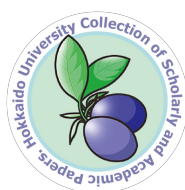




HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	明瞭なフェーズがない地震の新しい震源決定法：十勝岳火山体の地殻深部低周波地震への応用
Author(s)	阿形， 葉； 蓬田， 清； 勝俣， 啓
Citation	北海道大学地球物理学研究報告， 74， 67-88
Issue Date	2011-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.74.67
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/45153
Type	departmental bulletin paper
File Information	P67-88agata.pdf



明瞭なフェーズがない地震の新しい震源決定法：十勝岳火山体の 地殻深部低周波地震への応用

阿形 葉*・蓬田 清

北海道大学大学院理学院自然史科学専攻

勝俣 啓

北海道大学大学院理学研究院地震火山研究観測センター

(2011 年 1 月 31 日受理)

A New Method of Hypocenter Determination without Clear Seismic Phases : Application to Low-frequency Seismic Events beneath Tokachi-dake Volcano, Hokkaido, Japan

Yo AGATA*, Kiyoshi YOMOGIDA

Division of Natural History Sciences, Graduate School of Science,

Hokkaido University

and

Kei KATSUMATA

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science,

Hokkaido University

(Received January 31, 2011)

Hypocenters are generally determined by a method which focuses on onsets of P and/or S waves. As the number, density and quality of seismic stations are recently enhanced, tremors with small amplitude and large duration without any clear onsets of P and/or S waves have been discovered. Epicenters of these events cannot be therefore determined precisely by conventional methods of epicenter determination. New approaches for epicenter determination are required without picking up onsets of P and/or S waves. In this study, we introduce a new method called Relative Maximum Algorithm (*RMA*). This is a hybrid method of the Source-Scanning Algorithm (*SSA*) (Kao and Shan, 2004) and the Network Correlation Coefficient (*NCC*) (Ohta and Ide, 2008). This utilizes the maximum of amplitude in each seismogram and determines its focal point and origin time relative to those of a reference event. We determine focal points and their

* 現在所属：ダイキン工業

* Present affiliation : Daikin Industries

distribution of events without any clear phases by the three methods and compare their results each other. The events used in this study are fourteen events located in a 15-35 km depth range, that is, in the lower crust, beneath Tokachi-dake volcano located in the center of Hokkaido, Japan, which occurred in November 2002. We used seismograms recorded at up to twelve Hi-net stations around this volcanic region. We determine their focal points with precision of about 2 km in all the directions and about 0.5 sec in origin time. Although the accuracy of Hi-net report appears better than that of *RMA*, we may enhance the accuracy of *RMA* by careful analyzes of waveforms such as bandpass and time window filtering, considering each quality of observed waveform data.

I. は じ め に

Hi-net のような高精度高密度の連続地震波形記録が得られるようになったことで、従来の地震波形記録とは異なった様相を呈する新しいタイプの地震現象についても検出の可能性が大きく広がった。すなわち、通常地震では鋭い波形の立ち上がりが必ず存在し、それを検出する各種アルゴリズムが適用されていたのに対して、波形での明瞭な立ち上がりがなく、だらだらと一定の時間間隔の間に信号が続くような現象も、通常のノイズとは区別できるようになった。とりわけ、フィリピン海プレートが西日本へ沈み込む部分で微動源が検出され、その時空間分布などが詳しく解明されつつある（例えば、Obara, 2002; Ito et al., 2007）。このような波動源からの波形では、従来の地震波形記録のように P 波や S 波の立ち上がりの時刻（走時）から震源位置と発震時刻の決定はできず、新しい手法が必要となる。上述の微動源については観測点毎のエンベロープの相互相関から到達時刻の差を読み取り、震源決定を行ってきた。最近では振幅の情報も入れてより微細な微動源の時空間分布が求まるようになってきた（Maeda and Obara, 2009; Obara et al., 2010）。他方で、観測点の分布や数が劣っている火山地域での火山性微動については、サイト特性補正をした後の振幅情報のみで微動源の位置を決定する方法も提案され、一定の成果を挙げている（Battaglia and Aki, 2003; Kumagai et al., 2010）。

フィリピン海プレートに伴う微動や火山性微動のような通常地震と全く異なった波形を記録する場合ではないが、P 波や S 波の立ち上がりが明瞭でない観測波形となる震動源もこれまでいくつか発見されている。そのような特徴を持つ震源の例としては、日本列島内ではもっと古く 1980 年代頃から、下部地殻で発生する地殻深部低周波地震が知られていた。通常の内陸地震がほとんど発生しない深さ 15km 以下の下部地殻に位置し、特に第四紀の火山地帯下で多くは発生するため、高周波地震が欠落している特徴もあって、火山性流体の寄与が早くから指摘されていた（Ukawa and Ohtake, 1987; Hasegawa and Yamamoto, 1994）。しかし、その発生メカニズムばかりか、P 波などの立ち上がりが明瞭でないために、震源情報を精度よく求められず、発生の時空間分布すらまだ十分に解明されていない。

最近では、Hi-net 観測網や気象庁の一元化処理などによって、日本列島のあらゆる地域での下

部地殻低周波地震がルーチンのように検出できるようになってきた。高橋・宮村（2009）では、このようにして求まった低周波地震の発生様式の特徴，そこから推定される震源機構がまとめられている。しかし，その発生メカニズムの本質を探るためには，まずは震源の時空間分布を精度よく再決定する必要がある。上記の微動源の震源決定法のように，P波やS波の立ち上がりという走時をデータとして用いるのではなく，記録される波形の特徴を用いた新しい震源決定法を開発・適用すべきである。

本研究では，これらの新しい震源決定法の中で，二つの方法を地殻深部低周波地震の震源決定に適用し，さらに両者のハイブリット版とも言える新しい手法を提案する。一つはカナダ・カスケード地方北部の沈み込み帯における微動源の震源決定のために Kao and Shan（2004）が提案した Source-Scanning Algorithm（以後，SSA と呼ぶ）である。この方法では，P波などの立ち上がり時刻の代わりに，観測された地震波形の振幅の最大値（S波に対応すると考える）の時刻を震源決定のデータとして用いる。この場合，通常の震源決定法と同様に，震源位置の絶対値を求める。もう一つの方法は，Ohta and Ide（2008）が提案した Network Correlation Coefficient（以後，NCC と呼ぶ）であり，これは各観測点の波形記録の間の相互相関の最大値を求めて，その時刻差から震源の相対的な位置を求める手法である。本研究では，SSA のように各観測波形の最大値の時刻をデータとして用いるが，絶対的な震源位置ではなく，ある基準となる震源（マスターイベントと呼ぶ）からの波形の最大値の時刻との差を各観測点で求め，その震源のマスターイベントからの相対的な震源位置を求める方法を試みる。この Relative Maximum Algorithm（以後，RMA と呼ぶ）と名付けた方法は，SSA という簡便な概念を NCC のように相対的な震源位置として求める。

まず，これら3つの手法を解説する。次に，北海道中央部の十勝岳という活動的な火山体の下で発生した地殻深部低周波地震について，周辺の Hi-net 観測点での波形記録を用いて，3つの方法で震源位置を推定し，精度や安定性などを比較する。最後に，十勝岳地域での一連の地殻深部低周波地震群の震源を3つの方法で求め，Hi-net の報告する震源情報も含めて，比較検討し，これらの地震活動の時空間分布も簡単に考察する。

II. 震源決定の3つの手法

観測波形記録においてP波やS波の立ち上がりが明瞭でない震源の位置・時刻の決定について，まずこれまで提唱されてきた二つの代表的な方法をまとめる。それは Kao and Shan（2004）の Source-Scanning Algorithm と，Ohta and Ide（2008）の Network Correlation Coefficient である。続いて，この二つの方法のハイブリッド的な新しい震源決定の方法を提案し，この Relative Maximum Algorithm と呼ぶ方法を解説する。

1. Source-Scanning Algorithm (SSA)

Kao and Shan (2004) の SSA では、P 波や S 波の立ち上がり時刻（いわゆる、走時）の読み取りが難しい観測記録において、各観測点での波形記録の振幅の最大値の時刻を震源決定に用いる。ある一つの震源に対して、 N 個の観測点での波形記録が得られたとする。基本的にすべての観測点で同じ計測システムであることを前提とするが、たとえ計測システムが観測点間で異なっていたとしても、その周波数特性などがある程度わかっているならば、同じ計測特性となるように観測波形の補正という前処理を行えばよい。各観測点での波形記録を振幅の最大値で規格した後で、包絡線を求める。ここでは、 n 番目の観測点の包絡線を $u_n(t)$ とする。震源の位置 $\mathbf{x}$ と震源時刻 τ を仮定して、すべての $u_n(t)$ から “brightness” と呼ばれる値を以下のように定義する：

$$br(\mathbf{x}, \tau) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N u_n(\tau + t_n) \quad (1)$$

