



Title	やや深発地震による足柄平野の地震応答
Author(s)	笹谷, 努; SASATANI, Tsutomu; 齋藤, 誠治 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 58, 21-37
Issue Date	1995-09-20
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.58.21
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14224
Type	departmental bulletin paper
File Information	58_p21-37.pdf



やや深発地震による足柄平野の地震応答

笹谷 努・齋藤 誠治・古村 美津子

北海道大学理学部地球物理学教室

工藤 一嘉

東京大学地震研究所

(1995年7月14日受理)

The Seismic Response of the Ashigara Valley during Near-by Intermediate-depth Earthquakes

Tsutomu SASATANI, Seiji SAITO, Mitsuko FURUMURA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Kazuyoshi KUDO

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

(Received July 14, 1995)

In this paper, we study the seismic response of the Ashigara Valley, Odawara, Japan, by analyzing data obtained by the strong motion accelerograph array during two moderate-size, intermediate-depth events. A borehole array down to about 500m is also installed at the central part of the Ashigara Valley. Accelerograms observed at the sediment sites has peak amplitudes being 2 to 3 times larger than those at the rock sites and are characterized by strong excitation of later phases. The nonstationary spectra show that the predominant frequency of the later phases is about 1 Hz. We examine the nature of the later phases by the polarization analysis and simple correlation analysis of borehole data. We find horizontally and linearly polarized motions in several time windows on the band-pass-filtered (central frequency of 1 Hz) accelerograms. In these time windows, all the borehole motions are in phase. These facts demonstrate that most of the later phases are the basin-induced Love waves secondarily generated at the basin edge due to incident S waves. The seismic response of the Ashigara Valley is characterized by the body wave amplification and the basin-induced surface waves (predominant frequency of about 1 Hz) at the sediment sites.

I. はじめに

表層地質が地震動に与える影響の重要性は、古くから認識されていたが、この重要性が近年世界中で再びクローズアップされた最大の理由は、1985年 Michoacan, Mexico 地震によるメキシコ市での大被害である。震源から 300 km 以上も離れたメキシコ市での大被害の原因は、同市の盆地全体を覆う軟弱な湖成粘土層が主役であった (Anderson *et al.*, 1986)。この事件を契機として、1986年に「表層地質が地震動に及ぼす影響 (略称, ESG)」に関する IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) / IAEE (International Association for Earthquake Engineering) 合同のワーキンググループが発足し、この問題についての国際的な研究が開始された (Iwan and Tucker, 1987)。

小田原市足柄平野は、上記ワーキンググループの国際テストサイトの一つである。この足柄平野を対象として、地盤構造モデルと岩盤上での地震記録を与えて堆積層上での地震動を予測するテスト (Blind Prediction Test) が、過去に 2 回ほど行なわれている (Kudo, 1989, 1992)。これらのテストの成果とそこから生じた地震動予測における新たな問題点は、川瀬 (1993) によって簡潔にまとめられている。これらの地震動予測テストによる方法の他に、足柄平野の地震応答に関して以下の研究がある。Kawase and Sato (1992) は、第 1 回予測テストで用いられたデータの詳細な解析と二次元モデルを設定したシュミレーションから、足柄平野の地震応答特性として、堆積層による増幅のほかに、卓越周波数約 1 Hz の盆地生成表面波 (ラブ波) の励起を指摘した。また、Higashi and Kudo (1992) は、1990 年伊豆大島近海浅発地震による足柄平野アイレデータの解析から、到来方向が震央とは異なる周期約 20 秒のラブ波の存在を明らかにした。

本論文においては、近地やや深発地震による強震動データをもとにして、足柄平野の地震応答について研究する。この場合、平野への入射波は、主に実体波 (S 波) であり、観測された記録はそれに対する応答とみなせる (Sasatani *et al.*, 1992)。まず、全体的な特徴について述べ、そこで、平野内における周波数約 1 Hz の後続波の励起を指摘する。次に、その後続波の性質について述べ、それらが盆地生成表面波 (ラブ波) であることを確認する。

小田原付近では西相模湾断裂で M 7 級の大地震の発生が懸念されており (石橋, 1988)、これによる防災対策のためにも足柄平野の地震応答を明らかにすることは重要と考える。

II. データ

足柄平野は、神奈川県西部に位置し、相模湾に面した間口約 4 km、奥行き約 12 km の沖積平野である (Fig. 1(a))。平野の中心部を酒匂川が流れており、この流域に砂礫層が厚く堆積している。また、足柄平野は、東側を大磯丘陵、西側を箱根火山、そして北側を丹沢山地によって囲まれた盆地構造を成している。

解析には、東京大学地震研究所の足柄平野強震アレイ観測網で得られたデータを用いた。足柄平野においては平野内の堆積層上とその周辺の堆積岩や火山岩の露頭にデジタル式の加速度強

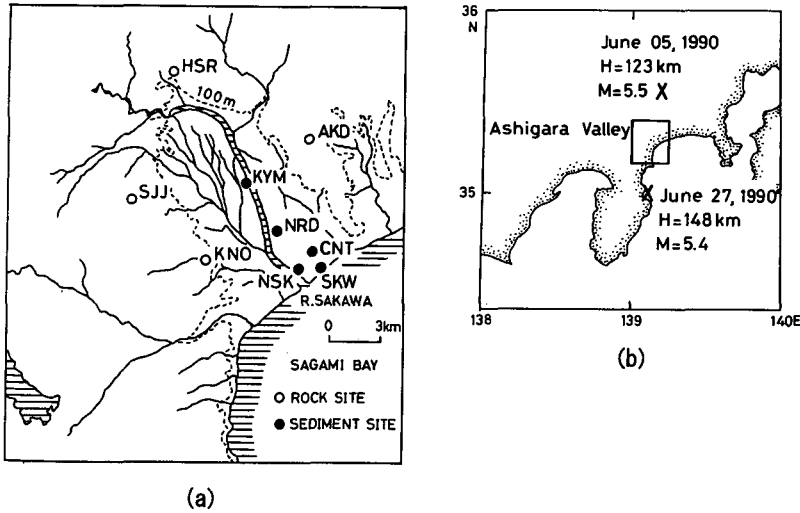


Fig. 1. (a) Map showing locations of digital strong motion accelerograph array in the Ashigara Valley used in this study. At CNT a borehole array is also installed at depths of 0, 10, 30, 100 and 467m. (b) Location map of the Ashigara Valley and epicenters of two intermediate-depth events used in this study.

Table 1. List of earthquakes used in this study.

