

## 微動と地震動の水平アレー観測によるやや長周期帯域地震動の評価 —京葉臨海地域における $S$ 波速度構造と表面波の波動特性—

福元俊一<sup>1)</sup>, 山中浩明<sup>2)</sup>, 翠川三郎<sup>3)</sup>, 入江紀嘉<sup>4)</sup>

- 1) 正会員 ㈱東京ソイルリサーチ 技術本部, 室長 工博  
e-mail:fukumoto@tokyosoil.co.jp
- 2) 正会員 東京工業大学 大学院総合理工学研究科, 助教授 工博  
e-mail:yamanaka@depe.titech.ac.jp
- 3) 正会員 東京工業大学 大学院総合理工学研究科, 教授 工博  
e-mail:smidorik@enveng.titech.ac.jp
- 4) ㈱東京ソイルリサーチ 技術本部, 主任 理修  
e-mail:irie@tokyosoil.co.jp

### 要約

やや長周期地震動の波動特性を精度良く理解するために不可欠な  $S$ 波速度構造を求めることを目的として, 京葉臨海地帯の地震観測サイトにおいて微動のアレー観測を実施した. 微動の上下動成分のアレー観測によって周期約 4.5 秒までの位相速度を求め, 遺伝的アルゴリズムによる逆解析によって, 深い地盤の  $S$ 波速度構造を求めた. このサイトで得られた地震記録のうちで表面波の卓越する記録を用いて, 非常常スペクトル解析やセンブルランス解析を行い, 波動の伝播速度を算出した. この値が, 微動アレー観測より推定した  $S$ 波速度構造から計算される理論値で説明できることを確認した. さらに異なる伝播経路からやってくる複数の表面波の存在を指摘した.

キーワード: やや長周期表面波, 地下構造, 微動アレー, 地震計水平アレー, 位相速度,  
センブルランス解析

### 1. はじめに

近年, 超高層・免震ビルや長大橋梁, 巨大タンクなど長周期の固有周期を持つ構造物が建設されるようになってきている. このような構造物に影響を及ぼすと考えられる, やや長周期帯域 (1~10 秒程度) の波動特性を明らかにすることは, 構造物の耐震設計や防災対策を行う上で非常に重要な課題の一つと考えられる. 特に, 超高層・免震ビルの固有周期に強く関連する 3~5 秒程度の周期帯域の波動特性については, 今まであまり明らかになっていないこともあり比較的重要性が高いと考えられる.

一般にやや長周期地震動は, 震源から対象とする地点までの深い地下構造に大きく影響を受ける. とくに, 堆積層の厚い平野部では周期数秒から長周期帯域における地震動が長い時間にわたって卓越することが多くの観測記録の分析から指摘されている. このようなやや長周期地震動に関する研究は 1970 年代後半から始められ, 観測記録の分析や数値シミュレーションがいくつかの堆積平野部を対象として精力的に行われた [例えば, Seo and Kobayashi<sup>1)</sup>, Yamanaka *et al.*<sup>2)</sup>, Kinoshita *et al.*<sup>3)</sup>, 正木・成瀬<sup>4)</sup>, Hatayama *et al.*<sup>5)</sup>]. その結果, やや長周期地震動は表面波が主体であり, その伝播には堆積平野

の複雑な地盤構造が関係し、それにより地震動の継続時間が長くなっていることが明らかになった [例えば、瀬尾・他<sup>6)</sup>]. こうしたやや長周期表面波の理解と予測には、 $S$ 波速度  $3\text{km/s}$  ( $P$ 波速度約  $5\text{km/s}$ ) 程度を有する地震基盤までの堆積構造が必要であることが多くの研究で指摘されている。

このような背景からいくつかの平野部で、地震探査が早くから進められ、地震基盤までの深部構造が明らかになってきている。特に関東平野を対象とした地下構造調査は、人工地震による屈折法探査が密に行われている [例えば、首都圏基盤構造研究グループ<sup>7)</sup>、山中・他<sup>8)</sup>] が、地震動評価に大きな影響を及ぼす  $S$  波速度構造についてはあまり明らかになっていない。近年、深い地盤の  $S$  波速度構造を簡便に探査する方法の一つとして、微動を多点で同時に測定するアレー観測手法が開発され、多くの堆積平野部で実施され有用性が確認されている [例えば、Horike<sup>9)</sup>、山中・他<sup>10)</sup>、岡田・他<sup>11)</sup>]. こうした手法による地下構造の探査が実施され、また地震基盤まで達する深層ボーリングなど点の情報も多く存在する関東平野では、3次元地下構造が提案され [例えば、Koketsu *et al*<sup>12)</sup>、山中・他<sup>13)</sup>], 3次元的影響を考慮した強震動評価も行われている [例えば、Sato *et al*<sup>14)</sup>、山田・他<sup>15)</sup>]. しかし、以上のように屈折法による地震探査やアレー観測による地下構造の情報が密になってきているとはいえ、3次元の地下構造図においても一部空白の域があることは否めない。

首都圏中心部の京葉臨海地域周辺では、比較的良く地下構造が調査されている。夢の島では屈折法地震探査の発破点があり、約  $3\text{km}$  に達する深層ボーリングも存在する<sup>16)</sup>。さらに、地震観測記録から地盤構造を求めた Kinoshita *et al*<sup>3)</sup> や微動アレー観測を実施した山中・他<sup>10)</sup> のサイトはこの周辺の近く (荒川を挟んで西側) に位置するほか、千葉県側でも反射法探査や微動のアレー観測が自治体毎の地震調査推進関連の一環として近年実施されている<sup>17)</sup> (図-1(a)参照)。しかし、それぞれの手法で得られた  $S$  波速度構造には異なった特徴があり、既存の情報によってこの地域の直下の地下構造モデルの構築が一意に可能なわけではない。

本研究は、首都圏京葉臨海地域において実施されている、地震観測のサイトにおけるやや長周期地震動の波動特性を精度良く評価することを目的として微動のアレー観測を実施し、サイト直下での深い地盤の  $S$  波構造を求めた。さらに、サイトで得られた比較的浅い震源の地震記録に見られる表面波の周期帯や伝播特性 (方向性) などの特徴について考察を行い、ここで得られた  $S$  波速度構造モデルを用いて、やや長周期地震動の波動特性と地下構造の関係について検討した。

## 2. 地震観測サイトにおける微動のアレー観測と地下構造の推定

### 2.1 サイトの地盤概要

本サイトは、東京都江戸川区の荒川河口の東側に、そして高速道路の北側に位置しており (図-1(a)参照)、地形的には近年 (概ね 1976~1981 年) 造成された人工の埋立地である。

敷地の地盤は図-2 に示すように、表層から深度約  $5\text{m}$  までが  $N$  値  $0\sim 1$  の埋土・盛土層 (F)、約  $15\text{m}$  まで  $N$  値  $5\sim 10$  の有楽町上部層 (Yuc, Yus)、約  $35\text{m}$  まで  $N$  値  $1\sim 3$  の有楽町層粘性土層 (Ylc)、その下位に  $N$  値  $5\sim 10$  程度の七号地層粘性土層 (Nac) が約  $50\text{m}$  まで続き、それ以深には  $N$  値  $50$  以上の段丘礫層 (btg)・細砂層 (Eds) が連続して分布し、敷地の工学的基盤となっている。その下位には、一部  $80\sim 90\text{m}$  付近に  $N$  値  $20$  前後の粘土が挟在するものの、 $90\text{m}$  付近には江戸川層の砂礫層が出現し、概ね締まった砂質地盤で構成されている。なお、敷地では深度  $100\text{m}$  までの  $PS$  検層を実施している (図-2 参照)。

### 2.2 地震計アレー及び微動アレーの観測点、観測システム概要

地震観測では、地震計が図-1(b)に示すように、一辺が  $410\sim 470\text{m}$  の三角形に水平に配置されている (No.1,5,6) ほか、No.1 の地中  $GL-17\text{m}$  (No.2)、 $-37\text{m}$  (No.3)、 $-62\text{m}$  (No.4) に鉛直に埋設されている。地震計は東京測振社製サーボ型の加速度計 (SA-355CT) であり、全て地中 (No.1,5,6 は約  $1\sim 2\text{m}$ ) の設置である<sup>18)</sup>。

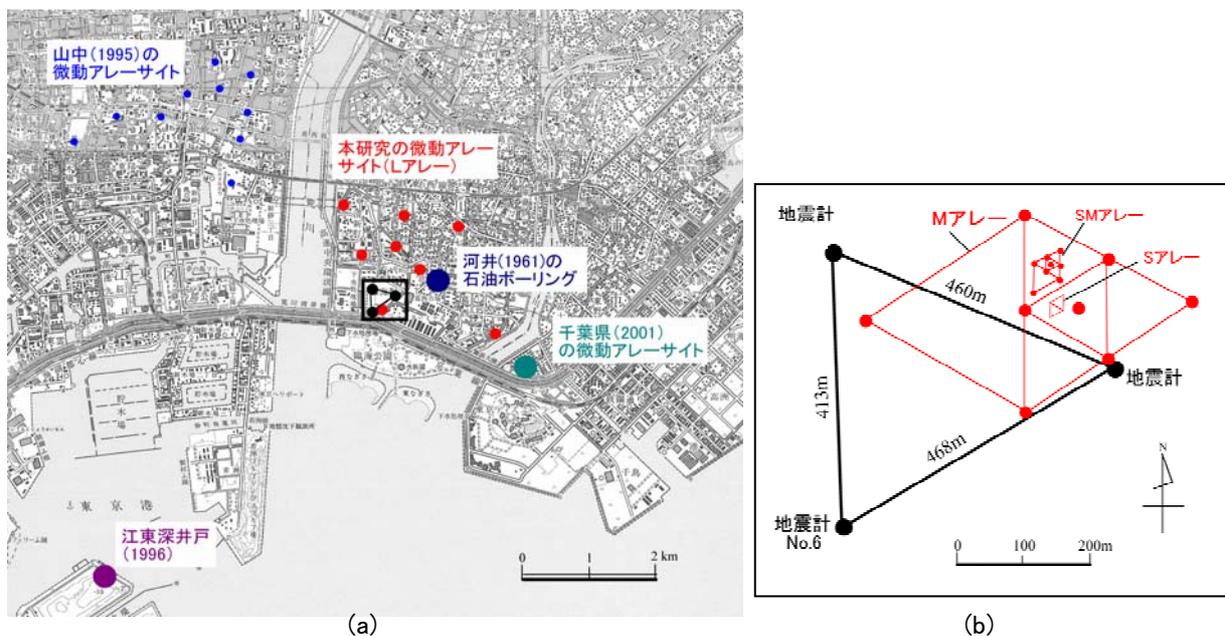


図-1 本研究における地震・微動観測サイト及び既存調査資料の位置 (a) 本研究の地震観測アレー(●), 微動アレー(L: ●)及び既存の深層ボーリング(●: 江東深井戸(1996), ●: 河井(1961)と微動アレーサイト(●: 山中(1995), ●: 千葉県(2001)) (b) 地震観測アレー(●), 微動アレー(M, SM, S: ●)の配置詳細(図(a)の口のエリアの拡大図)