ここで、 t_n は仮定した震源の位置 $\mathbf{x}$ から n 番目の観測点までの与えられた速度構造モデルについての走時である。SSA では振幅の最大値を用いるので、通常は直達 S 波の走時となる。この br を $\mathbf{x}$ と τ の関数としてプロットし、それが最大となる場合を、震源の位置と震源時刻と推定する。

通常の震源決定法では P 波などの特定の位相の立ち上がり時刻、すなわち波形記録上では最初に振動が始まる時刻をデータとして用いるため、破壊が開始する場所・時刻を求めているのに対して、SSA では考えている震源過程の中で最大の振幅を励起した場所・時刻を原理的には求めることになる。震源メカニズム解で現在広く用いられている、グローバル CMT 解 (Ekstrom et al., 2005) で求められる位置・時刻に原理的には対応する。

この手法を用いる際に、一つの問題は伝搬途中での散乱減衰による波形の変化である。微細不均質性が存在する地殻などの浅部を伝搬する地震波は散乱効果によって、立ち上がり時刻に対する最大振幅を取る時刻が震央距離とともに遅れていく現象が知られている (Saito et al., 2005)。すなわち、震央距離がほぼ同じ観測点の記録を用いるならそれほど問題はないが、さまざまな震央距離の記録をまとめて用いる場合には、このような伝搬による遅延を厳密には補正しないといけない。しかし、震央距離と遅延の関係は伝搬経路の微細不均質性に強く依存するため、この方法を適用した研究では考慮されておらず、本研究でも将来の課題とすることをここに付記しておく。

2. Network Correlation Coefficient (NCC)

Ohta and Ide (2008) の NCC では、同一観測点での二つのイベントの波形記録の相互相関を計算し、その最大値となる時間差を測定することで、二つのイベントの相対的な震源位置と発震時刻を求めるものである。今、二つのイベント (i と j という添字を付けるとする) の波形記録が N 個の観測点で得られるとし、 i 番目のイベントを基準として、それに対する j 番目のイベントの震源位置と発震時刻を求める。 i 番目のイベントについて n 番目の観測点での波形記録 $u^{in}(t)$

をデジタイズして得られた M 個の時系列は、以下のように表わす：

$$u_m^{in} \equiv u^{in}(\tau^i + t_{in} + (m-1)\delta t) \quad (m=1, \dots, M) \quad (2)$$

ここで、 δt はデジタル波形記録の時間間隔、 τ^i は i 番目のイベントの発震時刻、 t_{in} は i 番目のイベントから n 番目の観測点までの考えている位相の走時である．この走時は伝搬する速度構造を仮定して理論的に計算する．同様に、 j 番目のイベントの波形記録 $u^{jn}(t)$ については、添字 i を j に置き換えて

$$u_m^{jn} \equiv u^{jn}(\tau^j + t_{jn} + \Delta t + (m-1)\delta t) \quad (m=1, \dots, M) \quad (3)$$

ここで、 Δt は二つのイベントの発震時刻の差 $\Delta\tau_{ij}$ と、二つのイベントから n 番目の観測点までの走時の差 Δt_{ij}^n との和である． Δt_{ij}^n は二つのイベントの震源の位置の相対的な差 $\Delta\mathbf{x}_{ij}$ (i 番目から j 番目への震源位置を結ぶベクトル) によって決まる．

こうして、 n 番目の観測点での二つのイベントからの波形記録の相互相関を、以下のように定義する：

$$CC_n(\Delta t) = \frac{\sum_m u_m^{in} u_m^{jn}}{\sqrt{\sum_m (u_m^{in})^2 \sum_m (u_m^{jn})^2}} \quad (4)$$

すべての観測点についての相互相関の平均値は、二つのイベントの震源の位置と発震時刻の差 ($\Delta\mathbf{x}_{ij}$ と $\Delta\tau_{ij}$) の関数となる：

$$NCC(\Delta\mathbf{x}_{ij}, \Delta\tau_{ij}) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N CC_n(\Delta\tau_{ij} + \Delta t_{ij}^n) \quad (5)$$

この値を Network correlation coefficient, NCC と呼ぶ (Ohta and Ide, 2008)． NCC が最大となる $\Delta\mathbf{x}_{ij}$ と $\Delta\tau_{ij}$ が、ここで求めようとしている i 番目のイベントに対する j 番目のイベントの相対的な震源の位置と発震時刻に対応する． SSA が絶対的な震源の位置や発震時刻を求めるのに対して、二つのイベントの相対的な位置や時刻を求めている．なぜならば、震源から観測点までの二つの波線がほぼ共通なので、その間の伝搬特性（速度構造）や観測点直下のサイト特性などの複雑な影響が相殺され、相対的な値はより精度よく求めることができるからである．

近接する二つのイベントの震源の相対的な位置 $\Delta\mathbf{x}_{ij}$ と n 番目の観測点までの走時の差 Δt_{ij}^n の関係は、Aoki (1974) の方法を用いる．Fig.1 に示すように、 i 番目と j 番目のイベントの震源位置を $P_i(x_i, y_i, z_i)$ と $P_j(x_j, y_j, z_j)$ とし、 S_n を n 番目の観測点とする． P_i と P_j の距離は S_n までの距離に比べて十分に小さいとして、二本の波線の方法はほとんど同じであるとみなし、その方向を示す共通の単位ベクトルを $\hat{\mathbf{n}} = (n_x, n_y, n_z)$ とする．すると、二本の波線 ($P_i S_n$ と $P_j S_n$) の長さの差 (δL_n) は、2 点間のベクトル $\Delta\mathbf{x}_{ij}$ と $\hat{\mathbf{n}}$ の内積で近似される：

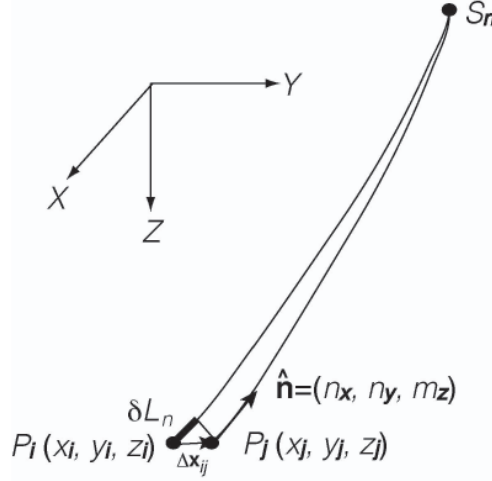


Fig. 1. Geometry of two adjacent sources with one receiver. S_n is the location of the n -th receiver on the earth's surface. P_i and P_j are the locations of the two events whose distance, $|\Delta \mathbf{x}_{ij}|$, is sufficiently small compared with the lengths of ray paths, $P_i S_n$ and $P_j S_n$. The direction cosines of the ray paths from S_n to the source region are given by $\hat{\mathbf{n}} = (n_x, n_y, n_z)$, and the difference of two rays is δL_n in length.

$$\delta L_n \approx \hat{\mathbf{n}} \cdot \Delta \mathbf{x}_{ij} = n_x(x_j - x_i) + n_y(y_j - y_i) + n_z(z_j - z_i) \quad (6)$$

一方で、二本の波線の長さの差は、二つのイベントについて観測される走時の差 Δt_{ij}^n と震源付近の速度 v (P 波または S 波速度) の積なので、

$$\delta L_n = v \cdot (t_{jn} - t_{in}) = v \cdot \Delta t_{ij} \quad (7)$$

よって、 $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ と Δt_{ij}^n は以下の関係に近似できる：

$$\Delta t_{ij} \approx n_x \frac{(x_j - x_i)}{v} + n_y \frac{(y_j - y_i)}{v} + n_z \frac{(z_j - z_i)}{v} \quad (8)$$

波線の震源での方向の単位ベクトル $\hat{\mathbf{n}}$ は、その地域の標準的な速度構造、すなわち一次元速度速度構造モデルから計算される値で十分な精度である。こうして、 NCC の分布の様子が計算でき、その最大値となる $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ と $\Delta \tau_{ij}$ を求めればよい。

3. Relative Maximum Algorithm (RMA)

本研究で提唱する第 3 の方法は、先の二つの方法である SSA と NCC の特徴をまとめ合わせたものである。 SSA では観測波形の最大振幅の時刻をデータとして絶対的な震源の位置と発震時刻を求めたが、 NCC のようにあるイベントを基準として、そこからの相対的な震源の位置と発震時刻を求めるように修正する。式(1)の brightness の定義の代わりに、 i 番目のイベントの発震時刻 τ^i を基準とした場合の各観測点での j 番目のイベントの観測波形記録を足し合わせるこ

で、この場合の brightness を定義する．観測点を先と同様に N 個とし、 NCC と同様に二つのイベントの震源の位置の差と震源時刻の差を $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ と $\Delta \tau_{ij}$ とすれば、新しく定義される brightness は以下ようになる：

$$br(\Delta \mathbf{x}_{ij}, \Delta \tau_{ij}) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |u_n(\tau^i + \Delta \tau_{ij} + t_{in} + \Delta t_{ij}^n + \Delta t^n)| \quad (9)$$

