

和歌山群発地震地域における強震動アレー観測(1) ——地震波に及ぼす震源、伝播経路、表層地質の影響の分離——

松波孝治・中村正夫*・瀬戸憲彦*

* 東京大学地震研究所

要旨

和歌山市を中心とした群発地震発生場の物理的性質を明らかにすることを目的として、速度型強震計を用いた7観測点から成るアレー観測を開始した。これまでに観測された波形データのS波スペクトルを使った線形インバージョン解析から、震源、伝播経路及びサイト等の特性の分離・評価を行い次の結果を得た。震源スペクトルは周波数(f)がおおよそ10 Hz以下であれば ω^{-2} 震源モデルで近似できる。S波のquality factor, Q_s 値は、2~32 Hzの周波数帯では $Q_s = 20 \times f^{0.9}$ で近似できる。解析された地震の震源の深さは全て約10 Km以浅であることから、これは地殻上部のS波の減衰特性と考えられる。基準岩盤観測点に対する露岩上観測点の相対的なサイト特性は約8 Hz以下では増幅度がおおよそ0.7~1.4のほとんど平坦な特性となるが、8 Hzよりも高周波数域では露岩上観測点とはいえサイト固有の明瞭な共振周波数を持つ。

キーワード：強震動、地震観測、震源、地震波伝播特性、表層地質、地殻上部

1. はじめに

和歌山市及びその周辺地域の地殻上部の地震活動は極めて活発であり、年間20~30程度の有感地震が発生する。その地震の多くは深さがおおよそ10 Km以浅の地殻上部で発生し、マグニチュード(M)1.5以上の地震は年間数10回程度、 $M=3$ ないしは $M=4$ 程度の地震は年に数回程度起こっている。また、 $M=5$ クラスの地震は、10年に1回程度起こっている(Mizoue et al., 1983)。これまで、この地域では微小地震観測網のデータや発破のデータから地殻構造(吉井ら, 1990)、地震活動、震源メカニズム及び地殻内における地震波の減衰・散乱特性等の研究が進められてきた。特に、地震波の散乱に関する研究では、これまでに指摘されていた地殻内の地震波の反射面に関する研究を進め、地下22 km付近に特に8 Hz及び16 Hz成分のS波を強く散乱させる散乱体を特定した(稲葉ら,

1996)。今後は、その散乱体(反射面)の物理的モデルの構築と共に、和歌山群発地震地域の地震発生場の物理的性質を明らかにするために、地震波に及ぼす表層地質の影響、地震波の吸収・散乱減衰特性及び震源パラメータ等の分離・評価等に関する研究を行う。これには高ダイナミックレンジのデータが必要であり、これまでの高感度微小地震観測データのみでは不十分である。このため、新たに速度型強震計を高感度微小地震観測点(7点: 全て露岩上)に併設した(Fig. 1)。

本報では、これまでに観測されたデータを用い、S波を使ったInversion解析から求められた震源スペクトル、S波のquality factor (Q_s 値)及び各観測点の基準観測点に対する相対的な増幅特性等を報告する。

