

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人北海道大学大学院理学研究院	准教授	高波鐵夫	takanami@mail.sci.hokudai.ac.jp
	助教	村井芳夫	murai@mail.sci.hokudai.ac.jp
	教授	笠原 稔	mkasa@mail.sci.hokudai.ac.jp

(c) 業務の目的

- 1) 日本海溝・千島海溝周辺を対象として実施する長期海底地震観測に参加してデータ処理を分担する。
- 2) アスペリティ周辺の地震活動の特性を把握するため、震源域でのアスペリティ、アスペリティ周辺のプレート上面付近およびプレート内部での地震活動度の時空間分布を把握する。
- 3) 定量的な把握をすすめるため、Wiemer and Wyss (1994)<sup>1)</sup> が提案した、地震の震源情報（発震時、震源位置、マグニチュード）を用いて算出する地震活動度の時間変化の強度を表すパラメータ Z 値をマッピングした可視化図（ZMAP）等を作成する。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画(過去年は、実施業務の要約)

1) 平成16年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北部に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。また、観測データ処理のための整備を行った。陸域地震観測網データの取得のための処理システムの構築とアプリケーション・ソフトのインストール、および想定アスペリティ周辺の陸域地震観測網データを用いて ZMAP 等の解析法を会得した(北海道大学, 2005)<sup>2)</sup>。

2) 平成17年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、根室沖の領域に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。三陸沖北部での長期海底地震観測データと陸域データとの併合処理を行った。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP 等を用いた地震活動の時空間変化を把握した(北海道大学, 2006)<sup>3)</sup>。

3) 平成18年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部(えりも沖)

にかけての領域に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。根室沖での長期海底地震観測データと陸域データとの併合処理を行った。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP等を用いた地震活動の時空間変化を把握した(北海道大学、2007)4)。

4) 平成19年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての領域で長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施する。三陸沖北東部(えりも沖)にかけての長期海底地震観測データと陸域データとの統合処理を行う。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP等を用いた地震活動の時空間変化を把握した(北海道大学、2008)5)。

5) 平成20年度

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての領域に展開した長期観測型海底地震計を回収する。福島県沖から房総沖にかけて長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施する。最終年度にあたるために年度内に全ての海底地震計を回収する。福島県沖から房総沖、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての長期海底地震観測データと陸域データとの併合処理を行う。想定アスペリティ周辺を注目した、ZMAP等を用いた地震活動の時空間変化を把握する。日本海溝・千島海溝沿いのほぼ全域について、地震活動の時空間変化の総まとめを行う。

(e) 平成20年度業務目的

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、福島県沖から房総沖にかけての領域で長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施する。さらに想定されているアスペリティ周辺の地震活動の特性を把握するため、それらの海域でのプレート上面付近、およびプレート内部での地震活動度の時空間分布を把握する。その定量的把握をすすめるため、地震の震源情報(発震時、震源位置、マグニチュード)を用いて算出する地震活動度の時間変化の強度を表すパラメータZ値をマッピングした可視化図(ZMAP)等を作成する。

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 長期観測型海底地震観測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、福島県沖から房総沖にかけての海域に長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検出

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部(えりも沖)にかけての長期海底地震観測データの検出を継続した。

3) ZMAP 等の解析手法の適用

平成 19 年度に引き続き、三陸沖北部、および福島県沖から房総沖における想定アスペリティ周辺の地震活動の時空間変化を調査するために、ZMAP 等の解析法を気象庁一元化地震カタログに適用した。

4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

長期観測型海底地震計記録からマグニチュードを求めるための手法を検討した。用いたデータは、三陸沖北部長期観測型海底地震観測網に記録された地震波形データである。

5) 地震のクラスター分布の図化

福島県沖から房総沖における想定アスペリティ周辺での地震のクラスター強度分布を調査するために、平成 19 年度と同様な手法を気象庁一元化地震カタログに適用し、時空間的に連続して起こった地震のクラスター強度を地図上に図示した。

6) 相似地震の検証

三陸沖北部長期観測型海底地震観測網に記録された地震波形データを用いて、三陸沖北部、および 2003 年十勝沖地震震源域におけるアスペリティ周辺での地震の相似性に注目し、地震間の波形相関法を適用した後、HypoDD 法による地震の震源再計算を行った。

業務の実施方法

1) 長期観測型海底地震観測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部(えりも沖)に構築した観測網の長期観測型海底地震計 42 台を平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した。また東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域で長期観測型海底地震計による観測網を構築し、海底地震観測を実施するために、東京大学地震研究所にて長期観測型海底地震計の組み立てを行った。さらに組み立てられた長期観測型海底地震計 49 台は、平成 19 年 10 月に三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域に投入し、新規観測網を構築した。

## 2) 長期観測型海底地震観測記録の検測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成 18 年 10 月に三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した 42 台の長期観測型海底地震計に観測波形データを分担して、観測網内、およびその周辺海域に起こった気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等の検測を行った。

## 3) ZMAP 等の解析手法の適用

平成 20 年度では、平成 19 年度の調査でも地震活動の静穏化が認められていた三陸沖北部において、新たに報告された地震データを加え、再度 ZMAP 法の適用、そして平成 20 年度の調査地域である福島県沖から房総沖に ZMAP 法の新たな適用を試みた。

三陸沖北部の地震活動に ZMAP 法を適用するに当たり、あらかじめ 1995 年 1 月 1 日から 2008 年 10 月 31 日までに当該海域で起こった M3 以上、かつ深さ 160km 以浅の地震のうち、以前から静穏化が見出されていた領域を含み、千島海溝と日本海溝の会合部（北緯 40.86 度、東経 144.00 度）から室蘭（北緯 42.40 度、141.00 度）に至る幅 50km 細長い直方体のセル内に発生した地震に対して、あらかじめ余震や群発地震を取り除くためのデクラスター処理を施した。大きな地震の余震や群発地震が取り除かれた 416 個のデクラスター地震を用いて、平成 19 年度と同じく、このセルの長さ方向の垂直断面からみた Z 値の深さ分布を計算し、その時間変化を調査した。このセル内での深さ方向の ZMAP を作成するために、以前と同じく長軸方向 5km×深さ方向 5km の格子間隔の各格子点から 100 個の地震を選び、積算度数分布曲線を作成し、その長期間平均の時間変化である LTA 関数 (Habermann, 1988)6) を用いて地震活動度を表わす Z 値を計算した。Z 値の深さ分布を見るために、その大きさに対応するように地図上に彩色した。さらに 1995 年 1 月から 2008 年 10 月までの全期間のなかで、比較的大きな Z 値を示した格子点を抽出し、そこから同心円内に分布した 100 個の震央分布とその積算頻度分布、および Z 値の時間変化を求めた。

一方、福島県沖から房総沖においては、1995 年 1 月 1 日から 2008 年 10 月 31 日までに気象庁一元化地震カタログに報告された、深さ 60km 以浅のデクラスター地震を用いて Z 値の水平分布を計算した。ここでは比較的地震活動が高いことを考慮して、最近 4 カ年の M3.5 以上の地震を用いて ZMAP を作成し、ZMAP のなかでとくに大きな Z 値を示した 2 地点を抽出し、そこから同心円内に分布した 100 個の震央分布とその積算頻度分布、および Z 値の時間変化を求めた。

なお一元化の開始は 1997 年 10 月であるが、以上の 2 つの海域で用いた地震の下限については 1995 年 1 月以降であってもその検知能力に影響はないことを確認している。

## 4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

平成 20 年度では、平成 18 年 10 月から 11 月にかけて三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した 42 台の長期観測型海底地震計に記録された地震波形データに基づいてマグニチュード決定法について検討を行った。その際、各地点での長期観測型海底地震計に記録された地震波の最大振幅と気象庁一元化

地震カタログのマグニチュードとの対応関係を理解するために、震源距離、波形に適用する最適なフィルターの周波数特性等を考慮しながら、気象庁マグニチュードへの変換式を求めた。

5) 地震のクラスター分布の図化

平成 20 年度では、気象庁一元化地震カタログ（2001. 1. 1～2008. 10. 31）を用いて、福島県沖から房総沖の海域に発生した、深さ 100km 以浅のすべての地震の時空間分布からクラスター強度を、緯度方向 0.05 度、経度方向 0.05 度、深さ方向 5 km に分割したグリッド空間ごとに計算し、その強度分布を 2 年ごとに作成した。

6) 相似地震の検証

平成 20 年度では、三陸沖北部長期観測型海底地震観測網に記録された地震波形データを用いて、2003 年十勝沖地震震源域におけるアスペリティ周辺での地震間の地震波形に関する相互相関係数を求め、高い相関係数を示した地震の P 波と S 波のラグ時間を用いた HypoDD 法による地震の震源再計算をおこなった。その計算結果と個々の地震ごとに震源を求める一般的なシングルイベント法の結果とを比較し、当海域での波形相関法の有効性を調査した。

(c) 業務の成果

1) 長期観測型海底地震観測

平成 19 年 5 月から 6 月にかけて東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部（えりも沖）に設置した長期観測型海底地震計 42 台を回収した。また三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域で長期間海底地震観測を実施するために、東京大学地震研究所にて長期観測型海底地震計を 49 台の組み立て、平成 19 年 10 月に東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域に投入し、新規海底地震観測網を構築した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検出

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成 18 年 10 月に三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した 42 台の長期観測型海底地震計に観測波形データを分担して、観測網内、およびその周辺海域に起こった気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等の検出を行った。

長期観測型海底地震計に記録された地震の中から、観測網内およびその近傍周辺に起こったと思われる（各観測点から S-P 時間 15 秒以下の）地震のうち、気象庁一元化地震カタログに報告されていない地震のみを検出した。検出項目は、平成 19 年度（北海道大学、2007）5）と同じく、P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等である。平成 18 年 12 月 1 日から平成 19 年 6 月 4 日までの観測期間に発生し、これら検出要素に基づいて震源計算された地震は 2828 個である。ここで詳細な 3 次元的震源分布を観察するために、千島海溝から日本海溝の海溝軸に直交する方向に細長く分割した小領域内での

震源分布を作成した（図 1～図 9）。

これらの分布図には参考のために気象庁一元化地震カタログ（期間：2002 年 1 月 1 日～2008 年 10 月 31 日）も一緒にプロットした。震源位置の相対的精度は図 1 の図中右下の赤丸の大きさに対応している。一般に海底地震計観測網外の地震の震源決定精度は数 km と比較的大きな誤差になっているが、観測網内ではほとんどの地震は 1～2km 以内の高い精度で求まっているのが判る。海溝の外側で起きる地震は、気象庁一元化地震カタログに記載されている定常的地震活動とほぼ同じく、概ね 50km 前後の深さに求まっている。それらは観測網の外側にあるためのほか、沈み込んでいる海洋プレート内の地震波速度分布が震源計算結果に大いに影響していると推察される。全体として気象庁一元化地震カタログに記載されていない非一元化地震は、沈み込む海洋プレートの上面およびその上盤で頻発している。また 2003 年十勝沖地震のおおきなアスペリティ周辺に注目すると、非一元化地震はそれを避けるようにその周辺で起こっている。一方 1968 年十勝沖地震のアスペリティではその傾向はそれほど顕著でない。

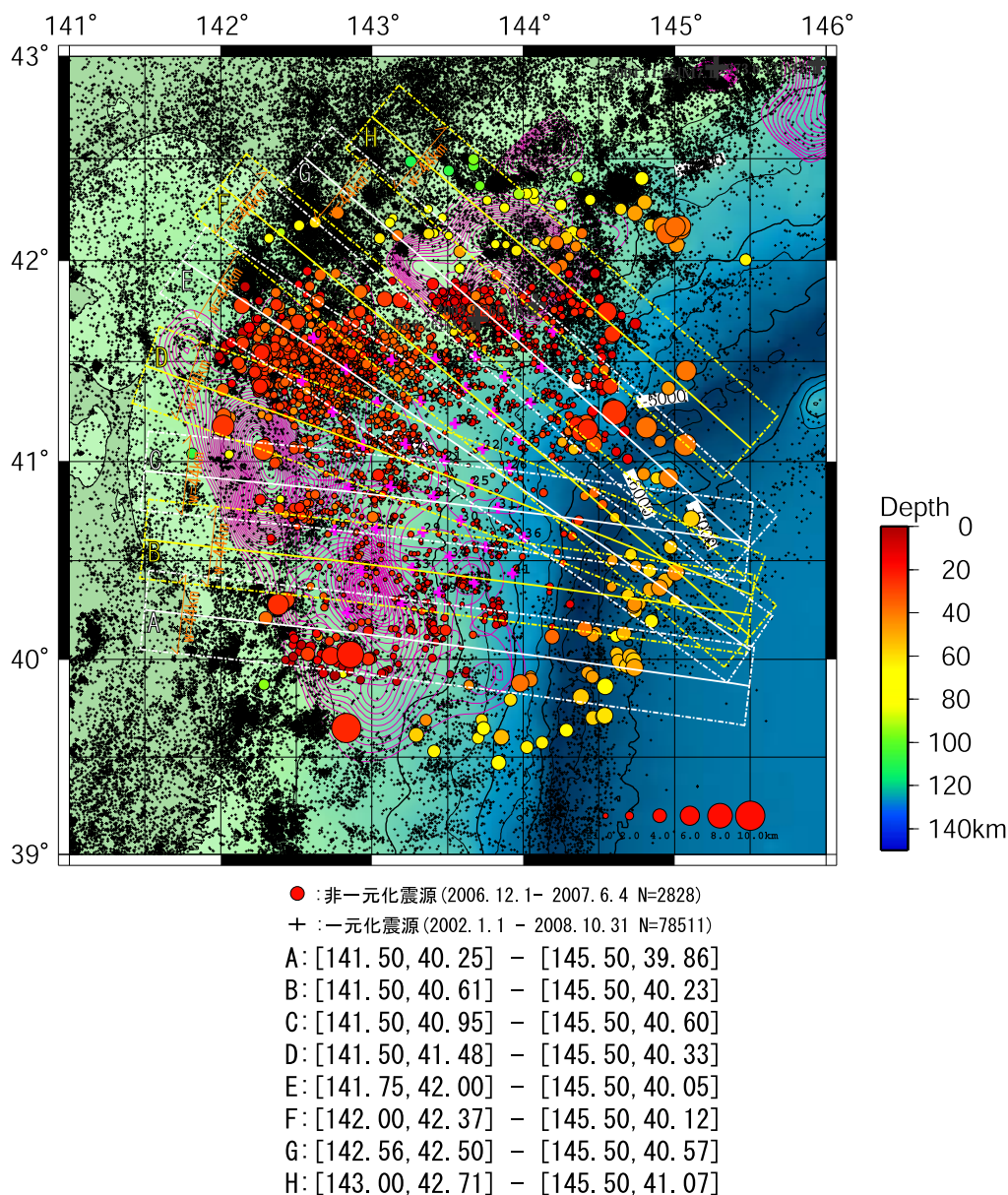
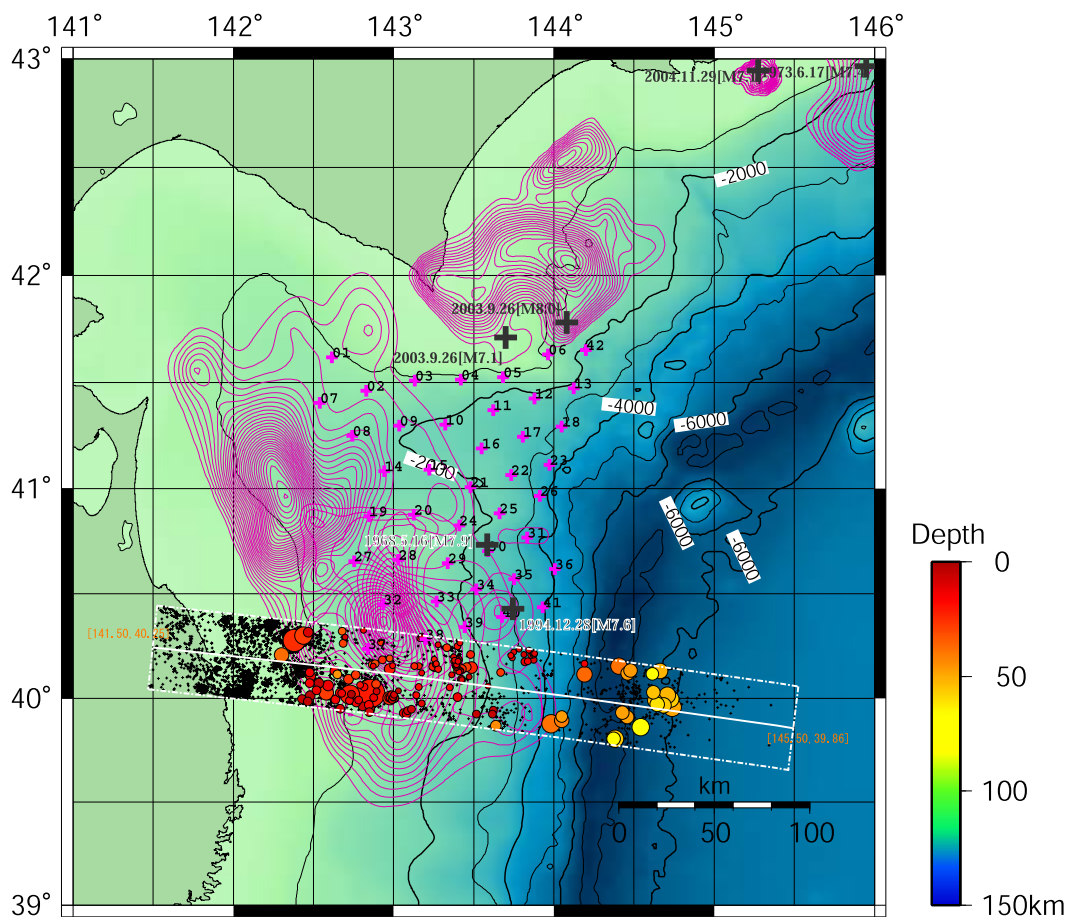


図1 検出した気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震 (●) の震央分布 (2006年12月1日～2007年6月4日)

＋は気象庁一元化地震カタログに記載された地震(2002年1月1日～2008年10月31日)、＋と数値は海底地震計設置点と設置番号、丸の大きさは震源決定精度(鉛直誤差と水平誤差との自乗和の平方根)に対応。深さは右横のカラーパレットに対応。白枠は海溝軸に直交する方向の垂直断面図からみた震源分布に対応(南側から順に図2～図9で断面図を表示)。コンターは大地震時のアスペリティ分布(2003年9月26日十勝沖地震についてはYamanaka and Kikuchi, 2003 7); 2004年11月29日釧路沖地震についてはKatsumata and Yamanaka, 2006 8); 1973年6月17日根室半島沖地震については山中・菊地, 2002 9))。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究



● : 非一元化震源 (2006. 12. 1 - 2007. 6. 4 N=166)  
 + : 一元化震源 (2002. 1. 1 - 2008. 10. 31 N=4151)

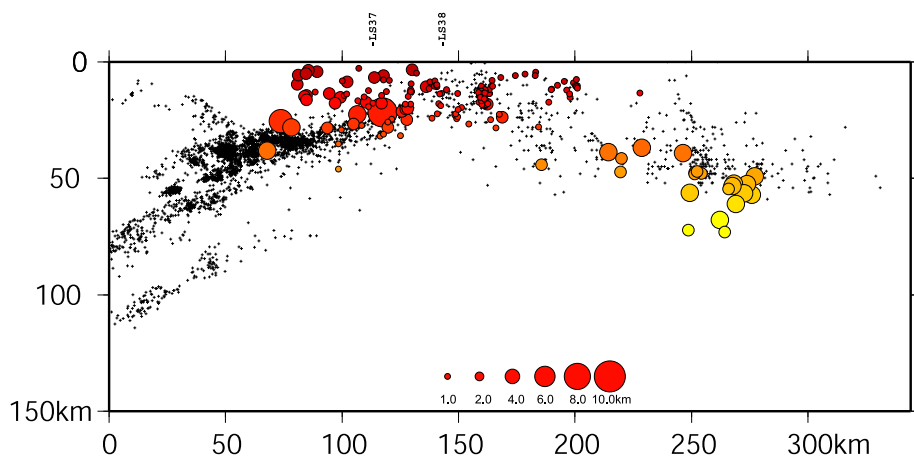


図2 図1の左端の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=166)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=4151)。他の記号説明は図1と同様。



3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

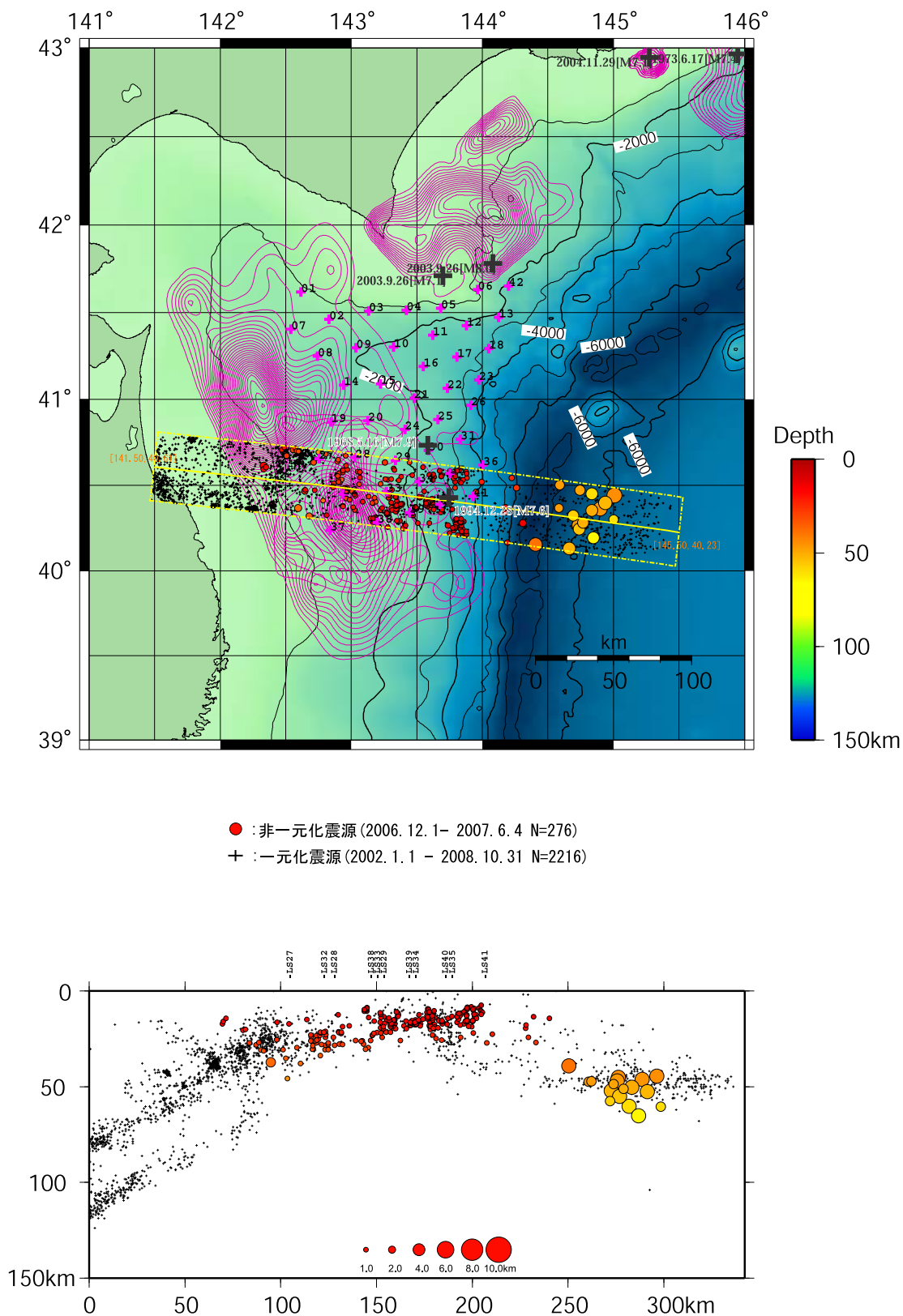
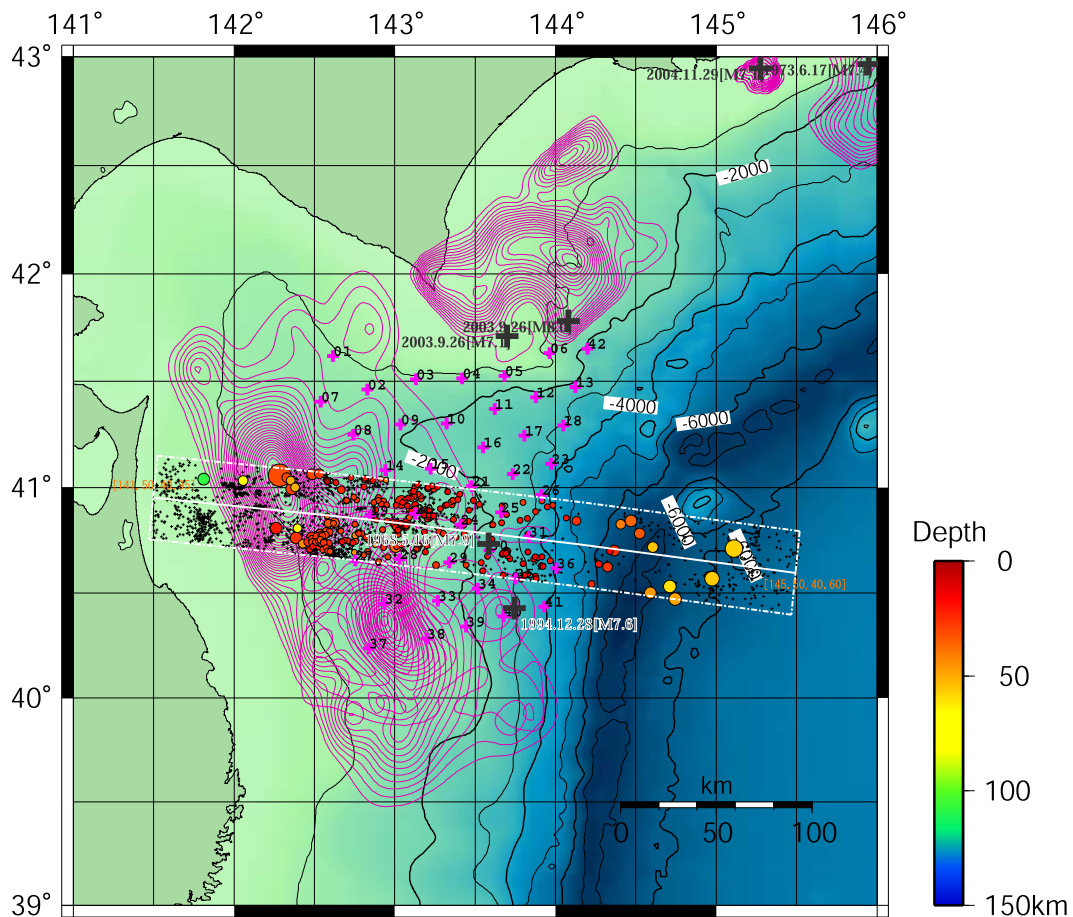


