

第178回

地震予知連絡会資料

2008年8月18日



京都大学防災研究所

第178回地震予知連絡会提出資料

目 次

I. 岩手・宮城内陸地震

1. 2008年岩手・宮城内陸地震の震源再決定・・・・・・・・・・1
2. ALOS/PALSARによる岩手・宮城内陸地震に伴う
地殻変動と断層モデル・・・・・・・・・・5
3. 岩手・宮城内陸地震による歪・地下水変化・・・・・・・・19

II. 中国・四川地震

1. ALOS/PALSARで捉えた中国・四川地震に伴う地殻変動・・・・・・・・22

III. 近畿地方北部の地殻活動

1. 丹波山地における微小地震活動の静穏化・・・・・・・・28
2. 地殻変動連続観測のトレンド変化・・・・・・・・29

2008 年岩手・宮城内陸地震の震源再決定

京都大学 防災研究所

防災科学技術研究所の Hi-net のウェブサイトから入手可能であった，6 月 14 日から 7 月 21 日の期間の M2.2 から M3.0 の余震の波形について解析した．波形の相互相関処理によって，877 個の余震のうち 756 個について震源を再決定することができた．この解析では，22 個の観測点の波形を用いた．図 1 に S 波到達時刻の読取の例を示す．それぞれの波形に 5 Hz のローパスフィルタをかけた．多くの波形で，波形相互相関による読取は気象庁の読取よりも遅かった．これは，気象庁の S 波の読取が，SP 変換波を S 波の到達時刻としていることによるのかもしれない．今回の再決定には，震源域から比較的近くの観測点（図 2）の P 波と S 波を用いたので，深さはよく決まっていると考えられる．

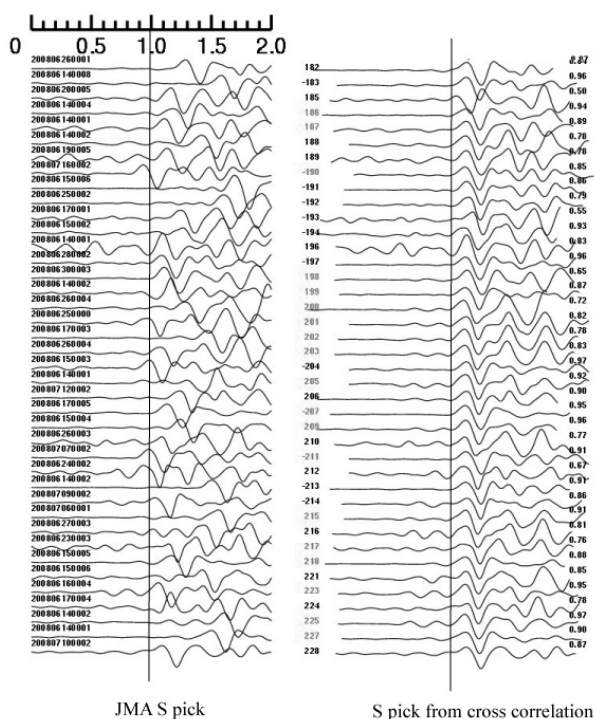


図 1. ICEH 観測点での S 波の読取の例

これらの P 波と S 波の到達時刻から，震源と速度構造を同時に計算する震源計算プログラム SIMULPS12 (Evans et al., 1994) を利用して，余震の震源再決定を行った．1 次元および 3 次元の速度構造のそれぞれを用いて計算したが，結果に大きな差異はなかった．以下の図では，3 次元の速度構造を用いたものを示す．

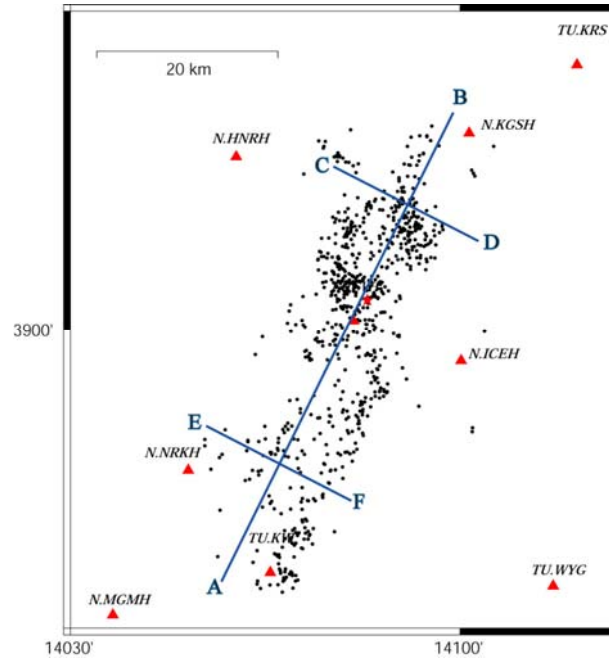


図 2. M2.2～M3.0 の地震の再決定された震央分布.

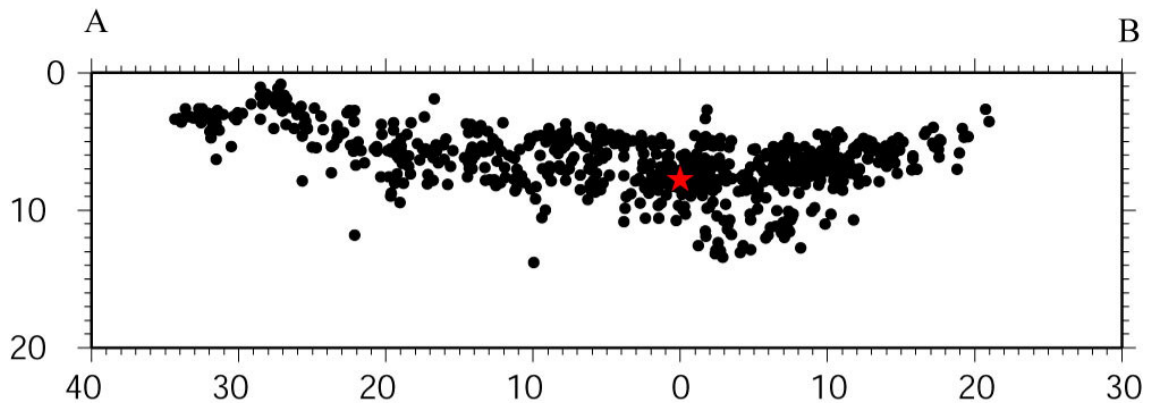


図 3. 本震の断層面の走行方向に切った断面図. M2.2～M3.0 の地震

図 3 は、本震の走向方向の断面図である。本震の上部に余震の発生数が非常に少ない領域がある。遠地および強震動波形から推定されたすべり分布から、ともに本震のすべりの主要部はかなり浅く、震源の上部に位置することがわかっている。この領域は、ほぼ余震が発生していない領域である（図 3）。この結果は、多くの余震は実際の断層面上ではなく、断層面の下部の領域で発生していることを示している。これが正しければ、走向に直交方向の断面図において断層面向きがはっきりしない（図 4）ことも説明がつく。

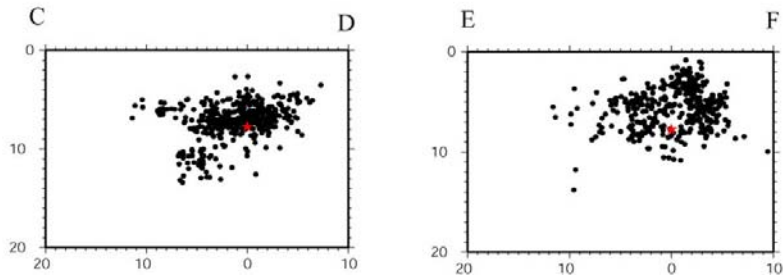


図 4. 本震の断層面の走向の直交方向に切った断面図. (左) 本震よりも北側の余震と (右) 本震よりも南側の余震.

本震の断層面からはずれた余震が多いという点で、2008 年岩手・宮城内陸地震は 2004 年新潟県中越地震といくぶん似ている。これら 2 つの複雑な余震分布は、より単純な余震分布の地震（2000 年鳥取県西部地震，2005 年福岡県西方沖地震，2007 年能登半島地震，2007 年新潟県中越沖地震）と対照的である。これらの地震はすべて、最近日本周辺で発生したほぼ同じ規模の地殻内地震である。

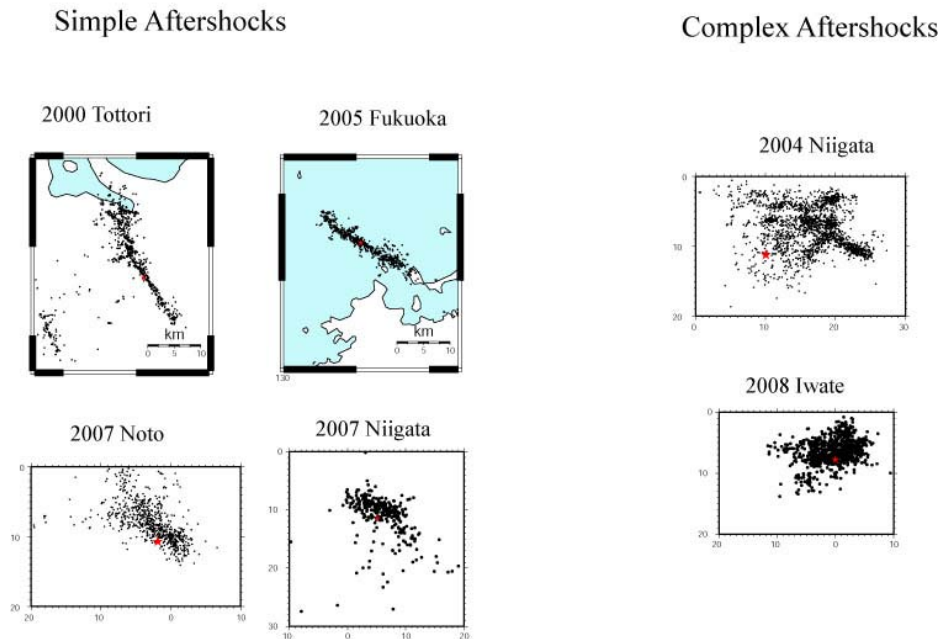


図 4. 最近の日本の地殻内地震の余震分布.

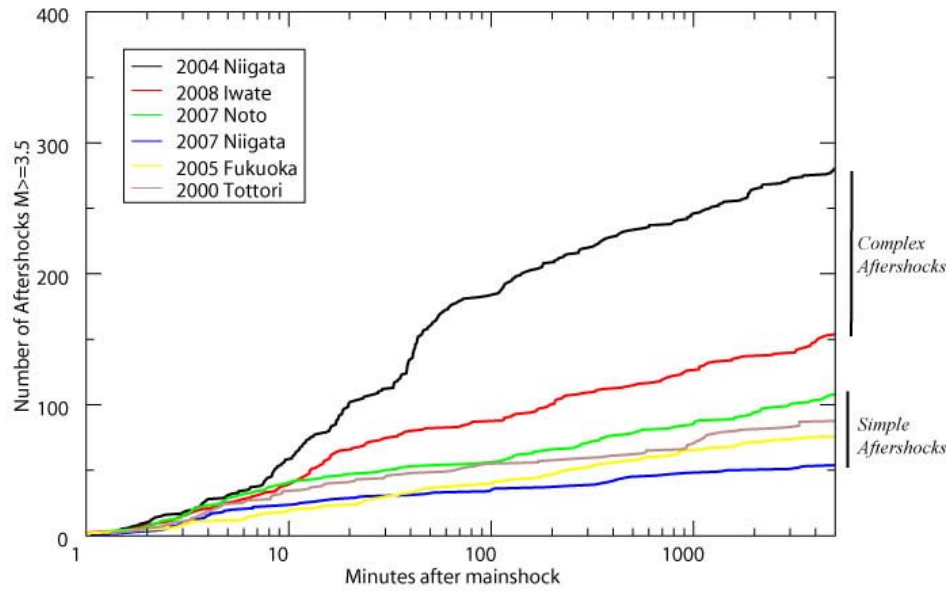


図5. 最近の大きな地震の余震の数の時間的推移. ふたつの複雑な余震系列 (2004 年新潟中越地震と 2008 年岩手・宮城内陸地震) の余震の数が多くなっている.

余震分布の複雑さは、余震の発生数とも関係している可能性がある. ふたつの複雑な地震 (2004 年新潟中越地震と 2008 年岩手・宮城内陸地震) では、他の地震と比べて余震の発生数がかかなり多い.

ALOS/PALSARによる岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動と断層モデル

京都大学防災研究所 福島 洋・深畑幸俊・有本美加

概要

2008年6月14日に発生した岩手宮城内陸地震 (Mj7.2) に関して、ALOS (だいち) 衛星の PALSAR データを用いた解析をおこなった。まず、アセンディング (北行) 軌道とディセンディング (南行) 軌道の両方からそれぞれ地震前後に取得された SAR データに SAR 干渉法とピクセルマッチング法※を適用し、地震時変動および初期の余効変動を含む変位場を計算した (図 1-6)。また、ほぼ同一の入射角で撮像された隣接するパスのデータを利用し、余効変動の検出を試みた (図 7)。次に、ピクセルマッチング法から得られた複数の変位成分から、東西・南北・上下の三次元変動場を計算した (図 8)。最後に、SAR 干渉データおよびピクセルマッチング法から得られた変位データを用い、すべり分布インバージョンをおこなった (図 9-12)。

※ピクセルマッチング法：地震等のイベントが発生した前後の SAR (強度) 画像に大域的な位置合わせを施したあと、多数の小領域ウィンドウにおける相関の計算から小領域の画像上のずれ (オフセット) を求め、変動量を検出する手法。一般に、精度は数 10cm から 1m 程度である。SAR 画像のレンジ方向 (視線方向) のオフセットは、干渉 SAR と同じ成分の変位を表す。アジマス方向 (衛星進行方向) のオフセットは、変位のほぼ南北水平成分を表す。

1. SAR 干渉解析およびピクセルマッチング解析の結果とその特徴

図 1-6 に、現在までに計算された干渉画像とピクセルマッチングの結果得られた変位データ (視線方向および衛星進行方向) を示す。干渉画像では、軌道誤差に起因すると考えられる空間的に長波長の位相変化は除去してある。震源近傍の低干渉領域 (図 1-6a の白抜き部分) と、レンジオフセット変位データ (図 1-6b) の振幅が大きい領域は調和的であり、この領域が今回の地震で大きく変動したことを示している。

アセンディング軌道の干渉画像 (図 1-2a) は、震央の西側でレンジ (衛星と地表との距離) 伸長・東側でレンジ短縮を示し、ディセンディング軌道の干渉画像 (図 3-6a) は、震央の西側でレンジ短縮・東側でレンジ伸長を示している。これらのパターンは、基本的に南北走向で西傾斜をもつ逆断層のすべりと調和的である。

ピクセルマッチング解析より得られた視線方向変位データ (図 1-6b) からは、アセンディング・ディセンディングの両者の場合において、震央の周囲を囲むように 2m を超えるレンジ短縮の領域が存在することが明らかになった。その領域の東端は、産業総合技術研究所等によって確認された地表変状地点 (図中×印) の数 km 西側であり、主要なすべりを起こした断層の地上への延長は、地表変状地点と必ずしも一致しないことを示唆している。また、栗駒山 (図中△印) 周辺には、アセンディング軌道からのレンジ伸長の領域が確認できる (図 1-2b)。なお、アセンディング軌道からのデータから計算したアジマスオフセット (衛星進行方向変位) データは、電離層等の影響と考えられるノイズが含まれており、明瞭なシグナルの抽出はできなかった。

2. 余効変動

今回の地震は、隣接するふたつのパスからの撮像データが変動域を含んでいるため、隣接するパスの干渉画像 (位相) の位相差を計算することにより、余効変動を計算することが可能である。なお、隣接するパスにおいて、SAR 画像上の対象領域の位置が異なることに起因した入射角の差異が 2° 程度あるが、この違いは無視した。

アセンディング軌道のパス 402 と 403 からは、それぞれ 6/23 と 7/10 に地震後のデータが撮像されたため、干渉画像の位相差はこれらの日付の間の 18 日間の余効変動を含んでいる (図 7a)。同様に、ディセンディング軌道のパス 53 と 54 のデータを処理した結果は、6/24 から 7/11 までの 18 日間の余効変動を含んでいる (図 7b)。