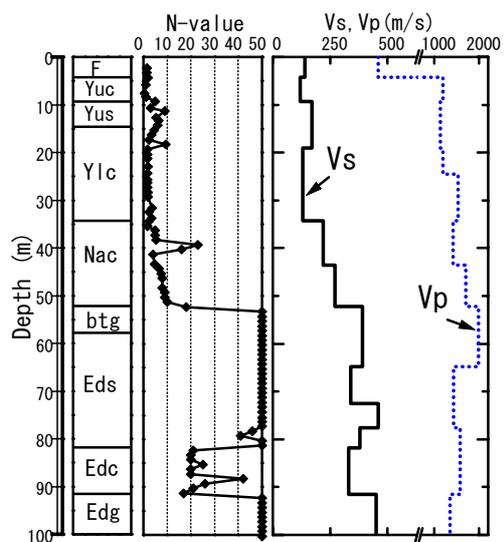


図-2 サイトの地層構成及びPS検層結果

微動のアレー観測は、東京都江戸川区の南部を中心にした地域において、大きさの異なる4種類のアレーによって実施した(図-1参照)。アレーは、三角形の大小の組み合わせにより構成される7点の基本形状と外側に1点を追加した計8点の同時観測とした。7点の三角形の最小半径( $r$ )はそれぞれ、 $r=500\text{m}$  (L),  $75\text{m}$  (M),  $25\text{m}$  (SM),  $10\text{m}$  (S)とした。三角形アレーでは、7点や10点の組合せが概ね一般的であるが、今回は、三角形の底辺の2点間を有効に活用するため、空間自己相関法(Spatial Auto Correlation Method: 以後SPAC法と称す)による解析も考慮に入れた8点同時測定による方法を行った<sup>19)</sup>。従ってアレーの実質的な最大半径は、Lアレー最小半径の3.46倍で $r=1,732\text{m}$ となる。観測時間は、交通機関などによる人工的なノイズをできるだけ少なくするために、Lアレーのみ夜間(22:00~1:00)とし、それ以外は昼間の測定とした。

観測システムは、過減衰・動コイル型加速度計（UD 成分-アカシ製：JPE6A3）の地震計と、16bit のデジタル記録器から構成される。1つのアレーでは、15～30分の測定を3回ずつ行い、それぞれ100Hz サンプルングで行った。それぞれの計測時刻の補正はGPSにより行った。なお、S, SMアレーは有線接続による測定で、サーボ型速度計（VSE-15D）と専用のデータロガー（SPC51）を使用した。

### 2.3 微動アレーの波形記録と位相速度の解析

位相速度の算定には、周波数-波数スペクトル法（F-K法）<sup>9)</sup>と、測定点数が比較的少なくて済むSPAC法<sup>11)</sup>による解析方法で行った。S, SMアレーはSPAC法のみとし、M, LアレーはF-K法、SPAC法の2種類の方法で位相速度を算出した。F-K法では、加速度計で得られたそのものを解析に用い、SPAC法においては、加速度記録を速度に変換し、そしてS, SMアレーのVSE-15Dの記録は速度記録をそのまま用いて解析を行った。

F-K法では、観測データを複数の時間区間に分け（4096～16,384点）、各区間において、最尤法<sup>20)</sup>により周波数-波数スペクトル（F-Kスペクトル）を求めた。一方、SPAC法は正三角形の頂点3点と中心点1点計4点を基本配置として、同様複数の時間空間に分け（2048～16,384点）、さらに50%のオーバーラップサンプルングを行った。それぞれ各2点間のフーリエ係数を求め、周波数毎のReal Coherenceからベッセル関数のargumentを算出して位相速度を計算した。解析に使用した加速度波形の時刻歴を10Hzのハイカットフィルター処理した後に積分した速度波形の例を図-3に示すとともに、F-K法で求められたF-Kスペクトルの算出例を図-4に示す。

F-Kスペクトルの周期別の特徴としては、周期3.2秒、4.0秒がほぼ東の方向から、周期0.95秒、1.2秒が概ね南の方向からそれぞれ到来している傾向が分かる。従って、前者が太平洋の海洋の波浪に、そして後者が東京湾の波浪に影響を受けた到来方向の特徴を示していると考えられる。

SPAC法ではそれぞれ異なるアレーの位相速度をプロットした後、宮腰・他<sup>21)</sup>の検出限界の知見を考慮に入れながら、逆分散や連続しない位相速度を削除してプロットした他、F-K法では図-4に示したようなコンターの明瞭なものを選んで位相速度値を算出し、最大値、最小値の範囲、平均値が後述する図-5に記載されている。アレー観測で得られた位相速度の最大波長はそれぞれ、既往の研究に比較して

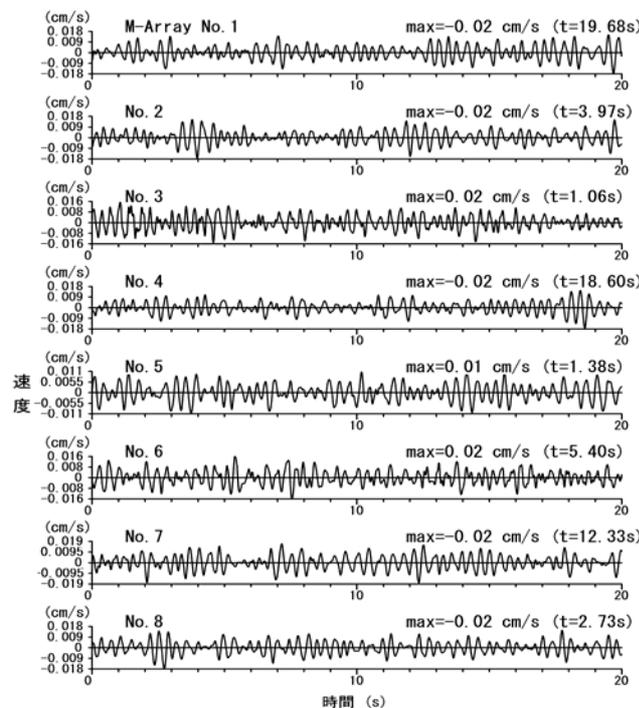


図-3 Mアレーの速度波形例（10Hzのハイカット処理）

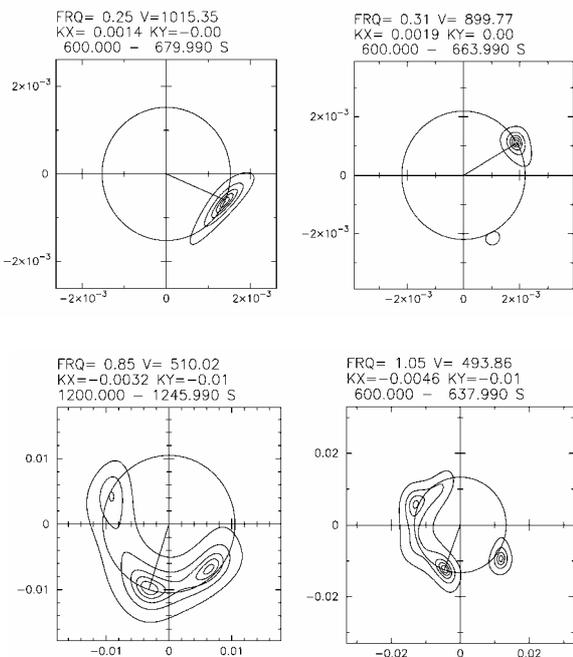


図-4 F-K スペクトルの算出例

やや短く、ノイズの少ない S, SM アレーの SPAC 法で半径の約 5~8 倍, 比較的ノイズの多い M,L アレーの SPAC 法で 3~6 倍程度, F-K 法で約 3~5 倍程度の検出波長となっている。今回の位相速度の解析結果を見ると, F-K 法ならびに SPAC 法とも周期 0.7~4 秒の間で, あまり差のない結果となっている。

## 2.4 サイトの深い地下構造の推定

### 1) 既存の地下構造データの比較

微動のアレー観測によって得られた位相速度に対して逆解析を行う前に, 図-1(a)に示すサイト周辺で求められている既存の深い地盤速度構造を用いたレイリー波の理論位相速度がどの程度照合するかを検証してみる。比較する周辺の深い地盤構造は, 約 3km に達する夢の島の江東深層地殻活動観測井<sup>16)</sup> [江東深井戸 (1996) と略称], 山中・他<sup>10)</sup>の微動アレーと地震観測結果を考慮した MT+EQ モデル [山中 (1995) と略称], そして千葉県が近年実施した反射法地震探査 (船橋~浦安) と微動アレー (浦安市舞浜駅付近) との総合結果<sup>17)</sup> [千葉県 (2001) と略称] を用いた。なお, 江東深井戸 (1996) においては P 波検層のみの測定であるため, S 波速度は経験式 [(狐崎・他<sup>22)</sup>]:  $V_p=1.11 \cdot V_s+1.29(\text{km/s})$  を用いて設定した。これらの地点の位置関係は図-1(a)に示されている。

3 種類の位相速度の比較が微動アレー観測結果に併記して図-5 に示されている。既往資料の S 波速度構造を図-6 に示す。なお, 既存資料の層構造は表層部を平均的な速度構造の単一層としているため周期約 1.5 秒より短周期側では位相速度がそれぞれ異なっているが, 千葉県 (2001) のモデルでは周期 2~3.5 秒の間で, 山中 (1995) によるモデルでは周期 1.5 秒以上において, 今回の結果と比較的よく合致していると考えられる。江東深井戸 (1996) の位相速度は微動アレーのそれとはかなり異なる傾向を示したが, S 波速度が直接求められていないことによるものと考えられる。既往資料の中で, 山中 (1995) によるモデルは微動アレーで得られた位相速度を最も良く満足していると考えられる。ただし, サイト付近の地震基盤の深度については, 千葉県 (2001) の基盤深度分布<sup>17)</sup>によると市川市付近を除いて概ね北~北西方向に基盤深度が浅くなる傾向にある。江東深井戸 (1996) では先新第三紀層 (地震基盤相当) を深度約 2.58km で確認し, 千葉県 (2001) は反射法地震探査の結果を踏まえて舞浜において 2.42km と設定している。本サイトが舞浜地点より北西方向約 2km, そして山中 (1995) のサイトが舞浜より約 5~6km 北西方向に位置しているにもかかわらず (図-1(a)参照), 山中 (1995) では 2.71km と逆に深くなっていることから, 基盤深度は必ずしも最近の知見と整合していないと考えられる。

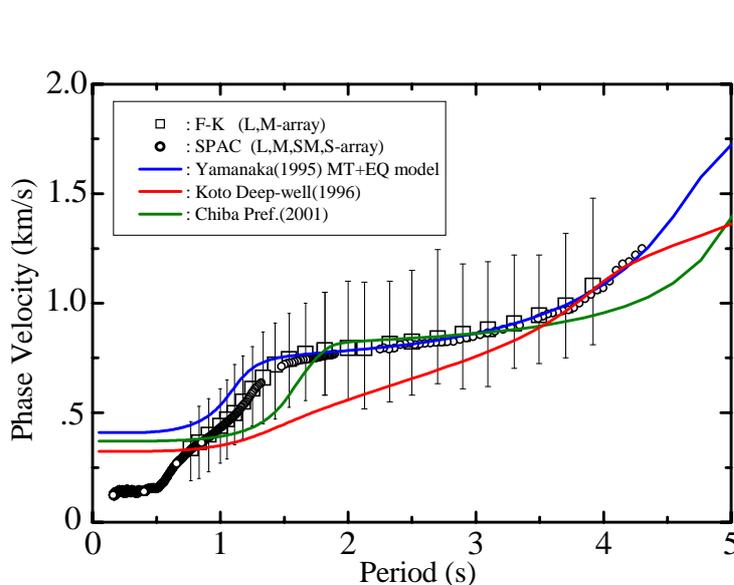


図-5 微動アレーで得られた位相速度と既存の速度構造により求められるレイリー波の理論位相速度

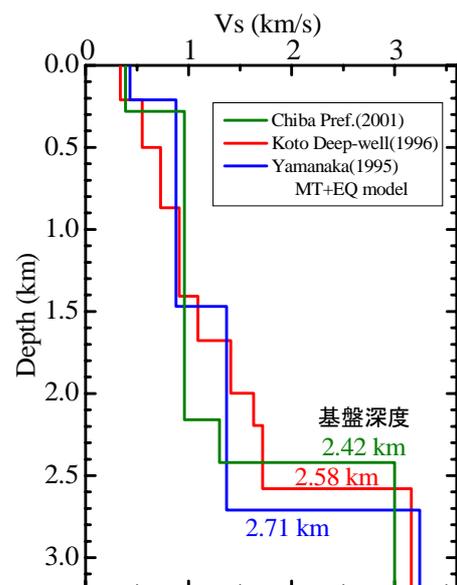


図-6 既存資料による S 波速度構造

## 2) 逆解析による地下構造の推定

微動のアレー観測で得られた位相速度を、基本モードのレイリー波と仮定して地下構造を逆解析する。逆解析は、山中・石田<sup>23)</sup>による遺伝的アルゴリズム（以下 GA）手法を用いた。GA のパラメータとしては個体数 30，世代交代数を 30，交叉確率を 0.7，突然変異確率を 0.01，そして収束誤差±5%以内として計算を行った。なお P 波速度は前述の経験式<sup>22)</sup>を用い、密度は一定として設定した。また、周辺で得られている既往の文献を参考にして探索範囲の設定を行った。

