

**東アフリカ地溝帯で発生した
ダイク貫入イベントに伴う
非地震性横ずれ滑りの検出**
Detection of aseismic strike slip
associated with the dike intrusion
at the East African Rift valley

姫松 裕志

Yuji HIMEMATSU

指導教官：古屋正人

Supervisor: Prof. Masato FURUYA

北海道大学大学院理学院自然史科学専攻

修士課程(博士前期課程) 学位論文

A master's degree thesis of Department of natural history sciences,
Graduate school of science, Hokkaido University

February, 2016

Abstract

衛星 SAR データは地震や火山噴火の伴う地殻変動を高い空間分解能で面的かつ高精度に検出を可能にする。人工衛星を用いた測地技術の発展に従って、メートルスケールの氷河の流動から年間数ミリメートルの都市の地盤沈下といった地表変動も検出することができるようになった。地殻変動の検出に衛星 SAR データを用いる最大の利点は直接現地に足を運び観測機器を設置する必要がなく、陸上であれば遠隔的に観測したい地域の地殻変動を検出できる点である。

陸域でプレート発散境界を観測できる地域のひとつである東アフリカ地溝帯では、プレート発散境界で特徴的な群発地震とマグマの貫入を伴うダイク貫入イベントが発生することが知られている。広域には引張の応力場がはたらいっているため正断層ずれのメカニズムをもつ群発地震と鉛直のシート状にマグマの貫入が起こり、グラーベン構造を形成するような変位が観測されることが知られている。変動域の中央部に見られるグラーベン構造の周辺では沈降と正断層に伴う縦ずれ滑りのみが想定されることが多い。そのため先行研究においても地殻変動を説明するための断層モデルに横ずれ成分が含まれることはほとんどなかった。ALOS/PALSAR のデータを解析することによって、2007 年 Natron 湖南縁(タンザニア北部)で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動を検出した。本研究の解析結果はグラーベンの沈降領域においてはこれまで想定されていなかった顕著な水平横ずれすべりを示した。地震波観測による震源メカニズムの結果はイベント期間中においては正断層ずれの発生のみを示していたため、検出した水平変動に伴う変位を示すシグナルは非地震的に生じたことが示唆される。短波長のマイクロ波で観測されたデータを解析していた先行研究ではグラーベンの沈降領域がデータの欠損領域となり定量的に地殻変動を捉える事が困難であることと、沈降領域では水平変動は起こらないという先入観を持ち合わせていたことが沈降領域における水平変動が指摘されてこなかった原因であると考えられる。同様のシグナルが他のダイク貫入イベントでも検出されるかどうかを検証するために同じ東アフリカ地溝帯で 2005-2010 年に Afar(エチオピア)で発生したイベントに伴う地殻変動についても調べた。その結果、グラーベンの沈降領域において顕著な水平変動に伴う変位を示すシグナルを検出できた。このイベントにおける解析結果も Natron 湖でのイベントと同様にグラーベンの沈降領域において水平変動を示すシグナルを検出した。いずれのイベントにおいても検出した非地震性横ずれすべりに伴う変位を示すシグナルを再現するような横ずれ成分を含む断層モデルを構築した。マグマ貫入に伴う応力変化もまた横ずれすべりを誘発する応力変化である計算結果を明らかにした。

Acknowledgement

本研究を遂行するにあたって多くの方々のご支援を賜りました。指導教官の古屋正人教授にはここでは伝えきれないほどご指導をしていただき、ご迷惑もおかけいたしました。日本語力も英語力も乏しい私に対して何度も論文原稿の推敲して頂き、研究内容に関しては的確なコメントを頂きました。この場をお借りして感謝申し上げます。私が所属している宇宙測地学研究室の皆様には私に素晴らしい研究の環境を提供して頂きました。勉強不足の私にアドバイスを提供して頂いた先輩方には非常に感謝しております。週に1回開催される固体系ゼミにご参集の皆様には、私自身の研究に対して親身に、かつ鋭い視点でコメントを頂きました。固体系ゼミには火山や地震、電離層や氷河と多岐にわたったそれぞれの分野を牽引する研究をされている方ばかりが集まっているため、自分の研究へのモチベーションを維持する大きな要素となっています。心より感謝いたします。私が所属している日本測地学会の皆様には学会発表の場を提供して頂いたとともに、議論の際には普段私と関わりがない方でも普段できないような議論の場を提供して頂きました。その結果、このように研究成果としてまとめることができいております。感謝いたします。私が参加させて頂いているコンソーシアムのPIXELの皆様には私の研究のために限られたPALSAR/PALSAR2データの提供枠を割いて頂きました。提供して頂いたデータを用いた成果は研究集会・学会発表にて発表させて頂き、2007年タンザニアの事例の成果は欧文査読氏へ掲載されました。L-band SARのデータだから実現できた結果が本稿で取り上げたように新たな知見につながると考えております。非常に感謝しております。

また大学院大学院に進学するにあたって、経済的な支援を各方面から頂きました。日頃の生活の経済的支援として日本学生支援機構の奨学金制度を利用させて頂いていただきました。学会発表にあたっては経済的に余裕がない私に先生方からの科研費、助成金制度、学生旅費支援制度などを利用させて頂いていただきました。特に修士課程において国際学会で発表を行うための2回のアメリカ渡航は、日本測地学会海外渡航旅費助成金制度と高田陽一郎准教授の多大なるご支援を頂いて実現いたしました。ここには記しきれないほどの感謝を致します。またティーチングアシスタントとして採用して頂いた先生方には、経済的支援を頂きながら学部生に対する指導の体験をさせて頂いていただきました。時にはご迷惑もおかけ致しましたが、それでも根気よく私に対してご指導をしていただきました。

感謝いたします.

本研究で用いた ALOS/PALSAR データは PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our 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. データの所有権は経済産業省, および JAXA にあります. 地震のメカニズム解をはじめとした情報は Global CMT project USGS earthquake のカタログを使用いたしました. 本稿に掲載した図の一部は Wessel and Smith (1991) による Generic Mapping Tool (GMT) ソフトウェアと MATLAB R2009b によって作成いたしました.

Table of contents

Abstract.....	i
Acknowledgement	ii
Table of contents.....	iv
1. Introduction.....	1
1-1. Ground deformation	1
1-2. Synthetic aperture radar (SAR)	3
1-3. Divergent plate boundary	4
1-4. Dike intrusion episode.....	7
1-5. The objective of this study.....	9
2. Observation methods & application.....	12
2-1. Interferometric SAR	12
2-2. Offset tracking technique.....	16
2-3. InSAR processing.....	17
2-4. Other application of SAR data.....	20
3. Case study 1: 2007 Natron rifting event	21
3-1. Background.....	21
3-2. SAR data observation	26
3-3. The elastic dislocation modeling	32
3-4. Discussion.....	37
3-5. Conclusion.....	42
4. Case study 2: 2005-2010 Afar rifting event	44
4-1. Introduction	44
4-2. SAR data analysis	50
4-3. Fault source modeling	58
4-4. Discussion.....	70
4-5. Conclusion.....	80
5. Summary & Conclusion.....	82
6. References.....	85

1. Introduction

1-1. Ground deformation

地球内部で発生する物理現象の観測は、その発生メカニズムを理解する上で不可欠である。測地学的手法を用いて地震や火山活動に伴う地殻変動や重力変化といった我々の身近な短期間で生じる変化からプレート移動や地球の回転といったスケールが大きくゆっくりとした変化まで、空間的にも時間的にも幅広い範囲の変化を観測することができる。なかでも測地学的手法を用いて地殻変動を観測する研究は古くから行われてきた。地上にいる我々は地下で起こった変化を直接目にはできないものの、地下で起こった変化に伴う地表変位は測地学的手法で高精度に捉えることができる (Fig. 1.1)。地表変動の検出によって地殻にはたらいっている応力やひずみを推定することができる。

例えば火山の地下に存在するマグマ供給源に、供給源の地下からさらにマグマが供給された場合地表は膨張する。この膨張量を測定すればおおまかな地下深部からのマグマの供給量を求めることができる。逆に噴火に伴ってマグマが地表へ流出した際には、地表へ噴出した分だけ地表面も収縮する。もちろん地表への放出量とマグマ供給源の収縮量が1対1で対応しているわけではないが、この収縮量を観測することによっておおまかなマグマの地表への流出量を推定することができる。地震に伴う地殻変動では鮮明に地表で断層の上端部分が表れた場合はずれ動いた断層の位置や変位量を容易に把握することができる。しかし現地調査では断層運動による地殻変動の空間的な広がりや局所的な変動パターンの変化を詳細に把握することは困難である。測地学的手法による地殻変動の空間変動パターンや変位量の観測は数 cm の精度で地殻変動の検出を可能にする。地震波観測の結果などと照らし合わせることで地殻変動を説明するモデルを推定し、断層面の形状や地震のメカニズム、断層面上のすべり量などを見積もることができる。

地下で発生した現象を理解するためには地表の観測結果を説明するモデルの構築が不可欠である。推定したい物理現象によって手法は異なるが、マグマ供給源の体積変化を球状圧力源の体積変化で仮定して地表の変動を再現する Mogi モデル (Mogi, 1958) や平面矩形要素における食い違いによる地表変動のグリーン関数を与える Okada モデル (Okada, 1985)

などが代表例である。これらの論文が出版されて30年以上経過する現在においても世界中の測地学研究者から支持を集め、利用されているモデルである。地殻変動を説明するようなモデルの構築には逆問題を解くことによる推定（インバージョン解析）が行われる。地殻変動のような観測結果から断層上のすべり分布のようなモデルパラメータを求める際に観測結果との残差を最小にするような解を求める手法（線形最小二乗法）が一般的に用いられる。しかし地球物理現象は非線形で記述される現象がほとんどである。これらの現象をより忠実に再現するために非線形の逆問題を解く場合には Grid search やマルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC）などを用いることもある。

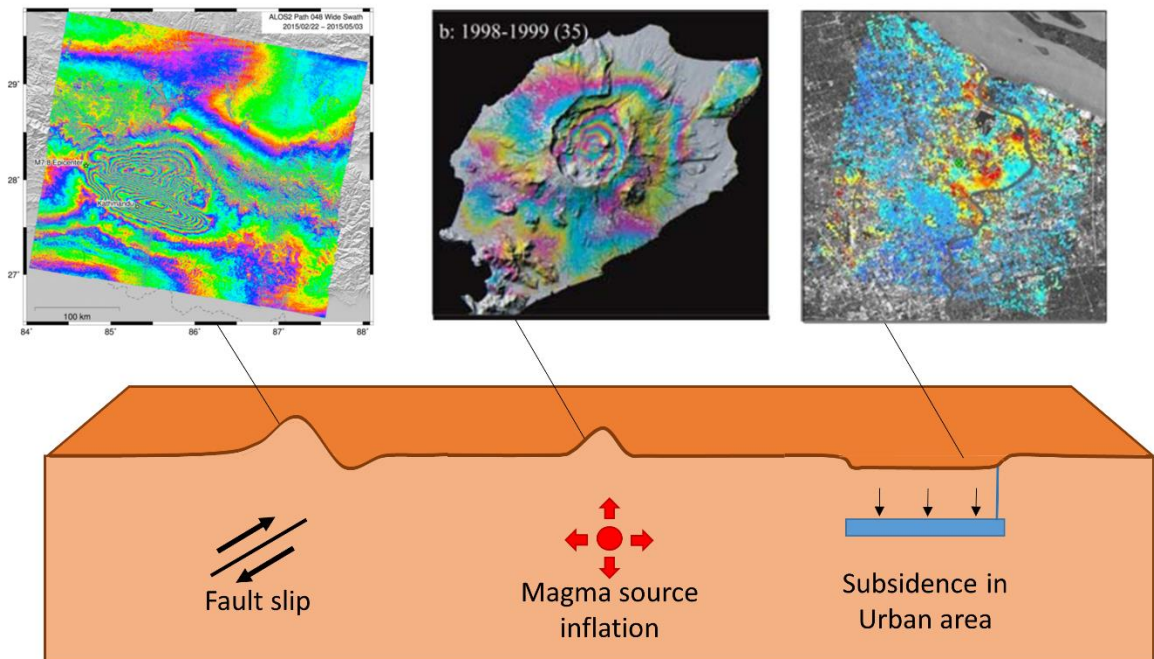


Figure 1.1 SAR data can detect various surface deformation. For example, earthquake (Left, 2015 Gorkha earthquake, Lindsey et al., 2015), inflation of magma chamber beneath volcano (Center, Okmok volcano, Lu et al., 2006), and subsidence in urban area due to huge pumpage of ground water (Right, Hongkong, Li and Liao, 2008).

1-2. Synthetic aperture radar (SAR)

宇宙開発が発展して以来、衛星データを用いた衛星測地技術の発展が目覚ましく、高精度な地殻変動の検出が可能になった。昨今の多くの測地学研究者は地殻変動の検出に衛星測地技術を採用している (Fig. 1.2)。その代表例である SAR (Synthetic Aperture Radar: 合成開口レーダ) は一度に広範囲の地表変動を面的に捉えることができるツールである。SAR は合成開口技術によって実開口レーダでは実現できない数メートルの高い空間分解能を実現したレーダである。地殻変動の検出に SAR データを用いる最大の利点は観測したい領域が遠く離れていても遠隔的に観測できる点である。GNSS 観測網のように現地に赴いて観測網を整備する必要がない。データを取得するにはアンテナからマイクロ波を鉛直下向きから角度をつけた斜め下方向の地表に向けて照射し、その反射波の振幅と位相の情報を受信する。マイクロ波を照射する衛星と地表とを結ぶ衛星視線方向を Range 方向といい、衛星進行方向を Azimuth 方向という。SAR データの取得に必要なアンテナは航空機または人工衛星に搭載されている。航空機 SAR と比較して衛星 SAR は準天頂軌道で地球を周回するため決まった回帰周期 (ex. PALSAR2 の回帰周期は 14 日) でしかデータを撮像できないものの、軌道制御が容易であるため高精度に繰り返し同じ領域のデータを撮像できる。



Figure 1.2 Pictures of SAR satellite, TerraSAR-X (Left, DLR, 2007 – ongoing, X-band [Wavelength: 3.1 cm]), Sentinel-1A (Center, ESA, 2014- ongoing, C-band [Wavelength: 5.6 cm]), PALSAR-2 (Right, JAXA, 2014 – ongoing, L-band [Wavelength: 23.6 cm])

SAR データは観測に用いるマイクロ波の波長と観測モードによって異なる特性をもつ。SAR 衛星に搭載されているアンテナは決まった波長のマイクロ波を用いてデータの撮像を行う。例えば TerraSAR-X は X-band (波長 3.1cm) を、Sentinel-1A は C-band (波長 5.6cm) , PALSAR は L-band (波長 23.6cm) を採用している。短波長レーダは波長が短いため、微小な変化を捉えられるものの植生の影響を強く受ける傾向がある。したがって日本のような森林が生い茂った地域の観測に短波長レーダで観測されたデータの解析は適していない。

SAR データは主に 3 つの観測モードでデータが撮像される。一般的に InSAR や Offset tracking をはじめとした幅広い解析が行われているのは Stripmap mode (高分解能モード) である。空間分解能 (3~9m×3~5m) が高いうえにおよそ 70km×70 km の領域を 1 度に観測できる。より広範囲を一度に観測したい時には ScanSAR mode (広域観測) が有効である。空間分解能は Stripmap mode よりも劣るものの一度に 350 km×350 km の領域を解析できる。たいていはシーンを Range 方向に 3~5 の Swath に分けて観測し、Sentinel-1A で採用されている広域観測モードの TOPS mode では Swath をさらに Azimuth 方向に 7~9 程度の Burst にわけて観測する。ScanSAR データを用いた Offset tracking は Azimuth 方向の空間分解能が足りないため適していないことが経験的に知られている。島嶼部では Stripmap mode よりも高い空間分解能をもつ Spotlight mode による観測も行われている。観測領域は 25km×25km と狭いものの 3m×1m という空間分解能で観測している。観測したい対象に応じて適切な観測モード・マイクロ波で撮像されたデータを選択すると良質な観測データを得ることができる。

1-3. Divergent plate boundary

地球は数枚のプレートと呼ばれる岩盤に覆われており、地球の再外殻を形成している。これらはマントル対流に駆動されて年間数 mm から数十 mm の割合で移動していることがプレートテクトニクスとして知られている (Fig. 1.3)。我々が生活を営んでいる日本列島は北アメリカプレートと太平洋プレート、フィリピン海プレート、ユーラシアプレートが収束している領域である。プレート収束帯では互いに押し合ってプレートがマントルに沈み込んでいく。プレート同士の固着が強いプレート収束帯は大規模な地震が起こる可能性を

秘めている領域としても知られている。1960年チリ地震 (M9.5) や2004年スマトラ島沖地震 (M9.1) をはじめとしたモーメントマグニチュードが大きな巨大地震はいずれもプレート収束帯で発生している。

プレート収束帯とは逆にプレート発散境界はプレートが生成されるとして知られている。地球に存在しているプレート発散境界のほとんどは海底に存在しており、陸域で観測できるプレート発散境界はアイスランドと東アフリカ地溝帯のみである。これは地球全体に存在するプレート発散境界のおよそ2%にあたる。アイスランドはおよそ6000万年前から、東アフリカ地溝帯はおよそ3000万年前からプレートの拡大が始まったと言われている (Hofmann et al., 1997; Mihalfy et al., 2007)。プレート発散境界は大陸分裂の初期段階の過程を観測できる地域であり、紅海やアデン湾などは大陸分裂の形跡が残る地域のひとつである。いずれの地域も現地へのアクセスが良好とは言えず人の生活圏から離れているため、稠密な観測網を敷くことができない。地震や火山噴火が起きた際には調査に時間を要し、詳細に物理現象の全体像をつかめる事例は多くはない。

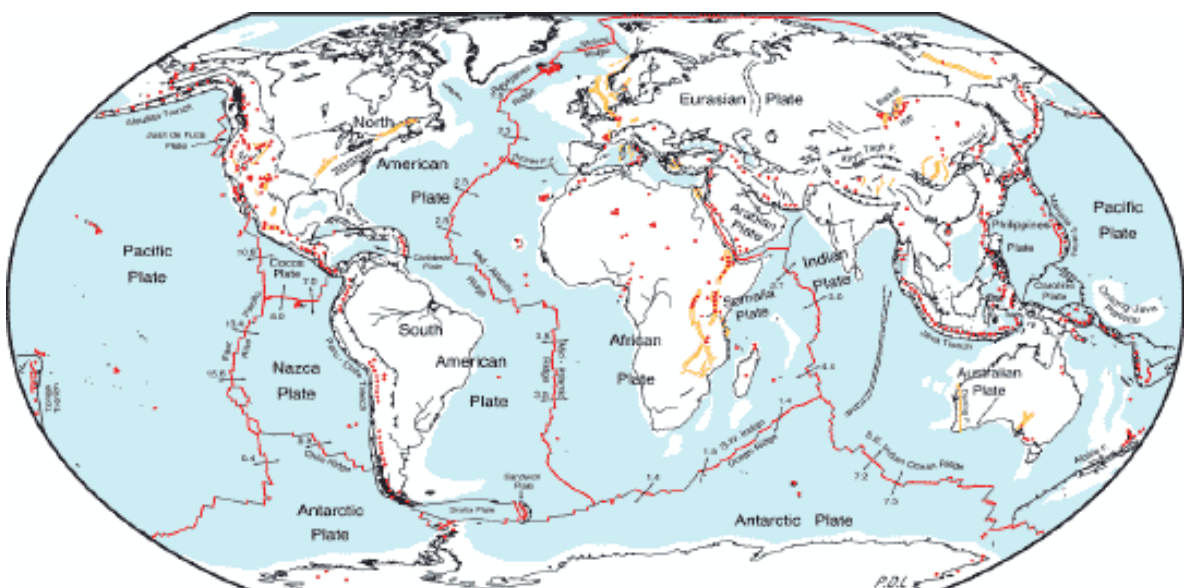


Figure 1.3 Schematic of plate tectonics (<http://www.earthobservatory.nasa.gov/Features/Tectonics>). Divergent plate boundaries and transform faults (Red solid line), subduction zone and reverse faults (Black frontal line), normal faults and rift (Orange line), active volcanic centers (Red dots).

プレート発散境界は地震活動が活発な地域として知られているものの、プレート収束帯で発生するような巨大地震は起こりにくい (Fig. 1.4). 大局的には引張の応力場がはたらいっており、正断層地震が卓越していることが知られている. この 100 年の間にプレート発散境界で発生した最もモーメントマグニチュードが大きかった地震は東アフリカ地溝帯の中部に位置する Tanganyika 湖で発生した M7.3 (USGS catalog) の地震である.

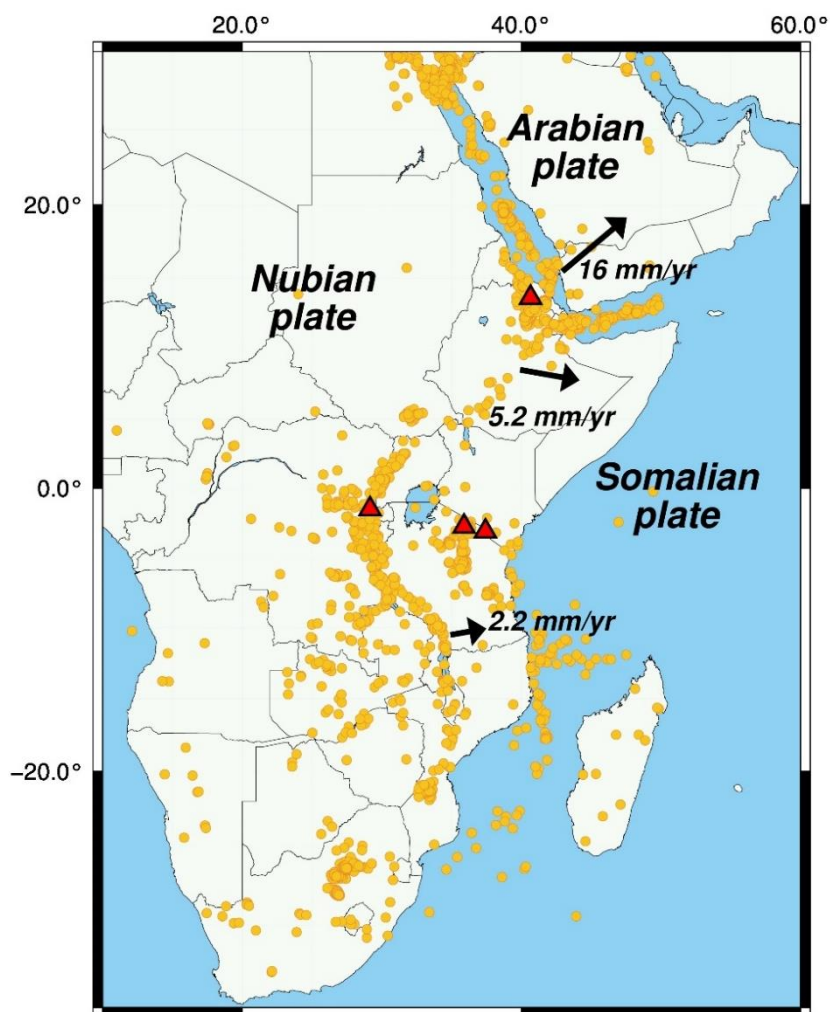


Figure 1.4 Seismicity map of the East African Rift valley. Orange circles represent M>4 earthquake from 1960 to 2010, acquired from USGS catalog (www.earthquake.usgs.gov/earthquakes). Relative plate motion (Black arrows) along the plate boundaries were shown in a Nubian-fixed reference frame (Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014).

プレート発散境界の地下にはマンツルの上昇流が存在しており、主に減圧効果によってマグマが生成されることから火山が多く存在する。プレート発散境界に位置する火山はマグマの粘性が低い玄武岩質のマグマを噴出するため、ほとんどが成層火山や楯状火山である。東アフリカ地溝帯には特徴的な火山が存在している。タンザニア北部には世界で最も粘性が低い炭酸塩マグマを噴出する Oldoinyo Lengai 火山や、東アフリカ地溝帯の中でも最も拡大速度が大きいエチオピアには常に火口に溶岩湖を形成している Elta' Ale 火山を擁している。また独立の成層火山としては世界で最も標高が高いアフリカ大陸最高峰の Kilimanjaro も有名である。このように地熱地帯としても有名であり、地下の地震波構造は負の異常領域が卓越している。

1-4. Dike intrusion episode

プレート発散境界は群発地震とマグマの貫入を伴うダイク貫入イベントが発生する地域の一つとして知られている。ダイク貫入イベントは中規模な地震が一定期間続く群発地震と、地殻に存在している既存の亀裂に沿ってマグマが鉛直のシート状に亀裂を押し広げながら上昇してくる現象をいう。群発地震の規模は最大 M5~6 程度であり、継続期間は1か月~10年と多様である。地下から貫入してきたマグマが地表まで到達すると、2014年8月にアイスランドの Bardarbunga のように割れ目噴火として観測される。ダイク貫入イベントの過去の事例として 1975-1984年 Krafla (アイスランド)、1978年 Asal-Gouhbjet (ジブチ)、2005年 Manda-Harraro Dabbahu (エチオピア)、2007年 Natron (タンザニア) が挙げられる (e.g., Wright et al., 2006; Calais et al., 2008)。プレート発散境界以外で発生するダイク貫入イベント例としては日本の2000年三宅島でのイベントが挙げられる (Aoki et al., 1999; Toda et al., 2002)。

ダイク貫入イベント時に観測される群発地震は2つの原因によって引き起こされることが分かっている (Rubin and Pollard, 1988; Julian et al., 1998)。ひとつはマグマが地殻を割るときに観測される地震である。マグマが貫入してくる際にはマグマ供給源からプレート発散境界の拡大軸に沿って水平方向に伝搬する。マグマが伝搬する際に固着している地殻の弱線に沿って地震波を伴いながらマグマが貫入する。伝搬速度はマグマの粘性抵抗に依存しており、Afar のイベントでは貫入したマグマの水平伝搬速度は 15-30 cm/sec と求まっている。マグマが地殻を割るときに観測される地震は断層の食い違いでは説明できない非ダブルカップル成分を含むメカニズムを示す (Julian et al., 1998)。マグマが地殻を割るときには地震

波を伴う一方で、すでに亀裂を割った領域をマグマがさらに押し広げる際には地震波を伴わないことが特徴である。震源分布からはマグマ供給源の形を特定することは難しい。測地学的手法を用いてマグマ供給源の変動（膨張や収縮）に伴う地殻変動の空間変動パターンや変位量を判読すると形状や膨張量などを推定することができる。

もうひとつの地震発生の要因はマグマ貫入によって生じた応力変化に励起されてマグマ貫入が起こった浅い領域で生じる正断層ずれによるものである (Brandsdóttir and Einarsson, 1979; Rubin et al., 1992)。マグマ貫入が地表から数 km の深さで止まったとき、貫入が起こった領域よりも浅い領域で正断層ずれを引き起こし得る応力変化が生じる。この応力変化に誘発されて地表ではグラーベン構造を形成するような 2 枚の逆落ちの共役断層が正断層ずれを起こす (Fig. 1.6)。1975-1984 年の Krafla のイベントでも、2005-2010 年に Afar のイベントでもダイク貫入イベントに伴ってグラーベン構造を形成する地殻変動が生じた。

一般的にダイクの貫入イベントは同じ地域で 100-1000 年の周期で繰り返し発生することが知られている。しかしイベント間の期間が空いてしまいますため、以前のイベントに関する記録が残っている事例は少ない。イベントに伴う地殻変動から推定されるモデルの開口量を読み取ることによって、以前のイベントからのおよその期間を推定することができる。

1975-1984 年の Krafla のイベントでは、地殻変動を説明するために 4-5 m の開口量が必要であることをモデルが示していた。Krafla 周辺は年間 19 mm/yr で拡大する引張応力場下に位置するため、以前のイベントは 200-250 年前に発生したと推定できる。ダイク貫入イベントは 1978 年 Asal-Ghoubbet や 2007 年 Natron のイベントのように 1 回のイベントが数か月程度で終息するものもあれば、1975-1984 年 Krafla

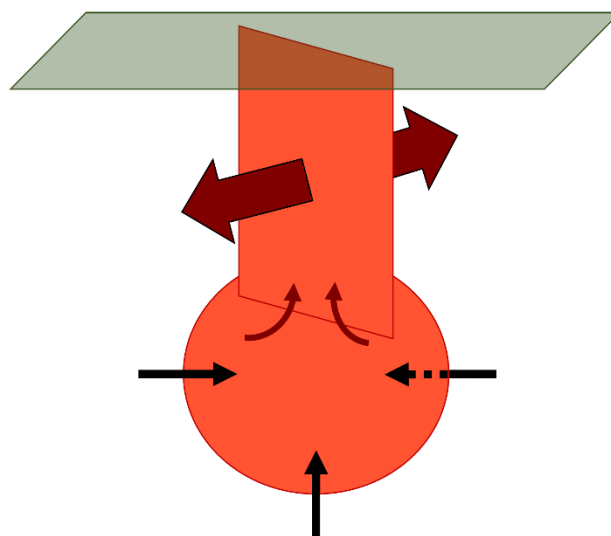


Figure 1.5 Schematic image of dike intrusion process. Vertical sheet magma from the source expands cracks or faults during the rifting event. Dike intrusion leads to magma source deflation (Black arrows).

や 2005-2010 年 Afar のイベントのように年単位の長期間のうちに断続的にマグマ貫入が数十回起こる事例もある。Krafla のイベントでは 10 年間で 22 回, Afar のイベントでは 6 年間で 14 回のマグマ貫入が起こったことが報告されている。Krafla や Afar のイベントのように断続的にダイク貫入イベントが発生する場合には, 直前のイベントで貫入が起こった周辺の領域で最も次に貫入が起こりやすいことが明らかにされている (Pollard et al., 1983)。このように遠隔地の長期にわたるイベントの時系列変化が理解されるようになったのは, 衛星測地技術の発展によって定常的に高精度で観測を行うことが可能になったためである。

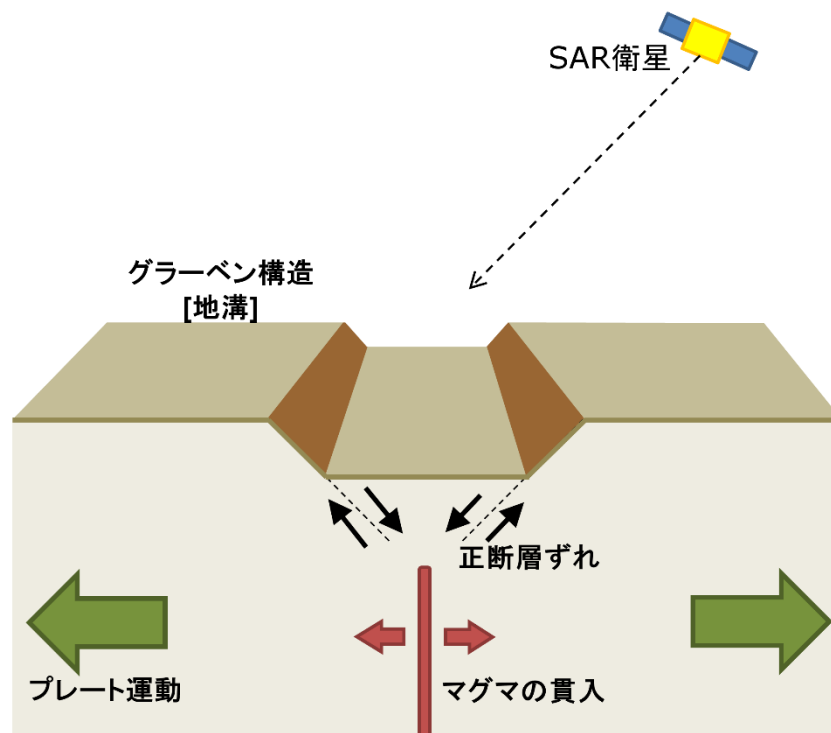


Figure 1.6 Graben structure was often observed when dike intrusion occurred at the rift. Shoulders of graben move toward orthogonal direction of the rifting axis and uplifting in response to far-field extension stress and magma intrusion. Center of graben was subsiding associated with normal slip on the two conjugate faults with few

1-5. The objective of this study

本研究では合成開口レーダのデータを用いて陸域で観測される東アフリカ地溝帯で発生した 2 つのダイク貫入イベントに伴う地殻変動を検出した。東アフリカ地溝帯は陸域でプ

レート発散境界を観測できる地域の一つであり、人の生活圏から離れたサバンナや砂漠が広がる地域が多くを占める。火山噴火の第一発見者が周辺に住む遊牧民であることも少なくないほどである。このような地域において観測するために現地に赴いて観測網を整備する必要がある GNSS や地震計を用いることは金銭的にも身体的にも多くの負担を強いられる。東アフリカ地溝帯は多様な動物が生息しており、気候も非常に過酷な地域が含まれることから安定したデータを取得できる保証はない。衛星 SAR データは遠隔地であってもほぼ定常的にデータを取得・解析できるメリットを持つ。東アフリカ地溝帯のような地域における地殻変動検出に SAR データを用いることは合理的かつ有効な手段である。面的に高精度で地殻変動データを取得できる SAR データはダイク貫入イベントのメカニズムの全容解明に不可欠な存在である。

本研究の主題は「ダイク貫入イベント時に発生したグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれすべり」である。これまではダイク貫入イベント時には2枚の逆落ちの断層が正断層ずれを引き起こし、グラーベン構造を形成する地殻変動を引き起こすことが知られてきた。2枚の断層に挟まれた変動の中央部においては水平変動を伴わない鉛直下向きの変動（沈降）が起こることが常識とされてきた。地殻変動を説明するためのモデル計算にも断層滑りの拘束条件に横ずれ成分が含まれることはなかった。一方、本研究で SAR データを用いて解析を行った結果は、グラーベンの沈降領域において顕著な横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを明らかにした。イベント時における地震波観測の結果は横ずれ地震のメカニズムを示していない。したがって検出したシグナルは非地震性横ずれ滑りの変位を示すシグナルであることを示唆した。SAR データを用いてダイク貫入イベントに伴う地殻変動の検出を報告した先行研究はすでに存在する。これらの観測結果にはデータの欠損領域が多く含まれ、大局的な地殻変動の空間変動パターンからダイクの貫入量の時系列変化を議論するにとどまっていた。本研究の目的は前述のダイク貫入イベントで生じたグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りのメカニズムの解明にある。ダイク貫入イベントは地震学や火山学、構造地質学などの要素が複合的に相互作用を及ぼしあっていることが予想される。発生メカニズム解明のために多角的な視点から議論を展開することが不可欠である。

本稿の概要は以下の通りである。

- ・第2章で SAR データを用いた地殻変動検出のための解析手法を概説する。初めに衛星 SAR データを用いた地殻変動を検出する手法のなかから本研究で用いた InSAR や Offset tracking を紹介する。次に InSAR の解析手法を概説し、最後に SAR データを用いたその他の地殻変動を検出する手法を紹介する。

- ・第3章では 2007 年に Natron 湖南縁 (タンザニア) で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動を検出した結果を紹介する。データの欠損領域や 1 方向の変位データのみを示した先行研究の観測結果は、情報量が乏しいことからイベントに伴う地殻変動を詳細に捉えたとは言えない。我々は先行研究とは異なるデータセットを用いてより多方向変動データの取得を試み、地表 3 次元変位を求めることで新たな知見を見出すことを目的とする。

- ・第4章は 2005-2010 年に Afar 盆地 (エチオピア) で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動を研究対象とした。タンザニアの事例で観測されたグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りの変位を示すシグナルが同じ東アフリカ地溝帯に位置する Afar のダイク貫入イベントでも観測されるか、タンザニアの事例で特異的な変動なのかを検証することを目的とした。

- ・第5章では第3・4章の結果を踏まえてタンザニアとエチオピアの事例で観測された地殻変動の総括をする。2つのイベントに伴う地殻変動の比較を行いながら両イベントで観測されたグラーベンに沈降領域における非地震性横ずれ滑りの発生メカニズムの解明につながる手がかりを探る。

2. Observation methods & application

2-1. Interferometric SAR

SAR データを用いて地殻変動を検出する手法は主に InSAR (Interferometric SAR: 干渉 SAR) と Offset tracking の 2 種類の方法がある。InSAR 解析には SAR データに含まれる位相の情報を用い、干渉処理を施すと 2 枚の画像の同じ座標における位相差が求められる。この位相差は 2 枚の撮像日間に生じた地表変位量を衛星視線方向 (LOS: Line-of-Sight) に投影した変位量を表す。衛星視線方向は観測衛星と地表とを結ぶ方位を言い、マイクロ波の入射角と衛星進行方向の方位角に依存する。例えば Ascending 軌道 (Heading angle: -11.1 [deg.]) の入射角が 38.7 [deg.] のデータにおける LOS の方位ベクトルは $(e_x, e_y, e_z) = (0.77, 0.15, 0.63)$ で表せる。地震や火山噴火に伴う地殻変動を検出したければ、イベント発生の前と後の SAR データに干渉処理を施す必要がある。これまで InSAR を用いて多くの地震や火山噴火に伴う地殻変動や氷河の流動、地滑りに伴う地表変動を検出した研究報告がされている (e.g., Massonnet and Feigl, 1998; Massonnet et al., 1995).

