

SAR を用いたタンザニアの群発地震に伴う 地殻変動とその発生メカニズムについて

北海道大学理学部地球科学科 4 年
宇宙測地学研究室
22100090

姫松 裕志
Himematsu Yuji

指導教官 古屋 正人 教授

概要

東アフリカ地溝帯は、陸域で発散するプレート境界がある数少ない地域である。この地域は東西に年間数 cm 拡大し続け、数百万年後には大陸が分断するとされている。また、この地域では中規模の地震や火山活動が活発にみられ、至る所に断層や火山が存在する。

2007 年 7 月にタンザニア北部で最大 Mw5.9 の地震を含む群発地震が発生し、およそ 2 ヶ月にわたって続いた。Global CMT の発表によると、この群発地震の間に M>5 の地震は 8 回発生しており、それらはいずれも正断層型の地震である。また群発地震が始まって 1 週間後には、震源域に近い Oldoinyo Lengai が噴火を始め、群発地震が終息に近づいた頃に噴煙中を伴う噴火をした。

Biggs et al.(2009,2013)では、主に C バンド衛星である ENVISAT/ASAR のデータに基づいて時系列的な群発地震と Oldoinyo Lengai の噴火に伴う地殻変動を検出した。しかし位相アンラップが部分的にできていない領域もあり、データが欠落している領域もある。いずれも Descending のみのデータであるため、地殻変動の詳細を検出できていない可能性がある。そこで本研究では、より位相アンラップが容易な長波長のマイクロ波を用いている L バンド衛星である ALOS/PALSAR の Ascending と Descending のデータを用いて地殻変動の検出を行った。

本研究の目的は、群発地震に伴う地殻変動の検出を行い、その地殻変動をより詳細に説明するために断層モデルを推定することで、陸域のプレート境界における地殻変動のメカニズムを解明する手掛かりを得ることである。

Ascending と Descending の InSAR による解析結果は、北東－南西方向にのびる沈降した領域がみられ、この領域を境に北西－南東方向に拡大する地殻変動が明らかになった。この地殻変動の空間変動パターンは、東アフリカ地溝帯が拡大している方向とほぼ一致する。さらに Azimuth Offset の結果は、沈降した領域がやや南に変動していることを示している。以上の 3 つの結果を用いて 3 次元変位を求めた。沈降した領域では、鉛直方向に最大 62cm の沈降と南南東方向に最大 33cm の水平移動がみられ、それを挟む東西の領域では、わずかな隆起と北西－南東方向へ 50cm 程度の水平移動がみられた。

これらの変動を詳細に説明するために、半無限均一弾性体を仮定して断層モデルを推定した。断層形状の複雑性を考慮するために、三角形の食い違い要素を用いた非平面断層モデルを推定した。求められた 3 次元変位とこの地域が引張場であることを鑑みて、西落ちと東落ちの 2 枚の断層をおいた。

InSAR によって得られた変位量を説明する断層のすべり量をインバージョン解析によって求めた。いずれの断層も 2~4km の深さで同じ程度のすべり量を示し、Strike 方向には最大 75cm, Dip 方向には最大 1m のすべり分布を示した。推定した断層モデルによるモーメントの解放量 (Geodetic Moment: GM)は群発地震で解放されたモーメント解放量(Seismic Moment: SM)を上回り、その比(SM/GM)は 41.8%となった。この値が小さいほど非地震性の地殻変動が多く発生したことを示している。

目次

1. はじめに	3
1.1 測地技術と地殻変動	3
1.2 レーダによる地上観測	3
1.3 ALOS/PALSAR	6
1.4 InSAR	6
1.5 ピクセルオフセット法	8
1.6 3次元変位	8
1.7 本研究の目的	8
2. 観測地域と解析手法	10
2.1 観測地域	10
2.2 用いたデータ	12
3. 結果	13
3.1 地震時地殻変動(Coseismic Crustal Deformation)	13
3.2 地震前地殻変動(Preseismic Crustal Deformation)	18
3.3 地震後地殻変動(Postseismic Crustal Deformation)	18
3.4 3次元変位	25
4. 考察	27
4.1 概要	27
4.2 断層モデルの推定	27
4.3 フォワード解析	34
4.4 群発地震と Oldoinyo Lengai の噴火との関連	34
5. まとめ	35
6. 謝辞	35
7. 参考・引用文献	36

1. はじめに

1.1 測地技術と地殻変動

1957年に旧ソ連が世界初の人工衛星「スプートニク」を打ち上げた。それ以来、世界各国は宇宙開発を進め、その中で宇宙から地球の姿をとらえようとする動きが活発に行われてきた。VLBI(Very Long Baseline Interferometry: 超長基線電波干渉計)や SLR (Satellite Laser Ranging: 人工衛星レーザ測距)といった宇宙測地技術により、高い精度で地球上の2点間距離(基線長)を測ることができるようになった。最も私たちに身近な GPS(Global Positioning System: 全地球測位網)も宇宙測地技術の一つで、稠密に観測網が整備された日本では、時間的にも空間的にも非常に分解能で観測できる。GPSは地殻変動の研究手法として主流であるが、GPSの受信機を設置できない地域(急峻な山岳地帯など)では観測を行うことができない。

本研究で用いる SAR (Synthetic Aperture Radar: 合成開口レーダ)は、地上に観測点を必要とせず、地表の地殻変動を面的に観測することができる測地技術の一つである。現在、SARのデータは測地分野のみならず、農業や水文、軍事など多岐に渡って用いられている。SAR衛星はマイクロ波を地上に照射し、地上からの反射波を受信する能動型のセンサーである。マイクロ波による観測の利点は、天候や昼夜によって大きな影響をうけることがない点である。また1度に広範囲で高分解能なデータを取得できるのも利点の一つである。

InSAR (Interferometric SAR: 干渉 SAR)は2つの異なる時期に観測された位相データに干渉処理を行うことで、その期間に起こった変化を干渉縞として観測する技術である。これにより、地表面のわずかな変化を数 cm の精度でとらえることができる。1992年に、Landers 地震(アメリカ・カリフォルニア)による地殻変動の様子をとらえた論文 (Massonnet et al. 1993)が発表されて以来、巨大地震から地盤沈下に至るまで様々なスケールの地殻変動が InSAR によってとらえられてきた。また現在では新たな時系列解析方法の発展により、より小さな変化をとらえることができるようになってきた。

1.2 レーダによる地上観測

マイクロ波を用いた観測は、高度 700~800km 上空を飛行する人工衛星や地表付近を飛行する航空機に搭載されたアンテナから斜め下方向 (Slant Range 方向)にマイクロ波を照射し、地上で後方散乱された信号を受信することで行われる。水面や滑走路など凹凸のない場所からは反射信号がほとんどなく、画像では黒く表れる。逆に森林や粗面な場所からは反射強度が大きく、画像で白く表れる。

画像を生成する上で、空間分解能は重要な問題となる。空間分解能は、プラットフォーム進行方向のアジマス方向 (Azimuth direction)と、それに直交するレンジ方向 (Range direction)に分けられ、それぞれの分解能が依存している変数も異なる。

合成開口技術は、分解能を向上させる技術の一つで、この技術により Azimuth 方向の高い分解能を実現することができる。式(1.1)は合成開口技術を持たない通常の実開口レーダ (Real Aperture Radar)の、Azimuth 方向の分解能を示す。実開口レーダの性能はアンテナ長に依存しており、アンテナ長が長ければ長いほどよい性能となることを示している。これに対して SAR の Azimuth 方向の分解能(式(1.2))は、実開口レーダとは逆にアンテナ長が短いほど良くなる。これ

はある 1 点の地上ターゲットがビーム内に居続ける時間と，後方散乱信号のドップラー偏移量から求められるためである．さらに，Azimuth 方向の分解能が高度やマイクロ波の波長に依存しない点は，SAR の一番の特徴といえる．しかし，実際にアンテナが短すぎると送受信そのものが不可能になる．

$$\Delta a^R = \frac{\lambda R}{L} \quad (1.1)$$

$$\Delta a^S = \frac{L}{2} \quad (1.2)$$

Δa^R : 実開口レーダにおける Azimuth 方向の分解能

Δa^S : SAR における Azimuth 方向の分解能

λ : マイクロ波の波長, R : スラントレンジの距離, L : アンテナ長(開口長)

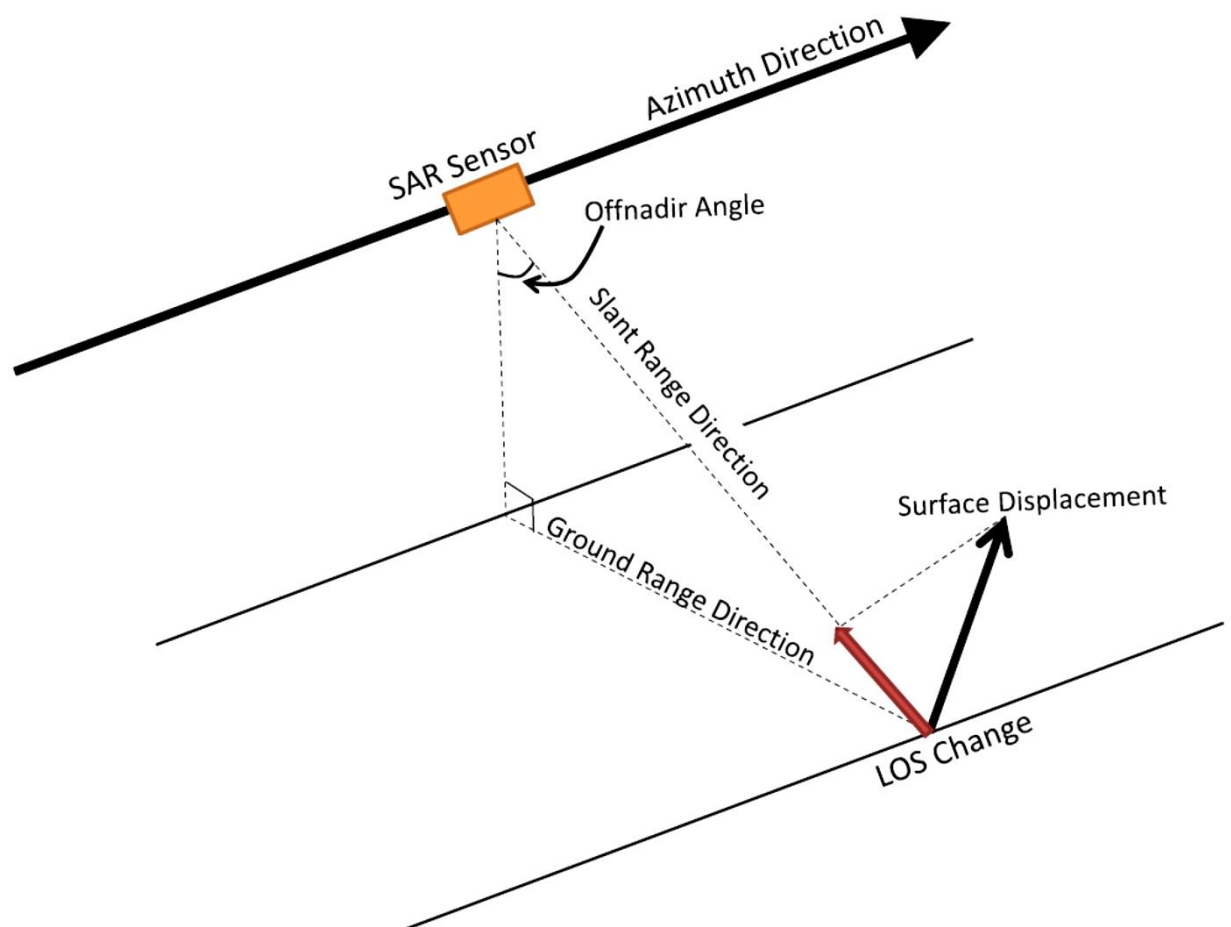


図 1.1 レーダによる地上観測のジオメトリ

合成開口技術は Azimuth 方向の分解能を向上させるが、Range 方向の分解能を高めるためにパルス圧縮技術が用いられる。これは SAR のみならず、レーダ観測においてほとんど用いられている技術である。レンジ方向の分解能は式(1.3)で表される。

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2 \sin \theta} \quad (1.3)$$

Δr : レンジ方向の分解能, c : 光速

τ : パルス継続時間, θ : ルック角

式(1.3)より Range 方向の分解能は、パルス継続時間が短いほど高分解能になる。図 1.2 の左側のように、パルス継続時間が長いマイクロ波を用いると、2つのターゲットが同一のパルスに収まってしまい、2つのターゲットを区別することができない。一方、図 1.2 の右側のようにパルス継続時間の短いマイクロ波を用いると、2つのターゲットから異なる信号を受信することができる。このように短いパルスを用いると、分解能を向上させることができるが、あまり短いパルスを用いるとノイズが大きくなってしまい、正確な信号を受信することができなくなる。それを改善するため、パルスの出力を大きくしようとしても、衛星の電力には限りのあるため現実的でない。そこで、同じパルス継続時間を保ちながら線形的に周波数に変調をさせるチャープパルスや整合フィルターを通す処理を施す。これをパルス圧縮処理といい、これは Range と Azimuth の両方向にかけることができる。

また式(1.3)では、アンテナから直下にマイクロ波を照射すると、分母にある $\sin \theta$ の値は 0 になり、分解能が無限大に発散することも示している。これがマイクロ波を斜め方向に照射している理由である。

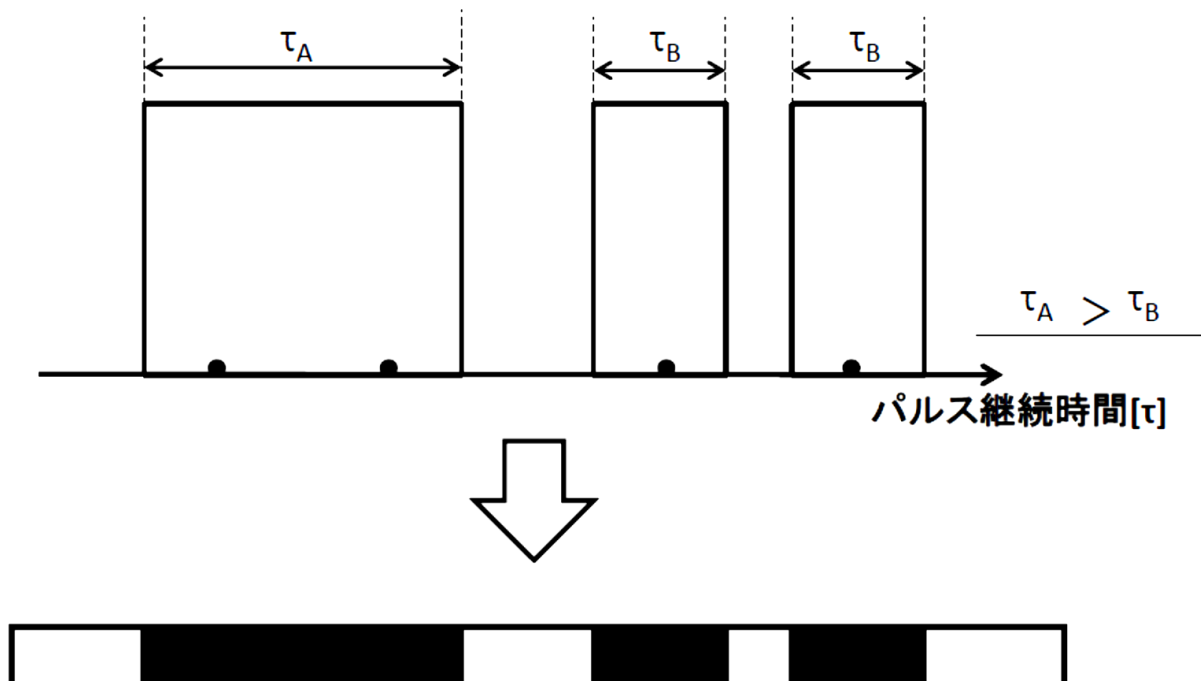


図 1.2 パルス幅と分解能

パルス継続時間が長いマイクロ波では
2つのターゲットを区別できない。

SAR から得られた生データ(Raw data)を画像化しても、何を表しているかわからない。そこで生データに前述の高分解能化の処理を行うと、複素画像の SLC 画像(Single Look Complex Image)を得ることができる。これは実部と虚部で反射強度と位相のデータを含んでいる白黒の画像である。また、強度画像(MLI 画像: Multi Look Image)は、SLC 画像の複素データに含まれる実部と虚部の二乗和の平方根を取り、平均化した画像である。

