

学位論文

重力観測データに含まれる地下水擾乱の水文学的モデリング
～ 火山体マグマ移動の高精度なモニタリングを目指して～

Hydrological modeling of groundwater disturbances to observed
gravity data toward high-accuracy monitoring of magma transfer
in volcanoes

平成 21 年 12 月博士（理学）申請

東京大学大学院理学系研究科

地球惑星科学専攻

風間 卓仁

要旨

火山内部のマグマ移動を検出する方法の1つとして、火山近傍における重力連続観測がある。というのも、重力値は観測点周辺の質量分布の積分によって表現できるので、マグマ質量の移動が重力値の変化として観測されるのである。しかしながら、重力値はマグマ以外の質量移動にも敏感であるため、重力観測からマグマ移動プロセスを正確に理解するには、マグマ以外の質量移動の寄与を効果的に補正しなければならない。潮汐や気圧変動に伴う重力変化については高精度に補正することが可能であるものの、地下水流動起源の重力擾乱（地下水擾乱）についてはその補正方法が十分には確立しておらず、解決すべき長年の課題となっている。

現在行われている地下水擾乱補正には主に2つの方法がある。まず1つは、観測データに適切な関数を回帰させ、地下水擾乱を経験的に補正する方法である。この方法では地下水擾乱を容易に補正できるものの、火山活動起源の重力変化をも差し引いてしまう危険性がある。もう1つの方法は、既知の地下水分布（地下水観測データや陸水モデル）を積分して地下水擾乱を再現する方法である。この方法では数値的積分によって地下水擾乱を容易に計算できるものの、用いた地下水分布の対象スケールが現実の地下水流動スケールと一致しない場合、地下水擾乱を完全には再現できない。これら2つの方法の最も重大な問題点は、地下水流動の理論的・定量的モデリングに欠けていることである。地下水擾乱の根本原因である地下水流動を地下水物理学に基づいて計算することが、地下水擾乱問題を解決する最も基礎的かつ最も重要なアプローチである。

そこで本研究は、地下水物理学に基づく地下水流動数値モデリングによって地下水時空間分布を計算し、地下水分布の数値的積分によって地下水擾乱を求めた。具体的には以下のような方法で地下水擾乱を計算した。(1) 地下水流動の非線形拡散方程式を差分化し、数値モデリングのためのプログラムを作成した。(2) 計算対象領域の土壌に対して土質試験を行うことで、数値モデリングに必要な土壌パラメーターを得た。(3) 土質試験で得た土壌パラメーターや、電磁気学的構造から推定される不透水層構造をもとに、均質な地下水構造モデルを計算機上に作成した。(4) 実際に観測された降水量を地下水モデルの地表面に入力し、各時刻の地下水分布を差分プログラムによって数値的に求めた。(5) 各時刻の地下水分布を重力観測点からの距離で重み付けしながら数値

的に積分することで、地下水擾乱の時間変化を計算した。

本手法の地下水擾乱モデリングの再現性を確認するために、本研究では胆沢扇状地と浅間火山に対して本手法を適用した。まず胆沢扇状地に対する適用の結果、計算で得られた地下水分布は地表土壌で実測した土壌水分変化と誤差範囲内で一致し、地下水擾乱も超伝導重力計による重力観測データを $1 \mu\text{gal}$ の精度で再現していることが分かった。地下水擾乱を精度良く再現することができたのは、土壌パラメーター実測値を地下水モデリングに採用したことで、現実に近い地下水時空間分布を再現できたためと考えられる。次に浅間火山に対して本手法を適用したところ、地下水分布の定常解と地表面付近の土壌水分変化については、実際の地下水分布とよく一致していることが分かった。その一方で、計算された重力擾乱は、大雨後に観測された重力値の減少を十分には再現してないことが分かった。この原因は、重力観測点周辺の地下浅部に南向きに傾斜した不透水層が存在するにもかかわらず、本研究の地下水モデルで水平不透水層を仮定したためである。そこで本研究では、南傾斜の不透水層に伴って生じる地下水擾乱の補正項を新たに見積もった。その結果、地下水モデリングで計算された地下水擾乱にこの補正項を加えることで、絶対重力計による重力観測データを約 $3 \mu\text{gal}$ の精度で再現することができた。

胆沢扇状地と浅間火山の事例から、地下水起源の重力擾乱を数値モデリングによって再現する本手法の有効性が確認された。そこで本研究では、火山活動活発期に浅間火山および桜島火山で観測した絶対重力データから、地下水モデリングで得られる地下水擾乱を差し引くことで、地下水擾乱補正を実施した。地下水擾乱補正後の重力変化は、浅間火山の場合約 $5 \mu\text{gal}$ 、桜島火山の場合は約 $10 \mu\text{gal}$ の振幅をもち、噴火活発期に増加し、火山活動静穏期に減少していることが分かった。また、この重力変化を火道内マグマの頭位変化に変換すると、マグマ頭位は噴火活発期に上昇、火山静穏期に下降しており、地震・火山ガス・降灰・傾斜など他の観測データの変化パターンを統一的に解釈できることが分かった。

以上のように、本研究は、地下水流動モデリングによって重力観測データに含まれる地下水擾乱を精度良く補正し、地下水擾乱が卓越する大雨後の時期についてもマグマ移動プロセスの把握を可能にした。本研究の地下水補正手法を重力観測データにリアルタイムで適用すれば、火山内部のマグマ移動を直接監視することができ、将来の火山活動予測に有益であると考えられる。そのためには、降水・積雪・地下水の相互作用や地下水構造不均質などの効果を本研究の地下水モデリングにさらに組み込むことによって、より現実に近い地下水分布を計算することが不可欠である。

Abstract

Continuous gravity observation is one of the most powerful methods for detecting magma transport associated with volcanism; since a gravity value is expressed as the integration of mass distributions around the gravity station, the redistribution of magma mass leads to the time variation of the gravity value. Gravity changes associated with non-volcanic mass redistributions needs to be corrected, in order to precisely understand the magma transport process from the gravity data. Although gravity changes originating from earth tides and atmospheric pressure change can be corrected effectively, gravity disturbances coming from groundwater flow, or groundwater disturbances, have not been corrected adequately, because little has been known on the mechanism of the disturbances for a long time.

Geodesists have corrected the groundwater disturbances with the following two methods. One method is to eliminate the disturbances empirically with the regression to the observed gravity data. Although this method may correct the disturbances easily without the knowledge of the hydrological physics, it can even eliminate the volcanic gravity signal with the overestimation of the groundwater disturbance. Another correction method is to estimate the groundwater disturbances with the integration of the known groundwater distributions (such as hydrological observation data and global land water models). Although this method can estimate the disturbances easily with numerical integrations, it may not precisely reproduce the observed disturbance because of the difference of the hydrological scale between the known groundwater distributions and the areal groundwater flows. Moreover, the critical problem of these two methods is the lack of the theoretical modeling of groundwater flows. In order to adequately correct the groundwater disturbances in the observed gravity data, groundwater flows need to be modeled with hydrological and quantitative manners.

We thus modeled spatiotemporal groundwater distributions and the consequent groundwater disturbance with the hydrological physics as follows. [1] We made Fortran programs of finite

difference equations, which were transformed from nonlinear diffusion equations of groundwater flows. [2] We conducted soil tests for sampled soil to estimate soil parameters. [3] We made a homogeneous groundwater structure in a computer with soil parameters from soil tests and a basement structure from electromagnetic explorations. [4] We put the observed rainfall onto the ground surface of the groundwater structure, and solved for spatiotemporal groundwater distributions with the finite difference programs. [5] We estimated the time variation of the groundwater disturbance by integrating the groundwater distributions for each time.

This hydrological modeling method was then applied to Isawa fan (Iwate prefecture in the northern Japan) and Asama volcano (Nagano and Gumma prefectures in the central Japan), to verify how effectively this method can model both the groundwater distributions and the gravity disturbances. In the first application to Isawa fan, the estimated groundwater disturbance agreed with the observed soil moisture data within the observation error range, and the gravity disturbance reproduced the observed gravity change within 1 μgal accuracy. These results showed that the use of adequately representative soil parameters is essential to accurately estimate the groundwater distributions and the consequent gravity disturbance. In the second application to Asama volcano, the estimated steady state of the groundwater distributions was consistent with the areal water distributions in the volcano, and the estimated time variation of soil moisture on the ground agreed with the observed moisture within the error range. However, the estimated gravity disturbance did not fully reproduce the observed gravity decrease after heavy rainfalls, because of the assumption of the homogeneous groundwater structure in our modeling. We then calculated the correction term of the groundwater disturbance associated with the heterogeneous groundwater structure (sloping impermeable layer below the gravity site), and found that the sum of the estimated gravity disturbance and the calculated correction term reproduced the observed gravity change with 3 μgal accuracy.

We thus concluded that our hydrological modeling can effectively reproduce the groundwater disturbance enough to correct the gravity data. We then applied the groundwater disturbance correction for the observed gravity data at Asama and Sakurajima volcanoes in volcanically active periods; i.e., we subtracted the estimated disturbance value from the observed gravity data to derive the gravity change associated with volcanism. The corrected gravity, having

amplitudes of 5 μgal (for Asama volcano) or 10 μgal (for Sakurajima volcano), was shown to decrease during eruptive stages and decrease during quiet intervals. Moreover, the magma head changes in volcanic vents, which were converted from the corrected gravity change, were found to rise during eruptions and decline during quiet intervals, and were found to be consistent with the time variation of the various volcanic data (such as earthquake frequency, emission rate of volcanic gas, fallen amount of volcanic ash, and ground tilt).

We thus corrected the groundwater disturbances to the observed gravity data with the hydrological modeling, and reproduced the magma transport process in the volcanic vents, regardless of the existence of the groundwater disturbances in the raw gravity data. By considering more complicated water movements (such as precipitation-snow-groundwater interactions and heterogeneous groundwater structures), we will be able to directly monitor the magma transport in volcanoes to predict the future volcanic activities, through the real-time corrections of hydrological disturbances for observed gravity data.

目次

要旨	i
Abstract	iii
第1章 はじめに	1
1.1 火山における重力観測	1
1.2 地下水擾乱	2
1.3 地下水擾乱補正の現状	4
1.4 本研究のねらい	6
第2章 地下水流動の数値モデリング	7
2.1 地下水の数値的記述	7
2.2 地下水流動方程式	9
2.3 重力擾乱の定式化	12
2.4 方程式の差分化	14
2.5 土壌パラメーター	17
2.6 計算領域と境界条件の設定	21
2.7 初期条件の設定	26
2.8 本章のまとめ	28
第3章 平野地域への適用例	31
3.1 胆沢扇状地	31
3.2 観測データ	33
3.3 地下水モデリング	40
3.4 計算結果	45
3.5 本章のまとめ	55

第4章	火山地域への適用例	57
4.1	浅間火山	57
4.2	観測データ	59
4.3	地下水モデリング	65
4.4	計算結果	71
4.5	地下水構造不均質の影響	88
4.6	本章のまとめ	98
第5章	島嶼地域への適用例	101
5.1	桜島火山	101
5.2	観測データ	102
5.3	地下水モデリング	108
5.4	計算結果	116
5.5	本章のまとめ	130
第6章	火山活動起源の重力変化	133
6.1	浅間火山 2004 年噴火	133
6.2	桜島火山 2008 年噴火	150
6.3	マグマ移動プロセスの更なる理解のために	167
第7章	結論	173
謝辞		175
A.	研究全般において	175
B.	胆沢扇状地への適用例において	176
C.	浅間火山への適用例において	176
D.	桜島火山への適用例において	176
E.	さいごに	177
参考文献		179

第1章 はじめに

1.1 火山における重力観測

火山内部のマグマ移動プロセスは地球科学的に非常に興味深い研究対象であり、その理解は将来の火山活動を予測する上でも非常に重要である。このような観点から、活動的火山の周辺地域ではこれまでさまざまな地球科学的観測に基づく研究が行われてきた。例えば、地震観測による火山性地震の時空間分布推定 (e.g., Morita et al., 2006; Takeo et al., 2006)、傾斜・伸縮観測によるマグマだまり膨張/収縮プロセスの把握 (e.g., Aoki et al., 1999; Iguchi et al., 2008)、水準・GPS・SAR 観測による地殻変動の検出 (e.g., Mogi, 1958; Fujiwara et al., 2000; Miura et al., 2000) などが挙げられる。これらの研究で用いられている観測手法は、マグマの移動に伴う媒質の2次的な変形・破壊現象に注目したものであり、火山体マグマの挙動をいわば「間接的に」捉えていると言える。しかしながら、変形・破壊現象は主に大規模な噴火の際に観測されることが多く、媒質の変形破壊を伴わない小規模噴火やマグマ移動については、上述の観測手法だけでは検出しきれないという問題もある (e.g., 青木ほか, 2005)。以上のことから、火山活動プロセスをより詳細に把握するには、火山体の変形や破壊だけではなく、マグマの時空間分布を「直接」観測する必要がある。

そこで本研究では、火山近傍における重力連続観測に注目する。そもそも、任意の点 (x_0, y_0, z_0) の重力値 g は観測点周辺の密度分布 $\rho(x, y, z, t)$ の積分

$$g = - \iiint \frac{G \rho(x, y, z, t) dV}{r^2} \cdot \frac{z - z_0}{r} \quad (1.1)$$

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2} \quad (1.2)$$

で書くことができる (ただし G は万有引力定数である)。すなわち、質量分布 $\rho(x, y, z, t)$ が時間的に変化すると、その分布の積分値である重力値も時間変化する。重力変化に寄与する質量分布変化にはさまざまな要因があるが、例えば潮汐や気圧変化といった既知の重力応答 (e.g., Merriam, 1992; Timmen and Wenzel, 1994; Matsumoto et al., 2000) を重力観測データから差し引くことで、マグマ移動に伴う重力変化を検出することができるのである。

マグマ移動起源の重力変化について、先行研究例を以下に 2 つ示す。2000 年三宅島活動期の重力変化では、噴火発生前に火口周辺で $100 \mu\text{gal}$ ($\mu\text{gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$) を超える重力減少が観測された (Furuya et al., 2003)。これは、2000 年 7 月上旬の陥没カルデラ形成に先行して、火口直下に巨大な空洞が形成されていたことを示唆している。また、2004 年 9 月の浅間山噴火時の絶対重力観測では、噴火に先立って重力値が最大 $5 \mu\text{gal}$ 減少していることが分かった (図 1.1b の赤線; 大久保, 2005)。これは、火道マグマ頭位が重力観測点の標高を超えたため、観測点に上向きの万有引力が生じたためと考えられる。このように、火山地表で噴火や陥没が確認されない場合でも、重力観測では火山内部の質量移動を直接検出することができるのである。

これらの事例の他にも、重力観測は世界各地の火山で実施されている。重力変化が鉛直方向の地殻変動量に比例するという特徴から (萩原, 1977; Okubo, 1992)、重力変化は他の地殻変動データとの比較に用いられることが多い (e.g., Jousset et al., 2003; Geist et al., 2006; Battaglia and Hill, 2009)。また、重力変化を SO_2 放出量や地震データと比較することで、マグマの分布や総量を見積もる研究もなされている (e.g., Williams-Jones et al., 2003; Carbone et al., 2008)。

1.2 地下水擾乱

ところが、火山起源の重力変動はいつも必ず検出できるというわけではない。というのも、「地下水擾乱」と呼ばれる未解決のノイズが、火山起源の重力変動を覆い隠してしまう場合がある。例えば、2004 年浅間山噴火時の重力観測生データ (図 1.1b の青色十字) を見ると、9 月には先述の通り振幅 $5 \mu\text{gal}$ 程度のマグマ移動起源の重力変化 (大久保, 2005) が観測されているが、10–11 月には 9 月の 4 倍にも及ぶ大きな重力変動が観測されている。この重力変化は、以下に述べるとおり火山起源の重力シグナルではなく、地下水分布の時空間変化に伴う重力ノイズ (= 地下水擾乱) であると考えられる。

まず、2 回に及ぶ約 $10 \mu\text{gal}$ の重力上昇は、台風襲来に伴う大雨のタイミング (図 1.1 の緑色) と一致している。観測された重力上昇量は降雨 1 mm に対して約 $0.052 \mu\text{gal}/\text{mm}$ であり (Kazama and Okubo, 2009)、 1 mm 無限平板の万有引力効果 (約 $0.042 \mu\text{gal}/\text{mm}$; 第 3 章で詳述) と同程度である。このことから、重力の急上昇は、大雨に伴って観測点近傍に多量の水 (質量) がもたらされたことで、重力観測点に下向きの万有引力が働いたためと考えられる。また、大雨後には緩やかな重力減少 ($\sim 0.5 \mu\text{gal}/\text{day}$) が確認できるが、これは観測点近傍の水が地下水流動や蒸発散などの効果によって観測点から遠ざかるプロセスを反映していると考えられる。

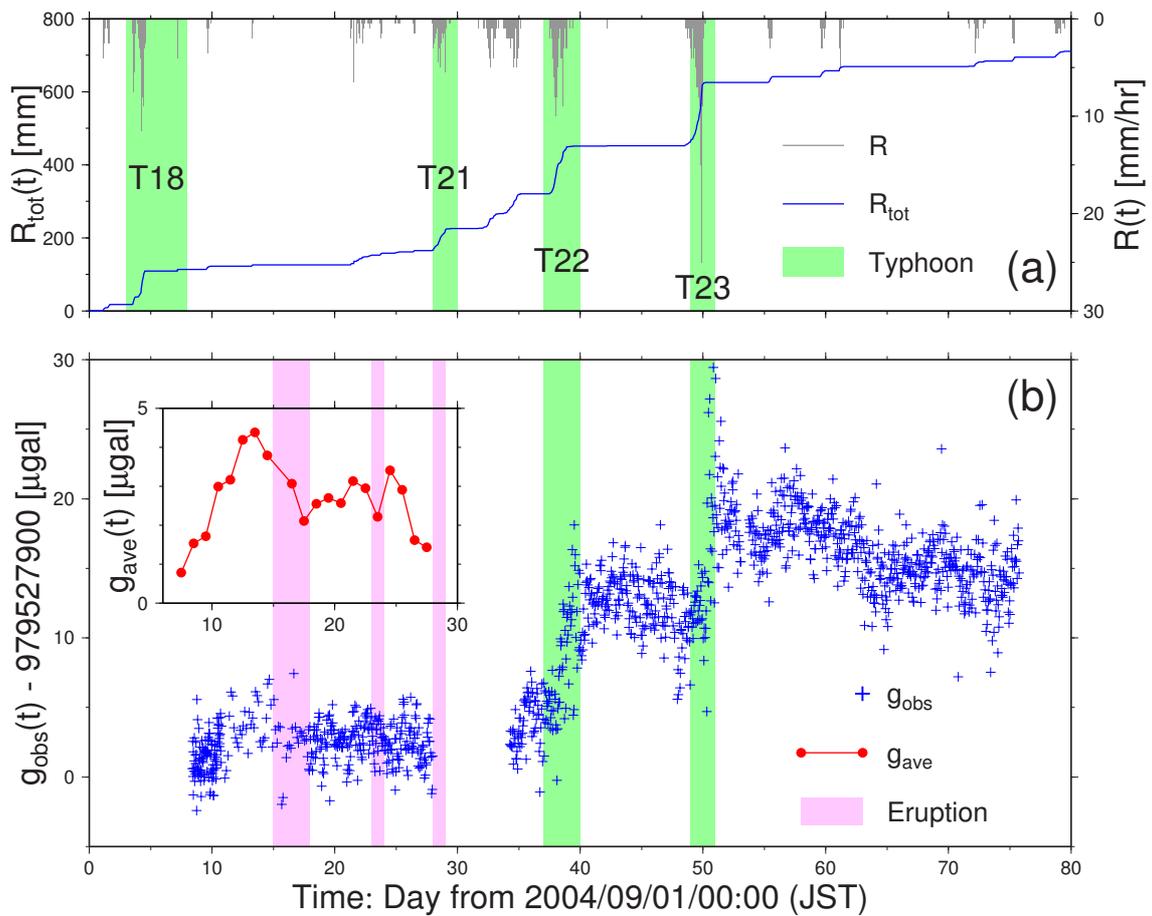


図 1.1: 浅間山で観測された重力変化。(a) 灰色：毎時の降水量 $R(t)$ 、青色：降水積算量 $R_{tot}(t)$ 、緑色：台風上陸に伴う豪雨の時期。(b) 青十字：重力観測生データ $g_{obs}(t)$ 、赤線：日平均重力値 $g_{ave}(t)$ 、ピンク色：浅間山で活発な噴火が確認された時期、緑色：台風 22 号・23 号豪雨に伴う重力上昇。

このような地下水起源の重力擾乱は、近年の重力観測機器の高精度化に伴い世界各地の重力観測点で確認されている (e.g., Amalvict et al., 2004; Francis et al., 2004; Abe et al., 2006; Boy and Hinderer, 2006; Hasan et al., 2006; Kroner and Jahr, 2006; Sato et al., 2006; Meurers et al., 2007; 名和ほか, 2008; 東ほか, 2009)。例えば、長野県松代の地下坑道における重力観測データでは、降雨時に重力値が急激に減少し、その後約 2ヶ月間重力値が直線的に上昇するという地下水擾乱が確認された (Imanishi et al., 2006)。(なお浅間山での観測例と比較して重力変化の正負が異なるのは、観測点の位置に従って降雨の万有引力が上向きになったり下向きになったりするからである。)また、アメリカ・コロラド州での 2 年に及ぶ重力観測では、降雨後に指数関数的な減少を伴う地下水擾乱が検出された (Harnisch and Harnisch, 2006)。さらに、ベルギーの重力観測点では、周期関数で近似できるような年周的な地下水擾乱も観測されている (Van Camp et al., 2006)。このように、重力観測点に依存して多様な時間変化を示すことが、地下水擾乱の最も大きな特徴である。

1.3 地下水擾乱補正の現状

地震時地殻変動 (e.g., Imanishi et al., 2004; Nawa et al., 2009) や火山活動 (e.g., Furuya et al., 2003; 大久保, 2005) など固体地球起源の重力変化を明らかにするには、この地下水擾乱を効果的に補正する必要がある。しかしながら、地下水擾乱の時間変化の傾向が重力観測点ごとに異なることから、地下水擾乱の一般的なモデル化は困難とされてきた。その代わりに、主に 2 つのアプローチによって地下水擾乱が補正されてきた。以下にその研究例をまとめ、それぞれのアプローチの問題点を列挙する。

(1) 観測された擾乱に適切な関数を回帰させることによって、地下水擾乱を経験的に補正する手法がしばしば用いられる (e.g., Harnisch and Harnisch, 2006; Hasan et al., 2006; Meurers et al., 2006; 名和ほか, 2008; 東ほか, 2009)。例えば Imanishi et al. (2006) では、1mm 降雨に対する重力応答 α [$\mu\text{gal}/\text{mm}$] と降雨後の重力変化速度 γ [$\mu\text{gal}/\text{day}$] を経験的に求め、地下水擾乱を再現することを試みた。また花田ほか (1990) は、地下水擾乱が近傍の地下水位に比例すると仮定し、地下水位から擾乱値を求める経験的な 1 次式を提唱した。このような経験的補正は、地下水流動機構の物理を知らずしても重力データを補正できるという簡便さがある。しかしながら、地下水流動は非線形方程式に従うので (第 2 章で詳述)、経験的補正を試みても、降雨イベントごとに応答関数の形状を変えなければならない場合もある (e.g., 風間ほか, 2005a)。しかも、実際の地下水

擾乱が仮定された経験的関数に従うという保障は全くなく、目的としている重力シグナル（火山起源の重力変化など）をも経験的補正によって差し引いてしまう可能性さえあるのである。

(2) もう 1 つのアプローチとして、既存の陸水分布モデルや地下水分布観測データから重力変化を再計算する方法がある (e.g., Boy and Hinderer, 2006; Neumeyer et al., 2006; Sato et al., 2006; Van Camp et al., 2006)。例えば Boy and Hinderer (2006) では、ヨーロッパの重力観測網で得られた重力変化が、土壌水分および積雪荷重を考慮した LaD model (Milly and Shmakin, 2002) によって再現可能であることを示した。また Van Camp et al. (2006) は、観測された土壌水分プロフィールを数値的に積分することで、重力観測データの再現を試みた。これらの方法では既知の地下水分布を単純に積分すればよいので、コンピューターによる数値積分で容易に解を得ることができる。しかしながら、陸水モデルや地下水観測データは常に入手可能というわけではないので、例えば火山活動モニタリングの際に要請される地下水擾乱のリアルタイム補正には不適切である。しかも、陸水モデルは主にグローバルな、地下水観測データは主にローカルな地下水分布を反映しているため、これらの地下水分布の対象スケールが現実の地下水流動スケールと異なる場合には、地下水擾乱を完全には再現できない可能性も考えられる。

これら 2 つのアプローチの最も大きな問題点は、地下水擾乱の根本原因である地下水流動の理論的・定量的なモデリングに欠けていることである。そもそも地下水は各地質によって多様な流動形態を示すが、その流動はいくつかの物理的な方程式によって表現できることが知られている（次章参照）。地下水流動の多様性が地下水擾乱の多様性（前節参照）を生んでいるのだとすれば、これらの地下水流動方程式によってあらゆる重力観測点の地下水擾乱を再現・補正できるはずである。このような考えに基づいて、地下水流動則を用いて地下水擾乱をシミュレートする先行研究は僅かに存在するが (e.g., Abe et al., 2006)、時間スケールや空間スケールに対して多くの単純化が行われており、あらゆる観測点の地下水擾乱をさまざまな時間スケールで再現するまでには至っていない。

このように、重力観測に限らず測地学全体の長年の課題であった地下水擾乱問題 (e.g., 志知ほか, 1970; 田中, 1979; Munekane et al., 2004; 兒玉ほか, 2008) を解決するには、地下水物理学に基づいた地下水擾乱補正理論を完成させる必要がある。もしこの補正理論が完成し、地下水擾乱を精度良く再現することが可能になったならば、地下水擾乱に埋もれていた過去の重力データから固体地球起源のシグナルを抽出できるだけでなく、重力観測を利用した将来の火山活動リアルタイム監視システムにも応用できると期待される。

1.4 本研究のねらい

以上のような観点から、本研究の目的を以下のように設定する。すなわち本研究は、地下水流動起源の重力擾乱 (= 地下水擾乱) $g_w(t)$ を水文学的アプローチにより定式化・定量化し、実際に観測された重力データ g_{obs} に地下水擾乱補正

$$\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t) \quad (1.3)$$

を適用した上で、地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から火山体マグマの移動プロセスを議論する。この目的を達成するため、本研究は具体的に以下の手順に従って進められる。

- 地下水流動の支配方程式から地下水擾乱 $g_w(t)$ を定式化し、地下水流動および地下水擾乱を再現するための計算コードを作成する。(→ 第 2 章)
- 火山静穏期の重力観測データ $g_{obs}(t)$ と地下水流動数値モデリングで得られる地下水擾乱 $g_w(t)$ を比較し、地下水擾乱の再現精度を検証する。(→ 第 3 章および第 4 章)
- 地下水擾乱の再現性が認められたのちに、火山活動時の重力観測データ $g_{obs}(t)$ に地下水擾乱補正 (1.3) を適用する。(→ 第 4 章および第 5 章)
- 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から、火山内部のマグマ移動を定量的に議論する。(→ 第 6 章)

第2章 地下水流動の数値モデリング

本章では、地下水流動数値モデリングの詳細について述べ、地下水流動起源の重力擾乱を定式化する。具体的には、2.1節で地下水を数値的に記述し、2.2節で地下水流動の支配方程式を導出する。次に、2.3節で地下水流動起源の重力擾乱を定式化し、これら方程式をコンピューター上で数値的に解くための差分式を2.4節で導出する。最後に、数値計算を行う際に設定すべき媒質パラメーター・境界条件・初期条件を2.5節以降で列挙する。

2.1 地下水の数値的記述

地下水とは、地下の空隙中に存在するあらゆる水のことを指す。いま、重力変化に支配的な地表近傍（すなわち土壌）の地下水に注目すると、地表付近の土壌空隙には地下水の他に気体（空気など）が含まれているため、このような領域は不飽和領域と呼ばれる。一方、不飽和領域より深部の土壌空隙は全て地下水で満たされており、このような領域を飽和領域という（図 2.1）。また、

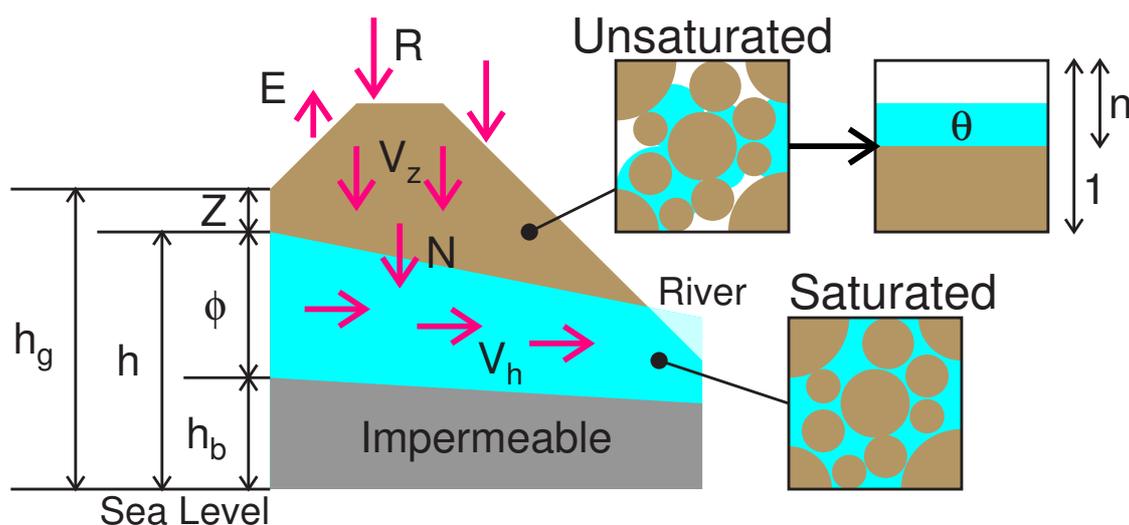


図 2.1: 地下水構造の模式図。地下水の物理量の定義も記している。赤色の矢印は、地下水の大きな流動を示している。

それぞれの領域中や領域間では地下水のやり取りが常に行われており、地下水の空間分布は絶えず変化している。このような地下水の時空間分布を把握するには、体積含水率 θ および全水頭 h という2つの物理量を定義する必要がある。以下に θ と h の定義を記す。

まず、地中の体積 V の領域を考え、その中に土壌粒子が V_S 、地下水が V_L 、気体が $(V - V_S - V_L)$ だけ含まれている場合を考える。このとき、土壌の空隙率 n と体積含水率 θ は以下のように表現できる (図 2.1 参照)。

$$n = \frac{V - V_S}{V} = 1 - \frac{V_S}{V} \quad (0 \leq n < 1) \quad (2.1)$$

$$\theta = \frac{V_L}{V} \quad (0 \leq \theta \leq n) \quad (2.2)$$

空隙率 n は各土壌に固有の定数であるのに対し、体積含水率 θ は時空間的な分布 $\theta(x, y, z, t)$ を有する[¶]。また、先に述べた飽和土壌・不飽和土壌を体積含水率の条件式で示すと以下ようになる。

$$\begin{cases} \theta(x, y, z, t) = n & : \text{飽和土壌} \\ 0 \leq \theta(x, y, z, t) < n & : \text{不飽和土壌} \end{cases} \quad (2.3)$$

一方、ある地点 $P(x, y, z)$ の地下水圧が P_w であるとき、この水圧を長さの次元に変換した物理量 ϕ は以下のように書ける。

$$\phi = \frac{P_w}{\rho_w g} \quad (2.4)$$

ただし、 ρ_w は水の密度、 g は重力加速度である。この ϕ は圧力水頭と呼ばれる物理量で、地点 P に井戸を作成したときの地下水位と一致する。圧力水頭 ϕ も体積含水率 θ と同様に4次元分布 $\phi = \phi(x, y, z, t)$ を有するが、特に飽和土壌では正の地下水圧、不飽和土壌では負の地下水圧を取ることから、

$$\begin{cases} \phi(x, y, z, t) > 0 & : \text{飽和土壌} \\ \phi(x, y, z, t) < 0 & : \text{不飽和土壌} \end{cases} \quad (2.5)$$

という関係が成立する。なお本研究で水頭を定量的に記述する際には、圧力水頭 ϕ に位置水頭 z (すなわちその地点の標高) を足し合わせた

$$\text{全水頭} \quad h(x, y, z, t) = \phi(x, y, z, t) + z \quad (2.6)$$

を主に使用することにする。

[¶]本論文では空間座標 (x, y, z) を表す際に、 x 軸の向きを東 西、 y 軸の向きを南 北、 z 軸の向きを下 上にするものとする。

2.2 地下水流動方程式

地下水の流動は、ダルシーの法則によって記述される (e.g., Jury and Horton, 2004)。すなわち、ある地点の全水頭が h のとき、地下水流速 \vec{v} は比例係数 K を用いて

$$\vec{v} = -K\nabla h \quad (2.7)$$

と書ける。流速と全水頭を関連付ける比例係数 K (単位 [m/s]) は透水係数とも呼ばれ、地下水の流れやすさを決める重要な土壌パラメーターである。土壌飽和時の透水係数 (飽和透水係数) K_s は各土壌ごとに異なる値を持ち、土壌の粒形や空隙度に応じて 10^{-12} m/s (粘土) から 10^{-1} m/s (礫) まで 10 桁以上のオーダーで変化する (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)。また、土壌不飽和時の透水係数 (不飽和透水係数) は飽和透水係数 K_s よりも小さく、体積含水率 θ に依存して変化する (e.g., 中野, 1991)。不飽和透水係数の含水率依存性 $K(\theta)$ は各土壌ごとに異なるものの、含水率 θ に対する指数関数やべき乗関数で表現できることが知られている (e.g., Van Genuchten, 1980)。

このダルシーの法則は、地下水の体積保存方程式と連立することで、非線形の拡散方程式に帰着する。次章以降の議論を円滑に進めるため、これ以降飽和領域に対しては全水頭 h の方程式を、不飽和領域に対しては体積含水率 θ の方程式を導出する。なお、今後本研究で「飽和領域」と言う場合には、不透水層と不飽和領域の間に位置する「不圧帯水層」を意味している (図 2.1 参照)。2つの不透水層に挟まれた「被圧帯水層」については、2.3.1 節で述べる理由により、本論文では考慮しないものとする。

2.2.1 飽和領域

帯水層とも呼ばれる飽和領域は数 km から数 100 km の水平スケールを有するのに対して、鉛直スケール (すなわち帯水層の厚さ) は一般に数 m から数 100 m 程度と、水平スケールに対して十分に小さいことが知られている (e.g., 植野ほか, 1998)。このことから、帯水層地下水の鉛直流動は十分に小さく、地下水流動は水平流動に近似できる (e.g., Tóth, 1962)。すなわち (2.7) 式の関係から、鉛直方向 z に対する全水頭 h の変化を無視することができるため、(2.6) 式は以下の式のように書き換えられる (e.g., Haitjema, 1995)。

$$h(x, y, t) = \phi(x, y, t) + h_b(x, y) \quad (2.8)$$

ここで、 $h_b(x, y)$ は飽和領域最下面 (すなわち不透水層最上面) の標高である (図 2.1 参照)。右辺第 1 項の圧力水頭 ϕ は、全水頭 h と同様に鉛直分布を無視することができるため、飽和帯水層の

厚さに一致する。また、右辺第 2 項の全水頭 h は地下水面の標高と同等であるため、今後「地下水高」と呼ぶことにする。

ここで飽和帯水層において、ある微小区間 $[x, x + dx]$, $[y, y + dy]$ における地下水の体積保存則を考える。水の非圧縮性を仮定した場合、この領域の地下水体積変化量は圧力水頭 ϕ の変化に比例し、かつ地下水流入量と流出量の差に一致する。このことを等式で表現すると、以下のようになる (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)。

$$n \frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{\partial(\phi v_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\phi v_y)}{\partial y} + N \quad (2.9)$$

v_x, v_y はダルシー流速 (2.7 式) の x および y 成分、 $N = N(x, y, t)$ は不飽和領域から飽和領域への地下水涵養量 (単位 [m/s]) を示している (図 2.1 参照)。ここで、(2.7), (2.8) 式から得られた関係式

$$\phi = h - h_b \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.11)$$

$$v_x = -K_{hs} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.12)$$

$$v_y = -K_{hs} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.13)$$

を (2.9) 式に代入すると、拡散方程式 (ブジネスクの式) :

$$n \frac{\partial h}{\partial t} = K_{hs} \frac{\partial}{\partial x} \left[(h - h_b) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + K_{hs} \frac{\partial}{\partial y} \left[(h - h_b) \frac{\partial h}{\partial y} \right] + N \quad (2.14)$$

が導出される。ただし K_{hs} は、飽和帯水層の水平方向の飽和透水係数を意味する。この式の右辺には地下水高 h の積が含まれているため、この式は非線形の拡散方程式であることが分かる。

2.2.2 不飽和領域

不飽和領域の地下水流動は、地表面に垂直な方向への拡散効果 (拡散流) と、鉛直方向への浸透効果 (重力流) という 2 つの効果の重ね合わせで表現できる (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)。地表付近の地下水流動ベクトル \vec{v} は拡散流と重力流のベクトル和に一致し、地表の傾斜が存在する場合 \vec{v} は水平方向に傾きを持った流動を示す (e.g., 中野, 1991)。ところで、日本列島の地表平均勾配は約 4.7 度 (約 8.2%) であり (財城ほか, 2005)、本論文で取り上げる浅間山や桜島についても約 14 度 (約 25%) と十分に小さい。したがって、不飽和領域における水平流動の寄与は十分に小さいとみなせるため、本研究では不飽和流域の流動を鉛直方向の 1 次元拡散浸透流として近似する (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)。

ここで、不飽和領域中の地点 $P(x, y, z)$ を中心とする体積 $dx dy dz$ の微小直方体を考える。この領域における体積含水率の時間変化量は、地下水流入量と流出量の差に等しい。この関係から、以下の体積保存則が導出される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{v} \quad (2.15)$$

右辺にダルシーの法則 (2.7 式) を適用すると、この式は以下のように書き換えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (K \nabla h) \quad (2.16)$$

上述の通り x および y 方向の変化量は十分に小さいので、この式には鉛直微分と時間微分の項だけが残り、以下のように書ける。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial \phi}{\partial z} + K_v \right) \quad (2.17)$$

この式の右辺第 1 項が拡散項、右辺第 2 項が重力浸透項である。なお、 $K_v = K_v(\theta)$ は鉛直方向の不飽和透水係数であり、式を変形する過程で全水頭の関係式 (2.6) を使用した。この (2.17) 式が不飽和領域の拡散方程式であるが、従属変数に体積含水率 θ と圧力水頭 ϕ の 2 つが使用されているので、これらを 1 つに統一する必要がある。この θ と ϕ には 1 対 1 の関係があり、 $\theta = \theta(\phi)$ の曲線は土壌水分特性曲線と呼ばれる (e.g., Van Genuchten, 1980)。また、この曲線の勾配

$$C = C(\theta) = \frac{d\theta}{d\phi} \quad (2.18)$$

は水分容量と呼ばれ、不飽和透水係数 $K(\theta)$ と同様に含水率依存性を有する。この式を (2.17) 式に代入して ϕ を消去すると、体積含水率 θ に関する拡散方程式 (リチャーズの式) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_v \right) \quad (2.19)$$

が導出される。ここで、 $D_v = D_v(\theta)$ は鉛直方向の不飽和拡散係数 (単位 $[\text{m}^2/\text{s}]$) であり、

$$D_v(\theta) = \frac{K_v(\theta)}{C(\theta)} \quad (2.20)$$

と定義できる。 K_v や C と同様に D_v も含水率依存性を示し、含水率 θ に対する指数関数やべき乗関数で表現できる (e.g., Gardner and Mayhugh, 1958)。なお (2.19) 式は透水係数 K_v と拡散係数 D_v が従属変数である θ に依存することから、非線形の微分方程式になっている。

以上、本節で述べたように、飽和領域の地下水流動は地下水高 h の拡散方程式 (2.14) で、また不飽和領域の地下水流動は体積含水率 θ の拡散方程式 (2.19) で表現される。言い換えれば、これらの拡散方程式を適当な初期条件・境界条件下で解くことにより、地下水高 $h(x, y, t)$ および体積含水率 $\theta(x, y, z, t)$ の時空間分布を得ることができるのである。

2.3 重力擾乱の定式化

2.3.1 地下水以外の寄与

本研究で対象としている重力擾乱は、その時間変化の傾向から、不圧領域中の地下水流動に伴う地下水分布の時空間変化によるところが大きいと考えられる(1.2節参照)。地表近傍の水(すなわち陸水)が関連する重力変化としては、この他にも(1)積雪、(2)降水に伴う荷重変形、(3)不圧地下水の汲み上げ、(4)被圧帯水層中の地下水流動、などが考えられる。しかしながら、観測された地下水擾乱に占めるこれらの寄与は、以下の理由により十分に小さいと考えられる。

(1) 積雪はその分布に従って万有引力効果を生じ、重力値を変化させる(e.g., Sato et al., 2006)。また、積雪は地表からの蒸発散を妨げたり、融雪によって定常的な地下水入力を与えるなど、地下水流動を複雑化する働きをも有している(e.g., 中津川ほか, 2003)。しかしながら、本研究で対象とする重力変化は主に夏季に観測されているので、本研究の地下水モデリングでは積雪に伴う影響を無視している。ただし、水沢と浅間山では冬季に重力観測を行っている時期が存在するため、この積雪の寄与を議論する必要がある。

(2) 降水(降雨・降雪)に伴う荷重変形は、大量の降水が広範囲にもたらされた場合に無視できなくなる。しかしながら、重力計の周囲約100 kmに1 mmの降水を与えた場合の荷重変形は重力値換算で約 $0.002 \mu\text{gal}/\text{mm}$ であり(Figure 1 in Llubes et al., 2004)、いま問題にしている地下水擾乱の振幅($\sim 0.05 \mu\text{gal}/\text{mm}$)に比べて十分に小さい。また、日本列島の降水荷重起源の鉛直変動量(Figure 16 in Heki, 2004)は冬季に10 mm程度に達するものの、春から秋の鉛直変形量はほぼ0であることから、冬季以外については降水に伴う荷重変形を無視できると考えられる。

(3) 都市や農村では、不圧地下水の汲み上げによる重力減少が期待される。しかし火山地域では地下水面が深いため、地下水の採取は困難である場合が多い。実際に、浅間山の重力観測点付近(浅間火山観測所・峰の茶屋)では地下水の取得が困難であるため(高橋ほか, 1974)、現在も天水を生活用水として使用している。また、桜島では北部地域に水道用水汲み上げ用の浅井戸が存在するものの(鹿児島市水道局, 私信)、その汲み上げ総量は $7.4 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{year}$ と、桜島の有効降水量(約 $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{year}$; 次々章参照)の1%にも満たない。以上のことから、本論文で取り上げる火山地域については地下水汲み上げの影響を無視できるものとする。

(4) 不透水層の下部に存在する被圧帯水層は、不圧帯水層や不飽和帯とは独立した流動系を成しており、降雨に対する応答も小さいと予想される。また、降雨応答(例えば水頭の上昇)があっ

たととしても、既に土壌が飽和しているため、帯水層中の地下水体積変化（すなわち質量変化）は小さいと考えられる。なお被圧地下水の汲み上げによる地盤沈下が問題となる場合があるが (e.g., Munekane et al., 2004; 兒玉ほか, 2008; 福田ほか, 2009)、本研究の対象地域では被圧地下水の汲み上げが行われていないため、この影響を無視する。

以上のように、これら4つの効果が重力変化に与える寄与は、観測されている重力擾乱（ $\sim 20 \mu\text{gal}$ ）に比べて無視できるほど十分に小さいことが分かった。したがって本研究では、浅部地下水流動に伴う地下水分布変化が観測された重力擾乱の大部分を占めていると考え、以下のように重力擾乱 g_w を定式化する。

2.3.2 地下水分布変化に伴う重力変化

まず、地点 $P(x, y, z)$ を中心とする微小直方体 $dx dy dz$ の体積含水率が θ であるとき、この直方体中の地下水質量 dM は

$$dM = \rho_w \theta dx dy dz \quad (2.21)$$

と書ける。なお、 ρ_w は淡水密度（ $= 1.0 \times 10^3 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ ）である。この微小質量 dM が地点 $A(x_0, y_0, z_0)$ に与える微小重力値 dg は、万有引力の鉛直成分に一致するので

$$dg = - \frac{G \cdot dM}{r^2} \cdot \frac{z - z_0}{r} \quad (2.22)$$

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2} \quad (2.23)$$

と表現される。ただし G は万有引力定数（ $= 6.67259 \times 10^{-11} \text{ [m}^3/\text{kg s}^2\text{]}$; 国立天文台, 2007）であり、 dg は鉛直下向きを正としている。この式に (2.21) 式を代入し、さらに全領域に対して積分を実行することで、地下水質量分布に伴う地点 $A(x_0, y_0, z_0)$ の重力値（すなわち地下水擾乱値） g_w は以下のように表現される (e.g., Hasan et al., 2006; Van Camp et al., 2006)。

$$g_w = g_w(t) = -G\rho_w \iiint \theta(x, y, z, t) \frac{z - z_0}{r^3} dx dy dz \quad (2.24)$$

飽和領域では $\theta = n$ であることから、この式を不飽和領域の寄与 g_1 および飽和領域の寄与 g_2 に書き分けると以下ようになる。

$$g_w(t) = g_1(t) + g_2(t) \quad (2.25)$$

$$g_1(t) = -G\rho_w \iiint_{z=h(x,y,t)}^{h_g(x,y)} \theta(x, y, z, t) \frac{z - z_0}{r^3} dx dy dz \quad (2.26)$$

$$g_2(t) = -G\rho_w n \iiint_{z=h_b(x,y)}^{h(x,y,t)} \frac{z - z_0}{r^3} dx dy dz \quad (2.27)$$

ただし $h_g(x, y)$ は地表高を示す (図 2.1 参照)。この式で鉛直方向の積分区間は、飽和領域に対しては不透水層最上面 h_b から地下水面 h まで、不飽和領域に対しては地下水面 h から地表面 h_g までとなっている。また、不飽和領域の地下水分布 $\theta(x, y, z, t)$ は g_1 の被積分関数であるのに対し、飽和領域の地下水分布 $h(x, y, t)$ は g_1 および g_2 の積分範囲の境界をなしている。

このように、本研究では地下水流動方程式 (2.14) および (2.19) から地下水の時空間分布 $h(x, y, t)$ および $\theta(x, y, z, t)$ を計算し、それらを (2.25) 式に代入することで地下水擾乱値 $g_w(t)$ を求める。拡散方程式が非線形であることから解析解を得ることはできないため、本研究ではこれらの式を差分化し、数値モデリングによって h, θ, g_w を求める。次節以降、その差分化の方法や、数値モデリングで設定する土壌パラメーター・境界条件・初期条件について詳しく述べる。

2.4 方程式の差分化

本節では、地下水流動や重力擾乱を数値計算で求めるために、(2.14), (2.19), (2.25) 式を差分化する。差分格子の大きさは、東西方向 Δx 、南北方向 Δy 、上下方向 Δz 、時間 Δt と設定する。また格子番号は、東西方向 i 、南北方向 j 、上下方向 k 、時刻 m とする。

2.4.1 地下水高 h の拡散方程式

まず、飽和領域における地下水高 h の拡散式 (2.14) を差分化する。なお h の微分 (すなわち流速) に関わる項については Aki and Richards (1980) の食い違い格子を採用し、格子と格子の間で物理量を定義する。具体的には、(2.14) 式は以下のように差分化される。

$$\begin{aligned} n \frac{h_{(i,j,m+1)} - h_{(i,j,m)}}{\Delta t} &= \frac{K_{hs}}{\Delta x} \left[\left\{ (h - h_b) \frac{\partial h}{\partial x} \right\}_{(i+\frac{1}{2},j,m)} - \left\{ (h - h_b) \frac{\partial h}{\partial x} \right\}_{(i-\frac{1}{2},j,m)} \right] \\ &+ \frac{K_{hs}}{\Delta y} \left[\left\{ (h - h_b) \frac{\partial h}{\partial y} \right\}_{(i,j+\frac{1}{2},m)} - \left\{ (h - h_b) \frac{\partial h}{\partial y} \right\}_{(i,j-\frac{1}{2},m)} \right] \\ &+ N_{(i,j,m)} \end{aligned} \quad (2.28)$$

この式で、 $\{ \quad \}$ で表現されている項に食い違い格子が適用されており、 $\{ \quad \}$ 中の項をさらに書き下すと、例えば以下ようになる。

$$\left\{ (h - h_b) \frac{\partial h}{\partial x} \right\}_{(i+\frac{1}{2},j,m)} = \left[\frac{h_{(i,j,m)} + h_{(i+1,j,m)}}{2} - \frac{h_{b(i,j,m)} + h_{b(i+1,j,m)}}{2} \right] \cdot \frac{h_{(i+1,j,m)} - h_{(i,j,m)}}{\Delta x} \quad (2.29)$$

この式で、 $h_{(i+1/2,j,m)}$ は2つの格子 (i, j, m) および $(i+1, j, m)$ における h の平均として定義されている ($h_{b(i+1/2,j,m)}$ にても同様である)。また、 $\frac{\partial h}{\partial x}_{(i+1/2,j,m)}$ については再度食い違い格子を適用することで、従来の格子で差分を表現できている。

このような表記法を (2.28) 式に適用すると、差分式は以下のように書き表せる。

$$\begin{aligned}
& n \frac{h_{(i,j,m+1)} - h_{(i,j,m)}}{\Delta t} \\
&= \frac{K_{hs}}{\Delta x} \left[\left\{ \frac{h_{(i,j,m)} + h_{(i+1,j,m)}}{2} - \frac{h_{b(i,j,m)} + h_{b(i+1,j,m)}}{2} \right\} \cdot \frac{h_{(i+1,j,m)} - h_{(i,j,m)}}{\Delta x} \right. \\
&\quad \left. - \left\{ \frac{h_{(i,j,m)} + h_{(i-1,j,m)}}{2} - \frac{h_{b(i,j,m)} + h_{b(i-1,j,m)}}{2} \right\} \cdot \frac{h_{(i,j,m)} - h_{(i-1,j,m)}}{\Delta x} \right] \\
&+ \frac{K_{hs}}{\Delta y} \left[\left\{ \frac{h_{(i,j,m)} + h_{(i,j+1,m)}}{2} - \frac{h_{b(i,j,m)} + h_{b(i,j+1,m)}}{2} \right\} \cdot \frac{h_{(i,j+1,m)} - h_{(i,j,m)}}{\Delta y} \right. \\
&\quad \left. - \left\{ \frac{h_{(i,j,m)} + h_{(i,j-1,m)}}{2} - \frac{h_{b(i,j,m)} + h_{b(i,j-1,m)}}{2} \right\} \cdot \frac{h_{(i,j,m)} - h_{(i,j-1,m)}}{\Delta y} \right] \\
&+ N_{(i,j,m)} \tag{2.30}
\end{aligned}$$

この差分式によって、ある位置 (i, j) における時刻 $m+1$ の地下水高 $h_{(i,j,m+1)}$ を求めることができる。なお、空間差分 Δx , Δy は国土地理院 (1997a, 1997b) の数値標高モデル (DEM) に合わせ、約 50 m の差分値を設定している。また Δt については、拡散方程式の収束条件を満たすように、以下の範囲内で決定する。

$$0 < \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} \cdot \frac{K_{hs}}{n} \cdot (h - h_b)_{\max} < \frac{1}{4} \tag{2.31}$$

$$0 < \frac{\Delta t}{(\Delta y)^2} \cdot \frac{K_{hs}}{n} \cdot (h - h_b)_{\max} < \frac{1}{4} \tag{2.32}$$

2.4.2 体積含水率 θ の拡散方程式

次に、不飽和領域における体積含水率 θ の拡散式 (2.19) を差分化する。なおこの拡散式では x, y に依存する項が出現しないため、差分式でもこれに対応する格子番号 (i, j) を省略することにする。

飽和領域の差分式と同様に、式 (2.19) の微分項に食い違い格子 (Aki and Richards, 1980) を適用すると以下ようになる。

$$\frac{\theta_{(k,m+1)} - \theta_{(k,m)}}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left[\left\{ D_v \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_v \right\}_{(k+\frac{1}{2},m)} - \left\{ D_v \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_v \right\}_{(k-\frac{1}{2},m)} \right] \tag{2.33}$$

この式で $\{ \quad \}$ で表現されている項には食い違い格子が適用されており、1個目の $\{ \quad \}$ をさらに書き下すと以下ようになる。

$$\left\{ D_v \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_v \right\}_{(k+\frac{1}{2},m)} = D_v \left(\theta_{(k+\frac{1}{2},m)} \right) \frac{\theta_{(k+1,m)} - \theta_{(k,m)}}{\Delta z} + K_v \left(\theta_{(k+\frac{1}{2},m)} \right)$$

$$= D_v \left(\frac{\theta_{(k,m)} + \theta_{(k+1,m)}}{2} \right) \frac{\theta_{(k+1,m)} - \theta_{(k,m)}}{\Delta z} + K_v \left(\frac{\theta_{(k,m)} + \theta_{(k+1,m)}}{2} \right) \quad (2.34)$$

この式では、不飽和拡散係数 D_v および不飽和透水係数 K_v の値を格子間で定義し、隣り合う格子の体積含水率の平均値で D_v, K_v の値を決定している。また $\frac{\partial \theta}{\partial z}_{(k+1/2,m)}$ については、再度食い違い格子を適用することで、従来の格子によって差分を表現できている。

この表記法を (2.34) 式に適用すると、差分式は以下のように書き表せる。

$$\frac{\theta_{(k,m+1)} - \theta_{(k,m)}}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left[D_v \left(\frac{\theta_{(k,m)} + \theta_{(k+1,m)}}{2} \right) \frac{\theta_{(k+1,m)} - \theta_{(k,m)}}{\Delta z} + K_v \left(\frac{\theta_{(k,m)} + \theta_{(k+1,m)}}{2} \right) - D_v \left(\frac{\theta_{(k,m)} + \theta_{(k-1,m)}}{2} \right) \frac{\theta_{(k,m)} - \theta_{(k-1,m)}}{\Delta z} - K_v \left(\frac{\theta_{(k,m)} + \theta_{(k-1,m)}}{2} \right) \right] \quad (2.35)$$

この差分式によって、ある格子 (i, j, k) における時刻 $m+1$ の体積含水率 $\theta_{(i,j,k,m+1)}$ を求めることができる。なお鉛直差分 Δz の大きさは、胆沢扇状地への適用例では 5 cm、浅間山・桜島への適用例では 1 m という値を用いる。また時間差分 Δt の大きさは、拡散方程式の収束条件を満たすように、以下の条件を満たさなければならない。

$$0 < \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} \cdot D_{vs} < \frac{1}{2} \quad (2.36)$$

ただし、 D_{vs} は不飽和透水係数 D_v の最大値（すなわち飽和時の透水係数）である。

2.4.3 地下水擾乱 g_w の計算式

最後に、地下水擾乱 g_w の計算式 (2.25) を差分化する。ある時刻 m における地下水擾乱 $g_w(m)$ は、東西方向 i 、南北方向 j 、上下方向 k の総和によって以下のように書ける。

$$g_w(m) = g_1(m) + g_2(m) \quad (2.37)$$

$$g_1(m) = \sum_i \sum_j \sum_{\langle k \rangle} \Delta g_1(i,j,k,m) \quad (2.38)$$

$$g_2(m) = \sum_i \sum_j \Delta g_2(i,j,m) \quad (2.39)$$

ここで、 $g_1(m)$ は地下水擾乱に占める不飽和領域の寄与、 $g_2(m)$ は飽和領域の寄与である。また $\Delta g_1(i,j,k,m)$ 、 $\Delta g_2(i,j,m)$ は、不飽和領域・飽和領域中のある 1 個の格子の重力寄与を示す。なお $g_1(m)$ の総和範囲 $\langle k \rangle$ は、 $h(x, y, t) \leq z \leq h_g(x, y)$ を満たすような全ての格子である (2.43 式参照)。

さらに、 $\Delta g_{1(i,j,k,m)}$, $\Delta g_{2(i,j,m)}$ を数式で表現すると以下ようになる。

$$\Delta g_{1(i,j,k,m)} = -G\rho_w \int_{x_i-\frac{\Delta x}{2}}^{x_i+\frac{\Delta x}{2}} \int_{y_j-\frac{\Delta y}{2}}^{y_j+\frac{\Delta y}{2}} \int_{z_k-\frac{\Delta z}{2}}^{z_k+\frac{\Delta z}{2}} \theta_{(i,j,k,m)} \frac{z-z_0}{r^3} dx dy dz \quad (2.40)$$

$$\Delta g_{2(i,j,m)} = -G\rho_w n \int_{x_i-\frac{\Delta x}{2}}^{x_i+\frac{\Delta x}{2}} \int_{y_j-\frac{\Delta y}{2}}^{y_j+\frac{\Delta y}{2}} \int_{h_b(i,j)}^{h(i,j,m)} \frac{z-z_0}{r^3} dx dy dz \quad (2.41)$$

$$r = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2} \quad (2.42)$$

ただし、不飽和領域中のある格子 (i, j, k) の中心座標値を (x_i, y_j, z_k) 、飽和領域中のある格子 (i, j) の中心座標値を (x_i, y_j) と表現している。また、 $\Delta g_{1(i,j,k,m)}$ は不飽和領域に対する積分式であることから、 z_k について

$$z_k - \frac{\Delta z}{2} \geq h_{(i,j,m)} \quad \text{かつ} \quad z_k + \frac{\Delta z}{2} \leq h_{g(i,j)} \quad (2.43)$$

の条件式を満たす必要がある。なお本研究の数値計算では、各格子の重力寄与 (2.40 式および 2.41 式) を計算する際に萩原 (1978) のサブルーチンを使用する。なお地下水擾乱計算時の空間差分 Δx , Δy , Δz は、拡散方程式で用いた分割法を用いる。すなわち、水平差分 Δx , Δy は約 50 m、鉛直差分 Δz は胆沢扇状地で 5 cm、浅間山・桜島で 1 m という値を用いる。

このように、本節では3つの方程式 (2.14), (2.19), (2.25) を差分化した。具体的には、地下水高 h の拡散方程式 (2.14) を差分式 (2.30) に、体積含水率 θ の拡散方程式 (2.19) を差分式 (2.35) に、そして地下水擾乱 g_w の積分式 (2.25) を差分式 (2.37) に書き換えた。本研究では、これらの差分式を Fortran 言語によって独自にコード化し、3地域への数値計算に適用している (次章以降参照)。

なお、半無限媒質における数値モデリングを試行的に実施したところ、計算された地下水分布は理論的な分布と一致することが分かった。このことから、本研究で用いる差分コードに誤りが無いことが確認された。

2.5 土壌パラメーター

現実の地下水分布や重力擾乱を数値計算によって正確に再現するためには、現場の土壌に即した土壌パラメーターを設定することが不可欠である。本研究では、実測可能な土壌パラメーターについてはできるだけ現場の土壌で実測する。また、測定できない土壌パラメーターについても、観測データへの trial-and-error fitting によって妥当な値をあらかじめ推定する。そこで本節では、数値計算において設定すべき土壌パラメーターを整理するとともに、これらのパラメーターの実測・推定方法を述べる。

まず、本研究の地下水モデルにおいて設定すべきパラメーターは以下の通りである。

$$\begin{aligned}
 & \bullet \text{ 飽和領域 (2.14 式参照)} \quad \left\{ \begin{array}{l} \circ \text{ 水平方向の飽和透水係数 } K_{hs} \text{ [m/s]} \\ \circ \text{ 空隙率 } n \end{array} \right. \\
 & \bullet \text{ 不飽和領域 (2.19 式参照)} \quad \left\{ \begin{array}{l} \circ \text{ 鉛直方向の不飽和透水係数 } K_v(\theta) \text{ [m/s]} \\ \circ \text{ 鉛直方向の不飽和拡散係数 } D_v(\theta) \text{ [m}^2\text{/s]} \end{array} \right.
 \end{aligned} \tag{2.44}$$

特に $K_v(\theta)$ と $D_v(\theta)$ については、体積含水率 θ に対する不飽和依存性も考慮しなければならず、その関数形によっては設定すべきパラメーターがさらに増加する (e.g., Van Genuchten, 1980)。これ以降、それぞれのパラメーターの実測・推定方法を詳述する。

2.5.1 飽和領域の水平飽和透水係数 K_{hs}

まず、飽和領域中の水平飽和透水係数 K_{hs} について述べる。そもそも飽和透水係数 (K_s と書く) はダルシー流速 (2.7 式) の大きさを決定する定数であり、地下水の流れやすさを決める最も重要なパラメーターである。飽和透水係数 K_s は、2.2 節で述べたように土壌によってさまざまな値を取り、その値には 10 桁以上もの開きがある。また、水平方向の飽和透水係数 K_{hs} と鉛直方向の飽和透水係数 K_{vs} の間には差異があり、土壌粒子の形状・配列 (すなわち土壌の異方性) に従って 1 桁程度のずれが生じることが知られている (e.g., 増島, 1970)。以上のような特徴から、飽和透水係数 K_s は現場土壌での実測によって推定するのが現実的である。

飽和透水係数 K_s を実測する方法は数多く存在する (e.g., Grossman and Reinsch, 2002)。例えば「揚水法」では、帯水層地下水を揚水した際の地下水高の空間分布や時間変化によって、帯水層の平均的な (水平方向の) 飽和透水係数を測定することができる (e.g., 土木学会, 1999, 第4章)。いま求めたい飽和領域中の水平飽和透水係数 K_{hs} は、この揚水法で得られる透水係数に最も近いと考えられる。しかしながら、本研究で対象としている火山地域では一般に地下水面が深く、揚水法による実測例は多くない (e.g., 大島, 2008)。

そこで本研究では、現場で採取した土壌コアに実験室にて水道水を浸透させ、水位変化を観察する「変水位法」から飽和透水係数 K_s を求める (日本工業規格, 2009b)。変水位法によって測定される K_s は以下の式で記述できる (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)。

$$K_s = \frac{aL}{A(t_2 - t_1)} \cdot \frac{\mu(T)}{\mu(15)} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \tag{2.45}$$

この式で、 A は土壌コアの断面積、 L は土壌コアの長さ、 a は水管の断面積、 $\mu(T)$ は水温 T (単位 $^{\circ}\text{C}$) における水の粘性係数である (図 2.2 参照)。また、 h_1 および h_2 は、それぞれ時刻 t_1, t_2 における水管中の水位である。なお、一般に透水係数は水温 15 度における値として定義されているため (日本工業規格, 2009b)、実験時の水温 T における水の粘性係数を $\mu(T)/\mu(15)$ として補正している (地盤工学会, 2004, pp. 337)。

いま求めたい飽和領域中の水平飽和透水係数 K_{hs} については、飽和帯水層の土壌コアを水平方向に採取し、実験室で透水試験を行う必要がある。しかしながら、本研究で対象とする火山地域では帯水層が深い (地表から 100 m 前後) 位置にあり、土壌コアを採取することが困難である。そこで本研究では、浅部土壌における鉛直方向の飽和透水係数 K_{vs} を変水位法で実測し、現場の土壌・地質や参考文献から深部帯水層の水平飽和透水係数 K_{hs} を推定している。

2.5.2 飽和領域の空隙率 n

飽和帯水層の空隙率 n は拡散方程式 (2.14) や地下水擾乱式 (2.25) に含まれており、地下水流動だけでなく重力変化にも効く重要な土壌パラメーターである。したがって n も実測する必要があるが、前述の通り飽和帯水層の土壌コア採取は容易でない。そこで本研究では、 K_{hs} と同様に、浅部土壌について空隙率を実測し、現場の土壌や地質条件から深部の空隙率 n を推定する。

土壌の空隙率 n は、採取した土壌コアの飽和時および乾燥時の質量差から見積もることができ

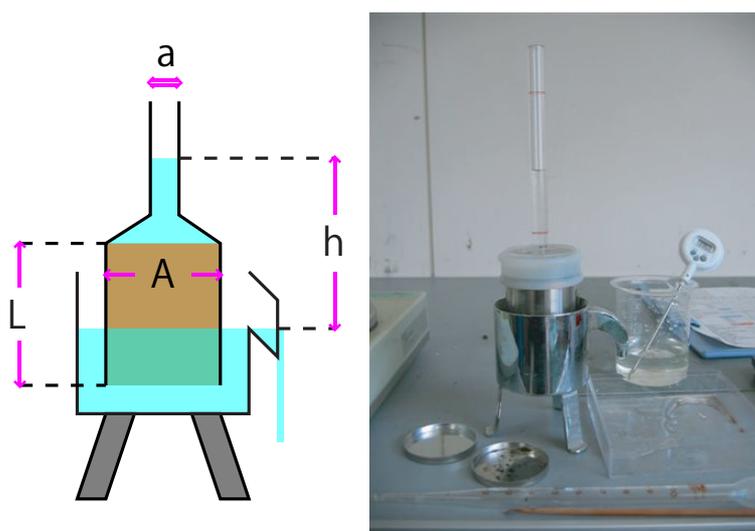


図 2.2: 変水位法による透水試験。左側が模式図で、右側が実際の試験の様子 (2007 年 10 月、浅間火山観測所にて)。

る(含水比試験; 日本工業規格, 2009a)。すなわち土壌コアの(土壌粒子・空隙を含めた)体積を V とし、飽和時の土壌コア質量を M_s 、乾燥後の土壌コア質量を M_d とすると、

$$n = \frac{M_s - M_d}{\rho_w V} \quad (2.46)$$

として空隙率を求めることができる。ただし、 ρ_w は水の密度である。

なお、本研究の数値計算で使用する空隙率は、厳密には有効空隙率 n_e と呼ばれる。すなわち、土壌中には地下水流動に関わる空隙(有効空隙)の他にも、有効空隙と独立した閉じた空隙(孤立空隙)が存在するため、真の土壌空隙率 n_a は n_e よりも大きいと考えられるのである。含水比試験で得られる空隙率は有効空隙率 n_e に非常に近いと考えられるが、土壌の採取方法によっては、孤立空隙が増えたり減ったりする可能性がある。以上のことから、現場の土壌をコアとして採取する際には、土壌フレームワークを乱さないように注意する必要がある。

2.5.3 不飽和領域の鉛直不飽和透水係数 $K_v(\theta)$

2.2 節で述べたように、不飽和時の透水係数 $K(\theta)$ は飽和透水係数 K_s よりも小さく、体積含水率 θ に依存して数桁の範囲で変化する(e.g., 中野, 1991)。 $K(\theta)$ の関数形は様々な形が提唱されているが(e.g., Van Genuchten, 1980)、本研究では不飽和領域の鉛直不飽和透水係数 $K_v(\theta)$ に対し、以下の指数関数を採用する(Davidson et al., 1969; Olsson and Rose, 1978)。

$$K_v(\theta) = K_{vs} \exp \left[-a \left(1 - \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \right) \right] \quad (2.47)$$

ここで、 K_{vs} は不飽和土壌が飽和したときの(鉛直方向の)透水係数、 a は透水係数の変化率を示す(ただし $a > 0$)。また、 $(\theta - \theta_{min})/(\theta_{max} - \theta_{min})$ は規格化された体積含水率であり、 θ_{max} は不飽和土壌の最大含水率すなわち(有効)空隙率、 θ_{min} は不飽和土壌の最小含水率(残留体積含水率、とも呼ばれる)である。最小含水率 θ_{min} は0の土壌が多いものの、孤立空隙中に水が存在する場合や、土壌空隙の毛管作用などによって、 θ_{min} は0とならない土壌も存在する(e.g., 杉尾・岡林, 1994, 表4)。この式によると、透水係数は $\theta = \theta_{max}$ のときに最大値 K_{vs} を取り、 $\theta = \theta_{min}$ のときに最小値 $K_{vs}e^{-a}$ を取ることが分かる。

地下水流動の数値モデリングを行ううえで、(2.47)式であらかじめ決定すべきパラメーターは4つ(K_{vs} , a , θ_{min} , θ_{max})である。この中で K_{vs} は透水試験(2.45式)を、最大含水率 θ_{max} は含水比試験(2.46式)を実土壌に適用することで測定する。また a と θ_{min} については簡便な方法での

実測が困難であるため、本研究では実際の土壌で観測されている含水率変化を再現できるように、 a と θ_{min} を数値モデリング中で試行錯誤的に推定する。

2.5.4 不飽和領域の鉛直不飽和拡散係数 $D_v(\theta)$

2.2.2 節で述べた通り、不飽和領域の鉛直拡散係数 $D_v(\theta)$ も含水率依存性を示す。本論文では $K_v(\theta)$ と同様に、 $D_v(\theta)$ の関数形として以下の指数関数を仮定する (Gardner and Mayhugh, 1958)。

$$D_v(\theta) = D_{vs} \exp \left[-b \left(1 - \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \right) \right] \quad (2.48)$$

この式から、拡散係数の最大値は $D_v(\theta_{max}) = D_{vs}$ 、最小値は $D_v(\theta_{min}) = D_{vs}e^{-b}$ である (ただし $b > 0$)。なお θ_{max} と θ_{min} の値は (2.47) 式と共通の値を取るため、さらに決定すべきパラメータは飽和時の鉛直拡散係数 D_{vs} と変化率 b の 2 つである。この 2 パラメータについてもその測定は困難であるため (e.g., Bruce and Klute, 1956)、本研究では観測した含水率変化を再現できるように、数値計算によって試行錯誤的に推定する。

以上本節で述べてきたように、本研究の地下水流動モデリングで用いる全ての土壌パラメータは、土壌試験による実測か、あるいは観測データへの試行錯誤的回帰によって決定する。なお、 $K_v(\theta)$ と $D_v(\theta)$ の関数形を設定したために、決定すべき土壌パラメータが (2.44) に比べて 4 つ増えた。以下に改めて、数値計算に必要な土壌定数 (全部で 8 個) をまとめる。

$$\left. \begin{array}{l} \bullet \text{ 飽和領域 (2.14 式参照)} \\ \\ \bullet \text{ 不飽和領域 (2.19, 2.47, 2.48 式参照)} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \circ \text{ 水平飽和透水係数 } K_{hs} \\ \circ \text{ 空隙率 } n \\ \circ \text{ 鉛直不飽和透水係数 } K_{vs} \\ \circ \text{ 鉛直不飽和拡散係数 } D_{vs} \\ \circ K_v(\theta) \text{ の変化率 } a \\ \circ D_v(\theta) \text{ の変化率 } b \\ \circ \text{ 最大含水率 } \theta_{max} \\ \circ \text{ 最小含水率 } \theta_{min} \end{array} \quad (2.49)$$

2.6 計算領域と境界条件の設定

地下水流動および重力変化の式 (2.14, 2.19, 2.25 式) を数値的に解くには、境界面や境界条件を適切に設定する必要がある。本節では、地下水流動計算における以下の境界の設定方法と、これ

らの境界での拘束条件を詳述する。(1) 地表面 $h_g(x, y)$ 、(2) 地下水面 $h(x, y, t)$ 、(3) 不透水層上面 $h_b(x, y)$ 、(4) 河川・湖沼・海岸線、(5) 分水嶺。

2.6.1 地表面 $h_g(x, y)$

地表面は、降水が入力される地下水流動の開始地点であり、蒸発・蒸散に伴う地下水放出の場でもある。また、地下水の詳細な分布、さらに地下水擾乱 $g_w(t)$ を正確に求めるには、実際の地表面の形状 $h_g(x, y)$ を考慮することが不可欠である。

本研究では、より現実的な地下水時空間分布を得るため、国土地理院 (1997a, 1997b) の数値標高データ (DEM) を用いて地表形状 $h_g(x, y)$ を再現する。この DEM は南北方向 1.5 秒、東西方向 2.25 秒ごとに区切られていて、日本周辺における 1 格子の大きさは 1 辺約 50 m である。なおこの DEM 格子の大きさは、差分計算をする際の差分量 Δx , Δy にも使用される (2.4 節参照)。

数値モデリングにおいては、この地表面に有効降水量 $P(t)$ がノイマン境界条件として入力される。すなわち、ある時刻 t の降水量を $R(t)$ 、蒸発散量を $E(t)$ 、地表浸透能を p とすると、地表面での境界条件は以下のように書ける。

$$v_z(x, y, h_g(x, y), t) = -pP(t) = -p[R(t) - E(t)] \quad (2.50)$$

ただし、 v_z は鉛直方向のダルシー流速 (鉛直上向き正) であり、(2.6) 式や (2.7) 式を用いて以下のように書き換えられる。

$$\begin{aligned} v_z(x, y, h_g(x, y), t) &= -K_v \frac{\partial h}{\partial z} \\ &= -K_v \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} + 1 \right] \\ &= - \left[D_v \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_v \right]_{(x, y, h_g(x, y), t)} \\ &= -p[R(t) - E(t)] \end{aligned} \quad (2.51)$$

地下水分布や重力擾乱を精度良く求めるためには、入力値 p , $R(t)$, $E(t)$ に現実的な値を採用することが必要である。まず、地表における降水浸透能 p については、時間降雨が 100 mm/hour を超えない限り $p = 1.0$ と見なせることが分かっている (村井・岩崎, 1975, 図 1)。また、本研究の重力観測点近傍には、浸透能を著しく低下させるようなアスファルト等人工物の占有域も存在していないため、本研究では時空間的に一様な完全浸透 $p = 1.0$ を仮定する。

次に降水量 $R(t)$ は、空間的に一様な分布をなしているものと仮定し、重力観測点近傍で実際に観測された時間降水量を用いる。というのも、重力値は物体との距離の3乗に反比例するため、重力観測点近傍の地下水入力最も支配的だからである (e.g., Kazama and Okubo, 2009)。本論文で使用した降水データはどれも転倒ます型雨量計による観測値であり、その雨量解像度は0.5 mm または1.0mm である。

さらに蒸発散量 $E(t)$ については、ライシメーター等の大型装置を使用しない限り、正確な実測値を得ることは不可能である (e.g., 黒田ほか, 2002)。そこで本研究では、Thornthwaite (1948) および Penman(1948) の可能蒸発散量の計算値を求め、本研究の地下水流動モデリングに利用する。なお蒸発散量についても、空間的に一様な分布を仮定している。以下に、その計算方法と適用方法について述べる。