結果は、大気遅延シグナル等によるノイズレベルを明瞭に超えるような変動を示していない。このことは、対応する期間での変動がせいぜい数 cm であるという GPS 解析結果 (東北大学大園氏の日本 GPS 大学連合 ML への投稿) と矛盾しない。アセンディング軌道からのデータの処理結果では、

震央を中心とした衛星から遠ざかるセンスの位相変化が見えるが(図7a)、これを余効変動と解釈すると、その変動量は最大で10cm程度である。

3. 三次元変動場

三方向以上の変動成分が測定できれば、東西・南北・上下の三成分に分解することができる(Fialko et al., 2001; Wright et al., 2004)。この分解処理により、SARデータの解析結果を直感的に解釈することが可能となる。今回、震源域周辺を良好にカバーするアセンディング・パス402の視線方向変位データ(図1b)と、ディセンディング・パス57の視線方向および衛星進行方向の変位データ(図5b,c)の三つのデータセットから、三次元変動場を計算した(図8)。精度は、ピクセルマッチングの結果を用いていることから、それほど高くない。変動域から離れたところの値の揺らぎをノイズレベルと考えると、誤差は数10cm程度である。

全体的な特徴として、i) 震央付近で水平成分より隆起が卓越している、ii) 栗駒山周辺で東向きの変動が卓越し、若干沈降している、iii) その南東側(GEONET栗駒2観測点付近)で南東(最大1.5m程度)かつ上(最大2m弱)方向に局所的な変動がある、iv) 南北成分において震央付近では平均50cm程度の北向きの成分をもつこと、が挙げられる。このようなパターンは、一枚の平面断層では十分に説明し難く、変動源の複雑性を示唆している。またiv)は、震央近傍のすべりが右横ずれ成分を持つことを示唆している。

東北大学によるGPS解析(参考サイト1)によると、震央直近(南西に2.5km)の一関市・祭時で(東、北、上) = (45cm, 34cm, 156cm)の変動があったことがわかっており、隆起卓越のi)の特徴と整合的である。また、国土地理院の解析によるGEONET栗駒2観測点での変動は、南東に154cm、上方に208cmを示しており(参考サイト2)、これはiii)の特徴と整合的である。標高との相関から、ii)の特徴が解析手法に起因する見かけ上のものである可能性も考えられるが、栗駒山と同程度の標高をもつ焼石岳(図8d)の位置では同様のシグナルは得られておらず、画像位置あわせにおける標高差の影響の補正が適切に行われており、栗駒山周辺の変動が本物であることが示唆される。

4. すべり分布インバージョン

干渉画像をアンラップ(位相から変位への変換)したデータをベースに、断層上のすべり分布を求めるインバージョン解析を行った。断層は一枚の平面断層を仮定し、半無限弾性体の応答関数を用いた。余効変動の影響は無視できると仮定した。

本地震については逆断層成分がかなり卓越することが報告されていることから、まずは純粋な逆断層を仮定して解析を行った。データとしては、カバレッジのよいアセンディング(パス402; 図1)およびディセンディング(パス57; 図5)の干渉データを用いたが、干渉の悪い断層近傍の大変位領域については、パス57のレンジオフセットデータ(図5b)も併せて用いた。インバージョン解析の規準としてはABIC(赤池のベイズ情報量規準)を用い、具体的な手法としてはFukahata and Wright (2008)に準拠した。得られたすべり分布を図9、モデル変位データを図10に示す。断層の走向、傾斜角、位置を系統的に変化させて反復的にインバージョンをおこなったが、最適解は走向203°、傾斜26°、地表における断層面の中心(140.90E, 38.97N)に求まった。最大8mを越える滑りが、深さ4km以浅に集中していることが特徴である。

ディセンディングのアジマスオフセットデータ(図3-6c)等は、右横ずれ成分の存在を示唆している。そこで、次にすべり角を固定せずにインバージョン解析を行った。ここでは上述の3種のデータに加え、パス57のアジマスオフセットデータ(図5c)も併せて用いた。簡単のため、断層面は上記と同様の位置および向きに固定した。そのため、得られた解はABIC最小を満たしていない。得られたすべり分布を図11、モデル変位データを図12に示す。深さ4km以浅にすべりが集中するのは同様だが、dip方向の最大すべりが5m強に減少する一方、断層面の中央付近で5mにも達する右横ずれが生じている。ただし、得られた結果は、解像度が不十分等の問題があり、今後改善する必要がある。

参考文献

Fialko, Y., M. Simons, and D. Agnew (2001), The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3063-3066.

Fukahata, Y., and Wright, T.J. (2008). A non-linear geodetic data inversion using ABIC for slip distribution on a fault with an unknown dip angle, *Geophys. J. Int.*, 173, 353-364.

Wright, T. J, B. E. Parsons, and Z. Lu (2004). Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L010607, doi:10.1029/2003GL018827.

参考サイト 1 : http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/

参考サイト 2 : <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h20-iwatemiyagi/index.html>

謝辞：PALSARレベル1.0データは、宇宙航空研究開発機構（JAXA）と東京大学地震研究所との共同研究契約によりJAXAから提供されたPIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) 共有データおよび、JAXAと国土地理院による衛星リモートセンシングによる防災検証実験研究の一環として提供されたものを用いました。PALSARデータの所有権は経済産業省及びJAXAにあります。

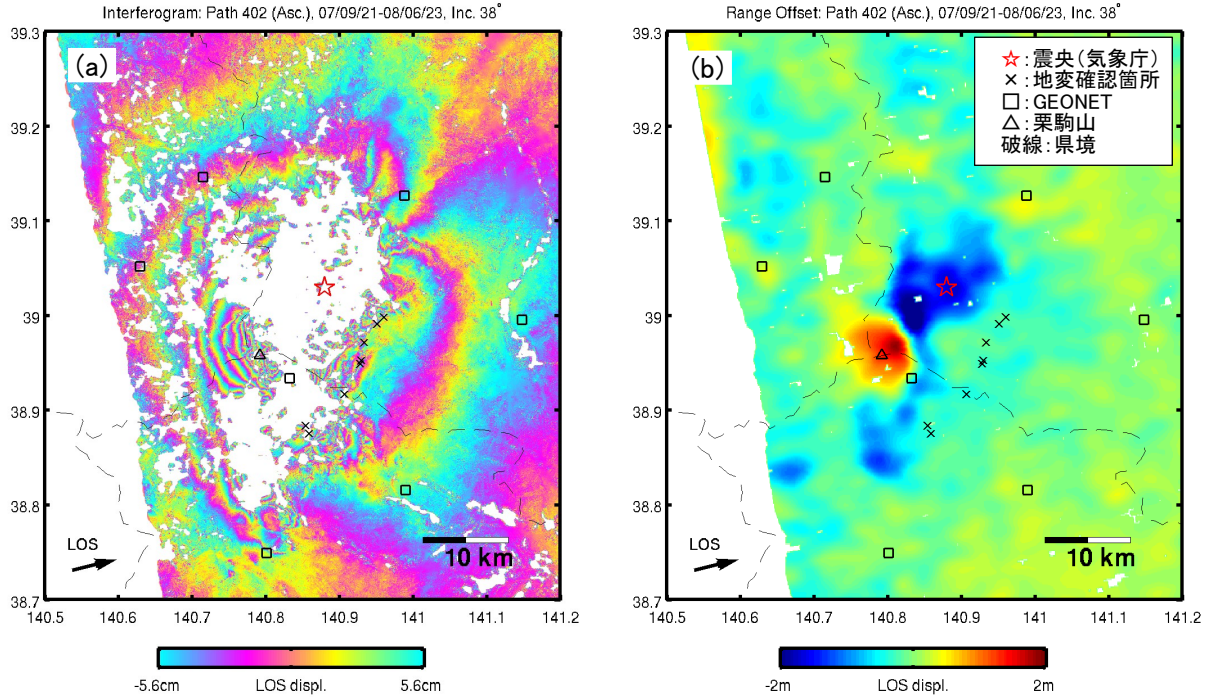


図1: アセンディング軌道(パス402)からのSAR干渉画像(a)とピクセルマッチング処理によって得られた視線方向(レンジ)変動量(b)。両者とも、衛星視線方向(Line of Sight; LOS)の変位量を表す。干渉画像の色の一周期は、11.8cmの視線方向の変位を表す。LOS方向の水平成分は図中矢印で示されており、入射角は 38° 。地震発生直後から2008/6/23までの変動の総和が含まれている。白抜きの部分は、撮像範囲外もしくは変位勾配が大きい等の理由で干渉性が悪い領域である。

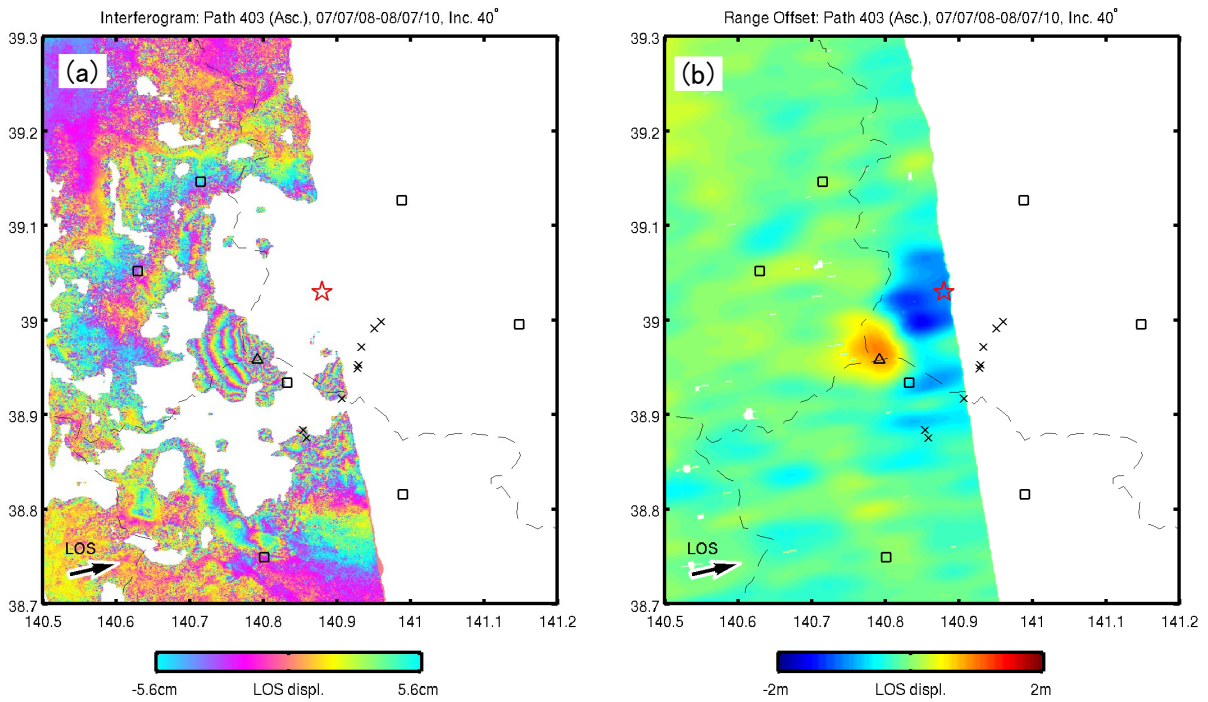


図2: アセンディング軌道(パス403)からのSAR干渉画像(a)とピクセルマッチング処理によって得られた視線方向変動量(b)。図の見方は、図1に同じ。入射角は 40° 。地震発生直後から2008/7/10までの変動の総和が含まれている。

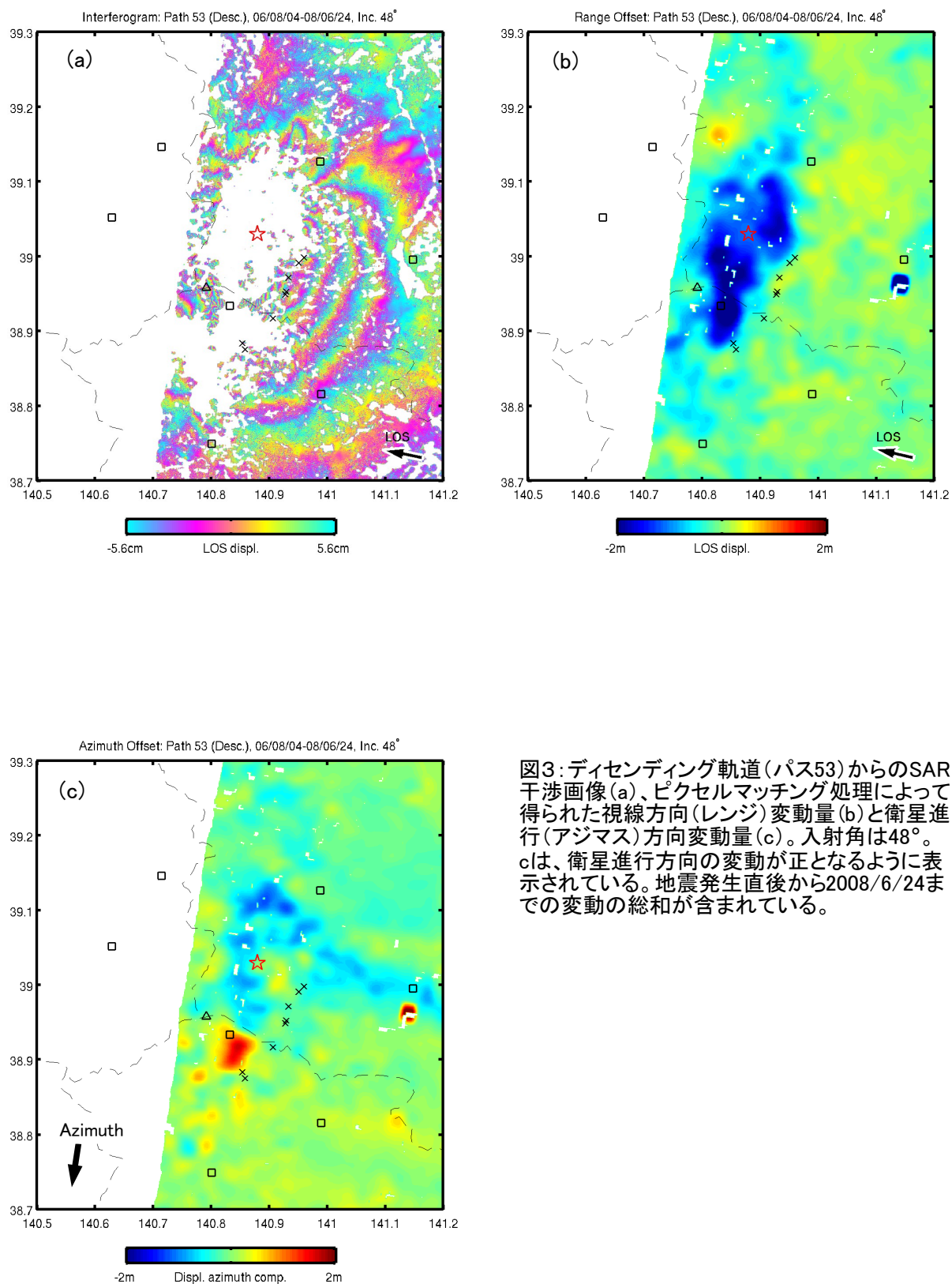


図3: ディセンディング軌道(パス53)からのSAR干渉画像(a)、ピクセルマッチング処理によって得られた視線方向(レンジ)変動量(b)と衛星進行(アジマス)方向変動量(c)。入射角は48°。cは、衛星進行方向の変動が正となるように表示されている。地震発生直後から2008/6/24までの変動の総和が含まれている。

