

岩盤上のアレイ観測によるsite特性の評価 (1)

岩田 知孝・松波 孝治・松井 一郎

ESTIMATION OF SITE EFFECTS FROM SEISMIC OBSERVATION ON ROCK (1)

By Tomotaka IWATA, Koji MATSUNAMI and Ichiro MATSUI

Synopsis

We determine the time dependence of apparent velocities and arrival directions of S- and S coda waves obtained from the array observations on the rock site from local earthquakes. The waves at the direct S-wave part propagate from the epicenter directions to the site with higher apparent velocities than the medium S wave velocity. On the contrary, those at S coda part come from various directions with equal or lower apparent velocity and variations of arrival directions depends on time. There is a possibility that the waves with lower apparent velocity are mainly constructed by surface waves generated by the scatterers in the crust.

1. は じ め に

堆積層上で観測された地震波の到来方向は、例えば直達S波部分は震源の方向と一致しているのに対して、その後続波群は震源の方向とは違う方向であることが報告されている¹⁾。盆地構造をなす堆積層で観測される地震波のS波後続波群においては、その盆地周縁部において2次的に生成された表面波の性質をもつ波動が卓越する。また堆積層上のアレイ観測においては、地震波の空間的な変化が報告されている²⁾。これによると、地震動の周波数、観測距離が増加するにつれて2地点間の地震動の相関係数が減少し、地震波形の空間的な変化が顕著になることがわかってきた。

一方、比較的硬質な地盤上のアレイ観測 (LASA) においても、直達S波部分は震源方向からやってくるのに対して、その後続波部分は地殻内の散乱の影響によってランダムな方向から地震が到来している報告がなされている³⁾。硬質な地盤、少なくとも地震工学の観点において地震基盤と呼ばれている地盤上の地震波の空間的な変化や地震波の到来方向を知ることは、地震工学上には基盤層から堆積層への入射地震波の性質を知る上で重要であり、理学的には地殻浅部の散乱の性質を更に知ることにつながる。これらの地震波の周波数毎の到来方向や、地震波の空間的な変化、それらへの地形の影響等を推定するために、硬質な地盤である阿武山地下道坑内を中心にアレイ地震波観測を行い、その解析結果を報告する。ここではその PRELIMINARY な解析の結果を報告し、今後検討すべき点を指摘することとする。この論文においては、まず、地震波の到来方向の時間的な変化を詳細に調べることを主眼において、同時に地震波の空間的な変化も求めてみた。

2. 観測記録

地震波観測は1989年5月から7月にかけて京都大学理学部附属阿武山地震観測所坑道内及び地表に地震計を設置して行われた。いくつかの同時観測点の内、地震波の到来方向の決定に用いた観測点が **Fig. 1** に示される。各観測点 (A, B, C2, F) には固有周期2秒の動コイル型速度型地震計3成分が設置された。観測点の内、A, B, C2 は阿武山坑道内、F は地表のポンプ室に設置された。**Fig. 2** は阿武山地下道付近の地震探査による速度構造図⁴⁾に観測点を書き入れたものである。この図から観測点付近の媒質のP波速度は4.6 km/s と求められているので、S波速度は約2 km/s と推定される。地震計からの信号はホイートストンブリッジ、増幅器、フィルター (LCF, $f_c=30$ Hz, -12 dB/oct) を通った後、プリトリガー方式 (プリメモリ5秒) でデジタル記録器 (14 bit, 200 Hz, ± 1 Vp.p.) に取り込まれる。ブリッジは地震計の特性を監視するためのもので、定期的に手動でステップレスポンスが記録される。地震計の感度は 1.0 V/cm/s, 増幅器の倍率は 60 dB である。今回解析した地震は **Table 1** 及び **Fig. 3** に示される3地震である。**Fig. 4** には観

