

InSAR に含まれる対流圏伝搬遅延 :
ノイズの場合とシグナルの場合

Tropospheric propagation delay in InSAR data : case studies
of noise and signal

北海道大学大学院 理学院 自然史科学専攻
地球惑星ダイナミクス講座 宇宙測地学研究室

木下 陽平

Space Geodesy Group, Earth and Planetary Dynamics,
Department of Natural History Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido University

Youhei Kinoshita

2011 年 2 月 21 日 February 21, 2011

要旨

宇宙測地技術の発展は高精度な地殻変動連続観測を実現し、自然現象の理解を一層促した一方、対流圏を電波が伝搬する際、特に水蒸気分布によって生ずる電波伝搬遅延は依然として大きな誤差要因として存在する。特に干渉合成開口レーダ (Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR) においては、異なる二時期の間に起きた地殻変動シグナルに、それぞれの時期における不均一な水蒸気分布が重ね合わされて観測されるため、地殻変動シグナルと水蒸気による伝搬遅延ノイズをいかに分離するかについて、様々なアプローチによる研究がなされてきた。また一方で、水蒸気による伝搬遅延は対流圏の水蒸気分布を反映しており、InSAR が広い空間領域を数 10 メートルの空間分解能で観測できることを考えれば、地殻変動観測の道具としてだけではなく、超高空間分解能な水蒸気センサーとしての気象学的な価値もあるはずである。本論文では InSAR における水蒸気による伝搬遅延がノイズとなる場合とシグナルとなる場合の 2 つの研究を行った。

1. 地殻変動観測のための水蒸気遅延の補正

微小な地殻変動量の検出にとっては、水蒸気遅延はノイズであるため、それを補正する必要がある。近年の数値気象モデルの高分解能化を鑑み、数値気象モデル WRF-ARW と KARAT による波線追跡法を用いた calibration 法 (Method 1) による対流圏伝搬遅延の補正を行い、結果を地形相関大気遅延補正法の結果と比較した。補正の結果、Method 1 による補正は地形相関大気遅延補正法に比べてそれほどうまく補正出来ていなかった。そこで WRF/KARAT による遅延補正量の出力値を利用した遅延補正方法として、さらに二通りの方法を考案し、実際の InSAR データに適用して、その効果を調べた。一つは、WRF/KARAT の出力値を地形相関成分と地形非相関成分の 2 つに分離してこれらの係数倍を補正のモデルとする方法 (Method 2)、もう一つは Method 2 の地形非相関成分をさらに空間スペクトル成分に分けて地形相関成分も含めたこれらそれぞれの係数倍の和を補正のモデルとする方法 (Method 3) である。実際に得られた 7 通りの InSAR データに適用して比較した結果、Method 2 による遅延補正が最も効果的であった。

2. 水蒸気センサーとしての InSAR の利用

集中豪雨の際、対流圏内はどのような水蒸気分布をしているのだろうか？ 現状では各種の気象レーダ観測や気象衛星「ひまわり」を用いた観測などがなされているが、InSAR のデータから集中豪雨に伴う電波伝搬遅延を調べることができれば、他の観測手段では得られない高空間分解能な水蒸気分布のシグナルが得られるだろう。本研究では 2008 年 9 月 2 日に西濃地方を襲った集中豪雨時に緊急観測された SAR データと、2010 年 1 月に同一モードで観測された SAR データを用いて InSAR 画像を作成し、このデータを解析した。この InSAR データには集中豪雨に伴うと思われる局所的なシグナルが見られたが、このシグナルが本当に対流圏伝搬遅延であることを確認する必要がある。そのために地殻変動、DEM の誤差、電離層の影響の 3 つの要因について詳細に検討した。その結果、検出されたシグナルは集中豪雨に起因する対流圏伝搬遅延を捉えている可能性が非常に高いことが分かった。次に前述の Method 1 と同様の方法でこのシグナルの再現性について検証を行った。

Method 1 による遅延量計算では局在化したシグナルの再現はほとんど出来なかった。これは気象モデルの初期値が低空間分解能であることが主な理由であると考えている。

目次

1. はじめに	4
1.1 衛星測地観測と地球大気に起因する測定誤差	4
1.2 Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)	5
1.2.1 Synthetic Aperture Radar (SAR)	5
1.2.2 InSAR	6
1.2.3 Pixel offset 法	7
1.3 大気伝搬遅延の原理	9
1.4 本研究の目的	11
2. 高分解能数値気象モデルと波線追跡法による InSAR データの対流圏遅延の低減について	12
2.1 InSAR における対流圏伝搬遅延補正の先行研究	12
2.2 WRF	13
2.3 KARAT	14
2.4 InSAR における対流圏伝搬遅延法	14
2.4.1 地形相関大気補正法	14
2.4.2 calibration 法による対流圏遅延補正法 : Method 1	16
2.4.3 KARAT/WRF を地形非相関シグナルのモデルとする方法 : Method 2	17
2.4.4 Method 3 : スペクトル分解に基づく Method 2 の拡張	18
2.5 補正結果	19
2.6 結論	24
3. InSAR で捉えた集中豪雨 -2008 年西濃豪雨での事例解析-	25
3.1 2008 年西濃豪雨	25
3.2 観測データのシグナルの検証	29
3.2.1 地殻変動かどうか	29
3.2.2 DEM の誤差によるものかどうか	30
3.2.3 電離層の擾乱による影響かどうか	32
3.3 calibration 法の適用 : 大気状態の再現の試み	40
3.3.1 遅延量の推定結果	40
3.3.2 結果の考察	44
4. 結論	47
5. 謝辞	48
6. 参考文献	49

1. はじめに

1.1 衛星測地観測と地球大気に起因する測定誤差

地球上の様々な場所で発生する自然現象を正しく理解するためには、それらを正確に捉えるためのより高精度な観測が重要になる。特に地表の変位量を正確に測ることは、地震や火山のような地殻変動を伴う自然現象のメカニズムを解明するためには欠かすことができない。かつてマイクロ波を用いた観測が無かった時代には、水準測量や三角測量による観測が地殻変動を観測するための唯一の方法であり、これらの観測は測定精度は優れているものの、一つ一つの観測に時間がかかるため高空間分解能、高時間分解能な観測の実施には適していなかった。20世紀に入り、マイクロ波を利用した地殻変動観測の手法が次々と考えられた。1980年代に超長基線電波干渉法 (Very Long Baseline Interferometry, VLBI) が実用化され、2点の観測点間の基線長を数 mm の精度で計測することによりプレートの移動を初めて実測、1990年代には GPS (Global Positioning System) と Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) が登場し、地殻変動観測は新時代を迎えた。

これらの手法は時間・空間分解能の点においてそれぞれ特徴が異なるが、どちらもマイクロ波の位相を用いることにより数 cm から数 mm の変動を検出可能という点において共通しており、このことが宇宙測地技術のもっとも重要な点である。しかしこれらの手法は、マイクロ波が地球大気を通過する際に真空とは異なる不均質媒体を通過することによる波の速度変化、進路の屈曲の影響を受けるため、GPS・InSAR どちらの地殻変動観測においても地球大気に起因する誤差を持つことになる。GPS の場合は Dixon (1991) に示されているように大気伝搬遅延量を高い精度で推定することが可能であり、GPS 気象学と呼ばれる GPS から得られる大気水蒸気情報を利用した研究が盛んになされるようになった。これまでも季節変動や集中豪雨等に伴う遅延量の変化を捉えたり、遅延データを数値気象データに組み込むデータ同化という手法によって気象モデルの精度向上がなされるなど様々な研究がされている。一方 InSAR においては大気遅延の補正方法が確立されておらず、現段階で InSAR データから地殻変動成分と大気遅延成分を分離することは非常に困難な状態にある。そのため InSAR による地殻変動観測では常に大気伝搬遅延による誤差が含まれることになり、この分離困難な誤差は地殻変動観測にとって悩みの種である。もちろん InSAR でも水蒸気遅延シグナルを分離できるなら GPS と同じように InSAR でも水蒸気の情報 that 得られることになり、気象学的な研究にとっても大変有益な情報をもたらさるので、こういった側面からも InSAR での水蒸気遅延の推定は重要であり、世界中で数多くの研究者が研究を進めている。

1.2 Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)

1.2.1 SAR

合成開口レーダ (Synthetic Aperture Radar, SAR) は衛星や航空機に搭載されたレーダから地表に向けてマイクロ波を発信し、地表面で反射・散乱により戻ってきたマイクロ波をアンテナで受信する能動型電波センサーの一つである。合成開口レーダが他のレーダと大きく異なるのは、合成開口という名にもあるようにレーダを搭載した飛翔体が移動しながら電波を受信することにより、アンテナのサイズを合成、つまり仮想的に大きくすることで飛翔体の進行方向 (azimuth 方向) の空間分解能を高めた点にある。通常レーダの空間分解能は、アンテナの大きさに比例して良くなるのだが、SAR の場合は逆にアンテナの大きさに比例して分解能が悪くなるという、アンテナが小さいほど良いという結果が導かれる。これは SAR における特筆すべき特徴の一つである。この他にも azimuth 方向の分解能はアンテナの高度に依らないという点が大きな長所として挙げられる。ただし Azimuth 方向と直交する range 方向については合成開口技術が使えないため、実際にはアンテナのサイズやレーダの高度は求める range 分解能と azimuth 分解能との兼ね合いで決まることになる。SAR による定常観測は現在のところ全て衛星からの観測で行われており、本研究でも利用する陸域観測技術衛星 ALOS に搭載された SAR センサー PALSAR の定常観測の場合、range 分解能は約 5m, azimuth 分解能は約 3m である。

SAR の受信データには地表の散乱源の特性に応じた振幅情報と位相情報が含まれており、これらの情報を適切に処理することで、本節で後述するように地表の変動量を高精度で得ることが可能である。SAR による地殻変動の検出には位相の情報を利用する SAR Interferometry (InSAR) や Persistent scatterer InSAR (PSInSAR), 画像マッチングの技術を応用した Pixel offset 法がある。これらの手法はそれぞれ長所と短所を持っているので、検出する対象によって用いる手法を選択することになる。



Fig 1. Image of ALOS (Advanced Land Observing Satellite). JAXA's ALOS contains three sensors, and PALSAR is one of them.

Cited from http://www.jaxa.jp/projects/sat/alos/index_j.html.

1.2.2 InSAR

SAR のデータを適切に処理することで振幅と位相の情報を持った Single Look Complex 画像 (SLC 画像) が得られる. InSAR は同じアンテナの位置から同じ領域に向かって異なる時期に得られた 2 つの SLC 画像を重ね合わせ, 位相の差を取り出し, その位相差を長さに変換することで 2 時期の間に起こった衛星視線方向の地表変位を得ることができる手法である (Figure 2). InSAR は光の干渉性を示した有名な実験であるヤングの実験と原理的には同じであり, 後述する軌道縞と呼ばれるものはこの原理に従って現れるものである.

InSAR では高い空間分解能で, 地表に観測点を設置することなく地殻変動を計測することができる. この手法は, Massonnet *et al.* (1993) による 1992 年ランダース地震に伴う地殻変動の検出報告以降, 火山活動に伴う地殻変動, 地下水の流動に伴う地盤沈下, 氷河の流動の検出など数多くの地表変位の検出に適用されてきた (例えば, 古屋, 2006; 小澤, 2006, Hanssen, 2001). しかし GPS のようにターゲットの絶対的な位置が分かるわけではなく, 実際にはどこか変動が起きていないであろう位置を任意に決め, その点から見て他の点がどの程度変化しているかという相対的な変位量しか求まらない. もし地表の絶対的な変位量を求めたい場合は GPS 等の他の観測を組み合わせる必要がある.

2 つの SLC 画像から得られる初期の InSAR 画像には地殻変動による位相変化のみでなくその他様々なシグナルが含まれている. 定常観測では衛星は同一の軌道を通して観測するように軌道制御されるが, 厳密に同一の位置から観測できることは無い. この二時期の衛星の位置のずれ (以後このずれの長さを基線長と呼ぶ) は結果としてヤングの実験に見られる干渉縞のようなものを初期 InSAR 画像に含ませることになる. これを軌道縞という. 軌道縞は基線長の衛星視線方向に垂直な成分に比例して縞の間隔が狭くなり, 基線長の垂直成分がある一定値を超えると InSAR で地殻変動量を得ることができなくなる. これを臨界基線長と言う. また軌道縞の他に, 2 時期の衛星位置のずれにより電波の進行方向が平行とならないことによって, 地形の起伏に対応した地形縞と呼ばれる縞も現れる. さらに衛星から送信されたマイクロ波は地球上の大気を通して地表へ到達し, 衛星の方へ戻って受信されるが, 地球大気を透過する際にマイクロ波が通過する媒体は時空間的に不均質で, 結果大気屈折率の不均質分布を形成している. InSAR には大気屈折率の不均質によるマイクロ波の速度変化や屈曲の影響に応じた位相変化が軌道縞や地形縞と合わせて含まれる. これらの効果は全て線形和で表現され, 初期 InSAR 画像の位相差 ϕ_{int} は次式で表現できる.

$$\phi_{\text{int}} = \phi_{\text{disp}} + \phi_{\text{orb}} + \phi_{\text{topo}} + \phi_{\text{atm}} \quad (1)$$

ここで ϕ_{disp} は地表変位量, ϕ_{orb} は軌道縞, ϕ_{topo} は地形縞, ϕ_{atm} は電離圏と非電離圏両方を合わせた伝搬遅延効果である. これらのうち, 軌道縞は衛星軌道データから推定してほぼ取り除くことが可能であり, 地形縞については SAR データとは別に数値標高モデル (DEM) を用意して地形縞をシミュレートすることにより除去できる. 地表変位の他に残るのは地球大気による伝搬遅延効果であるが, これについては 1.3 節でより詳しく述べる.

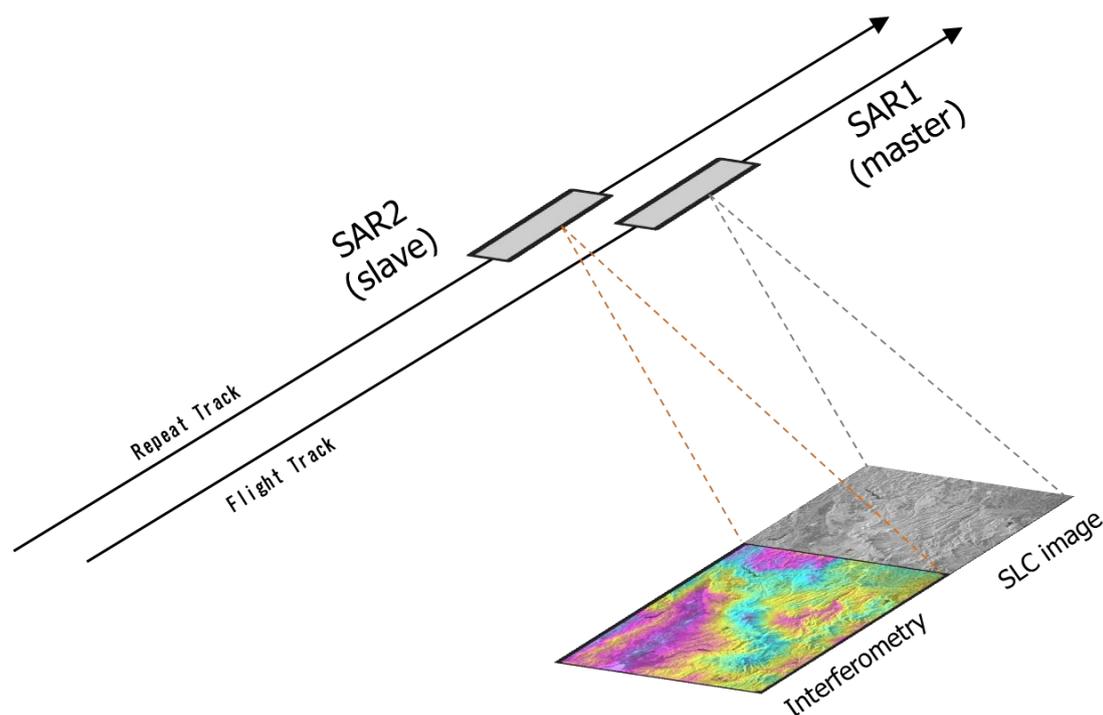


Fig 2. Image of SAR Interferometry. “Azimuth” direction is defined as the direction of flight track.