2. データ

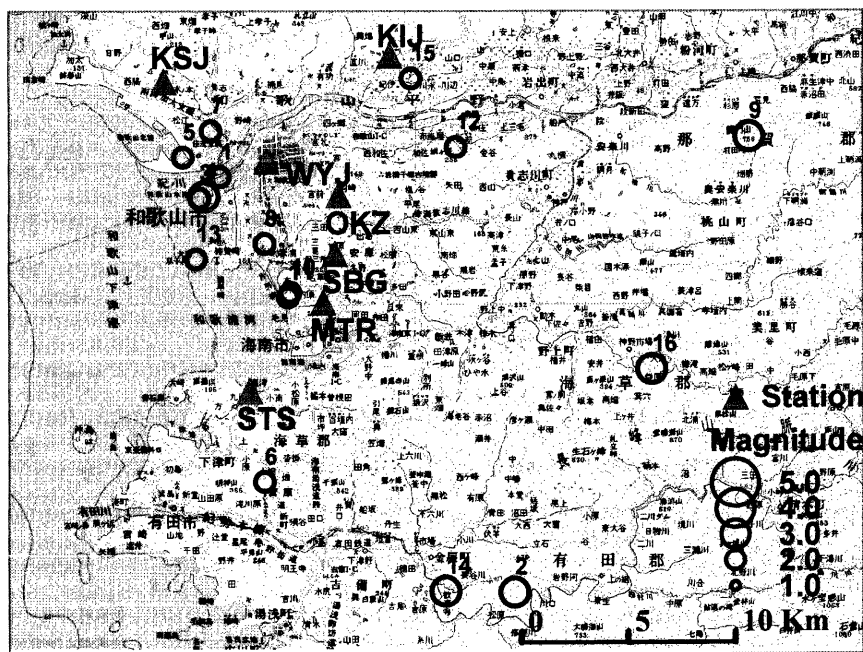


Fig. 1 Map showing seven stations (solid triangles) and 16 events (open circles) analyzed

和歌山平野の高感度微小地震観測点(7点)への強震計の設置は1997年3月に完了した。強震計はサーボ型速度計(3成分)と時刻校正装置付I.C.カード方式レコーダから構成される。観測可能速度範囲はおよそ $\pm 0.0001 \text{ cm/s} \sim \pm 200 \text{ cm/s}$ (106 db)である。記録システムの総合利得特性は、sampling rateが100 Hzの時、およそ0.025~20 Hzでは平坦な特性を持つが30Hz付近では約14%感度が落ちる。データ解析では総合利得特性を用いて計器補正を行った。

Fig. 1に各観測点の位置を、また、Table 1にその緯度・経度及びサイトの表層地質状況を示す。観測目的を先ず地震波の伝播(減衰)特性の解明においたため全点をできるだけ岩盤上あるいはそれに近い所を観測点として選んだ。OKZは横穴の岩盤上にあり、SBG、STS及びKSIは明らかな露岩上にある。MTR、KIJ及びWYJは若干表層に地盤(soil)をかぶっているようである。本解析で、

各観測点の基準観測点に対する相対的な増幅特性を評価する際には、他に比べて観測点固有のサイト特性を持っていないと考えられるOKZを基準観測点とした。

Table 2に解析に用いた地震の震源要素並びに各観測点での地震の観測状況を示す。震源要素は東京大学地震研究所和歌山地震観測所の観測ネットワークを使って決定された。同じくFig. 1に震央を示す。なお、Table 2の地震番号とFig. 1の震央の横に示された番号は対応している。地震マグニチュード(M)は2.0~3.8で有り、震源の深さは何れの場合も10Km以下である。和歌山群発地震発生場はほぼこの地殻上部10Km以浅に限定される。Ts-Tp(S-P時間)の範囲は0.6~3.5sで有り、震源距離の範囲はおよそ4~20Kmとなる。直達地震波は地殻上部の群発地震発生場を伝播してきたものと考えてよい。Fig. 2に地震波の観測例(地震番号14)を示す。これは解析された地震の中で最大の

Table 1 Stations , instruments and site conditions

Station	Lat.	Long.	Instrument	Site Condition
OKZ	34:12:36.5	135:12:43.4	CV901NVR	Rock
SBG	34:11:07.9	135:12:37.4	CV901NVR	Rock
STS	34:07:41.4	135:10:02.4	CV901NVR	Rock
*MTR	34:09:55.1	135:12:16.2	CV901NVR	Soil/Rock
KSJ	34:15:28.4	135:07:26.5	CV901NVR	Rock
KIJ	34:16:07.7	135:14:16.5	CV901NVR	Soil/Rock
WYJ	34:13:27.4	135:10:32.7	CV901NVR	Soil/Rock
**WKM	34:11:27.3	135:10:02.3	Cv901NVR	Rock