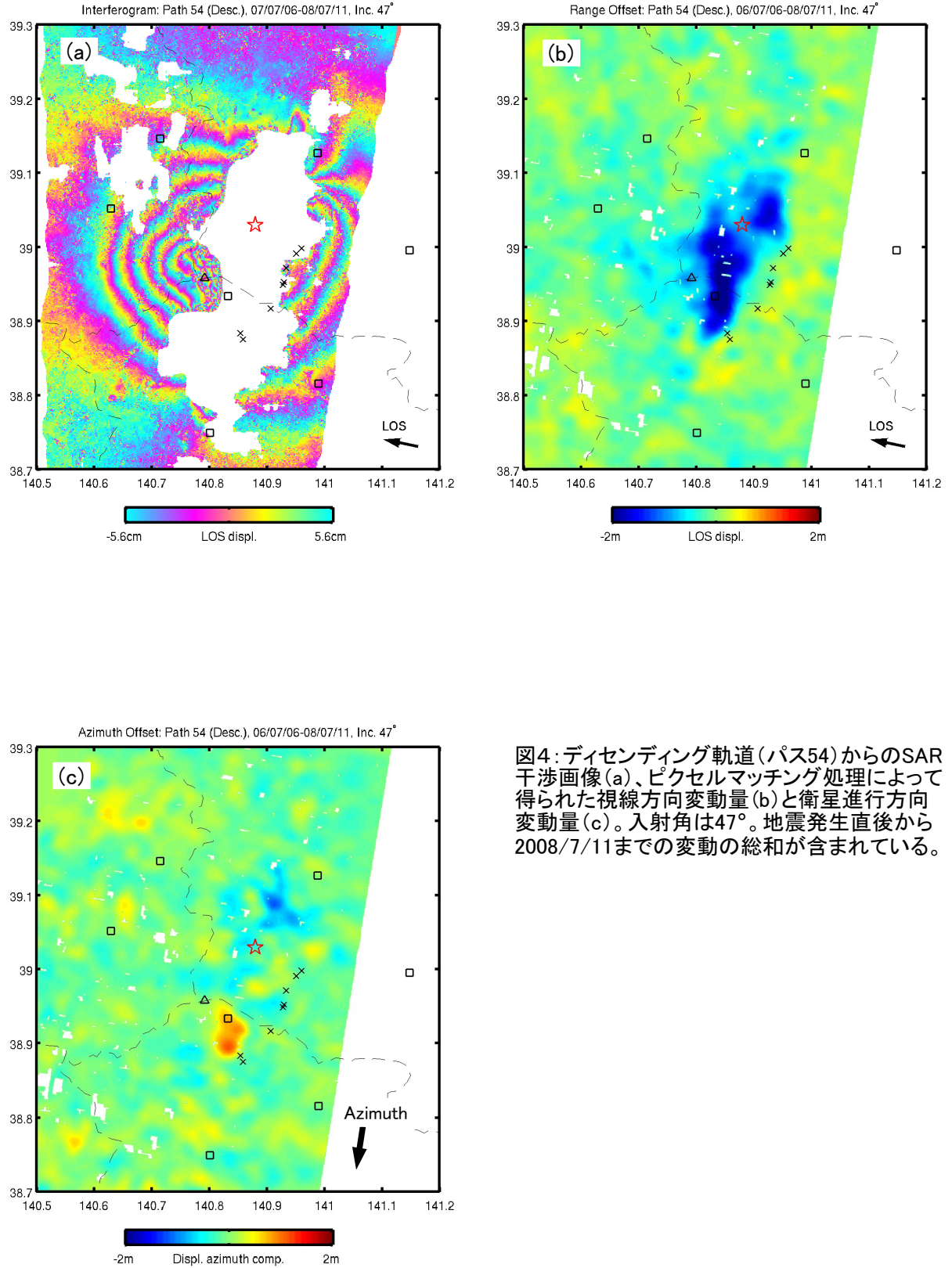


図4: ディセンディング軌道(パス54)からのSAR干渉画像(a)、ピクセルマッチング処理によって得られた視線方向変動量(b)と衛星進行方向変動量(c)。入射角は47°。地震発生直後から2008/7/11までの変動の総和が含まれている。

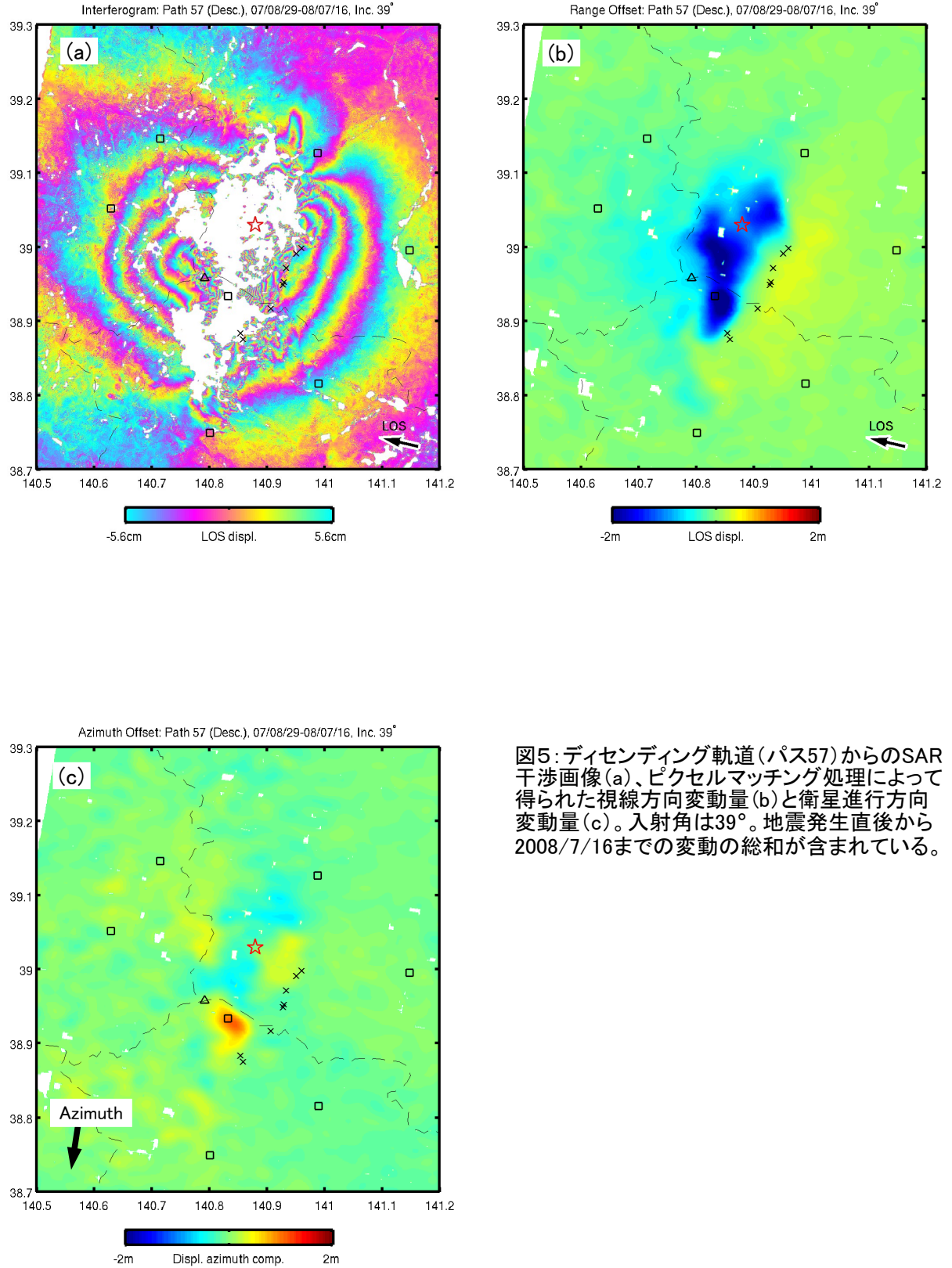


図5: ディセンディング軌道(パス57)からのSAR干渉画像(a)、ピクセルマッチング処理によって得られた視線方向変動量(b)と衛星進行方向変動量(c)。入射角は 39° 。地震発生直後から2008/7/16までの変動の総和が含まれている。

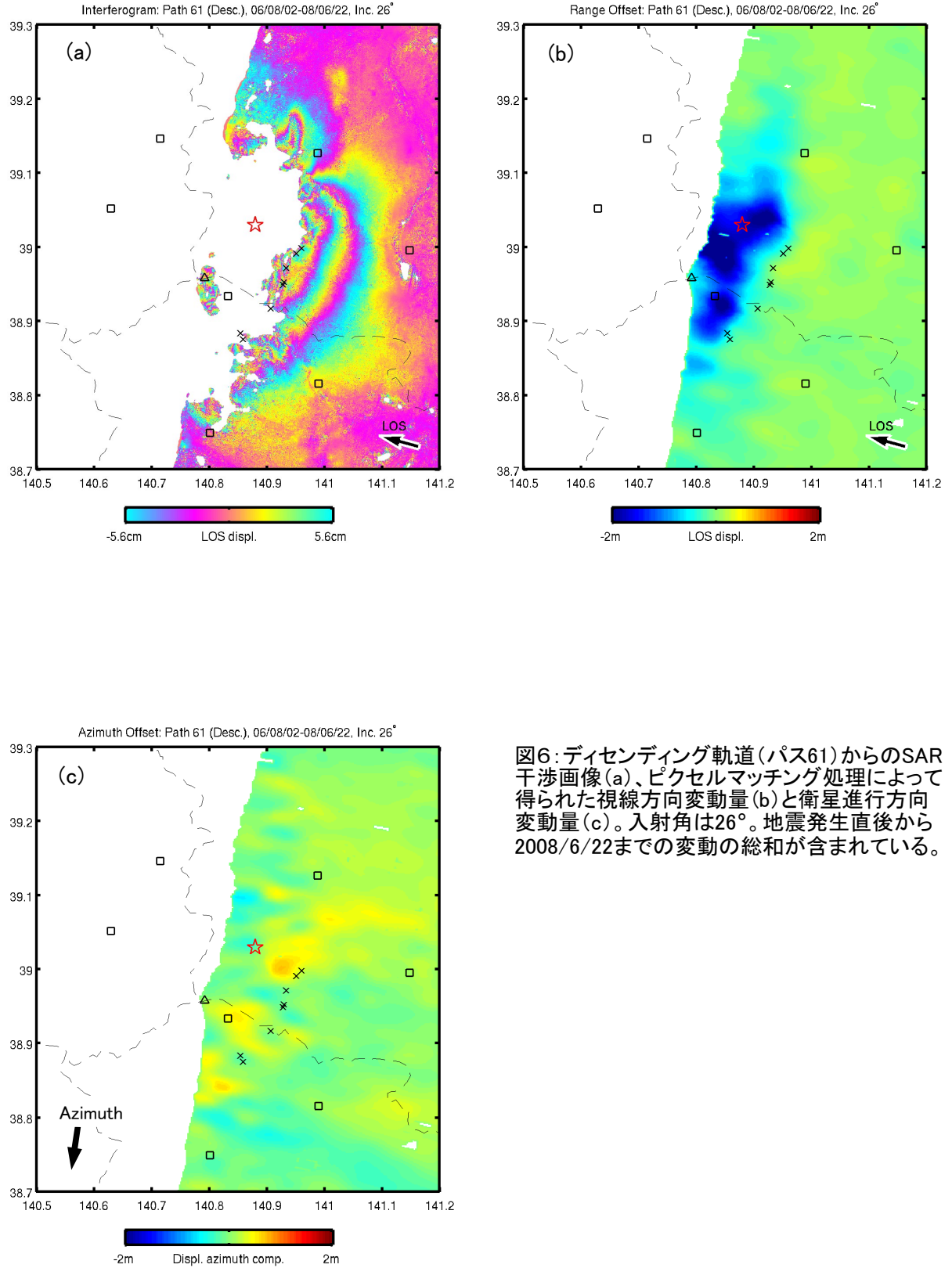


図6: ディセンディング軌道(パス61)からのSAR干渉画像(a)、ピクセルマッチング処理によって得られた視線方向変動量(b)と衛星進行方向変動量(c)。入射角は 26° 。地震発生直後から2008/6/22までの変動の総和が含まれている。

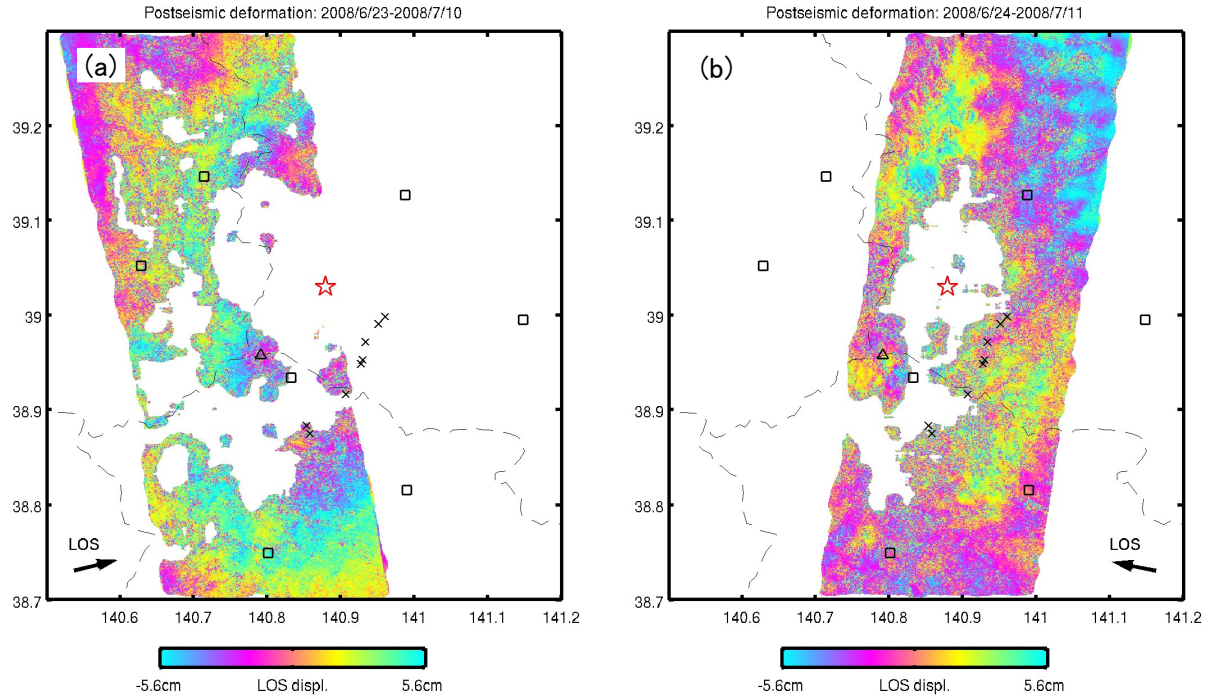


図7: (a)アセンディング軌道の二枚のSAR干渉画像(パス402とパス403)から求めた地震後6/23-7/10の18日間の変動を示すSAR干渉画像。図1aと図2aの共通部分の位相差の計算により求めている。(b)aと同様に、ディセンディング軌道の二枚の干渉画像(パス53と54)から求めた地震後6/24-7/11の18日間の変動を示すSAR干渉画像。aとbともに主要ノイズ源である大気遅延の影響を受けていると考えられ、厳密な議論はできないが、aでは震央を中心に最大10cm程度の衛星から遠ざかるセンスの変動に調和的なシグナルが見える。

