



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	2003年十勝沖地震 (Mw8.3) による周期約20秒の長周期地震動
Author(s)	前田, 宜浩; MAEDA, Takahiro; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 69, 175-190
Issue Date	2006-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.69.175
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21508
Type	departmental bulletin paper
File Information	13.pdf



2003年十勝沖地震 ($M_w8.3$) による周期約20秒の長周期地震動

前田 宜浩

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2006年1月13日受理)

Long-period Ground Motions with a Period of About 20 Seconds from the 2003 Tokachi-oki Earthquake

Takahiro MAEDA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University
and

Tsutomu SASATANI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received January 13, 2006)

A lot of strong ground motion data from the 2003 Tokachi-oki earthquake ($M_w8.3$) were obtained by a dense strong motion network including K-NET, KiK-net and so on. We examine the long-period ground motions with a period of about 20 seconds based on these data. First, we estimate propagation directions and phase velocities of long-period Rayleigh waves at 64 seismic array sites in Hokkaido arranged from the dense network; the radius of the array is about 15 km. The semblance analysis is applied to band-pass filtered, vertical-component waveforms at each array; the central frequencies are 0.03 and 0.05 Hz. The propagation directions of these long-period seismic waves basically radiate from the source region of the 2003 Tokachi-oki earthquake. However, the propagation directions seem to turn from the northwest to the west across the Hidaka Mountains, extending from the north to the south in the central Hokkaido. The phase velocities are 3 to 4 km/sec; the phase velocity of the 0.03 Hz central frequency wave is slightly higher than that of the 0.05 Hz central frequency wave across one array.

Next we examine ground velocity waveforms and spatial distribution of peak ground velocities (PGV) based on all data in the eastern Japan from the 2003 Tokachi-oki earthquake. Long-period waves with a period of about 20 seconds predominate on the ground velocity waveforms; at some sites shorter-period seismic waves are overlaid on the long-period waves. The PGV distribution shows peculiar features; PGV in Hokkaido, the

northern part of the epicenter, are larger than those in Tohoku, the south-western part of the epicenter, at the comparable distance. The PGV attenuation relation also shows peculiar features; the decay rate changes around a distance of about 200 km and the large scatter with one order exists at a distance of about 300 km. We interpret these features by comparing the observed waveforms with the synthetic ones calculated by using the CMT solution and 1-D velocity structure. The direct S-waves contribute PGV at distances less than about 200 km, while the long-period surface waves (Rayleigh waves) contribute PGV at distances larger than about 200 km. The source radiation pattern of long-period surface waves generates the large scatter of PGV at a distance of about 300 km. This study concludes that the source radiation patterns of long-period S and surface waves mainly contribute the spatial distribution of PGV for large earthquakes such as the 2003 Tokachi-oki earthquake.

I. はじめに

1995年に発生した兵庫県南部地震による大震災を契機として、高密度な強震観測網が全国規模で整備された。代表的なものとして、防災科学技術研究所(NIED)の強震ネットワーク(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)などがある。その他にも、気象庁や自治体により設置されている震度計では震度情報だけでなく強震記録の収録も可能であり、全国で大規模な観測網となっている。このように観測網が高密度化されたことで、中小規模の地震であっても数多くの強震記録が得られるようになった。そして、観測点数が増加したことで、大規模な地震では大量の強震記録が取得されるようになった。2003年十勝沖地震は、こうした高密度な強震観測網が整備されてから発生した最初のマグニチュード8級の大地震である。この地震により、K-NETとKiK-netを合わせて全国で約650地点の強震記録が得られた。

2003年十勝沖地震では、苫小牧市において石油タンクに甚大な被害が生じ、長周期地震動が震源から200 km以上離れた長大構造物に被害を及ぼすことが再認識された。広帯域の周波数特性を持つ強震計による記録は、このような長周期地震動の研究においても用いられている。そして、観測網が高密度であることを利用して、地震動振幅の時空間変化をもとに地震波伝播の様子を調べることができる(例えば、Furumura and Kennett(2003))。しかしながら、これらの観測網をアレー観測網として用いることにより、波長の長い長周期地震波の伝播特性をより定量的に解析することが重要であると考えられる。そこで、本研究では、まず、北海道内に高密度で設置されている強震観測点を多数のアレー観測網とみなし、各アレーにおける長周期地震波の伝播特性をセンブランス解析により求め、2003年十勝沖地震による北海道での長周期地震波の伝播特性について調べる。

高密度な強震観測網が整備される以前は、震度を用いて地震動の空間分布が調べられてきたが、それが整備された現在では震度(計測震度)のみならず地動加速度や地動速度といった物理量を用いて、地震動の詳細な空間分布が調べられるようになった。地震動の空間分布には、いわゆる震源、伝播経路、サイトの各特性の情報が含まれている。そして、地動加速度や速度、震度を用いることで、それぞれ異なる周期帯の地震動特性を調べることができる。そこで、次に、2003年

十勝沖地震による地震動の最大振幅値の空間分布と長周期地震動との関係について調べる。

なお、ここでいう長周期地震波および長周期地震動とは、後で示す地動速度波形に卓越する周期約20秒の波を指す。

II. 長周期地震波の伝播特性

1. データ

北海道内を研究対象領域とし、NIED(K-NET, KiK-net, F-net), 気象庁, 北海道震度情報ネットワーク(道震度計ネット)の波形記録を用いた。これらの観測網を用いた理由は、時刻校正が精度良く行われていると考えられるためである。K-NETは約25 km間隔で観測点が設置されており、北海道内には185点ある。また、北海道震度情報ネットワークの震度計は、K-NET観測点のない自治体に設置されており、これらを合わせるだけでも観測点位置が重複しない200点を超える観測網となる。F-net以外の観測網ではイベントトリガー方式で観測が行われているため、全観測点で常に記録が得られるわけではないが、2003年十勝沖地震ではこれらの観測網の404観測点(北海道内のみ)で強震記録が得られた。その内訳は、数の多い順に、K-NETが171点, KiK-netが106点, 道震度計ネットが68点, 気象庁が48点, F-netが11点である(Fig. 1)。これらの観

