

# 修士論文

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～

風間 卓仁\*

東京大学大学院理学系研究科

地球惑星科学専攻

固体地球科学大講座

平成19年2月28日

\*Email: takujin@eri.u-tokyo.ac.jp

## 要旨

測地学の基本は、重力値をはじめとした各種物理量を精度良く測定し、地震・火山噴火など固体地球内部の活動を詳細に理解することである。その際、潮汐応答など固体地球外部起源の変動はノイズとして扱われるため、それらを効果的に補正する取り組みがなされてきた。しかし、地下水流動に起因するノイズについては、その発生機構が長年解決されておらず、いまだに測地学者の頭を悩ませている。

従来地下水ノイズ補正には、タンクモデルや近似曲線回帰などの経験的手法が利用されてきた。しかし、これらの方法は地下水学的背景を踏まえておらず、地下水流動の効果を定量的には扱っていない。また、本来の研究対象である固体地球内部起源のシグナルも除去する可能性があり、補正結果に対する正当性が疑われかねない。地下水流動の物理的背景に基づいて、重力データをはじめとした測地データの補正方法を開発することが、現代測地学の課題となっているのである。

そこで本研究では、地下水学的背景に基づいて重力データの地下水ノイズ補正方法を開発する、という新たな取り組みがなされた。地下水ノイズ補正の方法は、以下の通りである。すなわち、(1) 計算機上に地下水流動モデルを設定し、地下水流動方程式に基づいて各時刻の地下水分布を計算する。(2) 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て積分し、「地下水起源の重力値」を求める。(3) この「地下水起源の重力値」を地下水ノイズ補正值とみなし、この値を重力観測値から差し引いて地下水ノイズ補正を行う、という流れである。本研究では浅間山東部地域を対象とし、「土壌が空間的に一様」「基盤面がフラット」「降雨分布も空間的に一様」という単純なモデルを設定することで、地下水流動およびそれに伴う重力変化の大局的な傾向をシミュレートした。また、浅間山東部において2006年夏に地下水・重力同時観測を独自に行い、計算結果と観測データの整合性を確かめた。

計算された地下水分布および重力変化は、観測されたデータの特徴を良く表現していることが分かった。例えば、地下水高や体積含水率のデータでは、降雨時に値が急上昇しその後指数関数的に減少する様子を定量的に示すことができた。また、地下水起源の重力変化理論値は、2006年7月豪雨時に観測された重力上昇の90%を説明できることが分かった。このように、設定した地下水モデルが単純かつ単一であるにもかかわらず、地下水学的・測地学的な複数のデータの特徴を統一的に表現できることが明らかとなった。今後モデルの不均質性や大雨時の地下水応答を考慮に入れることで、観測データをより忠実に再現できると考えられる。本研究の地下水補正方法を発展させることで、火山噴火プロセスをはじめとする固体地球内部活動の詳細が明らかになるであろう。

# Abstract

The basis of geodesy is to measure physical quantities accurately, and to monitor solid-earth activities, such as earthquakes and volcanic eruptions. Fluctuations from outside the solid earth (earth tide, atmospheric disturbance and so on) are considered as noises, and have been eliminated effectively. The groundwater-derived noise, however, have not been corrected adequately, since only little has been known on the mechanism of the noise for a long time. Consequently, geodesists have corrected groundwater noises with empirical methods, such as tank models and regression curves. These methods, however, are not based on hydrological background, and are very likely to eliminate solid-earth signals excessively. The correction method of groundwater noise has to be developed with hydrological and quantitative approach.

We thus investigate how to correct groundwater-derived noise from gravity data effectively. Groundwater noise is corrected in the following procedure: (1) Groundwater distributions are simulated on a hydrological model, utilizing groundwater flow equations. (2) Groundwater-derived gravity value is estimated for each instant of time, by integrating groundwater distributions spatially. (3) The groundwater-derived gravity, as the correction value, is subtracted from observed gravity data. In this study, we simulated groundwater flow and groundwater-derived gravity value on the east part of the Asama volcano, central Japan, with a simple hydrological model, consisting of homogeneous soil, lying on a flat impermeable basement. We also observed time variations of watertable height, soil moisture and gravity during the summer of 2006 at Asama volcano, and compared the observations with the theoretical values.

Both simulated groundwater distributions and gravity changes agree fairly well with observed values. On variations of water level and moisture content, rapid increase at the time of rainfalls and exponential decrease after rainfalls were illustrated. Theoretical gravity changes explained 90% of observed gravity increase at the heavy rainfall of mid-July 2006. These facts showed that even a simple hydrological model can reproduce characteristic variations of groundwater and gravity at the same time. We believe that hydrological simulation with more sophisticated model (such as 3D inhomogeneous soil lying on a curved basement) provides an effective and physically appropriate scheme for eliminating ground noise from geodetic data. Improved groundwater correction will reveal detailed solid-earth activities such as volcanic eruptions.

# 目次

<b>1</b>	<b>はじめに</b>	<b>5</b>
1.1	測地学と地下水	5
1.2	2004年浅間山噴火と絶対重力変化	6
1.3	本研究の目的	8
<b>2</b>	<b>地下水理論</b>	<b>9</b>
2.1	地下水の数値的表現法	9
2.1.1	体積含水率 $\theta$	9
2.1.2	圧力水頭 $\psi$	10
2.2	ダルシー則と透水係数	10
2.3	地下水流動則	12
2.3.1	飽和領域	12
2.3.2	不飽和領域	13
2.4	地下水と重力	14
<b>3</b>	<b>地下水・重力同時観測</b>	<b>17</b>
3.1	降水量	20
3.2	体積含水率 $\theta$	20
3.3	地下水高 $h$	22
3.4	重力値 $g$	26
<b>4</b>	<b>数値計算</b>	<b>29</b>
4.1	地下水流動シミュレーション	29
4.1.1	不飽和領域	29
4.1.2	飽和領域	31
4.2	計算領域	33
4.2.1	地表面 $h_s$	33
4.2.2	基盤面 $h_b$	34
4.2.3	分水嶺	36
4.3	境界条件	38
4.3.1	不飽和領域	38
4.3.2	飽和領域	39
4.3.3	地下水面と河川	40
4.4	土壌特性	41

4.5	重力変化シミュレーション . . . . .	43
<b>5</b>	<b>計算結果</b>	<b>45</b>
5.1	定常解析 . . . . .	45
5.1.1	地下水高 $h(x, y)$ . . . . .	45
5.1.2	体積含水率分布 $\theta(z)$ . . . . .	47
5.2	非定常解析 . . . . .	51
5.2.1	地下水高変化 $h(t)$ . . . . .	51
5.2.2	体積含水率変化 $\theta(t)$ . . . . .	56
5.2.3	重力変化 $g(t)$ . . . . .	59
<b>6</b>	<b>考察</b>	<b>64</b>
6.1	計算領域 . . . . .	64
6.2	地下水面 . . . . .	67
6.3	土壌特性 . . . . .	68
6.4	重力変化 . . . . .	76
6.5	2004年浅間山噴火時の重力データ . . . . .	77
<b>7</b>	<b>結論・展望</b>	<b>79</b>
	謝辞	80
	参考文献	81

# 1 はじめに

この章では、測地学における地下水の位置づけについて触れるとともに、本研究で対象とする重力観測データを紹介する。そのうえで、測地観測における地下水補正の重要性を指摘し、本論文の目的を明示する。

## 1.1 測地学と地下水

測地学の基本は、地上観測点の座標をはじめとする各種物理量を精度良く測定することにある。得られたデータは固体地球科学的特性を示す重要な情報源であり [e.g., Shichi and Yamamoto, 2001; 赤松・駒澤, 2003]、データの時間変化を診ることで地震・火山など固体地球内部の活動を詳細に理解することができる [e.g., Heki et al., 1997; Aoki et al., 1999; Imanishi et al., 2004]。その際、固体地球外部起源の変動はノイズとして扱われるため、それらを効果的に補正する必要がある。固体潮汐・海洋潮汐・気圧変動に関しては、よりよいモデルの構築によりノイズ除去ができるようになってきた [Tamura et al., 1991; Matsumoto et al., 2000] ものの、地下水流動に起因するノイズ補正については未解決であり、未だに測地学者の頭を悩ませている。

例えば、茨城県つくばの GPS 観測点では、夏場の井戸水の汲み上げによって地表が鉛直方向に最大 20mm の年周変動をすることが明らかとなった [Munekane et al., 2004]。また、長野県松代の地下に設置してある重力観測点では、降雨後に重力値が急激に減少し、その後地下水流動の影響で線形的に重力値が上昇して元の重力値まで回復する、という一連の重力変化が観測されている [Imanishi et al., 2006]。このほか、歪み計や傾斜計でも地下水流動による擾乱が観測される [e.g., 石井ほか, 1973; 田中, 1979; Fujimori et al., 2001; Fabian and Kämpel, 2003]。

地下水流動に伴う測地データの擾乱には、特徴が主に 2 つある。1 つは、さまざまな時間スケールで擾乱が観測されることである。数時間のうちにデータのトレンドが劇的に変化することもあるし [e.g., Fabian and Kämpel, 2003]、数年以上かけて緩やかな変動が観測されることもある [e.g., 向井ほか, 1999]。2 つ目は、観測地点や地下構造の違いによって地下水応答が異なることである。先の例で言えば、Munekane et al. [2004] では正弦曲線的な年周変動、Imanishi et al. [2006] の場合は降雨直後に「ノコギリの歯」のような重力変化をする。

以上のような特性から、物理的背景に基づく地下水擾乱補正は困難とされ、観測データに近似曲線を与えるなどの経験的手法でデータ平滑化が行われてきた [e.g., 田中, 1979; Bower and Courtier, 1998; Imanishi et al., 2004]。しかし、この経験的手法は地下水流動の物理的バックグラウンドを踏まえておらず、地下水流動の効果を定

量的に説明しているとは言いがたい。また、本来診るべき固体地球起源の変動さえも除去してしまう可能性があり、安易なデータ平滑化は非常に危険である。地下水流動の物理的背景に基づいた補正方法を開発することが、現代測地学の課題となっているのである。

## 1.2 2004年浅間山噴火と絶対重力変化

地下水流動によって擾乱を受けたデータの一例を紹介する。

筆者が所属する東京大学地震研究所・地球計測部門では、2004年9-11月の浅間山噴火時に絶対重力計 FG5 による絶対重力観測を行った(図1)。9月中旬から下旬にかけての中規模噴火時には、振幅  $5\mu\text{gal}(=5\times 10^{-8}[\text{m}/\text{s}^2])$  の重力変化を観測した(図2b)。これは火道の空隙中を高密度のマグマが上昇することで、観測点近傍に引力が働いたためと考えられる(図2c)[大久保, 2005]。この観測事実は、浅間山2004年噴火のように前兆的地殻変動を伴わない中小規模の噴火[青木ほか, 2005]でも、重力変化を連続観測することでマグマ上昇過程を監視できることを示唆するもので、火山噴火予知の観点から大きな注目を集めた。

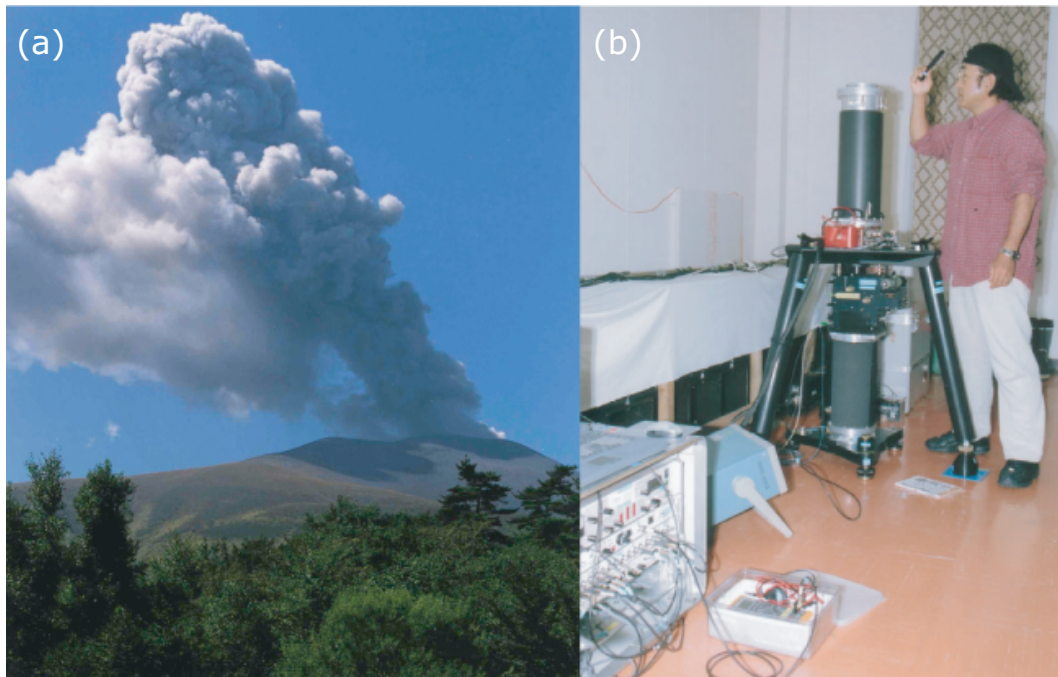


図1: 2004年浅間山噴火と絶対重力観測。(a)9月15日午前9時半頃のの小規模噴火の様子。浅間火山観測所 AVO(東山麓) から撮影。小山悦郎氏提供。(b)AVOでの絶対重力計 FG5 による絶対重力観測。右は東大地震研・松本滋夫氏。

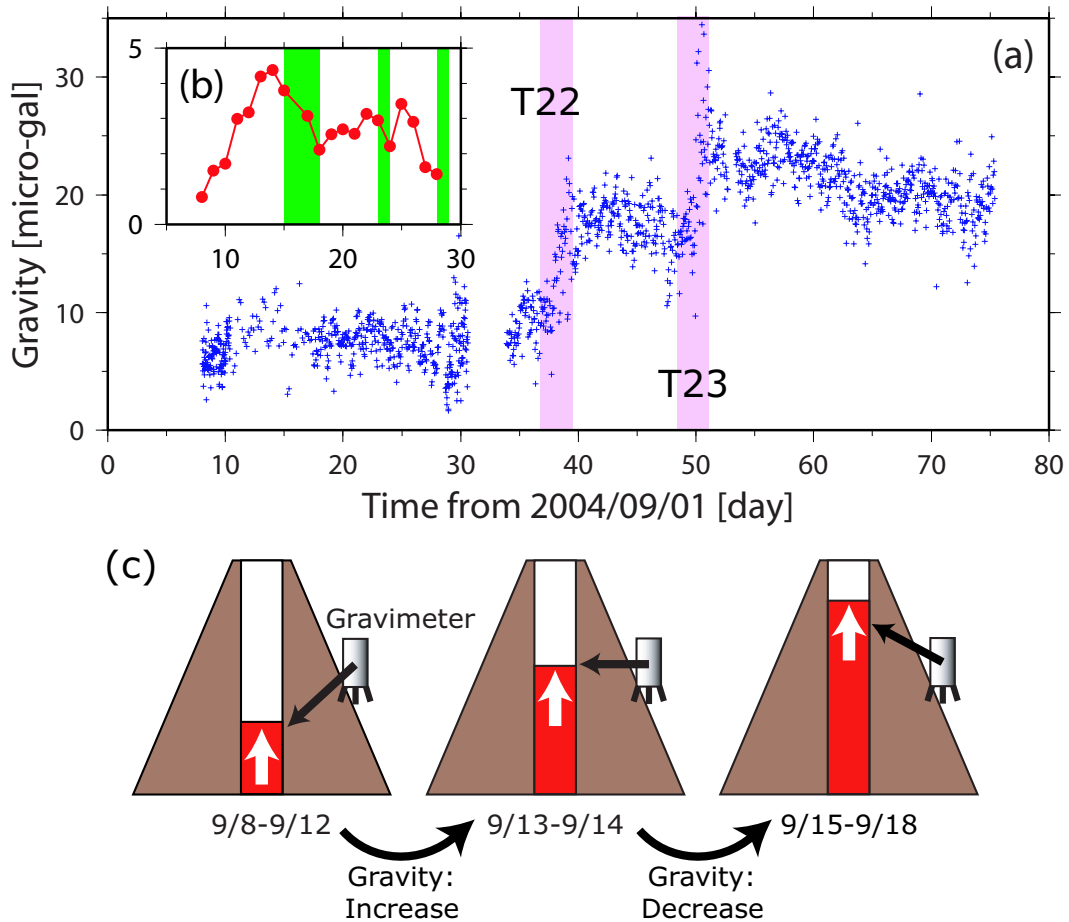


図 2: 2006 年浅間山噴火時に得られた重力変化。(a)9 月から 11 月までの重力生データ。ピンク色は台風 22・23 号による大雨の時期。(b)9 月の生データを 1 日ごとに平均化して得られた、最大  $5\mu\text{gal}$  の重力変化。緑色は中規模噴火が確認された期間を示している。(c)9 月時の重力変化とマグマ頭位の関係。火道中のマグマの上昇が振幅  $5\mu\text{gal}$  の重力変化をもたらしたと考えられる [大久保, 2005]。

ところが、10-11 月の重力観測では 9 月時とは全く異なる 2 つの傾向が見られた (図 2a)。1 つ目は重力値の急激な上昇である。10 月 8 日頃には  $+10\mu\text{gal}$ 、10 月 20 日頃には  $+12\mu\text{gal}$  の重力上昇が確認できる。これは台風 22 号・23 号によって大量の雨 (それぞれ  $126.5\text{mm}$ ,  $167.0\text{mm}$ ) が降り、観測点近傍に重力源である質量が増加したためと考えられる。2 点目には、重力増大後に重力値が緩やかに減少しているという点である。その減少速度は、期間を通して  $-0.3\mu\text{gal/day}$  程度である。これは台風による大雨が地下水として土壤中を浸透していくためと考えられる。

このように、10-11 月期の重力変化では降水・地下水の影響が卓越しており、9 月期に見られたような振幅  $5\mu\text{gal}$  の火山活動起源の重力変化を確認することは困難である。10-11 月期の火山活動を詳細に理解するためには、この降水・地下水の影響を



適切に補正し、火山活動起源の重力変化を効果的に抽出することが重要である。さらに、将来重力連続観測を用いた高精度な火山活動モニタリングを行うためには、重力データから地下水擾乱をリアルタイムで補正する技術が必要不可欠である。

### 1.3 本研究の目的

以上のような問題点を踏まえ、本研究の目的を以下のように設定する。本研究では固体地球内部で生じているプロセスを物理的に理解するために、重力データに含まれる地下水ノイズを水文学的手法に基づいて補正する手法を開発し、補正の効果や適用限度を検証する。この目的を達成するため、次の手順に従って研究を進める。

- (a) 地下水流動理論について理解を深め、地下水流動が重力データに与える影響を定量化する。
- (b) 火山活動が平穏な時期の浅間山で、地下水と重力の同時連続観測を独自に行い、得られたデータの特徴を理解する。
- (c) 地下水流動とそれに伴う重力変化をシミュレートし、同時観測で得られたデータと比較する。そのうえで、地下水起源の重力変化の計算精度を検証する。
- (d) 2004年浅間山噴火時における地下水起源の重力変化を見積もり、「重力補正值」として観測データに適用する。

## 2 地下水理論

この章では、地下水流動の理論的な記述方法について簡単に触れるとともに、地下水流動が重力変化に与える影響の定量化を試みる。2.1節から2.3節で述べる地下水理論については、以下の文献を参考にした。Tóth [1962], 中野 [1991], Haitjema [1995], 佐藤・岩佐 [2002], William and Horton [2004], 西垣 [2005].

### 2.1 地下水の数値的表現法

「地下水」とは、土壌の空隙中に存在するあらゆる水のことを指す。土壌の空隙全てが地下水で満たされている時、その土壌は「飽和状態」にあるという。また、土壌の空隙に地下水と気体（空気）が存在する時、その土壌は「不飽和状態」にあるという。飽和・不飽和をはじめとした地下水の状態を定量的に表現するには、「体積含水率  $\theta$ 」「圧力水頭  $\psi$ 」という2つの量を定義すると便利である。

#### 2.1.1 体積含水率 $\theta$

土壌のある領域を考えた時(図3)、その全体積が  $V$ 、固体（土壌粒子）部分の体積が  $V_S$ 、液体（地下水）部分の体積が  $V_L$ 、気体（空気）部分の体積が  $V_G$  とすると、

$$V = V_S + V_L + V_G \quad (1)$$

の関係が成り立つ。ここで、「空隙率  $n$ 」と「体積含水率  $\theta$ 」を

$$\text{空隙率 } n = \frac{V - V_S}{V} \quad (0 \leq n < 1) \quad (2)$$

$$\text{体積含水率 } \theta = \frac{V_L}{V} \quad (0 \leq \theta \leq n) \quad (3)$$

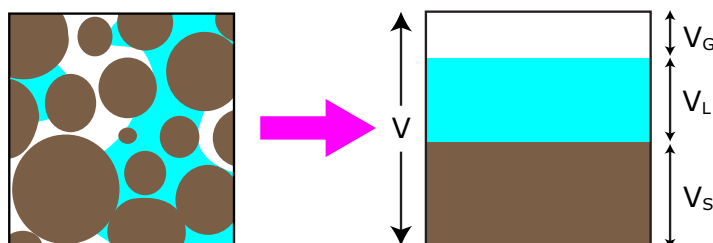


図 3: 土壌内部のようす。右側は土壌・地下水・空気の割合を模式的に示したもの。

と定義すると、飽和状態と不飽和状態は体積含水率  $\theta$  を用いて以下のように表現できる。

$$\begin{cases} \theta = n & (\text{飽和状態}) \\ 0 \leq \theta < n & (\text{不飽和状態}) \end{cases} \quad (4)$$

### 2.1.2 圧力水頭 $\psi$

地下水の大まかな構造を 図 4 に示す。一般に、飽和領域は不透水層（粘土層や溶岩流）の上部に、不飽和領域は地表近傍に発達する。飽和領域は鉛直方向に広がりを持っており、「帯水層」とも呼ばれる。飽和領域と不飽和領域の境界は  $\theta = n$  の境界面となっており、特に「地下水面」と呼ばれる。

ここで、「全水頭  $h$ 」という物理量を定義する。任意の点  $P(x, y, z)$  における全水頭  $h[\text{m}]$  は、

$$h(x, y, z) = \psi(x, y, z) + z \quad (5)$$

と書ける。 $z[\text{m}]$  は点  $P$  の標高であり、「位置水頭」とも呼ばれる。また  $\psi[\text{m}]$  は「圧力水頭」と呼ばれ、点  $P$  における水圧  $P_w[\text{Pa}]$  を長さの次元に置き換えたものである。すなわち、 $\psi$  は水の密度  $\rho_w[\text{kg}/\text{m}^3]$  と重力加速度  $g[\text{m}/\text{s}^2]$  を用いて以下のように求められる。

$$\psi = \frac{P_w}{\rho_w g} \quad (6)$$

圧力水頭  $\psi$  は、その場所に井戸の下端を設置した時の水位上昇高に相当する。飽和領域では水圧が正となるため水位が上昇し（図 4, 地点  $P$ ）、負圧である不飽和領域では水位が下降する（図 4, 地点  $Q$ ）。「不飽和領域における水位」とは想像しがたいが、テンシオメーターという機械を用いることで不飽和領域の負圧を計測することができる。すなわち、飽和・不飽和と圧力水頭の関係は以下の通りである。

$$\begin{cases} \psi \geq 0 & (\text{飽和状態}) \\ \psi < 0 & (\text{不飽和状態}) \end{cases} \quad (7)$$

なお、不透水層より深部に「被圧帯水層」と呼ばれる飽和領域が発達することがあるが、2.4 節 で述べる理由により、本論文では考慮しないことにする。

## 2.2 ダルシー則と透水係数

地下水はダルシーの法則 [Darcy, 1856] にしたがって流動する。すなわち、2 点  $A$ ,  $B$  の全水頭が  $h_A[\text{m}]$  および  $h_B[\text{m}]$ 、2 点間の距離が  $L[\text{m}]$  のとき、2 点間の浸透流速  $q[\text{m}/\text{s}]$  は比例係数  $k[\text{m}/\text{s}]$  を用いて

$$q = -k \frac{h_B - h_A}{L} \quad (8)$$

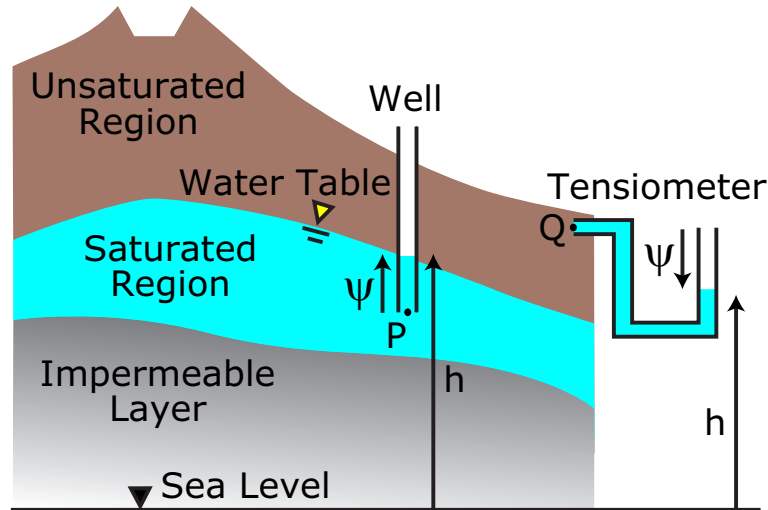


図 4: 一般的な地下水構造。点 P は飽和帯に、点 Q は不飽和帯に位置している。 $\psi$ [m] は各地点の圧力水頭、 $h$ [m] は各地点の全水頭である。

と表現できる。さらにこの式をベクトル表示すると、以下の通りである。

$$\begin{aligned}
 \vec{q} &= (q_x, q_y, q_z) \\
 &= -k \left( \frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y}, \frac{\partial h}{\partial z} \right) \\
 &= -k \nabla h
 \end{aligned} \tag{9}$$

流速と全水頭を結びつける比例係数  $k$ [m/s] は、特に「透水係数」と呼ばれる。透水係数はそれぞれの土壌に特有の係数であり、土壌の透水性を決める最も重要な値である。土壌飽和時の透水係数、すなわち飽和透水係数  $k_0$  は  $10^{-12}$ m/s (粘土) から  $10^{-1}$ m/s (礫層) まで、幅広いオーダーで変化する (表 1)。飽和透水係数が  $10^{-12}$ m/s 程度の場合に「不透水」、 $10^{-9}$ m/s 程度の場合に「透水性が低い」、 $10^{-2}$ m/s 以上の場合に「透水性が高い」と言われる。

土壌不飽和時における透水係数 (不飽和透水係数) は飽和透水係数  $k_0$  よりも小さく、体積含水率  $\theta$  に依存して変化することが知られている。すなわち、

$$k = \begin{cases} k_0 & (\text{飽和状態}) \\ k(\theta) & (\text{不飽和状態}) \end{cases} \tag{10}$$

と表現できる。体積含水率  $\theta$  の減少に伴う透水係数の減少は、(1) 土中水が減少するとき大きな間隙から空になり、小さな間隙中にだけ水が保持されるため、小さな間隙中の水は大きな間隙中の水よりも大きな抵抗を受けること、さらに (2) 小さい間隙が連続するには屈曲が多く、流路として長くなること、によって発生するとされる [中野, 1991]。不飽和透水係数  $k(\theta)$  の含水率依存性は土壌ごとで異なるものの、含

土壌	$k_0$ [m/s]
礫	$10^{-2} \sim 10^{-1}$
礫混じり砂	$10^{-3} \sim 10^{-2}$
砂	$10^{-5} \sim 10^{-3}$
細砂	$10^{-7} \sim 10^{-5}$
シルト混じり砂	$10^{-8} \sim 10^{-7}$
シルト	$10^{-10} \sim 10^{-8}$
粘土	$10^{-12} \sim 10^{-10}$

表 1: 飽和透水係数  $k_0$  の概略値。値は佐藤・岩佐 [2002] を参考にした。

水率  $\theta$  に対してほぼ指数関数的に振る舞うことが知られている [中野, 1991]。  $k(\theta)$  の関数形はこれまで経験的に得られたものがいくつか提唱され [e.g., van Genuchten, 1980]、不飽和流の数値解析に使用されている [e.g., 齋藤ほか, 2004]。

## 2.3 地下水流動則

ダルシー則 (式 9) を体積保存の式に代入することで、体積含水率  $\theta$  および圧力水頭  $\psi$  の微分方程式を導くことができる。今後の議論を容易にするために、飽和領域に対しては圧力水頭  $\psi$  の方程式を、不飽和領域に対しては体積含水率  $\theta$  の方程式を導いていく。

### 2.3.1 飽和領域

一般に土壌飽和領域 (帯水層) では鉛直スケールよりも水平スケールのほうが十分大きいので、鉛直方向の変化を無視することができる [Tóth, 1962; 佐藤・岩佐, 2002]。このとき、全水頭  $h$  の定義式 (式 5) は以下のように変更される。

$$h(x, y) = \psi(x, y) + h_b(x, y) \quad (11)$$

このとき、圧力水頭  $\psi(x, y)$  は帯水層の厚さを示し、  $h_b(x, y)$  は帯水層最下面 (不透水層との境界面) の標高を意味する (図 5a)。また、全水頭  $h(x, y)$  は地下水面の標高と同等であり、特に「地下水高」と呼ばれる。

ここで飽和領域において、水平方向の面積  $dxdy$ 、帯水層の厚さが  $\psi$  である直方体の領域を考える (図 5b)。この帯水層に地下水の流れがあるとき、この領域に存在する地下水の体積変化量は、この領域に流入する地下水とこの領域から流出する地下