2 枚の SAR データに干渉処理させて得られる初期干渉画像には地表変動を示すシグナルの他に「軌道縞」、「地形縞」、「電離層擾乱に伴うノイズ」、「水蒸気遅延によるノイズ」、「その他のノイズ」が含まれる。軌道縞は 2 枚の SAR データを撮像した際の衛星軌道間距離に対応したシーン全体にかかる幾何学的な縞である。ちょうどヤングの光の干渉実験のようにデータを撮像した衛星からのマイクロ波の照射が干渉縞を作り出すスリットにあたる。撮像の際には決まった位相のマイクロ波を地表に向けて照射するため、地表では位相差に応じた規則的な縞が表れる (Fig. 2.1)。軌道縞は SAR データに含まれる軌道情報や観測衛星の運用機関が公開している高精度軌道情報を基にシミュレーションを行い、差し引くことができる。しかし軌道情報からシミュレートできる軌道縞は地表が平坦であることを仮定した場合のものである。起伏のある領域を撮像した際に軌道縞は標高に対応したひずみが表れる。これは DEM (Digital Elevation Model: 数値標高モデル) を用いてシミュレート画像を作成し取り除くことができる。DEM は日本国内であれば国土地理院が公開している 10m (もしくは 5m) メッシュの DEM を用いることが多い。日本以外であれば 3 秒角 (およそ 90m) メッシュの ASTER GDEM (Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

や SRTM (Suttle Radar

Topographic Mission) , GTOPO30

などを用いることができる.

DEM データによってデータの

欠損領域の有無や公開している

領域が異なるため適切な DEM

データを選択する必要がある.

ここまでの処理は InSAR 解析に

おいて必要不可欠な処理である.

ノイズをほとんど含まないペ

アであれば軌道縞と地形縞を

取り除くことによって地表変

動を示すシグナルを判別でき

る. しかし時には地表変動を示

すシグナルが判別できなくな

るほどのノイズが表れること

もある. InSAR を用いて地殻変

動を検出することを目的とす

る場合, 最も厄介な存在として電離層擾乱に伴うノイズが挙げられる (Fig. 2.2). 高度 600 km

付近を航行している観測衛星から照射されるマイクロ波が高度 400km 付近に存在する電離

層の電子密度数の勾配が大きな領域を通過すると, 伝搬速度の変化や Faraday rotation による

偏波の回転, 伝搬経路の屈折などの原因で位相情報に影響を与えることが知られている

(e.g., Gray et al. ,2000; Rignot, 2000). 一般的に電子密度が高い領域をマイクロ波が通過する

と屈折率が 1 よりも小さいため伝搬速度は大きくなる. これらの影響を受けることによっ

て Figure 2.2 で示されているようなシーン全体に直線状のシグナルが表れる. これが電離層

擾乱に伴うノイズである. 一般的にはこの直線状に表れる電離層擾乱に伴うノイズは

Azimuth streak と呼ばれる. 観測に用いているマイクロ波の波長が長いほど, 電離層擾乱の

影響を受けやすく L-band (23.6 cm) は C-band (波長: 5.6 cm) と比べて 16 倍強く影響を受け

やすいことが定量的に求められている (Rignot, 2000). この電離層擾乱に伴うノイズを取り

除く方法として, ノイズの位相差から TEC (Total Electron content: 電離圏全電子数分布) を

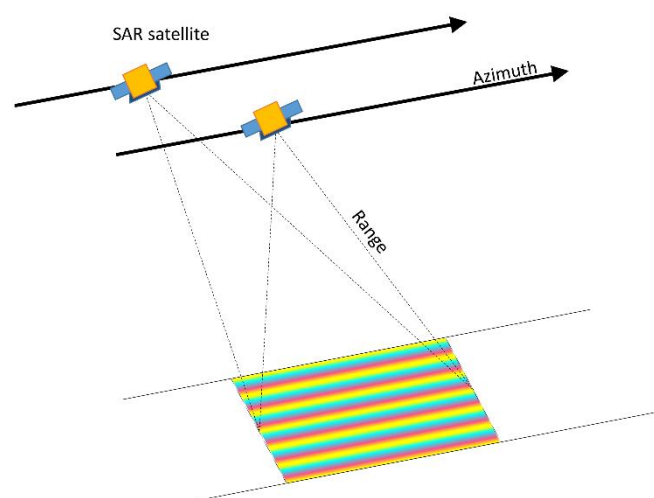


Figure 2.1 SAR satellite irradiates microwave to obtain backscatter amplitude and phase data depending on surface conditions. The direction of irradiating microwave and flight calls slant range and azimuth direction, respectively. Initial interferometry contains orbital fringes corresponding to perpendicular distance between satellite position acquiring SAR data.

求めてシミュレートする方法や GPS 観測でから求められるマイクロ波の伝搬遅延量から計算して求める方法などが提案されている (e.g., Gombo et al., 2015). 最近では SAR データを用いて電離層内で発生する物理現象に伴う電子密度の変化を検出しようとする研究も報告されている. 地殻変動データから断層上のすべり分布を推定するインバージョン解析を行う際には電離層擾乱に伴うノイズが真の地殻変動を示すシグナルとして誤認される. インバージョン解析には電離層擾乱に伴うノイズが表れていないデータ (または可能であれば電離層擾乱に伴うシグナルを取り除くことができたもの) を用いることが一般的である.

微小な地殻変動のシグナルを捉えようとした場合には, 水蒸気遅延に伴うノイズも厄介な存在である. 例えば積乱雲などの水蒸気の密度が周辺よりも高い領域をマイクロ波が通

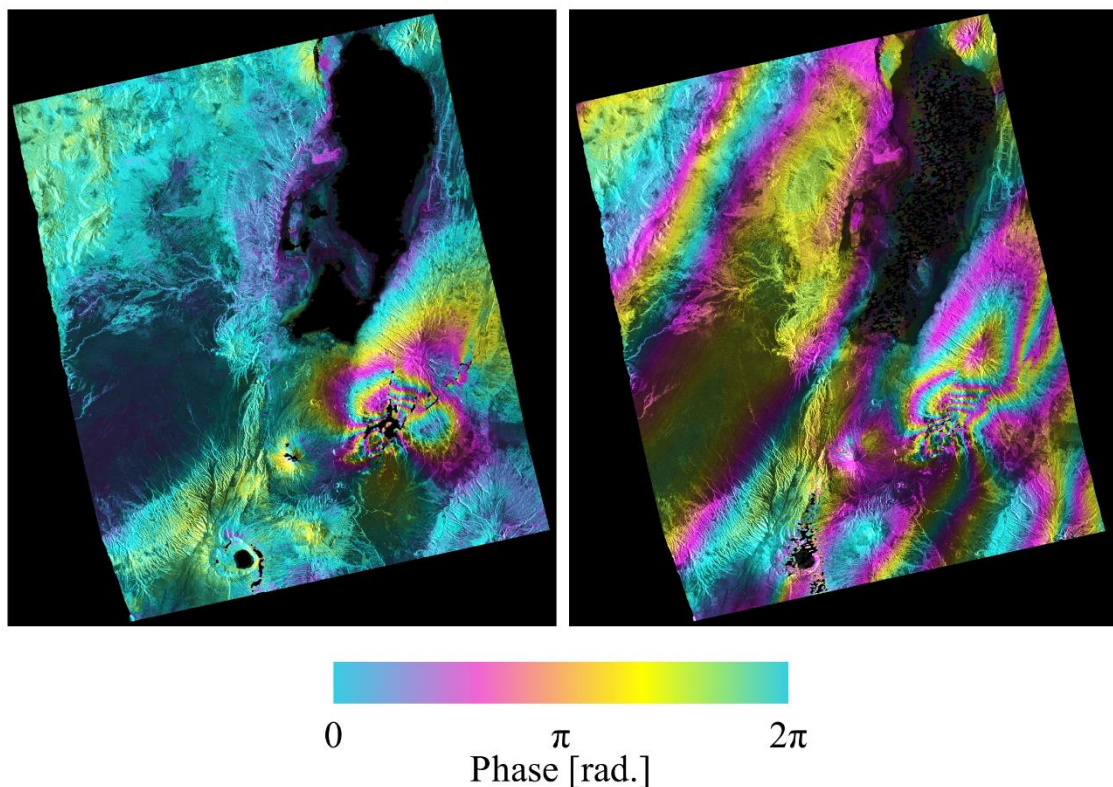


Figure 2.2 Example of azimuth streak in interferometry (ALOS/PALSAR [L-band], Path 568, Frame 7130, Ascending). These data covered around Lake Natron, Northern Tanzania and contain signal of crustal deformation associated with the 2007 Natron rifting event. (Left) InSAR result (2007.07.07 – 2007.10.07) without azimuth streak. (Right) InSAR result (2007.07.07 – 2007.11.22) with NE-SW trending azimuth streak.

過した場合に、マイクロ波の伝搬速度が遅くなる。これにより位相のずれがノイズとして現れることが知られている (Hanssen et al., 2001)。水蒸気遅延に伴うノイズは気象モデルなどを用いると除去できる。水蒸気遅延に伴うノイズは電離層擾乱に伴うノイズほど位相変化量は大きくないが、インバージョン解析を行う際には注意すべきノイズである。

その他のノイズは地形縞を除去するためのDEMそのものがもつ誤差や軌道情報の誤差に起因するものが多い。しかしたいしては経験的な InSAR の測定誤差である 5 cm 程度を下回る位相変化量であるため無視できることが多い (Fialko et al. 2001)。

InSAR 解析によって定量的な地殻変動データを取得できないケースはノイズによる影響だけではない。高精度に地表変動を検出できる InSAR も観測に不得手な場合もある。変位の勾配が大きな領域 (e.g., 浅い震源の規模が大きな地震の断層付近) や、干渉性が低い領域 (e.g., 2 枚の SAR データを撮像する間に顕著な地表の状態変化があった場合) では定量的な

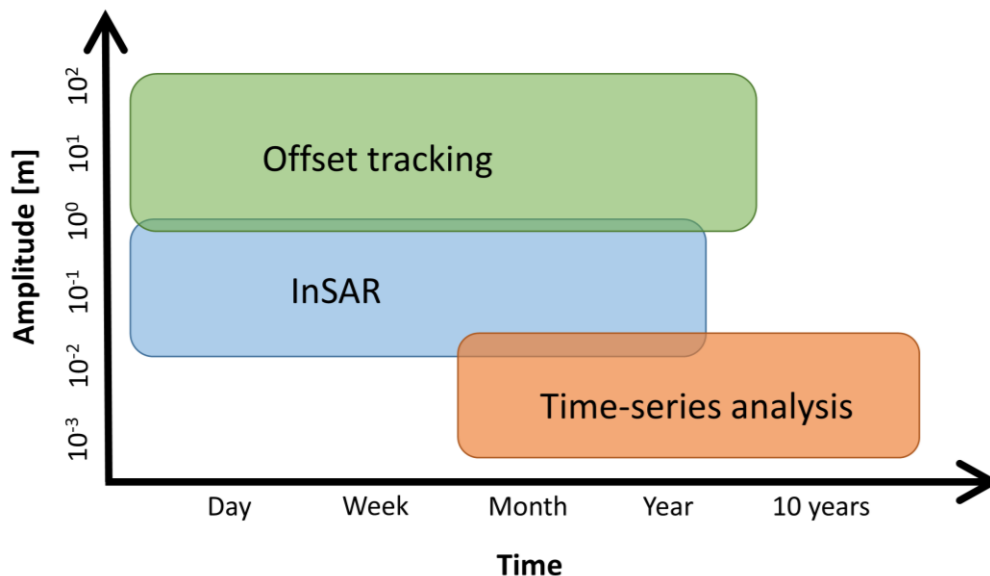


Figure 2.3 Detection field of surface deformation using SAR data. Detection range of crustal deformation using InSAR is few centimeters to few meters scale within few years. While spatial resolution of offset tracking is inferior to that of InSAR, offset tracking can obtain robust deformation data. Time-series analysis is suitable for which slow and long deformation, like afterslip.

地表変動の値を求めることができない。衛星 SAR が観測に用いるマイクロ波の波長によっても検出できる地殻変動データの質に影響を及ぼす。短波長のマイクロ波を用いたレーダほど植生の影響を受けやすいことが知られている。森林が生い茂る日本のような地域の地表変動を捉えようとする場合には注意が必要である。長波長のマイクロ波は樹木の枝や幹を透過し地表面の様子を捉えることができる一方で、短波長のマイクロ波は葉や枝でもマイクロ波が反射してしまう特性を持つ。つまり短波長レーダのデータを用いたデータはわずかな植生の変化の影響を強く受ける。以上のような理由から植生が豊かな地域における地表変動検出に短波長レーダが撮像したデータを用いた InSAR 解析は適していない。

2-2. Offset tracking technique

InSAR の他に SAR データを用いて地殻変動を検出する手法として、Offset tracking が挙げられる。同じ地点における位相差を求めることで地表変動を検出する InSAR に対して Offset tracking はサブピクセルの精度でシーン全体を位置合わせした後に局所的に表れたピクセルのオフセット (ずれ) を変位量として捉える手法である。捉えられたオフセットは変位量の

絶対値を示すため、InSAR 解析で必要な Unwrapping の処理を行う必要がない利点を持つ。Offset tracking は InSAR では検出不可能な大規模な氷河の流動をはじめ、規模が大きな地震の断層付近の変位量も鮮明に求めることができる (e.g.,

Kobayashi et al., 2009; Howat et al., 2007) (Fig. 2.3)。観測結果は衛星視線方向 (Range offset) と衛星進行方向 (Azimuth offset) の 2 方位の変位データを得ることができる。地表 3 次元変位を求めるためには、東西、南北、上下の 3 つの未知数に対して 2 軌道 (Ascending と Descending) から得られる InSAR の観測結果のみでは求めることはできない。そこで衛

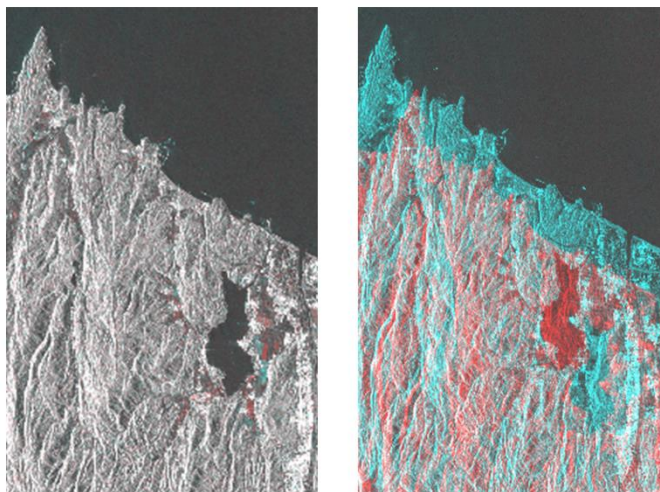


Figure 2.4 Result of additive color process of Co-registered image (Left) and unprocessed image(Right) data covering Yurihama-town, Tottori pref. (ALOS2/PALSAR2, Path 21, Frame 2900, Descending, Right-looking). The result displays the difference of backscatter intensity between two SAR images (Red: 2015.10.10, Cyan: 2015.10.23). Co-registration process can match two images with sub-pixel precision.

星進行方向の変位に感度を持つ Azimuth offset の変位データを得ることによって InSAR とは異なる方位の変位データを取得することができる。3 方位の変位データを用いることで地表 3 次元変位を求めることができる。

Offset tracking は地表変動を強健に捉えることができる一方、InSAR と比較して地表変動の検出限界の値が大きく、測定誤差が大きい欠点を持つ。ALOS/PALSAR の Stripmap mode (高分解能モード) の 1 ピクセルは $3\text{ m} \times 8\text{ m}$ (FBS) であるため、ピクセルのずれを捉える Offset tracking はサブピクセルオーダーで精巧に位置合わせしたとしても数十 cm の以上の地表変動しか捉えることができない。経験的に Offset tracking の測定誤差は 20 cm 程度とされている (Fialko et al., 2001)。さらには変位量を求める際に与える相関窓の大きさが Offset tracking の空間分解能と一致する (Tobita et al., 2001)。ALOS/PALSAR の Stripmap mode の FBS モードで観測されたデータに 128×128 ピクセルの大きさを相関窓を与えた場合、相関窓の大きさは $384 \times 1128\text{ m}$ となる。Offset tracking は光学画像にも適用することができ、その場合には画像のデータの行、列方向の変位を求めることができる。

一度に $350\text{ km} \times 350\text{ km}$ の領域を一度に観測する ScanSAR データを用いた Offset tracking は Azimuth 方向の分解能が足りないことが原因で、高い空間分解能の観測結果を得ることができない。一般的に ScanSAR-ScanSAR のペアの Offset tracking の結果がモデル計算の構築や改良、議論に用いられることはほとんどない。変位量を求めるためには相関窓を大きくする必要があり、空間分解能が顕著に低下することは明らかである。相関窓の大きさを広くとると、解析に用いるマシンに高い負荷がかかるうえに時間を要することも知られている。特定の地域の氷河流動地図を作成したい、といった広範囲の変位を求めるためには Stripmap mode の個々のデータを解析し、つなぎ合わせることによって求められてきた (Strozzi et al., 2002)。

2-3. InSAR processing

InSAR を用いて地表変動を検出するためにはいくつかの処理が必要である。大まかな流れとしては、「SLC 画像の生成」、「位置合わせ」、「干渉処理」、「フィルタリング」、「アンラッピング」、「座標変換」である。SLC 画像の生成には Raw データから圧縮処理やフォーカシングを施して生成する場合と、データ配布の時点で SLC 画像となっている場合がある。

正確な地表変動のシグナルを捉えるためには2枚の画像の同じピクセルの行・列番号で同じ地点を示していなければならない。しかし同じパス・フレームの画像を選択したとしても、全く同じ領域を撮像することはできない。そこで Affine 変換を用いて2枚の画像をサブピクセルオーダーで位置合わせする必要がある (e.g., Li and Bethel, 2008)。Affine 変換は「水平移動」、「回転」、「切断」によるゆがみを補正することができる (式 2.1)。これに立体視差による効果を補正 (射影変換) をする場合もあるが、衛星画像は観測時の姿勢が比較的安定しているため、ほとんどが Affine 変換で補正できる。地表変動を検出するペアの2枚の SAR データは主従関係になぞられて Master 画像 (Reference data)、Slave 画像という。式 2.1 の X, Y は Master 画像の座標、 x, y は Slave 画像の座標、 $A_i, B_i (i=1,2,3)$ は Affine 変換の係数である。基本的には Master 画像を基準として、Slave 画像に Affine 変換を適用して位置合わせを行う。

$$\begin{aligned} X &= A_1x + A_2y + A_3 \\ Y &= B_1x + B_2y + B_3 \end{aligned} \tag{式 2.1}$$

Affine 変換の係数の導出には2枚の SAR データかの2次元相関係数を用いる。ある一定の相関窓のサイズを指定し、相関窓内で最も相互相関係数が高い対応点を抽出する。その対応点を相関窓内の2枚の画像のオフセットとして抽出する過程をシーン全体に適用する。抽出したオフセットの値を用いて最小二乗的に Affine 変換の係数を求め、内挿処理を施し位置合わせした Slave 画像 (Coregistered slave image) が生成される (Fig. 2.4)。Affine 変換の係数は上記の工程を繰り返し行くと、より精巧な値を求めることができる。

位置合わせした2枚の画像に干渉処理を施すと初期干渉画像が生成される (Fig. 2.5)。初期干渉画像は各ピクセルにおける真の位相差を表している。変動が生じていない領域においても位相変化量の一定のばらつきがみられることから、画像全体がザラザラして見える。そこでフィルター (Adaptive spectral filter) をかけて位相を滑らかにする平滑化処理を施す (Goldstein and Werner, 1998)。フィルターを施す際に非常に局所的なシグナル (e.g., 地滑りや表層すべり) も平滑化されてしまうこともあるため、注意が必要である。初期干渉画像に表れる縞は2枚の画像の位相差を $0 \sim 2\pi$ で表している。干渉縞が1サイクルを超えて連続している領域では絶対的な地表変動量を表すことができていない可能性がある。この $0 \sim 2\pi$ に丸め込まれた位相 (Wrapped phase) を絶対的な位相 (Unwrapped-phase) をつなぎあわせる処理 (Unwrapping) が必要になる。Unwrapping の手法は主に2つある。ひとつは Branch-cut

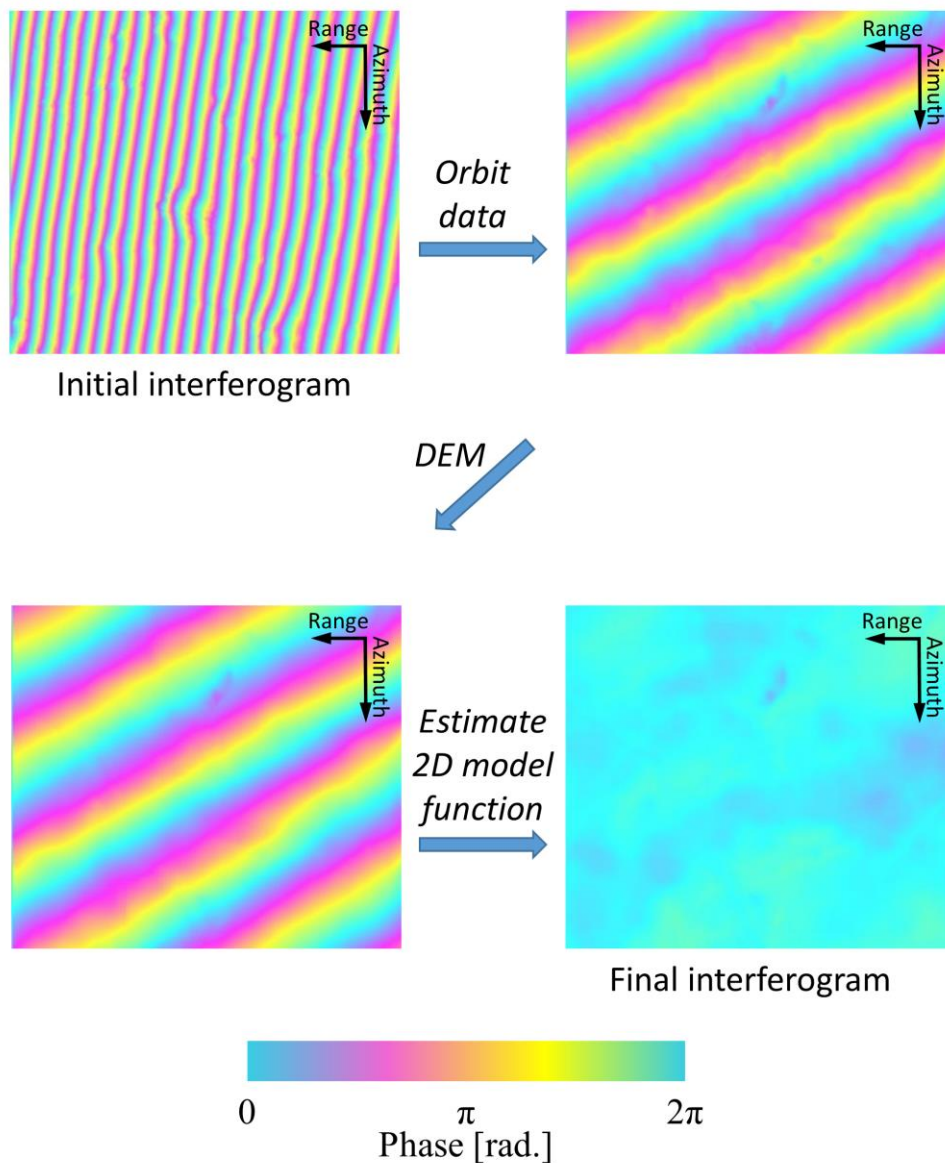


Figure 2.5 Flow of InSAR processing from initial interferogram and final result. This initial interferogram contains orbital fringe, topographic fringe, and noise of 2D function curved surface. These figures are in radar coordinate (c.f. Arrows in figures).

法 (Goldstein et al., 1988) と呼ばれ、位相が積分経路によって異なる値を示す特異点を避けながら位相をつなぎ合わせていく手法である。大規模変動に伴うシグナルを Unwrapping する際には強健に結果を得ることができる一方で、エラーが伝搬しやすい特徴を持つ。もうひとつの Unwrapping の手法は Minimum Cost Flow (MCF) 法 (Costantini, 1998; Chen and

Zebker, 2002) である。これは前述の特異点をつなぐ経路を最小にするように位相をつないでいく手法である。

地表変動の勾配が大きな領域（例えば規模の大きな地震の断層付近など）を Unwrapping しようとする時、たとえ干渉していても真の位相変化とは異なった位相をつなぎ合わせてしまうことがある (Unwrapping error)。これは大規模地殻変動が生じた領域で干渉縞の密度が大きくなりすぎるのが原因である。同程度の地表変動に対して長い波長のマイクロ波を用いて SAR データを干渉させた結果の方が干渉縞の密度が小さくなるため Unwrapping の処理が容易であることが分かる。どちらの Unwrapping の手法をもちいるかは Case-by-Case で選択する必要がある。いずれの手法を用いても干渉性が低い領域は Unwrapping のエラーを生みやすくするため、Unwrapping をする前に Mask することが多い。ここまでの解析はレーダ座標で示された図であり、DEM をもとに任意の座標系に投影された結果 (Backward geocoded image) を得ることができる。

2-4. Other application of SAR data

本研究では扱わないが、昨今では SAR データを用いた地表変動の時系列解析が流行の主流として台頭している。時系列解析で捉えることができる地表変位の特徴は、年単位の長い時間をかけて生じる数 cm から数 mm のオーダーの変位である (Fig. 2.3)。例えば長い時間をかけた火山の膨張や都市の地盤沈下、断層のクリープなどが挙げられる (e.g., Lu and Liao, 2008; Tong et al., 2013)。時系列解析の具体的な手法としては PS-InSAR [Permanent Scatter InSAR] (e.g., Ferretti et al., 2000) や SBAS [Small BAseline Subset] (e.g., Berardino et al., 2002) などが挙げられ、これらは衛星視線方向の変位を表している場合が多い。

他にも Azimuth offset よりも高い空間分解能で衛星進行方向の変位を求めることができる MAI [Multiple Aperture Interferogram] (Bechor and Zebker, 2006) という手法もある。FFT を用いてペアとなる 2 枚の SAR データをそれぞれ前方視と後方視に分けて、それぞれのペアで干渉処理を行う。これらの差を取ると衛星進行方向の変位データを得ることができる。帯域を半分に分けることから SBI (Split Beam Interferogram) とも呼ばれる。前方視と後方視のいずれの干渉画像にも軌道縞や地形縞が表れるものの、差を取るときにこれらは相殺される。InSAR と同程度の高い空間分解能を得ることができる利点を持つものの、帯域を半分になっているため InSAR 解析時よりも高い干渉性が求められる。

3. Case study 1: 2007 Natron rifting event

第3・4章では修士課程で取り組んだ SAR データを用いた地殻変動研究の成果を示す。第3章では修士課程前半で取り組んだ 2007 年タンザニア北部で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動を研究対象とした。タンザニア北部の Natron 湖周辺で 2007 年 7 月からおよそ 2 か月にわたって群発地震が発生した。震源域は Natron 湖の南側に位置し、群発地震の発生期間中に M5 クラスの地震が 9 回発生したことが報告されている。すでに InSAR 解析によってこの群発地震に伴う地殻変動を検出した先行研究は存在する (e.g., Calais et al., 2008)。これらは観測結果を説明する断層モデルの構築にも成功している。しかしいずれの先行研究においても地殻変動データは、1 方向の軌道から得られた InSAR の結果のみを用いていた。すなわち 1 つの視線方向の変位データのみから地殻変動の解釈を試みていた。加えてデータの欠損領域が表れており詳細に地殻変動データを得られたとは言えない。乏しい観測結果から求められたモデルの妥当性もあまり良いものとは言えない。本章ではこれらの問題点をクリアしたデータの解析結果を示し、観測結果から得られた新たな知見について報告する。本章の研究成果は、2015 年 6 月に国際誌 *Tectonophysics* に受理され、同年 8 月に出版された。[Y. Himematsu, M. Furuya, Aseismic strike-slip associated with the 2007 dike intrusion episode in Tanzania, 2015, *Tectonophysics*, 656, 52-60, doi: 10.1016/j.tecto. 2015.06. 005]

3-1. Background

2007 年 7 月から 9 月にわたってタンザニア北部の Natron 湖南縁で、群発地震とマグマ貫入に伴うダイク貫入イベントが発生した。Natron 湖は陸域でプレート発散境界を観測することができる地域の一つである東アフリカ地溝帯の中央部に位置する。Natron 湖周辺では東西方向に年間 2-4mm の割合で拡大していることが GPS 観測より明らかにされている (Saria et al., 2014; Stamps et al., 2008)。タンザニア北部における地下の地震波速度構造は低速度領域が卓越しており、地熱地帯としても知られている (Ristema et al., 1998)。群発地震の震源域周辺には成層火山の Oldoinyo Lengai 火山 (N2.75°, E35.9°) (Foster, 1997) と楕状火山である Gelai 火山(N2.60°, E36.1°) (MacIntyre, 1974)の 2 つの火山が存在する (Fig. 3.1)。なか

でも Oldoinyo Lengai 火山は世界で最も低温な炭酸塩マグマを噴出する火山として知られており (e.g., Dawson et al., 1968, 1990), 20 世紀に VEI (Volcanic Explosivity Index) 3 規模の噴火を含む 4 回の噴火が発生した (e.g., Dawson et al., 1968).

2007 年 7 月 17 日にタンザニア北部の Natron 湖南縁で一連の活動の中で最大 Mw の地震であったモーメントマグニチュード (Mw) 5.9 の正断層型地震が発生した (e.g., Calais et al., 2008). Global CMT (Centroid Moment Tensor) project (<http://www.globalcmt.org>) が公表しているカタログによると, 一連の群発地震では M5 以上の地震が 9 回発生したことが明らかにされている. これらのメカニズム解はいずれも正断層地震であり, 震源の深さは 15km よりも浅い領域における発生を示していた. キャンペーン観測で整備された地震波観測の結果は, 2007 年 6 月 1 日から 180 日間に 1400 回以上の地震の発生を明らかにした (Albaric et al., 2010). さらに地震波観測の結果は震源が時間の経過と共に深部から浅部へ, Oldoinyo Lengai 火山直下から北東方向へ移動していることも明らかにした. イベントの発生と同時期に, 震源域の近くに位置する Oldoinyo Lengai 火山が噴火したことも明らかになっている (Vaughan et al., 2008; Kervyn et al., 2010). 2007 年 6 月に穏やかなマグマの噴出が始まり, 群発地震が終息しつつあった 2007 年 9 月になって火砕流や噴煙柱を伴った爆発的な噴火に変化した (Kervyn et al., 2010).

