

博 士 論 文

分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析
の試みと有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

2023 年

石川県立大学生物資源環境学研究科

自然人間共生科学専攻環境科学研究領域

藤井 三志郎

分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試みと有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

第1部 分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試み

1. 緒論	1
1.1 わが国の地下水	1
1.2 わが国の地下水研究	4
1.3 扇状地の地下水	4
1.4 手取川扇状地の地下水研究	4
1.5 手取川扇状地における地下水障害	6
1.5.1 地盤沈下	6
1.5.2 塩水化	7
1.5.3 湧水の減少	8
1.5.4 地下水位の長期変動	8
1.5.5 地下水質	8
1.6 地下水行政の現状	11
1.6.1 わが国の地下水行政の現状	11
1.6.2 石川県における地下水行政の現状	14
1.6.3 手取川扇状地の地下水行政の現状	14
1.7 本研究の目的	15
引用文献	16
2. 分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試み	19
2.1 はじめに	19
2.2 研究の手法	20
2.2.1 手取川扇状地の概況	20
2.2.2 モデルの構成	21
2.2.3 入力データ	26
2.2.4 モデル係数の設定	29
2.2.5 最適化結果	30
2.3 分析結果と考察	30
2.3.1 地下水位の観測値と計算値の比較	30
2.3.2 手取川からの浸透と扇状地左右岸地域との水交換	32
2.3.3 手取川からの浸透と地表からの浸透の関係	33
2.4 討議と今後の課題	35
2.4.1 多変数に対する最適化問題	35

2.4.2	先行研究との関連	36
2.4.3	手取川からの浸透水	36
2.4.4	手取川河床からの湧出	36
2.4.5	地下水位の地域代表性	37
2.4.6	転作率	37
2.5	おわりに	37
	引用文献	42
3.	長期資料に基づくモデルの分析	44
3.1	はじめに	44
3.2	研究の手法	44
3.2.1	モデルの改良	44
3.2.2	入力データ	46
3.2.3	モデル係数の設定	47
3.3	シミュレーション結果と考察	49
3.4	討議と今後の課題	52
3.4.1	手取川からの浸透量の推定	52
3.4.2	推定差の要因	53
3.5	おわりに	54
	引用文献	55
4.	結論	56

分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試みと有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

第2部 有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

1. 緒論.....	1
参考文献.....	2
2. 有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析.....	3
2.1 はじめに.....	3
2.2 研究手法.....	4
2.2.1 有効長波放射の推定式.....	4
2.2.2 気象資料.....	5
2.2.3 有効長波放射推定式係数の最適決定方法.....	7
2.3 分析結果.....	7
2.3.1 有効長波放射推定式係数の分析.....	7
2.3.2 アルベドの分析.....	12
2.4 考察.....	16
2.4.1 FAO とペンマンの式による推定値と実測値の比較.....	16
2.4.2 有効長波放射に与える係数の影響.....	18
2.5 討論.....	20
2.5.1 日単位の分析と時間単位の分析の比較.....	20
2.5.2 既往の研究との関係.....	22
2.6 おわりに.....	22
引用文献.....	24
3. 結論.....	25
4. 今後の展望.....	26
引用文献.....	27

第 1 部要旨

第 2 部要旨

著者論文

謝 辞

第 1 部

分布型タンクモデルによる手取川扇状地の 地下水流動解析の試み

第 1 部 分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試み

1. 緒論

空からは雨が降る．川には水が流れる．その先には海が広がる．これらは日常でのありふれた景色であり，目にすることができる．また一方では，人は地面の下に水があることを知っている．“地下水”は地下に存在する水と認識され，不可視なものとなる．そのため，地下水の移動を把握することは難しい．

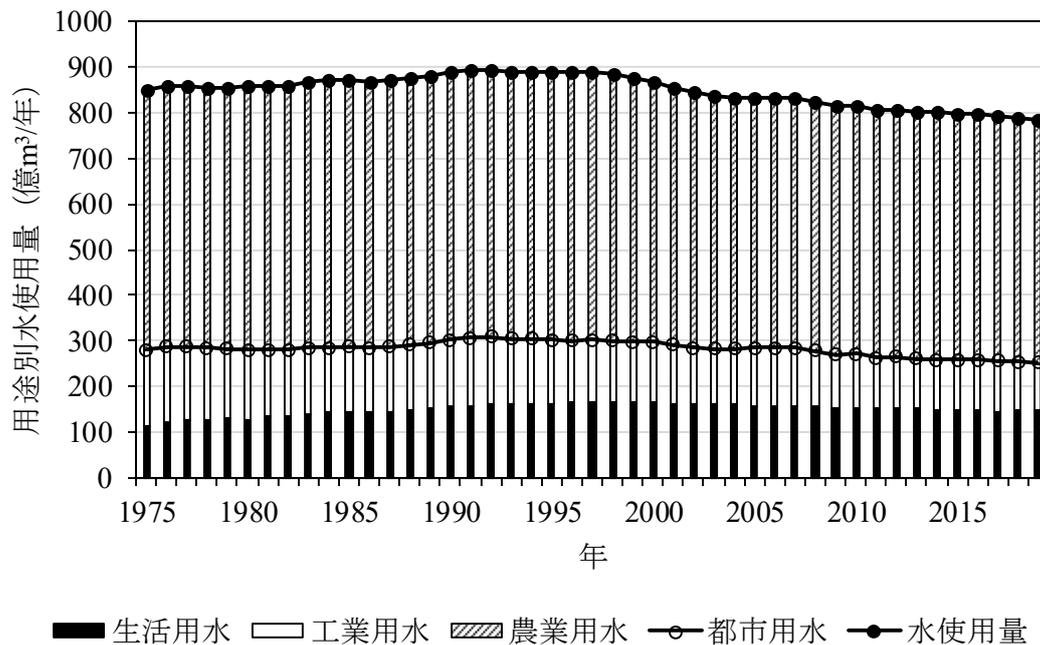
1.1 わが国の地下水

地下水供給量の指標となる水資源賦存量を国が整理している（国土交通省水管理・国土保全局水資源部，2022）．それによれば，わが国の 1992 年から 2021 年までの 30 年間の水資源賦存量の平均は約 4,300 億 $\text{m}^3/\text{年}$ とされる．一方で，2019 年のわが国の水使用量の合計は約 785 億 $\text{m}^3/\text{年}$ で，水資源賦存量の 18% を利用しているとされる．このうち，地下水使用量は約 103 億 $\text{m}^3/\text{年}$ と推計され，都市用水と農業用水の地下水使用量は約 86 億 $\text{m}^3/\text{年}$ で全地下水使用量の 83%，全水使用量に対しては 11%（地下水依存率）となっている（Table 1）．なお，Fig. 1 に示すように水使用量は 1993 年以降減少傾向に転じており，地下水使用量も都市用水の使用量は減少傾向にある．

Table 1 わが国の地下水使用状況

用途	地下水 使用量 (億 m ³ /年)	地下水 用途別 割合 (%)	全 水使用 量 (億 m ³ /年)	地下水 依存率 (%)
都市用水	56.9	55.3	251.6	22.6
内生活用水	29.0	28.2	148.4	19.6
内工業用水	27.8	27.0	103.2	27.0
農業用水	28.7	27.9	533.0	5.4
小計	85.5	83.1	784.6	10.9
養魚用水	11.6	11.2		
消流雪用水	4.2	4.1		
建築物用等	1.6	1.6		
合計	102.9	100.0		

1. 生活用水及び工業用水（2019年度の使用量）は国土交通省水資源部調べによる推計。
2. 農業用水全水使用量は国土交通省推計。農業用地下水使用量は、農林水産省「第5回農業用地下水利用実態調査（2008年度調査）」による。
3. 養魚用水及び消流雪用水（2020年度の使用量）は国土交通省水資源部調べによる推計。
4. 建築物用等は環境省調査によるもので、条例等による届出等により2020年度の地下水使用量の報告があった地方公共団体（13道県）の利用量を合計したものである（一部2019年データを含む）
5. 四捨五入の関係で集計が合わない場合がある。
6. 国土交通省水管理・国土保全局水資源部（2022）参考3-1-17



1. 国土交通省水資源部作成.
2. 国土交通省水資源部の推計による取水量ベースの値であり，使用後再び河川等へ還元される水量も含む.
3. 工業用水は従業員4人以上の事業所を対象とし，淡水補給量である．ただし，公益事業において使用された水は含まない.
4. 農業用水については，1981～1982年値は1980年の値を，1984～1988年値は1983年の値を，1990～1993年値は1989年の値を用いている.
5. 四捨五入の関係で合計が合わないことがある.
6. 国土交通省水管理・国土保全局水資源部(2022)参考2-1-1を使用.