1.3 ALOS/PALSAR

ALOS(Advanced Land Observing Satellite : 和名「だいち」)は、2006 年 1 月 24 日に宇宙航空研究開発機構(Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA)が打ち上げた陸域観測技術衛星である。ALOS には 3 つのセンサーが搭載されており、そのうちの 1 つが、SAR データを取得するためのセンサーである PALSAR(フェーズドアレイ方式 L バンド合成開口レーダ)である。ALOS は、地域観測や緊急災害把握などを目的として打ち上げられ、2011 年 5 月 12 日まで運用された。運用期間中には新潟県中越地震や東北地方太平洋沖地震、四川大地震やハイチ地震などの被害観測など日本の国内外において数多くの地殻変動を検出した。

観測には L バンド(波長 23.6cm)のマイクロ波を用いている。これは C バンドや X バンドなどの短い波長のマイクロ波に比べて地表の植生の影響を受けにくい反面、大気遅延の影響を受けやすく、微小な変動を検出しにくい。パルスの送受信には、照射するマイクロ波の位相面の向きを変えることで、アンテナの向きを変えずにマイクロ波の照射方向を変えることが出来るフェーズドアレイ方式を採用している。ALOS/PALSAR の高分解能モードにおける性能を下記の表 1.1 にまとめた。

表 1.1 ALOS/PALSAR の高分解能モードにおける性能

軌道高度	約 690km(軌道長半径: 7,070km)	
回帰軌道	太陽同期準回帰軌道(回帰日数: 46 日)	
軌道傾斜角	約 98 度	
アンテナサイズ	約 8.9m×約 3.1m	
モード	FBS	FBD
バンド幅	28 MHz	14 MHz
偏波	HH, VV	HH+HV, VV+VH
地上分解能	7~44m	14~88m

1.4 InSAR

InSAR (Interferometric SAR ; 干渉 SAR)は、異なる時期に観測した 2 つの位相データ同士の位相差をとることで、地表の変動を計測する技術である。この原理は、物理学のヤングの光の干渉実験で説明できる。つまり 2 つのスリットを位相の揃った波が通過すると、スリットから十

分に離れた壁には干渉縞ができるというものである。SARに置き換えると、スリットは衛星の位置、波はマイクロ波、壁は地表にあたる。地上を観測する衛星は、計算上は同じ軌道を通過するが、ピクセル単位まで精度良く飛行しているわけではない。そのため同じパス・フレームでも、位相データを干渉させて解析することができる。

干渉の可否は、大きく2つの要素に起因する。ひとつは、基線長(衛星軌道間距離)の地表に対する視線方向に垂直な成分である B_{perp} (Perpendicular Baseline)の値で、これはヤングの光の干渉実験ではスリット間距離にあたる。この値が小さいほど干渉のコヒーレンスが良くなる。ALOS/PALSARの場合、 B_{perp} が約13500mのデータ同士までは干渉できることが知られている。干渉の可否にかかわるもうひとつの要因は、観測期間の長さ(インターバル)だ。インターバルが長すぎるとコヒーレンスが低下し、干渉しにくくなる。

2つのデータを干渉させて得ることができる InSAR 画像(干渉画像)には、地表の変動の他にもいくつかの情報が含まれる(式(1.4))。

$$\Delta\Phi = \Phi_{\text{Orbit}} + \Phi_{\text{Topo}} + \Phi_{\text{Atm}} + \Phi_{\text{Ion}} + \Phi_{\text{Disp}} + \Phi_{\text{Noise}} \quad (1.4)$$

軌道間距離による軌道縞(Φ_{Orbit})、地形による地形縞(Φ_{Topo})、大気や電離層によるマイクロ波遅延の効果(Φ_{Atm} , Φ_{Ion})、地表の変動による変動縞(Φ_{Disp})、その他のノイズ(Φ_{Noise})である。軌道縞はヤングの光の干渉実験で見られる縞にあたる。軌道縞は衛星軌道データから軌道縞を推定し、モデリングしたものを InSAR 画像から差し引くことで除去することができる。地形縞は DEM(Digital Elevation Model: 数値標高モデル)を用いて、軌道縞と同様に擬似的な地形縞をモデリングし、InSAR 画像から差し引くことで除去する。大気遅延や電離層遅延によるノイズは、長周期なトレンドのモデリングによって取り除くことが一般的であるが、現段階では大気遅延や電離層遅延によるノイズを完全に取り除くことは不可能である。現在では気象学のデータを用いてノイズのモデリングを行うことで、ノイズを除去する研究が進んでいる。また、その他のノイズはほとんど無視できる程度である。

地表で起こった変動が大きい場合、変動縞がたくさん見える。しかし実際には図 1.4 のようにデータ上では $0 \sim 2\pi$ に wrap されており、実際の変動は連続的に存在しているにも関わらず、変位は不連続的に表される。そこで位相アンラッピング(Phase Unwrapping)の処理を施すことで、位相を連続的につなぎ合わせ、実際の変動量を表すことができる。

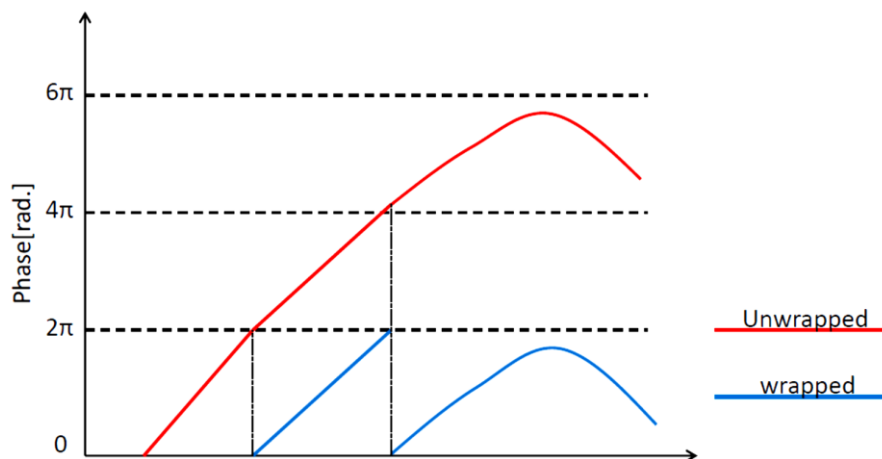


図 1.4 Phase Unwrapping のジオメトリ

位相アンラッピングには一般的に2種類の方法がある．最小二乗法的に位相をつないでいく Minimum Cost Flow 法と任意の閉経路で得られた位相の残差同士を連結させていく Blanch Cut 法(奥山 2010)である．コヒーレンスが高い場合には Blanch Cut 法を用いた方が robust に位相のアンラッピングを行うことができる．本研究では，2種類の中からエラーの少ない方法を適宜用いた．

1.5 ピクセルオフセット法

ピクセルオフセット(Pixel Offset)法は，サブピクセル単位まで位置合わせした SAR のデータから，ピクセルごとのオフセットを変位量として抽出する方法である．オフセットは Slant Range 方向と Azimuth 方向に分解することができ，より詳細な変動の動きを見ることができる特徴をもつ．Slant Range 方向は InSAR の衛星視線方向の距離(Line Of Sight: 以下 LOS)の変化(LOS Change)と対応し，Azimuth 方向は衛星進行方向に感度をもつ．ただし地表の状態変化などによってマイクロ波の反射強度が変化した場合には，同じピクセルのオフセットとして認識されないため，観測することができなくなってしまう．

1.6 3次元変位

InSAR によって観測される変動量は，衛星から地表までの LOS の変化として表されている．式(1.5)は LOS の単位ベクトルを示す． φ は衛星から地表への入射角， θ は衛星の進行方向(真北から時計回り)を表した．式(1.5)から座標の変数は3つあるので，Ascending(北行軌道)と Descending (南行軌道)の InSAR の結果だけでは，地表の3次元変位を求めることはできない．そこで Pixel Offset 法によって得られた Azimuth 方向の変位も取り入れることで，3つの変数について計算でき，3次元変位を求めることができる(式(1.6)).

$$U = \cos \varphi \sin \theta e_E - \sin \varphi \cos \theta e_N + \cos \theta e_Z \quad (1.5)$$

$$\begin{pmatrix} U_{Asc} \\ U_{Dsc} \\ U_{AzOff} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \varphi_A \sin \theta_A & -\sin \varphi_A \cos \theta_A & \cos \theta_A \\ \cos \varphi_D \sin \theta_D & -\sin \varphi_D \cos \theta_D & \cos \theta_D \\ \sin \theta_{AzOff} & \cos \theta_{AzOff} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_E \\ e_N \\ e_Z \end{pmatrix} \quad (1.6)$$

φ : Incident Angle, θ : Heading Angle

1.7 本研究の目的

2007年7月にタンザニアのナトロン湖南部に最大モーメントマグニチュード5.9(Global CMT)を含む群発地震が発生し，これは2ヶ月に渡って断続的に続いた．この群発地震を引き起こした断層は，Global CMT 解より北西－南東方向に引張軸を持つ正断層であることが分かっている．

この地域は周辺に国立公園や火山などを有する地域であり，地震の起こった期間の間に運用していた GPS 観測点は設置されていなかった．一方，Bear et al. (2008), Calais et al. (2008), Biggs et al. (2009, 2013)は面的に地殻変動を捉えることができる SAR のデータを用いて，この群発地震による地殻変動を検出した．これらは ESA(European Space Agency: 欧州宇宙機関)が打ち上げた ENVISAT/ASAR の Descending のデータを用いており，ALOS/PALSAR の Descending のデー

タは1ペアのみ用いている．また断層モデルの推定には矩形断層を用いている．Descending のデータだけでは，観測された非常に複雑な変動を明らかにできず，また非常に複雑な変動を見せる地域において，矩形断層モデルは精度がそれほど高くないと考えられる．

本研究では群発地震に伴う地殻変動の検出と3次元的地表面の変位を捉えることを試みる．SAR データの解析には，ALOS/PALSAR のデータを Ascending は12個，Descending は2個取得した．変動をより詳細に説明するために，三角形要素を用いた非平面の断層モデルによる推定を行い，群発地震に伴う地殻変動の発生メカニズムを解明することが本研究の目的である．そして陸域におけるプレート境界の変動のメカニズムを解明するための手がかりの一つとすることが，最終的な本研究の目的である．

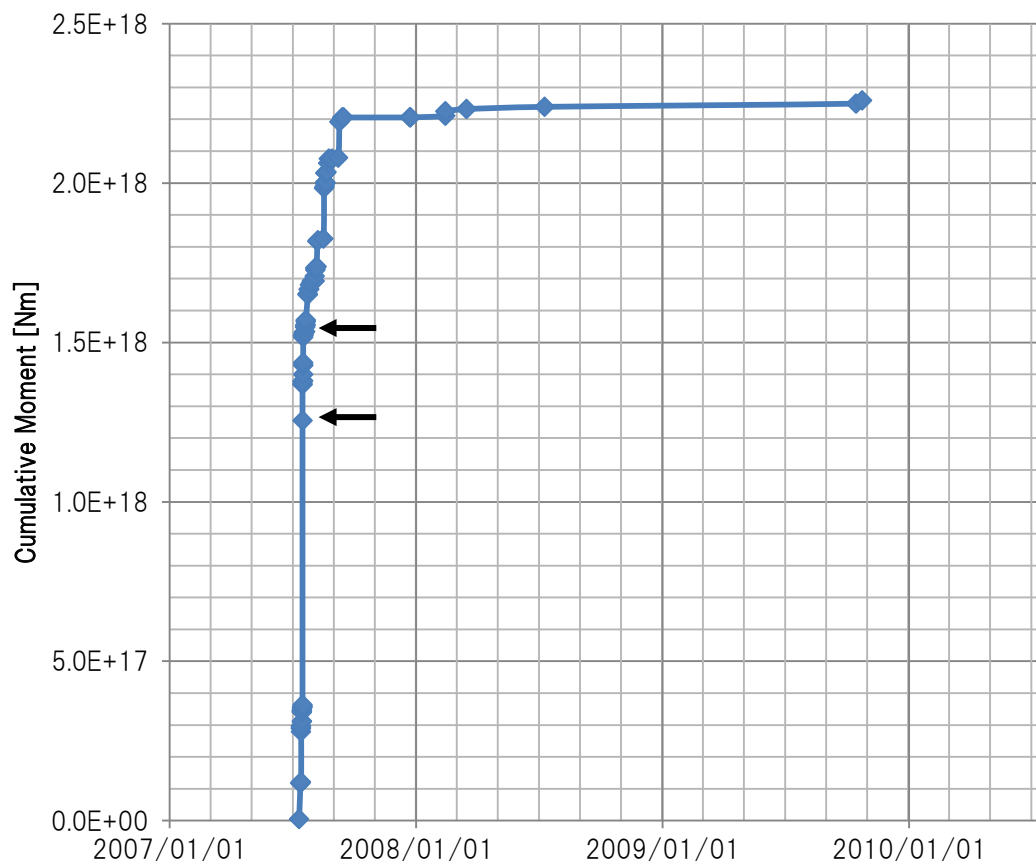


図 1.5 2007 年から 2009 年に発生した観測地域における地震モーメントの累積値

下の矢印は最大 Mw5.9 の地震が発生した 2007/07/17 を，上の矢印は Oldoinyo Lengai の噴火した 2007/07/19 を示した．

2. 観測地域と解析手法

2.1 観測地域

タンザニアはアフリカ大陸の東海岸に面した赤道の南側に位置する大自然に恵まれた国である。また東アフリカ地溝帯(East Africa Rift Valley)の上に位置しており、発散するプレート境界が地上で見られる数少ない地域である。東アフリカ地溝帯の形成は、マンテル対流と大きな関係がある。東アフリカの地下で地球内部のマンテルの上昇流が生じ、地殻にぶつかったマンテルが東西に分かれている。このマンテルの対流の力が地殻を引き伸ばすことで発散するプレート境界を形成している。

この地域は火山も多く存在し、中規模な地震も頻発する地域である。図 2.1 から赤点で示す地震の分布と図 2.2 で示したプレート境界が、ほとんど一致していることがわかる。

本研究で取り上げる地域は、タンザニアとケニアの国境付近にあるナトロン湖(Lake Natron)の南部である(図 2.3)。図 2.3 にナトロン湖周辺の地形図に群発地震の震央と地震の規模を丸の位置と大きさをプロットした図を示す。青色の丸は USGS(U.S. Geological Survey: 米国地質調査所)から、オレンジ色の丸は Global CMT(Global Centroid Moment Tensor Project)(Dziewonski and Anderson 1981)から得られた CMT 解を基にした。図 2.3 より、最大モーメントマグニチュード(以下、 M_w)5.9 の地震の震央の位置は、USGS と Global CMT で異なっていることがわかる。しかし地震が頻発している地域は、ほとんど重なっている。USGS の地震波の観測は、遠地計測によるものであった(Kervyn et al. 2010)ため、USGS と Global CMT の震源が異なる位置を示したと考えられる。