Origin Time	Lat. (N)	Long. (E)	Depth	M	Region
June 05, 1990 22:42	35°33'	139°12'	123km	5.5	NW Kanagawa
June 27, 1990 06:54	35°00'	139°07'	148km	5.4	Sagami Bay

震計アレイが設置されている (Kudo *et al.*, 1988). Fig. 1 (a)は、今回解析に用いた観測点の分布を示したものである。最小観測点間隔は約 1 km である。CNT 観測点においては SMAD-16 (明石製作所)、他の観測点においては SMAD-3 (明石製作所) 加速度計が用いられている。これらの計器は直流から 25 Hz までフラットな特性を持ち、データは 100 Hz サンプリングで得られている。また、CNT 観測点においては、地表 (0 m)、10 m、30 m、100 m、467 m の各深さに配置された鉛直アレイ観測も行われている。後で述べるように、この鉛直アレイによるデータが後続波の性質を調べるのに重要な役割をはたす。

解析に用いた地震は、足柄平野の北部と南部で発生した 2 つのやや深発地震 (6/05/1990, 6/27/1990) である。Table. 1 にこれらの地震情報を、Fig. 1 (b) にそれらの震央分布を示す。これらの地震と CNT までの震央距離はどちらも約 30 km で、それらは深さの 1/4 から 1/5 であり、足柄平野へはほぼ鉛直下方から実体波が入射したとみなせる。また、震源の深さと用いた観測点の分布範囲を考えると、これらの観測点への震源からの放射特性および伝播経路はほぼ同一であり、これは、各点で観測された波形がそのままそこの応答特性を表すことを意味している。

III. 観測記録の特徴

ここでは岩盤上で観測された記録と比較しながら、平野内での記録の特徴を定性的に明らかにする。Fig. 2は、観測された水平動最大加速度の分布を示したものである。平野内での観測値は、岩盤上での観測値よりも平均として2から3倍ほど大きいことがわかる。平野内と岩盤上での観測記録の例を Fig. 3に示す。図中でSと示した相は直達S波を示す。平野内のCNTでのS波最大振幅は、岩盤上のAKDでのそれよりも約4倍ほど増幅されている。この増幅に加えて、CNTの記録は、S波に続く大きな後続波の存在によって特徴づけられる。そして、むしろこの後続波が最大振幅を与える場合もある。また、例えば、6/05地震の場合、NS成分のS波振幅はEW成分の半分以下である(これは地震のメカニズムに関係したことである。詳しくは Fig. 8を参照)が、その後続波の振幅は両者ではほぼ等しい。つまり、後続波の励起の強さは、入射S波の振幅に必ずしも比例していない。

全点での波形の特徴を周波数領域で比較した例を Fig. 4に示す。図に示したスペクトルは観測記録全体から得られたものである。平野内と岩盤上でのスペクトルのきわだった相違は、周波数約1 Hzでの振幅の大きさにある。平野内での約1 Hzでの振幅の大きさは、岩盤上でのその約10倍にもなっている。図には示さないが、この特徴は、成分、地震に関係なく見られる。より詳しく見ると、平野内の観測点のうちでKYMの1 Hzでの振幅は、他の観測点のそれよりもやや小さくなっている。これは、Fig. 14(a)に示す沖積層の厚さ分布に関係したものと考えられる。

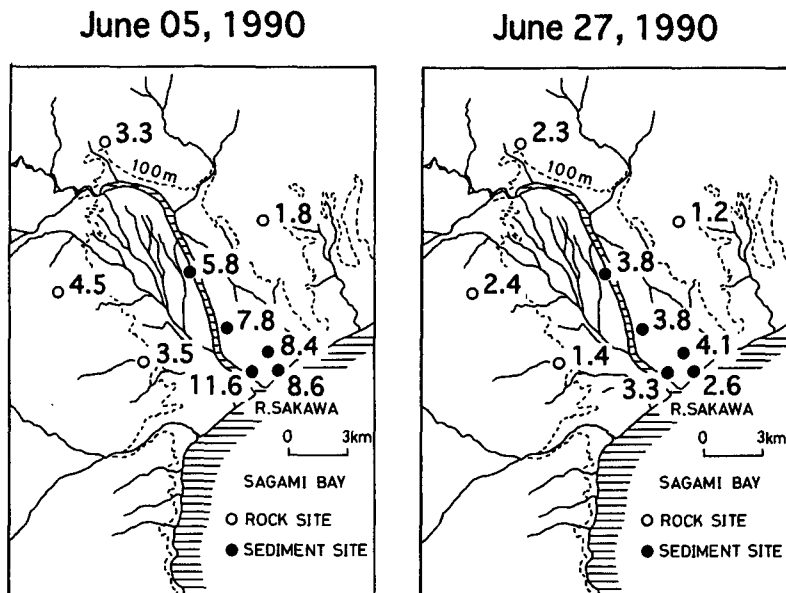


Fig. 2. Peak horizontal accelerations (in cm/s/s) in the Ashigara Valley from two intermediate-depth events. Peak amplitudes at the sediment sites are 2 to 3 times larger than those at the rock sites for both events.

