

詳細な土壌水動態に基づく地下水位解析を組み込んだ

陸面過程モデルの開発

塩尻 大也

要旨

世界の人口は近年急激に増加しており、それに伴い水需要も増加している。水不足が発生する危険が増している中、持続可能な水利用を行なってゆくことが重要である。広く利用されている地下水資源は涵養される以上の過剰な取水が長期的に行われることで枯渇しうる水資源であり、持続可能な水利用を行ってゆく上で地下水資源の持続可能性評価は重要である。そこで全球規模で地下水資源の持続可能性評価が可能な、様々な全球陸域水循環モデルが近年開発されている。しかしそれらのモデルの精度検証には、陸域総貯水量や河川流量、あるいはモデル出力同士の比較などが用いられ、地下水について解析するモデルであるにも関わらず地下水位そのものの精度評価はほとんど行われてこなかった。

本研究ではこれまで地下水資源が考慮されていなかった全球陸域水循環モデルを改良し、地下水を可能とすることを目的とする。これまで他の研究では観測井戸による地下水位データを用いた地下水位そのものの精度検証が不足していることを踏まえ、本研究では観測井戸による詳細な地下水位の再現に重点を置いたモデル開発を行う。

まず本研究では他の研究で用いられている地下水解析手法を実装することで、地下水位の再現が可能か確認する。そのモデルはそれぞれの解析対象グリッドに地下水貯水槽が設置され、地下水涵養量と地下水取水量の差によって地下水貯留量変動するという手法である。地下水資源の持続可能性は地下水貯水量を基に評価される。また地下水涵養量は陸面過程モデルにより出力される基底流出量の一部として算出される。このモデルにより非持続可能な地下水取水を行う地域の可視化には成功したものの、その値自体の評価は難しかった。また地下水涵養量の基底流出量のうちに占める割合を、GRACEによる陸域総貯水量(TWS)の変動成分の観測データを用いた検証を通して算定しようと試みたものの、有効な結果は得られなかった。それは計算された陸域総貯水量は入力となる降水量の精度に影響を受けやすく、またモデルではGRACEの観測データに見られる地球温暖化による氷河融解や地下水の過剰取水による陸域総貯水量の継続的な現象を再現できないためだと考えられる。

地下水貯水槽を設置し地下水涵養量を基底流出量の一部として算定する手法での地下水位解析は難しく、より地下水面付近の水分動態を現実に即した形で表現するモデルか手法を採ることとする。そこでそのような手法を用いる他の研究での支配方程式について解析的に検証を行ったところ、地下水面直上の不飽和層の土壌水分量の実情に即した形での再現が難しいことがわかった。このために既往のモデル化手法では地下水位の詳細な再現が難しく、本研究では地下水位の詳細な再現のために、地下水面直上の不飽和層の土壌水分移動を可能な限り正確に表現可能なモデル化手法をとることとする。

ここで本研究では陸面過程モデルSiBUCを改良し、地下水位を診断変数に加える。そのためにSiBUCでは土層が3層構造であったものに、さらに土層第4層を追加する。第4層

は SiBUC の土層の最下端から地下水面までの範囲に位置する，地下水面直上の不飽和層である．このモデルを SiBUC-GW と呼称する．SiBUC-GW の第 4 層内での支配方程式として質量保存則を用いる．しかし第 4 層の層厚は地下水位の変動とともに変化するため，質量保存則 1 式に対し未知変数が層厚と土壌水分量の 2 つとなり，この 1 式だけでは解くことができない．したがってこれら未知変数間の適切な関係式を新たに設定することが求められる．

質量保存則内の未知変数である土壌第 4 層の土壌水分量と層厚の関係式を導き出すため，土層を多層に分割し詳細な土壌水分分布を解析可能な多層モデルを開発し，それを用いた仮想的な数値実験を行う．湛水状態から外力として排水のみを与える実験を行った結果，未知変数間の関係はシグモイド関数によって近似できることが分かった．このシグモイド関数と質量保存則を連立することで，SiBUC-GW によって地下水位を解くことが可能となる．

実際に SiBUC-GW により湛水状態からの排水実験の再現を行ったところ，多層モデルによる結果を再現することが確認された．さらに 1 時間おきの観測地下水位も SiBUC-GW によって精度良く再現することができた．したがって従来のモデルでは行われてこなかった地下水位の詳細な再現を達成することができた．

目次

第1章 序論.....	1
1.1 本研究の背景.....	1
1.1.1 水需要の増加.....	1
1.1.2 地下水資源の枯渇.....	3
1.2 本研究の目的.....	5
1.2.1 既往の全球モデルによる水資源量解析.....	5
1.2.2 本研究で用いる全球陸域水循環モデル.....	6
1.3 論文の構成.....	6
第2章 モデル改良による地下水位解析は可能か.....	8
2.1 モデル全体像.....	8
2.2 陸面過程モデル SiBUC.....	9
2.2.1 土壌水分移動に関する支配方程式.....	9
2.2.2 使用する入力データ.....	10
2.3 河道流下過程モデル.....	11
2.3.1 河道流量の追跡手法.....	11
2.3.2 kinematic-wave 法と SiBUC との結合方法.....	11
2.4 仮想的な地下水貯水槽の設置による地下水の持続可能性評価.....	12
2.4.1 解析手法.....	12
2.4.2 入力データ.....	13
2.4.3 地下水位の持続可能性推定結果.....	13
2.5 GRACE との比較を通じた地下水涵養量の推定は可能か.....	15
2.6 地下水位を診断変数に加える手法.....	19
第3章 既往研究で用いられている地下水モデル表現についての検討.....	22
3.1 地下水涵養量をパラメタライズし地下水貯水槽を別個に設定する手法.....	22
3.2 陸面過程計算において地下水位を診断変数の1つとして組み込む手法.....	24
3.2.1 地下水位を解くことの難しさ.....	24
3.2.1 他のモデルで用いられる手法.....	25
3.2.2 2次元地中モデルと結合した SiBUC で用いられる手法.....	25
3.2.3 既往研究による地下水位変化を表す式の解析的検証.....	26
第4章 リチャーズ式による多層モデルを用いた数値実験.....	30

4.1	リチャーズ式.....	30
4.1.1	連続式.....	30
4.1.2	ダルシー則.....	31
4.1.3	リチャーズ式の導出.....	32
4.1.4	リチャーズ式の離散化.....	33
4.1.5	外力を考慮する場合の式.....	35
4.2	仮想実験によるモデル動作検証.....	36
4.2.1	平衡状態への到達.....	36
4.2.2	湛水状態からの排水条件下でのモデル動作確認.....	38
4.3	湛水状態からの排水過程で見られる地下水位と第4層平均土壌水分量の関係.....	39
4.3.1	実験結果.....	39
4.3.2	シグモイド関数の実験結果へのフィッティング.....	41
4.3.3	層厚を変更した場合の実験結果.....	44
4.4	地下水位観測データへのモデルの適用と検証.....	46
4.4.1	SiBUC と結合した多層モデルを用いた地下水位観測データの再現手法.....	46
4.4.2	パラメータ最適化の結果.....	47
第5章	地下水モデルの実装方法.....	51
5.1	SiBUC-GW による地下水位診断手法.....	51
5.1.1	基礎方程式.....	51
5.1.2	反復計算による数値解法.....	52
5.1.3	SiBUC-GW での土壌水に関する支配方程式.....	54
5.1.4	地下水面が第3層下端より上に存在する場合.....	57
5.2	地下水位を考慮した SiBUC の適用.....	62
5.2.1	湛水条件からの排水過程の再現.....	63
5.2.2	地下水位観測データを用いた SiBUC-GW の検証.....	67
5.3	まとめ.....	74
第6章	結論.....	75
6.1	まとめ.....	75
6.2	今後の展望.....	76

第1章 序論

1.1 本研究の背景

1.1.1 水需要の増加

2020年現在、世界の人口は約78億人とされている。図1-1に1950年以降の世界の人口とその将来予測値が示されている。1950年には世界の人口は約25億人であったものが、1987年には50億人を突破、1998年には60億人を超え2011年には70億人に達している。現在世界の人口はすさまじいスピードで増え続けており、そう遠くないうちに80億人、90億人の大台を突破するものと予想されている。

これまで歴史的に水需要量は人口や経済の発展に伴い年々増加してきており、近年の著しい人口増加や経済発展によって水需要量も大幅に増加している。図1-2では1900年を基準とした人口と取水量、水消費量の増加率が表されているが、取水量と水消費量は人口の2倍のペースで増加してきたことが分かる[Shiklomanov, 1999]。そのような中、図1-1にあるように世界の人口は急激に増加し続け、2050年には100億人をも突破する可能性があるという予測がなされており、この急激な増加に伴って水需要が増加した場合、増加した需要を満たせるだけの水資源が無く深刻な水不足に陥ってしまう状況が世界の各地で起こる可能

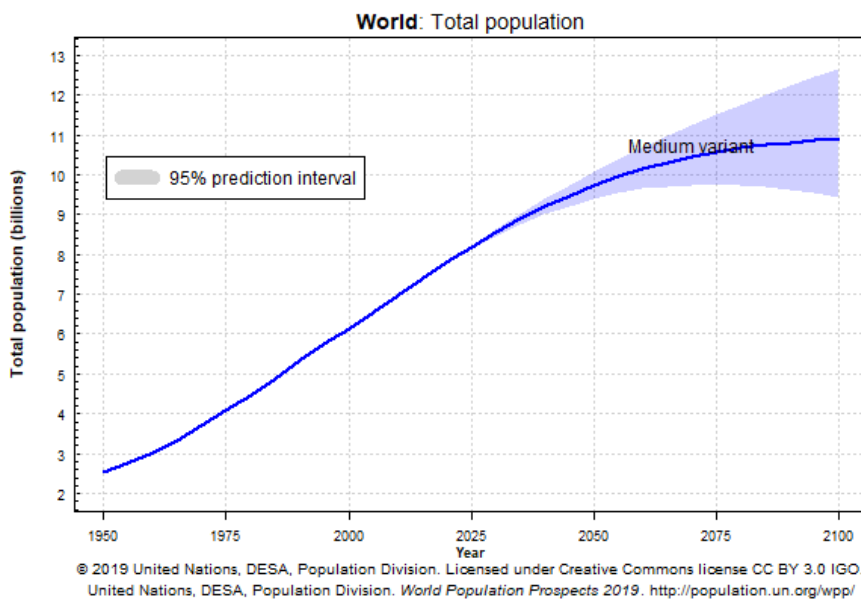


図1-1 1950年からの人口増加
(United Nations, World Population Prospects 2019 より引用)

性が高いことが懸念される。人口増加によって水需要量が増大するのは、増えた人口分の生活用水がより多く必要となることも原因の一つである。しかしより大きな原因として食糧需要量が大きく増加してしまうことが挙げられる[Shiklomanov, 2000]。例えば 1kg のトウモロコシを生産するには、灌漑用水として 1,800 リットルの水が必要であり、また牛肉 1kg を生産するためには、牛は穀物を大量に消費して育つため、約 20,000 リットルもの水が必要とされる[Oki and Kanae, 2004]。十分な食糧を生産するためには、人間が生活用水として消費するよりはるかに多い量の水が必要なのである。ここで図 1-3 では農業、工業、生活用水のそれぞれのセクターごとの水使用量の増加過程とその予測が示されているが、農業用水の水使用量は他の二つと比べて非常に大きい。さらに世界の取水量の約 67%、水消費量の約 87%が灌漑用水であり、非常に大きな割合を占めている[Shiklomanov, 1997]。したがって将来水不足が世界各地で発生した場合、農業用水が不足することにより増加した人口を賄うための食糧生産に対して非常に大きな打撃を与えることとなる。

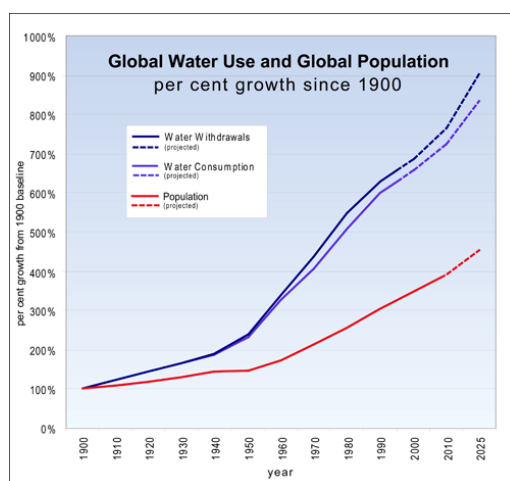


図 1-2 1900 年基準の世界の水使用量と人口増加(点線は予測値) [Shiklomanov, 1999]

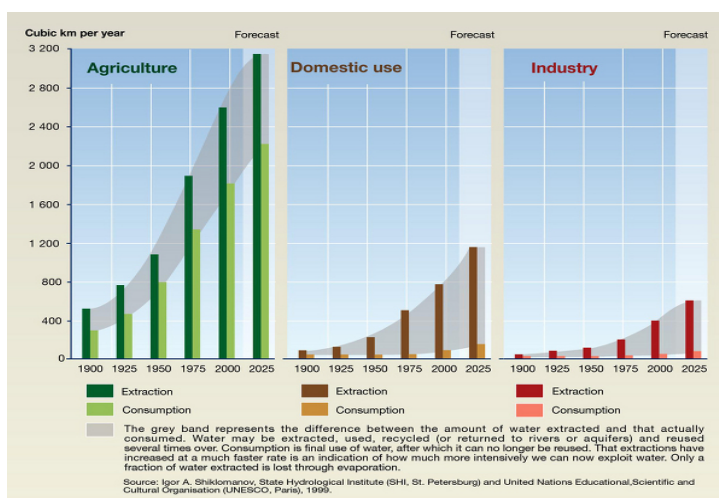


図 1-3 農業、生活工業、用水の使用量の歴史的な伸びと予測[Shiklomanov, 1999]

1.1.2 地下水資源の枯渇

実際に世界の取水量・水使用量において農業用水は非常に大きな割合を占めていることから分かるように、農業をするためには多量の水が必要である。したがって農業は安定的に、安価に水資源が確保できる土地で行われることが望ましい。さらに作物の成長には十分な日射と温暖な気候が必要であるし、経済性の面から一度に多く農作物を生産可能な広い農地を確保できる平野が好まれる。これらの条件に合致する地域として、例えばアメリカ中央部のグレートプレーンズや中国の華北平原、またインドとパキスタンの国境にまたがるパンジャブ平原等が挙げられる。これらの共通点は世界最大規模の穀倉地帯であることと共に、過剰な地下水取水が行われているということである [McGuire, 2017; 近藤ら, 2001; 藤原, 1978]。乾燥帯・半乾燥帯に属するこれらの地域は温暖であり広大な土地もあるものの、降水量が少ないため十分な地表水は得られない。一方地下には巨大な帯水層が存在するため、そこから地下水をくみ上げることで安定して水資源の供給ができるのである。しかし地下水を汲み上げる量が涵養量を上回ることによって地下水位が低下してきており、それによって地盤沈下が発生している。一度地盤が沈下してしまえばその分は二度と涵養されない。もし地下水が枯渇すればその地域での灌漑は現状のままでは不可能となるため、非常に深刻な問題である。特に中国とインド、アメリカの3か国で世界の穀物生産量の半分を生産している中で、華北平原では中国の小麦の半分以上、トウモロコシの3分の1を生産しており、そこでの地下水位の低下速度は10年間で平均 1.5m/year から 3m/year にまで上がっている [Brown, 2003]。この低下速度が継続し帯水層が圧密され涵養されなくなってしまう



図1-4 カリフォルニア、メンドサ付近の San Joaquin Valley において撮影された地盤沈下 (Pictured is Dr. J.F. Poland; photograph by R.L. Ireland, USGS, ca. 1977) [Galloway and Burbey, 2011]

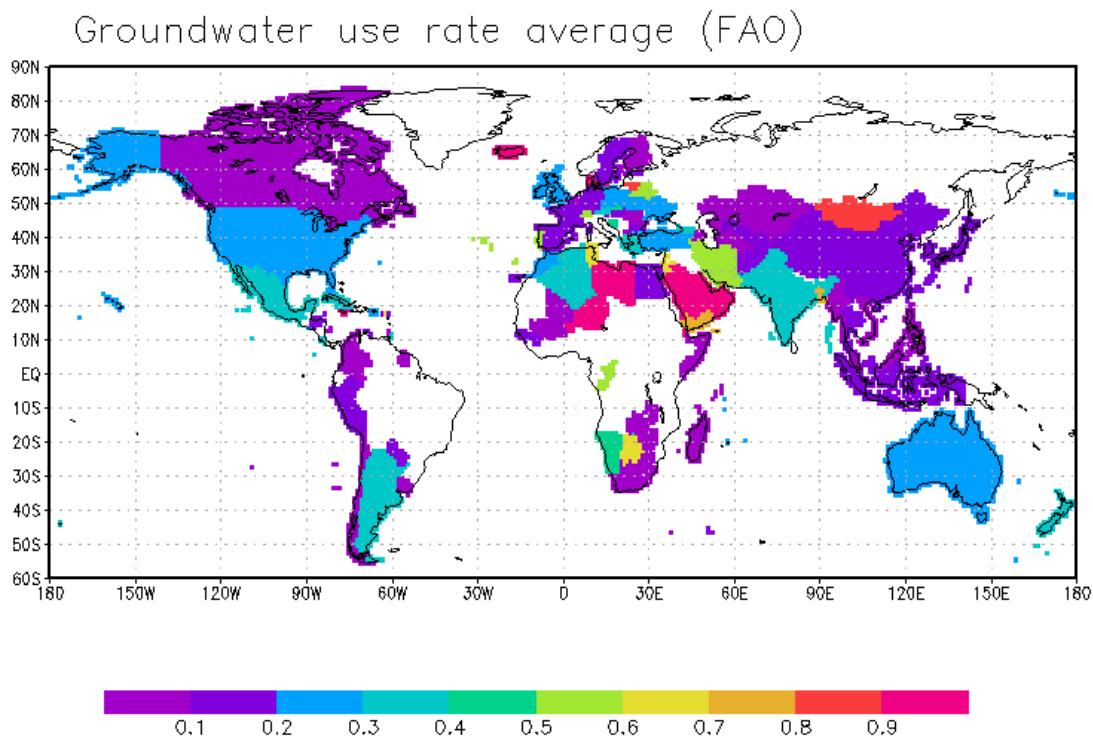


図 1-5 地下水取水率

(データの無い国では地下水取水率は0として表示していない)

と、世界の食糧供給への大きな打撃となり、今後人口が増加してゆく中で深刻な食糧不足が発生する危険もある。

またこれらの地域だけでなく、例えばアメリカで農業生産額が最も大きいカリフォルニア州でも地下水低下は起こっており、例えば図 1-4 では 1925 年から 1977 年の間に約 9m も地盤が沈下してしまったことを示している。他にもサウジアラビアやその周辺の砂漠の国では表層水が少ないため、取水源をほとんど地下水に依存している。国別統計データ AQUASTAT から得られる地下水取水量と総取水量のデータから国別の地下水取水率を計算したものを図 1-5 に示すが、それらの砂漠の国での値は他の国と比べても群を抜いて高いことが分かる。このような中東周辺の砂漠の地域やグレートプレーンズではセンターピボット方式での農業が広く行われている。この手法は地下水をくみ上げる井戸を中心に散水用のアームを伸ばし、円を描くようにして水を撒いて作物を栽培するものである。明らかに作物の栽培に不適な土地であるところを、多量の地下水を消費することで補っている。実際にこのような地域では一度取水すると二度と涵養されない地下水を用いた、非持続可能な取水が行われており、地下水資源の枯渇が問題視されている。

以上に述べたように地下水位低下、地下水資源の枯渇は現在でも深刻な問題となっている。しかし現在の世界の食糧生産は地下水によって支えられている部分も大きく、地下水の利用を取りやめることも難しい。そんな中少しでも地下水資源枯渇の進行を食い止めるためには、地下水の持続可能性を適切に評価し、無理のない範囲で地下水への負担を減らして

ゆくほかない。

1.2 本研究の目的

水不足問題の深刻化が懸念される中、それを回避するためには適切な水資源管理を行ってゆく必要がある。そのためのツールとして、様々な全球陸域水循環モデルが開発されてきた。これまで地下水資源の持続可能性評価が可能なモデルは少なかったが、近年ではそれが可能なモデル開発も行われてきている。

本研究でも既存の全球陸域水循環モデルを改良することで、地下水に関する解析も可能とすることを試みる。全球陸域水循環モデルを用いて地下水資源の持続可能性を評価するためには、地下水の取水量が涵養量と比較して過剰であるかどうかを判断しなければならない。適切な持続可能性評価には地下水涵養量を正確に解析できることが重要であり、本研究では特にその点に重点を置いたモデル改良を行う。

1.2.1 既往の全球モデルによる水資源量解析

本研究では全球陸域水循環モデルの改良を行うが、既往の全球水資源モデルとして代表的なものに、H08 [Hanasaki *et al.*, 2008a, 2008b, 2018] や WaterGAP [Alcamo *et al.*, 2003; Döll *et al.*, 2012], PCR-GLOBWB [Van Beek and Bierkens, 2008; Wada *et al.*, 2011], MAT-GW [Koirala *et al.*, 2014]あるいは HiGW-MAT [Pokharel *et al.*, 2012, 2015] 等が挙げられる。これらの研究では地下水取水の影響が考慮されており、どのような地域で地下水資源の枯渇が起こっているかを推定している。

しかしながらその結果の正しさを確かめることは難しい。なぜなら地下水を直接観測するためには観測井戸を設けて水位を測る他なく、それでは点での情報しか得られない一方、全球規模の解析でのグリッド単位は一般に 0.5 度格子と広く、面での情報が必要となるからである。人工衛星によって観測されるデータを用いれば面での情報を得ることができるが、地下水資源量変化を捉えることのできる衛星データは、GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)のみである。これは対になった衛星が互いの速度と間隔を測定し、その変化を捉えることで地球上での重力異常を検知するものであり、処理を加えることで重力異常の TWS (Terrestrial Water Storage) の変化による成分だけが分離される。TWS はグリッド内に存在するすべての水の質量であり直接地下水が観測されているわけではないが、過剰な地下水取水により地下水位が低下するとその分 TWS は減少するため、地下水資源量の観測データとして利用可能なのである。しかしながら誤差が含まれる場合があり、また解像度が実質的に約 300km と非常に粗いという課題も持っている。

このように地下水の解析結果を検証できる観測データが不足しているため、結果の妥当性を示すためにモデル出力の比較が一般的に行われる。しかし地下水に関して全球規模で行われた解析はそれほど多くないため、解析結果のとるべき妥当な範囲は大まかにしか分かっておらず、新たなモデルを用いて全球規模での地下水資源量解析が行われることが期待されている。

以上のような背景から本研究ではこれまで地下水を考慮していなかったモデルの改良に取り組み、世界の地下水資源の現状・問題をより正確に把握しようとする取り組みに貢献することを目的とする。

また従来 of 全球規模での地下水を解析するモデルでは、モデルの検証には GRACE ばかりが用いられ、豊富に存在する地下水位の井戸での観測データは精度検証のためにはほとんど利用されていない。そこで本研究では地下水位の観測データを用いた検証を基にしたモデル構築を行うことを目標とする。

1.2.2 本研究で用いる全球陸域水循環モデル

本研究で用いる全球陸域水循環モデルは小槻ら[2012]や小槻[2013]によって開発されたものを基本として改良を加えたものである。モデル詳細については次章で解説するが、本研究で用いる全球陸域水循環モデルの特長として、陸面過程で灌漑要求水量を推定する際に衛星データである NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) を用いて作成された農事暦が使用する点が挙げられる。衛星データを用いることで実際の生育状況を正確に、さらにより高解像度で把握することが可能である。また他の特徴として、降水が少なく土壌水分が不足した際に灌漑要求水量が発生するという、物理的なプロセスから灌漑要求水量を求めている点も挙げられる。

このように灌漑に関する部分に特徴を持つモデルを基本として改良を加えることで、地下水資源についてより現実的に評価できると考える。それは地下水の枯渇が深刻な地域は灌漑農地だからである。灌漑農地での水資源の持続可能性を正確に評価するためには、灌漑をより現実に近い形で再現できるモデルを用いることがまず重要になる。

1.3 論文の構成

本論文は以下の 6 章により構成される。

第 1 章は、本研究の背景及び目的を述べる。

第 2 章は、本研究で改良を行う全球陸域水循環モデルの説明を行う。さらに地下水資源の持続可能性評価を可能とするモデル改良手法について、既往のモデルを参考として実装

することで、その手法が利用可能か検討する。またそれ以外の手法についても提案・検証を行う。

第3章は、第2章で検討した手法とそれ以外も含めた、本研究の類似の既往研究による手法を本研究においても用いることができるか解析的に検証する。また地下水位解析を行うためにはどのような条件が必要なのかについても示す。

第4章は、土中の水分移動を詳細に再現可能な、リチャーズ式による土壌水の多層モデルを構築し適用する。これにより土中水と地下水位の関係性について考察し、SiBUCを用いて地下水位を解析するために必要な条件を満たす手法を探る。

第5章は、これまでの様々な検討を踏まえ、最終的にSiBUCにおいて地下水位解析をどのように行うべきなのかを示し、それを実装し検証する。

第6章は、本研究の結論と今後の課題を述べる。

第2章 モデル改良による地下水位解析は可能か

本研究では既往のモデルによる地下水についての解析手法を参考としてモデル改良を行う。そこでまず本研究で改良する全球陸域水循環モデルの概要について説明を行い、その際どのような手法を用いれば地下水位解析が行えるか検討した結果を示す。

2.1 モデル全体像

本研究で用いたモデルの全体像を図 2-1 に示す。モデルは主に 5 つの部分から構成されている。ただし本研究では作物成長モデルは取り扱わない。灌漑モジュールは陸面過程モデルに組み込まれており、また貯水池操作モジュールは河道流下過程モデルに組み込まれている。したがって大きく分けて陸面過程と河道流下過程の 2 つについて本研究は主に取り扱う。陸面過程モデルには SiBUC [Tanaka, 2004] を、河道流下過程モデルには HydroBEAM [小尻ら, 1998] を用いる。ただし河道流下過程では Kinematic-wave 法を使用している部分のみを用いる。

本モデルによる解析では、まず土壤パラメータや土地被覆といった地表面データと、気象強制力として降水量、短波・長波放射、気温、気圧、比湿、風速の 7 要素を入力とすることで SiBUC による水収支解析を行う。これにより例えば表面流出や基底流出、また灌漑取排水量等が出力される。ただしここでは鉛直方向の水収支が解かれており水平方向の水の移

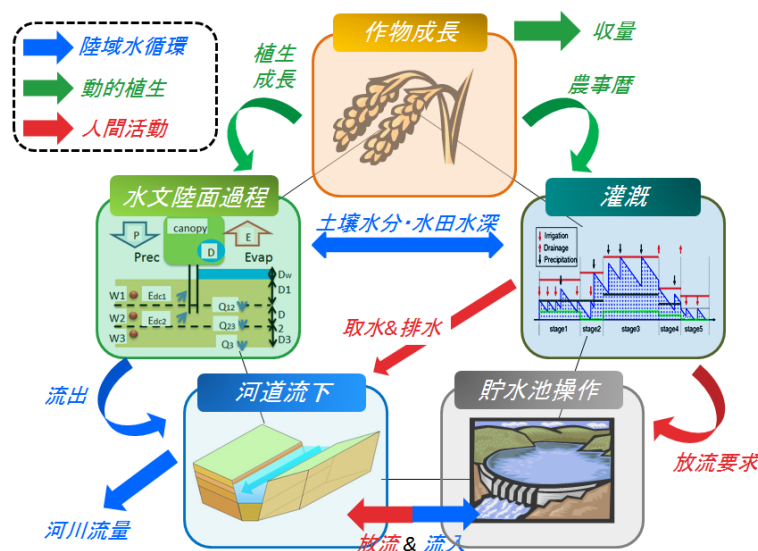


図 2-1 本研究で改良を加える全球陸域水循環モデルの概念図
図は小槻(2013)による

動は考慮されていない。そこで河道流下過程モデルによる河川流量の解析を行うことにより、陸面過程では考慮されていなかった河川水の水平方向の移動を考慮可能となるのである。二つのモデルの結合は、SiBUC より出力される表面流出量・基底流出量を引き継ぎ変数に用い、これらが河川流量の増分になるとして行った。

2.2 陸面過程モデル SiBUC

2.2.1 土壌水分移動に関する支配方程式

土層は3層から構成され、上から順に表層、根層、涵養層となっている。これらの層の間での水分移動は以下の式(2-1)~(2-3)に示されるリチャーズ式によって解かれる。

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left(P_1 - Q_{12} - \frac{E_s + E_{dc,1}}{\rho_w} \right) \quad (2-1)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left(Q_{12} - Q_{23} - \frac{E_{dc,2}}{\rho_w} \right) \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} (Q_{23} - Q_{sb}) \quad (2-3)$$

ここで W_i ($i = 1, 2, 3$)は土層第1~3層それぞれの平均水分量(-)であり、0から1までの値をとる。 θ_s は空隙率($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 D_i ($i = 1, 2, 3$)は土層厚(m)、 P_1 は土壌への浸透量(m s^{-1})、 $Q_{i,i+1}$ は土層第*i*層と第*i*+1層の間の水分移動量(m s^{-1})、 E_s は蒸発量(m s^{-1})、 $E_{dc,i}$ ($i = 1, 2$)は第*i*層での蒸散量(m s^{-1})、 ρ_w は水の密度($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 Q_{sb} は基底流出量(m s^{-1})である。

また土壌物理特性は Clapp and Hornberger (1978)による式(2-4), (2-5)の関係式を用いる。

$$\psi = \psi_s W^{-b} \quad (2-4)$$

$$K = K_s W^{2b+3} \quad (2-5)$$

ここで ψ はマトリックポテンシャル(m)、 ψ_s は飽和時のマトリックポテンシャルに相当する空気侵入値であり、 K は透水係数(m s^{-1})、 K_s は飽和透水係数(m s^{-1})、 b は定数である。式(2-4), (2-5)により土層層のマトリックポテンシャルと透水係数が算定され、それらを用いてダルシー則により土層間の水分移動量が式(2-6)のように計算される。

$$Q_{i,i+1} = K \left(\frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \right) = K_{i,i+1} \left\{ \frac{2(\psi_i - \psi_{i+1})}{D_i + D_{i+1}} + 1 \right\} \quad (2-6)$$

式(2-6)中の $K_{i,i+1}$ は第*i*層と第*i*+1層の間の平均透水係数であり、以下の式(2-7)により計算される。

$$K_{ij} = \frac{D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} \quad (2-7)$$

