火山-2307「低緯度域の火山における火山活動の研究」

ＰＩ:名古屋大学･大学院環境学研究科：木股 文昭
ＣＩ:名古屋大学･大学院環境学研究科：伊藤 武男
ＣＩ:名古屋大学･大学院環境学研究科：　Ampana

1．はじめに

火山活動に起因する地殻変動を検出し、その力源を推定することは火山噴火準備過程を解明することに資する。本報告では、Lバンドを搭載する利点を利用し、これまでのSAR衛星画像では、非常に困難だった低緯度地域の熱帯雨林気候帯のパプアニューギニアのラバウル火山に焦点をあて火山活動をLバンドのSAR画像から解析を行った。これは国際的な貢献のみならず、日本における火山活動を理解する上でも重要な情報をもたらすと期待される。

2．ラバウル火山について

2.1 ラバウル火山の概要

パプアニューギニアのラバウル火山はパプアニューギニアのニューブリテン島の北東端に位置する（図１）。このラバウル火山は標高688mで、9km×14kmのカルデラを持つパプアニューギニアで最も活動度の高い火山である。過去130年間で約30年～60年間毎に噴火しており、1994年に2回の大きな噴火から活動期に入り、その後、1995年、2002年、2005年、2006年、2010年および2011年に間欠的な噴火活動が現在まで続いている。ラバウル火山は太平洋プレートとインド-オーストラリアプレートの衝突帯の中に位置する多くの火山の一つである（図２）。この衝突帯は複雑で高い地震活動と火山活動で特徴づけられる。ニューブリテン島は南ビスマークプレートに属し、ソロモン海プレートが南ビスマークプレートの下にニューブリテン海溝から沈み込んでいる。そのプレートの沈み込みに起因して、火山フロントを形成している。その火山フロントの北東の端にラバウル火山は位置する。

2.2 ラバウル火山の活動履歴

ラバウル火山はカルデラを形成する複雑な形状であり、約3500年前に山体崩壊が発生して、現在の形を形成している。カルデラの中に複数の火山活動によってカルデラの東から北にかけて多くの火山を形成し、またカルデラの西側にVulcan火山を形成している（図３）。ラバウル火山の噴火履歴は1878年まで遡ることができる（表１）。歴史上、最も大きな（双子）噴火は1937年のTavurvurとVulcan火山で500名近い死者が

出ている。また、1994年の火山噴火ではラバウルの町の2/3が破壊され、主なインフラ設備にダメージをうけた。

近年の火山活動履歴では1983年9月から地震活動が急激に増加している。この地震活動の増加は1983年3月にラバウルの約200km東でM7.6の地震が発生し、この地震の直後に火山活動が活発化したことが分かっている(Mckee et al.,1984)。また、この地震活動は北北東—南南西の方向の楕円形をしており、地表から4kmの深さに集中している(図４)。この地震活動のあと、噴火活動は低迷していたが、1994年9月に噴火活動が再開され、この噴火活動以降、間欠的に噴火活動が現在まで継続している。間欠的な噴火活動は1995年、2002年、2005年に発生し、特に大きな噴火活動が、2006年、2010年、2011年に発生している。

2.3 以前の研究とソースモデル

1983年9月からの活発になった噴火活動についてMckee et al.,(1984)は2つの球体ソースモデルを推定した（図５）。推定されたソースの一つはカルデラ内の1.5～2.0kmの深さに、2つめはVulcan火山の南西深さ3kmに位置する。これらの推定は傾斜と水準測量のデータから推定されている。また、Archbold et al.,(1988)はMatupit島の南側に点震源として、1.2kmの深さに推定した。この推定は水準測量と光波測距から推定されたが、Saunders(2001)やDe Natale and Pingue(1993)はより広い領域で複雑な貫入を議論している。Saunders(2001)は環状に発生している地震活動を議論し，より複雑な貫入を議論している。また、De Natale and Pingue(1993)は4～5kmの深いマグマ源を推定している。

一方、地震波トモグラフィーの研究によれば、カルデラの中央に2つの低速度地域があり、マグマだまりと考えられている(Finlayson et al.,(2003); Itikarai et al.,(2006); Bai and Greenhalgh(2005))。それらは4km程度の浅い領域と10～12kmの深い領域に位置している。

3 InSARとGPSデータ

3.1 InSARデータと解析方法

ラバウル火山付近の2007年2月から2009年9月に撮影された合計12のアセンディングのPALSARデータを用いた。衛星の時空間的な位置の距離が長いペアを考慮して、解析のペアを選択した。解析に用いたペアは2007年2月27日、7月15日、10月15日、2008年1月15日、4月16日、10月17日、2009年3月4日および9月4日の8つの画像である。これらの衛星画像の処理にはGAMMA SARソフトウェアパッケージを用いた。

用いたデジタル標高データは90m解像度のSRTM3データを用いて地形に起因する位相変化と衛星軌道に起因する位相変化を求めて干渉画像を作成した(Massonet et al.,(1993); Rosen et al.,(1996))。フェーズアンラップの方法にはMinimum

Cost Flow(MCF)アルゴリズムを適用して、位相の絶対値を求めた。大気の影響は標高に線形なモデルを適用することで、低減させた。これらの解析法を適用して得られた干渉画像とリストを図６と図７に示す。

ラバウル火山のInSAR干渉画像では干渉しない領域が多く有り、地殻変動が検出できたのはカルデラの東側に位置するGreetHarbor湾地域の周りの火山である。そのほかの地域は干渉せず、地表環境が森であるからと思われる。また、衛星ペアの時空間的距離が離れた干渉画像ペアは干渉状況が悪い。図８には選択した時空間的に距離が短い干渉画像の組み合わせを示した。

3.2 GPSデータ

RVOから解析されたGPS時系列を入手し、InSAR干渉画像と比較検討を行った。RVOは4つのGPS連続観測点(RVO、SDA、VIS、及びSPT)を運用しており、それらはカルデラ内に設置してある。それらの観測点はRVO観測点と基線を組み、RVO観測点との相対変化として解析されている。SDA、VIS、及びSPT観測点とRVO観測点の距離はそれぞれ6.1、8.7、及び7.7kmである。それらのGPS観測点は10秒サンプリングで観測されており、Tracker Ver3によって解析されている。SPT観測点は2008年12月から観測され、そのほかの観測点は多くの欠測がある（図９）。

4 解析結果

4.1 GPSとInSAR解析の結果

GPS観測網で得られた地殻変動は2007年10月の終わりからカルデラの沈降を示している(図９)。2007年10月から2008年12月の間にSDAとVIS観測点はそれぞれ７cmと１５cmで沈降している(図１０a)。また、水平変動はそれぞれ7cmと15cmであり、これらの解釈から、Matupit島の南東の位置での収縮源を示唆している。その後、2008年12月から2009年12月までの間では、どの観測点も約7cmの沈降を示し、VISとSPT観測点では8cm程度の北東方向へ変動しているが、SDA観測点では1cm程度の南東方向の変動であった（図１０ｂ）。

一方、InSAR解析の結果を図11に示す。干渉画像AとB（期間：2007年2月～2007年7月、期間：2007年7月～2007年10月）はGreetHarbor湾地域の周りで2cmの隆起と2cmの沈降をそれぞれの期間で示している。次の干渉画像C（期間：2007年10月～2008年1月)では8cm程度の隆起がTavurvur火山でみられ、さらに次の期間の干渉画像D（期間：2008年1月～2008年4月）で約4cmの沈降がTavurvur火山の北側で見られる。干渉画像E（期間：2008年4月～2008年10月）では良い干渉画像を得ることが出来なかった。これは衛星ペアの基線が長かったためであると思われる。次の期間の干渉画像F（期間：2008年10月～2009年3月)では2cm以上の隆起がTavurvur火山の東側で見られ、Matupit島の北で約8cmの沈降がみられた。この沈降はGPS観測点(SDA)でも10cm以上

の沈降が対応して見られる。最後の干渉画像G（期間：2009年3月～2009年9月）では4cm以上の沈降がTavurvur火山の東側で観測された。

4.2 GPSによるMogiソースモデル

GPS観測点のSDAとVISの時系列データからMogiソースモデルを構築し、その結果Matupit島の南南東にソースを推定した（図１２）。Mogiソースの深さは約4kmであり、SDA観測点から約1.3km、VIS観測点から約3.8km北西の位置である。推定された沈降はソースの体積の減少によって説明可能であり、その体積変化は$2.45\times10^{7}m^{3}$である。その場所は地震波トモグラフィーによって求められた低速度領域に対応しており、それらの結果はMckee et al.,（1984）の結果と整合的である。

4.3 InSAR解析によるモデル

隆起が観測された干渉画像Cは局所的なダイクの貫入で説明可能である（図13と表２）。推定されたソースの深さは0.9kmで体積変化は$2.1\times10^{4}m^{3}$である（図13a)。それに続く期間の干渉画像DではTavurvur火山の北側の1.1kmの深さの位置に$1.0\times10^{4}m^{3}$の体積減少で説明できる（図13b)。その後の干渉画像DはTavurvur火山の東側に約6cmの沈降が観測され、1.2kmの深さのダイクの$1.3\times10^{4}m^{3}$の体積減少で説明できる（図13c)。これらのモデルのまとめを図１４と表３に示した。

5 議論

これらの解析の結果から、ラバウル火山での火山活動の時間変化を図15に示した。2006年10月の噴火はマグマが約4km地下のマグマだまりから供給された。これは、Tavurvur火山での噴火に伴う隆起の範囲から説明可能である。その後、マグマだまりは噴火の後から再び膨張しつつ、2007年の終わりまでの12ヶ月間で間欠的にストロンボリ式の噴火やラバフローが発生した。この期間には顕著な地殻変動は発生しておらず、マグマだまりへの供給とマグマの地表のダイクへの流出がバランスしていたと考えられる。2007年の終わりから2009年3月のカルデラの広域にわたる沈降はマグマだまりの収縮を意味する。2009年3月からのゆっくりとした隆起はマグマだまりの一時的な膨張があるが、3ヶ月継続したのち、再び2009年7月から2009年12月まで収縮が認められた。2007年12月から2009年12月までの期間のGPS観測結果から、カルデラの4kmの深さの位置に$2.45\times10^{7}m^{3}$の収縮が推定された。