1.2.3 Pixel offset 法

前節で紹介した InSAR という手法は2つの SAR データの位相の差を見ることで地殻変動, あるいは大気伝搬遅延量を数 cm から数 mm の精度で推定することができる. しかしそれぞれのピクセルにおいて地表面に積雪があつたり大きな変動が発生して地表面の状態が大きく変化した場合には, 各ピクセルでの2時期の間での散乱特性が大きく異なることが原因で干渉性が失われてしまい, 良好な InSAR データを得ることができなくなる. 実際には衛星視線方向に 1m を超えるような変動がある場合には, SAR 干渉処理の前に行われる”位置合わせ”という作業によって対応付けされたピクセルの散乱特性が大きく変わってしまい位相の干渉性が失わ

れてしまうため InSAR で変動量を求めるのは難しくなる。現在のところ積雪による干渉性の低下は有効な解決策が無いが、地表面の大きな変動が原因で干渉性が失われている場合には、SAR 画像でも判別可能な変化が現れるので SAR の位相情報を用いずとも振幅画像から直接変動量を推定することが可能になる。これが Pixel offset 法 (SAR 画像マッチング, Offset tracking と呼ばれる) である (Tobita *et al.*, 2001)。原理的には光学画像で用いられる画像マッチングと同じである (Figure 3)。Pixel offset 法の特徴は、1m を超えるような大きな変動に対してもその変位量を求めることができること、2次元の画像データから変位量を推定するので2方向の変位データ、特に InSAR で得ることができない azimuth 方向の変位データ (azimuth offset) を得ることができることである。Pixel offset 法は各 pixel の変位量を sub-pixel 単位で合わせることで変位量を決めるため、変位の検出精度は必然的に sub-pixel 間隔、つまり range, azimuth 各方向で分解能 (pixel 間隔) の 10 分の 1 程度になる。Pixel offset 法は InSAR では干渉できないほど大きな変動を伴った現象に対して特に有効であり、氷河の流動の検出や 2008 年の四川地震等でその有効性が示されている(例えば Strozzi *et al.*, 2002, Michel *et al.*, 1999, Kobayashi *et al.*, 2008)。

Pixel offset 法で得られるデータのうち azimuth offset には、SAR データに電離層の擾乱による影響がある場合にはその影響による効果が筋状の縞模様になって現れるということが報告されている (Gray *et al.*, 2000)。このことについては 4.2.3 節で詳しく述べる。

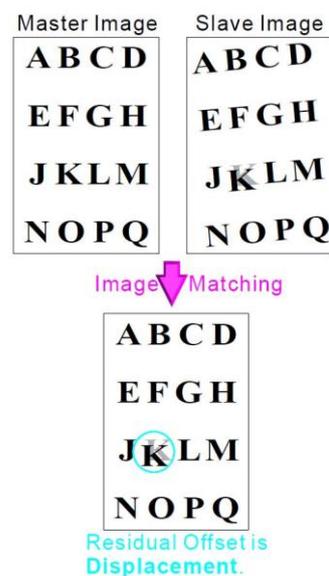


Fig 3. Pixel offset detects the difference between two SAR amplitude image through “Image Matching” (Tobita *et al.*, 2001).

1.3 大気伝搬遅延の原理

本節では電波の伝搬遅延効果について述べる。これは SAR のみならず、同じくマイクロ波を用いる GPS による精密測位においても問題になり (大谷・内藤, 1998), InSAR 固有の問題点についても藤原ほか (1998) がすでに指摘しているが、大気、特に水蒸気の時空間的な変動の推定の困難さが原因となって、決定版と言える補正方法が無いのが実情である。

マイクロ波の伝搬遅延量 ΔL は以下の式で表される (Bevis *et al.*, 1992)。

$$\Delta L = \int_L [n(s) - 1] ds + [S - G] \quad (2)$$

n は伝搬経路 L 上の点 s における屈折率、 S は伝搬経路 L の長さ、 G は衛星から地上の観測点までの直線距離である (Figure 4). (2) 式の右辺第 1 項はマイクロ波が誘電媒質である大気を通過することによる真空に比べて減速する効果で、第 2 項が大気での屈折により伝搬経路が曲率を持ったことで実際の伝搬経路が伸びたことによる効果である。これら 2 つの効果はいずれも大気の屈折率によって決まるため、これらの効果の推定には屈折率の推定が重要である。

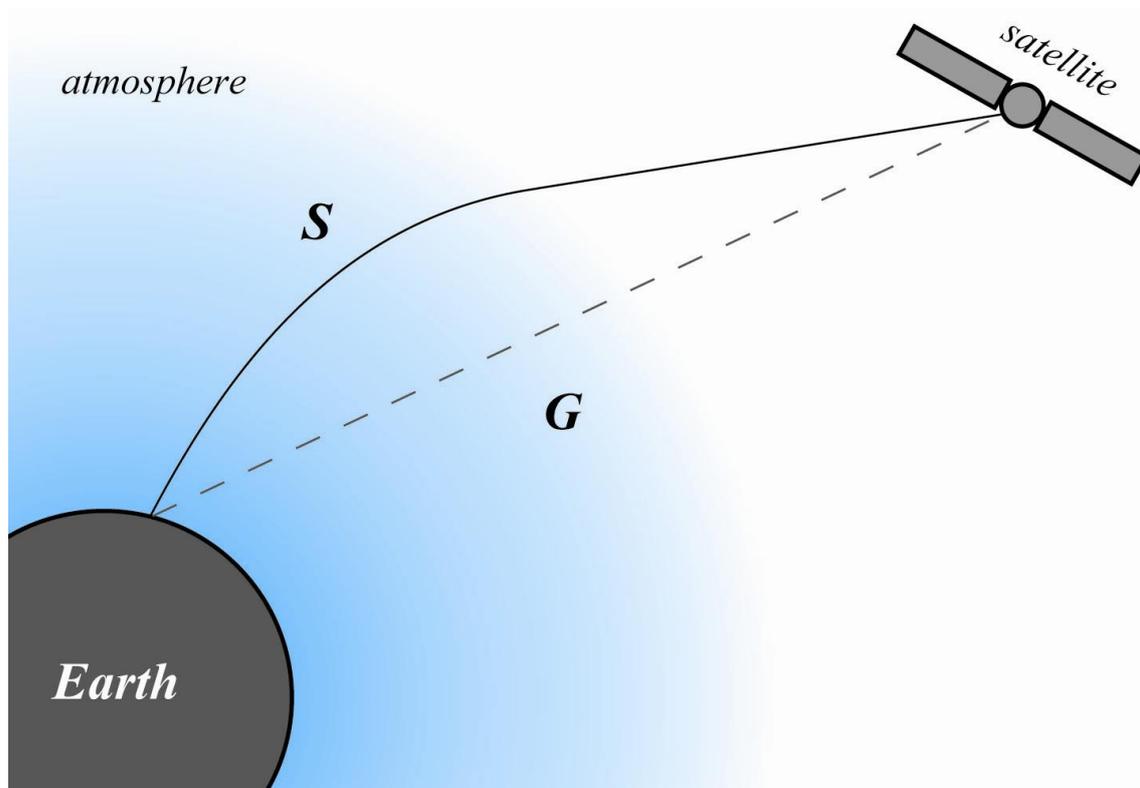


Fig 4. Geometry of ray refraction. S is the path length along L , and G is the straight line geometrical path length.

(2) 式の右辺第2項で示されるマイクロ波の屈折による効果は、地表から見た仰角が 10° 以上の場合には右辺第1項の減速の効果に比べて無視できるほど小さい (Elgered, 1993).

大気伝搬遅延効果は前節でも触れたが電離圏による効果と非電離圏による効果に分けられる。この2つの効果の大きな違いは周波数依存性 (分散性) の有無である。周波数依存性のある電離層遅延は、GPS の場合は周波数依存性を利用して2周波観測を行い遅延量の差をとることで正確な除去が可能である。InSAR の場合においては、2周波観測は行われていないため、現在のところ電離層遅延のために確立された方法は無い。一方で中性大気には 15GHz 以下の周波数では周波数依存性は無く、その屈折率は以下の式で与えられる (Thayer, 1974).

$$(n-1) \times 10^6 = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{P_v}{T} + K_3 \frac{P_v}{T^2} \quad (3)$$

P_d は乾燥大気分圧 (hPa), P_v は水蒸気分圧 (hPa), T は絶対温度 (K) で、各項の係数

K_1, K_2, K_3 は室内実験により決定される。具体的な値については Thayer (1974) や Bevis *et al.* (1994) 等幾つかの論文で提示されている。

(3)式を変形して、

$$(n-1) \times 10^6 = K_1 \frac{P}{T} + K_2' \frac{P_v}{T^2} \quad (4)$$

ここで、

$$K_2' = (K_2 - mK_1)T + K_3 \quad (5)$$

P は全体気圧 (hPa), m は水蒸気分子の分子量と乾燥大気成分の平均分子量の比である。(4)式から中性大気での伝搬遅延は、右辺第2項の大気中の水蒸気による効果と右辺第1項の水蒸気以外による効果に分けられることが分かる。前者は湿潤遅延、後者は静水圧遅延と呼ばれる。静水圧遅延は(4)式のように気圧と気温で表され、遅延の絶対量は湿潤遅延の数倍にもなる。しかし静水圧遅延は変化の空間スケールが数 100km と InSAR データに比べて非常に大きく、また Zebker *et al.* (1997) によれば、静水圧遅延は地表気圧すなわち標高値で決まるため、2時期の遅延量の差が効いてくる InSAR においては後述する湿潤遅延に比べるとその影響は十分小さくなる。これに対し湿潤遅延による効果は、遅延量は静水圧遅延の最大 2 割程度だが、大気に含まれる水蒸気量が時空間的に大きく変動し、地殻変動に近いスケールで現れるため InSAR 画像の中

であたかも地殻変動が起こったかのようなシグナルとして現れる。このことは特に地盤沈下のような広い範囲にそれほど大きくない振幅で現れる地殻変動にとって大きな問題である。

ここで、中性大気遅延と言う場合には電離層を含まない大気での遅延のことを指し、単に大気遅延と表現する場合には電離層も含めた地球大気での全ての遅延のことを指す。本論文では湿潤遅延のことを以後「対流圏遅延」や「水蒸気遅延」のような言葉で表現することがあるが、これらはすべて湿潤遅延と同義である。

1.4 本研究の目的

宇宙測地技術において大気水蒸気による伝搬遅延量を推定することは、地殻変動検出の精度を高める点でも水蒸気についての情報を得るという点でも非常に重要な課題の一つである。特に InSAR では前述したように今のところ地殻変動から大気水蒸気遅延シグナルを分離することは出来ていない。本稿では InSAR での大気水蒸気遅延に関係して以下の2つの話題について述べる。

1. 地殻変動観測のための水蒸気遅延の補正

InSAR での地殻変動検出にとって大気中の水蒸気をもたらす伝搬遅延は時に大きな誤差源となりうる。これは大気水蒸気を持つ時空間的不均一性と遅延量のスケールが地殻変動に近いという特性による。これらの特性が水蒸気遅延の分離を困難にさせ、地殻変動の観測精度を制限している。本研究では InSAR における地殻変動の検出にとってのノイズである水蒸気遅延の補正のため、近年高分解能化が進んだ数値気象モデルを利用したよりよい補正方法について検討した。

2. 大気水蒸気センサーとしての InSAR の利用

InSAR データに含まれる大気水蒸気遅延は当然ながら大気中の水蒸気量や分布を反映したものである。したがって電離層の影響が無く、地殻変動が無い、もしくは分離できるなら InSAR に含まれるシグナルは大気水蒸気遅延となり、InSAR は他に類を見ないほど高空間分解能な水蒸気センサーと見なすことが可能である。本研究では InSAR の水蒸気遅延をシグナルと見なし、集中豪雨のシグナルを特定することを目的として、集中豪雨時に撮像された SAR データを使った InSAR データで事例解析を行った。

2. 高分解能数値気象モデルと波線追跡法による InSAR データの 対流圏遅延の低減について

本章では InSAR データにおける対流圏伝搬遅延のより高精度な補正を目指して、レイトレーシング法による大気遅延量計算ツール KARAT (Kashima Ray-Tracing Tool) と非静力学数値気象モデル WRF-ARW (Advanced Research Weather Research and Forecasting model, Skamarock *et al.*, 2008) を利用して、実際にどの程度まで遅延補正ができるかを 7 箇所での事例について調べた。

2.1 InSAR における対流圏伝搬遅延補正の先行研究

微小な変位量をターゲットとする地殻変動の解析ではできるだけ大気遅延の影響を除去したいため、InSAR においても現在までに様々な補正方法が提案されてきた。その中には、気象予報に使われる数値気象モデルの計算値を用いて遅延量を計算して InSAR データから引き算する calibration 法 (例えば, 島田, 1999; Otsuka *et al.*, 2002; Wadge *et al.*, 2002; Foster *et al.*, 2006), 大気の時空間的なランダム性を利用して複数の InSAR 画像を足し合わせ、地殻変動を浮かび上がらせる stacking 法 (例えば, Fujiwara *et al.*, 1998; Furuya *et al.*, 2007), 遅延量が地形と高い相関を持つことが多いことを利用して、このシグナルを標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) を利用して補正する地形相関大気補正法 (藤原ほか, 1999) がある。Ferreti *et al.* (2000) が提唱した PS (Permanent Scatterer)-InSAR 法や Berardino *et al.* (2002) による SBAS (Small Baseline Subset) 法における大気遅延補正は、20 枚程度以上の数多くのデータに基づいている点で本質的には stacking 法に似ている。また、GPS から得られる天頂湿潤遅延 (Zenith Wet Delay) を利用した補正法も提案されている (例えば, Onn and Zebker, 2006)。そして最近になって、高精度な大気遅延量推定のアプローチとして Hobiger *et al.* (2008) は数値気象データを使ってレイトレーシングにより大気遅延量を高速に計算するツール KARAT を開発し、InSAR データにおいても十勝岳火山に適用してその有効性を示した (Hobiger *et al.*, 2010)。

2.4 節では本研究でも用いる地形相関大気補正法, 2.5 節では calibration 法について詳しく述べる。

2.2 WRF

WRFは米国大気研究センター (NCAR), 米国環境予測センター (NCEP) 等が中心となって開発している非静力学のメソモデルで, MM5 の次世代モデルとして位置づけられている. 本研究ではデフォルトの設定のまま計算を行ったが, WRFは様々な微物理スキーム, 雲物理モデル等があり, また理想的な状況でのシミュレーションから実際の気象予報まで様々な条件での計算が可能であることから, 研究用から業務用まで世界中で幅広く利用されている. 水平分解能 20 km の場合においては WRF の予測精度は JMA-NHM とほぼ同程度であることが Hayashi *et al.* (2008) や Chan *et al.* (2010) で報告されている. また WRF はそのソースコードをフリーで入手することができて, Skamarock *et al.*, (2008) をはじめとして設定, 計算のためのマニュアルも充実していることから, 本研究では WRF を用いて SAR データ取得時に合わせた計算を行った.

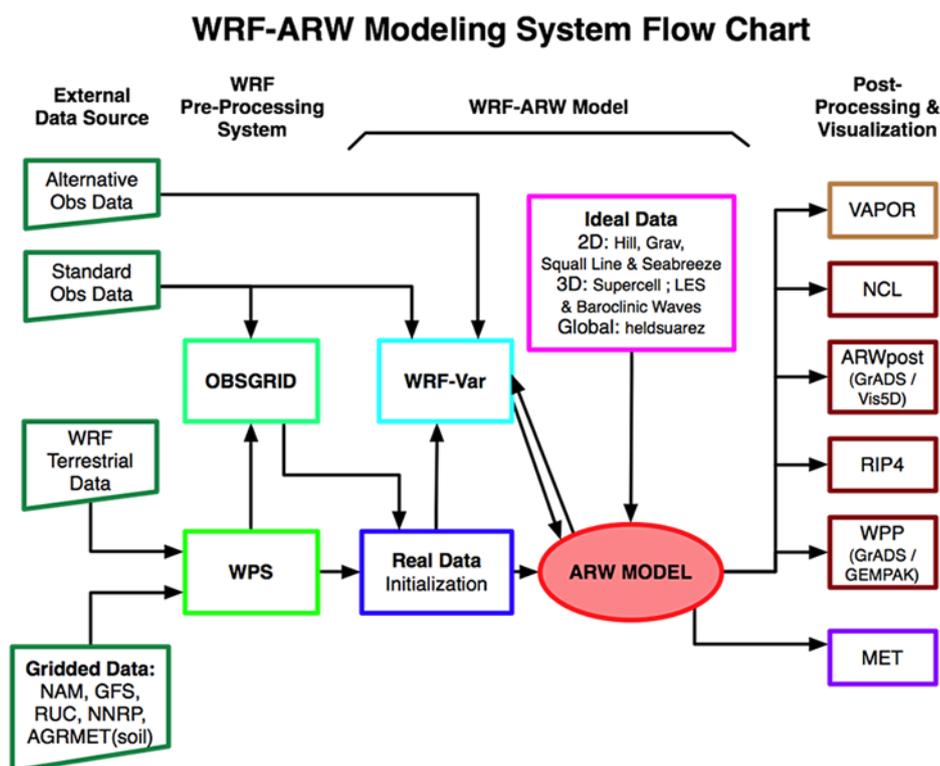


Fig 5. Flowchart for the WRF Modeling System Version 3.

Cited from http://www.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Introduction/flow_WPS.htm.

2.3 KARAT

KARAT (Kashima Ray-Tracing Tool) は GPS や VLBI 等の宇宙測地技術における対流圏伝搬遅延量を, 3次元数値気象データのパラメータに基づいて波線追跡法により計算するツールである (Hobiger *et al.*, 2008). 3次元数値気象データを用いた波線追跡法による対流圏伝搬遅延量推定のアルゴリズムは Ichikawa *et al.* (1995) に既に示されているが, KARAT の大きな特徴は計算アルゴリズムの改良により, 波線追跡法の欠点である計算時間を大幅に改善したことにある. このことは膨大な数の観測点 (ピクセル) をもつ InSAR においても波線追跡法による対流圏伝搬遅延量の計算をより現実的なものにした. Hobiger *et al.* (2010) では, 気象庁の MANAL (Meso-scale Analysis) データを用いた場合に KARAT による InSAR の中性大気伝搬遅延補正が, 従来のマッピング関数よりも有効であることを示した (Figure 6).

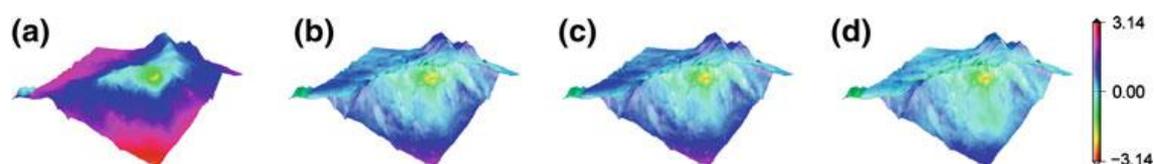


Fig 6. Three dimensional perspective view. a) Unwrapped InSAR image, without any troposphere correction. b) After correction based on mapping with mean incident angle. c) After correction based on mapping with true incident angle. d) Corrections after ray-tracing (Hobiger *et al.*, 2010).

