



鉛直アレー観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数

池浦 友則

正会員 鹿島技術研究所, 博士 (工学)

E-mail:ikeura@kajima.com

要 約

鉛直アレー地震動観測記録の周波数領域における統計的な解析法として、観測地震動をコヒーレントな波動成分(信号成分)とインコヒーレントな波動成分(雑音成分)に分離する手法を示した。ここに、信号成分はアレー観測点間で完全に相関する成分であり、一方、雑音成分は自分以外との相関性を持たないものとしている。この方法を仙台高密度アレーMIYA 地点の鉛直アレーデータに適用して信号成分と雑音成分の振幅特性を調べた。その結果、全測点とも概ね雑音成分に比べ信号成分が卓越するが、地中観測点において上昇波と下降波の相殺効果が生じる周波数や地表観測点の高周波数領域では、信号成分に代わって雑音成分が卓越することがわかった。このことは鉛直アレー観測記録から地盤内部の波動伝播現象を解釈する際に観測点間でインコヒーレントな雑音成分の存在が無視できないことを示唆している。事実、信号成分のみから評価される地盤伝達関数は観測記録から直接求められる従来の地盤伝達関数に比べてピークが高くトラフが深い。そこで、これらの地盤伝達関数から推定される地盤パラメータの違いを明らかにするため、信号成分の伝達関数と従来法による伝達関数を用いてそれぞれ地盤定数の最適化解析を行い、低周波数領域では信号成分の地盤伝達関数から推定される減衰定数が従来の伝達関数を用いた場合に比べて小さくなることを示した。結論として、鉛直アレー地震動記録に含まれるインコヒーレントな雑音成分は地盤伝達関数のピークを抑制しており、その結果、低周波数領域における地盤減衰定数の過大評価の原因となっている。

キーワード: 強震動, 鉛直アレー観測, 地盤伝達関数, 最適化, 減衰定数

1. はじめに

鉛直アレー記録に基づく地盤モデルの最適化解析は地震時の地盤定数や表層地盤への入射波を精度良く推定する上で重要な検討となっている。関連する研究は地震動記録の分析に最適化手法を導入した太田(1975)¹⁾以降、これまで数多く報告されており、非線形最適化の計算技術[沢田他(1992)²⁾;野沢・石田(1998)³⁾;佐藤(2003)⁴⁾], S波の斜め入射を仮定した解析[Satoh(2006)⁵⁾], 平滑化の影響[辻原他(1993)⁶⁾], 観測誤差の影響[Kurita and Matsui(1997)⁷⁾], 誤差評価関数の扱い[辻原・澤田(2007)⁸⁾], 評価精度[辻原・沢田(1999)⁹⁾]のような最適化技術に係

わる基礎的な検討から、地盤減衰定数の評価[Kobayashi et al.(1992)¹⁰;武村他(1993)¹¹;藤堂他(1995)¹²;澤田他(1998)¹³;末富他(2002)¹⁴;辻原・澤田(2003)¹⁵;佐藤他(2006)¹⁶]や基盤面入射波の評価[佐藤他(1994)¹⁷;永野他(2001)¹⁸;山添他(2004)¹⁹]への適用といった応用的な検討まで多岐にわたる。

これらの研究では、多くの場合、地盤内部の波動伝播現象に関して比較的単純な波動論を適用しており、その理論伝達関数が鉛直アレー観測記録から求められる伝達関数に一致するような地盤定数を探索するという方式で最適化解析が行われてきた。その前提となっているのは、鉛直アレーの2観測点間の地震動が相互に入力と出力の関係にあり、その関係はP波やS波の平面波入射を仮定した波動論によって理論的に説明されるとするものであり、この考え方は太田(1975)¹¹の提案以来変わっていない。

しかしながら、現実の地盤における波動伝播現象はそれほど単純ではない。例えば、和泉他(1989)²⁰は鉛直アレーの記録をもとに2次元の波動伝播を検討し、鉛直アレー記録の中には地盤内部で散乱された波動成分が少なからず含まれていることを指摘している。また、神田・源栄(1997)²¹はやはり鉛直アレー記録をもとに不整形地盤の応答解析を行い、観測事実を精度良く再現するためには入射波動場の空間変動を考慮する必要があると述べている。これらの研究は、いずれも地盤内部の波動伝播現象が大局的には従来の考え方で説明できるものの、より詳細な議論を行なう際にはやはり地盤内部における波動伝播の複雑さに注意する必要があることを指摘している。

和泉他(1989)²⁰が指摘した散乱波の存在や神田・源栄(1997)²¹が指摘した入射波動場の空間変動といった現象はいずれも鉛直アレー観測点間における地震動の相関性を低下させる要因であり、従来行われてきた地盤モデルの最適化解析では想定されていない。特に、地盤減衰定数に関しては最適化結果の理論伝達関数と観測伝達関数との一致度を手がかりに詳細に周波数依存性を議論する試みも行われているが、上記のような現象を考慮しないままでは、観測点間で相関しないインコヒーレントな波動成分まで含めて単純な波動論を当てはめてしまうことになり、物理的に非現実的な結論が導かれる恐れがある。例えば、一次元波動論のような単純な理論をそのまま当てはめるのであれば、少なくとも、観測地震動を観測点間で相関する成分と相関しない成分に分離し、そのうち相関する成分に注目して検討する必要があるだろう。

また、ここでは主に地盤の線形応答を念頭において議論しているが、上記で述べた散乱波や入射波動場の空間変動といった現象が地盤の非線形化時に存在しないと考えるのは考え難い。このため、厳密には非線形時においてもその影響を考慮する必要があるといえる。もとより地盤剛性や減衰定数について非線形化による変化を議論するには、線形時における地盤定数を正しく把握されていることが前提となる。その意味で、線形時の地盤震動において、インコヒーレントな波動成分が観測記録の中にどの程度含まれているのかを定量的に把握するとともに、それらが地盤定数を評価する際の最適化結果にどのような影響を及ぼしているか検討することは、地盤の非線形化現象を考える上でも大変重要である。

本研究では、まず鉛直アレー観測記録をもとに観測点間でコヒーレントな関係にある成分とそうでないインコヒーレントな成分を統計解析によって分離・抽出し、このうち観測点間でコヒーレントな関係にある成分のみを用いて地盤伝達関数を評価する。また、その結果を用いて地盤定数の最適化解析を行い、地盤減衰定数を評価し、従来法により得られる結果と比較する。

なお、上下方向に伝播するコヒーレントな波動成分に注目して地盤伝達関数を評価するとき、斜めに伝播する散乱波のように観測点間で相関しない成分は雑音として振舞うことになる。このため、本研究では観測点間で相関しない成分を雑音成分、相関するコヒーレントな成分を信号成分と呼ぶことにする。

2. 信号成分と雑音成分の分離・評価

まず、鉛直アレーで観測された複数地震の地震動記録をもとに相関解析を行い、観測成分のパワーを観測点間で相関するコヒーレントな信号成分のパワーとインコヒーレントな雑音成分のパワーに分解することを考える。本検討で想定する鉛直アレー地震観測の状況を3観測点からなる鉛直アレーを例にして図1に示す。

図で観測点は浅い方から No.1,2,3 とする。また、 $s_i(t)$ ($i=1,2,3$)は地盤内部でコヒーレントに伝播する地震動をそれぞれ 1,2,3 観測点において観測した信号成分であり、また、 $n_i(t)$ ($i=1,2,3$)は各観測点においてそれ

らとは独立に入射するインコヒーレントな雑音成分を表している．地震動 $x_i(t)$ ($i=1,2,3$) はそれぞれの観測点において信号成分に雑音成分が加わった形で観測されている．そこで，相関解析によって地震動 $x_i(t)$ に占める $s_i(t)$ と $n_i(t)$ のパワーの割合を評価し，その結果にもとづいて信号成分の伝達関数を評価する．

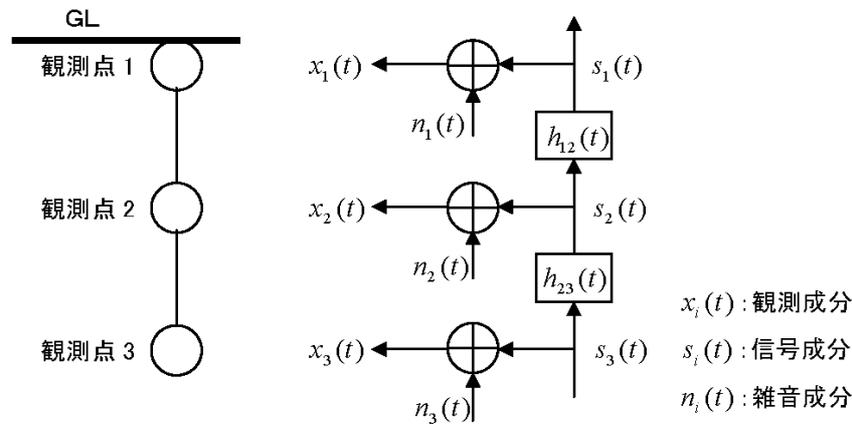


図1 鉛直アレー地震観測と本研究で想定するシステム

N 観測点の鉛直アレーで i 観測点 ($i=1 \sim N$) の観測地震動 $x_i(t)$ が信号成分 $s_i(t)$ と雑音成分 $n_i(t)$ の和：

$$x_i(t) = s_i(t) + n_i(t) \quad (i=1 \sim N) \quad (1)$$

で表され， i 観測点の信号成分 $s_i(t)$ は j 観測点の信号成分 $s_j(t)$ と次の線形関係で結ばれているものとする．

$$s_i(t) = h_{ij}(t) * s_j(t) \quad (i, j=1 \sim N) \quad (2)$$

ここに， $h_{ij}(t)$ は j 観測点から i 観測点へのインパルス応答関数であり， $*$ はコンボリューションである．

(2)式をもとに $s_i(t)$ の自己相関関数および $s_i(t)$ と $s_j(t)$ の相互相関関数を求め，それぞれフーリエ変換すると次式が得られる．

$$D_{ii}(f) = H_{ij}(f) H_{ij}^*(f) D_{jj}(f) \quad (i, j=1 \sim N) \quad (3)$$

$$D_{ij}(f) = H_{ij}(f) D_{jj}(f) \quad (i, j=1 \sim N) \quad (4)$$

ただし， $D_{ii}(f)$ と $D_{jj}(f)$ はそれぞれ $s_i(t)$ と $s_j(t)$ のパワースペクトル， $D_{ij}(f)$ は $s_i(t)$ と $s_j(t)$ のクロススペクトルである．また， $H_{ij}(f)$ は $s_j(t)$ から $s_i(t)$ への伝達関数であり， $h_{ij}(t)$ のフーリエ変換で定義される．なお， $H_{ij}^*(f)$ は $H_{ij}(f)$ の複素共役を意味する．

