅が大きくなる領域が変化することによる。

次にサイト毎の空間分布の特徴を調べるために、図 4.5 に丸の内サイトと千葉サイトに関するグリーン関数の空間分布を示す。応答スペクトルは減衰定数 5%を仮定して計算し、周期 3 - 5 秒の平均値をプロットした。

ともに東京都心である新宿サイトと丸の内サイトの間は 10 km 程度の距離であり、振幅が大きい領域は類似しているが、その空間分布の細部には違いが見られる。具体的には、サイトの南方から西方にかけて振幅が卓越することは共通しているが、それらの大小関係に違いが見られる。丸の内サイトでは南方の震源よりも南西から西方における震源の振幅が明らかに大きい。

また、千葉サイトの空間分布には他 2 サイトとは大きく異なる特徴がある。新宿サイトと丸の内サイトで各サイト直下の震源よりも振幅が大きい関東平野の端部に沿った領域での千葉サイトの振幅は小さい。一方、千葉サイトのエネルギースペクトル V_E において、図中に破線で示すサイト南方のフィリピン海プレート上面深度が浅い領域で振幅が卓越している。なお、サイト直下で振幅が卓越する点は他 2 サイトと共通した性状である。

図 4.6 には、サイト間の差異を明確するために、各サイトの空間分布を新宿サイトの値で除して 100%を引いた新宿サイトを基準とした大小割合を示す。図 4.6 の計算には図 4.5(b)に示した空間分布のデータを使用している。

図 4.6 には、図 4.4 と図 4.5 に見られた新宿サイトと丸の内サイト、千葉サイトの関係と対応する特徴が見られ、さらには千葉サイトと新宿サイトの差異が丸の内サイトと新宿サイトの差異よりも大きいことがわかる。具体的には、丸の内サイトと新宿サイトの振幅は概ね $\pm 25\%$ の大小関係にあるが、千葉サイトでは倍半分の関係にある領域が広い。

なお、全サイト共通の傾向として、関東平野端部の周辺領域で振幅が卓越する様子が多くみられた。これは、第 3 章で述べたように都市部から震央方位を見た際の盆地端部の形状が凸形状となっており、波線が集中しやすいためであると考えられる。

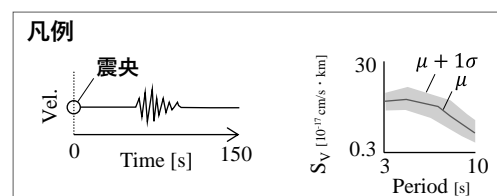
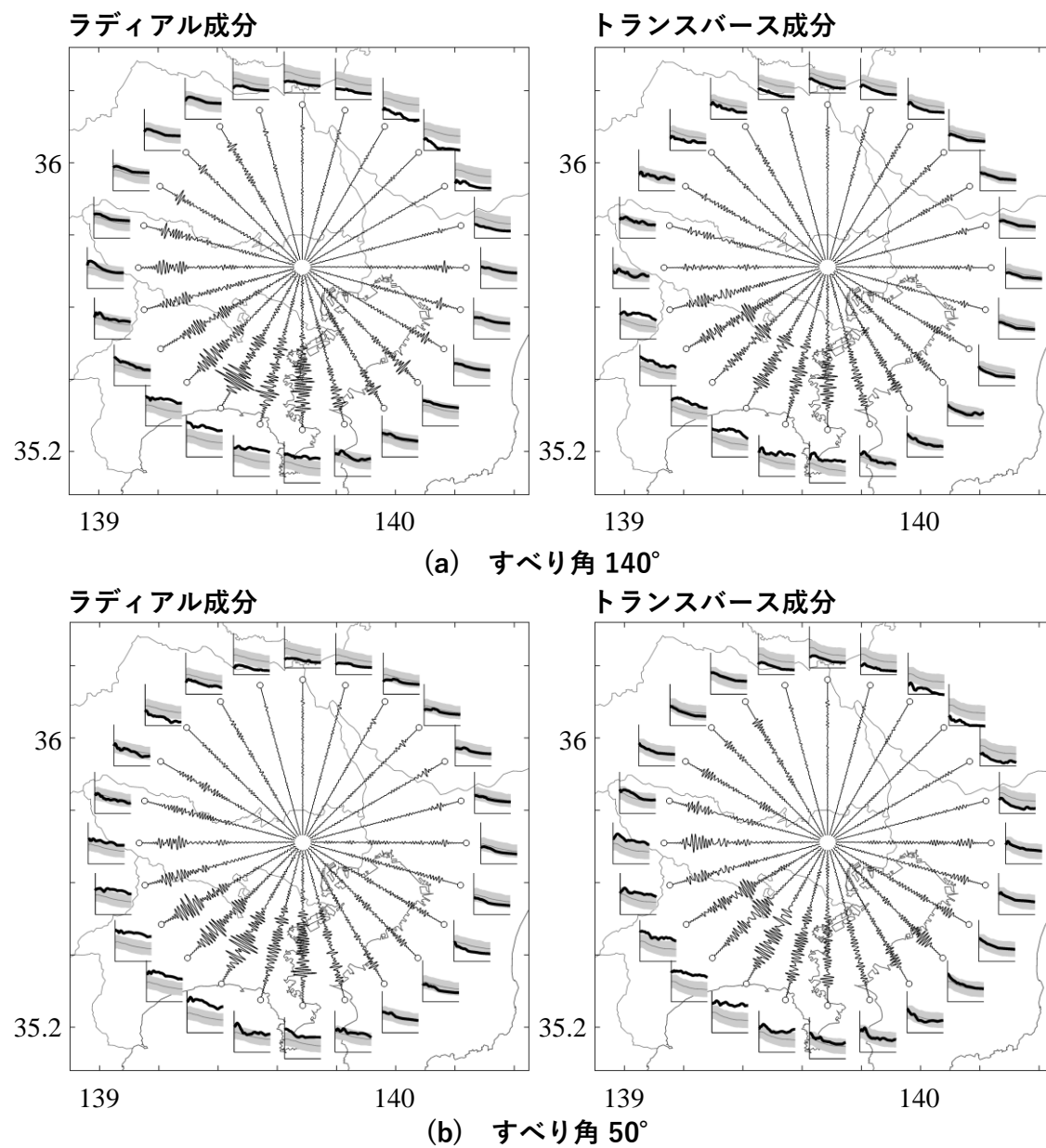