Fig. 1 全国の水使用量の推移

1.2 わが国の地下水研究

田中（2020）は、主として水循環の視点から地下水学の進展過程を簡単にまとめている。それによれば、わが国における地下水学や水文学において地下水研究がスタートしたのは1910～1920年頃とされている（明治の終わりから大正の頃である。一方、世界では、UNESCO（1971）の時点で、水循環が水文学の中心概念であることは世界共通の認識となっている）。それから一世紀が経過し、21世紀に入り新たな潮流が生まれ、現在は国外も含め“地下水ガバナンス”という考え方に転換されようとしている。千葉（2020）は、科学的知見には常に不確実性が伴うと指摘し、自然科学が与えてくれる「一定条件での仮説」に対しどう対応するのかは社会の判断であり、社会的な合意形成に依存すると述べている。今後は、こうした社会学的見地から地下水問題を捉えていくことが求められるであろう。しかし、多くの人々が地下水問題に関わる場合は、科学的知見を整理し、それを一般に簡単に理解できるように変換する必要がある、またそれは地下水の性質上において地域毎に進展させていく必要がある。

1.3 扇状地の地下水

田中（1996）は、「わが国のような湿潤地域では、一部の例外を除くと、基本的な水循環の方向は、降水→土壌水→地下水→河川水」としている。ここでの”例外“とは「扇状地河川や天井川」と説明している（田中，2020）。つまり、扇状地における水循環の方向はこれとは別であり、扇状地河川からの地下水涵養が大きな要因であると理解する。そして、これは地域毎、個々に明らかにする必要があることを示唆している。

1.4 手取川扇状地の地下水研究

手取川扇状地域の地下水研究は、筆者が資料を確認できた一番古いものが、岸（1971）である。岸（1971）は、金子（1966）の水収支式を用いて1966年8月の扇状地中央断面の地下水流動量を算出し、平均透水係数を求め、さらにそれらを利用し月別の平均流動量を算出している。またこの時、手取川扇状地の帯水層は上部と下部の2つに分けられ、上部帯水層を対象に水収支計算を行ったとしている。これらはある時期の無降雨期間の調査結果を元に年間の水収支を算定している。

次に、渡部（1972）や山崎（1974）であるが、彼らは石川県から委託された業務において報告書第6報（渡部，1994）で最終の研究成果を報告している。報告

内容を概観すれば、調査目的は手取川ダム建設による石川県上工水道計画の手取川扇状地地下水への影響の評価で、水理地質学の観点から地表水や地下水位、水質分析などの現地調査を行い、地下水の存在形態や動きを捉え、計画が地下水へ与える実質的な影響について判断している。

次に、石川県は手取川扇状地域の地下水の保全と持続的な利用を図るための調査を実施し、将来の地下水事情を予知し対策を講じるために連結ダングモデルを構築し水収支シミュレーションを行っている。そして、将来の揚水計画や涵養条件等をシミュレーションモデルに与え適正揚水量を推定し、調査報告書に基づく適切な対応が図られれば、塩水化や地盤沈下などの課題を解決できるとしている（石川県環境安全部・国際航業株式会社，1996）。

次に、2007年からは「農業用水を核とした健全な水循環」に関する研究が展開された（農業用水を核とした健全な水環境プロジェクト研究幹事会，2012）。奥山（2012）は、既往の地質資料（柱状図，電気検層）から水理地質構造を解析するとともに、電気探査や孔内試験の手法を用いて地下帯水層の規模等の水理地質構造，地下水の流動状況を捉えた。中村ら（2012）は、経時的な地下水位変化や地下水位分布等の観測・データ収集により、水田灌漑が地下水位に大きく影響すること，地下水位と揚水量の経年的な変化傾向が概ね一致すること，手取川からの浸透水が地下水涵養に寄与することを示した。岩崎ら（2012）は、地下水に影響を与える要因の定量的な評価のため、MODFLOWを用いた地下水流動モデルを構築し、灌漑期の定常地下水流動解析を行なった。その結果、扇頂部及び手取川に近い扇央部での土地利用，揚水量の変化が該当領域とその周辺の地下水位に大きく影響することなどを示した。石田・土原（2012）は、水質データや環境同位体を指標とした手法を組み合わせた複合的なアプローチにより地下水流動メカニズムの把握を試みている。その結果、手取川から扇状地帯水層内へ河川水の浸透が生じていること，浅層地下水は降水と水田涵養水，河川浸透水の影響を受けていること，深層地下水は水田涵養水の影響を受けていないことを明らかにした。米林・皆巳（2012）は、水質分析から手取川の伏流水による直接的な地下水涵養が行われる範囲を調査している。

次に、2015年から2017年にかけて手取川扇状地では異常な地下水位の低下が確認された。田中ら（2017）や田中ら（2018）は2014年10月と2015年5月に手取川上流で発生した土砂崩壊の影響を評価するため、減水深調査や河川流量観測を行い、高濃度濁水が地下水涵養機能に及ぼす影響を調査している。

最後に、高瀬・藤原（2022）は、手取川扇状地の水収支構造を明らかにするため、集中定数型水循環モデルを構築し、高濃度濁水が地下水位に及ぼす影響を評価している。

1.5 手取川扇状地における地下水障害

1.5.1 地盤沈下

石川県ほか (2022) によれば, 金沢・手取川扇状地域 (小松市から河北潟周辺までの地域) における地盤沈下の状況を調査した結果, 沿岸部の複数地区を中心として地盤沈下が観測されている. 扇状地に位置する金沢市下安原町では, 観測当初の 1974 年からの累積沈下量で 421.2mm, 白山市小川町では 1976 年から 151.9mm に達している (Fig. 2). また, 1974 年から 2020 年までの全体沈下量に対する累積沈下量の割合の変化を Fig. 3 に示した. この図から期間毎の沈下の進行速度が分かる. 金沢市下安原町では 1993 年頃までとそれから 2009 年頃, その後 2020 年頃までの 3 期間に分けて進行速度が変化していることが分かり, 近年沈下の進行速度が大きいことが分かる. また, 白山市小川町では 1995 年頃から 2009 年頃とそれ以降で分けられ, こちらも近年の沈下の進行速度が大きいことが分かる. 以上から, 地盤沈下は現在進行形で進む, 重要な問題であることが分かる.

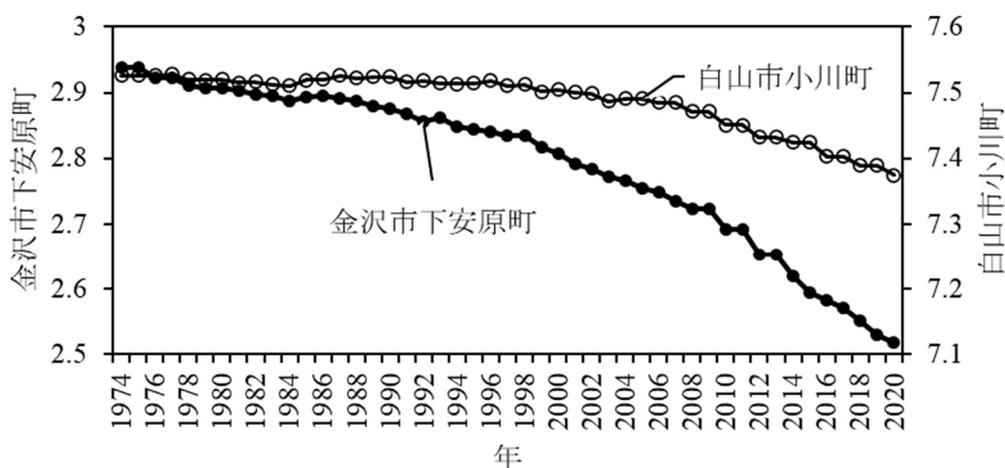


Fig. 2 地盤沈下による標高 (m) の変化

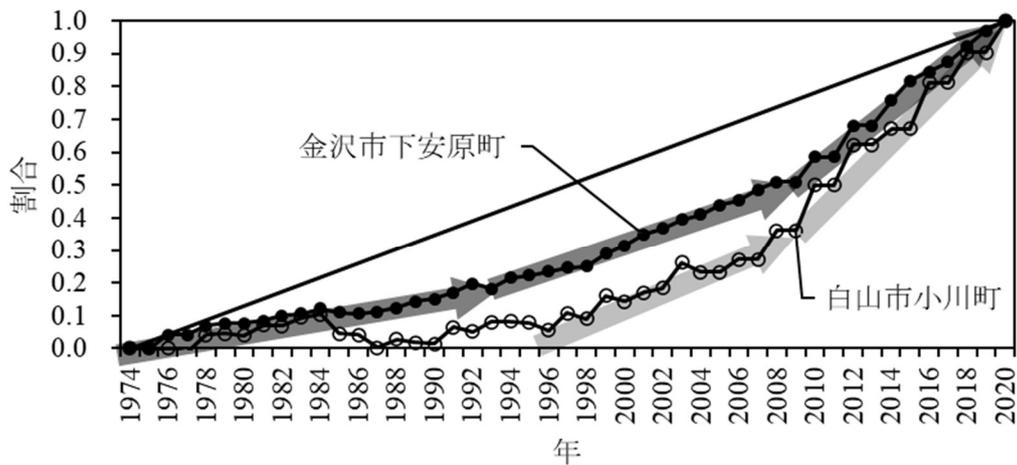


Fig. 3 全体沈下量に対する累積沈下量の割合の変化

1.5.2 塩水化

石川県ほか（2022）によれば，能美市道林地区では，1983年8月頃から地下水水位の低下とともに地下水の塩水化が始まり，1991年には地下水水位が塩水化する前の状態（1981年当時）に回復したが塩水化の進行は止まらず，近年の塩化物イオン濃度は65m井では約1,000mg/L，120m井では約2,000mg/Lで，依然として高い状態となっているとされる（Fig. 4）。

