

Source-Scanning Algorithm による 深部低周波地震震源域のイメージング —鳥取県西部地域を例として—

大見士朗・Honn Kao*

* カナダ地質調査所パシフィックジオサイエンスセンター

要 旨

深部低周波 (DLF) イベントの震源域をイメージングするために, Source-Scanning Algorithm (SSA法)の適用を検討した。SSA法では, 考察している時空間内に格子点を設定し, 観測された地震波形データがある条件で足し合わせるにより, 各格子点で発生した地震波の振幅の分布状態, すなわち震源域のイメージングを行なう。この方法では, P波やS波等の特定の位相を同定する必要がないため, これらの検出が困難なDLFイベントに効果的である。本稿では, テストデータや通常地震, さらに実際のDLFイベントにSSA法を適用して検討を行なった。

キーワード: 深部低周波イベント, Source-Scanning Algorithm, 震源決定

1. はじめに

深部低周波 (DLF) イベントの震源を精密に決定する作業は往々にして困難であり, これがこれらのイベントの物理を理解するための障害となっている面がある。

通常地震の震源決定は, 複数の観測点で, 対応する位相 (たとえば, P や S) を読み取り, これらの走時データを使用して震源決定を行なう。DLF イベントの震源決定を困難にしている理由は, 対象とする位相の到着時刻の測定が困難であることに由来している。この原因としてたとえば以下のようなものがあげられる。まず, これらのイベントの信号レベルが低いことからバックグラウンドノイズとの分離が困難である。また, 普通の地震と異なり, いったんイベントが発生すると, 複数イベントが連続発生する傾向があり, これは後続するイベントの初動部分の S/N が低下して検出作業の精度の低下をもたらすことにつながる。さらには, これらのイベントの周波数帯域は地動ノイズのそれに近く, 通常のフィルタリング処理によるノイズ除去が困難である。

上にあげたように, DLF イベントの波形の中から特定の位相の到着時刻を読みとるのは一般に困難な

作業であり, これが DLF イベントの震源決定を難しくしている理由である。

本稿では, 複数観測点の間での対応する位相の同定を行なわなくても震源域の決定を可能にする方法として, Kao and Shan (2004)によって開発された, Source - Scanning Algorithm 法 (以下, SSA 法とよぶ) を用いて, DLF イベントの震源域をイメージングすることを試みた。この方法では, 考察している時空間内に格子点を設定し, それぞれの格子点上で観測された地震波形データがある条件で足し合わせる (スタックする) ことにより, 各格子点で発生した地震波の振幅の分布状態, すなわち震源域のイメージを求めるものである。Kao and Shan (2004)や, Kao et al. (2005; 2006)などは, SSA 法を用いて, Cascadia 沈み込み帯に発生する低周波微動の震源域の考察を行っている。

ここでは, 鳥取県西部地域で発生する DLF イベントを対象として, SSA 法の有効性を考察した。Fig.1 に鳥取県西部地域で発生する深部低周波地震の分布を示す。鳥取県西部地域では, 平成 12 年鳥取県西部地震の発生以来, 活発な深部低周波地震活動が継続しており, これらの DLF イベントの精密な震源決定は重要な課題となっている (Ohmi and Obara, 2002;