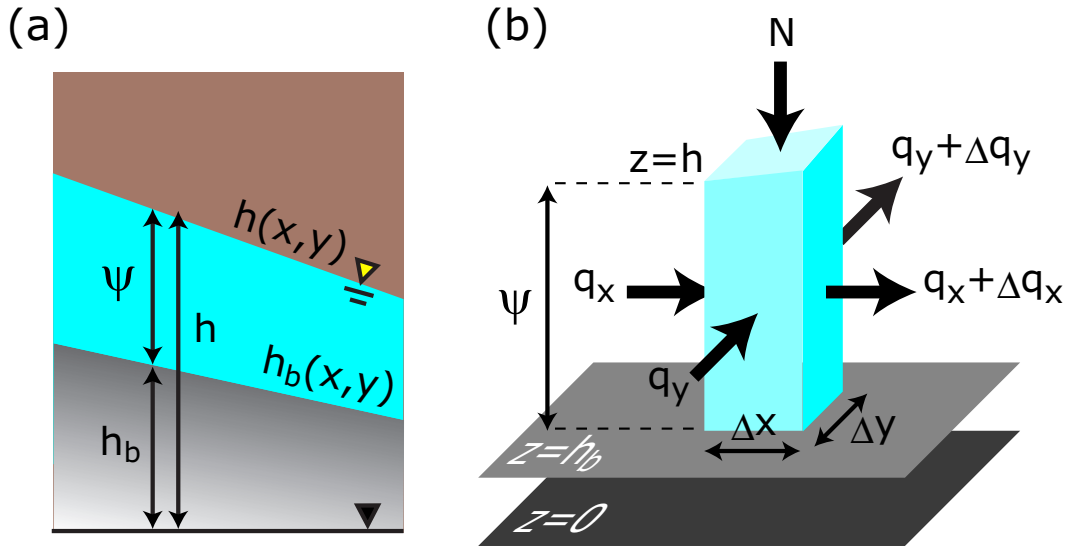


図 5: (a) 飽和帯の概略図。灰色は不透水層、水色は飽和帯、茶色は不飽和帯を意味する。(b) ある地点  $(x, y)$  の地下水収支。

水の差で表現できる。以上のことを等式で表すと以下のようなになる。

$$\frac{\partial(\theta\psi)}{\partial t} = -\frac{\partial(\psi q_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\psi q_y)}{\partial y} + N \quad (12)$$

$N[\text{m/s}]$  は帯水層上部からの水の供給量を示しており、「涵養率」と呼ばれる。 $q_x, q_y$  はダルシー則 (式 9) の流速であり、飽和領域では  $\theta = n, k = k_0$  となるので、式 12 は以下のように変形できる。

$$\begin{aligned} n \frac{\partial \psi}{\partial t} &= k_0 \frac{\partial}{\partial x} \left( \psi \frac{\partial h}{\partial x} \right) + k_0 \frac{\partial}{\partial y} \left( \psi \frac{\partial h}{\partial y} \right) + N \\ &= k_0 \frac{\partial}{\partial x} \left[ \psi \frac{\partial}{\partial x} (\psi + h_b) \right] + k_0 \frac{\partial}{\partial y} \left[ \psi \frac{\partial}{\partial y} (\psi + h_b) \right] + N \end{aligned} \quad (13)$$

この式は飽和領域における地下水流動を圧力水頭  $\psi$  で表現した微分方程式であり、ブジネスクの式 (Boussinesq equation) と呼ばれる。右辺に圧力水頭  $\psi$  の積が含まれていることから、この方程式は非線形である。

### 2.3.2 不飽和領域

不飽和土壌において、体積が  $dx dy dz$  の直方体を考える。この領域における地下水の体積保存則は、体積含水率  $\theta$  と浸透流速  $\vec{q}$  を用いて以下のように表現できる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad (14)$$

この式に式 9 を代入すると、

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta}{\partial t} &= \nabla \cdot (k \nabla h) \\ &= \nabla \cdot (k \nabla \psi) + \frac{\partial k}{\partial z}\end{aligned}\quad (15)$$

となる。この式では、左辺が体積含水率  $\theta$  の関数、右辺が圧力水頭  $\psi$  の関数になっているため、従属変数を 1 つに統一する必要がある。

ところで、不飽和領域では体積含水率  $\theta$  と圧力水頭  $\psi$  が 1 対 1 の関係になっている。  $\theta = \theta(\psi)$  の曲線は「土壌水分特性曲線」と呼ばれ、その勾配

$$C = C(\theta) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad [1/m] \quad (16)$$

は「水分容量」と呼ばれる。この式を用いて式 15 を変形すると、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla \theta) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (17)$$

$$\text{ただし、} D = \frac{k(\theta)}{C(\theta)} \quad [m^2/s] \quad (18)$$

となり、従属変数を  $\theta$  に統一することができる。式 17 は不飽和領域における地下水の流動を体積含水率  $\theta$  で表現した微分方程式であり、リチャーズの式 (Richards equation) と呼ばれる。

ここで新たに定義された係数  $D[m^2/s]$  は「水分拡散係数」と呼ばれ、透水係数  $k$  と同様に不飽和特性を示すことが知られている。すなわち、

$$D = \begin{cases} D_0 & (\text{飽和状態}) \\ D(\theta) & (\text{不飽和状態}) \end{cases} \quad (19)$$

不飽和時の水分拡散係数  $D(\theta)$  の含水率依存性は各土壌で異なるが、 $k(\theta)$  と同様、含水率  $\theta$  に対し指数関数的に振る舞うことが知られている [中野, 1991; 佐藤・岩佐, 2002]。  $D(\theta)$  の関数形はこれまで経験的に得られたものが数多く提案され [e.g., Gardner and Mayhugh, 1958]、不飽和領域の地下水流動計算に利用されている。なお、式 17 は  $k$  と  $D$  が従属変数  $\theta$  に依存することから、非線形の微分方程式になっている。

## 2.4 地下水と重力

ここまで、地下水の流れが式 13 (飽和領域) および式 17 (不飽和領域) で表現できることが分かった。この節では、地下水がこれらの式に従って流動する時に、地上における重力値はどのように変化するかを独自に考えていく。

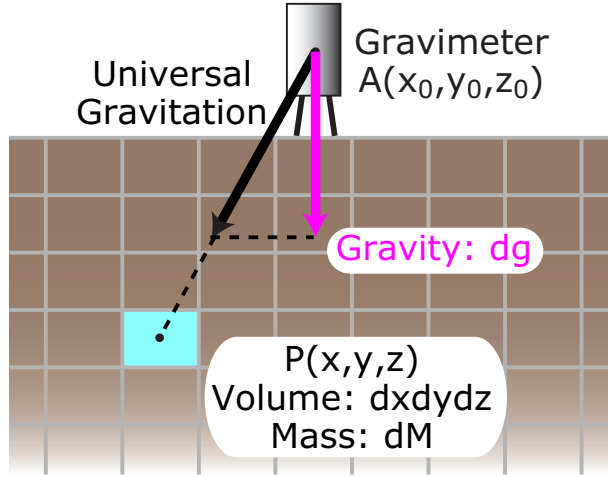


図 6: 点  $P(x, y, z)$  の物体が点  $A(x_0, y_0, z_0)$  に及ぼす重力  $dg$ 。

重力とは万有引力の鉛直成分である。任意の点  $P(x, y, z)$  に体積  $dxdydz[\text{m}^3]$ 、質量  $dM[\text{kg}]$ 、密度  $\rho[\text{kg}/\text{m}^3]$  の物体があることを考えると (図 6)、観測点  $A(x_0, y_0, z_0)$  における重力値  $g[\text{m}/\text{s}^2]$  は積分の形で以下のように表現できる。

$$\begin{aligned}
 g(x_0, y_0, z_0) &= \iiint dg(x, y, z) \\
 &= - \iiint \frac{G \cdot dM(x, y, z)}{R^2} \cdot \frac{z - z_0}{R} \\
 &= -G \iiint \rho(x, y, z) \frac{z - z_0}{R^3} dxdydz \quad (20)
 \end{aligned}$$

ただし  $z$  は鉛直上向きを正とし、 $R^2 = (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2$  とする。また  $G$  は万有引力定数  $G = 6.673 \times 10^{-11}[\text{m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2]$  である。この式から理解できるのは、質量を持つあらゆる物体が重力値に影響を与えるという点と、観測点からの距離  $R$  が短い物体ほど重力値に大きな影響を与える、という点である。

土壌中に存在する地下水も質量を持っているため、当然地上での重力観測値に影響を与える。そこで、式 20 において地下水に関する項のみ取り出すと、地下水分布による重力値への寄与  $g_w[\text{m}/\text{s}^2]$  は、水の密度  $\rho_w[\text{kg}/\text{m}^3]$  と体積含水率  $\theta$  によって以下のように表現できる。

$$g_w(x_0, y_0, z_0) = -G\rho_w \iiint \theta(x, y, z) \frac{z - z_0}{R^3} dxdydz \quad (21)$$

飽和領域では  $\theta = n$  なので、飽和領域と不飽和領域に分けて記述すると、

$$\begin{aligned}
 g_w(x_0, y_0, z_0) &= - G\rho_w n \iiint_{z=h_b(x,y)}^{h(x,y)} \frac{z - z_0}{R^3} dxdydz \\
 &\quad - G\rho_w \iiint_{z=h(x,y)}^{h_s(x,y)} \theta(x, y, z) \frac{z - z_0}{R^3} dxdydz \quad (22)
 \end{aligned}$$



と書ける。右辺の第1項目が飽和領域の寄与、第2項目が不飽和領域の寄与を示している。また、 $h_b(x, y)$  は飽和領域の最下面（不透水層と帯水層の境界面。「基盤面」と呼ぶこともある）、 $h(x, y)$  は飽和領域と不飽和領域の境界面（地下水面）、 $h_s(x, y)$  は不飽和領域の最上面（地表高）を意味している（図 5a）。

この式では、 $h(x, y)$  や  $\theta(x, y, z)$  に代表される地下水分布が重力値に寄与している。 $h$  や  $\theta$  は式 13, 17 の式に従って時間変化することが既に分かっているので、式 22 で与えられる地下水起源の重力値も、地下水分布に応じて時間変化することが分かる。すなわち、地下水流動を数値的にシミュレートすることで地下水起源の重力変化を求めることが可能であり、その値を重力観測値の補正值として使用すれば、重力データから地下水流動の寄与を取り除くことができるのである。

なお本論文では、地下水が土壌フレームを变形させることなく流動するものと仮定し、土壌フレームの膨張（すなわち空隙率  $n$  の変化）を考慮しない。不透水層下部に存在する被圧帯水層に関しては、土壌フレームの膨張が測地データに影響を与える可能性が示唆されている [Munekane et al., 2004] が、一般に被圧帯水層は他の帯水層と独立した流動系を有しており、降水による地下水流動場の変動は非常に小さいことが考えられる。以上のような理由から、本論文では不透水層以深の地下水流動は考えないものとする。

### 3 地下水・重力同時観測

前章では、地下水流動理論について触れるとともに、地下水が重力値に与える影響を定量化した(式 22)。この式は本研究によって独自に求められたものであり、本研究の中でその妥当性を確認する必要がある。

そこで本研究では、2006年夏を中心に火山活動が平穏化した浅間山[気象庁, 2007]の東部地域(図 7)で地下水・重力同時観測を行い、降雨に対する地下水・重力の応答を調査した。独自に観測を行った物理量は、土壌中の体積含水率 $\theta$ 、地下水高 $h$ 、および重力値 $g$ である。観測期間は重力観測が最も短く(2006年6月29日~9月23日)、この期間内で全ての観測データを得ることができた。本章では、まず浅間火山観測所で行っている降雨観測のデータについて触れ、地下水・重力同時観測の詳細を述べる。特に、九州地方や長野県で甚大な被害をもたらした平成18年7月豪雨(7/15-24)[気象庁, 2006]の観測データに注目する。

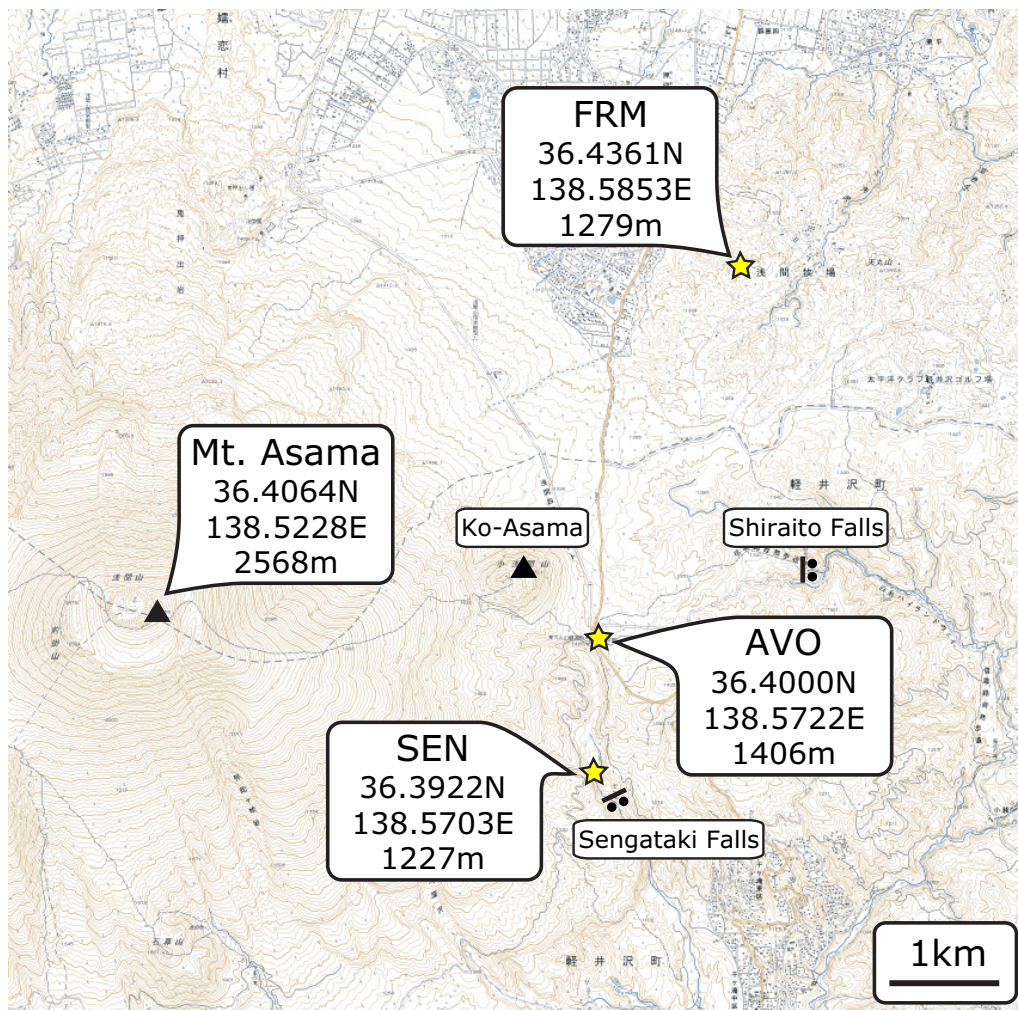


図 7: 観測点配置図。星印が観測点を示す。

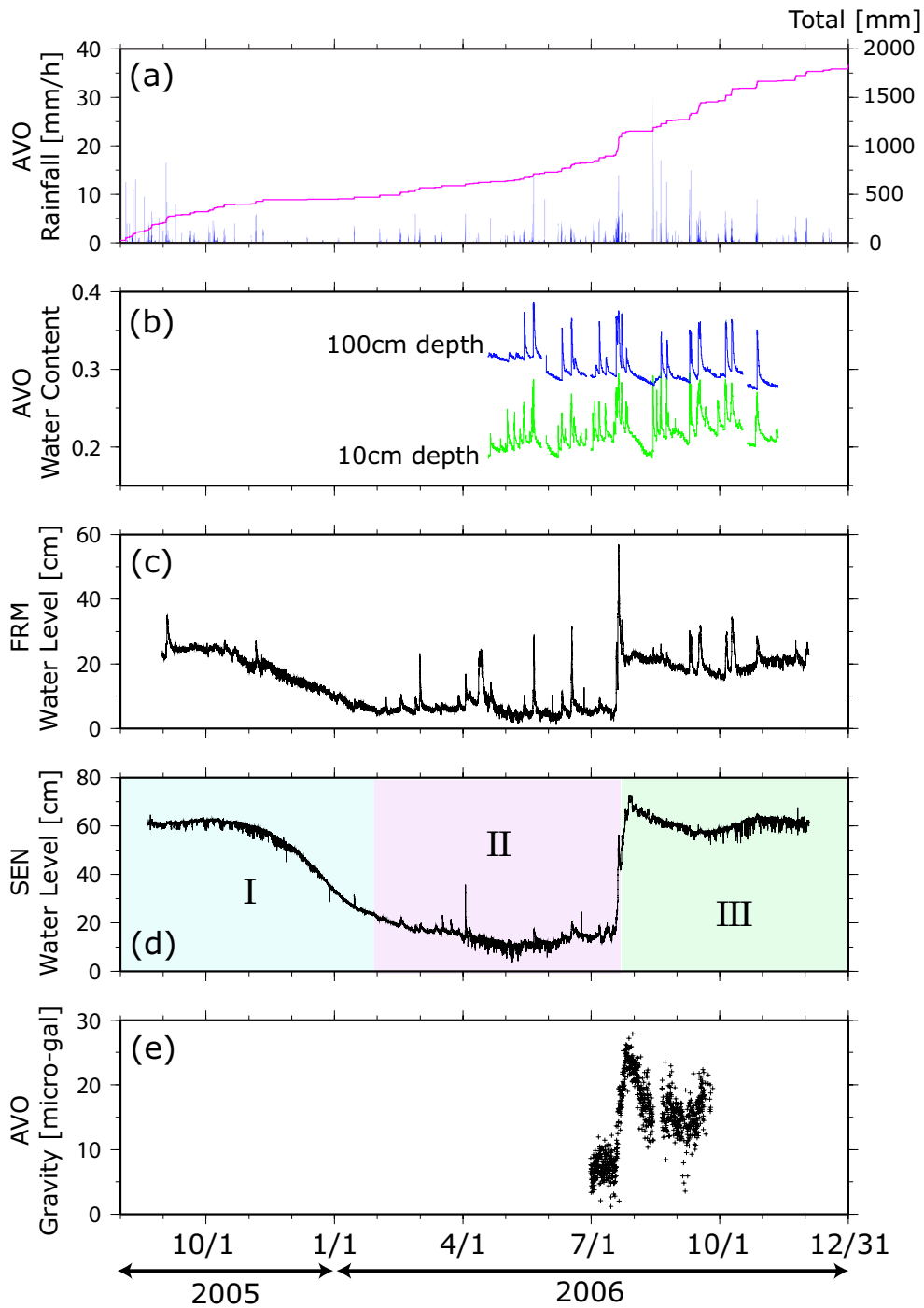


図 8: 2005 年 8 月 ~ 2006 年 12 月の地下水・重力データ。(a) 浅間観測所 AVO の時間雨量 [mm/hour] と累積雨量 [mm]。(b) AVO 土壌中の体積含水率。地表からの深さ 10cm と 100cm のデータを示している。(c) 浅間牧場 FRM の地下水高変化 [cm]。(d) 千ヶ滝源泉 SEN の地下水高変化 [cm]。期間 I・III には地下水高のレベルが高く、降雨後の特異な水位変動が観測されていない。一方、期間 II は地下水高のレベルが低く、降雨後の水位変動が観測されている。(e) AVO の重力変化 [ $\mu\text{gal}$ ]。

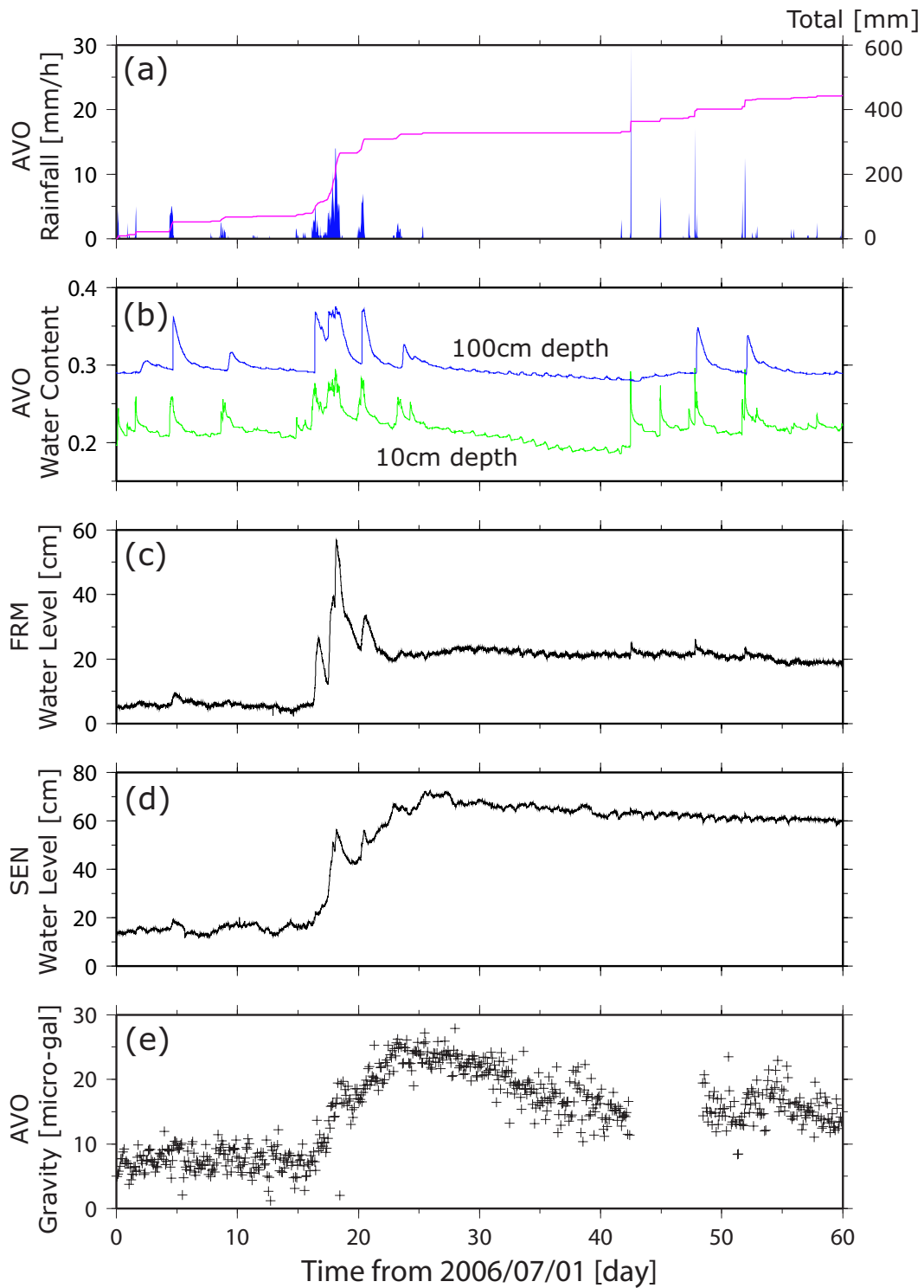


図 9: 2006 年 7-8 月の地下水・重力データ。(a) 浅間観測所 AVO の降水量。時間雨量 [mm/hour] と累積雨量 [mm] を示している。(b) AVO 土壌中の体積含水率。地表からの深さ 10cm と 100cm のデータを示している。(c) 浅間牧場 FRM の地下水高変化 [cm]。(d) 千ヶ滝源泉 SEN の地下水高変化 [cm]。(e) AVO の重力変化 [ $\mu\text{gal}$ ]。

### 3.1 降水量

浅間山の東4kmに位置する東大地震研究所浅間火山観測所（略称 AVO, 図7参照）の観測棟屋上では、転倒ます型雨量計による降水量観測を常時行っている。0.5mmの降水がまずに貯まるとまずが転倒して水を排出する仕組みになっており、その転倒数を計測することによって降水量を知ることができる。降水量分解能は0.5mmで、1時間毎の転倒数に0.5を掛けた値を時間降水量 [mm/hour] として記録している。

図8aは、2005年8月から2006年12月に観測された時間降水量 [mm/hour] と累積降水量 [mm] を示している。2006年の累積降水量は1406mmで、最寄の測候所（気象庁軽井沢測候所）の平年値1198mm[気象庁電子閲覧室, 2007]の1.2倍近い降水である。月毎では、7月に328mmもの雨量が観測された。これは軽井沢の平年値185.5mmの2倍近い雨量である。また、2006年7月～8月の観測データを図9aに示す。雨は特に豪雨時に集中していて、17日から21日の5日間で230mmの降水が観測された。

本研究では、この時間降水量のデータを活用し、地下水流動の解析を行っていく。

### 3.2 体積含水率 $\theta$

地下水の源は上空から供給される降水であり、地表面は地下水流動の開始点でもある。地表において地下水流動がどのように始まっているのかを理解することは、地下にある不飽和帯・飽和帯の流動を考える上でも非常に重要である。そこで本研究では、地表近傍の土壤水分の鉛直分布  $\theta(z)$  を連続観測することで、降水が地下水となって浸透していく様子を理解する。

土壤中の体積含水率  $\theta$  を知るためには、土中の誘電率  $\epsilon$  を観測する方法が一般的である。以下に、その仕組みを簡単に説明する。

水の誘電率  $\epsilon_w$  は、土や空気の誘電率  $\epsilon_s, \epsilon_a$  に比べて非常に大きい。真空中の誘電率を  $\epsilon_0$  とすると、それぞれの誘電率は

$$\epsilon_w \approx 81\epsilon_0, \quad \epsilon_s \approx 4\epsilon_0, \quad \epsilon_a \approx \epsilon_0 \quad [\text{F/m}] \quad (23)$$

であることが知られている [国立天文台, 2006]。このため、水分の多い土壤ほど誘電率  $\epsilon$  は大きくなり、水分の少ない土壤ほど  $\epsilon$  は小さくなる。このとき、土壤の誘電率  $\epsilon$  と体積含水率  $\theta$  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]。

$$\sqrt{\epsilon} = a_0 + a_1 \times \theta \quad (24)$$

$a_0, a_1$  は各土壌に固有の定数であるが、Miller and Gaskin [1999] によって以下のよう  
に概算された。

$$\begin{cases} \text{無機土壌} : a_0 = 1.6, a_1 = 8.4 \\ \text{有機土壌} : a_0 = 1.3, a_1 = 7.7 \end{cases} \quad (25)$$

土壌中の誘電率  $\epsilon$  は TDR (time-domain reflectometry) [e.g., Topp et al., 1980] という  
方法で観測可能なので、得られた誘電率  $\epsilon$  を式 24 に基づいて変換すれば、その土  
壌の体積含水率  $\theta$  を知ることができる。

一般に広く用いられている水分観測装置は、電極を土壌に突き刺して観測するも  
のが多い。しかし、電極の長さは耐久性の観点から 6-8cm 程度と短くなっており、  
地表約 10cm の領域のみが体積含水率観測の対象となる。また、この種の水分計は 1  
つの機器で 1 箇所の含水率しか観測できないので、本研究のように体積含水率の鉛  
直分布  $\theta(z)$  を観測する場合には不向きである。

そこで本研究では、含水率鉛直分布  $\theta(z)$  を観測するために、Eijkelkamp 社製プロ  
ファイル水分計を使用する (図 10a)。このプロフィール水分計は直径約 3cm・長さ約  
120cm の棒状である。専用のオーガーで掘った深さ 1m の穴の中に通水性のプラス  
チックチューブを挿入し、その中にプロフィール水分計を設置する。この水分計に  
は深さ 10, 20, 30, 40, 60, 100cm の位置にセンサーが付いており、各深さの誘電率  $\epsilon$   
を観測することができる。観測後にこれらのデータを変換することで、体積含水率  
 $\theta$  の鉛直分布を知ることができる。なお、オーガーの掘削径はプラスチックチュー  
ブの直径より 2-3mm 小さく、チューブの内径と水分計の直径もほぼ等しいため、水  
分計が土壌に密着しやすい仕組みになっている。

2006 年 4 月 18 日、AVO 敷地内にこのプロフィール水分計を埋設した (図 10b)。こ  
の地点は樹木や建造物から 10m 以上離れており、上空からの降水を遮るものは全く  
無い。また土壌の掘り返しが行われた経緯がないため、この観測点が浅間山東部地  
域の土壌浸透特性を代表しているものと考えられる。水分計は専用のパワーユニッ  
トを介して AC100V で電源供給され、専用のデータロガーを用いて 10 分間隔で連  
続観測を行った。データは 32MB CompactFlash に記録され、約 1ヶ月ごとにデータ  
を吸い上げた。

図 8b には観測開始日 (2006 年 4 月 18 日) から最終データ回収日 (2006 年 11 月  
8 日) までのデータを、図 9b には 2006 年 7 月~8 月のデータを示している。誘電率  
 $\epsilon$  から体積含水率  $\theta$  への変換には式 24 を用い、定数  $a_0, a_1$  については無機土壌の値  
を用いた。図は煩雑化を避けるため、深さ 10cm と 100cm における体積含水率のみ  
描いている。

降雨データ (図 8a, 9a) と比較すると、降雨後に体積含水率  $\theta$  が急上昇し、その後  
指数関数的に減少しているのが分かる。上昇量や減衰の度合いは各降雨で異なるも

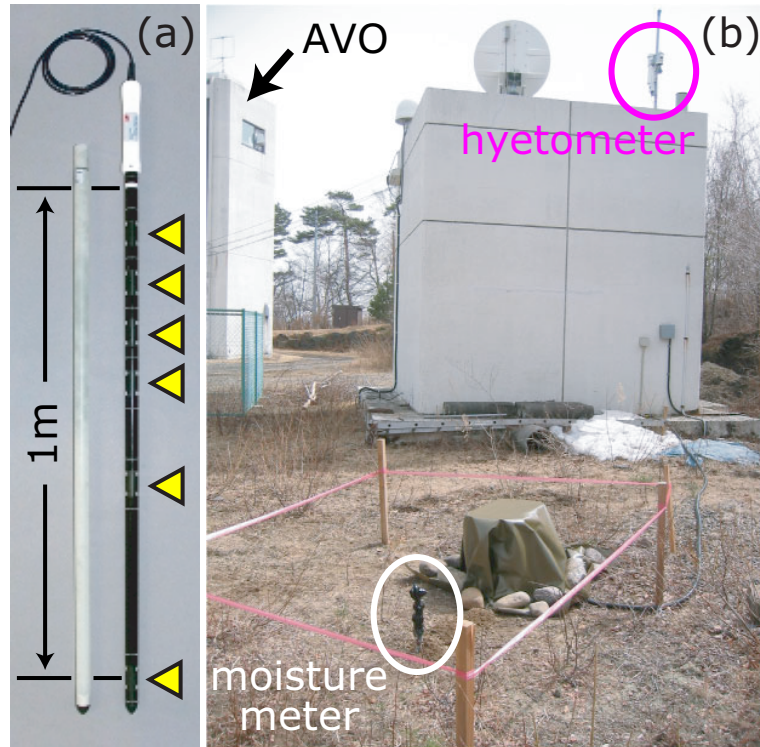


図 10: (a) プロファイル水分計。三角印の場所にセンサーが付いている。左側は通水性プラスチックチューブ。(b) プロファイル水分計設置のようす。白丸が水分計、右上が雨量計、左奥が浅間観測所 AVO。

の、より多くの雨が降ると  $\theta$  がより大きく上昇し、 $\theta$  が元のレベルに戻るまで長い時間が掛かっている。これは降雨直後に土壤中の水分が一時的に増加し、その後地下水として地下へ浸透していくためと考えられる。

