



Title	長周期微動を用いた地下構造推定 : 周波数-波数法による位相速度推定に必要な各種パラメータの検討
Author(s)	松島, 健; MATSUSHIMA, Takeshi; 岡田, 広 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 52, 1-10
Issue Date	1989-09-14
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.52.1">https://doi.org/10.14943/gbhu.52.1</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14199">https://hdl.handle.net/2115/14199</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	52_p1-10.pdf



長周期微動を用いた地下構造の推定  
— 一周波数-波数法による位相速度推定に必要な各種パラメータの検討 —

松 島 健 ・ 岡 田 広

北海道大学理学部地球物理学教室

(1989年5月9日受理)

**A Few Remarks on the Scheme of Observation and  
Analysis in Estimating Deep Geological Structures  
by Using Long-Period Microtremors**

Takeshi MATSUSHIMA and Hiroshi OKADA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 9, 1989)

Geological structures down to a depth more than several hundreds of meters can be estimated by using long-period microtremors. The basis of the estimation is the measurement of phase velocities of surface waves involved in long-period microtremors. The phase velocity of surface waves can be successfully measured if the frequency-wavenumber spectral method ( F-K method ) is applied to long-period microtremor data.

This paper describes an observation scheme for long-period microtremors with periods of about 1 to 4 sec, as well as a quantitative examination of different parameters used in the application of the F-K method to the microtremor data. In addition, comparison between the beamforming method and the maximum likelihood method is also described, which provides that the maximum likelihood method is more excellent for measuring accurate phase velocities.

I. は じ め に

通常の地震探査法には、深さ 2000~3000 m におよぶ地下構造を簡便に推定する方法はない、われわれは長周期微動が常にどこでも観測可能なことに着目し、長周期微動の観測からその中に含まれる表面波を検出し、そしてその位相速度から地下構造を推定する方法を検討してきた。

微動はその発生源や伝搬経路ならびに観測点直下の影響を含んだ複雑な波動現象であるが、ある限られた広がりの中で微動を観測すれば、その測定地点の地下構造のみに依存する表面波の位相速度が得られるはずである。したがって、ある広がりの中で微動を観測し、表面波の位相速度

を求めることは、その広がり直下の地下構造を推定することにつながる。

長周期微動に含まれる表面波の位相速度を精度よく求める方法には、Aki (1957) の空間自己相関法 (SAC法) や Capon (1969) による周波数-波数法 (F-K法) がある。両者の原理は基本的には同じであるが (Capon, 1973), 観測法や位相速度の推定法に違いがある。しかし両方法とも結局同じ結果を与えることは、すでに岡田・他 (1985) に示されている。

SAC法を用いた探査例は、岡田・坂尻 (1983), 日高 (1985) などあげることができる。また F-K法を用いた探査例は Horike (1985), 松島・岡田 (1986), 小柳・松島 (1988), 松島・大島 (1989), 宮腰・他 (1989), 松島・他 (1989) などがある。

本論文では F-K法を適用して周期 1~4 秒程度の長周期微動から最終的に表面波 (ここではレイリー波) の位相速度を求める場合に、必要となる種々のパラメータをいかに適切に選ぶか、定量的に検討した結果について述べる。

## II. 観 測

### 1. 観測計器

深さ 2000~3000 m までの地下構造を反映した表面波の周期は数秒にもおよぶ。この表面波を精度良く観測するためには、固有周期の長い地震計を使用する必要がある。しかし一般に固有周期の長い地震計は本体が大きく、携帯に不便な上、設置も大変難しい。したがって野外での迅速な観測には長周期地震計の選択が重要である。われわれは、対象とする周期数秒までの微動観測には、振動技研社製 PELS 73 型小型長周期地震計が適当と考えている。観測時には、この地震計の速度出力を使用し、地震計の固有周期は、比較的広い範囲内で可変であるが、通常 8 秒にしている。観測では上下動 1 成分を使用しているが、その固有周期の調整には約 10 分を要する。もし水平動地震計も併用すればレイリー波とラブ波が同時に記録されるであろうが、それらを分離するための観測はより大がかりにならざるをえない。

