



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

寺島芳洋¹⁾, 福和伸夫²⁾

1) 正会員 竹中工務店技術研究所, 研究員

e-mail : terashima.yoshihiro@takenaka.co.jp

2) 正会員 名古屋大学減災連携研究センター, 教授 工博

e-mail : fukuwa@sharaku.nuac.nagoya-u.ac.jp

要 約

関東平野などの不整形な基盤に囲まれた堆積平野では, 観測される長周期地震動の振幅や継続時間, 卓越周期が震源位置により変動することが知られている. この原因として, 震源位置の違いに起因する表面波の伝播経路の差異が考えられる. そこで, 関東平野およびその周辺で観測された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) や表面波の伝播経路について検討を行った. その結果, 震源位置や周期・成分によって伝播特性に差異があること, この差異の要因の一つとして震源位置により表面波が集中する場所が異なること, 平野内部に対して盆地端部が取り囲むようにある場所や平野内を伝播する表面波が反射・屈折する盆地端部付近において表面波が集中しやすいことがわかった.

キーワード: 長周期地震動, 震源位置, 伝播特性, 距離減衰, 関東平野

1. はじめに

近年, 都市部に超高層建物や免震建物が多く建設され, 長周期・長時間地震動 (以降, 長周期地震動と呼ぶ.) への安全性が懸念されている. 2007年新潟県中越沖地震や2011年東北地方太平洋沖地震などの地震では, 都市部の超高層ビルが大きく長く揺れ, エレベーターや内装材に被害が生じた^{1),2)}.

長周期地震動の予測手法には, 有限差分法³⁾を用いた理論的手法と地震記録に基づく距離減衰式⁴⁾⁻⁶⁾を用いた経験的手法などがあり, これらの手法を用いた検討が実施されている. 内閣府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^{7),8)}, 国土交通省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⁹⁾.

関東平野などの不整形な基盤構造を有する堆積平野では, 発生する長周期地震動の振幅や継続時間, 卓越周期が震源位置によって異なることが知られている^{6),10)-16)}. 座間¹⁰⁾, 植竹¹¹⁾, 湯沢・南雲⁶⁾は東京における長周期地震動の振幅と卓越周期が震源位置に依存すること, Ishii¹²⁾は継続時間が震源位置に依存することを指摘した. これらの変動の一因として, Furumura and Hayakawa¹³⁾は, 2004年新潟県中越地震に関して, 関東平野内の表面波の伝播について検討しており, 新宿などの東京都心においては複数の伝播経路をたどった表面波が合流して地震動が大きくなることを指摘した. また, 平井・福和¹⁴⁾, 寺島他¹⁵⁾は不整形な盆地構造における地震波の入射方位による伝播特性の違いを指摘した. 山田他¹⁶⁾は, 中部地方に関する検討を実施し, 盆地に至るまでの伝播経路に存在する付加体などの堆積物も長周期地震動の震源位置への依存性に影響すると指摘している. このように, 震源から観測点に至る伝播特性が震源位置によって変化することが一つの要因となって, 長周期地震動の振幅などが変動すると考えられる.

このような震源位置に対する長周期地震動の変動に対して、前述の理論的手法では3次元地下構造モデルを用いることで物理的には計算可能であるものの、変動に注目して解析結果と観測記録を比較した例はほとんどなく、事例の蓄積が必要である。また、経験的手法に関しては長周期地震動の変動をモデル化した例はない。長周期地震動の変動に関する既往の研究についても、距離減衰性状など伝播特性に注目した検討はほとんど見られず、経験的手法のモデル化のためには伝播特性の整理が必要である。

本研究では、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。まず、3章では、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た。次に4章では、3章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、各章の検討においては観測記録と数値解析の比較を行った。

2. 検討に使用した観測記録と数値解析モデルについて

2.1 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 1 に地震一覧を、図 1 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 1 に×で示す観測点は後述の理由で●の観測点とは区別して検討に用いる記録を示す。

2.2 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³⁾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。3次元解析には防災科学技術研究所の GMS¹⁷⁾を用いた。

震源諸元は表 1 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 2 に3次元解析に使用した全国 1 次地下構造モデル¹⁸⁾の地震基盤の分布を示す。関

表 1 検討対象とした地震一覧

| No | Date | Time (JST) | Epicenter | | JMA | F-net | | Depth (km) | Strike (°) | Dip (°) | Rake (°) |
|-----|--------------|---------------|-----------|-----------|-----|-------|------------|---------------|---------------|------------|-------------|
| | | | Latitude | Longitude | M | 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 |

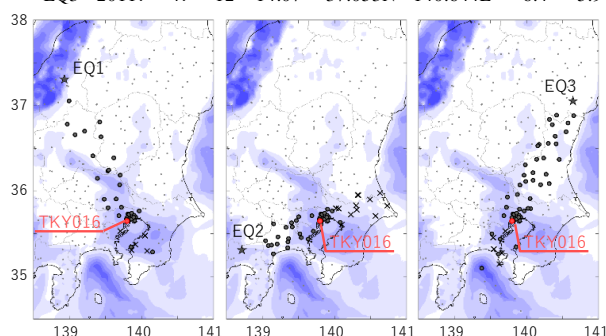


図 1 各地震の震央（★）と観測点（●）
（×は後述の理由で●と区別して検討する観測点）

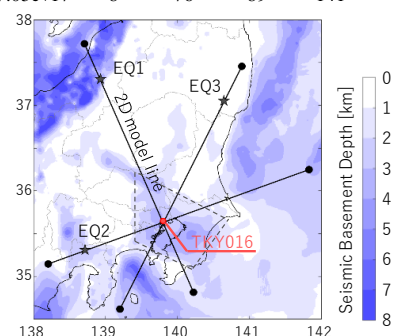


図 2 地震基盤深さの分布
（破線は盆地端部の概形）

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 2）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、地震基盤で浅の 4 層モデルを使用する。表 2 に各層の物性値を示す。また表 3 に数値解析条件を示す。モデル端部は無反射境界¹⁹⁾と吸収境界²⁰⁾とし、非弾性減衰の与え方は Graves³⁾の手法に従った。

3. 各種指標と震央距離の関係

3.1 各種指標の評価方法

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 波の記録や 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 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 Kikuchi²¹⁾や Furumura and Hayakawa¹³⁾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 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 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 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 1 に×で示した観測点についても同様である。

3.2 振幅特性と震央距離の関係

図 4 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、Boore²²⁾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。

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

表 2 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 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 | | |