Table 3.1 SAR data set showing PALSAR acquisition

Pair No.	Date (yyyy/mm/dd)	Track	Path	Frame	B_perp [m]
1	2007/07/07 – 2007/10/07	Ascending	568	7130	-249.05
2	2007/06/05 – 2010/06/13	Descending	236	3670-3680	-396.21

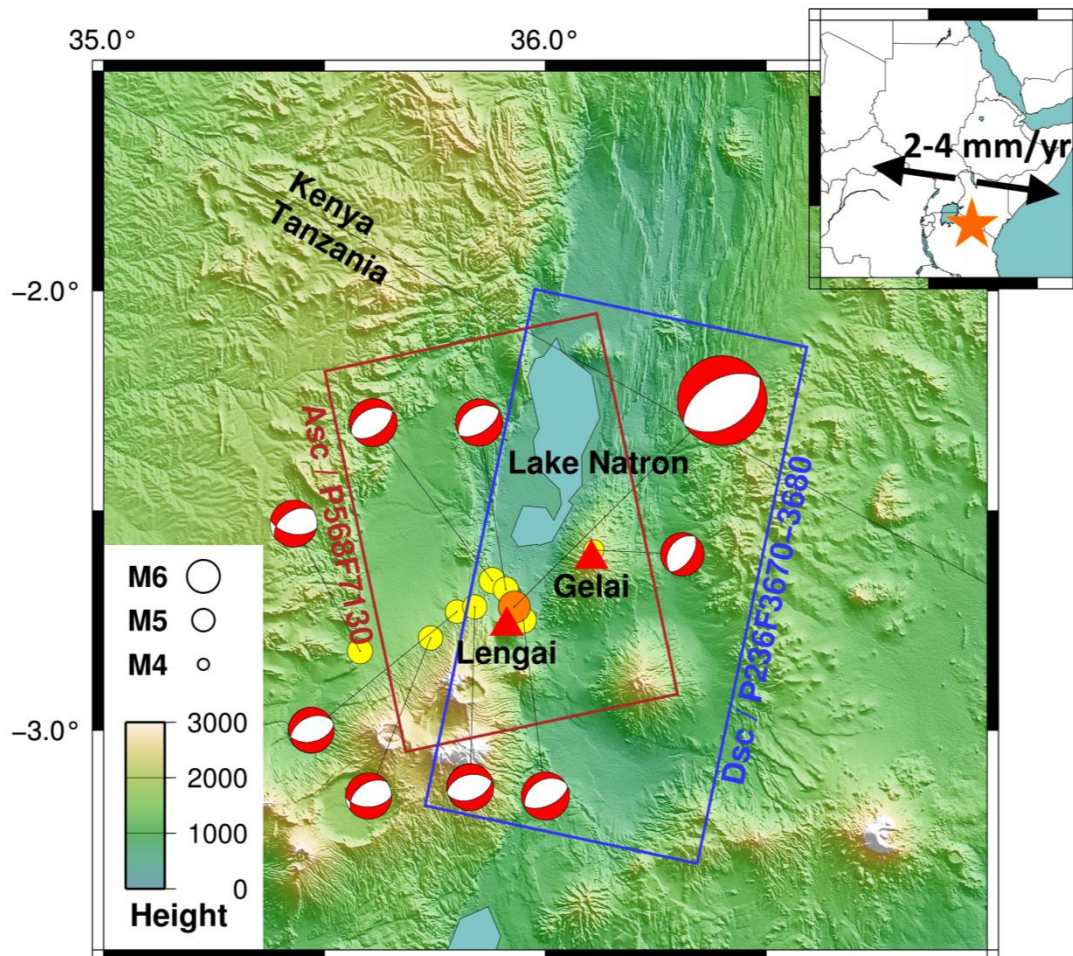


Figure 3.1 Shaded relief map for Lake Natron, Northern Tanzania. Inset show the map of northern Africa with the location of Lake Natron (Yellow star) and vectors of relative plate motion (Black arrows). There are two active volcanoes (Red triangles; Mt. Gelai and Mt. Lengai). Almost focal mechanism of $M > 5$ earthquakes (Yellow circles) during the 2007 Natron rifting event show normal slip. Large beach ball and orange circle indicate the focal mechanism and location of main shock (M 5.9), respectively. SAR footprints (Red: ascending track, Blue: descending track) covers the seismicity of the event.

今回のイベントに伴う地殻変動は InSAR を用いた解析結果が先行研究によってすでに報告されている (Calais et al., 2008; Baer et al., 2008; Biggs et al., 2009, 2013). これらはいずれも ESA (European Space Agency: 欧州宇宙機関) が 2002 年に打ち上げた ENVISAT

(Environmental Satellite) 衛星に搭載されている C-band マイクロ波 (波長 5.6 cm) を用いて観測を行う ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar: 高性能合成開口レーダ) によって観測された SAR データを用いていた. Calais et al. (2008) はこのイベントに伴う地殻変動を衛星 SAR データによって初めて報告した論文で, 地殻変動データを説明するための断層モデルの構築にも成功した. 断層モデルのすべり分布から得られる測地学的モーメントの解放量は, 地震波観測によって求められる地震学的モーメント解放量と比較して大きな値を示したことから, 非地震性地殻変動の存在を指摘した. 非地震性地殻変動が生じた原因としてマグマ貫入や断層の非地震性滑りの存在を取り上げていた. また同時期に発生した火山噴火や群発地震の震源移動を根拠として, マグマ貫入の存在も指摘した. 前述の 2 つのモーメント解放量の差はこのマグマ貫入や断層の非地震性滑りに伴う地殻変動が生じたことによる影響が大きいと言及していた. Baer et al. (2008)では Calais et al. (2008) よりもイベント期間内に観測された多くの ENVISAT/ASAR のデータを解析した. 高い時間分解能を獲得することによって群発地震やマグマ貫入に伴う地殻変動の時系列変化をこと細やかに示した. また彼らはダイク貫入イベントと同時期に発生した Oldoinyo Lengai 火山の噴火との関連性

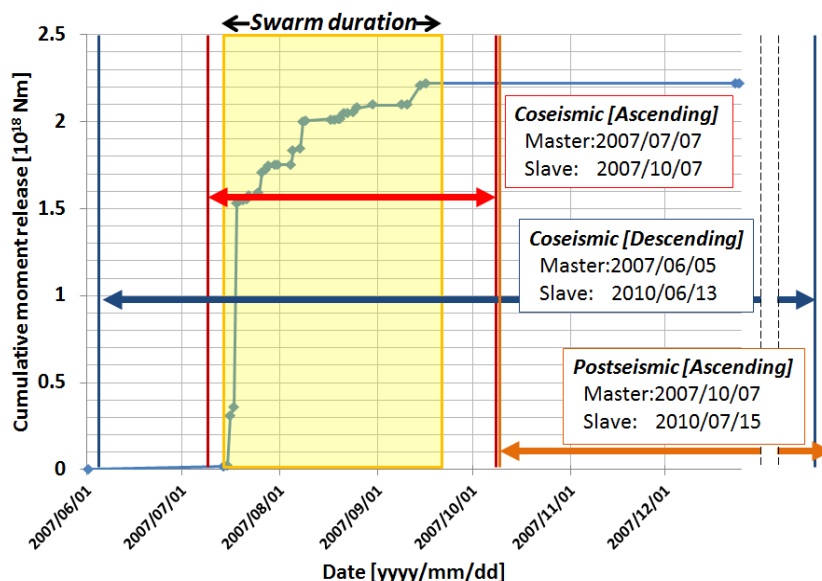


Figure 3.2 Time-series of the cumulative moment release (Blue line) and PALSAR data (Colored vertical lines and arrows). Yellow square covered the duration of the swarm.

についても言及している。火山噴火のメカニズムとして群発地震に伴う静的な応力変化によるものではなく、地震波が Oldoinyo Lengai 火山の直下に位置するマグマだまりを揺さぶったことが噴火を誘発したと結論付けている。Biggs et al. (2009) は Somalian - Nubian プレート間の拡大速度とダイク貫入の伝播に注目した。アイスランドやエチオピアで発生したダイク貫入イベントと比較しながら、ダイク貫入の長さでプレート同士の拡大速度は比例関係にあるという経験則を支持するデータを示した。一方、群発地震の発生と Oldoinyo Lengai 火山噴火の因果関係については噴火前に Oldoinyo Lengai 火山周辺で明瞭な地殻変動が観測されなかったことから、因果関係はないとしている。

前述の先行研究ではいずれも Descending 軌道から観測された ENVISAT/ASAR のデータを用いた InSAR 解析の結果のみを示していた。したがって 1 視線方向の変位データのみからモデルを推定し、地殻変動の解釈を行っていた。これでは詳細にイベントに伴う地殻変動を捉えたとはいきれない。また観測結果に急峻な変位が生じたと予想される変動域中央部においてデータの欠損が見られた。前述のように短波長レーダの SAR データを用いて変位の勾配が大きな領域を捉えようとする、データの欠損領域となりやすい特性に起因する結果であると予想される。また群発地震と Oldoinyo Lengai 火山との因果関係が注目されてきたが、群発地震の発生メカニズムそのものについては深く議論が展開されてこなかった。

本研究の目的は先行研究とは異なる衛星 SAR のデータセットを用いてより詳細な地殻変動データを取得し、新たな知見を得ることにある。先行研究では前述のような問題点が挙げられたが、それらを解決するために以下のような手法を講じる。第一に、先行研究で明らかにされていたデータの欠損領域を少なくするために、より長波長のマイクロ波を用いて観測する ALOS/PALSAR (2006 年 JAXA 打上げ: 波長 23.6 cm) の SAR データを用いる。第二に、より詳細に地殻変動データを得るために 2 方向の軌道 (Ascending [Heading angle: -12.07 (deg.)], Descending [Heading angle: -167.94 (deg.)]) から取得されたデータを用いる。解析方法は InSAR と Offset tracking 法を用いることにより 3 方位以上の地殻変動データを取得する (Fig. 3.2)。それぞれの観測結果の同じ地点において連立方程式を解くことによって、地表 3 次元変位を求めることができる。今回のイベントにおける群発地震とダイク貫入に伴う地表 3 次元変位は、これまでの先行研究では明らかにされていない。観測結果を説明するための断層モデルをもとに、マグマ貫入に伴う応力変化と拡大軸に沿ったグラーベン構造を形成する断層の形成に関連性があるかどうかについても議論を展開する。さらにす

で先行研究で指摘されている非地震性すべりに関して、非地震性すべりが群発地震を駆動する可能性についても議論する。

3-2. SAR data observation

我々は 2007 年タンザニア北部で発生した群発地震とマグマ貫入に伴う地殻変動を ALOS/PALSAR のデータを用いて検出した。SAR データは群発地震の発生期間をすべて含むペアを選択した (Fig. 3.3)。Descending のペアは 2007 年 6 月 5 日と 2010 年 6 月 13 日に撮像されたデータを用いた。Descending のペアは Ascending のペアと比較して 2 枚のデータの撮像日がおよそ 3 年と間隔が長い (Table 3.1)。これは今回用いた Descending のペアよりも短い間に取得されたイベントの発生期間をすべて含むデータが存在しなかったためである。Ascending 軌道から取得された群発地震後の期間のペア (2007/10/07 – 2010/07/15) を InSAR 解析した結果、Oldoinyo Lengai 火山周辺で噴火に伴う地殻変動のシグナルが表れているものの、震源域周辺では顕著なシグナル示さなかった (Fig. 3.4)。そのため今回選んだ Descending のペアは群発地震時の地殻変動を示すペアとして妥当と判断した。すべてのデータのオフナディア角は 34.3 [deg.] であった。

軌道縞の除去には 90 m (3 秒角)メッシュの SRTM4 (Shuttle Radar Topography Mission) (Farr et al., 2007) によって得られた数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) を用い、軌道縞の除去には JAXA が提供している高精度軌道情報を用いた。SAR データの解析には GAMMA ソフトウェアを用いた (Wegmüller and Werner, 1997)。Unwrapping 処理は

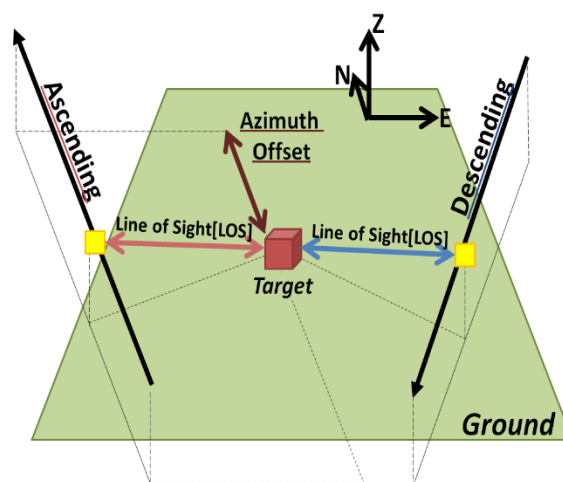


Figure 3.3 Schematic geometry of SAR acquisition. Red and blue arrows represent each direction of displacement. InSAR result shows the displacement between the satellite and ground (Line-of-Sight: LOS) and azimuth offset result is sensitive to the displacement of satellite flight direction. 3D displacement field associated with the event was required three direction of displacement data.

Brunch-cut 法を用いた (Goldstein et al., 1988). 画像全体にかかる長周期のトレンドや地形に
 相関する水蒸気遅延効果などのノイズは低次のシミュレーション画像を作成し除去・軽減
 した..

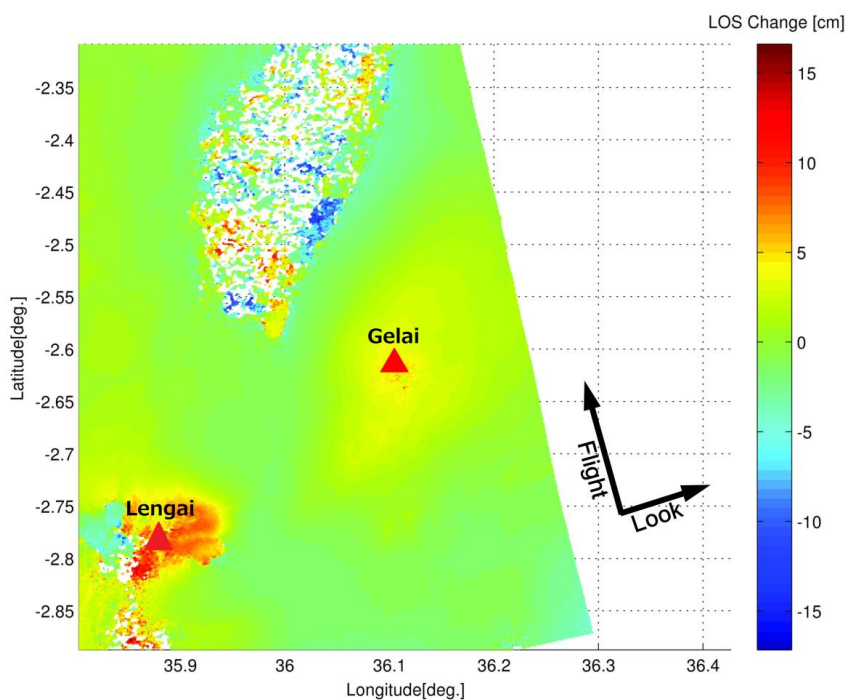


Figure 3.4 Post-rifting ascending interferogram (2007.10.10 – 2010.07.15). Arrows indicate the satellite flight direction (Flight) and the direction of microwave irradiation (Look).

Ascending 軌道と Descending 軌道から観測されたデータの解析結果を Figure3.5 (a, d) に示した。Ascending と Descending の InSAR の結果、北東—南西方向に 2 本の位相の不連続を明らかにした。Ascending と Descending の観測結果中に見られた 2 本の不連続は同じ座標に表れているため、我々はこれらの位相の不連続を実際に地表で生じた真の地殻変動と判断した。実際に Baer et al. (2008)ではダイク貫入イベント後の現地調査の結果を示しており、地表で明瞭な食い違いが観測されたことを報告している。2 枚の InSAR 画像に表れている 2 本の位相の不連続に挟まれた領域では、いずれの InSAR の結果も正のシグナルを示している。正のシグナルは衛星視線方向の距離増加を示すため、2 枚の InSAR 画像に表れた位相の不連続に挟まれた領域における正のシグナルは沈降の変位を示していると解釈できる。

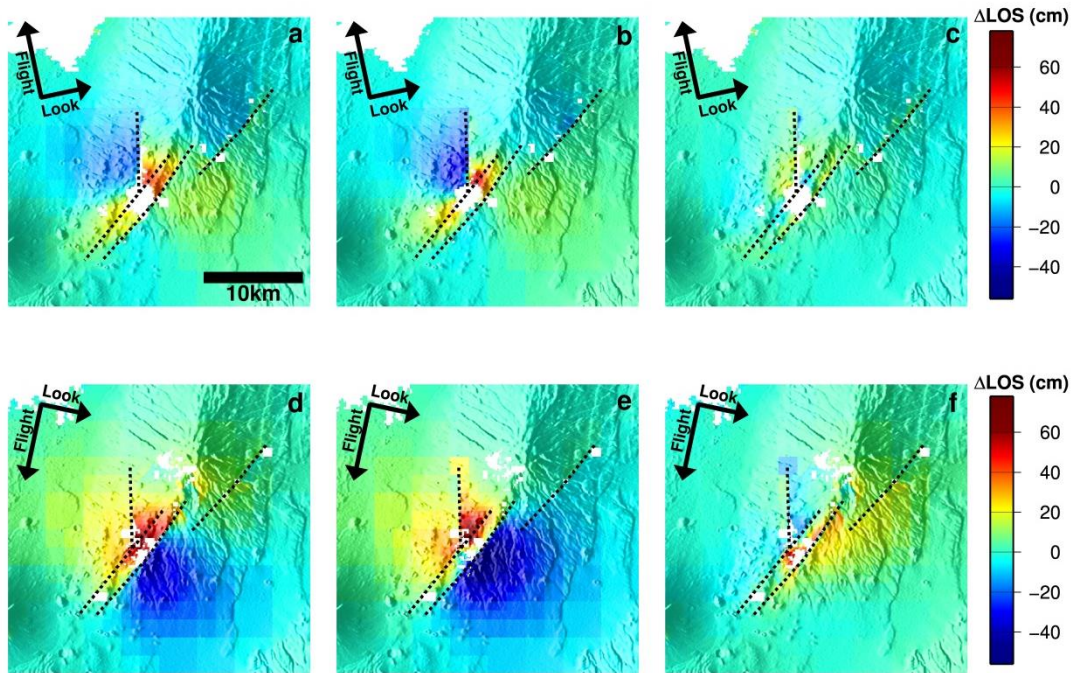


Figure 3.5 Ascending and descending interferogram observation (a, d), calculation from slip distribution in Fig. 3.10 (b, e), misfit residual generated by subtracting the calculation from the observation (c, f). The unit vector of line-of-sight are $(e_x, e_y, e_z) = (0.613, 0.131, -0.779)$ for ascending and $(e_x, e_y, e_z) = (-0.612, 0.131, -0.780)$ for descending, respectively. Black dot lines show the top of faults and dike segment.

この変動域中央部の沈降領域は幅 3-4 km 長さ 13-15 km にわたって形成されている。沈降領域における LOS 変化量の最大値は、Ascending 軌道と Descending 軌道でそれぞれ 46 cm と 63 cm である。一方、位相の不連続の外側の領域は、Ascending 軌道と Descending 軌道で異なる正負の変動パターンを示している。東側の位相の不連続 (36.10E, 2.66S - 36.01E, 2.77S) よりも東側の領域では、Ascending 軌道では正の値、Descending 軌道では負の値を示している。SAR のジオメトリを考慮するとおよそ東方向への変位を表していると解釈できる。同様に西側の位相の不連続 (36.05E, 2.63S - 36.05E, 2.71S) よりも西側の領域では、およそ西方向への変位を表していると解釈できる。これらをまとめると、今回の群発地震とダイク貫入によってグラベン構造を形成するような変位を示していることが明らかになった。群発地震とダイク貫入に伴う地殻変動でグラベン構造を形成する空間変動パターンは、2009 年 West Arabia, 2007 年 Dallol, 1998 年 Réunion 島で同様のシグナルが観測された (Baer and Hamiel, 2010; Fukushima et al., 2010; Nobile et al., 2012).

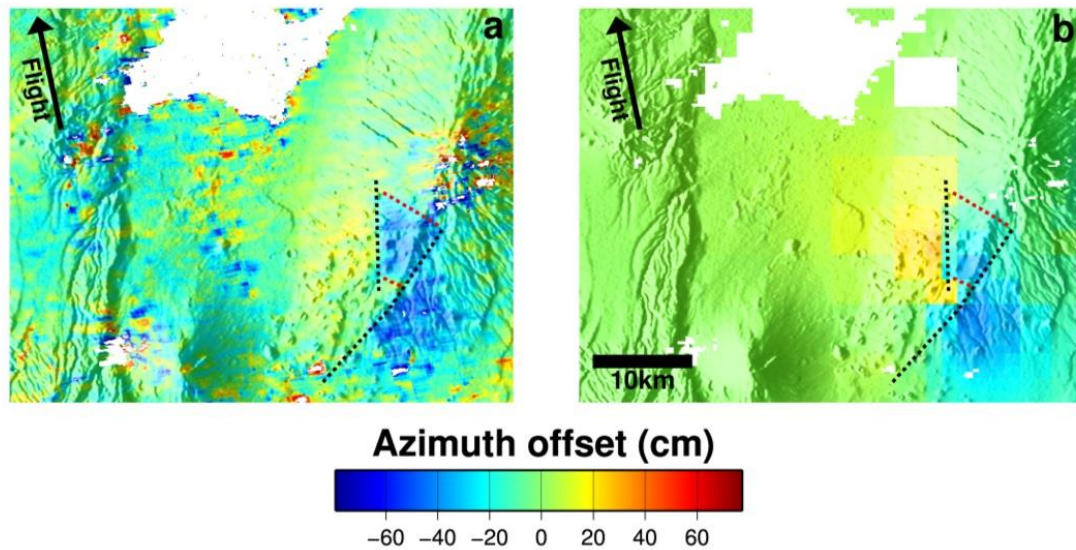


Figure 3.6 Observation result and model calculated from fault slip distribution of azimuth offset for ascending track. These figure show the displacement along the flight direction (Heading angle: -12.07 [deg.]). Black dot lines trace the phase discontinuities in the azimuth offset result trending NE-SW. Red lines indicate the location of offset of signal trending WNW-ESE.

2枚の InSAR の結果より 2 方位の変位データを得ることができた。地表 3 次元変位を求めるために第 3 の方位の変位データを得る必要がある。これを実現するために我々は Ascending 軌道から撮像された SAR データに Offset tracking を適用した。衛星進行方向への変位に感度を持つ Azimuth offset は、InSAR 解析の結果でも見られたような 2 本の変位の不連続を明らかにした (Fig. 3.6a)。2 本の変位の不連続の外側の領域では、InSAR の結果から明らかになったおよそ東西方向への拡大する変位に対応するシグナルを示した。一方、InSAR 解析では沈降していると解釈される変動域中央部の変位の不連続に挟まれた領域で、顕著な負のシグナルを明らかにした。Azimuth offset は鉛直方向への変位に感度を持たず、負のシグナルは衛星進行方向とは逆方向の水平変位を示す。沈降領域における Azimuth offset の負のシグナルはこれまでの先行研究や地震波観測の結果で明らかにされていたような正断層ずれによる変位では説明できず、横ずれ滑りによって説明される。つまりこのシグナルはこれまで想定されていたダイク貫入イベントに伴う地殻変動で変位の不連続に挟まれた変動域中央部のグラーベン構造の沈降領域では単純に沈降する振る舞いを見せるだけではなく、顕著な横ずれ滑りによる変位が生じたことを示している。また地震波観測の結果は正断層ずれのみの存在を示していたため沈降領域における横ずれ滑りの変位に伴

うシグナルは「非地震性横ずれすべり」による変位を示していることを示唆している。

ダイク貫入イベント時におけるグラーベンの沈降領域で生じた横ずれ滑りの存在はこれまでの先行研究で指摘されてこなかった結果である。Biggs et al. (2009) は Azimuth offset と同様に衛星進行方向の変位に感度を持つ Multiple Aperture Interferometry (MAI) という解析手法 (Bechor and Zebker, 2006) を用いた結果を示している。しかし変動域には干渉性が低いことによるデータの欠損領域が表れており、グラーベンの沈降領域において水平変動は生じていないと結論付けている。

Ascending 軌道の Offset tracking の解析結果とは対照的に、Descending のペアのデータに Offset tracking を適用すると、シーン全体にわたってノイズが広がっていることがみてとれる (Fig. 3.7)。これは Descending のペアの撮像時期がおよそ3年と離れており、地表面の様子が変化したことによって相関を取りにくくなったことが原因であると考えられる。定量的な変位を求めることはできないが、ノイズの中にも InSAR や Ascending の Azimuth offset で明らかになったような変位の不連続が確認できる。Descending ペアの Azimuth offset の結果はこれまでの観測結果を支持するような、不連続の外側ではおよそ東西に拡大し、グラーベンの沈降領域ではおよそ南向きの変位を示す定性的な変動パターンを示した。

我々は詳細な地殻変動データを得るために3方位の観測データを用いて地表3次元変位求めた。地表3次元変位の導出にはノイズが少ない Ascending 軌道と Descending 軌道のペアの InSAR と Ascending のペアの azimuth offset の解析結果を用いた。およそ 20 km×20 km の変動域に対して東西方向と南北方向にそれぞれ 2 km 間隔でポイントを抽出し、3つの観測結果の同じ座標に関して連立方程式を解くことで地表3次元変位を求めた (Fig. 3.8)。Gelai 火山の頂上付近や Natron 湖の南岸の一

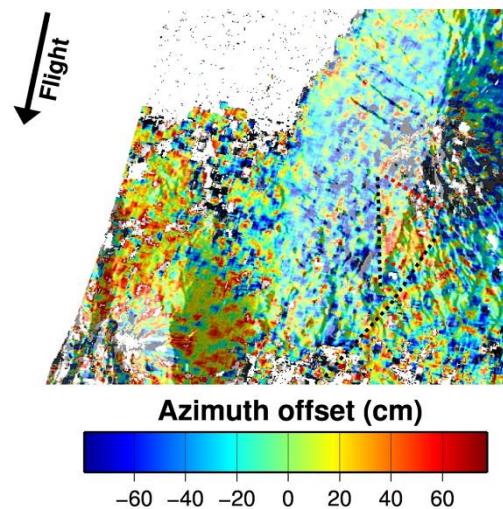


Figure 3.7 Result of the azimuth offset acquired from descending pair. Black and red dot line trace the phase offset in the result.

部でデータが欠損している座標点は、3方位すべての変位データを得ることができなかった点であった。それらの座標点における地表3次元変位は求められないため、データの欠損領域とした。

地表3次元変位の水平変動 (Fig. 3.8a) に注目すると、SARデータの解析結果と同様に3つの変動パターンを示す領域が確認できる。変位の不連続の西側の領域は全体的に西方向への変位を見せており、最大35 cmの水平変動が明らかになった。一方、変位の不連続に対して東側の領域では変動域の中心付近では南東方向を向いており、変動域の外側へ向かうにつれて東方向への水平変動に移り変わっていることが分かる。これは断層運動に伴う変動の影響からダイク貫入に伴う影響に移り変わった結果が表れているためであると考えられる。先行研究では地表付近にいずれも正断層ずれを起こす2枚の共役の断層を考慮し、断層の下端から鉛直のダイクのセグメントを考慮したモデルを推定していた (Calais et al., 2008; Baer et al., 2008)。ちょうど断面図を見るとY字のような幾何である。つまり変動域の中心付近の急峻な変位は断層運動による変位で、変動域外側の東西方向の変位の広がりにはダイク貫入による変位を表していると考えられる。グラールベンの沈降領域に注目すると最

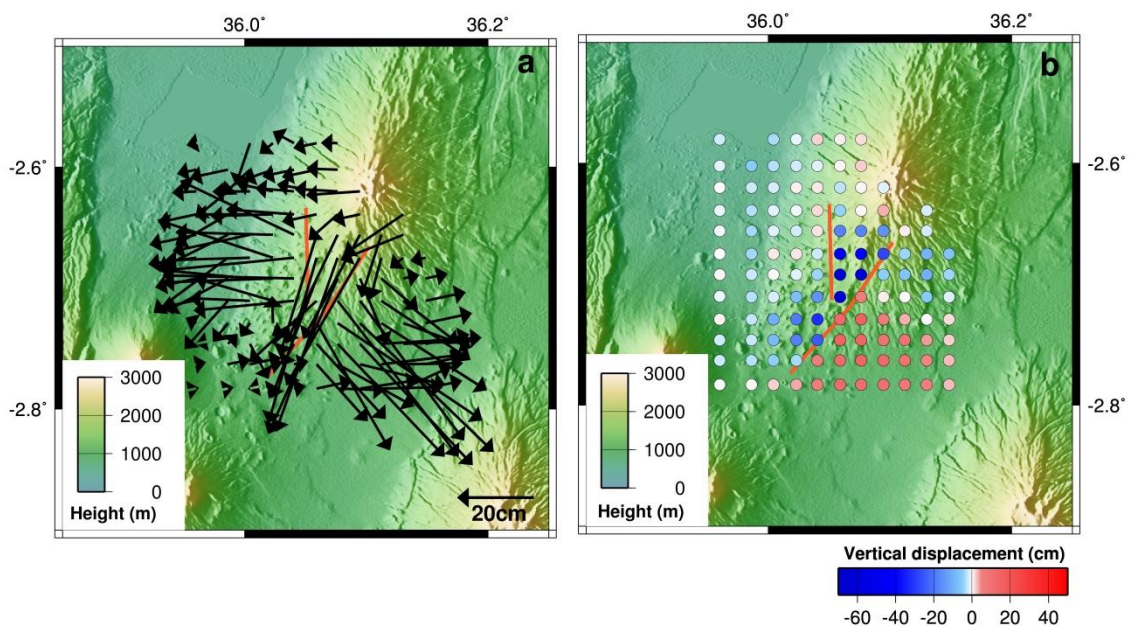


Figure 3.8 Inferred 3D displacement calculated from ascending InSAR, descending InSAR and ascending azimuth offset. Orange lines are the traces of the phase discontinuities in the observation result. The interval of data is 2 km \times 2 km. (a) Horizontal displacement and (b) vertical displacement.

大～48 cm の南南西方向の変動が確認できる。これは Azimuth offset で明らかになったおよそ南向きへの変動を示したシグナルを反映しているものであると考えられる。以上から地表 3 次元変位を求めた結果からもグラーベンの沈降領域における顕著な水平横ずれ滑りの存在が明らかになった。この水平変動は従来の群発地震とダイク貫入に伴う地殻変動を捉えた研究では指摘されてこなかった結果であり、新たな知見を示した結果と言える。

一方、鉛直変動に注目するとこれまでの群発地震とダイク貫入に伴う地殻変動の典型的なパターンである、外側の領域で隆起し、変動域の中央の領域では沈降する変動パターンを明らかにした (Fig. 8b)。しかし隆起は東側の領域で最大 15 cm の隆起に対して西側の領域では数 cm の隆起しか確認されなかった。沈降領域は最大～68 cm の沈降が明らかになった。

ここまで ALOS/PALSAR のデータを用いて、2007 年 Natron 湖周辺で発生した群発地震とダイク貫入に伴う地殻変動を InSAR と Offset tracking を用いた解析結果を示した。我々は先行研究で指摘されていたようなグラーベン構造を形成するような変位を捉えるとともに、グラーベンの沈降領域において顕著な水平横ずれ滑りの変位を示すシグナルを捉えた。グラーベンの沈降領域では鉛直方向に最大 68 cm の沈降があったのに対し、南南西方向へ最大 48 cm の水平横ずれ滑りの変位を明らかにした。地震波観測の結果によると横ずれ地震の存在は指摘されていなかったため、沈降領域における水平横ずれ滑りの変位を示すシグナルは非地震性横ずれ滑りによる変位を示していることを示唆している。ではグラーベンの沈降領域における水平横ずれ滑りは、どのような発生メカニズムによって生じたのだろうか。我々は地表変動から断層のすべり分布を最小二乗的に求めるインバージョン解析を行った。

3-3. The elastic dislocation modeling

断層運動による食い違いや鉛直開口による地表変動は、半無限弾性体を媒質とした平面矩形要素におけるグリーン関数を求めることによって説明されてきた (Okada, 1985)。我々の解析によって明らかになった断層の上端位置を示していると考えられる変位の不連続は曲線であった。したがって矩形要素を用いて断層面の形状の推定を試みると要素が重なり合う領域や、空白の領域ができてしまう可能性がある。そこでこれらの問題を克服するために三角形要素を用いた断層面の形状を推定した (Furuya and Yasuda, 2011; Maerten et al., 2005)。三角形要素を用いた断層面の作成には Gmsh ソフトウェアを使用した (Geuzaine and

Remacle, 2009). 三角形要素を用いた半無限弾性体を仮定した場合のグリーン関数を求めるために Meade (2007) が公開している MATLAB スクリプトコードを使用した. Global CMT のカタログには群発地震のメカニズム解はいずれも正断層ずれを示しており, グラーベン構造を形成するような変位が生じるようにするためには, 先行研究でも指摘していたように V 字の逆落ちの共役な断層面を考慮する必要がある. 断層の上端の座標は観測結果で明らかになった変位の不連続に合わせ, 下端の深さ, 傾斜角, 断層面の形状などは試行錯誤的に求めた (e.g., Furuya and Yasuda, 2011). さらにいずれの観測結果にも変動域の北東にわずかながら変位の不連続がみられる. この変位は前述の 2 枚の断層の食い違いでは説明できない変位であると考えられたため新たに西落ち断層をもう 1 枚考慮した. 試行錯誤的に断層モデルの推定に取り組んだ結果, 断層運動の食い違いによる変位のみでは観測結果の変動パターンをすべて説明できなかった. そこで先行研究でも指摘されているようにダイクの貫入を考慮するために, 鉛直のシート状のセグメントをモデルに追加した. ダイクの位置はモデルから求められる計算値と観測値の残差が最も小さくなった座標を選んだ. 以上よりダイクの貫入を考慮したセグメントは 3 枚の断層と 1 枚のダイク貫入を考慮したモデルとなった (Fig. 3.9). Y 字のような断層の形状は Calais et al. (2008) のモデルと近い形状をしており, 変動域の北東においた断層は Baer et al. (2008) で存在が指摘されていた.

