LOVE 波分散性から評価した足柄平野とその周辺地域の 三次元 S 波速度構造

東京電力株式会社電力技術研究所耐震グループ* 植 竹 富 一

東京大学地震研究所** 工 藤 一 嘉

Three Dimensional S-Wave Velocity Structure in and around Ashigara Valley, West of Kanagawa Prefecture, Japan, Evaluated from Love Wave Dispersion Data

Tomiichi UETAKE

Seismic Design Group, Power Engineering R&D Center, Tokyo Electric Power Company,
4-1, Egasaki-cho, Tsurumi-ku, Yokohama 230-8510, Japan

Kazuyoshi KUDO

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi,
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

(Received January 22, 2001; Accepted June 29, 2001)

Lateral heterogeneities of S-wave velocity structures in and around Ashigara valley in the west of Kanagawa prefecture, Japan were discussed using the phase velocity dispersion of Love waves. The phase velocities in the frequency range of 0.1 to 0.5 Hz were determined using the strong motion records of over 40 in and around Ashigara valley from the east off Izu peninsula earthquake ($M_j=5.7$) of May 3, 1998. We applied a semblance analysis for determining phase velocities by dividing the observation area into several sub-arrays, which consist of 4 or 5 sites. A clear difference of phase velocity dispersions in a wide frequency range was found between the valley region and the mountain/hill sites that are surrounding the valley. S-wave velocity structure models beneath the sub-arrays were estimated by an inversion technique of the genetic algorithm. The structure models show a laterally complex heterogeneity and two distinctive features. The depth to the basement in the east side of Kouzu-Matsuda fault is shallower than that of the west side. The depth to the layer with S-wave velocity of 1.5 km/s in the south of Ashigara valley is deeper than that in the north, however, it is opposite for the depth to the layer with S-wave velocity of 2.4 km/s, that is, the south of the valley is shallower than that in the north.

Key words: Love wave, Phase velocity, S-wave velocity structure, Ashigara Valley, Kouzu-Matsuda fault.

§1. はじめに

1995 年兵庫県南部地震 ($M_j=7.3$) における「震災の帯」の形成の一因となったと考えられるエッジ効果 [Kawase (1996)] や平野内・盆地内での強震動の増幅・継続時間延長をもたらす 2 次的表面波 [盆地生成表面波, 盆地転換表面波; Kawase and Sato (1992), 川瀬

(1993)] の理解のためには, 平野や盆地の三次元地下構造の把握が重要である。兵庫県南部地震後に神戸地域で行われた反射法探査を初めとする各種の物理探査 [例えば, 横倉・他 (1996)] は, 六甲断層系が作り出す大阪湾盆地北西部の基盤形状など重要なデータを提供した。しかし, 神戸での一連の調査は, 阪神・淡路大震災 [死者 6,430 名, 住家全壊約 105,000 棟; 例えば国土庁 (1999)] という甚大な被害の原因究明の一環であり, こ

* 〒230-8510 横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1

** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

の種の詳細な調査がどこでも行われるとは考えがたい。その後、都市域を対象とした地下構造調査が開始されている[科学技術庁研究開発局地震調査研究課(2000)]が、まだ、一部の地域に限られている。各地の地下構造に関する情報の効率的な蓄積のためには、強震観測記録や微動のアレイ観測結果などを基に地下構造に関する知見を蓄積しておくことが重要と考える。

神奈川県西部に位置する足柄平野は、相模トラフの陸上延長部にあり、平野東縁を国府津-松田断層によって区切られた沖積平野である。この地域では $M7$ クラスの小田原地震の発生が指摘され[石橋(1988a, b)], 平野を取り囲む神縄断層・国府津-松田断層系には海域部も含めて $M8$ クラスの地震が想定されている[地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997)]。よって、この地域の地下構造の把握は、プレート境界域の構造把握という地学上の興味に加え、正確な強震動予測や防災上の観点からも重要である。足柄平野では、屈折法[長谷川・他(1991), Higashi(1989)], 反射法[Ikawa *et al.*(1991), 笠原・他(1991)]による物理探査が行われているが、強震動評価に重要な S 波速度構造に関する情報は十分ではない。地震観測記録を基に平野内を伝播する表面波と地下構造の関係の検討も行われている[Higashi and Kudo(1992), Kawase and Sato(1992), 植竹・工藤(1998)]が、それらは観測網の制約から平野部と周辺地域の構造の差異を抽出できてはいない。また、微動アレイ観測記録から堆積層の S 波速度構造も調べられている[神野・他(1998), Kanno *et al.*(2000), 宮腰・他(1994)ら]が、調査が平野内に限られており、平野内外の構造比較には至っていないのが現状である。

1995年兵庫県南部地震を契機に全国的に強震計の設置が進み[青井・他(2000), 川上(1998), 木下(1997)], 足柄平野周辺にも新たに強震計が設置された。2000年4月現在、東西4 km, 南北12 kmほどの足柄平野に約40点、周辺地域を含めると50点以上の強震計が展開されている。これらの強震計は、足柄平野を覆う強震計アレイと見なすことができ、アレイ内の地震波伝播性状から新たな情報の抽出が可能と考えられる。本研究では、1998年5月3日の伊豆半島東方沖の地震による表面波(Love波)伝播速度から、足柄平野周辺地域の地下構造の推定を試みる。

§2. 対象地域およびデータ概要

足柄平野は神奈川県西部に位置し、西は箱根火山、北は丹沢山地、東は大磯丘陵と三方が山地・丘陵に囲まれ、南は相模湾に開いた東西4 km, 南北12 kmほどの小規模な沖積平野である。足柄平野は、相模トラフの北

西延長上にあり、現在の沈み込み帯の一部を形成すると考えられており、平野の北縁〜東縁を画する神縄・国府津-松田断層系は、プレート境界を形成する断層帯の一部であり、丹沢山地、大磯丘陵は、海溝堆積物が、海溝位置の移動により隆起したものと考えられている[Yamazaki(1992)]。