一方，(1)式右辺の i 観測点における雑音成分 $n_i(t)$ については，他の観測点の雑音成分 $n_j(t)$ ($j=1 \sim N, j \neq i$) およびすべての観測成分 $s_i(t)$ と無相関であるものとする．

このとき， $x_i(t)$ と $x_j(t)$ のクロススペクトル $C_{ij}(f)$ は，(1)式で $x_i(t)$ と $x_j(t)$ の相互相関関数を求めて $n_i(t)$ に関する無相関の条件を適用し，その結果をフーリエ変換すると，次のようになる．

$$C_{ij}(f) = \begin{cases} D_{ii}(f) + E_{ii}(f) & (i=j) \\ D_{ij}(f) & (i \neq j) \end{cases} \quad (i, j=1 \sim N) \quad (5)$$

ここに， $E_{ii}(f)$ は $n_i(t)$ のパワースペクトルである．

また， $x_i(t)$ と $x_j(t)$ のコヒーレンス $Coh_{ij}(f)$ は次式で定義される．

$$Coh_{ij}(f) = \frac{C_{ij}(f) C_{ij}^*(f)}{C_{ii}(f) C_{jj}(f)} \quad (i, j=1 \sim N) \quad (6)$$

(6)式の右辺分子の $C_{ij}(f)C_{ij}^*(f)$ は、 $i \neq j$ の場合について(3)~(5)式を適用すると次のように書ける。

$$C_{ij}(f)C_{ij}^*(f) = D_{ij}(f)D_{ij}^*(f) = H_{ij}(f)H_{ij}^*(f)D_{jj}(f)D_{jj}(f) = D_{ii}(f)D_{jj}(f) \quad (i, j=1 \sim N, i \neq j) \quad (7)$$

したがって、 $C_{ii}(f)$ に含まれる $D_{ii}(f)$ の割合を信号パワー比： $p_{ii}(f)$

$$p_{ii}(f) = D_{ii}(f)/C_{ii}(f) \quad (i=1 \sim N) \quad (8)$$

として定義すると、 $Coh_{ij}(f)$ は次のように $p_{ii}(f)$ と $p_{jj}(f)$ によって単純な形で表される。

$$Coh_{ij}(f) = \frac{D_{ii}(f)D_{jj}(f)}{C_{ii}(f)C_{jj}(f)} = p_{ii}(f)p_{jj}(f) \quad (i, j=1 \sim N, i \neq j) \quad (9)$$

(9)式は i 観測点と j 観測点の観測地震動間のコヒーレンスが両観測点における信号パワー比の積で与えられることを示している。 $p_{ii}(f)$ を未知数とすると観測点が N 個のとき未知数は N 個であるが、2観測点間の観測地震動のコヒーレンスは $N(N-1)/2$ 個与えられるので、 $N \geq 3$ であれば解ける。そこで、(9)式の対数をとって次のように線形化して連立させ、 $p_{ii}(f)$ を求める。

$$\ln p_{ii}(f) + \ln p_{jj}(f) = \ln Coh_{ij}(f) \quad (i, j=1 \sim N, i \neq j) \quad (10)$$

ちなみに、この問題は3観測点の鉛直アレーの場合は $N=3$ 個の未知数に対して異なる観測点間のコヒーレンスが3個なので Jacobian マトリクスは 3×3 となり、一意に解くことができる。また、4観測点以上の鉛直アレーの場合では $N < N(N-1)/2$ なので、未知数に比べて方程式が多い優決定問題となり、最小二乗解を求める問題となる。

なお、 $p_{ii}(f)$ は(8)式の定義から $p_{ii}(f) \leq 1$ であるため、 $\ln p_{ii}(f) \leq 0$ を満足しなければならない。そこで(10)式を解く際には拘束条件付の最小二乗法[Lawson and Hanson(1974)²²⁾]を適用する。

以上により $p_{ii}(f)$ が求められると、 $D_{ii}(f)$ と $E_{ii}(f)$ および j 観測点から i 観測点への信号成分の伝達関数 $H_{ij}(f)$ が次のように算出される。

$$D_{ii}(f) = p_{ii}(f)C_{ii}(f) \quad (i=1 \sim N) \quad (11)$$

$$E_{ii}(f) = C_{ii}(f) - D_{ii}(f) \quad (i=1 \sim N) \quad (12)$$

$$H_{ij}(f) = C_{ij}(f)/D_{jj}(f) \quad (i, j=1 \sim N, i \neq j) \quad (13)$$

表1 MIYA地点の地盤構造と鉛直アレー観測点の配置²³⁾

観測点	層厚 (m)	土質	密度 (kg/cm ³)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
No.1(GL-1m)	1.0	瓦礫混じり粘土	1.6	380	210
	0.5				
	1.5	粘土混じり砂礫	1.9	580	350
	4.0				
	4.0				
No.2(GL-22m)	11.0	2.0	1600	480	
	3.6				
	8.4	1.8	1800	540	
	5.9				凝灰岩・泥岩
	6.1				泥岩
No.3(GL-54m)	6.7	1.9	1300	480	
	6.1				砂岩
	1.3	1.8	1900	680	
—	泥岩				
	—	頁岩			

3. 仙台高密度アレー-MIYA 地点への適用

3.1 データ

上記の解析法を仙台高密度アレー-MIYA地点に適用した。MIYA地点は仙台市街地に位置する第Ⅱ種地盤の地盤条件であり、1987年4月から1998年9月までの期間に3測点からなる鉛直アレーで地震動観測記録が得られている[(社)建築研究振興協会(1989)²³]。MIYA地点の地盤構造と鉛直アレー観測点の配置を表1に示す。

検討では地盤の非線形化の問題を避けるためにGL-1mにおけるPGAが100Gal未満の39地震の記録を用いることにした。それらの地震諸元と観測記録の概要を表2に、震央分布を図2に示す。データの地震規模Mは3.0~7.6、震源深さH=0~120m、震源距離X=16.6~597kmである。なお、最大規模の地震はNo.25 1994年三陸はるか沖地震(M=7.6, H=0km, X=343km)であり、一方、最も速い地震はNo.24 1993年釧路沖地震(M=7.5, H=101km, X=597km)である。また、表2ではこれらの記録のGL-1mにおける水平地震動のPGAも示している。最大のPGAはNo.3 1987年4月23日福島県東方沖の地震(M=6.5, H=47km, X=151km)による47Galである。

表2 検討に用いた地震と観測記録の概要

No.	年月日-震源時	震央 北緯 (deg)	震央 東経 (deg)	震源 深さ (km)	M _J	震源 距離 (km)	震央 方位 (deg)	GL-1m PGA (Gal)
01	1987/04/07-09:40:43.4	37.3000	141.8667	44.0	6.6	141	142	36.7
02	1987/04/17-04:23:23.3	37.0267	141.6583	44.5	6.1	157	154	10.6
03	1987/04/23-05:13:23.4	37.0883	141.6267	46.8	6.5	151	154	47.2
04	1987/09/24-13:55:21.0	36.6267	141.3183	41.3	5.8	188	169	10.4
05	1987/10/04-19:27:19.6	37.2967	141.7350	42.1	5.8	135	146	29.7
06	1988/10/19-09:08:39.1	37.0300	141.8333	32.2	5.8	161	149	6.3
07	1989/02/15-13:33:05.1	38.1550	141.7450	53.1	4.6	90	99	5.8
08	1989/04/19-18:42:57.2	38.2750	140.7883	13.6	3.0	18.0	280	5.3
09	1989/04/28-00:26:45.7	37.4983	141.5167	52.3	5.1	112	148	12.9
10	1989/06/24-04:59:43.8	38.2967	140.8300	13.8	4.4	16.6	299	37.0
11	1989/11/02-03:25:33.5	39.8550	143.0567	0.0	7.1	256	46	10.1
12	1990/05/01-14:45:51.1	37.7283	141.6850	73.1	4.2	115	131	6.9
13	1990/07/28-12:59:52.9	37.1133	142.1933	4.3	5.5	169	138	2.9
14	1990/08/05-12:36:25.1	36.4017	141.1100	39.1	5.8	210	175	3.4
15	1991/01/16-23:49:21.8	38.2517	141.8983	48.5	4.9	98	90	7.3
16	1991/06/25-12:49:17.9	36.6400	140.9717	48.6	5.2	185	179	6.5
17	1992/01/22-10:06:56.0	38.4083	140.5400	120	5.6	126	297	5.4
18	1992/06/01-22:51:21.0	36.6700	141.2733	43.8	5.7	183	170	5.3
19	1992/07/18-17:36:56.4	39.3683	143.6767	0.0	6.9	269	62	6.0
20	1992/07/18-17:39:02.3	39.4033	143.4367	0.0	6.9	253	59	6.0
21	1992/12/28-01:21:16.1	38.9250	142.5500	33.5	5.9	163	62	12.9
22	1992/12/31-16:02:42.7	38.9250	142.5617	32.0	5.7	164	62	6.9
23	1992/12/31-16:26:04.1	38.9317	142.5983	29.8	5.8	167	62	6.6
24	1993/01/15-20:06:07.2	42.9167	144.3567	101	7.5	597	28	18.2
25	1994/12/28-21:19:20.9	40.4267	143.7483	0.0	7.6	343	44	18.2
26	1994/12/29-05:52:26.3	40.1133	143.0233	0.0	6.5	275	41	7.0
27	1995/01/05-00:36:53.29	37.9802	141.8280	86.6	4.6	121	111	6.9
28	1995/01/07-07:37:37.18	40.2205	142.3092	47.8	7.2	253	28	16.8
29	1996/02/17-00:22:58.18	37.3063	142.5512	58.0	6.8	187	126	40.1
30	1996/08/11-03:12:17.99	38.9053	140.6370	8.6	6.1	77	341	4.3
31	1996/08/11-08:10:46.60	38.8633	140.6755	9.8	5.8	71	342	4.1
32	1996/09/11-11:37:14.33	35.6355	141.2202	52.0	6.4	295	175	4.8
33	1996/09/13-09:09:51.33	38.2527	141.9870	51.6	4.6	106	90	9.5
34	1997/12/07-12:50:40.71	37.7177	141.7465	83.7	5.4	125	129	24.4
35	1998/04/09-17:45:39.14	36.9420	141.0205	94.9	5.4	173	177	22.6
36	1998/05/21-06:53:47.99	38.5567	142.0482	84.2	5.0	133	71	15.5
37	1998/09/15-16:18:17.01	38.2777	140.7637	12.2	3.6	18.5	280	26.2
38	1998/09/15-16:31:09.05	38.2730	140.7580	12.1	3.5	18.8	277	21.5
39	1998/09/15-17:56:53.17	38.2728	140.7680	12.7	3.9	18.5	278	35.9