また降水量 10mm 程度の比較的小さな降水では、深さ 1m の体積含水率変化に位相の遅れが見られる。例えば 図 9b で、7月 8-10 日の 15mm 降雨に対して 1 日程度の時間遅れが確認できる。これは降水が鉛直下向きに浸透するのに時間が掛かるため、土壌の流れやすさ（透水係数  $k$  など）を決定する上で重要な情報である。

本研究では、この体積含水率データを地下水流動シミュレーションとの比較に用いるだけでなく、透水係数  $k$  などの土壌浸透特性を推定するのに利用する。

### 3.3 地下水高 $h$

図 4 の通り、地下水面 (Water Table) は不飽和帯と飽和帯の境界であり、不飽和帯を鉛直下向きに浸透してきた地下水がはじめて飽和領域に達する場所でもある。地下水面に達した水は地下水面自身を盛り上げ、ダルシー則 (式 9) に従って横方向に流動する。すなわち、地下水面の高さ (地下水高) を観測することは、不飽和帯が

らの地下水供給量を知る上で有益であり、飽和帯の流動過程を知る上でも重要な情報源となる。

ところで、地下水面は一般に2次元的な分布  $h(x, y)$  をなしている。また、峡谷部では河川と連続的に繋がっているため、河川の標高は地下水面とほぼ等しいと考えられる [佐藤・岩佐, 2002]。特に、河川の源泉は地下水が土壌外部へ流出する最初の地点であり、地下水の挙動を最も忠実に反映していると予想される。よって本研究では、河川の源泉が地下水面の“露頭”であるという考えの下、河川源泉に浅井戸を設置し、地下水高の連続観測を行った。なお、浅間観測所 AVO では地下水面の存在が確認されておらず、地下水面分布に関する詳細な文献も存在しない。井戸を掘るにしても掘るべき深さが不明であるため、経済的負担が大きくなる可能性もある。以上のような理由から、今回は AVO 周辺での井戸掘削・地下水高観測を行わないことにした。

地下水高  $h$  を観測するために、本研究では Van Essen Instruments 社製ダイバー水位計を使用した (図 11a)。ダイバー水位計は長さ 90mm のステンレス製容器の先端に圧力センサーを露出させた構造になっており、完全密封された内部に寿命 8-10 年の電池を内蔵している。この水位計を水中に浸水させることで、水圧と大気圧の総和  $P_1$  [hPa] を観測することができる。連続観測を行う際には大気圧の寄与を補正する必要があるため、地下水面より上の大気中に同様の圧力計を設置するのが一般的である。この圧力計による大気圧の観測値が  $P_2$  [hPa] であるとき、水中に設置した水位計のセンサー部から地下水面までの距離  $\Delta h$  [m] は

$$\Delta h = \frac{P_1 - P_2}{\rho_w g} \quad (26)$$

となる。このとき、水中に設置した水位計のセンサー高  $h_1$  [m] が既知であれば、その場所の地下水高 (地下水面の標高)  $h = h_1 + \Delta h$  [m] が求まるのである。

本研究では、2005 年春、AVO の北北東 4km に位置する浅間牧場内の湧水地点 (略称 FRM)、および AVO の南 1.5km の千ヶ滝源泉 (略称 SEN) に浅井戸を作成した (図 11bc, 場所は図 7 参照)。井戸はまず、湧水地点付近の斜面に穴径 7cm のオーガーで深さ約 1.5m の穴を掘った。その穴に長さ 2m・外径約 7.5cm の塩化ビニールパイプを埋設した。塩ビパイプの底は閉じており、底面から土粒子が侵入しない構造になっている。また、パイプ下端から約 30cm までのパイプ壁面には、電動ドリルで約 30 箇所 (直径約 5mm) の穴を開けた。これはパイプ内の水面の高さが周囲の地下水高と一致するよう、地下水の通り道 (スクリーン) を作るためである。

以上のように簡易的に作成した浅井戸に、前述のダイバー水位計を設置した。水圧計・気圧計はパイプの蓋からステンレス製のワイヤーで吊るし、井戸の底まで落ちないように固定した。なお、蓋には直径約 5mm の穴が 6 箇所空いており、井戸内





図 11: (a) ダイバー水位計。下の穴の内部に圧力計が露出している。上部の穴は水位計をワイヤーで吊るす時に用いる。(b) 浅間牧場 FRM における水位計設置のようす。塩ビパイプで作成した浅井戸に、ワイヤーで吊るした水位計を挿入する場面。手前に写っているのは東京大学大学院工学系研究科・茂木勝郎氏。(c) 千ヶ滝源泉 SEN の浅井戸（右側）。写真奥が上流。

部の空気が密閉することはない。水圧計は水の中に、気圧計は地下水面より上部に位置するよう、ワイヤーの長さを調節した。このような状況の下、水圧計・気圧計とも 10 分間隔で連続観測を行った。なお観測開始日は、浅間牧場 FRM は 2005 年 9 月 2 日、千ヶ滝源泉 SEN は 2005 年 8 月 23 日である。

図 8 には、観測開始日から最終データ回収日（2006 年 11 月 28 日）までの地下水高  $h$  の観測結果を、図 9 に 2006 年 7 月～8 月の結果を示す。各図の (c) が浅間牧場 FRM、(d) が千ヶ滝源泉 SEN のデータである。各図とも変化量のみ示しており、井戸の標高値を差し引いている。

図 8 では、夏季に地下水高が上昇し冬季に減少するという年周変動が見て取れる。これは夏季の降水量が冬季よりも多い(図 8a) ため、地下に蓄えられる水の量が夏季に増大するためである。年周変動の振幅は、観測点 FRM で 20cm、SEN で 70cm にものぼる。観測点 SEN の年周変動の振幅が大きいのは、この地域が広域の地下水を集める地形になっているためである（5.2.1 節で詳述）。

さらに短い時間スケールを見ると、体積含水率変化(図 8b, 9b)と同様、降雨後に地下水高が急激に上昇し、その後指数関数的に減少しているのが分かる。これは降雨直後に地下水面に供給された水が、ゆっくりと外部へ流出するためである。降雨量の大小によって、地下水高の上昇量や減衰の様子が異なっているのも、図 8b, 9b と同様である。ところが 2006 年 7 月豪雨後には地下水高が十分減少せず、豪雨前のレ

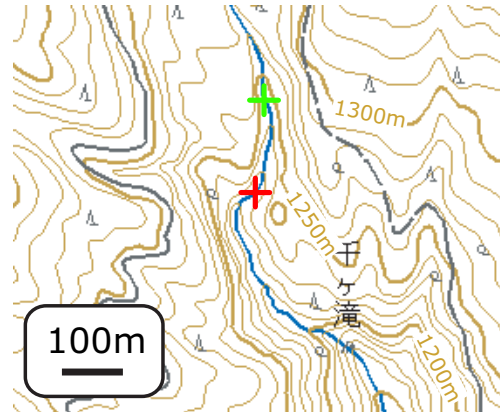


図 12: 踏査により明らかとなった千ヶ滝源泉の移動。赤十字が冬～春の湧水地点。この地点の左岸に地下水高観測点 SEN を設置している。緑十字が夏～秋の湧水地点。標高にして 20m、距離にして 150m 上流へ移動していた。

ベルより上昇しているのが分かる (図 9cd)。地下水レベルの上昇は、FRM で 20cm、SEN で 60cm 程度である。これは、豪雨時に降った大雨によって土中の地下水量が増加し、地下水面の平衡状態が豪雨前よりも高いレベルに遷移したためと考えられる。

また、観測点 SEN の地下水高が高いレベルの時は、降水後の特異な地下水高変化が観測されないことが分かる (図 8d, 期間 I・III)。一方、春になり地下水高が減少すると、上記に述べた降水後の地下水高変化が次第に観測されている (図 8d, 期間 II)。これは夏季の降雨増加によって地下水高が急増し、湧水地点が上流へ移動した影響で、井戸設置点周辺では地下水流よりも河川流が卓越したため、河川から土壌への「水の再涵養」が行われていると考えられる。このような場合、井戸中の水面高は河川の水面高の影響を強く受けるため、雨が降っても即時的な応答をしない可能性が考えられるのである [徳永, 私信]。実際、2005 年春に当時の湧水地点近傍に井戸を設置したものの、2005 年 10 月下旬のデータ回収時には標高にして約 3m、湧水地点が上流へ移動していた。また、2006 年 7 月豪雨後にも標高+20m 程度湧水地点の移動が確認されている (図 12)。このような経緯から、観測点 SEN の水位データには、地下水流動だけでなく河川流の影響が強く現れている。地下水シミュレーションの結果と比較する際には、注意が必要である。

なお、2 点 FRM・SEN の地下水高データでは、振幅 3cm 未満の日周変動が観測されている。これは、(1) 近隣の井戸汲み上げによる地下水高の一時的な減少、(2) 気温変化の影響で気圧計内の圧力が変化したことによる見かけの地下水高変化、という 2 つの可能性がある。本研究では、降雨後数日間の地下水高変化に特に注目しているため、1 日以内の変動は特に考慮しないものとする。

### 3.4 重力値 $g$

本研究では、地下水流動起源の重力変化を観測するために、浅間観測所 AVO で重力連続観測を行った。この節では、用いた重力計の仕組みや観測結果について述べる。

一般に、地上の観測点では 1mm 降雨後に  $0.042\mu\text{gal}$  前後の重力上昇が観測される [e.g., Bower and Courtier, 1998]。これは、降雨によって観測点直下やその周辺の質量が増加し、鉛直下向きの万有引力が働くためである。(なお  $0.042$  という値は、無限平面に 1mm の雨が降ったときの理論的な重力上昇値であり、実際の地形ではこの値から  $0.01$  程度外れることもある。) この値を用いると、降雨後の重力の即時応答量が概算できる。例えば、10mm 降雨では  $0.42\mu\text{gal}$ 、100mm 降雨では  $4.2\mu\text{gal}$  といった具合である。20mm を超えるようなまとまった降雨では、 $1\mu\text{gal}$  程度の重力変化が期待される。すなわち、 $1\mu\text{gal}$  よりも観測精度の良い重力計を用いれば、20mm 程度の降雨による重力変化を検出することができる。

ところで、重力値を観測する際には「スプリング型相対重力計」「絶対重力計」「超伝導重力計」などが用いられる。各重力計の大きな違いは観測精度で、それぞれ  $10\mu\text{gal}$ 、 $1\mu\text{gal}$ 、 $1\text{ngal}$  と 4 桁の開きがある。前述の 20mm 程度の降水を捉えるためには、絶対重力計程度の精度が必要になる。また、スプリング型相対重力計と超伝導重力計にはドリフトが存在し、長期観測をする際に何らかの補正をする必要がある。一方、絶対重力計にはドリフトが無く、重力の絶対値を直接観測することができる。以上の観点から、降水・地下水など水の移動による重力変化を捉えるためには、絶対重力計による連続観測を行うことが効果的である。

そこで本研究では、地下水流動起源の重力変化を観測するため、Micro-g 社製の絶対重力計 FG5 を用いる (図 13a)。この重力計は、ほぼ真空状態の容器の中で物体を落とし、その物体の落下距離  $L$  と落下時間  $t$  を精確に計測することで、重力値  $g$  を得ている。具体的に定式化すると、以下の通りである。

時刻  $t = 0[\text{s}]$  に初速  $v = 0[\text{m/s}]$  で物体を落下させたとき、時刻  $t[\text{s}]$  における落下距離  $L[\text{m}]$  は以下のように書ける。

$$L \doteq \frac{g_0}{2} \left( t^2 + \frac{\gamma}{12} t^4 \right) \quad (27)$$

ただし、 $g_0$  は落下開始点における重力値  $[\text{m/s}^2]$ 、 $\gamma$  は高度に対する重力勾配  $[\text{/s}^2]$  である。ここで、スプリング型相対重力計の観測によって重力勾配  $\gamma$  が既知である場合、1 回の落下中に  $L$  と  $t$  を複数回観測すれば、最小二乗法により  $g_0$  を求めることができる。

絶対重力計 FG5 では、ルビジウム原子時計を用いることで時刻  $t$  を正確に記録している。また、レーザー干渉計内でヨウ素安定化 He-Ne レーザーの干渉縞の個数を

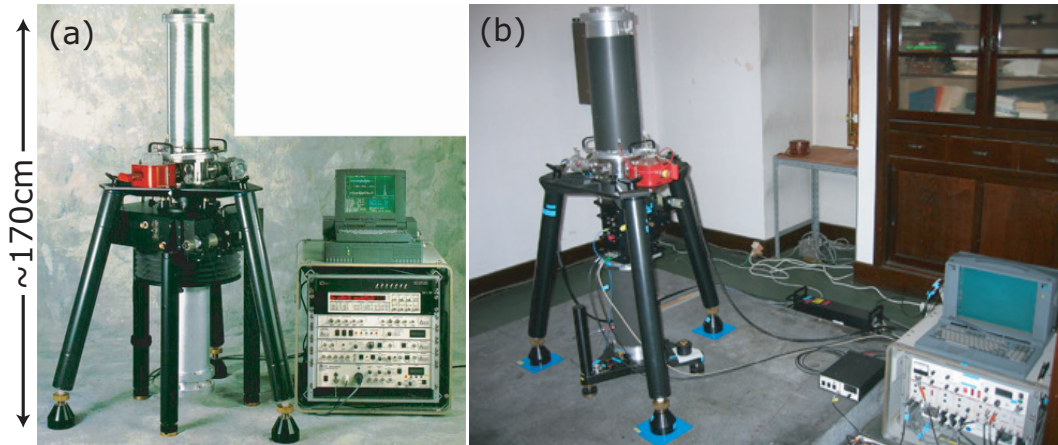


図 13: (a) 絶対重力計 FG5。銀色の円筒上部がコーナプリズム落下装置、円筒中央部にレーザー干渉計、円筒下部に長周期スプリングが設置されている。これらを制御装置やパソコンと接続することで、重力観測を行うことができる。(b) 浅間観測所 AVO における絶対重力計設置のようす。この部屋には他の観測機器がなく、日光を遮るための木窓が備えてあるため、温度変化の影響を最小限に保つことができる。振動の影響を抑えるために、重力計を地震計台上に設置した。

数えることで、各時刻の落下距離  $L$  も精度良く計測することができる。1 回の落下観測の誤差は数  $\mu\text{gal}$  程度であるが、落下観測を数十回繰り返し、得られた重力値を平均化することで、 $1\mu\text{gal}$  未満の精度を得ることができる。潮汐や気圧変動による固体地球の変動も自動補正できるため、測地観測の現場で広く利用されている [e.g., 古屋ほか, 2001; 大久保ほか, 2004]。

本研究では、浅間観測所 AVO の建物内において絶対重力計 FG5 (シリアル No. #212) による絶対重力  $g$  の連続観測を行った (図 13b)。設置した部屋には他の観測機器がなく、ガラス窓・木窓という二重構造によって気温変化・日光の影響を最小限に保つことができる。また、建物と縁切りされた地震計台の上に重力計を設置し、従来の床上での観測よりも振動の影響を軽減させた。このような状況下で、2006 年 6 月 29 日～9 月 23 日の 3ヶ月間、2 時間おきに観測を行った。観測は正時 (午前 1 時、午前 3 時...) にスタートさせ、落下回数 50 回につき 1 つの重力値を求めた。また、2 週間に 1 度現地を訪れ、器械の水平を保つための調整を行った。それ以外の期間は東京の研究室からインターネット経由で随時監視し、データの回収を行った。なお、重力計算や補正に必要な定数については、AVO における過去の重力観測の事例を鑑みて以下のように設定した。

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{緯度：} & 36.4 \quad [^{\circ}\text{N}] \\ \text{経度：} & 138.5722 \quad [^{\circ}\text{E}] \\ \text{標高：} & 1406.1 \quad [\text{m}] \\ \text{標準気圧：} & 855.35 \quad [\text{hPa}] \\ \text{重力勾配：} & -3.11 \quad [\mu\text{gal}/\text{cm}] \\ \text{気圧応答：} & 0.3 \quad [\mu\text{gal}/\text{hPa}] \\ \text{潮汐}\delta\text{-factor：} & 1.164 \end{array} \right. \quad (28)$$

図 8e には 2006 年 6 月から 9 月までの絶対重力の全観測結果を、図 9e に 2006 年 7 月～8 月の結果を示す。グラフ上の 1 つ 1 つの青点は、それぞれ 50 回の落下観測で得られた重力値を平均化した値を示している。2 期間でデータの欠落が見られるが、8 月 15 日前後はレーザーの不調、9 月 20 日前後に関しては AVO での建設工事の振動による観測データの不良である。この期間内で重力計本体には異常が無く、期間前後の重力値のシフトは無い。また、赤線は 1 日毎で平均化した重力変化を、平均値の標準偏差とともに示している。期間を通して重力データは  $5\mu\text{gal}$  程度のばらつきを持っており、平均化することで誤差  $1\mu\text{gal}$  程度に落ち着いている。

7 月豪雨時には、重力値が次第に上昇し、その後緩やかに減少していることが分かる (図 9e)。重力の増加量は約  $18\mu\text{gal}$ 、減少量は約  $9\mu\text{gal}$  である。これは、降雨によって観測点直下に質量が増加するために重力値が増加し、不飽和地下水が地下へ浸透していくために重力値が緩やかに減少しているものと考えられる。また、8 月以降の重力値は 7 月以前のレベルよりも  $9\mu\text{gal}$  程度シフトしている。これは 7 月時の降雨が 8 月以降も地下水として土中に蓄えられているためと考えられる。

以上のような重力変化を定量的に説明するために、次章以降では地下水・重力の理論計算を行う。理論計算の結果と観測データを照らし合わせることで、地下水起源の重力変化について考察していく。なお、観測データには約  $5\mu\text{gal}$  のばらつきがみられるが、この原因には (1) 観測誤差、あるいは (2) 潮汐補正が不完全なため 1 日・半日周期の変動が残っていること、が考えられる。本研究では、降雨後の特異な重力変化に注目しているため、この 1 日以内の変動を考慮しないものとする。

## 4 数値計算

ここまで、2006年夏を中心に行った地下水・重力同時観測の結果を紹介した。本章以降では、地下水流動と重力変化の関係性を確かめるため、地下水流動のシミュレーションを行う。本研究で独自に得られた地下水起源の重力理論値(式22)を用い、地下水起源の重力変化も計算する。

本章では、シミュレーションの概要を述べるとともに、境界条件の設定や、透水係数  $k$  といった土壌浸透特性の設定について説明する。

### 4.1 地下水流動シミュレーション

本研究では、地下水流動を飽和領域(基盤面から地下水面までの領域)と不飽和領域(地下水面から地表までの領域)の2つに分けて計算する(図5a参照)。すなわち、地表に降った雨が不飽和領域最上部に供給され、不飽和地下水として鉛直下向きに浸透する。地下水面に到達した地下水は、飽和地下水として水平方向に流動する。以上のような一連の流れを、数値計算により再現していく。

#### 4.1.1 不飽和領域

2.3節で示したとおり、不飽和領域の地下水流動は体積含水率  $\theta$  の微分方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla \theta) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (29)$$

で表現できる。 $D$ は水分拡散係数[m/s<sup>2</sup>]、 $k$ は透水係数[m/s]であり、以下のように体積含水率  $\theta$  に依存して変化する性質を持っている。

$$D = D(\theta), \quad k = k(\theta) \quad (30)$$

この関数形は各土壌で異なっており、透水試験によって特定される。 $k$ と $D$ の含水率依存性に関しては、4.3節で詳しく述べる。

式29をみると、右辺第1項は水分拡散係数  $D$  に依存した項であり、第2項は透水係数  $k$  に依存していることが分かる。前者は土壌水分の拡散過程を示すことから「拡散項」と呼ばれ、後者は重力の寄与による鉛直下向きの浸透を示しているため「重力項」と呼ばれることがある。地表面における水分移動を考えると(図14)、拡散項は地表面に垂直な方向への水の移動を促し、重力項は鉛直下向きの水移動を促進する[宮崎, 1982]。実際の水の移動はこのベクトル和の方向、すなわち鉛直方向よりもやや斜面側に向かう。

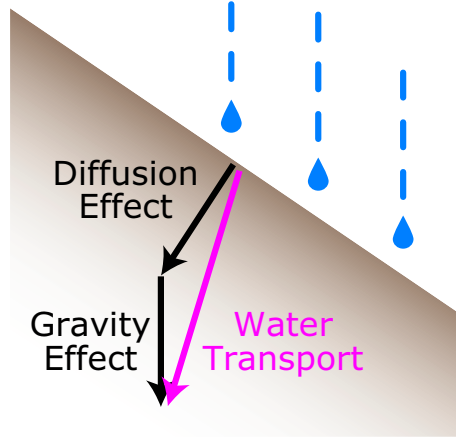


図 14: 地表付近の水分移動の概略図。

ところで、地表面の凹凸は地下水流動系の水平スケールに比べて十分に小さい。そのため地形の起伏は十分に小さく、拡散項ベクトルの向きは鉛直方向に近くなるので、実際の水分移動もほとんど鉛直下向きに流動することになる。このような経緯から、地下水シミュレーションでは水平方向の不飽和地下水流動が無いものと仮定し、鉛直方向の不飽和流動のみを理論計算に取り入れることが多い [佐藤・岩佐, 2002]。本研究でも次節で述べるように、地表の凹凸に比べて地下水の水平スケールが十分に大きいため、不飽和帯の地下水流動に関しては鉛直方向のみ考えることにする。

このとき、式 29 は以下のように変形できる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (31)$$

$$\text{ただし、 } \theta = \theta(z, t), \quad D = D(\theta), \quad k = k(\theta) \quad (32)$$

本論文では、この微分方程式を差分化して理論計算に用いる。不飽和領域を鉛直方向に  $m$  分割し、下から格子番号を  $1, 2, \dots, m$  とおく (図 15)。時刻  $t$  における格子番号  $i$  の体積含水率を  $\theta_i$ 、次の時刻  $t + \Delta t$  の体積含水率を  $\theta'_i$  とすると、方程式は以下のように差分化できる。

$$\frac{\theta'_i - \theta_i}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left[ \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i+\frac{1}{2}} - \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i-\frac{1}{2}} \right] + \frac{1}{\Delta z} \left[ (k)_{i+\frac{1}{2}} - (k)_{i-\frac{1}{2}} \right] \quad (33)$$

なお、右辺  $1/\Delta z$  の内部は流速に関係した項であるため、格子と格子の間における物理量として書き下している (このような格子の取り方を「食い違い格子」という [Aki and Richards, 1980])。さらに  $\partial \theta / \partial z$  に食い違い格子の方法を適用すると、

$$\begin{aligned} \frac{\theta'_i - \theta_i}{\Delta t} &= \frac{1}{\Delta z} \left[ D(\theta_{i+\frac{1}{2}}) \frac{\theta_{i+1} - \theta_i}{\Delta z} - D(\theta_{i-\frac{1}{2}}) \frac{\theta_i - \theta_{i-1}}{\Delta z} \right] \\ &+ \frac{1}{\Delta z} \left[ k(\theta_{i+\frac{1}{2}}) - k(\theta_{i-\frac{1}{2}}) \right] \end{aligned} \quad (34)$$

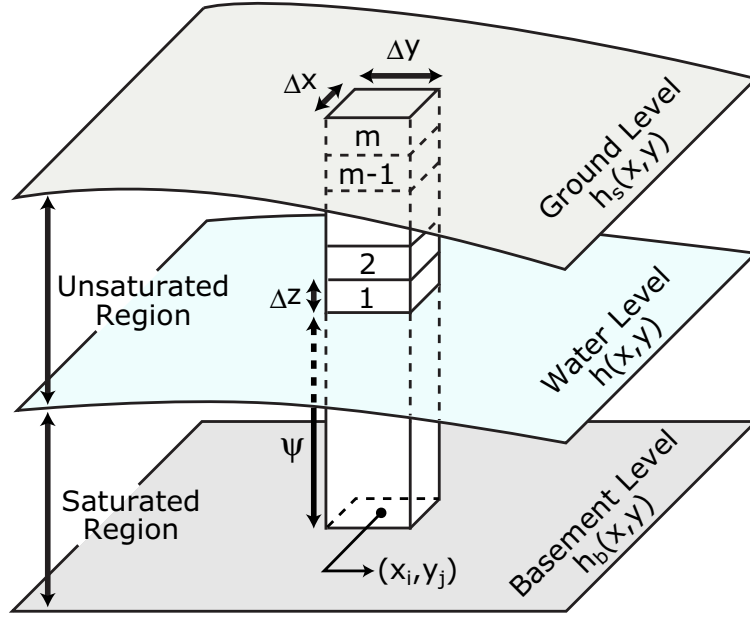


図 15: 地下水流動シミュレーションにおける格子の設定方法。

となる。最後に、格子間の（仮想的な）体積含水率を

$$\theta_{i+\frac{1}{2}} = \frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2}, \quad \theta_{i-\frac{1}{2}} = \frac{\theta_i + \theta_{i-1}}{2} \quad (35)$$

と書き換えると、時刻  $t + \Delta t$  の体積含水率  $\theta'_i$  は以下のように表現できる。

$$\begin{aligned} \theta'_i &= \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ D \left( \frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2} \right) \frac{\theta_{i+1} - \theta_i}{\Delta z} - D \left( \frac{\theta_i + \theta_{i-1}}{2} \right) \frac{\theta_i - \theta_{i-1}}{\Delta z} \right] \\ &+ \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[ k \left( \frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2} \right) - k \left( \frac{\theta_i + \theta_{i-1}}{2} \right) \right] + \theta_i \end{aligned} \quad (36)$$

本論文では、不飽和帯の体積含水率  $\theta(z)$  の時間変化を求めるために、この差分式を用いて計算する。空間グリッド  $\Delta z$  は 1m に設定し、時間グリッド  $\Delta t$  は拡散方程式の安定条件

$$D \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} \leq D_0 \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} < \frac{1}{2} \quad (37)$$

を満たすように設定する。ただし、式 36 の右辺第 2 項の寄与が大きくなる可能性もあるため、式 37 よりも十分小さい  $\Delta t$  をその都度設定する。

#### 4.1.2 飽和領域

一方、飽和領域の地下水流動は圧力水頭  $\psi$  の微分方程式

$$n \frac{\partial \psi}{\partial t} = k_0 \frac{\partial}{\partial x} \left[ \psi \frac{\partial}{\partial x} (\psi + h_b) \right] + k_0 \frac{\partial}{\partial y} \left[ \psi \frac{\partial}{\partial y} (\psi + h_b) \right] + N \quad (38)$$



で表現できる。ここで、 $\psi$ [m] は圧力水頭、 $h_b$ [m] は基盤面の標高、 $n$  は空隙率、 $k_0$ [m/s] は飽和透水係数である。 $N$ [m/s] は涵養率といい、地下水面より上（すなわち不飽和帯）から供給される水の量を示す境界条件である。各場所の涵養率  $N(x, y)$  は不飽和帯の地下水解析を行うことで求めることができる。これについては次節で詳述する。

ここで、 $+x$  を北  $\rightarrow$  南向き、 $+y$  を西  $\rightarrow$  東向きに取り、計算領域を大きさ  $\Delta x$ （南北方向）、 $\Delta y$ （東西方向）の格子で分割することを考える（図 15）。また、格子番号  $(i, j)$  の場所における時刻  $t$  の圧力水頭を  $\psi_i^j$ 、時刻  $t + \Delta t$  の圧力水頭を  $(\psi_i^j)'$  と表記する。このとき、4.1.1 節と同様に食い違い格子を利用して差分化を行うと、式 38 は以下のように書ける。

$$\begin{aligned}
 (\psi_i^j)' &= \frac{k_0 \Delta t}{n \Delta x} \left[ \frac{\psi_i^j + \psi_{i+1}^j}{2} \cdot \frac{\psi_{i+1}^j + (h_b)_{i+1}^j - \psi_i^j - (h_b)_i^j}{\Delta x} \right. \\
 &\quad \left. - \frac{\psi_i^j + \psi_{i-1}^j}{2} \cdot \frac{\psi_i^j + (h_b)_i^j - \psi_{i-1}^j - (h_b)_{i-1}^j}{\Delta x} \right] \\
 &+ \frac{k_0 \Delta t}{n \Delta y} \left[ \frac{\psi_i^j + \psi_i^{j+1}}{2} \cdot \frac{\psi_i^{j+1} + (h_b)_i^{j+1} - \psi_i^j - (h_b)_i^j}{\Delta y} \right. \\
 &\quad \left. - \frac{\psi_i^j + \psi_i^{j-1}}{2} \cdot \frac{\psi_i^j + (h_b)_i^j - \psi_i^{j-1} - (h_b)_i^{j-1}}{\Delta y} \right] \\
 &+ \frac{\Delta t}{n} N_i^j + \psi_i^j
 \end{aligned} \tag{39}$$

本論文では、飽和帯の圧力水頭  $\psi(x, y)$  の時間変化を求めるため、上記の差分式を用いる。空間グリッド  $\Delta x, \Delta y$  は、国土地理院刊行の地表高データ [国土地理院, 1997] の格子 1 個分と同じ大きさ（およそ 50m）に設定する（4.2.1 節で詳述）。また、時間グリッド  $\Delta t$  は、拡散方程式の安定条件

$$\frac{k_0 \Delta t}{n(\Delta x)^2} \psi \leq \frac{k_0 \Delta t}{n(\Delta x)^2} \psi_{\max} < \frac{1}{4} \tag{40}$$

$$\frac{k_0 \Delta t}{n(\Delta y)^2} \psi \leq \frac{k_0 \Delta t}{n(\Delta y)^2} \psi_{\max} < \frac{1}{4} \tag{41}$$

を満たすように設定する。ただし、式 39 の右辺第 3 項の寄与が大きくなる可能性もあるので、式 40, 41 よりも十分小さい  $\Delta t$  をその都度設定する。

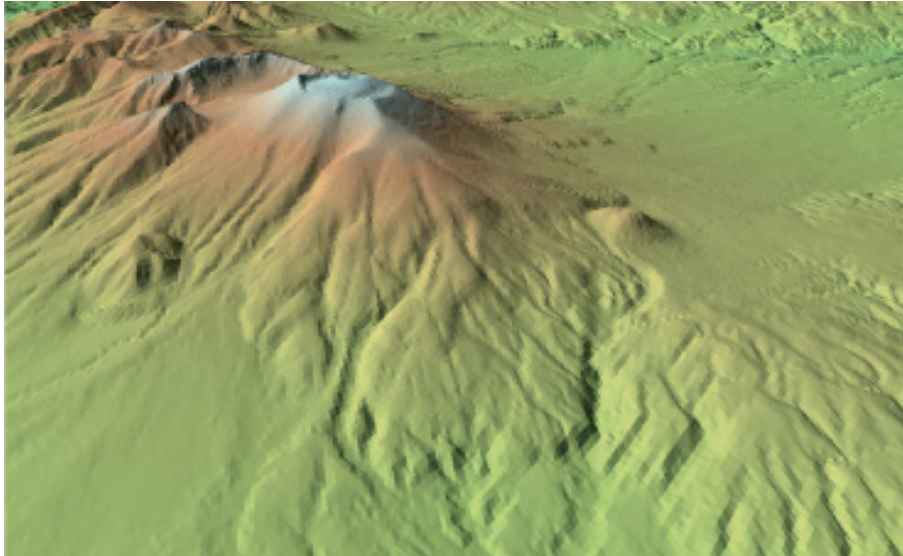


図 16: 国土地理院刊行の地表高データ。画像は軽井沢上空から見た浅間山東部地域。

## 4.2 計算領域

今回の地下水流動シミュレーションでは、鉛直方向は「地表面から基盤面まで」、水平方向は「分水嶺によって囲まれる閉じた領域」を計算領域として扱う。この節では、今回設定した計算対象領域について詳しく説明する。