周辺での地震活動が比較的活発で強震記録の取得可能性が高いこと、平野の規模が小さく盆地構造の地震動への影響を検討しやすいと考えられたことから、足柄平野はESG(Effects of Surface Geology on seismic motion)研究の国際テストサイトに選定され、東京大学地震研究所により強震計アレイによる観測が実施されてきた[Kudo and Shima(1988)]。現在、足柄平野では、東京大学地震研究所[工藤・他(1999)]の他、東京工業大学[松岡・他(1997)], 電力中央研究所[矢島(1999)], 防災科学技術研究所[木下(1997)], 神奈川県、東京電力株式会社[嶋田・高橋(2001)]などが観測を実施している。

本研究では、1998年5月3日に発生した伊豆半島東方沖地震($M_j=5.7$, $h=2.8$ km)による記録を用いて、足柄平野周辺地域の表面波の伝播性状を検討する。用いたデータはすべてデジタル型加速度強震計による記録であり、サンプリング間隔は0.01 sである。

気象庁[全国震源データ1998年5月FD]による震源データをTable 1に、震央と足柄平野の観測点の位置をFig. 1に示す。図には防災科学技術研究所によるメカニズム解[Fukuyama *et al.*(1999)]と活断層研究会(1991)による活断層位置も記入してある。震源メカニズムがほぼ南北の走向をもつ横ずれ断層であり、震源の深さも浅い(2.8 km)ことから、足柄平野周辺部ではSH波、Love波の卓越が期待される。

観測記録の一例として平野南部の観測点SHSにおけるEW成分の速度波形とそのマルチプルフィルター解析[Dziewonski *et al.*(1971)]結果をFig. 2に示す。EW成分は震央との位置関係から見てほぼTransverse成分に当たる。観測は、加速度型強震計で行われているため、速度波形は原波形を積分して作成した。なお、積分の際には記録のSN比を考慮して周波数0.05 Hz以下の帯域はカットしてある。マルチプルフィルター解析結果を見

Table 1. Parameters of the Izu hanto toho-oki event of May 5, 1998 after Japan Meteorological Agency.

Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	M_j
1998/05/03	11:09:05.4	34.956N	139.178E	2.8 km	5.7

Fig. 1. Locations of epicenter of the May 3, 1998 event and strong motion observation stations around Ashigara Valley. Source mechanism after Fukuyama *et al.* (1999) is also shown in the left figure. Broken lines denote the active faults after the Research Group for active faults of Japan (1991).

Fig. 2. Result of multi-pass filtering analysis in period range 1 to 10 seconds for EW-component velocity record at station SHS located in the south of Ashigara valley. The contour lines are drawn by every 10% of the peak value.

ると周期 2 秒以下の周期帯域ではピークの分布が複雑であるが、周期 5 秒程度より長周期側では、長周期側はどパワーのピーク到達時刻が早い。横軸（時間軸）の原点は震源時と一致させてあるため、SHS 観測点の震央距離（約 35 km）を波群の到達時で割ることにより震央から観測点までの平均群速度が得られる。この平均的群

速度は明瞭な分散性を示し、周期 10 秒付近で 2.0 km/s 程度が、周期 5 秒付近では 1.0 km/s 程度に低下している。Transverse 成分に卓越する分散性波動であることから、少なくとも 5 秒以上の一連の波群は Love 波であると考えられる。

§ 3. センブランス解析による位相速度の評価

足柄平野周辺の強震観測点における水平面内の地動速度のオービットを Fig. 3 に示す。Fig. 2 で明瞭な分散性が見られた周波数 0.1~0.2 Hz のバンドパスフィルター波形 35 秒間を用いた。Love 波が卓越していると考えられる周波数帯域である。図には震央の方向を矢印で記入してある。いずれの観測点のオービットもほぼ Transverse 方向に卓越している。ただし、オービットの主軸方向は系統的に変化しており、平野内部および平野東側の大磯丘陵内の観測点では、震央への直交方向に対してオービットの主軸が時計回りに回転しており、波の伝播方向が変化している可能性がある。なお、振幅は平野南部で大きい。

波動の伝播性状を評価するために、Fig. 4 に示すように地域ごとの小アレイを構成し、それぞれのアレイに対し検討を行う。アレイの構成に当たっては、オービットの振動方向の特徴を考慮したうえで、足柄平野と平野西部の山地、東部の丘陵との差が抽出できるようにした。また植竹・工藤 (1998) が指摘した平野の南側で後続波の励起が強いという特徴を反映するように平野内も小アレイに区切っている (Fig. 4(b)). 解析用のアレイは各三角形の頂点および中心に近い 1~2 点を加えた 4~5 点

である。ただし、平野南部では十字型に近い5点を用いた。

位相速度・伝播方向の評価には、バンドパスフィルター波形に対するセンプランス解析[Neidell and Taner (1971)]を用いた。時間ウィンドウの中心時刻 t に対するセンプランス値 $Sc(t)$ は、

$$Sc(t) = \frac{\sum_{k=t-w/2}^{t+w/2} \left\{ \sum_{i=1}^M f_{i,j} s(i) + k \right\}^2}{\sum_{k=t-w/2}^{t+w/2} \sum_{i=1}^M f_{i,j}^2 s(i) + k} / M \quad (1)$$

で表現される。ここで、 $f_{i,j}$: i 番目の観測点で時刻 j に観測された振幅、 $s(i)$: i 番目の観測点で計算するウィンドウの開始時刻、 M : 観測点数、 w : ウィンドウ幅である。また、 $1/M \leq Sc(t) \leq 1$ である。

ある方向からの平面波の伝播を仮定して slowness を

Fig. 3. Orbital motions of horizontal ground velocity filtered in the frequency range from 0.1 to 0.2 Hz. Each orbit is located at the station point. Arrows show the epicenter direction.