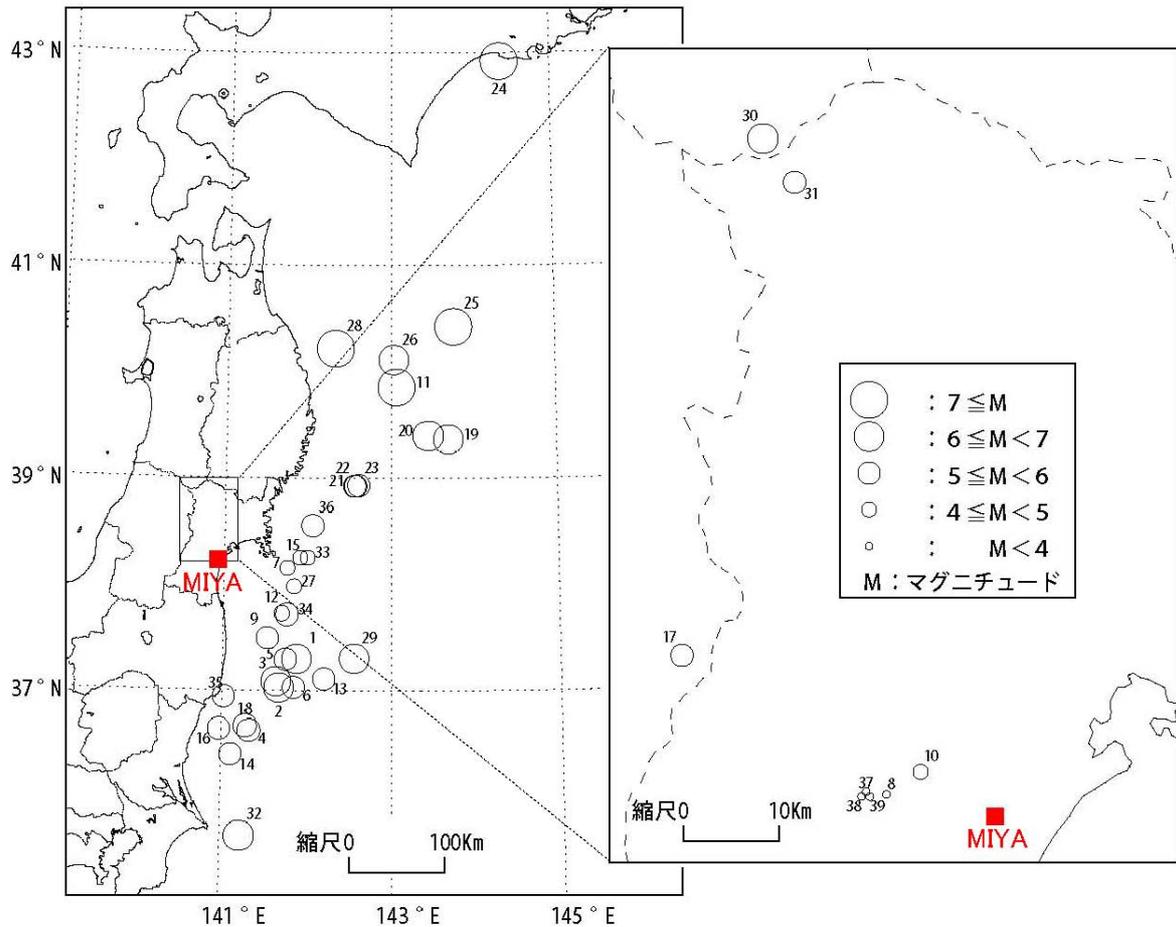


図2 検討に用いた地震の震央分布

3.2 相関解析

解析に用いる記録の例として、No.10 1989/06/24-04:59 宮城県南部(M=4.4,H=14km,X=17km)によるS波立上がり付近以降 20.48s間のTransverse(TR)成分の加速度波形を図3(1)に示す。波形のS波立上がり時刻は目視で判断しており、TR成分の算定は予め地中センサーの設置方位ずれを補正した上で、震央方位を基準とするRadial-Transverse変換により行なった。なお、地中センサーの設置方位ずれは天池他(1991)²⁴⁾により、GL-22m, GL-54mの地震計Northがそれぞれ東に1度,5度回転しているものとしている。

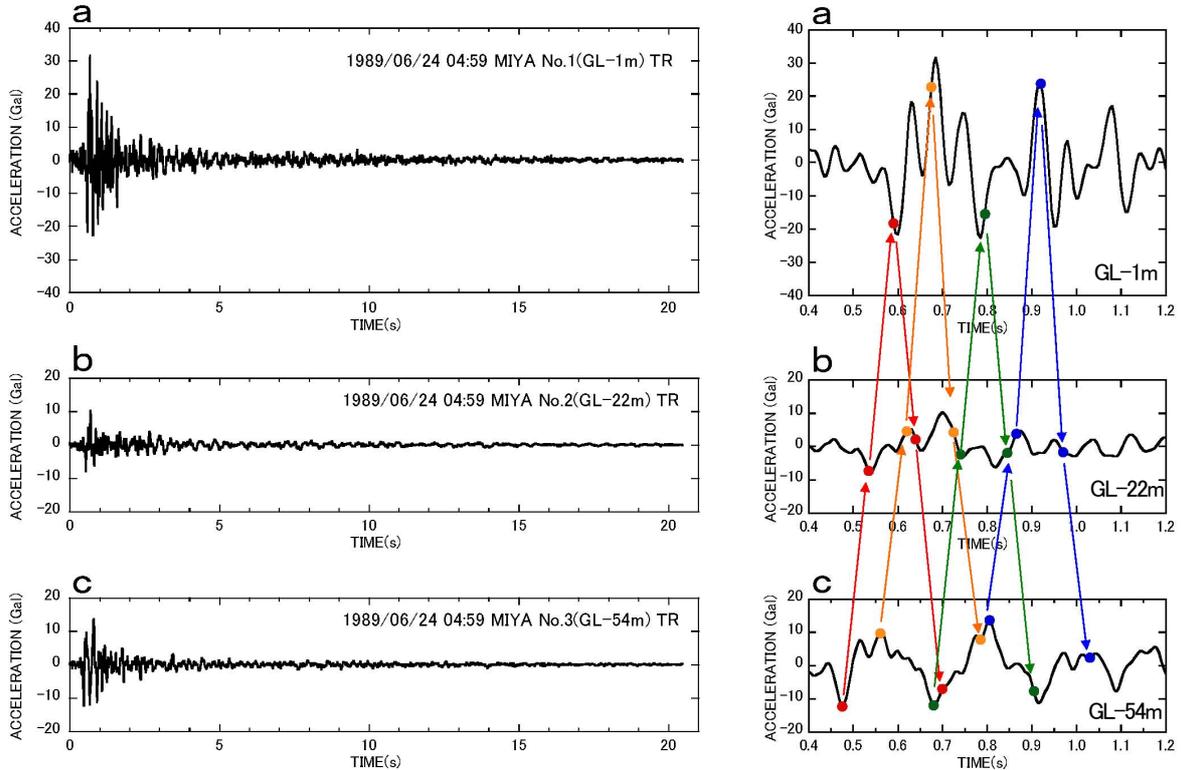
図3(2)では最初の0.4s~1.2sの区間を拡大し、No.3(GL-54m)観測点におけるピークとトラフに対応させて、表1の検層速度構造で鉛直にS波が伝播する場合の上昇波・下降波の到達時刻も合わせて示している。短周期のパルス的なフェーズに注目すると、検層速度構造によってある程度は波動の上昇・下降が辿ることができ、一次元波動論で説明されるようなコヒーレントな波動伝播の存在を期待することができる。

そこで、表2の各地震について図3と同様にS波立上がり付近以降 20.48s間のTR成分の加速度波形を算定し、各観測点の基準化パワースペクトル $C_{ii}(f)$ と観測点間の基準化クロススペクトル $C_{ij}(f)$ を評価した。

クロススペクトルの算定にあたってはFFT法[日野(1979)²⁵⁾]によるアンサンブル平均を用いた。その際に、振幅が大きな地震のみに重みがかかることを避けるため、地震毎に3観測点におけるNS・EW・UDの全観測成分について幾何平均で平均振幅スペクトル $A(f)$ を求め、これを用いて i 観測点におけるTR成分の観測波形のフーリエ変換 $Y_i(f)$ を次式のように基準化してサンプルデータ $X_i(f)$ とした。

$$X_i(f) = Y_i(f) / A(f) \quad (14)$$

そのため、本研究では、得られたパワースペクトルやクロススペクトルを基準化パワースペクトル、基準化クロススペクトルと呼んでいる。



(1) 解析に使用したS波立上がり以降のTR成分加速度波形

(2) 主要動部分の拡大図

図3 TR成分の加速度波形の例 [No.10 1989/06/24-04:59 宮城県南部(M=4.4,H=14km,X=17km)]