図 4.3 各震央方位のグリーン関数（新宿サイト，震央距離 50km）

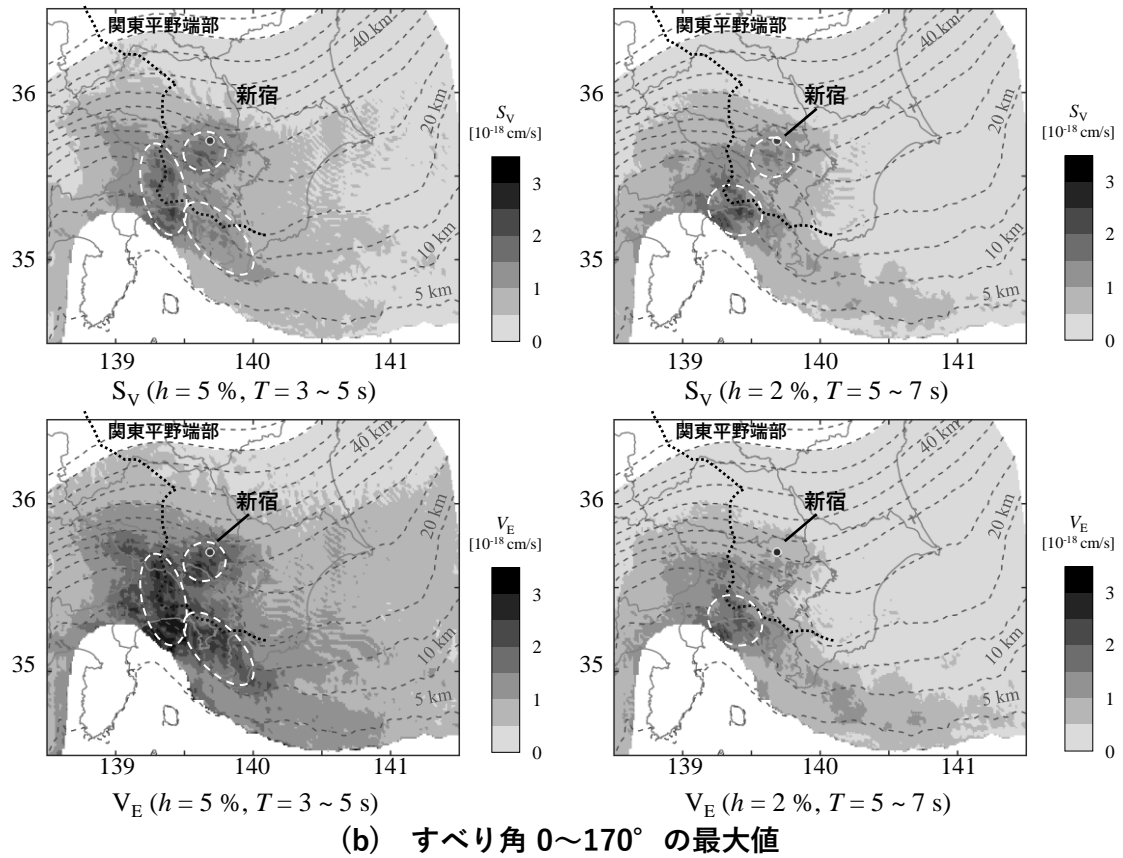
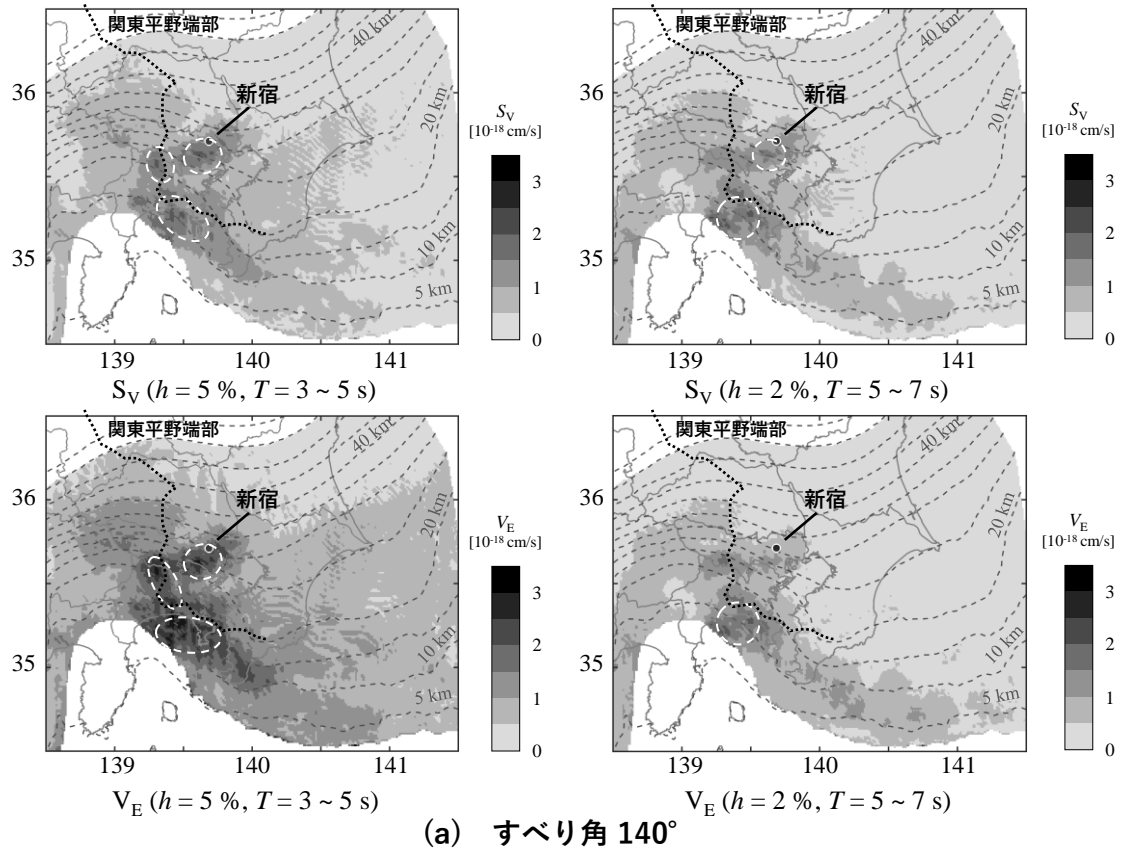