ナトロン湖南部には世界で唯一、炭酸塩岩のマグマが噴出する Oldoinyo Lengai(標高 2960m)と、南東岸には Gelai(標高 2942m)がある。Oldoinyo Lengai は、群発地震の発生期間中の 2007 年 7 月 19 日に噴火した(図 1.5 参照)。この噴火では、降灰や溶岩の流出も確認され、2008 年の終わりまで断続的に噴火が続いた(Kervyn et al. 2010)。

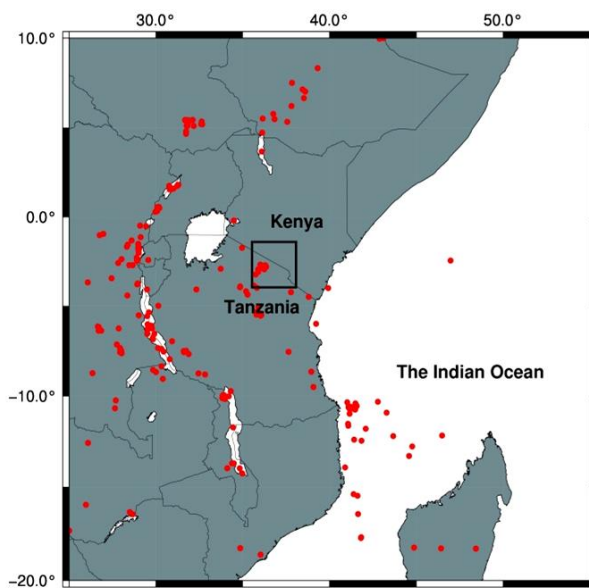


図 2.1 東アフリカにおける地震分布

赤点は地震の震源で 1960 年から 2012 年までに発生したものをプロットした(USGS Catalog). 黒枠は図 2.3 の位置を示す。

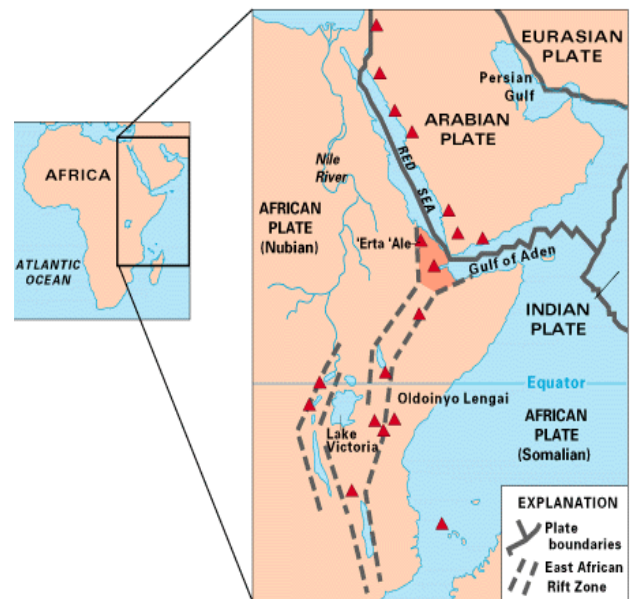


図 2.2 東アフリカにおけるプレート境界

USGS ホームページより引用

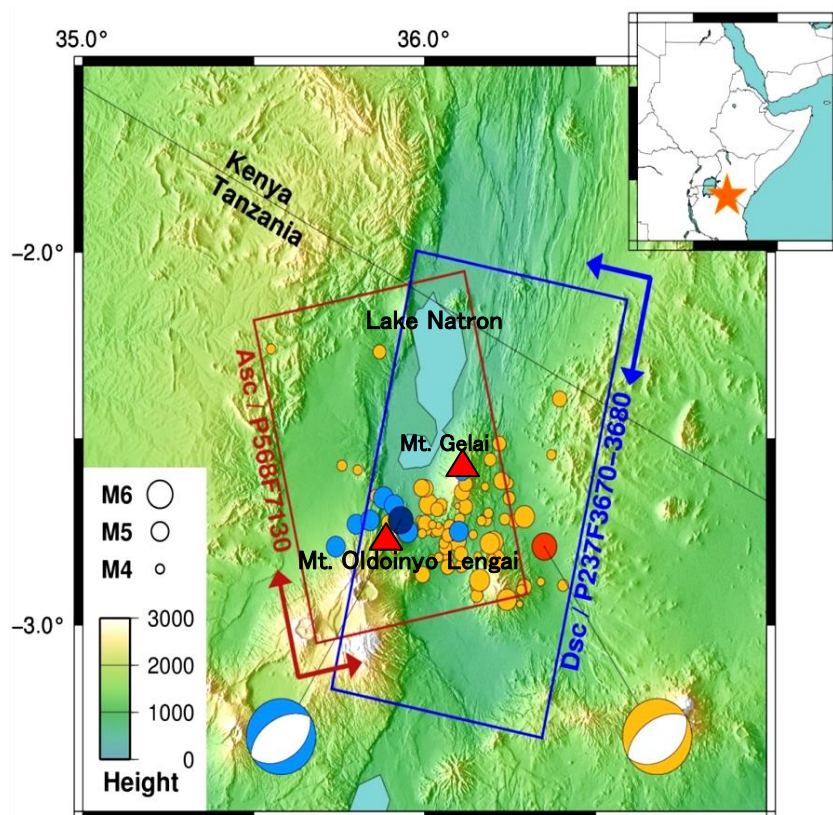


図 2.3 観測地域周辺地形図と震源地

水色は Global CMT, オレンジ色は USGS が発表した 2006 年 1 月から 2011 年 3 月までに発生した地震の震央と規模を丸の位置と大きさでそれぞれプロットした。それぞれの濃い色で Mw5.9 の震央を示す。それぞれの色で引張領域を表した震源球も示す。震源の深さはいずれも 10km であった。

赤枠は Ascending, 青枠は Descending のデータ領域を示す。赤三角形は, Gelai と Oldoinyo Lengai の位置を示している。

2.2 用いたデータ

本研究は、2007年1月4日から2011年1月15日までの高分解能モード(Strip-map Mode)のALOS/PALSAR データを用いた。表 2.1 は用いたデータの一覧を示す。図 2.4 には、用いたデータの垂直基線長 Bperp の値を示す。表中の Date は”YYYYMMDD=西暦/月/日 ”で表す。取得したデータの中には、電離層の影響を大きく受けているものがあったため、それらは除外した。地形縞の除去に用いた DEM は、NASA が作成した 90m メッシュの SRTM4(Shuttle Radar Topography Mission)である。SAR データの解析には GAMMA 社が開発した GAMMA Software を用いた。

表 2.1 本研究で用いた ALOS/PALSAR のデータ

Ascending(Path568, Flame7130)			Descending(Path237, Flame3670-3680)		
No.	Date(YYYYMMDD)	Mode	No.	Date(YYYYMMDD)	Mode
1	20070104	FBS	1	20070605	FBS
2	20070707	FBD	2	20100613	FBS
3	20071007	FBD			
4	20080107	FBS			
5	20080408	FBS			
6	20080524	FBD			
7	20090109	FBS			
8	20090712	FBD			
9	20091012	FBD			
10	20100112	FBS			
11	20100715	FBD			
12	20110115	FBS			

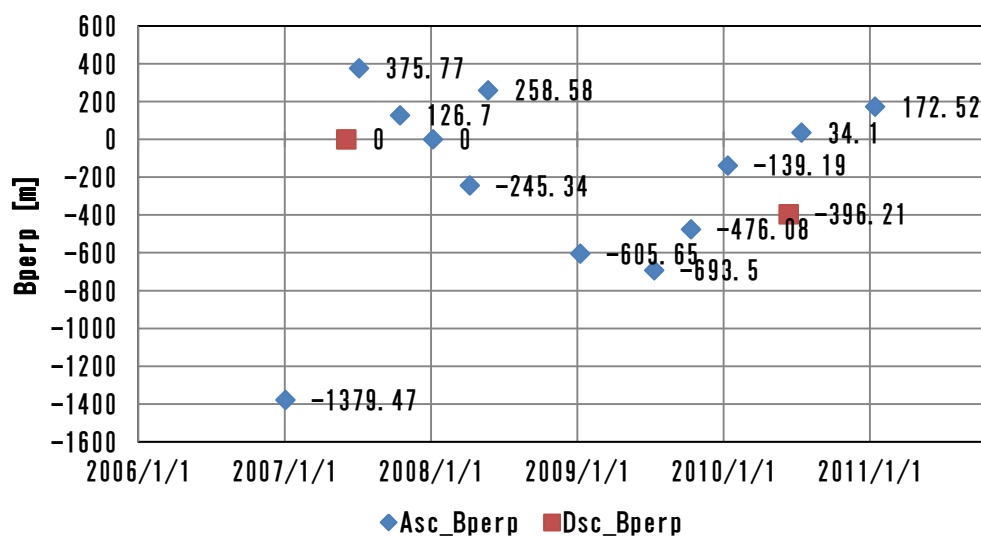


図 2.4 ALOS/PALSAR データの Bperp

Ascending は 2008/01/07, Descending は 2007/06/05 を Master 画像として Bperp を表す。

3. 結果

3.1 地震時地殻変動(Coseismic Crustal Deformation)

地震時の地殻変動を検出するため、群発地震を挟んで最もインターバルが短いペアを選び、InSAR 解析を行った．以下に InSAR 解析による地震時地殻変動の InSAR 画像と Pixel Offset による結果を示す．図の上部の数式は、LOS の方位を示している．図中のデータが欠落している領域は、コヒーレンスが低く干渉ができなかった領域である．

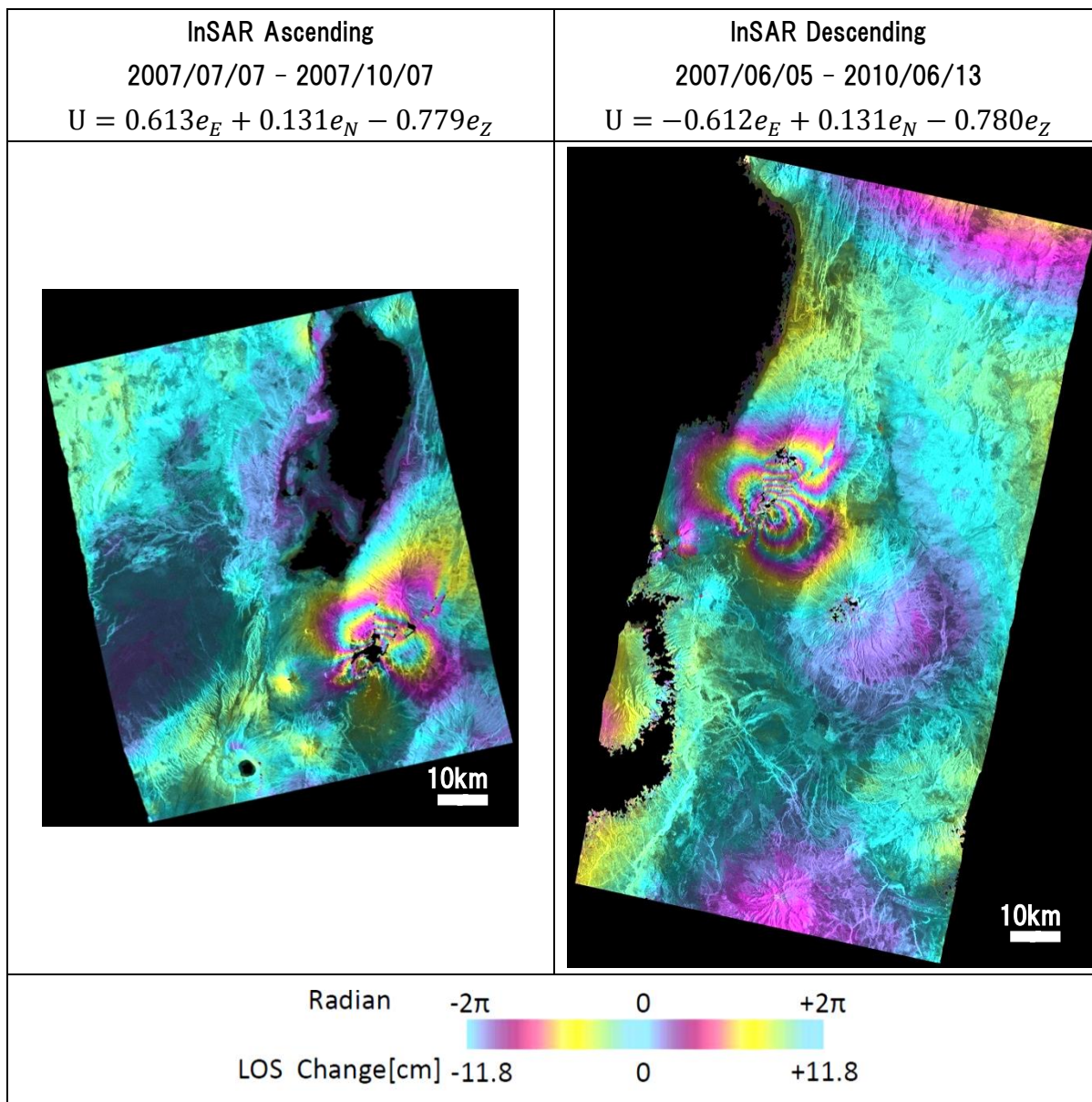


図 3.1 地震時地殻変動における InSAR 解の結果

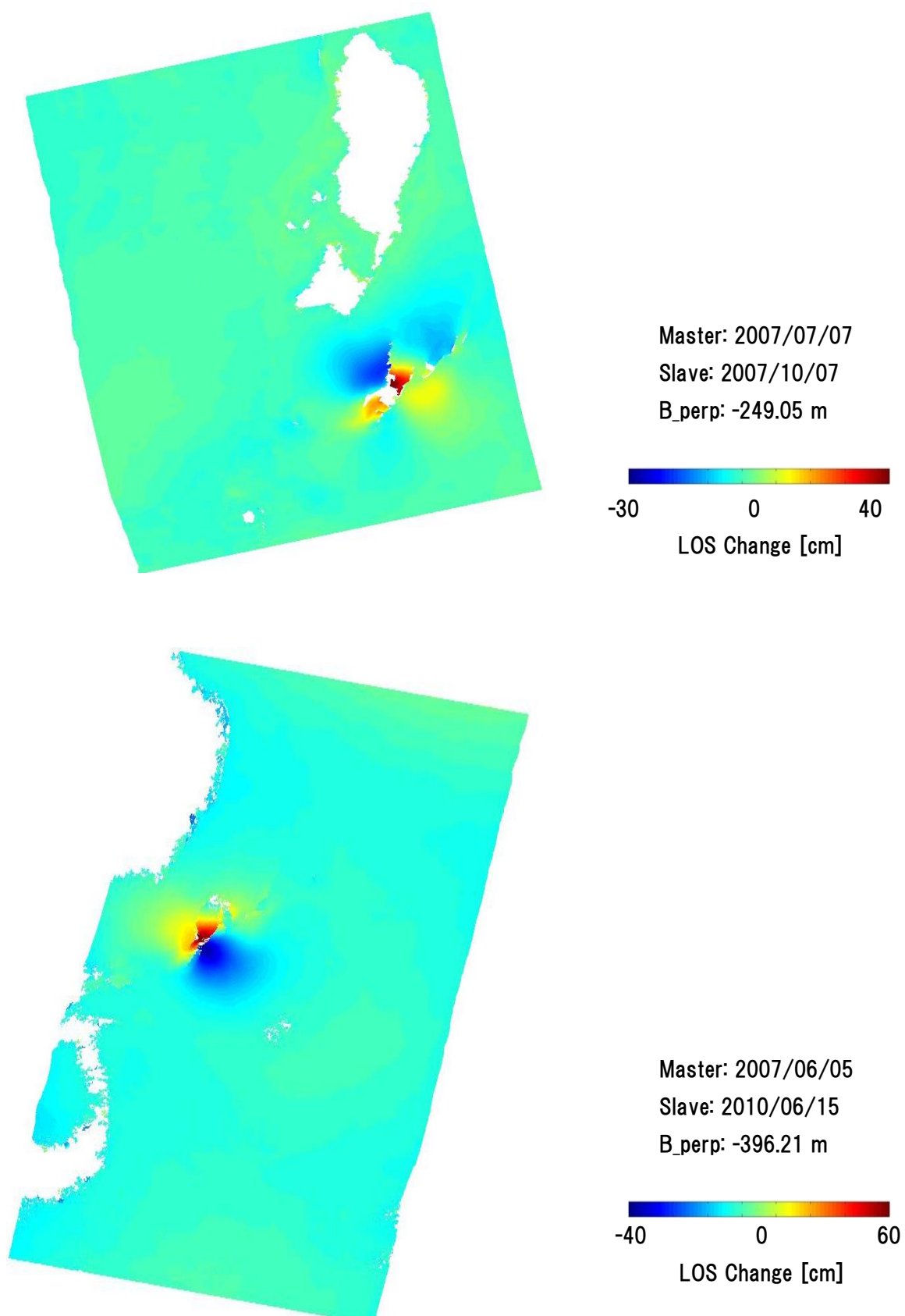


図 3.2 地震時地殻変動における LOS Change の変位量

ALOS/PALSAR は波長 23.6cm のマイクロ波を用いているため、InSAR 画像の変動縞は 2π の変化で LOS の距離が 11.8cm 変化する。つまりある地点において位相が 2π 増加すれば、LOS の距離は 11.8cm 増加したことになる。