2.4 InSAR における対流圏伝搬遅延補正法

2.4.1 地形関連大気補正法

軌道縞や地形縞を取り除いて出来た InSAR 画像において, しばしば標高 (地形) によく相関した地殻変動とは異なるシグナルが現れることがある. これは基線推定が正確に行われ, 前述した DEM による地形縞のシミュレートが十分に正確であっても現れるものである. InSAR での大気伝搬遅延は観測した 2 時期それぞれの遅延量の差として現れているのだが, 仮に水蒸気が空間的に均一に分布していると仮定しても, 夏と冬のように大気中に存在する水蒸気の絶対量が異なる時期の遅延量の差を取ると, 地形の分だけの水蒸気量の差が効いてくることになる (Figure 7). このことを定性的に説明すると, 夏は標高の高い場所と低い場所での遅延量の差が大きく, 冬は夏に比べて標高の違いによる遅延量の差は小さい. 結果として水蒸気量が異なるペアの InSAR 画像には, この地形の効果による遅延量の差がシグナルとして現れる.

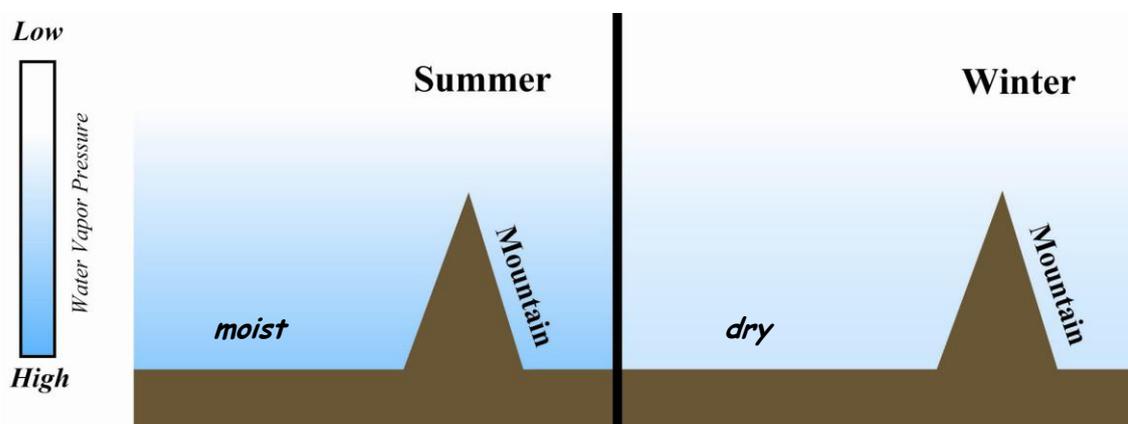


Fig 7. Diagram of water vapor distribution of summer (left) and winter (right). The difference of water vapor pressure between two acquisitions decreases with increasing altitude.

この地形相関大気遅延は標高の一次関数として最小二乗法で求めることでかなりの補正効果があることが藤原ほか (1999) により指摘されている。また、この方法は地形縞のシミュレーションに用いた DEM のみで簡単に計算することができることから、現在 InSAR による地殻変動の解析において、簡易で相応の効果のある大気遅延補正の方法として広く知られており、本研究で用いる Gamma 社の SAR 処理ソフトウェアにも `atm_mod` というコマンドとして実装されている。Gamma の `atm_mod` では DEM を用いて遅延量について標高の一次関数でモデルを作り、定数項 a_0 と標高 H にかかる係数 a_1 を InSAR データ ϕ とモデルとの差の 2 乗和が最小になるように最小二乗法を用いて推定し補正する。補正された InSAR データを $\phi_{correct}$ とすると、これは次式で表される。

$$\phi_{correct} = \phi - (a_0 + a_1 H) \quad (6)$$

2.4.2 calibration 法による対流圏遅延補正法 : Method 1

calibration 法は, SAR とは独立して得られる数値気象データを使って InSAR における大気遅延による位相差を計算するという InSAR の補正方法の一つである. この方法が優れている点は stacking 法のように多数の SAR データを必要とせず, なにより InSAR の大気遅延量を気圧をはじめとする大気の種類パラメータから物理的に計算しているという点にある. ただし遅延量の計算は, 特に数値気象モデルの計算も行う場合には膨大な量となり計算に時間がかかるという点が calibration 法の難点である. また, その補正の有効性は本質的に用いる数値気象データの空間分解能やパラメータの現実の大気に対する精度に大きく依存する. 原理的に数値気象データの空間分解能が大きい (粗い) 場合にはそれより小さいスケールの擾乱は再現不可能であり, またデータに含まれる値が現実の大気 (ここでは InSAR データ取得時の) 値から大きくずれている場合にも推定した遅延補正量には InSAR データに含まれている真の遅延量に対して誤差が含まれることになる. それでも InSAR の補正において, calibration 法による補正は最も物理的な理論に基づいてなされるという点で重要であり, またその有効性は多くの論文で示されている (例えば, 島田, 1999 ; Otuka *et al.*, 2002 ; Foster *et al.*, 2006).

本研究では数値気象モデル WRF-ARW を用いて InSAR データ取得時の大気状況の再現を試みた. モデルの水平分解能は 1km, 高度約 30km までを鉛直方向に 60 層に分割し, 気象モデルの初期値には気象庁のメソ数値予報モデル (MSM), 地形データには水平分解能 1km の GTOPO30 を用い, MSM データのみでは不足する土壌パラメータのような変数を補完する目的で, アメリカ環境予測センター (NCEP) で公開している NCEP1 全球客観解析データ (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>) を利用した. WRF モデルでは, 各種のパラメタリゼーションについて各ユーザーが指定し, 微調整を施すことが可能であるが, ここでは全てデフォルト値のままである. このようにして得られた 3次元数値気象データから各格子点での気温, 気圧, 水蒸気量を用いて屈折率の 3次元分布を計算し, KARAT による波線追跡法により InSAR での一つ一つのピクセル毎に遅延量を計算した. 遅延量の計算方法については島田 (1999) で示された方法と同様である. 1度のレイトレーシングで InSAR データのペアの一方の時期での遅延量が得られるので, InSAR で現れる大気遅延量を推定するには 2度の計算が必要になる. KARAT, WRF の計算により求めた InSAR における Master 側の遅延量を D_{master} , Slave 側の遅延量を D_{slave} とすると補正後の InSAR データ $\phi_{correct}$ は,

$$\phi_{correct} = \phi_{inSAR} - (D_{master} - D_{slave}) \quad (7)$$

で表される. 本論文では WRF と KARAT による calibration 法による補正法を以後 Method 1 と呼ぶ.

本研究ではより空間分解能の高い数値気象モデルを用いて 1km 分解能での SAR 取得時に合わせた計算, 及び KARAT を用いた波線追跡法による遅延量の計算を行っていることで, 従来よりもより良い補正効果が期待された. しかし後述するように, 本研究で適用した 7 つの事例では必ずしもうまく補正出来ているとは言い難い.

2.4.3 KARAT/WRF 計算値を地形非相関シグナルのモデルとする方法 : Method 2

2.4.1 節の地形相関大気補正法でも 2.4.2 節の calibration 法でも観測データからは独立なデータを「モデル」にする点では基本的な考え方は同じである. これらの手法で異なるのは地形相関大気補正法ではモデル (DEM) を定数倍してバイアス値を加えたものを, InSAR データから引いたときに残差が最小になるようにモデルの定数倍とバイアス値を決めているのに対し, calibration 法ではモデル (ここでは WRF/KARAT の計算値) の定数倍とバイアス値を考慮していない点である. つまり calibration 法においてはモデルにかかる定数は 1 倍でバイアス値が 0 を仮定している. そこで calibration 法で得られたモデルを地形相関大気補正法の標高値のように見なして定数倍とバイアス値を考慮するという発想が生まれる. しかし KARAT で遅延計算を行う際には, WRF (空間分解能 1km) で得られたデータを InSAR の空間分解能に合わせて空間内挿をしたうえで, さらに高空間分解能な DEM を用いて InSAR の各ピクセルでの標高値を決めてレイトレーシングを行っているため, KARAT/WRF で推定される遅延量には, 2.4.1 節で説明した標高相関遅延と同じ理由で高空間分解能な DEM を参照したためによる地形相関成分が必ず現れてくる. 数値気象モデルを利用する最大の利点は, 地形非相関成分の「モデル」が得られることである. このような考えを考慮し, 我々は KARAT と WRF による計算値 $D_{master} - D_{slave}$ を地形に相関した成分 H と地形に相関しない成分 N に分け, これらをモデルとしてそれぞれの係数倍と InSAR データとの差の 2 乗和が最小になるように最小二乗法を用いて H , N それぞれへの係数を定数項も含めて求めて補正量を計算する方法を新たに提案する. KARAT と WRF による計算値を H , N に分離するために, まず KARAT と WRF による計算値を観測値, DEM をモデルと見なして, 観測値との残差が小さくなるように DEM の定数倍とバイアス値を最小二乗法により推定する. これにより求めた DEM の定数倍のモデルを地形に相関した成分 H , KARAT と WRF による計算値から DEM の定数倍のモデルを引いた残差を地形に相関しない成分 N とする. この方法による補正ではモデルのバイアス値を a_0 , H , N にかかる係数をそれぞれ a_1 , a_2 とすると次のように表せる.

$$\phi_{c \ o \ r} \equiv \phi_{c \ t} - (a_0 + a_1 H + a_2 N) \quad (8)$$

本論文ではこの補正方法を以後 Method 2 と呼ぶ。

2.4.4 Method 3: スペクトル分解に基づく Method 2 の拡張

一般的に気象現象は大小様々な空間スケールで起こるものであり, InSAR の大気遅延量についても同様に大小様々な空間スケールを持つと考えることができる。数値気象モデルは, それらが扱う空間領域と分解能のもとでは名目上はあらゆる空間スケールの大気現象を再現しようとする筈であるが, 空間スケールに応じて再現性に違いが出てくることは十分あり得るであろう。このことから, 2.4.3 節での Method 2 による方法をさらに発展させ, 2次元フーリエ変換を用いて標高に比例しない成分 N のスペクトルを調べて, 空間周波数の大きい成分から小さい成分まで $N_1, N_2, N_3 \dots$ とさらに分割して, 上記 Method 2 と同じようにそれぞれにある係数 $a_1, a_2 \dots$ を掛けて InSAR データに合うように最小二乗法で補正量を推定するという方法が考えられる。この方法でも Method 2 と同じように定数項 a_0 と地形に 관련된成分 H も組み込んで補正量を推定している。この方法による補正は次式で表される。

$$\phi_{c \ o \ r} \bar{r} = \phi_{c \ r} (a_0 + a_1 H + a_2 N_1 + a_3 N_2 + a_4 N_3 + \dots) \quad (9)$$

本論文では N を $N_1 \sim N_4$ の4つに分割して補正した結果について示す。また, この補正法を以後 Method 3 と呼ぶ。

なお, 最近 Lin *et al.* (2010) は地形相関大気シグナルに空間スケール依存性が見えるのではないかとの発想から, DEM を幾つかのスペクトル成分に分けて, それぞれの空間周波数成分ごとに 2.2 節のような地形相関大気補正を行うことを提案した。Lin *et al.* (2010) では非地形相関大気成分は Turbulent mixing signal とされ, 数値気象モデルの出力値は一切利用されていないが, 本研究で提案した Method 3 は数値気象モデルの出力値をスペクトル成分に分割する点で異なる。

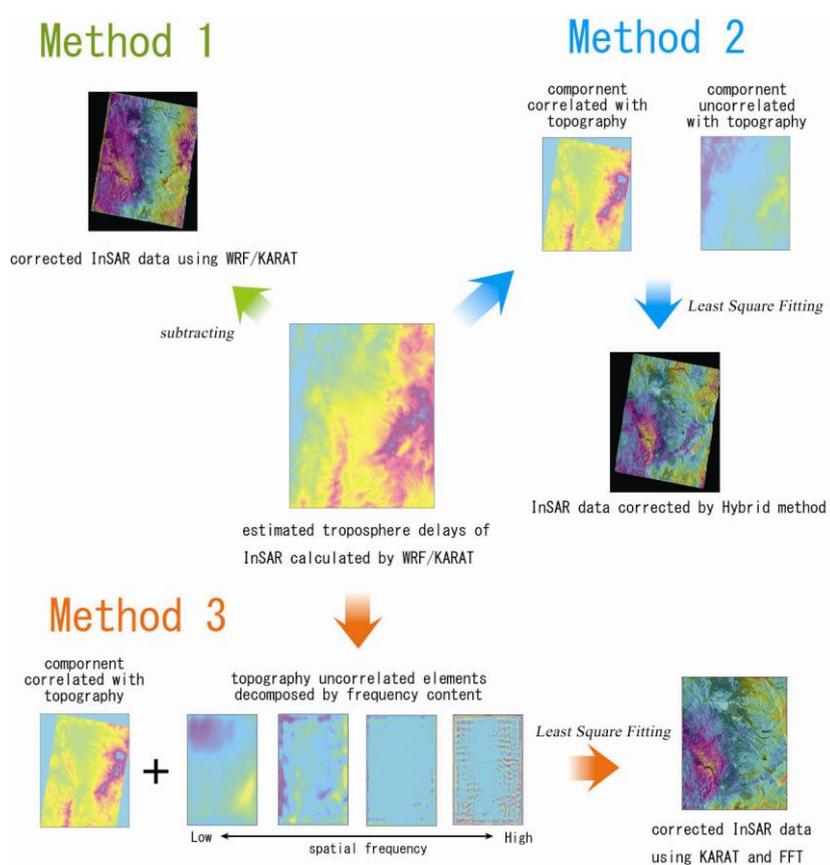


Fig 8. Conceptual diagram of the methods to correct tropospheric phase delay with WRF/KARAT output.

2.5 補正結果

2.4 節に記した各方法による補正結果を Figure 9 に示す. 全部で7サイトのデータがあり, 図は左から順に, 補正する前の InSAR 画像, 地形相関大気補正, KARAT と WRF の計算値による大気遅延補正 (Method 1), Method 2 による補正, Method 3 による補正の画像である. 用いた InSAR データとその基線長の垂直成分の長さは Table 1 にまとめた. InSAR のデータは ALOS/PALSAR で得られた level-1.0 データを Gamma 社の SAR 解析ソフトウェアで処理して得た. 地形縞の除去には国土地理院の 50m メッシュ標高を用い, 軌道縞の除去には高精度軌道をそのまま使い, 再推定は行っていない.

それぞれの手法がどの程度まで遅延補正に成功しているかを定量化するために, 各結果の陸域での根平均二乗値 (Root Mean Square, RMS) を Table 2 にまとめた. InSAR において, 仮にうまく unwrapping 出来ていてかつ地殻変動の視線方向に対する変動, 衛星軌道推定誤差による残存軌道縞, 地形縞除去に用いる DEM の誤差および電離層擾乱による位相変化の全てが無視できるとして, 大気遅延補正に成功していれば RMS はゼロになる. 実際には大気遅延以外の要

因による位相変化が多少とも含まれるため、RMS が厳密にゼロになることは無い；岩手宮城内陸地震の変動を含む場合の RMS 値が非常に大きいのは、大きな地震時地殻変動を含むためである。よってここでは補正の前後の RMS を比較し、その値が補正の結果減少すれば、その補正が有効であると考えることとする。以下で、各補正手法を適用した 7 サイトの中から 3 サイトについて詳細に結果を見ることとする。

Path - Flame	Master	Slave	B-perp (m)
56-2740	2006/9/24	2008/8/14	-451
397-860	2007/8/13	2007/9/28	281
56-2740	2008/6/29	2009/8/17	142
397-860	2008/6/30	2009/8/18	-117
53-2840	2006/6/19	2008/6/24	276
424-620	2006/6/24	2008/8/14	54
58-2740	2009/8/5	2009/9/20	318

Table 1. ALOS/PALSAR data set. B-perp is the perpendicular component of the baseline with respect to the master orbit.