算定された基準化パワースペクトルと基準化クロススペクトルを図4と図5に示す。サンプルが地震毎の全観測成分の平均フーリエ振幅スペクトルで周波数毎に基準化されていることから、振幅スペクトルの周波数特性を厳密な意味で議論することはできないが、大まかな特徴は読み取ることができる。例えば、No.1 観測点(GL-1m)の基準化パワースペクトルでは顕著な谷は見られないが、No.2 観測点(GL-22m)の基準化パワースペクトルでは周波数 6Hz 付近と 14.5Hz 付近に谷が見られ、No.1 観測点(GL-1m)と No.2 観測点(GL-22m)との間の基準化クロススペクトルでも同じ周波数で谷が形成されていることがわかる。これらの谷は、No.2 観測点(GL-22m)において上昇波と下降波の位相の相殺効果により振幅が小さくなることを反映したものである。一方、No.3 観測点(GL-54m)の基準化パワースペクトルでは周波数 2.5Hz 付近、7.5Hz 付近、10.5Hz 付近に谷が見られるが、No.1 観測点(GL-1m)と No.3 観測点(GL-54m)との間の基準化クロススペクトルでも同じ周波数に谷が存在し、これらも No.3 観測点(GL-54m)において同様の効果があることによる。

これらの基準化パワースペクトルと基準化クロススペクトルから(5)式に従って求めたコヒーレンスを図6に示す。はじめに述べたように各観測点にそれぞれ独立な雑音が付加されているとの仮定のもとでは、2 観測点間のコヒーレンスの低下は2 観測点の片方あるいは両方において記録に含まれる雑音成分の影響が大きいことを意味する。例えば、No.1 観測点(GL-1m)と No.2 観測点(GL-22m)のコヒーレンスが高いにもかかわらず No.3 観測点(GL-54m)と No.1 観測点(GL-1m)のコヒーレンスおよび No.3 観測点(GL-54m)と No.2 観測点(GL-22m)のコヒーレンスがともに低下する周波数帯域があるならば、それは No.3 観測点(GL-54m)に含まれる雑音成分の影響を示唆する。図6ではそういった特徴的なコヒーレンスの低下に丸印を付けて示した。赤が No.1 観測点(GL-1m)、緑が No.2 観測点(GL-22m)、青が No.3 観測点(GL-54m)にそれぞれ独立に含まれる雑音の影響を示唆する。

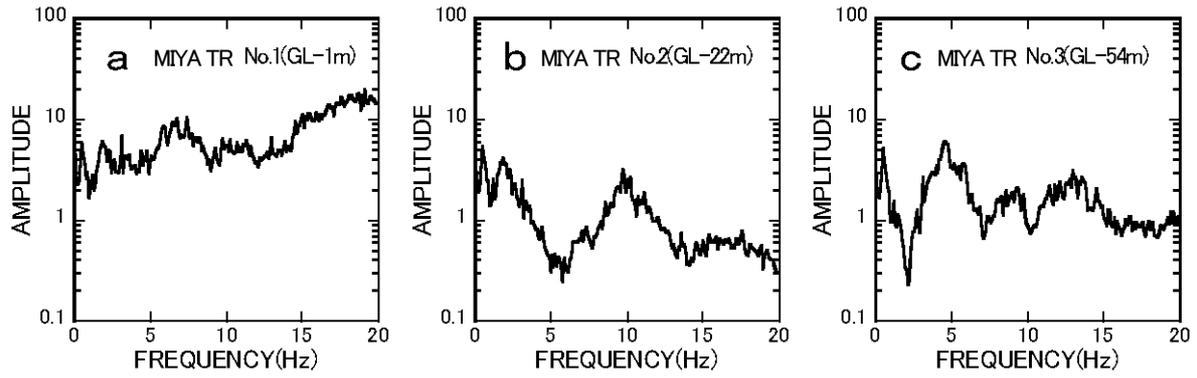


図4 各観測点における基準化パワースペクトル

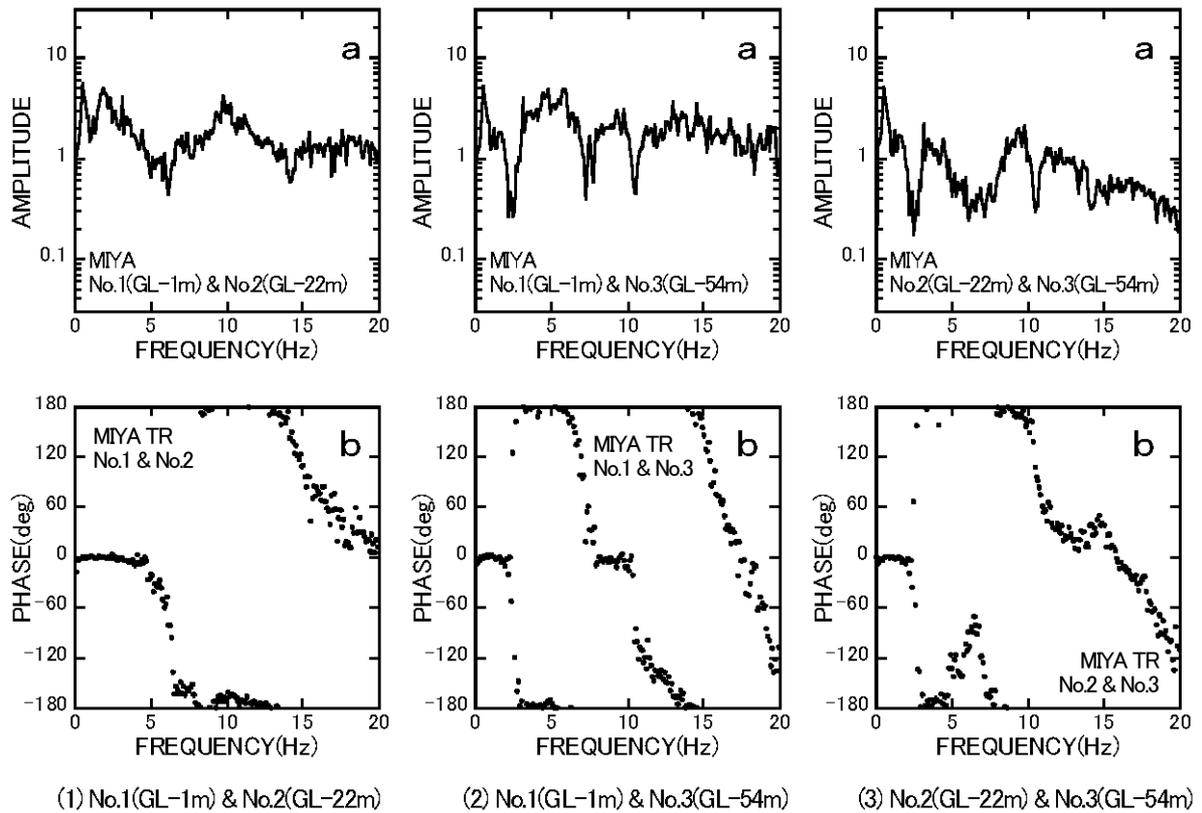


図5 3観測点間の基準化クロススペクトル

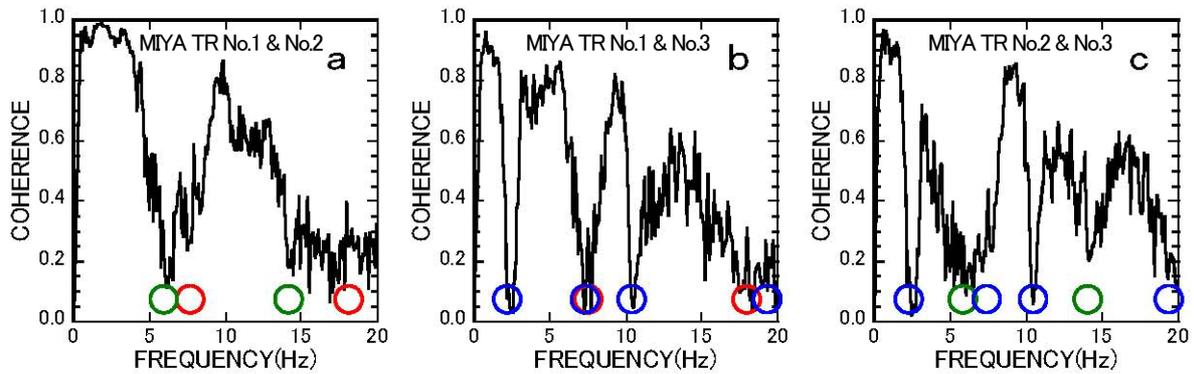


図6 3観測点間のコヒーレンス

なお、コヒーレンスの谷がパワースペクトルの谷で解釈できると考えるのは厳密には正しくない。パワースペクトル振幅が小さくとも相関性があればコヒーレンスは高くなるはずであり、本来はパワースペクトル振幅が谷になることとコヒーレンスが谷になることに直接的な関連はない。コヒーレンスが低下しているということはそこに相対的に大きい雑音が存在することを意味しており、パワースペクトルの谷の周波数において雑音の寄与が無視できないことを表している。

3.3 信号成分のパワーと雑音成分のパワー

図6のコヒーレンスをもとに評価した各観測点の信号パワー比（観測成分のパワースペクトルに対する信号成分のパワースペクトルの比）を図7に示す。これらによれば、No.1(GL-1m)観測点の15Hz以上の高周波数領域を除けば、おおむね信号成分は観測成分の半分以上のパワーを有しており、雑音成分が半分以上を占める周波数帯域はごく一部に限られることがわかる。また、図中には図6で特徴的なコヒーレンスの低下の原因になった信号パワー比の低下部分にやはり丸印を付けて示している。観測点間のコヒーレンスの低下が各観測点における信号パワー比の低下で解釈されることが理解できる。