InSAR 解析の結果から Ascending と Descending のいずれの結果からも、Gelai の南麓で干渉縞が多くみられる。データの欠落が Ascending 画像の変動の中央部で見られる。これは急峻な変動によってコヒーレンスが低下したためと考えられる。

変動が大きく表れ、干渉縞が密に現れている領域では、LOS の変位が InSAR 画像からは一見して分かりにくい。そこで図 3.2 のように InSAR 画像のカラースケールを変えて表した。

Ascending と Descending の結果を比較すると、2 つの LOS の空間変動パターンが逆になっている領域と、1 つの共に増加している領域に分けられる。またその空間変動パターンの境界は 2 つみられ、いずれも北東－南西方向に表れている。

西の空間変動パターンは、Ascending で LOS が最大 28.76cm 減少し、Descending で LOS が最大 28.56cm 増加していることを示している。よって西の空間変動パターン領域は、西に変動していると考えられる。東の空間変動パターンは、Ascending で LOS が最大 16.72cm 増加し、Descending で最大 44.95cm 減少していることを示している。東の空間変動パターンは、西の空間変動パターンと逆の空間変動パターンを示しており、東へ変動していることが分かる。

Ascending と Descending で LOS の変位が共に増加した空間変動パターンは、Ascending では最大 46.94cm、Descending では最大 63.14cm の LOS が増加した。これは水平方向の変動では説明できない。しかし鉛直方向に沈降が起こったと考えると説明できる。

2 枚の InSAR 画像からは、西と東の空間変動パターンの鉛直方向の変動と中央の領域の水平方向の変動を読み取ることができない。そこで Pixel Offset 法による解析を行うことで、異なる変位を表すデータを得ることができる。この結果と InSAR の結果から 3 次元的な動きが読み取れるようになる。Pixel Offset 法による結果を図 3.3 に示す。左列に Ascending、右列に Descending の結果を示し、上段には Range Offset、下段には Azimuth Offset の結果を示す。

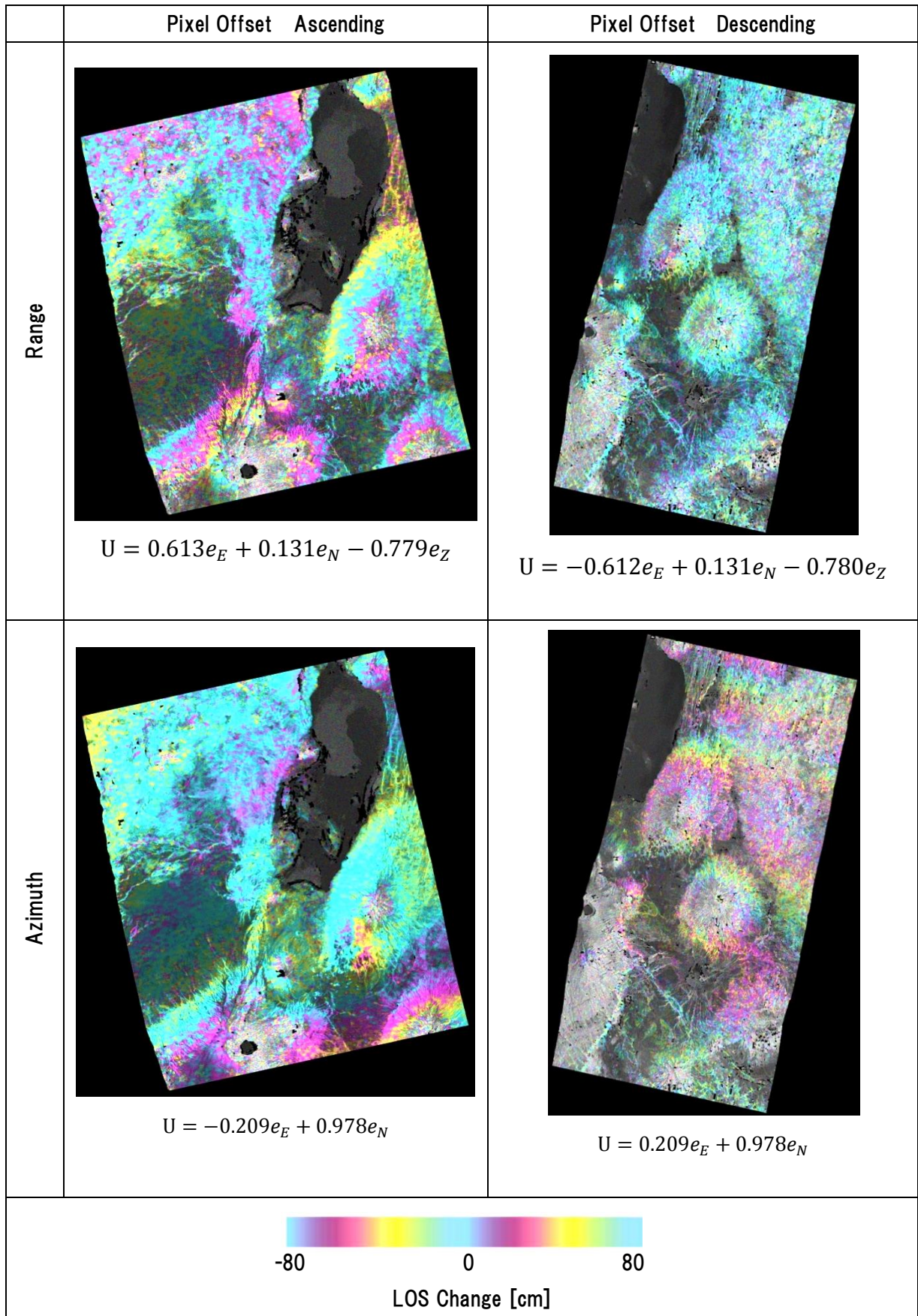


図 3.3 Pixel Offset 法による解析結果

Ascending の結果から、Range Offset では地形の効果によるノイズが、Azimuth Offset では電離層の影響によるノイズがみられる。そのノイズの中に、InSAR の結果で変動が明らかになった領域と同じ領域でシグナルが確認できる。

Range Offset の結果は、InSAR と同じ変位を表している。結果から空間変動パターンは、およそ InSAR によって明らかになった変動に近いといえる。

Azimuth Offset の結果は、衛星の進行方向の変動に対して正の変位を表す。つまり正の変位を示す領域は、北に変動していることを示している。InSAR の結果で得た中央と東の変動空間パターンの領域は負の変位が表れている。InSAR の結果ではこの領域が沈降していることが示されており、今回の Azimuth Offset の結果は水平方向で南に動いていることを明らかにした。同様に InSAR で水平方向に東へ変動していると読みとれた東の空間変動パターンは、南に動いていることも明らかにした。よって東の空間変動パターン領域は、InSAR と Azimuth Offset の結果より水平方向に南東への変動していることが明らかになった。西の空間変動パターン領域は、わずかに正の変位を示し、この領域は北へ変動していることが明らかになった。

Descending の結果から、Azimuth Offset は電離層の影響を大きく受けており、変動を明らかにできなかった。また、Range Offset の結果は、InSAR の結果に対応した空間変動パターンを示した。

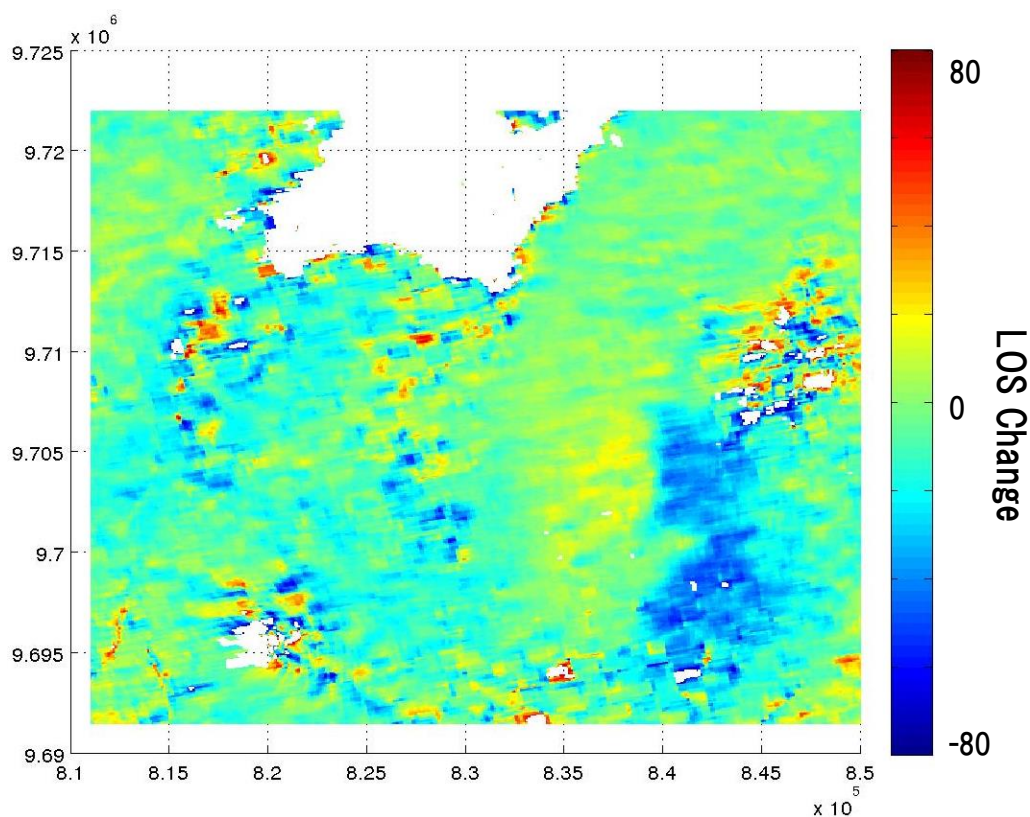


図 3.4 Azimuth Offset のシグナル付近の拡大図

図の右下付近にシグナルがみられる。座標は UTM 座標で示す。

縦軸は Northing, 横軸は Easting を表した。

3.2 地震前地殻変動(Preseismic Crustal Deformation)

本研究で用いたデータの中で群発地震が起こる前に観測されたデータは2つある。そのため InSAR による解析は、この1ペアのみ可能である(図 3.5)。この結果には、Gelai の山頂など標高の高い領域で地形の効果によるノイズが表れているが、このノイズを除いたとしても顕著な地殻変動は確認できない。

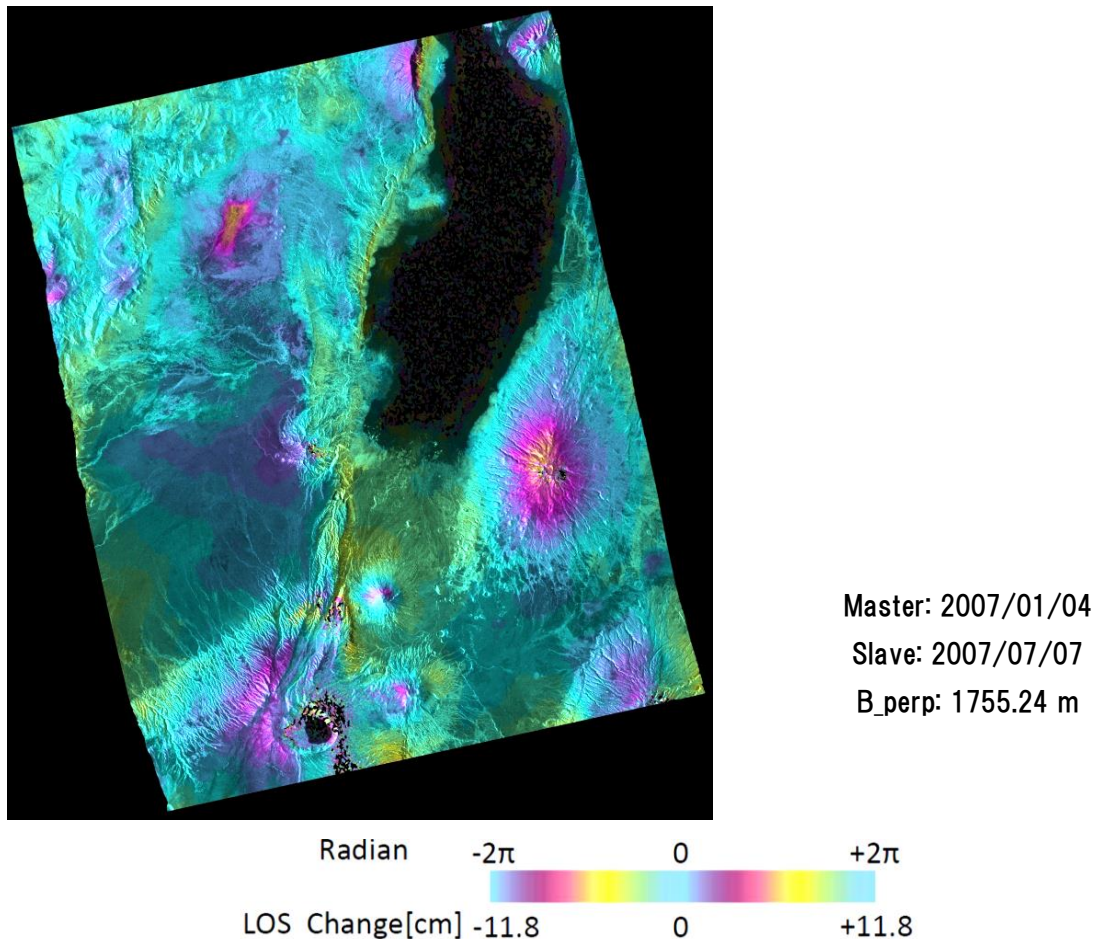
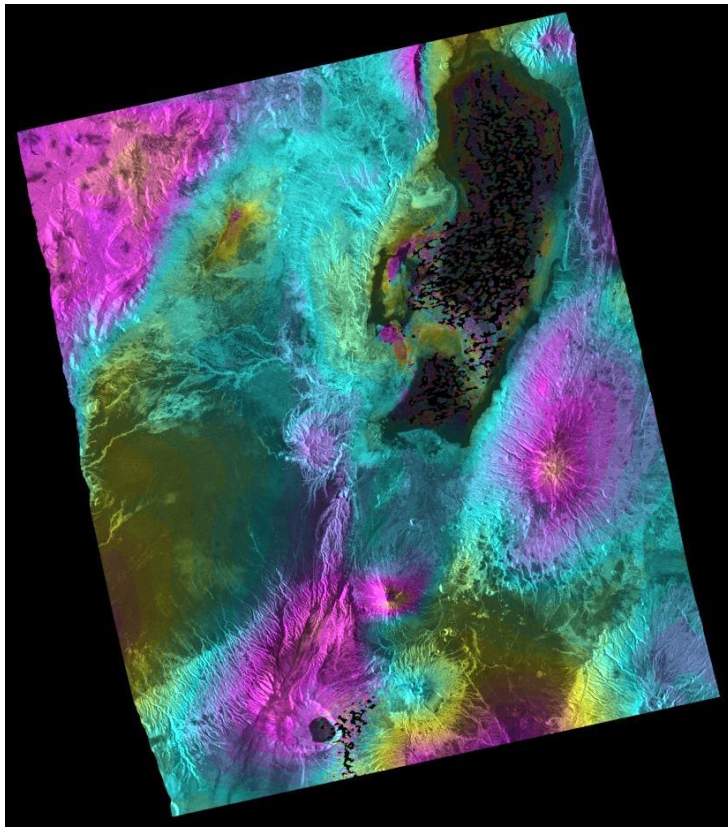