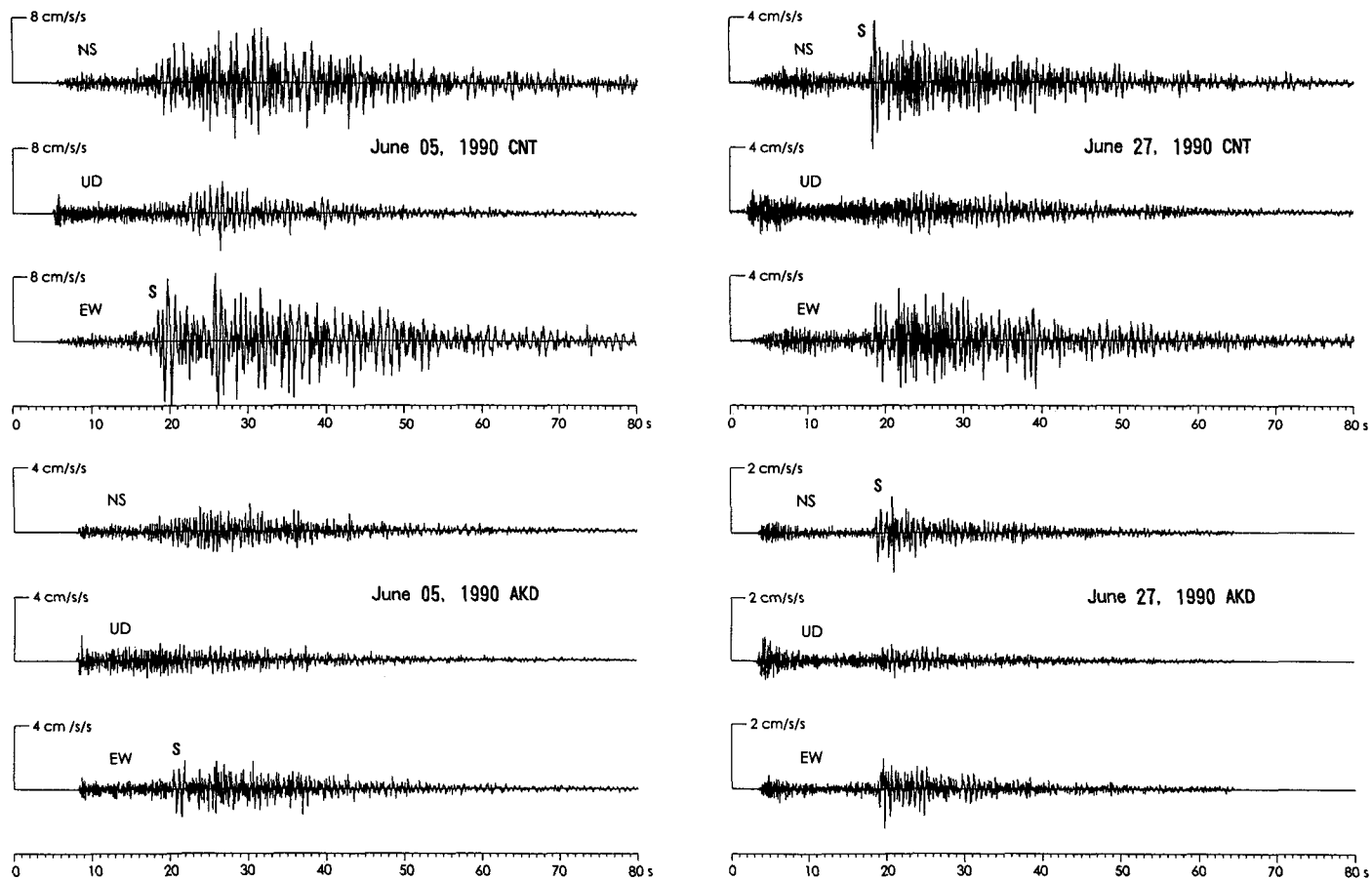


Fig. 3. An example of observed accelerograms at the sediment site (CNT) and the rock site (AKD) from two intermediate-depth events.

June 05, 1990 (EW comp.)

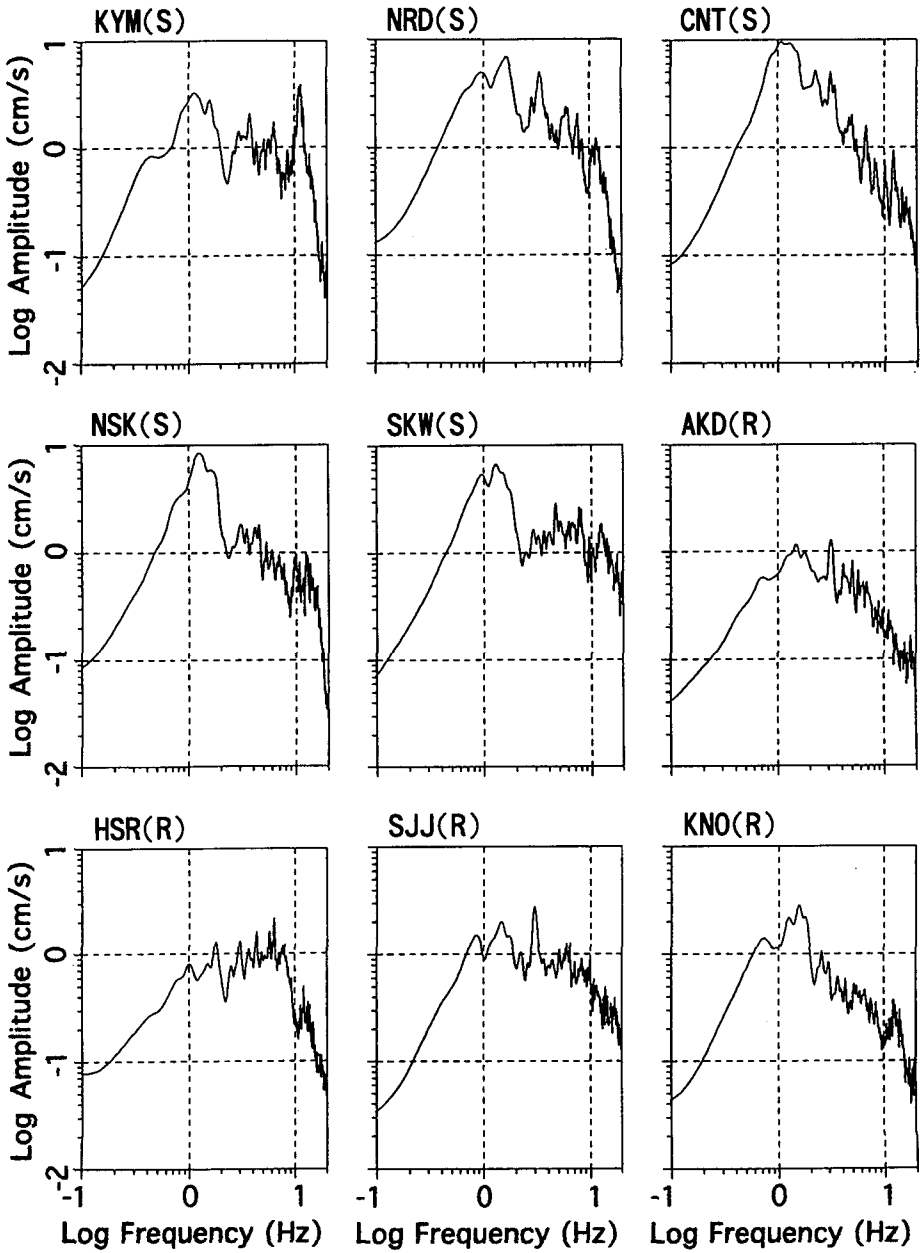


Fig. 4. An example of amplitude spectra at the sediment sites (S) and the rock sites (R). These are obtained for the whole trace. Note the large amplitude at about 1 Hz at the sediment sites.