与える。それに応じた各観測点の時間ずれを考慮し、(1)式を適用し、中心時刻 t_0 のセンプランス $Sc(t_0)$ が得られる。 $Sc(t_0)$ が最大となる slowness を求める事により、 t_0 を中心とした波の伝播を表す slowness が得られる。伝播速度は slowness の絶対値の逆数より、伝播方向は slowness vector の各成分の比率より得ることができる。様々な周波数のバンドパスフィルター波形を用いてセンプランス解析を行い、周波数毎の位相速度と伝播方向を決定する。フィルターは次のような狭帯域のガウス型バンドパスフィルターを用いた。

$$W(f_0) = \exp(-\alpha((f_i - f_0)/f_0)^2) \quad (2)$$

ここで、 f_0 , f_i はフィルターの中心周波数および FFT で得られる離散的周波数である。また、 α はフィルターの幅を決める係数で本研究では 50 とした。また、解析の時間ウィンドウ(w)はバンドパスフィルターの中心周波数の逆数を時間長とした。

まず、各フィルター波形に対しウィンドウを半分ずつずらしながら解析を行い、解析結果の時系列を作成した。次に、Fig. 2 に示したような平均的な群速度分散性を考慮した上で、得られた速度・伝播方向が連続した4~6区間に対してその平均を求め、その周波数を代表する値とした。ただし、0.2 Hz 以上の高周波数側に関しては、平均的な群速度の分散性が連続していない波群に対する結果も位相速度の連続性を考慮して採用している。なお、解析には EW 成分を用いたが、見かけの到来方向が N180E と大きく異なる場合は、NS 成分も用いて 10 度刻みで見かけの到来方向への座標変換を行い、その伝播方向に直交する成分での再解析結果を採用している。

記録から得られた位相速度を Fig. 5 に、波群の到来方向を Fig. 6 に示す。図には各周波数の代表値(平均値)と標準偏差を示してあるが、伝播速度・伝播方向が比較

(a) West and East side

(b) Ashigara valley

Fig. 4. Array configuration for semblance analysis. Triangles and circles show the arrays used in this study and italic characters show the array names.

Fig. 5. Phase velocities estimated from semblance analysis. Array names are the same as shown in Fig. 4. Error bars show the standard deviation of results of semblance analysis.

的一部の部分を取り出しているため、標準偏差は小さく、速度で 0.1 km/s、伝播方向で 5 度程度以下である場合が多い。0.1 Hz での速度は山側で大きく、平野部分にかかる若干小さい。箱根山地が含まれるアレイ (W1) では求まる 0.1~0.3 Hz の範囲では全般的に高速度であり、平野部分のアレイで求まる速度は特に高周波数側で遅くなっている。なお、厚い堆積層のある平野南部に相当するアレイ (sa1, sa2, lsa) では広い帯域で速度が遅い。到来方向に関しては、0.1~0.2 Hz の範囲では、周波数が高いほど震央方向より大きく西向きにずれるという変化とともに、東側のアレイほど伝播方向の変化が大きい。0.2 Hz より高周波数側では到来方向は複雑な様子を示しているが、これは位相速度を採用した波群の到来方向であり、バンドパスフィルター波形に見られるすべての波群がこの方向から伝播しているわけではない。

各アレイで用いた記録の速度フーリエスペクトルの平

均値と標準偏差を Fig. 7 に示す。なお、解析データは各波形とも記録開始から 8192 ポイント (0.01 s 刻み) である。全てのアレイで位相速度が求められた 0.1~0.2 Hz の範囲では、スペクトルレベルが高く、標準偏差も小さい。広い帯域で位相速度を求めることができた平野南部のアレイ (sa1, sa2, lsa) や ca1 では、スペクトルレベルが 0.5 Hz まで高く、標準偏差も小さい。一方、国府津-松田断層をまたぐ ca2 では、平均スペクトルレベルは高いが標準偏差が大きく狭い帯域でしか位相速度が求められなかった。また、平野北部で断層をまたぐ na2 や断層に近い na3 も他の平野内のアレイに比べ標準偏差が大きい。断層付近の地下構造変化の影響で波形の相関が悪くなる可能性がある。

周波数 0.1~0.2 Hz の帯域について、足柄平野周辺での波動伝播性状を見るために Fig. 8 を作成した。この帯域は、Fig. 2 に示した分散性から見て同一の波群の伝播

Fig. 6. Back azimuths of wave propagation directions estimated by semblance analysis. Array names are the same as shown in Fig. 4. Bold line in each figure shows the back azimuth to the epicenter. Error bars show the standard deviation of results of semblance analysis.

を見ていると考えられる帯域である。センブルス解析で求めた速度の大きさを矢印の長さで、伝播方向を矢印の向きで表している。0.1~0.14 Hzでは、速度に大きな変化はない。0.18~0.2 Hzになると平野南部の速度が非常に遅くなり、平野部と周辺部で速度の違いが大きくなる。伝播方向は0.2 Hzの1点(E3アレイ)を除けば系統的に東に向かって変化している。独立に求めた伝播方向と振動の主軸が調和的にしかも広い範囲で徐々に変化していることは広域の地下構造変化の影響と考えられる。なお、平野南部では国府津-松田断層を挟んだ両側で伝播速度が異なっても伝播方向は変わらないが、平野北部では断層をまたいで伝播方向が変化しているように見える。

§ 4. S波速度構造の推定

センブルス解析で得られた分散曲線を Love 波基本

モードの位相速度の分散曲線と仮定して各アレイに対応した地下構造(平行成層のS波速度構造)の推定を行う。

構造推定には遺伝的アルゴリズム[例えば, Goldberg (1989), 安居院・長尾(1993)]を用いた。遺伝的アルゴリズムでは、決定すべきパラメータの組み合わせを生物体の遺伝子と同様に扱い、異なったパラメータ値を持つ個体(モデル)同士の間で交配、淘汰、突然変異など、生物体の遺伝を模擬した操作を行い、次の世代により適合度の高い組み合わせを残していくことにより最適なパラメータ値を推定する。近年、遺伝的アルゴリズムは、微動アレイデータ[山中・石田(1995)], 地震波の群速度分散データ[Yamanaka and Ishida (1996), 植竹・他(1997)], 上下動・水平動スペクトル振幅比データ[小林・他(1995)]などにも適用され、地下構造の推定に活用されている。なお、本研究では、小林・他(1995)と同

Fig. 7. Average Fourier amplitude spectra of velocity seismograms in each array. Array names are the same as shown in Fig. 4. Dots and error bars show the average and standard deviation at each frequency.