本サイト周辺には地震基盤までの地盤速度構造の情報として前述した通りであるが、サイトの北東側約 0.7km の位置に、過去実施された石油ボーリングの掘削情報が存在する<sup>24)</sup> [河井 (1961) と略称] (図-1(a)参照)。同資料によると、下総層群の基底深度が 292m，上総層群基底が 1,692m，そして残念ながら地震基盤相当の地層には達せず 2,052m で掘削終了となっている。河井 (1961) の掘削情報をもとに、山中 (1995) の速度構造，千葉県 (2001) の基盤深度・速度構造情報を総合して、100m 以浅は PS 検層結果をそのまま使用し，100m 以深を下総層群，上総層群，三浦層群そして先新第三紀層の 4 層に設定して GA の探索範囲を狭く絞りこみ逆解析を行った。表-1 に探索範囲を示す。

表-1 GA における S 波速度及び層厚の探索範囲(100m 以深)

No.	Vs (km/s)	H (km)	$\rho t$ (g/cm <sup>3</sup> )
1	0.40 - 0.70	0.08 - 0.28	2.1
2	0.80 - 1.10	1.30 - 1.50	2.1
3	1.20 - 1.50	0.60 - 1.10	2.3
4	2.70 - 3.40		2.5

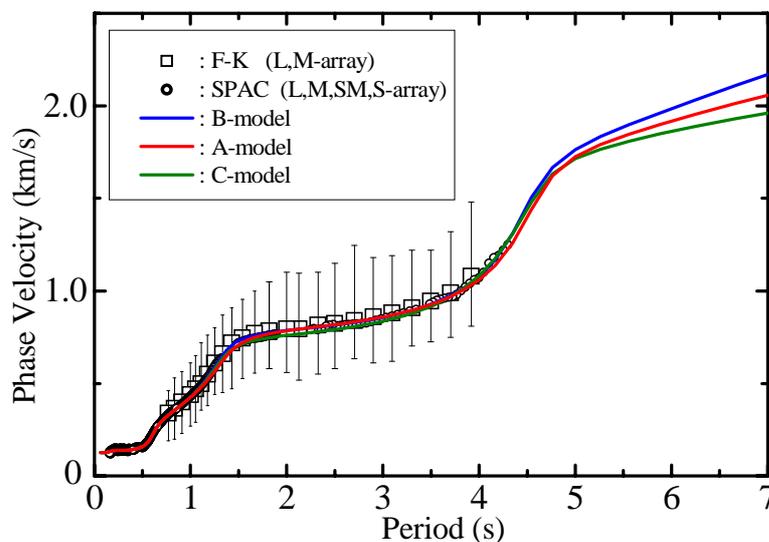


図-7 微動アレーで得られた位相速度と逆解析で求めた3種類の適合解の理論位相速度

GA による逆解析で得られた適合解として、微動アレーで得られたレイリー波の位相速度を周期 4.5 秒付近までよく満足するものが複数求められた。その中から収束誤差の比較的少ない解で、地震基盤の深度が千葉県 (2001) の舞浜 (2.42km) より浅く、しかも最下層の S 波速度の異なる代表的なものを 3 種類選定して (表-2.1~2.3 参照)，理論位相速度を計算し微動アレーから求めた位相速度と併せて図-7 に示す。逆解析によって得られた 3 種類の適合解は、微動アレーで得られた位相速度を周期約 4.5 秒まで比較的よく満足しているものの、周期約 5 秒以上においては微動アレーによる位相速度が求められていないこともあり、異なった分散曲線を描いている。周期約 5 秒以上における分散曲線の違いは、主に

地震基盤の S 波速度構造の違い ( $V_s=2.73\sim 3.38\text{km/s}$ ) に起因して生じている。このことは、微動のアレー観測で求められる周期は通常約 5 秒までであり、そこまでの周期帯だけでは地震基盤の速度を十分に決定することが困難であることを意味している。

表-2.1 A モデルの S 波速度構造(100m 以深)

Depth (km)	$V_s$ (km/s)	$\rho t$ ( $\text{g/cm}^3$ )
0.10 - 0.33	0.60	2.0
0.33 - 1.66	0.92	2.1
1.66 - 2.34	1.29	2.3
2.34 -	3.01	2.5

表-2.2 B モデルの S 波速度構造(100m 以深)

Depth (km)	$V_s$ (km/s)	$\rho t$ ( $\text{g/cm}^3$ )
0.10 - 0.26	0.67	2.0
0.26 - 1.65	0.90	2.1
1.65 - 2.42	1.43	2.3
2.42 -	3.38	2.5

表-2.3 C モデルの S 波速度構造(100m 以深)

Depth (km)	$V_s$ (km/s)	$\rho t$ ( $\text{g/cm}^3$ )
0.10 - 0.21	0.58	2.0
0.21 - 1.56	0.88	2.1
1.56 - 2.35	1.49	2.3
2.35 -	2.73	2.5

### 3. 比較的浅い震源の地震記録

#### 3.1 浅い震源の地震記録概要

地震観測は 1997 年 7 月に開始され、2002 年 12 月現在で深発地震も含めると約 100 個近くの地震が記録されている。その中でも、比較的震源の浅い地震としては、2000 年 6 月末～8 月頃にかけて発生した新島近海・三宅島近海の地震が多いほか、2000 年鳥取県西部地震 ( $M_j=7.3$ ) の波形も記録されている。これらの波形には比較的 surface wave の卓越する特徴が確認されていることから、新島近海 (2 地震)、鳥取県西部地震の計 3 地震の記録について検討することにした。解析に使用した地震の気象庁による諸元を表-3 に示すとともに、震央位置を図-8 に示した。

上記の 3 地震について、地震計アレーの No.1 の地震計記録を用いて疑似速度応答スペクトル ( $h=0.05$ ) を計算して図-9 に示した。それぞれのスペクトルを見ると、水平成分は概ね周期 7～9 秒が、上下成分は 3～6 秒が卓越する傾向を示している。観測された浅い地震のなかには、表-3 以外にも多少存在するが、震源深さが比較的浅くてもマグニチュードが小さいことなどから、表面波の振幅はあまり顕著ではない。既往の研究<sup>25), 26)</sup>が指摘する通り、震源距離にも依存するが概ね  $M6$  以上の地震によるものでないと顕著な表面波は表れてこないものと考えられる。

表-3 解析に使用した比較的浅い地震の諸元

Event No.	Date	Region	Lat. (deg.)	Lon. (deg.)	Depth (km)	$M_j$	Hyp.Dis. (km)
1	2000.07.09	Near Nijijima Is.	34.10	139.30	14	6.1	168
2	2000.07.15	Near Nijijima Is.	34.42	139.25	5	6.3	148
3	2000.10.06	Western Tottori Pref.	35.28	133.35	11	7.3	591

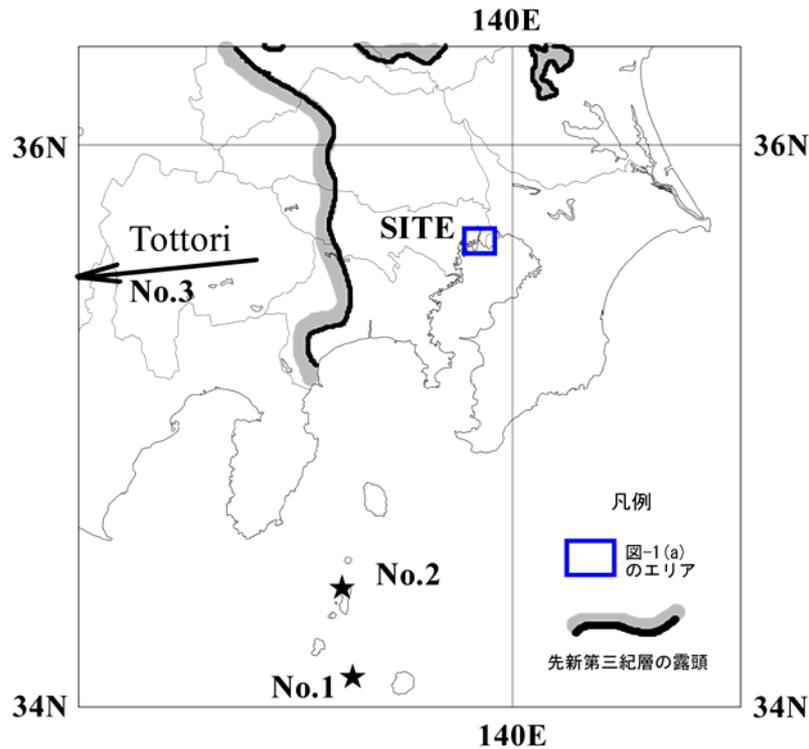


図-8 解析に使用した比較的浅い地震の震央  
 (文献 15 をもとに先新第三紀層の露頭を加筆. また四角内エリアは図-1(a)のエリアを示す)

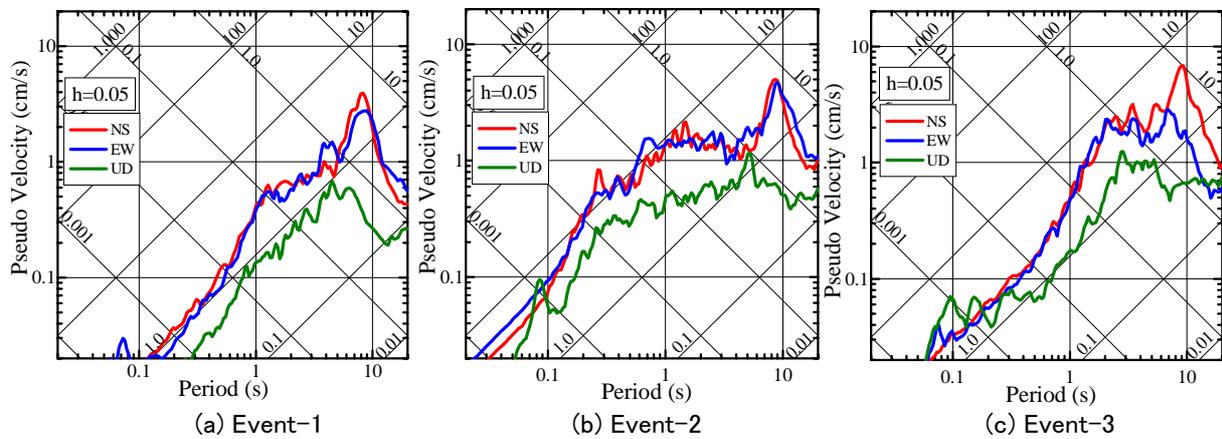


図-9 各地震の3成分毎の疑似速度応答スペクトル(h=0.05)

