

波形形状を考慮したウェーブレット変換法と

長周期地震波の震源推定法の開発

The development of the wavelet transform
considering seismic waveforms, and its application
to focus-determination for long period waves

平成 20 年 3 月

松林 弘智

山口大学大学院理工学研究科

学位論文の要旨

学位論文題目

波形形状を考慮したウェーブレット変換法と 長周期地震波の震源推定法の開発

自然科学基盤系専攻
松林 弘智

火山の地下活動を示す火山性地震波は P 波 S 波の読み取りや、イベントの自動認識が難しく、手動にて決定作業や確認作業が必要である。振幅のみを自動監視すれば遠地地震との区別ができず、連続記録からのイベントの検出が不確実になる。このような火山性地震波を、複数観測点を使用して震源自動決定をすることで、自動認識と監視ができると考えた。

複数の観測点で記録した火山性微動を含む地震波の震源の自動決定を、より正確に行なうことを目的とした。

従来、複数観測点（小スパンアレイを含む）での震源位置推定や波の到来方向推定にはセンブランス法が用いられている。しかし、センブランス法には、

- ・ 波形ウインドウ長が一定でなく、この違いがセンブランス値に影響する(ウインドウ長の問題)
- ・ 1成分の長周期波形データでのセンブランス値はピークが広い(長周期波形への応用の問題)
- ・ 3成分の波形を使用した3成分センブランス法では等方震源の近地P波しか利用できない(非等方性震源の問題)
- ・ 使用するデータ数が増えるとセンブランス値が小さくなる(観測点数による指標値の低下問題)
- ・ コヒーレンシの小さい波には適用できない(アレイ領域内にて発生した地震は、等方震源でないと地震メカニズムの影響を受けてコヒーレンシがない)

という問題がある。

本研究では、複数観測点のデータ処理(震源推定や波の到来方向推定)にウェーブレット変換を入れることによりこれらの問題点を解決した。ただし、従来のウェーブレット変換にも問題点があり、新たなウェーブレット変換手法を開発して導入した。

連続ウェーブレットや離散ウェーブレットといった従来のウェーブレット変換の手法では、変換結果の定量的解釈に影響する問題点がある。それらは、多重評価、結果の非一意性、計算資源への負荷、周波数領域での偏り、信号形状の多様性に整理される。これらの問題により、例えば初動の自動読み取り時間や振幅のモニタリングといった地震波形の解析に利用するときに、読み取りや振幅の誤差を含む。

そこで、周波数空間ではバンドパスフィルタの特徴を持ち、直交基底を構成できるメイエ関数を基にして、多様な波形形状に対応できる複素メイエウェーブレット(CMW)関数を作成した。CMW関数は位相角を変化させることで、波形形状を変化させる。このCMW関数により帯域制限をしたデータ振幅の大きい順に振幅を合わせたCMW関数をデータから差し引き変換結果として、差し引いた位置、振幅、およびCMW関数の位相角を記録した。

この手法は、ウェーブレット関数との相互相関が高い部分を、帯域制限をしたデータから差し引く手法である高速マッチング追跡法を基にしているが、本手法はエネルギーの大きな信号の変換時の欠落を防ぐため、振幅の大きな順にCMW関数にてあわせた部分を差し引くと

いった改良を加えた複素メイエマッチング追跡法(CMMP)を開発した。

CMMPにて、振幅や時間位置情報が波形形状の影響と分離できた。したがってコヒーレンスの問題がなくなり、非等方性震源の到来方向推定や震源推定が可能になった。また、変換を行うウェーブレット関数の時間幅が一定であるため、データに適用する波形ウインドウ長が一定とでき、安定した品質の震源・震央推定手法を作成した。

平面波の到来方向推定に利用する指標の計算は、センブランス法を元に作成した。アレイに入射してくる平面波とその速度ベクトルを仮定し、アレイの基準観測点からアレイを構成する各観測点の位置ベクトルと速度ベクトルの内積により計算走時差を得る。水平動 2 成分の地震波記録を使用する場合は、各観測点での地震波形を速度ベクトルの方向に回転し、回転した地震波形からの CMMP 法変換結果の時間情報と基準観測点での時間情報との差をデータとして使用する。観測走時差と計算走時差の分散の逆数を指標とする。したがって、計算と観測が近い値である場合に指標は大きな値をとり、逆は小さい値になる。

震源推定の指標の計算は、観測走時差までは平面波到来方向推定と同じである。ただし、入射してくる波は平面波でなく球状に伝播すると仮定する。速度を仮定し、震源位置を仮定してその震源からの計算走時差を得る。観測走時差は、仮定した震央方向に観測波形を回転し、その CMMP 法結果から観測走時差をえる。指標は同じく観測走時差と計算走時差の分散の逆数である。CMMP 法での変換結果は、パルス状になるため長周期地震波を対象とした到来方向推定や震源推定位置の範囲が、センブランス法より小さく急峻にできる。

パルス状の変換後信号も、到来方向推定や震源推定処理の優先順位として振幅の大きな順に行なうことで変換後信号の取り違えもなく、精度良く震源決定が行なえた。

こうして、到来方向推定や震源推定の指標がより任意性の少ない値として得られ、推定結果の範囲も小さくできるようになった。

また CMMP 法により、従来のウェーブレット変換で得られる信号の時間位置、周波数帯、振幅だけでなく、波形形状を示す数値(以降は位相)が算出可能になったことで、従来は数値化できなかった波形の形状を位相として数値化でき、詳細な波形の特徴づけを CMMP 法にて行えた。

テストケースとして阿蘇火山の長周期微動に対しての波形形状の監視と、震源推定の応用を行った。阿蘇火山では、長周期微動の活動が数時間から数日で大きく変化する。また表面活動との直接の連動がはっきりしていない。このような特性をもつ長周期微動のデータのうち、振幅の大きさが異なるいくつかの時期のデータについて、CMMP 法にて形状の特徴を調べた。また、振幅の大きな時期の一部の震源について震源推定を行なった。

その結果、長周期微動は振幅の大きな期間と小さな期間にて CMMP 法結果の位相角と振幅の分布に差があることが見つかった。また震源推定では、阿蘇火山周辺の定常観測点 5 観測点の波形を使用して、火口の南西約 3km に震央を推定できた。

本研究の手法を用いて長期的に活動的火山の火山性地震などの同じ震源位置での位相を監視することで、発震メカニズムの時間変化を知ることができる。また複数観測点での同時観測を行う場合では、地震波の放射パターン記録ができる。さらに火山性微動の計数やそのエネルギーの累積といった新しいパラメータがつけられる。したがってより詳細な地下での火山活動の監視に利用できる。

The development of the wavelet transform considering seismic waveforms, and its application to focus-determination for long period waves

Abstract

The volcanic earthquake is index of volcanic activity under the volcano. Therefore, the detection of volcanic earthquakes is important to monitoring the volcanic activity. But, you can not detect the volcanic earthquakes only by amplitude, because you can not divide these events from earthquakes of far field by amplitude.

I think that you can detect volcanic earthquakes by the estimation of the focuses and epicenters. But, you can not detect automatically and easily P wave and S wave of volcanic earthquakes. I developed new automatic estimate method of epicenter and focus of volcanic earthquake.

Now, you can use array analysis method, "semblance method". It is useful and easy method for estimating the direction of incidence of seismic wave and estimating the epicenters or focuses. But there are 3 problems about semblance method.

- The window length of semblance has not been defined.
- If the seismic array surrounded the focus of non isotropic mechanism, you can not use semblance method.
- If you use more seismic wave data samples, the semblance values level is smaller.

I use wavelet transform in my new focus(epicenter)-determination method. The wavelet transform can avoid these problems. But I also developed new wavelet transform method, because current wavelet transform methods are not good for analyzing seismic wave.

Based on Fast Matching Pursuit (FMP), I have developed a new wavelet transform method "Complex Meyer Matching Pursuit (CMMP)" for overcoming the defects of current wavelet transform methods.

Recently, wavelet transform method was popularly applied to analysis of various time series data. However, some wavelet transform methods could even result different interprets during the analysis data. As an example, single wave signal was multi-used by the continuous wavelet transform (CWT). Moreover, only because the different start point, the different transform results were gotten from the discrete wavelet transform (DWT).

The Matching Pursuit (Mallat, 1993) and its extension FMP overcame the above mentioned defects. Their methods could get even results, respectively. However, the Matching Pursuit algorithms consumed computing loads, and caused biased estimation since it used the non-orthonormal wavelet function on the frequency domain. The wavelet function which was used in FMP was generally different shape to signal in time series. Therefore, single wave signal was transformed into many wavelets. Moreover there is some possibility that such signals are not transformed.

I proposed a new definition of the complex Meyer wavelet with the phase component in the frequency domain. Further, I used the algorithm to develop the CMMP. The wavelet is orthonormal wavelet function. Therefore, it overcomes the problem of bias on the frequency domain. Moreover it can be similar to shape of original signals, because it has argument. Next, I designed a new algorithm of transform priority decision and a matching method for overcoming the other defects of the Matching Pursuit, FMP, CWT and DWT.

The new method not only overcomes the defects but also expresses the signal shape as an argument of the complex Meyer wavelet. Therefore, the method can provide the new parameter "argument" of series data for interpretation in addition to the parameters of position on series data, frequency, and amplitude. I expect that the new parameter helps for interpretation of time series data.

Next, I developed new focus(epicenter)-determination method.

I use CMMP to detect signal arrival time on wave data which recorded array seismometers. CMMP can detect the time, automatically. And CMW function width is defined by center frequency of the function. Therefore, the analysis window of seismic array can be defined by using CMMP. CMMP can divide amplitude of signal and phase angle of signal. Therefore, the wave shape influence to arrival time is decreased by CMMP.

Then, I get relative arrival time which is subtracted the arrival time of reference seismometer from. Finally, I calculate the index value of difference relative arrival time from calculated relative arrival time. If the difference is small, the index value is big. The peak position of the index will indicate the incident direction of flat wave or focus(epicenter) of earthquake.

As application of new method, I used new method to the long period tremor of Aso volcano.

First, I analyzed the long-period tremor that was recorded by the time series data of broadband seismograph network (F-net) of the National Research Institute for Earth science and Disaster prevention (NIED), for the applications of this new wavelet transform. I was able to extract the waveform features of tremor by using the CMMP. Finally, I found the differences between the data recorded terms in the waveform shape of tremor which indicated that the tremors source was changed in these terms.

Next, I estimated epicenter of the tremor that was recorded by tiltmeter of High sensitivity seismograph network (Hi-net). The epicenter was estimated on the volcanic cone. It was 3km south west from the crater. The result is consistent with former studies (For example, Kaneshima et al., 1996). From the estimation of epicenters, you can extract the long period tremor. Then, you will be able to accumulate the amplitude of long period tremors and count the tremors. These accumulation and count will be new indexes for volcanic activity.

From the study, I think new wavelet transform method and new focus estimate method are good for monitoring volcanic activity.

第1章 緒論.....	7
1.1 研究の背景と目的.....	7
1.2 アレイ解析手法に関する従来の研究.....	9
センブランス法.....	9
3成分センブランス法.....	10
1.3 センブランス法適用事例.....	10
1.4 ウェーブレット変換手法に関する従来の研究.....	12
1.4.1 ウェーブレット関数.....	12
ハール(Haar).....	12
ガボール(Gabor).....	13
メキシカンハット(Mexican hat).....	13
フレンチハット(French hat).....	14
モルレー(Morlet).....	14
ドブシー(Daubechies).....	14
メイエ(Meyer).....	15
1.4.2 ウェーブレット変換.....	15
連続ウェーブレット変換.....	16
離散ウェーブレット変換.....	16
ピラミッドアルゴリズム.....	17
マッチングパーシュート(Matching pursuit).....	18
1.5 ウェーブレット変換のデータ解析への適用例.....	19
1.6 本論文の構成.....	21
1.7 参考文献.....	22
第2章 波形形状を考慮したウェーブレット変換法の開発.....	24
2.1 はじめに.....	24
2.2 複素メイエマッチング追跡法(CMMP法).....	27
2.2.1. 高速マッチング追跡法の問題点.....	27
2.2.2. CMMP法の概要.....	27
2.2.3. 複素メイエウェーブレット(CMW)関数集合.....	27
2.2.4. 適合位置決定と適合判定のアルゴリズム.....	30
2.2.5. CMMP法の処理手順.....	32
2.3 数値実験.....	33
2.3.1. 特定の周波数帯でのピーク位置の検出.....	33
2.3.2. 信号波形が重なった場合.....	34
2.4 結論.....	35
2.5 参考文献.....	36
第3章 ウェーブレット変換を用いた長周期地震波の震源決定法.....	37
3.1 はじめに.....	37
3.2 CMMP法を使ったアレイ入射波到来方向・震源(震央)の推定法.....	39
3.2.1 CMMP法.....	39
3.2.2 アレイ入射波到来方向・震源の推定法.....	40
3.3 CMMP法による読み取り実験とテストデータでの震央推定.....	42
3.3.1 ノイズを重ねたテストデータによる信号位置読み取り値の影響.....	42
3.3.2 非等方性震源のテストデータによる信号位置読み取り値の影響.....	44
3.3.3 表面波分散による位相変化に対する信号読み取り位置の影響.....	46
3.3.4 本研究の手法での指標分布のテストデータによる分布.....	48
3.3.5 非等方性震源の実体波理論データによる震央推定テスト.....	50
3.3.5.1 正断層メカニズム解の場合.....	50

3.3.5.2 ストライクスリップのメカニズム解の場合	52
3.4 結論と課題	54
3.4.1 結論	54
3.4.2 課題	54
3.6 参考文献	55
第4章 観測データへの適用	57
4.1 はじめに	57
4.2 CMMP 法による火山性微動の検出	57
4.2.1 阿蘇火山の火山性微動とウェーブレット変換	57
4.2.2 データおよび解析手法	58
4.2.3 解析結果	58
4.2.4 考察	59
4.3 微動源推定のためのアレイ解析法の適用	60
4.3.1 はじめに	60
4.3.2 データおよび解析手法	60
4.3.3 解析結果	61
4.3.4 考察	61
4.4 結論と課題	62
4.4.1 CMMP による火山性微動の検出と特徴	62
4.4.2 観測網データによる微動源推定へのアレイ解析法の適用	62
4-5 参考文献	63
第5章 結論と課題	64
5.1 はじめに	64
5.1.1 波形形状を考慮した Wavelet 変換法の開発	64
5.1.2 Wavelet 変換を用いた長周期地震波の震源決定法	64
5.1.3 観測データへの適用	65
CMMP による火山性微動の検出と特徴	65
観測網データによる微動源推定へのアレイ解析法の適用	65
5.2 課題	65

第1章 緒論

1.1 研究の背景と目的

活動的火山では、地下にて火山活動と関係すると推定されている火山性地震が発生している。代表的な火山性地震には、高周波地震(HF)、低周波地震(LF)、爆発地震(EX)、および火山性微動(TR)がある(図1-1)。高周波地震は、一般の地震と同様の特徴をもつが、それ以外の火山性地震は特徴が大きく異なる。一般的な地震と火山性地震との違いは、

- ・ 一般的な地震ではP波S波が明瞭であるが、火山性地震では明瞭でない。
- ・ 火山性地震の発震時や終了時が明瞭でない

このような特徴をもつ火山性地震は、火山の地下の情報を持っており、震源の推定が重要な意味をもつと考えられる。

たとえば、Minakami, [1960]らの分類によるB型地震=LFや爆発的噴火とともに発生する爆発地震(EX)の発生個数は、活動度の目安となり、多いと活動が高いと考えられる。またLF, EX, TRの発生分布は、火道や火口付近などの火山体浅部にてマグマの輸送経路火道の位置をしめすと考えられる。HFを含めると、火道内のマグマ上昇、マグマ上昇による応力の変化があった領域を推定できる(図1-2)。火山性地震の特定の種類、たとえばTRは、火山活動に伴う流体の移動やクラックの共鳴を震源とするモデルがある(Aki et al., 1977, Chouet, 1986, Fujita et al., 2004)。つまり流体の運動が発生源と考えられており、火山体の下での物性を推測する情報を含んでいる。

地震波の震源推定の手法は概してこれらの手法が用いられている(図1-3)。

- ・ P波S波の地震波の立ち上がりから、震源を推定するネットワーク観測
- ・ 地震計群に平面波あるいは球面波が入射したと仮定してその伝播方向あるいは震源を推定するアレイ観測
- ・ 地震波がP波と仮定してその振動方向から震源を推定する軌跡解析
- ・ 地震波の減衰が一定と仮定して、地震計群で観測された波の減衰から震源を推定する振幅分布解析

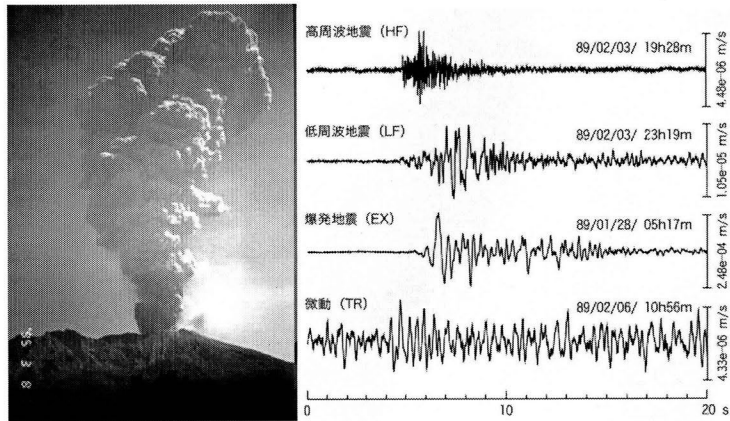


図1-1 火山の表面活動と火山性地震の波形
(左)櫻島火山の爆発(京都大学火山活動研究センター)
(右)代表的火山性地震(西村, 井口, 2006)

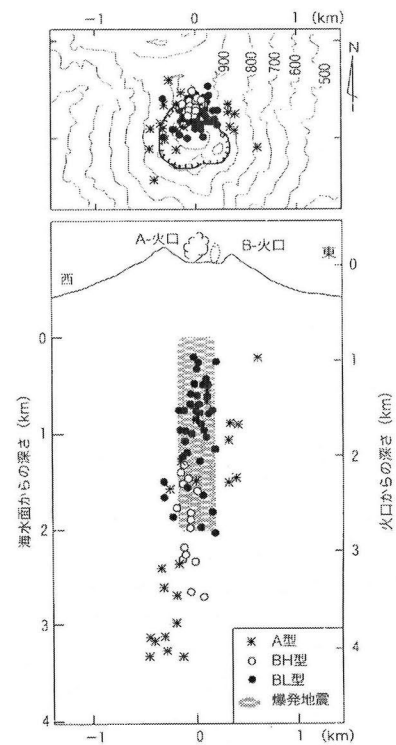


図1-2 櫻島火山の火山性地震の分布
(西村, 井口, 2006)

がある。

地下の減衰構造が簡単で、地震波にP波S波が明瞭にみえるといった一般的な領域での一般的な地震では、これらの手法は有用であるが、火山地帯では、適用が難しい手法が存在する。

適用が難しい手法としては、振幅分布解析であり、理由は減衰の水平不均質が大きいことが挙げられる。また、ネットワーク観測の適用も難しい。震源分布が重要な意味を持つと推測される火山性地震は、その特徴からP波S波の読み取りにて震源決定をする手法は利用できないからである。

影響が比較的少ないと考えられるアレイ観測や軌跡解析がこのような領域での解析に適している。アレイ観測の例としては、センブランス法やFK法などが挙げられる。そのうちセンブランス法はアレイへの入射平面波の到来方向や、波源の推定に使われている。このセンブランス法は、後で紹介するが、多観測点間の波形データを適当な時間幅(ウインドウ長)で切り取り、その相関の度合いを示すセンブランス値を計算する手法である。計算が比較的簡単であることから、頻繁に用いられている。

一方、この手法にも問題がある。

- ・ 震源を囲む多観測点間では、震源メカニズムの影響で波形相関の値が低く震源推定が行えない
- ・ センブランス法にてウインドウ長を定義していないため、同じ信号で結果が多様化する可能性がある

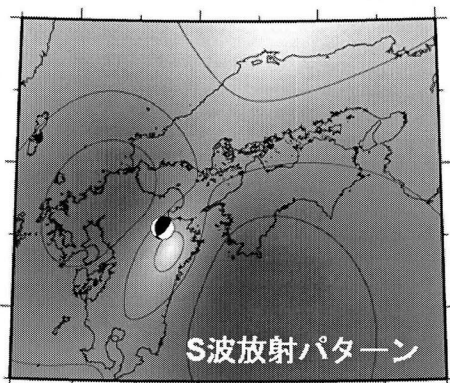


図 1-4 2006 年大分直下 Mw6.4 の地震の S 波放射パターン
震源メカニズムの影響で極性や振幅が観測地点により異なる

以降では、本研究にて使用したウェーブレット変換とアレイ解析手法について記述する。

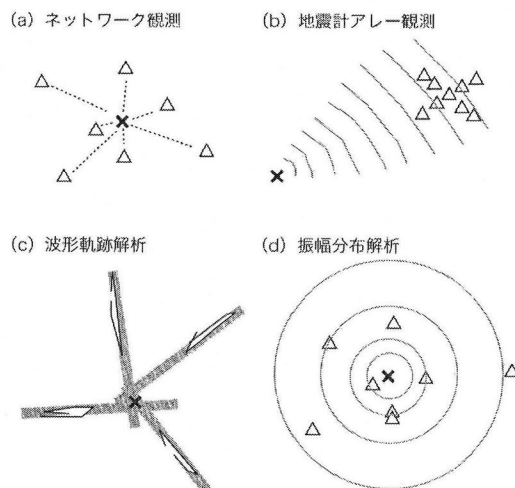


図 1-3 主な震源推定方法(西村・井口(2006))

本研究ではこの問題の改善、および定常観測網を利用した震源推定を目的に、手法の開発を行った。本研究では、ウェーブレット変換を震源推定手法に含むことで、震源メカニズムの影響とウインドウ長の定義の問題を図った。

本研究では、まず地震波データから、有限長地震波の周波数分布や形状の特徴を時間-周波数領域で詳細に推定するウェーブレット変換の手法を開発した。この手法により、時間・振幅・周波数帯に加え、波形形状を示す位相角の情報が分離される。したがって震源メカニズムによるコヒーレンシ計算への影響を除いた。また周波数帯により、ウェーブレット関数の長さが規定でき、その関数を用いた変換にて相関計算に用いる解析ウインドウの標準化ができた。このことから結果の一意性が得られた。

1.2 アレイ解析手法に関する従来の研究

アレイ観測とその解析方法に関しては、1960年代から1980年代にかけて研究が行われ、アレイを構成する地震計間のデータのコヒーレンスを計算する代表的な手法が開発された。アレイ観測目的がそれぞれ異なるが、主なものにセンブランス法がある。

センブランス法

センブランス法は、アレイに入射してくる有限長の地震波において全観測点間での走時差を仮定したうえで、相関をとる計算を行う手法である(Neidell and Taner, 1971 および 桑原, 1990)。

まず計算の簡素化のため、アレイに入射する地震波は平面波と仮定する。

$$S = \frac{\sum_{j=K(i)}^{K(i)+w} \left[\sum_{i=1}^M f_{i,j(i)} \right]^2}{M \cdot \sum_{j=K(i)}^{K(i)+w} \sum_{i=1}^M f_{i,j(i)}^2} \quad (1-1)$$

ここで、コヒーレンスの指標となるセンブランス値を S とし、アレイを構成する地震計数 M 、 i 番目の観測点における $j(i)$ サンプルでの波形データの振幅を $f_{i,j(i)}$ とする。

$K(i)$ は、データの先頭からの時間(サンプル)を示し、以下の式にて記述される。

$$K(i) = \tau + \vec{p} \cdot \vec{x}_i \quad (1-2)$$

ベクトル \vec{p} は、アレイに入射したと仮定した平面地震波のスローネスベクトルを示す。ベクトル \vec{x}_i は、0 番目の地震計からみた i 番目の地震計の位置である。従って、 $\vec{p} \cdot \vec{x}_i$ は時間の基準となるアレイ内の地震計(0 番目)と他のアレイ内の地震計(i 番目)との時間(サンプル)差を示す。 τ は地震波が 0 番目の地震計に記録された時刻(サンプル)である。

w はセンブランス値を計算する波形データの時間幅(ウインドウ長)を示す。

平面波入射の場合は、上記の手法にて入射地震波の見かけ入射速度と平面地震波の到来方向がわかる。アレイの設置地盤の平均速度が既知である場合には、

$$\text{入射角} = \sin^{-1}(\text{地盤速度}/\text{見かけ速度}) \quad (1-3)$$

により求められる。

これらの計算結果から、アレイに対しての平面波源の方向を示すパラメータが得られ、波源の分布が示される。

次にアレイに入射する地震波が球面波であった場合を考える。おなじ式(1)にて、 $K(i)$ は同じくデータの先頭からの時間(サンプル)を示す。ただし $K(i)$ は以下の式で表される。

$$K(i) = \tau + p \cdot |\vec{x}_i| \quad (1-4)$$

スカラー p は、アレイに入射した球面地震波のスローネスを示す。ベクトル \vec{x}_i は、アレイに入射したと仮定した球面波のアレイ内を含んだ領域で震源と仮定した位置から i 番目の地震計の位置である。従って、 $p \cdot |\vec{x}_i|$ は震源と他のアレイ内の地震計(i 番目)との時間(サンプル)差を示す。また τ は発震時間である。波線は直線を仮定しており、アレイの大きさや計算対象領域は波線が直線とみなせる範囲に限って適用されている。

さらに拡張として、 p や x_i として速度構造を反映したスローネスや波線に置き換えて適用することも可能である。

アレイデータの解析に有効な手法であるセンブランス解析には、欠点も存在する。センブランス値の計算では、時間幅の取り方で同じデータでも違った値が算出される。したがって同じデータでも解析結果が多様性をもつ可能性がある。センブランス値は同じアレイでのデータ内の地震波のコヒーレンスを示す相対指標となる。

3 成分センブランス法

一般的なセンブランス法はアレイの上下動 1 成分の波形データのセンブランス値を使用することで、アレイに入射する地震波の到来方向や震源位置の推定を行う。長周期地震波記録を使用してセンブランス値を計算すると、センブランス値の変化が緩やかで局所的なピークを持たない。したがってセンブランス値のピークを用いた推定の不確かさが増すこととなる。

そこで松林, 1995, および Kawakatsu, et al., 2000 では、センブランス法に波形軌跡解析の要素を加えて震源推定を行った。

広帯域地震計の長周期地震波データで記録された長周期地震波の震源位置を推定するために、アレイ展開領域に震央位置があること、アレイに入射する地震波が球面波と見なせる近地 P 波であることを仮定した 3 成分センブランス法を開発した。

3 成分センブランス法は以下のとおりである。

$$S = \frac{\sum_{j=K(i)}^{K(i)+w} \left\{ \left[\sum_{i=1}^M U_{r,i,j(i)} \right]^2 - M \cdot \sum_{i=1}^M (U_{v,i,j(i)})^2 - M \cdot \sum_{i=1}^M (U_{h,i,j(i)})^2 \right\}}{M \cdot \sum_{j=K(i)}^{K(i)+w} \sum_{i=1}^M \left\{ (U_{r,i,j(i)})^2 + (U_{v,i,j(i)})^2 + (U_{h,i,j(i)})^2 \right\}} \quad (1-5)$$

1.3 センブランス法適用

事例

一般的な波形の相互相関を得る手法であるため、自然地震から人工地震の解析まで幅広く用いられている。

- ① 1つのアレイで自然地震を複数観測して、地震の位置とアレイの位置からアレイ周囲の波源の位置推定や地震波のパラメータ(見かけ速度と到来方向)を得る
- ② 1つのアレイで複数の人工地震を行い、

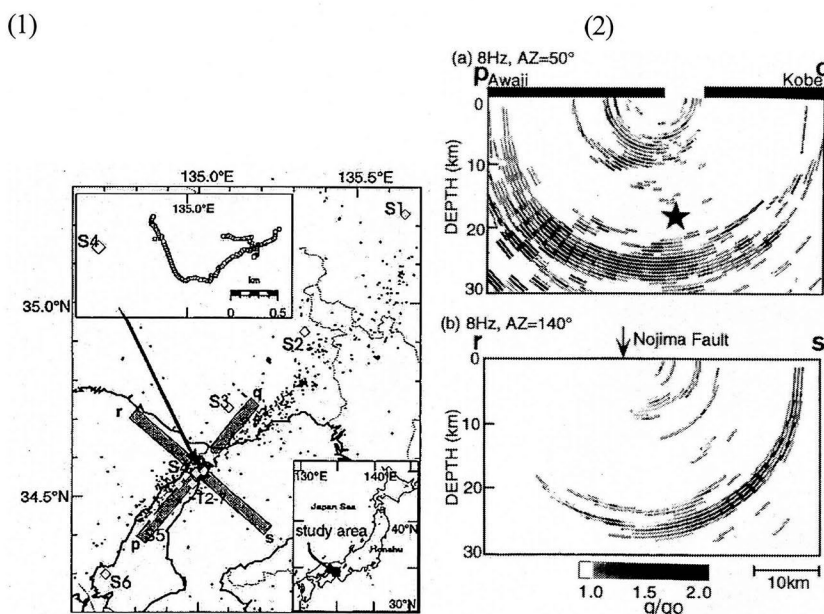


図 1-5 アレイ観測とセンブランス法での波源(散乱波)推定の例(Matsumoto et al., 1998 一部加筆)