### 4.2.1 地表面 $h_s$

不飽和帯の最上部に当たる地表面の形状は、国土地理院刊行の地表高データ [国土地理院, 1997] を用いる (図 16)。この DEM データでは、25000 分の 1 地形図の 1 面を東西・南北に 200 等分し、南北方向 1.5”、東西方向 2.25” ごとに 1 つの標高値が与えられている。そのメッシュは 4.1.2 節で述べたとおり約 50m であるが、緯度によってその大きさが多少異なっている。本研究で対象とする浅間火山観測所 AVO は北緯 36.4 度に位置しているため、メッシュの大きさは以下のように決まる。

$$\begin{cases} \text{南北方向} : \Delta x = 46.3[\text{m}] \\ \text{東西方向} : \Delta y = 56.0[\text{m}] \end{cases} \quad (42)$$

本研究ではこの地表高データを内挿せずに、そのままの値を不飽和帯の最上面として計算に取り入れる。また 図 15 に示す通り、地表高データの区画を  $x$  方向および  $y$  方向の格子分割方法に採用し、飽和地下水シミュレーションのグリッドも 式 42 と同様に設定する。

#### 4.2.2 基盤面 $h_b$

地下水流動対象領域の最下面を「基盤面」と呼んでいるが、「基盤面」という言葉は各分野で異なる定義を持っている。それぞれの定義をまとめると以下の通りである。

- 地震学的基盤面：P 波速度 5km/s 程度の境界面 [e.g., 及川ほか, 2004]。
- 重力学的基盤面：密度が  $+0.5\text{kg}/\text{m}^3$  程度急増する境界面 [e.g., 赤松・駒澤, 2003]。
- 電磁気学的基盤面：比抵抗が急激に大きくなる境界面 [e.g., 浅間山電磁気構造探査グループ, 2006]。
- 地下水学的基盤面：帯水層と不透水層の境界面 [e.g., Suzuki, 2003]。

地下水学的基盤面は、火山体の成長プロセスや地質図から推定される [e.g., Suzuki, 2003] が、その 2 次元分布を把握することは非常に困難である。一方、地震・重力・電磁気における基盤は大規模な観測を要するものの、その 2 次元的な広がり  $h_b(x, y)$  を知ることができる。特に電磁気学的基盤では、「帯水層 = 低比抵抗領域」「基盤岩 = 高比抵抗領域」という対比がなされるので、地下水学的基盤に最も近いものであると言える。そこで本研究では、電磁気観測によって得られた基盤構造を地下水学的基盤と同等であると考え、地下水シミュレーションに採用する。

浅間山東部の比抵抗構造は、2005 年の浅間山電磁気構造探査によって明らかとなった [相澤, 私信]。それによると、浅間観測所 AVO 直下では標高 900m の位置に水平スケール約 2km の局所的な基盤面が、また海拔下 3km には水平スケール約 15km の基盤面があることが分かった (図 17)。本研究では次節で述べるように、水平スケール 5km 程度の比較的ローカルな地下水流動を考えるので、標高 900m に基盤面があると仮定して、これより上部にある地下水のみを計算対象とする。基盤面の凹凸については今後さらに検討する必要があるが、現段階では詳細な基盤構造が得られていないため、海拔 900m で一様にフラットな基盤面を考える。

なおこの仮定に基づくと、飽和領域の地下水流動則 (式 39) から  $h_b$  に関する項が消え、単純に圧力水頭  $\psi$  の差分方程式で表現できることが分かる。

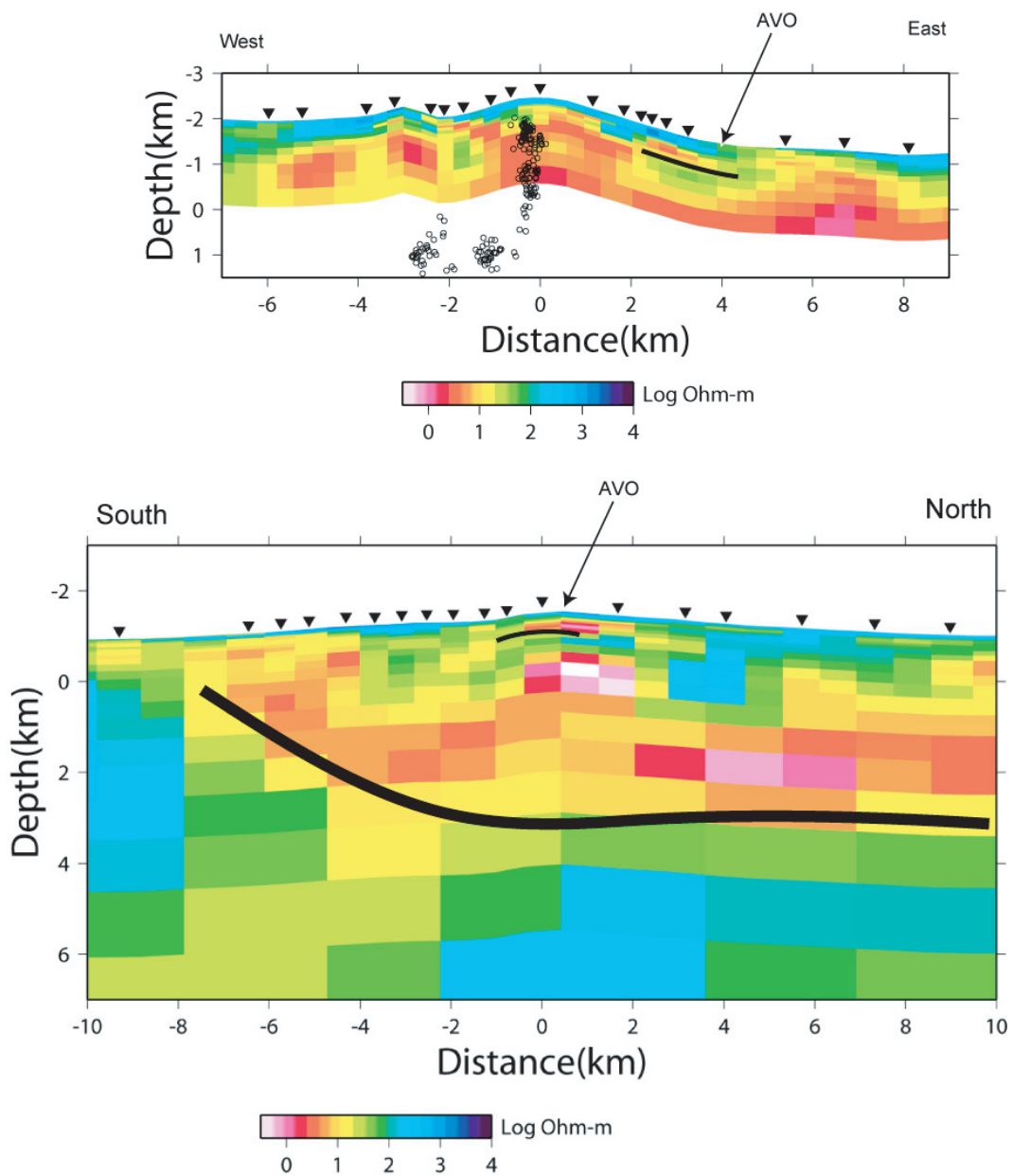


図 17: 浅間山電磁気構造探査で得られた比抵抗構造。浅間観測所 AVO を通る東西断面（上）および南北断面（下）の比抵抗分布を示している。縦軸は海拔からの深さ [km]、横軸は距離 [km] である。実線は比抵抗から推測される基盤面。丸は浅間山噴火時の震源位置。比抵抗構造の結果は浅間山電磁気構造探査グループによる。

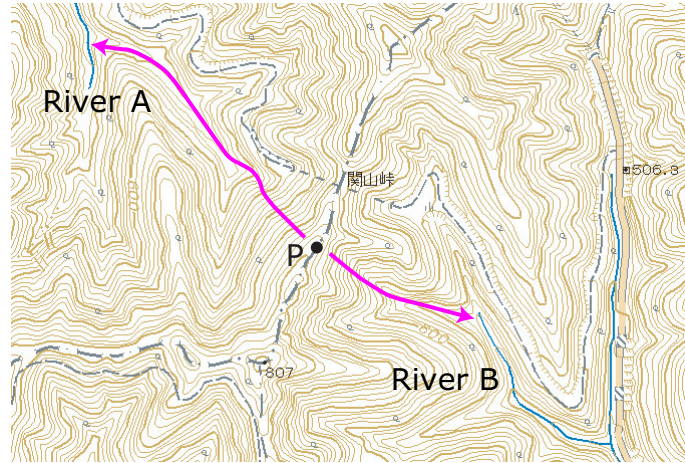


図 18: 分水嶺の模式図。

#### 4.2.3 分水嶺

分水嶺とは、異なる水系の境界線を指す地理用語である。例えば地表のある地点 P において (図 18)、西側に降った雨が A という川に流れこみ、東側に降った雨が B という別の川に流れ込むとき、「地点 P は分水嶺である」という。一般に尾根線と同義で用いられることが多く、分水嶺が行政界となっていることも多い。地下水シミュレーションでも尾根線を分水嶺とし、尾根線で囲まれる閉じた領域 (すなわち「流域」) を計算対象とすることが多い [e.g., 植野ほか, 1998]。

本研究でも、尾根線によって囲まれた領域を計算対象とする。図 19 に対象領域を示す。この図は国土地理院ウェブサイトに掲載されている 25000 分の 1 地形図 [国土地理院, 2007] を、画像ソフト Illustrator で加工したものである。標高 1200m 前後から湧出する河川に注目し、河川上の適当な 1 点から尾根線 (等高線に垂直な線) を伝って閉曲線 (赤線および青線) を描いた。浅間観測所 AVO や地下水高観測点 FRM, SEN を取り囲むようにして領域を設定した。AVO が尾根上に位置しているため、複数の流域が計算領域に含まれている。AVO 南部は千ヶ滝流域、北部は蓋川・小矢沢流域、東部は湯川流域である。千ヶ滝流域に関しては、千ヶ滝 (標高 1175m) から尾根線を伝うことでその領域を決定しており、流域面積は約  $3.5\text{km}^2$  である。また、観光名所として有名な白糸の滝 (AVO の東北東 2km) は、湯川の源泉となっている。なお、領域内の最高地点は浅間山 (標高 2568m) で、最も低い千ヶ滝との標高差は約 1400m である。対象領域の水平スケールは 5-7km 程度なので、地表の凹凸は水平スケールよりも十分小さいと言える (4.1.1 節 参照)。

今回は差分計算の都合上、滑らかな分水線を格子境界として近似する (図 19)。この図の黒線で囲まれた領域の内部で、地下水流動の差分計算を行う。

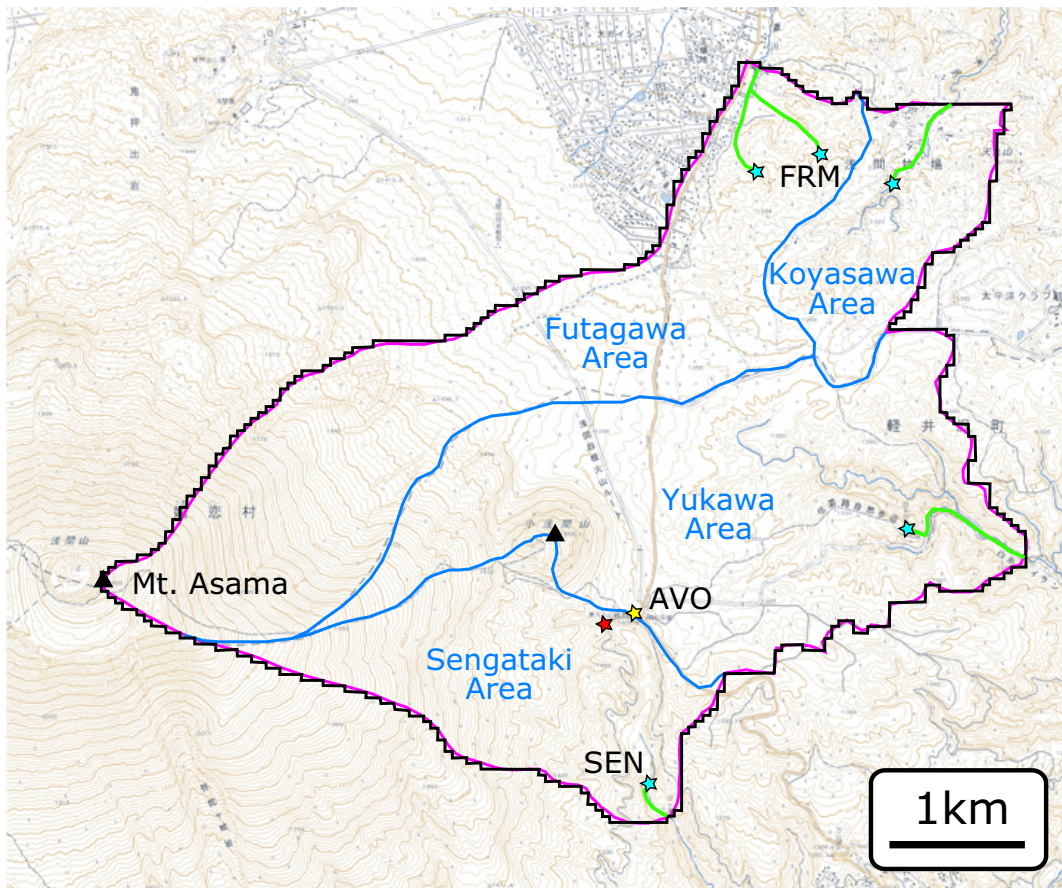


図 19: 本研究の計算領域。赤線および青線が分水嶺。対象領域は「蓋川流域」「小矢沢流域」「湯川流域」「千ヶ滝流域」の4つの流域から成る。差分計算の際には黒線部を分水嶺として扱う。緑星が湧水地点、黄星が浅間観測所 AVO。緑線は地下水面の固定点（次節で言及）、赤星は中ノ沢（結果・考察にて言及）。

### 4.3 境界条件

前節のように設定した境界において、地下水流動シミュレーションの境界条件を設定する。不飽和帯と飽和帯の境界にあたる地下水面、および地下水面と連続的に繋がっている河川についても、一種の境界条件と言えるのでここで詳述する。

#### 4.3.1 不飽和領域

不飽和領域の最上面は地表面であり、空からの降水が供給される場所でもある。そこで本研究では、不飽和領域の上端面に時間降水量  $r$  [m/s] をノイマン境界条件として入力する。具体的には、地表における鉛直方向の流速  $q_{\text{top}}$  [m/s] (食い違い格子の表記法では  $q_{m+\frac{1}{2}}$ ) は以下のように与えられる。

$$q_{\text{top}} = q_{m+\frac{1}{2}} = \left( -D \frac{\partial \theta}{\partial z} - k \right)_{m+\frac{1}{2}} = -r \quad (43)$$

式 34 を用いて地表近傍の含水率を差分計算する際に、この関係式を利用する。なお、対象領域周辺で時間降雨データを取得している公的機関が無いため、時間降雨量には浅間観測所 AVO で観測されたデータを用い (図 8a)、この値を全対象領域の地表に入力する。すなわち本論文では、降雨の空間的不均質が地下水分布にもたらす影響については考慮せず、均一的な雨が降った場合の各物理量の変動を考える。

ところで、地表に降った雨は地下水として鉛直下向きに浸透するだけでなく、蒸発散 (地表からの蒸発と植物からの蒸散) によって再び大気中へ戻っていくものもある。一般に蒸発散の観測は非常に難しく、温度等の気象データや流域の地下水収支から蒸発散量が推定されてきた [e.g., Penman, 1948; Thornthwaite, 1948; 関口, 1950; 関口・吉野, 1953]。特に Thornthwaite [1948] の近似式は、毎月の平均気温 [°C] から各月の可能蒸発散量 [mm/month] (水分に富む土壤での最大蒸発散量) を容易に計算することができる。Thornthwaite の可能蒸発散量は、温帯地域では実蒸発散量と良い一致を示し、日本の各地域への適用においても非常に良い一致を示すことが知られている [関口, 1950; 関口・吉野, 1953]。そこで今回は、Thornthwaite の近似式 [市川, 1973] を用い、浅間地域の蒸発散量を推定した。表 2 は、軽井沢測候所の平年気温 (1971-2000 年) [気象庁電子閲覧室, 2007] を用いて得られた蒸発散量である。年間の蒸発散量は 571mm で、年間降雨量 (1198mm) の約半分も水が蒸発散として大気中に移動していることがわかる。そこで本研究では、蒸発散が地下水収支に与える影響は無視し得ないと考え、不飽和領域への降雨入力の際、時間降水量から蒸発散量を差し引いた値を境界条件として入力する。例えば 7 月に 1mm/hour の雨が降った場合は、7 月の蒸発散値を差し引いた 0.84mm/hour を入力し、降水が観測されなかった期間でも  $-0.16\text{mm/hour}$  という値を境界条件として入力する。

月	$t_i$ [°C]	$E_i$ [mm/mon.]	$E_i$ [mm/h]
1	-3.6	0.0	0.000
2	-3.4	0.0	0.000
3	0.0	0.0	0.000
4	6.6	33.4	0.046
5	11.6	67.7	0.091
6	15.4	91.7	0.127
7	19.3	118.5	0.159
8	20.3	118.0	0.159
9	15.9	80.7	0.112
10	9.6	44.4	0.060
11	4.2	16.3	0.023
12	-0.9	0.0	0.000

表 2: 軽井沢における月毎の平年気温  $t_i$ [°C] と可能蒸発散量  $E_i$ 。  $E_i$  は [mm/month] と [mm/hour] で表記している。

一方、不飽和領域最下面の境界条件を考える。不飽和領域の最下面は地下水面であり、体積含水率  $\theta$  が空隙率  $n$  と等しくなる境界面でもある。今回は、 $m$  個に分けた不飽和帯 (図 15) の最下部に、格子番号 0、厚さ  $\Delta z = 1$ [m] の仮想的な格子を設定し、この格子の体積含水率  $\theta_0$  を

$$\theta_0 = n \tag{44}$$

と定義する。式 36 を使って不飽和帯最下部の含水率を計算する時には、この関係式を用いる。なお、地下水面の 2 次元的分布  $h(x, y)$  の決定法については 4.3.3 節で詳述する。

#### 4.3.2 飽和領域

式 39 の右辺第 3 項の  $N$ [m/s] は涵養率を示しており、不飽和領域からの地下水供給率を示している。これは不飽和領域最下面の鉛直流速  $q_{\text{bottom}}$  と同じ値であり、不飽和流動解析から求めることができる。符号に注意して  $N$  を書き下すと、

$$\begin{aligned} N &= |q_{\text{bottom}}| \\ &= \left| q_{\frac{1}{2}} \right| \\ &= \left| D \frac{\partial \theta}{\partial z} + k \right|_{\frac{1}{2}} \end{aligned}$$



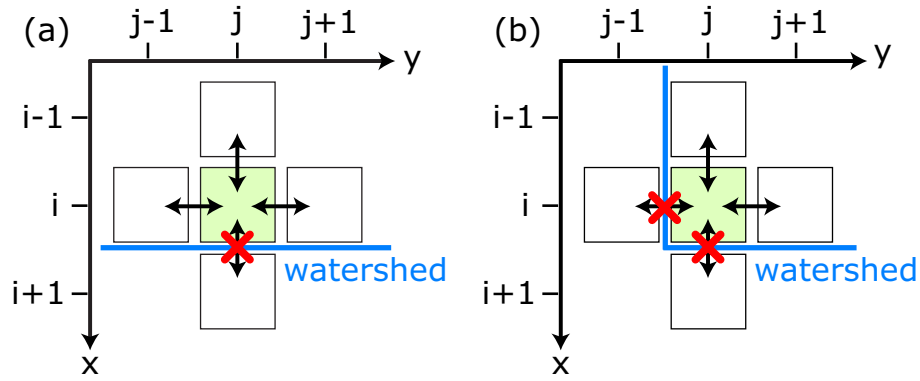


図 20: 分水嶺における流速の取り扱い。

$$= \left| D \left( \frac{\theta_0 + \theta_1}{2} \right) \frac{\theta_1 - \theta_0}{\Delta z} + k \left( \frac{\theta_0 + \theta_1}{2} \right) \right| \quad (45)$$

となる。ただし  $\theta_0$  は式 44 で定義した値を用いる。なお涵養率  $N$  は全ての地点で一定値を取るわけではなく、その地点の上方に存在する不飽和帯の厚さによって決まる。例えば不飽和帯が薄い場所では、ある時刻に降った降水が比較的短い時間で飽和帯に涵養されるが、不飽和帯が厚い場所では長時間経過後に飽和帯に涵養される。すなわち、涵養率  $N$  は不飽和帯の厚さに応じて 2 次元分布  $N(x, y)$  をなすので、 $N$  の値を代入する際は注意が必要である。

飽和領域の計算でさらに設定すべき境界条件は、分水嶺における流速である。分水嶺は地下水が分岐して流れる場所であり、分水嶺を横切るような水平方向の流速はないと考えられる。そのため、式 39 を用いて計算する際には、分水嶺外からの流入（外への流出）に関する項を落とさなければならない。例えば、格子番号  $(i+1, j)$  が分水嶺外に位置する場合 (図 20a)、式 39 大括弧内の第 1 項目を 0 にしなければならない。また、格子番号  $(i+1, j)$  と  $(i, j-1)$  が分水嶺外に位置する場合 (図 20b)、式 39 大括弧内の第 1 項目と第 4 項目を 0 にしなければならない。この作業には分水嶺の形状が大きく関係するため、プログラム作成の際に細心の注意を払った。

#### 4.3.3 地下水面と河川

地下水面は、飽和帯と不飽和帯の境界面に当たり、不飽和帯の厚さを決める上でも重要な情報である。しかし利用可能な地下水高のデータセットは存在せず、観測や理論計算によって推定しなければならない。今回対象とする浅間山に関しても、Yamamoto [1995] に地下水面の東西・南北断面予想図が掲載されているだけである。

そこで今回は 4.1 節の地下水計算アルゴリズムを活用し、地下水面の定常状態を数値計算によって求める。降水量には軽井沢の年間平均降雨量 1198mm/yr から年間

蒸発散量 571mm/yr を差し引いた 627mm/yr という値を入力し、式 36 によって得られる不飽和帯の含水率分布  $\theta(z)$  および式 39 によって得られる地下水面分布  $\psi(x, y)$  が収束するまで、反復計算を行う。得られた地下水面分布 (5.1 節に詳述) は不飽和帯と飽和帯の境界として利用するだけでなく、非定常計算における地下水面分布  $\psi(x, y)$  の初期値として用いる。

なお 3.3 節で述べたとおり、河川は地下水面の地表への露出部に当たる。そのため、河川域では地下水高を河川高として近似することができる。そこで地下水高の定常計算では、河川を地下水面の固定端として活用する。地形図 [国土地理院, 2007]・水理地質図 [高橋ほか, 1974]・現地踏査により明らかとなった河川を地図上にプロットし、計算モデルに取り入れた。今回の定常計算では、図 19 の緑線が含まれる格子点を地下水面の固定端とした。

#### 4.4 土壌特性

地下水流動シミュレーションで重要なのは、透水係数  $k$ 、水分拡散係数  $D$ 、空隙率  $n$  といった土壌特性値を適切に決めることである。現実の土壌特性と異なる値を用いてしまうと、実現不可能な地下水分布が求まってしまうのである。そこで今回は、浅間観測所 AVO で観測された土壌水分プロファイルに理論値をフィッティングさせることで、適切な土壌特性を決定する。

透水係数  $k$  と水分拡散係数  $D$  については、不飽和特性が存在することを既述した (式 10, 19)。  $k$  や  $D$  の関数形についてはさまざまなモデルが提唱されている [e.g., Gardner and Mayhugh, 1958; van Genuchten, 1980] が、その多くは「含水率  $\theta$  に対して指数関数的に変化する」という共通点を持っている [中野, 1991]。そこで今回は、  $k$  や  $D$  の含水率依存性に以下のような指数関数を仮定する。飽和時  $\theta = n$  に  $k = k_0$ 、  $D = D_0$  となるように、適切な関数形を選んでいる (図 21)。

$$k(\theta) = k_0 \exp \left[ a \left( \frac{\theta}{n} - 1 \right) \right] \quad (46)$$

$$D(\theta) = D_0 \exp \left[ b \left( \frac{\theta}{n} - 1 \right) \right] \quad (47)$$

これらの式で決定すべき定数は「飽和透水係数  $k_0$ 」「飽和拡散係数  $D_0$ 」「透水係数変化率  $a$ 」「拡散係数変化率  $b$ 」および「空隙率  $n$ 」の 5 つである。本研究ではこれら 5 つの定数が土壌特性を示すものと考え、体積含水率の観測値・理論値の比較によって 5 定数を決定する。

含水率観測値への曲線回帰で重要なのは、短期間のまとまった降雨に対する土壌水分データを用いることである。なぜなら、1mm 程度の少雨に対しては土壌水分の

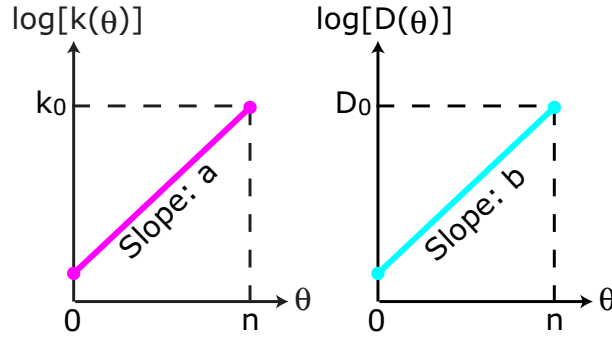


図 21: 透水係数  $k(\theta)$  および水分拡散係数  $D(\theta)$  の不飽和特性。

劇的な変化は望めないし、長期間にわたる降雨では時間降雨に対する応答が重なり合うため適切な土壌特性を求めることが不可能だからである。そこで今回は、2006年4月20日午前8時から約90時間ぶんの体積含水率データを用いた。この時には、午前8時から1時間毎に2.5, 5.0, 2.0mmのまとまった降水(合計9.5mm)がAVOで観測されたため、土壌特性値を求めるのに適切なデータと判断した。今回は式36を用いて理論計算を行い、式中の土壌特性値を試行錯誤的に変化させ、深さ10, 20, 30, 40, 60cmで観測された含水率データにフィッティングを行った。空間・時間グリッドに関しては、十分小さな値を用いた( $\Delta z = 1[\text{cm}]$ ,  $\Delta t = 1[\text{s}]$ )。

図22は、理論計算によって得られた体積含水率変化を、観測された含水率変化と比較したものである。図を見やすくするため、4月20日午前8時の含水率値(約0.25)を差し引いている。各層において、理論値と観測値が良く一致していることが分かる。深さ20cm以深では、含水率上昇のタイミングや上昇幅、その後の減衰の様子が再現できている。なお、 $t = 20[\text{hour}]$ 以降上層で観測値が乱れているのは、観測機械から水が滴ってきた影響と考えられる。

この理論計算では、飽和透水係数  $k_0 = 2.0 \times 10^{-6}[\text{m/s}]$ 、空隙率  $n = 0.4$  という値を用いた。この透水係数は細かい砂と同程度の値であり[佐藤・岩佐, 2002]、鹿児島県に広がるシラス土壌の値と同等である[西垣, 2005]。また、空隙率0.4という値も一般的な砂と同程度の値である[西垣, 2005]。全ての土壌特性値をまとめると、以下の通りである。

$$\left\{ \begin{array}{l} k_0 = 2.0 \times 10^{-6}[\text{m/s}] \\ D_0 = 1.0 \times 10^{-5}[\text{m}^2/\text{s}] \\ a = 12.28 \\ b = 4.00 \\ n = 0.4 \end{array} \right. \quad (48)$$

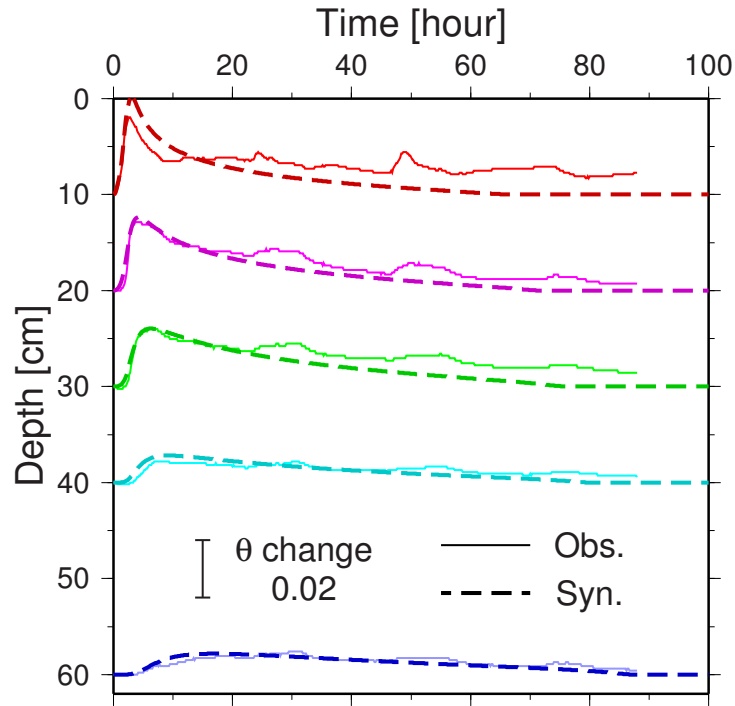


図 22: 体積含水率  $\theta$  のフィッティング。各深さごとの含水率観測値（実線）と理論値（破線）を表示している。

本研究では、この 5 定数を用いて地下水流動シミュレーションを行う。簡単のために土壌不均質の効果は考慮せず、上記 1 組の土壌特性値で複数の観測データをどれほど精確に再現できるかに注目する。なお、得られた土壌特性値の妥当性については考察中でさらに吟味する。