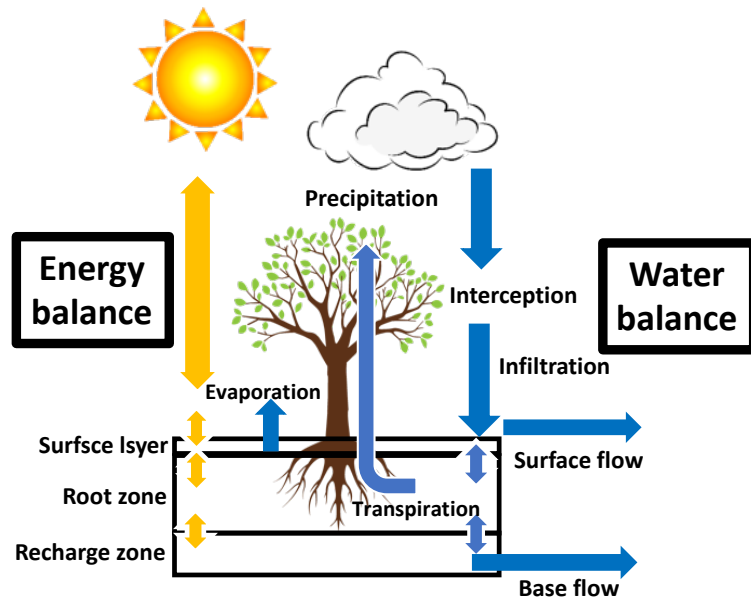


図 2-2 陸面過程モデル SiBUC の緑地モデルの模式図

基底流出量は土地の傾斜に従う土壌からの重力による排水として、式(2-8)のように表される。

$$Q_{sb} = K_3 \sin \alpha \quad (2-8)$$

2.2.2 使用する入力データ

本研究で用いる地表面物理・植生パラメータは、表 2-1 に示されるプロダクトを用いて作成する。土壌特性パラメータは Ecoclimap [Faroux et al., 2013] を使用して作成され、12 種類の土壌タイプに分類し解析を行う。また地表面被覆データには GLCC_v2 を基本として、さらに MIRCA2000 [Portmann et al., 2010] を組み合わせたものを使用する。そのためにも

表 2-1 本研究で使用する地表面物理・植生パラメータ

地表面パラメータ	プロダクト
土壌・植生パラメータ	Ecoclimap (フランス気象庁)
1km 標高データ	GTOPO30 (USGS)
土地利用データ	GLCC v2.0 (USGS)
全球灌漑農地分布 全球天水農地分布 作物分布	MIRCA2000 [Portmann et al., 2010]
NDVI	SPOT VEGETATION

は GLCC_v2 により地表面被覆データを一度作成する。ここで MIRCA2000 は全球灌漑農地分布や全球天水農地分布、作物分布を統計情報から作成したプロダクトであり、農地の分布については MIRCA2000 によるものを優先して使用する。そこで GLCC_v2 による灌漑農地と天水農地の被覆率を MIRCA2000 に一致するように修正する。

2.3 河道流下過程モデル

本研究で用いる河道流下過程モデルは、HydroBEAM のうちの Kinematic-wave 法を用いている部分である。本節では Kinematic-wave 法と SiBUC との結合方法についての解説を行う。

2.3.1 河道流量の追跡手法

Kinematic-wave 法では以下の式に基づいて計算を行う。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \quad (2-9)$$

$$q = \alpha h^{4/3} \quad (2-10)$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{\sin\theta}}{n} \left(\frac{m}{2\sqrt{1+m^2}} \right)^{1/3} \quad (2-11)$$

式(2-9)は連続式であり、 h は水深(m)、 q は単位幅あたりの流量(m^2s^{-1})、 r は単位幅あたりの横流入量(ms^{-1})である。これと式(2-10)、(2-11)を連立させることで河川流量が求められる。ここで α は流れの抵抗に関する定数であり、 $\sin\theta$ は河道勾配(-)、 n はマンニングの粗度係数($\text{m}^{1/3}\text{s}$)、 m は河道の法面勾配(-)であり、河道は三角形断面である。

また貯水池操作モデルとしては、ROM(Reservoir Operation Model)を用いる[Hanasaki et al., 2006]。全球データベース GLWD に記述された貯水池を大規模貯水池として扱っている。

2.3.2 kinematic-wave 法と SiBUC との結合方法

河道流量追跡を行う際は SiBUC によって出力される表面流出・基底流出を引き継ぎ変数として用いる。河川流量の再現を行う場合には、パラメータのキャリブレーションを行うことで解析精度を高める手法が広く用いられているが、本手法ではモデルのパラメータをキャリブレーションすることが困難である。したがって時間流量や日流量など、時間スケールが小さい場合の流量再現精度は基本的に低くなる。その一方で月流量や年流量など、時間スケールの大きな検証を行う際には適用可能である。

時間スケールが小さい場合の流量再現精度が低くなる原因として、陸面過程モデルが気

象予測シミュレーションに重要な地表面での水・熱収支フラックスの推定を目的として発展してきたことが挙げられる。気象予測シミュレーションには流出量は重要でなく、あくまで地表面での水・熱収支における残差項として扱われてきた。

もしパラメータ・キャリブレーションが可能であり、また洪水等の時間単位や日単位での比較的長時間スケールの小さい現象に適用する場合は、蒸発散量を引き継いで HydroBEAM で河川水量を追跡する方法もある。HydroBEAM は、モデルパラメータのキャリブレーションにより、山間部の基底流出量を精度良く再現できる。陸面過程モデルは一般的に基底流出量の再現性に課題を残しているため、この手法が有効である。

2.4 仮想的な地下水貯水槽の設置による地下水の持続可能性評価

2.4.1 解析手法

既往研究である H08 [Hanasaki *et al.*, 2018] や WaterGAP [Döll *et al.*, 2012] では、地下水の持続可能性評価は仮想的な地下水貯水槽をグリッド内に設置することで行われている。その際に基底流出量の一部が地下水涵養量になるとして、その割合は様々なパラメータを基に決定される。そこで本研究でも基底流出量の適当な割合が地下水涵養量になると仮定して、同様のモデル化手法を用いることは可能か、実装することで確認する。

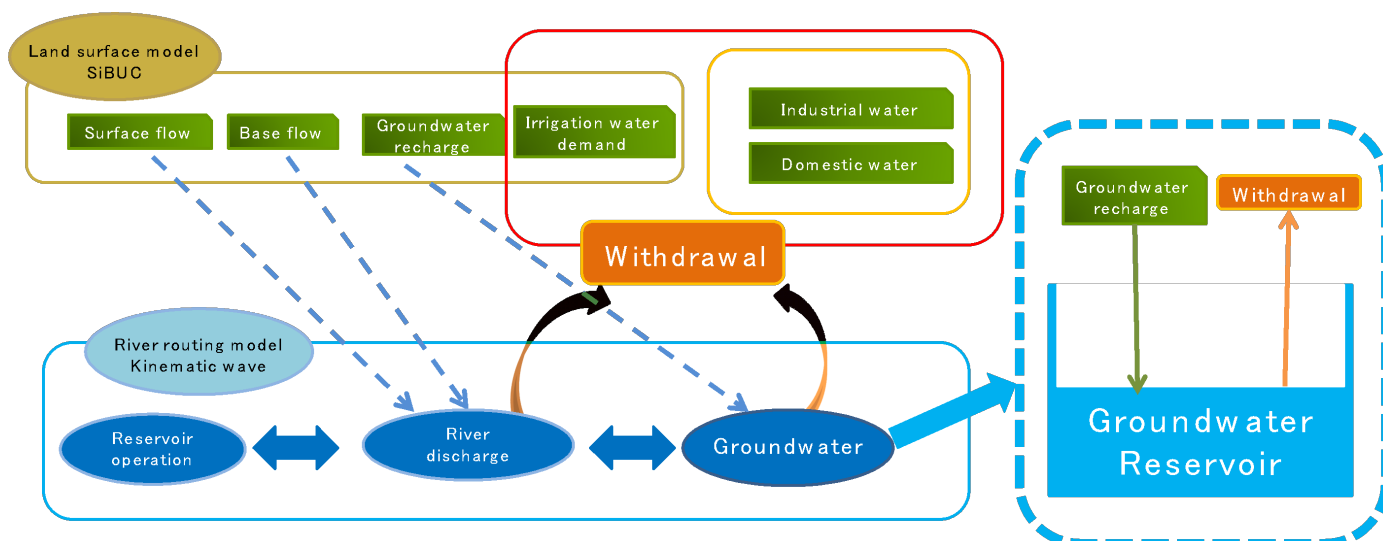


図 2-3 仮想的な地下水貯水槽を設置した際のモデル模式図

SiBUC による陸面過程を経た後に河川流量追跡を行い、その際に地下水の持続可能性を評価する。各メッシュに仮想的な地下水貯水槽を設置し、SiBUC から出力される涵養量が

そのタンク内の水の増分となって積算される。またそこから取水も行うことでタンク内の水は減り、タンク内の水の多寡が評価できる。もしタンクの内容量が正であれば、河川水が不足し取水できなくなった際に使用可能とする。また逆にタンクの内容量が負になることも認めており、もし負の値が続く場合は持続不可能な地下水取水を行っていることを示す。図 2-3 に本研究で地下水に関する改良を加えたモデルの概念図を示している。

ここで取水量について、灌漑要求水量は SiBUC を用いて算出でき、これを灌漑効率で割ることで農業用水取水量とする。灌漑効率には Döll *et al.* (2002) による値を用いる。また工業用水・生活用水取水量は Hanasaki *et al.* [2008b] と同様の手法により算出する。

2.4.2 入力データ

本解析では小槻ら(2012)と同様の入力データを用いて解析を行う。気象強制力は表 2-2 に示されるプロダクトを使用する。降水量には GPCC v6 と APHRODITE v1101 を組み合わせたものを用いる。両プロダクトは観測データを基に作成されたプロダクトである。APHRODITE v1101 によりユーラシア大陸での降水量が得られるためこれを用い、それ以外の地域では GPCC v6 を用いる。

2.4.3 地下水位の持続可能性推定結果

1979 年から 2003 年の 25 年間について、20 km の解像度での解析を行った[塩尻ら, 2016]。1 年あたりの地下水位変動量に相当する値を図 2-4 に示す。このとき、地下水涵養量は不明であるため、SiBUC で基底流出として排水されるうちの 20% が地下水涵養量になると仮定し、計算を行った。地下水位の低下が顕著に見られる地域として、中国やアメリカ、インドやパキスタンの穀倉地帯が挙げられる。これらの地域では実際に地下水位低下が発生し

表 2-2 気象強制力プロダクト

プロダクト	気象強制力要素	地域	空間解像度	時間解像度
GPCC_v6	降水量	Global	0.5 deg.	Monthly
APHRODITE v1101		Eurasia	0.25 deg.	daily
H08 プロダクト [Hirabayashi <i>et al.</i> , 2008]	下向き短波放射	Global	0.5 deg.	Daily
	下向き長波放射			3 hourly
	比湿			Daily
	地表面気温			3 hourly
JRA25 再解析データ	大気圧	Global	1.25 deg.	6 hourly
	風速			

ていることが報告されており、本手法の空間再現性が十分高いことがわかる。しかしながら出力された値の正確性については検証が難しい。それは本解析により出力できるのはあくまで地下水位変動量に相当する値であるため、実際の地下水位を再現することは現段階ではできないためである。

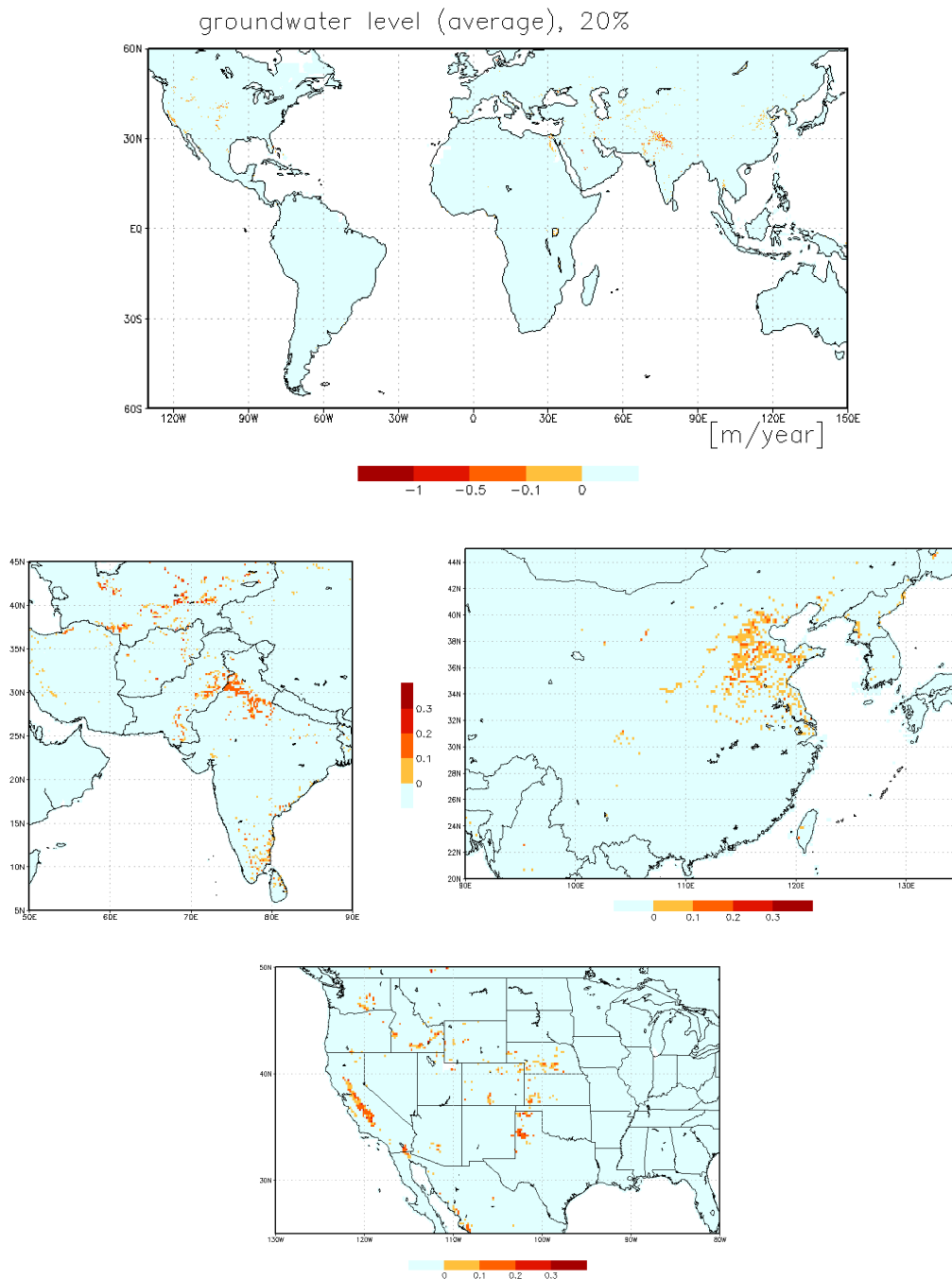


図 2-4 1 年あたりの地下水位変動量 (下 3 図は上図の拡大図)

2.5 GRACE との比較を通した地下水涵養量の推定は可能か

前節では地下水位の持続可能性推定を行う際、地下水涵養量は SiBUC の土層からの排水である基底流出量の 20%と仮定して計算を行った。しかしより現実的な結果を得るためには、排水量のうちに占める地下水涵養量の割合を、グリッドの特徴に応じた適切な値として設定する必要がある。そこで通常検証に使用される GRACE を用い、地下水を考慮しないモデル出力と比較することで、基底流出量のうちに地下水涵養量の占める割合を求めることができるか検討した[Shiojiri *et al.*, 2019]。これは地下水を考慮しない出力値と GRACE とを比較し、その差の中に地下水による影響分が含まれると考えられるため、そこから地下水涵養量を推定するという試みである。

GRACE では陸域総貯水量 TWS(Terrestrial Water Storage)の変化量が観測される。これは地球上の水の総量の、ある時点の値を基準とした場合の相対値である。これと比較する TWS の解析値として、SiBUC の出力値である土壤水分量と積雪水量の和を用いる。

解析の入力気象強制力には JRA55 [Kobayashi *et al.*, 2015] による再解析データを用い、降水量には GPCPv6 と APHRODITE v 1101 による観測データを基に作られたプロダクトを用いて補正を行った。補正の方法は、それぞれのプロダクトの月ごとの気候値をとり、JRA55 の月降水量の気候値が観測ベースのプロダクトの値と一致するような割合をかける、というものである。

GRACE のデータは全球 1 度の解像度で、2002 年 4 月から 2017 年 1 月提供されているため、本解析でも同様の解像度・期間で計算を行う。TWS の解析値と GRACE による観測値の時系列を比較し、そのうちのいくつかの点について図を示す。

図 2-5 はブラジル中央部での TWS 時系列比較図であり、非常によく再現されている。この地域では TWS の変動の振幅が非常に大きく、これは 6~9 月に降水量が非常に少なくなる一方でそれ以外の月ではまとまった量の雨が降り、土壤の水分状態が乾燥と湿潤状態を交互に繰り返すためである。

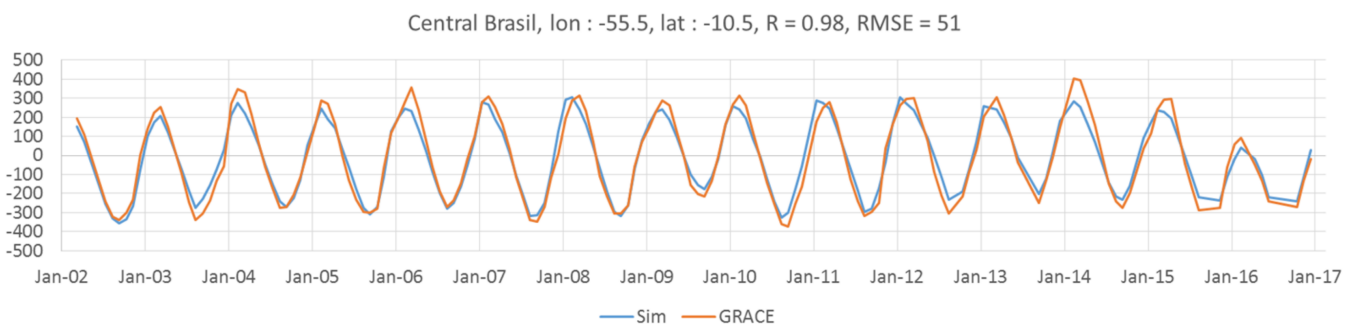


図 2-5 ブラジル中央部での TWS 時系列の比較

図 2-6 にはタイ東北部の 1 グリッドでの TWS 時系列を比較した結果の図を示す。このグリッドにおいても特徴をよくとらえられており、精度の高い解析が行えていることが分かる。一方で図 2-7 では、図 2-6 と同じグリッドで気象強制力の降水量に JRA55 による再解析データの降水量のみを与えた結果を示す。図 2-6 の場合では JRA55 の降水量を、月降水量の気候値が APHRODITEv1101 によるものと一致するように補正を行っており、その有無によって精度に大きな差が生まれることが分かる。実際の降水量は年間 1000~1500mm 程度であるところ、JRA55 の降水量では 3000mm 以上となっており、それほど差があると土壌水分状態も実際の状態から乖離してしまう。

図 2-8 にはグリーンランド中央部での TWS 時系列を示す。気候変動による地球温暖化

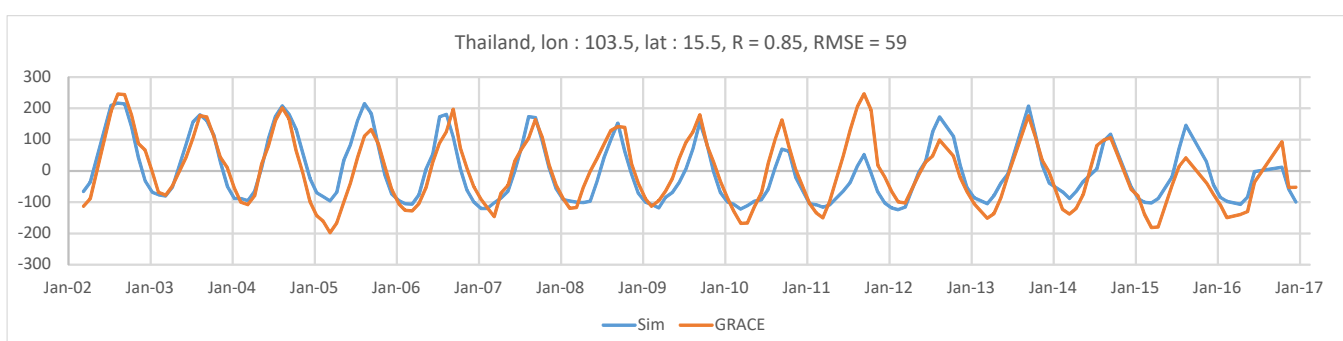


図 2-6 タイ東北部のグリッドでの TWS 時系列比較

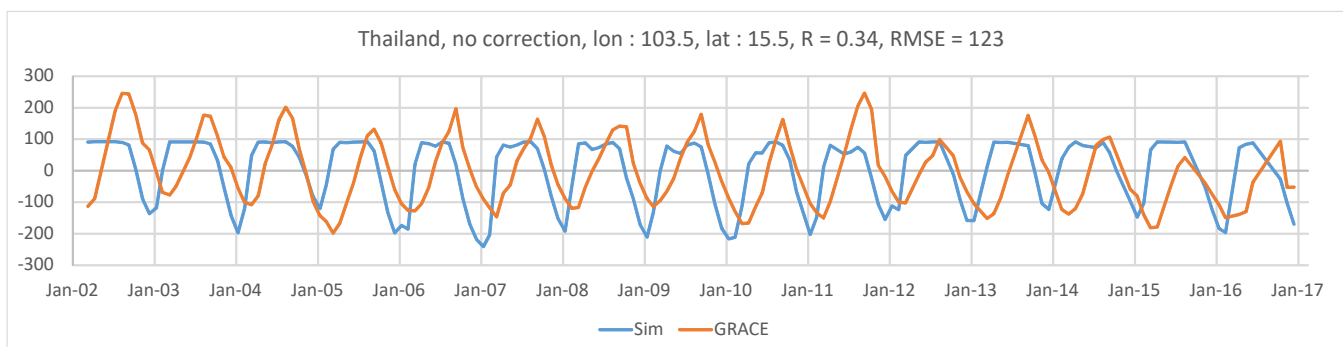


図 2-7 タイ東北部のグリッドで降水量を補正せず JRA55 のみを用いた場合の TWS 時系列比較

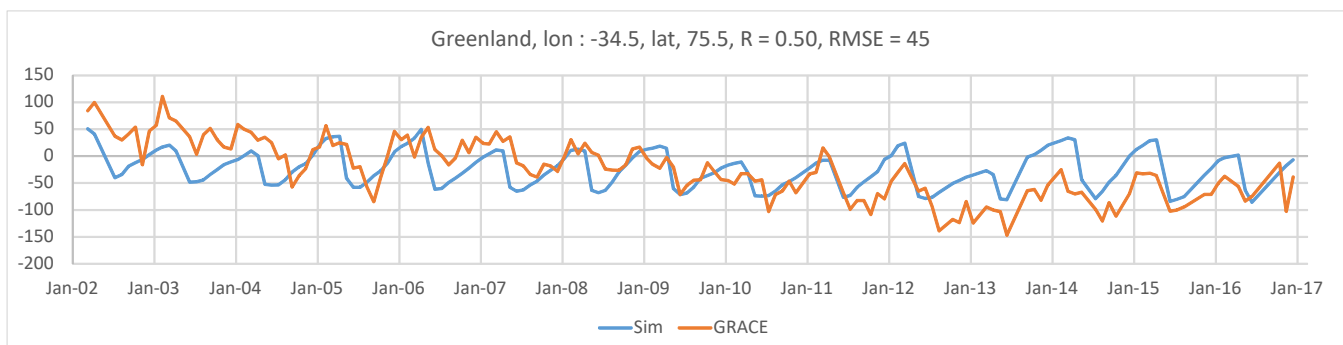


図 2-8 グリーンランド中央部での TWS 時系列比較

の影響により氷河融解が促進されており、GRACE による観測値でも明らかな減少トレンドを示していることから分かる。一方 SiBUC では氷河融解を考慮しておらず、この減少トレンドを再現できていないため正確な解析が行えているとは言えない。しかし氷河融解を考慮していないにもかかわらず、TWS 時系列の SiBUC による解析値と GRACE による観測値の間で計算される相関係数は 0.5 と十分高く、季節変動自体の再現はできていることを表している。グリーンランドでは土壌水分量の変動は重要ではなく、TWS 変動の主要な要因は積雪水量である。したがってこのグリッドでの比較結果から、SiBUC による解析では積雪水量を十分によく再現できることが分かる。地下水涵養量を推定するという目的のために、この比較は直接的には重要でないが、積雪水量がでたらめな値であると、一見 TWS 変動が合っているように見えても内実は精度が不十分であり、妥当な涵養量推定ができない可能性が懸念される。そういった観点から積雪水量の精度も重視すべきである。

地球温暖化による氷河融解により TWS が減少トレンドを示すようになることを述べたが、減少トレンドを生じさせる他の要因として地下水の過剰取水が挙げられる。それが確認できる一例としてインドのニューデリーを含むグリッドが挙げられる[Rodell *et al.*, 2009]。そのグリッドでの TWS 変動の時系列比較図を図 2-10 に示す。SiBUC による解析では地下水取水を考慮していないため、この減少トレンドも再現できていない。しかし図 2-11 に示すように GRACE による観測値の減少トレンド成分を除去して解析値と比較すると、よく再

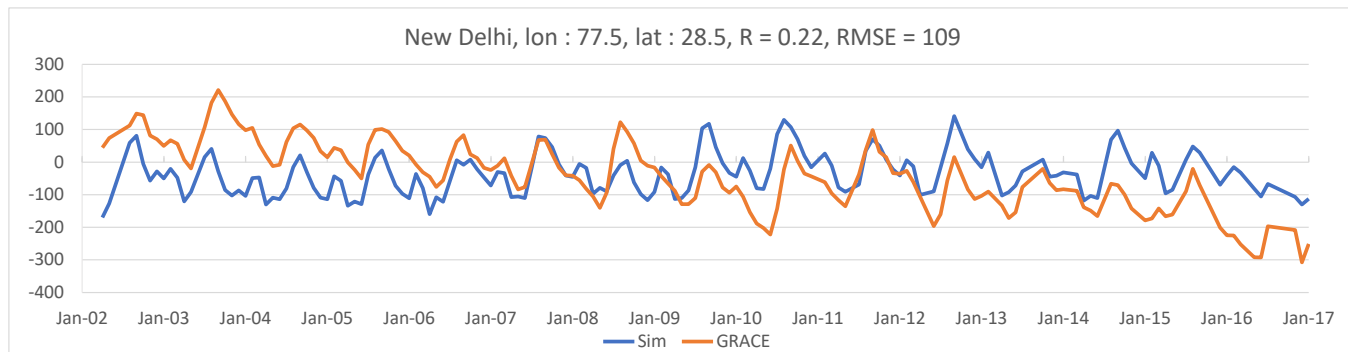


図 2-10 インドのニューデリーを含むグリッドでの TWS 時系列比較

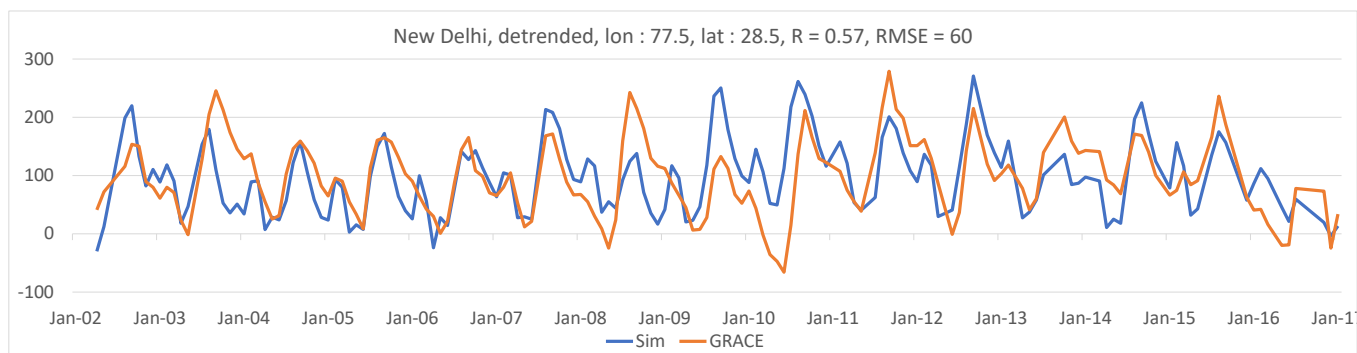


図 2-11 図 2-11 と同一のグリッドで観測値のトレンドを除去した場合の TWS 時系列比較

現できていることが分かる。

以上のような比較を行い、その際の相関係数を図 2-12 に示す。この図より、比較的多くの地域で TWS 変動の季節変化がモデルにより再現できていることが分かる。一方で相関係数の低い地点も存在するが、それらの地域はおよそ降水量の少ない地域であり、季節変動成分が非常に少ないために相関係数が小さくなっているのである。解析値と観測値の間の平均 2 乗誤差の平方根(RMSE)をとったものを図 2-13 に示すが、相関係数の小さい地域はたいていの場合 RMSE も小さい。RMSE が小さいということは解析値と観測値の間の差が

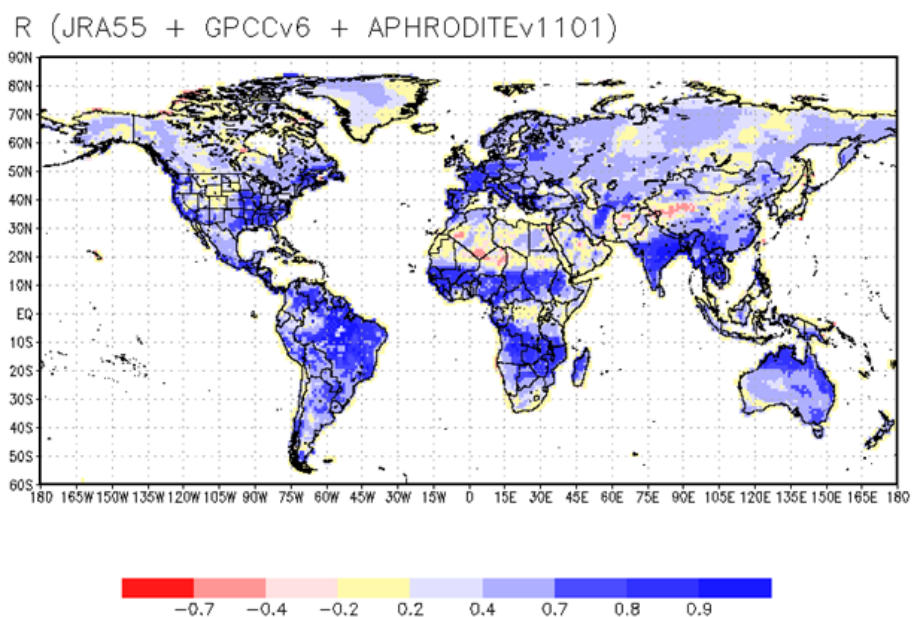


図 2-12 TWS の解析値と GRACE による観測値の間の相関係数

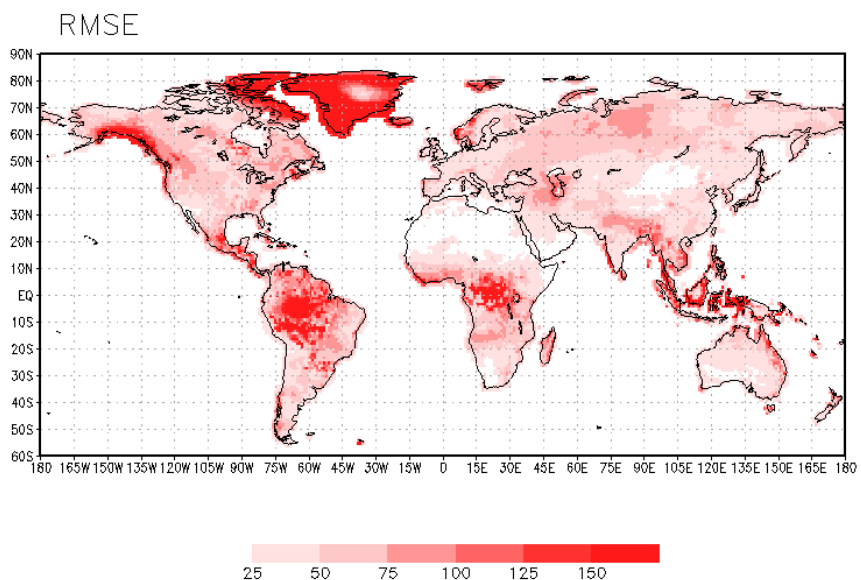


図 2-13 TWS の解析値と GRACE による観測値の間の平均 2 乗誤差の平方根

小さいことを表しており、TWS 季節変動成分自体がそもそも小さいことを意味する。例えば降水のほとんどないアフリカの砂漠地帯では、年間を通して乾燥しているため TWS の季節変動がそもそも発生せず、TWS の変動幅も小さい。したがってそういった地域での TWS 解析精度の評価は RMSE によって行うことができ、RMSE が小さいほど再現度が高いことを表す。したがって相関係数が低い場合でも精度が低いわけではないということが表される。以上よりこれらの図を組み合わせることで、TWS 解析値の精度が十分高いことが分かる。