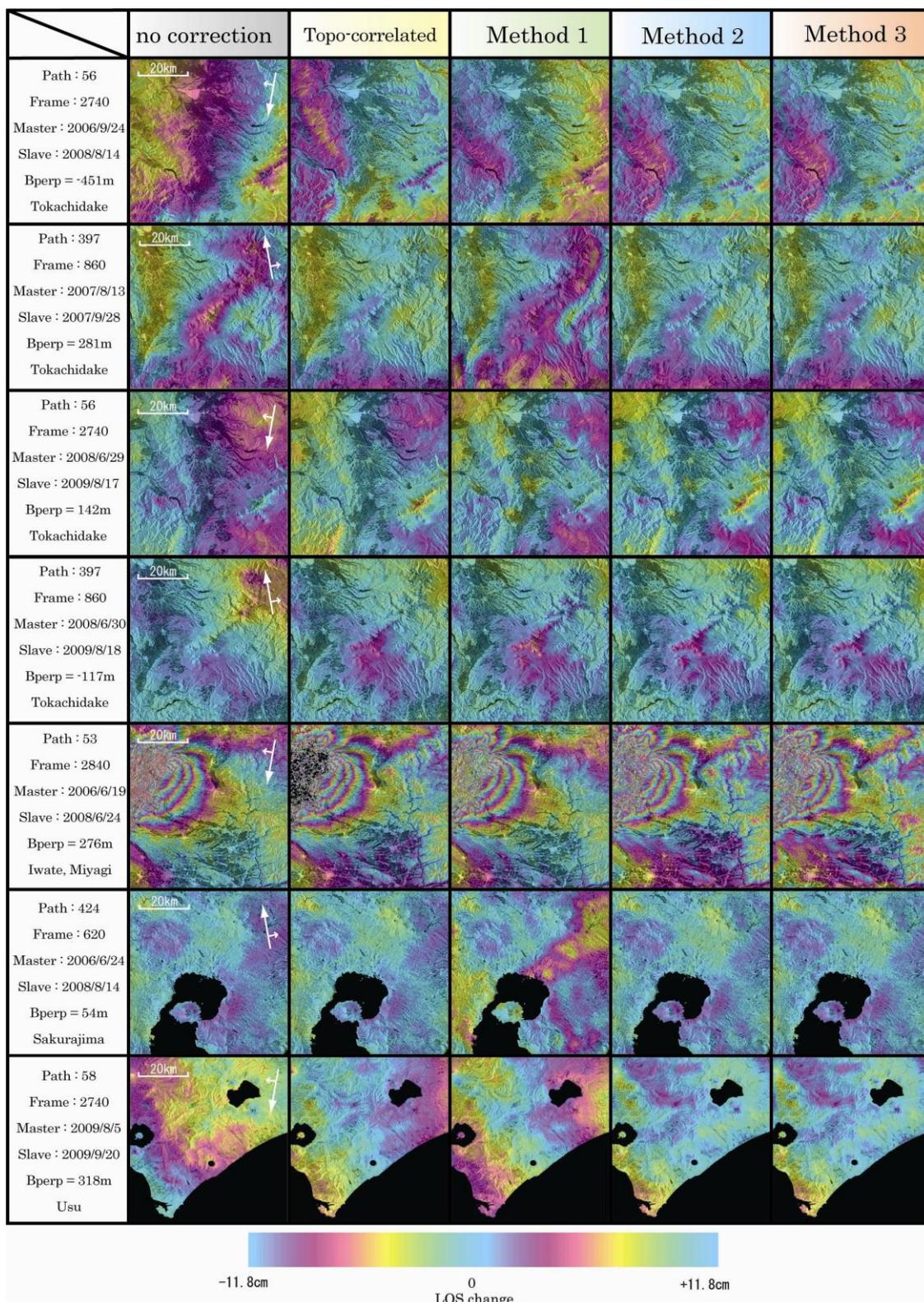


Fig 9. The results of atmospheric delay correction with each method described in section 2.4. Large vector in this figure shows satellite direction and small vector shows look direction

InSAR data Information		RMS (mm)				
Acquisition date, Region	Path-Frame	no correction	Topo-correlated	Method 1	Method 2	Method 3
2006/9/24 - 2008/8/24 Tokachidake	56-2740	38.401	25.351	27.353	22.379	22.351
2007/8/13 - 2007/9/28 Tokachidake	397-860	26.134	18.583	25.769	18.349	18.194
2008/6/29 - 2009/8/17 Tokachidake	56-2740	21.092	20.659	21.225	18.258	17.849
2008/6/30 - 2009/8/18 Tokachidake	397-860	21.511	15.662	15.239	14.386	14.136
2006/6/19 - 2008/6/24 Iwate, Miyagi	53-2840	110.782	106.436	111.505	105.955	105.146
2006/6/24 - 2008/8/14 Sakurajima	424-620	12.383	12.454	29.321	12.172	12.165
2009/8/5 - 2009/9/20 Usu	58-2740	28.074	26.038	41.643	18.101	18.029

Table 2. Root Mean Square residuals (mm) of InSAR data corrected by each method. These values represent the variability of phase residuals. The smaller the value the better. The Large RMS in the Iwate Miyagi is due to the co-seismic deformation signals.

まず Figure 9 最上段の十勝岳周辺の 2006/09/24 と 2008/08/14 のペアについて見る。補正前のデータでは西側から東側に向かって位相が約一周期分、衛星視線方向に近づく方向に大きく変化していくものと、図中の南東側にある地形に相関したおよそ 8cm 衛星に近づく方向の位相の変化が見られる。このデータでは GPS の観測から南東側の地形に相関した位相の変化の部分の中に地表の隆起が確認されており、InSAR でも空間スケールにして 1km 程度の大きさで検出されているが、南東部全体の変化は地表変動とは考えられないので、これは大気による遅延であろう。電離層遅延による可能性も否定できないが、それが現れる場合には遅延シグナルの振幅も空間スケールもより大きくなること、ローカル時間 22 時過ぎに撮像する南から北へ進む昇降軌道データにおいて頻繁に現れるという我々の経験からして、ここで見られる遅延に電離層の寄与は無いであろう。ただしあくまでもこれは経験則であり、電離層遅延の効果についてはより詳細な研究が待たれる。東西方向に変化する部分については残存軌道縞と大気遅延効果とを足し合わせたものであると考える。これを地形相関大気補正した場合、南東側の地形に相関した部分は効果的な補正がなされている一方で、東西方向にかけて大きく変化する部分についてはもともと地形とは相関のない位相変化をしているため逆に西側に地形に相関したノイズを生み出してしまっている。次に KARAT と WRF による補正 (Method 1) を見ると、南東側の地形に相関した位相の変化については地形相関大気補正と比べて大きな改善は見られなかったが、西側は全体的にかなり良く補正されており Method 1 の効果と考えることができる。Method 2 による補正では南東側の地形に相関した変化の部分でも西側の部分でも補正効果が見られ、地形相関大気補正と Method 1 による補正の良い部分を合わせたような補正ができています。Method 3 の補正は Method 2 の補正と図での比較ではほとんど見分けがつかず、Method 3 で補正効果がより高まっているとは言い難い。

次に Figure 9 の上から 4 段目にある十勝岳周辺の 2008/06/30 と 2009/08/18 のペアの補正結果を見る。補正前のデータでは図の北東側におよそ 10~20 km 程度の空間スケールで位相の変化

が見られる。図中ではこのほかには目立ったシグナルは見られないので、このデータでは軌道縞の残差や電離層の影響は無視できると考えられる。補正の結果では、地形相関大気補正と Method 1 による補正の両方で同じような補正がなされており、北東側にあった遅延シグナルはかなり良く補正されている。しかし図中央部の十勝岳周辺についてはどちらの補正ももともと存在しないシグナルが新たに現れており、この部分では補正の適用が逆効果となってしまった。地形相関大気補正と Method 1 が同じようなパターンで補正をしているため、これらを組み合わせさせた手法といえる Method 2, Method 3 による補正も大きな改善は見られなかった。

最後に Figure 9 の下から 2 段目にある桜島周辺の 2006/06/24 と 2008/08/14 のペアについて見てみる。補正前のデータではところどころに大気遅延によると思われる 3 cm 程度に相当する位相の変化が見られ、地形に相関したような位相の変化は見られない。そのため地形相関大気補正も南部や東部のシグナルに対してわずかに影響している程度である。ところが Method 1 の結果には補正前には見られなかったような大きなシグナルが現れてしまっている。これは Slave 側の 2008/08/14 のデータ取得時からおよそ 1 時間後に中心気圧が約 1004 hPa の低気圧の前線が通過しており、実際の SAR データ取得時には前線の影響は無かったものの気象モデルがこの低気圧の影響を反映してしまった結果現れたものであると推測している。Method 1 の補正データが InSAR データの大気遅延シグナルと大きく異なるため、このデータを利用した Method 2, Method 3 の補正は標高に相関した成分の影響が強くなり、地形相関大気補正に近い補正結果となった。

Table 2 を見ると、地形相関大気補正は補正前に比べ必ず小さくなっており、さらに Method 1 と比べても本研究では 7 サイト中 6 サイトで RMS が小さくなった。ただし Figure 9 最上段の 2006/09/24 と 2008/08/14 のペアの事例のように、Method 1 より地形相関大気補正の方が RMS は小さくなくても Method 1 では別の領域で補正が有効な場合もあった。また、Method 1 は補正前と比較すると 7 サイト中 3 サイトで RMS が小さくなり、2 サイトは RMS がほとんど変わらず、残りの 2 サイトでは補正前に比べてかなり RMS が大きくなった。Method 2 についてはすべてのサイトについて地形相関大気補正より RMS の値が小さくなり、この方法による補正が最も有効であることがわかる。KARAT と WRF の計算値をそのまま用いた Method 1 の補正効果が場合によっては地形相関大気遅延補正よりも劣っているため、KARAT/WRF を利用する価値は一見低いようにも見える。しかし、Method 2 のように利用することで補正効果の向上が認められたことは、KARAT と WRF の計算値は実際の InSAR の位相データとある程度は「似ている」ということを示唆している。また、Method 3 は Method 2 に比べて RMS がほとんど変わらず、Figure 9 最上段の十勝岳周辺のデータでの比較の際に述べたような Method 2 とほとんど変わらないという結果が RMS にも表れた。

2.6 結論

我々はKARATとWRFを用いたInSARにおける大気伝搬遅延補正 (Method 1) の効果の検証に加え、これらによる計算値を利用した補正方法 (Method 2, Method 3) の提案と検証を行い、地形相関大気遅延補正と比較した。Method 1は7サイト中1サイトで地形相関大気遅延補正よりもRMSを小さくし効果的な補正がなされたが、残りの6サイトでは地形相関大気遅延補正ほどRMSを小さくすることはなく、最近の気象モデルの分解能や遅延計算法の進展をもってしても、必ずしも良い補正結果をもたらすとは限らない。Method 2はMethod 1で引き算に使う計算値をそのまま用いるのではなく、地形に相関する部分と相関しない部分に分けたうえで、それぞれへの係数を求める「地形相関大気遅延補正」の拡張版であり、より効果的な補正結果が得られた。ただしMethod 1による補正が有効でない場合、Method 2には遅延量の計算結果が反映されず、地形相関大気遅延補正と補正効果はほとんど同程度となった。Method 3のRMSはMethod 2のそれとほとんど同程度の結果となり、計算量に見合った程の効果が得られなかったことから、本研究ではMethod 2による補正が最も効果的だった。

3. InSAR で捉えた集中豪雨 -2008 年西濃豪雨での事例解析-

3.1 2008 年西濃豪雨

2008 年の 9 月 2 日から 3 日にかけて、東海地方と近畿地方で記録的な大雨が発生した。国土交通省木曾川上流河川事務所発表の資料によると、9 月 2 日から 3 日 9 時までの総降水量は岐阜県大垣市上石津町の観測所で 524mm を記録し、岐阜県西濃地区の大垣市や揖斐川町で浸水や土砂災害が発生した (Figure 10)。Figure 10 に示した揖斐川の AMeDAS 観測点での 10 分間降水量の時系列を見てみると、最大で 10 分間に 20mm を超える降水があったことが分かる。これは単純計算でも 1 時間で 120mm の降水にあたり、瞬間的には記録的な降水があったことを示している。また Figure 10 の右図は 22JST における SAR 観測のあった日の赤外面像である。赤外面像は明るく (白く) なるほど衛星が観測した輝度温度が低いことを示しており、明るい部分は雲頂高度が高いことを表している。赤外面像で白い部分は対流圏上部にある巻雲・巻層雲、もしくは発達した対流性の雲であることが考えられるが、Figure 10 の 2008 年 9 月の赤外面像の場合には白い領域は小さな塊のようなものが見られるので、この画像からも発達した積雲 (積乱雲) が中部日本に存在していたと予想することができる。中部日本に局地的大雨を引き起こしたこの豪雨は、日本海と紀伊半島沖にあった低気圧、そして日本海側からの寒冷前線の南下によるものだと考えられている (Figure 11)。

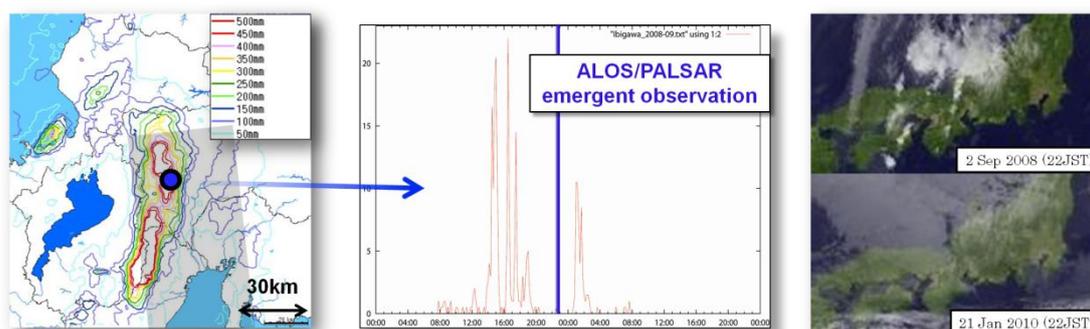


Fig 10. (left) Two day total precipitation from 2 September 2008 to 3 Sep 2008. (center) Time-series graph of 10-min duration rainfall data at *Ibigawa* from 00JST on 2 Sep 2008 to 24JST on 3 Sep 2008.

Blue line indicates the observation time of ALOS/PALSAR. (right) Infrared satellite image of MTSAT-IR. This image is cited from <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>.

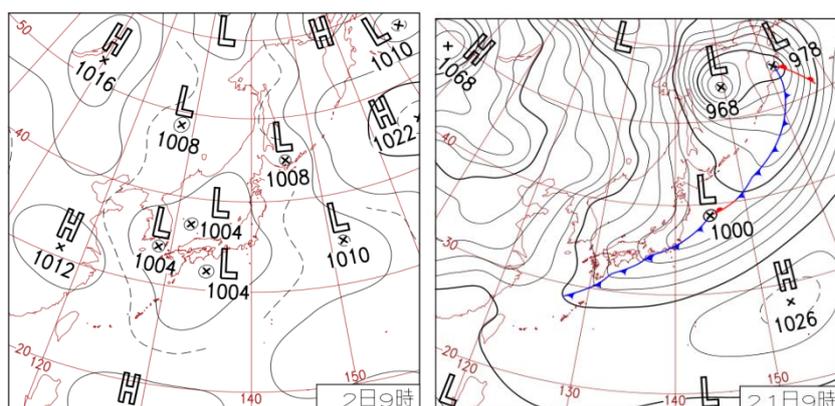


Fig 11. **(left)** Surface weather map at 09JST 2 Sep 2008.

(right) Surface weather map at 09JST 21 Jan 2010.

西濃豪雨があった時, SAR 強度画像による浸水区域の特定を目的として, この領域に対して ALOS/PALSAR の緊急観測が実施された (Figure 12). そして 2010 年 1 月 21 日, 2008 年の緊急観測データによる InSAR データを作成するため, 同じ領域に対して再度緊急観測が実施され, 我々は西濃豪雨時に取得された SAR データを用いた InSAR 画像を作ることができた (Figure 13). 画像中にはうまく干渉せず位相が砂嵐のようになっている部分があるが, これは観測した 2 時期の衛星間の基線長の視線方向に垂直な成分が大きいことと, 冬季に得られたデータを用いたことにより山岳地域で良好なコヒーレンスが得られなかったことが原因であろう. 得られた InSAR 画像には岐阜県の揖斐川町の辺りで局所的に大きな位相変化が見られる. このシグナルは周囲に比べて衛星視線方向に対して約 120mm の変化をしており (Figure 14), その位置も Figure 10 の総降水量図に示した揖斐川の AMeDAS 観測点の位置と重なることから対流圏内での湿潤遅延によるシグナルでありそうである. なお, このシグナルを水蒸気による遅延と考えると, この遅延量は周囲との衛星視線方向における遅延量の差 $dSWD$ (Slant Wet Delay) と考えることができる. ここでこのシグナルが水蒸気による遅延だった場合に, どの程度の大気水蒸気量を捉えているのかを簡単ではあるが定量的に調べるために, 以下の計算を行った. 簡単なマッピング関数 $1/\sin(\theta)$ で $dSWD$ を天頂方向の遅延量 $dZWD$ (Zenith Wet Delay) に変換し, Hogg *et al.* (1981) で示された ZWD と可降水量 PWD (Precipitable Water Vapor) との関係式 $ZWD = 6.5PWD$ を用いることで, InSAR のシグナルの周囲との可降水量との差 $dPWD$ を推定した. 結果は,

$$dPWD = \frac{1}{6.5} dZWD = \frac{1}{6.5} \frac{dSWD}{1/\sin \theta} \approx 13.05(mm) \quad (10)$$

となる. なお, θ は InSAR の入射角で, ここでは $\theta = 45.1^\circ$ である. ここで推定された $dPWD$ から, InSAR で捉えた局所的シグナルが対流圏遅延であるならば, これは豪雨に関連したシグナルを捉えたものでありそうである.

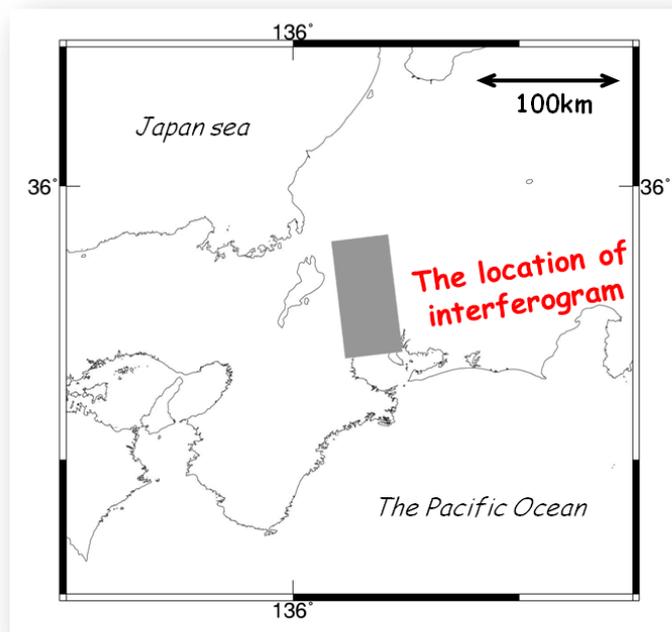


Fig 12. Observed location of InSAR.