じアルゴリズムを用いた。

既往の研究 [Higashi and Kudo (1992), Kanno *et al.* (2000), 神野・他 (1998)] を参考に、S 波速度および密度を固定した 8 層モデルを用い、層厚のみを変化させて最適な地下構造モデルを探索する。仮定した各層の S 波速度、密度と厚さの探索範囲を Table 2 に示す。なお、最下層の 3.5 km/s は、佐藤・他 (1998) が神奈川県西部から伊豆半島にかけての岩盤上の観測点で得られた強震記録から S 波伝播速度として得ている値である。各アレイ位置での層構成は同一であることを仮定したが、西側の山地部や東側の大磯丘陵部 (W1~W3, E1~E4) に関しては、沖積層に相当する 0.6 km/s の最表層の厚さを 0 km とした。

遺伝的アルゴリズムに用いたパラメータは、総個体数 (Q): 200, 交差確率: 0.7, 初期突然変異確率: 0.03, 世代

更新数 120 である。また、各層厚を 8 ビットの 2 進数で離散化した。初期世代の各個体は乱数を用いて設定するが、異なる乱数列で初期世代を変えた計算を 10 回行い、その平均値を最終的な逆解析結果とした。最適にすべき目的関数は、(3) 式に示すように、Love 波の位相速度 (基本モード) について観測値 $Uo(f_i)$ と計算値 $Uc(f_i)$ の差の 2 乗和 (misfit) とした。

$$\phi = (1/N) \sum_{i=1}^N (Uo(f_i) - Uc(f_i))^2 \quad (3)$$

ここで、 N は位相速度のデータ数、 f_i は位相速度を推定した周波数である。個体 j の次世代への再生確率 (p_r) は、各個体の misfit の逆数 $p_j = 1/\phi_j$ を用いて (4) 式で計算する。

$$p_r = p_j / \sum_{k=1}^Q p_k \quad (4)$$

Fig. 8. Spatial variation of wave propagation velocities and directions at the frequency of (a) 0.10, (b) 0.12, (c) 0.14, (d) 0.16, (e) 0.18 and (f) 0.20 Hz. Arrows show the propagation velocities and directions. Arrows are drawn from the centers of gravity of the array used in semblance analysis.

逆解析の例として、平野南部の1saアレイに対する結果について述べる。Fig. 9は世代更新に伴うmisfitの変化を10回の試行の平均および標準偏差として示している。初めの10世代程度で、misfitの平均値は急激に小さくなり、60世代程度で一定値に収束している。10回の試行で求められた地下構造モデルをFig. 10に、地下構造モデルで計算された位相速度と観測値の比較をFig. 11に示す。位相速度の分散特性は、逆解析モデルによって説明できており、10回の試行ともほとんど差がないものが得られている。ただし、0.1 Hzより低周波数側のデータがなく、また、位相速度3 km/s以下のデータしか得られていないため、この帯域に影響のあるS波

速度3.5 km/s層の深さのばらつきが大きい(Fig. 10)。

遺伝的アルゴリズムによって得られた各アレイの層厚モデルを各層境界までの深さとその標準偏差として表現したものがTable 3である。標準偏差は初期値を変えて行った10回の解析結果に対して計算した。3 km/sを超える位相速度データが得られていないアレイでは最下層までの深さに対する標準偏差が大きい。したがって、S波速度(V_s) 3.5 km/s層までの深さの信頼性は低く、逆に高周波数側のデータが十分でないアレイに関しては表層の層厚の決定精度が低い。E4, ca2, na1, na3では、0.2 Hzより高周波数側の位相速度が得られていない。Fig. 5に示した位相速度の範囲から考えて、E4, na1

Table 2. Assumed parameters and search space of thickness used in inversion. V_s and R_0 mean S-wave velocity and density of each layer, respectively.

V_s (km/s)	R_0 (g/cm ³)	Thickness (km)		
		min.		max.
0.6	1.8	0	—	0.5
1.0	1.9	0	—	1
1.2	2.1	0	—	1.5
1.5	2.2	0	—	1.5
2.0	2.3	0	—	2
2.4	2.4	0	—	5
2.8	2.5	0	—	10
3.5	2.7

Fig. 9. Minimum misfit values as a function of generation in the inversion of Love wave phase velocities for lsa-array. Each minimum misfit was obtained from an average of ten times inversions with different initial values of a random number. Error bar shows the standard deviation.

では $V_s=2.0$ km/s, na3 では $V_s=1.5$ km/s, ca2 では $V_s=1.2$ km/s より遅い層に関する分解能はないものと考えられる。

各層までの深さの空間的変化を見るために Fig. 12 を作成した。図の作成は、各アレイの重心位置に速度値をデータとしておき、補間値を計算するグリッド点 (1 km 刻み) とデータ点 (図中の○) との距離の逆 2 乗を重みとして深さの平均値を各グリッドのデータとし補間を行った。各 S 波速度層の上面までの深さを 5 段階に分けて表示してある。データが十分とは言えず、分布が不均一であるためこのような手法をとった。また、アレイごとに求まった各層までの深さの信頼度も一様ではなく、水平方向の分解能も高くないが、大局的变化は把握できると考える。なお、解析周波数範囲が特に狭かったアレイの重心は、国府津-松田断層の屈曲部周辺に分布している。

$V_s=1.2$ km/s 層, 1.5 km/s 層や $V_s=2.0$ km/s 層ま

Fig. 10. S-wave velocity structure models estimated from ten times inversions with different initial values of a random number. Bold line shows the average structure model and broken lines show the each models obtained from ten times inversions.

Fig. 11. Calculated and observed phase velocities for lsa-array. Solid lines show the calculated phase velocities for ten estimated models and solid circles show the observed phase velocities.

での深さ分布を見ると、足柄平野南部で深く、深い場所は国府津-松田断層に沿って北北西に延びている。 $V_s=2.4$ km/s 層までの深さでは、平野北部に達する屈曲した深い溝が見える。 $V_s=2.8$ km/s 層までの深さを見ると、大磯丘陵側が浅く、平野側、特に北西部が深くなっている。 $V_s=3.5$ km/s 層までの深さ分布には、それより上の層と異なる性状が見られ、浅い部分が国府津-松田断層を横切っている。

Table 3. Depth to layer boundary estimated from phase velocity dispersion data using genetic algorithm. The array names are the same as shown in Fig. 4. V_s means S-wave velocity. Average depths and standard deviations are calculated from ten times inversions with different initial values of a random number.

