

(23) 三次元アレー地震観測により得られた表面波の位相速度

日本鋼管(株)中央研究所 正員 ○大石 博
 横須賀市水道局 鎌田 晟雄
 日本鋼管(株)中央研究所 正員 関口 宏二

1. はじめに

埋設管路・沈埋トンネルなどの埋設管状構造物の耐震性を検討する場合、地震時に地盤に発生するひずみの把握が、非常に重要になる。地震時地盤ひずみは、地震動の速度振幅と伝播速度に依存しているため、地震時地盤ひずみの直接的な測定もさることながら、地盤における一般的な波動伝播特性を把握するためには、地震動の伝播速度の把握が、重要になる。また、われわれは、埋設管路・沈埋トンネルの地震観測および地震応答解析¹⁾を通じ、これら構造物の耐震性検討における表面波波動の重要性について指摘している。

このような観点から、特に、1秒～10秒程度の表面波波動の位相速度および入射方向の把握のため、表層・泥岩層にわたる地盤の三次元アレー地震観測を実施している。ここでは、1983年4月より1984年9月までに得られた地震波形のうち、震度の大きい2つの地震に関して、各種検討を加えることにする。

2. 三次元アレー地震観測

本地震観測の観測地点は、横須賀市富士見町（以下、富士見地点と記す）、横須賀市安浦町（以下、安浦地点と記す）、横須賀市三春町（以下、三春地点と記す）の三地点であり、これらの地点の相互的を関係を、図1に示す。なお、三地点間の距離は、安浦地点と三春地点が、940 m、安浦地点と富士見地点が、515 m、富士見地点と三春地点が、750 mである。

図2に、各地点間の断面図を示す。安浦地点・三春地点付近には、埋積谷が存在している。谷部には、洪積粘土層が堆積しており、直接または、締めりの悪い沖積砂質土層・粘性土層を界して、埋土と接している。また、富士見地点は、海岸より急激に盛り上った丘陵部にある。なお、観測地点にあらわれている泥岩層は、一軸圧縮強度が40～100 kg/cm²であり、弾性波速度は、 $V_s = 500 \sim 850 \text{ m/sec}$ 、 $V_p = 1560 \sim 1800 \text{ m/sec}$ である。

図2に示す様に、富士見地点には、地盤のG.L.-1 m・-5 m・-73 mの三深度に、三成分サーボ型加速度計（以下、FG3・FG2・FG1、と記す）を設置している。安浦地点には、地盤のG.L.-3 m・-21 m・-48 mの三深度に、加速度計（以下、YG3・YG2・YG1、と記す）を設置している。三春地点には、地盤のG.L.-2 m・-15 m・-48 mの三深度に、加速度計（以下、MG3・MG2・MG1、と記す）を設置している。三地点の各々三個の加速度計は、表層、表層と泥岩層との境界、泥岩層内であり、FG1とYG1とMG1の加速度計は、東京湾平均海水面（T.P.）に関しては、同一深度である。なお、加速度計の三成分は、N-S方向（X）、

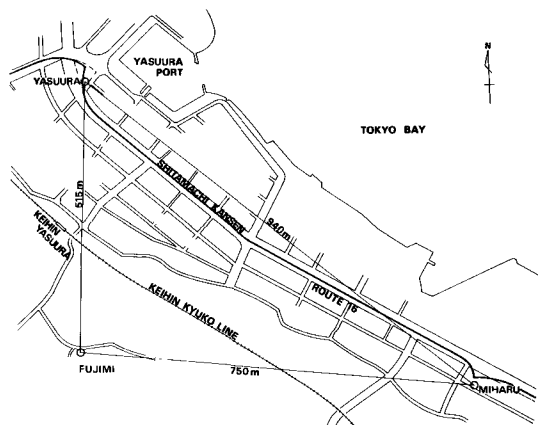


図1 地震観測地点図

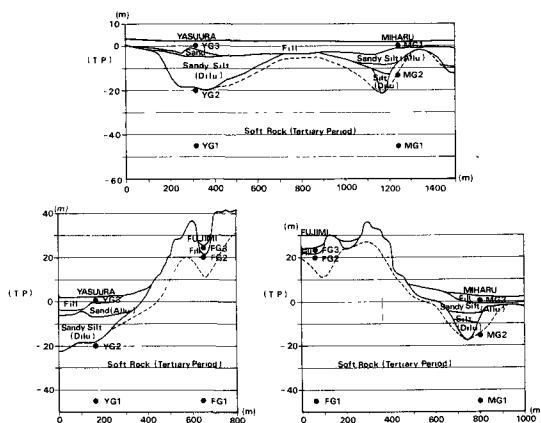


図2 地盤断面図と観測計器配置図

E-W方向(Y), U-D方向(Z)である。また, 三地点間の同時性は, NHKの時報による1時間ごとの自動校正機能を持つ時刻装置とJJYにより, 保持している。

