



Title	長周期微動に含まれる表面波の位相速度推定法について : 空間自己相関法と周波数 波数法の比較
Author(s)	岡田, 広; OKADA, Hiroshi; 松島, 健 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 53-62
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.53
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14158
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p53-62.pdf



長周期微動に含まれる表面波の位相速度推定法について
—空間自己相関法と周波数-波数法の比較—

岡田 広・松島 健・日高英治*

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和61年11月21日受理)

Comparison of Spatial Autocorrelation Method and Frequency-Wavenumber Spectral Method of Estimating the Phase Velocity of Rayleigh Waves in Long-Period Microtremors

By Hiroshi OKADA, Takeshi MATSUSHIMA and Eiji HIDAKA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 21, 1986)

A comparison was made of the spatial autocorrelation method (SAC method) developed by AKI (1957) and the frequency-wavenumber spectral method (F-K method) by CAPON (1969), which have often been applied to long-period microtremors from which the phase velocity of Rayleigh waves due to underground structures over a depth of several hundreds of meters may be derived. The comparison is to test whether these methods provide the same phase velocity within the given period range when the methods are applied to data of microtremors observed at the same site.

SAC method was applied to the data obtained at a site in the campus of Hokkaido University, where the observation of vertical component of long-period microtremors was made for two different radii, 200 m and 300 m of a special circular array, consisting of three seismometers equally spaced on a circle and one seismometer at the center.

For applying F-K method to the microtremors, a seismic array consisting of eight vertical seismometers was placed at the same site where the maximum distance between seismometers is 1,500m.

From SAC method applied, the azimuthally averaged correlation coefficient, which is called the spatial autocorrelation coefficient, was estimated at each frequency of interest by averaging the correlation function between each of the seismometers on the circle and the one at the center. The phase velocities were determined from the zeros, maxima and minima of the autocorrelation coefficients in the period range from 0.9 to 1.4 sec, which were in close agreement with those by F-K method in the same period range. F-K method, however, could provide the phase velocities up to a period of 2.3 sec beyond the above period range.

After correcting different characteristics of the output of observing systems which may be due to different gains of amplifiers and different coupling of seismometers with the ground surface, the averaged autocorrelation coefficients were extensively used to determine the phase velocities over the period range from 1.4 to 2.3 sec. The phase velocities thus obtained in the extended period range were in close agreement with those by F-K method.

The comparative test was also made at a site, Oyafuru in Ishikari Plain near Sapporo City. In

* 現在所属：富士通株式会社

the period range from 0.8 to 3.2 sec, within which the power spectrum of the microtremors is sufficiently high, a good agreement was obtained between the phase velocities by SAC method and those by F-K method, by which an S-wave-velocity structure down to a depth of 2,000 m was successfully estimated.

In conclusion, SAC method can be highly rated as one of the excellent methods in deriving the phase velocities with periods longer than 1 sec from long-period microtremors, since in the observation SAC method requires such a simple circular array as consisting of only four seismometers placed and both data processing and calculating procedure in the method are extremely simplified as compared with those of F-K method.

I. はじめに

微動は人工的な振動や気象・海象などの自然現象によって誘起された地面の微弱な振動である。その振動源は時間的にも空間的にも複雑に分布しているせいか、微動を観測すると、極めて変化に富んだ不規則な波が記録される。それ故に、微動は一種の確率過程 (stochastic process) のように見える。周期 1 秒以上のいわゆる長周期微動 (long-period microtremors; やや長周期微動とも呼ばれている) や脈動 (micro-seisms) も同様である。

微動はこのように不規則な振動現象であるとはいえ、実は実体波と表面波による振動である。ところで、微動の中に表面波が含まれているということは、原理的には微動を観測すればその場所の表面波の位相速度が求められることを意味する。もし位相速度が求められるならば、その地下構造が推定できることになる。より周期の長い微動を観測すれば、より深い地下構造が求められるはずである。

このような考えから、最近われわれは、1 秒以上の長周期の微動を使って、石狩平野や十勝平野で深さ数 100 m から 1,000 m のオーダーの地下構造探査を行ってきた (日高, 1985; 日高・岡田, 1985 a, 1985 b; 松島, 1986; 松島・岡田, 1986 a, 1986 b)。その際表面波の位相速度の推定には、石狩平野では主として AKI (1957) の開発した空間自己相関法 (Spatial Autocorrelation Method; 文中略して相関法と呼ぶが、図中では SAC の略記号をあてる) を (日高, 1985; 日高・岡田, 1985 a, 1985 b)、また十勝平野では CAPON (1969) による周波数-波数法 (Frequency-wavenumber Method; 文中略して F-K 法と呼ぶ) を (松島, 1986; 松島・岡田, 1986 a, 1986 b) 用いた。