- (1) アレイ配置(p,q,r,s は(2)に対応)
- (2) 散乱波相対強度分布

人工地震の位置とアレイの位置から波源の位置推定や地震波のパラメータを得る

- ③ スパン長の大きなアレイで自然地震やアレイ領域内での人工地震を観測して、比較的大きな領域での波源の位置推定や地震波のパラメータを得る

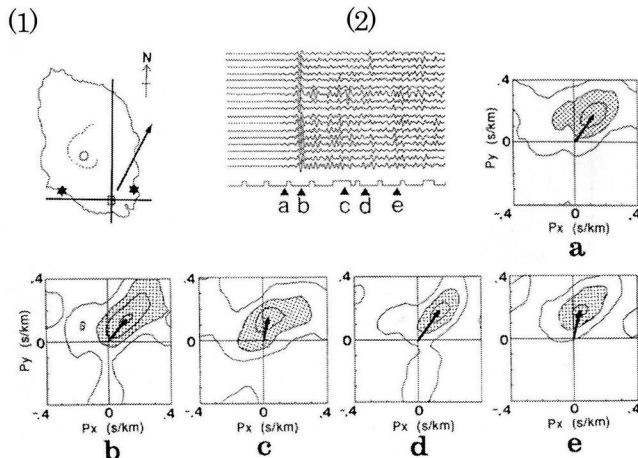


図 1-6 小スパンアレイ観測での遠地地震のセンブランス解析の例(桑原ら,1990 一部加筆)

- (1)アレイ位置 (2)観測波形とセンブランス計算位置(a~e)

などのバリエーションがある。

地震の群発や余震活動がある場合に①のタイプの観測解析をおこない、波源の位置推定から活動した断層分布やマグマの貫入などの群発活動の原因を推定する。Matsumoto, et al. (1998) では兵庫県南部地震の震源域において観測を行い、震源域に沿った顕著な散乱波の波源の分布の存在を明らかにした。(図 1-5)

顕著な地震活動がない領域の場合は②のタイプの観測解析をおこない、地震の非活動域での断層分布やマグマ溜りの推定を行う。桑原ら(1990)は、伊豆大島にアレイを設置し2ヶ所での人工地震と遠地地震を観測し、得られたP波見かけ速度とシミュレーションとの比較により沈

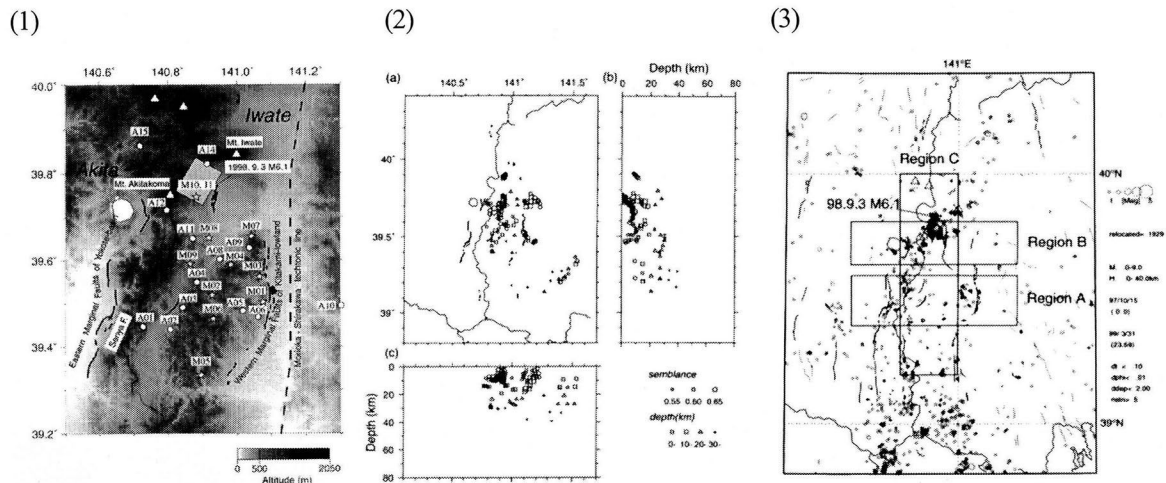


図 1-7 広域アレイでの人工地震と自然地震の観測例(浅野ら,1999 一部加筆)

- (1)アレイと人工地震の配置
(2)センブランスでの散乱体推定位置
(3)断面領域の配置図(図 1-4 に対応)

みこむフィリピン海プレート上面の低速度層の存在を示唆する結果を得た。(図 1-6)

定常観測点や大規模な構造探査での人工震源を利用した場合は③のタイプの観測・解析にて広い領域での散乱波の波源(散乱体)分布の推定を行う。浅野ら(1999)では、奥羽脊梁山地に地震計および発破点を展開し、スパンの大きなアレイを展開した。このアレイでの自然地震とアレイ領域内での人工地震の観測結果から散乱波の波源となる散乱体の空間分布を推定し、千屋断層、北上低地西縁断層帯や雫石付近 Mj6.1 の震源およびその深部延長上での顕著な散乱波源分布を明らかにした。また、下部地殻のS波反射面に対応する散乱波源分布も明らかにした。(図 1-7)

これらの自然地震の散乱波の波源への適用事例以外にも、反射法地震探査の処理の一部に、センブランス法が適用されている場合がある。反射波トレースの重合速度を決める速度解析

の際に、反射波トレース同士の相関性指標としてセンブランス法を用いることで、複数の速度にて反射波の相関性が比較できる。

観測点間の波形データの相関のみでなく、波形軌跡解析の要素を取り入れた3成分センブランス法を、用いた近地アレイの解析の例として、松林(1995)の例がある(図1-8)。阿蘇火山の中央火口丘に3成分の広帯域地震計でのアレイで臨時連続観測をおこない、観測で発見した超長周期微動および噴火に先行する超長周期地震波の震源位置推定を3成分センブランス法にて行った。

1.4 ウェーブレット変換手法に関する従来の研究

本研究でアレイ解析への適用を行ったデータ変換法であるウェーブレット変換は、一般的には時間-周波数空間での信号分布を得る手法である。従来、周波数空間での信号分布を調べる手法としてフーリエ変換が用いられているが、全ての信号は定常波として扱うという前提がフーリエ変換には存在する。複数の周波数帯の正弦波によって、「有限長」を表現することになり、したがって有限長の地震波に対して前提条件が合わない。

ウェーブレット変換は、有限長の波であるウェーブレット関数を用いて信号の時間周波数分布を推定する手法である。このため有限長の波形データや画像データに対して解析に用いられる。また変換を利用したデータ圧縮も使用される。

1.4.1 ウェーブレット関数

ウェーブレット変換で使用する有限長の波であるウェーブレット関数のうち主なものについて述べる。以下のようなウェーブレット関数を用いて、ウェーブレット変換を行う。

ハール(Haar)

矩形を組み合わせた形状のウェーブレット関数である(図1-9)。Haarにより作成された関数である。Haarウェーブレット関数 $\psi_H(x)$ は以下の式にて記述される。

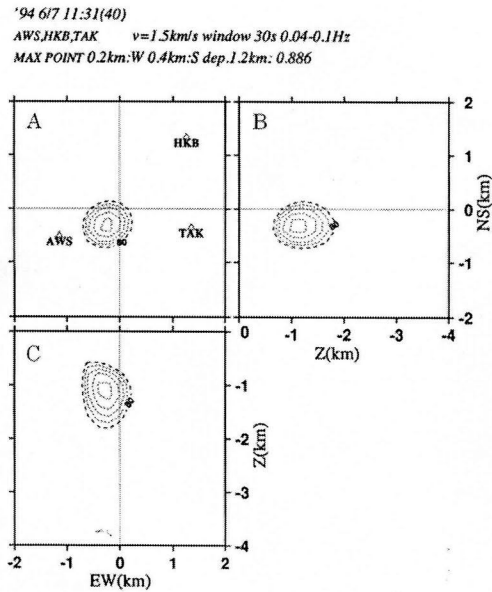


図1-8 3成分センブランス法の解析例(松林,1995 一部加筆)

阿蘇火山の土砂噴出に先行する長周期地震波の3成分センブランス法解析結果

A: 平面分布と観測点配置。補助線の交点が中岳第一火口。△が観測点位置。B: 南北断面
C: 東西断面

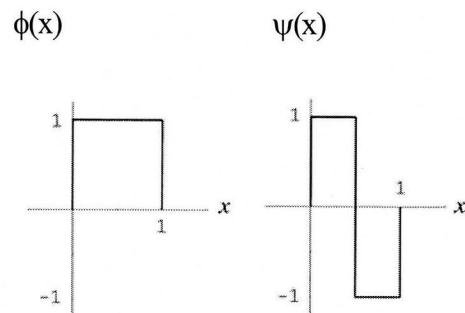


図1-9 Haar関数 $\phi(x)$:スケール関数, $\psi(x)$:ウェーブレット関数(榊原, 1995 一部加筆)

$$\begin{aligned}
\psi_H(x) &= 1/\sqrt{2} & 0 < x < 0.5 \\
\psi_H(x) &= -1/\sqrt{2} & 0.5 < x < 1 \\
0 &\leq \psi_H(0) \leq 1/\sqrt{2} \\
-1/\sqrt{2} &\leq \psi_H(0.5) \leq 1/\sqrt{2} \\
-1/\sqrt{2} &\leq \psi_H(1) \leq 0
\end{aligned}
\tag{1-6}$$

また Haar スケーリング関数は、 $\phi_H(x)$ は以下の式にて記述される。

$$\begin{aligned}
\phi_H(x) &= 1/\sqrt{2} & 0 < x < 1 \\
0 &\leq \phi_H(0) \leq 1/\sqrt{2} \\
0 &\leq \phi_H(1) \leq 1/\sqrt{2}
\end{aligned}
\tag{1-7}$$

ガボール(Gabor)

このウェーブレット関数は、 $\exp(-i\omega x)$ とガウス関数 $\exp(-x^2/\sigma^2)$ で Gabor により作成されたウェーブレット関数である。したがって Gabor 変換は、ガウス関数を窓関数として使用したショートタイムフーリエ変換である(図 1-10)。

$$\psi_g(x) = \frac{1}{2\sqrt{\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{x^2}{\sigma^2}\right) \exp(-ix) \tag{1-8}$$

σ はガウス関数の幅を規定する実数値である。 σ は基本的には周波数によらない。関数の長さが周波数によらず、一定の長さになる。ウェーブレット関数の周波数帯の調整が容易であるため、周波数-時間分布をそれぞれ等間隔で推定したり、対数-線形で推定したりすることも可能である。

ただし正規直交基底を為すことができないため、一般の離散ウェーブレット変換には使用しないことが多い。連続ウェーブレット変換で主に使用する。

この関数は複素ウェーブレット関数を構成できるため、ウェーブレットの実数部での変換結果 $\text{Re}\langle f, \psi_g \rangle$ と虚数部での変換結果 $\text{Im}\langle f, \psi_g^* \rangle$ から、位相

$\tan^{-1}(\text{Im}\langle f, \psi_g^* \rangle / \text{Re}\langle f, \psi_g \rangle)$ が連続的に計算できる。

メキシカンハット(Mexican hat)

ガウス関数の2階微分で得られる関数で、リッカーウェーブレットとも呼ばれる実数領域でのみ定義されている関数である(図 1-11)。

$$\psi_m(x) = (1 - 2x^2) \exp(-x^2) \tag{1-9}$$

1つのピークと1組のサイドローブで構成された単純な形状であるため、ウェーブレット変換だけでなく、構造の影響の理論計算にも使用されている。また、回転体も単純な形状であるため、画像などの2次元データにも用いることができる。

$\psi(x)$

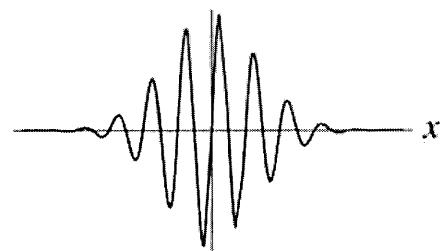


図 1-10 Gabor 関数(榊原, 1995 一部加筆)

$\psi(x)$

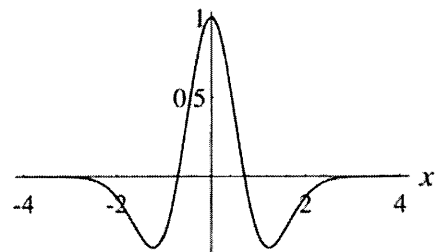


図 1-11 Mexican hat 関数(榊原, 1995 一部加筆)

しかしこのウェーブレット関数は周波数領域にて振幅分布が周波数軸に関して冗長であるため、変換結果で信号分布がはっきりしない。また正規直交基底を為すことができないため、一般の離散ウェーブレット変換には使用しない。さらに、関数の性質上、位相を変化させたウェーブレット関数が作成できない。

フレンチハット(French hat)

Haar と似て、矩形にて構成されたウェーブレットである(図 1-12)。簡単な形状であるため、前述のメキシカンハット同様に対称軸を中心軸とした回転体から 3 次元ウェーブレット関数を作成する場合がある。

$$\begin{aligned} \psi_f(x) &= 1 & -1 < x < 1 \\ \psi_f(x) &= -0.5 & -3 < x < -1 \quad \text{and} \quad 1 < x < 3 \\ -0.5 \leq \psi_f(-1) \leq 1 & & -0.5 \leq \psi_f(1) \leq 1 \\ -0.5 \leq \psi_f(-3) \leq 0 & & -0.5 \leq \psi_f(3) \leq 0 \\ \psi_f(x) &= 0 & \text{other} \end{aligned} \tag{1-10}$$

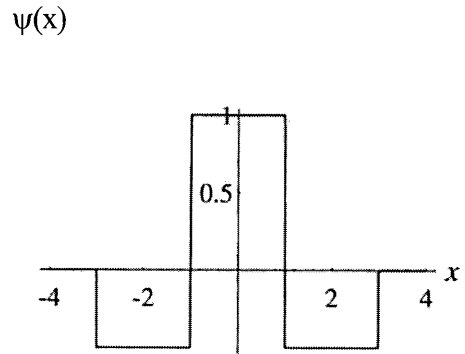


図 1-12 French hat 関数(榊原, 1995 一部加筆)

モルレー(Morlet)

ガボール関数で使用していたガウス窓を調整したウェーブレット関数である(図 1-13)。ウェーブレット関数の第二の大きさのピークを最大ピークの 1/2 の大きさになるようにガウス窓を調整した。したがって変形ガウシアンとも呼ぶ。

$$\psi_{\text{mor}}(x) = \pi^{-1/4} \left(\exp(-i\xi_0 x) - \exp\left(\frac{\xi_0^2}{2}\right) \right) \exp\left(-x^2/2\right) \tag{1-11}$$

直交基底を生成しないため一般の離散ウェーブレット変換には使用せず、連続ウェーブレット変換で主に使用する。またガボール関数と同様に複素ウェーブレットを構成することができ、複素変換として使用することができる。

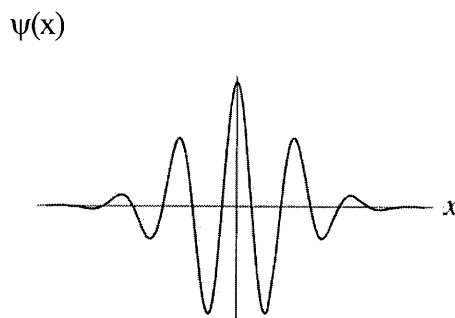


図 1-13 Morlet 関数(榊原, 1995 一部加筆)

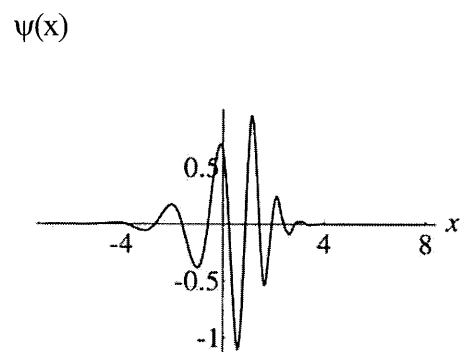


図 1-14 Daubechies 関数(榊原, 1995 一部加筆)

ドブシー(Daubechies)

直交基底を為すことができた初めての直交ウェーブレット関数であり、代表的なウェーブレットである。正規直交基底を構成することができる関数である(図 1-14)。

ただし、形状が非対称形であり、関数内での周波数分布も非対称形であると考えられる。したがって離散ウェーブレット変換には向いた関数であるが、連続ウェーブレット変換には向かない関数である。

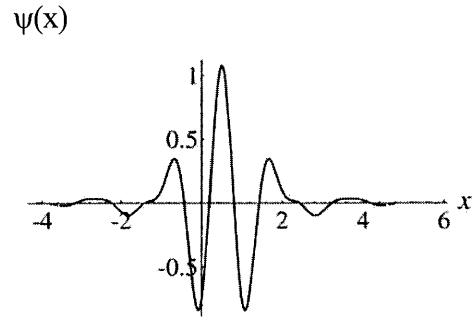


図 1-15 Meyer 関数(榊原, 1995 一部加筆)

メイエ(Meyer)

直交基底をなすことができるウェーブレット関数であり、ドブシー関数と異なり対称形の関数である(図 1-15)。周波数領域ではバンドパスフィルタの周波数分布を示す。定義では、実数領域のみでの関数を構成する。ウェーブレット関数 ψ_M とスケーリング関数 ϕ_M の定義、以下のようになる。

$$\psi_M(\omega) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp(i\omega/2) \sin\left(\frac{\pi}{2} v\left(\frac{3}{2\pi}|\omega| - 1\right)\right), & \frac{2\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{4\pi}{3} \\ \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp(i\omega/2) \cos\left(\frac{\pi}{2} v\left(\frac{3}{4\pi}|\omega| - 1\right)\right), & \frac{4\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{8\pi}{3} \\ 0, & \text{other} \end{cases} \quad (1-12)$$

$$\phi_M(\omega) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2\pi}}, & |\omega| \leq \frac{2\pi}{3} \\ \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp(i\omega/2) \cos\left(\frac{\pi}{2} v\left(\frac{3}{2\pi}|\omega| - 1\right)\right), & \frac{2\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{4\pi}{3} \\ 0, & \text{other} \end{cases}$$

ただし、 $v(x)$ は

$$v(x) = \begin{cases} 0, & x \leq 0 \\ 1, & x \geq 1 \end{cases}$$

となり、その間 $0 \leq x \leq 1$ の区間で滑らかにつながる関数である。

直交基底を満たすウェーブレット関数ではあるが、連続ウェーブレット変換にも用いられることがあり、比較的普及したウェーブレット関数である。

1.4.2 ウェーブレット変換

前節で紹介したウェーブレット関数を用いてウェーブレット変換が構成されている。次に一般に良く用いられている変換手法について述べる。ここでは、主に 1 次元の時系列データのウェーブレット変換に関する説明を行う。

連続ウェーブレット変換

時系列データとウェーブレット関数とのコンボリューション計算を一定の間隔(シフト)で行う変換方法である(図 1-16)。シフトは、データサンプル間隔以上の大きさで目的や処理の条件に合わせて変更できる。またフーリエ変換の周波数帯に対応するウェーブレット関数のスケールも、シフト同様に任意に設定して使用する。この変換方法で用いるウェーブレット関数も、無限長の関数でない以外は任意に選択できる。ショートタイムフーリエ変換は連続ウェーブレット変換の一種と見ることもできる。

スケール a 、シフト b での連続ウェーブレット変換の変換結果 $W(a,b)$ は以下のように記述できる。

$$W(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (1-13)$$

ここで、 $f(t)$ は時系列データ、 ψ はウェーブレット関数をしめす。

このように目的や計算条件等から任意に設定のできる変換手法であるため、地震波の立ち上がりや傾斜変動の変曲点の検出および周波数(スケール)分布を計算することもできる。一方で、こうして得られた変換結果は、1つのサンプルが複数の変換結果のサンプルに影響し地震波エネルギーを定量的に反映しないこともある。したがって基本的にこの変換は、不可逆である。

離散ウェーブレット変換

基本的には、直交ウェーブレットを用いて行うウェーブレット変換で、シフトやスケールは直交ウェーブレットが直交基底を保つことができるように設定する(図 1-17)。スケールパラメータ a 、スケール l 、シフト間隔 b での離散ウェーブレット変換の変換結果 $W_{l,b}(n)$ は以下のように記述できる。

$$W_{l,b}(n) = \bar{f}(t) \cdot \bar{\psi}\left(\frac{t-bn}{a^l}\right) \quad (1-14)$$

ここで $f(t)$ は長さ Nb の時系列データ、 ψ はウェーブレット関数をしめす。

簡単のために、Haar 関数を用いた離散ウェーブレット変換をとりあげる。基準の Haar 関数は、(1-1)に示したとおりである。従って、基準の関数(スケール 0)でのウェーブレット変換は、

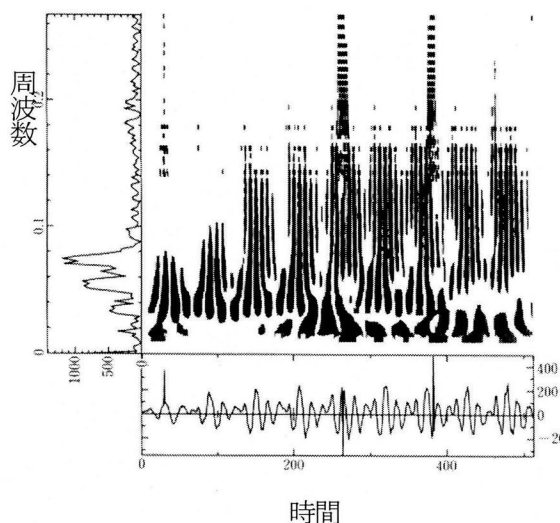


図 1-16 連続ウェーブレットの例(Chui, 1997 一部加筆)
音声信号(下の枠内)の連続ウェーブレット変換。
左の枠内は周波数分布

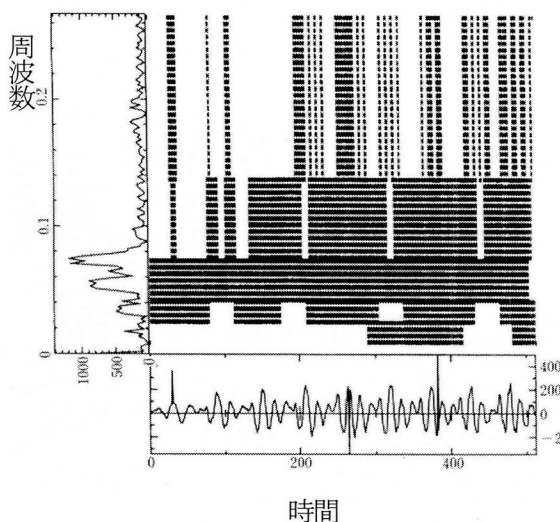


図 1-17 離散ウェーブレットの例(Chui, 1997 一部加筆)
音声信号(下の枠内)の離散ウェーブレット変換。
左の枠内は周波数分布

$$W_{0,2}(n) = \bar{f}(t) \cdot \bar{\psi}\left(\frac{t-2^1 n}{2^0}\right) \quad (1-15)$$

とかける。具体的には、

$$\begin{aligned} W_{0,2}(0) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ W_{0,2}(1) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ W_{0,2}(2) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & \dots \end{pmatrix} \\ &\quad \vdots \end{aligned} \quad (1-16)$$

となる。まとめると

$$W_{0,2} = F \cdot \Psi'_{0,2} \quad (1-17)$$

次にスケール1では、

$$W_{1,4}(n) = \bar{f}(t) \cdot \bar{\psi}\left(\frac{t-2^2 n}{2^1}\right) \quad (1-18)$$

$$\begin{aligned} W_{1,4}(0) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} -1/\sqrt{2} & -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ W_{1,4}(1) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & -1/\sqrt{2} & -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ &\quad \vdots \end{aligned} \quad (1-19)$$

となる。したがって、スケールに対応したシフトにて変換が行われることになる。スケールが大きくなるに従ってウェーブレット変換の間隔が広がり、粗な変換結果となる。

ピラミッドアルゴリズム

スケールが大きくなってもウェーブレット関数の形状は相似形であるので、この性質を利用して、時系列データに対してダウンサンプリングを行い、基準のウェーブレット関数で大きなスケールでの変換結果を得る方法である。前段と同じく Haar 関数を例にとる。

このアルゴリズムではスケーリング関数を使用する。スケーリング関数は、ウェーブレット関数と直交であり、ダウンサンプリングの働きを行う関数である。またウェーブレット関数とともに正規直交条件を満たす関数である。

スケーリング関数とウェーブレット関数のコンボリューションは、

$$\begin{aligned} \bar{\phi}\left(\frac{0}{2^0}\right) \cdot \bar{\psi}\left(\frac{0}{2^0}\right)' &= (1/\sqrt{2} \ 1/\sqrt{2} \ 0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots) \cdot (-1/\sqrt{2} \ 1/\sqrt{2} \ 0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots) \\ &= 1/\sqrt{2} \cdot (-1/\sqrt{2}) + 1/\sqrt{2} \cdot 1/\sqrt{2} \\ &= 0 \end{aligned} \quad (1-20)$$

また、スケーリング関数同士、ウェーブレット関数同士のコンボリューション計算は、

$$\begin{aligned} \bar{\phi}\left(\frac{0}{2^0}\right) \cdot \bar{\phi}\left(\frac{0}{2^0}\right)' &= (1/\sqrt{2} \ 1/\sqrt{2} \ 0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots) \cdot (1/\sqrt{2} \ 1/\sqrt{2} \ 0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots) \\ &= 1/\sqrt{2} \cdot 1/\sqrt{2} + 1/\sqrt{2} \cdot 1/\sqrt{2} \\ &= 1 \end{aligned} \quad (1-21)$$

$$\begin{aligned} \bar{\psi}\left(\frac{0}{2^0}\right) \cdot \bar{\psi}\left(\frac{0}{2^0}\right)' &= (-1/\sqrt{2} \ 1/\sqrt{2} \ 0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots) \cdot (-1/\sqrt{2} \ 1/\sqrt{2} \ 0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots) \\ &= -1/\sqrt{2} \cdot (-1/\sqrt{2}) + 1/\sqrt{2} \cdot 1/\sqrt{2} \\ &= 1 \end{aligned}$$

となり、以上より正規直交条件をなすことがわかる。

以上の性質をもつ、スケーリング関数にてデータのダウンサンプリングを行う。17式と18式のスケール0でのウェーブレット関数と同様にスケーリング関数とデータのコンボリューションを行う。

$$S_{0,2}(n) = \bar{f}(t) \cdot \bar{\phi}\left(\frac{t-2n}{2^0}\right) \quad (1-22)$$

とかける。具体的には、

$$\begin{aligned} S_{0,2}(0) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} 1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ S_{0,2}(1) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ S_{0,2}(2) &= (f_0 \ f_1 \ f_2 \ f_3 \ f_4 \ f_5 \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & \dots \end{pmatrix} \\ &\vdots \end{aligned} \quad (1-23)$$

これにより、離散時系列データ $f(t)$ は、ダウンサンプルされて $S_{0,2}(n)$ となる。これを $f_n' = S_{0,2}(n)$ と書き換え、離散時系列データとして再びウェーブレット変換を行うことで、スケールが1増したウェーブレット変換結果を得ることができる。

$$W_{1,2}(n) = \bar{f}'(t) \cdot \bar{\psi}\left(\frac{t-2n}{2^0}\right) \quad (1-24)$$

マトリックス・ベクトルの要素を書き下すと、

$$\begin{aligned} W_{1,2}(0) &= (f_0' \ f_1' \ f_2' \ f_3' \ f_4' \ f_5' \ \dots) \begin{pmatrix} -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ W_{1,2}(1) &= (f_0' \ f_1' \ f_2' \ f_3' \ f_4' \ f_5' \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & 0 & 0 & \dots \end{pmatrix} \\ W_{1,2}(2) &= (f_0' \ f_1' \ f_2' \ f_3' \ f_4' \ f_5' \ \dots) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & -1/\sqrt{2} & 1/\sqrt{2} & \dots \end{pmatrix} \\ &\vdots \end{aligned} \quad (1-25)$$

スケールが増えスケールパラメータが2であるため、データ長が1/2になる。これにあわせてウェーブレット関数の長さも1/2に直し、ウェーブレット変換計算を行うことになる。この手順で繰り返し最終の変換結果まで計算をおこなう。

ピラミッドアルゴリズムは、スケールごとのウェーブレット関数の計算が省略でき、またダウンサンプリングによりウェーブレット関数と時系列データのコンボリューションを行うサンプル数が減るため、計算資源の節約になる。

正規直交基底を満たすウェーブレット関数を使用した離散ウェーブレット変換では、この手法を用いられている。

マッチングパーシュート(Matching pursuit)

Mallat(1993)のマッチングパーシュート法は従来のウェーブレット変換での構成要素であった「変換結果は、データとウェーブレット関数のコンボリューション計算の結果」を適用しないまったく新たな手法である。

変換結果は、データに合わせた(match)ガボールウェーブレット関数の振幅である。手順は、ガボールウェーブレット関数とデータとの相関を計算し、相関が高い順にデータからガボールウェーブレット関数を引いていき、その振幅を結果として出力する。

変換結果と残渣データがあれば逆変換可能で、しかも使用するウェーブレット関数が直交基底を成さなくても使用可能である。

一方、全スケールのウェーブレット関数に関して相関の高低を探すため、計算資源を必要と

する。その点を改良した手法が、ファストマッチングパーシュート(Fast matching pursuit)である。直交基底を成すウェーブレット関数を使用し、スケーリング関数とフィルタを利用してデータの帯域制限をすることで計算資源の節約をはかっている。

1.5 ウェーブレット変換のデータ

解析への適用例

ウェーブレット変換の利用は、画像解析、音声解析や流体解析の分野への応用が地震の分野に比べ早かった。

山田ら(1990)は、物理解析に直交ウェーブレット変換を使用した日本では比較的初期の例であり、鉄道橋梁上の乱流スペクトルを、ウェーブレット変換結果から地形の影響を受けた部分と定常的な部分に分離し推定している。

佐々木ら(1993)では、ドベシーウェーブレット変換とメイエウェーブレット変換にて、データの不連続性・非正常性の検出について評価を行い、時間領域・周波数領域に関してのそれぞれの優位性について、明らかにしている(図 1-18)。

また鈴木ら(2000)では、覆工コンクリートの空洞点検の打音をガボールウェーブレット変換することで、空洞・風化部分と健全部分の時間周波数分布パターンで選別できる可能性を示した(図 1-19)。