一方、2007年の終わりから始まったカルデラの沈降の期間にダイクの膨張がTavurvur火山の北西で発生し、深さ0.9kmで$2.1\times10^{4}m^{3}$の体積変化が推定された。2008年1月～4月においては、Tavurvur火山の北側の深さ1.1kmで$1.0\times10^{4}m^{3}$の収縮があった。さらにそれに続き、他のダイクが活発になり、2009年3月～9月の間で1.2kmの深さで$1.3\times10^{4}m^{3}$の収縮があった。

6 まとめ

低緯度域にも活発な活動を伴う活火山がある。しかしながら、その多くが発展途上国に属し、十分な観測監視体制も整備されていない。これらの火山が噴火すればその影響は確実に地球規模に広がる。そこで、パプアニューギニアで活発な噴火活動を継続するラバウル火山に関して、2007年以降のデータから、地殻変動を検出し、そのマグマ供給過程を検討した。2006年10月の噴火以降、2007年末まで降灰を伴う噴火があったが、それ以降の火山活動は衰えた。この噴火活動に呼応する地殻変動がALOSデータによる合成開口レーダ干渉から検出された。噴火が活発な時期に対応する期間には顕著な地殻変動が検出されない。一方、噴火活動がほぼ収束した時期には噴火したTavurvur火山を中心とする収縮の地殻変動が検出された。それぞれの期間における圧力源を推定すると、火山活動が平穏化した2007年後半以降では、Tavurvur火山の1．4 kmの浅部で収縮の圧力源が推定される。このことから、火山活動の平穏化した期間は浅部への新たなマグマ供給が進行せず、これまでに存在していた熱水の放出やマグマのdrain back で圧力源の収縮がおきていたと考えられる。一方、噴火活動が活発な時期は、噴火がありながらも有意な地殻変動が観測されていないことから、噴火などによる噴出に相当するマグマや熱水が深部から供給されていたと考える。発展途上国における火山活動を観測監視することは、今や地球規模での課題と考える。その中でも日本に対する期待は大きなものを感じる。

謝辞

本解析で用いた、ALOS/PALSAR Level 1.0データについては火山噴火予知連絡会が中心となって進めている防災利用実証実験（火山WG）に基づいて、JAXAにて観測・提供されたものである。また、ALOS/PALSAR に関する原初データの所有権は経済産業省及びJAXAにある。

引用文献

Archbold, M.J., C.O. McKee, B. Talai, J. Mori, and P. Desaintours, 1988, Electronic distance measuring network monitoring during the Rabaul seismicity deformational crisis of 1983-1985. Jour. Geophys. Res. 93(B10): 12123-12136.

Bai C ,Greenhalgh S, 2005, 3D multi-step travel time tomography: Imaging the local, deep velocity structure of Rabaul volcano, Papua New Guinea, Physics of the Earth and Planetary Interiors Volume 151, Issues 354, 15 August 2005, Pages 259-275.

Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. Geochem. Geophys. Geosyst., 4(3), 1-52.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, Geophs.

J. Int., 101, 425-478.
Denatale, G. and F. Pingue, 1993, Ground deformations in collapsed caldera structures. Jour. Volcanol., 57: 19-38.
Finlayson, D. M., Gudmundsson, O., Itikarai, I., Nishimura, Y., Shimamura, H., and Johnson, R. W., 2003., Rabaul Volcano, Papua New Guinea: island arc structural architecture and seismic tomography imaging of an active volcanic caldera. J.Volcanol. Geotherm. Res., 124, 153-171.
Massonnet, D., M. Rosd, C. Carmona, F. Adragrra, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabaute, 1993, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, Nature, 364, 133142.
McKee, C.O., P.L. Lowenstein, P. de Saint Ours, B. Talai, I. Itikarai and J.J. Mori, 1984, Seismic and ground deformation crises at Rabaul Caldera: Prelude to an eruption? Bull. Volcanol., 47(2): 397-410.
Mori, J. and C. McKee, 1987, Outward-dipping ring-fault structure at Rabaul caldera as shown by earthquake locations. Science, 235: 193-195.
Patia, H., 2003. Petrology and Geochemistry of the recent eruptive history at Rabaul Caldera, Papua New Guinea: implications for magmatic processes and recurring volcanic activity, MPhil. Thesis, Australian National University.
Rosen, P. A., Hensley, S., Zebker, H. A., Webb, F. H. and Fielding E. J., 1996. Surface deformation and coherence measurements of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry. Journal of Geophysical Research, 101(E10), 23109-23125.
Saunders, S.J, 2001, The shallow plumbing system of Rabaul caldera: a partially intruded ring fault?, Bull Volcanol (2001) 63:4066420: DOI 10.1007/s004450100159.
Tregoning, P., R. Jackson, H. McQueen, K. Lambeck, C. Stevens, R. little, R. Curley and R. Rosa,, 1999, Motion of the South Bismarck Plate, Papua New Guinea, Geophys. Res. Lett., 26, 3517-3520.

成果発表の状況

Ampana Suame, Fumiaki Kimata, 2011, Post-Eruptive Deformation of the 2006 Rabaul Volcano (PNG) Eruption Detected by ALOS-SAR Data, JPGU 2011 Spring Meeting.
Ampana Suame, 2011, Post-Eruptive Deformation of 2006 Rabaul Volcano, Papua New Guinea, Eruption Detected by Space Geodesy Data, Master of Science Dissertation, Nagoya University.

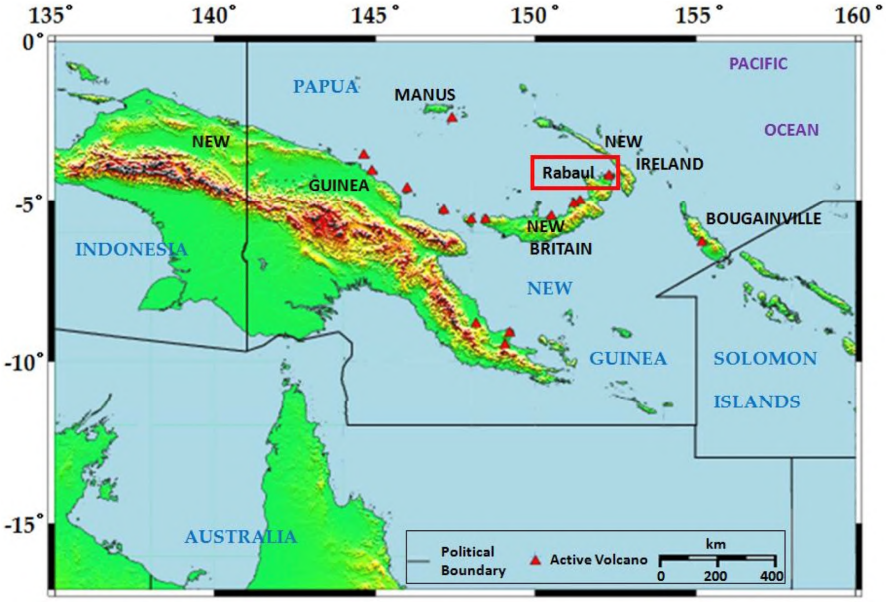

図１：ラバウル火山の位置を示した地図。赤色の三角形はニューブリテン島の火山フロントに属する火山を示している。

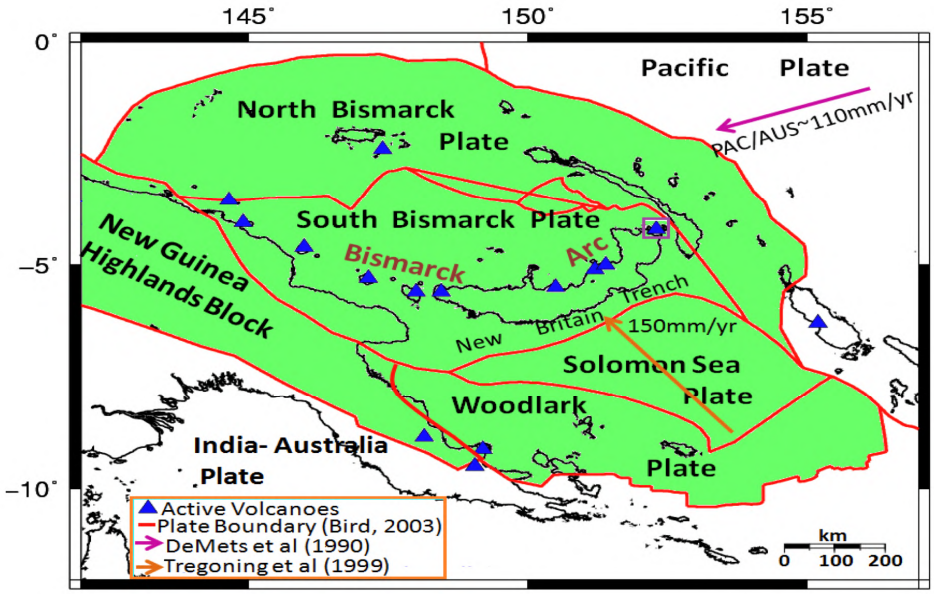

図２：パプアニューギニア地域におけるテクトニック背景。太平洋プレートとインド-オーストラリアプレートの衝突帯は緑色で示しており、太平洋プレートのインド-オーストラリアプレートに対する収束速度は110mm/yr（DeMets et al.,1990)、ソロモン海プレートは南ビスマークプレートの下に150mm/yrで沈み込んでいる（Tregoning et al.,1999)。青い三角は活動的火山をしめし、赤い線はプレート境界をしめしている（Bird,2003）。