V_s	W1	W2	W3	E1	E2	E3	E4	E5
0.6	0.00±0.00	0.00±0.00	0.00±0.00	0.00±0.00	0.00±0.00	0.00±0.00	0.00±0.00	0.42±0.04
1.0	0.06±0.03	0.33±0.20	0.50±0.16	0.56±0.20	0.56±0.16	0.12±0.07	0.53±0.21	0.58±0.07
1.2	0.14±0.07	0.57±0.19	0.77±0.07	0.84±0.06	0.80±0.07	0.30±0.12	0.83±0.08	0.67±0.10
1.5	0.24±0.11	0.82±0.10	0.91±0.07	0.91±0.07	0.91±0.08	0.84±0.10	1.07±0.10	0.71±0.10
2.0	1.33±0.19	1.07±0.25	1.00±0.09	0.97±0.07	1.04±0.09	1.86±0.22	1.33±0.16	0.95±0.15
2.4	3.53±0.16	4.90±0.59	2.78±0.28	1.01±0.07	1.24±0.10	2.68±0.29	1.87±0.28	1.96±0.35
2.8	3.75±0.10	6.51±0.47	11.90±0.49	10.35±0.56	11.11±0.17	4.49±0.14	9.76±0.39	7.79±0.20
3.5								

V_s	sal	sa2	lsa	cal	ca2	nal	na2	na3
0.6	0.33±0.10	0.20±0.04	0.27±0.02	0.29±0.05	0.40±0.03	0.04±0.03	0.06±0.04	0.09±0.07
1.0	0.50±0.12	0.89±0.19	0.93±0.13	0.49±0.11	0.97±0.17	0.14±0.04	0.23±0.16	0.27±0.13
1.2	0.96±0.17	1.41±0.12	1.16±0.07	0.65±0.13	1.33±0.10	0.33±0.15	0.49±0.09	0.96±0.21
1.5	1.84±0.23	1.66±0.13	1.30±0.09	1.62±0.16	1.49±0.13	1.23±0.10	1.63±0.22	1.99±0.24
2.0	2.31±0.23	1.99±0.25	1.48±0.13	2.64±0.25	1.75±0.20	3.14±0.10	2.48±0.24	2.42±0.14
2.4	2.89±0.31	3.30±0.69	3.28±0.46	3.41±0.44	2.04±0.20	5.51±0.27	3.31±0.82	2.89±0.25
2.8	7.97±0.83	4.67±0.26	9.62±1.07	4.11±0.51	2.88±0.14	5.97±0.19	6.42±0.64	7.03±0.26
3.5								

足柄平野での構造変化の特徴を見るために、SW-NE 方向で平野南部を横切る断面および平野の長軸に沿って NW-SE 方向に切る断面を Fig. 13 に示す。SW-NE 断面で見ると、国府津-松田断層を挟んで東側の大磯丘陵と西側の足柄平野の構造には差が見られる。 $V_s=1.5$ km/s 層までの深さは平野西側では浅く、平野部分で深くなり平野東側でも深い。 $V_s=1.5\sim2.4$ km/s 層の厚さは、平野部から西側で厚く東側で薄い。そのため $V_s=2.8$ km/s 層までの深さは大磯丘陵側で浅くなっている。NW-SE 断面で見ると $V_s=1.0\sim1.2$ km/s 層の下限は、北側が浅く南側が深い、北部ほど $V_s=1.5\sim2.0$ km/s 層が厚く、 $V_s=2.4$ km/s 層までの深さは逆に北側が深くなっている。ただし、NW-SE 断面を見る場合、平野北側のアレイ (na1, na3) で表層の決定精度が悪いことに留意しておく必要がある。

§5. 議 論

まず、今回の結果を表面波分散性に基づく既往の研究成果と比較する。足柄平野では、Higashi and Kudo (1992) が地震動のアレイ観測記録を用いて、神野・他 (1998), Kanno *et al.* (2000), 宮腰・他 (1994) が微動アレイの解析結果から構造の評価を行っている。Fig. 14 に Higashi and Kudo (1992) が Love 波位相速度の評価に用いた地震観測点および比較対象とした微動アレイの位置を示す。Higashi and Kudo (1992) は、足柄平野全

体の観測点を用いた解析から速度構造を推定している。

また、KYM, NRD [神野・他 (1998)], CTS [Kanno *et al.* (2000)] および KS2 [宮腰・他 (1994)] では、平野内の小さな領域 (半径 1 km 以下) での微動アレイ観測結果から構造モデルが推定されている。本研究におけるアレイサイズは、両者の中間的なものである。

今回求めた構造 (lsa, cal, nal) と各構造モデルの比較を Fig. 15 に、それぞれの S 波構造モデルから計算される Love 波基本モードの位相速度の比較を Fig. 16 に示す。なお、Higashi and Kudo (1992) のモデルは、地震観測記録から推定した Love 波の位相速度の分散性を対象に作成されているが、微動アレイ観測に基づくモデルは Rayleigh 波の位相速度の分散性を基に作成されている。Higashi and Kudo (1992) の結果を今回のモデルと比較する [Fig. 15(a)] と深さ 1.5 km より浅いところでは、平野中央部の cal に近く南部の lsa、北部の nal の間にある。それより深い側ではほぼ lsa と重なっている。Love 波の位相速度 [Fig. 16(a)] を見ると Higashi and Kudo (1992) の結果は、0.2 Hz 付近でやや大きい速度を示しているが、低周波数側では lsa と重なり、高周波数側では lsa と nal の間の速度を示している。微動アレイによる構造 [Fig. 15(b)~(d)] は、より高周波数側まで位相速度が評価されているため、表層の層割りが細かく、Higashi and Kudo (1992) や今回の結果に比べ表層の速度が徐々に変化するモデルとなっている。Fig. 14

Fig. 12. Spatial variation of S-wave velocity structure. Figures from (a) to (g) show the upper boundaries of layers with S-wave velocity of 1.0, 1.2, 1.5, 2.0, 2.4, 2.8 and 3.5 km/s, respectively. Depth scale is drawn at the down side of each figure. The contour lines are drawn by every 0.1 km in figures (a) to (d), every 0.2 km/s in figures (e) and (f), and every 0.6 km/s in figure (g). Open circles show the centers of gravity of the array used in semblance analysis. Each layer's depth at each array was estimated from phase velocity dispersion using genetic algorithm and spatial distribution of the depth was calculated by interpolation of these points' values.