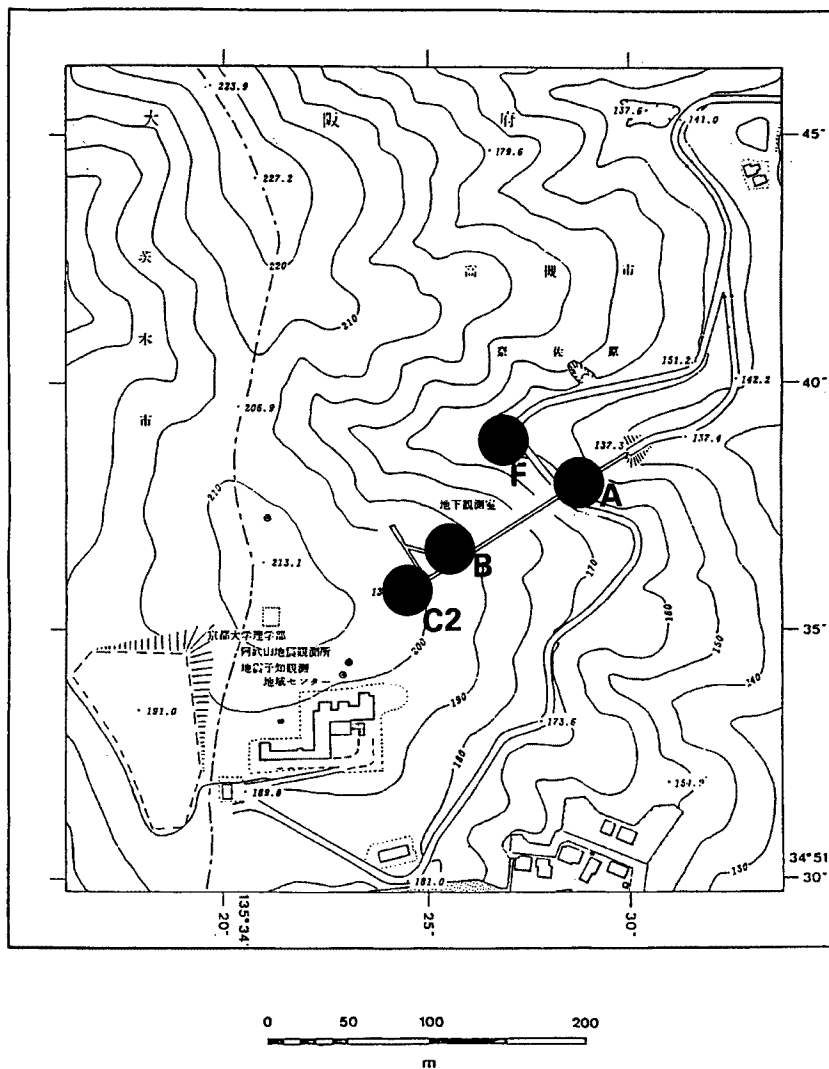


Fig. 1. Map of station distribution on rock site.

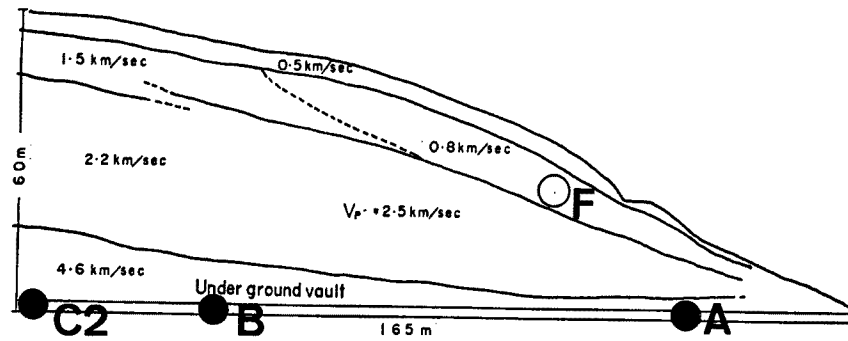


Fig. 2 Station configurations with sub-surface structure obtained by seismic prospecting and boring (after Okano and Umeda, 1975).