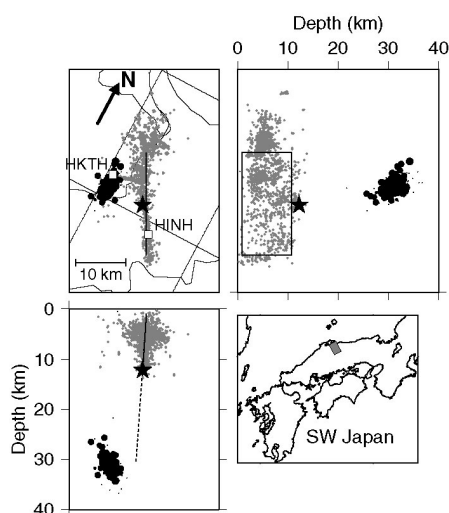


Fig.1 Hypocenter distribution of the deep low-frequency earthquakes (solid) together with ordinary shallow earthquakes (grey). Hypocenters of shallow earthquakes (grey dots) precisely relocated by Ohmi (2002) from October 2000 to March 2001 are plotted. DLF earthquakes (solid circles) are from the JMA catalogue from Jan 1999 to July 2004. Star denotes the hypocenter of the 2000 Western Tottori earthquake. Open squares denote the seismic stations. Solid line and square represent the fault model of the mainshock obtained by Sagiya et al. (2002).

Ohmi et al., 2004 など)。Fig.1 には、鷺谷ら(2002)による、地殻変動から求めた本震の震源断層モデルを示すが、これによると、深部低周波地震は、断層の深部延長上に位置しているように見える。

2. Source-Scanning Algorithm (SSA法)

N 点の観測点からなる観測網で地震を観測する。地下のある点 η の、ある時刻 τ の 'brightness' という量を次のように定義する。

$$br(\eta, \tau) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |u_n(\tau + t_{\eta n})| \quad (1)$$

u は、各観測点での正規化された波形、 t は、点 η から観測点 n までの、理論走時である。もしも、すべての観測波形の最大振幅部分が、時刻 τ に点 η から発せられたものであれば、 $br = 1$ となる。同様に、もしも $br = 0.1$ であれば、それは、時刻 τ の点 η は、最大振幅の平均 10% 程度の生成にしか貢献していな

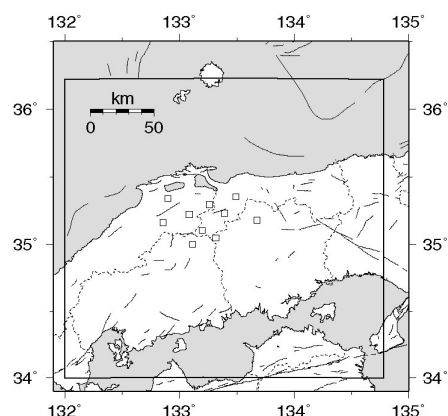


Fig.2 Target region of the calculation (rectangular area). Grid mesh of 1 km spacing is set in the target region of 250 km (EW) x 250 km (NS) x 70 km (Depth) volume (inside of the rectangle). Open squares represent the distribution of the seismic stations used in the analysis.

い時刻・場所であるということになる。考察している時空間内のすべての τ と η について、網羅的に br を計算することで、最大振幅を生成した時刻・場所、すなわち震源域をイメージングすることができる。

3. 計算領域の設定およびデータの前処理

3.1 格子点の設定と理論走時の計算

Fig.2に、計算で使った格子点の範囲を示す。地図上の四角枠で囲まれた水平方向250km x 250kmの範囲について、深さ70kmまでの領域に、1kmきざみの格子を設定した。また、時間軸上の計算間隔については、今回は後述のように波形データを10Hzにリサンプリングして使用するため、0.1sの整数倍に設定した。

これらのすべての空間上の格子点および時間軸上の点について毎回走時計算を行なうのは効率が悪いため、走時データについてはあらかじめ使用する観測点とすべての格子点との間の理論走時を計算してテーブルの形で保持しておく。ここでは、JMA2001 (上野ら, 2002)の速度構造に基づく走時を、Hole and Zelt (1995)の走時計算プログラムにより計算したデータを用いた。

なお、(1)式で定義されるbrightnessを計算する際、理論走時と実際の走時のずれなどを原因として、信号の重合がうまく行かない可能性がある。そのため、実際の計算時には、理論走時の位置を中心に、適当な長さのタイムウインドウを設定し、重みをかけて波形の重合を行う。本稿での計算では、試行錯誤の結果、タイムウインドウを0.75sとして重合を行った。