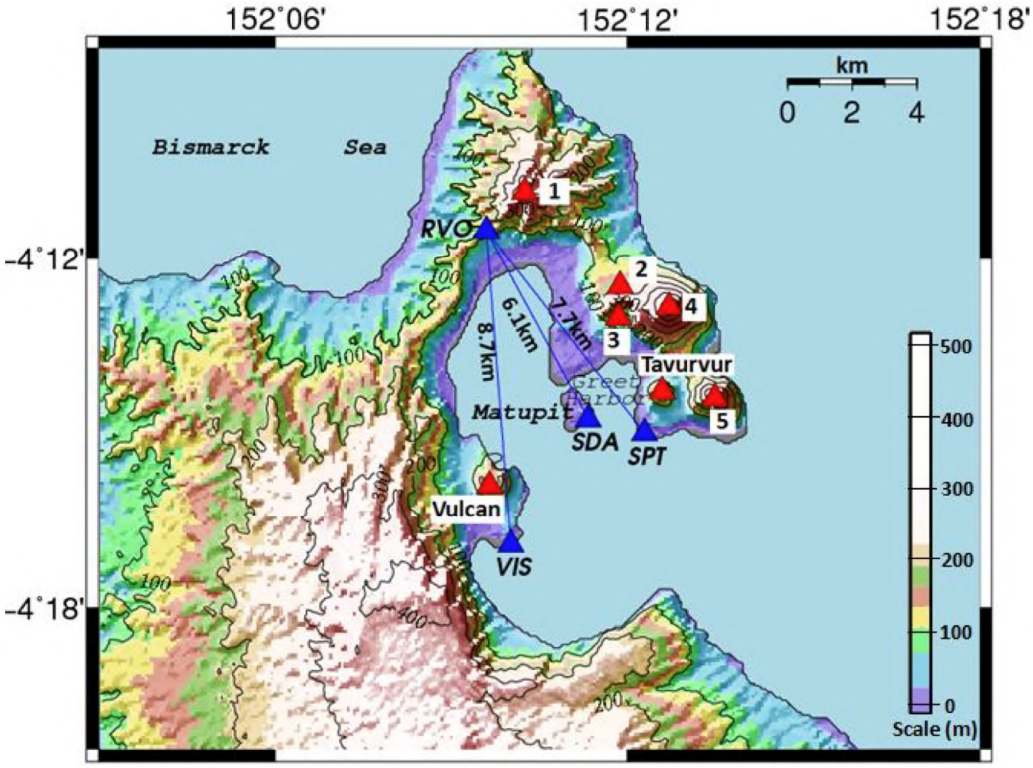

図３：RVOによって運用されているGPS観測網の場所とラバウルカルデラ内に位置する活動的火山を示している。青と赤の三角形はGPS観測点と活動的火山を示している。それぞれの数字は１)Tovanmbatir,2)Palangiagia,3)Rabakanakaia,4)Kebiu及び5)Turanangunanを示している。

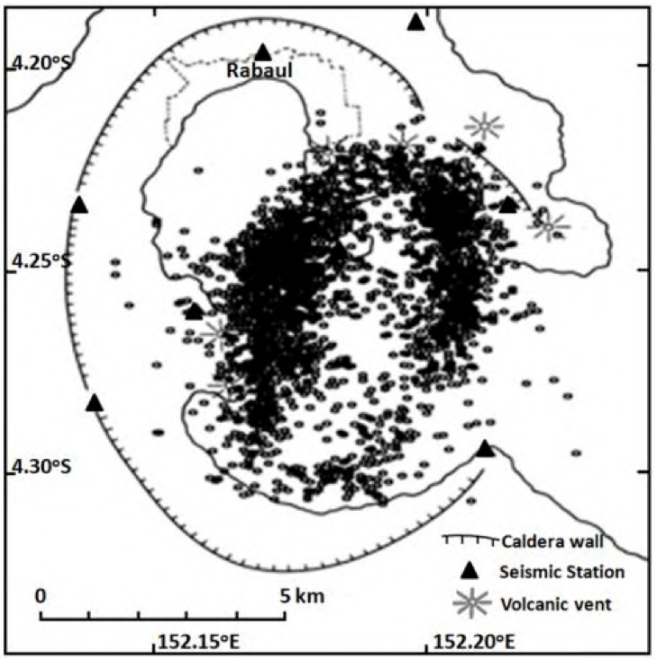

図４：1983年9月～1984年5月までの震源分布（Mori and Mckee (1987))。地震活動は南南西-北北東の約5×9kmの楕円形をしめし、地表から4kmの深さに位置する。

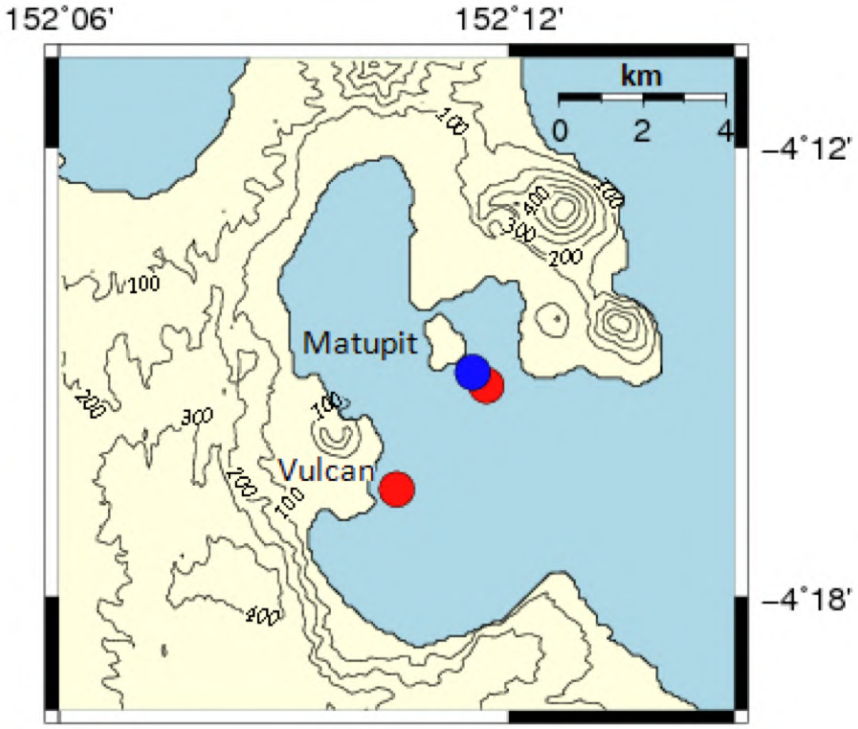

図５：赤と青の円はそれぞれMckee et al.,(1984)とArchbold et al.,(1988)によって求められた球体ソースモデルの場所を示している。

