

## 2008年岩手・宮城内陸地震時における震源域直上観測点の震源決定への貢献

汐見勝彦\*・関根秀太郎\*・針生義勝\*\*・小原一成\*・武田哲也\*・浅野陽一\*

### Impact of a Dense Seismic Station Distribution on the Relocations of the 2008 Iwate-Miyagi Inland Aftershocks

Katsuhiko SHIOMI\*, Shutaro SEKINE\*, Yoshikatsu HARYU\*\*,  
Kazushige OBARA\*, Tetsuya TAKEDA\*, and Yoichi ASANO\*

\*Earthquake Research Department,  
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan  
shiomi@bosai.go.jp

\*\*Association for the Development of Earthquake Prediction

#### Abstract

The accuracy of hypocenter locations depends significantly on the availability of nearby seismic stations. In 2008, the Iwate-Miyagi Nairiku earthquake,  $M_w$ 6.9, hit the north-eastern part of Japan. After the earthquake, NIED installed three temporary seismic stations in and around the source region of the large event and the recorded data was transmitted to the NIED Data Management Center, using a telemetry system. Although the N.ICWH station, which is one of the permanent NIED Hi-net stations located very close to the epicenter, got damaged by the earthquake, we set a power-saving type data logger and batteries and restarted the observation temporarily. In this study, using these temporary and the routine observation data, we evaluate the contribution of the temporary observations to the aftershock hypocenter relocation. By relocating the hypocenters using several station compositions, we confirm that not only the station distribution but also the evaluation of seismic velocities just below the recording stations is important to understand the characteristics of the aftershock distribution. The hypocenter distribution estimated using both the temporary and routine stations with station corrections, shows that the source region of this earthquake can be divided into three main clusters – north, central and south, and the aftershocks probably occurred on several fault planes. The main shock seemed to have occurred on the western-dipping fault plane.

**Key words** : 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Hypocenter determination, Aftershock activity, NIED Hi-net, Station correction

#### 1. はじめに

2008年6月14日8時43分頃、岩手県内陸南部を震源とする  $M_w$  6.9 (広帯域地震観測網 F-net による) の地震が発生し、岩手県奥州市と宮城県栗原市で震度6強、宮城県大崎市で震度6弱を観測したほか、北海道から中部地方にかけて震度5強から震度1の揺れを観測した<sup>1), 2)</sup>。この2008年(平成20年)岩手・宮城内陸地震(以下、岩手・宮城内陸地震)は、最大  $M_w$ 5.5 の余震を含む活発な余震活動を伴った<sup>1)</sup>。

本震震源断層の位置や形状を推定するためには、余震の震源分布を詳細に把握することが非常に重要であるが、震源域内およびその近傍の地震観測点が不足する場合、とりわけ深さ方向の推定誤差が大きくなる。このような問題を回避するため、岩手・宮城内陸地震のような大規模な地震が内陸部で発生した場合、機動型の地震観測装置を震源域内に設置し、臨時観測を実施することが多い。しかし、現在のように定常的な観測網が充実した環境下において、臨時的な観測点の配置や密度、あるいはその

\* 独立行政法人 防災科学技術研究所 地震研究部

\*\* 財団法人 地震予知総合研究振興会

他のパラメタがどのように震源決定に影響しているかを実際に検証した例は少ない。また、最近の計算技術および観測技術の進歩に伴い、観測波形を用いた高精度な震源決定方法が提案されているが、そのような解析方法を観測点の展開が十分と言えない事例に適用した場合の震源分布推定結果についても、十分に議論されているとは言えない。本稿では、岩手・宮城内陸地震の震源域の中央部に位置する高感度地震観測網 (Hi-net)・N.ICWH (一関西) 観測点を含む震源域内および近傍に位置する定常 11 観測点、ならびに震源域周辺に展開した臨時観測点 3 点のデータを用いて 3 種類の観測点構成を設定し、均一観測点法<sup>3)</sup>や double-difference 法 (DD 法)<sup>4)</sup>を用いた震源再決定を行うことにより、震源域内の観測点の有無や観測点近傍の地下構造が震源分布に与える影響等について調査を行った。

## 2. 岩手・宮城内陸地震の発生と地震観測

図 1 に、高感度地震観測網 Hi-net の定常処理により決められた本震および主な余震の震央分布を示す。余震活動は、北北東-南南西方向にのびる長さ約 50 km の範囲で活発であった。

岩手・宮城内陸地震発生直後、国立大学法人および防災科学技術研究所 (以下、防災科研) が合同観測グループを立ち上げ、余震の臨時機動観測を行った。本観測グループと東北大学大学院理学研究科は、得られた稠密なオフライン観測点の観測記録に DD トモグラフィ解析法を適用し、余震の震源分布は、気象庁一元化震源情報などの定常観測網を用いた震源カタログよりも、とりわけ震源域の北部で有意に浅く求まることを示した<sup>5)</sup>。また、余震は高速度域に集中して発生していること、活火山下に高温域と考えられる低速度域があり、この領域では余震活動が低調であることを示した。しかし、このような臨時機動観測は本震発生後に展開するため、当然ながら、本震および本震直後の余震活動に関する情報を得ることが出来ず、余震と本震の相対的位置関係等に議論の余地が残る。加えて、岩手・宮城内陸地震では、土砂崩れや橋梁の崩落が広範に発生したため、本震からしばらくの間、震源域内に臨時観測点を設置することは非常に困難な状況であった。臨時点設置に対しては、上記のようなインフラ上の制約のほか、設置までの時間や経費などの様々な要因により、S/N の良好な観測を理想的な配置で実施することに限界が生じることが多い。

一方、常時の地震活動を把握する目的で、定期的な高感度(微小)地震観測が実施されている。防災科研では、1995 年に発生した兵庫県南部地震 (Mj7.3) を契機として、日本全国を対象とした高感度地震観測網 (防災科研 Hi-net) の整備を進めてきた<sup>6)7)</sup>。Hi-net 観測点は、既存の高感度地震観測点とあわせて、水平距離で 15 ~ 20 km 間隔の三角網となるように整備されている。また、十分な S/N を確保するため、深さ 100 m 以上の観測井を掘削し、その孔底に固有周期 1 秒の三成分高感度速度型地震計を設置している。Hi-net の観測記録は、観測点でデジ