図7の信号パワー比と各観測点における観測地震動の基準化パワースペクトルから(10)式と(11)式でそれぞれ信号成分と雑音成分の基準化パワースペクトルを求め、結果を図8に示す。図では観測成分、信号成分、雑音成分の基準化パワースペクトルをそれぞれ黒線、青線、赤丸で表示している。なお、No.1観測点(GL-1m)とNo.2観測点(GL-22m)では低周波数側の一部で雑音成分が消失しているが、これはこの帯域の雑音成分が十分に小さいことを意味している。

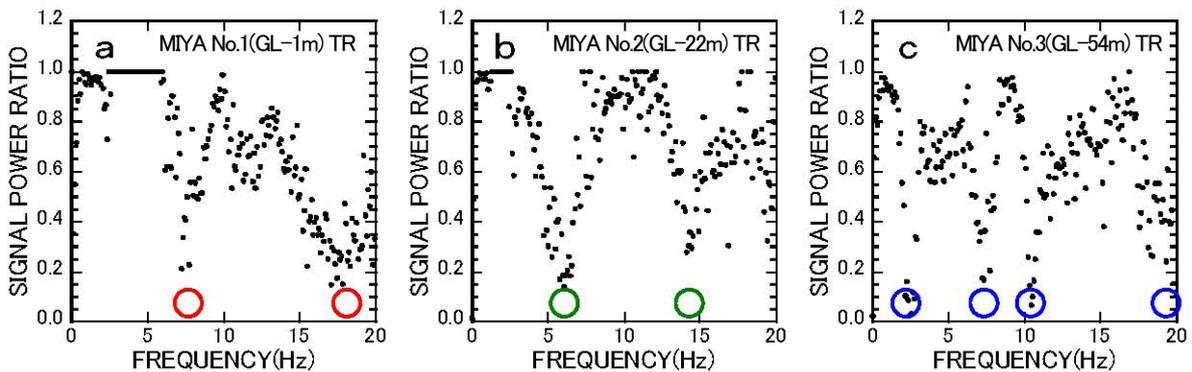


図7 各観測点における信号パワー比

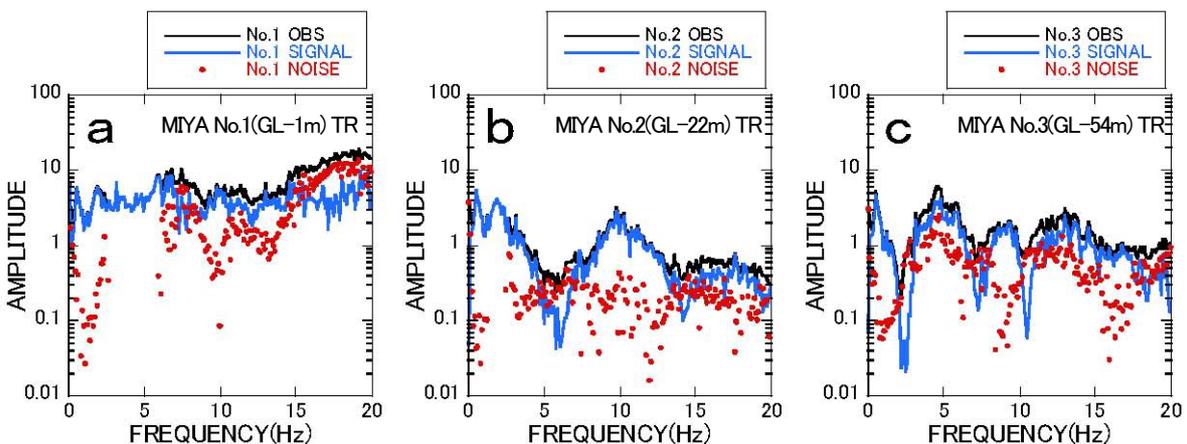


図8 基準化パワースペクトル

図8によると、まず、No.1観測点(GL-1m)の15Hz以上の高周波数領域を除けば、信号成分すなわち観測点間で相関する成分は概して雑音成分を上回る傾向にあり、両者を合わせた観測成分の特徴はおおむね信号成分で決まっているといえそうである。また、地中の観測点であるNo.2観測点(GL-22m)とNo.3観測点(GL-54m)の信号成分には上記で述べた位相の相殺効果による深い谷が明瞭に現れているが、この信号成分の谷は雑音成分で埋められており観測成分には相対的に浅い谷しか現れていない。さらに、No.3観測点(GL-54m)の2Hz付近を詳細に観察すると信号成分の谷の付近では雑音成分が周波数とともに増加する特徴が見られ、結果的に観測成分の谷の周波数が低周波数側にシフトしていることがわかる。

以上のように、MIYA 地点においては、雑音成分は地表付近の高周波数領域以外では概ね信号成分を下回るが、信号成分のスペクトルの谷では支配的な成分となり、観測成分のスペクトルの谷を浅くするとともに低周波数側にシフトさせる影響も及ぼしているといえる。

3.4 信号成分の伝達関数

以上の分析結果をもとに(13)式に従って信号成分の伝達関数（信号伝達関数）を評価した。No.1(GL-1m)/No.2(GL-22m)およびNo.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)について得られた地盤伝達関数の振幅スペクトルを図9に示す。検討に際しては、比較のために従来法[石田(1992)²⁶]による伝達関数 $H'_{ij}(f)$ も評価して比較した。これは次のように表される。

$$H'_{ij}(f) = \sqrt{\frac{C_{ii}(f)C_{jj}(f)}{C_{ji}(f)C_{ij}(f)}} = \sqrt{\frac{C_{ii}(f)}{C_{jj}(f)}} \cdot \frac{C_{ij}(f)}{|C_{ij}(f)|} \quad (15)$$

(15)式の右辺に注目すると伝達関数の振幅スペクトルが観測地震動のパワースペクトル比の平方根で与えられることがわかる。そこで、図では(15)式で求められる観測成分の伝達関数振幅スペクトルを"OBS"、(13)式で求められる信号成分の伝達関数振幅スペクトルを"SIGNAL"として示している。

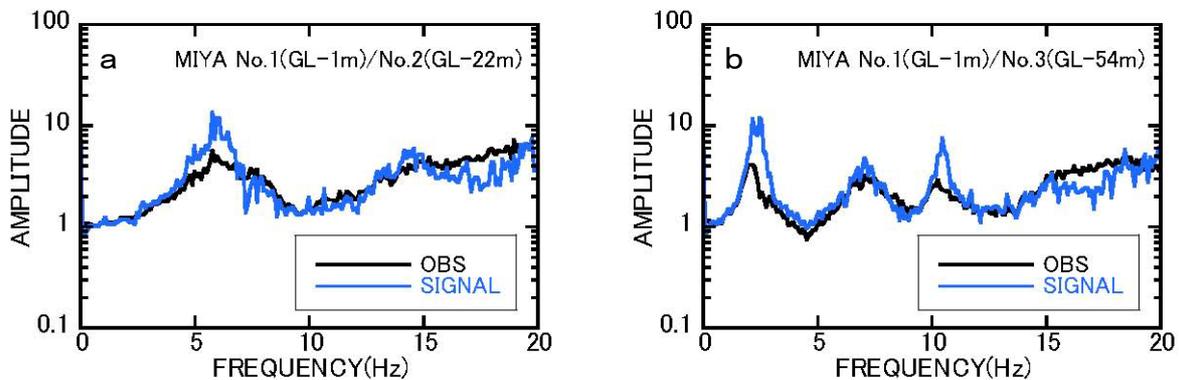


図9 信号伝達関数の振幅スペクトル

これらを比較すると、まず信号成分の伝達関数では観測成分の伝達関数に比べてピークが高いことが特徴的である。No.1(GL-1m)/No.2(GL-22m)の1次ピーク(6Hz 付近)および No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)の1次ピーク(2.5Hz 付近)と3次ピーク(11Hz 付近)ではいずれも2倍かそれ以上の大きな違いが認められるが、これらは図8に示した No.2(GL-22m)および No.3(GL-54m)のパワースペクトルにおいて雑音成分が信号成分の深い谷をマスクしている周波数に対応している。また、図9によれば、観測成分による伝達関数は高周波数側で比較的なだらかな形状であり高次のピークが判然としないが、信号成分の伝達関数では、No.1(GL-1m)/No.2(GL-22m)の伝達関数で14~15Hz 付近に2次ピーク、No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)の伝達関数で15Hz 付近に4次のピークが識別でき、伝達関数の山谷が明瞭になっている。さらに、No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)の1次ピークや3次ピークに注目すると、信号伝達関数では観測成分の伝達関数に比べてピークが高周波数

側にずれており、先に指摘したように、観測成分の伝達関数では地盤伝達系のピーク周波数が正しく捉えられていないことがわかる。

ところで、池浦(2006)は雑音成分の影響を避けた地盤伝達関数の評価法として観測点間のクロススペクトル同士の割り算による方法を試みている。この方法も3観測点以上の同時観測記録が必要であり、 j 観測点から i 観測点の伝達関数を k 観測点を媒介として評価するものであるが、計算が比較的容易であるという利点がある。この方法では、 i 観測点と k 観測点とのクロススペクトルを $C_{ik}(f)$ 、 j 観測点と k 観測点とのクロススペクトルを $C_{jk}(f)$ とすると、次式で伝達関数 $H_{ij}''(f)$ が求められる。

$$H_{ij}''(f) = C_{ik}(f) / C_{jk}(f) \quad (16)$$

(16)式で評価される伝達関数と信号伝達関数を比較して図10に示す。図では(16)式による伝達関数振幅スペクトルを"CROSS/CROSS"、(13)式による伝達関数を振幅スペクトルを"THIS STUDY"として示している。(16)式の伝達関数では、No.1(GL-1m)/No.2(GL-22m)の2.5Hz付近や7Hz付近においてやや不安定な挙動が認められるが、これらは媒介にしたNo.3(GL-54m)観測点における雑音の影響と考えられる。しかしながら、両者は広い帯域にわたってよく一致しており、上記のような不安定さの問題を除けば(16)式でも信号成分の伝達関数が評価できると考えて良いだろう。