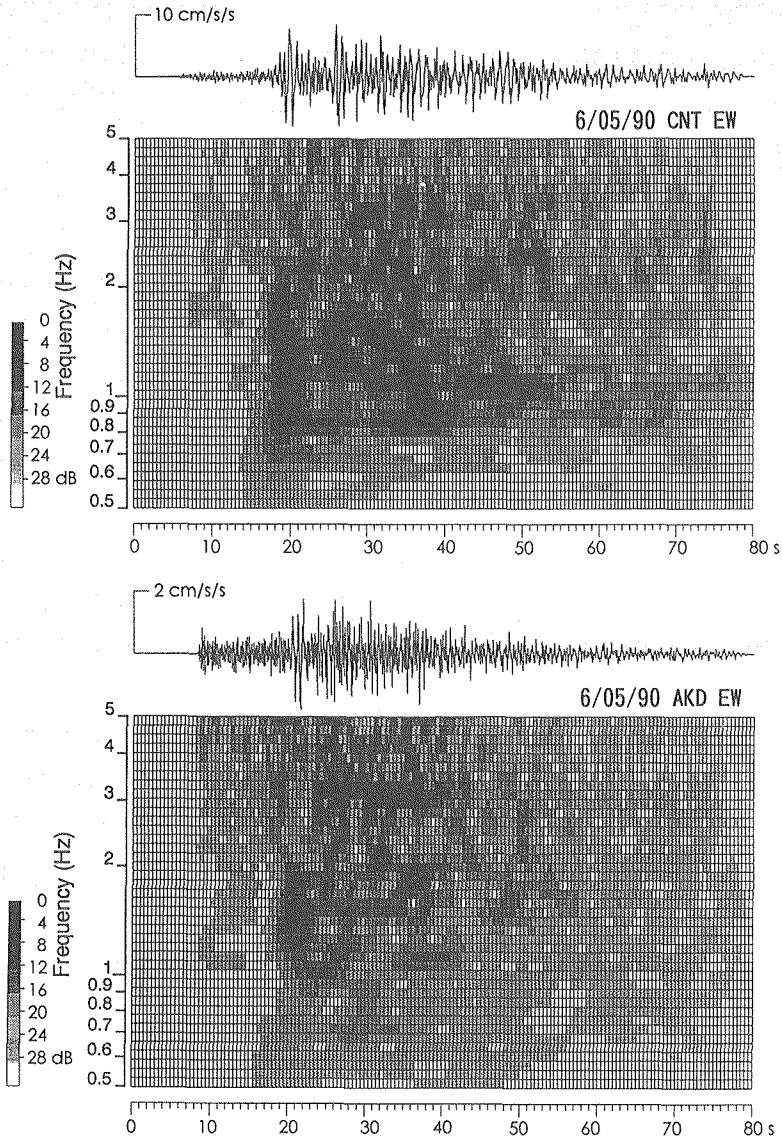


Fig. 5. Observed accelerograms and their nonstationary spectra at CNT and AKD during the 6/05/90 event. The predominant frequency in the later phases at CNT is about 1 Hz.

さらに、マルチプルフィルター解析 (Dziewonski *et al.*, 1969) により観測記録の周波数特性を時間の関数として示したのが Fig. 5 である。直達 S 波のスペクトル構造は、CNT と AKD 両観測点でほぼ同じ (1 ~ 2 Hz にピークを有する) であるが、それに続く後続波のスペクトル構造は大きく異なっている。CNT での後続波の卓越周波数は約 1 Hz であるが、AKD におけるこの周波数での波のパワーはきわめて小さい。これが、Fig. 4 に示した両者のスペクトルの相違の主たる原因と考えられる。また、CNT においては、S 波到着の数秒後に卓越周波数約 1.4 Hz の後続波も見られる。

単純な地殻構造を仮定した場合、このような深い地震による地震記録では直達S波が卓越すると予測されるので、上述の平野内での後続波の励起は足柄平野の盆地構造の影響によると考えられる (Bard and Bouchon, 1980 ; Sasatani *et al.*, 1992). 以下の節においては、この後続波の性質について詳しい解析を行う。

IV. 平野内での後続波の性質

堆積盆地内で観測された後続波の性質は、多くの場合、密なアレイ観測データを用いたFKスペクトル解析、あるいはセンブルンス解析から推定されている (例えば, Frankel *et al.*, 1991 ; Higashi and Kudo, 1992 ; Kinoshita *et al.*, 1992 ; Furumura and Sasatani, 1995). これらの解析は、地震波の空間的な相関を利用したものである。今、周波数1 Hzの地震波に注目して、この空間的な相関について調べる。Fig. 6は、酒匂川河口付近の3観測点 (CNT, SKW, NSK) における、中心周波数1 Hzのバンドパスフィルター記録を時間をそろえて並べたものである。各記録の包絡形状はお互いに異なっており、直達S波を除いて個々の後続波をお互いに対応させることは困難である。この原因の一つは、観測点間の距離(約1 km)が波の波長に対して大きすぎることにある。Higashi and Kudo (1992) も、浅い地震による足柄平野アレイデータの解析から同様な結論を得ている。

以上の予備的な解析から、後続波の性質を調べるためにわれわれのデータにFKスペクトル解析を適用することは、適切ではない。これに代わるものとして、本研究においては、地震波の偏向解析とCNTでの鉛直アレイデータ解析から、後続波の性質について調べた。ここでは、主に

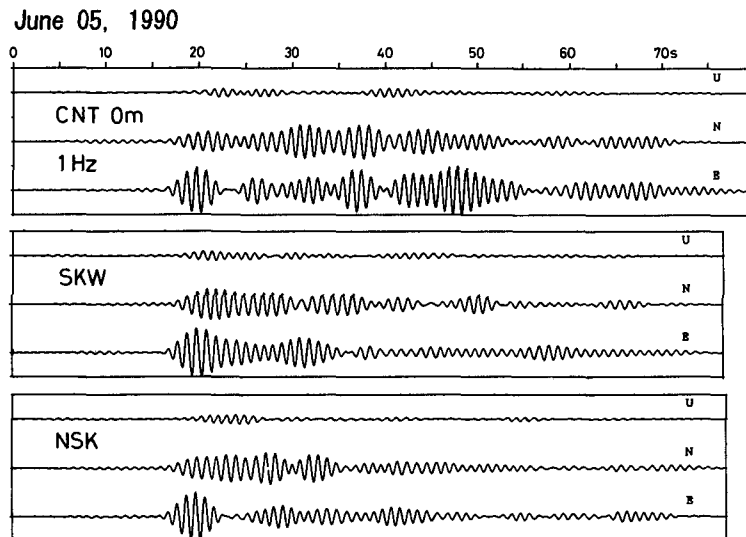


Fig. 6. Band-pass-filtered (central frequency of 1 Hz) accelerograms at CNT, SKW and NSK during the 6/05/90 event. These traces are less coherent except direct S wave portion.

6/05 地震のデータに関する解析結果について述べる。

地震波の偏向解析には、Vidale (1986) の方法を用いた。これは、地震記録を実記録とそのヘルベルト変換を虚数部に持つ解析信号に変換し、3 次元的に粒子軌道を描くものである。その結果は、以下のパラメータで記述される。

AZIMUTH = 卓越震動方向の方位。

DIP = 卓越震動方向の傾き。

Ps = 偏向性の強さ (POLARIZATION STRENGTH)。

Pe = 楕円偏向成分 (ELLIPTICAL POLARIZATION)；完全な円軌道を描いている場合、 $Pe = 1$ 、直線軌道を描いている場合、 $Pe = 0$ である。

特別な場合を除いて、純粋な地震波と上記パラメータとの関係は Table 2 のようになる。偏向解析結果とこの表を利用して、地震波のタイプを推定することができる。

まず、卓越周波数 1 Hz の後続波に注目して、中心周波数 1 Hz のバンドパスフィルターを通じた記録に対して偏向解析を行った。Fig. 7 に CNT での結果を示す。上段に 3 成分の波形、続いて AZIMUTH, DIP, Ps, Pe が時間の関数として示してある。ただし、図中に S と記した直達 S 波よりも前の振幅の小さな部分の結果は、あまり意味がない。後続波部分の解析の先立ち、この方法の信頼性を確認するために、S 波部分の結果について検討する。この部分について得られたパラメータは、AZIMUTH ~ N73°E, DIP ~ 0, Ps ~ 1, Pe ~ 0.2 である。この AZIMUTH は、Fig. 8 に示すように、地震のメカニズム解から予測される CNT での S 波の震動方位 (N70°E) にほぼ一致している。Pe が完全に 0 となっていない (ただし、 $Pe \sim 0.2$ はかなり直線偏向に近い) が、この部分の偏向解析結果は、ほぼ鉛直下方からの S 波入射による震動によく対応しており、本偏向解析の信頼性が確かめられたことになる。また、以後の解析において、 $Pe \sim 0.2$ あるいはそれ以下をもって直線偏向とみなすことにする。

後続波部分においては、各パラメータは時間とともに複雑に変化しているが、詳しく見ると、図中で L_i ($i = 1, 2, 3$) と記した部分は、水平動に比べて上下動の振幅がきわめて小さく、かつ、DIP ~ 0, $Pe \sim 0.2$ という性質を有している。Table 2 を参照すると、これらの波群は純粋なラブ波あるいは SH 波に対応しており、それぞれ AZIMUTH に直角な方向 ($L_1 = \text{NW-SE}$, $L_2 = \text{NNE-SSW}$, $L_3 = \text{NE-SW}$) に伝播していることを意味している。一方、図中で C と記した部分

Table 2. Relation between seismic wave type and polarization parameters.