まず Thornthwaite (1948) の経験的蒸発散量 E_t (単位 [cm/month]) は、各月 (i ; $1 \leq i \leq 12$) の平均気温 (摂氏) T_i から以下のように計算される (e.g., 土木学会, 1999)。

$$E_t(i) = C(i, \varphi) \cdot T(i)^a \quad (2.52)$$

$$a = (6.75 \times 10^{-7})I^3 - (7.71 \times 10^{-5})I^2 + (1.792 \times 10^{-2})I + 4.9239 \times 10^{-1} \quad (2.53)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{T(i)}{5} \right]^{1.514} \quad (2.54)$$

ただし、 $C(i, \varphi)$ は各月 i および緯度 φ における日射量補正值である (市川, 1973)。この蒸発散量 E_t はアメリカ大陸の地下水収支を説明するために得られた経験則であるが、 E_t は日本列島等湿潤地域の実蒸発散量もよく再現できることが知られている (関口, 1950)。なお E_t の時間解像度は月単位と低いため、本研究で議論するような時間～日オーダーの地下水分布変化の計算には不向きである。しかしながら、 E_t は月平均気温データのみから容易に計算できるという利点があるため、本研究では定常解析 (2.7 節参照) でこの蒸発散量 E_t を使用する。

一方、Penman(1948) の蒸発散量 E_p (単位 [mm/day]) は、地表における熱収支から

$$E_p = \frac{\Delta(T)}{\Delta(T) + \gamma} \cdot \frac{S(J, \varphi, \alpha, n, T, H)}{\ell(T)} + \frac{\gamma}{\Delta(T) + \gamma} \cdot f(u, h_a) \cdot [E_{sa}(T) - E_a(T, H)] \quad (2.55)$$

と書ける。ここで、 Δ , S , ℓ , f , E_{sa} , E_s は気候学的な関数である (三浦・奥野, 1993)。 E_p は、4つの気象データ (日平均気温 T ・日平均相対湿度 H ・日照時間 n ・日平均風速 u) と、5つの定数 (乾湿計定数 $\gamma = 0.662$ [hPa/°C]・年通算日 J ・緯度 φ ・地表アルベド α ・風速計高度 h_a) によっ

て求めることができる。 E_p は E_t (2.52 式) に比べて準備すべきデータが多いものの、日単位の蒸発散量を精度良く求めることができる (e.g., 黒田ほか, 2002)。よって本研究では、地下水流動の非定常解析でこの蒸発散量 E_p を地表境界条件として利用する。

なお E_p を求める際に必要な気象データおよび風速計の高さ h_a は、主に気象庁のホームページ (気象庁, 2009a; 気象庁, 2009b) から取得する。また地表アルベド α は、厳密には植生・土壌色・含水率に依存して変化するが (Idso et al., 1975; Betts and Ball, 1997; Post et al., 2000)、土壌表面や草地ではほぼ 0.2 であることが知られているため (会田, 1982; 小倉, 1999)、本研究では時空間的に一様なアルベド値 $\alpha = 0.2$ を設定する。

2.6.2 地下水面 $h(x, y, t)$

地下水高 $h(x, y, t)$ は飽和帯水層の拡散方程式 (2.14) の解であり、なおかつ飽和・不飽和境界の形状をも意味している。地下水面では、以下の2つの境界条件を設定する必要がある。

まず、地下水面では不飽和土壌が飽和領域に接していることから、ここでは不飽和土壌最下部が飽和している必要がある (体積含水率の連続性)。これを式で表現すると、以下の通りである。

$$\theta(x, y, h(x, y, t), t) = \theta_{max} \quad (2.56)$$

また、飽和領域への地下水涵養率 $N(x, y, t)$ は、不飽和土壌最下部の鉛直流量と一致するので (流速の連続性)

$$N(x, y, t) = -v_z(x, y, h(x, y, t), t) = \left[D_v \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_v \right]_{(x, y, h(x, y, t), t)} \quad (2.57)$$

と書き表せる。ただし、 N は鉛直下向きを正としている。

なお、地下水面は飽和・不飽和領域の境界面であることから、非定常地下水解析を行う以前にその形状を設定しておく必要がある。そこで本研究では、まず定常解析によって地下水面の定常分布 $h_s(x, y)$ を求め、これを飽和・不飽和領域の境界面として設定している (2.7 節にて詳述)。

2.6.3 不透水層上面 $h_b(x, y)$

不透水層上面は、地下水流動域の最下面を定義するだけでなく、地下水高 h の拡散方程式 (2.14) にも関わることから、現実の地質に見合った形状 $h_b(x, y)$ を設定する必要がある。本論文では、各

地域の電磁気探査で得られた比抵抗構造 (Aizawa et al., 2008; 神田ほか, 2008) を元に、基盤岩の最上面を不透水層上面として設定している。詳細については、次々章以降で論述する。

ところで、「難透水層」とも呼ばれる不透水層は、その僅かな亀裂や空隙によって漏水効果を生み、不圧 被圧帯水層間の地下水収支に関与する場合がある (e.g., 佐藤・岩佐, 2002, 図 1-8)。しかしながら、本研究で対象とする火山地域では地下水面が深いため、地下水擾乱値 $g_w(t)$ に占める飽和地下水の寄与は十分に小さい (次々章以降参照)。したがって、不透水層の漏水効果も重力擾乱に関する限りでは無視できると考えられるので、本研究では不透水層の漏水がないものと仮定する。そこで本研究では、不透水層上面を貫通する鉛直流速がゼロであるという拘束条件

$$v_z(x, y, h_b(x, y), t) = 0 \quad (2.58)$$

を、不透水層上面の全格子に課す。

2.6.4 河川・湖沼・海岸

河川面・湖沼面・海水面は、地下水面と連続的に繋がっていると考えられる (e.g., Vacher, 1988)。そこで本研究では、河川・湖沼・海岸線の地点 (x_w, y_w) では、地下水面を河川等の標高で固定する。式で表現すると以下の通りである。

$$h(x_w, y_w, t) = h_g(x_w, y_w) \quad (2.59)$$

なお、地下水流量 (すなわち h の空間微分) と湧水量の連続性を境界条件として設定することも可能であるが、 h そのものに拘束条件をつけることが自然であり簡便と考えられるので、本研究ではこの境界条件を設定した。

2.6.5 分水嶺

地下水擾乱 $g_w(t)$ に強く効くのは重力計近傍の地下水分布なので (Kazana and Okubo, 2009)、重力観測点近傍の地下水分布を精度良く求めることが不可欠である。また、ある領域の地下水分布を精度良く再現したい場合には、対象領域よりも (水平方向に) 十分広い計算領域を設定することが、いわば地下水物理学の常識となっている。しかしながら、計算領域を広げることによって差分計算の格子数は増加し、計算時間は大幅に増大する。このことから、数値計算を行う関係上、水平方向の計算領域を適切な大きさに設定する必要がある。

そこで本研究では、分水嶺によって区切られた閉じた領域（すなわち「流域」）を水平方向の計算領域として設定する。というのも、分水嶺を横切るような水平方向の地下水流動は十分無視できると考えられるからである（e.g., 植野ほか, 1998）。分水嶺は山岳の尾根線（等高線と垂直に交わる線）や大河川に一致するので（Tóth, 1962）、本研究では地形図等から尾根線・峡谷線を読み取ることで、閉じた分水嶺曲線を決定した。

分水嶺では、地下水流速に関して以下の境界条件を満たす必要がある。

$$\vec{v}_h \cdot \vec{e}_t = 0 \quad (2.60)$$

ただし、 \vec{e}_t は分水嶺に直交する方向を示す単位ベクトル、 \vec{v}_h は帯水層の水平流速ベクトルである（図 2.1）。そこで本地下水モデリングでは、分水嶺線を横切るような地下水流速 \vec{v}_h を 0 に固定し、分水嶺を介した地下水の授受はないものとした。

2.7 初期条件の設定

地下水分布の非定常状態 ($\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$) を計算する際には、初期状態 ($\theta(x, y, z, 0)$ および $h(x, y, 0)$) を適切に設定する必要がある。そこで本研究では、定常解析によって得られた地下水分布を非定常解析の初期条件として活用する。式で表現すると、以下の通りである。

$$\theta(x, y, z, 0) = \theta_s(x, y, z) \quad (2.61)$$

$$h(x, y, 0) = h_s(x, y) \quad (2.62)$$

ここで、 θ_s は不飽和領域の体積含水率定常解、 h_s は飽和領域の地下水高定常解である。

定常解析では、地表面に一定の有効降水量 P_0 を入力し続け、地下水分布の収束状態を定常解とみなす。ここで、地表面に入力する流速 v_{z0} は以下のように書ける（2.50 式参照）。

$$v_{z0}(x, y, h_g(x, y)) = -P_0 = -(R_0 - E_0) \quad (2.63)$$

R_0 は平年降水量、 E_0 は平年蒸発散量である（地表浸透能は非定常解析と同様に 1.0 とした）。本研究では、 R_0 の値は気象庁（2009a）に掲載されているアメダス観測点の平年降水量を用いる。なお、アメダス観測点は重力観測点に最も近い場所を選択する。また E_0 には、同じアメダス観測点の月平均気温の平年値 \bar{T}_i から得られた平年のソーンズウェイト蒸発散量（2.52 式）を用いる。

2.7.1 地下水高の定常解 $h_s(x, y)$

このような地下水入力を与えたとき、地下水高の定常解 $h_s(x, y)$ は以下のようにして計算される。まず、地表に定常的な有効降水量が入力されていることから、地下水面への涵養率 N_0 (単位 [m/s]; 2.57 式参照) も定数値

$$N_0(x, y) = P_0 = R_0 - E_0 \quad (2.64)$$

を取る。この涵養量を空間的に一様に入力し続け、飽和領域の差分方程式 (2.30) および前節までに述べてきた境界条件・土壌定数によって、地下水高の収束解 $h_s(x, y)$ を得る。

ところで、地下水面固定域 (河川等) の周囲では、定常計算の途中で地下水面 h が地表面 h_g を超えてしまうグリッドが出現する可能性がある。このような場所では、急峻な地下水面を作ることによって地下水流速を増加させ、地下水を外部へ排出する機構が存在しているものと考えられる。しかしながら、現実には h が h_g を上回ることはないため、このような地点では地下水面と地表高がほぼ一致し、地下水が湧出しているものと考えられる。以上のような考察から、本研究の地下水流動プログラムでは、定常・非定常の両解析において以下の条件を課す。

$$h(x, y, t) \leq h_g(x, y) \quad ; \quad \forall (x, y, t) \quad (2.65)$$

2.7.2 体積含水率の定常解 $\theta_s(x, y, z)$

本研究では、不飽和領域の水平地下水流動を無視するので、不飽和領域の厚さ

$$\Delta h(x, y) = h_g(x, y) - h_s(x, y) \quad (2.66)$$

が一致している場所 (x, y) では、土壌中の体積含水率プロファイルは一致する。また、不飽和層中の鉛直流量 v_{z0} は 3 次的に一様

$$v_{z0}(x, y, z) = -(R_0 - E_0) \quad (2.67)$$

であることから、例えば厚さ 30 m の不飽和層の水分鉛直分布のうち、地下水面に近いほう (すなわち下層) の 10 m は、厚さ 10 m の不飽和層の水分鉛直分布に一致する。

したがって、不飽和帯の体積含水率定常解 $\theta_s(x, y, z)$ を求めるには、十分に長い (例えば長さ Δh_{\max} の) 不飽和土壌カラムの定常含水率プロファイル $\Theta_s(Z)$ (ただし Z は地下水面からの高さ; 図 2.1 参照) を計算し、 $\Theta_s(Z)$ を不飽和層厚分布に応じて以下のように再分配すればよい。

$$\theta_s(x, y, z) = \Theta_s(z - h_s(x, y)) \quad ; \quad h_s(x, y) \leq z \leq h_g(x, y) \quad (2.68)$$

$\Theta_s(Z)$ を求める際には差分式 (2.35) を使用し、実土壌に対して実測・推定された数値パラメータを使用する。また、境界条件は以下の 2 式を用いる。

$$\Theta(Z = 0) = \theta_{max} \quad (2.69)$$

$$v_z(Z = Z_{max} = \Delta h_{max}) = -(R_0 - E_0) \quad (2.70)$$

このような条件下で差分計算を反復的に実施し、体積含水率の収束分布 $\Theta_s(Z)$ を得る。

2.8 本章のまとめ

本章では、地下水流動の数値モデリングに基づいて、地下水起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を見積もる方法を議論してきた。本章の内容をまとめると以下の通りである (図 2.3 も参照のこと)。

地下水構造は不飽和な領域と飽和領域の 2 つに大別でき、前者には体積含水率 $\theta(x, y, z, t)$ を、後者には地下水高 $h(x, y, t)$ という物理量を定義することで、地下水を定量化できる (2.1 節)。重力データに含まれる地下水擾乱 $g_w(t)$ を再現するには $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ の時空間分布を見積もることが必要不可欠であり (2.3 節)、そのためには非線形の拡散微分方程式を解かなければならない (2.2 節)。これらの方程式は 2.4 節のように差分化することができ、土壌パラメーター (2.5 節)・境界条件 (2.6 節)・初期条件 (2.7 節) を適切に設定することで、 $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ を数値的に求めることができるのである。

次章からは、本手法を以下の 3 つの地域に適用する (図 2.4)。第 3 章：重力観測点周辺に起伏が殆ど無い平野地域 (胆沢扇状地、岩手県)、第 4 章：重力観測点近傍が起伏に富んでいる火山地域 (浅間火山、長野・群馬県)、第 5 章：重力観測点が海岸に近い淡水・海水相互作用を考慮しなければならない島嶼火山 (桜島火山・鹿児島県)。これら 3 地域の地下水流動系はこの順番で複雑になっていると考えられるため、本研究の地下水流動モデリングが複雑な流動系をも再現できるかどうかを、順を追って論述していく。なおこれら 3 つの章で詳述されている通り、本章で定式化した地下水擾乱計算値 $g_w(t)$ は重力観測値 $g_{obs}(t)$ と高い精度で一致しており、胆沢扇状地の場合は $1 \mu\text{gal}$ の範囲内で、浅間山の場合は絶対重力計の観測誤差 ($3 \mu\text{gal}$ 前後) の範囲内で観測データを再現できることが分かっている。

さらに第 6 章では、2004 年浅間山噴火および 2008 年桜島噴火時の重力観測データ $g_{obs}(t)$ から計算された地下水擾乱 $g_w(t)$ を差し引き (1.3 式)、地下水擾乱効果を補正する。そして補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ を火山活動や他の観測データと比較することで、火山内部のマグマ移動を議論する。

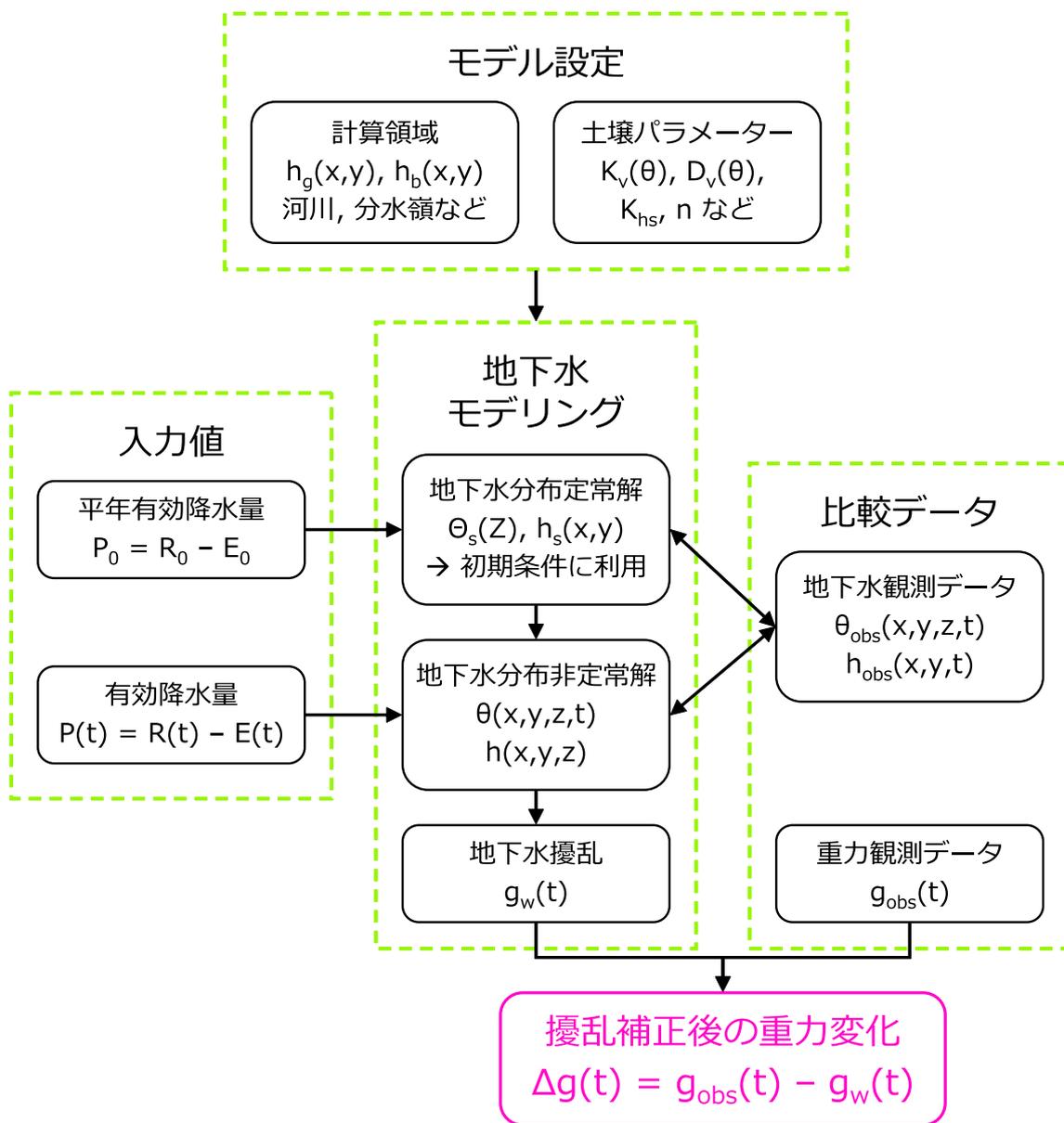


図 2.3: 本研究で行う地下水擾乱補正のフローチャート。

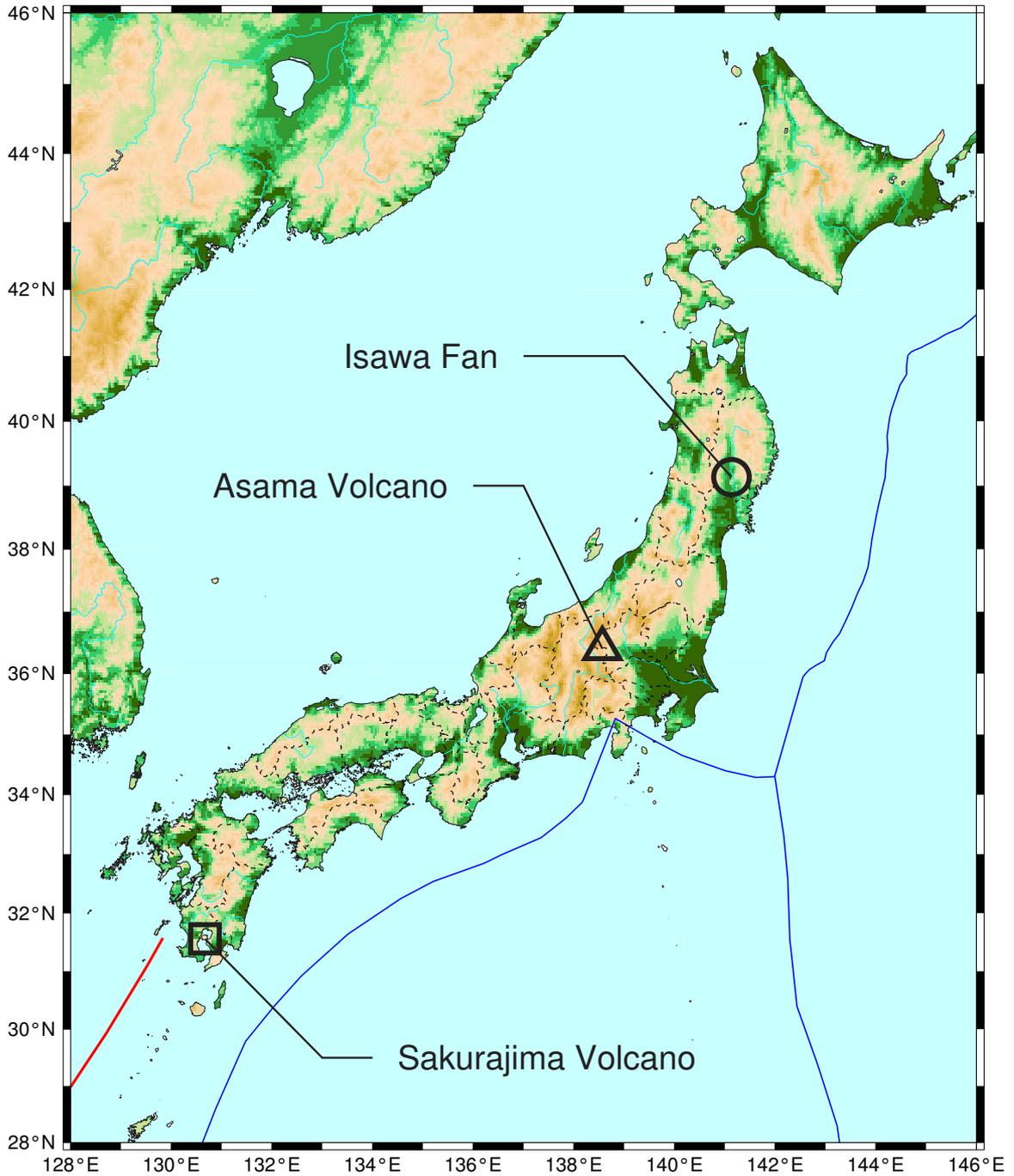


図 2.4: 本研究で地下水モデリングを適用する 3 つの地域 (丸: 胆沢扇状地、三角: 浅間火山、四角: 桜島火山)。青色・赤色の実線は Coffin et al. (1997) で示されているプレート境界で、陸地標高データには GTOPO30 (Gesch and Larson, 1996; USGS, 2009) を使用している。

第3章 平野地域への適用例

地下水モデリングの第1の適用例として、本章では岩手県の胆沢扇状地を取り上げる。重力観測点周辺に起伏が殆ど無く、地下水分布が半無限媒質として近似できるような場合に、地下水分布変化や地下水擾乱がどの程度再現できるのかを検証する。

3.1 胆沢扇状地

胆沢扇状地は、岩手県南部の奥州市に位置する洪積世時代の扇状地である(図2.4の丸印、図3.1の扇形)。奥羽山脈から東へ広がる扇の1辺は約20 km、面積は200 km²にも達する。扇端部では北上川が北から南に向けて流れており、この周囲には奥州市(旧水沢市)中心街や水田が広がっている。胆沢扇状地は日本を代表する大規模な扇状地の1つであり、扇状地地下水のフィールドとして古くから調査・研究の対象とされてきた(e.g., 堀ほか, 2008)。また、この地域は砺波平野(富山県)や出雲平野(島根県)と並ぶ散村地域としても有名であり、農学・社会学の研究対象としてもしばしば登場する(e.g., 田林ほか, 2003)。

本研究では、この胆沢扇状地に地下水・重力の数値モデリングを適用し、地下水分布や重力擾乱の再現性を確認する。本研究でこの地をテストフィールドとして選択したのは、以下の3つの理由による。(1) 胆沢扇状地の不圧地下水面は浅いため(深さ10 m以内)、飽和・不飽和地下水の観測が容易であり、地下水起源の重力擾乱も高振幅で観測できる可能性が高いこと。(2) 扇状地周辺には活動的な火山が存在しないため、観測された重力変化の大部分が地下水起源の重力擾乱であると考えられること。(3) 胆沢扇状地の扇端部には国立天文台水沢VLBI観測所(略称NAO; 図3.1の星印)があり、本研究で必要な重力・地下水・気象の各データを全て独自に取得できること。

次節以降では、国立天文台で観測した地下水・重力データを示すとともに、第2章で述べた地下水・重力数値モデリングの具体的な適用方法を述べる。そして、地下水分布・重力の計算結果を観測データと比較することで、本研究の地下水モデリングの精度を検証する。

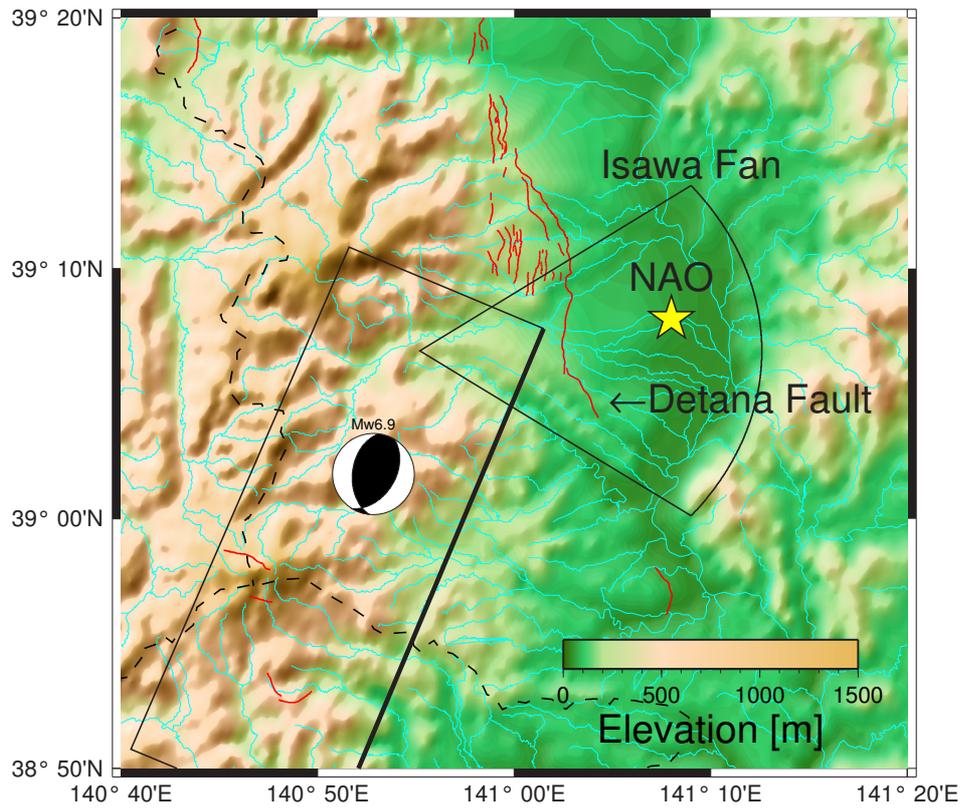


図 3.1: 胆沢扇状地周辺の地形 (標高データは GTOPO30 による; USGS, 2009)。黒色の扇形は胆沢扇状地、星印は国立天文台の位置、青線は流路 (河川に相当; 国土交通省国土計画局, 2009)、赤色は地表活断層 (中田・今泉, 2002)、点線は県境を示している。また、黒色の長方形は岩手宮城内陸地震の本震断層 (Hikima et al, 2008; Yokota et al, 2009) で、その震央には防災科学技術研究所震源メカニズム解 (<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/>) を表示している。

3.2 観測データ

国立天文台は胆沢扇状地扇端域のほぼ中央に位置し、標高約 62 m、斜度 0.4 % 程度の緩やかな傾斜地に位置している。住宅街や水田の中に約 4 ha の敷地を有する国立天文台はかつて「緯度観測所」と呼ばれ、1899 年の設立以降さまざまな測地観測が行われてきた (e.g., Kimura and Satome, 1905; Shibata et al., 1994)。また、天文台周辺の地下水面の深さは 1–3 m と非常に浅く、地下水位と絶対重力の比較観測が 1970 年代以降に実施されてきた (花田ほか, 1990)。さらに 2008 年からは、地下水変動起源の重力変化をさらに高精度に観測するために、江刺地球潮汐観測施設 (天文台の約 20 km 東) に設置されていた超伝導重力計が天文台に移設され (田村ほか, 2009)、2009 年末現在も観測を継続している。

そこで本研究では、この超伝導重力計の移設に合わせて天文台敷地内の地下水観測網を強化し、地下水・重力の比較連続観測を実施した (図 3.2 参照)。本節では、この地下水・重力の観測データを示すとともに、国立天文台で従来から行われている気象観測装置のデータについても言及する。

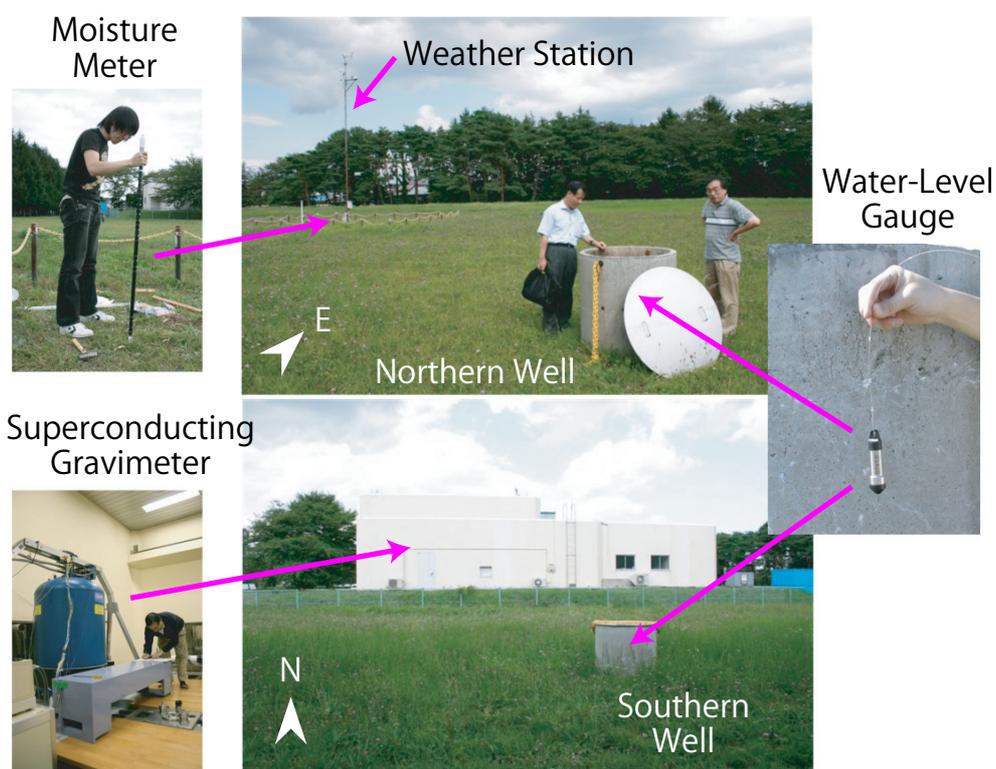


図 3.2: 国立天文台における地下水・重力同時観測。写真上: 重力観測棟北側に位置する井戸を、西側から見た様子。写真下: 重力観測棟南側に位置する井戸を、さらに南側から見た様子。奥に写っている白い建物が重力観測棟。

3.2.1 気象観測

図 3.3a に気象観測データを示す（横軸は 2008 年元日からの日数）。まず青線は、天文台の気象観測装置で観測された降水量を積算値 $R_{tot}(t)$ で示している。この降水量は分解能 0.5 mm の転倒ます雨量計によって観測された値で、柵の転倒回数をリアルタイムで観測し、1 分毎の総転倒回数を出力している。なお冬季の降雪は、全て水に溶かすことで降雨換算で計測されている。降水量の変化の様子を見ると、冬季に降水量が少なく、夏季に降水量が大きいことが分かる。これは、胆沢扇状地が奥羽山脈の東側に位置しているため、冬季の降雪量が日本海側に比べて少ないためと考えられる。また、2008 年の総降水量は 907.0 mm で、近隣の AMeDAS 観測点と同程度の降水量である（江刺：1062 mm; 気象庁, 2009a）。

次に緑色の線は、Penman (1948) の蒸発散モデル (2.55 式) による蒸発散量積算値 $E_{tot}(t)$ である。蒸発散を推定するために必要な気象データ（日平均気温 $T(t)$ 、日平均相対湿度 $H(t)$ 、日照時間 $n(t)$ 、日平均風速 $u(t)$ ）は、天文台気象観測装置の観測値を使用した。なお、蒸発散を求める上で必要な定数は、以下の値を使用した：アルベド $\alpha = 0.2$ 、緯度 $\varphi = 39.1332$ [deg]、風速計高度 $h_a = 10$ [m]。蒸発散量は、気温や日照量に相関して夏に多く冬に小さくなっている。また、2008 年の総蒸発散量は 701.5 mm であり、降水の 77 % が空気中へ放出されたことが分かる。

赤色の線は有効降水量 $P_{tot}(t) = R_{tot}(t) - E_{tot}(t)$ である。少雨期である春季には降水総量が蒸発散総量を超えるため、 P_{tot} はこの時期にマイナスになっている。一方、夏季以降は梅雨や台風の影響で降水量が増加し、最終的に 2008 年の有効降水量は +205.5 mm になっている。

そして、灰色棒グラフは積雪量の日最大値 d_{snow} を示している。通常は天文台の気象観測装置で独自に積雪観測を行っているが、2007 年以降積雪計の故障により積雪量を観測することができなかった。そのために、この図では北上（国立天文台の北約 16 km）および一関（天文台の南約 23 km）の日最大積雪値（気象庁, 2009a）の平均を示している。このデータを見ると、2007–2008 年シーズンには 10 cm 前後の積雪が 4 月まで残っているが、2008–2009 年シーズンは暖冬傾向が強かったため（気象庁, 2009c）、1 度降雪しても数日間のうちに融雪していることが分かる。

3.2.2 土壌水分観測

本研究では、不飽和土壌の体積含水率を計測するため、天文台の気象観測装置脇に Delta-T 社製のプロファイル水分計 (Profile Probe PR2) を設置し、2008 年 12 月から観測を開始した (図 3.2)。

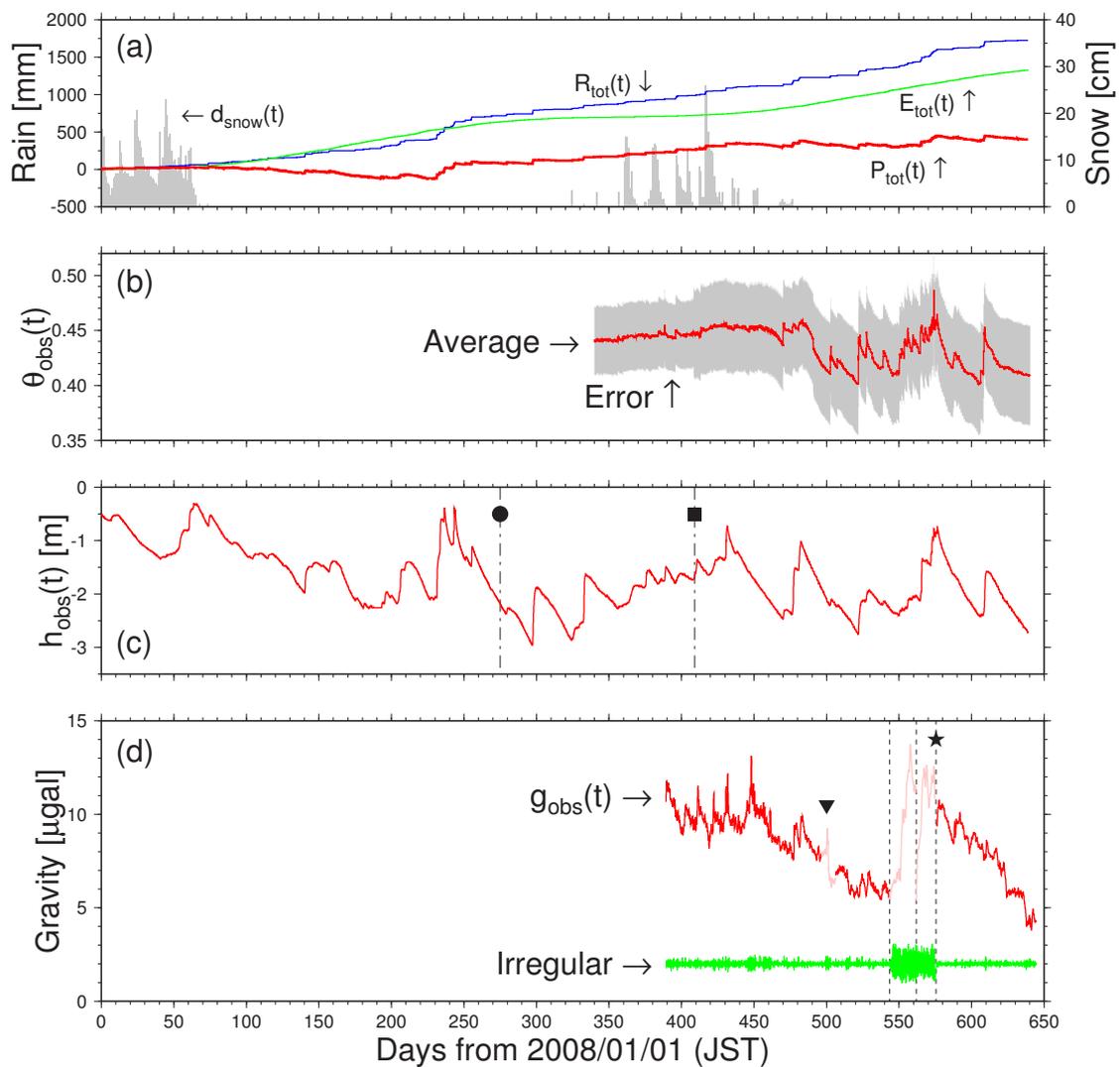


図 3.3: 天文台で観測された気象・地下水・重力データ。横軸は2008年1月1日午前0時からの時間を [day] 単位で表記している。(a) 青色：降水量積算値 $R_{tot}(t)$ 、緑色：Penman(1948)の蒸発散量積算値 $E_{tot}(t)$ 、赤色：有効降水量積算値 $P_{tot}(t)$ 、灰色：1日の最大積雪量 $d_{snow}(t)$ 。(b) 地表面における体積含水率変化 $\theta_{obs}(t)$ 。灰色は含水率の標準誤差を示す。(c) 地表高 h_g を基準とした地下水位変化 $h_{obs}(t)$ 。一点破線・丸印・四角印は水位計増設を行った日時を示している。(d) 赤色およびピンク色：超伝導重力計による重力観測値 $g_{obs}(t)$ 。緑色：BAYTAP-G (Tamura et al., 1991) による重力観測データの不規則成分 (Irregular value)、黒点線：BAYTAP-G の解析区間、三角印：液体ヘリウム充填を行った日時、星印：重力計の制御装置を交換した日時。

この水分計は、直径約 3 cm、長さ 120 cm の細長い円筒形をしており、円筒側面の 6 箇所には土壌誘電率 ϵ (単位 [F/m]) を計測するセンサーが付いている。この水分計を約 100 cm 土壌に埋設することで、地表からの深さ 10, 20, 30, 40, 60, 100 cm における誘電率を観測できるのである。

そもそも土壌誘電率 ϵ は、その土壌の含水率 θ に従って変化する。というのも、水の誘電率 (およそ $81\epsilon_0$; ただし ϵ_0 は真空の誘電率) は土壌粒子や空気の誘電率 (それぞれおよそ $4\epsilon_0$, ϵ_0 ; 国立天文台, 2007) に比べて非常に大きいので、土壌空隙中に水分が増加すると土壌全体の見かけの誘電率が増加するのである。ここで、土壌の誘電率 ϵ と体積含水率 θ は 1 対 1 の関係をなし (Topp et al., 1980)、以下のような近似式が成立する (Whalley, 1993; White et al., 1994)。

$$\sqrt{\epsilon} = a_0 + a_1 \times \theta \quad (3.1)$$

a_0, a_1 は各土壌に固有の定数であるが、Miller and Gaskin (1999) によって

$$\begin{cases} \text{無機土壌: } a_0 = 1.6 [F^{1/2}/m^{1/2}], & a_1 = 8.4 [F^{1/2}/m^{1/2}] \\ \text{有機土壌: } a_0 = 1.3 [F^{1/2}/m^{1/2}], & a_1 = 7.7 [F^{1/2}/m^{1/2}] \end{cases} \quad (3.2)$$

と概算されている。土壌中の誘電率 ϵ は TDR 法 (time-domain reflectometry; Topp et al., 1980) によって観測可能なので、得られた誘電率 ϵ を (3.1) 式に基づいて変換すれば、その土壌の体積含水率 θ を知ることができる。

ところで、誘電率 ϵ を含水率 θ に変換する際には、(3.2) 式で有機土壌と無機土壌のどちらか一方の定数を使用する。したがって、実際の土壌が有機土壌・無機土壌のどちらに近似できるかをあらかじめ知っておく必要がある。そこで本研究では、天文台の土壌含水量を含水比試験 (日本工業規格, 2009a) によって実測した。体積 V の土壌コアの採土時の質量を M_0 、乾燥後の質量を M_d とすると、採土時の土壌含水率 θ_0 は

$$\theta_0 = \frac{M_0 - M_d}{\rho_w V} \quad (3.3)$$

と見積もられる。なお、 M_0 を飽和時の質量 M_s に変えると、空隙率 n の計算式に一致する (2.46 式参照)。2008 年 11 月 8 日における土壌の含水率実測値は $\theta_0 \simeq 0.50$ であり、2008 年 12 月以降の観測値で有機土壌を仮定した場合の含水率 (0.40–0.50) に一致することが分かった。無機土壌を仮定すると含水率が小さく求まる (0.33–0.42) ことから、本章では土壌が有機土壌に近似できると仮定して、含水率観測値を計算する。

図 3.3b に赤色で示したのが、得られた体積含水率変化 $\theta_{obs}(t)$ である。ただし、 $\theta_{obs}(t)$ は 6 層の各含水率値 $\theta_i(t)$ ($1 \leq i \leq 6$) の平均値であり、地表面から深さ 1 m までの平均的な含水率変化を

示しているものと考えられる。なお、灰色で塗った領域は体積含水率の標準誤差

$$\Delta\theta(t) = \sqrt{\frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \frac{[\theta_i(t) - \theta_{obs}(t)]^2}{5}} \quad (3.4)$$

である。地表付近の土壌不均質 (奥田ほか, 1974; 大江・花田, 1982) のために誤差が 0.05 程度とやや大きいものの、 $\theta_{obs}(t)$ は降雨時には急上昇し、その後指数関数的に減少していることが分かる。これは、降雨時に土壌に水分が供給されるためと、降雨後に浸透や蒸発散によって水分が地表から移動するためと考えられる。また、冬季の含水率はほぼ一定値あるいは緩やかな上昇を示しており、降水 (降雪) への即時応答はほとんど確認できない。この原因としては、積雪が地表からの蒸発散を抑制することと、積雪が定常的な融雪水の供給源になっていることが考えられる。

3.2.3 地下水位観測

天文台敷地内には、重力観測棟を取り囲むように 4 つの浅井戸 (深さ約 5 m) が設置され、従来から浮子式水位計による水位観測が実施されている (花田ほか, 1990)。浮子式水位計は、水面に浮かぶガラス製の浮きと、井戸蓋付近の滑車をナイロン糸で結んだ構造になっている。浮きの位置変化に伴う滑車の回転量を電圧値として計測することで、滑車位置を基準とした水面の深さを見積もることができる。なお、滑車回転量とナイロン糸長の関係上、水位変化の最大観測幅は 2 m であり、最大出力電圧はこれに対応して約 1 V に設定されている。

2008 年 1 月 ~ 9 月 ($t \leq 275$ [day]) に浮子式で観測された水位変化を図 3.3c に示す。ただし、この水位変化は 4 つの井戸水位の 1 分毎の観測値を平均化した値であり、地表面を基準とした相対的な水位変化が表示されている。また、電圧値から水位を計算する際には、現場校正によって得られた 2.092 m/V という変換係数を使用している。

浮子式で観測された水位変化 h_{obs} は、降雨イベントに対応して急激に上昇し、その後はほぼ直線的に減少している。これは、降雨イベント時に不飽和層経由で地下水が涵養され、その後扇状地扇端部 (すなわち天文台東側の北上川方面) へ地下水が流出していく過程を反映していると考えられる (堀ほか, 2008)。その証拠に、天文台地下水の電気伝導度 (HORIBA 社製コンパクト電気伝導率計 B-173 にて計測) は約 $59 \mu\text{S}/\text{cm}$ であり、天文台の東約 2.7 km に位置する扇状地湧水 (杉之堂大清水・館の大清水; 佐々木, 2006) の電気伝導度 (約 $215 \mu\text{S}/\text{cm}$) よりも小さい。これは、扇状地地下水が扇端方向へ流動する過程で、人間生活や農耕によって地下水溶存成分が増加したためであり (堀ほか, 2008)、天文台周辺で東向きの地下水流動が卓越していることを示している。

観測された地下水位をさらに詳しく見ると、2008年春の融雪時に -25 cmにまで上昇し、その後夏季には -2 mにまで低下していることが分かる。2008年6月頃までは順調に水位観測を継続することができたものの、7月前半($t \sim 190$ [day])には水位変化が観測最大幅(2 m)を超えたため、正確な水位を得ることができなかった。

この問題を解決するため、本研究では新たに圧力式水位計(Schlumberger社製 Mini-Diver)を天文台井戸に設置し、2008年10月(図3.3cの丸印)から連続観測を実施した(図3.2)。この圧力式水位計では、井戸最下部の(気圧を含めた)水圧値 P_w と水面上部の気圧値 P_a を同時並行に観測することで、井戸最下部からの水位 h を

$$h = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g} \quad (3.5)$$

として見積もることができる。ただし、 ρ_w は水の密度($= 1000$ [kg/m³])、 g は重力加速度の概数($= 9.8$ [m/s²])である。この水位計の観測最大幅は10 mであり、浮子式では観測不可能な2 mを超える水位変化をも観測できる。なお、2008年10月(図3.3cの丸印)には重力観測棟の北側と南側の井戸に、2009年2月中旬(図3.3cの四角印)には残る東側と西側の井戸にも圧力式水位計を設置した。図3.3cに表示されているのは、5分毎に自動観測された2つないし4つの井戸水位を平均化し、地表面からの深さに変換した値である。

圧力式水位計による水位変化 h_{obs} は、浮子式水位計の記録と同様に、降雨時に急上昇しその後直線的に減少している。また、その変化の傾向は地表の土壌水分変化(図3.3b)ともよく対応していることから、不飽和・飽和土壌間の地下水のやり取りが活発に行われていると考えられる。2008–2009年冬季の水位変化は土壌水分と同様にほぼ一定か緩やかな上昇であるが、2009年春季($t \sim 430$ [day])には積雪の減少に伴った水位の急上昇が確認できる。これは、積雪融解に伴って地下水涵養量が一時的に増加したためと考えられる。

3.2.4 相対重力観測

国立天文台では、江刺地球潮汐観測施設(天文台の東約20 km)に設置されていたGWR社製超伝導重力計(SN: GWR-T007)を奥州市水沢区の国立天文台重力観測棟1階に移設し、2009年1月から重力観測を開始した(図3.2; 田村ほか, 2009)。超伝導重力計とは、超伝導状態の球の位置をフィードバック回路で制御することによって、重力変化 Δg に伴う球の微小な上下変位 Δs を検出する装置である。また、超伝導重力計は他の相対重力計よりも格段に小さなドリフトで、し

かも 1–10 ngal ほどの高精度で重力値を得ることができる (Goodkind, 1999; GWR Instruments, 2007)。ここで、 Δg は以下のように書ける。

$$\Delta g = \frac{k}{m} \Delta s \quad (3.6)$$

ただし m は超伝導球の質量、 k は比例定数 (超伝導重力計をばね式相対重力計と見なしたときのばね定数に相当) である。超伝導重力計では上下変位 Δs に比例する電圧変化 ΔV を観測しているので、(3.6) 式は比例定数 a および A を用いて以下のように書き換えられる。

$$\Delta g = \frac{k}{m} \cdot a \Delta V = A \Delta V \quad (3.7)$$

なお、比例係数 A は超伝導重力計と絶対重力計 (Niebauer et al., 1995) との同時観測によって得ることができる。

図 3.3d に示した赤線が、2009 年 1 月以降に観測した重力変化 g_{obs} (1 時間値) である。ただし、変換係数 $A = -56.082 [\mu\text{gal}/\text{V}]$ (Tamura et al., 2005) によって重力値を求め、BAYTAP-G (Tamura et al., 1991) によって潮汐応答や不規則成分を分離した。また、気圧応答補正はタイムラグ (すなわち周波数特性) を考慮しており、半日周より長い周期帯ではおよそ $-0.35 \mu\text{gal}/\text{hPa}$ という値 (Merriam, 1992 と同程度) を全観測期間で使用している。

ピンク色の線は、以下の 2 種類のメンテナンスに伴って観測データに異常値が現れている期間である。(1) 2009 年 5 月 13 日 (図 3.3d の三角印) に液体ヘリウムの注入を行ったため、この前後で $\pm 1 \mu\text{gal}$ 程度の重力変化が記録されている。(2) 2009 年 6 月 27 日から 7 月 27 日にかけて制御装置の異常が発生し、不規則成分 (図 3.3d の緑線) の増大や重力値の急上昇が記録された。その後 2009 年 7 月 28 日 (図 3.3d の星印) に制御装置を取り替えて以降は、不規則成分の増大は観察されていない。以上 2 つの期間の重力変化は、本論文で注目している地下水流動起源の重力変化とは異なる原因によるので、今後の議論ではこれらの期間の重力データを使用しないものとする。

重力値ドリフトの補正関数については、数ヶ月程度の期間に対しては線形関数、数年に及ぶ期間に対しては指数関数を適用できることが知られている (Van Camp and Francis, 2006)。ドリフトの大きさは各制御装置の特性や性能に依存して異なる値を示すと考えられるが、本論文では制御装置交換前後の重力データに対して $+0.105$ および $+0.010 [\mu\text{gal}/\text{day}]$ というドリフト補正值を使用している。

国立天文台で観測した重力変化は、降水に伴って $1\text{--}2 \mu\text{gal}$ 程度急上昇する傾向が見られる (例えば $t \sim 480, t \sim 525 [\text{day}]$)。この重力値の上昇は、土壌水分値や水位の上昇とも対応しているため、

地表付近の地下水増加に伴う下向き万有引力の増大を反映していると考えられる (e.g., Kazama and Okubo, 2009)。また降水後の重力減少は重力観測点近傍から地下水が離れていく過程によるものであり、土壌水分や地下水位の低下と調和的である。

なお、重力観測点の近傍では 2008 年 6 月 14 日 ($t = 166$ [day]) に岩手・宮城内陸地震が発生し (図 3.1 の本震矩形断層と震源メカニズムを参照; Hikima et al, 2008; Yokota et al, 2009)、天文台でも約 1 cm のコサイスマックな西向き変位が観測された (Ohta et al., 2008)。また、この本震以降には胆沢扇状地扇央部の出店断層 (図 3.1 の赤線; 中田・今泉, 2002) が余効すべりを起こしたことが明らかになっており (飯沼ほか, 2008)、2009 年 1 月以降も緩やかな余効変動が継続している (国土地理院, 2009a)。しかしながら、地震発生時には重力観測を行っておらず、胆沢扇状地における 2009 年 1 月以降の余効変動の鉛直成分は GPS の観測誤差 (~ 1 mm P-P) 程度に小さい (国土地理院, 2009a)。このことから、2009 年 1 月以降の重力観測データには岩手・宮城内陸地震のシグナルは含まれておらず (含まれていたとしても直線的・指数関数的なドリフトと見分けがつかない)、観測で得られた重力変化は地下水流動に伴う重力擾乱であると考えてよい。

以上本節で述べてきたように、本研究では胆沢扇状地上の国立天文台にて地下水・重力の同時観測を実施し、降水や地下水流動に起因する変動を観測することに成功した。次節以降では、本論文の地下水流動数値モデリングを胆沢扇状地に適用し、観測した地下水・重力データが再現可能かどうかを検証する。

3.3 地下水モデリング

本節では、第 2 章の地下水モデリングの手法を胆沢扇状地に適用するために、具体的な設定方法を述べる。

3.3.1 地下水モデルの単純化

天文台の周囲は斜度 0.4 % 程度の非常に緩やかな傾斜地であり、天文台敷地内の標高差も 1 m 程度と非常に小さい。このことから、敷地内の地表形状はほぼ水平面に近似できる。また、重力計の周囲約 50 m に位置する 4 つの井戸の水位変化は数 cm の範囲内でよく一致していて、天文台敷地内 (約 4 ha) の地下水分布は横方向にほぼ均一であると言える。以上のことから、本章では地下水分布の水平方向不均質は考慮せず、水平半無限媒質中の地下水鉛直構造を計算する。

ここで、水平半無限媒質という簡単化をしたことに伴って、地下水擾乱 $g_w(t)$ にどれほどの誤差が生じるかを以下に概算する。まず、角度 β (単位 [rad]) だけ傾斜している地形上で、重力観測点 (地表面からの垂直距離: H) の周囲 R に $D = 1$ [mm] の降水が降った場合を考える (図 3.4a 参照)。このとき、降水に伴う重力即時応答 $\delta g(R, \beta)$ (単位 [μgal]) は

$$\begin{aligned} \delta g(R, \beta) &= 2\pi\rho_w GHD \cos\beta \int_0^R \frac{r \, dr}{(r^2 + H^2)^{3/2}} \\ &= 2\pi\rho_w GD \left(1 - \frac{H}{\sqrt{R^2 + H^2}}\right) \cos\beta \\ &= 0.0419 \left(1 - \frac{H}{\sqrt{R^2 + H^2}}\right) \cos\beta \end{aligned} \quad (3.8)$$

と見積もられる。いま、天文台周辺の地形勾配は $\tan\beta = 0.004$ であることから、地表傾斜の寄与は $\cos\beta = 0.999992$ となる。すなわち、この傾斜を水平面 ($\beta = 0$) に近似しても約 0.0001 % の誤差にしかならないので、天文台周辺の 0.4 % という傾斜は無視して差し支えない。

次に、水平方向の不均質について誤差評価を行う。いま、重力観測棟に設置されている超伝導

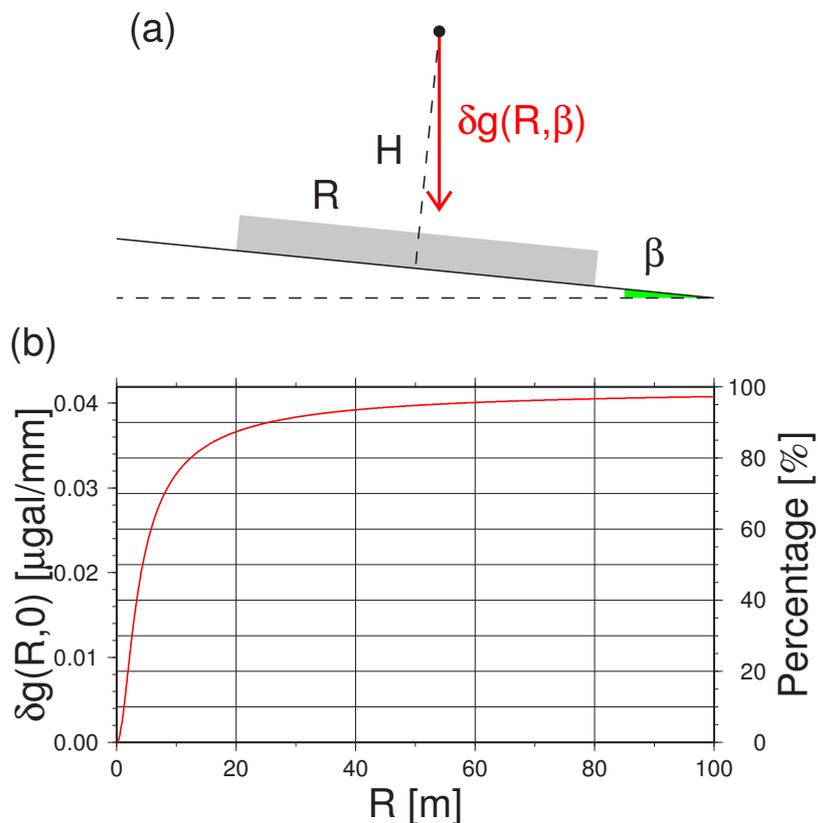


図 3.4: (a) 円盤降水モデル。(b) $\beta = 0$ のときの重力即時応答 $\delta g(R, 0)$ 。横軸は降水の範囲 R で、右横軸には最大値 ($0.0419 \mu\text{gal}$) に対する百分率を示した。

重力計は $H \sim 2.5$ [m] なので、 $\beta = 0$ のときの重力変化 $\delta g(R, 0)$ は図 3.4b のようになる。 δg は降水範囲 R が大きくなるにつれ急激に上昇し、無限平板の重力応答 $0.0419 \mu\text{gal}/\text{mm}$ に近づく。また、天文台の敷地 (約 4 ha) に相当する $R = 100$ [m] の場合、応答値は約 $0.0410 \mu\text{gal}/\text{mm}$ で、無限平板応答の約 98 % に達する。すなわち、天文台敷地外 (重力計から 100 m 以上離れている場所) に地下水分布の不均質があったとしても、重力計の重力応答にはわずか 2 % しか効かないことが分かる。以上のことから、国立天文台で観測されている地下水擾乱 ($\sim 5 \mu\text{gal}$) をモデリングする上では、地表形状や水平不均質を無視しても問題ないと言える。

3.3.2 境界条件

上記のように水平地表面かつ横方向一様の地下水分布を仮定したので、地下水擾乱 $g_w(t)$ を見積もるためには「不飽和領域の体積含水率の鉛直・時間分布 $\theta(z, t)$ 」と「飽和帯水層の地下水高の時間変化 $h(t)$ 」を知る必要がある。ここで、天文台の地下水高は非常に浅い (すなわち重力観測点に近い) ことから、地下水高変化 $h(t)$ が地下水擾乱 $g_w(t)$ に大きく寄与するものと想像できる。また、 $h(t)$ は飽和・不飽和領域の移動境界条件でもあるので、不飽和領域の含水率分布 $\theta(z, t)$ を精度良く求めるには、水位変化 $h(t)$ にも高い精度が要求される。

ところで、重力観測点周辺の井戸 4 点では良質な連続データが観測されており、その平均的な変化 $h_{obs}(t)$ が図 3.3c のように得られている。そこで本章では、この地下水位観測データ $h_{obs}(t)$ を地下水モデリングの移動境界条件として活用する。これにより、不飽和領域の含水率分布 $\theta(z, t)$ と地下水擾乱 $g_w(t)$ を高精度に求めることができると期待される。

以上のような単純化により、拡散方程式 (2.19) から含水率分布 $\theta(z, t)$ を求める際に必要な境界条件は以下の 2 つだけになる。(1) 地表面 $z = h_g = \text{const.}$ における地下水流量すなわち有効降水量の拘束 (2.50 式)、(2) 地下水面 $z = h(t)$ における含水率の拘束 (2.56 式)。

3.3.3 土壌パラメーターの設定

含水率分布 $\theta(z, t)$ および地下水擾乱 $g_w(t)$ を再現するには、適切な土壌パラメーターを設定する必要がある。本章では飽和帯水層の地下水流動を数値計算しないことから、全土壌パラメーター (2.49 式) のうち、不圧帯水層の飽和透水係数 K_{hs} は本章では使用しない。それ以外の土壌パラメー

ターについては、本章では以下の値を使用する。

$$\left\{ \begin{array}{l} K_{vs} = 5.0 \times 10^{-8} \text{ [m/s]} \\ D_{vs} = 1.0 \times 10^{-6} \text{ [m}^2\text{/s]} \\ a = 2.06 \\ b = 3.95 \\ n = \theta_{max} = 0.52 \\ \theta_{min} = 0.28 \end{array} \right. \quad (3.9)$$

鉛直飽和透水係数 K_{vs} は、地表から深さ 10–20 cm の不飽和土壌 8 個を採取し、実験室で透水試験 (2.5.1 節参照) を実施した結果の平均値である。この値は、現場地表土壌に広がるシルト (奥田ほか, 1974; 大江・花田, 1982) の文献値 ($\sim 10^{-7}$ m/s; Haitjema, 1995; 佐藤・岩佐, 2002) とともに良く一致している。

また、飽和領域の空隙率 n は不飽和領域の空隙率 θ_{max} と一致すると仮定し、上述の不飽和土壌 8 個に対して含水比試験 (2.5.2 節) を行った結果の平均値を設定した。現場土壌の含水率の最大値が 0.50 程度である (図 3.3b) ので、0.52 という空隙率は理にかなっていると考えられる。

その他 4 つの土壌パラメーター (D_{vs} , a , b , θ_{min}) は実測が困難なため、観測した土壌水分変化 $\theta_{obs}(t)$ への trial-and-error fitting によって決定した。不飽和領域の最小含水率 θ_{min} は 0.28 とやや大きいのが、ロームの最小含水率は 0.2 前後の値を取ることが知られている (e.g., Van Genuchten, 1980) ので、それほどかけ離れた値ではない。なお θ_{min} が 0 とならないのは、土壌水が自身の表面張力効果によって土壌粒子間に拘束されるためと考えられる (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)。

鉛直飽和拡散係数 D_{vs} は、一般に 10^{-6} – 10^{-3} [m²/s] 程度の値を取ることが知られている (Bruce and Klute, 1956; Gardner and Mayhugh, 1958; 雨宮ほか, 1991; 三輪ほか, 1991)。胆沢扇状地土壌の拡散係数は 10^{-6} m²/s であることから、文献値の中でも拡散能力の低い土壌であると言える。

透水係数および拡散係数の不飽和変化率 a , b は、一般に 2–10 程度の値を取る (e.g., Bruce and Klute, 1956; Gardner and Mayhugh, 1958; Davidson et al, 1969; Olsson and Rose, 1978)。すなわちこれは、含水率変化に伴う K_v , D_v の桁変化が 1–5 桁に及ぶことを示している (2.47, 2.48 式参照)。胆沢扇状地で得られた変化率 a , b は 3 前後であり、文献値の範囲内に収まっている。また、天文台の土壌は不飽和依存性が小さく、含水率が θ_{min} から θ_{max} まで変化しても K_v や D_v は 1–2 桁程度しか変化しないことがわかる。

このように、国立天文台の土壌で実測・推定された土壌パラメーターは他の文献ともよい一致

を示しており、現場の土壌特性を良く再現しているものと考えられる。本章では、これらの土壌パラメーター (3.9 式) を用いて、体積含水率分布 $\theta(z, t)$ および地下水擾乱 $g_w(t)$ を計算していく。

3.3.4 具体的な計算過程

ここまで述べてきたように、胆沢扇状地の地下水モデリングを行う上でいくつかの簡単化を行った。そのため、本章における計算過程は第2章で述べた計算過程と必ずしも対応していない箇所がある。そこで、本小節では胆沢地域に地下水流動モデリングを適用する上で、その具体的な計算過程を順を追ってまとめておく。

(1) 定常解析 : 体積含水率の時空間分布 $\theta(z, t)$ を計算する前に、体積含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$ を計算する (Z は地下水面からの高さ)。 $\Theta_s(Z)$ の支配方程式は (2.19) 式であり、数値計算では差分式 (2.35) を用いる。差分量は $\Delta z = 0.05$ [m], $\Delta t = 300$ [s] に設定し、現場土壌で実測・推定された土壌パラメーター (3.9 式) を使用する。境界条件は 3.3.2 節で示した2つの条件を課し、特に地表に入力する定常有効降水量 P_0 は

$$\begin{aligned} P_0 &= R_0 - E_0 \\ &= 1142.7 - 667.8 \\ &= 474.9 \text{ [mm/year]} \end{aligned} \quad (3.10)$$

という値を使用する。ここで、 R_0 は AMeDAS 江刺観測点 (天文台の北東約 7 km) の年間降水量 (気象庁, 2009a)、 E_0 は AMeDAS 江刺の平年月平均気温 (気象庁, 2009a) から得られる平年の Thornthwaite 蒸発散量 (2.52 式) である。以上のような条件で、約 20 年分の反復計算を行い、収束した含水率分布 $\Theta_s(Z)$ を定常状態とする。

(2) 非定常解析 : 定常解析で得られた含水率分布を初期条件として、含水率の時空間分布 $\theta(z, t)$ を求める。ここで、定常状態 $\Theta_s(Z)$ は以下のように再配置される。

$$\theta(z, 0) = \Theta(z - h(0)) \quad ; \quad h(0) \leq z \leq h_g \quad (3.11)$$

ただし、 $h(t)$ は地下水位、 h_g は地表標高である。 $\theta(z, t)$ の支配方程式は (2.19) 式であり、数値計算では差分式 (2.35) を用いる。なお差分量および土壌パラメーターは定常解析と同様の値を使用する。境界条件は 3.3.2 節で示した2つの条件を課し、地表の有効降水量は5分毎の降水観測値と、ペンマン蒸発散量 (E_p ; 2.55 式) の5分分割値の差を用いる。また、地下水位の5分毎の観測値 $h_{obs}(t)$ を不飽和領域最下部の移動境界条件として活用する。

(3) 地下水擾乱 : 非定常解析で得られた地下水分布を積分し、地下水擾乱 $g_w(t)$ を求める。本章では地表形状は考慮せず、得られた含水率分布 $\theta(z, t)$ が水平方向に一様に広がっているとす。1 mm 無限平板の重力応答は (3.8) 式より $\delta g(\infty, 0) = 0.0419 [\mu\text{gal}]$ なので、地下水擾乱は

$$g_w(t) = 0.0419 \int_{z_{min}}^{z_{max}} \theta(z, t) dz \quad (3.12)$$

と計算できる。ただし $g_w(t)$ と z の単位はそれぞれ $[\mu\text{gal}]$, $[\text{mm}]$ とし、 $z_{max} = h_g$, $z_{min} = h_g - 5000$ とする。また、土壌が飽和している箇所 ($z < h(t)$) については $\theta(z, t) = \theta_{max}$ を代入する。なお、 $\theta(z, t)$ は差分化によって 5 cm ごとの分布が得られているので、実際の数値計算では (3.12) 式を $\Delta z = 50 [\text{mm}]$ ごとに差分化して計算値を得ている。

以上のようなプロセスにより、地下水擾乱 $g_w(t)$ を再現する。次節ではこれらの計算結果を順に示し、地下水擾乱の再現性を議論する。

3.4 計算結果

3.4.1 含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$

図 3.5 が、定常解析によって得られた不飽和土壌中の体積含水率プロファイル $\Theta_s(Z)$ である。 Θ_s は地下水面上 ($Z = 0 [\text{m}]$) で最大値 $\theta_{max} = 0.52$ に達し、地下水面から遠ざかるにつれて直線的に減少する。また、 Θ_s は $Z \gtrsim 3 [\text{m}]$ の領域で指数関数的に減少し、 $Z \geq 6 [\text{m}]$ の領域でほぼ一定値 (0.38) に収束している。このように、不飽和層の中でも含水率の大きい領域 ($0 \leq Z \lesssim 3 [\text{m}]$) は「毛管水帯」、含水率の小さい領域 ($Z \gtrsim 3 [\text{m}]$) は「懸垂水帯」と呼ばれ (e.g., 佐藤・岩佐, 2002)、実際の土壌でもその存在が確認されている (e.g., Jury and Horton, 2004)。毛管水帯は地下水面からの毛管作用のために含水率が大きくなるが、懸垂水帯は重力による浸透効果と毛管効果が釣り合うために含水率が一定値となる。

この含水率の平衡値 ($\Theta_s(\infty) \equiv \Theta_\infty$) は、(2.19) 式からも解析的に得ることができる。すなわち、この式で定常状態の条件 $\partial\theta/\partial t = 0$ を代入すると、

$$\frac{d}{dZ} \left(D_v \frac{d\Theta_s}{dZ} + K_v \right) = -\frac{dv_z}{dZ} = 0 \quad (3.13)$$

となる。ここで、平衡状態の流速 v_z は有効降水量 P_0 に一致するので、

$$D_v \frac{d\Theta_s}{dZ} + K_v = -v_z = P_0 \quad (3.14)$$

$$\frac{d\Theta_s}{dZ} = \frac{P_0 - K_v(\Theta_s)}{D_v(\Theta_s)} \quad (3.15)$$

となる。この式は、図 3.5 の含水率分布 $\Theta_s(Z)$ に関する微分方程式であり、 $K(\theta)$ や $D(\theta)$ の他に土壌の不飽和特性を決定する重要な関係式（水分特性曲線とも呼ばれる）である。なお、 K_v と D_v の不飽和特性が一致している場合 ($a = b$) には、この微分方程式の解 $\Theta_s(Z)$ を解析的に得ることができるが（森口ほか, 2003, 155 ページ）、一般には $a \neq b$ であるため、本研究のように数値的に解を得るのが妥当である。

ここで、地下水面から十分に遠い土壌 ($Z = \infty$) では左辺および右辺分子が 0 になるので、含水率平衡値 $\Theta_s(\infty) = \Theta_\infty$ は

$$K_v(\Theta_\infty) = P_0 \quad (3.16)$$

$$\therefore \Theta_\infty = \left(1 - \frac{1}{a} \ln \frac{K_{vs}}{P_0}\right) \theta_{max} \quad (3.17)$$

と表現できる。ただし、式の変換過程で (2.47) 式を使用した。いま、土壌パラメーター (3.9 式) や有効降水量 (3.10 式) を代入すると、 Θ_∞ は 0.38 となり、まさに図 3.5 の収束値と一致する。

なお、地表面は $Z \simeq 2$ [m] に位置することから、体積含水率は $\Theta_s \simeq 0.44$ であることが分かる。この含水率値は、実際に現場土壌で観測されている値 (図 3.3b) とも良く一致している。

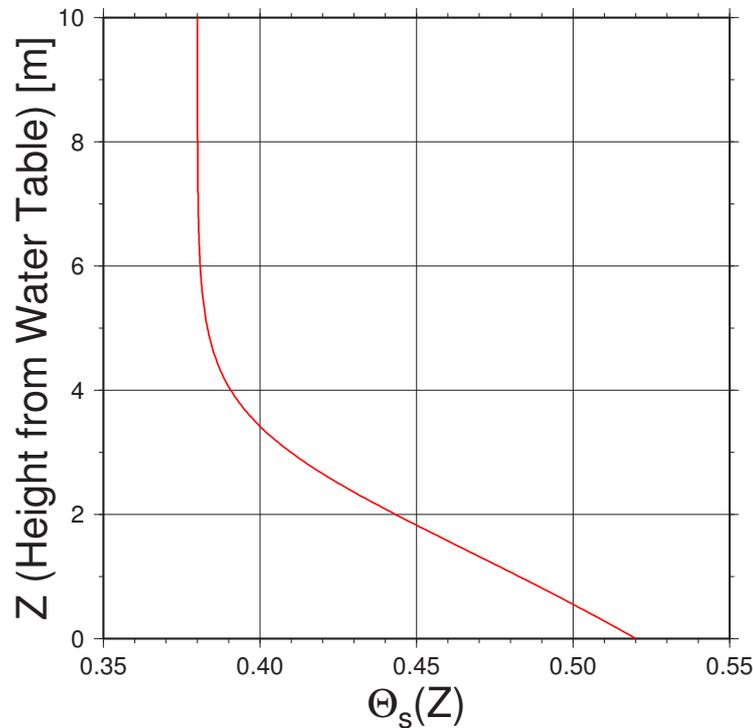


図 3.5: 体積含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$ 。縦軸が地下水面からの高さ Z 、横軸が含水率値 Θ_s 。

3.4.2 含水率の時空間分布 $\theta(z, t)$

地下水定常状態 $\Theta_s(Z)$ を初期条件とし (3.11 式)、2008 年 1 月–2009 年 9 月の含水率時空間分布 $\theta(z, t)$ を計算した結果を図 3.6 に示す。この図では、プロファイル水分計のセンサー位置に対応した各層の含水率変化を層順に示している。 $\theta(z, t)$ は降水に伴って急上昇し、その後浸透や蒸発散の影響で指数関数的に減少している。また、地表面付近の含水率は降水イベントに対し鋭く大きな変化を示すのに対し、深部の降水応答は緩やかでその振幅も小さい。これは、土壌水の拡散効果 (2.19 式) によって、地表面への地下水入力が次第に減衰するためである。

ここで、 $t \sim 470\text{--}480$ [day] 付近の含水率変化に注目する。地表近傍では降水に対応した 3 つの含水率ピークが確認できるが、地表から遠ざかるにつれてそれぞれのピークが減衰し、深さ 50 cm 以深では緩やかなピークが 1 つのみになっている。これは、水分量が増加するほど透水性が増加するという不飽和土壌の非線形性 (2.47 式) によるもので、最初の小さな降水イベントの浸潤前線に 2 回目・3 回目の大きな降水イベントの浸潤前線が追いついたことを示している (e.g., 中野, 1991)。このような浸潤面の追いつきは、 $t \sim 550\text{--}600$ [day] 付近にも確認できる。

さらに、各層の含水率の絶対値に注目すると、地表面付近の含水率の平均値はおよそ 0.40 であるのに対し、その 30 cm 下層では約 0.45 と大きくなり、深さ 1 m では 0.49 程度になっている。これは、非定常状態においても定常状態のような含水率プロファイル (図 3.5) を維持しているためであり、地下水面に近い場所ほど毛管作用により平均的な含水率が大きくなることを示している。なお、下層ほど含水率が上限値 (0.52) に達している期間が多くなっているが、これは地下水面の上昇 (図 3.3c) に伴って土壌が飽和しているためである。

このように、地下水分布 $\theta(z, t)$ は不飽和土壌の物理を定性的に良く表現していることが分かった。今度は観測した土壌水分変化 $\theta_{obs}(t)$ との比較を行い、地下水流動モデリングで得られた含水率分布 $\theta(z, t)$ の再現性を定量的に検討する。図 3.7b は、プロファイル水分計の観測で得られた水分変化 $\theta_{obs}(t)$ と、計算された水分変化 $\theta_{cal}(t)$ である。ただし、 θ_{obs} には観測誤差 $\Delta\theta(t)$ (3.4 式) を灰色で示し、 θ_{cal} は水分計センサーに対応した各層の含水率変化 (図 3.6) を平均化している。

2008–2009 年冬季 ($t \lesssim 90$ [day]) における両者の含水率変化を比較すると、両者の間には降雪・積雪 (図 3.7c の緑線を参照) への応答に差異が見られる。すなわち、冬季の θ_{obs} はほぼ一定値か緩やかな上昇を示しているが、 θ_{cal} は降雪イベントに対応した急上昇とその後の緩やかな減少が確認できる。これは、雨量計の記録だけでは雨と雪の違いを区別できないことに起因する。本研究の数値計算では、降雪も降雨と見なして地表に入力しているため、降雪が地下水として即時的に土