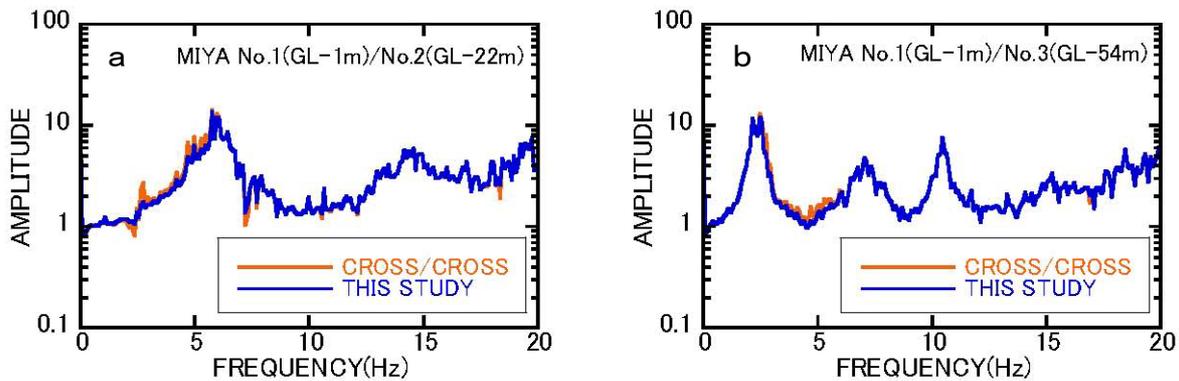


図10 CROSS/CROSSによる伝達関数振幅スペクトルとの比較

4. 地盤モデルの最適化解析

4.1 地盤モデル最適化の方法

上記で評価されたS波区間TR成分の信号伝達関数から求められる地盤減衰定数を検討するために地盤モデルの最適化解析を試みた。最適化にあたっては、地盤の層分割と層密度は検層モデル[(社)建築研究振興協会(1989)²³⁾]のとおりとし、S波の鉛直入射を仮定した理論伝達関数がNo.1(GL-1m)/No.2(GL-22m)、No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)、No.2(GL-22m)/No.3(GL-54m)の信号伝達関数を同時に満足するように地盤のS波速度 V_s と減衰定数 h_s を探索する方式で行なった。

このうち、 V_s については推定にあたってモデル自由度を拘束するために、数層をまとめて係数倍する方式をとり、探索範囲は検層 V_s に対して0.5~1.5倍の範囲とした。また、減衰定数 h_s についてはNo.1(GL-1m)~No.2(GL-22m)およびNo.2(GL-22m)~No.3(GL-54m)の2区間について評価することとし、それぞれ次式の周波数依存の関数形を仮定して、 h_c と α を推定する方式とした。

$$h_s(f) = \begin{cases} h_c & (f < f_{hc}) \\ h_c (f/f_{hc})^{-\alpha} & (f \geq f_{hc}) \end{cases} \quad (17)$$

ただし、 f_{hc} は伝達関数の1次ピーク周波数である。(17)式は f_{hc} よりも低周波数側では一定値 h_c であり、高周波数側では f の $-\alpha$ 乗で低下する関数形となっている。これは、 $f < f_{hc}$ では地盤の減衰定数に対し

て理論伝達関数の感度が期待できないため、低周波数側では減衰定数が具体的に把握できる最も低周波数側のピークでの値を暫定的に与えることとした措置である。今回は No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)の伝達関数の1次ピークを参照して f_{hc} を2Hzに固定し、 h_c と α の探索範囲をそれぞれ0~1, 0~2とした。

また、最適化の誤差関数 $L(\theta)$ としては、自然対数振幅と位相(radian)を同時に最適化する下記の誤差関数を採用した。

$$L(\theta) = \sum_{k=1}^3 \sum_{i=1}^{N_f} \left\{ \ln \left[H_{kCAL}(\theta; f_i) / H_{kOBS}(f_i) \right] \right\}^2 \quad (18)$$

ここに、 θ は最適化パラメタのセット、 f_i は最適化範囲の振動数 ($i=1 \sim N_f$, N_f は最適化範囲の振動数の数)、 $H_{kCAL}(\theta, f_i)$ と $H_{kOBS}(f_i)$ はそれぞれ k 番目の理論伝達関数と観測伝達関数 ($k=1, 2, 3$ に No.1/No.2, No.1/No.3, No.2/No.3 の伝達関数を割り当てる) である。

最適化の演算にはParallel Tangent Method(PARTAN法)[コワリック・オズボーン(1970)²⁸]を用いた。この方法は共役勾配法の一つであり、微分を用いずに直線探索を繰り返して誤差が縮小する共役方向を更新しながら最適解を探索する方法である。なお、直線探索には黄金分割法[コワリック・オズボーン, 1970]を用いた。また、PARTAN法による最適解の探索にあたっては通常非線形最適化問題における初期値依存性が避けられないため、ローカルミニマムへの対策が必要である。本検討では原則として初期値のみ変更して10回の試行を行い、その中の最適解を採用することとした。

4.2 信号伝達関数を用いた最適化解析

最適化解析により得られた地盤モデルを表3に示す。表で"信号成分"として示されている V_s , h_c , α が信号伝達関数を用いて最適化した結果である。最適化地盤モデルの(a)密度、(b)速度プロファイル、(c)減衰定数の周波数特性を図11に示す。図11(b)速度プロファイルの図では、黒い破線がS波速度の探索範囲を示し、青い破線が初期値として用いた検層 V_s 、赤い実線が最適化 V_s を表している。最適化 V_s は検層 V_s に対して最表層3mの区間では30%前後低下している。それ以外では浅い区間と深い区間でそれぞれ増加・減少する傾向を示しているが、いずれも変化の幅は10%程度にとどまっている。また、図11(c)減衰定数の周波数特性では、青い破線が初期値として用いた $h_s(f)=0.05$ の一定減衰定数、赤い実線が最適化結果である。低周波数側における最適化結果の減衰定数は浅い区間で0.11、深い区間で0.04程度であり、浅い区間に比べて深い区間で相対的に強い振動数依存性が認められる。

なお、10回の試行による解の変動は V_s については全層にわたり表3の結果の0.2%以下、 h_s については上部で7%、下部で6%、 α については上部で19%、下部で9%であった。 α の解の安定性が他のパラメタに比べるとやや低いが、得られる伝達関数の振幅スペクトルには顕著な違いは見られなかった。

表3 MIYA地点の最適化地盤モデル

観測点	層 No	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	検層 V_s (m/s)	信号成分			観測成分		
					V_s (m/s)	hc	α	V_s (m/s)	hc	α
▼ GL-1m	1	1.0	1.60	210	140	0.110	0.21	133	0.483	1.05
	2	0.5						221		
	3	1.5	350	234	452					
	4	4.0	430	471	505					
	5	4.0	480	526						
▼ GL-22m	6	11.0	2.00	540	504	0.039	0.56	488	0.190	1.14
	7	3.6						570		
	8	8.4	1.80	570	532			515		
	9	5.9								
	10	6.1	1.90	480	448			434		
	11	6.7								
12	1.3	1.80	680	680	680					
13	∞									
▼ GL-54m	13	∞	1.80	680	680			680		