どちらの方法も、その基本となる理論では微動を定常確率過程と仮定している。しかし観測法や解析法がそれぞれ異なることから、これら 2 つの方法を同一の場所に適用した場合、果して同じ結果をもたらすかどうか検討する必要があった。ここではこの両者の比較について考察する。

II. 位相速度の推定法について

1. 空間自己相関法 (相関法) による推定

この方法の理論的説明は AKI (1957) や HENSTRIDGE (1979) にくわしく述べられている。ここではその基本的なところのみを記す。なお相関法も F-K 法もここでは微動の垂直成分のみを対象とする。したがって、これらの方法により求められるのはレイリー波の位相速度である。

観測は半径 r の円形アレイで行う。地震計をアレイの中心、すなわち円の中心 (その座標を $(0, 0)$ とする) と、円周上ほぼ等間隔に N 個配置する。それらの座標は (r, θ_i) ($i = 1, 2, \dots, N$) とする。簡単のために、点 (r, θ) の地震計からの出力波形 $u(r, \theta, t)$ を中心周波数 ω_0 の鋭いバンドパスフィルターに通したものを考える。いまアレイ中心の出力波形を $u(0, 0, \omega_0, t)$ 、円周上の i 番目の点の出力波形を $u(r, \theta_i, \omega_0, t)$ とし、空間自己相関関数 $\phi(r, \theta_i, \omega_0)$ を次のように定義する。

$$\phi(r, \theta_i, \omega_0) = \overline{u(0, 0, \omega_0, t) u(r, \theta_i, \omega_0, t)}. \quad (1)$$

ただし $\bar{\phi}$ は時間平均を意味する。この空間自己相関関数の方位平均、

$$\bar{\phi}(r, \omega_0) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega_0) d\theta \quad (2)$$

をアレイ中心の空間自己相関関数 $\phi(0, \omega_0)$ で規格化し、空間自己相関係数 $\rho(r, \omega_0)$ を定義すると、これは表面波の位相速度 $c(\omega_0)$ と次のような関係にある (AKI, 1957; HENSTRIDGE, 1979)。

$$\rho(r, \omega_0) = \bar{\phi}(r, \omega_0) / \phi(0, \omega_0) = J_0(\omega_0 r / c(\omega_0)), \quad (3)$$

ただし、 J_0 は第一種 0 次のベッセル関数である。すなわち、微動スペクトルに含まれているいろいろな周波数成分の空間自己相関係数はベッセル関数型に変化する。位相速度 $c(\omega)$ は、種々の ω について求められる空間自己相関係数を(3)式に代入して求めることができる。後に示すように、実際には ρ の値の最初のゼロ (以後 1st 0 と呼ぶ) より ω が大きくなると急速に ρ の絶対値が小さくなり、その周波数領域では J_0 の関数値を完全には満たさなくなる。そのようなときは、 ρ の変化のうち、周波数軸を切るところや、 ρ が極大や極小になるところを使って位相速度を求める。

2. 周波数-波数法 (F-K 法) による推定

F-K法は微動のような不規則な波に埋もれている地震波を検出したり、核爆発の震動を識別したりするために開発された方法で、そのくわしい理論的説明は、たとえば CAPON (1969) に与えられている。ここではその要点のみを記す。

この方法は面的に広く多数の地震計を配置したアレイを使う。観測された波動 (ここでは微動) のアレイ全体としての出力を周波数別に波数パワースペクトルで表わし、そのピークの波数からアレイを通過した波の見掛け速度や到来方向を求める。

微動を定常確率過程と仮定すると、その F-K パワースペクトル $P(\omega, \mathbf{k})$ は次のように書ける (CAPON, 1969)。

$$\begin{aligned} P(\omega, \mathbf{k}) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \rho(\tau, \mathbf{r}) \exp[i(\omega\tau + \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})] d\tau d\mathbf{r} \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega, \mathbf{r}) \exp[i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}] d\mathbf{r}. \end{aligned} \quad (4)$$

ただし、 ρ は \mathbf{r} 離れた 2 点の cross-covariance matrix, τ は 2 点での time lag, \mathbf{k} は波数, f は 2 点の cross-power spectral density である。

F-K パワースペクトルの推定には beam forming method (略称 BFM) (LACOSS *et al.*, 1969) と、最尤法 (略称 MLM) (CAPON, 1969) がある。MLM は分解能の高いスペクトルを推定できる。今回の F-K パワースペクトル推定には MLM を使用した。MLM による(4)式の F-K パワースペクトル推定値 $\bar{P}(\omega, \mathbf{k})$ は次式で求めることができる。

$$\bar{P}(\omega, \mathbf{k}) = (\mathbf{a}' \cdot \hat{\mathbf{S}}^{-1} \cdot \mathbf{a})^{-1}. \quad (5)$$