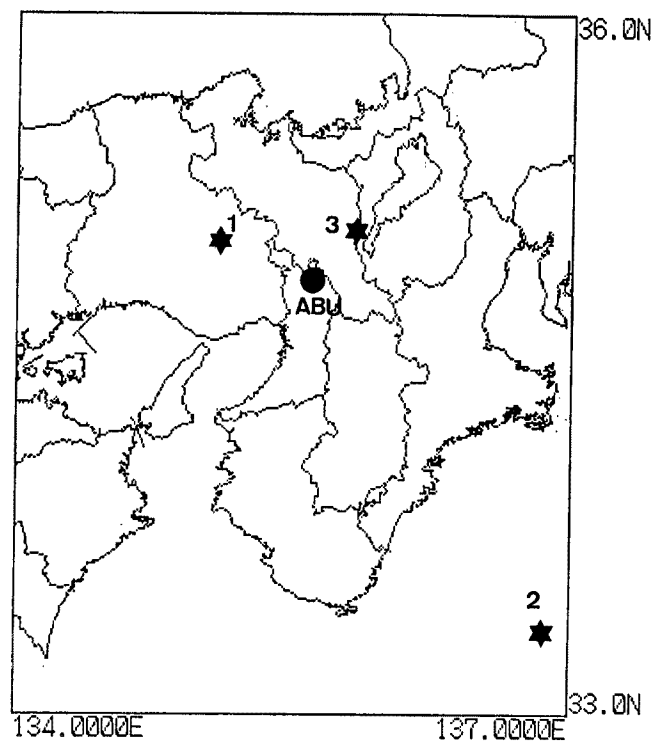


Fig. 3. Epicentral map of local earthquakes analysed in this study. Star and close circle show the epicenter and the observation site, respectively.

Table 1. List of hypocentral location of local earthquakes analysed in this study.

Eq. Num.	Time				Lon. deg.	Lat. deg.	Depth km	Mag.
	M	D	H	M				
1	1989	6/	1	19 : 46	135.74	35.15	11.8	2.4
2		6/	4	8 : 14	136.88	33.35	433.0	5.7
3		6/	6	17 : 13	135.11	35.04	14.3	3.1

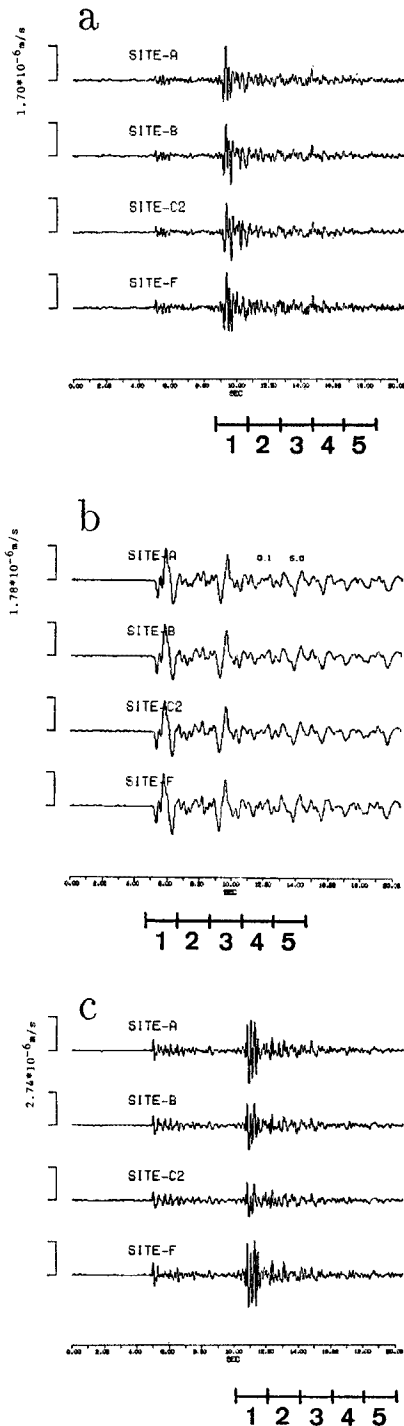


Fig. 4. Example of observed NS-component velocity waveforms from local earthquakes analyzed in this study. (a) shows the observed P- and S-wave parts from the event indicated as No. 1, (b) shows the P-wave part from the event No. 2 and (c) shows P- and S-wave parts from the event No. 3 in Table 1.