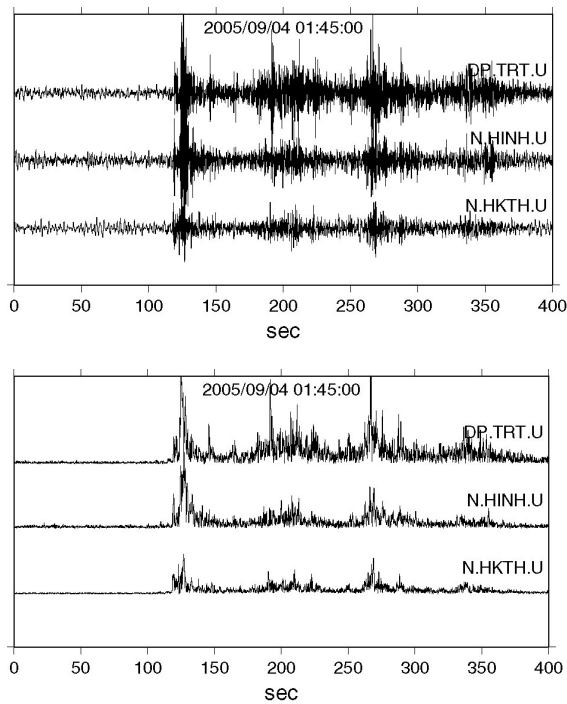


Fig.3 Example of a pre-processing of the waveform data. Original waveform (upper) and corresponding pre-processed waveform (lower) are shown. Pre-processing includes decimation to 10Hz, high-pass filtering, and converting to envelope waveform.

3.2 地震波形データの前処理

実際に重合を行う際には、原波形ではなく、エンベロープ（包絡線）波形を使用した。具体的な前処理として、10Hzへのデシメーション、DCオフセットおよびドリフトの除去、 $f_c = 1.5\text{Hz}$ のハイパスフィルタ、等の処理を施した後、エンベロープ波形を作成した。Fig.3に波形例を示す。

4. テストデータによる動作の検証

SSA法の動作を検証するために、テストデータを作成して試験的な解析を行なった。Fig.4(a)に示されるような位置に仮想的な震源を設定し、使用する走時表に基づき各観測点での理論走時を求めた。各観測点における理論波形としては、Fig.4(b)に示すような、理論走時に基づく到着時刻の位置にパルスが一個あるようなものを作成した。これをSSA法で解析した結果をFig.4(c)に示す。SSA法による解析では、三次元的に分布した格子点の、各時刻のbrightness分布が得られるが、これをすべて図示するのは困難なので、ここには、Fig.2に示す範囲の格子点上のbrightnessを0.1s刻みで計算した結果のうち、仮想震