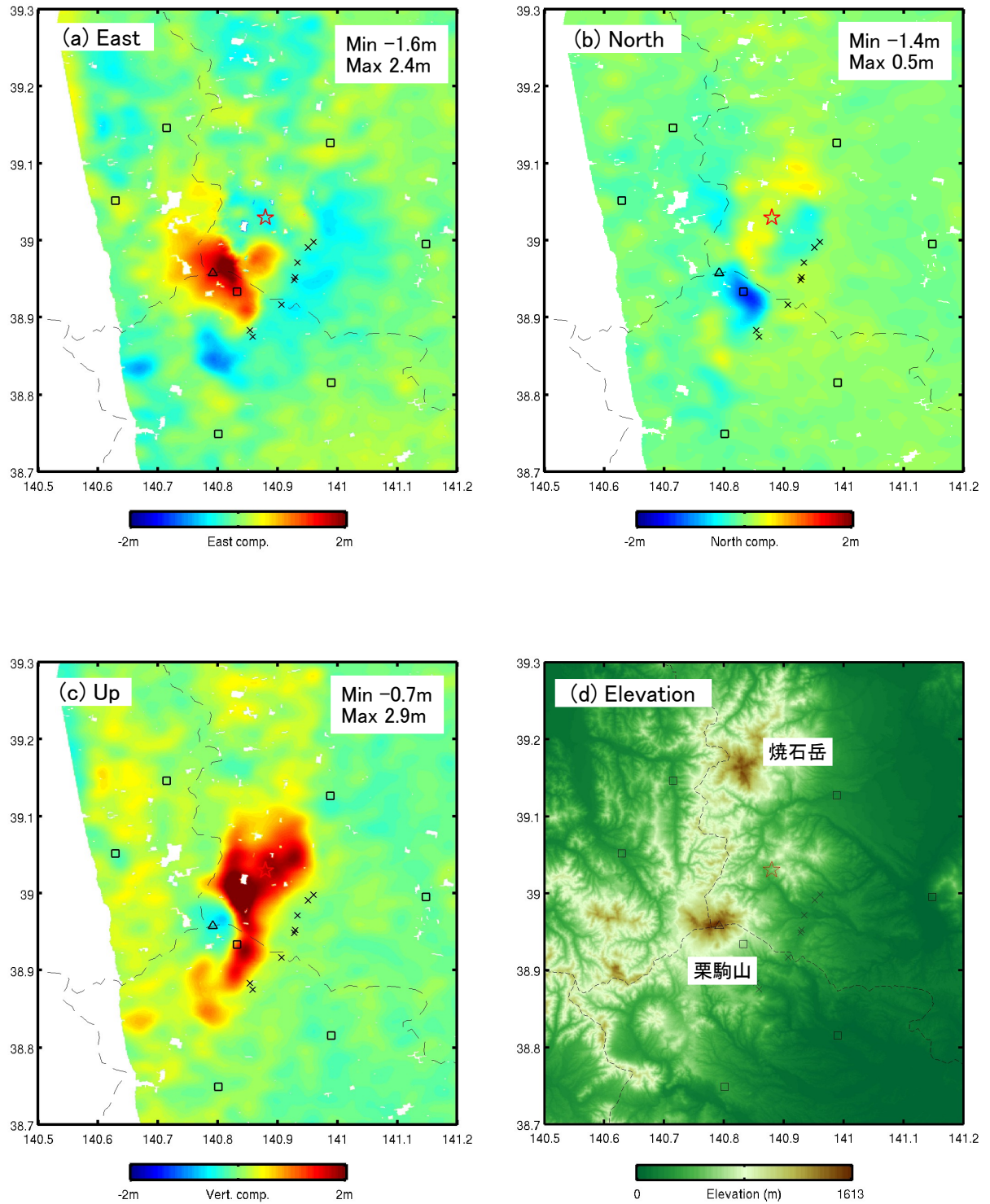


図8: パス402(アセンディング)の視線方向の変動量(ピクセルマッチング)とパス57(ディセンディング)の視線方向および衛星進行方向の変動量(ピクセルマッチング)から計算された三次元変動場。(a)東西成分、(b)南北成分、(c)上下成分。変動は、栗駒山の地形に相関があるように見えるが(d)、北側にある焼石岳の地形に相関のある(見かけ上の)シグナルは見ておらず、栗駒山周辺の変動は本物である可能性が高い。

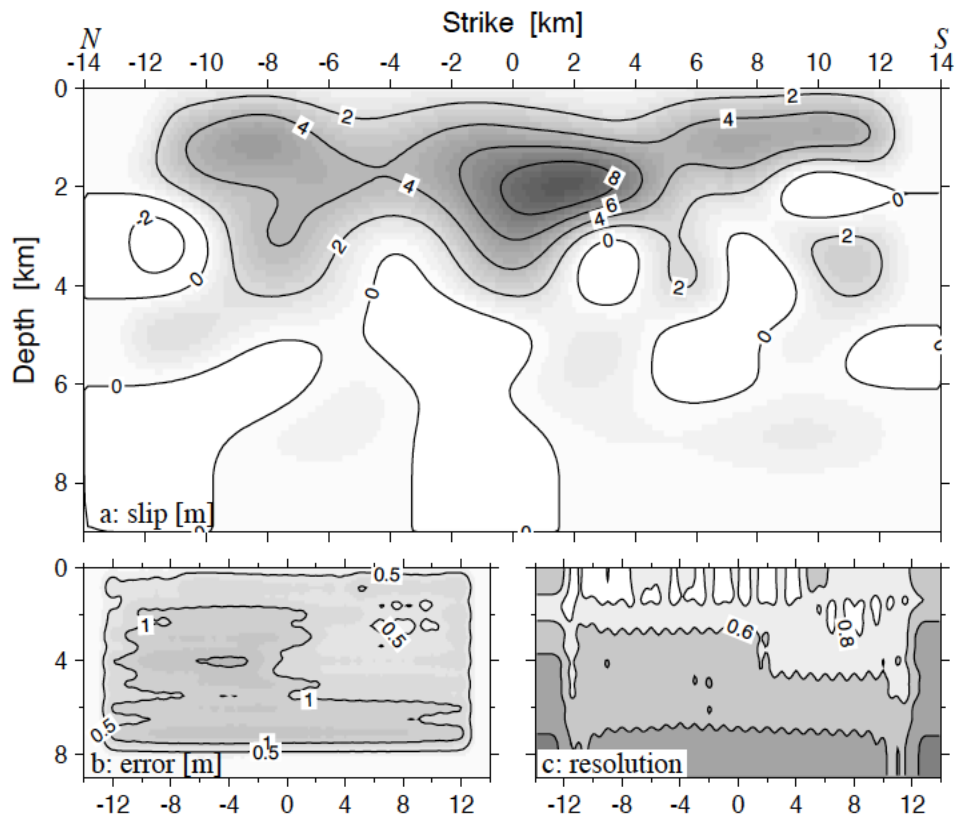


図9: 純粋な逆断層すべりを仮定したすべり分布インバージョン結果。断層面上のすべり分布(a)、すべり量の標準誤差(b)、モデル解像度(c)が図示してある。断層の上端は、地表に一致させてある(断層位置は、図10の白矩形)。求めた断層の走向はN203°E、傾斜角は26°である。

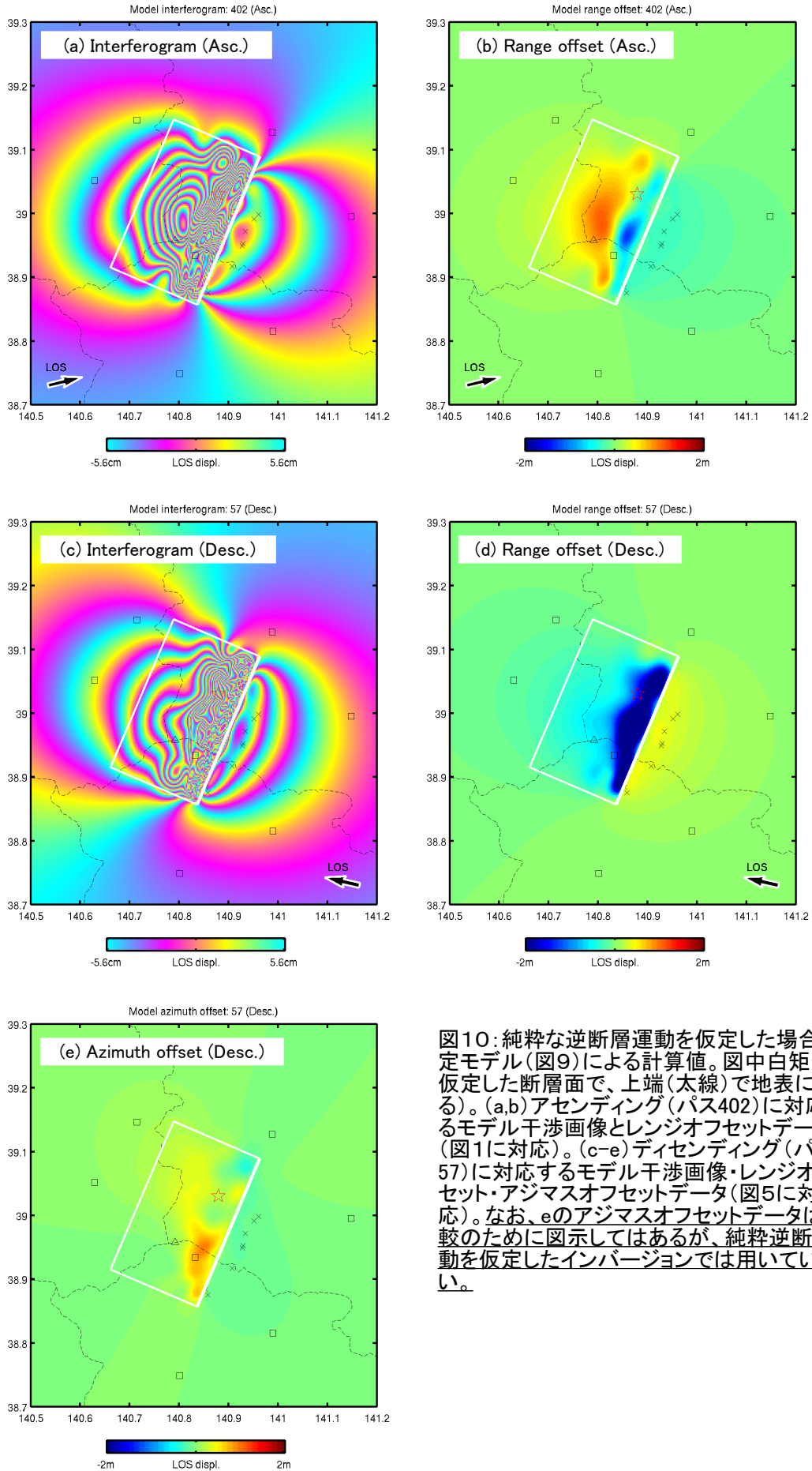


図10: 純粋な逆断層運動を仮定した場合の推定モデル(図9)による計算値。図中白矩形は仮定した断層面で、上端(太線)で地表に接する)。(a,b)アセンディング(パス402)に対応するモデル干渉画像とレンジオフセットデータ(図1に対応)。(c-e)ディセンディング(パス57)に対応するモデル干渉画像・レンジオフセット・アジマスオフセットデータ(図5に対応)。なお、eのアジマスオフセットデータは、比較のために図示してはいるが、純粋逆断層運動を仮定したインバージョンでは用いていない。

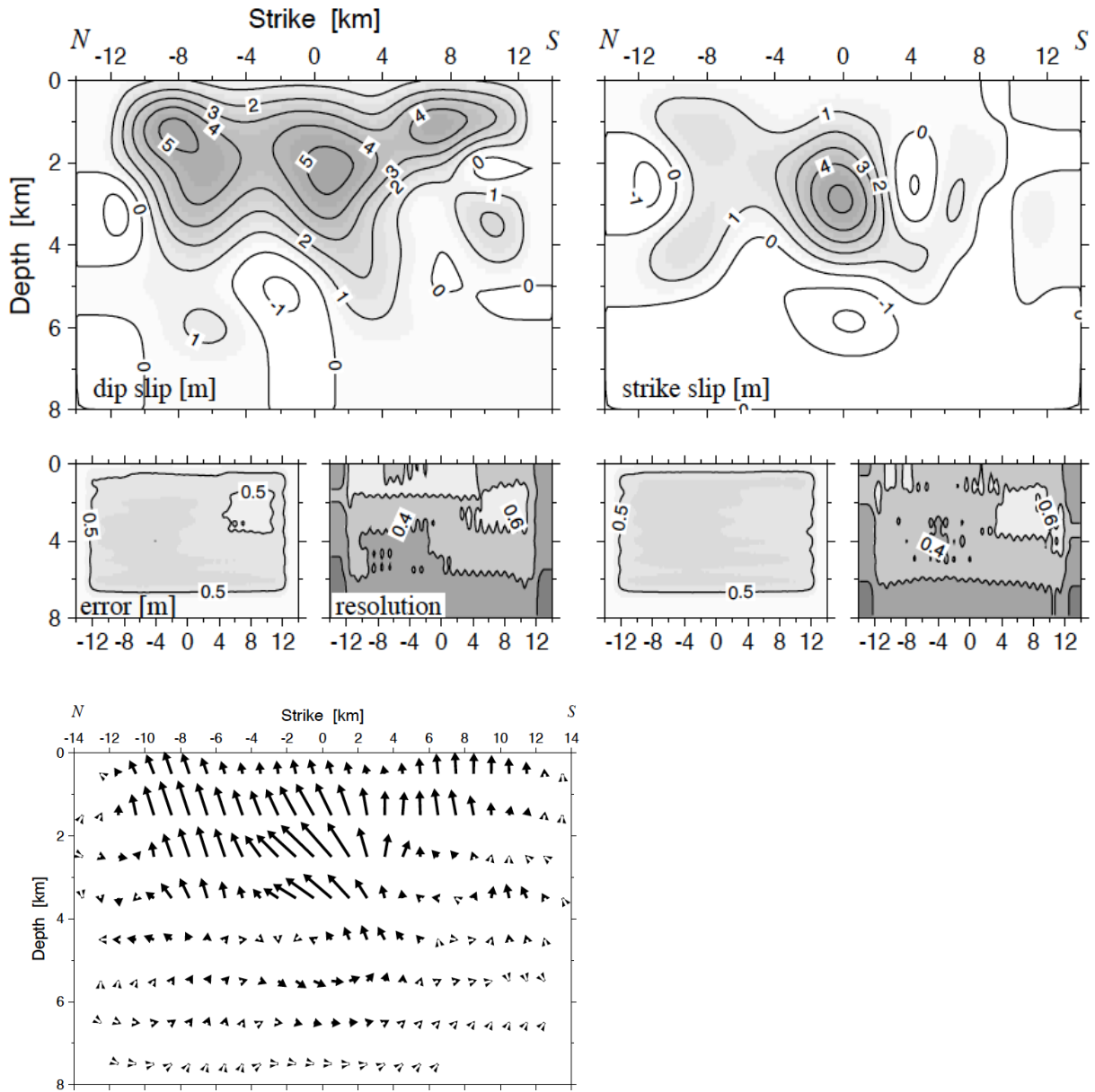


図11: すべり角を固定せずにおこなったすべり分布インバージョン結果。逆断層成分と右横ずれ成分のそれぞれについてのすべり分布・すべり量の標準誤差・モデル解像度と、すべりベクトルが図示してある。断層の位置は、逆断層を仮定したインバージョンの場合と同一に仮定した。