図 4.4 グリーン関数の震源域における空間分布（新宿サイト）

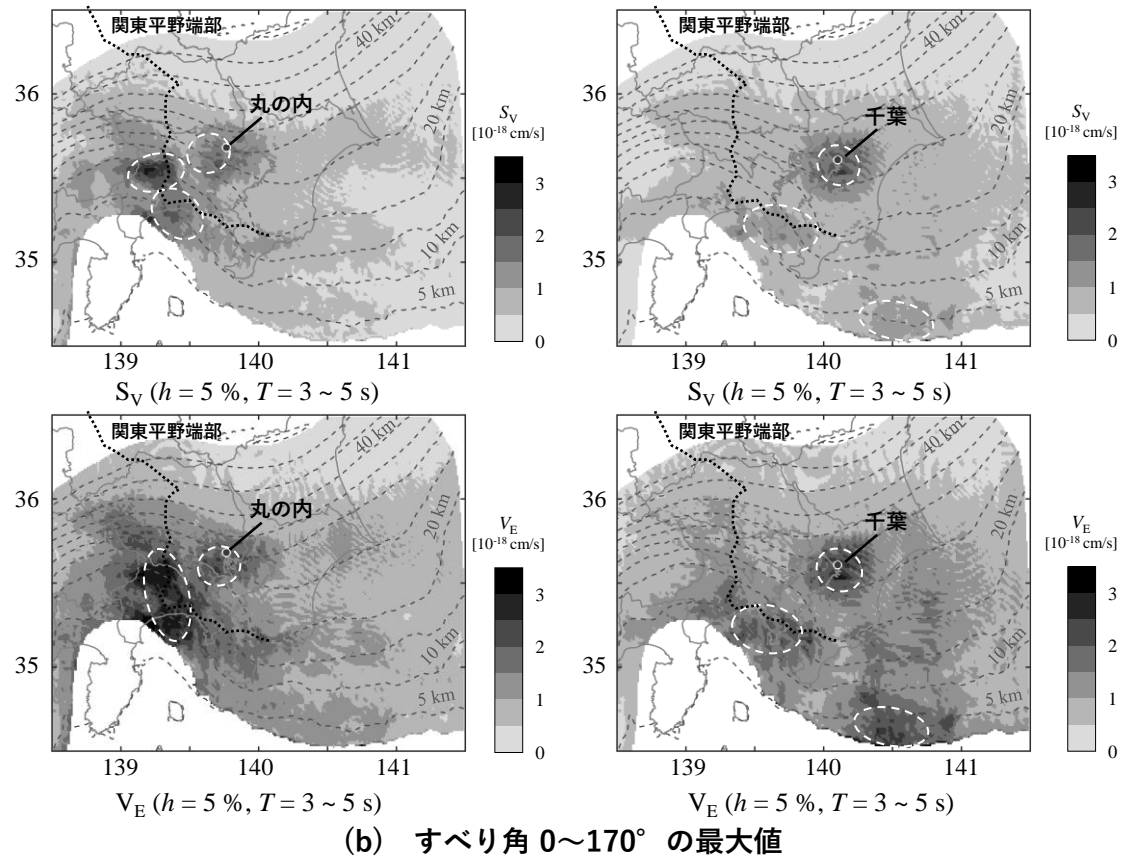
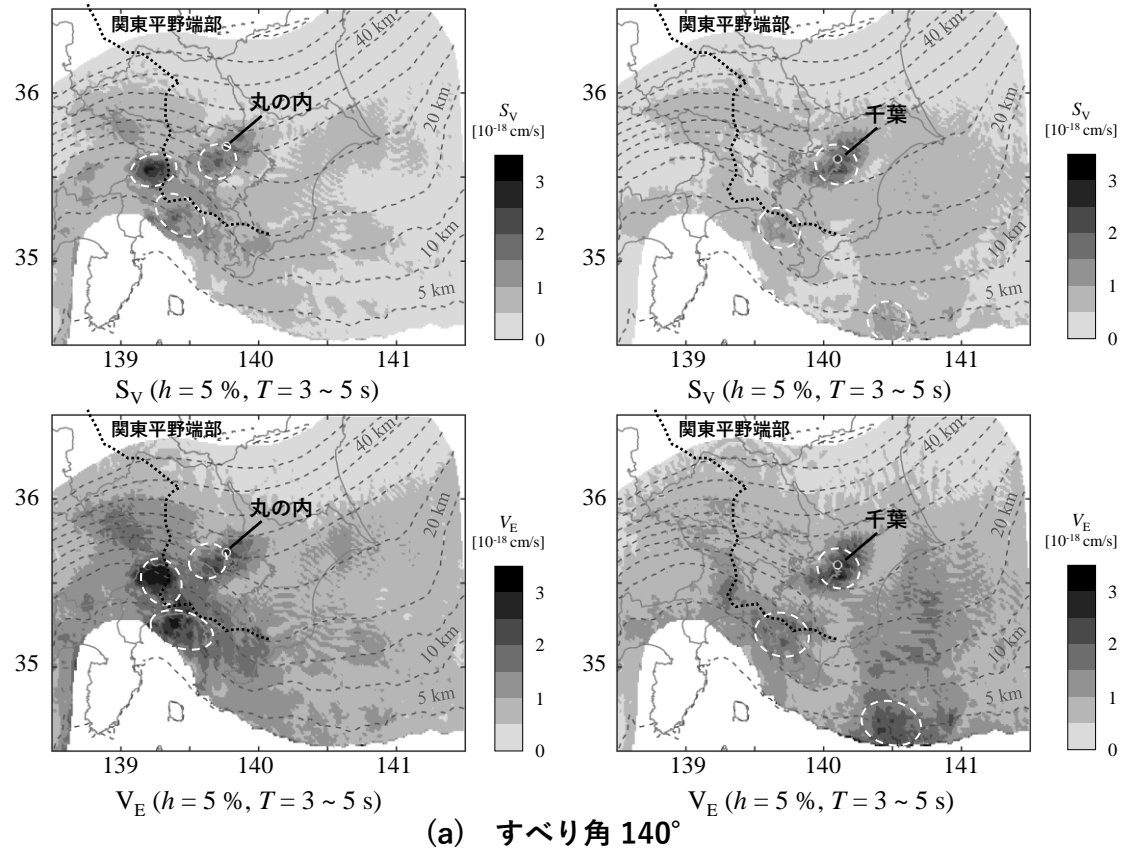


図 4.5 グリーン関数の震源域における空間分布（左：丸の内，右：千葉）

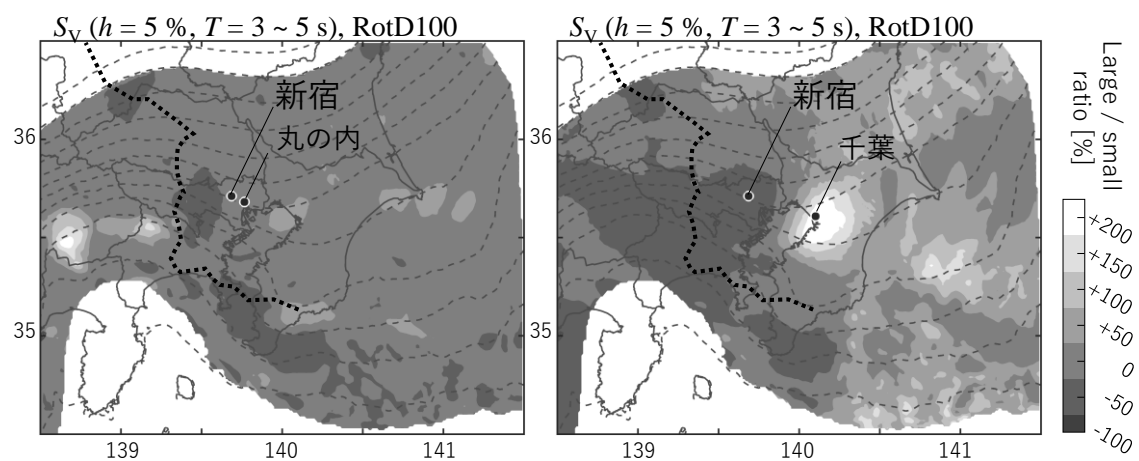


図 4.6 新宿サイトと他サイトの空間分布の違い

4.4 グリーン関数の空間分布と表面波の伝播経路の関係

4.3 節で、新宿サイトや丸の内サイトといった東京都心についてグリーン関数の振幅が大きかったサイト南西から南方の関東平野端部に沿った領域において、有限差分法により計算した波動場に対してセンブランス解析を実施し、当該領域から生じた地震波が辿る伝播経路を調べた。なお、震源・地盤モデル・差分法の解析条件などは4.2節に示した条件と同様とし、すべり角は 140° を仮定した。

図 4.7 にセンブランス解析の対象とした震源と領域を示す。図 4.7 には新宿サイトにおける速度応答スペクトル（すべり角 0° , $h = 5\%$, $T = 3\sim 5\text{ s}$ ）の空間分布と卓越領域を示す破線を併せて示す。解析対象である 2 つの震源は図 3 で時刻歴波形とスペクトルを示した震源でもある。図 4.3 から、震源 A では Radial 成分が、震源 B では Transverse 成分が他方位よりも大きな振幅であり、これらの成分についてセンブランス解析を実施することにした。震源と新宿サイトが入るようにセンブランス解析の領域を設定して、この領域を $0.8\text{ km} \times 0.8\text{ km}$ で分割し、各グリッドと周囲の計 9 点を 1 グループとして各グループの伝播方向と速度を計算した。時間窓は 15 秒間とした。波形には周期 3-5 s と 5-7 s のバンドパスフィルタをそれぞれ施した。