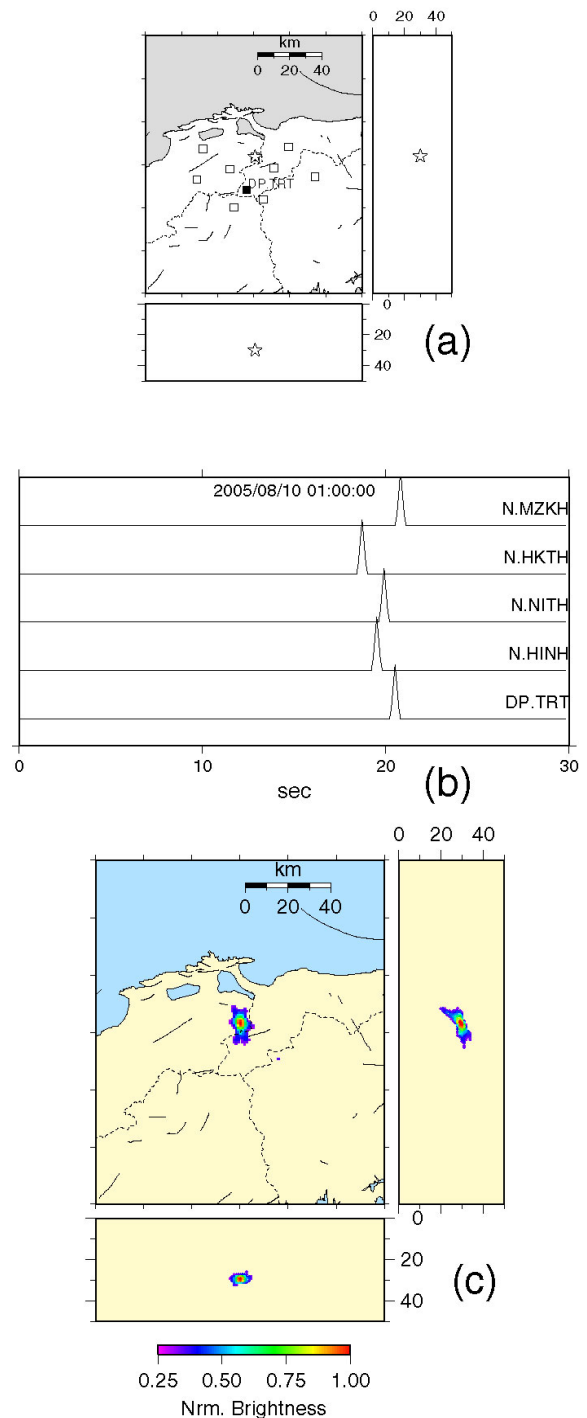


Fig.4 Test data analysis. (a) Location of the test hypocenter (upper). (b) Theoretical waveform data (middle). Spike data are put at the theoretical arrival time. (c) Distribution of obtained brightness (lower). It is a cross sectional view of the brightness distribution at the theoretical origin time.

源の震源時刻に相当する時刻の、仮想震源位置を通る断面のbrightness分布を示している。仮想震源の位置・時刻に、brightnessのピークが現れ、震源位置が

正しくイメージングされていることがわかる。

5. 実際の地震データの解析例

次に、実際の地震波形を用いて解析を行なった結果を示す。ここでは、深さ約13kmに発生したM2.0の通常地震の解析を行なった。これは、DLFイベントと比較すると信号のS/N比が良いイベントのデータを解析することで、手法の有効性を再度確認するためである。

Fig.5(a)に、使用した地震の気象庁による震源位置を、Fig.5(b)と(c)に波形記録を示す、Fig.5(b)は、近傍のDP.TRT観測点の一時間の連続記録上における、この地震の波形記録を、Fig.5(c)は、解析に使用した観測点における地震波形の例を示す。ノイズレベルに比して、有意な信号レベルを持った地震であることがわかる。

解析には、各観測点の上下動成分の地震波形を用いた。また、走時データとしては、S波のデータを利用した。すなわち、上下動成分地震波形のS波部分を用いてイメージングを試みた。これは、実際のDLFイベントの場合、P波振幅よりS波振幅が卓越することが多いため、そのような場合を想定したものであることと、未知のDLFイベントを探索するような場合には、DLFイベントの震源位置が不明であるため、振幅の方位依存性の影響を受ける可能性のある水平動成分のうちの特定の成分を用いるよりは上下動成分を用いるほうが好ましいのではないかという判断による。これは、後述の実際のDLFイベントデータの解析の章で再度述べる。

Fig.5(d)に、解析の結果を示す。Fig.4と同様に、得られた全時空間内のbrightness分布のうちから、気象庁震源の震源時刻に相当する時刻の、brightnessが最大となった格子点を通る断面のbrightness分布を示している。気象庁震源の位置の近傍に、brightnessのピークが現れ、震源位置が正しくイメージングされていることがわかる。