### 3.2 記録波形の経時特性

今回、表面波が卓越している波形として選定した3地震の記録に対して、その経時特性について検討する。カットオフ周期1秒のハイカットフィルター処理の後、積分して求めた速度波形と、変位波形(同様ハイカットフィルター処理)の水平面内の粒子軌跡についても検討する。

新島近海地震(Event-2)では、ほぼ20秒後EW成分に周期約10秒の長周期の波群が現れ、続いて60~110秒付近にさらに振幅の大きい波群がNS・EW両成分に認められる(図-10.1, 10.2参照)。水平2成分とも大きな振幅を示した60~110秒間(区間#2)の粒子軌跡はN310°E-N130°Eの方向にやや偏平で、震央方向に対してほぼ直行することから、概ねラブ波の波群であると考えられる。なお、これらの波形は水平アレーのなかで地表付近に設置されたNo.1,5,6のうち、No.1の地震計(図-1(b)参照)

の記録を使用している。Kinoshita *et al*<sup>3)</sup>によると、伊豆半島沖東方地震(1989年～1990年)の際、東京低地の20点の地震記録より、震源から直接到達するラブ波(LW1)と堆積盆地の影響で生成したラブ波(LW2)の2種類が存在し、到達時間や到来方向が異なることを指摘している。そこで、Event-2で見られた波群がラブ波であると仮定すると、図-10.2では最初(0-60秒)にN290°E-N110°Eの方向に卓越していることから、約N200°E(ほぼ震源の方角)から到達するLW1に対応しており、その後60～110秒にはN310°E-N130°Eの方向に卓越していることから約N230°Eの方角の関東山地と平野の境界から到来しているLW2であると考えられ、彼らの結果とも調和的である。

一方、2000年鳥取県西部地震(Event-3)の速度波形、粒子軌跡を見ると(図-11.1, 11.2参照)、初動部分のN-S方向の20～85秒(区間#2)に顕著な長周期(周期約10秒)の波群が認められる。震源の方角がほぼ真西の方向であることから、これらの波群は概ね西の方角から伝播したラブ波と考えるとよく説明できる。関東山地と平野の境界が伝播方向に直交しているので<sup>27)</sup>(図-8参照)、複数の波が生じにくく、ここではLW1とLW2の2種類の波動の区別がないものと考えられる。

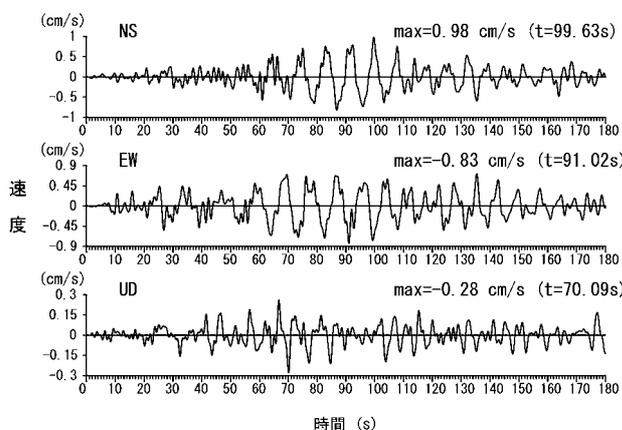


図-10.1 Event-2 の速度波形(1秒のハイカット処理)

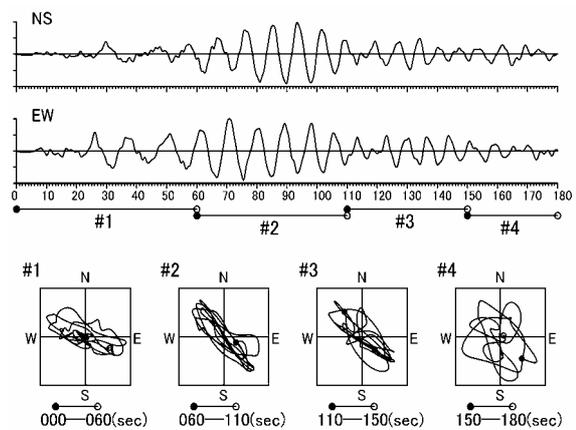


図-10.2 Event-2 の変位波形と水平面内の粒子軌跡

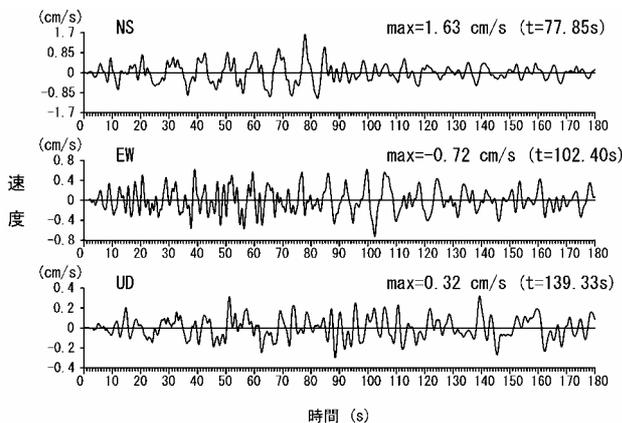


図-11.1 Event-3 の速度波形(1秒のハイカット処理)

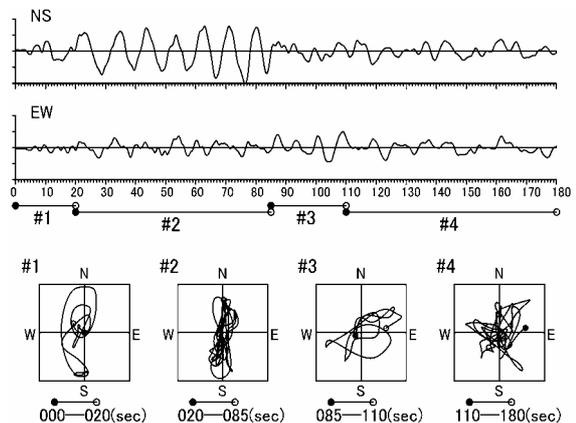


図-11.2 Event-3 の変位波形と水平面内の粒子軌跡

#### 4. 地震記録に見られる表面波の伝播特性

##### 4.1 ラブ波の伝播特性

###### 1) 非定常スペクトルによる表面波の分散性の検討

表面波のうち、ラブ波の波群と分散性を把握するため、Event-2,3の水平成分(NS・EW)の非定常スペクトル<sup>28)</sup>を計算してそれぞれ図-12.1, 12.2, 図-13.1, 13.2に示す。

Event-2 の場合、NS 成分で周期 7~10 秒、EW 成分で周期 7~13 秒の強い分散性が読み取れ、図-10.2 に示したように、ほぼ N310°E-N130°E の方向に偏平な粒子軌跡を描いていることから、この周期帯の波群はラブ波であると考えられる。一方 Event-3 の場合、NS 成分には周期約 7~13 秒の波群の分散性が 100 秒程度の時刻まで認められるが、Event-2 に比べて継続時間が若干短くなっている。EW 成分には周期 8~10 秒の波群は少ないが、NS 成分の波群が消える 100 秒付近の時刻から後に周期約 7 秒の波群が認められる。後出の図-16.2 に示すように、この時間・周期帯に UD 成分の波群が少ないことから、この波群もラブ波であると考えられる。

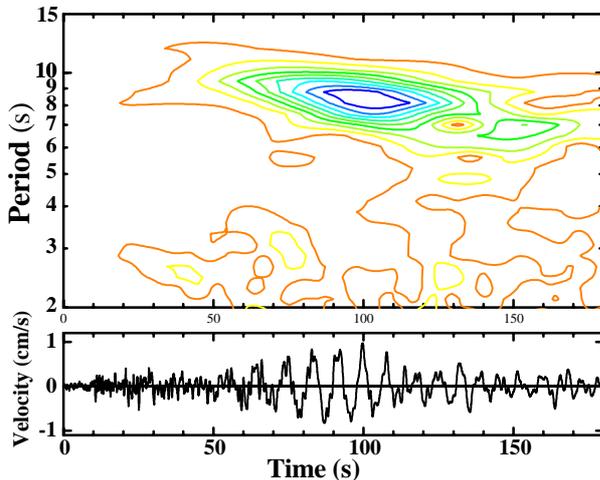


図-12.1 Event-2 の非定常スペクトル(NS 成分)

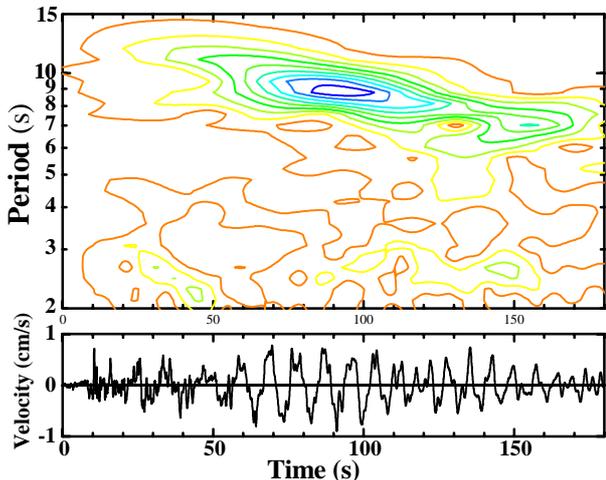


図-12.2 Event-2 の非定常スペクトル(EW 成分)

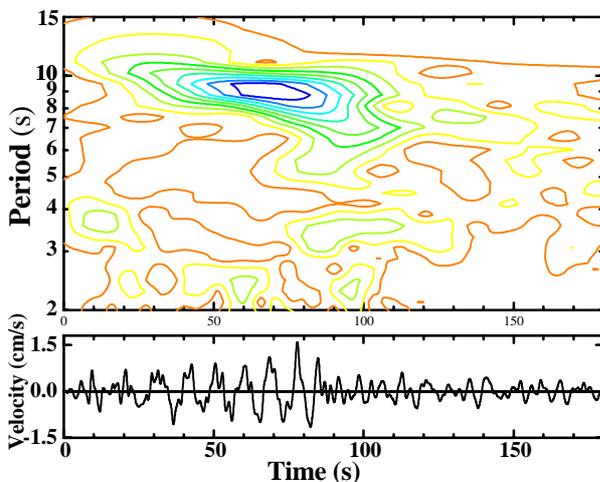


図-13.1 Event-3 の非定常スペクトル(NS 成分)