Velocity type: CV901NVR, *MTR: till Mar. 19, 1998, **WKM: from Mar. 19, 1998

Table 2 Parameters for analyzed earthquakes and recording stations

No.	Date	Time	M	Lat.	Long.	Depth (Km)	OKZ	SBG	STS	MTR	KSJ	KIJ	WYJ	WKM
1	97/02/14	23:27:51.15	2.2	34:13:03.5	135:09:08.6	7.6	x	x		x				
2	97/03/03	01:28:39.75	3.7	34:02:36.1	135:18:04.7	9.9	x	x	x	x				
3	97/06/01	22:46:46.99	2.7	34:12:31.8	135:08:31.8	4.9	x	x		x	x			
4	97/06/01	22:52:33.57	3.0	34:12:33.7	135:08:40.0	5.4	x	x		x	x			
5	97/06/02	12:56:52.66	2.3	34:13:33.8	135:08:01.0	6.7	x			x	x			
6	97/06/03	18:58:25.76	2.7	34:05:23.5	135:10:30.8	9.0	x	x	x	x	x			
7	97/06/15	03:46:33.11	2.5	34:14:13.3	135:08:51.5	4.5	x	x		x	x			
8	97/06/21	18:49:26.87	2.0	34:11:23.1	135:10:30.0	5.1	x	x		x				
9	97/06/26	20:49:43.68	3.6	34:14:04.2	135:25:10.0	7.5	x	x		x		x		
10	97/07/01	23:50:23.14	2.3	34:10:08.8	135:11:17.5	5.0	x	x		x				
11	97/07/01	23:50:55.32	2.5	34:10:01.6	135:11:12.8	4.8	x	x		x				
12	97/07/20	19:14:20.80	2.6	34:13:48.5	135:16:17.3	4.3	x	x		x				
13	97/08/11	04:44:30.74	2.1	34:10:59.6	135:08:25.4	6.1	x	x	x	x				
14	97/10/11	17:24:21.30	3.8	34:02:37.7	135:15:59.2	5.0	x		x	x	x	x	x	
15	97/10/26	21:36:26.43	2.6	34:15:32.6	135:14:55.2	3.0	x	x			x			
16	97/11/19	03:28:27.75	3.3	34:08:13.3	135:22:13.5	5.0	x			x		x		

MTR: till Mar.19, 1998, WKM: from Mar.19, 1998

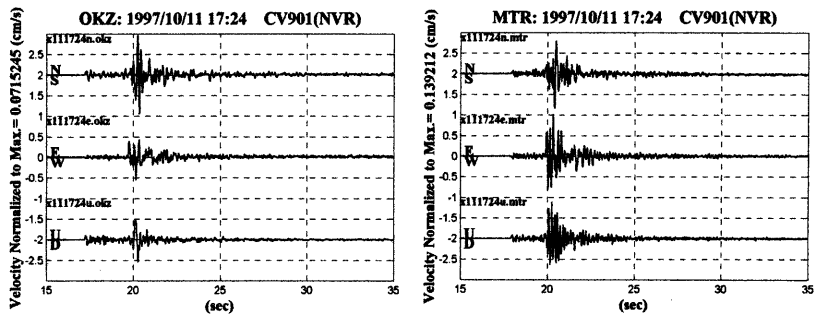


Fig. 2 Example of observed records

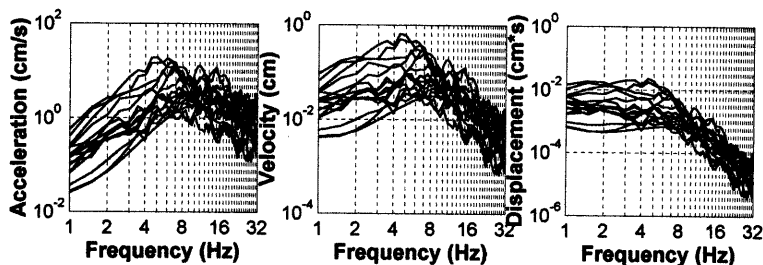


Fig. 3. Source Spectra obtained from the inversion method, the source spectra of acceleration and displacement were calculated from velocity source spectra

マグニチュード (M=3.8) を持っている。MTR の波形が OKZ に比べてやや複雑なのは表層地質の影響と考えられる。

3. 解析

S 波スペクトルを使った Inversion 解析から震源スペクトル, S 波の quality factor (Q_s 値) 及び各観測点の基準観測点に対する相対的な増幅特性を分離・評価する (Andrews, 1982; Iwata and Irikura, 1986; Boatwright et al. 1991; Hartzell, 1992; Seekins and Boatwright, 1994; Kato et al., 1995; Bonilla et al., 1997)。本解析では S 波水平成分のみを扱う。解析区間は S 波部分の 2 秒間である。S 波水平成分スペクトル $H(f)$ は次のように評価する。

$$H(f) = [(NS(f) + EW(f))/2]^{1/2} \quad (1)$$

ここで, $NS(f)$ 及び $EW(f)$ はそれぞれ S 波の N-S 成分, E-W 成分のスペクトルである。全てのスペクトルは ± 0.5 Hz のバンド幅を持った Hanning 窓で smoothing された。

