

地震波スペクトルにおける site の影響について

吉岡 克平・梅田 康弘

SITE EFFECT IN SEISMIC SPECTRA

By *Katsuhei YOSHIOKA* and *Yasuhiro UMEDA*

Synopsis

High frequency seismic waves are disturbed by local site effect. It is difficult to identify a corner frequency and to estimate a spectral fall off, if we have not the informations of the site effects.

We set up four sets of seismographs on the underground vault and surface at Abuyama Seismological Observatory. The spectra at three stations in the vault are nearly same amplitudes in low frequency of $f < 10$ Hz. For the high frequency of $f > 10$ Hz, however, spectral amplitudes obtained near the fracture zone are fairly amplified compared with those of hard rock site.

The spectra obtained on the surface are amplified by 2~10 times compared with those of vault. For S-waves spectra, however, the amplification in high frequency ($f > 10$ Hz) is smaller than that in low frequency ($f < 10$ Hz).

1. はじめに

地震波の変位スペクトルは、 ω^{-2} モデルによると、**Fig. 1 a b**に示すように、その卓越周波数（コーナー周波数、以後 f_1 と記す）より高周波側は周波数 (f) の -2 乗で減衰する。また、地震波の卓越周波数は地震断層の大きさに関係しているため、地震規模に依存性があり、応力降下量、破壊速度などのパラメータが一定ならば、地震モーメント (M_0) は、**Fig. 1 a** のように f_1 の -3 乗に比例する (Aki, 1967¹⁾)。しかし、観測結果は **Fig. 1 b** のように f_1 の -4 乗に比例している。その原因は、これらの動的パラメータが、 M_0 が小さくなるほど小さくなるためと考えられている (Iio, 1986²⁾)。 **Fig. 2 a** は **Fig. 1 b** の縦軸のスケールに f を乗じた（速度スペクトルに対応する）もので、 f_1 でピークとなり（そのピークは f_1 の -3 乗に比例する）、それより高周波側では f の -1 乗で減衰する。しかし、観測スペクトルをみると多くの地震について、 f_1 より高周波側にも卓越する周波数 (f_2) が存在する。 **Fig. 2 b** に、広帯域、広ダイナミックレンジの観測記録による P 波の速度スペクトルを震源距離 $R \sim 1$ km に換算したスペクトルスケールリングの例 (吉岡・梅田, 1989³⁾) を示す。この周波成分の発生源については数多くの議論がなされている (例えば Das and Aki, 1977⁴⁾; Mikumo and Miyatake, 1978⁵⁾; Papageorgiou and Aki, 1983⁶⁾; Umeda, 1981⁷⁾) が、その地震規模依存性についてはよく分かっていない。その原因は、観測される地震波は震源と観測点の伝播経路での減衰の影響と観測点近傍の地下構造の影響 (site effect) を受けており、震源スペクトル

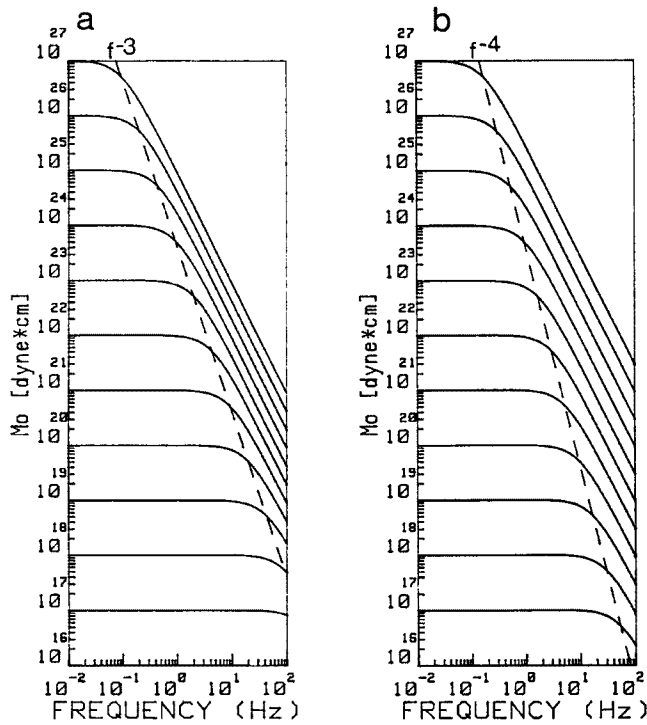


Fig. 1. Seismic moment (M_0) and frequency (f) relation based on the ω -square model. A dashed line ranging the corner frequency on Fig. (a) and (b) has a slope of -3 and -4 , respectively.