地球物理の分野では、Yomogida(1993)は離散ウェーブレット変換であるメイエウェーブレット変換を複数観測点で記録された地震波データに対して行い、顕著な振幅を持つ特定の周波数の波を見つけ、震源域の固着が強い部分の破壊による地震波との推定を行っている(図 1-20)。

Pyrak-Nolte and Nolte(1995)では、連続ウェーブレット変換であるガボールウェーブレット変換を用いて、表面波の時間一周波数分布を得て読み取りを行い、群速度の分散曲線の推定を行った(図 1-21)。

Yamada and Yomogida(1997)では、連続ウェーブレット変換であるガボールウェーブレット変換と離散ウェーブレット変換であるメイエウェーブレット変換を用いた表面波の読み取りを行い、群速度の分散曲線推定を行った(図 1-22)。

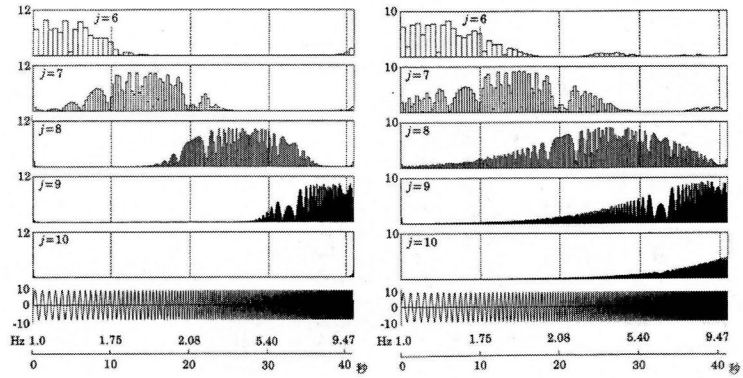


図 1-18 スイープ波形(最下段)の離散ウェーブレット変換(佐々木ら, 1993 一部加筆)

- (1) Meyer 関数による離散ウェーブレット変換
- (2) Daubechies 関数による離散ウェーブレット変換

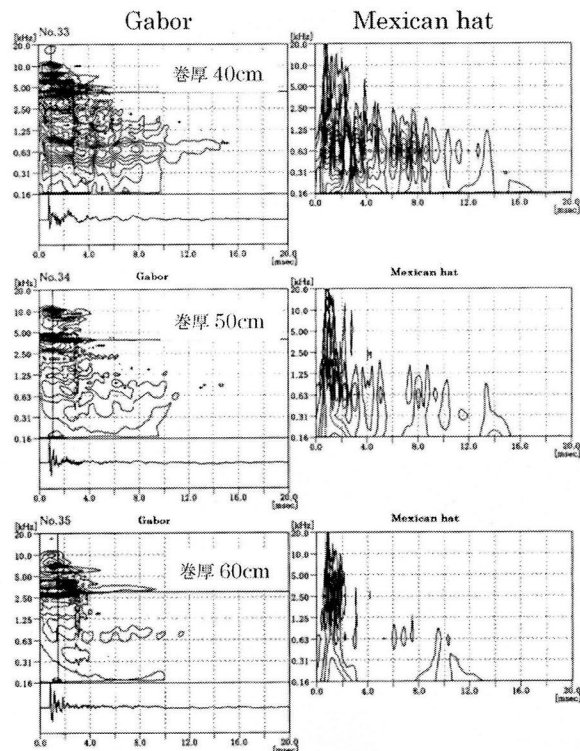


図 1-19 コンクリート打音のウェーブレット変換結果パターン(鈴木ら, 2001 一部加筆)
コンクリートの厚さで分布パターン変化

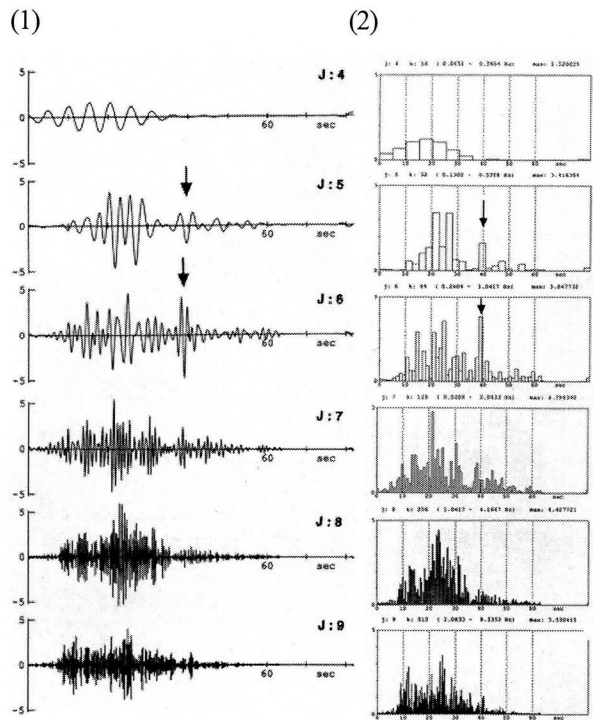


図 1-20 地震波形とその離散ウェーブレット変換による特定フェーズの検出(Yomogida, 1994 一部加筆)

- (1) トレースは周波数帯ごとの La union での東西成分地震波形
- (2) トレースに対応する離散ウェーブレット変換。トレースのフェーズ(矢印)に対応して離散ウェーブレット変換のピーク(矢印)が見える。

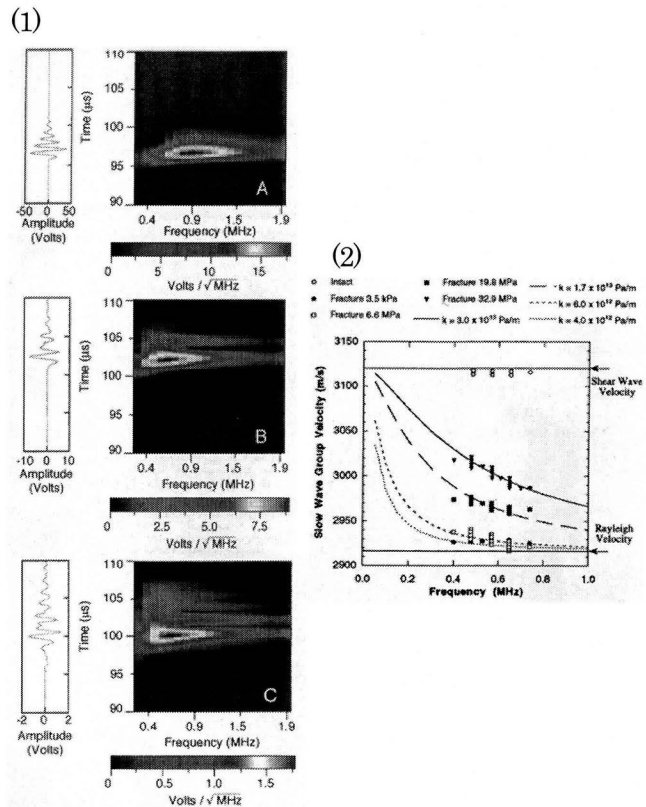


図 1-21 連続ウェーブレットによる分散曲線 (Pyrak-Nolte and Nolte, 1995 一部加筆)

- (1) A: 加震波形 B: 弱強度の加震による波形 C: 強強度の加震による波形測定結果の分散曲線
- (2) 測定結果の分散曲線

1.6 本論文の構成

本論文では、火山性地震の震源・震央推定を想定した地震波のアレイ解析について、従来の手法の問題点が明らかになった。この問題点を解決するためにウェーブレット解析の手法開発とアレイ解析への適用を行った研究成果をまとめたものである。

第1章では、緒論としてアレイ観測と解析の背景と本研究の目的について述べる。次に本研究の位置づけを明らかにするためにアレイ解析とウェーブレット変換に関する従来の研究に関するレビューを行った。

第2章では、新たなウェーブレット変換手法の開発経過と用いたウェーブレット関数の特徴づけ、および新たなウェーブレット変換手法の有効性の比較検討を行った。さらに新たなウェーブレット変換手法を火山性地震の活動度監視に応用した事例について述べる。

第3章では、2章で開発したウェーブレット変換手法をアレイ解析に適用し、新たなアレイ解析手法を開発した経過を記述する。次にウェーブレット変換を適用した効果の検証を理論波形にて行う。

第4章にウェーブレット変換による波形の特徴抽出法と震源・震央推定のためのアレイ解析手法を、阿蘇火山の火山性微動に適用した結果を示す。

第5章は結論として、第2章、第3章および第4章の結論を総括し、アレイ解析とウェーブレット変換の地震の解析分野にての今後の課題と展望について述べる。

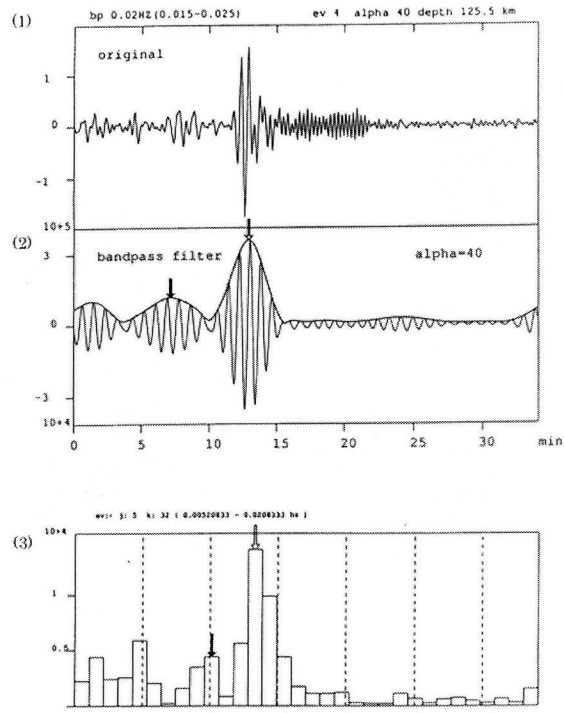


図 1-22 離散ウェーブレットによる到達時間検出 (Yamada and Yomogida, 1997 一部加筆)

- (1) エクアドルの地震のニュージーランドにおける地震波形
- (2) 50秒のバンドパスフィルタリング波形
- (3) 離散ウェーブレット変換結果からの到達時間読み取り(矢印)

1.7 参考文献

- Aki, K., (1957): Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Wave, with Spectral Reference to Microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-457.
- Aki, K., M. Fehler, and S. Das (1977) Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 259-287.
- 浅野陽一, 海野徳仁, 中村綾子, 岡田知己, 堀修一郎, 河野俊夫, 仁田交市, 佐藤俊也, 長谷川昭, 小菅正裕, 長谷見晶子 (1999): DAT アレイ地震観測による奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布の推定, *地震*, **52**, 379-394.
- Bendat, J., and A. G. Piersol (1976): ランダムデータの統計的処理, 培風館, 401p.
- 物理探査学会 (1999): 物理探査ハンドブック【手法編 1 章-4 章】, 物理探査学会, 238p.
- Chui, C., (1992): ウェーブレット入門, 東京電機大学出版会, 293p.
- Chui, C., (1997): ウェーブレット応用, 東京電機大学出版会, 241p.
- Chouet, B. A. (1986) Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method, *J. Geophys. Res.*, **91**, 13967-13992.
- Daubechies, I., (2003) : ウェーブレット 10 講, シュプリンガー・フェアラーク東京, 444p.
- Fujita, E., M. Ukawa and E. Yamamoto (2004) Subsurface cyclic magma sill expansions in the 2000 Miyakejima volcano eruption: possibility of two-phase flow oscillation. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JB002556.
- 菊池久和 (1992): 異常燃焼のウェーブレット解析, *数理科学*, **12**, 44-51.
- 桑原保人, 伊藤久男, 篠原雅尚, 川勝均 (1990): 伊豆大島における地震波コードの小スパンアレイ観測, *地震*, **43**, 359-371.
- Mallat, S. G., and Z. Zhang (1993): Matching Pursuits With Time-Frequency Dictionaries, *IEEE Trans. Signal Processing*, **41**, 3397-3415.
- Matsumoto, S., K. Obara and A. Hasegawa (1998): Imaging P-wave scatterer distribution in the focal area of the 1995 M7.2 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1439-1442.
- Minakami, T. (1960) Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part 1, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **38**, 497-544.
- 守本 晃 (1992): ウェーブレットを用いた数値計算について, *数理科学*, **12**, 36-43.
- Morlet, J., G. Arens, E. Fourgeau, and D. Giard (1982): Wave propagation and sampling theory - Part II: Sampling theory and complex waves, *Geophysics*, **47**, 2, 222-236.
- Morlet, J., G. Arens, E. Fourgeau, and D. Giard (1982): Wave propagation and sampling theory - Part I: Complex signal and scattering in multilayered media, *Geophysics*, **47**, 2, 203-221.
- Neidell, N. S., and M. T. Taner (1971): Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 3, 482-297.
- 西村大志, 井口正人 (2006) 日本の火山性地震と微動, 京都大学出版会, 京都.
- 大川喜邦 (2005): 波形の特徴抽出のための数学的処理, CQ 出版社, 191p.
- 大田 睦 (1992): 画像符号化における直交ウェーブレット, *数理科学*, **12**, 24-30.
- Pyrak-Nolte, L. J., and D. D. Nolte (1995): Wavelet analysis of velocity dispersion of elastic interface waves propagating along a fracture, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 11, 1329-1332.
- 榊原 進 (1995): ウェーブレットビギナーズガイド, 東京電機大学出版会, 225p.
- 佐々木文夫, 前田達哉 (1993): データ解析におけるウェーブレット変換の基本的性状の検討, 日

- 本建築学会構造系論文報告集, **453**, 197-206.
- 佐藤雅昭(1991): ウェーブレット理論の数学的基礎 第I部 -非直交ウェーブレット-, 日本音響学会誌, **47**,6,405-415.
- 佐藤雅昭(1991): ウェーブレット理論の数学的基礎 第II部 -直交ウェーブレット-, 日本音響学会誌, **47**,6,416-423.
- 鈴木文夫, 榎本秀明, 稲川敏春, 松林弘智, 千鳥雅由(2001):トンネル覆工コンクリートを対象とした打音評価手法, 物理探査, **54**, 6, 374-387.
- 戸田浩(1998):Wavelet 最新信号解析技術の理論と実践, *Cmagazine*, **12**, 28-65.
- 戸田浩(2001):Wavelet 新アルゴリズム Fast matching pursuit による高品質信号処理, *Cmagazine*, **1**, 38-68.
- 上野山 努,小沢慎治(1992):ウェーブレット変換による打楽器音の分析・合成, 数理科学,**12**,31-35.
- 山田道夫(1992):ウェーブレット変換とは何か,数理科学,**12**,11-17.
- 山田道夫, 樋口宗彦, 林泰一, 光田寧, (1990):風速変動のウェーブレット解析, 京都大学防災研究所年報, 第 **33** 号, B-1, 285-295.
- Yamada,T., and K.Yomogida (1997): Group Velocity Measurement of Surface Waves by the Wavelet Transform, *J. Phys. Earth*, **45**, 313-329.
- Yamamoto,M., H.Kawakatsu, S.Kaneshima, T.Mori, T.Tsutsui, Y.Sudo, Y. Morita (1999): Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3677-3680.
- Yomogida, K.,(1993): Detection of anomalous seismic phase by the wavelet transform, *Geophys.J.Int.*,**116**,119-130.
- 山中浩明, 武村雅之, 石田寛, 池浦友則, 野沢貴, 佐々木透, 丹羽正徳 (1994): 首都圏西部におけるやや長周期微動のアレイ観測と S 波速度構造の推定, 地震, **47**, 163-172.

第2章 波形形状を考慮したウェーブレット変換法の開発

2.1 はじめに

本研究では、波形信号の切り出しおよび情報抽出を目的としてウェーブレット変換を使用する。本章では、既存のウェーブレット変換の限界と新たなウェーブレット変換の開発について述べる。

ウェーブレット変換は、時系列データをウェーブレット関数の定義で一意に決まる時間-周波数窓によって分解する変換方法であり、例えば音声解析の分野や画像圧縮で適用されているほか、弾性波解析の分野においては、時系列データの定常状態から変化のある部分の検出や、地震波の初動や群速度検出の研究に用いられている（例えば、六川ら,2000, Yomogida,1994 および Yamada and Yomogida, 1997）。

しかしながら従来のウェーブレット変換は、定量的データ変換として適当でない。

連続ウェーブレット変換(CWT)には、波形データの波群内の一つのサンプルが複数サンプルの変換結果へ影響する(以下では多重評価と呼ぶ)。CWTの特徴として、時間軸上で1サンプリング間隔毎に移動(シフト)させながら、時系列データとウェーブレット関数の内積計算を行う手法(図 2.1)。このため時間幅のある時系列上の一つの波を内積計算の範囲がシフトして通り過ぎるまで内積計算の対象となり、多重評価が発生する。変換前の波のパワーの情報が変換後は保存されない。

離散ウェーブレット変換(DWT)も時系列データとウェーブレット関数の内積計算である(図 2.2)。ただし使用するウェーブレット関数は、直交基底を構成することができる関数である。直交基底を満たすように、時系列データのサンプリング間隔より長い時間間隔毎にシフトさせながら内積を行う(Daubechies, 1992)。

シフトさせる時間幅が大きく、時系列データの対しての内積計算が一樣でないため、変換結果の解釈および評価が難しい。さらに、同じ時系列データの変換開始時間によって、DWTの結果が変わる問題が知られている(以下では結果の非一意性と呼ぶ。図 2.3)。

連続ウェーブレット変換の多重評価と、離散ウェーブレット変換の結果の非一意性を改良した手法として、マッチング追跡法(Mallat,1993)とその発展形である高速マッチング追跡法(戸田,2001)がある。

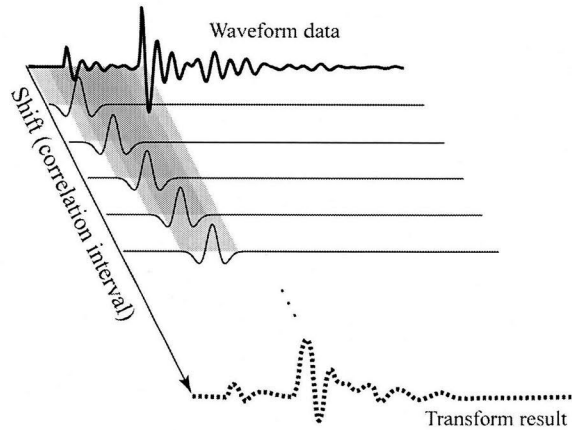


図 2.1 連続ウェーブレット変換(CWT)のイメージ(松林,2007)

灰色の領域がウェーブレット関数との直積を示す。点線が変換結果のイメージ。直積をとる間隔はサンプリング間隔以上の任意の大きさになる。また変換に使用する関数は、任意に定義できる

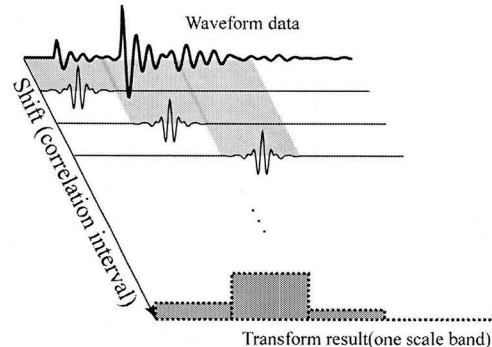


図 2.2 離散ウェーブレット変換(DWT)のイメージ(松林,2007)

灰色の領域がウェーブレット関数との直積を示す。点線が変換結果のイメージ。直積をとる間隔は使用するウェーブレット関数とその直交条件により規定される。また変換に使用する関数は、正規直交ウェーブレット関数のみである

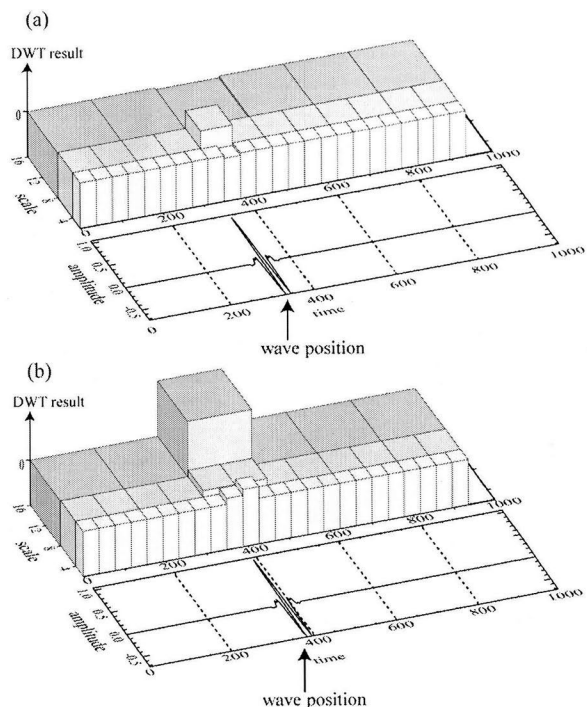


図 2.3 離散ウェーブレット変換の変換例(松林,2007)
 (a)と(b)は一見して異なる変換結果であるが、それぞれの変換結果の下に表示している変換前の波形は同じであり、変換開始点のみ異なる。離散ウェーブレット変換には以上のような、変換の一意性がないといった欠点が存在する。

マッチング追跡法では先に述べた多重評価と非一意性の問題は改良されたものの、さらに別の問題点が発生および指摘できた。

計算資源への負荷、周波数領域での偏り、信号形状の多様性への対応、および時系列データとウェーブレット関数との一致性を試す位置(適合位置候補)とその順番の決定の問題である。

それぞれの問題について、詳しく述べる。

まず、計算資源への負荷である。マッチング追跡法は、波形データの全範囲と全ての対象周波数帯のウェーブレット関数との相関の計算を行うため、多くの計算資源が必要となる。

つぎに周波数領域での偏りについてである。使用するガボール関数(図 2.4(a))の周波数領域での振幅分布(図 2.4(b))は、例えばスケールが $1/2$, 2 の隣接した周波数帯のガボール関数と平坦な振幅分布を形成しない(図 2.4(c))。従って周波数帯の間隔を小さくとっても平坦な振幅分布を生成しないため、このウェーブレット変換の結果には周波数領域で評価の偏りが発生する。

マッチング追跡法は、正弦関数とガウス窓から構成されるウェーブレット関数であるガボール(Gabor)関数との相関を波形全体に対して計算し、相関が高い順番に適合したガボール関数を時系列データから差し引き、適合した時間サンプル位置と大きさを変換結果として出力する手法である。変換結果は、 δ 関数的な鋭いパルスとなる。

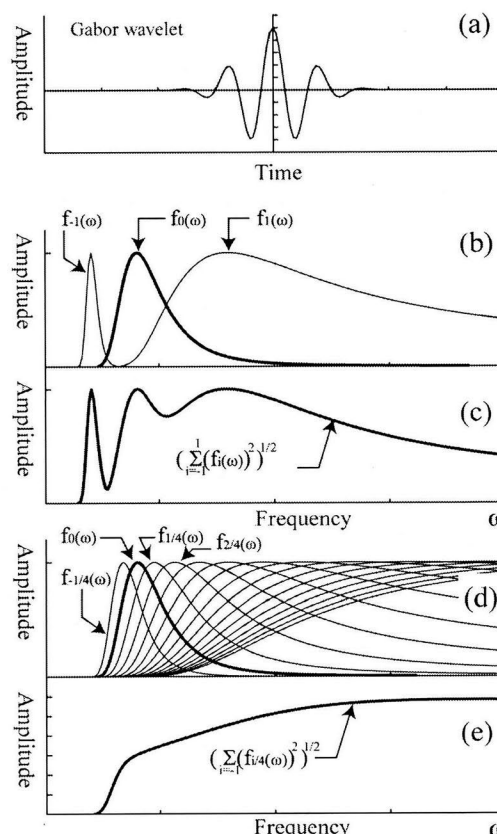


図 2.4 ガボールウェーブレット関数の特徴 (松林,2007)

- (a) 時間領域でのガボールウェーブレット関数
- (b) 周波数分布(太線)とその $1/2$ および 2 倍の周波数帯のガボールウェーブレット
- (c) 上記のウェーブレットの和
- (d) 周波数分布(太線)とその 2 の $-1/4$ 乗, 2 の $1/4$ 乗, 2 の $2/4$ 乗...のガボールウェーブレット
- (e) 上記のウェーブレットの和: 平坦な周波数帯は存在せず、振幅分布の偏りがある。

信号形状の多様性への対応について。時系列データの変換に使用するウェーブレット関数と時系列データとは、一般に波形形状が異なる。このため、ウェーブレット関数長と同じ時間長の一つのデータ波形がウェーブレット関数の集合として変換され、波の時間分布や振幅分布としては不適当な変換結果を与える(図 2-5)。

最後に、適合位置候補の選定問題。適合位置候補とその変換の順番の決定は、ウェーブレット関数と時系列データとの相関の大きさで判断している。したがって、ウェーブレット関数と相似形でない振幅の大きな信号に対して変換処理を行わない可能性もある。

以上の問題から、従来のままのマッチング追跡法の変換結果を時系列データの特徴づける定量的な結果として議論することはできない。

マッチング追跡法の発展形である高速マッチング追跡法(FMP)では、計算資源への負荷と周波数領域での偏りの問題に対処している。具体的には、変換処理の前に時系列データの帯域制限を行うことで変換処理を特定の周波数に限定して計算資源の負荷を減少させている。また変換には直交ウェーブレット関数を用いることで、隣り合うスケールのウェーブレット関数が周波数領域で連続になり、周波数領域での偏りに対応した。

しかし、高速マッチング追跡法でも信号形状の多様性の問題や適合位置候補と順番の決定の問題は解決されておらず、変換結果の定量的解釈にはまだ不十分である。

従来のウェーブレット変換の手法において、変換結果の定量的解釈に影響すると考えられる問題点は

- ・ 多重評価
- ・ 結果の非一意性
- ・ 計算資源への負荷
- ・ 周波数領域での偏り
- ・ 信号形状の多様性
- ・ 適合位置候補と順番の決定

と整理されることとなる。これらは、例えば初動の自動読み取りや振幅のモニタリングといった地震波形の解析に利用するとき、読み取りや振幅の誤差を発生させる可能性がある。これらの問題点に対処するために、高速マッチング追跡法を基に、改良を加えた複素メイエマッチング追跡法(CMMP 法)を開発した。

CMMP 法の出力は、従来のウェーブレット変換で得られる信号の時間位置、周波数帯、振幅だけでなく、波形形状を示す数値(以降は位相)が算出可能になった。従来は数値化できなかった波形の形状を位相として数値化でき、詳細な波形の特徴づけを本研究のウェーブレット変換に行うことが期待できる。

一般に波形の形状は発震メカニズムの情報を持っていると考えられる。したがって活動的火山の火山性地震などの同じ震源位置での位相を監視することで、発震メカニズムの時間変化を知ることができる。

なお本研究では適用例として、防災科学技術研究所広帯域地震観測網(F-net) (Okada *et al.*, 2004)の時系列データでの阿蘇火山の超長周期地震波の特徴の抽出を行い、データ取得期間ごとに超長周期地震波の波形の特徴が変化していることを明らかにした結果を示す。

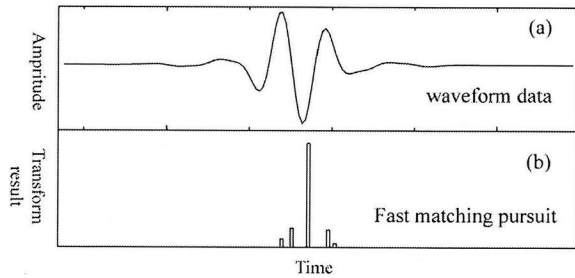


図 2. 5 ウェーブレット関数とデータ波形の形状の違いの影響(松林,2007)

(a) 波形データ

(b) (a)のデータの高速マッチング追跡結果。使用したウェーブレットと(a)の形状が異なるため、大きな振幅の変換結果パルスの両脇に、複数のノイズ状パルスが出現する

2.2 複素メイエマッチング追跡法(CMMP 法)

2.2.1. 高速マッチング追跡法の問題点

高速マッチング追跡法とは、ウェーブレット関数と相似な波形データを、 δ 関数状パルスに置き換えた時系列に変換する方法でありパルスの大きさは、変換した元の波形データの振幅を示す。

多重評価、結果の非一意性、計算資源への負荷、周波数領域での偏りの問題に対応している。しかし信号形状の多様性と、適合位置候補と順番の決定の問題に未対応である。

信号形状の多様性に関する問題では、データとウェーブレット関数の形状が異なるため一つの波の変換結果が多数のパルスに変換される。図 2.5 は、メイエウェーブレット関数(図 2.6(a))を用いた高速マッチング追跡法にて上段の時系列データを変換し、結果を下段に示した例であるが、形状の違いを複数のウェーブレットにて表現されていることがわかる。

適合位置候補と順番の決定は、データとウェーブレット関数の相関のみで判断して

おり、ウェーブレット関数に相似な波形の処理が優先される。これにより、波の到達時間の読み取りやアレイ処理の対象となる十分振幅の大きな波形信号がウェーブレット関数と相似でないことにより変換結果に反映されない場合が起こりうる。

信号形状の多様性と、適合位置候補と順番の決定の問題への対処は、ウェーブレット変換による変換結果が定量的なデータとなるためには必要である。

2.2.2. CMMP 法の概要

高速マッチング追跡法の基に、新たなウェーブレット関数と変換手順を考案して CMMP 法を開発した。

信号形状の多様性に対する問題に関しては、直交ウェーブレット関数であるメイエウェーブレット関数から複素メイエウェーブレット関数集合を開発および適用した。また適合位置候補と順番決定の問題に関しては、適合位置決定と適合判定のアルゴリズムを開発および適用して対応した。

変換結果は信号の時間位置、周波数帯、振幅に加え、位相が得られるようになった。変換結果は振幅の値を示すパルスで構成された時系列と、位相の値を示すパルスの時系列で得られる。