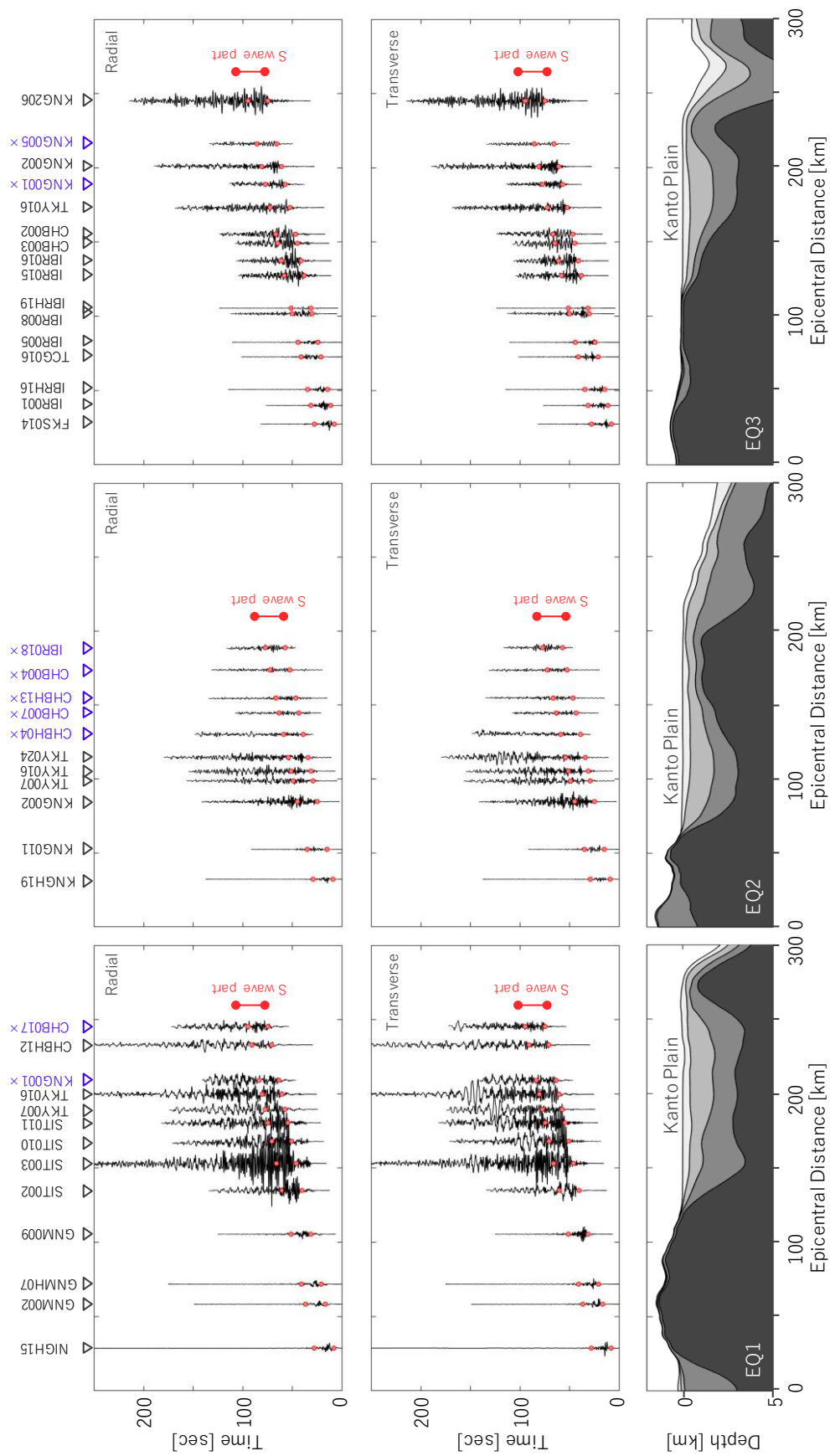


図 3 観測記録のペーストアップ（速度波形）と S 波切出し区間の例

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. al²³⁾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、 $R_{\theta\phi}$ 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、 $R_{\theta\phi} = 0.63$ 、 $FS = 2$ 、 $P_R = 1/\sqrt{2}$ とした。 f_c は川瀬・松尾²⁴⁾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 4 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 4 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、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²⁵⁾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 5 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 5 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 5 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100～150km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5に×で示した近隣地点よりも記録長が短い記録を見ると、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。

3.3 位相特性と震央距離の関係

図6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_{Tgr})を示す。 μ_{Tgr} 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_{Tgr} 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)で除した値を引いて描画している。

図6におけるS波+コーダ波の μ_{Tgr} 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6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と比較すると、特に周期6秒以上においてS波+コーダ波の μ_{Tgr} 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_{Tgr} 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6において観測記録と数値解析結果の μ_{Tgr} 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7に群遅延時間の標準偏差(σ_{Tgr})を示す。群遅延時間の標準偏差(σ_{Tgr})は波群の広がり、すなわち波群の継続時間を示す。図7のS波およびS波+コーダ波の観測記録の σ_{Tgr} 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_{Tgr} の伸長に加え、 μ_{Tgr} 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_{Tgr} が概ね対応していることが確認できる。しかし、上述の μ_{Tgr} 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_{Tgr} 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_{Tgr} 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。