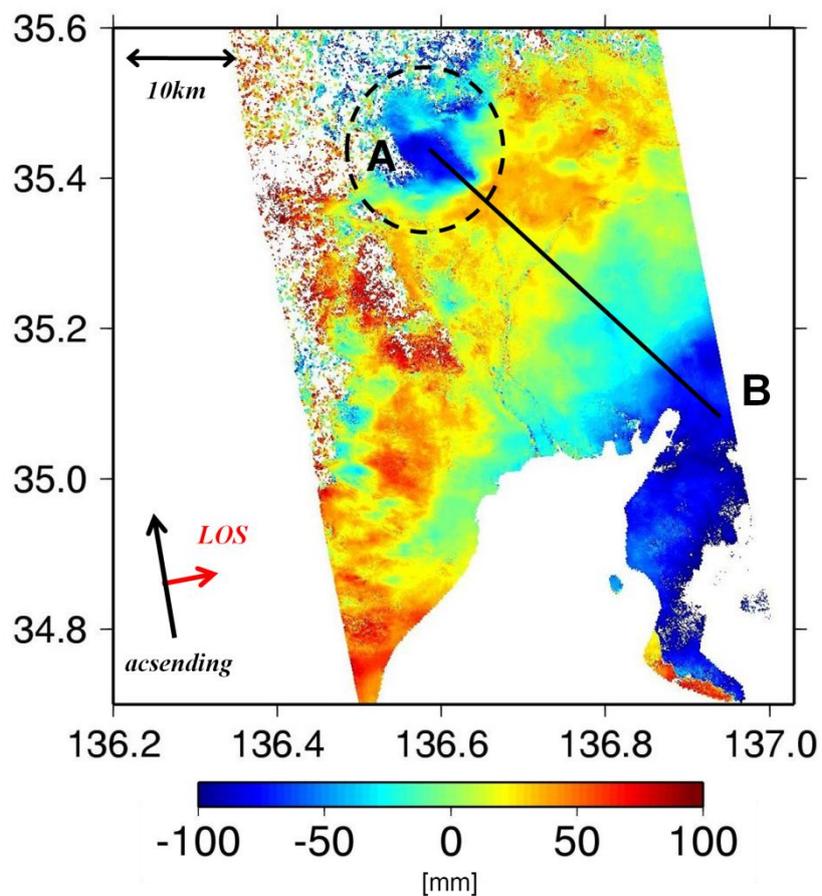


Fig 13. Unwrapped SAR interferogram acquired on 2 Sep 2008 and 21 Jan 2010. B_{\perp} is 2887m. Localized signal is seen (dotted ellipse). This signal changes about 120mm in radar line-of-sight.

SAR interferometry

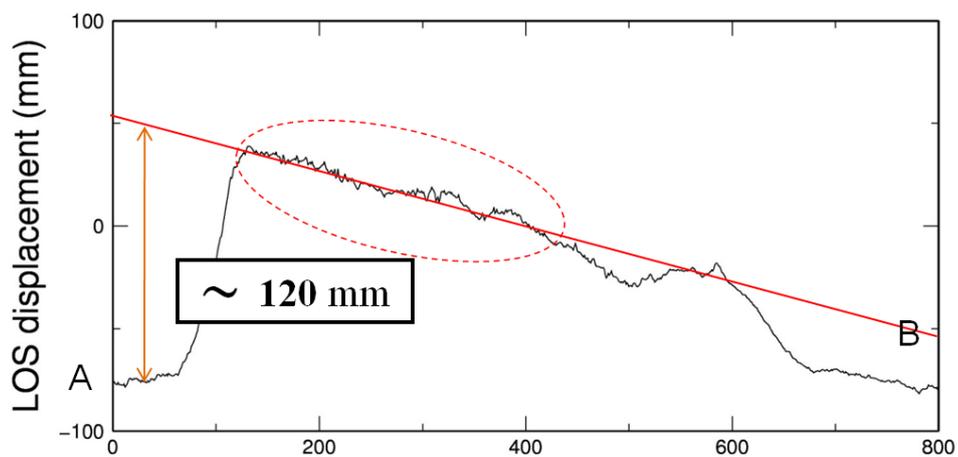


Fig 14. The phase variation profile along black line in Figure 13.

3.2 観測データのシグナルの検証

前節の Figure 13 で見られる局所的位相変化のシグナルは集中豪雨時に撮像された SAR データを使ったことやシグナルの振幅、空間スケールなどから対流圏遅延のシグナルでありそうだが、このデータのみでは断定は不可能である。第 1 章の(1)式に示した InSAR の位相変化は地殻変動、軌道縞、地形縞、そして大気遅延として電離層の影響と中性大気遅延の効果の線形和で表される。このうち軌道縞は衛星軌道情報から高精度に推定することができるのでここでも軌道縞の除去は正確になされたものと考えられる。次に通常 DEM を用いて取り除かれる地形縞であるが、これについてはモデルとなる DEM に誤差が含まれる場合には、実際の標高からのずれの分の影響が地殻変動等の他のシグナルと合わせて含まれることになる。さらに、この他の位相変化の要因については単独の InSAR データのみでは分離することはできない。つまり Figure 13 の局所的位相変化は 1) 地殻変動, 2) DEM の実際の標高に対する誤差, 3) 電離層の擾乱による影響, 4) 対流圏内の水蒸気による遅延の合計 4 つの要因が可能性として残っていることになる。我々はこのシグナルを水蒸気による遅延であろうと考えているので、ここでは残る 1), 2), 3) の要因によるものではないことを検討していく。

3.2.1 地殻変動かどうか

最初に地殻変動かどうかについて検証する。Figure 13 の局所的位相変化が地殻変動によるものであるならば、InSAR には InSAR データの取得された 2008 年 9 月 2 日から 2010 年 1 月 21 日の間に起きた変動の積分値がシグナルとして現れていることになる。そこで、このデータの観測間隔を含むより観測間隔の長い別の InSAR データを用意して位相変化を比較することで、地殻変動の有無を確認することが可能である。

本研究では地殻変動の比較用の InSAR データとして 2007 年 10 月 23 日と 2010 年 7 月 31 日の InSAR データを作成した (Figure 15)。Figure 15 の点線の円で囲まれた部分は Figure 13 の点線の円の部分に対応している。Figure 15 には点線の円のすぐ東側にやや大きな位相の変化が見られる。このシグナルは Figure 13 の円の中にあるシグナルとは位置が 20km 程度ずれており、この位相変化については水蒸気遅延もしくは電離層の擾乱によって現れたシグナルであろう。地殻変動が存在する場合には同じ位置にほぼ同程度の振幅、空間スケールを持ったシグナルが見られるはずである。このことから Figure 13 で見られるシグナルは地殻変動によるものではない。

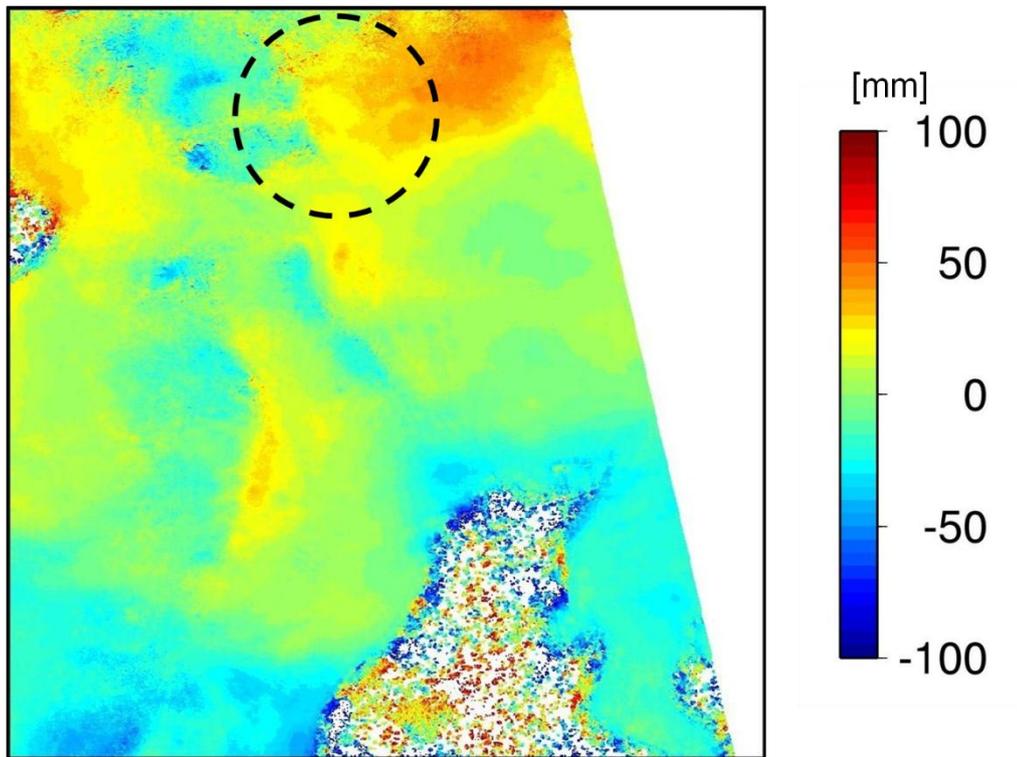


Fig 15. Interferogram for 23 Oct 2007 to 31 July 2010. B_{\perp} is 559m.

3.2.2 DEMの誤差によるものかどうか

次にDEMの誤差についての検討をする。第1章で地形縞除去の際にDEMを用いるということ述べた。仮にDEMに含まれているある座標の標高値が、現実の真の標高値から δz だけずれているとする。このずれ δz が地形縞のシミュレートの際に誤差となり、その誤差の分がInSARデータにも現れることになる。地形縞は本質的に基線長の垂直成分 B_{\perp} に比例し、レーダのoffnadir角 φ の正弦に反比例する (Rosen *et al.*, 2000). DEMの誤差があった場合の影響もこの関係に従って次の式で表すことができる。

$$\delta\phi_{DEM} = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_{\perp} \delta z}{R \sin \varphi} \quad (11)$$

いま, Figure 13 の InSAR データの基線長の垂直成分 $B_{\perp}^{(1)}$ と offnadir 角 $\varphi^{(1)}$ はそれぞれ 2887m と 45.1° で与えられている。もし DEM の誤差がある場合にこの InSAR データと同程度の DEM の

誤差の影響が現れる条件は, ALOS での通常の SAR 観測では $\phi^{(2)} = 34.3^\circ$ であることを用いると,

$$B_{\perp}^{(2)} = B_{\perp}^{(1)} \cdot \frac{\sin(34.3^\circ)}{\sin(45.1^\circ)} \approx 2297m \quad (12)$$

となる. 基線長の垂直成分が上式の $B_{\perp}^{(2)}$ に近い別の InSAR データと比較することで DEM の誤差の有無について検証が可能である. この条件に近い InSAR データとして, 2008 年 3 月 9 日と 2009 年 10 月 28 日の InSAR データを作成した. この InSAR データの基線長の垂直成分は 2179m で, 前述した DEM の誤差比較の条件を厳密には満たしていないがほぼ満たしている. Figure 16 にその InSAR 画像を示す. Figure 15 と同じように点線の円の部分が Figure 13 の点線の部分に対応している. 基線長の垂直成分が Figure 13 の InSAR データと同様にやや長いことで山岳地域でのコヒーレンスが悪く干渉処理はうまくいかなかったが, 点線の円の領域を含む平野部では良く干渉し, 良好な結果が得られている. Figure 16 の点線の円内には目立ったシグナルは見受けられず, このことから Figure 13 に見られる局所的シグナルは DEM の誤差によるものではないことが確認できる.

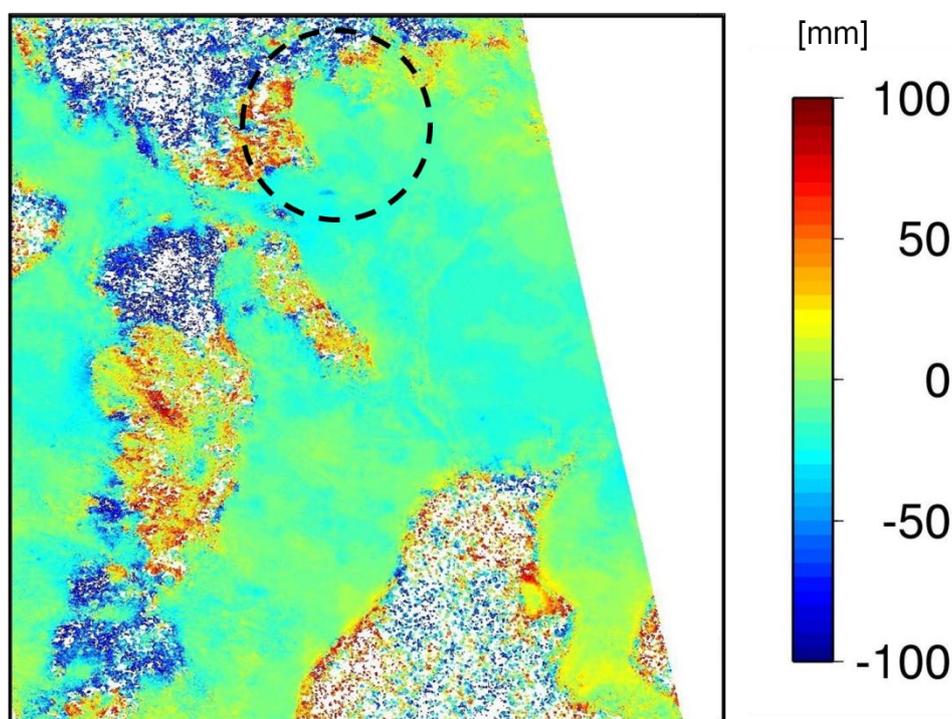


Fig 16. Interferogram for 9 Mar 2008 to 28 Oct 2009. B_{\perp} is 2179m.

3.2.3 電離層の擾乱による影響かどうか

最後に Figure 13 の中に局在したシグナルが電離層の擾乱による影響のものであるかについて検討する. InSAR の解析において電離層の影響はしばしば問題となっている. 電離層で引き起こされる位相変化は電波の周波数に対して分散性 (周波数依存性) があることが知られており, 同じマイクロ波を用いた宇宙測地技術である GPS では観測に周波数の異なる 2 つの電波を用いることで, 2 つの波の周波数に応じた遅延量の差から電離層での影響を定量的に知ることができ, 測位においても電離層の影響の高精度な補正が可能である. しかし SAR では通常の定期観測において 2 周波観測は行われておらず, したがって電離層の影響を正確に知ることは非常に困難である. また電離層で受ける影響は周波数の二乗に反比例するため短周波の電波ほど大きく, SAR の場合本研究でも用いている ALOS の L-band の SAR は ERS 等が用いている C-band の SAR に比べて電離層の影響が大きく, その効果を見捨てることはできない. このような状況の中, Gray *et al.* (2000) は Pixel offset 法で得られるデータの内の azimuth 成分のデータ (azimuth offset) に, 電離層の擾乱があった場合にその影響が azimuth streaking と呼ばれる縞模様となって現れることを論文で示した. そして Meyer *et al.* (2006) は azimuth offset に現れる地殻変動とは異なる縞模様の変位 Δx が, 電波の経路上にある電子の総数 (TEC) の勾配を表しているということを式で示した. その式は以下のようにになっている.

$$\Delta x = \alpha \cdot \frac{d}{dx} \Delta \tau_{ph}^{iono} \quad (13)$$

ここで $\Delta \tau_{ph}^{iono}$ は 2 時期の観測における電離層の影響による位相変化の差, つまりは InSAR で見られる電離層による位相変化量に対応している. この関係式に基づいて, 2008 年四川地震を捉えた InSAR データに含まれた電離層による位相変化量を計算し, その補正が有効であったことが Raucoules and Michele. (2010) で示されている. 本研究でも Meyer *et al.* (2006) に示された方法を用いて電離層に影響について検討する.

まず Figure 13 と同じ SAR データから Pixel offset 法により azimuth offset を計算する. 結果は Figure 17 のようになった. Figure 17 には明瞭な縞模様が見られることから, この観測データには電離層による影響がありそうである. 次に azimuth offset のデータから小さいノイズを取り除くために FFT (Fast Fourier Transformation) とガウシアンフィルターを用いてノイズの軽減を図った (Figure 18, 19). そして電離層による位相変化のモデルを作るために, このデータを azimuth 方向に積分した (Figure 20). 最後に, 得られた電離層モデルの係数倍が Figure 13 の InSAR データをもっともよく説明するように最小二乗法で係数を求めてこれを最終的なモデルとして補正を行った. 補正結果は Figure 21 のようになった.

