

1.8 火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正

火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正

高木 朗充***・福井 敬一*・小司 禎教***

(2009 年 8 月 26 日受付, 2009 年 12 月 16 日受理)

GPS Baseline Solutions with Tropospheric Correction by Using the JMA Numerical Weather Model for Monitoring Volcanoes

Akimichi TAKAGI***, Keiichi FUKUI* and Yoshinori SHOJI***

Japan Meteorological Agency (JMA) has installed and is operating GPS networks around major active volcanoes since 2000 in order to monitor volcanic ground deformation. At present, 22 volcanoes are under continuous observation using about 100 GPS stations. At most observation points single-frequency receivers are adopted in consideration of power saving and mobility in rugged environments.

GPS baseline solutions include errors due to tropospheric delays which are inhomogeneous in the actual atmosphere. Generally, computation of baseline solutions is done by using a simple atmospheric model assuming horizontal homogeneity. But if the adopted model is not consistent with the actual atmosphere, tropospheric delays cannot be accurately estimated, resulting in poor position estimates. Especially with regard to the volcano observation, the errors in the vertical component of baselines become large according to the large troposphere errors. In the case of baseline solutions between receivers with large vertical difference, the time variation of the vertical length is superposed by seasonal noise caused by spatial and temporal variations of refractive index of the atmosphere. For accurate monitoring of volcanic activities, more precise positioning in the vertical component is desirable, which should be realized by incorporating more accurate atmospheric model into the analysis procedure.

For this purpose, an improved analysis process was developed, based on the JMA's operational meso-scale numerical weather analysis (MANAL). The MANAL is applied to daily meso-scale numerical weather prediction as initial field. Generally in the differential analysis process of positioning, zenith tropospheric delay (ZTD) is estimated by least-squares method together with the positioning. In this case, initial value of ZTD is given from a simple atmosphere model. In our approach, ZTD between both receiver sites is calculated from MANAL, and then the conventional analysis process is done fixing ZTD between sites. In calculation, analysis software package Bernese Ver. 5.0 was used, while a part of the program was personally modified.

This correction strategy using MANAL was applied to the baseline solutions at Asamayama volcano, where ground deformation has been observed associated with the eruption activity from 2008 to 2009. Consequently we could approximately eliminate the vertical seasonal noise at a baseline whose vertical difference reaches to 1.5 km. This approach is quite convenient and effective for GPS observation at local and steep areas such as volcanoes.

Key words: GPS baseline solution, tropospheric correction, JMA numerical weather model, Asamayama volcano

* 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1
気象研究所地震火山研究部
Seismology and Volcanology Research Department,
Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine,
Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan.

** 現所属: 〒100-8959 東京都千代田区霞ヶ関 3-2-2
文部科学省研究開発局地震・防災研究課
Present address: Earthquake and Disaster-Reduction
Research Division, Research and Development Bureau,
Ministry of Education, Culture, Sports, Science and

Technology - Japan.
*** 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1
気象研究所予報研究部
Forecast Research Department, Meteorological Re-
search Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki,
305-0052 Japan.

Corresponding author: Akimichi Takagi
e-mail: atakagi@mext.go.jp

1. はじめに

活動的火山の監視において、地殻変動観測はマグマの移動や熱水活動の高まりを間接的に把握する上で有効である。とりわけ人工衛星技術を用いた GPS 観測は山体の 3 次元的な変位を知ることが可能であり、我が国ではこの 15 年ほどの間に火山体の地殻変動を把握するための強力な手段となった。気象庁では 2000 年より、主な活動的な火山において GPS 連続観測網を順次整備し（山里, 2005）、現在では 22 火山の約 100 点で観測を行っている。これらの観測では、山体では電力環境が厳しい場所が多いため、省電力である 1 周波型の受信機を採用している。

火山活動のモニタリングのように地表の微小変化を捉えるためには、GPS 信号の搬送波の位相を利用した相対干渉測位を利用する。この場合、GPS の測位精度は水平成分よりも鉛直成分で劣り、鉛直成分の測位誤差は水平成分の測位誤差より数倍大きい。その理由は、GPS 衛星が発信する電波信号を受信機は上方からしか受信できないという衛星配置の避けられない制約の他に、電波伝搬遅延の時空間的な不均質の原因となる大気屈折率の不均質が存在することがあげられる。電波の伝搬遅延は大気屈折率、つまり気象状態で決定される。GPS 解析では、特に対流圏下層で卓越する屈折率の不均質に起因する電波の伝搬遅延の変動により、測位推定誤差が生じる。気象要素（例えば、気温や湿度）の空間的なバリエーションは、水平方向よりも鉛直方向に大きい。このため鉛直成分の測位誤差が大きくなる。

火山体のように観測点間の標高差がより大きい基線における GPS 相対測位を行う場合、2 つの観測点間の気象状態を適切に見積もることができていなければ、鉛直成分の測位精度はより一層劣ることになる。時に GPS 基線解析結果の鉛直成分の時系列データに規則的な年周変動が重畳している場合をみかけるが、これは大気状態の季節変動を適切に見積もって解析できていないことを示している。一般には、簡単な大気モデル（例えば、標準的な大気プロファイル）を仮定して伝搬遅延量を見積もりながら測位計算を行う（以下、この解析手法を従来手法、conventional analysis、と記す）が、現実大気仮定したモデルと異なる場合、正確な伝搬遅延が得られず、正しい測位結果にはならない。

Hobiger *et al.* (2008) は数値気象モデルを利用して 3 次元波線追跡により、GPS 電波の伝搬遅延量を計算し、精密単独測位に利用した。この手法は鉛直成分のみならず、水平成分に対する測位精度の改善に有効である。しかし、3 次元波線追跡手法の干渉測位解析への適用に関しては着手したところであり、十分な大気遅延補正の効

果が得られていない（ホビガー・他, 2007）。火山活動の迅速で的確な把握のためには、より簡便な解析手法による鉛直成分の測位精度の向上が望まれていた。そこで本研究では、気象庁がメソ数値予報モデルの初期値を与えるために現業的に作成しているメソ解析の格子点データを取り込んで、鉛直成分をより高い精度で測位する簡便な GPS 解析手法を開発したので報告する。

なお、この手法は EU の Galileo、ロシアの GLONASS 等、米国の GPS を含む GNSS 全般に適用できるが、本稿ではこれらを「GPS」と置きかえて表現することとする。

2. 使用したデータ

2-1 GPS 観測データ

本研究では、より標高差の大きい火山として、浅間山において実験観測を行った。浅間山は標高 2568 m の活火山であり、気象庁はその山麓に 3 点、気象研究所は山腹に 3 点の GPS 連続観測網を配置している。それらに加えて、2006 年に山頂付近の標高 2433 m 地点に GPS の臨時連続観測点 M4 を設営し（Fig. 1）、1 周波データを 30 秒サンプリングで現地収録し、年に 2 度のデータ回収を行った。GPS 受信機は古野電気製 MG2100、データ蓄積装置は MG2153 で、コンパクトフラッシュカードにデータを蓄積した。冬季の厳しい観測環境のため、一部欠測期間があるものの、2006 年 4 月 26 日から 2008 年 5 月 15 日までのデータを蓄積した。この間 750 日のうち欠測期間は 119 日であった。なお、2008 年 8 月の微噴火以

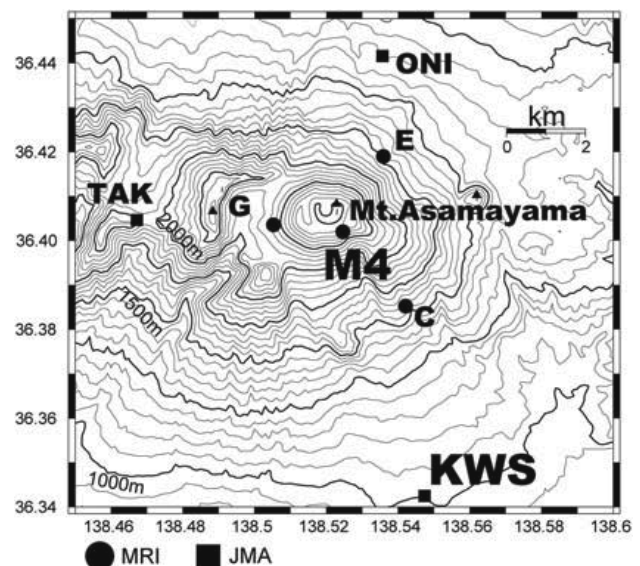


Fig. 1. Distribution of the GPS receiver sites around Asamayama volcano. Solid circles and squares are GPS stations installed by MRI and JMA, respectively. A temporary station M4 near the summit was newly installed for this study.