塩水化問題は一度発生すると回復速度が遅く，また従前の状態に戻るかは不明であることが分かる。

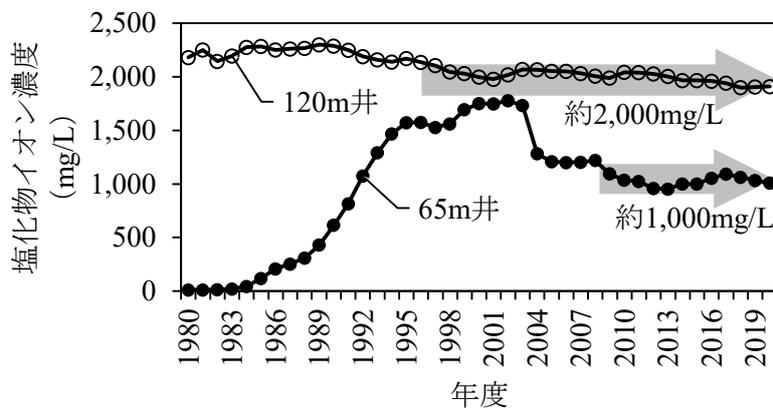


Fig. 4 年平均塩化物イオン濃度（mg/L）の変化

1.5.3 湧水の減少

国土交通省土地・水資源局(2001)によれば、手取川扇状地における自噴域は、1963年には扇端部の手取川両岸地域および白山市と金沢市の境界付近の海岸沿いで形成されており、その後、1981年～1997年にかけて自噴域は縮小傾向にはあるものの、消滅はしていない状況にあるとしている。

石川県ほか(2022)によれば、地下水観測井の金沢市福増町では自噴が確認されており、現時点でも自噴域は消滅はしていない状況にあると思われる。

1.5.4 地下水位の長期変動

石川県ほか(2022)では、石川県が10カ所15観測井、金沢市が13カ所15観測井で地下水位を観測している(Fig. 5)。地下水位は水圧式水位センサーを用いて3時間毎に自然水位を測定している。このうち犀川以南の手取川扇状地に位置する主な観測井の長期変動をFig. 6に示した。扇中央部の手取川左岸に位置する北市及び手取川右岸に位置する安吉町では地下水位の低下傾向が見られ、また、その変動幅も扇端部と比較すると大きい。近年ではその変動幅は小さくなっている。扇端部の手取川近傍に位置する赤井と井関は上昇傾向が見られ、中央に位置する千代野西では低下傾向、犀川寄りに位置する福増町では低下後上昇傾向に転じている。赤井や井関の上昇傾向は、工業の低迷や県の揚水規制強化の影響によるものと考えられる。また、北市・安吉町・千代野町・福増町では、1970年代から1980年代にかけて灌漑期に地下水が上昇する傾向があるが、1990年頃からその傾向は小さくなっている。これは、水田の宅地化が影響しているものと考えられる。

以上より、手取川扇状地の地下水位は、揚水による地下水位の低下は平均的には解消方向にあるが、水田の宅地化など社会構造の変化に伴う地下水位の低下が見られ、灌漑による夏場の地下水位上昇は見られない状況に変化したと考えられる。

1.5.5 地下水質

地下水質の監視は、水質汚濁防止法により基準が定められている。都道府県はこの法に基づき測定計画を作成し、その測定結果を毎年公表しなければならない。石川県では、1989年(平成元年度)以降、水質汚濁防止法に基づく水質測定計画を作成し、この計画に基づき県及び金沢市が地下水の水質測定を実施している(石川県, 2022a)。この報告の範囲内では、手取川扇状地に位置する市町では環境基準値を超過した項目はない。

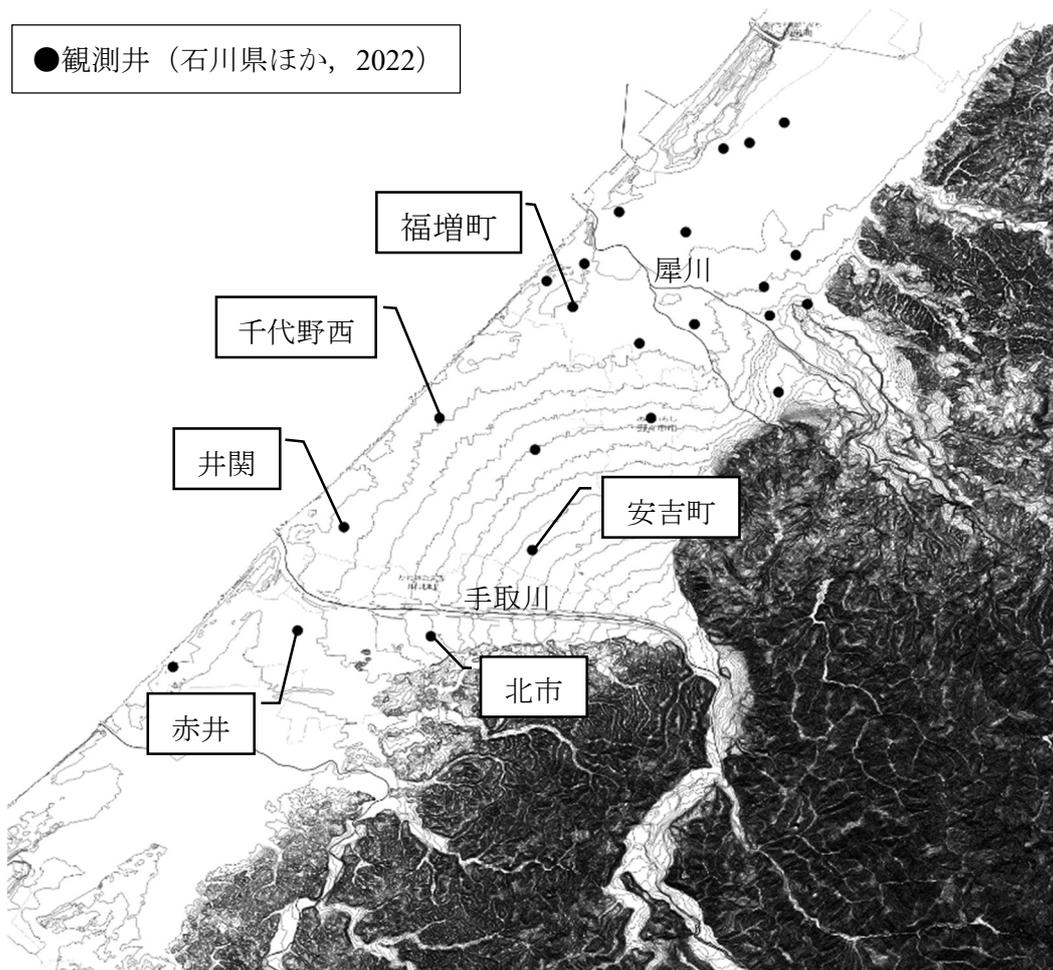
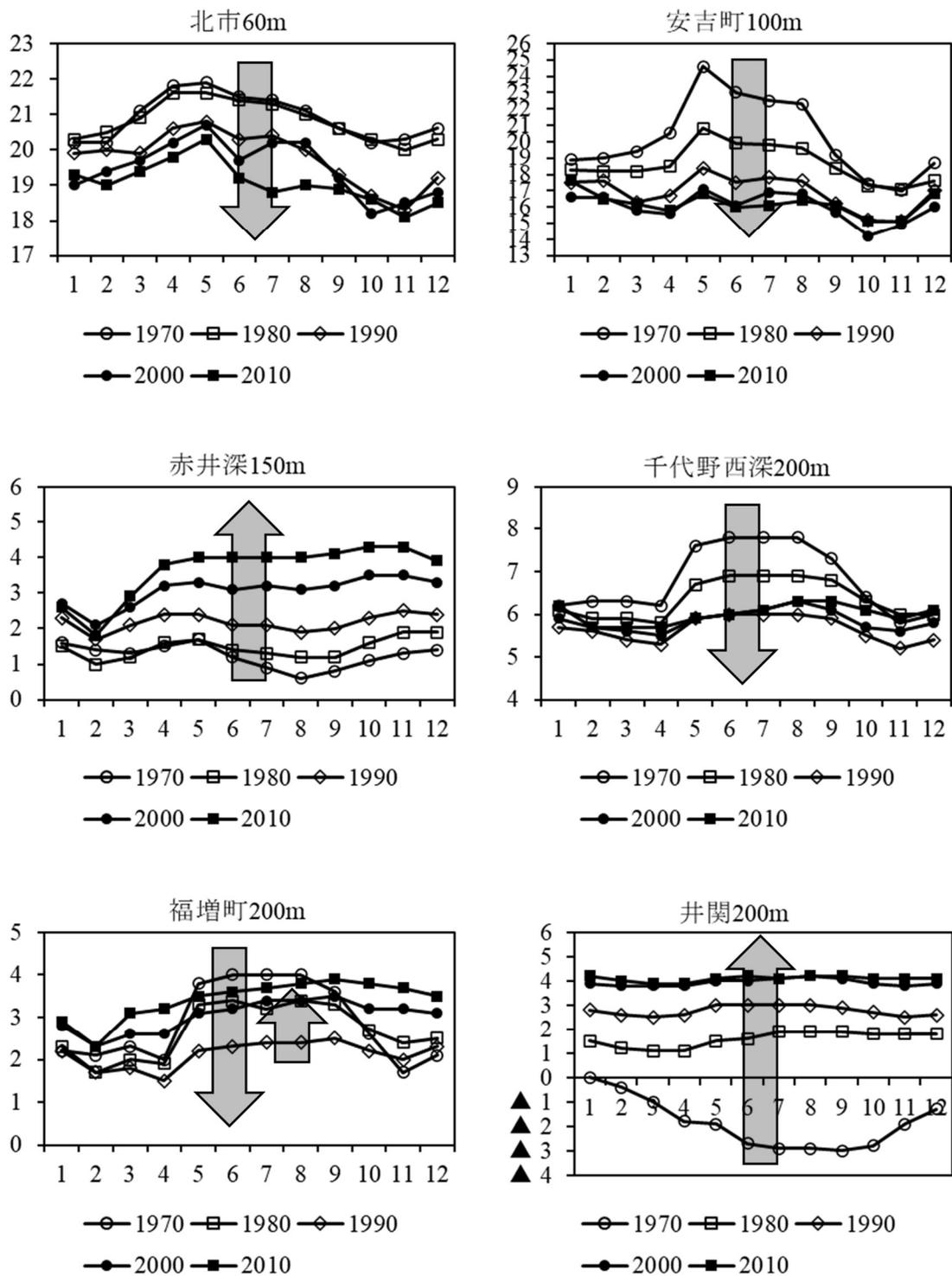