なお, ここで行った電離層補正方法の有効性を検証するため, 電離層擾乱による影響が含ま

れているであろう 2 つの InSAR データについて同様の計算を行った。テストサイトとして 1) 十勝岳周辺の 2007 年 6 月 28 日と 2007 年 8 月 13 日の InSAR データ, 2) 新潟周辺の 2007 年 7 月 30 日と 2007 年 9 月 14 日の InSAR データを選んだ。それぞれ補正の結果を Figure 23, Figure 24 に示す。テストサイトでの結果から, どちらの場合も特に画像中央部の辺りでよく補正がなされている。このことから電離層擾乱の影響がある場合について, Meyer *et al.* (2006) で示された方法は効果がありそうである。

集中豪雨時に得られた InSAR データにここでの電離層補正を適用した結果, Figure 21 からは補正による効果はそれほど明瞭ではなく, 中央部に東西に帯状に広がる部分の位相の振幅が少し小さくなり, 図上部にある局所化したシグナルの振幅がわずかに大きくなった程度である。ここで Figure 22 のプロファイルを見ると補正後は全体的な位相変化の勾配が小さくなっている一方で, 局在化したシグナルの部分に補正の影響は見られない。局在化したシグナルは短い距離で急激な勾配を持って位相が変化している点からみても, このシグナルが電離層の影響によるものとは考えにくい。よってこのシグナルは電離層擾乱の影響によるものではないであろう。

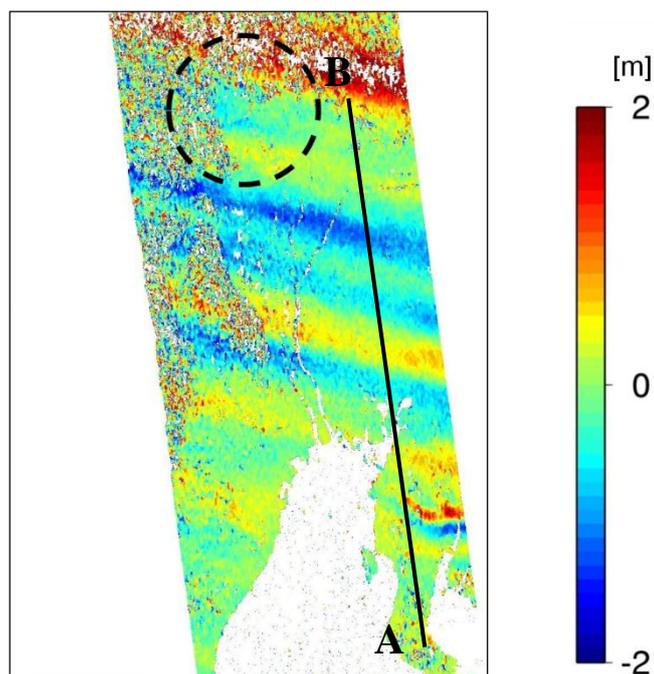


Fig 17. Azimuth offset field of Figure 13. “Azimuth streaking” is seen.

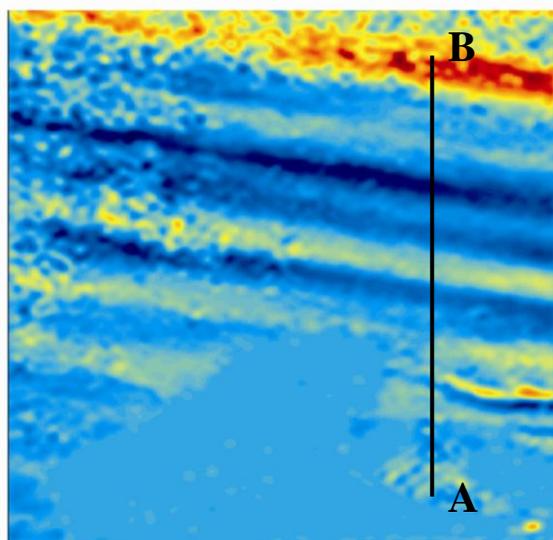


Fig 18. Azimuth offset field with FFT and Gaussian filter.

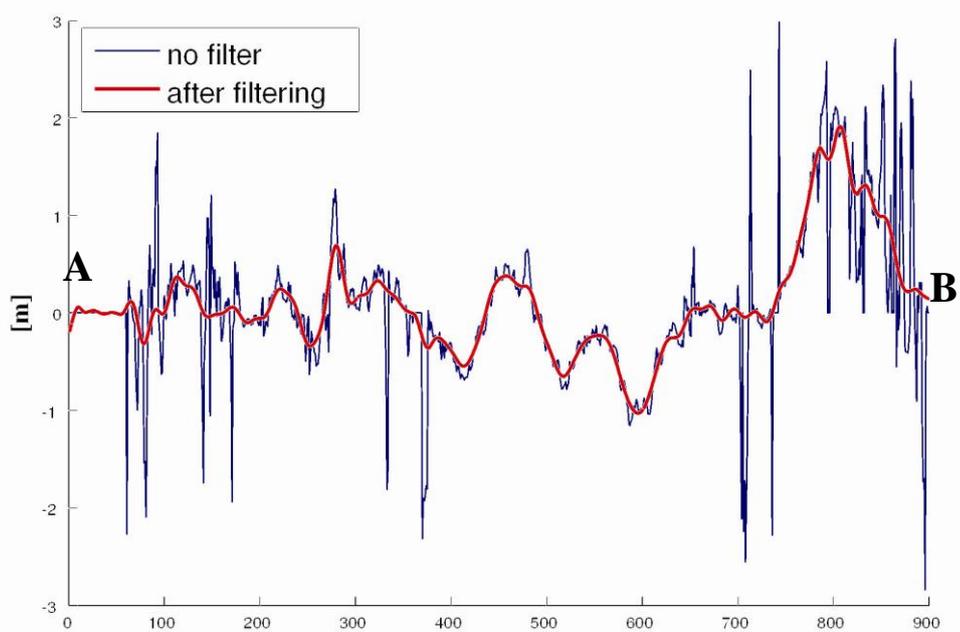


Fig 19. Phase variation profile along black line in Figure 17 and 18. The profile without FFT and Gaussian filter is shown in blue line. The profile with FFT and Gaussian filter is shown in red line.

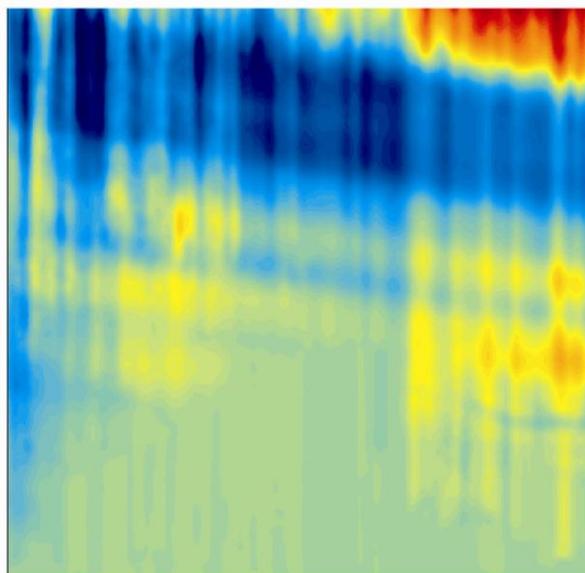


Fig 20. Estimated dTEC model from azimuth offset field shown in Figure 18.

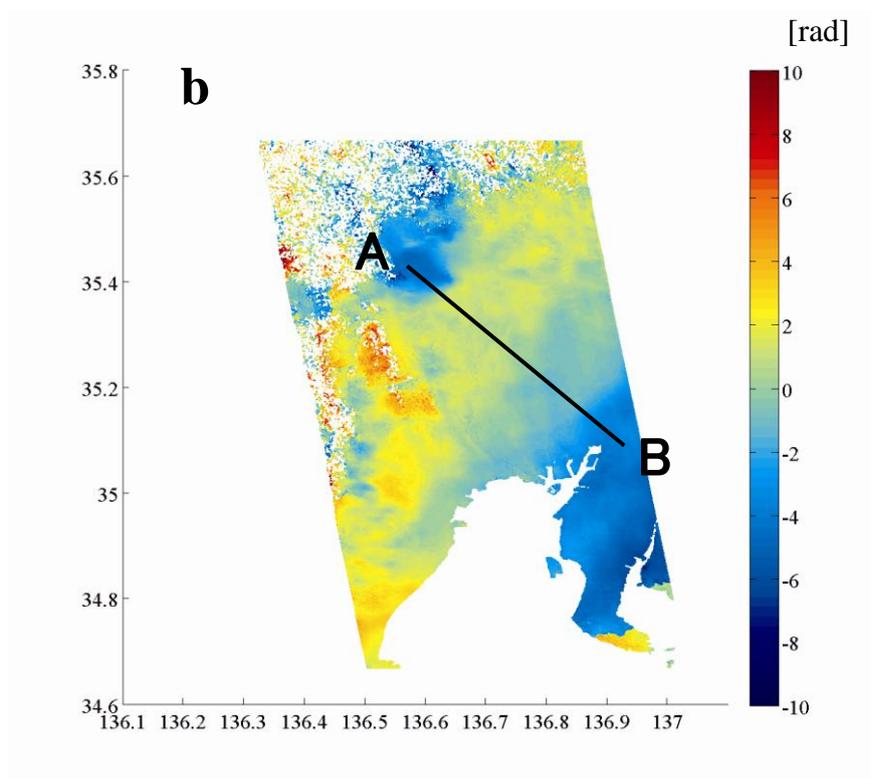
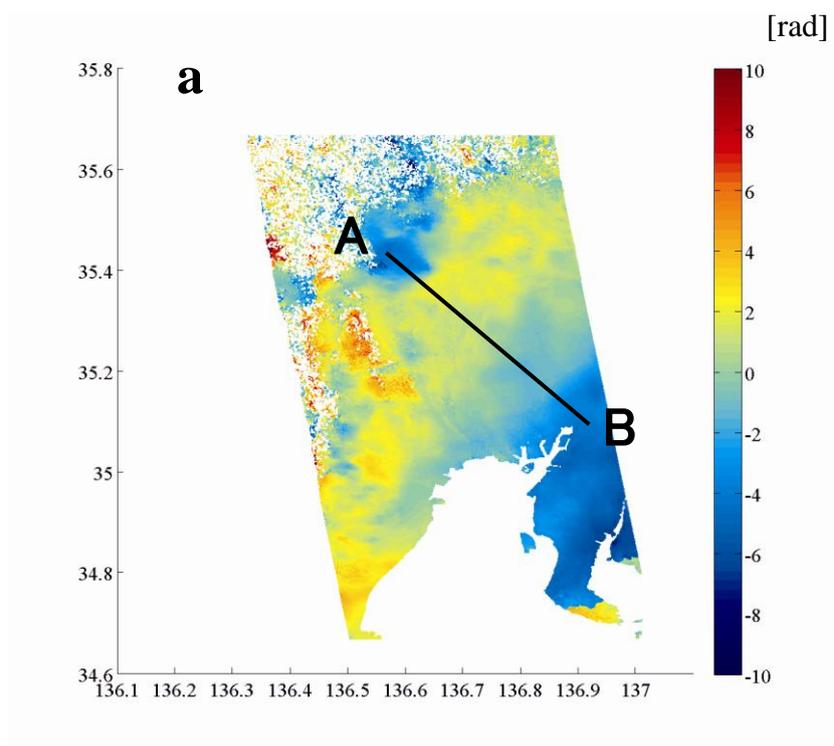


Fig 21. (a) Observed interferogram (same as Figure 13, but different scale).
(b) "dTEC" corrected interferogram.

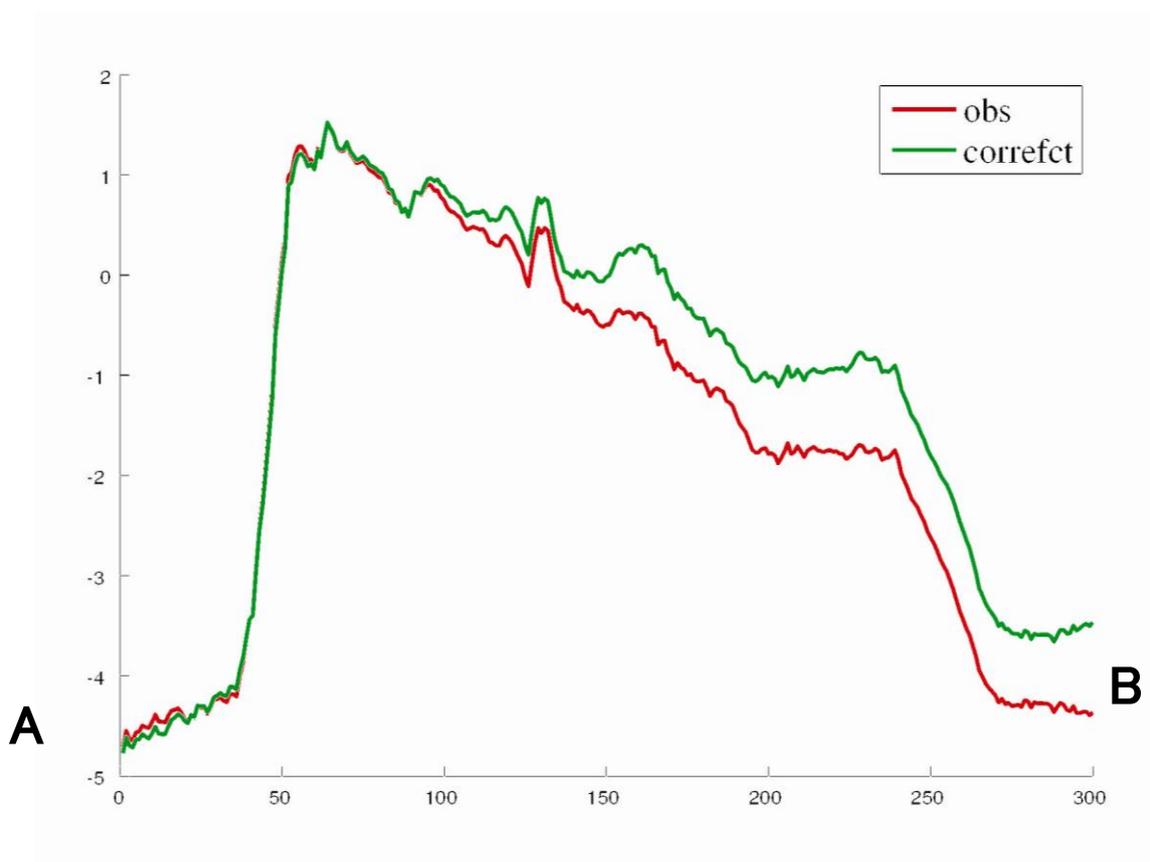


Fig 22. Phase variation profile along black line in Figure 21. The profile of InSAR observation data is shown in red line (Figure 21 (a)). The profile of dTEC corrected InSAR data is shown in green line (Figure 21 (b)).

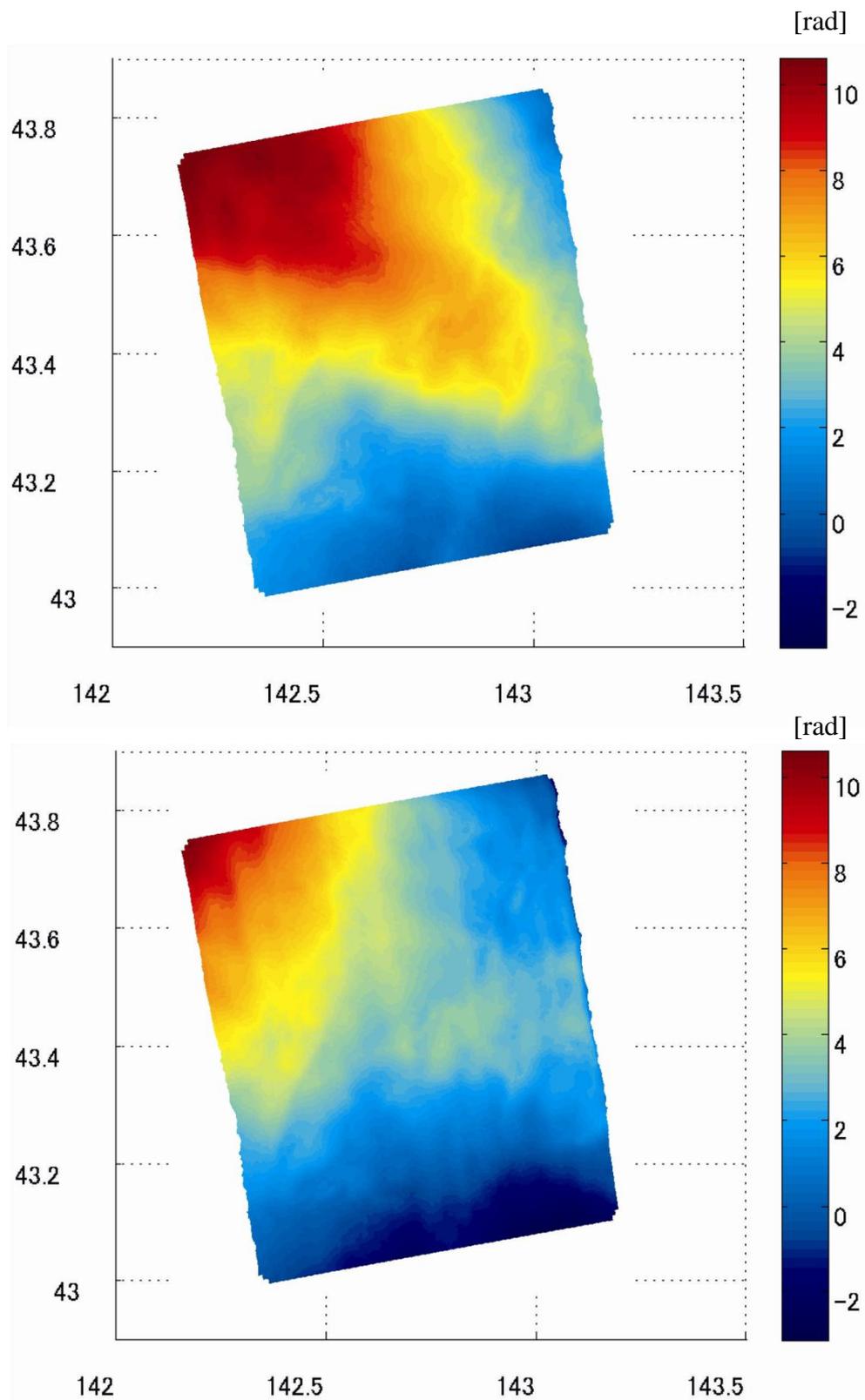


Fig 23. **(top)** Observed interferogram for 28 June 2007 to 13 August 2007.
(bottom) “dTEC” corrected interferogram.