図3 図1の南端から2番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=276)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=2216)。他の説明は図1と同様。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究



- : 非一元化震源 (2006. 12. 1- 2007. 6. 4 N=279)
- ✦ : 一元化震源 (2002. 1. 1 - 2008. 10. 31 N=1676)

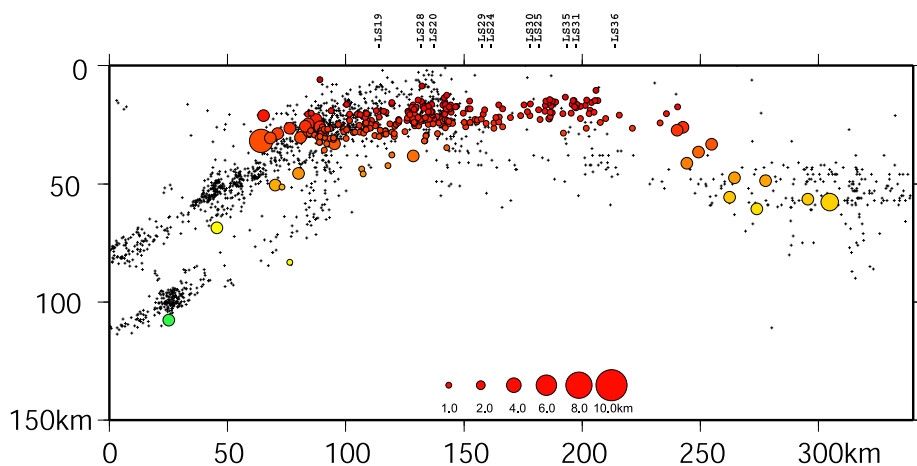


図4 図1の南端から3番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=279)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=1676)。他の説明は図1と同様。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

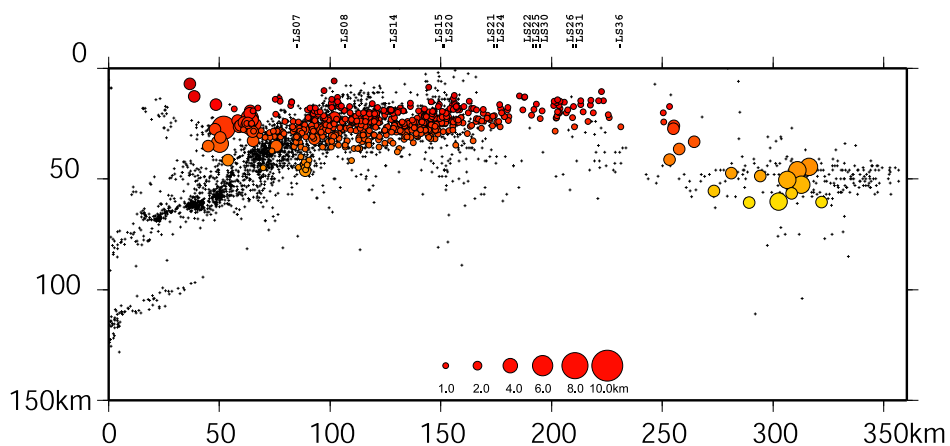
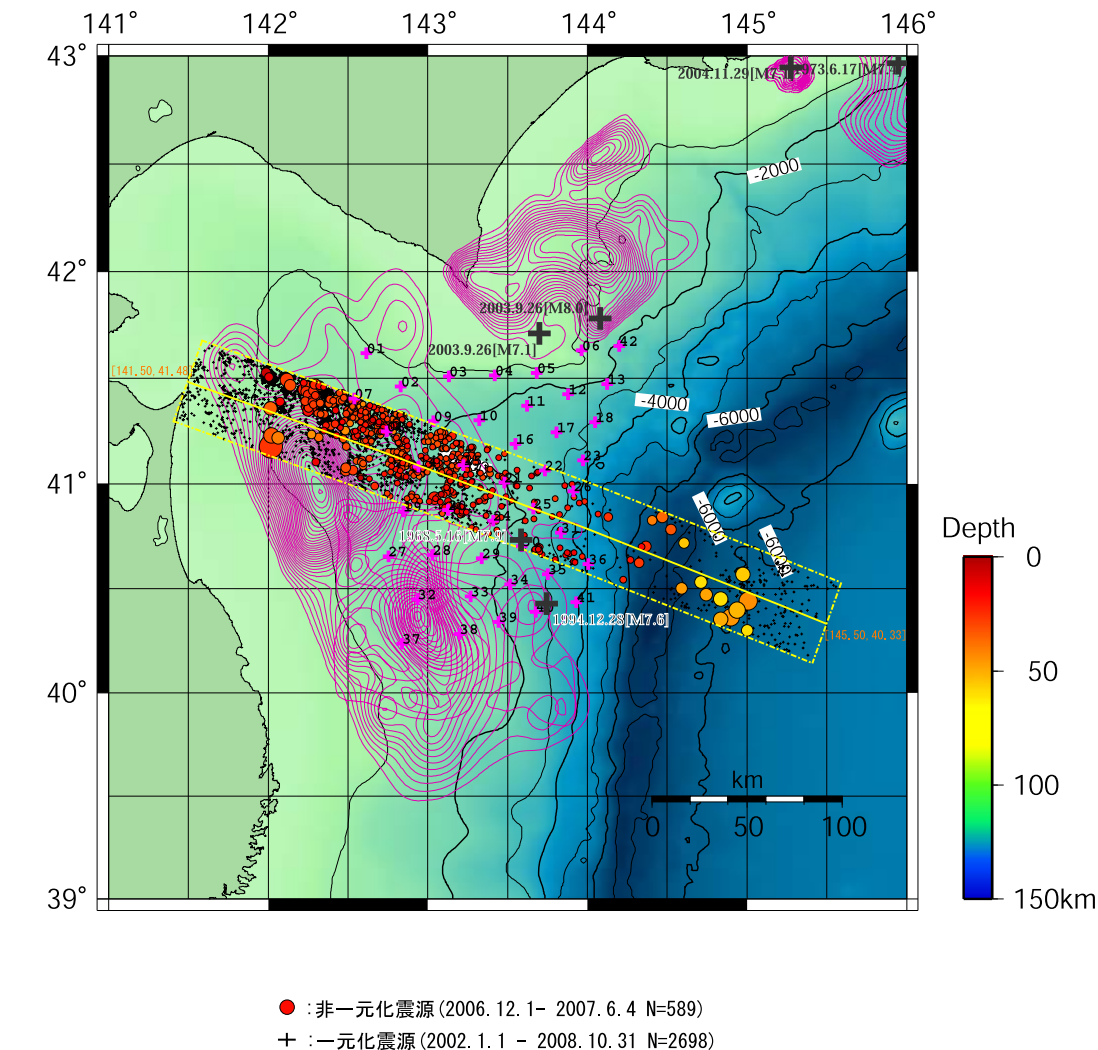


図5 図1の南端から4番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=589)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=2698)。他の説明は図1と同様。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

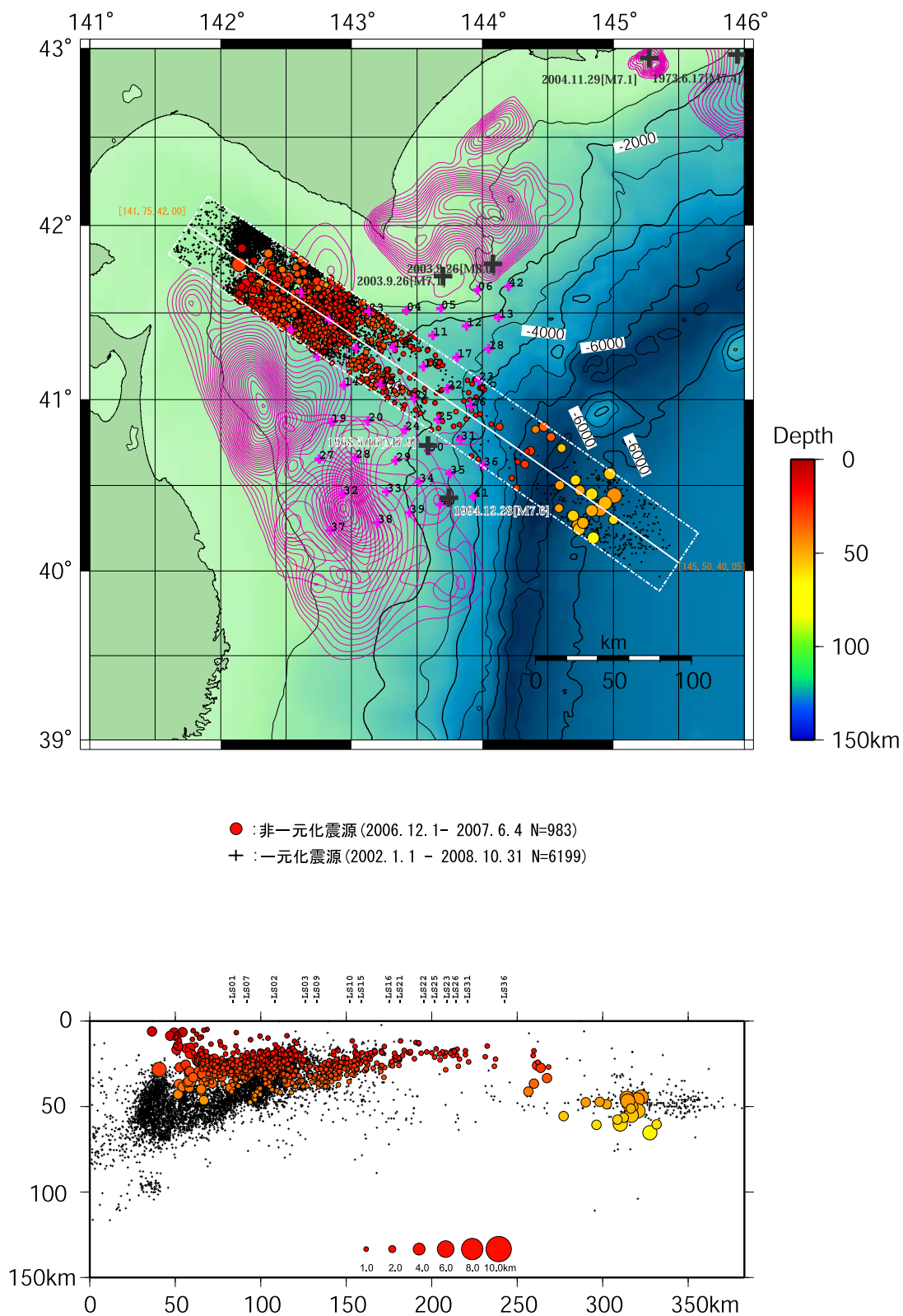
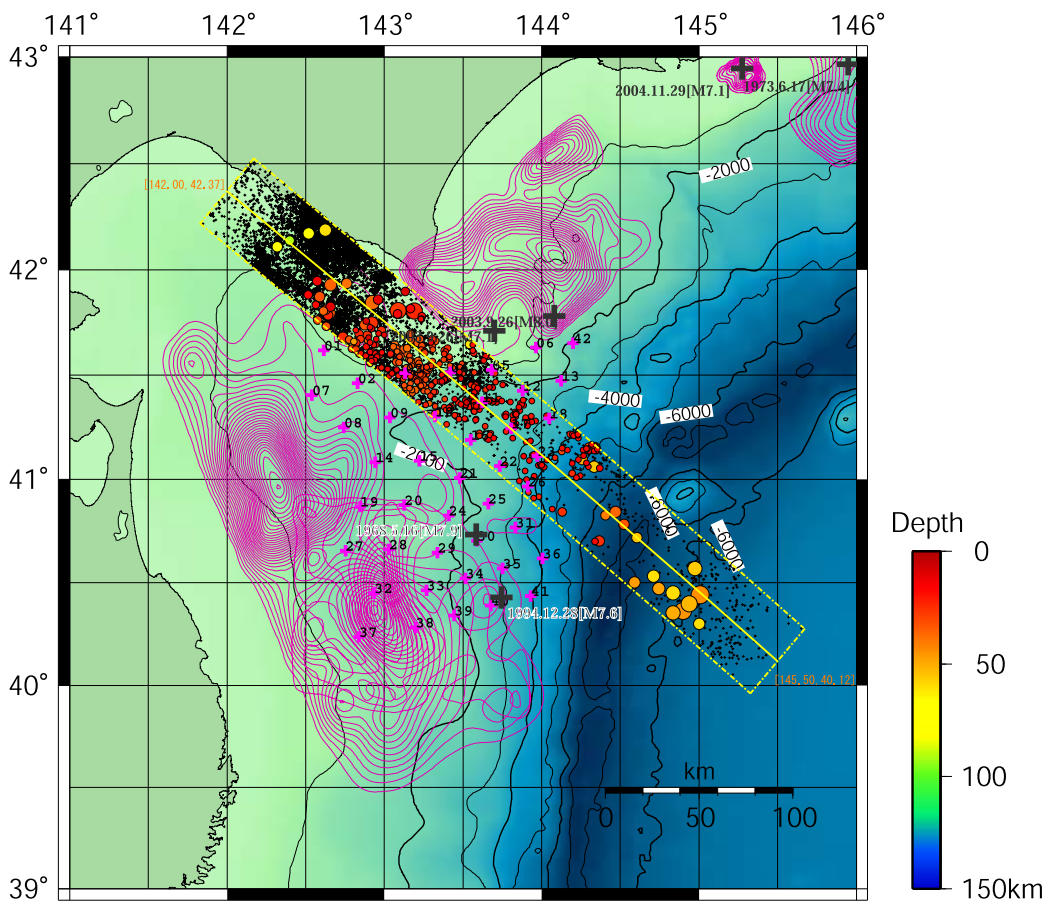


図6 図1の南端から5番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=983)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=6199)。他の説明は図1と同様。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究



● : 非一元化震源 (2006. 12. 1 - 2007. 6. 4 N=443)  
 + : 一元化震源 (2002. 1. 1 - 2008. 10. 31 N=8041)

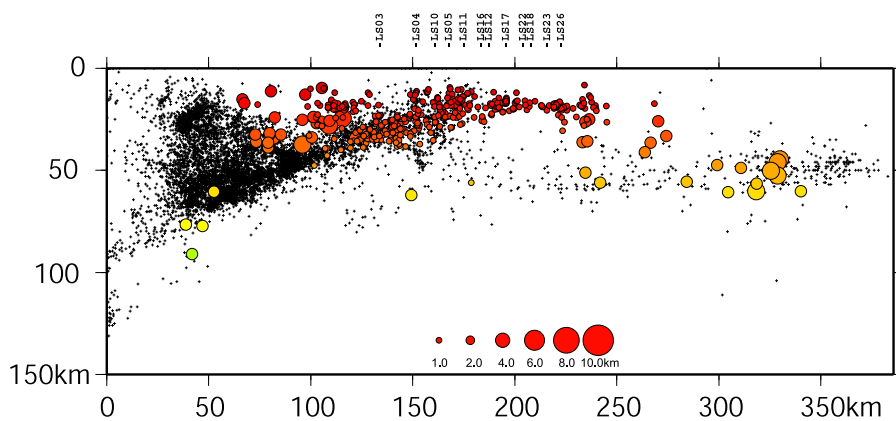


図7 図1の南端から6番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=443)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=8041)。他の説明は図1と同様。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

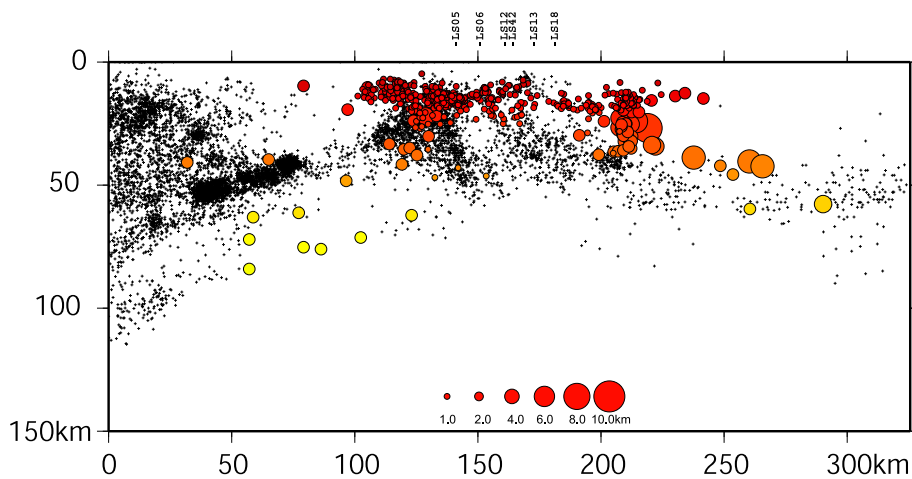
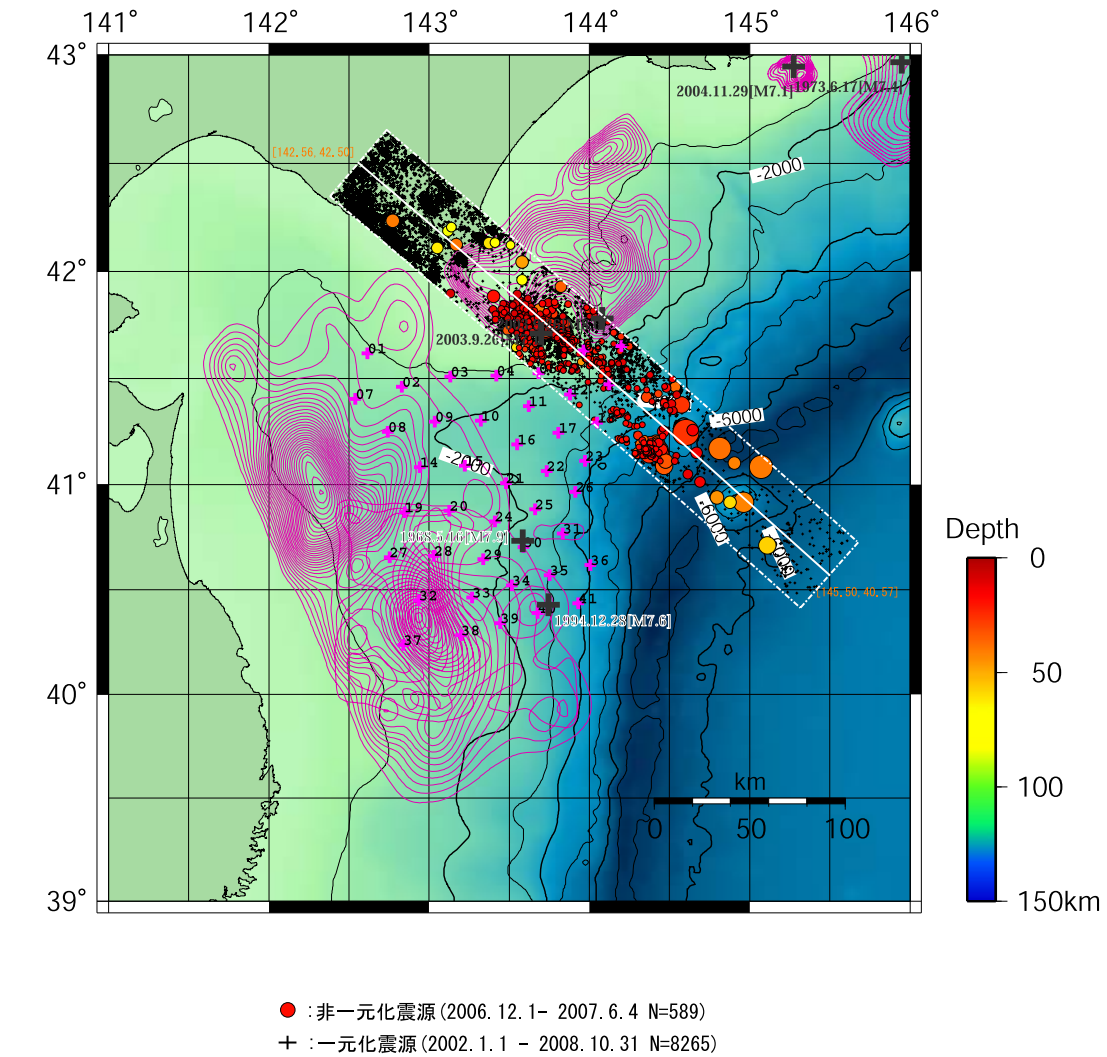


図 8 図 1 の南端から 7 番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布 (地震数 = 599)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源 (2002 年 1 月 1 日 ~ 2008 年 10 月 31 日、地震数 = 8265)。他の説明は図 1 と同様。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

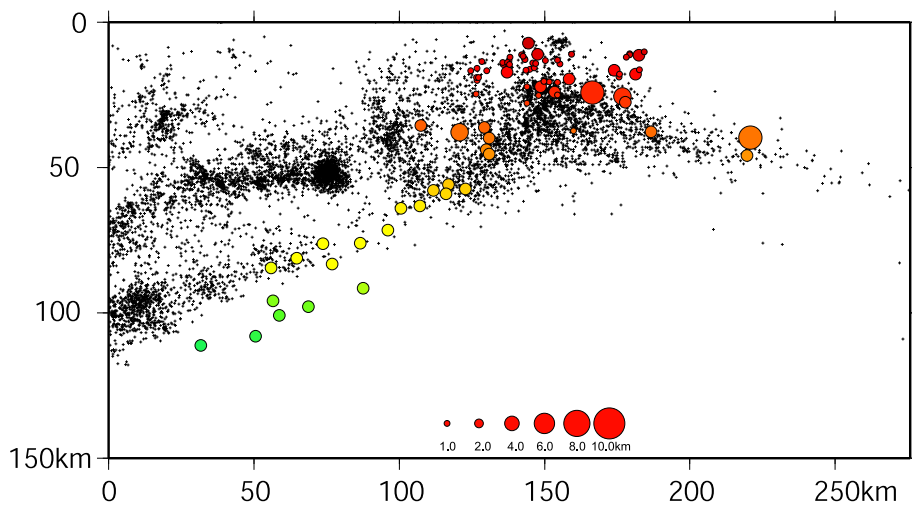
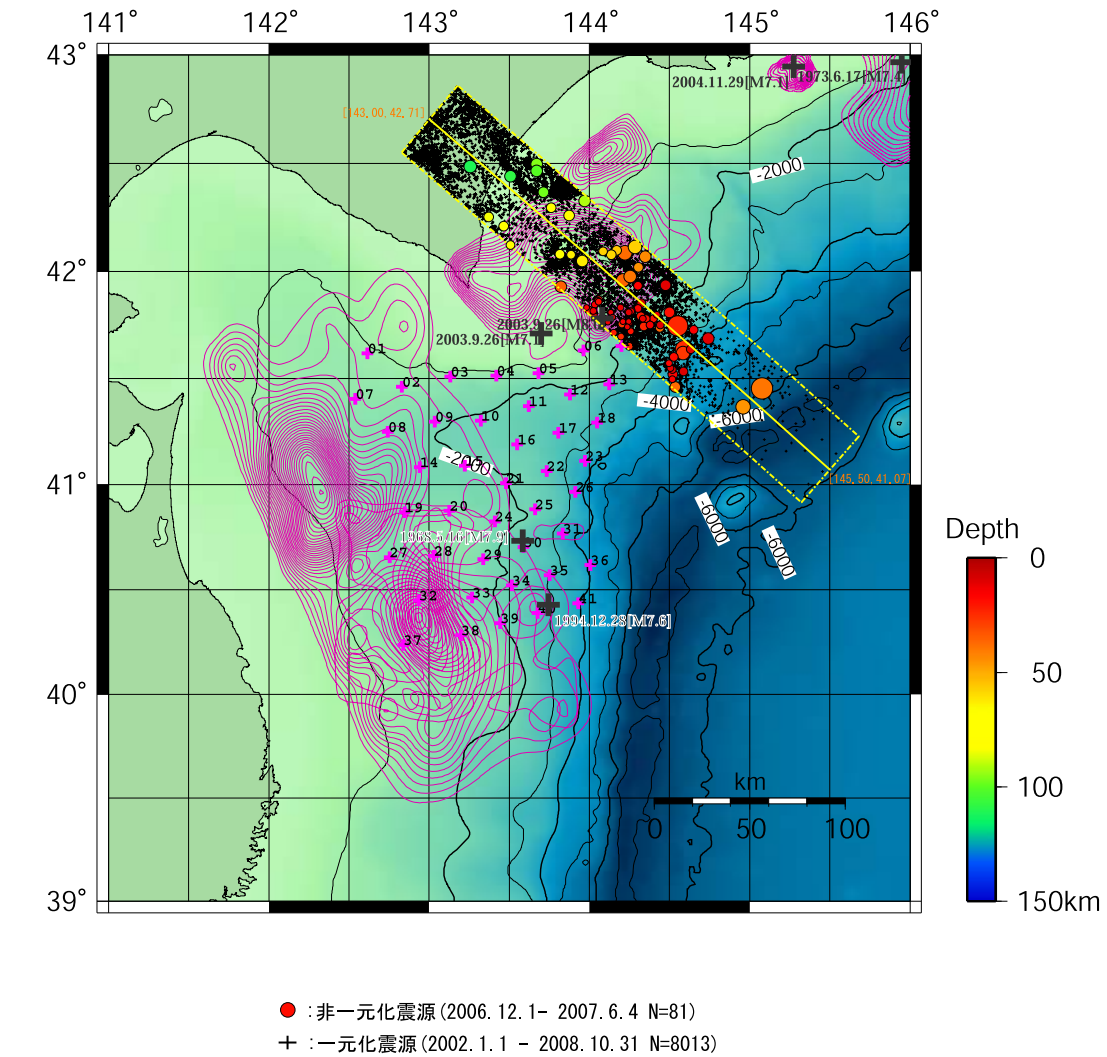