Table 1. Description of GPS stations around Asamayama volcano.

Site	Latitude			Longitude			Altitude (m)	Note
	(deg)	min	sec	(deg)	min	sec		
KWS	36	20	31.9	138	32	49.6	1006	2 · frequency · GPS permanent station at Karuizawa Weather Station installed by JMA.
TAK	36	24	15.5	138	28	6.9	1977	1 · frequency · GPS permanent station at Takamine Highland installed by JMA.
ONI	36	26	31.9	138	32	12.1	1340	1 · frequency · GPS permanent station at Oni-oshidashi Park installed by JMA.
C	36	23	3.4	138	32	29.5	1576	1 · frequency · GPS permanent station installed by MRI.
E	36	25	5.8	138	32	11.4	1706	1 · frequency · GPS permanent station installed by MRI.
G	36	24	13.5	138	30	17.7	2174	1 · frequency · GPS permanent station installed by MRI.
M4	36	24	6.8	138	31	26.0	2433	1 · frequency · GPS temporary station on the summit area installed by MRI.

降, 噴火警戒レベルが引き上げられ, データの回収はその後実現していない。

基線の山麓側の基準点として, 気象庁の GPS 観測網の 1 点である KWS (軽井沢測候所, 標高 1006 m) を選んだ。基線の標高差は 1427 m, 基線長は 7092 m である。Table 1 にこの 2 点を含む浅間山周辺の GPS 観測点座標等の詳細を示す。KWS は 2 周波観測点であるが, 以下の基線解析においては 1 周波データのみを用いた。

なお, 1 周波データとは L1 帯 (1575.42 MHz) の搬送波であり, 今後 1 周波データとは L1 帯のことを意味することとする。

2-2 数値気象データ

まず始めに, 数値予報について簡単に説明する。気象庁では, 日々の気象予報業務のために数値予報資料を作成している。このための数値予報モデルには, 地球全体を予報領域とする全球モデル (GSM) と, GSM の予報結果を側面境界値として日本周辺をより細かく予報するメソ数値予報モデル (MSM) があり, 現業運用されている。ここでは, 数値予報に使用される方程式系, 実際に使用される計算プログラムなどを含めて, 数値予報モデルと呼ぶ。

数値予報を行うためには初期条件が必要である。初期条件は現在の大気の状態をできるだけ正確に捉えたものでなければならない。この大気の状態を正確に求める作業を客観解析といい, 大気科学に加え統計学を駆使して, 初期条件となる解析値を作成する。最近の客観解析では, 従来の地上, 高層, ウィンドプロファイラ, 船舶やブイ, 航空機, 気象衛星などによる観測データに加え, 気象ドップラーレーダーや地上 GPS 可降水量データ (小司・他, 2009) を数値予報モデルを用いて過去の初期条件から計算した第一推定値に取り込み, 数値予報モデルに適した解析値を求めるという方法 (データ同化) が用いられている (例えば, 気象庁予報部, 1997)。

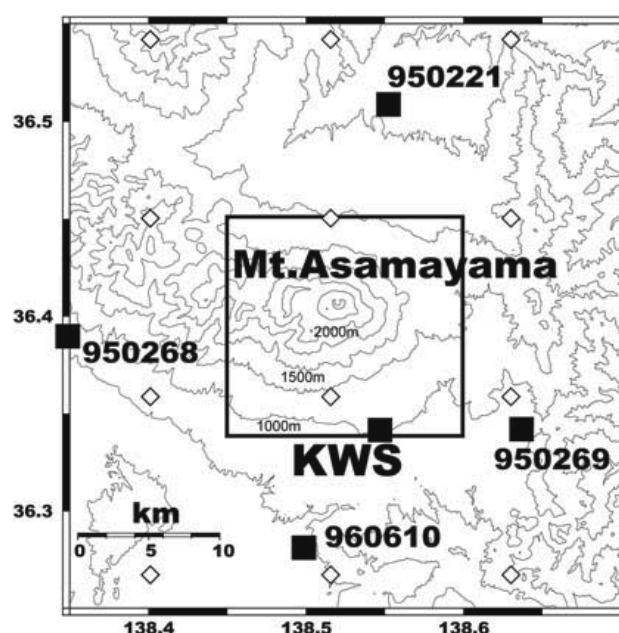


Fig. 2. Horizontal distribution of MANAL's grid points around Asamayama volcano. Open diamonds show 10 km-grid MANAL. Solid squares show double-frequency GPS stations which were used for the ionospheric correction. A square box over Mt. Asamayama indicates the area of GPS observation in Fig. 1.

我々が補正に用いたデータは, 気象庁が MSM の初期値を与えるために現業的に作成しているメソ客観解析 (MANAL) の格子点データ (GPV) であり, 水平格子間隔 10 km の静力学平衡を仮定したプリミティブモデルをベースとしたデータ同化システム (石川・小泉, 2002) によるものである。なお, 2009 年 4 月以降は水平格子間隔 5 km の非静力学モデルをベースとした同化システムに移行している (本田・澤田, 2009)。以後, MANAL の GPV を単に MANAL と記述する。

MANAL の鉛直層の間隔は一定ではなく, 地表近くほ

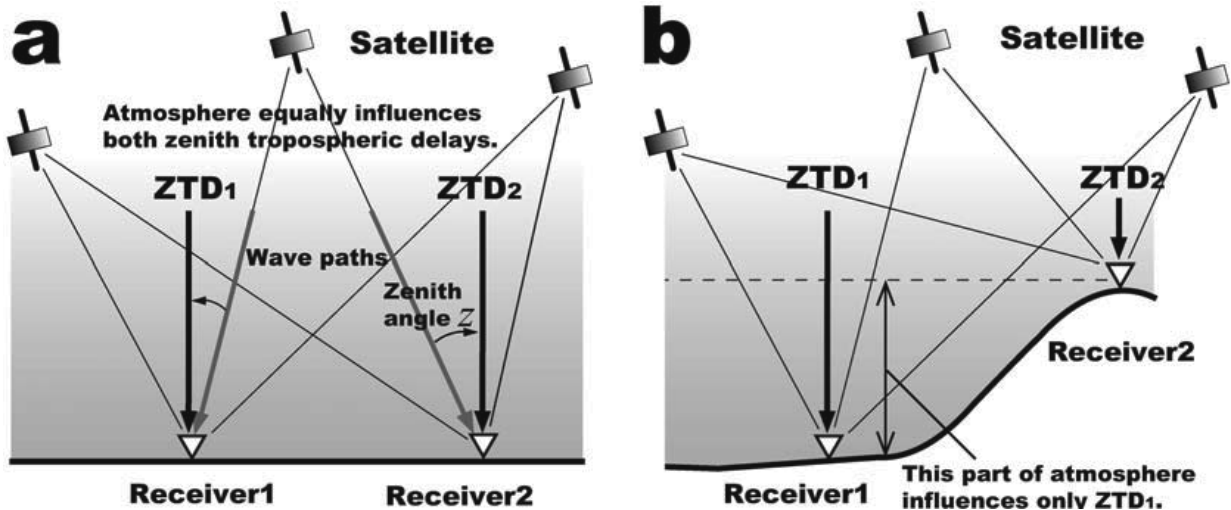


Fig. 3. Schematic figures showing zenith tropospheric delays (ZTD) of two GPS-receiver sites. (a) In the case of small vertical difference between two sites, atmosphere equally influences both ZTDs. (b) In the case of large vertical difference between two sites, the part of atmospheric between Receiver1 and Receiver2 influences only ZTD of the lower sites (ZTD₁).