地震計の出力は 1 Hz のローパスフィルタを通す。これは自動車などの短周期ノイズによって増幅器が飽和するのを防ぐためである。

各地震計の出力は各観測点独立に改造ラジカセ (森谷, 1986) に記録する (この観測法を各点独立記録方式と呼ぶことにする)。もし各地震計の出力を 1 台のレコーダに集めて記録しようとすると、地震計とレコーダを結ぶラインが非常に長くなり、その結果経費が莫大なものになるばかりでなく、ラインの展開や回収にも長時間を要する。各点独立記録方式の場合、記録の再生に時間がかかるが、観測作業は著しく軽減され、観測点も自由に選べる。また観測点の増設や移動も簡単である。なお各点の記録の同時性を保つために、各レコーダにはリセット装置付きの水晶時計の出力をデータとともに記録する。水晶時計は観測の前後に親時計によりリセット・校正され、常に誤差を  $\pm 0.03$  秒以内に保っている。

また観測の前には各観測点の使用機器の特性を調べるため、地震計を同一地点に設置して同時に記録をとるキャリブレーションを実施することが望ましい。

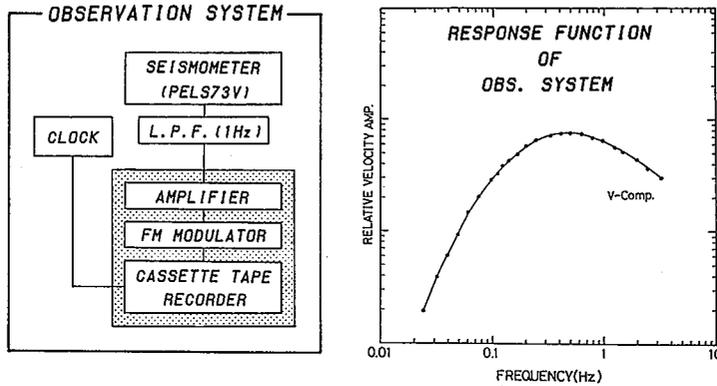


Fig. 1 Block diagram of the observation system and its response function.

Fig. 1に観測に使用した観測計器のブロックダイアグラムとその周波数特性を示す。

2. アレイの大きさ

F-K法を用いて位相速度を推定しようとする場合、地震計を自由な位置に配置できるという利点がある。しかしF-K法の能力を最大限に引き出すためにはいくつかの点に気をつけなければならない。

第一に、地震計アレイの大きさは長周期成分の分解能をあげるために、少なくとも観測しようとする波の最大波長の1/2~1/3程度にしなければならない。アレイの大きさが十分でないと、観測される波の位相差が小さく、位相差の測定誤差が大きくなる。このようなアレイから計算されるF-Kパワースペクトルのピークは鈍くなり、そのため位相速度は実際より大きく求められる傾向がある。しかし必要以上にアレイを大きくすると、この探査法が基本的に必要とする「アレイ内の地下構造は水平方向に一様な成層構造」という仮定が崩れる。すなわち水平方向の不均質性に起因した波形の乱れは地震計間の波形の相関を悪くする。特に地形の起伏が激しい地点での観測には注意すべきである。

Fig. 2に2種類のアレイの大きさを計算したF-Kパワースペクトルの例を示す。アレイの径が大きいきには推定されたF-Kパワースペクトルは非常に複雑なものになってしまうが、最も遠い2点のデータを取り除くとピークが明確になる。

第二に、地震計の最小間隔は

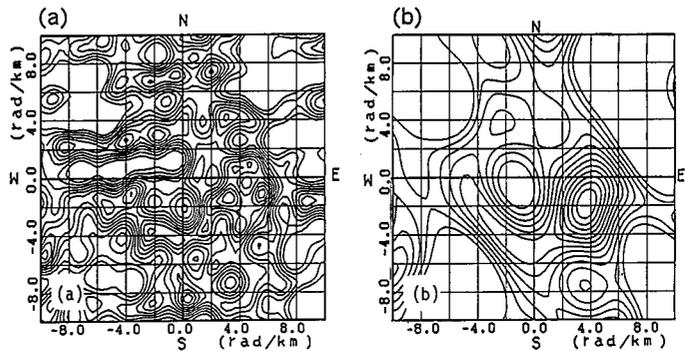


Fig. 2 F-K power spectral density plots of the period, 1.64 sec, obtained for two different array sizes at the Shimootofuke site (one of the test sites located in the Tokachi Basin, Hokkaido). The number of seismometers is different between both plots. (a) Nine seismometers are deployed over a region with a diameter of 3000m, and (b) seven seismometers are deployed over a region with a diameter of 1500m.