Wave Type	DIP	Pe	AZIMUTH vs. Propagation direction
P	>0	~0	parallel
SV	>0	~0	parallel
SH	~0	~0	perpendicular
Love	~0	~0	perpendicular
Rayleigh	~0	>0	parallel

AZIMUTH and DIP indicate the strike and dip of the direction of maximum polarization. Pe indicates the elliptical component of polarization.

90/06/05 CNT 0m 1Hz

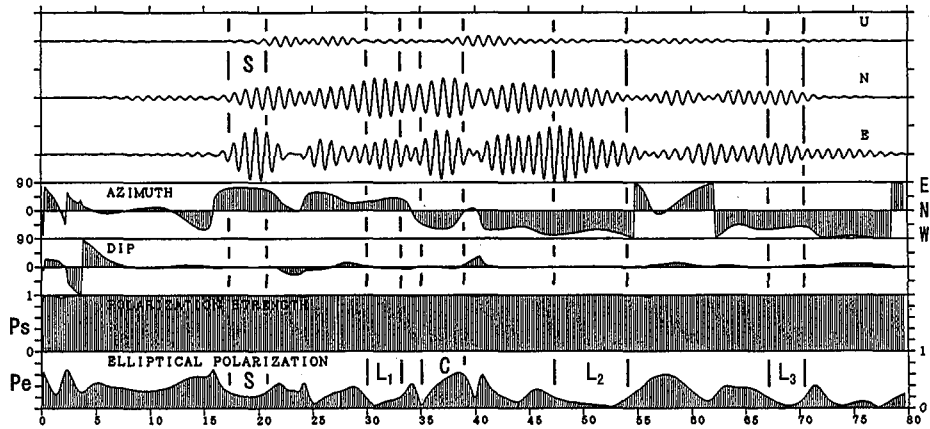


Fig. 7. Polarization analysis of the band-pass-filtered (central frequency of 1 Hz) accelerograms at CNT (0m). AZIMUTH and DIP indicate the strike and dip of the direction of maximum polarization. Ps and Pe indicate the polarization strength and elliptical component of polarization. From this analysis, wave types in the time windows with labels S, Li and C are estimated as follows: S=direct S wave, Li=almost pure Love or SH waves, and C=overlap of two Love or SH waves with different phase angles.

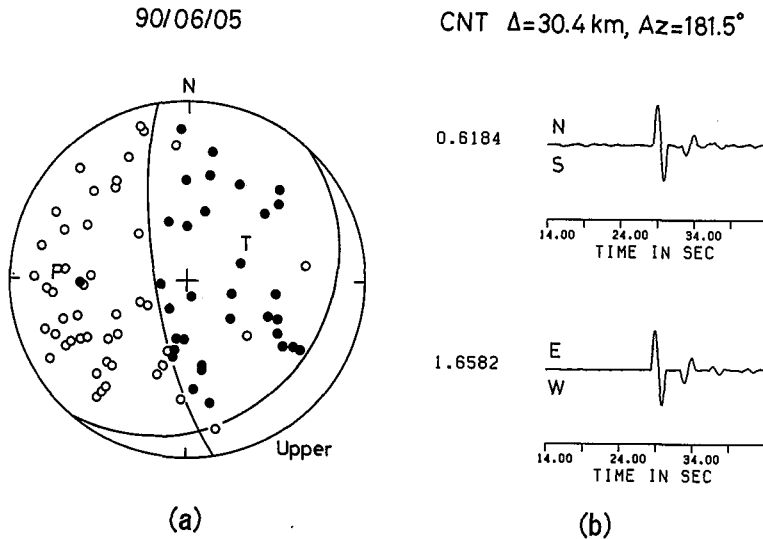


Fig. 8. (a) Focal mechanism solution for the 6/05/90 event. (b) Synthetic velocity seismograms (horizontal components) at CNT calculated based on the mechanism solution shown in (a). Numbers ahead each trace indicate the relative maximum amplitude. The direction of the synthetic S motion is nearly the same as AZIMUTH in the time window S in Fig. 7.

は、水平動に比べて上下動の振幅がきわめて小さく、かつ $DIP \sim 0$ にもかかわらず、 $Pe > 0.6$ となっているので、これを純粋なラブ波あるいは SH 波とは見なせない。ところで、位相の異なった 2 つの波が同時に観測点に到達した場合、たとえそれぞれが直線偏向の波であっても、それらが重なった結果として楕円偏向を示すことが知られている (例えば, Gal'perin, 1984)。よって、C と記した部分は、位相の異なった 2 つのラブ波あるいは SH 波が重なった結果であると解釈できる。

以上、水平動に比べて上下動の振幅がきわめて小さい部分を対象に偏向解析結果の解釈を行ったが、その他の部分の解釈はそれほど容易ではない。それは、2 つ以上の波が重なると、ある波の純粋な偏向性を引き出せないことによる。しかし、上述の偏向解析結果の解釈は、少なくとも後続波の一部 (Fig. 7 で L_1 と記した部分) が純粋なラブ波あるいは SH 波であることを示している。そして、全体的に見て、上下動よりも水平動の方がはるかに大きな振幅を有していることから、後続波の大部分がラブ波あるいは SH 波から構成されていることを暗示している。

次に、Fig. 5 に見られる直達 S 波の数秒後に現れる顕著な波群について検討する。この波群は約 1.4 Hz の卓越周波数を有しているので、中心周波数 1.4 Hz のバンドパスフィルターを通じた記録について偏向解析を行った (Fig. 9)。直達 S 波部分は $DIP \sim 0$ 、 $Pe \sim 0.2$ で、その偏向方位も 1 Hz の場合とほぼ同じである。その数秒後に R と記された波群は、上下動がかなり大きな振幅を持ち、 $Pe \sim 0.4$ という楕円偏向の特性を有している。Table 2 を参照すると、この波群はレイリー波である可能性が大であり、その伝播方向はほぼ東西となっている。その他の部分の解釈は難しいが、Fig. 7 と比べると、 $Pe \sim 0.2$ となる区間が相対的に少なくなっている。