図9 図1の南端から8番目の白枠内での気象庁一元化地震カタログに記載されていない地震の震源分布(地震数=81)

黒点は気象庁一元化地震カタログの地震の震源(2002年1月1日~2008年10月31日、地震数=8013)。他の説明は図1と同様。

3) ZMAP 等の解析手法の適用

a) 三陸沖北部での ZMAP

三陸沖北部の地震活動に ZMAP 法を適用するに当たり、以前から静穏化が見出されていた領域を含み、千島海溝と日本海溝の会合部（北緯 40.86 度、東経 144.00 度）から室蘭（北緯 42.40 度、141.00 度）に至る幅 50km 細長い直方体のセル内に 1995 年 1 月 1 日から 2008 年 10 月 31 日までに当該海域で発生した M3 以上、かつ深さ 160km 以浅の地震に対して、あらかじめ余震や群発地震を取り除くためのデクラスター処理を施した 416 個のデクラスター地震（図 10）を用いて、このセルの長さ方向の垂直断面からみた Z 値の深さ分布を計算し、その時間変化を調査した。

ここで最近の 2001 年 1 月 1 日から時間ウインドウ 4 年間内での Z 値を 5 km × 5 km の格子間隔ごとに計算し、それらを長さ方向の垂直断面に投影した ZMAP を 2 ヶ月ごとに図 11a, 図 11b とで示した。2007 年 9 月 30 日までの平成 19 年度の調査と同様に、今回の調査においてもプレート境界付近で Z 値が時間とともに大きくなって、ますます静穏化が進んでいるのが判る。



1995.1.1 - 2008.10.31  $M \geq 3.0$  N=416(declustered)

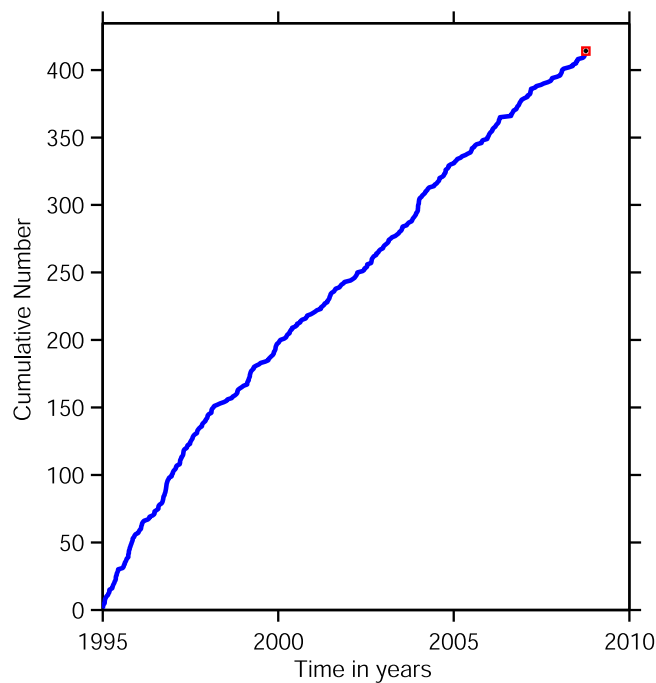
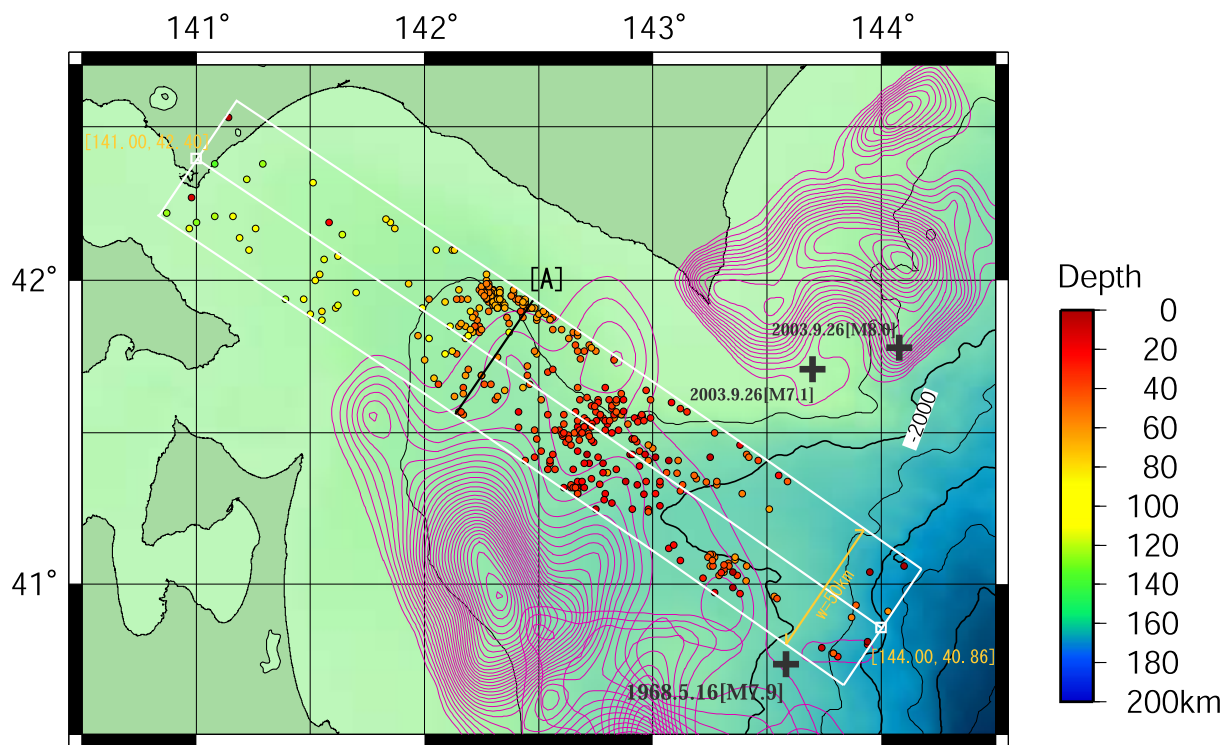


図 10 白枠内に発生したデクラスター地震の震央分布（上）とその積算頻度分布（下）  
 1995年1月1日から2008年10月31日の期間に発生したM3以上の416個クラスター地震。  
 図中の線AはZ値が最大を示した領域。+は当海域で起こった大きな地震の震央。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

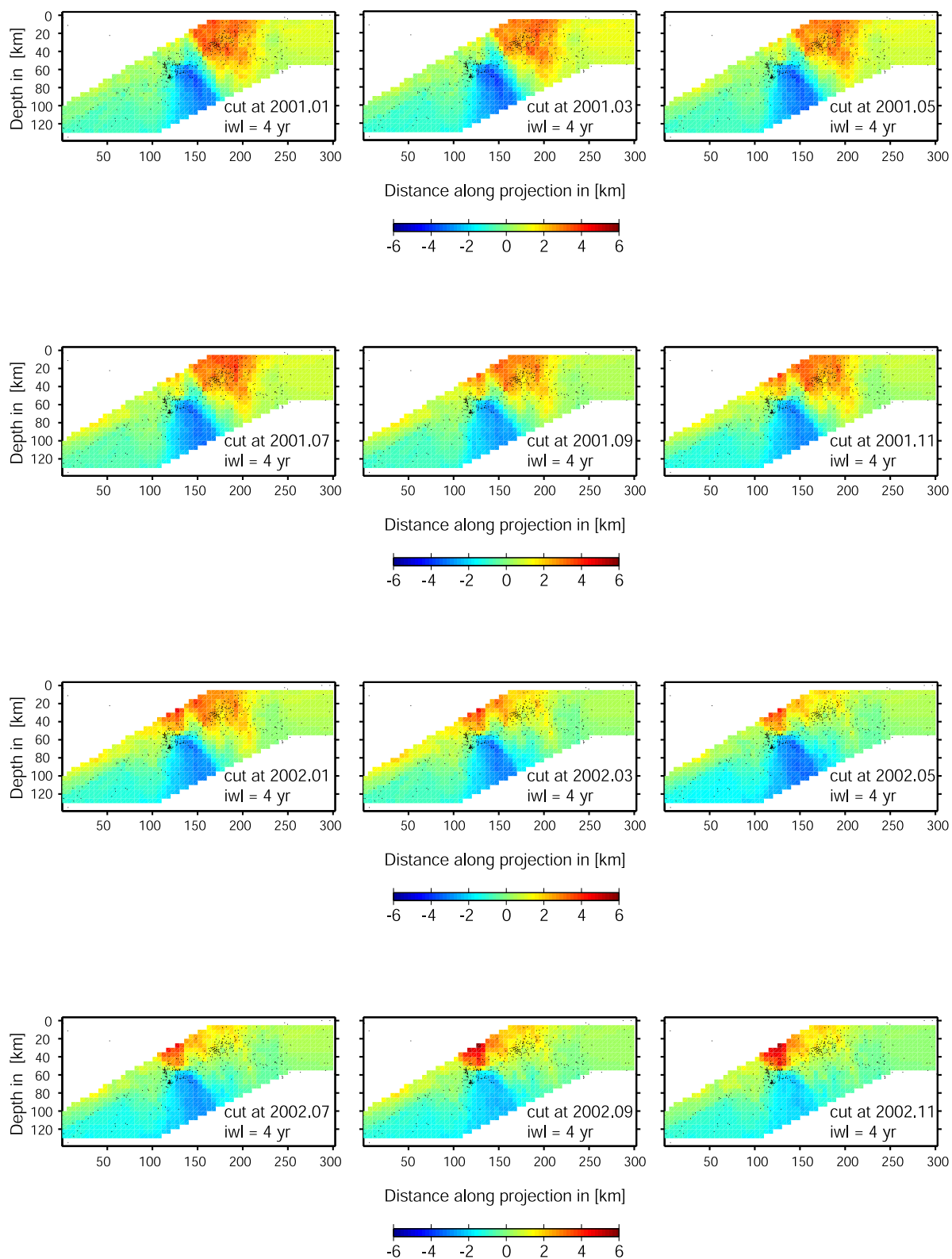


図 11(a) 図 10 で定義した領域内での最近の ZMAP

期間：2001 年 1 月～2002 年 11 月。間隔：2 ヶ月。時間ウィンドウ：4 年間。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

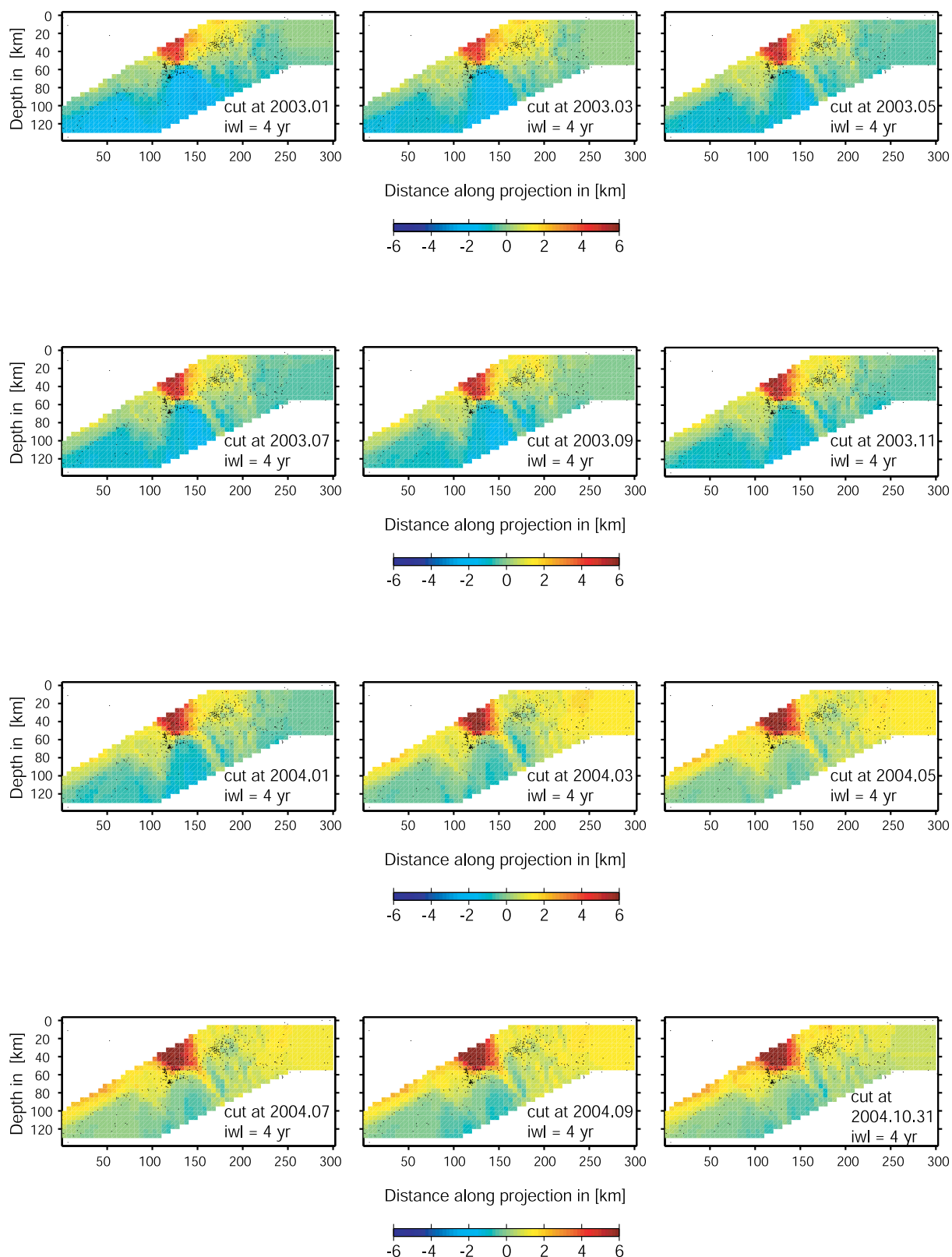


図 11(b) 図 10 で定義した領域内での最近の ZMAP  
 期間：2003 年 1 月～2004 年 10 月。間隔：2 ヶ月。時間ウィンドウ：4 年間。

b) 福島県沖および房総沖での ZMAP

福島県沖から房総沖においては、1995年1月1日から2008年10月31日までに気象庁一元化地震カタログに報告された深さ60km以浅のデクラスター地震を用いてZ値の水平分布を計算した。ここでは比較的地震活動が高いことを考慮して、最近4カ年のM3.5以上の地震を用いてZMAPを作成し、ZMAPのなかでとくに大きなZ値を示した2地点[A],[B]を抽出し、そこから同心円内に分布した100個の震央分布とその積算頻度分布、およびZ値の時間変化を求めた(図12)。Z値の最大値ZMAXは、[A]と[B]とで4.0、および4.7が2004年10月と2004年6月にそれぞれ出現した。ちなみにこの2地点は、1938年5月23日塩谷崎地震(M7.0)と1938年11月5日塩谷崎地震(M7.5)との塩谷崎地震群の発生海域に対応する。

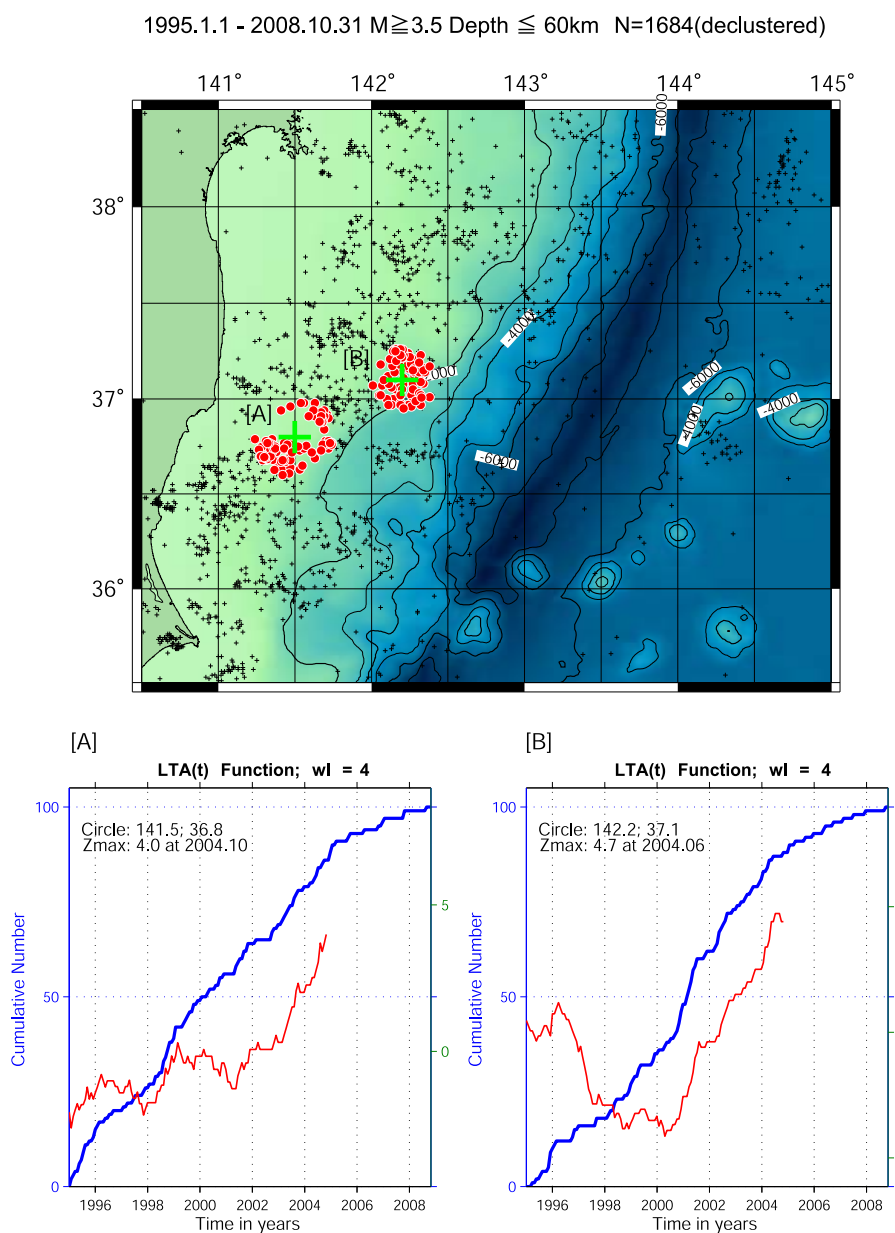


図12 福島県沖および房総沖での最近のZMAP

期間：1995年1月1日～2008年10月31日。時間ウィンドウ：4年間。

## 4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

地震のマグニチュードを求めるには、地震の信号継続時間と最大振幅からもとめる方法がある。平成 19 年度では根室半島沖での 30 台の長期観測型海底地震計の地震波形データから当海域での気象庁マグニチュードへの変換法を求めた（北海道大学、2008）<sup>5)</sup>。また平成 18 年度では三陸北部沖の長期海底地震観測波形データのマグニチュードについて吟味を行った（北海道大学、2007）<sup>4)</sup>。ここでは平成 18 年度の海底地震観測 18 地点で得られた成果をふまえ、バンドパスフィルターの帯域として 1Hz から 12Hz と定め、そのバンドパスフィルターを通した上下動成分の地震波の最大振幅 (Amp) を自動的に検出した。その際、平成 18 年度と同様に P 波のはじまりから 2 秒以内、また S 波のはじまりから 4 秒以内のいずれか大きい方をその地震の最大振幅 (Amp) と定めた。さらに S 波走時の検出が難しく、P 波走時のみ震源計算に用いられた観測点については、S 波の理論走時を用いた。このようにして検出した各地震波の最大振幅 (Amp) の対数にその地震の震源距離 (Dis) の対数を加えた数値に気象庁一元化地震カタログの  $M(JMA)$  を対比させた分布図を観測点ごとに作成した（図 13-a～図 13-q）。なお、各図には、2 種類のマグニチュード間の散布図（上）、線形関係（中）、残差分布（下）を表示した。散布図中の + は  $\pm 2 \times$  標準偏差幅を超えた数値、残差分布図の  $\mu$  は平均値を意味する。

さらにこれらの分布図から最小二乗法的に 1 次式の係数を求め、各観測点での最大振幅と震源距離から気象庁マグニチュードを求める変換式を用いて地震の（積算頻度）G-R 分布を求めた（図 14）。

図 14 上には、検出した非一元化震源と一元化震源との地震にこれらの算出式を適用し、マグニチュード別積算頻度曲線（●）を示した。比較のために、一元化震源のみについてこの経験式で補正した場合（○）と補正しない場合（×）とのマグニチュード別積算頻度曲線を図示した。図から判るように、気象庁一元化地震カタログのみの規模別頻度分布（×）は、前の 2 つの分布に比較して大きな地震ほど G-R 曲線からのずれが大きい。この点は平成 18 年度の調査結果や平成 19 年度の根室半島沖の調査結果とほぼ同じ傾向にある。またマグニチュード別積算頻度曲線（●）に最尤法（宇津、1965）<sup>10)</sup> に基づいて算出した  $b$  値は 0.8 と求めた。この値は平成 18 年度に実施した三陸沖北部の調査結果  $b=0.7$ （北海道大学、2007）<sup>4)</sup> より大きい。一方平成 19 年度の根室半島沖の調査結果  $b=0.9$  より小さい。平成 18 年度とは、18 点から 42 点に海底地震計数が増えたこと、海底地震計の展開域が平成 18 年度にくらべてより東側にシフトしたことなどの観測状態の違いにより、 $b$ -値の時間変化の有無を指摘するのは難しい。ここで各変換式の最後のバイアス項を地図上にプロットしたのが図 15 である。それによると観測点 20 (LS20) で特別大きなバイアス値 +5.3 が得られた。しかしこの観測点では概して振幅が小さく、振幅の補正項が他の観測点に比較して大きい。またこの観測点は一般に S/N が小さく、検出が困難であった。現時点ではその原因は明らかでない。この観測点を除いた地理的分布からは、おおよそ観測網の北東部に比べて三陸沖の南側でバイアスが大きくなっていると理解できる。このバイアスの地理的分布は観測点直下の地下構造を反映していると推察でき、最大振幅から精度の高いマグニチュードを求める際はこの種の観測点補正が不可欠であろう。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

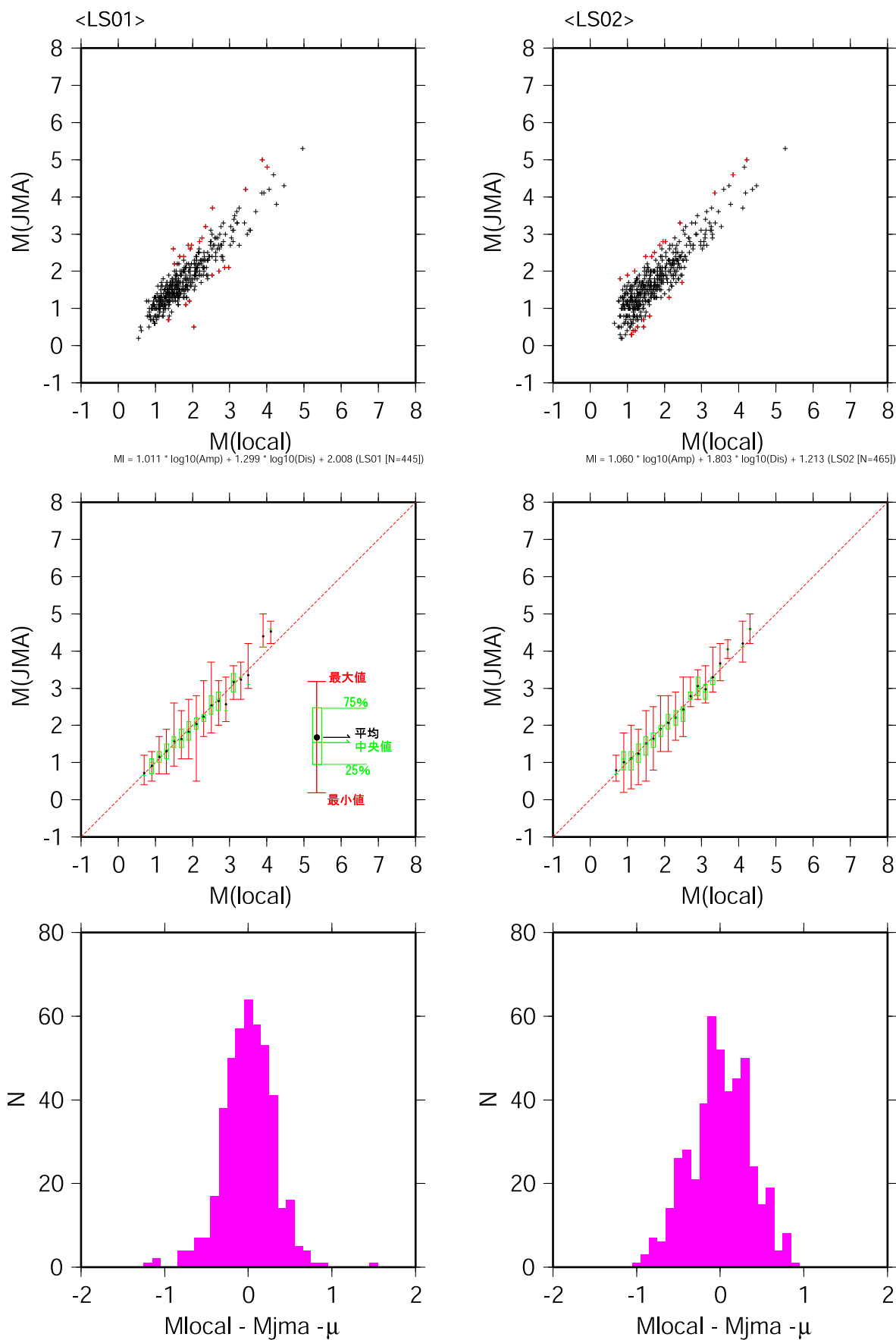


図 13-a 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的關係  
観測点 : LS01 (左)、LS02 (右)。散布図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