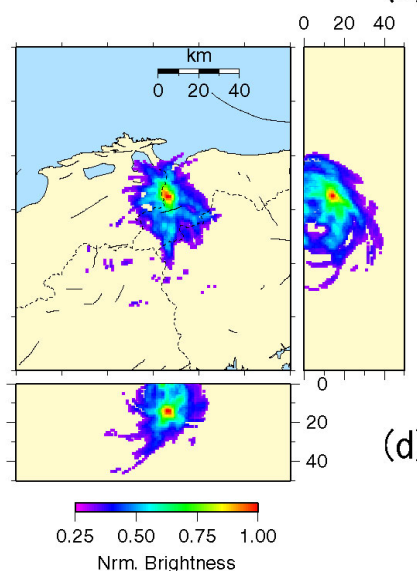
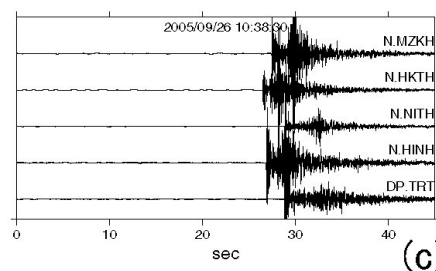
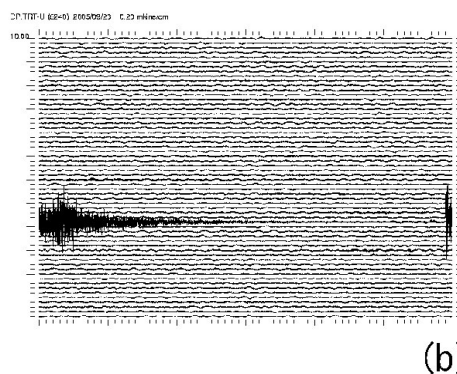
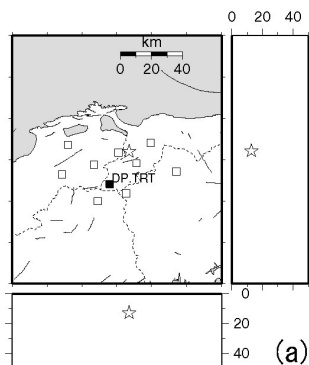


Fig.5 Test analysis using real seismogram. (a) Location of hypocenter determined by JMA (open star) and seismic stations (squares) (left). (b) Waveform of the target event on a continuous seismogram recorded at station DP.TRT (upper). (c) Examples of the waveforms used for the analyses. UD component seismograms were used (middle). (d) Distribution of obtained brightness (lower). It is a cross sectional view of the brightness distribution at the JMA origin time.

6. 実際のDLFイベントの解析

最後に、実際のDLFイベントの解析例を示す。Fig.6に、解析を試みた地震の気象庁による震源位置と、DP.TRT観測点における、このDLFイベントを含む1

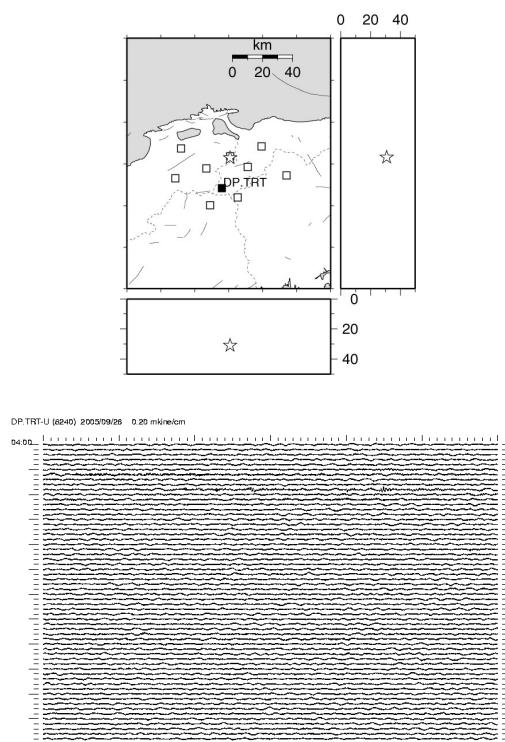


Fig.6 Analysis of a DLF event. Location of the hypocenter determined by JMA (upper) and the waveform of the target event on a continuous seismogram recorded at station DP.TRT (lower).