各断層上におけるすべり分布を求めるために非負の拘束条件を与えた最小二乗法を用いた. 非負の最小二乗解を求めるためにそれぞれの断層に与えた拘束条件は, 縦ずれはいずれも正断層ずれを考慮した. これは地震波観測で示されていた群発地震のメカニズム解が, いずれも正断層型地震の発生を示していた結果をもとにした. 横ずれは 2 枚の西落ちの断層は左横ずれ, 東落ちの断層は右横ずれの拘束条件を与えた. これは変動中央部に見られたグラーブンの沈降領域において, Azimuth offset の結果は負のシグナルを示していたことから, 断層横ずれ滑りによって沈降領域がおおよそ南向きへの横ずれ滑りが起こる拘束条件を与えた. ダイク貫入を考慮したセグメントは, 鉛直開口モデルのみを考慮した. 今回のインバージョン解析には Ascending と Descending の InSAR の結果を用い, Ascending の Azimuth offset の結果は含めない. これは Offset tracking の観測手法に起因する原因のためである. そもそも Offset tracking は数メートルオーダーの変動の検出に適しており, 今回のような 60~70 cm 程度の地殻変動の検出にはあまり適していない. インバージョン解析を行う際に Azimuth offset の結果に含まれる変動が起こっていない領域でみられる強いノイズをシグナルと誤認してしまい, モデルの構築に大きな誤差をもたらす原因となる. したがって

Azimuth offset の結果は断層モデルの妥当性を検証するための材料として用いる。より現実的な断層滑り分布を実現するために、逆問題を解く際に平滑化の演算子を含めた (Maerten et al., 2005)。媒質である半無限弾性体はポアソン比を 0.25, 剛性率を 30 GPa と仮定した。インバージョン解析を行う前に、四分木法 (quad-tree decomposition) を用いて、観測結果のデータ数をおよそ 25000 から 4000 程度まで減らした (Jonsson et al., 2002)。これは計算速度を向上させることが主な目的である。

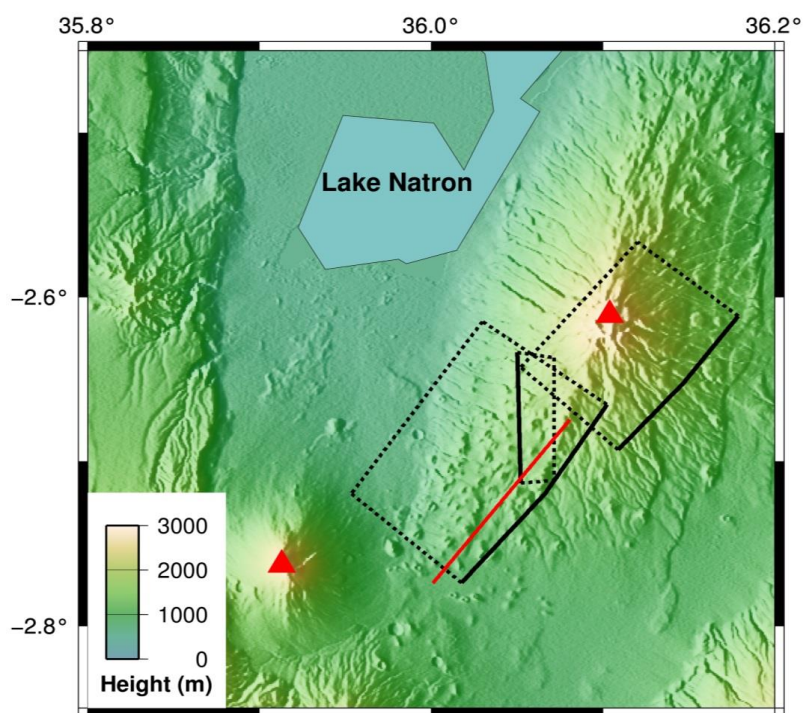


Figure 3.9 Surface projection of the faults and dike segment in our model. Black and red solid lines indicate sites of the top of faults and dike, respectively. Black dot line trace the edge and the bottom of faults. Two volcanoes (Red triangles) are located near the deformation area.

インバージョン解析によって得られた断層滑り分布の最適解を Figure 3.10 に示す。それぞれの断層におけるすべり分布を縦ずれと横ずれを分けて示した。断層すべり分布のカラースケールは、すべて同じ規格に従っている。断層を構成している三角形要素の大きさは地表に近いほど小さく、深いほど大きくした。これは深い領域ほど空間分解能が悪くなり、誤差を含む artifact なすべり量が表れることが経験的に知られておりこれらを軽減することが目的である。いずれの断層でも深さ 5 km 付近で食い違いの最大値を持ち、縦ずれは最大

160 cm, 横ずれは最大 60 cm 程度のすべりが明らかになった. 大局的な変動量は, グラーベン構造を形成する 2 枚の断層同士ではほぼ同程度のすべり量であることが明らかになった. また横ずれの大局的なすべり分布は, より浅い領域で食い違いがみられることが分かる. Gelai 火山近傍においた西落ち断層 (West-dipping fault 2) のすべり分布に注目すると, 明らかに縦ずれに比べて横ずれ滑りの食い違い量が大きいことが分かる.

すべての断層のすべり分布から計算されるモーメントの解放量の合計は, 縦ずれは $3.3 \times 10^{18} \text{ Nm}$ (Mw: 6.28) 程度で, 横ずれは $8.1 \times 10^{17} \text{ Nm}$ (Mw: 5.87) 程度であった. 全体の断層滑りによって解放されたモーメント解放量に対して, 横ずれ滑りの割合は 19.9 %と決して大きな値とは言えないが, Mw 5.87 相当であったことから, 明らかに顕著な変動であったことがわかる. 地震波観測から求められたモーメント解放量が $2.2 \times 10^{18} \text{ Nm}$ であったことから, すべり分布から求められたモーメント解放量と大きな差が生じていることが分かる. 測地学的モーメント解放量のすべてを地震学的モーメント解放量で説明できないことから, モーメント解放量のおよそ 56 %は地震波を伴わない非地震性滑りによるものであることが明らかになった. つまり今回我々がグラーベンの沈降領域で捉えた水平変動は非地震性の横ずれ滑りであることが示唆される. ただ横ずれ滑りによるモーメント解放量が 100 %非地震性によるものと仮定した場合, 横ずれのみならず縦ずれにおいても非地震性滑りによって解放されたモーメント量が存在することにも注意が必要である. ダイクの貫入は深さ 2-4 km の領域で開口のピークを持ち, 最大 220 cm の開口がみられた. これより計算されるダイクの貫入体積は, 0.036 km^3 と求められた. 一般的にはダイク貫入も非地震的な変位を起こすため断層すべり分布とダイク貫入による開口量を示す測地学的モーメント解放量は $5.72 \times 10^{18} \text{ Nm}$ と求められる. 先行研究と比較しても同程度の割合の非地震性の変位が生じていたことが明らかになった (Fig. 3.11). 求められた断層滑り分布から衛星視線方向の変位を計算した結果を, Fig. 3.5 (b, d)に示し, 観測値から計算値を引いた残差を Fig. 3.5 (c, e)に示した. これらを比較すると, 特に Descending の東落ち断層周辺には大きな残差がみられるものの大局的な空間変動パターンを再現することに成功したと考えられる.

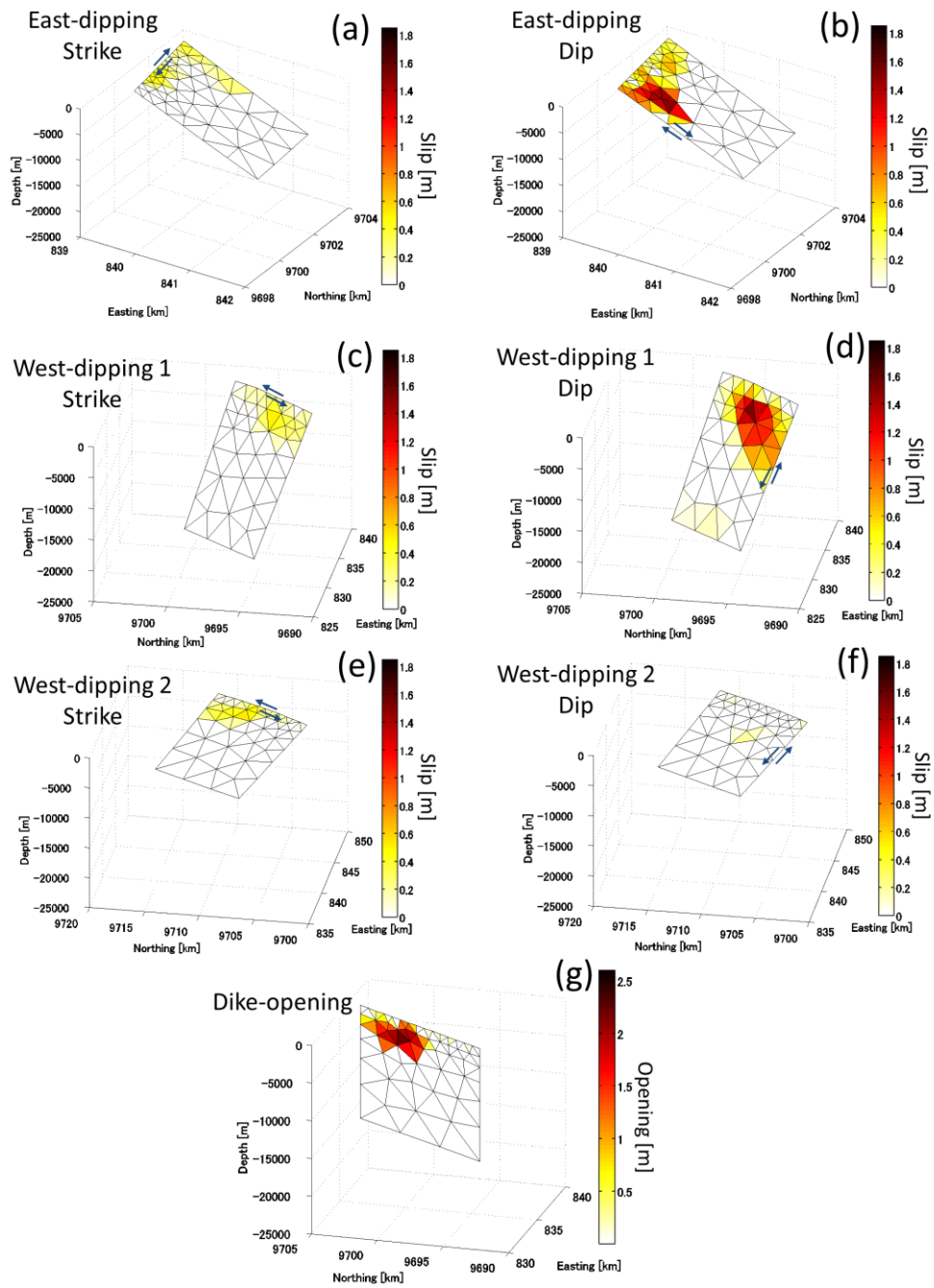


Figure 3.10 (a) and (b) Strike and dip slip distribution on the east-dipping fault. (c) and (d) West-dipping fault 1 is one of the confronted fault. (e) and (f) West-dipping fault 2 is located near the south flank of Mt. Gelai. Arrows show the slip direction of the faults. (g) Distribution of dike opening. Dike was imposed pure opening.

RMS は Ascending で 30 mm, Descending では 63 mm であった。次にインバージョン解析に用いなかった Azimuth offset について、断層のすべり分布から Ascending の Azimuth 方向への変位を計算した結果を Figure 3.6 (b)に示す。Figure 3.6 (a)の観測地と比較して、よく説明できていると評価できる変動パターンを示した。したがってインバージョン解析に Azimuth offset を組み込まなくても、グラーベンの沈降領域における水平変動は再現されることが明らかになった。

3-4. Discussion

リフト帯における群発地震とダイク貫入イベントに伴う地殻変動について、測地学的手法を用いた観測結果を再現するための断層モデルの推定する際に正断層ずれと鉛直開口モデルのみを拘束条件として与えていた (e.g., Baer et al., 2010; Hamling et al., 2014; Nobiel et al., 2012; Wright et al., 2006). 今回のイベントにおける群発地震のメカニズム解に横ずれ成分はほとんど見られなかった。一方、我々の観測結果の Azimuth offset はグラーベンの沈降領域において顕著な水平変動を表すシグナルを示していた。メカニズム解に横ずれ成分がほとんど含まれていないことを考慮すると、グラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは非地震性横ずれ滑りに伴う変位を表していると考えられる。では東西方向に引張の応力場がはたらいっているリフト帯において、どのようなメカニズムで非地震性横ずれ滑りは発生したのだろうか。なぜリフトの拡大軸とは垂直方向の南向きへの変動が生じたのだろうか。

まずダイクの貫入に伴う応力変化が断層滑りに与える影響を評価するために、クーロン応力変化 (ΔCFF : Coulomb Stress Changes) を計算した (e.g., King et al., 1994; Toda et al., 2002). ΔCFF を求める際に剛性率を 30 GPa, 摩擦係数を 0.4 と仮定した。断層モデルで考慮した 3 つの断層セグメントをレシーバー断層として、ダイクの貫入に伴う応力変化がモデルから求められるレシーバー断層のすべり方向への食い違いを促進するか、抑制するかを求めた。 ΔCFF は式 (3.1) のように示され、正の応力変化を示した時には断層滑りを誘発する応力変化であることを示している。

$$\Delta\text{CFF} = \tau + \mu\sigma \quad (\text{式 3.1})$$

本研究で求めた ΔCFF は, Meade (2007) が公開している三角形要素を用いた応力変化を求めるための MATLAB スクリプトを用いた. Figure 3.12 に各レーザー断層における ΔCFF を, それぞれの深さごとの水平断面図として示した. 特に深さ 1 km よりも浅い領域の ΔCFF に注目すると, いずれのレーザー断層においてもおよそ 0.05 MPa 程度の正の値を, 特にリフトの拡大軸に沿った方位に示していることが分かる (Fig. 3.12 a-i). ΔCFF は断層滑りに 0.01-0.1 MPa 程度でも十分に断層滑りに影響を及ぼすことが知られていることから, 今回浅い領域で明らかになった ΔCFF でも十分に断層滑りを誘発する応力変化を示していることが明らかになった. またインバージョン解析によって得られた横ずれ滑りのすべり分布も 1 km よりも浅い領域に確認でき, 正の ΔCFF がみられる深さと一致していることからダイク貫入に伴う応力変化は横ずれ滑りを誘発した可能性が示唆された. 一方, 2 km よりも深い領域 (Fig. 3.12 j-r) では負の値が卓越しており, この領域では断層滑りを抑制する応力変化であることが明らかになった. この領域の深さはダイク貫入に伴う開口が分布している領域であることから, 深い領域での断層すべりはダイクの貫入によって誘発されないことが示された. なお今回のダイクの貫入に伴う ΔCFF の計算にはプレート運動に伴う広域の応力変化は考慮していない.

地殻変動データを再現するための断層モデルで示した 2 枚の西落ちの断層には正断層ずれの食い違い分布よりも浅い領域で横ずれすべりの分布が確認できた. またこの 2 枚は雁行状に並んでいることが分かる. 今回観測対象としたタンザニア北部に限らず, 東アフリカ地溝帯やアイスランドなどの陸上で観測できるプレート発散境界上では数多くの正断層が観測されている. これらが雁行状に卓越している時に

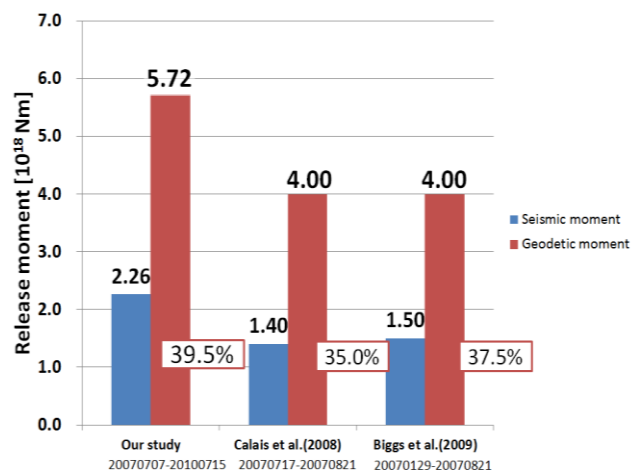


Figure 3.11 Comparison of cumulative geodetic and seismic moment release between our study, Calais et al., (2008), Biggs et al., (2009). Cumulative geodetic moment release was acquired from slip distribution (Red) and cumulative seismic moment release was calculated from USGS catalog (Blue). Numbers enclosed by red box shows the ratio of the geodetic moment release to seismic moment release.

は Relay 構造を成すことが知られている (Ebinger, 1989; Moustafa, 2002; Tesfaye et al., 2008). Relay 構造はいくつかの正断層が雁行状に発達しているときに観測される地質構造のひとつで、単純引張の応力場ではなく横ずれ成分を含む引張応力場で特に発達することが報告されている (Crider and Pollard, 1998). 過去に発生した地震のメカニズム解からある範囲の地域における応力場を求めることができ、Natron 湖周辺においても既に推定されている (Delvaux and Barth, 2010; World Stress Map (<http://www.world-stress-map.org>)). これらによると北北西—南南東に拡大軸を持つ引張応力場であることが指摘されている. この北北西—南南東の拡大軸の方位は、今回の群発地震の中で最も Mw が大きかった地震のメカニズム解が示していた東北東—西南西の走向軸と直角の関係にある. Delvaux and Barth (2010) や World Stress Map は、今回のイベントが発生した Natron 湖の 50km 南に位置する Manyara 湖周辺では東北東—西南西に拡大軸を持つ単純引張応力場であることを指摘している. したがってタンザニア北部周辺の地下では複雑な応力場がはたらいっていることが予想される.

一方、上述のような地震学的に求められる応力場は解析に用いた地震が発生した深さ以外の応力場を反映することができない. マイクロプレートの運動や非地震的に発生するマグマ貫入によって 3 次元的に複雑な応力場を形成することがあるようだ. Figure 3.10 で示したような横ずれ滑りのすべり分布はいずれの断層においても浅い領域で卓越していた. 一般的に知られているように、地殻はすべり速度/状態依存摩擦構成則 (Rate and State Friction laws) に従うふるまいをし、浅い領域では地震的な運動が乏しく非地震的な運動をすることが分かっている (Scholz and Contreras, 1998). つまり地震学的手法で最も浅い領域の真の応力場を推定することはできず、どの類の応力場が卓越していたとしても一つに主張することができない. したがって我々は Natron 湖周辺で InSAR を用いて非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを捉えたことで、横ずれ成分を含む引張応力場がはたらいっている可能性があることを主張できる. Wright et al. (2006) はダイクの貫入には Along-axis segmentation の存在が不可欠であることを主張していたものの、我々はその重要性を議論せず、ごく浅い領域で観測された顕著な非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは、Relay zone のような Along-axis segmentation の形成に必要な横ずれ成分を含む引張応力場の直接的な証拠であることを示している. また今回我々が考慮したダイク貫入のセグメントの走向の方位は、広域的にはたらいっている引張応力場の拡大軸とは一致せず、観測された地殻変動から力学的にはたらいいたと思われる拡大軸から推定を行った.

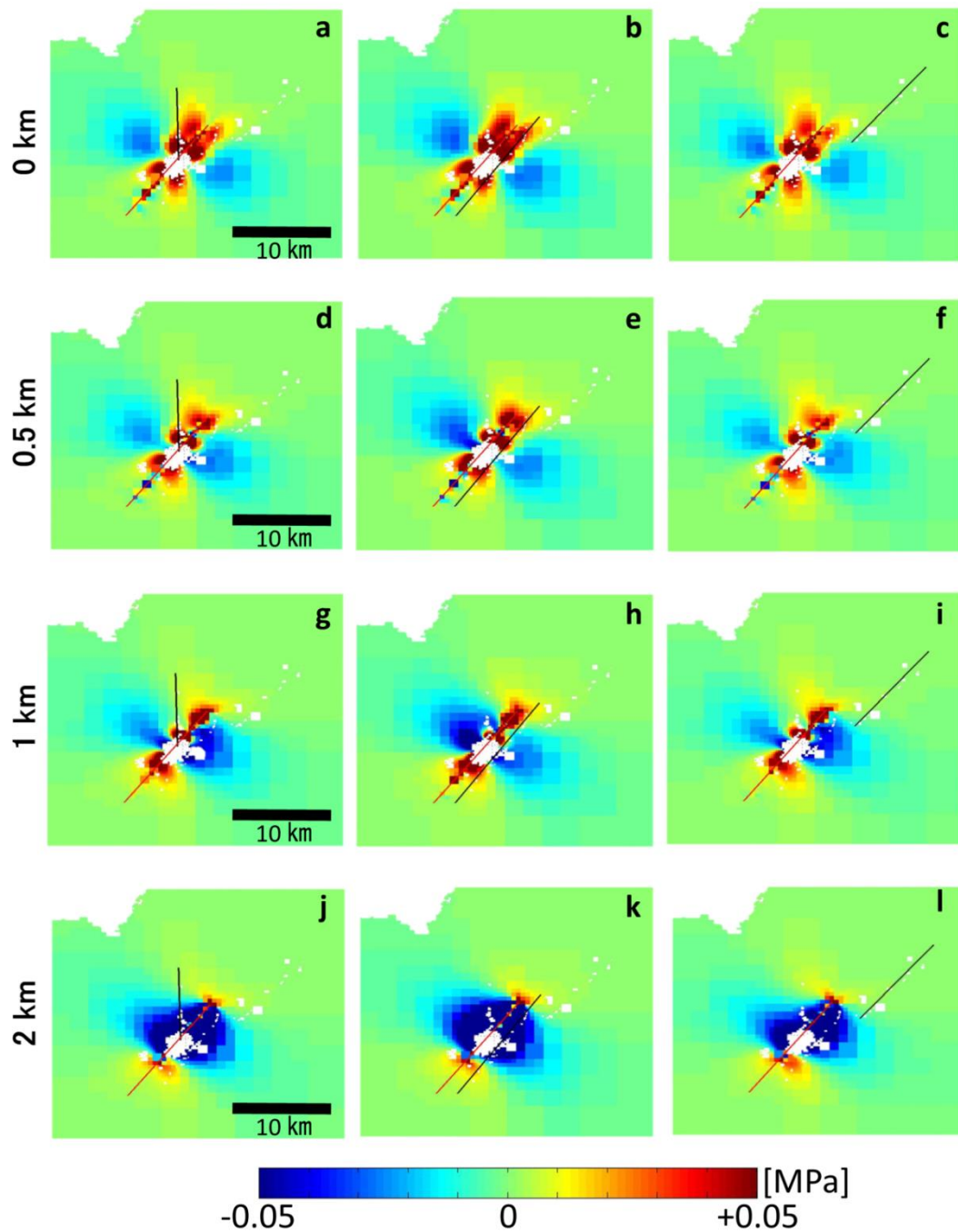


Figure 3.12 Horizontal slice of coulomb stress changes for the receiver faults (Black lines) associated with the dike opening in our model. Black lines are sites of the top of the faults and red line trace the location of the dike segment. Positive value indicates stress changes promoting fault slip.

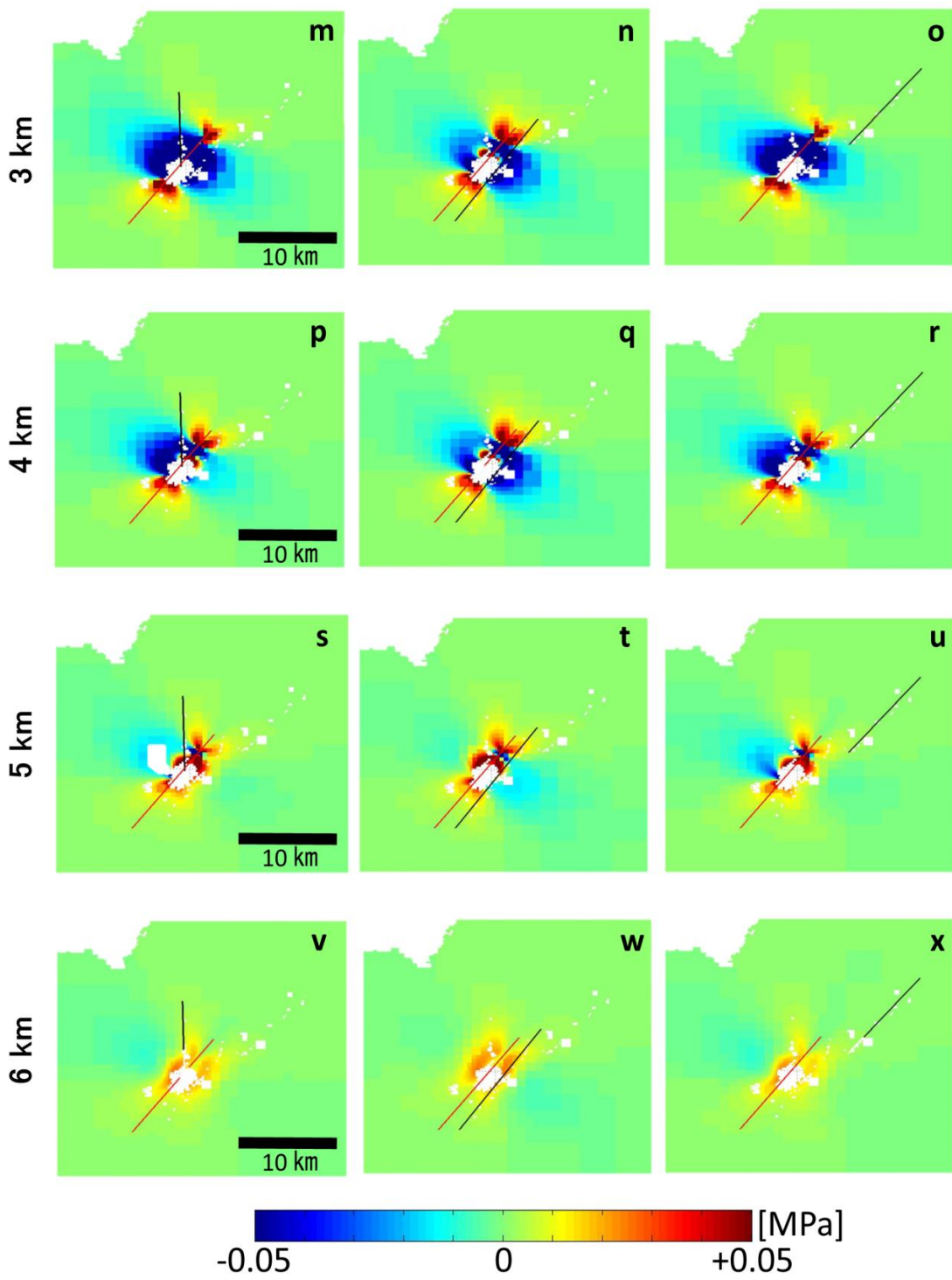


Figure 3.12 (Continued.)

これによって断層モデルは観測結果の再現を可能にし、広域にはたらいっている引張応力場とダイク貫入の拡大軸が必ずしも一致しないことを示した。

Relay 構造は V 字のような逆傾斜の断層間にも形成される地質構造である (Amer et al., 2012; Tesfaye et al., 2008). この Relay 構造が時間の経過とともに発達するにしたがって, Relay 構造を形成する断層に垂直方向の, ちょうどトランスフォーム断層のような亀裂がはしることが知られている (Commins et al., 2005; Xu et al., 2011). このような亀裂は同じ東アフリカ地溝帯の Rukwa 湖の北縁で観測できる (Chorowicz, 2005). 本研究の断層モデルには考慮していないが, よく観察すると Azimuth offset の観測結果 (Fig. 3.6) に水平変動を示すシングナルの北端と南端が急峻な変位の不連続を見せていることが確認できる。

我々が捉えた非地震性滑りに伴う変位を示すシングナルは, 群発地震を引き起こした重要な要素の一つである可能性についても議論する必要がある。これまで非地震性滑りが群発地震を駆動する要素であることを主張した論文が報告されている (e.g., Lohman and McGuire, 2007; Takada and Furuya, 2010; Wicks et al., 2011). 群発地震はたいてい流体やマグマ貫入が起因となることが指摘されており, 今回のイベントにおいてもマグマ貫入が起こったことは明らかである。しかし, マグマ貫入の発生過程を考慮すると群発地震の異なるひとつの駆動源である可能性があることが提唱されてきた。我々が検出した非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシングナルも群発地震の別のひとつの駆動源である可能性を否定できない。

3-5. Conclusion

我々は 2007 年 Natron 湖 (タンザニア北部) 周辺で発生した群発地震とダイク貫入イベントに伴う地殻変動を, InSAR と Offset tracking を ALOS/PALSAR のデータに適用して検出した。これまでの先行研究ではグララーベン構造を形成するような変位が報告され, それを再現するようなモデルの構築が試みられてきた。イベント期間中における地震波観測の結果はほぼ正断層ずれのメカニズム解を示していたことから, 先行研究のモデルには横ずれ成分を含まない拘束条件を与えていた。一方, 我々の Azimuth offset の結果はグララーベン構造の沈降領域で顕著な横ずれすべりに伴う変位を示していると思われるシングナルを捉えた。また Ascending の InSAR と Azimuth offset と Descending の InSAR の結果を用いてイベントに伴う地表 3 次元変位を求めた。その結果グララーベンの沈降領域において最大 48 cm の南南

西方向への水平変位が生じたことを明らかにした。このシグナルは先行研究にのみならず、リフト帯における群発地震とダイク貫入イベントに伴う地殻変動を扱った論文にも指摘されていなかった結果である。Azimuth offset の観測結果で明らかになった水平変動を再現する断層モデルの構築にも成功し、横ずれ滑りは特に深さ 1 km よりも浅い領域に分布していることが明らかになった。ダイクの貫入に伴う ΔCFF は横ずれ滑りが観測された浅い領域で断層滑りを誘発する応力変化 (>0.05 MPa) であることを示した。我々が捉えた非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは、Relay 構造の発達によって形成されたものである可能性が高い。また非地震性滑りが群発地震を誘発した可能性についても今後議論を重ねていく必要がある。

4. Case study 2: 2005-2010 Afar rifting event

第3章では2007年 Natron 湖ダイク貫入イベントで明らかにしたダイク貫入イベント時に発生した非地震性横ずれ滑りについて取り上げた。本章では第3章の内容を踏まえて、リフト帯におけるダイク貫入イベント時に非地震性横ずれ滑りは普遍的に発生しているか、それともタンザニア北部のイベントにおける特異的な現象かを検証した。第4章では修士課程の後半に取り組んだエチオピアの Afar 盆地で 2005-2010 年に発生したダイク貫入イベントに注目した。2007年 Natron 湖で発生した群発地震とマグマ貫入を伴うダイク貫入イベントとは異なり、2005-2010年に Afar で発生したダイク貫入イベントは5年間で14回のイベントが断続的に発生したことが報告されている。一連のイベントで一番初めに発生した2005年9月のイベントに伴う地殻変動は SAR データや光学画像データを用いて3次元変位まで求められている。このイベントに伴う地表3次元変位は変動域中央部に位置するグラバーンの沈降領域における横ずれ滑りの発生を指摘していなかった。2番目以降のイベントに伴う地殻変動も InSAR を用いて解析を行った先行研究で既に報告されている。しかし最も大きな変動が生じていると予想される変動域中央部でデータの欠損領域が生じていた。イベント期間中における地震波観測の結果は横ずれ滑りの発生を指摘しておらず、これまでグラバーン構造を形成する2枚の逆落ちの共役断層は正断層ずれのみが起こることが想定されていた。したがって一連のイベントに伴う地殻変動を説明するための断層モデルに横ずれ成分を含めたモデルは示されていない。我々は PALSAR の引用機関に限って、より頑強に地殻変動データを取得できる Offset tracking を用いて地殻変動を検出した。第4章で取り上げるエチオピアの事例における研究成果は2015年アメリカ地球物理連合大会秋季大会にてポスター発表を行った。

4-1. Introduction

2005年9月に Afar 盆地の Manda Hararo-Dabbahu (MHD) セグメントにおいて群発地震とマグマ貫入を伴うダイク貫入イベントが発生した。Afar 盆地は陸域でプレート発散境界が観測できる地域の一つである東アフリカ地溝帯の北端に位置する。ここはインド洋を含む

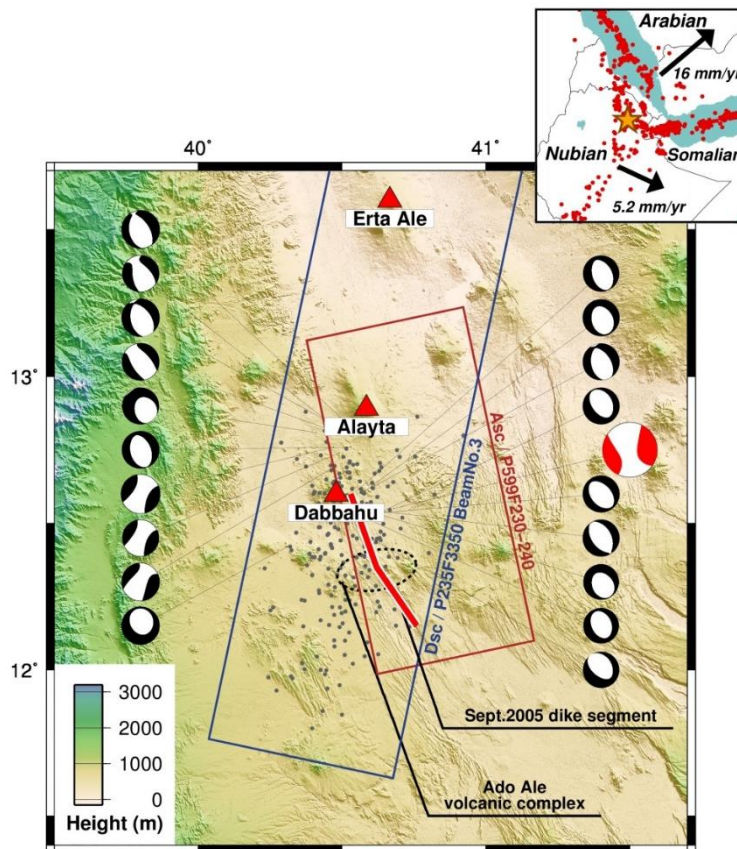


Figure 4.1 Topographic map of the Manda-Harraro Dabbahu (MHD) region with seismicity (Gray dot) and focal mechanism during the 2005 rifting event. Red beach ball indicates the focal mechanism of main shock (M 5.6, 2005.09.20). Inset has seismicity (Red dots), the location of MHD (Star) and relative plate motion (Black arrows). SAR footprint of ascending track (Red box) and descending track (Blue box).

東アフリカ地溝帯の東側に位置する Somalia プレート，地溝帯の西側に位置しアフリカ大陸の大半を有する Nubian プレート，アラビア半島を有する Arabian プレートのそれぞれのプレート発散境界の三重点を有する (e.g., McKenzie and Davies, 1970) (Fig. 4.1). Nubian プレートを基準とした Somalian プレートの回転オイラー軸は喜望峰のおよそ 150-200 km 東のインド洋上 (S35-37°, E35-39°) に位置しているため，Afar は東アフリカ地溝帯の中で最もプレート運動が活発な地域である (Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014). 東アフリカ地溝帯の中でも Afar 盆地の地下にはマンツルの上昇流 (African Superplume) が存在しており，マグマの供給が豊富であるため第四紀に入ってから活動的な火山が多く存在する地熱地帯として知られている. Afar の地震波トモグラフィの結果が示した地震波速度構造は幅広い領域で

負の地震波速度異常が卓越している (Bastow et al., 2008; Benoit et al., 2006).

