

## 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

向井優理恵<sup>1)2)</sup>・古村孝志<sup>1)\*</sup>・前田拓人<sup>1)3)</sup>

<sup>1)</sup> 東京大学地震研究所

<sup>2)</sup> (現所属) NTT データ経営研究所

<sup>3)</sup> (現所属) 弘前大学大学院理工学研究科

## Causes of Azimuthally Dependent Amplification Variations of Long-period Ground Motions in the Kanto Basin, Central Japan

Yurie Mukai<sup>1)2)</sup>, Takashi Furumura<sup>1)\*</sup> and Takuto Maeda<sup>1)3)</sup>

<sup>1)</sup> Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

<sup>2)</sup> Now at NTT DATA Institute of Management Consulting, Inc.

<sup>3)</sup> Now at Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University

### Abstract

In the Kanto basin, long-period ground motions are often generated by large earthquakes due to the strong amplification of surface waves in thick sediments overlying a rigid basement. Such long-period ground motions cause significant resonance with large-scale constructions such as high-rise buildings and large oil-storage tanks. Thus, it is important to understand the generation properties of long-period ground motions in large basins of populated cities, in order to mitigate and reduce the effects of potential disasters such as from future Nankai Trough earthquakes.

The generation and propagation properties of long-period ground motions in central Tokyo from earthquakes at different locations are examined. For this purpose, ground motions generated by the 2004 Mid-Niigata (M6.8) and the 2011 Fukushima-Hamadori (M7.0) earthquakes are compared using data obtained by a strong motion network and finite-difference method simulations of seismic wave propagation with a heterogeneous subsurface structural model of the Kanto basin.

It is shown that radiation of Rayleigh waves from the source and amplification of ground motions in the 3D heterogeneous structure of the Kanto basin produce strong directional variations of the developing strength of long-period ground motions as observed during the Mid-Niigata and Fukushima-Hamadori earthquakes. The results of simulations and their visualized wavefields based on particle motion and wave gradiometry analyses demonstrate the peculiar multi-path and focusing effects of long-period ground motions at central Tokyo interacting with a heterogeneous subsurface structure. Such phenomena are associated with earthquakes occurring north and southwest of Tokyo. On the other hand, such propagation of long-period ground motions do not occur with earthquakes northeastern of Tokyo. These results support weaker long-period ground motions observed in Tokyo during the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku (Mw9.0) earthquake relative to those of larger and lengthy long-period ground motions developed by the 1944 Tonankai (M7.9) earthquake.

**Keywords:** long-period ground motions, Kanto Basin, Nankai-trough earthquake, 2004 Mid-Niigata earthquake, 2011 Fukushima-Hamadori earthquake

---

\* e-mail: furumura@eri.u-tokyo.ac.jp (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

## 1. はじめに

関東平野をはじめとする大型堆積平野では、大地震が起きた際に、周期 2-10 秒程度の地震動が堆積層で強く増幅され、大振幅かつ長時間にわたって揺れが続く「長周期地震動」が発生することがある。長周期地震動は、長い固有周期を持つ超高層ビルや大型石油備蓄タンクなどと共振を起こし、それらを大きく長く揺することで被害を起こす恐れがある。南海トラフ沿いや日本海溝—千島海溝沿いの巨大地震の発生が心配される中、想定地震に対する長周期地震動の評価と災害軽減に向けた事前対策は不可欠である。

強震観測データの蓄積により、関東平野での長周期地震動の生成レベルが地震の方位によって大きく異なることが多くの研究者により指摘されている。例えば、湯沢・工藤（2011）は、都心での長周期地震動（周期 1-15 秒）の速度応答スペクトルから「揺れやすさ係数」を求め、それらが新潟県上越・中越地域の地震では大きく、福島県浜通りの地域の地震では小さいことを明らかにした。また、湯沢・南雲（2012）は、長周期地震動の震源方位変動の要因として、震源の深さだけでなく、震源から関東平野への伝播経路の違いや、観測点から平野端までの距離が関係していることを指摘した。さらに、古村（2014）は関東周辺で発生したマグニチュード（M）7 クラスの地殻内地震における長周期地震動の生成特性を比較し、2011 年福島県浜通りの地震（M7.0）など、関東平野の北～北東方向の地震では長周期地震動の生成レベルが小さいことを示した。Denolle *et al.* (2014) もまた、首都圏に高密度に展開された MeSO-net 地震観測網で記録された脈動波形の相関解析から、福島方向で起きた地震において関東平野での長周期地震動の増幅が小さくなる特徴を指摘している。

関東平野は、基盤深度とその上を覆う堆積層の厚さが空間的に大きく変化している（Fig. 1）。特に、平野の北東部の溝状の深い基盤深度（厚い堆積層）や、平野の西側の急峻な基盤傾斜、そして北東方向の筑波山周辺の緩やかな基盤傾斜が特徴的である。したがって、これらの特徴的な不均質構造が地震波入射の方向による表面波の伝播・増幅特性の違いを作り出している可能性が考えられる。

長周期地震動の震源方位変動の具体例として、2004 年 10 月 23 日の新潟県中越地震（M6.8）と 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震（M7.0）における、震源～関東平野に至る経路での長周期地震動の生成・伝播の違いを比較する（Fig. 2）。検討には、防災科学技術研究所の K-NET 強震観測網（Okada *et al.*, 2004）での

Radial 成分の速度波形記録を用いた。新潟県中越地震と福島県浜通りの地震との間には、震源の深さや規模（M）に大きな差はない。それにも関わらず、福島県浜通りの地震では関東平野における長周期地震動の振幅が新潟県中越地震のものより明らかに小さいことがわかる。たとえば、都心に近い川越（SIT009）観測点では、新潟県中越地震の際に、固有周期 6-8 秒に強い（ $>10$  cm/s）速度応答のピークが見られるが、福島県浜通りの地震には見られず、速度応答値はその 1/2 以下と小さい。また、新潟県中越地震では震源の近傍から S 波に後続する長周期の表面波が確認できるが、福島県浜通りの地震では、こうした震源近傍からの表面波の伝播が弱いことがわかる。

関東平野の北～北東方向で起きる地震において、関東地方の長周期地震動の生成が弱い現象は、2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の際に都心で観測された長周期地震動の速度応答レベル（固有周期 6-8 秒）が、この地震の規模に対して相対的に弱かったという指摘（Furumura, 2014）に繋がる。東北地方太平洋沖地震の前震・本震・余震の際に、都心で一般に観測される長周期地震動の周期 6-8 秒の卓越成分が見られなかった（植竹, 2012）という解析結果からも、この地震の長周期地震動の生成過程が、他の方位で起きる地震と異なることが示唆される。

長周期地震動増幅の特徴的な方位依存性は、大阪平野においても報告されている。平井・福和（2016）は、大阪平野における地震動のシミュレーションに基づいて、震源の方位によって大阪平野で生成する長周期地震動の振幅が大きく変動することを確認した。そして、南海トラフの東側（東海地震）と西側（南海地震）を震源域とする M8 クラスの地震のシミュレーションにおいて大阪平野（此花地点）の速度応答スペクトルを比較し、長周期地震動の卓越周期が東海地震（5-6 秒）と南海地震（6-8 秒）で大きく異なることを指摘している。

このように、主要平野における長周期地震動生成・増幅の震源方位依存性は、強震観測データ解析と地震波伝播シミュレーションに基づく既往研究の結果からも明らかである。しかしながら、その成因については、震源および伝播経路の影響、そして平野の堆積層構造による影響など、多様な要因が複雑に関係していると考えられ、これまで十分に明らかにされてきていない。大地震における長周期地震動の予測には、地震規模と震源距離をパラメータとする長周期地震動の応答スペクトルの距離減衰式（たとえば、片岡・他, 2008）が用いられることが多いが、長周期地震動の生成における震源の方位依存性が

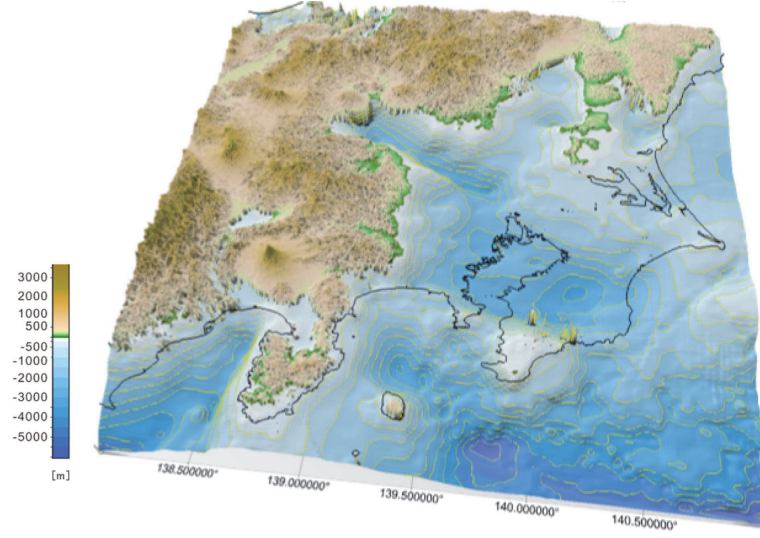


Fig. 1. Basement topography of Kanto Basin obtained by JIVSM (Koketsu *et al.*, 2012) illustrating the top of the  $V_s=2400$  m/s layer. Iso-depth contours (yellow lines) are drawn at 500 m intervals.