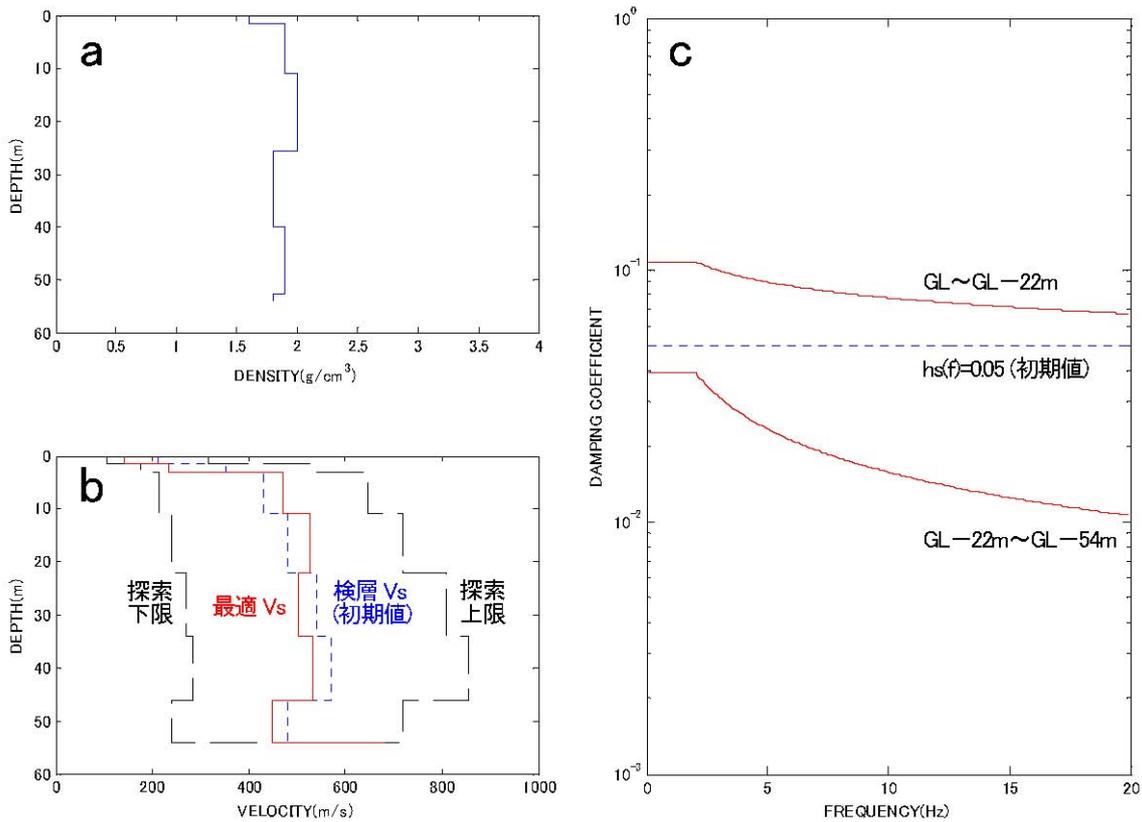


図 11 最適化地盤モデルの密度・速度プロフィールと減衰定数

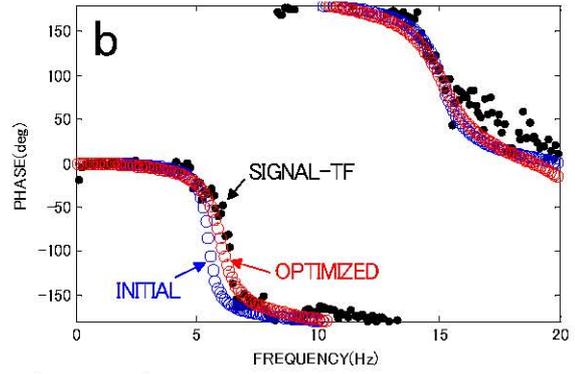
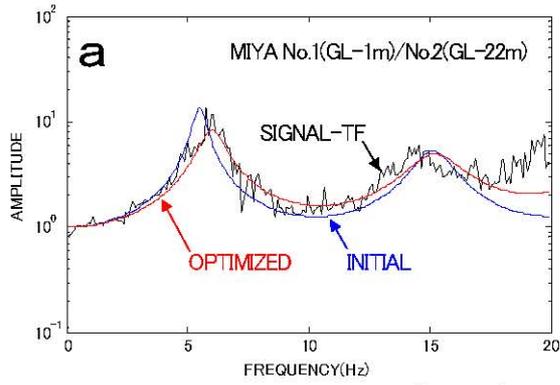
図 12 では No.1/No.2, No.1/No.3, No.2/No.3 の各伝達関数について、それぞれ信号伝達関数に対する理論伝達関数のフィッティングの様子を示した。これらの図で黒線が信号伝達関数、青線と赤線が初期値と最適値による理論伝達関数である。初期値の理論伝達関数も信号伝達関数と良く対応しているが、最適化解析によって適合度が向上していることが分かる。なお、No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)の伝達関数と No.2(GL-22m)/No.3(GL-54m)の伝達関数では周波数 10~11Hz のピークが最適化後の理論伝達関数のそれに比べ低周波数側にずれておりうまく再現できない。もともと観測点間で相関性がある成分に注目して求めた伝達関数をターゲットにはしているが、観測点周辺の地盤不整形性に起因して短周期表面波が混入するような場合にも相関性は生じ得る。そのため、相関する成分がすべて一次元波動論に基づく鉛直方向の波動伝播だけで説明できるとは限らない。いずれにしてもこのピークは単純な平行成層地盤の仮定では説明が難しいようである。

4.3 従来法の伝達関数を用いた最適化解析

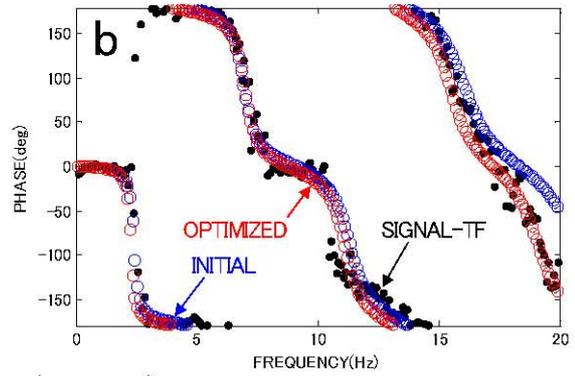
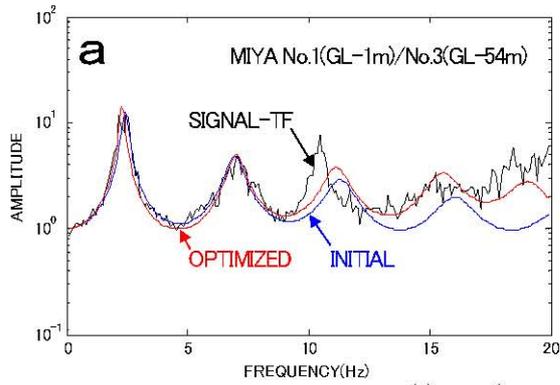
また、信号伝達関数を用いた最適化地盤モデルと比較するために従来法の(15)式で評価した伝達関数振幅スペクトル (図 9 の"OBS") についても同様の最適化解析を実施した。

従来法の伝達関数に対する最適化モデルの理論伝達関数の適合状況を図 13 に示す。従来法の伝達関数は高周波数側でなだらかな形状になるため、その部分の一致度は十分とはいえないが、低次のピークは概ね再現できる地盤モデルが得られていることが分かる。

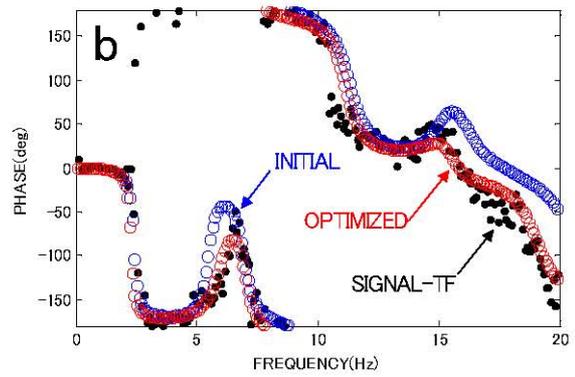
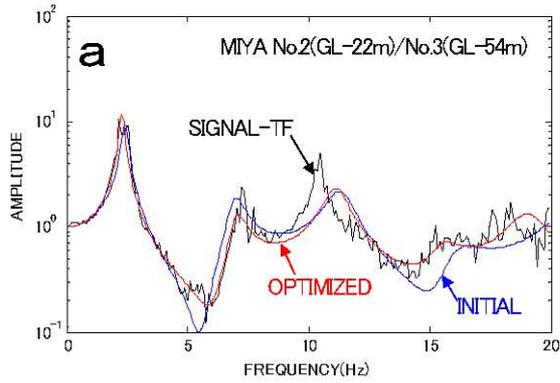
表 3 の"観測成分"の欄にはこの最適化で得られた地盤定数が示されている。Vs については、最表層 3m 厚の区間でかなり小さくなる点や、浅い区間と深い区間でそれぞれ検層値に対して増加、減少する傾向は信号伝達関数を用いたときと同様であるが、その値は信号伝達関数から求められた結果に比べると総じて小さめである。また、地盤減衰を表す h_c と α については、浅い区間と深い区間のいずれにおいても信号伝達関数を用いた場合に比べて大きい結果となっている。



(1) No.1(GL-1m)/No.2(GL-22m)



(2) No.1(GL-1m)/No.3(GL-54m)



(3) No.2(GL-22m)/No.3(GL-54m)

図 12 伝達関数のフィッティング状況

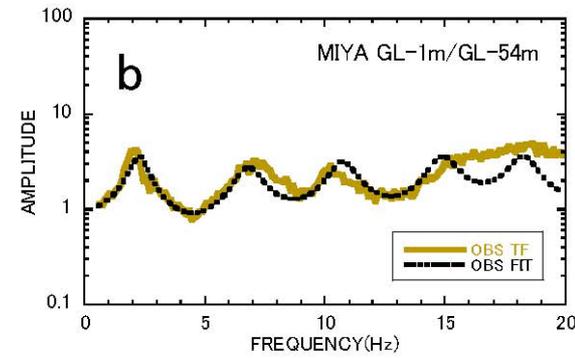
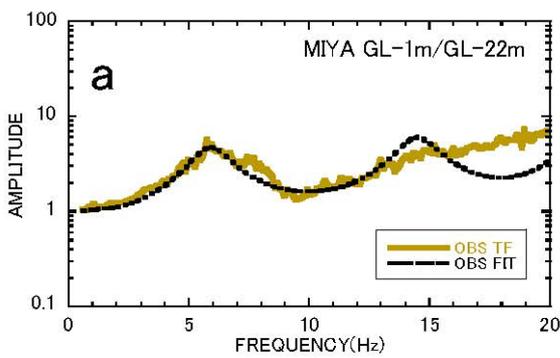


図 13 従来法による平均伝達関数を用いた場合のフィッティング状況

4.4 最適化減衰定数の比較

以上で評価した2つの最適化地盤モデルで減衰定数を比較した。図14では信号伝達関数と観測成分の伝達関数からそれぞれ評価されたGL~GL-22mの浅い区間(shallow)とGL-22m~GL-54mの深い区間(deep)の減衰定数について周波数特性を比較している。

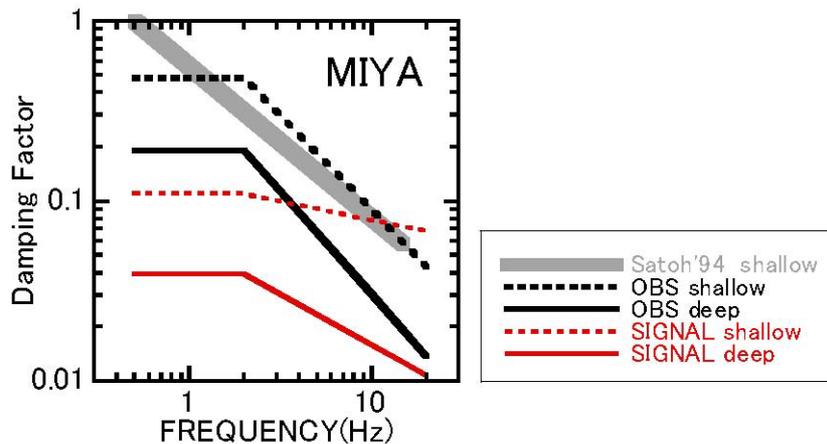


図14 減衰定数の周波数特性の比較

なお、浅い区間(shallow)の減衰定数については参考のために佐藤他(1994)が評価した結果("Satoh'94 shallow")も示した。佐藤他(1994)の減衰定数は地震毎に地盤モデルを最適化する方法で得られた値を平均した結果であるが、最適化に用いられた伝達関数が雑音成分を含む観測成分の割り算で評価されているという点では本検討における観測成分の伝達関数と変わらない。実際に、本研究で観測成分の伝達関数から評価した減衰定数("OBS shallow")は佐藤他(1994)の結果と良く対応している。