測された地震記録を示す。Fig. 4(a)には Table 1 に示した No. 1 の地震（震央距離約 40 km），(b)には No. 2 の地震（震央距離約 430 km，P 波部分），(c)には No. 3 の地震（震央距離約 40 km）の記録を示す。トレースは各観測点で観測された東西成分の記録である。Fig. 5 には A 点で観測された No. 3 の地震記録が示されている。各トレースは、上から東西動，南北動，上下動成分を表している。次章ではこれらの記録の初期的な解析を行い，震動の各観測点間の違いや S 波及び S 波コーダ部分の伝播特性を推定していく。

3. 解析結果と考察

まず各観測点における地震波動の時間的推移をみるためにバンドパスフィルターをかけてみる。Fig. 6 には No. 3 地震の記録にデジタルフィルター（チェビシェフ型 BPF， -26 db/oct.）によりフィルターしたものが示される。上に $0.1 \sim 2.0$ Hz，下に $2.0 \sim 4.0$ Hz のバンドパスフィルターを通してある。2.0 Hz 迄の低周波数帯においては，各観測点間の波形の変化は殆どないが，2.0 Hz 以上になると，観測点間で振幅の違いがみられ出す。観測点 A，B，C 2 で比較すると，坑道の奥にいくにつれて振動振幅が減少していくことがわかる。

次に主要動部分のフーリエスペクトルを比較する。Fig. 7 に記録（東西成分）とその主要動 5 秒間のフーリエ速度振幅スペクトルが記録と共に示される。スペクトルの区間は波形に下線で示してある。Fig. 6 で指摘したように，2 Hz より低周波数においては，各観測点における振幅スペクトルに差は見られないが，これより高周波数側においては差がみられ，地表付近（坑内入口付近）にある A 点や地表観測点である F 点の振幅スペクトルに比して，B，C 2 点と坑内にいくにつれて高周波数スペクトル振幅の減少がみられる。これは地表付近の増幅特性を反映しているものと考えられるが，定量的な評価は波動場の理論計算との比較として今後の課題とする。

これらの記録を用いて，F-K スペクトル法^{5,6)}による地震波の到来方向，位相速度（ここではスローネスが推定される）を時刻を追って詳細に決定することを試みる。まず，各観測点の記録（EW 成分）を中心周波数 1.5，3.0，6.0 Hz のバンドパスフィルターを通

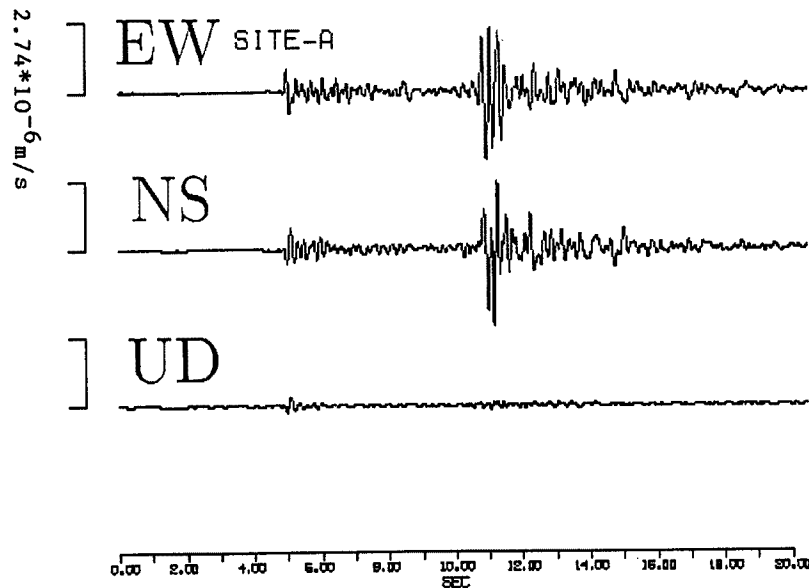


Fig. 5. An example of observed three-component velocity waveforms. From upper to lower, EW, NS, and UD component, respectively, at Site-A for the event No. 3.