Afar 盆地北西部は Arabian プレートと Nubian プレートのプレート発散境界 (Red Sea rift) の一部に位置している. もとはエチオピア高原に接していた Danakil ブロックが現在の位置までドリフトした過程でできた領域である (Chorowicz et al., 1999; Collet et al., 2000).

Danakil ブロックは現在でも反時計回りにドリフトし続けていることが GPS 観測により明らかにされている (McClusky et al., 2010). Afar 北西部には拡大軸とほぼ一致する北西—南東方向に走向を持つとてつもない数の断層が存在している (Barberi and Varet, 1977). 火口に溶岩湖を形成している Erta' Ale や周辺の Magmatic segment も北西—南東方向に走向を持つ傾向を示している.

Afar で発生したダイク貫入イベントは 2005 年 9 月から 2010 年 5 月まで断続的に 14 回発生したことが報告されている (e.g., Wright et al., 2006). このように年単位でイベントが繰り返し発生することは 1975-1984 年に Krafla (アイスランド) で発生したイベントと類似した傾向を示している. Afar で発生した過去のダイク貫入イベントはアデン湾に面した盆地の東部で 1978 年に Asal-Ghoubbet (ジブチ) のセグメントで発生したダイク貫入イベントの発生が挙げられる (Ruegg and Kasser, 1987; Cattin et al., 2005).

2005-2010 年にダイク貫入イベントが発生した MHD は Afar 盆地の北西部に北西—南東方向に走向を持つおよそ 70km のセグメントを指す (N12.4°, E40.6°, Fig. 4.1). GPS 観測の結果は断層や Magmatic segment の走向に垂直方向の北東—南西方向に年間 15mm の速度で拡大していることを示している (Vigny et al., 2006). 周辺には Dabbahu 火山, Gabho 火山, Ado' Ale 火山構造体 (Ado' Ale Volcanic Complex: AVC) がそびえて

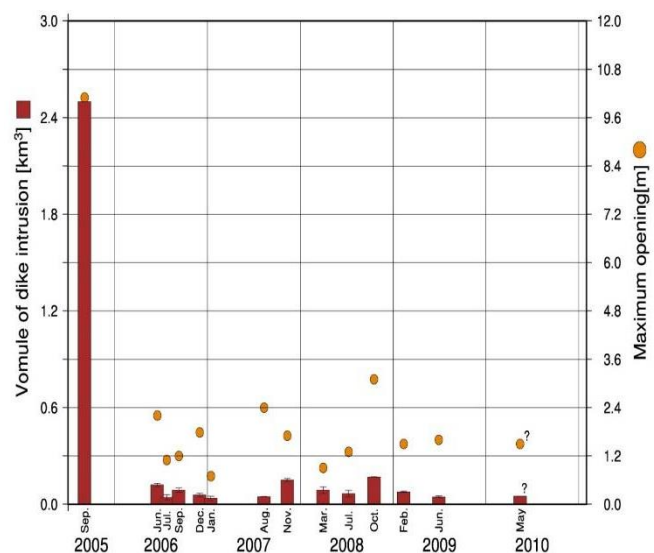


Figure 4.2 Time-series of 2005-2010 Afar rifting event. Red lines indicated volume of dike intrusion and orange circle shows maximum opening of each events.

いる、2005年9月のダイク貫入イベントで発生したマグマ貫入はこれらの3つのマグマ供給源からマグマが供給されていたことがモデル計算から求められている (Wright et al., 2006). これらのマグマ供給源の深さは10 km よりも浅い領域に位置し、形状はInSAR によるダイク貫入イベント間の地殻変動からシル状であることが報告されている (Grandin et al., 2009; Wright et al., 2012).

2005年9月4日にMw 4.5の地震を皮切りに一連のダイク貫入イベントが始まり、一番最初に発生したイベント期間中は25回のM>5の地震を含む群発地震が発生した (Ayale et al., 2009). また群発地震の震源域北部に位置するDabbahu火山が2005年9月25日に珪質マグマの噴出を伴う爆発的な噴火を起こしたことも報告されている (Fig. 4.2). このイベントに伴う地殻変動はEnvisat/ASAR (C-band: 波長5.6 cm) の衛星SARデータやSPOTといった光学画像を用いて検出された. 観測された地殻変動は断層運動のみで説明できず、断層と同じ方位に走向を持つダイクの貫入に伴う変動も含めると観測結果を再現できることを明らかにした. 他にもDabbahu火山とGabho火山でダイク貫入によって生じたマグマ供給源の収縮に伴う地殻変動を示すシグナルを示した. 時間の経過とともに15-30 cm/secの速さで群発地震の震源が拡大軸に沿って移動したことをダイク貫入が発生した根拠としている.

2005年9月のイベントに伴う地殻変動を検出した先行研究は、観測結果を説明するための断層モデルにグラーベン構造を形成する2枚の逆落ちの断層と1枚のダイクセグメントを考慮していた. これらのモデルは検出した地殻変動を説明するために7 m以上の正断層すべりと最大10 mを超える開口量が必要であることを示した. 地殻変動データを説明するための断層モデルには断層滑りの拘束条件に横ずれ成分を含めず正断層ずれのみを考慮する先行研究がほとんどであった (e.g., Wright et al., 2005). Grandin et al., (2009) では正断層滑りに加えてDilationの成分も考慮していた. 2005年9月のイベントに伴う地表3次元変位はSARデータや光学画像データを用いて求められている. グラーベンの中央部では最大5 m以上の沈降が求められたものの、水平変動はほとんど確認されなかった. モデルから求められるダイク貫入の体積はおよそ2.5 km³であった. 1番目のイベントである2005年9月のイベント期間中における地震波観測によって求められた地震学的モーメント解放量は3.5×10¹⁸ Nmと報告されている. 測地学的手法を用いて2005年9月のイベントに伴う地殻変動を検出した先行研究では、モデルが示したすべり分布から計算される測地学的モーメント解放量はおよそ地震学的モーメント解放量の10倍程度であることが分かっている (Wright

et al., 2006; Grandin et al., 2009). 同じ Afar 盆地で 1978 年 11 月に発生した Asal-Ghoubbet のダイク貫入イベントにおける貫入体積はおよそ 0.2 km^3 と言われている (Tarantola et al., 1979). Afar の 2005 年 9 月のイベントで貫入した体積は Asal-Ghoubbet のイベントのおよそ 10 倍であり, イベントの規模の大きさをうかがい知ることができる.

2005 年 9 月のイベント以降も 2010 年 5 月までに 13 回のダイク貫入イベントの発生が報告されている (Fig. 4.2). 最後の 2010 年 5 月のイベントについては理由が定かではないが, イベント発生に疑問符がつけられている論文もある. 2006 年 6 月に発生した 2 番目のイベント以降では 1 度のイベントで貫入するマグマの体積が $0.03\text{-}0.17 \text{ km}^3$ 程度まで縮小した. つまり 2005 年 9 月のイベントに伴う貫入量と比較して一桁以上も規模が小さくなったことが明らかになった. この理由は 2 番目以降のイベントでは貫入するマグマの供給源として Dabbahu 火山と Gabho 火山からのマグマの供給がなくなり, AVC からの供給に限定されたためであると考えられている.

2005-2010 年に Afar で発生した群発地震のメカニズム解はほとんどが正断層ずれを示していた (Fig. 4.1). Ayale et al. (2007) では 2005 年 9 月に発生したイベントの最大マグニチュード (M) の地震のメカニズムは右横ずれ地震であることを指摘していた. 一方, Global CMT catalog は最大 M の地震のメカニズム解には非ダブルカップル成分を含むことを示している. 非ダブルカップル成分をダブルカップル成分に押し付けて説明しようとした結果, 右横ずれ地震の発生を示唆したと予想される. また Belachew et al. (2013) では 2007-2009 年の間にも非ダブルカッ

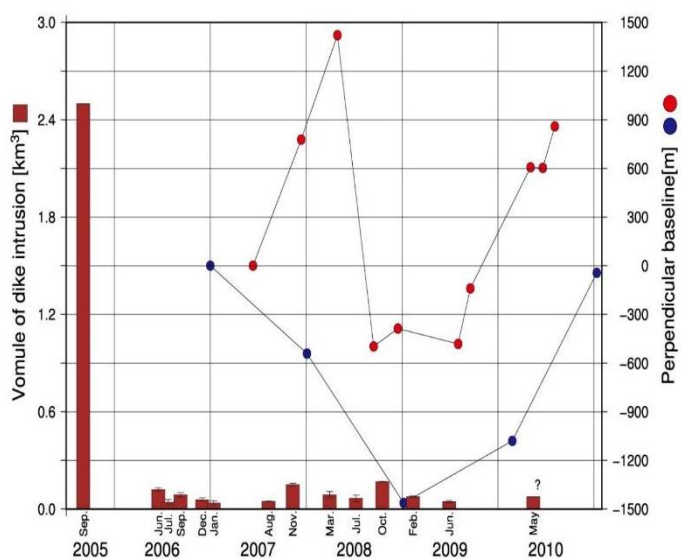


Figure 4.3 Time-series PALSAR data with volume of dike intrusion (Red lines). Red and blue dots show the timing and perpendicular baseline of ascending (Stripmap) and descending (ScanSAR) data.

プル成分を多く含む地震の発生を指摘している。先行研究では一連のダイク貫入イベント中で発生した非ダブルカップル成分は亀裂の開口に由来するものであると考えられている。2006年6月以降のイベントに伴う地殻変動の検出を検出した論文はすでに出版されており、C-band SAR のデータに InSAR を適用させた解析結果を報告している (e.g., Grandin et al., 2010)。これらの観測結果には変動域中央部に急峻な変位の勾配が観測されたと思われる領域はデータの欠損領域となっていた。したがって大局的な地殻変動の空間変動パターンからダイク貫入の時系列変化を議論するに留まっていた。

2006年7月以降にキャンペーン観測で地震波観測を行った先行研究の結果は、グラレーベンの沈降領域における地殻変動のシグナルが弱い領域と極端に群発地震の震央分布が乏しい領域が一致していることを指摘した (Grandin et al., 2011)。これは震央分布が乏しい領域の地下に温度が高い流体が豊富に存在し、かつ地殻の強度が極端に弱いことを根拠として、同領域の地下にマグマの供給源が存在していることを示している (Belachew et al., 2011)。震央分布が乏しい領域周辺にはリフトの拡大軸にほぼ直交する方位 (東北東-西南西) に列状の火山帯 (Ado' Ale volcanic complex) が存在している (Fig. 4.1)。その火山帯の地下 10 km にマグマ供給源が存在していることがダイク貫入イベント間の地殻変動から求められている。また地震波観測の結果は2番目以降のイベントにおいてもマグマ供給源が存在していると予想される震央分布が少ない領域を中心としてリフトの拡大軸に沿って南北へ群発地震の震央が移動した様子も捉えている。また Belachew et al. (2011) は低周波地震が特にグラレーベンの沈降領域に集中していることについても言及している。

イベント収束から5年経過した現在でも Afar のダイク貫入イベントは精力的に地震学的、測地学的手法を用いて研究されているものの、明らかにされていないこともある。ダイク貫入は地下の流体のダイナミクスや破壊力学の複雑な相互作用が大きく寄与していると考えられているが、これらを説明するためのパラメータ (例えばマグマ供給源の大きさやマグマが上昇してくる経路や壁とマグマの抵抗、温度条件など) が複雑に絡み合っているため発生メカニズムの完全な全容解明には至っていない。

東アフリカ地溝帯で観測されたダイク貫入イベントに伴う地殻変動の中でも興味深い挙動として、Himematsu and Furuya (2015) が報告したダイク貫入時におけるグラレーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りの発生が挙げられる。多くの研究者はリフト帯で発生す

るダイク貫入イベントに伴う地殻変動ではグラーベン構造の沈降領域では水平変動は起こらず、鉛直下向きへの変動のみが起これると考えていた。リフト帯で発生するダイク貫入イベントで発生する群発地震の震源メカニズムはたいてい正断層地震の存在を指摘している。しかし Himematsu and Furuya (2015) は 2007 年 Natron 湖で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動を L-band SAR のデータセットを用いて検出した結果、グラーベンの沈降領域において顕著な横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを検出した。このイベントにおける地震波観測の結果は横ずれ地震の発生を指摘されていないため、検出した横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは非地震的に生じたものであると提唱している。沈降領域における横ずれ滑りを説明するための横ずれ成分を含む断層モデルの構築にも成功しており、観測結果をよく再現する計算結果を示した。

2005-2010 年に発生した Afar におけるダイク貫入イベントに伴う地殻変動を検出した先行研究は一連のダイク貫入イベント時にグラーベンの沈降領域において横ずれ滑りの発生を指摘していなかった。イベント中における地震波観測の結果も横ずれ滑りの発生を明らかにしていない。Himematsu and Furuya (2015) が指摘したようなダイク貫入イベント時に発生したグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは LOS 方向の変位を示す InSAR の結果のみでは検出することが困難である。

本研究の目的は 2007 年に Natron 湖で発生したダイク貫入イベント時に観測されたグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルが、2005-2010 年に発生した Afar におけるダイク貫入イベントでも検出されるかどうかを検証することにある。グラーベンの沈降領域における観測事例が絶対的に乏しい現時点において、まず観測事例を増やす必要がある。2007 年 Natron 湖のイベントで観測されたシグナルとの比較を行いながら、より詳細に横ずれ滑りのメカニズムの解明につながる手がかりを得ることを目指す。基本的な解析手法は Himematsu and Furuya (2015) で用いていた手法を踏襲する。既存のモデルでは説明できないほどの複雑な地殻変動の検証には構造地質学や地震学といった多角的な視点で議論を展開することが求められる。

4-2. SAR data analysis

本研究では JAXA が 2006 年に打ち上げた ALOS/PALSAR (L-band: 波長 23.6 cm) のデー

タを用いた (Table 4.1). イベントの発生期間が 2005-2010 年のおよそ 5 年間に対して, 解析に用いたデータは ALOS/PALSAR の運用期間に限った (Fig. 4.3). これは 7 番目以降のダイク貫入イベントをすべて含むペアである. 6 番目以前のイベントに伴う地殻変動にも注目しようとして先行研究で用いられている ENVISAT/ASAR のデータの取得も試みた. しかしデータが配布されておらず地殻変動データの再解析を行うことができなかった. 2007.06.12 から 2010.08.05 までの期間における 10 枚の PALSAR データを取得し, 9 ペアの SAR データを解析した. PALSAR データの解析には GAMMA software (version 2014.12.11) (Wegmüller and Werner, 1997) を用いた. 観測結果中に含まれる長周期トレンドのシグナルは 2 次曲面でモデリングした結果を用いて除去した.

PALSAR データを用いて InSAR 解析を行った結果, より干渉性が保たれる L-band SAR データを用いても最も変動量が大きいと予想される急峻な変位の勾配を持つ領域で, 先行研究と同様にデータの欠損領域となった (Fig. 4.4). ダイク貫入に伴う地殻変動の全容解明のために最も変動量が大きいと予想される変動の中央部で定量的な変位量を得る必要がある. そこで Offset tracking を用いて SAR データを解析した. 解析に用いた PALSAR データは Ascending 軌道のデータが Stripmap mode (高分解能モード) で観測されたデータあったのに対し, Descending のデータはいずれも ScanSAR モードで観測されたデータであった. ScanSAR モードは一度に広範囲を観測できる利点を持つ一方, 空間分解能が劣る難点を有する. Offset tracking を適用すると Azimuth 方向の分解能が足りないことから優良な地殻変動データを得ることができないことが経験的に知られている. したがって本研究では断層モデルの構築には Ascending のデータを用い, Descending のデータは補足的なデータとして位置づけた.

Offset tracking の結果は InSAR と同じ方位である LOS 方向の距離変化を表す Range offset と, 衛星進行方向の変位に感度を持つ Azimuth offset の 2 方位の変位データを得ることができる. 2007.06.12 からの累積変位量を示す Offset tracking による結果を Figure 4.5 に示した. いずれの観測結果もダイク貫入イベントをまたぐ度に変位量が大きくなっていることが見て取れる. Range offset と Azimuth offset の結果には変動域中央部におよそ北北西—南南東方向に軸を持つ 2 本の変位の不連続が確認できる. 両者の観測結果に同じ地点で変位の不連続が確認できるため, 真の変位の不連続と判断した. この変位の不連続は地表付近まで到達している断層の上端付近ですべりが生じた結果地表で食い違いとして現れた変位を示し

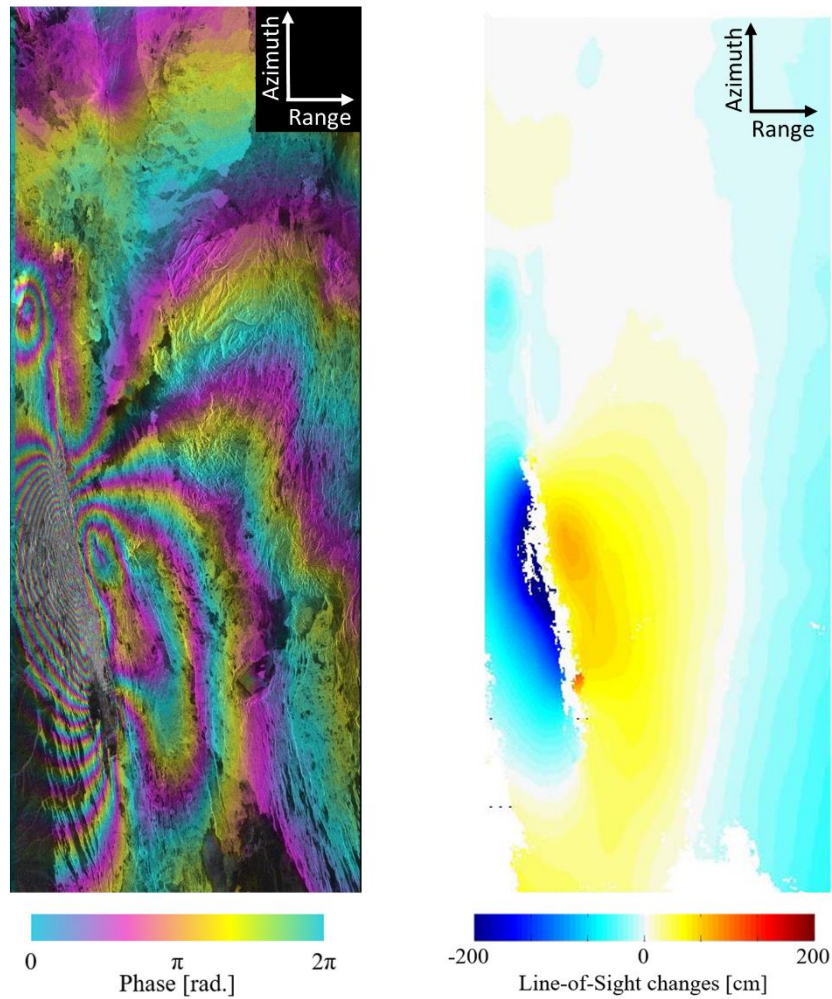


Figure 4.4 Example InSAR results for ascending tracking (2007.06.12 – 2010.08.05). Wrapped image (Left) and unwrapped image (Right). These images are in radar coordinate.

ていると予想される。

Range offset の結果はいずれもグラーベン構造を形成する変位を示すシグナルを明らかにした (Fig. 4.5). ダイク貫入イベントに伴ってグラーベン構造を形成変位が生じることが先行研究で明らかにされている (e.g., Wright et al., 2006; Grandin et al., 2009). 2 本の変位の不連続に対して外側の領域に注目すると北東側の正のシグナルよりも、南西側の負のシグナルの方が大きな値を示している。これらのシグナルは変位の不連続に対して非対称の変位を見せているのではない。グラーベン構造を形成するためには、2 本の変位の不連続に挟まれた領域は鉛直下向きに沈降し、外側の領域は東北東—西南西方向への拡大、または隆起す

る必要がある。拡大軸に対して線対称の変位が生じたと仮定しても、その変位を **Ascending** 軌道から右斜め下方向にマイクロ波を照射する衛星視線方向に投影した時に南西側の変位は十分にその変位を反映できる (Fig. 4.6)。一方、地表付近における変位ベクトルは衛星視線方向の変位ベクトルが成す角度が 90 度に近い値を示すため、北東側の変位は衛星視線方向に投影した時に地表変位量をあまり反映しない。これらの幾何的な問題によって **Range offset** で観測できる空間変動パターンの違いを生じさせている。2 本の変位の不連続に挟まれた変動域中央部の領域はグラレーベンの沈降領域を示していると考えられる正のシグナルが確認できる。沈降領域を示している正のシグナルは変位の不連続の幅がせばまっている変動域の中央部を境としておよそ南北に 2 つの領域に分かれている。7, 8 番目のイベントでは沈降の正のシグナルが沈降領域の北側に表れ、9 番目のイベントでは沈降領域の南側のシグナルが強く表れた。10-13 番目のイベントでまた北側の変位量が大きくなっていることが見てとれる。このように沈降領域の中央部でシグナルが極端に弱く表れている領域は先行研究でも示されているようにマグマ供給源の存在を示している。

Azimuth offset の結果に表れた北北西—南南東方向に 2 本の変位の不連続が確認でき、その外側の領域の変動パターンは東北東—西南西方向の拡大を表す変位に対応しているシグナルであると予想される (Fig. 4.6)。今回最も注目すべき、検証すべき内容である沈降領域における水平変動は、沈降領域の北側を中心に最大 78 cm の正のシグナルを示した。**Azimuth offset** の観測結果に表れる正のシグナルは衛星進行方向への水平変位を示している。つまりグラレーベンの沈降領域で観測されたシグナルは変動域の中心から離れる方位の水平変動を示している。沈降領域におけるシグナルは地震波観測で指摘されている正断層ずれによる変位では説明できない変位である。したがってグラレーベンの沈降領域における **Azimuth offset** の正のシグナルは横ずれ滑りによって生じた変位の発生を明らかにした。今回の事例でグラレーベンの沈降領域において横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルが確認できた領域は **Range offset** でグラレーベンの沈降領域における変動域北での沈降を示すシグナルを示した領域と一致する。一方、**Azimuth offset** の沈降領域南側では顕著な水平変動を示すシグナルは観測されなかった。我々は 2007.06.12 と 2010.08.05 のペアに衛星進行方向の変位に感度を持つ MAI (Multiple Aperture Interferometry) ((Bechor and Zebker, 2006) を用いて解析を行った結果も、グラレーベンの沈降領域においておよそ北北西方向への水平変位を示すような **Azimuth offset** の観測結果と整合する同程度のシグナルを示した (Fig 4.7)。反射強度をもとに変位を求めている **Azimuth offset** に対して、SAR データ中に含まれる位相のデータを用い

ている MAI の解析結果もグラレーベンの沈降領域における顕著な横ずれ滑りの発生を明らかにした。

リフト帯における群発地震とダイク貫入イベント時に伴う地殻変動において、グラレーベンの沈降領域における顕著な横ずれ滑りの発生は 2007 年 Natron 湖周辺で発生した事例でのみ指摘されている (Himematsu and Furuya, 2015)。今回のダイク貫入イベント期間中における地震波観測の結果は横ずれ地震の発生を指摘していなかった。今回の Afar のイベントの沈降領域における水平横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルも 2007 年の Natron 湖のイベントで観測されたシグナルと同様に非地震性の横ずれすべりに伴う変位を示すシグナルであることが示唆された。今回の事例で検出されたグラレーベンの沈降領域における水平横ずれ滑りに関して 2007 年 Natron 湖で検出した事例と大きく異なる点は、2007 年 Natron 湖での事例では沈降領域における横ずれ滑りの向きが変動域の中心に向かう変位を示していたのに対して、Afar の事例では変動域から離れる方向へのすべり方向を示していた点である。

次に観測結果の時系列変化に注目するために、Range offset は変動域を横断するよう東北東—西南西方向に 2 本の線分上における衛星視線方向の変位のプロファイルを取り (A-A', B-B'), Azimuth offset は沈降領域を北北西—南南東方向に縦断する線分上における衛星進行方向の変位のプロファイルを取った (C-C')。Fig. 4.8 にそれぞれの累積変位量のプロファイルを示し、色がシアンに近いほどペアのインターバルは短く、マゼンダに近いほどペアのインターバルが大きいことを示している。観測結果中 (特に Azimuth offset の観測結果) に変動を覆うほどの電離層擾乱に伴うノイズ (Azimuth streak (Gray et al., 2000)) が表れているペアのプロファイルはプロットしていない。バンドパスフィルターを用いて電離層擾乱に伴うノイズが軽減でき、主観的に変動域のシグナルに影響を及ぼさない程度のノイズが表れたペアのプロファイルはプロットした。Range offset の変動域北側 (A-A') のプロファイルに注目すると、前述のとおりイベントをはさむ毎にそれぞれのトレンド生じた変位量が増加していることが分かる。一方、変動域南側 (B-B') は 9 番目のダイク貫入イベントに伴う変位が表れて以降は顕著な変位量の変化はみられない。Azimuth offset の変位プロファイル (C-C') に注目すると、観測結果でも確認できたように特に沈降領域の北側で変位量が大きく表れていることが明らかになった。南側では規則的な時系列変化は明らかにならなかった。

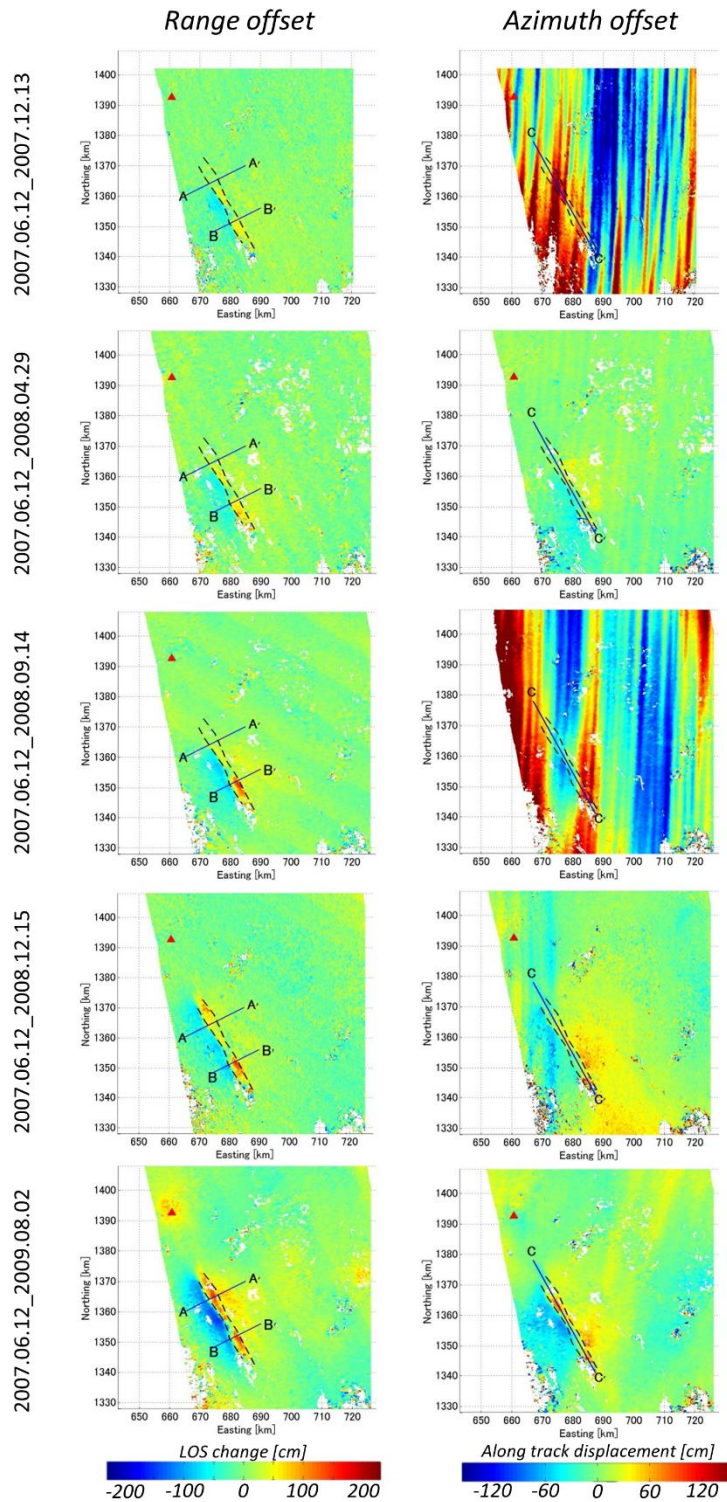


Figure 4.5 Results of range offset (Left column) and azimuth offset (Right column). These results indicate cumulative displacement from 2007.06.12. Two black dashed lines trace the phase discontinuities along the NNW-SSE rift axis. AA', BB' are the cross section of LOS changes profiles. CC' is the azimuth offset profile along the rift axis.

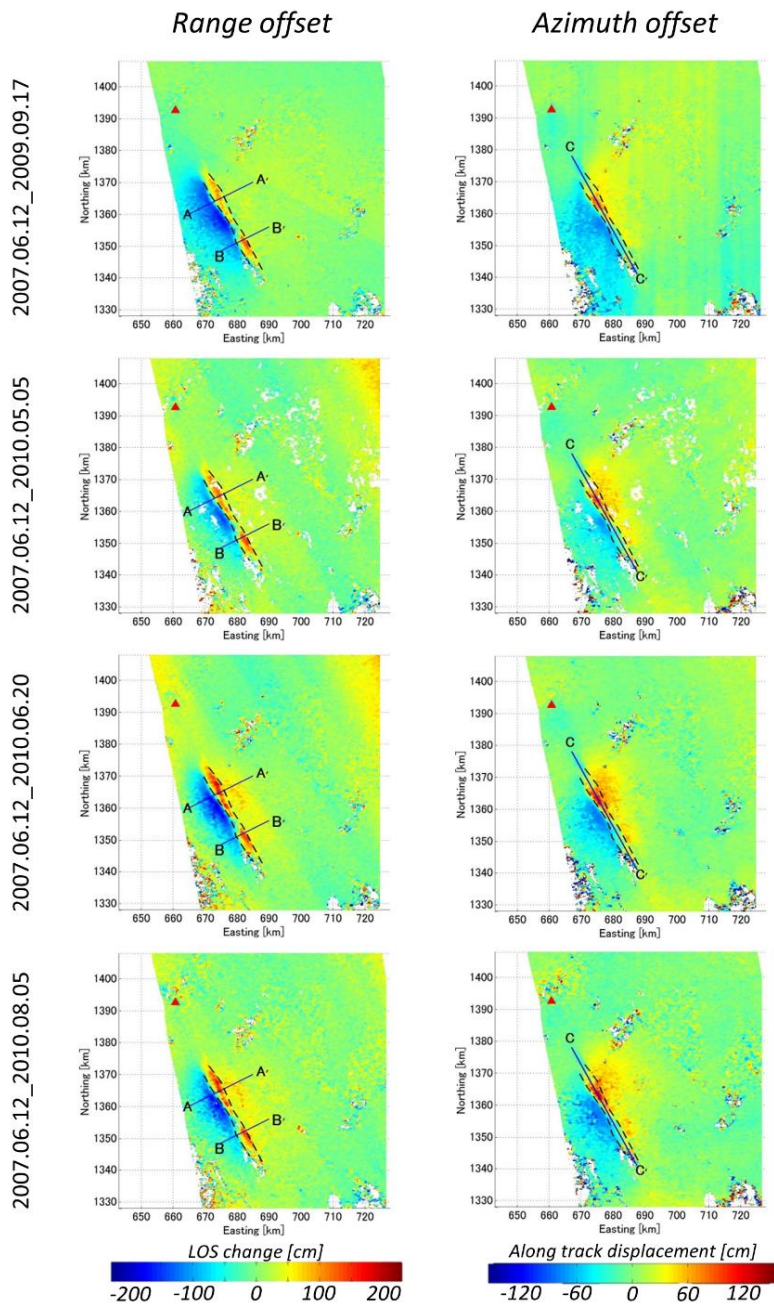


Figure 4.5 (Continued.)

これはグララーベンの沈降領域の南端付近で 2007 年 8 月と 2009 年 7 月に発生したごく小規模な割れ目噴火の火山噴出物によって地表面の散乱特性がやや変化したことによって真の変位量を求めることができず、変位量にばらつきが生じたと予想される (Belachew et al., 2011) 累積変位量のプロファイルからはダイク貫入イベントと沈降領域における衛星進行方向の変位量との関係がうまく見えない。そこで最もペアの期間が離れている

2007.06.12 と 2010.08.05 の Azimuth offset の変位量が最も大きな地点における Azimuth offset の変位量 (青色丸) とそれぞれ

のダイク貫入イベントにおけるマグマの貫入量 (赤棒グラフ) を、横軸に時間軸をとってプロットした (Fig. 4.9)。Azimuth offset の変位量は時間の経過とともに 2 次関数曲線で近似できる変位の移り変わりを示していることが明らかになった。マグマの貫入量との関係に注目すると、ダイク貫入イベントを挟むごとに Azimuth offset の変位量が大きくなるような規則性は確認できない。13 番目のイベント以降のマグマ貫入が生じていない期間においても変位量が大きくなり続けていることが確認できる。したがって、今回の事例においてダイク貫入イベント (マグマ貫入量) とグララーベンの沈降領域における Azimuth offset の変位量に有意な関係性を見出すことができなかった。

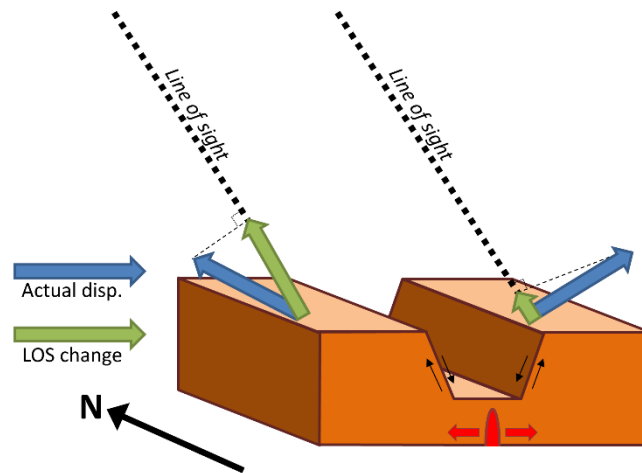


Figure 4.6 Schematic geometry of LOS change and surface displacement. LOS change (Green arrow) represents displacement projected actual surface displacement to slant range. Different signal pattern was displaced when range offset observed at graben structure.