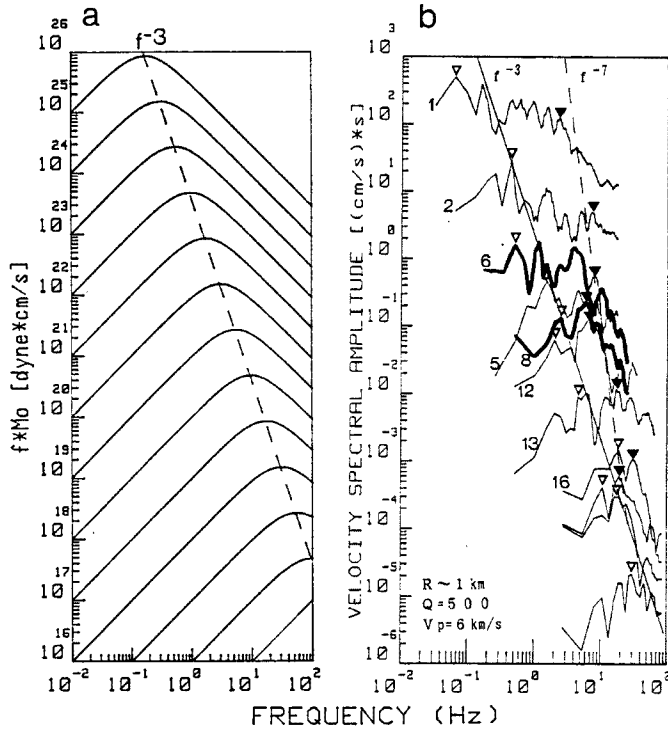


Fig. 2. (a) Seismic velocity spectra for the ω -square model. The spectra are obtained by multiplied the spectra in Fig. 1b by frequency (f). It is noticed that a dashed line ranging the peak frequency has a slope of -3 .
 (b) Scaling of P-wave velocity spectra. Each spectrum has been corrected for the effects of instrumental response and anelastic attenuation, normalized to the focal distance of 1 km, and smoothed. Open and solid triangles indicate the positions of f_1 and f_2 , respectively. f_1 lies on a straight line with a slope of -3 , and f_2 lies on a dashed line with gradient of -7 .

を推定しにくいことにある。特に、高周波になるほど、site effect によって観測点固有のスペクトルピークが地震規模に依存しないで生じる。そのため、まず、site effect は地震にどのような現れ方をするのかを知る必要がある。

Fig. 3 は阿武山地震観測所のテレメータ観測点の記録（上下動）のP波の速度スペクトルの例である。使用した地震はすべて $R < 25 \text{ km}$ で、減衰パラメータ Q 値の補正は行わずに $R = 1 \text{ km}$ に換算してある。マグニチュード (M) にしておよそ $1.5 \sim 5$ の範囲である。縦に直線に引いたところ ($f \sim 4 \text{ Hz}$, 12 Hz , 18 Hz 付近) に規模に依存しないピークが見られる。逆に 8 Hz 付近では常に谷になっている。これらのピークは非常にローカルな（数 10 m の範囲での）site effect による可能性があると考えられた。そこで、阿武山坑道内における観測波形の違いを調査するために、坑道内で高感度の多点観測を行った。また、観測所の地下室にも地震計を設置し、阿武山の表層の増幅度も調べた。

2. 観測点の概要

Fig. 4 に阿武山の地図を示す。本観測は防災研究所の地震動部門による観測と平行して行われ、我々が設置した観測点は、地下観測室（通称、坑道）の C_1 , D , E 点、そして観測所の地下室 G 点である。Fig. 5 に坑道の拡大図を、Fig. 6 にP波の速度構造（岡野・梅田, 1974⁹⁾）を示す。テレメータの観測点は Fig. 5 中の太い矢印で示すように、 C_1 点と同じ観測室にある。

坑道内はP波速度 4.6 km/s の岩体にコンクリートが巻かれている。しかし、 C_1 点と E 点の観測室を横切るように破碎帯が存在し（Fig. 5 の破線）、その走行は $N 20^\circ E$ で、 20° 西落ちである（石田, 1971⁹⁾；小林, 1977¹⁰⁾）。なお、長周期地震計による記録をみると D 点が最も安定している。

3. 観測システム

各観測点に、固有周波数が約 2 Hz の速度型地震計（L 22-D）を上下（UD）、南北（NS）、東西（EW）の3成分を石膏で固めて設置した。信号は100倍のプリアンプで増幅し、既存のケーブルを使って坑道内から観測所の地下室まで送った。さらに10倍増幅して、サンプリング 200 Hz でデジタルレコーダー（SAM TAC-85, 8 ch）にトリガー方式で収録した。Fig. 7 に観測システムを総合した周波数特性を示す。この図では、地震計の固有周波数 f_0 を 2.0 Hz 、減衰定数 h を 0.7 、そして、総合倍率を $600 \text{ V}\cdot\text{s}/\text{cm}$ としてある。レコーダーによって高周波側で落ちているが、ダイナミックレンジは十分広いので、少なくとも 50 Hz までは補正すれば問題がない。アンプの仕様は全点共通であるが、地震計の倍率、 f_0 , h はそれぞれわずかながら違いがある。観測直前に防災研究所地震動部門の振動台で特性を調べたので、その値を使用した。以上を

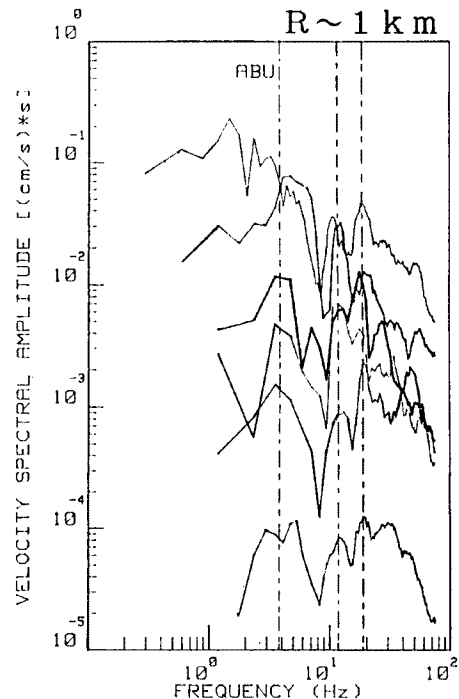


Fig. 3. Examples of velocity spectra for the earthquakes observed at Abuyama underground vault which is a satellite station of the telemetered array system of Abuyama Seismological Observatory. The spectra are normalized to the focal distance of 1 km . The straight lines indicate the spectral peaks ($f \sim 4 \text{ Hz}$, 12 Hz , 18 Hz) independent of seismic moment.