図 4.8 に、新宿サイトにおけるグリーン関数とその速度振幅が大きくなる時刻のスナップショットとセンブランス解析で得られた伝播方向を示す。震源 A と B の両方について、それぞれ振幅の大きな 3 区間（A-1~A-3 および B-1~B-3）の結果を示す。図中の矢印の向きが伝播方向を表す。なお、センブランス値が小さい ($S_0 \leq 0.5$) 結果はプロットしていない。時刻歴波形には、震源距離を地震基盤の V_P 、 V_S で除して計算した P 波初動、S 波初動位置を示した。

各図に共通して、地震波の波面が震央からの同心円形状ではなく、歪んだ形状をしている。この波面形状を図 4.8 に示した震央を中心とする同心円（10 km 刻み）と比較すると、解析ケース A-2 と B-1、B-2 の白破線の領域において、波面は震源に対して逆向きの円弧形状になっている。センブランス解析による波の伝播方向から、新宿と丸の内サイトに向かって波が集中するように伝播する様子が確認できる。また、その他の解析ケースにおいても、それらの波面が伝播方向に対して直線上に伸びた波面形状になっており、センブランス解析の結果と併せると、新宿サイトに向かって波線が広がらずに伝播していることが確認できる。波面が広がる場合には伝播距離に応じた幾何減衰効果が現れるが、上記解析ケースのように波面が狭まるもしくは広がらない場合には伝播距離に応じた幾何減衰効果はないか、逆に増幅することとなり、図 4.8 の新宿サイト周辺でも波面の性状に対応した大きな振幅の領域が見られる。水平成層地盤など成形な地盤における波動であれば、震源の放射特性による振幅の大小はあるが、その波面は震央付近を中心に同心円状に広がっていくが、ここでは関東平野の不

整形な地下構造により地震波の伝播速度が場所により異なり、波面が歪んでいると考えられる。

ここで図 4.9 に、センブランス解析で得られた新宿サイトにおける波動の伝播速度とその直下の 1 次元地下構造モデルから計算される表面波の分散曲線を比較した。図 4.9 左には震源 A の解析結果とレイリー波の分散曲線を、右には震源 B の解析結果とラブ波の分散曲線を示す。センブランス解析に使用したバンドパスフィルタの周期帯に点線で結果を示す。

図 4.9 から時刻や周期帯によって異なる種別やモードの波動が卓越する様子が見られる。具体的には、解析ケース A-1 と A-2, A-3 の新宿サイトの波動はそれぞれ 2 次と 1 次もしくは基本モード、基本モードのレイリー波、解析ケース B-1 の波動は 1 次モード、B-2 と B-3 の波動は基本モードのラブ波と対応し周期の分散性が見られ、振幅が大きくなる区間の波動は表面波と対応すると考えられる。

なお、図 4.8 のスナップショットで新宿サイトと丸の内サイトを比較すると、解析ケース B-2 における白破線で囲んだ波群について、大きな振幅の波群が新宿サイトのわずかに南方を通過し、丸の内サイトに伝播している。図 4.10 に、丸の内サイトの時刻歴波形を示す。丸の内サイトでは、新宿サイトにおける解析ケース B-2 の波動と対応するものが 75 s 付近に見られ、その振幅は新宿サイトの 2 倍以上となっている。このように、新宿サイトと丸の内サイトのように 10 km 程度の距離しか離れていなくとも、今回の対象周期 3-5 s では震動性状が異なる場合があることがわかった。