時間の連続波形記録を示す。これは、2005年9月26日4時から1時間の記録であるが、4時9分付近に2個のDLFイベントが発生している。ここでは、上下動成分波形を使用した解析と、水平動成分波形を使用した解析の双方を示し、結果の比較を行なう。

まず、上下動成分地震波形のS波部分を用いて解析を行なった結果を示す。これは、前述のように、DLFイベントはS波振幅が卓越する例が多いこと、また、未知のDLFイベントを探索する際には、震源の特性による振幅の方位依存性の影響を小さくするためには、水平動の特定の成分ではなく上下動成分を使用するほうがよりよい結果が得られるのではないかという判断による。

次に、水平動成分波形のS波部分を用いた解析の結果を示す。鳥取県西部地域のDLFイベントの場合、発生位置の概略は既知であるため、各観測点の水平動波形2成分を用いて、radial成分とtransverse成分に分解し、そのうちtransverse成分を解析に用いた。

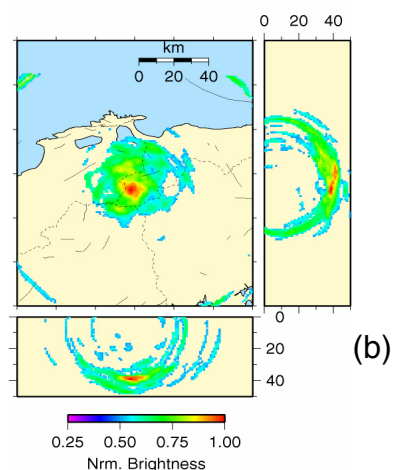
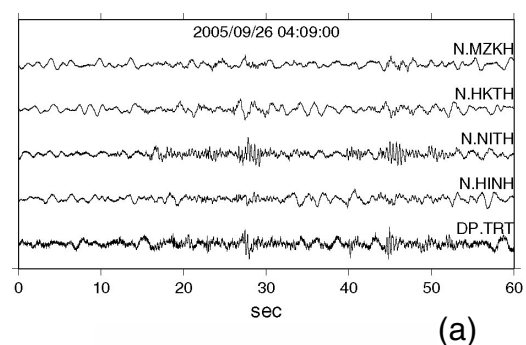


Fig.7 Analysis of a DLF event. (a) Examples of UD component seismograms used for the analysis. (b) Result of the SSA procedure.

6.1 上下動成分波形を用いた解析

Fig.7(a)はDLFイベント部分の上下動成分波形を拡大したものである。この中には、2個のDLFイベントが含まれているが、ここでは、1個目のイベント (Fig.7(a)の、30 s 付近に大振幅を持つイベント) の解析を行った。Fig.7(b)に解析の結果を示す。これまでと同様、得られた全時空間内のbrightness分布のうちから、気象庁震源の震源時刻に相当する時刻の、brightnessが最大となった格子点を通る断面のbrightness分布を示している。通常地震を解析したFig.5(d)に比べbrightnessの大きな領域が広範囲に分布するが、brightnessが最大の点は気象庁震源位置の近くに現れている。