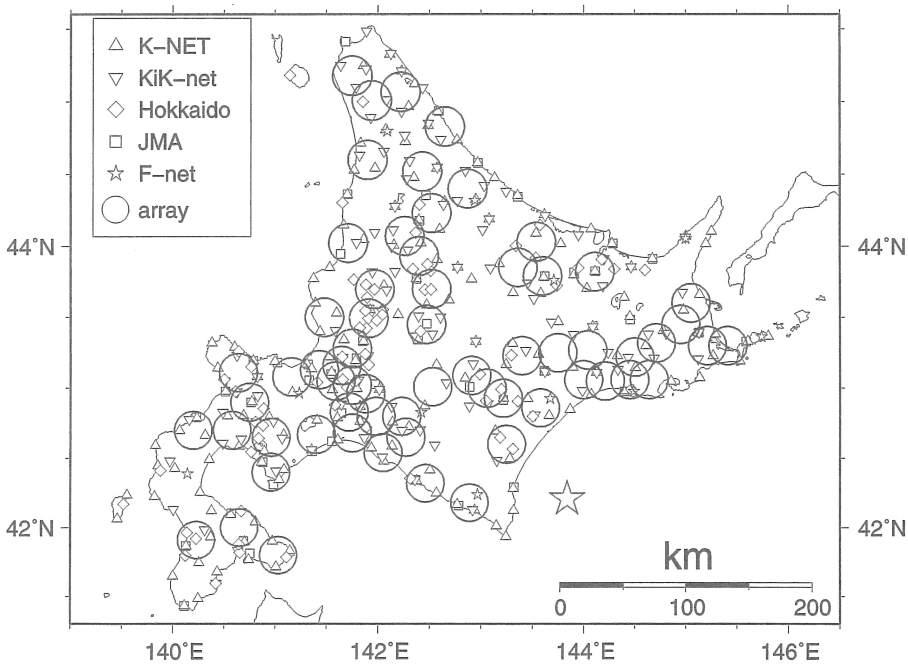


Fig. 1. Location map showing strong motion stations in Hokkaido which recorded strong ground motion from the 2003 Tokachi-oki earthquake. These stations belong to five seismic networks as shown in the inset. A gray star is the centroid of the CMT solution of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by Harvard University. Sixty-four circles are seismic arrays arranged by using these strong motion stations.

測点を用いて、北海道全域を覆うように 64 個のアレー観測網を設定した (Fig. 1)。アレーの大きさは解析の対象とする地震波の周期に応じて決めるのが望ましいが、既存の観測点を用いるためその分布に強く制約される。ここでは、アレー半径を約 15 km とし、1 アレーにつき 3 点以上の観測点を含むようにした。また、解析の都合上、アレー内に 7 点以上の観測点がある場合には観測点の分布を考慮して 7 点以下となるようにした。アレー内の観測点間隔に多様性を持たせるために、アレー中心部に観測点があるのが望ましいが、必ずしもそのような配置にはなっていない。隣接するアレー間では、使用する観測点が重複している場合がある。

解析には、中心周波数が 0.03, 0.05, 0.1, 0.2 Hz の Butterworth 型のバンドパスフィルターを施した速度波形の上下動成分を用いた。フィルターの係数は斎藤 (1978) のプログラムにより算出した。F-net 以外は加速度計による観測のため、積分して速度波形にした。サンプリング周波数は観測網によって異なっており、F-net は 20 Hz, KiK-net は 200 Hz, その他は 100 Hz である。解析に用いる記録は、アレー内の観測点の中で最も低いサンプリング周波数に統一した。3 つのアレーにおける観測記録を例として Fig. 2 に示す。震源に近い (b) や (c) アレーでは実体波と表面波が重なっているように見えるが、震源から遠い (a) アレーでは周期約 20 秒の表面波と思われる長周期の波が全観測点で明瞭に見られる。

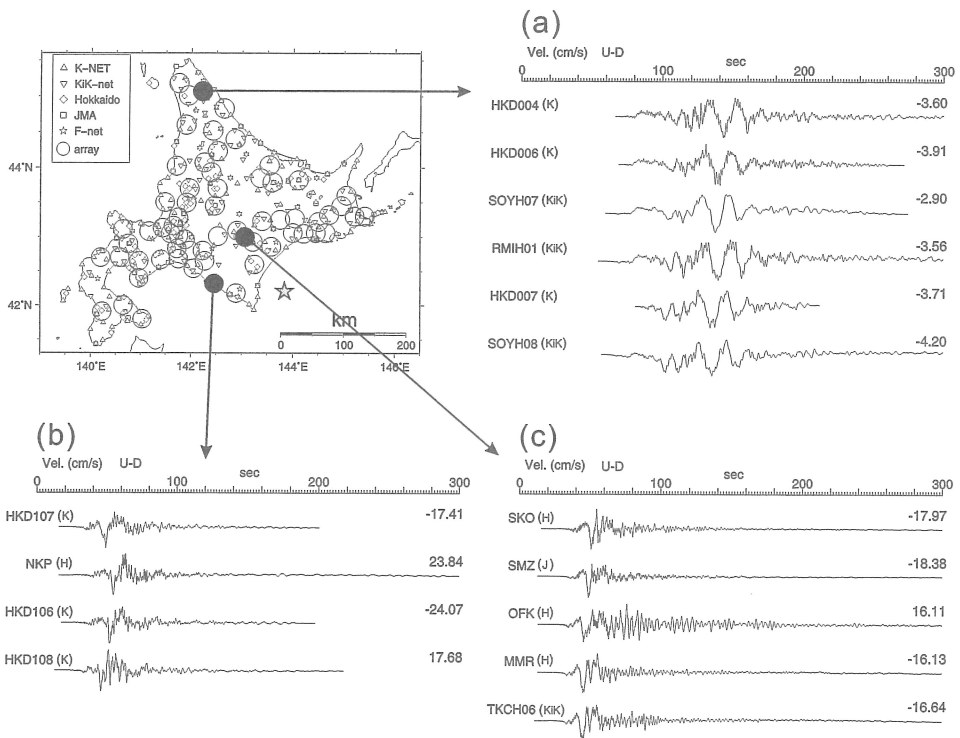


Fig.2. Vertical (U-D) component velocity seismograms recorded at three seismic arrays. The locations of these arrays are shown in the upper left map.