ど密で上層ほど疎なモデル面の構造を有している。またモデル地形に対して滑らかな層構造を形成しているので、同一モデル面でも場所によってモデル面高度が異なる。本実験観測を行った浅間山周辺では、例えば KWS-M4 間の標高差約 1.5 km の間に、モデル面が 11 層存在する。

Fig. 2 に浅間山とその周辺における MANAL の水平分布を示す。また、電離層補正に用いた 2 周波観測点 (四角形) も示す。KWS 以外は国土地理院の電子基準点である。

2-3 実測気象データ

MANAL を利用した測位精度を検討するとともに、GPS 受信機地点における気象の実測データを利用した場合の測位精度と比較するために、山頂部観測点 M4 で気象観測を実施した。気象計は Onset Computer Corporation 社製 HOBO Weather Station 及びチノー社製 MR 6000 を使用し、1 時間サンプリングで気温、相対湿度を測定した。これら気象データも年 2 回 GPS データとともに回収した。2006 年 9 月 21 日に観測を開始し 2008 年 5 月 15 日までの 602 日間に 202 日の欠測日があった。なお、1 日に 12 時間を超えて欠測がある日を欠測日とし、解析に使用しないこととした。

山麓側観測点の気象データは、軽井沢測候所露場の地上観測データ (1 時間値) を使用した。地上観測データの欠測はない。

3. 解析手法

GPS 解析にはベルン大学の解析ソフトウェア Bernese

Ver5.0 (Dach *et al.*, 2007) を使用した。Bernese はプログラム言語 Fortran で作成され、ユーザーにはプログラムソースを公開しており、解析計算はこの一部を改修して行った。解析方法は 1 周波によるスタティック干渉測位であり、放送暦を用い、実解析に使用したサンプリング間隔は 30 秒とした。天頂遅延量の推定時間間隔は 2 時間とし、大気遅延水平勾配の推定は行わなかった。

電波の伝搬速度は真空中では一定であるが、現実大気の中では遅れが生じ、その量は経路上の大気の屈折率に依存する。気圧が高く水蒸気が多い対流圏における遅れはとくに大きく、伝播が地表に達するまでに、遅延量は距離にして 2 m 以上にも達する。GPS 衛星から発せられた電波は、衛星の配置により天頂方向からのある角度を持って GPS 受信機に入射するが、これを天頂方向に投影した遅れを対流圏の天頂遅延量 (ZTD) と呼ぶ (Fig. 3a)。

干渉測位計算は、基準点 Receiver1 の座標を既知とし、観測点 Receiver2 の座標とともに基準点と観測点の対流圏の天頂遅延量も未知数として、これらを同時に推定する。Receiver1 と Receiver2 の距離が短く比高が小さい場合には、例えば標準大気プロファイルで与えられた大気モデルの不完全さによる計算誤差等はほぼ相殺されるので、推定される天頂遅延量に含まれる誤差は小さい (Fig. 3a)。しかし観測点間の比高が大きい場合には、大気モデルの不完全さによる伝搬遅延量の推定誤差が大きくなり、その結果測位の鉛直成分の推定誤差は増す (Fig. 3b)。

一般に干渉測位の計算では、仮定した大気モデルから先験的に受信機地点における対流圏遅延量を計算しておき、それを初期値として最終的な天頂遅延量及び座標を

推定する。このとき、現実大気に近い大気モデルを仮定する。例えば Saastamoinen (1973) は標準大気を仮定した理論式から対流圏遅延量 (m) を与えた。Baueršima (1983) がその一部を修正し、

$$ZTD_{SAAS}(p, T, e) = \frac{0.002277}{\cos z} \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) e - B \tan^2 z \right] + \delta R \quad (1)$$

と表した。ここで、 p, T, e はそれぞれ受信機地点の気圧 (hPa)、気温 (K) 及び水蒸気圧 (hPa) を示し、 z を衛星の天頂角 (radian) とする。 $B, \delta R$ は係数であり、 B は標高に依存する関数、 δR は標高と天頂角に依存する関数である。また、 p, T, e は受信機地点の実測データを用いず、Berg (1948) の式などを用いて標高に依存した関数で与えることが多い。

最終的には最小二乗法により天頂遅延量が推定される。(1) 式はそのための初期値を算出するのに使われるに過ぎないが、モデルが正確でなければ観測点の比高が大きい場合はとりわけ推定誤差が増す。そこで、MANAL の GPV を以下の手順で取り込み、解析を試みた。

Fig. 4 のように山麓に Receiver1、山頂に Receiver2 がある場合、Receiver2 の天頂遅延量の初期値 ZTD_2^0 を、MANAL の GPV を空間内挿した気象要素 p_2, T_2, e_2 を式 (1) に代入した値を用いる。

$$ZTD_2^0 = ZTD_{SAAS}(p_2, T_2, e_2) \quad (2)$$

一方、Receiver1 の天頂遅延量のうち、Receiver2 との標高差で生じる部分 ZTD_{1-2} は、同様に MANAL の GPV を空間内挿した気象要素を用いて計算可能であり、既知である。Hopfield (1969) および Essen and Froome (1951) から、

$$ZTD_{1-2} = 10^{-6} \sum_{j=1}^{N+1} h_j \left(77.64 \frac{p_{1j}}{T_{1j}} - 12.96 \frac{e_{1j}}{T_{1j}} + 3.718 \cdot 10^5 \frac{e_{1j}}{T_{1j}^2} \right) \quad (3)$$

と表される。ここで、 N は Receiver1 と Receiver2 の間に存在するモデル面の数、 p_{1j}, T_{1j}, e_{1j} は Receiver1 の直上の j 番目のモデル面における気圧、気温、水蒸気圧である。 h_j は Receiver1 の直上の $j-1$ 番目と j 番目のモデル面間の層厚で、最下層と最上層はそれぞれ Receiver1 及び Receiver2 とモデル面との間の厚さになる。

Receiver1 の天頂遅延量の初期値 ZTD_1^0 を、

$$ZTD_1^0 = ZTD_2^0 + ZTD_{1-2} \quad (4)$$

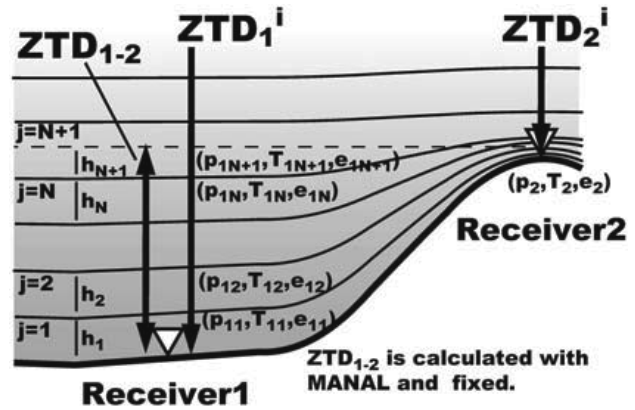


Fig. 4. Schematic figure showing how to estimate ZTD. ZTD_{1-2} (difference between ZTD_1^i and ZTD_2^i) is calculated from MANAL. ZTD and position at receiver sites are estimated fixing ZTD_{1-2} .