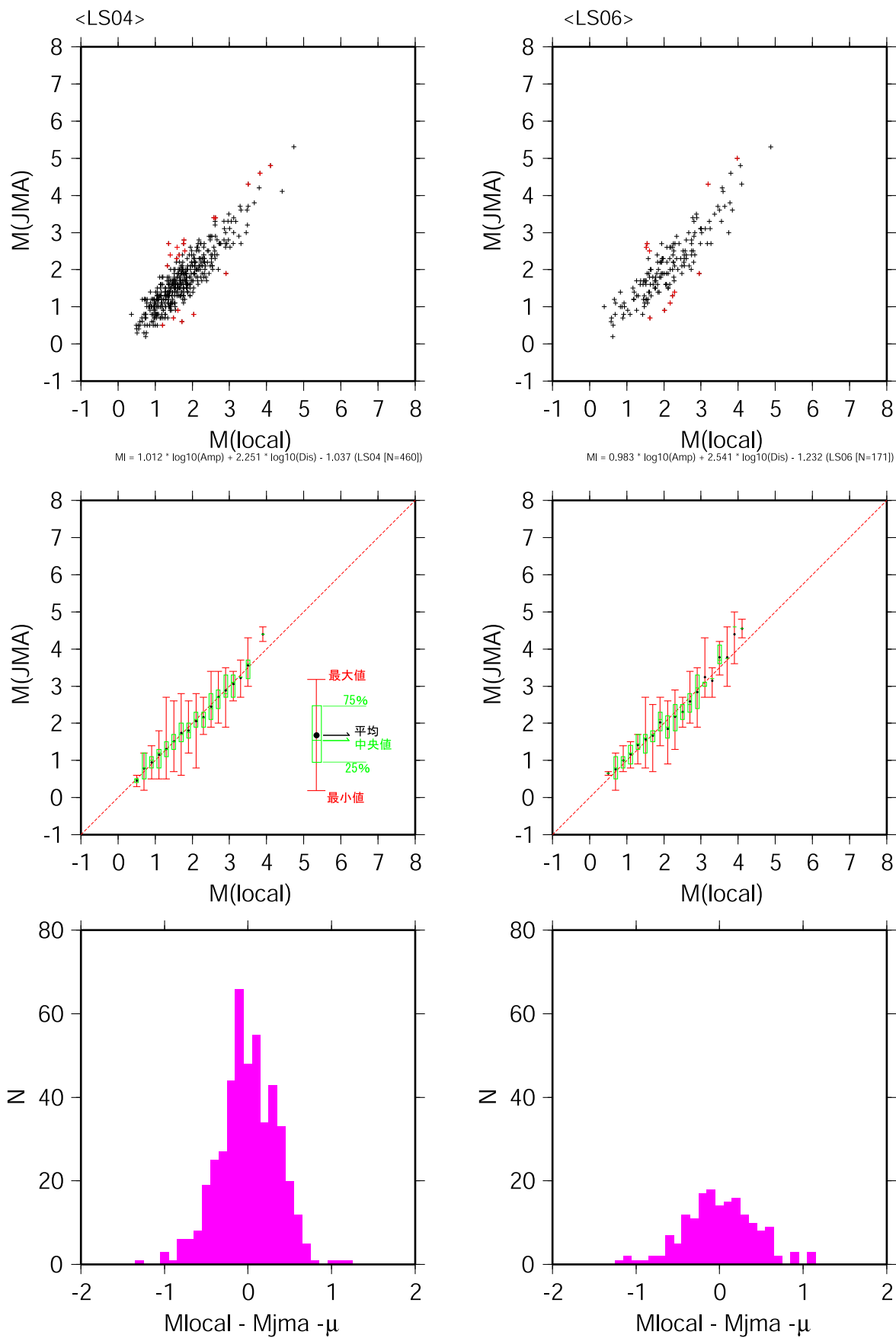


図 13-b 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード (jma) との統計的関係  
 観測点 : LS04 (左)、LS06 (右)。散佈図 (上)、線形関係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

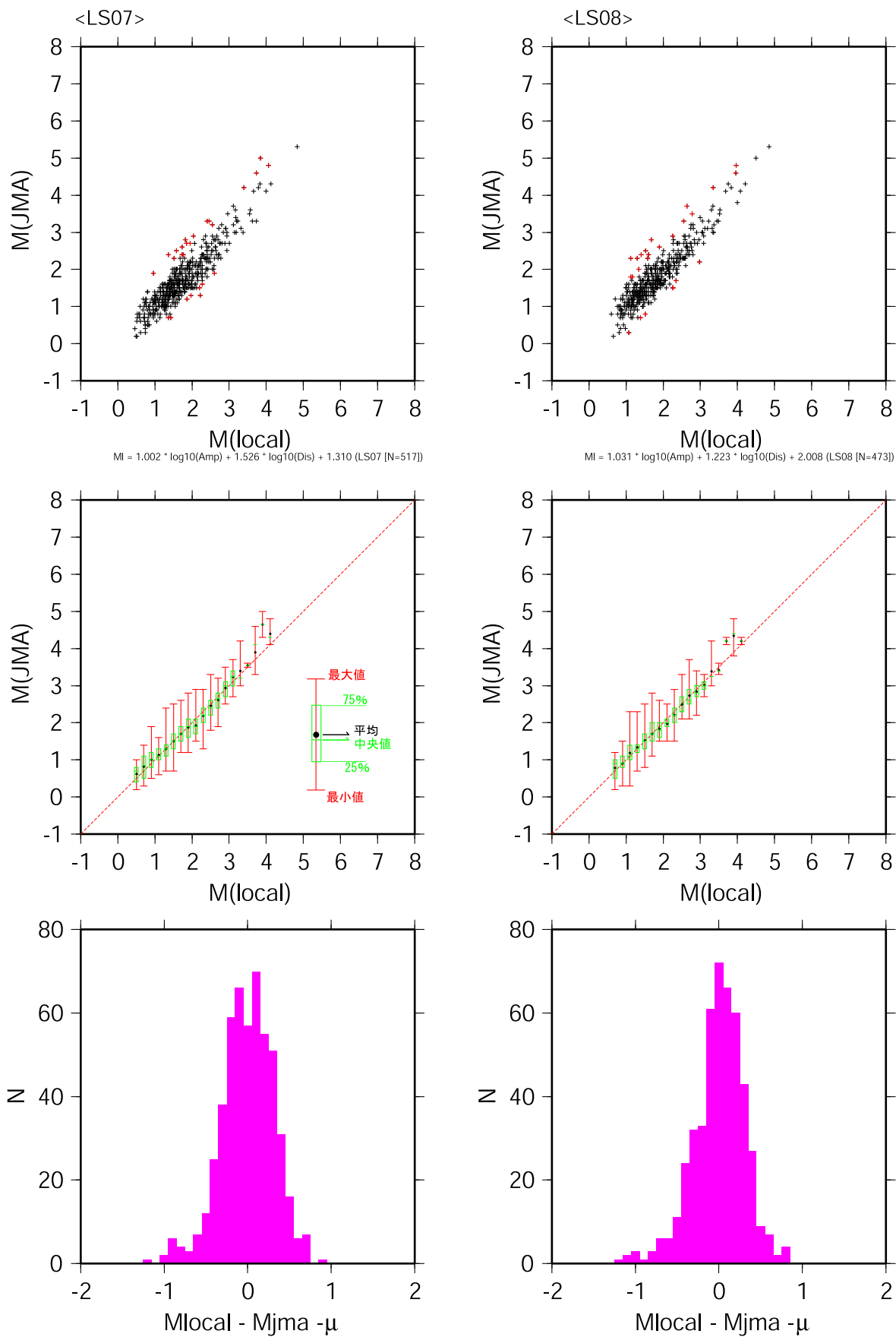


図 13-c 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的關係  
観測点 : LS07 (左)、LS08 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。



3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

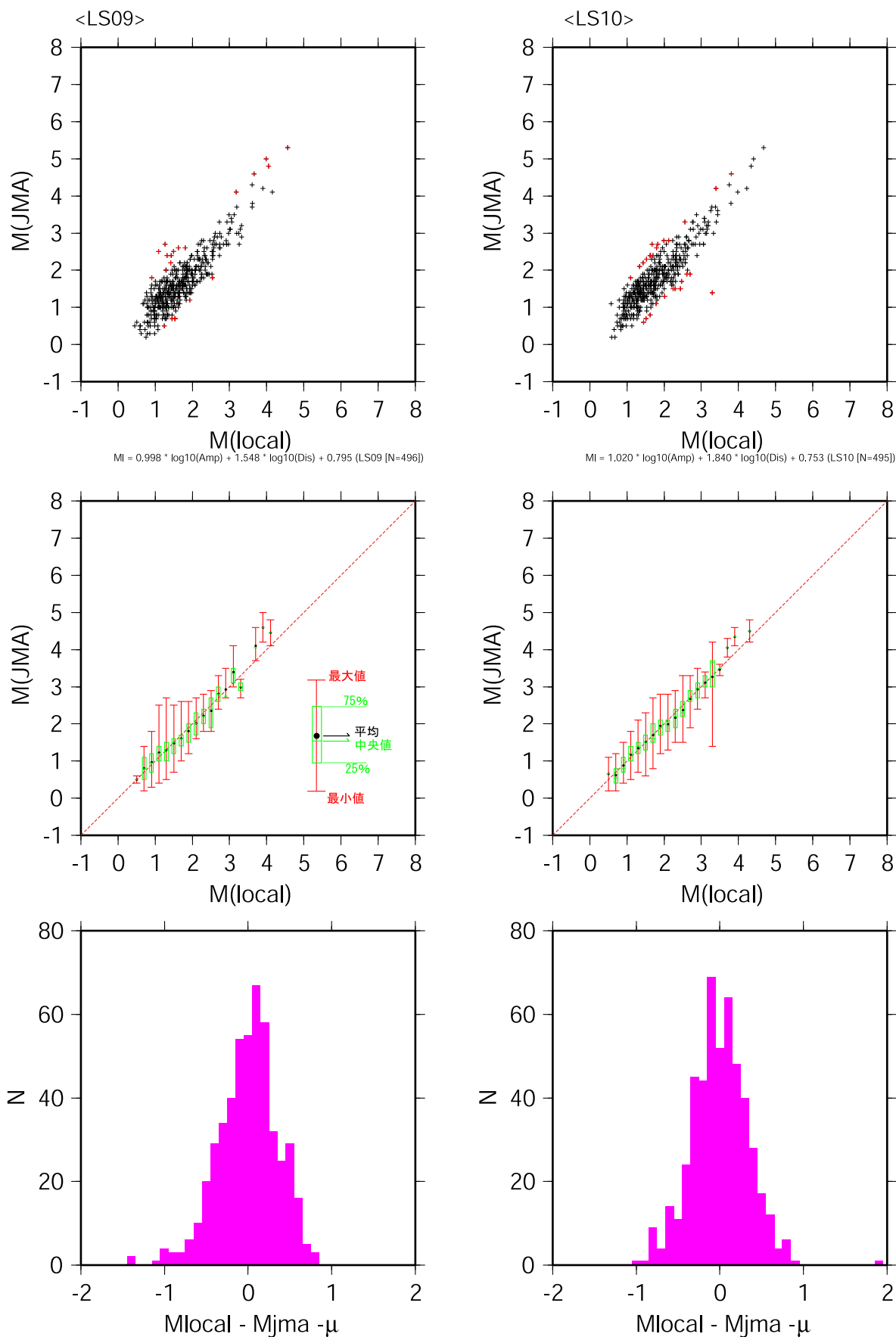


図 13-d 振幅マグニチュード  $M(local)$  と気象庁マグニチュード ( $jma$ ) との統計的關係  
観測点 : LS09 (左)、LS10 (右)。散布図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

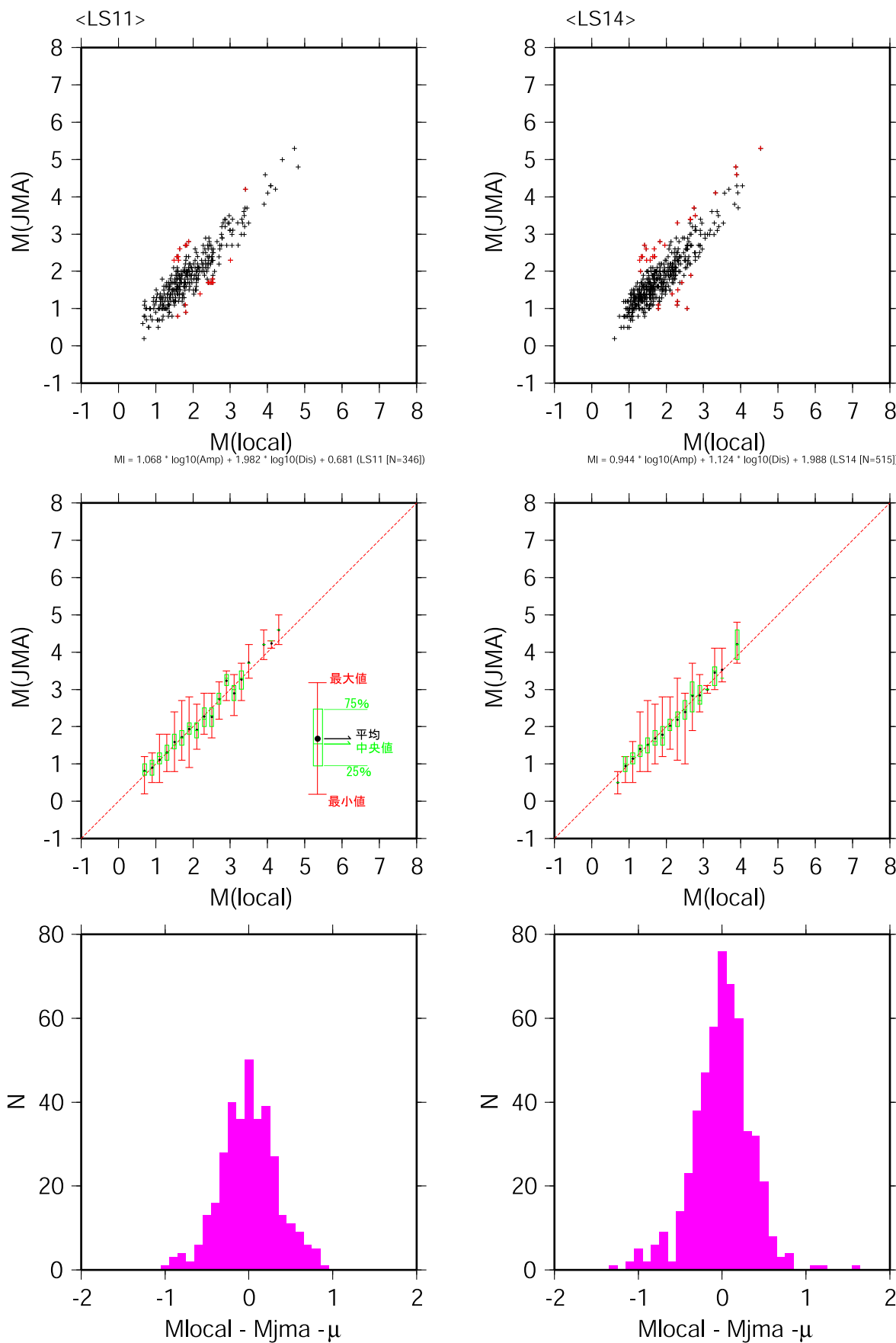


図 13-e 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード  $(\text{jma})$  との統計的關係  
観測点：LS11 (左)、LS14 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

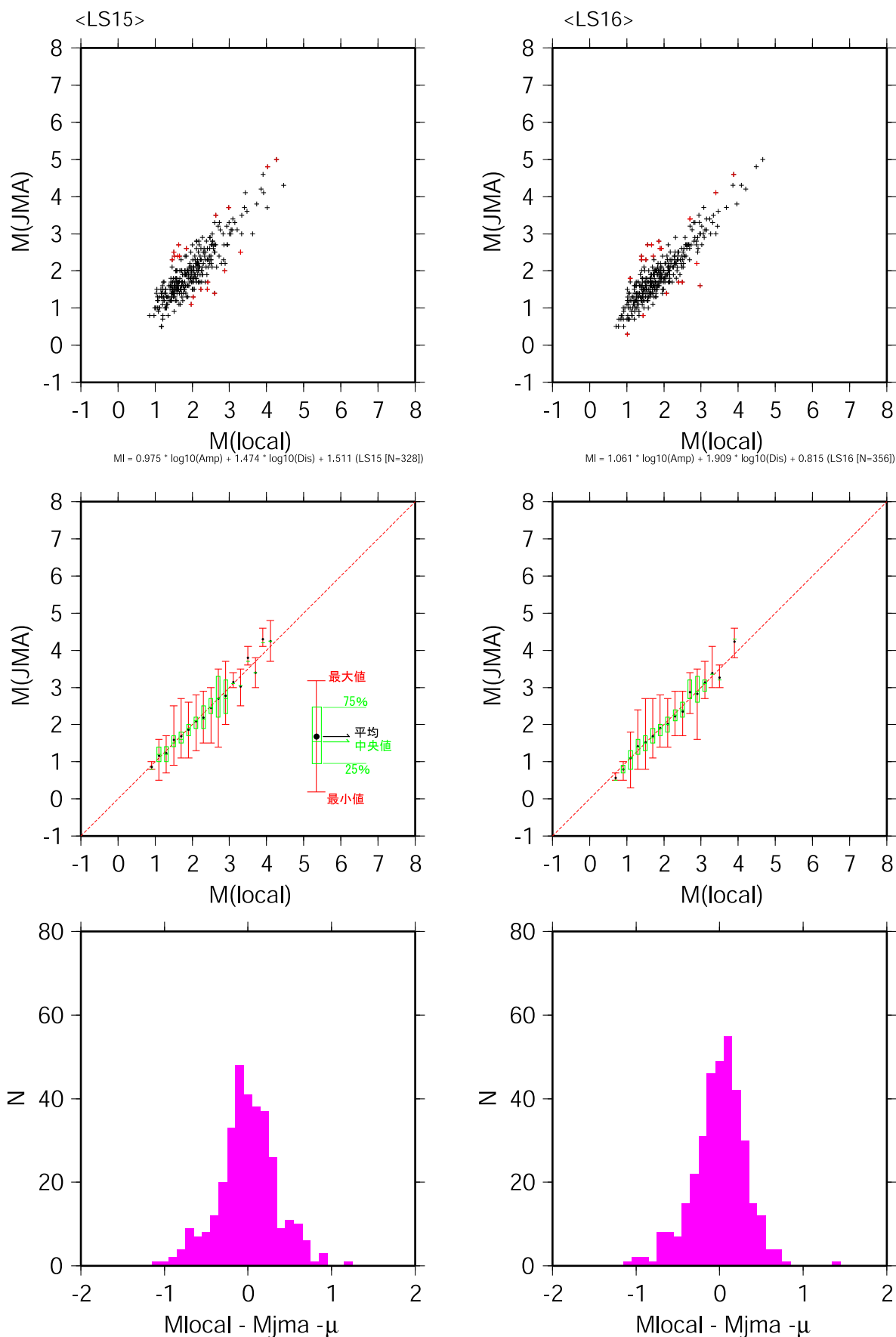


図 13-f 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的關係  
観測点 : LS15 (左)、LS16 (右)。散布図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

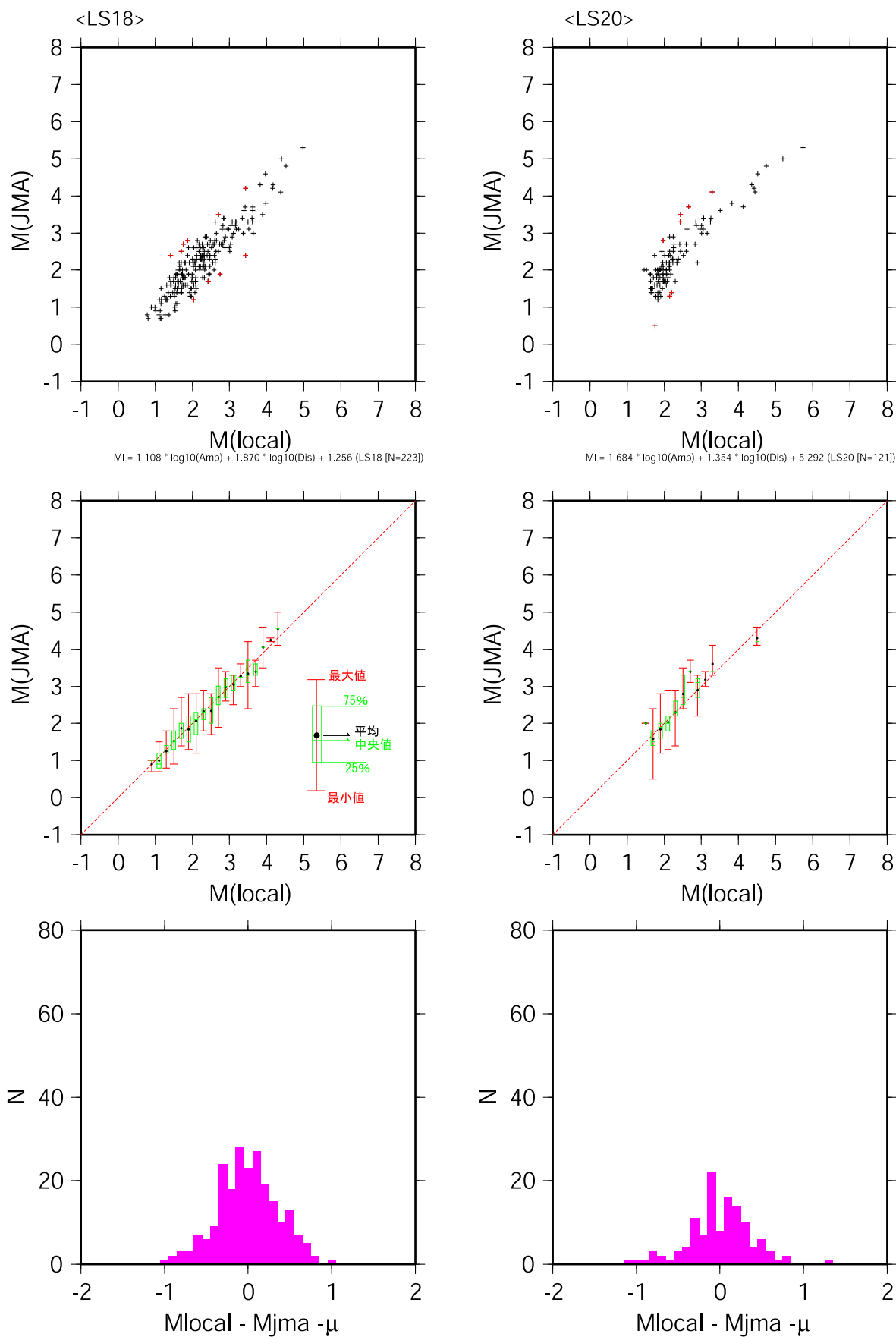


図 13-g 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的関係  
観測点 : LS18 (左)、LS20 (右)。散布図 (上)、線形関係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

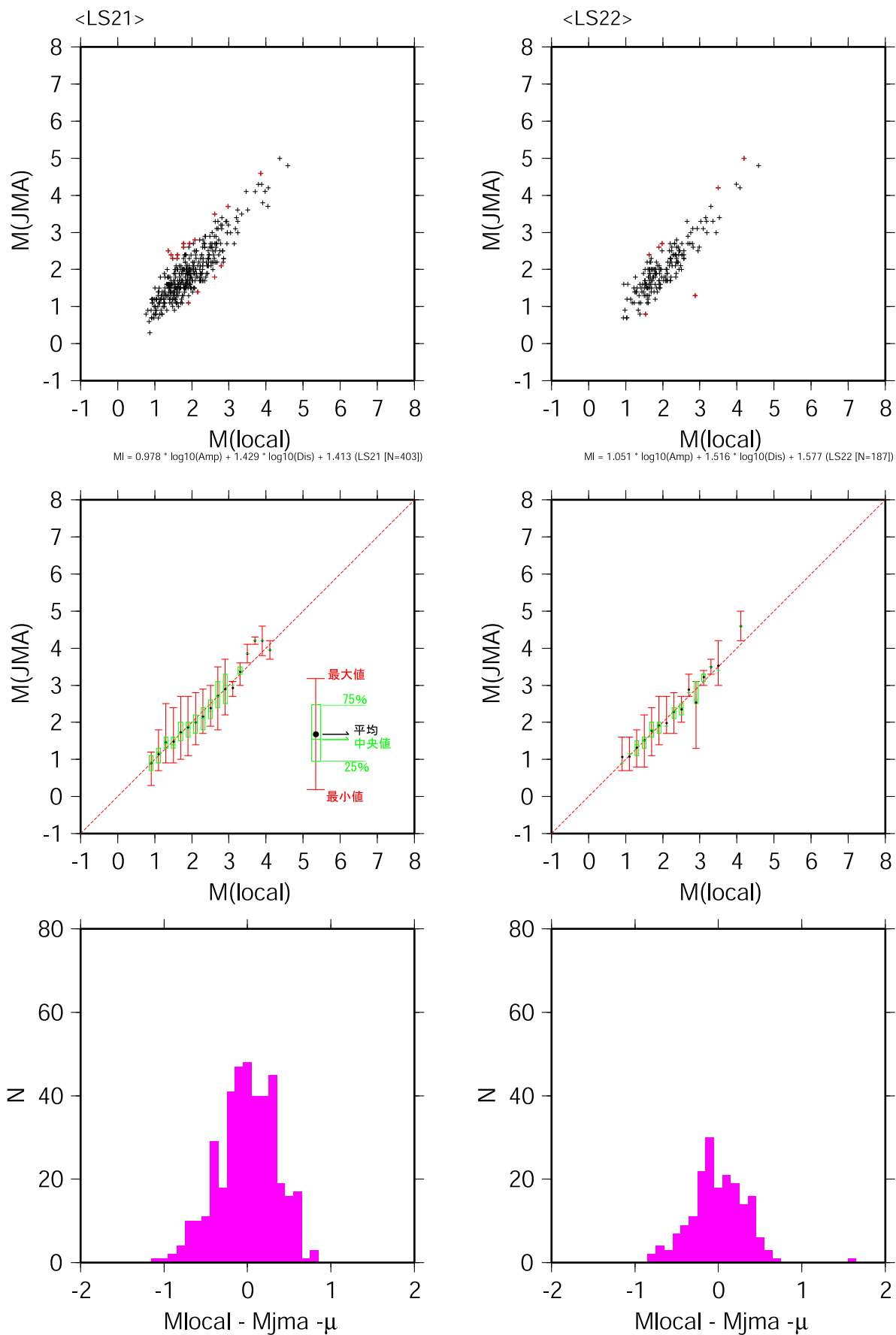


図 13-h 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード (jma) との統計的關係  
観測点 : LS21 (左)、LS22 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