ここで、式(1)の t_n と同様に、 t_{in} は i 番目のイベントから n 番目の観測点までの走時である．二つのイベントからの走時の差である Δt_{ij}^n は、式(8)によって求められる． Δt^n は n 番目の観測点固有の補正項である．この手法では SSA と同様に、各観測波形記録の最大値の時刻から震源決定を行う．伝搬の途中での微細不均質性による散乱などの影響により、地震波形は大きく変わり、よって振幅が最大となる時刻は初動から遅延し、その遅延量が異なる．また、地域による違いに加えて、わずかでも伝搬経路が変わると著しく異なる可能性もある．これらは、散乱理論等によって系統的な研究が始まっているものの、個々の波形記録について系統的に評価する段階には至っていない（例えば、Saito et al., 2005; Takahashi et al., 2009）．

式(9)のように隣接する二つのイベントの波形を比べるので、このような散乱等による最大振幅となる時刻の遅延の影響の多くは取り除くことができる．しかし、観測点直下でのこのような遅延などの効果は観測点毎で異なり、この方法でも若干の影響は残るので、この効果を Δt^n という補正項を導入することで、震源決定に致命的な影響を及ぼすこのような効果を取り除くことができると考える． i 番目のイベント（基準となるので、以後はマスターイベントと呼ぶ）における観測点での推定される走時 t_{in} (n 番目の観測点の場合) を補正した後で、振幅が最大となる時刻を観測点毎に測定し、これを観測点補正項 Δt^n と推定する． Δt^n をこうして求めた後で、 i 番目に対する j 番目のイベントの位置と震源時刻を、式(9)により brightness が最大となる点として求めればよい．

III. 地殻深部低周波地震の波形記録を用いた震源決定精度・安定性の比較

初めに触れたように、下部地殻で発生する低周波地震（low-frequency earthquake, 以後は LFE と呼ぶ）は、ほとんどが活動的火山の直下に位置しており、北海道地域でもそのような傾向にある（高橋ほか, 1999）．本研究では前節で解説した 3 つの震源決定法を、北海道中央部の大雪山山系のうち、最も活動的な十勝岳火山体下の深さ 15-35 km で 2002 年 11 月に発生した LFE 群に応用する．Fig.2 に使用する LFE について、Hi-net が決定した震源位置を示す．また、この領域内の Hi-net の観測点とその配置を、Table 1 と Fig.3 にまとめる．震源決定を試みた 14 個の LFE について、Hi-net の報告による震源情報は Table 2 にまとめる．これらは通常地震ほど明瞭ではないが、走時の読み取りができる観測点での波形より P または S 波の到達時刻から決定されたものである．

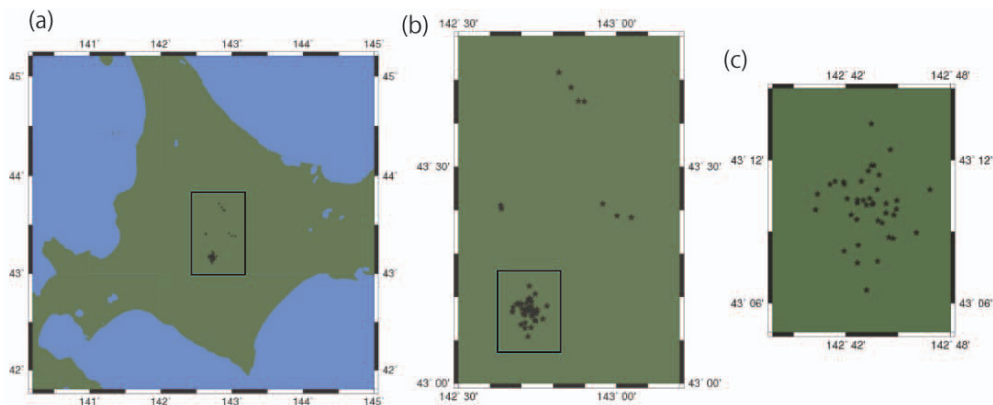


Fig. 2. Epicenters of low-frequency events that occurred in a depth range of 15-35 km in November 2002 in the Tokachi-dake, Hokkaido, region. (a) Broad area, (b) close-up of the epicenter area and (c) the area including the investigated events.

Table 1. Hi-net stations in and around the Tokachi-dake region used in this study.

Station Name	Latitude (°N)	Longitude (°E)
N.BEWH	43.5113	142.3906
N.BEEH	43.5038	142.6006
N.NFRH	43.3841	142.5245
N.FRNH	43.3697	142.3409
N.SKNH	43.3337	142.9448
N.AYWH	43.2708	143.4317
HU.TKD	43.2388	142.9308
N.SKSH	43.1739	142.9176
FURANO	43.1660	142.5897
N.SMPH	43.0406	142.6562
N.MMRH	42.8920	143.0603
N.SHZH	42.8742	142.8830

この節では、まず4つのLFE (event 2, 3, 9と12) について、3つの震源決定法を応用し、推定結果や精度・安定性などを比較する。Table 2のevent 1について、LFEの観測された波形記録の一例としてFig.4(a)に示す。これは本研究で用いたイベントの中で最大なもので、他のイベント (例として、Fig.5にevent 2の観測波形記録を示す) に比べればP波やS波の走時が比較的に明瞭であることから、相対的な震源位置の決定においては基準となるマスターイベントとして用いる。

以下に、前節で取り上げた3つの震源方法をこれらのLFEに適応した結果を示し、最後にそれらの結果をHi-netで報告された結果も含めて、比較する。

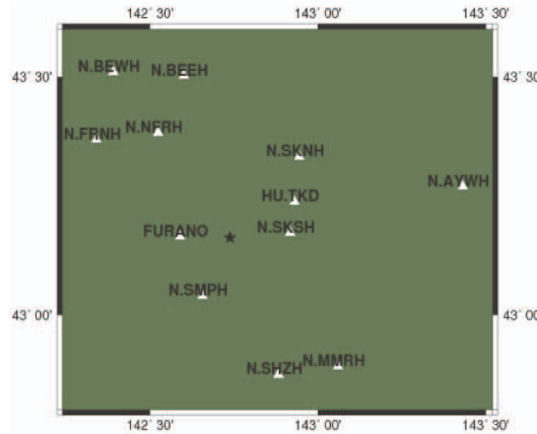


Fig. 3. Locations of the Hi-net stations represented by triangles, as listed in Table 1, with the reference event (event 1) represented by the star.

Table 2. Locations and origin times of deep crustal events beneath Tokachi-dake volcano in November 2002 after the values reported by Hi-net (<http://www.hinet.bosai.go.jp/>).

No.	Month/Day	Time (JST)	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Depth (km)
1	11/24	01:30:59.810	43.1632	142.7383	22.3
2	11/24	01:31:51.290	43.1617	142.7458	26.3
3	11/24	01:32:07.290	43.1702	142.7260	24.8
4	11/24	17:28:46.420	43.1452	142.7453	26.5
5	11/24	18:18:17.840	43.1462	142.7412	22.1
6	11/24	19:41:20.400	43.1562	142.7348	24.4
7	11/24	22:36:17.600	43.1718	142.7488	30.2
8	11/27	20:14:40.390	43.1832	142.6848	25.4
9	11/27	20:44:30.600	43.1963	142.7270	21.6
10	11/27	22:52:30.200	43.1795	142.7805	25.1
11	11/29	19:02:37.500	43.2073	142.7427	23.4
12	11/29	19:03:11.000	43.1963	142.7242	24.7
13	11/30	21:41:06.530	43.1720	142.7168	20.1
14	11/30	23:34:35.000	43.1578	142.7308	24.8

1. SSA

ここではまず Table 2 の event 2 について, SSA を用いて震源決定を行う. Fig.5 には震央距離の順に上から下へ, 各観測点での観測波形記録を示す. Fig.5(a) の波形記録のうち, ノイズに比べて信号が大きい 1 ~ 5 Hz のバンドパスフィルターをかける処理をした後で (Fig.5(b)), ヒルベルト変換を用いて, それらの包絡線を求める (Fig.5(c)). これが式 (1) の n 番目の観測点での

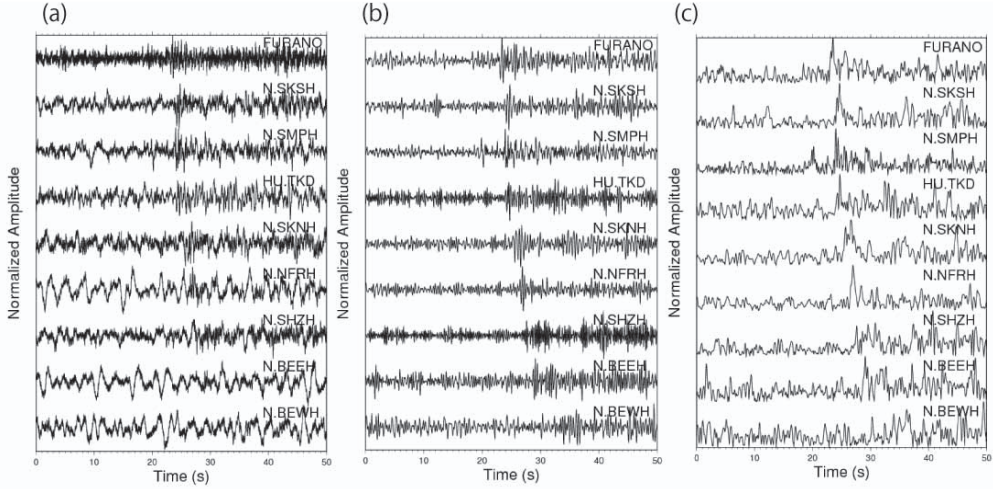


Fig. 4. Seismograms of event 1 in Table 2 used as the reference event with the starting time of this figure to be at 01:30:44.000 on 24th November 2002. (a) Observed waveforms, (b) bandpass filtered seismograms with 1-5 Hz, and (c) their envelopes.