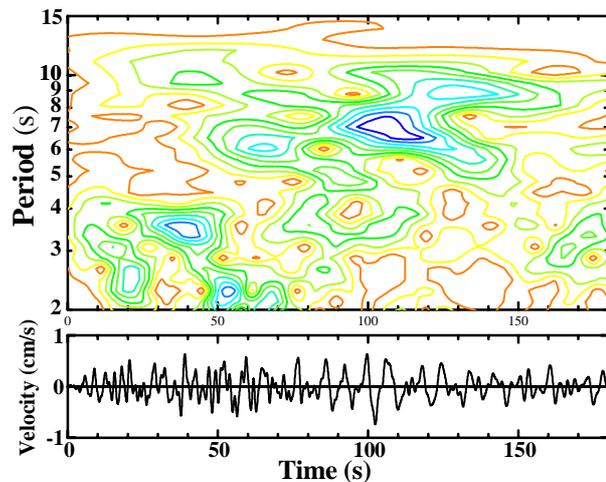
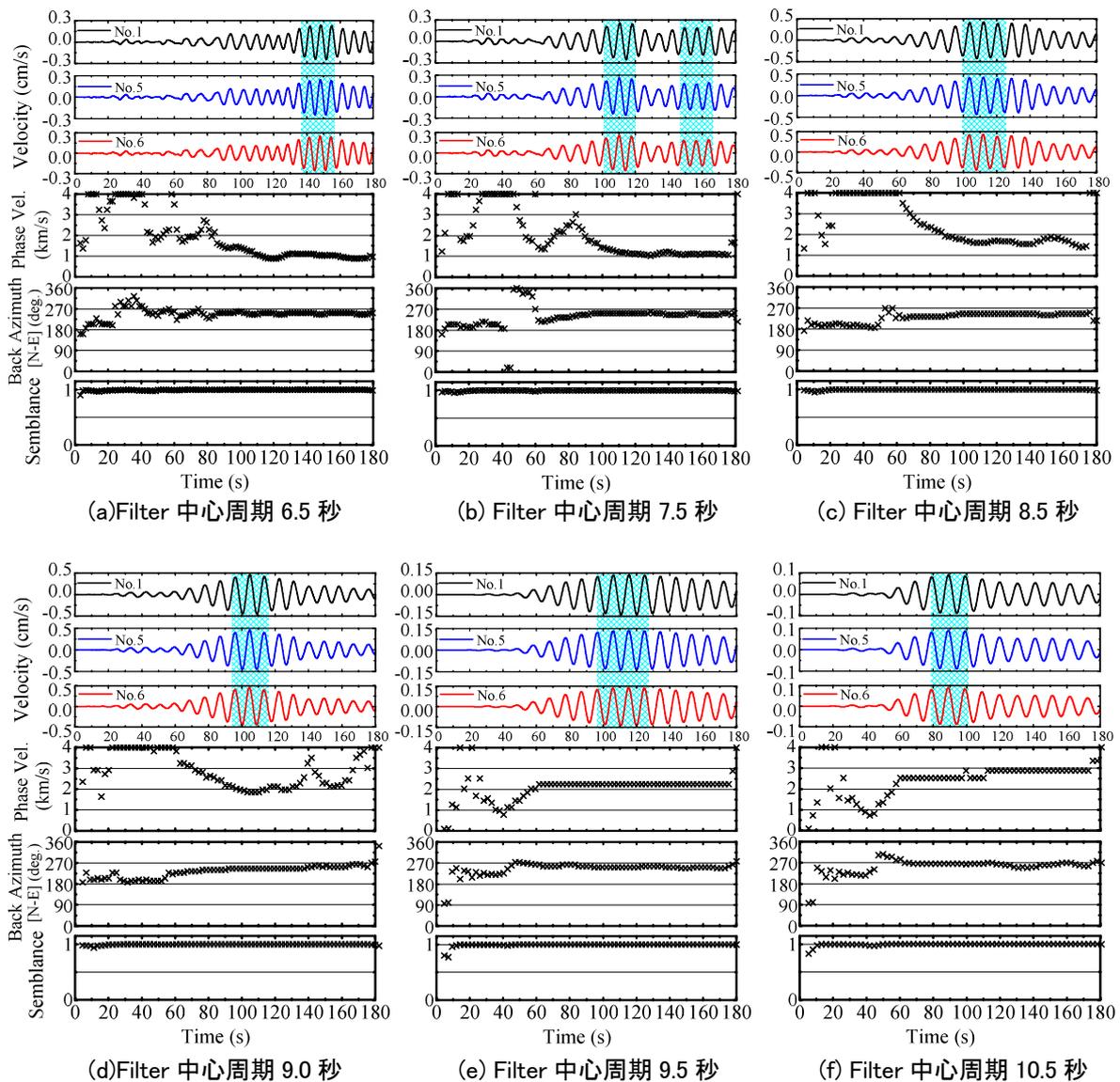


図-13.2 Event-3 の非定常スペクトル(EW 成分)

## 2) センブランス解析による伝播特性の検討

前述した粒子軌跡や波群の周期特性よりラブ波の振幅の大きい時間帯に着目して、到来方向を Event-2 では N40°E、Event-3 では N90°E とそれぞれ定め Transverse 成分の波形を求めた。次に、地震計の水平アレー3点 (No.1,5,6: 地表) の記録の Transverse 成分を用い、ラブ波の位相速度と波動の到来方向を求めるためにセンブランス解析<sup>29)</sup>を行った。それぞれの波形に対して、周期 5~10.5 秒まで 0.5 秒毎に変化させたバンドパスフィルター波を作成して解析を実施した (図-14, 15 参照)。フィルター波を作成するにあたっては、対象とする周期の 0.9 倍、1.1 倍の周期をそれぞれハイカット、ローカットとしたバンドパスフィルターを施した。それぞれのセンブランス値は高く、到来方向や位相速度の信頼性は高いことを意味している。なお、図に示したセンブランス解析結果の網掛け部分は、フィ

ルター波の振幅の最大値付近を示す。到来方向は、Event-2,3 を比較すると若干差が見受けられる。センプランス解析結果の振幅の大きな時間帯においては、周期 8.5 秒の場合 Event-2 では概ね N245°E の方角から到来しているのに対し、Event-3 は約 N300°E の方向となっている。また、Event-2 の周期 6.5 秒、9.5 秒の場合でもそれぞれ、約 N250°E、N255°E であるのに対し、Event-3 は約 N290°E、N300°E の方角となっている。各々の地震の震源は Event-2 の場合 N200°E、Event-3 は N265°E の方角であるにもかかわらず、実際の主要な波動は Event-2 がやや西寄りに、Event-3 は北西寄りの方角となっており、震源の方向とはやや異なった到来方向である。前述の Kinoshita *et al*<sup>3)</sup>が指摘したように、Event-2 における周期 8.5、9.5 秒のセンプランス解析結果（図-14(c),(d)参照）では、LW1 (0-50 秒) と LW2 (100 秒以降) に対応する部分では伝播方向に差が認められる。ただし、この周期帯では伝播速度が 4km/s 以上と速く、実体波が混在している可能性もある。



注) 図中の網掛け部分はフィルター波の振幅の最大値付近を示す。

図-14 ラブ波のセンプランス解析結果(Event-2)

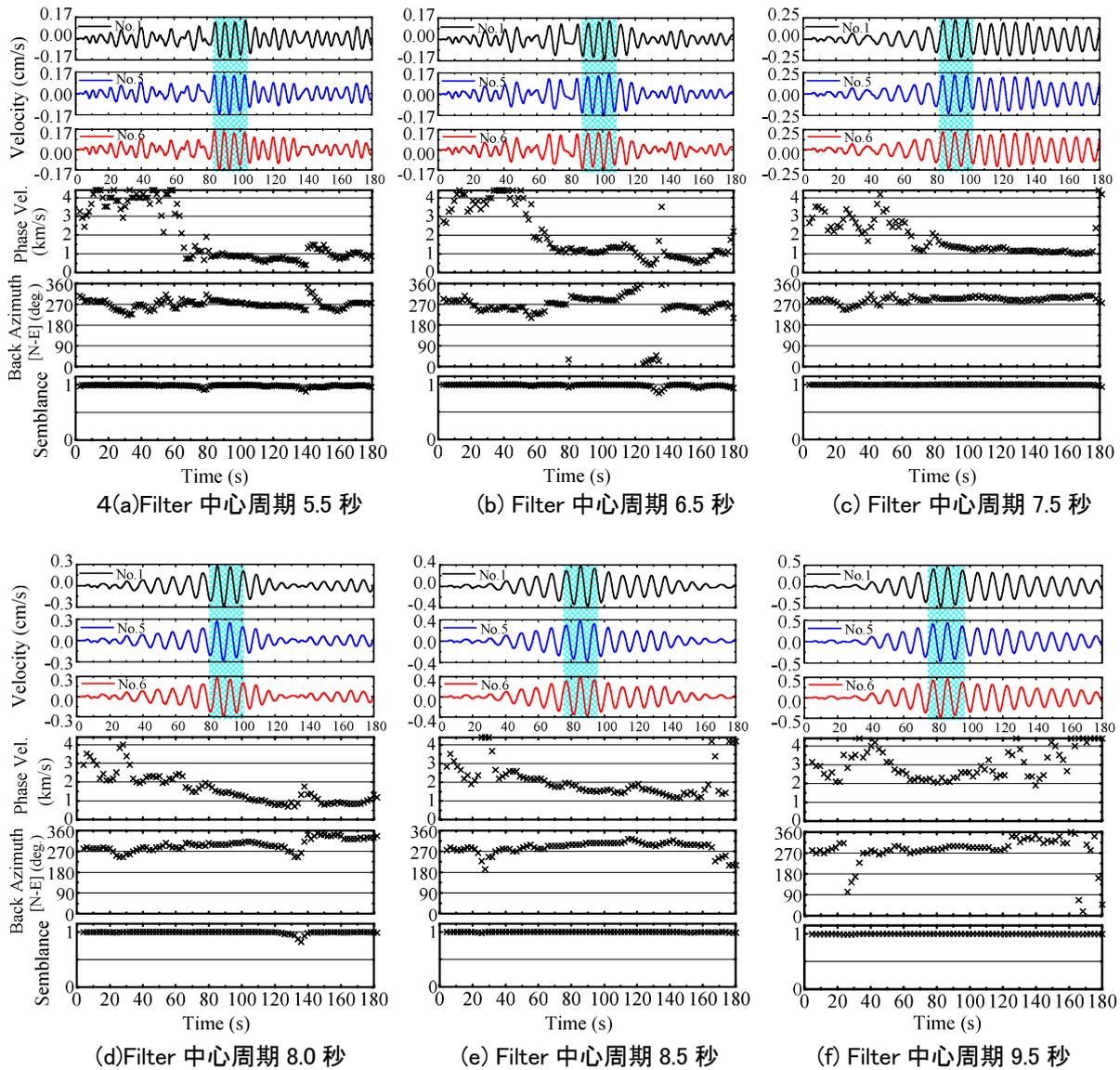


図-15 ラブ波のセンブランス解析結果(Event-3)

## 4.2 レイリー波の伝播特性

### 1) 非定常スペクトルによる表面波の分散性の検討

上下成分波形の非定常スペクトルを計算すると (図-16.1, 16.2 参照), やや顕著な波群が周期約 4~5 秒付近に見られるが, ラブ波に比較して連続した周期帯域で分散性が認められず, ピークが不規則に出現する傾向を示した. そのため, まず速度波形 (UD) の非定常スペクトルで卓越する波群を確認し, その波群周辺の周期帯でフィルター波を作成してセンブランス解析を行った.

なお, 新島近海地震については, ラブ波のセンブランス解析に使用した Event-2 より Event-1 の方がより広帯域に波群が見られたので, ここでは Event-1 の記録を採用した.

それぞれの非定常スペクトルから, 周期 4~5 秒付近に波群が集中している傾向はほぼ似通っているが, Event-1 では周期 6~7 秒と 3.5~5 秒付近に, Event-3 では周期 2.5~5.5 秒付近に局所的なピークがいくつか混在して見られる. これらは震源の位置やメカニズムによる違いに起因するものと思われるが, 詳細は今のところ不明である.