観測しようとする波の最小波長の1/2より小さくしなければならない。この条件が満たされない場合、F-K パワースペクトル上に空間的エリアジングに起因した見かけのピークが生じ、解析がきわめて困難になる。

### 3. アレイの形 (アレイレスポンス)

2次元波数領域でのパワースペクトルの分解能は地震計の数や配置に大きく左右される。特に次章で述べる BFM を使ってパワースペクトルを推定する場合、パワースペクトルはアレイの形によって決まるインパルスレスポンスの影響を強く受ける。

いくつかの地震計配置に対するアレイのインパルスレスポンスの例を Fig. 3 に示す。中心の大

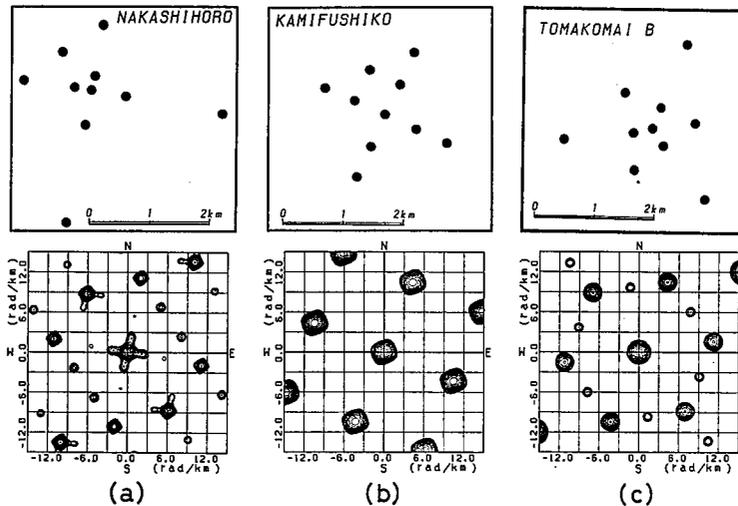


Fig. 3 Examples of array configurations and their contoured impulse responses in wavenumber space. Contours are  $-1$  dB with respect to the maximum.

きなピークのほかに周囲にはいくつかの大きなサイドローブがあり、これがF-Kパワースペクトルに見かけ上のピークを生じさせる。したがってF-Kパワースペクトルの推定誤差を小さくするためには、このアレイインパルスレスポンスができるだけ2次元デルタ関数に近くなるように地震計の数と配置を考える必要がある。しかし、実際に観測に使用できる地震計は数に限りがあり、また地震計を設置できる場所もしばしば制約を受ける。したがって、F-K法を利用した探査法はこのような制限・制約のもとでいかに理想的なアレイの形を作るかが重要なポイントとなる。

Fig. 3 (c) の地震計配置は、10台の地震計を使う場合の最も効率のよい配置法といえる。アレイインパルスレスポンスの中心のピークを鋭くするためには、地震計は方位に関して等方的に配置する必要がある。またサイドローブを抑えるためには、地震計の間隔のバリエーションを多くして、観測の対象となる波長内で、できるだけ一様にかつ適切に波の位相差を測定できるようにしなければならない。

### 4. 微動のパワー

微動のパワーは観測の対象となる周波数帯域で、安定していてかつ強いことが望ましい。パワー

が小さいと、ローカルに発生する波に乱され、波形の相関が悪くなる。すなわち F-K パワースペクトルの安定性が悪くなる。したがって観測は人工的なノイズの発生が少ない夜間に実施するのが望ましい。長周期の微動のパワーは海洋波浪の高さと強い正の相関があることがわかっており(岡田・他, 1986), 付近の海岸の海洋波浪が微動の強さの目安となる。