Fig. 13. Cross-sections of S wave velocity model. (a) is SW-NE section and (b) is NW-SE section. Section lines are drawn in Fig. 12(a). Italic characters show S wave velocities (in km/s) of layers.

Fig. 14. Locations of observation stations used in Higashi and Kudo (1992) and microtremor array observation sites after Miyakoshi *et al.* (1994), Kanno *et al.* (1998) and Kanno *et al.* (2000). Dots denote the observation stations used in Higashi and Kudo (1992). Open circles noted as KS2 [Miyakoshi *et al.* (1994)], KYM and NRD [Kanno *et al.* (1998)], and CTS [Kanno *et al.* (2000)] are microtremor array observation sites. Two Triangles and a circle drawn in broken lines denote the strong motion arrays used in this study.

に示すように各アレイは直接対応するものではないが、Fig. 15, Fig. 16 では KYM-NRD-CTS を na1-ca1-Isa に対応させ平野南北方向の変化を見ている。なお、KS2 については、位置的に近い ca1, NRD と重ね書きした。 $V_s=1.5$ km/s 層までの構造は北側で浅く、南側で深いという傾向は、微動アレイと今回の結果で同様であるが、 $V_s=2$ km/s を超える層の深さは KYM, NRD で浅くなっている。Love 波の位相速度 [Fig. 16(b)~(d)] を見ると 0.1 Hz 以下の差はモデル最下層の設定速度の差であるが、 $V_s=2$ km/s を超える層が浅い KYM と NRD が 0.2~0.4 Hz で na1, ca1 に比べ大きくなって

る。KYM, NRD の解析 [神野・他 (1998)] では、周波数 0.5 Hz 以下の位相速度は得られていないため、0.2 Hz 付近に効く深さの速度の決定精度が十分でない可能性があると考えられる。また、比較的位相速度の対応の良い CTS でも、層境界は必ずしも一致していない。仮定した層構造モデルの違いや逆解析に用いたデータの周波数範囲の違いが影響していると考えられる。KS2 のモデルは、NRD, ca1 のモデルと大きく異なり S 波速度が 2.0 km/s を超える層が非常に浅く、Love 波の位相速度 [Fig. 16(c)] も広い周波数帯域で速く、構造の変化を示唆している可能性もあるが、KS2 の解析 [宮腰・他

Fig. 15. Comparisons of S wave velocity models. (a) shows the models of lsa, ca1, na1 and H & K. The models of lsa, ca1 and na1 were estimated in this study. The model of H & K was estimated by Higashi and Kudo(1992). (b) shows models of na1 and KYM. The model of KYM was estimated by Kanno *et al.* (1998). (c) shows the models of ca1, NRD and KS2. The model of NRD was estimated by Kanno *et al.* (1998). The model of KS2 was estimated by Miyakoshi *et al.* (1994). (d) shows the models of lsa and CTS. The model of CTS was estimated by Kanno *et al.* (2000).

(1994)] においても 0.5 Hz 以下での位相速度が得られていないことから、0.1~0.2 Hz の帯域に影響を与える深さの構造の議論はできないと考えられる。

次に、3 次元的な構造変化 (Fig. 12) を既往の研究と比較してみる。Higashi (1991) は屈折法のデータを基に $V_p=3.0$ km/s までの深さ分布を作成している (Fig. 17)。平野南部での深さや国府津-松田断層に沿って深い部分が延びているコンターの形状を見ると、今回の結果では $V_s=1.2\sim1.5$ km/s 層までの深さ分布 [Fig. 12(b),

(c)] が平野部分では調和的である。Kanno *et al.* (2000) は、平野内の反射法の結果 [Ikawa *et al.* (1991)] と微動アレイ解析から求めた構造を比較し、 $V_p=2.6$ km/s 層と $V_s=1.3$ km/s 層、 $V_p=3.2$ km/s 層と $V_s=1.5$ km/s 層の対応がよいことを示しており、これを基にすると平野内に関しては $V_p=3$ km/s 層が $V_s=1.2\sim1.5$ km/s 層に対応すると考えられる。しかし、平野の外側を見ると Higashi (1991) の $V_p=3.0$ km/s 層の深さより $V_s=1.2\sim1.5$ km/s 層の深さは深い。平野内の $V_s=1.2\sim1.5$

Fig. 16. Comparison of fundamental mode of Love wave's phase velocities calculated from the models in Fig. 15. (a) shows the phase velocities calculated from models of lsa, ca1, na1 and H&K. (b) shows the phase velocities calculated from models of na1 and KYM. (c) shows the phase velocities calculated from the models of ca1, NRD and KS2. (d) shows the phase velocities calculated from the models of lsa and CTS.

km/s 層と平野外の $V_p=3.0$ km/s 層が同じ地層であるとは限らないし、堆積層では上載圧による S 波速度が変化する。さらに、深さの推定には解析上の仮定（速度モデル）やデータの制約の影響もあることから、平野の外側での対応については別の情報で補っていく必要があると考える。

$V_p=4$ km/s 層については、反射法 [笠原・他 (1991)] や屈折法 [Higashi (1989)] によって平野を東西に横断する方向の情報が得られている。笠原・他 (1991) によれば、 $V_p=4$ km/s 層に相当する深さは、平野北部の国府津-松田断層付近で深さ 1.3 km 程度であり西に向かって浅くなる。また、Higashi (1989) によればそれは平野南部で 1.5 km 程度である。今回求めた各層の深さから見ると $V_s=2.0$ km/s 層が $V_p=4.0$ km/s 層に対応すると考えられる。 $V_s=2.0$ km/s 層を見ると西側に比べて平野内が深く、東側の大磯丘陵で持ち上がるという大局的な構造は既往の研究と一致している。また、 $V_s=2.0$ km/s より速い層では、平野北部で深い部分が西側に続