Fig. 5 地下水位観測井の位置



(縦軸：地下水位 (T.P.m), 横軸：月)

Fig. 6 主な地下水位観測井の長期変動

1.6 地下水行政の現状

1.6.1 わが国の地下水行政の現状

わが国では“水循環”という言葉が一般に認知されつつある。わが国では、平成26年に水循環基本法が制定され、国民に広く“水循環”という言葉が再周知された。内閣府（2020）によれば、“水循環”という概念は同法の制定よりかなり早く、少なくとも1975年（昭和50年）代にはわが国の政策の中に登場している。水循環基本法では、“水循環”とは、「水が、蒸発、降下、流下又は浸透により、海域等に至る過程で、地表水又は地下水として河川の流域を中心に循環すること」と定義され、“地下水”は“水循環”を構成する一部とされている。ただし、わが国の法律上では、“地下水”そのものは定義されていない。水循環基本法で定義される言葉は、“水循環”以外にもう1つ“健全な水循環”のみである。

“健全な水循環”とは、「人の活動及び環境保全に果たす水の機能が適切に保たれた状態での水循環」である。一方で、各地方公共団体では地下水の採取等を規制するため、条例では“地下水”を定義している場合がある。国土交通省水管理・国土保全局水資源部（2021）は地下水関連条例について調査している。その調査結果では、令和2年10月の調査時点で、全国で834条例あり、その目的は地盤沈下の防止や地下水量の保全又は地下水涵養、地下水質の保全、水源地域の保全など多様であるとされ、“地下水”の定義も多様である。

また、1.2で述べたように、国内外の地下水に関する潮流は“地下水ガバナンス”に向かい、パラダイムシフトしていく時に来ているとしている（例えば、田中、2020）。わが国では、2014年に水循環基本法が制定されたが、2021年にはその一部が改正された。この法改正の意義を宮崎（2022）は、地下水ガバナンスの基盤形成を視野に入れた地下水マネジメントの要点を示した改正と述べている。そもそも、水循環基本法制定に至る経過やその後の改正に至るまで相当の紆余曲折があることについては、三好（2016）や田中（2016）で取り上げられている。また、千葉（2018）は地下水行政の歴史的変遷を整理している。これらは地下水を含む問題の複雑さを示唆している。

水循環基本法の中で地下水保全について少々問題を含んでいるのは、法における“流域”の捉え方であると考えられる。法では“流域”の定義はなされていないが、内閣官房水循環政策本部事務局（2019）では、“流域”とは、「対象とする河川に降水が集水される範囲。流域の形状は、一般的に地形の尾根筋を連ねた線（地形分水界という）に基づいて描かれる。」と説明している。つまり、ここでの実質的な“流域”は、“河川の流域”という意味合いで強く捉えているものと示唆される。水制度改革議員連盟水循環基本法フォローアップ委員会（2019）でもコラムで「流域と地下水盆管理」を取り上げ、河川流域と捉えることが普通

と述べている。水循環基本法フォローアップ委員会(2021)でも仮称「地下水法」の制定の議論を進める中で水循環基本法の第2条の定義「河川の流域を中心に」を「河川の流域(地下水盆を含む)を中心に」と改正を試みているが、衆議院法制局からは“「水循環」には、現在も、当然に地下水が含まれると解釈され・・・(中略)。また、今般「水循環」の定義を変更することは、法制的にも困難ではないかと考えています。”と回答されている。以上から、今後「地下水法」なるものは「水循環基本法」がある限りは独立して制定することは困難であり、制定できたとしてもかなりの時間を要するものとする。よって、法制定の試みと同時に、実際の取り組みを進めていく必要がある。実際に地盤沈下が少なからず進行している地域では、現象の不可逆性を考慮すると対策が遅れるほど失われるものは大きいため、現在の「水循環基本法」に則り実際にどう対策を進めていけるかを議論していくことが求められる。

水循環基本法では、第22条で内閣に水循環政策本部を置くとされ、第27条の2でその部員に全ての国務大臣をもって充てるとされている。この法に基づく各行政機関と国民との関係を Fig. 7 に整理した。そして、図に示す関係者は水循環基本法第8条にて相互に連携を図りながら協力するよう努めなければならないと定められている。千葉(2018)は、「2014年に制定された水循環基本法は、その反省を踏まえ、水行政の縦割りを廃し流域単位で総合的な水管理を推進することを理念としている。」と述べている。水循環基本法の制定により行政の縦割りが打破できたかは別として、少なくとも関係省庁の調整役として統一した形を取り、各地方公共団体や各種団体からの窓口として水循環政策本部が機能する形とはなった。しかし、依然として問題は地域性の強い地下水を取り扱う場合には地方公共団体の役割が大きく、地方公共団体がどのように連携するかが重要であるとする。田中(2015)は、「地方公共団体においても、それぞれの水循環基本計画を策定するに際して、部局間の政策を一体的にとりまとめるため、国の政策本部に相当する調整機関が設置されることが望まれる」としている。筆者も同意であり、地方公共団体では国同様に既存部署の横並びではない新たな機関を設ける必要があると考える。