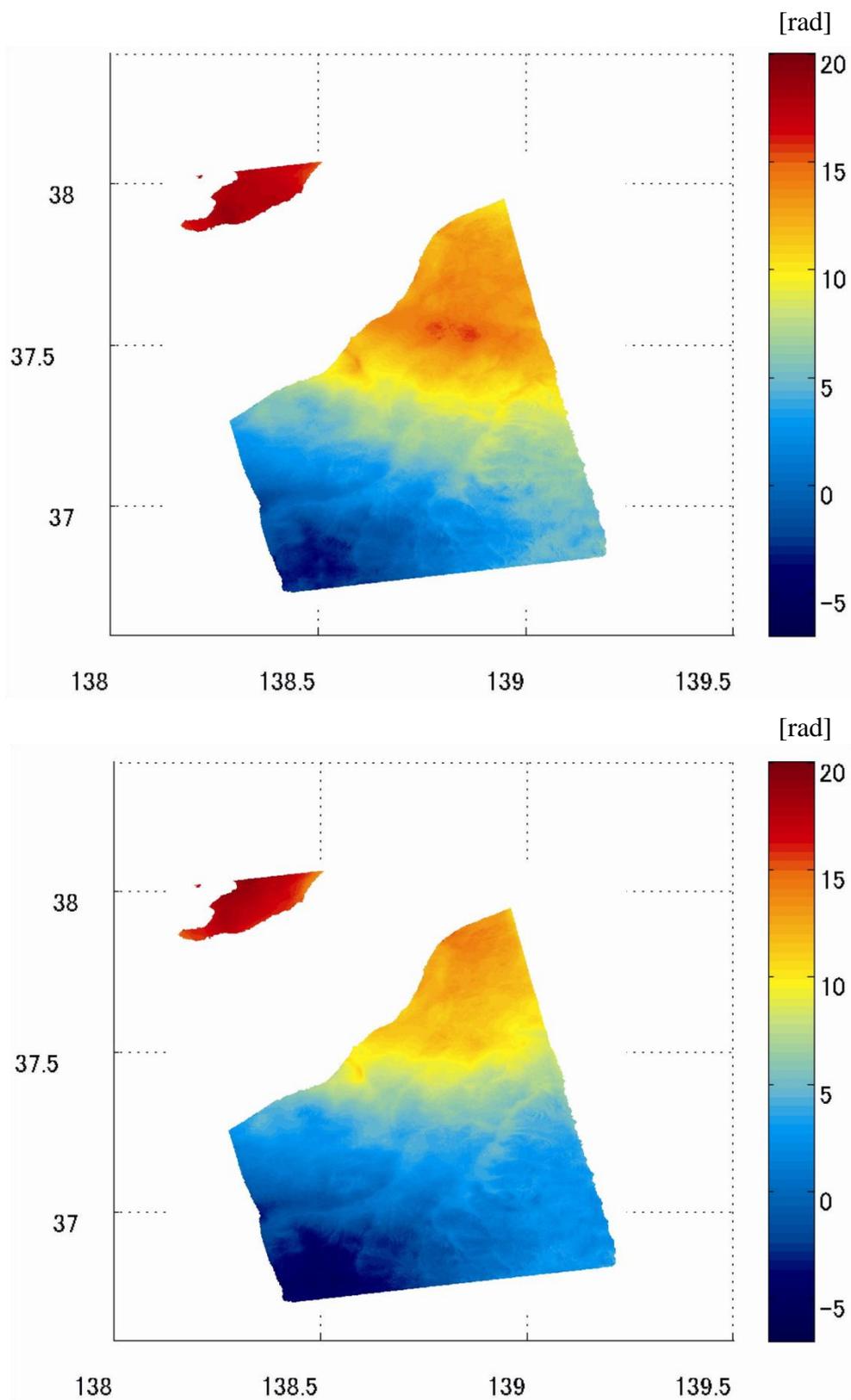


Fig 24. **(top)** Observed interferogram for 30 July 2007 to 14 September 2007.
(bottom) “dTEC” corrected interferogram.

3.3 calibration 法による補正の適用

3.3.1 遅延量の推定結果

前節での検証の結果, Figure 13 の InSAR 画像に見られる局在化したシグナルは大気中の水蒸気による遅延によるもの, 豪雨に伴う水蒸気のシグナルである可能性が高いという結論に至った. 今度はこのシグナルに対して第 2 章で用いた calibration 法 (Method 1) でその補正, 言い換えれば大気状態の再現を試みる. InSAR で水蒸気によって Figure 13 に見られるような大きな振幅のシグナルが現れることは非常に稀なことであり, また前節で検証した 1) 地殻変動, 2) DEM の誤差, 3) 電離層の影響がいずれも無い場合には, InSAR は非常に高い空間分解能を持ちかつ高精度な水蒸気センサーとして考えることが可能であるため, 数値気象モデルの出力による推定水蒸気遅延を InSAR の遅延と比較するのは非常に興味深いことである.

ここで補正に用いる気象モデル, 初期値・境界値データ等は第 2 章と同様のものを用いた. 数値気象モデルには WRF-ARW, 気象モデルの初期値・境界値には気象庁メソ数値予報モデル MSM と NCEP1 全球客観解析データ, 地形データには空間分解能 1km の GTOPO30, モデル計算の水平空間分解能は 1km, 高度 10hPa までの鉛直 50 層, 雲パラメタリゼーションは用いず, その他微物理スキームなどの設定についてはデフォルトの状態で行った. これらの計算条件の一覧を Table 3 に示す. 得られた気象データから InSAR での遅延量を求める計算はこれも第 2 章と同じく KARAT で行った. 以下に補正前の InSAR データ (Figure 25), WRF/KARAT により推定された大気遅延モデル (Figure 26), 観測データから大気遅延モデルを引いた補正後の InSAR データ (Figure 27) を示す. Figure 25 から Figure 27 までの 3 つの図はいずれも同じカラースケールで表示している.

	WRF-ARW ver.3.2
Domain size	50 layer in vertical 1 km in horizontal resolution model top height = 10hPa (about 30 km)
Initial/Boundary conditions	NCEP FNL (1 × 1 degree horizontal resolution) JMA MSM (5 × 5 km horizontal resolution)
settings	default

Table 3. Model description and calculating environments.

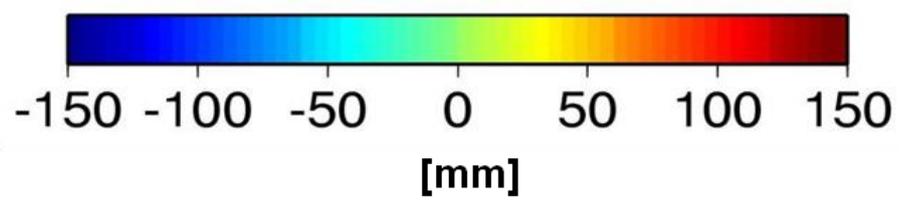
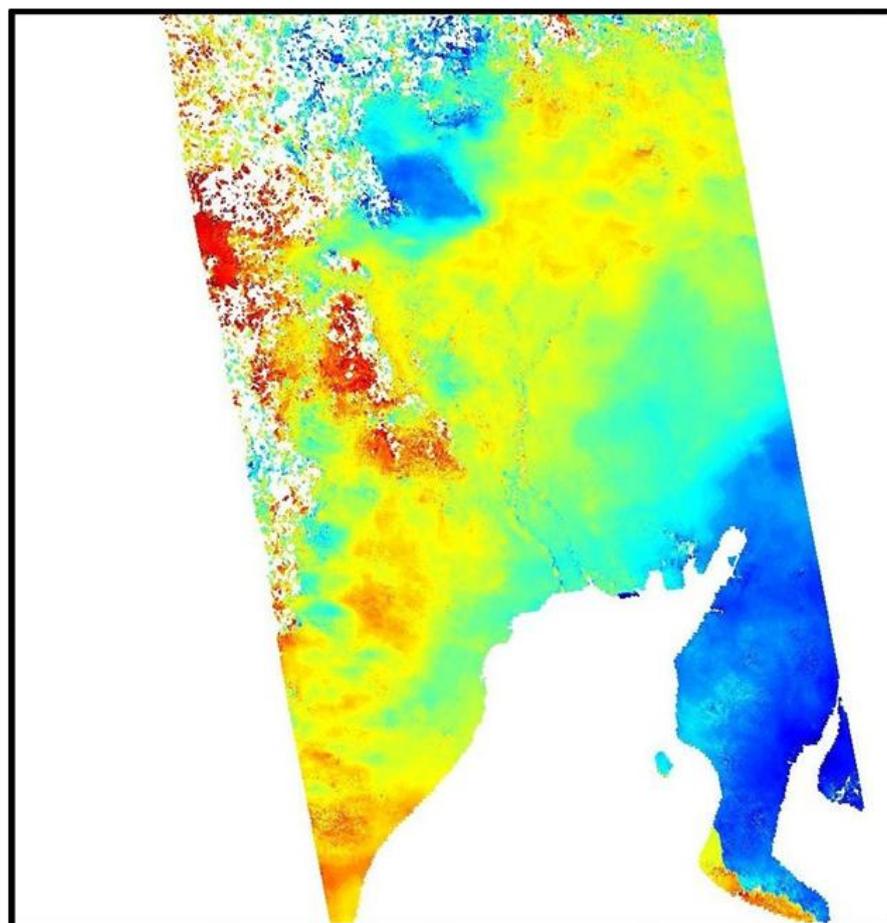


Fig 25. Observed InSAR image (same as Figure 13, but different scale).

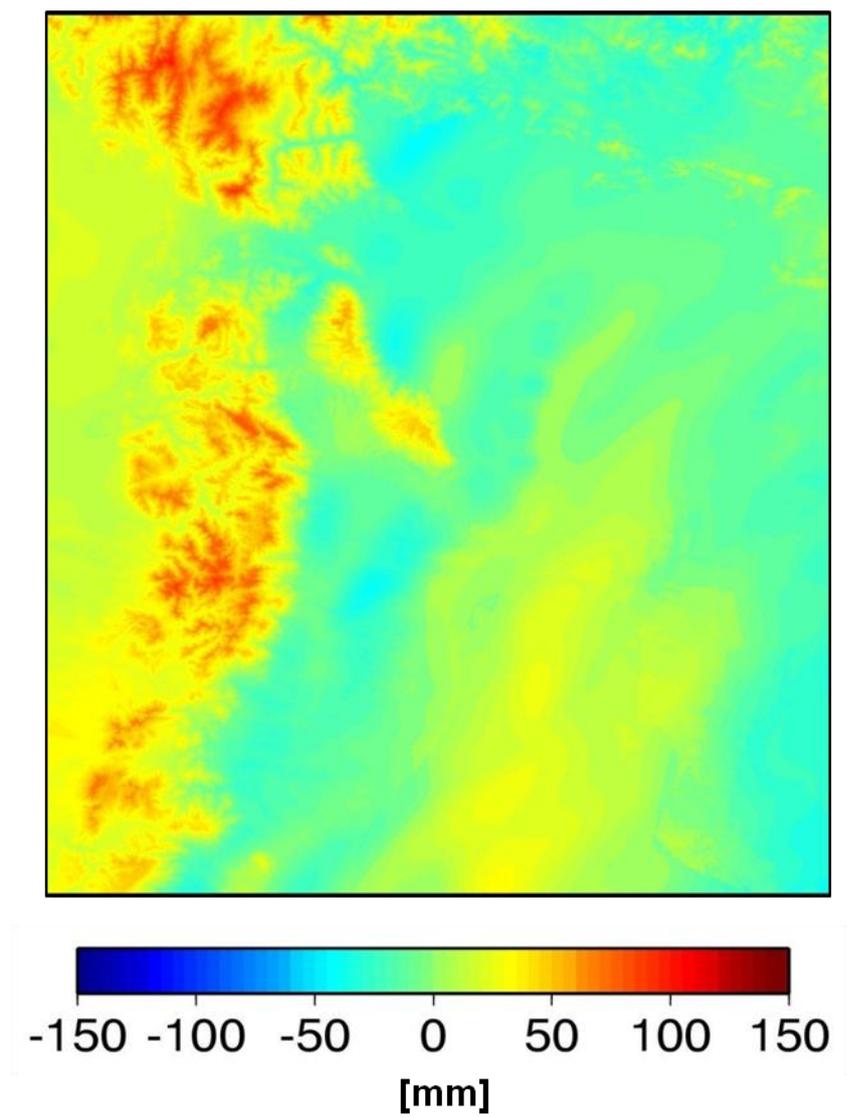


Fig 26. Estimated tropospheric phase delay with WRF and KARAT.

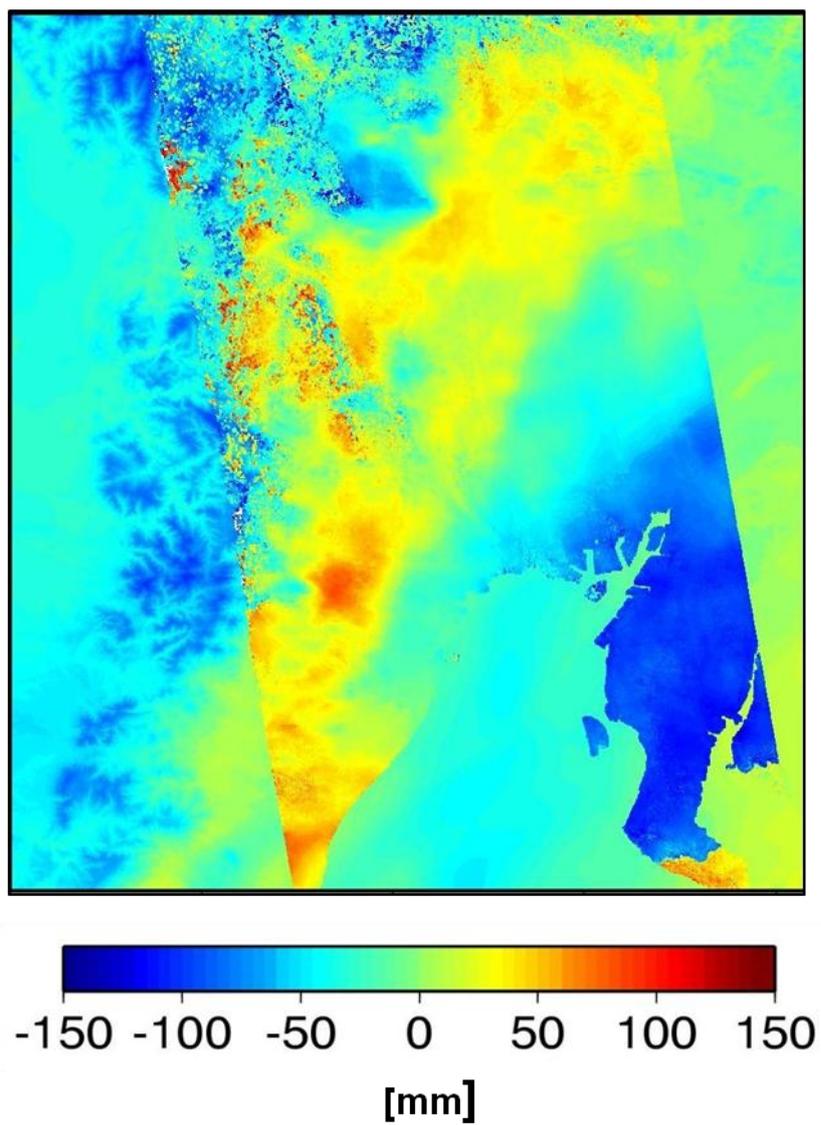


Fig 27. InSAR image corrected with WRF and KARAT.