6.2 水平動成分波形を用いた解析

Fig.8(a)は解析したDLFイベントのDP.TRT観測点における波形例である。上下、東西、南北成分のほ

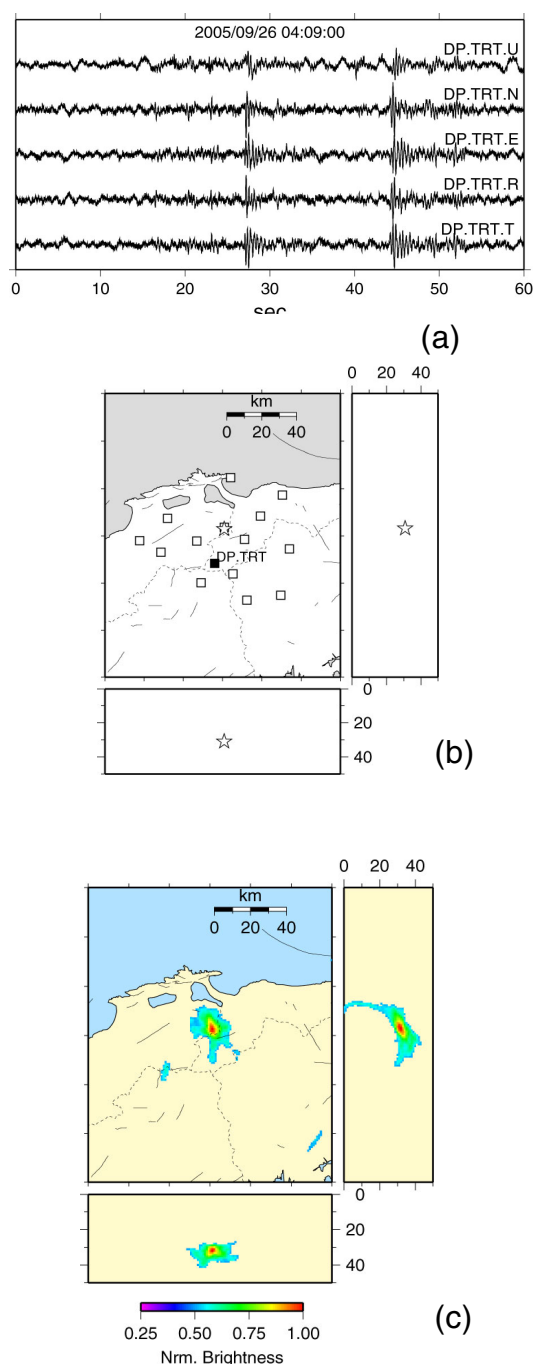


Fig.8 Analysis of a DLF event using transverse component seismograms. (a) Example of waveforms. (b) Seismic stations used for the analysis. 15 stations were used. (c) Distribution of the obtained brightness.

か、震央位置に対して回転を施した、radial成分と transverse成分も示す。S波部分は、双方の成分に顕著に現われるが、ここでは、transverse成分波形のS波部分を使用して解析を行なった。また、前項までで使った10観測点に加え、さらに5点の観測点の波形を

加えた15点のデータを解析に用いた。Fig.8(b)は、使用した観測点の分布である。Fig.8(c)に解析の結果を示す。表示方法はこれまでと同様である。Fig.7の結果に比べてbrightnessの大きな領域が狭い部分に限定されており、シャープなイメージが得られていると考えられる。また、上下動成分を使用した解析結果に比べて、brightness最大部分の位置は、気象庁による震源位置に近い部分に求まった。

7. 考察と今後の課題

SSA法の長所は、通常の震源決定に必要な、観測点間における特定の位相の同定作業が不要である点である。テストデータや、通常の地震の試験的な解析で示したように、対象とする位相のS/N比が良い場合には、SSA法による震源域のイメージングは通常の震源決定に劣らない精度を持っていると考えられる。しかしながら、得られた結果の解釈にはいくつかの注意が必要であることもわかった。

Fig.4に示したテストデータの解析では、理論波形として孤立したパルスを使用したため、シャープなイメージが形成された。それに対し、Fig.5の実際の地震の解析では、brightness最大の点はJMA震源の位置によく一致するが、その周囲の比較的広範囲にbrightnessの大きな領域が裾を引いたような状態を呈している。これは、S/Nの良いP波の立ち上がり部分を使用せずに、S波の立ち上がり部分を解析に用いたことに起因することが予想される。S波の立ち上がり部分は、P波のコードに汚染されているため、SSA法はP波のコードを使用して、震源の周囲に偽のイメージを形成したことが考えられる。