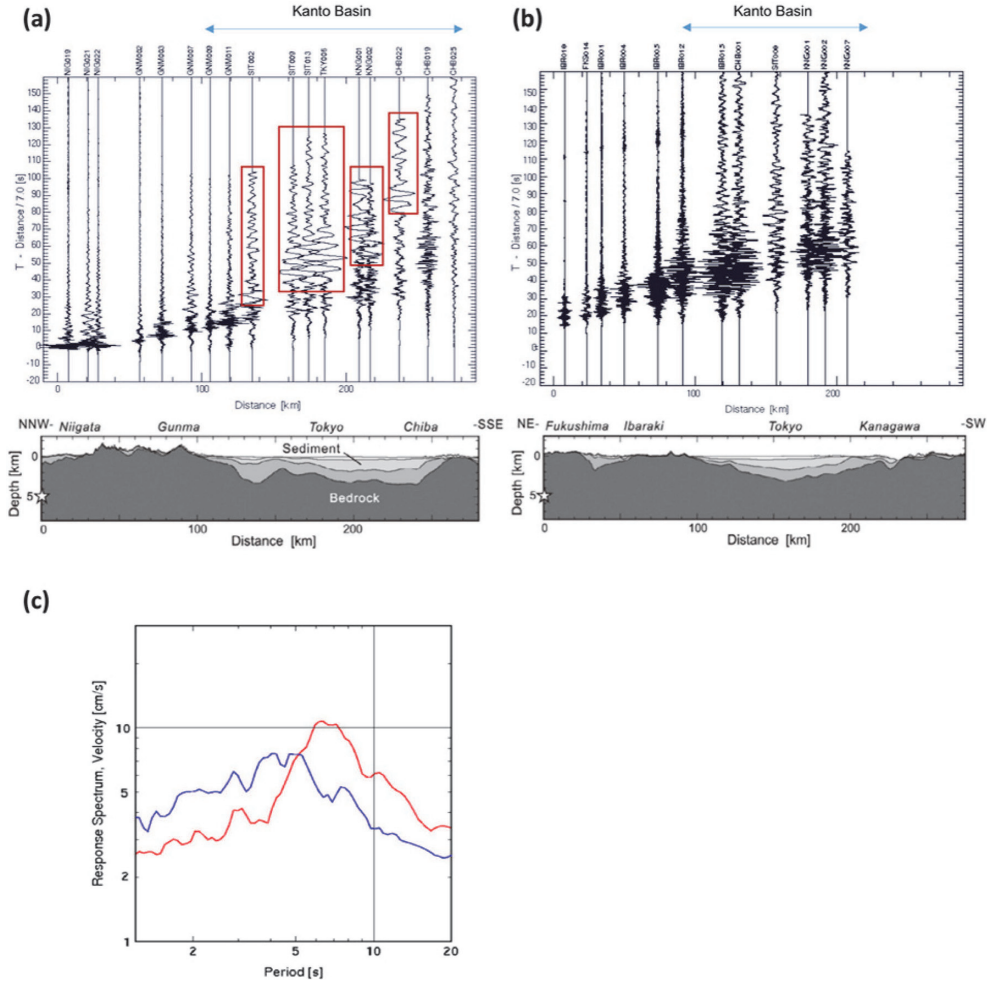


Fig. 2. Record section of radial-component ground velocity from source to Kanto Basin during (a) 2004 Mid-Niigata earthquake and (b) Fukushima-Hamadori earthquake. Bottom panels show cross sections of the subsurface structure along the profile and star indicates hypocenter. Red squares indicate long-period ground motions developed in the Kanto Basin. (c) Velocity response spectrum of horizontal ground motions at SIT009 station for the 2004 Mid-Niigata earthquake (red) and the 2011 Fukushima-Hamadori earthquake (blue) assuming damping coefficient of  $h=0.05$ .



大きい関東平野や大阪平野などでは、震源方位を考慮した予測の補正が不可欠と言える。

そこで本研究では、関東平野における長周期地震動の生成・増幅特性に強い震源の方位依存性が生じる原因を、(1) 震源の地震波放射パターンの影響、(2) 関東平野の3次元地下構造による増幅特性の影響、の2つの観点から検討した。研究では、強震波形記録とともに、地震波伝播シミュレーションとそのアレイ解析 (Particle Motion 解析, Wave Gradiometry 解析) を活用した。なお、長周期地震動の解析では、主として表面波 (レイリー波, ラブ波) が卓越する速度波形の水平動成分を用い、Wave Gradiometry 解析については、その解析対象である上下動成分 (レイリー波) に対して行なうとともに、長周期成分をより強調するために変位波形を用いて行った。

## 2. 関東平野における長周期地震動増幅の方位性の原因

新潟地方で起きる地震には、地殻に働く広域応力場の影響により北北東—南南西走向の逆断層型のものが多い。また、福島地方では北西—南東走向の正断層地震が多く発生する。こうした、地域毎の特徴的な断層メカニズムと関東平野への長周期 (>2s) の地震波の放射特性の関係について検討する。以下では、前節で説明した2つの地震を、それぞれ関東平野の都心に長周期地震動を強く生成する地震と、生成が弱い地震の代表に位置づけ解析を行った。

### 2.1 震源の放射特性の影響

2つの地震の震源メカニズムの違いが表面波の生成・伝播と関東平野における長周期地震動の生成強度に与える影響を検討するために、差分法に基づく地震波伝播シミュレーションを行った。計算では、関東平野を囲む東経 136.8–141.95 度、北緯 34.3–38.45 度の範囲 (460.8 km × 460.8 km) を、深さ 96 km まで 0.12 km の格子間隔で離散化し、周期 2 秒以上の長周期地震動を評価した。地下構造モデルには、Koketsu *et al.* (2012) の全国 1 次地下構造モデル (JIVSM) を用いた。計算領域と関東平野を南北に横切る速度構造断面を Fig. 3 に示す。

防災科学技術研究所の広帯域観測網 F-net による CMT メカニズム解は、新潟県中越地震については北緯 37.29 度、東経 138.87 度、走向 212 度、傾斜角 47 度、すべり角 93 度のセントロイド深さ 5 km の Mw 6.6 の逆断層、また、福島県浜通りの地震については北緯 36.95 度、東経 140.67 度、走向 132 度、傾斜角 50 度、すべり角 82 度でセントロイド深さ 5 km の Mw 6.6 の正断層である。2つの地震の震源モデルには 24 km × 13 km の矩形断層

を考え、断層面上に 200 × 200 個のダブルカップルの点震源を置き、震源の深さ (破壊開始点) を 8 km とし、断層面の中心から 2.2 km/s の破壊伝播速度で順番に地震波を放射させることで有限断層からの地震波放射を模擬した。

シミュレーションから求められた2地震の波動伝播のスナップショット (地震発生から 48 秒, 68 秒, 90 秒後) を Fig. 4 に示す。いずれの地震においても、震源から放射された長周期の地震波 (表面波) が関東平野の堆積層で強く増幅され、長周期地震動が生成する過程が確認できる。長周期地震動は、厚い堆積層内に閉じ込められるように長時間に渡って揺れが続く様子も確認できる。90 秒後のスナップショットを比べると、福島県浜通りの地震においては、都心付近での長周期地震動のレベルが、新潟県中越地震のものよりもずっと小さいことも確認できる。

### 2.1.1 2004 年新潟県中越地震の速度応答スペクトル変動

地震波伝播シミュレーションから求められた K-NET SIT009 (川越) 地点の長周期地震動の波形と、速度応答スペクトル (減衰定数 5%, 水平動 2 成分の相乗平均) を Fig. 5 に示す。計算結果の特徴は Fig. 5a-1 に示した観測と良く一致し、速度応答スペクトルに見られる周期 6–8 秒のピーク (Fig. 5a-2; オレンジ線) も、観測の特徴 (Fig. 5a-2; 黒線) を良く再現している。

次に、震源断層の走向を 45 度ずつ回転させた 8 個の仮想震源を用いて地震波伝播シミュレーションを行い、SIT009 観測点での長周期地震動の波形と速度応答スペクトル値の変化を調べた。比較の結果、断層走向を 180 度回転させた仮想震源 (Fig. 5a-1; +180) において SIT009 観測点での長周期地震動のレベルが最大となることが確認された。なお、この断層走向においては、関東平野に向けたレイリー波の放射強度が最も大きくなることと対応する。一方、断層走向を 45 度ないし 315 度回転させ、関東平野へのレイリー波の放射強度を弱くなるように設定すると、SIT009 観測点での長周期地震動の振幅が観測の 1/2 程度まで小さくなることも確認できた。以上より、新潟地方で多く発生する北西—南東圧縮の逆断層型地震は関東平野へのレイリー波の放射が強いことが、都心で生成する大振幅の長周期地震動に大きく寄与していることが確認できた。

長周期地震動の周期 6–8 秒の速度応答スペクトル (Fig. 5a-2) のピークの値の変動変化を詳しく見ると、地震の断層走向の回転に伴い緩やかに変化する代わりに、ある角度を超えるとレベルが急変し、断層走向により速度応答値の大小が二極化する (Fig. 5a-2, 赤と青のグルー



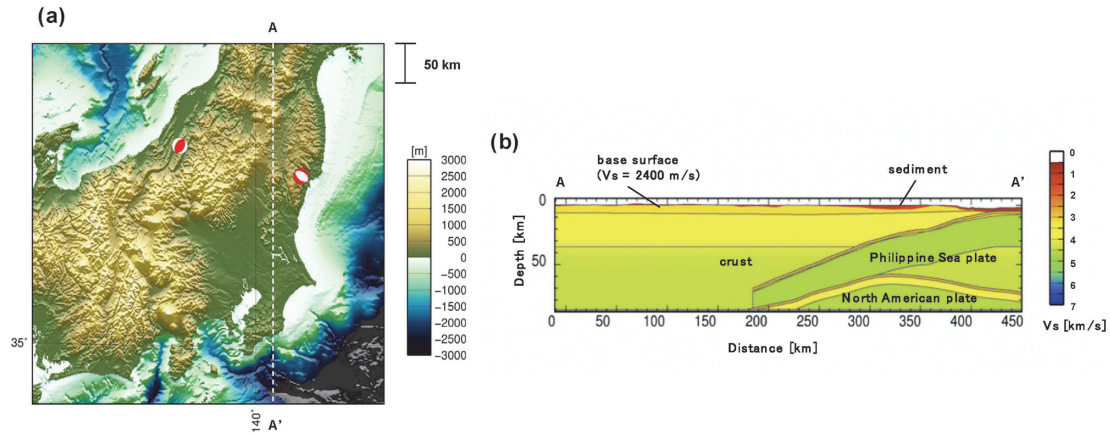


Fig. 3. (a) Topography showing simulation area and source models of 2004 Mid-Niigata earthquake and 2011 Fukushima Hamadori earthquake. (b) Vertical cross sections of subsurface velocity structure (Vs) cutting across A-A'.