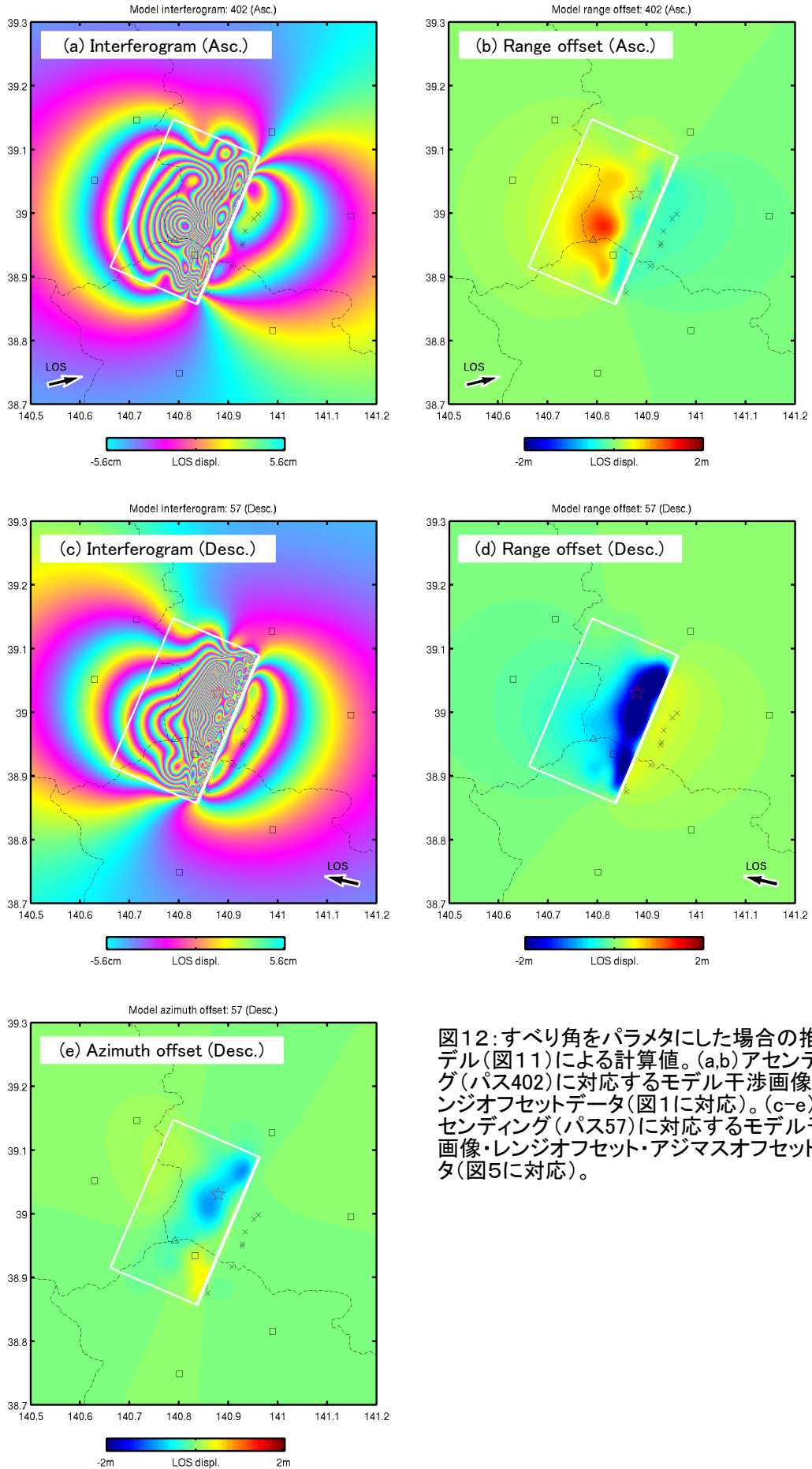


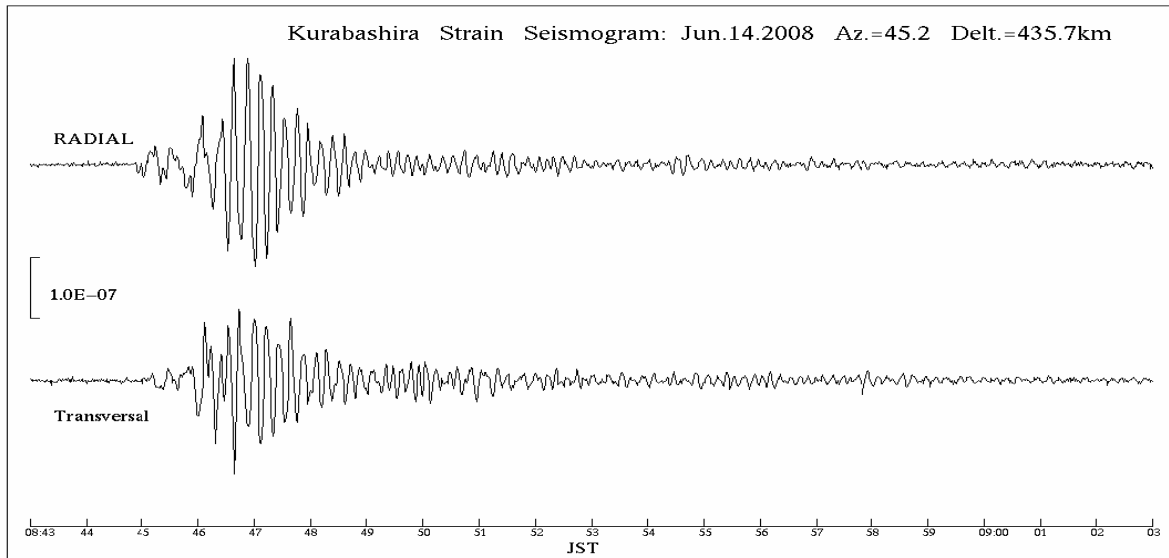
図12: すべり角をパラメタにした場合の推定モデル(図11)による計算値。(a,b)アセンディング(パス402)に対応するモデル干渉画像とレンジオフセットデータ(図1に対応)。(c-e)ディセンディング(パス57)に対応するモデル干渉画像・レンジオフセット・アジマスオフセットデータ(図5に対応)。

岩手・宮城内陸地震による歪・地下水変化

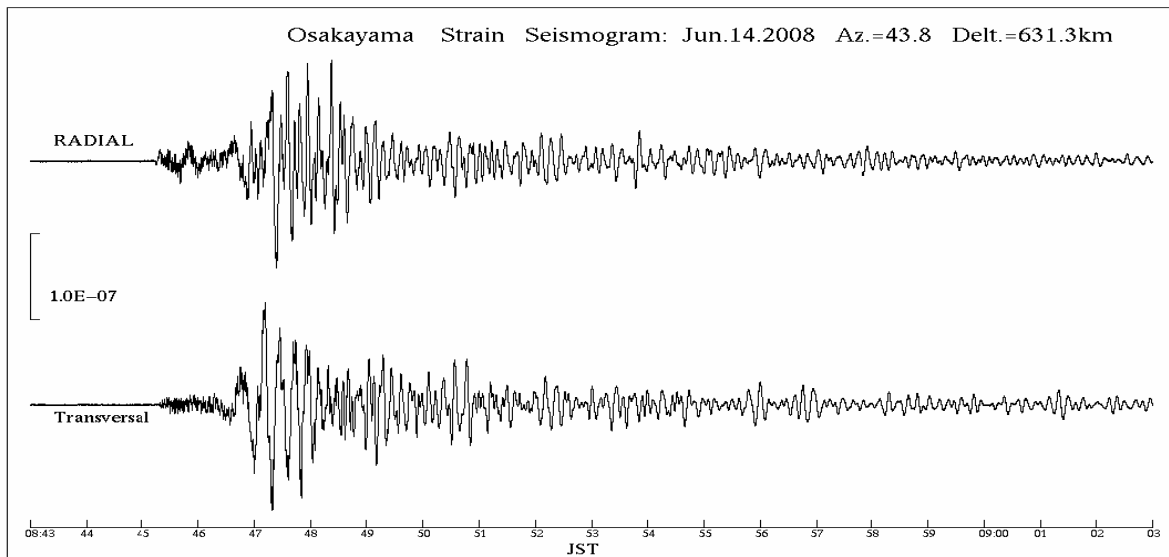
京都大学防災研究所地震予知研究センター



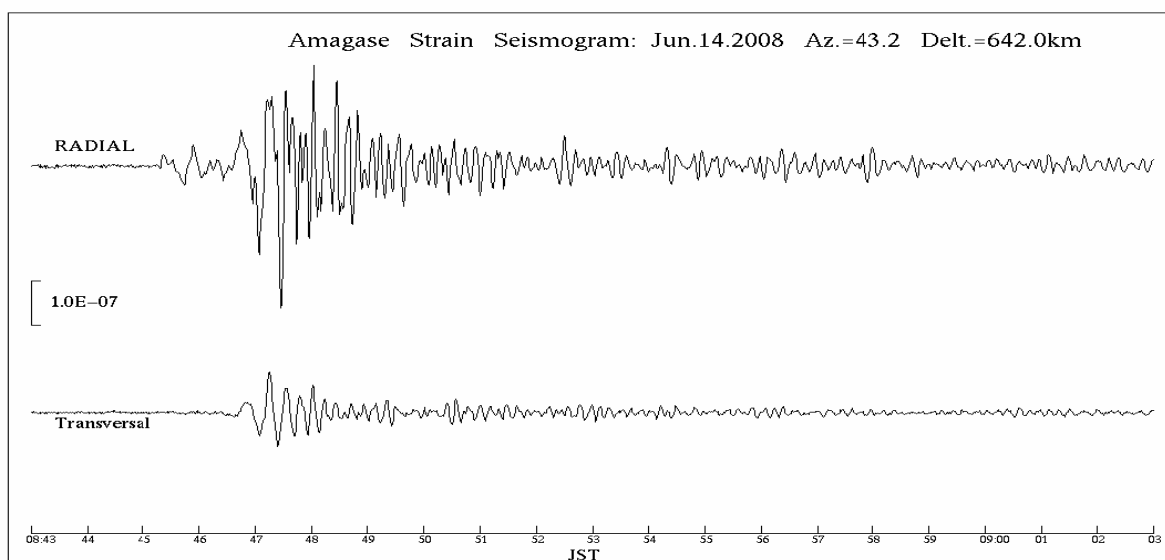
第1図 観測点分布図 ●伸縮計 ○水圧計



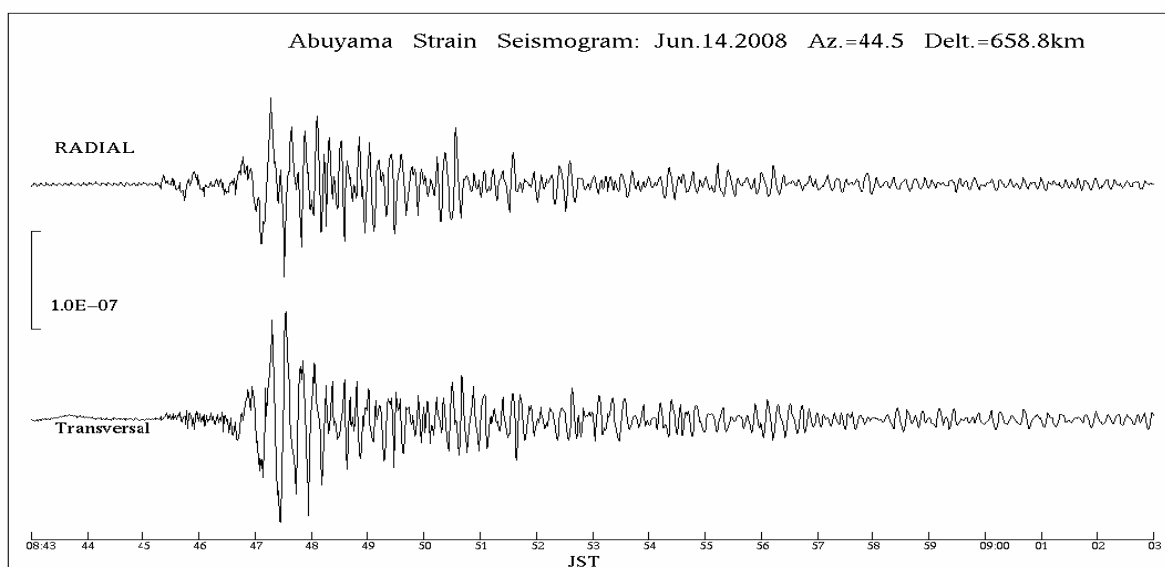
第2図 上宝観測所蔵柱観測室における歪地震記象(1Hz)



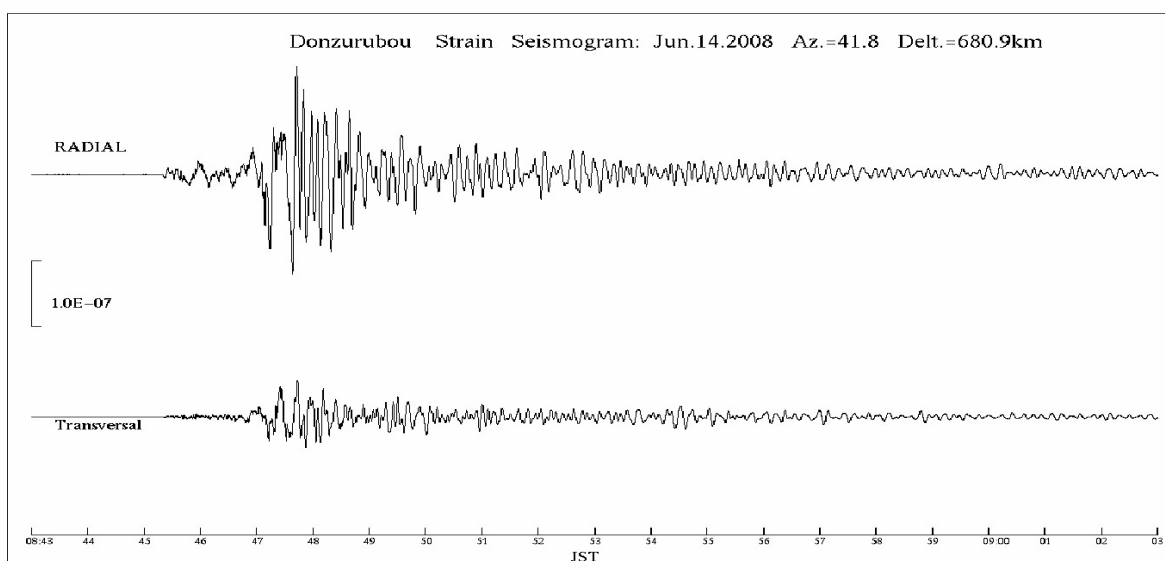
第3図 逢坂山観測所における歪地震記象(50Hz)



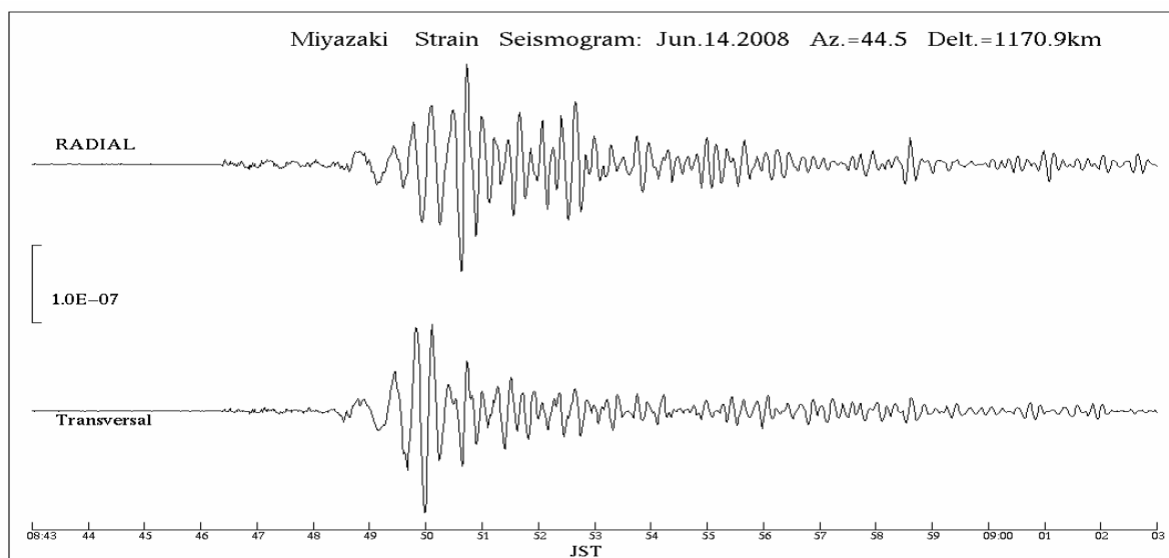
第4図 天ヶ瀬観測室における歪地震記象(1Hz)



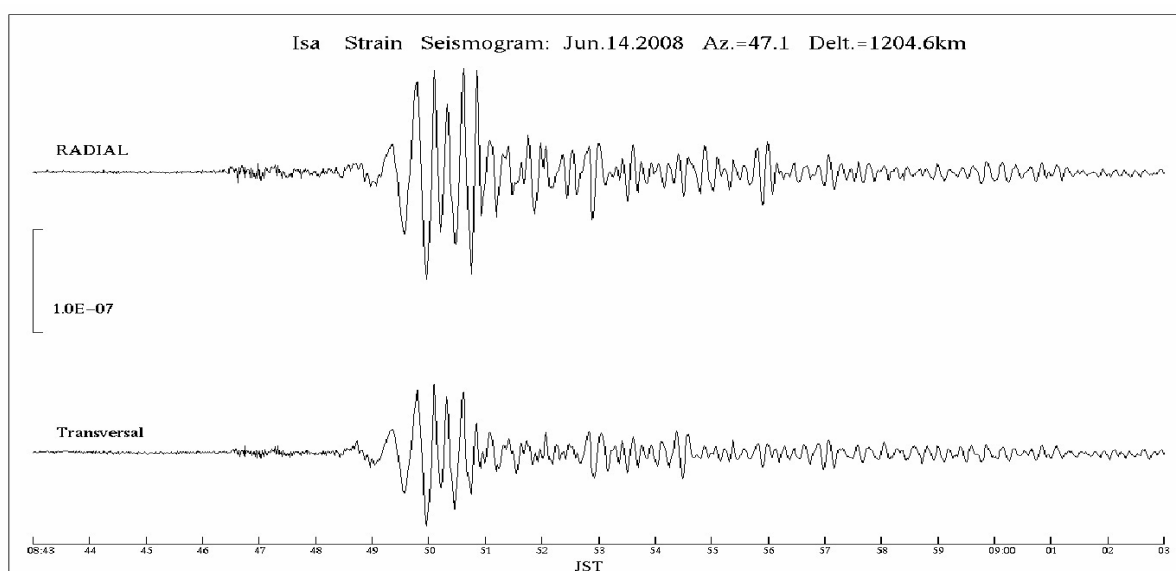
第5図 阿武山観測所における歪地震記象(1Hz)