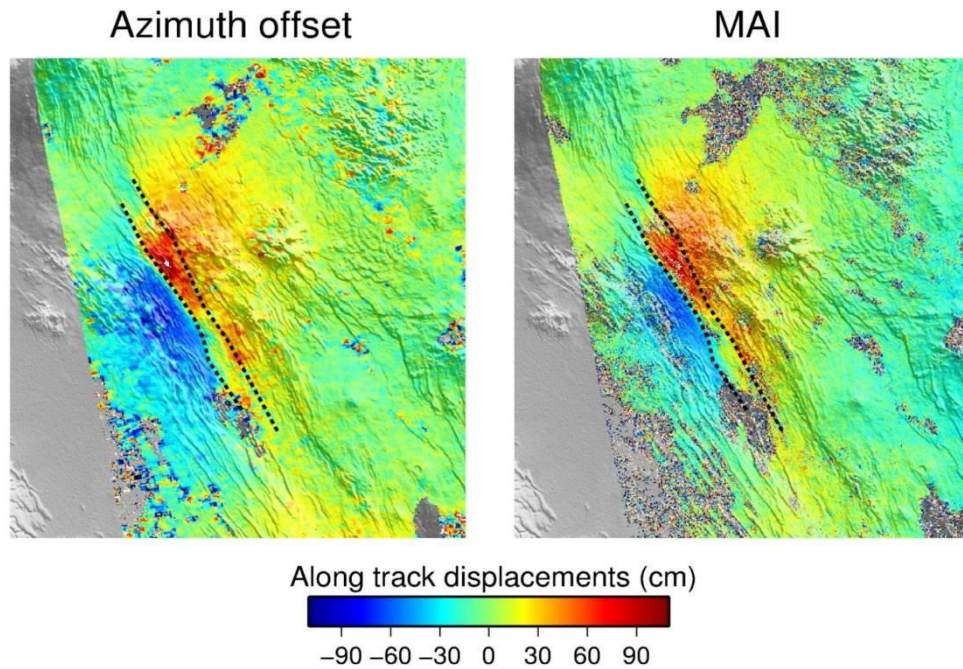


Figure 4.7 Comparison between azimuth offset and MAI result. These results show the displacement toward the satellite flight direction (Heading angle: -11.11 [deg.]). Black dot lines indicate the location of two phase discontinuities.

4-3. Fault source modeling

グラールベンの沈降領域における水平横ずれ滑りの実態をより詳細に追及するためにインバージョン解析による断層モデルの推定を試みた。先行研究ではすでに2007年以降のAfarのダイク貫入イベントに伴う地殻変動を説明するための断層モデルが示されてきた (e.g., Grandin et al., 2010; Hamling et al., 2010)。これらの先行研究では断層のセグメントを考慮せずダイクの貫入のみを考慮しているモデルや、グラールベンを形成する断層滑りに正断層ずれと膨張成分 (Dilatation) を拘束条件として与えたモデルが示されてきた。このようなモデルが示されてきた背景には InSAR 解析によってグラールベンの沈降領域がデータの欠損領域となってしまう、優良な地殻変動データを得ることができなかつたことが挙げられる。

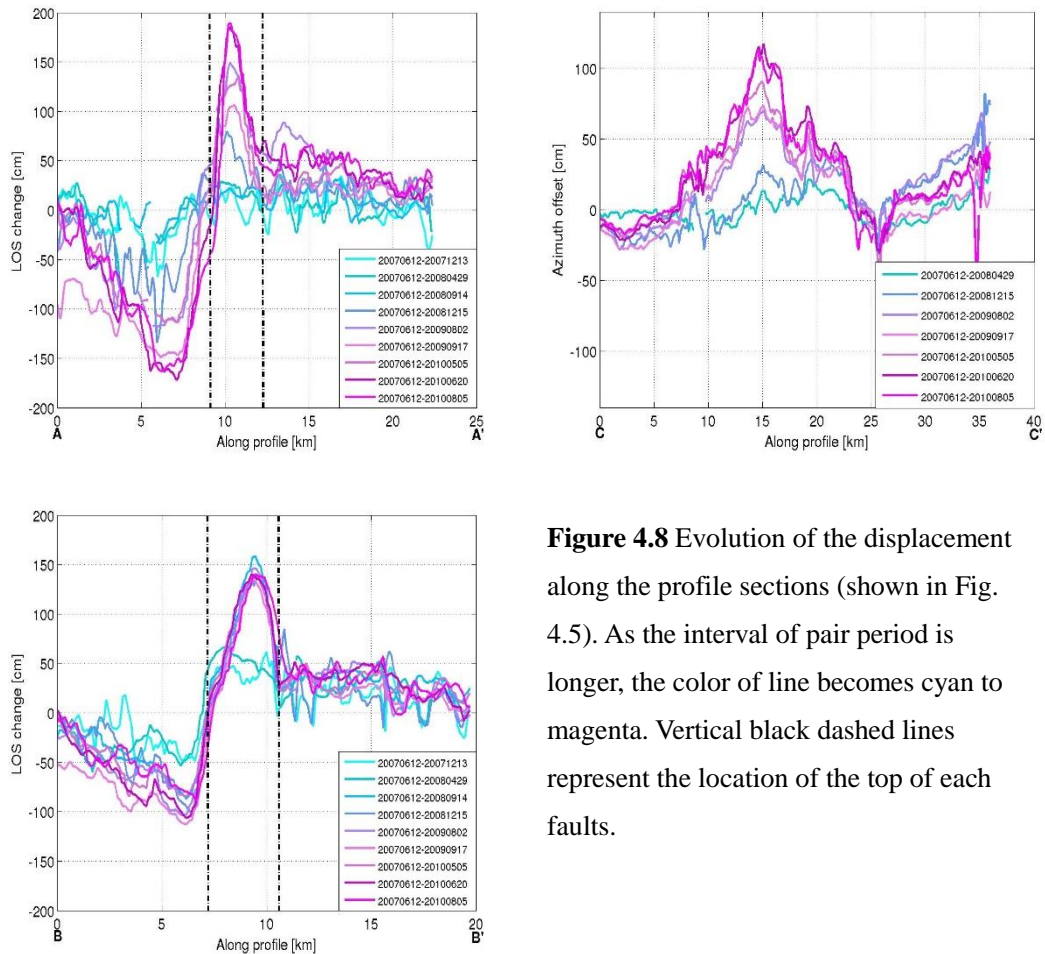


Figure 4.8 Evolution of the displacement along the profile sections (shown in Fig. 4.5). As the interval of pair period is longer, the color of line becomes cyan to magenta. Vertical black dashed lines represent the location of the top of each faults.

本研究では 2007.06.12 と 2010.08.05 のペアにおける Range offset と Azimuth offset の解析結果が示した累積の地表変動を再現するモデルの構築を試みる (Fig. 4.10 a, d). 最も変位量が大いと言想されるペアを選ぶことで、グララーベンの沈降領域における水平変動の全体像をつかみやすくなり、考察がより容易になると判断したためである。今回我々が推定した断層モデルにはグララーベンを形成する 2 枚の逆落ち断層 (西落ちの断層と東落ちの断層) と、1 枚のダイク貫入を説明するセグメントを考慮した (Fig. 4.11). 2 枚の断層の上端位置は観測結果中に表れていた変位の不連続に合わせ、傾斜角や形状、下端の深さは試行錯誤的に求めた (e.g., Furuya and Yasuda, 2011). ダイク貫入のセグメントも観測値と計算値の残差が最も小さくなる位置においた。観測結果中に表れていた断層の上端位置を示していると予想される変位の不連続は曲線を描いている。一般的に地表変動の再現には半無限弾性体の媒質を仮定した矩形要素にグリーン関数を与える岡田モデルが用いられる (Okada,

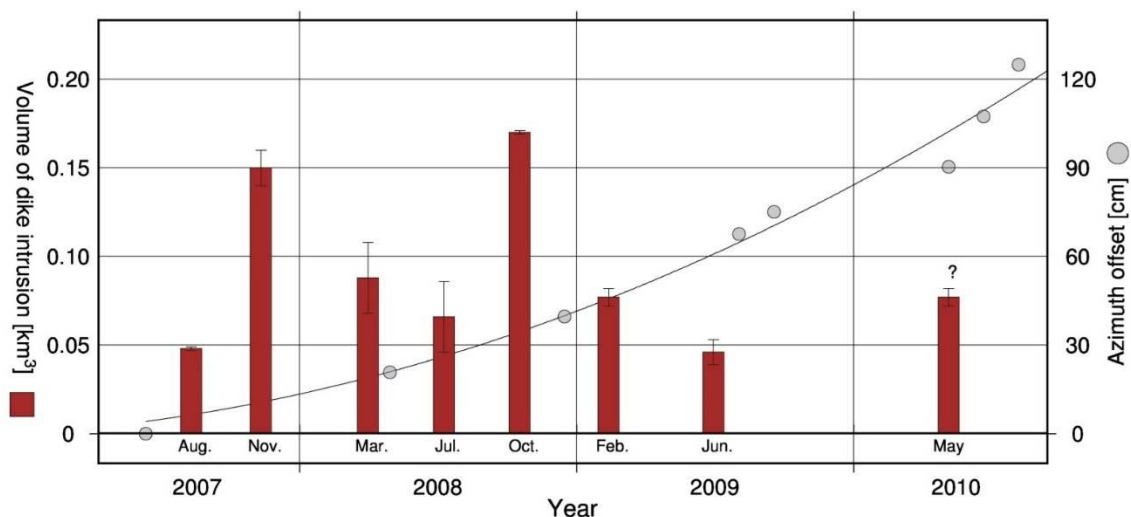


Figure 4.9 Time-series of azimuth offset at the subsidence area of the graben (Gray circles) and volume of dike intrusion (Red lines). The data of azimuth offset plot at the point where observed largest displacement in the result of azimuth offset spanning from 2007.06.12 to 2010.08.05. Black quadratic curve fit the azimuth offset data using linear least square method.

1985). しかし、矩形要素を用いた非平面断層の再現を試みた場合、要素の重なりや欠損部を生み出す可能性がある。観測結果に忠実な断層面の推定を行えず、計算されるすべり分布の妥当性を評価しにくい。そこで本研究では観測結果に表れていた変位の不連続に沿って断層の上端位置を忠実に再現するために、各セグメントは三角形要素を用いて構成した。三角形要素を用いることによって曲面断層や複雑な形状を考慮する際に、セグメントの構成要素の欠損や重複を防ぐことができる利点を持つ。三角形要素を用いた場合のグリーン関数を与えるために Meade (2007) が公開している MATLAB スクリプトを使用した。モデル構築時の計算速度の向上や断層のジオメトリの推定を容易にするために四分木法 (Quad-tree algorithm) を観測データに適用し、データ数をおよそ 260000 から 8000 程度まで減らした (Jónsson et al., 2002)。

各セグメント上におけるすべり量を求めるためのインバージョン解析を行う際に、非負の解を求める最小二乗法を用いた。これは同一セグメントでは逆センスのすべりは生じない仮定を考慮したものである。断層すべりの拘束条件は縦ずれ成分にはいずれも正断層ずれ、横ずれにはいずれも右横ずれとした。ダイクの貫入は鉛直開口モデルのみを考慮した。またダイク貫入に伴う球状圧力源の収縮 (Mogi, 1958) やシルの閉口 (Okada, 1985) に伴う地表変化は考慮しないものとした。

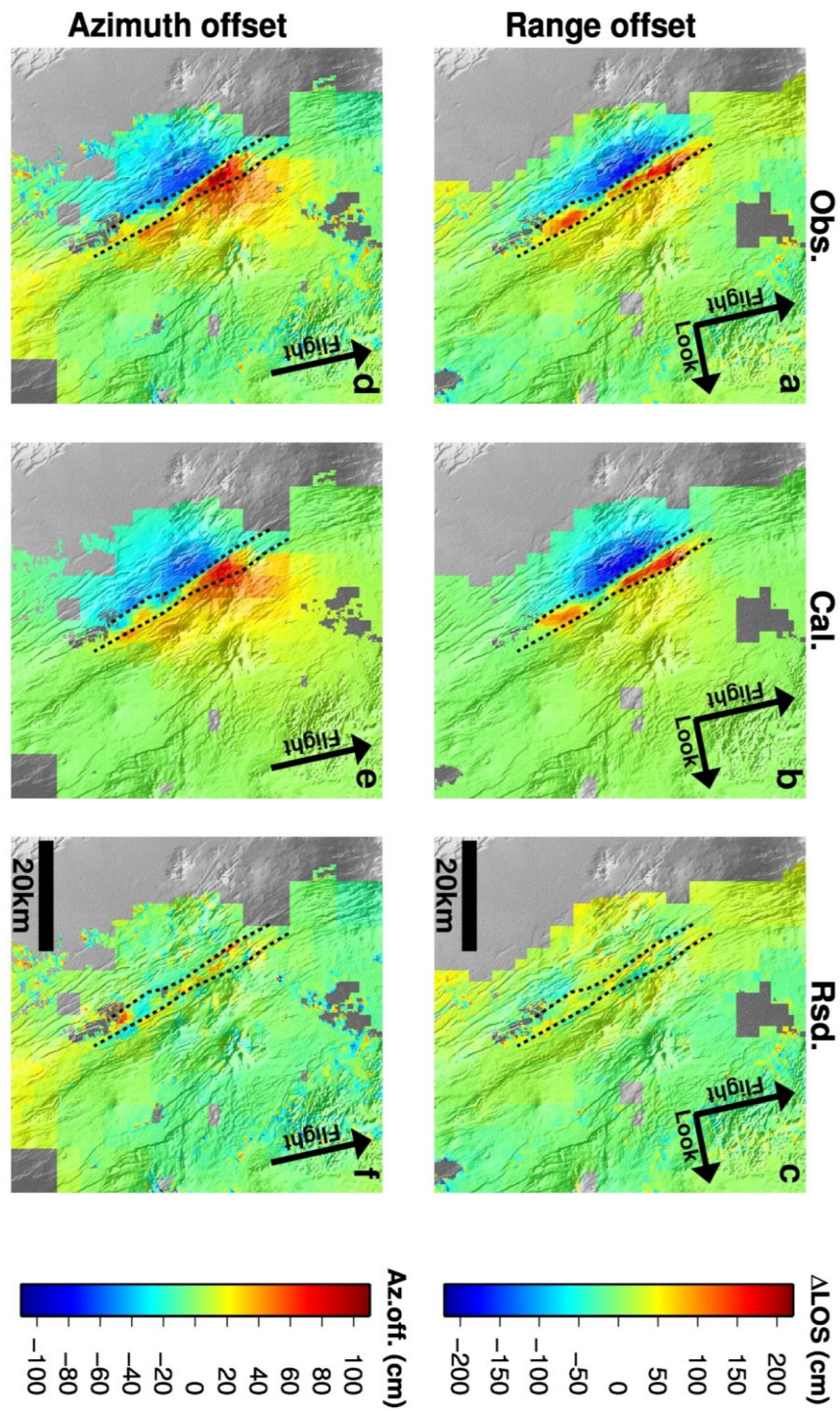


Figure 4.10 Comparison of the observation result of range offset and azimuth offset (a, d), model calculated from fault slip distribution (b, e), misfit residual (c, f). Black dashed lines are sites of the phase discontinuities.

縦ずれの拘束条件は、Global CMT catalog や先行研究 (Belachew et al., 2013) で示していた地震波観測の結果が示していた正断層型地震の発生を参考にした。一方、横ずれ滑りに関しては以下の2つの点を参考にした。1つ目は Belachew et al. (2013) が指摘している群発地震のメカニズム解に含まれる右横ずれ成分の存在である。おおよその群発地震のメカニズム解は正断層ずれであることが示されてきた。その中にいくつかマグマ貫入に伴う影響を反映していると予測される非ダブルカップル成分 (非 DC 成分) を含むメカニズム解が示されていた。非 DC 成分を伴うメカニズム解はマグマ貫入のような鉛直開口 (Kanamori et al., 1993) の他にも、複雑な断層面 (Frohlich et al., 1989) や円環断層による食い違い (Nettle and Ekström, 1998), 地滑り (Kanamori and

Given, 1982), 氷振 (Ekström et al., 2003), 地下の流体の移動 (Julian, 1994) などが原因で生じることが知られている。Belachew et al. (2013) は今回のイベントで発生した非 DC 地震はマグマの貫入の影響と断定している一方で、モーメントテンソルの合計から非 DC 成分を差し引いて残ったダブルカップル成分 (DC 成分) にわずかな右横ずれの成分が残ることを指摘した。2つ目は 2005 年 9 月のイベントに伴う現地調査の結果も変動域東側の領域において、わずかな右横ずれの食い違いを示した結果である (Rowland et al., 2007)。この右横ずれの食い違いが観測された地域は変動域から東方向にやや距離があるもののイベント時に生じた大局的な変動パターンは変動域から離れても同じ傾向を示すと判断した。

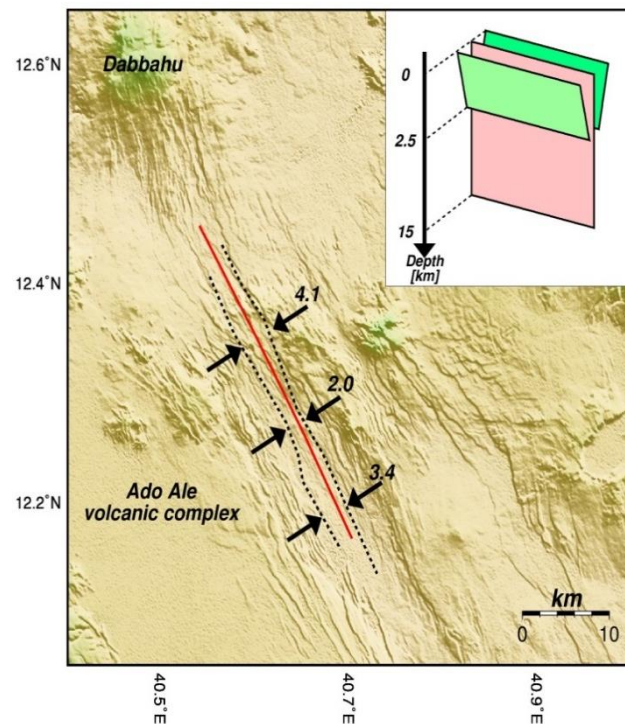


Figure 4.11 Colored relief map at the deformation area associated with the afar rifting event. Right-top inset indicates schematic geometry of estimating fault elastic model. Projection of the top of faults (Black dot line) and dike segment (Red solid line)

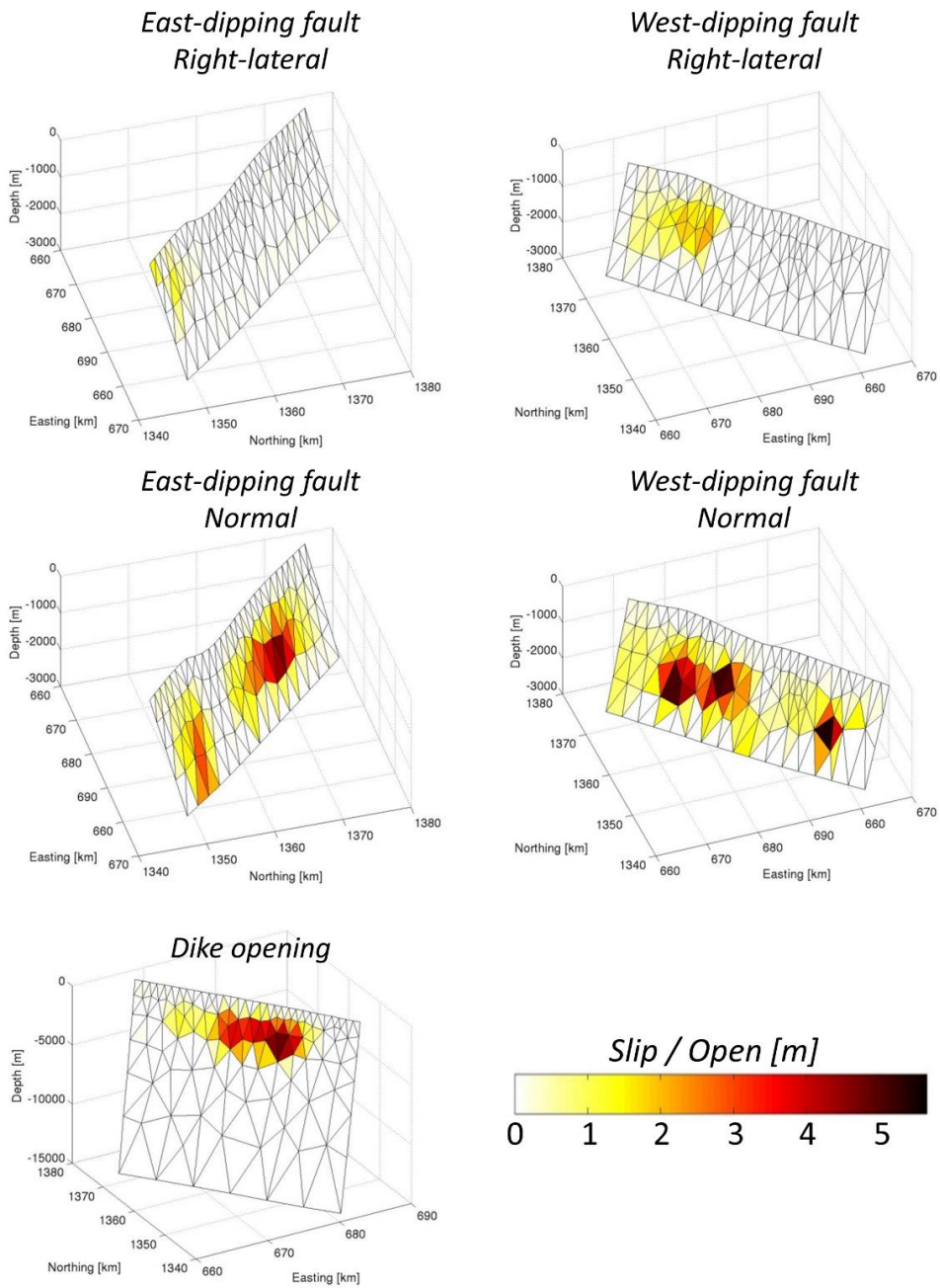


Figure 4.12 Estimated slip distribution on each segments. See the text for detail. Slip constraints are normal slip for dip-slip and right-lateral for strike-slip. Dike constrains pure opening.

Fig.4.12 に各セグメント上におけるすべり分布を，各成分に分けて示した．縦ずれ成分のすべり分布に注目すると，いずれの断層面上にも北側と南側に 2 つのピークを持つすべり分布が明らかになった．これは **Range offset** で明らかになった沈降領域において 2 つの正のシグナルを再現するすべり分布と解釈できる．横ずれ成分のすべり分布は西落ちの断層の北側の領域で最大 211 cm の顕著なすべり分布を示している．一方，東落ちの断層は変動域南側にわずかにすべり量が確認できるだけであった．以上から西落ち断層上のすべりが，今回我々が捉えたグラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを再現に大きく寄与していると予想される．ダイクの開口は深さ 2km 付近から深さ 5km 付近まで分布しており，深さ 3 km 付近で最大 4.8 m の開口が示された．ダイクの開口は断層面上のすべり分布で明らかになったようにセグメントの北側と南側でピークを 2 つもつ分布はみられなかった．先行研究が示した 2007 年 8 月以降のイベントにおける地殻変動を説明するモデルは各イベントで最大 2.5 m 程度の最大開口が起こったことを示した (Hamling et al. 2010; Grandin et al., 2010) . これらの開口量を合算すると今回我々が求めたモデルの開口量は妥当であることは明らかである．

開口分布から求められるマグマ貫入体積は 0.124 km^3 であった．一方，今回の Afar のイベントに関して測地学的手法で推定されたダイクの貫入体積と，同量相当のマグマ供給源の収縮に伴う地殻変動は生じていないことが指摘されている (Wright et al., 2006; Hamling et al., 2009) . 先行研究では地殻変動から推定されるマグマ供給源の収縮量はモデルから求められるダイクの貫入体積のおよそ 14-20 %であることを示した．このように地殻変動から推定されるマグマ貫入量と供給源の収縮量に差が生じる原因は，マグマ供給源付近と地表付近の弾性率の違い (Rivalta and Segall, 2008) や地表へのマグマの供給と地下への流出が同時発生，供給源からマグマが上昇してくる過程で膨張する影響 (Delaney and McTigue, 1994) などが挙げられる．我々がモデルから推定したマグマの貫入量をマグマ供給源が存在していると推定される地下 10 km 付近で圧力源収縮に伴う LOS 変化を求めた結果，最大 25 cm 程度の LOS の距離増加が明らかになった (Fig. 4.13) . 仮にモデルから得られる貫入量のおよそ 20 %の圧力源収縮に伴う地殻変動が生じたと仮定した場合，LOS 変化はおよそ 5 cm 程度となる．これは **Offset tracking** の経験的な測定誤差である 20 cm を下回る (Fialko et al., 2001) . 以上の理由をもとに本研究ではモデルにマグマ供給源収縮に伴う効果を含めなかつ

た.

断層上のすべり分布から求められる測地学的モーメント解放量 (Geodetic moment release) を求めると, 断層滑りのみに伴うモーメント解放量の合計は $11.11 \times 10^{18} \text{ Nm}$ となり, そのうち横ずれ成分は $1.70 \times 10^{18} \text{ Nm}$ であった. 横ずれ滑りによって解放されたモーメント解放量は全体の 13.4 % を占めることが明らかになった. 横ずれ成分が全体を占める割合は大きくないものの, Mw 6.08 相当 (Hanks and Kanamori, 1979) であることから決して無視できない変位量であると判断できる. またダイク貫入による開口を食い違い量と仮定した時に, 今回我々が推定したモデルが示した測地学的モーメント解放量の総和は $15.15 \times 10^{18} \text{ Nm}$ となった. SAR 解析に用いたペアの撮像日間 (2007.06.12 – 2010.08.05) における地震波観測の結果 (Belachew et al., 2011) から求められる地震学的モーメント解放量 (Seismic moment release) は, $0.33 \times 10^{18} \text{ Nm}$ となり, 同時期の測地学的モーメント解放量の 2.21 % にあたる. このように測地学的モーメント解放量と地震モーメント解放量の値に差ができることは, リフト帯で発生するダイク貫入イベント時にはよく観測される. 今回の Afar のイベントにおける先行研究でもモーメント解放量の差の存在が指摘されている (e.g., Wright et al., 2006; Brandsdóttir and Einarsson, 1979). この差はマグマが一度開けた亀裂をさらに押し広げる変位や, 断層面上で地震波を伴わないゆっくり滑り (非地震性横ずれ滑り) による変位が大きな要因である.

断層のすべり分布から Ascending 軌道における衛星視線方向と衛星進行方向への変位における計算結果と残差を示した (Fig. 4.10). モデルから求めた計算値はおおむね大局的な変動パターンを再現したと評価できる. Range offset の観測結果に表れていた沈降領域における 2 つの正のシグナルや, Azimuth offset のグラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルも再現された. 一方で Azimuth offset の残差がグラーベンの沈降領域の南端でわずかに残っていることが確認できる. これは前述の割れ目噴火によって正しい地表変位データを得ることができなかったエラーの効果をモデルで再現できなかった影響が残ったものであると予想される. モデルの RMS は Range offset で 15.7 cm, Azimuth offset は 8.5 cm であった.

3 方位以上の地表変位データを得ることができた場合, 同じ地点について連立方程式を解くことで, 地表 3 次元変位を求めることができる (Fialko et al., 2001). しかし本研究では優

良な3方位以上の地殻変動データを取得することができなかった。そこでより詳細にイベントに伴う地殻変動を理解しやすくするために断層モデルのすべり分布から「リフトの拡大軸と直交方向の水平変位 (N60° E)」、「リフトの拡大軸と水平方向の水平変位(N330° E)」、「地表鉛直方向の上下変位」を求めた (Fig. 4.14).

地表上下変位 (Fig. 4.14a) とリフトの拡大軸の直交方向の水平変位 (Fig. 4.14b) に注目すると、これまで想定されてきたグララーベン構造を形成する変位が生じたことを示した。グララーベンの沈降領域は最大 235 cm の沈降を見せている。グララーベンの沈降領域における拡大軸に直交する方位への変動は 30 cm 以下の変動が生じていることが見て取れる。

Grandin et al. (2009) はグララーベンの沈降領域ではわずかではあるが全体的におよそ東向きの変位がみられると報告していたが、我々の結果は同様の空間変動パターンを示していない。リフトの拡大軸に平行方向の水平変動 (Fig. 4.14c) は Azimuth offset でも明らかになったようなグララーベンの沈降領域において最大 103 cm 程度の変動が断層セグメントの北側で確認できる。

ScanSAR - ScanSAR のペアを用いた Offset tracking の結果は Azimuth 方向の分解能が足りないことが原因で優良な地殻

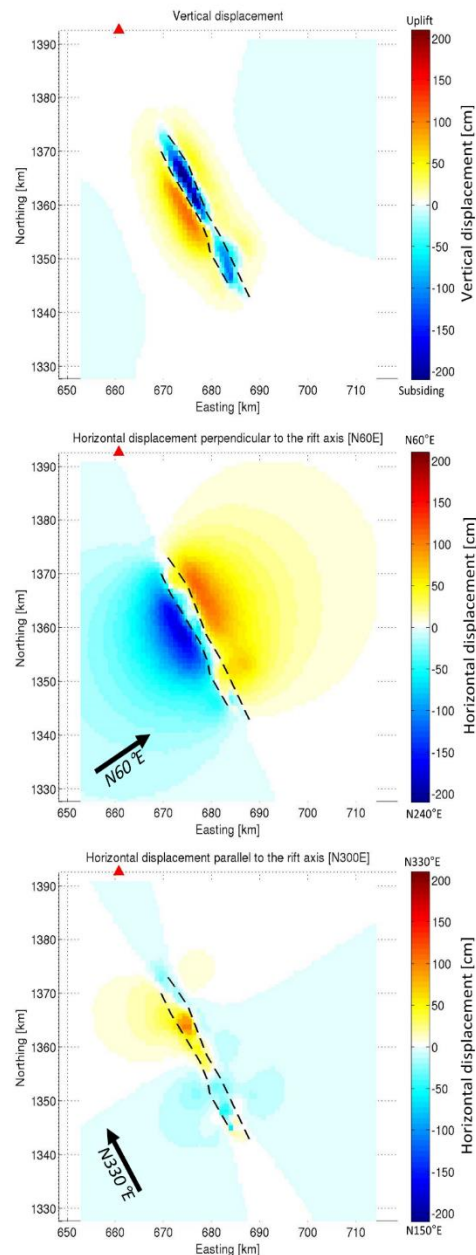


Figure 4.13 Calculated 3-way displacement map estimated from modeled slip distribution. (Top) Vertical component, (Center) N60°E – N240°E component and (Bottom) N150°E – N330°E component. Positive values show uplift, N60°E, N330°E for each calculations. Black dashed lines represent the top emplacement of two faults. Red triangle marks the location of Dabbahu volcano.

変動データを得ることができないとされている。しかしわずかな情報量でも含んでいる地殻変動データを取得しようと ScanSAR モードで観測された Descending 軌道のデータに Offset tracking に適用した。これらの観測結果はモデルの改良に貢献する結果が得られることは期待できないため補足的な情報として利用する。

Offset tracking を用いて ScanSAR-ScanSAR のペアを解析する前に、Ascending の観測結果から求められた断層モデルのすべり分布から Descending 軌道における衛星視線方向と衛星進行方向の変位を求めた (Fig.4.15)。これは ScanSAR データに Offset tracking を適用した結果が Ascending データを用いた解析結果と整合する結果を示すかを検証する目的で行った。Range offset の計算結果は変動域中央ではグラーベンの沈降領域を再現する正のシグナルが2つのピークを持つように表れた。変動域外側の領域は北東—南西方向へ拡大する変位が生じるため Ascending の Range offset の結果とシグナルの逆符号になる。Azimuth offset の計算結果は変動域の外側の領域が Ascending の Azimuth offset の観測結果とは逆符号のトレンドのシグナルを示しており、グラーベンの沈降領域においてはおよそ北向きへの変位 (衛星進行方向とは逆方向) を示す負のシグナルが確認できた。

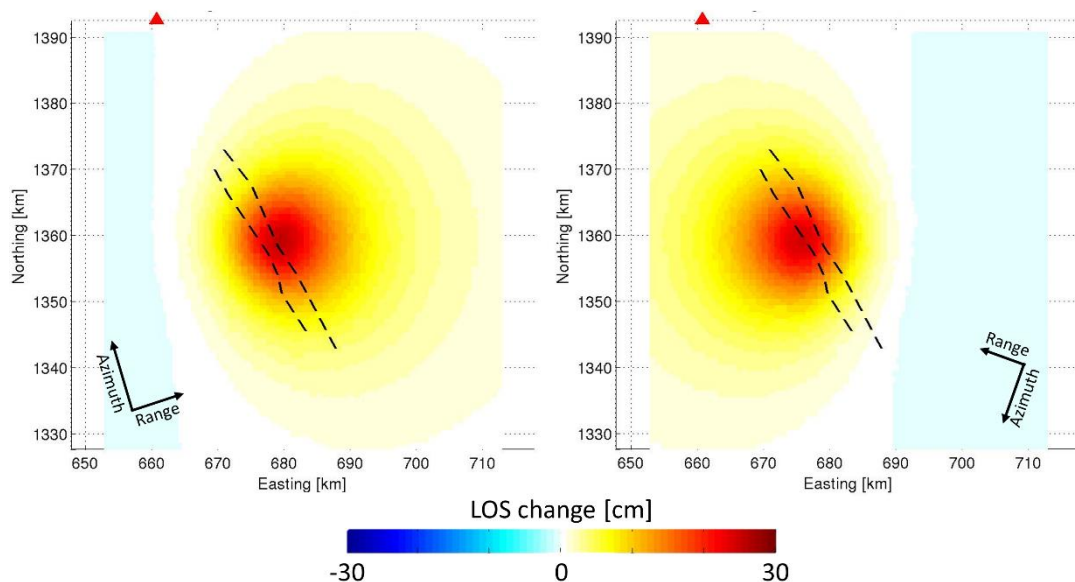


Figure 4.14 Estimated LOS displacement map associated with the magma source deflation. The volume of deflation is 0.1237 km^3 , same as volume of dike intrusion during the events. The depth of source is 10 km assumed by Wright et al. (2006). (Left) Ascending LOS displacement, (Right) Descending LOS displacement. Black dashed lines trace the surface projection of top of graben-bounding faults constructing graben structure.