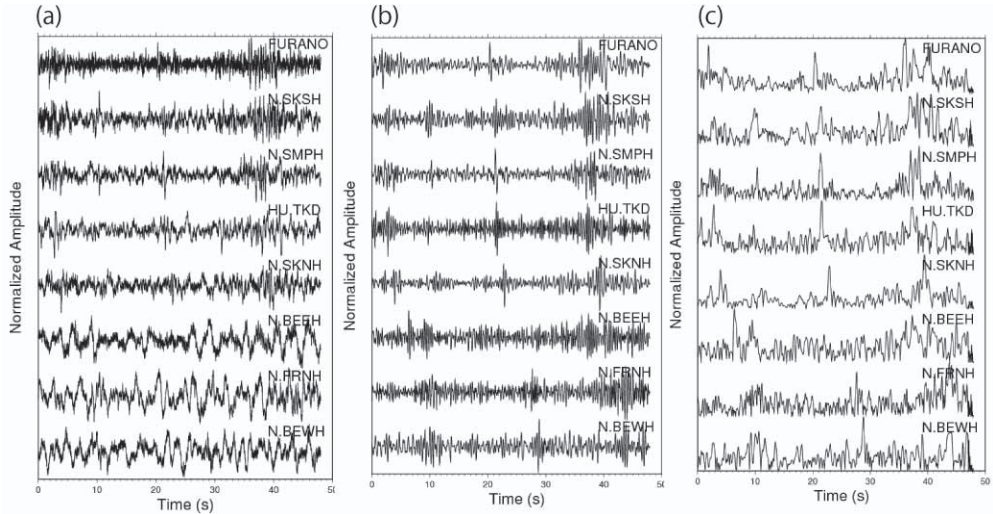


Fig. 5. Same as Fig.4 except for seismograms of event 2 with the starting time to be at 01:31:39.000 on 24th November 2002.

$u_n(t)$ となる．震源から観測点までの走時 t_n は，Table 3 の鈴木ほか（1988）が求めた北海道地域の P 波の 1 次元速度構造モデルを用いる．SS4 は観測波形記録の振幅が最大となる時刻を用いるので，この場合には直達 S 波が対応すると推定できるので， V_p/V_s の比を 1.73 として S 波速度構造モデルとして，仮定する震源位置 $\mathbf{x}$ から観測点までの走時 t_n を計算する．そして，すべての観測点からの $u_n(t)$ を，式 (1) のように震源位置 $\mathbf{x}$ と発震時刻 τ の関数としての brightnessa

Table 3. Velocity structure of Hokkaido used in this study (Suzuki et al., 1988)

Depth (km)	V_p (km/s)
0.0	5.8
30.0	6.8
35.0	7.6
405.0	9.0

の分布として求める．この event 2 については，Hi-net の報告された震源情報を参考に，震源位置 $\mathbf{x}$ を緯度が北緯 43.063 から 43.263 度まで，経度が東経 142.638 から 142.838 度，深さが 12.3 から 32.3 km まで，発震時刻 τ を 2002 年 11 月 24 日 1 時 31 分 39 秒を基準に + 5.0 から 25.0 秒まで，というそれぞれの範囲内で，brightness の最大値を探していく．

Fig.6 に震源位置 $\mathbf{x}$ を Table 2 の値とした場合の震源時刻 τ に対する event 2 の brightness の変化を示す．以後，同様な図において，縦軸は brightness の最大値に対する相対的な値を示す．この図から震源時刻は brightness が最大となる 15.23 秒とする．次に，Fig.7(a) の右下の図の赤線で示したこの震源時刻を固定して，震源位置 $\mathbf{x}$ の関数として brightness の 3 次元的分布を Fig.7 (a) に示す．時計回りに，経度－深さ，経度－緯度，そして深さ－緯度の brightness の最大値（赤色の星印）での断面による分布図を示す．この brightness の分布が最大になる点が震源位置と推定される．最大値となる $\mathbf{x}$ は一つの点に集中しており，安定性および精度はこの図に示す程度には確認できる．後で詳しく比較するが，Hi-net で報告された震源位置を白色の星印で示す．Fig.7 (b) には，各観測点の波形記録の包絡線に対して，このように求められた震源位置と震源時刻か

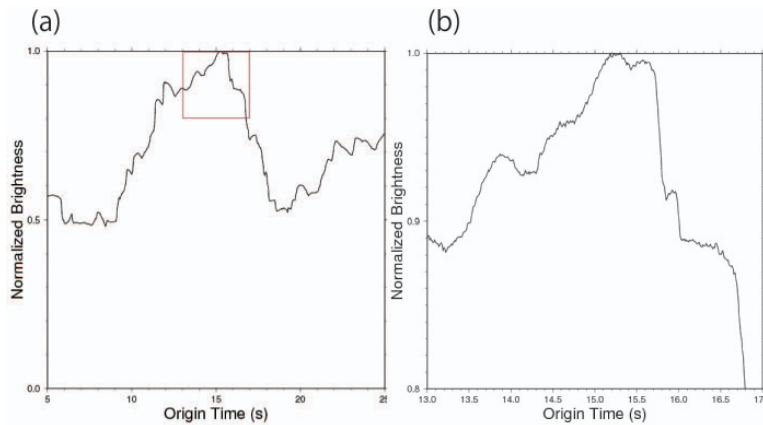


Fig. 6. Variations of brightness of SSA with respect to the origin time for event 2 (a) from +5.0 to 25.0 sec after 01:31:39.000 on 24th November 2002 and (b) from 13.0 to 17.0 sec as indicated in the square of (a), assuming the focal location listed in Table 2.

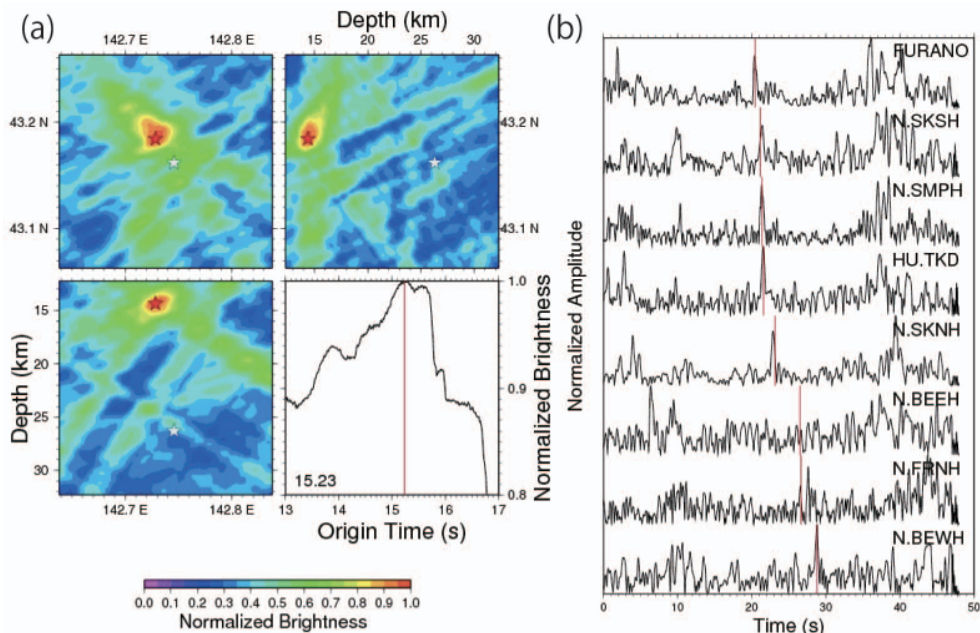


Fig. 7. (a) Variations of brightness of SSA in space for event 2 for EW-NS in the upper left, depth-NS in the upper right, and EW-depth in the lower left, respectively. The location reported by Hi-net is shown by the star in white. The lower right shows the assumed origin time by the line. (b) Seismogram with the predicted arrival time by the line at each station with the assumed origin time to be 15.23 and the starting time to be 01:31:39.000 on 24th November 2002.