偏向解析の結果から、Fig. 7 で L_1 と記した後続波部分が純粋なラブ波あるいは SH であることを示した。しかし、この解析からは、これらがラブ波であるか SH 波であるかを特定することは

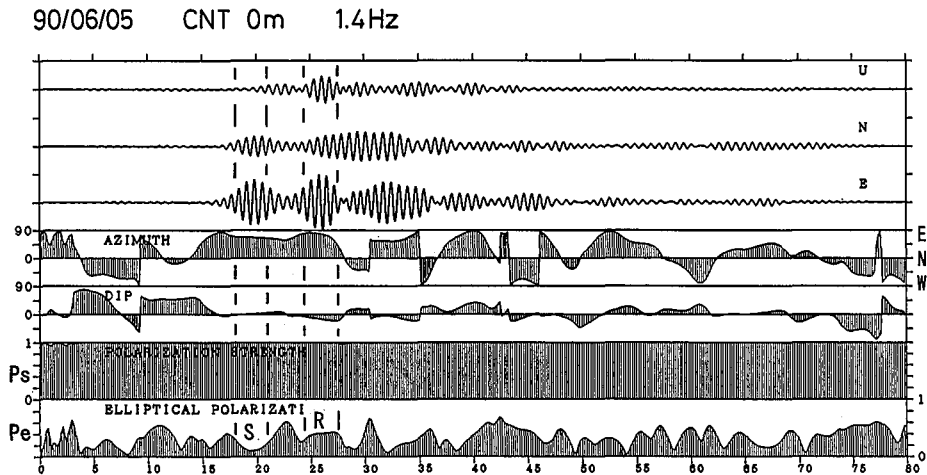


Fig. 9. Polarization analysis of the band-pass-filtered (central frequency of 1.4 Hz) accelerograms at CNT (0m). The notations are the same as in Fig. 7. S=direct S wave and R=Rayleigh waves,

できない。そこで、これらの波のタイプを特定するために、CNT 観測点での鉛直アイレデータを解析する。解析の方針は、Kawase and Sato (1992) のシュミレーション結果によって与えられる。彼らは、Fig. 10 の上図に示された足柄平野の二次元構造モデル (N60°E 断面) に鉛直下方から卓越周波数 1 Hz の SH 波 (Ricker wavelet) を入射し、その応答を FEM で計算した。このシュミレーションの設定は、われわれの用いたデータが得られた状況にきわめて近い。観測点 S8 (上図参照。この点は CNT 観測点に相当する) での鉛直断面における応答の時刻歴を示したのが下図である。S 波部分に着目すると、上昇波 (入射波) とその自由表面からの反射波、地盤内での多重反射等を見ることができる。これらの波は、上下方向への伝播のために、各深さでその位相はずれている。一方、同図の時刻約 10 秒以降に現れる波群は、入射 S 波から不整形地盤によって励起された表面波 (ラブ波) であり、その震動は表層部に限られている。そして、深さともに振幅は減少するが、各深さにおいてその位相にずれはない。これらの特性をもとにして、波のタイプの特定を行う。

Fig. 11 は、鉛直アレイで観測された原記録で、各成分ごとに深さ順に並べてある。Kawase and

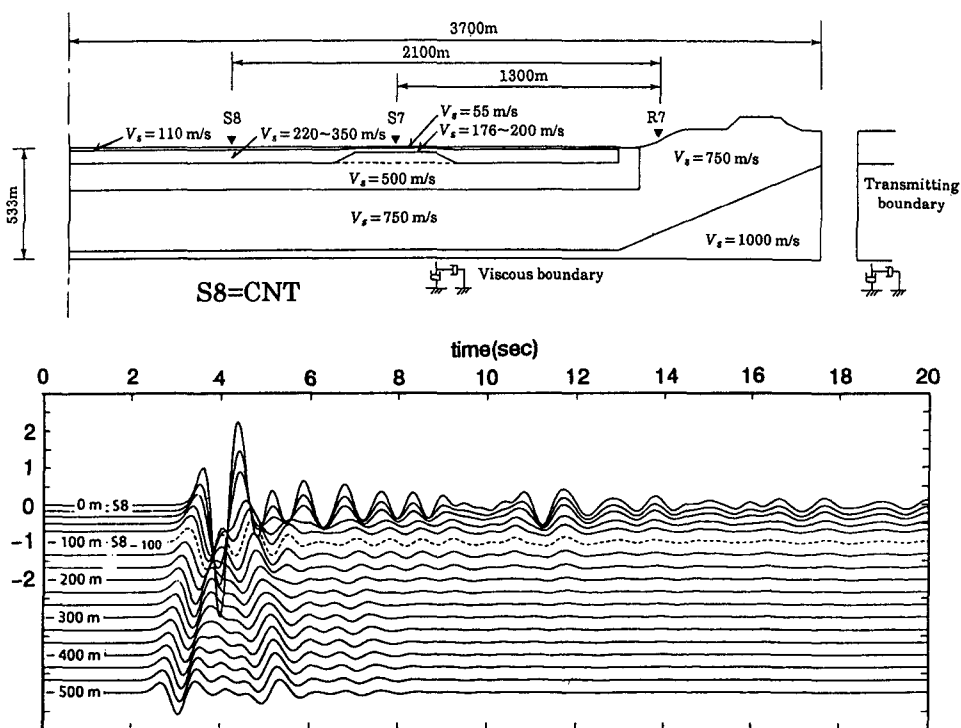


Fig. 10. Upper : Assumed two-dimensional basin model of the Ashigara Valley used for the finite element analysis. Lower : Horizontal (antiplane) responses along a vertical plane at station S8 (=CNT) to a vertically incident SH wave with a 1.0 Hz Ricker wavelet. Up-going and down-going SH waves can be seen clearly in the earlier part, while in-phase motion is observed in the later part where horizontally propagating Love waves are dominant. (after Kawase and Sato, 1992)

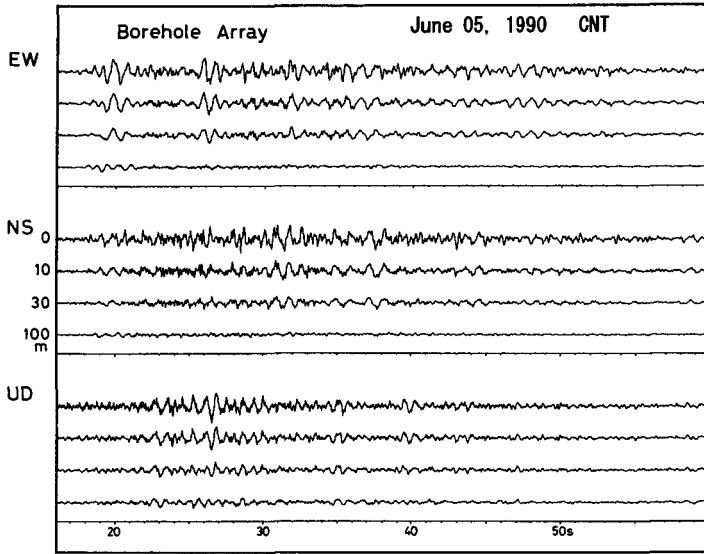


Fig. 11. Observed accelerograms by the borehole array at CNT during the 6/05/90 event.