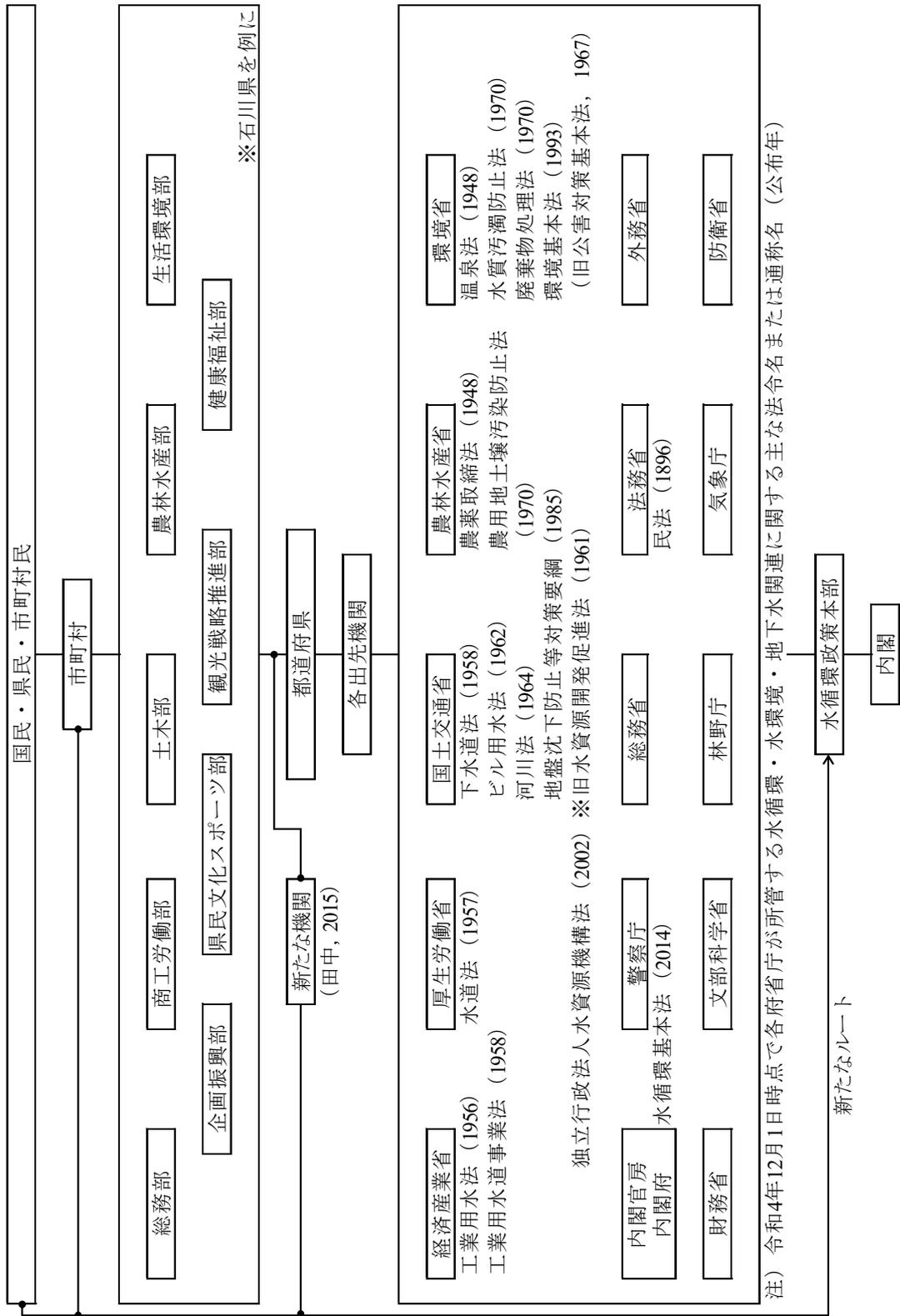


Fig. 7 水循環基本法に基づく行政機関の関係

1.6.2 石川県における地下水行政の現状

石川県では、1975年に制定した公害防止条例などの旧条例を廃止し、2004年に新たにふるさと石川の環境を守り育てる条例を制定している。しかし、すでに条例制定から18年が経過している。また、新条例制定後も県と金沢市、七尾市が連携して毎年、石川県地下水保全対策調査報告書を取りまとめているが、モニタリングの継続が主たる目的である。令和4年9月に改定された石川県環境総合計画（改訂版）（石川県、2022b）においても、水量に対しては採取量を把握し、合理的な使用を図るため地下水位、地盤変動状況の継続監視、地下水の節減・抑制に努めるとしている。また、行動目標としては現状の地下水位の維持としている。一方、水質に対しては水質調査を実施し、生活排水処理施設の普及や環境保全型農業への取組により水質の保全を目標としている。

また、石川県内では、県のほかに6市3町でそれぞれ地下水関連条例が定められている。条例では規制対象の区別を行うため“地下水”を直接定義している場合と“井戸”や“揚水設備”を定義している場合がある。“地下水”の定義は県内においても異なり、前項同様に定義は多様で地域性を窺わせる。

行政の規制に対しては、政策評価制度の在り方に関する最終報告（政策評価の手法等に関する研究会、2000）で規制の評価の必要性について「規制は一度設けられると、国民の権利が制限され、義務が課されるなど国民生活や社会経済に大きな影響を与えることになるものである。また、多額の財政支出を伴わない場合にも、規制を受ける者の活動を過度に制約したり、国民にとって潜在的に大きな負担を発生させる可能性を持つものもあると指摘されている。」とある。このため、条例を定める県や市町としては現行規制の評価を行う必要がある。

そして、現時点では前項に述べた新たな機関は誕生していない。

1.6.3 手取川扇状地の地下水行政の現状

手取川扇状地の北側に位置する金沢市では、扇状地内の他市町よりも積極的な対応が取られている。金沢市は、令和元年11月に金沢市地下水保全計画（第3期）を策定している（金沢市、2019）。金沢市では近年、消雪用水による地盤沈下への影響が懸念されている。2期（2014年から2018年）計画内では地盤沈下防止対策について学術的な調査研究のため地下水位、地盤収縮量の観測・調査研究体制の強化を図るなど地下水保全への取組を推進している。また、行政の連携として、手取川扇状地内の6市町および七尾市の地下水担当者間での連絡会議を行ったとしている。3期（2019年から2024年）計画では、（仮称）石川中央都市圏地下水保全協議会の立ち上げを予定している。この協議会に関する情報は現時点で公表されていないが、今後情報が提供されるものと思われ、手取川扇状地では広域連携の基盤が整いつつあるものと考ええる。

1.7 本研究の目的

地下水は地域性が強いことから、地域毎に研究を進展させていくことが重要である。そこで、研究対象地域は、過去に地下水障害が発生し、現在も地盤沈下が進行している石川県の手取川扇状地とする。

また、水質汚濁防止法をはじめとした国家法により基準が定められている水質ではなく、法による基準がない水量に重点を置くことで本研究の意義を見出す。しかし、地下水は地表水と異なり、その実態を捉えること自体が困難である。そこで、現象のモデル化により領域内の降雨や河川水の浸透から地下水の流動までを明らかにする手法を採用する。

引用文献

- 石田聡, 土原健雄 (2012) : 安定同位体を指標とした手取川扇状地の地下水流動機構の解明, 農業用水を核とした健全な水循環ー地球温暖化を前提とした手取川流域の事例ー, 石川県立大学出版会, p.162-171.
- 石川県 (2022a) : 令和 3 年度 公共用水域及び地下水の水質測定結果報告書, p.97-110.
- 石川県 (2022b) : 石川県環境総合計画 (改訂版), p.1-127.
- 石川県, 金沢市, 七尾市 (2022) : 令和 2 年度 石川県地下水保全対策調査報告書, 石川県生活環境部環境政策課, p.1-84.
- 石川県環境安全部・国際航業株式会社 (1996) : 手取川扇状地域地下水調査報告書, p.1-162.
- 岩崎有美, 中村公人, 堀野治彦 (2012) : 手取川扇状地の地下水流動に与える要因の定量的分析, 農業用水を核とした健全な水循環ー地球温暖化を前提とした手取川流域の事例ー, 石川県立大学出版会, p.152-161.
- 金沢市 (2019) : 金沢市地下水保全計画 (第 3 期), p.1-43.
- 金子良 (1966) : 農業と水, 水資源ハンドブック, 朝倉書店, p.287-324.
- 岸和男 (1971) : 石川県手取川扇状地における水収支の研究, 地質調査所報告, 240, p.1-42.
- 国土交通省水管理・国土保全局水資源部 (2021) (参照 2022.11.30) : 地下水関係条例の調査結果, (オンライン), 入手先 <<https://www.mlit.go.jp/common/001256444.pdf>>
- 国土交通省水管理・国土保全局水資源部 (2022) : 令和 4 年版 日本の水資源の現況, p.4, p137, p.162.
- 国土交通省土地・水資源局 (2001) : 地下水マップ附属説明書 (石川地域), p.105.
- 宮崎淳 (2022) : 水循環基本法改正の立法過程と意義, 地下水学会誌, 64 (1), 49-89.
- 三好規正 (2016) : 地下水の法的性質と保全法制のあり方ー「地下水保全法」の制定に向けた課題ー, 地下水学会誌, 58 (2), 207-216.
- 水循環基本法フォローアップ委員会 (2021) : 水循環基本法への地下水関連規定の追加に関する報告書, 参考資料 p.19.
- 水制度改革議員連盟水循環基本法フォローアップ委員会 (2019) : 水循環基本計画見直しに関する報告書, p.17.
- 内閣府 (2020) : 令和元年度 水循環施策, p5.
- 内閣官房水循環政策本部事務局 (2019) : 地下水マネジメントの手順書 技術資料編, 用語-10.
- 中村公人, 岩崎有美, 堀野治彦, 尾崎正志 (2012) : 手取川扇状地の地下水流動