今回の ScanSAR モードに適用した Offset tracking を行う際のパラメータはノイズができるだけ小さく、主観的にもっともらしい結果が求められるように試行錯誤的に求めた。その結果、今回の解析では相関窓の大きさは (Range, Az.)=(256, 512) とし、オーバーサンプリングレートは 2 とした。本研究では Ascending の 2007.06.12 と 2010.08.05 のペアを解析して得られた観測結果と比較するために Descending の 2007.01.01 と 2011.01.12 のペアを解析した結果を示す。Descending データを解析した結果は、Ascending の 2007.06.12 と 2010.08.05 の撮像日間に含まれるダイク貫入イベントよりも一つ多くのイベントを含んでいるものの、2006 年 7 月以降のダイク貫入イベントの中でも小規模なイベントであるため、Figure 4.15 で示した計算結果と近い結果が求められれば良い。

Descending 軌道から撮像された ScanSAR データに Offset tracking を適用した結果を Figure 4.16 に示した。Descending の Offset tracking の解析結果には Ascending の Offset tracking の解析結果と比較して、変動がないと推定される領域においてノイズが多く含まれていることが見て取れる (Fig. 4.16)。Range offset の結果にはすべり分布から求められる計算値や Ascending データの解析結果に表れていた変動域を縦断するような北北西—南南東方向の 2 本の変位の不連続が明瞭に確認できなかった。Ascending データの解析結果に表れていた北北西—南南東方向の 2 本の変位の不連続が表れた位置に対して外側の領

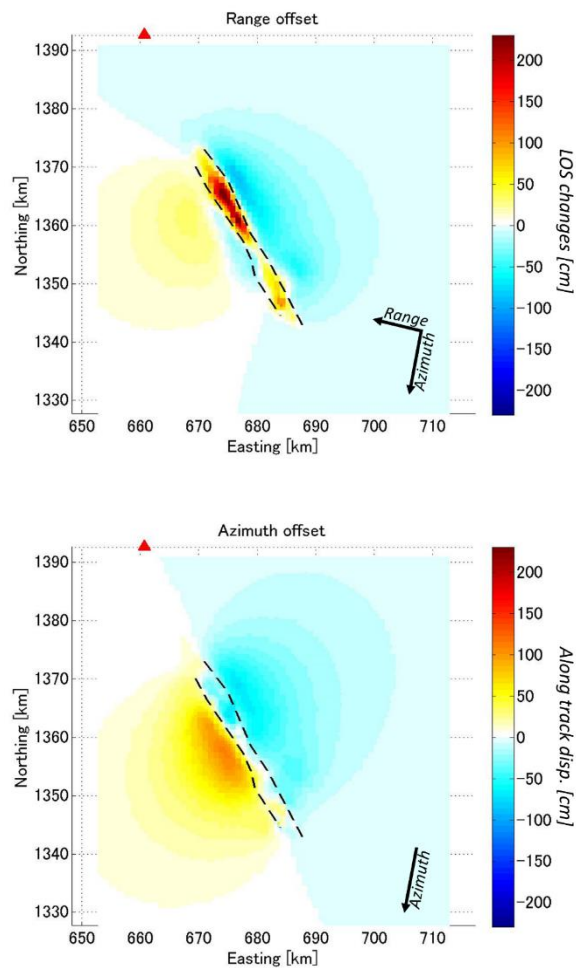


Figure 4.15 Simulated displacement map for offset tracking. (Top) Simulated range offset, (Bottom) Simulated azimuth offset. The direction of satellite flight (Azimuth) and irradiating microwave (Look) are shown by top-right arrows. Positive values indicate the changes for the direction away from the satellite and forward to the satellite flight direction.

域における変動パターンはおおむね計算値と整合するトレンドを示すシグナルが明らかになった。一方、変動域中央部ではグラーベン構造の沈降領域を形成し得る明瞭なシグナルは表れていなかった。Azimuth offsetの結果はシーン全体に長波長トレンドのノイズの取れ残りがあるものの、Figure 4.15 で示した計算値とおおむね整合するトレンドを示す結果を明らかにした。グラーベンの沈降領域における水平変動を示すシグナルは計算値よりもやや大きい値として確認できた。

以上から Descending 軌道から撮像された ScanSAR データに Offset tracking を適用した結果は Ascending で得られた知見やモデルから求められる計算値を、おおむね支持する観測結

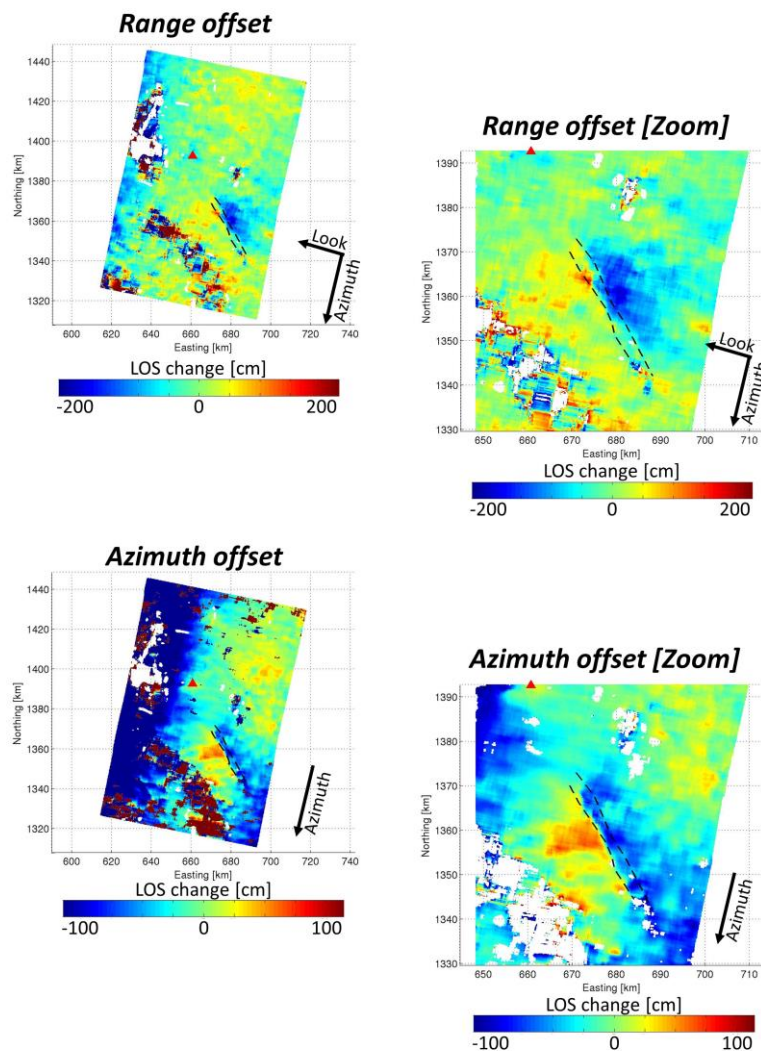


Figure 4.16 Observation result of offset tracking for ScanSAR data (Descending). (Left) Overview of result, (Right) Zoom of displacement range.

果を得ることができた。唯一、両者を説明できなかった点は **Range offset** のグラーベンを形成する沈降領域におけるシグナルである。ScanSAR データを用いた結果が真の地殻変動を表しているとするならば、今回我々が推定したモデルや以降で展開する発生メカニズムの議論の妥当性が失われる。しかし我々には ScanSAR データを用いた **Offset tracking** の解析結果を検証するこれ以上の手段が存在しない。したがって本研究で解析した ScanSAR データを用いた **Offset tracking** の結果は注意して議論する必要がある

4-4. Discussion

プレート発散境界に位置する Afar 盆地であるが局所的に横ずれ地震が発生する地域が主に2つ挙げられる。ひとつは Afar 盆地北端付近の紅海に面した地域である (Barberi and Varet, 1977; Hofstetter and Beyth, 2003)。Nubian プレートと Arabian プレートの発散境界がスエズ運河から南東方向に紅海に沿って伸びてきているが、エリトリアとエチオピアの国境付近でプレート発散境界のステップがみられる。このステップをつなぐようにトランスフォーム断層が形成されており、これがずれ動くことによって横ずれ地震が発生する。

もうひとつの地域は Afar 盆地の南東部の Goba' Ad である (Tapponnier et al., 1990; Abbate et al., 1995)。Afar 盆地には北から紅海に面した Erta' Ale などを含む北西—南東方向にのびる大きなマイクロプレート (Danakil block) と Alayta から MHD, Goba' Ad にかけて3つの小さなマイクロプレートが存在していることが地質学や構造地質学の観点から明らかにされている (Barberi and Varet, 1977)。当初 Danakil block はエチオピア高原の東端に位置していたものの 2000 万年前から反時計回りに回転しながら Nubian プレートから離れはじめ、現在では元の位置から反時計回りに 30°回転してきたことが分かっている。この Afar 盆地北西部においてはこれまで顕著な横ずれ地震の発生は指摘されていない。一方、Afar 南東部に位置している Goba' Ad のマイクロプレートは時計回りに回転していることが GPS 観測から明らかにされている。この Goba' Ad のマイクロプレートの領域内では左横ずれ地震が発生領域であることが報告されている (Tapponnier et al., 1990; Abbate et al., 1995)。以上のように Afar 盆地では限定的に横ずれ地震の発生が指摘されてきた、しかし我々が知る限りでは地震波を伴わない非地震性横ずれ滑りを含めてダイク貫入イベント時に横ずれ滑りの発生を指摘した先行研究はほとんどない。

非常に浅い領域における断層上の運動は広域的にはたらいっている応力の影響だけではなく、直近で発生した地殻変動による応力変化による影響を受けることもある。我々はダイクの貫入に伴う応力変化が断層上の食い違いに及ぼす影響を評価するために、それぞれの断層をレシーバー断層としてクーロン応力変化 (ΔCFF : Coulomb failure function) (e.g., King et al., 1994) を求めた。クーロン応力変化はダイクの貫入に限らず、地殻変動 (断層運動, 圧力源膨張など) によって生じる応力変化が周囲に位置する断層上の滑りや開口を誘発する応力変化かどうかを評価できる指標である。0.01-0.1 MPa 程度の応力変化でも断層滑りに影響を与えるとされている (Deng and Sykes, 1996; Anderson and Johnson, 1999)。今回のイベントにおける先行研究ではダイク貫入に伴う応力変化が断層すべりに与える影響については言及していない。

本研究における ΔCFF の計算には剛性率を 30 GPa, 摩擦係数を 0.4 と仮定した。本研究におけるダイクの貫入に伴う応力変化にはプレート運動に伴う広域にはたらいっている応力を考慮していない点に注意する。Fig.4.17 にそれぞれのレシーバー断層における ΔCFF を地表 (0 km) から断層の下端 (2.5 km) までの範囲で 0.5 km ごとの水平断面図として示した。レシーバー断層のパラメータは我々が推定したモデルのジオメトリを参考にした。正の ΔCFF は断層すべりを誘発する応力変化であったことを示している。

ΔCFF の計算結果は 1 km よりも浅い領域で西落ちと東落ちの両断層で断層滑りを誘発する応力変化 (正の ΔCFF) を示した。これよりも深い領域に注目すると、東落ちの断層は深さ 1.5 km から断層の下端までの深い領域で断層すべりを抑制する応力変化 (負の ΔCFF) を示した。これはモデルが示したダイクの開口が深さ 1.5 km 付近から分布していることが要因となって、正断層ずれが卓越していた東落ちの断層の深い領域で断層すべりを抑制する応力変化が表れたと予想される。次に西落ちの断層に注目するとセグメントの北側と南側で応力変化の傾向が異なっている。横ずれ成分のすべり分布が集中していたセグメントの北側では深さ 2.5 km 付近でのみ明瞭な負の ΔCFF を示している。対照的に横ずれ成分のすべり分布が確認できない西落ちの断層のセグメントの南側では、東落ちの断層と同様に深さ 1.5 km 付近から負の ΔCFF が表れた。我々のモデルが示した横ずれ滑りの分布と正の ΔCFF を示す領域が一致していることは、ダイクの貫入に伴う応力変化が横ずれ滑りを誘発させた可能性を否定できない。

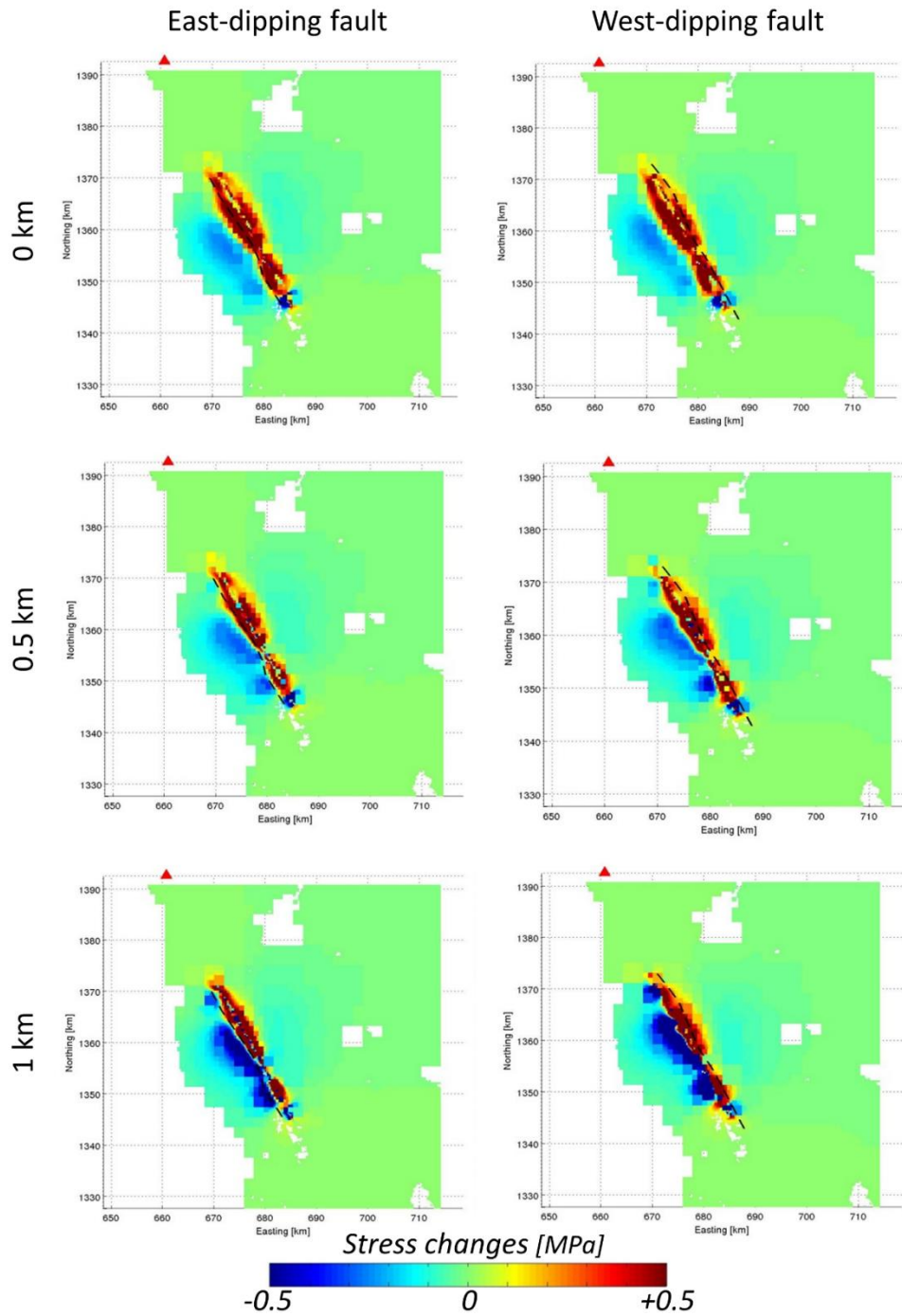


Figure 4.17 Horizontal slice of coulomb stress change (ΔCFF) associated with the dike opening. Positive stress changes indicate promoting fault slip. Receiver faults are east-dipping fault (Left) and east-dipping fault (Right). Red triangle shows the location of Dabbahu volcano.

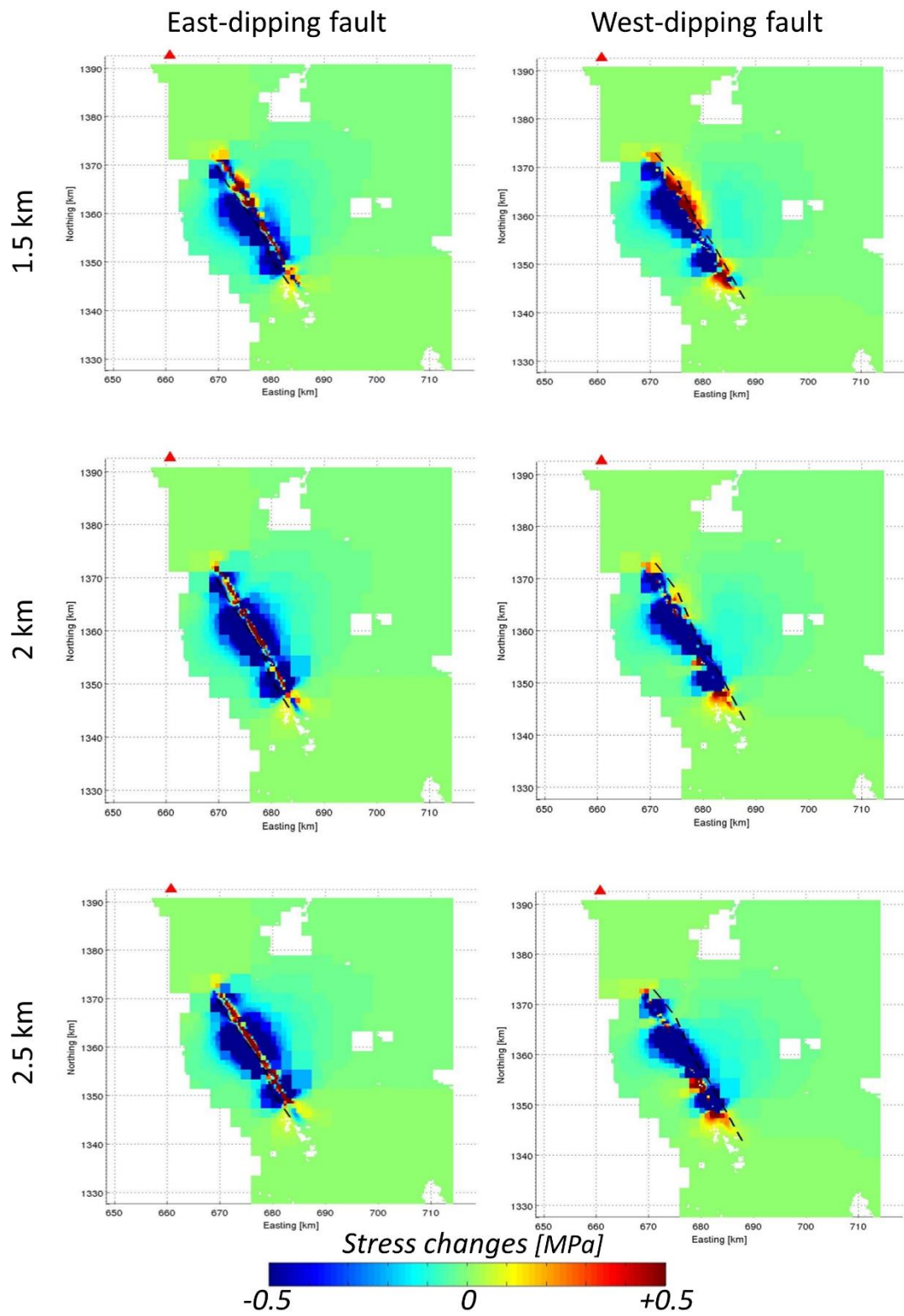


Figure 4.17 (Continued.)

今回我々が検出したグラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルをよく観察すると、シグナルの北縁と南縁で急峻な変位が生じている (Fig. 4.7). この急峻な変位が生じた同じ位置で Grandin et al., (2009) が示した 2005 年 9 月のイベントにおける地表 3 次元変動でも特徴的な変化が確認できる, Grandin et al., (2009) が示した地表 3 次元変位においてグラーベンの沈降領域における水平変動に北東方向の変位から急に水平変動が生じていない領域に遷移する地点 (N12.51°, E40.53°) がみられる. この位置では我々が Azimuth offset で検出したグラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの北端の位置を一致する. Grandin et al. (2009) の本文ではこの変位の不連続に関して言及していないが, 今回我々が検出した横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルと何らかの関係があるのではないかと考えられる. また横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの南端は AVC やグラーベンを形成する断層が最も歪んでいる位置と一致することがわかる.

次に横ずれ滑りの発生メカニズムの可能性について議論する. 我々は 1. マグマ供給源の収縮, 2. Dog-bone seismicity, 3. Bookshelf faulting に伴う変位の 3 つの可能性について議論する (Fig 4.18). ひとつ目のマグマ供給源の変形に伴う地表変動については, 沈降領域を中心にマグマ供給源が存在していれば横ずれ滑りは起こりうる. 我々が推定したモデルから計算されるダイクの貫入体積と同量のマグマ供給源の収縮に伴う LOS 変化量は Figure 4.14 で既に示した. しかし前述のようにダイクの貫入量のすべてがマグマ供給源の収縮とすべて対応していないことは先行研究からも明らかにされている. たとえ全てのダイクの貫入量だけマグマ供給源が収縮したとしても, およそ 80 cm 超える水平横ずれ滑りの変位量をすべて説明できない. またグラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの両端は急峻な変位の移り変わりを見せており, なだらかな変動パターンはマグマ供給源の収縮に伴う変動では説明できない. 水平変動の向きについても我々が検出したシグナルは変動域から離れる方位への水平変動であるのに対して, マグマ供給源収縮に伴う変位であれば変動域の中心部に向かう変位を示す. したがってマグマ供給源収縮に伴う変位では我々が検出した横ずれ滑りをすべて説明できないことが明らかになった.

次に Dog-bone seismicity というキーワードに注目する. これはダイク貫入イベント時に観測された群発地震の震央分布がちょうど犬の骨をかたどったように見えたことに由来する (Toda et al., 2002). Toda et al., (2002) はダイクの貫入に伴って主に剪断応力が犬の骨の形の

ような分布で伝搬した結果、震央分布も同様の空間パターンで分布することを指摘している。これはプレート発散境界のトランスフォーム断層で生じる横ずれ地震の発生もこれで説明できるとしている。2000年の三宅島で発生したダイク貫入イベントでダイクセグメントの両端から二手に分岐した先で発生した地震のメカニズム解は、横ずれ地震の発生を示していた。今回のダイク貫入イベント時における震央分布は顕著な Dog-bone seismicity は確認できない (Belachew et al., 2013)。もし Dog-bone seismicity によって横ずれ滑りが生じたとすると、横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの南端の急峻な変位を再現できる可能性がある。しかし我々が捉えたようなグラーベン構造の沈降領域における水平変動を示すシグナルの両端の急峻な変位を同時には説明できない。また Dog-bone seismicity による横ずれ滑りを考慮すると、沈降領域における水平変動は変動域の中心に向かう変位が生じるはずである。この変動の向きは我々の Azimuth offset の観測結果が示したグラーベンの沈降領域における変動域から遠ざかる方位への変動とは逆向きの変位の向きである。したがって Dog-bone seismicity による横ずれ滑りでは今回の横ずれ滑りをすべて説明できない。

最後に Bookshelf faulting による変位について議論する (Tapponnier et al., 1990)。

Bookshelf faulting はマイクロプレート内で周辺のリフトの拡大軸と同じ方位に走向を持ち、ちょうど本棚のように並んだ断層がマイクロプレートの回転によって生じる応力を解放するように横ずれ地震を起こすメカニズムとして提唱されてきた。Bookshelf faulting による横ずれ地震は時計回りのマイクロプレート内では左横ずれの地震が卓越する。時計回りのブロックの回転を実現するためには左段違いにリフトがステップを持ち、かつオーバーラップしている領域をもつ必要がある (Fig. 4.18)。同様の挙動はリフトに限らず、逆落ちの正断層が雁行状に発達している場合にも、Accommodation zone や Relay 構造として観測される (Tesfaye et al., 2008; Crider and Pollard, 1998)。

このようなグラーベンの沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの不連続は 2007年に Natron 湖で発生したイベントでも確認された。Natron のイベントで横擦れ成分を含む引張応力場下で正断層が雁行状に位置している時に Relay 構造を形成し、2枚の断層の走向に直交する方向にはしる亀裂の食い違いによって生じたことを提唱した。リフト帯などでは雁行状に発達している断層の末端から断層の走向と垂直方向に、トランスフォーム断層のような亀裂が生じることが知られている (Commins et al., 2005; Xu et al., 2011)。

一方、今回の我々が推定したモデルの断層位置は観測結果に表れていた変位の不連続に合わせていたため、Relay 構造を形成するための必要条件である雁行状に位置していない。しかし実際に MDH 周辺にはおびただしい数の断層や亀裂が存在していることが分かっており (e.g., Tapponnier et al., 1990), これらはすべて食い違いを起こす可能性をもっている。今回の変動域周辺に限っても 1200 以上の断層が存在しており (Rowland et al., 2007), さらに 2005 年 9 月のイベント時だけでも細かいものを含めるとおよそ 200 もの断層が動いたことが明らかにされている (Grandin et al., 2009). 本研究では変動域を縦断する 2 枚の断層を考慮してグラーベン構造を形成する変位を再現するモデルを提唱した。しかし沈降領域における横ずれ滑りは推定した 2 枚の断層だけではなく沈降領域に存在する数多くの断層同士が相互作用を及ぼしあって生じたと考えられる。

Himematsu and Furuya (2015) が 2007 年 Natron 湖のイベントで捉えた沈降領域の横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは変動域の中心に向かう変位の方向を示していた。一方、今回の Afar のイベントで検出した横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは変動域の中心から離れる方位への変動を示した。このように同じ東アフリカ地溝帯に位置していても何が原因で変動の向きの違いが生じるのであろうか。変動の向きを支配している要素は何だろうか。初めに地殻変動が観測された周辺の地形に注目する。モデルが示した横ずれ成分のすべり分布は浅い領域で確認できたため、表層すべりのように地形の傾斜によって自重のようなものが横ずれすべり方向を支配するという仮定を基にしている。Natron 湖のイベントでは変動域の北側に Gelai 山 (2942m) がそびえ、変動域内でもおよそ 2000 m 弱の標高差を持つ。これは変動域の北に位置する Gelai 山から南に向かう地形の勾配の向きと南南西向きへの水平変動の向きはほぼ一致している。一方、Afar のイベントは変動域の中央部に AVC が存在しており、変動域内でもおよそ 200 m 程度の標高差を持つ。しかしグラーベンの沈降領域で横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは AVC の標高と対応するような変位の挙動を示したことが分かった (Fig. 4.19). したがって表層すべりを連想させるような地形の効果が非地震性滑りの向きを支配する要因ではないことが分かる。

次にダイク貫入時における地下のマグマの移動と水平変動の向きに注目する。これはグラーベンの沈降領域の深い領域で貫入してきたマグマが拡大軸に沿った方位へ移動に駆動されて横ずれ滑りを生じさせたのではないかという仮定に基づいている。Afar のイベントにおける水平横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは AVC よりも北側の領域で AVC から離

れる方位への変動を示した。イベント時における地震波観測の結果も AVC よりも北側の領域では拡大軸に沿って北北西向きの AVC から離れる方位へのマグマの移動を示す震源の移動を明らかにした。すなわちグラーベンの沈降領域の横ずれ滑りの向きとマグマの移動の向きは一致している。一方、Natron 湖のイベントでは変動域の南端の Lengai 山直下の地下 15 km 付近にマグマ供給源が存在していることが示されている (Albaric et al, 2010)。Natron のイベントではマグマ供給源から北東方向へマグマが移動しているのに対して、変動はマグマの移動向きとは逆向きの南南西方向への変動を示している。したがってマグマの移動とグラーベン構造の沈降領域における横ずれ滑りの向きは関係性を持たないことも明らかになった。以上より本研究の観測結果からではグラーベンの沈降領域における水平横ずれ滑りの変動の向きを支配する有力な要因を突き止めることができなかった。

今回我々が検出したグラーベンの沈降領域で観測された横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは地震波観測の結果が横ずれ地震の存在を指摘していないため、非地震性横ずれすべりの発生を指摘している。非地震性滑りは地震性滑りや開口、その他の要因で生じた応

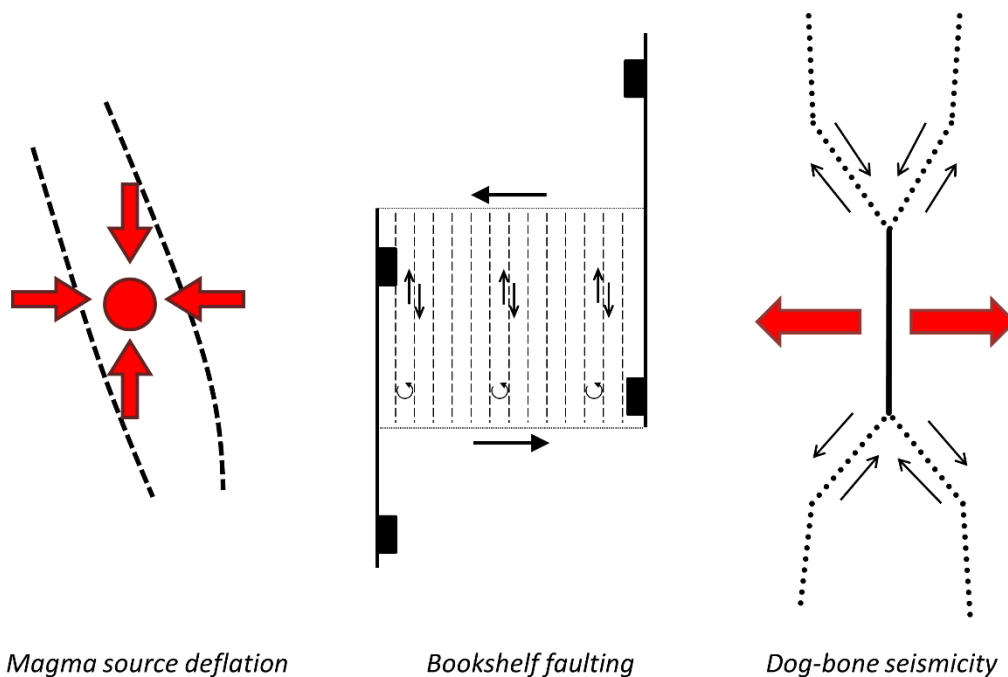


Figure 4.18 Schematic of three possibility of mechanism of horizontal displacement associated with aseismic strike slip. (Left) Magma source deflation, (Center) Bookshelf faulting, (Right) Dog-bone seismicity. Red arrows represent the direction caused by magma and black arrows show the movement caused by dislocation of faults or lineaments.

力変化を解消するために生じる地震波を伴わない変動である，非地震性滑りの存在は測量技術が発達した 1960 年代から知られるようになり，現在では測地学的手法を用いて San Andreas 断層や Anatolia 断層などが主な対象として研究されている (Smith and Wyss, 1968; Ambraseys, 1970; Rolandone et al., 2008). また断層上で生じる非地震性滑りは地震性滑りが生じた領域の周辺で生じやすいことが知られている．これは我々が示したすべり分布で正断層ずれのすべり分布よりもわずかに浅い領域で横ずれ滑りのすべり分布がみられる結果と整合する．しかしすべてがこの傾向に従うわけではなく，地震性すべりと非地震性すべりのずれ動いた領域が一致している例もこれまでに報告されている (Mavko et al., 1985).

非地震性滑りをモデル化するために用いられるパラメータとしてすべり速度/状態依存摩擦構成則 (Rate and State Friction law [RSF]) と呼ばれる法則がある (Dieterich, 1979; Ruina, 1983; Scholz, 1998). これは岩石の摩擦特性からすべり速度が断層面上にはたらく摩擦力に依存することを室内実験から求めた法則である，この法則はすべり速度の増加にしたがって摩擦力が減少する断層面と，増加する断層面の挙動を再現する．すべり速度が増大するにしたがって摩擦力が減少する領域では不安定すべり (一般的な地震波を伴う断層運動) が起こりやすい．一方，地殻の浅い領域で特徴的なすべり速度の増大にしたがって摩擦力は増大する領域では不安定すべりが起こりにくく，応力が増大した場合には非地震性滑りを起こしやすいことが分かっている (Marone et al., 1991). このように我々のモデルが示した横ずれ成分のすべり分布が浅い領域に集中していることはすべり速度/状態依存摩擦構成則からも妥当であることが明らかになった．地温が高いことも非地震性滑りを起こしやすい要因のひとつである (Scholz, 1998). リフト帯に位置する Afar 盆地は地震波速度構造が負の異常を示す領域であるため (e.g., Benoit et al., 2006; Bastow et al., 2008), 非地震性滑りを起こしやすい領域である要因を十分に含んでいる．

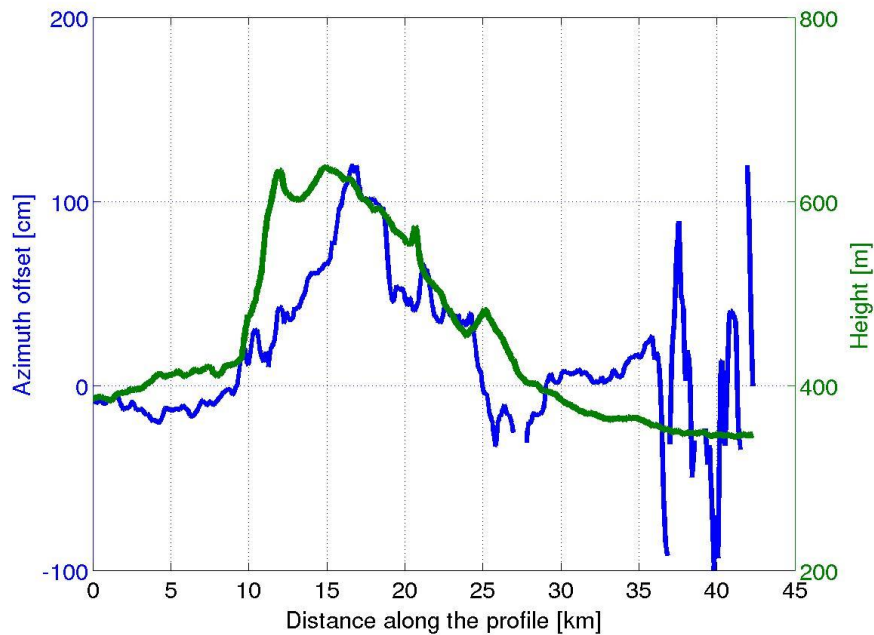


Figure 4.19 Azimuth offset (Blue on the left-vertical axis) and DEM (Green on the right-vertical axis) profiles along the subsidence zone at the graben (CC' in Fig. 4.5). Location of profiles shown in Fig. 4.5. Horizontal axis is the distance along the profile from C.