ここでベクトル \mathbf{a}' はベクトル \mathbf{a} の conjugate transpose で、その要素は $\exp(i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}_n)$ である。ただし、 \mathbf{r}_n は n 番目の観測点の位置ベクトル、 $\hat{\mathbf{S}}$ は確率過程の coherent power spectral density matrix の推定値である。

III. 観測データ

上の 2 つの方法の比較には、北海道大学構内および石狩町生振 (おやふる) の 2 個所での観測ですでに得られているデータ (日高, 1985; 日高・岡田, 1985 a, 1985 b; 松島, 1986; 松島・岡田, 1986 a, 1986 b)

を使用した。

Fig. 1 に各個所で設けた相関法およびF-K法の観測アレイを示す。

大学構内のアレイの場合、相関法では観測点は4点、すなわち円形アレイの中心に1点と、円周上に3点設けた。なお円周上の3点を結ぶと正三角形になる。アレイの半径は200 mと300 mの2種類である。またF-K法では、アレイは8観測点からなり(ただし1点だけ観測器の不調により良質のデータが得られなかった), 最大径は750 mと1,500 mの2種類である。観測は各径別に分けて行われている。観測日時は、相関法の場合、1983年9月7日、8日、10日のそれぞれ23時から翌朝6時頃まで、またF-K法の場合は、

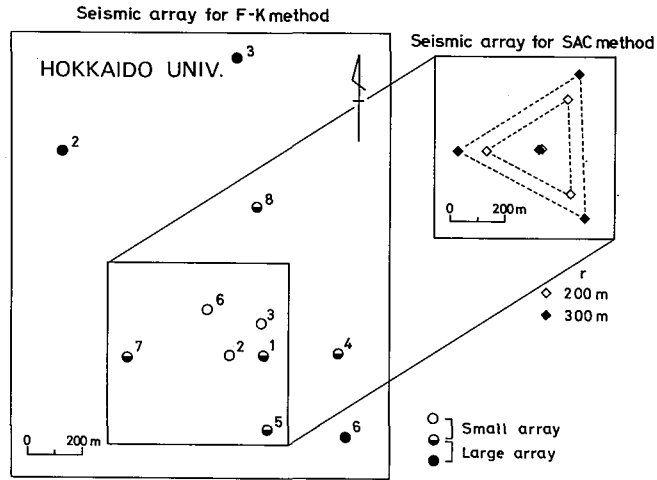


Fig. 1a. Seismic arrays spread out in the campus of Hokkaido University for applying spatial autocorrelation method (SAC method) and frequency-wavenumber spectral method (F-K method) to derive the phase velocity of Rayleigh waves from the observation of long-period microtremors.

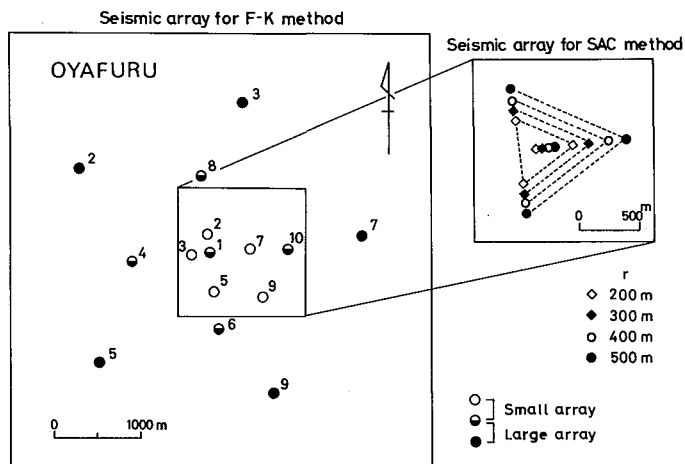


Fig. 1b. Seismic arrays spread out at a site in Oiyafuru, Ishikari Plain.