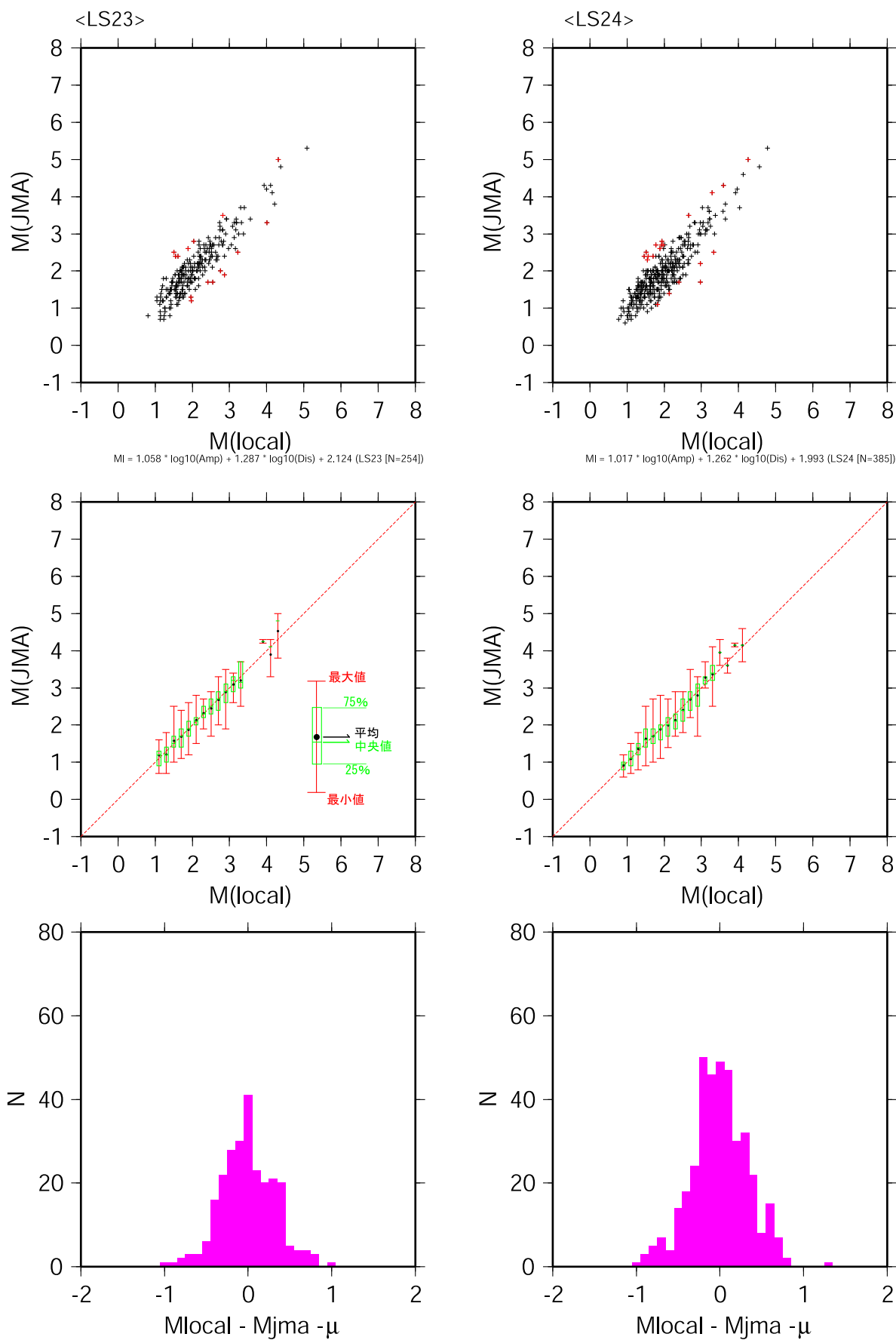


図 13-i 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード (jma) との統計的關係  
観測点 : LS23 (左)、LS24 (右)。散布図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

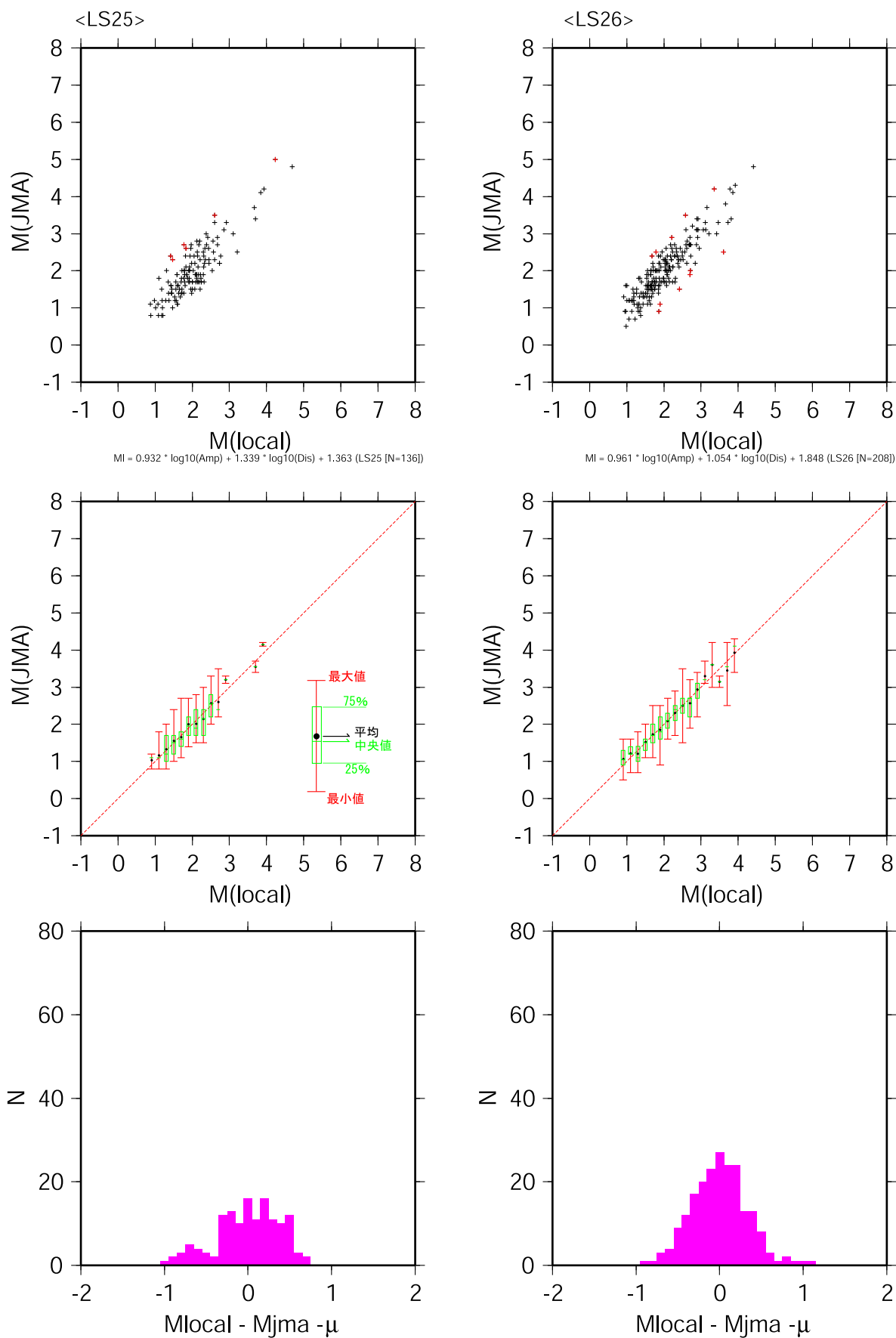


図 13-j 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的關係  
観測点 : LS25 (左)、LS26 (右)。散布図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

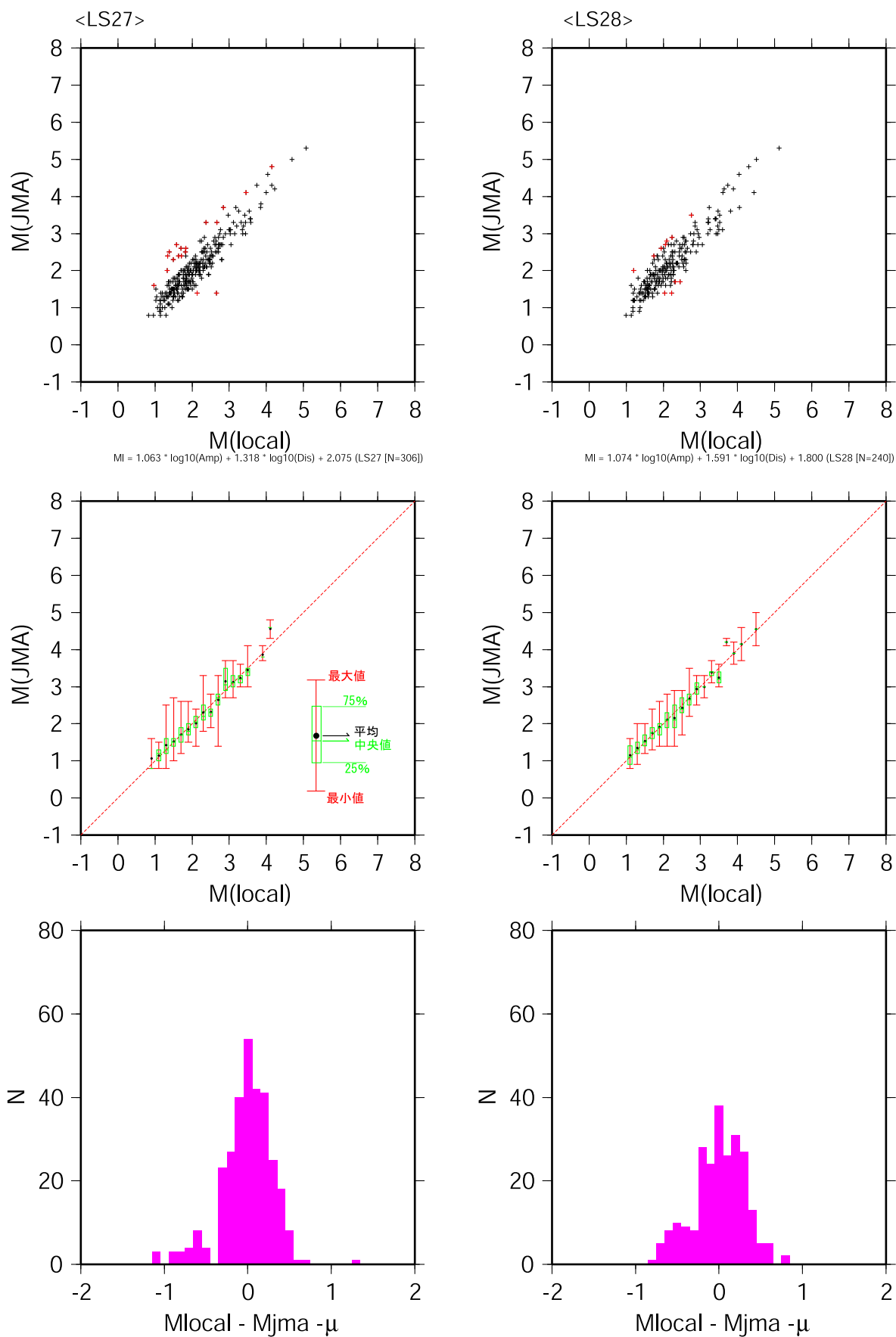


図 13-k 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $jma$ ) との統計的関係  
観測点 : LS27 (左)、LS28 (右)。散布図 (上)、線形関係 (中)、残差頻度分布 (下)。



3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

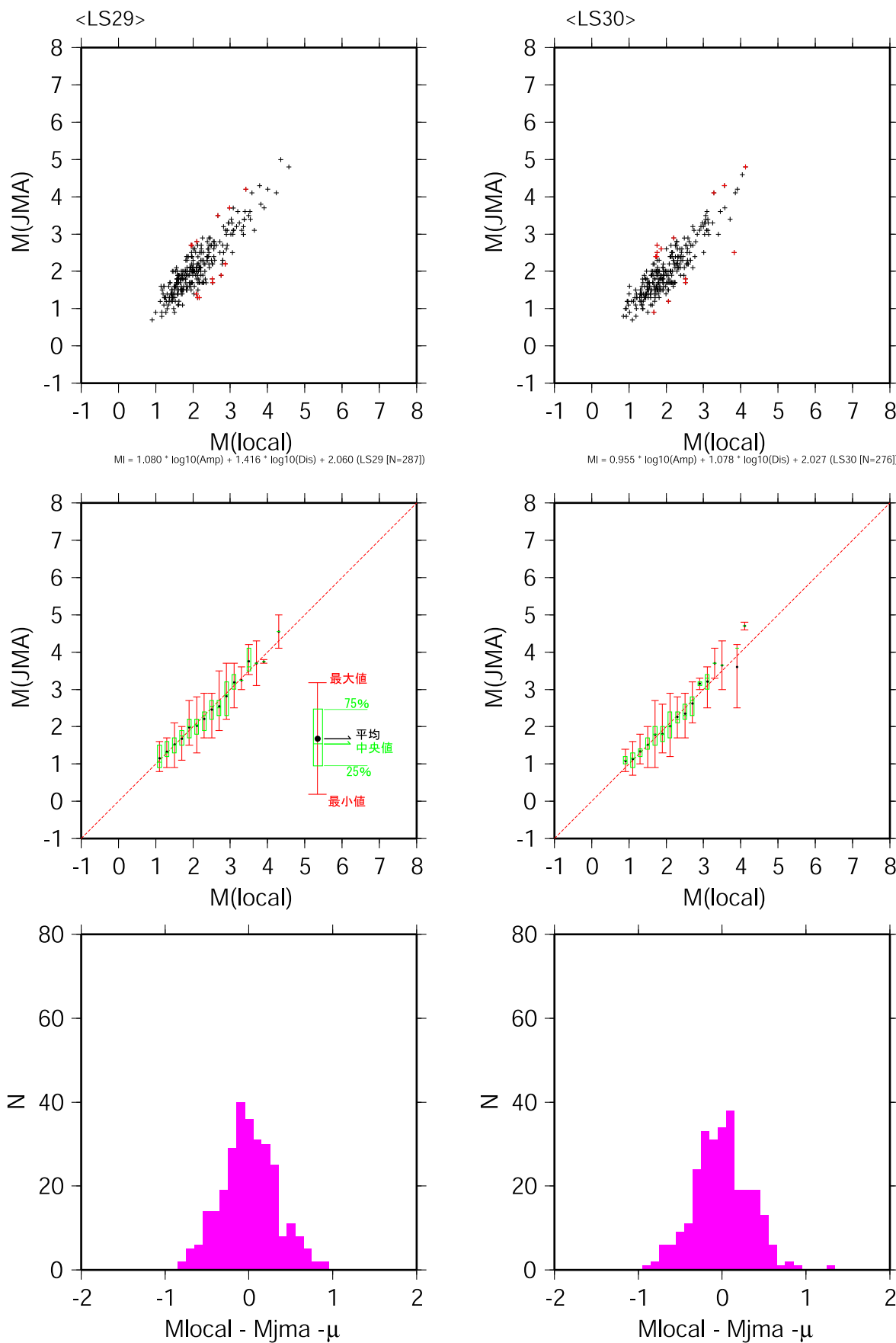


図 13-1 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $m$ ) との統計的關係  
観測点：LS29 (左)、LS30 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

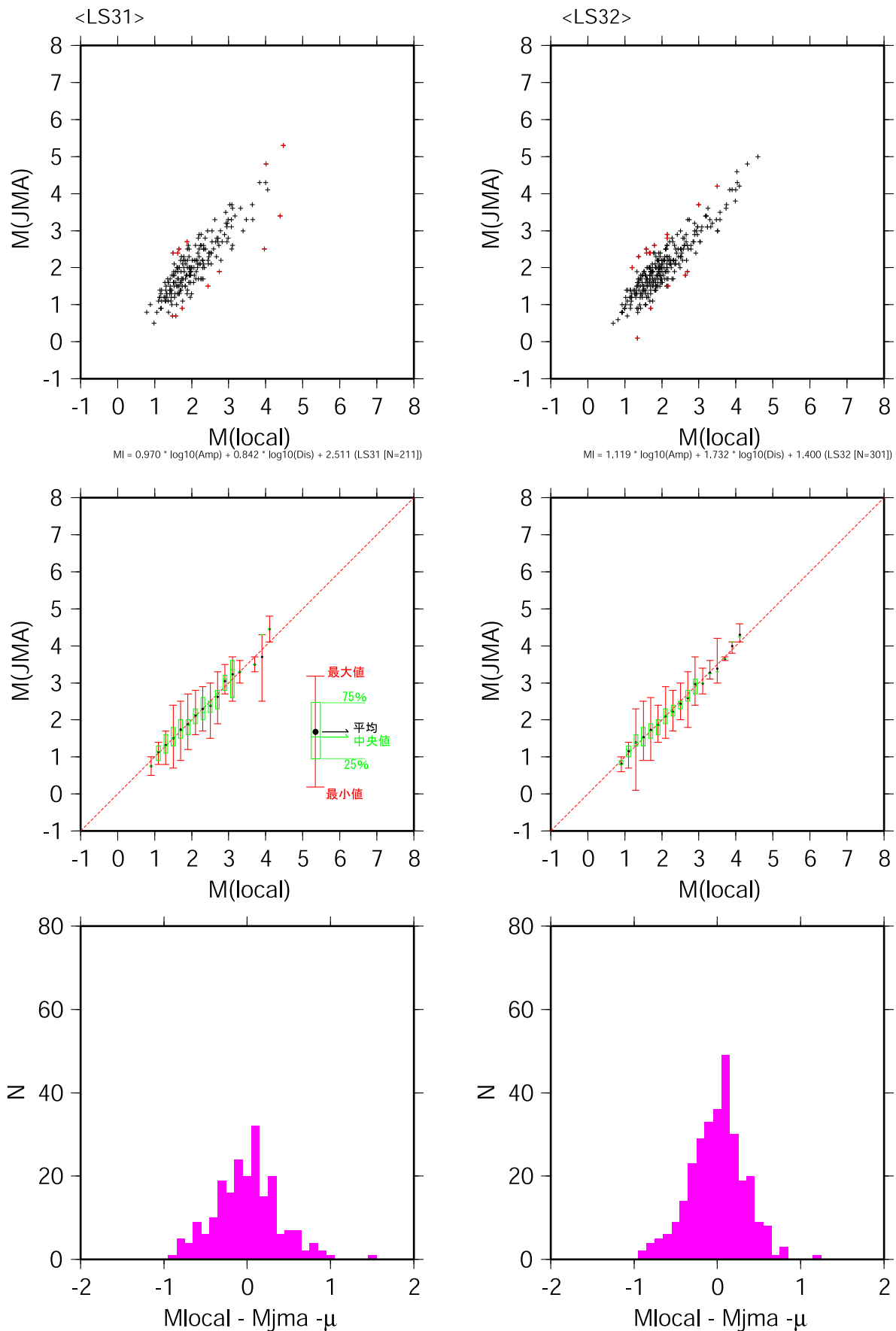


図 13-m 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード  $(\text{jma})$  との統計的關係  
観測点：LS31 (左)、LS32 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

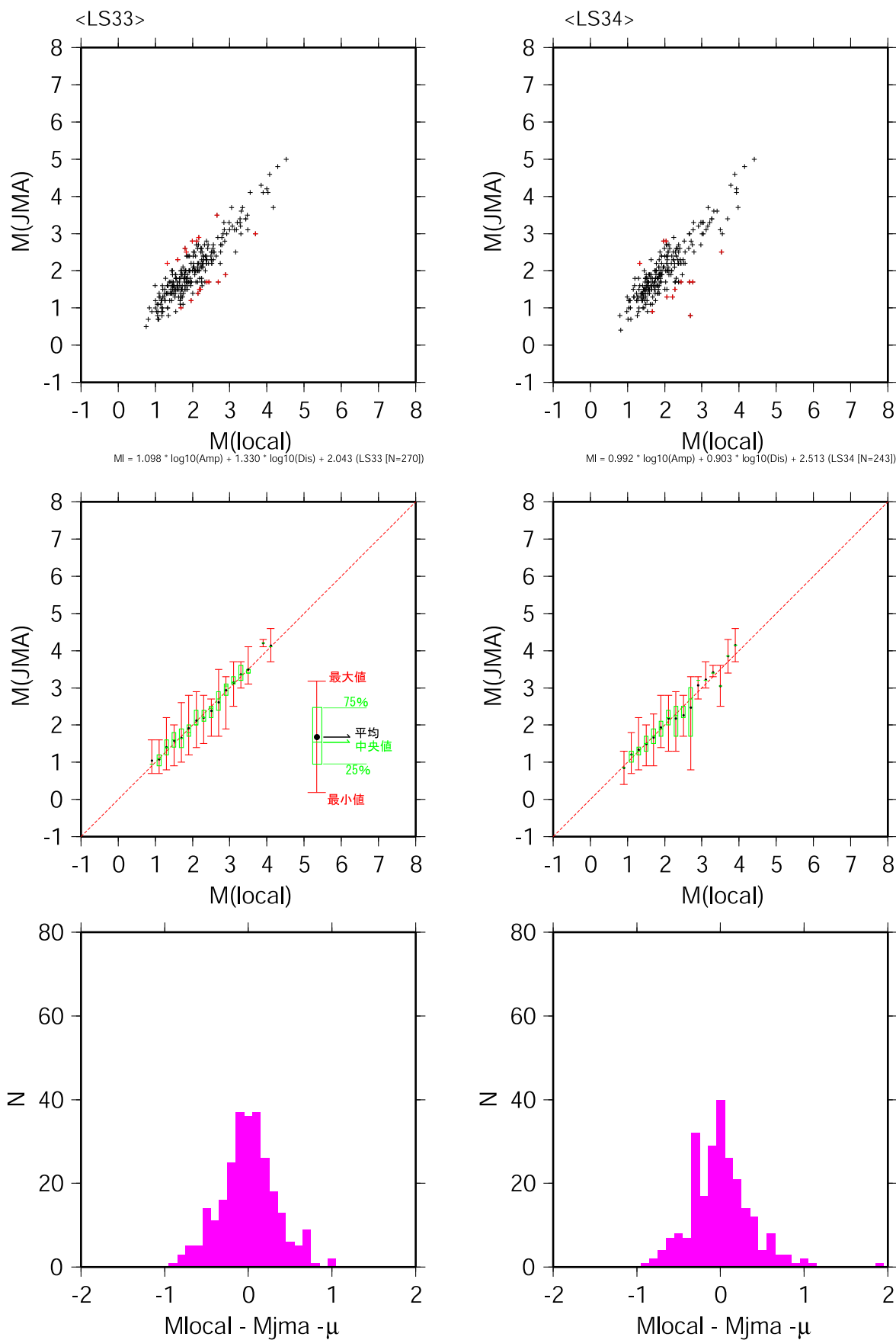


図 13-n 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的関係  
観測点 : LS33 (左)、LS34 (右)。散布図 (上)、線形関係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