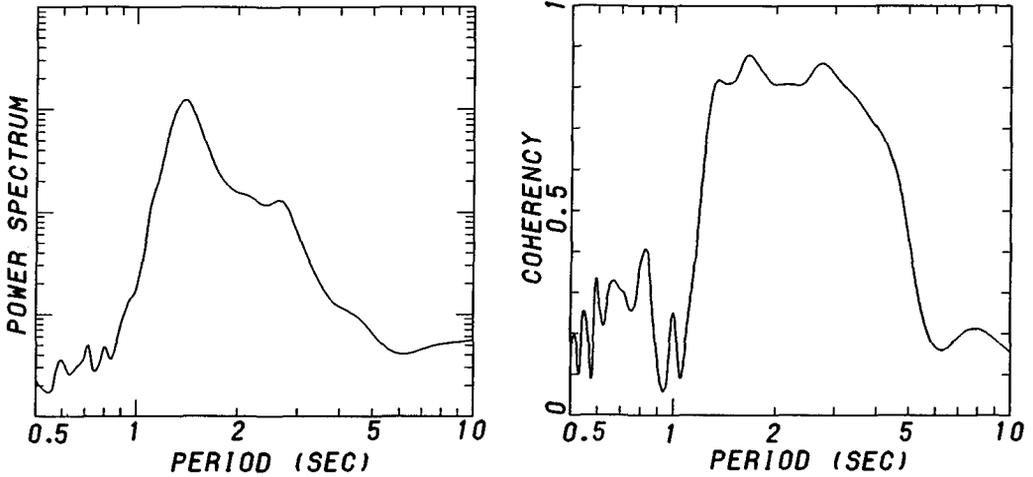


Fig. 4 Power spectrum and coherency of long-period microtremors observed at the Hokkaido University campus.

Fig. 4 に観測された長周期微動のパワースペクトルと、2地点間の記録のコヒーレンスの例を示す。

### III. 解析時の各種パラメータの影響

ここでいう F-K 法は、基本的にはアレイに設置した地震計のデータを使い、周波数 (F) - 波数 (K) パワースペクトルを計算し、そのピークの波数からその周波数の波についての見かけ位相速度や到来方向を求める方法をいう。

F-K パワースペクトルの推定方法としては beam forming method (BFM) (Lacoss *et al.*, 1969) (conventional method と呼ばれている), maximum likelihood method (MLM, 最尤法) (Capon, 1969) (high resolution method と呼ばれている) などが知られている。

BFM によると、周波数  $f$ 、波数  $\mathbf{k}$  の点における F-K パワースペクトルの推定値  $\hat{P}(f, \mathbf{k})$  は

$$\hat{P}(f, \mathbf{k}) = \mathbf{E}(\mathbf{k})^* \mathbf{S}(f) \mathbf{E}(\mathbf{k}) \quad (1)$$

と表すことができる。ここでベクトル  $\mathbf{E}(\mathbf{k})^*$  はベクトル  $\mathbf{E}(\mathbf{k})$  の共役転置で、その要素は  $\exp(i\mathbf{k}\mathbf{r}_n)$  である。ただし  $\mathbf{r}_n$  は  $n$  番目の地震計の座標、 $\mathbf{S}(f)$  は周波数  $f$  における各地震計記録の正規化されたクロススペクトル値を要素に持つ  $N \times N$  のエルミット行列である。

MLM は BFM より非常に分解能のよい F-K パワースペクトルが推定できる。MLM による F-K パワースペクトルの推定値  $\bar{P}(f, \mathbf{k})$  は

$$\bar{P}(f, \mathbf{k}) = \{\mathbf{E}(\mathbf{k}) * \mathbf{S}^{-1}(f) \mathbf{E}(\mathbf{k})\}^{-1} \quad (2)$$

で求めることができる。BFMの場合と比較してみると、クロススペクトル行列の逆行列を求める操作が加えられているだけである。

### 1. A/D 変換

カセットテープに記録した長周期微動のデータをミニコンピュータを使用してデジタルデータに変換する。ところで各点独立に記録を取る場合、1台のレコーダで集中して記録を取る場合と異なり、それぞれのレコーダの微妙なテープ速度の違いや回転むらのため記録の同時性を保つことが難しい。そのために微動データを A/D 変換する際、同時に記録した水晶時計の出力も同時に A/D 変換し、その時計のデータを使って微動のデータセットを再編集する。データの再編集には、時計出力を基準に、データを等間隔に線形補間する方法と、高速でサンプリングしたデータを等間隔に間引く方法がある。前者は低速のサンプリングでもよいので A/D データの記憶領域が少なくすむが、時計チャンネルだけは精度を保つために高速のサンプリングが要求され、したがってその分だけオペレーションが面倒になる。一方、後者は記憶容量を多くとる必要がある。幸い使用したミニコンピュータには十分な記憶容量があり、また高速なサンプリングも可能なことから、われわれは後者の方法を使用している。すなわち時計出力・微動記録を共に 500 Hz で A/D 変換し、1分毎の時計出力パルスの間にあるおよそ 3 万ポイントの微動データから 600 ポイントのデータを等間隔になるように約 50 ポイントおきに取り出し、最終的にサンプリング間隔 0.1 秒の編集したデータセットを作る。