#### 4.5 重力変化シミュレーション

以上のような設定の下で、各時刻における地下水分布を計算する。すなわち、AVO で観測された時間降雨量 (図 8a) を地下水の流動源として入力し、式 36 によって不飽和帯の含水率分布  $\theta(z)$  を、式 39 によって飽和帯の地下水面分布  $\psi(x, y)$  を計算する。

各時刻の地下水分布  $\theta(z)$ ,  $\psi(x, y)$  が求めれば、その時刻における地下水起源の重力値  $g(t)$  も求めることができる。式 22 を再び書き下すと以下の通りである。

$$\begin{aligned}
 g_w(x_0, y_0, z_0) = & - G\rho_w n \iiint_{z=h_b}^{h(x,y)} \frac{z - z_0}{R^3} dx dy dz \\
 & - G\rho_w \iiint_{z=h(x,y)}^{h_s(x,y)} \theta(x, y, z) \frac{z - z_0}{R^3} dx dy dz \quad (49)
 \end{aligned}$$

$$\text{ただし、} \begin{cases} h(x, y) = h_b + \psi(x, y) \\ R^2 = (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2 \end{cases} \quad (50)$$

本研究では、地下水流動シミュレーションで求められた  $\theta(z)$ ,  $\psi(x, y)$  をこの式に代入し、地下水起源の重力変化を求める。計算に必要な定数は以下の通りである。

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{万有引力定数 } G = 6.673 \times 10^{-11} [\text{m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2] \\ \text{水の密度 } \rho_w = 1.0 \times 10^3 [\text{kg}/\text{m}^3] \\ \text{空隙率 } n = 0.4 \\ \text{基盤面の標高 } h_b = 900 [\text{m}] \\ \text{観測点の緯度 } x_0 = 36.4 [^\circ\text{N}] \\ \text{観測点の経度 } y_0 = 138.5722 [^\circ\text{E}] \\ \text{観測点の標高 } z_0 = 1406.1 [\text{m}] \end{array} \right. \quad (51)$$

重力計算には萩原 [1978] のサブルーチンを用い、地下水計算で区分けした格子 1 個ごとの重力寄与を積算することで、地下水起源の重力変化を求める。なお、土壌外部へ流出した地下水は河川として流れるが、一般に河川水は地下水よりも流速が 5 桁程度速いため、迅速に重力の影響範囲から遠ざかると考えられる。このため、今回の計算では河川水が重力値に与える影響を考慮せず、地下水の重力寄与のみを考える。

## 5 計算結果

この章では、前章の設定に基づいて行った数値シミュレーションの結果を示す。インプットである降水量を年間降水量とした「定常解析」と、実際に観測された時間降雨を入力した「非定常解析」に分けて説明する。

### 5.1 定常解析

地下水シミュレーションの定常解析は、地下水の平均的な分布を知るうえで有効であり、飽和・不飽和境界である地下水面を決定する上でも重要な計算である。ここでは、不飽和領域最上端である地表に

$$\begin{array}{rcccl} \text{有効降水量} & = & \text{年間降水量} & - & \text{年間蒸発散量} & (52) \\ (627\text{mm/yr}) & & (1198\text{mm/yr}) & & (571\text{mm/yr}) & \end{array}$$

を入力し、地下水分布が収束するまで反復計算を行った。なお、時間グリッド  $\Delta t$  は安定条件 (式 37, 40, 41) を満たすよう、飽和領域で 10000s、不飽和領域で 5000s に設定した。

以降、飽和領域の数値計算 (式 39) で得られた地下水面  $h(x, y)$  と、不飽和領域の数値計算 (式 36) で得られた体積含水率分布  $\theta(z)$  を示す。

#### 5.1.1 地下水高 $h(x, y)$

図 23 は、定常解析で得られた地下水面分布  $h(x, y)$  [m] である。縦軸・横軸は浅間観測所 AVO からの距離 [km] を示している。また、図 19 で示した計算領域のみに色を付けて、地下水高を表現している。

最大の特徴は、河川周辺で地下水面が急勾配になり、河川から遠い浅間山付近では勾配が緩やかになっていることである。例えば千ヶ滝源泉 SEN では、1 格子間の地下水高差が 10m 以上、すなわち勾配が 0.2m/m になっている場所があるのに対し、浅間山直下では 0.001m/m 程度の緩やかな勾配となっている。これは流域内の地下水が河川に集まり流速を増すことでダルシー則 (式 9) の左辺が増大し、それに応じて右辺の地下水勾配  $\nabla h$  が大きくなるためである。

これは井戸の汲み上げ時にも見られる現象で、井戸からの距離  $r$  [m] に応じて勾配が緩やかになることが知られている。無限平面における井戸の汲み上げ問題では、地下水高  $h(r)$  [m] は以下のように求まる [Haitjema, 1995]。なお、 $Q$  [m<sup>3</sup>/s] は井戸の汲み上げ量、 $r_0$  [m] は井戸の半径、 $h_0$  [m] は井戸の水面高である (図 24)。

$$h(r) = \sqrt{\frac{Q}{k\pi} \ln \frac{r}{r_0} + h_0^2} \quad (53)$$

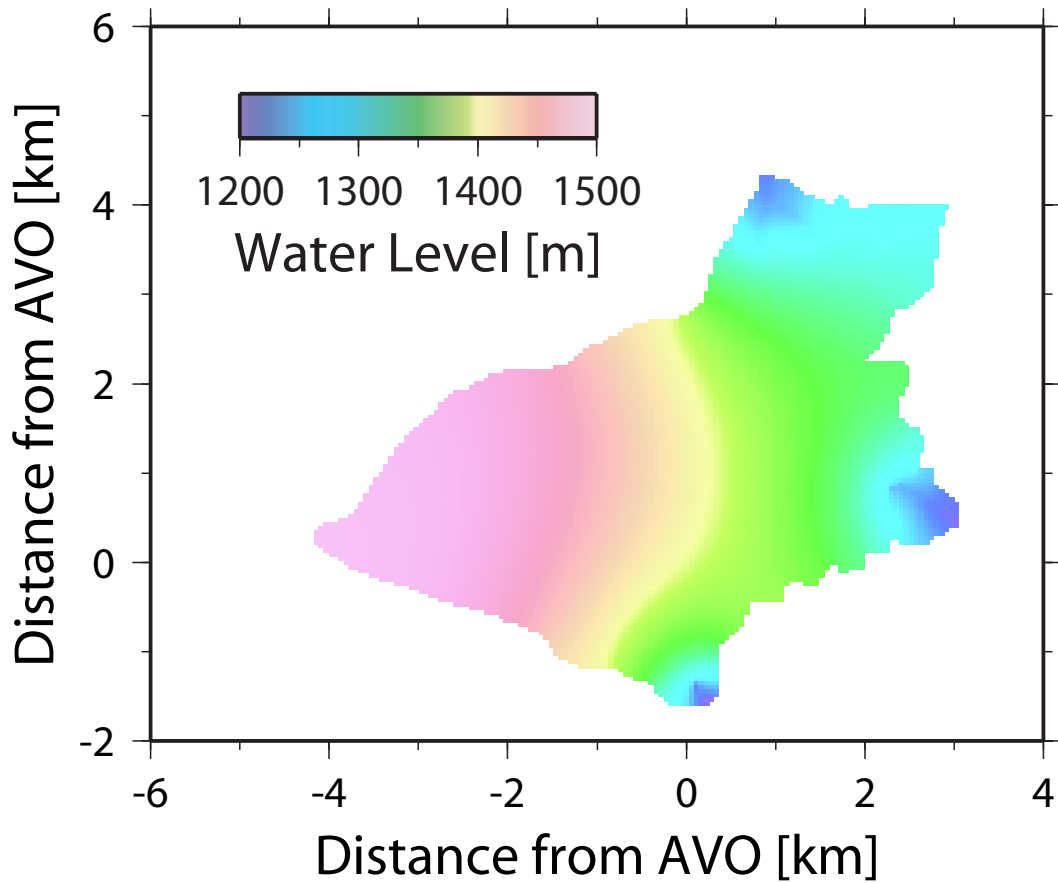


図 23: 定常解析で得られた地下水面の高さ [m]。縦軸・横軸は浅間観測所 AVO からの距離 [km]。

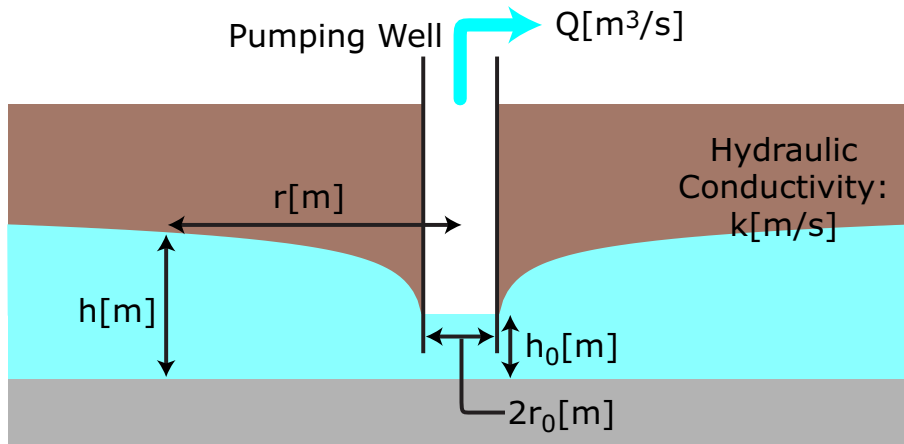


図 24: 井戸汲み上げ時の地下水面分布。

このように、井戸の汲み上げ問題では距離  $r$  の対数の平方根によって地下水高  $h(r)$  を表現できる。これは本研究のシミュレーション結果と同様、井戸付近に流線が集まることで流速が増し、ダルシー則 (式 9) の左辺が増大するためである。本研究のシミュレーションでは有限領域を対象としており地下水高の固定端も 1 点ではないため、式 52 の結果と厳密には等しくないが、結果の意図するところは全く同等である。

なお、地下水高は浅間観測所 AVO (標高 1406m) で 1396m、浅間山 (標高 2568m) では 1487m となっている。地表高から地下水高を差し引いた不飽和帯の厚さ (図 25) は、AVO で 10m、浅間直下で 1081m である。地下水高の 2 次元分布の情報がないためこれらの値の妥当性を確かめることはできないが、水理地質図では AVO 周辺が「地下水の取得が経済的に困難な地域」と指定されていることから [高橋ほか, 1974]、AVO 直下の地下水高がやや高く求まっているように感じられる。しかしながら、AVO 直下の「中ノ沢」と呼ばれる地点 (標高 1385m, 図 19 の赤星地点) で大雨後にしばしば湧水が確認されること [小山悦郎, 私信] から考えると、地下水高 1396m という計算値は実際の地下水分布を比較的良く再現していると考えられる。求められた地下水水面分布の妥当性については、次章の考察の中でさらに議論するとともに、透水係数の違いによる地下水水面分布の変化についても吟味する。

### 5.1.2 体積含水率分布 $\theta(z)$

図 26 は、定常解析で得られた不飽和帯・土壌含水率の分布  $\theta(z)$  である。縦軸が不飽和帯最下面 (すなわち地下水面) からの距離  $z$  [m]、横軸が体積含水率  $\theta$  を示している。含水率は  $z = 0$  で飽和 ( $\theta = n$ ) していて、上方に行くにつれて指数関数的に減少する。関数  $f(z) = a \exp(-z/b) + c$  による回帰を行うと、特徴的な長さ  $b$  は



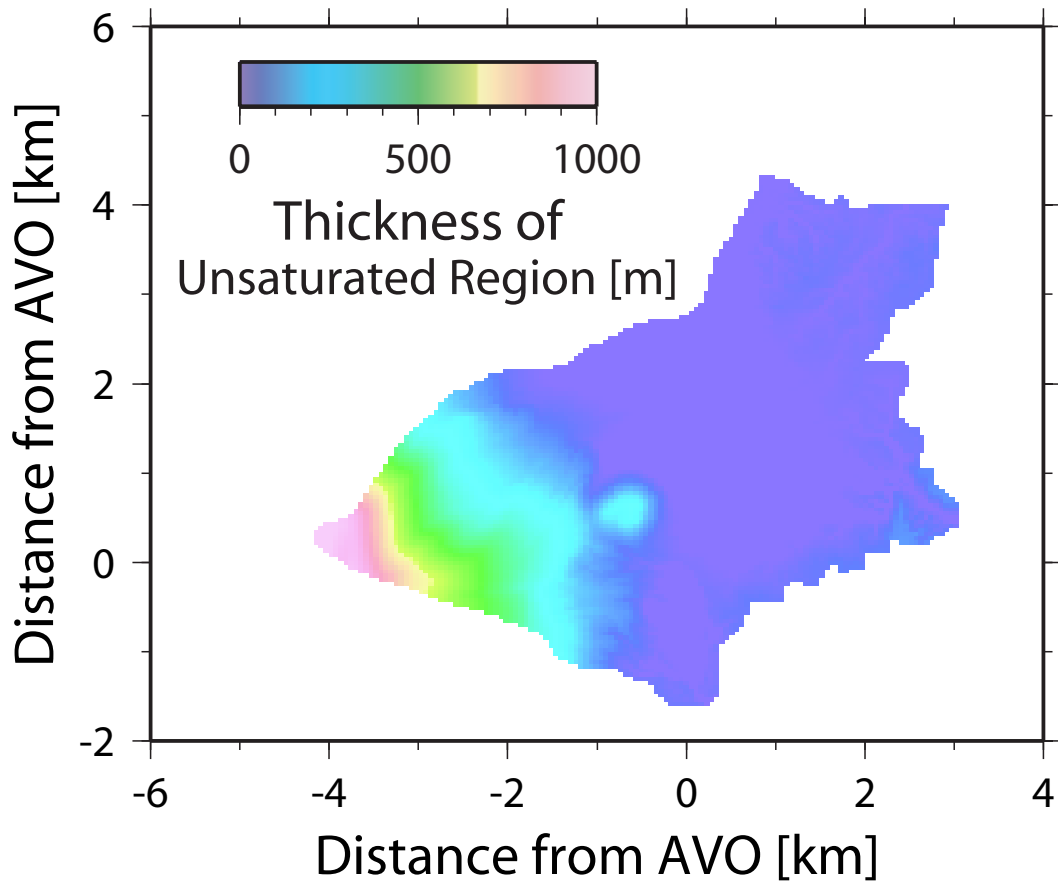


図 25: 定常解析で得られた不飽和帯の厚さ [m]。縦軸・横軸は浅間観測所 AVO からの距離 [km]。

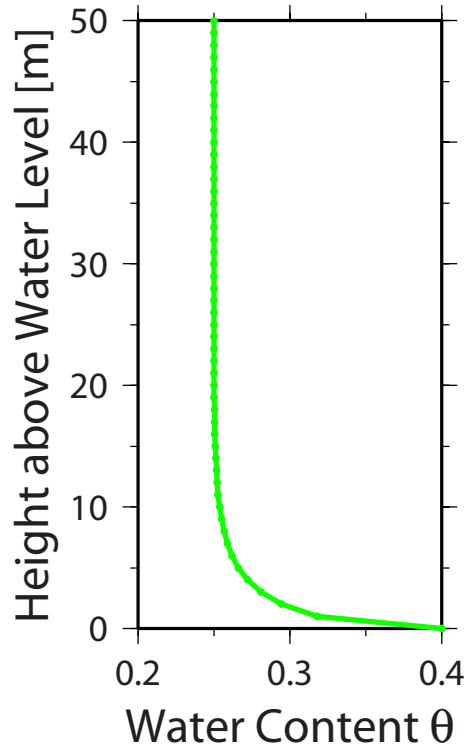


図 26: 定常解析で得られた不飽和帯の体積含水率分布。縦軸は地下水面からの距離 [m]、横軸は体積含水率。

1.7m で、不飽和帯の厚さに比べて十分に短いことがわかる。これらの領域の地下水は毛管作用が卓越しているため「毛管水」と呼ばれるが、一般に毛管水は地下水面の直上 1m 程度に発達することが知られている [安原, 私信]。さらに上方に行くと、含水率はほぼ一定値 ( $\theta_\infty$  と表記) に漸近しているのが分かる。この値は約 0.25 で、浅間観測所 AVO で観測されている地表の平均的な体積含水率と同程度の値である。この領域では、土壌の毛管作用と降水からの涵養が同程度影響しあい、平衡状態を保っている。このような領域の地下水は、しばしば「懸垂水」と呼ばれる。

以上のような性質は、不飽和領域の方程式 (式 31) の定常解  $\partial\theta/\partial t = 0$  を考えることで予想される。この式の左辺を 0 とすると以下のように変形できる。

$$\frac{d}{dz} \left( D \frac{d\theta}{dz} + k \right) = -\frac{dq}{dz} = 0 \quad (54)$$

平衡状態では、浸透流速  $q$  と降水による涵養  $-r$  が等しくなるので、

$$D \frac{d\theta}{dz} + k = -q = r \quad (55)$$

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{r - k(\theta)}{D(\theta)} \quad (56)$$

と変形される。この式で、右辺分子の第1項  $r$  は降水の涵養、第2項  $k(\theta)$  は毛管作用による飽和地下水の上昇を示している。地下水面付近  $z = 0$  では  $k$  が最大値  $k_0$  を取るため、 $r \ll k$  となる。このとき左辺は負値を取り、結果的に含水率勾配の絶対値は大きくなる。上方にいくにつれ  $\theta$  が小さくなり  $k(\theta)$  も小さくなるので、含水率勾配の絶対値は小さくなる。地下水面から十分離れた領域では毛管作用が涵養効果と同程度となり、 $r \approx k$  となる。このとき含水率勾配はほぼ0となり、含水率の漸近値  $\theta_\infty$  は

$$k(\theta_\infty) = r \quad (57)$$

$$\therefore \theta_\infty = n \left[ 1 - \frac{1}{a} \ln \frac{k_0}{r} \right] \quad (58)$$

となるのである。

今回用いた土壤定数 (式 51) をこの式に代入すると、 $\theta_\infty = 0.25$  となる。この値は数値計算で得られた漸近値と等しいだけでなく、浅間観測所 AVO の平均的な含水率と同程度である。

## 5.2 非定常解析

この節では、地下水モデルに時間降雨を入力し、地下水分布の時間変化を計算する。また、各時刻の重力値も式 49 によって求めていく。地下水分布の初期状態には、前節で求めた定常解を採用する。時間降雨には、AVO で観測された降雨量 (図 8a) から蒸発散量 (表 2) を差し引いた値を用いる。時間グリッド  $\Delta t$  は 10 分に設定し、10 分ごとに地下水分布および重力値をファイル出力する。

なお、非定常解析を開始した直後の計算結果には、定常解の影響が残っている可能性がある。実際、2006 年のデータを用いて 1 年分の非定常計算を行った結果と、2005-2006 年のデータを用いて 2 年分の非定常計算を行った結果を比較すると、両者の 2006 年の重力変化は 1 月期で  $2\mu\text{gal}$  程度の差があり、それから徐々に差が縮小する傾向が見られた。これは定常状態が非定常状態へ遷移するのに約 1 年を要することを示しており、非定常計算はこの期間より長く設定する必要がある。そこで今回は 2005 年 1 月から 2006 年 12 月までの雨量データを用い、2 年分の非定常解析を行う。その上で、最初の 1 年分の計算結果に定常解の影響が残っていると考え、2006 年分の計算結果のみを採用する。

以上のようなプロセスで得られた計算結果を、実際に観測された水文データと比較する。比較を行うのは、以下の 3 つである。

- 浅間牧場 FRM および千ヶ滝源泉 SEN の地下水高変化  $h(t)$
- 浅間観測所 AVO の体積含水率変化  $\theta(t)$
- 浅間観測所 AVO の重力変化  $g(t)$

### 5.2.1 地下水高変化 $h(t)$

図 27 は、浅間牧場 FRM および千ヶ滝源泉 SEN で予想される地下水高変化 (赤) を観測データ (青) と比較したものである。期間は 2006 年の 1 年間で、縦軸は適当な値を差し引き、単位 cm で表示している。また、図 28 では 2006 年 7 月豪雨時の結果を比較している。

「降雨後に地下水高が急上昇し、その後指数関数的に減少する」という一連の変化が再現されている。7 月 15-20 日の FRM, SEN の水位上昇理論値はともに約 40cm で、観測された水位上昇 (それぞれ 50cm, 40cm) に匹敵した値である。そもそも、水位上昇の大きさには空隙率  $n$  が強く関係している。というのも、 $r[\text{m}]$  の降水が降ったとき、空隙率  $n$  の土壌における水位上昇の概算値  $\bar{h}[\text{m}]$  は

$$\bar{h} = \frac{r}{n} \quad (59)$$

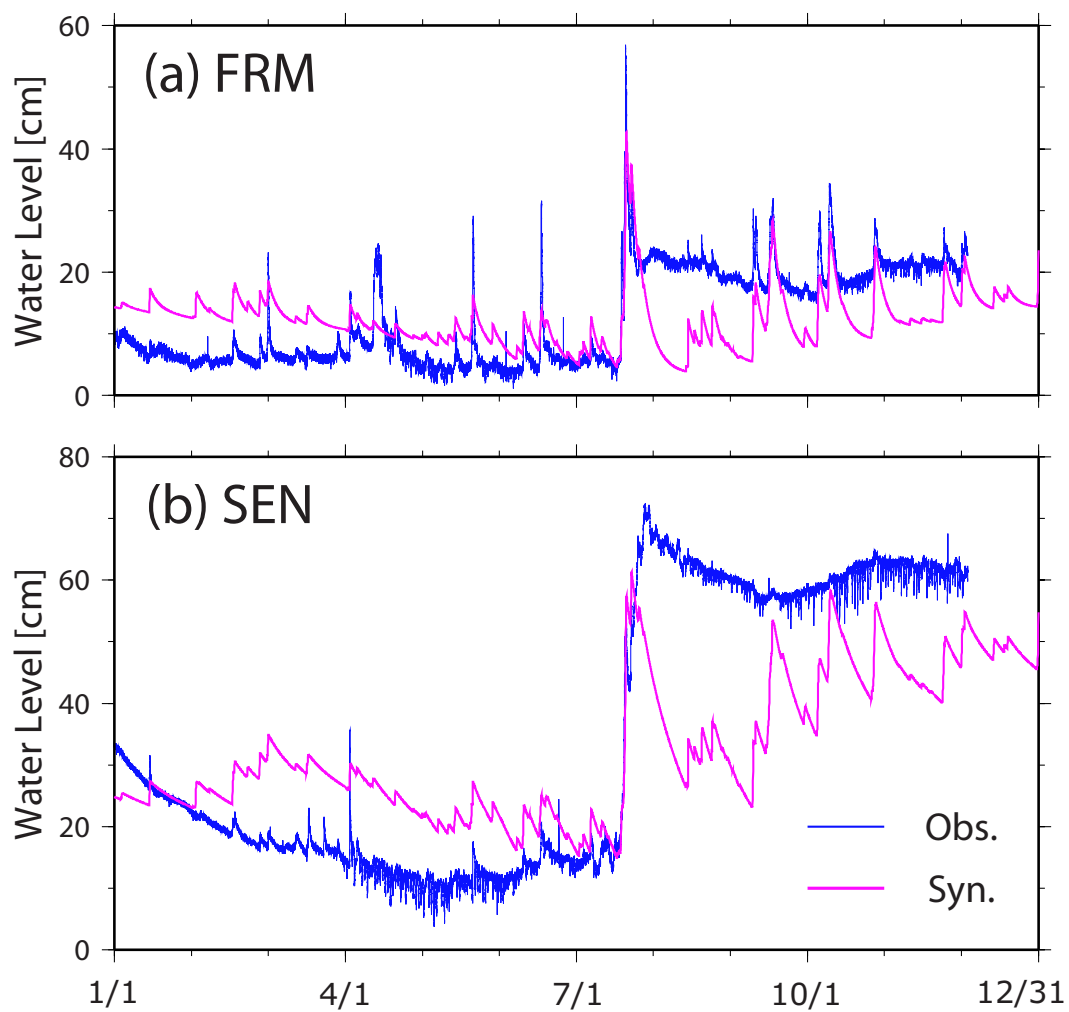


図 27: 2006 年の地下水高観測データ (青) と計算値 (赤)。(a) は浅間牧場 FRM、(b) は千ヶ滝 SEN の地下水高変化。

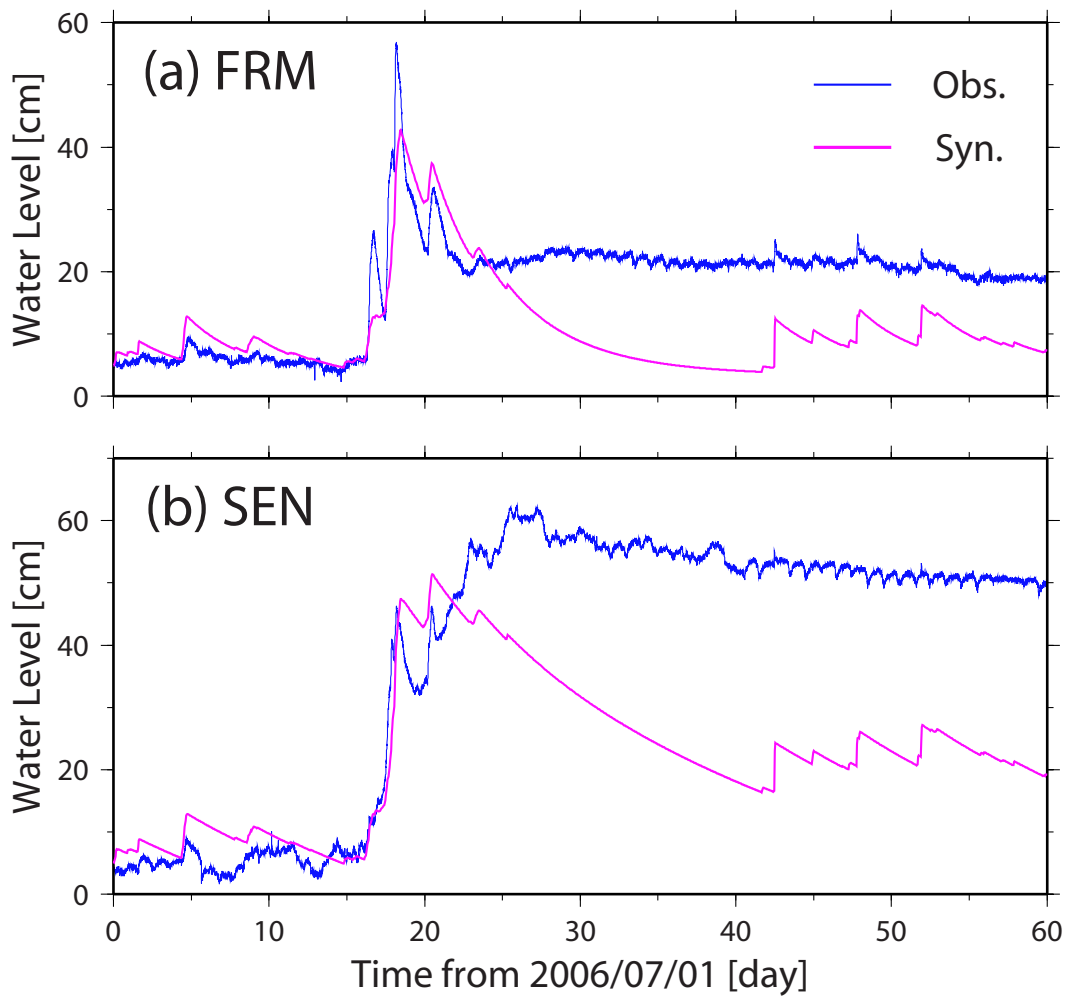


図 28: 2006 年 7-8 月の地下水高観測データ (青) と計算値 (赤)。(a) は浅間牧場 FRM、(b) は千ヶ滝 SEN の地下水高変化。

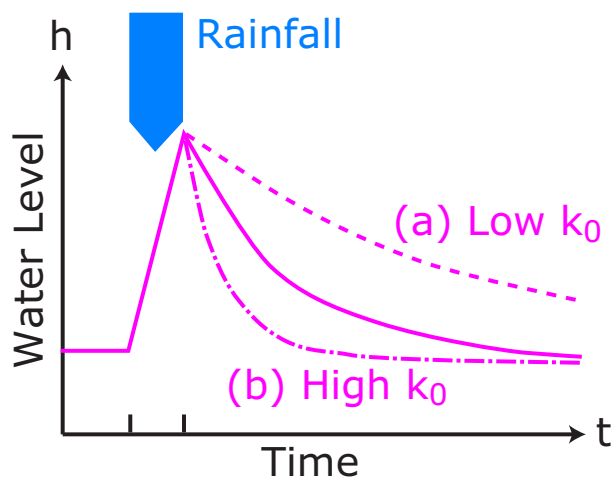


図 29: 飽和透水係数  $k_0$  [m/s] による地下水高変化の違い。

と予想されるのである。今回、7月15-20日の降水量は200mmであったため、空隙率  $n = 0.4$  から予想される水位上昇は  $0.2/0.4 = 0.5$  [m] と概算される。この概算値も、観測値および理論計算値とほぼ同等であることがわかる。以上のことから、本シミュレーションで設定した空隙率  $n$  は実際の土壌を的確に表現しており、観測された水位上昇をうまく再現させている、と考えられる。

なお、[図 27a](#) を見ると、理論的に予想される値よりも2倍以上の水位上昇が降雨時に観測された期間があった。これは、(1) 本シミュレーションで用いた降雨データが1時間毎の記録であるため、さらに短時間の降雨応答を再現できていないこと、あるいは(2) 設定した空間グリッドが  $\Delta x \approx \Delta y \approx 50$  [m] であったため、50m未満の局所的な地下水流動を再現できていない、という2つの理由が考えられる。降雨データの間隔や空間差分を小さくすることでこれらの観測値を説明できる可能性があるため、今後の改善点として検討する必要があるだろう。

降雨後の地下水位の減少は、浅間牧場 FRM で特に良く再現されている。7月20日前後の水位減少をみると ([図 28a](#))、計算値は観測データとほぼ同等の変化率で減少しているのが分かる。そもそも降雨後の地下水位の減少速度には、飽和透水係数  $k_0$  が強く関連している。仮に透水係数が非常に小さい土壌を考えた場合、ダルシー則 ([式 9](#)) から予想される流速  $\bar{q}$  は非常に小さくなり、地下水流出に長時間を要する。そのため降雨後の水位減少は非常に遅くなり、降雨前のレベルに至るまで長時間を要すると予想される ([図 29a](#))。一方、透水係数が非常に大きい場合はダルシー流速が大きくなるため、降水は容易に外部へ排出される。その結果、降雨後の水位減少は非常に速い速度で進み、非常に短い時間で元のレベルに達する ([図 29b](#))。今回のシミュレーションでは、飽和透水係数を  $k_0 = 2.0 \times 10^{-6}$  [m/s] に設定した。 $k_0$  がこれ