ら予測される到達時刻を赤線で比較した。どの観測点でもおおむね赤線は包絡線の最大となる時刻に一致しており、推定された結果が妥当であることを示している。SSAによれば、Event 2は震源時刻が1時31分54.230秒で、震源位置は北緯43.184度、東経142.728度、深さ14.4kmと推定された。

2. NCC

次に、NCCによりevent 2の震源位置・時刻を推定する。この方法ではもう一つのイベントとの相対的な位置・時刻を求めるので、ここではFig.4に観測波形を示したTable 2のevent 1を、基準となるマスターイベントとする。先に触れたように、このイベントが本研究において、各観測点でS波の立ち上がりが最も明瞭であるために、マスターイベントとして選択した。

NCCの式(2)において、マスターイベントの波形記録の u^{in} がFig.4(b)のevent 1のバンドパスフィルターをかけた波形で、震源位置・時刻を求める波形記録 u^{in} がFig.5(b)の波形となる。この二つのイベントについての各観測点での相互相関の式(4)を、Fig.8(a)に示す。赤線で示した時刻を相互相関が各観測点で最大となる時刻とみなした。この近辺のみを強調するために、最大となる時刻の前後に時間幅0.22秒のガウシアンフィルターをかけて(Fig.8(b))、その包絡線

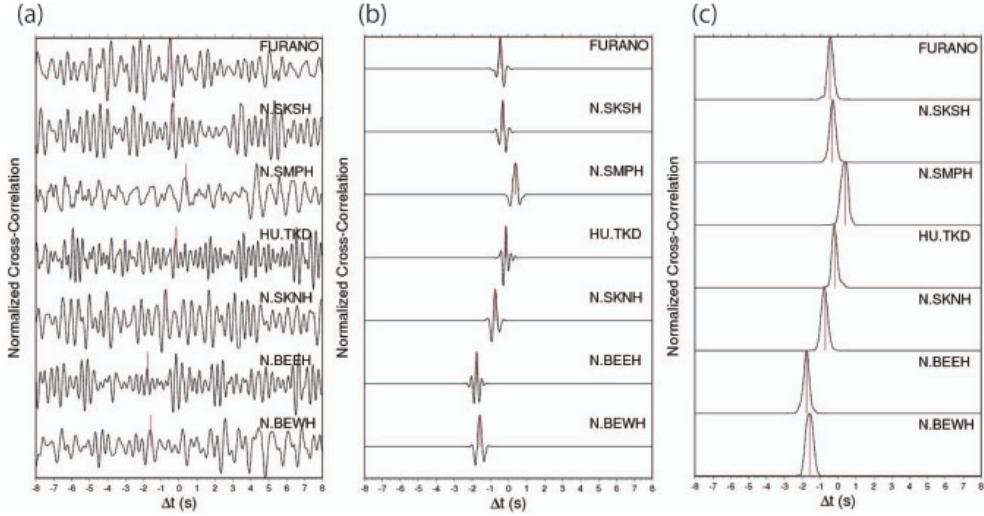


Fig. 8. (a) Cross-correlations between bandpass filtered seismograms of event 1 (Fig.4(b)) and event 2 (Fig.5(b)), (b) Extractions of (a) by a Gaussian filter in time around possible maximums indicated by lines, and (c) their envelopes.

を求めた Fig.8(c) を，式 (4) の CC_n とみなす．

こうして求めた CC_n から，二つのイベントの相対的な震源位置 $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ と震源時刻 $\Delta \tau_{ij}$ の関数として式 (5) の NCC を計算する． NCC を計算する $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ と $\Delta \tau_{ij}$ については，マスターイベント (event 1) には Hi-net の報告された値で固定した上で，SSA で用いた場合と同じパラメーターの検索範囲を用いる． $\Delta \tau_{ij}$ はマスターイベントである event 1 の震源時刻の 2002 年 11 月 24 日 1 時 30 分 59.810 秒を基準とし，

$$\Delta \tau_{ij} \equiv \Delta \tau + 52.000 \quad (10)$$

の形として，event 2 の Hi-net の報告値である 1 時 31 分 51.290 秒をはさむように， $\Delta \tau$ を -10 から 10 秒の範囲で NCC の最大値を捜す．

相対的な震源位置 $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ は Hi-net の報告値とし，式 (10) の $\Delta \tau$ の関数として求められた NCC の変化を Fig.9 に示す．Fig.6 と同様に縦軸は NCC の最大値を 1 とした相対値である． NCC が最大となる $\Delta \tau$ は，-0.47 秒である．この震源時刻とした場合の， $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ による NCC の 3 次元の空間的分布を Fig.10(a) に示す．白色の星印は Fig.7 と同様に Hi-net の報告による震源位置で，黒色の星印はマスターイベントとした event 1 の震源位置を示す． NCC が最大となる赤色の星印が event 2 の震源位置と推定される．Fig.10(b) に Fig.8 で切り出された各観測点の相互相関の包絡線と，推定された震源位置からの予想される到来時刻を赤線で比較する．多少の食い違いはあるが，相互相関が最大となる時刻とほぼ一致していることがわかる．Fig.9 および Fig.10 の NCC の分布から，安定して最大となる場合が推定できることが確認される．一般には震源位置の推定で

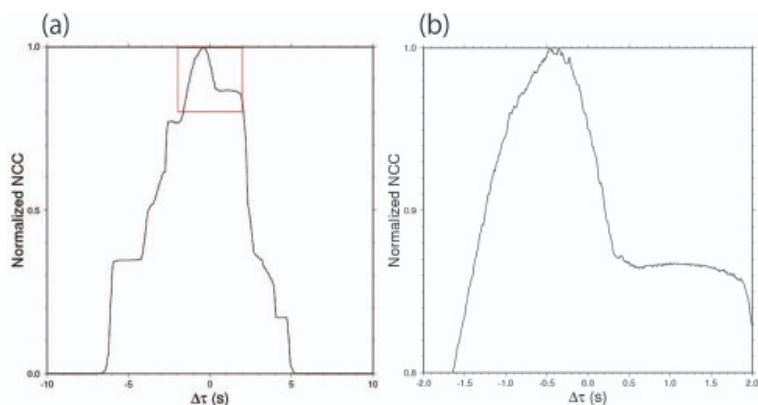


Fig. 9. (a) Variations of NCC with respect to the difference in time $\Delta\tau$ for event 2 around 01:30:51.810 on 24th November 2002 (from -10.0 to 10.0 sec), and (b) their enlargement (from -2.0 to 2.0 sec).

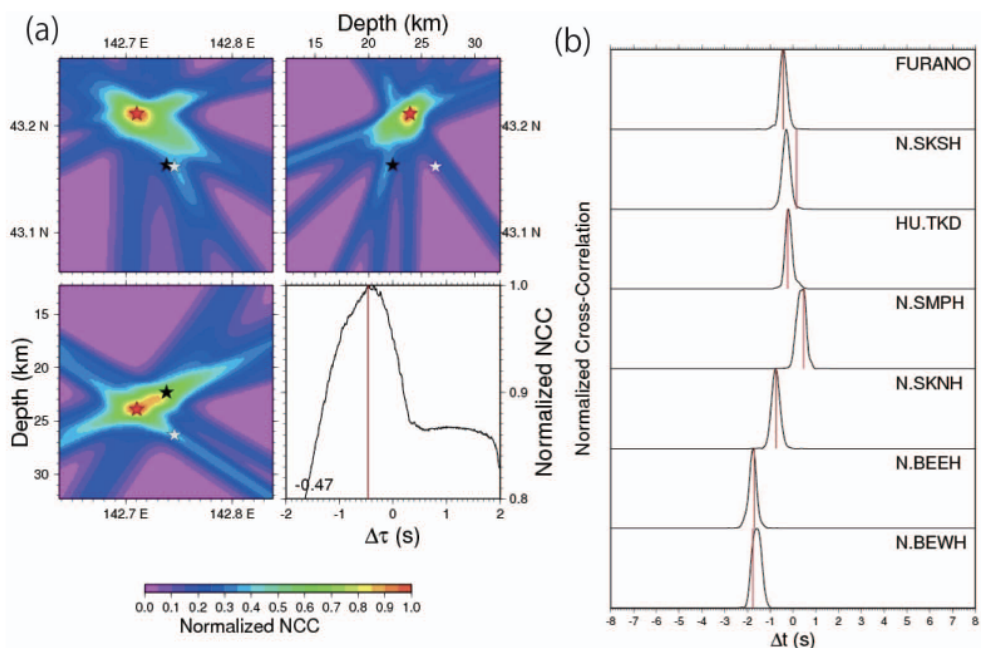


Fig. 10. Same as Fig. 7 except for NCC (a) with the difference time to be that in Fig. 9 (the line) and the location of the reference event (event 1) as the star in black, and (b) cross-correlation envelope with the predicted time by the line at each station.