ダイク貫入イベント時に観測される非地震性滑りが群発地震の駆動源となりうることが先行研究で提唱されており (e.g., Lahman and McGuire, 2007), 室内実験からも前述のすべり速度/状態依存摩擦構成則をもとに両者に関係性があることを示している (Lengline et al., 2012). 両者の関係は Cascadia や日本などの沈み込み帯を対象とした研究の報告はあるが (Vidale et al., 2006, Vidale and Shearer, 2006), リフト帯ではほとんど議論されてこなかった. 一般的に非地震性滑りは前述の地震時すべりで生じた応力変化の解放や造構運動によるクリープのほかに, 間隙流体圧の変動や断層の高い地温勾配によって生じるとも言われている (Ben-Zion and Lyakhovskiy, 2006; Vidale et al., 2006, Vidale and Shearer, 2006). ダイク貫入イベントが発生した MHD 周辺は地下 10 km 付近にマグマの供給源が存在していることがモデルから求められており, さらに Dabbahu 火山直下にもマグマ供給源が存在していると言われている (e.g., Wright et al., 2012). 地下には 1 つ以上のマグマ供給源が存在しており, さらにダイクの貫入も起こっているため局所的に高い地温勾配が存在している状況は十分に考えられる. 以上のように火山が多く存在し, かつマンツルのホットプルームが地下に存

在している Afar 盆地は非地震性横ずれ滑りが群発地震の駆動源となる条件を十分に満たしている。

4-5. Conclusion

Himematsu and Furuya (2015) で示されたようなダイク貫入イベント時に発生するグラーベンの沈降領域における水平横ずれ滑りの存在が他の地域で発生するダイク貫入イベントでも普遍的に生じている現象かを検証することが本章の目的である。この目的を達成するために 2005-2010 年に Afar 盆地で発生した群発地震とダイク貫入イベントに伴う地殻変動を研究対象とし、6 年間のイベント期間のうち 2007 年 8 月のイベント以降の地殻変動を検出でき得る ALOS/PALSAR のデータセットを解析した。Offset tracking を用いた解析の結果、Afar のイベントにおいても 2007 年 Natron のイベントと同様にグラーベンの沈降領域において顕著な横ずれすべりに伴う変位が生じたことを示すシグナルを検出した。MAI の結果も Azimuth offset と整合するような水平横ずれ滑りの同程度の変位量を示すシグナルを明らかにした。今回のイベント期間中も横ずれ地震の存在が指摘されていないため、我々が検出した沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルであることを示唆している。観測結果をよく再現するような、横ずれ成分を含む断層モデルの構築にも成功した。我々が推定したモデルはグラーベンを形成する 2 枚の断層のうち西落ち断層の深さ 1 km 付近で最大 211 cm の右横ずれ滑りが確認できた。このすべりが沈降領域における水平横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの再現に大きく寄与していることが予想される。ダイク貫入に伴う応力変化 (ΔCFF) は横ずれ滑りが確認できた領域で断層滑りを誘発する応力変化を示唆する計算結果を示した。これまでダイク貫入時におけるグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りに伴う地殻変動を捉えた研究はほとんどない。発生メカニズムの解明のために多角的な視点から横ずれ滑りを起こし得るメカニズムについて議論を展開した。本研究では地下のマグマ供給源の収縮やダイク貫入に伴う剪断応力の伝搬 (Dog-bone seismicity)、ブロックの回転による Bookshelf faulting を取り上げた (Fig. 4.18)。本稿では我々が提唱する横ずれ滑りの発生メカニズムは、横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの特徴をすべて説明でき得る Bookshelf faulting による変位である仮説を提唱する。今回の Afar でのイベントと 2007 年に Natron 湖で検出された非地震性横ずれ滑りの挙動を比較し、沈降領域における横ずれ滑りの向きを支配する要因を探ったものの特定には至らなかった。また非地震性滑りが群発地震を駆動し得る条件

は十分に整っていたため両者が関係性を持つことを否定できない.

5. Summary & Conclusion

広範囲の地殻変動データを面的に取得できる衛星 SAR データを用いて、プレート発散境界で発生するダイク貫入イベントに伴う地殻変動を検出した。陸域で観測できるプレート発散境界の中でも東アフリカ地溝帯で発生した 2007 年 Natron 湖のイベントと 2005-2010 年に Afar で発生したイベントに焦点をあてた。いずれのイベントにおいても SAR データを用いてダイク貫入イベントに伴う地殻変動は先行研究によって報告されていた。しかし観測結果中にはデータの欠損領域を含むような乏しい観測結果が示されてきた。我々はより詳細な地殻変動データを取得し、ダイク貫入イベントに伴う地殻変動の新たな知見を見出すことを目的とした。

初めに取り組んだ 2007 年 Natron 湖のイベントでは Ascending の InSAR と Offset tracking の結果、Descending の InSAR の結果を用いてイベントに伴う地表 3 次元変位を求めた。この結果はグラーベンの沈降領域における顕著な水平横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを検出した (Fig. 5.1)。ダイク貫入イベントの伴う地殻変動を扱ったいずれの論文の中でも指摘されてこなかった結果である。イベント期間中における地震波観測の結果は正断層地震のみの存在を指摘していたため、沈降領域における横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは「非地震性横ずれすべり」を示唆していることを提唱した。ダイク貫入イベントに伴う地殻変動を説明するための断層モデルに、これまでの研究では横ずれ成分が含まれることはなかったが、検出した非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを再現するために横ずれ滑りを含めたモデルの構築に成功した。ダイク貫入に伴う応力変化 (ΔCFF) も横ずれ滑りの誘発を示唆する計算結果を示し、横ずれ滑りが起こりうる可能性があることを提唱した。また我々は Relay 構造という地質構造を注目し、これが発達することによってグラーベン構造の沈降領域における横ずれ滑りが起こりうる可能性を提唱した。

次に 2005-2010 年に Afar で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動データの再解析をした。2007 年 Natron 湖で発生したダイク貫入イベントに伴う地殻変動で検出したグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルは、2007 年 Natron のイベントで特異的に生じたものなのか、他のダイク貫入イベントでも普遍的に起こっているかどうか検証することを目的とした。2005 年 9 月から始まった一連のイベントのうち、

PALSAR の運用期間に含まれる 7-14 番目のイベント (2007 年 8 月のイベント以降) に限って解析をした。InSAR を用いて L-band で観測された SAR データを解析した結果は、変動の勾配が最も大きいと予想される変動域の中央部においてデータの欠損領域を示した。そこでより強健に地殻変動データを検出できる Offset tracking を用いて解析を行った。今回解析に用いるデータをして候補にあった Descending のデータは、Offset tracking の解析には経験的に適していないことが知られている ScanSAR モードで観測されたデータであった。したがって我々は観測結果として Stripmap モードで観測された Ascending のデータの解析結果を示した。Azimuth offset の結果は Afar のイベントにおいてもグラーベン構造を形成する地殻変動の沈降領域における水平横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルを検出した。Afar のイベント期間における地震波解析の結果は横ずれ地震の存在を指摘していなかったため、グラーベン構造の沈降領域で検出したシグナルは「非地震性横ずれ滑り」に伴う変位を示すシグナルであることを示唆している。検出した地殻変動を説明するための横ずれ成分を含む断層モデルの構築にも成功した。我々が推定したモデルは観測結果の大局的な変動パターンはもちろん、沈降領域の横ずれ滑りも十分に再現する計算結果を示した。また ScanSAR-ScanSAR の Offset tracking の結果も示し、モデルの改良につながる結果は得られなかったものの、グラーベンの沈降領域における水平横ずれ滑りの存在を裏付けるような定性的な結果を示した。沈降領域における水平横ずれ滑りの発生メカニズムの議論は Natron 湖のイベントの時よりも横ずれ滑りを起こし得る可能性を多角的な視点から探った。我々が横ずれ滑りを起こし得る可能性として取り上げたマグマの収縮やダイク貫入に伴う剪断応力の伝搬 (Dog-bone seismicity) に伴う変位では、検出した横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの特徴をすべて説明できなかった。横ずれ滑りの発生メカニズムの可能性を否定できなかった Bookshelf faulting に伴う変動であれば、検出した横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの特徴をすべて説明でき得ることを提言した。さらには Afar のイベントと Natron 湖のイベントで検出した横ずれ滑りとの変動の向きに注目した。本研究では横ずれ滑りの向きを支配する要素を特定し、仮説を提唱することはできなかった。さらなるメカニズム解明のためには多くの観測事実の蓄積量が不可欠であるが、ダイク貫入イベントは頻繁に起こるものではないため、議論を深めるためには長期的な視点で取り組み必要がある。

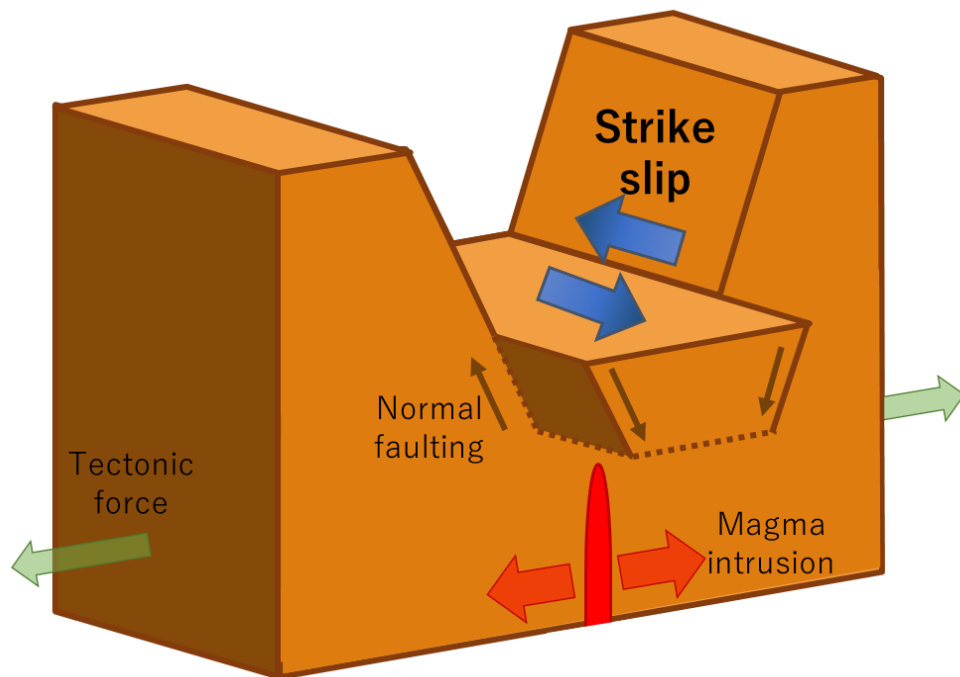


Figure 5.1 Schematic image of the movement at the subsidence zone of graben.

本稿で議論の中心となったダイク貫入時における非地震性横ずれ滑りに伴う変位を示すシグナルの検出は、「広範囲を」「面的に」「高分解能で」地殻変動を捉えることができる SAR データを有効に解析できた結果である。今回我々が捉えたようなシグナルの検出は（観測点の移動で変位を捉える GPS 観測網を稠密に整備したとしても困難であると予想される。地震波観測も断層がずれ動く際に地震波を伴うすべりでなければ検出できない。SAR データを用いて遠隔地の地殻変動を詳細に検出することは、特に人間が立ち入りにくい領域において非常に有効であることが再確認された。しかし我々が検出したグラーベンの沈降領域における非地震性横ずれすべりの発生メカニズムの議論を展開することができたものの全容解明には至らなかった。複雑に絡み合った多様な要素がお互いに作用しあうためである。ダイク貫入イベントは未解決問題を多く含むが、本研究で我々が検出したシグナルはダイク貫入イベントそのものの発生メカニズムの全容解明の手掛かりとなるひとつの要素となりうる。

6. References

- Abbate, E., Passerini, P., Zan, L., 1995. Strike-slip faults in a rift area: a transect in the Afar Triangle, East Africa. *Tectonophysics* 241, 67–97. doi:10.1016/0040-1951(94)00136-W
- Albaric, J., Perrot, J., Déverchère, J., Deschamps, A., Le Gall, B., Ferdinand, R.W., Petit, C., Tiberi, C., Sue, C., Songo, M., 2010. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa. *J. African Earth Sci.* 58, 799–811. doi:10.1016/j.jafrearsci.2009.09.005
- Allard, P., Tazieff, H., Dajlevic, D., 1979. Observations of seafloor spreading in Afar during the November 1978 fissure eruption. *Nature* 279, 30–33.
- Ambraseys, N.N., 1970. Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone. *Tectonophysics* 9, 143–165.
- Amer, R., Mohamed, S., Robert, R., John, E., 2012. Structural architecture for development of marginal extensional sub-basins in the Red Sea Active Rift Zone. *Int. J. Geosci.* 2012, 133–152.
- Anderson, G., Johnson, H., 1999. A new statistical test for static stress triggering: Application to the 1987 Superstition Hills earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 104, 20153. doi:10.1029/1999JB900200
- Aoki, Y., Segall, P., Kato, T., Cervelli, P., Shimada, S., 1999. Imaging Magma Transport During the 1997 Seismic Swarm off the Izu Peninsula, Japan. *Science*. 286, 927–930. doi:10.1126/science.286.5441.927
- Ayele, A., Jacques, E., Kassim, M., Kidane, T., Omar, A., Tait, S., Necessian, A., de Chabaliere, J.-B., King, G., 2007. The volcano–seismic crisis in Afar, Ethiopia, starting September 2005. *Earth Planet. Sci. Lett.* 255, 177–187. doi:10.1016/j.epsl.2006.12.014
- Ayele, A., Keir, D., Ebinger, C., Wright, T.J., Stuart, G.W., Buck, W.R., Jacques, E., Ogubazghi, G., Sholan, J., 2009. September 2005 mega-dike emplacement in the Manda-Harraro nascent oceanic rift (Afar depression). *Geophys. Res. Lett.* 36, 1–5. doi:10.1029/2009GL039605
- Baer, G., Hamiel, Y., 2010. Form and growth of an embryonic continental rift: InSAR observations and modelling of the 2009 western Arabia rifting episode. *Geophys. J. Int.* 182, 155–167. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04627.x
- Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G., Nof, R., 2008. Evolution of a magma-driven 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.2008.04.052
- Barberi, F., Varet, J., 1977. Volcanism of Afar: small scale plate tectonics implications. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1251–1266.
- Bastow, I.D., Nyblade, A.A., Stuart, G.W., Rooney, T.O., Benoit, M.H., 2008. Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly.

- Geochemistry, *Geophys. Geosystems* 9. doi:10.1029/2008GC002107
- Bechor, N.B.D., Zebker, H.A., 2006. Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. *Geophys. Res. Lett.* 33, L16311. doi:10.1029/2006GL026883
- Belachew, M., Ebinger, C., Coté, D., 2013. Source mechanisms of dike-induced earthquakes in the dabbahu-Manda Hararo rift segment in Afar, Ethiopia: Implications for faulting above dikes. *Geophys. J. Int.* 192, 907–917. doi:10.1093/gji/ggs076
- Belachew, M., Ebinger, C., Coté, D., Keir, D., Rowland, J. V., Hammond, J.O.S., Ayele, A., 2011. Comparison of dike intrusions in an incipient seafloor-spreading segment in Afar, Ethiopia: Seismicity perspectives. *J. Geophys. Res.* 116, 1–23. doi:10.1029/2010JB007908
- Benoit, M.H., Nyblade, A.A., VanDecar, J.C., 2006. Upper mantle P-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot. *Geology* 34, 329–332. doi:10.1130/G22281.1
- Ben-Zion, Y., Lyakhovskiy, V., 2006. Analysis of aftershocks in a lithospheric model with seismogenic zone governed by damage rheology. *Geophys. J. Int.* 165, 197–210. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02878.x
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., Sansosti, E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40, 2375–2383. doi:10.1109/TGRS.2002.803792
- Beyene, A., Abdelsalam, M.G., 2005. Tectonics of the Afar Depression: A review and synthesis. *J. African Earth Sci.* 41, 41–59. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.03.003
- Biggs, J., Amelung, F., Gourmelen, N., Dixon, T.H., Kim, S., 2009. InSAR observations of 2007 Tanzania rifting episode reveal mixed fault and dyke extension in an immature continental rift. *Geophys. J. Int.* 179, 549–558. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04262.x
- Biggs, J., Chivers, M., Hutchinson, M.C., 2013. Surface deformation and stress interactions during the 2007-2010 sequence of earthquake, dyke intrusion and eruption in northern Tanzania. *Geophys. J. Int.* 195, 16–26. doi:10.1093/gji/ggt226
- Brandsdóttir, B., Einarsson, P., 1979. Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 197–212. doi:10.1016/0377-0273(79)90001-5
- Calais, E., D’Oreye, N., Albaric, J., Deschamps, A., Delvaux, D., Déverchère, J., Ebinger, C., Ferdinand, R.W., Kervyn, F., Macheyeké, A.S., Oyen, A., Perrot, J., Saria, E., Smets, B., Stamps, D.S., Wauthier, C., 2008. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa. *Nature* 456, 783–788. doi:10.1038/nature07478
- Cattin, R., Doubre, C., de Chabalier, J.B., King, G., Vigny, C., Avouac, J.P., Ruegg, J.C., 2005. Numerical modelling of quaternary deformation and post-rifting displacement in the Asal-Ghoubbet rift (Djibouti, Africa). *Earth Planet. Sci. Lett.* 239, 352–367. doi:10.1016/j.epsl.2005.07.028
- Chen, C.W., Zebker, H.A., 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical

- segmentation and generalized network models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40, 1709–1719.
doi:10.1109/TGRS.2002.802453
- Chorowicz, J., Collet, B., Bonavia, F., Korme, T., 1999. Left-lateral strike-slip tectonics and gravity induced individualisation of wide continental blocks in the western Afar margin of wide continental blocks in the western Afar margin. *Eclogae Geol. Helv.* 92, 149–158. doi:10.5169/seals-168656
- Commins, D., Gupta, S., Cartwright, J., 2005. Deformed streams reveal growth and linkage of a normal fault array in the Canyonlands graben, Utah. *Geol. Soc. Am.* 33, 645–648. doi:10.1130/G21433.1
- Costantini, M., 1998. A novel phase unwrapping method based on network programming. *Geosci. Remote Sensing, IEEE Trans.* 36, 813–821. doi:10.1109/36.673674
- Dawson, J., Bowden, P., Clark, G., 1968. Activity of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai, 1966. *Geol. Rundschau* 57, 865–879.
- Dawson, J., Smith, J., Steele, I., 1992. 1966 ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas. *Mineral. Mag.* 56, 1–16.
- Delaney, P.T., McTigue, D.F., 1994. Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano. *Bull. Volcanol.* 56, 417–424. doi:10.1007/BF00302823
- Delvaux, D., Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics* 482, 105–128. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.009
- Deng, J., Sykes, L.R., 1997. Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200-year perspective. *J. Geophys. Res.* 102, 9859.
doi:10.1029/96JB03897
- Dieterich, J.H., 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *J. Geophys. Res.* 84, 2161–2168. doi:10.1007/BF00876539
- Ebinger, C., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geol. Soc. Am. Bull.* doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0885
- Ebinger, C., Ayele, A., Keir, D., Rowland, J., Yirgu, G., Wright, T., Belachew, M., Hamling, I., 2010. Length and timescales of rift faulting and magma intrusion: the Afar Rifting Cycle from 2005 to present. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 38, 439–466. doi:10.1146/annurev-earth-040809-152333
- Ekström, G., Nettles, M., Abers, G.A., 2003. Glacial earthquakes. *Science* (80-.). 302, 622–624.
doi:10.1126/science.1088057
- Farr, T.G., Rosen, P., Caro, E., Crippen, R., 2007. The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.* 45, 1–33. doi:10.1029/2005RG000183
- Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2000. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 38, 2202–2212.
doi:10.1109/36.868878
- Fialko, Y., Simons, M., Agnew, D., 2001. The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral

- area of the 199 Mw7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observation. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3063–3066.
- Frohlich, C., Riedesel, M.A., Apperson, K.D., 1989. Note concerning possible mechanisms for non-double-couple earthquake sources. *Geophys. Res. Lett.* 16, 523–526. doi:10.1029/GL016i006p00523
- Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., Massonnet, D., 2010. Evolution of magma conduits during the 1998–2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *J. Geophys. Res.* 115, B10204. doi:10.1029/2009JB007023
- Furuya, M., Yasuda, T., 2011. The 2008 Yutian normal faulting earthquake (Mw 7.1), NW Tibet: Non-planar fault modeling and implications for the Karakax Fault. *Tectonophysics* 511, 125–133. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.003
- Geuzaine, C., Remacle, J.-F., 2009. Gmsh: A 3-D finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities. *Int. J. Numer. Methods Eng.* 79, 1309–1331. doi:10.1002/nme.2579
- Goldstein, R.M., Werner, C.L., 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophys. Res. Lett.* 25, 4035. doi:10.1029/1998GL900033
- Goldstein, R.M., Zebker, H. a., Werner, C.L., 1988. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Sci.* 23, 713–720. doi:10.1029/RS023i004p00713
- Grandin, R., Jacques, E., Necessian, A., Ayele, A., Doubre, C., Socquet, A., Keir, D., Kassim, M., Lemarchand, A., King, G.C.P., 2011. Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo-Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 12. doi:10.1029/2010GC003434
- Grandin, R., Socquet, a., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., De Chabaliere, J.B., King, G.C.P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, a., Pinzuti, P., 2009. September 2005 Manda hararo-dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia): Constraints provided by geodetic data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 114. doi:10.1029/2008JB005843
- Grandin, R., Socquet, a., Doin, M.P., Jacques, E., De Chabaliere, J.B., King, G.C.P., 2010a. Transient rift opening in response to multiple dike injections in the Manda Hararo rift (Afar, Ethiopia) imaged by time-dependent elastic inversion of interferometric synthetic aperture radar data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115. doi:10.1029/2009JB006883
- Grandin, R., Socquet, A., Jacques, E., Mazzoni, N., de Chabaliere, J.-B., King, G.C.P., 2010b. Sequence of rifting in Afar, Manda-Hararo rift, Ethiopia, 2005–2009: Time-space evolution and interactions between dikes from interferometric synthetic aperture radar and static stress change modeling. *J. Geophys. Res.* 115, B10413. doi:10.1029/2009JB000815
- Hamling, I.J., Wright, T.J., Calais, E., Bennati, L., Lewi, E., 2010. Stress transfer between thirteen successive dyke intrusions in Ethiopia. *Nat. Geosci.* 3, 806–806. doi:10.1038/ngeo993
- Hamling, I.J., Wright, T.J., Calais, E., Lewi, E., Fukahata, Y., 2014. InSAR observations of post-rifting

- deformation around the Dabbahu rift segment, Afar, Ethiopia. *Geophys. J. Int.* 1–17.
doi:10.1093/gji/ggu003
- Hanks, T.C., Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* 84, 2348–2350.
doi:10.1029/JB084iB05p02348
- Hanssen, R.F., Feijt, A.J., Klees, R., 2001. Comparison of precipitable water vapor observations by spaceborne radar interferometry and meteosat 6.7- μ m radiometry. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 18, 756–764. doi:10.1175/1520-0426(2001)058<0756:COPWVO>2.0.CO;2
- Hayward, N.J., Ebinger, C.J., 1996. Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system. *Tectonics* 15, 244–257. doi:10.1029/95TC02292
- Himematsu, Y., Furuya, M., 2015. Aseismic strike–slip associated with the 2007 dike intrusion episode in Tanzania. *Tectonophysics* 656, 52–60. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.005
- Hofmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* 389, 838–841. doi:10.1038/39853
- Hofstetter, R., Beyth, M., 2003. The Afar Depression: interpretation of the 1960–2000 earthquakes. *Geophys. J. Int.* 155, 715–732. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02080.x
- Howat, I.M., Joughin, I., Scambos, T.A., 2007. Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers. *Science* (80-.). 315, 1559–1561. doi:10.1126/science.1138478
- Jonsson, S., Zebker, H., Segall, P., Amelung, F., 2002. Fault Slip Distribution of the 1999 Mw7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1377–1389.
- Julian, B.R., 1994. Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *J. Geophys. Res.* 99, 11859–11877. doi:10.1029/93JB03129
- Kanamori, H., Given, J.W., 1982. Analysis of long-period seismic waves excited by the May 18, 1980, eruption of Mt. St. Helens: a terrestrial monopole? *J. Geophys. Res.* 87, 5422–5432.
- Kanamori, H., Göran, E., Dziewonski, A., Barker, S., Sipkin, A., 1993. Seismic Radiation by Magma Injection: *J. Geophys. Res.* 98, 6511–6522.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Keller, J., Vaughan, R.G., Klaudius, J., Pradal, E., Belton, F., Mattsson, H.B., Mbede, E., Jacobs, P., 2010. Fundamental changes in the activity of the natrocarbonatite volcano Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Bull. Volcanol.* 72, 913–931. doi:10.1007/s00445-010-0360-0
- King, G.C.P., Stein, S., Lin, J., 1994. Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 935–953.
- Kobayashi, T., Takada, Y., Furuya, M., Murakami, M., 2009. Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching. *Geophys. Res. Lett.* 36, 1–5. doi:10.1029/2008GL036907
- Lengliné, O., Elkhoury, J.E., Daniel, G., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., Ampuero, J.P., Bouchon, M.,

2012. Interplay of seismic and aseismic deformations during earthquake swarms: An experimental approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 331-332, 215–223. doi:10.1016/j.epsl.2012.03.022
- Li, Z., Bethel, J., 2008. Image coregistration in SAR interferometry. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* XXXVII, 433–438.
- Lohman, R.B., McGuire, J.J., 2007. Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *J. Geophys. Res.* 112, B04405. doi:10.1029/2006JB004596
- Lu, L., Liao, M., 2008. Subsidence measurement with PS-INSAR techniques in Shanghai Urban. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* XXXVII, 173–178.
- MacIntyre, R., Mitchell, J., Dawson, J., 1974. Age of fault movements in Tanzanian sector of East African Rift System. *Nature* 247, 354–356.
- Maerten, F., Resor, P., Pollard, D., Maerten, L., 2005. Inverting for Slip on Three-Dimensional Fault Surfaces Using Angular Dislocations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 1654–1665. doi:10.1785/0120030181
- Massonnet, D., Briole, P., Arnaud, A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*. doi:10.1038/375567a0
- Massonnet, D., Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Rev. Geophys.* 36, 441–500.
- Mavko, G.M., Schulz, S., Brown, B.D., 1985. Effects of the 1983 Coalinga, California, Earthquake on creep along the San Andreas fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 475–489.
- McClusky, S., Reilinger, R., Ogubazghi, G., Amleson, A., Healeb, B., Vernant, P., Sholan, J., Fisseha, S., Asfaw, L., Bendick, R., Kogan, L., 2010. Kinematics of the southern Red Sea-Afar Triple Junction and implications for plate dynamics. *Geophys. Res. Lett.* 37. doi:10.1029/2009GL041127
- McKenzie, D., Davies, D., Molnar, P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature* 226, 243–248.
- Meade, B.J., 2007. Algorithms for the calculation of exact displacements, strains, and stresses for triangular dislocation elements in a uniform elastic half space. *Comput. Geosci.* 33, 1064–1075. doi:10.1016/j.cageo.2006.12.003
- Mihalffy, P., Steinberger, B., Schmeling, H., 2008. The effect of the large-scale mantle flow field on the Iceland hotspot track. *Tectonophysics* 447, 5–18. doi:10.1016/j.tecto.2006.12.012
- Moustafa, A., 2002. Controls on the geometry of transfer zones in the Suez rift and northwest Red Sea: Implications for the structural geometry of rift systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 6, 979–1002.
- Nettles, M., Ekström, G., 1998. Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bárðarbunga Volcano, Iceland. *J. Geophys. Res.* 103, 17973. doi:10.1029/98JB01392
- Nobile, A., Pagli, C., Keir, D., Wright, T.J., Ayele, A., Ruch, J., Acocella, V., 2012. Dike-fault interaction during the 2004 Dallol intrusion at the northern edge of the Erta Ale Ridge (Afar, Ethiopia). *Geophys. Res. Lett.* 39. doi:10.1029/2012GL053152

- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 1135–1154.
- Pollard, D.D., Delaney, P.T., Duffield, W.A., Endo, E.T., Okamura, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. *Tectonophysics* 94, 541–584. doi:10.1016/0040-1951(83)90034-3
- Rignot, E.J.M., 2000. Effect of Faraday rotation on L-band interferometric and polarimetric synthetic-aperture radar data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 38, 383–390. doi:10.1109/36.823934
- Rivalta, E., Segall, P., 2008. Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophys. Res. Lett.* 35, L04306. doi:10.1029/2007GL032521
- Rolandone, F., Bürgmann, R., Agnew, D.C., Johanson, I. a., Templeton, D.C., d’Alessio, M. a., Titus, S.J., DeMets, C., Tikoff, B., 2008. Aseismic slip and fault-normal strain along the central creeping section of the San Andreas fault. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1–5. doi:10.1029/2008GL034437
- Rowland, J. V., Baker, E., Ebinger, C.J., Keir, D., Kidane, T., Biggs, J., Hayward, N., Wright, T.J., 2007. Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode, Afar. *Geophys. J. Int.* 171, 1226–1246. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03584.x
- Rubin, A.M., Pollard, D.D., 1988. Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar. *Geology* 16, 413–417.
- Ruegg, J.C., Kasser, M., 1987. Deformation across the Asal-Ghoubbet Rift, Djibouti, Uplift and crustal extension 1979-1986. *Geophys. Res. Lett.* 14, 745–748. doi:10.1029/GL014i007p00745
- Ruina, A., 1983. Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.* 88, 10359. doi:10.1029/JB088iB12p10359
- Saria, E., Calais, E., Stamps, D.S., Delvaux, D., Hartnady, C.J.H., 2014. Present - day kinematics of the East African Rift. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 3584–3600. doi:10.1002/2013JB010901.Abstract
- Scholz, C.H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391, 37–42. doi:10.1038/34097
- Scholz, C.H., Contreras, J.C., 1998. Mechanics of continental rift architecture. *Geology* 26, 967–970.
- Smith, S.W., Wyss, M., 1968. Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 1955–1973.
- Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C.J., Fernandes, R.M., 2008. A kinematic model for the East African Rift. *Geophys. Res. Lett.* 35, L05304. doi:10.1029/2007GL032781
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmüller, U., Werner, C.L., 2002. Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures - White Rose Research Online. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40, 2384–2391. doi:10.1109/TGRS.2002.805079
- Takada, Y., Furuya, M., 2010. Aseismic slip during the 1996 earthquake swarm in and around the Onikobe geothermal area, NE Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 302–310. doi:10.1016/j.epsl.2009.12.024

- Tapponnier, P., Courtillot, V., 1990. Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1–4. doi:0094-8276/90/89gl-03361
- Tesfaye, S., Rowan, M.G., Mueller, K., Trudgill, B.D., Harding, D.J., 2008. Relay and accommodation zones in the Dobe and Hanle grabens, central Afar, Ethiopia and Djibouti. *J. Geol. Soc. London.* 165, 535–547. doi:10.1144/0016-76492007-093
- Tobita, M., Murakami, M., Nakagawa, H., Yarai, H., Fujiwara, S., Rosen, P.A., 2001. 3-D surface deformation of the 2000 Usu Eruption measured by matching of SAR images. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4291–4294. doi:10.1029/2001GL013329
- Toda, S., Stein, R.S., Sagiya, T., 2002. Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature* 419, 58–61. doi:10.1038/nature00997
- Tong, X., Sandwell, D.T., Smith-Konter, B., 2013. High-resolution interseismic velocity data along the San Andreas Fault from GPS and InSAR. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 369–389. doi:10.1029/2012JB009442
- Vaughan, R.G., Kervyn, M., Realmuto, V., Abrams, M., Hook, S.J., 2008. Satellite measurements of recent volcanic activity at Oldoinyo Lengai, Tanzania. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 173, 196–206. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.028
- Vidale, J.E., Boyle, K.L., Shearer, P.M., 2006. Crustal earthquake bursts in California and Japan: Their patterns and relation to volcanoes. *Geophys. Res. Lett.* 33, L20313. doi:10.1029/2006GL027723
- Vidale, J.E., Shearer, P.M., 2006. A survey of 71 earthquake bursts across southern California: Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, 1–12. doi:10.1029/2005JB004034
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.C., Khanbari, K., Asfaw, L.M., 2006. Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, 1–14. doi:10.1029/2004JB003229
- Wegmüller, U., Werner, C.L., 1997. Gamma SAR processor and interferometry software. *Proc. 3rd ERS Symp. Eur. Sp. Agency Spec. Publ.* 1687–1692. doi:10.1.1.201.7836
- Wicks, C., Thelen, W., Weaver, C., Gombert, J., Rohay, A., Bodin, P., 2011. InSAR observations of aseismic slip associated with an earthquake swarm in the Columbia River flood basalts. *J. Geophys. Res.* 116. doi:10.1029/2011JB008433
- Wright, T.J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., Stork, A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature* 442, 291–294. doi:10.1038/nature04978
- Wright, T.J., Sigmundsson, F., Pagli, C., Belachew, M., Hamling, I.J., Brandsdóttir, B., Keir, D., Pedersen, R., Ayele, A., Ebinger, C., Einarsson, P., Lewi, E., Calais, E., 2012. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land. *Nat. Geosci.* 5, 242–250. doi:10.1038/ngeo1428

Xu, S., Ángel Francisco, N.-S., Susana, A.A.-Á., Luis, M.C.-M., 2011. Structural analysis of a relay ramp in the Querétaro graben, central Mexico: Implications for relay ramp development. *Rev. Mex. Ciencias Geológicas* 28, 275–289.