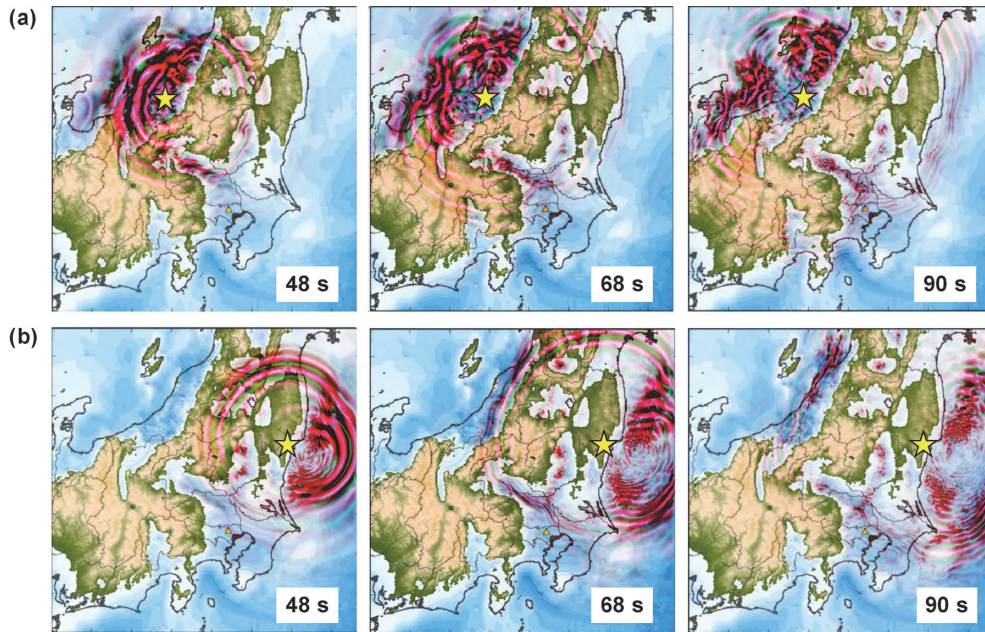


Fig. 4. Snapshots of seismic wave propagation at 48s, 68s, and 90s from the earthquake origin time derived with the FDM simulation for (a) the 2004 Mid-Niigata earthquake and (b) the 2011 Fukushima-Hamadori earthquake. Ground motions with purple and green colors indicate horizontal and vertical motions, respectively, superposed on the basement (top of Vs=2400 m/s layer) topography map. Hypocenter is shown with the yellow star.

ブ)という興味深い特徴も確認できた。このような長周期地震動レベルの急激な変動は、断層走向の回転による放射パターンの変化から期待されるものよりずっと大きいことが特徴的である。地震波伝播のスナップショット (Fig. 4) を見ると、震源断層の走向を変え、レイリー波の放射パターンを多少変化させても、いつも関東平野の北西部の深い溝状構造で反射を繰り返し起こすことで、表面波が溝状構造に吸い込まれるように集まり、平野内に大振幅の長周期地震動が生成することがわかった。このように、新潟県北西部の地震においては、震源の放射

特性に加え、新潟付近に伸びた堆積層の不均質構造が長周期地震動の生成とその強度の変動に強く影響していることが確認できた。

## 2.1.2 2011年福島県浜通りの地震の速度応答スペクトル変動

2011年福島県浜通りの地震に対しても同様の検討を行った。この地震の断層走向を回転させた仮想震源に対するシミュレーション結果は、いずれの震源においても速度応答スペクトル値が観測を上回り、特に断層走向を225度回転させた時に、観測を1.5倍越える大きな速度応

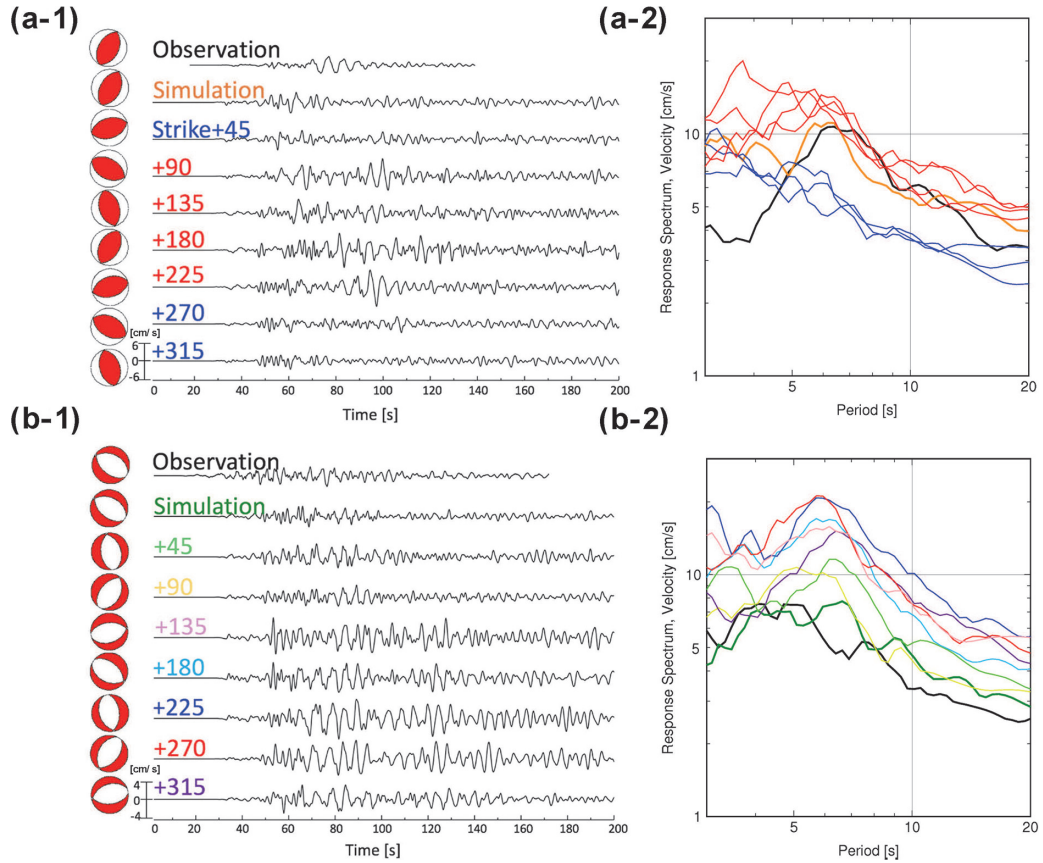


Fig. 5. Radial-component ground motions of observed and synthesized waveforms of (a-1) 2004 Mid-Niigata earthquake and (b-1) 2011 Fukushima-Hamadori earthquake. The top trace is of observed ground motions at SIT009 stations, and bottom traces are synthesized waveforms using the source model of each earthquake (labeled “simulation”) and strike-rotated source models (labeled “Strike + deg.”). Left beach balls indicate focal model of these earthquakes. (a-2) Velocity response spectrum of observed (black line) and synthesized (color lines) ground motions of 2004 Mid-Niigata earthquake and (b-2) 2011 Fukushima-Hamadori earthquake.

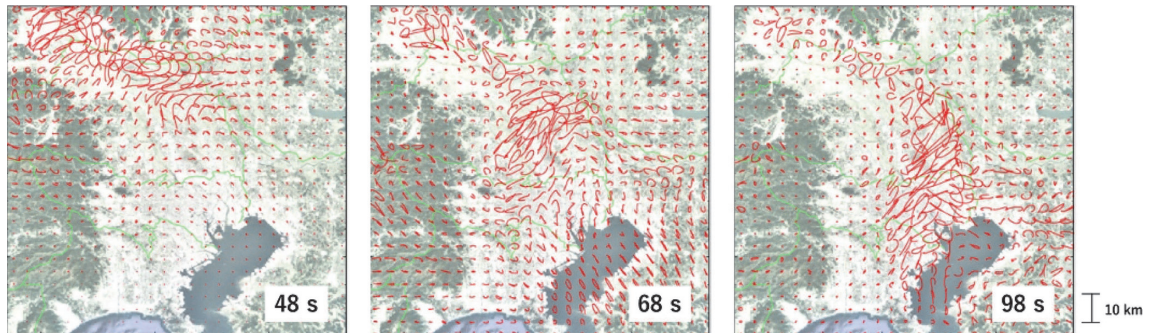


Fig. 6. Snapshots of particle motions at 48 s, 68 s, and 98 s from the earthquake origin time. Red trajectories indicate oscillations of long-period ground motions ( $T=7$  s) at each vertical station with a 5 km interval.

答値を持つことが分かった (Fig. 5b-2). すなわち, 2011 年福島県浜通り地震のように, 東北地方の地殻内地震に多い断層メカニズム (北東-南西伸張の正断層震源) では, 関東方向へのレイリー波の放射が弱く, その結果, 都心の長周期地震動レベルが小さくなることが考えられる.

なお, 福島県浜通りの地震では, 新潟中越地震のシミュレーション結果で見られたような, 断層走向の変化による応答スペクトル値の大小の二極化は起きず, メカニズムの変化とともに応答値が緩やかに変化することが確認された. この地震の方位には新潟県中越地震からの表面



波の伝播に大きな影響を与えた、関東平野の北西部の溝状の堆積構造のようなものがなく、関東平野に向けて放射された表面波の振幅がそのまま都心での長周期地震動のレベルの大小に結びつくためと考えられる。

## 2.2 関東平野の不均質地下構造の影響

次に、関東平野の不均質な地下構造が長周期地震動増幅の方位依存性に与える影響を、地震波伝播シミュレーションに基づき評価した。解析では、シミュレーション結果のスナップショットや計算波形に加え、計算結果の振動軌跡 (Particle motion) 解析と Wave Gradiometry 解析 (Langston, 2007) に基づいて、関東平野内の地震波伝播の様子を詳しく調べた。

Wave Gradiometry 解析 (以下「WG 解析」と呼ぶ。) は、Langston (2007) により波動場の空間勾配から地震波上下動成分の伝播のスローネスを局所的に推定する目的に開発されたアレイデータ解析法である。Maeda *et al.* (2016) は、WG 解析を用いて日本列島の地震波伝播を可視化し、不均質な地殻・マントル構造における波動伝播特性の評価への有効性を示している。

WG 解析では、アレイ観測記録から波動場の空間勾配を推定するが、地震波伝播シミュレーションでは、波動場の空間勾配が計算過程に中間変数として現れるため、これをそのまま WG 解析に用いることができる。地震波伝播シミュレーションでは、関東平野内に 5 km 間隔で仮想観測点を置き、変位場 ( $U_p; p=x, y, z$ ) とその空間勾配 ( $d/dp U_q; p, q=x, y, z$ ) を求めた。長周期地震動を評価するために、計算結果に対して 0.0952–0.214 Hz (4.6–10.5 秒) のバンドパスフィルタをかけた。また、波動場の空間勾配から地震波のスローネス・ベクトルの時空間分布を推定するためには、Maeda *et al.* (2016) による解析手法を用いた。本研究では WG 解析を変位波形の上下動成分 ( $U_z$ ) に対して行なうことで、レイリー波伝播の時空間変動を調査した。近年、WG 解析を水平動成分に適用することで、ラブ波の伝播を求める研究 (Langston, 2007) も進められている。なお、ここで解析に変位波形を用いるのは、シミュレーション結果から短周期の散乱波や数値計算ノイズを弱め、長周期波動場をより強調するためである。これに対し、観測記録には長周期の計器ノイズが含まれており、加速度記録から変位記録への 2 回積分を行うと波形のゼロ線がばたつくなど不安定が起きるため、速度波形での解析が適当である。