3. 地盤の波動伝播特性と表面波の位相速度

1983年4月の三地点同時地震観測の開始以来, 1984年9月の18ヶ月の間に, 35件の地震が観測された。ここでは, 横浜IVの1983.8.8地震(以下, 神奈川県西部地震と記す)と, 1984.1.1地震(以下, 東海道はるか沖地震と記す)の2つの地震に関して, 解析をすすめる。表1に, 解析対象地震の諸言を示す。神奈川県西部地震は, 震源地が比較的近く, 深度も比較的浅い地震であり, 東海道はるか沖地震は, 震源地が非常に遠く, 深度も非常に深い地震である。

表1 解析対象地震の諸言

	name	date	epicenter	focal depth(km)	epicentral distance(km)	magnitude
1	Kanagawa Ken Seibu	1983.8.8	139°0'E 35°5'N	30	64	6.1
2	Tokeido Harukaoki	1984.1.1	137.0°E 33°3'N	400	327	7.4

3.1 神奈川県西部地震(1983.8.8)の場合

図3に, 富士見地点・安浦地点・三春地点の三地点の泥岩層と表層の速度波形(E-W方向)を示す。泥岩層の三地点の速度波形は, 富士見地点の速度波形の絶対値が, 他の2地点に比べ若干小さい値を示しているが, よく類似した波形性状を示している。しかし, 表層の三地点の速度波形に関しては,

表層の厚さの差異による深さ方向の増幅度の差異により, 波形性状は, 非常に異なっている。特に, 安浦地点の速度波形は, 他の2地点の波形に比べ, より高振動数領域の波形の卓越が, 顕著である。

波形性状をより明確にするために, 図4に, YG1のX・Y方向速度波形の非定常パワースペクトル²⁾を示す。X方向に関しては, 0.1

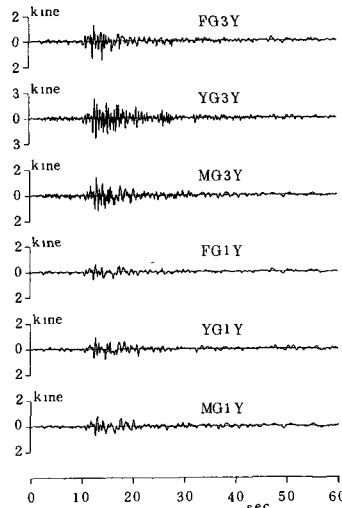


図3 表層・泥岩層の速度波形

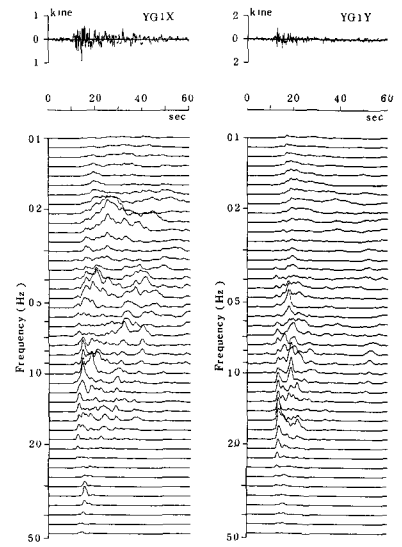


図4 安浦地点の泥岩層の速度波形の非定常パワースペクトル

~0.3 Hz, 0.3~0.6 Hz, 0.6~1.4 Hzにおいて, ピーク値を連らねた線が右に凸になる表面波の群速度の分散性傾向を示している。また, 低振動成分ほど波形後半においてもパワーを有している様子が, 明確にあらわれている。Y方向に関しても, X方向ほど明確でないが, 0.1~0.3 Hz, 0.4~1.0 Hzにおいて, ピーク