より大きければ水位減少はさらに速く、 $k_0$  が小さければ水位減少がさらに遅くなるはずである。今回のシミュレーション結果で、水位の下降のしかたをうまく説明できたのは、この透水係数  $k_0$  が実際の土壌をうまく再現しているためと考えられる。(なお、透水係数の設定の違いによる地下水分布の変化については、考察でさらに詳しく言及する。)

千ヶ滝源泉 SEN で降雨時の地下水変化があまり観測されていない(図 27b, 28b)のは、湧水地点が上流へ移動した影響で、観測地点近傍に河川流が発達したためと考えられる。地下水位が下降してきた 2-7 月に、わずかに降水の応答が見られる。ノイズに埋もれて見にくくなっているが、計算値とほぼ同様の水位変化を示している。なお観測データと計算値を比較すると、観測点 SEN では 2 月中旬ごろから河川流の影響が小さくなり、地下水起源の水位変動にシフトしていったと予想される。それから 7 月上旬までは地下水の応答を示しているが、7 月豪雨時に再び湧水地点が上昇し、7 月 20 日頃から河川流の影響が強くなったようである。

地下水位の年周変動については、理論計算ではうまく再現できなかった。これは河川の水位を河川の標高で固定して計算しているため、河川近傍の地下水位がほぼ一定値に固定されてしまうためと考えられる。河川高の年周変動データが存在すれば、それを地下水位の境界条件に用いることもできるが、利用可能なデータが一般には存在しないため、今後独自に観測を行うことが必要である。また、千ヶ滝 SEN では湧水地点の上流への移動が問題となっているが、湧水地点の時間的変動を理解するために、短い時間間隔で現地踏査をすべきである。湧水地点の情報を数値計算に盛り込むことで、地下水面の移動境界としての性質がさらに明らかになると予想される。

なお、2 点 FRM, SEN の地下水高理論値を比較すると(図 27ab)、浅間牧場 FRM のほうが降雨後速い速度で水位減少しているが、千ヶ滝 SEN では元のレベルに達するまで長い時間を要している。これは、観測点 SEN で地下水の集水領域が大きくなっていて(図 30)、比較的遠い場所からも地下水が集まるため、地下水の排出に長い時間が掛かっていると考えられる。先ほど「水位減少速度には飽和透水係数  $k_0$  が影響する」と述べたが、異なる場所で地下水位を観測すると集水領域の違いで減少速度に違いが見られることがある。水位の減少の仕方には、透水係数と地形の影響が複合的に影響しているのである。



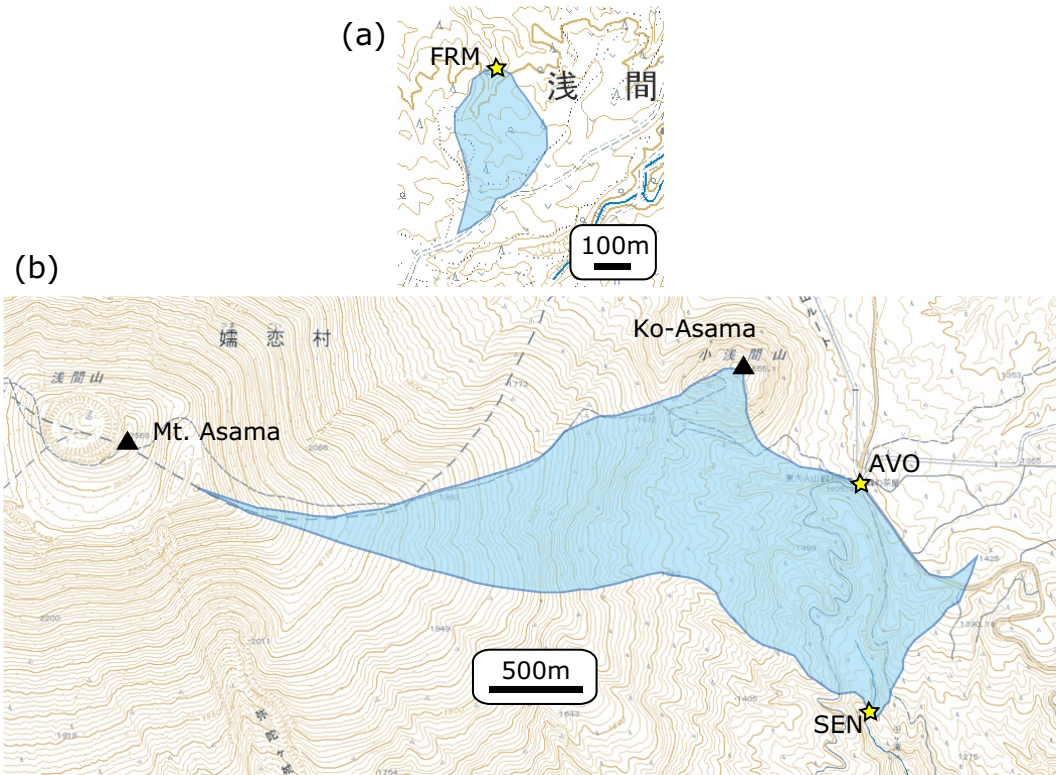


図 30: 地下水高観測点 FRM および SEN の集水領域。分水嶺の求め方と同様に、尾根線を伝い閉曲線を描くことで集水領域を決定した。SEN の集水域のほうが広いことが分かる。

### 5.2.2 体積含水率変化 $\theta(t)$

図 31 の赤線は、数値シミュレーションによって求められた浅間観測所 (AVO) 地表の体積含水率変化  $\theta(t)$  である。緑線と青線は AVO 敷地内で実際に観測された含水率変化で、深さ 10cm の含水率を緑色で、深さ 1m を青色で表現している。図 31a は 2006 年の 1 年間、図 31b は 7-8 月の期間を表示している。

計算された含水率の値は、2 層で観測された含水率の中間的な値を取りながら推移していることが分かる。不飽和領域の計算では空間グリッドを  $\Delta z = 1[\text{m}]$  に設定していたので、深さ 10cm と 1m における観測データの間接値を取るの妥当である。含水率の平均的な値は約 0.25 であり、定常解析で見積もられた  $\theta_\infty$  (式 58) と等しくなっている。このことは、降雨に対する応答は短期的なものであり、長期的には地表近傍の土壌がほぼ定常状態に至っている、ということを示している。

また理論値は、降雨後に含水率が急上昇し、その後指数関数的に減少する傾向をよく再現している。特に 7 月豪雨時の含水率上昇幅や降雨後の減衰のしかたは、観

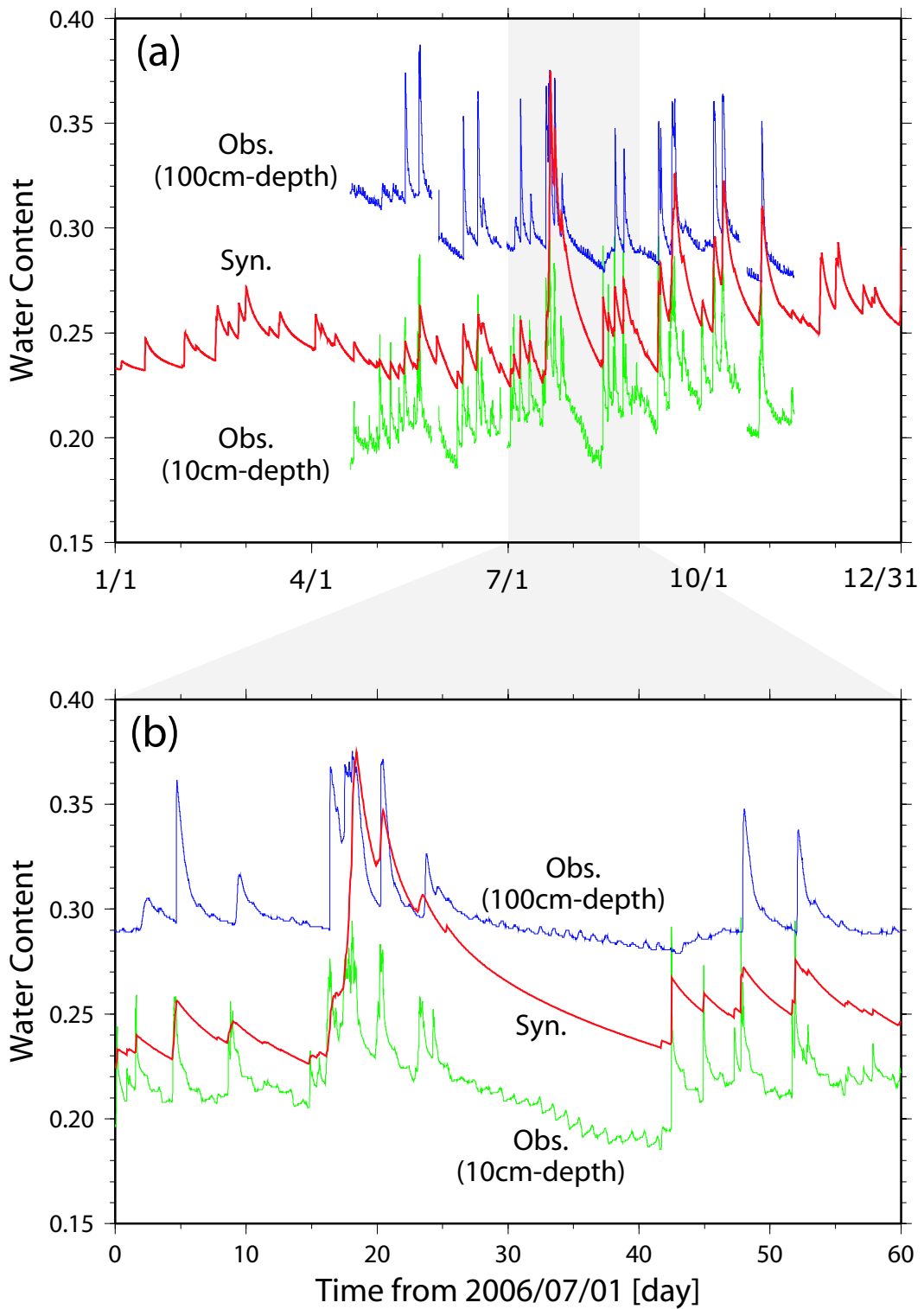


図 31: 浅間観測所 AVO の地表における体積含水率変化予想値 (赤)。緑線と青線は実際に観測された含水率変化で、深さ 10cm の含水率を緑、深さ 1m を青で表現している。(a)2006 年の 1 年分のデータ。(b)2006 年 7-8 月のデータ。

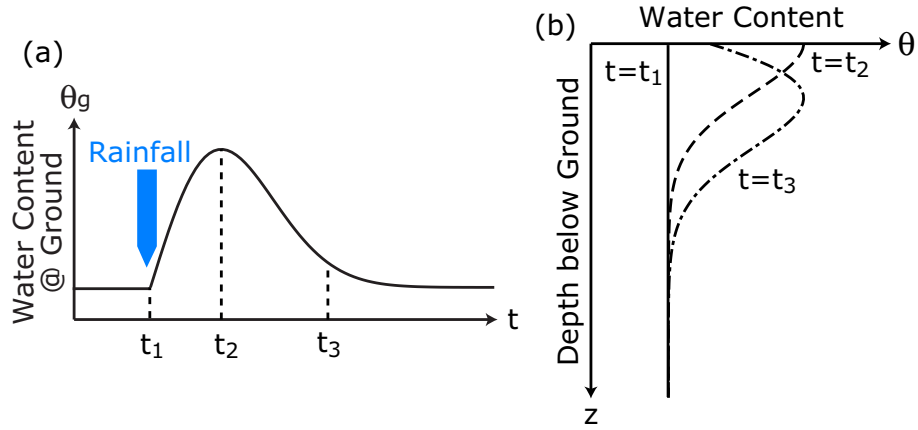


図 32: 降雨時の体積含水率変化。(a) 地表の含水率変化  $\theta_g(t)$ 。(b) 各時刻における含水率の鉛直分布  $\theta(z)$ 。

測データによく一致している。この理由を式 31、すなわち

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (60)$$

によって考えていく。

そもそも降雨浸透過程では、初期に拡散項 (右辺第 1 項) が卓越し、一定時間経過後には重力項 (右辺第 2 項) が卓越する [佐藤・岩佐, 2002]。というのも、降雨以前には

$$\theta(z) \approx \text{const.} \approx \theta_\infty \quad (61)$$

$$\therefore \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \approx 0 \quad (\text{降雨以前}) \quad (62)$$

であるため、降雨直後は重力項を無視でき、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \approx \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (\text{降雨直後}) \quad (63)$$

という形になる。すなわち、降雨直後の地下水流動は拡散のみに支配されるため、降水の地下への排出効果は小さく、むしろ土壌含水率を上昇させる方向に向かう (図 32a,  $t_1 \leq t \leq t_2$  の期間)。しかし、一定時間経過後には含水率分布  $\theta(z)$  に十分な勾配ができるため、

$$\frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \gg \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (64)$$

$$\therefore \frac{\partial \theta}{\partial t} \approx \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad (\text{一定時間経過後}) \quad (65)$$

となる。その結果、重力項による鉛直浸透が卓越し、土壌に降った雨が地下へ排出され、含水率は次第に小さくなるのである (図 32a,  $t_2 \leq t \leq t_3$  の期間)。

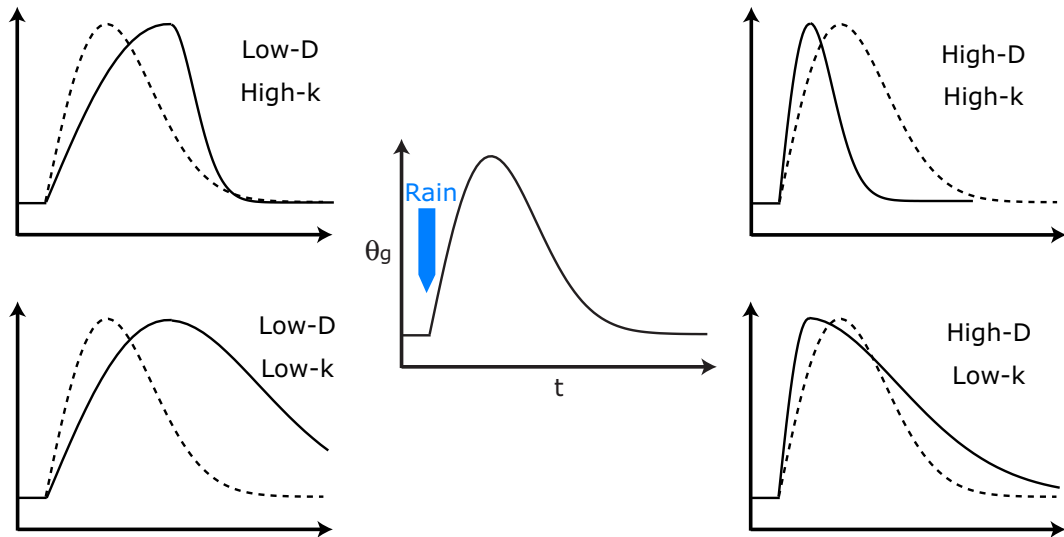


図 33: 透水係数  $k$  および水分拡散係数  $D$  の大小による、地上の含水率変化  $\theta_g(t)$  の違い。

降雨時のこのような一連の含水率変化は、透水係数  $k$  や水分拡散係数  $D$  の違いによって微妙に変化する。図 33 は、 $k$  と  $D$  の大小によって、地表の含水率変化がどのように違ってくるかを概説したものである。水分拡散係数  $D$  を大きくすると含水率のピーク時刻が短くなり、透水係数  $k$  を大きくすると含水率の減衰が早くなることが分かる。すなわち、観測された含水率変化  $\theta(t)$  を説明するためには、透水係数  $k$  と水分拡散係数  $D$  の両方を適切に決定する必要がある。

今回のシミュレーションでは、土壤不飽和特性を式 46-48 のように設定した。本シミュレーションで得られた含水率変化  $\theta(t)$  が観測データをよく説明できているのは、 $k$  や  $D$  といった土壤特性値が実際の土壤を適切に表現しているためと考えられる。

### 5.2.3 重力変化 $g(t)$

図 34 は、浅間観測所 AVO における重力変化  $g(t)$  の計算値(赤)を観測データ(青)と比較したものである。図 34a は 2006 年の重力変化を、図 34b は 2006 年 7-8 月の重力変化を示している。重力値の単位は  $[\mu\text{gal}]$  で、適当な値を差し引いて比較している。

計算された重力値は、降雨後に急上昇し、その後ほぼ直線的に減少しているのが分かる。これは (1) 降雨によって観測点直下の質量が増加し、鉛直下向きの万有引力が生じるためと、(2) 不飽和地下水の浸透によって観測点から水が遠ざかり、万有引力が小さくなるため、である。7 月豪雨時の重力変化(図 34b) に注目すると、降雨直後に予想される重力上昇値は  $+16\mu\text{gal}$  で、観測された  $+18\mu\text{gal}$  と同程度の値を

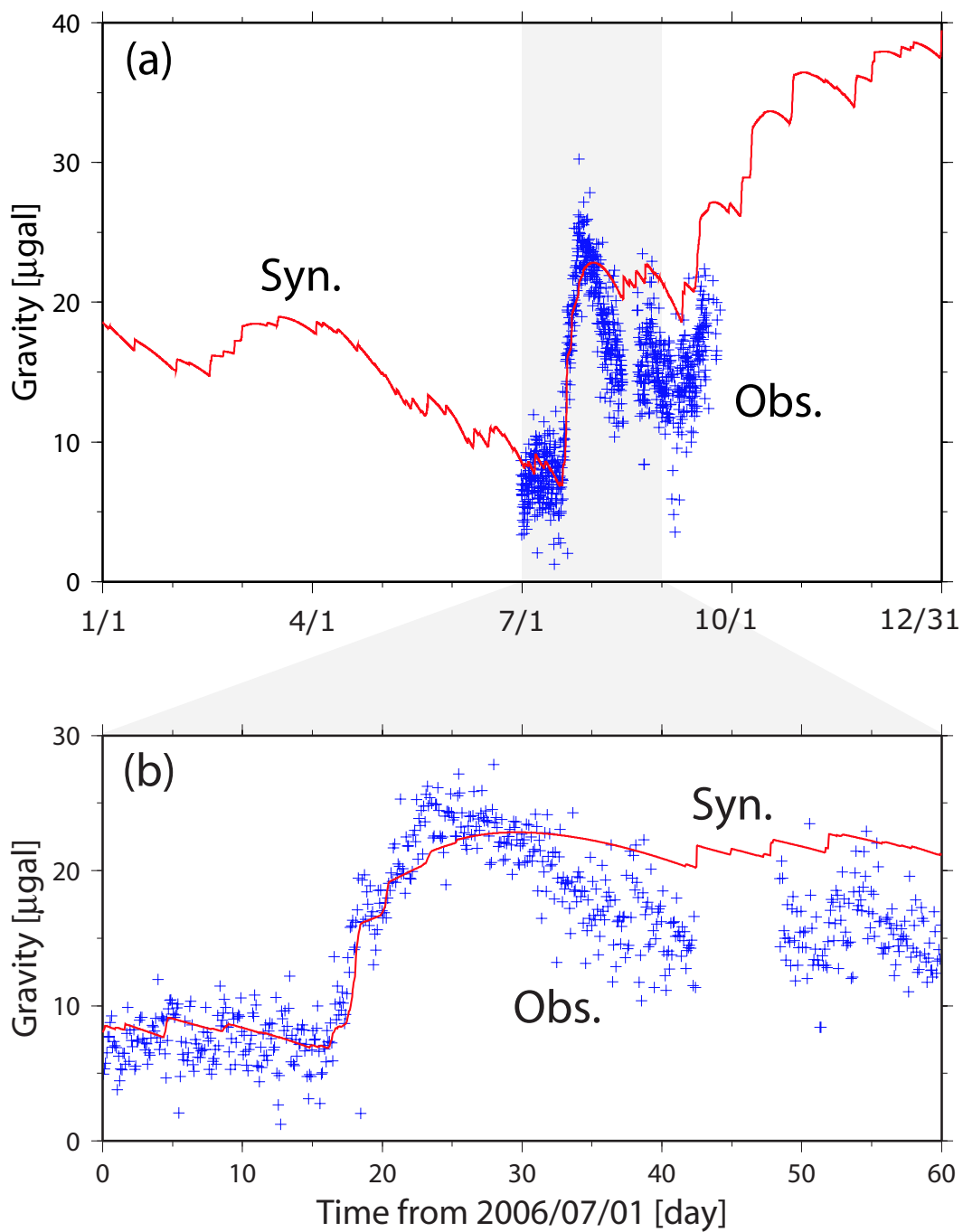


図 34: 浅間観測所 AVO における重力観測値 (青) と計算値 (赤)。単位は  $[\mu\text{gal}]$ 。  
 (a)2006 年 1 年分のデータ。 (b)2006 年 7-8 月のデータ。

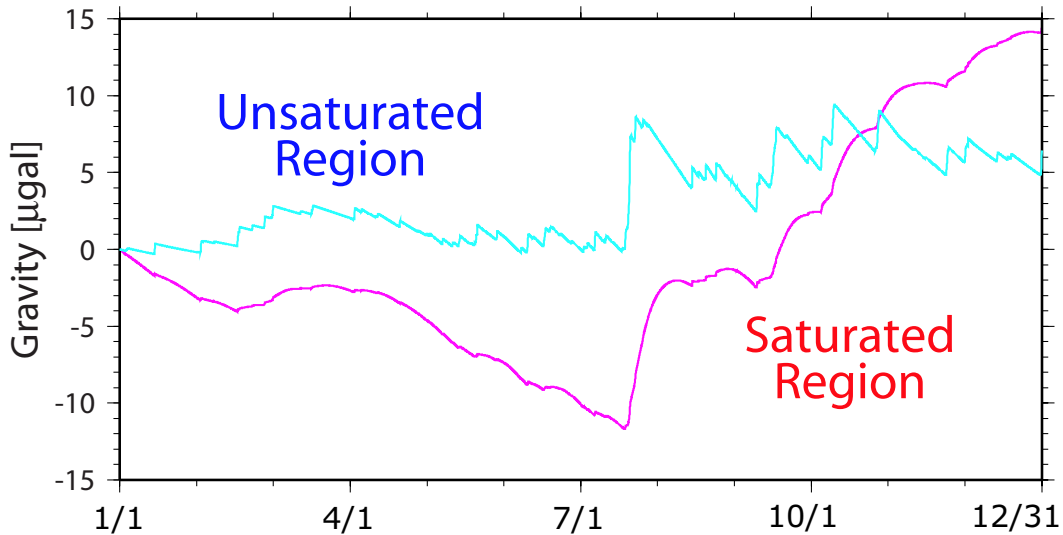


図 35: 重力変化における飽和帯と不飽和帯の寄与。赤線が飽和地下水による重力変化 [ $\mu\text{gal}$ ]。青線が不飽和地下水による重力変化 [ $\mu\text{gal}$ ]。

取る。しかし理論値では最大値を迎える時刻が5日程度遅く、ピーク周辺の重力変化が滑らかな形を取っている。この原因を以下に詳しく述べる。

図 35 は、今回計算された重力変化で、飽和帯の寄与 (式 49, 第 1 項) と不飽和帯の寄与 (式 49, 第 2 項) を別々にプロットしたグラフである。飽和地下水および不飽和地下水起源の重力変化をそれぞれ青・赤で表現し、2006 年 1 月 1 日の重力値を 0 としてプロットしている。不飽和地下水起源の重力値は、降雨時に急上昇しその後直線的に減少している。これは前述のように、降水が不飽和土壌を鉛直下向きに浸透する影響で、水が観測点から遠ざかり、万有引力が小さくなるためである。一方、飽和地下水起源の重力変化では降雨応答に時間遅れが生じており、ピーク時刻周辺で滑らかな変動をしていることが分かる。これは飽和帯が不飽和帯に覆われているため、降雨の供給に時間差が生じ、飽和帯への地下水供給がパルス的ではなくなるためである。図 36 に、不飽和帯および飽和帯への水の供給を模式的に示す。地下水分布変動の源は、不飽和帯では降水  $r$ 、飽和帯では不飽和帯からの涵養  $N$  である。降水  $r$  の時間スケールは数時間程度であり、パルス的な関数形をなす。一方涵養  $N$  は、不飽和帯が厚みをもっているため降雨に対して数日程度の時間差を生じ、しかも不飽和帯の地下水流動の影響で、降水関数  $r(t)$  がなまった形になる。このために、飽和帯の降雨応答も鈍ってしまい、その結果飽和地下水起源の重力変化 (式 49, 第 2 項) が滑らかになるのである。

再び図 34 を見ると、計算された重力変化は殆どの期間でのこぎり歯のような形をしている。これは、降水量が比較的少なく、飽和帯の地下水面変動よりも不飽和

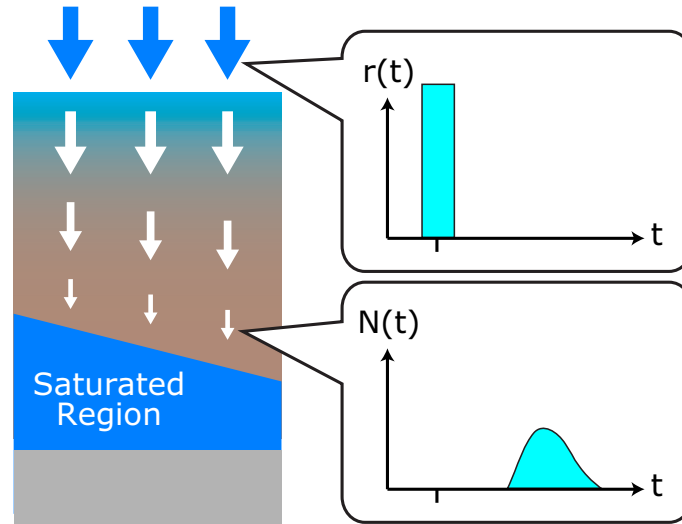


図 36: 降水関数  $r(t)$  と涵養関数  $N(t)$  の概略図。  $N(t)$  は  $r(t)$  に比べて位相遅れがあり、関数形もなまった形をしている。

帯中の浸透過程が卓越しているため、飽和帯起源の重力変化を無視できるからである。一方、7月豪雨時に滑らかな重力変化が計算されたのは、地下水面が比較的浅く降水量も多かったため、飽和帯の地下水面変動が無視しえなくなったためと考えられる。また、数値計算では時間遅れを伴う滑らかな重力変化が予想されているが、実際の観測データにこのような傾向は見られない。考えられるのは、重力観測点周辺の地下水面は予想されている高さ (1396m) よりもさらに深く、飽和帯よりも不飽和帯が発達している、という可能性である。ただし 5.1.1 節で述べたとおり、地下水面については詳細な参考文献が存在しないので、地下水面がさらに深いと断定するのは困難である。地下水面についての考察や、透水係数  $k$  による地下水面分布の違いについては、次章で詳述しているので参照されたい。

ところで、7月豪雨後の重力変化に注目すると (図 34)、観測データは 20 日間で  $-9\mu\text{gal}$  程度減少しているが、計算値では重力減少が  $-2\mu\text{gal}$  程度に留まっており、しかも減少するのに長時間を要している。これは、7月豪雨時の降雨が計算上で効果的に外部排出されていないことを意味している。例えば地下水面が浅い場所に 100mm を超す大雨が降った場合、実際の地下水面は地表面を越え、地下水は地表流として外部流出する (図 37)。また、このとき湧水地点は一時的に上流へ移動し、地下水の湧出範囲は広がる。しかし、本研究で用いたプログラムでは湧水地点の移動を考慮しておらず、地下水面が地表を越えても“地下水”として計算する方法を取っている。そのために地表面を超えた飽和地下水が外部排出されにくく、重力計算値がいつまでも減少しない一因となっているのである。今後湧水地点の移動を考慮に入れ、地下水を効果的に流出させるようなプログラム改変を行う予定である。

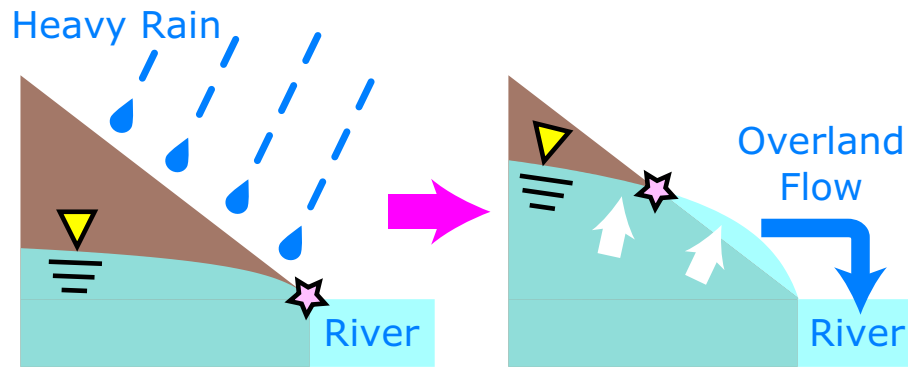


図 37: 洪水時の地下水面変動の概略図。地下水面が急上昇することで、湧水地点（星印）が上流へ移動している。



## 6 考察

ここまで地下水・重力の理論計算を行い、その結果を観測データと比較した。計算で得られた理論値は、地下水高・土壌含水率プロファイルといった地下水データを良く再現しており、重力データに関しても観測値と定性的・定量的な一致が見られた。「基盤面がフラット」「土壌特性や降水分布が空間的に一様」という簡単なモデルにもかかわらず、測地学的データと地下水学的データの両方の傾向を統一的に再現することができたことは、本研究で最も注目すべき成果である。

この章では、前章までに明らかとなった問題点を列挙するとともに、精度の良い地下水補正を実現していく上での課題を検討する。

### 6.1 計算領域

本論文では、地下水流動の計算領域を分水嶺内部のみに限定した(図 19)。なぜなら、分水嶺を横切るような地下水流動がないという仮定の下では、分水嶺で囲まれる閉領域で地下水収支が一致している、と考えられるからである。そこでこの節では、本研究で設定した計算領域内で地下水収支が本当に一致しているのかどうかを確認する。その際には河川流量などの情報が必要になるが、小さな河川に対しては十分な調査がなされていないのが実情である。唯一、千ヶ滝の流出量が文献に掲載されていたので[高橋ほか, 1974; 鈴木・田瀬, 2001]、ここでは千ヶ滝流域(図 19, AVO 南側の領域)にのみ限定し、地下水収支の一致を確かめる。