また、WG 解析と合わせて Particle motion 解析 (以下、「PM 解析」と呼ぶ。) も同時に行った。PM 解析では、仮想観測点での変位波形に対して同じ帯域を持つバンドパスフィルタを施し長周期地震動を抽出し、1 秒のオー

バーラップを持たせた 6 秒の時間窓毎に地表面上の振動軌跡を描き、アニメーションを作成した。

### 2.2.1 2004 年新潟県中越地震

Fig. 6 に 2004 年新潟県中越地震のシミュレーションの PM 解析の結果 (地震発生から 48, 68, 98 秒後の仮想観測点での振動軌跡) を示す。また、地震発生 35 秒から 90 秒後までの細かいタイムステップでの PM 解析結果を Fig. B1 に示す。この図から、関東平野の北西側から入射した表面波が平野の堆積層で強く増幅され、大振幅かつ長時間揺れ続ける長周期地震動が生成される過程が分かる。また、表面波が複数の経路を伝わって都心に集まることも確認できる。

都心へと向かう一つ目の表面波群は、平野北部 (群馬県前橋市付近) の溝状の厚い堆積層において強く増幅されたものである。その振動方向を見ると、伝播方向に対して直交するものと平行方向のものが含まれていることから、レイリー波とラブ波が混在したものであると判断できる。また、平野の西縁を通り、入間や国分寺付近で方向を転換して都心へと向かう別の表面波群も確認できる。このように、表面波伝播のマルチパスと都心への集中により、大振幅かつ長時間揺れが継続する長周期地震動が生成されることが分かった。

表面波伝播のマルチパス特性をより詳しく見るために、(1) 平野西部の入間付近から都心へ向かう経路、(2) 平野北西部の熊谷付近から都心へと向かう経路、の 2 つのパスに沿って速度波形南北成分のレコードセクションを作成した (Fig. 7)。まず、平野西部から都心へと向かう経路では、Fig. 7-2b に青く着色した部分のように周期 7 秒程度の表面波が 3 km/s 程度の速い速度で伝播する様子が確認できる。また、Fig. 7-2c の赤く着色した部分は、平野北西部から都心へ向かう経路において、周期 7 秒程度の大振幅の表面波が都心へ伝わる様子を示している。なおこの表面波は、平野西部からの表面波よりも伝播速度が遅く (2 km/s 程度)、前述の表面波よりも遅れて都心へと到達していることも分かる。すなわち、都心における継続時間の長い長周期地震動の揺れは、この 2 つの経路から到来した大振幅の表面波が合流することで生成したことが分かる。

なお、ここで確認された、周期 7 秒前後の表面波に見られるマルチパス伝播は、より短周期 (1–5 秒) の表面波では起きないことも PM 解析から確認された。平野で強く増幅する表面波の卓越周期は、おおそ堆積層の厚さに比例し、関東平野北西部の 3000 m 程度の深さを持つ溝状の堆積層構造では、周期 7 秒前後の表面波が強く増幅することが考えられる (Yoshimoto and Takemura,



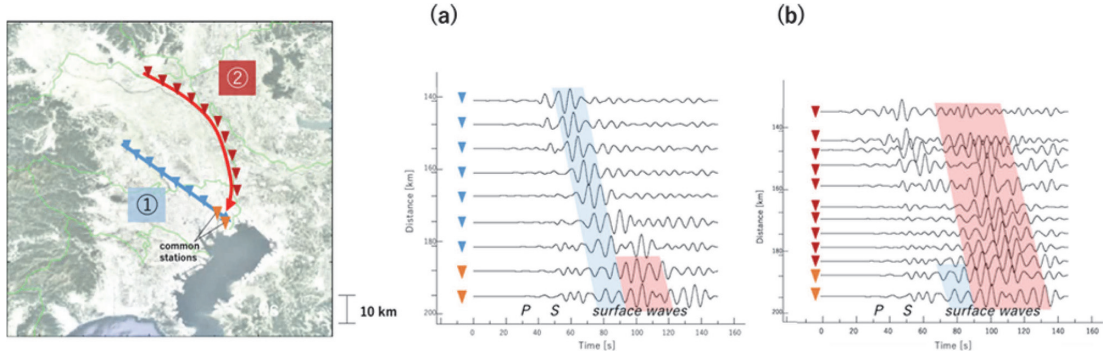


Fig. 7. Record section of N-S component ground velocity along (a) path 1 and (b) path 2, demonstrating fast traveling surface wave packet (shaded blue) along path 1 and lately traveling surface wave packet (shaded red) along path 2.

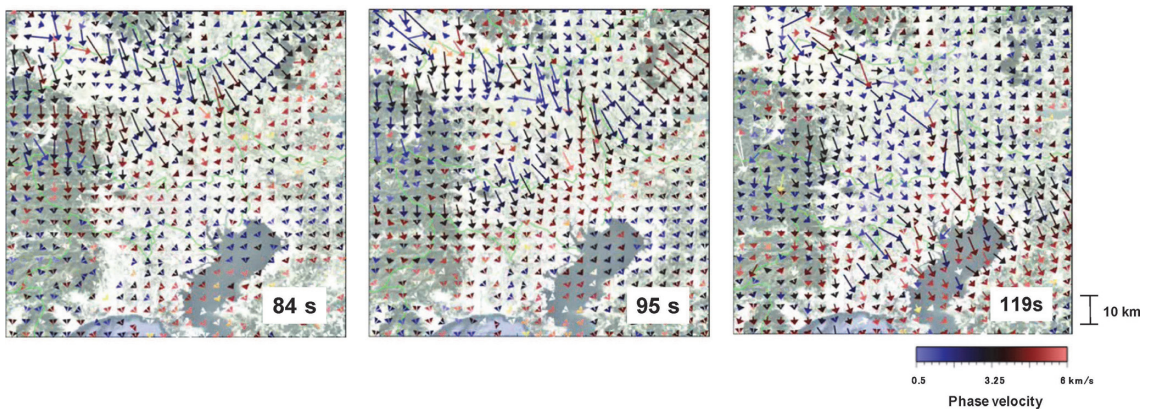


Fig. 8. Snapshots illustrating wave propagation direction and phase velocity at each point obtained with the wave gradiometry analysis. Arrows indicate oscillation directions and strength of ground motions, and color denotes phase velocity.

2014; 宮腰・他, 2006). こうして, この周期帯の表面波が溝状構造で増幅され, 構造に沿って誘導されるように都心へと伝播することが考えられる.

次に, WG 解析からレイリー波の伝播特性を調査した (Fig. 8). Fig. 8 には, 地震発生から 84 秒, 95 秒, 119 秒後における仮想観測点での地動の振動方向と強度, そしてスローネスを示している. また, Fig. B2 には地震発生 60 秒から 115 秒後までの細かなタイムステップでのスナップショットを示す. 先に述べた, 関東平野の西側から都心へと先に到着する表面波の, 平野の西側の比較的堆積層の薄い (1000 m 程度) 領域を通った後に, 国分寺周辺から都心方向にかけての深い (2000 m 程度) 堆積層を位相速度 3 km/s 程度で伝わり都心へと到達する過程が分かる. また, 平野北西部の厚い溝状の堆積層で強く増幅された大振幅の表面波は, これよりも遅い位相速度 (1-2 km/s 程度) で平野中央部の厚い堆積層 (3000 m 程度) を伝わり, 都心へと到達する様子が確認できた. このように, 表面波のマルチパス伝播と, それぞれ異なる伝播速度により, 都心に大振幅かつ長時間揺れ続ける

長周期地震動が生成する過程が再確認できた.

なお, 都心部への表面波のフォーカシング現象は, 2004 年新潟県中越地震に限らず, Appendix A に示すように 2011 年長野県北部地震など, 関東平野の西方を震源とする地震の波動伝播シミュレーション結果からも確認できた (Fig. A3). また, Koketsu and Kikuchi (2000) は, 伊豆半島の地震の PM 解析と波線追跡からも同様のフォーカシング現象の発生を説明しており, 関東平野の北北東～南南西方向で発生する幅広い範囲の地震に共通して見られる現象であると考えられる.

## 2.2.2 2011 年福島県浜通りの地震

次に, 2011 年福島県浜通りの地震の PM 解析と WG 解析に基づいて, 関東平野の北東方向の地震による都心での長周期地震動の生成特性を検討した (Fig. 9, Fig. B3). この関東平野の北東方向で発生した地震の表面波は, 平野の北東部の筑波山の周辺から平野内へと入射する. PM 解析結果は, 平野内での表面波の振動方向が波の伝播方向とほぼ一致していることを示している. したがって, 関東平野内で卓越する長周期地震動は, 主とし

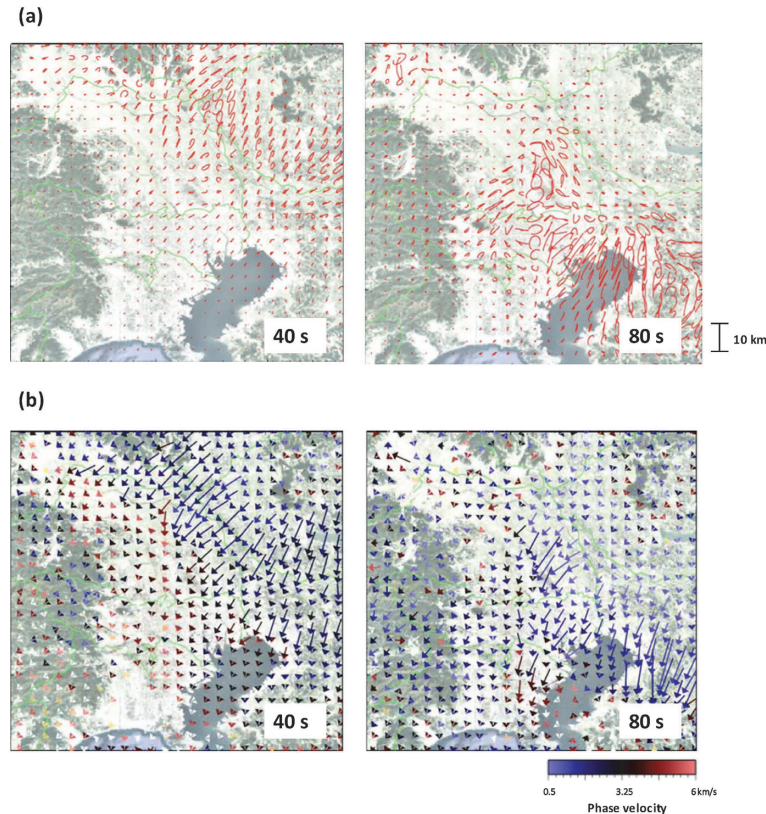


Fig. 9. Snapshots of (a) particle motions and (b) the propagation direction and phase velocity obtained with the wave gradiometry analysis for the 2011 Fukushima-Hamadori earthquake, at 40 s and 80 s after the earthquake.