LONG PERIOD MICROTREMORS OBSERVED BY A TRIPARTITE ARRAY AT OYAFURU.
02H50M, 09 JUN, 1984

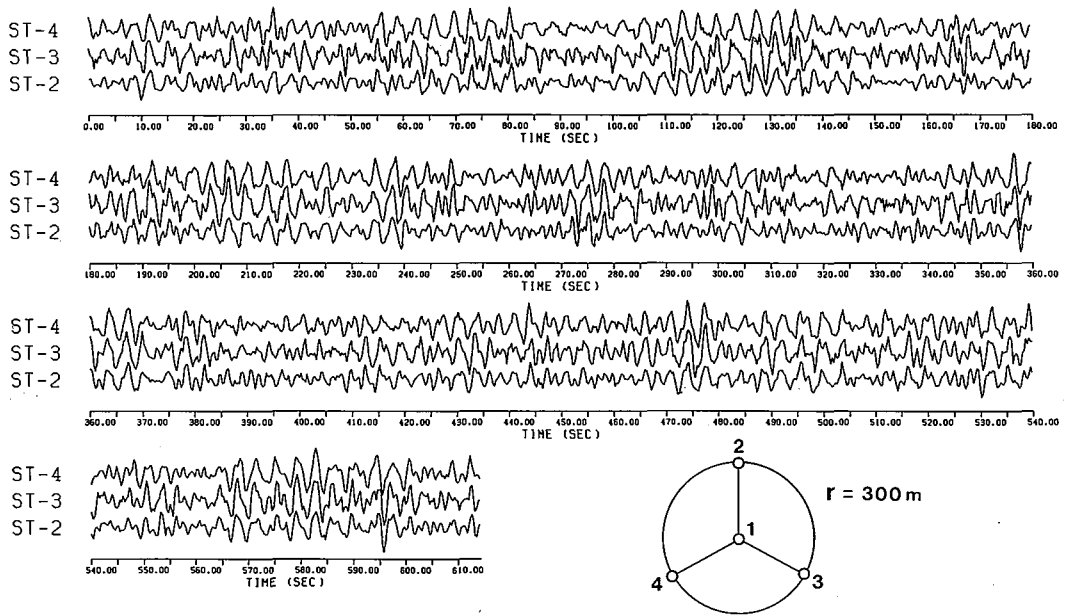


Fig. 2. An example of long-period microtremors recorded for 614.4 sec with three seismometers placed on a circle of a seismic array for SAC method in Oyafuru, Ishikari Plain.

1985年7月9日の同様の時間帯である(松島・岡田, 1986)。記録時間は1回につき45分でいずれの場合も1アレイ展開に1回ないし2回記録をとっている。

観測システムはPELS 73型上下動地震計(固有周期を5秒にセット, ただしF-K法の場合は8秒にセット), ローパスフィルター, 改造ラジオカセットレコーダー(森谷, 1986)および水晶時計からなり, 観測は各点独立記録方式をとっている。独立記録方式のメカニカルな内容およびこの方式の利点については森谷(1986)および岡田・松島(1986)にゆずる。

この観測システムにより石狩町生振で得られた記録の一例をFig. 2に示す。これは円形アレイの円周上3点での記録である。得られた記録は全てECLIPSE-140システム(北海道大学理学部附属海底地震観測施設所有)により, サンプリング間隔0.3秒でAD変換されている。データ長614.4秒を単位とするデータセットを各45分間記録から可能な限り作り, いずれも突発的ノイズを含まないところを解析に使用した。

IV. 解 析

解析は大学構内と生振の2箇所について行ったが, ここでは主に大学構内の観測データに対する解析について述べる。

1. 空間自己相関法による解析

Fig. 1aの拡大図に相関法を適用するためのアレイ展開を示す。Fig. 3は $r=200$ m, 300 mのアレイで得られた空間自己相関係数(ρ)である。なおこの係数の求め方は岡田・坂尻(1983)にならった。 ρ の変化は図のおおよそ0次のベッセル関数型である。しかし周波数が高くなると急速に ρ の値が小さくなる。なお円周上3点の観測点を使い, 異なる3方向の観測点間についてそれぞれ空間自己相関関数を求め, さらにそれらを平均して求めた ρ がFig. 4である。これらは半径がそれぞれ346.4 m, 519.6 mの円形アレイ

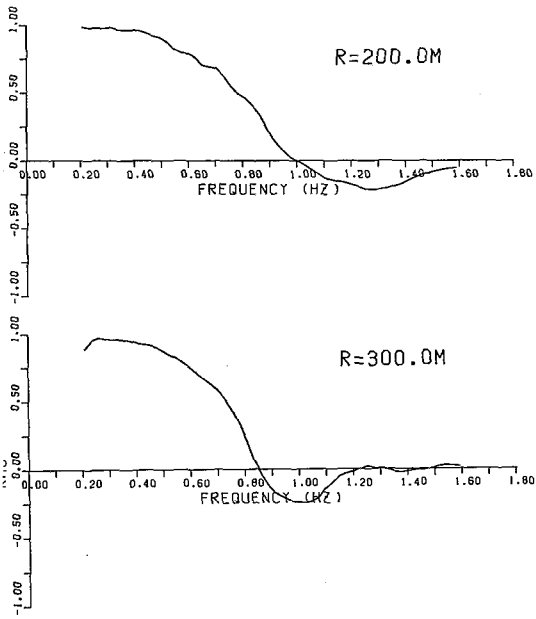


Fig. 3. The averaged spatial autocorrelation coefficients for $r=200\text{m}$ and $r=300\text{m}$.