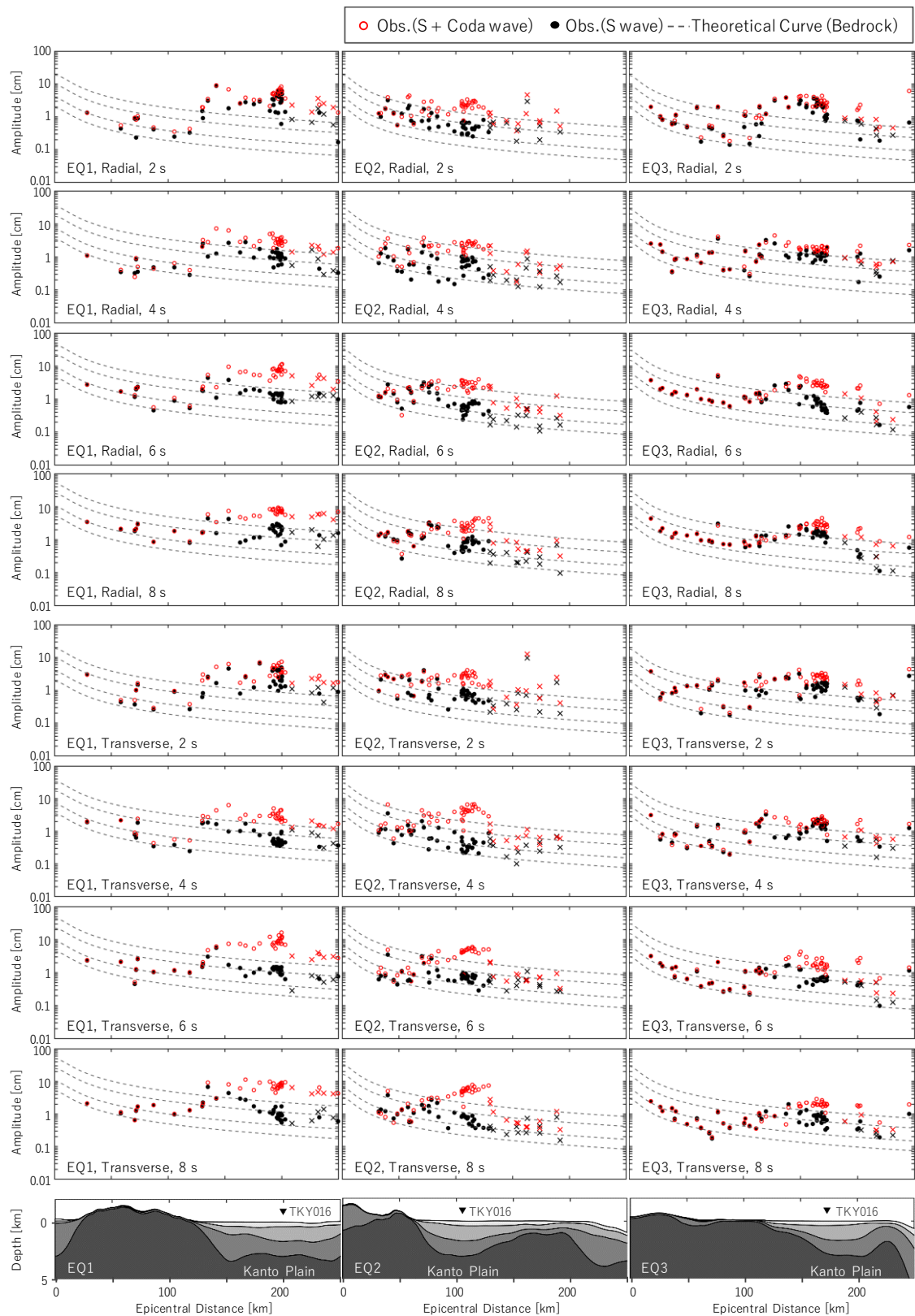


図4 フーリエ振幅と震央距離の関係.

図1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.