- の変遷，農業用水を核とした健全な水循環－地球温暖化を前提とした手取川流域の事例－，石川県立大学出版会，p.145-151.
- 農業用水を核とした健全な水環境プロジェクト研究幹事会（2012）：農業用水を核とした健全な水循環－地球温暖化を前提とした手取川流域の事例－，石川県立大学出版会，p.1-266.
- 奥山武彦（2012）：手取川扇状地の水理地質構造の解明，農業用水を核とした健全な水循環－地球温暖化を前提とした手取川流域の事例－，石川県立大学出版会，p.137-144.
- 政策評価の手法等に関する研究会（2000）（参照 2022.11.30）：政策評価制度の在り方に関する最終報告，（オンライン），入手先く https://www.soumu.go.jp/main_sosiki/hyouka/s_saihou.htm >
- 高瀬恵次，藤原洋一（2022）：集中定数型水循環モデルによる手取川の高濃度濁水が地下水位に及ぼす影響評価，農業農村工学会論文集，90（1），I_167-I_173.
- 田中健二，瀬川学，藤原洋一，高瀬恵次，丸山利輔，長野峻介（2017）：土砂崩壊に伴う高濃度濁水が手取川扇状地水田の地下水涵養機能に与える影響，水文・水資源学会誌，30（3），173-180.
- 田中健二，瀬川学，藤原洋一，高瀬恵次，丸山利輔，長野峻介（2018）：高濃度濁水が扇状地の水田浸透量・河川伏流量に及ぼす影響－手取川流域の大規模土砂崩壊を事例として－，農業農村工学会論文集，86（1），I_47-I_54.
- 田中正（1996）：地下水循環と環境，地下水技術，38（12），5-14.
- 田中正（2015）：これからの地下水ガバナンス，地下水学会誌，57（1），73-82.
- 田中正（2016）：地下水保全法案の作成経過とシンポジウム総合討論のまとめ－地下水保全法のあるべき姿を目指して－，地下水学会誌，58（3），315-341.
- 田中正（2020）：地下水学の進展と地下水ガバナンス，地下水学会誌，62（2），167-181.
- 千葉知世（2018）：地下水行政の歴史的変遷，地下水学会誌，60（4），391-408.
- 千葉知世（2020）：地下水ガバナンスの意義とその推進に向けた課題，地下水学会誌，62（2），191-205.
- UNESCO（1971）：Scientific Framework of World Water Balance, Paris, p.27.
- 渡部景隆（1972）：石川県手取川扇状地の地下水 第1報，石川県手取川開発課，p.1-64.
- 渡部景隆（1994）：石川県手取川扇状地の地下水 第6報，石川県，p.1-105.
- 山崎良雄（1974）：石川県手取川扇状地の地下水について，日本地質学会学術大会講演要旨，p.364.
- 米林甲陽，皆巳幸也（2012）：地下水水質の動態解明，農業用水を核とした健全な水循環－地球温暖化を前提とした手取川流域の事例－，石川県立大学出版

会, p.172-180.

2. 分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試み

2.1 はじめに

石川県手取川扇状地の地下水は、中流部では扇状地を流れる手取川から地下水の供給を受け、下流部では逆に扇状地から手取川が地下水の供給を受けていると言われている（例えば、田中ら、2018）。したがって、手取川扇状地の地下水流動を研究するためには、地表からの水の供給のほかに、手取川との水の交換を中心とした地下水流動モデルを構築しなければならない。また、一般的に地下水は地表水と異なり、その流動の実態を詳細に観測することは不可能で、特定地点井戸の水位変動や特定時期に観測された地下水位等高線、特定期間の揚水量調査の情報しかなく、これらの限られた情報を利用してモデルを構築し、未知の地下水流動状況を推定することになる。本報告は、このような基本的な認識に基づいて研究を展開した。

手取川扇状地の地下水利用は年間約9千万tと言われ、手取川ダムの有効貯水量1億9千万tの約半分に達しており、極めて重要な地下資源である。大部分が工業用水と生活用水として利用され、特に手取川沿岸部では、用水指向型の工場が立地し、関係市町の大きな財源として評価されている。一方で、手取川扇状地は砂礫を主体とする扇状地であるにも拘わらず、扇状地の一部で地盤沈下が観測されている（石川県ほか、2021）。このことは改めて指摘するまでもなく、地下水帯への水の供給と利用が不均衡となっているためである。近年では金沢市が消雪井戸の新設を原則禁止しているものの、扇状地全体としては消雪用水として地下水開発・利用が進行している。したがって、早急に本流域の地下水流動モデルを構築し、適切な対策を樹立するための準備が必要である。そして、将来の地下水利用に資するためには、どこで、どのような地下水開発を行い、どのような地下水管理を行えば、どこに、どのような影響が出るかといったことが即座に分かる総合的な地下水流動モデルの開発でなければならない。

虫明・岡（1981）は丘陵地における不圧地下水を対象として、地下水観測井毎にモデルを変え地下水位を表現している。望月ら（1997）は静岡県遠州灘海岸砂丘の地下水を対象に2段タンクモデルにより海岸地下水の変動を解析し、良好な再現性が得られていることを報告している。Elhassan et al.（2001）は那須野ヶ原扇状地を対象にタンクモデルと差分法を用いた2次元地下水流動モデルの結合による地下水位シミュレーションを行い、再現性の良い結果を得ている。国分（2004）は武蔵野台地における地下水位解析に2段タンクモデルを採用し、湧水量のシミュレーションを行っている。中村ら（2004）は、関東平野北部の国営農業水利事業単位の流域を対象に、貯留タンクモデルによって水田からの浅層

地下水への涵養機能の評価を試みている。高瀬・徳増（2019）は愛媛県西条平野を対象に、集中定数型の 4 段タンクモデルを採用し、水利用の実態に即した水循環モデルを検討し、地下水位の良好な推定方法を提示している。

本地域では、石川県環境政策課・国際航業株式会社（1996）が、手取川扇状地の地下水の保全と持続的な利用を目的に、連結タンクモデルを用いた地下水位の再現性の検証を行っている。しかし、ブロック単位での検証にとどまっている。岩崎ら（2013）は、MODFLOW を用いて手取川扇状地の地下水流動解析を行っている。しかし、対象は手取川右岸地域に限定され、手取川からの浸透水が左右岸地域へどのように分配・流下しているかは明らかとなっていない。高瀬・藤原（2020）は、高瀬・徳増（2019）と同様に手取川扇状地にも集中定数型の 4 段タンクモデルを適用している。しかし、扇状地全体を 1 組のタンクでモデル化した集中型での地下水流動解析であり、扇状地内の場所の違いによる地下水流動を把握するには至っていない。以上のように、先行研究では、地区内河川と当該地域の地下水交換を含む流域全体を対象とした研究は見当たらない。

このような背景から本研究では、手取川扇状地地下水が地表や手取川からの浸透水を受け、扇状地内をどのように流下するかを、ブロック単位の平均的な流動として明らかにすることを目的とする。モデルの構築にあたっては、モデル係数が表す意味を物理的に理解しやすいタンクモデルを採用し、場所による違いを表現できるよう集中型ではなく分布型を採用した。

2.2 研究の手法

2.2.1 手取川扇状地の概況

手取川扇状地の概況を Fig. 1 に示す。手取川扇状地は白山市鶴来町を扇頂とし、北西方向に扇形となっている。手取川扇状地では歴史的な経過もあり地表水の利用は主に農業用水として利用され、都市用水は専ら地下水に頼っている。図に示す地下水位等高線は、2010 年 6 月に石川県立大学が行った地下水位一斉観測結果である。これより地下水位は、手取川を起点とし扇端部に向かって低下していることが分かる。なお、コンターの作成は QGIS を使用した (QGIS.org, 2020)。

扇状地地質について北陸農政局計画部（1977）の調査報告では、扇状地堆積層を上下部に分け、地表から厚さ 20m 程の砂礫層を沖積統 AG (f) 層、それ以深の 20~120m の砂礫層を上部洪積統 DG (f) 層としている。また、DG (f) 層以深の扇状地下位も砂礫層で構成され、その厚さは不明としている。海岸部では扇状地砂礫層を海成粘土層 AC₂層が二分しているが、この層は、AG (f) 層と DG (f) 層の間に舌状に分布している。さらに、扇状地にも粘土層 (DC 層 : T.P.-50 ~-100m 付近) が分布している。