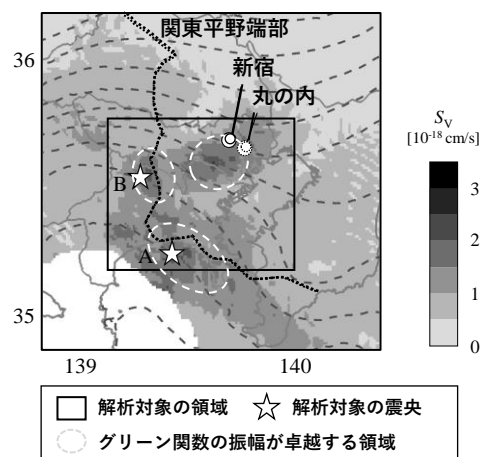


図 4.7 センブランス解析の対象領域と対象震源

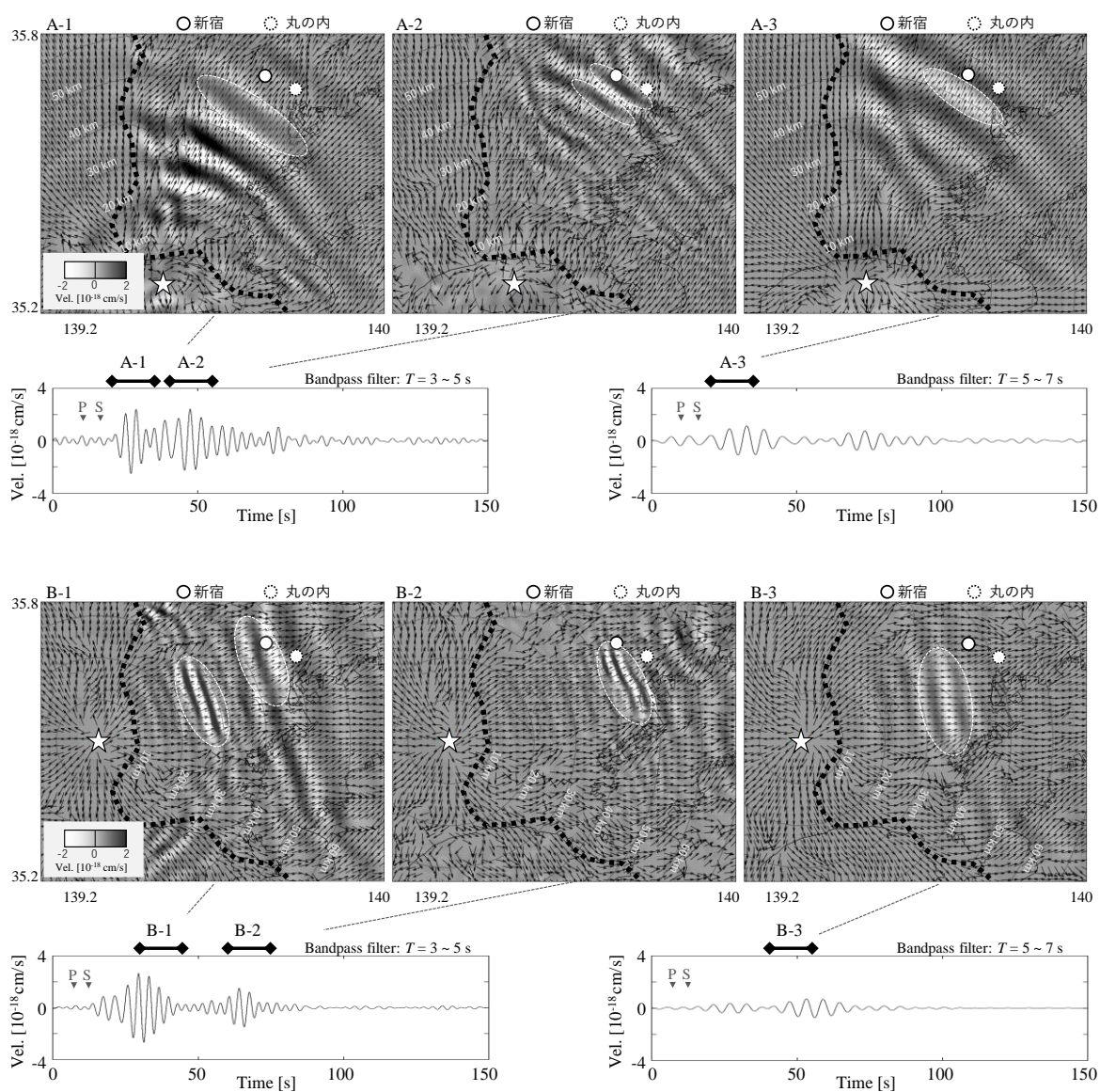


図 4.8 新宿サイトにおけるグリーン関数の時刻歴波形とスナップショットおよびセンブランス解析に基づく波動伝播性状

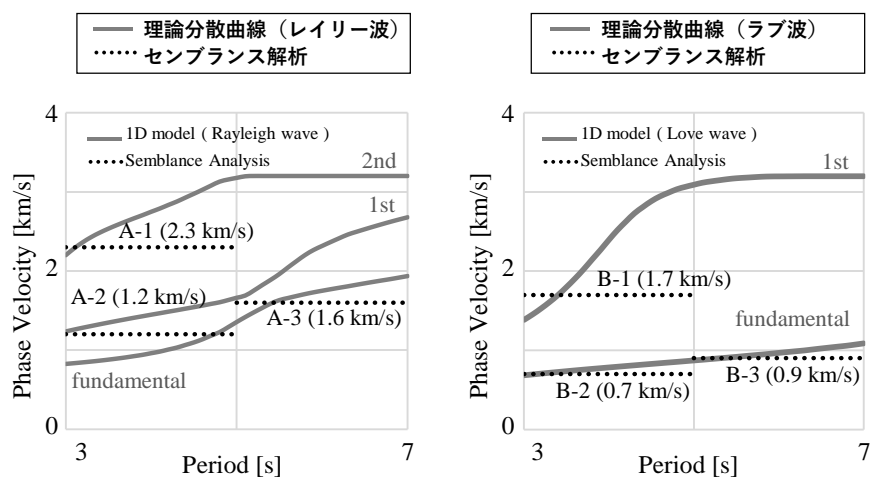


図 4.9 センブランス解析による推定伝播速度と理論分散曲線の比較

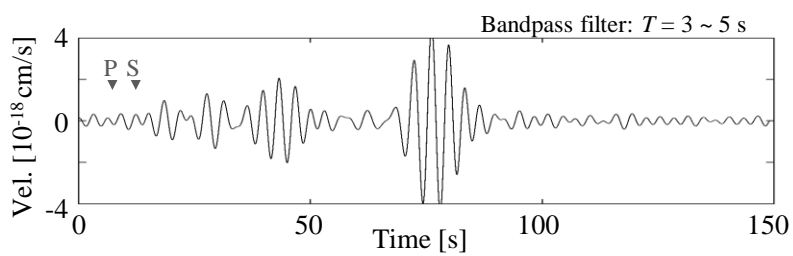


図 4.10 丸の内サイトにおける時刻歴波形

4.5 長周期地震動の変動を考慮した地震動作成とその効果

前節ではサイトと各要素震源のグリーン関数を計算し、震源域における分布を示した。その結果、東京都心については南西から南方の関東平野端部に沿った領域においてグリーン関数の振幅が大きくなることがわかった。本節では、実際の設計用入力地震動作成と同様に震源モデルを仮定し、SMGA や破壊伝播性状を考慮して波形合成を実施した。既往の震源モデルをベースとして、その SMGA の位置を移動させた場合の合成波形を計算し、元の波形と比較して SMGA 配置の影響を調べた。

図 4.11 に設定した SMGA の配置を示す。SMGA 配置の影響に着目するために、背景領域は考慮せず波形合成を実施した。地震調査研究推進本部による震源モデル²⁾のうち、元禄関東地震の Q3 ケースをベースとして、アスペリティ 1 と 2 の位置をグリーン関数の振幅が大きい領域へ移動させた。本研究で設定した SMGA と比較して、その元となった Q3 ケースは新宿サイトとの距離が近いため、均質地盤の場合には Q3 ケースの計算地震動の方が大きくなる。図 4.11 には新宿サイトにおける速度応答スペクトル（すべり角 0° , $h = 5\%$, $T = 3 \sim 5$ s）の空間分布を併せて示した。

表 4.1 に各 SMGA の震源諸元を示す。SMGA の配置以外は従来の震源設定を使用している。各要素震源の震源メカニズムとしては、4.2 節と同様にフィリピン海プレートの形状から算出した走向と傾斜を用い、すべり角については 140° を仮定した。破壊開始点は図中星印とし、破壊伝播速度 V_R は 2.7 km/s とした。また、震源時間関数には中村・宮武の式¹²⁾を用いた。

図 4.12 に新宿地点における波形合成結果を示す。地震調査研究推進本部の SMGA で計算した波形と比較すると、時刻 100 秒未満に違いが見られ、本論の計算結果の方が大振幅かつ振幅が大きい時間が長い。すなわち、グリーン関数の S_V と V_E が大きくなる領域に SMGA を配置することにより、波形合成結果が大きくなることがわかった。また、応答スペクトルを見ると広い周期で本論の結果が 2 倍程度大きくなった。

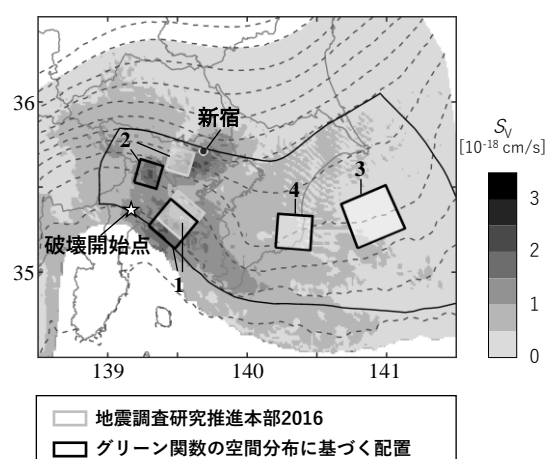


図 4.11 既往の強震動生成域配置と新宿サイトのグリーン関数分布に基づく配置

表 4.1 強震動生成域 (SMGA) のパラメータ

	No.1	No.2	No.3	No.4
地震モーメント [10^{19} Nm]	20.9	6.39	51.6	18.7
ライズタイム [s]	4.34	2.93	5.89	4.18
すべり量 [m]	9.2	6.2	12.4	8.9
面積 [km^2]	550	250	1010	510
応力効果量 [MPa]	29.7	29.7	29.8	29.8

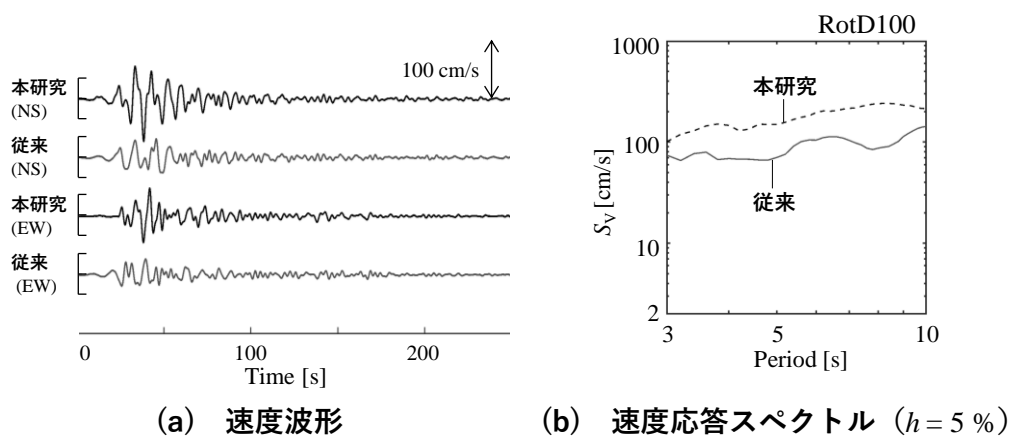


図 4.12 新宿サイトにおける波形合成結果

4.6 考察

本章では、サイトと震源域を結ぶグリーン関数を建物応答の観点から可視化して SMGA を配置する方法とその効果を検討することを目的として、首都圏で発生が危惧される相模トラフ沿いのプレート境界地震を題材に数値シミュレーションを実施した。検討では、可視化したグリーン関数の空間分布に基づき SMGA を配置した場合と既往の SMGA 配置による波形合成の結果を比較して、その効果を確認した。また検討に併せて、グリーン関数が大きくなる震源領域については、そこから生ずる地震波の伝播経路を推定することで空間分布の解釈が可能か検討した。