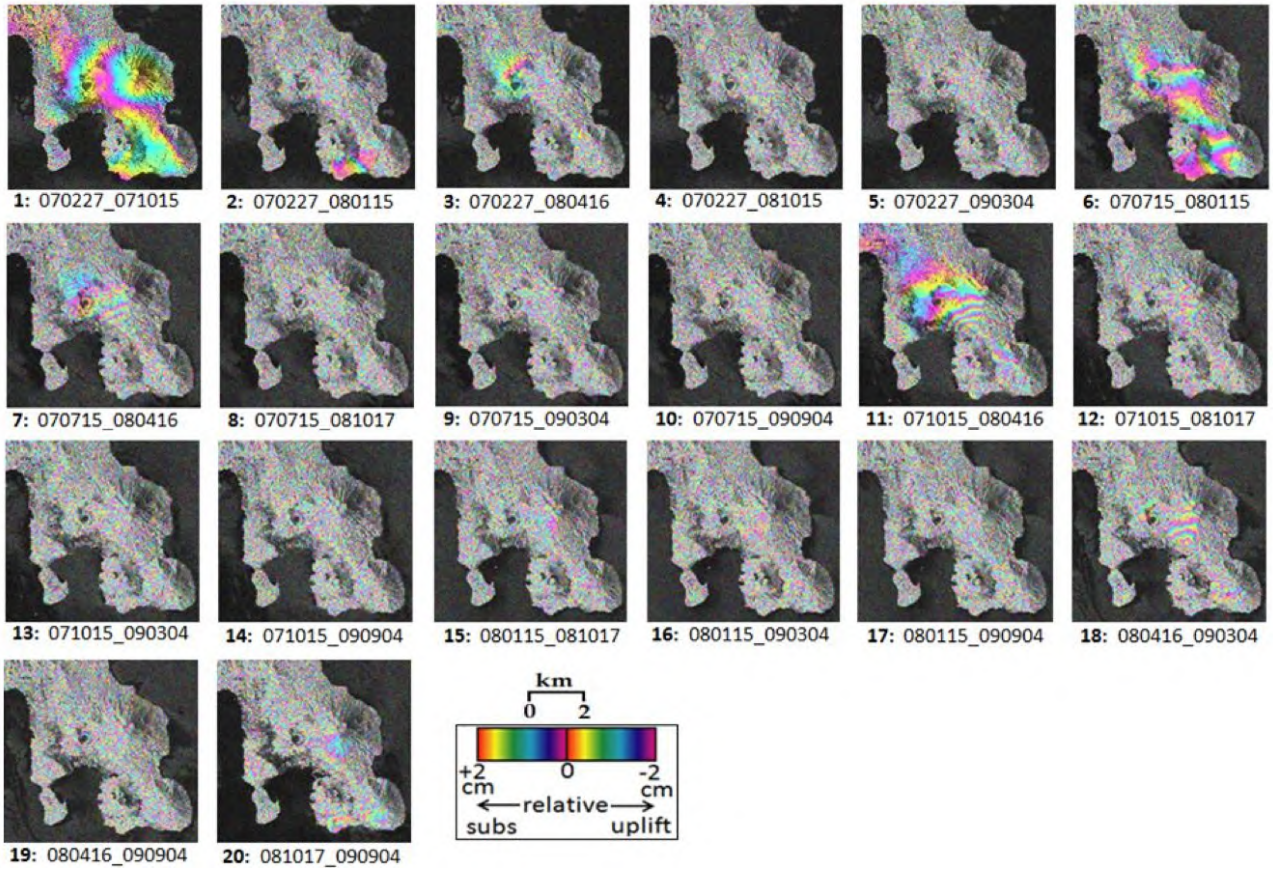

図６：干渉可能であった全ての組み合わせの干渉画像。

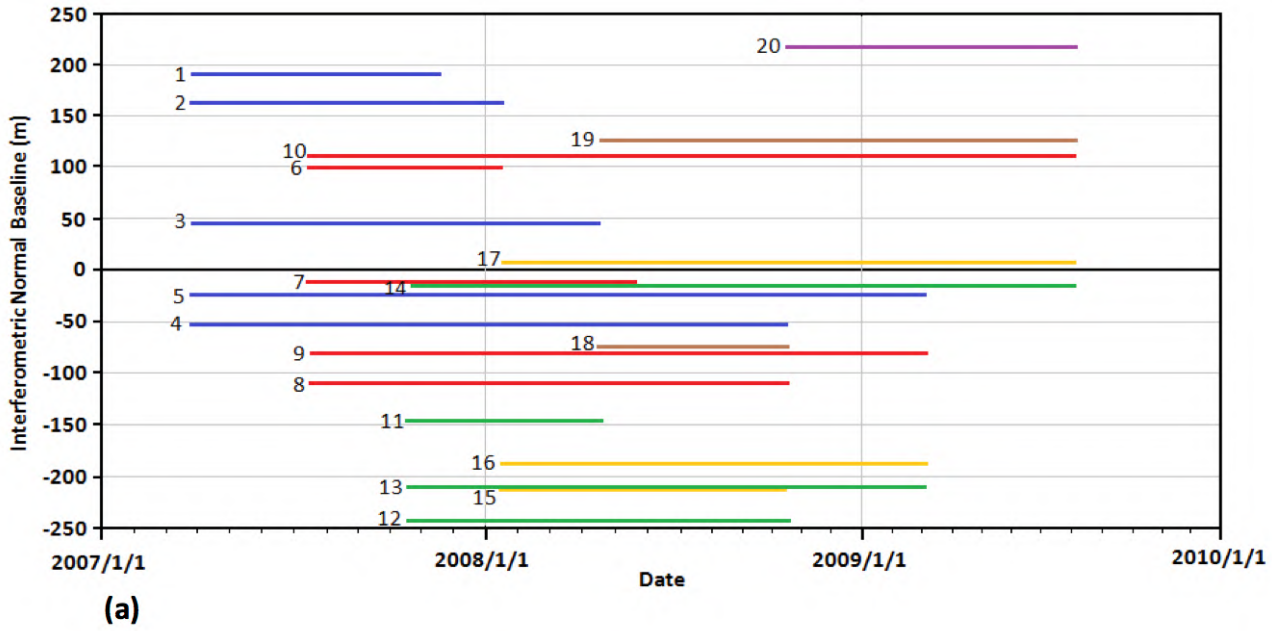

図７：図６で示した干渉画像の組み合わせに関する時間-衛星間距離を示している。

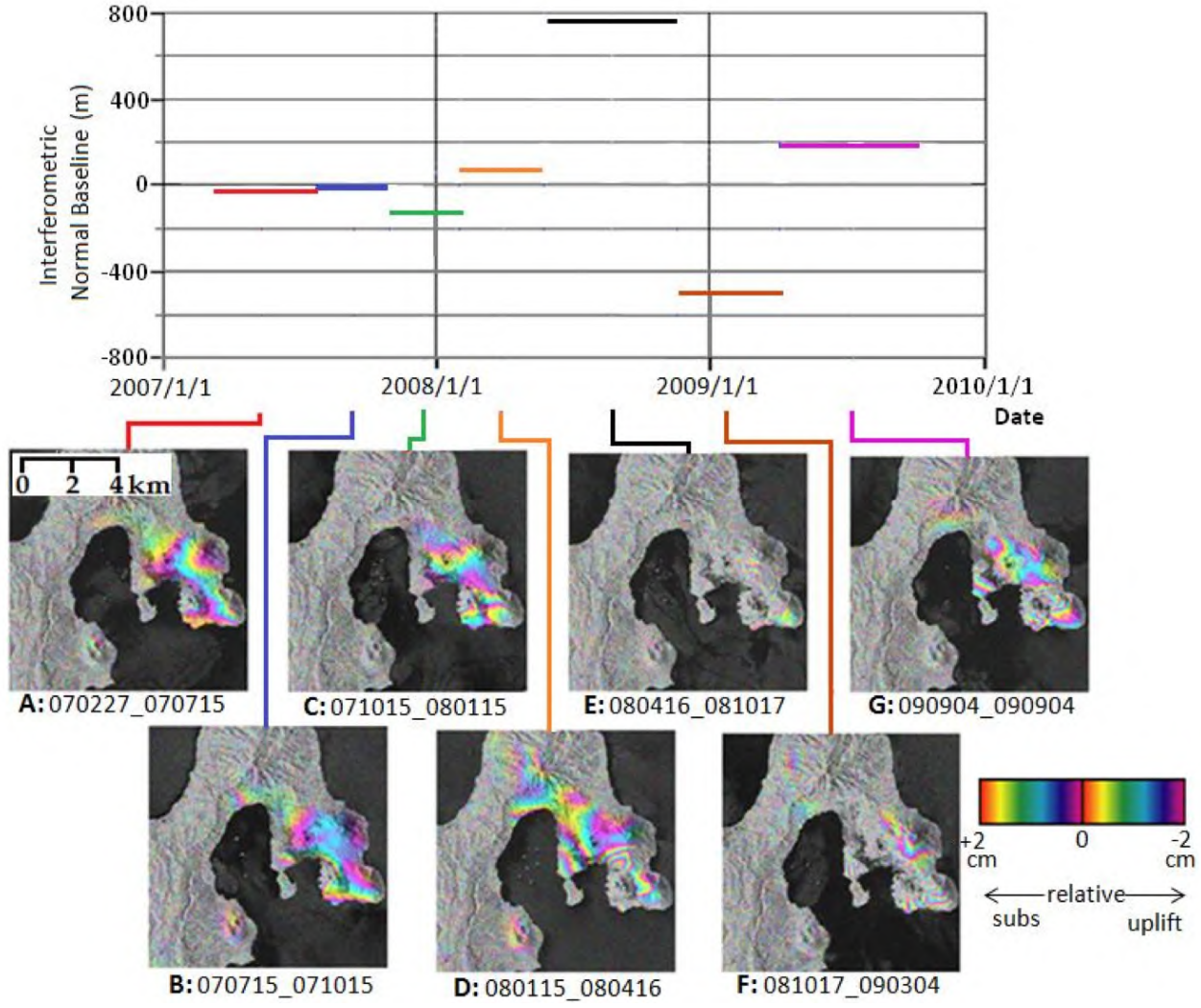

図８：得られた干渉画像とデータセットの組み合わせ及び衛星ペアの距離を示している。

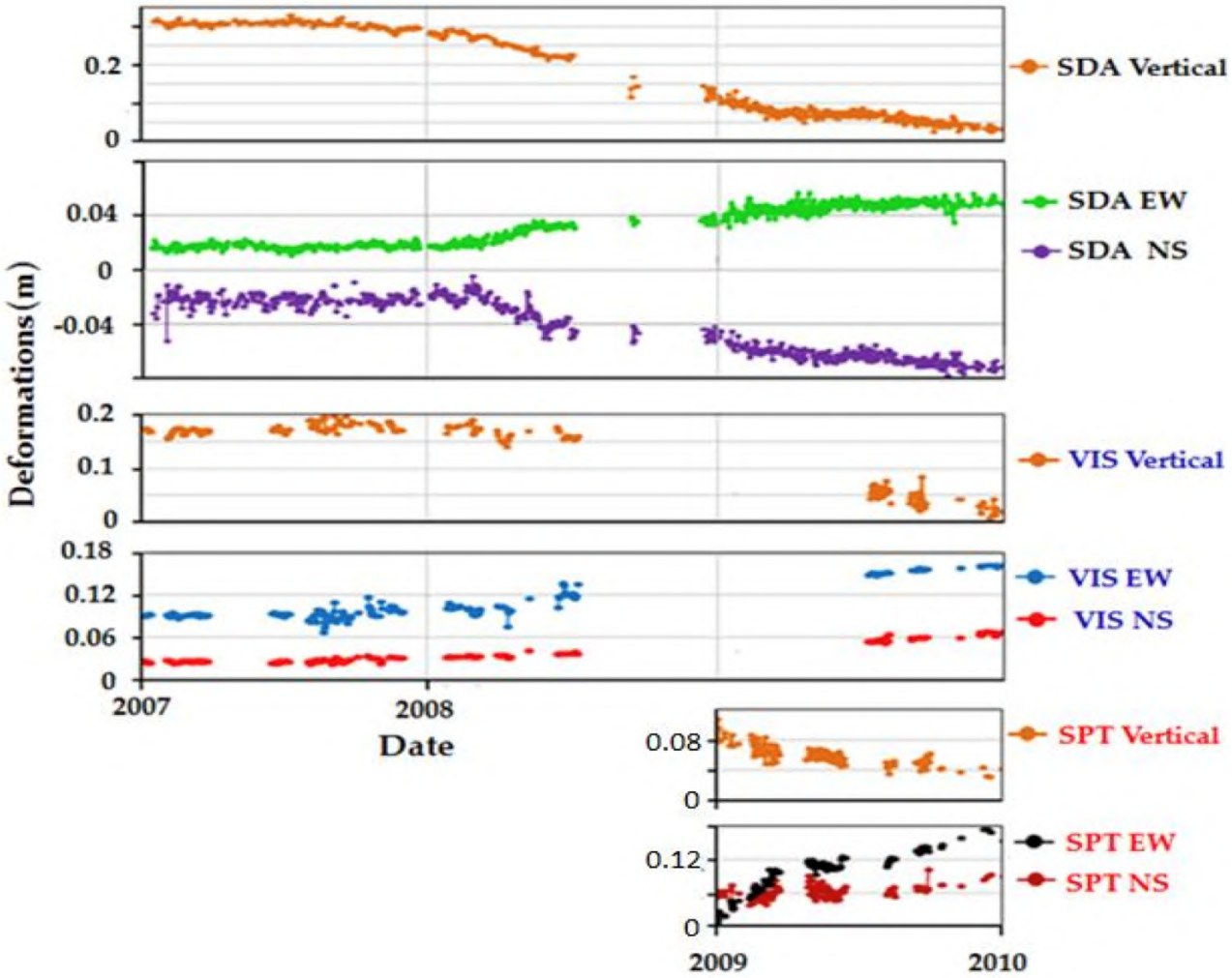

図９：3ヶ所のGPS観測点（SDA、VIS、及びSPT)で観測された地殻変動時系列データ。これらの地殻変動はすべてRVO観測点からの相対変位である。

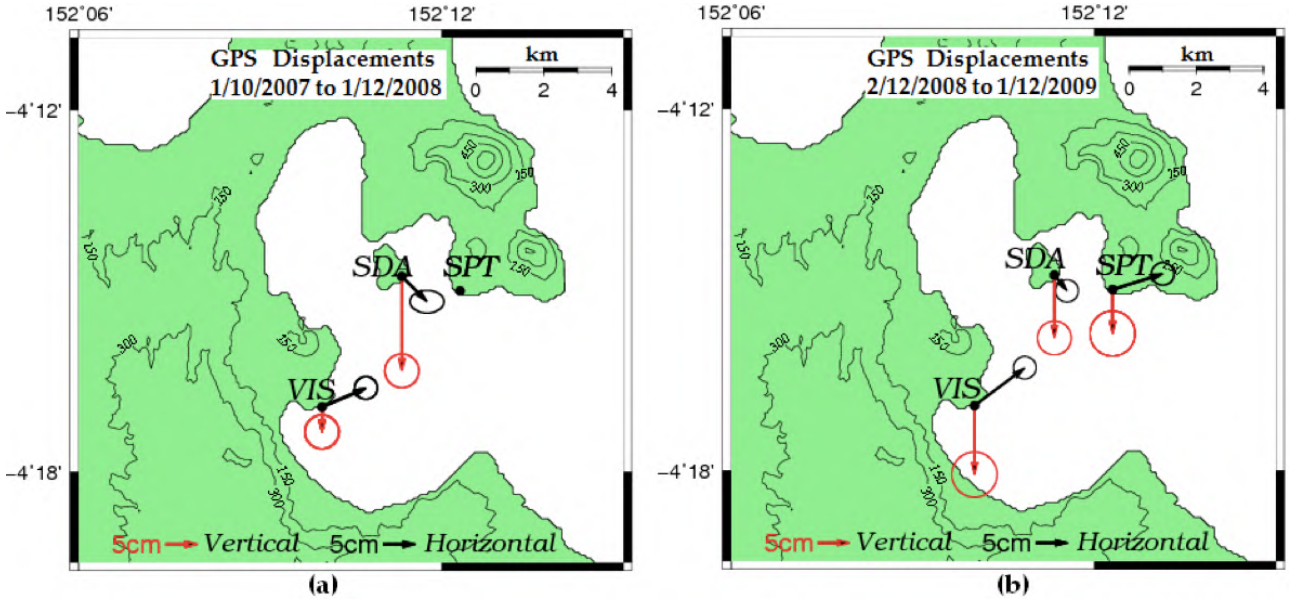