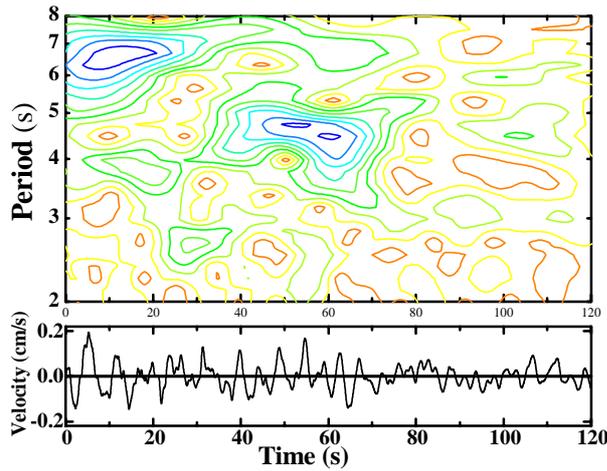


図-16.1 Event-1 の非正常スペクトル(UD)

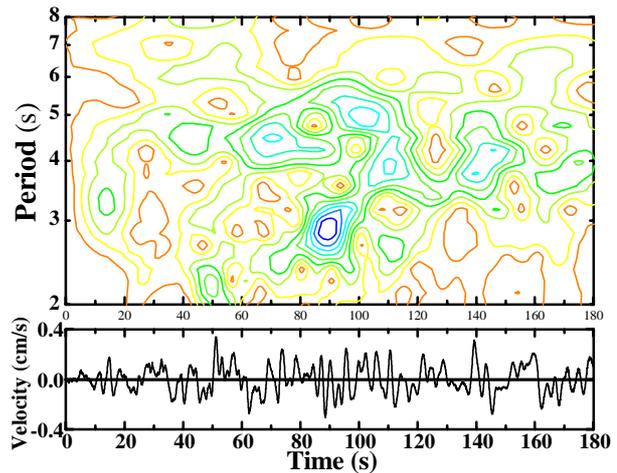
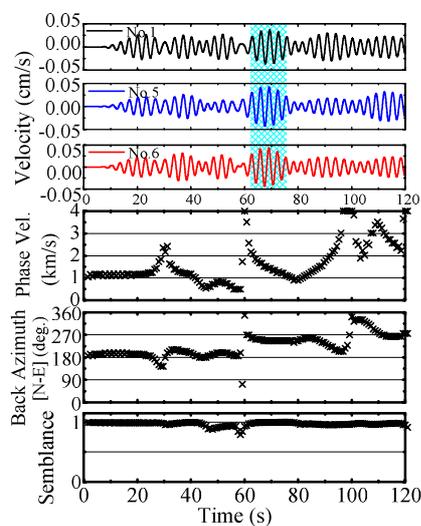
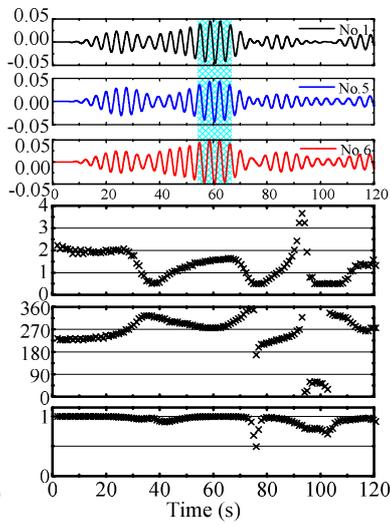


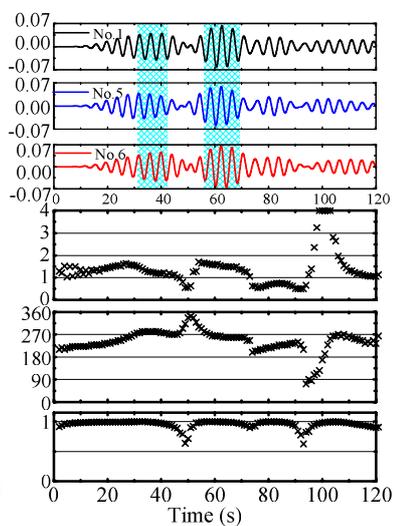
図-16.2 Event-3 の非正常スペクトル(UD)



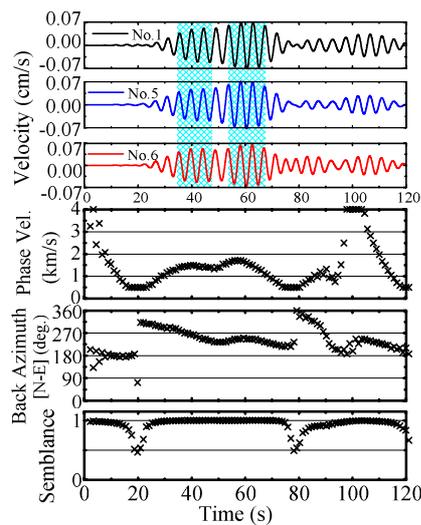
(a)Filter 中心周期 3.2 秒



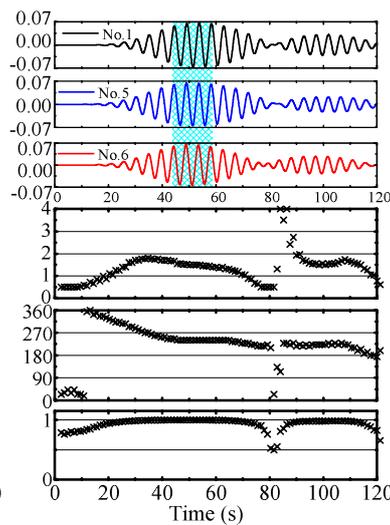
(b) Filter 中心周期 3.8 秒



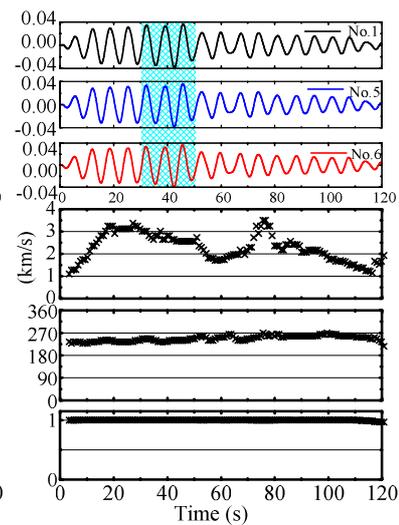
(c) Filter 中心周期 4.0 秒



(d)Filter 中心周期 4.4 秒



(e) Filter 中心周期 4.8 秒



(f) Filter 中心周期 6.8 秒

注) 図中の網掛け部分はフィルター波の振幅の最大値付近を示す。

図-17 レイリー波のセンブランス解析結果(Event-1)

## 2) センプランス解析による伝播特性の検討

レイリー波のセンプランス解析は、上下動成分の速度波形に対して周期毎にバンドパスフィルターを作成して行った (図-17, 18 参照)。ラブ波の場合は、周期 7~13 秒の広範囲な帯域で連続的な分散性を確認できたものの、レイリー波の場合は一定の周期帯に連続的な分散性を確認できなかったことから、ラブ波のような一定の周期の刻みではなく、非定常スペクトルで強調されている波群に注目してその周期帯付近でフィルター波を作成してセンプランス解析を実施した。全般的にセンプランス値は非常に高いが、ラブ波のそれに比べてかなり複雑な分布を示している。

周期約 4~5 秒以上の波群について考察を行う。Event-1 の場合 (図-17 参照)、周期 6.8 秒についてみると、到来方向はラブ波と同じく約 N240°E とほぼ安定している。また周期 4.8 秒の場合、到来方向はほぼ N240°E、周期 4.0 秒で約 N275°E と N265°E の 2 種類、そして周期 3.8 秒で約 N280°E と若干異なるものの概ね西~西南西の方角である。また、周期 4.0 秒には 2 つの波群があり、何れかが高次モードによるものではないかと考えられる。

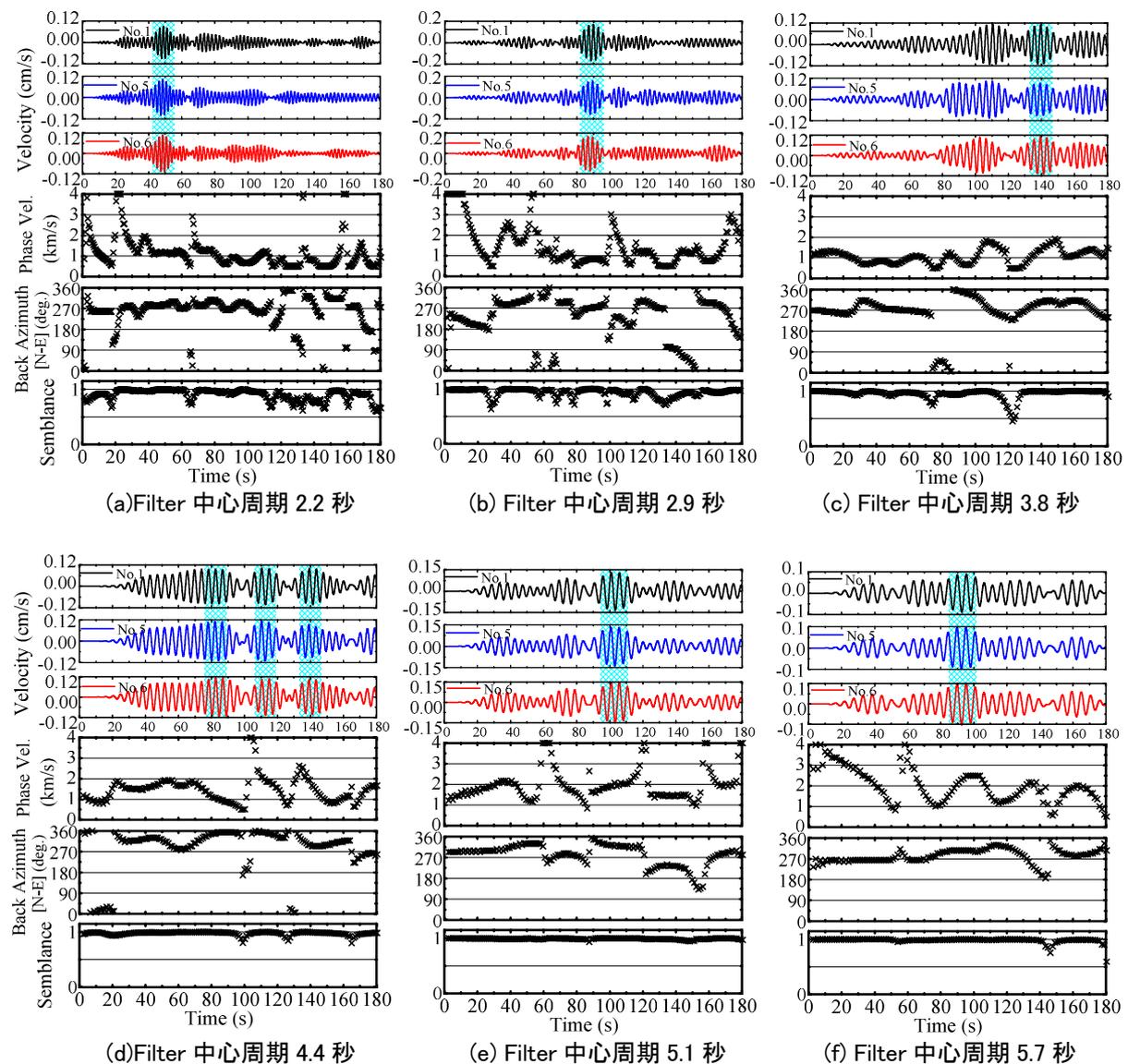


図-18 レイリー波のセンプランス解析結果 (Event-3)

一方 Event-3 の場合 (図-18 参照), 周期 5.1 秒の解析結果にはいくつかの波群が見られるが, 100 秒付近のものが最も振幅が大きい. 小さな波群はそれぞれ到来方向や位相速度が少しずつ異なっており, 100 秒付近で約 N330°E, その後は N230°E, N280°E と変化する. また, 周期 4.4 秒の場合でも, 小さな波群が多く見られており, 位相速度も顕著に変化する傾向にある. 到来方向は, 85 秒及び 115 秒付近の波群が N350°E, 140 秒付近では N295°E とほぼ北北西～北西の方角となっている. これらの周期 4～5 秒の波群は 5.2 で後述するように, ほぼレイリー波基本モードと 1 次モードのエアリー相にあたることから, 複数の地点から二次的に多くの波群が発生していると考えられる.