TWS の解析精度は十分高いが、地下水による変動成分を考慮すればさらに精度は上がるはずである。そこで基底流出量の季節変動成分のうちの何割かが地下水涵養量となりグリッド内にとどまると仮定し、その成分を足し合わせて相関係数をもっとも向上する際の割合を求めることを試みた。しかしながら数少ないグリッドでしかその割合は求められず、また値に規則性も見いだせなかった。

以上より SiBUC により TWS 変動を精度よく再現できることを示すことができたが、GRACE の観測値を利用した地下水涵養量推定は困難であった。その原因として TWS 変動の解析では入力である降水量の精度自体に大きく影響を受けてしまうことが考えられる。また GRACE の観測値ではモデルで再現できていない様々な要素の影響も内包していることや、GRACE のもともとの解像度が約 300km と非常に大きく、観測値の正確性が保証しきれない点も原因と言えるかもしれない。

2.6 地下水位を診断変数に加える手法

仮想的な地下水貯水槽を設置し地下水の持続可能性推定を行う手法では、地下水位の再現ができず、また GRACE による TWS 観測値と解析値との比較を通して地下水涵養量を求める手法も有効ではなかった。そこで地下水位を診断変数に加えたモデルについて考える。本節ではその場合にモデルの概形をどのように設定すればよいのかについて考える。その際には簡易な仮定を一時的に置いてみることで、その手法で地下水位を解くことができるのか考察する。ここで示すモデル化手法は本研究で地下水位解析のために用いるモデルではなく、あくまで解き方の一例である。

SiBUC の土層は 3 層構造であるが、地下水層である第 4 層を追加する場合を考える。この第 4 層は飽和・不飽和の 2 つの部分を含む層である。ここで第 4 層の不飽和部分ではマトリックポテンシャルが線形で変化すると仮定をおく。また基底流出量を計算する際に地形の平均勾配が用いられるが、その勾配を近傍の河川水位と地下水位の差により決定し、河川水と地下水の相互作用を考慮可能とする。このモデルの概要図を図 2-14 に示す。

第 4 層不飽和部のマトリックポテンシャルは線形で変化すると仮定されているため、その部分の平均マトリックポテンシャルは以下のように表せる。

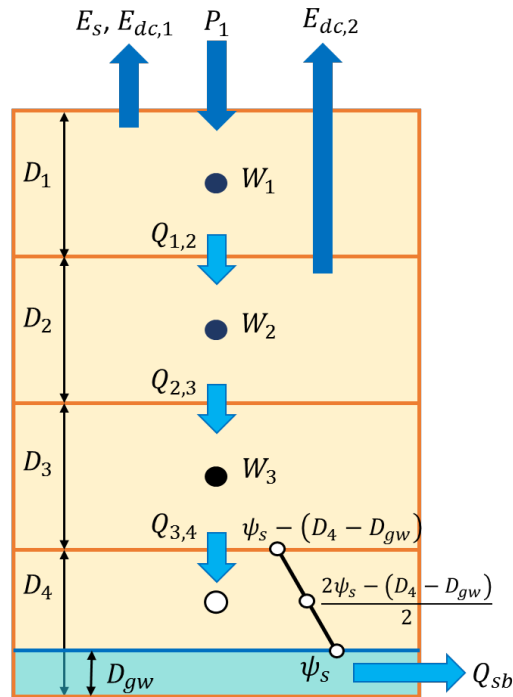


図2-14 地下水位を考慮するための改良モデル概要図
 土壌第4層を追加し、第4層不飽和部でマトリックポテンシャルが線形で変化することを仮定し、さらに河川水と地下水の相互作用を考慮する。

$$\psi_{4,us} = \psi_s - \frac{D_4 - D_{gw}}{2} \quad (2-12)$$

また第4層の土壌水分量は第1～3層と同様にリチャーズ式を用いて解く。

$$\frac{\partial W_4}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_4} [Q_{3,4} - Q_{sb}] \quad (2-13)$$

まずこの式(2-13)により第4層全体の平均土壌水分量を算定する。ここで $Q_{3,4}$ は第3層と第4層不飽和部との間で計算される。その後式(2-12)の仮定を利用し、これと式(2-4)の Clapp and Hornberger のマトリックポテンシャルと土壌水分量の関係式と連立することで、第4層底部からの地下水面高さ D_{gw} を診断する。式(2-4)と式(2-14)より第4層不飽和部の土壌水分量 W_{us} は以下のように表せる。

$$W_{us} = \left(\frac{\psi_{4,us}}{\psi_s} \right)^{-\frac{1}{b}}$$

$$W_{us} = \left(1 - \frac{D_4 - D_{gw}}{2\psi_s} \right)^{-\frac{1}{b}} \quad (2-14)$$

また W_{us} は以下のようにも表せる。

$$W_{us} = \frac{W_4 D_4 - D_{gw}}{D_4 - D_{gw}} \quad (2-15)$$

式(2-14)と式(2-15)を連立すれば D_{gw} の値を求めることができる。

しかし不飽和部でマトリックポテンシャルが線形であると仮定することの妥当性については未確認であるため、ここでこの手法を適用した場合の結果については示さない。ポテンシャルが線形である場合、その部分は定常状態であり水分移動が起こらない状態を示す。実際の土壌では第4層が涵養された場合に非線形なポテンシャル勾配が形成されることが予想でき、この仮定を用いる場合は検証が必要である。

ここで重要なことは、第4層内で何かしらの仮定を用いることで地下水位を解くことができるということである。どのような仮定を用いることが適切か以降議論してゆく。

第3章 既往研究で用いられている地下水モデル表現についての検討

既往研究では全球水文モデルにおける地下水のモデル化がさまざまに行われている。本研究で改良するモデルもそれらと同種の全球陸域水循環モデルの1要素であるため、それらで実際に用いられている手法について、本研究でのモデル改良に利用可能かどうかについて検討すると共に、実装にあたり何が重要な問題点となるかを検討する。

前章ではそれらの手法を実際にモデルに実装したが、本章では解析的な検討を行う。

3.1 地下水涵養量をパラメタライズし地下水貯水槽を別個に設定する手法

前章で実装した手法であるが、ここで改めて本手法について述べる。この手法は WaterGAP [Döll *et al.*, 2012], H08 [Hanasaki *et al.*, 2018] で用いられている手法であり、帯水層を分離して別個に地下水の貯水槽を置き、地下水涵養量と貯水槽から発生する基底流出量・また地下水取水量の差によって地下水貯水槽の貯水量が増減する、というものである。陸面過程計算において算定される流出量のうち一部が地下水涵養量になるとして、その割合を様々なパラメータにより決定している点の特徴である。これにより地下水の体積の増減を簡便に推定することができる。

一方で帯水層を切り離すということは、陸面過程計算で考慮される土層の最下端と地下水面との間の不飽和な土壌における水分状態を一切考慮しないということである。モデルでは出力された地下水涵養量はすべて地下水貯水槽の貯留量の増分に使用されることになるが、実現象では陸面過程計算出力の涵養量に対応する分のすべてが地下水位の上昇にすぐさま寄与するとは限らず、何割かは地下水面と土層最下端との間の不飽和帯で保持されることが考えられる。あるいは保持された水分が涵養量となり、算定された地下水涵養量より多く涵養されることも起こりうる。また土層と地下水面の間の距離を考慮していないため、涵養量発生から実際に地下水面へ到達するまでの遅れ時間を考慮できない。

地下水に関する観測は不足しており、モデル精度の十分な検証のためには比較的多く入手できる観測井戸での地下水位データを用いることが重要である。その点を考慮すると、地下水位の算定が困難な本手法は最適な手法とは言えないだろう。また地下水に関するデータが不足しているため、検証にモデル出力の比較がよく行われるが、本手法を用いる場合類似の計算手法を用いたものばかりとなり、モデル出力を比較する意義が薄れてしまう。そこで本研究では他のモデルとの差別化を図る意味でも、豊富に入手可能な地下水位観測データを活用した別の手法を用いることとする。

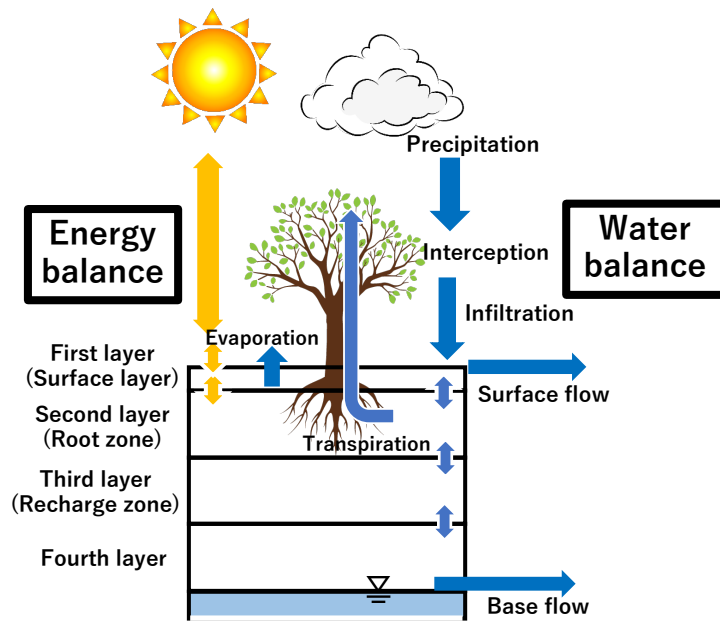


図 3-1 地下水位を考慮可能とする改良後の陸面過程モデル SiBUC の模式図

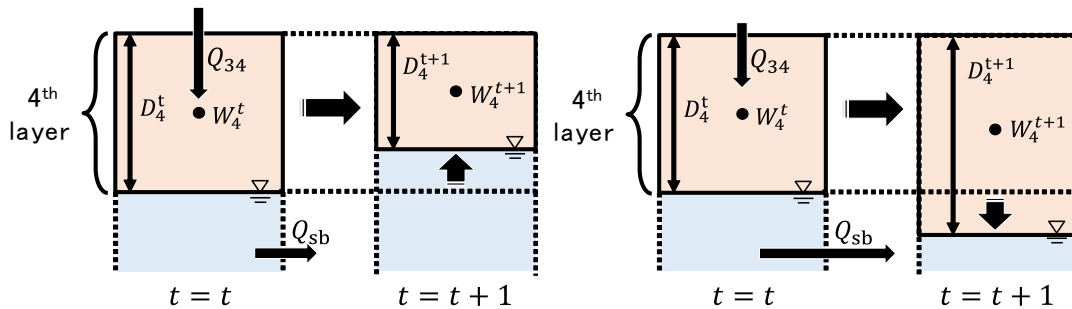


図 3-2 新たに SiBUC へ追加される土壌第 4 層の概略図

左図：時間経過に伴い地下水位が上昇する場合

右図：時間経過に伴い地下水位が減少する場合

表 3-1 図 3-2 中で使用される変数・定数.

記号	意味	単位
W_4	土壌第 4 層の平均水分量(飽和度)	-
D_4	土壌第 4 層の厚さ	m
θ_s	飽和時の土壌の空隙率	-
Q_{34}	土壌第 3 層から第 4 層に浸透する水量	m s^{-1}
Q_{sb}	土壌第 4 層下端からの排水量	m s^{-1}

3.2 陸面過程計算において地下水位を診断変数の1つとして組み込む手法

豊富に入手可能な地下水位の観測データを利用したモデル検証を行うために、陸面過程計算において地下水位を診断変数の一つとして加える手法を本研究では用いる。したがって従来の SiBUC の土壌最下端である第3層のさらに下部に第4層を追加し、第3層下端から地下水面までの範囲をカバーする、地下水面直上の不飽和層とする。改良後の SiBUC の模式図は図3-1のように表される。また図3-2に新たに追加される土壌第4層である地下不飽和層の水分移動についての模式図を示す。図中の定数・変数は表3-1に示す通りである。また図中の変数の上添字 t または $t+1$ は変数の時間更新を行う前後の値であることを示す。第4層の層厚 D_4 は、図2-14では固定しているが、ここでは第3層下端から地下水面までの距離を表す変数として扱い、地下水位が上昇するに従い減少し、あるいは地下水位が下降するに従い増加する。

3.2.1 地下水位を解くことの難しさ

図3-2において質量保存則を適用すると以下のように表せる。

$$W_4^t D_4^t \theta_s + (Q_{34} - Q_{sb}) \Delta t = W_4^{t+1} D_4^{t+1} \theta_s + (D_4^t - D_4^{t+1}) \theta_s \quad (3-1)$$

この式(3-1)の左辺第1項は時間経過前の第4層内の水分の総量を表し、左辺第2項は第4層への流入量から第4層からの排水量の差である。したがって左辺全体として時間経過前の水分状態を表し、この総量が保たれたまま水分の再分配が起こって地下水位と第4層の土壌水分量が変化する。右辺は水分再分配後の状態における水の総量を表す。地下水位が減少する場合は右辺第2項を移行することで、左辺に時間経過前の水分状態、右辺に水分再分配後の状態を記述できる。

この質量保存則は地下水位の解析を行うために絶対に守られなければならない基礎方程式である。この中での未知変数は、時間更新後の第4層の土壌水分量である W_4^{t+1} と第4層の層厚 D_4^{t+1} である。基礎方程式1つに対して未知変数は2つあるため、このままでは解くことができない。したがってこれを解くためには何かの仮定に基づいた新しい W_4 と D_4 の間の関係式を用いる必要がある。

地下水位が変化することは第4層の層厚が変化することを意味し、層厚が変われば土壌水分量も時間更新前と異なる範囲内で平均をとられることとなり、それぞれ連動して変化することとなろう。しかしその具体的な両者の間の関係性は現段階では不明である。そこでまずは地下水位を陽に考慮可能な既往研究によるモデルではどのような仮定が用いられているのかを調べ、本研究のモデルにその手法は適用可能か、またどのような物理的根拠によっているかを解析的に検証する。

以下に既往研究で用いられている地下水位の算定手法を、本研究で用いるモデルで用いる形式・変数名に変換した上で紹介する。

3.2.1 他のモデルで用いられる手法

例えば MAT-GW [Koirala *et al.*, 2014] は地下水位の動態を陽に考慮したモデルである。このモデルでは、地下水位変動は以下の式(3-2)を用いて推定される。

$$S_y \frac{\partial GWL}{\partial t} = Q_{rech} - Q_{sb} \quad (3-2)$$

ここで S_y は比産出率 (specific yield) [m^3/m^3], GWL は地下水位[m], Q_{rech} は地下水涵養量 [m/s^{-1}], Q_{sb} は基底流出量 [m/s^{-1}] である。ここで specific yield とは単位地下水面低下に伴い重力によって排水される水量を指す。これは不圧帯水層においては有効間隙率に等しい。有効間隙率とは地下水の流動に関与する水の占めている割合を指す。すなわち specific yield は、地下水位が減少し流出が発生した際に新たな不飽和部分が発生したときの、その不飽和部分が全体積中に占める割合を表す。specific yield の代表的な値は、clay での 0.02 から coarse sand での 0.27 までの範囲内におおよそ分布している [Fetter *et al.*, 1988]。Koirala *et al.* (2014) では specific yield として全球で一律に 0.08 の値が与えられている。これはイリノイでの観測結果と比較して推定されたパラメータの一つであり、比産出率の値を変化させた場合の推定結果に対する感度が十分小さかったため、全球で一律の値が用いられている。また地下水涵養量である Q_{rech} は、SiBUC における第 3 層と地下水面との間でダルシー則によって計算される。したがって本研究で新たに追加する SiBUC の第 3 層最下端から地下水面までの不飽和層については明示的には考慮されないことになる。

MAT-GW と同様に specific yield を用いて地下水位を求めるモデルは多数存在する。例えば CLM [Niu *et al.*, 2007] や PCR-GLOBWB [van Beek *et al.*, 2008] 等である。これらのモデルでは診断変数として地下水貯留量が用いられており、地下水貯留量を specific yield で割ることで地下水位への変換が行われる。したがって式(3-2)では地下水位を診断変数としているものの、実質的に地下水貯留量を診断変数としているのと同義である。またこれらのモデルでは地下水涵養量の算定手法も MAT-GW と同様であり、本研究における第 4 層の土壤水分については明示的には考慮されない。したがって specific yield を用いて地下水位を求めるモデルは、基本的にほぼ同一の地下水位算定手法を用いていることになる。

3.2.2 2次元地中モデルと結合した SiBUC で用いられる手法

本研究で改良を行う陸面過程モデル SiBUC では、田中ら(1997)と高棹ら(1997)により水平方向の土壤水分移動を考慮可能な 2次元地中モデルと SiBUC を結合した、地下水位を診断変数に加えたモデルが開発された。しかし本研究では鉛直 1次元での解析を行い水平方向の水分移動は考慮しないため、これらの先行研究を本研究でのモデル改良の参考とする。田中ら(1997)と高棹ら(1997)によるモデルをそのまま使用しないのは、本研究では全球規模で

の適用を前提としたモデルを用いている以上、計算負荷による制約のためグリッドサイズを大きく取らなければならないため、伝搬速度の遅い水平方向の地下水流動がグリッド外に与える影響は無視できることが予想されるためである。

また田中ら(1997)と高棹ら(1997)による 2 次元地中モデルでは、前項で紹介したモデルと同様、本研究における土壌第 4 層は明示的には取り扱われていない。そこで田中ら(1997)と高棹ら(1997)による 2 次元地中モデルを鉛直方向のみに限定し、本研究で用いる変数に置き換えた場合の地下水位変動を表す式は以下ようになる。

$$\frac{\partial GWL}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s(1 - W_3)}(Q_{rech} - Q_{sb}) \quad (3-3)$$

ここで $\theta_s(1 - W_4)$ は第 4 層内の空隙中の空気が占める部分を表し、地下水位の変動は空隙中の空気部分に水が侵入することで発生することを示している。

3.2.3 既往研究による地下水位変化を表す式の解析的検証

式(3-2)と式(3-3)を比較して、両者の違いは係数の分母として S_y を用いるか、 $\theta_s(1 - W_3)$ を用いるか、ということである。しかし実質的には両者は地下水位の減少に伴い発生する不飽和部の全体積中に占める割合という、ほとんど同義な値を指しており、また $\theta_s(1 - W_3)$ の値は第 4 層が地下水面付近であり土壌水分量が飽和状態に近いことを考慮すると、specific yield の値とそう大きくは変わらないと考えられる。したがって両者のモデルはほとんど同じ表現がなされていると言える。そこで本項では式(3-2)を代表として解析的に検証を行う。

また本節で例に示したモデルでのもう一つの共通点として、本研究での第 4 層にあたる地下水面直上の不飽和層の土壌水分量を考慮していない点が挙げられる。それらのモデルの中では、地下水面を含む層の層厚は一定であり、飽和・不飽和の両部分を含む層となっている。その層内で飽和・不飽和の部分を分離するためには式(3-1)を満たしている必要があり、その際に未知変数が 2 つ現れるため解くことが難しい。したがってこれまで飽和・不飽和部分の分離は行われず、不飽和部分の土壌水分量を明示的に考慮せず簡単に地下水位を算定する手法が用いられてきたのだと考えられる。

本研究では他のモデルでは考慮されてこなかった地下水面直上の不飽和層についても考慮するモデル設計を行っているため、その層内での支配方程式として式(3-1)を用いるためには、層内の土壌水分量と層厚についての、もう一つ別の関係式を使用する必要がある、という問題が発生した。しかし一方で他のモデルでは式(3-2)や式(3-3)を用いて地下水位解析が実際に行われている。他のモデルでも地下水面直上の不飽和層は明示的に解かれてはいないものの、モデルでの解析対象域内に含まれているため、質量保存則である式(3-1)は必ず満たされているはずである。したがって地下水面直上の不飽和層の水分量と層厚につ

いての暗黙の仮定が置かれており、それをを用いることで式(3-1)が満たされていると考えられる。そこで本項ではその暗黙の仮定について解析的に検証を行う。

質量保存則である式(3-1)はいずれのモデルでも満たされている必要があるため、これを變形することから解析的検証を開始する。ここで、式(3-1)中の Q_{34} は第3層から第4層へ浸透する水量であり、第4層の土壌水分量の増加と地下水位の増加の両者に寄与するものとして想定されている。一方で式(3-2)や式(3-3)では第4層の水分量変動は考慮されていないため、 Q_{34} でなく Q_{rech} が用いられる。しかし両者はともに上層からの浸透量を表す値であるため、ここでは式(3-1)中の Q_{34} を Q_{rech} に置き換えて用いる。

まず式(3-1)の両辺から同じ項($W_4^{t+1}D_4^t\theta_s$)を引くと、

$$W_4^t D_4^t \theta_s - W_4^{t+1} D_4^t \theta_s + (Q_{rech} - Q_{sb}) \Delta t = W_4^{t+1} D_4^{t+1} \theta_s - W_4^{t+1} D_4^t \theta_s + (D_4^t - D_4^{t+1}) \theta_s \quad (3-4)$$

となる。この両辺を $\theta_s \Delta t$ で割り、以下のように整理する。

$$\begin{aligned} -D_4^t \frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} + \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) &= W_4^{t+1} \frac{D_4^{t+1} - D_4^t}{\Delta t} - \frac{D_4^{t+1} - D_4^t}{\Delta t} \\ -D_4^t \frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} + \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) &= -(1 - W_4^{t+1}) \frac{D_4^{t+1} - D_4^t}{\Delta t} \\ \frac{D_4^{t+1} - D_4^t}{\Delta t} &= \frac{1}{1 - W_4^{t+1}} \left\{ D_4^t \frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} - \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) \right\} \end{aligned} \quad (3-5)$$

この式を微分形式で表すと、

$$\frac{\partial D_4}{\partial t} = \frac{1}{1 - W_4^{t+1}} \left\{ D_4^t \frac{\partial W_4}{\partial t} - \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) \right\} \quad (3-6)$$

となる。この形を質量保存則の微分形とし、式(3-2)・式(3-3)との間で比較を行う。式(3-2)、式(3-3)は地下水位 GWL に関する微分方程式であるため、式(3-6)の D_4 を GWL に置き換える。ここで地下水位は第1層から第4層までの層厚の和を逆符号にした値であり

$$GWL = -(D_1 + D_2 + D_3 + D_4) \quad (3-7)$$

であるため、式(3-6)は以下のように表される。

$$\frac{\partial GWL}{\partial t} = -\frac{1}{1 - W_4^{t+1}} \left\{ D_4^t \frac{\partial W_4}{\partial t} - \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) \right\} \quad (3-8)$$

この式(3-8)が質量保存則であり、必ず満たされるべき地下水位に関する支配方程式である。したがって何らかの仮定が用いられることによって式(3-8)が式(3-2)や式(3-3)へ變形されていると考えられる。そこで暗黙の仮定としてどのようなものが用いられているかを調べるため、式(3-8)と式(3-2)を連立して検証する。これらを連立すると以下のように表される。

$$-\frac{1}{1 - W_4^{t+1}} \left\{ D_4^t \frac{\partial W_4}{\partial t} - \frac{1}{\theta_s} (Q_{34} - Q_{sb}) \right\} = \frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) \quad (3-9)$$

これを W_4^{t+1} について解く。まず両辺に $-(1 - W_4^{t+1})$ をかけて變形すると、

$$\begin{aligned}
D_4^t \frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} - \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) &= -\frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) (1 - W_4^{t+1}) \\
\frac{D_4^t}{\Delta t} W_4^{t+1} - \frac{D_4^t}{\Delta t} W_4^t - \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) &= -\frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) + \frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) W_4^{t+1} \\
\left[\frac{D_4^t}{\Delta t} - \frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) \right] W_4^{t+1} &= \frac{D_4^t}{\Delta t} W_4^t + \frac{1}{\theta_s} (Q_{rech} - Q_{sb}) - \frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) \\
W_4^{t+1} &= \left[\frac{D_4^t}{\Delta t} W_4^t + \left(\frac{1}{\theta_s} - \frac{1}{S_y} \right) (Q_{rech} - Q_{sb}) \right] \left[\frac{D_4^t}{\Delta t} - \frac{1}{S_y} (Q_{rech} - Q_{sb}) \right]^{-1} \\
W_4^{t+1} &= \frac{D_4^t W_4^t \theta_s S_y + (S_y - \theta_s) (Q_{rech} - Q_{sb}) \Delta t}{D_4^t \theta_s S_y - \theta_s (Q_{rech} - Q_{sb}) \Delta t} \quad (3-10)
\end{aligned}$$

ここで両辺から W_4^t を引き、その後両辺を Δt で割る。

$$\begin{aligned}
\frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} &= \frac{D_4^t W_4^t \theta_s S_y + (S_y - \theta_s) (Q_{rech} - Q_{sb}) \Delta t}{D_4^t \theta_s S_y \Delta t - \theta_s (Q_{rech} - Q_{sb}) (\Delta t)^2} - \frac{W_4^t}{\Delta t} \\
\frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} &= \frac{(S_y - \theta_s) (Q_{rech} - Q_{sb}) + W_4^t \theta_s (Q_{rech} - Q_{sb})}{D_4^t \theta_s S_y - \theta_s (Q_{rech} - Q_{sb}) \Delta t} \\
\frac{W_4^{t+1} - W_4^t}{\Delta t} &= \frac{[S_y - (1 - W_4^t) \theta_s] (Q_{rech} - Q_{sb})}{D_4^t \theta_s S_y - \theta_s (Q_{rech} - Q_{sb}) \Delta t} \quad (3-11)
\end{aligned}$$

最終的に式(3-11)のように表すことができる。ここで左辺は W_4 についての時間差分を表している。ここでもし $S_y = (1 - W_4^t) \theta_s$ となり、すなわち $W_4^t = 1 - S_y / \theta_s$ であるとき、式(3-11)の右辺の分子が 0 となるため、 W_4 は時間変化しないことを表す。したがって一度でも $W_4^t = 1 - S_y / \theta_s$ の値をとってしまえば W_4^{t+1} の値は以後常に一定の値をとり時間更新されないことを表す。とりうる値の一例として、空隙率 θ_s が 0.5、 S_y が 0.08 の値をとるとき、 W_4 が 0.84 の値を一度でもとれば以後 W_4 は時間変化しなくなる。

また式(3-11)において例えば $Q_{rech} - Q_{sb} < 0$ の場合について考えると、式(3-2)より地下水位は減少することになる。その際にもし $S_y - (1 - W_4^t) \theta_s < 0$ 、すなわち $W_4^t < 1 - S_y / \theta_s$ であるならば、式(3-11)の右辺の符号は正となり W_4 は時間経過に伴い増加することを表す。地下水位が減少する場合には、その直上の不飽和層の土壌水分量も一般的には減少するはずであるため、この表現は実現象を適切に表現できているとは限らないことを表している。

したがって以上より specific yield で地下水貯水量を割ることで地下水位の算定を行っているモデルでは、式(3-11)に表されるような暗黙の仮定が用いられており、その仮定では現実の地下水面直上の不飽和層における土壌水分動態を適切には表現できない可能性があることが示された。本研究の目的は観測された地下水位を再現可能な地下水解析手法を開発することであり、そのためには現実の土壌水分動態を可能な限り反映されていることが

重要であり、したがって本研究では式(3-2)や式(3-3)に代表されるモデル化手法は使用しない。本研究では支配方程式として式(3-1)を主に用い、式中の2つの未知変数の間の関係式を新たに設定することで式(3-1)を解くことを可能にするアプローチをとることとする。そのため地下水面直上の不飽和層である本研究における第4層の土壌水分量と層厚（あるいは地下水位）の間の関係式を適切に設定することが、本研究の目的達成のために重要である。

第4章 リチャーズ式による多層モデルを用いた数値実験

前章では SiBUC を改良し地下水位を診断変数へと組み込むために、既往研究によるモデル化手法が利用可能であるかの検討を解析的に行なった。その結果として既往研究と同様の手法では物理的根拠を伴ったモデル化は難しい可能性が高い、ということが分かった。現状で地下水のモデル化について決まっていることは、基礎方程式として質量保存則を使用することだけである。しかし1つの方程式しかない一方で未知変数は2つあり、このままでは解くことができない。したがって未知変数である第4層層厚 D_4 と第4層の平均土壌水分量 W_4 の関係式を見つけ出すことが必要不可欠である。そのために本章では土壌水を詳細に解くことが可能な多層モデルを構築し、様々な数値実験を行うことで未知変数の間の関係式を導き出すことに挑戦する。

4.1 リチャーズ式

本研究では土壌水の詳細な解析を可能とするため、リチャーズ式を用いた多層モデルを構築した。リチャーズ式は非線形性の強い方程式ではあるが、これを用いることで不飽和帯中の土壌水分移動を正確に再現可能であり、さらに計算格子を細かくとすることも可能である。多層モデルとすることで土壌水分移動を詳細にモニタリングすることができ、不明な第4層層厚 D_4 と第4層の平均土壌水分量 W_4 の関係について調べることができる。

リチャーズ式を用いた土壌水の詳細な解析が可能な多層モデルとして代表的なものに、例えば Hydrus-1d (Šimůnek *et al.*, 2013) がある。これを参考に多層モデルを実装し、SiBUC と結合させる。本節ではこのリチャーズ式を用いたモデル構築手法について述べる。

4.1.1 連続式

図4-1のようなコントロールボリュームについて考える。時刻 t におけるこのコントロールボリューム内の単位体積当たりの水分量(体積含水率)を $\theta(x, y, z, t)$ 、 x, y, z 方向の単位時間あたりの水分移動量フラックス(断面平均流速)を u, v, w とすると、コントロールボリューム内の水分量の変化は、