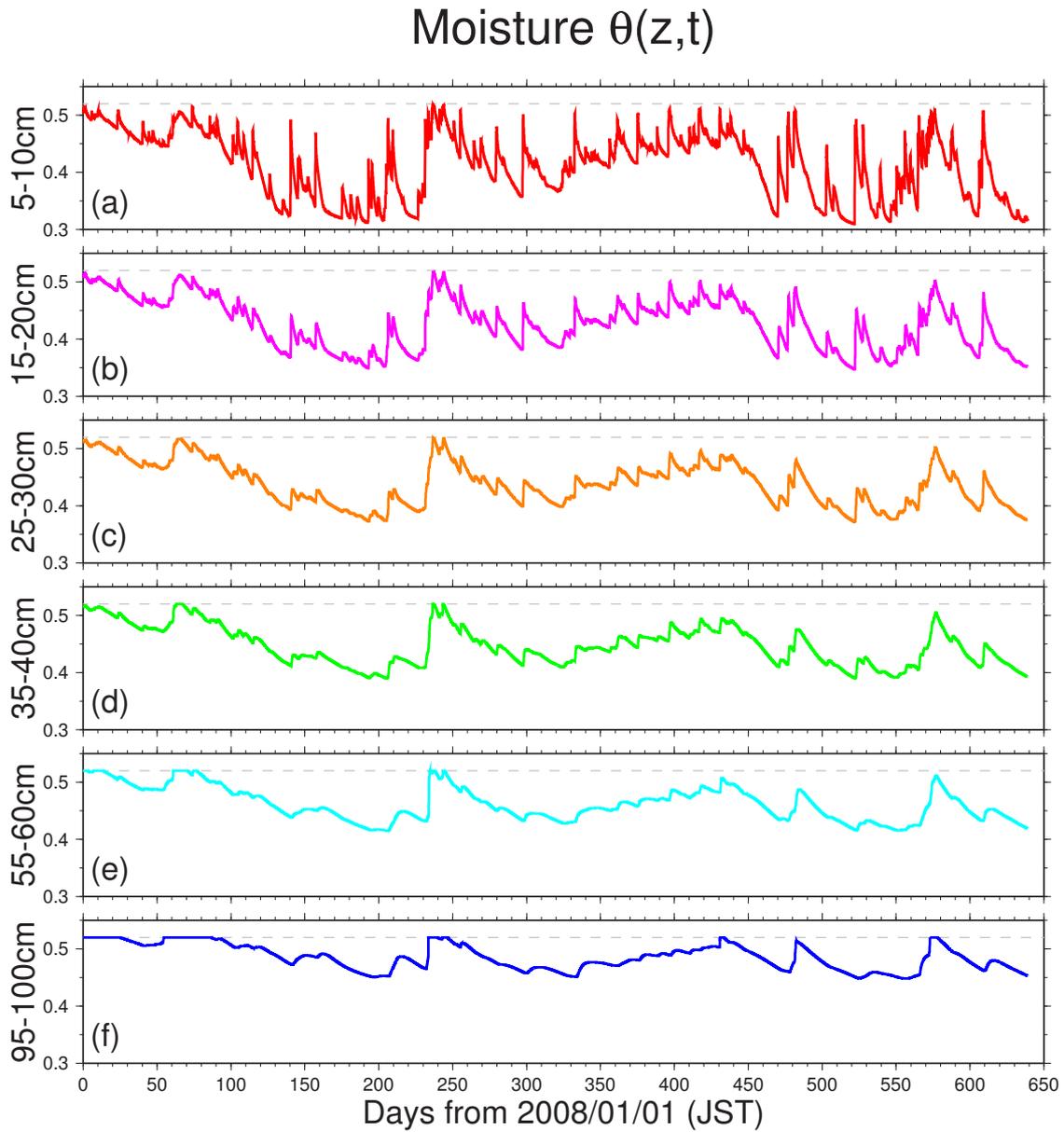


図 3.6: 体積含水率の時空間分布 $\theta(z,t)$ 。上図から、地表面からの深さ (a) 5–10 cm, (b) 15–20 cm, (c) 25–30 cm, (d) 35–40 cm, (e) 55–60 cm, (f) 95–100 cm の体積含水率に対応している。横軸は 2008 年 1 月 1 日からの通算日を、灰色の点線は最大含水率 (0.52) を示している。

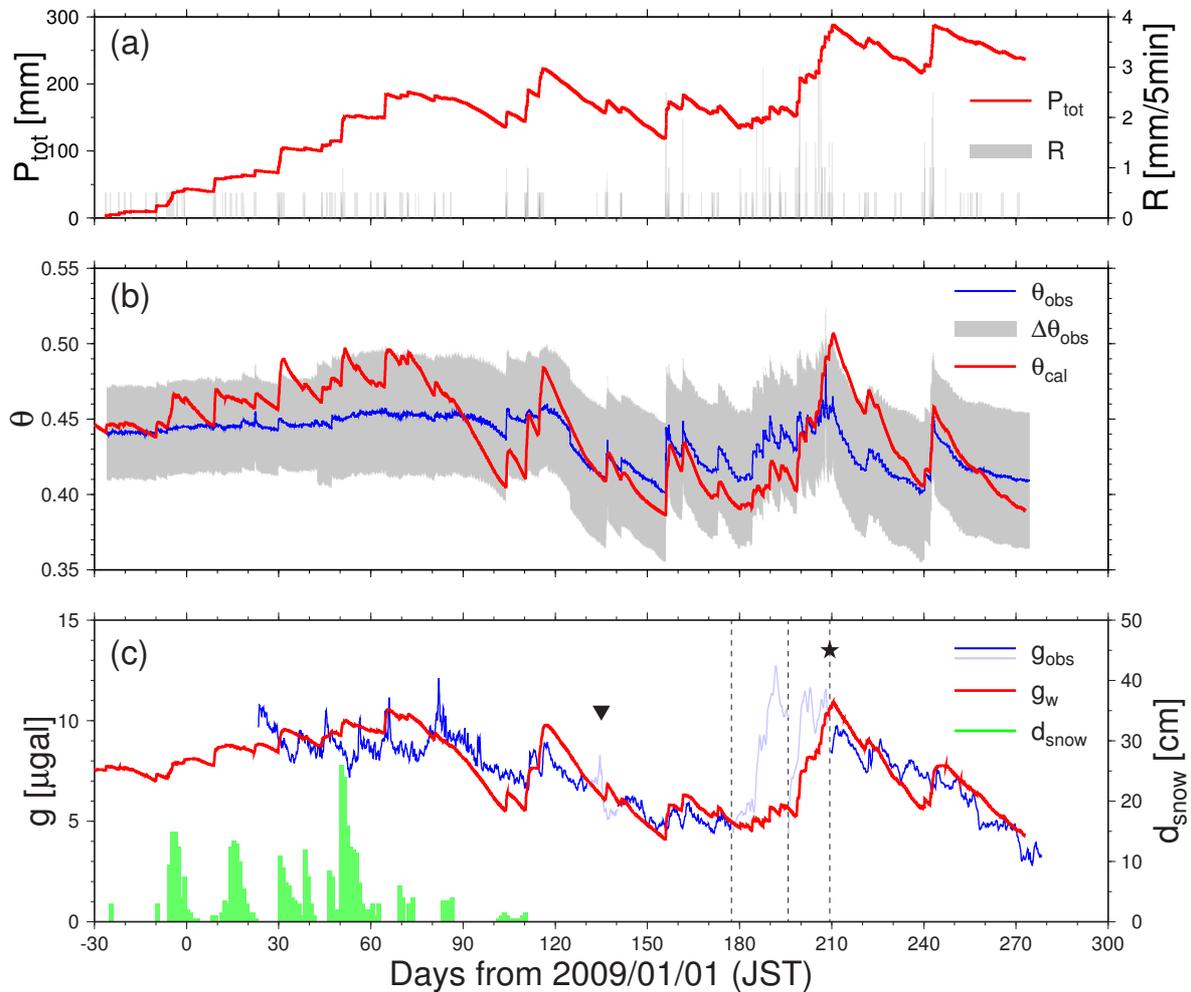


図 3.7: 国立天文台で得られた観測データと計算値の比較。横軸は 2009 年 1 月 1 日からの通算日を示す。(a) 赤線: 有効降水量の積算値 P_{tot} 、灰色線: 5 分毎の降水量 R 。(b) 青線: 含水率の観測データ θ_{obs} 、灰色: 観測データの誤差 $\Delta\theta_{obs}$ 、赤線: 含水率の計算値 θ_{cal} 。(c) 青線および水色線: 重力値の観測データ g_{obs} 、赤色: 地下水擾乱の計算値 g_w 、緑線: 日別最大積雪量 d_{snow} 、点線: BAYTAP-G の解析区間、三角印: 液体ヘリウムの注入日時、星印: 重力計制御装置の交換日時。

壤中に浸透しているのである。一方、実際の土壤では冬季の含水率値がほぼ一定になっているが、これは降雪が長期間地表面に留まることで蒸発散を抑止し、融雪水を定常的に土壤中へ供給しているためと考えられる。

このように、冬季における θ_{obs} と θ_{cal} の変化の傾向は大きく異なるものの、含水率の絶対値自体はどちらも 0.45 前後で推移し、 θ_{cal} が θ_{obs} の観測誤差範囲内で一致していることも事実である。これは、長期的には積雪も融雪水となって地下へ浸透するので、最終的には降雪を降水と見なした場合と同程度の地下水供給が期待できるからである。確かに、春から夏 ($t \gtrsim 90$ [day]) の含水率変化 $\theta_{cal}(t)$ は、降雨に対応した急上昇とその後の指数関数的減少を良く再現できており、その絶対値も観測誤差の範囲内でよく一致している。したがって、降雪・積雪に伴う $\theta_{obs}(t)$ と $\theta_{cal}(t)$ の差異は一時的なものであり、長期的な地下水収支をモデル化するには降雪を降雨と見なしでも問題ないと考えられる。

3.4.3 地下水擾乱 $g_w(t)$

本研究で得られた地下水分布 $\theta(z, t)$ を (3.12) 式に基づいて積分し、地下水擾乱の計算結果 $g_w(t)$ を図 3.7c に赤色で示す。なお青線は超伝導重力計による重力観測データ $g_{obs}(t)$ であり、その大部分が地下水擾乱であると考えられる。このうち水色の区間では機械保守や装置異常に伴って重力値が乱れているので、この期間の観測データは議論に用いないことにする。

地下水擾乱 g_w は降水時に急上昇しその後直線的に減少しており、有効降水積算量 P_{tot} や含水率変化 θ_{cal} と似た形状を示している。指数関数的な含水率変化 $\theta(z, t)$ を積分しているのに重力変化が直線的になるのは幾分奇妙に感じられるが、減衰時間の異なる各層の含水率分布 $\theta(z, t)$ を積分すると、積分値 $g_w(t)$ は直線的な変化を示すことが先行研究で明らかになっている (Kazama and Okubo, 2009)。降水時の g_w の増加量は降水量にほぼ比例しており、例えば $t = 100\text{--}120$ [day] の約 100 mm の降水に対しては約 $4.5 \mu\text{gal}$ 、 $t = 190\text{--}200$ [day] の約 130 mm の降水に対しては約 $5.8 \mu\text{gal}$ の重力上昇が確認できる。これら 2 つの降水イベントにおける重力増加率は $0.044\text{--}0.045 \mu\text{gal}/\text{mm}$ であり、無限平板を仮定したときの重力増加率 $0.042 \mu\text{gal}/\text{mm}$ (3.12 式参照) とほぼ一致している。また、降水後の重力減少速度は夏季に大きくなっており、有効降水量変化 P_{tot} と似た傾向を示している。これは、夏季には蒸発散量が多くなり (図 3.3a の緑線)、地表付近の土壤水分が多量に空気中に放出されるためである。

重力変化 g_{obs} (図 3.7c の青線) と計算値 g_w を比較すると、両者はおよそ $2 \mu\text{gal}$ 以内で一致して

おり、降水時の重力急上昇とその後の緩やかな減少を良く再現していることが分かる。両者の違いをさらに検証するため、観測データと計算値の差

$$\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t) \quad (3.18)$$

を図 3.8a に赤線で示す。なお観測データから地下水擾乱計算値を差し引くこの操作は、まさに地下水擾乱を補正したことに相当する。 Δg の振幅は peak to peak で約 $6 \mu\text{gal}$ であり、 $0 \mu\text{gal}$ を中心として振動している。また、全期間を通した Δg の残差二乗平均平方根 (RMS) は $0.98 \mu\text{gal}$ 、積雪時を除く期間 ($t \geq 90$ [day]) の RMS は約 $0.92 \mu\text{gal}$ であり、補正前の重力変化 ($\sim 5 \mu\text{gal}$) の 20% 程度にまで小さくなっている。このことから、地下水流動モデリングの胆沢扇状地への適用例では、約 $1 \mu\text{gal}$ の精度で地下水擾乱を再現することができたと言える。

しかしながら、 g_{obs} と g_w の間に約 $1 \mu\text{gal}$ の差異があることは事実なので、これ以降この重力差の原因について検討する。まず、 Δg を降水データ (図 3.8b の赤線) と比較すると、 Δg は大きな降水イベント時に正から負に転じていることが分かる (例えば $t \sim 115$ [day] や $t \sim 240$ [day])。これは、地下水擾乱の計算値 $g_w(t)$ が降雨応答を過大評価していることを意味する。というのも、

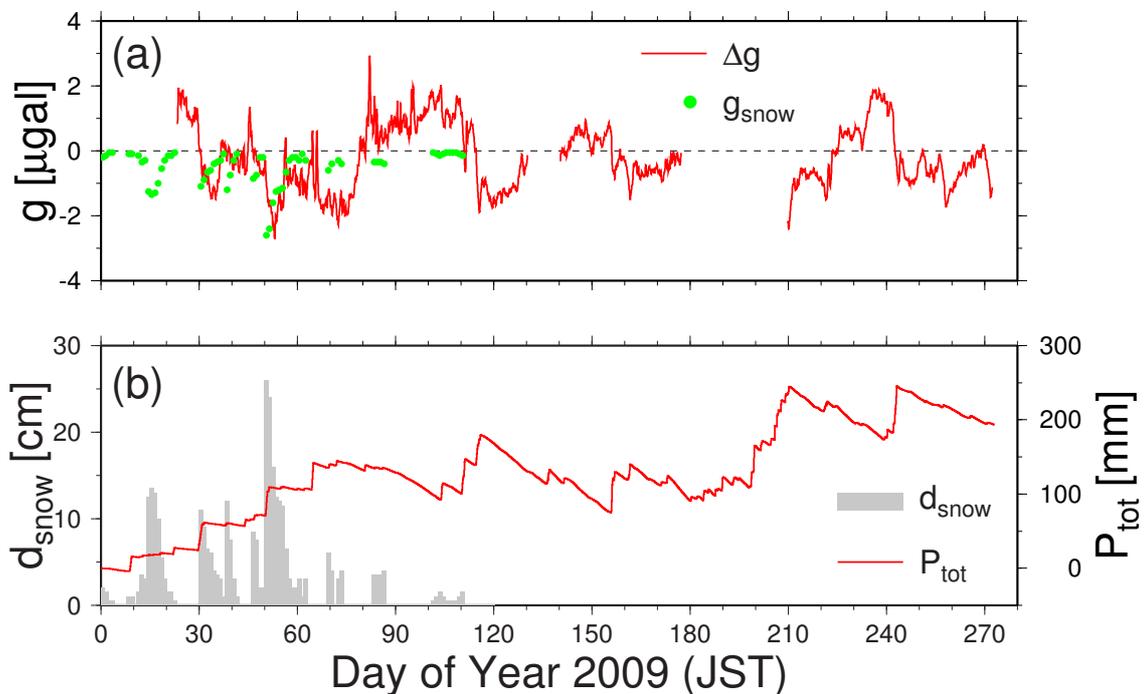


図 3.8: (a) 赤線: 重力観測値 g_{obs} と計算値 g_w の差 Δg 。緑丸印: 積雪起源の重力変化予想値 g_{snow} 。
(b) 灰色線: 日別の最大積雪量 d_{snow} 、赤線: 有効降水量の積算値 P_{tot} 。

実際の観測点は重力観測棟 (約 350 m²) に位置しているため、厳密にはこの領域への降水量入力はないと考えられる。しかしながら、本計算では水平方向に一様な地下水分布を仮定している関係上、本来無視すべき観測点直下への降水量流入を含めて重力計算を行っているため、降雨時の g_w の過大評価が発生したものと考えられる。この問題を解決するためには、降水量入力の水平不均質 $P(x, y, t)$ をモデルに取り入れる必要があるが、建造物上に降った雨がどの程度間接的に地表に流入しているかを見積もることは非常に困難である。この点については、今後の研究課題の 1 つと言える。

また、 Δg は積雪時 ($30 \leq t \leq 90$ [day]) に負の値を示していることがわかる。図 3.7c を改めて見てみると、重力計算値 g_w は降雪時に重力値の上昇を予想しているが、実際の観測データ g_{obs} は逆に降雪時に減少している。 g_w が降雪時に上昇するのは、計算上降雪を雨として入力しているため、地下水量の増加に伴って下向き万有引力が増加することを意味している。一方 g_{obs} が減少する原因としては、重力観測棟の屋根の上に雪が積もることで、上向き万有引力が卓越している可能性が考えられる。いま、1 cm の降雨に対して $-0.1 \mu\text{gal}$ の重力変化を仮定すると図 3.8a の緑丸印のようになり、 $t \sim 35$ [day] や $t \sim 50$ [day] 付近で重力差 Δg を説明できるように見える。

ここで、積雪に伴う g_{obs} の減少を以下の簡単な積雪モデルで検証する。いま、図 3.9 のような円筒座標系 (r, z) の平面上に半径 R 、高さ $2H$ の円筒形の建物を考え、その中央 $(0, H)$ に重力観測点があるとする。また、地表面 $z = 0$ 上の $r \geq R$ と、建物の屋根 $z = 2H$ 上の $r \leq R$ に d_{snow} の積雪があるとする。このとき、積雪の万有引力効果に伴う重力変化 g_{snow} は以下のように書ける。

$$\begin{aligned}
 g_{snow} &= 2\pi G \rho_{snow} d_{snow} H \left[\int_R^\infty \frac{r dr}{(r^2 + H^2)^{3/2}} - \int_0^R \frac{r dr}{(r^2 + H^2)^{3/2}} \right] \\
 &= 2\pi G \rho_{snow} d_{snow} (2 \cos \gamma - 1)
 \end{aligned}
 \tag{3.19}$$

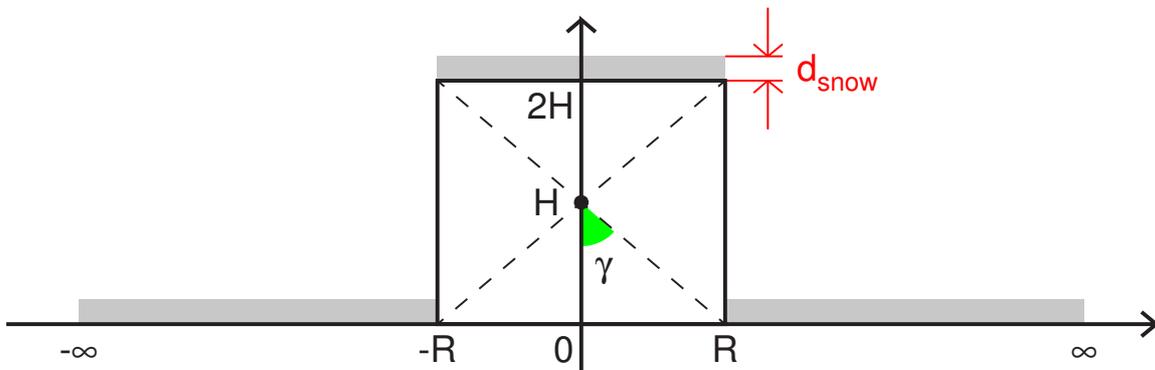


図 3.9: 円筒座標系における積雪モデル。

ただし、 ρ_{snow} は積雪密度であり、角度 γ は $\tan \gamma = R/H$ を満たす。いま、2月の積雪密度の平均値 $\rho_{snow} = 300 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ (Heki, 2004)、重力計の高さ $H = 2.5 \text{ [m]}$ (3.3.1節参照)、重力観測棟(面積約 350 m^2) を円形に近似したときの半径 $R = 11 \text{ [m]}$ をこの式に代入すると、1 cm 降雨に伴う重力変化は $g_{snow}/d_{snow} \sim -0.07 \text{ [\mu gal/cm]}$ と求められる。この値は、図 3.8a で経験的に得られた降雨応答 ($\sim -0.1 \text{ \mu gal/cm}$) とほぼ一致する。このように、重力残差 Δg は重力観測棟屋根および地表上の積雪の万有引力効果によって説明可能と考えられる。

なお、本章では重力残差 Δg から積雪の寄与を簡単に推定したが、Forward modeling によって積雪起源の重力変化 $g_{snow}(t)$ を求める場合には、積雪の時空間分布 $d_{snow}(x, y, t)$ や積雪密度の時間変化 $\rho_{snow}(t)$ をあらかじめ知っておく必要がある。また、積雪と地下水が相互作用を行う関係上 (e.g., 中津川ほか, 2003)、積雪上面からの蒸発散量や、積雪下面から土壌への融雪供給量も見積もるべきである。このように、冬季の地下水・積雪に伴う重力擾乱をさらに精度良くシミュレートするには、積雪を介したより複雑な地下水流動をモデル化する必要があるだろう。

以上のように、降雨や積雪の時空間分布に関して解決すべき課題はあるものの、本研究の地下水モデリングによって得られる重力擾乱 $g_w(t)$ は、 1 \mu gal の精度で観測データ $g_{obs}(t)$ を再現できることが分かった (図 3.7c)。

3.4.4 経験的モデルとの比較

1.3節で触れたように、これまで地下水擾乱は地下水流動の物理を考慮せずに、関数回帰などの経験的手法によって補正されてきた。本小節では、2つの経験的モデル(1: 降水流出モデル, 2: 水位比例モデル) から推定される重力擾乱と、本研究で得られた地下水擾乱 g_w を比較する。その上で、本研究で注目している地下水モデリング手法の妥当性について言及する。まず、2つの経験的モデルを以下の通り適用する。

(1) 降水流出モデル : この経験的モデルは近傍の地下水収支を考慮するモデルであり、Imanishi et al (2006) のタンクモデルに相当する。すなわち、無限平面に降った雨の総量を $R_{tot}(t)$ 、蒸発散総量を $E_{tot}(t)$ 、地下水の外部流出速度を Q とすると、時刻 t における重力値 $g_A(t)$ は

$$g_A(t) = 0.0419 \times [R_{tot}(t) - E_{tot}(t) - Q \cdot t] \quad (3.20)$$

と書ける。ただしこの式では、重力値の単位を $[\mu\text{gal}]$ 、降水量・蒸発散量・流出量の単位を $[\text{mm}]$ で記述している。なお、降水量 R_{tot} には観測値を、蒸発散量は E_{tot} にはペンマン蒸発散量を用い、

流出速度 Q は重力観測データへの回帰によって経験的に得る。

(2) 水位比例モデル : この経験的モデルは重力観測点近傍で地下水位を並行観測している場合に使われ、国立天文台の重力変化についても花田ほか (1990) が適用している。すなわち、飽和・不飽和層の含水率差を一律に $\delta\theta$ と仮定すると、重力変化 $g_B(t)$ は地下水位 $h(t)$ を用いて

$$g_B(t) = 0.0419 \cdot \delta\theta \cdot h(t) \quad (3.21)$$

と書ける。ただしこの式では、重力値の単位を [μgal]、水位の単位を [mm] で記述している。なお、地下水位 $h(t)$ には天文台の観測データを用い、含水率差 $\delta\theta$ は重力観測データへの回帰によって経験的に得る。

これら 2 つの経験的モデルを観測データ $g_{obs}(t)$ に適用した結果が図 3.10 である。ここで、降水流出モデルによる重力変化 g_A (青色) では回帰係数を $Q = 1.0$ [mm/day] に、水位比例モデルによる重力変化 g_B (緑色) では回帰係数を $\delta\theta = 0.05$ に設定している。この図を見ると、2 つの経験的モデルは「降雨時の重力上昇」「降雨後の線形的な重力減少」という観測データ g_{obs} (灰色) の傾向を再現できていることが分かる。また、観測値との RMS はそれぞれ 1.14, 1.20 μgal であり、本研究の数値モデリングで得られた地下水擾乱 g_w (赤色) の RMS と同程度である。

RMS の値だけを見ると、経験的モデルで地下水擾乱を補正しても構わないように思えるが、こ

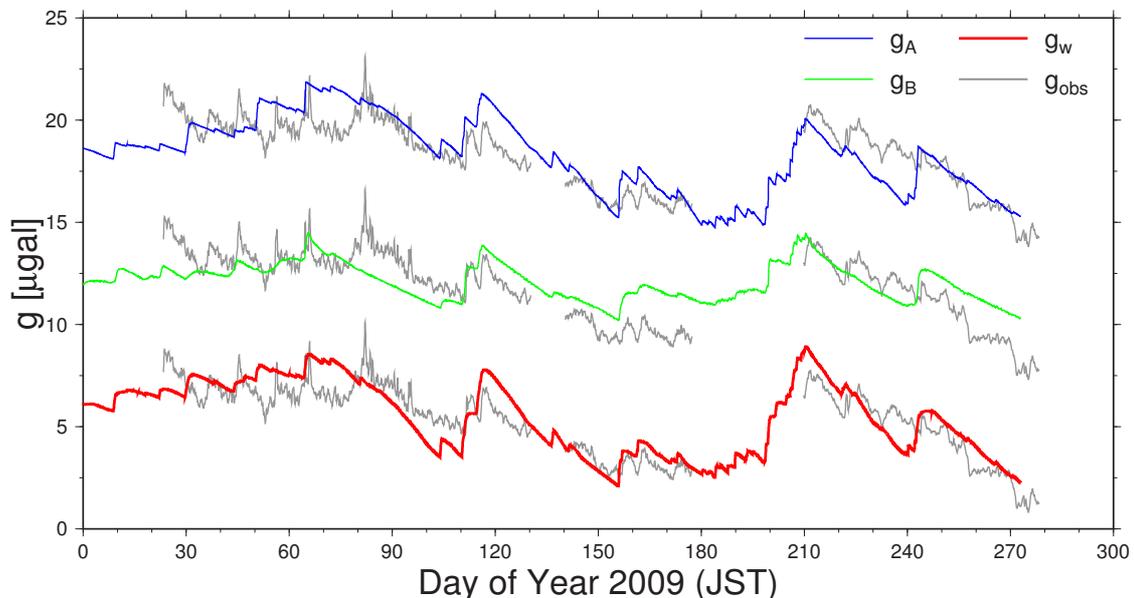


図 3.10: 経験的モデルによって再現された重力変化。青：降水流出モデル g_A 、緑：水位比例モデル g_B 、赤：本研究で計算された地下水擾乱 g_w 、灰：観測データ g_{obs} 。

ここでは Q や $\delta\theta$ を関数回帰によって決定したことを忘れるべきではない。すなわち、 Q や $\delta\theta$ は経験的に得られた値であり、現場の地下水流動の物理を必ずしも反映しているわけではない。しかも、観測データに都合よくフィッティングしたために、目的とする重力シグナル（例えば火山起源の重力変化）をも差し引いてしまう可能性がある。以上のように、地下水擾乱の経験的補正はいわば非常に危険な手段であり、本研究のように地下水流動の物理に即して重力擾乱をモデル化することが最善の方法であると考えられる。また、現実的な地下水流動および地下水擾乱を再現するためには、土質試験などによって土壌パラメーター (3.9 式) を実測・推定することが最も重要である。

3.5 本章のまとめ

本章では胆沢扇状地に地下水流動数値モデリング (第2章) を適用し、地下水流動起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を計算した。重力観測点が地下水面の浅い平野地域に位置する特殊性を考慮し、(1) 水平方向に一様な地下水分布、(2) 地下水高観測データ $h_{obs}(t)$ の境界条件への活用、という2つの単純化を実施した。その上で、不飽和領域の土壌水分分布 $\theta(z, t)$ および地下水擾乱 $g_w(t)$ を数値計算によって求めた。得られた地下水分布 $\theta(z, t)$ は現場土壌で観測した水分変化 $\theta_{obs}(t)$ と誤差の範囲内でよく一致し、地下水擾乱計算値 $g_w(t)$ も重力観測値 $g_{obs}(t)$ を約 $1 \mu\text{gal}$ 以内で再現できることが分かった。このように地下水分布や重力擾乱を精度良く見積もるためには、現場土壌で土壌試験を行うなどして、土壌特性パラメーターを実測・推定することが不可欠である。今後観測値と計算値の残差 $\Delta g(t)$ をより小さくするためには、地下水・降水・積雪の水平方向不均質を考慮し、降水・積雪・地下水の相互作用を数値モデリングに取り入れる必要があると考えられる。

第4章 火山地域への適用例

地下水モデリングの第2の適用例として、本章では浅間火山を取り上げる。前章で取り上げた胆沢扇状地よりも地下水分布・地下水流動が複雑であるが、そのような場合でも地下水分布変化や重力擾乱を再現できるかどうかを検証する。なお浅間山への適用については既に先行研究(風間, 2007; Kazama and Okubo, 2009)で取り上げているが、地下水モデルに何点かの改良を行っているので、本論文でも再度取り上げる。

4.1 浅間火山

浅間火山は群馬・長野県境に位置する安山岩質およびデイサイト質の複合火山である(図2.4の三角印)。数万年前にも渡る浅間火山の活動の中で、有史後の活動は現在の浅間山山頂である釜山(標高2568 m)に集中しており(図4.1の赤色三角印)、1108(天仁元)年と1783(天明3)年には大規模なプリニー式噴火が発生した。特に1783年の天明の大噴火では溶岩流や火砕流によって1000人以上の住民が死亡し、噴出物総量は $4.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ に上ったとされる(Aramaki, 1963)。

本研究では、胆沢扇状地に次ぐ地下水モデリングの適用フィールドにこの浅間火山を選定した。その理由は主に3つあり、それぞれ以下の通りである。(1)浅間火口の東約4 kmには東京大学地震研究所・浅間火山観測所(略称AVO; 図4.1の黄色星印)が存在し、絶対重力計FG5による重力連続観測が頻繁に実施されていること。(2)重力変化が観測された2005–2006年は火山活動静穏期に当たるため、本研究の地下水モデリングの再現精度を検証できること。(3)2004年9–11月には中規模噴火が連続的に発生しており、この時期の重力観測データから火山起源の重力変化を議論できること。

次節以降では、まず本研究で観測した地下水・重力変化を示し(4.2節)、胆沢扇状地との違いに注目しながら地下水流動モデルを4.3節で設定する。そのうえで、地下水・重力の計算結果と観測データを4.4節で比較する。なお、本章では浅間山の地下水モデリングを主な論題とするため、地下水擾乱補正後に得られた火山起源の重力変化については別の章(第6章)で詳しく論述する。

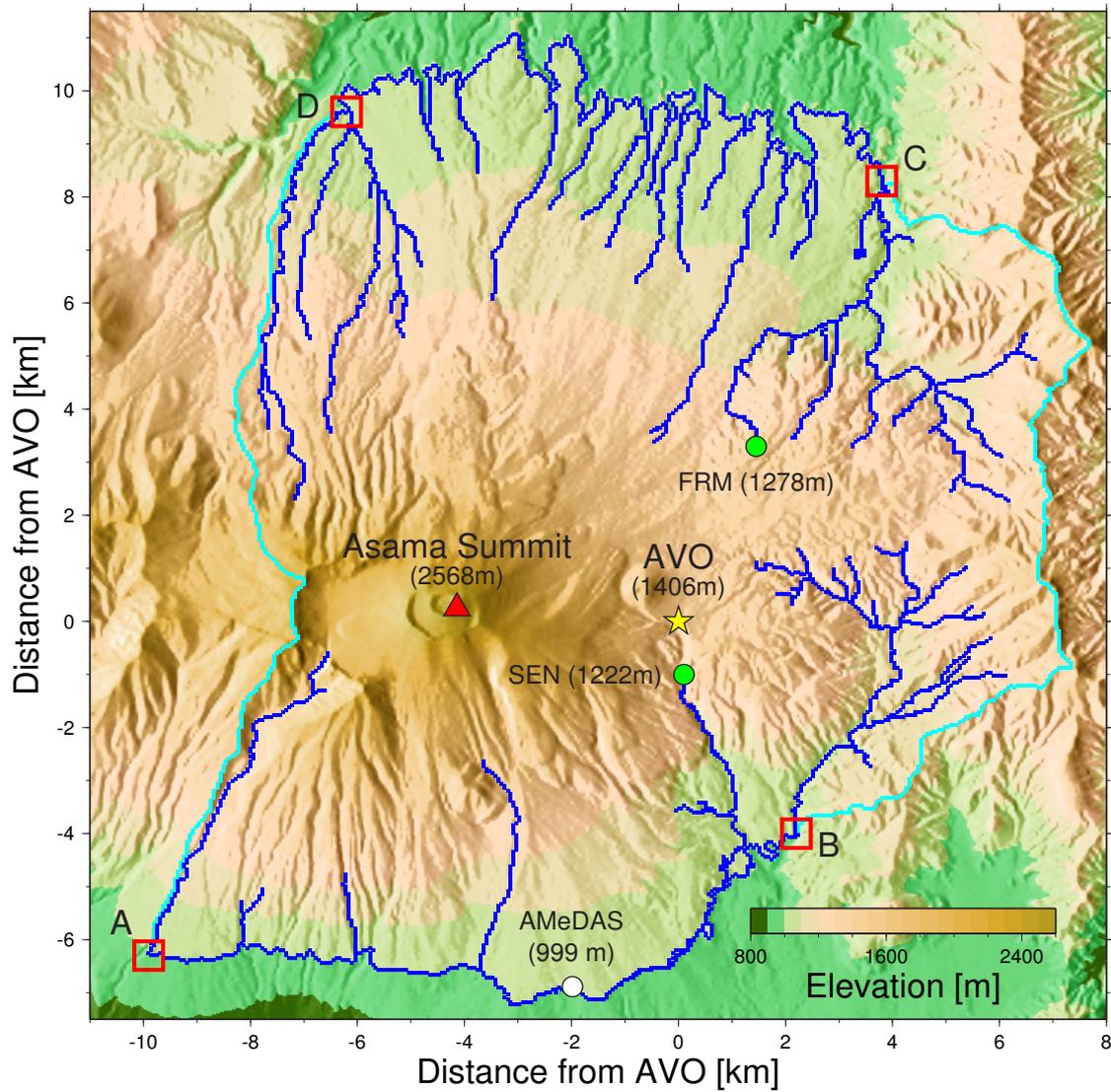


図 4.1: 浅間火山周辺の地形 (標高データは国土地理院, 1997a による) および観測点配置。黄色星印: 浅間火山観測所 (AVO)、赤色三角印: 浅間山山頂、緑色丸印: 水位観測点、白色丸印: AMeDAS 軽井沢観測点、赤色四角印: 河川 A-D の標高 1000 m 地点、青線: 河川、水色: 分水嶺。なお縦軸・横軸は AVO からの距離を km 単位で示している。

4.2 観測データ

浅間山の東側山腹に位置する浅間火山観測所(標高 1406 m)は 1933 年に創設された東京大学地震研究所の火山観測施設であり、浅間山の火山活動を監視する目的で地震学的・測地学的な観測が行われてきた(e.g., Minakami et al., 1970; 下鶴ほか, 1975)。火山観測所前交差点(峰の茶屋)が交通の要衝になった 1960 年代以降、多くの地震・測地観測装置はノイズの小さい山頂付近に移設されたが(e.g., Ohminato et al., 2006; Takeo et al., 2006)、浅間火山観測所は現在でも火山監視の拠点として利用されている。

浅間火山観測所では 2004 年の重力観測で地下水擾乱の存在が認められたため(図 1.1 参照)、2005 年以降重力・地下水の同時連続観測を強化してきた(風間ほか, 2005b)。本節では 2004 年以降に独自に観測した地下水・重力の各データを示すとともに、火山観測所で従来から観測されている気象データについても言及する。

4.2.1 気象観測

図 4.2a に気象観測データを示す。まず青線は、火山観測所で観測された降水量を積算値 $R_{tot}(t)$ で示している。このデータは、長野県佐久建設事務所・峰の茶屋テレメーターで自動観測された降水量(雨量解像度 1.0 mm、時間解像度 1 時間)である。一部峰の茶屋テレメーターに欠測が生じた期間については、東京大学地震研究所で自動観測された降水量(雨量解像度 0.5 mm、時間解像度 1 時間)を使用した。なお、どちらの雨量計とも火山観測所の敷地内にあり、重力観測点との距離は 100 m 以内である(図 4.3 参照)。これらの雨量計で観測された降水量 $R_{tot}(t)$ は、梅雨や台風の影響を受けて夏に大きく増加していることが分かる。また、年間総降水量には 800 mm 程度の変動が見られ、日本に台風が 10 個上陸した 2004 年は 1715 mm、東日本で少雨となった 2005 年(気象庁, 2006a)には 911 mm の降水が観測されている。

次に緑色で示したのが、Penman (1948) の蒸発散モデル(2.55 式)による蒸発散量積算値 $E_{tot}(t)$ である。蒸発散を推定するために必要な気象データ(日平均気温 $T(t)$ 、日平均相対湿度 $H(t)$ 、日照時間 $n(t)$ 、日平均風速 $u(t)$)は、火山観測所の南南西約 7.2 km に位置する AMeDAS 軽井沢観測点(標高 999.1 m; 図 4.1 の白丸)のデータを使用した(気象庁, 2009a)。ただし、AMeDAS 軽井沢と観測所の標高差は約 407 m あるため、両者の気温差が無視できなくなる。そこで本研究では、標準大気(ISO, 1975)の気温減率 -6.5 °C/km を考慮して、AMeDAS 軽井沢の気温値 T_K から火

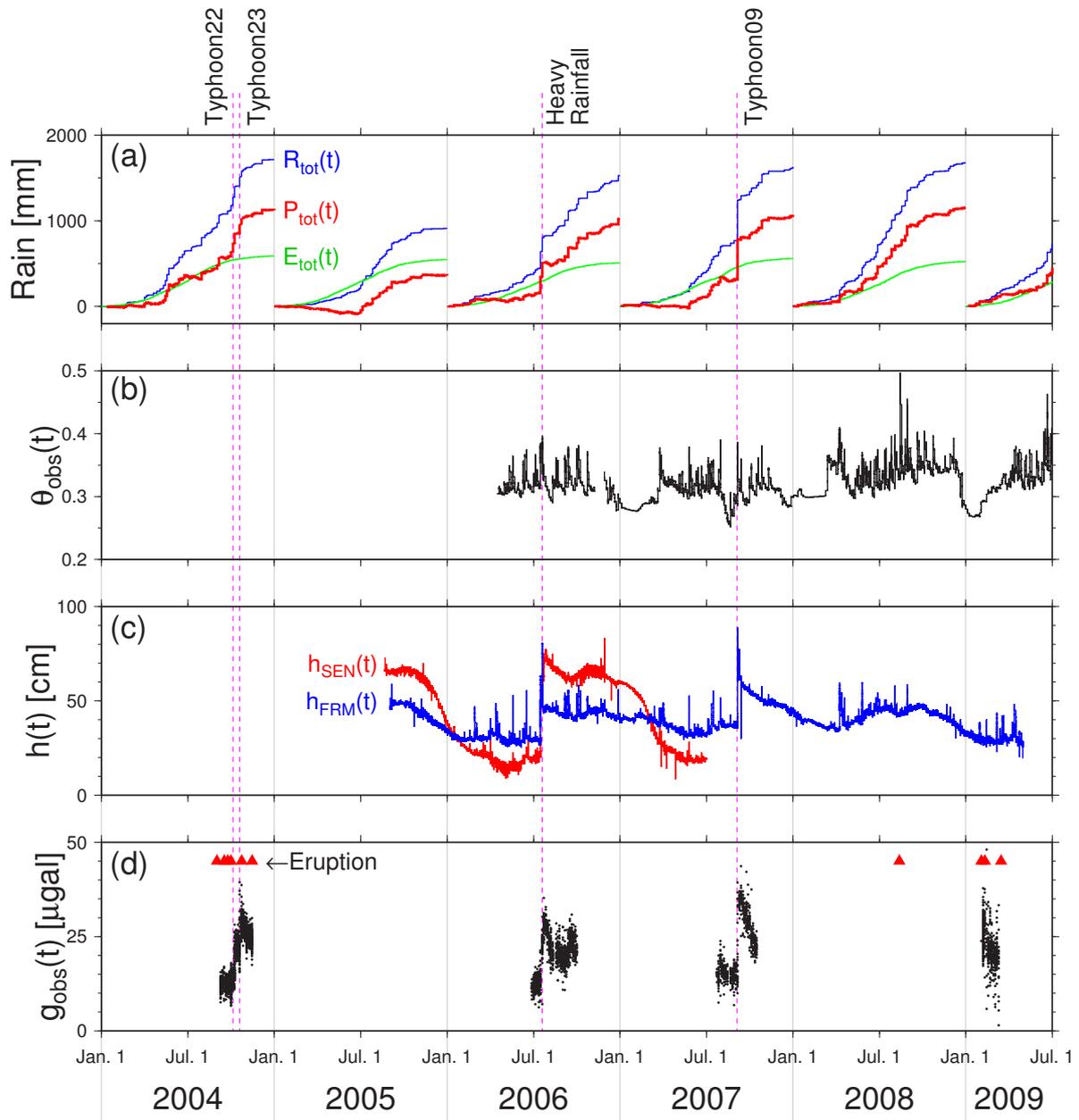


図 4.2: 2004 年 1 月–2009 年 6 月に観測した気象・地下水・重力データ。(a) 青線：毎年の積算降水量 $R_{tot}(t)$ 、緑線：毎年の積算蒸発散量 $E_{tot}(t)$ 、赤線：毎年の積算有効降水量 $P_{tot}(t)$ 。(b) 浅間火山観測所で観測した土壌水分変化 $\theta_{obs}(t)$ 。(c) 赤色が観測点 SEN、緑色が観測点 FRM の水位変化 ($h_{SEN}(t)$ および $h_{FRM}(t)$)。ただし適当な標高値を差し引いている。(d) 黒点：浅間火山観測所の絶対重力変化 $g_{obs}(t)$ 、赤色三角：浅間山で噴火が確認された日時、ピンク色破線：降雨に伴う重力増加が確認された日時。

山観測所の気温 T_A を以下のように見積もった。

$$T_A = T_K - 6.5 \times 0.407 = T_K - 2.64 \quad (4.1)$$

なお、その他の気象データ（湿度 $H(t)$ 、日照 $n(t)$ 、風速 $u(t)$ ）については AMeDAS 軽井沢の観測値をそのまま使用した。また、蒸発散を求める際に必要なパラメーターは以下のように設定した：アルベド $\alpha = 0.2$ 、緯度 $\varphi = 36.4040$ [deg]、風速計高度 $h_a = 15.1$ [m]（気象庁, 2009b）。このようにして得られた火山観測所の蒸発散量 $E_{tot}(t)$ は、気温や日照の影響を受け、夏に多く冬に少ないという変化を示す。また年間蒸発散量は約 550 mm であり、各年で 40 mm 程度変化している。

そして赤線で示したのが有効降水量 $P_{tot}(t) = R_{tot}(t) - E_{tot}(t)$ である。少雨期には P_{tot} がマイナスになる傾向があり、特に 2005 年 6 月には -91 mm を記録している。各年の有効降水量は 360–1150 mm の値を取り、年間降水量に依存して約 800 mm の差を生じている。

4.2.2 土壌水分観測

本研究では、重力観測点近傍の体積含水率変化をモニターするため、浅間火山観測所敷地内に胆沢扇状地と同型のプロファイル水分計を設置し（図 4.3 参照）、2006 年 4 月から観測を開始した（プロファイル水分計の仕組みについては、3.2.2 節に詳述）。図 4.2b に、6 層の含水率観測値の平均 $\theta_{obs}(t)$ を示す。ただし、2007 年 10 月 3 日に採取された土壌の含水率実測値 ($\theta_0 \simeq 0.38$) を満た

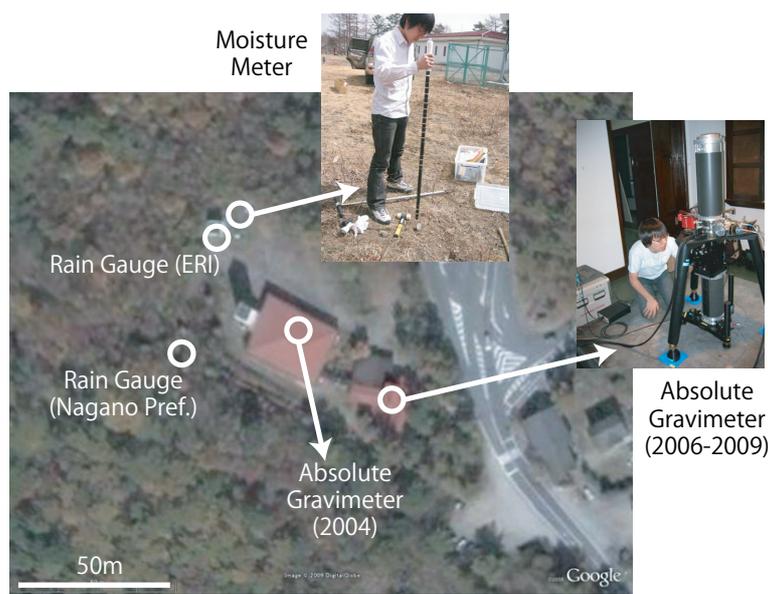


図 4.3: 浅間火山観測所周辺の空中写真 (Google Earth より) および観測点配置。

すように、変換パラメーター a_0 , a_1 は有機土壌の値を使用した (3.1 式, 3.2 式参照)。

観測所地表の土壌水分 $\theta_{obs}(t)$ は、胆沢扇状地土壌よりも約 0.10 低い 0.35 程度の値を取り、0.05 前後の振幅で変化している。また、 $\theta_{obs}(t)$ は降雨時に上昇し、その後地下水浸透や蒸発散の影響を受けて指数関数的に減少している。特に冬季には、積雪の保湿効果のために含水率がほぼ一定値を維持していることが分かる。

4.2.3 地下水位観測

一般に火山地域の地下水面は地表地形と似た形状を示し、山麓で低く、山腹・山頂で高い傾向を示す (e.g., Yamamoto, 1995)。しかしながら、地表面 地下水面の高度差は山頂に近づくにつれて次第に大きくなるので、山腹・山頂付近では飽和地下水の取得が困難になる (高橋ほか, 1974)。実際、浅間火山観測所でも取水用井戸が掘られた歴史はなく、今でも生活用水を天水に頼っている。以上の観点から、胆沢扇状地での事例のように、火山観測所直下で地下水位を観測することは困難である。

ところで、浅間山麓では標高 1200 m 付近に複数の湧水地点が確認され (鈴木・田瀬, 2001; Suzuki, 2003)、火山観測所周辺には、北側の浅間牧場、東側の白糸の滝周辺、南側の千ヶ滝源泉で地下水の湧出が認められる。そこで本研究では、浅間牧場入口付近の湧水地点 (図 4.1 の FRM 点) と、



図 4.4: SEN 観測点における浅井戸の設置。(a) ハンドオーガーによる観測孔の掘削。太い径の塩化ビニールパイプをケーシングとして使用した。(b) 塩化ビニール製浅井戸への水位計の挿入。降水の直接浸入を防ぐためにこの後井戸に蓋を取り付けた。

千ヶ滝源泉（同図の SEN 点）に長さ 2 m の塩化ビニールパイプ式の浅井戸を 2005 年夏に設置した（図 4.4）。本研究では湧水地点の 2–3 m 上流の地点を観測井の設置箇所に選定し、選定地点の土壌をハンドオーガーによって約 1.5 m 掘削した。次に直径約 7 cm の塩化ビニールパイプを掘削孔に埋設し、その中に圧力式水位計（Schlumberger 社製 Mini-Diver）を設置した。なお、パイプの底面は塞がれており、側面には電動ドリルで径 5 mm の穴を数十箇所開けた（ストレーナー加工）。これにより、浅井戸への土壌侵入を防ぎながらも外部との透水性を維持することができる。

図 4.2b が、これらの浅井戸の水位変化観測値である。観測点 FRM の水位変化（青色）はデータ回収済みの 2009 年 5 月まで、観測点 SEN の水位変化（赤色）は崖崩れによって井戸が破損する以前の 2007 年 6 月までのデータを示している。まず水位の年間変動に注目すると、観測点 FRM では約 50 cm、観測点 SEN では約 70 cm の年周変動が確認できる。また、この年周変動は大雨時に励起され、その後冬から春にかけて元の水位レベルに戻っている。これは、帯水層が降水量の多い夏季に多量の地下水を蓄え、その後降水の少ない冬季に蓄えられた地下水を排出する、という地下水貯留量の年周変化を反映していると考えられる。

さらに短い時間スケールでは、FRM と SEN の水位変化に差異が見られる。観測点 FRM では降雨時に 10–20 cm 程度水位が上昇し、その後指数関数的に減衰する様子が確認できる。一方、観測点 SEN では小さな降雨イベントに対する応答は殆ど見られず、大雨時の水位急上昇が大きな年周変動として残っている。このような水位変化の差異は、2 観測点付近の地下水流動機構の違いによるものと考えられる。

4.2.4 絶対重力観測

本研究では、Micro-g 社製の絶対重力計 FG5 (SN: #109 または #212) を浅間火山観測所棟内に設置し、絶対重力連続観測を実施した（図 4.3 参照）。この絶対重力計は、真空中でコーナーキューブを落下させ、ヨウ素安定化 He–Ne レーザーの干渉縞から落下距離 l を、ルビジウム原子時計の時刻から落下時間 t を高精度に観測している。そして、関係式

$$l \simeq \frac{g}{2} \left(t^2 + \frac{\gamma}{12} t^4 \right) \quad (4.2)$$

から重力絶対値 g を最小二乗的に見積もり（ただし γ は重力鉛直勾配）、2–3 μgal の高精度で重力値 g を得ることができるのである (Niebauer et al., 1995; Okubo et al., 1997; Micro-g Lacoste, 2006)。なお、重力鉛直勾配 γ は小型相対重力計の現場観測によって見積もることができる。

観測所における絶対重力観測では、地面振動に伴って重力値の誤差が増大するの最小限に抑えるため、観測棟と縁切りされた地震計基台上に重力計を設置した(図4.3)。また、温度変化に伴う基台の膨張傾斜を防ぐため、部屋の二重窓を密閉し、冬季には暖房を常時運転させることによって、できる限り温度変化を小さくするように努めた。ただし、火山活動時の緊急観測が目的であった2004年は、観測棟書庫内の床に重力計を設置している(図4.3参照)。

表4.1のような設定条件の下に得られた重力値 $g_{obs}(t)$ を、図4.2cに黒点で示す。ただし、この図では絶対値(約979528000 μgal)を差し引いて表示しており、 n_d 回の重力観測(1 set と呼ぶ)の平均値を示している(n_d の具体的な値については、表4.1を参照)。なお、1 setの時間間隔は30–120分に設定しており、これが重力観測のサンプリング間隔に一致する。重力観測値 $g_{obs}(t)$ の誤差はおよそ5 μgal で、振幅は最大約25 μgal に達している。また、ピンク色の破線で示した大雨時には、観測点近傍の質量増加によって重力値が急上昇しており、土壌水分の増加や地下水位の上昇ともタイミングが一致している。さらに大雨後には、地下水の深部への浸透や蒸発散効果によっ

	2004年	2006–2009年	備考
設置場所	新観測棟 書庫内の床	旧観測棟 地震計基台上	
緯度 [deg]	36.4040	36.4040	
経度 [deg]	138.5722	138.5722	
標高 [m]	1407.0	1406.1	
標準気圧 [hPa]	855.25	855.35	
重力勾配 [$\mu\text{gal}/\text{cm}$]	-3.110	-3.325	LaCoste 相対重力計で実測
気圧応答 [$\mu\text{gal}/\text{hPa}$]	-0.3	-0.3	Merriam (1992)
潮汐 δ -factor	1.164	1.164	
固体潮汐補正	ETGTAB	ETGTAB	Timmen and Wenzel (1994)
海洋潮汐補正	GOTIC2	GOTIC2	Matsumoto et al. (2001)
海洋潮汐モデル	NAO.99b	NAO.99b	Matsumoto et al. (2000)
1 set 中の drop 数 n_d	100	50	
Set 毎の時間間隔 [min]	30	120	サンプリング間隔に一致

表 4.1: 絶対重力観測における各種パラメーターの設定。

て重力値がほぼ直線的に重力値が減少している。なお、2009年2–3月には唯一冬季に重力観測を行っているが、期間を通して $-0.25 \mu\text{gal}/\text{day}$ 前後の重力減少が確認された。これは、外気温が春に向けて上昇するにつれ、地表や屋根の積雪が融けたことを反映していると考えられる。

浅間山の噴火日時(赤色三角)と比較すると、2004年と2009年には火山噴火時に重力観測が実施されている。まず、2004年には中規模噴火が複数回発生しており(中田ほか, 2005)、9月中旬には航空写真観測によって火口底に溶岩噴出が認められている(大木ほか, 2005)。9月期の火山起源の重力変化については既に大久保(2005)で議論されているが、地下水擾乱が卓越した10月以降にも中規模噴火が発生しているため、この地下水擾乱を補正すれば火山起源の重力変動を抽出できる可能性がある。一方、2009年2月の水蒸気爆発に伴うごく小規模な噴火では、マグマ物質の直接的関与が否定されている(Tanaka et al., 2009a)。しかも、観測所前交差点(峰の茶屋)の工事によって観測誤差が他の時期の2倍程度($\sim 10 \mu\text{gal}$)になっているため、数 μgal 程度の火山起源の微小な重力変化(大久保, 2005)を抽出することは困難である。

以上本節で述べてきたように、本研究では浅間火山の東山腹に位置する浅間火山観測所にて地下水・重力の同時連続観測を実施し、降水や地下水流動に起因する変動を観測した。次節以降では、本論文の地下水モデリングを浅間火山に適用し、観測した地下水・重力データが再現可能であるかどうかを検証する。

4.3 地下水モデリング

4.3.1 胆沢扇状地との相違点

浅間火山に第2章の地下水流動数値モデリングを適用する上で、胆沢扇状地とは異なる3つの困難が存在する。その3つの困難は以下の通りであり、それぞれ以下の解決策によって地下水擾乱 $g_w(t)$ を見積もっていく。

まず1つ目の問題点は、火山地形は一般に起伏に富んでいるため、胆沢扇状地の事例のように地下水分布を半無限媒質で近似できないことである。この問題を解決するために、本章では50 mメッシュの数値標高モデル(国土地理院, 1997a)を活用し、浅間山地下水の横方向不均質を50 mごとに計算する。さらに、重力擾乱 $g_w(t)$ を見積もる上では観測点近傍約150 mの詳細な地下水分布を考慮する必要があることが、先行研究(Kazama and Okubo, 2009)で明らかになっている。そこで本適用例では、計算された50 mおきの地下水分布を(重力計の周辺200 mに限って)2 m

ごとに内挿し、地下水擾乱 $g_w(t)$ の積分計算 (2.25 式) に利用する。なお、2 m メッシュに区切った際の地表形状は、国際航業から購入した 2 m DEM を活用する。

2 つ目の問題点は、一般に火山地域の地下水面は非常に深いため (浅間観測所付近では 100 m 以深)、胆沢扇状地のように地下水位観測データを境界条件として活用できないことである。そこで本章では、地下水位分布 $h(x, y, t)$ を含水率分布 $\theta(x, y, z, t)$ と同時に計算し、得られた $h(x, y, t)$ をその都度境界条件に利用する。なお、得られた地下水位 $h(x, y, z, t)$ を SEN および FRM で観測した地下水位 $h_{SEN}(t)$ 、 $h_{FRM}(t)$ と比較することで、 $h(x, y, t)$ の再現性を評価する。

3 つ目の問題点は、複合火山体の 3 次元地質構造は不均質で未知の部分が多く、地下水モデリングの土壌パラメータ設定に困難をきたすことである。これについては、観測点のごく近傍の地下水が地下水擾乱に効くという特徴から (Kazama and Okubo, 2009)、重力観測点近傍で土壌パラメータを実測し、その値を火山地域全体に適用する。すなわち、本適用例においては浅間火山全体に一樣な土壌パラメータを仮定する。

4.3.2 計算領域および境界条件の設定

浅間山の地下水分布 — $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ — を精度良く求めるには、計算領域と境界条件を適切に設定する必要がある。そこで本小節では、地下水モデリングにおける計算領域と境界条件の設定について、2.6 節を踏まえながら具体的に述べていく。

(1) 地表面 $h_g(x, y)$: 上述のように、本章では国土地理院の DEM を用いて地表面形状を再現する。この DEM は、南北方向 1.5 秒、東西方向 2.25 秒ごとに区切られており、浅間火山観測所周辺では 1 メッシュの大きさは以下の通りである。

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{東西方向: } \Delta x = 56.00 \text{ [m]} \\ \text{南北方向: } \Delta y = 46.31 \text{ [m]} \end{array} \right. \quad (4.3)$$

なお、この DEM 格子の大きさは差分式 (2.30 式, 2.35 式) の空間差分量としても使用される。DEM によって再現された地表面 $h_g(x, y)$ には、境界条件として有効降水量が入力される。定常解析では、平年有効降水量

$$\begin{aligned} P_0 &= R_0 - E_0 \\ &= 1197.6 - 570.7 \\ &= 626.9 \text{ [mm/year]} \end{aligned} \quad (4.4)$$

を地表一面に入力する。ただし、 R_0 は AMeDAS 軽井沢 (図 4.1 の白丸; 気象庁, 2009a) の年間降水量であり、 E_0 は AMeDAS 軽井沢の月平均気温平年値から求めた Thornthwaite 蒸発散量 (2.52 式参照) である。また非定常解析では、有効降水量

$$P(t) = R(t) - E(t) \quad (4.5)$$

を、地表面に対して水平方向に一様な入力として与える。ここで、 $R(t)$ は浅間火山観測所の降水量、 $E(t)$ は Penman 式 (2.55 式) で見積もられた蒸発散量である (図 4.2a)。

(2) 地下水面 $h(x, y, t)$: 地下水面は飽和 不飽和層の境界面でもあるが、本章では数値モデリングによって得られた地下水面 $h(x, y, t)$ を各時刻 t の移動境界面として設定する。この地下水面では、体積含水率と鉛直流速の連続性 (2.56 式, 2.57 式) を境界条件として課す。

(3) 不透水層上面 $h_b(x, y)$: 地下水流動域の最下面である不透水層上面の形状 $h_b(x, y)$ は、Aizawa et al. (2008) によって得られた比抵抗構造を参考にして設定する。すなわち、Aizawa et al. では火山観測所の直下 500 m 以深 (標高 900 m 以下) に高比抵抗層の存在が確認されており、この領域に不透水な基盤岩が存在していると考えられる。そこで本研究では、比抵抗探査で得られた高比抵抗層の最上面を不透水層の最上面と仮定し、一様な基盤面分布

$$h_b(x, y) = 900 \text{ [m]} \quad (4.6)$$

を設定する。また数値計算では、この不透水層上面を貫通する流速を 0 に固定する (2.58 式)。

(4) 河川 (x_w, y_w) : 河川の水面は地下水面と連続的に繋がっているため、河川水の流れる地点 (x_w, y_w) では地下水面 $h(x, y, t)$ を河川標高 $h_b(x_w, y_w)$ で固定する (2.59 式)。図 4.1 に、地下水面の固定地点を青色で示した。この青色地点は 2 万 5000 分の 1 地形図 (国土地理院, 2009b) に記された河川を示しており、現地踏査を行った領域 (浅間東麓) についてはハンディ GPS (GARMIN 製 eTrex Venture) で計測した座標値を元に河川地点を決定している。また、浅間山の北側および南側の山麓では、計算領域と計算時間を節約するために、標高 1000 m の地点で地下水面を強制的に固定する。というのも、標高約 1000 m の山麓地域には水田が発達しており (国土地理院, 2009b)、この周辺で地下水が湧出していると考えられるからである。

(5) 分水嶺 (x_d, y_d) : 分水嶺を横切る地下水流が無視できるという特徴から、分水嶺は地下水モデリングの計算領域端としてしばしば利用されている (e.g., 植野ほか, 1998)。本研究では、尾根線が分水嶺に一致すると仮定し、地形図 (国土地理院, 2009b) を用いて分水嶺 (x_d, y_d) を描いた (図 4.1 の水色線)。この分水嶺は、蛇堀川 (図中 A)・湯川 (B)・熊川 (C)・大沢川 (D) の標高 1000

m 地点 (図中の四角印) から尾根線 (等高線に直交する曲線) を伝って描かれており、西側の分水嶺は黒斑山の尾根線を、東側の分水嶺は (南から) 鼻曲山・駒髪山・浅間隠山の頂上を通っている。地下水モデリングでは、この分水嶺を横切る地下水流速を 0 に固定した (2.60 式)。なお、この分水嶺線と上述の標高 1000 m の等高線によって、計算領域を閉じることができた (図 4.1)。

4.3.3 土壌パラメーターの設定

地下水擾乱 $g_w(t)$ を見積もるには、特に重力観測点近傍の地下水流動を精度良く再現することが重要である (本論文第3章; Kazama and Okubo, 2009)。そのためには、観測点近傍の土壌を反映した土壌パラメーター (2.49 式) を数値モデリングに採用すべきである。そこで本研究では、浅間火山観測所の露頭 (図 4.5) から 10 個の土壌コアを採取し、不飽和領域の鉛直飽和透水係数 K_{vs} と最大含水率 (すなわち空隙率) θ_{max} を実測した。各層 i の層厚 $L^{(i)}$, 透水係数 $K_{vs}^{(i)}$, 空隙率 $\theta_{max}^{(i)}$ は以下の通りであった。

$$L^{(i)} = \begin{cases} 2.00 \\ 1.00 \\ 0.25 \end{cases} \text{ [m]}, \quad K_{vs}^{(i)} = \begin{cases} 3 \times 10^{-5} \\ 5 \times 10^{-6} \\ 1 \times 10^{-7} \end{cases} \text{ [m/s]}, \quad \theta_{max}^{(i)} = \begin{cases} 0.52 & (i = 1) \\ 0.55 & (i = 2) \\ 0.33 & (i = 3) \end{cases} \quad (4.7)$$



Layer-1: $L^{(1)} = 2.0$ [m]

Layer-2: $L^{(2)} = 1.0$ [m]

Layer-3: $L^{(3)} = 0.25$ [m]

図 4.5: 浅間火山観測所の露頭。Layer-1 が天明噴火時の黄土色軽石および現在の表土、Layer-2 が天仁噴火時の灰色火山灰・茶褐色軽石および天明噴火前の表土、Layer-3 が天仁噴火時の茶褐色火山灰である (Aramaki, 1963)。

これらの値をさらに平均化 (Jury and Horton, 2004) することで、以下の透水係数・空隙率を得た。

$$K_{vs} = \frac{\sum L^{(i)}}{\sum L^{(i)}/K_{vs}^{(i)}} = 2 \times 10^{-6} \text{ [m/s]} \quad (4.8)$$

$$\theta_{max} = \frac{\sum \theta_{max}^{(i)} \cdot L^{(i)}}{\sum L^{(i)}} = 0.50 \quad (4.9)$$

本章では、浅間山の不飽和土壌のパラメーターとしてこの2つの値を使用する。

次に、飽和帯水層の水平飽和透水係数 K_{hs} と空隙率 n を推定する。周辺の湧水標高 (~ 1200 m) から推測して、火山観測所直下でも標高 1200 m 程度 (深さ 200 m 程度) が、それよりやや高い位置に地下水面があると考えられる。また、観測所のアース設置のために敷地内で実施されたボーリング調査では、地表から深さ 200 m までの地層のうち約 95% が軽石で構成されていることが分かっている (中田節也, 私信)。これらのことから、観測所直下の飽和地下水は軽石層中に存在している可能性が高い。そこで本章では、観測所露頭の天明噴火軽石 (Layer-1) で得られた透水係数が軽石層の代表的な土壌パラメーターであると仮定し、飽和帯水層の土壌パラメーターを以下のように設定した。

$$\begin{cases} K_{hs} = 3 \times 10^{-5} \text{ [m/s]} \\ n = 0.52 \end{cases} \quad (4.10)$$

その他の土壌パラメーター (D_{vs} , θ_{min} , a , b) については、観測所地表の土壌水分変化 $\theta_{obs}(t)$ (図 4.2b) を再現できるよう、本章では以下の値を使用する。

$$\begin{cases} D_{vs} = 2.0 \times 10^{-5} \text{ [m}^2\text{/s]} \\ \theta_{min} = 0.00 \\ a = 10.98 \\ b = 5.48 \end{cases} \quad (4.11)$$

これらの値は、土壌不飽和特性に関する先行研究 (e.g., Davidson et al, 1969; Olsson and Rose, 1978; 雨宮ほか, 1991; 三輪ほか, 1991) とも調和的である。

本論文では、重力観測点周辺の地下水分布を特に精度良く求めるという観点から、浅間火山観測所の土壌で実測・推定されたこれらの土壌パラメーター (4.8–4.11 式) を計算領域全域に一様に設定する。

4.3.4 具体的な計算過程

本節の最後に、浅間火山に本研究の地下水モデリングを適用する上での計算の流れを、図 2.3 のフローチャートに沿って以下にまとめる。まず、本章では地下水モデルを以下のように設定する。

- 計算領域 (水平方向): 分水嶺と標高 1000 m 等高線によって囲まれた約 $18 \times 18 \text{ km}^2$ の領域 (図 4.1)。
- 計算領域 (鉛直方向): 国土地理院 50 m DEM によって再現された地表面 $h_g(x, y)$ から、 $h_b = 900 \text{ [m]}$ の水平一様な基盤面まで (4.3.2 節)。
- 土壌パラメーター: 火山観測所の土壌で実測・推定された値 (4.8–4.11 式) を計算領域全体に一様に設定する。

次に、地下水分布の定常状態を以下のように計算する。

- 計算する地下水分布: 不飽和領域の体積含水率分布 $\Theta_s(Z)$ および飽和領域の地下水位分布 $h_s(x, y)$ (2.7 節参照)。
- 支配方程式: 拡散方程式 (2.14 式, 2.19 式) を差分化した式 (2.30 式, 2.35 式)。
- 差分パラメーター: $\Delta x = 56.00$, $\Delta y = 46.31$, $\Delta z = 1.00 \text{ [m]}$, $\Delta t = 600.0 \text{ [s]}$ 。
- 境界条件: 2.6 節および 4.3.2 節を参照。
- 入力データ: 地表面 $h_g(x, y)$ に年平均有効降水量 P_0 (4.4 式) を入力し続ける。
- 計算時間: 地下水分布が収束するまで、約 100 年分の反復計算を行う。

そして、地下水分布の非定常解析を以下のように実施する。

- 計算する地下水分布: 不飽和領域の体積含水率分布 $\theta(x, y, z, t)$ および飽和領域の地下水位分布 $h(x, y, t)$ 。
- 初期条件: 定常解を用いる。飽和領域については $h_s(x, y)$ をそのまま使用し、不飽和領域については $\Theta_s(Z)$ を再配分して $\theta(x, y, z, 0)$ を得る (2.7 節参照)。
- 支配方程式・差分パラメーター・境界条件: 定常解析と同じ。
- 入力データ: 地表面 $h_g(x, y)$ に有効降水量 $P(t)$ (4.5 式) を一様に入力する。
- 計算時間: 2003 年 1 月から 2009 年 6 月まで。

最後に、地下水起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を以下のように見積もる。

- 計算式: 地下水分布の積分式 (2.25 式) を差分化した式 (2.37 式)。

- 積分範囲：地下水モデリングで採用した計算領域全ての地下水分布を積分する。ただし重力観測点の周囲 200 m については、計算された 50 m おきの地下水分布を 2 m 毎に内挿し、この 2 m 毎の地下水分布を積分する。
- 地表形状：重力計の周囲 200 m では国際航業から購入した 2 m DEM を、それ以外では国土地理院の約 50 m DEM を用いる。
- 空間差分：重力計の周囲 200 m では $\Delta x = \Delta y = 2.0$ [m]。それ以外では $\Delta x = 56.00$, $\Delta y = 46.31$, $\Delta z = 1.00$ [m]。
- 重力観測点の位置：北緯 36.4040°、東経 138.5722°、標高 1407.0 m (地表の 1.0 m 上)。

以上の過程によって計算された地下水分布および重力擾乱を次節で示し、計算結果を観測データと比較することで地下水流動数値モデリングの再現性を評価する。

4.4 計算結果

4.4.1 地下水位の定常状態 $h_s(x, y)$

図 4.6 は地下水位の定常状態 $h_s(x, y)$ を示している。地下水位 $h_s(x, y)$ は浅間山西部・湯の平 (黒斑山 浅間山間の谷地形) 付近の湧水地点で最も高く、標高約 2000 m に位置している。水位の等高線はこの湯の平を中心にほぼ同心円をなしており、浅間山頂付近では標高約 1510 m (火口から約 1000 m 地下) に地下水面が存在していると予測される。山麓に近づくにつれて水位はさらに下がっており、火山観測所直下の地下水位は標高約 1290 m (地表から約 120 m 地下) にあると予測される。観測所直下の地下水面が深いという予測は、この付近で不圧地下水の利用が困難であったという歴史的経緯 (高橋ほか, 1974) ともよく一致する。浅間山の北側および南側では水位がさらに低く、特に北側で水面の傾斜が緩くなっている。これは地表 $h_g(x, y)$ の起伏が、南側山麓よりも北側山麓で緩くなっていることと対応している (図 4.1)。

浅間火山観測所 (AVO) を通る断面で地下水位定常解 $h_s(x, y)$ を切断した結果を図 4.7 に示す。この図では横軸 (水平距離) に対して縦軸 (高さ) を誇張して示しており、その倍率は南北断面 (上図) で約 8.5 倍、東西断面 (下図) で約 3.3 倍である。まず南北断面 (上図) を見ると、地下水位は AVO の北側 1.5 km (群馬・長野県境) 付近でピークとなっている。これより南側の地下水は湯川・信濃川として日本海側へ、これより北側は吾妻川・利根川として太平洋側へ流れることから、この地下水位のピークはまさに中央分水嶺 (堀, 2000) を意味している。一般に分水嶺と県

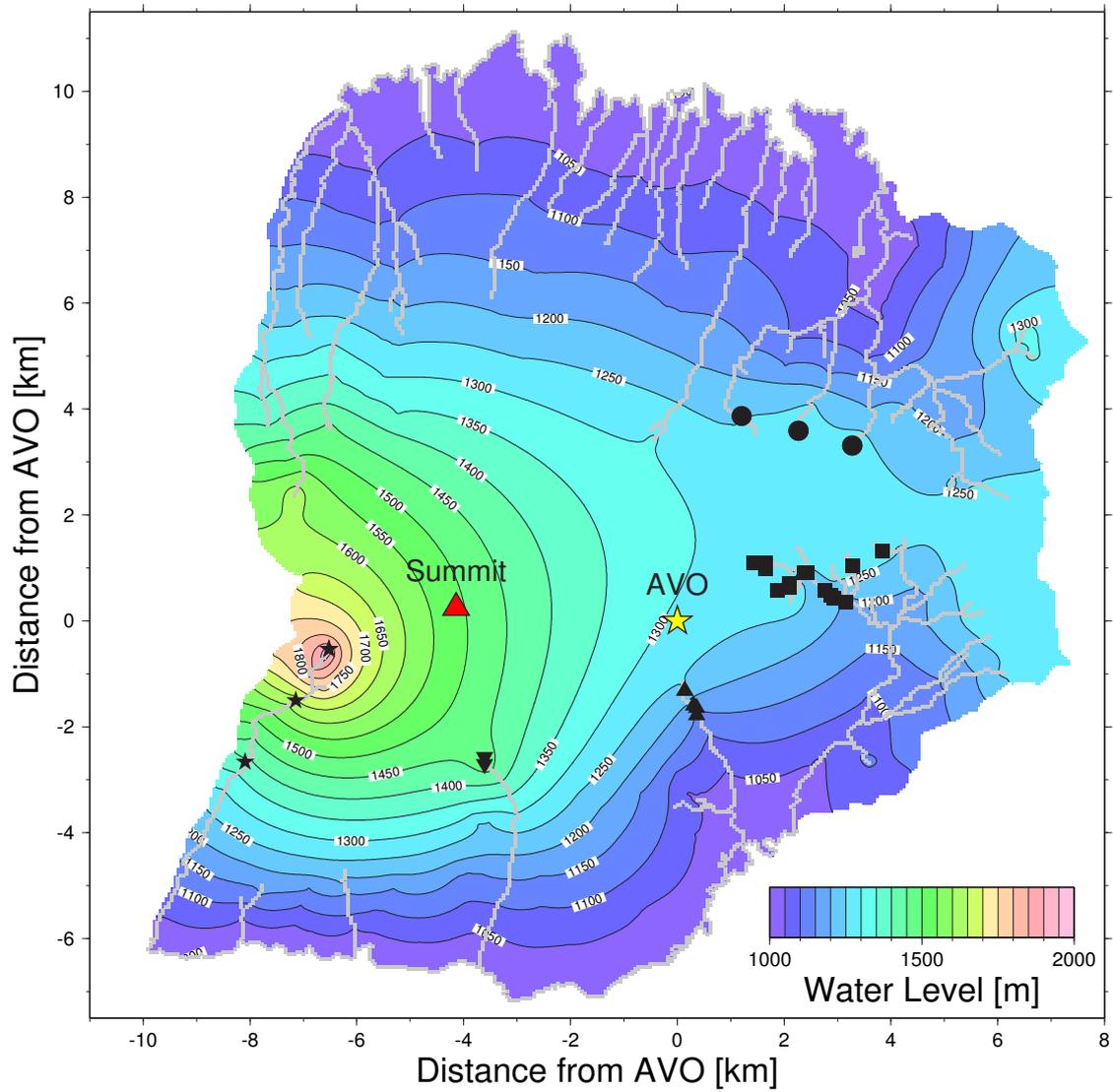


図 4.6: 地下水高の定常解 $h_s(x, y)$ 。灰色線は地下水面の固定地点、黄色星印は浅間観測所、赤色三角印は浅間山山頂、黒印は湧水地点を示す。

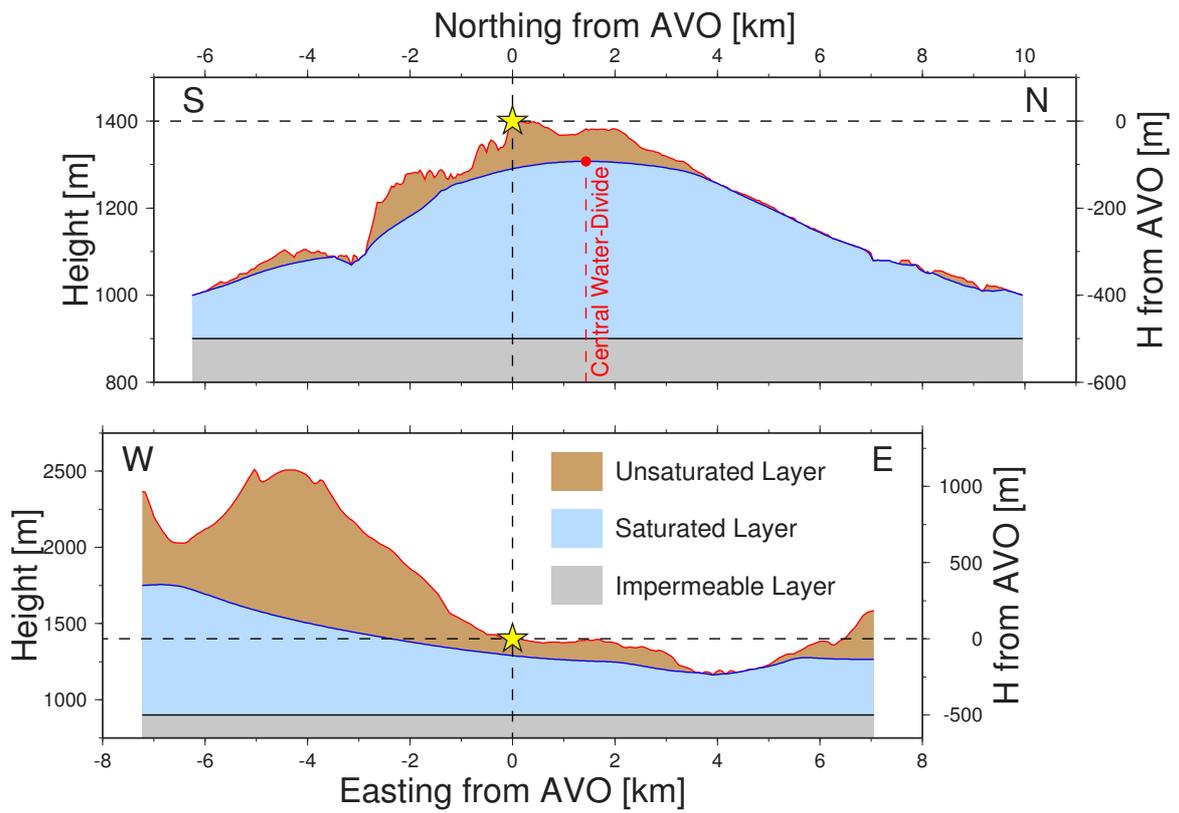


図 4.7: 浅間火山観測所 (AVO) を通る断面で切断したときの地下水構造 (上図: 南北断面、下図: 東西断面)。茶色は不飽和領域、水色は飽和領域、灰色は不透水層、赤色破線は中央分水嶺、星印は AVO の位置を示している。

