

# 東北地方太平洋沖地震に誘発された秋田県森吉山周辺の地震活動\*

弘前大学理工学研究科 小菅正裕・渡邊和俊

## 1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋地震 ( $M_w9.0$ ) の後、各地で誘発地震活動が活発になった (例えば, Hirose *et al.* (2011)). 東北地方北部では、3月12日に青森県と秋田県の県境の西方沖で  $M6.4$  の地震が発生し、内陸部では秋田県内での活動が活発になった。その中で秋田県北部の森吉山周辺での地震活動は、震源分布の形状、地震発生の時系列、及び地震波形にそれぞれ特異な特徴を有することがわかったので、ここで詳細に検討する。

森吉山 (標高 1,454 m) は、活火山である八幡平及び秋田焼山の西方に位置し、第四紀更新世中頃に活動を開始した火山である。森吉山の形成史は次のように考えられている [中川 (1983)]. まず成層火山体が形成され、その後スコリア流や溶岩流の流出があった後、山頂部に直径約 3 km の陥没カルデラが形成された。さらにカルデラ内に溶岩円頂丘が形成されて現在の形となった。森吉山は活火山には認定されていないが、後述するように、東北日本の多くの活火山近傍に分布する低周波微小地震の発生域の一つである。

## 2. データ

誘発地震の活動と震源分布については、気象庁一元化震源カタログを基に調査する。対象地域の秋田県北部は弘前大学の地震観測網もカバーしているので、弘前大学のデータも併せて検討する。3及び4において述べる震源メカニズム解については、P波初動極性を

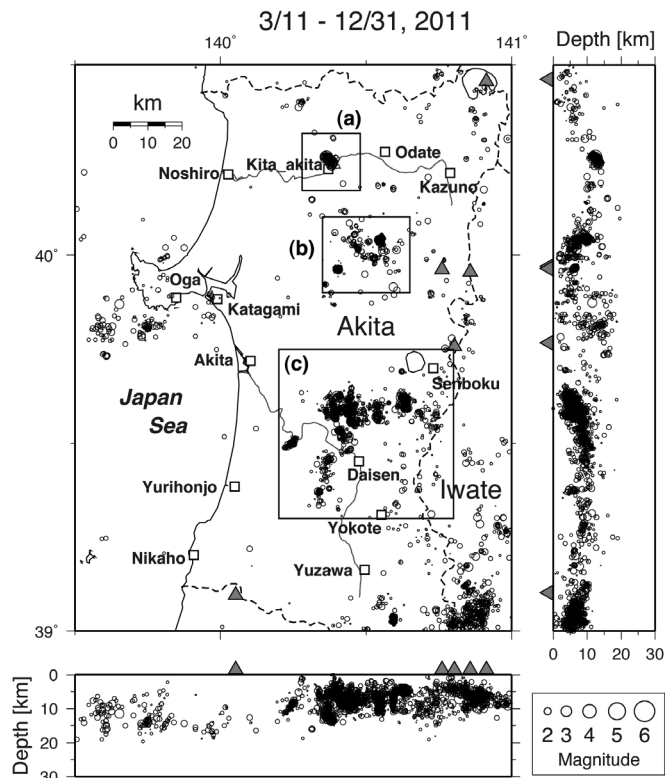


図1 2011年東北地方太平洋沖地震後に秋田県内で発生した地震の震源分布。(a)~(c)は活動が特に活発になった領域、灰色の三角印は活火山を表す。

\*Induced seismic activity near Mt. Moriuyoshi in northern Akita prefecture by Masahiro Kosuga and Kazutoshi Watanabe

用いて決定した小菅・他（2012）の結果を用いている。

### 3. 東北地方北部での誘発地震活動の特徴

2011年3月11日以降の東北地方北部の地震活動をそれ以前の2001年～2010年の期間と比較すると、全体的には静穏化を示し、特に岩手・宮城内陸地震の余震域や岩手県北西部において顕著である。静穏化は $\Delta$ CFFを用いた理論的な評価結果〔例えば、Hiratsuka and Sato (2011)〕と調和的である。活発化した領域は散在しているが、秋田県内での活発化が目立つ（図1）。活動が顕著な領域は北から順に、(a) 北秋田市付近、(b) 森吉山付近、及び (c) 仙北市から大仙市にかけての領域である。森吉山周辺域以外は、2010年までの地震活動がほとんど見られなかった地域である。