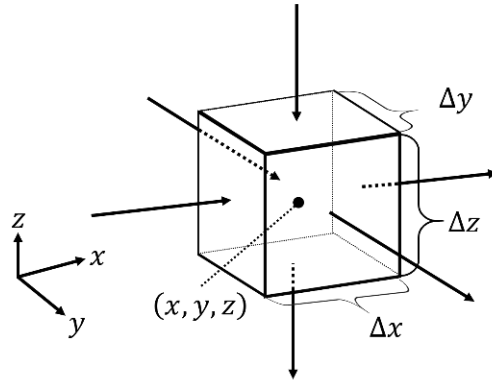


図4-1 コントロールボリューム

$$\begin{aligned}
 & \{\theta(x, y, z, t + \Delta t) - \theta(x, y, z, t)\} \Delta x \Delta y \Delta z \\
 &= u\left(x - \frac{\Delta x}{2}, y, z, t\right) \Delta y \Delta z \Delta t - u\left(x + \frac{\Delta x}{2}, y, z, t\right) \Delta y \Delta z \Delta t \\
 &+ v\left(x, y - \frac{\Delta y}{2}, z, t\right) \Delta z \Delta x \Delta t - v\left(x, y + \frac{\Delta y}{2}, z, t\right) \Delta z \Delta x \Delta t \\
 &+ w\left(x, y, z - \frac{\Delta z}{2}, t\right) \Delta x \Delta y \Delta t - w\left(x, y, z + \frac{\Delta z}{2}, t\right) \Delta x \Delta y \Delta t \\
 & \frac{\{\theta(x, y, z, t + \Delta t) - \theta(x, y, z, t)\}}{\Delta t} \\
 &= \frac{u\left(x - \frac{\Delta x}{2}, y, z, t\right) - u\left(x + \frac{\Delta x}{2}, y, z, t\right)}{\Delta x} \\
 &+ \frac{v\left(x, y - \frac{\Delta y}{2}, z, t\right) - v\left(x, y + \frac{\Delta y}{2}, z, t\right)}{\Delta y} \\
 &+ \frac{w\left(x, y, z - \frac{\Delta z}{2}, t\right) - w\left(x, y, z + \frac{\Delta z}{2}, t\right)}{\Delta z}
 \end{aligned}$$

と表される。これを微分形式に直すと

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z} \quad (4-1)$$

となる。これはコントロールボリューム内の水分量の時間変化は x, y, z 方向の水分移動フラックスの勾配によって決定されることを表す。

4.1.2 ダルシー則

水は高いところから低いところへ流れるのは自明の理である。ただしこの高低とはピエゾ水頭のことである。ピエゾ水頭とは圧力水頭と位置水頭の和として表され、圧力水頭は力

学的な圧力によるエネルギーを指し、位置水頭は重力による位置エネルギーを指す。ピエゾ水頭 h は圧力水頭 ψ と位置水頭 z の和($h = \psi + z$)で表される。

ただし圧力水頭について、不飽和の土壌中では土粒子と水との間で分子間力によって表面張力が発生し、水を吸い上げる向きのポテンシャルが発生する。これをマトリックポテンシャルと呼び、その絶対値が非常に大きくなるため、不飽和の土壌では圧力水頭としてマトリックポテンシャルのみを考慮すればよい。一方で飽和している土壌ではマトリックポテンシャルは存在しない。

ダルシー則は、土壌中を流れる水の平均流速がこのピエゾ水頭の勾配に比例することを表す。ダルシー則により水平方向(x, y 方向)の平均流速は、透水係数を k_x, k_y 、圧力水頭を ψ として以下の式(4-2)、(4-3)で表される。

$$u = -k_x \frac{\partial h}{\partial x} = -k_x \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (4-2)$$

$$v = -k_y \frac{\partial h}{\partial y} = -k_y \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (4-3)$$

鉛直方向(z 方向)の平均流速は、位置水頭が z で表されることに留意すると、 k_z を z 方向の透水係数として、以下の式(4)で表される。

$$w = -k_z \frac{\partial h}{\partial z} = -k_z \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (4-4)$$

もし図1で z 軸を下向き正としてとっていた場合は、式(4-4)の+1は-1となる。

4.1.3 リチャーズ式の導出

式(4-1)に式(4-2)~(4-4)を代入することで、地中の水分移動を表すリチャーズ式(Richards' equation)が導かれる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (4-5)$$

式(4-5)内での未知変数は θ, k, ψ の3つであり、したがって式(4-5)のみを用いての解析は不可能である。そこで様々な先行研究より得られるこれら3変数の間の関係式を用いることで、土壌水分移動が解析可能となる。代表的な体積含水率と圧力水頭の関係を表す近似式として、Brooks and Corey モデルや Van Genuchten の式、谷の式等が挙げられる。SiBUC では Clapp and Hornberger によるモデルを用いているが、これは Brooks and Corey モデルの一種とみなせる。本研究では SiBUC との対応関係を重視するため、SiBUC と同じ Clapp and Hornberger による以下の2式を用いる。

$$\psi = \psi_s W^{-b} \quad (4-6)$$

$$K = K_s W^{2b+3} \quad (4-7)$$

4.1.4 リチャーズ式の離散化

鉛直方向のリチャーズ式は、以下の式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (4-8)$$

これを離散化する。

$$\begin{aligned} \frac{\theta_i^{n+1} - \theta_i^n}{\Delta t} &= \frac{1}{\Delta z} \left\{ k_{i+1/2}^{n+1} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{i+1/2}^{n+1} + 1 \right) - k_{i-1/2}^{n+1} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{i-1/2}^{n+1} + 1 \right) \right\} \\ &= \frac{1}{\Delta z} \left\{ k_{i+1/2}^{n+1} \left(\frac{\psi_{i+1}^{n+1} - \psi_i^{n+1}}{\Delta z} + 1 \right) - k_{i-1/2}^{n+1} \left(\frac{\psi_i^{n+1} - \psi_{i-1}^{n+1}}{\Delta z} + 1 \right) \right\} \\ &= \frac{1}{(\Delta z)^2} \left\{ k_{i-1/2}^{n+1} \psi_{i-1}^{n+1} - (k_{i-1/2}^{n+1} + k_{i+1/2}^{n+1}) \psi_i^{n+1} + k_{i+1/2}^{n+1} \psi_{i+1}^{n+1} \right\} + \frac{k_{i+1/2}^{n+1} - k_{i-1/2}^{n+1}}{\Delta z} \end{aligned} \quad (4-9)$$

ここで式(4-9)の上添字 n は n 番目の時刻 t^n を、 $n+1$ は時刻 t^n より1タイムステップ進んだ時刻 t^{n+1} を意味する。ここで時刻 t^n における状態量はすべて既知とし、離散化したリチャーズ式を解くことで時刻 t^{n+1} における状態量を推定する。下添字は図4-2に示すように、 i は i 番目の格子セルの中央を表し、 $i+1/2$ は i 番目と $i+1$ 番目のセルの間の断面を、 $i-1/2$ は $i-1$ 番目と i 番目のセルの間の断面を意味する。また Δz は有限差分間隔である。

式(4-9)において右辺の透水係数は式(4-7)によって表されるような、体積含水率や圧力水頭の非線形な関数であるため、式の線形化を繰り返すことで解を求める反復解法を用いる必要がある。この代表的な解法としてピカール法とニュートン法が挙げられる。リチャーズ式の解法では、Celia *et al.* (1990)により式(4-9)の線形化に修正したピカール法が有効であることが示された。反復計算をふまえた形で式(4-9)を書き直すと以下ようになる。

$$\begin{aligned} \frac{\theta_i^{m+1} - \theta_i^m}{\Delta t} &= \frac{1}{(\Delta z)^2} \left\{ k_{i-1/2}^m \psi_{i-1}^{m+1} - (k_{i-1/2}^m + k_{i+1/2}^m) \psi_i^{m+1} + k_{i+1/2}^m \psi_{i+1}^{m+1} \right\} \\ &\quad + \frac{k_{i+1/2}^m - k_{i-1/2}^m}{\Delta z} \end{aligned} \quad (4-10)$$

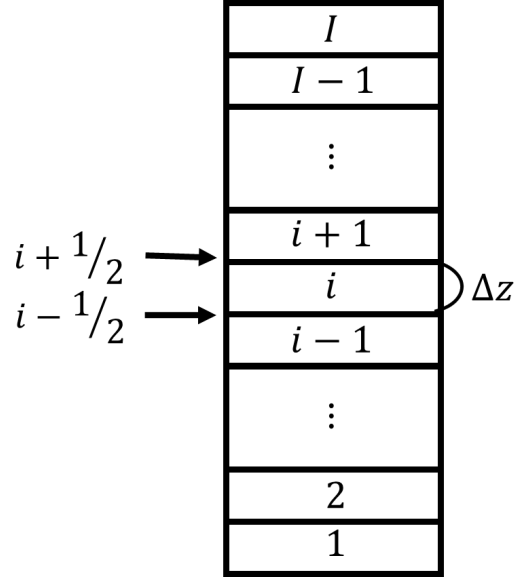


図4-2 離散化によるセル分割の模式図

上添字 m は、 m 回目までの反復計算が終了し、 m 回目の反復計算によって得られた時刻 $n+1$ に対する値を表す。したがってこのとき $m+1$ 回目の値は未知である。ここで未知である $m+1$ 回目の圧力水頭 ψ_i^{m+1} と既知の m 回目の圧力水頭 ψ_i^m の差を以下のように表す。

$$\delta_i^m = \psi_i^{m+1} - \psi_i^m \quad (4-11)$$

θ_i^{m+1} を ψ_i^m のまわりでテイラー展開すると、

$$\begin{aligned} \theta_i^{m+1} &= \theta_i^m + \left. \frac{d\theta}{d\psi} \right|_i^m (\psi_i^{m+1} - \psi_i^m) \\ &= \theta_i^m + C_i^m \delta_i^m \end{aligned} \quad (4-12)$$

式(4-11)と式(4-12)を用いて式(4-10)を変形すると、

$$\begin{aligned} \frac{\theta_i^m - \theta_i^n}{\Delta t} + \frac{C_i^m \delta_i^m}{\Delta t} \\ = \frac{1}{(\Delta z)^2} \left\{ k_{i-1/2}^m (\psi_{i-1}^m + \delta_{i-1}^m) - (k_{i-1/2}^m + k_{i+1/2}^m) (\psi_i^m + \delta_i^m) + k_{i+1/2}^m (\psi_{i+1}^m + \delta_{i+1}^m) \right\} \\ + \frac{k_{i+1/2}^m - k_{i-1/2}^m}{\Delta z} \end{aligned} \quad (4-13)$$

$$\begin{aligned} - \frac{k_{i-1/2}^m}{(\Delta z)^2} \delta_{i-1}^m + \left(\frac{C_i^m}{\Delta t} + \frac{k_{i-1/2}^m + k_{i+1/2}^m}{(\Delta z)^2} \right) \delta_i^m - \frac{k_{i+1/2}^m}{(\Delta z)^2} \delta_{i+1}^m \\ = - \frac{\theta_i^m - \theta_i^n}{\Delta t} + \frac{1}{(\Delta z)^2} \left\{ k_{i-1/2}^m \psi_{i-1}^m - (k_{i-1/2}^m + k_{i+1/2}^m) \psi_i^m + k_{i+1/2}^m \psi_{i+1}^m \right\} \\ + \frac{k_{i+1/2}^m - k_{i-1/2}^m}{\Delta z} \end{aligned} \quad (4-14)$$

となる。この式(4-14)において

$$\left\{ \begin{array}{l} A_i = -\frac{k_{i-1/2}^m}{(\Delta z)^2} \\ B_i = \frac{C_i^m}{\Delta t} + \frac{k_{i-1/2}^m + k_{i+1/2}^m}{(\Delta z)^2} \\ C_i = -\frac{k_{i+1/2}^m}{(\Delta z)^2} \\ D_i = (\text{右辺}) \end{array} \right. \quad (4-15)$$

とおくと、すべてのセル($i = 1 \sim I$)での式(4-14)をまとめて以下のように表現できる。

$$\begin{pmatrix} B_1 & C_1 & 0 & 0 & 0 & & & 0 & 0 \\ A_2 & B_2 & C_2 & 0 & 0 & \dots & \dots & 0 & 0 \\ 0 & A_3 & B_3 & C_3 & 0 & & & 0 & 0 \\ 0 & 0 & A_4 & B_4 & & & & 0 & 0 \\ & & \vdots & & & \ddots & & \vdots & \vdots \\ & & \vdots & & & & & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & A_{I-1} & B_{I-1} & C_{I-1} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & A_{I-1} & B_I \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta_1^m \\ \delta_2^m \\ \delta_3^m \\ \vdots \\ \delta_{I-1}^m \\ \delta_I^m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} D_1 \\ D_2 \\ D_3 \\ \vdots \\ D_{I-1} \\ D_I \end{pmatrix} \quad (4-16)$$

これにより 3 重対角行列を用いた形で全てのグリッドにおける離散化したリチャーズ式が表される。3 重対角行列の逆行列を求めることは面倒であるが、式(4-16)はトマス法を用いることで高速に解くことができる。

4.1.5 外力を考慮する場合の式

土壌最下端は不透水層とし、そこから排水が行われるものとする。排水量（基底流出量）を Q_{sb} として土壌最下端での境界条件を表すと、

$$Q_{sb} = k_s \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (4-17)$$

となる。これは微分が境界条件となるノイマンの境界条件である。式(4-17)を離散化して反復計算に対応する形で変形すると以下ようになる。

$$\frac{k_{3/2}^m}{\Delta z} \delta_1^m - \frac{k_{3/2}^m}{\Delta z} \delta_2^m = k_{3/2}^m \frac{\psi_2^m - \psi_1^m}{\Delta z} + k_{3/2}^m - Q_{sb} \quad (4-18)$$

また地表面では土壌最下端と同様にノイマンの境界条件を用いることができるが、ここでは Hydrus-1d で採用されている手法である質量保存則を用いる。これは時間変動の激しい降水量によって解が不安定になりやすいためである。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} + F \quad (4-19)$$

ここで q はダルシー則によって表される水分移動量フラックスであり、 F は気象外力である。これを離散化して反復計算に対応する形で変形すると、最終的に

$$-\frac{k_{l-1/2}^m}{(\Delta z)^2} \delta_{l-1}^m + \left(\frac{C_l^m}{\Delta t} + \frac{k_{l-1/2}^m}{(\Delta z)^2} \right) \delta_l^m = -\frac{\theta_l^m - \theta_l^n}{\Delta t} + \frac{k_{l-1/2}^m}{(\Delta z)^2} (\psi_{l-1}^m - \psi_l^m) - \frac{k_{l-1/2}^m}{\Delta z} + F \quad (4-20)$$

となる。

降水量が多い場合に解が収束しない場合が多くある。これは降水によって地表面グリッドの土壌水分量が急激に変化し、それによって直下のグリッドとの間のポテンシャル勾配が大きくなりすぎるなどした際に起こりやすい。その際は計算時間間隔を細かくとるように変更し、1 タイムステップ内での降水量による水分量変化を小さくすることで解決する。

4.2 仮想実験によるモデル動作検証

前節で示すとおりモデルを構築したものを、仮想的な条件下で実行し、妥当な結果が出力されるかを検証する。

4.2.1 平衡状態への到達

鉛直方向の土壌水分移動が完全にない状態は、ダルシー則によって算定される流速が 0 になる場合の状態を示す。すなわち

$$0 = -k_z \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right)$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = -1 \quad (4-21)$$

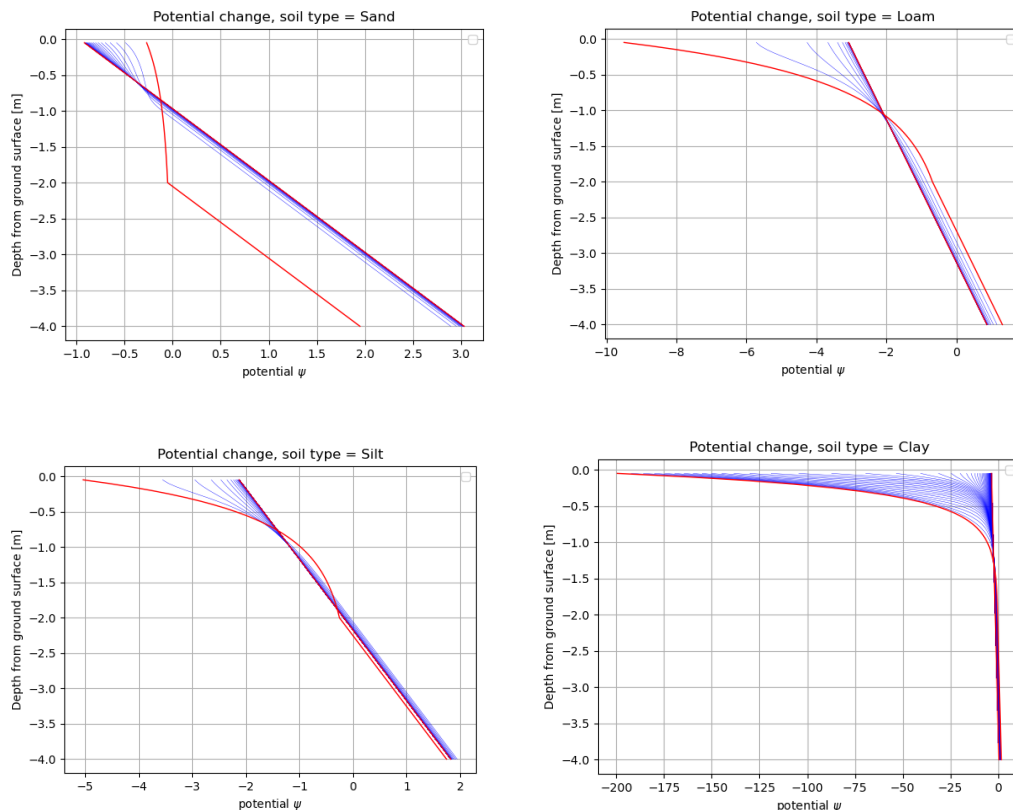


図 4-3 4 種類の代表的な土壌タイプにおける、土壌水分分布が平衡状態に至るまでのポテンシャル分布変化の経過

赤の曲線が初期状態でのポテンシャルの鉛直分布、青線は 1 日おきにプロットされたポテンシャル分布、赤の直線は平衡状態でのポテンシャル分布を示す。

となる場合である。したがって何の外力も与えない状態で時間経過させることで、ポテンシャルが線形となって収束していれば、モデルは正常に動いていることが確認できる。

そこで代表的な, sand, loam, silt, clay の 4 種類の土壌タイプにおいて、初期条件として地表面の土壌水分量(飽和度)が 0.6 で、地表面から 2m の深さにある地下水面まで線形で増加する土壌水分量を設定した。1 層の層厚は 5cm であり、全長 4m、外力なしでの計算を行なった。このとき用いる土壌パラメータは Clapp and Hornberger (1978)に示される値を用いた。このパラメータは表 4-1 に示す。

この仮想実験の結果を図 4-4 に示す。線形の土壌水分量を初期条件として設定したことにより、ポテンシャルの勾配が鉛直方向にさまざまな値を取るため土壌水分の再分配が発生し、最終的に線形のポテンシャル分布に落ち着く形となることが確認できた。

表 4-1 Clapp and Hornberger (1978) に示されている土壌パラメータ

	ψ_s [m]	B [-]	θ_s [-]	$k_s \times 10^6$ [m/s]
Sand	-0.05	3.30	0.395	24.5
Loamy sand	-0.07	3.80	0.410	17.5
Sandy loam	-0.16	4.34	0.435	8.4
Loam	-0.65	5.25	0.451	2.4
Silt loam	-0.84	3.63	0.485	1.1
Silt	-0.24	5.96	0.445	4.7
Sandy clay loam	-0.12	7.32	0.476	6.3
Clay loam	-0.63	8.41	0.477	1.4
Silty clay loam	-0.28	8.34	0.450	2.7
Sandy clay	-0.12	9.70	0.426	4.2
Silty clay	-0.58	10.78	0.492	1.0
Clay	-0.27	12.93	0.482	1.3

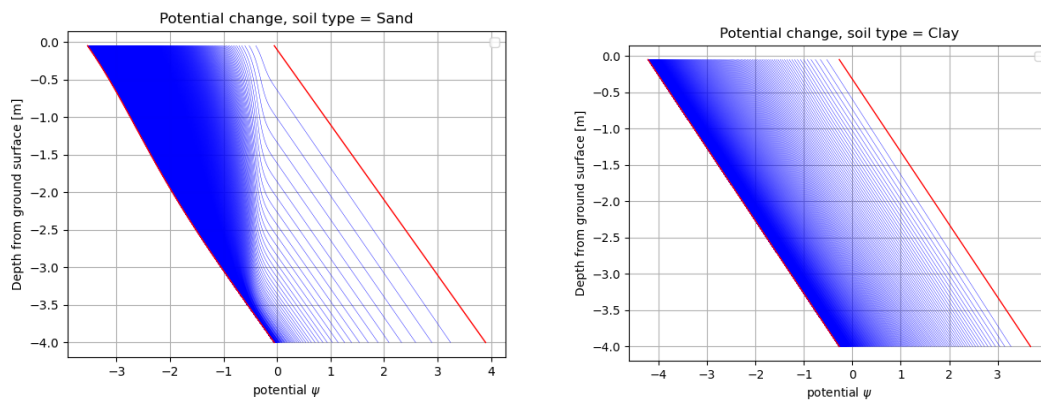


図 4-4 湛水条件から排水終了までのポテンシャル分布の変化

初期条件は右端の赤い直線，終端状態は左端の赤線，青線は1週間おきにプロット

4.2.2 湛水状態からの排水条件下でのモデル動作確認

前項で外力なしでの計算により妥当な結果が導き出せることを確認した。本項では土壌が完全に飽和した状態から排水を行ってゆき，終端状態まで到達する仮定を確認する。初期条件として Clapp and Hornberger による(4-6)式での，飽和時のマトリックポテンシャルに相当する ψ_s の値を地表面グリッドのポテンシャルに用い，そこから線形で地下に向けてポテンシャルを増加させたものを与えた。また排水量として以下のように地下水位に比例す

るダルシー則に基づく式で算定した.

$$Q_{sb} = k_s \left(\frac{GWL + L_{soil}}{L} \right) \quad (4-22)$$

ここで GWL は地表面を基準とした地下水面の位置を表し, 常に 0 以下の値をとる. また L_{soil} は層の全長であり, これは 4m に設定した. L は排水地点までの距離を意味し, ここでは 100m とした.

図 4-4 に解析結果のポテンシャル分布の図を示す. ここでは sand と clay の 2 種類の土壌タイプの結果のみを示しているが, 他の土壌タイプでは clay とほとんど同じグラフが得られたため, ここでは割愛している.

図より湛水状態から排水を開始し, それに伴いポテンシャルが減少してゆき, 地下水位が全層厚の 4m を下回り排水が 0 となった後, 土壌水分の再分配が行われてポテンシャル分布が線形に落ち着く様子が見られる.

4.3 湛水状態からの排水過程で見られる地下水位と第 4 層平均土壌水分量の関係

仮想的な条件下での動作が確認されたため, 次に湛水状態から排水してゆき, 他の外力を与えない仮想的な条件でモデルによる解析を行い, SiBUC で地下水位を考慮する場合の W_4 に相当する部分と地下水位の関係を調べる. 全層厚は 3m, 土壌第 4 層の上端は地下 1m の位置とする. またグリッドサイズは 0.5cm としている. グリッドサイズを非常に小さくするのは, 計算される W_4 のばらつきを小さくするためである. 多層モデルでは地下水面の位置をグリッドが飽和しているかどうかによって判定しており, グリッドサイズの定数倍でしか地下水位を算定できず, そのため同じ地下水位だとしても第 4 層の水分状態にはばらつきが生じやすい. その影響をできるだけ小さくするため, グリッドサイズを小さくする.

4.3.1 実験結果

表 4-1 に示した 12 種類の土壌タイプそれぞれについて, 実験の結果出力された W_4 を横軸に, 地下水位を縦軸にとってプロットすると図 4-5 のようになる. 図中の青い実線はプロットにフィットさせた関数である. この関数については後述する.

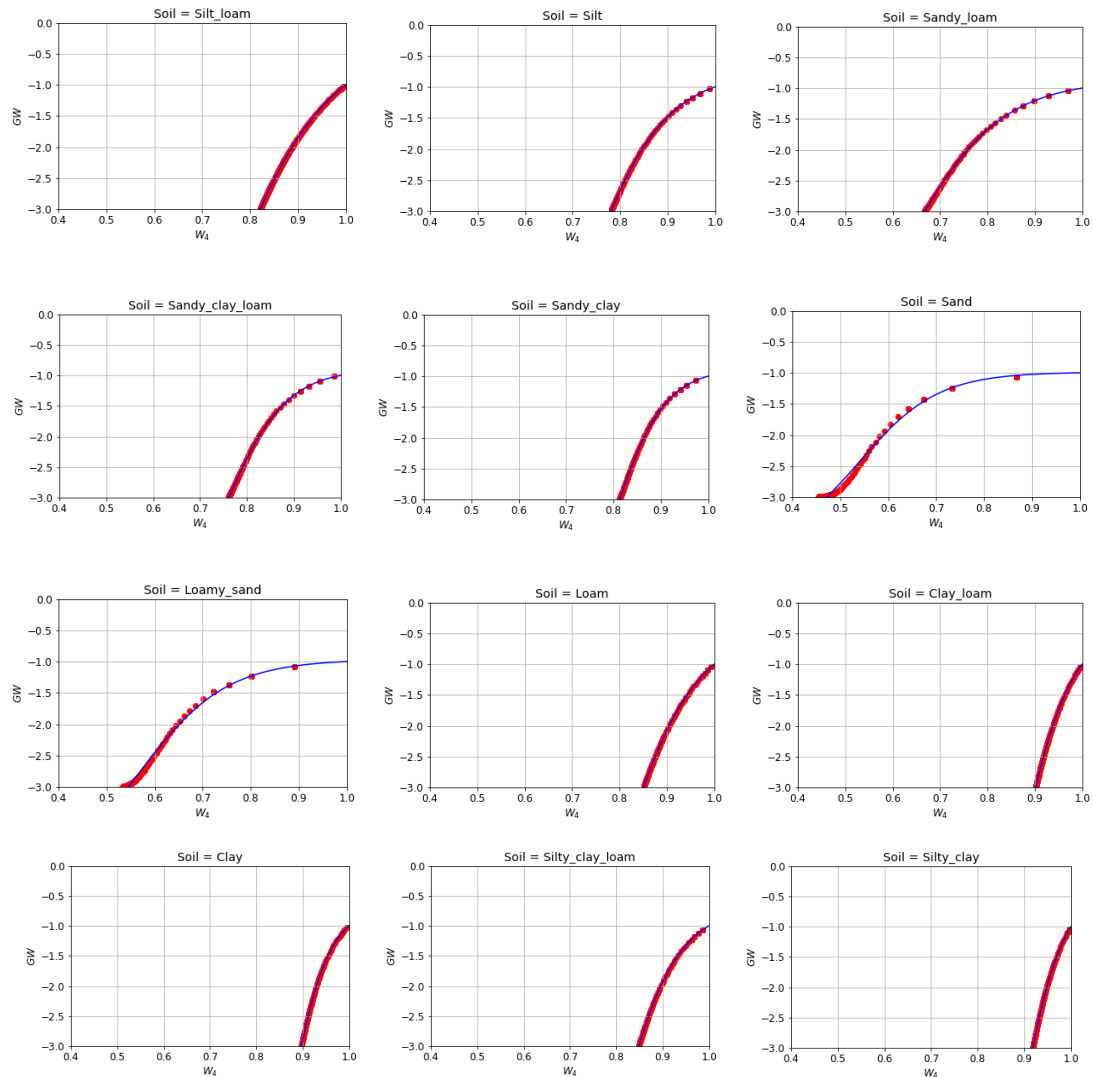


図4-5 第4層土壌水分 W_4 と地下水位の関係
赤点は土壌第4層にあたる部分の土壌水分量の日平均値
青い実線は変形したシグモイド関数でフィッティングしたもの

図4-5のいくつかの結果では赤いプロットがS字型に分布しているように見える。地下水位が土層の最下端に達する際にはそれ以上地下水位が減少しないため、そのために赤いプロットがS字型の形状をとるのだと考えられる。

このような分布にフィットできる関数を見つけることができれば、本研究の目的の達成に大きく近づく。SiBUCに物理的根拠を伴って地下水位を診断変数として組み込むために、質量保存則の基礎方程式1つに対して未知変数が第4層土壌水分と地下水位の2つあり、現状では解くことができないことを前章で示した。しかし図4-5のプロットにフィットする関数はこれら未知変数の間の関係式であり、この関数と質量保存則を連立することで、

SiBUC でも地下水位を解くことが可能となる。そこで図中のプロットにフィットする関数を探し出す。

4.3.2 シグモイド関数の実験結果へのフィッティング

ここで S 字型の曲線を描ける代表的な関数としてはシグモイド関数が挙げられる。一般的なシグモイド関数は以下の式で表される。

$$y = \frac{1}{1 + e^{-ax}} \quad (4-23)$$

パラメータ a の値様々に変えてプロットした図を図 4-6 に示す。この関数の特長は、点(0, 0.5)を必ず通り、 y の取りうる値の範囲は $0 < y < 1$ であること、また S 字の曲線を 1 つのパラメータ a だけで表現できることである。このシグモイド関数を図 4-5 にプロットした点にフィットしうる形へと式変形する。まずスケールを合わせられるように定数 s をかけ、さらに x 方向に Δx 、 y 方向に Δy 平行移動すると以下のように表される。

$$y = \frac{s}{1 + e^{-a(x-\Delta x)}} + \Delta y \quad (4-24)$$

このときシグモイド関数の y は地下水位、 x は第 4 層土壌水分量にあたり、以下のように書き直される。

$$GWL = \frac{s}{1 + e^{-a(W_4 - \Delta W_4)}} + \Delta GWL \quad (4-25)$$

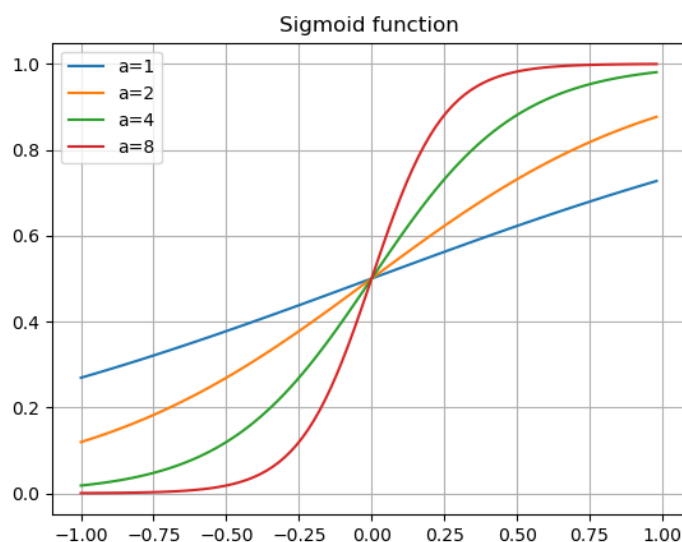


図 4-6 式(4-23)で表されるシグモイド関数

ここで地下水位と W_4 のとりべき条件について考える。また SiBUC の土壌第 1~3 層までの土層厚を D_{soil} とすると、 W_4 は地下水位が-1m 以上では地下水位が第 4 層以上にあるため第 4 層は飽和状態である。したがって地下水位 $GWL = -D_{soil}$ のとき、 $W_4 = 1$ をとる。この条件を満たすためには、 $GWL = -D_{soil}$ のとき $W_4 = 1$ を式(4-25)に代入して、

$$-D_{soil} = \frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} + \Delta GWL$$

$$\Delta GWL = -\frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} - D_{soil} \quad (4-26)$$