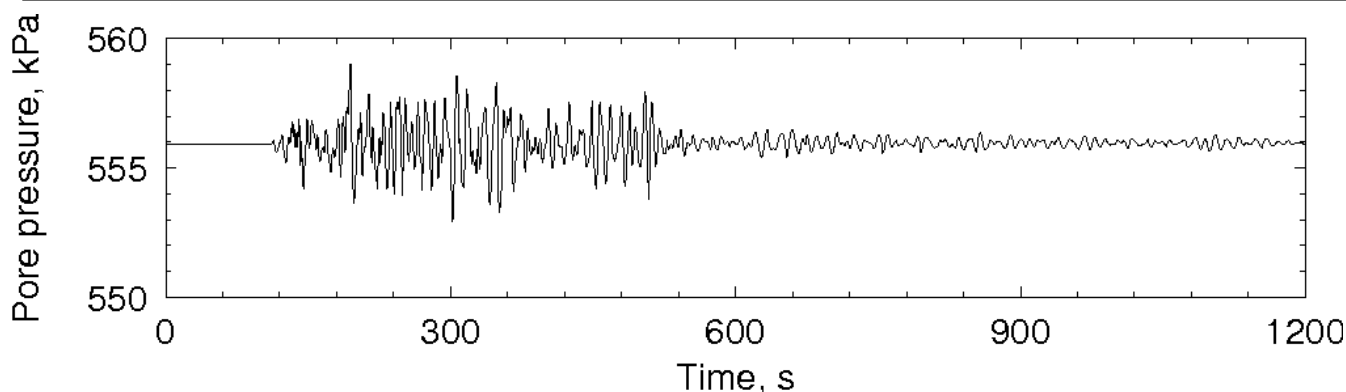
第6図 屯鶴峯観測所における歪地震記象(10Hz)



第7図 宮崎観測所における歪地震記象(1Hz)



第8図 伊佐観測所における歪地震記象(1Hz)



第9図 茂住観測点における間隙水圧地震記象(1Hz).

間隙弾性理論によれば、間隙水圧変化は体積歪(第1~8図のRADIAL+TRANSVERSAL)に比例することが期待される。間隙水圧地震記象(hydroseismogram)については、Kano and Yanagidani (2006, JGR)を参照のこと。この井戸では、これまでの地球潮汐や地震波の観測から、間隙水圧/体積歪の比が25 GPaと求まっているので、今回の地震記象の最大振幅は歪に換算して 2×10^{-7} 程度である。

ALOS/PALSAR で捉えた中国・四川地震に伴う地殻変動

京都大学防災研究所 橋本 学・福島 洋・榎本真梨・有本美加

1. はじめに

2008 年 5 月 12 日中国四川省で発生した地震(M8.0)に伴う地殻変動を検出するため、「だいち」(ALOS)衛星に搭載された合成開口レーダ PALSAR により撮像されたデータの干渉解析を行った。震源域が約 300 km にもわたるため、5 月 19 日のパス 473 の撮像を皮切りに 6 月 22 日のパス 475 の撮像をもって、震源域全域をカバーするデータが得られ、地震時変動の全体像を明らかにすることが可能となった。今回、干渉処理とならんでピクセル・マッチング処理を行い、地殻変動の全貌を捉えることが出来たので、その概要を報告する。

2. 干渉解析結果

処理には Gamma リモートセンシング社の Gamma ソフトウェアを用いた。DEM は、Jarvis et al.(2008) による SRTM3 のデータ欠損部を補完したものをを用いた。データの取得日および干渉処理に用いたペアの基線距離を表 1 に示す。

全域にかなり数のフリンジが認められる。活断層の地表トレースと一致するように、変動が大きく干渉性が低下する領域が認められる。また、この領域から南北両側に活断層トレースに平行なフリンジが 3~4 本程度、隣接するパス間で連続的に認められる (パス 473~475)。これらは撮像時期が異なるにもかかわらず連続性がよいことから、地震性地殻変動をあらわしていると考えられる。このフリンジのパターンは、震源断層の南側で衛星に近づき、北側で遠ざかる変位を示している。地表で確認されている活断層が北に傾き下がる逆断層であることから、断層の南側に大きな隆起が生じることは考えにくいので、右横ずれ運動が卓越していることを示唆する。なお、この連続性のよいフリンジが見られる領域は、幅にして 100km を超える。成都付近から、断層付近まで 10 フリンジが数えられ、1m 以上の変動が生じたことがわかる。

一方、震央付近では、衛星から遠ざかる変位を示す大きな渦状のフリンジが認められる。右横ずれ変位に沈降が重畳している可能性がある。

干渉性が低下する領域は、北東と南西で大きく異なる。すなわち、パス 476 ではパス 472 での干渉性低下領域の幅は、2 倍程度になっている。断層の傾斜が北東部と南西部で異なることを示している。

さらに、詳細に見ると断層近傍に渦状のフリンジのパターンが複数認められ、破壊が相当複雑であったことを示唆している。

図 2 は、この干渉画像をパスごとにアンラッピングを行い視線方向変位に直し、さらに隣接するパス間での変動量が震源域周辺で可能な限り連続するように零点調整を行ったものである。3 条ある地表の活断層トレースのうち、真ん中の Beichuan 断層の南側に最大 1m 程度の視線方向距離の短縮が見られ、一方北側では最大約 1m 視線方向距離の伸張を示す緑ないし青の領域が認められる。干渉低下領域では、1m 以上の視線方向の変位が生じているものと推定される。一方、Beichuan 断層の北および南に位置する断層に沿って顕著な不連続は認められず、この Beichuan 断層が今回の地震の震源断層であった可能性が高い。

なお、図 1 で震源域から離れたところでは隣接するパスでFRINGE間の連続性にかけることから、電離層や大気などの影響が考えられる。あるいは軌道誤差の影響が残っている可能性もある。

3. ピクセル・マッチング法による地殻変動の検出

図 1 中の断層近傍のように、大きな変位勾配が生じた場合、干渉法では有意な情報が得られない。しかし、強度画像のピクセルを位置あわせする際に、各ピクセルのオフセット=変位を検出することが可能である。この処理方法をピクセル・マッチング法といい、精度は干渉処理より落ちるものの、干渉が得られない領域の地殻変動を検出する有力な方法である。

図 3 は、ピクセル・マッチングを用いて作成した視線方向の変位分布である。3 条ある断層の真ん中の Beichuan 断層を境に、北側で 3m 弱の衛星から遠ざかる変位、南側で 1m 程度近づく変位が認められる。また、断層北東端付近でも、1m を超える衛星に近づく変位が見られる。このことから、今回の地震は、Beichuan 断層の運動により生じたものと考えられる。図 4 に示すアジマス方向の変位画像には、北西-南東方向の縞模様が顕著であるが、これらは電離層の影響など解析処理により低減できなかったノイズと考えられる。

4. 断層モデルの検討

Okada (1985)のディスロケーション・モデルを用い、観測 InSAR 画像の大まかな特徴を再現したものを図 5 に示す。断層は、林ら(2008)による現地調査結果と山中(2008)他の地震波形解析結果などを参考に、3 枚仮定した(表 2)。このモデルは、南西部のセグメントが低角で北に傾き下がる断層面、中央および北東部のセグメントはほぼ鉛直の断層面を仮定している。南西部のセグメントはほぼ逆断層運動であるのに対し、中央および北東部のセグメントは右横ずれ成分が卓越している。また、北東の断層と南西の断層で走向が少し異なる。また、中央及び北東部のセグメントは Beichuan 断層に一致するように配置し、かつ上端が地表に達していると仮定した。さらに、これらのセグメントは 15km の幅を仮定し、すべりが地殻浅部に集中しているものとした。

中央および北東部のセグメントの傾斜をゆるくしたり、逆断層成分を大きくしたりすると、図 1 に見られるような震源域に平行なFRINGEが出てこない。一方、断層の幅を大きくしたり、すべり量を大きくしたりすると、観測結果より遠いところにまでFRINGEが現れる。

すべり量は平均的に 5~6m であり、総モーメントは、剛性率を 30GPa として、 $7.31 \times 10^{20} \text{Nm}$ (Mw7.84) と推定される。

このモデルは、断層セグメントと震源の位置関係から、最初に南西部で逆断層のすべりが始まり、その後中央部から北東部に右横ずれのすべりが誘発されるように生じたものと考えられる。試みに南西部のセグメントのみをすべらせた場合の ΔCFE を計算したところ、右横ずれを仮定する場合、中央部と北東部のセグメントのほぼ全域では、ほんの一部の領域を除いて負となる(図 6)。今後、より詳細なすべり分布を求め、破壊の進展とメカニズムの変化に関する考察を深める必要がある。

謝辞:PALSARレベル 1.0 データは、JAXAと国土地理院による衛星リモートセンシングによる防災検証実験研究の一環として提供されました。PALSARデータの所有権は経済産業省及びJAXAにあります。

参考文献・URL

- Densmore, A.L. et al. (2007) Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau, *Tectonics*, **26**, doi:10.1029/2006TC001987.
- Jarvis A., et al. (2008) Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **75**, 1135-1154.
- 林・ほか(2008) 2008年四川地震現地からのレポート,
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/china2008/Report.html>
- 山中佳子(2008) NGY 地震学ノート 5月12日中国 四川省の地震 (M7.5) Ver.2,
http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY8a.html
- US Geological Survey (2008), <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/recenteqsw/Quakes/us2008ryan.php>

表 1. 各観測パスのマスターおよびスレーブ画像の観測日および Bperp

パス	地震前観測日	地震後観測日	Bperp
470	2007年12月28日	2008年6月29日	-1143m
471	2008年2月29日	2008年5月31日	78m
472	2007年1月28日	2008年6月17日	205m
473	2008年2月17日	2008年5月19日	220m
474	2008年3月5日	2008年6月5日	283m
475	2007年6月20日	2008年6月22日	-41m
476	2008年4月8日	2008年5月24日	-188m
477	2008年4月25日	2008年6月10日	-74m

表 2. 暫定断層モデルのパラメーター

緯度	経度	長さ	幅	深さ	走向	傾斜	すべり角	すべり量	モーメント
32.50	105.25	110	15	2.0	225	70	170	5	2.48
31.80	104.45	90	15	2.5	225	70	170	6	2.43
31.16	103.73	40	40	2.5	230	33	100	5	2.40

緯度・経度は北東側の上端の位置を示す。長さ、幅、深さの単位は km。深さは断層上端の深さ。走向は北から時計回り、傾斜は水平面から鉛直方向下向きに計る。すべり角は上盤の下盤に対する運動方向で、左横ずれの場合が 0、逆断層運動の場合が 90 度となる。すべり量の単位は、m。モーメントは剛性率を 30GPa として計算し、単位は $\times 10^{20}$ Nm。

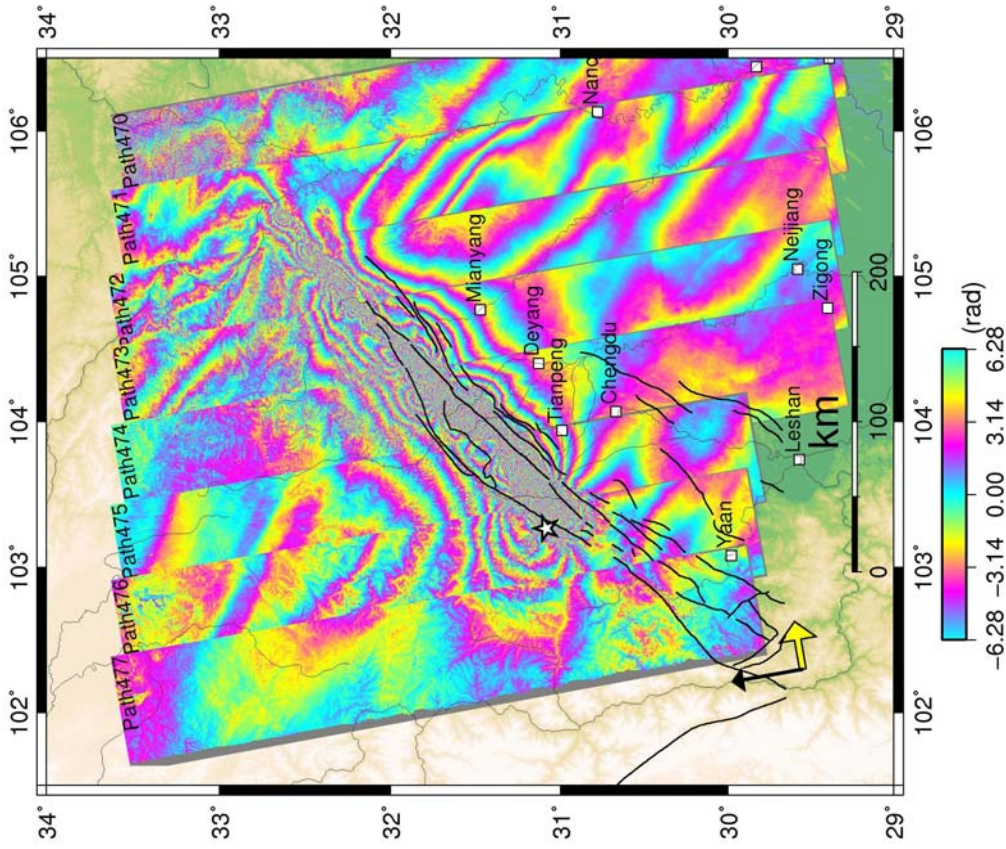


図 1. 全 8 パスにおける観測干渉画像. 東からパス 470~477. 黒と黄色の矢印は, 衛星飛行方向と視線方向を示す. 星印は, アメリカ地質調査所 (USGS) (2008)による震央. 黒い実線は, Densmore et al.(2007)による活断層のトレース.

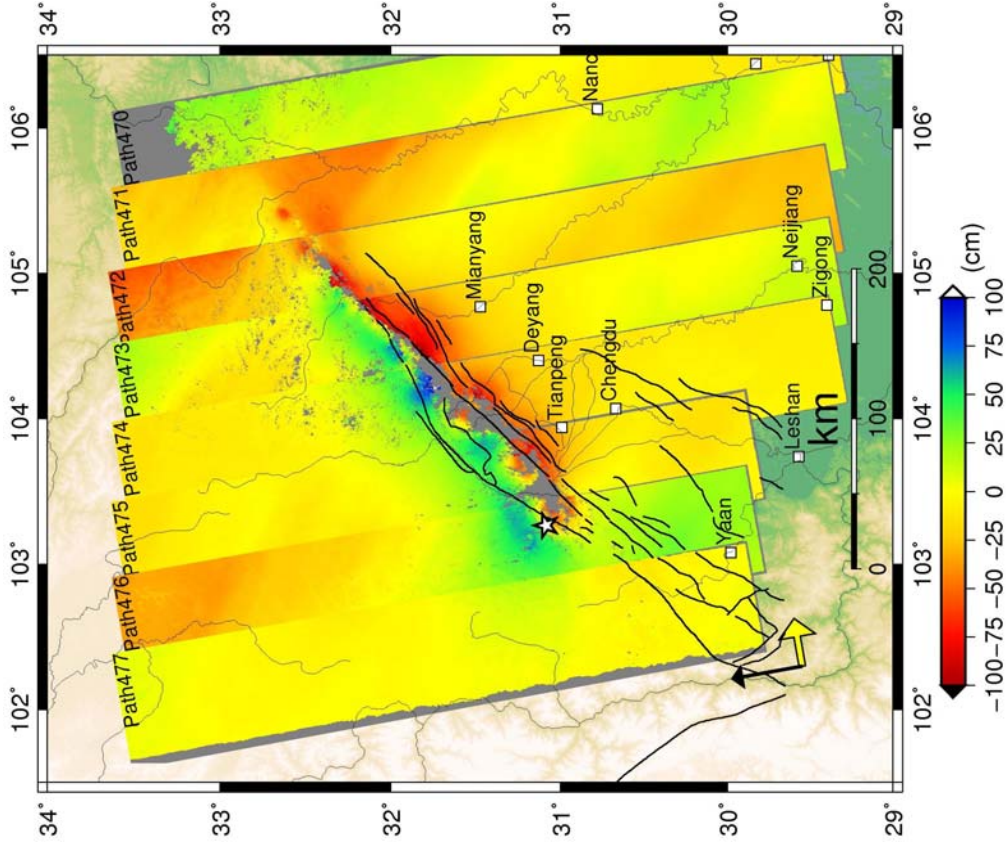


図 2. 図 1 の干渉画像にアンラッピング処理を施し, 変位に直したものの. パスごとにアンラッピングを行い, 震源域周辺の地殻変動が顕著な領域で隣接するパスどうしの変動が出来る限りつながるように調整した. グレーの領域は, 干渉が得られなかったところ.