2.2.3. 複素メイエウェーブレット (CMW) 関数集合

信号形状の多様性への対処は、使用するウェーブレット関数に形状の多様性を持たせることで対応できると考え、新たなウェーブレット関数および適用の仕組みを開発した。しかし周波数領域での偏りの問題を、新たなウェーブレット関数で復活させてはならない。したがって、既存の直交ウェーブレット関数を基に新たなウェーブレット関数を開発した。

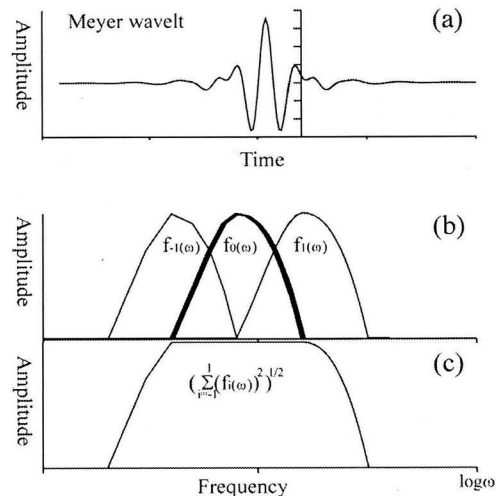


図 2.6 メイエウェーブレット関数の特徴 (松林,2007)

- (a) 時間領域でのメイエウェーブレット
- (b) 周波数分布(太線)とその 1/2 および 2 倍の周波数帯のメイエウェーブレット
- (c) 上記のウェーブレットの和。振幅が平坦になる。さらに和をとる周波数帯のウェーブレットを増やすと平坦な部分が広がる。周波数領域での振幅分布の偏りが無い。

本研究では基になる直交ウェーブレット関数として時間領域や周波数領域での形状が単純なメイエウェーブレットを選択し、複素メイエウェーブレット(CMW)関数集合を開発した。

2.2.3-1.メイエウェーブレット

本研究で使用するウェーブレット関数であるメイエウェーブレット(図 2.6(a))は、時間領域では実数領域のみで値を持つウェーブレット関数である。周波数領域での定義は、例えば無次元周波数領域 $2\pi/3 \leq |\omega| < 8\pi/3$ では、

$$\begin{aligned} \hat{\psi}(\omega) &= \frac{1}{2\pi} \exp\left(\frac{i\omega}{2}\right) \sin\left(\frac{\pi}{2} v\left(\frac{3}{2\pi}|\omega|-1\right)\right), & \frac{2\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{4\pi}{3} \\ \hat{\psi}(\omega) &= \frac{1}{2\pi} \exp\left(\frac{i\omega}{2}\right) \cos\left(\frac{\pi}{2} v\left(\frac{3}{2\pi}|\omega|-1\right)\right), & \frac{4\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{8\pi}{3} \\ \hat{\psi}(\omega) &= 0, & \text{Otherwise} \end{aligned} \quad (2-1)$$

のように示される(Daubechies,1992)。

上式における $v(x)$ は $v(0)=0$, $v(1)=1$ となる微分可能で連続な一意関数を選べばよい。本研究では $v(x)$ として最も簡易な $v(x)=x$ を選択した。メイエウェーブレットの定義を周波数領域から時間領域へ変換することで、時間領域のメイエウェーブレット関数が得られる。

メイエウェーブレットは例えばスケールが $1/2$, 2 の隣接するスケールのウェーブレット関数同士でフラットな周波数-振幅分布を形成でき(図 2.6(b), 図 2.6(c)), 従って信号の評価が周波数に関して一様になると考えられる。

時間領域ではウェーブレットを構成するリップルの数が少なく、しかも線対称の形状である。したがって短い時間波形に合わせるには都合がよい。また線対称の形状であることは、ウェーブレット変換結果の記述時刻としてウェーブレット関数の対象軸の位置あるいは中央を使用できる。

複素ウェーブレットとして物理探査処理や音声分析に利用されているモルレー(Morlet)ウェーブレット(Daubechies,1992)やガボールウェーブレットは、波形の多様性に対応できるウェーブレットであるので、メイエウェーブレットと比較してみる。

$$\psi(t) = C \left(\exp(-it^2/\sigma^2) \right) \exp(-it) \quad (2-2)$$

$$\psi(t) = C \left(\exp(-i\sigma t) - \exp(-\sigma^2/2) \right) \exp(-t^2/2) \quad (2-3)$$

(2-2)式はガボールウェーブレット、(2-3)式はモルレーウェーブレットを示す。 t は時間、 C は定数、 σ はスケールに対応した定数を示す。

時間領域での形状を比較すると、メイエウェーブレット関数のリップル数が、2つの複素ウェーブレット少ないことがわかる(図 2.7(a))。

周波数領域の観点では、モルレーウェーブレットや前述のガボールウェーブレットは非直交ウェーブレットであり、周波数領域でスケールが $1/2$, 2 の隣接スケールのウェーブレット関数同士でフラットな周波数-振幅分布を形成できない(図 2.7(c), 図 2.7(d), 図 2.4(b), 図 2.4(c))。隣接するスケールを小さい値にした場合は滑らかな形状の周波数-振幅分布が作成できるが、フラット化する場合には周波数の関数となる規格化係数を掛ける等の補正が、ウェーブレット関数に対して必要になる(図 2.7(e), 図 2.7(f), 図 2.4(d), 図 2.4(e))。

したがって高速マッチング追跡法で解決したはずの周波数領域での偏りの問題が、これらのウェーブレットを用いると再び発生する。以上のことから、本研究においてはメイエウェーブレットが、一般的に用いられている既存のウェーブレットの中で最適と考えた。

2.2.3-2. CMW 関数集合の作成

波形の多様性に対応できるウェーブレット関数として、複素ウェーブレット関数が挙げられる。複素ウェーブレット関数は、時間領域での実数成分のウェーブレット関数と、位相角を90度ずらしたウェーブレット関数の時間領域での虚数成分から構成されたものである。この構成の複素ウェーブレット関数で実数成分と虚数成分の和として、時間領域での多様な形状のウェーブレット関数の作成が可能である。

この構成方法が多様な形状のウェーブレット関数の作成方法として最も簡単である。しかし周波数領域で定義されたウェーブレット関数の場合には、時間領域の実数成分にあたるウェーブレット関数と虚数成分にあたるウェーブレット関数を出力すると2つのウェーブレット関数の和をとるという手順がふえる。また、和がノイズの原因となる可能性もある。

本研究では、周波数領域で定義されたメイエウェーブレット関数から、位相を変化させた多様な形状のウェーブレット関数の作成を直接行った。つぎにそのウェーブレット関数を使用して、カタログ化した関数集合を作成し、この関数集合を参照することでウェーブレット変換時の計算機負荷を減らした。

まず多様な形状のウェーブレット関数の直接

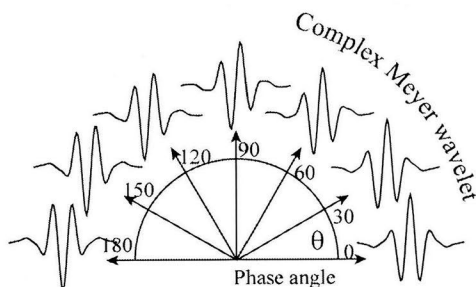


図 2.8 複素メイエウェーブレット(松林,2007)
位相角 θ に対応した、複素メイエウェーブレット。180で極性が逆転する。

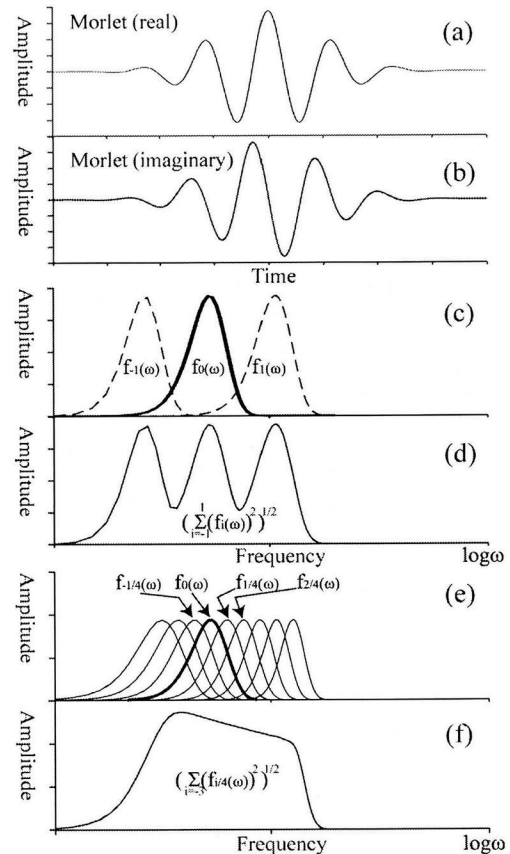


図 2.7 モルレーウェーブレット関数の特徴(松林,2007)

- (a) 時間領域でのモルレーウェーブレット関数(実部)
- (b) 時間領域でのモルレーウェーブレット関数(虚部)：位相が実部と90度異なる
- (c) 周波数分布(太線)とその1/2および2倍の周波数帯のモルレーウェーブレット関数
- (d) 上記のウェーブレットの和
- (e) 周波数分布(太線)とその2の1/4乗, 2の1/4乗, 2の2/4乗...のモルレーウェーブレット
- (f) 上記のウェーブレットの和：平坦な周波数帯は存在せず、振幅分布の偏りがある

作成について。周波数領域で定義されたメイエウェーブレット関数の積分核に位相成分 $\exp(i\theta)$ を掛けることで位相 θ のメイエウェーブレット関数作成し、これを時間領域に変換した。

$$\psi_{\theta}(t) = \int \hat{\psi}(\omega) \exp(i\theta) \exp(i\omega t) d\omega \quad (2-4)$$

このウェーブレット関数を複素メイエウェーブレット(CMW)関数 $\psi_{\theta}(t)$ と定義した(図2.8)。この位相 θ を $0 \leq \theta < 360$ の範囲で与えて形状が多様な波形を構成した。

$0 \leq \theta < 360$ の範囲で1度ずつ変化させた位相 θ の

CMW 関数 $\psi_{\theta}(t)$ の最大振幅は 1 に規格化し、時系列に適用したものと同一帯域制限フィルタをかけた。こうして作成したウェーブレット関数を集めてカタログ化して CMW 関数集合を作成した。

2.2.4. 適合位置決定と適合判定のアルゴリズム

つぎは、作成したウェーブレット関数を使って、データから変換する手法の改良である。まずウェーブレット関数とデータとのフィッティング(適合)について述べる。

本研究では適合位置とは、時系列データの中でウェーブレット関数を差し引く位置を示す。ただし、ウェーブレット関数は幅を持っているので、ウェーブレット関数内のどの位置にて代表させるかが問題になる。このため代表的な位置としてウェーブレット関数の中央に対応する時系列データ上のサンプルと定義する(図 2.9)。この代表的な位置は言い換えると、CMW 関数のエンベロープの中央である。

CMW 関数集合を使うことで、使用するウェーブレット関数に位相という新たな変数が増えた。したがって時系列データとウェーブレット関数の相関を計算して適合位置の候補とその優先順位を決める手法では、計算資源に大きな負荷をかけることになる。

そこで、本研究では適合位置候補と順番決定を、帯域制限をした時系列データの振幅の大きさの順にし、サンプリングやバックグラウンドノイズによるエラー軽減のアルゴリズムの開発と導入をした。また CMW 関数を使用した変換のための時系列データとウェーブレット関数との適合判定の手順を作成した。

2.2.4-1. 適合位置候補の決定

振幅の大きさのみで決めた適合位置候補の場合には、ウェーブレット関数と同じ周波数帯のノイズの影響を受けやすい。具体的には CMW 関数と同じ周波数帯とのノイズが時系列データに重なって、適合位置候補となるべき最大振幅の位置が隣接する別のサンプルにずれてしまう場合がある(図 2.10)。

ずれた適合位置候補にて時系列データから CMW 関数を差し引いた後は、振幅の大きな波が出現し、変換結果である振幅と位相の分布がノイズのない時系列データでの変換結果と異なる場合が多い。

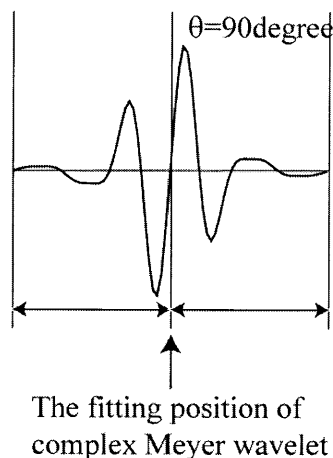


図 2.9 複素メイエウェーブレットの適合位置の定義(松林,2007)

適合位置とは、時系列データの中でウェーブレット関数を差し引く位置を示す。代表位置としてウェーブレット関数の中央に対応する時系列データ上のサンプルと定義する。

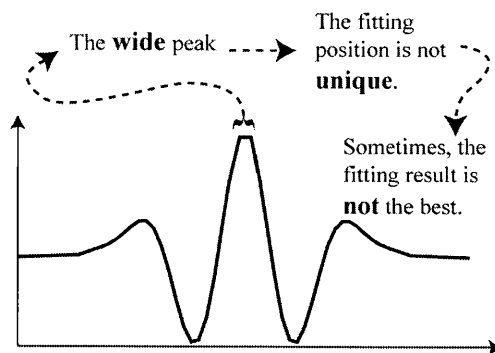


図 2.10 波形データのピークが広い場合(松林,2007) ピークが広く適合位置が、最大ピークでは限定できない場合

そこで本研究では、振幅の大きさから決めた適合位置候補を拡張して

- 時系列データの最大振幅位置だけでなく、最大振幅近傍にある 2 番目の大きさのピーク位置も適合位置候補にする(図 2.11)。
- 一番目と二番目の大きさのピークによる適合位置候補前後のサンプル各 1 ヶ所も適合位置候補にする

といった選び方をし、最大振幅位置とその前後のサンプルの 3 ヶ所、2 番目の大きさのピークとその前後のサンプルの 3 個の計 6 個を適合位置候補として選んだ。

適合位置候補の定義を作ったが、具体的にその候補を選ぶ方法を作る必要がある。もちろん、最大振幅の位置は時系列データの振幅から簡単に得られる。しかし最大振幅の近くの、2 番目の大きさのピークの選定は、振幅のみからは得られない。最大振幅位置前後のサンプルでも振幅の値が大きく、独立な 2 番目のピークとの区別ができない。

そこで 2 番目の大きさのピークについては、振幅の大きさとその前後サンプルとの傾斜から、ピークの判断をする(図 2.12)。正の値を持つピークの前ではピークに比べ振幅が減少することから、ピーク前の傾斜が正となりピーク後では傾斜が負となる。負の値を持つピーク前後では、ピーク前で負、ピーク後で正の傾斜となる。したがって、ピークの前で傾斜の符号が変化することから、

$$\left[\frac{df(t)}{dt} \right]_{t=t_1} \times \left[\frac{df(t)}{dt} \right]_{t=t_2} \leq 0, \quad t_1 < t_2, \quad f: \text{data} \quad (2-5)$$

で、ピークであるかどうかの判断を行う。

ピークと判断した後、最大振幅近傍かどうかを判断し、2 番目の大きさのピークと判断する。ここで最大振幅近傍の範囲とは、変換に用いるメイエウェーブレット関数の最大サイドローブの間隔と同じ幅の範囲と定義した。

得られた時系列データの最大振幅、2 番目の大きさのピークとその前後サンプルの計 6 個のサンプルを、適合位置候補とする。

2.2.4-2.適合判定

ウェーブレット関数と適合位置候補のデータ波形が、どの程度合っているかの判定方法を考案した。

時系列データと CMW 関数の適合の妥当性を評価するため、理論波形と時系列データとの一致性の評価に使用する Variance Reduction (Fukuyama et al., 2000)を利用した。Variance Reduction (以下 VR と呼ぶ) は、いわば比較する 2 波形の差の少なさを示すものであり、次のように計算される。比較対象の 2 つの波形(ここでは時系列データと CMW 関数)のサンプルごとの差の二乗和を、時系列データ波形の振幅

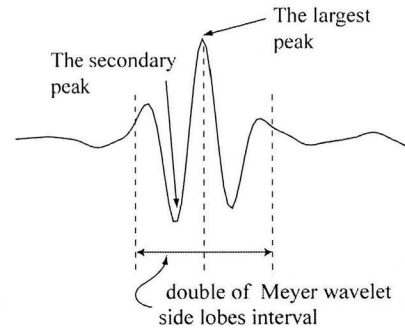
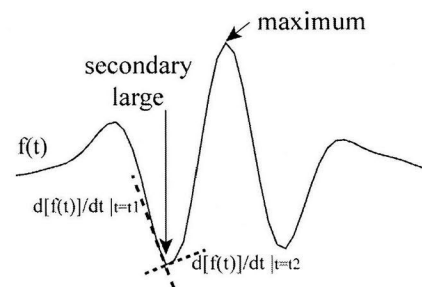


図 2.11 2 番目の大きさのピークの定義(松林,2007)

2 番目の大きさのピークは、最大ピークの近傍で独立な 2 番目の振幅をもつピークとする。この時の近傍は対応する周波数帯のメイエウェーブレットのサイドローブ間隔の 2 倍の幅の内側とする。



$$\text{condition: } \frac{d[f(t)]}{dt} \Big|_{t=t_1} \times \frac{d[f(t)]}{dt} \Big|_{t=t_2} \leq 0 \quad t_2 < t_1$$

図 2.12 2 番目の大きさのピークの決定方法(松林,2007)

ピーク前後にて傾きを求めてその積の計算を行う。独立なピークであれば、それは 0 または負の値をとる。振幅の大きさとともに、2 番目の大きさのピークの検出をする。

二乗和で割る。その平方根を1から引き、100を乗ずることで得られる(式6)。

$$VR = \left[1 - \sqrt{\frac{\sum_i (f_i - WT_i)^2}{\sum_i (f_i)^2}} \right] \times 100 \quad (2-6)$$

ここで f はデータ、 WT はウェーブレット関数を示す。

VR を、一つの適合位置候補あたり位相 θ が $0 \leq \theta < 360$ の振幅を合わせたCMW関数集合に対して計算する。適合位置候補は、一つの最大振幅に対して基本的に6個の適合位置候補が存在するので、それぞれの適合位置候補で計算を行う。適合位置候補にて計算した VR が最大になるCMW関数の振幅、位相 θ および適合位置候補を特定し、最大振幅周辺の時系列データとの一致性が最も高いCMW関数の振幅、位置および位相 θ を記録する。

ただし、時系列データから適合させたウェーブレット関数を差し引いた後、振幅絶対値の合計が増加した場合は、その変換結果を捨てて処理を止める。これは、処理の無限ループ化を避けるためである。

2.2.5. CMMP法の処理手順

CMMP法のイメージは図2.13であり、処理フロー図2.14内の数字は、次の項目の数字と対応する。

I CMW(複素メイエウェーブレット)関数集合のカタログ化:

周波数領域でのメイエウェーブレットの定義に位相 θ 部分を付加し、時間空間へ変換したウェーブレット関数としてCMW関数 $\psi(t, \theta)$ を作成および定義した。このCMW関数の位相 θ を $0 \leq \theta < 360$ で変化させ、IIの処理で使用するものと同じ帯域制限フィルタをかけた上で、波形のフォワードモデルとしてカタログ化して保持する。

II 帯域制限:

時系列データ $f_R(t)$ に、CMW関数の周波数帯域に対応したフィルタで帯域制限を行い、帯域制限した時系列データ $f_{BPM}(t)$ を得る。本研究ではメイエウェーブレットをバンドパスフィルタとして利用した。

III 適合位置候補の決定と処理順:

帯域制限した時系列データ $f_{BPM}(t)$ の最大振幅位置を適合位置候補とする。その適合位置

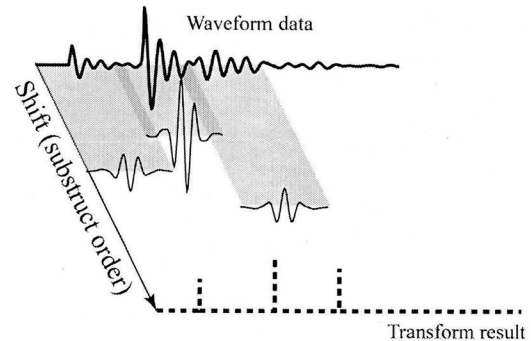


図2.13 複素メイエマッチング追跡法(CMMP法)のイメージ(松林,2007)

灰色の領域がウェーブレット関数との適合位置を示す。適合したウェーブレットを波形データから差し引く。点線が変換結果のイメージでパルス状になる。適合をとる間隔は不定。また変換に使用する関数は、複素メイエ関数。

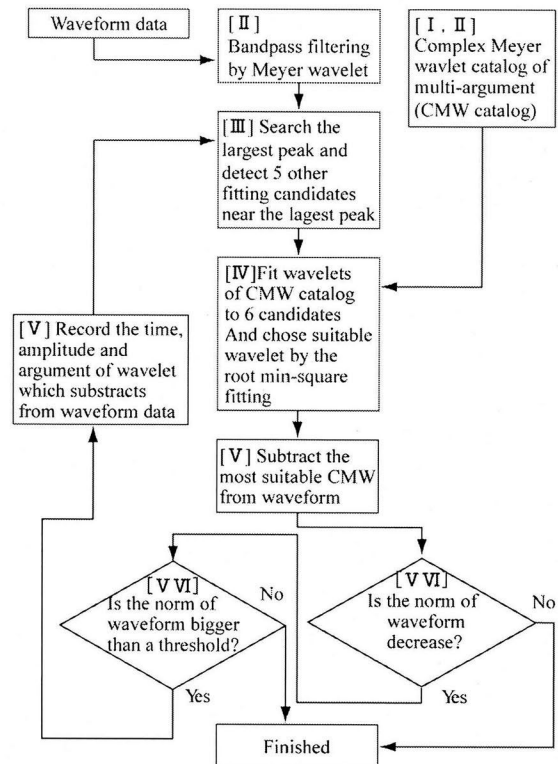


図2.14 CMMP法の処理流れ図(松林,2007)

図内のローマ数字は2.2-5の項目と対応する。

候補の近傍領域にて、CMW 関数集合に適合する可能性のある適合位置候補を他に 5 個選択する。なお処理順は振幅値の降順とする。

IV 時系列データとの適合：

CMW 関数 $\psi(t, \theta)$ を $f_{BPM}(t)$ 内の適合位置候補にてフィッティングする。CMW 関数集合カタログのウェーブレット関数に対して、時系列内位置(shift) b と振幅 C を与え、 $f_{BPM}(t)$ の適合位置候補での適合判定を行い、最適な θ 、 b および C を得る。

V 適合作業妥当性の判断：

IVで得た 6 組の b 、 C 、 θ および適合位置候補から最適な組を選び、採用の可否を判定する。 $f_{BPM}(t)$ から適合させた CMW 関数 $C \times \psi(t-b, \theta)$ を差し引いた結果の $f_{BPM-1}(t)$ を得る。 $||f_{BPM}(t)|| - ||f_{BPM-1}(t)||$ が最大で、 $||f_{BPM-1}(t)|| < ||f_{BPM}(t)||$ となる b 、 C 、 θ および $f_{BPM-1}(t)$ を保存する。前述以外の場合、つまり常に $||f_{BPM}(t)|| - ||f_{BPM-1}(t)|| < 0$ の場合は、パラメータを保存せず処理を終了する。

VI 反復：

処理IV-VIを繰り返し、時系列データのノルム $||f_{BPM-N}(t)||$ が任意に決めた閾値より小さくなるか、減少しなくなった場合に処理を終了する。

VII. 複数周波数帯：

隣接周波数帯の CMW 関数集合でも計算を行う。変換を行う周波数帯の範囲は地震計の周波数応答やサンプリング周波数を考慮して決定する。

2.3 数値実験

CMMP 法による時系列データの変換および波形抽出の数値実験を行った。また本手法の有効性を検証するためにメイエウェーブレット関数を用いた高速マッチング追跡法にて同じ時系列データの変換を行い比較した。

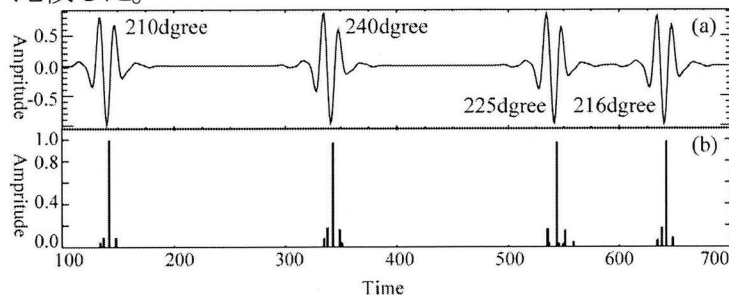


図 2.15 高速マッチング追跡の実験(松林,2007)

- (a) 実験に使用した波形データ：図内の数字は使用した複素メイエ関数の位相角
- (b) メイエ関数を使用した高速マッチング追跡の結果：振幅の大きなパルス状の変換結果の両脇に波形形状の相違によるノイズが発生する。

2.3.1.特定の周波数帯でのピーク位置の検出

CMW 関数集合から合成した実験用波形を、高速マッチング追跡法と CMMP 法で変換を行った。実験波形として、最大振幅が 1 で位相が 210 度、240 度、225 度、216 度の CMW 関数を重ならないように配置した時系列テストデータを作成し、単一の周波数帯のみで行った。(図 2.15(a))。

通常メイエウェーブレット関数を用いた高速マッチング追跡法では、時系列テストデータの最大振幅の位置に対応する変換結果のパルスが得られた。ほかに変換結果には振幅の大きなパルスの両側にサイドローブ状の複数の小パルスが発生している(図 2.15(b))。これらの複数の小パルスは、データの波形形状がウェーブレット関数と異なったために信号とウェーブレット関数の差が大きく、その差の補正のためと考えられる。従って、高速マッチング追跡法で変換した結果の

パルスの位置には、形状の差による影響が含まれる可能性がある。

CMMP 法では、時系列テストデータの最大振幅に対応したパルスの変換結果を出力し、このパルスの両側にはサイドローブ状の小パルスは見られない(図 2.16(b))。本手法で得られた波形の形状を示す位相(図 2.16(c))やパルスの位置は、波形を合成時に与えた位相、およびウェーブレット関数の中心位置と同じであり。正確に波形の位相を評価できていることがわかる。

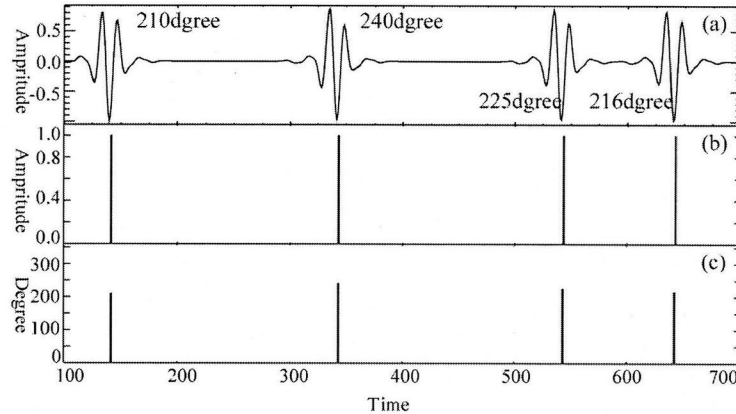


図 2.16 CMMP 法の実験(松林,2007)

- (a) 実験に使用した波形データ：図内の数字は使用した複素メイエ関数の位相角
- (b) CMMP 法の結果(振幅)：波群に対して 1 つのパルス状の変換結果になる
- (c) CMMP 法の結果(位相角)：与えた位相角と同じ値

2.3.2.信号波形が重なった場合

複数の信号波形が重なったデータでの場合の変換実験を行った。最大振幅が 0.3 と最大振幅が 0.15 の 2 つのウェーブレットを使用した合成波形にて、与えたウェーブレットの最大振幅が変わらない程度に重ねてデータを合成した (図 2.17(a))。

今回も高速マッチング追跡法と CMMP 法の双方について変換実験を行った。

通常のメイエウェーブレット関数を用いた高速マッチング追跡法では、最大振幅が 0.4 と与え

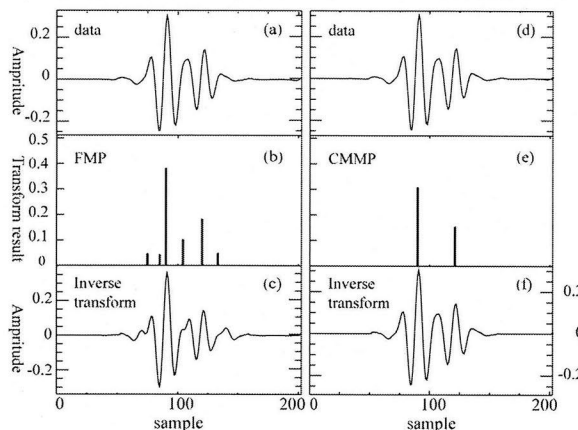


図 2.17 高速マッチング追跡と CMMP 法の分解能比較(松林,2007)

- (a) 実験に使用した波形データ：振幅比が 1:0.5 の 2 つのウェーブレットを使用して作成
- (b) 高速マッチング追跡による変換結果：複数のパルスが出力され、与えた 2 つのウェーブレットの存在を変換結果からは明確でない。
- (c) 高速マッチング追跡による逆変換結果：変換前波形と目視にて差があることがわかる
- (d) CMMP 法による変換結果：2 つのパルスが出力
- (e) CMMP 法による逆変換結果：変換前波形と目視にて差が無い

た時系列データより大きい値のパルスを出力している。また変換結果のパルスの数が与えた波群の数より多く存在している。波形形状がウェーブレット関数と異なったために信号とウェーブレット関数の差が大きく、その差の補正のために出現したパルスであることがわかる(図

2.17(b))。また波形形状は入力波形と復元波形で少し異なり、完全には形状が復元できていない(図 2.17(c))。

CMMP 法では、最大振幅値は復元されている。また変換結果のパルス数は、理論波形作成時に与えた波群の数と同じであった(図 2.17(e))。また、位相の計算値が復元されており、波形形状は入力波形と復元波形で形状が同じであることがわかる(図 2.17(f))。これらの結果から時系列データ作成時のパラメータを正確に算出できている。

以上の実験から、CMMP 法による時系列データの分解は他の変換方法に比べて正確に最大振幅と位置、波形形状をそれぞれの値を示すパルスの時系列として算出することができると期待できる。

2.4 結 論

メイエウェーブレット関数の位相成分をくわえた CMW 関数を開発し、波形とウェーブレット関数とのフィッティング(適合)手法やマッチング追跡の一部処理手順を新たに開発したことで、波形形状に多様性のある時系列データの分解に適したウェーブレット変換法である CMMP 法を開発した。この手法では、従来のウェーブレット変換や高速マッチング追跡法では出力できなかった波形形状を示すパラメータである位相を変換結果として出力できる。したがって、変換結果として時系列データの振幅、周波数帯、位相、およびその時間分布の波形情報の 4 要素が得られるようになった。

2.5 参考文献

- Chui, C. (1997) ウェーブレット応用, 東京電機大学出版局, 東京.
- Daubechies, I. (1992): *Ten lectures on Wavelets*, SIAM., Philadelphia.
- Fukuyama, E. and D. Dreger (2000): Performance test of an automated moment tensor determination system for the future "Tokai" earthquake, *Earth Planets Space*, **52**, 383-392.
- Mallat, S.G. (1993): Matching pursuits with time-frequency dictionaries, *IEEE Trans. Signal Processing*, **41**, 3397-3415.
- 松林弘智, 金折裕司 (2002), Wavelet 変換を用いた小スパンアレイデータのコヒーレンシー評価法, 地球惑星関連学会予稿集, S047-P005.
- 松林弘智, 金折裕司 (2003), Wavelet 変換を用いた小スパンアレイデータのコヒーレンシー評価法 (2), 地球惑星関連学会予稿集, S050-P001.
- 松林弘智, 小原一成 (2003), Wavelet 変換を利用した阿蘇火山長周期微動の検出, 日本地震学会予稿集, P092.
- 松林弘智 (2004), 複素 Meyer Wavelet 変換, 地球惑星関連学会予稿集, S050-P004.
- 松林弘智 (2005), Wavelet 変換を利用した阿蘇火山長周期微動の検出 (2), 日本地震学会予稿集, P148.
- 松林弘智 (2007): 波形形状を考慮したウェーブレット変換法の開発, - 複素メイエ (Meyer) マッチング追跡法 -, 物理探査, **60**, 4, 283-295.
- Morlet, J., G. Arens, E. Fourgeau, and D. Giard (1982): Wave propagation and sampling theory - Part II: Sampling theory and complex waves, *Geophysics*, **47**, 222-236.
- Neidell, N.S., and M.T. Taner (1971): Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan, - Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net -, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- Ooura, T. and M. Mori (1991): The Double exponential formula for oscillatory functions over the half infinite interval, *Journal of Computational and Applied Mathematics*, **38**, 353-360.
- 大川喜邦 (2005): 波形の特徴抽出のための数学的処理, CQ 出版社, 191p
- 六川修一, 松島 潤, 小池江幸, 大久保泰邦, 横田俊之 (2000), ウェーブレット変換による反射法地震探査データの時間-周波数解析, 物理探査学会第 102 回学術講演会論文集, 37-41.
- 佐藤雅昭 (1991): ウェーブレット理論の数学的基礎 第 1 部, 日本音響学会誌, **47** 巻, 6 号, 405-415.
- 佐藤雅昭 (1991): ウェーブレット理論の数学的基礎 第 2 部, 日本音響学会誌, **47** 巻, 6 号, 416-423.
- Taner, M.T., F. Koehler, and R. E. Sheriff (1979): Complex seismic trace analysis, *Geophysics*, **44**, 1041-1063.
- 戸田浩 (2001): Wavelet 新アルゴリズム, *CMAGAZINE*, **1**, 38-67.
- Yamada, T., and K. Yomogida (1997): Group velocity measurement of surface waves by the wavelet transform, *J. Phys. Earth*, **45**, 313-329.
- Yomogida, K. (1994): Detection of anomalous seismic phases by the wavelet transform, *Geophys. J. Int.*, **116**, 119-130.