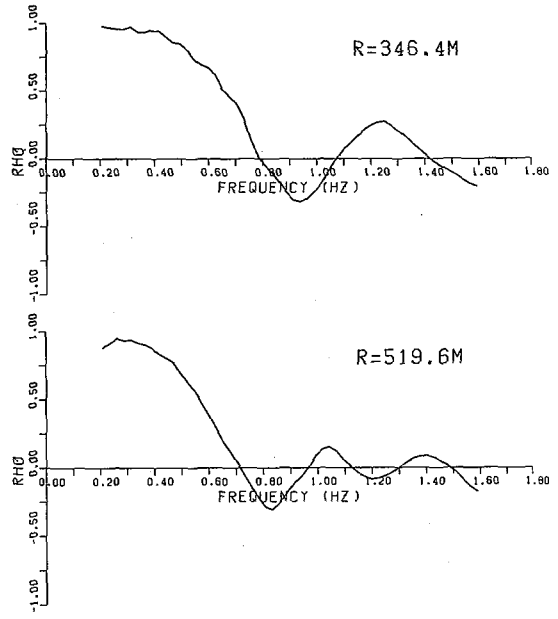


Fig. 4. The averaged spatial autocorrelation coefficients for $r=346.4\text{m}$ and $r=519.6\text{m}$.

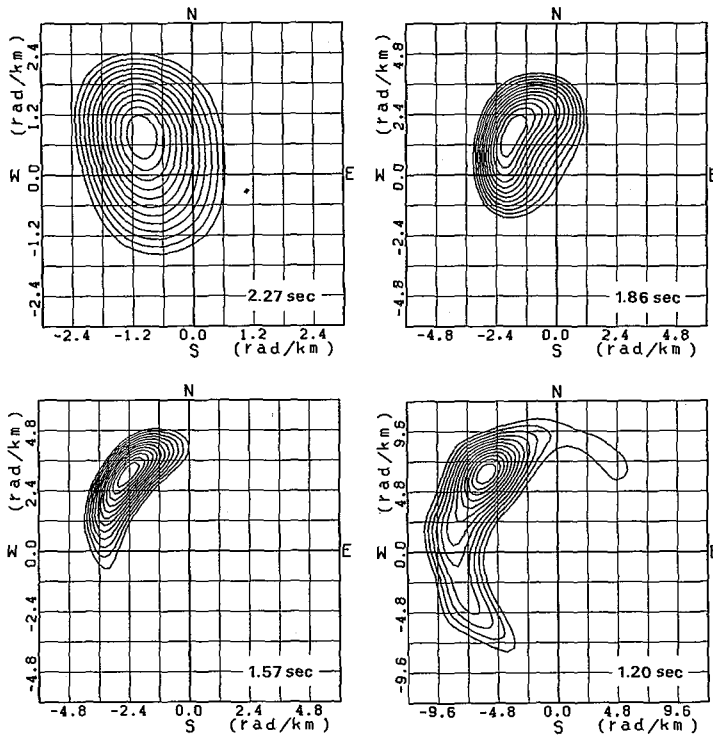


Fig. 5. Frequency-wavenumber spectra for different frequencies.

イで得られる結果と等価であると考えられる。Fig. 4でも、 ρ はおおよそ0次のベッセル関数型の変化をしている。

2. F-K法による解析

大学構内におけるF-K法のためのアレイ展開はFig. 1aに示すような大小2種類である。これらのアレイで得られた微動のF-Kパワースペクトルの例をFig. 5に示す。周期範囲1.2~2.27秒の微動パワースペクトルのピークは図のように北西の象限にある。これよりこの周期範囲の微動は主に北西方向から到来しているということがわかる。このような各周期（各周波数）のスペクトルピークについてそれぞれ波数ベクトルを求め、これより位相速度を求めた。

以上2つの方法により得られた大学構内のレイリー波位相速度をFig. 6に示す。図中●印は相関法より、*印はF-K法より求められたものである。図で明らかなように相関法とF-K法との結果は非常によく一致している。

上と同じようにして、生振ではFig. 1に示す観測アレイを使い、得られたデータからそれぞれ相関法とF-K法で位相速度を求めた。その結果をFig. 7に示す。相関法による位相速度はF-K法のものよりややバラつくが、両者の一致は大変良い。