図１０：GPSによって得られた地殻変動(a)2007年10月から2008年12月の期間でSPT観測点はまだ観測が開始されていない。(b)2008年12月から2009年12月の期間

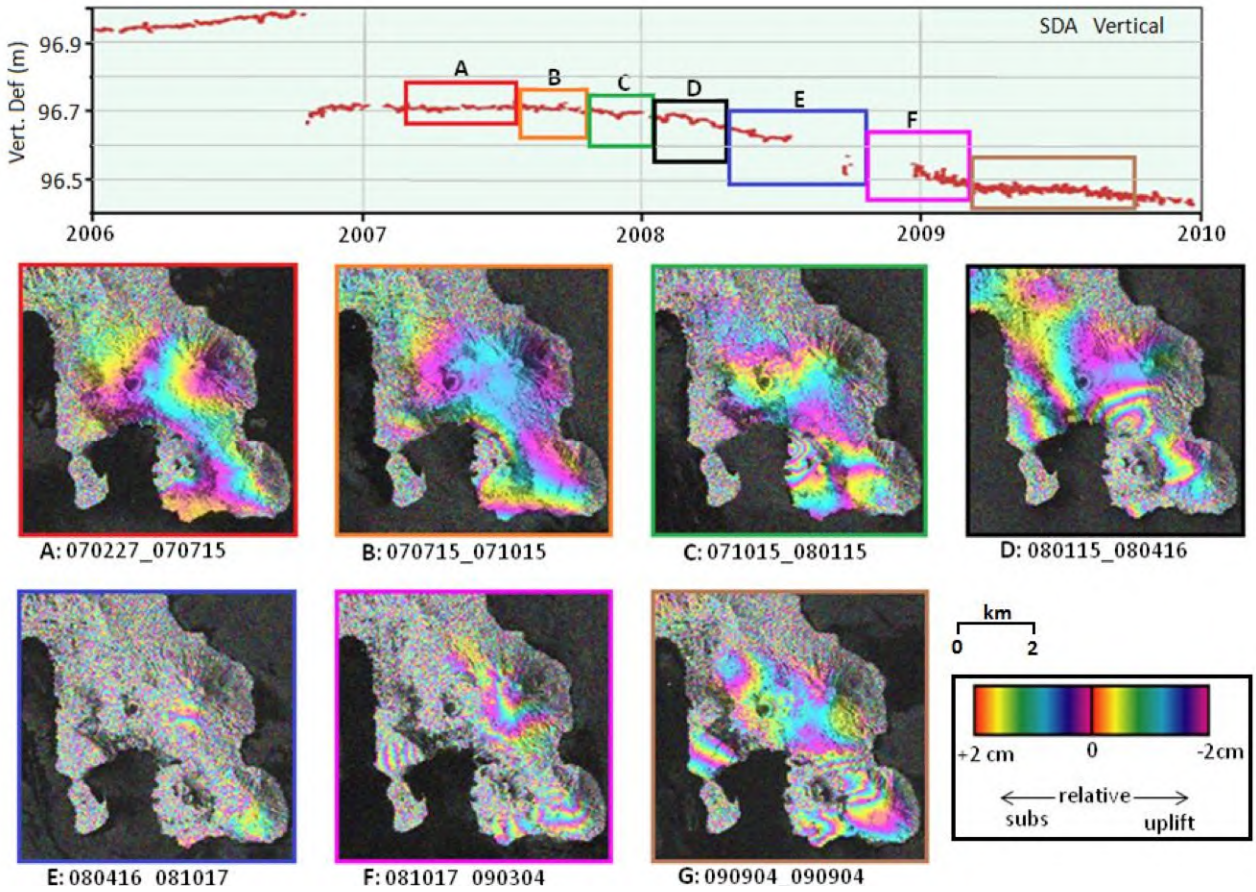

図１１：GreetHarbor地域の変位に変換した干渉画像とGPS観測点（SDA)で観測された上下地殻変動。

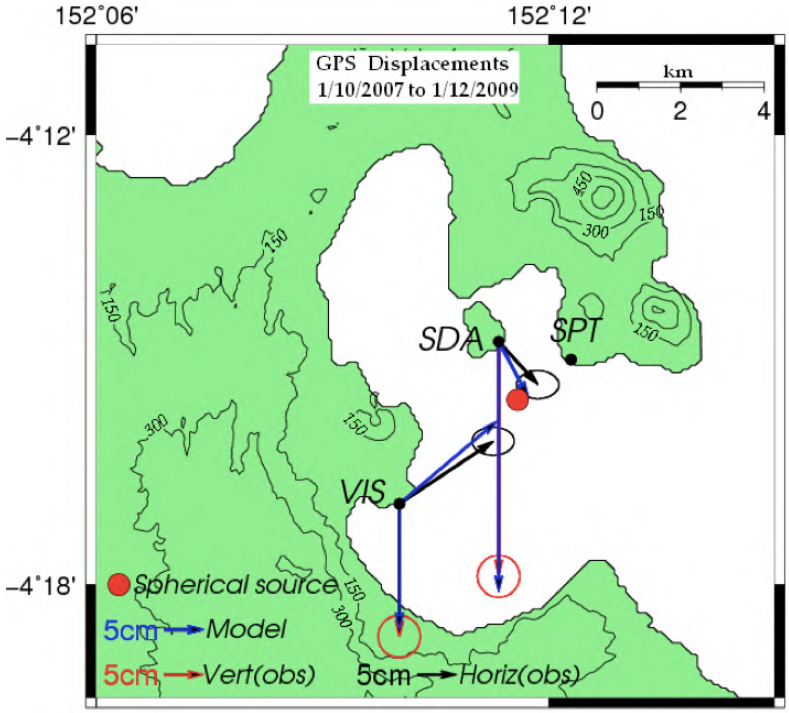

図１２：Mogiモデルによって推定された地殻変動(青は水平変動：紫は上下変動)。観測された地殻変動(黒は水平変動：赤は上下変動)。期間は2007年10月から2009年12月。Mogiモデルのソースは深さ4kmで半径は1.3kmであり、赤い丸で場所を示している。