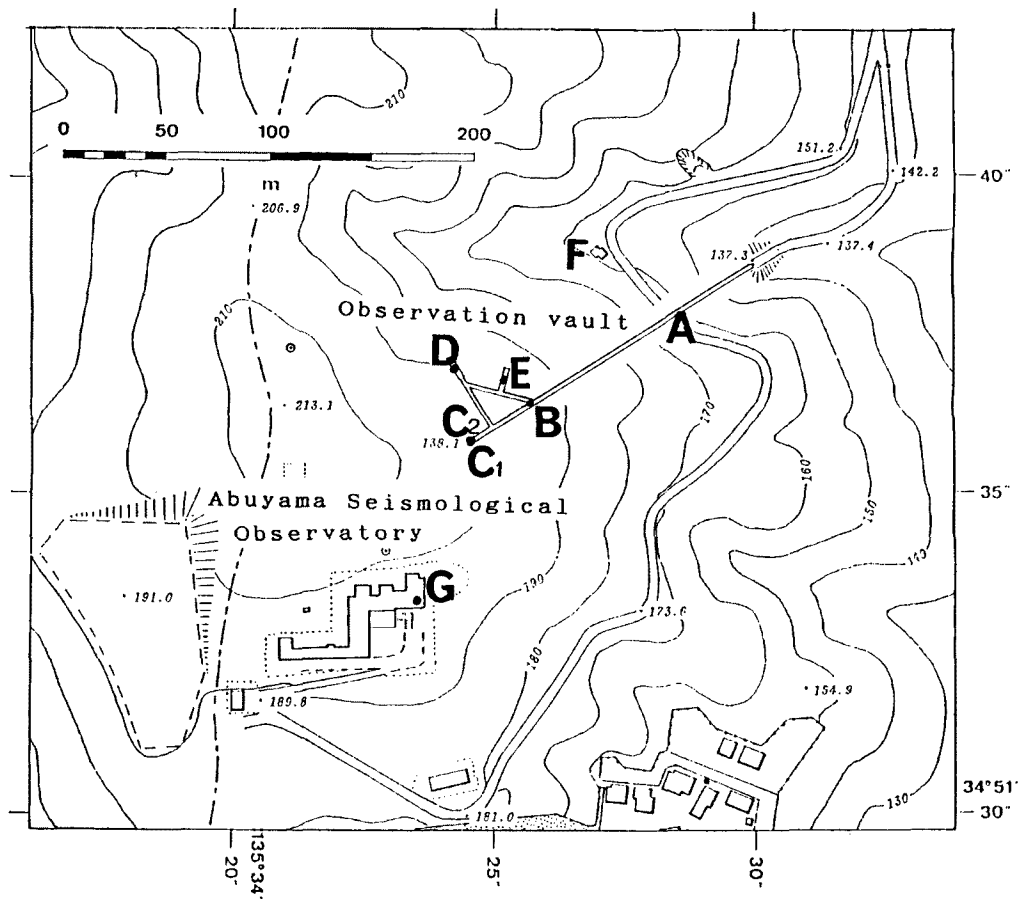


Fig. 4. Location of observation stations.

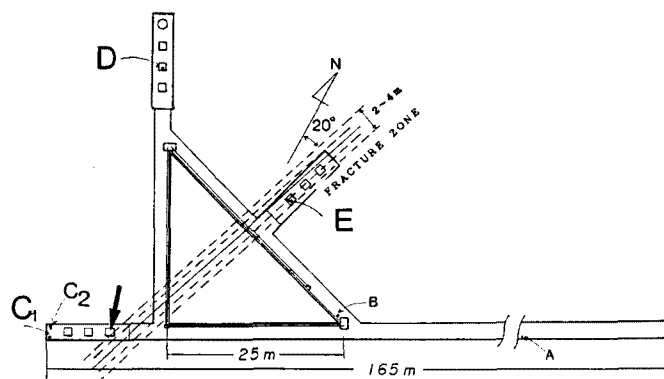


Fig. 5. Scheme of the underground observation vault and location of stations. The arrow indicates the satellite station of telemetry network.

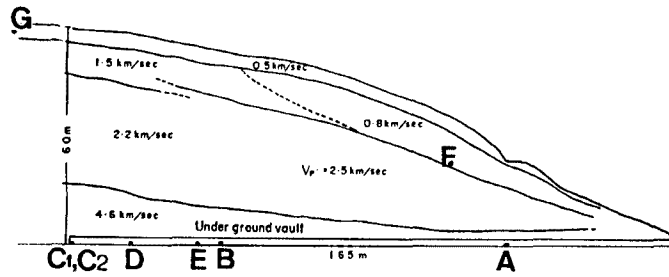


Fig. 6. Velocity structure obtained by seismic prospecting and boring. (reproduced from Okano and Umeda, 1974.)