## 5. 地盤構造に基づく表面波の特性について

### 5.1 微動と地震動の水平アレー観測で得られた位相速度を用いた地下構造の同定

前節において示した周期別のフィルター波のセンブランス解析結果に対して, センブランス値が高い部分でかつ波形の最大振幅値付近の位相速度を読み取ってそれぞれの位相速度として求めた. ラブ波に対しては, Event-2, 3 の Transverse 成分波形の解析結果から得られた位相速度値をまとめて図-19 にプロットして示した. 参考までに Kinoshita *et al.*<sup>3)</sup>より直接位相速度を読みとって同図に併記した. レイリー波の場合も同様, Event-1,3 の UD 成分波形の解析結果から得られた位相速度をまとめて, 図-20 に示した. なお, 図-19, 20 には 2.4 の逆解析で求めた 3 種類の適合解のモデルから計算される基本モードから 2 次モードの理論位相速度もそれぞれ示した.

前述のように, それぞれの 3 種類のモデルは周期 4.5 秒付近まで位相速度を良く満足しているので, その周期帯域までの情報を見る限りでは, より長周期側で異なる適合解が得られても良否が判断できなかった. そこで, センブランス解析結果から得られた位相速度を併せてプロットすると (図-19, 20 参照), より長周期帯域 (周期 5～7 秒) の位相速度の情報も加味され, 3 種類の適合解の中で A モデルが地震記録から得られたラブ波の基本モードと, レイリー波の基本・1 次モードの位相速度を良く満足しているのが分かる. これらの地震動のセンブランス解析結果から得られた位相速度は, 微動によって得られた位相速度とは異なり, 長周期の波群が多く含まれていたことから最適解を選択することが可能であったと考えられる.

従って, 地震記録に含まれる波動に注目しながら微動のアレー観測で測定や検出が困難な周期帯を補完することは, 多くの可能な解の中からより精度の高い最適解を選択することを可能とし, 地震基盤あるいはそれ以深の S 波速度構造等を知る上で, 有力な方法となりうる. レイリー波の位相速度を見ると, 周期約 3～5 秒においては, 基本モードと 1 次モードの双方の理論位相速度の間に集中しているが, 周期約 2.7～3.1 秒では基本モードの理論位相速度で, 周期 2～2.4 秒, 3.2 秒, 5～7 秒付近の周期帯域では, 1 次モードの理論位相速度で良く説明できることが分かった.

センブランス解析においては, フィルター波の振幅の大きい部分に注目して, その周期の位相速度値を読み取っている. 同じ周期において複数の位相速度が見られる場合がある. 例えば図-18(d)に示すように, Event-3 の周期 4.4 秒の場合では, 80 秒付近の波群の位相速度は基本モードで, 115, 140 秒付近の波群の位相速度は高次モードの値に対応する.

このように基本モードの波群が先に到達し, その後に高次モードの波群が到達している. 一般に, 同じ周期における高次モードの表面波の位相速度は, 基本モードのそれに比べて速いのが通常である. 従って, 震源から発生した高次モードの表面波であれば, 基本モードよりも前に到着するものと考えられる. しかし, 今回のセンブランス解析結果では, 必ずしも高次モードの波群が基本モードの波群より前に到達しているとは限らない. これは, 高次モードの発生源が一つではなく伝播経路の途中で複数あり, 地震記録にはこれらが混在しているものと考えられる.

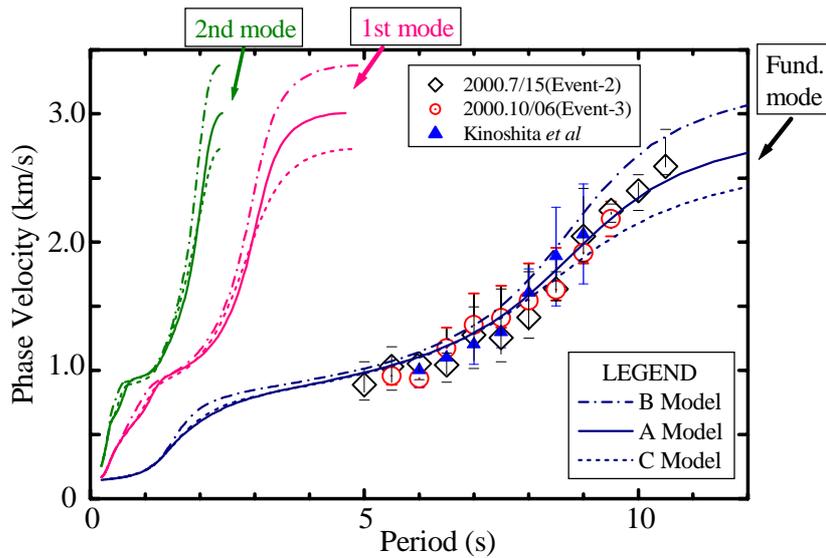


図-19 ラブ波のセンブランス解析結果(Event-2,3)から得られた位相速度と微動アレーの逆解析による3種類の適合解の理論位相速度(0-2次モード)

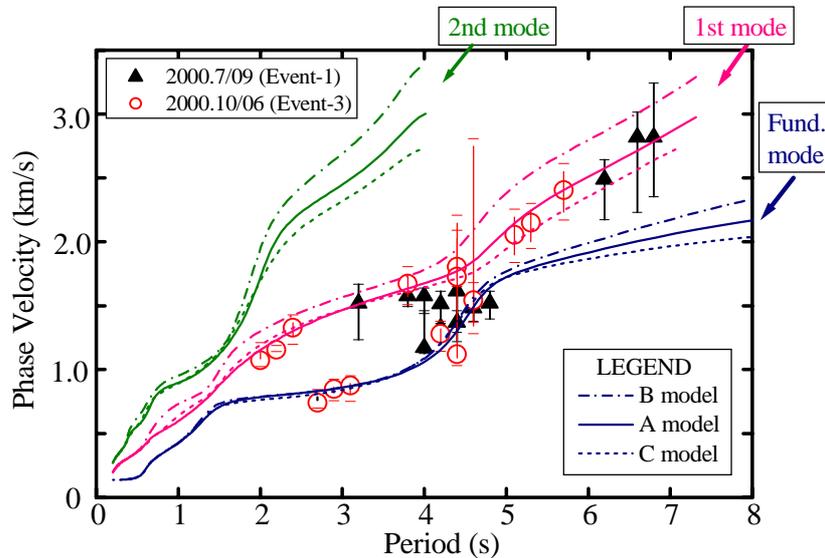


図-20 レイリー波のセンブランス解析結果(Event-1,3)から得られた位相速度と微動アレーの逆解析による3種類の適合解の理論位相速度(0-2次モード)

## 5.2 ラブ波とレイリー波の振幅スペクトル

微動のアレー観測結果及びセンブランス解析結果の位相速度を良く満足したAモデルの地盤速度構造を用いて、ラブ波とレイリー波のモード別の励起の程度について調べてみた。Medium Response<sup>30)</sup>を波数( $\lambda$ )で除すことによって得られる理論振幅スペクトルを高次まで計算して図-21.1, 21.2に示した。なお、Medium Response/ $\lambda$ は表面波の変位の励起に関する関数で、いわゆる振幅スペクトルに相当する。従って、レイリー波の場合は上下成分に、ラブ波の場合は水平動に関する励起の程度を表しており、この値が高いほどそのモードの卓越が大きいことを意味している。

ラブ波の場合、殆どの周期帯域において基本モードが優勢なため、センブランス解析結果からの位相速度も概ね基本モードによって説明がつくことが分かる。一方レイリー波の場合、周期1.2~3秒と5~7秒にかけて1次モードの振幅スペクトルが基本モードのそれより優勢となり、それ以外の周期帯域では基本モードが優勢となっていることが分かる。

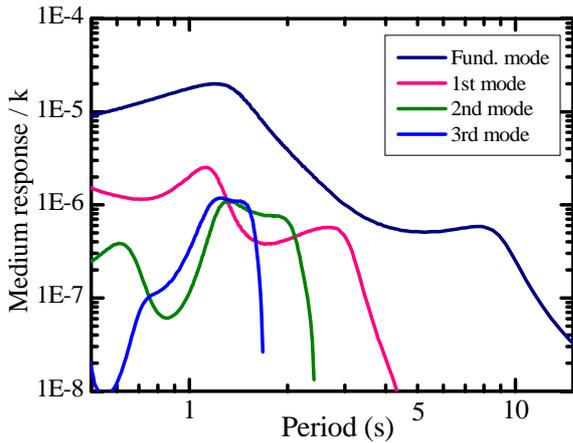


図-21.1 ラブ波の振幅スペクトル(0-3次モード)

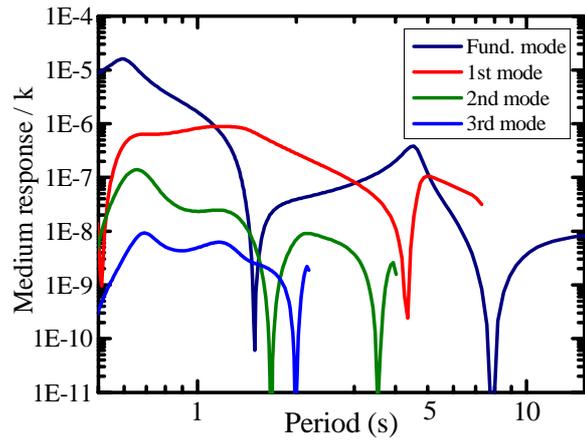


図-21.2 レイリー波の振幅スペクトル(0-3次モード)

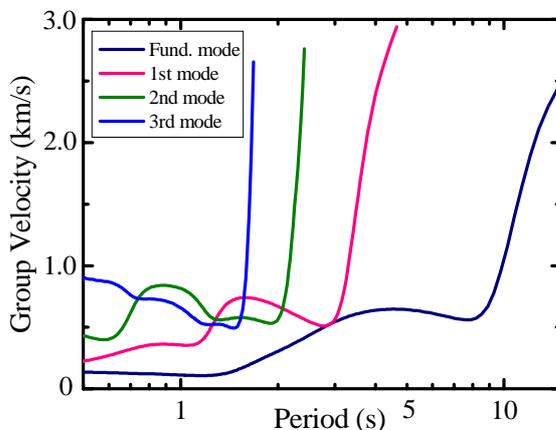


図-22.1 ラブ波の群速度(0-3次モード)

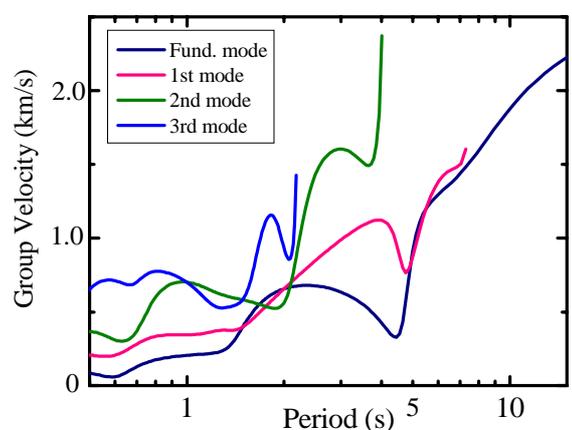


図-22.2 レイリー波の群速度(0-3次モード)