微動観測記録は 1 地域の観測につき 45 分間とっている。したがって大容量で高速処理が可能な計算機が不可欠である。また 1 地域の観測で 10 本の記録テープを別々に処理するため、A/D 変換には大変な時間がかかる。しかしこの程度のデメリットは各点独立記録方式の観測現場での作業能率のよさを考えると、十分相殺される。

### 2. データウィンドー

観測された長周期微動から F-K パワースペクトルを計算する場合、まず最初に問題になるのはそのデータウィンドーの長さである。長周期の微動はほぼ定常確率過程と考えられ、その基本的性質はデータウィンドーの長さによらず一定と考えることができる。しかし現実には記録のクロススペクトルの計算に FFT を使用するため、データウィンドーの長さが短いとスペクトルの分解能や安定性が悪くなる。その結果推定された位相速度は分散が大きくなってしまう。またデータウィンドーの長さを広げると、どうしても自動車などの人工的なノイズが混入し、解析区間を自由にとれなかったりする。もちろんむやみにデータウィンドーを長くすれば、計算機の負荷を大きくするだけである。

Fig. 5 にデータウィンドーの長さが 204.8 秒と 614.4 秒の場合の F-K パワースペクトルの例を示す。これを見るとデータウィンドーが 204.8 秒と短い場合でも多少ばらつきはあるが、ピークはほぼ一定の場所に存在し、スペクトルは安定していることがわかる。

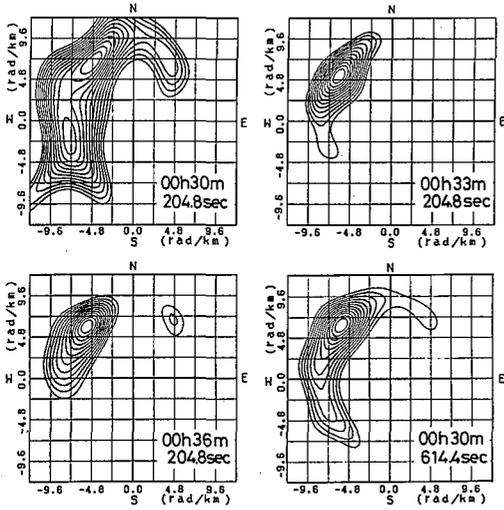


Fig. 5 F-K power spectral density plots for a time window of 204.8 sec at three different observation times and a time window of 614.4 sec. The data were obtained for a period of 1.20 sec at the Hokkaido University. Contours are  $-1$  dB with respect to the maximum.

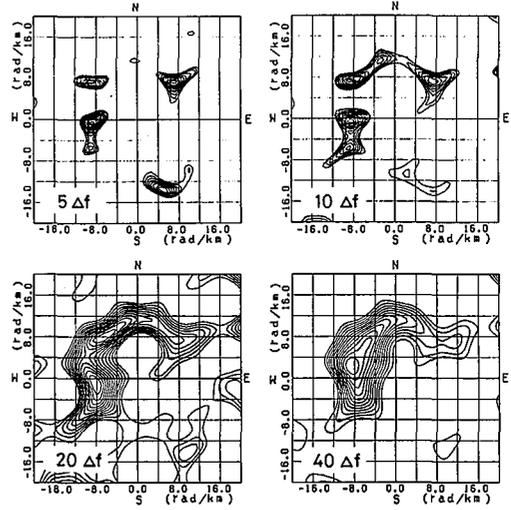


Fig. 6 F-K power spectral density plots obtained for four different band widths of the spectral window at the Hokkaido University campus. Observation time is 614.4 sec.  $\Delta f$  is the unit frequency interval for calculating cross power spectrum.