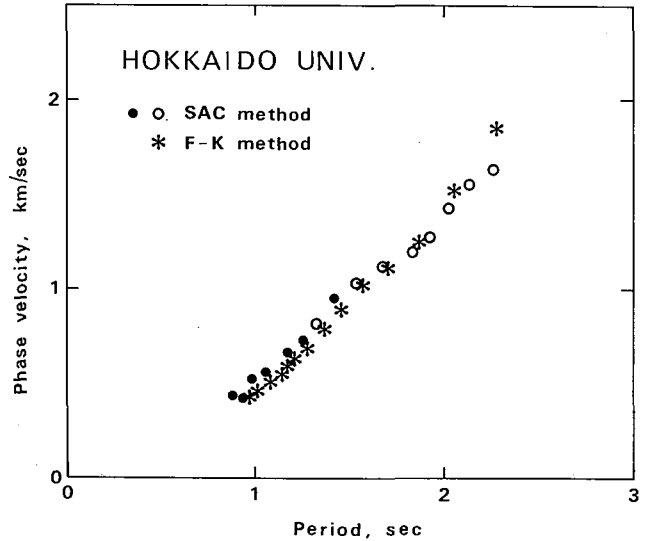


Fig. 6. Phase velocities of the fundamental mode of Rayleigh waves obtained in the campus of Hokkaido University by SAC method and F-K method. Open circle is the phase velocity obtained from the spatial autocorrelation coefficient at frequency lower than that of the first zero of the coefficient.

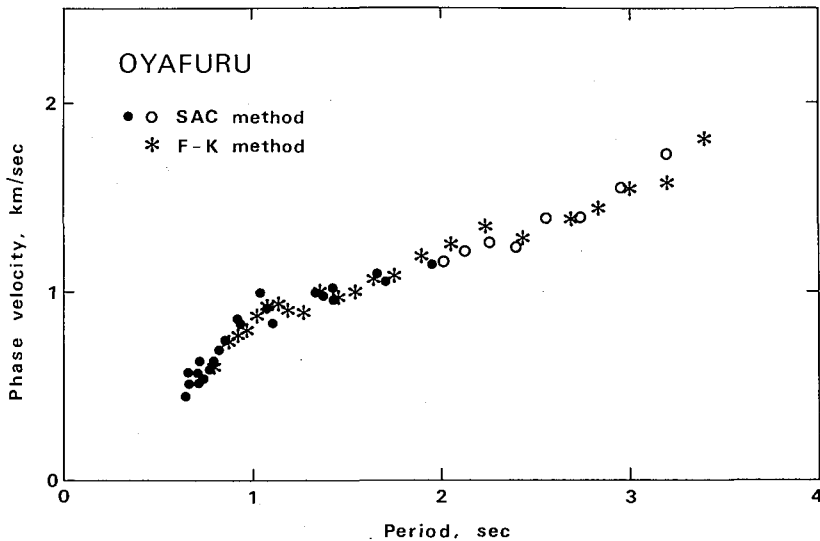


Fig. 7. Phase velocities of the fundamental mode of Rayleigh waves obtained in Oyafuru, Ishikari Plain. Open circle is the phase velocity obtained from the spatial autocorrelation coefficient at frequency lower than that of the first zero of the coefficient.

以上の解析により、微動に含まれる表面波(レイリー波)の位相速度は、相関法、F-K法どちらを使っても同じ結果になることがわかった。

なお松島・岡田(1986b)はFig. 6, Fig. 7をもとにそれぞれS波速度の地下構造を推定した。そのうち生振の例をFig. 8に示す。図中のプロットはF-K法で得られたものである。また曲線は推定された地下構造により計算された分散曲線である。図に示すように深さ約2,000 mまでの地下構造が推定されている。

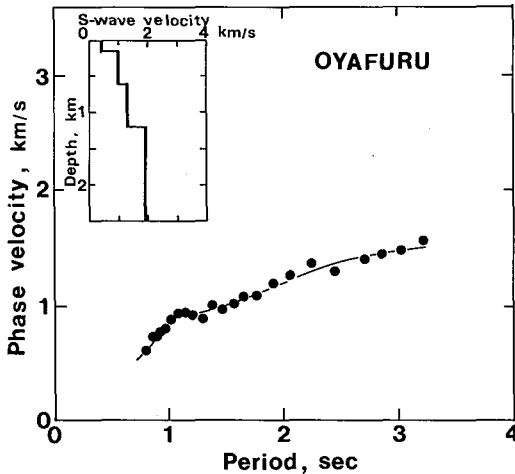


Fig. 8. The phase velocities of the fundamental mode of Rayleigh waves obtained in Oyafuru, Ishikari Plain, and an S-wave-velocity structure estimated from these velocities.