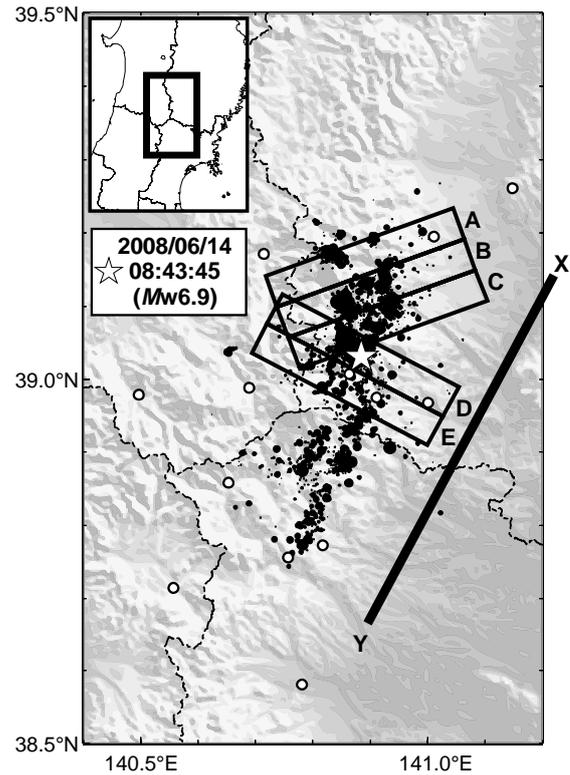


図 1 防災科研 Hi-net により求められた本震 (Mw6.9; 星印) と主な余震の震央位置 (黒丸)。解析に用いた観測点の位置を白丸で示す。太線および枠は図 5 から図 8 に示す断面の投影面あるいは投影範囲を表す。

Fig. 1 Epicenters of main shock (Mw6.9; star) and after shocks (closed circles). Open circles denote the location of the seismic stations used in this study. Tick line and boxes indicates the location of the cross-sections shown in Figs. 5 ~ 8.

タル化・パッケージ化された後、防災科研のデータセンターに逐次送信されると同時に気象庁にも送信されており、日本列島域の地殻活動監視に重要な役割を担っている。Hi-net 以前の高感度地震観測網の観測点分布は地域的に偏っていたため、大規模な地震の発生場所によっては、正確な余震の活動状況やその分布を把握することが困難であることも少なくなかった。Hi-net の整備後は、2000 年鳥取県西部地震や 2004 年新潟県中越地震など、従来の観測網では定常点が必ずしも十分に整備されていなかった地域で発生した地震についても、震源域直上あるいは近接する地域に Hi-net 観測点が整備されていたため、本震記録の取得や地震直後の比較的詳細な余震分布の逐次把握が出来るようになった。これらの情報は、その後の臨時機動観測の計画を立案する上で重要であり、Hi-net の地球科学ならびに地震防災への重要な貢献のひとつである<sup>8)</sup>。ただ、震源域内および周辺は、本震および規模の大きな余震により被災することが多く、広範囲で長期間にわたり停電したり、通信回線が断線したりすることが少なくない。

Hi-net の N.ICWH (一関西) 観測点は、岩手・宮城内陸地震の本震震央の極近傍にあり、震央からの距離は約 3km である (図 2)。この観測点は余震域の中央部に位置しており、本震と余震の相対的位置関係や時間的な変遷等を把握するためには、非常に重要な観測点である。しかし、本観測点は、本震時の非常に強い揺れにより、高感度地震観測データを送信するための通信回線が断線した。本震時、本観測点の地表に設置された強震計では、4,000 ガルを超える大きな加速度が記録されていた<sup>9)</sup>。通信回線の断線に伴い、N.ICWH 観測点の観測データのリアルタイム送信は停止し、データは観測点に設置してある収録装置に保存されるのみとなった。さらに、6月16日の 20:30 頃に電力供給会社による被害地域への送電が停止されたため、観測施設内の蓄電池により、翌 17 日 18:35 頃まで地中高感度地震計のデータ収録を継続した後、観測は休止となった<sup>10)</sup>。図 3 (a) に、N.ICWH 観測点における本震直後、2008 年 6 月 14 日午前 9 時台の連続波形を示す。各トレースが 1 分間の波形を示しており、上から順にゼロ分(正時)から 59 分台までの波形を表す。本波形は、観測点に設置されたデータ収録装置に保存されていた波形を後日回収し、再生したものである。

本震発生から 1 週間後の 6 月 21 日、N.ICWH 観測点における地中高感度地震計に省電力型データロガーを接続し、オフラインによる連続データ収録を開始した。その結果、N.ICWH 観測点のデータは 6/17 夕刻から 6/21 夕刻までの 4 日間の欠測を除き、ほぼ完全に収録することが出来た<sup>10)</sup>。図 3 (b) に、省電力型ロガーを利用して観測した波形例 (6 月 21 日 15 時台) を示す。なお、図 3 の (a) は、(b) に比べて、振幅を 1/200 に縮小して表示している。

防災科研では、N.ICWH でのオフライン観測実施に加え、震源域周辺の 3 箇所に臨時地震観測点を設置した。

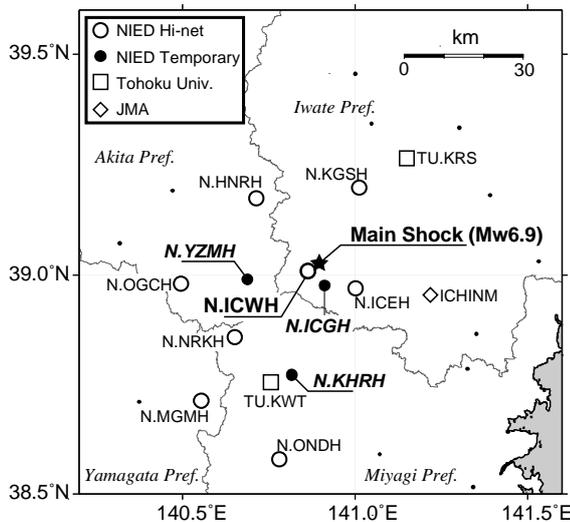


図 2 本解析で使用した観測点の分布  
Fig. 2 Station distribution used in this study.