境は良く一致すること (堀, 2000) から考えても、本研究で推定された地下水位定常解 $h_s(x, y)$ は、実際の地下水分布をよく再現していると言える。

次に、地下水位の東西断面 (図 4.7 下) を見ると、水位は浅間山西側で高く、東側山麓で低くなっている。この原因としては、[1] 湯の平 (浅間山西側) と湯川源流 (AVO 東側) で地下水位を固定していることと、[2] 山頂付近に地下水湧水地点が少ないために山頂直下に地下水が貯留されること、の 2 つが考えられる。また、西から東に向けて地下水位が低下する傾向は、湧水の現地調査から得られた結果 (Yamamoto, 1995; Suzuki, 2003) とよく一致している。

以上のように、本研究で得られた地下水位の定常解 $h_s(x, y)$ は、先行研究と定性的に一致していることが分かった。本来ならば、これ以降計算結果 $h_s(x, y)$ と実際の地下水位が定量的に一致しているかを議論すべきであるが、火山地域の地下水位が深いという性質上、地下水位の 2 次元分布の観測結果は皆無である。そこで本節では h_s の空間微分、すなわち地下水流向に注目する。そもそも地下水の流向は h_s の等高線と直交し、しかも地下水位の低い方向を向く (2.7 式参照)。このことから、浅間東側 (AVO 付近) の地下水は浅間山頂付近から流れてきたと考えられる。一般に火山火道周辺は地下深部起源の揮発性成分 (硫黄・塩素等) に富んでいるので、計算された水位分布 $h_s(x, y)$ が正しければ、浅間東麓の地下水湧水に火山起源の成分が溶存している可能性が高い。

以上の着想から、本研究では浅間山湧水の現地踏査および成分調査を実施した (2009 年 8 月 3–6 日に、日本水文科学会「日本の火山の地下水 WG」の活動の一環として実施)。調査項目は表 4.2 の通りで、調査地点を図 4.6 に黒印で示し、調査結果の一部を図 4.8 に図示する。

まず、浅間山東麓湧水の水温 T_w と電気伝導度 EC は、図 4.8a の片対数グラフ上で直線関係を示すことが分かる。これは、浅間東麓で「低 T_w ・低 EC の地下水」と「高 T_w ・高 EC の地下水」の混合が起きていることを示している。ここで、「低 T_w ・低 EC の地下水」は天水起源の地下水と考えられる。というのも、AMeDAS 軽井沢の年平均気温 (この地域の地下水温にほぼ一致)

調査項目	観測装置
緯度・経度	GARMIN eTrex Venture
水温	CUSTOM TempTec CT-410WR
電気伝導度	HORIBA TwinCond B-173
pH	HORIBA TwinpH AS-212

表 4.2: 浅間山湧水の調査項目と使用した観測装置。

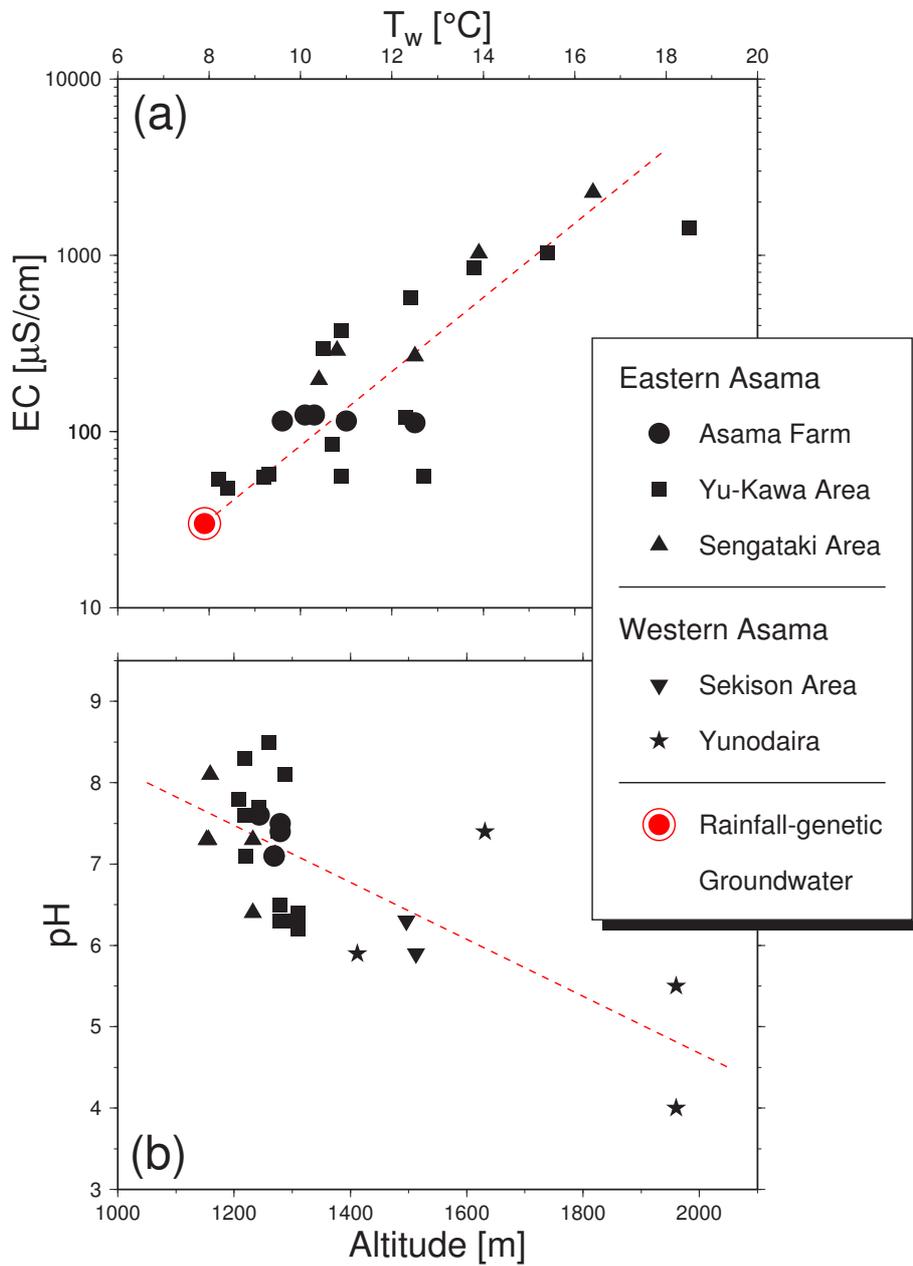


図 4.8: 湧水の水質調査結果。丸印は浅間牧場、四角印は湯川源流域、三角印は千ヶ滝源流域、逆三角印は石尊山周辺、星印は湯の平周辺の湧水調査結果を示している (図 4.6 参照)。(a) 浅間山東麓湧水の水温 T_w と電気伝導度 EC の関係。赤色二重丸は天水起源地下水の水質を示している。(b) 浅間山湧水の湧水地点標高と pH の関係。

が7.9 °Cで、2009年3月3日の火山観測所新雪の電気伝導度（液体時）が30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ であることから、天水起源地下水の水質が直線関係の片側（赤色二重丸）にプロットされるからである。一方、「高 T_w ・高 EC の地下水」は火山体中を通ってきた浅間西側起源の地下水であると考えられる。なぜなら、浅間山火道付近を地下水が通過することによって、地下水温が上昇し、硫黄・塩素等の火山起源成分が溶解するからである (Suzuki, 2003)。

また、浅間山湧水の pH と湧水地点標高（測定された緯度・経度をもとに地形図で判読）の関係も、図 4.8b に示すように直線的であることが分かる。これは、硫黄や塩素に富む浅間西側の地下水（星印・逆三角印）が、天水起源地下水によって浅間東麓で薄められる過程を反映している。なお、pH に1-2 程度のばらつきが見られるのは、火山起源の CO_2 ガスが地下水中から空気中に放出されることで、pH 値がアルカリ側に移動するためである。

以上2つの図から、浅間東麓の地下水には浅間西側からの火山成分に富む地下水が混合していることが分かった。すなわち本研究で得られた地下水位分布 $h_s(x, y)$ は、この地下水化学的調査結果とも調和的であると言える。

4.4.2 体積含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$

図 4.9 に、不飽和領域中の体積含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$ を赤色で示す。含水率 Θ_s は地下水面 $Z = 0$ [m] で最大値 0.50 を取り、地下水面から遠ざかるにつれて指数関数的に減少している。これは、毛管作用が地下水面近傍で顕著に働き、地下水面から遠ざかるにつれその影響が弱まるためである。毛管水帯（含水率が飽和に近い状態）の厚さは浅間土壌の場合 5-10 m で、胆沢扇状地の土壌（ ~ 3 m; 緑色破線）に比べてやや厚い。この原因としては、浅間の場合有効空隙率

$$\theta_{max} - \theta_{min} = \begin{cases} 0.24 & \text{(胆沢扇状地の場合)} \\ 0.50 & \text{(浅間山の場合)} \end{cases} \quad (4.12)$$

が大きく、かつ飽和透水係数と有効降水量の差

$$K_v(\theta_{max}) - P_0 = K_{vs} - P_0 = \begin{cases} 3.50 \times 10^{-8} & \text{[m/s] (胆沢扇状地の場合)} \\ 1.98 \times 10^{-6} & \text{[m/s] (浅間山の場合)} \end{cases} \quad (4.13)$$

も大きいので、 $\Theta_s(Z)$ が収束状態

$$\frac{d\Theta_s}{dZ} \propto K_v(\Theta_s) - P_0 = 0 \quad (4.14)$$

(3.15 式, 3.16 式も参照) に至るまでに大きな含水率変化が必要なためと考えられる。

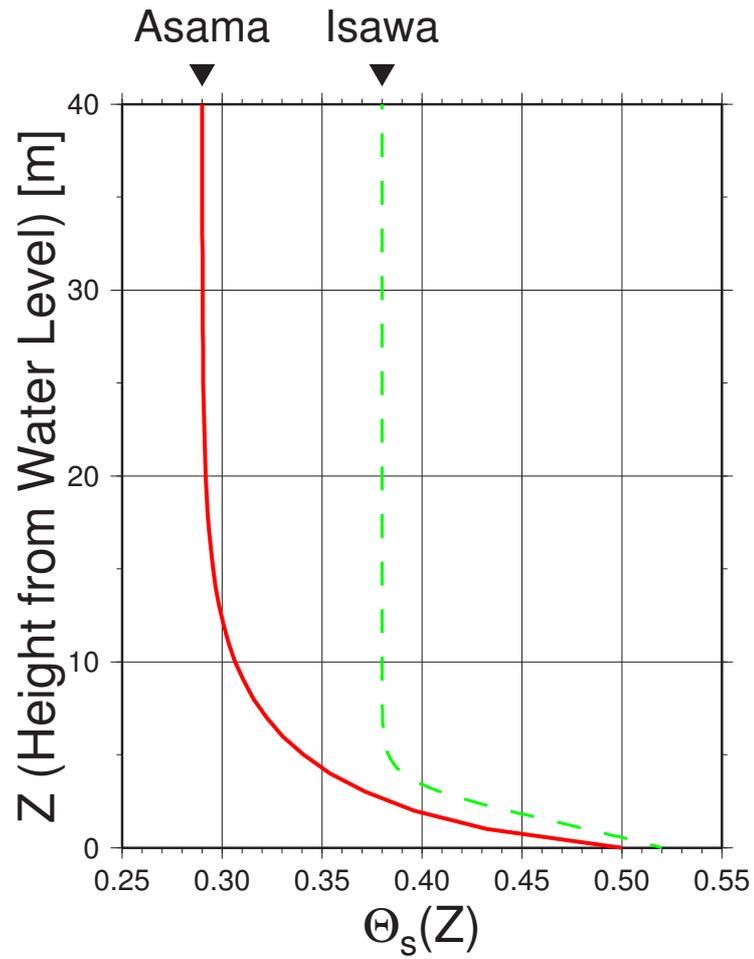


図 4.9: 不飽和領域における体積含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$ 。赤色が浅間山土壤、緑色が胆沢扇状地土壤の含水率分布を示している。

地下水面から十分遠い場所では ($Z \gtrsim 15$ [m])、含水率が $\Theta_\infty = 0.29$ という一定値に収束している。この値は、土壌パラメーターと平年有効降水量の関係式 (3.17 式) から導出することができる。また、この含水率収束値 Θ_∞ は、観測所地表の含水率 $\theta_{obs}(t)$ の平均的な値とほぼ等しい。観測所周辺では地表から約 120 m の深さに地下水面があることから (図 4.6)、観測所地表は図 4.9 の含水率収束域 (懸垂水帯) に位置していると考えられる。

4.4.3 体積含水率の時間変化 $\theta(x, y, z, t)$

本研究では以上のようにして得られた地下水分布 — $h_s(x, y)$ および $\Theta_s(Z)$ — を非定常解析の初期状態として、2003 年以降の地下水分布変化および重力擾乱を計算した。まず本小節では、不飽和領域の体積含水率変化 $\theta(x, y, z, t)$ の計算結果を示す。

本論文では、定常地下水面と地表面に挟まれた領域

$$h_s(x, y) \leq z \leq h_g(x, y) \quad ; \quad \text{for all } (x, y) \quad (4.15)$$

を不飽和領域として扱う。図 4.10 に、不飽和層の厚さ分布 $h_g(x, y) - h_s(x, y)$ を示した。不飽和層厚は浅間山頂付近 (赤色三角) で約 1000 m、観測所付近 (黄色星印) で約 100 m、水位観測点付近 (緑色丸印) で 1–2 m 程度である。また、北側および南側山麓の白印は、定常計算時に地下水位 h_s が地表面 h_g を超えたことによって、不飽和層厚が 0 m となっている地点である。本研究では 2 万 5000 分の 1 地形図 (国土地理院, 2009b) を参考に不飽和層厚 0 m 地点 (黒線) を設定したが、実際にはこの白色の地域でも地下水が湧出している可能性が考えられる。

この不飽和領域に対して非定常解析を行った結果を、図 4.11 に示す。赤線は、2004 年以降の浅間火山観測所地表 ($x_0, y_0, h_g(x_0, y_0)$) の深さ 0–1 m における含水率変化の計算結果 $\theta_{cal}(t) \equiv \theta(x_0, y_0, h_g(x_0, y_0), t)$ である。また、青線は地表 0–1 m の土壌水分観測値の平均 $\theta_{obs}(t)$ 、灰色は θ_{obs} の標準誤差 $\Delta\theta_{obs}$ (3.4 式) を示している。

計算された含水率 θ_{cal} は降水の供給を受けて急上昇し、その後地下水浸透や蒸発散の影響で指数関数的に減少している。また、含水率計算値の振幅は観測データと同程度であり、夏から秋 ($180 \lesssim t \lesssim 300$ [day]) にかけては観測誤差の範囲内で絶対値もよく一致していることが分かる。

一方、冬季 ($0 \lesssim t \lesssim 60$ [day]) の含水率変化に目を向けると、観測データ θ_{obs} がほぼ平坦であるのに対して、計算値 θ_{cal} には僅かながら降水応答が見られる。これは、実際には降水が雪 (固体の水) という形で降っているにもかかわらず、計算上は降雨 (液体の水) として入力を与えてい

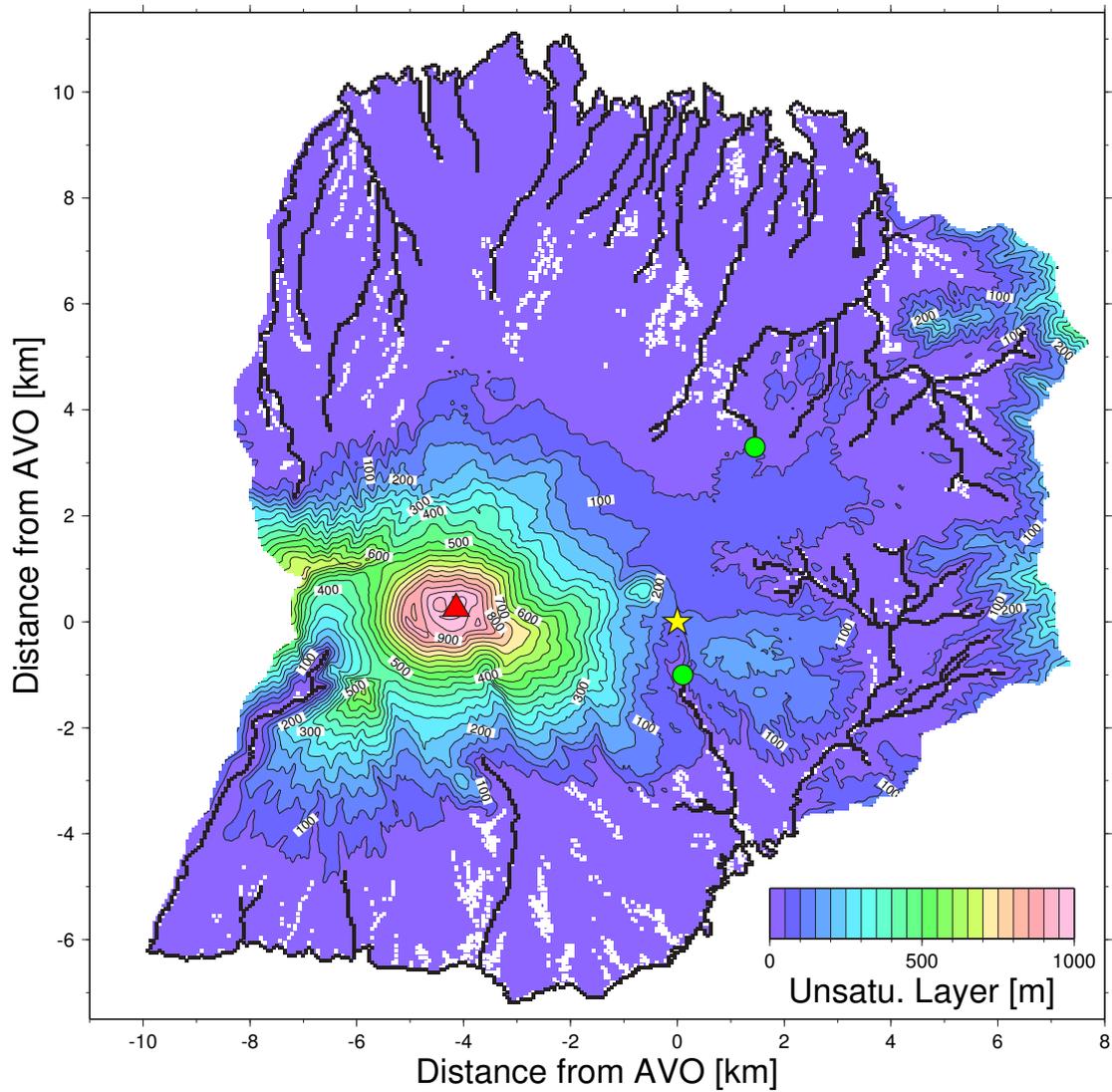


図 4.10: 不飽和層の厚さ分布 $h_g(x, y) - h_s(x, y)$ 。黒線は地下水面の固定地点、黄色星印は浅間観測所、赤色三角印は浅間山山頂、緑色は水位観測点、白印は不飽和層の厚さが 0 m の地点を示している。

Moisture at AVO

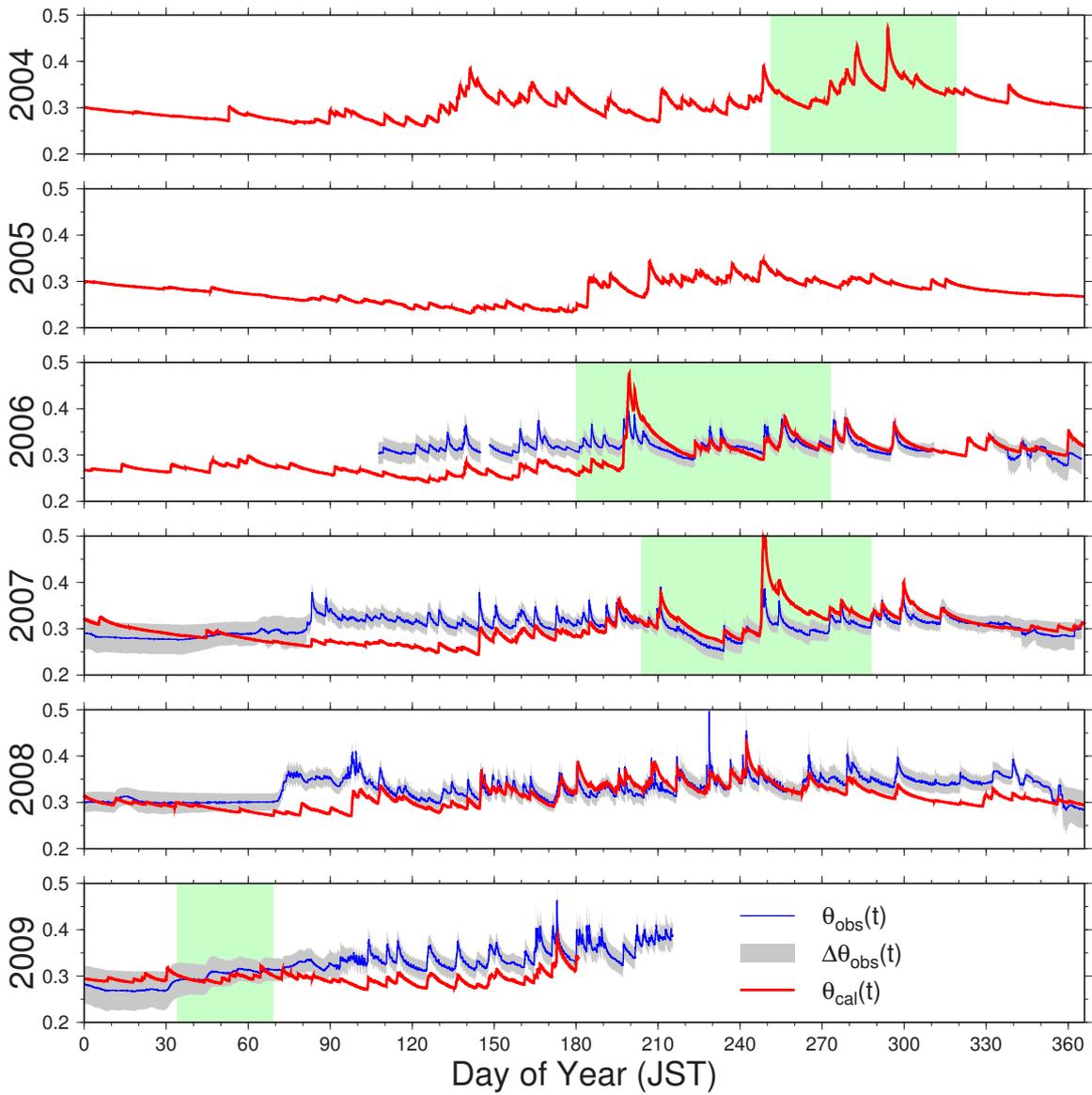


図 4.11: 浅間火山観測所地表での体積含水率時間変化 (2006–2009 年)。青色は観測データ $\theta_{obs}(t)$ 、灰色は観測データの誤差 $\Delta\theta_{obs}(t)$ 、赤色は計算結果 $\theta_{cal}(t)$ 、緑色は重力観測が行われた期間を示している。

るためである。しかしながら、冬季の降水量や蒸発散量は夏の 1/10 未満と十分に小さいので (図 4.2a 参照)、降雪時の地下水分布変化も十分に小さく、計算値の絶対値自身は観測誤差の範囲内でよく一致している。このことから、冬季の地下水分布変化を計算する上で積雪の影響は十分に小さいと考えられる。

ところが、春季 ($90 \lesssim t \lesssim 150$ [day]) の含水率は観測値と計算値の間に 0.05 程度の違いが見られ、計算値 θ_{cal} よりも観測値 θ_{obs} のほうが共通して大きくなっていることが分かる。これは、現実には積雪が融雪水となって土壤に継続的な地下水入力を与えるのに対して、数値計算では融雪水の効果を無視しているからである。春季のこのような含水率応答をさらに正確に見積もるには、前章で述べたように降水・積雪・地下水の相互作用をモデル化する必要があるが、本論文では未解決の問題である。しかしながら、重力観測は春季以外 (緑色四角) に実施されているため、地下水擾乱 $g_w(t)$ を見積もる上でこの融雪水の影響は小さいものと考えられる。

4.4.4 地下水位の時間変化 $h(x, y, t)$

図 4.12a は、2004–2009 年における AVO, FRM, SEN (図 4.1 参照) の水位変化計算値である。まず水位の降雨応答に注目すると、FRM, SEN では降水に伴って水位が上昇しその後指数関数的に減少しているが、火山観測所 (AVO) では降雨応答は見られない。これは、拡散方程式 (2.19 式) の特性が関係していると考えられる。すなわち、不飽和層厚が薄い (~ 1 m) FRM, SEN では降水イベントと地下水涵養との時間差が小さく、降雨応答も鋭い形状を保っている。しかしながら、AVO の不飽和層厚は 100 m 以上あるため、不飽和領域経由で地下水が涵養されるまでに降雨応答の形状が減衰してしまうのである。なお、このような拡散方程式の特性は、不飽和領域の含水率プロファイルからも観察することができる (第 3 章の図 3.6 を参照)。

次に、FRM・SEN の降雨応答の振幅について考察する。そもそも空隙率 n の土壤に δr の降水が降ったときの (地下水流出がない理想的な状況下での) 水位変化 δh は、

$$\delta h = \frac{\delta r}{n} \quad (4.16)$$

と見積もられる。しかしながら、数値モデリングで得られた SEN, FRM の水位変化は δh よりも十分に小さくなっている。例えば、AVO で約 500 mm の降雨が観測された 2007 年 9 月の台風 9 号豪雨時 (図 4.2a) には、(4.16) 式によると $\delta h \simeq 500/0.52 \simeq 960$ [mm] の水位上昇が期待されるのに対し、数値モデリングで得られた水位変化は 100 mm 程度 (δh の 1/10) である。これは、水

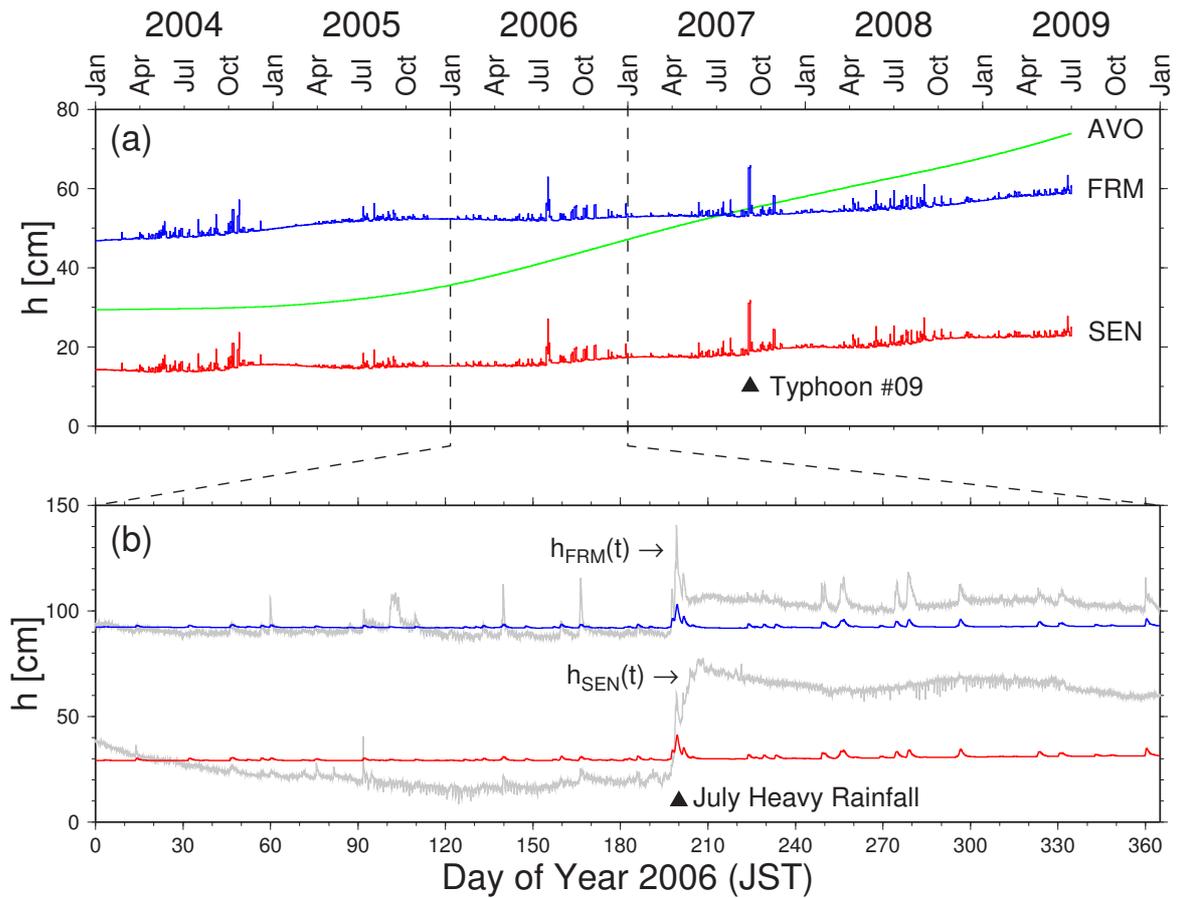


図 4.12: 非定常解析で得られた地下水位変化 $h(x, y, t)$ 。(a) AVO(緑線), FRM(青線), SEN(赤線)における 2004–2009 年の水位変化計算値。(b) 2006 年の水位変化計算値と、観測によって得られた水位変化 (灰色) の比較。なお、どちらの図とも標高の絶対値を差し引いている。

位観測点 (SEN, FRM) 付近は地下水湧出地点に近く (図 4.1 参照)、降水起源の地下水を即時的に外部へ排出する機構が完成しているためと考えられる。このことは、降雨後の水位減衰速度が速く、数日のうちに水位が元のレベルに低下していることから推察できる。

さらに、地下水位の長期的変化に目を向ける。実際の水位変化は降雨応答や年周変動を含みながらも、長期的にはほぼ一定の水位値を取るものと期待される。しかしながら、数値モデリングで得られた3地点の地下水位は長期的には上昇傾向であり、FRM・SENでは5年半で10 cm程度、AVOに至っては45 cmもの経年的水位上昇が計算されている。この経年的水位上昇の原因は、本研究で地下水モデルの均質性を仮定したことにより、地下水モデル中で飽和地下水が火山体中に貯留しやすくなっているためと考えられる (4.5節で詳述)。

最後に、本研究で観測した水位変化 $h_{FRM}(t)$, $h_{SEN}(t)$ との比較結果を図 4.12b に示す。数値モデリングで得られた水位変化 (赤線・青線) は降雨応答を定性的にはよく再現しているものの、降雨応答の振幅は観測値 (灰色の線) の1/3程度になっている。しかも、実際には2006年7月豪雨 (気象庁, 2006b) 時に20–50 cmにも及ぶ水位のステップの上昇が観測されているが、本数値モデリングで計算された地下水位はそのような大きな水位上昇を再現できておらず、その結果観測された水位の年周変動 (図 4.2c) も再現できていない。この理由としては、実際の水位観測点近傍に存在する地下水構造不均質を、本地下水モデル内で考慮していないためと考えられる。これについても、4.5節で詳しく考察する。

4.4.5 地下水擾乱 $g_w(t)$

浅間火山の地下水分布 — $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ — の積分 (2.25 式, 2.37 式) によって得られた地下水擾乱計算値 $g_w(t)$ を図 4.13 に示す。この図中で、赤線が不飽和領域の体積含水率 $\theta(x, y, z, t)$ の積分によって得られた擾乱値 $g_1(t)$ (2.26 式, 2.38 式)、緑線が飽和領域の地下水位分布 $h(x, y, t)$ の積分によって得られた擾乱値 $g_2(t)$ (2.27 式, 2.39 式) である。両者を比較すると、地下水擾乱 $g_w = g_1 + g_2$ のほぼ全てが不飽和領域の寄与 g_1 によるもので、 g_2 の変化量は年間でも1 μgal 程度と非常に小さい。これは、重力観測点が地下水面から離れている (~ 120 m) ので、観測点近傍の不飽和地下水の寄与が大きく、遠方の飽和地下水の寄与が小さくなるためである。

次に降水時の g_w ($\simeq g_1$) の変動に注目すると、 g_w は降水時に急上昇し、その後直線的に減少している。降水時に重力が急上昇するのは、降水時に供給された地下水が地上の重力観測点に下向き万有引力をもたらすためである。また降水後の重力減少は、蒸発散や地下水浸透によって、地

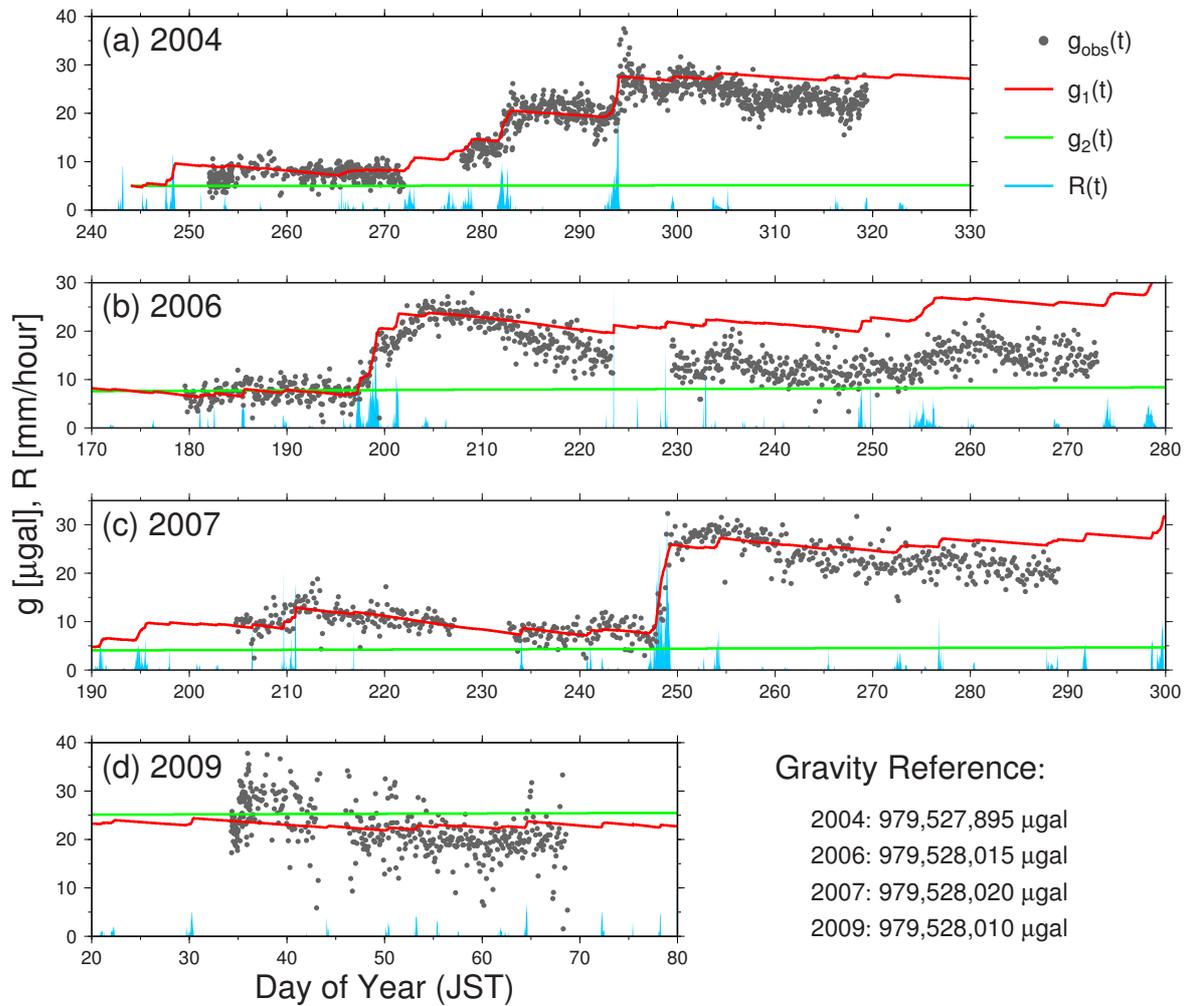


図 4.13: 地下水擾乱の時系列。灰色丸印が重力観測値 $g_{obs}(t)$ 、赤線が不飽和地下水起源の重力擾乱計算値 $g_1(t)$ 、緑線が飽和地下水起源の重力擾乱計算値 $g_2(t)$ 、青線が火山観測所の時間降水量 R 。なお、重力観測値 g_{obs} は適当な絶対値を差し引いており、その値は図 (d) の右側に記されている。(a) 2004 年。(b) 2006 年。(c) 2007 年。(d) 2009 年。

表に供給された水が移動する過程によるものである。なお、地表近傍の土壌水分変化 (図 4.11) が指数関数的であるのに $g_w(t)$ が直線的なのは、緩和時間の異なる鉛直水分プロファイルを積算すると、変化の傾向が指数関数から直線に近づくためである (本論文第 3 章; Kazama and Okubo, 2009)。このノコギリ歯のような重力変化は $g_{obs}(t)$ でも見られており、本研究の地下水モデリングは観測された地下水擾乱を定性的によく再現することができたと言える。

続いて、計算結果 g_w ($\simeq g_1$) と観測データ g_{obs} を定量的に比較する。まず 2004–2007 年の大雨時の重力上昇に目を向けると、どの時期についても g_w は 30 分から 120 分おきに観測された重力値の誤差範囲内 ($\sim 5 \mu\text{gal}$) でよく一致していることが分かる。大雨イベント時の重力応答量 $\Delta g_w / \Delta R$ (表 4.3) は $0.039\text{--}0.048 \mu\text{gal}/\text{mm}$ であり、重力観測点の周囲 45 km の地表を厚さ 1 mm の水膜で覆ったときの即時重力変化 ($= 0.0535 \mu\text{gal}/\text{mm}$; Fig. 10 in Kazama and Okubo, 2009) よりも小さくなっている。これは、数日間の大雨イベントの期間中に、大雨イベント初期の降水 (地下水) が重力観測点から遠ざかることで、重力観測点に与える万有引力効果が弱まるためである。特に、約 2.5 日のうちに 472 mm もの雨が降った 2007 年台風 9 号豪雨時は、他の大雨イベントよりも重力応答値 $\Delta g_w / \Delta R$ が小さくなっている。この原因としては、(1) 地表土壌が飽和に達し (図 4.11) 土壌に降雨が浸入する余地がなくなったため、降水が地表流として流出した可能性と、(2) 地表付近の不飽和土壌の透水係数 $K_v(\theta)$ が大きくなり (2.47 式)、鉛直方向の地下水浸透が一時的に活発になった可能性、の両方が考えられる。

次に、豪雨後数十日間の長期的な重力変化を比較する。数値計算結果 $g_w(t)$ は観測データ $g_{obs}(t)$ の線形的な重力減少を定性的に再現しているものの、観測データの減少速度よりも緩やかになっている (図 4.13)。2009 年冬季の重力変化観測データ (図 4.13d) でも同様の傾向が見られ、本地下水モデリングは大雨後約半年間の g_{obs} の重力減少速度を再現できていない、と言える。ここで、観

年	大雨イベント	t [day]	Δg_w [μgal]	ΔR [mm]	$\Delta g_w / \Delta R$ [$\mu\text{gal}/\text{mm}$]
2004 年	台風 22 号	281–283	6.22	130	0.048
2004 年	台風 23 号	292–295	8.33	173	0.048
2006 年	7 月豪雨	195–205	16.97	372	0.046
2007 年	台風 9 号	246–250	18.40	472	0.039

表 4.3: 大雨イベントに対する重力変化の即時応答量。

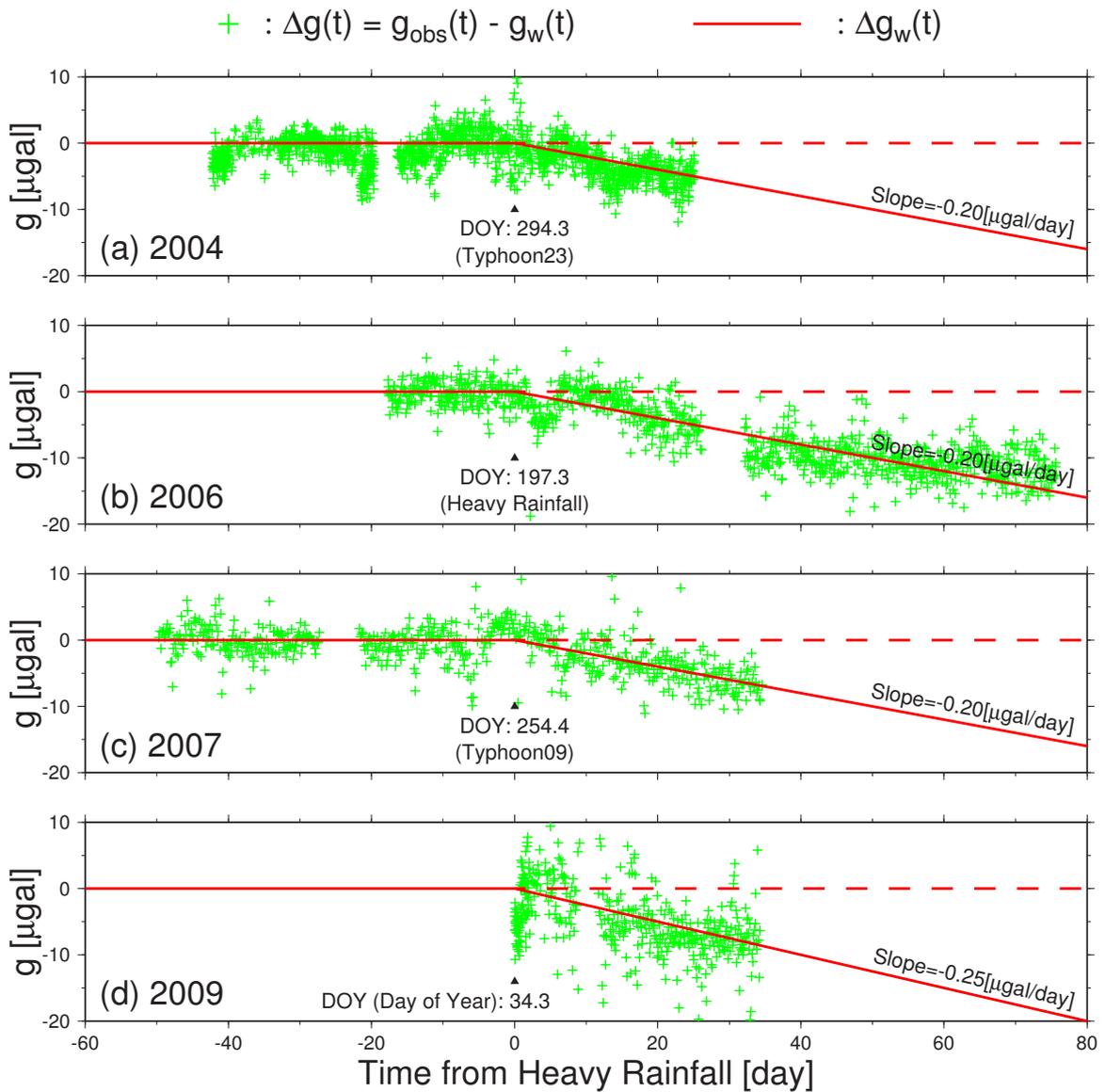


図 4.14: 観測データ $g_{\text{obs}}(t)$ と計算値 $g_w(t)$ の残差 $\Delta g(t)$ (緑色十字)。横軸は表 4.3 に示した大雨イベントからの時間を [day] で示しているが、2009 年に関しては便宜上観測開始日時を $t = 0$ としている。大雨後の重力変化に回帰した直線を $\Delta g_w(t)$ として赤線で示している。

測データと計算値の残差 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ を図 4.14 に緑印で示すと、豪雨後残差値の拡大率は $0.20\text{--}0.25 \mu\text{gal/day}$ 程度で、毎年ほぼ共通の値を取っている。この事実から、豪雨後に毎年見られる計算値 観測データ間の乖離は何らかの共通した物理過程を反映していると考えられる。詳しくは、地下水位の再現性の問題と同時に 4.5 節で論述する。

最後に、計算された地下水擾乱 $g_w(t)$ の年周変化について言及する。図 4.15 は、2004–2009 年の地下水擾乱変化である。夏から秋の雨季に重力値が上昇し、その後冬から春にかけて重力値が減少しているのが分かる。これは、地下水貯留量が雨季に多くなり、冬から春に減少することを反映している。このように、世界各地の超伝導重力計で観測されている重力値の年周変動 (e.g., Van Camp et al., 2006) を、本研究の地下水モデリングによって再現することができた。浅間火山では 1 年以上の長期観測を行っていないためこの結果を定量的に議論することはできないが、将来長期の重力観測データが蓄積され次第、議論の対象としたい。

さらに、重力計算値 $g_w(t)$ の経年変化に注目する。現実の地下水収支は長期的には釣り合っていると考えられるので、 $g_w(t)$ は長期的には一定値を取りながら年周変動すると期待される。しかしながら、 $g_w(t)$ は 5 年半で約 $50 \mu\text{gal}$ の経年的な上昇を示している。これは本研究の地下水構造内に地下水が貯留過多になり、長期的な地下水収支の釣り合いを再現できていないためと考えられる。この問題については、大雨後の重力変化の問題と同様、次節で詳しく議論する。

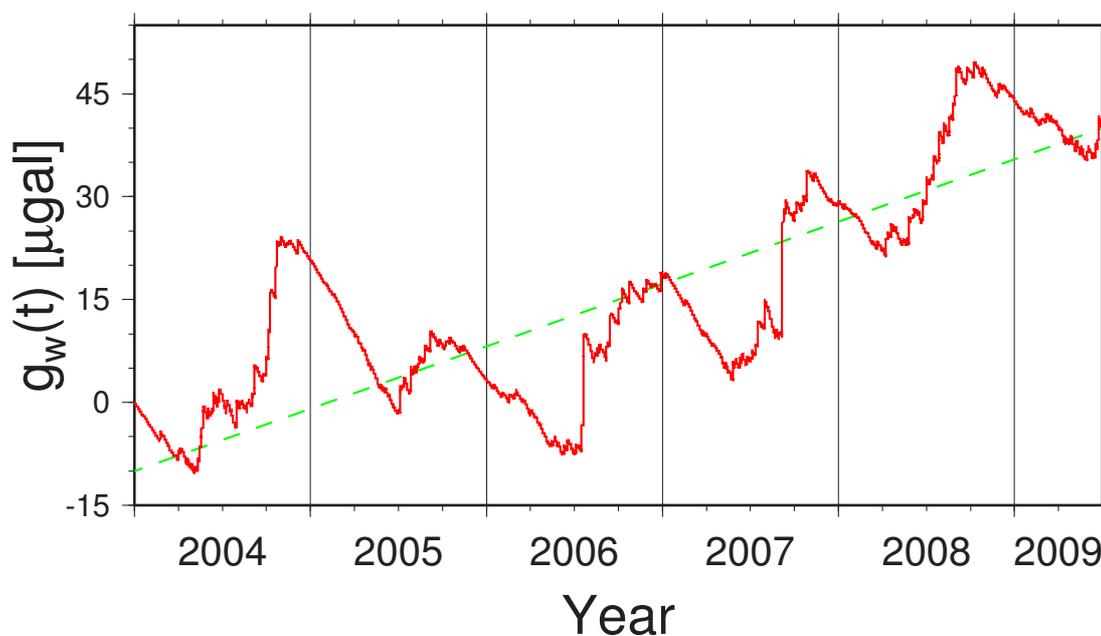


図 4.15: 2004–2009 年の地下水擾乱値 $g_w(t)$ 。緑色破線は経年的な重力上昇を示す。

4.5 地下水構造不均質の影響

ここまで本研究の計算結果を観測データや先行研究と比較し、地下水分布および重力擾乱の再現性を検証してきた。その検証結果の一覧を表 4.4 に示す。定常状態や体積含水率変化 $\theta(x, y, z, t)$ については観測との良い一致が見られたが (印)、地下水位変化 $h(x, y, t)$ や重力擾乱 $g_w(t)$ についてはその変化の特徴を十分には再現できなかった (× 印)。

ところで本研究では、均質な地下水モデルを仮定して計算を進めてきたが、実際の火山地質は不均質であり (e.g., 荒牧, 1993)、それが観測データに無視できないほどの影響を与えている可能性がある。実際、地下水位に関する問題点 (2)(3) の要因としては、水位観測点近傍の不均質の影響で、複雑な水の流動が $h_{SEN}(t)$, $h_{FRM}(t)$ (図 4.2c) として観測されている可能性が考えられる。また問題点 (1)(4)(5) についても、地下水モデルで不均質構造を考慮していないため、地下水貯留量が実際よりも増大し、結果的に (1)(4)(5) の不一致に繋がったと予想される。すなわち、実際の浅間火山の不均質を地下水モデルに組み込めば、表 4.4 の × 印の項目も再現性を高めることができると期待される。以上のような推察から、本節では均質地下水モデルに不均質効果を加え、全ての観測データの再現を試みる。

計算結果			再現性	備考
定常	含水率	$\Theta_s(Z)$		Θ_∞ が観測値と一致
定常	水位	$h_s(x, y)$		先行研究・水質調査結果と一致
非定常	含水率	$\theta(x, y, z, t)$		θ_{obs} と一致 (春季以外)
非定常	水位	$h(x, y, t)$	× (1)	水位が経年的に上昇している
			× (2)	降雨時の水位上昇量が観測データより小さい
			× (3)	水位の年周変動 (図 4.2c) を再現できない
非定常	重力擾乱	$g_w(t)$		降雨時の重力上昇量が観測データと一致
			× (4)	降雨後の重力減少速度が観測データより小さい
			× (5)	重力擾乱計算値が経年的に上昇している

表 4.4: 地下水モデリングの再現性に関する検証結果。 は高い再現性を確認できた項目、×は観測データ等の再現性が低かった項目である。×の項目については、1-5の通し番号を付けている。

4.5.1 観測点 SEN の特異な水位変化

そもそも浅間火山は数万年から活動を続ける複合火山であり、その活動は主に以下の3つのステージから成る (Aramaki, 1963; 荒牧, 1993; 早川, 2007)。

- 黒斑山期 (2.1 万年前より以前) : 現在の浅間火口の西約 2 km にあった黒斑山 (標高約 2900 m) の山体が約 2.4 万年前に東側へ崩壊し、現在の黒斑山の馬蹄形カルデラを形成した。
- 仏岩期 (2.1–1.5 万年前) : 現在の浅間火口の東約 2 km に仏岩火山 (標高約 2200 m) が、また同時期に小浅間山や離山などの溶岩ドームが形成された。
- 前掛期 (1.5 万年前–現在) : 現在の浅間山頂付近に火口を形成し、仏岩火山を埋没させた。また、1108(天仁元) 年と 1783(天明3) 年の噴火によって山体東側に多量の軽石を降下させた。

この中でも、仏岩火山や小浅間山は浅間観測所の周囲 2 km 以内に位置しており、これら仏岩期の山体が観測所周辺の不均質な地下水構造を形成している可能性がある。実際に浅間火山地質図 (荒牧, 1993) で観測所周辺を観察すると、地下水観測点 SEN 付近に仏岩溶岩流 H_1 および第四紀基盤岩 Tk を確認できる (図 4.16)。これらの岩盤層は南向きに傾斜しており、前掛期の軽石層 M_5 の下層に位置している。すなわち、これらの岩盤層が水位観測点 SEN 付近でローカルな不透水層を形成し、複雑な地下水流動や水位変化 $h_{SEN}(t)$ (図 4.2c) を生んでいると考えられる。

そこで本研究では、水位観測点 SEN 付近を 2–3ヶ月に1度の頻度で訪れ、火山観測所南部の峡谷における湧水・河川の状況を調査した。その結果、大雨時の水位急上昇 (図 4.2c) に対応して、以下のような現象が観察された。

- 大雨前の湧水地点は水位観測点 SEN の直下であったが、大雨後には SEN の北約 100 m (標高にして約 10 m 上流) の位置に湧水地点が移動し、水位観測点から上流 100 m までの全域で地下水が湧出していた。
- 大雨前には観測点 SEN 付近の湧水量は $1.7 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{day}$ 程度 (浮子法にて調査) であったが、大雨後には SEN 付近の流量が約 2 倍 ($3.4 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{day}$) になった。

また、これらの変動は春には観察されないことから、この付近では水位・湧水地点・湧水量の年周変動が起きていることが分かった。

このような水位・湧水地点・湧水量の劇的な変化は、先述の南傾斜の局所不透水層の存在によって、以下のように説明することが可能である。まず、図 4.17a のように不透水層上面がフラットな場合を考える。地下水面が大雨時に Δh だけ上昇すると湧水地点が上流へ (青丸から赤丸へ) 移動

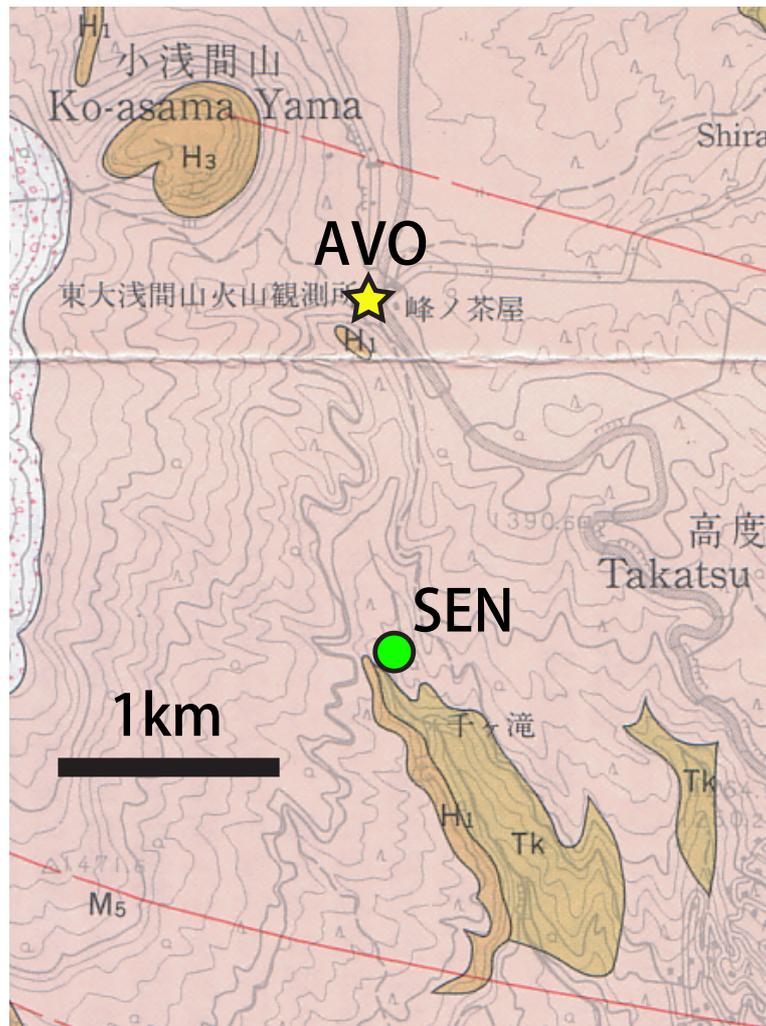


図 4.16: 浅間火山観測所 (AVO) 周辺の地表地質 (荒牧, 1993 より抜粋)。\$M_5\$: 前掛山期の降下火砕物堆積物、\$H_1\$: 仏岩溶岩流、\$H_3\$: 小浅間溶岩ドーム、\$Tk\$: 第四紀の基盤岩 (高度山火山岩類)、星印 : 重力観測点 AVO、丸印 : 水位観測点 SEN。

し、地下水湧出面積は ΔS だけ、河川の水位は Δh_r だけ増大する。一方、図 4.17b のように不透水層上面が傾斜している場合には、同じ水位上昇量 Δh でも湧水地点がさらに上流へ移動し、湧出面積拡大量 ΔS や河川の水位変化 Δh_r もさらに大きくなる。実際の SEN 観測点付近にも傾斜した不透水層が存在しているので、大雨時にこのような劇的な湧水地点移動や湧出面積拡大が起きますと期待されるのである。なお、水位観測井 SEN は大雨前の湧水地点 (青丸) に埋設されているので、大雨後の SEN では (地下水位変化 Δh ではなく) 河川の水位変化 Δh_r を観測していると考え、実際に観測されている急激な水位上昇を説明することが可能である。

このような湧水地点付近の水の流れは、以下のように定式化することもできる。まず図 4.17b のように、地表面の傾斜角が α 、地下水面の傾斜角が ζ の場合を考える。地下水面が Δh だけ上昇したとき、湧水地点の水平方向移動量 Δx および鉛直方向移動量 Δz は、

$$\Delta x = \frac{1}{\tan \alpha - \tan \zeta} \cdot \Delta h \tag{4.17}$$

$$\Delta z = \frac{\tan \alpha}{\tan \alpha - \tan \zeta} \cdot \Delta h \tag{4.18}$$

と計算できる。また、地下水湧出域 (峡谷) の横幅を w とすると、湧出面積増加量は

$$\Delta S = w \sqrt{\Delta x^2 + \Delta z^2} = \frac{w \Delta h}{(\tan \alpha - \tan \zeta) \cos \alpha} \tag{4.19}$$

と書き下せる。このとき、湧水増加量 ΔQ および河川水位増加量 Δh_r は

$$\Delta Q = V_h \cdot \Delta S \cdot \sin \alpha$$

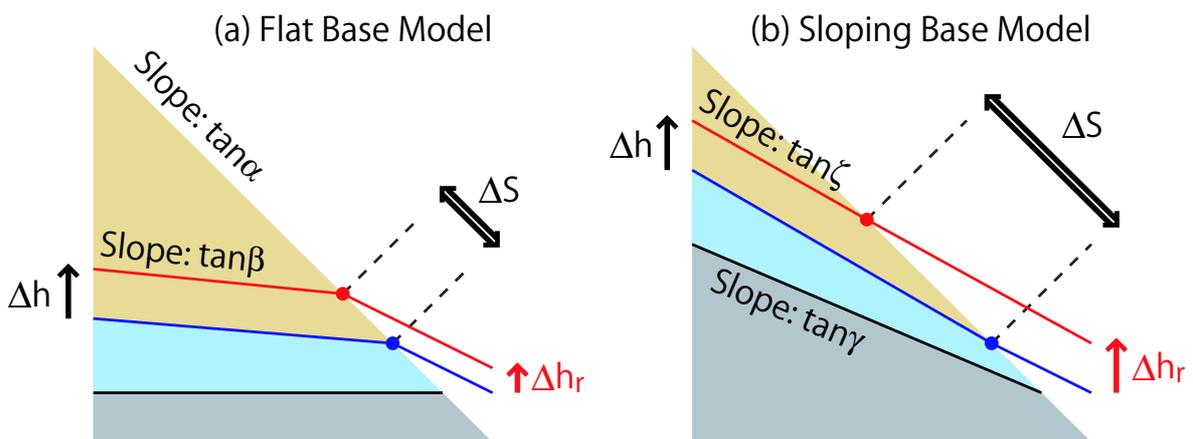


図 4.17: 大雨時の水位変化。黒線：不透水層上面、青色：大雨前の地下水面・河川面、赤色：大雨後の地下水面・河川面、青丸：大雨前の湧水地点、赤丸：大雨後の湧水地点。(a) 不透水層上面が平坦な場合。(b) 不透水層上面が傾斜している場合。

$$\begin{aligned}
 &= K_{hs} \frac{\partial h}{\partial x} \Delta S \sin \alpha \\
 &= K_{hs} w \frac{\tan \alpha \tan \zeta}{\tan \alpha - \tan \zeta} \Delta h
 \end{aligned} \tag{4.20}$$

$$\begin{aligned}
 \Delta h_r &= \frac{\Delta Q}{w V_r} \\
 &= \frac{K_{hs}}{V_r} \frac{\tan \alpha \tan \zeta}{\tan \alpha - \tan \zeta} \Delta h
 \end{aligned} \tag{4.21}$$

と表現できる。ただし V_h は水平方向の地下水流速、 K_{hs} は水平方向の飽和透水係数、 V_r は河川流速であり、それぞれ定数値を仮定している。これらの式から、

$$\Delta Q \propto \Delta h_r \propto \frac{\tan \zeta}{\tan \alpha - \tan \zeta} = \left[\frac{\tan \alpha}{\tan \zeta} - 1 \right]^{-1} \tag{4.22}$$

という関係が導出できる。

ところで、地下水面傾斜角 ζ は、不透水層上面の傾斜角 γ や、 $\gamma = 0$ のときの地下水面傾斜角 β (図 4.17a) によって以下のように表現できる。すなわち、地下水位の拡散方程式 (2.14 式) で 1 次元定常流 ($\partial/\partial t = \partial/\partial y = 0$) を仮定すると、地下水面の傾斜角は

$$\tan^2 \zeta - \tan \gamma \cdot \tan \zeta - \tan^2 \beta = 0 \tag{4.23}$$

$$\therefore \tan \zeta = \frac{\tan \gamma + \sqrt{\tan^2 \gamma + 4 \tan^2 \beta}}{2} \tag{4.24}$$

と書き下せる。このとき、(4.22) 式右辺の比例定数 ($\equiv A(\gamma)$ とする) は

$$A(\gamma) = \left[\frac{2 \tan \alpha}{\tan \gamma + \sqrt{\tan^2 \gamma + 4 \tan^2 \beta}} - 1 \right]^{-1} \propto \Delta Q \propto \Delta h_r \tag{4.25}$$

と変形できる。

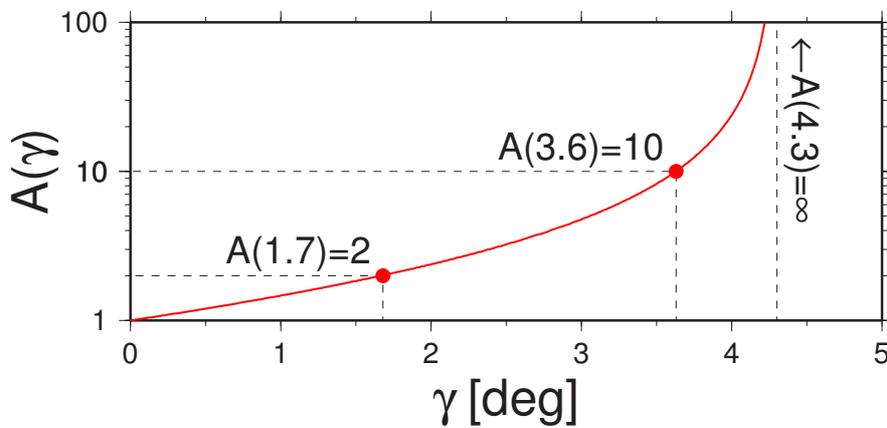


図 4.18: 不透水層上面が γ だけ傾いたときの ΔQ および Δh_r の増加率 $A(\gamma)$ 。

この式から分かるのは、不透水層上面の傾斜 γ が大きくなると、湧水量 ΔQ や河川水位増加量 Δh_r も増大する、ということである。実際に、観測所南部の地表面・地下水断面(図4.7上)から読み取った勾配値 $\tan \alpha = 0.10$ ($\alpha = 5.7$ [deg]), $\tan \beta = 0.05$ ($\beta = 2.9$ [deg]) を使用すると、 $A(\gamma)$ は図4.18のように変化する。不透水層上面の傾斜 γ が大きくなるにつれ、比例係数 $A(\gamma)$ は急激に増加することが分かる。また、不透水層傾斜角 γ が1.7度の時には比例係数は2に、傾斜角3.6度のときには10倍にもなる。水位観測点 SEN では不透水層が軽石層に埋没しているため正確な傾斜角 γ を知ることはできないが、地表面角度が $\alpha \sim 5$ [deg] であることから、これに近い傾斜角を取っていることが十分に考えられる。以上のように、水位観測点 SEN 付近に傾斜した不透水層を置くことによって、大雨時に観測・観察されている劇的な湧水地点移動・湧水量増加・河川水位増加を定性的に説明することができる。

4.5.2 湧水量増加に伴う重力減少

観測点 SEN 湧水量 $\Delta Q(t)$ と浅間火山観測所 (AVO) 地下水擾乱 $g_w(t)$ の年周変動の関係を図4.19に示す。まず、平坦な不透水層を仮定した場合(破線)について説明する。豪雨期(a)には地下水位 h の上昇に伴って湧水量 ΔQ が増加するものの、その増加量は僅かであり、短い時間で元のレベルに戻る。また、重力観測点近傍では地下水が多めに貯留されるため、地下水位 h は長期的な増加を示す。その結果、豪雨期以降(b-d)の重力値 g_w はあまり減少せず、重力変化も経年的増加となる。本研究で用いた地下水構造はこちらの平坦不透水層モデルなので、図4.19破線に示したような傾向が計算結果(図4.12a, 図4.15)で確認できる。

一方、不透水層上面が傾斜している場合(赤線)を考える。豪雨期(a)には河川水位 h_{SEN} や湧水量 ΔQ が劇的に増加し、豪雨後(b)も増加状態を維持する。このために地下水は効率的に外部に排出され、地下水擾乱値 g_w は急激に減少する。その後湧水量が減少すると地下水擾乱の減少速度も緩やかになり(時期c)、湧水量が豪雨前のレベルに戻ると減少速度も元の値に戻る(時期d)。結果として、平坦な不透水層の場合に問題となっていた重力値の経年的上昇は解消され、重力値はほぼ一定値を保ちながら年周変動するのである。実際に AVO, SEN 周辺にも傾斜した不透水層が存在しているため、図4.19赤線に示したような傾向が観測データ(図4.2c)で確認できる。

このように、本地下水モデルに傾斜不透水層を適用することで、本地下水モデルが再現できなかった項目(表4.4の1-5)をすべて解決できることが分かった。本来ならば、これ以降は不透水層上面 $h_b(x, y)$ の凹凸を地下水モデル中で設定し、不透水層上面がフラットでない場合の地下水分

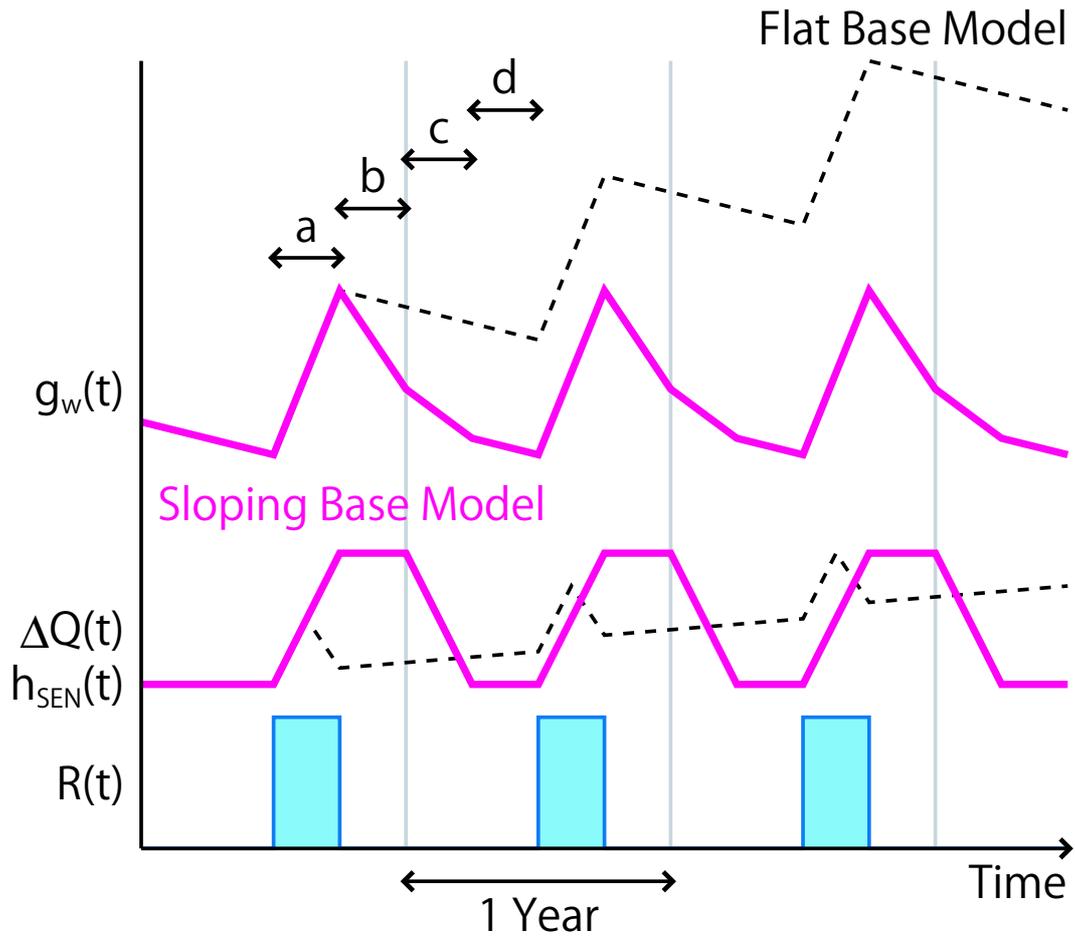


図 4.19: 観測点 SEN での湧水量変化 $\Delta Q(t)$ に伴う地下水擾乱 $g_w(t)$ の年周変動。破線：不透水層上面が平坦な場合、赤線：不透水層上面が傾斜している場合。時期 a：豪雨期、時期 b：湧水量増大期、時期 c：湧水量減少期、時期 d：湧水量極小期。

布を計算すべきである。しかしながら、 $h_b(x, y)$ の正確な分布を知ることはそもそも困難であり、構造探査の結果 (Aizawa et al., 2008; Aoki et al., 2009) でさえ十分な解像度とは言えない。

ところで、重力観測データ $g_{obs}(t)$ と地下水擾乱 $g_w(t)$ の差分を取った図 4.14 では、重力差 $\Delta g(t)$ が大雨後に約 $0.20 \mu\text{gal/day}$ の速度で減少していることが確認されていた。この重力減少速度は全ての年で共通していることから、この重力減少は単一の物理過程によるものと考えられる。しかも、傾斜した不透水層が存在する場合には大雨後の重力値が大きく減少することから (図 4.19)、図 4.14 で確認された重力減少は傾斜不透水層の寄与である可能性が高い。

そこでここからは、傾斜した不透水層によって $0.20 \mu\text{gal/day}$ 程度の重力減少が期待できるかを定量的に検証する。まず、大雨後に観察された SEN 観測点付近の湧水増加量は

$$\Delta Q_{spring} = 1.7 \times 10^3 \text{ [m}^3/\text{day]} \quad (4.26)$$

であり、重力観測点の周囲 L で失われる地下水量は

$$\Delta Q_{loss} = \pi L^2 \cdot \frac{g_{slope}}{\delta g(L)} \quad (4.27)$$

と見積もられる。ただし、 g_{slope} は地下水損失に伴う 1 日あたりの重力減少量、 $\delta g(L)$ は重力計の周囲 L で厚さ 1 m の水を失ったときの重力減少量である (Figure 10 in Kazama and Okubo, 2009)。さらに、SEN での湧水増加量と重力計周囲の地下水損失量が一致するとすると、

$$\Delta Q_{spring} = \Delta Q_{loss} \quad (4.28)$$

$$\therefore g_{slope} = \Delta Q_{spring} \cdot \frac{\delta g(L)}{\pi L^2} \quad (4.29)$$