表2 水平方向の位相速度と入射角度

FG1Y-YG1Y-MG1Y			
freq. range (Hz)	coeff. of correlation	phase veloc. (m/sec)	incident angle
0 - 0.35	0.98 0.99	2116	1°
0.35-0.60	0.91 0.91	3120	- 8°
0.60-0.85	0.76 0.87	2568	2°
0.85-1.15	0.79 0.87	3090	2°
1.15-1.40	0.89 0.50	(2961)	(- 14°)
1.40-2.00	0.53 0.12	(1004)	(- 74°)
2.00-3.00	0.36 0.29	(1687)	(124°)
3.00-10.0	0.23 0.25	(3126)	(-144°)

FG1Y-YG1Y-MG1Y			
freq. range (Hz)	coeff. of correlation	phase veloc. (m/sec)	incident angle
0 - 0.30	0.98 0.99	2074	22°
0.30-0.55	0.90 0.89	2877	- 1°
0.55-0.80	0.84 0.80	2549	5°
0.80-1.00	0.62 0.87	1950	10°
1.00-1.20	0.78 0.55	(2250)	(- 6°)
1.20-1.50	0.81 0.81	2385	12°
1.50-2.00	0.70 0.62	2121	-169°
2.00-3.00	0.26 0.41	(1959)	(168°)
3.00-10.0	0.16 0.19	(3156)	(-102°)

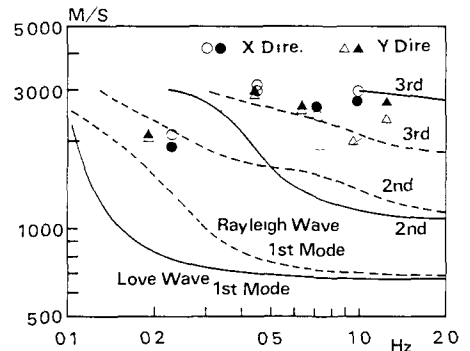


図5 観測された位相速度と理論分散曲線との比較

値を連らねた線が、右に凸の形状を示している。次に、表2に、パワースペクトルより周波数帯域を決定し、バッドパスフィルターと相互相関関数とを併用して求めた水平方向の位相速度と入射角度（E-W軸となす角）を示す。富士見地点・安浦地点・三春地点における0.0~1.5 Hzの鉛直方向の位相速度は、ほぼ無限大なので、X方向の0.0~1.4 Hz、Y方向の0.0~1.5 Hzの波形は、震源方向から伝播している表面波とみなすことができる。特に、Y方向の0.3~1.0 Hzにおいては、振動数が大きくなるに従い位相速度が遅くなる表面波の分散性傾向を、明確にあらわしている。入射角度に関しては、本地震の震央方向とE-W方向のなす角（以下、震央角度と記す）が、 -23° であるので、0.3~1.0 Hzにおいて、 $25^\circ\sim 30^\circ$ 程度ずれた方向より伝播していることになる。図5に、鳴らが文献(3)において示した地盤深部の弾性波速度の値を用いて求めた表面波の理論分散曲線（位相速度（実線）、群速度（破線））と、表2に示した実測された位相速度とを比較して示す。図より明確な様に、Y方向の0.3~1.0 Hz（卓越振動数0.45 Hz, 0.64 Hz, 0.95 Hz）の位相速度は、Rayleigh波の三次モードの理論位相速度に、よく一致している。また、X方向の0~0.35 Hz（卓越振動数0.23 Hz）、Y方向の0~0.30 Hz（卓越振動数0.19 Hz）の位相速度は、Love波、Rayleigh波の一次モードと二次モードの理論位相速度の中間的な値を示している。

3.2 東海道はるか沖地震（1984.1.1）の場合

図6に、三地点の泥岩層と表層の速度波形（E-W方向）を示す。速度波形は、記録後15秒程度より主要動に入っているが、時間の経過に伴う波形の減衰は、明確でなく、特に、低振動数領域の波形に関して、その傾向が著しい。泥岩層の三地点の速度波形は、非常によく類似している。安浦地点の表層の速度波形においては、神奈川県西部地震の場合ほど、高振動数波形は、卓越していない。また、富士見地点、三春地点の表層の速度波形は、泥岩層の速度波形と非常によく類似している。