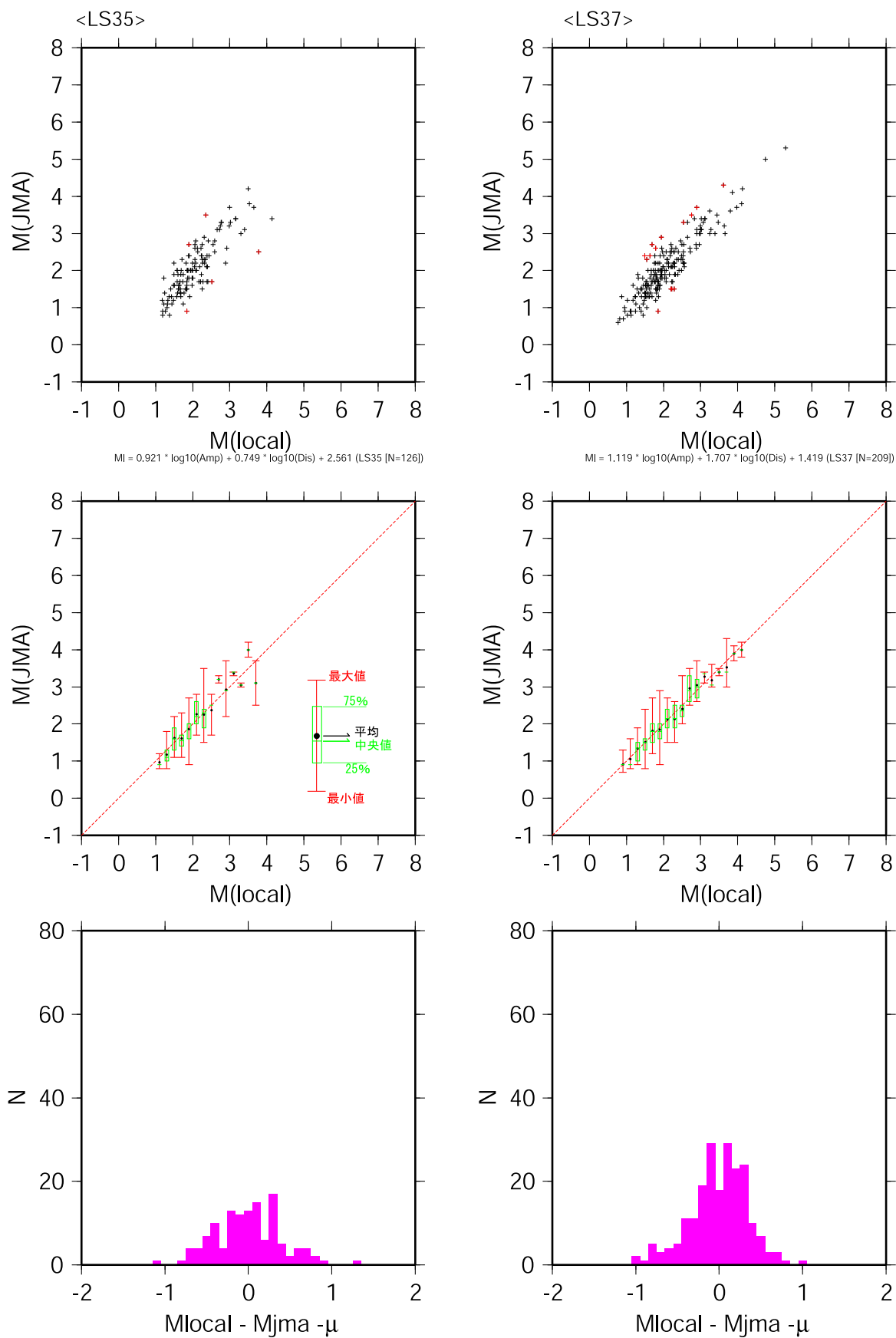


図 13-o 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード (jma) との統計的關係  
観測点 : LS35 (左)、LS37 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

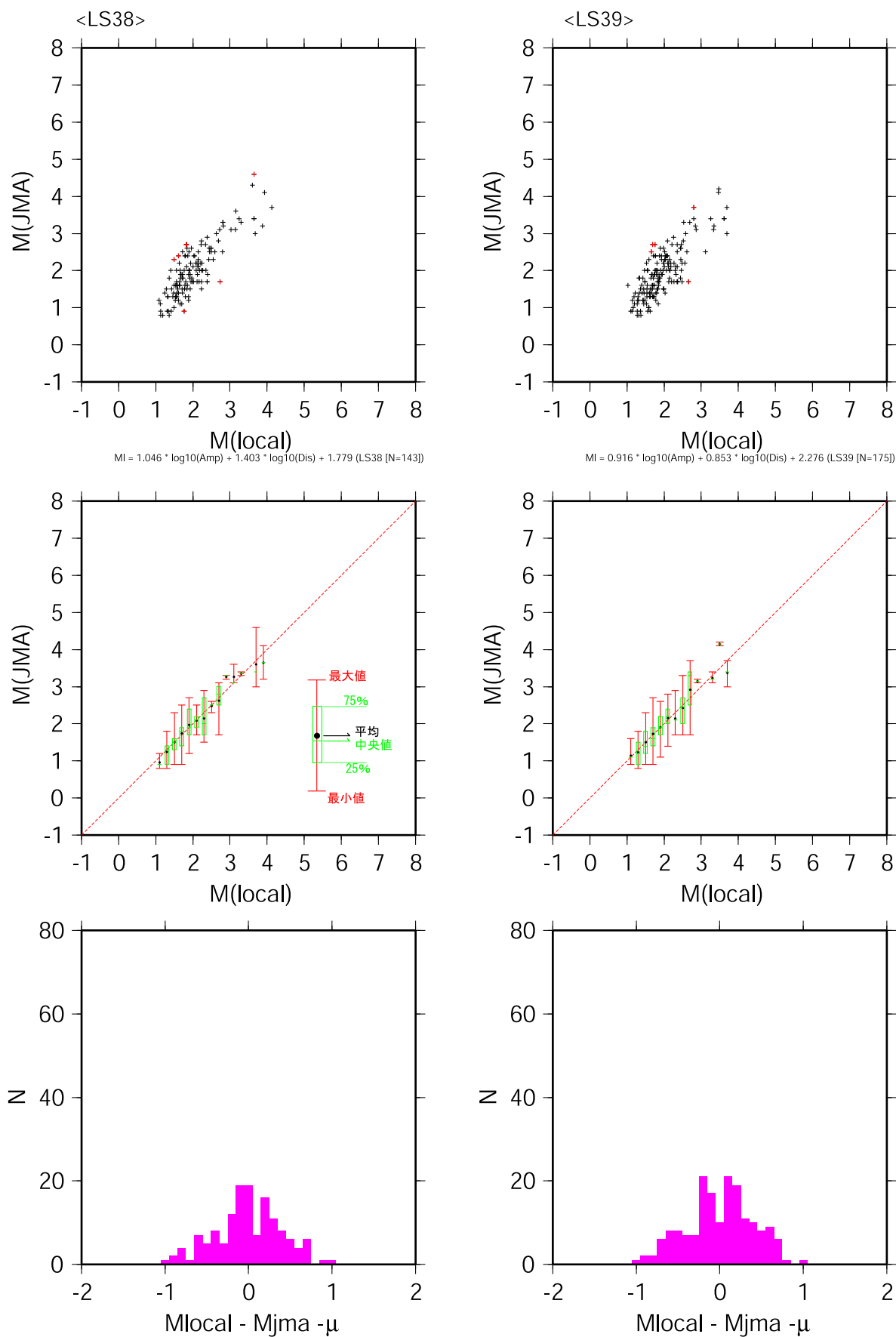


図 13-p 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード (jma) との統計的關係  
観測点 : LS38 (左)、LS39 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

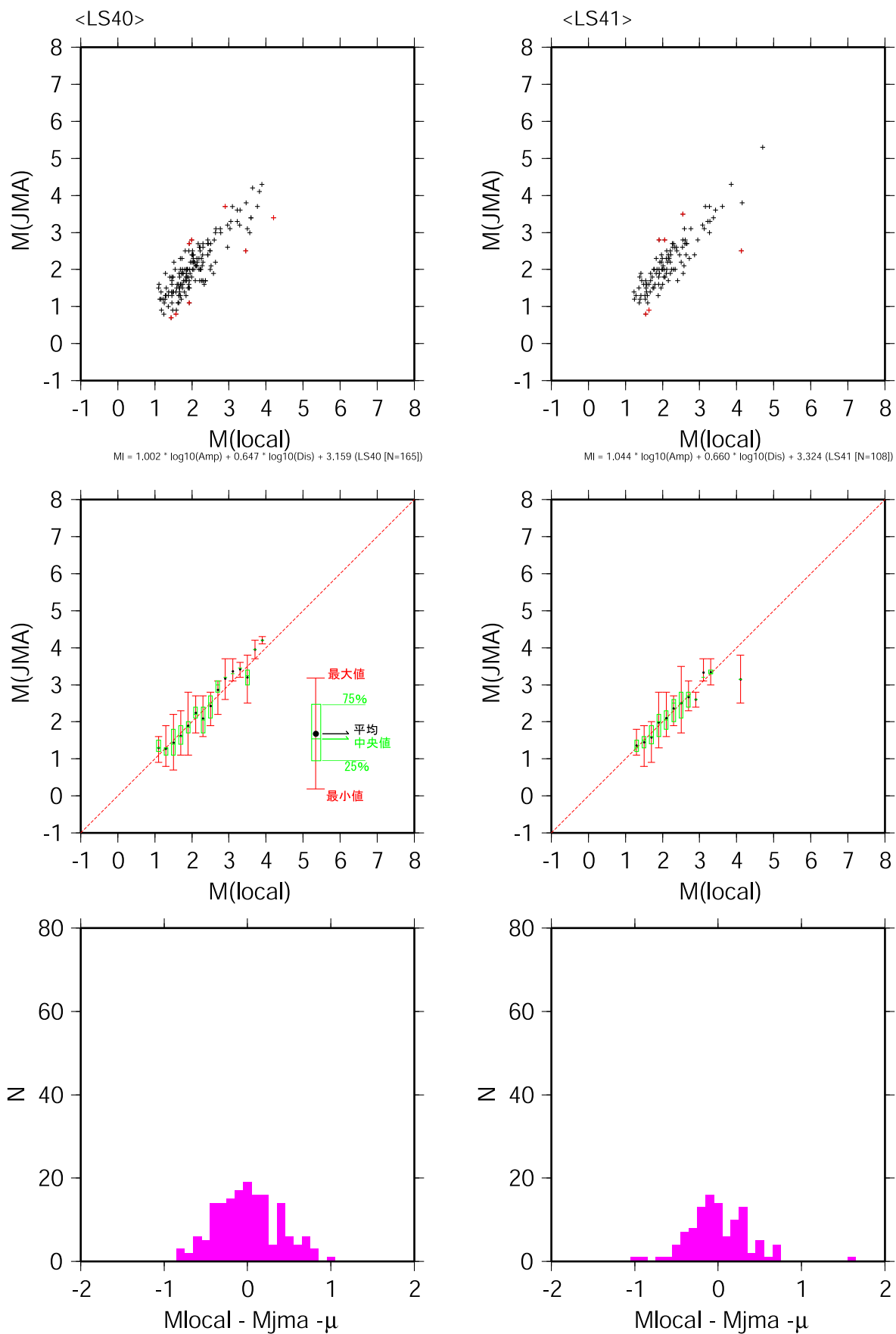
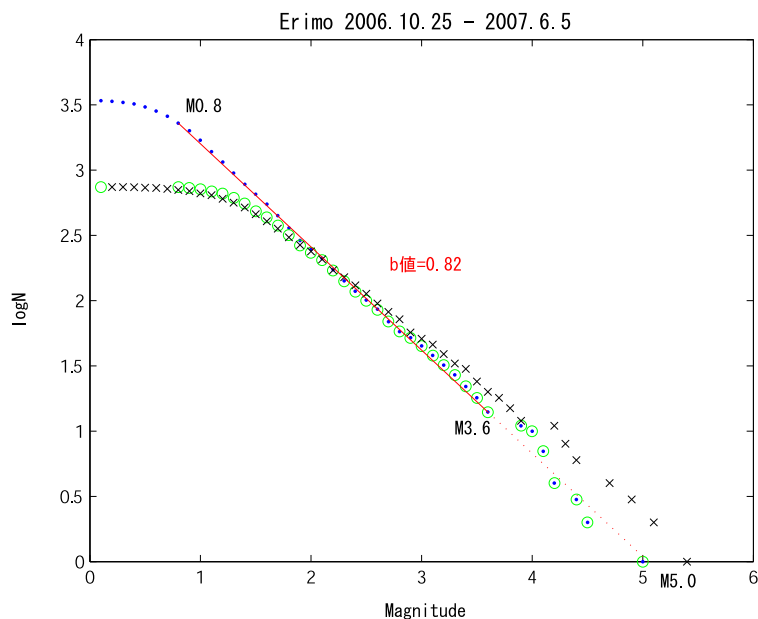


図 13-q 振幅マグニチュード  $M(\text{local})$  と気象庁マグニチュード ( $\text{jma}$ ) との統計的關係  
観測点：LS40 (左)、LS41 (右)。散佈図 (上)、線形關係 (中)、残差頻度分布 (下)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究



- : 非一元化震源 (M補正 N=2708 2006.12.1 - 2007.6.4)
- + : 一元化震源 (M補正 N=742 2006.10.25 - 2007.6.5)
- : 一元化震源 (M補正 N=742 2006.10.25 - 2007.6.5)
- × : 一元化震源 (M補正なし N=742 2006.10.25 - 2007.6.5)

LS01	[N=445]	:: MI = 1.011 * log(Amp(cm/s)) + 1.299 * log(Dis(km)) + 2.008
LS02	[N=465]	:: MI = 1.060 * log(Amp(cm/s)) + 1.803 * log(Dis(km)) + 1.213
LS04	[N=460]	:: MI = 1.012 * log(Amp(cm/s)) + 2.251 * log(Dis(km)) - 1.037
LS06	[N=171]	:: MI = 0.983 * log(Amp(cm/s)) + 2.541 * log(Dis(km)) - 1.232
LS07	[N=517]	:: MI = 1.002 * log(Amp(cm/s)) + 1.526 * log(Dis(km)) + 1.310
LS08	[N=473]	:: MI = 1.031 * log(Amp(cm/s)) + 1.223 * log(Dis(km)) + 2.008
LS09	[N=496]	:: MI = 0.998 * log(Amp(cm/s)) + 1.548 * log(Dis(km)) + 0.795
LS10	[N=495]	:: MI = 1.020 * log(Amp(cm/s)) + 1.840 * log(Dis(km)) + 0.753
LS11	[N=346]	:: MI = 1.068 * log(Amp(cm/s)) + 1.982 * log(Dis(km)) + 0.681
LS14	[N=515]	:: MI = 0.944 * log(Amp(cm/s)) + 1.124 * log(Dis(km)) + 1.988
LS15	[N=328]	:: MI = 0.975 * log(Amp(cm/s)) + 1.474 * log(Dis(km)) + 1.511
LS16	[N=356]	:: MI = 1.061 * log(Amp(cm/s)) + 1.909 * log(Dis(km)) + 0.815
LS18	[N=223]	:: MI = 1.108 * log(Amp(cm/s)) + 1.870 * log(Dis(km)) + 1.256
LS20	[N=121]	:: MI = 1.684 * log(Amp(cm/s)) + 1.354 * log(Dis(km)) + 5.292
LS21	[N=403]	:: MI = 0.978 * log(Amp(cm/s)) + 1.429 * log(Dis(km)) + 1.413
LS22	[N=187]	:: MI = 1.051 * log(Amp(cm/s)) + 1.516 * log(Dis(km)) + 1.577
LS23	[N=254]	:: MI = 1.058 * log(Amp(cm/s)) + 1.287 * log(Dis(km)) + 2.124
LS24	[N=385]	:: MI = 1.017 * log(Amp(cm/s)) + 1.262 * log(Dis(km)) + 1.993
LS25	[N=136]	:: MI = 0.932 * log(Amp(cm/s)) + 1.339 * log(Dis(km)) + 1.363
LS26	[N=208]	:: MI = 0.961 * log(Amp(cm/s)) + 1.054 * log(Dis(km)) + 1.848
LS27	[N=306]	:: MI = 1.063 * log(Amp(cm/s)) + 1.318 * log(Dis(km)) + 2.075
LS28	[N=240]	:: MI = 1.074 * log(Amp(cm/s)) + 1.591 * log(Dis(km)) + 1.800
LS29	[N=287]	:: MI = 1.080 * log(Amp(cm/s)) + 1.416 * log(Dis(km)) + 2.060
LS30	[N=276]	:: MI = 0.955 * log(Amp(cm/s)) + 1.078 * log(Dis(km)) + 2.027
LS31	[N=211]	:: MI = 0.970 * log(Amp(cm/s)) + 0.842 * log(Dis(km)) + 2.511
LS32	[N=301]	:: MI = 1.119 * log(Amp(cm/s)) + 1.732 * log(Dis(km)) + 1.400
LS33	[N=270]	:: MI = 1.098 * log(Amp(cm/s)) + 1.330 * log(Dis(km)) + 2.043
LS34	[N=243]	:: MI = 0.992 * log(Amp(cm/s)) + 0.903 * log(Dis(km)) + 2.513
LS35	[N=126]	:: MI = 0.921 * log(Amp(cm/s)) + 0.749 * log(Dis(km)) + 2.561
LS37	[N=209]	:: MI = 1.119 * log(Amp(cm/s)) + 1.707 * log(Dis(km)) + 1.419
LS38	[N=143]	:: MI = 1.046 * log(Amp(cm/s)) + 1.403 * log(Dis(km)) + 1.779
LS39	[N=175]	:: MI = 0.916 * log(Amp(cm/s)) + 0.853 * log(Dis(km)) + 2.276
LS40	[N=165]	:: MI = 1.002 * log(Amp(cm/s)) + 0.647 * log(Dis(km)) + 3.159
LS41	[N=108]	:: MI = 1.044 * log(Amp(cm/s)) + 0.660 * log(Dis(km)) + 3.324

図 14 地震のマグニチュード算出式とそれに基づいた G-R 式の適用

マグニチュードと積算頻度との関係(上)。各海底地震計に記録された地震の最大振幅(Amp)と震央距離(Dis)から気象庁マグニチュードを求める変換式(下)。海底地震計データと気象庁一元化地震カタログとともに M 補正(●)、気象庁一元化地震カタログのみ M 補正(○)、気象庁一元化地震カタログの M 補正なし(×)。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

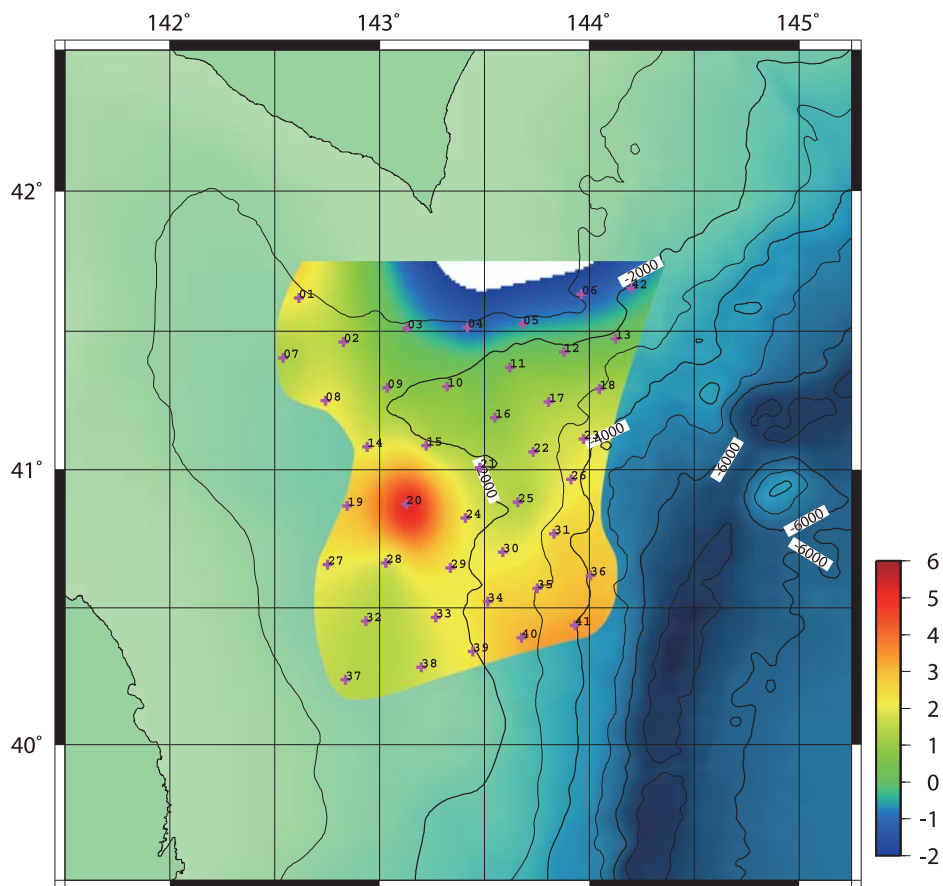


図 15 マグニチュード変換式のバイアス項の地理的分布



## 5) 地震のクラスター分布の図化

平成 20 年度では、福島県沖から房総沖の海域に発生した、深さ 100km 以浅のすべての地震の時空間分布からクラスター強度を、緯度方向 0.05 度、経度方向 0.05 度、深さ方向 5 km に分割したグリッド空間ごとに計算し、その強度分布を 2 年ごとに作成した (図 16-a~図 16-d)。用いた地震は気象庁一元化地震カタログ (2001. 1. 1~2008. 10. 31) に報告されたものである。今までの報告と同じく、便宜上、以下の式にしたがってクラスター強度を 0~1.5 の指標に分類し、その違いをカラー表示で表示した。暖色ほどクラスター強度が大きい領域で、一方寒色ほどクラスター強度がゼロに近くなる領域を表す。

ここで用いたクラスター強度は、平成 18 年度と同じ定義に従って求めた (北海道大学、2007) 4)。

前後の地震の時間間隔、 $t$  (hour) としたとき、時間のクラスター強度を  $C_r$  とすると、

$$\begin{aligned} C_r &= 1 \quad \text{for } 0 \leq t \leq 1, \\ &= 2 - t \quad \text{for } 1 < t \leq 2, \\ &= 0 \quad \text{for } 2 < t. \end{aligned}$$

また前後の地震の距離間隔、 $d$  (km) としたとき、空間的グリッドのクラスター強度を  $C_d$  とすると、

$$\begin{aligned} C_d &= 1 \quad \text{for } 0 \leq d \leq 5, \\ &= 1.25 - d/20 \quad \text{for } 5 < d \leq 25, \\ &= 0 \quad \text{for } 25 < d. \end{aligned}$$

したがって時空間クラスター強度  $N$  を、 $N = C_r \times C_d$  として定義し、地図上にプロットする。実際のカラー表示に際しては、水平面に関しては、緯度方向 0.05 度×経度方向 0.05 度に分割した小領域内に、深さ方向の断面に関しては、緯度方向 0.05 度×経度方向 0.05 度×5 km 分けた小領域内にある地震  $L$  個について上述の定義式に従って各地震の  $N$  を求め、その積算値  $\Sigma N$  を各小領域でのクラスター強度とした。さらに各領域の積算値  $\Sigma N$  を地図上で平滑化した後、上述のカラーパレットにしたがってカラー表示した。ただし積算値  $\Sigma N$  が 1.5 を超える場合は、1.5 に固定した。

以上の定義に従って地図上に図化したクラスター強度分布の時間的变化は認められるものの、そのほとんどはより陸側の地震発生密度の高い海域でクラスター地震が頻発している。一方地震が散発している海域ではクラスター強度が低い。さらに福島県沖北部のアウトライズでの地震活動に対応した大きなクラスター強度分布が注目されるが、海溝外側に分布している海山に対応した地震はもとより、クラスター地震も皆無であった。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

2001.1.1 ~ 2002.12.31  $M \geq 0.0$  Depth  $\leq 100$ km N=20344

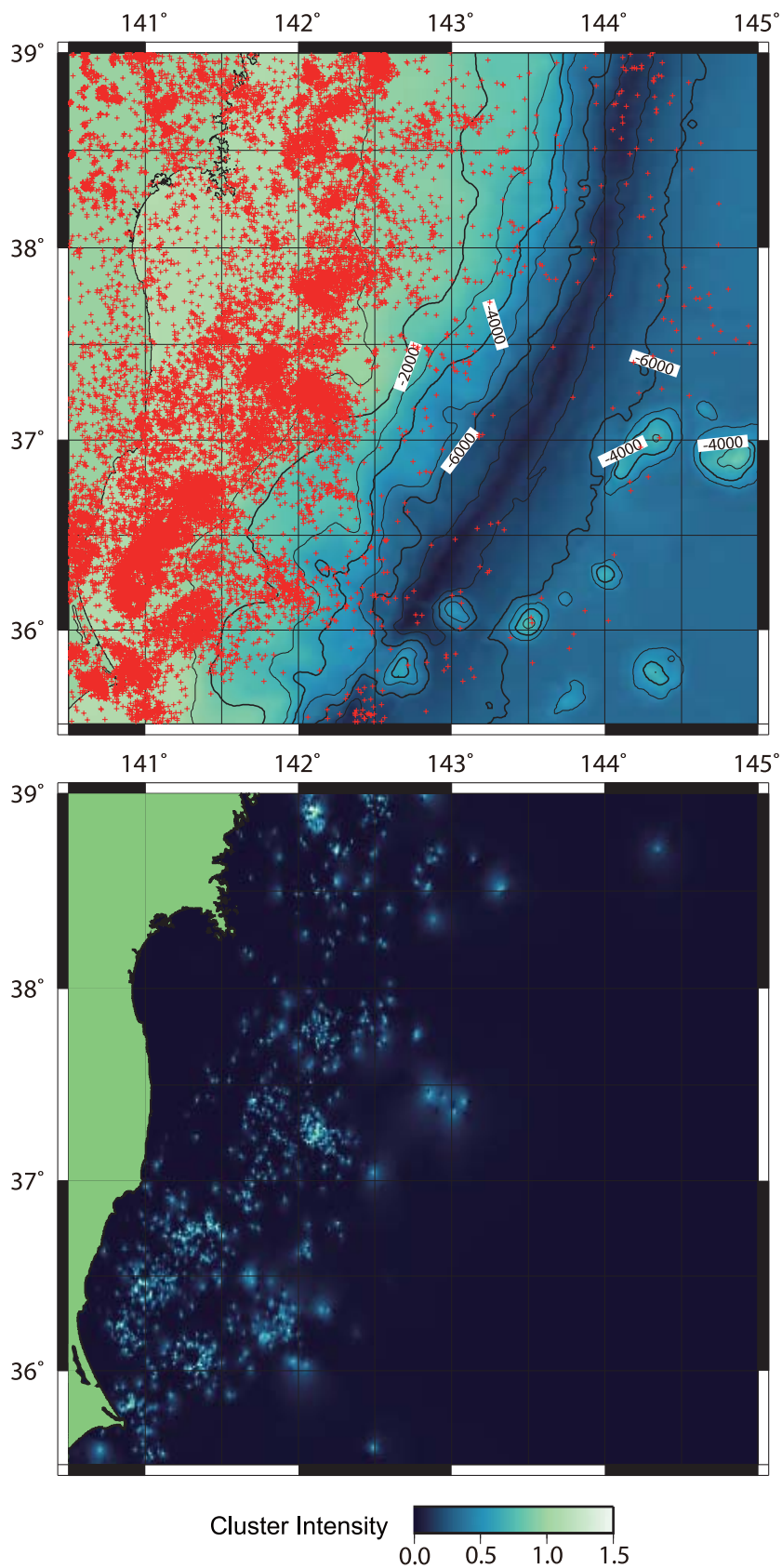


図 16-a 福島県沖、および房総沖に発生した地震(上)のクラスター強度分布(下)  
期間：2001年1月1日～2002年12月31日。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