と変形できる。浅間観測所では周囲数 100 m の地下水分布が重力変化に効くことが分かっているので (Kazama and Okubo, 2009)、例えば重力計の周囲 1.2 km の地下水が失われたとすると、 $\delta g(1200) = 51.6 \text{ [\mu gal/m]}$ であることから (Figure 10 in Kazama and Okubo, 2009)、

$$g_{slope} = 1.7 \times 10^3 \times \frac{51.6}{\pi \times 1200^2} = 0.194 \text{ [\mu gal/day]} \quad (4.30)$$

と計算でき、2004–2007 年の重力減少速度 ($0.20 \mu\text{gal/day}$) とほぼ一致する。

また、2009 年 2–3 月の重力変化ではさらに大きな重力減少 ($-0.25 \mu\text{gal/day}$) が確認されている。(4.29) 式から推測するに湧水量 ΔQ_{spring} が増加している必要があるが、湧水量変化の年周変動 (図 4.19) では湧水減少期 (期間 c) に当たるため、この時期に湧水量の増加は期待できない。実際、SEN 水位変化 $h_{SEN}(t)$ (図 4.2c の赤線) のうち 2007 年の観測データを見ると、2月から3月

の水位はピーク時のおよそ2/3であることが分かる。このことから、湧水量 ΔQ_{spring} もピーク時の約2/3であり、湧水起源の重力減少は $g_{slope} \simeq -0.13$ [$\mu\text{gal}/\text{day}$] と予想される。ところで、浅間火山観測所では毎年冬季に30 cm前後の積雪が確認されており、晩冬の積雪融解が重力減少に関与している可能性がある。観測所では積雪自動観測を実施していないが、観測所敷地内で定規を用いて2009年2–3月の積雪量を実測したところ、

$$d_{snow} = \begin{cases} 40 \text{ [cm]} & ; t = 35.5 \text{ [day]} \\ 22 \text{ [cm]} & ; t = 68.5 \text{ [day]} \end{cases} \quad (4.31)$$

との結果が得られた。いま、2月の積雪密度の平均値 $\rho_{snow}/\rho_w = 0.3$ (Heki, 2004)、1 mm 降雨に対する重力応答 $\delta g(L = \infty) = 0.0535$ [$\mu\text{gal}/\text{mm}$] (Kazama and Okubo, 2009) を使用すると、積雪融解に伴う重力減少率 g_{snow} は

$$g_{snow} = \delta g(\infty) \cdot \frac{\rho_{snow}}{\rho_w} \cdot \frac{\Delta d_{snow}}{\Delta t} = -0.09 \text{ [\mu gal/day]} \quad (4.32)$$

と見積もられる。すなわち、先ほどの湧水起源の重力低下率と足し合わせると、晩冬には -0.22 $\mu\text{gal}/\text{day}$ 程度の重力減少が期待される。この値は、重力観測データ $g_{obs}(t)$ と計算値 $g_w(t)$ の比較(図4.14)によって得られた経験的数値 (-0.25 $\mu\text{gal}/\text{day}$) とほぼ一致していることから、2009年の大きな重力減少率には積雪融解の効果が含まれていると考えられる。

以上の考察から、図4.14で確認されていた $\Delta g(t)$ の減少は、大雨後の地下水湧出量増加と冬季の積雪融解によって定量的に説明できることがわかった。そこで本研究では、均質モデル中の地下水分布が与える重力擾乱 $g_w(t)$ の他に、湧水量増加と積雪量増加に関わる重力擾乱を $\Delta g_w(t)$ と定義し(図4.14の赤線)、両者の総和 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ を観測データ $g_{obs}(t)$ と比較する。

図4.20に赤線で示したのが、地下水擾乱の総和 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ である。 $g_w(t)$ のみの結果(緑線)と比較すると、大雨後の期間についても観測データ $g_{obs}(t)$ をよく再現できることが分かる。ここで、火山活動が静穏な2006–2007年について $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ と $g_{obs}(t)$ のRMSを求めると、それぞれ 2.66 μgal (2006年)、 2.49 μgal (2007年) となり、絶対重力計FG5の観測精度と同程度(Niebauer et al., 1995; Okubo et al., 1997)の値になった。すなわち、均質な地下水モデルで地下水起源の重力擾乱を求め、さらに不均質構造(不透水層の局所的な傾斜)や積雪の効果を考慮することで、観測された地下水擾乱を約 3 μgal の精度で再現することができた。

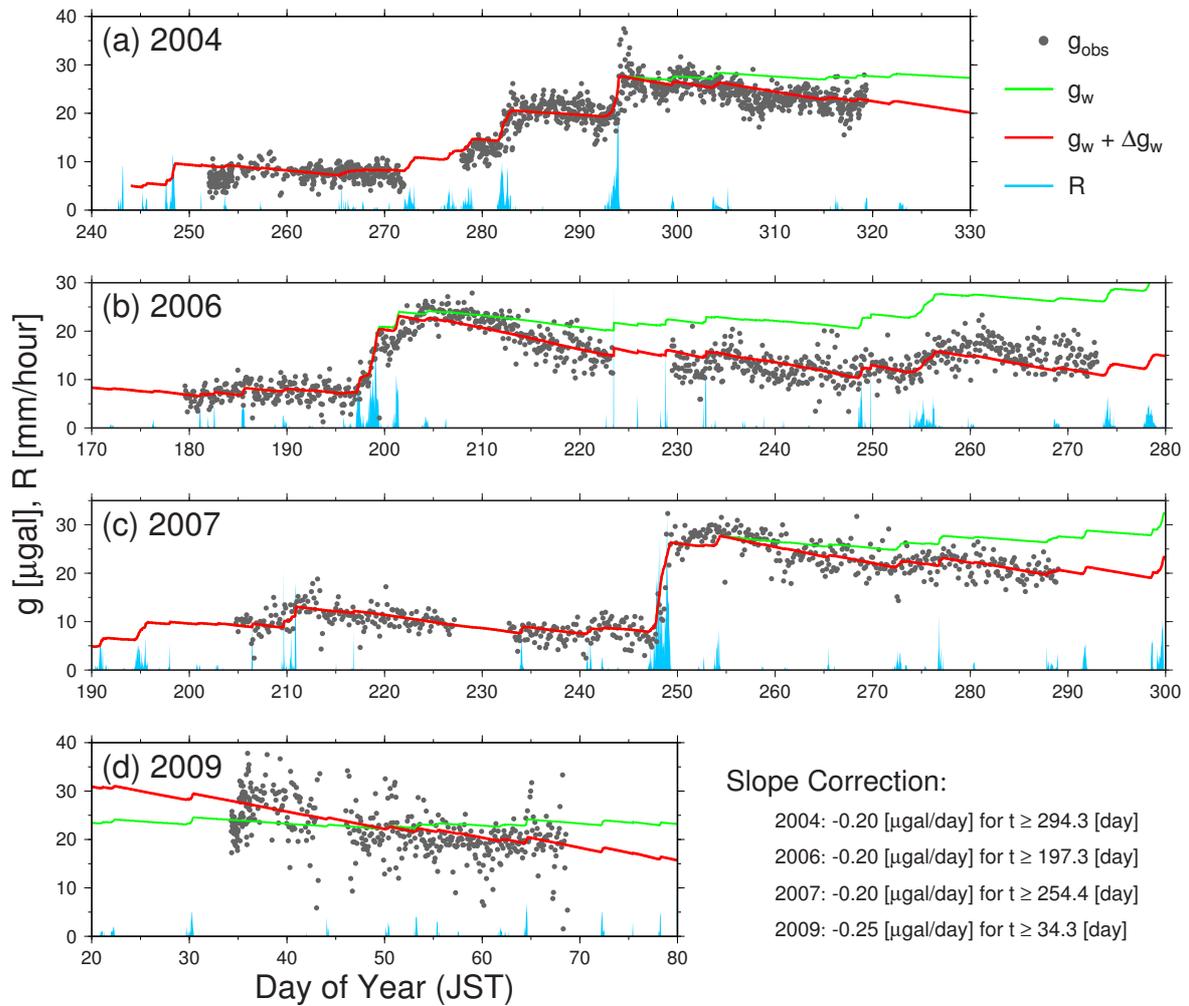


図 4.20: 地下水擾乱の時系列。灰色丸印が重力観測値 $g_{obs}(t)$ 、緑線が地下水モデリングで得られた地下水擾乱 $g_w(t)$ 、赤線が湧水量増加と積雪融解の効果を考慮した地下水擾乱 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ 、青線が火山観測所の時間降水量 R 。なお、傾斜不透水層効果に関する重力減少速度の補正係数は図 (d) の右側に記されている。(a) 2004 年。(b) 2006 年。(c) 2007 年。(d) 2009 年。

4.6 本章のまとめ

本章では浅間火山に地下水数値モデリング(第2章)を適用し、浅間火山観測所で観測される地下水起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を計算した。火山地形は平野地域(第3章)と異なり起伏に富んでいるので、本章では50 m DEMで地表形状を再現し、水平方向の地下水分布も見積もった。また、不均質構造のない単純な地下水モデルを仮定したうえで、地下水分布や重力擾乱の再現を試みた。その結果、地下水分布の定常状態 ($h_s(x, y)$, $\Theta_s(Z)$) や含水率変化 $\theta_{cal}(t)$ については、観測データや先行研究とよく一致する結果が得られた。特に火山観測所周辺の不飽和地下水分布 ($\Theta_s(Z)$, $\theta_{cal}(t)$) の再現性が高かった理由としては、土質試験で得られた土壌パラメーターを地下水モデリングに採用したためと考えられる。

一方、本研究で使用した均質な地下水モデルでは、大雨後の水位変化 $h_{SEN}(t)$ と重力変化 $g_{obs}(t)$ を十分には再現できないことが分かった。これは、火山観測所南側に埋没している局所的傾斜不透水層が、水位変化と重力変化に二次的な応答を与えているためである。そこで本章では、均質モデルで得られた水位・重力変化 ($h(x, y, t)$, $g_w(t)$) に加えて、不均質構造(傾斜した不透水層)に伴う効果を定量的に議論した。その結果、この不均質構造に伴って大雨後の湧水量が劇的に増大し、水位の急上昇や重力値の減少を生じさせることが明らかとなった。また、均質モデルと不均質構造から予想される地下水擾乱の総和 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ は、観測された重力変化 $g_{obs}(t)$ を $3 \mu\text{gal}$ の精度で再現できることが分かった。

本章では、均質モデルに伴う地下水擾乱 $g_w(t)$ と、不均質構造に伴う地下水擾乱 $\Delta g_w(t)$ を別々に議論してきたが、不透水層上面の形状 $h_b(x, y)$ さえ適切に設定すれば、不均質構造を組み込んだ地下水フォワードモデリングが可能であると考えられる。平坦でない不透水層 $h_b(x, y)$ を設定した上であらゆる観測データ(含水率・水位・重力データ)を再現できるか否かについては、将来の研究課題としたい。また冬季から春季の含水率変化を精度良く再現するには、降水 積雪 地下水の相互作用を考慮した数値モデリングが必須であり、これも今後の研究課題の1つと言える。

なお、地下水モデリングの浅間山への適用については、既に先行研究が存在する(風間, 2007; Kazama and Okubo, 2009)。本論文では、先行研究の以下の問題点を解決した。

- 境界条件が設定される計算領域端を火山観測所から十分遠方に設定し、計算領域を拡大させた(図4.1)。これにより、火山観測所周辺の定常地下水位 $h_s(x, y)$ を精度良く再現することができた。

- 飽和領域と不飽和領域の透水係数を別々に定義することで (4.8–4.11 式)、より現実的な地下水分布 (特に地下水位の定常状態 $h_s(x, y)$) を計算することができた。
- 蒸発散量の計算に時間解像度の高い Penman モデル (2.55 式) を地下水モデリングに使用することで、観測所周辺の含水率分布 $\theta_{cal}(t)$ をより正確に求めることができた。
- 重力観測点周辺の地表を 2 m という高分解能の DEM で再現し、地下水分布や重力擾乱 $g_w(t)$ を精度良く求めた。
- 地下水擾乱における不均質構造や積雪融解の寄与 $\Delta g_w(t)$ を定量化し、観測データ $g_{obs}(t)$ を精度良く再現することに成功した。

第5章 島嶼地域への適用例

これまで扱ってきた胆沢扇状地と浅間火山は海岸から 50 km 以上離れているため、地下水が全て淡水であると仮定して地下水モデリングを実施してきた。しかしながら、周囲を海に囲まれた島嶼^{しよ}地域では淡水地下水と海水の相互作用が無視できないため、このような場合にも本研究の地下水モデリングが適用可能かどうかを議論する必要がある。本来ならば、ここで島嶼部（たとえば伊豆大島や三宅島）での地下水モデリング適用例を述べるべきであるが、2009 年末現在本研究では島嶼部での地下水・重力観測を実施していない。そこで本研究では、島嶼地域に準じた地形を有している桜島火山を第 3 の適用フィールドとして取り上げる。本章では、島嶼地域のような複雑な地下水流動系が存在している場合でも、本研究の地下水モデリングによって地下水分布や重力擾乱を再現可能かどうかを検証する。

5.1 桜島火山

桜島火山は鹿児島県の鹿児島湾（通称：錦江湾）中央部に位置する、安山岩質およびデイサイト質の成層火山である（図 2.4 の四角印）。桜島火山は日本そして世界を代表する活動的な火山であり、有史以降も大規模な噴火を繰り返してきた。例えば 1914 年の大正噴火では、西側および東側山腹から約 1.5 km^3 の溶岩を噴出し、桜島と大隅半島が陸続きになった。また、1946 年の昭和噴火では南岳東側山腹から約 0.1 km^3 の溶岩を噴出し、その溶岩流は黒神集落（桜島東側）や有村集落（桜島南側）を埋没させた（福山・小野, 1981）。1900 年代後半は南岳（標高 1040 m, 図 5.1 のピンク色三角印）の山頂火口からの噴火が主であったが、2006 年 6 月以降は昭和火口（標高約 800 m, 図 5.1 の赤色三角印）からの噴火が活発化し、2009 年 1–10 月の昭和火口での爆発的噴火回数は 350 回を越えた (e.g., 気象庁, 2009d)。

本研究では、地下水モデリングの第 3 の適用例としてこの桜島火山を選定した。それは主に以下の 3 つの理由による。(1) 桜島火山は近年活動度を増している火山の 1 つであり、観測された重力データに本研究の地下水擾乱補正を適用すれば、火山起源の重力変動を抽出できる可能性が高

いこと。(2) 有村観測坑道 (図 5.1 の黄色星印) は昭和火口に近接 (約 2.2 km) しており、火山起源の重力変化を高振幅で捉えられる可能性が高いこと。(3) 有村観測坑道では傾斜・伸縮・GPS・降水・降灰などさまざまな観測が従来から実施されており、地下水モデリングの入力や重力観測データとの比較に活用できること。

これ以降、まず 5.2 節では有村で観測した地下水・重力データを示す。次に、周囲を海に囲まれているという桜島の特殊性を考慮したうえで、5.3 節で地下水モデルの設定を行う。そして、5.4 節で重力擾乱の計算結果を観測データと比較し、第 6 章で火山起源の重力変化を議論する。

5.2 観測データ

桜島昭和火口の南南東 2.2 km に位置する有村観測坑道 (標高 80 m) は、2005 年に完成した国土交通省 九州地方整備局 大隅河川国道事務所の施設である。この坑道は有村川 (別名：鍋山川) という枯れ川の右岸に位置しており、対岸には昭和噴火時の溶岩流が地表を覆っている (福山・小野、

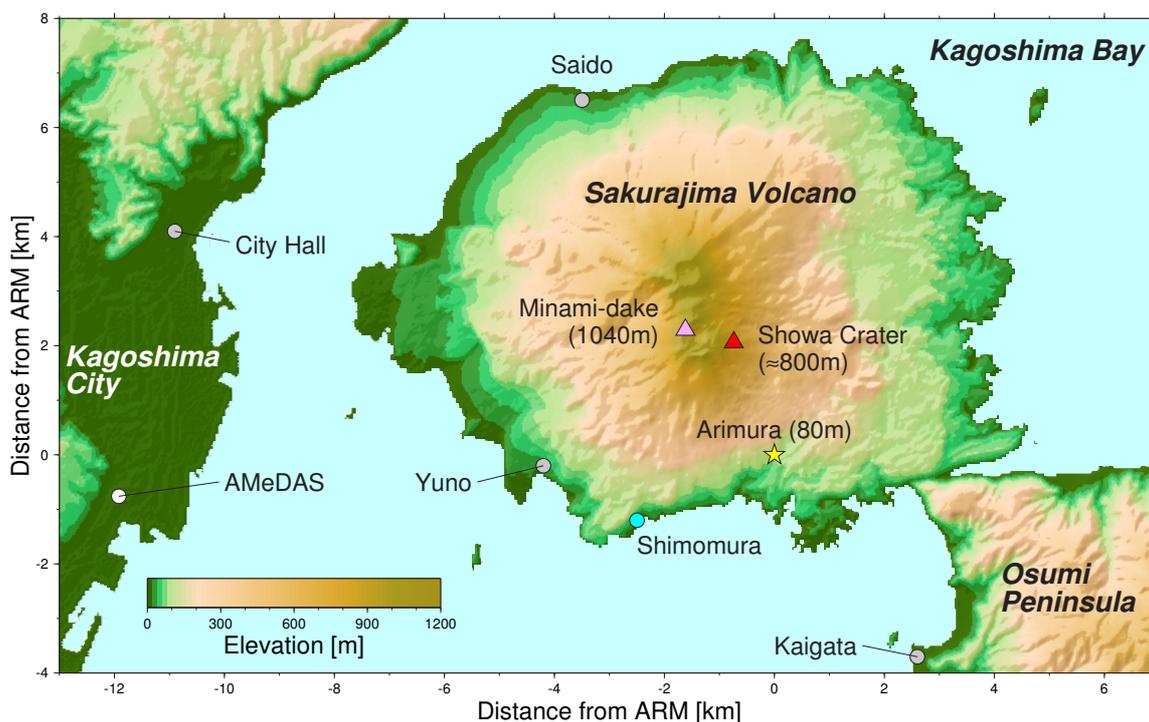


図 5.1: 桜島火山周辺の地形 (標高データは国土地理院, 1997b による)。赤三角: 昭和火口、ピンク色三角: 南岳山頂、黄色星印: 重力観測点 (有村観測坑道)、灰色丸: 降灰観測点、水色丸: 下村港潮位観測点、白丸: AMeDAS 鹿児島観測点。

1981)。また、坑道内では地震計・水管傾斜計・伸縮計による連続観測が行われており、そのデータは桜島の火山活動監視に利用されている (e.g., 火山噴火予知連絡会, 2009)。

本研究では有村観測坑道の坑道入口に絶対重力計を、敷地内屋外にプロファイル水分計を設置し、2008 年 4 月から連続観測を開始した。本節ではこれらの観測データを示すとともに、大隅河川国道事務所によって観測されている有村の気象・水位データについても言及する。

5.2.1 気象観測

図 5.2a に気象観測データを示す。まず灰色線は有村の時間降水量 $R(t)$ であり、年ごとの積算値 $R_{tot}(t)$ を青線で示している。このデータは大隅河川国道事務所の有村川テレメーター (坑道の南南西約 350 m) で自動観測された降水量であり、雨量解像度は 1.0 mm である。観測された雨量値は夏季に多く、特に 2008 年 6 月中旬 ($t \sim 165$ [day]) には九州南部での梅雨前線活発化 (気象庁, 2009e) により 500 mm を超える降雨が観測された。また、2008 年の年間降水量は 2226 mm であり、浅間火山 (~ 1500 mm/year) の約 1.5 倍、胆沢扇状地 (907 mm/year) の 2.5 倍にも及ぶ雨量が 1 年間に観測されている。一方、2009 年の夏季は少雨傾向が強く、2009 年 8 月の降水量はわずか 17 mm であった。なお、有村周辺では冬でも降雪・積雪することがなく、観測された降水を全て (液体の) 雨とみなすことができる。

次に、緑線は Penman モデル (2.55 式) によって計算された蒸発散量積算値 $E_{tot}(t)$ である。蒸発散量を推定するために必要な気象データ (日平均気温 $T(t)$, 日平均相対湿度 $H(t)$, 日照時間 $n(t)$, 日平均風速 $u(t)$) は、有村坑道の西約 12 km に位置する AMeDAS 鹿児島観測点 (標高 3.9 m; 図 5.1 の白丸) のデータを使用した (気象庁, 2009a)。また、蒸発散を求める際に必要なパラメーターは以下の値を使用した: アルベド $\alpha = 0.2$ 、緯度 $\varphi = 31.5601$ [deg]、風速計高度 $h_a = 44.8$ [m] (気象庁, 2009b)。このようにして得られた蒸発散量 $E_{tot}(t)$ は、気温や日照の影響を受けて、夏に多く冬に小さいという変化を示す。また、2008 年の年間蒸発散量は 1108 mm であり、浅間山 (約 550 mm/year) や胆沢扇状地 (約 700 mm/year) よりも大きい。これは、他の 2 地域よりも年間平均気温が高いことが主な要因である。

そして赤色の線は、降水量 R_{tot} と蒸発散量 E_{tot} の差、すなわち有効降水量 $P_{tot}(t)$ を示している。桜島は他の地域よりも降雨量が多いため、有効降水量は殆ど負になることなく正値を維持しながら上昇している。2008 年の有効降水量は 1116 mm であり、降水量の半分、蒸発散量と同程度になっている。

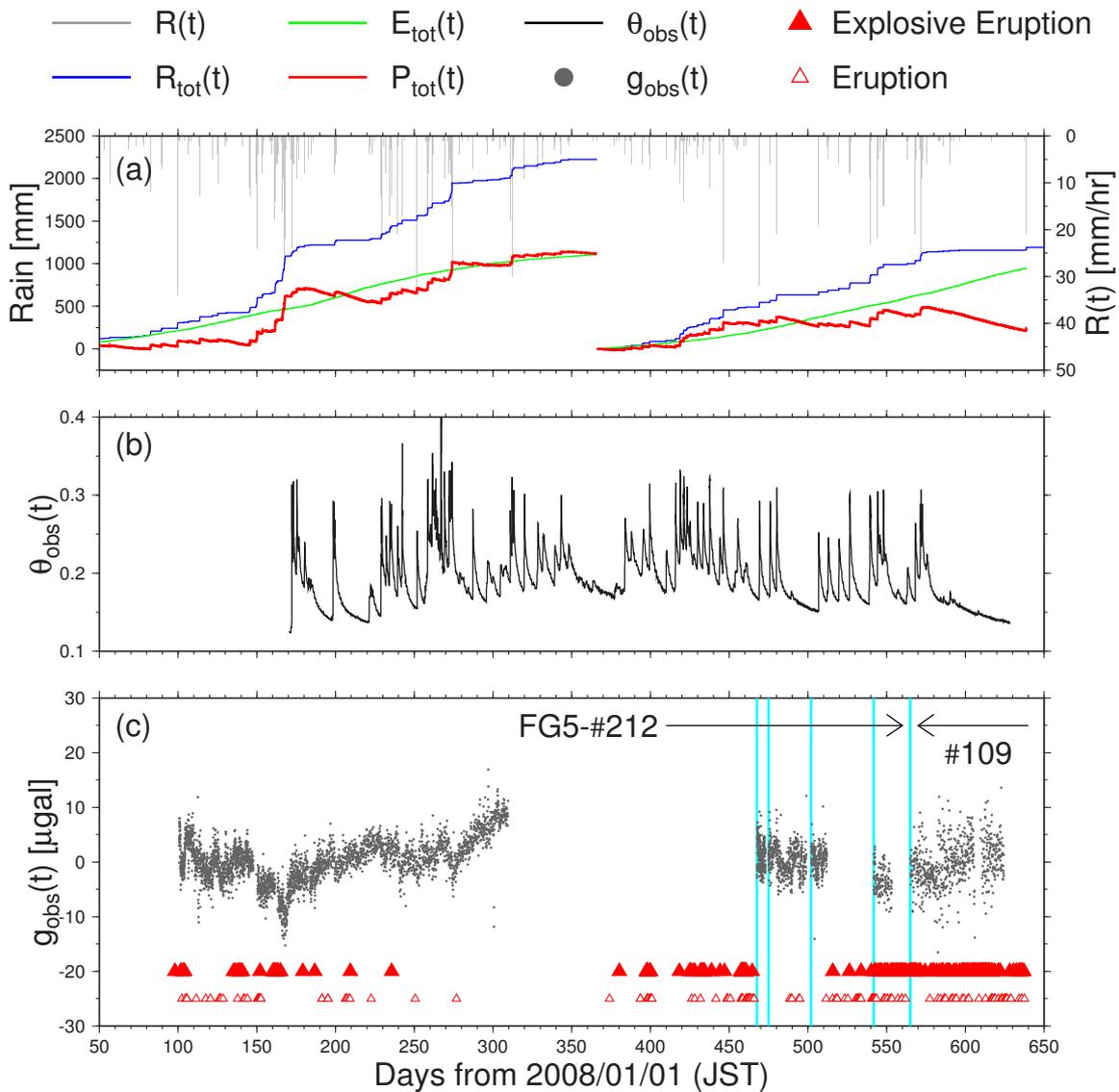


図 5.2: 2008 年 2 月–2009 年 9 月に観測された気象・地下水・重力データ。ただし横軸は 2008 年 1 月 1 日からの通算日を示している。(a) 灰色線 : 毎時降水量 $R(t)$ 、青線 : 毎年の積算降水量 $R_{tot}(t)$ 、緑線 : 毎年の積算蒸発散量 $E_{tot}(t)$ 、赤線 : 毎年の積算有効降水量 $P_{tot}(t)$ 。(b) 有村観測坑道敷地内で観測した土壌水分変化 $\theta_{obs}(t)$ 。(c) 有村観測坑道で観測した絶対重力変化 $g_{obs}(t)$ 。ただし適当な絶対値を差し引いている。赤色三角 : 爆発的噴火のあった日時、白色三角 : 噴火のあった日時、水色線 : 重力値に飛びが確認された日時。

5.2.2 土壌水分観測

本研究では、重力観測点近傍の地下水流動を把握するため、有村坑道敷地内（重力観測点の約 80 m 東）の灰色火山灰土壌にプロファイル水分計を設置し、2008 年 6 月中旬から観測を開始した。全 6 層の含水率観測値の平均 $\theta_{obs}(t)$ を図 5.2b に示す。なお、誘電率 含水率の変換パラメーター (3.1 式, 3.2 式) は、胆沢扇状地や浅間火山と同様に有機土壌の値を使用した。

有村地表の体積含水率は約 0.20 の値を取りながら、降雨時を中心に ± 0.10 程度の振幅で変化している。体積含水率の平均値が他の観測点の土壌（胆沢扇状地: 約 0.45, 浅間山: 約 0.35）よりも小さいのは、保水性の低い火山灰土壌の特性を反映しているものと考えられる (e.g., 杉尾・岡林, 1994)。また、冬季に含水率値が変化しない現象が胆沢扇状地や浅間山で観察されていたが (図 3.3, 図 4.2)、桜島の場合は冬季にも $\theta_{obs}(t)$ の降雨応答が確認できる。これは、有村周辺では冬季にも雪ではなく雨が降るので、積雪の保湿効果や融雪水の影響が無視できるからである。

5.2.3 地下水位観測

大隅河川国道事務所では、観測坑道敷地内（地表標高 80 m）に深さ 100 m の井戸を掘削した（日鉄鋼コンサルタント, 2006）。この井戸には深度 60–100 m にストレーナー加工が施されていることから、観測された水位・水温は標高 0 m 付近の地下水の特徴をよく反映していると考えられる。2006 年 3 月 9 日に行われた地下水観測の結果、地下水位は標高 2.67 m、水温は 66.5 °C であった（日鉄鋼コンサルタント, 2006）。水温が通常の地下水に比べて高いのは、昭和噴火溶岩で埋没した有村温泉の温泉水が混入しているためと考えられる。

本研究では、この 2006 年 3 月に観測された地下水位がこの地域の平均的な地下水位（すなわち地下水位の定常状態）に一致していると考え、地下水位定常解 $h_s(x, y)$ の再現性を確かめる際にこの水位値を使用する (5.4 節)。なお、この井戸では 2008 年以降水位観測が実施されておらず、この他にも図 5.2 で示すことのできる水位連続データがなかったため、図 5.2 では水位観測の項目を除外した。

5.2.4 絶対重力観測

本研究では、絶対重力計 FG5 (SN: #109 または #212) を観測棟内の坑道入口前に設置し、絶対重力連続観測を実施した。重力計は傾斜地（斜度 30% 程度）の末端から山体内部へ 2–3 m 程度入っ

た場所に位置しており、地表面から 2 m 前後の地下に位置している (図 5.3)。なお観測棟内では、3 つある冷房全てを 24 °C のドライ運転に設定し、温度変化に伴う器械の傾斜や、湿気に伴う観測性能の悪化を最小限に抑えた。また、観測棟内の窓やドアを締め切り、定期的に床の拭き掃除をすることで、火山灰の器械への侵入を防ぐように努めた。

ところで、桜島は東京から遠隔地にあり、火山活動も活発であることから、インターネット経由で重力計の観測状況を逐次監視する必要があるがあった。しかしながら、有村観測棟には自由に使用できる LAN 環境が構築されておらず、坑道入口付近では携帯電話の電波も繋がらない状況であった。そこで本研究では、観測棟の最南端に USB 接続型携帯電話 (DoCoMo A2502) を設置し (図 5.3)、携帯電話 USB ケーブル ノート型パソコン (Panasonic TOUGHBOOK) クロス LAN ケーブル 重力計制御用 PC と接続することで、絶対重力計の遠隔操作を可能にした。なお、携帯電話のグローバル IP アドレスが頻繁に変化することから、無料コマンドソフト Cygwin で cygrunsrv, crontab, ipconfig, email 等のコマンドを利用して、IP アドレスを 1 時間毎にメールで知らせるシステムを作成・適用した。以上のような遠隔操作システムを構築した結果、2008 年

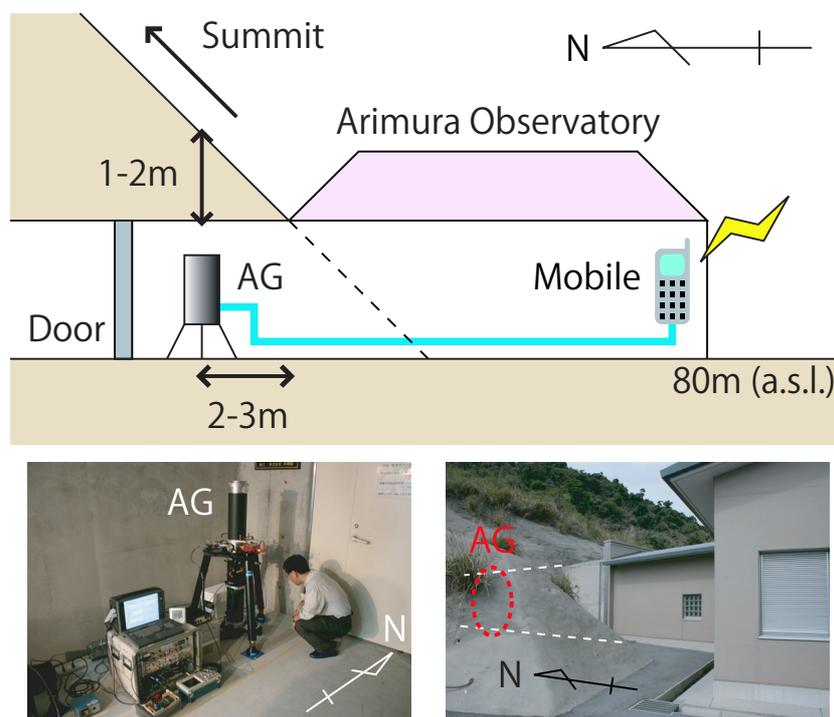


図 5.3: 有村観測坑道の様子。写真左が絶対重力計 (AG) を観測棟内から撮影した様子。AG の右側に坑道入口ドアが見える。写真右が観測棟を外から見た様子。観測棟内の赤色点線付近に AG が位置している。

には 7ヶ月間にも及び連続観測に成功し、2008 年の観測回数 (Drop 数) は 187,000 回に及んだ。

絶対重力観測時に設定したパラメーターを表 5.1 に、絶対重力観測データ $g_{obs}(t)$ を図 5.2c に示す。まず 2008 年の観測データに注目すると、重力値 $g_{obs}(t)$ の誤差は $5 \mu\text{gal}$ 程度で、振幅値は最大 $20 \mu\text{gal}$ に達している。また、爆発的噴火[†]の日時 (図 5.2c の赤色三角印; 気象庁, 2009d) と対応付けると、重力値は爆発的噴火時に減少する傾向が確認できる (例えば $t \sim 100$ [day])。これは何らかの火山活動プロセスに伴う重力変化と推察されるが、全ての噴火でこのような傾向が確認できるわけではない。特に、 $t \sim 150$ [day] や $t \sim 170$ [day] 付近の重力減少は降雨量や地表含水率の増加と対応していることから、地下水起源の重力擾乱である可能性が高い。なお、降雨応答の正負が浅間山や胆沢扇状地の場合と逆になっているが、これは地表に降った雨が地表下の観測点に鉛直上向きの万有引力をもらたすためである (e.g., Imanishi et al., 2006; Nawa et al, 2009)。こ

	2008 年		2009 年		備考
	4-6 月	7-11 月	4-6 月	7-9 月	
FG5 シリアル番号	#212	#212	#212	#109	
1 set 中の drop 数 n_d	100	50	50	50	
Set 毎の時間間隔 [min]	60	120	60	120	
緯度 [deg]	31.5601				
経度 [deg]	130.6724				
標高 [m]	80.0				
標準気圧 [hPa]	1003.68				
重力勾配 [$\mu\text{gal}/\text{cm}$]	-2.590				LaCoste 相対重力計で実測
気圧応答 [$\mu\text{gal}/\text{hPa}$]	-0.3				Merriam (1992)
潮汐 δ -factor	1.164				
固体潮汐補正	ETGTAB				Timmen and Wenzel (1994)
海洋潮汐補正	GOTIC2				Matsumoto et al. (2001)
海洋潮汐モデル	NAO.99b				Matsumoto et al. (2000)

表 5.1: 絶対重力観測における各種パラメーターの設定。

[†]桜島では噴火が頻繁に発生するため、気象庁ではある基準値以上の空振が観測された噴火を「爆発的噴火」、空振が基準値以下で噴煙高が概ね 1000 m 以上の噴火を「噴火」、空振も噴煙高も基準値以下の噴火を「ごく小規模な噴火」と呼んでいる。

の地下水擾乱を適切に補正しなければ、火山起源の重力変化を定量的に議論することはできない。

一方 2009 年の重力観測では、レーザー出力装置の異常のために、絶対重力値の飛びが複数回確認された (図 5.2c の水色線)。(なおこの図では、重力値の飛びがなくなるように、主観を交えて適宜補正している。)この問題を解決するために、本研究では 2009 年 7 月には観測機械一式を FG5-#212 から FG5-#109 に取り替えた。しかしながら、今度は近隣の砂防ダム工事の振動の影響で、 g_{obs} の観測誤差がそれ以前の 2 倍程度に大きくなった。以上のように、2009 年の重力観測ではトラブルが相次ぎ、連続的で高品質な重力データを得ることができなかった。このような問題点はあるものの、重力値が連続的に観測されている期間内では、観測点近傍の質量移動を議論できる可能性がある。例えば、 $t \gtrsim 580$ [day] では重力値が緩やかに上昇しているが、これは 2009 年夏季の少雨に伴って (観測点より上の) 地表の乾燥を反映していると考えられる。また、 $480 \leq t \leq 500$ [day] では噴火に対応して重力値が約 $5 \mu\text{gal}$ 程度減少しているのが分かる。噴火時の重力減少は 2008 年の観測データでも確認されていることから、2009 年の重力観測データについても、地下水擾乱補正を適用すれば火山起源の変動を抽出できる可能性がある。

以上本節で述べてきたように、本研究では桜島火山の南山麓に位置する有村地域にて地下水・重力の同時連続観測を実施した。その結果、降水や地下水流動に起因する変動を観測しただけでなく、火山噴火に対応した重力変化を観測することに成功した。次節以降では、本論文の地下水モデリングを桜島火山に適用し、観測した地下水・重力データが再現可能かどうかを検証する。

5.3 地下水モデリング

5.3.1 胆沢扇状地・浅間火山との相違点

桜島火山に第 2 章の地下水モデリングを適用する上で、胆沢扇状地・浅間火山と異なる 2 つの問題が存在する。その問題点は以下の通りであり、それぞれ以下の解決策によって地下水擾乱 $g_w(t)$ を見積もっていく。

[1] まず 1 つ目には、桜島の周囲は海に囲まれているため、「淡水レンズ」と呼ばれる地下水構造を考慮しなければならない。というのも、一般に淡水は海水よりも軽いので、島内の淡水地下水が海水の上に浮かんでレンズのような構造を作るのである (図 5.4; Vacher, 1988; Schneider and Kruse, 2003)。ここで、淡水密度を ρ_w 、海水密度を ρ_s とし、水のアイソスタシーを仮定すると、

以下のような関係式 (Ghyben-Herzberg の式) が成立する。

$$h_1 \cdot \rho_s = (h_1 + h_2) \cdot \rho_w \quad (5.1)$$

$$\therefore h_1 = \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} h_2 \quad (5.2)$$

ただし、 h_1 は海水面から淡水レンズ下面までの深さ、 h_2 は海水面から淡水レンズ上面までの高さである (図 5.4)。ここで、 $\rho_w = 1.000 \times 10^3$, $\rho_s = 1.025 \times 10^3$ を代入すると (Vacher, 1988)、

$$h_1 = 40 \times h_2 \quad (5.3)$$

となる。すなわち、淡水地下水の水位が 1 m 変化するとき、淡水 海水境界面 (淡塩境界面) は 40 m も変化する。このような淡水レンズ構造を適切に考慮しなければ、島嶼地域の現実的な地下水分布を見積もることはできないのである。

そこで本章の地下水モデリングでは、以下のような設定で淡水レンズ構造を考慮する。まず、淡水地下水位の初期状態が $h(x, y, 0)$ で表現できるとき、淡塩境界面の初期水位は (5.3) 式から $-40 \times h(x, y, 0)$ と書けるものとする。次に、淡水地下水面に $N(x, y, t)$ の涵養 (不飽和領域からの地下水入力) があつたとき、数値計算上では地下水面に $\frac{1}{41}N$ の入力を、淡塩境界面に $\frac{40}{41}N$ の入力を与える。これにより、あらゆる時刻 t の淡塩境界面水位は $-40 \times h(x, y, t)$ で表現できる。以上のように、本研究ではあらゆる時刻で Ghyben-Herzberg 式 (5.3 式) が成立すると仮定し、地下水面および淡塩境界面を数値的に計算する。

なお、淡水レンズを考慮したことで、地下水擾乱 $g_w(t)$ の計算式 (2.25 式) は

$$g_w(t) = g_1(t) + g_2(t) + g_3(t) \quad (5.4)$$

$$g_1(t) = -G\rho_w \iiint_{z=h(x,y,t)}^{h_g(x,y)} \theta(x, y, z, t) \frac{z - z_0}{r^3} dx dy dz \quad (5.5)$$

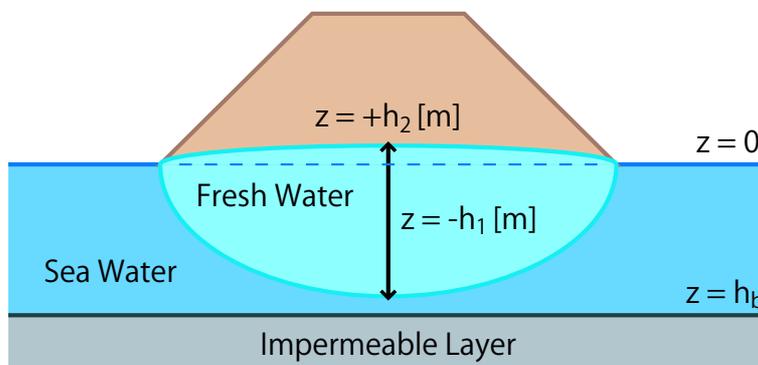


図 5.4: 島嶼地域の淡水レンズ構造の模式図。

$$g_2(t) = -G\rho_w n \iiint_{z=-40h(x,y,t)}^{h(x,y,t)} \frac{z - z_0}{r^3} dx dy dz \quad (5.6)$$

$$g_3(t) = -G\rho_s n \iiint_{z=h_b(x,y)}^{-40h(x,y,t)} \frac{z - z_0}{r^3} dx dy dz \quad (5.7)$$

と変更される。この式で、 $g_1(t)$ が不飽和地下水の寄与、 $g_2(t)$ が淡水地下水の寄与、 $g_3(t)$ が海水の寄与である。第 3 項目の積分区間を設定する際には

$$h_b(x, y) \leq -40 \times h(x, y, t) \quad ; \quad \text{for all } (x, y, t) \quad (5.8)$$

という条件を課しているが、後述の通り $h_b = -400$ [m], $(-40h)_{\max} \simeq -230$ [m] なので、この条件は常に守られている。

[2] 桜島に数値モデリングを適用する上で第 2 の問題点は、海岸線で潮位が変化するため、島内の地下水位もその境界条件に従って潮位応答することである。重力観測点は海岸線からおよそ 1 km に位置しているので (図 5.1)、観測点直下の不圧地下水が潮位応答するのであれば、その積分値である地下水擾乱 $g_w(t)$ にも潮位応答が生じる可能性がある。

そこでここでは、空間 1 次元の潮汐応答解析解 (土木学会, 1999) を利用し、桜島島内の地下水潮位応答量を以下のように推定する。まず、 $x < 0$ に海水が、 $x > 0$ に不圧地下水が存在する場合を考える (図 5.5)。ある分潮 i の潮位振幅・周期がそれぞれ a_i, t_i のとき、位置 $x (> 0)$ における水位変化 $h_t(x, t)$ は以下のように書ける。

$$h_t(x, t) = \sum_i a_i \cdot \exp\left(-\frac{x}{d_i}\right) \cdot \cos\left(2\pi \frac{t}{t_i} - \frac{x}{d_i}\right) \quad (5.9)$$

$$d_i = \sqrt{\frac{K_{hs} \cdot h_0}{n \cdot \pi}} t_i \quad (5.10)$$

ここで、 d_i は減衰距離、 K_{hs} は飽和透水係数、 h_0 は平均水深、 n は空隙率である。これらの式から、位置 x における分潮 i の振幅は $\exp(-x/d_i)$ 倍に減衰していることが分かる。

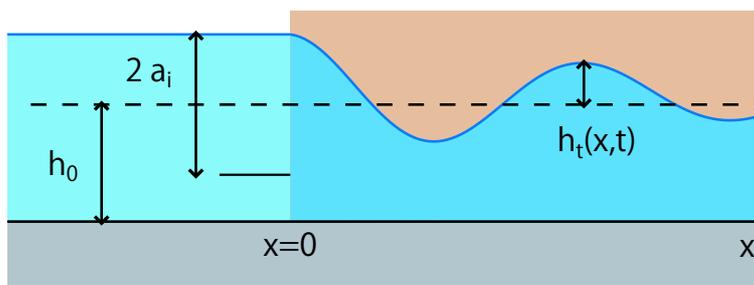


図 5.5: 不飽和地下水の潮位応答。

ところで、次小節以降で詳述するように、本章では桜島の地下水モデルに

$$K_{hs} = 3.5 \times 10^{-4} \text{ [m/s]} \quad (5.11)$$

$$h_0 \simeq |h_b| = 400 \text{ [m]} \quad (5.12)$$

$$n = 0.5 \quad (5.13)$$

という値を使用する。これらのパラメーターを用いて減衰定数 d_i を求めると、表 5.2 のようになる。各分潮の減衰距離 d_i は約 70 m であり、海岸近傍で潮位応答が急激に減衰することが分かる。また、有村坑道の南西 2.6 km に位置する下村港 (図 5.1 の水色丸印) の潮位分潮成分 a_i も同図に示したが、最大値を取る M2 分潮でさえその振幅は 78 cm である。重力観測点は海岸線から約 1 km の場所に位置しているので、有村における M2 分潮の振幅は 1.3×10^{-7} 倍、すなわち 1.0×10^{-5} cm と十分に小さい。このように、重力観測点直下における不圧地下水の潮位応答は十分に小さく、重力値への応答も十分に小さいと考えられる。

以上のような理由から、本研究では不圧地下水の潮位応答を無視し、海岸線 (x_c, y_c) の地下水面に以下の固定端境界条件を設定する。

$$h(x_c, y_c) = 0 \quad (5.14)$$

分潮	周期	減衰距離	下村港潮位	分潮	周期	減衰距離	下村港潮位
i	t_i [day]	d_i [m]	a_i [cm]	i	t_i [day]	d_i [m]	a_i [cm]
Q1	1.120	92.849	4.247	2N2	0.538	64.349	2.081
O1	1.076	91.018	20.265	N2	0.527	63.730	14.066
M1	1.035	89.263	1.429	M2	0.518	63.129	78.085
P1	1.003	87.873	8.744	L2	0.508	62.544	2.164
S1	1.000	87.753	0.182	S2	0.500	62.051	34.234
K1	0.997	87.633	26.081	K2	0.499	61.966	9.715
J1	0.962	86.089	1.548	M3	0.345	51.544	0.864
OO1	0.929	84.599	0.748				

表 5.2: 各分潮 i に対応した下村港の潮位変化量 a_i 。 t_i は各分潮の周期 (日本測地学会, 1994)、 d_i は (5.10) 式によって得られた減衰距離を示している。なお下村港潮位の各分潮成分 a_i は、BAYTAP-G (Tamura et al., 1991) を 2008 年 1–12 月の潮位データに適用することで得られた。

[3] 桜島に地下水モデリングを適用する上で最後の問題点は、重力計が地下に位置していることである。第 3 章および第 4 章の適用例で重力計は常に地表面の上にあったが(図 3.2, 図 4.3)、桜島の場合重力計は山体に 2–3 m ほど入った場所に設置しており(図 5.3)、地表面は坑道天井のさらに 1–2 m 上に位置している。また、降雨時の重力応答がマイナスになっていることから(5.2c)、桜島の事例では坑道上部の地下水分布が重力変化に効いていると考えられる。以上のことから、観測された重力擾乱を精度良く再現するには、重力観測点の 3 次元的位置を正しく把握し、観測点周辺(特に坑道上部)の詳細な地下水分布を考慮する必要がある。

そこで本研究では、2 m DEM(国際航業から購入)の形状と現場の地表形状を比較し、重力観測点の位置を以下のように決定した。

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{北緯 } (y_0 \text{ に対応}) : 31.5602 \text{ [deg]} \\ \text{東経 } (x_0 \text{ に対応}) : 130.6720 \text{ [deg]} \\ \text{地表標高 } h_g(x_0, y_0) : 85.2190 \text{ [m]} \\ \text{観測点標高 } z_0 : 83.2190 \text{ [m]} \end{array} \right. \quad (5.15)$$

なお観測点の標高は、地表よりも 2 m 低いとした(図 5.3)。

また本章では、地下水擾乱 $g_w(t)$ を見積もる際に、非定常計算で得られた 50 m おきの地下水分布を(重力計の周囲 200 m に限って) 2 m ごとに内挿し、 $g_w(t)$ の積分計算(5.4 式)を実施する。この際に、2 m ごとの地表形状を再現するために、購入した 2 m DEM を用いる。また、絶対重力計が位置している空間には土壌や地下水が存在していないので、観測点(31.5602 °N, 130.6720 °E, 83.2190 m)の上下 1 m(82.2190–84.2190 m)の地下水分布は積分計算(5.4 式)から除外する。

5.3.2 計算領域および境界条件の設定

本章では地下水数値モデリングで以下の境界条件を設定し、桜島島内の地下水分布を計算する。

(1) 地表面 $h_g(x, y)$: 本章では、国土地理院(1997b)の DEM を用いて、地表面形状を再現する。この DEM は、南北方向 1.5 秒、東西方向 2.25 秒ごとに区切られており、重力観測点周辺では 1 メッシュの大きさは以下の通りである。

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{東西方向} : \Delta x = 59.28 \text{ [m]} \\ \text{南北方向} : \Delta y = 46.31 \text{ [m]} \end{array} \right. \quad (5.16)$$

なおこの値は、差分式 (2.30, 2.35) の空間差分量としても使用される。DEM で再現された地表面 $h_g(x, y)$ には、境界条件として有効降水量が入力される。定常解析では、平年の有効降水量

$$\begin{aligned} P_0 &= R_0 - E_0 \\ &= 2279.0 - 964.0 \\ &= 1315.0 \text{ [mm/year]} \end{aligned} \quad (5.17)$$

を地表全域に入力する。ただし、 R_0 は AMeDAS 鹿児島 (図 5.1 の白丸; 気象庁, 2009a) の平年降水量であり、 E_0 は AMeDAS 鹿児島の月平均気温平年値から求めた Thornthwaite 蒸発散量 (2.52 式参照) である。また非定常解析では、有効降水量

$$P(t) = R(t) - E(t) \quad (5.18)$$

を水平方向に一様に入力する。ここで、 $R(t)$ は有村の降水量、 $E(t)$ は Penman 式 (2.55) で見積もられた蒸発散量である (図 4.2a)。

(2) 地下水面 $h(x, y, t)$: 地下水面は飽和 不飽和層の境界面でもあるが、本章では数値モデリングによって得られた地下水面 $h(x, y, t)$ を各時刻 t の移動境界面として設定する。この地下水面では体積含水率の連続性 (2.56 式) を境界条件として課すほか、涵養量 $N(x, y, t)$ の $1/41$ を地下水面に入力する (5.3.1 節参照)。

(3) 不透水層上面 $h_b(x, y)$: 地下水流動域の最下面である不透水層上面の形状 $h_b(x, y)$ は比抵抗構造 (神田ほか, 2008) を参考に設定する。この比抵抗構造では有村の直下 500 m 以深 (標高 -400 m 以下) に高比抵抗層の存在が確認されており、この領域に不透水な基盤岩が存在していると考えられる。そこで本研究では、比抵抗探査で得られた高比抵抗の最上面を不透水層の最上面と仮定し、以下の平坦な基盤面を仮定する。

$$h_b(x, y) = -400 \text{ [m]} \quad (5.19)$$

また数値計算では、この不透水層上面を貫通する鉛直流速を 0 に固定する (2.58 式)。

(4) 海岸線 (x_c, y_c) : 海水面と地下水面は連続的に繋がっていることから (e.g., Vacher, 1988)、本章では海岸線 (約 40 km) 上の地下水面を海水面高度で固定する。また前小節の議論から海水面の潮位変化は無視できるので、本章では海岸線上の地下水面を平均海面高度 0 m で固定する (5.14 式)。

(5) 分水嶺 (x_d, y_d) : 地下水流動をシミュレートする際には、尾根線や峡谷を分水嶺と仮定し、尾根線によって囲まれた領域を計算対象領域とする方法がしばしば用いられる (e.g., Tóth,

1962; 植野ほか, 1998)。本研究では、桜島と大隅半島間に存在する峡谷約 800 m を分水嶺 (x_d, y_d) と仮定し、この分水嶺を横切る地下水流動が 0 であるという境界条件 (2.60 式) を課した。なお、この分水嶺線と前述の海岸線によって、計算領域を桜島島内に限定することができた。

5.3.3 土壌パラメーターの設定

本章では、数値モデリングに必要な土壌パラメーター (2.49 式) を以下のように設定する。まず、この地域を含め九州南部の表層には「シラス」という灰色火山灰土が広がっており (横山, 2003)、その土壌特性は複数の先行研究によって定量化されている (e.g., 三輪ほか, 1991; 杉尾・岡林, 1994)。重力観測点周辺の地表も灰色火山灰土で覆われていることから、本研究では不飽和層の土壌パラメーターにシラスの文献値

$$\left\{ \begin{array}{l} K_{vs} = 5.0 \times 10^{-6} \text{ [m/s]} \\ D_{vs} = 1.0 \times 10^{-5} \text{ [m}^2\text{/s]} \\ a = 7.98 \\ b = 1.16 \\ \theta_{min} = 0.00 \\ \theta_{max} = 0.50 \end{array} \right. \quad (5.20)$$

を用いる。なおこれらの値は、複数の先行研究 (三輪ほか, 1991; 杉尾・岡林, 1994) で実施された土質試験実測値の平均値である。

飽和帯水層の土壌パラメーター (K_{hs}, n) についても、本研究ではその実測が困難であることから、文献値を参考に設定する。まず飽和透水係数 K_{hs} については、浅井戸における現場透水試験の結果が大島 (2008) にまとめられている。ここでは、この文献に記載されている透水係数の平均値

$$K_{hs} = 3.5 \times 10^{-4} \text{ [m/s]} \quad (5.21)$$

を、桜島飽和帯水層の透水係数に採用する。また飽和帯水層の空隙率 n については、以下のように不飽和領域の空隙率と一致するものと仮定する。

$$n = \theta_{max} = 0.50 \quad (5.22)$$

以上のように、本章では先行研究を参考にして桜島の土壌パラメーターを決定した (5.20–5.22 式)。これ以降の数値モデリングでは、桜島全土に均質な土壌が一様に広がっているものと仮定し、これらのパラメーターを計算領域全体に適用している。

5.3.4 具体的な計算過程

本研究の地下水モデリングを桜島火山に適用する上で、計算の流れを図 2.3 に沿って以下にまとめる。まず、本章では地下水モデルを以下のように設定する。

- 計算領域 (水平方向): 桜島島内全域 (約 80 km^2)。
- 計算領域 (鉛直方向): 国土地理院 50 m DEM によって再現された地表面 $h_g(x, y)$ から、 $h_b = -400 \text{ [m]}$ の水平一様な基盤面まで (5.3.2 節)。
- 土壌パラメーター: 文献値 (5.20–5.22 式) を計算領域全体に一様に設定する。

次に、地下水分布の定常状態は以下のように計算される。

- 計算する地下水分布: 不飽和領域の体積含水率 $\Theta_s(Z)$ および飽和領域の淡水地下水位 $h_s(x, y)$ (2.7 節)。なお、淡水地下水位を求めることで、淡塩境界の定常状態 ($-40 \times h_s(x, y)$) も知る事ができる (5.3.1 節)。
- 支配方程式: 拡散方程式 (2.14 式, 2.19 式) を差分化した式 (2.30 式, 2.35 式)。
- 差分パラメーター: $\Delta x = 59.28 \text{ [m]}$, $\Delta y = 46.31 \text{ [m]}$, $\Delta z = 1.00 \text{ [m]}$, $\Delta t = 600.0 \text{ [s]}$ 。
- 境界条件: 2.6 節および 5.3.2 節を参照。特記事項として、淡水レンズ構造を考慮する都合上、地下水面への入力値は涵養率 $N(x, y, t)$ を $1/41$ 倍した値を用いる。
- 入力データ: 地表面 $h_g(x, y)$ に平均有効降水量 P_0 を入力し続ける。
- 計算時間: 地下水分布が収束するまで、約 500 年分の反復計算を行う。

そして、地下水分布の非定常解析を以下のように実施する。

- 計算する地下水分布: 不飽和領域の体積含水率 $\theta(x, y, z, t)$ および飽和領域の淡水地下水位 $h(x, y, t)$ 。なお、淡水地下水位を求めることで、淡塩境界の形状 ($-40h(x, y, t)$) も自動的に知ることができる (5.3.1 節)。
- 初期条件: 地下水分布の定常解を用いる。飽和領域については $h_s(x, y)$ をそのまま使用し、不飽和領域については $\Theta_s(Z)$ を再配分して $\theta(x, y, z, 0)$ を得る (2.7 節)。
- 支配方程式・差分パラメーター・境界条件: 定常状態と同じ。
- 入力データ: 地表面 $h_g(x, y)$ に有効降水量 $P(t)$ を空間的に一様に入力する。
- 計算時間: 2006 年 1 月から 2009 年 9 月まで。

最後に、地下水起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を以下のように見積もる。

- 計算式：不飽和地下水・淡水地下水・海水の分布を積分した (5.4) 式。なお、数値計算では式 (5.4) を差分化した式を使用している (2.4 節参照)。
- 積分範囲：地下水モデルで設定した計算領域すべての地下水分布を積分する。なお重力観測点の周囲 200 m については、数値計算で得られた 50 m おきの地下水分布を 2 m 毎に内挿し、この 2 m 毎の地下水分布を積分する。
- 地表形状：重力計の周囲 200 m では国際航業から購入した 2 m DEM を、それ以外では国土地理院の約 50 m DEM を用いる。
- 空間差分：重力計の周囲 200 m では $\Delta x = \Delta y = 2.0$ [m]。それ以外では $\Delta x = 59.28$ [m], $\Delta y = 46.31$ [m], $\Delta z = 1.00$ [m]。
- 重力観測点の位置：北緯 31.5602°、東経 130.6720°、観測点標高 83.219 m (地表面の 2 m 地下)。

次節では、上記の過程によって得られた地下水分布と重力擾乱を示し、観測データと比較する。

5.4 計算結果

5.4.1 地下水位の定常状態 $h_s(x, y)$

図 5.6b は、本研究の地下水モデリングで得られた淡水地下水面の定常分布 $h_s(x, y)$ である。地下水面は海岸付近で急勾配をもち、桜島中心部ではなだらかになっている。また、地下水面の最大値は約 5.68 m で、桜島のほぼ中心部で最大値を取っていることが分かる。ところで、半径 R の円島の地下水位 $h(r)$ は、以下のような回転楕円体で表現できる (e.g., Haitjema, 1995)。

$$\left[\frac{r}{R}\right]^2 + \left[\frac{h(r)}{H}\right]^2 = 1 \quad (5.23)$$

$$H = \sqrt{\frac{N}{2K}} R \quad (5.24)$$

ただし、 r は中心からの距離、 N は定常降水量、 K は飽和透水係数である。本章の議論の対象である桜島もほぼ円形に近似できるため、図 5.6b の地下水面は「円周付近で急勾配」「中心で最大値 H 」という回転楕円体の特徴とよく一致している。また、

$$N = P_0/41 = 1.0 \times 10^{-9} \text{ [m/s]} \quad (5.25)$$

$$K = K_{hs} = 3.5 \times 10^{-4} \text{ [m/s]} \quad (5.26)$$

$$H = 5.68 \text{ [m]} \quad (5.27)$$

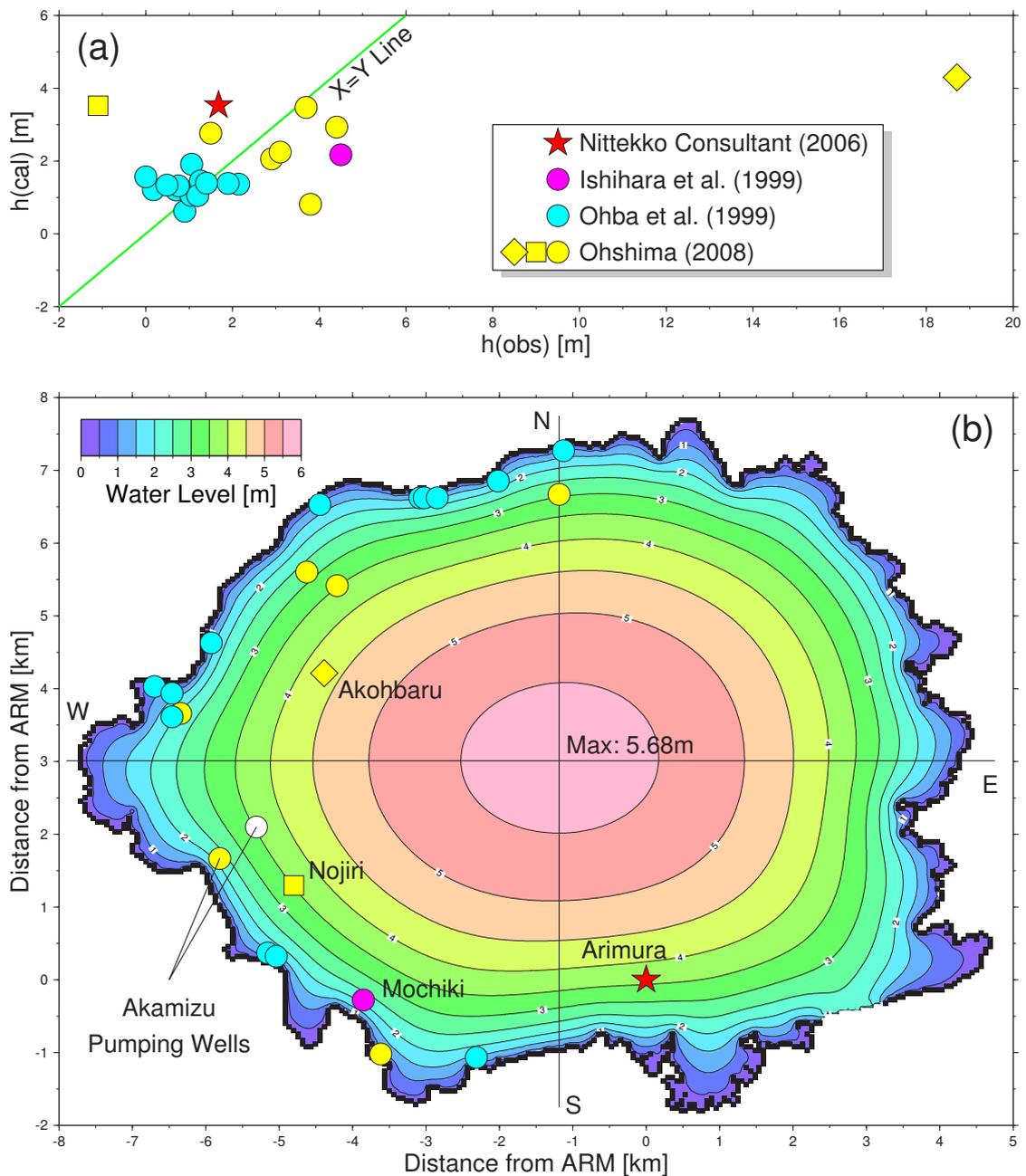


図 5.6: (下図) 淡水地下水面の定常分布 $h_s(x, y)$ 。黒細線は地下水構造断面図 (図 5.7) の切断面、黒太線は地下水面を海面 0 m で固定した海岸線、丸・四角・星印は井戸の設置箇所を示す。(上図) 水位観測データと計算値の比較。横軸が観測された地下水位 h_{obs} 、縦軸が本研究で得られた淡水地下水面の高さ h_{cal} である。散布図にプロットされているマークは下図の井戸観測点の水位を示しており、文献値ごとに以下のように色分けしている。赤色：日鉄鋼コンサルタント (2006)、ピンク色：石原ほか (1999)、水色：大場ほか (1999)、黄色：大島 (2008)。なお、緑線は $h_{obs} = h_{cal}$ を示す直線である。

を (5.24) 式に代入すると、 $R = 4730$ [m] という値が得られる。これは、桜島を円形に近似したときの半径を示しており、実際の桜島の大きさ (南北 10 km、東西 12 km) とほぼ一致している。以上のことから、地下水モデリングで得られた地下水面 (図 5.6b) は、島嶼地域に準じる桜島の地下水面分布をよく再現しているといえる。

次に、計算した地下水高 (h_{cal} と書く) を観測データ h_{obs} と比較した結果を図 5.6a に示す。なおこの図で表示している観測データは、4 つの文献 (石原, 1999; 大場, 1999; 日鉄鋼コンサルタント, 2006; 大島, 2008) に記載されている井戸のうち、井戸最深点が標高にして -100 m 以上のものだけを記載している。 h_{cal} と h_{obs} の殆どのプロットは、傾き 1, 切片 0 の直線と ± 2 m の範囲内で一致している。しかしながら、中には $x = y$ の直線から大きく外れたプロットも存在している。例えば、桜島北西内陸の赤生原取水井 (黄色菱形) では、実際の地下水面が計算値 (約 4.3 m) よりも 15 m ほど高くなっている。これは、局所的な基盤岩の影響で (福山・小野, 1981)、不圧帯水層と独立した宙水構造がこの地域の直下に存在する可能性がある (e.g., 高橋ほか, 1987; Wu et al., 1999)。また、桜島南西部の野尻 (黄色四角) では海水面よりも低い地下水高 (-1.1 m) が観測されているが、これは赤水第 1・第 2 取水井 (野尻の西方約 1 km) からの取水 (約 40000 m³/year; 鹿児島市水道局, 私信) の影響で不圧地下水面が低下しているためと考えられる。このように、地下水構造不均質や取水の影響が少数の観測点で確認されるものの、多くの水位観測点では観測データをよく再現できていることから (図 5.6a)、計算された地下水面分布 $h_s(x, y)$ が桜島の平均的な不圧帯水層の形状をよく再現していると言える。

さらに、図 5.7 に桜島地下水位定常解の南北・東西断面を示す。この断面は地下水位の最高地点 (図 5.6b の直線交点) を通るように設定されており、地下水位の最大地点を横軸で 0 km に設定している。各断面の淡塩境界面に注目すると、淡水地下水位が最大値 (約 5.7 m) をとる地点 (横軸 0 の地点) で、淡塩境界面が最も深くなっている。これは、Ghyben-Herzberg 式 (5.3 式) があらゆる場所で成立するので、地下水面と淡塩境界面の形状が一致するためである。また、淡塩境界水位の最小値は -227.2 m であり、本章で設定した不透水層よりも上位にある。淡水レンズは不透水層が浅い場合に複雑な形状をとることが知られているが (e.g., Schneider and Kruse, 2003)、桜島の場合はあらゆる場所で関係式 (5.8) を満たしており、最も単純な淡水レンズ構造 (5.3 式; 図 5.4) を取っていると考えられる。

なお、このような淡水レンズ構造の存在を観測から確かめるには、地下水化学的方法や電磁気学的方法が用いられる (e.g., 高橋ほか, 1987; 石田ほか, 2009)。桜島でもこのような観測が実施さ

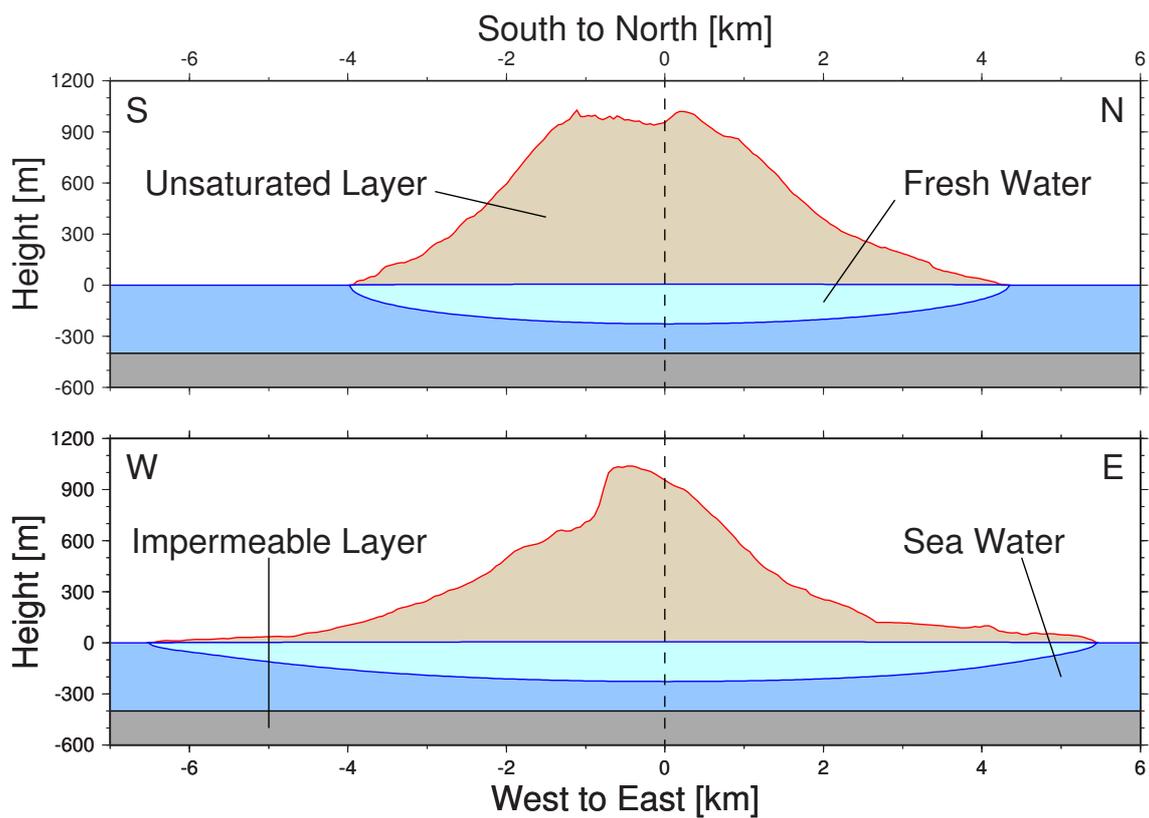


図 5.7: 地下水分布の断面図 (上図: 南北断面、下図: 東西断面)。この断面は地下水位最大地点 (5.6b の直線交点) を通るように設定されており、地下水位の最大地点を横軸で 0 に設定している。またこの図では、鉛直方向を約 2.2 倍に誇張して示している。茶色の領域が不飽和領域、水色が淡水地下水、青色が海水、灰色が不透水層である。

れているものの (e.g., 大場ほか, 1999; 神田ほか, 2009)、淡水地下水の鉛直構造を議論できるほどの詳細な観測データは存在しない。したがって、本研究で得られた淡水レンズ構造を証明するには、今後さらに詳細な探査・調査が必要である。

5.4.2 体積含水率の定常状態 $\Theta_s(Z)$

図 5.8 に、不飽和領域の定常体積含水率 $\Theta_s(Z)$ を赤色で示す。含水率 Θ_s は地下水面 $Z = 0$ [m] で飽和値 ($\theta_{max} = 0.50$) を取り、地下水面から遠ざかるにつれて一定値 $\Theta_\infty = 0.20$ に収束している。この収束値は、有村坑道敷地内で観測している土壤水分値 $\theta_{obs}(t)$ とほぼ一致している (図 5.2b)。有村周辺の地表面 (~ 80 m) は地下水面から 70 m 以上離れているので (図 5.6b)、有村の地表面は長期的には平衡状態 $\theta_{obs}(t) \sim 0.20$ に至っていると考えられる。

他の土壤と $\Theta_s(Z)$ の形状を比較すると、懸垂水帯 (含水率が飽和に近い領域) の厚さが浅間山土壤と同程度になっている。これは、浅間山と桜島の土壤特性値 (4.8–4.11 式, 5.20–5.22 式) が類似していることを意味している。その一方で、含水率の収束値 Θ_∞ (3.17 式) は浅間山よりも小さくなっているが、これは桜島土壤の透水係数の含水率依存性 a (2.47 式) が浅間山の値よりもわずかに小さいためである。言い換えると、桜島土壤では含水率 θ に対する透水係数 $K(\theta)$ の変化が緩やかであるため、平衡状態 $K(\Theta_\infty) = P_0$ (3.16 式) に至る含水率 Θ_∞ が低い値へシフトしているのである。

5.4.3 体積含水率の時間変化 $\theta(x, y, z, t)$

本研究では、以上のようにして得られた地下水分布の定常解 — $h_s(x, y)$ および $\Theta_s(Z)$ — を非定常解析の初期条件に利用し、2006 年以降の桜島全土の地下水分布を計算した。この非定常解析では、定常地下水面と地表面に挟まれた領域

$$h_s(x, y) \leq z \leq h_g(x, y) \quad ; \quad \text{for all } (x, y) \quad (5.28)$$

が不飽和領域として扱われる。この不飽和領域の厚さ分布 $h_g(x, y) - h_s(x, y)$ を図 5.9 に示す。 $h_s(x, y)$ がほぼ海水面付近にあるため、不飽和層の厚さ分布は地表形状 (図 5.1) とほぼ一致していることが分かる。

この不飽和領域に対して非定常解析を実施し、体積含水率 $\theta(x, y, z, t)$ を計算した結果を図 5.10 に示す。この図のなかで、青線は有村坑道敷地内で観測した深さ 0–1 m の全 6 層の体積含水率を平

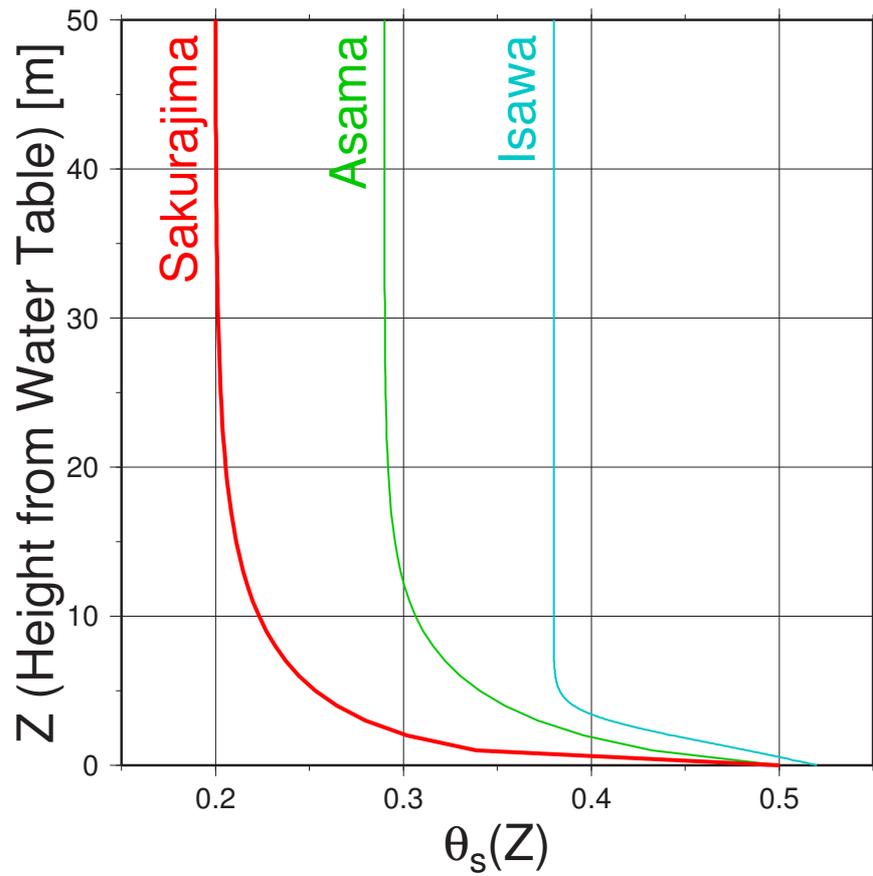


図 5.8: 不飽和領域の定常体積含水率分布 $\theta_s(Z)$ 。赤色が桜島土壌、緑色が浅間山土壌、青色が胆沢扇状地土壌の $\theta_s(Z)$ を示している。