観測された S 波の Fourier 振幅スペクトルは次のように表すことができる (Hartzell, 1992)。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) G_j(f) R_{ij}^{-1} \exp(-\pi R_{ij} f / Q_s(f) V_s) \quad (2)$$

ここで, $O_{ij}(f)$ は j 番目観測点で観測された i 番目の event の Fourier 振幅スペクトル, $S_i(f)$ 及び $G_j(f)$ はそれぞれ i 番目の event の震源スペクトルと j 番目観測点の増幅特性である。また, R_{ij} は i 番目の event と j 番目観測点間の震源距離であり, $Q_s(f)$ と V_s はそれぞれ S 波の平均 quality factor と S 波の平均速度である。ここで, S 波の平均速度は

3.2 Km/s とした。(2) 式を次のように書き換える。

$$G_j(f) = O_{ij}(f) R_{ij} S_i^{-1}(f) \exp(\pi R_{ij} f / Q_s(f) V_s) \quad (3)$$

観測点 OKZ を基準観測点とすると, OKZ での i 番目の event による増幅特性は次のようになる。

$$G_{okz}(f) = O_{iokz}(f) R_{iokz} S_i^{-1}(f) \exp(\pi R_{iokz} f / Q_s(f) V_s) \quad (4)$$

i 番目の event による j 番目観測点と OKZ 観測点の増幅特性の比は次のようになる。

$$G_j(f) / G_{okz}(f) = [O_{ij}(f) / O_{iokz}(f)] [R_{ij} / R_{iokz}] \times \exp[\pi (R_{ij} - R_{iokz}) f / Q_s(f) V_s] \quad (5)$$

両辺の対数をとり周波数を固定すると (5) 式は次のように整理できる。

$$g_j^{okz} + \pi (R_{ij} - R_{iokz}) f / Q_s V_s = o_{ij}^{okz} + r_i^{okz} \quad (6)$$

ここで, $g_j^{okz} = \log(G_j / G_{okz})$, $o_{ij}^{okz} = \log(O_{ij} / O_{iokz})$, $r_i^{okz} = \log(R_{ij} / R_{iokz})$ であり,

$\pi (R_{ij} - R_{iokz}) f / V_s = \alpha_{ij}$, $o_{ij}^{okz} + r_i^{okz} = d_{ij}$ である。その結果, (6) 式は次のようになる。

$$g_j^{okz} + \alpha_{ij} Q_s^{-1} = d_{ij} \quad (7)$$

全 1 個の event と全 J 個の観測点について, (7) 式は次の様な matrix で表される。

$$Gm = d \quad (8)$$

Inversion は予測誤差 $|Gm - d|^2$ を最小にするような解 m を求めることにより実行される。ここでは, 各周波数成分ごとの最小二乗解が特異値分解法により求められた。