2003.1.1 ~ 2004.12.31  $M \geq 0.0$  Depth  $\leq 100$ km N=45794

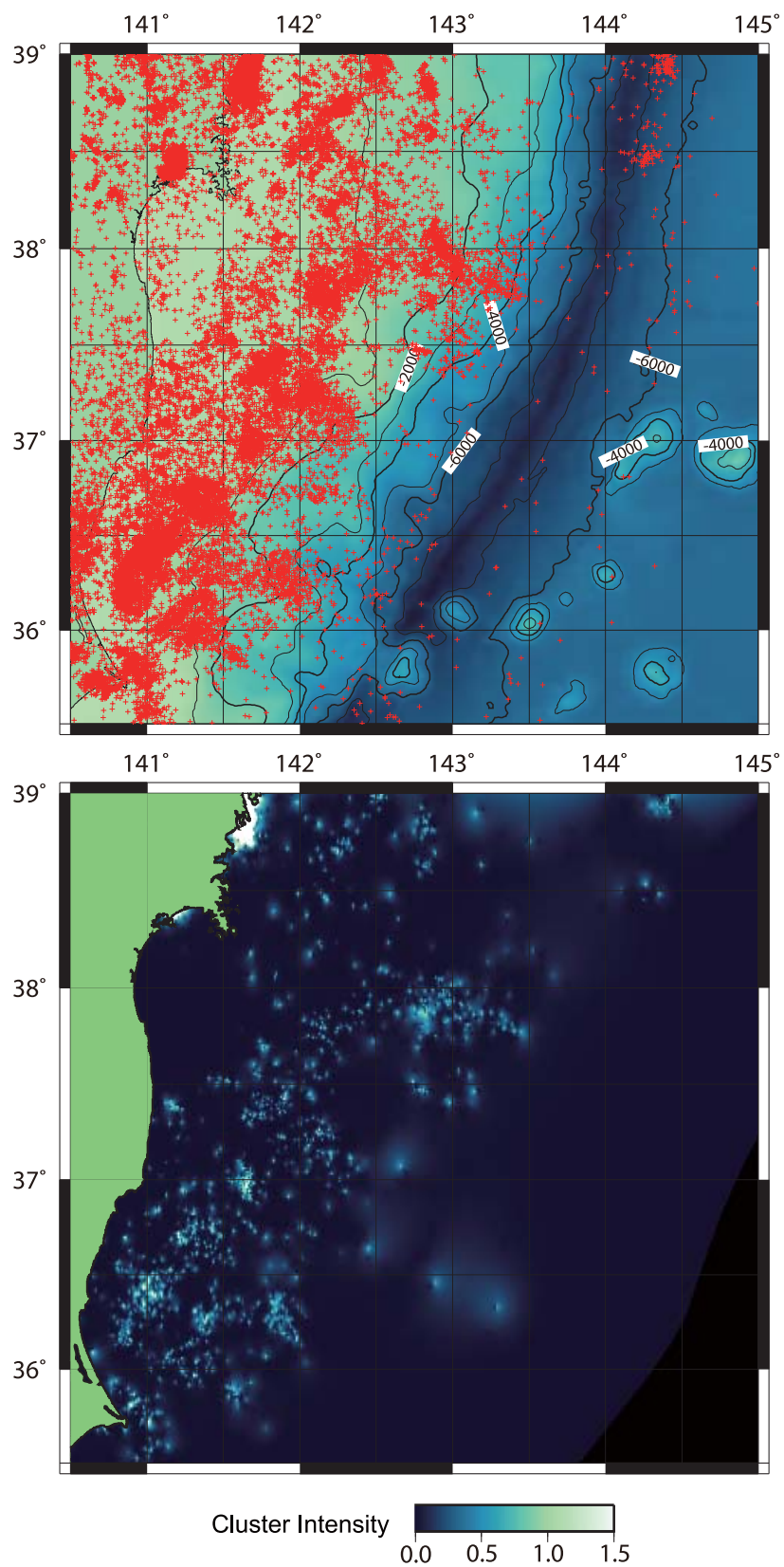


図 16-b 福島県沖、および房総沖に発生した地震(上)のクラスター強度分布(下)  
期間：2003年1月1日～2004年12月31日。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

2005.1.1 ~ 2006.12.31  $M \geq 0.0$  Depth  $\leq 100$ km N=29450

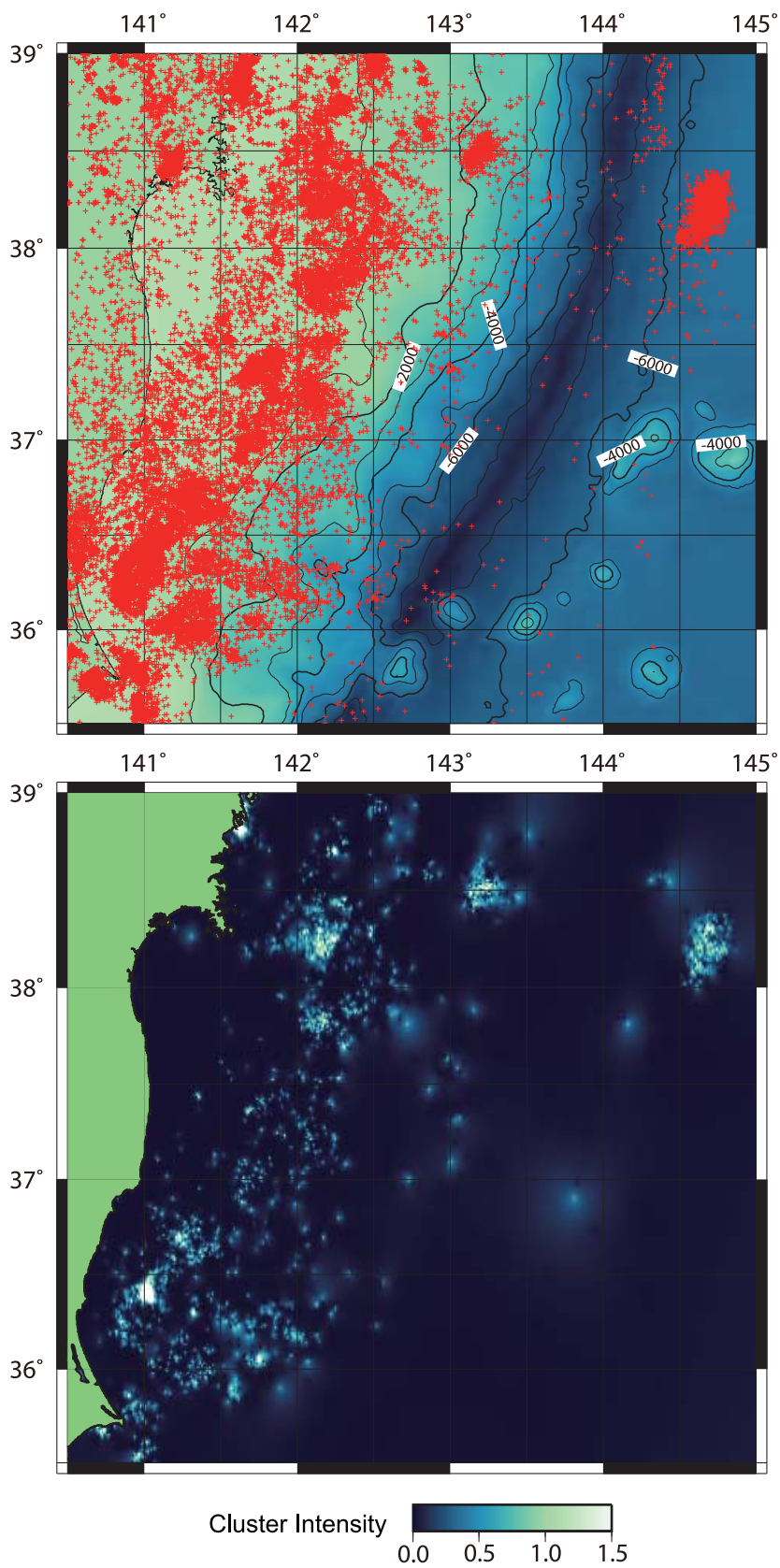


図 16-c 福島県沖、および房総沖に発生した地震(上)のクラスター強度分布(下)  
期間：2005年1月1日～2006年12月31日。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

2007.1.1 ~ 2008.10.31  $M \geq 0.0$  Depth  $\leq 100$ km N=29976

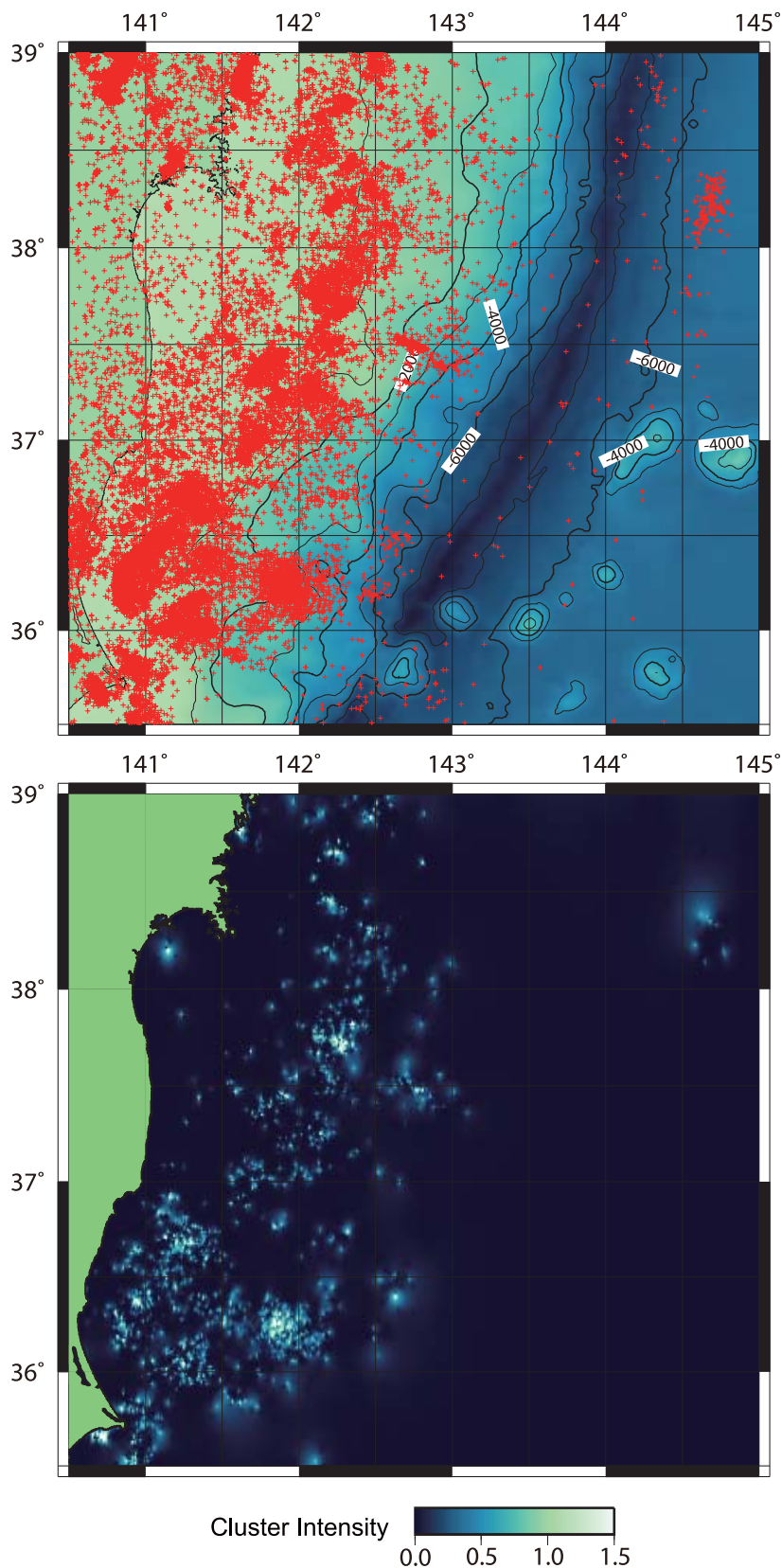


図 16-d 福島県沖、および房総沖に発生した地震(上)のクラスター強度分布 (下)  
期間：2007年1月1日～2008年10月31日。

6) 相似地震の検証

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成 18 年 10 月に三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した 42 台の長期観測型海底地震計に観測波形データを用いて、2003 年十勝沖地震震源域におけるアスペリティ周辺での地震間の地震波形に関する相互相関係数を求め、その結果の一例として、LS05, LS06, LS31, LS35 から見た地震間の相互相関係数をカラーの違いで表示した（図 17a~17d）。つづいて相関係数が 60%を超える地震について、それらの P 波と S 波のラグ時間を相対走時とした HypoDD 法による震源再計算を行った。ここではとくに地震が集中していた震源域（図 18 の [a] と [b]）の地震について、従来のシングルイベント法による震源結果との比較を行った（領域 [a] は図 19-a に、領域 [b] は図 19-b に図示）。

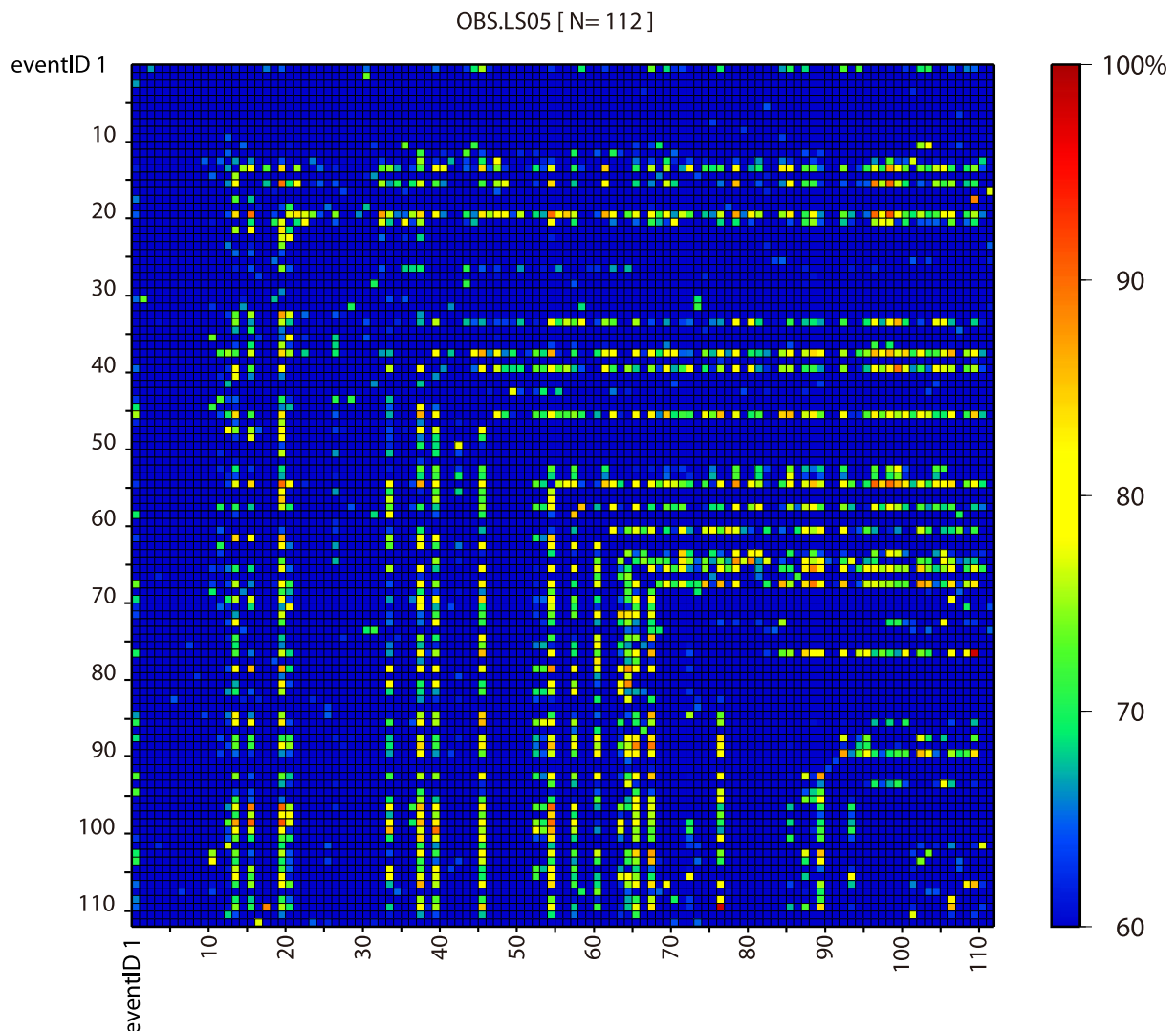


図 17-a 2003 年十勝沖地震本震付近のクラスター地震群 [a] の地震間相関係数  
地震観測点：LS05、地震数：112、調査波群：S 波、カラーパレット（図左）：相関係数。

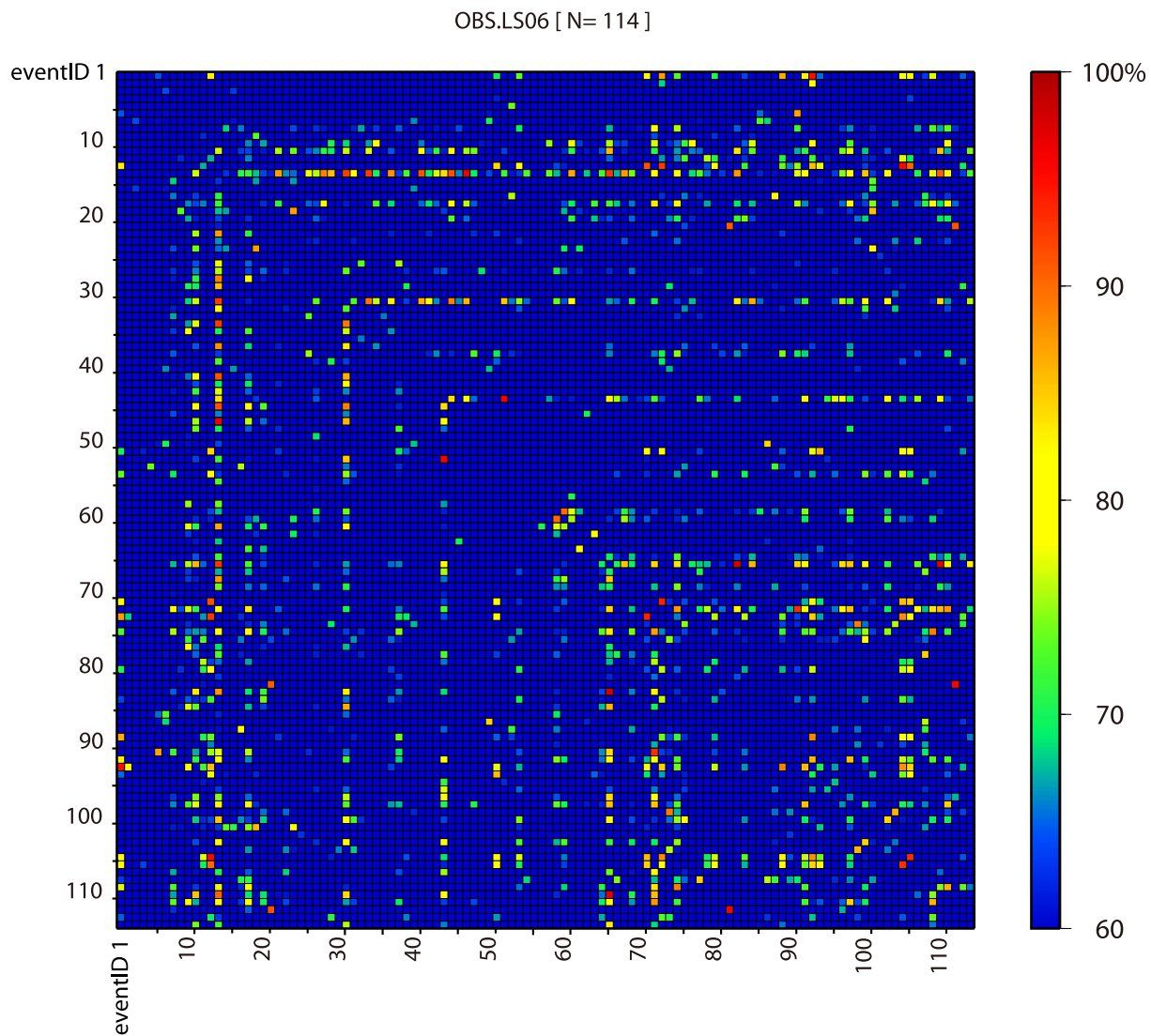


図 17-b 2003 年十勝沖地震本震付近のクラスター地震群[a]の地震間相関係数  
地震観測点：LS06、地震数：114、調査波群：S波、カラーパレット（図左）：相関係数。

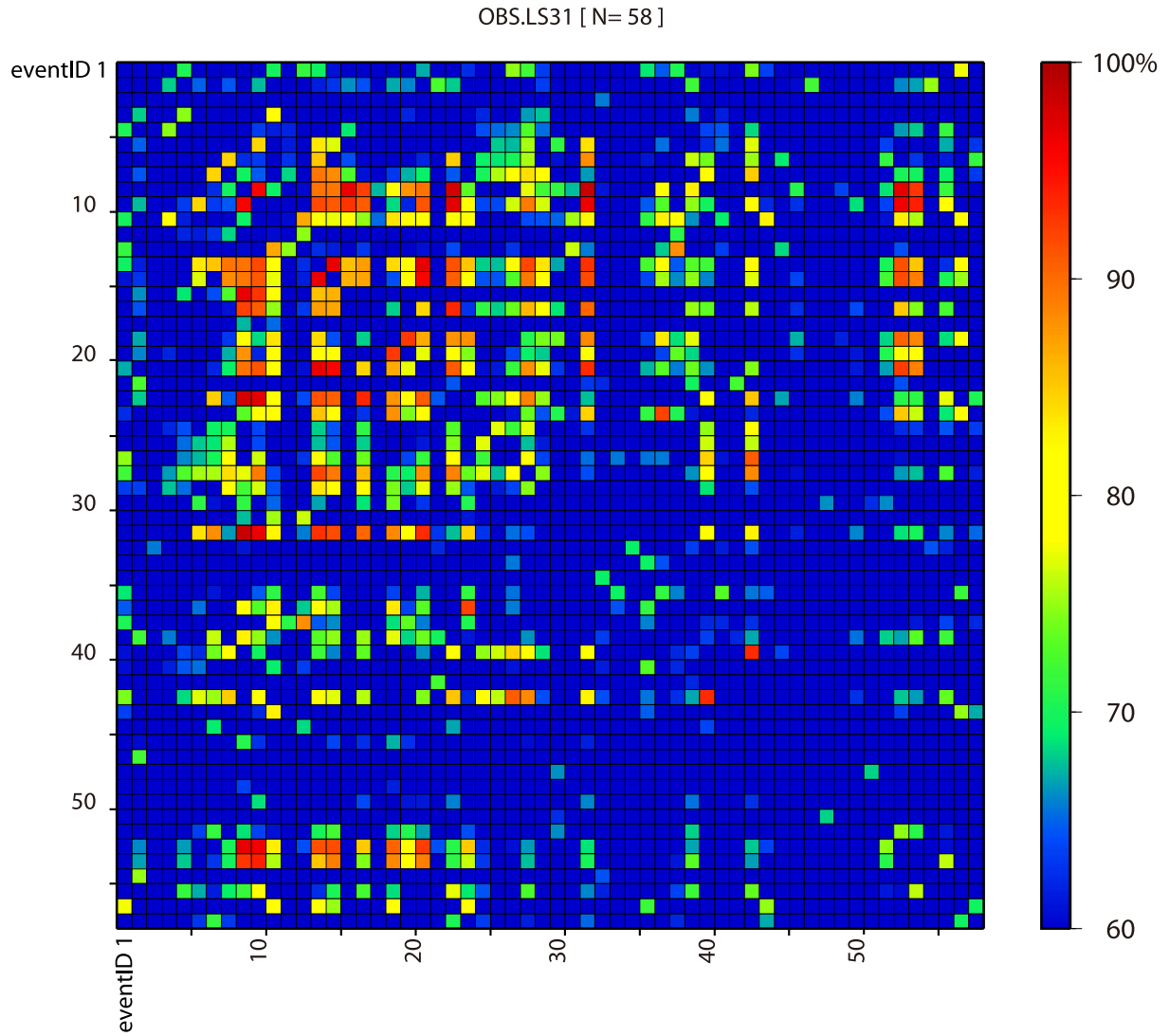


図 17-c 2003 年十勝沖地震本震付近のクラスター地震群[b]の地震間相関係数  
地震観測点 : LS31、地震数 : 58、調査波群 : S 波、カラーパレット (図左) : 相関係数。