Fig.8(a)で示したように、DLFイベントの場合は、一般にS波の振幅が卓越していることが多い。そのため、S波部分を使用することで、brightnessの鋭いピークを持つ結果が得られることが期待できる（たとえば、Fig.7(b)とFig.8(c)との比較）。しかしながら、S波部分の利用は、常にP波部分の汚染を伴うこと、また、DLFイベントの場合は複数イベントが連発する場合が多く、その場合には、先行するイベントの波形にも汚染されていることが考えられるので、得られたイメージの解釈には注意が必要である。また、Fig.5の通常の地震のbrightnessのピークの拡がりに比較して、Fig.7(b)のDLFイベントのそれは大きく拡がっているが、これはDLFイベントの震源域が通常の地震のそれよりも大きいことを必ずしも意味するわけではなく、まずは、信号のS/Nの差に起因するものである可能性に留意する必要がある。さらに、Fig.7(b)とFig.8(c)との比較においては、使用した信号

のS/Nの問題のほかに、観測点の分布の差も影響している可能性もあり、慎重な解釈が必要である。

以上のように、SSA法の結果の解釈については、いくつかの誤差要因を考慮する必要がある。しかしながら、その点を差し引いたとしても、SSA法は、その性質上、計算機上で自動化することが容易と考えられ、DLFイベントの監視システムに応用する等の発展が考えられる。DLFイベントの連続発生時などに、すべてのイベントを同一のcriteriaで解析することが可能であり、特定の位相を同定して震源決定を行なう従来の方法では明らかにできなかった、DLFイベント震源域での詳細なイベント発生状況等の把握が可能になることが期待される。

謝 辞

解析には、大学の微小地震観測網のデータのほか、防災科学技術研究所のHi-netと気象庁の観測データも使用した。また、気象庁による速報震源データも利用した。記して関係機関に感謝申し上げる。

参考文献

- 大見士朗 (2002): 平成12年鳥取県西部地震の余震分布 - 震源座標の関数としての観測点補正值を用いた震源決定 -, 地震 2, **54**, pp.575-580.
- 鷺谷威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一・Ellsworth, W. L. (2002): 2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, 地震 2, **54**, pp.523-534.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生 (2002): 気象庁の震源決定方法の改善-浅部速度構造と重み関数の改良-, 験震時報, **65**, pp.123-134.
- Hole, J. A. and Zelt, B. C. (1995): 3-D finite-difference reflection traveltimes, *Geophys. J. Int.*, **121**, pp. 427-434.
- Kao, H. and Shan, S.-J. (2004): The source-scanning algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space, *Geophys. J. Int.*, **157**, pp.589-594.
- Kao, H., Shan, S.-J., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J. F., and Ramachandran, K. (2005): A wide depth distribution of seismic tremors along the northern Cascadia margin, *Nature*, **436**, 10.1038 /nature03903.
- Kao, H., Shan, S.-J., Dragert, H., Rogers, G., Cassidy, J. F., Wang, K., James, T. S., and Ramachandran, K. (2006): Spatial - temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia., *J. Geophys. Res.*, **111**, B03309, 10.1029/2005JB003727.
- Ohmi, S. and Obara, K. (2002): Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, No.16, 10.1029/2001GL014469.
- Ohmi, S., Hirose, I. and Mori, J. (2004): Deep low-frequency earthquakes near the downward extension of the seismogenic fault of the 2000 Western Tottori earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, pp. 1185-1189.

Imaging the Source Region of Deep Low-Frequency Events using the Source-Scanning Algorithm

Shiro OHMI and Honn KAO*

* Geological Survey of Canada, Pacific Geoscience Centre

Synopsis

We demonstrated the Source-Scanning Algorithm (SSA) to image the source region of the deep low-frequency (DLF) events. It is difficult to locate DLF events precisely using conventional hypocenter determination method such as using P- and S-wave arrivals, because of emergent onsets of those phases. The SSA method just stacks observed seismograms to locate source region of the events, without using the arrival time information of particular phases such as P or S. Therefore, the SSA method is a powerful tool to locate the events with emergent onsets such as DLF events. We applied the method to the synthetic and real seismic data to demonstrate the potential of the method.

Keywords: Deep Low-Frequency events, Source-Scanning Algorithm, hypocenter determination