とし、最適解を推定する最小自乗法によるイタレーション中でも、 ZTD_1^i と ZTD_2^i の差は式 (3) で計算された既知の遅延量に固定する拘束条件を与えた (式 (5)).

$$ZTD_1^i - ZTD_2^i = \text{fix} ZTD_{1-2} \quad (5)$$

ここで、 i は最小二乗法における i 番目のイタレーションを示す。

なお、GPS 衛星からの電波は電離層においても遅延を生じる。しかしこの遅延による影響は、2つの周波数帯を同時に観測することで理論的に補正することが可能である (Hofmann-Wellenhof et al., 2004)。しかし1周波型の GPS データの場合、電離層遅延の補正ができない。このため、1周波観測点近傍の複数の2周波 GPS 観測点データを利用して補正するソフトウェア MG2120 (古野電気社製) を利用した。これは、周辺の2周波 GPS 観測点データから全衛星からの電離層遅延量を求め、電離層 MAP ファイル (緯度 (φ), 経度 (λ), 時間 (t) に対する電離層遅延量テーブル) を2時間ごとに作成し、これを近似的に使用し、1周波の GPS 観測点における各衛星からの電離層遅延量を求め、補正を実施するものである。一般に GPS を利用することで電離層遅延に関わる総電子数を監視することができる。グローバルな電離層マップはヨーロッパ軌道決定センターが、世界約 84 箇所の観測局を使って推定しているが、このソフトウェアは火山体を含むローカルな領域で同様な手法で電離層マップを作成するものである。

4. 解析結果

4-1 ZTD の比較

この補正手法を用いた2地点間の基線解析による測位

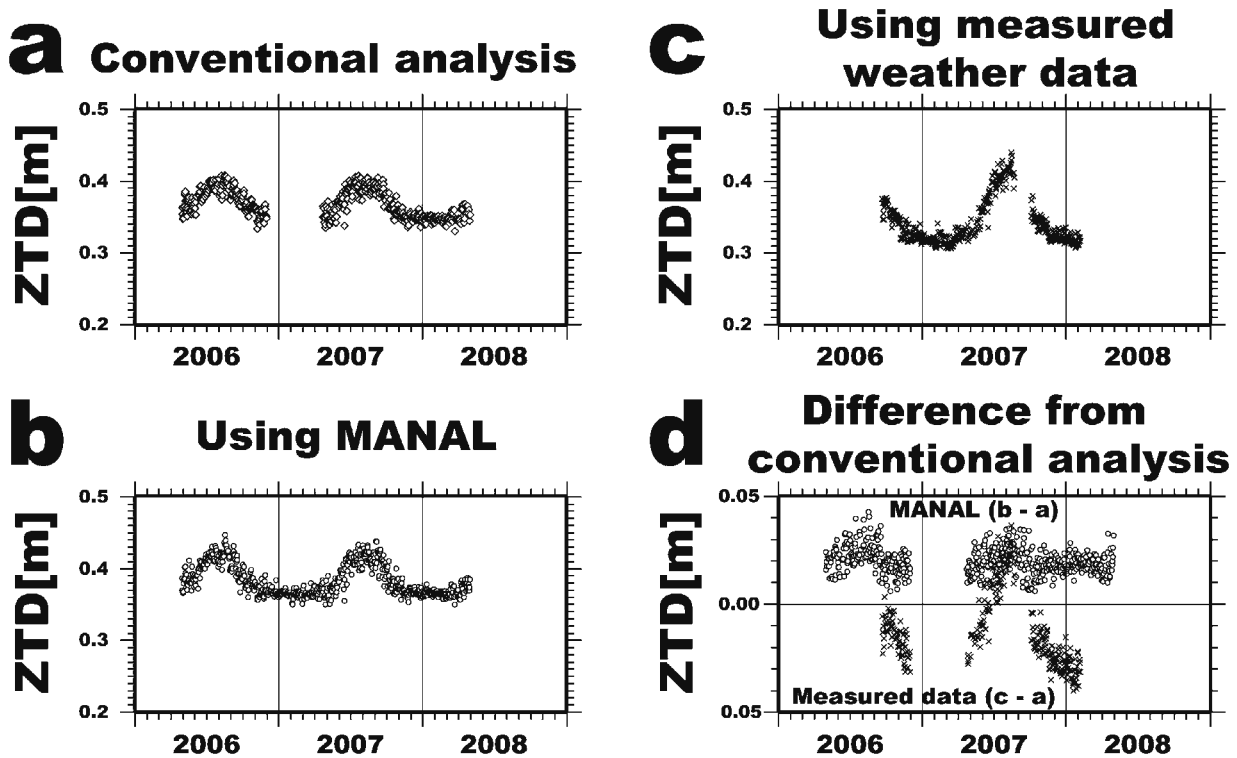


Fig. 5. Temporal changes of ZTD between KWS and M4, evaluated by the conventional analysis (a), by using MANAL (b), by using measured weather data (c), and those refer to temporal change by the conventional analysis.

結果を示す前に、2地点間のZTDの比較を行う。Fig. 5に、2006～2008年のKWSとM4の間のZTDの1日平均値を示す。Fig. 5aは基線解析で測位と同時に推定した従来手法によるZTD、Fig. 5bはMANALのGPVから計算したZTD、Fig. 5cは2地点の実測気象データから計算したZTDである。これらを比較するために、従来手法で推定した結果との差をFig. 5dに示した。MANALのGPVから計算したZTDは相対的に2cm程度大きくなることがわかる。また2地点の実測気象データから計算されたZTDは相対的に-1～4cm小さくなり、年周変動が重畳していることがわかる。これらのことから、MANALのGPVから計算した測位結果は、従来手法や実測気象データを使用した解析による結果とは異なる結果が予想される。

4-2 数値気象データを利用した解析結果

以下、本手法を用いて、協定世界時の1日24時間のデータを使用した解析結果を示す。GPSデータは1日分まとめて解析に使用したが、ZTDの推定は2時間毎に行っている。(2)式の ZTD_2^0 、(3)式の ZTD_{1-2} は、1日の平均値を使用した。

Fig. 6にKWSを基準点としたM4観測点の従来手法による基線解析結果と、数値気象データMANALを利

用した本手法による解析結果との比較を示す。Fig. 6a-bは基線長変化を、Fig. 6d-eは上下変化を示す。一部欠測期間があるものの、上下成分の年周変動ノイズは明らかに低減されており、従来手法では少なくとも4cm程度の年周振幅があった(Fig. 6d)が、本手法による解析結果ではほぼ除去できている(Fig. 6e)。基線長変化は大きな違いはない(Fig. 6a-b)。