第3章 ウェーブレット変換を用いた長周期地震波の震源決定法

3.1 はじめに

本章では、ウェーブレット変換を用いた長周期地震波の震源および震央推定手法の開発について述べる。

第1章で述べたように、火山性地震の震源推定は、通常の地震とは異なって、難しい点がある。火山性地震波の立ち上がりが不明瞭であるため、地震計アレー(アレイ)観測と波形軌跡解析が、主な測定法のうち震源推定手法としては効果的と考えられる(図3-1)。

センブランス法はすでに第1章で紹介しているように地震計アレー観測の一種で、比較的頻繁に用いられている手法である。3箇所以上の複数観測点にてアレーを構成し、そのアレーに入射してくるこれらの有限長の平面波と仮定した地震波において全観測点間での走時差を仮定したうえで、相関をとる計算を行う手法である(Neidell and Taner, 1971 および 桑原, 1990) (図3-2)。つまりアレーに入射した観測点間の相関の高い信号を見つける手法である。初動がはっきりしない地震波に対しては、アレーに入射する地震波の到来方向や震源位置の推定手法として、有用であることがわかっている。

また第一章にて紹介したが、3成分センブランス法を含むセンブランス法一般は、解析対象の地震波の波長、観測点数と解析ウインドウ長の設定が結果の数値に大きな影響を与えることがわかっている。つまり観測点間の波形の相似の度合いを示すセンブランス値は相対値であり、解析ウインドウ長にて推定結果が変化する場合もある(図3-3)。またウインドウのサンプル数や観測点数が多くなると相似性が小さくなり、センブランス値が小さくなったり、ピークの領域が広がったりする。

震源を囲む観測点配置であった場合、等方性震源メカニズムでない波形の相似性がなくなり、これを利用したセンブランス法が使用できない。

センブランス法の以下の欠点の改善を目的として新たなアレー解析手法の開発を行った。

- ・ 解析ウインドウ長が一定でなく、違いがセンブランス値に影響する(ウインドウ長の問題)
- ・ 1成分長周期波形データでの推定震源領域(センブランス値のピーク領域)が広い(長周期波形への応用の問題)
- ・ 3成分センブランス法では等方震源の近地P波しか利用できない(非等方性震源の問題)
- ・ 使用するデータ数が増えるとセンブランス値が小さくなる(観測点数による指標値の低下問題)

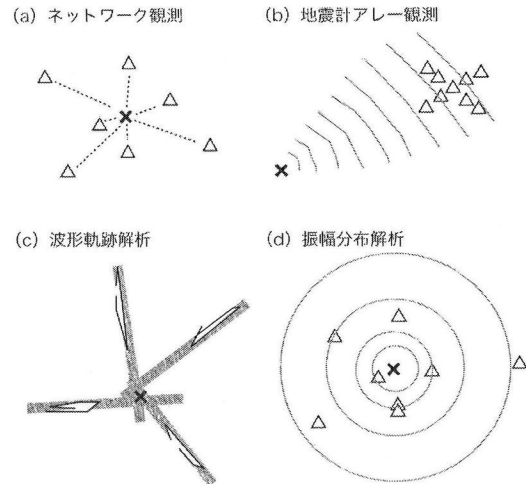


図3-1 主な震源推定方法(西村・井口(2006))

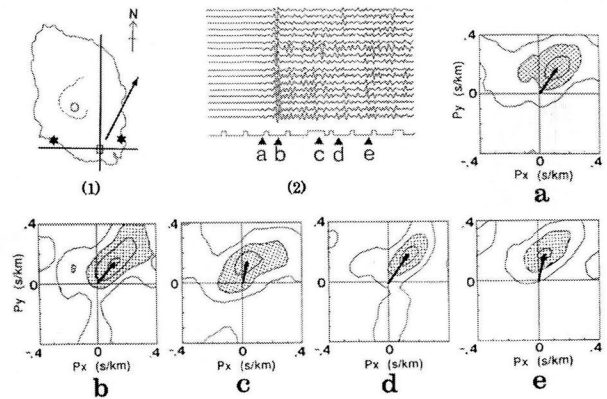


図3-2 小スパンアレー観測での遠地地震のセンブランス解析の例(桑原ら,1990 一部加筆)
(1)アレー位置 (2)観測波形とセンブランス計算位置(a~e) およびその結果(a~e)

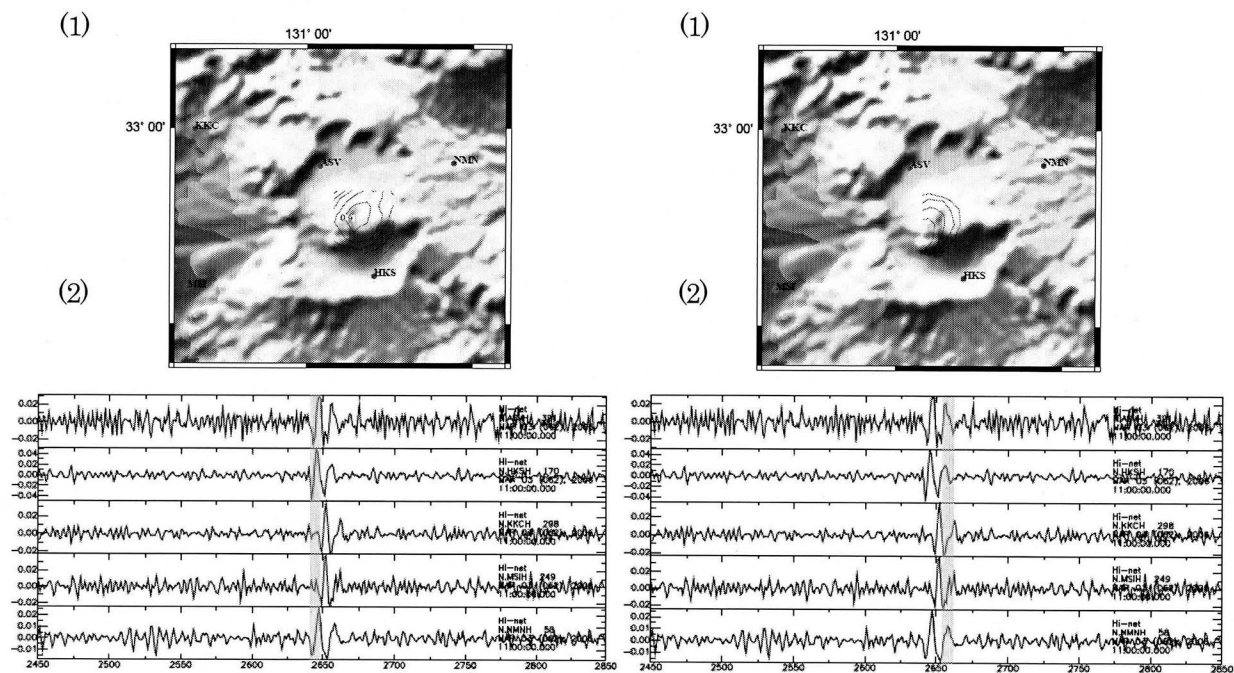


図 3-3 短すぎるウィンドウ長でのセンブランス解析の例

- (1) 中心周波数 16 秒の微動波形を 8 秒のウィンドウでセンブランス解析した例(微動前半)
- (2) (1)のウィンドウ範囲(灰色着色)
- (3) 中心周波数 16 秒の微動波形を 8 秒のウィンドウでセンブランス解析した例(微動後半)
- (4) (3)のウィンドウ範囲(灰色着色)

一連の波の一部のみで解析を行った結果、推定震央位置が大きく異なっている。

本手法ではウェーブレット変換の複素メ
イェマッチング追跡法(CMMP 法)を用いて、
長周期地震波を含むデータの変換を行い、変
換結果を用いて震源・震央の位置推定を行う。
長周期地震波でも震源・震央推定位置の範囲
が、センブランス法より小さく、急峻にでき
る。また処理で使用する解析ウィンドウ長が
ウェーブレット変換を使用することで一定
になり、解析結果の一意性がある。

本研究の手法を CMMP 法によるデータ変
換結果による読み取り値の妥当性を、人工デ
ータを用いて検証を行った。

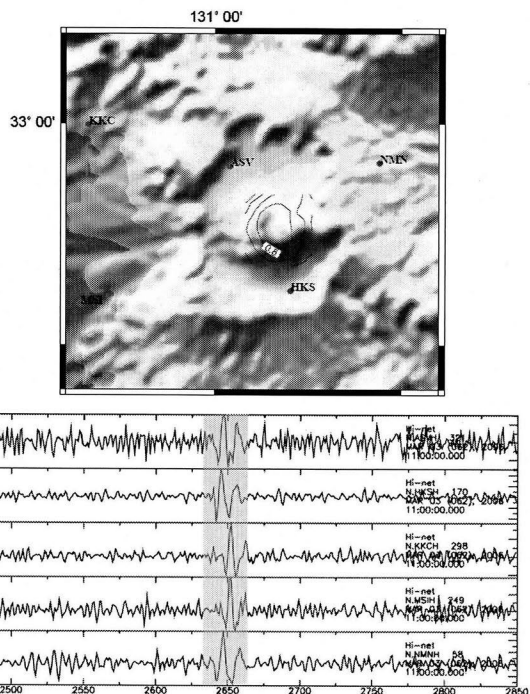


図 3-4 十分なウィンドウ長でのセンブランス解析の例

- (1) 中心周波数 16 秒の微動波形を 77 秒のウィンドウ
でセンブランス解析した例(微動前半)
 - (2) (1)のウィンドウ範囲(灰色着色)
- 十分なウィンドウ長で長周期波を用いる場合にはセ
ンブランス値のコンター分布が広がる。

3.2 CMMP 法を使ったアレイ入射波到来方向・震源(震央)の推定法

3.2.1 CMMP 法

CMMP 法とは、時系列波形データを使用するメイエウェーブレット関数の帯域(図 3-5)にあわせて帯域制限し、その時系列からさまざまな位相のメイエウェーブレット関数に合った部分を合った順に元データから差し引く変換手法である(図 3-6)(松林,2007)。

マッチング追跡(Mallat, 1993)と高速マッチング追跡(戸田, 2001)を元に開発したウェーブレット変換手法であり、従来から一般的に使用されている連続ウェーブレット変換や離散ウェーブレット変換とは異なり、変換結果はサンプル間隔以上の時間幅をもたない値として得られる。従って、CMMP 法の変換結果は、非連続の振幅と位相の時系列データとなり、非定常系の時系列データの変換に適している。非定常波形の振幅と位相を別々に評価できるため、震源の変化を示すと考えられる波形形状の変化を抽出できる。前章で CMMP 法の開発と特徴を詳しく説明しており、手法の構成や手順、特徴を反映した結果はすでに説明した。

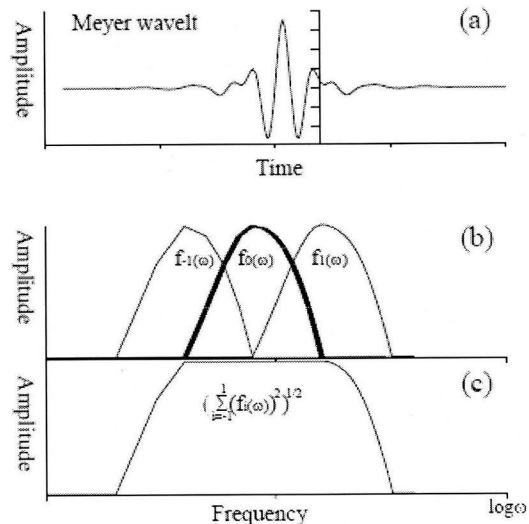


図 3-5 メイエウェーブレット関数の形状(松林,2007)

- (a) 時間空間でのメイエウェーブレット関数：周波数空間での定義から計算される
- (b) 周波数空間でのメイエウェーブレット関数の定義(太線)：左側の細線は中心周波数が、太線の 1/2 のメイエウェーブレット関数。右側の細線は中心周波数が、太線の 2 倍のメイエウェーブレット関数。
- (c) 隣り合うメイエウェーブレット関数の周波数帯(この例では、中心周波数帯が 1/2, 1, 2 倍)でフラットな周波数帯を形成する

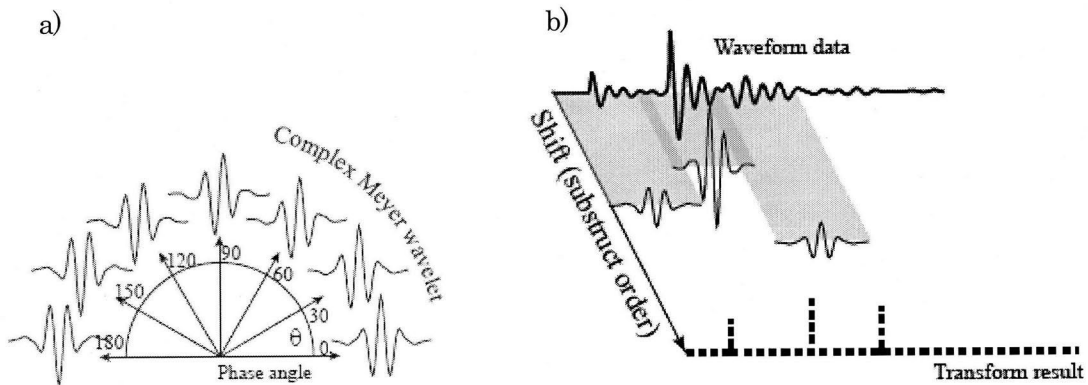


図 3-6 複素メイエマッチング追跡法(CMMP 法) (松林,2007)

- a) 位相角を変化させたメイエ(Meyer)ウェーブレット関数である複素メイエウェーブレット関数(CMW 関数)
- b) CMMP 法概念図。波形データから振幅の大きな順に、最適な位相角の CMW 関数を差し引いていく、変換結果は点線のような時間の位置と振幅の時系列としてのほかに、もう一つの要素である位相角も得られる。

3.2.2 アレイ入射波到来方向・震源の推定法

波形データの初期処理に CMMP 法を処理に用いることで、センブランス法のウインドウ長の問題、非等方性震源の問題、長周期波形への応用の問題、および観測点数による指標値の低下問題を改良したアレイ入射波到来方向・震源の推定法を開発した。

まず小スパンアレイの平面波到来方向の解析方法を作成した。アレイの 1 観測点を位置の基準となる観測点として選ぶ。このとき、各観測点への位置ベクトル $\text{dir}c_i$ が決まる。平面波である入射波の見かけ速度ベクトル \vec{v} を仮定し、その方向に水平動のデータを回転したデータを作成する(図 3-7(a))。そのデータをウェーブレット変換にて読み取り値 W_i をえる(図 3-7(b))。そして基準観測点との読み取り時間差と観測点方向ベクトルと仮定した入射速度ベクトルによる理論時間差の 2 乗残差を計算する。

$$V(\vec{v}) = \left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \{W_i - W_0 - \text{dir}c_i \cdot \vec{v}\}^2 \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (3-3)$$

二乗残差が最小になる入射見かけ速度ベクトルが推定値として得られる。

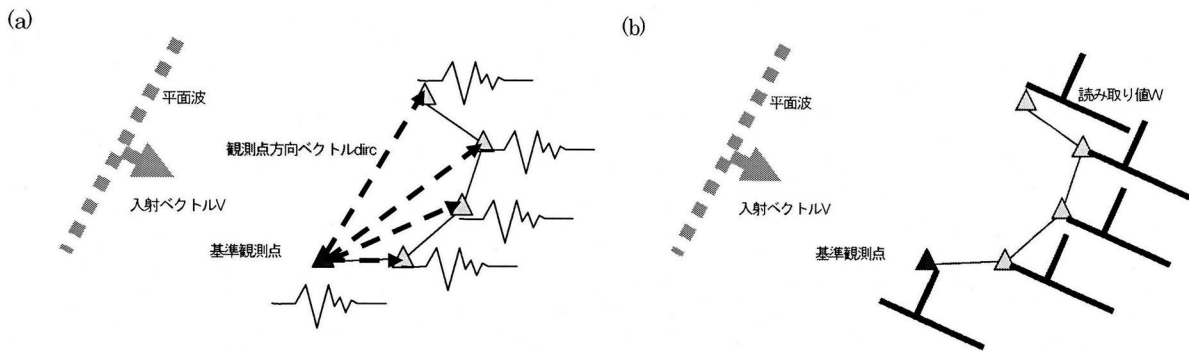


図 3-7 アレイでの平面波速度解析の手順イメージ

三角形が観測点を示す。5 観測点の小スパンアレイ

- (a) 取得データにて平面波入射方向を仮定して、水平成分の場合は波形を回転させる
- (b) 回転させた波形をウェーブレット変換にて読み取り値に変換する。5 観測点の疎な観測点配置

次に、アレイ展開領域に震央位置があることを仮定し長周期地震波データ水平 2 成分を用いることを前提として手法開発へ拡張した。アレイの 1 つの観測点を基準観測点と定義する。また、震源(震央)推定を行う領域にグリッドを配置し、記録した波形データを仮想震源であるグリッド点方向に回転し、CMMP 法をあらかじめ選んだ周波数帯の地震波に対して信号の読み取りを行う(図 3-8(b))。基準観測点と各観測点走時の差と、仮想震源であるグリッド点での理論走時での差を比較し、その分散の逆数 V を指標とした。指標 V の値が最大の点が、走時差をよく説明する推定震源となる。

式で表すと以下のとおりになる。

$$V(x, y, z) = \left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \{W_i - W_0 - W_i^{\text{cal}}(x, y, z) - W_0^{\text{cal}}(x, y, z)\}^2 \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (3-4)$$

ここで、アレイを構成する地震計数を M 。 i 番目の観測点における CMMP 法での波形データの読み取り値を W_i 、座標 (x, y, z) を震源とした場合の i 番目の観測点における理論走時を $W_i^{\text{cal}}(x, y, z)$ とする。 W_0 は任意に決めたアレイの基準観測点での読み取り値で、 $W_0^{\text{cal}}(x, y, z)$ は、仮定震源座標 (x, y, z) での理論走時を示している。基準観測点からの読み取り値と理論走時の相対差のばらつきが小さければ指標 V の値が大きくなり、ばらつきが大きくなれば指標 V の値が小さくなる。ばらつきが大きくなるとは、観測点間で読み取り値と理論走時との差に違いが大き

いということである。つまり理論走時計算のため仮定した震源の位置が読み取り値を説明するのに不都合な場合、あるいは仮定した地震波速度が読み取り値を説明するのに不都合な場合には、理論走時と読み取り値の差が一律でなくばらつきが多くなると考えられる。したがって指標 V は震源位置の推定の指標とできる。

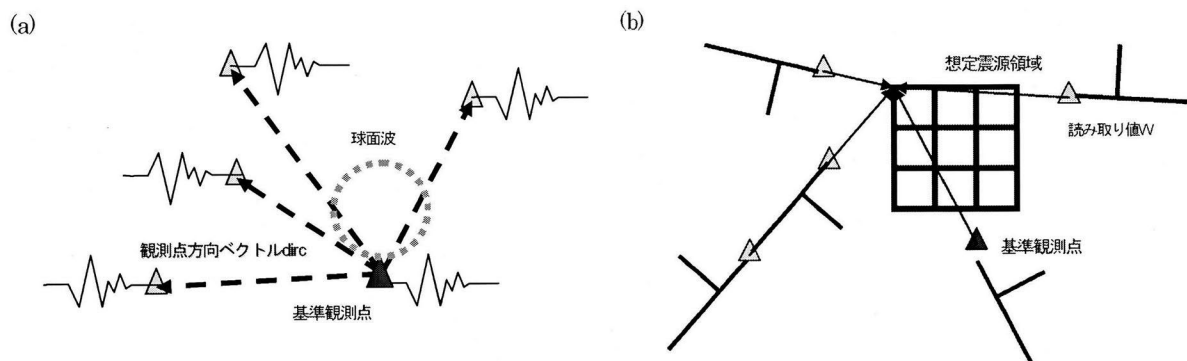


図 3-8 アレイでの震源(震央)推定の手順イメージ

三角形が観測点を示す。5 観測点の小スパンアレイ

(a) アレイ(複数観測点)の配置とデータ取得

(b) アレイ領域内に震源を仮定した場合のグリッド配置。それぞれの水平動観測点波形を仮定した震源方向に回転し、ウェーブレット変換にて読み取る

アレイ地震波形データに対して CMMP 法を用いて、信号位置(時間)の読み取りを行うことで、センブランス法のウインドウ長の問題、非等方性震源の問題、長周期波形への応用の問題を回避することができる。これは CMMP 法の性質による。

まずウインドウ長であるが、CMMP 法による変換を行うと、CMW 関数の定義された周波数帯によって時間領域に変換したときに振幅が大きな範囲が決まる。つまり処理対象の周波数帯でウインドウ長が自動的に一意に決まり、ウインドウ長の問題は回避される。本研究では最大振幅から振幅レベルが 30dB 以上減少したローカルなピークの次のゼロクロス位置までを CMW 関数の時間幅としている(図 3-9)。経験的に最大振幅から 30dB 以上減少した部分は変換の判断への寄与が小さいことから、この値を採用している。

非等方性震源の問題は、CMMP 法が多様な波形形状に対応し振幅と波形形状を分離できることから、対応できる(図 3-6(a))。つまり変換結果は波形形状に関わらず地震波に合った形状の CMW 関数の時系列上の位置(時間)に、振幅あるいは位相を出力する。

この時系列上の位置は、CMW 関数のエンベロープのピークにあたり、時系列データのエンベロープのピークの時間になる。

地震波速度の急激な水平不均質が存在しなければ同じ種類の波は、震央から同心円状に伝播

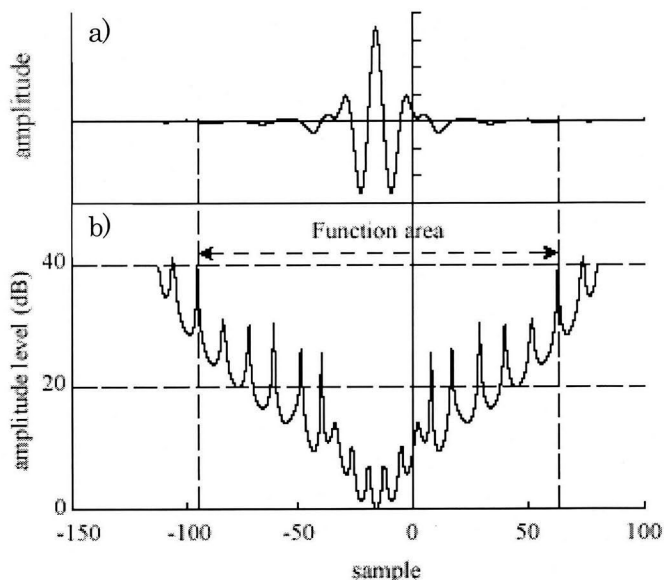


図 3-9 CMW 関数の関数長の定義

(a)時間空間でのメイエウェーブレット関数

(b)最大振幅を基準値とした振幅減衰レベル：ローカルなピークの減衰が 30dB 以上となった次のゼロクロス位置(縦の点線)の間を関数の領域として定義した

すると期待できる。このため CMMP での読み取りで、震源メカニズムに対応する地震波放射パターンによる波形変化の影響の少ない地震波到達時間の算出が期待できる。

次の節で、CMMP 法のこの性質に関して実験を行う。

長周期波形への応用の問題に関しては、CMMP 法では地震波信号の時系列上の位置(時間)を 1 サンプルで表すため(図 3-6(b))、地震波信号の周波数に関わらず指標 V が計算される。従って指標 V の変化率も地震波信号の周波数によらない。

信号の読み取り値と理論走時との差に関する分散の逆数を指標としている(式 3-3)。この分散の最小値は震源位置や地震波速度が最もよく読み取り値を説明している場合にあたり、分散の原因はノイズによる読み取り値のエラーあるいは速度構造のゆらぎによるものと考えられる。つまり分散の最小値はエラーの確率分布に従った値に収束すると考えられる。読み取り値のエラーや速度構造のゆらぎが正規分布に従うと仮定すれば、観測点数に関わらず一定の分散の値をとると考えられる。こうして観測点数による指標値の低下問題は回避できると考えられる。

以上より、新たなアレイ地震波形データを利用した入射波到来方向・震源の推定法は、センブランス法の欠点を回避できる。

3.3 CMMP 法による読み取り実験とテストデータでの震央推定

本研究で開発した手法の有効性を示すため、手法を構成する部分に関するものと新手法全体に関するもの、それぞれ数値実験を行った。主に CMMP 法による読み取り可能な範囲が震源決定法の適用範囲となる。したがって実験は主に CMMP 法について行った。

震源決定方法の実験として行った項目は、CMMP 法については、

- ・ ノイズを重ねたテストデータによる信号位置読み取り値の影響
- ・ 非等方性震源である地震メカニズム解の放射パターン・波形変化による信号位置読み取り値の影響
- ・ 表面波分散による位相変化に対する信号読み取り位置の影響

新手法については、

- ・ テストデータによる新手法での指標分布である。

3.3.1 ノイズを重ねたテストデータによる信号位置読み取り値の影響

一般に実測データには、信号にノイズが重なっている。ノイズとしては、配線等による電気ノイズや常時微動などの地動ノイズが想定される。ノイズが重なった場合の読み取りの誤差が生ずる範囲について、試験を行うことにした。

正弦波ノイズを付加した実験

ノイズによる読み取り誤差の試験として、信号の中心周波数と同じ周波数の正弦波をノイズとしたデータと、ランダム波形をノイズとしたデータの 2 種類を、S/N を変化させて実験を行っ