Table 1. Specification of seismograph systems.

station	component	f_0 (Hz)	h	Total Gain (V/(cm/s))
C ₁	UD	2.0	0.70	550
	NS	2.0	0.70	590
	EW	2.0	0.70	590
D	UD	2.1	0.72	600
	NS	2.1	0.70	600
E	UD	2.0	0.71	570
	NS	2.1	0.70	640
G	EW	2.0	0.70	620
	UD	2.0	0.60	536
G	NS	2.0	0.70	560
	EW	2.1	0.70	595

f_0 : characteristic frequency h: damping factor

Table 1 にまとめた。

4. 解析と結果

観測は1989年5月12日から7月15日までの約2カ月間行われた。その間に震源距離 25 km 以内の近地地震が20個収録された。M は1.4~2.7である。Fig. 8 にその震央分布を示す。震源の位置は、阿武山地震観測所のテレメータ観測網による。もともと阿武山より南の地震活動は低いため、阿武山以南の地震は1個しか収録されなかったが、地震波の入射方向はいろいろな方向が得られた。Table 2 に震源の情報、距離、入射方向（北から時計回りの角度）、入射角をまとめた。

以上の地震データについて、スペクトル解析し、そのスペクトル振幅で各観測点間の違いを調べた。P波

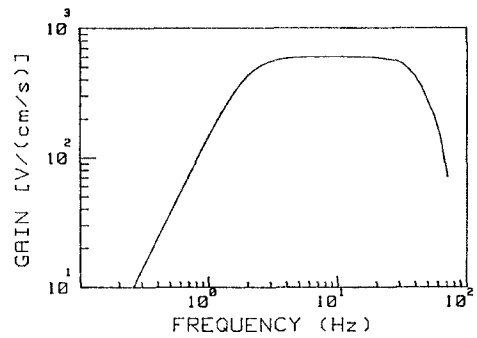


Fig. 7. Overall frequency response of the observation system. Characteristic frequency, damping factor and amplification of seismograph are set to be 2.0 Hz, 0.7 and 0.60 V-s/cm, respectively.

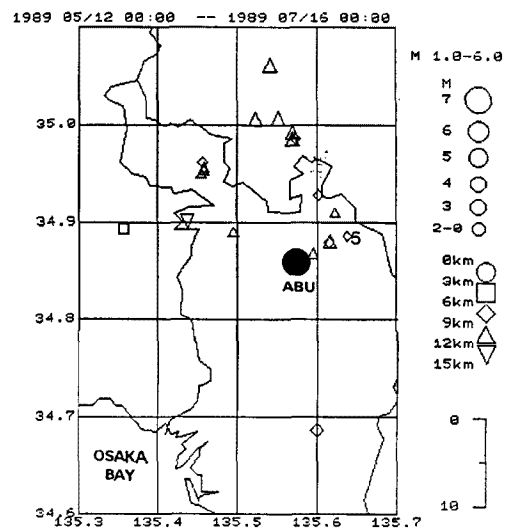


Fig. 8. Epicenters of earthquakes used in this study. Solid circle is Abuyama Seismological Observatory.

Table 2. List of earthquakes used in this study. Focal parameters are after routine processing of the telemetered array system for micro-earthquake observation at Abuyama Seismological Observatory.

No.	Origin Time		Lat. (°N)	Long. (°E)	Depth (km)	Region	M (Mag.)	C ₁		D		E		G						
	M	D						h	m	R (km)	ϕ (°)	θ (°)	R (km)	ϕ (°)	θ (°)	R (km)	ϕ (°)	θ (°)	R (km)	ϕ (°)
1	5/16	11	6	34.8947	135.3581	4.69	MYO	1.9	20.64	281.1	76.9	20.63	281.1	76.9	—	—	—	—	—	
2	5/23	3	19	34.9025	135.4381	12.17	MYO	2.1	18.09	290.9	47.7	18.07	290.8	47.7	18.09	290.8	47.7	18.12	291.2	47.8
3	5/27	12	8	34.9108	135.6244	10.15	ABU	1.4	12.62	39.5	36.5	12.61	39.7	36.4	12.61	39.6	36.4	12.71	39.3	37.0
4	5/28	9	27	34.6878	135.6011	8.06	KTN	2.7	20.94	172.5	67.4	20.97	172.4	67.4	20.96	172.5	67.4	20.89	172.3	67.3
5	5/29	15	13	34.8864	135.6392	8.85	ABU	1.5	11.20	64.0	37.8	11.30	64.2	37.8	11.18	64.1	37.7	11.28	63.5	38.3
6	6/ 4	22	58	34.8906	135.4961	9.28	MYO	1.3	12.26	295.6	40.8	12.25	295.5	40.7	—	—	—	—	—	—
7	6/ 5	0	53	34.9625	135.4583	8.45	MYO	1.8	17.72	317.2	61.5	17.69	317.2	61.5	17.71	317.1	61.5	17.78	317.5	61.6
8	6/12	23	6	34.9506	135.4553	10.57	MYO	1.5	18.23	312.9	54.6	18.21	312.9	54.5	18.22	312.8	54.6	18.29	313.2	43.7
9	6/13	0	18	34.9567	135.4586	9.63	MYO	1.9	17.91	315.6	57.5	17.88	315.6	57.4	17.90	315.5	57.5	17.97	315.9	57.6
10	6/19	6	12	35.0050	135.5239	9.85	YGI	2.1	19.47	344.3	59.6	19.44	344.3	59.6	19.45	344.2	59.6	19.56	344.4	59.8
11	6/19	8	36	35.0075	135.5522	11.88	YGI	2.3	20.40	353.2	54.4	20.37	353.3	54.3	20.38	353.2	54.3	20.49	353.4	54.6
12	6/27	15	10	34.9922	135.5714	10.49	YGI	2.3	18.12	359.2	54.6	18.09	359.3	54.6	18.09	359.2	54.6	18.21	359.4	54.8
13	6/28	8	14	34.9558	135.4594	9.45	MYO	1.9	17.71	315.6	57.8	17.69	315.5	57.7	17.70	315.5	57.7	17.77	315.9	57.9
14	7/ 3	3	32	34.9294	135.6025	7.93	ABU	1.4	11.47	19.0	46.2	11.45	19.1	46.2	11.45	18.9	46.1	11.57	19.0	46.7
15	7/ 4	22	28	34.8786	135.6164	8.88	ABU	1.8	10.05	62.6	27.9	10.05	62.6	27.9	10.04	62.4	27.8	10.13	61.5	28.7
16	7/ 5	21	31	34.9864	135.5703	9.95	YGI	2.5	17.28	358.8	54.8	17.25	358.8	54.8	17.25	358.7	54.8	17.37	358.9	55.1
17	7/ 6	17	48	34.9856	135.5736	8.43	YGI	1.7	16.35	0.0	59.0	16.33	0.1	58.9	—	—	—	—	—	—
18	7/ 9	0	15	35.0625	135.5422	9.58	YGI	2.2	24.64	352.8	67.1	24.61	352.8	67.1	24.62	352.7	67.1	24.73	352.9	67.2
19	7/ 9	0	29	34.8694	135.5961	11.50	ABU	1.4	11.87	63.0	14.3	11.87	63.8	14.3	11.86	63.5	14.2	11.03	61.7	15.5
20	7/15	0	18	34.8803	135.6169	11.10	ABU	2.2	12.13	60.4	23.8	12.13	60.8	23.8	12.12	60.6	23.7	12.21	59.8	24.6