モデル・パラメータ m の standard deviation は次式から求められる (Menke, 1989)。

$$[covm] = \sigma_d^2 [G^T G]^{-1} \quad (13)$$

ここで, $covm$ はモデル・パラメータの最小二

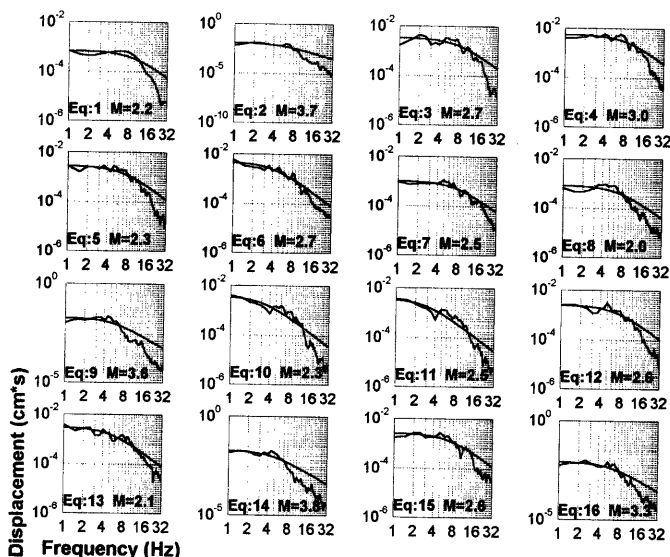


Fig.4 Comparison of displacement source spectra from the inversion and those from theoretical ω^{-2} model
Smoothed curves are derived from theoretical spectra:
 $S(f) = \Omega/[1+(ff_c)^2]$ (Aki, 1967; Brune, 1970, 1971)

乗解 m の共分散であり、 σ_d^2 はデータ d の variance である。

4. 結果

4.1 震源スペクトル

Fig.3 に Inversion より求められた 16 個の地震の震源スペクトルを示す。加速度スペクトル及び変位スペクトルは速度スペクトルから計算された。これら 16 個の地震に関して ω^{-2} 震源モデル ($S(f) = \Omega/[1+(ff_c)^2]$ (Aki, 1967; Brune, 1970, 1971)) との簡単な比較を行う。その結果を Fig.4 に示す。ここでは、評価された震源スペクトルと理論スペクトル間の二乗残差が最小になる Ω と f_c を決定する方法による。地震によってばらつきがあるが、およそ 10Hz 付近を境にして低周波数側では両者の一致がよいが、高周波数側では評価された震源スペクトルの周波数の増加に伴う減少が理論スペクトルよりもはやく、両者の違いが顕著となる。この高周波数側での両者の不一致については、これまでに、基準観測点自身の固有

のサイト特性の影響や震源そのものによる影響等が指摘されている。今後震源スペクトルの評価においてはこれらの事を十分考慮して解析する必要がある。

4.2 S 波の減衰特性

Fig.5 に、ここでの結果と併せて中国唐山地域での同じ解析手法による結果 (Wenbo Zhang and K. Matsunami, 1998) 及び稲葉等 (1997) の結果を示す。稲葉等 (1997) は和歌山の浅発地震を用いコーダ正規化法により S 波の quality factor, Q_s 値求めた。図中それぞれ、○印はここでの Inversion による結果、▽印はコーダ正規化法によるもの及び□印は中国唐山地域での Inversion による結果を示す。ここでの Inversion による結果は稲葉等 (1996) のコーダ正規化法による結果と良い一致を示している。和歌山地域の S 波の quality factor, Q_s 値は、2~32 Hz の周波数帯では $Q_s = 20 \times f^{0.9}$ で近似できる。一方、中国唐山地域では同じ周波数帯で $Q_s = 67 \times f^{1.1}$ で近似できる。田居他 (1995) は関西地震観測研究協議会のデータを用い Inversion 解析により神