4-3 実測気象データを利用した解析結果

次に、本実験観測で同時に実測した2受信機地点の気象データから2地点間の天頂遅延量を算出し(式(3))、その値を固定(式(5))して基線解析した(Fig. 6f)。解析には欠測期間があるものの年周変動が見られ、例えば2007年の夏季と冬季の鉛直成分の解析結果には2～3cmの振幅があることがわかる。従来手法による4cm程度の季節振幅の年周ノイズ(Fig. 6d)より改善されているものの、MANALを利用した手法(Fig. 6e)には及ばなかった。これまでも、受信機地点で実測した気象データを例えばSaastamoinen(1973)の理論式に入力して測位計算を行うよりも、標準的な気象条件(例えば標準大気)を理論式に入力して測位計算を行う方が結果の再現性がよいことが報告されている(土屋・辻, 2002)。このことは、実測気象値が電波伝搬経路の大気に対する代表性を

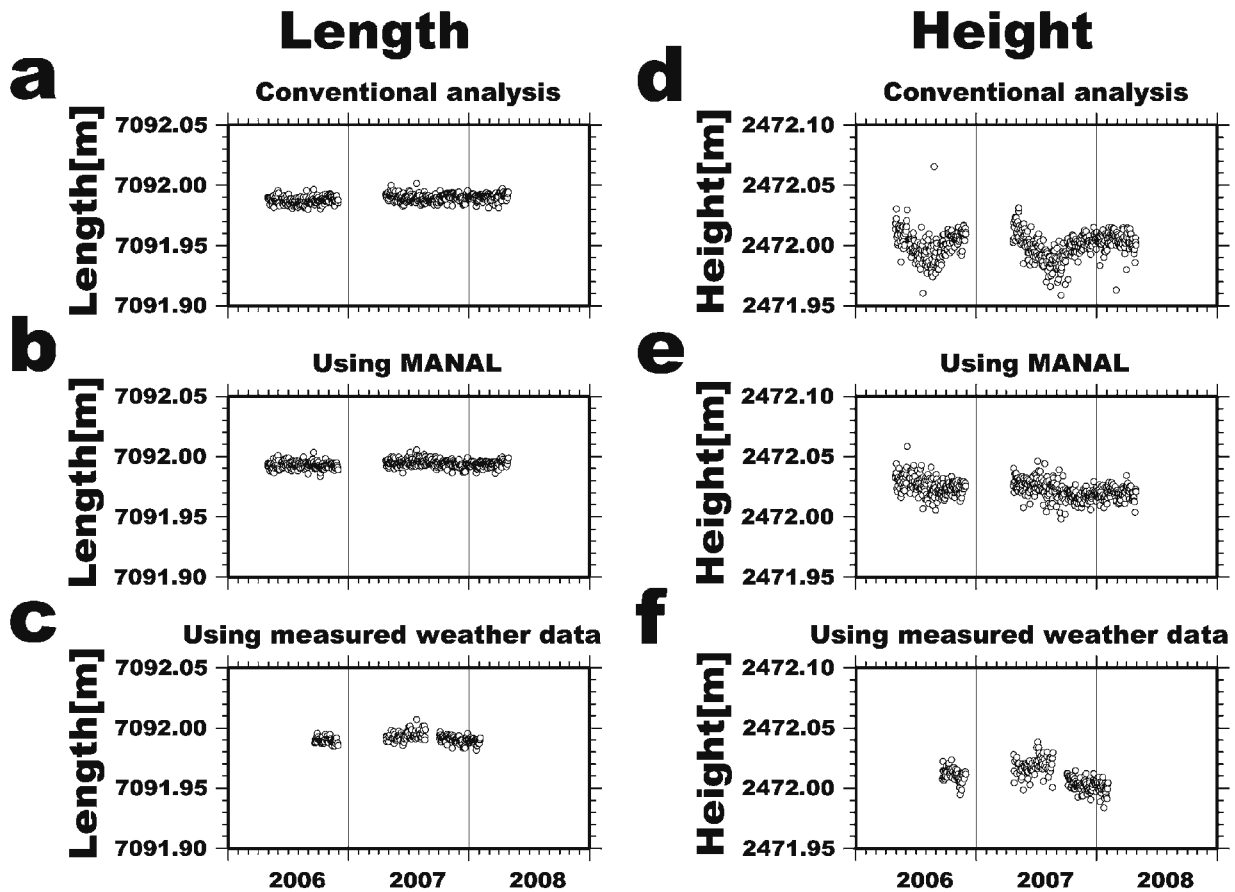


Fig. 6. Time series of baseline length (a-c) and height (d-f) of M4 refer to KWS. (a) and (d) are calculated with the conventional analysis. (b) and (e) are calculated with this study method using MANAL. (c) and (f) are calculated using measured weather data. In the case of using MANAL, vertical seasonal noise could be approximately eliminated (e).

持っていないことを意味し、GPSの大气補正のためには、数値気象データによる上空大気の情報を利用することの方が効果的であることを示唆している。

4-4 2周波データへの適用

本手法は1周波型GPSデータの鉛直成分に対して効果的であることを示した。次に2周波型GPSデータに対しても適用した。

標高差の大きいGPS基線として、御嶽火山の山麓及び山腹にある2周波型受信機地点を選んだ。山麓側の基準点を国土地理院の電子基準点960614(三岳、標高953m)、山側の観測点を気象庁の連続観測点TAN(田ノ原、標高2190m)とし(Fig. 7c)、本手法を使って960614に対するTANの干渉測位解析を行った。2点の基線長は8680m、標高差は1237mである。期間は2007年4月から2009年3月までの2年間である。

2周波データに対する解析結果をFig. 7aに、2周波データのうちL1帯1周波データのみを使用した解析結果(電離層補正済み)をFig. 7bに示す。従来手法の結果も、それぞれの上段に示した。本手法によるみかけの年

周変動ノイズの低減具合を見ると、2周波データは1周波データと比べて顕著ではない。搬送波を利用する干渉測位では波数の整数値バイアスを決定する必要があるが、一般に1つの周波数よりも2つの周波数を使用して決定する方が精度が高くなる。このため、元来1周波データの従来解析による年周ノイズの振幅は2周波データのそれと比べて大きく、この基線に関しては5割程度大きい(前者の振幅は約3cm、後者の振幅は約2cm)。

本手法は2周波データにも適用可能であるが、年周ノイズの低減の効果は1周波データへの適用ほど顕著ではなかった。

4-5 時間分解能

これまでは24時間ごとのデータに対して解析を行った結果を示した。1日の平均値として解析した結果であるが、MANALは3時間ごとの解析値の分解能をもつ。24時間の解析ウィンドウよりも短い時間で解析を行うことにより、短期間の正確な大気状態を反映できるため、測位精度が高くなる可能性があると考えた。そこで本手法を用いて浅間山における観測値を12時間ウィ

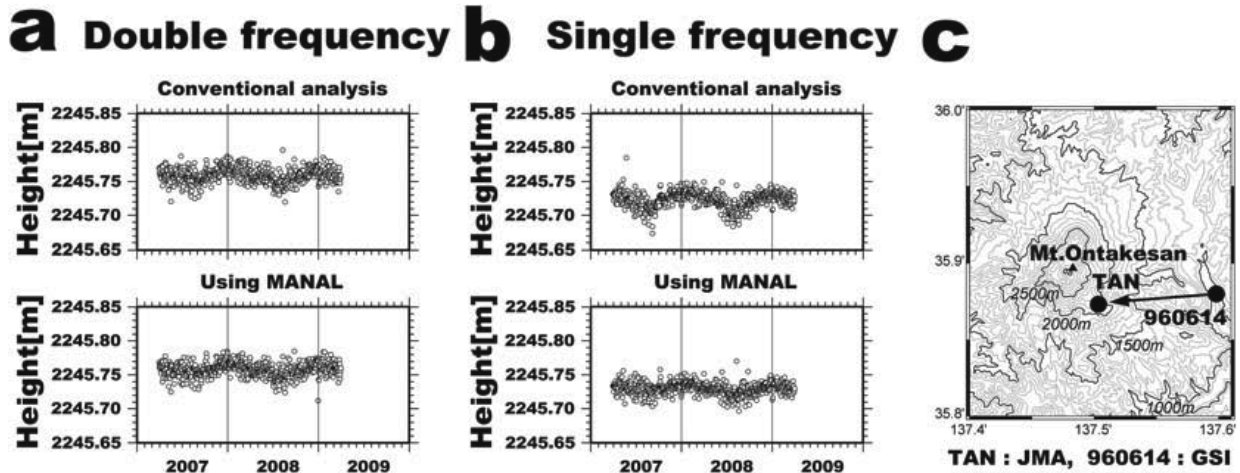


Fig. 7. Comparison of seasonal noise's elimination from vertical positioning between double-frequency analysis (a) and single-frequency analysis (b). (c) Distribution of GPS receivers around Mt. Ontakesan. Positioning of TAN refer to 960614 was calculated.