としなければならない。したがってこの式(4-26)を式(4-25)に代入して、

$$GWL = \frac{s}{1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)}} - \frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} - D_{soil} \quad (4-27)$$

となる。この式にはパラメータは a と s 、 ΔW_4 の 3 つがあり、これらの最適値を決定して図 4-5 のプロットに最もよくフィットする曲線を求める。図 4-5 中の青い実線はパラメータを最適化して式(4-27)をフィッティングした結果である。いずれの土壌タイプにおいても非常によく当てはまっていることが分かる。ただしこのとき $D_{soil} = 1\text{ m}$ である。

さらに地下水位の W_4 に対する変化の割合と W_4 の関係もプロットして確認する。この結果を図 4-7 に示す。このとき式(4-27)を W_4 で微分して

$$\frac{dGWL}{dW_4} = \frac{sa e^{-a(W_4-\Delta W_4)}}{\{1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)}\}^2} \quad (4-28)$$

となり、図 4-5 の青い実線を描く際に使用したパラメータを用い図 4-7 に同様に青い実線で図示している。地下水位はグリッドサイズの定数倍でしか変化できないため、プロットにはばらつきがみられるが、おおむねよくフィットしている。

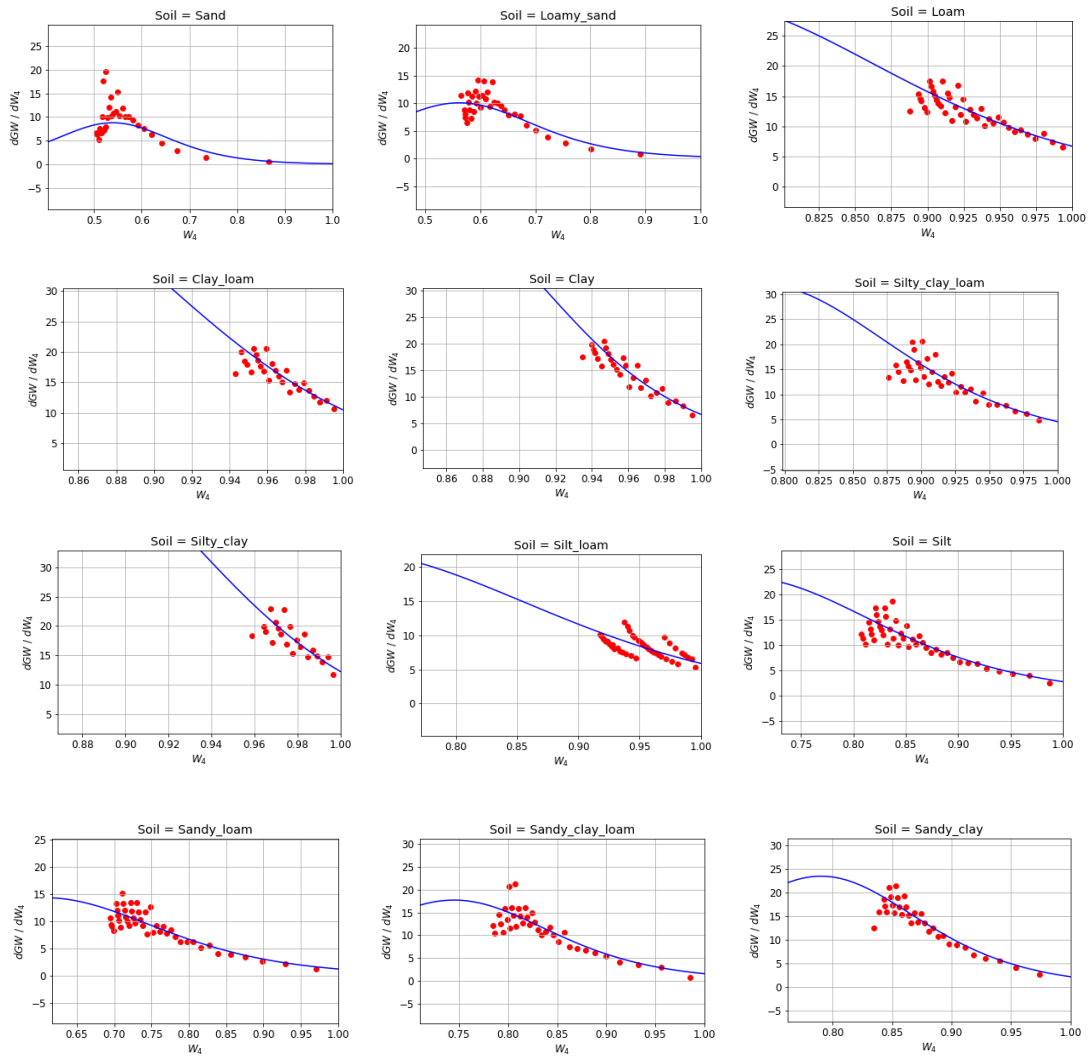


図4-7 W_4 と地下水位の W_4 に対する変化の割合

4.3.3 層厚を変更した場合の実験結果

本節では全層厚は3m、土壌第4層の上端は地下1mの位置として実験を行い、その結果に基づいた検証を行った。ここで層厚や第4層の上端の位置等を変更しても同様の結果が得られるのか検証する。

全層厚を10mとし、第4層の上端の位置、すなわち地下水を考慮しない通常のSiBUCにおける土層厚(soil depth, 式(4-27)中の D_{soil})を地表面から0m, 0.5m, 1m, 1.5m, 2m, 2.5mと段階的に変更していった場合の、第4層土壌水分量と地下水位の関係をプロットする。さらにそこにシグモイド関数をフィッティングする。その結果を図4-8に示す。

図4-19ではいずれもシグモイド関数である程度よくフィッティングできていることが確認できる。また第4層上端位置を変化させた場合、第4層土壌水分量が大きい間ほどの曲線もほとんど平行である。これはSiBUCに実装する際、地下水位が上昇して第3層内に浸入した場合に、 D_{soil} が変化しても関数の形状自体はほとんど変化しないことを表している。したがってシグモイド関数をSiBUCでの地下水位診断に使用する際に、地下水位が上昇して第3層内に地下水面が存在する場合でも、第4層内に地下水面が存在するときに使用したパラメータと同一の値を用いて、 D_{soil} のみ第3層上端部へと変更すればよいということである。

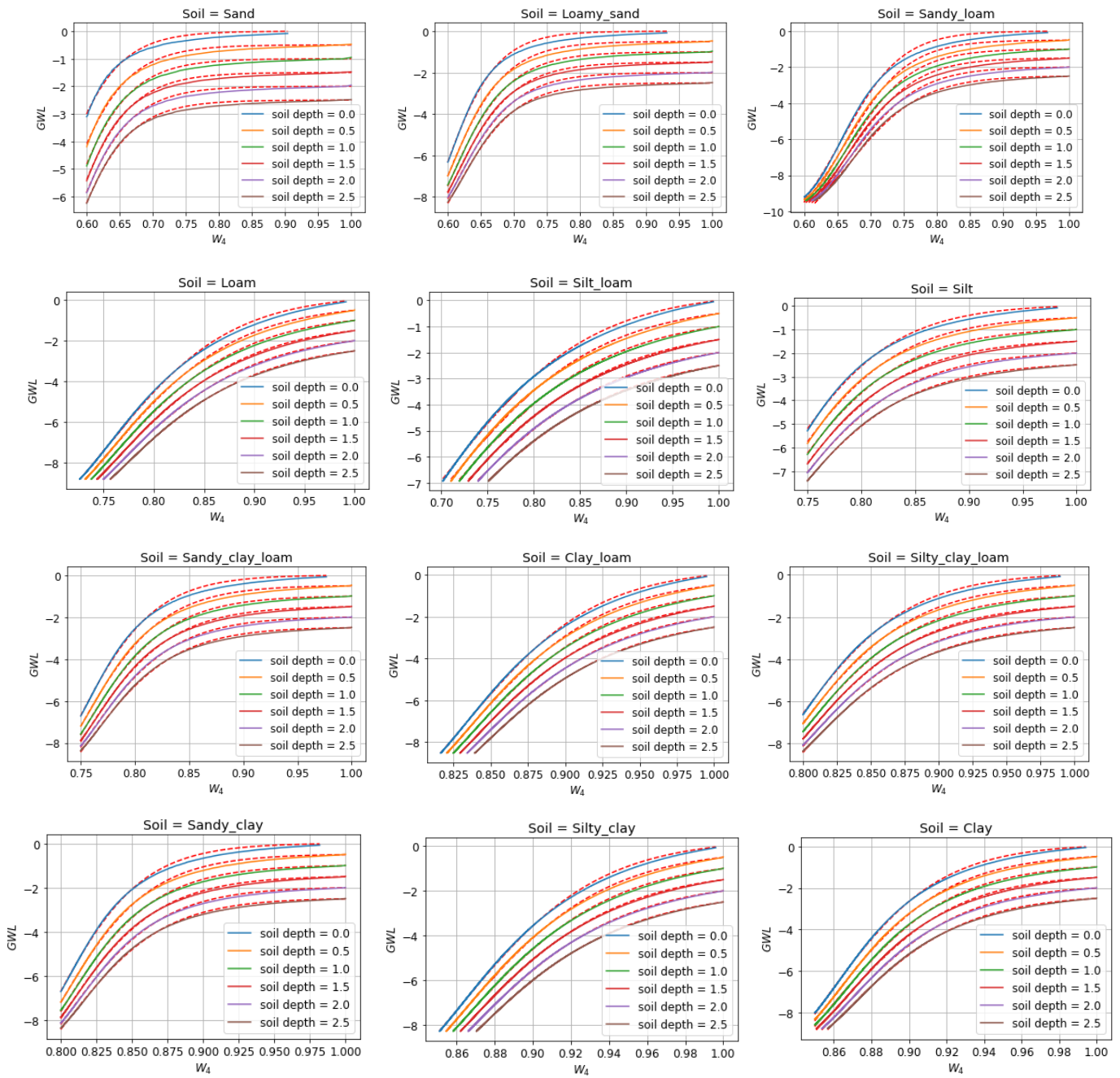


図 4-8 全層厚 10m とし、第 4 層上端位置を変化させた場合の第 4 層土壌水分量と地下水位の関係

4.4 地下水位観測データへのモデルの適用と検証

前節では仮想的な状況下での第 4 層土壌水分量と地下水位の関係を調べ、シグモイド関数で表せることを示した。このシグモイド関数を用いることで SiBUC を改良して地下水位を診断変数に加えることが可能になる。しかし改良した SiBUC を実装するにあたり、モデルが地下水位変動の実現象を再現できるかどうか重要であり、適切な検証用の地下水位観測データを用意する必要がある。そこで実際の地下水位観測データに対して多層モデルを適用し、地下水位を再現可能な地点があるかを確認する。日本国内の地下水位観測データは、国土交通省の水文水質データベースより豊富に入手することが可能である。そこで本研究では多層モデルを用い、地下水位変動の再現を試みた。

4.4.1 SiBUC と結合した多層モデルを用いた地下水位観測データの再現手法

本研究で改良する陸面過程モデル SiBUC は鉛直方向のみの水収支を解析するモデルである。したがって SiBUC で土壌水分の計算をする部分を多層モデルに置き換えることが可能である。そこで多層モデルと結合した SiBUC を用いて観測地下水位の再現を試みる。SiBUC と結合することで、蒸発散や積雪等の影響も考慮可能となる。

使用する地下水位の観測データは国土交通省の水文水質データベースより入手する。水文水質データベースからは非常に多数の地下水位観測データを得ることができる一方で、一般的に地下水は鉛直方向からだけでなく、水平方向からの地下水涵養や河川からの涵養の影響も受けることを留意しなければならない。本研究のモデルでは鉛直方向の水収支しか考慮しないため、地下水の水平方向の流動が大きい場合や、河川からの地下水涵養の割合が高い場合については、検証に用いるには不適切なデータだといえる。

水平方向や河川からの地下水涵養の影響を大きく受けている観測地点では、いくら土壤パラメータを合わせても地下水位の再現が難しいことが予想できる。そこで入手可能な地下水位観測データのそれぞれに対してパラメータ最適化を行い、地下水位の再現ができた地点が、水平方向や河川からの地下水涵養による影響が小さく、SiBUC で地下水位解析を行う際の検証用データとして適した地点と考え、その結果のみを用いて検証を行う。

パラメータ最適化には Python のライブラリの 1 つである GPyOpt (<https://github.com/SheffieldML/GPyOpt>) によるベイズ最適化を用いた。パラメータ最適化手法の代表的なものに勾配降下法等が挙げられるが、これには局所解に陥る可能性があることが欠点として挙げられる。一方でベイズ最適化はパラメータが最適値である可能性が高いところを探索してゆく手法であり、局所解に陥る危険が低い。また効率的にパラメータを探索できるため、少ない実験回数でパラメータ最適値にたどり着きやすい。多層モデルと結合した SiBUC による計算は計算負荷が非常に高いため、できるだけ効率よくパラメータを最

適化できるベイズ最適化は非常に有用な手法である。勾配降下法に類する手法ではパラメータの初期値に最適値から遠い値を設定してしまった場合、計算結果の勾配に従って徐々にしかパラメータを更新させられないため、計算負荷が非常に大きくなってしまう。

ベイズ最適化により土壌パラメータの推定を行う。最適化するパラメータは、飽和時のマトリックポテンシャルに相当する空気浸入値 ψ_s 、Clapp and Hornberger の式で用いる定数 B 、空隙率 θ_s 、飽和透水係数 k_s の4つと、排水量を計算するために必要な、排水地点までの水平方向の距離 L と地下水位の高低の基準となる位置 D_{bottom} の、合計6つである。排水量は式(4-22)と同じ手法で計算し、式(4-31)に今回用いる変数に対応する形で書き直す。

$$Q_{sb} = k_s \left(\frac{GWL + D_{bottom}}{L} \right) \quad (4-31)$$

パラメータは地下水位の解析値と観測値の間で Nash-Sutcliffe 係数を計算し、それができるだけ高くなるようなパラメータを探索する。Nash-Sutcliffe 係数 NS は以下の式(4-32)で表される。

$$NS = 1 - \frac{\sum(GWL_{obs} - GWL_{sim})^2}{\sum(GWL_{obs} - GWL_{obs,ave})^2} \quad (4-32)$$

ここで GWL_{obs} は地下水位の観測値、 GWL_{sim} は地下水位の解析値、 $GWL_{obs,ave}$ は地下水位観測値の平均値である。 NS の取りうる値の範囲は1以下で、一般的に0より大きければ再現性があり、特に0.7以上であれば再現性が高いことを表す。

モデルによる解析を行う際の入力となる降水量には、地下水位データと同じ水文水質データベースより得られる降水量の観測データの中から、解析対象となる地下水位の観測地点と最も近い地点の降雨量データを用いる。ただしデータに欠損がある場合は、GSMaPv6の降水量を使用する。また降水量以外の気象強制力にはJRA55を使用する。

得られる観測データには複数年にわたって観測されている地点が多数あるが、複数年に渡る地下水位変動を同一のパラメータで再現することは難しい。そこで観測されている期間内の1年間のみに着目して、その期間内での最適化を行う。

また多層モデル内での鉛直分解能は5cmとする。

4.4.2 パラメータ最適化の結果

SiBUC と結合した多層モデルにより、観測された地下水位を最もよく再現できるパラメータを、最適化することで求める。その結果計算された地下水位が特によく再現できていた地点の例をここで示す。それらの観測地点の情報を表4-2に、また最適化されたパラメータを表4-3に示す。表4-3には推定されたパラメータとともに、それを用いて多層モデルと結合したSiBUCで計算を行った際のNash-Sutcliffe係数も。Nash-Sutcliffe係数の高いものから順に並べた。ただしここで示す例にはNash-Sutcliffe係数が0.75以上となった地点の

みを選択している。

また図 4-9～図 4-14 に最適化された結果の、各地点での地下水位の時系列の解析値と観測値の比較図を示す。いずれの地点でも観測された地下水位変動の特徴をよく再現できていることが確認できる。

SiBUC は鉛直方向のみで水・熱収支を解析するモデルであるため、地下水の水平方向の流動により涵養される地点や、河川水位の変動の影響を強く受ける地点等は、SiBUC の検証に用いるには不適である。一方で例に示す地点では鉛直 1 次元のみを考慮しているにもかかわらず観測地下水位を精度良く再現できているため、SiBUC の検証用にもちいるのに適切なデータであるといえる。

表 4-2 多層モデルと結合した SiBUC による地下水位解析結果の例を示す観測地点の情報

観測地点	流域	河川	緯度	軽度
宮之城 (浅)	川内川	川内川	31.91111	130.4547
井手	淀川	木津川	34.79667	135.8086
久御山	淀川	木津川	34.88361	135.7347
邑楽	利根川	矢場川	36.265	139.4678
高槻	淀川	淀川	34.85694	135.6544
栗野 (深)	川内川	川内川	31.95028	130.7197

表 4-3 最適化されたパラメータと Nash-Sutcliffe 係数 (NS)

観測地点	NS	ψ_s [m]	B [-]	θ_s [-]	k_s [m/s]	L	D_{bottom}
宮之城 (浅)	0.910759	-0.73745	8.976676	0.5	9.00E-06	647.6956	8.079412
井手	0.873977	-0.75509	7.830202	0.39	2.00E-05	437.2365	10.12562
久御山	0.792064	-0.4225	8.964431	0.39	2.00E-05	439.8378	6.169079
邑楽	0.791053	-0.48407	10.66541	0.5	9.00E-06	118.1745	3.198982
高槻	0.753174	-0.9	4.728541	0.416411	5.20E-06	902.7674	5.60997
栗野 (深)	0.732748	-0.51598	4.337629	0.444176	5.31E-06	50.62685	2.294196

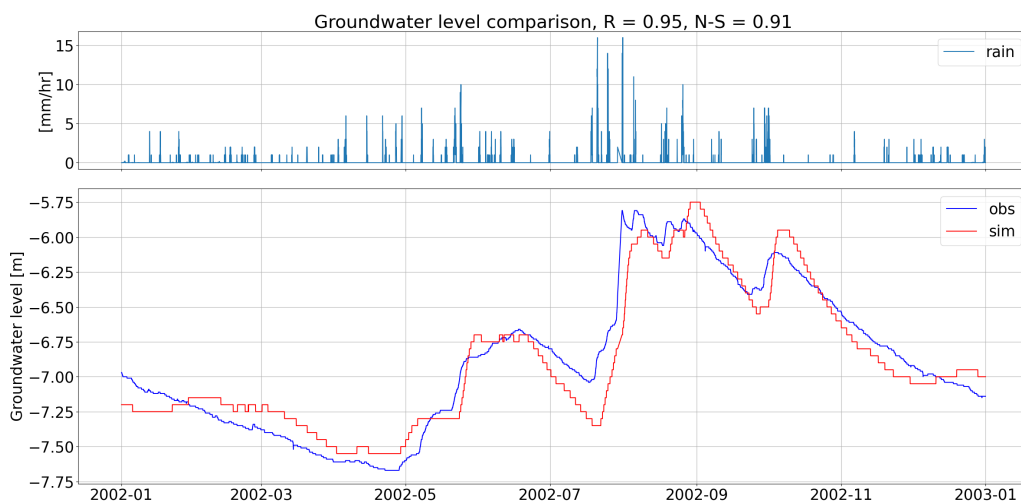


図 4-9 宮之城 (浅) 地点での地下水位比較

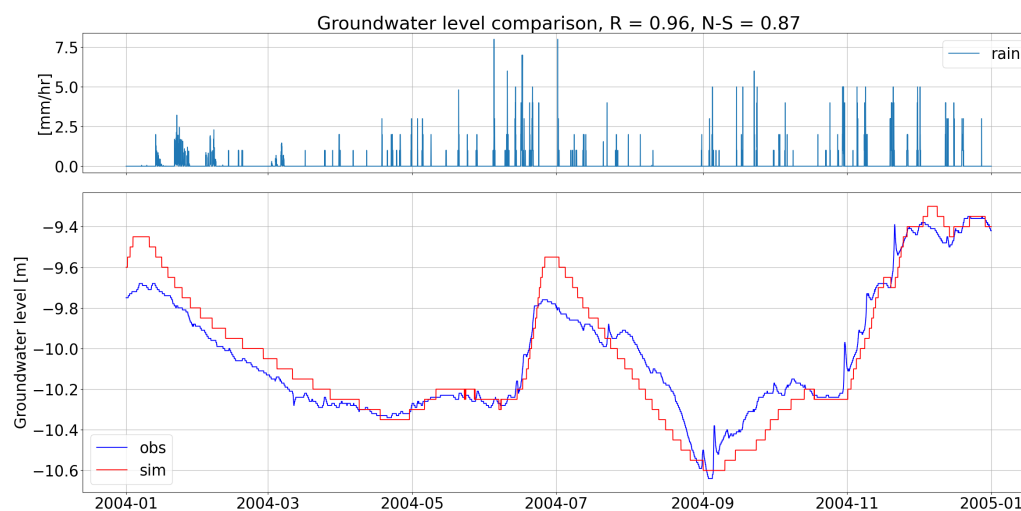


図 4-10 井手地点での地下水位比較

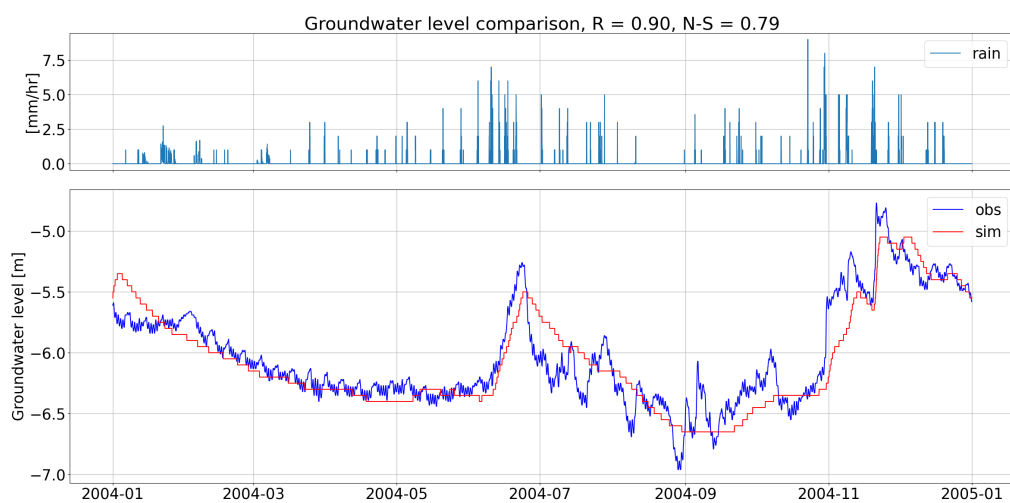


図 4-11 久御山地点での地下水位比較

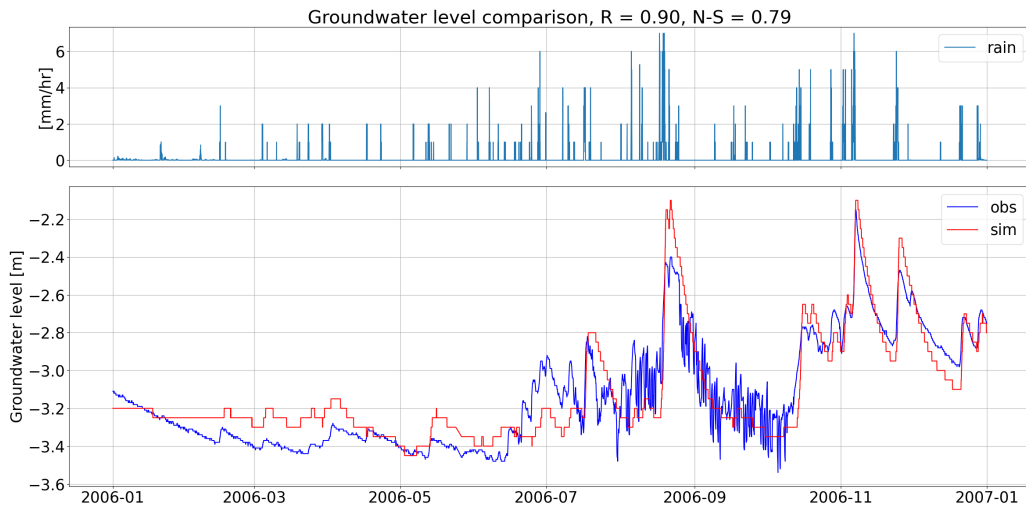


図 4-12 邑楽地点での地下水位比較

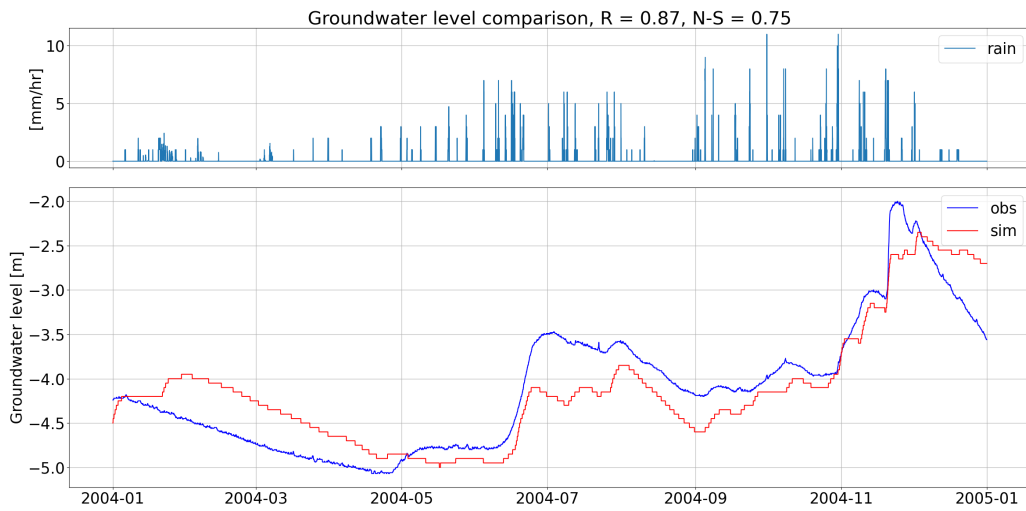


図 4-13 高槻地点での地下水位比較

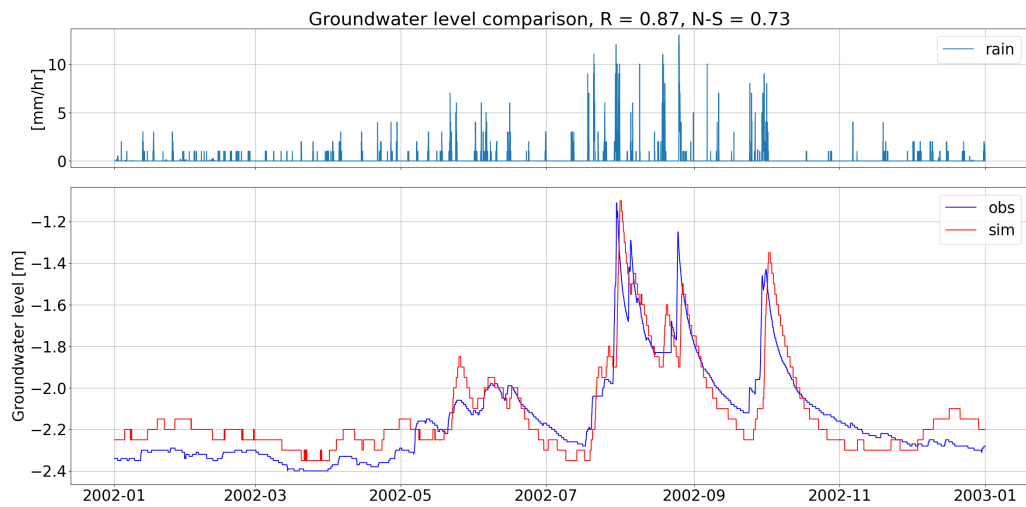


図 4-14 栗野（深）地点での地下水位比較

第5章 地下水モデルの実装方法

これまでに SiBUC を改良して地下水位を解析する手法について様々に考察し、その最適な実装手法を導いた。本章では実際に SiBUC を用いて地下水位を解析する手法を実装し、その検証を行う。以下では改良し地下水位を解析可能とした SiBUC を SiBUC-GW と呼称する。

5.1 SiBUC-GW による地下水位診断手法

SiBUC-GW による地下水位解析手法を実装するための手法を本節で示す。

5.1.1 基礎方程式

第3章で示したように、SiBUC-GW で地下水を考慮するための基礎方程式として質量保存則を用いる。図5-1に示される変数を用いて、地下水位が変動する前後での第4層内での水分の総量は前述の通り以下の式(5-1)で表される。

$$W_4^t D_4^t \theta_s + (Q_{34} - Q_{sb}) \Delta t = W_4^{t+1} D_4^{t+1} \theta_s + (D_4^t - D_4^{t+1}) \theta_s \quad (5-1)$$

しかし未知変数が2つあるためこの式だけでは解を得ることはできない。そこでもう一つ別の関係式を使用する必要がある。第3章では既往研究で用いられている関係式について検討を行なったが、地下水の実現象をよく捉えられているとはいえず、別の手法を用いるべきとの結論に至った。しかし第4章2節3項において多層モデルによる湛水条件からの排水実験において、地下水位と第4層土壌水分量の関係はシグモイド関数によって説明できることが分かった。そこで前章で定めた関数を SiBUC-GW の診断変数を用いて書き直すと以下のようなになる。

$$D_4 = \frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} - \frac{s}{1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)}} \quad (5-2)$$

式(5-2)で D_4 を W_4 について微分すると以下のようなになる。

$$\frac{dD_4}{dW_4} = -\frac{sa e^{-a(W_4-\Delta W_4)}}{\{1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)}\}^2} \quad (5-3)$$

これらの式を用いることで、変数2つに対して方程式も2つ使用可能となり、地下水位を診断することが可能となる。

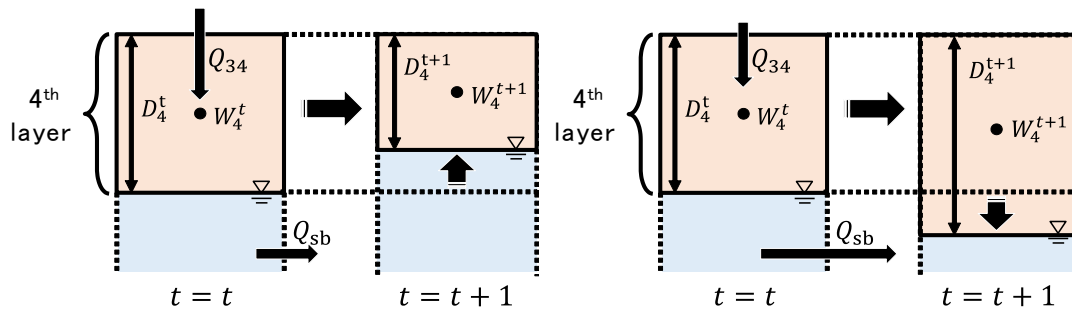


図 5-1 新たに SiBUC へ追加される土壌第 4 層の概略図 (図 3-2 を再掲)