は、水平位置に比べて深さの推定精度が悪いが、本研究の LFE は深さが 15 km より深く、Fig.3 で示すように 20 km より近い観測点がほぼ全方位にあるため、Fig.10(a) の NCC の空間分布でわかるように、特別に精度が悪い方向が偏ってはいない。

こうして event 2 の event 1 に対する相対的な震源位置・時刻が求められ、event 2 の震源時刻は 1 時 31 分 50.940 秒で、震源位置は北緯 43.211 度、東経 43.710 度、深さ 23.9 km と推定された。

3. *RMA*

最後に、本研究で提案した *RMA* を用いて event 2 の event 1 に対する相対的な震源位置と震源時刻を求める。式 (9) の u_n は event 2 の包絡線である Fig.5(c) であり、それをマスターイベントとする event 1 の包絡線である Fig.4(c) と比較する。Fig.11(a) で event 1 を緑色で、event 2 を黒色で Hi-net の報告の震源時刻に揃えて (青線) 比較する。また、マスターイベントについて各観測点で包絡線の最大となる時刻を赤線で示す。Fig.11(b) には (a) の黒色の event 2 の包絡線に対して、マスターイベントにおいて各観測点で包絡線が最大になる時刻を緑線で示し (Fig.11(a) の緑色の最大となる時刻に対応)、その前後の 1 秒間の範囲内で event 2 の包絡線が最大となる時刻を赤線で示す。このようにして、おおまかな目安となる近傍内で最大となる時刻を震源決定に用いることで、観測記録において包絡線が複数の時刻で大きくなる任意性を制限することとする。

式 (9) において、添字 j と関係しないマスターイベントである event 1 だけで決定される $\tau^i + t_{in} + \Delta t^n$ は、*NCC* と同様に、Hi-net の報告値を用いる。そして、これに対する相対的な震源位置 $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ と発震時刻 $\Delta \tau_{ij}$ の関数として式 (9) の *RMA* としての brightness の分布を計算する。Brightness を計算する範囲は、*SSA* や *NCC* と同じとする。震源時刻については、*NCC* の式 (10) と同様な定義で

$$\Delta \tau_{ij} \equiv \Delta \tau + 55.000 \quad (11)$$

として、 $\Delta \tau$ を -15.0 から +5.0 秒の範囲を検索する。

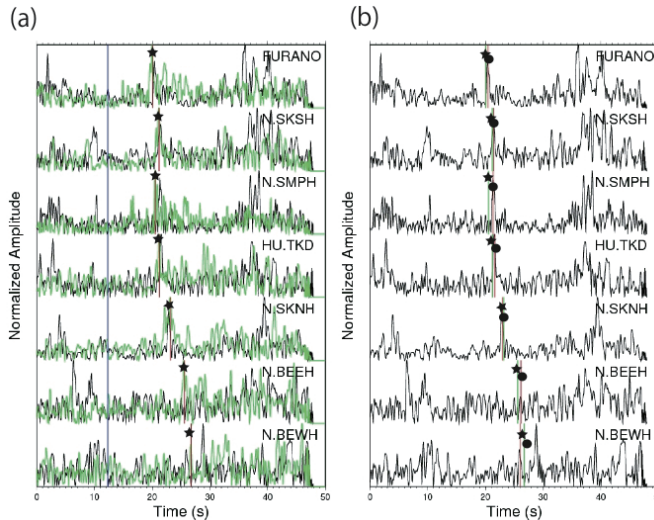


Fig. 11. (a) Envelopes of the reference event (event 1) of Fig.4 (c) in green or grey and the target event (event 2) of Fig. 5 (c) in black by fitting their origin time reported by Hi-net shown by the vertical line. The maximums for the reference event are shown by the lines with a star (b) Envelopes of event 2 with the times of the maximums by the lines with a star and those for event 2 in ± 1 sec around them by the lines with a solid circle.

震源位置 $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ を Hi-net の報告値とした場合の発震時刻 $\Delta \tau$ の関数として、brightness の変化を Fig.12 に示す. この場合には、 $\Delta \tau$ が (a) -3.83 秒と (b) -1.42 秒の二つの最大値の可能性がある. そこで、二つの場合について、震源位置 $\Delta \mathbf{x}_{ij}$ に対する brightness の空間分布を Fig.13 (a) と (c) に示して、比較する. どちらの場合にも赤色の★に示す最大値が安定し、かつ比較的よい精度で求まることがわかる. Fig.7(b) や Fig.10(b) と同様に、Fig.13(b) と (d) には各観測点の包絡線に対して、上に挙げた震源位置と発震時刻の二つの候補から推定される時刻 ($t_n \equiv \tau^i + \Delta \tau_{ij} + t_{in} + \Delta \tau_{ij}^n + \Delta \tau^n$) を赤線で示す. 緑色の線は Fig.11(b) で示した最大値とみなされる時刻 t_n^b を示す. これらの一致の程度を比較することで、どちらの震源がよいかを判断する. 最大値の読みについての大きな間違いの影響を除くために、以下のような L1 ノルムとして予測値と観測地の誤差の大きさを定義する：

$$\varepsilon \equiv \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |t_n - t_n^b| \quad (12)$$

ここで、 N は観測点数である. 二つの候補のこの誤差 ε の値は、0.003 と 0.253 秒となるので、 $\Delta \tau$ が -3.83 秒となった Fig.13(a) の震源位置が最適と判断する.

最終的には式 (11) の $\Delta \tau_{ij}$ は 51.170 秒となり、event 1 を Hi-net の報告値と仮定して、event 2 の発震時刻は 1 時 30 分 59.810 秒で、震源位置は北緯 43.195 度、東経 142.732 度、深さ 25.7 km と推定された. Fig.12 と Fig.13 の brightness の最大値の周りの広がりから、本研究で提案する *RMA* を用いると、event 2 については相対的な震源位置はどの方向でもだいたい 2 km、発震時刻は 0.5 秒程度の精度で求まることがわかる. よって、LFE などの立ち上がりの走時の読み取りが難しいイベントについても十分に応用できると考えられる.

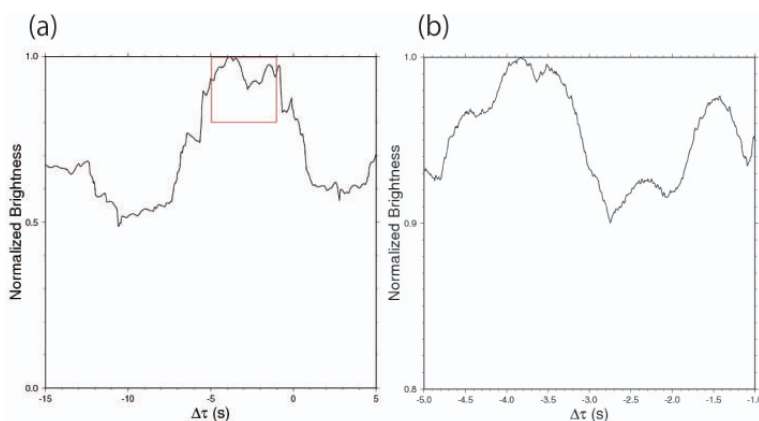


Fig. 12. Same as Fig. 9 except for variations of brightness of *RMA* for event 2 and difference in time $\Delta \tau$ around 01:31:54.810 on 24th November 2002 (a) from -15.0 to 5.0 sec and (b) from -5.0 to -1.0 sec.