く傾向が見られ、重力異常のコンター [例えば、大久保・他 (1992)] が平野北部で西に回り込むことと調和的と考えられる。深い部分が西にどうつながっていくかは、相模トラフの延長部というテクニクスの観点からも興味深いものであり、今回解析できなかった足柄平野の北方および西方に関しての今後の調査が望まれる。なお、 $V_s=3.5$ km/s 層までの深さ分布は、それより遅い層と異なった形状を示しており、国府津-松田断層が構造境界になっていない可能性を示しているが、データとして用いた位相速度の範囲から見て $V_s=3.5$ km/s 層深さの推定結果のばらつきが大きく [Table 3, Fig. 10 参照]、信頼性が低いことに留意する必要がある。

最後に、今回の解析結果を基に構造が不整形な場での位相速度と平行成層近似について述べる。本研究では、足柄平野周辺の地形や記録波形の類似性を考慮し、足柄平野の大きさ（南北 12 km、東西 4 km）よりも小さいアレイを構成した。周波数 0.1~0.2 Hz において得られた位相速度から計算される波長は 10~30 km で足柄平

Fig. 17. Contour map of the upper boundary of the layer with V_p of 3.0 km/s after Higashi (1991).

野のサイズと同等以上であるが、Fig. 5 や Fig. 8 に見られるように Love 波の伝播挙動は局所的に変化しており、平野の大きさ以下の構造変化の影響を受けていると考えられる。今回設定したよりも大きなアレイサイズを設定した場合はこういった特徴は抽出できない。浜田 (1966) は、傾斜層（傾き 2～8 度）を用いたモデル実験から Rayleigh 波の位相速度が直下の構造のみによって決まることを示していることから、アレイごとの平行成層近似を連ねることにより大きな構造の不整形を近似的に評価できると考えられる。一方、吉田 (1993) は、二次元の差分法を用いて、ステップ構造や傾斜角が大きな（約 20 度）構造に対する数値計算を行い、不整形構造によって生じた散乱波の影響で Love 波の平均的位相速度が振動することを示している。今回の結果 (Fig. 5) でも平野南部以外のアレイでは、分散性が振動するケースが見られ、構造不整形による散乱波の影響を示唆している。しかしながら、吉田 (1993) は散乱波の影響を受けた位相速度に関しても平行成層モデルで近似できることを示唆しており、本研究のように対象地域の大きさを考慮した小アレイごとの平行成層モデルから大局的な変化を追うことも有用と考える。なお、設定したアレイサイズ以下の不整形性については、アレイ内で位相速度を通して平均化されてしまうため議論することはできないと考えられる。

§6. ま と め

神奈川県西部地域にある足柄平野とその周辺の三次元的な地下構造評価を目的として、1998 年 5 月 3 日伊豆

半島東方沖の地震の強震記録から、足柄平野周辺域における周波数 0.1～0.5 Hz での Love 波の伝播性状を検討した。平野部分の Love 波の位相速度は周波数が高くなるとともに急激に遅くなっている。また、高周波側では、震央方向より西側から伝播し、平野を通過した東側ではさらに振動の卓越方向が時計回りに傾いていることが確認された。Love 波の位相速度から逆解析により評価した S 波速度構造の特徴は次のようなものである。 $V_s = 1.5$ km/s 層までの深さ分布は足柄平野南部で深く、Higashi (1991) の $V_p = 3.0$ km/s 層までの深さ分布と調和的である。 $V_s = 2.4$ km/s 層までの深さでは逆に北側が深くなっており、北部ほど $V_s = 1.5 \sim 2.0$ km/s 層が厚くなっている。また、国府津-松田断層を挟んで東側の大磯丘陵と西側の足柄平野とは構造に差が見られ、断層付近が構造境界となっている。ただし、用いた Love 波の波長を考えると段差的な構造か緩やかな構造かを判断することはむずかしい。

今回の検討は、特定の地震データに基づく地下構造評価の試みであり、今回の評価結果はより多くのデータの解析、あるいは他の評価手法によって検証していくべきと考えている。また、今回検討できなかった足柄平野の北側の丹沢山地やより西側の箱根山地部の構造を推定することは、足柄平野の構造境界を考えるうえで重要な課題である。

謝 辞

解析に当たり東京大学地震研究所、東京工業大学、電力中央研究所、防災科学技術研究所 (K-NET)、神奈川県、東京電力株式会社による強震観測記録を利用いたしました。関係各位の観測に対する努力に感謝いたします。遺伝的アルゴリズム適用に関して竹中工務店・小林喜久二氏の協力を頂きました。また、査読者の意見は論文の改善に有益でした。記して感謝いたします。

文 献

- 安居院 猛・長尾智晴, 1993, ジェネティックアルゴリズム, 昭晃堂, 174 pp.
- 青井 真・小原一成・堀 貞喜・笠原敬司・岡田義光, 2000, 基盤強震観測網 (KiK-net), 強震観測の最新情報, 日本地震学会ニュースレター, 12(3), 31-34.
- Dziewonski, A., S. Bloch and M. Landisman, 1971, A technique for the analysis of transient seismic signals, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 343-356.
- Fukuyama, E., M. Ishida, S. Horiuchi, H. Inoue, S. Hori, S. Sekiguchi, H. Kawai and H. Murakami, 1999, NIED Seismic Moment Tensor Catalogue January-December 1998, Technical Note of the National Research Institute for Earth Science and