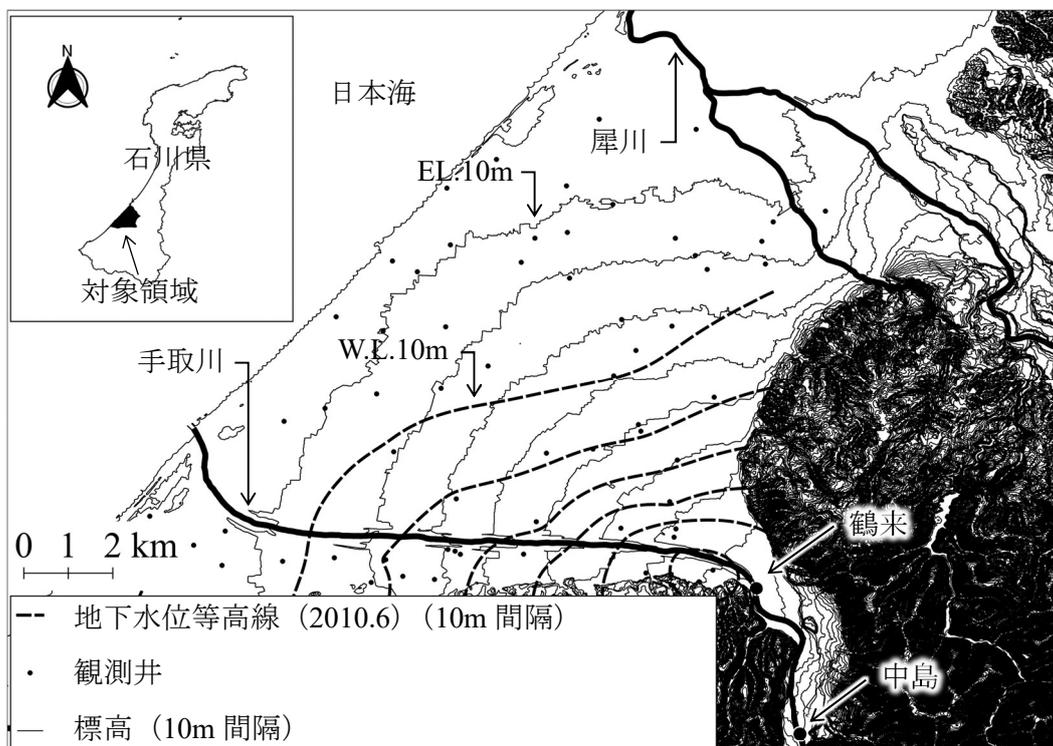


Fig. 1 手取川扇状地の概況
Overview of the Tedoru River alluvial fan

2.2.2 モデルの構成

2.2.2.1 対象領域とブロック化

本研究における領域とゾーン，及びブロック区分を **Fig. 2** に示す．領域設定では，手取川からの浸透水の影響を考慮できるように境界を設定した．詳細には，2010年6月の地下水位一斉観測結果をもとに，地下水流動は地下水位等高線の直交方向に限られ，等高線方向への流動はないものと仮定した．なお，右岸側境界には犀川があるが，犀川からの浸透は小さい（農業用水を核とした健全な水環境プロジェクト研究幹事会，2012）とされていることから，本研究においても犀川からの浸透はないものと仮定し，流出については考慮しないこととした．北西方向は海岸線，南東方向は山地と平地の境を境界とした．ブロックの設定では，地下水位観測データのある観測井ができる限りブロックの中心となるように分割し，手取川左岸地域をAL1～AL4，右岸地域をAR1～AR9とした．なお，流下方向の分割線は，分水嶺がはっきりと表れるTIN内挿（QGIS.org, 2020）により作成した．加えて，地下水が河川からの浸透を受け，地表からの浸透を受けながらどのように流下するかを表現するため，手取川を起点とし地下水の流下方

向にゾーンを設けた。起点となる手取川は TR1~TR4 の 4 区間に分け、ゾーンは南部から zone1~zone4 とした。

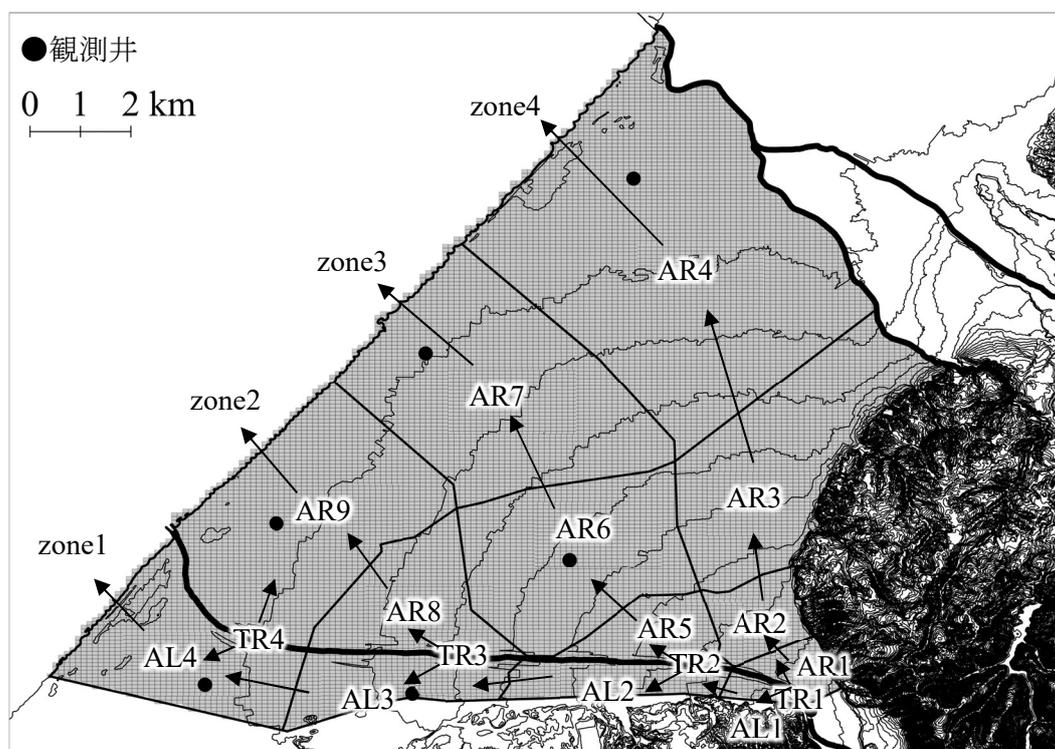


Fig. 2 対象領域とブロック化
Blocking of study area

2.2.2.2 タンクモデルの構成

タンクモデルは地表タンクと地下タンク、及び手取川タンクからなる。地表タンクは、Fig. 3 に示すように土地利用別に田、宅地、その他の 3 種類に分け、地表流出量を除いて地下浸透量を算出する役割を持つ。地表流出量は排水路や河川を通じて下流に流去するが、地下水流動とは直接関係しないのでここでは取り扱わない。地下タンクは上流の地下タンクから流出水を受け、下流の地下タンクに流出する。この場合、手取川に接していれば手取川タンクからの浸透水を受ける。

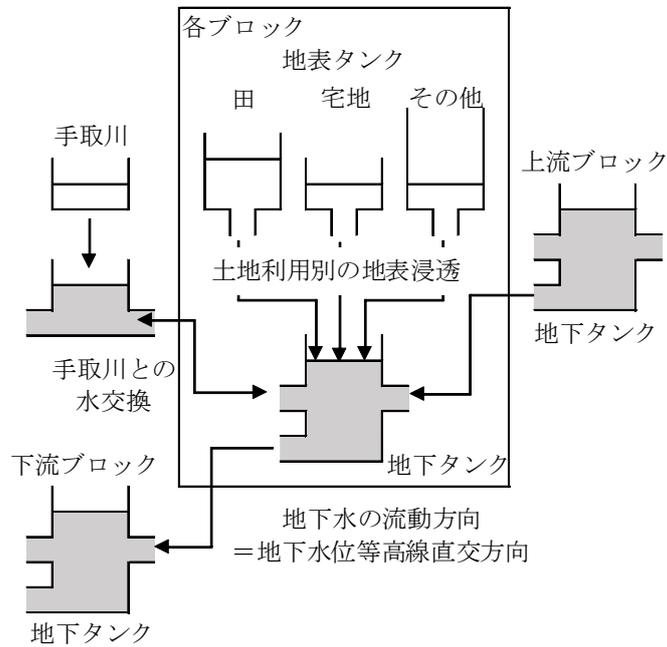
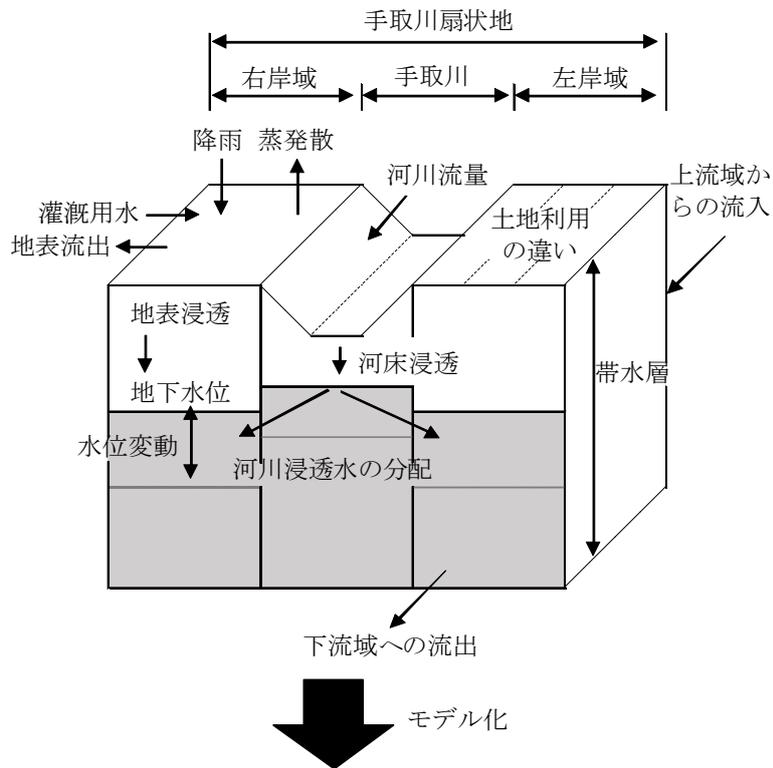