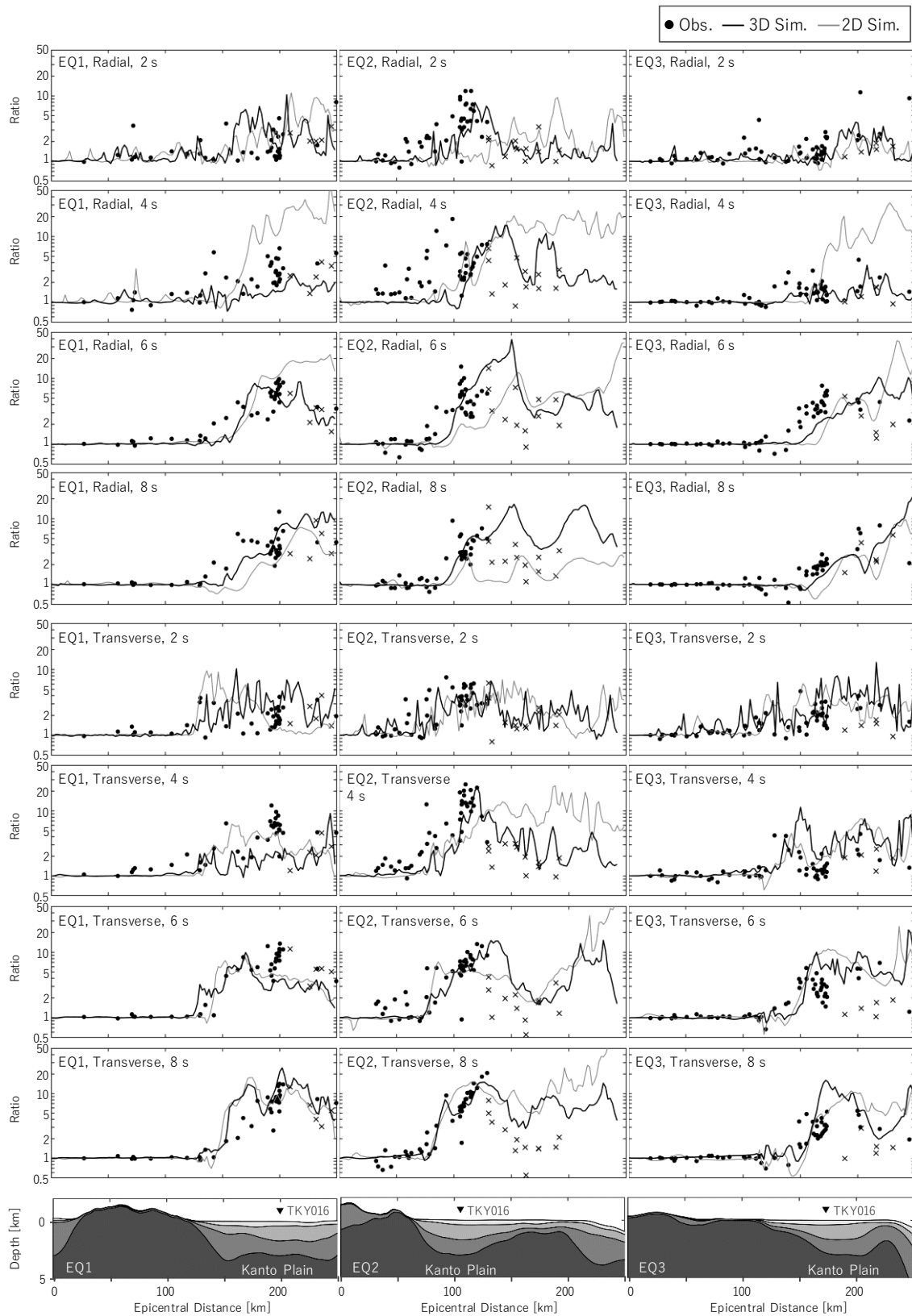


図5 フーリエ振幅比 (S波+コーダ波/S波) と震央距離の関係。

図1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。

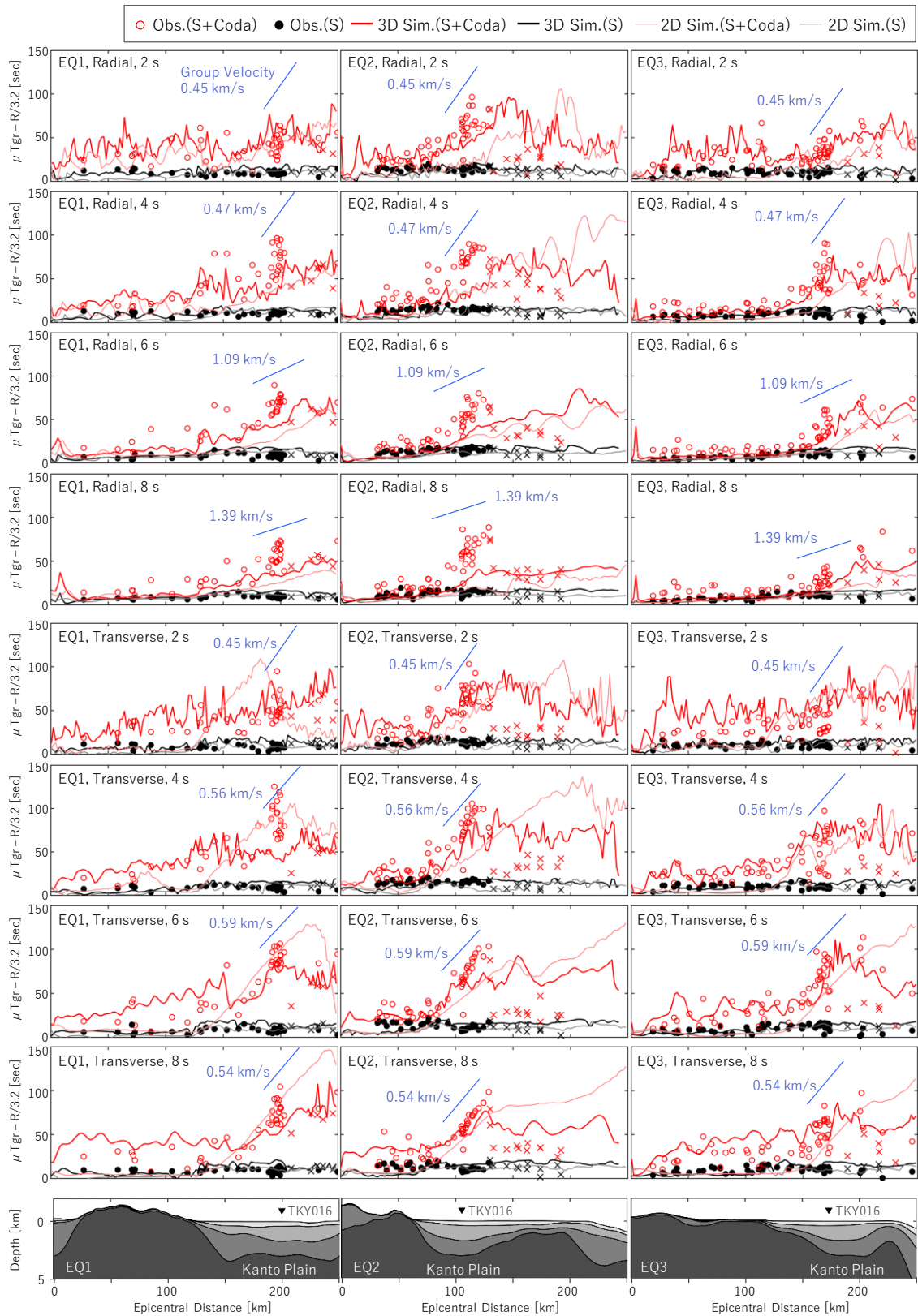


図6 群遅延時間の平均 (μT_{gr}) と震央距離の関係.

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。

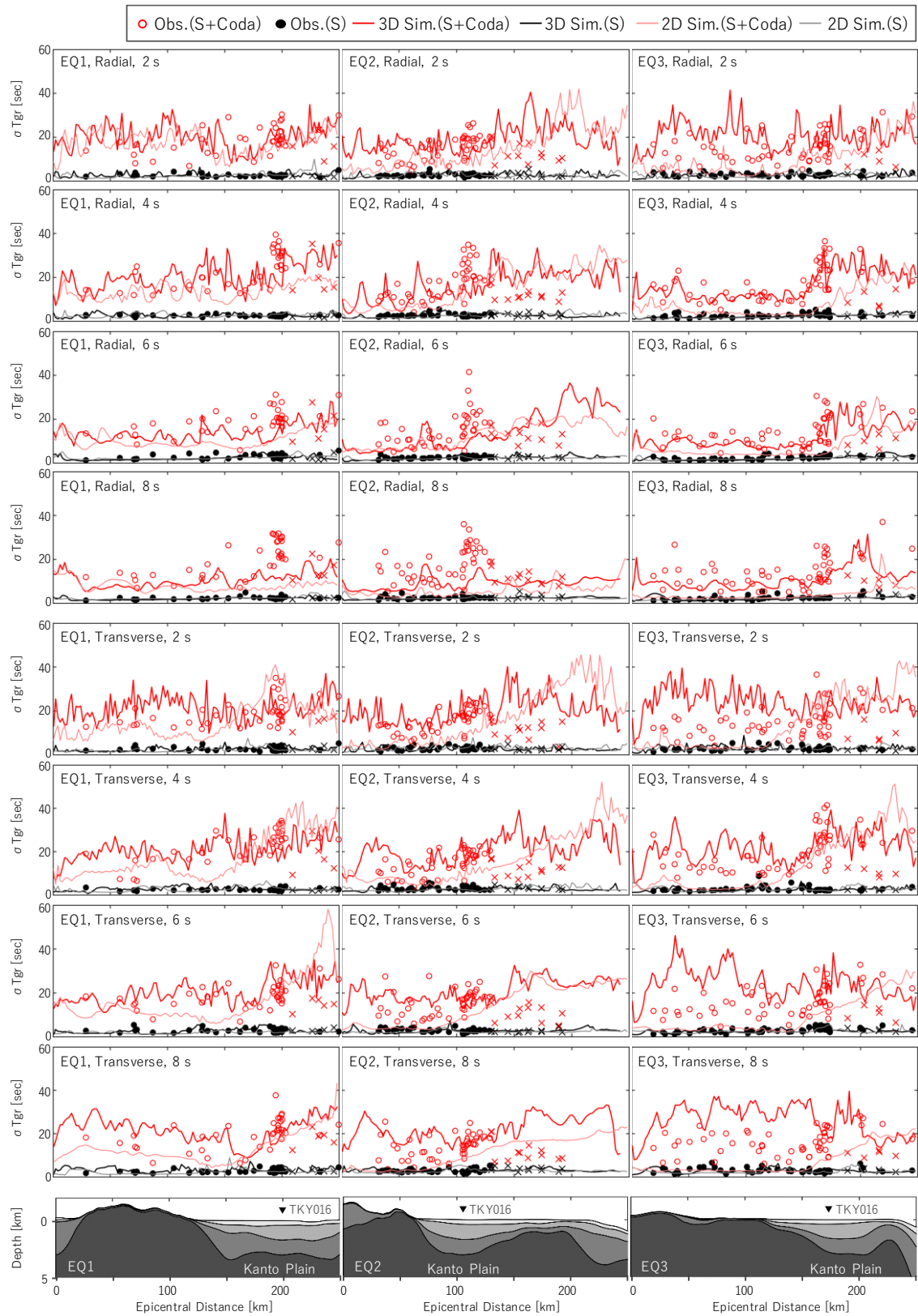


図 7 群遅延時間の標準偏差 (σ_{Tgr}) と震央距離の関係.