R: hypocentral distance ϕ : direction of polarization from station to epicenter θ : incident angle

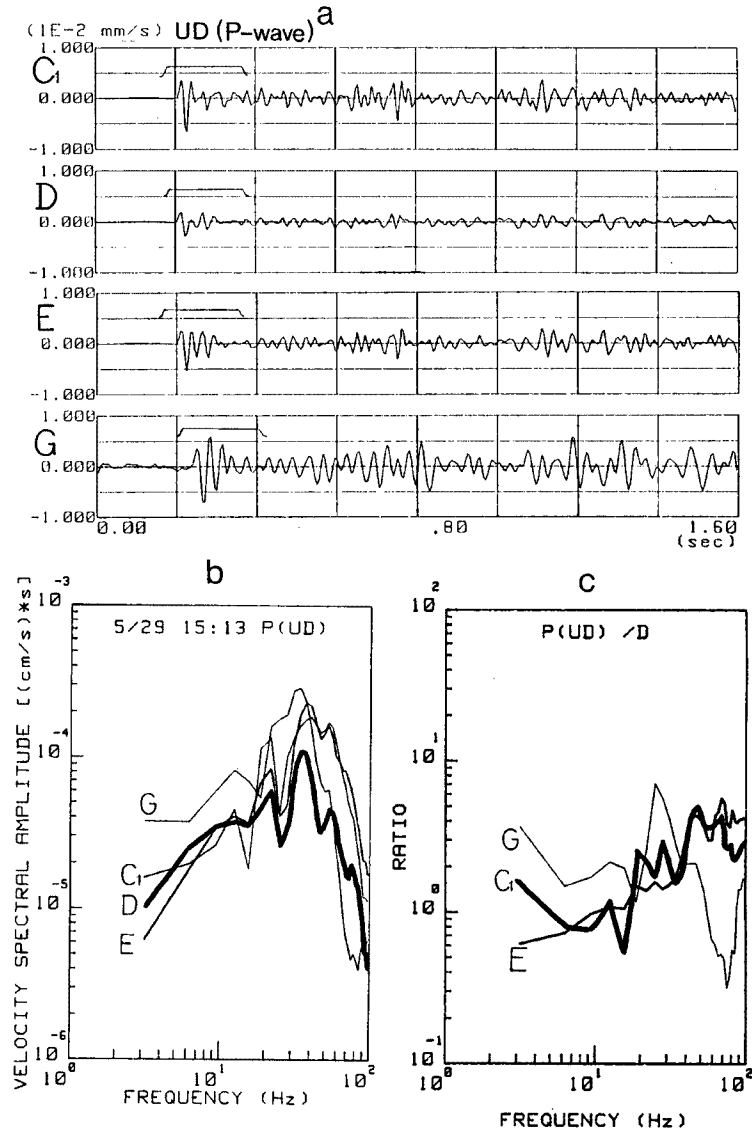


Fig. 9. (a) P-wave seismograms of vertical component observed at 4 stations. Blankets over the trace indicate time window. (b) Velocity spectra corrected for the effect of instrumental response, normalized to the focal distance of 1 km, and smoothed. (c) Spectral ratio of C_1/D , E/D , G/D .