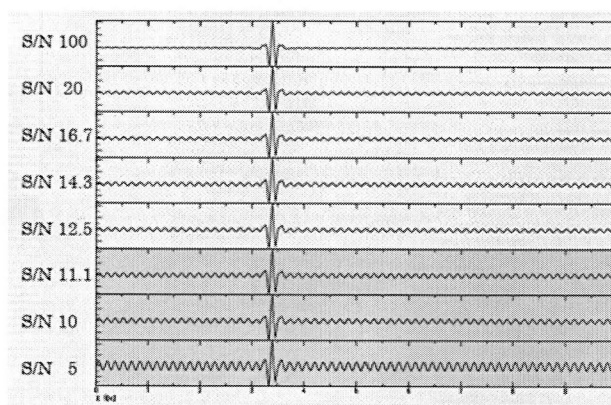


図3-10 信号の中心周波数と同じ周波数の正弦波ノイズを重ねたデータによる読み取り実験

信号の最大振幅に対するノイズ振幅が、上段から順に、1%、5%、6%、7%、8%、9%、10%、20%である。対応する S/N は 100、20、16.7、14.3、12.5、11.1、10、5 となる。

このうち 9% (S/N11.1)以上にノイズ振幅が大きくなると読み取り誤差を生じる

た。サンプリング周波数 1Hz で中心周期 16 秒のメイエウェーブレットを使用しての読み取りを想定して、実験データを作成した。実験データには、信号としてメイエウェーブレットを使用した。信号の中心周波数と同じ周波数の正弦波(正弦波ノイズ)を信号に重ねた実験データ(正弦波ノイズ実験データ)を作成した。この実験データは、信号読み取りにはもっとも不適當な条件と想定される。

正弦波ノイズ実験データには、8 種類の振幅の正弦波ノイズを用意し、それぞれ信号に重ねて 8 種類の正弦波ノイズ実験データを作成した。重ねた正弦波ノイズ振幅は、信号振幅の 0.01, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.10, 0.20 倍に設定した。S/N になおすとそれぞれ 100, 20, 16.7, 14.3, 12.5, 11.1, 10, 5 となる。これらの実験データにより、読み取りに影響のする始める正弦波ノイズ振幅比を探した。正弦波ノイズ実験データの波形は図 3-7 に示した。図示した波形にて、S/N が高い状態(たとえば 16.7 程度)でもすでに信号の形状に影響が出ていることがわかる。

実験結果は図 3-10 に示した。このデータでの実験では S/N が 11.1 以下で読み取りサンプル(灰色の網掛けを施してある波形)にて読み取り誤差を生じる。実験で生じた誤差は 1 サンプルであった。

ランダムノイズを付加した実験

ランダム波形が信号の抽出に与える影響を調べるため、信号とランダムノイズを重ねた実験データを作成した。この実験データは、観測データにノイズの状態に近いと期待される。ランダム波形ノイズは Pseudo-Random Number Generator (Matsumoto and Nishimura, 1998)を使用して作成した。こうして得たランダム波形ノイズをさまざまな振幅に変化させたいうで、信号に重ねることでランダムノイズ実験データを作成した。重ねたランダム波形ノイズ振幅は、信号振幅の 0.01, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.10, 0.11, 0.12, 0.13, 0.14, 0.15, 0.16, 0.17, 0.18, 0.19 倍に設定した。S/N になおすとそれぞれ 100, 20, 16.7, 14.3, 12.5, 11.1, 10, 9.1, 8.5, 7.7, 7.1, 6.7, 6.5, 5.9, 5.6, 5.2 となる。これらの実験データにより、読み取りに影響のするランダムノイズ振幅比を探した。

ランダムノイズ実験データの波形は図 3-11 に示す。誤差が発生した波形データ(灰色の網掛けを施してある波形)では、読み取り誤差は 1 サンプルであった。

ランダムデータが重なった波形は、正弦波ノイズを付加したデータに比べ、波形の変形が少ないように見える。

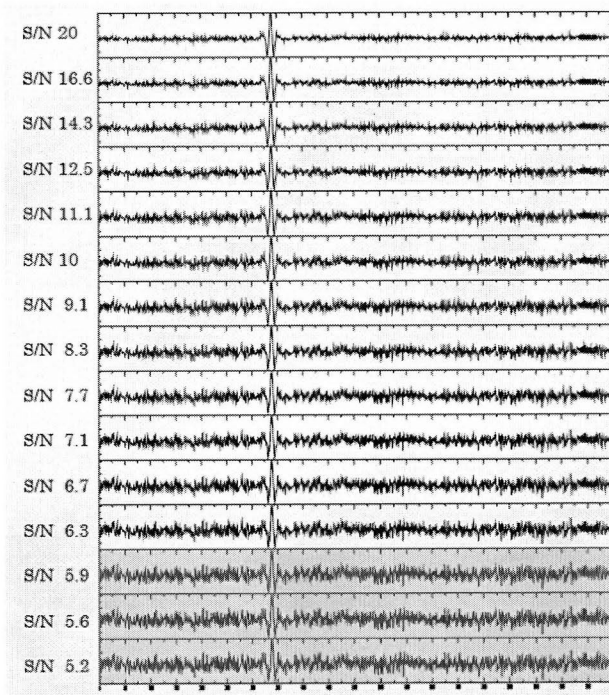


図 3-11 ランダムノイズを重ねたデータでの読み取り実験
信号の最大振幅に対してのノイズ振幅が、上段から順に、1%, 5%, 6%, 7%, 8%, 9%, 10%, 11%, 12%, 13%, 14%, 15%, 16%, 17%, 18%, 19%である。対応する S/N は 100, 20, 16.7, 14.3, 12.5, 11.1, 10, 9.1, 8.3, 7.7, 7.1, 6.7, 6.3, 5.9, 5.6, 5.2 となる。このうち 17% (S/N5.9)以上ノイズ振幅が大きくなると読み取り誤差を生じる

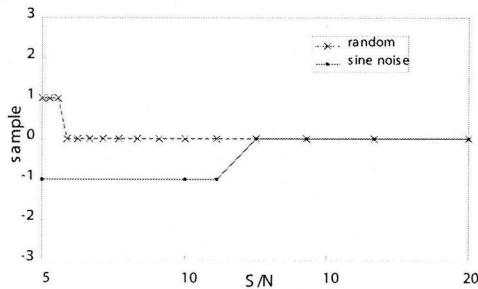


図 3-12 ランダムノイズを重ねたデータでの読み取り実験

信号の最大振幅に対してのノイズ振幅が、上段から順に、1%, 5%, 6%, 7%, 8%, 9%, 10%, 11%, 12%, 13%, 14%, 15%, 16%, 17%, 18%, 19% である。対応する S/N は 100, 20, 16.7, 14.3, 12.5, 11.1, 10, 9.1, 8.3, 7.7, 7.1, 6.7, 6.3, 5.9, 5.6, 5.2 となる。

実測データに近い信号構造と考えられるランダムノイズ実験データでの処理結果より、信号振幅の 16% 程度までの微動等のランダムノイズが重なっている場合でも読み取りが期待できる。

また、S/N が 5 程度までであれば、1Hz データでの読み取り誤差は 1 秒が期待できる。

3.3.2 非等方性震源のテストデータによる

信号位置読み取り値の影響

地震の震源は、多くの場合非等方性震源である。従って震源を囲むようなアレイ配置を想定すると、震源メカニズムによる地震波の放射パターンの影響で、観測点間での波形形状が異なる場合が多い。波形形状が変わっても同じ到達時間であった場合には同じ時刻での読み取りが可能か表面波の理論波形を合成して実験を行った。

実験に使用した理論波形は、Sikia(1994)のグリーン関数を使用して作成した。このグリーン関数は、Kubo et al.(2000)の水平成層構造を使用している。震源は、点震源で震源時間関数は時間幅 1.5 秒の 2 等辺 3 角形の形状である。波形を作成する際に使用した震源の条件は、

正弦波ノイズ付加とランダムノイズ付加の実験結果をまとめたものは図 3-12 である。このデータでの実験では S/N が 5.6 以下で読み取り時間に誤差を生じる。これは正弦波の場合より S/N が小さい。つまり正弦波ノイズよりランダムノイズの方が、信号に重なるノイズの振幅が大きい範囲まで読み取りの値に影響が出にくいことがわかった。

ランダムノイズの方が読み取り時間に誤差を生じる S/N が小さい原因としては、ランダムノイズはウェーブレットの帯域以外ではフィルタにて振幅が減って、データ形状への影響が減少していると考えられる。

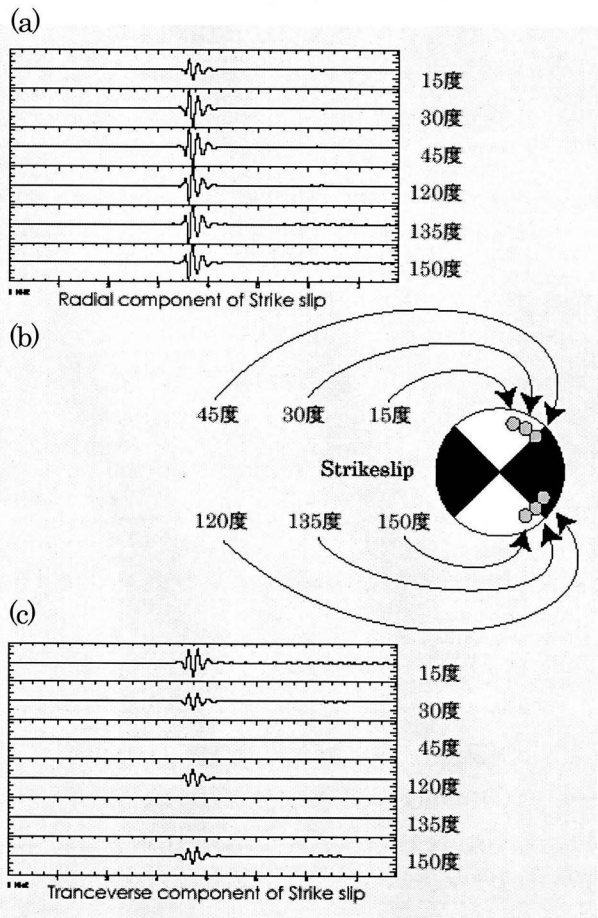


図 3-13 南北圧縮の横ずれ断層型メカニズムでの理論波形の読み取り実験

- (a) 震央に対して動径方向の理論波形：北から右回りの方位角で、15 度、30 度、45 度、120 度、135 度、150 度に対応する。読み取りは誤差が発生しなかった。
- (b) メカニズム解と理論波形を計算した方位：メカニズム解上の丸がそれぞれの方位角に対応する
- (c) 震央に対して接線方向の理論波形：北から右回りの方位角で、15 度、30 度、45 度、120 度、135 度、150 度に対応する。節線上(45 度と 135 度)の波の振幅が小さいが、読み取りは誤差が発生しなかった。

震央距離 30km, 深さ 5km での南北圧縮の横ずれ断層型メカニズムと東西圧縮の逆断層型メカニズムの 2 種類の震源メカニズムである。これらの震源それぞれにて震央からの方位角を変化させて速度波形を作成した。

南北圧縮の横ずれ断層型メカニズム

前節のノイズ試験と同様に、波形データはサンプリング周波数 1Hz で中心周期 16 秒のメイエウェーブレットを使用しての読み取りを想定して作成した。与えたメカニズム解と作成した理論波形のメカニズム解上での位置および作成した波形を図 3-13 に示す。

合成波形に作成時に与えた震源からの方位角は、南北圧縮の横ずれ断層型メカニズム解の場合では、北より右回りの方位角で 15, 30, 45, 120, 135, 150, 315 度である(図 3-13(b))。震源からの動径方向成分の放射パターンが零となるメカニズム解の節面に、理論波形の観測点位置が対応するように、横ずれ断層型メカニズム解の場合では 45, 135 度を設定した。

横ずれ断層型メカニズム解から作成した理論波形での読み取り実験(図 3-13(a)(c))では、震央方向成分, 震央直交成分, 上下動成分のいずれも誤差なしであった。但しメカニズム解の節面に観測点方位が位置する理論波形では振幅が他の位置に比べて小さいことがわかる。

東西圧縮の逆断層型メカニズム

横ずれ断層型メカニズムの場合と同様に、波形データはサンプリング周波数 1Hz で中心周期 16 秒のメイエウェーブレットを使用しての読み取りを想定して合成した。与えたメカニズム解と作成した理論波形のメカニズム解上での位置および作成した波形を図 3-14 に示した。

東西圧縮の逆断層型メカニズム解の場合では、理論波形に作成時に与えた震源からの方位角は 30, 45, 60, 90, 120, 135, 150 度である(図 3-14(b))。震源からの動径方向成分の放射パターンが零となるメカニズム解の節面に、理論波形の観測点位置が対応するように、30, 150 度を設定した。

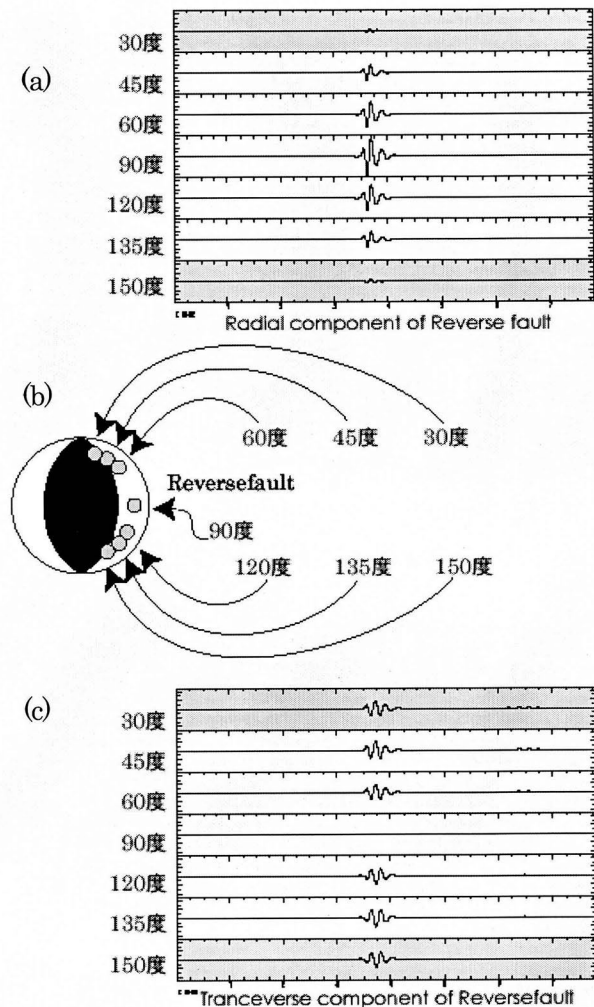


図 3-14 東西圧縮の逆断層型メカニズムでの理論波形の読み取り実験

- (a) 震央に対して動径方向の理論波形：北から右回りの方位角で、15 度, 30 度, 45 度, 120 度, 135 度, 150 度に対応する。節線に近い(30 度と 150 度)方位角での波の振幅が小さく、読み取りに誤差が発生した。
- (b) メカニズム解と理論波形を計算した方位：メカニズム解上の丸がそれぞれの方位角に対応する
- (c) 震央に対して接線方向の理論波形：北から右回りの方位角で、15 度, 30 度, 45 度, 120 度, 135 度, 150 度に対応する。節線に近い(30 度と 150 度)方位角で読み取りに誤差が発生した。

逆断層型メカニズム解から作成した理論波形での読み取り実験(図 3-14(a)(c))では、方位角 30 度と方位角 150 度にて、震央方向成分に 3 秒の誤差が発生している(灰色の網掛け波形)。

誤差の原因を調べるため方位角 30 度の波形データについて詳しく見ることにした。まず隣接の方位角による波形データとの比較を行った。方位角 30 度と 45 度の動径方向成分の波形を重ねて表示した(図 3-15)。振幅が大きな実線の波形は方位角 45 度で、破線の波形は方位角 30 度に対応する。

両方の波形データの振幅が大きな部分の前半、時系列の表示で示すと 325~375 サンプル部分では、凹凸の幅が両方の波形でよくあっている。一方、その直後の波形 375 サンプル以降は波形の凹凸が大きくずれて、破線の波形が遅れているようである。破線データに対応する方位角 30 度ではメカニズム解上では N 軸に近い節面部分に位置している影響と考えられる。この後半の遅れは、波形の 2 番目のピークの遅れになっている。このピークは、CMMP での変換処理に影響する。

3.3.3 表面波分散による位相変化

に対する信号読み取り位置の影響

つぎに遠地での応用を考える。

表面波分散は、波群の位相角を変化させる要因のひとつであり、読み取り誤差を発生させる一因である。本研究の手法が、表面波分散に対して読み取りの影響があるかどうかで、震源決定の分解能に影響する。

ここでは、前節と同じく Sikia(1994)の green 関数にて距離ごとの表面波の計算を行い、この波形に CMMP を用いて、読み取りを行った。使用したメカニズムは東西圧縮の逆断層型メカニズムで、北より右回りの方位角で 45 度の green 関数を使用した。

波形データは、震央距離 100km から 20km ごとに 280km まで動径方向、接線方向、および上下動成分を合成し、CMMP 法にて読み取りをおこなった。

結果は、動径方向成分と上下動成分の読み取りには、読み取り時間の急変が震央距離 140km 付近にて発生した。一方、接線方向成分についての読み取りの急変は発生しなかった(図 3-17)。それぞれの成分の波形を距離ごとに表示し、振幅を規格化した波形に CMMP 読み取りに影響する 2 番目のピークの位置を矢印にて表示した(図 3-18, 図 3-19, 図 3-20)。各図の(a)は同じスケ

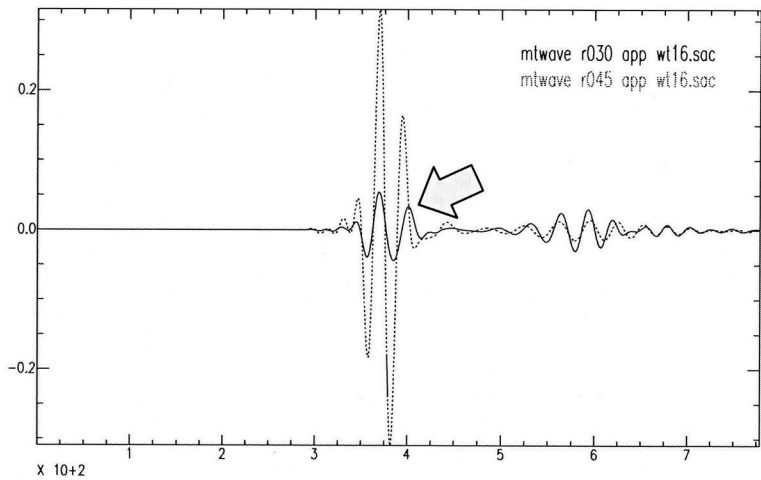


図 3-15 方位角 30 度と 45 度の動径方向成分波形

実線の波形が方位角 30 度、点線は方位角 45 度の波形。最大のピークは同じであるが、CMMP で使用する 2 番目のピーク(矢印)がずれている。下の軸が秒数(サンプル数)を示す

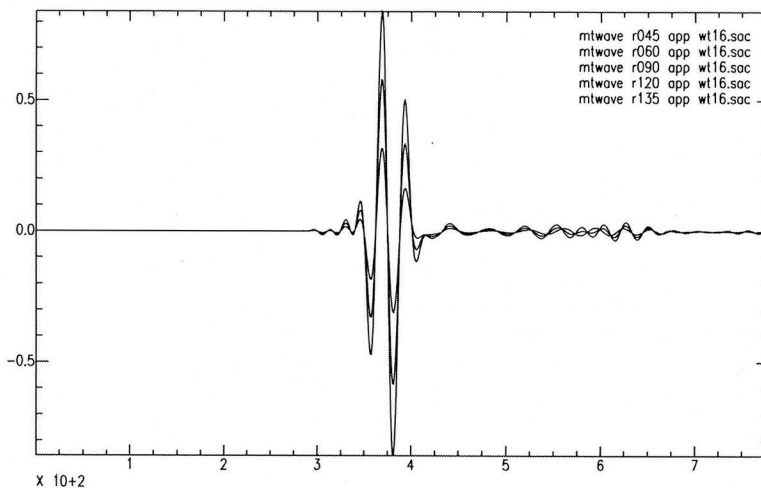


図 3-16 方位角 45 度から 135 度の動径方向成分波形

最大のピークおよび、CMMP で使用する 2 番目のピークの位置がほぼ同じ。

ールでの波形表示をしている。一方、各図の(b) は各トレースの最大振幅にて規格化した波形表示をしている。

動径方向成分と上下動成分は、距離にしたがって振幅が小さくなる傾向が顕著である。一方、接線方向成分の振幅変化は動径方向成分と上下動成分に比べて小さい。2 番目のピークの位置はいずれの成分も距離の範囲内にて大きく変化している。上下動成分と動径成分は、分散により波の形状が変化しているのに対し、接線成分は孤立波が位相角を徐々に変化させながら伝播している。

波形の形状と CMMP での読み取り結果の比較から、上下動成分と動径方

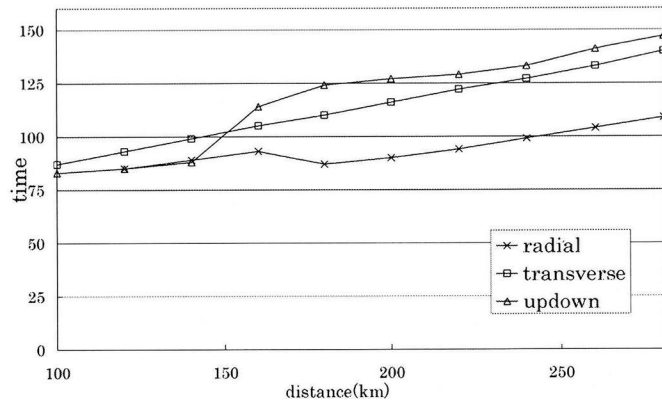


図 3-17 理論波形の CMMP による自動読み取り

動径方向と上下動成分は、読み取り値が急変している。一方、接線成分の読み取りはほぼ一定の時間変化になっている。

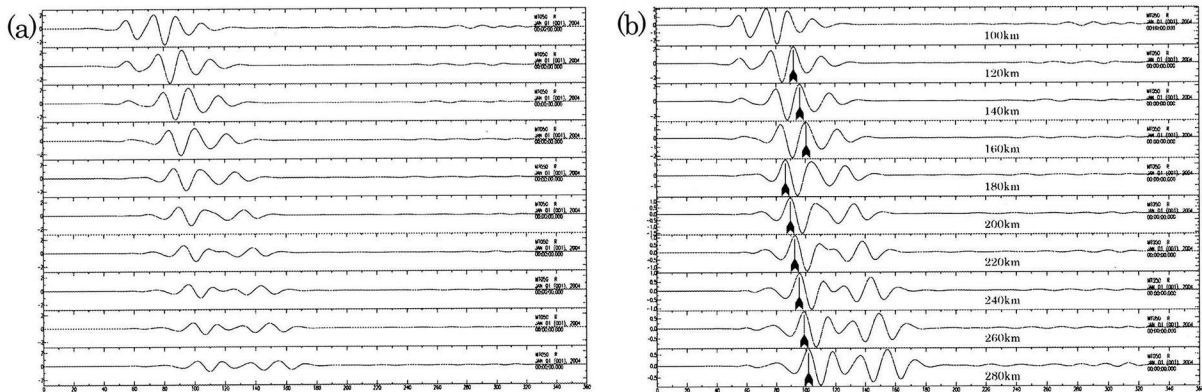


図 3-18 距離別の表面波理論波形(動径成分)とその 2 番目のピーク

(a) 理論波形の動径方向成分

(b) 各波形の最大振幅にてノーマライゼーションしたもの。矢印は 2 番目のピーク位置。読み取りが急変している距離にて、矢印の位置も急変している。急変した距離付近から、理論波形に複数の波が重なっているように見える。

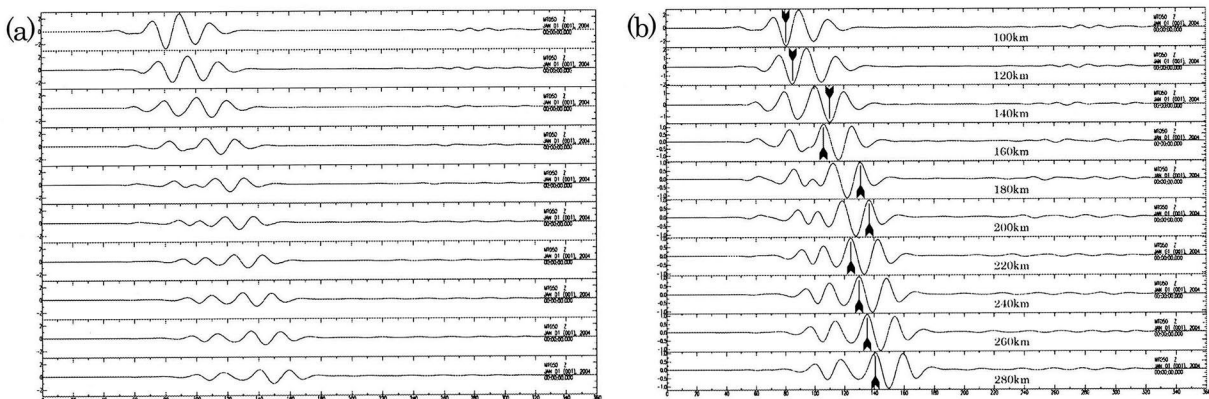


図 3-19 距離別の表面波理論波形(上下動成分)とその 2 番目のピーク

(a) 理論波形の上下動成分

(b) 各波形の最大振幅にてノーマライゼーションしたもの。矢印は 2 番目のピーク位置。読み取りが急変している距離にて、矢印の位置も急変している。急変した距離付近から、理論波形に複数の波が重なっているように見える。

向成分にて波形の形状が変化し CMMP での読み取り誤差を生じると考えられる。接線成分は孤立波の位相角変化のみの変形であるため、CMMP での読み取りでは位相角の影響を排除できていると考えられる。

今回の実験で作成した表面波の波形に関する CMMP 法での適用限界は現時点では動径、上下動成分では 140km までと考えられる。一方、接線成分は 280km 以上と考えられる。

表面波分散のようにエンベロープの形状の大きな変化が発生する場合以外では、単一周波数帯での CMMP 法による読み取りは有効であると考えられる。

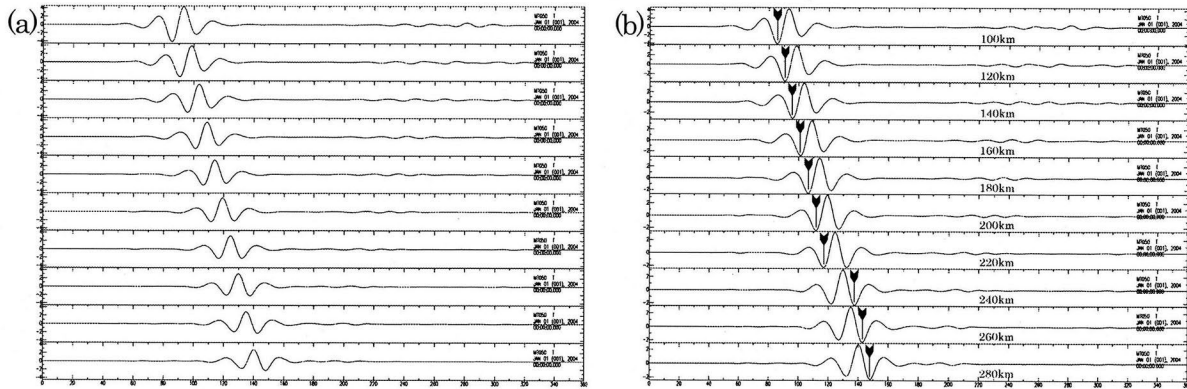


図 3-20 距離別の表面波理論波形(接線方向成分)とその 2 番目のピーク

(a) 理論波形の接線方向成分

(b) 各波形の最大振幅にてノーマライゼーションしたもの。矢印は 2 番目のピーク位置。矢印の位置も急変している。しかし理論波形に複数の波が重なっているようには見えない。

3.3.4 本研究の手法での指標分布のテストデータによる分布

本研究の手法での指標分布の妥当性を、理論データを使用してセンブランス法との比較にて示す。この実験に使用したテストデータを阿蘇火山周辺の Hi-net 観測点 4 観測点を選び、阿蘇中岳火口を震源として各観測点への走時を元に合成した。4 観測点は阿蘇中岳火口からの距離が 8~27km である。センブランス法のテストデータとして、この計算走時による観測点間走時差にあわせて周期 16 秒の正弦波を配置した。周期 16 秒は、本研究の手法にて読み取りに使用するウェーブレット関数の中心周波数である。

火口周辺南北および東西 10km の範囲(図 3-21)での 1 成分の波形によるセンブランス値をグリッド間隔 1km にて計算を行った。

観測点は同じ図内に丸印にて表示している 4 観測点の位置を使用している。同じグリッドと同じ観測点にて、本研究の指標 V の計算を行い、分布結果を先のセンブランス値の分布と比較

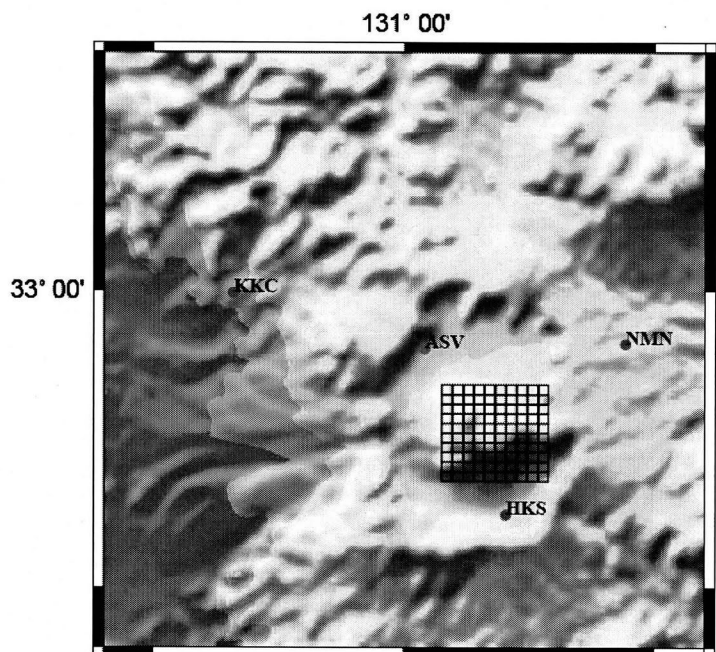


図 3-21 震源推定方法の検証領域

阿蘇火山の中岳第一火口の東西南北 10km の領域に 1km 間隔のグリッドを設定
使用する観測点は赤丸にて示した 4 位置にある。これらは KKC, ASV, HKS, NMN である。