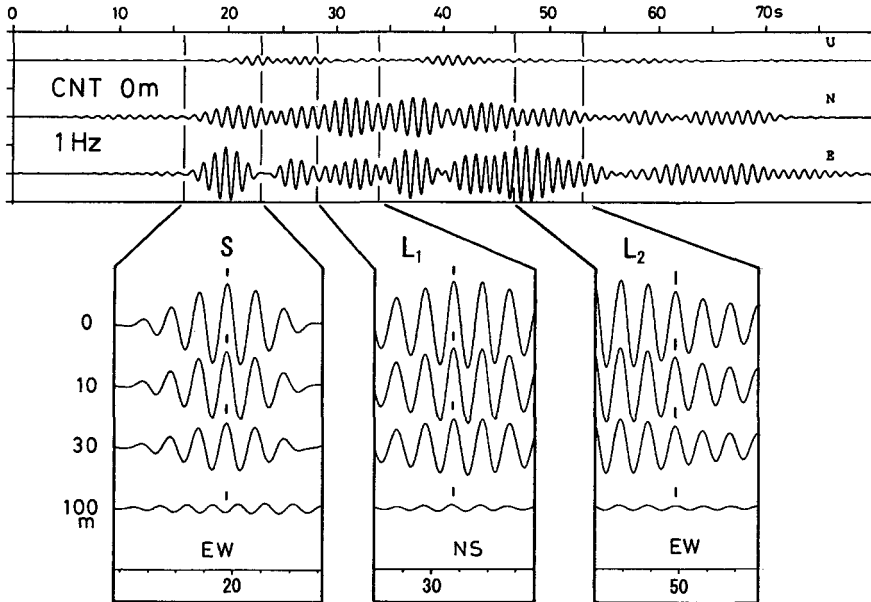


Fig. 12. Upper : Band-pass-filtered (central frequency of 1 Hz) accelerograms at CNT (0m) during the 6/05/90 event. Lower : Band-pass-filtered (central frequency of 1 Hz) accelerograms at 0 to 100m depth for selected time windows. Tick marks are drawn to measure the phase difference between accelerograms at 0 to 100m depth. In the time window S, the trace at 100m has different phase from upper three traces, while in the time windows L₁ and L₂, all the motions are in phase.

sato(1992)の計算結果によると、周波数1 Hzのラブ波の震動は高々深さ200 mまでしか及んでいないので、最深点467 mの記録は解析から除いた。S波部分に着目すると、観測点深度が減少するとともに振幅が大きくなり、表層地質による増幅効果をはっきりと見ることができる(齋藤・他, 1995)。また、比較的長周期の波動に着目すると、深さ30 mまでは各成分の波形の相関がかなり良いことが分かる。偏向解析と同様に、中心周波数1 Hzのバンドパスフィルターを通した記録について解析を行った。Fig. 12において、0 mでの3成分記録とともに、選ばれた時間帯ごとに、水平動2成分の内では振幅の大きい方の記録が深さ順に並べてある。S波部分の記録は、深さ30 mまではほぼ同位相で震動しているが、100 mまでゆくと明らかに位相がずれており、それが実体波であることを示している。一方、Fig. 7でL₁と記した部分は、0~100 mまでほぼ同位相で震動しており、かつ、その振幅が深さとともに減少していることから、表面波としての性質を満足している。これと前述の偏向解析結果とを組み合わせると、Fig. 7でL₁と記した波群が純粋なラブ波であると結論される。

CNT観測点以外では鉛直アレイデータがないので、上述の解析方法をそのまま適用することはできない。しかし、CNTでの解析結果を延長すると、偏向解析結果のみでも後続波の性質をある程度特定できる。その1例として、Fig. 13にSKWでの偏向解析結果を示す。図中でLと記した部分は、純粋なラブ波がAZIMUTHに直行した方向に観測点を通過したと解釈できる。

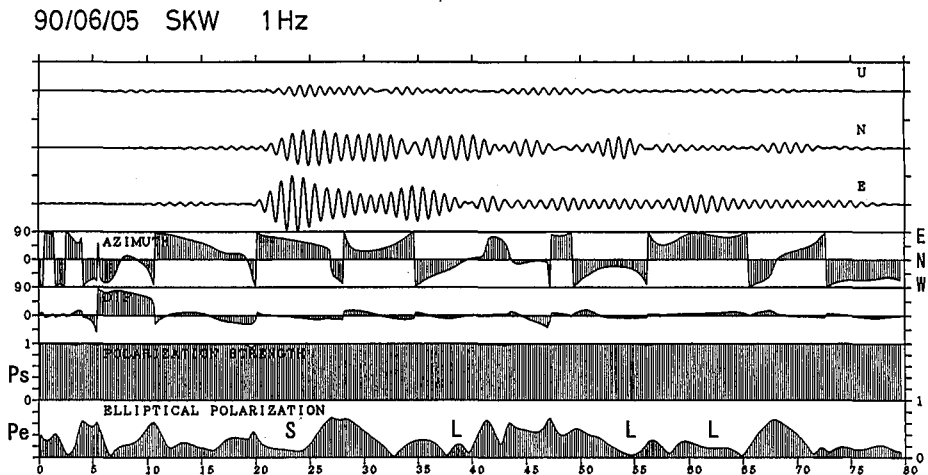


Fig. 13. Polarization analysis of the band-pass-filtered (central frequency of 1.0 Hz) accelerograms at SKW. The notations are the same as in Fig. 7. S= direct S wave and L=probably pure Love waves.

V. 考察と結果

足柄平野は幅約4 km、長さ約12 kmの沖積平野である。Fig. 14(a)は、平野内での沖積層の等深度線を示したもので、解析の中心となったデータの得られた観測点CNTは、厚さ約70 mの堆