には UD 成分を, S 波については NS 成分, EW 成分を別々に解析した。Fig. 9 a に UD 成分の P 波の波形例を示す。スペクトルの解析区間として初動よりおよそ 5 周期分を取り出し, 区間の両端 5% にコサインテーパーにかけて FFT を行った。さらにシステムの補正をした後, Q 値の補正をしないで $R=1 \text{ km}$ に換算した。Fig. 9 b はそのスペクトルを平滑化 (中心周波数 f_i について $0.9 f_i \sim 1.1 f_i$ の範囲で平均) して示した。Fig. 9 c は D 点を基準にしてスペクトル比をとり, 上記のような平滑化をして示したものである。Fig. 10, 11 はそれぞれ NS, EW 成分について S 波を解析したもので, 手順は P 波と同じである。ただし, 解析区間は各観測点について NS, EW 両成分が同じになるようにし, NS 成分でおよそ 5 周期分をとった。

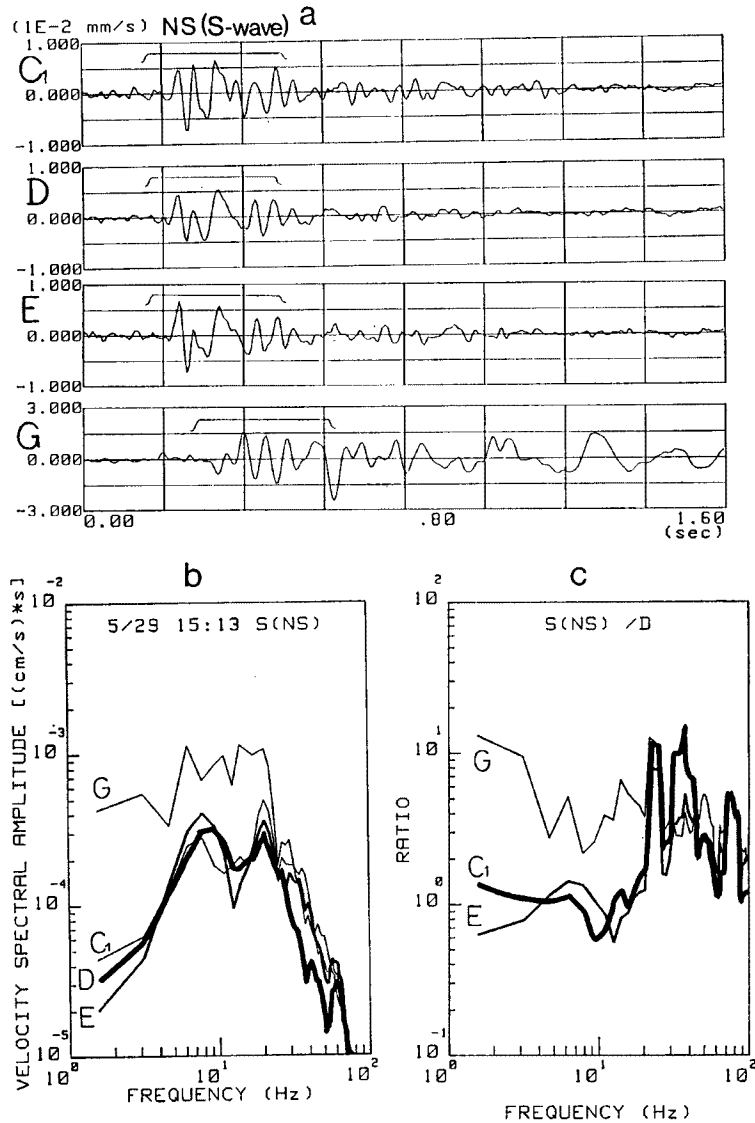


Fig. 10. (a) S-wave seismograms of N-S component observed at 4 stations. (b) Same as in Fig. 9b. (c) Same as in Fig. 9c.

まず、坑道内の3点を比較する。地震波形は、Fig. 9 a, 10 a, 11 a で明らかなように、P波、S波に共通して、C₁、E点の波形はD点より高周波成分が大きいことがわかる。スペクトルで見ると、10 Hzより低周波側ではD点に対して大きな差異はみられないのに対し、それより高周波側で振幅が大きくなっていくことがわかる。

次に観測所地下室G点の波形記録をみると、P波、S波いずれも坑道内のD点に対して2~4倍増幅されていることがわかる。スペクトル比は、Fig. 9 c と Fig. 10 c, Fig. 11 c を比較すると、S波では10 Hz以下で、P波では10 Hz以上で大きいことがわかる。

以上の解析を Table 2 に示す地震20個(ただしE、G点については17個)について同様に行い、スペクトル比の平均を出した。Fig. 12 は、2 Hz から54 Hz まで2 Hz ごとに、中心周波数 $f_j (=2, 4, 6 \dots 54 \text{ Hz})$ のまわり $\pm 1 \text{ Hz}$ の範囲で対数平均をとった。P波のUD成分について、D点を基準としてC₁、E、G点