てレイリー波から構成されることが分かった (Fig. 9a).

PM 解析の結果からは、表面波が関東平野内に入射する際に、筑波山の外側に向かって基盤構造が緩やかに傾斜する構造において、基盤岩が露頭し表面波の伝播速度が速い筑波山付近から、堆積層が厚く伝播速度の遅い周辺部に向かって表面波が屈折を起こすように波面がデフォーカスし、その結果、表面波の振幅が弱まることが確認できた。新潟県中越地震で見られたように、平野北西部の溝状の堆積層構造での表面波の増幅は起きるものの (Fig. 9a, 80 s), 増幅された表面波は西方へと向かうために、都心部の長周期地震動には寄与しないことが分かった。

WG 解析の結果 (Fig. 9b, Fig. B4) から、筑波山付近から関東平野へと入射し、デフォーカスを起こした表面波が、都心へと真っ直ぐに伝播する様子や、新潟県中越地震で見られたようなマルチパス現象を起こさないことが確認できた。

### 3. 議 論

以上の検討から、関東平野から見た方位の異なる地震における表面波の放射と増幅特性の違いが示された。

2004 年新潟県中越地震においては、関東方向への強い表面波 (レイリー波) の放射強度と関東平野内での表面波のフォーカシング現象およびマルチパス効果が、2011 年福島県浜通りの地震においては、関東方向への弱いレイリー波の放射と、関東平野内での表面波のデフォーカシング現象が、それぞれ大振幅かつ長時間揺れ続ける長周期地震動の生成と、長周期地震動の弱化的主たる原因であることが確認された。

本節では、本研究で評価した 2 つの地震における関東平野での長周期地震動の生成特性に基づいて、2011 年東北地方太平洋沖地震、そして将来発生が心配される南海トラフ沿いの巨大地震における都心の長周期地震動の生成特性を検討する。

#### 3.1 2011 年東北地方太平洋沖地震における長周期地震動

2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の際に、都心の超高層ビルが大きく長く揺れ、壁やスプリンクラー等の設備被害が数多く報告されている (例えば、建築研究所, 2012)。しかし、観測された都心の長周期地震動は、周期 6-8 秒の速度応答スペクトル値において 30 cm/s 程度 (減衰定数 5% の場合) であり、この値は、2003 年十勝沖地震 (M8.0) の際に苫小牧で大型石油タンクがスロッシ



ングにより破損・炎上した地点の応答スペクトル ( $>100$  cm/s) の  $1/3$  以下に過ぎない (古村, 2014).

また、この地震における都心の長周期地震動の速度応答レベルは、震源距離がほぼ等しく、地震規模が小さい (M7.9) 1994 年東南海地震の強震記録から推察される長周期地震動の速度応答レベルと同程度である (古村, 2014; Furumura, 2014). 植竹 (2012) は東京湾岸の強震観測データ解析から、都心での長周期地震動に特徴的な周期 6-8 秒の速度応答スペクトルのピークが東北地方太平洋沖地震には見られず、他の大地震とは長周期地震動の生成特性が明らかに異なることを指摘している.

こうした、都心での長周期地震動のレベルが比較的小さかった原因として、東北地方太平洋沖地震の震源メカニズムが、先に評価した福島県浜通りの地震の断層走向を  $45\text{--}90$  度程度回転させたものに相当し、関東方向へのレイリー波の放射が弱かったことや、筑波山周辺で表面波が Defocusing を起こすことで振幅がさらに弱まったことで説明できる. また、東北地方太平洋沖地震のように太平洋プレート上面で起きる地震では、内陸活断層の地震やフィリピン海プレート上面の地震に比べて震源が深く、表面波が生成しにくいことや、太平洋の伝播経路において、海洋堆積物等の影響により表面波の分散と減衰が大きいことも長周期地震動を小さくした可能性も考えられる.

### 3.2 南海トラフ沿いの地震で想定される長周期地震動

南海トラフ沿いの地震では、たとえば、1944 年東南海地震 (Mw 7.9) や 2004 年紀伊半島南東沖地震 (Mw 7.6) の際に、大振幅かつ継続時間の長い長周期地震動が関東平野で観測されたことが、強震観測波形記録により示されている (Miyake and Koketsu, 2005; Furumura and Hayakawa, 2007; Furumura *et al.*, 2008). また、地震波伝播シミュレーションからも、南海トラフ軸と陸の間に厚く堆積した柔らかい堆積物 (付加体) が表面波を強く

増幅し、さらに付加体に誘導されるように関東平野へと長周期地震動が誘導される特異な現象が確認されている (Furumura and Hayakawa, 2007; Furumura *et al.*, 2008).

以上の南海トラフ地震の長周期地震動に関わる伝播経路の影響に関する既往の知見に加え、震源からの表面波の放射特性と、この地震の方位 (南東) からの表面波入射における関東平野での長周期地震動の生成特性について、地震波伝播シミュレーションに基づき評価した. 本検討では、先に検討した新潟県中越地震と福島県浜通りの地震とほぼ同距離 (190 km) の御前崎沖 (北緯  $34.45$  度, 東経  $138.3$  度) に仮想震源を置き、表面波の伝播特性を評価した (Fig. 10). 地震の震源メカニズムには 2004 年紀伊半島南東沖地震と同じもの (走向  $245$  度, 傾斜角  $62$  度, 滑り角  $62$  度) を用い、震源は深さ  $8$  km として新潟県中越地震のシミュレーションと同様の矩形断層を用いて地震波を放射させた.

Fig. 11 に PM 解析の結果 (地震発生から 80 秒, 140 秒後) を示す. 関東平野の南西方向から入射した大振幅の

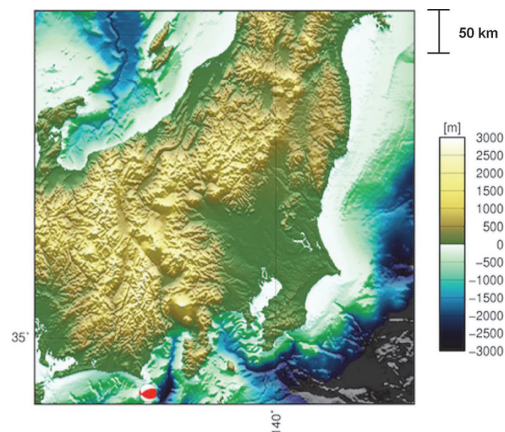


Fig. 10. Hypocentral location and its fault mechanism of hypothetical earthquake occurring southwest of Tokyo.

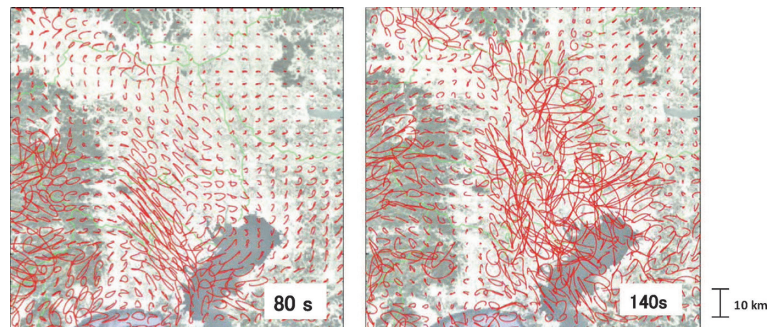


Fig. 11. Particle motions of hypothetical earthquake occurring southwest of Tokyo, at 80 s and 140 s from earthquake occurrence time.



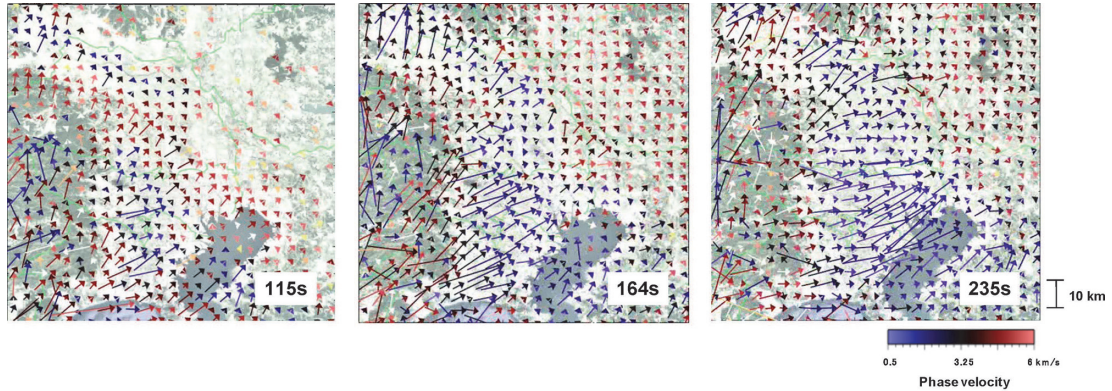


Fig. 12. Snapshots illustrating wave oscillation direction and phase velocity obtained with the wave gradiometry analysis for hypothetical earthquake at 115s 164s, and 235s from earthquake occurrence time.