左図：時間経過に伴い地下水位が上昇する場合

右図：時間経過に伴い地下水位が減少する場合

表 5-1 図 5-1 中で使用される変数・定数 (表 3-1 を再掲)

記号	意味	単位
W_4	土壌第 4 層の平均水分量(飽和度)	-
D_4	土壌第 4 層の厚さ	m
θ_s	飽和時の土壌の空隙率	-
Q_{34}	土壌第 3 層から第 4 層に浸透する水量	m s^{-1}
Q_{sb}	土壌第 4 層下端からの排水量	m s^{-1}

5.1.2 反復計算による数値解法

式(5-1)から式(5-3)より W_4^{t+1} と D_4^{t+1} を求める。しかし解析的に求めることが難しいため、数値的に解くことを考える。一般に非線形方程式の解法としてはニュートン法がよく知られている。しかしニュートン法は本研究では使用しない。シグモイド関数は W_4^{t+1} の値が 1 に近づく際に扁平な形状をとり、それ以外では比較的大きな傾きをもつ。したがって接線の傾きは $W_4^{t+1} = 1$ 近辺で大きく変わる。ニュートン法は接線方向に解を更新し収束させようとする手法であるため、接線の傾きが大きく変化する第 4 層が飽和する付近では収束しにくくなる。そこで別の数値解法を考える。式(5-1)を反復計算に対応する形で変形する。

$$W_4^t D_4^t \theta_s + (Q_{34} - Q_{sb}) \Delta t = W_4^{m+1} D_4^{m+1} \theta_s + (D_4^t - D_4^{m+1}) \theta_s \quad (5-4)$$

このとき上添字の $m+1$ は、時刻 $t+1$ における変数の値の $m+1$ 回目の推定値であることを表している。このとき m 回の反復計算はすでに終了しており、第 $m+1$ 次推定値は未知であるものとする。このとき W_4^{m+1} を以下のように表す。

$$W_4^{m+1} = W_4^m + \delta W_4 \quad (5-5)$$

また D_4^{m+1} を W_4^m のまわりでテイラー展開すると、2次以降の項は十分に小さいため無視ができ、以下のように表される。

$$D_4^{m+1} = D_4^m + \frac{dD_4}{dW_4}(W_4^{m+1} - W_4^m)$$

$$D_4^{m+1} = D_4^m + \frac{dD_4}{dW_4}\delta W_4 \quad (5-6)$$

式(5-5)、式(5-6)を式(5-4)に代入して以下のように変形する。

$$W_4^t D_4^t \theta_s + (Q_{34} - Q_{sb})\Delta t$$

$$= (W_4^m + \delta W_4) \left(D_4^m + \frac{dD_4}{dW_4} \delta W_4 \right) \theta_s + \left(D_4^t - D_4^m - \frac{dD_4}{dW_4} \delta W_4 \right) \theta_s$$

$$W_4^t D_4^t + \frac{1}{\theta_s} (Q_{34} - Q_{sb})\Delta t$$

$$= (W_4^m + \delta W_4) D_4^m + (W_4^m + \delta W_4) \frac{dD_4}{dW_4} \delta W_4 + D_4^t - D_4^m - \frac{dD_4}{dW_4} \delta W_4$$

$$W_4^t D_4^t + \frac{1}{\theta_s} (Q_{34} - Q_{sb})\Delta t$$

$$= \frac{dD_4}{dW_4} \delta W_4 + \left(D_4^m + W_4^m \frac{dD_4}{dW_4} - \frac{dD_4}{dW_4} \right) \delta W_4 + W_4^m D_4^m + D_4^t - D_4^m$$

$$\frac{dD_4}{dW_4} \delta W_4 + \left\{ D_4^m - (1 - W_4^m) \frac{dD_4}{dW_4} \right\} \delta W_4$$

$$+ D_4^t - D_4^m + W_4^m D_4^m - W_4^t D_4^t - \frac{1}{\theta_s} (Q_{34} - Q_{sb})\Delta t = 0 \quad (5-7)$$

これは δW_4 についての2次方程式であり、項が多くわかりにくいいため、以下のように係数を文字でおく。

$$A = \frac{dD_4}{dW_4} \quad (5-8)$$

$$B = D_4^m - (1 - W_4^m) \frac{dD_4}{dW_4} \quad (5-9)$$

$$C = D_4^t - D_4^m + W_4^m D_4^m - W_4^t D_4^t - \frac{1}{\theta_s} (Q_{34} - Q_{sb})\Delta t \quad (5-10)$$

すると式(5-7)は式(5-11)のように表される。

$$A(\delta W_4)^2 + B\delta W_4 + C = 0 \quad (5-11)$$

2次方程式の解の公式より、

$$\delta W_4 = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (5-12)$$

ここで D_4 は W_4 についてのシグモイド関数によって表され、定義より非負である。また $\frac{dD_4}{dW_4}$ は常に負である。これは第4層の土壌水分量が増加することで地下水位が増加し、結果として第4層の層厚 D_4 が減少することから説明できる。したがって式(5-9)より B の値は常に正であるため、

$$\delta W_4 = \frac{-B - \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (5-13)$$

とすると δW_4 は常に負となるため、これは不適である。したがって

$$\delta W_4 = \frac{-B + \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (5-14)$$

が解となる。式(5-14)により求めた δW_4 の値を式(5-5)、(5-6)に代入することで計算反復ステップを進める。解がある程度収束すれば反復計算を終了し時間更新を完了させることができる。

5.1.3 SiBUC-GW での土壌水に関する支配方程式

SiBUC-GW の概念図を改めて図 5—2 に示す。土層は上から順に第1層：表層、第2層：根層、第3層：涵養層、第4層：地下水面直上の不飽和層となっており、地表面から地下水

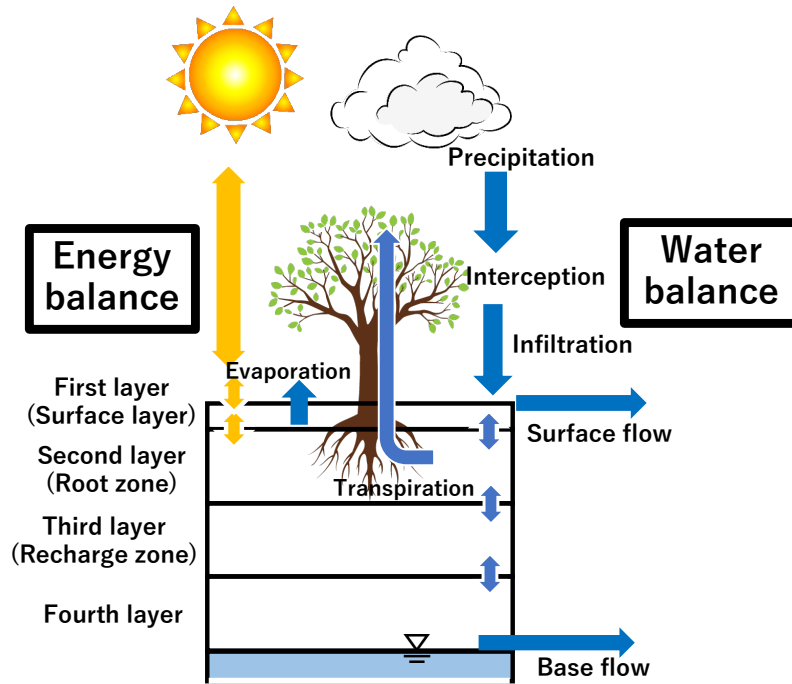


図 5-2 地下水位を考慮可能とする改良後の陸面過程モデル SiBUC-GW の模式図

面までの不飽和土壌について解析を行う。この計算手法を本項にまとめておく。

土壌第 1~3 層の間での水分移動は以下の式(5-15)~(5-17)に示されるリチャーズ式によって解かれる。

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left(P_1 - Q_{12} - \frac{E_s + E_{dc,1}}{\rho_w} \right) \quad (5-15)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left(Q_{12} - Q_{23} - \frac{E_{dc,2}}{\rho_w} \right) \quad (5-16)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} (Q_{23} - Q_{34}) \quad (5-17)$$

ここで土壌第*i*層と第*i*+1層(*i* = 1~3)の間の水分移動量は式(5-18)により表される。

$$Q_{i,i+1} = K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = K_{i,i+1} \left\{ \frac{2(\psi_i - \psi_{i+1})}{D_i + D_{i+1}} + 1 \right\} \quad (5-18)$$

式(5-18)中のポテンシャルを計算するために土壌物理特性として Clapp and Hornberger (1978) による関係式を用いる。

$$\psi = \psi_s W^{-b} \quad (5-19)$$

$$K = K_s W^{2b+3} \quad (5-20)$$

また式(5-18)中の層間の平均透水係数*K_{i,i+1}*は以下の式で求められる。

$$K_{ij} = \frac{D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} \quad (5-21)$$

基底流出量は多層モデルで用いたのと同様、排水地点までの水平方向の距離 L と地下水位の高低の基準となる位置 D_{bottom} を用いる以下の式(5-22)により算定する。しかし式(5-22)ではパラメータを2つ設定する必要がある、その同定が困難な場合は従来の SiBUC で使用されている、土地の傾斜にあたる $\sin \alpha$ を用いる式(5-23)による値を用いることとする。

$$Q_{sb} = k_s \left(\frac{GWL + D_{bottom}}{L} \right) \quad (5-22)$$

$$Q_{sb} = K_3 \sin \alpha \quad (5-23)$$

以上のうち式(5-18)から求められる Q_{34} と式(5-22)または式(5-23)より求められる Q_{sb} を用いて、式(5-24)の値を計算する。以下は反復計算に対応する形で変数名を書く。上添字は前項の通りである。

$$\delta W_4 = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (5-24)$$

$$A = \left. \frac{dD_4}{dW_4} \right|^m \quad (5-25)$$

$$B = D_4^m - (1 - W_4^m) \left. \frac{dD_4}{dW_4} \right|^m \quad (5-26)$$

$$C = -D_4^m + D_4^t + W_4^m D_4^m - W_4^t D_4^t - \frac{1}{\theta_s} (Q_{34} - Q_{sb}) \Delta t \quad (5-27)$$

ここで $\left. \frac{dD_4}{dW_4} \right|^m$ は次の式(5-27)で求められる。

$$\left. \frac{dD_4}{dW_4} \right|^m = - \frac{sae^{-a(W_4^m - \Delta W_4)}}{\{1 + e^{-a(W_4^m - \Delta W_4)}\}^2} \quad (5-28)$$

式(5-23)により δW_4 を求め、それを式(5-28)に代入することで W_4^{m+1} を求める。

$$W_4^{m+1} = W_4^m + \delta W_4 \quad (5-29)$$

D_4^{m+1} の値を求める式には式(5-2)と式(5-6)があるが、式(5-6)ではテイラー展開による近似を前提とした式であるので、式(5-2)を用いるべきであろう。したがって D_4^{m+1} は以下の式(5-29)で求めることとする。

$$D_4^{m+1} = \frac{s}{1 + e^{-a(1 - \Delta W_4)}} - \frac{s}{1 + e^{-a(W_4^{m+1} - \Delta W_4)}} \quad (5-30)$$

これまで述べたステップを収束が見られるまで繰り返し反復計算を行うことで土壌水分場を求められる。

以上が地下水位を診断変数に加えた場合のモデル実装方法である。

5.1.4 地下水面が第3層下端より上に存在する場合

地下水位が第3層最下端以上の位置に達しており、図5-2中の第4層の部分が飽和している場合、第4層土壌水分量 W_4 は最大値1を、第4層の層厚 D_4 は最小値0をとる。2変数に上限・下限値が存在するため、地下水位が第3層以上に達する場合、上述の手法をそのまま用いることはできない。ここで第4層は地下水面直上の不飽和層としてもともと設定されたため、そのような場合には第4層を第2層最下端から地下水面までを占める層とみることとする。したがって第3層の土壌水分量を計算する式(5-17)は使用せず、第1、第2、第4層の3層構成で計算を行う。図4-8に示すように、第4層の上端位置を変更しても W_4 と地下水位の関係のグラフ形状は維持されることから、第4層の位置を変更しても問題はないと考えられる。

ただし図4-8では W_4 と地下水位が、地下水面が第3層最下端以下の位置に存在する場合のみに絞ってプロットされており、SiBUC-GWと同様の土層の構成は考慮されていない。そこで多層モデルによる湛水状態からの排水過程の再現を再び行い、第4層の位置を変更しても問題がないことの確認を行う。このとき第1層の層厚は0.1m、第2層の層厚は0.9m、第3層の層厚は1mとした。また基底流出量には式(5-22)を用い、その際必要となる排水地点までの水平方向の距離 L は200m、地下水位の高低の基準となる位置 D_{bottom} には6mとした。実験はClapp and Hornberger(1978)に示される12の土壌タイプのそれぞれについて行う。

ここで第4層は、最初地下水面が第1層の中にあり地下水位が -0.1m 以上である場合には、第4層は地表面から地下水面までの層となり、第1層の中に含まれる。排水が進み地下水位が -0.1m より小さくなる時、第4層は第1層下端(第2層上端)から地下水面までの範囲へと遷移し、それに伴い第4層土壌水分量は一時的に上昇する。これは排水が進み乾燥していた状態の層から、少し前の時間ステップまで飽和していて水分量の多い層へと遷移するためである。同様の遷移が計3回行われる。また第4層が第1~3層の中に存在するとき、例えば地下水面が第3層の中に存在し第4層が第3層の中に含まれる場合、飽和部を含まない第4層の土壌水分量は、層厚が固定され飽和部も内に含む第3層の土壌水分量より小さくなる。第4層と第3層の土壌水分量が一致するときは地下水面が第3層最下端に到達したことを表し、次の時間ステップで第4層が遷移する。

このように第4層の上端位置を変更した場合に W_4 と地下水位がどのようにプロットされるかを図5-3に示す。この図よりプロットの形成する曲線が、第4層位置の遷移が起こっても平行に描かれていることが確認できる。またこの実験で土壌第1~4層の各層の土壌水分量がどのように時間変化するかを図5-4に示す。ここでは第4層の父が代わるたびに、第4層の土壌水分量が不連続に変化していることが確認できる。

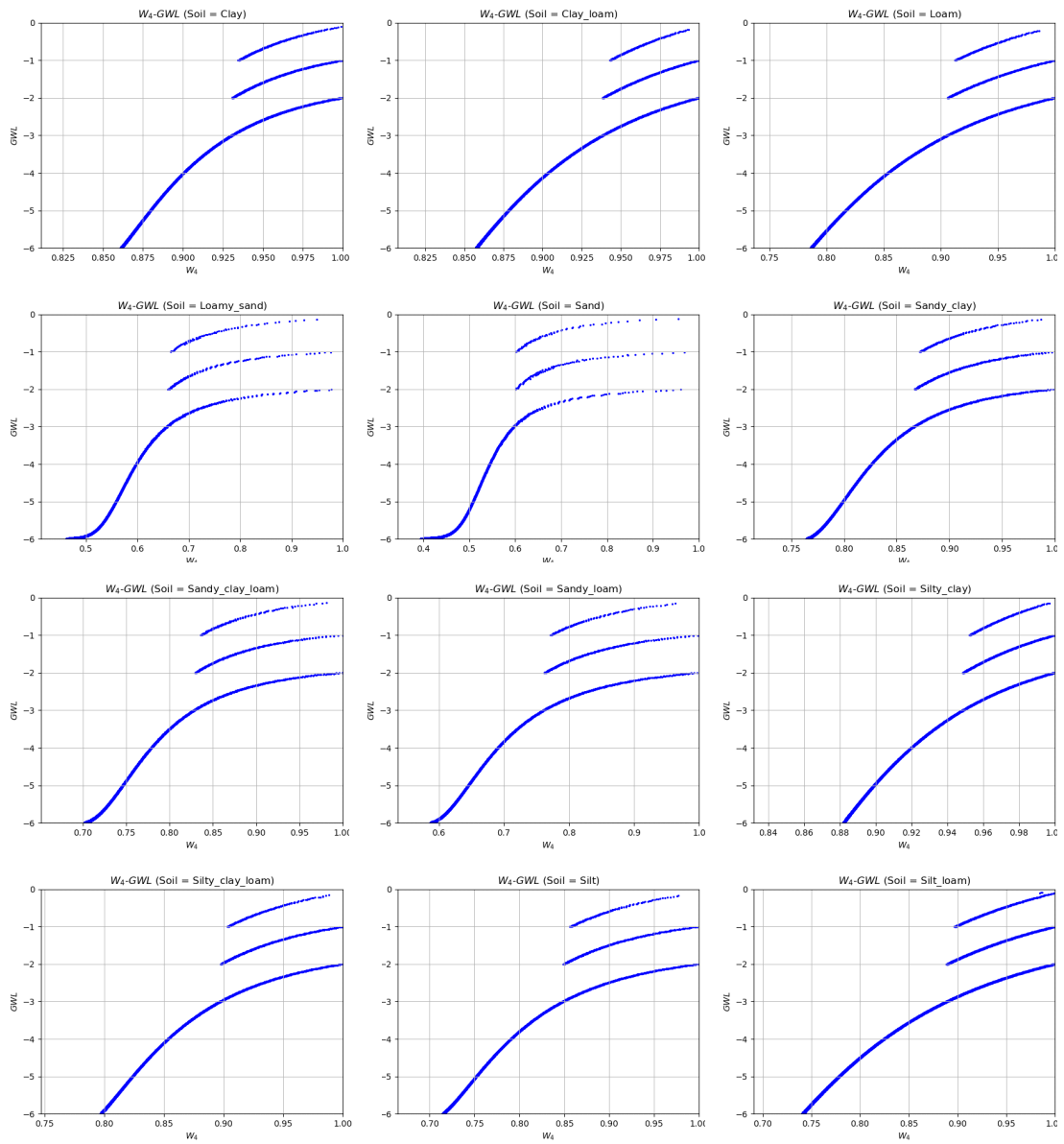


図5-3 第4層上端位置を地下水位高さに応じた変更した場合の第4層土壌水分量と地下水位のプロット

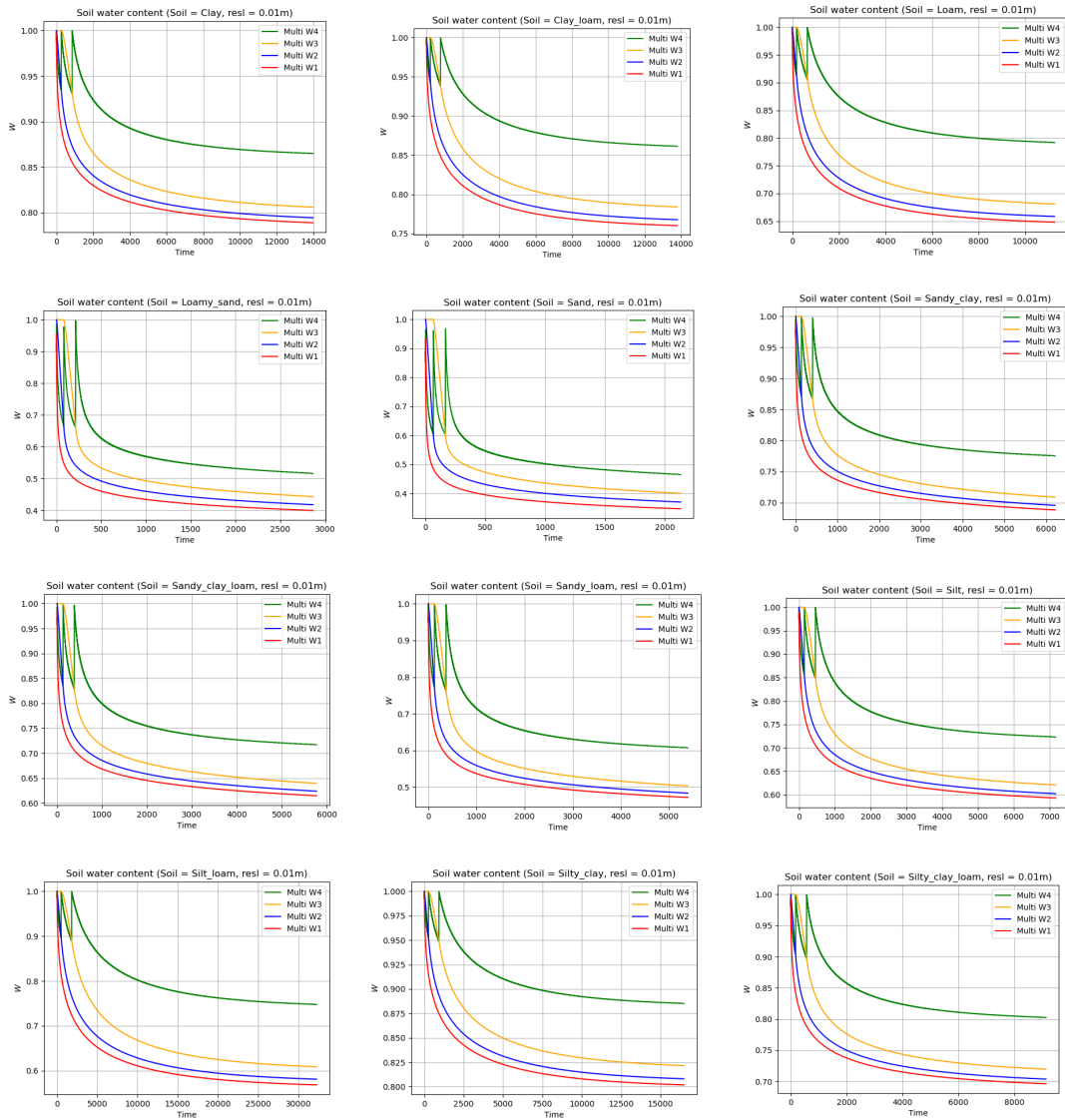


図5-4 多層モデルによる湛水状態からの排水実験の結果①

土壌水分量の時間変化 (緑：第4層, 黄：第3層, 青：第2層, 赤：第1層)

横軸は時間ステップ, 縦軸は土壌水分量

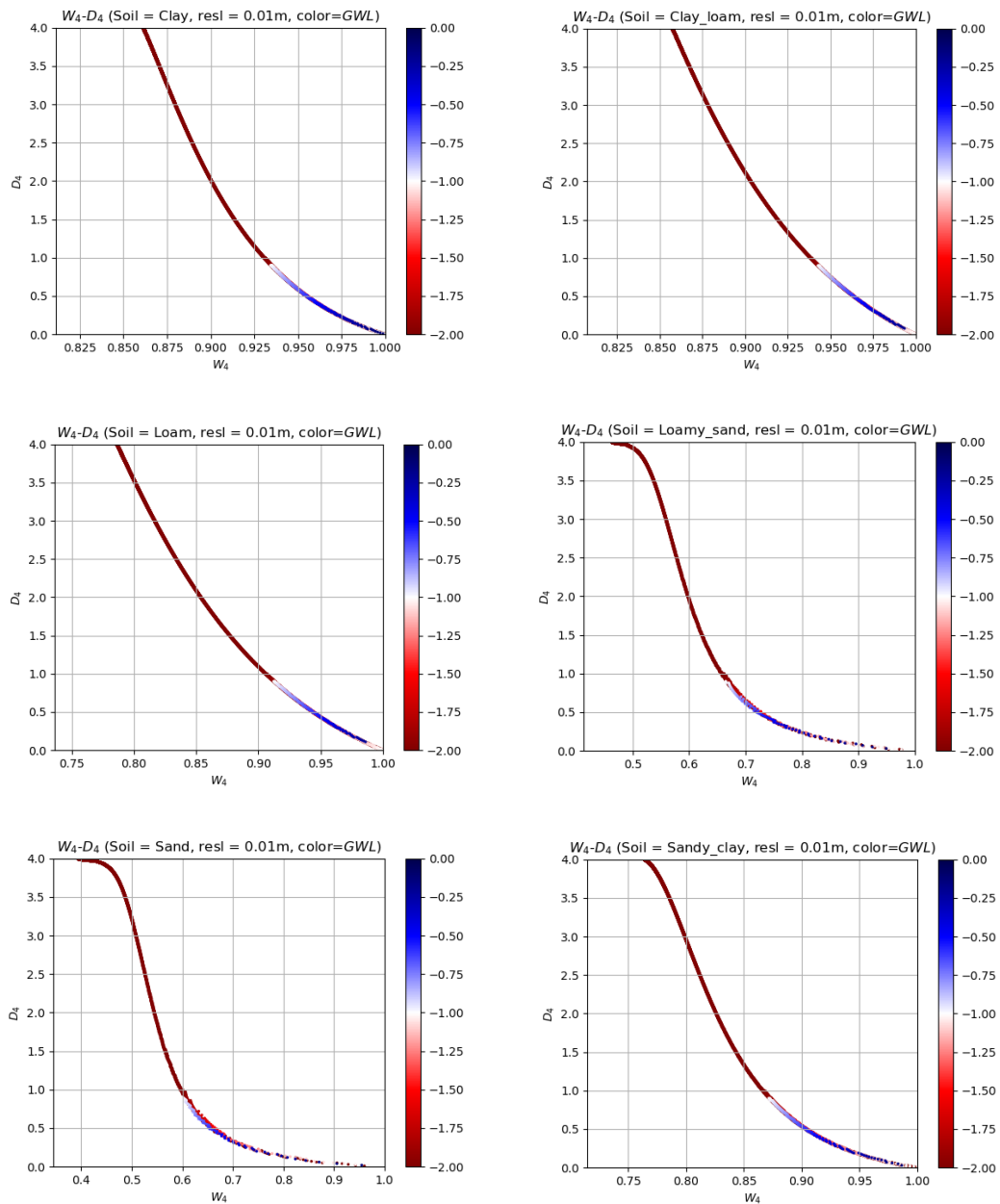


図5-5 多層モデルによる湛水状態からの排水実験の結果②(1)

横軸は第4層の土壌水分量，縦軸は第4層層厚

カラーバーは地下水位

第4層の遷移は地下水位が $-0.1m$ 、 $-1m$ 、 $-2m$ となる際に起こり，第4層が遷移しても同一曲線状に乗ることが確認できる。

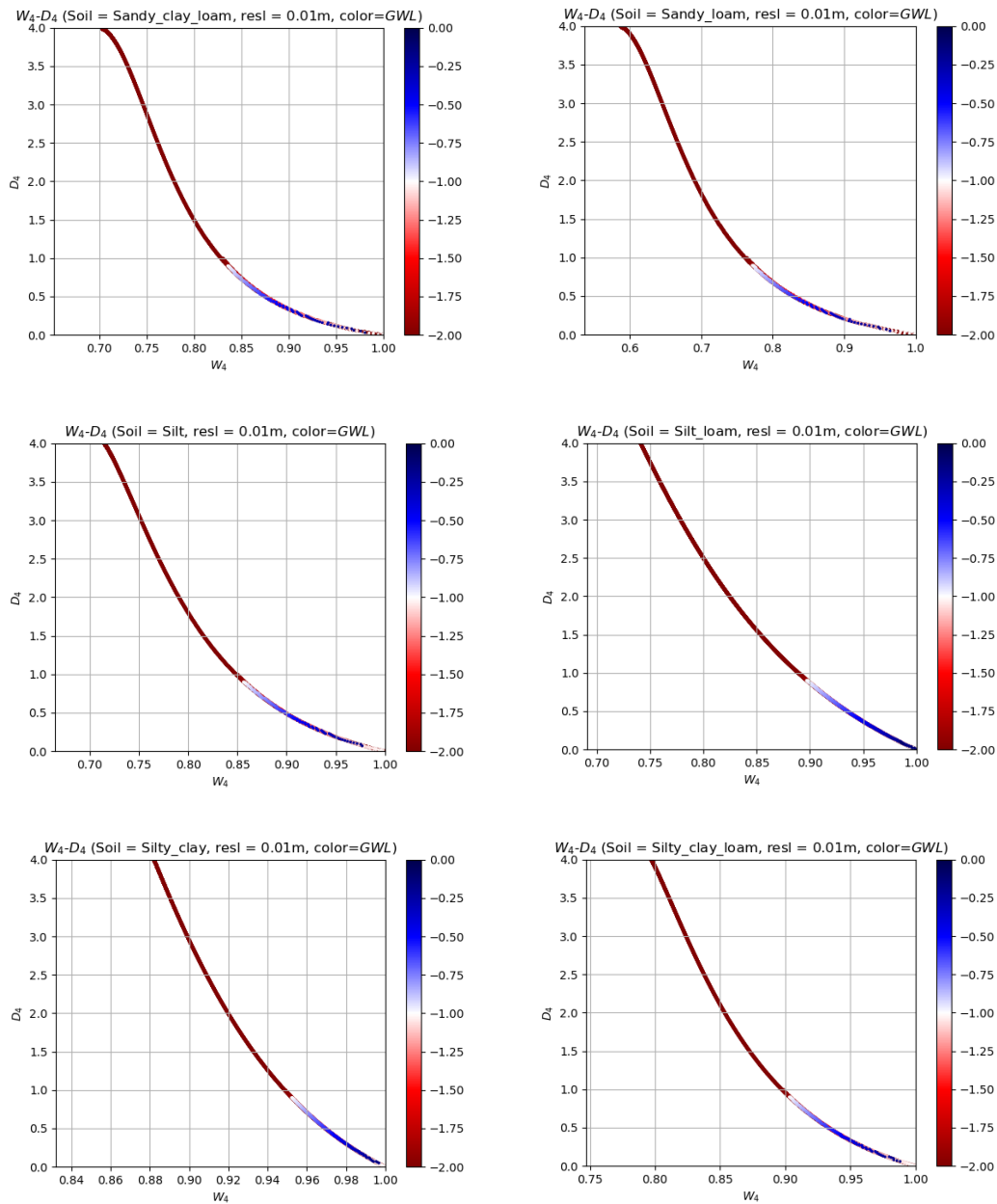


図 5-5 多層モデルによる湛水状態からの排水実験の結果②(2)

横軸は第 4 層の土壌水分量，縦軸は第 4 層層厚

カラーバーは地下水位第 4 層の遷移は地下水位が $-0.1m$, $-1m$, $-2m$ となる際に起こり，
第 4 層が遷移しても同一曲線状に乗ることが確認できる。

また図5-5に W_4 と D_4 をプロットした図を示す。プロットされた点の色は、その点の値をとったときの地下水位を表す。図5-3より分かるように、第4層の遷移により W_4 と D_4 は不連続に変化する箇所があるにもかかわらず、 W_4 と D_4 のプロットはひとつの曲線状に乗ることが確認できる。第4層の遷移は地下水位が $-0.1m, -1m, -2m$ となる際に起こり、第4層が遷移しても同一曲線状に乗ることが確認できる。