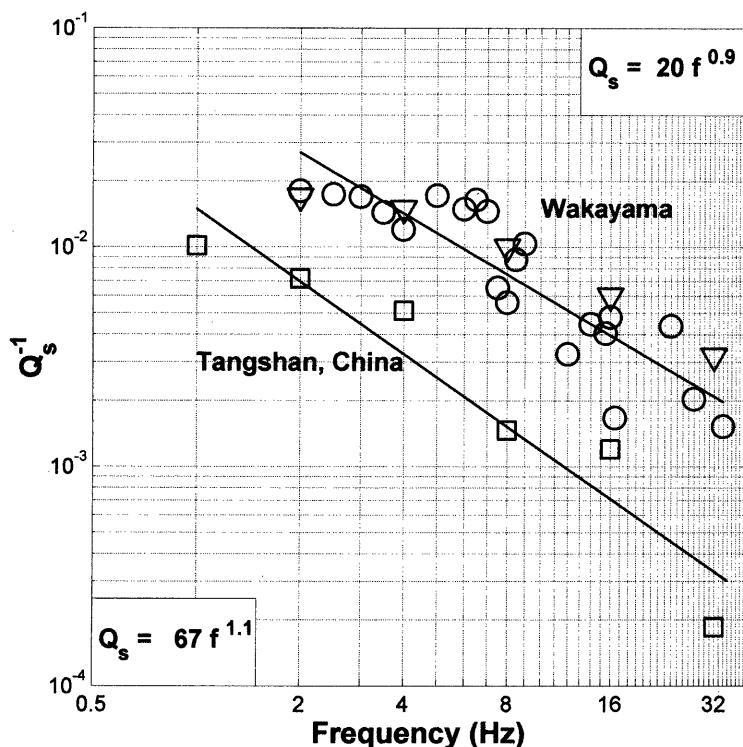


Fig.5 Q_s^{-1} versus frequency ○:Inversion(this study),▽:Coda normalization method(Inaba and Matsunami, 1996), □:Inversion(Zhang, W. and K. Matsunami, 1997)

戸・大阪地域のS波の quality factor を求め $Q_s = 37 \times f^{0.94}$ で近似できることを示した。これは Fig.5 においては和歌山と中国唐山の結果のちょうど中間に位置する。神戸・大阪地域の結果と比較して、和歌山でのS波の減衰は強く、中国唐山のそれは弱いといえる。解析された和歌山地域の地震の震源の深さは全て約 10km 以浅であることから、これは地殻上部のS波の減衰特性と考えられる。一方、神戸・大阪地域の結果は地殻全体の平均的なS波の減衰を示していると考えられる。中国唐山地域の結果は典型的な大陸地殻のS波の減衰を示しているものと考えられる。

4.3 サイト特性

Fig.6 に各観測点の基準観測点 OKZ に対する相対的な増幅特性を示す。OKZ は横穴の岩盤上にあり、SBG, STS 及び KSJ は明らかな露岩上にある。MTR, KIJ 及び WYJ は若干表層に地盤 (soil) をかぶっている。図中、KIJ 及び WYJ は観測記録が少ないため精度が悪くなっている。SBG, STS 及び KSJ では、約 8Hz 以下では増幅度がおおよそ 0.7~1.4 のほとんど平坦な増幅特性を持っているが、8Hz 以上の高周波数域では露岩上観測点とはいえサイト固有の明瞭な共振周波数を持っている。MTR では、5Hz に明瞭なピークがある。これは表層地

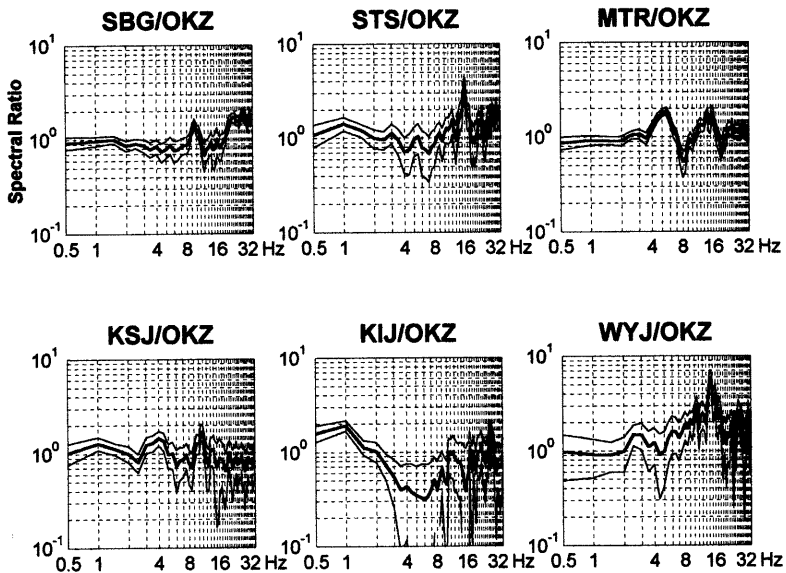


Fig.6 Site response obtained from the inversion of the S-wave spectra using OKZ rock station as a reference site. Thick lines represent the average, and thin lines represent $\pm$ one standard deviation of the site response.