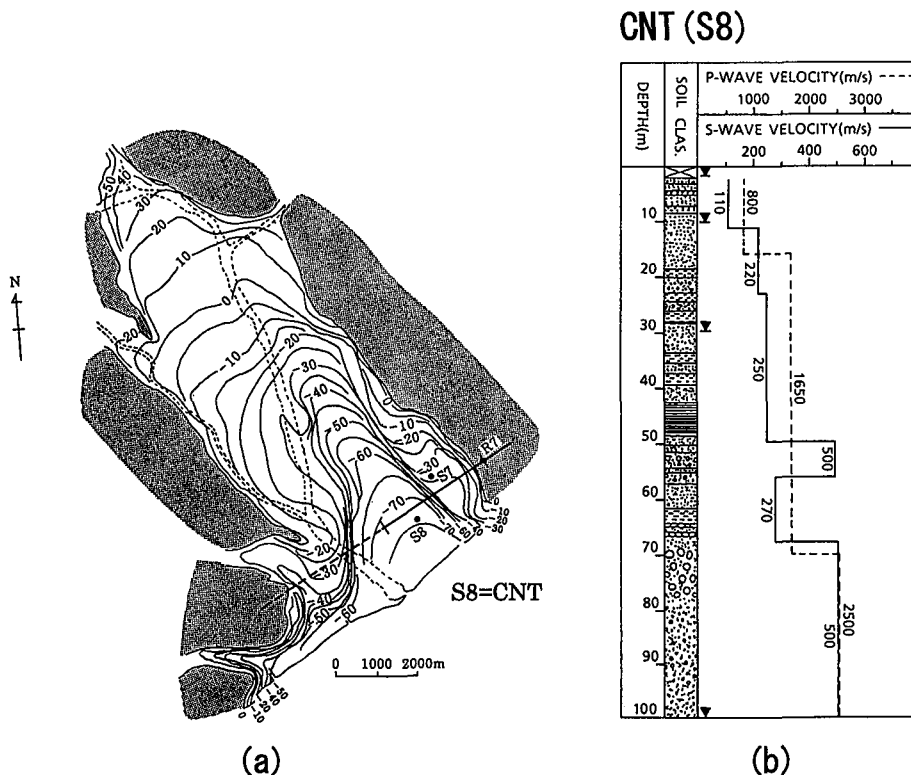


Fig. 14. (a) Iso-depth contours of the soft alluvial layers in the Ashigara Valley (ESG Subcommittee, 1987). (b) Soil profile and P and S wave velocity profile at CNT (S8) and the level of accelerograph installed (small triangles).

積層の上に位置している。その堆積層の厚さは約 2 km の範囲にわたってほぼ一定であるが、その東と西側に堆積層の厚さの急変する崖が存在している。このような崖は、実体波入射によって表面波を励起する二次的な震源となり得る (Bard and Bouchon, 1980)。やや深い地震によって CNT で観測された後続波の大部分は、まさにこのメカニズムで励起された盆地生成表面波(ラブ波)と考えられる。

CNT 観測点においては、PS 検層によって深さ 467 m までの P 波、S 波速度構造が得られている。Fig. 14 (b) は深さ 100 m までの結果を示したもので、この構造は、SH 波鉛直入射に対して周波数約 1 Hz に一次ピークをもつ応答を示す (齋藤・他, 1995)。Hisada *et al.*, (1990) によると、SH 波入射によって堆積盆地で励起されるラブ波の振幅も、このピークの周波数で大きくなるという。これは、CNT で観測された後続波中に周波数 1 Hz のラブ波が卓越していたことと調和的である。

Kawase and Sato (1992) による足柄平野地震応答シミュレーション (Fig. 10) の設定は、今回解析したやや深い地震によるデータを得た状況にほぼ対応している。盆地生成ラブ波の励起など両者は定性的には良い一致を示すが、より詳しく見ると、一致していない点もかなりある。例

えば、直達S波に対する後続波の振幅は、シュミレーション結果よりも実際に観測された方がはるかに大きい。彼らのシュミレーションが二次元構造を仮定していることが、この不一致の原因のひとつと考えられる。この意味において、足柄平野の地震応答が完璧に理解されたとはまだまだ言えず、今後も多方面からのアプローチが必要である。

本研究においては、足柄平野で観測されたやや深い地震による強震動記録もとにして、同平野の地震応答について調べた。その結果、以下の結論を得た。(1)平野内での水平加速度は周囲の岩盤でのそれに比べて、2～3倍ほど増幅されている。(2)平野内で観測されたS波に続く大きい振幅の後続波(卓越周波数、約1 Hz)は足柄平野の盆地構造によって二次的に励起された盆地生成表面波(ラブ波)である。この結論を得るのに、鉛直アレイデータが大いに役立った。さらに多くの地震に対するこのような研究を通して足柄平野の地震応答特性を明らかにし、それを地震動予測に組み込むことが次の重要な研究課題と考える。

謝辞 解析に用いられた強震動記録は、東京大学地震研究所強震計観測センターによって得られたものである。同研究所技官の坂上実氏には観測およびデータ整理に関して大変お世話になりました。また、この研究の一部は、平成4年度文部省科学研究費補助金(重点領域研究(1)、研究課題番号04201107、「表層地質の影響を考慮した強震動予測手法の総合的研究」、研究代表者：笹谷努)によるものである。

文 献

- Anderson J. G, P. Bodin, J. N. Brune, J. Prince, S. K. Singh, R. Quass and M. Onate, 1986. Strong ground motion from the Michoacan Mexico earthquake, *Science*, **233**, 1043–1049.
- Bard, P.-Y. and M. Bouchon, 1990. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1263–1286.
- Dziewonski, A., S. Bloch and M. Landisman, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427–444.
- ESG Subcommittee, 1987. The effects of surface geology on strong ground motion. Proc. of IASPEI / IAEE Joint Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 1st Workshop, Vancouver.
- Frankel, A., S. Hough, P. Friberg, and R. Busby, 1991. Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1990–1922.
- Furumura, M. and T. Sasatani, 1995. The secondarily generated surface waves in the Tokachi Plain, Hokkaido, Japan. Submitted to *J. Phys. Earth*.
- 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.
- Hisada, Y., S. Yamamoto and S. Tani, 1990. Amplification factor due to Love waves in multi-layered sedimentary basins. Proc. 8th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo, Japan, Vol. 1, 433–438.
- 石橋克彦, 1988. “神奈川県西部地震”と地震予知II, *科学*, **58**, 771–780.
- Iwan, W. D. and B. E. Tucker, 1987. Foreword, proceedings of the IASPEI / IAEE joint working group on effect of surface geology on seismic motion, Workshop, Vancouver.
- 川瀬博, 1993. 表層地質による地震波の増幅とそのシュミレーション. *地震* **2**, **46**, 171–190.

- 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.
- Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba and T. Hoshino, 1992. Secondary Love waves observed by a strong-motion array in the Tokyo lowlands, Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 99–116.
- Kudo, K., E. Shima and M. Sakaue, 1988. Digital strong motion accelerograph array in the Ashigara Valley-Seismological and engineering prospects of strong motion observation. *Proc. 9th World Conf. Earthq. Eng.*, 119–124.
- Kudo, K., 1989. Objectives, distributed data for blind prediction at Ashigara Valley test site and the target data. *Proc. National Symp. on effects of surface geology on seismic motion, Japanese working group on effect of surface geology on seismic motion*, 175–197.
- Kudo, K., 1992. Earthquake motions : Given and blinded data. *Proc. Inter. Symp. on the effects of surface geology on seismic motion, Association for Earthquake Disaster Prevention, Vol. 2*, 53–60.
- 齋藤誠治・笹谷努・工藤一嘉, 1995. 足柄平野における堆積層中のS波減衰特性. 北海道大学地球物理学研究報告, **58**, 39–61.
- Sasatani, T., M. Ikeda and N. Sakajiri, 1992. A study of site effects by means of strong-motion seismograms from near-by, intermediate-depth earthquakes. *J. Phys. Earth*, **40**, 85–98.
- Vidale J. E., 1986. Complex polarization analysis of particle motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1393–1405.