図 3.5 地震前地殻変動の InSAR 解析の結果

3.3 地震後地殻変動(Postseismic Crustal Deformation)

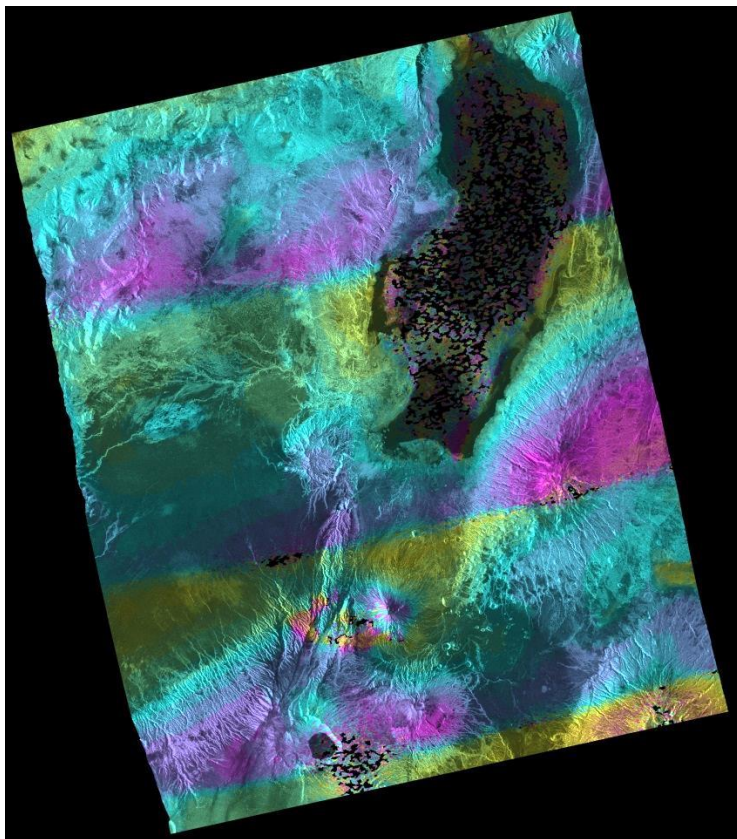
地震後地殻変動は、地震時地殻変動の後の地殻変動を明らかにするために Master を 2007/10/07 とした。2007/10/07 以降に観測されたデータを Slave として、それぞれ InSAR 画像を作成し、その結果を図 3.6~図 3.13 に示す。



Master: 2007/10/07
Slave: 2008/01/07
B_perp: -126.7 m

エラーあり

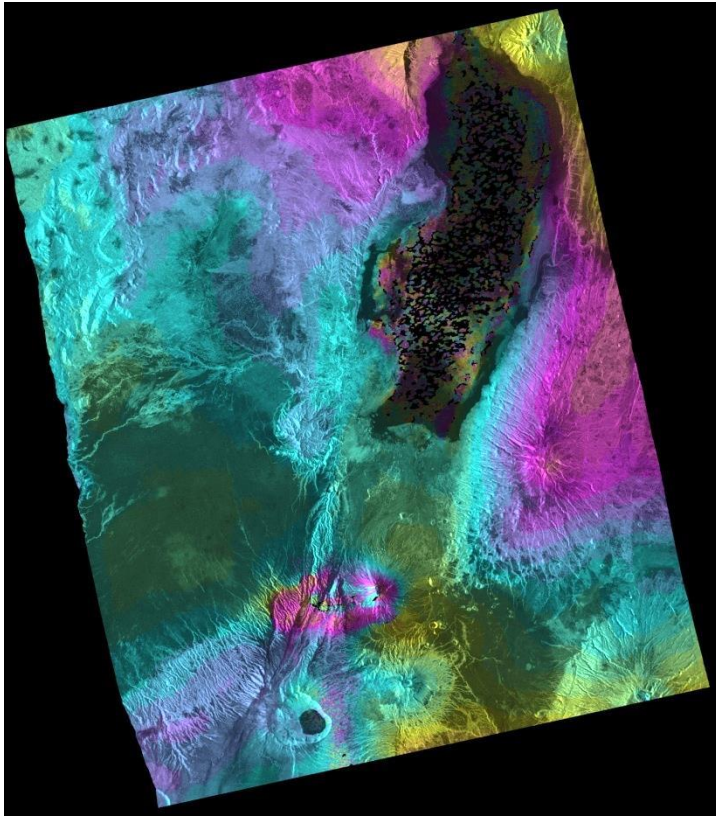
図 3.6 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20080107)



Master: 2007/10/07
Slave: 2008/04/08
B_perp: -372.04 m

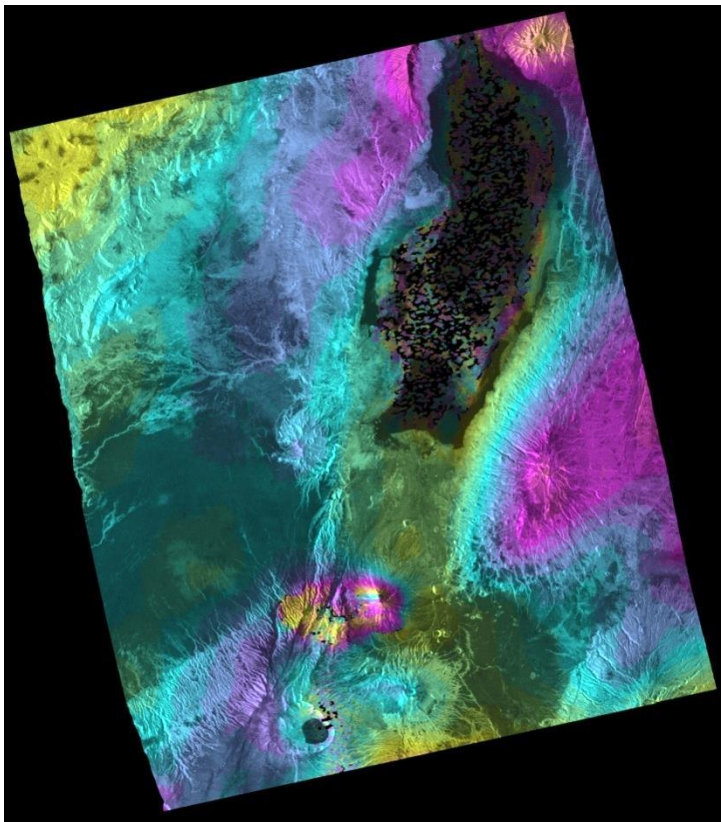
エラーあり

図 3.7 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20080408)



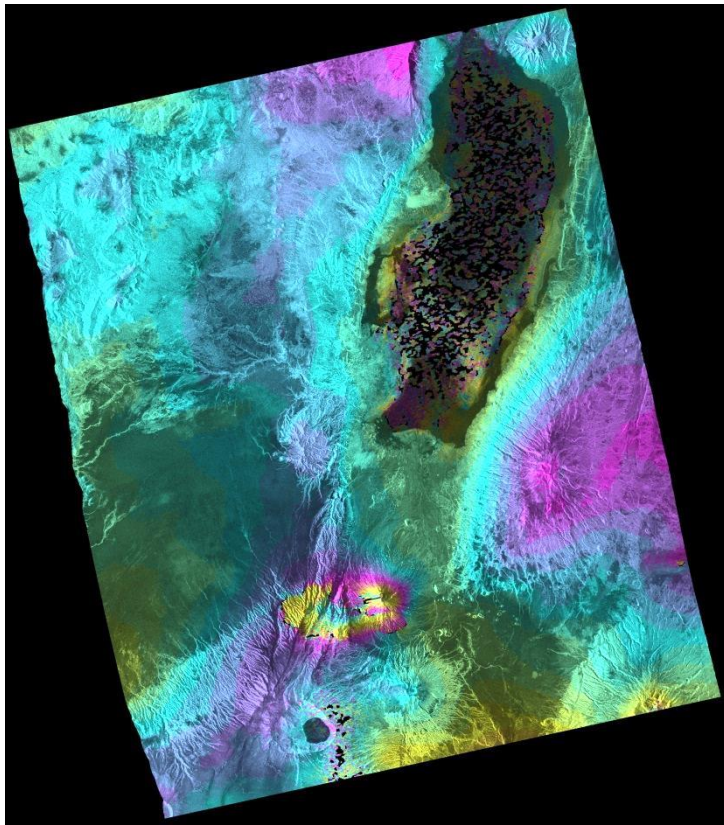
Master: 2007/10/07
Slave: 2008/05/24
B_perp: 131.88 m

図 3.8 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20080524)



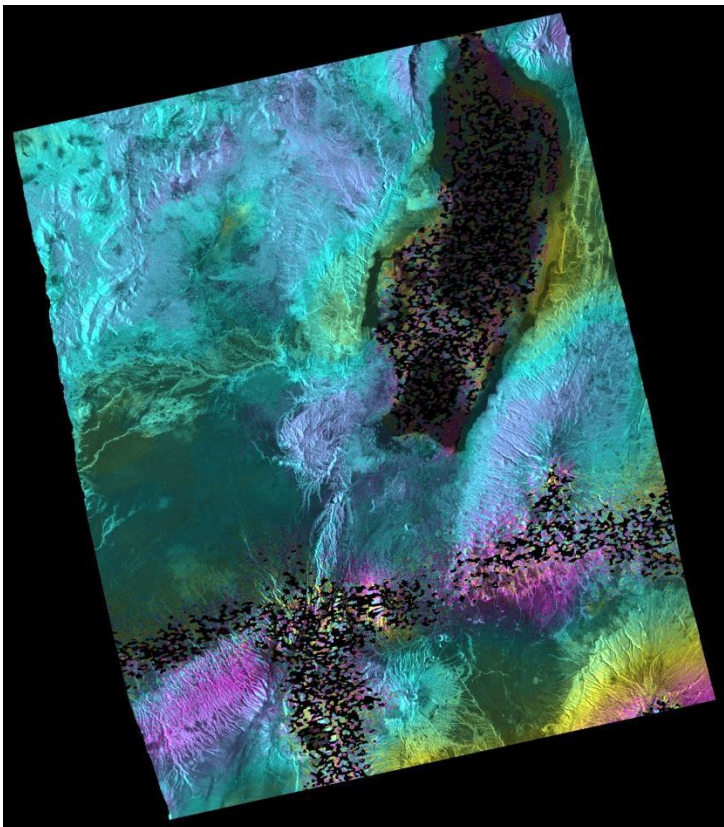
Master: 2007/10/07
Slave: 2009/07/19
B_perp: -820.2 m

図 3.9 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20090719)



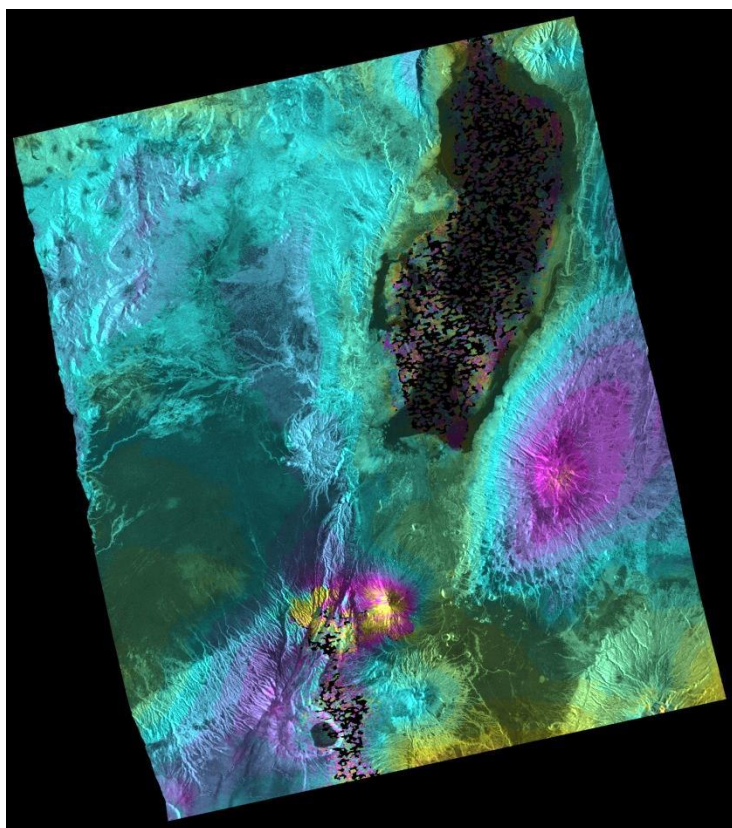
Master: 2007/10/07
Slave: 2009/10/12
B_perp: -602.78 m

図 3.10 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20091012)



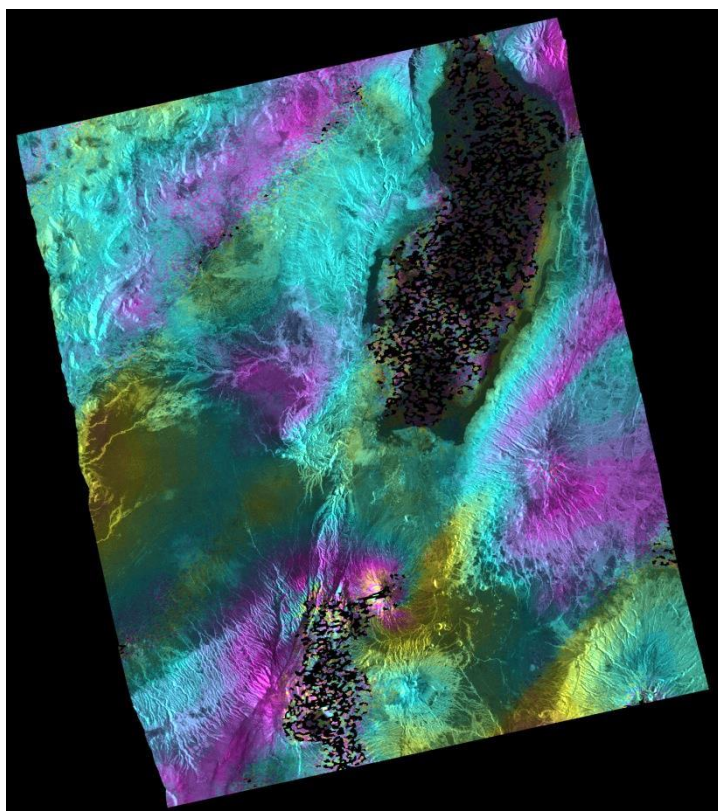
Master: 2007/10/07
Slave: 2010/01/12
B_perp: -265.89 m