これらの臨時観測は防災科研データセンターとオンラインで接続し、防災科研および気象庁等の関係機関にリアルタイムで送信することにより、余震活動監視に貢献した。防災科研が設置した臨時オンライン観測点の位置を図 2 に黒丸で示す。

### 3. データおよび解析方法

震源再決定には、余震域を取り囲む防災科研 Hi-net、気象庁、東北大学のオンライン定常点 11 点および防災科研が設置した臨時機動観測点 3 点の観測記録を用いた。使用した観測点の分布を図 2 に、リストを表 1 に示す。N.ICWH 観測点については、省電力ロガーによるオフライン観測により収録された波形も、N.ICWH 観測点における定常観測結果と同等に取り扱った。

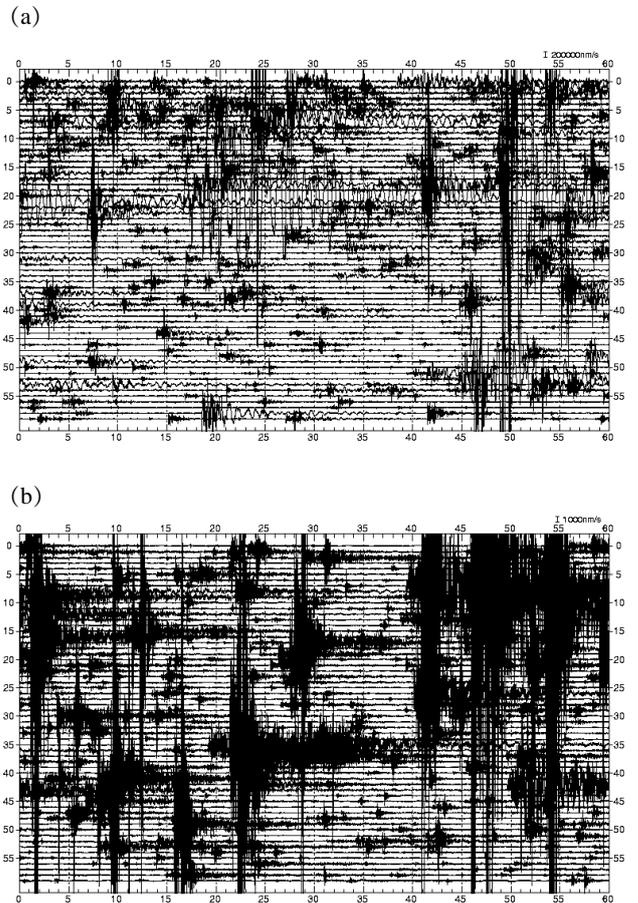


図 3 (a) N.ICWH (一関西) 観測点における 2008 年 6 月 14 日午前 9 時の上下動成分連続波形。各トレースの間隔は  $2 \times 10^{-5}$  m/s に相当する。(b) 省電力型ロガーを用いて収録した N.ICWH 観測点の上下動成分連続波形例。各トレースの間隔は  $1 \times 10^{-6}$  m/s に相当する。

Fig. 3 (a) Continuous waveform observed at N.ICWH seismic station at 9 a.m., June 14th, 2008 (JST). The interval between the 1min length traces corresponds to  $2 \times 10^{-5}$  m/s. (b) Continuous waveform observed at N.ICWH station at 3 p.m., June 21th, 2008 using the power-saving type data logger. Interval between traces corresponds to  $1 \times 10^{-6}$  m/s.

表1 解析に使用した観測点  
Table 1 Seismic stations used in this study.

	Lat. [°N]	Long. [°E]	Height [m]	
N.HNRH	39.1740	140.7129	178	*
N.ICEH	38.9690	141.0012	16	*
N.ICWH	39.0090	140.8632	124	*
N.KGSH	39.1979	141.0118	48	*
N.MGMH	38.7132	140.5544	143	*
N.NRKH	38.8587	140.6513	141	*
N.OGCH	38.9801	140.4952	183	*
N.ONDH	38.5793	140.7804	-279	*
N.ICGH	38.9763	140.9112	245	**
N.KHRH	38.7722	140.8160	196	**
N.YZMH	38.9899	140.6879	374	**
TU.KRS	39.2662	141.1501	150	†
TU.KWT	38.7559	140.7566	260	†
ICHINM	38.9547	141.2163	70	‡

\*: NIED Hi-net    \*\*: NIED Temporary  
†: Tohoku Univ.    ‡: JMA

防災科研 Hi-net の震源カタログにおいて、本震発生から2008年10月末までに震源域近傍の北緯38.75°~39.25°、東経140.6°~141.1°、深さ20km以浅に震源が求められている地震のうち、表1に示した全ての観測点での観測波形に対して手動で検出値を与えることが出来た地震を抽出し、震源再決定の対象とした。解析対象の地震を厳しく限定したのは、様々な観測点構成による余震震源分布推定を同一条件下で行うことにより、互いの分布の違いの比較を容易にするためである。図1は、Hi-netの震源カタログにおいて本条件に合致する余震の震央分布を示したものであり、その総数は4,798個であった。

Hi-netの震源カタログでは、1次元速度構造を使用し、観測点補正値は考慮していない。そこで、まず、均一観測点法を用いて、各観測点における補正値を求めるとともに、観測点補正値を考慮した震源再決定を行った。均一観測点法とは、地震の大小に関らず同じ観測点の組み合わせを使うことにより、使用する観測点構成に基づく震源分布の偏りを避ける方法である<sup>3)</sup>。また、近年は、観測技術ならびに計算機技術の発達により、高サンプリング、高分解能な地震波形を観測し、その波形データの相関解析等から、より詳細な震源分布を推定することが可能となっている。ここでは、高精度に震源分布が推定可能な解析法と観測点構成の関係を調査するため、均一観測点法により求めた震源分布を初期震源として、DD法<sup>4)</sup>を適用することとした。DD法は、近接する地震間の検出値情報や波形相関情報をもとに、相対的な震源位置をより厳密に決定する方法であり、余震活動のように狭い領域で活発な地震活動が見られる場合の震源決定に有効な方法である。

震源位置推定結果の観測点構成への依存性を評価するため、対象14点の検出値全てを使用するもの(ケース1)、ケース1のうち、臨時観測点3点を除く11点を対象としたもの(ケース2)、ケース2から、さらにN.ICWHを対象外とし、10点のみで処理したもの(ケース3)の3構成を検討した。ケース1は今回の防災科研の観測体制、ケース2は臨時機動観測を実施しない場合の観測体制、