ある流域内で地下水収支が平衡状態にある時、以下のような等式が成立する。

$$Q = (R - E)S \quad (66)$$

$$\text{ただし、} \begin{cases} Q: & \text{地下水流出量} & [\text{m}^3/\text{yr}] \\ R: & \text{年間降水量} & [\text{m}/\text{yr}] \\ E: & \text{年間蒸発散量} & [\text{m}/\text{yr}] \\ S: & \text{流域面積} & [\text{m}^2] \end{cases} \quad (67)$$

千ヶ滝流動系への降水が全て千ヶ滝として流出すると仮定すると、地下水流出量  $R$  は千ヶ滝流出量 ( $6900\text{m}^3/\text{day}$ ) と一致する。また、降水量・蒸発散量については軽井沢の値 ( $R = 1198[\text{mm}/\text{yr}]$ ,  $E = 571[\text{mm}/\text{yr}]$ )、流域面積は  $S = 3.5[\text{km}^2]$  という値を用いると、式 66 の左辺と右辺の差は

$$Q = 2.58 \times 10^6 [\text{m}^3/\text{yr}] \quad (68)$$

$$(R - E)S = 2.19 \times 10^6 [\text{m}^3/\text{yr}] \quad (69)$$

$$\therefore Q - (R - E)S = 0.39 \times 10^6 [\text{m}^3/\text{yr}] \quad (70)$$

となり、式 66 の左辺や右辺より 1 桁程度小さいことがわかる。今回は  $R$  と  $E$  に軽井沢の値を用いたが、浅間山腹では降水量  $R$  がこの値よりさらに大きいと予想される。実際 2006 年の AVO の降雨量は 1406mm で、軽井沢 (1372mm) よりやや多いことが分かっている。また標高の高い地域では気温が低いため、蒸発散量  $E$  がさらに小さくなると考えられる。軽井沢より気温が 2 度低い場合の蒸発散量は 520mm であり、今回用いた  $E$  より 1 割程度小さくなる。すなわち、浅間山腹の気候の影響を考慮に入れると、式 66 の左辺と右辺は等しくなる方向に向かう。このことから、千ヶ滝流域の地下水収支はほぼ平衡状態になっている、と予想される。今回地下水流動の計算対象とした他の流域についても同様のことが言えると予想されるため、今回設定した計算領域 (図 19) は地下水収支の観点から妥当なものと考えられる。

ところで、今回設定した計算領域 (図 19) は重力計算の対象領域でもあった。そもそも重力は万有引力の鉛直成分であり、四方八方あらゆる場所の質量が効いてくる。そのため、十分に広い範囲の重力寄与を計算しなければ、観測で得られた重力値を説明できない。そこで、今回得られた計算領域が重力計算を行う上で十分に広い領域と言えるのかを考察する。

図 38bc は、浅間観測所 AVO を中心とする長方形の領域 (図 38a) の地表面に、1mm の雨が降った時に予想される重力変化である。地形データは国土地理院 [1997] を用いたため、長方形の大きさは

$$\Delta X : \Delta Y = \Delta x : \Delta y = 46.3 : 56.0 \quad (71)$$

となっている。図 38b の横軸は、

$$\Delta X \Delta Y = \pi(\Delta R)^2 \quad (72)$$

とした時の  $\Delta R$ [km] を、縦軸は 1mm 降雨に対する重力変化  $\Delta g$ [ $\mu\text{gal}$ ] である。積分範囲を広げると、 $\Delta g$  は  $0.052\mu\text{gal}/\text{mm}$  に漸近しているのが分かる。無限平面に 1mm の雨が降ったときの重力応答 ( $0.042\mu\text{gal}/\text{mm}$ , 3.4 節 参照) より大きくなるのは、実際の地形が凸凹している影響と考えられる。また、周囲約 500m の降水を積分しただけで漸近値の 99% 近い重力変化を説明できることが分かる (図 38c)。これは、周囲 500m の降水が重力値に最も強く効いていることを示している。本研究でシミュレーションを行った領域は、この 500m よりも十分広い領域であり、AVO から最も近い境界でも 1km 程度の距離がある (図 19, AVO 南東部)。以上のことから、本研究で用いた計算領域 (図 19) は、降水の重力応答を計算する上では十分に広い領域であると言える。

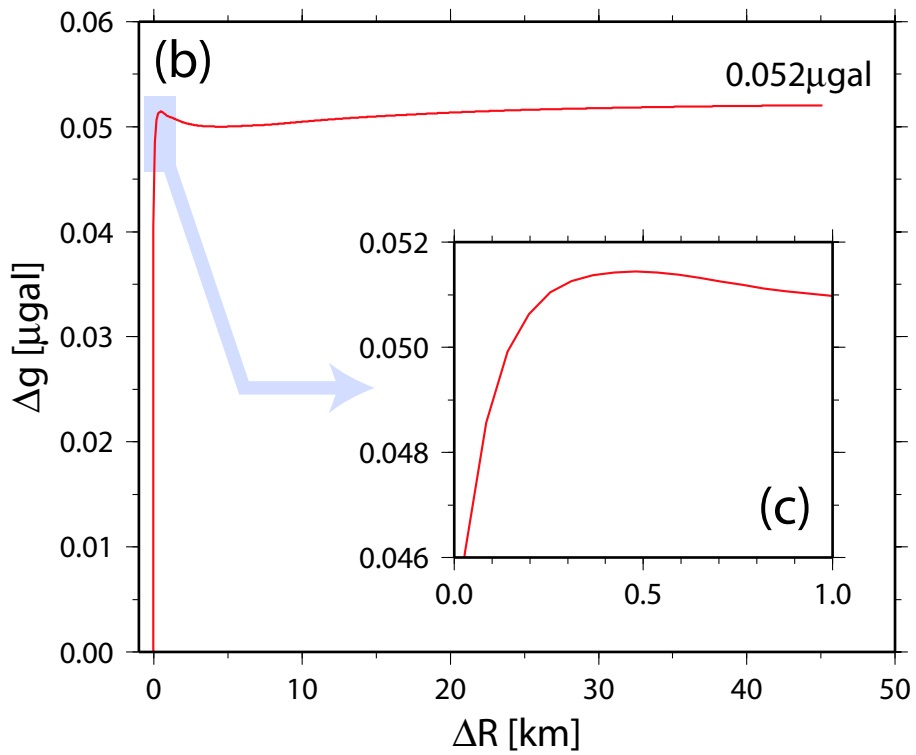
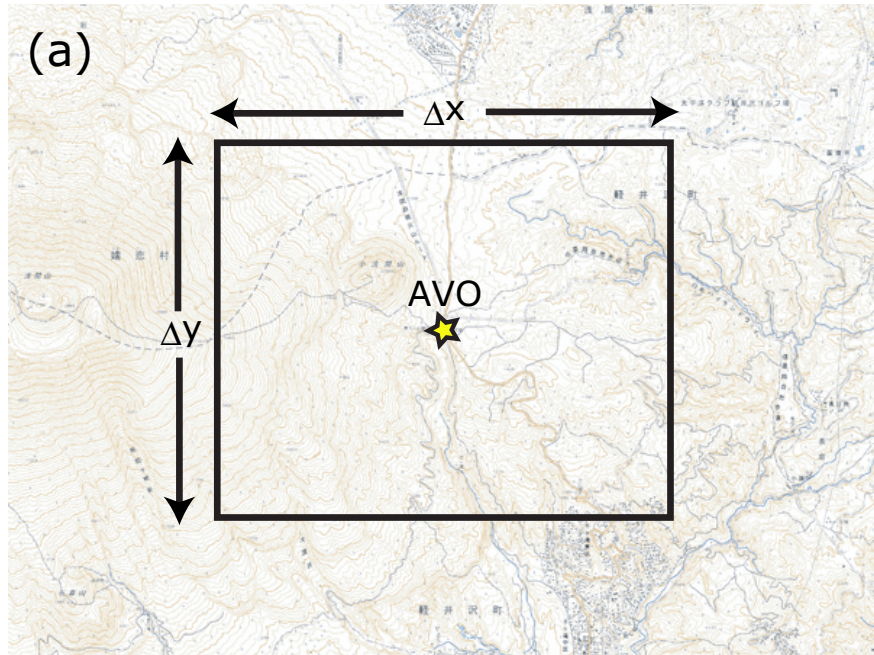


図 38: 1mm 降雨に対する重力応答。(a) 積分領域。(b) 重力応答  $\Delta g$  [ $\mu\text{gal}$ ]。横軸は式 72 で定義された  $\Delta R$  [km]。

## 6.2 地下水面

飽和領域の地下水流動方程式

$$n \frac{\partial \psi}{\partial t} = k_0 \frac{\partial}{\partial x} \left[ \psi \frac{\partial}{\partial x} (\psi + h_b) \right] + k_0 \frac{\partial}{\partial y} \left[ \psi \frac{\partial}{\partial y} (\psi + h_b) \right] + N \quad (73)$$

を用いた定常解析により、浅間山東部の地下水面分布が明らかになった(図23)。前述の通り、地下水高は浅間観測所 AVO で深さ 10m と、浅い位置に求められたものの、地下水面の詳細な 2 次元分布が明らかになっていないため、この値の妥当性を確認することは難しい。しかしながら、(1)AVO 近傍の「中ノ沢」で大雨後に飽和地下水の発達を確認されていること、(2)Yamamoto [1995] の現地調査によると AVO 直下の比較的浅い場所に地下水面が予想されること、などから考慮して、実際の地下水面分布を良く再現しているものと考えられる。

そもそも、地下水面分布  $h(x, y)$  を精度良く決定するためには、観測・数値計算の両側面で重要なポイントがいくつかある。本節ではそれを列挙するとともに、今後の研究を進めていく上での方向性を考えていく。

**地下水高観測** 地下水面の位置を複数点観測することで、地下水面分布  $h(x, y)$  の理解に繋がる。得られた地下水高データを飽和地下水計算(式73)の境界条件に取り入れることで、現実により近い地下水面を再現できるのである。しかしながら、地下水高を直接観測するには複数箇所でもウリングを行う必要があり、経済的観点において困難を極める。既にコアが掘られた場所を探してダイバー水位計を用いた観測を行ったり、自治体等が取得した深井戸の情報[国土交通省河川局, 2004; 国土交通省土地・水資源局国土調査課, 2006]を閲覧するなど、地道な調査・観測が不可欠である。

**計算領域** 計算領域を広げることで、求められる地下水分布がより現実的になると考えられる。それは、計算領域を広げることで、地下水面の固定端である湧水地点の情報が増えるため、地下水面分布  $h(x, y)$  をより現実に近い状況に固定できるからである。実際、浅間山の西側では標高 2000m に位置する「火山館」で地下水の湧出が確認されている[Yamamoto, 1995; Suzuki, 2003]。仮に浅間山西側を解析領域に入れた場合には、今回得られた地下水面分布(図23)よりもやや西上がりの地下水面分布が得られると予想される(図39b)。計算領域を広げることは重力計算を行ううえでも有効であるので、より広範囲の地下水流動系を考慮すべきであろう。

**基盤構造** 地下水高の変化式(式73)では基盤  $h_b$  の勾配も重要になる。すなわち、基盤面の 2 次元分布  $h_b(x, y)$  を理解することが、地下水高  $h(x, y) = \psi(x, y) + h_b(x, y)$  の詳細な分布を得る手がかりになる。Suzuki [2003] によると、現在の浅間山直下では 2 万 3000 年前に崩壊した黒斑山[Aramaki, 1963]の表面が基盤面の役割を果たし、

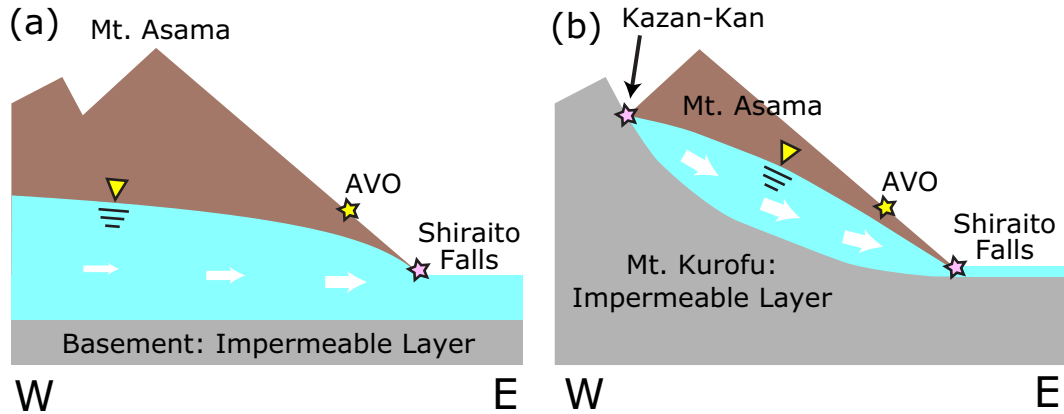


図 39: 浅間山における地下水面の東西断面。(a) 本研究のモデルでは、浅間山直下の地下水面は深い場所にあり、ほぼフラットになっている。(b) 浅間山西部・標高2000mの「火山館」の湧水や、黒斑山の低透水性を考慮に入れることで、やや西上がりの地下水面や、浅間山西部から東部への定常的な地下水流れが予想される。

浅間山西側で涵養した地下水が浅間山東部に流れ出るというモデルを提唱している(図 39b)。浅間内部の地下水流動プロセスを理解する上でも、基盤構造を知ることは重要である。基盤の2次元的分布を把握するためには、柱状図や地質図[荒牧, 1993]、それに電磁気・人工地震による構造探査結果[浅間山電磁気構造探査グループ, 2006; Aoki et al., 2007]が有効である。また、地震観測のノイズ源である脈動を観測することで基盤の深さを把握する研究も行われている[e.g., 赤松・駒澤, 2003]。このような観測データを活用することで、基盤や地下水面のより詳細な2次元分布が明らかになるだろう。

透水係数 飽和透水係数  $k_0$  をはじめとした土壌特性値を実土壌に見合った値に設定することで、より現実に近い地下水面分布  $h(x, y)$  を得ることができる。というのも、例えば理論計算で透水係数を1桁変えると、求められる地下水面は劇的に変化するのである。土壌特性の違いが計算結果に与える影響については、次節で詳述する。

### 6.3 土壌特性

本研究では、透水係数  $k$  および水分拡散係数  $D$  の不飽和特性に

$$k(\theta) = k_0 \exp \left[ a \left( \frac{\theta}{n} - 1 \right) \right] \quad (74)$$

$$D(\theta) = D_0 \exp \left[ b \left( \frac{\theta}{n} - 1 \right) \right] \quad (75)$$

という関係式を用いた。そして降雨時の土壌水分変化に理論曲線をフィッティングさせることで、1組の土壌特性  $(k_0, a, D_0, b, n)$  を求めた(図 40a)。この土壌特性値に

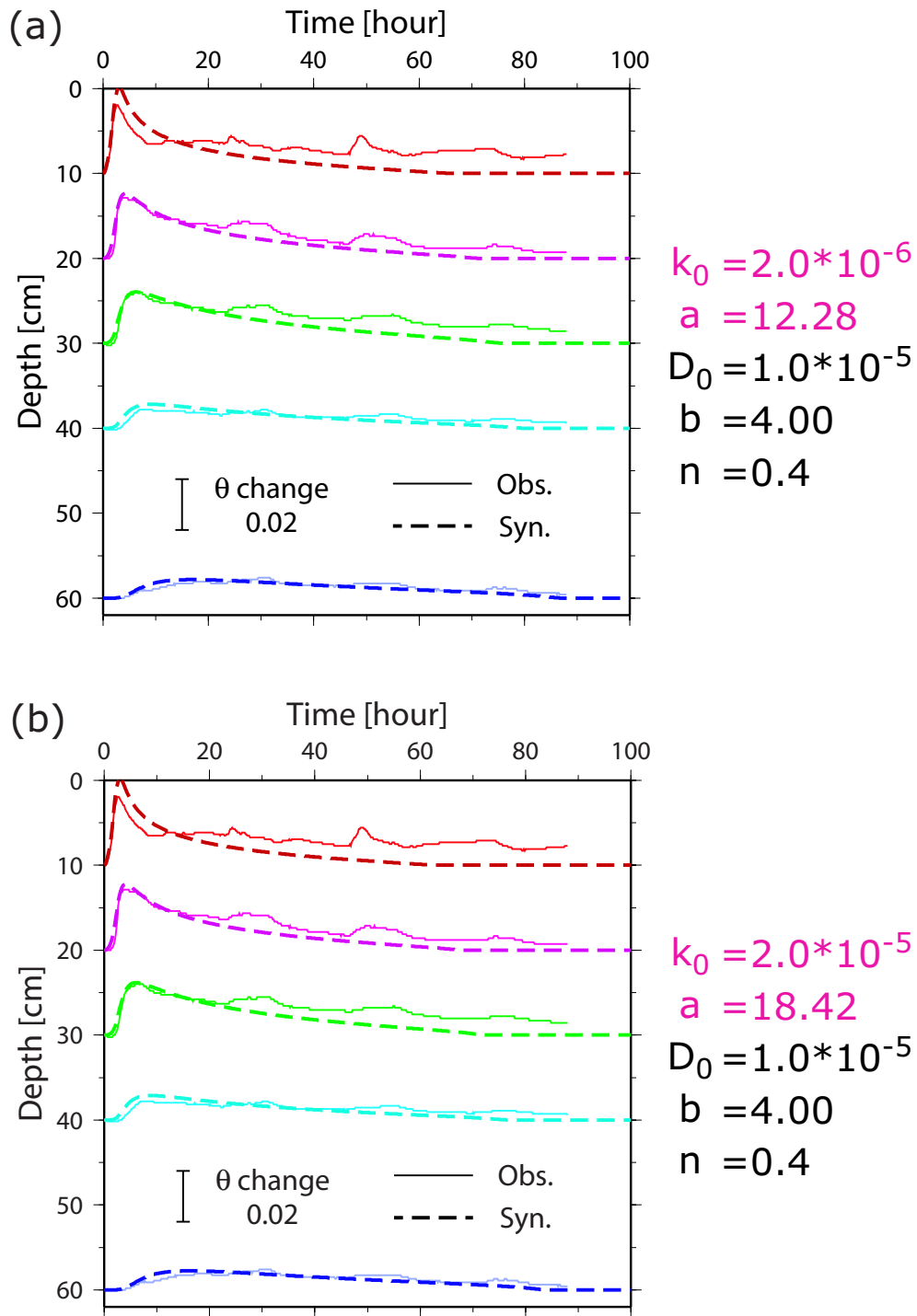


図 40: 土壌特性値を変えたときの体積含水率プロファイルへのフィッティング。(a) 本研究で用いてきた土壌特性値の場合。(b) 飽和透水係数  $k_0$ [m/s] を 1 桁大きくした場合。(a) の結果と同様に、観測データと理論値が良く一致していることが分かる。

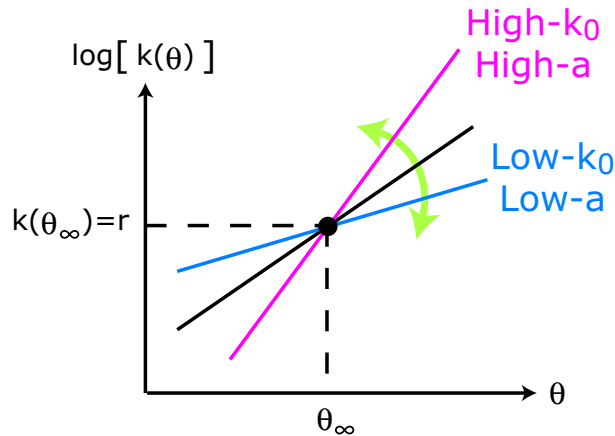


図 41: 不飽和透水係数  $k(\theta)$  における  $k_0$  と  $a$  のトレードオフ。点  $(\theta_\infty, k(\theta_\infty))$  のみが固定されるため、飽和透水係数  $k_0$  を大きくすると変化率  $a$  も大きくなり、逆に  $k_0$  を小さくすると  $a$  は小さくなる。

よって行われた数値計算の結果は観測データをよく説明しており、設定した土壤特性値の妥当性が一通り確認された(前章参照)。ところが図 40b をみると、異なる土壤特性値でも観測データを説明できることが分かる。両図では飽和透水係数  $k_0$  が 1 桁も離れているのに、どちらも観測データへの一致度は高く、理論曲線の形にも大きな変化は見られない。これは、 $k_0$  と  $a$  の間に以下のようなトレードオフが存在するためである。

5.1.2 節 で述べたとおり、飽和地下水から十分離れた地表付近では体積含水率が一定値  $\theta_\infty$  に漸近しており、不飽和透水係数  $k(\theta_\infty)$  が平均(有効)降水量  $r$  と等しくなっている。

$$k(\theta_\infty) = k_0 \exp \left[ a \left( \frac{\theta_\infty}{n} - 1 \right) \right] = r \quad (76)$$

この式を変形することで、体積含水率の漸近値  $\theta_\infty$  が得られる。

$$\theta_\infty = n \left[ 1 - \frac{1}{a} \ln \frac{k_0}{r} \right] \quad (77)$$

今回対象とした浅間山東部における  $\theta_\infty$  の実測値は約 0.25 であり、式 77 の理論値ともよい一致を見せた。ところで、今回は土壤特性値の組  $(k_0, a, D_0, b, n)$  を求める際、土壤水分分布への理論曲線回帰を行った。ところが地上で観測されている土壤含水率はたかだか  $\theta_\infty \pm 0.05$  程度であり、土壤の取りうる全ての含水率範囲  $0 \leq \theta \leq n$  を観測することはできない。このため、地上観測で特定できる不飽和特性は  $\theta_\infty$  近傍のみであり、式 74 の関係さえ満たせば、観測された含水率プロファイルを説明できてしまうのである。このとき図 41 に示す通り、透水係数の不飽和特性曲線  $k(\theta)$  は点  $(\theta_\infty, k(\theta_\infty))$  のみが固定され、 $k_0$  や  $a$  を自由に選ぶことができる。例えば大きい

Case	$k_0$ [m/s]	$a$
(1)	$2.0 \times 10^{-7}$	6.14
(2)	$6.0 \times 10^{-7}$	9.07
(3)	$2.0 \times 10^{-6}$	12.28
(4)	$6.0 \times 10^{-6}$	15.21
(5)	$2.0 \times 10^{-5}$	18.42

表 3: 土壌特性値 ( $k_0, a$ ) の組。

$k_0$  を設定したければ、式 76 の関係式を満たすように大きな  $a$  を選ばばよい。以上のような理由から、含水率プロファイルへの理論曲線近似だけでは、2 つの土壌特性値 ( $k_0, a$ ) を一意に決めることができないのである。

上述のことを考慮に入ると、今回用いた土壌特性値 (式 48) が実際の土壌を真に表現しているのかを再検証する必要がある。そこで本節では、地下水シミュレーションで土壌特性値を変化させることで、地下水分布がどのように変化するのかを考察する。値を変化させるのは透水係数 (式 74) に関する 2 定数  $k_0, a$  で、表 3 のような 5 組の土壌特性を仮定した。本論文で主に用いた土壌特性値は Case (3) であるが、それ以外の土壌特性値も式 76, 77 を満たしている。

地下水面 図 42 は、飽和透水係数  $k_0$  を 5 種類設定した場合の地下水面  $h(x, y)$  である。大きな  $k_0$  を設定すると、地下水面が低下することが分かる (Case 4, 5)。これはダルシー則 (式 9) で透水係数  $k$  と地下水勾配  $\nabla h$  に反比例の関係が成立し、 $k$  を大きくすると  $\nabla h$  が小さくなるため、その結果地下水面  $h(x, y)$  が下降することによる。一方、 $k_0 \sim 10^{-7}$  [m/s] では地下水面が上昇し、浅間観測所 AVO (標高 1406m) が“水没”してしまっている (Case 1, 2)。しかし実際には、AVO で地下水面は露出していないため、飽和透水係数を  $k_0 < 10^{-7}$  [m/s] に設定することは不適切である。したがって、現実に即した地下水面分布  $h(x, y)$  を再現するには、 $k_0 \geq 10^{-6}$  [m/s] (Case 3-5) が適当である。

地下水高変化 図 43a は、浅間牧場 FRM で予想される 2006 年 7-8 月の地下水高変化である。飽和透水係数  $k_0$  が大きい場合 (Case 4, 5) は降雨応答が小さく、地下水高が元のレベルに戻るまでの時間が短い。これは透水係数が大きくなることで地下水流速が増大するため、地下水が迅速に外部へ流出するためである。一方  $k_0$  が小さい場合 (Case 1, 2)、降雨後の水位上昇高は同程度であるものの、降雨後の水位減少速度が遅くなることが分かる。これは透水係数が小さくなることで地下水流速が遅くなり、地下水の排出効率が悪くなるためである。実際の観測データには年周変動が入っているため、今回求められた理論値にフィッティングを行うことは容易



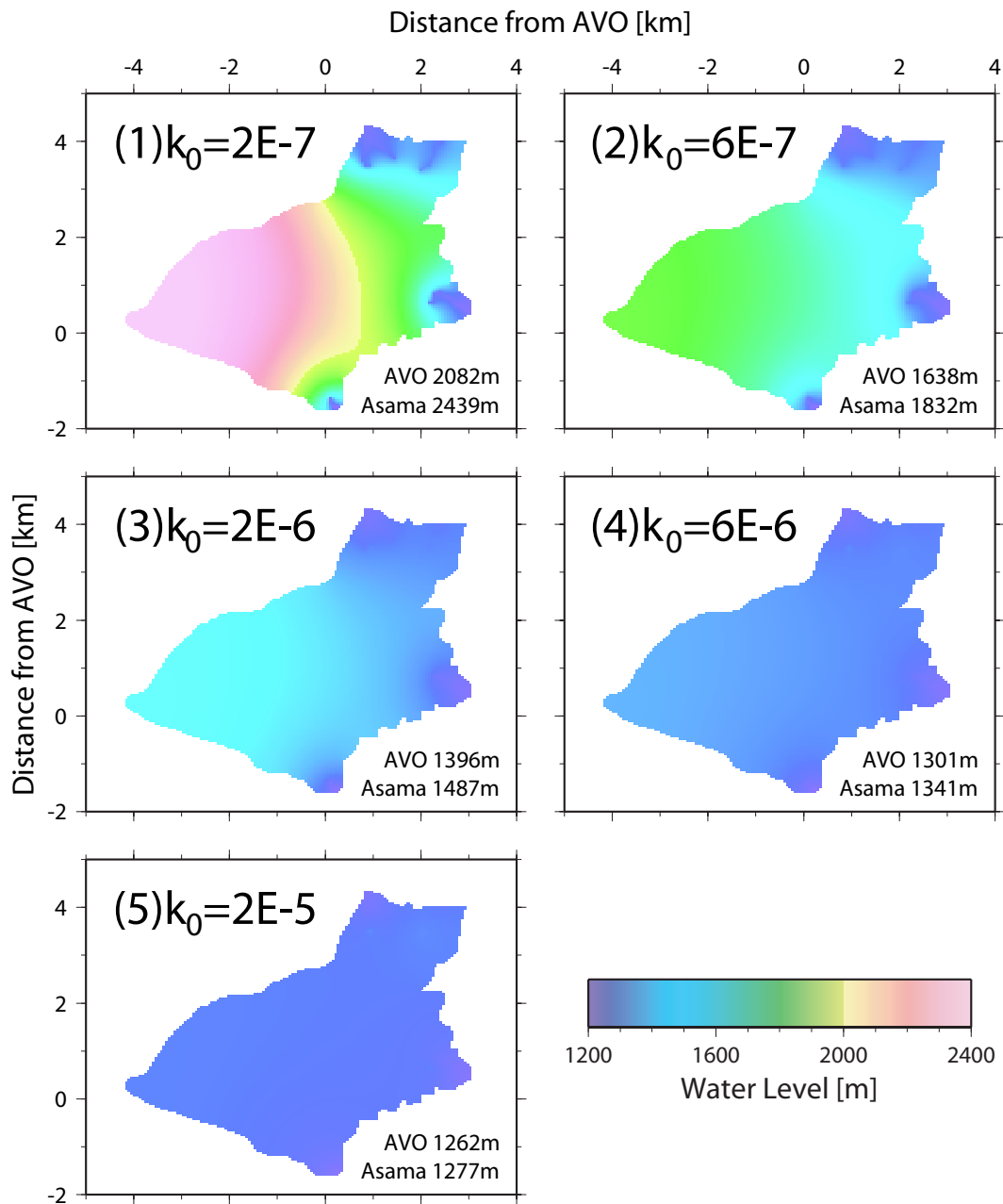
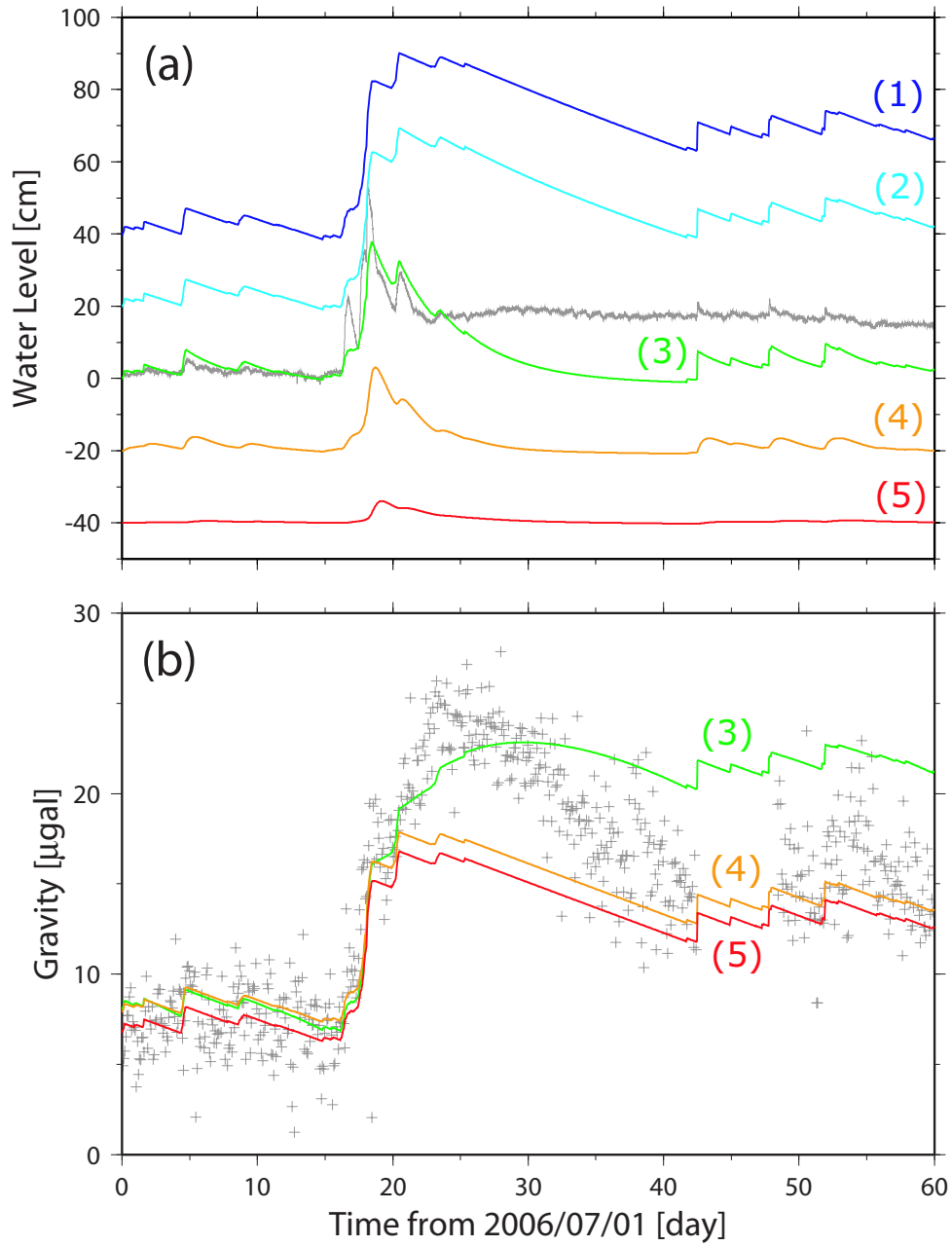