図 1 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. 表面波の伝播方位に関する検討

前章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係に影響することが示唆された。既往の研究^{13),21),26)}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。そこで本研究では、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。

4.1 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8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9～図10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。

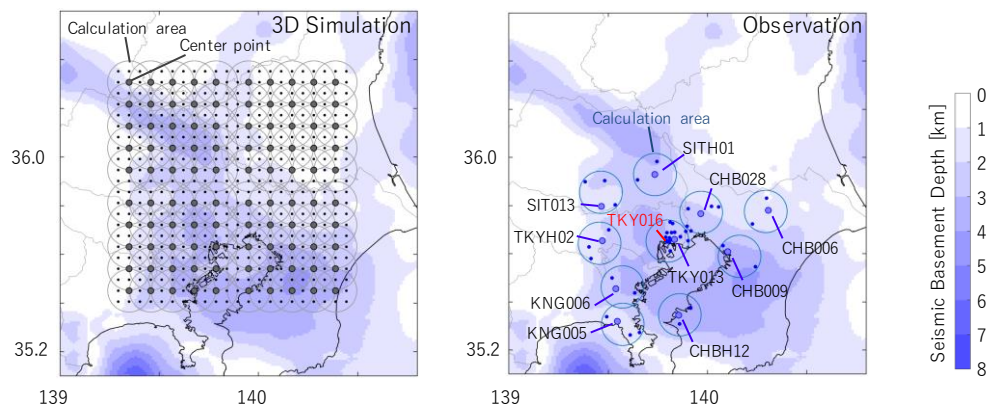


図8 センブランス解析における解析対象点

4.2 表面波の伝播方位と振幅分布の関係

図11～図13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きで示した。数値解析を表す矢

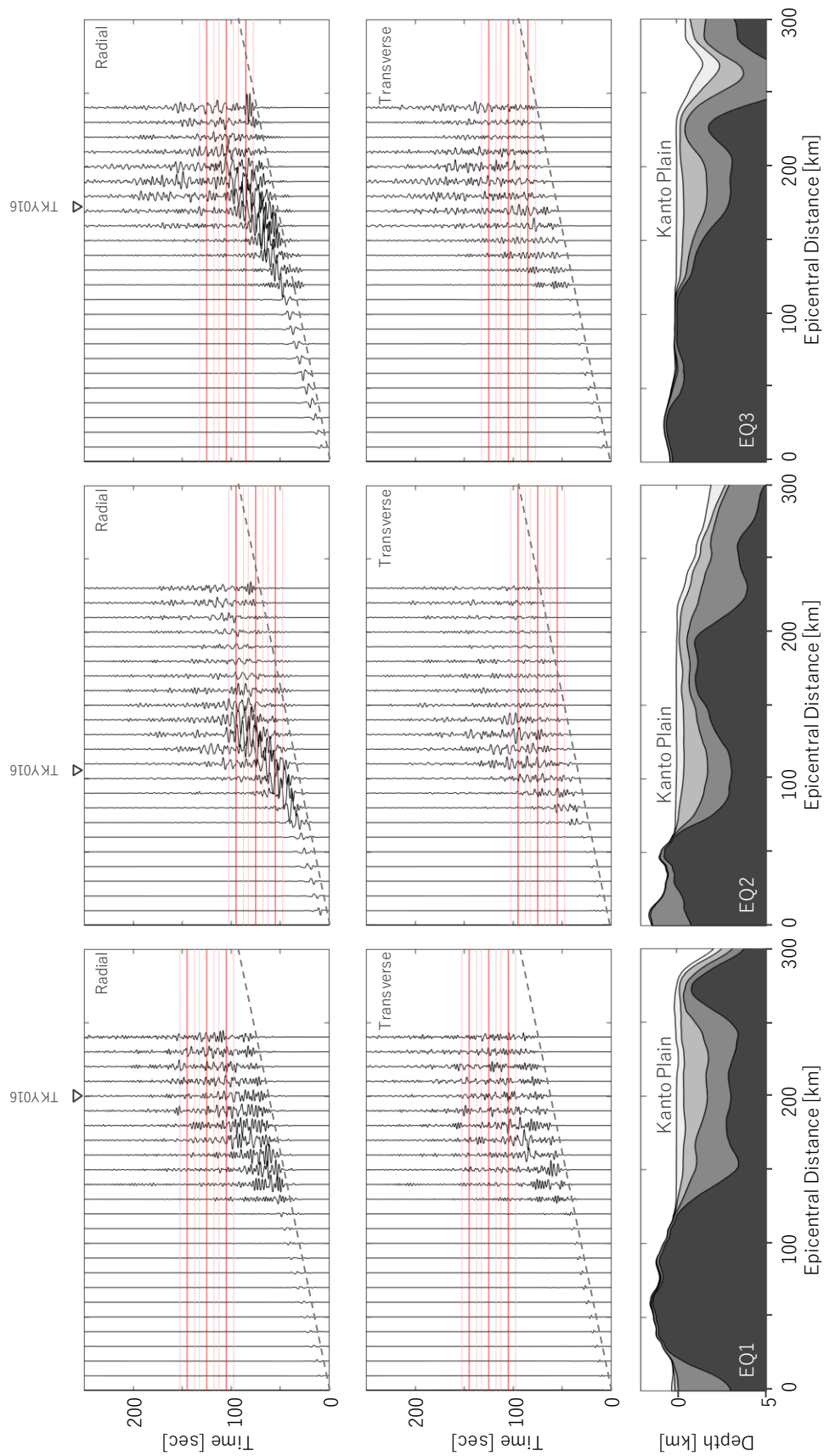


図 9 3次元数値解析波形のペーストアップ（速度）とセンブランス解析の対象時刻

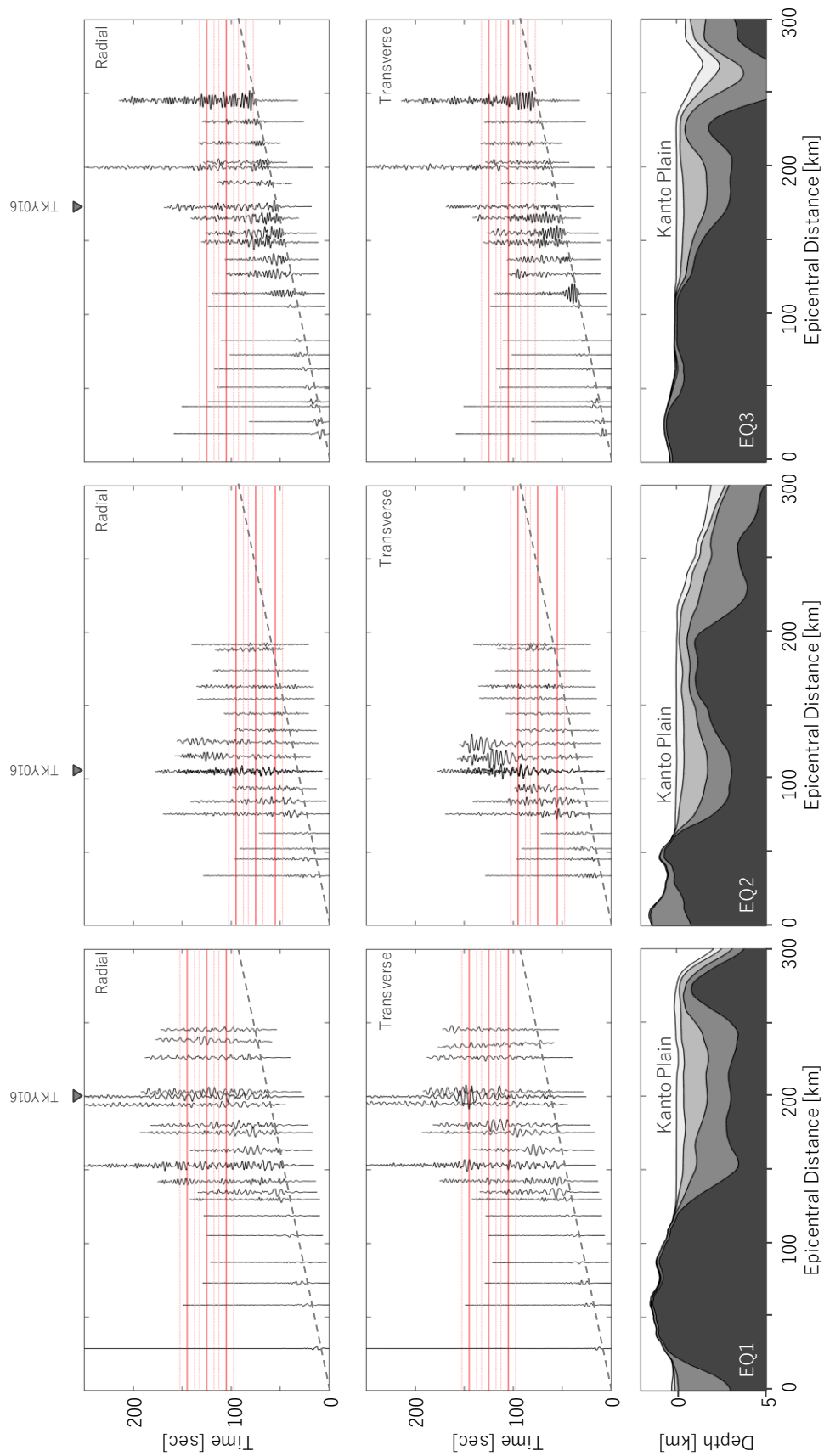


図 10 観測析波形のペーストアップ (速度) とセンブランス解析の対象時刻