図5-5より第4層が飽和した場合でも、第4層の位置を変更することで矛盾なく対応できることが確認された。そこで第4層の位置を変更する場合、どのような計算を行えばよいか示す。一例として地下水位が第3層内にあったものが時間更新により第3層より下へ移動する場合を考える。最初第4層は第3層上端から地下水面までの位置にあり、前項で述べた手法を用いて第4層層厚と土壤水分量の時間更新を行う。ここで第4層層厚が第3層層厚より大きくなる場合、第4層の遷移が発生する。遷移する前の第4層の層厚を $D_4^{t+1/2}$ とすると、遷移後の第4層の層厚 D_4^{t+1} は $D_4^{t+1} = D_4^{t+1/2} - D_3$ となる。これに対応する W_4^{t+1} は式(5-2)を W_4 について解いた式に D_4^{t+1} を代入することで求めることができる。式(5-2)を W_4 について解く際の式変形を以下に示す。

$$\begin{aligned}
 D_4 &= \frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} - \frac{s}{1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)}} \\
 \frac{s}{1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)}} &= \frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} - D_4 \\
 1 + e^{-a(W_4-\Delta W_4)} &= \frac{s}{\frac{s}{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}} - D_4} \\
 e^{-a(W_4-\Delta W_4)} &= \frac{s\{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}\}}{s - D_4\{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}\}} - 1 \\
 -a(W_4 - \Delta W_4) &= \log \left[\frac{(s + D_4)\{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}\} - s}{s - D_4\{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}\}} \right] \\
 W_4 &= -\frac{1}{a} \log \left[\frac{(s + D_4)\{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}\} - s}{s - D_4\{1 + e^{-a(1-\Delta W_4)}\}} \right] + \Delta W_4 \quad (5-31)
 \end{aligned}$$

式(5-2)を W_4 について解くと式(5-31)のように表せる。

また排水量より涵養量が多く地下水位が上昇し第4層の遷移が発生する可能性がある場合は、あらかじめ第4層を上層へ遷移させたうえで時間更新を行えばよい。もし地下水位が十分に上がらず遷移が発生しなかった場合は、再び下層へ遷移させる操作を行う。

5. 2 地下水位を考慮した SiBUC の適用

以下、改良し地下水位を診断変数として考慮可能となった SiBUC を SiBUC-GW と呼称する。

5.2.1 湛水条件からの排水過程の再現

第4章と前節ではリチャーズ式に基づく多層モデルにより、湛水条件から排水してゆく実験を行った。本項では同様の実験を SiBUC-GW でも行い、多層モデルによる結果を再現できるかどうか検証する。実験条件は前節で用いたものと同様である。

まず図5-5の W_4 と D_4 のプロットに対し式(5-2)のシグモイド関数をフィッティングする。その結果を図5-6に示す。図5-6に示すように式(5-2)をフィッティングして W_4 と D_4 の関係をよく表すことができるシグモイド関数のパラメータを得ることができた。得られたパラメータを使用し、前節で述べた解析手法により SiBUC-GW での地下水位解析を行った。多層モデルと SiBUC-GW による地下水位の解析値を比較した図を図5-7に示す。

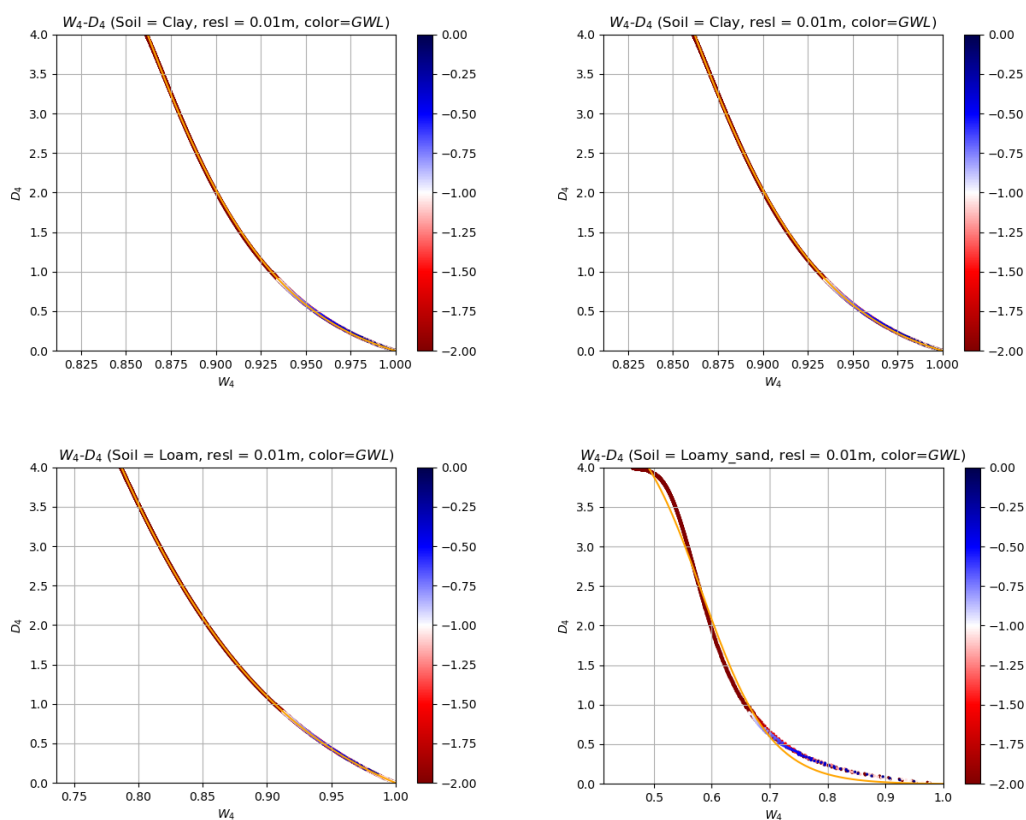


図5-6 式(5-2)を図5-4のプロットにフィッティングした結果(1)
オレンジの実線が式(5-2)をフィッティングした結果

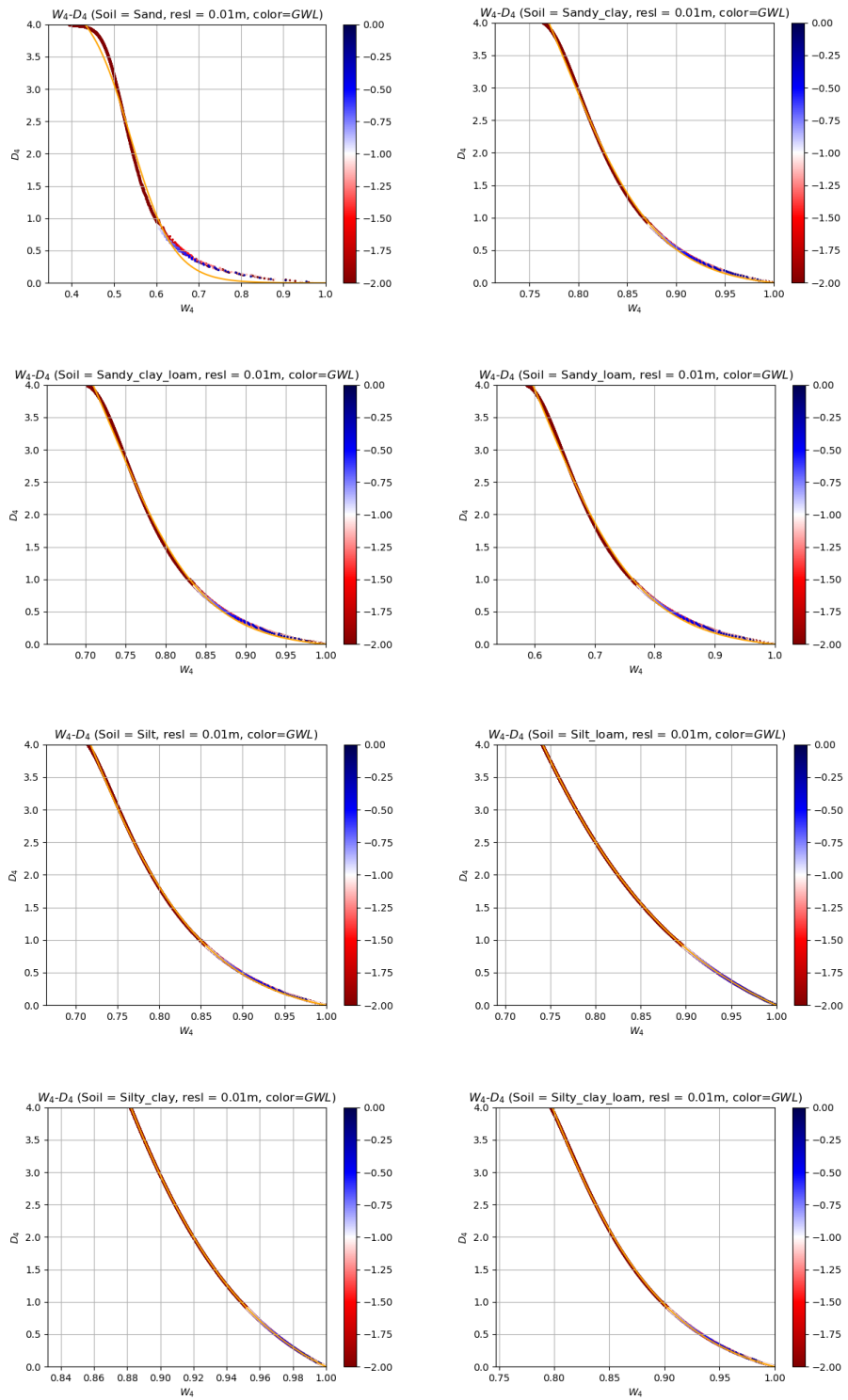


図 5-6 式(5-2)を図 5-4 のプロットにフィッティングした結果(2)
 オレンジの実線が式(5-2)をフィッティングした結果

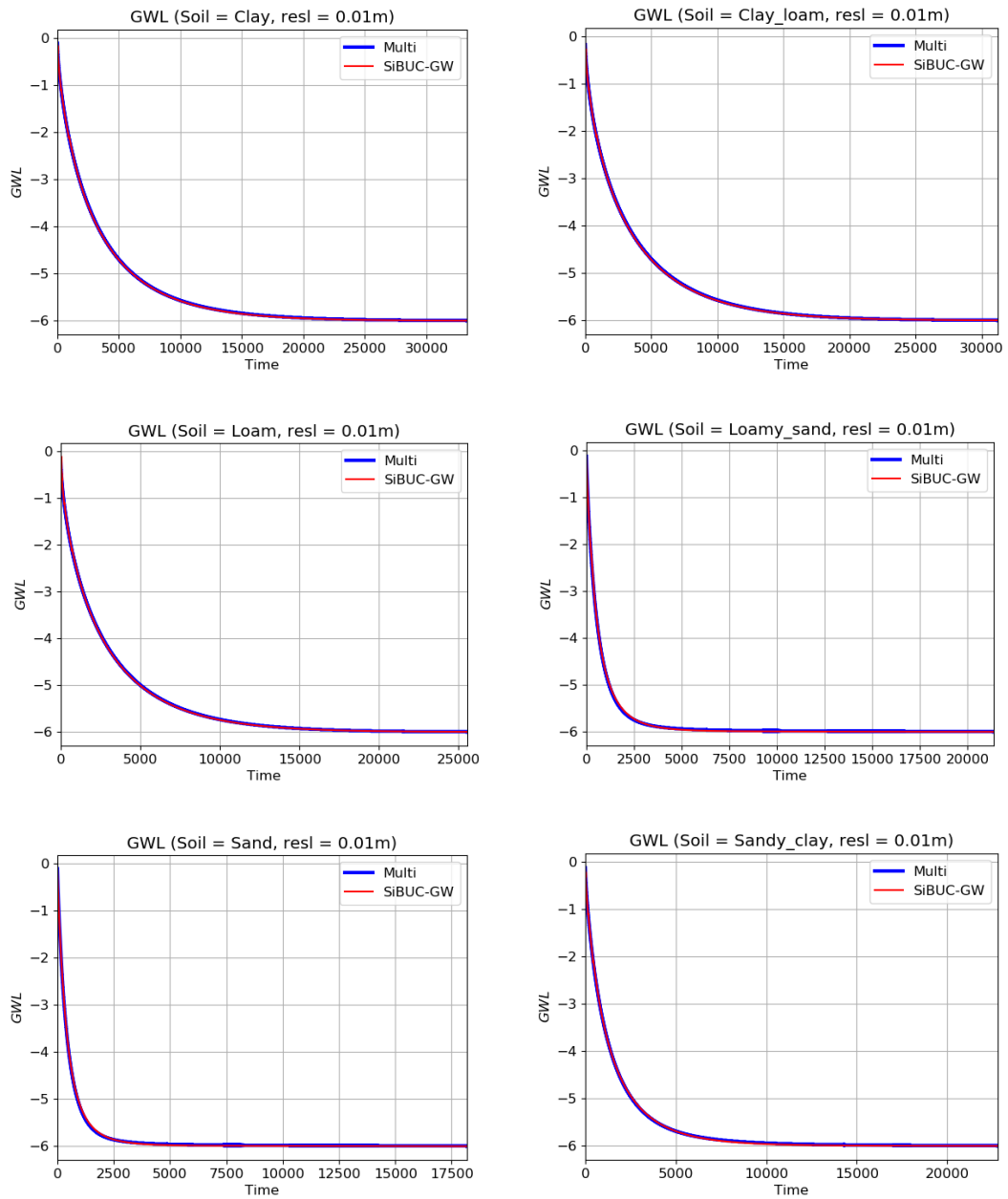


図 5-7 SiBUC-GW と多層モデルによる地下水位解析結果(1)

縦軸：地下水位，横軸：経過時間ステップ

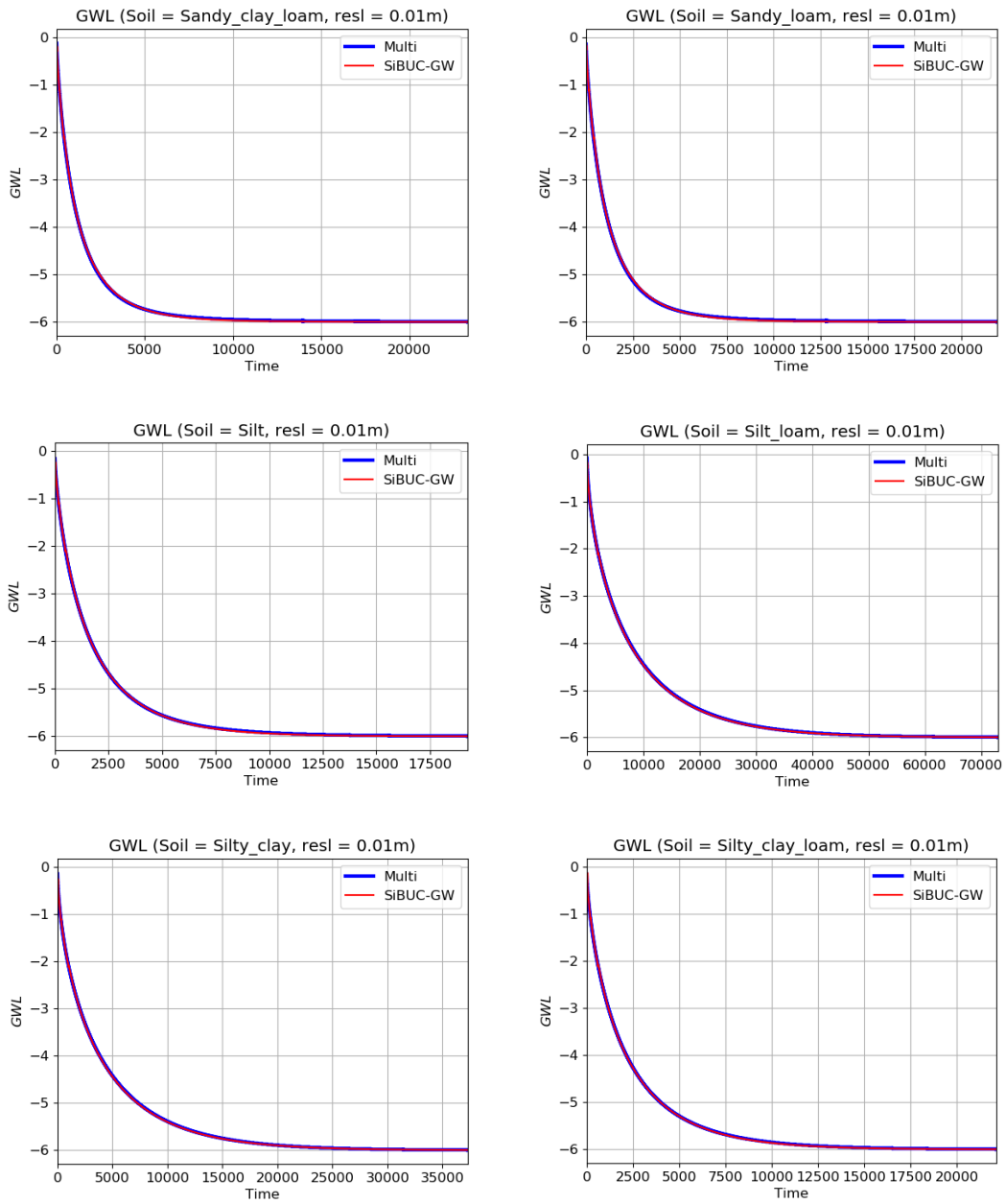


図 5-7 SiBUC-GW と多層モデルによる地下水位解析結果(2)

縦軸：地下水位，横軸：経過時間ステップ

図5-7より SiBUC-GW によって解析される地下水位は、多層モデルによるものとほとんど一致した。したがって SiBUC-GW の解析精度は十分高いことが確認できた。

5.2.2 地下水位観測データを用いた SiBUC-GW の検証

SiBUC-GW の動作検証を地下水位の観測データとの比較を通して行う。SiBUC-GW により地下水位を計算するためには、式(5-2)に必要なとされるシグモイド関数のパラメータを定める必要がある。そこで前項で行ったのと同様、まず多層モデルにより地下水位と土壌水分場の再現を行い、その出力である W_4 と D_4 のプロットに式(5-2)の関数をフィッティングすることで、パラメータを決定する。

地下水位観測データには、国土交通省の水文水質データベースより得られるデータの中で、前章で示した多層モデルにより地下水位が精度良く再現できる地点のものを用いる。

W_4 と D_4 をプロットしてシグモイド関数をフィッティングした結果と、それを使用して SiBUC-GW による解析を行った際の、土壌水分量・地下水位の解析結果を図5-8～図5-13に示す。SiBUC-GW による地下水位の解析結果の図には、観測値と多層モデルによる解析値も示し比較している。ただしシグモイド関数をフィッティングする際には、地下水位が減少する直前のプロットのみを使用した。これはシグモイド関数が排水過程での実験により導かれたためである。多層モデルでは5cm刻みでしか地下水位を診断できないため、地下水位が同じ値であったとしても、同じ土壌水分状態であるとは言えない。実際、図5-8～図5-13中の W_4 と D_4 のプロットでは、同一の D_4 に対して複数の W_4 の値が存在する。この影響を可能な限り排除するために、排水過程にあるプロットのみを選択してシグモイド関数のフィッティングを行う。

図5-8～図5-13より、SiBUC-GW により地下水位を精度良く解析可能であることが確認できた。SiBUC-GW による解析地下水位と観測値で計算した Nash-Sutcliffe 係数は、いずれの地点でも多層モデルと観測値を比較した際の値とほぼ同じであった。ただし SiBUC-GW で地下水位が上昇する際に、多層モデルよりも早く反応してしまっている。これは土壌上層からの浸透量が実際には地下水面には到達していないにもかかわらず、SiBUC-GW では第4層に到達した時点で第4層土壌水分量が上昇し、シグモイド関数によって上昇した土壌水分量に対応する層厚・地下水位が導き出されてしまうため、地下水位上昇が早く起こってしまう。しかしこれは第4層の分割数を増やし、地下水面直上の不飽和層へ浸透量が到達するまでの時間をより長くとることを可能とすることで解決しうる。一方で地下水位が下降する際は多層モデルによる地下水位と非常によく一致しており、排水過程での再現性の高さを表している。また図5-11と図5-13では第4層位置の遷移も確認でき、適切にモデルが動作していることを確認できる。

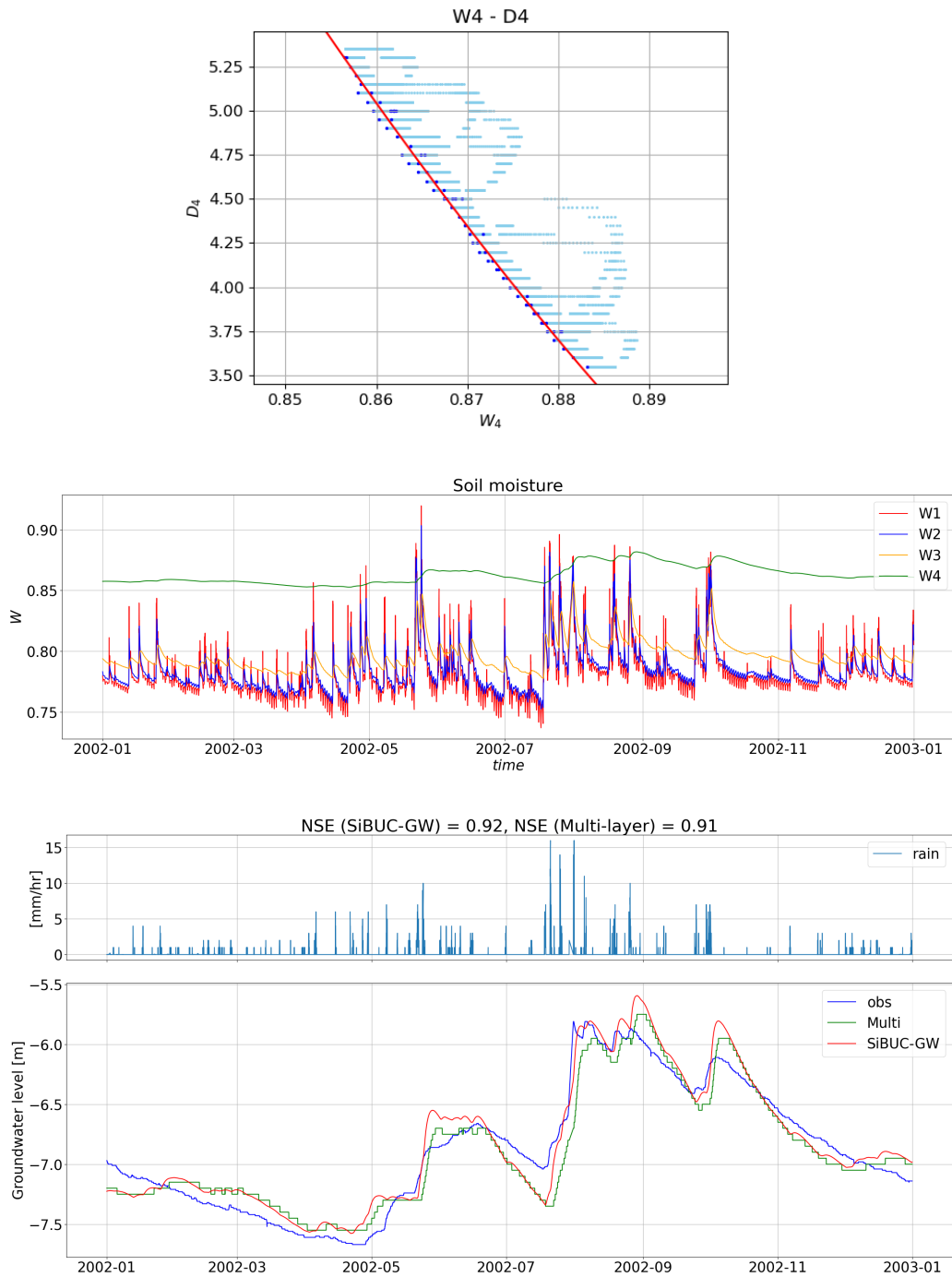


図5-8 宮之城（浅）地点における結果

上段図： W_4 と D_4 のプロットとシグモイド関数をフィッティングした結果
 (薄い青の点：すべてのプロット，濃い青の点：シグモイド関数のフィッティングに
 使用したプロット，赤い線：フィッティングされたシグモイド関数)

中段図：土壌第1～4層の土壌水分量

下段図：地下水位の観測値と SiBUC-GW・多層モデルによる解析値の比較

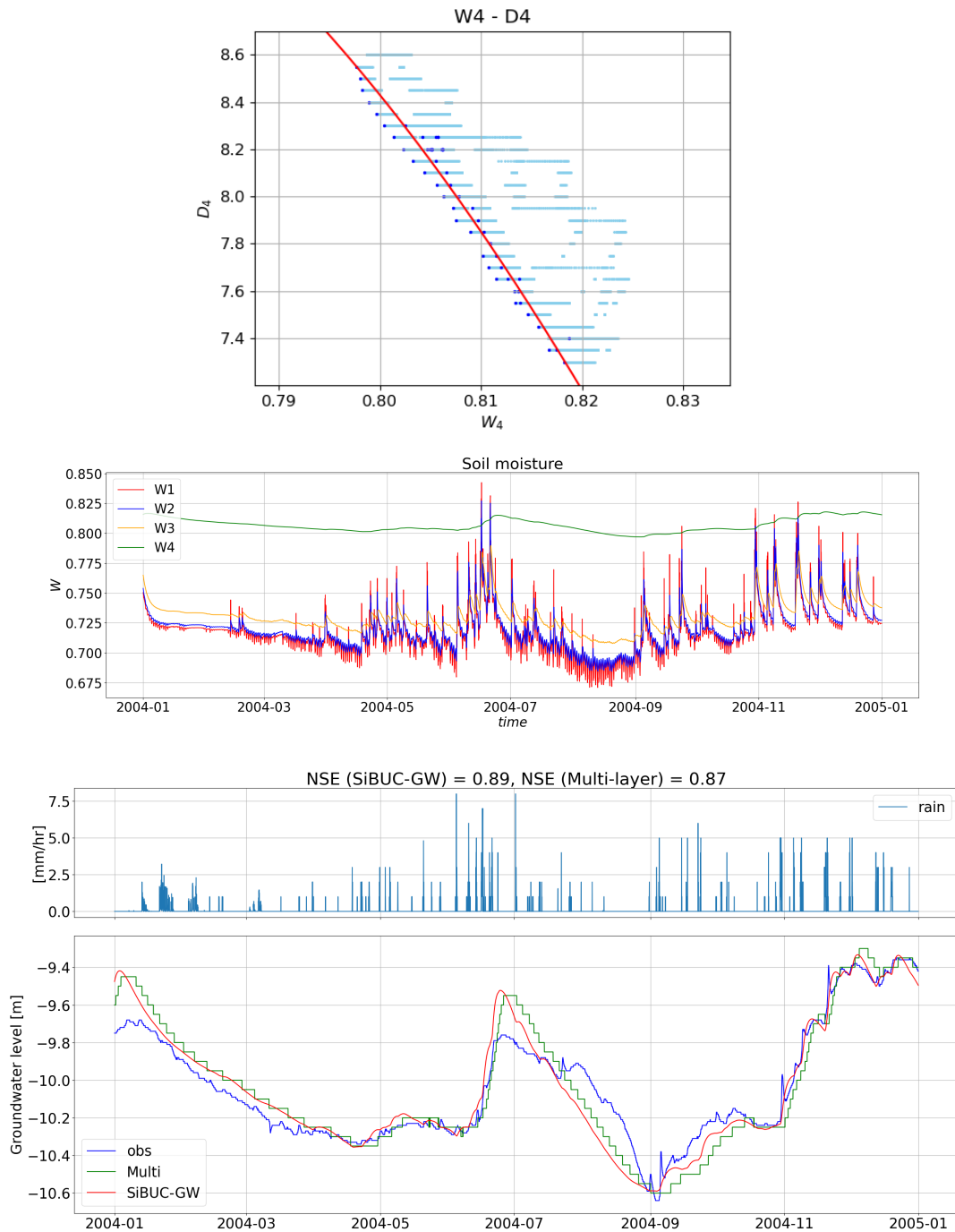


図5-9 井手地点における結果

上段図： W_4 と D_4 のプロットとシグモイド関数をフィッティングした結果
 (薄い青の点：すべてのプロット，濃い青の点：シグモイド関数のフィッティングに
 使用したプロット，赤い線：フィッティングされたシグモイド関数)

中段図：土壌第1~4層の土壌水分量

下段図：地下水位の観測値とSiBUC-GW・多層モデルによる解析値の比較

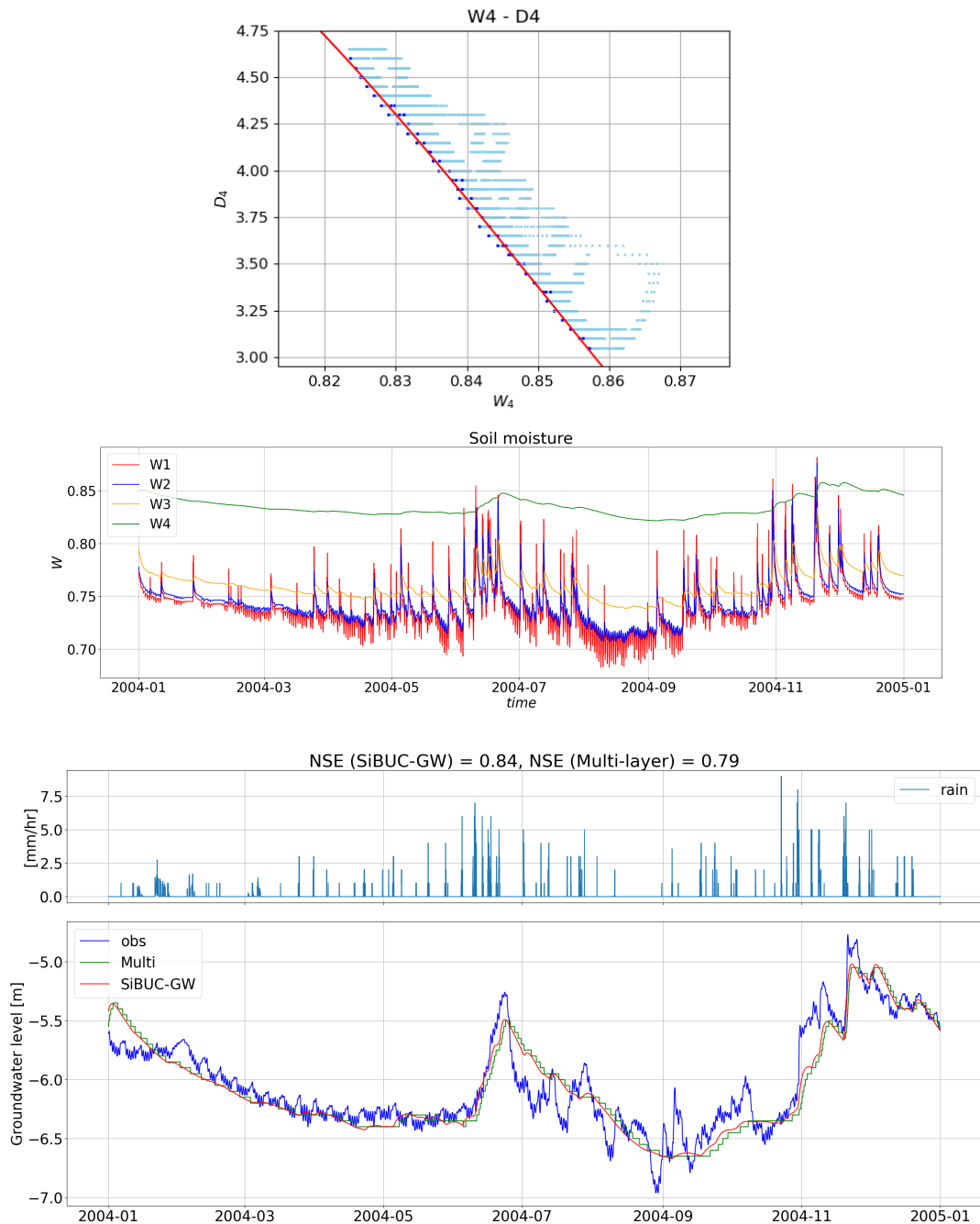


図5-10 久御山地点における結果

上段図： W_4 と D_4 のプロットとシグモイド関数をフィッティングした結果
 (薄い青の点：すべてのプロット，濃い青の点：シグモイド関数のフィッティングに
 使用したプロット，赤い線：フィッティングされたシグモイド関数)