図 3.11 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20100112)



Master: 2007/10/07
Slave: 2010/07/15
B_perp: 92.6 m

図 3.12 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20100715)



Master: 2007/10/07
Slave: 2011/01/15
B_perp: 45.82 m

エラーあり

図 3.13 地震後地殻変動ペアにおける InSAR 画像(20071007_20110115)

注目すべき点は2点ある．1点目は，地震時地殻変動で変動を見せていた中央の空間変動パターン領域(Gelaiの南麓)において，地震後もわずかにLOSが増加している点である．この領域は，地震時地殻変動でAscendingとDescendingのいずれでもLOSが増加していた．このことは群発地震が終息した後も，変動が引き続き続いていたことを示唆している．しかし地震後のLOSの増加に関して，変動の大きさがそもそも小さいため，変動が同じ程度の変動スケールを持つ大気遅延によるノイズと明確に区別できない．そのためInSAR解析だけでは地震後の変動が起こったとは断定できない．現在，新たなInSAR解析法として時系列的に解析を行うPS-InSAR法(Ferreti et al. 2011)という方法がある．これはSAR画像に含まれるPS点(Persistent Scatterer: 恒久散乱体)を抽出し，それらの変動を追うと共通したノイズがわかるようになり，大気遅延などによるノイズを除去できるというものである．PS-InSARを用いることで2～3mm/yr.の変動までとらえることができる．もし年に数mmの変動が生じていた場合，今後この方法を用いることで地震後のわずかな変動をとらえることができるかもしれない．

注目すべきもう一つの点は，地震時地殻変動があった領域の南西部にあるOldoinyo Lengai周辺で，2008/4/8以降の画像に明瞭なシグナルがみられる．図3.7からは読み取りにくいものの，図3.8では東西に伸びた楕円形にLOSが増加しているシグナルを示している．この変動は時間の経過とともに南北へ拡大している(図3.14)．

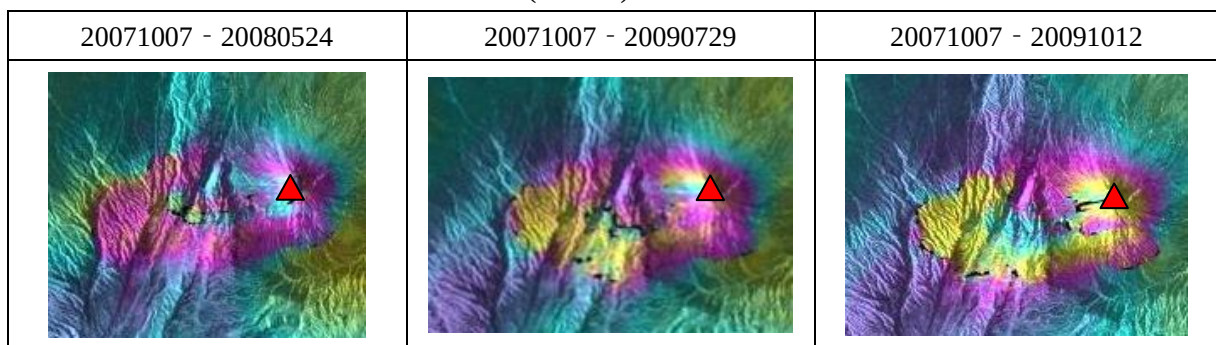


図 3.14 Oldoinyo Lengai 周辺の変動の移り変わり
赤の三角形は Oldoinyo Lengai の山頂を示した．

図 3.15 は Oldoinyo Lengai の火口付近の強度画像を示した．図より 2008/01/07 の強度画像では，2007/07/07 以前の強度画像と比較して山頂付近で影が表れている．InSAR の結果でシグナルが現れた 2008/4/8 以降の強度画像には，さらに山頂付近で影となっている領域が確認できる．これらは 2007 年 7 月 19 日から 2008 年の終わりまで続いた Oldoinyo Lengai の噴火による影響であると考えられる．

今回得られた Oldoinyo Lengai 周辺のシグナルは，球状ではなく東西に伸びた楕円状に広がっている．これはマグマ溜まりの膨張や収縮を表す茂木モデル(Mogi 1958)ではなく，ダイクの貫入による地殻変動を表す開口割れ目モデルによってよく説明できると推定できる(図 3.16)．この開口割れ目モデルは，例えばハワイのキラウエア火山の噴火メカニズムを議論する上で，よく用いられる．

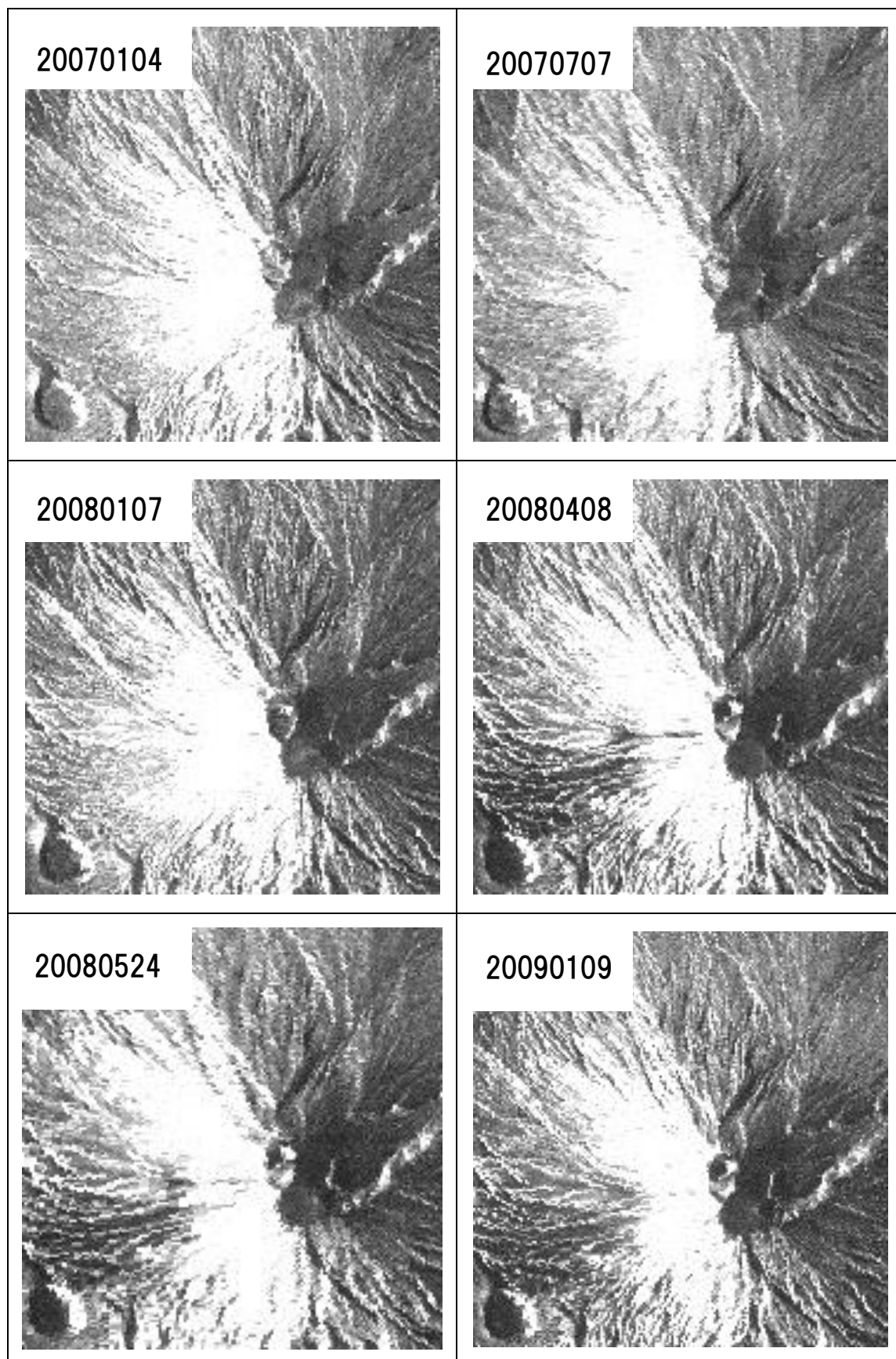


図 3.15 Oldoinyo Lengai 付近の強度画像
 それぞれの図の左上の数字は yyyyymmdd 形式で観測日を示す.

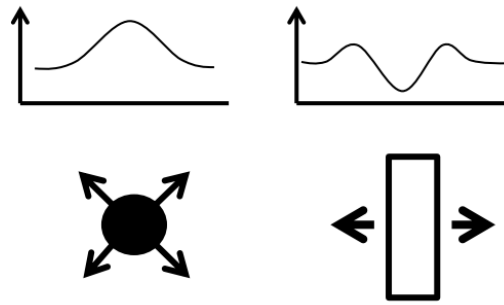


図 3.16 茂木モデル(左)と開口割れ目モデル(右)のジオメトリと
それぞれのモデルに伴う地殻変動の鉛直成分

3.4 3 次元変位

地震時地殻変動の Ascending・Descending の InSAR 解析の結果と、Ascending の Azimuth Offset の結果によって、群発地震に伴う 3 次元の地表の動きが求められる。3 次元変位(式(3.1)) は、表 3.1 に示した SAR データのパラメータを、式(1.6)に代入することで求められる。3 次元変位を、InSAR 解析と Pixel Offset による結果から 2km 間隔で 3 次元変位を求めた。3 次元変位の結果は水平成分をベクトルで、鉛直成分を色分けで示す(図 3.17, 図 3.18)。

表 3.1 SAR の地上観測におけるパラメータ

	Incident Angle	Heading Angle
Ascending Track	38.82°	−12.07°
Descending Track	38.77°	−167.94°

$$\begin{pmatrix} U_{Asc} \\ U_{Dsc} \\ U_{AzOff} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.613 & 0.131 & -0.779 \\ -0.612 & 0.131 & -0.780 \\ -0.209 & 0.978 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_E \\ e_N \\ e_Z \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

図中の点線は、InSAR 解析の結果から得られた LOS の空間変動パターンの境界を示す。図 3.17, 図 3.18 より 3 次元変位の空間変動パターンは、3 つに分けられた。中央の変動空間パターン領域では Azimuth Offset でみられた南への変動と InSAR 解析で明らかになった沈降を示している。この領域では水平成分で南南西へ最大 51cm 変動し、62cm の沈降が求められた。西の変動空間パターン領域では、空間パターン領域全体で西に変動し、鉛直方向には、ほとんど変動がみられない。東の変動空間パターンの水平成分は、境界の近くでは南東に変動し、やや境界から離れた領域では東から東北東に変動した。また鉛直方向に最大 15cm の隆起がみられる。

以上の結果から Global CMT 解からは読み取れないほど、非常に複雑な変動が明らかになった。

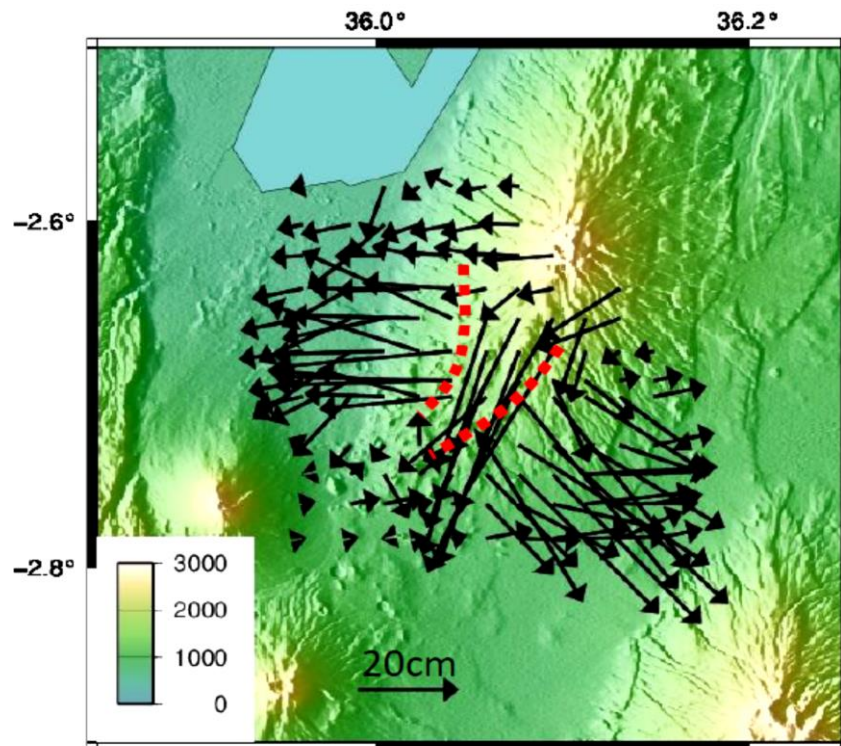


図 3.17 3次元変位の水平成分

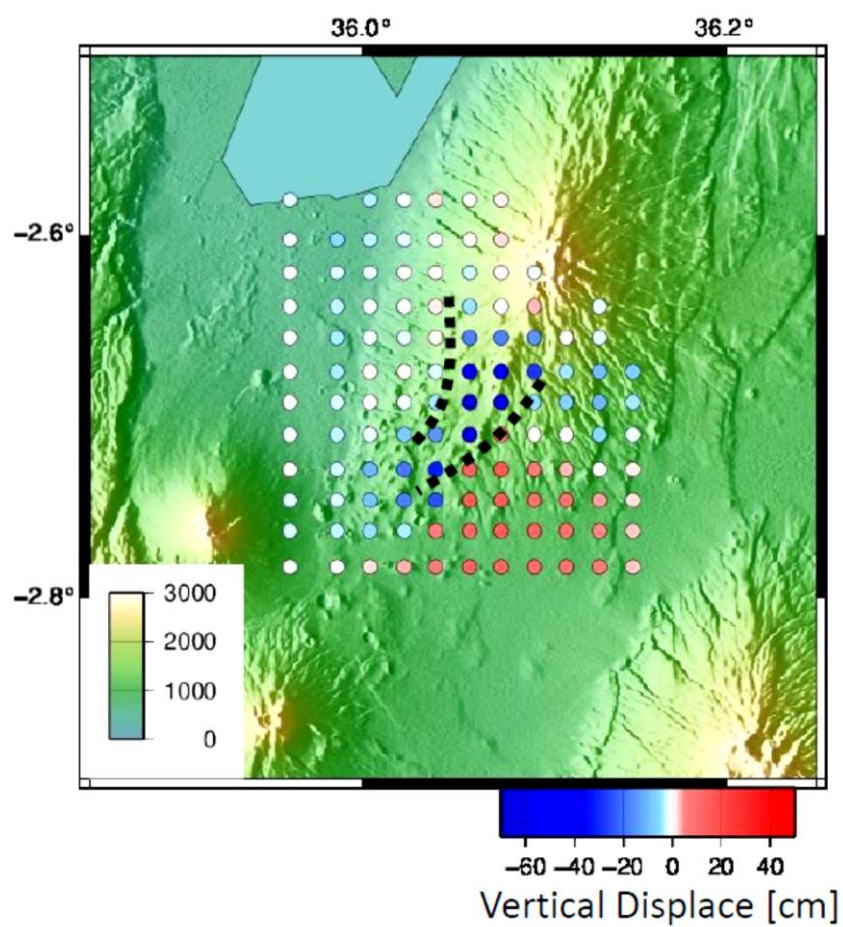


図 3.18 3次元変位の鉛直成分

4. 考察

前章では InSAR 解析と Pixel Offset による解析結果を示した．この結果をより詳細に説明するために，本研究では三角形要素を用いた非平面の断層モデルの推定(インバージョン解析)を行う．推定した断層の要素ごとにすべり量を求めることで，群発地震によって生じたすべり量を推定するものである．注意すべき点は，求めるすべり量は観測期間を挟んだ間に起こった地震のすべり量の累積である点である．