ケース3は基盤的地震観測点の欠測を受容し、特別な臨時観測を実施しない場合の観測体制に相当する。なお、観測点補正値の震源決定への影響を検討するため、14観測点全てのデータを使用し、観測点補正値を考慮せずに均一観測点法を適用した結果をケース0と称することとする。

4. 結果

4.1 均一観測点法の適用と観測点補正値の推定

前章で示した3種類の観測点構成に対し、まず、均一観測点法による震源再決定を行った。震源決定に際し、各観測点における補正値の初期値は、P波、S波ともゼロとした。求めた震源情報に対し、観測点ごとの観測走時と理論走時の差(O-C値)の平均値から観測点補正値を求め、この補正値を用いて均一観測点法を適用することを複数回繰り返した。観測点補正値は、計算の都度、更新した。図4に均一観測点法の反復に伴う震源決定誤差(全体のO-C平均値)の推移を示す。また、各観測点における最終的な観測点補正値を表2に示す。

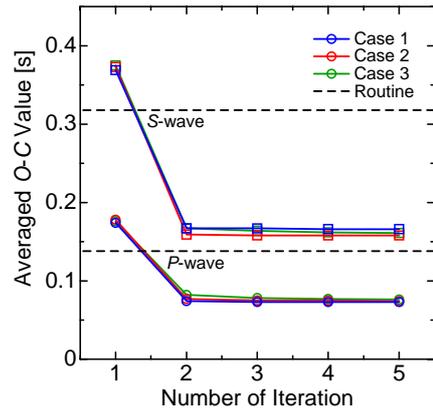


図4 観測点補正値を考慮した均一観測点法の反復によるO-C値改善の様子

Fig. 4 O-C value improvement for the homogeneous station method at successive iterations. The station corrections were updated at each iteration step.

表2 各観測点における観測点補正値

Table 2 Station correction at each station.

	Case 1		Case 2		Case 3	
	P-wave	S-wave	P-wave	S-wave	P-wave	S-wave
N.HNRH	-0.039	0.122	-0.057	0.129	-0.042	0.165
N.ICEH	-0.112	0.079	-0.166	0.024	-0.151	0.057
N.ICWH	0.044	0.165	0.004	0.133	—	—
N.KGSH	-0.185	-0.027	-0.205	-0.022	-0.203	-0.011
N.MGMH	-0.024	0.333	-0.103	0.234	-0.129	0.199
N.NRKH	-0.028	0.190	-0.099	0.106	-0.090	0.130
N.OGCH	-0.095	0.174	-0.146	0.125	-0.145	0.135
N.ONDH	-0.052	0.388	-0.140	0.274	-0.183	0.210
N.ICGH	-0.102	0.036	—	—	—	—
N.KHRH	-0.148	0.057	—	—	—	—
N.YZMH	-0.131	0.016	—	—	—	—
TU.KRS	0.283	0.741	0.258	0.737	0.243	0.720
TU.KWT	0.115	0.356	0.029	0.244	0.020	0.238
ICHINM	0.388	0.668	0.332	0.609	0.313	0.584

各ケースについて、それぞれ独立に観測点補正値を推定したが、各観測点の補正値の大きさにケース依存性はほとんど見られない。多くの観測点で、P波が負値をとるのに対して、S波は正值をとる傾向にある。TU.KRS（東北大学・黒沢尻）、ICHINM（気象庁・一関舞川）両観測点では、P波、S波とも正值となっており、とりわけS波観測点補正値が0.6~0.7と他の観測点の2倍程度となった。このことは、これらの観測点下の地震波速度が、標準的な速度構造よりも有意に遅いことを意味している。

図5および図6に、各ケースに対して均一観測点法で求めた震源の鉛直断面図を示す。各図には、参考としてケース0の結果も示してある。図5は震源域の広がりの方の鉛直断面、図6はそれに直交する方向の断面を表しており、それぞれの断面の位置は、図1に示す通りである。各図において、本震の位置を星印で示した。ただし、臨時で設置した3観測点では本震の記録は収録されていないため、本震震源位置の再決定は、本解析の対象外である。ケース0および1については、臨時3点以外の11点、すなわちケース2と同じ観測点構成を用いて、本震震源位置を再決定した。なお、いずれのケースにおいても、それぞれのケースで求められた観測点補正値を使用して本震震源位置を推定しており、ケース0については、補正値を適用していない。

#### 4.2 DD法の適用

前節において、観測点補正値を考慮した均一観測点法

により求めた震源情報を初期値とし、波形相関に基づくDD法を適用した。得られた震源分布を図7および図8に示す。ここで、各ケースは、前節の均一観測点法に基づく分類と同じであり、図の標記方法も、図5および図6にて用いたものとそれぞれ同一である。

### 5. 議論

#### 5.1 観測点補正値が震源決定結果に与える影響

観測点構成が同じケース0とケース1における震源分布の特徴の違いは、観測点補正値の考慮の有無に起因する。図5から、震源域全体における震源分布の特徴を概観することが出来る。観測点補正値を考慮していないケース0（図5a）では、南端部で深さ3km、北端部で10kmの深さに震源が分布する。本震震源位置（距離0km）付近で、震源分布は一旦浅くなり、5km以浅の活動が主となっている。この分布からは、本震震源付近で分けられる2枚の北傾斜の面と、それらをつなぐ南傾斜の活動が存在すると解釈することが出来る。しかし、観測点補正値を考慮したケース1（図5b）では、距離-25km付近で局所的に震源が浅くなり、震源域南端部で南傾斜の傾向が見えるほかは、距離-5~-25kmの範囲では、ほぼ深さ5km前後で平坦である。本震域付近で震源分布に深さ方向のばらつきを生じつつ北傾斜となり、距離5kmで深さ5~10km付近に分布する。さらに北部（距離5~20km）では、ゆるやかな南傾斜の分布を示しており、とりわけ震源域北部でケース0とケース1における震源分布の傾向が異なる。ケース0で本震付近に見えていた南傾斜の分布は不明瞭となったが、ケース1においても本震周辺で余震活動が低調な領域が存在し、空隙として存在する点は共通している。一方、余震分布と直交する断面（図6のa, b）を比較すると、各図のA~C断面では、観測点補正値を考慮することにより、震源域の東部すなわち海側の震源が浅くなっていることが分かる。表2に示した通り、震源域の北側に位置するTU.KRSおよび東部に位置するICHINMでは大きな観測点補正値が推定されており、とりわけS波の補正値が大きいという特徴がある。これらの観測点は本震震央から約30km離れているが、その影響は無視できないほど明瞭である。