に見るようにややバラつきが大きかったりする。相関法の場合、位相速度の決定精度は空間自己相関係数 ρ の曲線に依存する。Fig. 3, Fig. 4を見ると、いずれも ρ の変化が0次のベッセル関数形からずれたり、 ρ の曲線の1st 0より高周波数側で ρ の絶対値が急に小さくなったりする。したがって位相速度は、先に述べたように ρ の値から逆算するのではなく、この曲線の1st 0に始まって2nd 0や極大・極小のところを使って求めている。そのために一種類の大きさのアレイでは、あまり密に位相速度を求めることが出来ない。

ρ の曲線の乱れは、各点の地震計の設置やアンプのゲインなどの観測条件の差異、微動のパワー不足、他のモードの波の混入、空間エイリアシングなどによるものと思われる。

また相関法の場合、求められた位相速度の周期の上限がF-K法に比べて短い。生振の連続微動観測(小柳, 1968; 岡田・松島・森谷, 1986)では、周期範囲1~4秒のパワーは常に優勢なのにその周期範囲で位相速度が求められていない。より長周期の位相速度を求めるためには、1st 0より低い周波数領域の ρ の値を使う必要がある。しかし実際の観測では、全ての点の地震計やアンプの特性ならびに地震計の設置条件を同一に保つのはむずかしく、この方法の基本とする「アレイ内ではどこでも微動のスペクトルは同じ」という仮定が必ずしも成り立っていない。そのために、単に(3)式で求めた ρ の値にはこういう観測条件の差異に起因する誤差が含まれている。このような誤差を含まない ρ の値を求めるために、(3)式を次のように改良した。

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \phi_{0i}(r, \theta, \omega_0) [\phi_{00}(0, 0, \omega_0) \phi_{ii}(r, \theta, \omega_0)]^{-1/2} d\theta. \quad (6)$$

ここで、

V. 考 察

われわれが対象とする1,000 mオーダーの地下構造を相関法やF-K法によって求めた例はほとんどない。F-K法を利用して深さ約700 mまでの地下構造を推定したHORIKE(1985)の研究が数少ない例である。このように、今のところ応用例は少ないが、どちらの方法も多量のデータを扱いながら、それを計算機で大変能率的に処理できるという利点をもっている。

また位相速度の決定精度は、F-K法の場合F-Kパワースペクトルの形に依存する。パワースペクトルのピークが鋭ければ、それだけ精度が上がる。一般に周期1秒から数秒の範囲ではパワースペクトルのレベルが高く、精度よい位相速度が求められる。

それに対し、相関法で求める位相速度はFig. 7

$$\begin{aligned}\phi_{oi}(r, \theta, \omega_0) &= \overline{\hat{u}(0, 0, \omega_0, t) \hat{u}(r, \theta, \omega_0, t)}, \\ \phi_{oo}(0, 0, \omega_0) &= \overline{|\hat{u}(0, 0, \omega_0, t)|^2}, \\ \phi_{ii}(r, \theta, \omega_0) &= \overline{|\hat{u}(r, \theta, \omega_0, t)|^2}, \\ \hat{u} &= au\end{aligned}$$

である。 a は各点の観測条件の差異を表わす係数で、ここでは周波数には無関係と仮定した。 u は観測システムへの微動入力であり、 \hat{u} は微動出力である。

すなわち(6)式は2点間の微動のコヒーレンスを方位平均したものである。新たに(6)式を使い、大学構内の主として $r=519.6\text{m}$ のデータについて ρ の値を求め、これより微動パワーの優勢な周波数範囲の中で1st 0 から出来るだけ低い周波数のところまで位相速度を求めた。それを Fig. 6 に○印で示した。これにより、求められた位相速度の周波数の下限は 0.44 Hz で、結局周期の上限は 1.4 秒 から 2.3 秒 までのびた。この結果は図で見ると F-K 法による結果とよく一致している。

同様に生振の $r=866.0\text{ m}$ のデータについても(6)式により ρ の値を再計算し、すでに位相速度の求められている周期約 2 秒 を越えて、微動パワーの優勢な周波数下限、 0.31 Hz すなわち周期 3.4 秒 までの位相速度を求めた。その結果は Fig. 7 に○印で示す。Fig. 6 同様、これらは F-K 法の位相速度と大変よく一致している。

以上により、相関法も F-K 法同様微動パワーの優勢な周期範囲ならば位相速度が容易に求められることがわかった。

IV. 結 論

長周期微動からそれに含まれる表面波（ここではレイリー波）の位相速度を求める2つの方法、すなわち空間自己相関法（相関法）と周波数-波数法（F-K法）を比較検討した。その結果、両者ともほぼ同じ周期範囲にわたって同じ位相速度を与えることがわかった。

これら2つの方法の長所・短所を整理すると次のようになる。

<相関法>

- 長所：① 観測点数が割合い少なくてすむため野外作業が比較的容易。
 ② 相関係数の計算が単純でマイコンの利用も可能。
 短所：① 優勢な高次モードの波と基本モードの波との分離が難しい。
 ② 相関係数の極値付近の位相速度の誤差が大きい (HENSTRIDGE, 1979)。