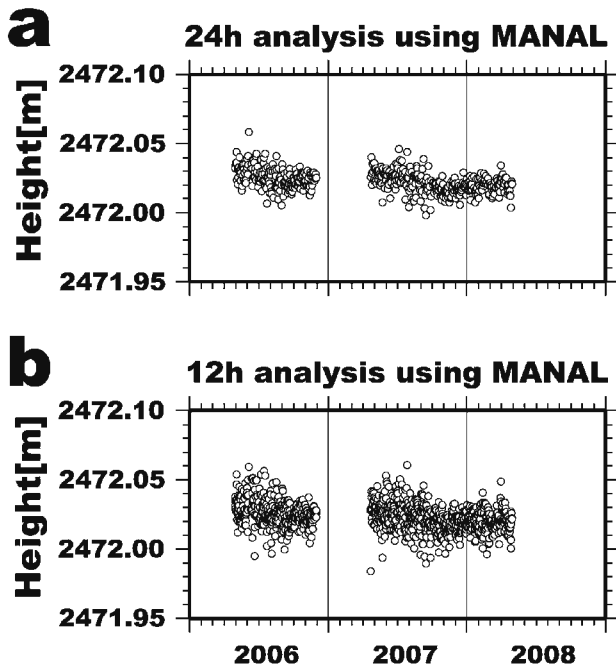


Fig. 8. Comparison of seasonal noise's elimination from vertical positioning between 24-hours analysis (a) and 12-hours analysis (b) by using MANAL. M4 refer to KWS.

ドウ及び、6時間ウィンドウでの解析を試みた。Fig. 8にM4の解析結果を示す。12時間解析は成功したが、6時間解析はGPSデータがより少なくなるため解が決まらない場合が多かったので、ここでは省略した。12時間解析(Fig. 8b)は24時間解析(Fig. 8a, Fig. 6eの再掲)に比べて短周期のノイズを低減することが期待されたが、結果はその逆であり短周期の座標のバラツキが増大した。一

方、年周のノイズは24時間解析と同程度に改善されている。

12時間解析で短周期の測位精度が悪化した原因は、MANALの時間分解能が高まった効果よりも、GPSの観測データの減少による影響、及び衛星の移動が少なくなることによる影響の方が大きいことを示しているものと思われる。30秒サンプリングのGPSデータを、今後は高サンプリングにして短時間解析の検証を行う必要がある。

一方で、MANALの3時間値からこの基線の観測点間のZTD差を計算してみたところ、1日あたりの標準偏差は概ね1cm以内であったが、場合によっては2cmを超えることもあり、MANALのさらなる精密性の検証について、気象分野からのアプローチが必要である。

5. 浅間山への適用と考察

浅間山では実験観測を行ったM4の他に、気象庁が山麓に3点、気象研究所が山腹に3点のGPS連続観測網を配置している。このうちのKWSを基準点にした場合、他の6点との観測点標高差は、334~1427mと大きい。2006年5月から2009年7月までの従来手法と本手法の解析によるこれらの鉛直成分の時系列図をFig. 9に示す。前述のM4の他、標高差が大きいG(標高差1168m)、TAK(標高差971m)での改善はとくに顕著である。

この期間浅間山は火山活動が活発化し、2008年8月の微噴火、2009年2月の小噴火等が発生した。これに伴って山体変動も観測された。本手法による解析結果から、KWSを基準とする鉛直変動は静穏期には沈降傾向であったが、2008年8月頃から2009年2月頃までは隆起

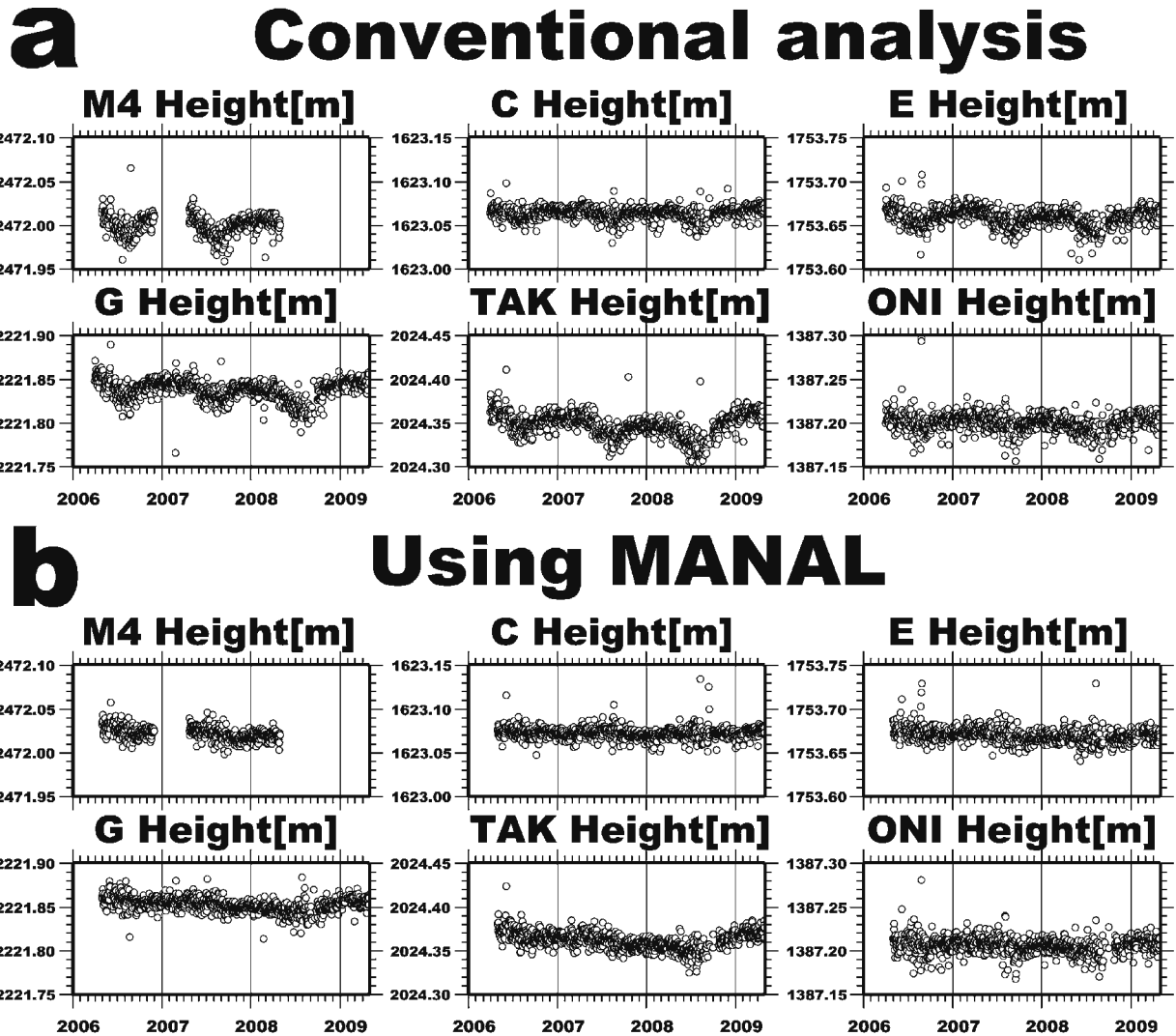


Fig. 9. Time series of height of all stations refer to KWS around Asamayama volcano from 2006 to 2009. (a) Conventional analysis. (b) By the method of this study using MANAL. Those of all stations could be approximately eliminated the vertical seasonal noise, especially G and TAK where are high.