東北地方北部において、東北地方太平洋沖地震発生前後での震源メカニズム解を比較すると、太平洋沖地震発生前は西北西-東南東圧縮の逆断層型が卓越していたが、太平洋沖地震発生後は横ずれまたは複合型の地震が多く発生するようになった。これらのメカニズム解を使って応力テンソルを推定すると、応力場は逆断層型から横ずれ断層型に変化したという結果が得られる。本震によって内陸地殻が東西引張を受けて西北西-東南東方向の圧縮力が弱まった結果、従来の最大主応力が最小主応力に変わり、従来の中間及び最小主応力が最大及び中間主応力に変わったと解釈すれば、応力テンソルの変化は定性的には説明できる〔小菅・他（2012）〕が、定量的な議論

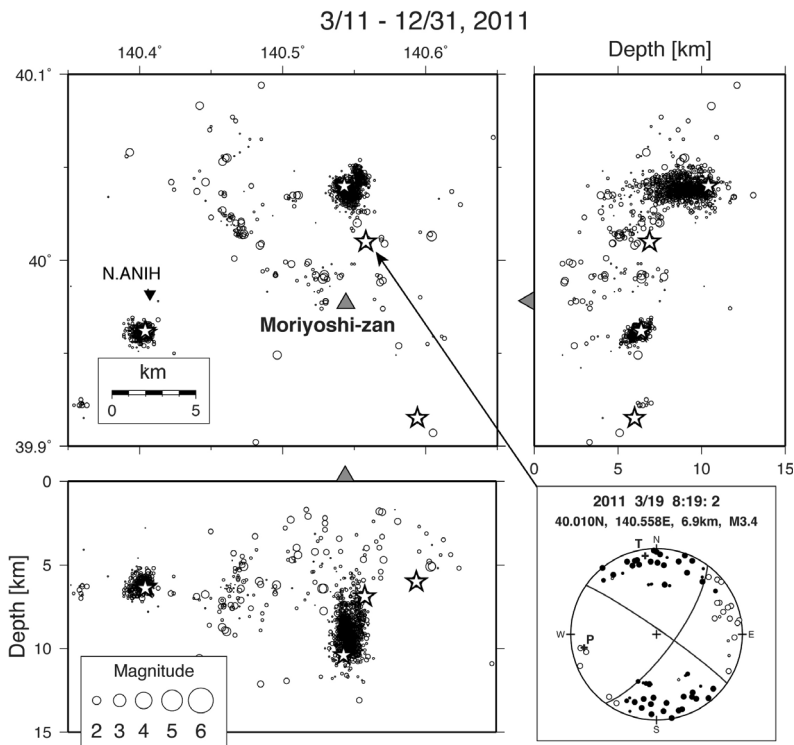


図2 2011年東北地方太平洋沖地震後に森吉山周辺で発生した地震の震源分布とメカニズム解。星印は規模の大きな地震を、三角印は森吉山の位置を表す。

が必要である。

#### 4. 森吉山付近で発生した地震の震源分布

森吉山付近で発生した地震の震源分布を図2に示す。震源分布の特徴は、大小2つの顕著な震源集中域（クラスター）が見られることである。大きなクラスターは森吉山のほぼ真北6 km程度の領域に存在し、深さの範囲は7~12 km程度である。小さなクラスターは阿仁観測点(N.ANIH)の南に存在する。これらのクラスターの間には、森吉山に向かって北西から南東に伸びるような震源分布も認められる。

森吉山北方のクラスターの震源は、鉛直方向に伸びた特異な形状を示す。一般に、震源の深さの決定精度が悪いと深さ方向に伸びた分布になるが、クラスターの上端・下端が明瞭に限られること、活動初期の震源分布にはそのような傾向は見られないこと、秋田県内の他地域では同様な分布は見られないこと、及び弘前大学の震源決定結果でも同様に鉛直な震源分布が得られていることから、鉛直方向の分布は人為的な原因によるものではないと考えられる。以下ではこのクラスターを円柱状クラスターと呼ぶことにする。

図2には、この領域で相対的に規模の大きな地震(M3.4)の震源メカニズム解を示してある。この解は横ずれ型を示すが、この地震は円柱状クラスターの外側で発生したものである。円柱状クラスター内で発生した地震はM3未満の小規模なものに限られ、メカニズム解を決定できたものはなかった。