従って、センブル解析結果による位相速度と振幅スペクトルの大小関係は比較的良好に一致していることが分かった。また、それぞれの理論群速度（図-22.1, 22.2 参照）を見ると、ラブ波では基本モードの周期 8~9 秒付近にエアリー相が見られ、非定常スペクトルで見られた分散性もこの周期帯にあることが分かる。一方、レイリー波では基本モードの周期 4.5 秒付近と、1 次モードの 5 秒付近にそれぞれ顕著なエアリー相が認められ、Event-1,3 の非定常スペクトルに見られた周期 4~5 秒付近の波群が双方とも多く卓越して表れていることとも整合する。ここで注意すべきことは、微動のアレー観測により求められた位相速度は、2.4 で示したように（図-5 参照）、地震動のセンブル解析結果より得られた位相速度値とは異なり、ほぼ基本モードで説明される位相速度が求められていることである。

一般に不規則構造を伝播する表面波は、地下構造が変化するところでモード変換を含む反射・屈折現象が生じる。それによって、二次的に高次モードの表面波が発生してくる。従って、地震による表面波には伝播経路の不均質性によって生じた 2 次的な高次モード成分も含まれていると考えられる。震源の位置が異なり表面波の伝播経路が異なれば高次モードの励起の仕方も変化してくる。つまり、二次的に発生する高次モードの振幅や出現時間は伝播方向や地震により変わってくるものと考えられ、必ず同じようになるわけではない。

一方、微動は様々な震源による定常的な波で構成されており、ある特定の伝播経路の影響による高次モードが顕著にならないので、高次の波群が明瞭に表れないのではないかと考えられる。さらに解析上データの重複サンプリングや位相速度値の平均化処理を行っていることもあり、基本モードに比べて振幅の小さい高次の波が見えにくくなっている可能性もある。

以上のことから、微動のアレー観測で求められた位相速度は概ね基本モードで説明され、地震動に

比べて必ずしも周期約1~3秒の高次モードの波動が大きく強調されているわけではないと考えられる。なお、これらの現象は、詳細な波動伝播解析などによる数値計算の検討が必要であると考えられる。

## 6. まとめ

今回、京葉臨海地域においてやや長周期地震動の波動特性を評価するのに必要な  $S$  波速度構造を求めるために微動のアレー観測を実施した。また、同定した速度構造から比較的浅い震源の地震に見られるやや長周期地震動の波動特性を把握することができた。以下に得られた知見についてまとめる。

- (1)京葉臨海地域において、微動のアレー観測と地震動の水平アレー観測記録を用いてサイトの  $S$  波速度構造を精度良く求めることができた。
- (2)微動のアレー観測は微動のパワー源に限界があることによって、求まる周期はせいぜい4~5秒程度である。しかし、地震動の水平アレー観測で比較的浅い地震の記録が採れば、5秒以上の周期帯でも位相速度を求めることが可能であることが分かった。従って、記録が公開されている K-NET 等の地震観測点に付加的に地震計を設置し、アレー観測として行えば1点での地震記録では得られない情報が求められ、信頼性の高い地下構造モデルの構築が可能である。
- (3)浅い震源の地震記録に表れるやや長周期成分は表面波であり、その伝播特性はほぼ敷地の  $S$  波速度構造によって説明できる。ラブ波の場合、サイトではほぼ基本モードの位相速度で、レイリー波の場合、基本モードと1次の高次モードによる位相速度で伝播特性を説明することができた。
- (4)新島近海を震源とする地震波には、既往の研究と同様、先に震源の方向(南南西)から来るラブ波があり、その後のラブ波の殆どが西南西の方角と震源からややずれた方角から到来している。震源が遙か西方にある鳥取県西部地震の場合、新島近海地震と同じような2種類の波動は確認できなかった。新島近海地震の場合、ラブ波(初動部を除く)とレイリー波は概ね西南西~西の方角と震源から西側にずれて到来し、鳥取県西部地震の場合も同様、ラブ波は西北西~北西、レイリー波は西北西~北西・北と震源の方向から北側にずれて到来することが分かった。また、伝播経路の異なる複数の表面波が存在し、特にレイリー波の場合、同じ周期でも高次モードと基本モードの波群が混在することが分かった。

## 謝辞

微動のアレー観測を実施するにあたり、(株)久米設計の大杉文哉氏には敷地使用の調整をして頂きました。三浦弘之博士にはラブ波のセンブランス解析資料を提供していただきました。最後に、工学院大学の久田嘉章教授が公開しておりますプログラムのうち、表面波高次の理論計算プログラムを使用させていただきました。紙面を借りてここに謝意を表します。

## 参考文献

- 1) Seo, K. and H. Kobayashi : On the rather long-period earthquake ground motions due to deep ground structures of Tokyo area, Proc., 7<sup>th</sup> World Conf. Earthq. Eng., pp. 9-16, 1980.
- 2) Yamanaka, H., K. Seo, and T. Samano. Effect of Sedimentary Layers on Surface-wave Propagation, Bull. Seism. Soc. Am. 79, pp.631-644, 1989.
- 3) Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba and T. Hosono: Secondary Love Waves Observed by a Strong-Motion Array in the Tokyo Lowlands, Japan, J. Phys. Earth, Vol.40, pp.99-116, 1992.
- 4) 正木和明・成瀬聖慈: 名古屋地盤の深部構造と震動特性(2)ーやや長周期領域における微動・地震動特性と深部構造との関係ー, 土木学会第38回年次学術講演会講演梗概集, pp.831-832, 1983.
- 5) Hatayama, K., K. Matsunami, T. Iwata and K. Irikura : Basin induced Love waves in the eastern part of the Osaka Basin, J. Phys. Earth, 43, pp.131-155, 1995.

- 6) 瀬尾和大・佐間野隆憲・山中浩明：関東平野における屈折法地下深部探査—地震波の伝播・増幅のメカニズムを理解するために，物理探査，43，pp.418-429，1991.
- 7) 首都圏基盤構造研究グループ：夢の島人工地震実験資料集，1989.
- 8) 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋悦三：人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(3)—1983,1984年に実施された人工地震データの総合的解析—，地震2，41，pp.527-539，1988.
- 9) Horike, M.: Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas, J. Phys. Earth, Vol.33, pp.59-96, 1985.
- 10) 山中浩明・古屋伸二・野澤貴・佐々木透・高井剛：関東平野におけるやや長周期のアレイ観測—東京都江東地区でのS波速度構造の推定—，日本建築学会構造系論文集，No.478，pp.99-105，1995.
- 11) 岡田廣・松島健・森谷武男・笹谷努：広域・深層地盤探査のための長周期微動探査法，物理探査，43，pp.402-417，1990.
- 12) Koketsu, K. And S. Higashi, Three-dimensional Topography of Sediment/Basement Interface in Tokyo Metropolitan Area, Central Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 82, pp.2328-2349, 1992.
- 13) Sato, T., Graves, R. W., and Sommerville, P. G. : Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong-motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara Earthquake ( $M_J5.1$ ) and the great Kanto Earthquake ( $M_s 8.2$ ) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am. 89, pp.579-607, 1999.
- 14) 山田伸之・山中浩明：地下構造モデルの違いが関東地震の強震動シミュレーション結果に及ぼす影響，第11回日本地震工学シンポジウム梗概集CD-ROM，発表No.54，2002.
- 15) 山中浩明・山田伸之：微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築，物理探査，55，pp.53-65，2002.
- 16) 鈴木宏芳：江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造，防災科学研究所研究報告，第56号，pp.77-123，1996.
- 17) 千葉県：平成12年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書，2001. (URL: <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/eqkozofrm.htm>)
- 18) 小林弘典・翠川三郎・大杉文哉・打越瑞昌：東京湾岸埋立地における地震動の三次元アレイ観測（その1：観測計画および観測地震動），日本建築学会大会学術講演梗概集，pp.211-212，1999.
- 19) 紺野克明：地下構造推定に用いる2点間および3点間空間自己相関法に関する理論的検討，土木学会論文報告集，654，pp.367-375，2000.
- 20) Capon, J.: High-resolution Frequency-wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, pp.1408-1418, 1969.
- 21) 宮腰研・岡田広・凌甦群：微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲，科研報告書「地震時の地盤震動特性評価のための微動の活用に関する研究」，pp.73-87，1997.
- 22) 狐崎長狼・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一：地震動予測のための深層地盤P-S波速度の推定，自然災害科学，第9-3，pp.1-17，1990.
- 23) 山中浩明・石田覚：遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析，日本建築学会構造系論文集，No.468，pp.9-17，1995.
- 24) 河井興三：南関東ガス田地帯についての鉞床地質学的研究，石油技術協会誌，第26巻，第5号，pp.212-266，1961.
- 25) 田中貞二・吉沢静代・大沢伴：やや長周期帯域における地震動の特性—東京で観測されたM6以上の地震—，第5回日本地震工学シンポジウム，pp. 265-272，1978.
- 26) 工藤一嘉・田中貞二：東京で観測された長周期地震動—1974年伊豆半島沖地震の東京における変位記録—，日本建築学会第4回地盤震動シンポジウム，pp. 49-50，1976.
- 27) 山田伸之・山中浩明・小山信：1984年長野県西部地震のやや長周期地震動のシミュレーション，東京工業大学地震工学研究グループ 地震工学研究レポートNo.85，pp.23-29，2003.
- 28) 神山眞：強震地震動の非定常スペクトルの算出法に関する考察，土木学会論文報告集，第245，pp.55-62,1976.

- 29) Taner, M. T., F. Koehler, and R. E. Sheriff : Complex Seismic Trace Analysis, Geophysics, Vol. 44. pp. 1041-1063, 1979.
- 30) Harkrider, D. G. : Surface waves in multilayered elastic media, Part 1, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 43, No.1, pp.17-34, 1953.

(受理 : 2003 年 8 月 4 日)  
(掲載決定 : 2004 年 7 月 30 日)

## Array Measurements of Microtremors and Seismic Motions for Evaluating Long-Period Ground Motions

— Estimation of *S*-wave Velocity Structure and Characteristics of Surface-wave  
propagation in the Keiyo Coastal Area of the Kanto Plain, Japan —

FUKUMOTO Shun'ichi<sup>1)</sup>, YAMANAKA Hiroaki<sup>2)</sup>, MIDORIKAWA  
Saburoh<sup>3)</sup> and IRIE Kiyoshi<sup>4)</sup>

- 1) Member, Manager, Engineering Quarter of Tokyo Soil Research Co., Ltd., Dr. Eng.
- 2) Member, Assoc. Prof., Dept. of Environmental Science and Technology, Tokyo Institute of Technology, Dr. Eng.
- 3) Member, Prof., Dept. of Built Environment, Tokyo Institute of Technology, Dr. Eng.
- 4) Section Chief, Engineering Quarter of Tokyo Soil Research Co., Ltd.

### ABSTRACT

We conducted array measurements of vertical microtremors to determine an *S*-wave velocity structure in the Keiyo coastal area in the center of the Kanto basin, Japan, for evaluating characteristics of long-period ground motions. Phase velocities of Rayleigh waves were estimated from F-K and SPAC analyses of the array data. We, next, inverted them to *S*-wave velocity structures of deep sediments from a genetic inversion using existing data on subsurface structure. Furthermore, we investigated characteristics of several earthquake records during shallow earthquakes in the seismic array in the area. Phase velocities of fundamental Love waves and fundamental and first-higher mode Rayleigh waves in a period range from 2 to 7 seconds were determined from semblance analyses of the earthquake array data. The final *S*-wave profile was selected among the profiles discussed in the microtremor exploration from the constrained condition given from the phase velocities estimated from the earthquake observation. We also discussed on the propagation directions of the surface waves in the earthquake records.

*Key Words: long-period surface waves, subsurface structure, microtremor array observation, seismic horizontal array, phase velocity, semblance analysis*