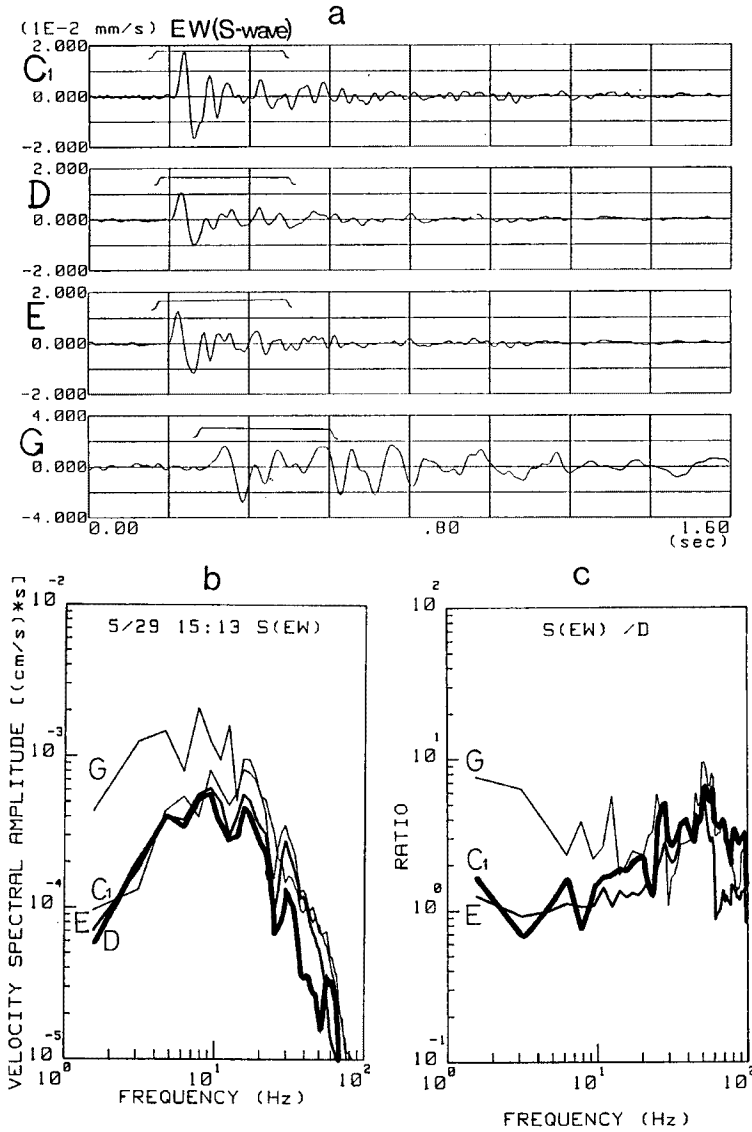


Fig. 11. (a) S-wave seismograms of E-W component observed at 4 stations. (b) Same as in Fig. 9b. (c) Same as in Fig. 9c.

のスペクトル比を示したのがそれぞれ Fig. 12 a, b, c である。同様に S 波 NS 成分について Fig. 12 d, e, f, S 波 EW 成分について Fig. 12 g, h, i にそれぞれ示した。結果は Fig. 9 c, 10 c, 11 c と同様の傾向である。

まず C₁, E 点についてみると、3 成分共通して、10 Hz 以下の低周波では D 点とほぼ同じ、それ以上の高周波になると D 点より大きくなる傾向がある。この傾向は解析したすべての地震に共通してみられた。原因としては、前述した破砕帯の影響が考えられる。また、S 波に比べて P 波のスペクトル比の方が高周波側での上昇が急激に見える。ただ、P 波の方が S 波より入力波に高周波成分がより多く含まれていることを考慮すると決定的なことは言えない。

G 点については、P 波と S 波で傾向が違う。P 波では 30 Hz 付近が最も増幅されているのに対し、S 波では 4 Hz 付近の増幅が最大で、高周波側での増幅は相対的に小さくなっている。今後、地下室のデータを処理する際の参考となるだろう。

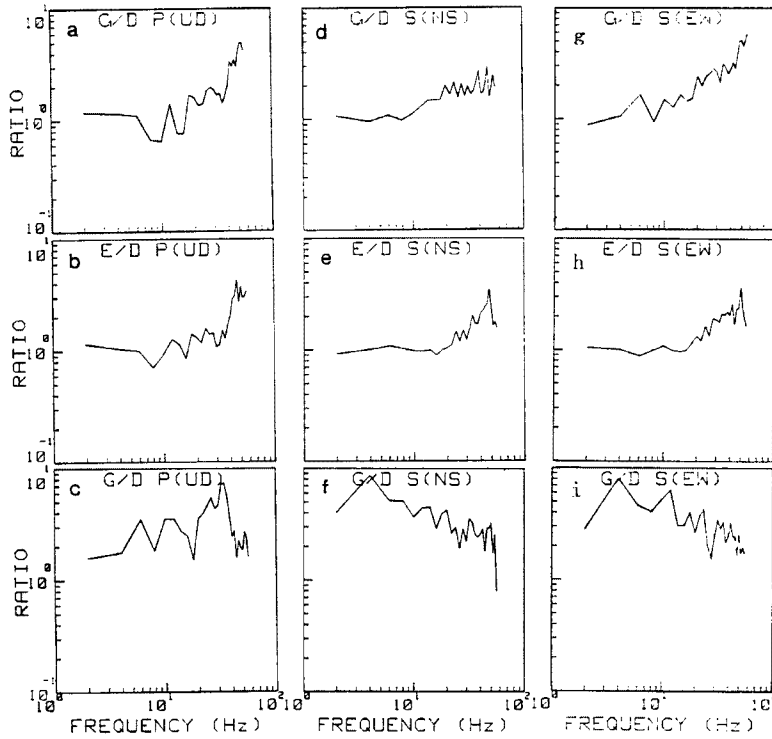


Fig. 12. Average spectral ratio. Vertical component of P-waves (a, b, c), horizontal NS (d, e, f) and EW (g, h, i) component of S-waves.