次に、震源分布の時間変動を検討する(図3)。森吉山地域での地震活動は太平洋沖地震発生後

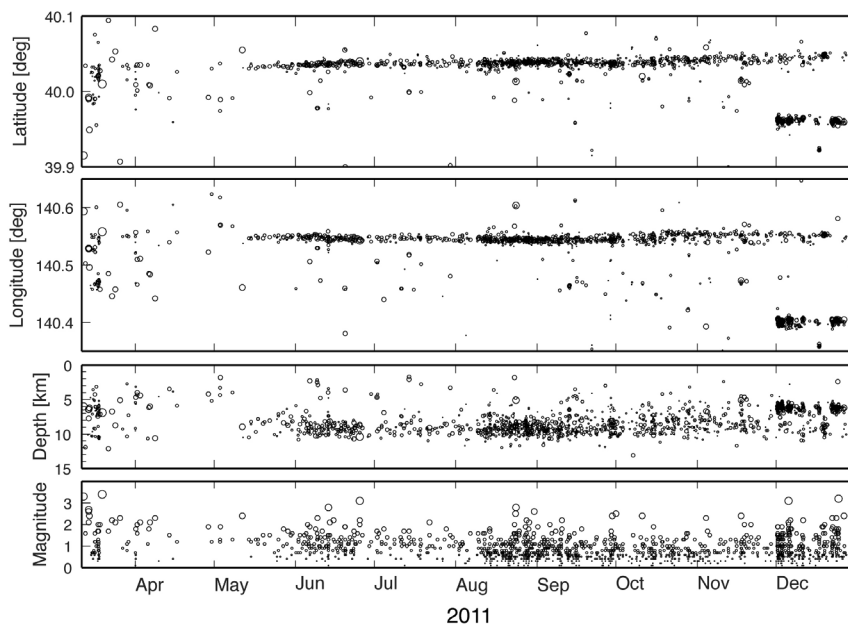


図3 2011年東北地方太平洋沖地震後に森吉山周辺で発生した地震の震源位置とマグニチュードの時間変化。

比較的早く開始しているが、円柱状クラスターを形成する地震活動が開始したのは2011年5月中旬以降である。また、森吉山西方のクラスターは2011年12月に入ってから形成された。このように、クラスターの形成時期には太平洋沖地震の発生から時間遅れがあり、狭い空間範囲においても地震活動の時間変化が顕著に異なる。これらのことから、誘発地震活動は、本震の断層

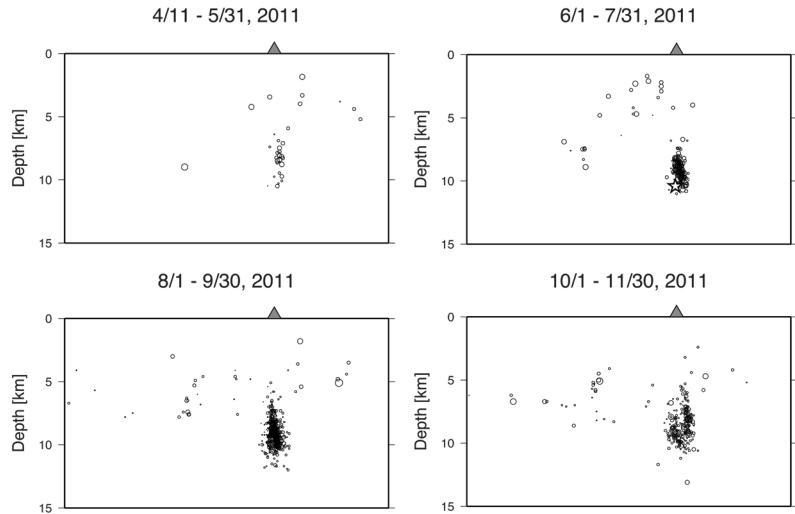


図4 森吉山周辺で発生した地震の震源分布の時間変化. 図2の東西断面図に相当する. 三角印は森吉山の位置を表す.

すべりによる静的応力変化または地震波による動的応力変化のような、広域的でかつ一時的な応力変化だけでは説明できない. 応力変化に対して時間遅れを伴うメカニズムや、地殻の不均質性によりレスポンスが場所ごとに異なることを考える必要がある.