2. センプランス解析

センプランスは複数の波形の相似性を表す数値であり、ある時刻 k におけるセンプランス値 $S(k)$ は次式で定義される (Neidell and Taner, 1971).

$$S(k) = \frac{\sum_{j=k-(N/2)}^{k+(N/2)} \left[\sum_{i=1}^M f_{ij} \right]^2}{M \sum_{j=k-(N/2)}^{k+(N/2)} \sum_{i=1}^M f_{ij}^2}$$

N : 解析区間のデータ数
 M : 観測点の総数
 f_{ij} : i 観測点における j 番目のサンプルのデータ値

$S(k)$ は0~1の値を持ち、波形が完全に一致している場合には $S(k)=1$ となる。

アレー内を horizontal slowness (s_x, s_y) を持つ平面波が伝播したと仮定すると、基準観測点に対する相対位置が (d_x, d_y) の観測点で観測される波形は、基準観測点で観測される波形を時間差 $dt = d_x s_x + d_y s_y$ だけずらしたものになる。したがって、アレー内の各観測点に対する dt を求め、その時間だけ各観測点の波形をずらせば、理想的には全観測点の波形は一致し、それらの波形に対して $S(k)=1$ となる。しかし、実際の観測記録を用いる場合には、解析の対象とする周期帯によってはアレー内での速度構造の変化などの影響を受けて、正しい (s_x, s_y) を仮定しても波形が完全に一致する、すなわち $S(k)=1$ になるとは限らない。センプランス解析では、様々な (s_x, s_y) を仮定して $S(k)$ を計算し、そのうち $S(k)$ が最大となる場合の (s_x, s_y) をアレー内を伝播した平面波の horizontal slowness とみなし、

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{s_x}{s_y} \right)$$

$$v = \frac{1}{\sqrt{s_x^2 + s_y^2}}$$

により、波の到来方向 (θ) と見かけ速度 (v) が推定される。なお、波の伝播方向は、到来方向に 180 度を加えた値とする。

3. 解析・結果

各アレーで得られた波形記録に対してセンプランス解析を適用し、アレー内を伝播する地震波の到来方向と見かけ速度を推定する。観測記録長にもよるが、P 波の到達前から最大で 120 秒間の波形を対象とした。センプランス値を計算する解析区間はバンドパスフィルターの中心周期の1/2とし、それを 2.5 秒ずつずらして $S(k)$ を計算する。ただし、中心周波数が 0.03 Hz の場合の解析区間は 15 秒とする。horizontal slowness (s_x, s_y) の探索範囲は $-2.0 \sim 2.0$ (sec/km) とし、その範囲をそれぞれ 250 等分 (0.016 sec/km 刻み) した値の中から $S(k)$ を最大とする (s_x, s_y) の組合せを探す。これにより、センプランス値、到来方向、見かけ速度の時刻歴が得られる。このうち、センプランス値が高く、到来方向や見かけ速度が安定して求まっている時間帯に注目し、その到来方向をもとに vertical-radial 平面 (V-R 平面) での粒子軌跡を調べる。そして、粒子軌跡が

retrograde である部分を Rayleigh 波と判断し、その時間帯の到来方向と見かけ速度の平均値を求める。なお、見かけ速度は Rayleigh 波の位相速度を表す。この操作を全アレーに対して行い、2003 年十勝沖地震による北海道内における Rayleigh 波の伝播方向と位相速度の空間分布を推定する。

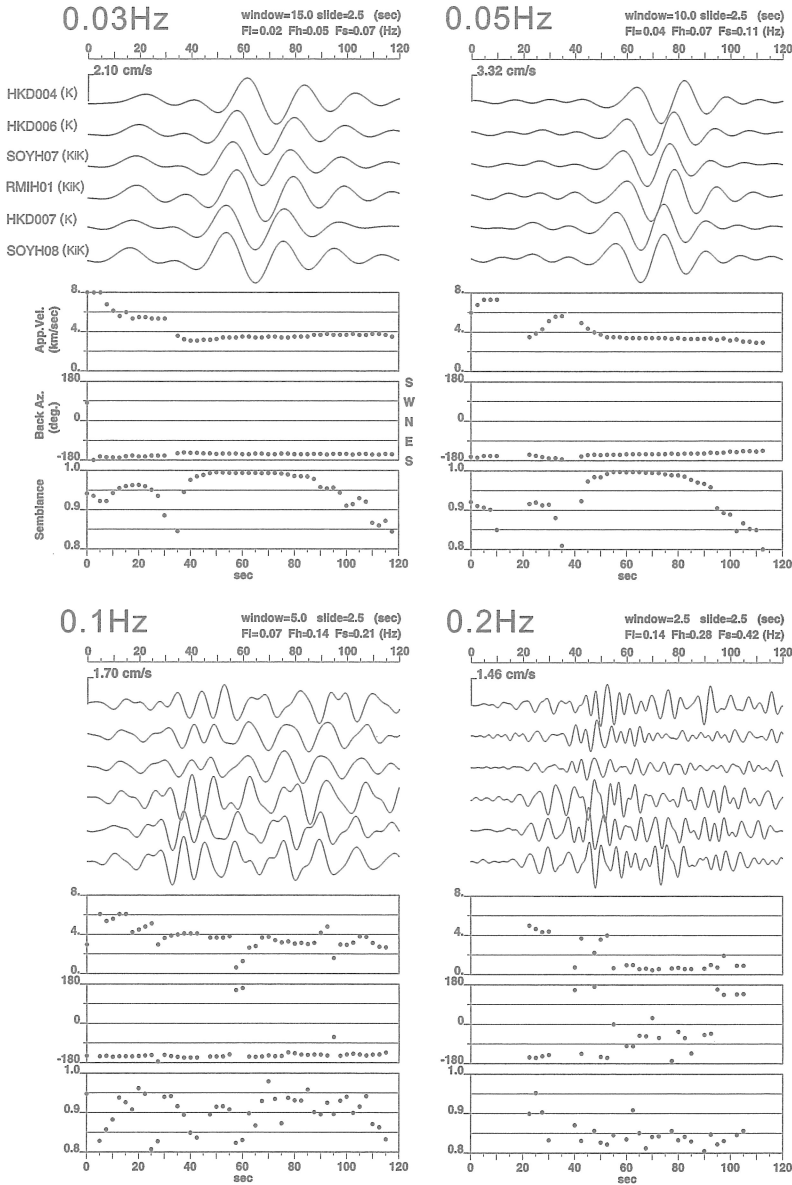


Fig. 3. An example of results of the semblance analysis applied to the band-pass filtered records (the original records are shown in Fig.2 (a); the central frequencies are 0.03, 0.05, 0.1 and 0.2 Hz). The first line on each panel shows the band-pass filtered traces for the velocity seismograms. The second to the 4-th lines represent results of the semblance analysis: apparent velocities, arrival directions (back azimuths) and semblance values. The results with the semblance values larger than 0.8 are shown.