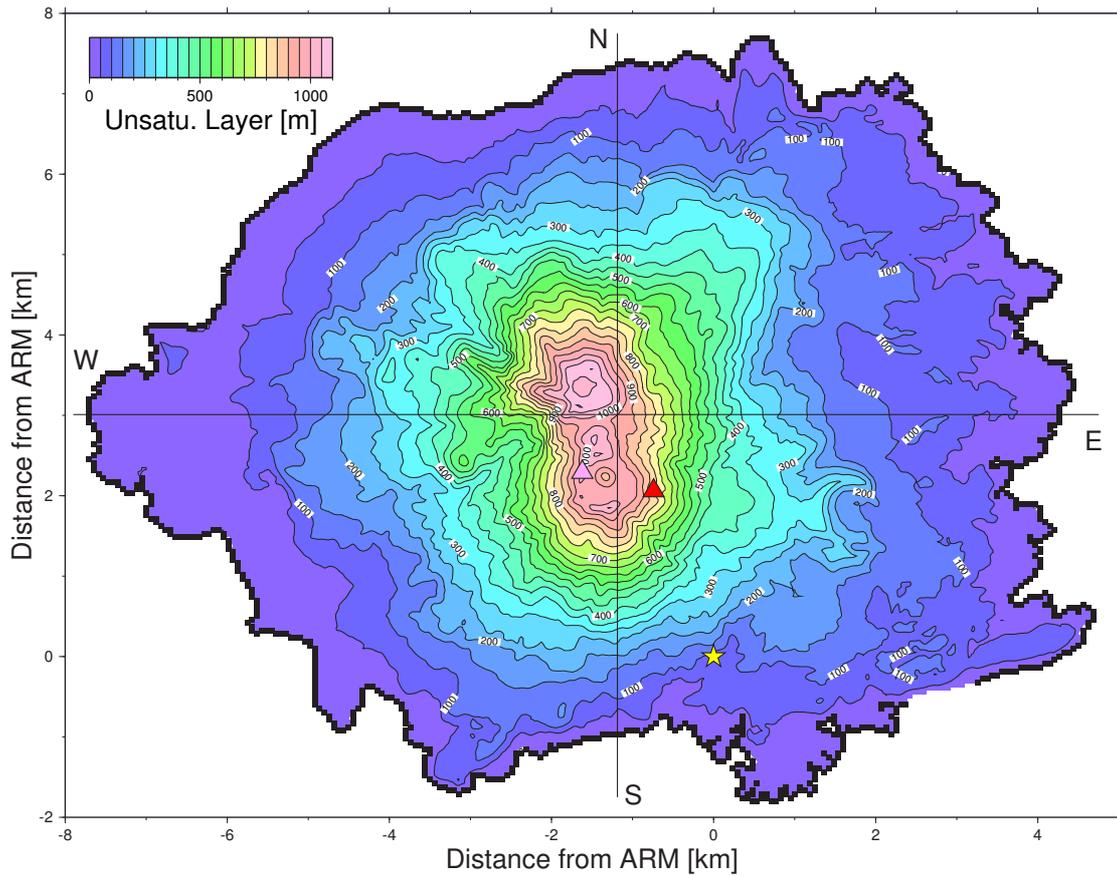


図 5.9: 不飽和層の厚さ分布 $h_g(x, y) - h_s(x, y)$ 。黒太線は地下水面固定点、黒細線は地下水構造断面図 (図 5.7) の切断面、星印は有村観測坑道、ピンク色三角印は南岳頂上、赤色三角印は昭和火口を示している。

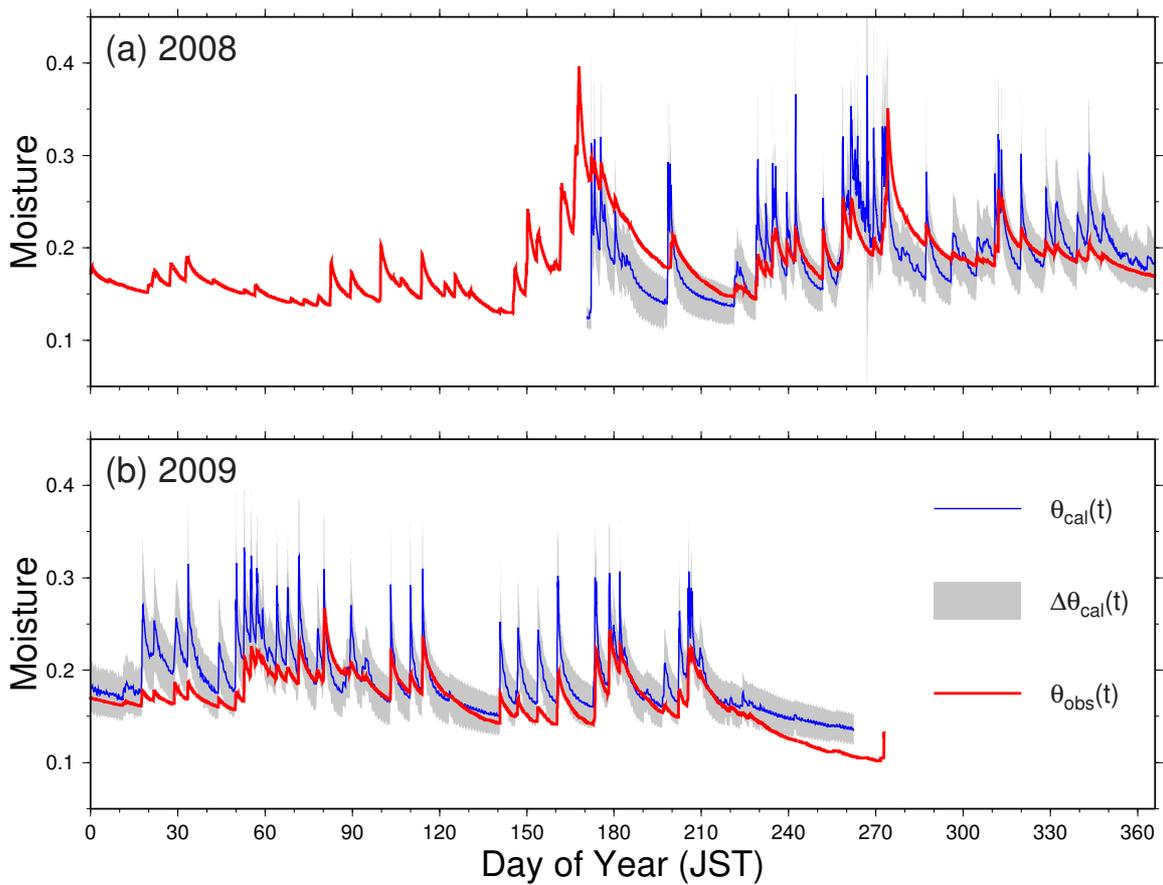


図 5.10: 有村観測坑道地表の体積含水率変化。青色：観測値 $\theta_{cal}(t)$ 、灰色：観測値の誤差 $\Delta\theta_{obs}(t)$ 、赤色：計算結果 $\theta_{cal}(t)$ 。(a) 2008 年の体積含水率変化。(b) 2009 年の体積含水率変化。

均化した値 $\theta_{obs}(t)$ であり、灰色はこの体積含水率の標準誤差 $\Delta\theta_{obs}(t)$ (3.4 式) を示している。地下水モデリングによる有村土壌 0–1 m の含水率推定値 $\theta(x_0, y_0, h_g(x_0, y_0), t) \equiv \theta_{cal}(t)$ (赤色) は、降雨時に急上昇し、その後指数関数的に減少している。このような降雨応答は観測データともよく一致しており、観測データをほぼ誤差範囲内で再現できていることが分かる。

しかしながら、2009 年夏の少雨時に θ_{cal} は 0.10 程度まで減少しているが、 θ_{obs} の減少量は小さく、両者の差が次第に開いていくのが分かる。この原因としては、2009 年 5 月以降の桜島噴火活動活発化に伴う降灰の影響で、有村土壌の地表蒸発散が阻害されている可能性が考えられる。すなわちこのことは、火山灰堆積に伴って地表浸透能 p (2.50 式) が時間変化していることを示唆している (e.g., 佐藤・渡邊, 2001)。この問題を明らかにするには、有村土壌で定期的に浸透実験を実施する必要があるが、2009 年現在本研究では有村土壌の浸透試験を実施していない。桜島昭和火口の活動は 2009 年以降活発化する傾向にあるので (図 5.2c の三角印)、2009 年以降の体積含水率をさらに精度よく計算するには、今後の研究で土壌浸透能の時間変化を考慮する必要がある。

このように、 θ_{cal} は降灰量増加時に観測データと系統的なずれを起こすものの、火山活動が 2009 年より穏やかだった 2008 年については、 θ_{cal} は観測データを誤差範囲内で再現できている。以上のことから、重力観測が継続的に行われている 2008 年に関しては、これ以降土壌浸透能低下の影響を無視することにする。

5.4.4 地下水位の時間変化 $h(x, y, z)$

地下水モデリングで得られた有村観測坑道地下の水位変化 $h(x_0, y_0, t)$ を図 5.11 に示す。2008 年 1 月–2009 年 9 月末にかけて地下水位は時間とともに直線的に 1 cm 程度直線的に減少している。これは、非定常解析の開始年である 2006 年の有効降水量 (1166 mm/year) が平年降水量 (964 mm/year) よりも小さかったためである。また、傾き -0.50 cm/year の直線 (緑色破線) と比較すると、地下水位 h は直線的減少をしながら 1 mm 程度の年周変動をしているのが分かる。地表にもたらされた有効降水量 (~ 1200 mm/year) よりも水位年周変動が十分に小さいのは、地下水が厚い不飽和層 (~ 75 m) を浸透する間に含水率変化の形状が急激に減衰するからである (図 3.6 参照)。さらに、年周変動の極大値を迎える時期が 2009 年はじめごろ ($t \sim 450$ [day]) になっていることが分かる。これは 2008 年夏季の降水が厚さ約 75 m の不飽和領域を浸透するまでに約半年かかるためと考えられる。なおこの不飽和領域の浸透時間は、不飽和層厚 (75 m) を飽和透水係数

$(5 \times 10^{-6} \text{ m/s})$ で割った値

$$\frac{75}{5 \times 10^{-6}} = 1.5 \times 10^7 \text{ [s]} = 174 \text{ [day]} \quad (5.29)$$

にほぼ一致する。

有村観測坑道では現在地下水位観測が行われていないため、地下水モデリングで得られた地下水位 $h(x, y, t)$ の精度を検証をすることができない。この点に関しては、今後、有村坑道井戸で水位観測が実現されたときの考察対象としたい。

5.4.5 地下水擾乱 $g_w(t)$

地下水分布 — $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ — を積分して得た地下水擾乱値 $g_w(t)$ (2.25 式) を図 5.12 に示す。赤線が不飽和地下水の寄与 $g_1(t)$ 、青線が淡水地下水の寄与 $g_2(t)$ 、緑線が海水の寄与 $g_3(t)$ による重力変化であり、これら全てを足し合わせると桜島全地下水の寄与 $g_w(t)$ になる (5.4 式)。飽和領域の寄与 ($g_2 + g_3$) は約 $1 \mu\text{gal}$ と非常に小さく、地下水擾乱 ($g_w \sim 20 [\mu\text{gal}]$) のほぼ全てが不飽和地下水の寄与 g_1 によることが分かる。これは、重力観測点近傍が不飽和土壌で覆われており、地下水面や淡塩境界面までの距離が遠い (それぞれ約 76 m, 220 m) ためである。また、 $g_w(t)$ は降雨時にステップ的に減少し、その後指数関数的に回復している。これは重力観測点が地下に位置しているため、観測点より上側の地下水分布が効いているためである (e.g., Imanishi et al., 2006; Nawa et al., 2009)。

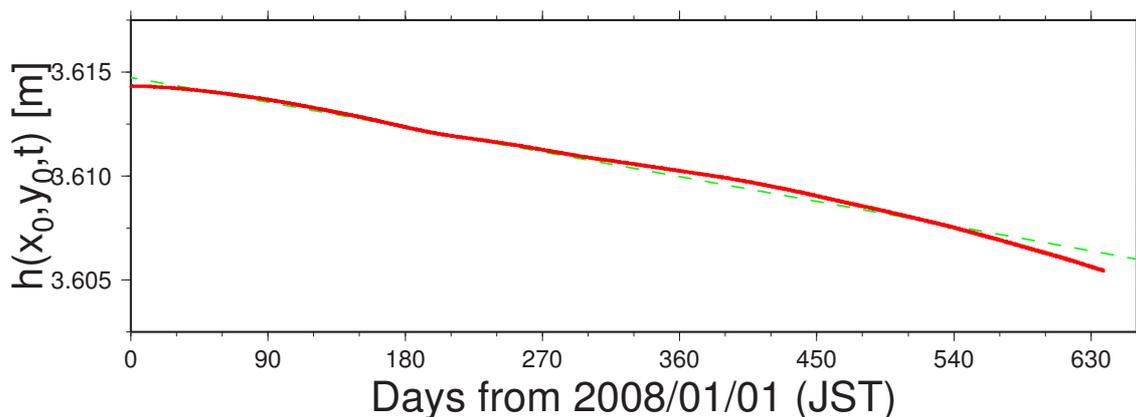


図 5.11: 有村観測坑道地下の水位変化 $h(x_0, y_0, t)$ (赤線)。緑色の破線は、水位変化 h を最もよく近似する直線を示している。

次に、重力観測点の高さ z_0 と地下水擾乱 $g_w(t)$ の関係を図 5.13 に示す。重力観測点が地上にある場合 (図 5.13a)、降雨に対する即時応答は正となり、その後時間とともに直線的に減少する。この重力変化は、胆沢扇状地と浅間山で観測された地下水擾乱と同一である (図 3.7, 図 4.13)。しかし重力観測点を地下に設定すると、降雨に対する即時的な重力応答の正負は逆転し、指数関数的な変化を示す。これは観測点直上の指数関数的な含水率変化 (図 5.10) が効いているためである。さらに重力観測点を深く設定すると、降雨に伴う即時的な重力減少量は大きくなり、その後の重力値の回復は直線的になる。降雨時の即時的な重力減少量が大きくなるのは、重力観測点の上に位置する土壌が厚くなるため、この土壌の地下水に伴う上向き万有引力が大きくなるためである。また、降雨後の重力回復が直線的になるのは、減衰時間の異なる各層の含水率変化を積分しているためである (Kazama and Okubo, 2009)。このように、重力観測点の高さ z_0 (あるいは深さ $h_g(x_0, y_0) - z_0$) を数 m 変えるだけで、地下水擾乱の形状が劇的に変化することが分かる。

ところで本研究では、有村観測坑道周辺の地形と 2 m DEM の比較から、地表面の下 2 m に重力観測点がある (すなわち図 5.13 中の b) とした (5.15 式)。実際、 $t = 145.0$ [day] と $t = 168.0$ [day] の間の重力変化量は $h_g(x_0, y_0) - z_0 = 2$ [m] の場合 $-14.2 \mu\text{gal}$ であり、観測された重力変化量 ($\sim -13 \mu\text{gal}$; 図 5.2c 参照) とほぼ等しい。また、重力計がこれよりも深い位置になると重力変化量は $-19.4 \mu\text{gal}$ (深さ 3 m のとき), $-22.6 \mu\text{gal}$ (深さ 4 m のとき) となり、観測された重力変化を説明できなくなる。以上のような観点から、観測された重力変化量を説明するためには、現場の地理条件から設定した値 $h_g(x_0, y_0) - z_0 = 2$ が最も適していると言える。

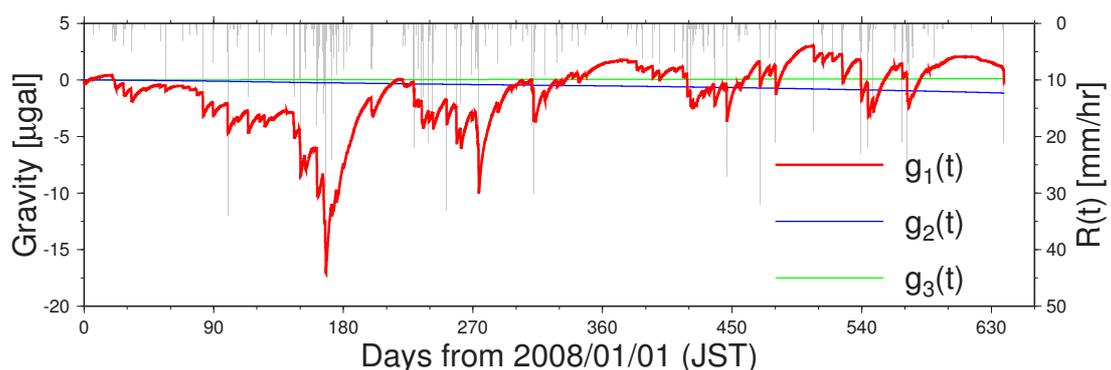


図 5.12: 地下水擾乱の計算結果。赤線が不飽和地下水の寄与 $g_1(t)$ 、青線が淡水地下水の寄与 $g_2(t)$ 、緑線が海水の寄与 $g_3(t)$ であり、これら全てを足し合わせると桜島全地下水の寄与 $g_w(t)$ になる (5.4 式)。なお横軸は 2008 年 1 月 1 日からの通算日であり、灰色線は有村の毎時降水量 $R(t)$ である。

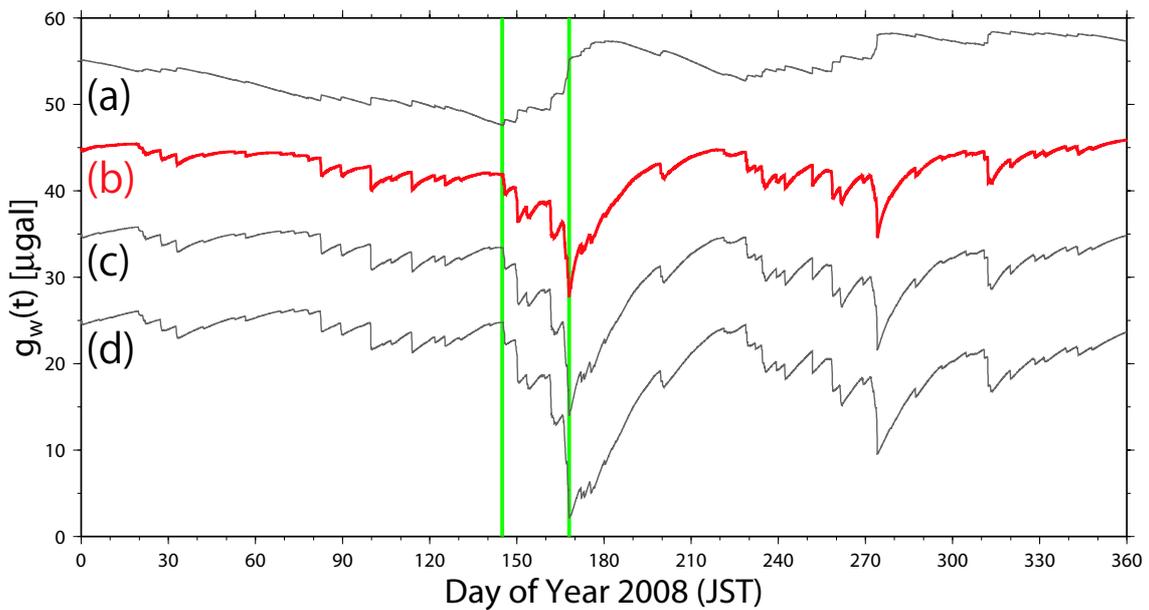
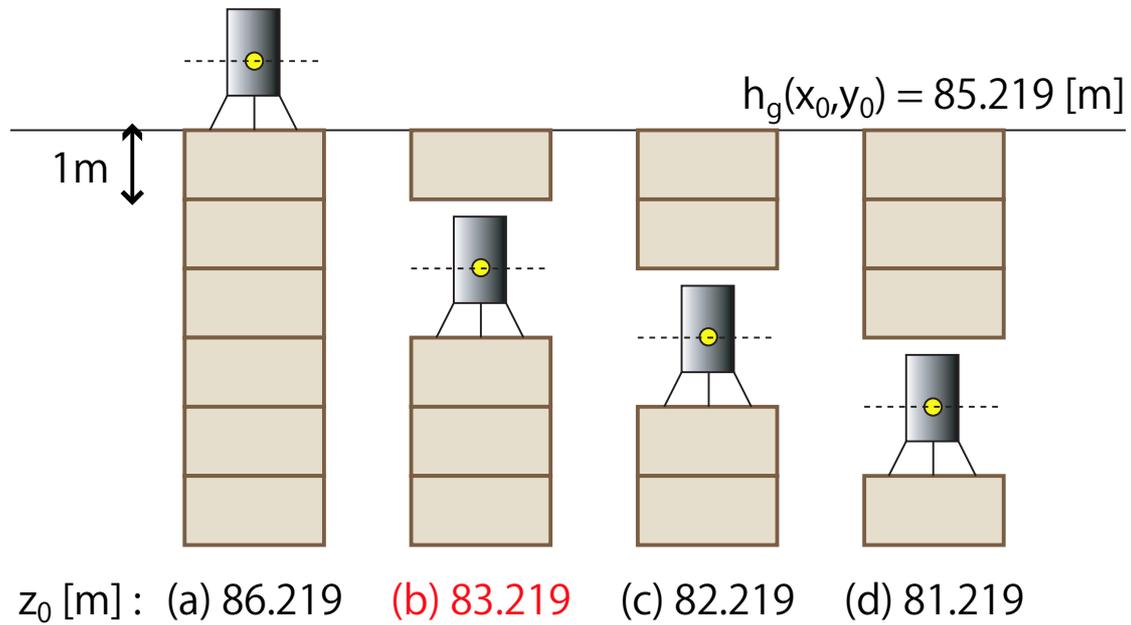


図 5.13: 観測点の高さ z_0 と地下水擾乱 $g_w(t)$ の関係。上図は観測点配置を模式的に示したものであり、黄色丸印が重力観測地点である。また、下図は観測点の位置 (a–d) に対応した地下水擾乱 $g_w(t)$ である。なお、緑色線は $t = 145$ [m] と $t = 168$ [day] を示す直線であり、この期間は梅雨前線に伴う大雨の時期に相当する。

計算された地下水擾乱 $g_w(t)$ (図 5.13 の赤線) と観測データ $g_{obs}(t)$ を、図 5.14 (2008 年) と図 5.15 (2009 年) で比較する。まず 2008 年の重力変化 (図 5.14b) に注目すると、地下水擾乱値 $g_w(t)$ は重力観測値 $g_{obs}(t)$ と約 $\pm 5 \mu\text{gal}$ の範囲内で一致していることが分かる。また、梅雨期 ($140 \leq t \leq 170$ [day]) や秋雨期 ($t \sim 275$ [day]) などに見られる降雨時の重力減少量をよく再現している。なお浅間山への適用例では、地下水構造不均質の寄与 $\Delta g_w(t)$ を考慮しないと、大雨後の観測データを説明できなかったが (図 4.20 参照)、桜島については均質地下水モデルに伴う地下水擾乱 $g_w(t)$ だけで観測データ $g_{obs}(t)$ を再現できているように見える。この原因としては、桜島には常時水の流れる川が 1 つも存在しないので、浅間山で支配的だった地下水構造不均質に伴う河川水量の増加を無視できるためと考えられる。

しかしながら、地下水擾乱 $g_w(t)$ は降雨に対応して変化するのに対して、重力観測値 $g_{obs}(t)$ は降雨時でなくても変化している場合がある。例えば、 $t \sim 105$ [day] ごろには降雨が観測されていないにもかかわらず、 g_{obs} は $10 \mu\text{gal}$ ほど急上昇し、 g_w よりも大きな値を取っている。また、 $110 \leq t \leq 120$ [day] にかけて g_{obs} は $-0.5 \mu\text{gal/day}$ 程度の速度で減少しているが、 g_w ではほぼ一定値を維持しており、結果的に g_{obs} が g_w よりも小さくなっている。このような g_w と g_{obs} の逆転現象はほかの時刻でも確認することができ ($t \sim 185$ [day], $t \sim 260$ [day] など)、必ずしも降雨イベントと対応していない、ということが分かる。

そこで本章では、観測データと地下水擾乱計算値の差 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ を取ることによって、このような重力変化の特徴をより詳細に分析する。なおこの操作は、観測データ $g_{obs}(t)$ に地下水擾乱補正を施すことを意味している。浅間山への適用例では、火山静穏期に観測した地下水擾乱を $2-3 \mu\text{gal}$ の精度で再現することができていた。一方桜島では火山静穏期の重力変化が観測されていないが、ここでは浅間山と同程度の精度で地下水擾乱が再現されていると仮定した上で、観測データに地下水擾乱補正を適用する。

図 5.14c に地下水擾乱補正後の重力値 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ を緑色で示し、1 日ごとに Δg を平均化した値を赤丸で示す。 Δg の振幅は最大 $10 \mu\text{gal}$ (観測された重力変化のおよそ半分) であり、絶対重力観測の精度 ($2-3 \mu\text{gal}$; Niebauer et al., 1995) や地下水擾乱 $g_w(t)$ の再現精度 ($\sim 3 \mu\text{gal}$; 本論文第 4 章) よりも有意に大きい。また Δg は、おもに 2008 年前半 ($t \lesssim 210$ [day]) に小さい値を取り、2008 年後半 ($t \gtrsim 210$ [day]) に徐々に増加している。この傾向は図 5.14b に示すように、2008 年 2-7 月に火山活動 (噴火) が活発で、それ以降噴火数が減ったことと対応しているように見える。さらに短い期間の重力変化についても、重力値の一時的な減少期 ($t \sim 102$) に活発な

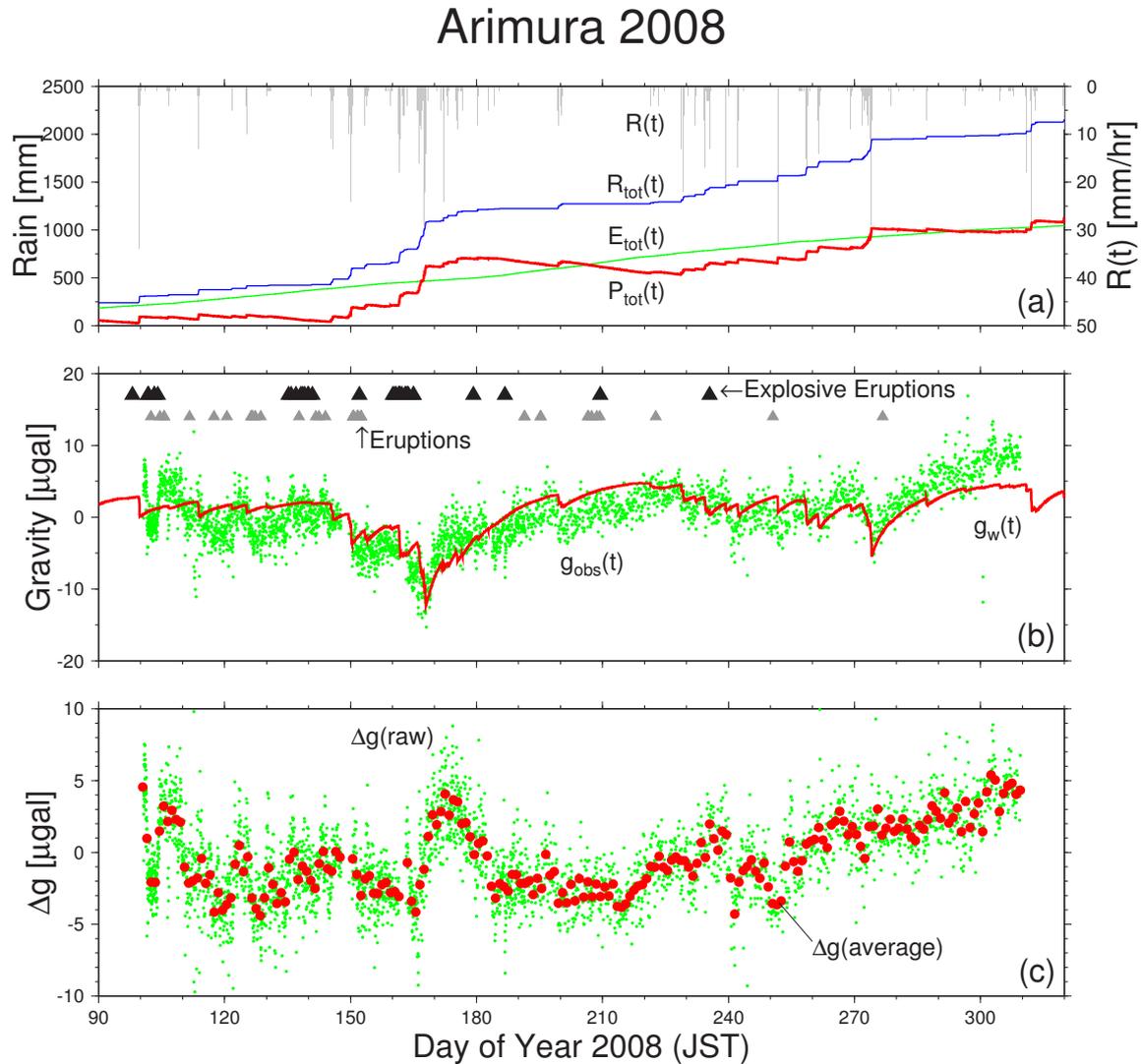


図 5.14: 2008 年の重力変化。(a) 灰色線: 有村の時間降水量 $R(t)$ 、青線: 降水量積算値 $R_{tot}(t)$ 、緑線: 蒸発散量積算値 $E_{tot}(t)$ 、赤線: 有効降水量積算値 $P_{tot}(t)$ 。(b) 黒三角: 爆発的噴火が観測された日時、灰色三角: 噴火が観測された日時、緑点: 絶対重力観測値 $g_{obs}(t)$ 、赤線: 地下水擾乱計算値 $g_w(t)$ 。なおこの図では、 g_{obs} の絶対値 (979,437,747 μgal) を差し引いて表示している。(c) 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ 。緑点: 補正後の重力観測データ、赤丸: 補正後の重力観測データの日平均値。

噴火が起きていたり、重力の増大期 ($t \sim 175$) に噴火が起きていない、などの対応関係が見える。このように、「火山活動活発期に Δg の減少」「火山活動静穏期に Δg の増加」という傾向が共通して見られることから、この地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ は地下水流動によるものではなく、火山活動に伴う火山内部の質量移動を反映していると考えられる。

次に、2009 年の重力変化 (図 5.15b) に注目する。なお先述の通り、2009 年の重力観測ではレーザー装置に不調が発生し、図中の破線の日時で重力値の連続性が失われた。そのためこの図では、観測データ $g_{obs}(t)$ の飛びがなくなるように、主観を交えて適宜補正している。

2009 年の地下水擾乱 $g_w(t)$ は、降水に対応して約 $10 \mu\text{gal}$ の振幅で変化しながら、観測データ $g_{obs}(t)$ の中間的な値を取っている。 $t \geq 240$ [day] では典型的な降雨応答と異なり $g_w(t)$ が緩やかに減少しているが、これは 2009 年夏の少雨傾向の継続によって蒸発散量が増大し、地表からやや深部 (4–5 m 付近) の土壤水分が失われ始めたことを意味している。というのも、2009 年夏の少雨季には観測点直上 (地表からの深さ 0–1 m) の土壤だけでなく、重力観測点直下 (地表から 3 m 以深) の土壤も水分を失ったため、土壤水分値の総和である重力値 $g_w(t)$ は増加から減少に転じたのである。この時期の重力観測データ $g_{obs}(t)$ は工事の振動の影響で誤差がやや大きいものの ($\sim 10 \mu\text{gal}$)、計算値 $g_w(t)$ はこの誤差範囲内で、緩やかな重力増加から緩やかな減少に転じる重力変化の傾向を再現している。

2008 年の結果と同様に地下水擾乱補正を適用すると、2009 年重力値 $\Delta g(t)$ は非降雨時に $5 \mu\text{gal}$ 程度変化している (図 5.15c)。例えば、 $t \sim 120$ と $t \sim 130$ で重力値の減少が確認できるが、これは同時期の桜島噴火のタイミングと一致しているように見える。このように、観測データは 2008 年ほど良質ではないものの、2009 年についても火山活動に対応した重力変化が確認できた。

以上述べてきたように、本研究の地下水モデリングで計算した地下水擾乱 $g_w(t)$ は観測データ $g_{obs}(t)$ の大まかな変化を再現していることが分かった。また、詳細に両者の差 $\Delta g(t)$ を検討すると、測定誤差や地下水モデリング誤差を超えた約 $10 \mu\text{gal}$ の重力変化が検出された。この重力変化 $\Delta g(t)$ には「噴火活発期に減少」「活動静穏期に増加」という共通性が見られることから、この重力変化 $\Delta g(t)$ は火山内部の質量移動を反映していると考えられる。

5.5 本章のまとめ

本章では桜島火山に地下水流動数値モデリング (第 2 章) を適用し、有村観測坑道における地下水擾乱量 $g_w(t)$ を計算した。桜島は胆沢扇状地 (第 3 章) や浅間山 (第 4 章) と異なり海に囲まれて

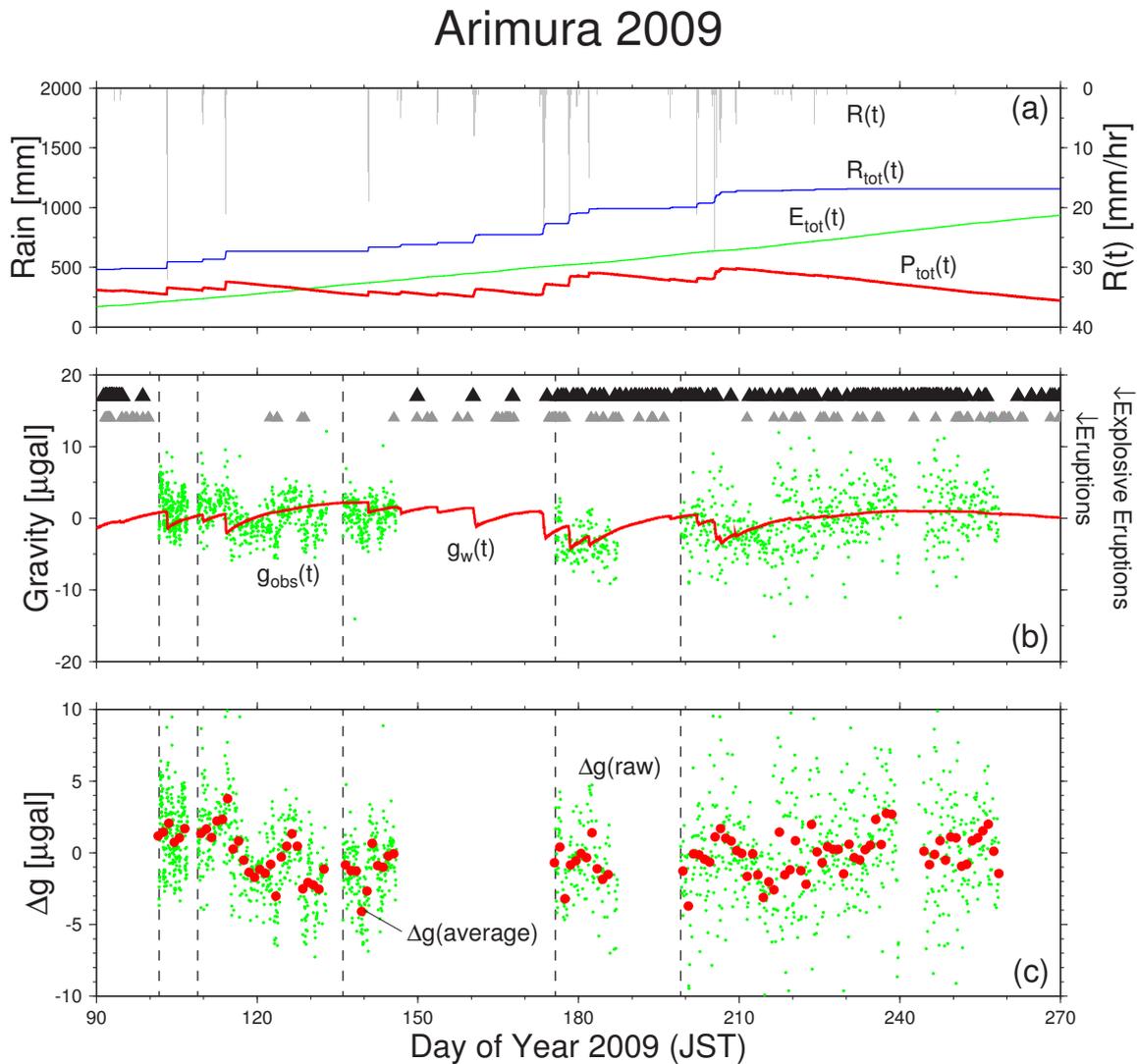


図 5.15: 2009 年の重力変化。(a) 灰色線：有村の時間降水量 $R(t)$ 、青線：降水量積算値 $R_{tot}(t)$ 、緑線：蒸発散量積算値 $E_{tot}(t)$ 、赤線：有効降水量積算値 $P_{tot}(t)$ 。(b) 黒三角：爆発的噴火が観測された日時、灰色三角：噴火が観測された日時、緑点：絶対重力観測値 $g_{obs}(t)$ 、赤線：地下水擾乱計算値 $g_w(t)$ 、点線：重力観測データの飛びを補正した日時。(c) 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ 。緑点：補正後の重力観測データ、赤丸：補正後の重力観測データの日平均値、点線：重力観測データの飛びを補正した日時。

いるため、本章の数値計算では海水 淡水地下水相互作用を以下のように取り扱った。

- 海水上に淡水地下水が浮かぶ「淡水レンズ構造」については、Ghyben-Herzberg の式 (5.3 式) を仮定することで、淡水地下水面および淡塩境界面の形状を数値的にモデル化した。
- 海面の潮位変化に伴う地下水面 $h(x, y, t)$ の潮位応答については、海岸のごく近傍 (~ 70 m) の地下水にしか効かないことが示されたので、本章では地下水面の潮位応答を無視し、海岸線で $h = 0$ という拘束条件を課した。

このような条件の下で得られた定常地下水分布 — $\Theta_s(Z)$ および $h_s(x, y)$ — は、観測された桜島島内の地下水分布と定量的に一致しており、体積含水率の時間変化 $\theta(x, y, z, t)$ も観測データ $\theta_{obs}(t)$ の誤差範囲内で一致していることが分かった。また、これらの地下水分布の積分によって得られた地下水擾乱 $g_w(t)$ は、有村坑道で観測した重力変化 $g_{obs}(t)$ を $\pm 5 \mu\text{gal}$ の範囲内で再現していることが分かった。なお、数値モデリングで地下水擾乱を精度良く再現するには重力観測点の 3 次元的位置を正確に設定することが重要であり、そのためには重力観測点周辺の地形形状を正確に把握する必要がある。

さらに本章では、地下水擾乱が $2\text{--}3 \mu\text{gal}$ の精度で再現できているものと仮定し (第 4 章参照)、観測データ $g_{obs}(t)$ に地下水擾乱補正 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ を適用した。補正後の重力変化 Δg の振幅は最大 $10 \mu\text{gal}$ であり、絶対重力観測の観測精度や地下水擾乱の再現精度 (ともに $\sim 3 \mu\text{gal}$) よりも有意に大きい。さらに、 $\Delta g(t)$ は噴火時に減少し、活動静穏期に上昇していることから、 $\Delta g(t)$ は火山活動に伴う質量移動を反映していると考えられる。

第6章 火山活動起源の重力変化

これまで述べてきたように、本研究では地下水流動起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を数値モデリングによって再現した。胆沢扇状地への適用例(第3章)では、超伝導重力計の観測データ $g_{obs}(t)$ に含まれる地下水擾乱を約 $1 \mu\text{gal}$ の精度で再現可能であることを示した(図3.7, 図3.8)。また浅間山への適用例(第4章)では、均質地下水モデルで再現される地下水擾乱 $g_w(t)$ と、地下水モデル不均質(不透水層の傾斜)によって生じる補正項 $\Delta g_w(t)$ を足し合わせることによって、2006–2007年の火山活動静穏期に観測された絶対重力データ $g_{obs}(t)$ を約 $3 \mu\text{gal}$ の精度で再現できることを示した(図4.20)。

これらの事例から、地下水擾乱を数値モデリングによって再現する本手法の有効性が確認された。そこで、以下では火山活動活発期に浅間山と桜島で観測した重力データに地下水擾乱補正

$$\Delta g(t) = g_{obs}(t) - \{g_w(t) + \Delta g_w(t)\} \quad (6.1)$$

を適用する(ただし桜島の場合は $\Delta g_w(t) = 0.0 [\mu\text{gal}]$ とする)。そして、地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ が火山活動に伴う質量移動を反映していると考え、この重力変化の要因を議論する。

6.1 浅間火山 2004年噴火

浅間山では2000年以降3期間(2004, 2008, 2009年)で噴火が発生し(気象庁, 2009d)、このうち本研究では2004年と2009年の噴火時に浅間火山観測所(浅間山頂の東約4 km、図4.1の黄色星印)で絶対重力連続観測を実施した。そのうち、2009年2–3月の重力観測では観測所近傍の交差点工事に伴う地面振動の影響で、重力値の誤差が $\pm 5 \mu\text{gal}$ (ほかの時期の2倍; 図4.20参照)になった。しかも、2009年2月2日に発生した小規模噴火は水蒸気爆発であり(Tanaka et al., 2009a)、火口付近へのマグマ物質の上昇はごく僅かだったことが分かっている(前野ほか, 2009)。以上のことから、2009年2–3月噴火に伴う重力変化は非常に小さいと予想され、誤差の大きな絶対重力データでは火山起源の重力変化を抽出することは困難と考えられる。したがって、本論文では2009年の重力データから火山起源の変動を議論することは行わないことにする。

一方、2004 年 9–11 月には 2000 年以降最大規模の「中規模な噴火」[†]が 4 回発生し(気象庁, 2009d)、9 月中旬には火口底への溶岩噴出が確認された(大木ほか, 2005)。また、9 月 8 日–11 月 15 日の絶対重力観測では誤差 $\pm 2 \mu\text{gal}$ の良質な重力連続データが得られており、地下水起源の重力擾乱も本研究によって重力データの誤差範囲内で再現できている(図 4.20)。したがって、2004 年噴火時には多量のマグマ移動が起きていたと推測されるため、重力観測データに地下水擾乱補正(6.1 式)を適用すれば、火山活動に伴う重力変化(e.g., Furuya et al., 2003; 大久保, 2005)を抽出できると期待される。

そこで本節では、2004 年 9–11 月に観測された絶対重力データに地下水擾乱補正(6.1 式)を適用し、補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から火山活動起源の重力変化を議論する。まず図 6.1a に、重力観測値 $g_{\text{obs}}(t)$ と地下水擾乱 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ の比較結果を示す。本研究で計算した地下水擾乱 $g_w + \Delta g_w$ は、観測データの誤差範囲($\pm 3 \mu\text{gal}$)でよく一致している。また、台風 22 号(10 月 6–8 日)や 23 号(10 月 18–20 日)の大雨に伴って観測された重力増加についても、増加上昇のタイミングやその増加量をよく再現している。ここで、観測データ $g_{\text{obs}}(t)$ に地下水擾乱補正(6.1 式)を適用した結果を図 6.1b に示す。緑色の丸は観測値の生データ(絶対重力観測の各 set の重力値)に地下水擾乱補正を施した値であり、赤丸はこの補正値を 1 日ごとに平均化した値である。地下水擾乱補正後の重力値 $\Delta g(t)$ の振幅は、生データ(緑丸)で約 $10 \mu\text{gal}$ 、平均値(赤丸)で約 $5 \mu\text{gal}$ である。地下水擾乱補正前の振幅はおよそ $25 \mu\text{gal}$ だったので(図 6.1a)、本研究によって地下水擾乱の振幅の $1/5$ に相当する重力変化 $\Delta g(t)$ を抽出できたと言える。

地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ を、浅間山の火山活動(気象庁, 2009d)と比較する。図 6.1b の棒グラフが浅間山で観察された火山活動現象であり、棒グラフが高い順に、中規模噴火・小規模噴火・連続噴火・ごく小規模な噴火・山上がりを示している。なお山上がりとは火山体が膨張する現象のことであり、浅間山の場合は火口の北北東 2.5 km にある気象庁の傾斜計によって捉えられた(中禮・瀧山, 2006)。これらの火山活動と $\Delta g(t)$ を比較すると、火山活動が観察された多くのタイミングで重力値が減少しているのが分かる。例えば、9 月 14–18 日の連続噴火では約 $2 \mu\text{gal}$ 、9 月 20–30 日の 2 階に渡る中規模噴火時には約 $2.5 \mu\text{gal}$ の重力減少が確認できる。また、10 月 6 日の山上がりや、10 月 16–19 日のごく小規模な噴火、それに 11 月 14 日の中規模噴火についても、重力値の減少時期と一致している。以上のことから、地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ は、火

[†]気象庁では、噴火地震の振幅、火山噴出物の分布範囲、空振動による被害の有無等から、浅間山の噴火規模を「大規模な噴火」「中規模な噴火」「小規模な噴火」「ごく小規模な噴火」に分類している(気象庁, 2005)。

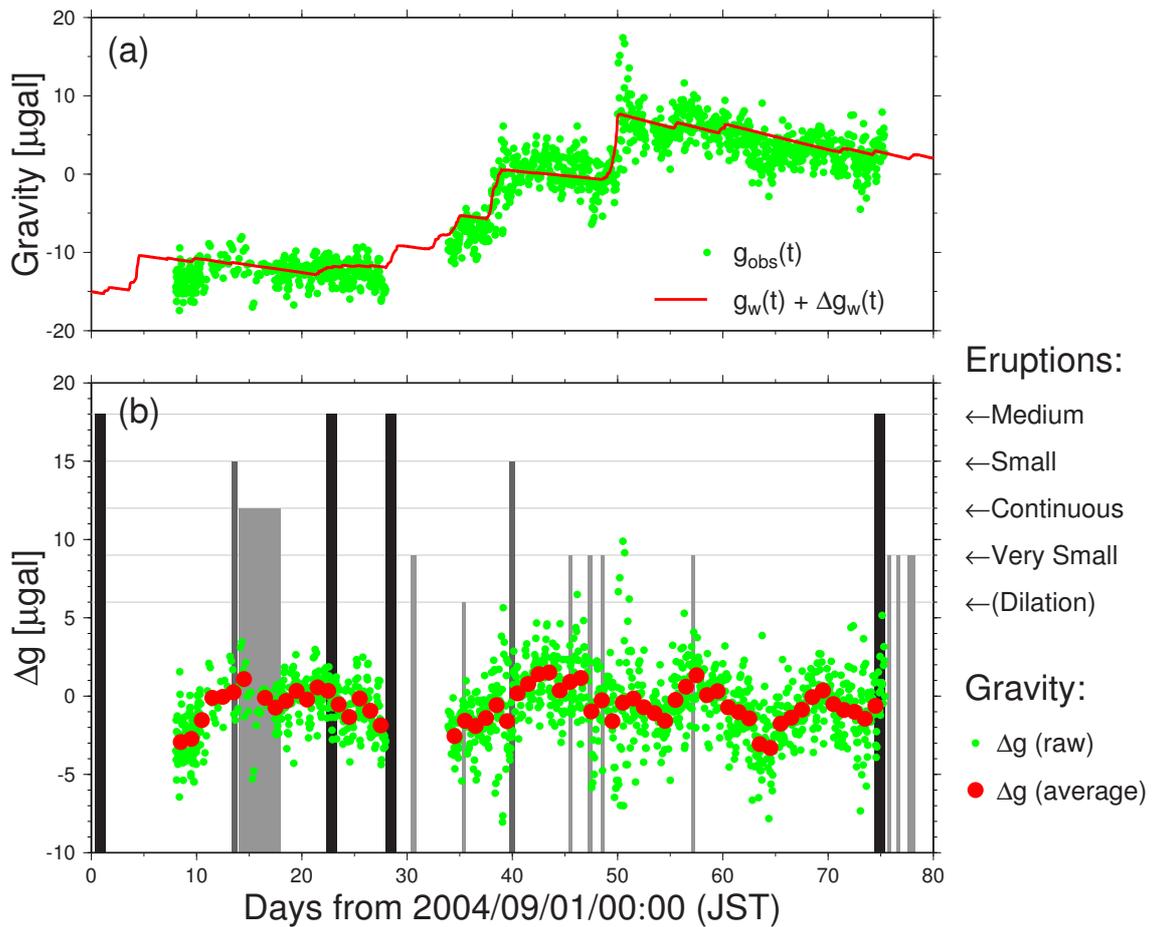


図 6.1: 2004 年浅間山噴火時の重力変化。横軸は 2004 年 9 月 1 日からの通算日を示している。(a) 緑丸: 絶対重力観測値 $g_{obs}(t)$ 、赤線: 地下水擾乱計算値 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ 。ただし観測データは絶対値 (979527010 μgal) を差し引いている。(b) 黒線および灰色線: 浅間山で中規模噴火・小規模噴火・連続噴火・ごく小規模な噴火・山上がりが観測された日時 (気象庁, 2009d)。緑丸: 地下水擾乱補正後の重力値 $\Delta g(t)$ 、赤丸: $\Delta g(t)$ の 1 日毎の平均値。

山活動に伴う火山内部やその近傍での質量移動を反映していると考えられる。

火山活動起源の重力変化（すなわち質量移動）には以下のような原因が考えられる：(1) 火山ガスの放出、(2) 火山灰の放出、(3) マグマだまりの膨張 / 収縮、(4) 火道内マグマの上昇 / 下降。本節ではそれぞれの物理過程に伴う重力変化を見積もり、本研究の地下水擾乱補正で得られた約 $5 \mu\text{gal}$ の重力変化 $\Delta g(t)$ を説明可能であるかを検証する。

6.1.1 火山ガス質量損失に伴う重力変化 g_g

マグマが浅部まで上昇すると、その圧力低下に伴い溶存していた揮発性ガスを放出するため (e.g., Kazahaya et al., 2002)、火山周辺では高濃度の火山ガスが観測される (e.g., Shinohara, 2005; Mori et al., 2006a)。このようなマグマの脱ガスはすなわちマグマの質量損失を意味しているため、火山地域における重力観測では火山ガスの質量損失に伴う重力変化が観測されるはずである。そこで、ここでは 2004 年浅間山噴火時の火山ガス質量損失に伴う重力変化を見積もる。

まず、表 6.1 に 2009 年 6 月 3 日に浅間火口で観測された火山ガス組成比 (篠原宏志, 私信) を示す。この組成比は可搬型の火山ガス観測装置 (Shinohara, 2005) によって観測されたものであり、2004 年 9 月 13 日の火山ガス組成もこれとほぼ同じであったことが分かっている (産総研, 2005)。また、浅間山腹の二酸化硫黄トラバース観測 (気象庁, 2009f; 産総研, 2009) によると、2004 年の SO_2 ガス放出量は平均約 2500 ton/day であった。すなわち、2004 年に表 6.1 の組成比で火山ガス

揮発性成分	モル比 [mol %]	分子量 [g/mol]	質量比 [wt %]
H_2O	93	18	82
CO_2	3	44	6
SO_2	3	64	9
(うち S)	(1.5)	(32)	(4.5)
H_2S	0.3	34	0.5
(うち S)	(0.28)	(32)	(0.47)
HCl	1	36.5	2
合計	100		100

表 6.1: 2009 年 6 月 3 日に浅間火口で観測された火山ガス組成比 (篠原宏志, 私信)。

が放出され続けたとすると、2004 年 9 月上旬–11 月中旬の 75 日間に浅間山が放出する火山ガス総質量 M_g は

$$M_g = 2500 \times \frac{100}{9} \times 75 = 2.0 \times 10^6 \text{ [ton]} \quad (6.2)$$

となる。この火山ガスが浅間山火口底付近で失われたと仮定すると、火山ガス損失に伴う年間の重力変化 g_g は以下のように書ける。

$$g_g = -\frac{G(-M_g)}{d^2 + (z_s - z_0)^2} \cdot \frac{z_s - z_0}{\sqrt{d^2 + (z_s - z_0)^2}} \quad (6.3)$$

ただし、 G は万有引力定数、 z_s は火口底の高さ、 z_0 は重力観測点の高さ、 d は火口 観測点間の水平距離である。またこの式では、重力の方向を鉛直下向き正、質量増加を正としている。ここで、 $z_s - z_0 = 1000 \text{ [m]}$ 、 $d = 4000 \text{ [m]}$ という値を用いると、 $g_g = +0.19 \text{ [\mu gal]}$ と計算される。すなわち、火口底における火山ガスの質量損失では、2004 年 9–11 月に観測された 5 \mu gal の重力変化 $\Delta g(t)$ を説明することができない。

6.1.2 火山灰放出に伴う重力変化 g_{al}

火山噴火時には火口から多量の火山灰が放出されるため、火口近傍の重力観測点では火山灰の質量損失に伴う重力変化が観測される可能性がある。そこでここでは、火口底での火山灰質量 M_a の損失に伴う重力変化

$$g_{al} = -\frac{G(-M_a)}{d^2 + (z_s - z_0)^2} \cdot \frac{z_s - z_0}{\sqrt{d^2 + (z_s - z_0)^2}} \quad (6.4)$$

を見積もる。表 6.2 の第 2 列目は浅間山周辺の降灰観測量から見積もられた降灰総質量 (吉本ほか, 2005) であり、2004 年噴火時の全降灰量は $1.6 \times 10^8 \text{ kg}$ となる。先ほどと同様に、この質量が浅間火口底で失われたとすると、 $g_{al} = +0.015 \text{ [\mu gal]}$ となる。したがって、火口底における火山灰の損失によっても、 $\Delta g(t)$ の振幅 ($\sim 5 \text{ \mu gal}$) を説明することはできない。

6.1.3 火山灰堆積に伴う重力変化 g_{ad}

次に、重力観測点周辺に火山灰が堆積したことによる重力変化 g_{ad} を見積もる。簡単のために、半無限平面状に厚さ $h_a \text{ [mm]}$ の火山灰が積もった場合を考えると、重力変化 $g_{ad} \text{ [\mu gal]}$ は

$$g_{ad} = 0.042 \times h_a = 0.042 \times \frac{m_a}{\rho_a} \quad (6.5)$$

と書ける。ただし、 m_a は単位面積当たりの降灰質量、 ρ_a は火山灰密度である。ここで、 m_a に浅間火山観測所で観測された降灰量 961 g/m^2 (表 6.2 の第 3 列; 吉本ほか, 2005)、 ρ_a に水の密度 $1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を用いると、 $g_{ad} = +0.040 \text{ [\mu gal]}$ と計算できる。すなわち、観測点周辺への火山灰堆積に伴う重力変化は十分に小さく、地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ の振幅を説明することはできない。

6.1.4 ダイクの膨張 / 収縮に伴う重力変化 g_d

火山周辺では、マグマだまりの膨張 / 収縮に伴って地殻変動や重力変化が観測されることがある (e.g., Furuya et al., 2003)。また、本節で対象としている浅間山では、山頂西方の標高 0 km 付近に開口ダイクが存在していることが GPS 観測で明らかになっている (青木ほか, 2005; Takeo et al., 2006)。そこでここでは、浅間西方の開口ダイクの膨張 / 収縮に伴う重力変化を見積もる。

まず、浅間や周辺で観測されている GPS 基線長変化を図 6.2b に示す。それぞれの基線変化は、嬬恋 (観測点番号: 950221) に対する東部 (950268)、望月 (020985)、佐久 (960610) の水平距離変化であり、GEONET F3 解 (<ftp://terras.gsi.go.jp/>; 中川ほか, 2009) から計算した。なお、各基線の位置関係は図 6.2a の通りであり、本研究では浅間山西方を跨ぐような基線を選択した。またこの

噴火日時	降灰総質量	AVO 降灰量
	[$\times 10^7 \text{ kg}$]	[g/m^2]
09/01 20:02	4.9	0
09/15–18	5.9	70
09/23 19:44	0.85	0
09/25 18:36	0.03	0
09/29 12:17	1.3	0
10/10 23:10	0.28	0
11/14 20:59	2.5	891
合計	15.76	961

表 6.2: 2004 年浅間山噴火時の降灰総質量と浅間火山観測所 (AVO) の降灰量 (吉本ほか, 2005)。なお 11 月 14 日噴火では降灰量コンター線が AVO 周辺で密になっており、AVO の降灰量を読み取ることができなかつたので、降灰主軸の降灰量 (891 g/m^2) を示している。

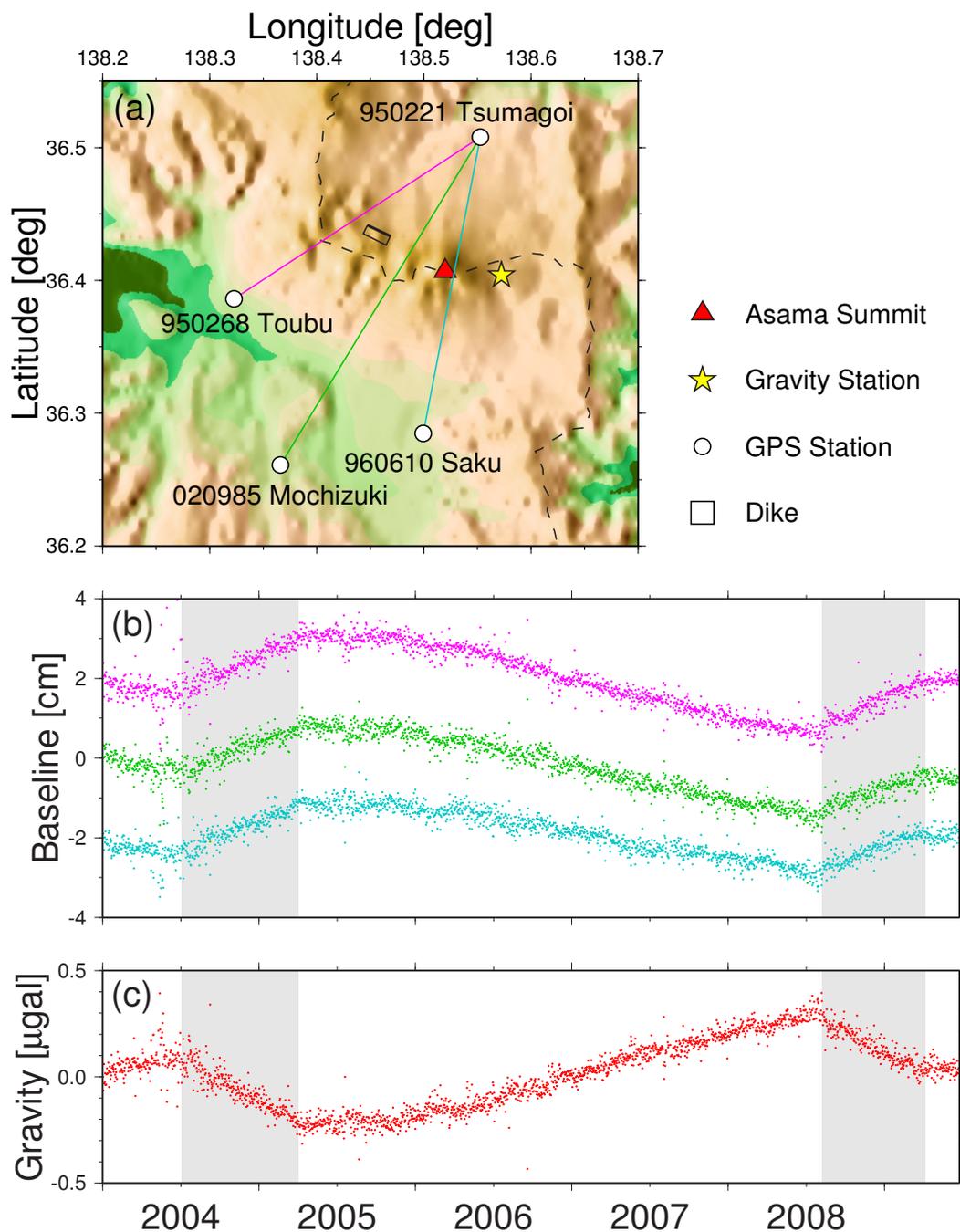


図 6.2: ダイク膨張 / 収縮に伴う基線長変化および重力変化。(a) 観測点配置 (地表高データは GTOPO30; USGS, 2009)。白丸が GEONET 観測点、星印が重力観測点 (浅間火山観測所)、赤色が浅間山山頂、黒線四角が青木ほか (2005) で推定されたダイクの位置を示している。(b) GEONET 観測点の基線長変化 $L_i(t)$ 。グラフの色は図 (a) の基線の色に対応している。(c) ダイク膨張 / 収縮に伴う浅間火山観測所の重力変化 $g_v(t)$ 。なお灰色で示した時期は、浅間山で噴火等の火山活動が観察されたおおまかな時期である (気象庁, 2009d)。

図では、2005 年中ごろのアンテナ交換に伴う座標オフセット (国土地理院, 2009c) を手動で補正している。3 基線の長さは、2004 年 7 月–2005 年 3 月と 2008 年 7 月–2009 年 3 月の噴火活発期 (図 6.2b に灰色で示した時期) に伸張する傾向がある。これは、浅間山西方のダイクにマグマが供給され、ダイクが膨張したためと考えられる (Takeo et al., 2006)。青木ほか (2005) の GPS データ解析によると、2004 年 7 月–2005 年 3 月のダイク開口量は約 0.79 m であり、ダイクの位置は図 6.2a の黒線四角の場所に得られている。

ところで、ダイクの位置や形状が変化しない場合、地表面の座標変化量はダイク開口量に比例する (Okada, 1992)。また、同様にダイクの位置や形状が変化しない場合、地表面での重力変化量はダイク開口量に比例する (Okubo, 1992)。すなわち、GPS で得られた基線長変化量 (図 6.2b) と浅間火山観測所 (図 6.2a の黄色星印) の重力変化量は比例する。したがって、ある基線 i の基線長変化量 $L_i(t)$ に適当な比例係数 a_i を掛け合わせれば、ダイク開口に伴う観測所での重力変化量 $g_d(t)$ を計算できるはずである。

そこで本研究では、比例係数 a_i を知るために、Okada (1992) および Okubo (1992) のプログラムを用いて、2004 年 7 月–2005 年 3 月の基線長および重力変化量を計算した。なおこの計算では、青木ほか (2005) で得られたダイク形状 (図 6.2a の黒線四角) およびダイク開口量 (0.79 m) を用い、媒質パラメーターに以下の値を使用した：ポアソン比 0.25、媒質密度 2.67 g/cm^3 、ダイク内部の密度 2.67 g/cm^3 。また、浅間山周辺は約 2000 m の地形の起伏があるので、地殻変動量および重力変化量を求める際には、観測点の標高の効果を考慮した (福井, 2008)。その結果、2004 年 7 月–2005 年 3 月の基線長変化量はそれぞれ 1.99 cm (東部–孺恋), 1.75 cm (望月–孺恋), 1.56 cm (佐久–孺恋) であり、火山観測所の重力変化量 (観測点の隆起・マグマの万有引力・媒質密度変化の全ての効果を含む) は $-0.43 \text{ } \mu\text{gal}$ と得られた。さらにこれらの結果から、各基線 i に対する比例係数 a_i は

$$a_i = \begin{cases} -0.43/1.99 = -0.21 & \text{(東部 – 孺恋基線)} \\ -0.43/1.75 = -0.25 & \text{(望月 – 孺恋基線)} \\ -0.43/1.56 = -0.28 & \text{(佐久 – 孺恋基線)} \end{cases} \quad [\mu\text{gal/cm}] \quad (6.6)$$

と計算された。

このとき、浅間火山観測所のダイク開口に伴う重力変化は

$$g_d(t) = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 a_i \cdot L_i(t) \quad (6.7)$$

と計算できる。なおこの式では、各基線の長さ変化から予想される重力変化 $a_i L_i(t)$ を、全ての基線で平均化している。図 6.2c に、この計算式によって得られた観測所の重力変化 $g_d(t)$ を示す。噴火活発期 (灰色で示した期間) に重力値が減少するのは、ダイクの膨張に伴って重力観測点の地表が隆起するためである。2004 年 7 月–2005 年 3 月の重力減少量は 9 ヶ月で約 $0.4 \mu\text{gal}$ であり、浅間火山観測所で観測した重力変化 (3 ヶ月で最大 $5 \mu\text{gal}$) に比べて十分に小さいことが分かる。

6.1.5 火道内マグマの上昇 / 下降に伴う重力変化 g_v

以上ここまで述べてきたように、火山ガス・火山灰の放出、火山灰の堆積、およびダイクの開口に伴う重力変化は $\pm 0.1 \mu\text{gal}$ 程度であり、地下水擾乱補正後に得られた $5 \mu\text{gal}$ の重力変化 $\Delta g(t)$ を説明することはできない。すなわち、得られた重力変化 $\Delta g(t)$ には、火山ガス・火山灰・開口ダイク以外の火山起源の質量移動が関連していると考えられる。

ところで、Takeo et al. (2006) の火山性地震の震源精密決定結果によると、震源位置は先述の開口ダイクに相当する場所 (浅間西側の標高 0 km 付近) と火道に相当する場所 (浅間火口からその直下 3 km に至るまで) の 2 箇所に分類される。これは、ダイクに貯まったマグマが火道を通して火口に移動する、という単純なマグマ移動経路が浅間山直下に存在していることを示している。また、大木ほか (2005) の航空機レーダー測量によると、2004 年 9 月 16 日に浅間山火口底に溶岩ケーキが存在していたことが明らかになっている。すなわち、2004 年の浅間山噴火では、遅くとも 9 月 16 日にはマグマが火道を通して火口に辿り着いていたと考えられる。

以上のように、2004 年浅間山噴火時にマグマが火道中を移動したことは確かである。そこで本研究では、地下水擾乱補正によって得られた重力変化 $\Delta g(t)$ を火道内部におけるマグマの上昇 / 下降によって説明することを試みる。重力変化 $\Delta g(t)$ の全てがこの火道内マグマの寄与であると仮定すると、 $\Delta g(t)$ は以下の式で表現できる (大久保, 2005)。

$$\begin{aligned} \Delta g(t) &= g_g(t) + g_{ai}(t) + g_{ad}(t) + g_d(t) + g_v(t) \\ &\simeq g_v(t) = \frac{G\sigma}{\sqrt{d^2 + [H(t) - z_0]^2}} \end{aligned} \quad (6.8)$$

$$\sigma = \pi r^2 \rho_m n \quad (6.9)$$

(6.8) 式中で、 g_v は火道内マグマ起源の重力変化、 G は万有引力定数、 σ は線密度、 d は重力観測点と火道の水平距離、 $H(t)$ は時刻 t におけるマグマヘッドの標高、 z_0 は重力観測点の標高である (図 6.3)。また火道が円柱で近似できると仮定すると、線密度 σ は (6.9) 式のように、火道半径 r 、

マグマ密度 ρ_m 、火道空隙率 n によって書き下すことができる。なお Δg は、 $H = \pm\infty$ のとき最小値 0、 $H = z_0$ のとき最大値 $G\sigma/d$ を取る。浅間山の場合、 $z_0 \sim 1400$ [m]、 $d \sim 4000$ [m] で、火口底標高が $z_s \sim 2400$ [m] である。したがって、線密度に $\sigma \sim 10^8$ [kg/m] を仮定すれば、マグマ頭位が観測点標高から火口底に上昇したときの重力変化は

$$\frac{G\sigma}{d} - \frac{G\sigma}{\sqrt{d^2 + [z_s - z_0]^2}} \sim 5 \text{ [\mu gal]} \tag{6.10}$$

となり、地下水擾乱補正によって得られた重力変化 $\Delta g(t)$ の振幅を説明できる。

ここで式 (6.8) を $H(t)$ について解くと、

$$H(t) = z_0 \pm \Delta H(t) = z_0 \pm d \sqrt{\left[\frac{G\sigma}{d\Delta g(t)} \right]^2 - 1} \tag{6.11}$$

となる。本研究では地下水擾乱補正によって重力変化 $\Delta g(t)$ を得ているので、パラメーター (z_0 , d , σ) が時間的に変化しないと仮定すれば、この式に $\Delta g(t)$ の値を代入することで各時刻 t のマグマ頭位 $H(t)$ を知ることができる。しかしながら、この式で 1 つ問題なのは、1 つの重力値 Δg に対して 2 つの解 ($z_0 + \Delta H$, $z_0 - \Delta H$) が存在することである。というのも、 $H = z_0 + \Delta H$ の高さにマグマ頭位があったとしても、区間 $z_0 - \Delta H \leq z \leq z_0$ と区間 $z_0 \leq z \leq z_0 + \Delta H$ のマグマが重力寄与を相殺しあうので、その重力値は $H = z_0 - \Delta H$ の場合と同じになるのである。すなわち、重力変化だけでは 2 つの解のどちらが正しいかを定めることができないので、本研究では他のデータ（震源位置情報や火口地表面の観察結果など）を参考に片方の解を選択する。

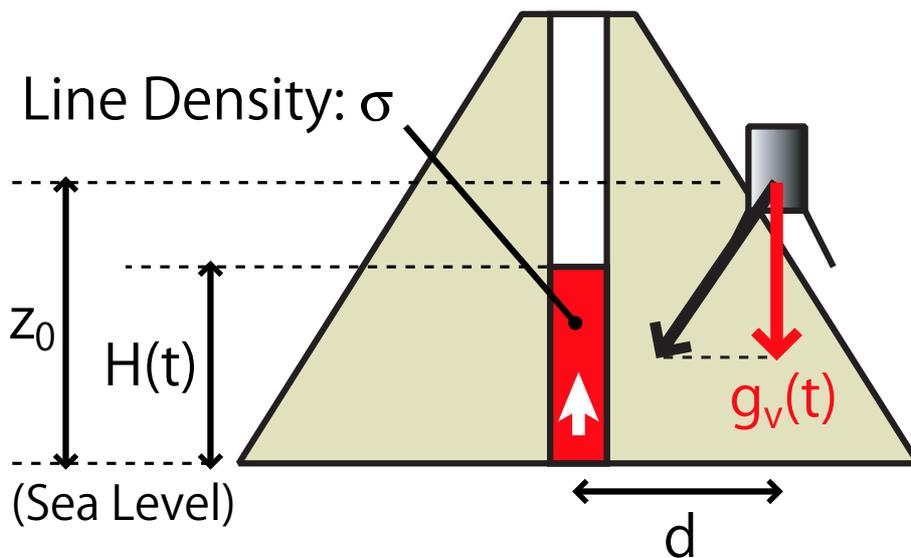


図 6.3: マグマの火道内上昇に伴う重力変化 g_v 。

6.1.6 マグマ頭位 $H(t)$

図 6.4b に赤丸で示したのが、以下の定数

$$\begin{cases} z_0 = 1406.0 \text{ [m]} \\ d = 4000.0 \text{ [m]} \\ \sigma = 9.0 \times 10^7 \text{ [kg/m]} \end{cases} \quad (6.12)$$

を用いて重力変化 $\Delta g(t)$ から計算された、2004 年浅間山のマグマ頭位 $H(t)$ である（仮定した線密度 σ の妥当性については、後ほど議論する）。灰色の領域は $H(t)$ の誤差範囲を示しており、 $\Delta g(t)$ の生データの標準偏差（図 6.4a の黒線）を用いて決定した。また、9 月 16 日（図中の黒色縦破線）にマグマ頭位が火口付近に到達していたと考えられるため（大木ほか, 2005）、9 月 15 日以降は $H(t)$ の 2 つの解のうち $z_0 + \Delta H$ のほうを選択した。なお、9 月 15 日以前のマグマ頭位については赤丸と白丸で両方の解を示したが、他の観測データとの比較から（詳細は後述）、本研究では $z_0 - \Delta H$ の解（赤丸）が実際のマグマ頭位であると考え（大久保, 2005）。

重力変化 $\Delta g(t)$ から計算されたマグマ頭位 $H(t)$ は、重力観測点である浅間火山観測所 (AVO) の標高（約 1400 m; 図中の黒色横破線）を中心にして、約 1000 m の範囲を移動している。また、9 月 8 日（重力観測開始時）以降数日間は約 200 m/day の速度でマグマ頭位が上昇し、9 月 15 日ごろには重力観測点の標高を超えたと考えられる。その後マグマ頭位は標高 2000 m 前後の高いレベルに位置しており、約 500 m の振幅で上下しているのが分かる。このマグマ頭位変化は、9 月中旬に連続噴火が発生し、その後断続的に小規模な噴火が発生した履歴ともよく一致している。

ところで、火道内マグマの上昇に伴って、火山周辺では噴火や火山性地震などさまざまな火山現象が発生する。そこでこれ以降は、火山活動に関する観測データとマグマ頭位 $H(t)$ を比較することで、計算された $H(t)$ の信頼度を検証する。まず、図 6.5a に示したのは、浅間山の地震観測網によって得られた B 型地震の日別頻度である（Takeo et al., 2006）。B 型地震は 9 月 1 日の噴火時に一時的に増加したものの、9 月 5 日前後には 1 日 10 回未満となった。しかし 9 月 8 日以降 B 型地震回数は増加し、9 月 16 日の連続噴火発生時には 1 日 1000 回を越え、9 月下旬以降は 1 日 100 回程度となった。この地震回数の変化パターンは、マグマ頭位 $H(t)$ が 9 月中旬に上昇し、その後 2000 m 前後の高さを維持していたこととよく一致している。そもそも B 型地震とは、山体浅部（地表から深さ 2–3 km まで）で発生する P 波・S 波が不明瞭な地震のことであり（Minakami, 1960）、マグマなどの流体の動きによって発生すると考えられている（西村・井口, 2006）。すなわち、マグマの上昇に伴って B 型地震が発生し、マグマの供給量に比例して地震回数が増加すると