した後、Fig. 4 に示されるように、直達S波部分 (No. 2 の地震に対してはP波及びP後続波部分) から2秒毎の区間を5区間取り出し、各区間のデータにハニングウィンドウをかけたものからF-Kスペクトルを推定した。これらの地震の観測期間中、F点における上下動成分の地震計が不調のために水平動成分の解析を行っている。また周波数が8 Hz以上になると各観測点間の記録のコヒーレンスが低下しているために前述の範囲の周波数帯域において解析が行われた。この周波数帯域における観測計器特性は各観測点間で同一とみなして良いことが判っている。

Fig. 8~Fig. 10 に、No. 1~3 の地震の東西成分の地震波の到来方向とスローネスがそれぞれ示される。F-K スペクトルは各々上段から1.5, 3.0, 6.0 Hz, 左から各区間を時刻順に並べてある。F-K スペクトルの強度はコンターによって表現され、頂点の位置が地震波の到来方向を、原点から頂点までの距離がスローネスを表現しており、スローネスの1目盛は0.2 s/kmを表している。4つの観測点の高度が異なっているが、ここでは水平面における見かけ速度を表している。コンターの形状が北西-南東方向に延びるのは、観測点の配置による影響で (Fig. 1 参照) この方向には分解能が低いことがわかる。左端のF-K スペクトルの図に示された矢印は震央方向を表している。No. 1 の地震記録のF-K スペクトル結果 (Fig. 8) について検討してみる。S波の主要動部 (1の区間) はどの周波数帯域においても震源方向から媒質のS波速度 (2 km/s 程度と推定される) より早い見かけ速度で地震波が到来しているが、その後続波部分は周波数帯域の違い、時刻の違いによって見かけ速度、到来方向ともかなりばらついた値を示していることがわかる。例えば1.5 Hzの地震波については区間1~3では見かけ速度の速い地震波が伝播しているのに対して、区間4~5では1 km/s程度の遅い見かけ速度の地震波が伝播していることがわかる。しかしながら3.0, 6.0 Hzの周波数帯域においては区間1~5において見かけ速度の速い地震波が伝播していることがわかる。2節で示した通り、観測点近傍の媒質のS波速度は約2 km/sと推定されるので、これより遅い見かけ速度を持った波動は、表面波として伝播している可能性があり、1.5 Hz程度の周波数範囲のS波後続波群においては表面波波動が主に伝播している可能性がある。それに対して、3.0, 6.0 Hzの周波数範囲においては、S波後続波群は主に実体波で構成されており、その到来方向は各時刻毎に変化していることがわかる。また同様の性状が他の