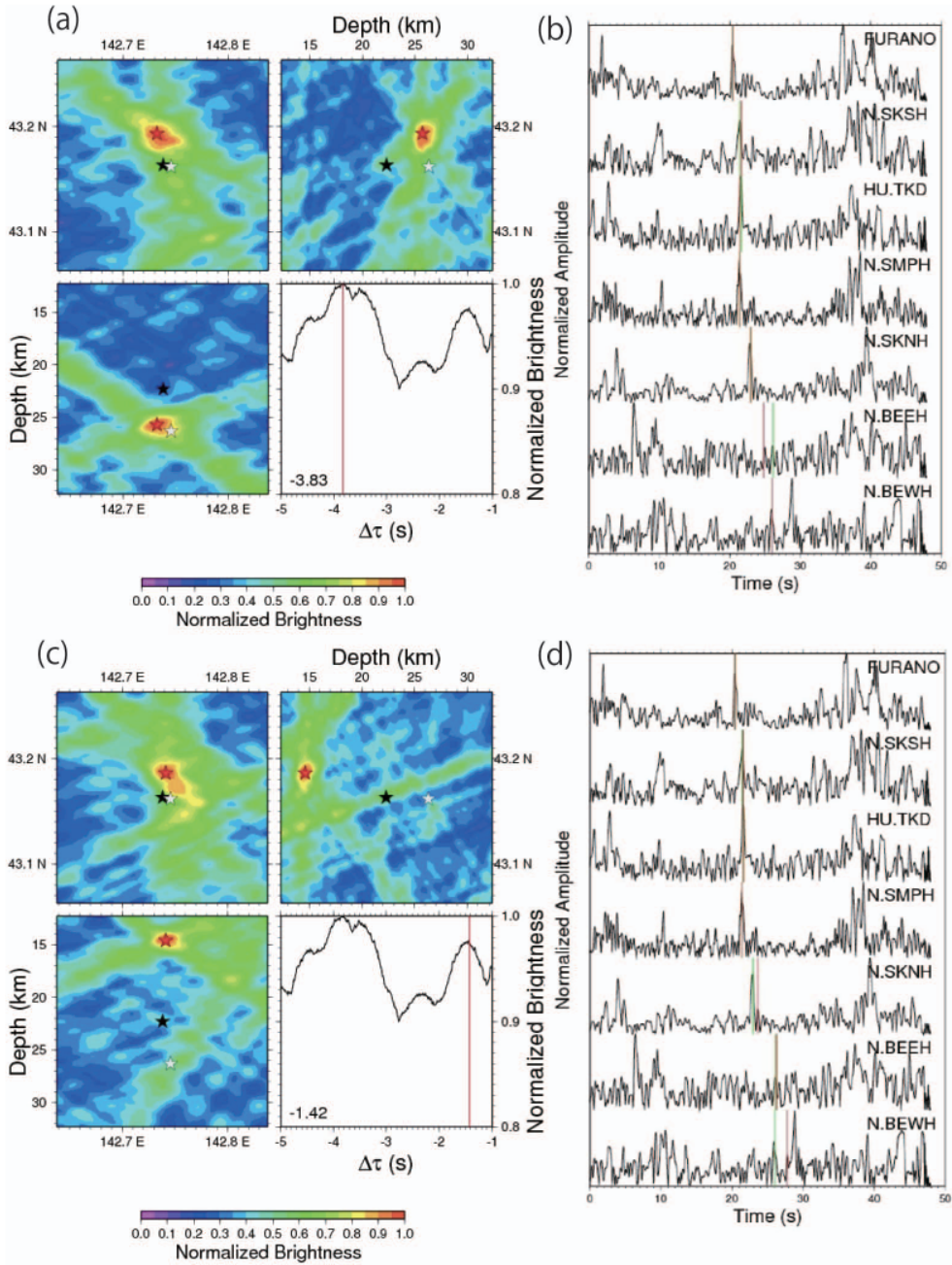


Fig. 13. Same as Fig. 10 except for *RMA* with the origin times to be -3.83 sec for (a) and (b), and -1.42 sec for (c) and (d), respectively. The line in (b) and (d) shows the possible maximum at each station.

4. 3つの方法からの結果の比較

event 2 の震源決定について、前節に説明した3つの方法についての結果をこれまで示した。ここではこれらの結果を比較・検討する。さらに Table 2 の他の3つのイベント (event 3, 9, 12) についても、3つの手法でそれぞれの震源位置を決定し、event 2 と合わせて Fig.14 に示す。それぞれの図においては、赤色の星印が *SSA*、青色が *NCC*、緑色が *RMA* で決定された震源位置と発震時刻を示し、白抜き星印は Hi-net の報告された値を示す。マスターイベントとして用いた event 1 は黒色の星印で示す。また、上で説明したように、発震時刻は Hi-net の報告値を基準とする。

どのイベントについても、水平方向には Hi-net の報告値から 5 km の範囲内に求まっており、本研究で用いた観測点分布ならばいずれの方法でも水平面内の位置、すなわち震央位置の推定の優劣は付けられない。これに対して、震源の深さと発震時刻については、*SSA* の結果は他に比べて系統的な差がある。どのイベントもより浅く、発震時刻が遅れて求まる傾向がある。他の方法がマスターイベントに対する相対的な震源位置・時刻を推定するのに対して、*SSA* では振幅が最大となる時刻から絶対的な震源位置・時刻を推定する。P や S 波の立ち上がり時刻に比べて振幅が最大となる時刻は遅れることと、絶対的な震源位置・時刻を決めるために、本研究の観測点の平均距離では深さ方向の制約が不十分であるためと考えられる。いずれにしても、本研究で提案する簡便な *RMA* および *NCC* は、深さ方向にも十分な精度で求められることがわかる。

NCC と *RMA* のどちらがより正確に震源位置・時刻を求められるかの判断は、これらの結果からだけでは難しい。*NCC* はマスターイベントとの波形の相互相関を取るの、お互いがある程度似ている場合には波形全体の情報も用いるために、より精度のよい震源決定ができると考えられる。しかし、マスターイベントとの距離や震源メカニズムの違いが大きくなると、最大振幅の時刻のみを用いる *RMA* の方がむしろ安定した結果を与える可能性もある。

IV. 北海四道十勝岳周辺の地殻深部低周波地震への応用

ここでは、本研究で提案する *RMA* を用いて、Table.2 のすべてのイベントの震源位置と発震時刻を求め、Hi-net で報告された結果と比較する。Fig.15(a) には Hi-net で報告された震源位置を、(b) には event 1 をマスターイベントとして *RMA* で求められた震源位置を色・濃淡をイベントごとに変えた星印で示す。マスターイベントである event 1 の震源位置を黒色の星印を図の中心となるように示した。参考のために、Fig.15(c) には Hi-net からの各イベントの発生の時系列を示す。

Fig.15(a) に示すように、Hi-net の報告された震源位置は、南北に 9 km、東西に 11 km、深さ方向に 12 km ほどの狭い範囲に、最大であるマスターイベントの周りにまとまっている。Hi-net は P 波か S 波の立ち上がりの走時を読み取り、それを基にした標準的な震源決定を用いていると推測されるが、観測波形記録からはそれらの位相はあまり明瞭ではないので、ある程度マスターイベントの近傍のみを候補として検索した可能性も否定できない。これに対して、Fig.15(b)

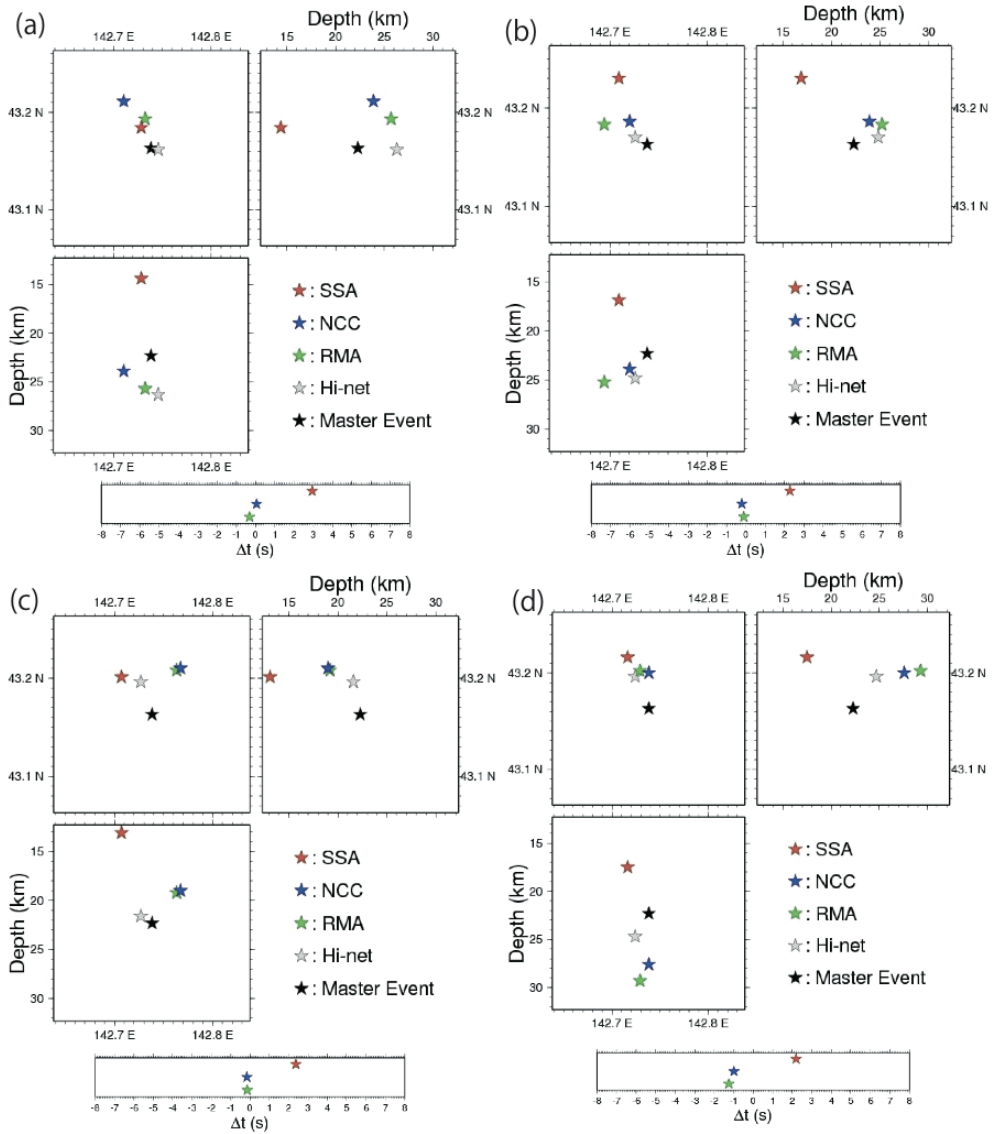


Fig. 14. Distributions of focal points and difference in origin times with respect to the values of Hi-net by the three methods for events (a) 2, (b) 3, (c) 9 and (d) 12, respectively. Different symbols of stars show the points determined by *SSA*, *NCC*, *RMA* and Hi-net. The location of the reference event determined by Hi-net is indicated as Master Event.