5. まとめと問題点

今回の比較観測によって、まず、坑道から観測所地下室までの、2 Hz 以上の高周波での増幅度が明らかになった。今後、地下室の波形データを扱う場合、坑道を基準にした振幅補正が可能となった。ただし、低周波側での増幅については、広帯域の比較観測が必要である。

また、坑道内の相対的な site effect が明らかになった。D 点に対して、C₁, E 点は 10 Hz 以上で高周波になるほど P 波、S 波とも振幅が大きく出る傾向がみられた。この傾向は、解析した 20 個の地震について共通してみられた。これは、D 点で高周波が減衰してしまったのではなく、C₁, E 点で何らかの共振によって高周波成分を増幅させたと考えられる。その理由として、1) 長周期地震計が E 点に設置してあるときより、D 点に移動してからの方が安定していること、2) 初動 1 周期ないし半周期分の波形は似ているのに対し、コーダ部に高周波成分が卓越すること、などがあげられる。原因としては、Fig. 5 に示した破砕帯の影響をあげたが、決定的な

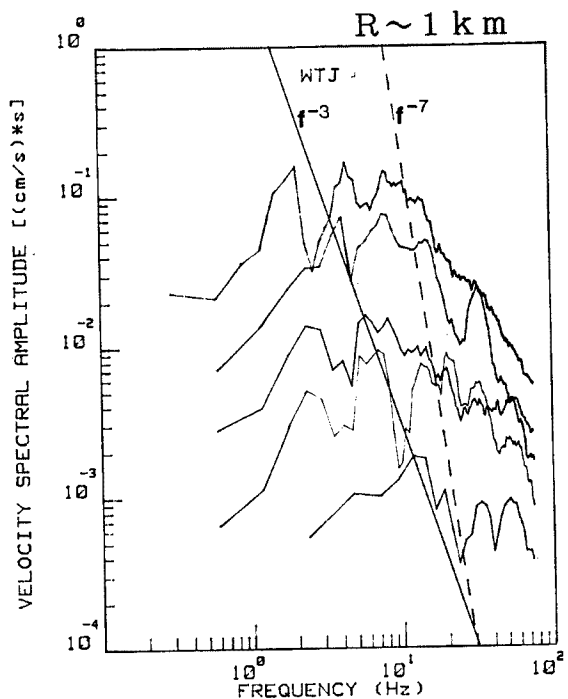


Fig. 13. Examples of velocity spectra observed at Wachi. Solid and dashed lines have a slope of f^{-3} and f^{-7} , respectively.

ことは今後の詳しい調査を待たなければならない。

一方、10 Hz 以下では差異は見られなかったことにより、Fig. 3 に示した 4 Hz 付近の site effect は取り除けないことになる。このピークはもっと広い範囲（たとえば阿武山の山体）での site effect が原因と考えられる。このように、阿武山の観測記録からスケージングなどを行うことは非常に困難であるといえる。

それに対し、同じテレメータ観測点の和知の観測記録で、Fig. 3 と同様の解析を行ったのが Fig. 13 である。実線と破線は吉岡・梅田(1989³⁾)によると f_1 と f_2 を連ねる直線である。site effect は阿武山ほど顕著ではなく、地震規模が大きくなるほどスペクトルピークが低周波側に移る傾向が見られる。しかし、どのような観測点でも site effect は存在し、たとえば和知でも 8 Hz 付近のピークがしばしば認められる。また Fig. 13 を見る限りにおいても、30 Hz と 60 Hz にも観測点のごく近傍の site effect によると思われるピークがある。ところが、地震規模が大きくなると、それらのピークを生じさせる高周波成分が入力波の中で相対的に少なくなるため、全体のスペクトルにおいて site effect は目だたなくなる。このことが、和知観測点における地震波スペクトルのスケージングがうまくいく原因である。以上の結果から、震源スペクトルのスケージングに関する注意事項をまとめると次のようになる。

site effect を極力抑えるためには、まず、破砕帯などが近くにないしっかりした岩盤の観測点を選ぶことが大切である。だが、このような点を基準として他点の site effect を補正しても、基準点の site effect は取り除くことができない。このような場合、観測対象の地震規模のダイナミックレンジが狭ければ、入力波の周波数帯域も狭いため、多くのデータについて同じような周波数にスペクトルピークが現われるだろう。一方、観測のダイナミックレンジを広げれば、地震規模に依存しないスペクトルピークを見出すことができ、これから site spect を推定することが可能である。このような注意を払いつつ、 $M_0 10^{17} \sim 10^{26}$ dyne·cm の範囲で震源スペクトルのスケージングを行ったのが Fig. 2 b である。

本稿をまとめるにあたり、地震計の検定に便宜を計っていただき、また解析方法などについて御教示いただいた地震動部門の松波孝治氏、岩田知孝氏に感謝致します。また阿武山地震観測所の伊藤勝祥氏、中村佳重郎氏、伊藤 潔氏、金尾政紀氏、寛 楽磨氏には観測に際して多大な御援助、御協力をいただきました。御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., Vol. 72, 1967, pp. 1217-1231.
- 2) Iio, Y.: Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne·cm, J. Phys. Earth, Vol. 34, 1986, pp. 127-169.
- 3) 吉岡克平・梅田康弘：地震波の高周波成分の地震規模依存性，地震学会講演予稿集，No. 2, 1989, pp. 168.
- 4) Das, S. and K. Aki: Fault plane with barriers; a versatile earthquake model, J. Geophys. Res., Vol. 82, 1977, pp. 5658-5670.
- 5) Mikumo, T. and T. Miyatake: Dynamical rupture process on a three dimension fault with non-uniform frictions and near-field seismic waves, Geophys. J. R. Astro. Soc., Vol. 54, 1978, pp. 417-478.
- 6) Papageorgiou, A.S. and K. Aki: A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 73, 1983 pp. 693-722.

- 7) Umeda, Y.: An earthquake source model with a ripple generating core, J. Phys. Earth, Vol. 29, 1981 pp. 341-370.
- 8) 岡野健之助・梅田康弘：阿武山地震観測所における地殻変動連続観測所，地震Ⅱ，第27巻，1974，pp. 262-269.
- 9) 石田志朗：京都大学理学部阿武山地震観測所坑道堀削に関する地質学的所見，1971.
- 10) 小林洋二：1977，私信.