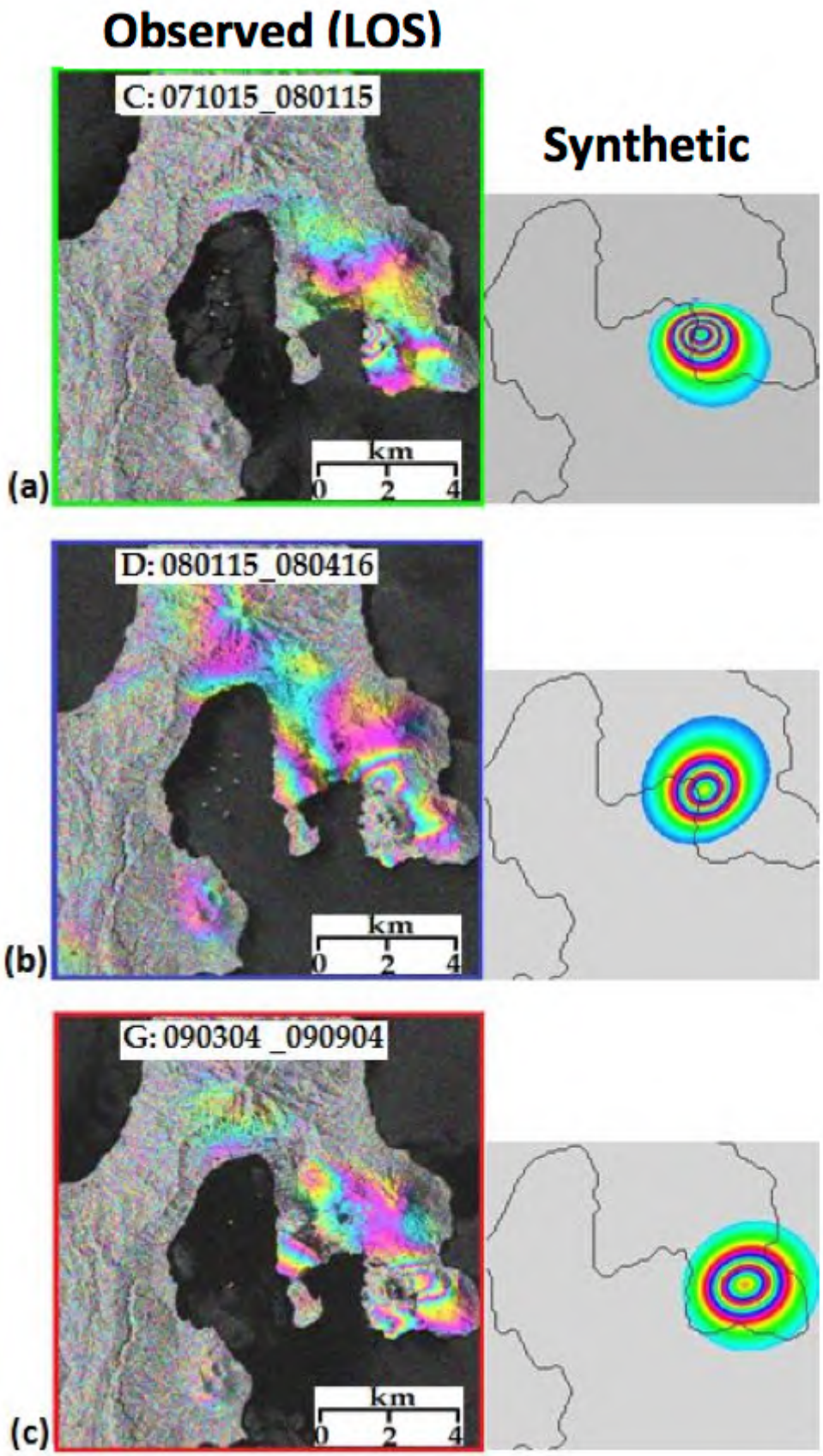

図１３：観測された干渉画像と合成された干渉画像。それぞれのモデルパラメータは表2に示した。（a）期間C（b）期間D（c）期間G

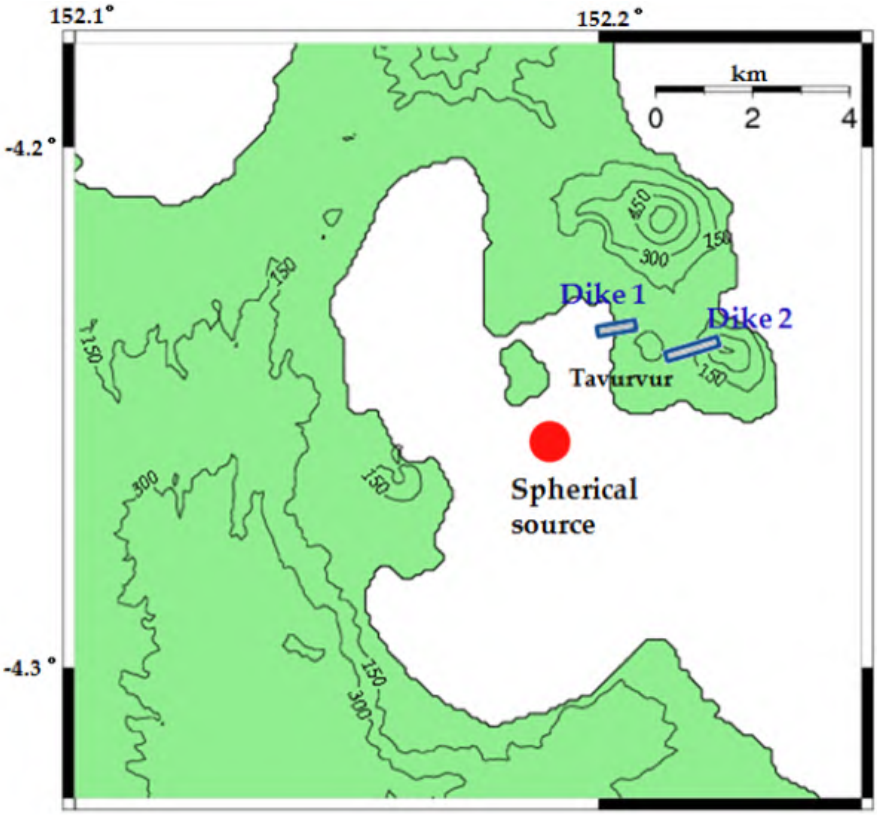

図１４：推定された圧力源とダイクの場所。

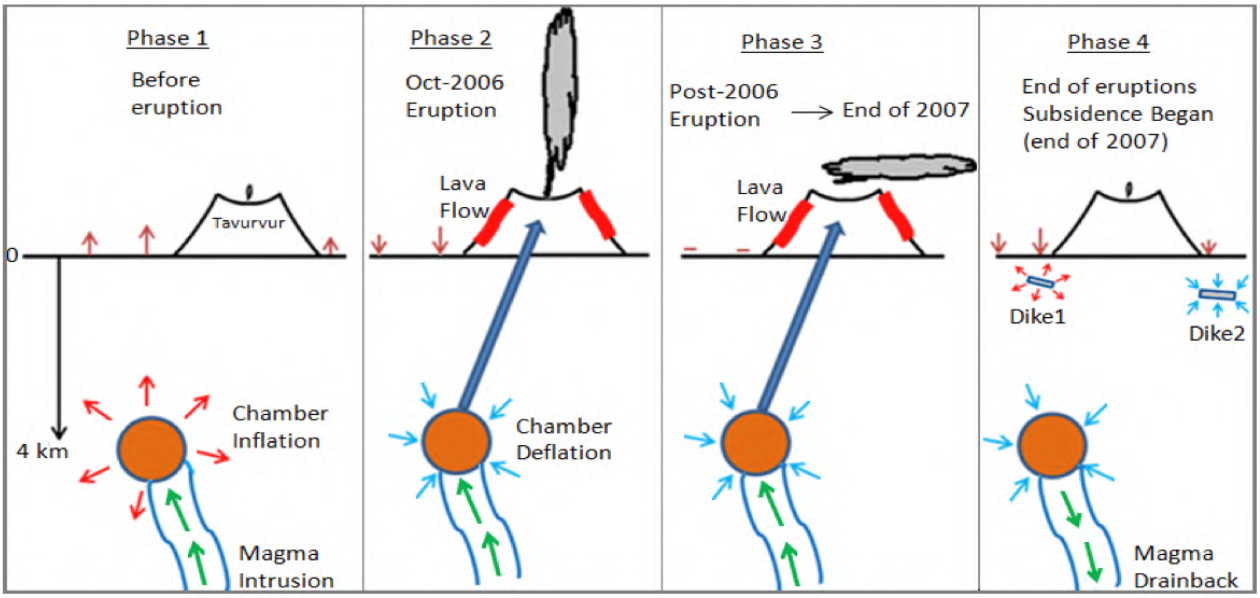

図１５：ラバウル火山の噴火過程の模式図。Phase1：噴火前の膨張過程。Phase2：2006年10月の噴火。Phase3:噴火後から2007年の終わりにいたる期間に間欠的に発生したストロンボリ形式の噴火。Phase4：2007年の終わりから2009年12月でのカルデラの沈降。このPhase4ではダイク１の膨張とダイク２の収縮が含まれる