3.3.2 結果の考察

Figure 13 の InSAR データに対して、第 2 章で用いた calibration 法 (Method 1) による補正を行ったが有効な補正はなされず、Figure 13 の円内にあるシグナルはわずかにその振幅を小さくするだけであった。ここではうまく補正がなされなかった要因について考察する。

局在化したシグナルは空間スケールが約 $8\text{km} \times 8\text{km}$ 程度である。気象モデルの計算は水平分解能 1km で計算を行っているので、この分解能でなら 8km 程度のスケールの現象は再現可能であろう。しかし本研究での計算ではシグナルの再現は全くと言っていいほど出来ていない。これは初期値の空間分解能に原因がありそうである。初期値に用いた MSM データは地表面データが水平分解能 5km 、上空の気圧面データが水平分解能 10km となっている (Figure 28)。つまり初期値の空間分解能では 8km の空間スケールを持つ現象は再現できないことが分かる。また、MSM データから可降水量 (PWV) を求め、その空間分布を InSAR 画像に重ねて比較した (Figure 29)。ここで、MSM データは 3 時間間隔でデータが作られているので、2008 年 9 月 2 日の SAR データ取得時 (13:30UT) に合わせ直近の 12UT と 15UT の MSM データから内挿して PWV の値を求めている。Figure 29 を見ると、南東側の PWV の等値線が平行で密になっている、つまり大きな勾配が見られる領域では InSAR においてもほぼ同じ方向に位相変化の勾配が見られる。また、シグナルは PWV の比較的大きな領域の中に含まれていることから MSM データには集中豪雨による水蒸気の分布を大まかには再現しているようである。しかし InSAR のシグナルの南西側約 30km の所に PWV の極値にあたる領域があり、また 4.1 節で計算したように局地的シグナルの PWV は周囲に比べて約 13mm 大きい、MSM の PWV にはそのような値を示す部分はどこにも見受けられない。これらのことから MSM には局所的豪雨を特徴づけるような値は含まれていない。したがって MSM を初期値とした気象モデルの計算では本事例における InSAR での局所化したシグナルを再現するのは厳しいと言える。局所的シグナルの再現には MSM データに GPS から得られる天頂遅延データを組み合わせるなどの工夫が必要であろう。

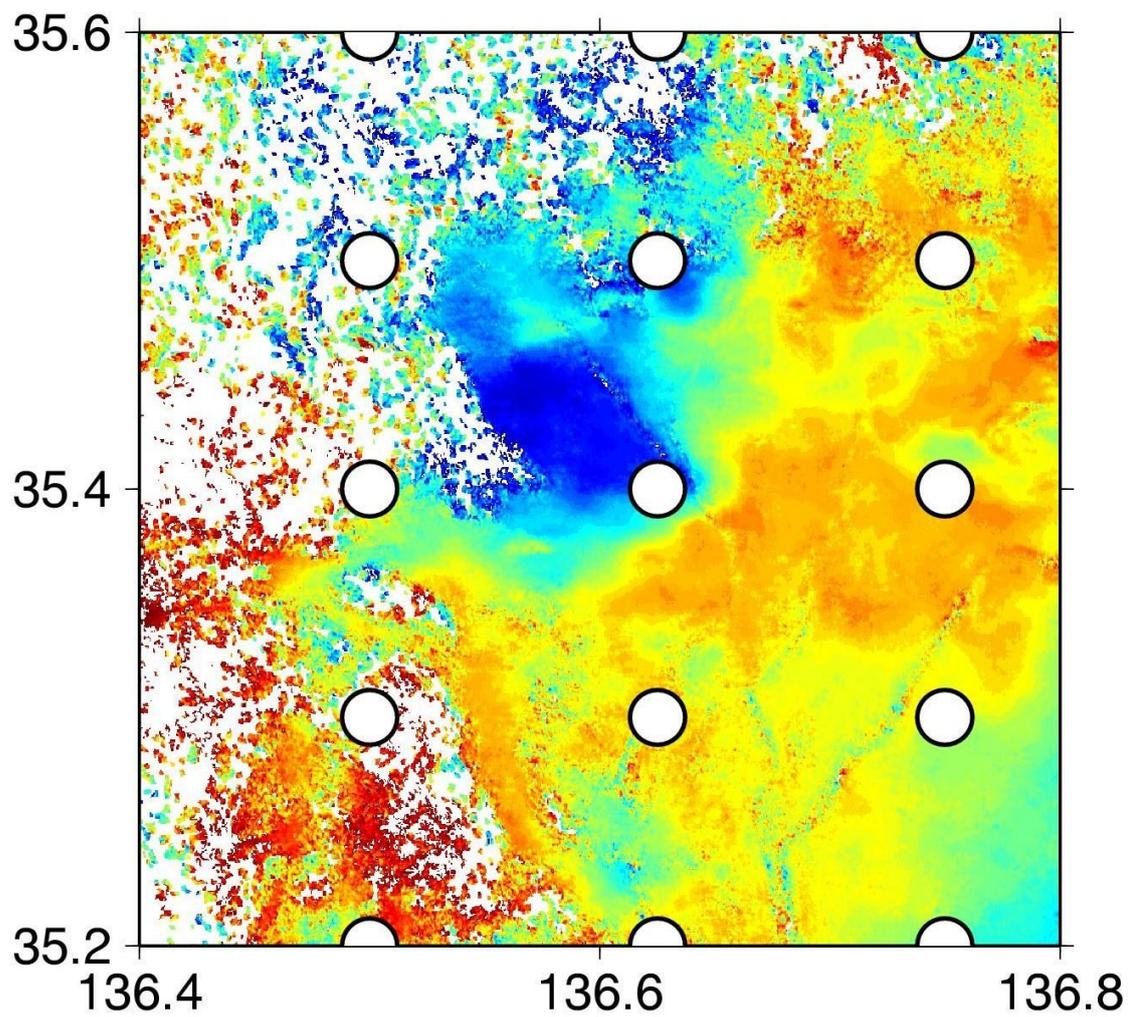


Fig 28. Magnified InSAR image and location of MSM grid point (10km spacing).

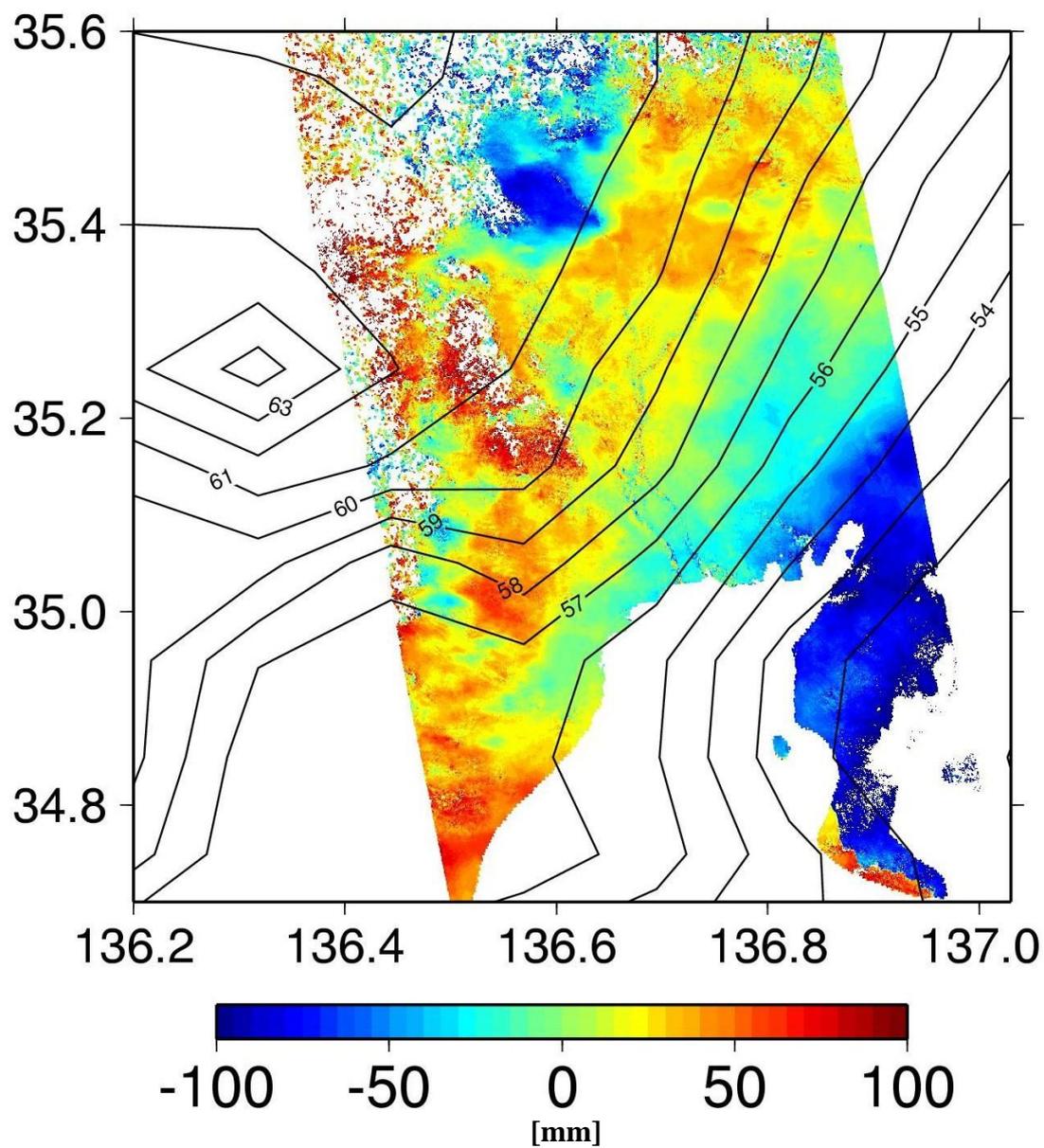


Fig 29. InSAR image (same as Figure 13) and PWV contour map derived from MSM.

4. 結論

本研究は、InSAR データに含まれる対流圏伝搬遅延を地殻変動検出にとってのノイズと考えた場合の補正の研究と、遅延量を大気中の水蒸気を捉えたシグナルと考えた場合の研究に分けられる。

まず対流圏伝搬遅延の補正の研究では数値気象モデル WRF と波線追跡ツール KARAT による Method 1 (calibration 法) での遅延補正を試み、地形相関大気遅延補正法との比較を行った。本研究の 7 つの事例においては Method 1 による補正は地形相関大気遅延補正ほど有効な補正はなされなかった。新たに提案した Method 2, Method 3 による補正の結果、これらの補正は地形相関大気遅延補正と比べてより効果的な補正がなされた。ただし Method 3 は Method 2 とほぼ同程度の補正がなされたのみで、計算量に見合う程の効果を得ることはできなかった。

集中豪雨期に撮像された SAR データから得られた InSAR 画像には、集中豪雨に伴った水蒸気の塊のようなシグナルが含まれていた。このシグナルを水蒸気遅延と考え可降水量に変換した結果、周囲に比べて約 13mm 大きいことが分かった。独立したデータとの比較から、このシグナルは大気水蒸気を捉えたシグナルでありそうである。ただし現在のところまだ電離層の擾乱の可能性が完全には否定できず、今後の課題である。Method 1 による方法で大気状態の再現を試みたが、局所的なシグナルについてはほとんど再現されなかった。これは数値気象モデルの初期値の空間分解能の粗さが主な要因であると考えている。

5. 謝辞

まず初めに本研究で用いたデータについての謝辞を述べさせていただきます。

本研究で用いた 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。PALSAR データの所有権は経済産業省および JAXA にあります。また、InSAR データの地形縞の除去のために防災科学技術研究所の小澤拓氏作成による国土地理院基盤地図情報の 10m 標高バイナリデータを使わせていただきました。気象庁 GPV データについては東京大学生産技術研究所(喜連川研究室)がアーカイブするデータを利用しました。また本研究は、東京大学地震研究所特定研究 (B)「SAR を用いた地震火山活動に伴う地殻変動の検出」、および科研費 (基盤 B, 19340123) の支援を受けました。

本研究を進めるにあたって、指導教官である古屋正人准教授には研究指導者として研究テーマの提供から学会等の発表指導まで多岐にわたって面倒を見ていただいたことに大変感謝しています。これまでの学会発表での出張、特に AGU 参加のためにアメリカへ行くことができたことは貴重な経験となりました。また同研究室の日置幸介教授、固体系ゼミの小山順二教授、蓬田清教授、吉澤和範准教授、勝俣啓准教授、山田卓司助教にはゼミや学会発表の練習で大変有意義なアドバイスを頂きました。この場を借りてお礼申し上げます。本研究の共同研究者である情報研究通信機構の市川隆一さん、Hobiger Tohmas さんには電波伝搬遅延について専門家として様々なアドバイスをして頂きました。ありがとうございます。本研究室の学生の皆様とは、普段から一緒に部屋で研究・勉強をしていることもあって学内外の様々な場面で学問的な事から私的な事までお世話になりました。かなり迷惑をかけた部分もあるだろうと思いますが、これからもお世話になると思うのでよろしくお願いします。

6. 参考文献

- Berardino, P., G. Fornaro, R. Lanari, and E. Sansosti (2002): A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms, *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, **40** (11), 2375-2383.
- Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware (1992): GPS meteorology: Remote Sensing of Atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15787-15901.
- Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken, and R. H. Ware (1994): GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 379-386.
- Chan, S. T., T. F. Chan, and W. K. Wong (2010): An Intercomparison of WRF-ARW and JMA-NHM Performance in Prediction of Tropical Cyclones over the South China Sea in 2008, 29th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society, P2.62.
- Delacourt, C., P. Briole, and J. Achache (1998): Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 98GL02112.
- Dixon, T. H. (1991): An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Rev. Geophys.*, **29**, 249-276.
- Elgered, G. (1993): Tropospheric radio path delay from ground-based microwave radiometry, In: Janssen, M. A. (Ed.), *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*. John Wiley, 215-258.
- Ferreti, A., C. Prati, and F. Rocca (2000): Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry, *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, **38** (5), 2202-2212.
- Foster, J., B. Brooks, T. Cherubini, C. Shacat, S. Businger, and C. Werner (2006): Mitigating atmospheric noise for InSAR using a high resolution weather model., *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16304.
- Fujiwara, S., P. A. Rosen, M. Tobita, and M. Murakami (1998): Crustal deformation measurements using repeat-pass JERS 1 synthetic aperture radar interferometry near the Izu Peninsula, Japan, *J. Geophys. Res.*, **103**, 2411-2426.

- 藤原 智・飛田 幹男・村上 亮 (1998): 干渉 SAR における水蒸気情報の重要性, 気象研究ノート, 192, 199-212.
- 藤原 智・飛田 幹男・村上 亮・中川弘之・P. A. Rosen (1999): 干渉 SAR における地表変動検出精度向上のための基線値推定法と大気-標高補正, 測地学会誌, 45 (4), 315-325.
- 古屋 正人 (2006): 地殻変動観測の新潮流 InSAR, 測地学会誌, 52(4), 225-243.
- Furuya, M., K. Mueller, and J. Wahr (2007): Active salt tectonics in the Nedles Distinct, Canyonlands (Utah) as detected by interferometric synthetic aperture radar and point target analysis, *J. Geophys. Res.*, 112, B06418, doi:10.1029/2006JB004302.
- Gray, A., and K. Mattar (2000): Influence of ionospheric electron density fluctuations on satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **27** (10), 1451-1454.
- Hanssen, R. F. (2001): *Radar Interferometry: Data interpretation and error analysis*, Kluwer Academic Press.
- Hayashi, S., K. Aranami, and K. Saito (2008): Statistical Verification of Short Term NWP by NHM and WRF-ARW with 20 km Horizontal Resolution around Japan and Southeast Asia, *SOLA*, 4, 133-136.
- Hobiger, T., R. Ichikawa, Y. Koyama, and T. Kondo (2008): Fast and accurate ray-tracing algorithms for real-time space geodetic applications using numerical weather models, *J. Geophys. Res.*, 113, D20302, doi:10.1029/2008JD010503.
- Hobiger, T., Y. Kinoshita, S. Shimizu, R. Ichikawa, M. Furuya, T. Kondo, and Y. Koyama (2010): On the importance of accurately ray-traced troposphere corrections for Interferometric SAR data, *J. Geodesy*, doi:10.1007/s00190-010-0393-3.
- Hogg, D. C., F. O. Guiraud, and M. T. Decker (1981): Measurement of excess radio transmission length on earth space paths, *Astron. Astrophys.*, **95**, 304-307.
- Ichikawa, R., M. Kasahara, N. Mannoji, and I. Naito (1995): Estimations of Atmospheric Excess Path Delay based on Three-Dimensional, Numerical Prediction Model Data, *J. Geodetic Society of Japan*, **41** (4), 379-408.
- Kobayashi, K., Y. Takada, M. Furuya, and M. Murakami (2008): Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07302, doi:10.1029/2008GL036907.
- Lin, Y.N., M., Simons, E.A., Hetland, P. Muse, and C. DiCaprio (2010): A Multiscale approach to

estimating topographically correlated propagation delays in radar interferograms, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q09002, doi:10.1029/2010GC003228.

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

Meyer, F., R. Bamler, N. Jakowski, and T. Fritz (2006): Methods for small scale ionospheric TEC mapping from broadband L-band SAR data, in *Proc. IGARSS*, Denver, CO, Jul. 31-Aug. 4., 3735-3738.

Michel, R., J. P. Avouac, and Taboury (1999): Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (7), 875-878.

Onn, F., and H. A. Zebker (2006): Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network, *J. Geophys. Res.*, 111, B09102, doi:10.1029/2005/JB004012.

Otsuka, A., S. Kobayashi, and H. Seko (2002): A wind-induced delay pattern in SAR interferometry and numerical simulation, *J. Jpn. Soc. Photogrammetry and Remote Sensing*, 41 (4), 85-98.

大谷 竜・内藤勲夫 (1998): GPS 可降水量の物理と評価, *気象研究ノート*, 192, 15-33.

小澤 拓 (2006): 衛星合成開口レーダー干渉法による地震・火山活動に伴う地殻変動の検出, *測地学会誌*, 52(4), 253-264.

Raucoules, D., and M. de Michele (2010): Assessing Ionospheric Influence on L-Band SAR Data: Implications on Coseismic Displacement Measurements of the 2008 Sichuan Earthquake, *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sens.*, 7 (2), 286-290.

Rosen, P. A., S. Hensley, I. R. Joughin, F. K. Li, S. N. Madsen, E. Rodriguez, and R. M. Goldstein (2000): Synthetic Aperture Radar Interferometry, *Proc. IEEE*, 88 (3), 333-382.

島田政信 (1999): SAR 干渉処理における軌道誤差と大気位相遅延の補正方法—地殻変動検出への応用—, *測地学会誌*, 45 (4), 327-346.

Shimada, M., Y. Muraki, and Y. Otsuka (2008): Discovery of anomalous stripes over the Amazon by the PALSAR onboard ALOS satellite, *Proc. IEEE IGARSS*, Jul. 2008, pp.II-387-II-390.

Skamaroch, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers (2008): A Description of the Advanced research WRF Version 3, NCAR technical note, NCAR/TN-475+STR. (Available at

http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf

- Strozzi, T., A. Luckman, and T. Murray (2002), Glacier motion estimation using satellite-radar offset-tracking procedures, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(11), 2384-2391.
- Thayer, G. D. (1974): An improved equation for the radio refractive index of air, *Radio Sci.*, **9**, 803-807.
- Tobita, M., M. Murakami, H. Nakagawa, H. Yarai, S. Fujiwara, and P. A. Rosen (2001): 3-D surface deformation of the 2000 Usu eruption measured by matching of SAR images, *Geophys. Res. Lett.*, **28** (22), 4291-4294, 2001GL013329.
- Wadge, G., P. W. Webley, I. N. James, R. Bingley, A. Dodson, S. Waugh, T. Veneboer, G. Puglisi, M. Mattia, D. Baker, S. C. Edwards, S. J. Edwards, and P. J. Clarke (2002): Atmospheric models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapour field over Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2002GL015159.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, and S. Hensley (1997): Atmospheric artifacts in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *J. Geophys. Res.*, 102, 7547-7564.