#### 5.2 観測点分布が震源決定結果に与える影響

次に、観測点の配置が震源分布推定に与える影響を評価する。10観測点のみで解析したケース3での震源分布は、図5dに示した通り、ケース1（図5b）に比べて震源域の南部で2~3km深くなる傾向にあり、距離0~-25km付近は5~7km付近に震源が分布する。また、ケース3における震源域南部の余震活動の北傾斜は、ケース1よりもやや急になっており、ケース0の分布（図5a）に近い。図5cを見る限り、N.ICWH観測点の記録を追加したケース2は、ケース3の傾向と大きな差異は見えないが、N.ICWH観測点付近で深さ5km以浅の活動が存在することが確認される。

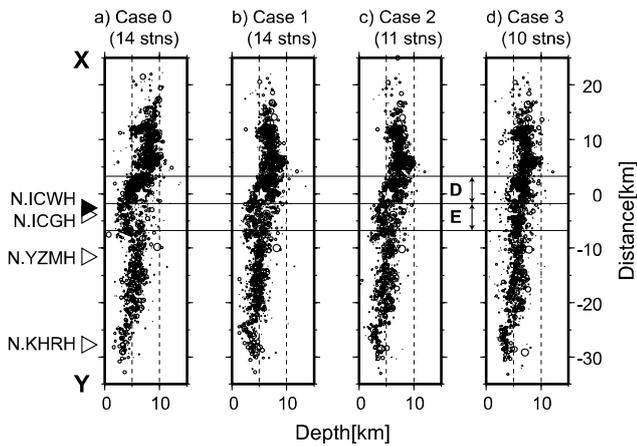


図5 均一観測点法により再決定された余震の震源分布の比較。図1に示したX-Y測線に投影した鉛直断面図を示す。星印は、別途求めた本震の位置を表す。また、D、Eは、図6に示す断面の交差位置を表す。

Fig. 5 Distribution of relocated hypocenters by the homogeneous station method. Vertical cross sections along the X-Y direction shown in Fig. 1 are plotted. Star indicates the location of the main shock. Regions D and E correspond to the cross-sections shown in Fig. 6.

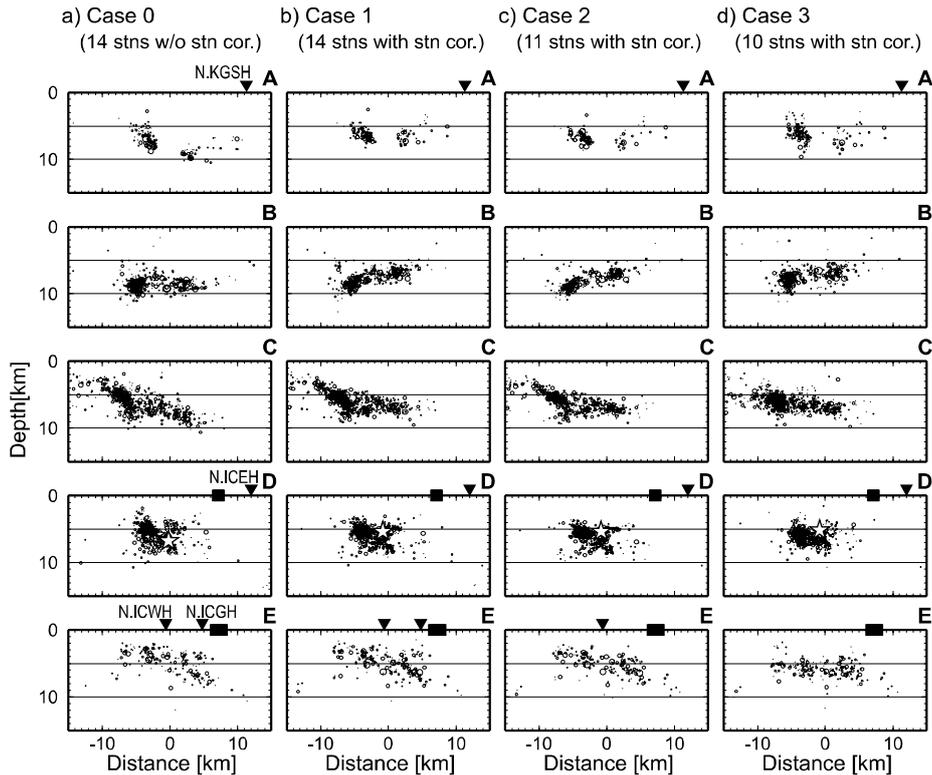


図6 均一観測点法により再決定された余震の震源分布の比較. 図1に示したA~Eの各領域内について, 鉛直断面図を示し, 各図の右が東方を表す. 図中の星印は, 別途求めた本震の位置を, 四角は, 産業技術総合研究所により確認された地表断層出現位置<sup>11)</sup>を表す. 逆三角は, 各ケースにおいて各領域内に存在する観測点の位置を示す.

Fig. 6 Distribution of relocated hypocenters by the homogeneous station method. Vertical cross sections within the A ~ E boxes shown in Fig. 1 are plotted. Star and solid boxes indicate the locations of the main shock and the surface ruptures confirmed by AIST<sup>11)</sup>, respectively. Inverted triangles show the location of seismic stations used in each case.