要素震源とサイト間のグリーン関数を震源域に可視化したところ、東京都心から見て南方から西方の平野端部に沿った領域でグリーン関数の振幅が大きく、継続時間が長くなる震源領域が見られた。そこに SMGA を配置して波形合成を行うと、従来の計算結果よりも大きく、長くなることがわかった。以上から、グリーン関数の応答スペクトルやエネルギースペクトルの空間分布を可視化し、応答スペクトルやエネルギースペクトルが大きくなる領域に SMGA を配置することで長周期地震動の震源位置による変動を考慮した地震動予測ができることがわかった。

ただし、建物周期と減衰定数やサイトを変えた場合のグリーン関数の空間分布によると、地震動が大きくなる震源領域がこれらにより変化することが確認された。すなわち、対象とする建物の振動特性や都市ごとにグリーン関数の空間分布を可視化する必要がある。加えて、本検討では、周期 3～5 秒と周期 5～7 秒と 2 秒間の平均値を用いたが、実際に可視化する場合には、建物の減衰定数などを考慮して、より細かい間隔で平均値を計算することも考慮すべきである。

また、要素震源のすべり角を変えた場合のグリーン関数の空間分布によると、単一の設定値 (140°) の計算結果と複数の設定値 ($0\sim 170^\circ$) の計算結果の最大値について、地震動が大きくなる震源領域の方角やおおよその分布が対応しており、すべり角による空間分布の変化は大きくないと考えられる。

次に、センブランス解析により計算波形の伝播経路を推定し、地震動が大きくなる震源領域から生ずる地震波は都心部で波線が集中することを確認した。これまで関東平野周辺で発生した地震については、既往の研究¹³⁾⁻¹⁶⁾により関東平野内で波線が合流や集中することは確認されてきたが、関東平野の直下に位置する海溝型地震についても同様の現象がある可能性が示唆された。

本章で提案した方法の限界は、震源モデルや地下構造モデルの精度に依存することであり、実現象と完全に一致はしないと考えられ、また、SMGA 以外のすべり角・ライズタイム・地震モーメント等の震源パラメータについても検討の余地がある。しかし、本論の成果を活用すれば、実建物の構造設計において使用される数値解析モデル

などの解析条件の中でより安全側の検討ができるようになるため、工学的な意義があると考えられる。具体的には、SMGA 配置の根拠が明確ではない震源断層を想定する場合などに、グリーン関数の空間分布を参照することで、サイトに影響が大きい SMGA 配置を推定することができる。また、この方法で作成した地震動を設計に反映しなくとも、従来の考え方にに基づき設定した SMGA 配置が安全側かどうかを確認する場合にも利用できる。

これまでは過去の震度分布を再現するように設定されたアスペリティ位置に基づき SMGA を配置することを基本としており、震源モデルが先にある考え方であった。しかし、サイトと建築構造物にとって影響が大きな震源像を把握する本研究のアプローチは、社会的に重要度が高い超高層建物や病院、原子力関係施設などの設計に活用できる。低層の耐震構造の計画は、本論文の成果の活用範囲を超えるが、免震建物の場合には本論文のアプローチが活用できる。原子力関係施設の場合は、本論文で扱った関東平野よりも硬質な地盤に計画されるものの、既往の研究¹⁷⁾から震源付近の平野構造もサイトの地震動に影響を与えることが指摘されており、計画地周辺の活断層を対象に、本研究と同様の検討を実施することで長周期構造物の安全性をより高められると考える。

4.7 本章のまとめ

本章では、サイトと震源域を結ぶグリーン関数を建物応答の観点から可視化して SMGA を配置する方法とその効果を検討することを目的として、首都圏で発生が危惧される相模トラフ沿いのプレート境界地震を題材に数値シミュレーションを実施した。

震源域におけるグリーン関数の空間分布は震源距離によらない分布となっており、特定の領域でグリーン関数の応答スペクトルやエネルギースペクトルが大きくなることを確認した。その領域に SMGA を配置した場合と既往の SMGA 配置による波形合成の結果を比較したところ、従来の計算結果よりも振幅が大きく、継続時間が長くなる効果を確認した。以上から、グリーン関数の応答スペクトルやエネルギースペクトルの空間分布を可視化し、応答スペクトルやエネルギースペクトルが大きくなる領域に SMGA を配置することで長周期地震動の震源位置による変動を考慮した地震動予測ができることがわかった。

また、題材とした相模トラフ沿いのプレート境界地震と首都圏での地震動について以下のことがわかった。

- ・東京都心（新宿サイト・丸の内サイト）や横浜サイトについては、サイト南方から西方の関東平野端部に沿った震源領域でグリーン関数の振幅が卓越する。各サイトの直下の震源領域でもグリーン関数の卓越は見られたが、それと同等以上の振幅であった。
- ・千葉サイトについては、サイト南方のフィリピン海プレートが浅い震源領域でグリーン関数が卓越する。
- ・新宿サイトについて確認されたグリーン関数が卓越する南方から西方の震源領域についてセンブランス解析により波動の伝播経路を推定したところ、サイト周辺で波線が集中しており、これが卓越の原因であることが確認された。

参考文献

- 1) Petukhin, a. et al.: Visualization of Green's Function Anomalies for Megathrust Source in Nankai Trough by Reciprocity Method, Earth Planets and Space, Vol. 68, No.4, 2016.1
- 2) 地震調査研究推進本部：長周期地震動評価 2016 年試作版－相模トラフ巨大地震の検討－，2016.10
- 3) 東京都：首都直下地震等による東京の被害想定，2012.4
- 4) 中央防災会議：首都直下地震の被害想定と対策について（最終報告），2013.12
- 5) Koketsu, K. et al.: Progress Towards a Japan integrated Velocity Structure Model and Long-Period Ground Motion Hazard Map, the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, S10-038, 2008.10
- 6) 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
- 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振動性状の評価手法，日本建築学会構造系論文集，第78巻，第694号，pp. 2083-2091，2013.12
- 8) Clayton, R. and Engquist, B.: 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
- 9) Cerjan, C. et al.: A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equations, GEOPHYSICS, Vol. 50, No. 4, pp. 705-708, 1985.4
- 10) Neidell, N. S. and Taner, T.: Semblance and Other Coherency Measures for Multichannel Data, GEOPHYSICS, Vol. 36, No. 3, pp. 467-618, 1971.1
- 11) Boore, D. M.: Orientation-independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic intensity from Two Horizontal Components of Motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 4, pp. 1830-1835, 2010.8
- 12) 中村洋光，宮武隆：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震 第2輯，第53巻，第1号，pp. 1-9，2000
- 13) Kato, K., Aki, K. and Teng T.: 3-D Simulations of Surface Wave Propagation in the Kanto Sedimentary Basin, Japan – Part 1: Application of the Surface Wave Gaussian Beam Method, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, No. 6, pp. 1676-1699, 1993.12
- 14) Hisada, Y., Aki, K. and Teng T.: 3-D Simulations of Surface Wave Propagation in the Kanto Sedimentary Basin, Japan – Part 2: Application of the Surface Wave BEM, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, No. 6, pp. 1700-1720, 1993.12
- 15) Koketsu, K. and Kikuchi, M.: Propagation of Seismic Ground Motion in the Kanto Basin, Japan, Science, Vol. 288, No. 5469, pp. 1237-1239, 2000.5
- 16) Furumura, T. and Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo During the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-Ken Chuetsu, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 863-880, 2007.6
- 17) 山田沙代，平井敬，福和伸夫：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，日本建築学会構造系論文集，第82巻，第738号，pp. 1165-1175，2017.8