解析の際はこの結果を参照し、基本的にはデータウィンドー長 614.4 秒、サンプリング間隔 0.3 秒、サンプル数 2048 ポイントで F-K パワースペクトルを計算した。しかし人工的ノイズが多く、十分なデータ長がとれないときは、サンプリング間隔を 0.2 秒もしくは 0.1 秒とし、データウィンドーの長さを 409.6 秒もしくは 204.8 秒とした。

最終的に求めたい位相速度は一回 45 分の観測のうちから人工的ノイズを避けるように 3 ~ 4 ヶ所のデータを取り出して、各々から求められた位相速度についての平均操作をしている。

### 3. 平滑化ウィンドーの幅

クロススペクトルの推定に LaCoss et al. (1969) や Capon (1969) は direct segment 法を使ってスペクトルの平滑化を行っている。しかしわれわれは計算時間節約のためスペクトルを FFT 法で求め、PARZEN 型スペクトルウィンドーをかけることによって平滑化を行った。

ウィンドーの幅は狭いとスペクトルの周波数分解能はよくなるが、スペクトルの安定性は悪くなる。逆にウィンドー幅が広すぎると安定性はよくなるが周波数分解能が悪くなる。Fig. 6 にいろいろなウィンドー幅のクロススペクトルから求めた F-K パワースペクトルを示す。解析の際は安定性や分解能を考慮し、 $20 \cdot \Delta f$  ( $\Delta f$ : クロススペクトルの周波数間隔) を平滑化スペクトルウィンドーの幅とした。この幅はデータウィンドーの長さが 614.4 秒の時は、0.003 Hz に相当する。

### 4. BFM と MLM の比較

次に F-K パワースペクトルを計算するための 2 つの方法、すなわち BFM と MLM を比べて

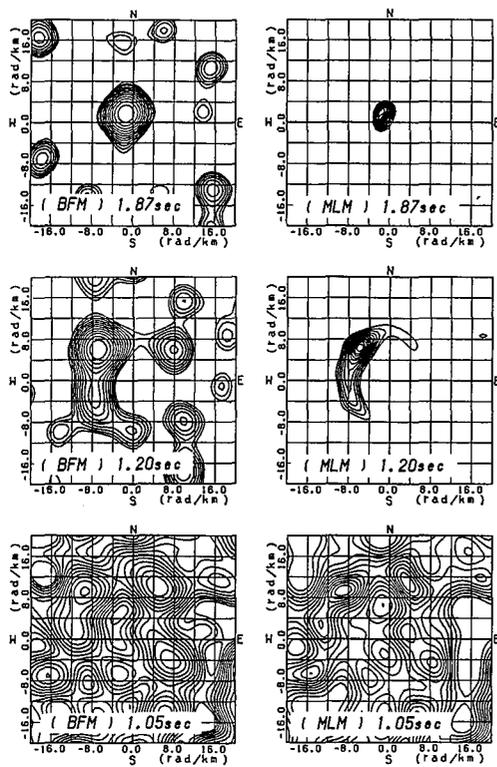


Fig. 7 Comparison of F-K power spectral density plots of the periods, 1.87, 1.20, and 1.05 sec, obtained by BFM and MLM

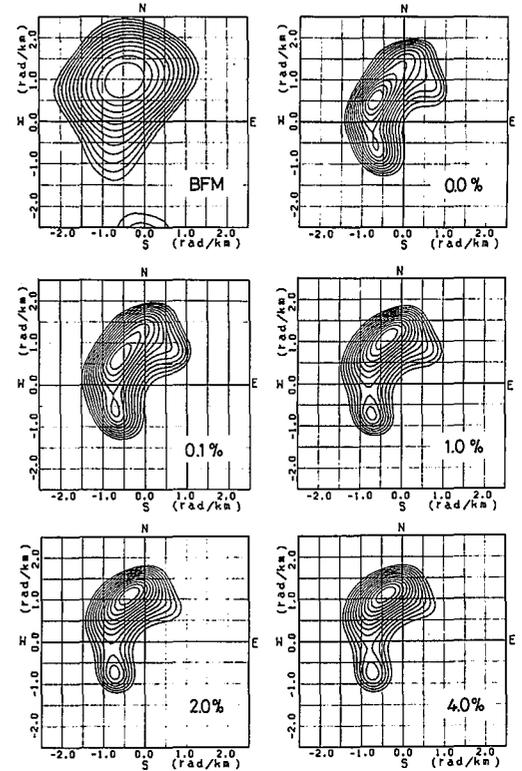


Fig. 8 F-K power spectral density plots of the period, 2.05 sec, obtained for different damping factors at the Oyafuru site (one of the test sites located about 20 km north from Hokkaido University).