4.1 概要

本研究では非平面断層面の推定に三角形要素を用いた．三角形要素による非平面の断層モデルの推定には，矩形断層と比べて大きなメリットがある．最大のメリットは，曲面で構成される要素の欠損や重複部分を無くすことである．そのため，より自由度の大きい断層のジオメトリを作成することができる．しかし同時に断層のパラメータの自由度も増えるため，断層モデルの推定には時間がかかる．

断層モデルのジオメトリの作成には，Gmsh というソフトを用いた(Geuzaine and Remacle 2009)．ジオメトリ作成の流れは，まず断層の座標・線・面を指定し，指定した面を均等に三角形で分けて配列することで非平面の断層面を作り出した．各要素のグリーン関数を求めるために Meade(2007)が公開している MATLAB スクリプトを用いた．断層モデルは半無限弾性体領域を仮定し，ポアソン比は 0.25 とした．インバージョン解析を行う上でデータ数を落とすための方法は四分木法(Quad-tree decomposition)(Jónsson et al. 2002 ほか)を用い，断層上のすべり量を平滑化するため，smoothing (Jónsson et al. 2002 ほか) を施した．

4.2 断層モデルの推定

断層モデルを推定する際に，観測値は地震時地殻変動の Ascending(2007/07/07-2007/10/07)と Descending(2007/06/21-2010/12/21)の結果を用いた．図 4.1 に推定した断層のジオメトリを示す．

地震時地殻変動の InSAR の結果から，LOS の空間変動パターンを 3 つに分ける明瞭な境界が明らかになった．このパターンは 3 次元変位からも明らかである．空間変動パターンが 3 つに分かれていることから，断層は 2 枚設定した．空間変動パターンが明瞭に表れているため，断層の上端は浅い深さに設定する．3 次元変位はグラーベン構造のような沈降をみせたため，2 枚の断層は東落ちと西落ちの断層として設定した．断層上端の座標は，空間変動パターンの境界にあわせ，断層下端の座標は，試行錯誤的(Trial and Error)に決めた．表 4.1 に推定した 2 枚の断層と最大 Mw の地震の Global CMT 解のパラメータを示す．また図 4.2 にナトロン湖周辺の地形図上に断層のジオメトリをプロットした図を示す．表 4.1 より西落ち断層のパラメータが Global CMT 解に近い値を示している．

断層のすべり量は非負の最小二乗法で求めるため，すべりの拘束条件の設定が必要である．Ascending の Azimuth Offset の結果より，変動空間パターンの中央の領域は南南西に動いているため，東落ちの断層は右横ずれ，西落ちの断層は左横ずれの横ずれ成分を持つと仮定した．これにより西落ちの断層は左横ずれ・正断層のすべり，東落ちの断層は右横ずれ・正断層のすべりとして拘束条件を与えた．

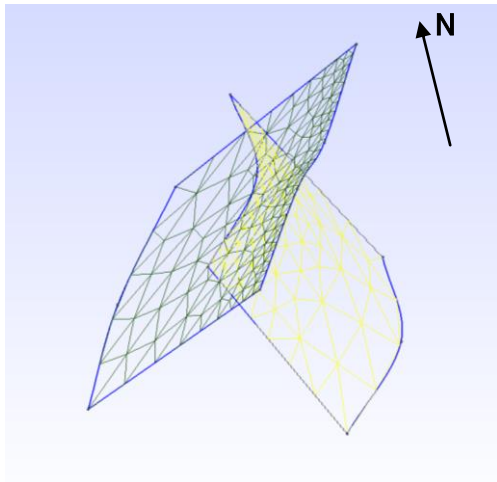


図 4.1 推定した断層のジオメトリ
黄色のメッシュの断層が東落ち断層, 緑のメッシュの断層が西落ち断層を表している.

表 4.1 断層パラメータの比較

	East-Dipping	West-Dipping	Global CMT
Strike[deg.]	9	214	60/236
Dip[deg.]	77	51	50/40
Slip[deg.]	-	-	-87/-94
Length[km]	14.6	20.0	-
Depth[km]	13.0	13.0	10.0

Global CMT で発表された断層パラメータは, 2つの解をスラッシュの左側と右側に分けて示す.

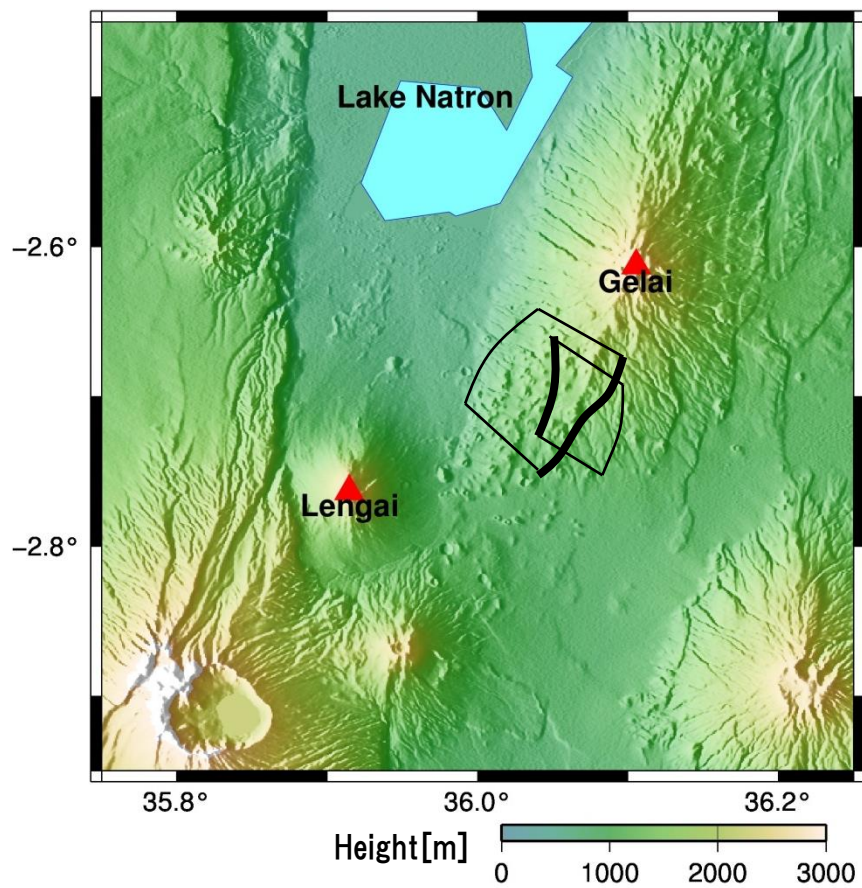


図 4.2 地形図上にプロットした断層モデル
断層の上端を太線で示す. 図左下と右上の赤三角形は, それぞれ Oldoinyo Lengai と Gelai を示す.

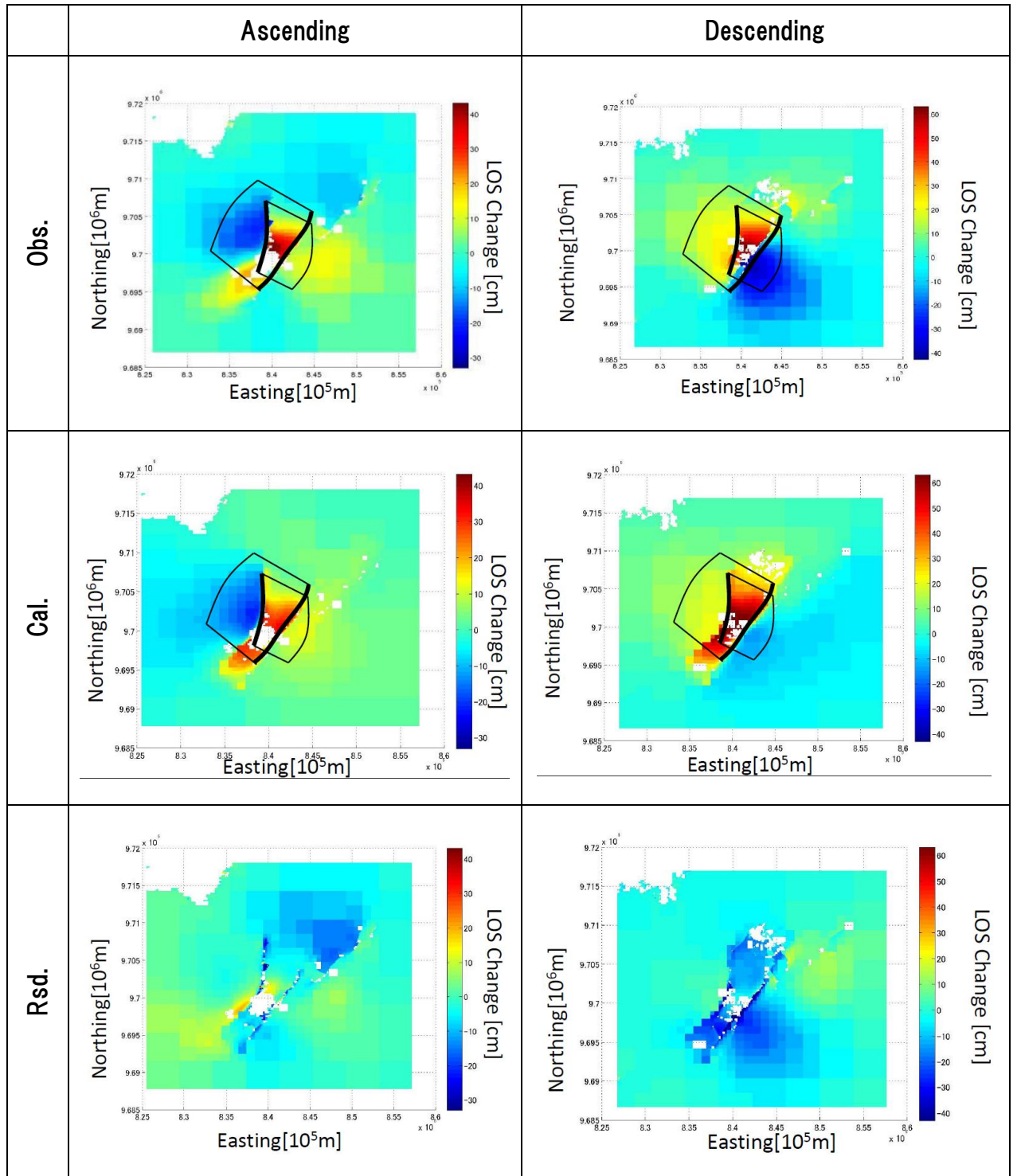


図 4.3 推定した断層モデルによる LOS の変位

InSAR によって得られた観測値は Obs., 推定した断層モデルによる変位を表した計算値は Cal., 計算値から観測値を引いた残差は Rsd. で示した.

左列は Ascending, 右列は Descending の結果を表す. カラースケールは, いずれも LOS の変化を示している. 図の座標は, 縦軸を Northing, 横軸を Easting として UTM 座標で示す. 図中の太線は, 推定した断層の上端を示す.

図 4.3 より計算値は, Ascending と Descending のいずれでも観測値と近い空間変動パターンを示した. 空間変動パターンの境界についても, 観測値のように明瞭な境界を再現することができた. これは断層の上端を浅い深さに設定したことが要因と考えられる. 残差は Ascending で最大 10 cm, Descending で最大 20 cm 程度である.

次に計算値の LOS 変位を説明する断層上のすべり量を求めた. 図 4.4 は, 前述のすべりの拘束条件を基に求めた断層上のすべり量を示す. カラースケールは, いずれも図の最下段に示したカラーバーに従う. 断層上のすべりは Strike(横ずれ)方向には最大 70 cm, Dip(正断層ずれ)には最大 1 m のすべり量を示し, 全体的に見てもすべり量は Strike 方向よりも Dip 方向の方がすべり量は大きい. Dip 方向の変動が卓越することは, Global CMT 解ですべり角がほぼ正断層型に近いことと一致する. Strike 方向のすべり量は Azimuth Offset の結果で明らかになった, 中央の空間変動パターン領域における南南東への変動を示していると推察できる. 2 枚の断層を重ね合わせて表示した図 4.5 では, 断層上のすべりのピークは 2 枚の断層が交わっているところで大きく表れていることがわかる.

推定した断層モデルのすべり量と断層の面積から, 群発地震に伴うスカラーモーメントが求められる. 剛性率は 30 GPa と仮定した. スカラーモーメントは東落ちの断層では 2.08×10^{18} Nm で, 西落ち断層では 3.41×10^{18} Nm となり, 2 枚の合計したスカラーモーメントは 5.49×10^{18} Nm であった. 2 枚の断層はほぼ同程度のスカラーモーメントを示した. 求めたスカラーモーメントからモーメントマグニチュードを求めた(Kanamori 1977)ところ, 東落ちの断層では 6.15, 西落ちの断層では 6.30 であり, 2 枚の断層の合計したモーメントマグニチュードは 6.449 となった.

図 1.5 で示した観測された地震による 2007 年～2010 年の累積のモーメント解放量は, $M_0 = 2.26 \times 10^{18}$ ($M_w = 6.20$) であるが, これよりモーメント解放量は観測値と断層モデルと比較すると, $M_0 = 3.23 \times 10^{18}$ だけ差が生じた. この差は観測された地震によるモーメントの解放量よりも大きい. この 2 つのモーメント解放量の差が大きいほど, 検出した地殻変動は地震による変動で説明できないことを示している. つまりモーメント解放量の差の分だけ地震波を伴わない非地震性の変動が起こったと推察できる.

Calais et al. (2008) は, 地震によるモーメントの解放 (Seismic Moment: SM) と断層モデルの結果から求めたモーメント (Geodetic Moment: GM) の比は, およそ 35% と求めた. 本研究において同様の比を求めると, SM/GM の比は 41.2% となった. この値は Calais et al. (2008) と比較して, ほぼ近い値を示した.