した。

センブランス結果は図 3-22 のように計算された。コンターにてセンブランス値を表示している。センブランス値のコンター間隔は 0.01 で、センブランス値の変化が緩やかである。テストデータ作成時に与えた震源位置である阿蘇中岳とピークコンターの中央の位置が異なっていることがわかる。またコンター形状が円形でなく、観測点配置の影響を受けている可能性がある。

本研究の手法で同じ観測点での理論走時から、震源推定を行った。本手法での結果は図 3-23 となった。コンターにて指標の値を表示している。コンターのピークがデータ作成時に与えた震源位置と一致する。またコンターのピークが狭い領域に限られていることがわかる。ちなみに指標値のコンター間隔は 100 である。

センブランスでは、複数観測点での波形データを仮定した震源位置からの走時にあわせての和をとる。使用した周波数帯の波は変化率が小さいために、波形データの和の変化も小さくなる。したがってセンブランス値も緩やかな変化率になり、値のピークも広がる。

ただ、ノイズによる読み取り実験から誤差が 1 サンプル程発生すると考えられ、点線丸の 3km を誤差の範囲と考える必要がある。これは合成波形にて与えた表面波速度に対応する。

実験により、本研究の手法での震源(震央)推定は、有効であることが示唆された。

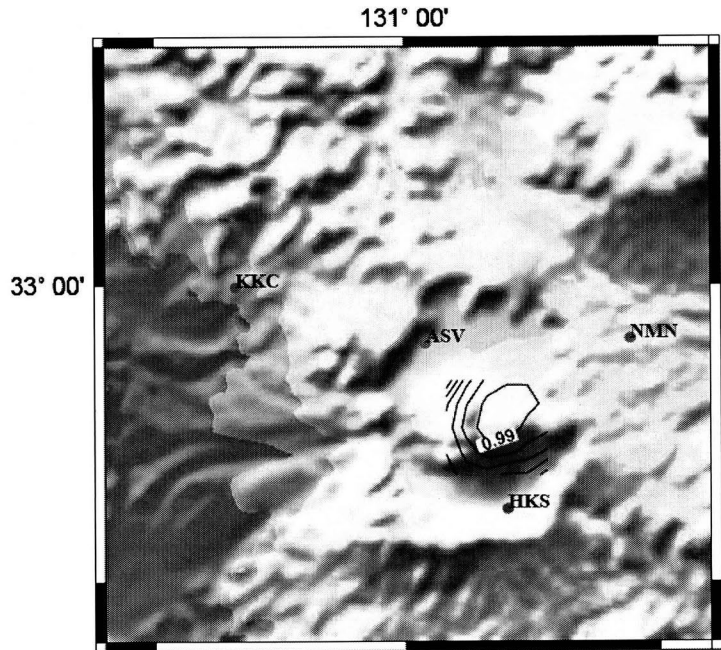


図 3-22 理論データによるセンブランス値分布

震源を火口に設定して 16 秒周期の正弦波にて作成した観測点データにて計算したセンブランス値の分布。コンター間隔は 0.01

使用する観測点は赤丸にて示した 4 位置にある。これらは KKC, ASV, HKS, NMN である。

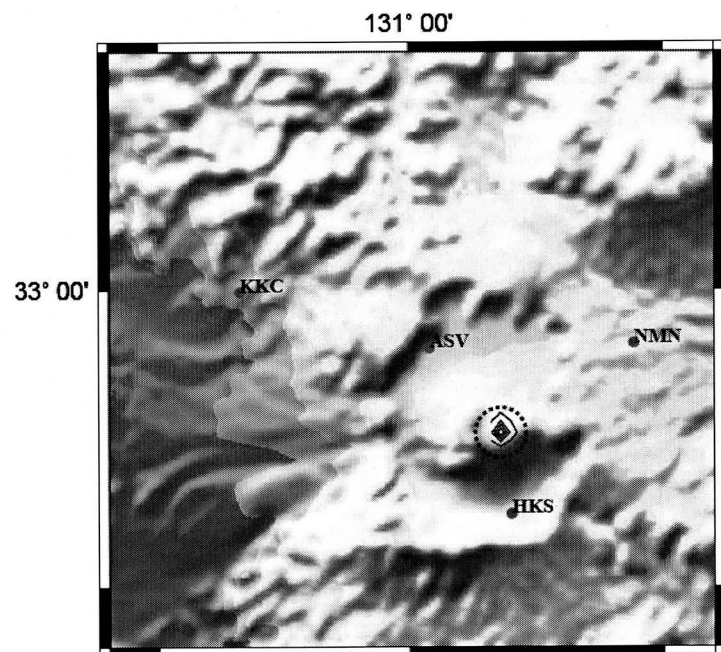


図 3-23 理論データによる本研究でのアレイ解析法の指標 V の値分布

震源を火口に設定した走時読み取りから計算した V の値のコンター分布。点線丸は、最大値を中心とした誤差円

3.3.5 非等方性震源の実体波理論データによる震央推定テスト

本節では、代表的な非等方性震源での実体波をふくむ理論波形から震央推定ができるかどうかのテストをおこなった。

理論波形の計算方法は、Aoi and Fujiwara, 1999 の差分法 GMS を用いた。条件は、

- ・ 震源は阿蘇火山の火口直下 3km
- ・ 波形を計算した観測点は、Hi-net の HKSH, ASVH, NMNH, KKCH, および MSIH 観測点で、いずれも 4 章の観測データでの解析に用いた観測点である
- ・ 震源メカニズムは、正断層とストライクスリップの 2 種類
- ・ 深さ 33km までの P 波速度を 1.8km/s の均質媒質

この計算波形に、中心周波数 16 秒の CMMP を用いた読み取りを用いた震央推定を行った。

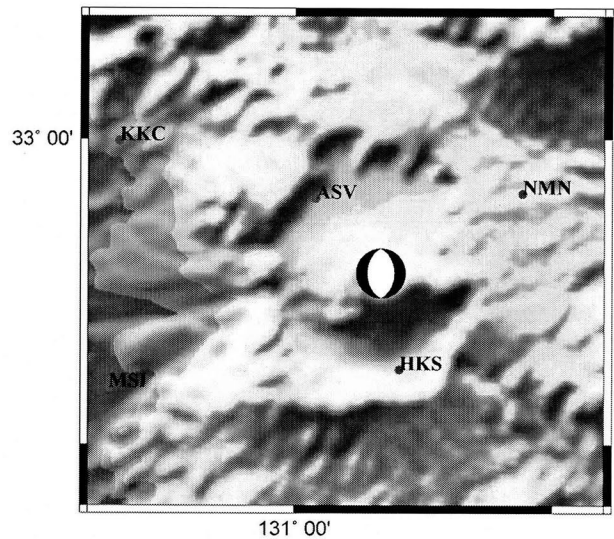


図 3-24 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
正断層解の場合

3.3.5.1 正断層メカニズム解の場合

図 3-24 のような正断層メカニズムおよび震央位置と観測点配置を用いた。メカニズムは東西伸張である。

理論波形計算で出力した南北成分および東西成分を、仮定した震央方向に回転して複素メイェウェーブレットの周波数帯にあわせてフィルタリングする。図 3.25 は火口方向に回転した波形のうち、動径方向成分である。

これらの波形は、観測点間で波の極性が異なっており、センブランス法での震央推定は不可能であることがわかる。

この波形の読み取りを行い、震央推定を行った。

結果は図 3-27 のとおり、火口の西 2km の位置に指標値のピーク位置がえられた。指標計算に使用した速度は、1-3.5km/s のうち指標値を最大にした見かけ速度 3.3km/s を使用した。

1Hz サンプリングと見かけ速度から、誤差は約 3km と考えられ、震央推定位置は震源位置の誤差範囲内である。正断層地震の震央推定ができた。

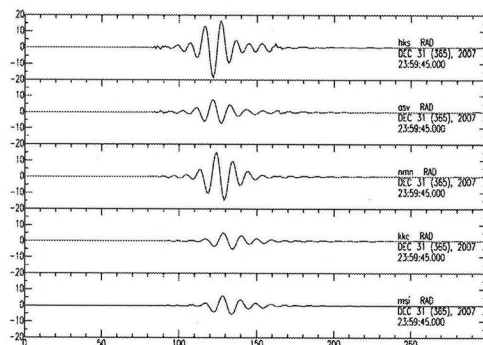


図 3-25 理論波形(火口方向成分)

上から HKSH, ASVH, NMNH, KKCH, MSIH
観測点の動径方向成分

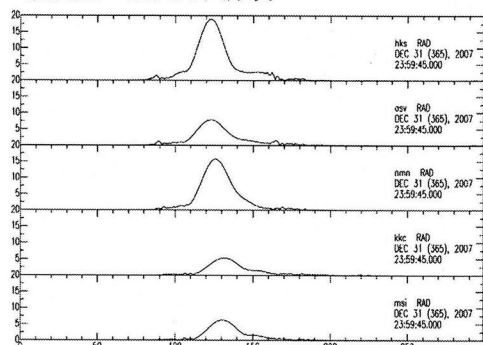


図 3-26 理論波形のエンベロープ(火口方向成分)

上から HKSH, ASVH, NMNH, KKCH, MSIH
観測点の動径方向成分

比較のために、位相角を 0 に固定した手法、つまりメイエ関数を使用した高速マッチング追跡を用いた場合の震央推定結果を計算した(図 3-28)。コンターの間隔は比較のために、図 3-27 と同じにした。

ピーク位置は、火口の北 1km に位置している。しかし、ピーク変化が図 3-27 より図 3-28 は緩やかになっており、内側のコンター領域が大きい。位相変化がないため、読み取りのばらつきが増え、ピーク変化を緩やかになっていると推測できる。

したがって、CMMP 法による位相角の効果で、震央推定が安定的に得られていると考えられる。ただし、この実験ではその差は小さい。

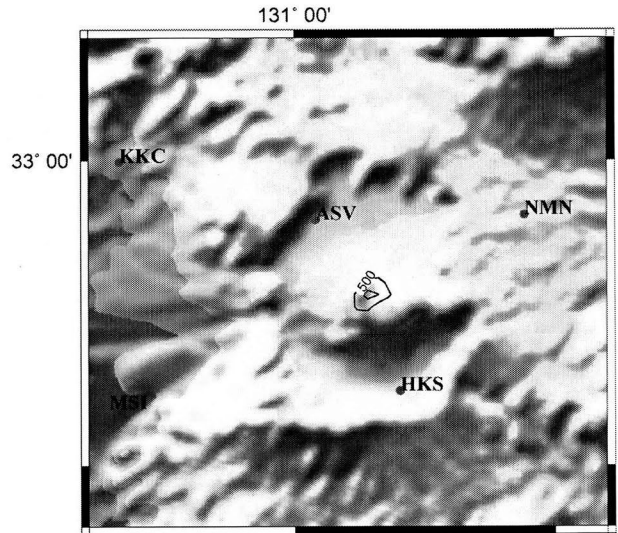


図 3-27 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
理論波形は正断層解を与えて計算した場合で
CMMP 法を読み取りに使用した場合

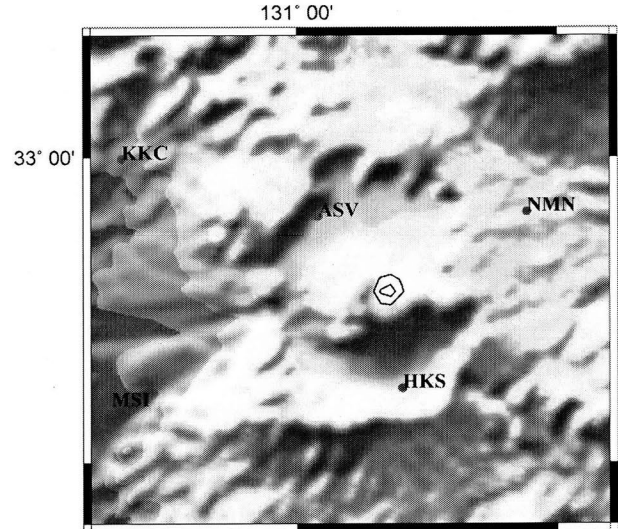


図 3-28 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
理論波形は正断層解を与えて計算した場合で
高速マッチング追跡法を読み取りに使用した
場合。位相は 0 のウェーブレットを使用

3.3.5.2 ストライクスリップのメカニズム解の場合

図 3-29 のようなストライクスリップメカニズムおよび震央位置と観測点配置を用いた。メカニズムは北西南東伸張である。

理論波形計算で出力した南北成分および東西成分を、仮定した震央方向に回転して複素メイェウェーブレットの周波数帯にあわせてフィルタリングした。図 3.30 は火口方向に回転した波形のうち、動径方向成分である。

これらの波形は、観測点ごとに波の極性や波形形状が異なっており、このデータでもセンブランス法での震央推定は不可能であることがわかる。また波形のエンベロープ形状も近地の3観測点は似ているが、やや遠い2観測点とは異なる(図 3-31)。したがってエンベロープ形状の相関では震央推定も難しいと考えられる。この波形の読み取りを行い、震央推定を行った。

ストライクスリップの場合では、CMMPでの読み取りはエンベロープのピークとなる。やや遠い2観測点で読み取りがそれぞれ2つずつ得られた。基準観測点から各2観測点の読み取りによる走時差が、震央を仮定した領域から伝播した実体波の走時差として妥当と考えられる範囲内の読み取りデータを使用して震央決定に使用している。

結果は図 3-32 のとおり、火口の北西 1.4km にピーク位置が得られた。指標値計算に使用した見かけ速度は正断層の場合と同様に 2.8km/s を使用した。したがって、誤差範囲は約 3km であり、震央推定位置は震源位置の誤差範囲内である。

比較のために、位相角を 0 に固定した手法、つまりメイェ関数を使用した高速マッチング追跡を用いた場合の震央推定結果を計算した(図 3-33)。コンターの間隔は比較のために、図 3-32 と同じにした。

ピーク位置は、火口の南東 1.4km に位置している。ピーク変化が位相角を変化させた方法に比べ、緩やかでコンターの面積が大きい。

さらに、やや遠い2観測点での読み取りが、高速マッチング追跡ではできない場合が多く、震央推定の計算にて、3-4観測点での計算結果と混在することとなった。

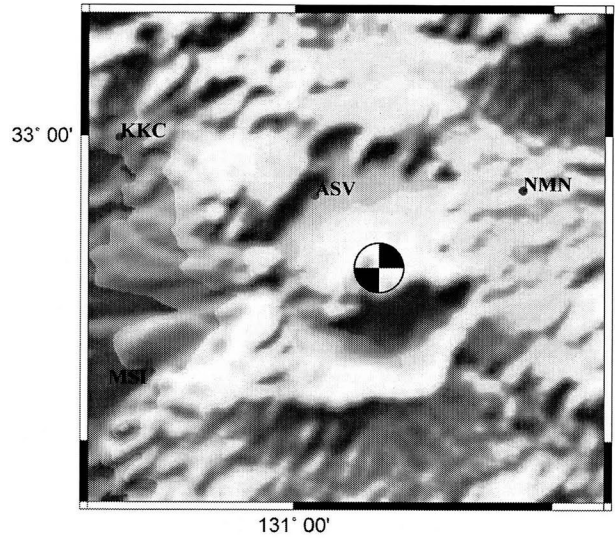


図 3-29 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
正断層解の場合

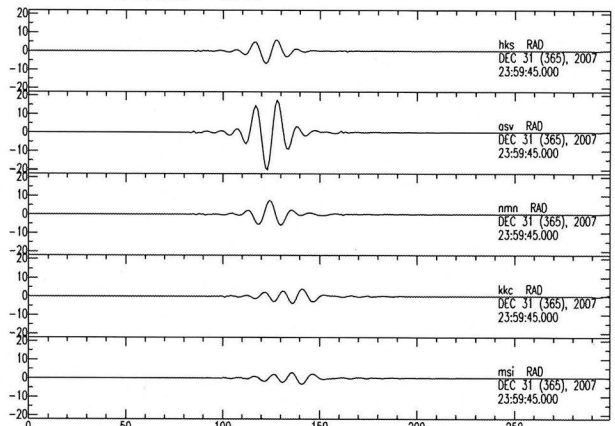


図 3-30 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
ストライクスリップの場合

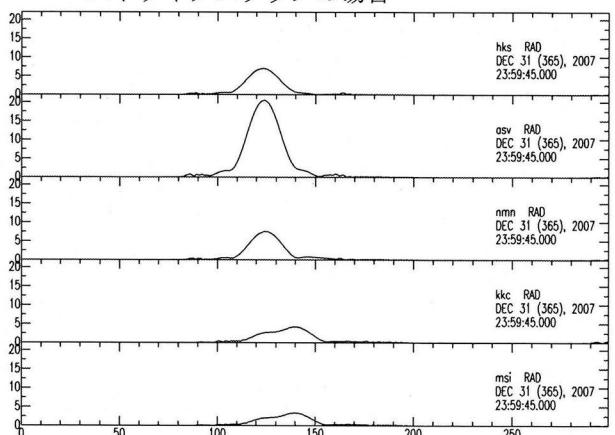


図 3-31 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
ストライクスリップの場合

以上の結果より、ストライクスリップ地震の震央推定が本手法にてできた。また、CMMP法による位相角の効果が読み取りデータの数を増やし、震央推定に安定性を与えると考えられる。正断層メカニズムによる場合より、ストライクスリップによる場合の方が、安定性の差が顕著である。

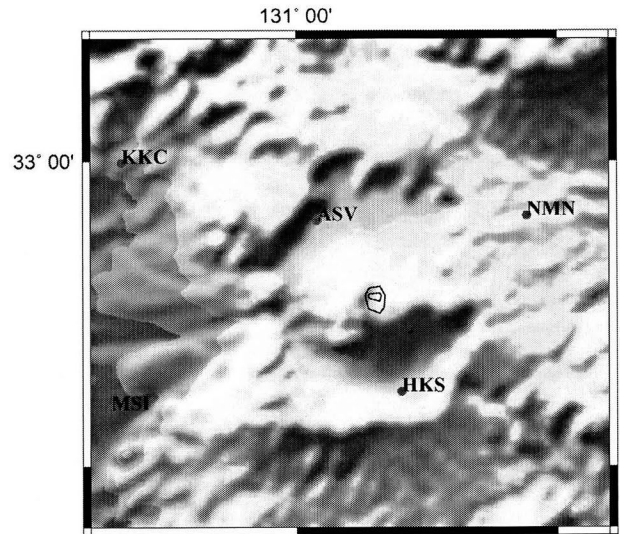


図 3-32 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
ストライクスリップの場合 CMMP 法を読み取りに使用した場合

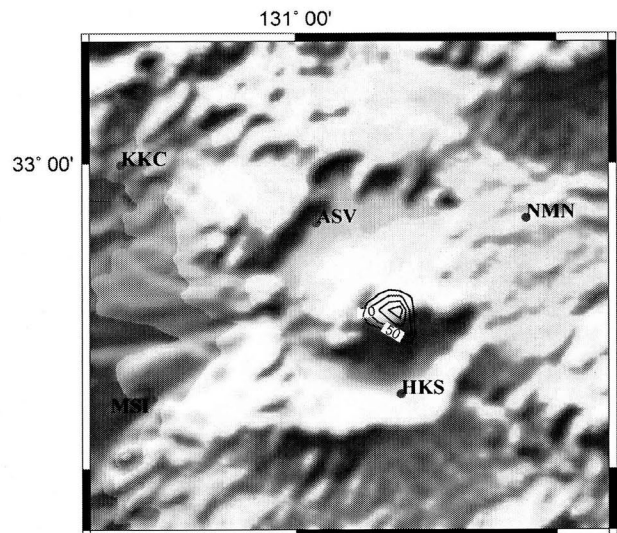


図 3-33 理論波形計算に使用した震源と観測点配置
理論波形はストライクスリップを与えて計算した場合で高速マッチング追跡法を読み取りに使用した場合。位相は0のウェーブレットを使用

3.4 結論と課題

3.4.1 結論

本研究では、ウェーブレット変換による読み取りを用いた震源推定手法を開発した。本手法では、ウェーブレット変換を導入することで、解析ウインドウを一定に定義できた。

ウェーブレット変換として CMMP 法を使用することで、波形のエンベロープピーク位置を読み取りが可能であることがわかった。読み取りは地震メカニズムの影響を受けにくい。またランダムノイズが信号に重なった場合に S/N が 5.6 以下で読み取りに誤差を発生する。信号の中心周波数とおなじ正弦波ノイズが重なった場合は S/N が 11.1 以下で読み取りに誤差を発生する。

水平成層構造により理論波形を計算したところ、分散の影響にて距離ごとに変化する複雑な波形形状になる場合には本手法の適用が難しいが、それ以外の場合は、安定して CMMP 法による読み取りができる。

震源推定の指標として、読み取りと理論走時の差のばらつきを利用した指標の計算法を開発した。センブランス法と比較した結果、本研究の手法の指標値の変化率が大きいため、推定範囲が小さくできる。波形データのうち時間情報のみ利用するため安定した震央推定ができる。

差分法にて理論波形を作成した実験から、複数の種類のメカニズム解にて震央推定ができることがわかった。波形相関にて震央推定ができない地震についても本手法では震央推定ができる。

本研究の手法は、震源位置および散乱体等の位置推定への適用の可能性がある。連続データで、領域すべてを震央と仮定してモーメントテンソルを計算するグリッドモーメントテンソル処理の前段階に導入し、初期震源・震央を与えることで、処理の迅速化が図れる。

また、震源推定以外の分野でも、CMMP 法の 1 周波数帯による読み取りが、CMT の信号あわせの位置の自動決定への応用の可能性がある。

3.4.2 課題

本研究の手法では、孤立波の CMMP 法による読み取りの有効性が示されたが、重複した波形やバックグラウンドノイズに対する読み取り誤差が発生している。使用しているウェーブレットと同じ周波数帯でのノイズの低減方法とあわせて使用する手法の作成が必要である。また重複した波形にも同様な現象が発生することから、読み取りにあわせた変換手法のチューニングやフィルタリング、および成分の検討が必要である。

また、サンプリング間隔の短いデータを利用して、読み取り時のエラーおよび分解能の改善の可能性を考える必要がある。

3.6 参考文献

- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999). 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **89**, pp. 918-930
- Fukuyama, E. and D. Dreger (2000): Performance test of an automated moment tensor determination system for the future "Tokai" earthquake, *Earth Planets Space*, **52**, 383-392.
- Daubechies, I. (1992): *Ten lectures on Wavelets*, SIAM., Philadelphia.
- 橋田俊彦(1990),1989 年阿蘇中岳の活動により九州各地で観測された長周期微動について,火山, 第2集,**35**,3,323-326.
- Fujita, E., M.Ukawa and E.Yamamoto (2004) Subsurface cyclic magma sill expansions in the 2000 Miyakejima volcano eruption: possibility of two-phase flow oscillation. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JB002556.
- Kaneshima,S., H.Kawakatsu, H.Matsubayashi, Y.Sudo, T.Tsutsui, T.Ohminato, H.Ito, K.Uhira, H.Yamasato, J.Oikawa, M.Takeo, T.Iidaka,(1996), Mechanism of Phreatic Eruption at Aso Volcano Inferred from Near-Field Broadband Seismic Observations, *Science*, **273**,p642-645.
- 桑原保人, 伊藤久男, 篠原雅尚, 川勝均 (1990):伊豆大島における地震波コーダの小スパンアレイ観測, 地震, **43**, 359-371.
- Kawakatsu, H., S. Kaneshima, H. Matsubayashi, T. Ohminato, Y. Sudo, T. Tsutsui, K. Uhira, H. Yamasato, H. Ito and D. Legrand, (2000) Aso 94: Aso seismic observation with broadband instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **101**, 129-154.
- Kubo,A., E.Fukuyama, H.Kawai, K.Nonomura, (2002) NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application, *Tectonophysics*, **359**, 23-48.
- Mallat, S.G. (1993): Matching pursuits with time-frequency dictionaries, *IEEE Trans. Signal Processing*, **41**, 3397-3415.
- 松林弘智(1995),阿蘇火山の長周期微動と土砂噴出に先行する長周期地震波の発生源,東京大学大学院理学系研究科修士論文.
- 松林弘智,金折裕司(2002),Wavelet 変換を用いた小スパンアレイデータのコヒーレンシー評価法,地球惑星関連学会予稿集, S047-P005.
- 松林弘智,金折裕司(2003),Wavelet 変換を用いた小スパンアレイデータのコヒーレンシー評価法(2),地球惑星関連学会予稿集, S050-P001.
- 松林弘智,小原一成(2003),Wavelet 変換を利用した阿蘇火山長周期微動の検出,日本地震学会予稿集, P092.
- 松林弘智(2004),複素 Meyer Wavelet 変換,地球惑星関連学会予稿集, S050-P004.
- 松林弘智(2005),Wavelet 変換を利用した阿蘇火山長周期微動の検出(2),日本地震学会予稿集, P148.
- 松林弘智 (2007): 波形形状を考慮したウェーブレット変換法の開発, - 複素メイエ(Meyer)マッチング追跡法 -, 物理探査, **60**, 4, 283-295.
- Matsumoto, M. and T. Nishimura, (1998) Mersenne Twister: A 623-dimensionally equidistributed uniform pseudorandom number generator, *ACM Trans. on Modeling and Computer Simulation*, **8**, 1, 3-30.
- Minakami, T. (1960) Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part 1, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **38**, 497-544.

- Neidell, N.S., and M.T. Taner (1971): Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- 西村大志, 井口正人(2006) 日本の火山性地震と微動, 京都大学出版会, 京都.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan, - Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net -, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- Ooura, T. and M. Mori (1991): The Double exponential formula for oscillatory functions over the half infinite interval, *Journal of Computational and Applied Mathematics*, **38**, 353-360.
- Saikia, C. K., (1994) Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; modeling of Lg waves in eastern North America, *Geophys. Journ. Int.*, **118**, 142-158.
- 戸田浩 (2001): Wavelet 新アルゴリズム, *CMAGAZINE*, **1**, 38-67.
- Yamamoto, M., H. Kawakatsu, S. Kaneshima, T. Mori, T. Tsutsui, Y. Sudo and Y. Morita (1999): Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3677-3680.