- Disaster Prevention, No. 193, 35 pp.
- Goldberg, D. E., 1989, Genetic algorithm in search, optimization, and machine learning, Addison-Wesley, 432 pp.
- 浜田和郎, 1966, 傾斜層を伝わる表面波の模型実験, 北海道大学地球物理研究報告, **15**, 129-148.
- 長谷川 功・伊藤公介・佐藤隆司・渡辺史朗・駒沢正夫・二宮芳樹・伊藤久男・当舎利行・杉原光彦, 1991, 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造, 日本地震学会講演予稿集, no. 2, 214.
- Higashi, S., 1989, Underground structure beneath the Ashigara Valley, Japan, Proceeding of the National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 199-206.
- Higashi, S., 1991, Underground structure beneath the Ashigara valley, Japan, from seismic refraction survey, Ashigara Valley Blind Prediction Test, Japanese National Working Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, (2-21)-(2-33).
- Higashi, S. and K. Kudo, 1992, Polarization and frequency-wavenumber spectrum analysis for the strong-motion array data in Ashigara Valley, Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 5-25.
- Ikawa, T., F. Amaike, K. Kasahara, Y. Sawada and K. Kudo, 1991, Deep seismic reflection survey, Japanese National Working Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, (2-88)-(2-125).
- 石橋克彦, 1988a, “神奈川県西部地震と地震予知 I”, *科学*, **58**, 537-547.
- 石橋克彦, 1988b, “神奈川県西部地震と地震予知 II”, *科学*, **58**, 771-780.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1997, 神縄・国府津-松田断層帯の調査結果と評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/97aug2/index.thm>.
- 科学技術庁研究開発局地震調査研究課, 2000, 地震調査研究推進本部の活動と地下構造調査, 第1回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 81-85.
- 神野達夫・工藤一嘉・植竹富一・高橋正義・坂上 実, 1998, 足柄平野における地盤震動特性評価と空間補間, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, 965-970.
- Kanno, T., K. Kudo, M. Takahashi, T. Sasatani, S. Lin and H. Okada, 2000, Spatial evaluation of site effects in Ashigara valley based on S-wave velocity structures determined by array observations of microtremors, Proceedings of 12th World Conference of Earthquake Engineering (CD-ROM), paper no. 573.
- 笠原敬司・山水史生・井川 猛・清水祥四郎, 1991, 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面, 地震学会予稿集, no. 2, 324.
- 活断層研究会, 1991, 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会, 437 pp.
- 川上徹人, 1998, 気象庁における強震波形観測・収録と提供, 強震観測の最新情報, 日本地震学会ニュースレター, **9**(6), 7-9.
- 川瀬 博, 1993, 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, *地震*, **2**, **46**, 171-190.
- Kawase, H., 1996, The cause of the damage belt in Kobe: “The Basin-edge effect,” Constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, *Seism. Res. Lett.*, **67**(5), 25-34.
- Kawase, H. and T. Sato, 1992, Simulation analysis of strong motions in the Ashigara valley considering one- and two-dimensional geological structures, *J. Phys. Earth*, **40**, 27-56.
- 木下繁夫, 1997, K-NET-a year after-, 地震工学振興会ニュース, No. 155, 39-45.
- 小林喜久二・阿部康彦・植竹富一・真下 貢・小林啓美, 1995, 地震動初期微動部の上下動・水平動スペクトル振幅比の逆解析, 日本建築学会大会(北海道)学術講演梗概集, B-2, pp. 307-308.
- 国土庁, 1999, 平成11年度版防災白書, 大蔵省印刷局, 743 pp.
- Kudo, K. and E. Shima, 1988, Installation of strong motion seismographs, plan for geotechnical measurements, at Ashigara valley site effects test area, Japan, Proceedings of the IASPEI/IAEE Joint working group on effects of surface geology on seismic motion second workshop, Japanese working group on effects of surface geology on seismic motion, (II-1)-(II-11).
- 工藤一嘉・額縁一起・高橋正義・坂上 実, 1999, 地震研究所の強震観測, 日本地震学会ニュースレター, **11**(3), 16-18.
- 松岡昌志・翠川三郎・内山泰生, 1997, 小田原市内での強震観測とそれに基づく地震動特性の検討, *地震*, **2**, **50**, 1-10.
- 宮腰 研・岡田 広・笹谷 努・森谷武男・凌 魁群・齋藤誠治, 1994, 小田原市における ESG Blind Prediction Test Sites の地下構造一微動探査法による推定一, *地震*, **2**, **47**, 273-285.
- Neidell, N. S. and M. T. Taner, 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- 大久保修平・長沢 工・平賀士郎・田島広一・萩原幸男, 1992, 南関東活断層の重力調査 (I) - 国府津-松田断層一, *地震研究所彙報*, **67**, 325-359.
- 佐藤清隆・矢島 浩・東 貞成・芝 良昭・佐々木俊二, 1998, 不整形地盤における入射波動場と地盤増幅特性—山梨県東部地震(1996)による足柄平野久野地区に関する検討—, 電力中央研究所報告 U98007, 39 pp.
- 嶋田昌義・高橋 聡, 2001, 東京電力の地震観測システムとその活用, *電力土木*, No. 292, 54-58.
- 植竹富一・山中浩明・菅原正晴, 1997, やや長周期表面波の群速度の逆解析による地下構造の推定と地震動評価への応用, 日本建築学会構造系論文集, **496**, 37-43.
- 植竹富一・工藤一嘉, 1998, 足柄平野の複雑な地下構造に起因する地震動の後続位相—山梨県東部の地震記録

- の解析一, 地震 2, **51**, 319-333.
- 矢島 浩, 1999, 強地震観測資料集 第 17 卷 (1998 年観測地震), 電力中央研究所報告: U99028, 32 pp.
- 山中浩明・石田 寛, 1995, 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報告集, **468**, 1-9.
- Yamanaka, H. and H. Ishida, 1996, Application of Genetic Algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 436-444.
- Yamazaki, H., 1992, Tectonics of a Plate collision along the northern margin of Izu peninsula, central Japan, Bulletin of the Geological Survey of Japan, **43**, 603-657.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓, 1996, 1995 年兵庫県南部地震震源周辺の断層・基盤構造について (概報), 物理探査, **49**, 435-451.
- 吉田 満, 1993, 水平方向不均質媒質におけるラブ波の伝搬様式—山岳地帯を伝わるラブ波の位相速度異常一, 地震 2, **45**, 385-394.