図6b~dからは, 観測点数が増えるにしたがって, より震源分布が引き締まって見えるようになることが分かる. ケース3(図6d)のD断面で余震の震源はひとつの「かたまり(クラスター)」として存在するのに対し, 南に隣接するE断面ではほぼ平坦である. しかし, 観測点を追加していくと, D断面においても, 次第に震源が面状に並ぶようになる. ケース1(図6b)およびケース2(図6c)のD断面では, 余震分布は左右のクラスターに分割でき, 両者のすき間に本震震源(星印)が位置する. 右側のクラスターは西傾斜を示しており, その浅部延長に, 産業技術総合研究所が確認した地表震源断層<sup>11)</sup>が存在する. このクラスターの深部には, 東傾斜の傾向にある地震分布が存在する. 南側のE断面では, ケース3に比べて, 西側で震源が浅く決まっており, 全体として東傾斜の傾向にあるように見える. ただ, 震源分布を細かく見ると, 西傾斜として並んでいる分布も散見される. 北側のC断面では, ケース3では緩やかな東傾斜に見えるのに対し, ケース1, 2では西部で急激に震源が浅くなっている. 図1および図2に示す通り, 震源域の南端付近には, 定常点として, TU.KWT 観測点が位置するが, N.ICWH や N.ICEH 観測点と TU.KWT 観測点の間に定常的な地震観測点は存在しない. 一方, 図5に白三角で示

すとおり, 防災科研の臨時観測点は, 震源域の南部に配置した. したがって, ケース1とその他の各ケースとの差異は, 震源域直上および極近傍の観測点の効果である.

本解析における検討により, 震源域直上および極近傍の観測点が震源分布推定に重要であるという半ば自明の点が改めて確認された. さらに, ケース0とケース1の比較に見られるように, 震源域内に観測点を配置しても, 観測点補正值として表される表層付近の地震波速度構造の揺らぎを考慮しないと, 見かけ上の余震クラスターを震源断層として評価してしまう危険性があることが明らかになった.

### 5.3 観測点の寄与とDD法の効果

DD法は, 観測された地震波形の相関を用いて, 高精度な余震分布を推定する方法として, 近年, 盛んに適用されている. 2004年新潟県中越地震( $M_w6.6$ . 以下, 中越地震)の余震分布について, Aoki *et al.* (2005)<sup>12)</sup>は, 定常観測点の観測データにDD法を適用し, 複雑な余震分布は5km離れた2枚の顕著な断層面を含む複数の断層面から形成されていることを示した. 一方, 中越地震時も稠密な臨時余震観測が実施された. Kato *et al.* (2005)<sup>13)</sup>や Okada *et al.* (2005)<sup>14)</sup>らは, DDトモグラフィ法を, Shibutani *et al.* (2005)<sup>15)</sup>は, JHD法を臨時余震観測の記

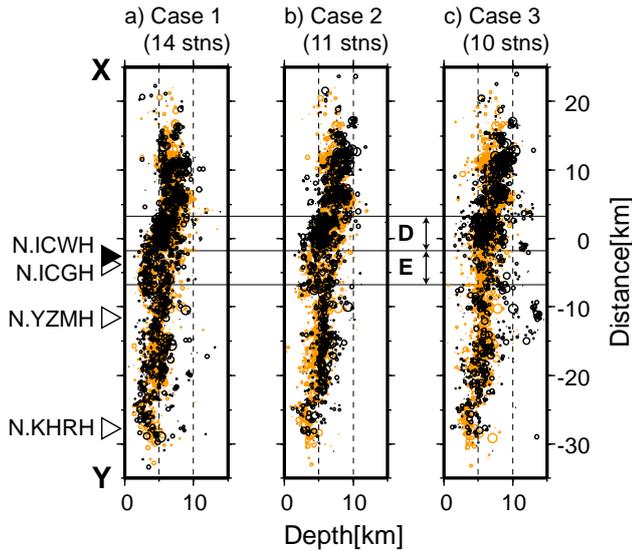


図7 DD法により再決定された余震の震源分布の比較。橙色の点は、各ケースにおいて均一観測点法により決定された震源分布（図5）を表す。

Fig. 7 Distribution of relocated hypocenters using the double-difference hypocenter method. Orange dots indicate hypocenters determined by using the homogeneous station method and shown in Fig. 5.

録に適用することにより、震源域周辺の地震波速度構造と詳細な震源分布を推定した。これらの解析や、遠地震を用いた解析<sup>16)</sup>などから、新潟県中越地方は日本海側や谷底部に地震波速度が低速な層が厚く存在することが確認されており、このような速度構造の空間的な変化を考慮した震源再決定の結果、余震分布は、定常的な処理で得られた分布に比べて2km程度浅くなるとともに、震源分布全域が、気象庁一元化処理震源カタログなどの定常処理結果に比べて、数km西に移動することが確認された<sup>13) 14) 15)</sup>。本節では、限られた観測点しか使用出来ない場合にDD法を適用して求めた震源分布の特徴について、比較検討を行う。

余震域の広がりの方軸方向の断面（図7）を見ると、均一観測点法の例（図5）とは異なり、各ケースでその震源分布の特徴は明瞭に異なる。使用観測点数が最も少ないケース3（図7c）では、本震震源のすぐ南側（距離-5~-10km）で余震があまり決まっていなほか、深さ10km以深に地震活動のクラスタが存在するという特徴がある。これに対し、N.ICWH観測点を追加したケース2（図7b）では、南部の余震が深さ5kmの薄い面に集まった。また、北部の余震は大きく3つのクラスタを形成しているように見え、全体的には北傾斜の傾向にあることがより明瞭になった。同一観測点構成で均一観測点法を適用した際に確認された最北端のクラスタの緩い南傾斜は、DD法では再現されていない。ケース1（図7a）では、余震域北部でやや南傾斜となる傾向が再現される

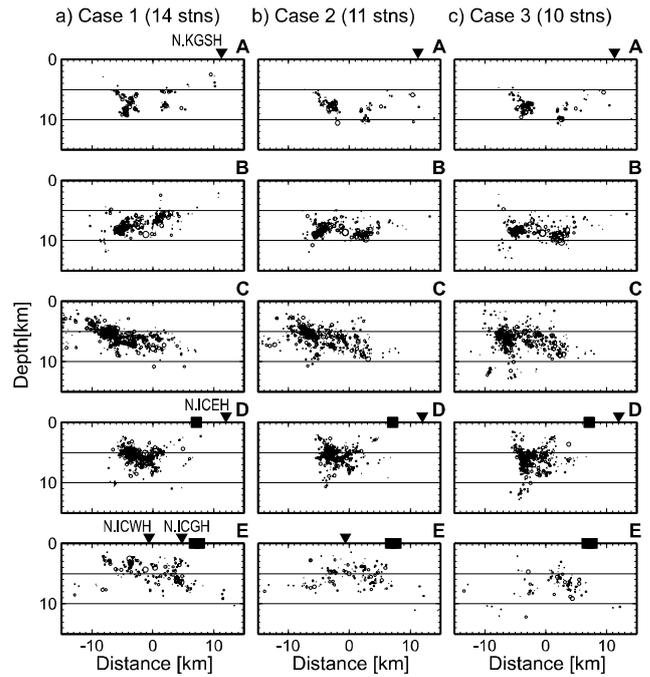


図8 DD法により再決定された余震の震源分布の比較。図1に示したA~Eの各領域内について、鉛直断面図を示す。図の表記は、図6と同じである。

Fig. 8 Distribution of relocated hypocenters using the double-difference method. Vertical cross sections within A ~ E boxes shown in Fig. 1 are plotted. Notations are the same as in Fig. 6.