中段図：土壌第1～4層の土壌水分量

下段図：地下水位の観測値とSiBUC-GW・多層モデルによる解析値の比較

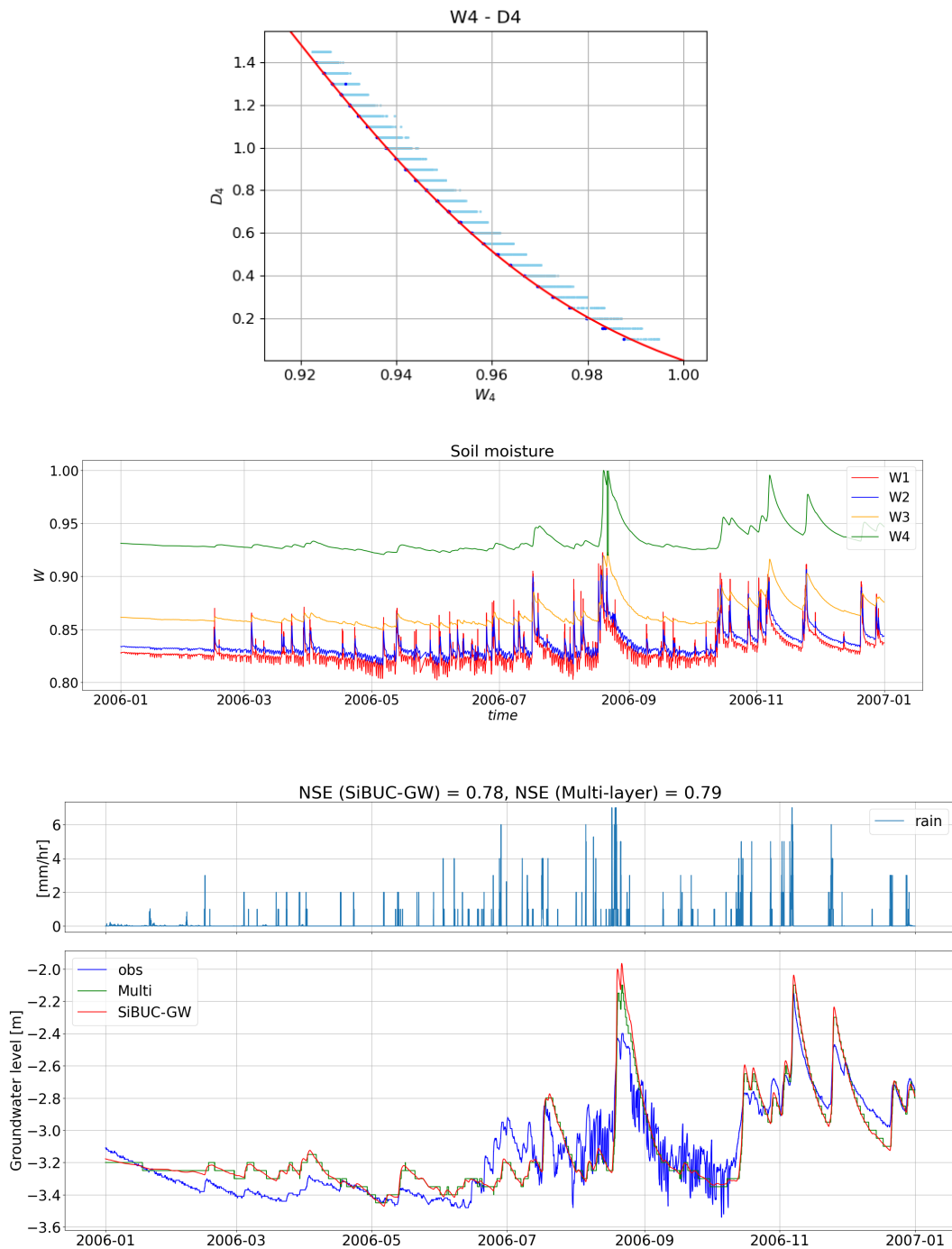


図 5-11 邑楽地点における結果

上段図： W_4 と D_4 のプロットとシグモイド関数をフィッティングした結果
 (薄い青の点：すべてのプロット，濃い青の点：シグモイド関数のフィッティングに
 使用したプロット，赤い線：フィッティングされたシグモイド関数)

中段図：土壌第 1～4 層の土壌水分量

下段図：地下水位の観測値と SiBUC-GW・多層モデルによる解析値の比較

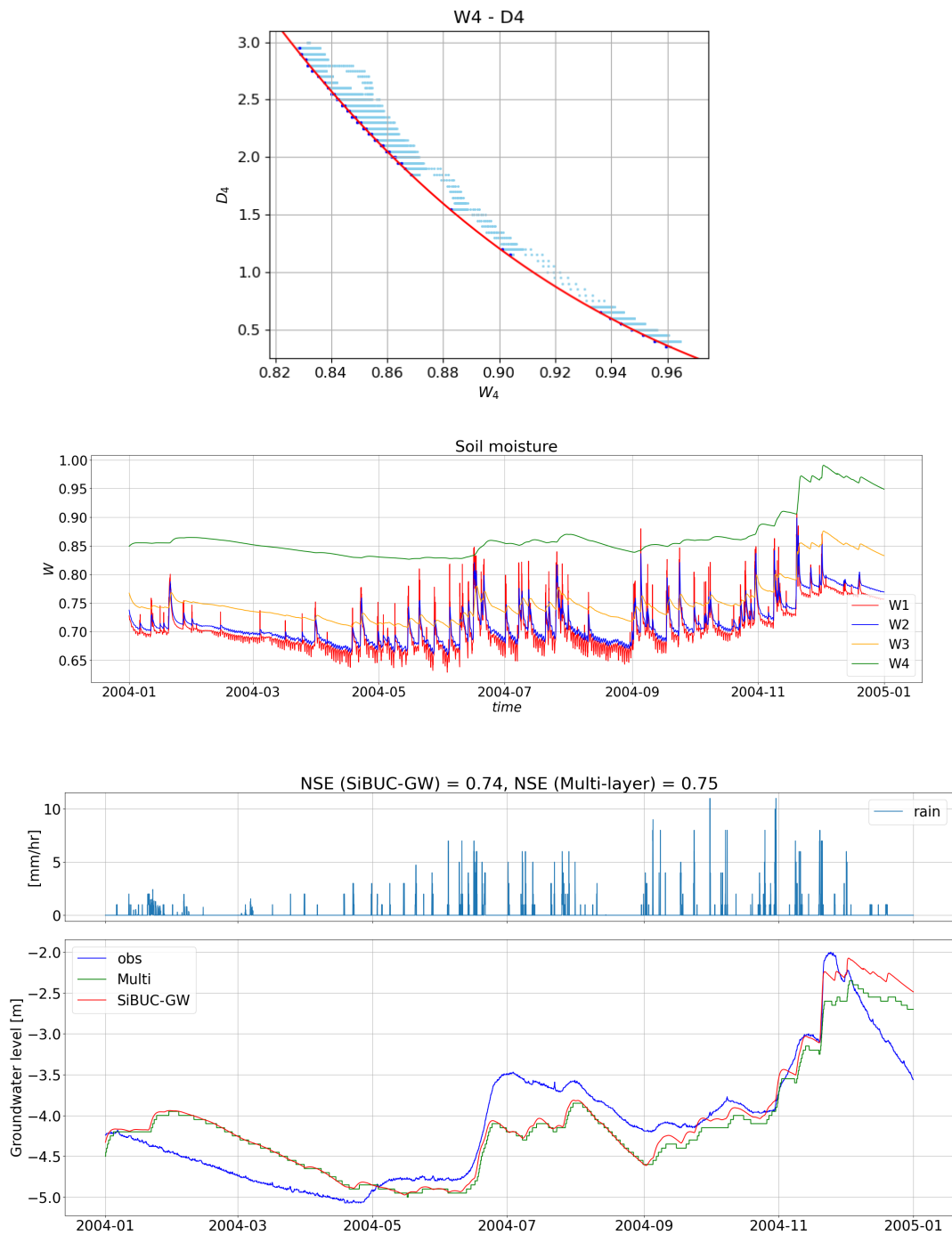


図5-12 高槻地点における結果

上段図： W_4 と D_4 のプロットとシグモイド関数をフィッティングした結果
 (薄い青の点：すべてのプロット，濃い青の点：シグモイド関数のフィッティングに
 使用したプロット，赤い線：フィッティングされたシグモイド関数)

中段図：土壌第1～4層の土壌水分量

下段図：地下水位の観測値とSiBUC-GW・多層モデルによる解析値の比較

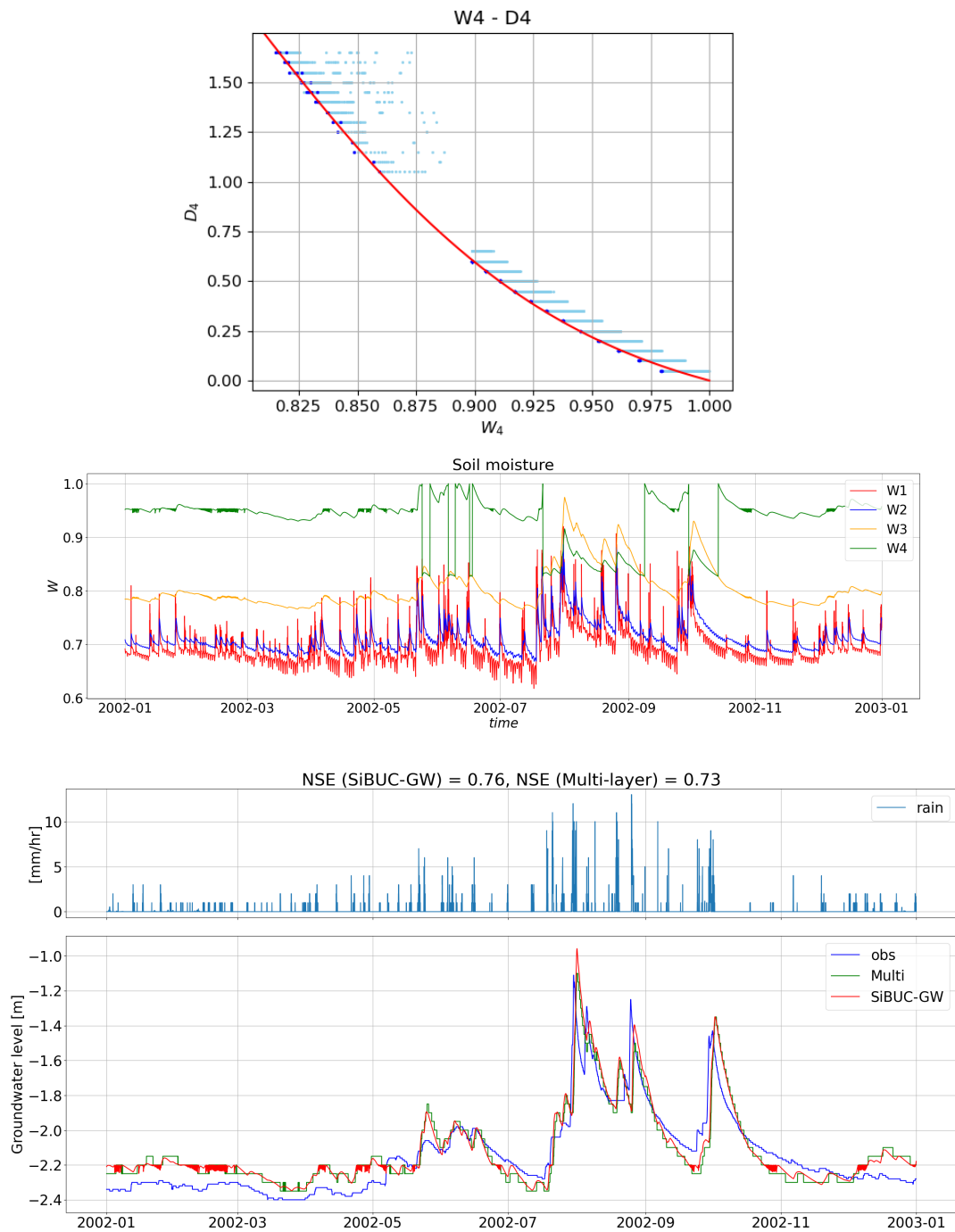


図5-13 栗野（深）地点における結果

上段図： W_4 と D_4 のプロットとシグモイド関数をフィッティングした結果
 (薄い青の点：すべてのプロット，濃い青の点：シグモイド関数のフィッティングに
 使用したプロット，赤い線：フィッティングされたシグモイド関数)

中段図：土壌第1～4層の土壌水分量

下段図：地下水位の観測値とSiBUC-GW・多層モデルによる解析値の比較

5. 3 まとめ

SiBUC を改良し地下水位を診断可能とした SiBUC-GW を用いることで、高精度に地下水位解析が行えることが確認できた。

本研究で開発したモデルは全球規模での適用を念頭に置いたものである。全球規模での解析を行う場合は、多層へ分割することは計算負荷の増大につながるため、高い精度を得られることが期待できる多層モデルを用いることは安易にとることのできない手段である。しかし本研究で用いた手法では、層構造が 4 層と少ないにもかかわらず高い精度で解析を行うことができた。したがって本モデルは全球規模での地下水位変動を考慮した解析に適していると言える。

ただし現状では SiBUC-GW による解析を行うために、土壌第 4 層の土壌水分量 W_4 と第 4 層層厚 D_4 の間の関係式であるシグモイド関数のパラメータをあらかじめ与えておく必要がある。全球規模で SiBUC-GW を適用可能とするためには、シグモイド関数のパラメータを容易に推定できる手法の開発が求められる。

第 6 章 結論

6. 1 まとめ

本研究では陸面過程モデルを用いた地下水位診断手法について様々に検討を行い、最も物理的に妥当である手法について探った。全球規模で地下水位解析を行うことのできる既往のモデルは、地下水を陸面過程計算での土層とは分離した地下水貯水槽内の水収支によって解く手法と、陸面過程計算の中に診断変数として地下水位を加える手法の 2 通りに大別される。

第 2 章では本研究で使用する全球陸域水循環モデルについて概説し、このモデルに既往研究で用いられる 2 種類の地下水解析手法を適用する手法について考察した。まず陸面過程の土層と別に地下水貯水槽を用いる手法について実装した。その結果地下水の持続可能性評価を行うことができ、その空間再現性は高かった。その一方、地下水位を診断できないため出力値の十分な検証ができないという問題が挙げられた。さらに地下水涵養量の妥当なパラメタライズも不可欠である一方、地下水に関する唯一の衛星観測データである GRACE による TWS 観測値を用いたパラメタライズは困難であった。したがってこの手法は使用せず、もう一方の地下水位を陸面過程計算の診断変数に加える手法を用いることにした。

第 3 章では既往のモデルについて解析的にその特徴を分析した。その結果一般的に妥当と考えられ既往研究で用いられている、地下水位を診断変数とするための手法には、実際の土壌ではおそらく当てはまらないと考えられる仮定が背景にあることを指摘した。したがってこの手法で地下水位を解析したとして、実際の土壌の水分状態の再現が難しい可能性がある。豊富に存在する地下水位の観測データを有効に活用してモデル化を行うためにも、本研究ではこれまで既往研究では用いられてきた手法は用いるべきでなく、全く新しい適切な仮定を用いるべきだという結論に至った。

第 4 章ではモデルに適用可能な妥当な地下水位に関する仮定を見つけ出すため、リチャーズ式による多層モデルを構築し、土壌水分場について詳細な分析を行うことを可能とした。地下水位観測データにみられる地下水位変動を多層モデルにより再現し、その際の土壌水分場を分析したところ、地下水位と地下水位直上の土壌水分量との間に一定の関係性がみられた。そこで湛水状態から排水してゆく仮想的な条件での実験を行い、その関係性はシグモイド曲線により近似できることを見出した。

第 5 章では第 4 章で示した地下水位と土壌水分の関係がシグモイド曲線で近似できるという仮定を用い、実際に地下水位を診断変数として組み込んで陸面過程計算を行うためにはどのようにすればよいかについて述べた。さらにそのモデルを適用し観測地下水位の再現に取り組んだ。その結果、多層モデルとは土層の表現が異なるにも関わらず、高い精度で

の地下水位の再現を行うことができた。多層モデルと比較して計算時間も短いため全球規模での計算にも適用可能であり、またその精度も信頼性の高いものであることが期待できる。

これまで様々なモデルを用いた全球規模での地下水資源の持続可能性評価が行われてきた。しかしそれらモデルの地下水に関する精度評価には、GRACEによる陸域総貯水量の衛星観測データばかりが用いられており、豊富に存在する観測井戸による地下水位の観測データはほとんど利用されてこなかった。それは全球規模のモデルでは1格子点が広い範囲を覆うため、1地点の限られた情報しか得ることのできない地下水位観測データでは広範囲に渡る1格子点の解析値と比較可能な代表点たり得ない場合がほとんどなためである。したがって地下水位解析の精度そのものに関してはあまり重視されてこなかったと言える。その一方本研究では、全球規模での水循環解析の実績のあるモデルを改良しつつ、地下水位の観測データを用いた検証を通し、地下水位の解析精度が保障されたモデル開発に成功した。したがって1点のスケールでも適用可能な本研究のモデルは、全球規模で適用される際にもより信頼性の高い解析結果をもたらすことが期待できる。

6. 2 今後の展望

本研究では陸面過程モデル SiBUC を改良し、地下水位を診断変数として加え精度良く解析可能である SiBUC-GW の開発に成功した。しかし本手法を適用するためには、シグモイド関数のパラメータをあらかじめ決定しておく必要がある。シグモイド関数には上限・下限値が存在するため、例えば基盤岩がある場合には地下水位はその位置より低くなりえないため、上限値・下限値を基盤岩の位置によって設定するなどの手法により簡略化できる可能性がある。

また本研究で開発したモデルは鉛直方向のみの水・熱収支を解析するモデルであり、地下水の水平方向の移動は考慮していない。本研究で多層モデルによって地下水位観測データの再現に取り組んでいる際、鉛直方向の水・熱収支だけでは地下水位の変動を説明できない地点が数多く存在した。したがって地下水のモデル化にあたり水平方向の地下水流動を考慮することは非常に重要であることが窺い知れる。今後は本研究で開発したモデルをさらに改良し、3次元での土壌水分場を考慮可能なモデルへと拡張することが重要である。

本研究で改良を行なった陸面過程モデル SiBUC は、他の様々な水文モデルと比較し、鉛直方向の水・熱収支解析により例えば蒸発散量等、大気と陸面の相互作用を精度良く解析可能な点が特長として挙げられる。その一方陸面過程モデルでは流出量は水収支の残差高として扱われており、その再現精度はあまり高くないことが一般的に知られている。しかし本研究では流出を発生させる土壌のモデル改良を行い、土壌水分場を高精度で解析可能となった。したがって水収支計算における各項の精度が向上したことにより、残った項の流出量

の精度向上も期待できる。陸面過程モデルでの流出量の精度向上は、陸域水循環過程のほぼ全てを精度良く解析可能であることにつながり、画期的な成果となることが期待できる。

参考文献

- Alcamo, J., Döll, P., Henrichs, T., Kaspar, F., Lehner, B., Rösch, T., and Siebert, S. (2003), Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability, *Hydrolog. Sci. J.*, 48, 317–337, <https://doi.org/10.1623/hysj.48.3.317.45290>.
- Brown, L. R.: 持続不可能な水使用で食料バブルが世界で起こっている (2003), *Eco-Economy Updates 2003-2*, (http://www.worldwatch-japan.org/NEWS/ecoeconomyupdate_2003-2.html.)
- Celia., M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba., R.L. (1990), A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resour. Res.*, 26 (7). 1483-1496.
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978), Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, 14(4), 601-604.
- Döll, P. and Siebert, S. (2002), Global modeling of irrigation water requirements, *Water Resour. Res.*, 38, 1037
- Döll, P., Hoffmann-Dobrev, H., Portmann, F. T., Siebert, S., Eicker, A., Rodell, M., Strassberg, G., and Scanlon, B. R. (2012), Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations, *J. Geodyn.*, 59–60, 143–156, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.05.001>.
- FAO, (1988), UNESCO Soil Map of the World, World Soil Resources Report no 60, Rome.
- Faroux, S., Tchuente, A. T. K., Roujean, J. L., Masson, V., Martin, E. and Moigue, P. L. (2013), ECOCLIMAP-2/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1-km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models, *Geoscientific Model Development Discussions*, Vol:5, pp.3573-3620. doi:10.5194/gmd-6-563-2013.
- Faunt, C.C., ed. (2009), *Groundwater Availability of the Central Valley Aquifer, California*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1766.
- Fetter, C. W. (1988), *Applied Hydrogeology*, 2nd ed., Merrill Publishing Company, Columbus, Ohio, 592 pp.
- Hanasaki, N., Kanae, S., and Oki, T., (2006), A reservoir operation scheme for global river routing models, *J. Hydrol.*, 327, 22–41, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.011>.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., and Tanaka, K. (2008a), An integrated model for the assessment of global water resources – Part 1, Model description and input meteorological forcing, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 1007–1025.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., and Tanaka, K. (2008b), An integrated model for the assessment of global water resources – Part 2: Applications and assessments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 1027–1037.

- Hanasaki, N., Yoshikawa, S., Pokhrel, Y., and Kanae, S. (2018), A global hydrological simulation to specify the sources of water used by humans, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 789-817, <https://doi.org/10.5194/hess-22-789-2018>.
- Kingma, D. and Ba, J. (2015), Adam: A method for stochastic optimization, In *The 3rd International Conference on Learning Representations*, arXiv:1412.6980.
- Koirala, S., P. J.-F. Yeh, Y. Hirabayashi, S. Kanae, and T. Oki (2014), Global-scale land surface hydrologic modeling with the representation of water table dynamics, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 75–89, doi:10.1002/2013JD020398.
- McGuire, V. L. (2017), Water-level and recoverable water in storage changes, High Plains aquifer, predevelopment to 2015 and 2013–15: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2017–5040, <https://doi.org/10.3133/sir20175040>.
- Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., Dickinson, R. E., Gulden, L. E., and Su, H. (2007), Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 112, D07103, doi:10.1029/2006JD007522.
- Oki, T., Kanae, S. (2004), Virtual water trade and world water resources, *Water Science & Technology*, 49, No. 7, 203-209.
- Pokhrel, Y., Hanasaki, N., Koirala, S., Cho, J., Yeh, P. J. F., Kim, H., Kanae, S., Oki, T. (2012), Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model. *Journal of Hydrometeorology* 13: 255-269.
- Pokhrel, Y. N., Koirala, S., Yeh, P. J. F., Hanasaki, N., Longuevergne, L., Kanae, S., and Oki, T. (2015), Incorporation of groundwater pumping in a global Land Surface Model with the representation of human impacts, *Water Resour. Res.*, 51, 78–96.
- Rodell, M., Velicogna, I., Famiglietti, J. S. (2009), Satellite-based estimates of groundwater depletion in India, *Nature* volume 460, 999–1002.
- Shiklomanov, I. A. (1997), *Assessment of Water Resources and Water Availability in the World, Comprehensive Assessment of the Freshwater Resources of the World*, Stockholm Environment Institute, Stockholm.
- Shiklomanov, I. A. (1999), *World water resources and their use*, a joint SHI/UNESCO product.
- Shiklomanov, I. A. (2000), Appraisal and assessment of world water resources, *Water Int.*, 25, 11-32.
- Shiojiri, D., Tanaka, K., Tanaka S. (2019), Estimation of Groundwater Recharge from GRACE Satellite and Land Surface Model, *THA2019 Abstract Fullpaper TD455-1*.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., van Genuchten, M. Th. (2013), *The Hydrus-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media*, Version 4.17, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 342.
- Tanaka K. (2004), Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin

- water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto University.
- van Beek, L. P. H. and Bierkens, M. F. P. (2008), The Global Hydrological Model PCR-GLOBWB: Conceptualization, Parameterization and Verification, Department of Physical Geography, Utrecht University, Utrecht, the Netherlands.
- van Beek, L. P. H., Wada, Y., and Bierkens, M. F. P. (2011), Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability, *Water Resour. Res.*, 47, W07517, <https://doi.org/10.1029/2010wr009791>.
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., van Kempen, C. M., Reckman, J. W. T. M., Vasak, S., Bierkens, M. F. P. (2010), Global depletion of groundwater resources, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20402, doi:10.1029/2010GL044571.
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., Viviroli, D., Dürr, H. H., Weingartner, R., and Bierkens, M. F. P. (2011), Global monthly water stress: 2. Water demand and severity of water stress, *Water Resour. Res.*, 47, W07518, <https://doi.org/10.1029/2010wr009792>.
- 小尻利治, 東海明宏, 木内陽一 (1998), シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発, 京都大学防災研究所年報, 第 41 号 B-2, pp119-134.
- 小槻峻司, 田中賢治, 小尻利治, 浜口俊雄 (2012), 衛星データから作成した農事暦を活用した全球陸域水循環解析, *水文・水資源学会誌*, Vol. 25-6, p.373-388.
- 小槻峻司 (2013), 人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発と世界の陸域水循環解析に関する研究, 博士論文, 京都大学
- 近藤昭彦, 田中正, 唐 常源, 佐倉 保夫, 嶋田 純, 芝野 博文, 劉 昌明, 張 万軍, 胡 春勝, 劉 小京, 李 紀人, 陳 建耀, 沈 彦俊 (2001), 中国華北平原の水問題, 14 卷 5 号 p. 376-387.
- 塩尻大也, 田中賢治, 田中茂信, 浜口俊雄(2016), 地下水取水を考慮した全球陸域水循環モデルによる水逼迫度評価, *地球環境研究論文集*, 第 72 卷 5 号 p. I_265-I_270.
- 白川直樹 (2004), グローバル水資源アセスメントを目指した環境用水需要量に対する影響要因の分類, *水工学論文集*, 第 48 卷.
- 白川直樹 (2005), 季節性から推定される環境用水のグローバル必要量, *水工学論文集*, 第 49 卷.
- 田中賢治, 前田敏彦, 高棹琢馬, 池淵周一 (1997), 陸面過程モデルのための 2 次元地中モデルの開発, *水工学論文集* 41, p.93-98.
- 高棹琢馬, 池淵周一, 田中賢治, 前田敏彦 (1997), 陸域水・熱フラックスに対する地表面起伏効果, 京都大学防災研究所年報, 第 40 卷 B, p.93-109.
- 花崎直太・内海信幸・山田智子・沈彦俊・Magnus B.・鼎信次郎・大瀧雅寛・沖大幹 (2007), 温暖化時の水資源評価のための全球統合水資源モデルの開発. *水工学論文集* 51, p.229-234.

藤原健蔵 (1978), インド・パンジャーブ平原における水文循環の変貌, 地学雑誌 87, 3, p.130-151.

謝辞

本研究を進めるにあたりご協力くださった方々に感謝申し上げます。

京都大学防災研究所・水資源環境研究センターの田中茂信教授, 堀智晴教授, 角哲也教授, 田中賢治准教授には多大なるご指導ご鞭撻を賜りました。ここに厚く御礼申し上げます。また適切な助言と援助をいただきました京都大学工学研究科社会基盤工学専攻の市川温准教授には深く御礼申し上げます。

田中茂信先生には研究者としてどうあるべきかについて教えていただきました。「研究をして新しいことを発見するのは良いことだけれども、それがすべてではない。研究をするにあたり、どのように世の中の人々に貢献するのかを常に念頭に置きなさい。」とのお言葉は強く心に刻み付けられています。また「自分の狭い専門分野だけを見てはいけいない。研究室にこもってパソコンだけを見てはいけいない。様々なものを実際に見て学びなさい。」という教えも、私の研究者としての理想の在り方を形作る大きな要素となりました。実際に先生は学会や調査旅行で様々な場所へ連れて行ってくださり、そこで実際に見て・動いて得た経験や知識により、新たな研究への挑戦意欲が次々と沸き立てられました。研究者としての姿勢を叩き込んで下さった田中茂信先生には、心より感謝御礼申し上げます。

田中賢治先生には研究の面白さを教えていただきました。私が博士課程への進学を決めたのも、先生と飲み会の場で研究の面白さや奥深さについて一晩中語り明かしたことがきっかけでした。またこれまで何度も研究に行き詰まり心折れそうになることがありましたが、先生は私を観測や学会へ積極的に連れ出してご指導下さり、停滞を打開するヒントと折れずに挑戦し続けるモチベーションを与えて下さいました。私が学部4年生の頃に興味を持っていた世界の水不足問題・地下水の枯渇を、卒論のテーマとして先生が快く受け入れて下さって以降、今まで一連の研究を続けてこられたのは、先生のご指導あってのものです。深く感謝し、御礼申し上げます。

I would like to express my gratitude to Dr. Temur Khujanazarov. He gave me many advises about not only my research but also what I worried about. Thanks to Tim-san, I was able to continue my own research without giving up. Especially, I don't forget that I got new idea which can break a deadlock of my research thorough the discussion with Tim-san.

京都大学防災研究所, 地域水環境システム研究室では学部4回生から在籍し, 有意義な時間を過ごすことができました。Alicia Pavetti Infanzon さん, 胡茂川さん, 安富奈津子さ

ん, Li YU さん, Sophal Try さん, 名村瑠架さん, 原田航太さん, 小林優さん, 松井佑介さん, 山田将平さん, 仲浩明さん, Sanjar Sadyrov さん, 富田諒さん, 正木隆大さん, HABIBA Omar Mohamed Ali さん, 小川力生さん, 平岡ちひろさん, 日野智之さん, 稲垣智也さん, 岩川岳史さん, 田坂彰英さん, 小林楽さん, 山田知樹さん, 小林楽さん, 谷口朝美さんには非常に楽しく充実した研究室生活を共有していただきました。

また古谷千絵さん, 川崎裕子さん, 小崎幸子さん, 沢田裕美さんには研究環境を整えていただき, 様々にサポートをいただきました。お手数をおかけすることも多かったです。が, 快く対応してくださったことに感謝の念に堪えません。

千葉大学リモートセンシング環境リモートセンシング研究センターの小槻峻司准教授には, 私の将来へつながるご助言をたくさんいただきました。例えば研究者としての考え方についてご指導くださり, あらゆることをできる限り勉強する習慣ができました。そのおかげで以前に比べてずっと賢くなり, 研究の幅が広がったように感じます。またなかなか研究がうまくゆかず苦しんでいた際には暖かい激励を下されるとともに, 適切な助言を下さり, 苦しい時間も乗り越えることができました。

東北大学工学研究科土木工学専攻の峠嘉哉助教には常々気にかけていただき, たくさんのご助言を頂きました。これまではご指導いただくばかりでしたので, 今後はもっと成長してたくさん議論ができるようになりたいと思います。

最後に, いつも私の生活をサポートし応援してくれた家族に深く感謝いたします。返しきれないほどの恩がありますが, 受けた恩は決して無駄にはしません。これまでの学生生活で得た様々な知識と経験を活かし, 必ずや誇れる息子となってみせます。

2021 年
塩尻 大也