最後に、円柱状クラスターの形成過程を検討する. 震源分布は鉛直に伸びているが、図3において震源の深さが時間とともに系統的に変化するようには見えない. 深さの範囲を拡大した図を作ってみても同様である. 図4には4つの期間に分けた東西断面図を示す. 最初の活動が深さ10 km程度で始まった後に、深さ7 km程度までの活動域が形成された(左上). 6月~7月にはやや深い8~11 kmでの活動が顕著になった. 8月~9月には浅部ほど幅の狭い震源分布を形成した後、10月~11月には震源がやや東西に広がってクラスターが分離するような形になった. このように、深さ方向の活動の範囲はあまり変わらないが、震源域が時間とともに横方向に広がるような経過をたどった.

## 5. 森吉山周辺のS波反射面と低周波微小地震

森吉山周辺では過去に群発的な地震活動が発生したことがある. 図5(a)は、1985年~2010年の期間の震源を灰色の丸で、太平洋沖地震以降に発生した地震の震源を黒丸で示したものである. 図5に示した期間よりも前の1982年1月8日には、 $M4.8$ を最大地震とする群発地震が発生した. その震源は北緯 $40.0^\circ$ 、東経 $140.5^\circ$ 付近で、円柱状クラスターの南西、森吉山の西北西にあたる. この群発地震の波形にはS波の後に反射波(SxS波)が見られ、堀・長谷川(1991)はこの波を解析して反射面の分布を求めた. 図5に灰色の破線で示すのは彼らが推定した反射面の位置で、深さ12~17 kmの範囲において西北西に約15度の角度で傾斜している.

森吉山の西方の下部地殻からマントル最上部は、東北日本弧の主として活火山周辺に分布する

低周波微小地震の発生域となっている。図5において深さ20 km以深の地震が低周波地震である。低周波微小地震や地殻中深部のS波反射面の存在は、沈み込み帯深部での脱水反応で生成されたメルトがマントルウェッジを上昇してモホ付近に底付けられ、そこでの脱水反応によって地殻中に放出された水の存在を示すと考えられている [例えば、長谷川・他 (2004)]。

図5(a)の東西断面図を見ると、円柱状クラスターは反射面上端に接するように位置している。この位置関係からは、反射面を形成している水が傾斜面の上端から浅部に侵入して地震活動を誘発したかのように見え、図4の震源分布が時間とともに横方向に広がったこともこの解釈と調和的のように見える。しかし、図5の平面図を見ると、反射面の位置と円柱状クラスターの位置は離れていることから、上記のように解釈することはできない。

反射面の位置が推定可能な範囲は震源と観測点の位置関係によって決まるので、反射面が存在していても、両者の位置関係によっては推定できない場合がある。また、図5の反射面は1982年の群発地震の波形を用いて推定されたものなので、反射面の位置が時間変化している可能性も