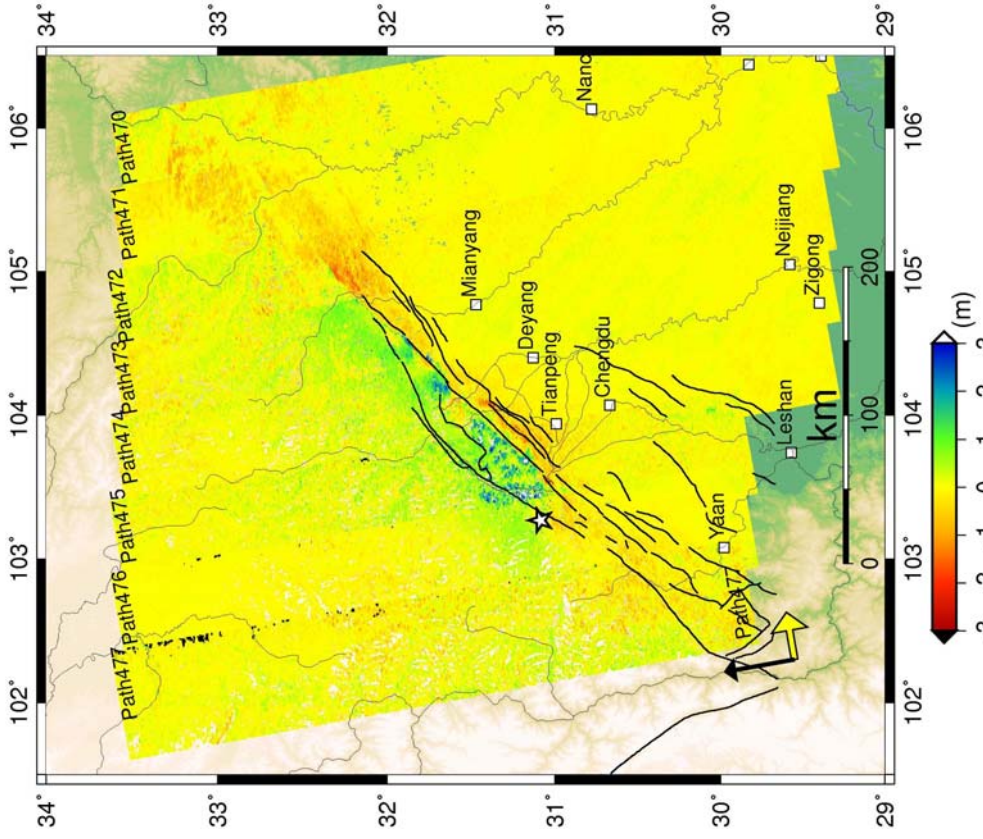


図3. ピクセル・マッチングにより得られたレンジ (視線) 方向の変位

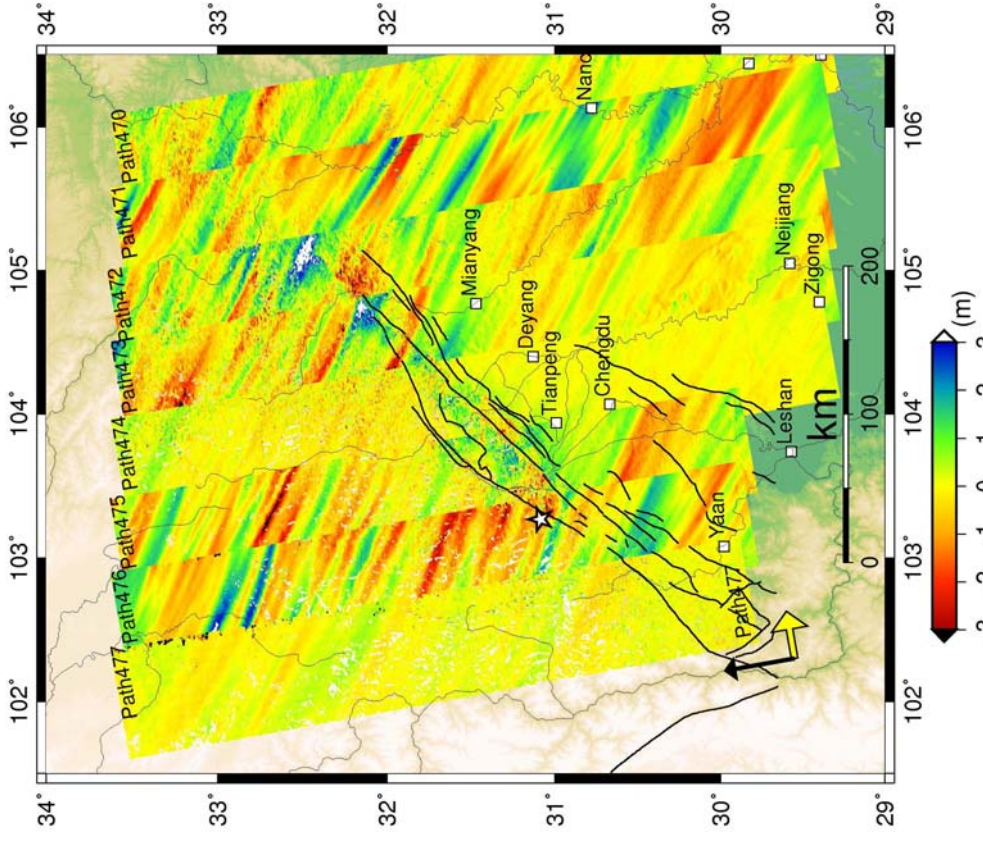


図4. ピクセル・マッチングにより得られたアジマス (衛星進行) 方向の変位.

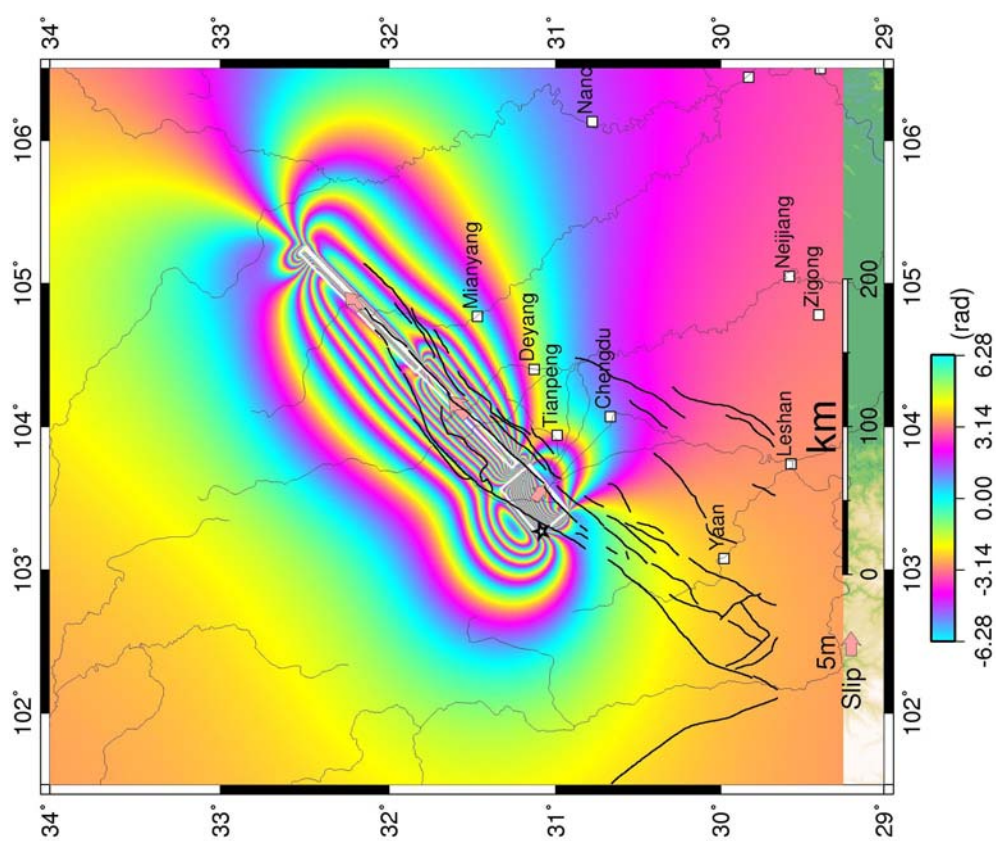


図 5：三枚断層モデルとモデル干渉画像。白い四角が、仮定した断層の地表への投影。パラメータは表 2 を参照のこと。いずれも北西方向に傾き下がる断層面を持つ。

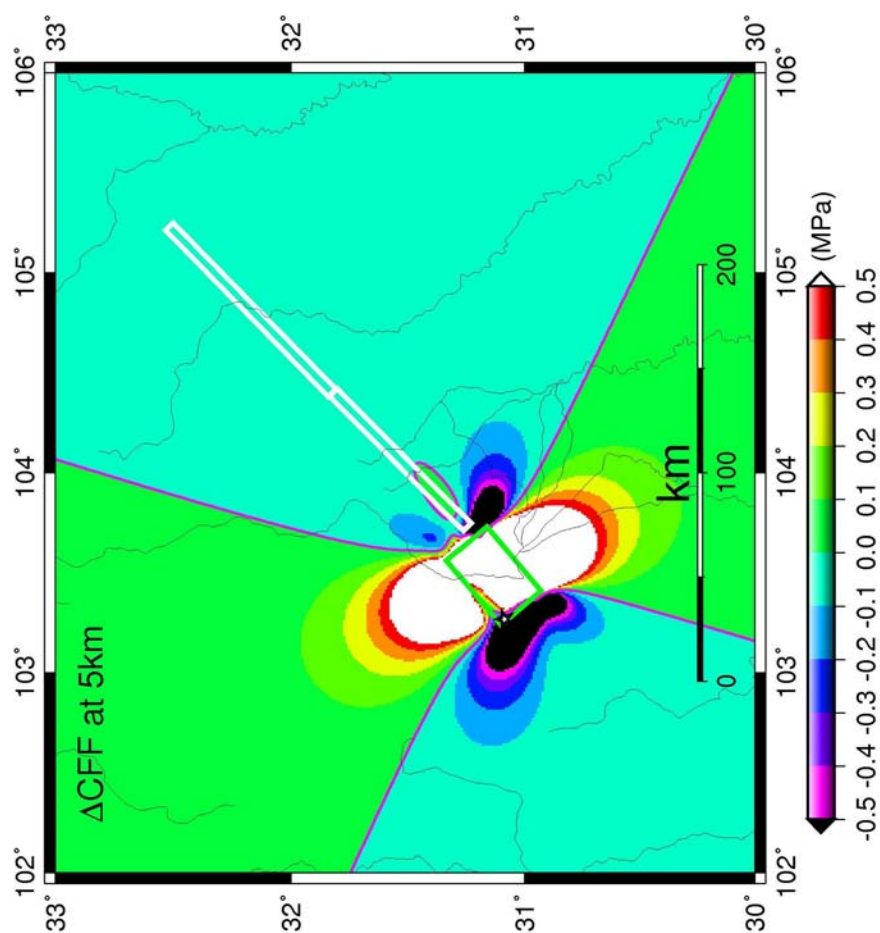


図 6. 図 5 の断層モデルの南西セグメントのすべりのみによる深さ 5km における ΔCFF 分布. レシーバーのメカニズムは中央及び北東部のセグメント (白い四角) のものを仮定.

近畿北部の地殻活動 ～丹波山地における微小地震活動の静穏化～

京都大学防災研究所地震予知研究センター

大阪府北部から京都府中部，琵琶湖西岸にかけての丹波山地は微小地震活動が定常的に活発な地域である。丹波山地における微小地震発生数は，2003年1月末ごろを境に突然それ以前の約7割に低下し，その静穏化は現在も継続中である。2008年にはいっても依然として低い活動度を保っている。