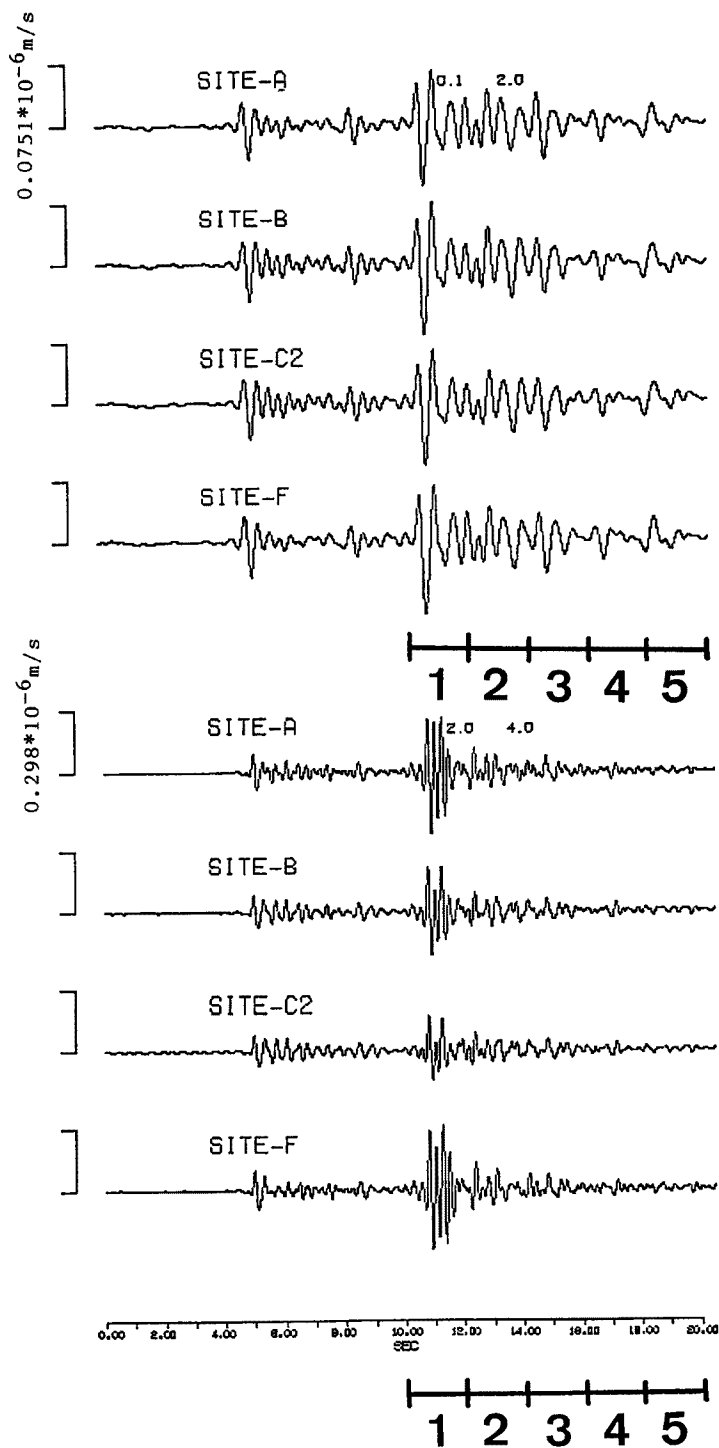


Fig. 6. Band pass filtered waveforms from the event No. 3. Upper four traces show NS-component with 0.1-2.0 Hz and Lower four traces show those with 2.0-4.0 Hz.