一方、ケース2で薄い面状に集まっていた南部の余震が、浅部に広がりを持つようになった。この特徴は、明らかに、震源域南部の臨時3観測点の寄与によるものである。この震源分布の傾向は、より稠密な臨時観測データを用いた解析結果<sup>5)</sup>から得られている震源分布の特徴と一致する。

余震の広がりの方軸に直交する断面（図8）においても、各ケースの違いは明瞭である。均一観測点法適用時のケース3（図6d）のD断面ではクラスタとして存在していた震源が、DD法ではいくつかの面状の広がりを持つことが再現されている（図8c）が、地表震源断層との関連は不明瞭なままである。ケース3では、他の断面についても、震源分布の特徴は明確ではない。一方、N.ICWH観測点の記録を追加したケース2（図8b）では、震源域南部において震源分布の集約化が見られるとともに、若干、震源が浅く決まる傾向が見える。さらに、ケース1（図8a）では、地表震源断層につながると思われる震源クラスタがDおよびE断面で確認出来るほか、C断面では、図6に示す均一観測点法適用時同様、西側で急激に浅くなる震源分布が再現されている。本解析では、A、B断面付近における臨時観測点データを使用していないが、ケース1の結果は、ケース2、3に比べて、震源域の東側で有意に震源が浅くなっているという特徴が見える点は興味深い。

以上の結果は、波形相関を用いて震源の相対位置を推定する DD 法は、複雑な地震断層の存在が想定される領域に十分な観測点がない場合、虚像の震源クラスタを形成する可能性があることを意味する。震源近傍観測点が不足する場合、明瞭な波形相関のペアを得ることが困難となる。このような場合、本来は震源間隔が離れている地震について、やや遠い観測点における波形相関のみでは類似性が高いと評価され、実際とは異なる場所にクラスタを形成し、そのクラスタに震源が集約されてしまうためではないかと考えられる。

#### 5.4 岩手・宮城内陸地震の余震震源分布の特徴

今回、14 観測点で得られた余震記録を対象に DD 法を適用することにより得られた余震の震源分布を図 9 に示す。図 7 a、図 8 a および図 9 から、岩手・宮城内陸地震の余震活動は、大きく、北部・中部・南部の3つのセグメントに分割することが出来る(図 9)。複雑な岩手県側のセグメント(北部～中部)に対し、宮城県側のセグメント(南部)では、北北東-南南西方向に走向を持つ2列の線状の活動が目立つ。活動そのものは、岩手県側のセグメントに比べて低調である。北西側の線状の余震列の北端には栗駒山、南端には荒雄岳が位置しており、余震活動は火山域を避けて発生している。本震は、中部セグメントで発生した。本震震源付近における余震活動は低調である(図 8 a)。図 6 および図 8 に示す断面図で、西方に傾斜する領域で余震活動が低調であることが分かる。この空白域が、本震時のすべり域に相当すると考えると、本震震源断層は西傾斜であった可能性が高い。その一方で、共役な東傾斜の余震分布も発達するなど、複数の断層の活動により活発な余震活動を伴ったと考えられる。このセグメントでは、図 8 a の D, E 断面に示したように、地表地震断層につながる西傾斜の余震分布が明瞭に確認出来る。また、余震域の西部では、地殻の極浅部に活動が集中して発生している。これは、この地域は火山前線に近く、地殻内の温度が高いために深部での地震活動度が低いことを反映している。一方、北セグメントでは、南北に並ぶ線状配列のほか、地表地形に沿う形で、北西-南東方向の配列が少なくとも2列存在することが確認出来る。以上のように、岩手・宮城内陸地震の複雑な余震活動も、新潟県中越地震等と同様、震源断層が複数形成されていることに起因する可能性が高い。

#### 6. 結論

2008 年岩手・宮城内陸地震の発生に伴い、本震震央の極近傍に位置する N.ICWH (一関西) 観測点の通信回線が切断されるとともに、観測点への給電が停止し、観測を継続することが困難な状況となった。防災科学技術研究所は、省電力型のデータ収録装置を N.ICWH 観測点に設置することにより、S/N の良い地中高感度地震計のデータ収録をオフラインで再開するとともに、震源域の南部を中心に臨時的オンライン観測点を3箇所設置し、余震活動の把握に努めてきた。我々は、岩手・宮城内陸地震の余震活動について、これらの臨時観測点を含む様々な観

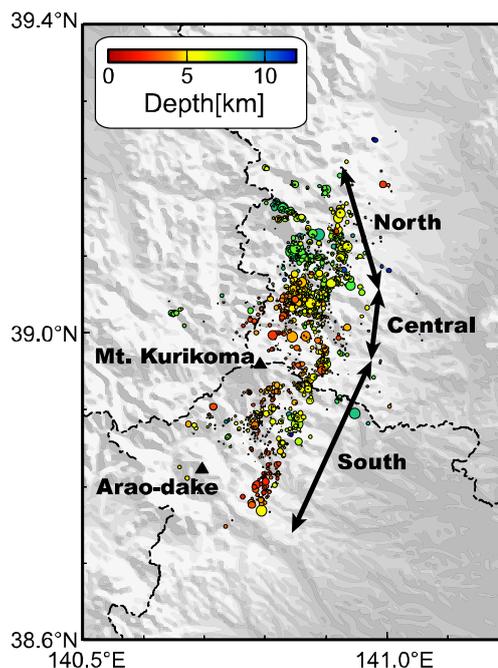


図 9 DD 法により再決定された余震の震源分布。震源の深さを色で表す。震源分布から推定されるセグメントを矢印で示す。

Fig. 9 Hypocenter distribution estimated by using the double-difference relocation method. Color scale denotes the depths of hypocenters. Arrows indicate segments estimated from the hypocenter distribution.