考えれば、マグマ頭位 $H(t)$ と B 型地震数の変化パターンの一致を説明することができる。

次に図 6.5b に示したのは、浅間山周辺で観測された二酸化硫黄 (SO_2) の放出率である (気象庁, 2009f; 産総研, 2009)。なおこの図では、風の強い日に頭上を通過する SO_2 放出量を観測した「トラバース法」の結果を表示している。山麓からの画像撮影により山頂付近の SO_2 放出量を見積もる「パンニング法」の観測結果 (平林ほか, 2004) については、実際の SO_2 量よりも小さく見積もられることが分かっているので (Mori et al., 2006b)、この図からは除外している。浅間山で観測された SO_2 放出率は、9月上旬に約 1500 ton/day であったのが、連続噴火のあった9月中旬には約 3000 ton/day にまで上昇した。その後はトラバース観測に必要な気象条件 (晴天・強風) に恵まれず観測頻度が落ちているが、9月下旬以降の SO_2 放出率は約 2500 ton/day でほぼ一定値を取っている。この SO_2 放出率の変化パターンは、マグマ頭位 $H(t)$ の変化のパターンとよく一致していることが分かる。というのも、9月上旬から中旬にかけて $H(t)$ および SO_2 量が増加し、9月下旬以降は両者ともほぼ一定のレベルを維持しているのである。そもそも SO_2 をはじめとした火山

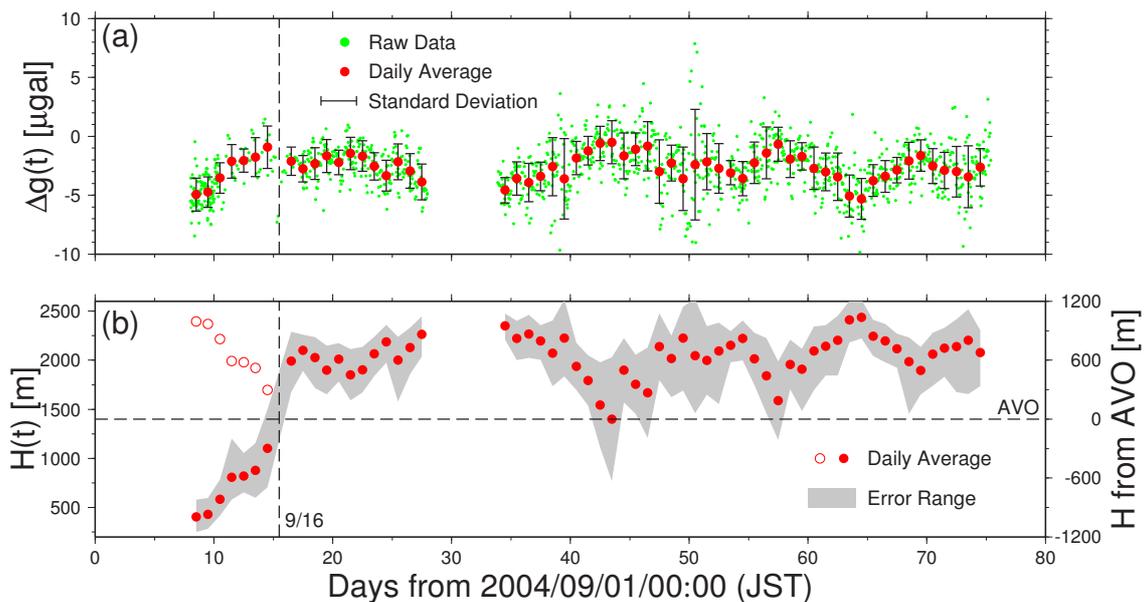


図 6.4: 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ と、計算されたマグマ頭位 $H(t)$ 。横軸は時刻を 2004 年 9 月 1 日からの日数で示している。(a) 緑点は重力観測生データに地下水擾乱補正 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ を適用した結果であり、1 日毎の平均値を赤丸で、標準偏差を黒線で示す。(b) 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から得られたマグマ頭位 $H(t)$ 。灰色の領域は、 $\Delta g(t)$ の標準偏差から得られるマグマ頭位の誤差範囲である。また、縦破線は 9 月 16 日を、横破線は浅間火山観測所 (AVO) の標高を示している。

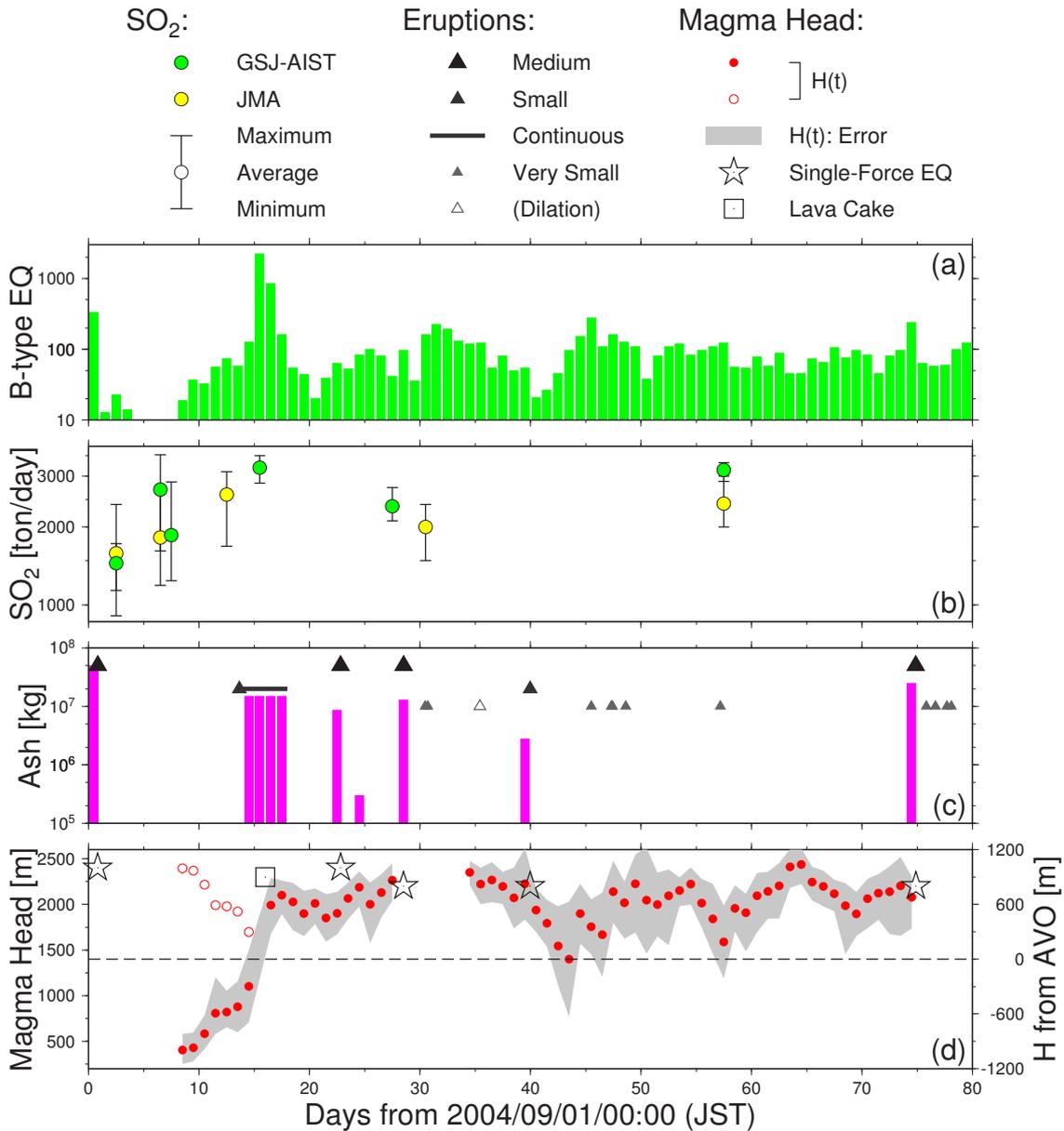


図 6.5: マグマ頭位 $H(t)$ と他のデータとの比較。(a) B 型地震の日別発生回数 (Takeo et al., 2006)。(b) SO₂ 放出率。緑色が産総研 (2009)、黄色が気象庁 (2009f) の観測結果である。なお丸印は SO₂ 放出率の平均値であり、エラーバーは最大値と最小値を示している。(c) 吉本ほか (2005) によって見積もられた日別降灰総量。黒色の大きな三角は中規模噴火、黒色の小さな三角は小規模噴火、黒線は連続噴火、灰色三角はごく小規模な噴火、白色三角は山上がりの観測日時である (気象庁, 2009d)。(d) 丸印がマグマ頭位 $H(t)$ であり、その誤差を灰色で示している。また、星印はシングルフォース地震の発生日時と震源標高 (Ohminato et al., 2006)、四角印は溶岩ケーキの観察日時とその標高である (大木ほか, 2005)。

ガスが火山周辺で観測されるのは、マグマ上昇に伴って圧力が低下し、揮発性溶存成分が放出されるからである (e.g., Kazahaya et al., 2002)。すなわち、マグマ頭位 $H(t)$ と SO_2 放出率の変化パターンの一致は、マグマ上昇に伴う脱ガスの促進として解釈される。

さらに図 6.5c に示したのは、浅間山で確認された噴火現象 (三角印および黒線; 気象庁, 2009d) と、浅間山麓における降灰観測から見積もられた日別降灰総量 (ピンク色棒グラフ; 吉本ほか, 2005) である。9 月 15–18 日の連続噴火時の降灰量は合計 5.9×10^7 kg と見積もられているほか、それ以降の中規模噴火や小規模噴火時にも 10^6 kg を超える火山灰放出があったと推定されている。これらのデータとマグマ頭位 $H(t)$ を比較すると、火山灰噴出量の多い噴火時にマグマ頭位は標高 2000 m 以上の高い位置にある。また、浅間山麓で降灰が確認されていない時期についても、例えば 10 月中旬のごく小規模な噴火のように、噴火時に火道頂上付近にあることが分かる。このように、本研究で得られたマグマ頭位 $H(t)$ は、噴火時や降灰時に上昇しているという特徴が確認できる。これは、マグマが火口底に到達することで、マグマ物質が外部へ放出される過程を反映していると考えられる。

しかしながら、中には噴火現象とマグマ頭位が一致しない時期も存在する。例えば、11 月上旬 ($t \sim 64$ [day]) のマグマ頭位上昇時には、噴火現象が確認されていない。これは、10 月末までの噴火によって溶岩の強固な「蓋」が火口底に完成したため、11 月上旬にはこの「蓋」を破壊できなかった (つまり噴火に至らなかった) という可能性が考えられる。実際に、大木ほか (2005) の航空機レーダー測量によると、火口底溶岩ケーキは 10 月末に最大となり、火口底のほぼ全面を覆っていたことが分かっている。また、流体の移動に強く関与している火山性微動 (西村・井口, 2004) に注目すると、11 月 3・4 日の火山性微動の回数はそれぞれ 10 回であり、10 月下旬の 2–3 倍に達していたことが分かっている (気象庁, 2009d)。以上のことから、11 月上旬には実際にマグマは火口付近まで上昇していたものの、火口底の溶岩ケーキを破壊することができなかったため、噴火に至らなかったと推測される。なお、10 月 6 日 (山上がりが観測された日) のマグマ頭位の上昇についても、同様の理由で説明が可能である。

このように、本研究で得られたマグマ頭位変化 $H(t)$ は、B 型地震発生頻度・ SO_2 放出率・降灰量など他の観測データの変動を統一的に説明できることが分かった。さらに本研究では、 $H(t)$ の絶対値が正しいかどうかを検証するために、以下の 2 つのデータと $H(t)$ を比較した。まず、図 6.5d に四角印で示したのが、大木ほか (2005) によって観測された溶岩ケーキの出現日時 (9 月 16 日) とその標高 (約 2300 m) である。この時期の $H(t)$ はこの四角印に比べてやや低い位置 (~ 2000 m)

にあるが、マグマ頭位推定値の誤差範囲は約 250 m であり、この範囲で標高値はほぼ一致していると言える。また、図 6.5e の星印は浅間山の地震観測網によって捉えられたシングルフォース地震の日時と標高である (Ohminato et al., 2006)。このシングルフォース地震の力源は、火道内マグマの急激な移動に伴って火道壁に及ぼされる粘性ドラッグであると考えられており、シングルフォース震源高度には流体としてのマグマが確かに存在すると言える。このシングルフォース地震の震源標高は、本研究で得られたマグマ頭位 $H(t)$ とよく一致していることが分かる。9月23日の震源については $H(t)$ よりもやや高め (標高 2400 m) になっているが、シングルフォースと同時に得られているダブルカップル型地震の震源は標高 2000 m に得られていることから (Ohminato et al., 2006)、地震の発生源が標高 2000–2400 m 付近に存在していると考えれば、本研究の $H(t)$ ともよく一致している。以上述べてきたように、本研究で得られたマグマ頭位 $H(t)$ は、他のデータと変化のパターンが一致するだけでなく、標高の絶対値もよく一致していることが分かった。

6.1.7 火道内マグマの線密度 σ

本研究では、重力変化 $\Delta g(t)$ をマグマ頭位 $H(t)$ に変換する際、マグマ線密度に $\sigma = 9.0 \times 10^7$ [kg/m] という値を使用した (6.12 式)。そこで本小節では、この線密度の値の妥当性を検証する。

まず、火道の形状が円柱であると仮定したうえで、線密度 σ から想定される火道半径 r に注目する。(6.9) 式に示したように、線密度 σ は火道断面積 πr^2 、マグマ密度 ρ_m 、火道空隙率 n の積である。重力観測だけからこれらの値を分離することは不可能であるが、適当な密度 ρ_m と空隙率 n を仮定すれば、火道半径 r を見積もることができる。ここで、マグマ密度に $\rho_m = 2600$ [kg/m³] (Furuya et al., 2003)、火道空隙率に浅間山の土壌空隙率と同等の $n = 0.5$ を代入すると、火道半径は $r = 148$ [m] と得られる。この火道の大きさは、浅間山火口の直径 (約 400 m; 国土地理院, 2009b) や、ミュオン観測によって得られた火道直径 (約 310 m; Tanaka et al., 2007) とも合致している。また、空隙率が仮に 2 倍の値 (1.00) を取るとき火道半径は $1/\sqrt{2}$ 倍になり、 $r = 105$ [m] となる。逆に空隙率が半分 (0.25) のとき火道半径は $\sqrt{2}$ 倍の $r = 210$ [m] となる。このように、本節で仮定した線密度 σ から想定される火道半径 r は、いずれの場合も火口や火道の大きさと矛盾しない。

次に、マグマ線密度 σ とマグマ頭位変動量 $|H|$ から得られる火道内マグマの質量

$$M_v = \sigma \cdot |H| \simeq 9.0 \times 10^7 \times 2000 = 1.8 \times 10^{11} \text{ [kg]} \quad (6.13)$$

を、他のデータから得られるマグマ総量と比較する。マグマ総質量（あるいは総体積）を求める際には、測地データから深部圧力源の膨張量を求める方法や（青木ほか, 2005）、火山ガスデータから浅部の脱ガスマグマ量を求める方法（Kazahaya et al., 2002）などが用いられる。本研究の重力観測で検出できるのは比較的浅部のマグマなので、ここでは火山ガス観測結果から脱ガスマグマの総質量 M_m を見積もり、 M_v と比較する。図 6.5b に示したように、2004 年 9–11 月の浅間山 SO_2 放出率は約 2.5×10^6 [kg/day] であった。ここから予想される 1 日あたりの硫黄放出量は、

$$M_S = 2.5 \times 10^6 \times \frac{4.5 + 0.47}{9} = 1.4 \times 10^6 \text{ [kg/day]} \quad (6.14)$$

である。ただし、式中の分数は火山ガス中の SO_2 分子に対する S 原子の質量比であり、表 6.1 の火山ガス組成比を使用した。ここで、マグマ中の硫黄溶存率を質量比 0.1 %（産総研, 2005）、マグマの脱ガス率を仮に 100 % とすると、2004 年 9 月上旬–11 月中旬の 2 か月半に脱ガスしたマグマの総量は

$$M_m = \frac{1.4 \times 10^6}{0.001} \times 75 = 1.1 \times 10^{11} \text{ [kg]} \quad (6.15)$$

と計算でき、本研究から予想されるマグマ総質量とほぼ一致する。なお、 M_v に比べて M_m の値が半分程度なのは、マグマの脱ガス率が 100 % より小さい可能性を示唆している。

以上のように、本節では地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から 2004 年浅間山噴火時のマグマ頭位 $H(t)$ を計算した。その結果、得られたマグマ頭位 $H(t)$ のパターンおよび絶対値は、他の観測データを矛盾なく統一的に説明できることが明らかになった。また、 $H(t)$ を計算する際に用いたマグマ線密度 σ は、実際の火道半径や脱ガスマグマ量と定量的に一致していることも分かった。

6.1.8 マグマ移動プロセス

以上の考察により明らかとなった、浅間山 2004 年噴火における火道内マグマの移動プロセスを図 6.6 にまとめる。なお 2004 年 9 月（地下水擾乱の振幅が小さい時期）のマグマ移動は大久保（2005）で言及されているが、本研究では地下水擾乱補正によって 2009 年 10–11 月のマグマ移動を捉えることに成功した（図 6.4）。マグマ頭位は 2004 年 9 月 8–13 日に重力観測点（標高 1400 m）よりも低い位置にあり、9 月 14 日ごろには重力観測点の標高を超えたと考えられる（大久保, 2005）。このマグマ頭位の上昇は、地震数や SO_2 放出率の増加と調和的である（図 6.5）。その後マグマが 9 月 16 日ごろ火口底に到達することで、噴火がピークに達し多量の降灰がもたらされた。マグマ頭位はそれ以降約 1000 m の幅を上下しながら噴火を度々発生させたが、11 月 4 日頃のマグマ上昇

時には火口底溶岩ケーキが強固であったため、噴火が発生しなかったものと予想される。そして 11 月 10 日以降には再びマグマ頭位が上昇し、11 月 15 日の中規模噴火に至ったと考えられる。

ここで、9 月中旬のマグマ上昇速度に注目する。マグマ頭位は約 10 日間で約 2000 m 上昇したので、上昇速度は約 0.002 m/s と計算できる。一般にマグマの上昇速度は 0.001 m/s 以上であり (Rutherford and Gardner, 2000)、爆発的噴火時には 1 m/s を超えることもある (e.g., Ohminato et al., 2006)。また、火道がマグマで充填され、火口底が開いている場合の粘性流体上昇 (ポワズイユ流) の速度は 100 m/s を超える (Jaupart, 2000)。本研究で得られたマグマ上昇速度は文献値の範囲内で一致しているものの、その範囲内でも非常に遅いほうである。この原因としては、マグマだまり (浅間山の場合は山頂西側ダイク) から火道へのマグマ供給速度が低かった可能性が考えられる。この可能性を検証するには浅間山西側ダイクのマグマ貯留システムを解明する必要があるが、浅間山西側の測地観測網は十分に密とは言えず (Takeo et al., 2006)、マグマ質量の把握に有益な絶対重力観測についても、浅間西部で実施された経験はない。以上のことから、ダイク 火道間のマグマ輸送プロセスをより詳細に把握するためには、浅間山西部での測地観測 (重力・GPS 観測など) を今後強化する必要がある。

浅間山西側ダイクについては、もう 1 つ未解決の問題がある。2004 年 7 月–2005 年 3 月における浅間ダイクの膨張量は約 $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ であり (青木ほか, 2005)、火道内マグマの体積 $\pi r^2 n |H| \sim 7 \times 10^7 \text{ [m}^3\text{]}$ に比べて 1 桁程度小さいのである。この原因としては、ダイクより深部から供給されたマグマの多くが (ダイクの膨張よりも) マグマの上昇に費やされた可能性が考えられる。この可能性

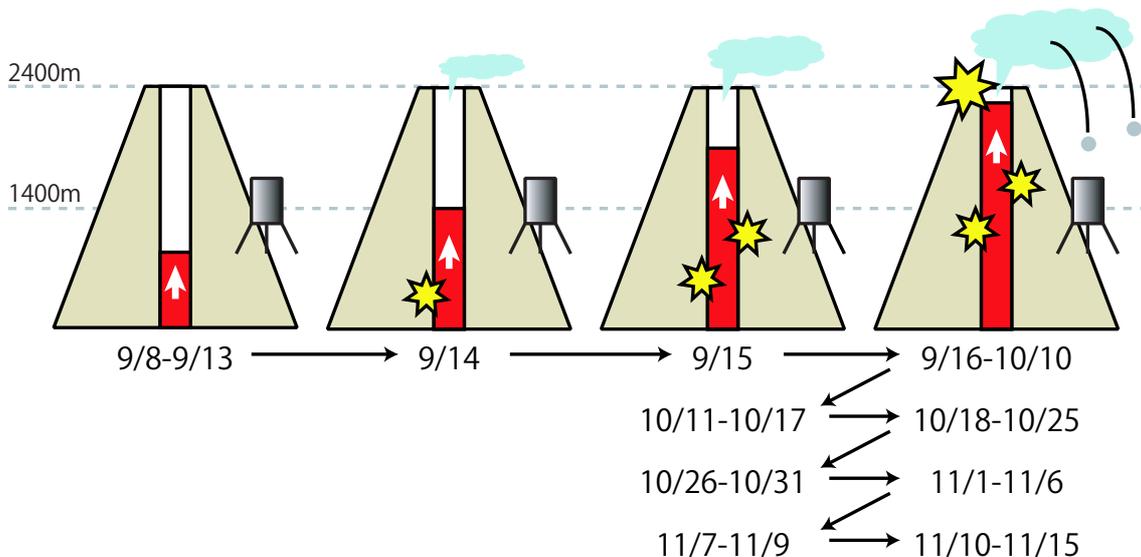


図 6.6: 浅間山 2004 年噴火における火道内マグマの移動プロセス。

を検証するにはダイクの大きさや形状を詳細に理解する必要があり、そのためにはやはりダイク直上での測地観測の強化が必須である。

6.2 桜島火山 2008 年噴火

桜島火山では 2006 年以降昭和火口での噴火が活発化したため (気象庁, 2009d)、本研究では 2008–2009 年に昭和火口から約 2 km の地点 (有村観測坑道, 図 5.1 の星印) で絶対重力観測を実施した。残念ながら、2009 年の重力観測では観測点近傍の砂防工事に伴う地面振動の影響で重力値の誤差が大きくなり、それに加えて重力計のレーザー装置不調に見舞われたために、重力値を連続的に得ることができなかった (図 5.15)。一方、2008 年の重力観測では 7 ヶ月に及ぶ重力変化 $g_{obs}(t)$ を連続的に得ることに成功し、本研究で計算した地下水擾乱 $g_w(t)$ とともに $5 \mu\text{gal}$ 以内で一致していることが確認された (図 5.14)。そこで本節では、2008 年に桜島で観測された絶対重力データ $g_{obs}(t)$ に地下水擾乱補正 (6.1 式) を適用することで、火山起源の重力変化 $\Delta g(t)$ の発生機構を議論する。

2008 年の地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ は、既に第 5 章の図 5.14c (129 ページ) に示した。5.4.5 節で言及したように、 $\Delta g(t)$ の振幅は最大 $10 \mu\text{gal}$ であり、火山活動活発期に重力値が減少する傾向が見られた。この重力変化の傾向は浅間山 2004 年噴火時の $\Delta g(t)$ と一致していることから (図 6.1)、火山活動に関連した質量移動が桜島内部でも起きていると考えられる。具体的には、以下のような要因が考えられる：(1) 火山ガスの放出、(2) 火山灰の放出、(3) マグマだまりの膨張/収縮、(4) 火道内マグマの上昇/下降。以下では、それぞれの物理過程に伴う重力変化を見積もり、約 $10 \mu\text{gal}$ の重力変化 $\Delta g(t)$ を説明可能であるかを検証する。

6.2.1 火山ガス放出に伴う重力変化 g_g

火山ガス放出に伴う重力変化 g_g を求めるには、桜島山体の火山ガス損失質量 M_g を知る必要がある (6.3 式)。また、 M_g の値を知るには、火山ガスの放出量や組成比に関する情報が必要である (6.1.1 節)。しかしながら、火山活動が活発な桜島では火口付近へ近づくことができないため (e.g., Shinohara, 2005)、火山ガス主要成分の組成比観測がなされていない。そこで本研究では、浅間山で観測された火山ガス組成比 (篠原宏志, 私信) が日本の火山の代表的な火山ガス組成を示していると仮定し、表 6.1 に示した値を用いて桜島の火山ガス放出量を見積もる。なお、平林ほか (2008)

による桜島火山灰の水溶性付着成分比では

$$\frac{[\text{Cl}^-]}{[\text{SO}_4^-]} \simeq \frac{[\text{HCl}]}{[\text{SO}_2]} \sim 0.3 \text{ [mol/mol]} \quad (6.16)$$

との結果が得られており、爆発時の火山ガス組成比もこれとほぼ同じであったとしている (e.g., Hirabayashi et al., 1982)。この組成比は浅間山の火山ガス組成比 (表 6.1) とほぼ一致しており、桜島の火山ガス組成が浅間山と同等であることを示している。

火山噴火予知連 (2009) の資料によると、桜島で観測される SO_2 放出率は、およそ 1000 ton/day である。この放出レートが 2008 年の 1 年間で継続していたと仮定すると、桜島から放出される火山ガスの年間総質量は

$$M_g = 1000 \times \frac{100}{9} \times 366 = 4.1 \times 10^6 \text{ [ton/year]} \quad (6.17)$$

となる。ここで、昭和火口標高 $z_s = 800$ [m]、重力観測点標高 $z_0 = 80$ [m]、火口 観測点間水平距離 $d = 2200$ [m] という値を使用すると、火山ガス放出に伴う重力変化は (6.3) 式より $g_g = +1.58$ [$\mu\text{gal/year}$] となり、7ヶ月間で $10 \mu\text{gal}$ という重力変化 $\Delta g(t)$ を説明することはできない。

6.2.2 火山灰の放出および堆積に伴う重力変化 g_{al} , g_{ad}

味喜ほか (私信) は、鹿児島県による桜島周辺の降灰調査結果から、桜島の 2008 年の火山灰総放出量を $M_a = 3.4 \times 10^5$ [ton/year] と見積もった (e.g., 石原ほか, 2008)。この質量が昭和火口で失われたとすると、桜島山体の火山灰放出に伴う重力変化は (6.4) 式より $g_{al} = +0.13$ [$\mu\text{gal/year}$] となり、 $\Delta g(t)$ の $10 \mu\text{gal}$ という振幅に対して十分に小さい。

また、鹿児島県 (私信) の観測によると、重力観測点 (有村) の年間降灰量は 2008 年に 4518 g/m^2 であったことが分かっている。火山灰密度を $\rho_a = 1.0 \times 10^3$ [kg/m^3] とすると、重力観測点周辺への降灰に伴う重力変化は (6.5) 式より $g_{ad} = +0.19$ [$\mu\text{gal/year}$] と計算できる。すなわち、火山灰堆積に伴う重力変化も十分に小さく、 $\Delta g(t)$ の振幅を説明できないことが分かる。

6.2.3 深部マグマだまりの膨張に伴う重力変化 g_{md}

桜島火山噴火で放出されるマグマ物質の供給源は、鹿児島湾 (始良カルデラ) 中央部の深さ約 10 km に位置する深部マグマだまりであると考えられている (Kriswati and Iguchi, 2003; Takayama and Yoshida, 2007; 井口ほか, 2008)。また、1998–2002 年の深部マグマだまり膨張速度は 6.5×10^6

m^3/year であり (Takayama and Yoshida, 2007)、2003 年以降も膨張傾向が続いている (井口ほか, 2008)。そこで本研究では、2003 年以降の GPS データから 2008 年時のマグマだまり膨張速度を見積もり、そこから得られる重力変化量 g_{md} を計算する。

まず本研究では、桜島の周辺約 100 km の座標値データ (F3 解; 中川ほか, 2009) を国土地理院 FTP サーバー (<ftp://terras.gsi.go.jp/>) から入手し、2003–2008 年の座標値変化に直線を回帰させ、年間の地殻変動速度を計算した。図 6.7a に、枕崎 (観測点番号: 940098) を基準点としたときの隼人 (021089) の座標変化を例示する。なお、枕崎の座標値データには 2003 年 5 月中旬にアンテナ交換に伴う座標値オフセットが存在するので (国土地理院, 2009c)、2003 年 6 月以降の座標値データを本解析に使用した。隼人の座標値は、年間 0.22–0.76 cm/year の速度でほぼ直線的に変化しており、特に北向き・上向きの地殻変動が顕著であることが分かる。これは、始良カルデラ深部圧力源の定常的な膨張を反映していると考えられる。

次に図 6.7c の地図上に青矢印で示したのが、GPS 観測データから得られた年間地殻変動の水平成分である。なお、鹿児島 1 (940097) で南向きの変動が卓越しているのは、GPS 設置点の局所的な地すべりによると考えられる。桜島周辺の地殻変動は、始良カルデラを中心として放射状の膨張傾向を示しており、桜島深部に圧力源が存在することを示している。また、鹿児島県北部や宮崎県西部では西向きの地殻変動が卓越しているが、これは沖縄トラフ (図 2.4 の赤線) の拡大に伴って鹿児島県全体が東向きに移動しているためである (Takayama and Yoshida, 2007)。

同じ図に赤丸で示したのが、Takayama and Yoshida (2007) によって見積もられた 1998–2002 年の球体圧力源 (北緯 31.64 度, 東経 130.69 度) である。また、1998–2002 年の球体圧力源の深さ (海面下 8.9 km) と膨張速度 ($6.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$) から計算される地殻変動速度の理論値 (Mogi, 1958) を赤矢印で示す。この赤矢印を青矢印 (GPS データから得られた年間地殻変動) と比較すると、鹿児島県北部では両者の食い違いが目立つものの、桜島周辺では放射状の膨張パターンが良く一致しており、地殻変動の絶対値もほぼ一致している。このことから、2003–2008 年の始良カルデラ深部圧力源は 1998–2002 年とほぼ同じ位置であり、膨張速度もほぼ同じであったと予想される。

さらに図 6.7b に青丸で示したのが、GPS 観測データから得られた年間地殻変動量である。なおこの図は、Takayama and Yoshida (2007) の球体圧力源を中心にとったときの、動径距離 R における地殻変動の動径成分 (U_R) と鉛直成分 (U_Z) を示している。また、同じ球体圧力源から得られる理論的な地殻変動量 (Mogi, 1958) を赤線で示す。GPS データから得られた地殻変動 (青丸) は球体圧力源の地殻変動理論値 (赤線) とよく一致しており、2003–2008 年の地殻変動もこの球体圧力

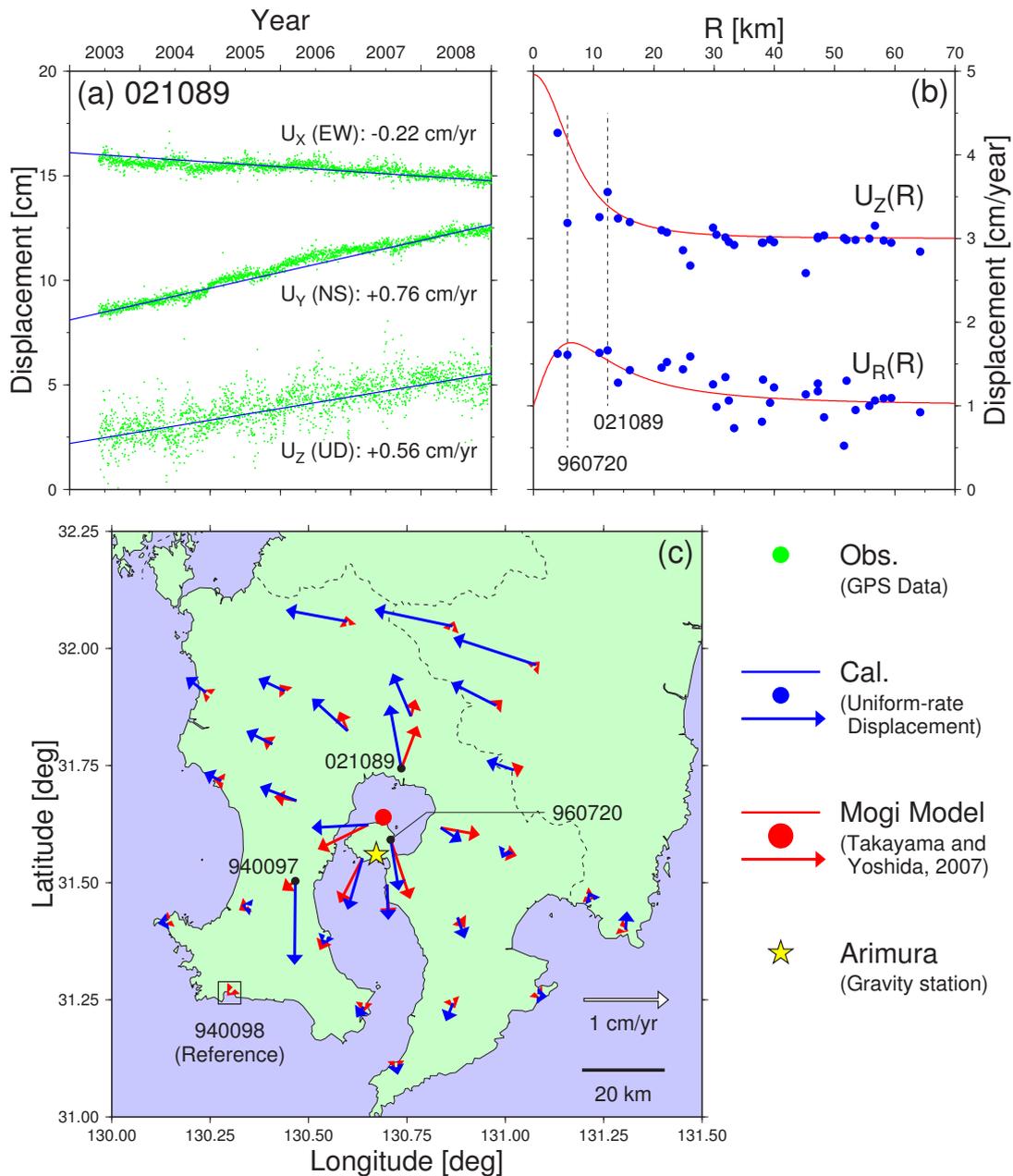


図 6.7: 桜島周辺の地殻変動。(a) 枕崎 (940098) を基準点としたときの隼人 (021089) の座標変化。緑色が GEONET 観測データ、青線が回帰直線である。(b) 球状圧力源 (Takayama and Yoshida, 2007) を中心とした動径方向および鉛直方向の変位速度 (U_R および U_Z)。青色が直線回帰によって得られた結果であり、赤線が茂木モデル (Mogi, 1958) による理論値である。(c) 水平方向の変位速度。青矢印が観測データへの直線回帰によって得られた変位であり、赤矢印が茂木モデルによる理論値、赤丸が球体圧力源の位置を示している。また、黄色星印は有村観測坑道の位置を示している。

源によって説明可能であることが分かる。なお、 $R = 5.6$ [km] に位置する黒神 (鹿児島 2, 960720) の鉛直変動量が理論値より約 1 cm 程度小さくなっているのは、溶岩の熱収縮あるいは人工堆積丘の荷重に伴って黒神地域が局所的に沈降しているためと考えられる (奥山ほか, 2007; 山本ほか, 2008)。

ところで、図 6.7c では鹿児島県北部で西向き地殻変動が卓越していたが、図 6.7b で見ると西向き地殻変動の影響はほとんど見られない。これは、始良カルデラ中央部を中心にとると、この西向き地殻変動が動径方向にほぼ直交するためである。なお、 $R \geq 30$ [km] の領域で $U_R(R)$ が大きくばらつくのは、この西向き地殻変動が動径方向に含まれてしまうためと考えられる。

以上のことから、2003 年以降の球体圧力源の位置は 1998–2002 年の圧力源とほぼ同じであり、圧力源の膨張速度も 1998–2002 年と同程度の 6.5×10^6 m³/year であると言える。そこで本研究では、この球体圧力源が深部マグマだまりであると考え、深部マグマだまりの膨張に伴う重力観測点 (有村観測坑道) での重力変化 g_{md} を以下の式 (Mogi, 1958; 萩原, 1977) によって見積もる。

$$g_{md} = \Gamma \times U_Z \quad (6.18)$$

$$\Gamma = -\beta + 2\pi\rho_0 G \frac{\lambda + \mu}{\lambda + 2\mu} \quad (6.19)$$

$$U_Z = \frac{\Delta V}{2\pi} \cdot \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \cdot \frac{D}{(D^2 + R^2)^{3/2}} \quad (6.20)$$

ただしこの式には「膨張源の万有引力」「重力観測点の隆起」「媒質の密度変化」の全ての効果が含まれている。この式中の重力勾配 Γ と鉛直変位 U_Z を見積もるために、本節では以下の値を使用する：フリーエア勾配 $\beta = 0.3086$ [$\mu\text{gal}/\text{mm}$]、マグマ密度 $\rho_0 = 2600$ [kg/m^3]、剛性率 $\lambda = \mu$ 、膨張量 $\Delta V = 6.5 \times 10^6$ [m^3/year]、圧力源の深さ $D = 9000$ [m]、圧力源までの水平距離 $R = 9000$ [m]。このとき $U_Z = 6.8$ [mm/year]、 $\Gamma = -0.2359$ [$\mu\text{gal}/\text{mm}$] となるので、深部マグマだまり膨張に伴う重力変化は $g_{md} = -1.60$ [$\mu\text{gal}/\text{year}$] を計算される。この値は実際に重力観測点で得られた重力変化 $|\Delta g| \sim 10$ [μgal] よりも小さいので、深部マグマだまりの膨張では $\Delta g(t)$ の変化を説明できないことが分かる。

6.2.4 浅部マグマだまりの膨張 / 収縮に伴う重力変化 g_{ms}

桜島で観測された傾斜・歪データの解析によると、噴火に先立つ山体膨張や噴火後の山体収縮の力源は桜島火口の直下 2–6 km に決定される (e.g., Ishihara, 1990; Iguchi et al., 2008)。また、この膨張 / 収縮源は深部マグマだまりから供給されたマグマを一時的に貯留し、噴火時にはこの

マグマ物質を外部に放出するものと考えられている (e.g., 火山噴火予知連絡会, 2009)。そこで本小節では、有村観測坑道で観測された傾斜・歪データを用いて、この浅部マグマだまりの膨張 / 収縮に伴う重力変化 g_{ms} を見積もる。

図 6.8 は、有村観測坑道で観測された火口方向の傾斜変化 $\delta_{obs}(t)$ と、火口方向に直交する方向の歪変化 $\epsilon_{Tobs}(t)$ である (大隅河川国道事務所, 私信)。ただし、潮汐成分と気圧応答については BAYTAP-G (Tamura et al., 1991) で補正済みである。噴火日時と照合すると、 δ_{obs} と ϵ_{Tobs} には以下の 3 つの変化が確認でき、それぞれ以下のような物理過程を反映している (Ishihara, 1990)。(1) 噴火前数時間の傾斜・歪の緩やかな上昇は、浅部マグマだまりへのマグマ供給に伴う山体膨張によるものである。(2) 噴火の瞬間に傾斜・歪データに飛びが見られるのは、火口底の岩盤が破壊されたことで火口直下の圧力が急激に低下するためである。(3) 噴火後数時間かけて傾斜・歪が緩やかに減少するのは、浅部マグマだまり中のマグマが外部に放出されて山体が収縮するからである。この中で (1) と (3) は浅部マグマだまりに関連する現象であり、これらデータから浅部マグマだまりの体積変化量や位置を以下のようにして見積もることができる。

まず、噴火前あるいは噴火後の火口方向傾斜変化量を $\Delta\delta$ 、火口直交方向歪変化量を $\Delta\epsilon_T$ とす

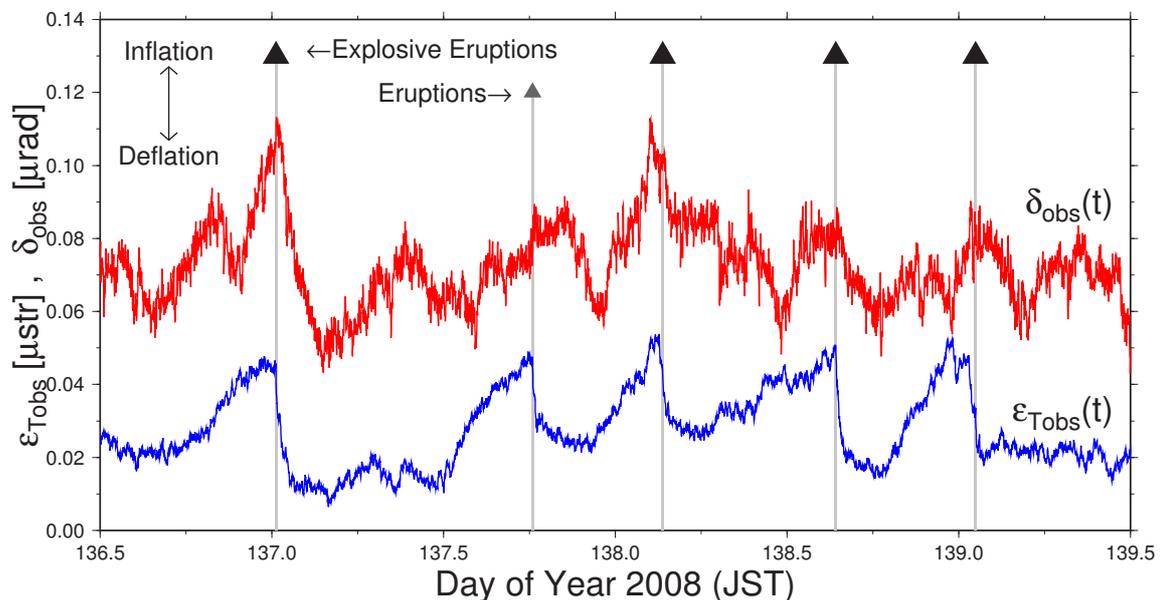


図 6.8: 桜島噴火時に有村観測坑道で観測された傾斜・歪変化。赤線が火口方向の傾斜変化 $\delta_{obs}(t)$ で、青線が火口直交方向の歪変化 $\epsilon_{Tobs}(t)$ である。なおどちらのデータとも、山体膨張を示す向きを正值に取っている。また、黒色三角印は爆発的噴火、灰色三角印は噴火が観測された日時である (気象庁, 2009d)。

ると、両者は下記の式で表現できる (Mogi, 1958; 萩原, 1977; Ishihara, 1990)。

$$\Delta\delta = \frac{\partial U_Z}{\partial R} = 3 \cdot \frac{\Delta V}{2\pi} \cdot \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \cdot \frac{DR}{(D^2 + R^2)^{5/2}} \quad (6.21)$$

$$\Delta\epsilon_T = \frac{U_R}{R} = \frac{\Delta V}{2\pi} \cdot \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \cdot \frac{1}{(D^2 + R^2)^{3/2}} \quad (6.22)$$

ただし、 ΔV は球体圧力源の体積変化量、 λ と μ は剛性率、 D は圧力源の深さ、 R は圧力源までの水平距離である。なお、Ishihara (1990) では沈降容量 (地表面の沈降総体積) Δv を用いて定式化しているが、 ΔV と Δv は異なる値を取ることから ($\Delta v = \frac{3}{2}\Delta V$)、本論文では ΔV に統一して記述する。いま、球体圧力源 (浅部マグマだまり) が昭和火口直下にあると仮定すると、傾斜・歪計と昭和火口の位置関係から $R = 2100$ [m] となる。また、剛性率として $\lambda = \mu$ を仮定すると、(6.21) 式および (6.22) 式右辺の未知パラメーターは ΔV と D の 2 つだけになる。すなわち、左辺 ($\Delta\delta$, $\Delta\epsilon_T$) に観測データから得られた値を代入すれば、 ΔV と D を見積もることができる。

そこで本研究では、有村観測坑道の傾斜・歪データ — $\delta_{obs}(t)$, $\epsilon_{Tobs}(t)$ — から噴火前あるいは噴火後の傾斜・歪変化量 — $\Delta\delta$, $\Delta\epsilon_T$ — を読み取り、上式から浅部マグマだまりの体積変化量 ΔV と深さ D を計算した。図 6.9a 及び b に観測データから得られた傾斜・歪変化量を示す。なお、黄色三角印は噴火前の山体膨張時の傾斜・歪変化、緑色丸印は噴火後の山体収縮時の傾斜・歪変化であり、変化量を絶対値で示している。桜島噴火前後の傾斜変化は $\Delta\delta \sim 50$ [n-radian]、歪変化は $\Delta\epsilon_T \sim 30$ [n-strain] 程度である。また、これらのデータから得られた球体圧力源の体積変化量 ΔV および海水面からの深さ D を図 6.9c 及び d に示す。圧力源の体積変化量は $\Delta V \sim 20000$ [m³] であり、1 桁程度の幅で変化している。また、圧力源の深さ D は約 3 km の幅で変化しており、その平均値は $\bar{D} = 4.02$ [km] である。なおこの深さは、ハルタ山 (桜島北西部) の傾斜・歪観測から得られる圧力源の深さ (2–6 km) と同程度である (Ishihara, 1990; Iguchi et al., 2008)。

ところで、浅部マグマだまりの位置が不変の場合、このマグマだまりの体積変化に伴う傾斜変化 $\delta_{ms}(t)$ と重力変化 $g_{ms}(t)$ は、それぞれマグマだまりの体積変化量 $\Delta V(t)$ に比例する。また、傾斜変化と重力変化を結びつける比例定数は、(6.18) 式と (6.21) 式より

$$\frac{g_{ms}(t)}{\delta_{ms}(t)} = \frac{\Gamma}{3} \cdot \frac{D^2 + R^2}{R} = const. \quad (6.23)$$

と計算できる。そこで本研究では、桜島の浅部マグマだまりの位置が変わらないものと仮定し、傾斜データ $\delta_{ms}(t)$ から重力変化 $g_{ms}(t)$ を求める。いま、浅部マグマだまりの深さに $D = 4.10$ [km] (観測点標高: 80 m を考慮した)、水平距離に $R = 2.10$ [km]、重力勾配に $\Gamma = -0.2359$ [$\mu\text{gal}/\text{mm}$]

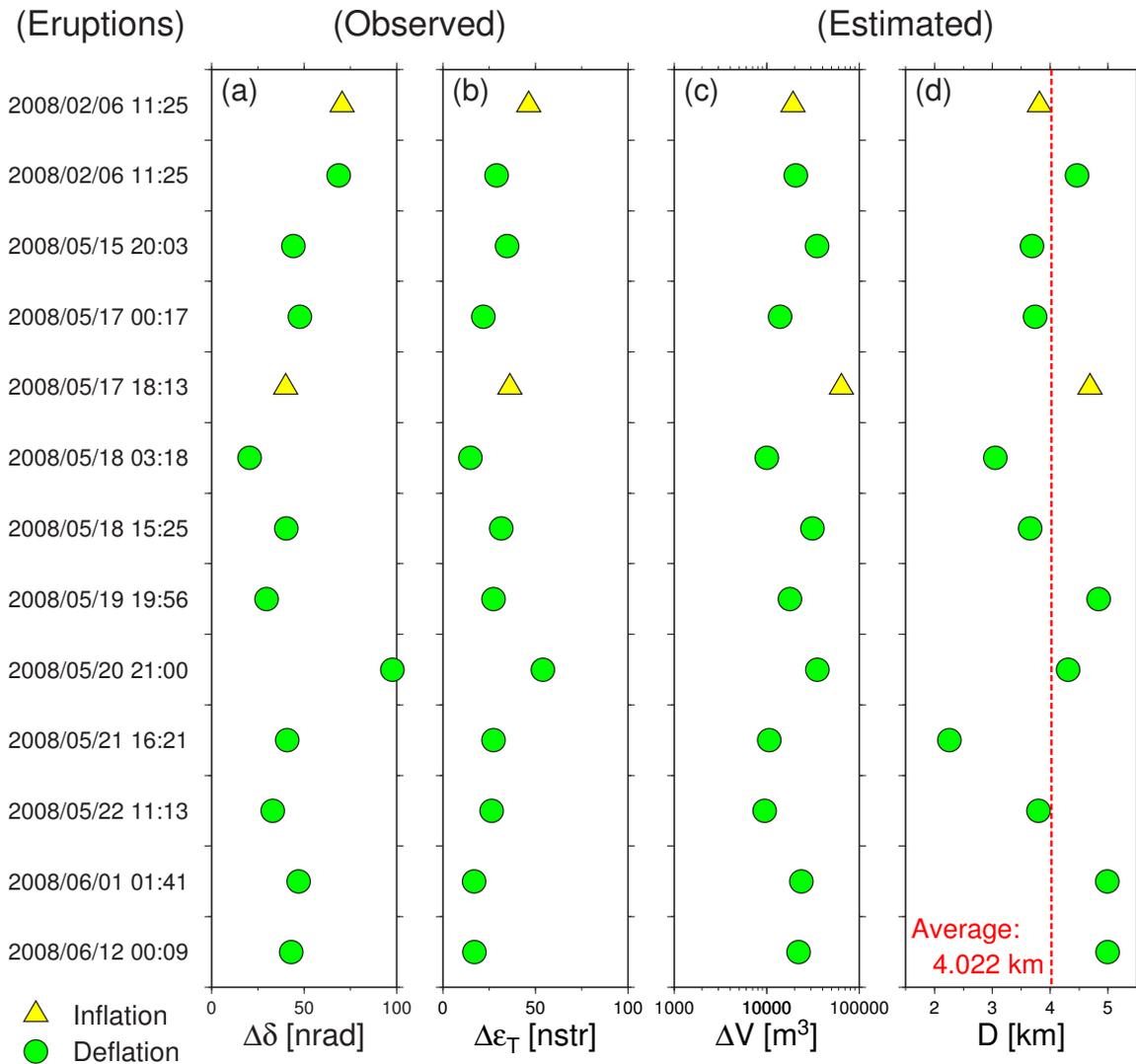


図 6.9: 桜島噴火時の浅部マグマだまりの膨張 / 収縮過程。(a) 有村観測坑道の傾斜データから得られた噴火前後の傾斜変動量 $\Delta\delta$ 。(b) 有村観測坑道の歪データから得られた噴火前後の歪変動量 $\Delta\epsilon_T$ 。(c) $\Delta\delta$ と $\Delta\epsilon_T$ から計算された浅部マグマだまりの体積変化 ΔV 。(d) $\Delta\delta$ と $\Delta\epsilon_T$ から計算された浅部マグマだまりの海水面からの深さ D 。ただし、黄色三角印は噴火前の山体膨張過程、緑色丸印は噴火後の山体収縮過程から得られたデータである。また、どの値とも符号を無視して絶対値を記している。

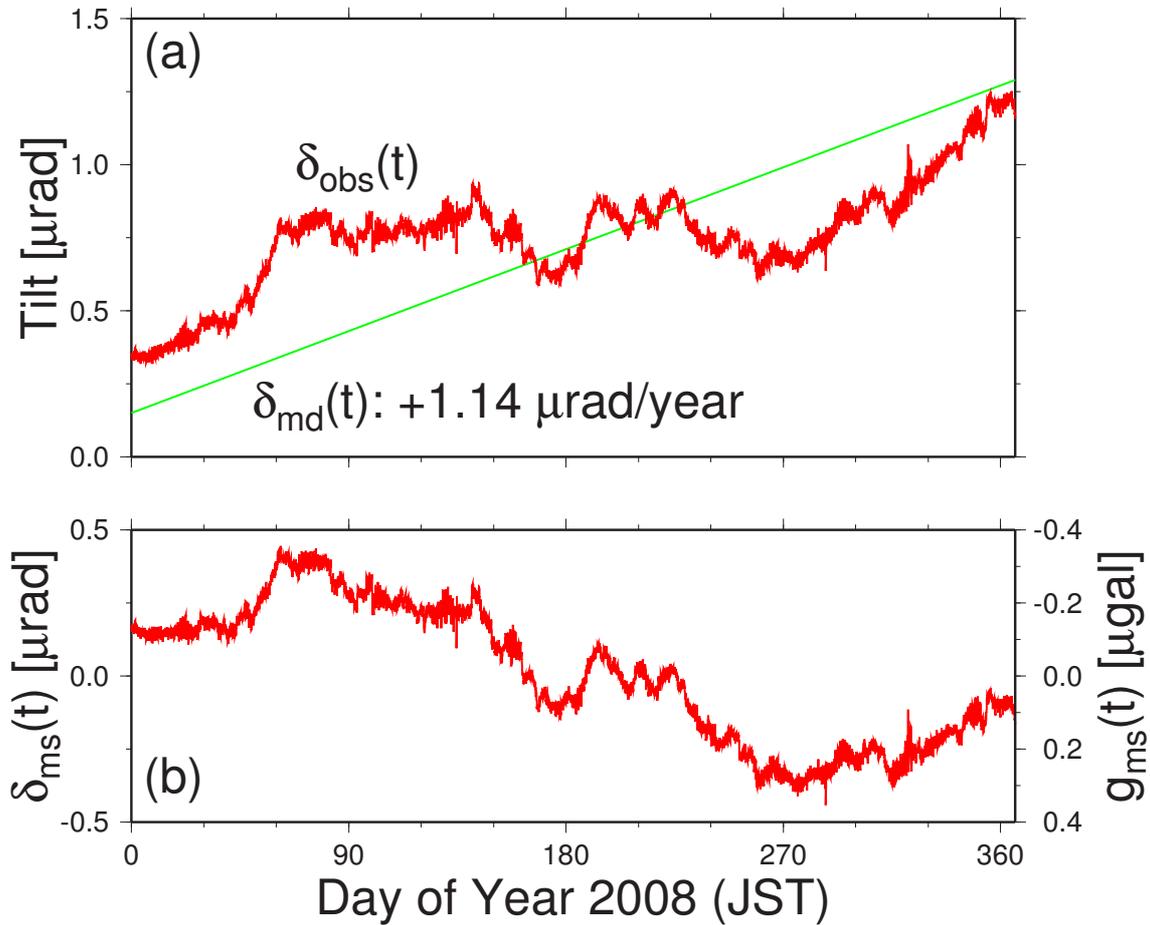


図 6.10: 浅部マグマだまり起源の重力変化。(a) 赤線は有村観測坑道で観測された傾斜変化 $\delta_{\text{obs}}(t)$ 、緑線は深部マグマだまりの膨張に伴う傾斜変化 $\delta_{\text{md}}(t)$ ($+1.14 \mu\text{rad/year}$) を示している。(b) 浅部マグマだまりの膨張 / 収縮に伴う傾斜変化 $\delta_{\text{ms}}(t) = \delta_{\text{obs}}(t) - \delta_{\text{md}}(t)$ 。また、右縦軸には浅部マグマだまりの膨張 / 収縮に伴う重力変化 $g_{\text{ms}}(t)$ を示した。なお、(6.23) 式に示されている通り、 δ_{ms} と g_{ms} は変化の向き (正負) が逆になっている。

(前小節参照) を使用すると、上式は以下のように書ける。

$$g_{ms}(t) = -0.79 \times \delta_{ms}(t) \text{ } [\mu\text{gal}/\mu\text{rad}] \quad (6.24)$$

図 6.10b に、有村観測坑道における浅部マグマだまり起源の傾斜変化 $\delta_{ms}(t)$ と重力変化 $g_{ms}(t)$ を示す。ただし、 $\delta_{ms}(t)$ は 2008 年の傾斜観測データ $\delta_{obs}(t)$ から深部マグマだまりの寄与 $\delta_{md}(t)$ ($+1.14 \mu\text{rad}/\text{year}$) を差し引いた値である (図 6.10a)。なお $+1.14 \mu\text{rad}/\text{year}$ という値は、(6.21) 式に深部マグマだまりのパラメーター (前小節参照) を代入することで計算できる。 δ_{ms} の振幅は最大 $1 \mu\text{rad}$ であり、そこから得られる g_{ms} の振幅は最大 $0.8 \mu\text{gal}$ である。有村で重力観測が実施された 2008 年 4–11 月には g_{ms} は $0.6 \mu\text{gal}$ の増加が期待されるが、この値は実際に観測された重力変化 ($|\Delta g(t)| \sim 10 [\mu\text{gal}]$) よりも十分に小さいことが分かる。

6.2.5 火道内マグマの上昇 / 下降に伴う重力変化 g_v

ここまで述べてきたように、火山ガスの放出、火山灰の放出および堆積、それにマグマだまりの膨張 / 収縮に伴う重力変化は

$$g_g + g_{al} + g_{ad} + g_{md} + g_{ms} \simeq -0.50 \text{ } [\mu\text{gal}/\text{year}] \quad (6.25)$$

であり、地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ の振幅 ($\sim 10 \mu\text{gal}$) に比べて十分に小さい。そこで本研究では、火山ガス・火山灰・マグマだまりに伴う上記の重力変化を無視し、唯一残されている可能性、すなわちマグマ頭位変化によって重力変化 $\Delta g(t)$ を説明する。火道内マグマ起源の重力変化 $g_v(t)$ の式を改めて示すと、

$$\Delta g(t) \simeq g_v(t) = \frac{G\sigma}{\sqrt{d^2 + [H(t) - z_0]^2}} \quad (6.26)$$

$$\sigma = \pi r^2 \rho_m n \quad (6.27)$$

となる (図 6.3 参照)。桜島の場合、重力観測点から昭和火口までの距離は $d \sim 2200 \text{ } [\text{m}]$ 、重力観測点の標高は $z_0 \sim 80 \text{ } [\text{m}]$ 、昭和火口の標高は $z_s \sim 800 \text{ } [\text{m}]$ である。線密度 $\sigma \sim 7 \times 10^7 \text{ } [\text{kg}/\text{m}]$ のマグマが仮に観測点標高から火口まで上昇したとすると、重力変化は

$$\frac{G\sigma}{d} - \frac{G\sigma}{\sqrt{d^2 + [z_s - z_0]^2}} \sim 11 \text{ } [\mu\text{gal}] \quad (6.28)$$

となり、地下水擾乱によって得られた重力変化 $\Delta g(t)$ の振幅を説明できる。

また、(6.26) 式から得られるマグマ頭位 $H(t)$ の式も以下に改めて示す。

$$H(t) = z_0 \pm \Delta H(t) = z_0 \pm d \sqrt{\left[\frac{G \sigma}{d \Delta g(t)} \right]^2 - 1} \quad (6.29)$$

この式によると 1 つの重力値 Δg に対して 2 つの解が存在するが、浅間山の場合は溶岩ケーキの観察結果 (大木ほか, 2005) やシングルフォース地震の標高 (Ohminato et al., 2006) から片方の解を選択することができた。桜島の事例ではマグマ頭位の拘束条件に関わる情報を収集できなかったが、2008 年重力観測時の桜島火山の活動は非常に活発であったことから、本研究ではマグマ頭位が常に重力観測点より上位にあると仮定して、マグマ頭位 $H(t) = z_0 + \Delta H(t)$ を計算する。

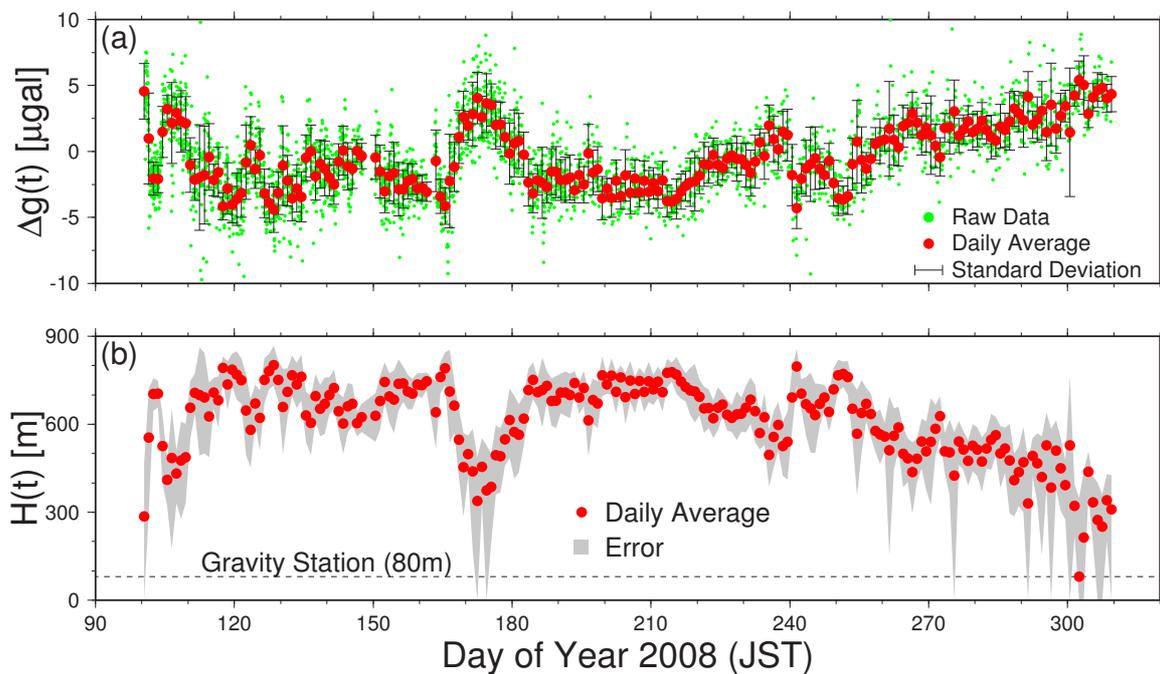


図 6.11: 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ と、計算されたマグマ頭位 $H(t)$ 。(a) 緑点は重力観測生データに地下水擾乱補正 $\Delta g(t) = g_{obs}(t) - g_w(t)$ を適用した結果であり、1 日毎の平均値を赤丸で、標準偏差を黒線で示す。(b) 地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から得られたマグマ頭位 $H(t)$ 。灰色の領域は、 $\Delta g(t)$ の標準偏差から得られるマグマ頭位の誤差範囲である。また、破線は重力観測点 (有村観測坑道) の標高を示している。

6.2.6 マグマ頭位 $H(t)$

図 6.11b に赤丸で示したのが、以下の定数

$$\begin{cases} z_0 = 80.0 \text{ [m]} \\ d = 2200.0 \text{ [m]} \\ \sigma = 6.5 \times 10^7 \text{ [kg/m]} \end{cases} \quad (6.30)$$

を用いて重力変化 $\Delta g(t)$ から計算された、2008 年桜島噴火時のマグマ頭位 $H(t)$ である（仮定した線密度 σ の妥当性については、後ほど議論する）。灰色の領域は $H(t)$ の誤差範囲を示しており、 $\Delta g(t)$ の生データの標準偏差（図 6.11a の黒線）を用いて決定した。マグマ頭位 $H(t)$ は、重力観測点標高から昭和火口標高までの範囲（約 700 m）に計算された。 $H(t)$ の時間変化に注目すると、2008 年 4 月にマグマ頭位は約 500 m 上昇し、5 月には火口付近の高い位置にあったと予想される。また、6 月には一時的に頭位が約 400 m 低下したものの、7 月以降に火口付近まで再び上昇し、8–11 月は緩やかに低下する傾向を示している。この一連のマグマ頭位変化は、桜島山頂で 2008 年の 4–7 月に噴火が頻発していたこと（気象庁, 2009d）と調和的である。

このマグマ頭位変化 $H(t)$ を、他の火山観測データと比較する。まず図 6.12a に示したのは、京都大学防災研究所 桜島火山観測所が観測した B 型地震（浅部で発生する火山性地震）の日別回数である（山本圭吾, 私信）。また、爆発的噴火の日時を黒三角で、噴火の日時を灰色三角で示す（気象庁, 2009d）。地震回数のピークは主に 3 回あり、それぞれ 4–5 月、7 月、9 月下旬–11 月である。このうち、4–5 月と 7 月の地震回数のピークについては、本研究で得られたマグマ頭位 $H(t)$ の上昇とよく一致している。このような相関が見られるのは、マグマが火道浅部を移動することに伴って B 型地震が励起されるためと考えられる（西村・井口, 2006）。一方、9 月下旬以降は 4–5 月と 7 月とは異なり、B 型地震の回数数が上昇しているのに、マグマ頭位は減少している。この原因としては、深部マグマだまりから浅部マグマだまりにマグマが供給された可能性が考えられる。この点については、本節の最後で再び言及する。

次に図 6.12b に示したのは、桜島周辺の降灰観測点（図 5.1 の灰色丸印）で観測された毎日の降灰量（鹿児島県, 私信）を規格化した値である。なお、規格化定数は各観測点の降灰量最大値であり、その値は図の右上に記している。この降灰量をマグマ頭位 $H(t)$ と比較すると、降灰量の多い噴火時にマグマ頭位が高い位置にあることが分かる。例えば、4 月 11 日 ($t \sim 102$ [day]) の爆発的噴火、5 月 8 日 ($t \sim 128$ [day]) の噴火、5 月 20 日 ($t \sim 140$ [day]) の爆発的噴火、6 月 1 日 ($t \sim 152$ [day]) の爆発的噴火、7 月 10 日 ($t \sim 191$ [day]) の噴火などがそれに当たる。これは、マグマ物質

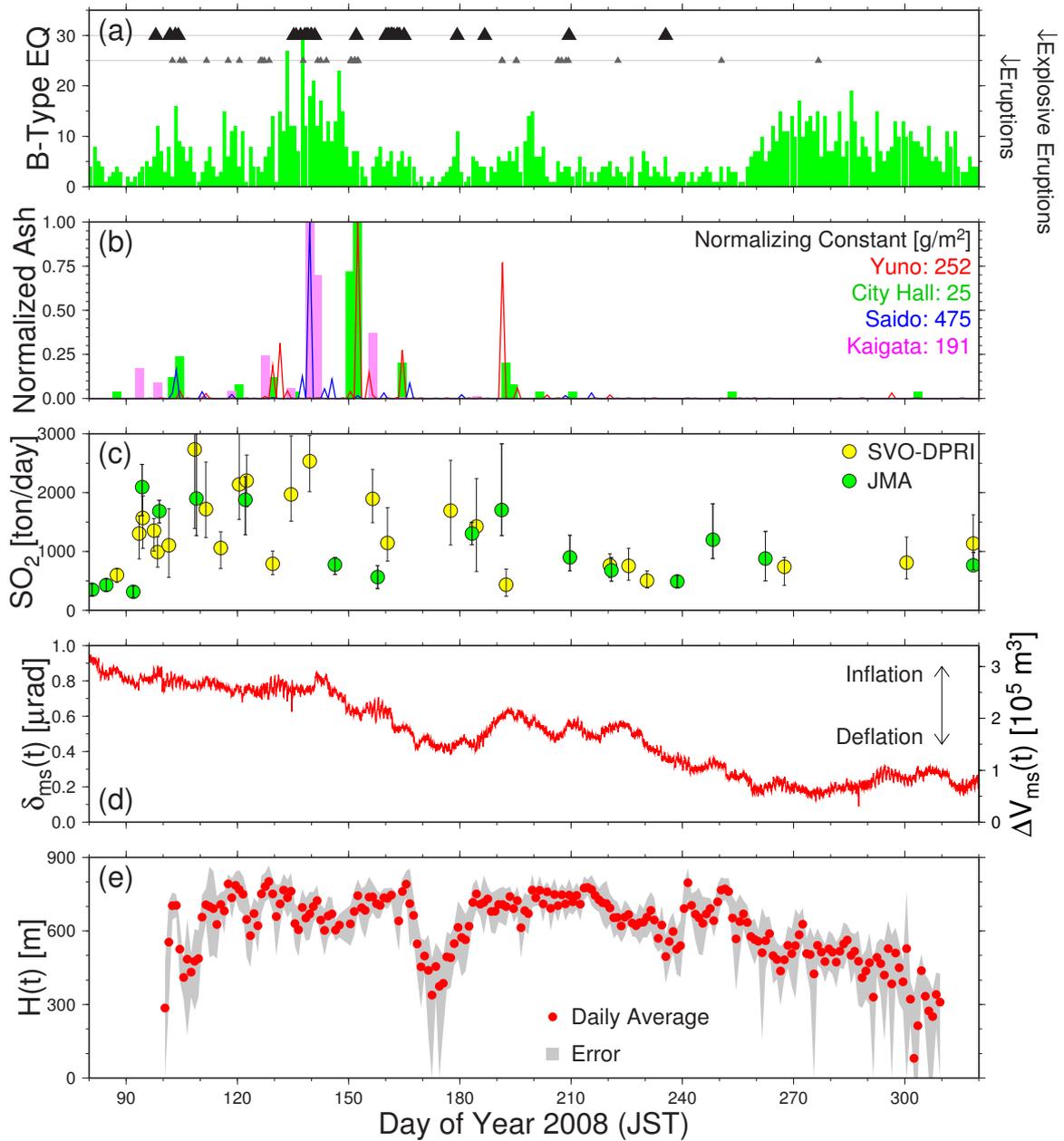


図 6.12: マグマ頭位 $H(t)$ と他のデータの比較。(a) 緑色: B 型地震の日別発生回数、黒三角: 爆発的噴火の日時、灰色三角: 噴火の日時。(b) 桜島周辺の降灰観測点の規格化された降灰量。なお規格化定数を図の右側に示した。(c) 桜島周辺で観測された二酸化硫黄放出率。黄色: 京都大学防災研究所 桜島火山観測所の観測結果、緑色: 気象庁による観測結果。(d) 浅部マグマだまりの膨張 / 収縮に伴う有村観測坑道の傾斜変化 $\delta_{ms}(t)$ 。右縦軸に浅部マグマだまりの体積変化量 $\Delta V_{ms}(t)$ を示した。(e) 推定されたマグマ頭位 $H(t)$ とその誤差範囲。

が火口直近傍まで上昇し、そのマグマ物質が火山灰として外部に放出される過程を反映している。

さらに図 6.12c には、桜島火山の二酸化硫黄 (SO_2) 放出率 (火山噴火予知連絡会, 2009; 山本圭吾, 私信) を日換算で示している。 SO_2 放出率は 2008 年 4–7 月に 2000 ton/day 前後であったが、8 月以降はその半分程度にまで減少した。一方マグマ頭位も 4–7 月に高く 8 月以降に減少しており、 SO_2 放出量の増加 (減少) とマグマ頭位の上昇 (下降) がよく対応している。この原因としては、マグマが火口近傍に上昇することで圧力が低下し、マグマの脱ガスが進行するためと考えられる。

最後に図 6.12d に、浅部マグマだまりの膨張 / 収縮に伴う有村観測坑道の傾斜変化 $\delta_{ms}(t)$ (図 6.10b) を示す。ただし、 δ_{ms} の増加は火口方向の隆起 (山上がり) を意味しており、右側の縦軸には (6.21) 式から予想される浅部マグマだまりの体積変化量 $\Delta V_{ms}(t)$ を示している。 δ_{ms} は 4–5 月に高い値を示し、6 月には $0.4 \mu\text{rad}$ ほど減少した。また、7 月には再び $0.3 \mu\text{rad}$ ほど上昇し、8 月以降は緩やかに減少している。この傾斜変動の傾向は本研究で得られたマグマ頭位 $H(t)$ ともよく一致しており、浅部マグマだまりの膨張 (収縮) 時にマグマ頭位が上昇 (低下) する傾向が確認できる。これは、浅部マグマだまりの体積および圧力が上昇することで、そこに蓄積されたマグマが火道経由で外部へ放出されるためと考えられる。なお、10 月以降傾斜は緩やかな上昇傾向であるが (図 6.10b も参照)、これは 2009 年以降の噴火活発化に至るまでのマグマ蓄積過程を反映している可能性がある。この点については、本節の最後に再び言及する。

このように、本研究で得られたマグマ頭位 $H(t)$ は、地震・降灰・火山ガス・傾斜の各データの変化パターンとよく一致していることが分かった。これ以降は浅間山の事例で検証したように、マグマ頭位 $H(t)$ の絶対値が正しいかどうかを検証すべきであるが、先述の通り本研究ではマグマ頭位の絶対値を拘束できる情報を得ることができなかった。この点については、今後新たに得られる観測結果をもとに、本論文以降に考察を深めていきたい。

6.2.7 火道内マグマの線密度 σ

本研究では、重力変化 $\Delta g(t)$ をマグマ頭位 $H(t)$ に変換する際、桜島のマグマ線密度を $\sigma = 6.5 \times 10^7 \text{ [kg/m]}$ (6.30 式) と仮定した。そこで本小節では、この線密度 σ の妥当性を他の観測データから検証する。

まず、線密度 σ とマグマ頭位変動量 $|H(t)|$ から推定される火道内マグマの総質量

$$M_v = \sigma \cdot |H(t)| \simeq 6.5 \times 10^7 \times 700 = 4.6 \times 10^{10} \text{ [kg]} \quad (6.31)$$

を、火山ガス放出量から推定される脱ガスマグマ質量 M_m と比較する。2008 年 4–11 月の SO_2 放出率は、図 6.12c から約 1.0×10^6 [kg/day] である。また、浅間山の火山ガス組成比 (表 6.1) を使用すると、1 日あたりの硫黄放出量は

$$M_S \sim 1.0 \times 10^6 \times \frac{4.5 + 0.47}{9} = 5.5 \times 10^5 \text{ [kg/day]} \quad (6.32)$$

と計算できる。ここで、マグマ中の硫黄溶存率を浅間山と同様の 0.1 wt%、マグマの脱ガス率を仮に 100 % とすると、2008 年 4–11 月の 7 ヶ月間に脱ガスしたマグマの質量 M_m は

$$M_m \sim \frac{5.5 \times 10^5}{0.001} \times 210 = 1.1 \times 10^{11} \text{ [kg]} \quad (6.33)$$

と計算できる。脱ガスマグマ量 M_m のほうが火道内マグマ量 M_v よりも 2 倍程度大きいものの、両者とも概算値であり、同じオーダーでよく一致していると言える。したがって、本研究で使ったマグマ線密度 $\sigma = 6.5 \times 10^7$ [kg/m] は、マグマ脱ガス過程から予想されるマグマ質量と矛盾しない、ということが言える。

次に、火道が円柱であると仮定したうえで、線密度 σ から想定される火道半径 r に注目する。いまマグマ密度を $\rho_m = 2600$ [kg/m³]、火道空隙率を $n = 0.5$ とすると、火道半径は (6.27) 式より $r = 126$ [m] と計算される。一方、昭和火口の半径は約 50 m であり (気象庁, 2009d)、昭和火口火道も同程度の半径を有していると考えられる。すなわち、重力変化から期待される火道半径 r は、実際の昭和火口火道の半径よりも 2 倍程度大きい。この原因としては、マグマ物質が昭和火口火道だけでなく他の火道にも上昇してきている可能性が挙げられる。実際、桜島では昭和火口だけでなく南岳火口でもしばしば噴火が発生しており、2008 年には 5 月 20 日, 7 月 5 日, 8 月 23 日に南岳火口でマグマ物質の噴出を伴う爆発的噴火が観測されている (気象庁, 2009d)。このことから、南岳火口火道にもマグマが供給されている可能性が高く、重力観測では 2 つの火道中のマグマ移動が検出されているものと考えられる。また、重力観測点 (有村観測坑道) から両火口までの水平距離は 2.4 km 前後なので、2 本の火道が重力観測では 1 本の太い火道として検出されると考えられる。