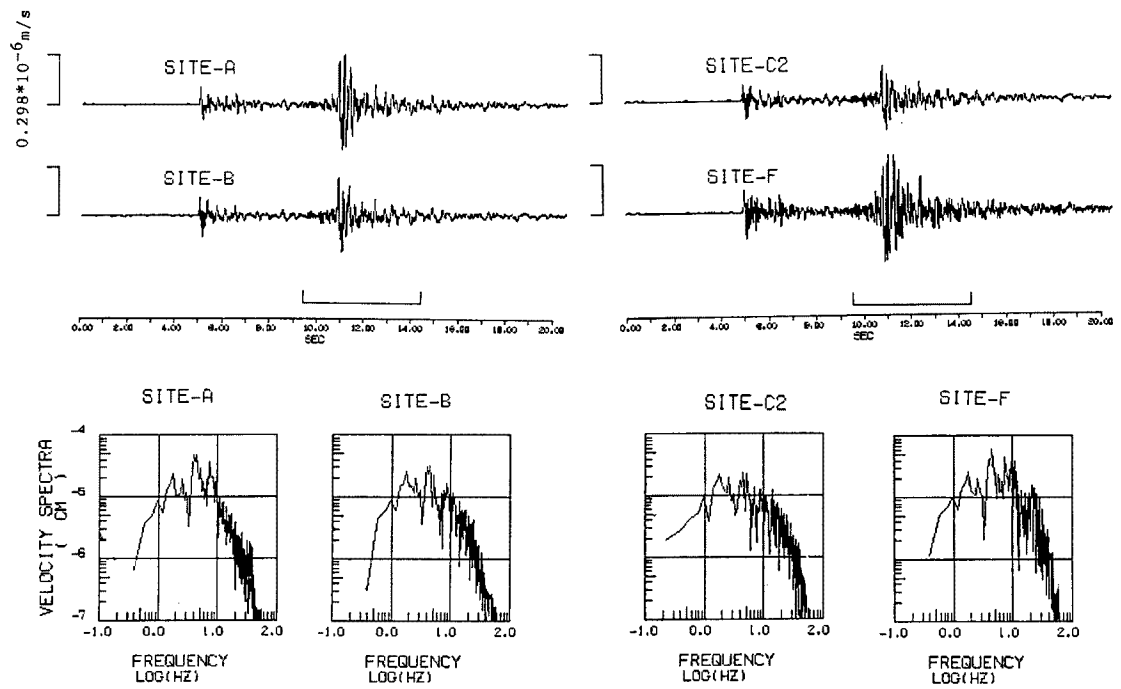


Fig. 7. Observed waveforms and the velocity spectra of those S-wave part.

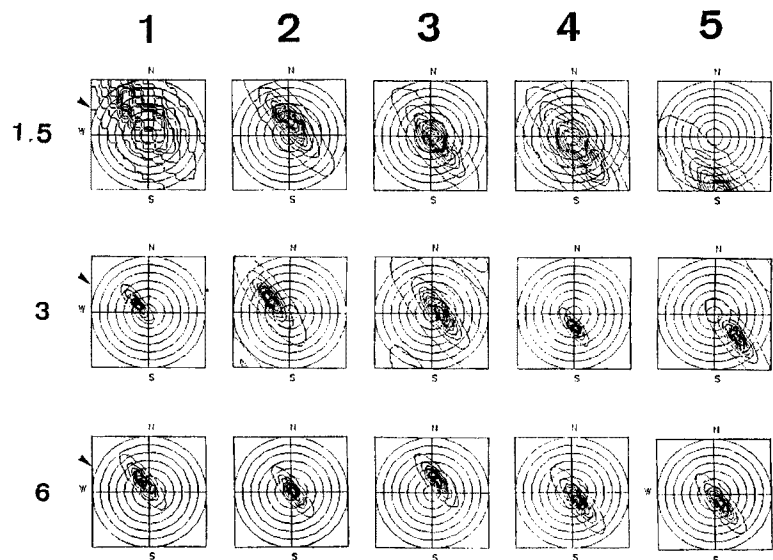


Fig. 8. F-K spectra of S and S-coda parts for the case of the event No. 1. the 1-5 indicate the analysis periods as shown in Fig. 4 (a). Through Fig. 8-10, 1.5, 3, and 6 indicates the center frequency of the band pass filter, respectively.

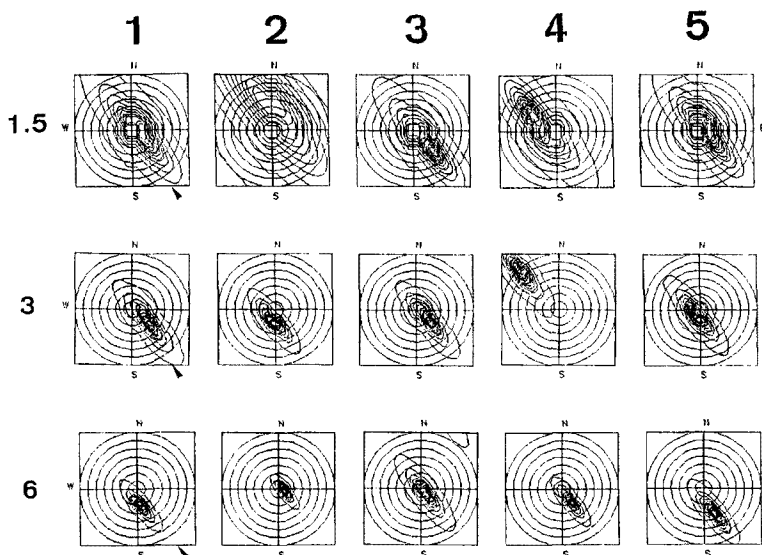


Fig. 9. F-K spectra of P and P-coda parts for the case of the event No. 2. The 1-5 indicate the analysis periods as shown in Fig. 4 (b).