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 14 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 13 と図 14 には盆地端部の概形（図 2 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 11～図 13 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 11）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 5 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 12）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 と同じくように図 5 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 5 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 13）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 150～200km 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 5 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。

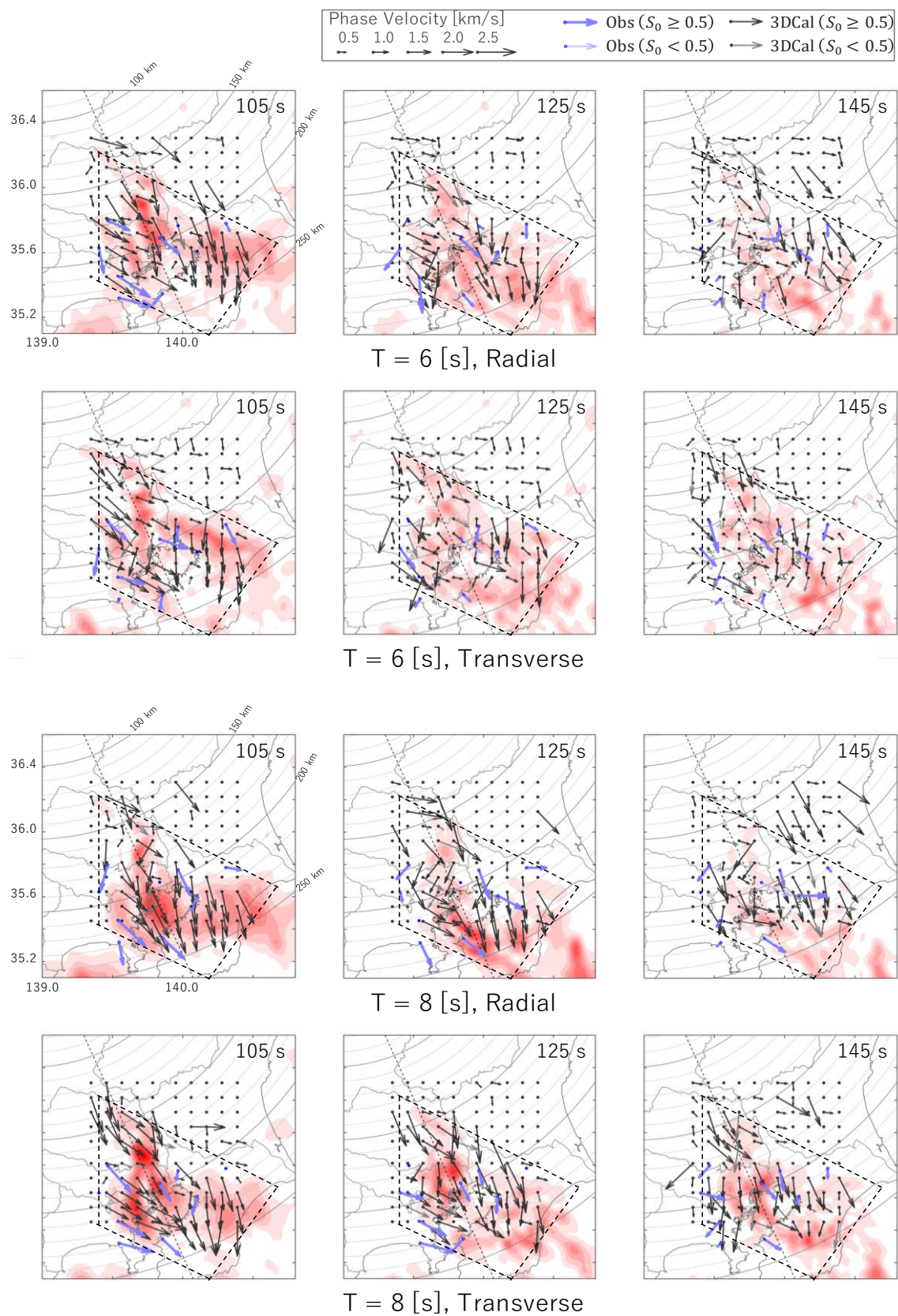


図 11 スナップショットとセンブランス解析結果 (EQ1)
 (図 2 と同様に盆地端部の概形を破線で示す.)