Fig. 2 (a)に示した記録を例として、4つの周波数帯を対象としたセンブランス解析の結果を Fig. 3 に示す。また、このアレーの観測点の配置を Fig. 4 に示す。中心周波数 0.03, 0.05 Hz では観測点間の波形の相関が良く、センブランス値がほぼ1となる同位相の波が確認できる。しかしながら、中心周波数 0.1, 0.2 Hz では観測点間の波形の相関は悪く、センブランス値が 0.95 を超える波群はほとんど見られない。これは、波長に比べ観測点間隔が広すぎることが原因と考えられる。他のほとんどのアレーでも 0.1, 0.2 Hz ではセンブランス値の高い波群が見られなかったため、以下では 0.03, 0.05 Hz の結果についてのみ検討する。

Fig. 3 の結果に対して、水平動を radial, transverse 成分に変換して求めた V-R 平面での粒子軌跡を Fig. 5 に示す。上下動成分で振幅が大きく、センブランス値の高い波群は retrograde の軌跡を示しており Rayleigh 波であると考えられる。この波群に対応する時間帯の見かけ速度と伝播方向の平均値を求め、この周波数帯での Rayleigh 波の位相速度と伝播方向とした。なお、平均値はセンブランス値が 0.9 以上の結果を用いて計算した。同様の解析を全てのアレーについて行った。

各アレーでの Rayleigh 波の伝播方向と位相速度を地図上に示した (Fig. 6 ; 同図には北海道の大局的な地形図と以下の議論で用いる地名も示されている)。矢印の方向が伝播方向を、矢印の長さが位相速度を表している。星印は Harvard 大学の CMT 解による震央のセントロイドの位置である。大局的には、Rayleigh 波は震源域から放射状に伝播している。また、日高山脈を挟んで伝播方向が若干変化しているように見える。これは、山脈と石狩平野での速度構造の変化により波線が反時計回り方向に曲げられたものと解釈できる。例えば、Koketsu and Kikuchi (2000) では、関東平野における速度構造の横方向の変化によって周期約 8 秒の Love 波の波線が曲がる様子が示されている。根釧原野では伝播方向、位相速度が周囲と大きく異なるアレーがある。このアレーでは、伝播方向と位相速度の標準偏差がともに周囲のアレーよりも大きく、これらの推定値の信頼性は低いと思われる。また、釧路周辺では 0.05 Hz を対象としたセンブランス解析によりアレー内を伝播する地震波を特定することができなかったアレーがある。ただし、これらのアレーでは適当な到来方向を仮定することで各観測点の波形に Rayleigh 波が確認できる。したがって、波長に対して観測点間隔が広すぎることや、アレーが震源に近いために平面波という仮定が成り立っていないことなどが、センブランス解析が不調な理由として考えられる。このように、解析が不調であったアレーがあるものの、他の大部分のアレーでは伝播方向と位相速度が精度良く推

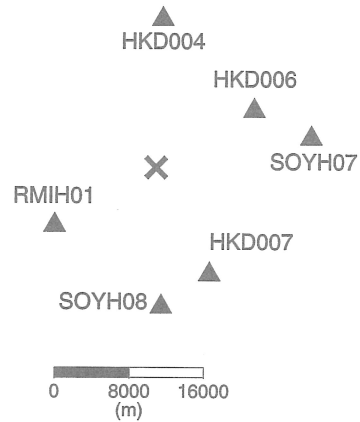


Fig.4. An example of the seismic array configuration. Solid triangles and a bold cross indicate seismic stations and the center of the array. Velocity seismograms at this array are shown in Fig. 2(a).

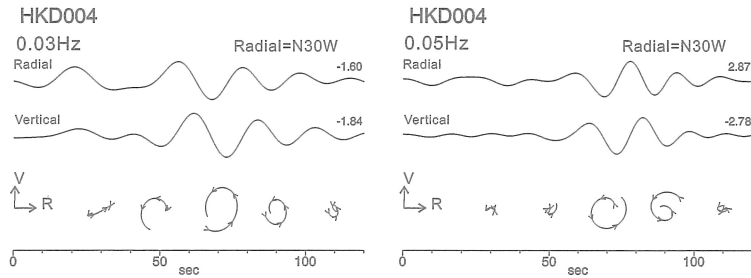


Fig.5. Waveforms and particle motions at HKD004. Top: Radial and vertical component band-pass filtered velocity seismograms with the central frequencies of 0.03 and 0.05 Hz. Radial component is calculated using the arrival direction estimated from the semblance analysis (Fig. 3). Bottom: Particle motions on the vertical-radial (V-R) plane. The particle motions are shown for every 20sec. Retrograde motion is predominant at the large amplitude portion; this indicates that these waves are Rayleigh waves.

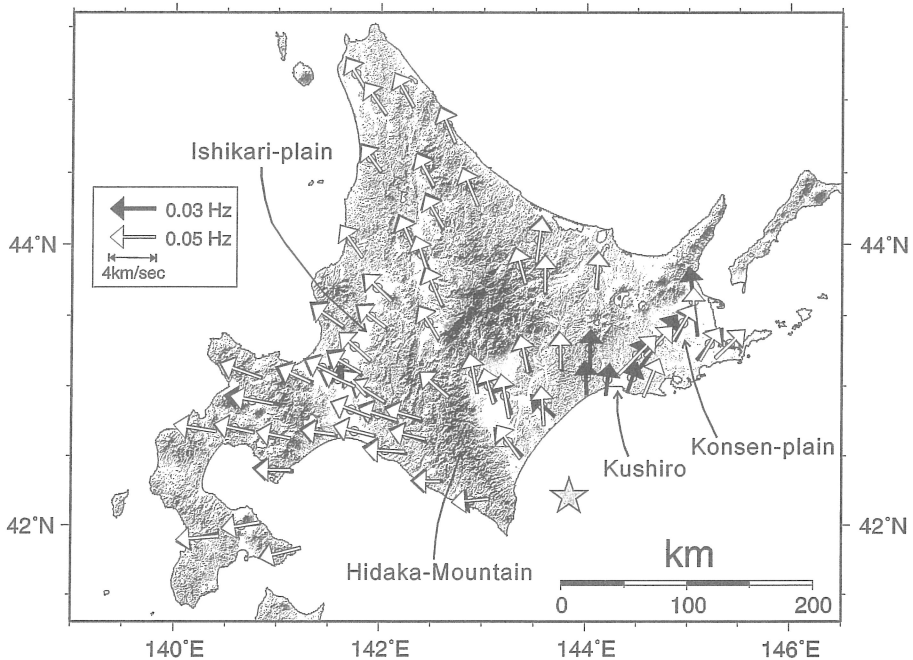


Fig.6. A summary of the propagation directions (arrows) and phase velocities (length of the arrows) of Rayleigh waves at the array sites, estimated by the semblance analysis. The propagation direction is calculated by adding 180 degrees to the arrival direction. Solid and open arrows are the results for the central frequencies of 0.03Hz and 0.05Hz, respectively. A gray star is the centroid location of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated by Harvard University. Rough topography map and regions used in the text are also shown.