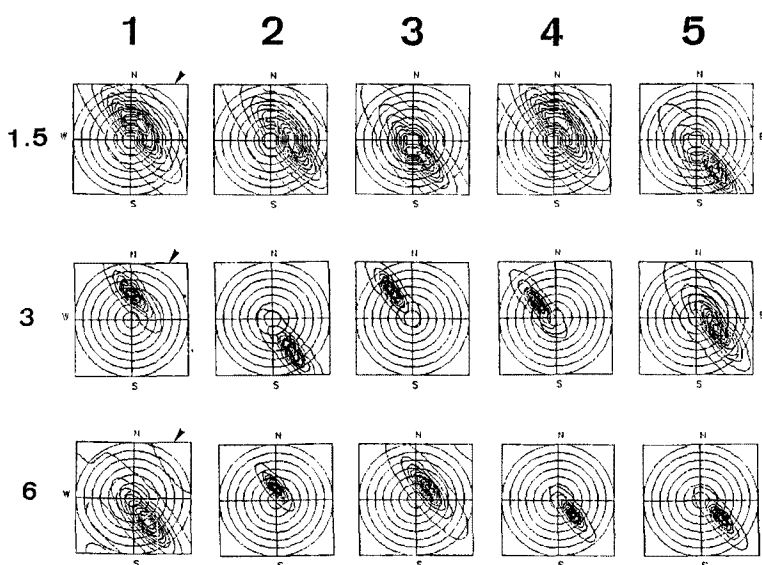


Fig. 10 F-K spectra of S and S-coda parts for the case of the event No. 3. The 1-5 indicate the analysis periods as shown in Fig. 4 (c).

地震の場合 (Fig. 9 及び10) についても見られる。

4. 今後の課題

Capon 法による F-K スペクトル解析を S 波及び S 後続波部分に当てはめ、地震波の到来方向と見かけ速度を推定したことによって以下のことがわかった。

直達 S 波部分は震源方向から到来するのに対し、S 後続波は周波数帯毎、時刻毎に到来方向が変化してい

る。これは周波数の異なる波動の散乱過程が異なる可能性を（低周波数帯では表面波，高周波数帯では実体波がそれぞれ支配的）示唆する。

これらの波動伝播の変化と地殻や地殻構造の影響の関係を調べるために，理論波動場との比較等を行っていく必要があるが今後の課題としたい。

最後に，観測計画及び実施にあたって便宜をはかっていただいた阿武山地震観測所梅田康弘博士，吉岡克平氏，観測実施時にお世話になった伊藤 潔博士，伊藤勝祥氏，金尾政紀氏に御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 出射隆文・堀家正則・岩田知孝：堆積盆地における地震波コーダの性質，地震第2輯，38，1985，pp. 217-232.
- 2) 堀家正則・入倉孝次郎：堆積盆地における地震動アレイデータの解析，文部省科学研究費重点領域研究「強震動および津波の予測と破壊能評価に関する研究」，1990，pp. 43-51.
- 3) Scheimer, J. and T.E. Landers: Short period coda of a local event at LASA, Seismic Discrimination, Semiannu. Tech. Sum. 42, Lincoln Lab., Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1974.
- 4) 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，地震第2輯，27，1974，pp. 262-269.
- 5) Capon, J.: High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. Proc. IEEE, 57, 1408-1418, 1969.
- 6) Capon, J.L.: Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, Method in Computational Physics, Vol. 13, Geophysics, Academic Press Inc. Ltd., pp. 2-59., 1973.