表面波が平野で強く増幅し、都心部へと伝播する様子が確認できる。その表面波は、振動方向が進行方向に対して垂直であることからラブ波と判断できる。平野の中央部から都心へと伝わる過程で、レイリー波への変換が発生し、レイリー波とラブ波が混合した大振幅の長周期地震動が成長する様子が確認できる。こうした、盆地端でのラブ波からレイリー波からへの変換は、Boue *et al.* (2016) が MeSO-net 高密度観測網で記録された脈動の解析からも指摘している。

Fig. 12 に WG 解析の結果を示す。平野内では、速度の大きい実体波 (S 波) の大部分は北東に向かって進行するが、神奈川県と埼玉県、あるいは東京都と埼玉県の県境付近では、遅れて到達する表面波が東方向へと伝播方向を変え、都心に向かって集まる様子が確認できる。これは、表面波が伝播速度の遅い方向に屈折を起こすように伝播する特性によるものである。

1944 年東南海地震や 2004 年 紀伊半島南東沖の地震の際に都心で観測された、大振幅かつ長時間揺れが継続した長周期地震動は、これまで議論されてきた伝播経路の堆積層 (付加体) における大振幅かつ長時間継続する揺れへの成長と、付加体に沿った関東平野への誘導に加え、関東平野の堆積層構造における表面波のマルチパス現象が寄与していると考えられる。

#### 4. ま と め

本研究では、震源の方位による関東平野の長周期地震動の生成強度の変動原因を探るために、長周期地震動の差分法シミュレーションを実施し、振動軌跡解析 (PM 解析) および Wave Gradiometry 解析 (WG 解析) に基づき関東平野の 3 次元不均質地下構造と表面波の伝播特性を詳細に検討した。そして、関東平野での長周期地震

動生成における、震源方位依存性の原因として、1) 震源から関東平野に向けた表面波の放射パターンの影響、2) 関東平野の堆積構造の不均質性による表面波の増幅特性の影響の 2 点を確認した。それらの検討結果に基づいて、2011 年東北地方太平洋沖地震において関東平野での長周期地震動が、規模が小さな 1944 年東南海地震に比べて弱かった原因、そして南海トラフ沿いの大地震では関東平野で長周期地震動が強くなる可能性を示した。

本研究では、WG 解析を地震波伝播シミュレーション結果に対して適用したが、たとえば Maeda *et al.* (2016) が Hi-net 観測記録に対して周期 25 秒以上の長周期波動場の解析を行ったように、この解析を強震観測記録に対して適用することも原理的には可能である。しかしながら、WG 解析には扱う地震波の一波長あたりに複数の観測点が必要であるため、K-NET、KiK-net 強震観測点の間隔 (20~25 km) では、本研究で対象とした周期 7 秒前後の表面波の波長 (数 km~十数 km) を捉えることは原理的に難しい。将来的には、MeSO-net における観測記録が蓄積し、また首都圏強震動総合ネットワーク (SK-net) 等の震度計で記録された地震波形データを有効活用することで、WG 解析に基づく実波動場の評価とともに、シミュレーション結果の WG 解析結果を通じた比較 (レイリー波の位相速度など) から地下構造モデル (S 波速度) の修正に繋げることが期待される。

本研究では、WG 解析を地震波動場の上下動成分に対して適用し、レイリー波の伝播特性を詳しく評価したが、新潟県中越地震や南海トラフ沿いの仮想地震における PM 解析から、関東平野におけるラブ波の伝播とレイリー波への変換が確認されており、今後ラブ波の挙動についても検討が必要と考えられる。近年、WG 解析を水平動成分に適用するための研究開発が進められており

(Langston and Liang, 2008), こうした新しい解析技術を観測波形やシミュレーション結果に適用することで、複雑な地下構造における長周期地震動の生成・伝播過程の理解が深まることが期待される。

## 謝 辞

本論文は、向井優理恵による東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 2017 年度修士論文『関東平野における長周期地震動増幅の特徴的方位変動』の主要な成果をまとめたものです。本研究では、国立研究開発法人防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net による強震波形記録ならびに F-net モーメントテンソルカタログを使用しました。また、計算には東京大学地震研究所の EIC 計算機システムと国立研究開発法人海洋研究開発機構の地球シミュレータを使用しました。また、本研究の一部には日本学術振興会科研費基盤研究 (C)「M9 超巨大地震の長周期地震動-観測・計算融合の波動物理に基づく統合モデル構築, 研究代表古村孝志 (課題番号 17K01322)」の補助を受けました。基盤地形図の作成には、一般財団法人日本水路協会海洋情報研究センター刊行の日本近海 30 秒グリッド水深データ第二版を使用しました。匿名査読者、担当編集委員の蔵下英司氏、編集委員長の今西祐一氏には原稿を丁寧に読んで頂き、重要な修正意見をいただきました。ここに記して感謝申し上げます。

## 参考文献

- Boue, P., M.A. Denolle, N. Hirata, S. Nakagawa and G.C. Beroza, 2016, Beyond a basin resonance: characterizing wave propagation using a dense array and the ambient seismic field, *Geophys. J. Int.*, **206**, 1261–1272.
- Denolle, M. A., H. Miyake, S. Nakagawa, N. Hirata and G.C. Beroza, 2014, Long-period seismic amplification in the Kanto Basin from the ambient seismic field, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2319–2325, doi:10.1002/2014GL059425.
- 古村孝志, 2014, 関東平野の深部基盤構造と長周期地震動リスク, 地学雑誌, **123** (4), 434–450, doi:10.5026/jgeography.123.434.
- Furumura, T., 2014, Radiation and development of short- and long-period ground motions from the 2011 Off Tohoku, Japan, Mw 9.0 Earthquake, *J. Disast. Res.*, **9** (3), 281–293, doi:10.20965/jdr.2014.p0281.
- Furumura, T. and T. Hayakawa, 2007, Anomalous propagation of long-period ground motions recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Niigata-ken Chuetsu (Mw 6.6) earthquake, Japan, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **97** (3), 863–880, doi:10.1785/0120060166.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu and T. Baba, 2008, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (Mw 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (Mw 7) earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, **165** (3), 585–607.
- 平井 敬・福和伸夫, 2016, 大阪堆積盆地上の長周期地震動の震源位置による変動, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (九州) 8 月.
- 片岡正次郎, 2008, やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正係率, 土木学会論文集 A **64** (4), 721–738.
- 建築研究所, 2012, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震被害調査報告, 建築研究資料, 第 136 号.
- Koketsu, K. and M. Kikuchi, 2000, Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan, *Science*, **288** (5469), 1237–1239, doi:10.1126/science.288.5469.1237.
- Koketsu, K., H. Miyake and H. Suzuki, 2012, Japan integrated velocity structure model version 1, Proceedings of the 15<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, **Paper No. 1773**.
- Langston C.A., 2007, Spatial gradient analysis for linear seismic arrays, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **97** (1B), 265–280, doi:10.1785/0120060138.
- Langston C.A. and C. Liang, 2008, Gradiometry for polarized seismic waves, *J. Geophys. Res.*, **113** (B8), B08305, doi:10.1029/2007JB005486.
- Maeda, T., K. Nishida, R. Takagi and K. Obara, 2016, Reconstruction of a 2D seismic wavefield by seismic gradiometry, *Prog. Earth Planet. Sci.*, **3**, 31, doi:10.1186/s40645-016-0107-4.
- Miyake, H. and K. Koketsu, 2005, Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, *Earth Planets Space*, **57** (3), 203–207, doi:10.1186/BF03351816.
- 宮腰 研・堀家正則, 2006, 大阪平野におけるやや長周期地震動の周期特性, 物理探査, **59** (4), 327–336.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara and A. Yamamoto, 2004, Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, 15–28.
- 植竹富一, 2012, 東北地方太平洋沖地震及びその前震・余震で観測された東京湾岸の長周期地震動, 日本地震工学会論文集, **12** (5), 192–206, doi:10.5610/jaee.12.5\_192.
- 山田伸之・山中浩明・小山 信, 2006, 関東平野北西部における 1984 年長野県西部地震の地震動シミュレーション, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, 1538–1541.
- Yoshimoto K. and S. Takemura, 2014, A study on the predominant period of long-period ground motions in the Kanto Basin, Japan, *Earth Planets Space*, **66**: 100, doi:10.1186/1880-5981-66-16.
- 湯沢 豊・工藤一嘉, 2011, 長周期帯域 (1–15 秒) における基盤地震動の経験的予測式, 日本建築学会構造系論文集, **76** (661), 519–526.
- 湯沢 豊・南雲秀樹, 2012, 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, **12** (2), 41–59, doi:10.5610/jaee.12.2\_41.
- 座間信作, 1993, やや長周期の地震動, 地震Ⅱ, **46**, 329–342.

(Received May 17, 2018)

(Accepted August 9, 2018)



## Appendix A：長野県北部、西部の地震による長周期地震動の伝播・増幅特性

関東平野の西側で発生した 1984 年長野県西部地震 (M 6.8) において、都心で長周期地震動が強く発生し、新宿のいくつかの超高層ビルのエレベータの通信ケーブルが損傷する事故が発生した (座間, 1993)。また、この地震の際に気象庁熊谷地方気象台での強震記録に S 波群から 1 分以上遅れて大振幅の長周期の波群が到達する特徴的な様子が見られた (山田・他, 2006)。

こうした、長野県西部地震の特徴的な長周期地震動の生成は、シミュレーション結果より関東平野の北西部の溝状に延びた深い基盤構造 (厚い堆積層構造) を伝わる過程で生成したことが確認できる。震源メカニズムは、山田・他 (2006) を参考に北緯 35.82 度、東経 137.56 度、

走向 250 度、傾斜角 74 度、すべり角 187 度とし、震源深さ (破壊開始点) 8 km として新潟県中越地震のシミュレーションと同様の矩形断層を用いた。計算結果は、GNM010 (館林) 地点で観測された特徴的な長周期地震動の後続波群を良く再現している。 (Fig. A1)。Wave Gradiometry (WG) の解析結果 (Fig. A2) をみると、GNM010 地点には最初に西方向から長周期の地震動が到着し、それから 1 分以上遅れて平野北部の山地から大振幅の表面波が伝播してくる様子がわかる。また、同様の方位で起きた 2011 年長野県北部地震 (Mw 6.2, 北緯 36.99 度、東経 138.6 度、走向 242 度、傾斜角 38 度、すべり角 117 度、セントロイド深さ 5 km；防災科学技術研究所 F-net CMT インバージョン解による) に同様の震源を用いた WG 解析からは、平野の西縁と北西の溝状

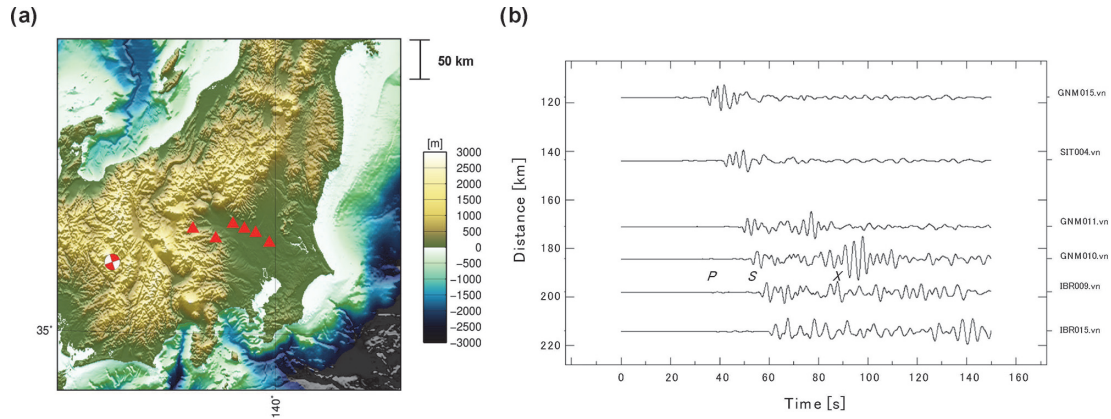


Fig. A1. (a) Map showing source of 1984 Western Nagano earthquake (M6.8) and station locations (red triangles). (b) Record section of N-S component ground velocity at each station. The later arrival of the surface wave packet is marked with 'X.'