定されている。各アレーでの位相速度の分散の逆数を重みとして求めた全アレーでの平均位相速度は、0.03 Hzで3.5 km/s, 0.05 Hzで3.4 km/sである。また、山地や堆積盆地といった表層地質の違いによって地域ごとに位相速度が変化することも考えられるが、周期20~30秒の長周期帯を対象としていることもあり、それは明確には判別できない。

III. 長周期地震動振幅の空間分布

前田・笹谷 (2004) は、気象庁の記録を用い、震源域がほぼ重なる1952年と2003年のふたつの十勝沖地震による強震動を比較し、両者の波形形状がよく似ていることを示した。その論文の中では触れられてはいないが、1倍強震計の特性で見た稚内の波形振幅は、ほぼ同じ震源距離(約400 km)に位置する仙台よりも10倍近く大きい。2003年の地震による、これら2地点での強震波形をFig. 7(a)に示す。仙台では稚内よりも短周期成分が卓越しており、両地点での加速度振幅

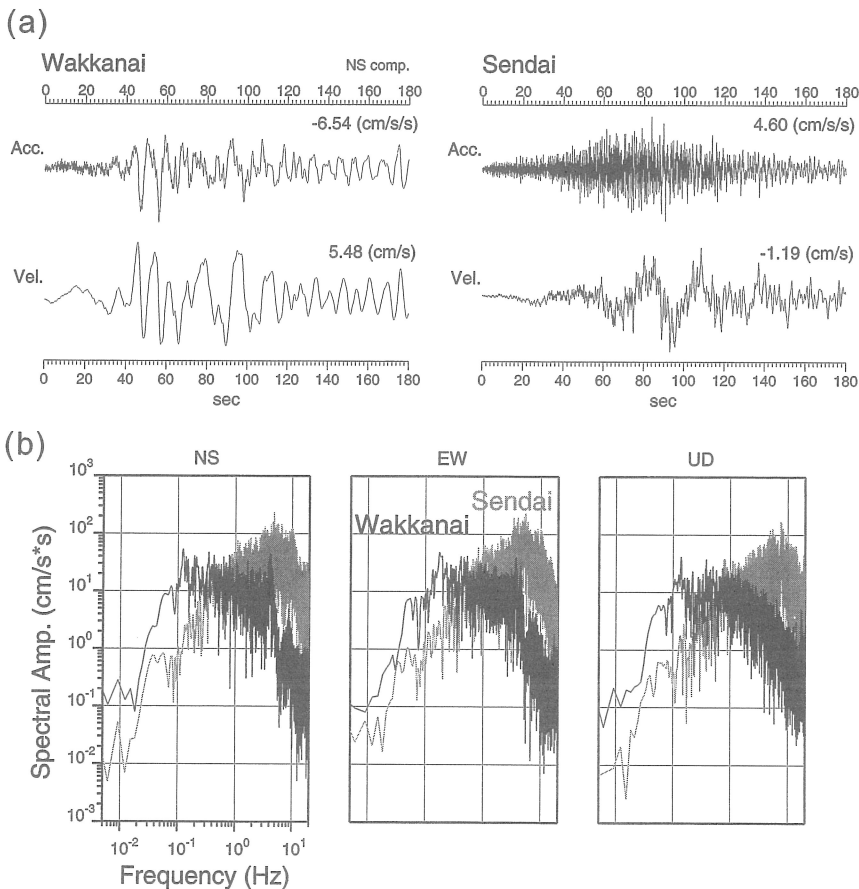


Fig. 7. Comparison of strong motion records from the 2003 Tokachi-oki earthquake observed at two stations (Wakkanai and Sendai) with a comparable distance. (a) Acceleration and velocity seismograms (N-S component). Short period seismic waves are dominant at Sendai. (b) Velocity Fourier spectra. Black and gray lines represent the spectra for Wakkanai and Sendai, respectively.

は大きくは変わらない。しかし、稚内では長周期成分の振幅が大きく、速度振幅は稚内の方が5倍近く大きい。こうした波形の違いはスペクトルでも明らかである (Fig. 7 (b))。0.5 Hz 付近を境として、それよりも高周波数帯では仙台が、低周波数帯では稚内がはるかに大きな振幅を持っている。1倍強震計は固有周期5~6秒の変位計であるので、稚内と仙台の波形振幅の違いは、このスペクトルに見られる低周波数帯の振幅レベルの違いを反映したものと考えられる。以下では、このような地震動の周波数特性の違いが何に起因して生じているのかを調べる。

1. 最大地動加速度, 最大地動速度の空間分布と距離減衰関係

2003年十勝沖地震による、より広域的な地震動の特徴を調べるために、最大地動加速度(PGA)と最大地動速度(PGV)の空間分布 (Fig. 8)と距離減衰関係 (Fig. 9)を調べた。PGVとPGAは、相対的にはそれぞれ長周期帯と短周期帯の地震動特性を表していると考えられる (Fig. 7 (a)参照)。解析にはK-NETとKiK-netで得られた全記録を用いたが、トリガーレベルの関係で観測点は東日本に限られている。最大振幅値は3成分を合成した波形から求め、PGVの計算には、加速度記録を積分し0.01 Hzのハイパスフィルターを掛けた速度記録を用いた。空間分布は地図上に示されるため、震源と観測点との位置関係が把握しやすいが、距離減衰関係では、それぞれの距離範囲がどの地域に対応しているかに注意する必要がある。例えば、距離250 kmまでは北海道内のデータ、距離250~450 kmでは、北海道と東北地方のデータ、そして距離450 km以遠では、東北南部から関東にかけてのデータがプロットされている。これにより、距離によって伝播経路が異なったデータをプロットしていることになる。Fig. 8の挿入図に東日本の火山フロントが示

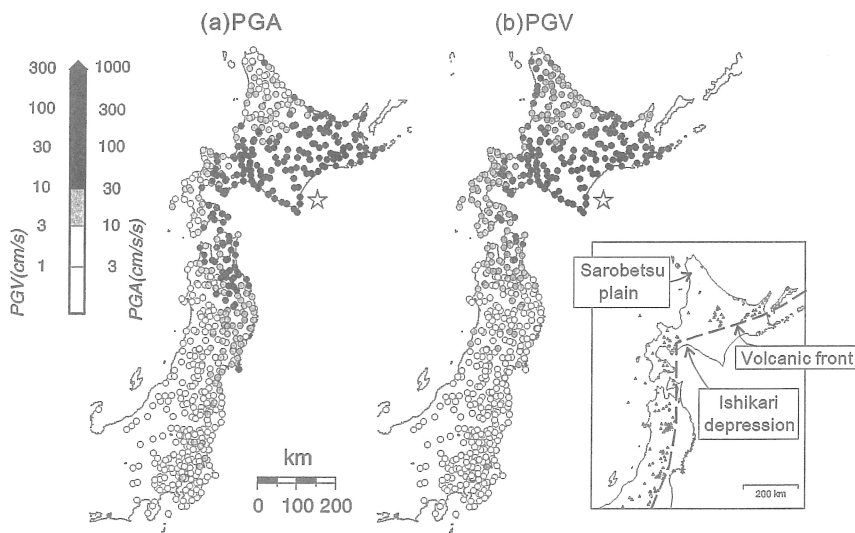


Fig. 8. Distributions of peak ground accelerations (PGA, (a)) and velocities (PGV, (b)) in the eastern Japan. An open star indicates the centroid location of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated by Harvard University. The inset map shows the volcanic front and regions used in the text.