測点構成で震源再決定を行い、推定された震源分布の比較を行った。その結果、震源域内および近傍の地震観測点の有無により、震源の深さが数 km 程度変化することを明瞭に確認することが出来た。また、震源分布を的確に把握するためには、観測点を震源域周辺に配置するだけでなく、局所的な地震波速度構造(観測点補正值)を考慮する必要があることも明らかにした。さらに、高精度な震源決定方法として多用されている解析法についても、十分なデータが確保されていない場合、その結果を解釈する場合には注意が必要であることを確認した。以上のことは、大規模な地震が発生した場合等の臨時機動観測計画の立案や定常点のみを用いた震源決定解析を改善するうえで、参考とされるべき事項である。

本解析により得られた震源分布から、今回の岩手・宮城内陸地震の余震活動は、大きく、北部・中部・南部の3つのセグメントに分割されること、各セグメントにおいて、活動の様子が明瞭に異なることが明らかになった。

#### 謝辞

本稿において、気象庁および東北大学による定常観測点の波形データを使用いたしました。また、B. Enescu 氏および閲覧者より頂いたコメントは本稿の改善に非常に有益でした。図の作成には、Wessel and Smith (1998)<sup>17)</sup> による GMT を使用しました。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 防災科学技術研究所 (2008) : 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震.  
(<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/>, 2009.10.31)
- 2) 気象庁 (2008) : 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震」の特集.  
([http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008\\_06\\_14\\_iwate-miyagi/index.html](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/index.html), 2009. 10.31)
- 3) Ansell, J.H. and Smith, E.G.C. (1975) : Detailed structure of a mantle seismic zone using the homogeneous station method. *Nature*, **253**, 518 – 520.
- 4) Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000): A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seism., Soc., Am.*, **90**, 1353 – 1368, doi: 10.1785/0120000006.
- 5) 2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ・東北大学大学院理学研究科 (2009) : 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震について. 地震予知連絡会会報, **81**, 172 – 181.
- 6) 小原一成 (2001) : 最近の地震観測網整備について. *自然災害科学*, **19**, 397 – 402.
- 7) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., and Yamamoto, A. (2004) : Recent progress of seismic observation networks in Japan – Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net –. *Earth Planets Space*, **56**, xv – xxviii.
- 8) 汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村 稔 (2009) : 防災科研 Hi-net の構築とその成果. *地震 2*, **61** 特集号, S1 – S7.
- 9) Aoi, S., Kunugi, T., and Fujiwara, H. (2008): Trampoline effect in extreme ground motion. *Science*, **322**, 727 – 730, doi:10.1126/science.1163113.
- 10) 針生義勝・汐見勝彦・青井 真・安達繁樹・小原一成 (2008) : 岩手・宮城内陸地震震源域における防災科研基盤的地震観測の稼働状況について－観測システム更新の効果－. 第 7 回アジア国際地震学連合 (ASC) 総会・2008 年日本地震学会秋季大会合同大会, X1-016.
- 11) 産業技術総合研究所・活断層研究センター (2009) : 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層および地表変状. 地震予知連絡会会報, **81**, 274 – 277.
- 12) Aoki, S., Nishi, M., Nakamura, K., Hashimoto, T., Yoshikawa, S., and Ito, H. M (2005): Multi-planar structures in the aftershock distribution of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004. *Earth Planets Space*, **57**, 411 – 416.
- 13) Kato, A., Kurashimo, E., Hirata, N., Sakai, S., Iwasaki, T., and Kanazawa, T. (2005): Imaging the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake and the evolution of a seismogenic thrust-related fold. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi: 10.1029/2005GL022366.
- 14) Okada, T., Umino, N., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Uchida, N., Nakayama, T., Hirahara, S., Sato, T., Hori, S., Kono, T., Yabe, Y., Ariyoshi, K., Gamage, S., Shimizu, J., Sukanomata, J., Kita, S., Yui, S., Arao, M., Hondo, S., Mizukami, T., Tsushima, H., Yaginuma, T., Hasegawa, A., Asano, Y., Zhang, H., and Thurber, C. (2005): Aftershock distribution and 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 mid Niigata prefecture earthquake obtained by applying double-difference tomography to dense temporary seismic network data. *Earth Planets Space*, **57**, 435 – 440.
- 15) Shibutani, T., Iio, Y., Matsumoto, S., Katao, H., Matsushima, T., Ohmi, S., Takeuchi, F., Uehira, K., Nishigami, K., Enescu, B., Hirose, I., Kano, Y., Kohno, Y., Korenaga, Y., Mamada, Y., Miyazawa, M., Tatsumi, K., Ueno, T., Wada, H., and Yukutake, Y. (2005) : Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake derived from a combined analysis of temporary online observations and permanent observations. *Earth Planets Space*, **57**, 545 – 549.
- 16) 汐見勝彦・小原一成 (2005) : レシーバ関数から推定される新潟県中越地方の地下構造の特徴. *地震 2*, **58**, 345 – 357.
- 17) Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998): New improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.

(原稿受理 : 2009 年 9 月 15 日)

## 要 旨

一般に、余震等の活発な地震活動の震源位置を正確に決めるためには、活動域内あるいは極近傍に地震観測点を配置すべきであると言われている。2008年6月に発生した岩手・宮城内陸地震後に防災科学技術研究所が展開した臨時余震観測点ならびに定常地震観測点の記録を用いて、震源域近傍の臨時点の有無と推定される余震分布の特徴の比較を行った。その結果、震源域近傍に観測点を配置し、観測点補正値を評価した場合、定常的な処理結果に比べて、余震の震源が数 km 浅く決まった。また、余震震源位置が面状の分布に集約することを確認した。このことは、詳細な震源決定において、震源域近傍に適切に観測点を配置するだけでなく、表層付近における地震波速度構造のゆらぎを観測点補正値等により考慮した場合に、はじめて適切な震源分布像を得られることを意味する。高精度な震源決定を行った結果、岩手・宮城内陸地震の余震活動は複数のクラスタに分かれること、余震の震源分布は複数の面から形成されており、本震は西傾斜の面であった可能性が高いことが明らかになった。

**キーワード：**2008年岩手・宮城内陸地震，震源決定，余震活動，防災科研 Hi-net，観測点補正値