みる。Fig. 7において左側がBFM、右側がMLMによるF-Kパワースペクトルである。周期1.87秒の例を見るとBFMでは分解できなかったピークをMLMでは見事に分離している。また周期1.20秒の例ではMLMでは鋭い1つのピークがあるのに対し、BFMではアレイレスポンスの影響で多くの見かけピークが生じている。しかし周期1.05秒の例で見られるようにデータにノイズが多くなるとMLMでも分解能が悪くなる。

このようにデータの質がよい場合、F-Kパワースペクトルの推定はMLMの方がBFMに比べて大変有利である。

##### 5. ダンピングファクター

F-Kパワースペクトルの推定にMLMを使う場合、クロススペクトルの行列 $S(f)$ の逆行列を求める必要がある。しかしこの行列はしばしば特異、もしくは非常に特異状態に近くなり、F-Kパワースペクトルの推定に大きな誤差を生じる。これを防ぐためには、この行列の対角要素にわずかな値を加えてやればよい (Asten and Henstridge, 1984)。すなわち

$$S'(f) = S(f) + RI \quad (3)$$

ここで  $I$  は単位行列を示し、 $R$  はダンピングファクターと呼ばれている。この操作は各地震計の記録に互いに無相関なランダムノイズを加えることと同値である。

Fig. 8 にいろいろなダンピングファクター  $R$  について求めた F-K パワースペクトルを示す。ダンピングを加えない、すなわち  $R = 0\%$  の時のピークの位置は BFM の結果と明らかに異なっている。 $R$  を大きくしていくとピークの位置が少しずつずれ、あるところに収束する。しかしあまり  $R$  を大きくしすぎると、ピークの分解能が悪くなる。解析では、これらの結果からダンピングファクターとして  $R = 1.0\%$  を採用した。

#### IV. 結 語

周波数-波数法 (F-K 法) を使って長周期微動に含まれる表面波 (ここではレイリー波) の位相速度を求める際に必要となる種々のパラメータを定量的に検討した。

近年、超高層建築物、大型石油タンク、長大橋などの 1 秒以上の固有周期をもつ長周期構造物が増える傾向にあり、当然その耐震性についての関心が高まっている。それに備えた地震動の解明や予測には数 100 m ないし 1000 m のオーダーの深い地下構造を考慮する必要があり、長周期微動を利用した地下探査法は今後おおいに活用されるだろう。今回取り上げた長周期微動の観測・処理の定式化はその際にたいへん役立つことになると思われる。

**謝辞** この研究のもとになった観測の際、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。以上の諸氏に厚く感謝する。

なお A/D 変換には北海道大学理学部地震予知観測地域センターのミニコンピュータを、また解析の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.
- Asten M. W. and J. D. Henstridge, 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, **49**, 1828–1837.
- Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, **57**, 1408–1418.
- Capon, J., 1973. Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a Large Aperture Seismic Array. *Methods in Computational Physics*, **13**, 1–59.
- 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。
- 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・松島 健, 1988. 十勝平野における長周期微動の観測(2)ーアレイ観測ー. 物理探査学会第78回学術講演会講演論文集.
- LaCoss. R. T., E. J. Kelly, and M. N. Toksöz, 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophys.* **34**, 21-32.
- 松島 健・岡田 広, 1986. 長周期微動の応用(2)ー多点アレイ観測と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), 70-98.
- 松島 健・大島弘光, 1989. 長周期微動を用いた地下構造の推定ー黒松内低地帯における探査例ー. 物理探査, **42**, 97-105.
- 松島 健・岡田 広・小柳敏郎・森谷武男・笹谷 努・山本明彦, 1989. 長周期微動を用いた地下構造の推定(5)ー十勝平野東部における探査例ー. 物理探査学会第80回学術講演会講演論文集.
- 宮腰 研・松島 健・森谷武男・笹谷 努・平田賢治・渡辺儀輝・岡田 広・大島弘光・秋田藤夫, 1989. 長周期微動を用いた地下構造の推定(4)ー小樽市における探査例ー. 物理探査学会第80回学術講演会講演論文集.
- 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・森谷武男, 1986. 長周期微動の基本的性質(1)ーパワースペクトルの時間変化ー. 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), 4-12.
- 岡田 広・松島 健・日高英治, 1987. 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ー空間自己相関法と周波数ー波数法の比較ー. 北海道大学地球物理学研究報告, **49**, 53-62.
- 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.