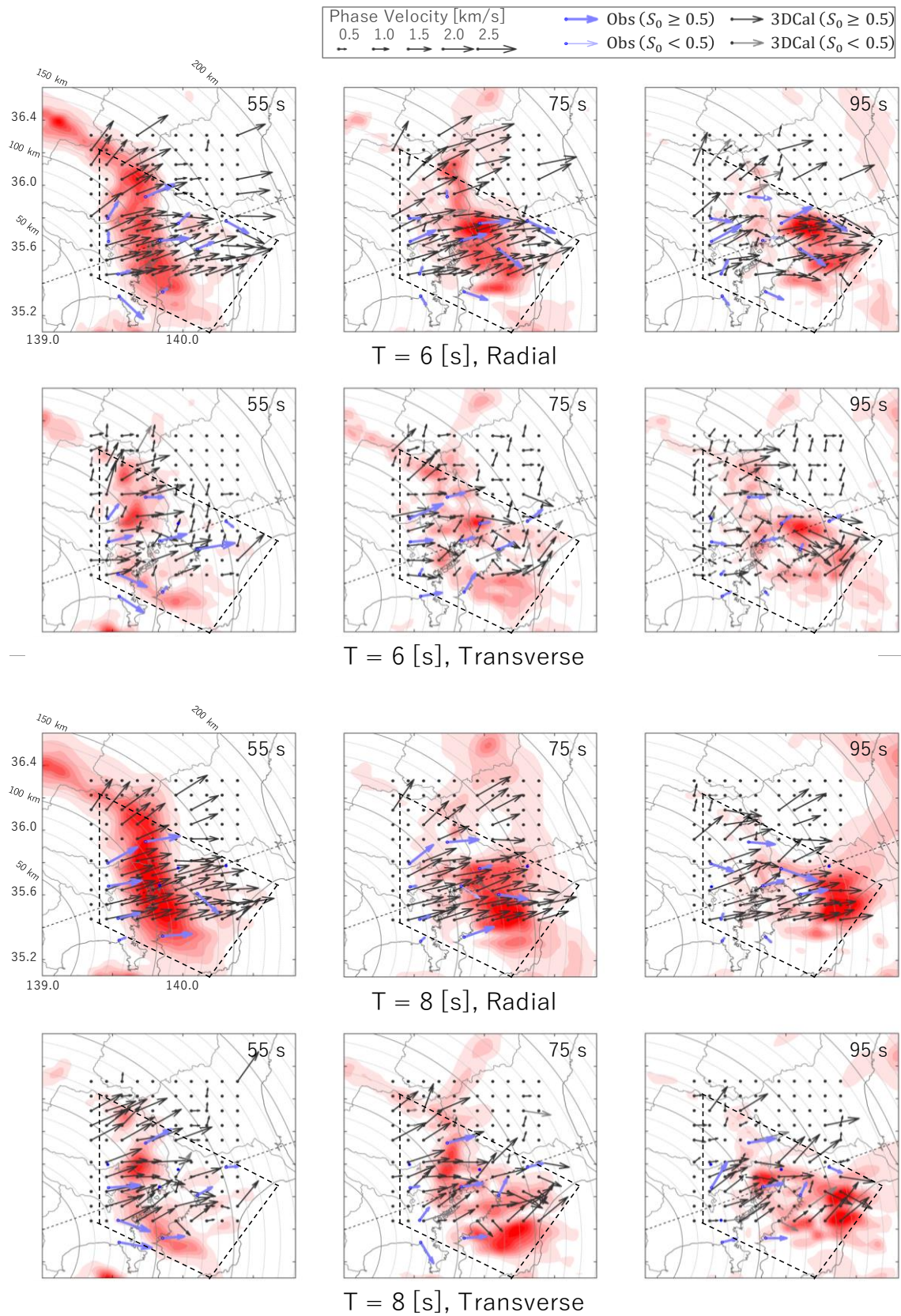


図 12 スナップショットとセンブルス解析結果 (EQ2)
 (図 2 と同様に盆地端部の概形を破線で示す.)

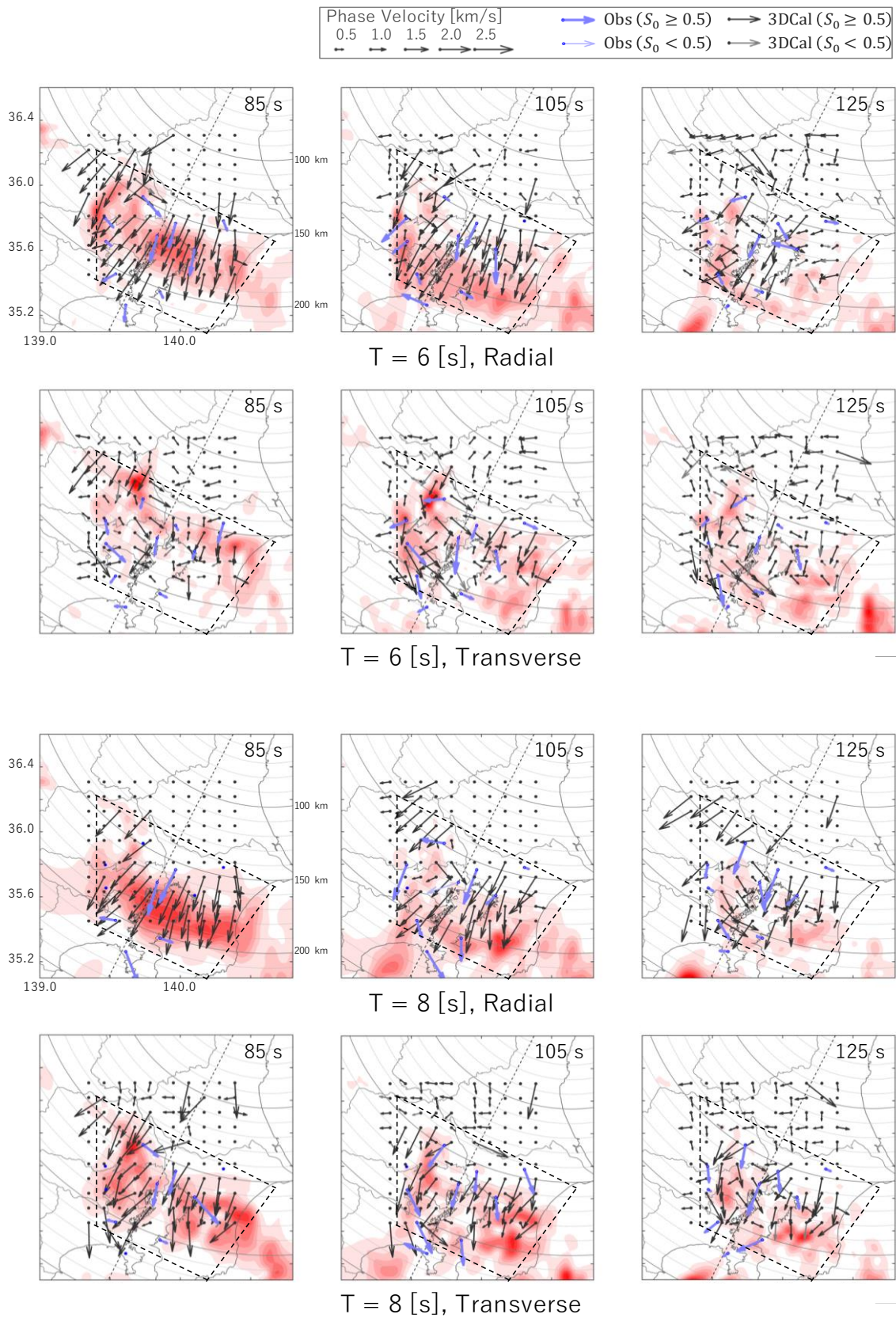


図 13 スナップショットとセンブランス解析結果 (EQ3)
 (図 2 と同様に盆地端部の概形を破線で示す.)