さて、信号成分の伝達関数から評価された減衰定数("SIGNAL")と観測成分の伝達関数から評価された減衰定数("OBS")を比較すると、両者は浅い区間と深い区間のそれぞれで高周波数側では比較的近い値をとるが、低周波数側になるにつれて両者の差が広がり、周波数 2Hz 以下の帯域では観測成分から評価された減衰定数("OBS")が 5 倍前後大きな値となっている。雑音成分を含んだ観測成分の伝達関数では特に低周波数側で見かけ上大きな減衰定数が与えられることがわかる。

5. まとめ

鉛直アレー地震観測記録に観測点間で相関しないインコヒーレントな成分が含まれていることに注目し、観測点間で相関するコヒーレントな地震動成分(信号成分)と相関しないインコヒーレントな地震動成分(雑音成分)のパワースペクトルを統計解析によって分離・評価する方法を示した。また、この方法の適用例として仙台高密度アレーのうち MIYA 地点を取り上げ、各観測点における信号成分と雑音成分の大小関係を明らかにするとともに、信号成分による地盤伝達関数を評価し、単純な観測記録のスペクトル比から求められる従来の伝達関数と比較した。さらに、信号成分の伝達関数と従来の伝達関数についてそれぞれ地盤定数の最適化を行い、両者から得られた地盤減衰定数を比較した。結果を以下にまとめる。

- 1) MIYA 地点の鉛直アレー観測点においては、雑音成分は地表付近の高周波数領域を除けば概ね信号成分を下回るようである。ただし、地中観測点のスペクトルの谷では信号成分に鋭い谷が形成されるために代わって雑音成分が支配的な成分となる。つまり、雑音成分は地中観測点における観測成分のスペクトルの谷を浅くするとともに低周波数側にシフトさせる影響を及ぼす。
- 2) 信号成分から得られた伝達関数は単純なスペクトル比で求められる従来の伝達関数に比べてピークやト

ラフが明瞭である。

- 観測点間で関連する成分に注目した信号伝達関数に比べ、観測点間で関連しない雑音成分を含んだままの観測成分の伝達関数では、低周波数側で大きな減衰定数が与えられる。

謝辞

本研究の実施にあたり、鹿島技術研究所の石田寛博士、同 OB の高橋克也博士にご助言いただいた。記して謝意を表す。

なお、本研究で使用した地震観測記録は、建設省建築研究所と(社)建築研究振興協会の共同研究として実施された高密度強震観測事業により得られたものである。

参考文献

- 1) 太田裕：地震工学への最適化法の適用 1. 八戸港湾 SMAC 設置点の地下構造推定, 日本建築学会論文報告集, 229, 1975, pp.35-41.
- 2) 沢田勉, 辻原治, 平尾潔, 山本英史：地盤の S 波速度と Q 値の同定問題における SLP 法の改良とその適用, 土木学会論文集, No.446/I-19, 1992, pp.205-213.
- 3) 野沢貴, 石田寛：鉛直アレー地震観測記録を用いた地盤定数の評価に関する一考察, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, 1998, pp.1241-1244.
- 4) 佐藤智美：鉛直アレーデータに基づく S 波の斜め入射を考慮した地盤の減衰定数の同定, 一焼き鈍し法の適用一, 日本建築学会構造系論文報告集, 569, 2003, pp.37-45.
- 5) Satoh, T. : Inversion of Qs of deep sediments from surface-to-borehole spectral ratios considering obliquely incident SH and SV waves, Bull. Seism. Soc. Am., 96, 2006, pp.943-956.
- 6) 辻原治, 沢田勉, 平尾潔, 岡本康：地盤の S 波速度と Q 値の同定精度に及ぼすスペクトルの平滑化の影響, 構造工学論文集, 39A, 1993, pp.783-792.
- 7) Kurita, T. and K. Matsui : Sensitivity analysis on measurement noise in the identification of soil properties from vertical array observation data, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 26, 1997, pp.951-965.
- 8) 辻原治, 澤田勉：鉛直アレー観測記録を用いた地盤同定問題の評価関数についての考察, 土木学会論文集 A, 63, 2007, pp.14-24.
- 9) 辻原治, 沢田勉：鉛直アレー観測記録を用いた地盤の S 波速度および Q 値の同定精度に関する一考察, 構造工学論文集, 45A, 1999, pp.801-808.
- 10) Kobayashi K., F. Amaike, and Y. Abe : Attenuation characteristics of soil deposits and its formulation, International Symposium the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, ESG1992, 1992, pp.269-274.
- 11) 武村雅之, 池浦友則, 高橋克也, 石田寛, 大島豊：堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 446, 1993, pp.1-11.
- 12) 藤堂正喜, 羽鳥敏明, 千葉脩, 高橋克也, 武村雅之, 田中英朗：堆積地盤における上下地震動の特性と Q_p 構造, 日本建築学会構造系論文報告集, 475, 1995, pp.45-54.
- 13) 澤田勉, 服部哲, 藤本嘉治, 平尾潔：鉛直アレー観測記録による Q 値の周波数依存性の同定に関する研究, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, 1998, pp.601-606.
- 14) 末富岩雄, 吉田望, 澤田純男：強震時における減衰の周波数依存性の扱いに関する一考察, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 2002, pp.217-222.
- 15) 辻原治, 澤田勉：地盤同定問題における減衰モデルと推定精度の関係, 土木学会論文集, 745/I-65, 2003, pp.209-214.
- 16) 佐藤浩章, 金谷守, 大島靖樹：減衰定数の下限値を考慮したスペクトル比の逆解析による同定手法の提案, 岩盤における鉛直アレー記録への適用と減衰特性の評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 604, 2006, pp.55-62.
- 17) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文報告集, 461, 1994, pp.19-28.

- 18) 永野正行, 加藤研一, 武村雅之: 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定—1995年兵庫県南部地震との比較—, 日本建築学会構造系論文集, 550, 2001, pp.39-46.
- 19) 山添正稔, 加藤研一, 山田有孝, 武村雅之: KiK-net 伯太および日野地点の地盤構造の推定と 2000年鳥取県西部地震時の基盤地震動の再評価, 日本地震工学会論文集, 4, 2004, pp.107-125.
- 20) 和泉正哲, 栗田哲, 飯塚節夫, 佐藤智美, 相羽朋紀: 統計解析に基づく多次元波動伝播特性に関する研究, 日本建築学会構造系論文報告集, 398, 1989, pp.31-41.
- 21) 神田克久, 源栄正人: 入射波の空間変動を考慮した不整形地盤の地震動増幅特性評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 495, 1997, pp.79-86.
- 22) Lawson, C., R. Hanson: Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, 1974, 340pp
- 23) (社)建築研究振興協会: 高密度強震観測事業に関する調査研究報告書(平成元年度), 1989, 49pp
- 24) 天池文男, 小林喜久二, 阿部康彦: 仙台高密度観測網の各観測点における地震計設置方位及び同平野におけるやや長周期波の増幅特性, 日本建築学会大会学術講演梗概集 B 構造 I, 1991, pp.321-322.
- 25) 日野幹雄: スペクトル解析, 朝倉書店, 1979, 300pp
- 26) 石田寛: 地震観測記録を用いた伝達関数の評価手法に関する研究, 日本建築学会関東支部研究報告集, 1992, pp.13-16.
- 27) 池浦友則: 鉛直アレー地震動記録のコヒーレントな成分から求めた地盤伝達関数, 鹿島技術研究所年報, 54, 2006, pp.179-186.
- 28) J. コワリック, M. R. オズボーン: 非線形最適化問題, 山本義之・小山健夫共訳, 培風館, 1970, 165pp

(受理: 2008年4月18日)

(掲載決定: 2008年12月11日)

Ground Transfer Functions of Seismic Waves

Propagating between Vertical Array Measurement Points

IKEURA Tomonori¹⁾

1) Member, Chief Research Eng., Kajima Technical Research Institute, Dr. Eng.

ABSTRACT

A statistical method of analyzing vertical array seismic motion data is proposed. This method separates observed seismic motions into coherent wave components (“signal components”) and incoherent wave components (“noise components”) in the frequency domain, where the signal components are defined as perfectly correlated components between array observation points, whereas the noise components have no correlation. The method is applied to the MIYA vertical array data in order to reveal amplitudes of the signal components and the noise components at each observation point. The results indicate that the signal components are in general more dominant than the noise components at all observation points. However, the noise components become dominant in the frequencies where cancellations of up-going and down-going waves occur at down-hole observation points and in the higher frequencies at the surface point. This indicates that the noise components are not negligible when interpreting wave propagation phenomena in the ground using vertical array seismic motion data. In fact, ground transfer functions evaluated from only the signal components have higher peaks and deeper troughs compared with the usual ones calculated directly from observed data. In order to clarify differences of ground parameters inferred from these ground transfer functions, optimization analyses of ground parameters are conducted using the transfer functions of the signal components and the usual ones, respectively. The results indicate that damping factors inferred from the ground transfer functions of the signal components are smaller than those from the usual ones especially in the low frequency range. In conclusion, the noise components in vertical array seismic motion data suppress peaks of the ground transfer functions between array points and consequently cause overestimation of ground damping factors at low frequencies.

Key Words: Strong Motion, Vertical Array Observation, Ground Transfer Function, Optimization, Damping Factor