第 5 章

結論

5.1 本研究のまとめ

本研究では、超高層建物など長周期構造物に潜在する長周期地震動への脆弱性を低減し、より安全に長周期構造物を設計できるような知見を得ることを目的とし、これまでに国内で蓄積された都市部における長周期地震動の観測記録を分析したり、三次元地下構造モデルを用いた数値シミュレーションを実施したりして、震源位置などの震源条件と長周期地震動の性状の整理を実施した。また、都市部に影響が大きい震源条件の可視化を行い、観測事実や物理モデルに基づき合理的に震源条件の選定が容易に行える方法を提案し、その効果を確認した。

第 1 章では、全体の導入として本研究の主旨と目的を述べ、既往の研究や成果について俯瞰した。

第 2 章では、観測記録や数値シミュレーションに基づき、震源位置による長周期地震動の変動の特徴を調査した。新宿サイトを対象に、観測記録の分析や数値シミュレーションを実施したところ、東京都心から南東から北の方角の地震で地震動の振幅が大きくなる傾向があることがわかった。なお、卓越周期としては、周期 3 秒～7 秒と幅広く変動することがわかった。

また、建物の振動性状によって長周期地震動の変動から受ける影響が異なることを考え、複数の減衰定数を設定して応答スペクトルを計算して検討に用いた。その結果、減衰定数が異なっても、振幅が大きい震央方位の大きな特徴は同じであるが、厳密には振幅が大きい震央方位の中での大小関係が減衰定数により異なっていることを確認した。すなわち、同じサイトであっても建物の振動性状によっては影響が大きい震央方位が異なる可能性がある。さらに、複数サイトについて、震央方位によるグリーン関数の変動を確認した。今回対象とした主要都市部に共通する特徴として、主に西

側の震央方位について応答が大きくなる傾向が見られたが、基本的には同じ関東平野上のサイトでも、サイトによって影響の大きな震央方位が異なることがわかった。

以上から、堆積盆地と震源方位による長周期地震動の変動については、同じ堆積盆地であってもサイトや建物の振動性状ごとに、影響の大きな震央方位を確認する必要があることがわかった。

また、長周期地震動の変動に関係する因子として震源方位に加え、震源深さが重要であることがわかった。具体的には、震源が浅いと（10 km 程度）方位による長周期地震動の変動が明瞭に確認できるが、震源が深くなるほど変動は不明瞭になる傾向にあった。加えて、関東平野におけるサイト（平野サイト）の観測記録では長周期帯の振幅に変動が見られるが、関東平野周辺の岩盤サイトでは変動の度合いは小さかった。これより、関東平野の地下構造が長周期地震動の変動に大きな影響を与えていることが確認された。

第3章では、堆積盆地と震源位置による長周期地震動の変動の要因について、数値シミュレーションと観測地震動に基づく検討を行った。単純な盆地モデルや関東平野の地盤モデルおよび観測記録によると、盆地内における表面波の波線（伝播経路）の集中が、長周期地震動の変動の要因の一つであることがわかった。具体的には、異なる震央方位の複数の地震について、盆地内における表面波の伝播経路および振幅の空間分布を確認すると、表面波が集中して振幅が大きくなる場所が震央方位によって異なることがわかった。

また、盆地内部から震央を見た場合の盆地端部の形状が凸となる場合に、盆地内部において振幅が増幅しやすい傾向が見られた。これは、盆地端部付近よりも盆地内部の方が表面波の伝播速度が遅いため、盆地端部付近～盆地内部で屈折した表面波が集合するためである。関東平野における、南～北の方位における盆地端部形状がこれに対応する。逆に、盆地端部の形状が凹となる場合には、表面波は波面を広げるように伝播し、集中しづらいため、振幅としても大きくなりにくい。こういった特徴が第3.3節の検討における距離減衰性状に現れていると考えられる。関東平野における、北～東の方位における盆地端部形状がこれに対応する。

第4章では、サイトと震源域を結ぶグリーン関数を建物応答の観点から可視化して SMGA を配置する方法とその効果を検討することを目的として、首都圏で発生が危惧される相模トラフ沿いのプレート境界地震を題材に数値シミュレーションを実施した。震源域におけるグリーン関数の空間分布は震源距離によらない分布となっており、特定の領域でグリーン関数の応答スペクトルやエネルギースペクトルが大きくなることを確認した。その領域に SMGA を配置した場合と既往の SMGA 配置による波形

合成の結果を比較したところ、従来の計算結果よりも振幅が大きく、継続時間が長くなる効果を確認した。以上から、グリーン関数の応答スペクトルやエネルギースペクトルの空間分布を可視化し、応答スペクトルやエネルギースペクトルが大きくなる領域に SMGA を配置することで長周期地震動の震源位置による変動を考慮した地震動予測ができることがわかった。

5.2 今後の展望

本研究では、長周期構造物の構造設計に利用する入力地震動策定の高度化を目指し、観測記録や数値シミュレーションに基づく種々の検討を実施した。本論文において、これらの検討により一定の成果が得られたものとする。

しかし、今後解決すべき問題や、より一層の手法の高度化に向けた課題は多数存在する。まず、本研究では、長周期地震動の観測記録に加え、3次元地下構造モデルを用いた数値シミュレーションにより種々の検討を行っている。本研究を通じて、観測記録と数値シミュレーションの対応を確認しながら検討を進めているものの、観測記録が得られていない震央方位（例えば関東平野西側の領域など）については、今後の観測記録の蓄積を待って、数値シミュレーションの精度の確認をしていく必要がある。また、遠方の地震が対象になることを考えると、広域な範囲のモデル精度を確認していく必要がある。とはいえ、本研究で使用した地下構造モデルは、実際の地盤調査や地震記録と対応をさせながら作られてきたものであるから、得られる傾向には大きな影響はないと考えている。加えて、震源モデルの設定条件についても検討の余地はある。具体的には、SMGA 以外の破壊開始点やライズタイム、地震モーメント等の震源パラメータの設定も長周期地震動の性状に影響を及ぼすであろう。

また、本研究では、関東平野における地震動を対象に検討を行った。取り扱った震源位置による地震動の性状の変化については、既往研究において大阪平野や濃尾平野でも同様の性状の指摘がされている。影響のある周期帯や建物については差異があることが予想されるものの、関東平野の特徴と同様に、震源位置により波動伝播の性状が異なり、平野内で波動が集中して地震動が大きくなることが十分に考えられるため、他平野についても本研究と同様の方法で震源位置による地震動の変化と伝播経路の関係を整理すること・南海トラフなどの震源域における都市部へ影響の大きな場所を把握することが必要である。