表 4.2 本研究と先行研究における解放されたモーメント量の比較

	This Study 20070712-20091024	Calais et al. (2008) 20070717-20070821
Seismic Moment [10^{18} Nm]	2.26	1.4
Geodetic Moment [10^{18} Nm]	5.49	2.6
SM/GM [%]	41.2	35.0

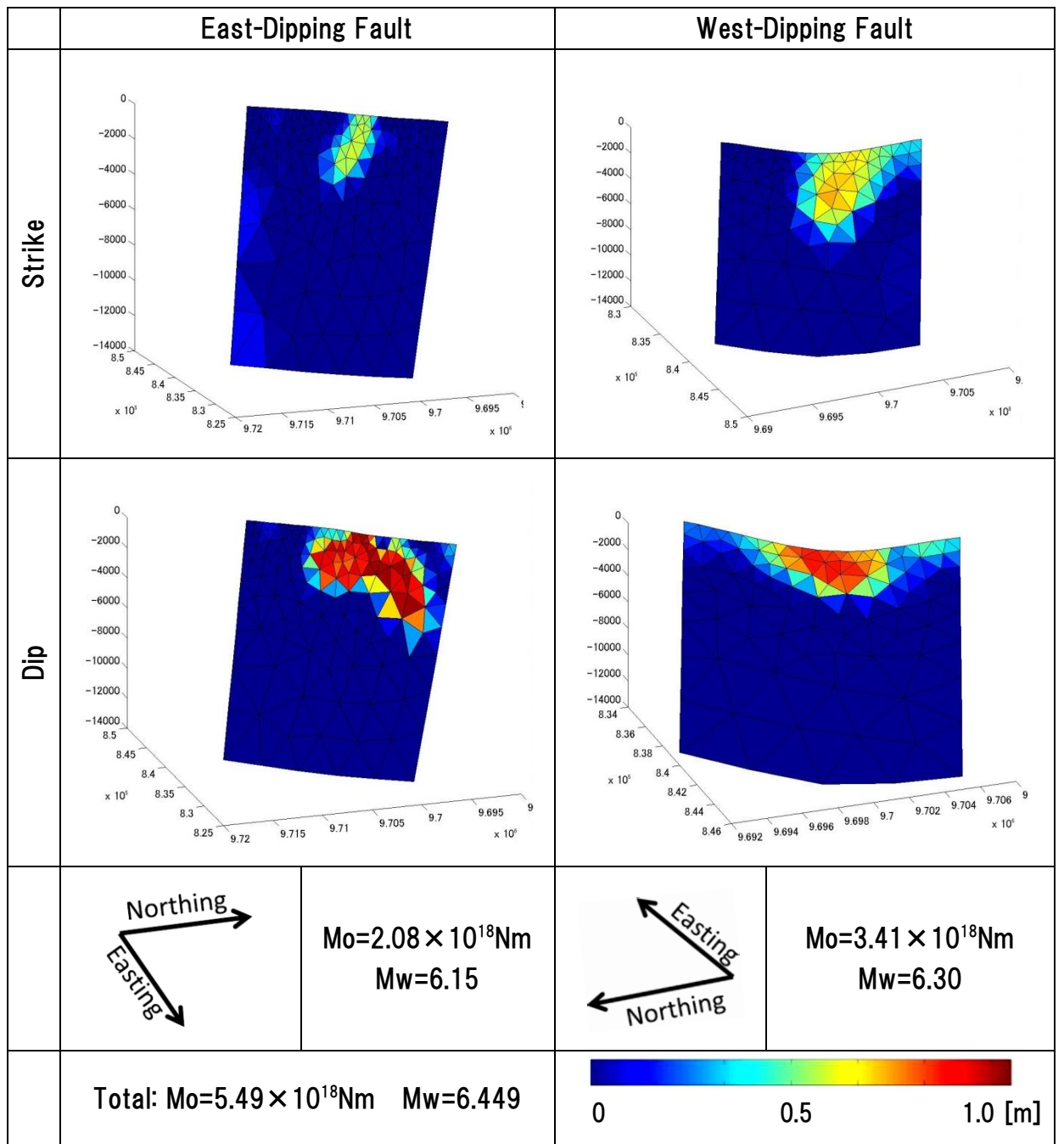


図 4.4 断層モデルより求められたすべり量

座標の単位はいずれも[m]である。左列には東落ち断層の、右列には西落ち断層の断層モデルの結果を示した。断層のすべり量は上段に Strike(横ずれ)方向の下段に Dip(縦ずれ)方向のすべり量を示した。断層のすべりの拘束条件は東落ち断層は右横ずれ正断層、

西落ち断層は左横ずれ正断層とした。

カラースケールはいずれも図最下段のカラーバーに従う。

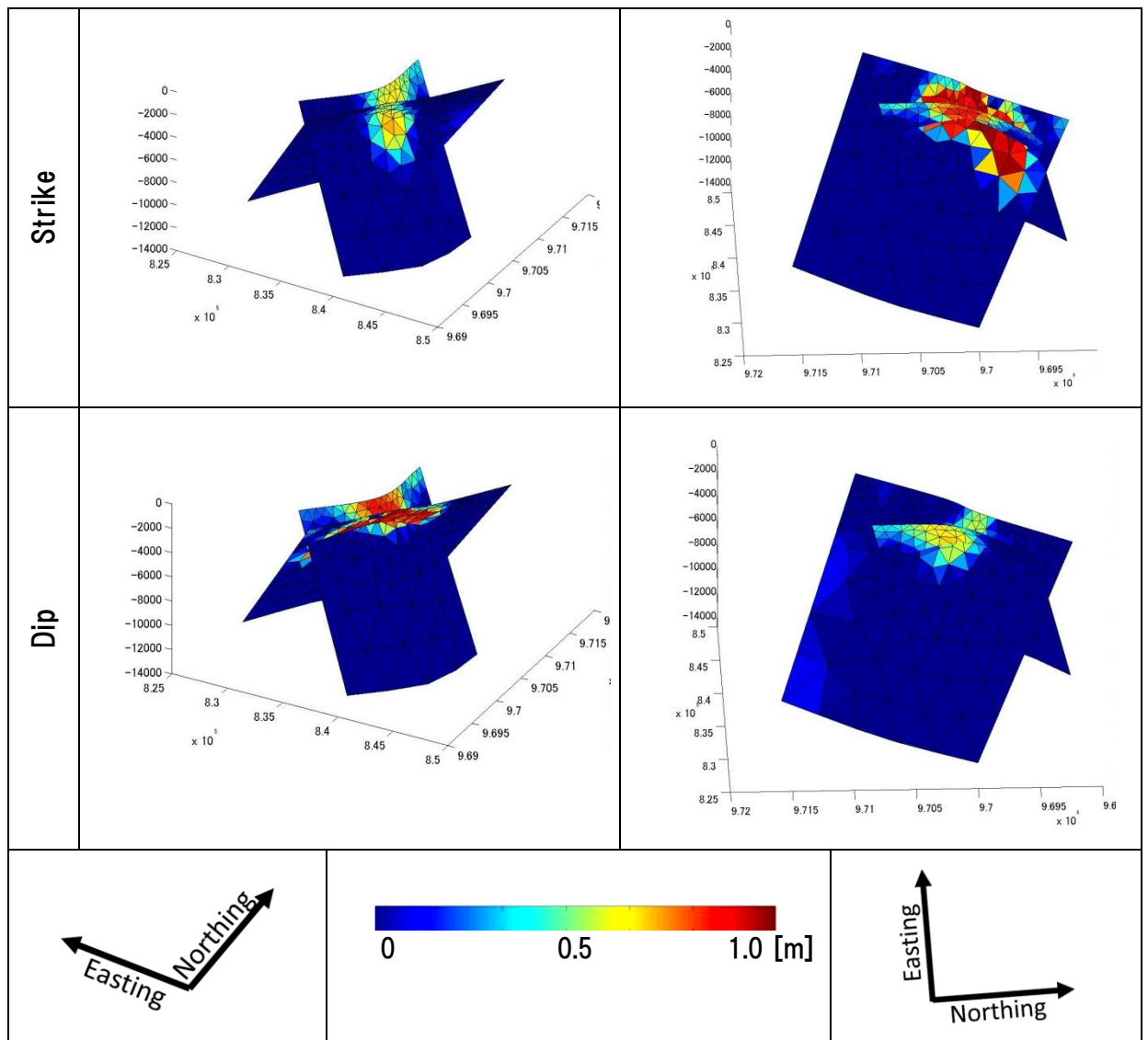


図 4.5 重ね合わせて表示した 2 枚の断層のジオメトリ

左段は南東から、右段は南西から断層を見ている図を示す。

すべて図最下段のカラースケールで示す。座標の単位はいずれも[m]である。

4.3 フォワード解析

Azimuth Offset の観測値と求めた断層モデルの整合性を検証するために、断層モデルのすべり量から Azimuth Offset の変位量を求めるフォワード解析を行った。地震時地殻変動の Ascending のペアで求めた Azimuth Offset の結果と、フォワード解析による結果を図 4.6 に示す。フォワード解析の結果は、観測値のような変動空間パターンと変位量を再現した。以上のことから観測値と断層モデルはよく整合していると評価できる。

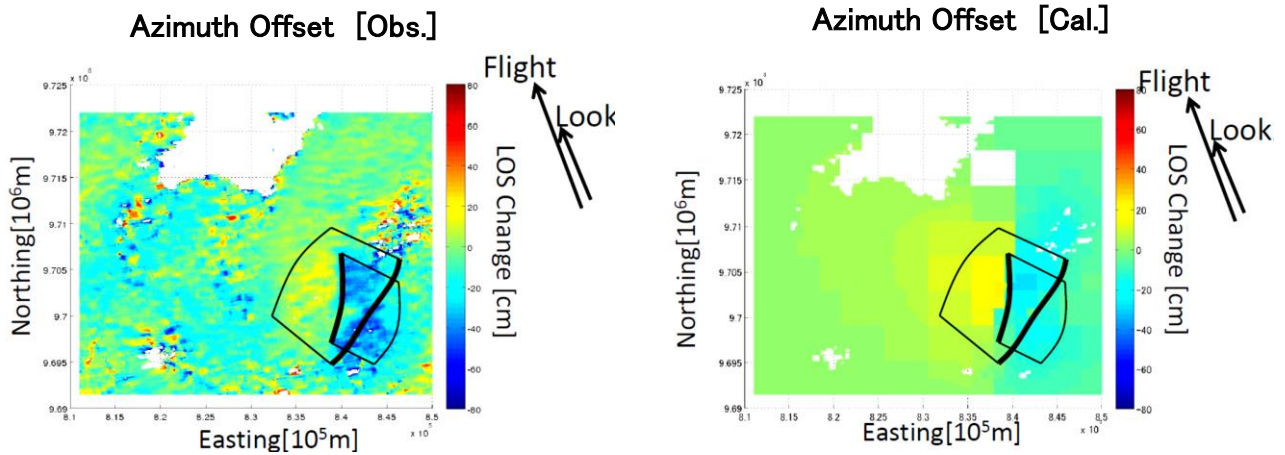


図 4.6 推定した断層モデルから Azimuth Offset の変位量を求めたフォワード解析の結果
点線で推定した 2 枚の断層の上端を示す。

図は縦軸が Northing, 横軸を Easting の UTM 座標で示す。

変位ベクトル U は, $U = -0.209e_E + 0.978e_N$

4.4 群発地震と Oldoinyo Lengai の噴火との関連

今回の群発地震と Oldoinyo Lengai との噴火の因果関係には、様々な議論が行われてきた。Baer et al. (2008) は、地震波が Oldoinyo Lengai のマグマだまりを刺激し、噴火を誘発したと、群発地震と Oldoinyo Lengai の噴火の因果関係を認めている。一方、地震による応力変化が小さすぎることを (Calais et al. 2008) や、現存のマグマ供給システムでは単純に説明できない (Biggs et al. 2013) という理由から両者は因果関係はないとした論文も発表されており、いまだにはっきりとした結論が得ることができていない。

地溝帯における地殻変動の空間変動パターンは、その領域のテクトニクス場に依存している (Acocella and Neri 2009)。したがって、もし群発地震と火山の噴火が因果関係を持つとすれば同じ方位に軸を持つような変動の広がりを見せるはずである。本研究においては群発地震による地殻変動の空間変動パターンは北西 - 南東方向に広がりを見せ(第 3 章参照)、Oldoinyo Lengai の西麓で見られた地殻変動は、東西に長軸を持つ楕円形の変動が明らかになった(図 3.14)。したがって本研究の結果からは現段階で、群発地震と Oldoinyo Lengai の噴火は時空間的には近いが、因果関係はあるとは言えない。今後は群発地震に伴う応力の変化を求めたりするなど、両者の因果関係を追及していく必要がある。

5. まとめ

本研究は陸域におけるプレート境界で発生した群発地震に伴う地殻変動の検出と、そのメカニズムに注目した。SAR のデータを InSAR とピクセルオフセットによって解析を行い、群発地震に伴う地殻変動を検出した。空間変動パターンは3つに分けられ、Global CMT 解のみでは説明できない複雑な変動が明らかにした。Ascending と Descending の InSAR 解析と Ascending の Azimuth Offset の結果から、地表の3次元変位が明らかになった。また Ascending の地震後地殻変動の InSAR 画像は、Oldoinyo Lengai 付近で楕円形に広がる変動をとらえた。

解析結果から非平面の三角形要素を用いた断層モデルの推定を試みた。2枚の断層を仮定すると、LOS 変位と3次元変位をうまく説明できた。また観測値と断層モデルの整合性の検証に、Azimuth Offset のフォワード解析を行った結果、求められた空間変動パターンと変動量は観測値をうまく説明することができた。

現段階においては InSAR によって得られた地殻変動の空間変動パターンから群発地震と Oldoinyo Lengai との因果関係はあるとは言えない。群発地震に伴う応力変化を求め、更に証拠の裏付けを行う必要がある。

地震時地殻変動の Azimuth Offset で明らかになった沈降した領域における南南東への変動について、言及されている先行研究は発表されていない。この変動と似たような地殻変動の空間変動パターンを検出したものや言及した先行研究をみつけ、明らかになった変動を説明する必要もある。

6. 謝辞

本研究を行うにあたり宇宙測地学研究室の皆様をはじめ、固体系ゼミの皆様には多くのご指導を賜りました。

指導教官である古屋正人教授には、研究のことから進路のことまで幅広く相談に乗っていただいたとともに、SAR 解析の初歩から様々なことを教えていただきました。また宇宙測地学研究室の先輩方には、多くのことを教えていただき、非常に勉強になることばかりでした。ありがとうございました。

本研究で用いた PALSAR データは PIXEL(PALSAR interferometry Consortium to Study to Evolving Land surface)において共有しているものであり、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 から提供されたものです。

PALSAR データの所有権は経済産業省および JAXA にあります。

7. 参考・引用文献

Acocella, V., Neri, M., (2009) Dike propagation in volcanic edifices: overview and possible developments. *Tectonophysics* 471, 67–77.

Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G., Nof, R (2008) Evolution of a magmadriven earthquake swarm and triggering of the nearby Oldoinyo Lengai eruption, as resolved by InSAR, ground observations and

elastic modeling, East African Rift, 2007. *Earth Planet Sci Lett* 272:339–352.
doi:10.1016/j.epsl.2008.1004.1052

Belachew, M., C. Ebinger, D. Coté, D. Keir, J. V. Rowland, J. O. S. Hammond, and A. Ayele (2011), Comparison of dike intrusions in an incipient seafloor spreading segment in Afar, Ethiopia: Seismicity perspectives, *J. Geophys. Res.*, 116, B06405, doi:10.1029/2010JB007908.

Calais E, d'Oreye N, Albaric J, Deschamps A, Delvaux D, Deverchere J, Ebinger C, Ferdinand RW, Kervyn F, Macheyski AS, Oyén A, Perrot J, Saria E, Smets B, Stamps DS, Wauthier C (2008) Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa. *Nature* 456:783–787

Dziewonski, A. & Anderson, D., (1981) Preliminary Reference Earth Model, *Phys. Earth planet. Inter.*, 25, 297–356.

Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca (2001): Permanent Scatterers in SAR Interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 39 (1), 8-20

Geuzaine C, Remacle JF. Gmsh: a three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* 2009;79:1309–1331.

Jónsson, S., H. Zebker, P. Segall, and F. Amelung (2002) Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1377–1389, doi:10.1785/0120000922.

Kanamori, H (1977) The energy release in great earthquakes. *J. Geophys Res* 82:2981–2987

Okada, Y., (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1018-1040.

Meade, B. J. (2007). Algorithms for the calculation of exact displacements, strain, and stresses for triangular dislocation element in a uniform elastic half space, *Comp. Geosci.*, 33, 1064-1075, doi 10.1016/j.cageo.2006.12.003.

Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 36, 99-134.

Furuya, M. (2006) InSAR: A NEW Trend in Crustal Deformation Measurement, *Journal of the Geodetic Society of Japan* Vol52, No.4, pp225-243, 2006

Massonnet, D., Rossi, M., C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Raboute (1993) The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, 138-142.

Matthieu, K., Gerald G. J. Ernst, Jörg K., R. Greg, V., Jurgis, K., Evelyne, P., Frederic, B., Hannes, B. M., Evelyne, M., Patric, J. (2010) Fundamental changes in the activity of the natrocarbonatite volcano Oldoinyo Lengai, Tanzania, *Bull Volcanol* (2010) 72:913–931

Vaughan RG, Kervyn M, Realmuto V, Abrams M, Hook SJ (2008) Satellite measurements of recent volcanic activity at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J Volcanol Geotherm Res* 173:196–206