表１：ラバウル火山の顕著な過去の火山活動。

Start Date	Stop Date	VEI	Eruptive Characteristics
3500 yrs BP	unknown	?	Caldera forming eruption
1400 yrs BP	unknown	6	▪ Collapse event ▪Tephra volume: > 1.1 x 10^{10} m^3 ▪ Area of activity: NE of caldera (Rabalanakaia)
30/01/1878	26/02/1878	3	▪ Central vent and explosive eruptions, phreatic explosions, submarine eruptions, new Island formation, tsunami ▪ Tephra volume: 5.1 ± 5.0 x 10^8 m^3 ▪ Area of activity: Vulcan and Tavurvur
29/05/1937	2/06/1937 Activity subsided in 1943	4	▪ Central vent and explosive eruptions, pyroclastic flows, Flank (excentric) vent, phreatic explosions, submarine eruptions, new Island formation, tsunami, lahars ▪ Tephra volume: 3.1 x 10^8 m^3 ▪ Area of activity: Vulcan and Tavurvur
19/09/1994	Activity Continues to present with eruptions in 1995, 2002, 2005, 2006 and 2010	4	▪ Central vent and explosive eruptions, pyroclastic and lava flows, lahars, tsunami ▪ Area of activity: Vulcan and Tavurvur ▪ Lava volume: 4 x 10^5 m^3

表２：図１３に関連する推定されたモデルパラメータ。

Rectangular Fault Dislocation Parameters	Interferogram		
	C	D	G
L (m)	870	820	1300
W (m)	300	300	200
Depth(m)	900	1100	1200
Dip (Deg)	30	20	0
Strike (Deg)	85	230	254
Rake (Deg)	0	0	0
U1 (m)	0	0	0
U2 (m)	0	0	0
U3 (m)	0.8	-0.9	-1.1
Volume Change, ΔV ($x10^4 m^3$)	2.1	-1.0	-1.3

表３：図１４に関連する推定されたモデルパラメータ。

Pressure Source	Depth (km)	ΔV (m^3)
Spherical	4	$-2.45x10^7$
Dike1	0.9	2.1×10^4
Dike2	1.2	-1.3×10^4

火山-2309「衛星リモートセンシングによる地形変化抽出および海底火山の観測に関する研究」

ＰＩ：産業技術総合研究所・地質情報研究部門：浦井　稔
ＣＩ：産業技術総合研究所・地質情報研究部門：児玉 信介
ＣＩ：産業技術総合研究所・地質情報研究部門：田中 明子

１．はじめに

海底火山の観測は、付近を航行する航空機や船舶の安全確保に重要であるだけでなく、領土問題に発展する場合もあることから極めて重要である。しかし、観測対象が海底にあることから十分な観測が実施されていない場合が多い。特に、遠隔地に位置する海底火山については、航空機による定期的に目視観測されている海底火山もあるが、多くの海底火山については定期的な観測が実施されていない。遠隔地に位置する海底火山の観測については衛星リモートセンシングが利用可能である。衛星リモートセンシングで観測できる海底火山の活動は、噴煙、温度異常、新島、浮遊軽石や変色海水である。変色海水は海底火山から放出された温水と海水が混合することによって海水の色が変化する現象で、比較的穏やかな火山活動においても観測される海底火山活動の一つである。本報告は(Urai, 2014)を基に、福徳岡ノ場海底火山の火山活動と変色海水の関係について述べる。

2．日本近海の海底火山活動

明治以来、わが国およびその近海において活動した海底火山は 19 におよぶ(小坂，1991)。1952 年には明神礁で海底噴火が発生した。噴火を調査するため派遣された海上保安庁の測量船「第 5 海洋丸」は海底噴火の爆発を船体に受けて遭難し、31 人が犠牲となった。1943 年には薩摩硫黄島近海で海底噴火が発生し、薩摩硫黄島の東側に新島が出現した。この新島は昭和硫黄島と名づけられ、現在も浸食に耐えて存在している。1973 年には西之島沖で火山活動に伴う新島が出現し、1974 年にはこれが西之島と接続した。2013 年 11 月以前には、浸食によって島の面積は減少したものの、噴火以前の西之島よりは広い面積で存在していた。さらに、2013 年 11 月には西之島の南西海域で火山活動が活発化し、新島が形成され、現在も火山活動が継続している。福徳岡ノ場では 1904 年、1914 年および 1986 年に火山活動に伴う新島が誕生したが、いずれも、浸食によって消滅した。

3．福徳岡ノ場で観測された変色海水

福徳岡ノ場は東京の南方 1300㎞ に位置し、航空機観測によって頻繁に変色海水が観測されている。1986 年の活動ではランドサットによって新島、噴煙、変色海水および浮遊軽石などが観測された(大倉ほか, 1986)。1995 年には小規模な海底爆発があったが、その際、ASTER によって変色海水や浮遊軽石の画像が取得された。(http://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2005/pr20050714/pr20050714.html)。さらに、2010 年 2 月にも小規模な海底噴火があった。

図１は AVNIR-2 で観測された福徳岡ノ場の変色海水の例である。変色海水の色、範囲、流れる方向は変化するものの、変色海水の吹き出し口は福徳岡ノ場の北東付近であることが分かる。

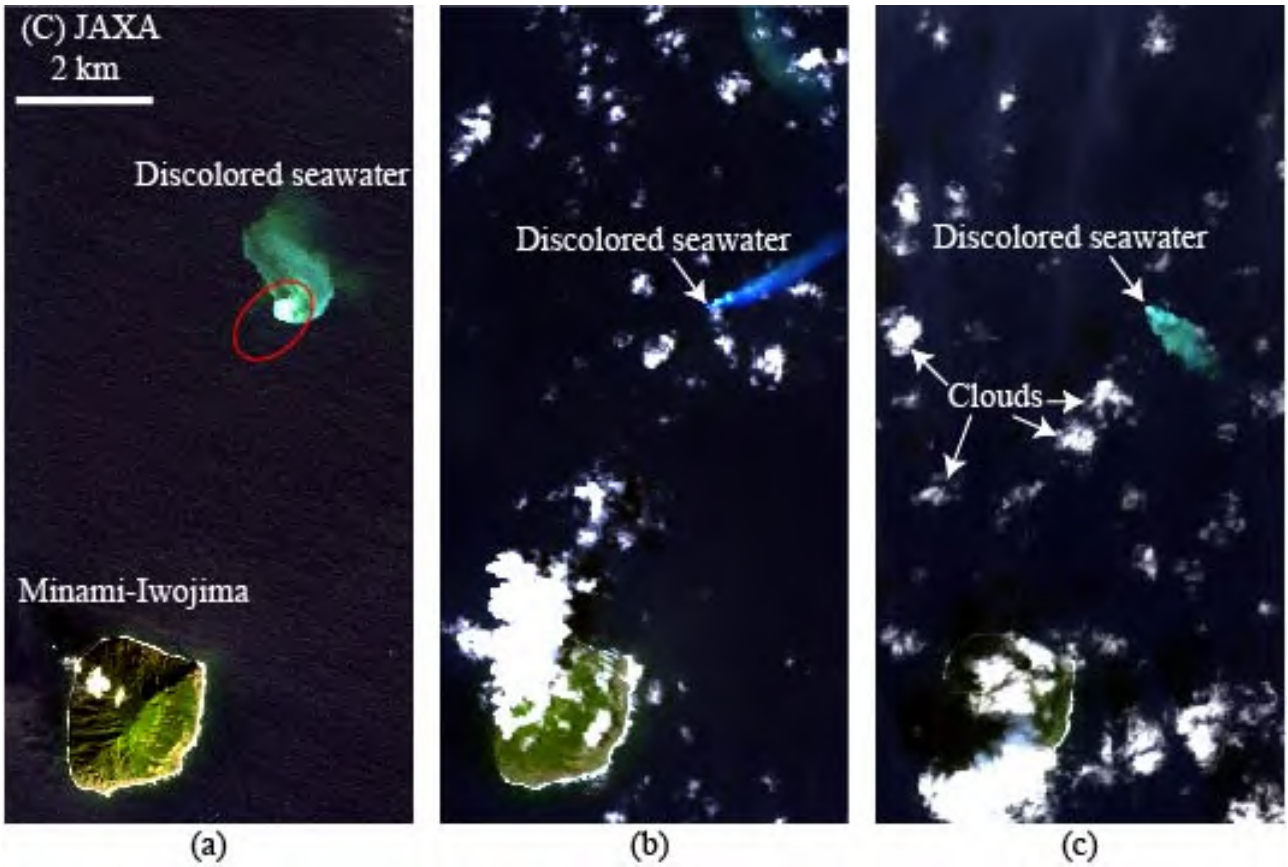

図 1　AVNIR-2 で観測された福徳岡ノ場の変色海水の例(Urai，2014)

赤い楕円は福徳岡ノ場の水深が浅くなっている部分、a は 2007 年 2 月 14 日、b は 2007 年 5 月 2 日、c は 2007 年 11 月 17 日に観測された。バンド１，２，３を青、緑、赤に割り当てた。

衛星で観測される分光放射輝度 L_{sensor} は地表(水面)の反射率ρと大気の影響を考えて、式(1)で表現されるとする。

$$L_{sensor}(\lambda)=\tau(\lambda)\frac{E_0\cos\theta}{\pi}\rho(\lambda)+L_{path}(\lambda) \qquad (1)$$

λ: 波長

L_{sensor}: 衛星で観測される分光放射輝度[W m^{-3} str^{-1}]

τ: 大気の透過率

E_0: 大気圏外での太陽の分光放射照度[W m^{-3}]

θ: 太陽の天頂角

ρ: 地表の反射率

L_{path}: 大気の散乱分光放射輝度[W m^{-3} str^{-1}]

これを変形し、式(2)が得られる。

$$\rho(\lambda)=\frac{L_{sensor}(\lambda)-L_{path}(\lambda)}{\tau(\lambda)}\frac{\pi}{E_0\cos\theta} \qquad (2)$$