<F-K法>

- 長所：① 複数モードの波の分離 (HORIKE, 1985) および表面波・実体波の分離など可能。
 ② 一展開のアレイで求まる位相速度の周期間隔が密。
 短所：① 観測点数を多く要し、野外作業が大がかり。
 ② アレイの空間的広がり大きく、場所によっては適用不可能、また「水平成層構造」の仮定のくずれ。
 ③ データ多量につき処理の時間・経費など相対的に大。

このように、長周期微動から位相速度を求める方法として、相関法が F-K 法に劣らず良い結果をもたらすということは注目すべきことである。相関法は少ない観測点数ですむためデータ量は F-K 法の半分以下である。加えて、位相速度も1つの ρ の値に対し1つの周波数が対応する低い周波数範囲内ならば計算機内で自動的に求めることが可能である。能率的な方法として広い利用が期待できる。

最近卓越周期が1秒以上ある高層建築物、大型石油タンク、長大橋などの大型構造物の建設が盛んであ

る。その耐震性の問題は、長周期地震動が予測されてはじめて解決されるべきものである。ところで1秒を越えるような長い周期の地震動は深さ数100 mないしそれ以上、おそらく1,000 mのオーダーの地下構造に関係する。そのような規模の地下構造探査に、長周期微動の利用が有効である。ここに取り上げた2つの方法は、そういう点で今後大いに役立つに違いない。

謝辞 この研究のもとになった観測では、当教室応用地球物理学講座の学生諸氏の協力を得た。本研究は当教室の森谷武男助教授、笹谷努講師の観測協力、ならびに両氏との有益な議論によるところが大きい。また北海道大学理学部附属海底地震観測施設の岩崎貴哉博士から、データ処理ならびに解析に当り、協力で有益な助言を得た。以上の諸氏に厚く感謝する。

本研究の一部は、文部省科学研究費補助金（総合研究A）、同自然災害科学特別研究(1)補助金（「災害資料の収集とその解析による自然災害事象の研究」、研究代表者・石原安雄）ならびに北海道委託研究費（「北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究」、研究代表者・岡田広）による。

なお計算には北海道大学大型計算機センターを利用した。

文 献

- AKI, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- CAPON, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, **57**, 1408-1418.
- HENSTRIDGE, J. D., 1979. A signal processing method for circular arrays. *Geophys.*, **44**, 179-184.
- 日高英治, 1985. 長周期微動から推定されるレイリー波位相速度とS波速度構造—石狩平野地域について—. 昭和59年度北海道大学理学研究科修士論文.
- 日高英治・岡田 広, 1985 a. 長周期微動の観測によるS波速度構造の推定. 地震学会講演予稿集, No. 1, 127.
- 日高英治・岡田 広, 1985 b. 物理探査学会昭和60年度春季講演会講演予稿集, 43-44.
- HORIKE, M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *J. Phys. Earth*, **33**, 59-96.
- 小柳敏郎, 1986. 長周期微動における波浪の影響—石狩町生振での観測例について—. 昭和60年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究」（研究代表者, 岡田広）, 21-32.
- LACOSS, R. T., E. J. KELLY, and M. N. TOKSÖZ, 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophys.* **34**, 21-38.
- 松島 健, 1986. 大規模アレイを用いた長周期微動の観測と地下構造の推定. 昭和60年度北海道大学理学部研究科修士論文.
- 松島 健・岡田 広, 1986 a. 長周期微動を用いた地下構造の推定—F-Kスペクトル法による探査例—. 地震学会講演予稿集, No. 1, 158.
- 松島 健・岡田 広, 1986 b. 長周期微動の応用(2)—多点アレイ観測とF-Kスペクトルの推定ならびに地下構造の推定—. 昭和60年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究」（研究代表者, 岡田広）, 70-98.
- 森谷武男, 1986. 微動および爆破地震動観測用データレコーダー—. 昭和60年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究」（研究代表者, 岡田広）, 99-104.
- 岡田 広・松島 健, 1986. 長周期微動の応用(1)—微動に含まれる表面波の位相速度推定法（空間自己相関法とF-Kスペクトル法）の比較—. 昭和60年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究」（研究代表者, 岡田広）, 62-69.
- 岡田 広・松島 健・森谷武男, 1986. 長周期微動の基本的性質(1)—パワースペクトルの時間変化—. 昭和60年度科学研究費補助金（総合研究A）研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究」（研究代表者, 岡田広）, 4-12.
- 岡田 広・坂尻直巳, 1983. やや長周期微動による地下構造の推定. 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 119-143.