波形性状をより明確にするために、図7に、YG1のY方向速度波形の非定常パワースペクトルを示す。非定常パワースペクトルにおいて、速度波形は、波形前半（0~50秒）のみならず、波形後半（50~120秒）においても、大きなパワーを有しており、低振動数領域においては、波形後半において、より大きなパワーを有している。また、波形前半の0.1~0.7 Hzと、波形後半の0.1~0.3 Hzにおいて、ピーク値を連らねた線が右に凸になる表面波の群速度の分散性傾向を示している。

表3に、三地点の観測波形より求めた水平方向の位相速度と入射角度を示す。表3の結果と、三地点における0.0~0.9 Hzの鉛直方向の位相速度が、ほぼ無限大であるという結果より、波形前半においては、0.0~0.9 Hzの波形が、波形後半においては、0.0~0.5 Hzの波形が、震源方向から伝播している表面波とみなすことができる。0.0~0.9 Hzの周波数帯域においては、振動数が大きくなるほど位相速度が遅くなる表面波の分散性傾向を明確にあらわしている。また0.0~0.5 Hz

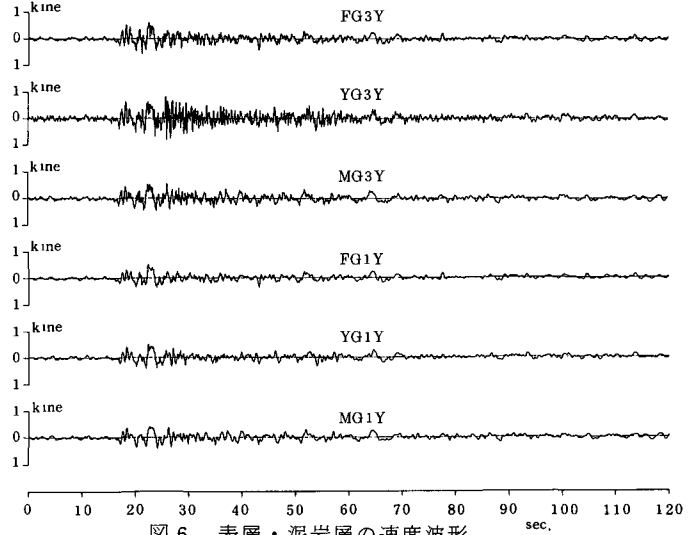


図6 表層・泥岩層の速度波形

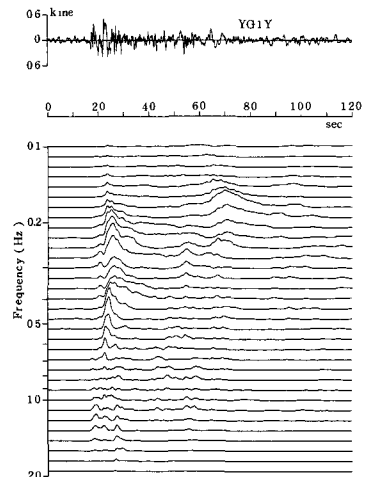


図7 安浦地点の泥岩層の速度波形の非定常パワースペクトル

の周波数帯域における位相速度を比較すると、波形後半の位相速度は、波形前半の位相速度より、遅い。波形の入射角度に関しては、波形前半における震央角度（本地震の場合40°）との差異は、20°程度であるが、波形後半において、両者は、50°程度異っている。図8に、理論分散曲線と実測された位相速度とを比較して示す。波形前半の位相速度は、すべての周波数領域において、

表3 水平方向の位相速度と入射角度

freq. range (Hz)	coeffi. of correlation	0-50 sec.		50-120 sec		
		phase veloc. (m/sec)	incident angle	coeffi. of correlation	phase veloc. (m/sec)	incident angle
0 -0.30	0.97 0.98	4276	65°	0.92 0.95	3425	93°
0.30-0.50	0.95 0.93	4066	59°	0.85 0.85	1771	85°
0.50-0.70	0.90 0.75	3625	65°	0.50 0.66	(6767)	(31°)
0.70-0.90	0.59 0.66	(2607)	65°	0.27 0.55	(2337)	(92°)
0.90-1.20	0.71 0.55	(6466)	48°	0.27 0.09	(1984)	(- 45°)
1.20-1.35	0.60 0.73	10950	120°	0.13 0.25	(3129)	(- 59°)
1.35-2.00	0.41 0.37	(11107)	(-122°)	0.41 0.17	(983)	(-112°)
2.00-2.50	0.18 0.29	(1589)	(8°)	0.49 0.31	(1095)	(91°)
2.50-2.90	0.70 0.62	(4629)	(32°)	0.55 0.24	(4882)	(151°)
2.90-10.0	0.10 0.13	(2788)	(153°)	0.11 0.15	(1541)	(98°)