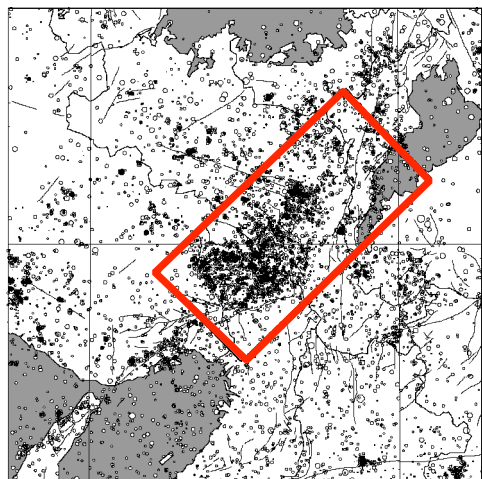


図1：近畿地方北部の微小地震活震央分布と、解析範囲（赤色矩形内）。

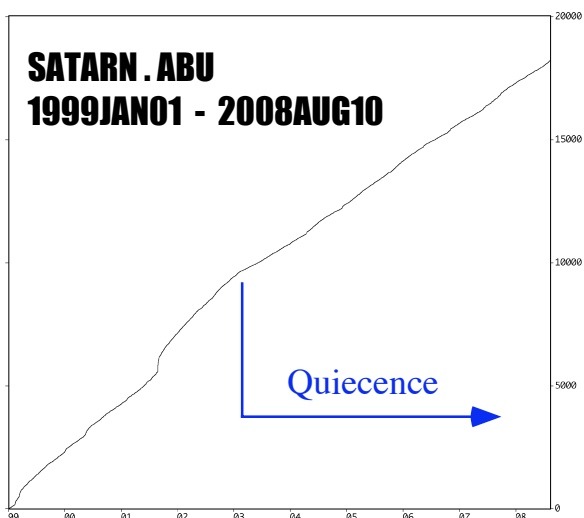


図2：1999年～2008年8月10日、図1の矩形内の積算発生数。

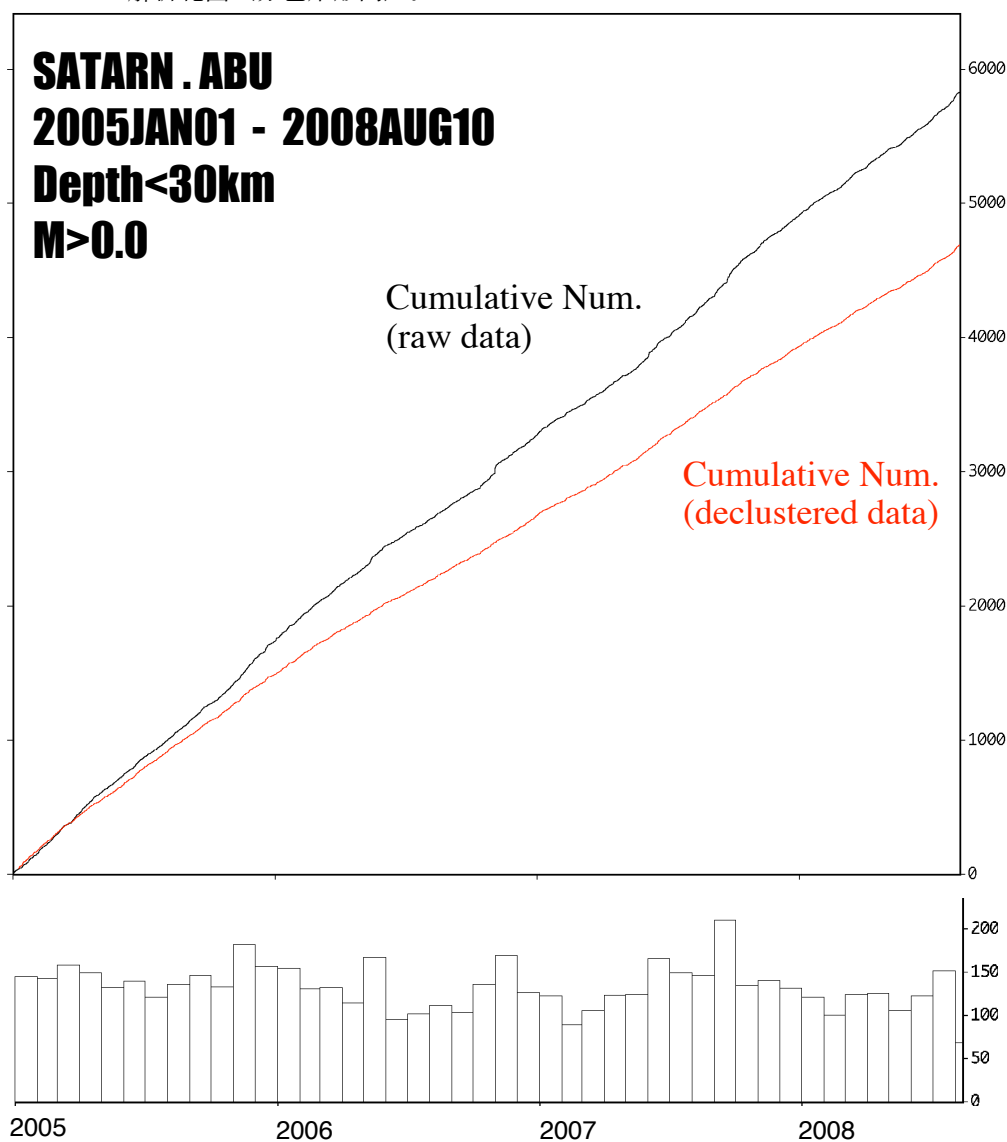
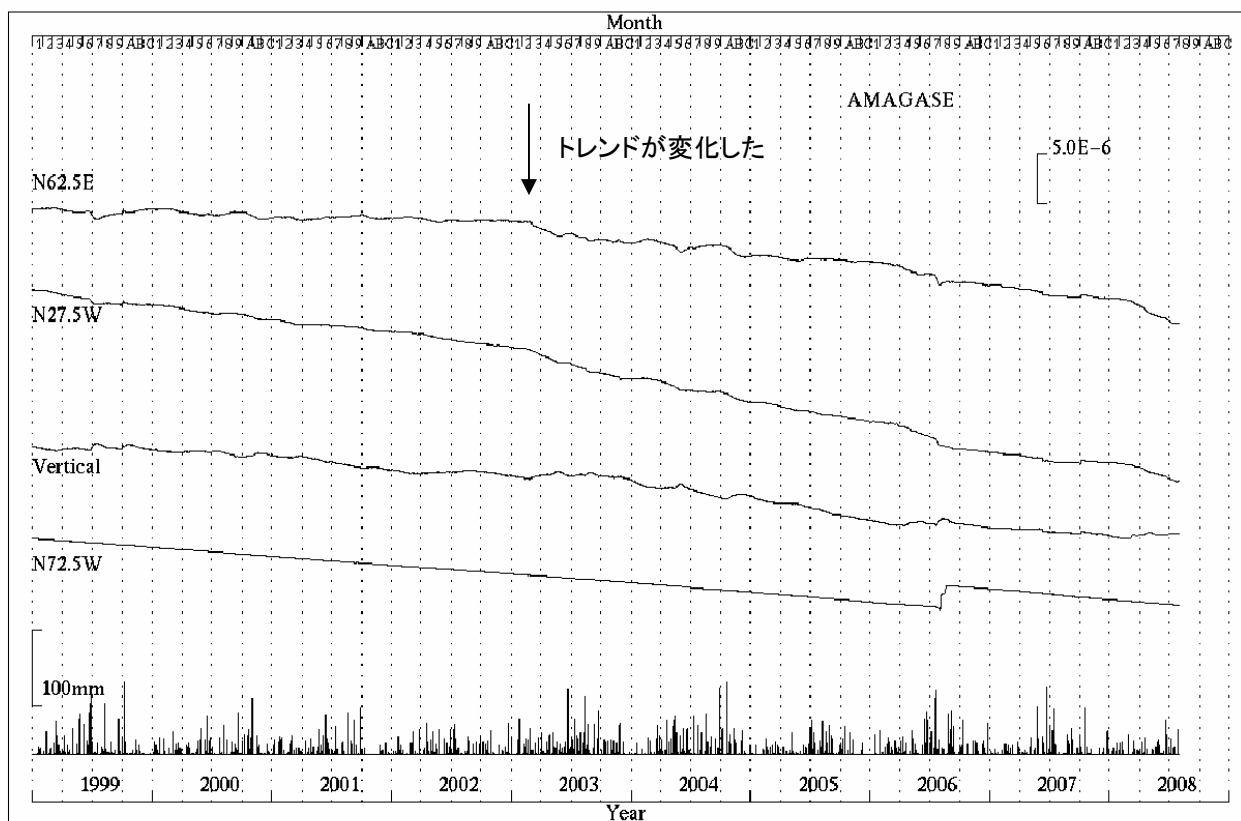


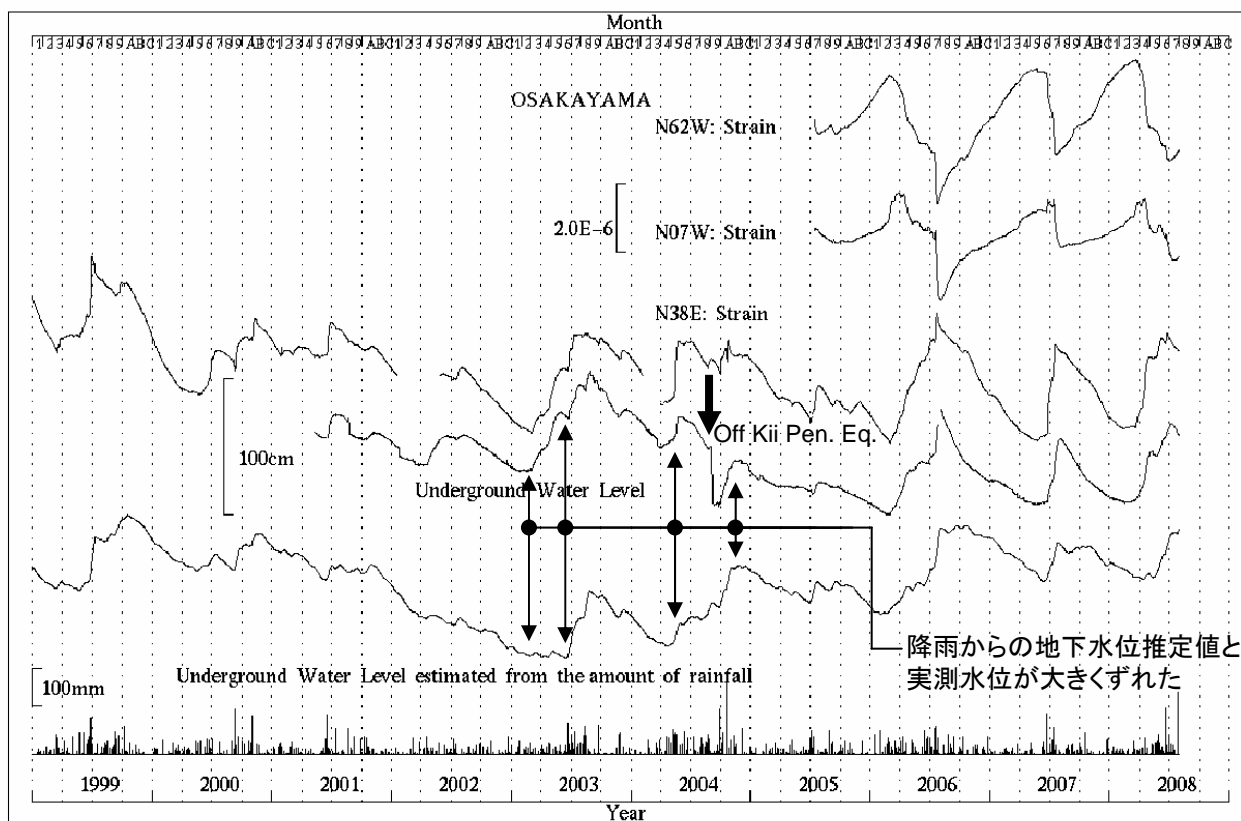
図3：
（上）2005年1月1日～2008年8月10日。30km以浅。京都大学防災研究所地震予知研究センターによる、図1の矩形範囲内の積算地震発生数。赤い線はdeclusterしたカタログによる積算数。
（下）同領域内における月別地震数。

近畿北部の地殻活動 ～地殻変動連続観測のトレンド変化～

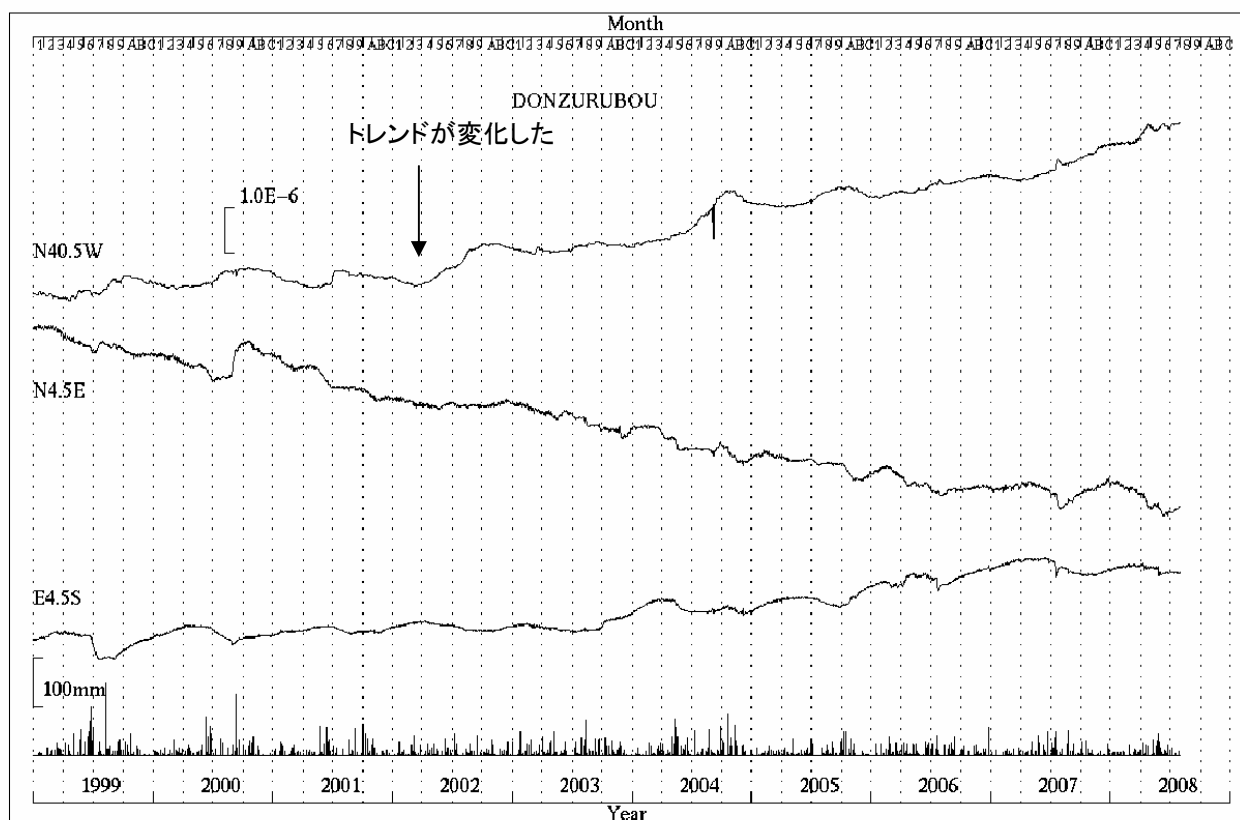
京都大学防災研究所地震予知研究センター



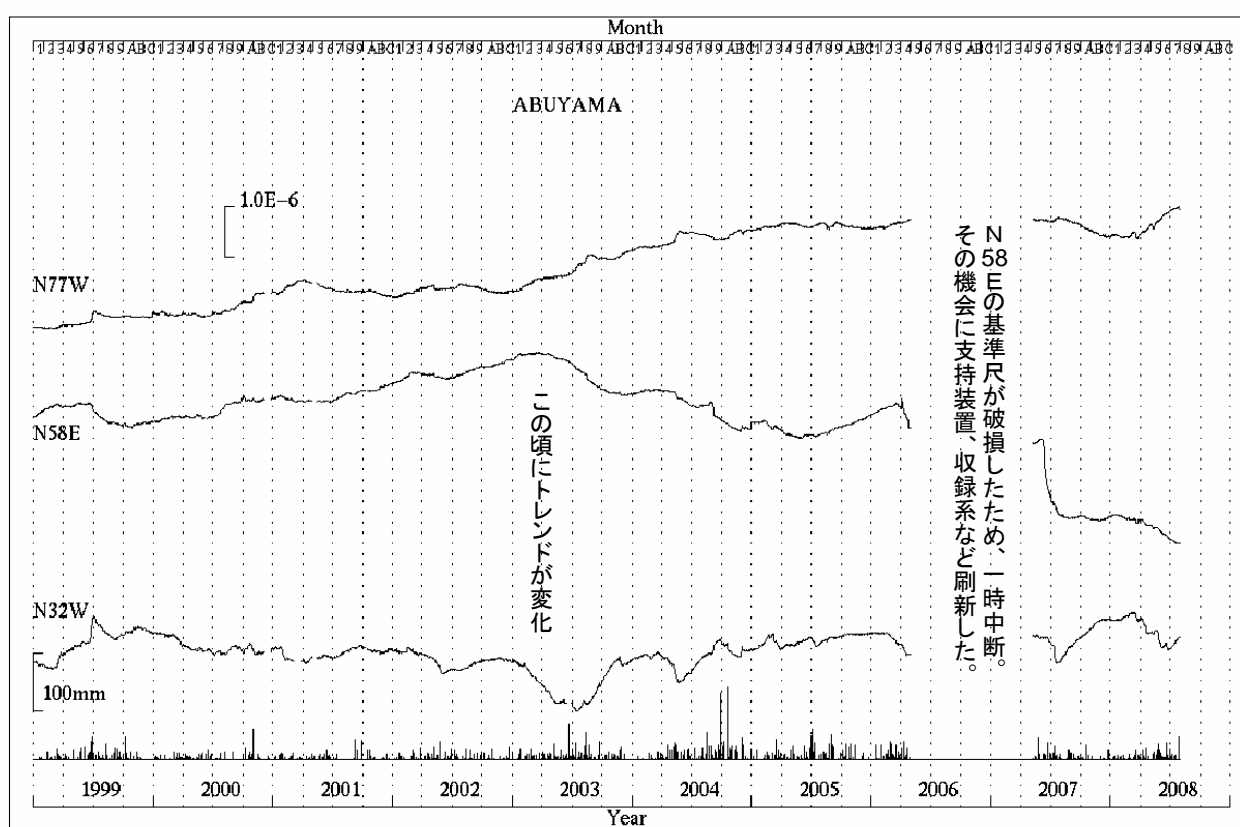
第1図 天ヶ瀬観測室における歪変化と日雨量（1999年1月～2008年7月）



第2図 逢坂山観測所における歪変化、地下水位と日雨量（1999年1月～2008年7月）



第3図 屯鶴峯観測所における歪変化と日雨量（1999年1月～2008年7月）



第4図 阿武山観測所における歪変化と日雨量（1999年1月～2008年7月）

近畿地方横坑連続観測点4点の1999年1月～2008年7月の伸縮計記録を示す。微小地震活動の静穏化と同時に歪速度が変化したため、その推移に注意している。