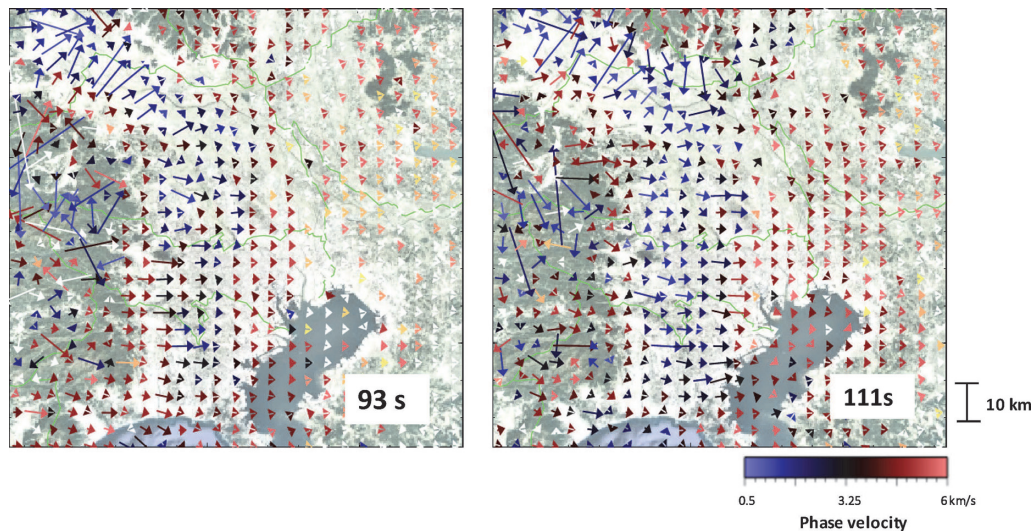


Fig. A2. Snapshots illustrating wave oscillation direction and phase velocity obtained with the wave gradiometry analysis for 1984 Western Nagano earthquake at 93s and 111s from earthquake occurrence time.



の深い基盤構造において表面波が強く増幅され、これが都心へと伝播する様子が確認できた (Fig. A3).

このように、2004 年新潟県中越地震で確認できた関東平野内での表面波のフォーカシング現象と、大振幅かつ長時間継続する長周期地震動の生成は、関東平野の北西～西方向の地震に共通する現象であると考えられる。

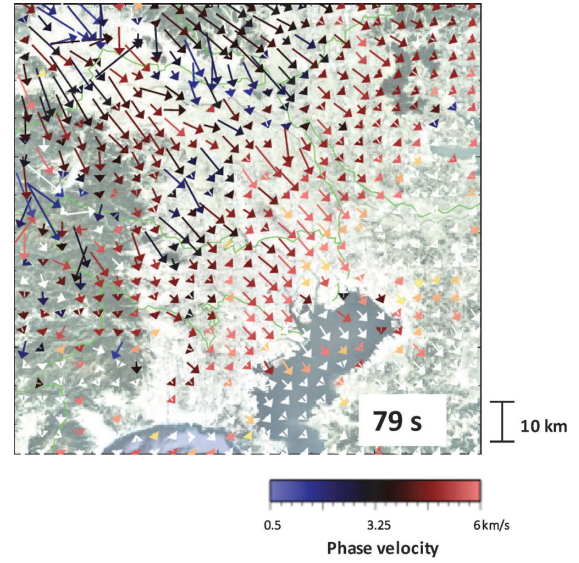


Fig. A3. Snapshots illustrating wave oscillation direction and phase velocity obtained with the wave gradiometry analysis for 2011 Northern Nagano earthquake at 79 s from earthquake occurrence time.

Appendix B：新潟県中越地震と福島県浜通りの地震に  
対する解析結果の詳細  
2004 年新潟県中越地震と 2011 年福島県浜通りのシ

ミュレーションに対する PM 解析と WG 解析のスナッ  
プショット (5 秒毎).

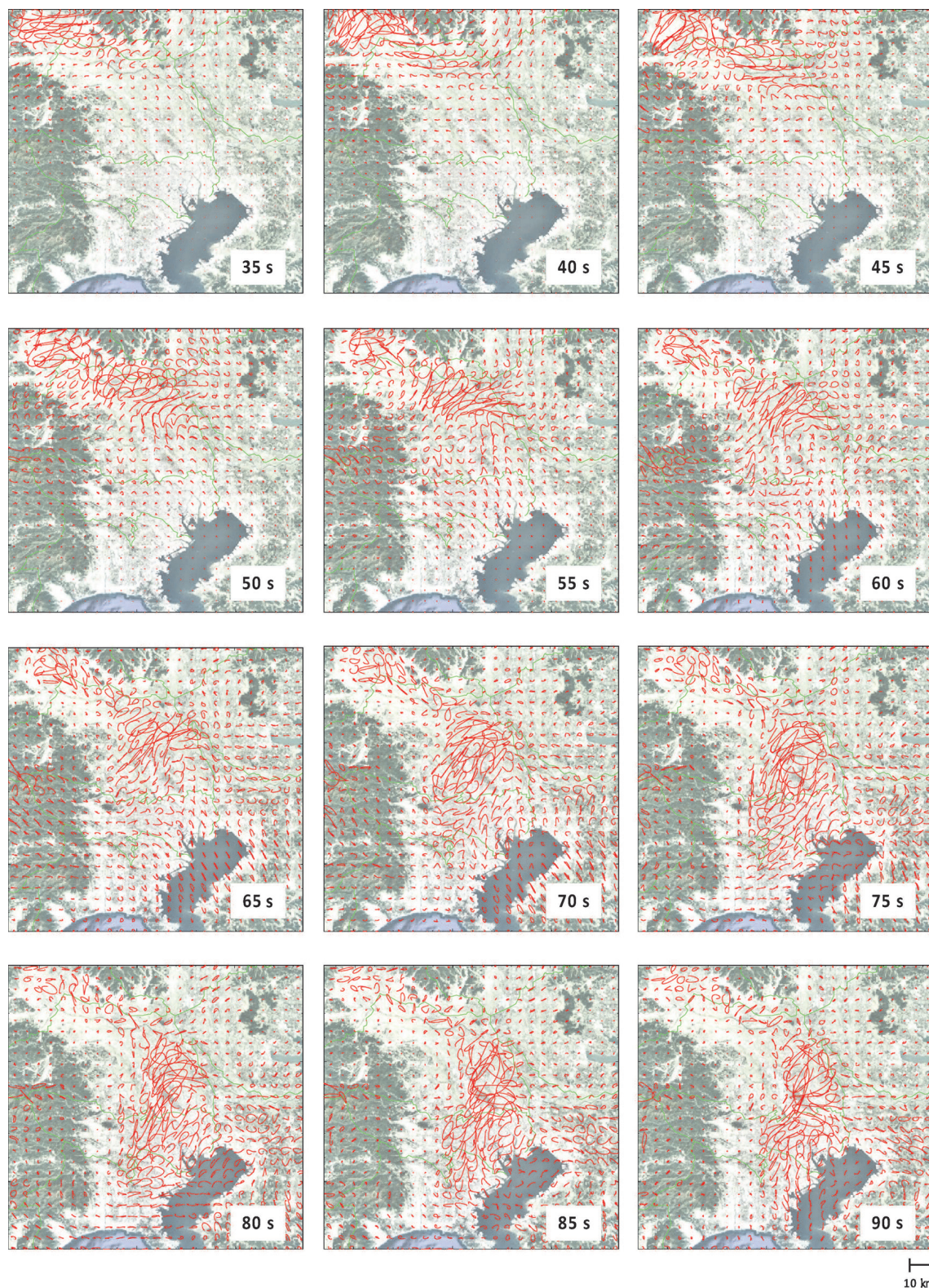


Fig. B1. Snapshots of particle motions for 2004 Mid-Niigata earthquake from 35 s to 90 s at an interval of 5 s from earthquake occurrence time.