傾向であったことがわかる。しかし、従来手法の解析結果では振幅の大きい年周変動ノイズが重畳しており（たとえば Fig. 9a の G, TAK）、これらから変動量や変動時期についての定量的な評価をすることは困難である。

この結果をもとに、浅間山で隆起が観測される直前の 2008 年 6 月から、変動が鈍化した 2009 年 1 月までの 3 成分変位分布から、茂木モデル (Mogi, 1958) を適用して圧力源推定を行った。解析には標高を考慮してモデル推定を行える MaGCAP-V (福井・他, 2005) を使い、座標格子間隔 100 m、体積変化量の間隔 $0.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ で格子探索法により行った。その結果、浅間山山頂の北西 6 km の海拔下 2.9 km 地点で $3.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ の体積増加があれば観測データを最もよく説明できることがわかった (Fig. 10 a)。この場所は 2004 年浅間山噴火に伴う地殻変動にお

いてもマグマが蓄積された場所とほぼ等しく (青木・他, 2005)、また浅間山直下の火道に連なる震源域の最深部にあたることから、浅間山火山のマグマだまりであると考えられている場所である。

この期間の鉛直変動を従来手法で測位計算した結果 (Fig. 9a) からは、鉛直変動の定量的な評価は困難ではあるが、従来手法で測位計算した結果を基に同様の手順で圧力源パラメータの推定を試みた (Fig. 10b)。最適値は本補正手法を適用した場合と比べ、水平位置で 2.7 km 北西方向に、深さは海拔下 7.3 km と約 3 倍の深さになり、また体積増加量は約 5 倍の $16.40 \times 10^6 \text{ m}^3$ となった。このように圧力源が深く見積もられてしまった理由は、当該期間 (2008 年 6 月～2009 年 1 月) に、除去できていない上下方向の年周変動ノイズの中のちょうど極小期と

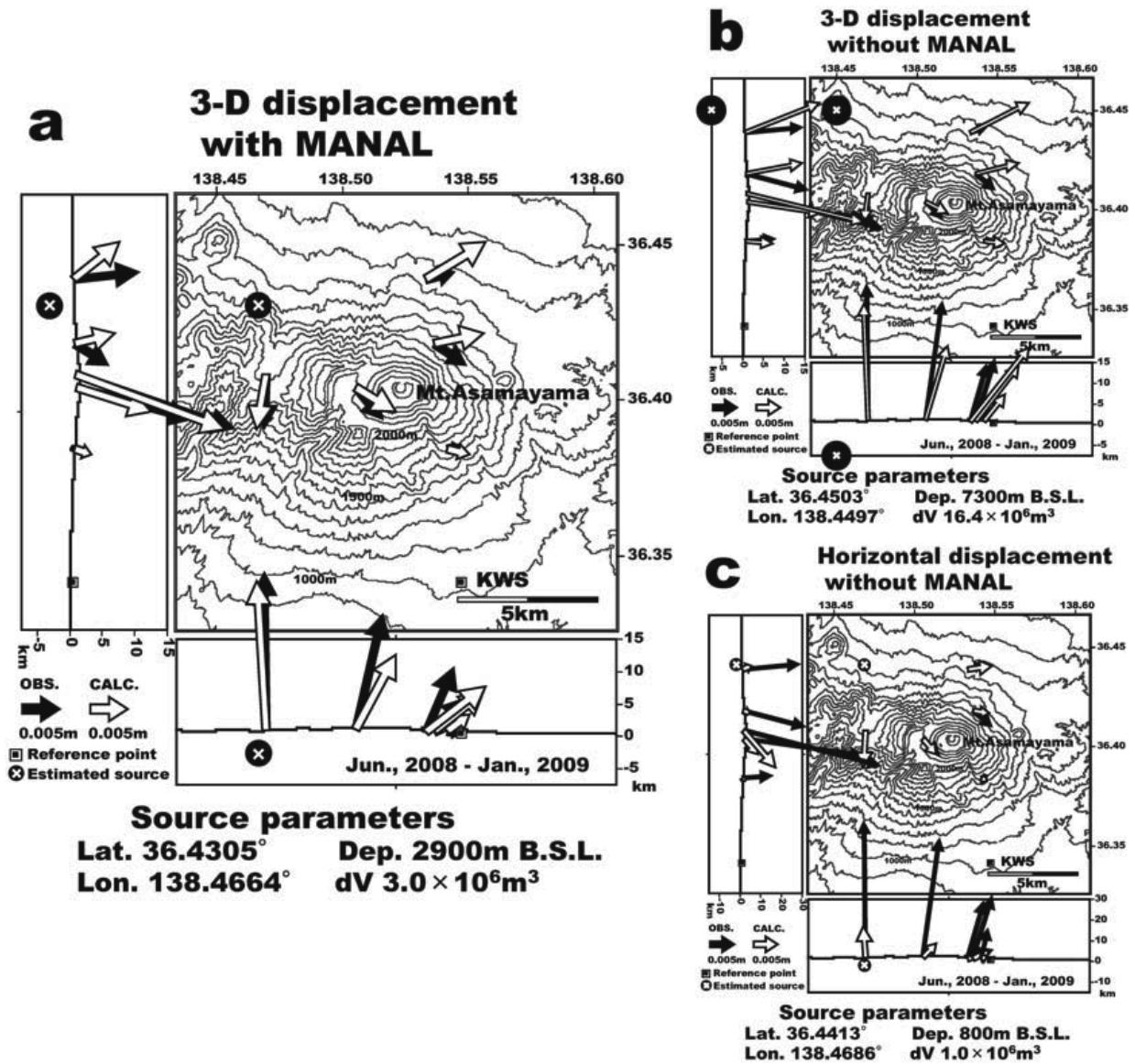


Fig. 10. Estimation of the inflation pressure source of Asamayama volcano by GPS observation from June, 2008 to January, 2009. (a) Result estimated by 3-D component of displacement with the method of this study using MANAL. (b) Result estimated by 3-D displacement with the conventional analysis. (c) Result estimated by only horizontal component of displacement with the conventional analysis.