今後は、本研究の方法を展開して、活断層についても同様の方法で検討をしていく必要がある。具体的には、第2章で実施したように数値解析や観測記録に基づき、影響の大きな震源方位およびその方位の活断層を抽出して、第4章で実施したような、1つの震源断層に注目した場合に対象サイトで長周期地震動が大きくなりやすいSMGA配置を評価することで、影響の大きな地震および震源条件を把握することを実施する必要がある。

ただし、建物を設計する度に、本手法と同様のプロセスをたどることは困難であると思われるので、超高層建物が多く立地する各都市においては、予め上述の方法で影響の大きな地震および震源条件を見える化しておくことで、円滑に入力地震動の策定

が行えると考え。本論文の関東平野における分析から、盆地構造の端部形状が平野内に対して凹となっている場合には、平野内部で地震波の集中が生じる可能性があるため、そういった関係にある平野とサイトでの検討時には本論文と同様のプロセスを実施することで、選定地震に漏れのない入力地震動の策定が行えると考えられる。

本研究で提案した方法に基づき、入力地震動の作成を行った際には、通常に作成する地震動よりも大きくなることが多いと考えられるため、どのように構造設計に取り込んでいくかを考えることが非常に重要な課題である。全ての建物においてこの方法を適用することは現実的に難しいと考えられるが、例えば原子力構造物・病院構造物・防災拠点など重要な建物について検討していくことは我が国の防災上、必要であると考え。また、一般建物についても、レベル2（極めて稀に起こる地震に対して損傷するが修復可能な程度の被害に留める）として考慮できない場合でも、レベル3（巨大地震に対して、大きな損傷は残るが倒壊することはなく、余震にも耐えて人命を確実に守る）として考慮しておくことが必要だと考える。少なくとも、発生が懸念される地震動を考慮から外すのではなく、それにより建物が受ける影響を知っておくことは非常に重要であると考えている。

発表論文一覧

学術誌

- 1) 寺島芳洋、平井敬、福和伸夫：堆積盆地構造が地震動の周期特性に与える影響、日本建築学会構造系論文集、第 80 巻、第 708 号、pp.219-229、2015.2
- 2) 寺島芳洋、福和伸夫：関東平野における長周期地震動の伝播特性と震源位置による変動、日本地震工学会論文集、Vol.19、No.6、pp.16-35、2019.10
- 3) 寺島芳洋、福和伸夫：グリーン関数の震源位置依存性と強震動生成域の配置が計算地震動に与える影響、日本建築学会構造系論文集、第 86 巻、第 783 号、pp.696-705、2021.5

国際会議

- 1) Y. Terashima, Y. Sato: Variation of Response Spectra and Group Delay Time of Ground Motions in the Kanto Basin, Japan, proceedings of 16th WCEE, 8p., 2017.1
- 2) Y. Terashima, N. Fukuwa: Variation of Long-period Ground Motion Caused by SMGA Distribution of the Sagami Trough Earthquake, proceedings of 17th WCEE, 12p., 2020.9

口頭発表

- 1) 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、pp.151-152、2012.9
- 2) 高橋広人、寺島芳洋、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 2 仮想超高層建物モデルを用いた応答解析、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.153-154、2012.9
- 3) 寺島芳洋、福和伸夫、護雅史、宮腰淳一、平井敬：有限差分法による表面波を含む理論波形に対するスペクトルインバージョンの適用性、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.329-330、2013.8
- 4) 寺島芳洋、高橋広人、福和伸夫：大規模堆積盆地における地盤卓越周期の変動と長周期建物の耐震設計における課題、日本建築学会大会東海支部研究報告集、第 51 号、pp.153-156、2013.2
- 5) 寺島芳洋、平井敬、福和伸夫：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-、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.421-422、2014.9
- 6) 寺島芳洋、佐藤吉之：関東平野で観測される長周期地震動の変動特性、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.1049-1050、2016.8
- 7) 寺島芳洋、佐藤吉之：関東平野で観測される長周期地震動の変動特性 その 2 スペクトルインバージョンを用いた検討、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.247-248、2017.8
- 8) 恒川裕史、寺島芳洋、香川敬：生活断層に起因した長周期地震動に対する建物損傷リスク評価のための地震動生成に関する研究、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.33-34、2018.9
- 9) 寺島芳洋、佐藤吉之：関東平野で観測される長周期地震動の距離減衰性状に対する震源位置の

影響、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.737-738、2018.9

- 10) 寺島芳洋、福和伸夫：関東平野における長周期地震動の伝播特性と震源位置による変動、第 15 回日本地震工学シンポジウム、pp.1739-1748、2018.12
- 11) 恒川裕史、寺島芳洋：活断層に起因した長周期地震動に対する建物損傷リスク評価に関する研究、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.13-14、2019.9
- 12) 寺島芳洋、福和伸夫：有限差分法による長周期地震動シミュレーションと波線追跡法による伝播経路の推定、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.467-468、2019.9
- 13) 寺島芳洋、福和伸夫：相反定理を用いた関東平野における長周期地震動の震源位置による変動、日本地震工学会・大会－2019 梗概集（日本地震学会・日本地震工学会合同セッション）、10p.、2019.9

謝 辞

本論文は、筆者が名古屋大学大学院 環境学研究科 都市環境学専攻 博士課程前期課程および後期課程や株式会社竹中工務店技術研究所にて実施した研究をまとめたものです。

名古屋大学工学部社会環境工学科（現 環境土木・建築学科）に在学中、受講した福和伸夫教授の講義により防災工学の重要性を意識したことが地震動研究に携わるきっかけとなりました。その後、博士課程前期課程を福和先生の研究室にて過ごし、多くの貴重な指導をいただきました。株式会社竹中工務店入社以降や博士課程後期課程においても、多大なご指導をいただきました。

名古屋大学 飛田潤教授、護雅史教授、荒木慶一教授には本論文の審査の労を取っていただき、多くのご助言を賜りました。飛田先生・護先生には、筆者の名古屋大学工学部在学時より大変お世話になりました。飛田先生には建物振動の観点から、非常に多くのご助言をいただきました。護先生には、著者の地震動に関する研究を進めるにあたり、地盤震動の観点から、よく相談に応じていただきました。荒木先生には、ご多忙の中に限らず、本論文の細部まで非常に丁寧にご覧いただき、貴重なご意見をいただきました。

著者が研究を進め、本論文をまとめるにあたり、広く学内外の方々の御指導・御協力をいただきました。名古屋大学 平井敬助教には、名古屋大学工学部在学時の先輩として、また助教になられた後も非常に親身になってご指導をいただきました。本研究で使用している有限差分法による地震動計算プログラムも平井先生にご提供していただいたものです。株式会社竹中工務店の佐藤吉之博士には、著者の入社後より本研究の内容について、大変ご多忙な中、非常に多くの御指導をいただきました。実際の建築物の構造設計に使うにはどうすべきかなど、議論を重ねさせていただきました。株式会社竹中工務店の井上修作博士には、研究の内容のみならず、波形処理の方法や大量のデータを処理するための高度なコンピュータプログラムの勘所などを丁寧にご教示いただきました。また、株式会社竹中工務店の諸先輩方にも、日々のご助言をいただきました。

上にお名前を挙げさせていただいた方の他にも、多くの方々に御指導・御協力を賜りました。最後に、長年ご支援をいただきました両親と、仕事と学業の両立に全面的に後押しをいただきました家族に感謝いたします。