質の影響と考えられる。WYJ では、14Hz 付近に大きくて鋭いピークがある。これもサイト固有の局所的な特性を示しているものと考えられる。

6. おわりに

和歌山市を中心とした群発地震発生場の物理的性質を明らかにすることを目的として、速度型強震計を用いた7観測点から成るアレー観測を開始した。これまでに観測された波形データのS波スペクトルを使った線形インバージョン解析から、震源、伝播経路及びサイト等の特性の分離・評価を行い次の結果を得た。

- (1) 震源スペクトルは周波数 (f) がおよそ 10 Hz 以下であれば ω^{-2} 震源モデルで近似できる。
- (2) S波の quality factor, Q_s 値は、2~32 Hz の周波数帯では $Q_s = 20 \times f^{0.9}$ で近似できる。解析された地震の震源の深さは全て約 10Km 以浅であることから、これは地殻上部のS波の減衰特性と考えられる。

- (3) 基準岩盤観測点に対する露岩上観測点の相対的なサイト特性は、約 8Hz 以下では増幅度がおおよそ 0.7~1.4 のほとんど平坦な特性となるが、8Hz よりも高周波数域では露岩上観測点とはいえサイト固有の明瞭な共振周波数を持つ。

謝辞

本稿を終えるにあたり、地震観測に多大な協力を頂きました和歌山市名草保育園、海南市塩津小学校、県消防学校及び県水道局の方々に深くお礼申し上げます。

参考文献

- 稲葉進・松波孝治・中村正夫 (1996) : 和歌山市直下の地震に見られる特徴的な後続波, 1996 年地球惑星関連学会講演予稿集.
- 田居優・岩崎好規・入倉孝次郎 (1995) : 大阪地域における強震動アレー観測による震源・伝播・サイ

ト特性の分離, 1995 年度地球惑星関連学会講演予稿集, pp. 605.

吉井敏尅・中村正夫・伊藤潔・山本正夫 (1990): 爆破地震動の観測による紀伊半島の地下構造, 地震学会講演予稿集, No.2(1990), pp. 89.

Aki, K. (1967): Scaling relation of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol. 72, pp. 1217-1231.

Andrews, D. J. (1982): Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth Lakes aftershocks, *Proceedings of Workshop XVI, Dynamic characteristics of faulting, 1981, U.S. Geol. Sur. Open File Rep.*, pp. 82-591.

Boatwright, J., J. B. Fletcher, and T. E. Fumal (1991): A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply records sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81, pp. 1754-1782.

Bonilla, L. F., J. H. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta (1997): Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 87, pp. 710-730.

Brune, J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, pp. 4997-5009.

Brune, J. N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*,

Vol. 76, pp. 5002.

Hartzell, S. H. (1992): Site response estimation from earthquake data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, pp. 2308-2327.

Iwata, T. and K. Irikura (1986): Separation of source, propagation and site effects from observed S-waves, *Zisin II*, Vol. 39, pp. 579-593 (in Japanese).

Kato, K., K. Aki, and M. Takemura (1995): Site amplification from coda waves: validation and application to S-wave site response, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 85, pp. 467-477.

Menke, W. (1989): *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic, New York.

Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto and Y. Ishiketa (1983): Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kinki peninsula, Southwestern Honshu, Japan, *Bull. ERI*, Vol. 58, pp. 287-310.

Zhang, W. and K. Matsunami (1997): Site amplification in Tangshan Area, China: A Comparison of Site-Effects Estimated by Different Methods, *Annals of DPRI, Kyoto Univ.*, No.41, B-1 (in press).

Array Observation for Strong Motion in Seismic Swarm Region of Wakayama:(1)

---Separation of Source, Propagation Path and Site Amplification Effects---

Koji MATSUNAMI, *Masao NAKAMURA and *Norihiko SETO

*Earthquake Res. Inst., University of Tokyo

Synopsis

A seismic observation array for strong motions were deployed to estimate seismic source, propagation path and local site effects in a seismic swarm region of Wakayama, Southwestern Japan. We separated seismic source, propagation path and local site effects from a linear inversion of S-wave spectra using the data set of 16 events recorded at 7 stations. From the separation, we found that S-wave quality factor, i.e. Q_s -value, is approximately satisfied with the relation of $Q_s = 20 f^{0.9}$ in the range of frequency from 2 to 32 Hz and that the source spectra follow the ω^{-2} model of seismic source for low frequencies less than about 10 Hz.

Keywords: strong ground motion; seismic observation; earthquake source; wave propagation