図 42: 異なる飽和透水係数  $k_0$ [m/s] を用いたことによる地下水面分布  $h(x, y)$  の違い。(a)→(e)の順に  $k_0$  が大きくなる。各図の右下には、浅間火山観測所 AVO(標高 1406m)と浅間山山頂(標高 2568m)の地下水高を記している。



Obs.	(3) $k_0=2E-6$
(1) $k_0=2E-7$	(4) $k_0=6E-6$
(2) $k_0=6E-7$	(5) $k_0=2E-5$

図 43: 2006 年 7-8 月の重力変化。灰色が観測値で、他は全て理論値。理論曲線は大きな飽和透水係数  $k_0$ [m/s] になるほど暖色系で表示している。(a) 浅間牧場 FRM における地下水高変化 [cm]。(b) 浅間観測所 AVO における重力変化 [ $\mu\text{gal}$ ]。(a)(b) とも煩雑化を避けるため、適当な値を差し引いて表示している。



図 44: 透水試験器。試料円筒(左)内に土壌を採取し、円筒上部にアダプター(右)を取り付け、試験器本体(中央)に載せて水を注入することで、飽和透水係数  $k_0$  を計測することができる。産業技術総合研究所・安原正也氏提供。

でない。しかしながら、降雨時の水位上昇高や降雨後の減衰のしかたから考えて、 $k_0 \sim 10^{-6}$  [m/s] 程度の飽和透水係数 (Case 3, 4) が最もデータをよく再現していると考えられる。

重力変化 図 43b は、浅間観測所 AVO で予想される 2006 年 7-8 月の重力変化である。Case 1, 2 では AVO が“水没”しているため、重力計算の対象から除外した。Case 3 の場合、降雨時の重力上昇幅は観測データと同程度であるものの、その後の重力減少のトレンドをうまく説明できない。一方、Case 4, 5 の場合は降雨時の重力上昇は観測値の半分程度に留まっているものの、その後の線形的な重力減少は観測データと類似しており、8 月以降の重力値も良く説明できている。このように、どの場合も観測データの特徴をある程度表現しているものの、観測データに一致しない傾向も見られる。これは、5.2.3 節で述べた地下水排出に関する計算上の問題や、地下水流動以外の効果(次節で詳述)が影響していると考えられる。以上のような経緯から、重力変化のみから飽和透水係数  $k_0$  を限定することはやや困難である。しかしながら、重力観測値が Case 3 と Case 4 の間で推移していることを考慮に入れると、 $k_0 \sim 10^{-6}$  [m/s] 程度の飽和透水係数を仮定することで重力観測データの特徴をよく表現できると予想される。

以上のような考察から、「地下水面が AVO の標高を越えない」「地下水高変化をよく説明できる」「重力変化の傾向が観測データと同程度である」の 3 点を満たすためには、飽和透水係数が  $k_0 \sim 10^{-6}$  [m/s] 程度である必要がある。本研究で用いてきた飽和透水係数  $k_0 = 2.0 \times 10^{-6}$  [m/s] (Case 3) もこの範囲内にあり、浅間山東部の平均的な土壌をよく表現しているものと考えられる。今後は実土壌でもこれと同等の  $k_0$  が得られるかを確かめるため、透水試験器(図 44)を用いた透水試験を広範囲で

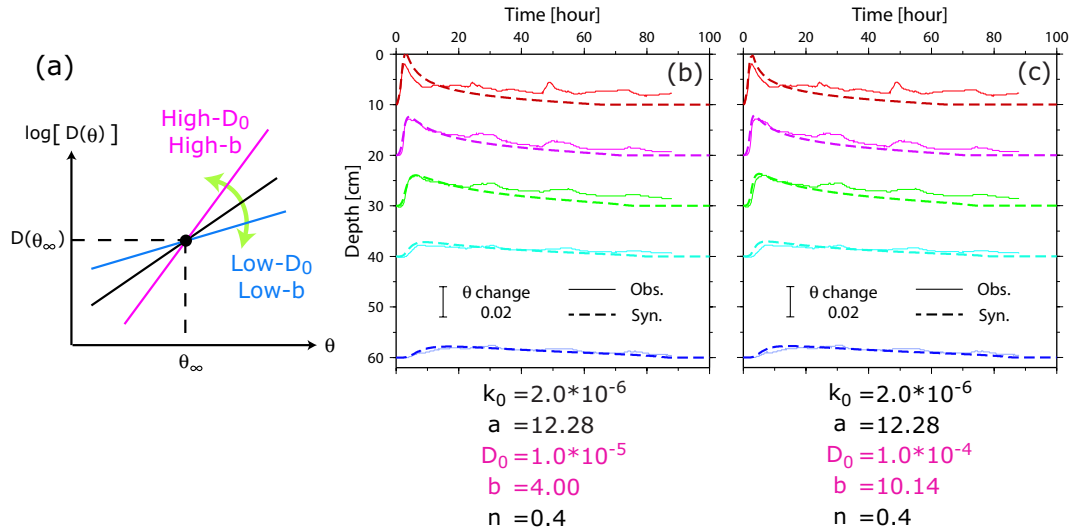


図 45: 水分拡散係数  $D(\theta)$  の不確定性。(a) 地表近傍で観測されている含水率  $\theta_\infty$  の周辺でしか拡散係数を拘束できないため、式 75 で  $D_0$  と  $b$  をともに大きくすれば、地表近傍の拡散係数  $D(\theta_\infty)$  を説明できてしまう。(b) は本研究で主に用いた土壌特性値による観測データへの曲線回帰。(c) は  $D_0$  を 1 桁大きくした場合の曲線回帰。(b) と同様に観測データを良く説明できることが分かる。

行う予定である。また、本論文では大局的な変動様式を把握するため、解析領域中で土壌特性値が空間的に均一であると仮定してシミュレーションを行ってきた。しかしながら、火山体には噴火史に応じた 3 次元的層構造が存在するため、ただ 1 組の土壌特性値だけで実際の土壌や地下水分布を忠実に再現させることは望むべくもない。地質図や透水試験の結果を参考にしながら、土壌不均質の影響を考慮する必要があるだろう。

なお、今回は透水係数の不飽和特性  $k(\theta)$  に注目したが、水分拡散係数の不飽和特性  $D(\theta)$  (式 75) についてもトレードオフが存在することが明らかになっている (図 45a)。拡散係数に関しては、

$$D(\theta_\infty) = D(0.25) \approx 2 \times 10^{-6} [\text{m}^2/\text{s}] \quad (78)$$

さえ満たせば、土壌水分プロファイルを説明できるようである (図 45bc)。飽和拡散係数  $D_0$  を実測することで不飽和特性を 1 つに決めることができるものの、一般に  $D_0$  の観測には困難を要する [e.g., Bruce and Klute, 1956]。そのため地下水学では、透水係数の不飽和特性  $k(\theta)$  から拡散係数の不飽和特性  $D(\theta)$  を自動的に決定できる van Genuchten [1980] の方法が多用されている [e.g., 齋藤ほか, 2004]。今後はこの方法を、本研究の地下水流動計算にも取り入れていきたい。

## 6.4 重力変化

観測精度が数  $\mu\text{gal}$  以下の重力観測では、しばしば降水・地下水に伴う重力変動が観測される [福田ほか, 1996; Bower and Courtier, 1998; Imanishi et al., 2004]。固体地球内部の変動に興味があるとき、地下水起源の重力変化はしばしばノイズとして扱われ、経験的な方法で地下水ノイズ除去が行われてきた [e.g., Bower and Courtier, 1998]。しかし、経験的方法でノイズ除去を行うと固体地球起源の変動も除去してしまう可能性があり、データ解析を行ううえで非常に危険である。

Imanishi et al. [2006] では、降雨後に重力が急減少し、その後直線的に増加することで元のレベルを回復する、という一連の重力変化が観測された。この地下水起源の重力変化を説明するために、この論文では土壌をタンクモデル [菅原, 1979; 田中, 1979] に置き換え、タンク中に溜まった地下水による重力変化を計算している。タンクモデルは地下水流動のイメージを掴みやすいものの、帯水層がタンクに近似できるという証拠は無い。すなわち、このタンクモデルも前述した経験的手法の 1 つでしかなく、実際の土壌中の地下水流動をシミュレートしているわけではない。

Imanishi et al. [2006] で見られたノコギリ歯のような重力変化に関しては、本研究の結果から 1 つの可能性が考えられる。それは、地下水面が深い場所にあるため、不飽和地下水による重力変化が卓越している可能性、である。飽和帯と不飽和帯の重力寄与を別々にプロットした [図 35](#) を見ると、飽和地下水起源の重力変化は降雨に対して滑らかな応答をしているが、不飽和地下水の重力応答はノコギリ型をしているのが分かる。不飽和地下水の重力応答が即時的なのは、不飽和地下水が観測点近傍（すなわち地表付近）に発達しているため、降雨による不飽和地下水の鉛直浸透が即時的に始まるからであり、重力の線形的な減少は不飽和地下水の移動により質量が観測点から遠ざかるためである。Imanishi et al. [2006] は地下観測点のため、重力応答の正負が本研究と逆になるが、本研究と同様のストーリーを想定することでノコギリ型の重力変化を説明できる、と考えられる。

本研究では、地下水学の方程式を測地学の計算に取り入れ、観測値と同程度の地下水起源の重力変化を求めることができた ([図 34](#))。地下水補正を経験的手法に頼ることなく、地下水流動の問題に真正面から取り組んだという点において、本研究には大きな意義があると考えられる。

なお本研究では、地下水が土壌空隙を伝うことで質量移動が生まれる、という基本概念の下に地下水・重力シミュレーションを行ってきた。計算された重力変化は観測データを定性的・定量的に再現しており、地下水の土壌空隙中の移動が重力変化に支配的であることが明らかとなった。しかしながら、実際にはこの他にも、降水による地面・基盤の荷重変形 [Farrell, 1972; Heki, 2001] や、土壌空隙の膨張 [石井

ほか, 1973 ; Munekane et al., 2004; Jahr et al., 2005] による重力変化も予想される。今後はこれらの 2 次的応答にも着目し、重力データをはじめとした各種測地データの降雨応答特性を把握していきたい。

## 6.5 2004 年浅間山噴火時の重力データ

本研究の動機付けの 1 つに、2004 年浅間山噴火時の重力データに地下水補正を施し、火山活動起源の重力変動 [大久保, 2005] を抽出することがあった。本論文ではその前段階として、地下水起源の重力変化を定量化し (式 22)、予想される重力変化を 2006 年夏の重力データと比較した (図 34)。飽和透水係数  $k_0 = 2.0 \times 10^{-6} [\text{m/s}]$  を用いて計算された重力値は、降雨後の重力上昇幅を良く説明しているものの、降雨後の地下水排出プロセスの再現性が悪く、観測データとの間に系統的なずれが見られた。以上の経緯から、本研究で得られた重力変化理論値をそのまま地下水補正として適用することは、いまだ難しい状況である。

しかしながら、本研究の手法を用い、2004 年にどれほどの重力変化が予測されるかを確かめることは非常に興味深い。そこで今回は、理論計算に用いたプログラムやデータセットを活用し、2004 年の浅間山における地下水起源の重力変化を見積もった。境界条件・土壌特性・定常解は同じものを利用し、地表に入力する降雨量のみ 2003-2004 年のデータに変更した。なお 6.3 節の議論から、浅間山東部の平均的な飽和透水係数は  $k_0$  は  $10^{-6} [\text{m/s}]$  程度と予想されたため、表 3 の Case 3, 4 の 2 種類の土壌特性を想定して数値計算を行った。

図 46 は、2004 年 9-11 月の重力変化予想値を観測データと比較したものである。 $k_0 = 2.0 \times 10^{-6} [\text{m/s}]$  (Case 3) の場合を赤色で、 $k_0 = 6.0 \times 10^{-6} [\text{m/s}]$  (Case 4) の場合を緑色で表現している。Case 3 の場合の重力変化理論値は最大  $45 \mu\text{gal}$  で、観測された約  $20 \mu\text{gal}$  の 2 倍程度となっている。これは 5.2.3 節で述べたとおり、本研究で用いたプログラムでは河川流や湧水地点の移動を扱うことができないため、地下水が外部排出されにくい問題が生じていると考えられる。一方 Case 4 の場合は、観測データと同程度の約  $20 \mu\text{gal}$  の重力上昇が予想される。重力変化の形はノコギリ形を示していて、この点も観測された重力変化の傾向を良く説明していることがわかる。2004 年浅間山噴火時においても、2006 年時と同様の透水係数  $k_0 \sim 10^{-6} [\text{m/s}]$  を仮定し、地下水起源の重力変化 (式 22) を求めることで、観測データを定性的かつ定量的に再現できるのである。

6.3 節でも触れたように、地下水起源の重力変化を求める際に重要なことは、飽和透水係数  $k_0$  といった土壌特性値を適切に設定することである。というのも、 $k_0$  を変えると重力変化の振幅が 2 倍程度変わり、重力変化の様子もノコギリ型になった

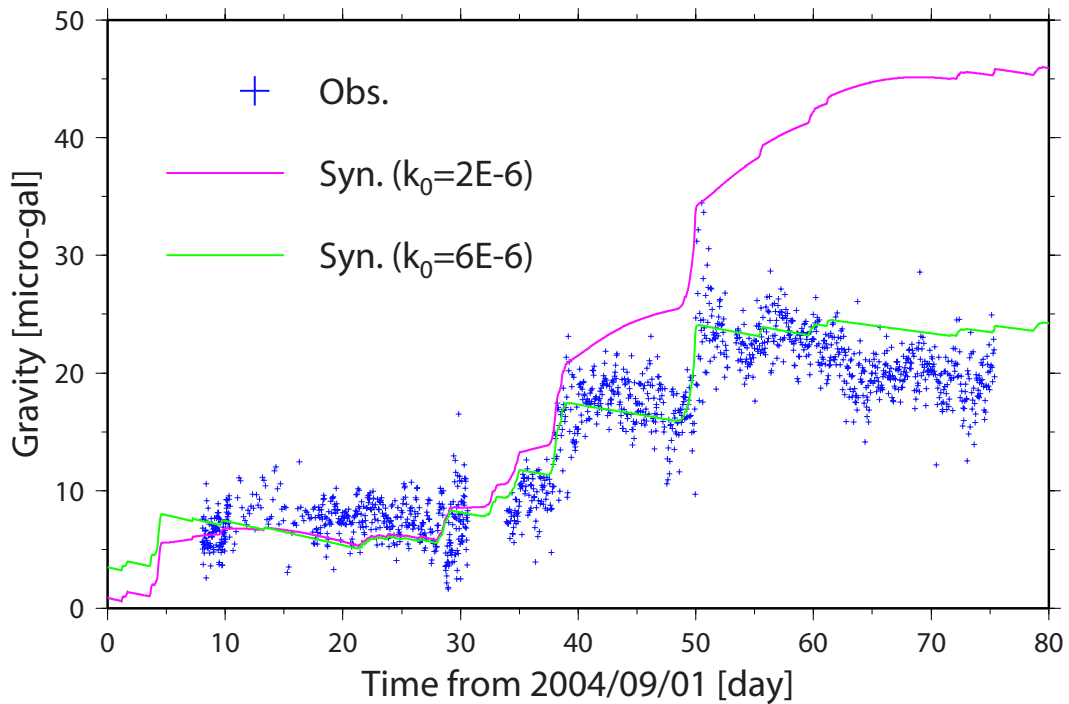


図 46: 2004 年浅間山噴火時の重力変化。青点は絶対重力計 FG5 による観測値。赤線・緑線は地下水シミュレーションで予測された地下水起源の重力変化。飽和透水係数  $k_0$  を  $2.0 \times 10^{-6}$  [m/s] (赤) および  $6.0 \times 10^{-6}$  [m/s] (緑) に設定している。

り滑らかな形になったりするのである (図 43b, 46)。土壌特性を決めるには地下水観測や理論曲線フィッティングが有効であるが、土壌特性値を直接計測することが最も確実である。今後は透水試験器 (図 44) を用いた飽和透水係数  $k_0$  の実測を行うことで、本研究の成果を強固なものにしていきたい。また、地下水面の上昇による湧水地点の移動や、降雨による固体地球の 2 次的変形については、更なる改良・解析を進めていく必要がある。これらの効果が実際の観測データでどれほど支配的なのかを確認したうえで、2004 年に観測された重力変化の地下水補正に努めたい。

## 7 結論・展望

本研究では重力データにおける地下水ノイズを効果的に補正するために、地下水学的背景に基づいたノイズ補正方法を考案した。また、浅間山東部で地下水・重力同時観測を行い、観測データを数値シミュレーションの結果と比較した。その中で、以下のことが明らかになった。

- 土壌中の地下水分布は圧力水頭  $\psi(x, y, z)$  と体積含水率  $\theta(x, y, z)$  で表現でき、これらを重力観測点からの距離に応じて積分することで、地下水分布起源の重力値を再現することができる。
- 数値計算で得られた地下水高  $h(t)$  および体積含水率  $\theta(t)$  は、降雨後に値が急上昇し、その後指数関数的に減少するという点で観測データと定量的に一致する。一方豪雨後の地下水レベル上昇を再現できなかったのは、湧水地点の移動を考慮していなかったためと考えられる。
- 2006年7月豪雨時に予想される地下水分布起源の重力増加量は  $+16\mu\text{gal}$  で、浅間火山観測所で観測された重力変化 ( $+18\mu\text{gal}$ ) に匹敵する。一方豪雨後に予想される重力減少は観測データの2割程度にとどまった。より現実的な地下水排出機構を仮定することで、観測された重力減少を再現できると考えられる。
- 「平坦な基盤面」「空間的に均一な土壌特性」という簡単なモデルでも9割もの重力増加量を説明しうる。モデルの不均質を考慮することで、観測データをより忠実に再現し、補正值として重力データに適用することが可能になる。
- 地下水起源の重力変化を計算する際に重要なのは、実土壌に見合った飽和透水係数  $k_0[\text{m/s}]$  を設定することである。 $k_0$  を決定するには地下水データへの理論曲線フィッティングでは不十分であり、透水試験による実観測が必要である。

今後は本研究を発展させることで、測地学的データに含まれる地下水ノイズを効果的に補正し、2004年浅間山噴火の噴火プロセスをはじめとした固体地球内部の変動を明らかにしていきたい。具体的には浅間山を対象領域として以下のような問題点を解決し、地下水補正方法の確立に努めたい。

- 飽和透水係数  $k_0$  の実観測による、浅間山東部の土壌浸透特性値の特定およびその3次元的不均質の把握。
- 河川流の存在や湧水地点の移動が地下水・重力データに及ぼす影響の定量化。
- 地震学および電磁気学的データを活用した、基盤面  $h_b(x, y)$  や地下水面  $h(x, y)$  の2次元分布の把握。
- 土壌膨張や降雨荷重変形による固体地球変形の発生メカニズムの解明と、その観測的実証。



## 謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの皆様にご協力いただきました。東京大学地震研究所浅間火山観測所・小山悦郎氏には、浅間山におけるあらゆる観測について助言・ご協力を頂きました。浅間観測所における重力観測では、東京大学地震研究所地球計測部門の皆様にご協力いただきました。井戸作成や地下水データ観測に当たっては、東京大学大学院新領域創成科学研究科・徳永朋祥助教授と徳永研究室の皆様、および群馬県浅間家畜育成牧場の皆様にご協力いただきました。地下水データの解釈や今後の研究方針については、産業技術総合研究所深部地質環境研究センター・安原正也氏の助言が非常に有益でした。浅間山電磁気探査の結果解釈やデータ提供につきましては、東京工業大学相澤広記氏・東京大学地震研究所小山崇夫氏にご協力いただきました。また、東京大学地震研究所の皆様につきましては、日々の議論が非常に有益であり、研究を行ううえで数多くのヒントを頂きました。ここに記して感謝いたします。

なお、図の作成にあたっては GMT [Wassel and Smith, 1995] およびカシミール 3D [杉本, 2002] を使用させていただきました。

## 参考文献

- [1] 赤松純平・駒澤正夫, 京都盆地の地盤震動特性と重力基盤, 京都大学防災研究所年報, 46B, 929-935, 2003.
- [2] Aki, K., and P. Richards, Quantitative Seismology: theory and methods, W. H. Freeman, pp. 932, 1980.
- [3] Aoki, Y., P. Segall, T. Kato, P. Cervelli and S. Shimada, Imaging Magma Transport During the 1997 Seismic Swarm off the Izu Peninsula, Japan, Science, 286, 927-930, 1999.
- [4] 青木陽介・渡辺秀文・小山悦郎・及川純・森田裕一, 2004-2005年浅間山火山活動に伴う地殻変動, 火山, 50, 575-584, 2005.
- [5] Aoki, Y., M. Takeo, H. Aoyama, J. Fujimatsu, S. Matsumoto, H. Miyamachi, H. Nakamichi, T. Ohkura, T. Ohminato, J. Oikawa, R. Tanada, T. Tsuji, K. Yamamoto, M. Yamamoto, H. Yamasato and T. Yamawaki, Active source seismic experiment in Asama Volcano, Japan, Seis. Res. Let., submitted, 2007.
- [6] Aramaki, S., Geology of Asama volcano, Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, 14, 229-443, 1963.
- [7] 荒牧重雄, 浅間火山地質図, 地質調査所, 火山地質図 6, 1993.
- [8] 浅間山電磁気構造探査グループ, 浅間山の電磁気構造探査 (AMT) 観測序報, 日本地球惑星科学連合 2006年大会予稿集, V101-P018, 2006.
- [9] Bower, D. R. and N. Courtier, Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian Absolute Gravity Site, Phys. Earth Planet. Int., 106, 353-369, 1998.
- [10] Bruce, R. R. and A. Klute, The Measure of Soil Moisture Diffusivity, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 20, 458-462, 1956.
- [11] Darcy, H., Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris, 1856.
- [12] Fabian, M. and H. J. Kämpel, Poroelasticity: observations of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping, Journal of Hydrology, 281, 187-205, 2003.

- [13] Farrell, W. E., Deformation of the Earth by Surface Loads, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 761-797, 1972.
- [14] Fujimori, K., H. Ishii, A. Mukai, S. Nakao, S. Matsumoto and Y. Hirata, Strain and tilt changes measured during a water injection experiment at the Nojima Fault zone, Japan, *The Island Arc*, 10, 228-234, 2001.
- [15] 福田洋一・馬渡秀夫・由佐裕紀・T. Hunt, 精密重力測定による別府地域の地下水変動の研究, *測地学会誌*, 42(2), 85-97, 1996.
- [16] 古屋正人・大久保修平・田中愛幸・孫文科・渡辺秀文・及川純・前川徳光, 重力の時空間変化でとらえた三宅島2000年火山活動におけるカルデラ形成過程, *地学雑誌*, 110(2), 217-225, 2001.
- [17] Gardner, W. R. and M. S. Mayhugh, Solutions and Tests of the Diffusion Equation for the Movement of Water in Soil, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 22, 197-201, 1958.
- [18] 萩原幸男, *地球重力論*, 共立出版, pp. 242, 1978.
- [19] Haitjema, H. M., *Analytic Element Modeling of Groundwater Flow*, Academic Press, pp.394, 1995.
- [20] Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, Vol. 386 (6625), 595-598, 1997.
- [21] Heki, K., Seasonal Modulation of Interseismic Strain Buildup in Northeastern Japan Driven by Snow Loads, *Science*, 293, 89-92, 2001.
- [22] 市川正巳, *水文学の基礎*, 古今書院, pp. 310, 1973.
- [23] Imanishi, Y., T. Sato, T. Higashi, W. Sun and S. Okubo, A Network of Superconducting Gravimeters Detects Submicrogal Coseismic Gravity Changes, *Science*, 306, 476-478, 2004.
- [24] Imanishi, Y., K. Kokubo and H. Tatehata, Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan, *J. Geodyn.*, 41, 221-226, 2006.
- [25] 石井紘・佐藤俊也・立花憲司, 秋田地殻変動観測所における地殻変動観測(2) —降雨による地殻ひずみについて—, *測地学会誌*, 19(3), 135-144, 1973.

- [26] Jahr, T., G. Jentzsch, H. Letz and M. Sauter, Fluid injection and surface deformation at the KTB location: modelling of expected tilt effects, *Geofluids*, 5, 20-27, 2005.
- [27] 気象庁, 平成 18 年 7 月豪雨 (速報), [http://www.kishou.go.jp/know/saigai\\_link.html](http://www.kishou.go.jp/know/saigai_link.html), pp. 8, 2006.
- [28] 気象庁, 浅間山平成 18 年 (2006 年) 年報, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/tokyo/volcano.html>, pp. 15, 2007.
- [29] 気象庁電子閲覧室, 昨日までのデータ (統計値), <http://www.data.kishou.go.jp/etrn/>, 2007.
- [30] 国土地理院, 数値地図 50m メッシュ (標高), 日本-2, 1997.
- [31] 国土地理院, ウォッチず, <http://watchizu.gsi.go.jp/>, 2007.
- [32] 国土交通省河川局, 地下水位年表 (平成 16 年), 日本さく井協会, 31, pp. 636, 2006.
- [33] 国土交通省土地・水資源局国土調査課, 全国地下水資料台帳, <http://tochi.mlit.go.jp/tockok/tochimizu/F9/download.html>, 2006.
- [34] 国立天文台, 理科年表 平成 19 年, 丸善, pp. 1056, 2006.
- [35] Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe, 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, 2000.
- [36] Miller, J. D. and G. J. Gaskin, ThetaProbe ML2x: Principles of operation and applications, MLURI Technical Note, 2nd ed., pp. 20, 1999.
- [37] 宮崎毅, 斜面における不飽和流, *土と基礎*, 29(12), 55-62, 1982.
- [38] 向井厚志・竹本修三・福田洋一・東敏博, 京都の重力観測値に含まれる長周期変化, 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会予稿集, Db-P001, 1999.
- [39] Munekane, H., M. Tobita and K. Takashima, Groundwater-induced vertical movements observed in Tsukuba, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12608, 2004.

- [40] 中野政詩, 土の物質移動学, 東京大学出版会, pp. 189, 1991.
- [41] 西垣誠, 地下水学 (講義資料), [http://gw.civil.okayama-u.ac.jp/gel\\_home/index\\_j.html](http://gw.civil.okayama-u.ac.jp/gel_home/index_j.html), pp. 62, 2005.
- [42] 及川純・鍵山恒臣・田中聡・宮町宏樹・筒井智樹・池田靖・瀧山弘明・松尾訓道・西村裕一・山本圭吾・渡辺俊樹・大島弘光・山崎文人, 人工地震を用いた富士山における構造探査, 月刊地球, 号外 48, 23-26, 2004.
- [43] 大久保修平・高木朗充・新谷昌人・松本滋夫・福井敬一・孫文科, 富士山頂における絶対重力測定, 月刊地球, 号外 48, 56-61, 2004.
- [44] 大久保修平, 重力変化から火山活動を探る—観測・理論・解析—, 火山, 50(特別号), S49-S58, 2005.
- [45] Penman, H. L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc., London, A, 193, 120-145, 1948.
- [46] 齋藤雅彦・川谷健, 3次元斜面における降雨浸透過程の数値シミュレーション, 建設工学研究所論文報告集, 46, 79-88, 2004.
- [47] 佐藤邦明・岩佐義朗, 地下水理学, 丸善, pp. 319, 2002.
- [48] 関口武, 気候的に見た日本各地の水の過不足, 地理評, 23, 209-220, 1950.
- [49] 関口武・吉野正敏, 日本の流域別水収支様式, 地理評, 26, 110-121, 1953.
- [50] Shichi, R. and A. Yamamoto, Gravity Research Group in Southwest Japan, Bull. Nagoya Univ. Museum, Special Report, No. 9, 2001.
- [51] 菅原正巳, 続・流出解析法, 共立出版, 水文学講座別巻, pp. 269, 1979.
- [52] 杉本智彦, カシミール 3D 入門, 実業之日本社, pp. 147, 2002.
- [53] 鈴木秀和・田瀬則雄, 名水を訪ねて (52) 浅間山麓の名水, 地下水学会誌, 43(1), 43-49, 2001.
- [54] Suzuki, H, Chemical and isotopic compositions of spring water around Asama volcano, Central Japan, Sci. Rep. Inst. Geoscience Univ. Tsukuba, A, 24, 51-70, 2003.
- [55] 高橋稠・後藤隼次・菅野敏夫, 長野・群馬県湯川および吾妻川上流域水理地質図, 地質調査所, 日本水理地質図 23, 1974.

- [56] Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe and M. Ishiguro, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, 104, 507-516, 1991.
- [57] 田中寅夫, 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, 1979.
- [58] Thornthwaite, C. W., An approach toward a rational classification of climate, *Geograph. Rev.*, 38, 55-94, 1948.
- [59] Topp, G. C., J. L. Davis and A. P. Annan, Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resour. Res.*, 16, 574-582, 1980.
- [60] Tóth, J., A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada, *J. Geoph. Res.*, 67, 4375-4387, 1962.
- [61] 植野利康・石原慶一・山内扶美・斎藤庸・田中柔・平田潔, 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, 1998.
- [62] van Genuchten, M. T., A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20, 892-898, 1980.
- [63] Wessel, P., and W. H. F. Smith, New version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 76, 329, 1995.
- [64] Whalley, W. R., Consideration on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content, *J. Soil Sci.*, 44, 1-9, 1993.
- [65] White, I., J. H. Knight, S. J. Zegelin and G. C. Topp, 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, 1994.
- [66] William, A. J., and R. Horton, *Soil Physics* (6th edition), Wiley, pp. 384, 2004.
- [67] Yamamoto, S., *Volcano Body Springs in Japan*, Kokon-shoin, pp. 264, 1995.