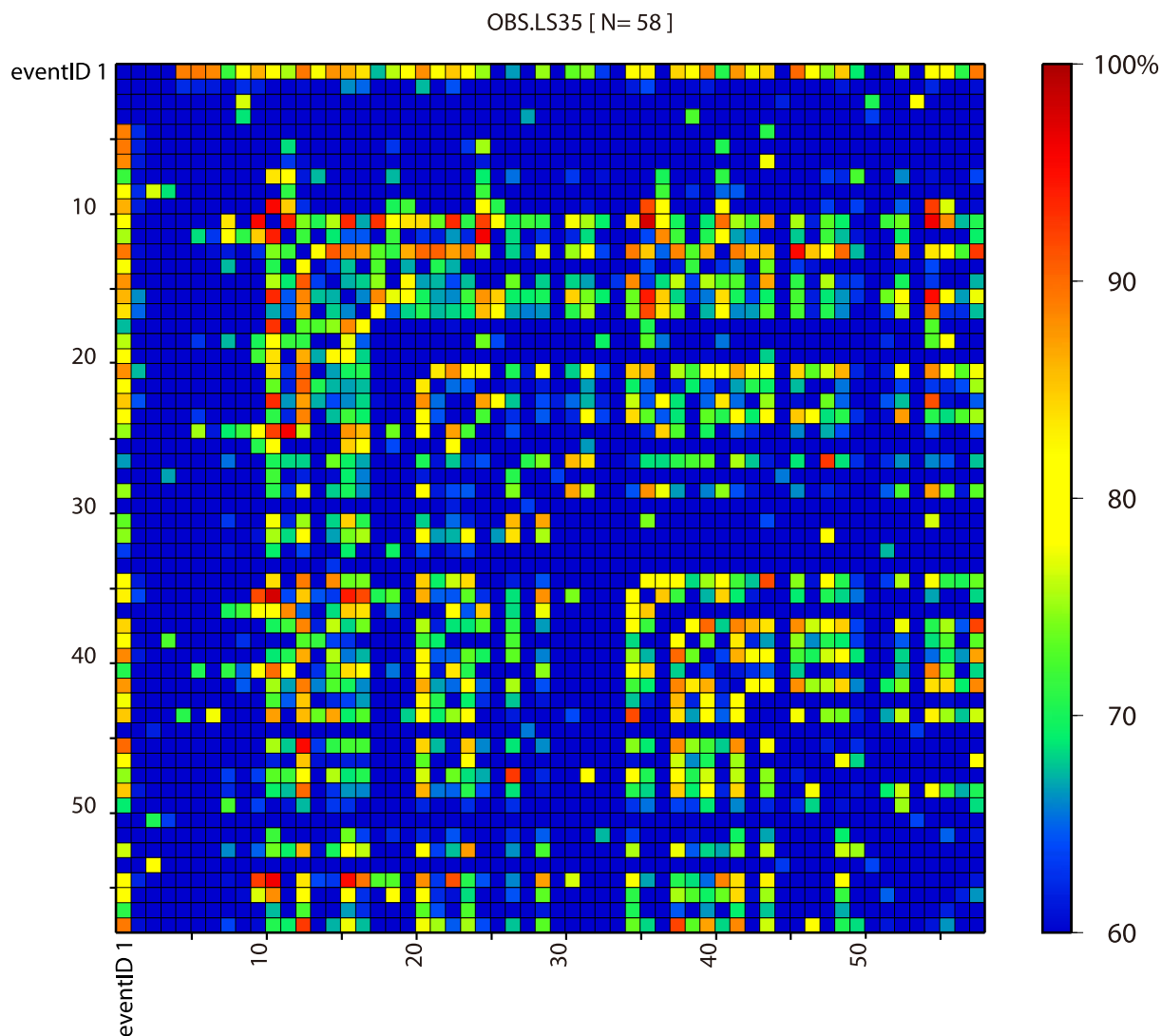


図 17-d 2003 年十勝沖地震本震付近のクラスター地震群[b]の地震間相関係数  
 地震観測点 : LS35、地震数 : 58、調査波群 : S 波、カラーパレット (図左) : 相関係数。

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

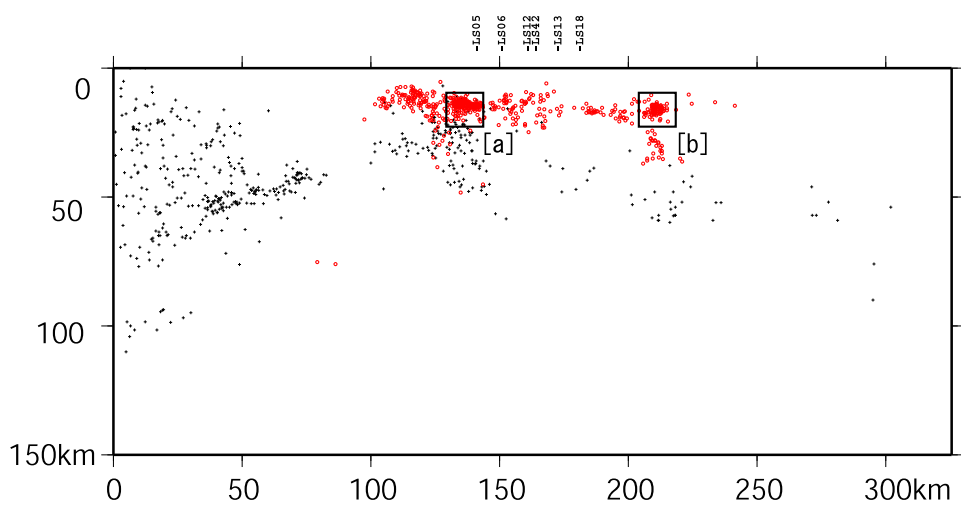
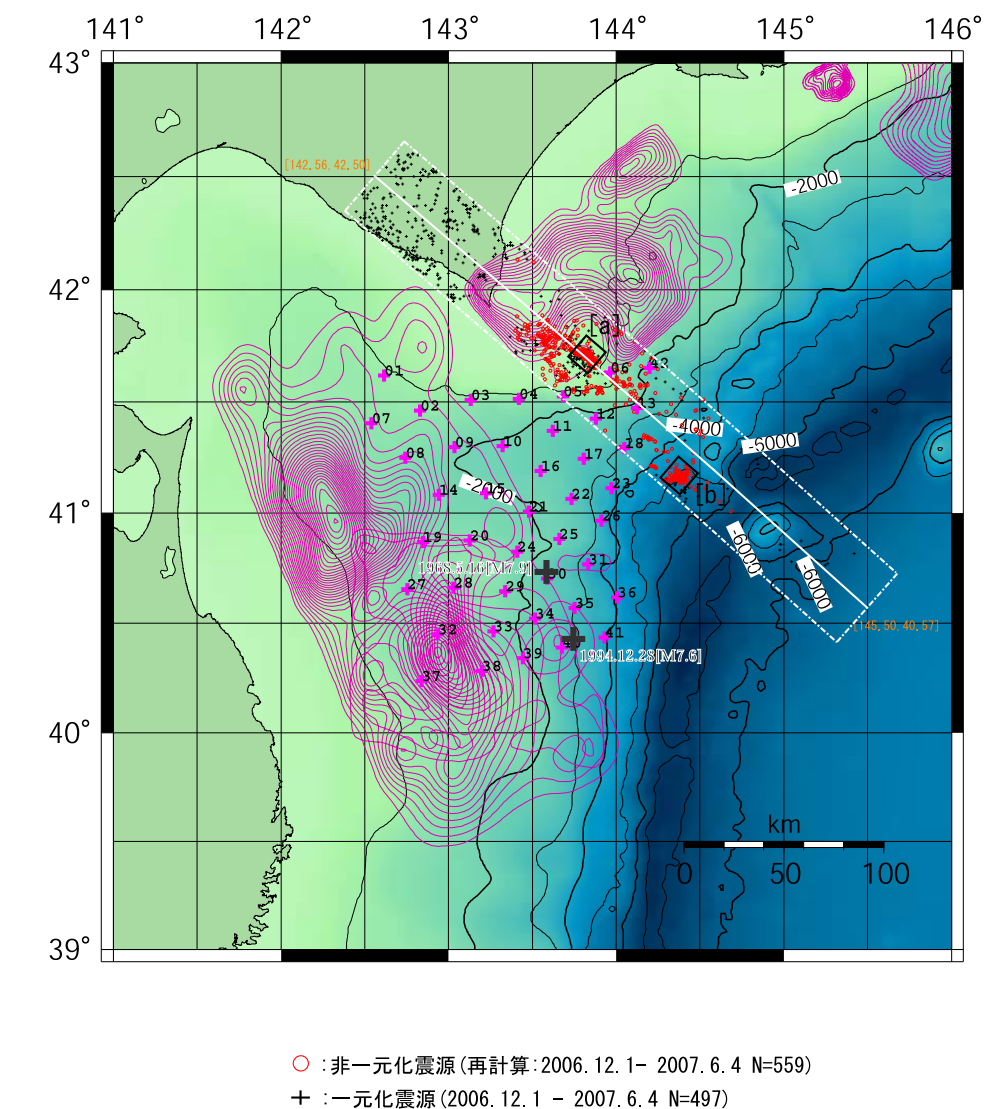


図 18 図 1 の南端から 7 番目の白枠内 [Line G] での震央分布と長軸に沿った垂直断面に投影した震源分布

気象庁一元化地震 (+)、非一元化地震(O)。領域[a]と[b]とで震源が集中。

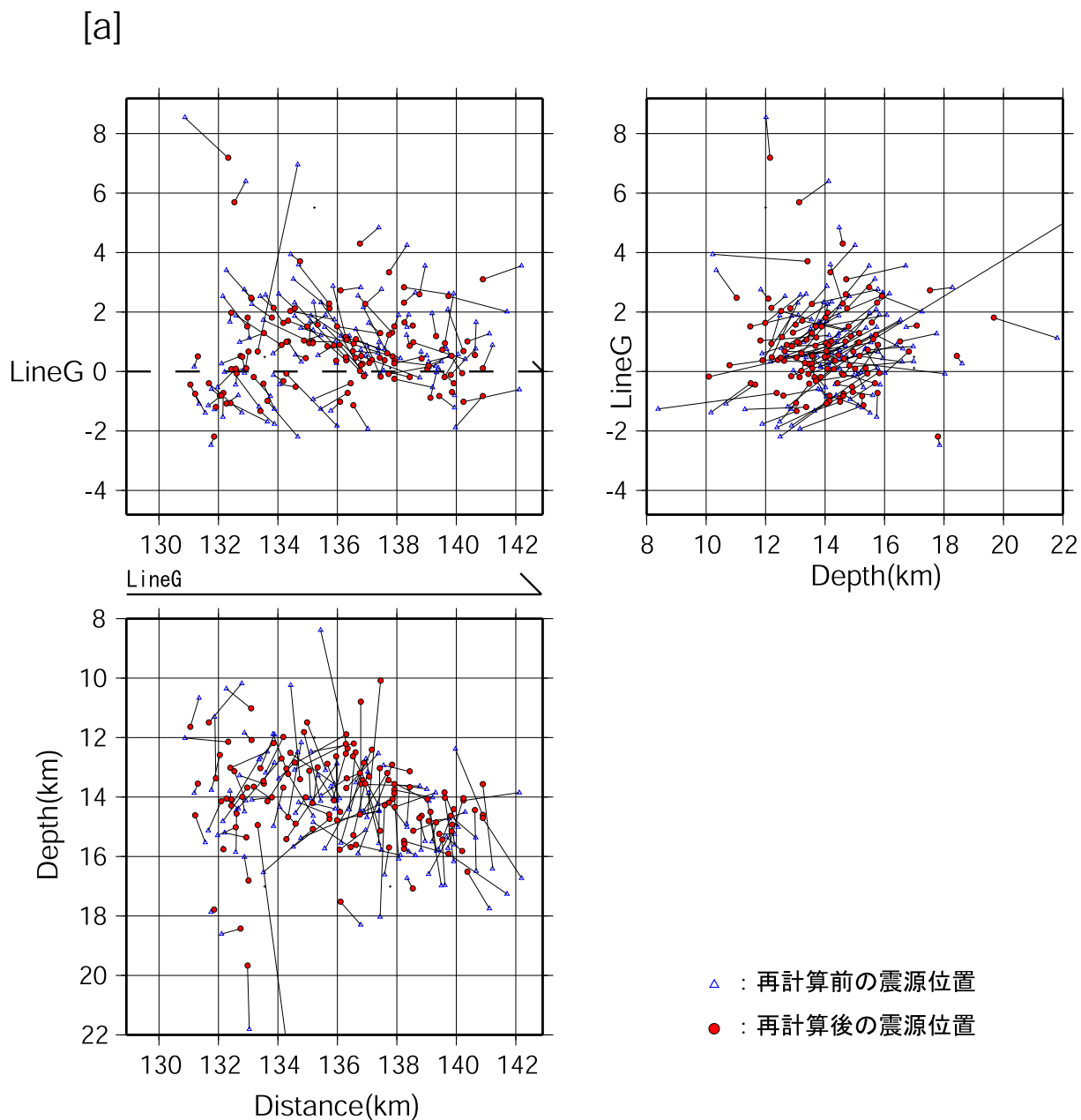


図 19-a 領域[a] における 2つの震源計算法による地震の震源位置の比較  
△はシングルイベント法による震源位置、●は HypoDD 法による震源位置。左上：図 17 の枠内の中心線の北西端を原点とした震央分布、左下：枠内の長軸垂直断面への震源投影、右上：枠内の短軸垂直断面への震源投影。

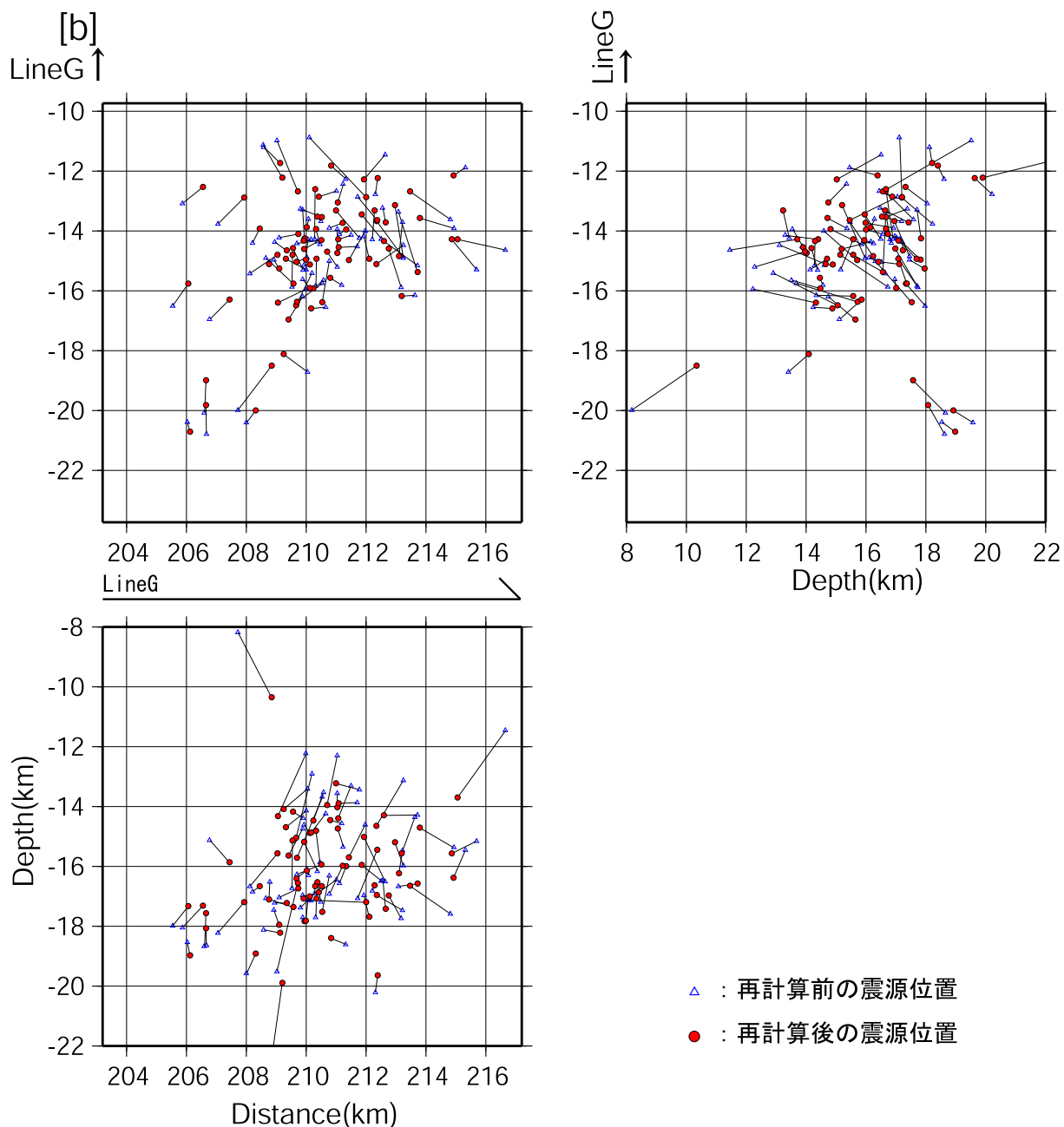


図 19-b 領域[b] における 2つの震源計算法による地震の震源位置の比較

△はシングルイベント法による震源位置、●はHypoDD法による震源位置。左上：図17の枠内の中心線の北西端を原点とした震央分布、左下：枠内の長軸垂直断面への震源投影、右上：枠内の短軸垂直断面への震源投影。

(d) 結論

平成 20 年度実施を予定した業務は、

長期観測型海底地震観測

長期観測型海底地震観測記録の検測

ZMAP 等の解析手法の適用

長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

地震のクラスター分布の図化

相似地震の検証

等である。すべて滞りなく実施することができた。なお本調査研究の結論、および今後の課題としては、以下の概要としてまとめることができる。

1) 長期観測型海底地震観測

平成 20 年度では、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、三陸沖北東部（えりも沖）に設置した長期観測型海底地震計 42 台を回収した。また三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域で長期間海底地震観測を実施するために、東京大学地震研究所にて長期観測型海底地震計を 49 台の組み立て、平成 19 年 10 月に東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに三陸沖中部から三陸沖南部にかけての海域に投入し、新規海底地震観測網を構築した。

2) 長期観測型海底地震観測記録の検測

東京大学地震研究所、東北大学大学院理学研究科とともに、平成 18 年 10 月に三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した 42 台の長期観測型海底地震計に記録された地震の中から、観測網内およびその近傍周辺に起こったと思われる（各観測点から S-P 時間 15 秒以下の）地震のうち、気象庁一元化地震カタログに報告されていない地震 2828 個の P 波と S 波の到着時刻、最大振幅、信号の継続時間等を検測した。その検測結果に基づいて計算された震源は、一般に海底地震計観測網外の地震の震源決定精度は数 km と比較的大きな誤差になっているが、観測網内ではほとんどの地震は 1~2km 以内の高い精度で求まっている。海溝の外側で起きる地震は、気象庁一元化地震カタログに記載されている定常的地震活動とほぼ同じく、概ね 50km 前後の深さに求まっている。全体として気象庁一元化地震カタログに記載されていない非一元化地震は、沈み込む海洋プレートの上面およびその上盤で頻発していた。またアスペリティ分布と対比すると、2003 年十勝沖地震のおおきなアスペリティについては、それを避けるようにその周辺で起こっている。一方 1968 年十勝沖地震のアスペリティ分布との対比ではその傾向は明瞭でない。

3) ZMAP 等の解析手法の適用

平成 20 年度では、まず地震活動の静穏化が認められていた三陸沖北部において、平成 19 年度の地震データに新しいデータを追加し、再度 ZMAP 法を試みた。さらに福島県沖から房総沖についても ZMAP 法を適用した。

三陸沖北部の地震活動に ZMAP 法を適用するに当たり、以前から静穏化が見出されてい

た領域を含み、千島海溝と日本海溝の会合部（北緯 40.86 度、東経 144.00 度）から室蘭（北緯 42.40 度、141.00 度）に至る幅 50km 細長い直方体のセル内に、1995 年 1 月 1 日から 2008 年 10 月 31 日までに当該海域で起こった M3 以上、かつ深さ 160km 以浅の 416 個のデクラスター地震を用いて、平成 19 年度と同じく、このセルの長さ方向の垂直断面からみた Z 値の深さ分布を計算し、その時間変化を調査した。その結果、2007 年 9 月 30 日までの平成 19 年度の調査と同様に、今回の調査においてもプレート境界付近で Z 値が時間とともに大きくなって、依然として静穏化が進んでいるのが理解できた。

一方、福島県沖から房総沖については、最近 4 カ年の M3.5 以上の地震を用いて ZMAP を作成し、ZMAP のなかでとくに大きな Z 値を示した 2 地点を抽出し、そこから同心円内に分布した 100 個の震央分布とその積算頻度分布、および Z 値の時間変化を求めた。ちなみにこの 2 地点は、1938 年 5 月 23 日塩谷崎地震 (M7.0) と 1938 年 11 月 5 日塩谷崎地震 (M7.5) との塩谷崎地震群の発生海域に対応し、2 地点の Z 値の最大値は 2004 年 10 月と 2004 年 6 月に出現した。地震の積算頻度分布から推して、その後も静穏化が持続しているといえ、その経過が注目される。

#### 4) 長期観測型海底地震計記録からのマグニチュードの検討

平成 20 年度では、平成 18 年 10 月から 11 月にかけて三陸沖北東部（えりも沖）の海域に設置し、平成 19 年 5 月から 6 月にかけて回収した 42 台の長期観測型海底地震計に記録された地震波形データに基づいてマグニチュード決定法について検討を行った。ここでは平成 18 年度の成果をふまえ、バンドパスフィルターの帯域として 1Hz から 12Hz と定め、そのバンドパスフィルターを通した上下動成分の地震波の最大振幅 (Amp) を自動的に検出した。その際、平成 18 年度と同様に P 波のはじまりから 2 秒以内、また S 波のはじまりから 4 秒以内のいずれか大きい方をその地震の最大振幅 (Amp) と定めた。さらに S 波走時の検出が難しく、P 波走時のみ震源計算に用いられた観測点については、S 波の理論走時を用いた。このようにして検出した各地震波の最大振幅 (Amp) の対数にその地震の震源距離 (Dis) の対数を加えた数値に気象庁一元化地震カタログの M(JMA) を対比させた分布図を観測点ごとに作成した。ここで計算した気象庁一元化地震カタログのみの規模別頻度分布は大きな地震ほど G-R 曲線からのずれが大きいのが理解された。この点は平成 18 年度の調査結果や平成 19 年度の根室半島沖の調査結果とほぼ同じ傾向にある。また最尤法（宇津、1965）<sup>10</sup>）に基づいて算出した b 値は 0.8 と求まった。この値は平成 18 年度に実施した三陸沖北部の調査結果  $b=0.7$ （北海道大学、2007）<sup>4</sup>）より大きい。一方平成 19 年度の根室半島沖の調査結果  $b=0.9$  より小さい。しかし、平成 18 年度とは、海底地震計数の違い、海底地震計を展開した海域の違いのため、その時間変化を指摘するのは難しい。一方各観測点で求まった気象庁マグニチュード変換式のバイアス項は、おおそ観測網の北東部に比べて三陸沖の南側で大きくなっているのが知れた。以上から各観測点での最大振幅や震央距離を考慮して得られたマグニチュード変換式にはこの種の地理的背景が反映されているのが推察された。

#### 5) 地震のクラスター分布の図化

平成 20 年度では、福島県沖から房総沖の海域に 2001. 1. 1 ~ 2008. 10. 31 の期間に発

生じた地震について、深さ 100km 以浅のすべての地震の時空間分布からクラスター強度を計算した結果、その分布の時間的変化が認められた。より陸側の地震発生密度の高い海域では常時クラスター地震が確認でき、一方地震が散發している海域ではクラスター強度が低い。さらに福島県沖北部のアウトライズに出現した高い地震活動に対応して顕著なクラスター地震が確認できた。しかし当調査期間では海山に対応した地震はもとより、クラスター地震も皆無であった。

#### 6) 相似地震の検証

小さなアスペリティの繰り返し破壊という視点で、東北日本弧に発生する相似地震群の時空間分布の調査報告がある(五十嵐・他、2000)11)。ここでは平成 19 年度の調査(北海道大学、2007)5)と同様に、比較的集中して発生した地震に注目し、波形が類似した相似地震の地震波形間の相互相関係数、および波形の重ね合わせによる全波形の類似性を調べた。三陸沖北部長期観測型海底地震観測網に記録された地震波形データを用いて、2003 年十勝沖地震震源域におけるアスペリティ周辺での地震間の地震波形に関する相互相関係数を求め、高い相関係数を示した地震の P 波と S 波のラグ時間を用いた HypoDD 法による地震の震源再計算をおこなった。ここではとくに地震が集中していた震源域(図 17 の[a]と[b])の地震について、従来のシングルイベント法による震源結果との比較を行った。その結果、すでに本震発生後数年経過しているが、その近傍の震源集中域では地震間の波形相関係数の高い地震が比較的散發的に起こっていたのが理解された。またシングルイベント法による震源分布に比較して波形相関法に基づいた HypoDD 法による震源分布の方が若干凝集する傾向を示した。しかし分布パターンの大きな違いは見られなかったといえよう。

#### (e) 引用文献

- 1) Wiemer, S., and M. Wyss, Seismic quiescence before the Lander (M=7.5) and Big Bear (M=6.5) earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 900-916, 1994.
- 2) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)、平成 16 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 214-227、2005。
- 3) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)、平成 17 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 219-236、2006。
- 4) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海

3. 1. 1. 3. アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究

海・南海地震) (日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)、平成 18 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 195-223、2007。

5) 北海道大学、アスペリティ周辺の地震活動の特性に関する研究、科学技術振興費、主要 5 分野の研究開発委託事業、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究 (東南海・南海地震) (日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)、平成 19 年度成果報告書、文部省・東京大学地震研究所・東北大学理学研究科・防災科学技術研究所・海洋研究開発研究機構, 177-218、2008。

6) Habermann, R.E., Precursory seismic quiescence: Past, present and future, Pageoph, 126, 279-318, 1988.

7) Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24, 2003.

8) Katsumata, K., and Y. Yamanaka, The 29 November 2004 M7.1 Kushiro-oki earthquake: An event between the on-going seismic quiescence area and the asperity ruptured by the 1973 Nemuro-oki earthquake, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 69, 23-39, 2006.

9) 山中佳子・菊地正幸、アスペリティ -北海道編 (その 1) -, 2002 年度日本地震学会秋季大会講演予稿集、B52, 2002。

10) 宇津徳治、地震の規模別頻度の統計式  $\log n = a - bM$  の係数  $b$  を求める 1 方法、北海道大学地球物理学研究報告、13、99-103、1965。

11) 五十嵐 俊博・松澤 暢・長谷川 昭, 東北日本弧に発生する相似地震群の時空間分布, 日本地震学会 2000 年度秋季大会, A47, 2000。

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Machida, Yuya, M. Shinohara, T. Takanami, Y. Murai, T. et al.	Heterogeneous structure and the rupture area of the 2003 Tokachi-oki earthquakes (Mw=8.0), Japan, as revealed by aftershock observations using Ocean Bottom seismometers	Tectonophysics	2009 年

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定なし。