極大期にかけて重畳し、火山活動に伴う上下変化を過大評価してしまったためである(例えば、Fig. 9aのTAKとGが顕著である)。

このようにGPS観測に基づく火山体の圧力源推定では、鉛直成分の誤差が大きいため、水平成分だけで行われることも多い。Fig. 10cが水平成分だけを使用した圧力源の推定結果である。圧力源パラメータの最適値は鉛直成分を含む場合と比べ水平位置で1.2km北方に、深さは海拔下0.8kmとなり約1/3程度の深さに、また体積増加量は1/3の1.0 × 10⁶m³となった。この場合は、上下成分を含む3成分の変位分布から推定した結果とは

異なり、浅く推定されることになる。

このように精度の高いGPSの鉛直変位成分を利用するか否かで、この場合は推定される圧力源の深さは約1/3~3倍、体積変化量約1/3~5倍程度違った。しかし、推定される圧力源の深さと体積変化量の間にはトレードオフの関係がある。そこで、仮に圧力源の深さを本手法によるデータから決定した海拔下2.9kmに固定して、従来手法による解析結果の3成分変位分布から圧力源パラメータを再推定した。その結果、圧力源の体積変化量は3.7 × 10⁶m³となり、本手法による解析結果から推定された3.0 × 10⁶m³と比べ、約2割大きく見積もられた。同様

に水平成分だけを使用した場合は $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ となり、約 2 割小さく見積もられた。

火山体における浅部圧力源は火口直下、すなわち山頂直下の場合が多い。火山体が等方均質弾性体とすれば、圧力源に伴う鉛直変位は圧力源の直上に近いほど感度よく観測され、一方水平変位は圧力源の直上ではゼロとなる。それゆえに、鉛直成分のノイズを低減し鉛直変位量を正確に見積もることは、圧力源推定を行う上で特に重要である。しかし、これまでは GPS 測位における技術的な問題から、標高が高い観測点ほど、つまり山頂火口に近い観測点ほど鉛直成分のノイズは大きかった。従って、GPS 観測の鉛直変動を適切に見積もる簡便な本手法は、火山活動の監視と活動評価の把握に有効である。

しかしこの手法を火山監視に活用するにはいくつかの課題があり、検証が必要である。ひとつは、解析時間サンプリングの高分解能化である。現状の 30 秒サンプリングデータでは 24 時間解析は精度が高いことがわかったが、その半分の 12 時間以下の時間ウィンドウの解析では短期的な測位精度が落ちた。MANAL のもつ 3 時間ごとの解析値を活用して時間分解能の高い GPS 解析が実現する可能性があり、そのために十分なスタティック解析ができる高サンプリングでの GPS データを蓄積して検証する必要がある。

もうひとつの課題は、数値気象データ取得の即時性である。客観解析値である MANAL は、データセットが利用できるまでにおよそ 3 時間かかる。よって、リアルタイム監視のために本手法による GPS 測位解析をするには、解析時刻が 3 時間前、あるいは 6 時間前の MANAL を初期値とする予報値 (MSM) を使用する必要がある、それを用いた補正解析に関して今後検証が必要である。

6. ま と め

気象庁のメソスケール客観解析数値気象データである MANAL を用いて、鉛直成分を高精度に測位計算する手法を開発した。この手法は火山体等の基線の標高差が大きい場合において効果があり、浅間山における実験観測ではみかけの年周変動ノイズがほぼ除去できた。また、2 周波 GPS データよりも 1 周波データに対してより効果的であることがわかった。同時に測定した気象データを使用した解析と比較しても、MANAL を使用した解析の方が精度の高い結果が得られた。MANAL の時間分解能を活用するため、GPS 解析の時間分解能を高めるための検証が今後必要である。

本手法を用いた解析をもとに 2008 年からの浅間山の地殻変動の圧力源を推定したところ、浅間山山頂の北西 6 km の海拔下約 3 km 地点で $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ の体積増加があ

れば観測データを最もよく説明できることがわかった。しかし本補正手法を使用しない場合、推定される圧力源の深さは約 1/3~3 倍、体積変化量では約 1/3~5 倍の違いを生じてしまい、圧力源の評価を適切に行えないことがわかった。これらから、鉛直成分の高精度の GPS 解析は、火山の活動評価を行う上でも有効であることを示した。

謝 辞

浅間山の観測においては多くの方の協力を得て行われた。飯島 聖氏、前川和宏氏、上田義浩氏、松村智之氏、安藤 忍氏には観測に協力を頂き、軽井沢測候所の多くの職員には全面的に支援して頂いた。東京大学浅間山火山観測所の小山悦郎氏には観測に多くのご配慮を頂いた。

また、山里 平研究室長及び新堀敏基主任研究官には研究の過程において様々な助言を頂いた。予報研究部の加藤輝之氏には、数値気象データの取り扱いについて懇切丁寧にご指導頂いた。古野電気の武地美明氏、笹栗邦敬氏には電離層補正ソフトウェアの使用等で多くの助言を頂いた。国土地理院には電子基準点のデータを利用して頂いた。気象庁の GPS データ使用については小島秀基氏、長谷川浩氏、藤原善明氏にお世話になった。環境省万座自然保護官事務所及び東信森林管理署には、観測点設営においてご配慮頂いた。査読者である松島 健氏と一名の匿名の査読者の助言によって、本論文の内容は改善されました。ここに記してみなさまへ感謝の意を表します。

浅間山山頂部における気象観測には、東京大学地震研究所共同利用研究「衛星リモートセンシングによる地震火山活動の解析」(課題番号 2006-B-06) を利用しました。

引用文献

青木陽介・渡辺秀文・小山悦郎・及川 純・森田裕一 (2005) 2004-2005 年浅間山火山活動に伴う地殻変動。火山, 50, 575-584.

Baueršima, I. (1983) NAVSTAR/Global Positioning System (GPS), II., *Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald*. 10, Astronomical Institute, University of Berne.

Berg, H. (1948) *Allgemeine Meteorologie*, Dümmler's Verlag, Bonn.

Dach R., U. Hugentobler, P. Fridez and M. Meindl ed. (2007) *Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomical Institute of University of Berne, 612p.

Essen, L. and K.D. Froome (1951) The refractive indices and dielectric constants of air and its principal constituents at 24000 Mc/s. *Proceedings of Physical Society*, 64 (B), 862-875.

福井敬一・山本哲也・藤原健治・高木朗充・坂井孝行・

- 赤坂 望 (2005) 火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発 (2), 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, V055P-033.
- Hobiger, T., Ichikawa, R., Takasu, T., Koyama, Y. and Kondo, T. (2008) Ray-traced troposphere slant delays for precise point positioning. *Earth Planets Space*, **60**, e1-e4.
- ホビガートーマス・市川隆一・畑中雄樹・湯通堂亨・岩下知真子・宮原伐折羅・小山泰弘・近藤哲朗 (2007) 波線追跡法による大気遅延量推定値の GEONET 基線解析への適用. 測地学会予稿集, **108**, P-8.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Collins, J. (2004) **Global Positioning System: theory and practice**, **5th, rev. ed.**, Springer Wien New York, 99-105.
- 本田有機・澤田 謙 (2009) 非静力学メソ 4 次元変分法の現業化. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 65-71.
- Hopfield, H.S. (1969) Two-quadratic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *J. Geophys. Res.*, **74**, 4487-4499.
- 石川宜弘・小泉 耕 (2002) メソ 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊, **48**, 37-59.
- 気象庁予報部 (1997) データ同化の現状と展望. 数値予報課報告・別冊, **43**, 166pp.
- Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99-134.
- Saastamoinen, J. (1973) Contribution to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique*, **107**, 13-34.
- 小司禎教・岩淵哲也・畑中雄樹・瀬古 弘・市川隆一・大谷 竜・萬納寺信崇 (2009) GPS 気象学: GPS 水蒸気情報システムの構築と気象学・測地学・水文学への応用に関する研究. 測地学会誌, **55**, 17-38
- 土屋 淳・辻 宏通 (2002) 新・GPS 測量の基礎. 日本測量協会, 269p.
- 山里 平 (2005) 近代火山観測の歴史—気象庁の監視観測を中心に—. *火山*, **50**, S7-S18.

(編集担当 古屋正人)