τは 1 と仮定し、L_{path} は清浄海水の衛星で観測される分光放射輝度とすれば、E_0 は定数であり、θ は観測日時から決定されるので、衛星観測値から反射率を求めることができる。本来、τは大気観測のデータから推定すべきであるが、今回は省略した。各観測日で最も濃い部分の変色海水の反射率を式(2) から求めた(図 2)。

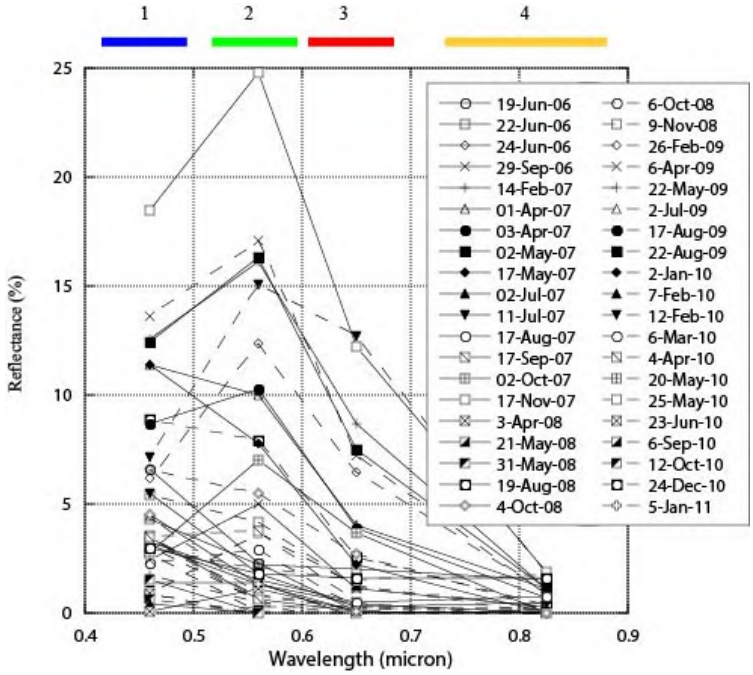

図 2　AVNIR-2 で観測された福徳岡ノ場の変色海水の反射率(Urai，2014)
上部の番号と太線は AVNIR-2 のバンド番号とその観測波長域を示す。

福徳岡ノ場の変色海水の反射率はバンド 1 またはバンド 2 で最大となるが、観測日によって反射率の絶対値にはばらつきがあることが分かる。変色海水の反射率は湧出点では高く、湧出点から遠ざかるに従って低下するが、その低下の度合いは波長によって異なる。図 3 は変色海水の反射率の低下を示すが、長い波長の反射率の低下が短い波長の反射率の低下より著しい。これは、変色海水が薄くなるに従って、光を散乱する粒子の間隔が増大することによって、光路が長くなり、水による光の減衰が大きい長波長側の反射率が著しく低下すると考えられる。この点を考慮すると、バンド 1 の反射率が最大となる変色海水はバンド 2 の反射率が最大となる変色海水が薄くなった結果である可能性がある。

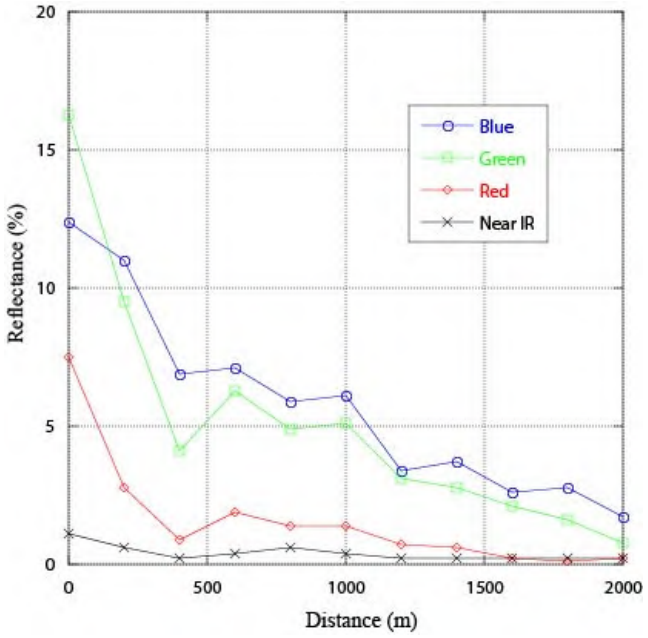

図 3　2007 年 5 月 2 日に AVNIR-2 で観測された変色海水の反射率の低下(Urai，2014)

変色海水の反射率の時間変化を検討した（図 4)。その結果、2007 年は変色海水の反射率が高く、2008 年は低かったことが分かった。これは航空機観測によって変色海水が確認された割合(図 4 上段)と良く対応する。2010 年 2 月 3 日に福徳岡ノ場で小規模な海底噴火が発生したが、その噴火前の 6 ヶ月間は変色海水が観測されなかった。また、その噴火直後に高い反射率の変色海水が観測された。これは、噴火の前に火山活動が低調な時期があったことを示すものかも知れない。火山の変色海水の反射率は、火山活動が活発化して放出される温水量が増加すれば高くなること予想されるが、海流の速度低下や風速の低下によっても増加することが予想される。変色海水の反射率と火山活動の関係に関するさらなる研究が必要である。

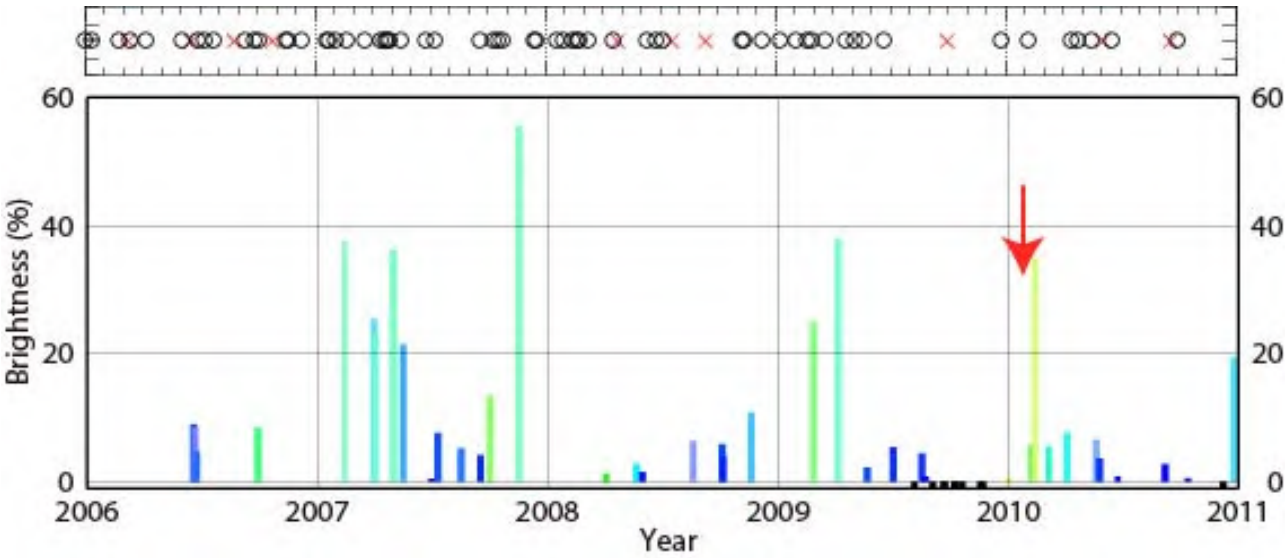

図 4　福徳岡ノ場で AVNIR-2 観測された変色海水の反射率の時間変化(Urai，2014)

棒の高さは変色海水バンド 1-3 の反射率の合計(明るさ)、色は変色海水の色を表す。明るさ 0 のラインの下の小さな黒い四角は AVNIR-2 で変色海水が観測されなかったことを示す。赤い矢印は小規模な海底噴火(2010 年 2 月 3 日)。上段の○印と×印は航空機観測によって変色海水が確認された、および、確認されなかったことを示す(http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/kaiyo24-2.htm)。

4．衛星リモートセンシングによる海底火山監視の可能性

変色海水を検出するための衛星搭載型センサの要件は、空間分解能が数 10m、可視域のマルチバンドであるが、現在、この要件を満たすセンサは 5 機以上運用中である。1 機あたり、年間 10 回程度は同一地点を観測できることから、幾つかの衛星を組み合わせれば、実用的な海底火山監視が可能である。

5．まとめ

AVNIR-2 で観測された変色海水の反射率は、2007 年は高く 2008 年は低かった。これは航空機観測によって変色海水が確認された割合と良く対応した。2010 年 2 月 3 日に福徳岡ノ場で小規模な海底噴火が発生したが、その噴火前の 6 ヶ月間は変色海水が観測されなかった。これは、噴火の前に火山活動が低調な時期があったことを示すものかも知れない。変色海水の反射率は、火山活動が活発化して放

出される温水量が増加すれば高くなること予想されるが、海流の速度低下や風速の低下によっても増加することが予想される。変色海水の反射率と火山活動の関係に関するさらなる研究が必要である。

参考文献

大倉　博，幾志新吉，熊谷貞司，阿久津亮夫，綾部広一（1986）ランドサットTMデータから見た南硫黄島付近海底火山の噴火状況，日本リモートセンシング学会誌，6，65-71.

小坂丈予（1991），日本近海における海底火山の噴火，279 pp.，東海大学出版会，東京.

Urai, M. and Machida, S. (2005) Discolored seawater detection using ASTER Reflectance Products: a case study of Satsuma-Iwojima, Japan, Remote Sensing of Environment, 99, 95-104.

Urai, M. (2014) Time series analysis of discolored seawater reflectance observed by Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2 (AVNIR-2) at Fukutoku-Okonaba submarine volcano, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 269, 23-27.