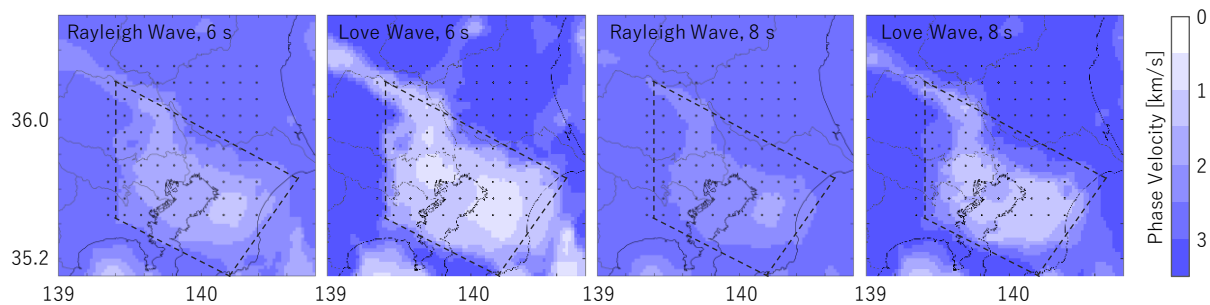


図 14 1次元地盤モデルから計算した表面波の位相速度（基本モード）。
（図 2 と同様に盆地端部の概形を破線で示す。）

また、著者らは既報¹⁵⁾の単純な2層盆地モデルを用いた検討から、盆地端部の形状に起因した平面的な焦点効果と盆地端部における反射・屈折が平野内の地震動を大きくすると指摘しており、本検討の実地盤を模した計算でも平面的な焦点効果や盆地端部における反射・屈折の影響を確認した。

5. 結論

本研究では、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。以下に各章の検討内容と得られた結論を示す。

3章では、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_{Tgr} は傾きが増大し、 σ_{Tgr} は値が大きくなる傾向にあった。
- ・上記の振幅比や μ_{Tgr} の傾きの傾向が、震源位置で異なることがわかった。

4章では、3章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において3章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。

一般の距離減衰式の回帰では、震源方位で共通したパラメータを用いることがほとんどであるが、本研究の結果を考慮すると、震源方位によって変化するパラメータを導入することで回帰の精度が向上する可能性がある。例えば、佐藤²⁷⁾のようにある距離を境に幾何減衰の傾きを切り替え、この距離と傾きを震源方位に依存するパラメータとすることが考えられる。ただし、回帰モデル全体の未知数は増加することになるので、安定した解を得るためには多数の震源方位の観測記録が必要になるであろう。幾何減衰を変化させる距離については、既往の地下構造モデルなどから盆地端部を推定して固定値としても良いと考えられる。今後このようなモデルを用いた検討を実施する予定である。

また本研究を通して、複数の地震の伝播経路およびその特性について観測記録と数値解析を比較し、既往の数値解析モデルを用いて観測記録の伝播特性や伝播方向を概ね表現できることを確認した。しかし、観測記録と数値解析の対応が良くない部分もあり、具体的には新潟方面の地震であるEQ1の周期4秒

と6秒のトランスバース成分では、TKY016付近において数値解析の振幅比が観測記録よりも小さかった。また、この部分の群遅延時間の平均値から数値解析と比べて観測の位相速度が遅い傾向であることを確認した。今回の検討で観測記録と数値解析の対応が悪かった部分については、今後地盤モデルにおける速度構造やQ値構造などを見直す必要があると考えている。

謝 辞

防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの記録を使用させていただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 古村孝志, 武村俊介, 早川俊彦: 2007 年新潟県中越沖地震 (M6.8) による首都圏の長周期地震動, 地学雑誌, Vol.116, pp.576-587, 2007.
- 2) 東京消防庁: 長周期地震動等に対する高層階の室内安全対策専門委員会報告書, 2012, <http://www.tfd.metro.tokyo.jp/hp-bousaika/report/2012/02/index.html> (参照 2019-3-28).
- 3) 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.
- 4) 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, Vol.7, No.2, pp.215-234, 2007.
- 5) 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, Vol.75, No.649, pp.521-530, 2010.
- 6) 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, Vol.12, No.2, pp.41-59, 2012.
- 7) 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 首都直下地震モデル検討会: 南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告, 2015, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_report.html (参照 2019-3-28).
- 8) 首都直下地震モデル検討会: 首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, 2013, <http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/> (参照 2019-3-28).
- 9) 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対策について (技術的助言), 2016, <http://www.mlit.go.jp/common/001136168.pdf> (参照 2019-3-28).
- 10) 座間信作: 気象庁 1 倍強振計記録にみられるやや長周期地震動特性, 消防研究所報告, Vol.76, pp.1-11, 1993.
- 11) 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, pp.4157-4164, 2010.
- 12) Ishii, T.: A Study on Response Duration Time Spectra of Earthquake Motions in Tokyo, 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, 02-0020, 2008.
- 13) Furumura, T., Hayakawa, T.: Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo during the 23 October 2004 M_w 6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 863-880, 2007.
- 14) 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, Vol.78, No.694, pp.2083-2091, 2013.
- 15) 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, 日本建築学会構造系論文集, Vol.80, No.708, pp.219-229, 2015.
- 16) 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, Vol.82, No.738, pp.1165-1175, 2017.
- 17) 青井真, 早川俊彦, 藤原広行: 地震動シミュレータ: GMS, 物理探査, Vol.57, No.6, pp.651-666, 2004.
- 18) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 「長周期地震動予測地図」2012 年試作版, 2012,

http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm (参照 2019-3-28).

- 19) Clayton, R., 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.
- 20) Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R., Reshef, M.: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, GEOPHYSICS, Vol. 50, No. 4, pp. 705-708, 1985.
- 21) Koketsu, K., Kikuchi, M.: Propagation of Seismic Ground Motion in the Kanto Basin, Japan, Science, Vol. 288, pp. 1237-1239, 2000.
- 22) 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.
- 23) 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.
- 24) 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.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) 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.

(受理: 2018年12月19日)

(掲載決定: 2019年8月5日)

Propagation Characteristics of Long-period Ground Motion in the Kanto Plain and Variation due to Source Location

TERASHIMA Yoshihiro ¹⁾, FUKUWA Nobuo ²⁾

1) Researcher, Takenaka Research&Development Institute

2) Professor, Disaster Mitigation Research Center, Nagoya University, Dr. Eng.

ABSTRACT

According to previous studies, in the sedimentary plain on the irregular bedrock such as the Kanto basin, Japan, the amplitude, duration, and predominant period of observed long-period ground motions vary with the hypocenter location due to the difference of the propagation path. In this paper, we investigated the propagation path effects (the relationship between amplitude and phase characteristics and epicenter distance) and the propagation path of surface wave recorded in and around the Kanto Basin. As a result, there were variations in path effects depending on the source location, period, and component. One of the causes of this variations was that the location where surface waves are concentrated differs depending on the source location. Furthermore, surface waves were likely to be concentrated the locations where the basin edge surrounds the inside of the plain and near the basin edge reflecting and refracting surface waves.

Keywords: Long-period ground motion, Source location, Path effect, Attenuation, the Kanto Basin, Japan