ここで、昭和火口火道の半径を r_s 、南岳火口火道の半径を r_m とすると、

$$r^2 = r_s^2 + r_m^2 \quad (6.34)$$

という関係式が成立する。この式に $r = 126$ [m], $r_s = 50$ [m] を代入すると、南岳火口火道の半径は $r_m = 116$ [m] と得られる。この値は、南岳火口の直径がおおよそ 300 m であること (国土地理院,

2009b) と矛盾しない。以上のことから、本研究で得られた重力変化 $\Delta g(t)$ およびマグマ線密度 σ を説明するためには、半径 $r_s = 50$ [m] の昭和火口火道だけでなく、半径 $r_m = 116$ [m] の南岳火口火道にもマグマが上昇している必要がある。

6.2.8 マグマ移動プロセス

以上の考察により明らかとなった、桜島 2008 年噴火時のマグマ移動プロセスを図 6.13 にまとめる。なお線密度に関する考察から、昭和火口火道と南岳火口火道の両方にマグマが上昇していると考えられるので、この図では 2 本の火道を記している。またこの図には、重力観測によって得られたマグマ頭位変化と、傾斜・歪観測データから予想される浅部マグマだまりの体積変化を同時に示している。これ以降、噴火プロセスを順を追って説明する。

(a) 2008 年 4 月には浅部マグマだまりの体積はほぼ一定値を維持しながら、マグマ頭位は火口付近まで上昇した (図 6.12)。これは、2008 年 4 月より前の噴火によって昭和火口を塞ぐ岩盤が破壊されたため、浅部マグマだまりに圧力を蓄積しなくても、マグマが容易に火道を上昇することができるようになったためと考えられる。このことは、昭和火口 2006–2007 年噴火の火山灰主成分が火道周辺物質であったのに対し、2008 年以降の昭和火口火山灰ではマグマ成分が増加したことから調和的である (宮城ほか, 2008)。

(b) 2008 年 5 月頃にマグマ頭位は火口付近に到達し、多量の降灰を伴う爆発的噴火に至った。このマグマ頭位の上昇は、B 型地震回数や SO_2 放出率の増加とも一致している (図 6.12)。一方浅部マグマだまりの体積は、4 月と同様ほぼ一定値で推移した。これは、深部からのマグマ供給速度が

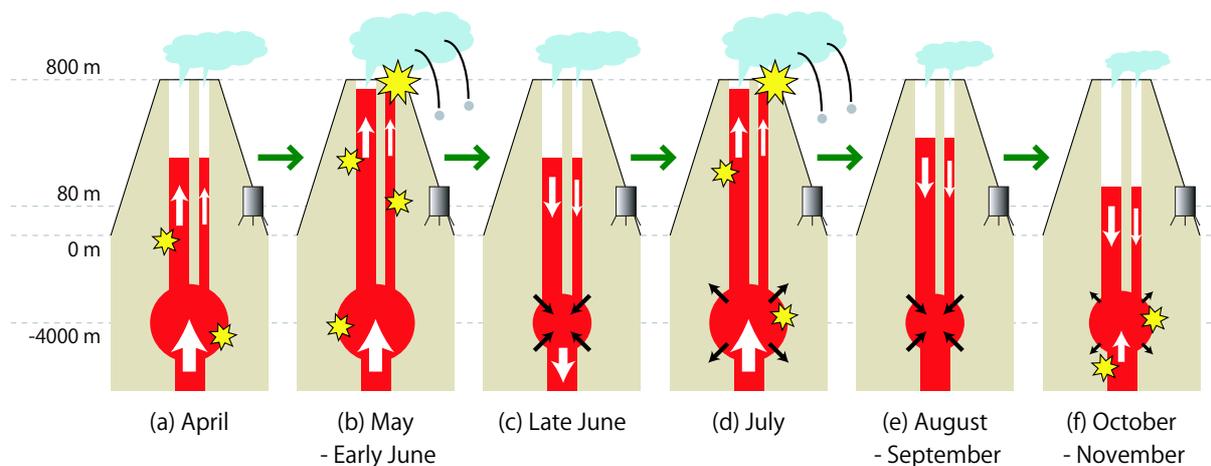


図 6.13: 桜島 2008 年噴火時のマグマ移動プロセス。

ほぼ一定であったことを示唆している。

(c) 2008 年 6 月には浅部マグマだまりが収縮し始め、やがてマグマ頭位も約 400 m ほど下降した。このときに減少した火道内部のマグマ量は $\sigma|H| \sim 3 \times 10^{10}$ [kg] と計算できるが、この値は 2008 年 1–6 月の降灰量 (2×10^8 kg; 味喜大介, 私信) や火山ガス放出量 (2×10^9 kg; 6.17 式の半量) よりも大きい。このことから、2008 年 6 月に減少したマグマの殆どは火道中を降下し、浅部マグマだまりよりも地下へ逆流していったものと考えられる。これは、深部からの浅部マグマだまりへのマグマ供給が一時的に停止した可能性を示している。

(d) 2008 年 7 月には再び浅部マグマだまりが膨張し、火道内マグマも上昇した。これは、深部からのマグマ供給が再び増加したことを反映している。また、火道内マグマの上昇に伴って B 型地震が増加し、多量の降灰を伴う噴火も発生した (図 6.12)。

(e) 2008 年 8 月以降マグマ頭位は緩やかに低下し、マグマだまりも緩やかに収縮した。これは、浅部マグマだまりへのマグマ供給が減少したか、停止したためと考えられる。また、マグマ頭位の低下に伴い SO_2 放出率や噴火回数も減少した (図 6.12)。

(f) 2008 年 10–11 月もマグマ頭位は緩やかに減少したが、浅部マグマだまりは緩やかな膨張に転じた。なお浅部マグマだまりの膨張傾向は、重力観測終了後の 2008 年 12 月にも確認された (図 6.10b)。この浅部マグマだまりの緩やかな膨張は、次の大規模な噴火 (2009 年 2 月) に向けてマグマを蓄積する過程を反映していると考えられ、このマグマの移動が B 型地震の増加に繋がったと予想される (図 6.12)。また、マグマだまりが膨張しているにもかかわらずマグマ頭位が下降しているのは、火山ガス放出に伴うマグマ密度の増加が関係している可能性がある。

以上のように、本節では桜島火道のマグマ頭位変化 $H(t)$ と浅部マグマだまりの体積変化 $\Delta V_{ms}(t)$ を見積もり、2008 年噴火時のマグマ移動プロセスを議論した。本節では、線密度の考察から 2 本の火道内マグマを仮定したものの、その証拠は不十分であり、それ以降の議論も不完全であると言わざるを得ない。桜島火道の形状を正確に把握するためには、浅間山の事例と同様に、ミュオン観測による火山内部の透視技術 (Tanaka et al., 2009a) やマグマ移動に伴う地震機構の解明 (Ohminato et al., 2006) が不可欠である。さらには、重力計を火口周辺に複数点設置することで、桜島山体内部を立体的に把握することができるかもしれない (次節参照)。したがって、桜島内部のマグマ移動過程をさらに詳細に理解するには、さまざまな観測技術を駆使し、観測点配置を工夫しながら、火山活動起源の変動を監視していく必要があると言える。

6.3 マグマ移動プロセスの更なる理解のために

本研究では浅間火山と桜島火山に絶対重力計を設置し、重力連続観測を実施した。重力観測データ $g_{obs}(t)$ には地下水起源の重力擾乱が含まれていたため、本研究では観測データに地下水擾乱補正を適用し、火山活動起源の重力変化 $\Delta g(t)$ を抽出した。この重力変化 $\Delta g(t)$ をマグマ頭位の時間変化 $H(t)$ に変換すると、 $H(t)$ は噴火活動に対応した上下変動を示し、地震・SO₂・降灰・傾斜などの観測データとも調和的であることが分かった。すなわち本研究の地下水擾乱補正は、降雨の有無に関わらず火山活動起源の重力変化を捉え、火山内部のマグマ移動を把握することを可能にしたと言える。さらに、本手法を重力観測データにリアルタイムで適用すれば、過去および現在のマグマの位置を把握し、将来の火山活動・噴火活動を予測することができると考えられる。

火山内部のマグマ移動をより正確に把握するためには、重力観測および重力データ解析において以下の 4 点に配慮すべきということが、本研究の結果から明らかになった。本節では、重力観測を用いた火山活動監視を実現するために、注意すべき 4 つのポイントを以下にまとめる。

6.3.1 重力観測点の配置

マグマ移動起源の重力変化の振幅 $|\Delta g(t)|$ は、浅間山で約 5 μgal 、桜島で約 10 μgal であり、桜島のほうが浅間山よりも 2 倍程度大きかった。これは、桜島における重力観測点 火道間の水平距離が浅間山 (約 4 km) より近い (約 2 km)、火道内マグマの万有引力寄与が重力観測点により強く働いたからである。すなわち、マグマ移動起源の重力変化をより高振幅で捉えるためには、マグマ移動源により近い場所に重力計を設置すべきである。

実際に重力観測点 火道間の距離を縮めると、どれくらいの振幅増加が期待されるかを概算する。火道内マグマ起源の重力変化の式を改めて記すと以下の通りである。

$$g_v(H) = \frac{G\sigma}{\sqrt{d^2 + (H - z_0)^2}} \quad (6.35)$$

ここで、重力観測点の標高に $z_0 = 1000$ [m]、火口標高 (すなわちマグマ頭位の最大高度) に $H_{\max} = z_s = 2000$ [m]、マグマ線密度に浅間山の値 $\sigma = 9 \times 10^7$ [kg/m] を使用すると、マグマ頭位 H に対する重力変化 $g_v(H)$ は図 6.14 のようになる。火道からの距離 d が 5 km の場合 (図中 a)、重力変化の最大値は 2.3 μgal であり、絶対重力計 FG5 の観測誤差程度 (Niebauer et al., 1995) の小さな重力変化となる。ところが、火道までの距離 d を 4 km (図中 b) および 3 km (図中 c) に縮め

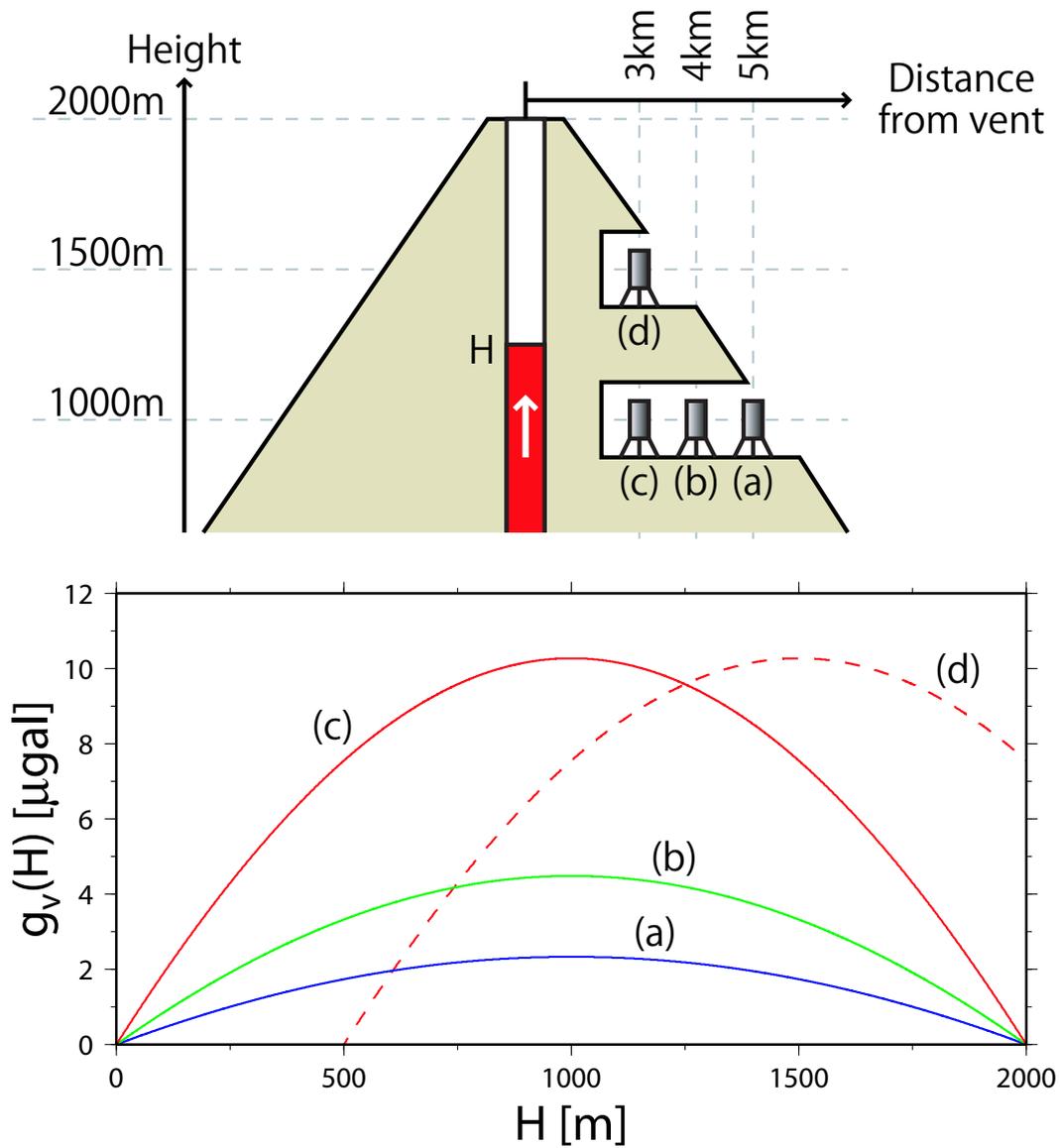


図 6.14: マグマ頭位 H と重力変化 $g_v(H)$ の関係。上図に示された点 (a)–(d) に重力計を設置したときの重力変化 $g_v(H)$ を下図に示している。

ると、重力変化の最大値はそれぞれ $4.5 \mu\text{gal}$, $10.2 \mu\text{gal}$ になる。というのも、(6.35) 式を $H = z_0$ のまわりで Taylor 展開すると

$$g_v(H) \simeq \frac{G\sigma}{d} \left[1 - \frac{1}{2} \left(\frac{H - z_0}{d} \right)^2 \right] \propto d^{-3} \quad (6.36)$$

となるので、重力観測点をわずかに火道に近づけただけでも大きな振幅増加が期待できるのである。このことから、火道内マグマ起源の重力変化を高振幅で捉えるためには、少しでも火道に近い場所に重力計を設置すべきであることが明確になった。

ところで、(6.35) 式の右辺は $H = z_0$ について対称であり、 $H = z_0$ のときに最大値 $G\sigma/d$ を取る。このことは、重力観測点の標高 z_0 を変えると、重力値 g_v が最大となるマグマ頭位 H も変化する、ということの意味する。すなわち、標高の異なる複数の観測点で重力同時観測を行えば、重力極大値を迎えるタイミングの違いから、マグマ頭位 H を拘束できる。例えば、火道からの距離 $d = 3000$ [m] で、標高の異なる 2 点 (1000 m, 1500 m; 図 6.14 の c と d に該当) で重力観測を行ったとする。マグマ頭位が上昇してくる場合を考えると、

- c 点および d 点の重力値がともに増加している場合は $H < 1000$ [m]
- c 点の重力値が減少に転じ d 点の重力値が依然増加している場合には $1000 < H < 1500$ [m]
- d 点の重力値も減少に転じた場合は $H > 1500$ [m]

となり、単点の重力観測よりもマグマ頭位 H に強い拘束条件を課することができるのである。

もっとも活動的火山の火口周辺では立ち入りが制限されており、火口に近い場所で重力計を設置することが困難な場合も多い。しかしながら、坑道設備が充実している火山（桜島など）では噴火時の安全を確保できることから、火道への距離がより近い場所で、しかも標高の異なる複数点での重力連続観測も可能であると考えられる。

6.3.2 高品質な重力連続データの取得

桜島で 2009 年に実施された重力観測では、絶対重力計のレーザー装置不調のため、重力データの連続性が失われた。また、絶対重力計一式を交換した後も、砂防ダム工事に伴う振動の影響で、誤差が $10 \mu\text{gal}$ 程度に増加した (図 5.15)。これらの影響のため、桜島 2009 年噴火期についてはマグマ頭位 $H(t)$ を見積もることができなかった。一方、2008 年の桜島重力観測では、インターネットを活用した絶対重力計の遠隔監視技術を用い、毎日の観測状況の把握に努めた。また、2008 年

には人工ノイズも少なく、レーザー系統の不調についても比較的簡単な微調整で解決することができた。その結果、7ヶ月にも及ぶ重力連続観測に成功し、マグマ頭位 $H(t)$ を連続的に把握することができた (図 5.14)。

このように、マグマ位置の時間変化を詳細に把握するためには、日々の観測状況把握やメンテナンスを欠かさずに実施し、誤差の小さい高品質な重力データを連続的に得る必要がある。そのためには、人口ノイズの発生源 (道路・市街地など) から十分離れた場所を観測点に選び、地震計基台など安定した床面上に重力計を設置すべきである。また、重力計が傾いていると正しい重力値を得られなくなるので (Micro-g Lacoste, 2006)、気温変化に伴う床面の傾斜変化を防ぐために、重力計設置室内を常に一定温度に保たなければならない。さらに、火山灰や火山ガス、それに夏季の湿気に伴う装置不調を防ぐためにも、ドアや窓の目張りを行い、除湿や空気清浄にも努めるべきである。

6.3.3 高精度な地下水擾乱補正

本研究では、数値モデリングによって地下水流動起源の重力擾乱 $g_w(t)$ を計算し、それを重力観測データ $g_{obs}(t)$ から差し引くことで地下水擾乱補正を実施した。地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ の振幅は $g_{obs}(t)$ の半分 (桜島の場合) から $1/4$ (浅間山の場合) となり、 $\Delta g(t)$ をマグマ頭位 $H(t)$ に変換することで火山内部のマグマ移動プロセスを把握することに成功した。

ところで、火道内マグマ起源の重力変化 g_v の式 (6.35 式) によると、マグマ頭位 H が重力観測点標高 z_0 と一致するとき、 g_v は最大値を取る。したがって、地下水擾乱補正前の重力データ (すなわち観測データ $g_{obs}(t)$) からマグマ頭位 $H(t)$ を敢えて求めようとする、 $g_{obs}(t)$ が g_v の最大値を超えるような時期についてはマグマ頭位の解を得ることができなくなる。実際に、地下水擾乱補正前の重力値 $g_{obs}(t)$ から計算された 2004 年浅間山のマグマ頭位 (大久保, 2005) を図 6.15 に緑色で示す。なお、このマグマ頭位を計算する際には線密度を $\sigma = 9 \times 10^7$ [kg/m] (6.12 式) に設定し、9 月 15 日頃にマグマ頭位が重力観測点標高を超えた (すなわち 9 月 15 日頃に重力値が最大値を取る) ものと仮定した。 $g_{obs}(t)$ から得られたマグマ頭位は、降雨の少ない 9 月に関しては $\Delta g(t)$ から得られたマグマ頭位 (赤色) とほぼ同じ挙動を示している。しかしながら、10 月 6 日以降は台風 22 号の大雨に伴う地下水擾乱によって、重力値 $g_{obs}(t)$ が増加した (図 6.4)。このために、10 月 6 日以降の $g_{obs}(t)$ は 9 月 15 日頃の重力値よりも増加し、マグマ頭位の解 $H(t)$ が得られなくなるのである。

以上のように、現実的な火道形状の下でマグマ頭位変化 $H(t)$ を正確に再現するためには、重力観測データ $g_{obs}(t)$ に含まれる地下水擾乱 $g_w(t)$ を適切に補正しなければならない。そのためには、特に観測点近傍の地下水時空間分布 — $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ — を正確に計算すべきであり、以下の点に注意を払う必要がある。

- 重力観測点周辺の土壌に対して土質試験を行い、土壌パラメーター (2.49 式) を実測する。
- 地下水分布の計算領域端を重力観測点から遠ざけ、計算領域を十分に広く設定する。
- 50 m および 2 m 格子の数値標高データを用い、地下水モデルの地表面 $h_g(x, y)$ を再現する。
- 電磁気学的構造・地質図・柱状図を参考にしながら、不透水層上面の形状 $h_b(x, y)$ を設定する。
- 重力観測点近傍で観測された気象データをもとに有効降水量 $P(t)$ を求め、地表面に入力する。

なお、胆沢扇状地と浅間山への適用例では、観測された重力データ $g_{obs}(t)$ に積雪・融雪の寄与が含まれていた。冬季および春季の地下水分布および重力擾乱をさらに正確に計算するには、降水 積雪 地下水の相互作用を考慮した地下水モデリングが必要である。また、桜島の事例では、火山灰の堆積に伴って地表面の降水浸透能が変化する可能性が示された。この問題を解決するには、降雨浸透能の時間変化 $p = p(t)$ を地下水モデリングで考慮する必要がある。以上の 2 点に関しては、今後の重要な研究課題であると言える。

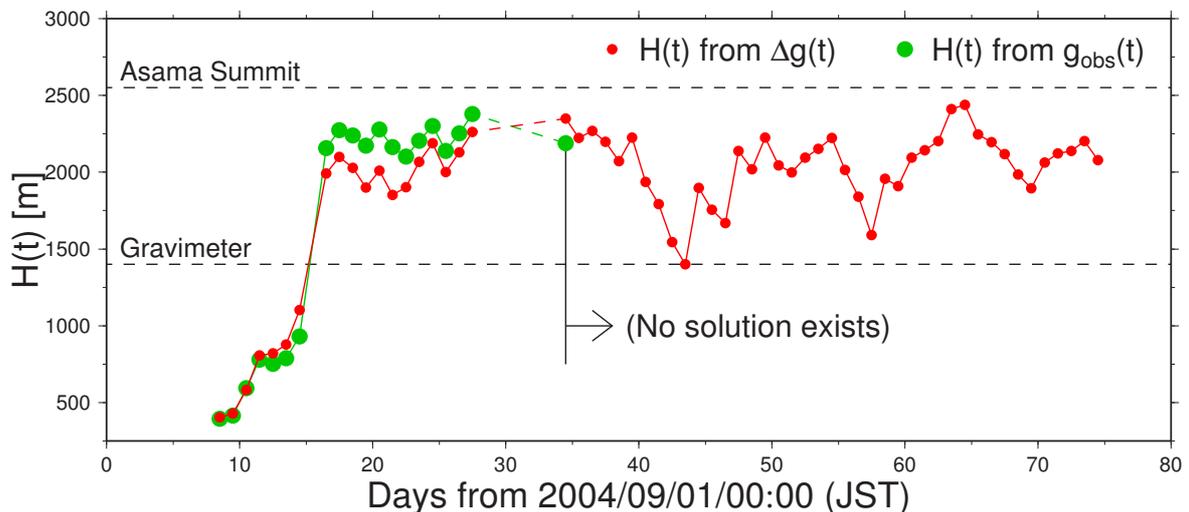


図 6.15: 地下水擾乱補正前後の重力データから求めたマグマ頭位。緑色が地下水擾乱補正前の重力変化 (すなわち重力観測データ $g_{obs}(t)$) から得られたマグマ頭位 $H(t)$ 。赤色が地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ から得られたマグマ頭位 $H(t)$ 。

6.3.4 他の観測技術との融合

本研究では、マグマの密度 ρ_m や火道半径 r が一定値を取ると仮定し、地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ をマグマ頭位変化 $H(t)$ に変換した (6.35 式)。しかしながら、噴火の活発化に伴って火口径・火道径が拡大する事例が報告されていたり (e.g., 宮城ほか, 2008)、火道内マグマの密度時空間変化を考慮した理論が提唱されている (e.g., Kozono and Koyaguchi, 2009) など、実際の火山ではマグマ密度や火道半径も時間変化している可能性がある。重力の単点観測ではパラメーター (ρ_m および r) の時空間変化とマグマ頭位変化 $H(t)$ を分離することは原理的に不可能であるが (6.35 式)、以下の 2 つの方策によって、これらを分離できる可能性がある。

まず 1 つの方法は、先述の重力多点観測である。重力連続観測を複数の観測点で実施することによって、マグマ頭位 $H(t)$ だけでなく、マグマや火道に関する各パラメーターに強い拘束を課すことができると考えられる。

もう 1 つの方法は、他の観測技術との融合により、火山内部の質量分布変化をインバージョン的に得る方法である。例えば、火山内部を透過するミュオンの観測では、マグマ脱ガスプロセスに関連した火道内マグマの密度鉛直構造が得られており (Tanaka et al., 2009b)、マグマ密度の時空間分布 $\rho_m(x, y, z, t)$ を見積もるのに有益である。また、比抵抗変化や全磁力変化などの電磁気学的情報を本研究手法に取り入れることで、火山内部のマグマ移動量を精度良く得られると考えられる (e.g., Sasai et al., 1990; Yukutake et al., 1990)。さらに、GPS や SAR などの衛星測地技術によって、火山地表面の地殻変動量を面的に把握し、圧力源の位置や膨張量を拘束することができる (e.g., Takayama and Yoshida, 2007; Palano et al., 2008)。以上のように、さまざまな地球物理学的観測データを重力データと融合させることで、火山内部の構造や質量分布変化をより正確に見積もることができると考えられる (e.g., Aoki et al., 1999; Furuya et al., 2003)。

なお、本論文の主要な論題である地下水モデリングについても、重力・地下水以外のデータを活用できる可能性がある。例えば、地表面の水分量と電磁波反射率に相関があることを利用し、GPS マルチパスや SAR 強度画像から土壌水分および積雪量を見積もることができる (Moran et al., 2000; Shi and Dozier, 2000; Larson et al., 2008; Larson et al., 2009)。また、自然電位を連続的に観測することで、火山内部の地下水移動を立体的に把握することができる (e.g., Kanda and Mori, 2002; Revil et al., 2008; Aizawa et al., 2009)。このような観測データを活用すれば、本研究の地下水流動モデルを改良し、より再現性の高い重力擾乱 $g_w(t)$ を計算できるものと考えられる。

第7章 結論

本研究は、重力観測データに含まれる地下水擾乱 $g_w(t)$ を定式化し、地下水流動モデリングによってその値を計算した。地下水モデリングでは、不飽和領域の体積含水率 θ および飽和領域の地下水高 h の非線形拡散方程式を差分化し、それらの時空間分布 — $\theta(x, y, z, t)$ および $h(x, y, t)$ — を数値的に求めた。また、現実の地下水分布を精度良く再現するため、土壌パラメーターの実測値や時間降水量の観測値を数値計算に利用した。そして、これらの地下水分布の数値的積分によって地下水擾乱 $g_w(t)$ を求め、超伝導重力計や絶対重力計で観測した重力変化 $g_{obs}(t)$ と比較した。

胆沢扇状地への適用例では、地下水モデリング上で地表の形状を平面として単純化し、観測した水位変化を境界条件として活用することで、半無限媒質中の体積含水率分布 $\theta(z, t)$ および重力擾乱 $g_w(t)$ を求めた。その結果、計算された含水率変化 $\theta(z, t)$ は国立天文台の地表土壌で観測した含水率変化 $\theta_{obs}(t)$ と誤差の範囲内でよく一致し、地下水擾乱 $g_w(t)$ についても天文台の超伝導重力計で観測した重力変化 $g_{obs}(t)$ を $1 \mu\text{gal}$ 以内の誤差で再現していることが分かった。

浅間火山への適用例では、起伏の激しい火山体中の地下水分布を精度良く見積もるため、 50 m および 2 m 格子の数値標高データを用い、地表面の形状を数値モデル上に再現した。地下水モデリングの結果、地下水分布の定常解 — $\Theta_s(Z)$ および $h_s(x, y)$ — は浅間山周辺の地下水分布を良く再現しており、不飽和領域中の体積含水率分布 $\theta(x, y, z, t)$ についても、浅間火山観測所の地表土壌で得た含水率変化 $\theta_{obs}(t)$ と誤差範囲内で一致していることが分かった。しかしながら、飽和領域の水位変化 $h(x, y, t)$ と重力擾乱 $g_w(t)$ については、大雨後に実際に観測された水位変化および重力変化を再現することができなかった。これは、本研究の地下水モデリングで地下水構造の均質性を仮定したものの、実際には地下水構造不均質の影響が無視できないためと考えられる。そこで本研究では、浅間火山観測所地下に存在する地下水構造不均質（南向きに傾斜した不透水層）が重力変化に与える影響を見積もり、この不均質構造に伴う地下水擾乱の補正項 $\Delta g_w(t)$ を得た。その結果、地下水擾乱の総和 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ は浅間火山観測所で観測した絶対重力変化 $g_{obs}(t)$ と良く一致し、火山静穏期（2006–2007年）の重力変化を約 $3 \mu\text{gal}$ の精度（絶対重力観測の誤差と同程度）で再現していることが分かった。

桜島への適用例では、数値標高データによって火山の地表形状を再現しただけでなく、淡水と海水の相互作用を地下水モデルに取り入れた。数値モデリングの結果、地下水分布の定常解 — $\Theta_s(Z)$ および $h_s(x, y)$ — は桜島で観測された地下水分布を良く再現しており、体積含水率の時間変化 $\theta(x, y, z, t)$ についても有村観測坑道の地表で観測した土壌水分変化 $\theta_{obs}(t)$ と誤差範囲内で一致していることが分かった。また、地下水モデリングによって得られた重力擾乱 $g_w(t)$ は、2008–2009 年の火山活動活発期に有村観測坑道で観測した絶対重力変化 $g_{obs}(t)$ を $\pm 5 \mu\text{gal}$ の範囲内で再現していることが分かった。

浅間山への適用例により、本手法は火山静穏期に火山地域で観測される地下水擾乱を $3 \mu\text{gal}$ 以内の精度で再現できることが明らかになった。そこで本研究では、地下水モデリングによって得た重力擾乱 $g_w(t) + \Delta g_w(t)$ を観測データ $g_{obs}(t)$ から差し引くことで、重力データに含まれる地下水擾乱を補正した。その結果、2004 年浅間山噴火時の重力データには約 $5 \mu\text{gal}$ 、2008 年桜島噴火時の重力データには約 $10 \mu\text{gal}$ の重力変化 $\Delta g(t)$ が依然残っていることが分かった。この重力変化 $\Delta g(t)$ は、噴火活発時に減少し噴火静穏期に増加するという傾向を示していることから、火山活動起源の重力変化であると予想された。しかしながら、火山灰の放出および堆積、火山ガスの放出、およびマグマだまりの膨張 / 収縮に伴う重力変化では $\Delta g(t)$ の振幅を説明できない。したがって、重力変化 $\Delta g(t)$ は火道内部におけるマグマの上昇 / 下降に伴う重力変化と考えられることから、本研究では地下水擾乱補正後の重力変化 $\Delta g(t)$ をマグマ頭位変化 $H(t)$ に変換した。計算されたマグマ頭位変化 $H(t)$ は噴火活発時に上昇、静穏期に下降しており、地震・傾斜・火山ガス・火山灰など他の観測データの時間変化を統一的に解釈できることが分かった。

以上のように、本研究は重力観測データに含まれる地下水擾乱を地下水流動数値モデリングによって補正することで、降雨の有無に関わらず、重力データから火道内部のマグマ移動プロセスを把握することを可能にした。本研究の地下水補正手法を重力観測データにリアルタイムで適用すれば、火山内部のマグマ移動を直接監視することができ、将来の火山活動予測に有益であると考えられる。そのためには、降水 積雪 地下水の相互作用や地下水構造不均質などの効果を本研究の地下水モデリングにさらに組み込むことによって、より現実に近い地下水分布を計算する必要があると言える。

謝辞

本研究は測地学だけでなく、地下水学・気候学・火山学など様々な分野に基づいて行われた。そのため本研究は、筆者の所属である東京大学地震研究所の内外に関わらず、多くの方々のご協力によって成り立っている。ここではお世話になった方々の所属・名前を記し、感謝の言葉に代えさせていただきたい。なお、所属が省略されている方は東京大学地震研究所の所属であることを示している。

A. 研究全般において

- 大久保修平氏：観測・理論・数値計算などあらゆる場面での助言および指導。
- 菅野貴之氏・田中愛幸氏・孫文科氏・坂守氏・松本滋夫氏（住鉱コンサルタント）・古屋正人氏（北大理）：地下水・重力観測への協力、および本研究に対する普段からの助言。
- 加藤照之氏・落唯史氏・福田淳一氏・佐野修氏・宮崎真一氏（京大理）・岩国真紀子氏（日本気象協会）・森真希子氏（全日空）：GPS解析に関する指導、および測地セミナーや普段の研究生活における本研究への助言。
- 今西祐一氏（東大海洋研）・名和一成氏（産総研）・宗包浩志氏（国土地理院）・佐藤忠弘氏（東北大）・日本測地学会員の皆様：測地学的側面からの本研究に対する有益な助言および指導。
- 安原正也氏（産総研）・宮城磯治氏（産総研）・相澤広記氏：火山学および地下水学的側面からの本研究に対する有益な助言および指導。
- Micro-g Lacoste の皆様・応用地質の皆様・大起理化工業の皆様・高柳理化の皆様・葵産業の皆様：観測機器に関する助言および技術提供。
- GMT (Wessel and Smith, 1998)：本論文における観測データ描画への貢献。
- TKY2JGD (飛田, 2002)：普段の研究における新旧日本測地系変換作業への貢献。
- 科学研究費補助金（課題番号 19-7267 および 20244071）：本研究に対する資金的援助。

B. 胆沢扇状地への適用例において

- 田村良明氏（国立天文台）・浅利一善氏（同）・坪川恒也氏（真英計測）：国立天文台における地下水・重力観測への協力、および本研究に対する助言。
- 真鍋盛二氏（国立天文台）・寺家孝明氏（同）・原田雄司氏（同）・石原吉明氏（同）：胆沢扇状地の地下水モデリングに関する助言。
- 奥州市水道局の皆様：胆沢扇状地における地下水取水量データの提供。
- 水沢地域のタクシー運転手の皆様・国立天文台の周辺住民の皆様：地下水採取に対する理解および協力。

C. 浅間火山への適用例において

- 小山悦郎氏：浅間山での地下水・重力観測などあらゆる場面における協力および助言。
- 群馬県家畜育成牧場（浅間牧場）の皆様：水位観測井 FRM (図 4.1) の設置に対する理解・助言および協力。
- 徳永朋祥氏（東大新領域）・茂木勝郎氏（東大工）・東京大学工学部地下水グループの皆様：水位観測井 SEN, FRM (図 4.1) の設置における協力および助言。
- 鈴木秀和氏（産総研）・立正大学地下水グループの教員および学生の皆様：浅間山湧水調査への協力、および浅間地下水水質データに関する助言。
- 長野県佐久建設事務所の皆様：峰の茶屋雨量データの提供。
- 武尾実氏・青木陽介氏・大湊隆雄氏・東大地震研火山センターの皆様：浅間山における地震・GPS 観測のデータ提供、および重力変化の解釈に関する助言および指導。
- 篠原宏志氏（産総研）・風早康平氏（同）・風早竜之介氏（東大理）：浅間山の火山ガス観測結果の提供、およびデータ解釈に関する助言。
- 管孝博氏（伊藤忠テクノソリューションズ）：水位観測井 SEN (図 4.1) の高度測定のための水準測量への協力。

D. 桜島火山への適用例において

- 山本圭吾氏（京大防災研）・高山鐵朗氏（同）：有村観測坑道における重力・地下水観測に対する協力、およびデータ解釈に関する指導。

- 井口正人氏（京大防災研）・石原和弘氏（同）・味喜大介氏（同）・為栗健氏（同）：火山観測データの提供、およびデータ解釈に関する助言。
- 上原美貴氏・東大地震研 SE の皆様・濱田知明氏（ITC ネットワーク）：絶対重力計のネットワーク接続に関する有益な助言。
- 国土交通省九州地方整備局大隅河川国道事務所の皆様：有村観測坑道における地下水・重力観測への理解、および傾斜・伸縮・雨量データの提供。
- 鹿児島市水道局の皆様：桜島における地下水取水量のデータ提供。
- 桜島の地域住民の皆様：桜島の地下水調査に関する理解および協力。

E. さいごに

この修士・博士課程の5年間、東京大学地震研究所という環境にも恵まれ、本研究を集中して遂行することができた。また、研究上の困難や悩みを抱えた際、周囲の人々の協力や助言なくしては本研究は成立しなかったと実感している。本論文の最後に、この5年間日々お世話になった東京大学地震研究所の教職員・スタッフ・学生の皆様、そして友人や家族に、心からの感謝を申し上げます。

参考文献

- Abe, M., S. Takemoto, Y. Fukuda, T. Higashi, Y. Imanishi, S. Iwano, S. Ogasawara, Y. Kobayashi, S. Dwipa and D.S. Kusuma (2006), Hydrological effects on the superconducting gravimeter observation in Bandung, *J. Geodyn.*, **41**, 288–295, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.030.
- 会田勝 (1982), *大気と放射過程 大気の熱源と放射収支を探る*, 東京堂出版, 280 pp.
- Aizawa, K., Y. Ogawa, T. Hashimoto, T. Koyama, W. Kanda, Y. Yamaya, M. Mishina and T. Kagiya (2008), Shallow resistivity structure of Asama volcano and its implications for magma ascent process in the 2004 eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **173**, 165–177, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.016.
- Aizawa, K., Y. Ogawa, and T. Ishido (2009), Groundwater flow and hydrothermal systems within volcanic edifices: Delineation by electric self-potential and magnetotellurics, *J. Geophys. Res.*, **114**, B01208, doi: 10.1029/2008JB005910.
- Aki, K., and P. Richards (1980), *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman, 932 pp.
- Amalvict, M., J. Hinderer, J. Mäkinen, S. Rosat and Y. Rogister (2004), Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to crustal deformation and hydrology, *J. Geodyn.*, **38**, 343–353.
- 雨宮悠・矢橋晨吾・金光達太郎・中山敬一・金敏洙・高橋悟 (1991), 北海道東北部火山性寒冷地土壤の水分拡散係数と不飽和透水係数, *千葉大園学報*, **44**, 219–223.
- Aoki, Y., P. Segall, T. Kato, P. Cervelli and S. Shimada (1999), Imaging Magma Transport During the 1997 Seismic Swarm off the Izu Peninsula, Japan, *Science*, **286**, 927–930.

- 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.
- Aoki, Y., M. Takeo, H. Aoyama, J. Fujimatsu, S. Matsumoto, H. Miyamachi, H. Nakamichi, T. Ohkura, T. Ohminato, J. Oikawa, R. Tanada, T. Tsutsui, K. Yamamoto, M. Yamamoto, Y. Yamasako and T. Yamawaki (2009), P-wave velocity structure beneath Asama Volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **187**, 272–277.
- Aramaki, S. (1963), Geology of Asama Volcano, *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, **2(14)**, 229–443.
- 荒牧重雄 (1993), 浅間火山地質図, *地質調査所 火山地質図*, **6**, B3 size.
- Battaglia, M. and D. P. Hill (2009), Analytical modeling of gravity changes and crustal deformation at volcanoes: The Long Valley caldera, California, case study, *Tectonophysics*, **471**, 45–57.
- Betts, A. K., and J. H. Ball (1997), Albedo over the boreal forest, *J. Geophys. Res.*, **102** (D24), 28901–28909.
- Boy, J.P., and J. Hinderer (2006), Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *J. Geodyn.*, **41**, 227–233, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.035.
- Bruce, R. R., and A. Klute (1956), The Measure of Soil Moisture Diffusivity, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **20**, 458–462.
- Carbone, D., L. Zuccarello and G. Saccorotti (2008), Geophysical indications of magma uprising at Mt Etna during the December 2005 to January 2006 non-eruptive period, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L06305, doi: 10.1029/2008GL033212.
- 中禮正明・瀧山弘明 (2006), 2004 年浅間山噴火活動に伴う傾斜変動について, *火山*, **51**, 91–101.
- Coffin, M. F., L. M. Gahagan and L. A. Lawver (1997), Present-day Plate Boundary Digital Data Compilation, *UTIG Technical Report*, **174**, 1–5.
- Davidson, J. M., L. R. Stone, D. R. Nielsen and M. E. Larue (1969), Field measurement and use of soil-water properties, *Water Resour. Res.*, **5**, 1312–1321.
- 土木学会 (1999), *水理公式集 平成 11 年版*, 丸善, 713 pp.

- Francis, O., M. Van Camp, T. Van Dam, R. Warnant and M. Hendrichx (2004), Indication of the uplift of the Ardenne in long-term gravity variations in Membach (Belgium), *Geophys. J. Int.*, **158**, 346–352, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02310.x.
- Fujiwara, S., T. Nishimura, M. Murakami, H. Nakagawa and M. Tobita (2000), 2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **27**(14), 2049–2052.
- 福田洋一・西島潤・Yayan Sofyan・宮崎真一・長谷川崇・橋本学・谷口真人・Hasanuddin Z. Abidin・Robert Delinom (2009), 統合測地観測手法によるインドネシア 3 都市での地盤沈下の研究 (第 2 報) A10 絶対重力計による測定について, *日本測地学会第 112 回講演会要旨集*, **17**, 33–34.
- 福井敬一 (2008), 標高補正茂木モデルの有効性と適用範囲, *気象研究所技術報告*, **53**, 105–122.
- Furuya, M., S. Okubo, W. Sun, Y. Tanaka, J. Oikawa, H. Watanabe and T. Maekawa (2003), Spatiotemporal gravity changes at Miyakejima Volcano, Japan: Caldera collapse, explosive eruptions and magma movement, *J. Geophys. Res.*, **108**(B4), 2219, doi: 10.1029/2002JB001989.
- 福山博之・小野晃司 (1981), 桜島火山地質図, *地質調査所 火山地質図*, **1**, B3 size.
- Gardner, W. R. and M. S. Mayhugh (1958), Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in soil, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **22**, 197–201.
- Geist, D., W. Chadwick and D. Johnson (2006), Results from new GPS and gravity monitoring networks at Fernandina and Sierra Negra Volcanoes, Galápagos, 2000–2002, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **150**, 79–97.
- Gesch, D. B. and K. S. Larson (1996), Techniques for development of global 1-kilometer digital elevation models. In: *Pecora Thirteen, Human Interactions with the Environment — Perspectives from Space*, Sioux Falls, South Dakota, August 20–22.
- Goodkind, J. M. (1999), The superconducting gravimeter, *Rev. Sci. Instrum.*, **70**, 4131.
- Grossman, R. B. and T. G. Reinsch (2002), Bulk density and linear extensibility, 201–228. In: J. Dane and G. Topp (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.

- GWR Instruments (2007), *GWR Observatory Superconducting Gravimeter and Support Systems*, <http://www.gwrinstruments.com/gravity/obsspecs.pdf>, 36 pp.
- 萩原幸男 (1977), 伊豆半島の異常隆起を説明する茂木モデルとそれに伴う重力変化, *地震研究所彙報*, **52**, 301–309.
- 萩原幸男 (1978), *地球重力論*, 共立出版, 242 pp.
- Haitjema, H. M. (1995), *Analytic Element Modeling of Groundwater Flow*, Academic Press, 394 pp.
- 花田英夫・坪川恒也・鈴木徹俊 (1990), 水沢における地下水位の季節変動と重力変化, *水沢観測センター技報*, **2**, 83–93.
- Harnisch, G. and M. Harnisch (2006), Hydrological influences in long gravimetric data series, *J. Geodyn.*, **41**, 276–287, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.018.
- Hasan, S., P. A. Troch, J. Boll and C. Kroner (2006), Modeling of hydrological effect on local gravity at Moxa, Germany, *J. Hydrometeorol.*, **7**, 346–354, doi: 10.1175/JHM488.1.
- 早川由紀夫 (2007), *浅間火山北麓の2万5000分の1地質図*, 本の六四館, A2 size.
- Heki, K. (2004), Dense GPS array as a new sensor of seasonal changes of surface loads. In: R.S.J. Sparks and C.J. Hawkesworth (Eds.), *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, *Geophys. Monograph*, **150**, 177–196, American Geophysical Union, Washington.
- 東敏博・福田洋一・田村良明・佐藤忠弘・竹本修三・早河秀章・由井智志・大橋正健・内山隆 (2009), 神岡鉱山における繰り返し絶対重力測定と重力季節変化, *測地学会誌*, **55**, 87–93.
- Hikima, K., S. Miyazaki, and K. Koketsu (2008), Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (Mj 7.2), Japan, inferred from strong motion and geodetic data, *Eos Trans. AGU*, **89(53)**, Fall Meet. Suppl., Abstract S51D-1789.
- Hirabayashi, J., J. Ossasa and T. Ozawa (1982), Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases — A case study on the Sakurajima Volcano, *Geochem. J.*, **16**, 11–21.

- 平林順一・及川光弘・野上健治・鬼澤真也・風早康平・森俊哉 (2004), 浅間からの SO₂ 放出量, *日本火山学会 2004 年秋季大会講演予稿集*, S15.
- 平林順一・野上健治・攪上勇介・井口正人・味喜大介 (2008), 桜島火山の活動と火山ガス組成および土壌からの二酸化炭素ガスの拡散放出, *第 10 回 桜島火山の集中総合観測 報告書*, 18, 149–163.
- 堀公俊 (2000), *日本の分水嶺 地図で旅する列島縦断 6000 キロ*, 山と溪谷社, 271 pp.
- 堀信雄・中谷仁・渡辺寛・伊藤健二 (2008), 胆沢扇状地の水理地質構造と地下水流動機構について, *日本地下水学会 2008 年秋季講演会講演要旨*, 69, 328–333.
- 市川正巳 (1973), *水文学の基礎*, 古今書院, 310 pp.
- Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginano, B. A. Kimball, and F. S. Nakayama (1975), The Dependence of Bare Soil Albedo on Soil Water Content, *J. Appl. Meteor.*, 14, 109–113.
- Iguchi, M., H. Yakiwara, T. Tameguri, M. Hendrasto and J. Hirabayashi (2008), Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 178, 1–9.
- 井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野直・長尾潤・馬場幸二・大重吉輝・放生会正美 (2008), 桜島および始良カルデラ周辺における GPS 観測, *第 10 回 桜島火山の集中総合観測 報告書*, 6, 53–61.
- 飯沼卓史・大園真子・太田雄策・三浦哲・植木貞人・高塚晃多・対馬弘晃・立花憲司・松島健・中元真美・山下裕亮・鷲谷威・小澤和浩・福田真人・朝日友香・笠原稔・高橋浩晃・山口照寛・中尾茂 (2008), 稠密 GPS 観測網による 2008 年岩手・宮城内陸地震の余効変動の時空間変化推定, *日本測地学会第 110 回講演会要旨集*, 75, 149–150.
- Imanishi, Y., T. Sato, T. Higashi, W. Sun and S. Okubo (2004), A Network of Superconducting Gravimeters Detects Submicrogal Coseismic Gravity Changes, *Science*, 306, 476–478, doi: 10.1126/science.1101875.
- Imanishi, Y., K. Kokubo and H. Tatehata (2006), Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan, *J. Geodyn.*, 41, 221–226, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.031.
- International Organization for Standardization (1975), *Standard Atmosphere*, **ISO 2533:1975**.

- 石田聡・土原健雄・吉本周平・皆川裕樹・増本隆夫・今泉眞之 (2009), 沖縄県多良間島における電磁探査法を用いた淡水レンズ調査, 平成 21 年度農業農村工学会大会講演会要旨集, 2-14.
- Ishihara, K. (1990), Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan, 335–356. In: M. P. Ryan (Ed.), *Magma Transport and Storage*, John Wiley & Sons, 440 pp.
- 石原和弘・園田忠惟・江頭庸夫 (1999), 桜島持木水位観測井の水位変化, 9–19. In: 平林順一 編, 桜島火山の地下水・熱水系に関する研究, 京都大学防災研究所 共同研究 9P-5, 108 pp.
- 石原和弘・味喜大介・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏 (2008), 桜島における降雨量および降灰量調査 (第 28 報), 防災研究協会研究報告, 31, 36.
- Jaupart, C. (2000), Magma Ascent at Shallow Levels, 237–245. In: H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 1417 pp.
- 地盤工学会 (2004), 土質試験の方法と解説, 丸善, 902 pp.
- Jousset, P., H. Mori and H. Okada (2003), Elastic models for the magma intrusion associated with the 2000 eruption of Usu Volcano, Hokkaido, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 125, 81–106.
- Jury, W. A., and R. Horton (2004), *Soil Physics (6th ed.)*, Wiley, 370 pp.
- Kanda, W. and S. Mori (2002), Self-potential anomaly of Satsuma-Iwojima volcano, *Earth Planets Space*, 54, 231–237.
- 神田径・山崎友也・橋本武志・坂中伸也・山田健太・小川康雄・相澤広記・高倉伸一・小山崇夫・小林宰・小森省吾・桜島電磁気構造探査グループ (2008), 桜島火山における AMT 法比抵抗構造調査, 第 10 回 桜島火山の集中総合観測 報告書, 11, 89–104.
- Kazahaya, K., H. Shinohara and G. Saito (2002), Degassing process of Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Supply of volatile components from a deep magma chamber, *Earth Planets Space*, 54, 327–335.
- 風間卓仁・大久保修平・孫 文科・松本 滋夫・小山 悦郎 (2005a), 絶対重力連続観測でマグマの動きを診る～火山噴火予知を目指して～(2), 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, V055-006 (CD-ROM).

- 風間卓仁・菅野貴之・大久保修平・徳永朋祥・茂木勝郎 (2005b), 重力データ解析における地下水補正の重要性 2004年浅間山噴火を例に, *日本測地学会第104回講演会要旨*, **50**, 99–100.
- 風間卓仁 (2007), 重力観測における地下水ノイズ補正方法の開発～火山活動モニタリングの高精度化に向けて～, *東京大学大学院理学系研究科 修士論文*, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/takujin/master-thesis.pdf>, 86 pp.
- Kazama, T., and S. Okubo (2009), Hydrological modeling of groundwater disturbances to observed gravity: Theory and application to Asama Volcano, Central Japan, *J. Geophys. Res.*, **114**, B08402, doi:10.1029/2009JB006391.
- 火山噴火予知連絡会 (2009), 桜島, 第114回火山噴火予知連絡会資料, その1, 38 pp.
- Kimura, H. and K. Satome (1905), Telegraphic determination of the difference of longitude between Tokyo and Mizusawa, *Annales de l'Observatoire astronomique de Tokyo*, **3**, 1–38.
- 気象庁 (2005), *日本活火山総覧 (第3版)*, 635 pp.
- 気象庁 (2006a), 2005年(平成17年)の天候, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko2005.pdf>, 16 pp.
- 気象庁 (2006b), 平成18年7月豪雨, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2006/20060715/20060715.html>.
- 気象庁 (2009a), 過去の気象データ検索, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>.
- 気象庁 (2009b), 地域気象観測所一覧, <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/amedas/ame-master.pdf>, 65 pp.
- 気象庁 (2009c), 冬(12~2月)の天候, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko081202.pdf>, 17 pp.
- 気象庁 (2009d), 火山活動解説資料, http://www.seisvol.kishou.go.jp/tokyo/STOCK/monthly-v-act_doc/monthly_vact.htm.
- 気象庁 (2009e), 日々の天気図, <http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/hibiten/index.html>.
- 気象庁 (2009f), 浅間山火山ガス(二酸化硫黄)放出量, http://www.seisvol.kishou.go.jp/tokyo/306_Asamayama/306_So2emission.htm.

- 兒玉篤郎・飛田幹男・宗包浩志・山田晃子・高野和友 (2008), 電子基準点「山形新庄」において冬季に見られる地盤変動, *国土地理院時報*, **116**, 19–24.
- 国土地理院 (1997a), 数値地図 50m メッシュ (標高), NIPPON-II (CD-ROM).
- 国土地理院 (1997b), 数値地図 50m メッシュ (標高), NIPPON-III (CD-ROM).
- 国土地理院 (2009a), 日本列島の地殻変動, <http://mekira.gsi.go.jp/>.
- 国土地理院 (2009b), ウォッチず 地図閲覧サービス, <http://watchizu.gsi.go.jp/>.
- 国土地理院 (2009c), 電子基準点保守作業リストについて, http://terras.gsi.go.jp/ja/ngs_gsi_hosyu.html.
- 国土交通省国土計画局 (2009), 国土数値情報ダウンロードサービス, <http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>.
- 国立天文台 (2007), 理科年表 平成 19 年 (机上版), 丸善, 1030 pp.
- Kozono, T. and T. Koyaguchi (2009), Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 1. An analytical method, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **180**, 21–36.
- Kriswati, E. and M. Iguchi (2003), Inflation of the Aira Caldera prior to the 1999 Eruptive Activity at Sakurajima Volcano Detected by GPS Network in South Kyushu, *DPRI Annuals*, **46(B)**, 817–826.
- Kroner, C. and T. Jahr (2006), Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory, *J. Geodyn.*, **41**, 268–275, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.012.
- 黒田訓宏・紙井泰典・三浦健志 (2002), ペンマンの蒸発散位と実蒸発散量に関する研究, *高知大学学術研究報告 (農学編)*, **51**, 77–115.
- Larson, K. M., E. E. Small, E. D. Gutmann, A. L. Bilich, J. J. Braun and V. U. Zavorotny (2008), Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24405, doi: 10.1029/2008GL036013.
- Larson, K. M., E. D. Gutmann, V. U. Zavorotny, J. J. Braun, M. W. Williams and F. G. Nievinski (2009), Can we measure snow depth with GPS receivers?, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17502, doi: 10.1029/2009GL039430.

- Llubes., M., N. Florsch, J. Hinderer, L. Longuevergne and M. Amalvict (2004), Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies, *J. Geodyn.*, **38**, 355–374.
- 前野深・鈴木由希・中田節也・小山悦郎・金子隆之・藤井敏嗣・宮村淳一・鬼澤真也・長井雅史 (2009), 浅間山 2009 年 2 月 2 日噴火における火山灰の分布・重量・構成物の特徴, *日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集*, V159-021 (CD-ROM).
- 増島博 (1970), 水田下層土における飽和透水係数の異方性, *日本土壌肥科学雑誌*, **41**, 119–120.
- Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe (2000), Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model around Japan, *J. Oceanography*, **56**, 567–581.
- Matsumoto, K., T. Sato, T. Takanezawa, and M. Ooe (2001), GOTIC2: A Program for Computation of Oceanic Tidal Loading Effect, *J. Geod. Soc. Japan*, **47**, 243–248.
- Merriam, J. B. (1992), Atmospheric pressure and gravity, *Geophys. J. Int.*, **109**, 488–500.
- Meurers, B., M. Van Camp and T. Petermans (2006), Correcting superconducting gravity time-series using rainfall modelling at the Vienna and Membach stations and application to Earth tide analysis, *J. Geod.*, **81**, 703–712, doi: 10.1007/s00190-007-0137-1.
- Micro-g Lacoste (2006), *FG5 Absolute Gravimeter User's Manual*, <http://www.microglacoste.com/pdf/FG5Manual2007.pdf>, 70 pp.
- Milly, P. C. D., and A. B. Shmakin (2002), Global modeling of land water and energy balances. Part I. The land dynamics (LaD) model, *J. Hydrometeor.*, **3**, 283–299.
- Minakami, T. (1960), Fundamental Research for Predicting Volcanic Eruptions (Part 1), Earthquakes and Crustal Deformations Originating from Volcanic Activities, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 497–544.
- Minakami, T., S. Uchibori, S. Hiraga, T. Miyazaki, N. Gyoda and T. Utsunomiya (1970), Seismometrical Studies of Volcano Asama, Part I: Seismic and Volcanic Activities of Asama during 1934–1969, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 235–301.

- 三浦健志・奥野林太郎 (1993), ペンマン式による蒸発散位計算方法の詳細, *農業土木学会論文集*, **164**, 157–163.
- Miura, S., S. Ueki, T. Sato, K. Tachibana and H. Hamaguchi (2000), Crustal deformation associated with the 1998 seismo-volcanic crisis of Iwate Volcano, Northeastern Japan, as observed by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **52**, 1003–1008.
- 三輪晃一・難波直彦・若松千秋 (1991), 混合土における不飽和透水係数の測定 湿潤過程, *鹿大農学術報告*, **41**, 81–87.
- 宮城磯治・伊藤順一・篠原宏志・鹿児島県地方気象台 (2008), 桜島 2008 年の噴火プロセス考察, *日本火山学会 2008 年秋季大会講演予稿集*, P44.
- Mogi, K. (1958), Relations between the eruptions of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **36**, 99–134.
- Moran, M. S., D. C. Hymer, J. Qi and E. E. Sano (2000), Soil moisture evaluation using multi-temporal synthetic aperture radar (SAR) in semiarid rangeland, *Agric. For. Meteorol.*, **105**, 69–80.
- Mori, T., K. Kazahaya, C. Oppenheimer, A. J. S. McGonigle, V. Tsanev, R. Olmos, M. Ohwada and T. Shuto (2006a), Sulfur dioxide fluxes from the volcanoes of Hokkaido, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **158**, 235–243.
- Mori, T., T. Mori, K. Kazahaya, M. Ohwada, J. Hirabayashi and S. Yoshikawa (2006b), Effect of UV scattering on SO₂ emission rate measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17315, doi: 10.1029/2006GL026285.
- 森口繁一・宇田川銈久・一松信 (2003), *岩波数学公式 I 微分積分・平面曲線 (第 23 版)*, 岩波書店, 318 pp.
- Morita, Y., S. Nakao, and Y. Hayashi (2006), A quantitative approach to the dike intrusion process inferred from a joint analysis of geodetic and seismological data for the 1998 earthquake swarm off the east coast of Izu Peninsula, central Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B06208, doi: 10.1029/2005JB003860.

- Munekane, H., M. Tobita and K. Takashima (2004), Groundwater-induced vertical movements observed in Tsukuba, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12608, doi: 10.1029/2004GL020158.
- 村井宏・岩崎勇作 (1975), 林地の水および土壌保全機能に関する研究 (第1報) 新林状態の差異が地表流下, 浸透および浸食に及ぼす影響, *林試研報*, **274**, 23–84.
- 中野政詩 (1991), *土の物質移動学*, 東京大学出版会, 189 pp.
- 中田節也・吉本充宏・小山悦郎・辻浩・ト部卓 (2005), 浅間山 2004 年噴火と過去の噴火との比較による活動評価, *火山*, **50**, 303–313.
- 中川弘之・豊福隆史・小谷京湖・宮原伐折羅・岩下知真子・川元智司・畑中雄樹・宗包浩志・石本正芳・湯通堂亨・石倉信広・菅原安広 (2009), GPS 連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第4版) によるルーチン解析システムの構築について, *国土地理院時報*, **118**, 1–8.
- 中田高・今泉俊文 (2002), *活断層詳細デジタルマップ*, 東京大学出版会 (DVD-ROM).
- 中津川誠・濱原能成・星清 (2003), 積雪変化を考慮した長期流出計算, *水工学論文集*, **47**, 58–63.
- 名和一成・杉原光彦・村田泰章・風間卓仁・西田究・菅野貴之・小山悦郎・大久保修平・奥田隆 (2008), シントレックス重力計連続観測による降雨・地下水流動に伴う重力変化の検出 2007 年台風 9 号, 浅間山火山観測所の場合, *測地学会誌*, **54**, 59–67.
- Nawa, K., N. Suda, I. Yamada, R. Miyajima and S. Okubo (2009), Coseismic change and precipitation effect in temporal gravity variation at Inuyama, Japan: A case of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes observed with a superconducting gravimeter, *J. Geodyn.*, **48**, 1–5, doi: 10.1016/j.jog.2009.01.006.
- Neumeyer, J., F. Barthelmes, O. Dierks, F. Flechtner, M. Harnisch, G. Harnisch, J. Hinderer, Y. Imanishi, C. Kroner, B. Meurers, S. Petrovic, Ch. Reigber, R. Schmidt, P. Schwintzer, H.-P. Sun and H. Virtanen (2006), Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models, *J. Geod.*, **79**, 573–585, doi: 10.1007/s00190-005-0014-8.
- Niebauer, T. M., G. S. Sasagawa, J. E. Faller, R. Hilt and F. Klopping (1995), A new generation of absolute gravimeters, *Metrologia*, **32**, 159–180, doi: 10.1088/0026-1394/32/3/004.

- 日本工業規格 (2009a), 土の含水比試験方法, **JIS A 1203**, 1–8.
- 日本工業規格 (2009b), 土の透水試験方法, **JIS A 1218**, 1–12.
- 日本測地学会 (1994), *現代測地学*, 文献社, 611 pp.
- 西村太志・井口正人 (2006), *日本の火山性地震と微動*, 京都大学学術出版会, 242 pp.
- 日鉄鋼コンサルタント (2006), *有村観測坑地下水観測井戸設置業務報告書*, 21 pp.
- 小倉義光 (1999), *一般気象学 第2版*, 東京大学出版会, 308 pp.
- 大場武・平林順一・野上健治・石原和弘・山本圭吾 (1999), 桜島火山の地下水・熱水系, 31–47.
In: 平林順一 編, *桜島火山の地下水・熱水系に関する研究*, 京都大学防災研究所 共同研究 9P-5, 108 pp.
- Ohminato, T., M. Takeo, H. Kumagai, T. Yamashina, J. Oikawa, E. Koyama, H. Tsuji and T. Urabe (2006), Vulcanian eruptions with dominant single force components observed during the Asama 2004 volcanic activity in Japan, *Earth Planets Space*, **58**, 583–593.
- 大島弘光 (2008), 桜島火山の浅部水環境 既存資料の収集 , 第10回 桜島火山の集中総合観測 報告書, **22**, 191–193.
- Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Iinuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyao, T. Sato and N. Umino (2008), Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, **60**, 1197–1201.
- 大木章一・村上亮・渡辺信之・浦部ぼくろう・宮脇正典 (2005), 航空機搭載型合成開口レーダー (SAR) 観測による浅間火山 2004 年噴火に伴う火口内の地形変化, *火山*, **50**, 401–410.
- Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.
- Okubo, S. (1992), Gravity and Potential Changes due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space, *J. Geophys. Res.*, **97(B5)**, 7137–7144.
- Okubo, S., S. Yoshida, T. Sato, Y. Tamura and Y. Imanishi (1997), Verifying the precision of a new generation absolute gravimeter FG5 — Comparison with superconducting gravimeters and detection of oceanic loading tide, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 489–492.
- 大久保修平 (2005), 重力変化から火山活動を探る 観測・理論・解析 , *火山*, **50**, S49–S58.

- 奥山哲・竹本修三・村上亮・飛田幹男・藤原智・中川弘之・矢来博司 (2007), 桜島昭和火口近傍および東部に点在する局地的沈降 —昭和噴火火道に充填した熔岩の熱収縮の可能性—, *日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集*, V156-P007 (CD-ROM).
- Olsson, K. A. and C. W. Rose (1978), Hydraulic properties of a red-brown earth determined from in-situ measurements, *Aust. J. Soil Res.*, **16**, 169–180.
- Palano, M., G. Puglisi and S. Gresta (2008), Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **169**, 99–120.
- Penman, H. L. (1948), Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. Lond. Ser. A*, **193**, 120–145.
- Post, D. F., A. Fimbres, A. D. Matthians, E. E. Sano, L. Accioly, A. K. Batchily, and L. G. Ferreira (2000), Predicting Soil Albedo from Soil Color and Spectral Reflectance data, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64**, 1027–1034.
- Revil, A., A. Finizola, S. Piscitelli, E. Rizzo, T. Ricci, A. Crespy, B. Angeletti, M. Balasco, S. Barde Cabusson, L. Bennati, A. Bolevè, S. Byrdina, N. Carzaniga, F. Di Gangi, J. Morin, A. Perrone, M. Rossi and E. Roulleau and B. Suski (2008), Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high-resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO₂ diffuse degassing measurements, *J. Geophys. Res.*, **113**, B07207, doi: 10.1029/2007JB005394.
- Rutherford, M. J. and J. E. Gardner (2000), Rates of Magma Ascent, 207–217. In: H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 1417 pp.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (2005), 浅間山脱ガス・マグマ供給系に関する整理・考察, 第 102 回火山噴火予知連絡会資料, 2 pp.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (2009), 浅間山 SO₂ 放出量観測, <http://staff.aist.go.jp/ohwada.m/asama/>.
- Sasai, Y., T. Shimomura, Y. Hamano, H. Utada, T. Yoshino, S. Koyama, Y. Ishikawa, I. Nakagawa, Y. Yokoyama, M. Ohno, H. Watanabe, T. Yukutake, Y. Tanaka, T. Yamamoto, K. Nakaya, S. Tsunomura, F. Muromatsu and R. Murakami (1990), Volcanomagnetic Effect

- Observed during the 1986 Eruption of Izu-Oshima Volcano, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **42**, 291–318.
- 佐々木崇二 (2006), 名水を訪ねて (75) 岩手県の名水, *地下水学会誌*, **48**(4), 297–310.
- 佐藤耕治・渡邊康玄 (2001), 有珠山における降下堆積物の浸透特性, *北海道開発土木研究所月報*, **581**, 46–49.
- 佐藤邦明・岩佐義朗 (2002), *地下水理学*, 丸善, 319 pp.
- Sato, T., J. P. Boy, Y. Tamura, K. Matsumoto, K. Asari, H. P. Plag and O. Francis (2006), Gravity tide and seasonal gravity variation at Ny-Ålesund, Svalbard in Arctic, *J. Geodyn.*, **41**, 234–241, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.016.
- Schneider, J. C. and S. E. Kruse (2003), A comparison of controls on freshwater lens morphology of small carbonate and siliciclastic islands: examples from barrier islands in Florida, USA, *J. Hydrol.*, **284**, 253–269, doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.08.002.
- 関口武 (1950), 気候的に見た日本各地の水の過不足, *地理学評論*, **23**, 209–220.
- Shi, J. and J. Dozier (2000), Estimation of Snow Water Equivalence Using SIR-C/X-SAR, Part II: Inferring Snow Depth and Particle Size, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **38**, 2475–2487.
- Shibata, K. M., Y. Asaki, I. Asari, Y. Fukuzaki, T. Hara, K. Horiai, K. Lwadata, O. Kameya, N. Kawano, S. Kuji, S. Manabe, S. Sakai, T. Sasao, K. Sato, Y. Tamura and S. Tsuruta (1994), The Mizusawa 10-m Antenna and Its VLBI Observation System, 185–190. In: T. Sasao, S. Manabe, O. Kameya and M. Inoue (Eds.), *VLBI TECHNOLOGY: Progress and Future Observational Possibilities*, Terra Scientific Publishing, 383 pp.
- 志知龍一・松浦宏・飯田汲事 (1970), 犬山における地殻変動の連続観測 (II), *測地学会誌*, **16**, 177–189.
- 下鶴大輔・内堀貞雄・行田紀也・小山悦郎・宮崎務・松本時子・長田昇・寺尾弘子 (1975), 1973年の浅間山噴火活動について, *地震研究所彙報*, **50**, 115–151.
- Shinohara, H. (2005), A new technique to estimate volcanic gas composition: plume measurements with a portable multi-sensor system, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **143**, 319–333.

- 杉尾哲・岡林巧 (1994), 原位置におけるしらすの不飽和浸透特性とその測定法の検討, *土木学会論文集*, **503**, 39–47.
- 鈴木秀和・田瀬則雄 (2001), 名水を訪ねて (52) 浅間山麓の名水, *地下水学会誌*, **43**, 43–49.
- Suzuki, H. (2003), Chemical and isotopic compositions of spring water around Asama volcano, Central Japan, *Sci. Rep. Inst. Geoscience Univ. Tsukuba*, **A**, **24**, 51–70.
- 田林明・藤永豪・中村昭史 (2003), 胆沢扇状地における農業の存続形態, *地学雑誌*, **112**, 50–72.
- 高橋稔・後藤隼次・菅野敏夫 (1974), 長野・群馬県湯川および吾妻川上流域水理地質図, *日本水理地質図*, **23**, 地質調査所.
- 高橋正明・阿部喜久男・野田徹郎・安藤直行 (1987), 伊豆大島地域の地下水の地球化学的研究, *地質調査所月報*, **38**, 719–730.
- Takayama, H. and A. Yoshida (2007), Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, *J. Geophys. Res.*, **112**, B06413, doi: 10.1029/2006JB004690.
- Takeo, M., Y. Aoki, T. Ohminato, and M. Yamamoto (2006), Magma supply path beneath Mt. Asama volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15310, doi: 10.1029/2006GL026247.
- Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe and M. Ishiguro (1991), A Procedure for Tidal Analysis with a Bayesian Information Criterion, *Geophys. J. Int.*, **104**, 507–516.
- Tamura, Y., T. Sato, Y. Fukuda and T. Higashi (2005), Scale factor calibration of a superconducting gravimeter at Esashi Station, Japan, using absolute gravity measurements, *J. Geod.*, **78**, 481–488, doi: 10.1007/s00190-004-0415-0.
- 田村良明・寺家孝明・浅利一善・真鍋盛二・大久保修平・風間卓仁 (2009), 国立天文台水沢における超伝導重力観測と測地コロケーション観測, *日本地球惑星科学連合 2009年大会予稿集*, **D106-003** (CD-ROM).
- Tanaka, H. K. M., T. Nakano, S. Takahashi, J. Yoshida, M. Takeo, J. Oikawa, T. Ohminato, Y. Aoki, E. Koyama, H. Tsuji and K. Niwa (2007), High resolution imaging in the inhomogeneous crust with cosmic-ray muon radiography: The density structure below the volcanic crater floor of Mt. Asama, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **263**, 104–113.

- Tanaka, H. K. M., T. Uchida, M. Tanaka, M. Takeo, J. Oikawa, T. Ohminato, Y. Aoki, E. Koyama and H. Tsuji (2009a), Detecting a mass change inside a volcano by cosmic-ray muon radiography (muography): First results from measurements at Asama volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17302, doi: 10.1029/2009GL039448.
- Tanaka, H. K. M., T. Uchida, M. Tanaka, H. Shinohara and H. Taira (2009b), Cosmic-ray muon imaging of magma in a conduit: Degassing process of Satsuma-Iwojima Volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L01304, doi: 10.1029/2008GL036451.
- 田中寅夫 (1979), 傾斜計・伸縮計記録に現われる降雨の影響とそのシミュレーション, *測地学会誌*, **25**, 91–100.
- Thorntwaite, C. W. (1948), An approach toward a rational classification of climate, *Geograph. Rev.*, **38**, 55–94.
- Timmen, L., and H. G. Wenzel (1994), Worldwide synthetic gravity tide parameters available on Internet, *BGI Bull. Inf.*, **75**, 32–40.
- 飛田幹男 (2002), 世界測地系移行のための座標変換ソフトウェア “TKY2JGD”, *国土地理院時報*, **97**, 31–51.
- Topp, G. C., J. L. Davis and A. P. Annan (1980), Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resour. Res.*, **16**, 574–582.
- Tóth, J. (1962), A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada, *J. Geoph. Res.*, **67**, 4375–4387.
- 植野利康・石原慶一・山内扶美・斎藤庸・田中柔・平田潔 (1998), 水循環解析モデルを用いた柿田川・三島周辺湧水群の保全に関する検討, *地下水技術*, **40**, 1–13.
- U. S. Geological Survey (2009), *GTOPO30*, http://eros.usgs.gov/#Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info.
- Vacher, H. L. (1988), Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 580–591.

- Van Camp, M. and O. Francis (2006), Is the instrumental drift of superconducting gravimeters a linear or exponential function of time? *J. Geod.*, **81**, 337–344, doi: 10.1007/s00190-006-0110-4.
- Van Camp, M., M. Vanclooster, O. Crommen, T. Petermans, K. Verbeeck, B. Meurers, T. Van Dam and A. Dassargues (2006), Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations, *J. Geophys. Res.*, **111**, B10403, doi: 10.1029/2006JB004405.
- Van Genuchten, M. T. (1980), A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **20**, 892–898.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans., AGU*, **79** (47), 579.
- Whalley, W. R. (1993), Consideration on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content, *J. Soil Sci.*, **44**, 1–9.
- White, I., J. H. Knight, S. J. Zegelin and G. C. Topp (1994), Comments on ‘Consideration on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content’ by W.R. Whalley, *Europ. J. Soil Sci.*, **45**, 503–508.
- Williams-Jones, G., H. Rymer and D. A. Rothery (2003), Gravity changes and passive SO₂ degassing at the Masaya caldera complex, Nicaragua, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **123**, 137–160.
- Wu, Y. S., A. C. Ritcey and G. S. Bodvarsson (1999), A modeling study of perched water phenomena in the unsaturated zone at Yucca Mountain, *J. Contam. Hydrol.*, **38**, 157–184.
- Yamamoto, S. (1995), *Volcano Body Springs in Japan*, Kokin Shoin, 264 pp.
- 山本圭吾・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・大倉敬宏・吉川慎・松島健・内田和也・中元真美・平岡喜文・塩谷俊治・根本盛行 (2008), 桜島火山周辺における水準測量 (2007年10月–12月), 第10回 桜島火山の集中総合観測 報告書, **5**, 45–51.

Yokota, Y., K. Koketsu, K. Hikima, and S. Miyazaki (2009), Ability of 1-Hz GPS data to infer the source process of a medium-sized earthquake: The case of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L12301, doi:10.1029/2009GL037799.

横山勝三 (2003), シラス学 九州南部の巨大火砕流堆積物, 古今書院, 177 pp.

吉本充宏・嶋野岳人・中田節也・小山悦郎・辻浩・飯田晃子・黒川将・岡山悠子・野中美雪・金子隆之・星住英夫・石塚吉浩・古川竜太・野上健治・鬼沢真也・新堀賢志・杉本健・長井雅史 (2005), 浅間山 2004 年噴火の噴出物の特徴と降灰量の見積もり, *火山*, **51**, 91–101.

Yukutake, T., T. Yoshino, H. Utada, H. Watanabe, Y. Hamano and T. Shimomura (1990), Changes in the Electrical Resistivity of the Central Cone, Mihara-yama, of Oshima Volcano Observed by a Direct Current Method, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **42**, 151–168.

財城真寿美・小口 高・香川雄一・高橋昭子・小池司朗・山内昌和 (2005), 日本における居住地の分布と地形との関係 GIS を利用した市区町村単位の検討 , *CSIS Discussion Paper*, **68**, 1–13.