されているが、これを境にしてS波の減衰構造が大きく変わるといわれている（前田・笹谷，2001）。この影響を把握しやすいように、Fig. 9では火山フロントの前弧側のデータを●、背弧側のデータを○で表した。

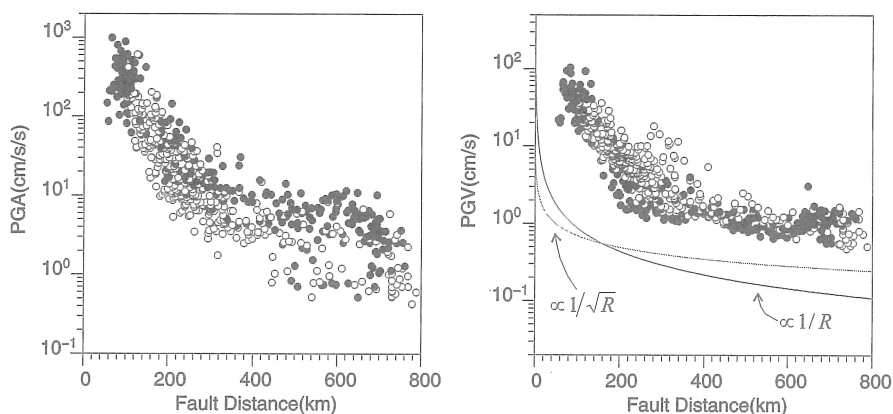


Fig. 9. Attenuation relations of peak ground accelerations (left) and peak ground velocities (right) from the 2003 Tokachi-oki earthquake. Solid and open circles denote data recorded at the fore-arc side and back-arc side of the volcanic front, respectively. Black and gray lines in the PGV panel show decay curves by the geometrical spreading for body waves ($1/R$) and surface waves ($1/\sqrt{R}$), respectively where R is a distance from the fault.

PGAの空間分布では、値の大きな領域が東日本の太平洋岸に沿って細長く広がっている。これに対して、PGVの空間分布では、東北から関東の太平洋側と日本海側で振幅値の大きな違いは見られない。そして、ほぼ同一距離で比較すると、震源の北側に位置する北海道では、南西側に位置する東北地方よりも振幅値が大きい。こうした空間分布の特長は距離減衰関係からも確認できる。PGAの距離減衰関係では、同一距離で1オーダー程度のばらつきがあり、火山フロントの前弧側の方が背弧側よりも値がやや大きい傾向が見られる。一方で、PGVの距離減衰関係は、PGAのそれよりも同一距離での値のばらつきが小さい。ただし、200~400 kmの距離では1オーダー程度のばらつきを示し、火山フロントの背弧側（北海道）の方が前弧側（東北地方）よりもむしろ大きな値である。このように、周期帯によって最大振幅値の空間分布は異なっている。

沈み込み帯で発生する地震では、太平洋岸に沿って震度の大きな領域が長く広がる異常震域現象が見られる。この現象は、低Q値のマントルに高Q値のプレートが挟まれている、沈み込み帯の複雑な構造を地震波が伝播するために生じていると考えられている。PGA分布はこの異常震域と同様の分布を示していることから、PGAは伝播経路特性の影響を強く受けていると考えられる（Maeda and Sasatani, 2006）。しかしながら、PGV分布はこのような大構造による伝播経路特性では説明することはできない。堆積層の厚いサロベツ原野や石狩低地帯など（位置については、Fig. 8の挿入図を参照）では周囲よりもPGVが大きく、サイト特性の影響を受けていると考えられる。この影響は稚内の記録（Fig. 7 (a)）にも含まれていると考えられるが、それはPGVの大局

的な分布を歪めるほどの異常にはなっていない。したがって、PGV は震源特性の影響を強く受けていると考えられる。

Fig. 9 には実体波と表面波に対する幾何減衰による距離減衰関係も示している。PGV は 200 km 付近を境として距離減衰の傾きが変化しており、近距離では実体波の傾き ($1/R$)、遠距離では表面波の傾き ($1/\sqrt{R}$) に近い。これは、PGV は遠距離では長周期の表面波の影響を強く受けていることを示唆している。実際に、Fig. 2 に示した速度波形から、近距離では S 波が、遠距離では Rayleigh 波が PGV を示していることがわかる。

PGV の空間分布と距離減衰関係は、長周期地震動の特性を表していると考えられるが、以下では、PGV のばらつきが大きい 200~400 km の距離に注目して、その要因について検討する。この距離範囲では、北海道から東北地方にかけての広い方位でのデータが含まれている。

2. PGV の空間分布の解釈

点震源と水平多層構造を仮定して離散化波数法により理論波形を計算し、震源から北（稚内方面）へ向かう測線で観測波形と比較した (Fig. 10)。理論波形の計算には、Harvard 大学の CMT 解によるメカニズム解、地震モーメント、震央位置（セントロイド）を用い、震源深さは 40 km とした。震源時間関数は、観測波形の見かけの周期から継続時間が 20 秒間のベル型とした。速度構造は、上部地殻、下部地殻、マントルをモデル化した 3 層構造を仮定した (Table 1)。観測波形は、加速度波形を積分して求めた速度波形（左：上下動成分、右：N-S 成分）である。フィルター処理を行っていないため、周期 5~10 秒の波が卓越する観測点もあるが、震央距離が 200 km よりも遠い地点では、周期約 20 秒の波が大きな振幅を持っている (Fig. 10 左)。そして、観測記録に見られるこのような長周期地震波が理論波形においてほぼ再現されている (Fig. 10 中央)。この長周期地震波は観測記録の水平動にも見られ (Fig. 10 右)、前節の解析からこの波は Rayleigh 波であると思われる。水平動は上下動に比べ短周期成分に富んでおり、最大振幅値は上下動よりも大きい。しかし、短周期成分と長周期成分の振幅レベルを考慮すると、PGV 分布 (Fig. 8) の大局的な特徴に主に寄与しているのは長周期地震波 (Rayleigh 波) であると思われる。また、理論波形から求めた、震央距離 250 km での Rayleigh 波 (V-R 平面での合成振幅) と Love 波 (transverse 成分) の振幅の方位分布 (Fig. 11) から、Rayleigh 波が主要な波であると考えられる。そこで、この長周期地震波の振幅の方位特性を調べるために、理論波形と観測波形の上下動成分の最大振幅値の方位分布を比較した (Fig. 12)。可能な限り広い方位範囲を確保するために、震央距離が 250 km と 300 km の場合について調べた。観測値は各距離の前後 10 km の範囲内の記録