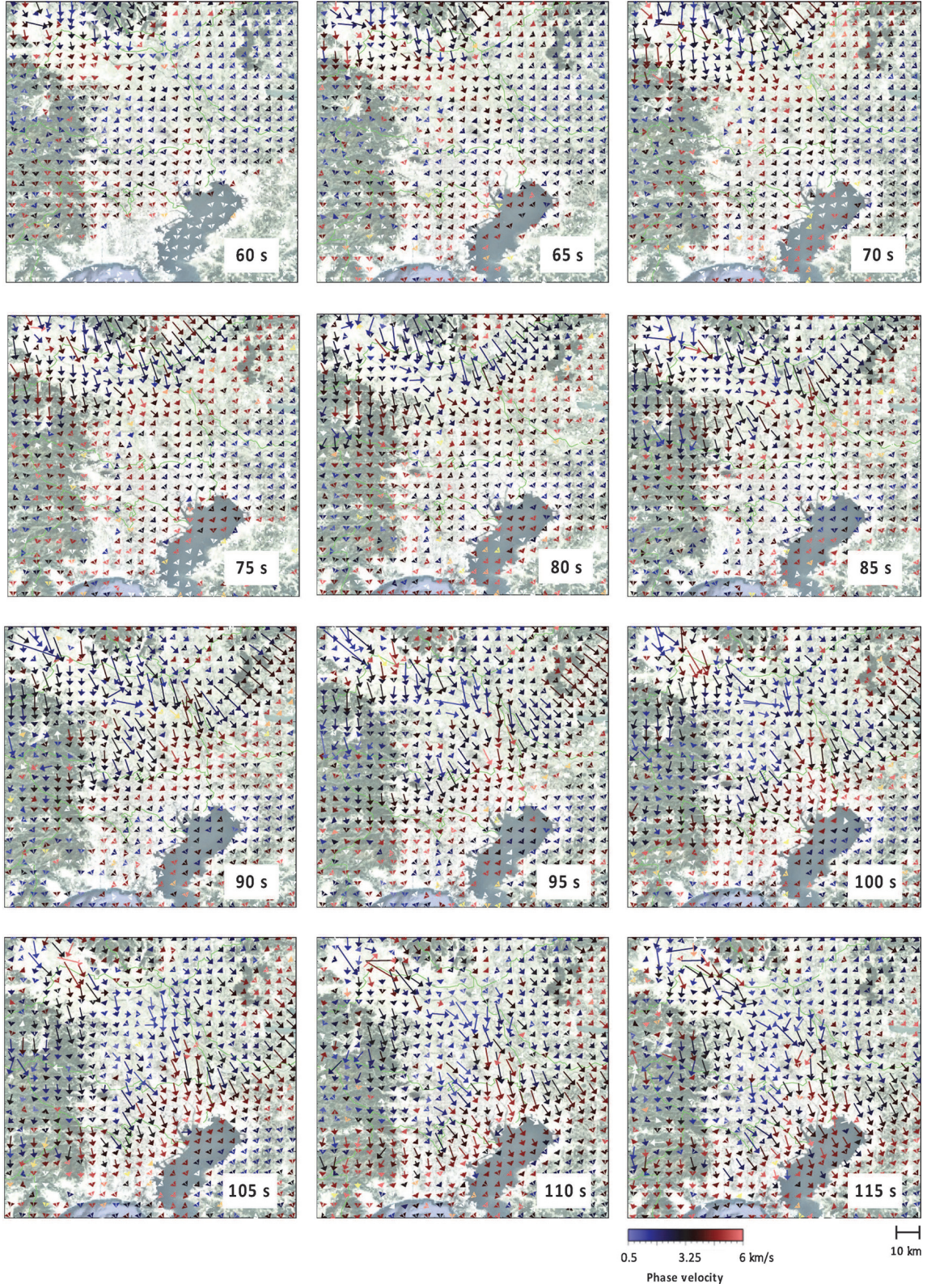


Fig. B2. Snapshots of wave oscillation direction and phase velocity for 2004 Mid-Niigata earthquake obtained from the wave gradiometry analysis from 60 s to 115 s at an interval of 5 s from earthquake occurrence time.



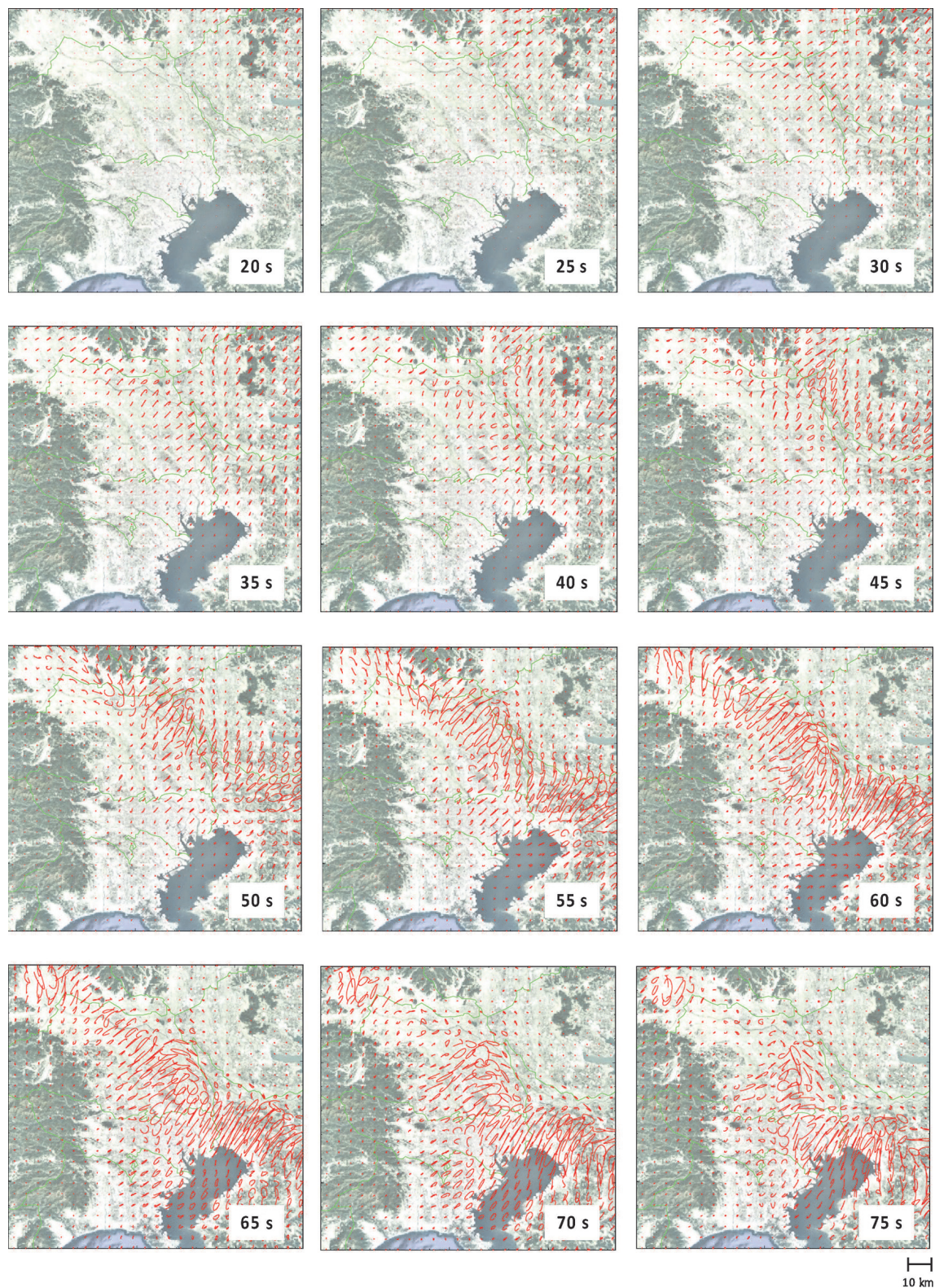


Fig. B3. Snapshots of particle motions for 2011 Fukushima-Hamadori earthquake from 20 s to 75 s at an interval of 5 s from earthquake occurrence time.



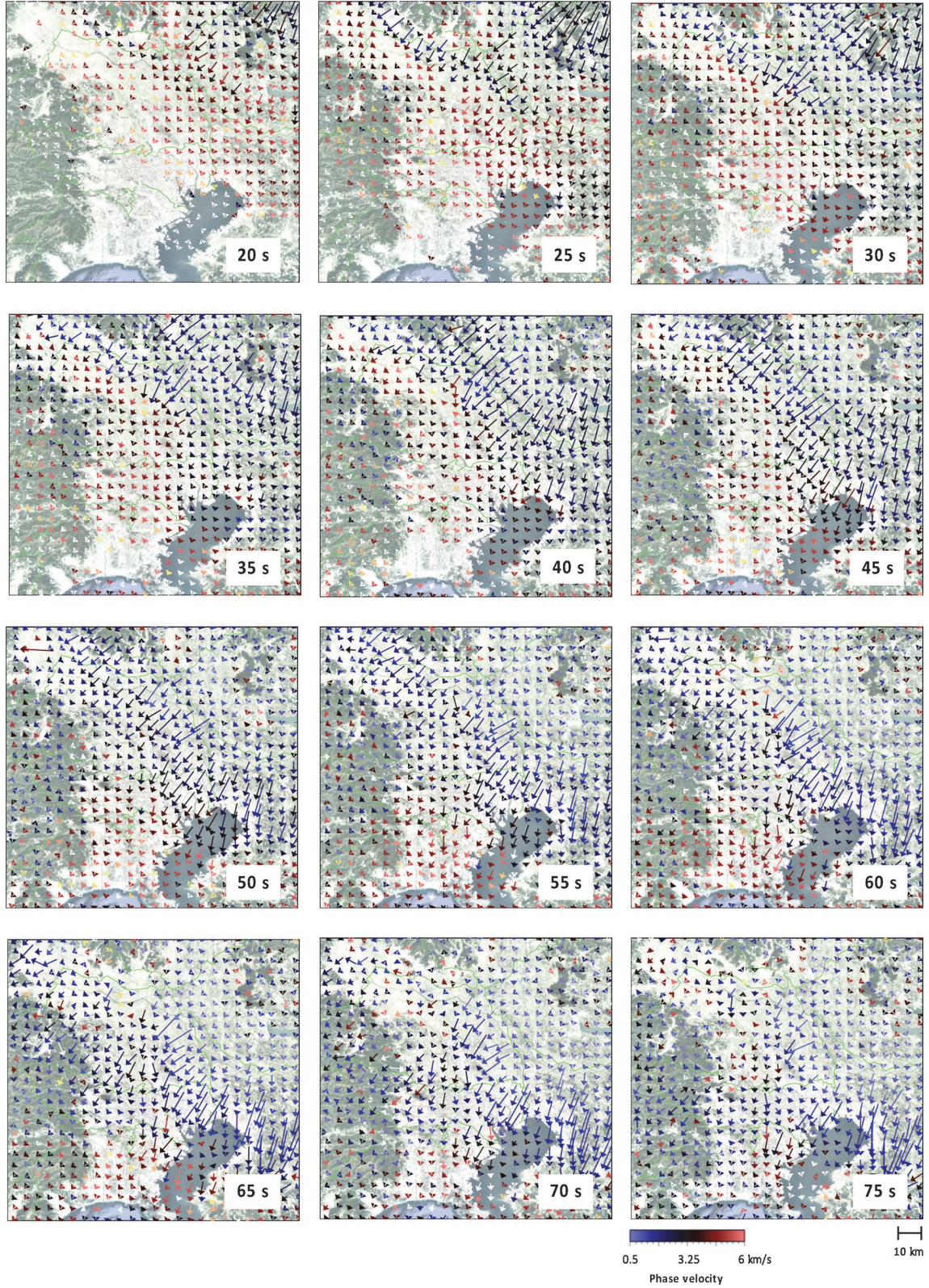


Fig. B4. Snapshots of wave oscillation direction and phase velocity for 2011 Fukushima-Hamadori earthquake obtained from the wave gradiometry analysis from 20 s to 75 s at an interval of 5 s from the earthquake occurrence time.