の *RMA* を用いた震源分布は、Hi-net の結果に比べて、震源分布がより広い、南北に 11 km、東西に 14 km、深さ方向に 17 km ほどの範囲に広がっている。深さ方向にばらつきはあるが、水平方向にも同じ程度の広がりがある。

個別のイベントで比較すると、Fig.5 の event 2 の例でみるように、いくつかの観測点での波形では明瞭な S 波と思われる立ち上がりが認められ、このようなデータにおいては Hi-net と *RMA*

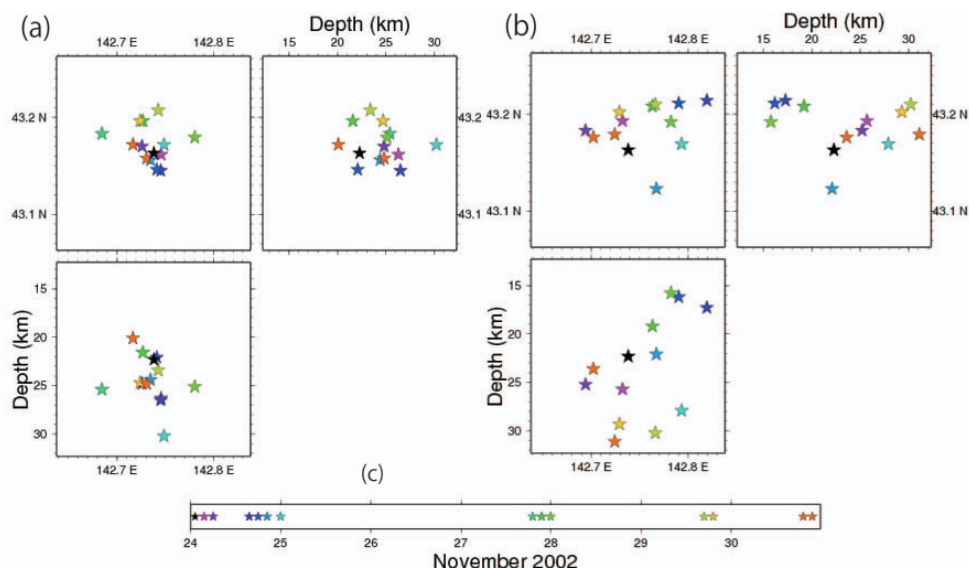


Fig. 15. Distributions of focal points and their origin times of all the events in Table 2. The values (a) of Hi-net and (b) determined by *RMA*. (c) Origin time sequence based on the Hi-net report.

の結果は大きく異ならない。*RMA* の解析においては、いくつかの波形では振幅が最大となる候補の時刻が複数存在する場合がある（例：Fig.5 の event 2 についての BEWH での記録）。このような場合には、誤った最大値を読み取り、それをマスターイベントと比べてしまう可能性があり、*RMA* の震源決定の一部がより広い範囲に分布してしまった一因と考えられる。本研究では詳しく検討できなかったが、複数の最大値が現れるような記録においては、低周波数パスフィルターをかけた結果も参考にして、最大値となる正しい時刻を絞り込むような工夫が、より精度を上げるために必要である。

これらの下部地殻低周波地震において、流体が直接寄与したのであればそれ以後の顕著な火山活動はないので、ごく狭い範囲で発生するのが理解しやすい。しかし、より深部の流体の移動現象によって、その上の完全には脆性的でない状態の下部地殻の弱線がいくつか破壊したとするシナリオも可能で、その場合には震源分布がある程度は広がっていても構わない。Hi-net の結果だけなら前者と結論づけられるが、本研究のようにその精度を別の手法で検証することは、このような火山体下での地震活動のメカニズムを推定するために重要である。

V. まとめと考察

本研究では、P 波や S 波の立ち上がりが見えにくい観測記録が得られる地震イベントに対して、Relative Maximum Amplitude (*RMA*) と名付けた新しい手法を提案した。そして、北海道中央部の大雪山山系の活動的な火山である十勝岳直下での地殻深部低周波地震群 (LFE) について、周

辺の Hi-net の観測波形記録より *RMA* を用いて震源決定を行い、これまで提案された二つの手法 (*SSA* と *NCC*) からの結果、および Hi-net の報告された情報と比較した。

RMA は (1) *SSA* のように観測波形の振幅が最大となる時刻という簡単に処理できる情報をデータとして用い、(2) *NCC* のように基準となるマスタイベントの記録と比較して相対的な震源位置や発震時刻を推定する、という特徴がある。これによって、波形の相互相関が取りにくい観測波形についても、ある程度の精度での震源情報を求めることができる。

十勝岳周辺での LFE の震源決定においては、振幅が最大とみなされる時刻が複数ある波形記録もかなりあり、その選択によって震源の決定精度が落ちる可能性もあり、通常の走時の読み取りによる Hi-net の報告された結果と比較しても、いくつかの震源位置は異なる。これらの LFE ではある程度の P 波または S 波の立ち上がり観測波形記録に認められる場合が多いので、このような走時の読み取りからの結果の方が精度が高いかもしれない。しかし、Hi-net で報告されていない LFE、すなわち走時の読み取りが難しい記録の場合も多くあり、それらのイベントについては *RMA* のような手法で一定の精度の震源決定が可能と考えられる。しかし、より安定した精度よい震源決定のためには、何らかのデータの前処理をした上で、*RMA* などを適用すべきと思われる。例えば、励起された成分が多い周波数帯のバンドパスフィルターや、おおまかな震源位置・時刻から S 波の到達時刻の前後のみを切り出す時間フィルターなどをかけることが考えられる。

本研究では *RMA* の最初の試みなので、すべての波形記録に同一のバンドパスフィルターをかけた。しかし、震源特性、サイト特性、伝搬特性は観測記録によって大きく異なるので、最適な周波数・時間フィルターを個別に検索した後であれば、精度よい震源決定が可能と考えられる。このような処理は煩雑ではあるが、Hi-net などでも見落とされる LEF などのイベントの震源決定をするためには、将来的に詳しく検討すべき点と思われる。

謝辞 本研究で使用した地震波形記録は、防災科学技術研究所の Hi-net の web サイトからダウンロードして、使用させていただいた。また、記録の一部については、北海道大学地震火山研究観測センターと気象庁から提供していただいた。

文 献

- Aoki, H., 1974. Plate Tectonics of Arc-junction at Central Japan, *J. Phys. Earth*, **22**, 141-161.
- Battaglia, J., and K. Aki, 2003. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2364, doi:10.1029/2002JB002193.
- Ekström, G., A.M. Dziewoski, N.N. Maternovskaya and M. Nettles, 2005. Global seismicity of 2002: centroid-moment-tensor solutions for 1034 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **148**, 303-326.
- Hasegawa, A., and A. Yamamoto, 1994. Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **233**, 233-252.
- Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine and H. Hirose, 2007. Slow earthquakes coincident with episodic tremors and

- slow slip events, *Science*, **315**, 503–506.
- Kao, H., and S. Shan, 2004. The Source-Scanning Algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space, *Geophysics*, **157**, 589–594.
- Kumagai, H., M. Nakano, T. Maeda, H. Yepes, P. Palacios, M. Ruiz, S. Arrais, M. Vaca, I. Molina and T. Yamashina, 2010. Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches, *J. Geophys. Res.*, **115**, B08302, doi:10.1029/2009JB006889.
- Maeda, T., and K. Obara, 2009. Spatio-temporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, **114**, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043.
- Obara, K., 2002. Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681.
- Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda and T. Matsuzawa, 2010. Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in south-west Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L13306, doi:10.1029/2010GL043679.
- Ohta, K., and S. Ide, 2008. A precise hypocenter determination method using network correlation coefficients and its application to deep low-frequency earthquakes, *Earth Planets Space*, **60**, e1–e5.
- Saito, T., H. Sato, M. Ohtake and K. Obara, 2005. Unified explanation of envelope broadening and maximum-amplitude decay of high-frequency seismograms based on the envelope simulation using the Markov approximation: forearc side of the volcanic front in northeastern Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **110**, B01304, doi:10.1029/2004JB003225.
- 鈴木貞臣・高波鉄夫・本谷義信・中西一郎, 1988. 北海道大学におけるリアルタイム地震波自動処理システム, 地震Ⅱ, **41**, 359–373.
- 高橋浩晃・宮村淳一・郷家幸治, 1999. 北海道で発生した深部低周波地震, 北海道大学地球物理学研究報告, **62**, 25–41.
- 高橋浩晃・宮村淳一, 2009. 日本列島における深部低周波地震の発生状況, 北海道大学地球物理学研究報告, **72**, 177–190.
- Takahashi, T., H. Sato, T. Nishimura and K. Obara, 2009. Tomographic inversion of the peak delay times to reveal random velocity fluctuations in the lithosphere: method and application to northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, **178**, 1437–1455, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04227.x.
- Ukawa, M., and M. Ohtake, 1987. A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Ooshima volcano, Japan, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12649–12663.