3.0 km/secより速い速度を示しており、20kmまでの深さを考慮した理論分散曲線とは全く一致しない。これは、本地震の震源深さが400kmであり、20kmより深い地盤性状に依存している波形が発生しているためだと思われる。しかし、波形後半にあらわれている0.0~0.55 Hz (X方向の卓越振動数0.19 Hz, 0.46 Hz, Y方向の卓越振動数0.16 Hz, 0.41 Hz)の波形の位相速度は、全体的に、Love波・Rayleigh波の二次モードの理論位相速度に近い速度を示している。

4. 非定常パワースペクトルを用いた位相速度検出法

非定常パワースペクトルを用いた位相速度検出法(手法I)は、ある周波数の任意の時間帯における非定常パワースペクトル値のピーク時刻を用いて、任意観測点間の時間差を求め、それらの時間差の値より位相速度を求める方法である。

図9に、神奈川県西部地震に関して、手法Iにおいて求めた位相速度と、3章に示したバンドパスフィルターと相互相関関数とを併用する方法(手法II)より求めた位相速度と、土岐が文献4)において示した手法(手法III)より求めた位相速度とを比較したものを示す。周波数の差異において、手法間の値の差異は若干認められるが、全体的な値の傾向はよく類似している。本手法は、任意の周波数・任意の時間帯の波形の位相速度と入射角度を求めることができ、他の二つの手法(手法II・III)と比較しても、優れた計算手法であるといえる。

また、非定常パワースペクトルを用いているため、波形の保持しているパワーの変化を考慮することができる利点を有している。

図5・図8・図9に示す観測された位相速度と表面波の理論分散曲線とを比較して、全体的にいえることは、波形の振動数が大きくなるに従って、位相速度が、より高次モードの値を示すようになる点である。群速度が極値を示す振動数の表面波が、地震時に出現しやすいとすれば、この現象は理解できる。

5. あとがき

今後も、地震記録の蓄積につとめ、地震時に出現する表面波の位相速度と入射方向について検討していきたいと考えている。最後に、本地震観測の計画と実施にあたり、貴重な御指導・御助言を賜った京都大学防災研究所土岐憲三教授に対し、深く感謝の意を表わすものであります。

[参考文献] 1)大石・関口 土木学会論文集 Ⅱ 350 1984.10 2)亀田 土木学会論文報告集 Ⅱ 235 1977.3 3)嶋他 地震研究所彙報 Vol 53 1978 4)土岐 第4回日本地震工学シンポジウム 1975 11

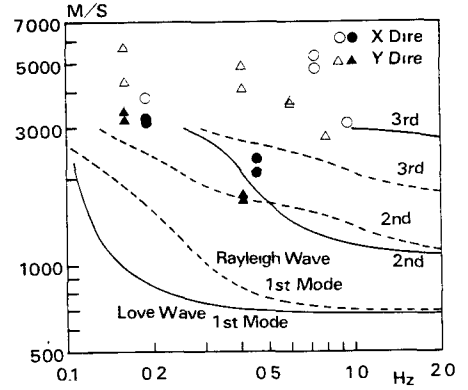


図8 観測された位相速度と理論分散曲線との比較

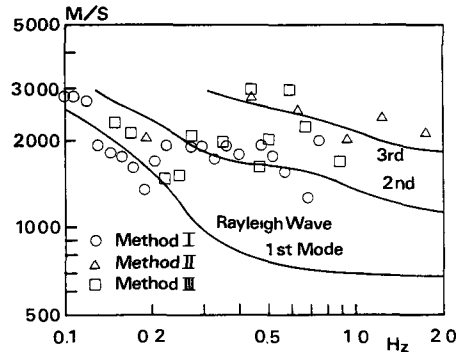


図9 解析手法の差異による位相速度の変化