Table 1. Velocity structure used in calculation of synthetic seismograms.

	V _p (km/s)	V _s (km/s)	Density (g/cm ³)	Thickness (km)	Q _p	Q _s
1	6.0	3.5	2.7	10.0	600	300
2	6.4	3.7	2.8	20.0	600	300
3	8.0	4.5	3.3	—	1000	500

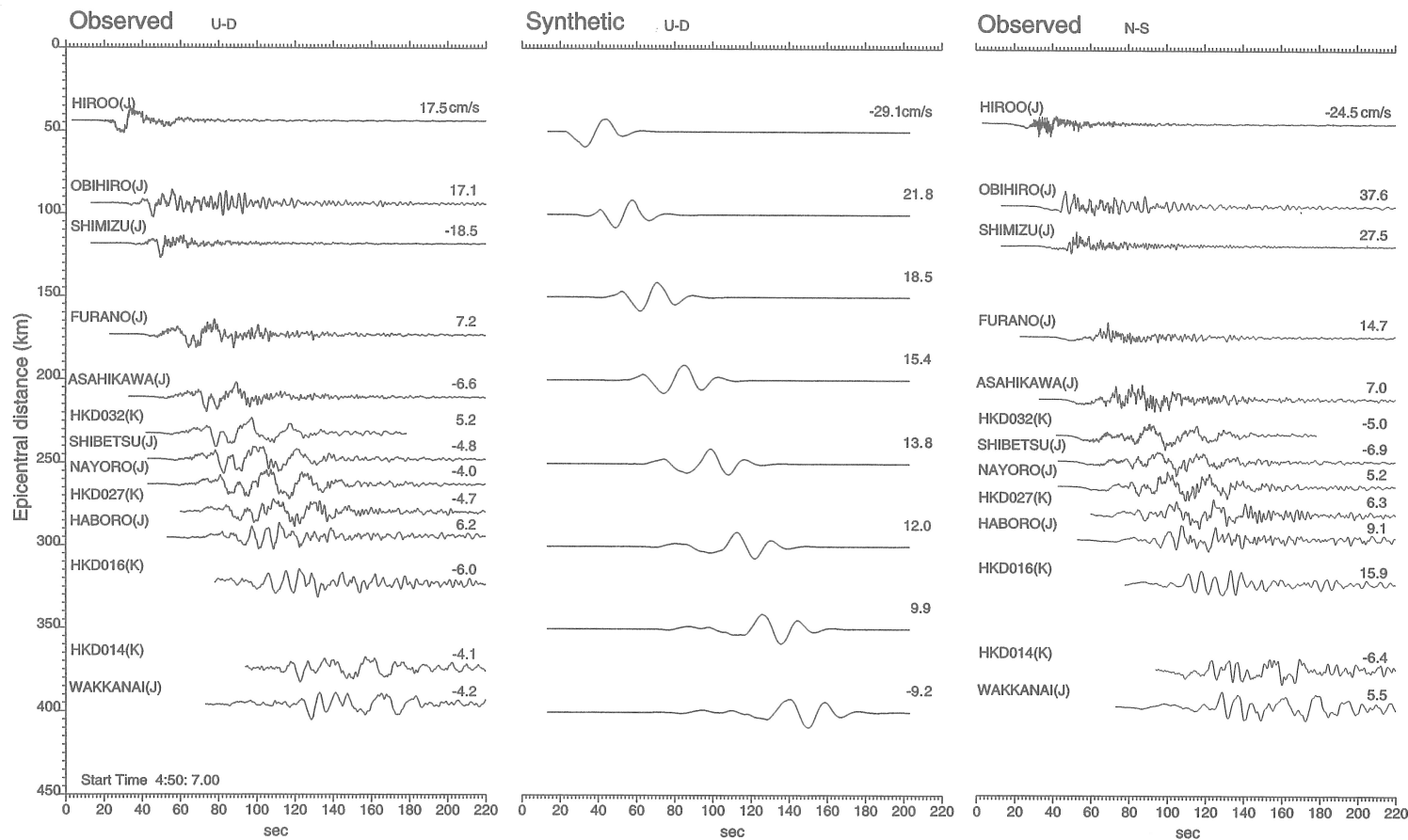


Fig. 10. Comparison of the observed (left) and synthetic (center) velocity seismograms (U-D component) along the profile from the epicenter to Wakkanai (N330°E). The observed N-S component seismograms are also shown in the right column.

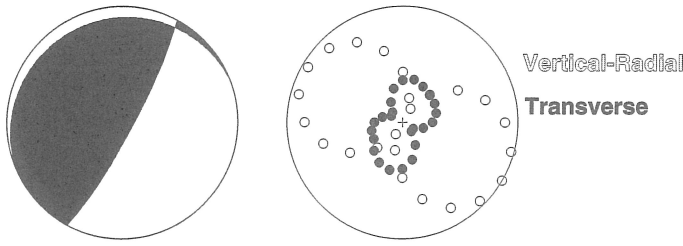


Fig.11. Azimuth distribution of peak ground velocity amplitudes of Rayleigh waves (○) and Love waves (●) at the epicentral distance of 250km; these are taken from the synthetic seismograms. The focal mechanism determined by Harvard University is also shown in the left.