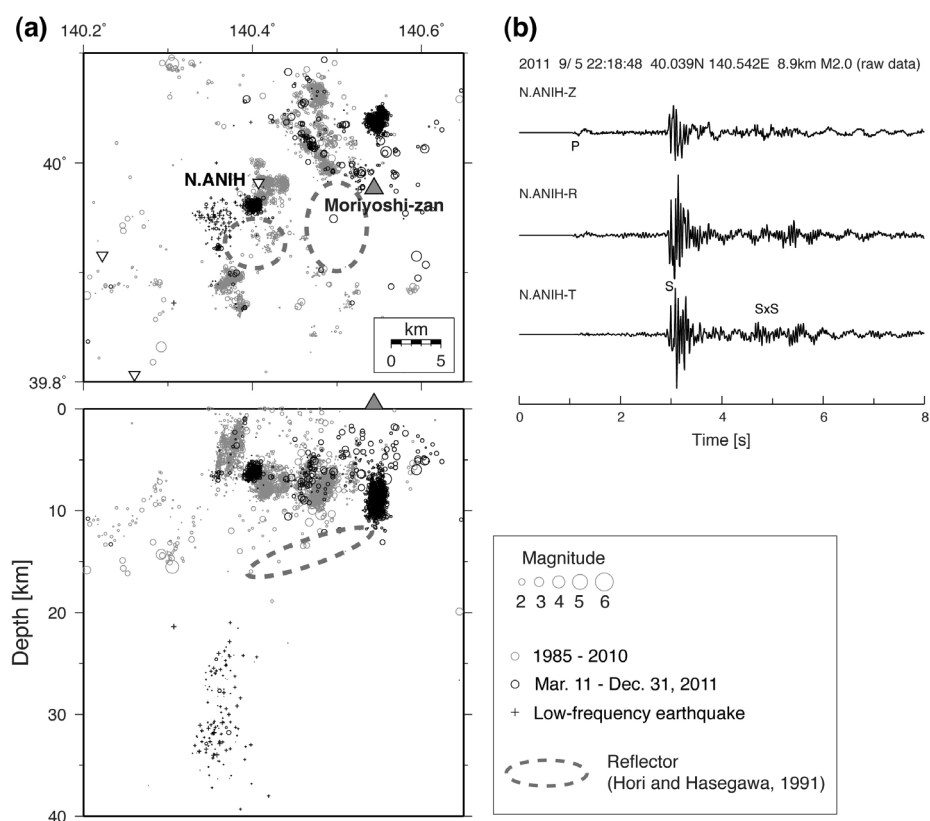


図5 (a) 森吉山周辺で発生した地震の震源分布。1985年～2010年の期間の震源を灰色の丸で、太平洋沖地震以降に発生した地震の震源を黒丸で示す。20 km以深の地震は低周波微小地震。灰色の楕円はS波の反射面の位置 [堀・長谷川 (1991)] を表す。灰色の三角印は森吉山、白い三角印は観測点の位置を示す。(b) 森吉山北方の円柱状クラスターで発生した地震の波形例。観測点は阿仁 (N.ANIH)。SxSはS波の反射波を表す。

ある。2011年に円柱状クラスター内で発生した地震について、最も近い阿仁観測点(N.ANIH)での観測波形の例を図5(b)に示す。S波の約2秒後にtransverse成分の振幅が増加していて、この位相が、堀・長谷川(1991)が見いだしたのと同様なSxS波と考えられる。この位相は円柱状クラスターを震源とする地震の波形には普遍的に見られる。円柱状クラスターの位置は1982年の群発地震の位置とは異なるので、推定される反射面の位置は図5(a)の楕円の領域とは異なる可能性がある。今後は、その位置の推定を行うとともに、円柱状クラスター内で発生した地震の震源メカニズム解を推定する必要がある。それらにより、円柱状クラスターが形成された原因、ひいては誘発地震の発生メカニズムの解明にも寄与できるものと考えている。

## 6. おわりに

本論では、東北地方太平洋沖地震後に誘発地震活動が活発になった秋田県内での活動のうち、北部の森吉山周辺での震源分布とその時間変化、及び地震波反射面や低周波微小地震との位置関係を検討した。森吉山北方の震源クラスターは、深さ7~12 kmの鉛直な円柱状の分布を示すのが特徴である。このクラスターは東北地方太平洋沖地震の発生から2か月程度経過した後形成され、11月以降にはクラスターが東西に分離するような震源分布を示した。また、地震波形にはS波の後に顕著な反射波が見られる。森吉山周辺域は地殻深部の低周波微小地震の発生域となっていて、S波の反射面の存在も指摘されている。これらの観測事実は、円柱状クラスター内の地震が流体に関係した活動であることを示唆するが、それについてはさらに検討する必要がある。

## 謝辞

本研究には気象庁一元化震源カタログのデータを使用した。一元化震源は、国立大学、防災科学技術研究所等の地震観測データを気象庁が収集し、一元的に処理して得られた結果である。震源メカニズム解の決定には、北海道大学、東北大学、独立行政法人防災科学技術研究所、気象庁、及び青森県の地震観測点で収録された地震波形データを使用した。これらの関係機関に厚くお礼申し上げます。

## 文献

- 長谷川 昭・中島淳一・海野徳仁・三浦 哲・諏訪謡子, 2004, 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震2, **56**, 413-424.
- Hiratsuka, S. and T. Sato, 2011, Alteration of stress field brought about by the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0), Earth Planets Space, **63**, 681-685.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura, 2011, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) —Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity—, Earth Planets Space, **63**, 513-518.
- 堀 修一郎・長谷川 昭, 1991, 微小地震反射波から推定される秋田県森吉山直下の地殻深部溶融体, 地震2, **44**, 39-48.
- 小菅正裕・渡邊和俊・橋本一勲・葛西宏生, 2012, 2011年東北地方太平洋沖地震後の東北地方北部での誘発地震活動, 地震2 (投稿中).
- 中川光弘, 1983, 森吉火山の地質と岩石, 岩石鉱物鉱床学会誌, **78**, 197-210.