第4章 観測データへの適用

4.1 はじめに

本章では、本研究で作成した手法を実際に阿蘇火山周辺で観測された定常観測点の連続データに適用した結果について述べて、第2章にて述べた複素メイエマッチング追跡法(CMMP法)と第3章CMMP法を利用したアレイ解析方法を阿蘇火山の火山性微動の解析に用いて、定常観測点を用いたアレイ観測によるモニタリングを想定した震央を含めた微動源情報の抽出を行った。

まずは、CMMPによる1成分での波形データから長周期火山性微動の検出およびその形状の記録を行った。また微動の特徴の変化から微動源の変化の推定を行った。次に、複数観測点の水平動成分を使用してCMMPを利用したアレイ解析方法を用いての火山性微動源の推定をおこなった。それぞれ得られた結果に対する解釈・考察を行った。

4.2 CMMP法による火山性微動の検出

4.2.1 阿蘇火山の火山性微動とウェーブレット変換

阿蘇火山では火山表面活動に伴う超長周期地震波の発生が知られている(Kaneshima et al, 1996)。阿蘇火山の周辺の防災科学技術研究所広帯域地震観測網(F-net)観測点(図4-1)(Okada et al. 2004)における広帯域地震計の観測データから超長周期地震波は検出されていなかった。しかしながら阿蘇火山の表面活動が活発であった時期に、阿蘇火山が震源である超長周期地震波が日本各地の広帯域地震計で観測されており(橋田, 1990)、超長周期地震波成分がF-net観測点においても記録されていることがわかった(松林ら, 2003b)。

この長周期微動は、複数の周波数帯にピークを持つが、基本周期は16秒と考えられている。また波形形状は、一般的な火山の連続微動と異なり、孤立波である(図4-2)。近地での波形記録では、数Hz以上の短周期の地震波を後続波として持つ場合がある。

従来の離散・連続ウェーブレット変換手法では、変換データやその解釈に問題があることは2章にてすでに述べた。また、高速マッチング追跡法では、長周期地震波と変換結果が1対1にならないことが2章の実験から想定される。一方、本研究にて開発したCMMP法では、超長周期地震波波形の検出、および形状の指標である位相が求められ、波形形状の変化の検出が期待できる。

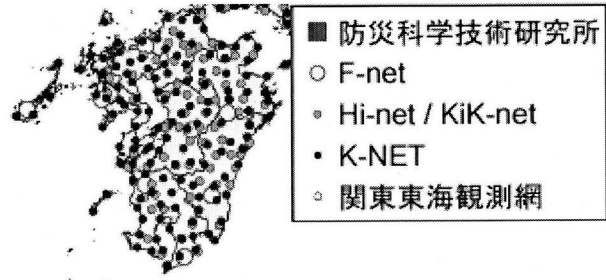


図4.1 九州のHi-net, F-net, K-NETの定常観測点分布 (Okada et al., 2004 一部改)

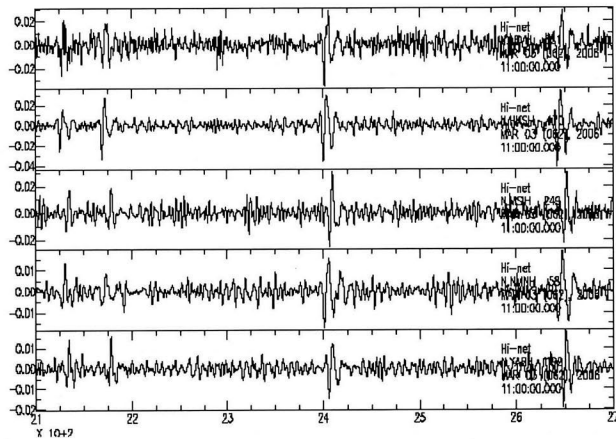


図4-2 阿蘇火山の火山性微動

中央の孤立波がHi-net傾斜計にて記録された阿蘇火山の長周期微動。16秒のバンドパスフィルタリングしたもの

4.2.2 データおよび解析手法

2005年4月～6月のF-net 砥用(TMC)観測点(図4-3)のSTS-2地震計上下動成分の連続時系列データにCMMP法を用いることで超長周期地震波の抽出を試みた。さらに火山性超長周期地震波の形状を数値的に表現するパラメータの位相の算出も並行して試みた。変換処理には、時系列データのノルムの30%減を閾値とし、振幅の大きい地震波のみ抽出をおこなった。

期間ごとに超長周期地震波の波形形状の変化、火山の表面活動と変化の関連を調べる目的のために、気象ノイズや他地域での地震波形が含まれていない期間(図4-4の矢印の日付 2005/04/14 06:00-08:00, 2005/04/22

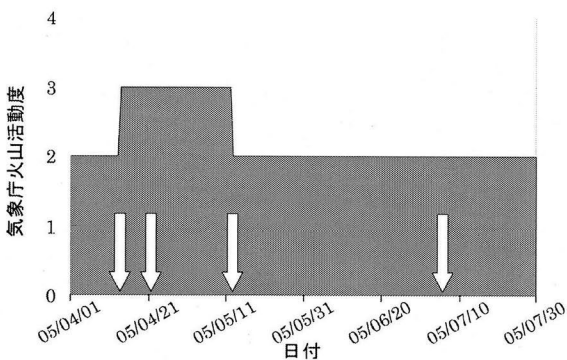


図4-4 気象庁の阿蘇火山の火山活動度の変移

4.2.3 解析結果

図4-5は2005/04/14 06:00-08:00の時系列データの変換結果である。

この結果より、この時期にF-net 砥用観測点にて長周期地震波が記録されていることを確認した。さらにCMMP法にて大振幅の超長周期地震波のみ選択的に検出を行え、またこれらの信号に対して波形形状を示すパラメータである位相が算出できることがわかった。

解析結果のローズダイアグラムを(図4-6)に示す。その結果、期間ごとに位相・振幅の特定の分布パターンが存在していることがわかった。

データ取得当時に唯一の火山表面活動の指標である気象庁火山活動度レベルを、本研究では表面活動の指標として使用した。ただし表面活動と超長周期地震波の活動度が連動しているか

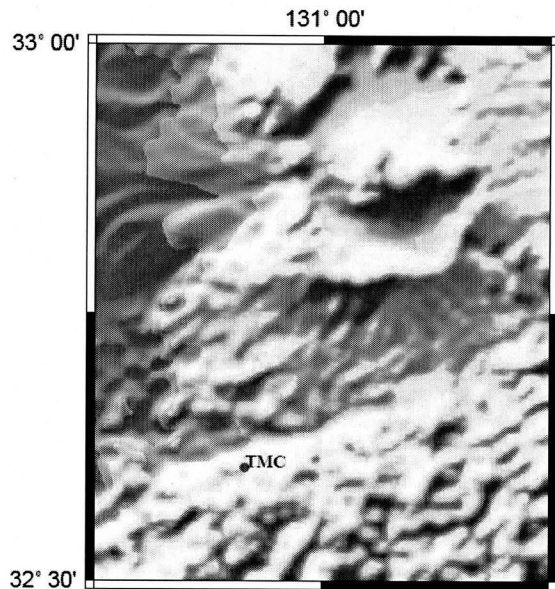


図4-3 砥用(TMC)観測点の位置

火口からの距離は34.7km。

13:00-15:00, 2005/05/13 09:00-11:00, 2005/07/06 01:00-03:00)の時系列データを解析対象とした。

各期間の変換結果を振幅・位相を、位相5度幅のウィンドウでのローズダイアグラムに表示し、期間ごとの波形形状に顕著な変化があるかどうかの検証を行った。

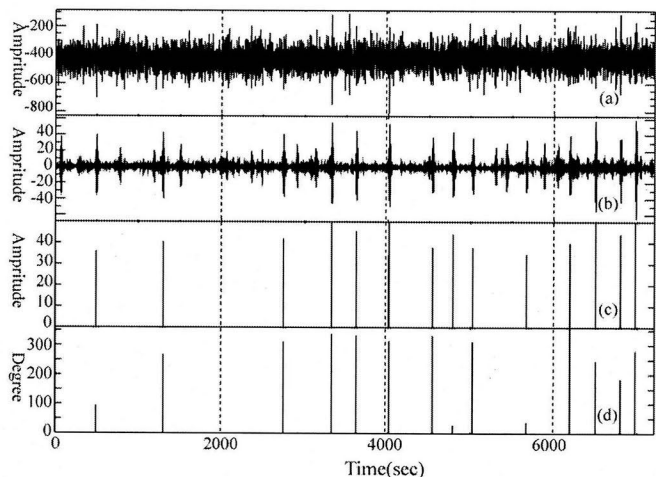


図4-5 阿蘇火山の火山性微動に対するCMMP適用例

- (a) 防災科研F-net 砥用観測点での06:00-08:00の連続波形データ
- (b) 16秒のバンドパスフィルタをかけた波形
- (c) 8-32秒帯のCMMP適用結果(振幅): 振幅値ノルムが30%以上減まで処理を行った結果
- (d) 8-32秒帯のCMMP適用結果(位相角)

どうかは、現時点では不確定である。

火山活動度レベルが3であるローズダイアグラム図4-6(a)では位相が0度, 20度, 240度, 270度, 320度, 340度付近に累積振幅のピークが存在した分布パターンである。火山活動度レベルが同じ図4-6(b)の分布は, 0度, 240度, 270度付近にピークが存在し分布パターンが似ている。一方で, 図4-6(a)では顕著だった340度付近のピークが無くなっている。

火山活動度レベルが2である期間は, 火山活動度レベルが3の時期より累積振幅レベルが小さくなっている。図4-6(c)の分布パターンは, ピークが20度, 100度, 270度, 320度付近に存在し, 20度, 100度, 270度, 320度付近のピークの存在をみると図4-6(a)と似た分布パターンにみえる。一方で, 他にも同じピークレベルで異なる位相のパターンも見られる。火山活動度レベルが3の時期より小さな累積レベルのピークの数が増加している。

図4-6(d)の分布パターンは, 他の3期間の分布パターンにいくつかのピークが似ているが, 他にも同程度あるいはそれより大きなピークが多数存在する。小さなピークが多いことは図4-6(c)と同じ傾向である。

分布パターンが期間ごとに変化している理由として,

- ・ 超長周期地震波の発震機構の変化による放射される地震波形の空間分布パターンへの影響
 - ・ 超長周期地震波の振幅減少による同じ周波数帯のノイズによる影響
- が考えられる。

超長周期地震波の振幅が大きい期間である, 図4-6(a)と図4-6(b)の分布パターンの違いは, 超長周期地震波の発震機構の変化が推測できる。

図4-6(c)や図4-6(d)では超長周期地震波の振幅が小さくなっており, バックグラウンドノイズの影響を受けやすくなっている。

4.2.4 考察

阿蘇火山の超長周期地震波を F-net 観測点で記録していることがわかった。またこの時系列データへの CMMP 法による変換結果から超長周期地震波の波形の形状を示す位相の分布パターンが作成でき, 期間ごとのパターン変化を比較することで波動源メカニズムの変化を示す結果を得ることができた。微動振幅の大きい期間での位相角変化は, 微動源より深部の火道からの高温火山ガスの供給量や温度の変化, および微動源の領域の形状が変化して火道拡大または

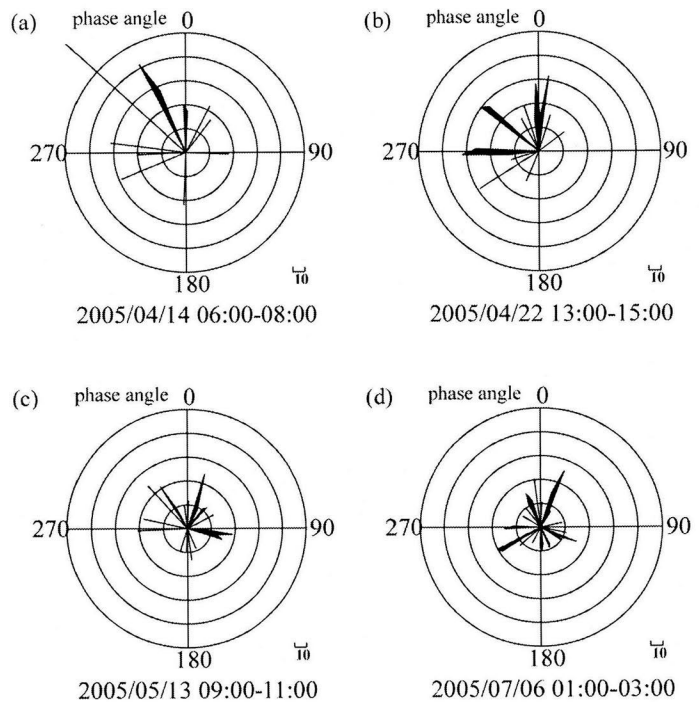


図4-6 阿蘇火山長周期微動の低用観測点での期間別振幅と位相角のローズダイアグラム

- (a) 2005,04/14,6:00-8:00 での上下動成分に対する CMMP 結果: 気象庁による火山活動度は3
- (b) 2005,04/22,13:00-15:00 での上下動成分に対する CMMP 結果: 気象庁による火山活動度は3
- (c) 2005,05/13,9:00-11:00 での上下動成分に対する CMMP 結果: 気象庁による火山活動度は2
- (d) 2005,07/06,1:00-3:00 での上下動成分に対する CMMP 結果: 気象庁による火山活動度は2

逆の縮小が原因として考えられる。一方、振幅の小さい期間では、微動源の状態変化のみでなく、地震波の S/N にてばらつきが増加したと推測できる。

4.3 微動源推定のためのアレイ解析法の適用

4.3.1 はじめに

アレイデータの初期解析では、センブランス等の地震計間の地震波相関を利用した手法が使われている。解析対象が長周期地震波である場合に、観測点間の相関は時間差に対してゆっくり変化する。したがって相関のピークの範囲が大きくなり、震央などのパラメータ推定には不便であることは、前章の実験にて示した(図 3-19)。またアレイ処理ごとに相関を計算する解析ウィンドウ長が異なることが多く、結果が一意でない場合があることは、前章にて指摘したとおりである。

本研究では、ウェーブレット変換の CMMP 法を用いて、長周期地震波を含むデータの変換を行い、変換結果を用いて震源・震央の位置推定を行う手法を開発した(3 章)。本手法では、長周期地震波でも震源・震央推定位置のピークの範囲が小さくなる。また処理で使用する解析ウィンドウ長が一定になるという利点がある。

この手法を用いて防災科学技術研究所 Hi-net 観測網(図 4-1)で観測した阿蘇火山の周期 8-20 秒の超長周期微動の震央位置推定を行った。

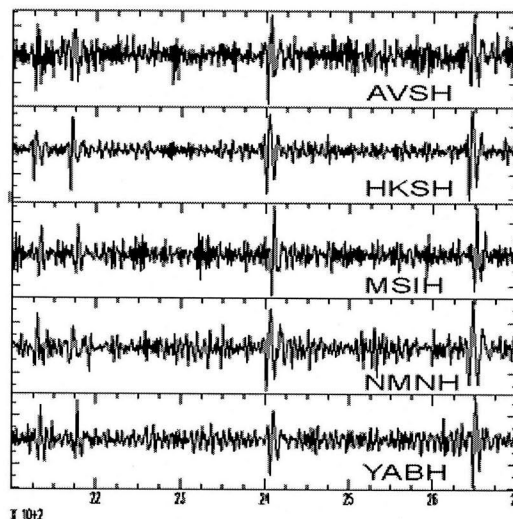


図 4-7 震央推定に使用したデータ
使用した観測点ごとの傾斜計波形データを火口方向に回転したもの

4.3.2 データおよび解析手法

データは阿蘇火山の周辺の Hi-net 観測点における南北および東西成分の傾斜計である。観測点は阿蘇周辺の 5 観測点を選択した(図 4-8)。観測点は阿蘇火山中岳火口から最短距離で 15km, 最遠で 40km ほどになる。期間は 2006 年 3 月 3 日で表面活動は活発でなかった時期であるが長周期の微動の振幅は大きく、周辺の Hi-net および F-net 観測点にて記録されている。ただし長周期の微動には短周期のノイズが重なっており、解析に使用した周波数帯でのフィルタリング済み波形は図 4-7 である。サンプリング周波数は 1Hz である。

この波形データに対して、本研究の手法を利用して長周期微動の震央位置推定を行った。

まず対象の波形データが阿蘇の長周期火山性微動であることから、震央推定の領域を火口の

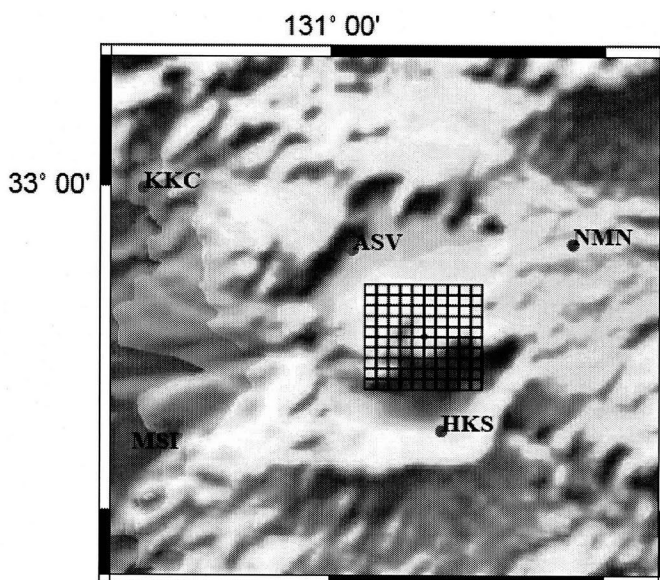


図 4-8 仮想震央のグリッドおよび観測点配置
火口周辺の東西南北 10km の範囲に作成した 1km 間隔のグリッド

東西南北 10km の領域に 1km のグリッドをおいた(図 4-8)。そのグリッド点を仮想震央として、水平 2 成分の傾斜計データの動径成分および接線成分に回転した。その動径方向成分に対して CMMP 法による長周期微動の読み取りを行った。得られた読み取り値と計算走時の比較を行い、3.2.2 節の式に代入して指標値 V を計算することにした。

また、計算走時に使用する地震波速度をさまざまに変化させ、指標値 V の最大値から地震波速度の推定を行った。

4.3.3 解析結果

振動源推定の指標値 V を Hi-net の 5 観測点のデータを使用して計算した(図 4-9)。指標値のピークは中岳火口の南西約 2.8km に位置している。点線の円は、読み取り誤差での指標値ピークの誤差範囲を示す。前章のノイズ付加データの読み取り実験にて 1 サンプルの誤差が発生したことから、同じ値を用いた。また、指標値 V を最大にする見かけ速度は 2.7km/s であり、円の半径は 2.7km とした。

同じデータにてセンプランスの計算を行った(図 4-10、図 3-4)。センプランス値のピーク位置は、火口付近に位置する。

センプランス値のコンターの変化は緩やかである。図 3-4 と図 4-10 は同じデータであるが、コンター間隔が図 3-4 では 0.05 間隔。図 4-10 では 0.01 間隔である。

また火口付近のセンプランス値のピークが複数ある。

この比較から、本研究の手法は推定指標のピークがひとつ得られている。したがって、波形全体を用いるセンプランス法が複数の指標ピークを持つことと比較すると、波形データから時間情報のみ抽出して震央推定を安定的に行う手法であることがわかる。

4.3.4 考察

従来の近地での臨時観測データを使用した研究(Kaneshima et al.,1996, Yamamoto et al.,1999)から阿蘇火山の微動源の位置は、中央火口丘の直下の深さ 1km 程度にあると推定されている。本研究の手法での結果も中央火口丘にて指標が高く、従来の結果と整合性がある。したがって、近地臨時観測で観測された微動波形の震源と本研究にて得られた微動が同じ震源で発生したと認められる。

観測データでの計算結果のコンターは 3.3.4 の本推定法の実験で得られた指標の分布より範

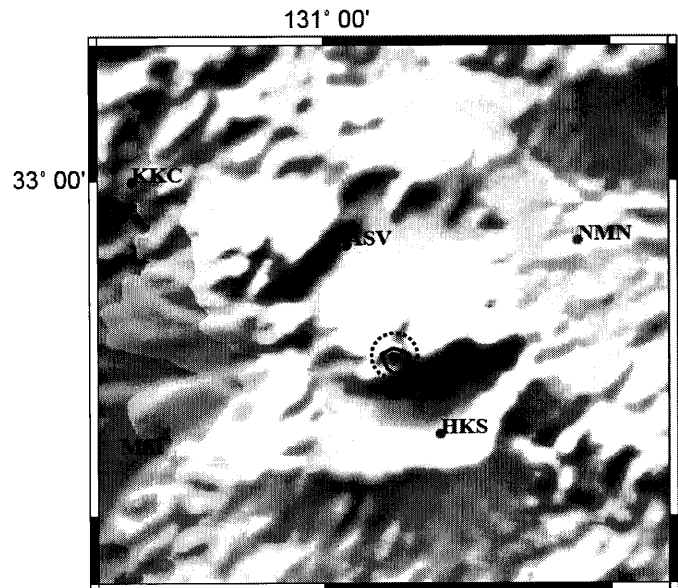


図 4-9 微動波形の CMMP 法読み取りから計算した指標 V の分布

最大値は火口の南 2km 西 2km の位置。点線の円は読み取り誤差による震央位置の誤差範囲

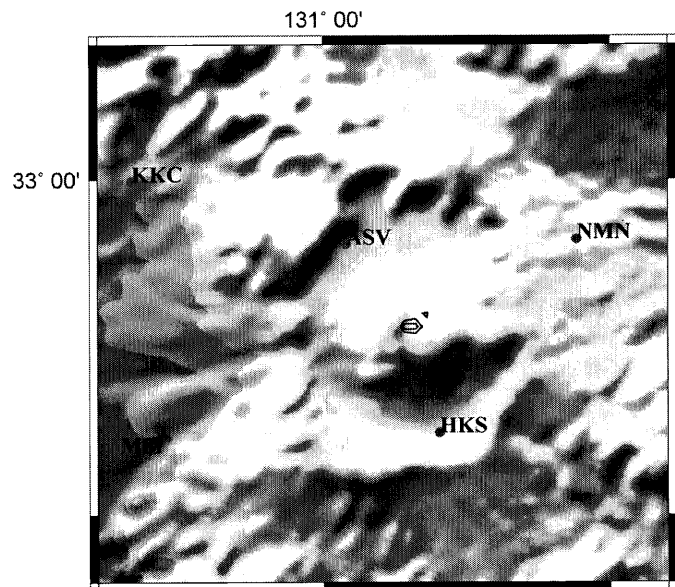


図 4-10 微動波形のセンプランス値の分布

使用観測点とデータは、図 4-8 と同じ。センプランス値のコンター間隔は 0.01。

囲が広く、ピークが低くなっている。これは読み取り誤差がある程度含まれていることが考えられる。

微動の震央が、やや距離のある定常観測データにて、従来の臨時近地稠密観測の結果と整合性のとれた位置に推定できたことから、定常観測点を用いたアレー観測が可能であることが実証できた。また、定常観測点にて蓄積された連続および過去の記録からの微動活動が明らかにでき、表面活動と連動した地下での微動活動のパターンを解析できると考えられる。また継続的かつリアルタイムに火山活動のモニタリングへの応用が期待できる。

4.4 結論と課題

本章の適用にて以下の結論を得た。

4.4.1 CMMP による火山性微動の検出と特徴

F-net 砧用観測点での時系列データに適用し、阿蘇火山の火山性超長周期地震波が記録されていることを見つけた。同時に計算した位相というパラメータにより波形形状の変化を定量的に期間ごとに比較でき、超長周期地震波の波動源が変化している情報を得た。

微動振幅の大きい期間での位相角変化は、微動源より深部の火道からの高温火山ガスの供給量や温度の変化、および微動源の領域の形状が変化して火道拡大または逆の縮小が原因として考えられる。一方、振幅の小さい期間では、微動源の状態変化のみでなく、地震波の S/N にてばらつきが増加したと推測できる。

4.4.2 観測網データによる微動源推定へのアレー解析法の適用

1Hz サンプリング波形データを利用した阿蘇火山の火山性微動の震央位置推定を行い、従来の研究結果と整合性のある結果を得た。したがって、近地臨時観測で観測された微動波形の震源と本研究にて得られた微動が同じ震源で発生したと認められる。

微動の震央が、やや距離のある定常観測データにて、従来の臨時近地稠密観測の結果と整合性のとれた位置に推定できたことから、定常観測点を用いたアレー観測が可能であることが実証できた。また、定常観測点にて蓄積された連続および過去の記録からの微動活動が明らかにでき、表面活動と連動した地下での微動活動のパターンを解析できると考えられる。また継続的かつリアルタイムに火山活動のモニタリングへの応用が期待できる。

センブルランス法との比較から、本手法は波形データの時間情報のみ抽出して安定的に震央・震源推定を行う手法であることを示すことができた。

4-5 参考文献

- 橋田俊彦(1990),1989 年阿蘇中岳の活動により九州各地で観測された長周期微動について,火山, 第2集,35,3,323-326.
- Fujita, E., M.Ukawa and E.Yamamoto (2004) Subsurface cyclic magma sill expansions in the 2000 Miyakejima volcano eruption: possibility of two-phase flow oscillation. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JB002556.
- Kaneshima,S., H.Kawakatsu, H.Matsubayashi, Y.Sudo, T.Tsutsui, T.Ohminato, H.Ito, K.Uhira, H.Yamasato, J.Oikawa, M.Takeo, T.Iidaka,(1996), Mechanism of Phreatic Eruption at Aso Volcano Inferred from Near-Field Broadband Seismic Observations, *Science*, **273**,p642-645.
- Kawakatsu, H., S. Kaneshima, H. Matsubayashi, T. Ohminato, Y. Sudo, T. Tsutsui, K. Uhira, H. Yamasato, H. Ito and D. Legrand, (2000) Aso 94: Aso seismic observation with broadband instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **101**, 129–154.
- Kubo,A., E.Fukuyama, H.Kawai, and K.Nonomura,(2002) NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application, *Tectonophysics*, **356**, 23-48.
- 桑原保人, 伊藤久男, 篠原雅尚, 川勝均 (1990):伊豆大島における地震波コーダの小スパンアレイ観測, 地震, **43**, 359-371.
- 松林弘智(1995),阿蘇火山の長周期微動と土砂噴出に先行する長周期地震波の発生源,東京大学大学院理学系研究科修士論文.
- 松林弘智,金折裕司(2002),Wavelet 変換を用いた小スパンアレイデータのコヒーレンシー評価法, 地球惑星関連学会予稿集, S047-P005.
- 松林弘智,金折裕司(2003a),Wavelet 変換を用いた小スパンアレイデータのコヒーレンシー評価法(2),地球惑星関連学会予稿集, S050-P001.
- 松林弘智,小原一成(2003b),Wavelet 変換を利用した阿蘇火山長周期微動の検出,日本地震学会予稿集, P092.
- 松林弘智(2004),複素 Meyer Wavelet 変換,地球惑星関連学会予稿集, S050-P004.
- 松林弘智(2005),Wavelet 変換を利用した阿蘇火山長周期微動の検出(2),日本地震学会予稿集, P148.
- 松林弘智(2007): 波形形状を考慮したウェーブレット変換法の開発, - 複素メイエ(Meyer)マッチング追跡法 -, 物理探査, **60**, 4, 283-295.
- 西村大志, 井口正人(2006) 日本の火山性地震と微動, 京都大学出版会, 京都.
- Okada,Y., K.Kasahara, S.Hori, K.Obara, S.Sekiguchi, H.Fujiwara, and A.Yamamoto (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan, - Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net -, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- 戸田浩 (2001): Wavelet 新アルゴリズム, *CMAGAZINE*, **1**, 38-67.
- Yamamoto,M., H.Kawakatsu, S.Kaneshima, T.Mori, T.Tsutsui, Y.Sudo and Y. Morita (1999): Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3677-3680.

第5章 結論と課題

5.1 はじめに

地震波形処理とアレイ観測データは従来の移動臨時観測主体からモニタリング主体になりつつある。したがって、その解析手法は臨時観測に適した条件にて柔軟に対応できるタイプから、標準化や自動化に対応できてしかも膨大なデータ処理に耐えられるモニタリングに適した手法にシフトしてきている。

本研究も、火山性微動のモニタリングに適した手法開発を目指して進めてきた。現時点では、まだ稼動をさせていないものの火山の活動度モニタリングに使用する予定で、より詳細の火山活動度の監視が期待できる。

本研究の背景は以上である。本論文は、信号認識抽出を目的に開発した CMMP 法および CMMP 法を微動モニタリング利用するアレイ解析法について取りまとめたものである。ここで 2 章から 4 章で述べてきた結論を以下に整理して示す。

5.1.1 波形形状を考慮した Wavelet 変換法の開発

メイエウェーブレット関数の位相成分をくわえた CMW 関数を開発し、波形の適合手法や処理手順を新たに開発したことで、波形形状に多様性のある時系列データの分解に適したウェーブレット変換法である複素メイエマッチング追跡法(CMMP)を開発した。この手法では、従来のウェーブレット変換や高速マッチング追跡法では出力できなかった波形形状を示すパラメータである位相を変換結果として出力できる。したがって、変換結果として時系列データの振幅、周波数帯、位相、およびその時間分布の波形情報の 4 要素が得られるようになった。

5.1.2 Wavelet 変換を用いた長周期地震波の震源決定法

本研究では、ウェーブレット変換による読み取りを用いた震源推定手法を開発した。ウェーブレット変換として CMMP 法を使用することで、波形のエンベロープピーク位置を読み取りが可能であることがわかった。またランダムノイズが信号に重なった場合に S/N が 5.6 以下で読み取りに誤差を発生する。信号の中心周波数とおなじ正弦波ノイズが重なった場合は S/N が 11.1 以下で読み取りに誤差を発生する。

水平成層構造により理論波形を計算したところ、分散の影響にて距離ごとに変化する複雑な波形形状になる場合には本手法の適用が難しいが、それ以外の場合は、安定して CMMP 法による読み取りができる。

震源推定の指標として、読み取りと理論走時の差のばらつきを利用した指標の計算法を開発した。センブランス法と比較した結果、本研究の手法の指標値の変化率が大きいため、推定範囲が小さくできる。波形データのうち時間情報のみ利用するため安定した震央推定ができる。

本研究の手法は、震源位置および散乱体等の位置推定への適用の可能性がある。連続データで、領域すべてを震央と仮定してモーメントテンソルを計算するグリッドモーメントテンソル処理の前段階に導入し、初期震源・震央を与えることで、処理の迅速化が図れる。

また、震源推定以外の分野でも、CMMP 法の 1 周波数帯による読み取りが、CMT の信号あわせの位置の自動決定への応用の可能性がある。

5.1.3 観測データへの適用

CMMP による火山性微動の検出と特徴

F-net 低用観測点での時系列データに適用し、阿蘇火山の火山性超長周期地震波が記録されていることを見つけた。同時に計算した位相というパラメータにより波形形状の変化を定量的に期間ごとに比較でき、超長周期地震波の波動源が変化している情報を得た。

微動振幅の大きい期間での位相角変化は、微動源より深部の火道からの高温火山ガスの供給量や温度の変化、および微動源の領域の形状が変化して火道拡大または逆の縮小が原因として考えられる。一方、振幅の小さい期間では、微動源の状態変化のみでなく、地震波の S/N にてばらつきが増加したと推測できる。

観測網データによる微動源推定へのアレイ解析法の適用

1Hz サンプリング波形データを利用した阿蘇火山の火山性微動の震央位置推定を行い、従来の研究結果と整合性のある結果を得た。したがって、近地臨時観測で観測された微動波形の震源と本研究にて得られた微動が同じ震源で発生したと認められる。

微動の震央が、やや距離のある定常観測データにて、従来の臨時近地稠密観測の結果と整合性のとれた位置に推定できたことから、定常観測点を用いたアレイ観測が可能であることが実証できた。また、定常観測点にて蓄積された連続および過去の記録からの微動活動が明らかにでき、表面活動と連動した地下での微動活動のパターンを解析できると考えられる。また継続的かつリアルタイムに火山活動のモニタリングへの応用が期待できる。

5.2 課題

波形形状を考慮したウェーブレット変換法については、孤立波の CMMP 法による読み取り(変換結果)の有効性が示されたが、他の解析方法と同様に、重複した波形やバックグラウンドノイズに対する読み取り誤差が発生している。使用しているウェーブレットと同じ周波数帯でのノイズの低減方法とあわせて使用する手法の作成が必要とも考えられる。また重複した波形や、実体波と表面波が混在してエンベロープの形状が観測点間で大きく異なる波形にも同様な現象が発生することから、震源にあわせた読み取りの選択方法、読み取りにあわせた変換手法のチューニングやフィルタリング、および成分の検討が必要である。読み取りの際に発生する誤差を軽減するため高周波サンプリングデータの利用を考える必要がある。

ウェーブレット変換を用いた長周期地震波の震源決定法では、現在は波の伝播経路を十分考慮できていない。また震源推定を行う際、震源として判断するために有効な閾値が、観測データへの適用結果の量が少ないため決めていない。今後の適用結果を増やすことで、閾値等のパラメータの経験値を求めることが必要である。