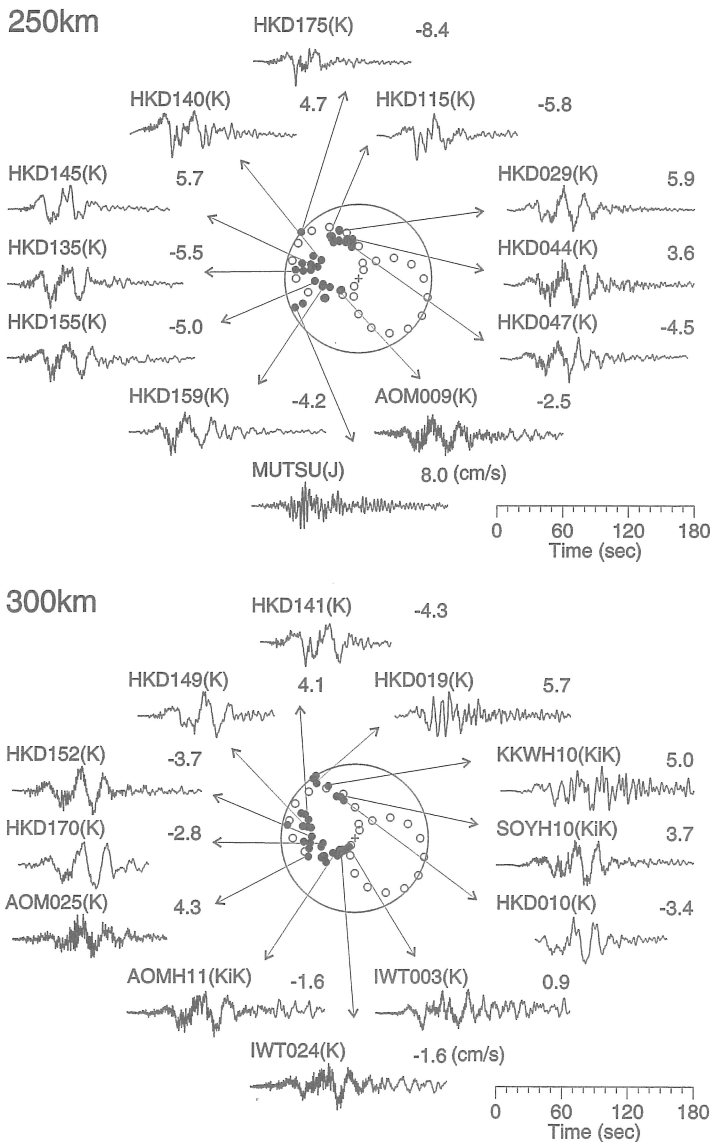


Fig. 12. Azimuth distribution of peak ground velocity amplitudes (U-D component) at the epicentral distances of 250km (upper) and 300km (lower). Open and solid circles are the synthetic and observed values; the synthetic and observed values are normalized by each largest amplitude. Velocity seismograms observed at several stations are also shown.

を用いている。また、いくつかの観測点については波形も同時に示している。ほとんどの観測点では周期約20秒のRayleigh波が最大振幅値を記録しており、Fig. 12はRayleigh波の放射特性を比較していると考えられる。なお、理論と観測では振幅の絶対値は合っていないが、ここでは振幅値の方位特性に注目しているため、観測、理論それぞれの最大値で規格化して比較し、絶対値については議論しない。短周期成分が卓越し振幅が大きくなっている観測点(例えば、250 kmでのMutsu)もあるため、若干のばらつきは見られるものの、観測値の方位分布は理論値により説明されており、震央距離が約200 kmよりも遠方におけるPGV分布(Fig. 8)はRayleigh波の放射特性を反映したものと考えられる。これは、地震規模が大きく長周期成分が強く励起されたことと、長周期地震波が沈み込み帯の減衰構造の影響を強く受けないことによる。PGAとPGVの分布の違い、すなわち、周期帯によって最大振幅値の分布が異なるのは、震源からの地震波放射の方位依存性と、減衰構造の周波数依存性の影響が重なった結果であると考えられる。

IV. ま と め

北海道内の高密度強震観測網を多数のアレー観測網とみなし、2003年十勝沖地震による長周期地震波の伝播特性を調べた。中心周波数0.03, 0.05 Hz(周期約30秒, 20秒)のRayleigh波は、大局的には震源域から放射状に伝播しているが、日高山脈の東西で伝播方向が若干変化している様子が見られる。また、位相速度は3~4 km/sという結果が得られた。一方で、中心周波数0.1, 0.2 Hz(周期5, 10秒)の地震波を対象とした解析では、ほとんどのアレーにおいて、センス値の高い波群を抽出することができなかった。これは、観測点間隔が波長に比べ大きいことが原因と考えられる。対象領域を観測点が特に密集した地域に限定すれば、この周波数帯の地震動の伝播特性を明らかにできる可能性はある。

東日本の強震データを用いて、2003年十勝沖地震による地震動の最大振幅値の空間特性について調べた。最大地動加速度(PGA)の大きな領域は太平洋岸に沿って広がり、沈み込み帯で見られる異常震域と同様の分布を示していた。これは、沈み込み帯における複雑な減衰構造の影響を強く受けているためだと考えられる。一方で、最大地動速度(PGV)は北海道で大きく、東北地方で小さく、PGAとは異なる特徴が見られた。距離約200 km以遠での速度波形では周期約20秒のRayleigh波が卓越しており、これが最大振幅値に寄与していた。この波の理論的な放射特性によって震央距離約250~300 kmにおけるPGVの方位分布が説明された。地震規模が大きいため長周期地震波が強く励起され、長周期であるために減衰の影響を強く受けないことにより、震源における放射特性がPGVの空間分布に保存されたものと考えられる。また、長周期地震動が震源での放射特性に強く規定されているということは、発震機構が予測可能なプレート境界型大地震による長周期地震動を考える上で重要な結論である。

謝辞 K-NET, KiK-net, F-net, 気象庁, 北海道震度情報ネットワークのデータを使用しました。本研究は、平成17年度科学研究費補助金、基盤研究(B)課題番号16310120(代表 笹谷)の一

部を使用しました。

文 献

- Furumura, T., and B.L.N. Kennett, 2003. Visualization of 3D Wave Propagation from the 2000 Tottori-ken Seibu, Japan, Earthquake: Observation and Numerical Simulation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 870–881.
- Kouketsu, K., and M. Kikuchi, 2000. Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan, *Science*, **288**, 1237–1239.
- 前田宜浩・笹谷努, 2001. 上部マントルの異常構造が強震動に与える影響, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 91–113.
- 前田宜浩・笹谷努, 2004. 2003年十勝沖地震による強震動, 北海道大学地球物理学研究報告, **67**, 167–179.
- Maeda, T., and T. Sasatani, 2006. Two-layer Qs structure of the Slab near the Southern Kurile trench, *Earth Planets Space*, in press.
- Niedle, N. S., and M. T. Tanar, 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482–497.
- 斎藤正徳, 1978. 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 112–135.