Fig. 3 タンクモデルの構成
Layout of tank model concept

2.2.2.3 地表タンク

地表タンクは **Fig. 4** のような構成をとり，降雨量 P ，灌漑用水量 I_i を受け，実蒸発散量 ET と流出量 R_i を差し引いて浸透量 g_i ，すなわち地下タンクへの供給水量となる．地表タンクの連続式と運動方程式は以下の通りである．

$$\frac{dH_{1i}}{dt} = P - ET + I_i - R_i - g_i \quad (1)$$

$$g_i = kg_i \times H_{1i} \quad (2)$$

$$R_i = kr_i \times (H_{1i} - B_i) \quad (3)$$

ここに， H_1 ：地表タンク水位 (mm)， P ：降水量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)， ET ：実蒸発散量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)， I ：灌漑用水量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)， g ：地表からの浸透量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)， kg ：浸透孔係数 (d^{-1})， R ：流出量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)， B ：流出孔高 (mm)， kr ：流出孔係数 (d^{-1})， i ：土地利用別のタンク番号 (1=田，2=宅地，3=その他)．なお，灌漑用水量 I_i は H_{1i} が期別 (1：代かき期 4/15～4/30，2：中干前 5/1～6/30，3：中干後 7/1～8/31，4：非灌漑期 9/1～4/14) に定める湛水深 PD (mm) を下回った場合に不足分を供給するものとした．

2.2.2.4 地下タンク

地下タンクの構成を **Fig. 5** に示す．この図に示すようにタンクの上部から浸透量 G が加わり，揚水量 PU が差し引かれる．地表タンクの水深がマイナスとなる場合は，実蒸発散量 $reET$ を地下タンクから差し引く．地下タンクの連続式と関係式は以下の通りである．

$$\frac{dH_2}{dt} = (g - reeT - pu + f_1 + f_2 - f_3) \times \frac{1}{ep} \quad (4)$$

$$g = \sum_{i=1}^3 \alpha_i \times g_i \quad (5)$$

$$reeT = \sum_{i=1}^3 \alpha_i \times reeT_i \quad (6)$$

$$reeT_i = \begin{cases} -H_{1i} & , dH_{1i}/dt < 0 \\ 0 & , dH_{1i}/dt \geq 0 \end{cases} \quad (7)$$

$$F_1 = K_{f1} \times (H_{2u} - H_2) \quad (8)$$

$$F_2 = K_{f2} \times (H_q - H_2) \quad (9)$$

$$F_3 = K_{\beta} \times (H_2 - H_{2l}) \quad (10)$$

なお、本モデルでは水深と流量の換算をブロック毎に行う必要があるため、(11) 式に単位換算式を記す。

$$A \times 10^3 \times \frac{dH_2}{dt} \times ep = G - reET - PU + F_1 + F_2 - F_3 \quad (11)$$

ここに、 H_2 ：地下タンク水位 (mm)，
 g, G ：地表からの浸透量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)，
 $reeT, reET$ ：地下タンクからの実蒸発散量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)，
 pu, PU ：揚水量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)，
 f_1, F_1 ：上流域からの流入量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)，
 f_2, F_2 ：手取川からの流入量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)，
 f_3, F_3 ：下流域への流出量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)，
 ep ：有効間隙率， A ：ブロック面積 (km^2)， α ：土地利用率， $K_{\beta 1}$ ：上流タンク間の流動量係数 ($10^3 \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$)， $K_{\beta 2}$ ：手取川タンク間の流動量係数 ($10^3 \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$)， H_q ：後述する手取川タンク水位 (mm)， K_{β} ：下流タンク間の流動量係数 ($10^3 \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$)， H_{2u} ：連結する上流タンクの地下水位 (mm)， H_{2l} ：連結する下流タンクの地下水位 (mm)。

2.2.2.5 手取川タンク

手取川からの河川水の浸透やその浸透水の両岸地域への流動を表すため、**Fig. 6** に示す手取川タンクを設ける。**Fig. 3** 上部に示すように手取川を流れる地表水は、河床から浸透する形で地下タンクに到達する。これが **Fig. 6** の Gq である。地下タンクに到達した浸透水は、両岸の状態によって左岸 (F_{2LB}) と右岸 (F_{2RB}) に分配される。この状況を大胆ではあるが、次のように推定する。

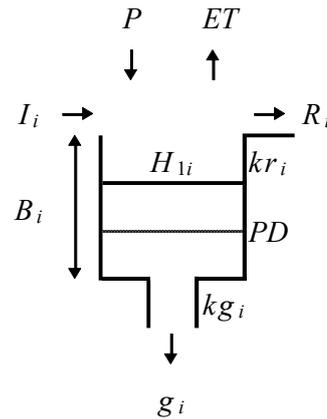


Fig. 4 地表タンクの概要
Outline of the surface tank

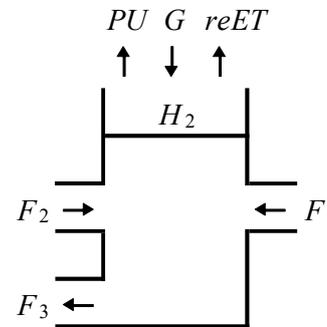


Fig. 5 地下タンクの概要
Outline of the underground tank

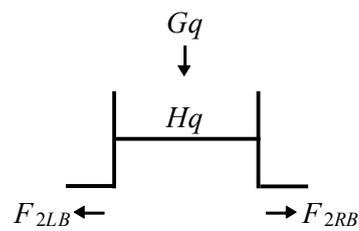


Fig. 6 手取川タンクの概要
Outline of the Tedori River tank

$$\frac{dHq}{dt} = \left(Gq - \sum_{dir=1}^2 F_{2dir} \right) \times \frac{1}{Aq \times ep} \quad (12)$$

$$Gq = kgq \times Rq \times Sq \times Lq \quad (13)$$

$$F_{2dir} = K_{f2dir} \times (Hq - H_{2dir}) \quad (14)$$

ここに、 Gq ：河床からの浸透量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)、 dir ：流動方向 (1=LB (左岸), 2=RB (右岸)) で手取川タンクのみでの表現であり、例えば AL1 ブロックでは地下タンク F_2 =手取川タンク F_{2LB} , AR1 ブロックでは地下タンク F_2 =手取川タンク F_{2RB}), Aq ：河床面積 (m^2)、 kgq ：河床浸透孔係数 (s^{-1})、 Rq ：径深 (m)、 Sq ：潤辺 (m)、 Lq ：水路延長 (m)。

ここで、(13) 式の河床からの浸透量 Gq を河川流量の関数として表現することを考える。以下では定数の物理的内容を示すため、詳細な記述を行うこととした。潤辺 Sq は平均流速公式 (日野, 1983) より導出し、次式で表せる。

$$Sq = Mq \times Rq^{\frac{5}{3}} \times Iq^{\frac{1}{2}} \times Qq \quad (15)$$

ここに、 Qq ：流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)、 Mq ：マンニングの粗度係数、 Iq ：勾配 (等流)。

また、水深 Hr に比べて水路幅が十分に広い場合は、径深 Rq は水深 Hr に等しく、水深 Hr と流量 Qq には次の関係が成り立つとする。

$$Hr = Cq \sqrt{Qq} \quad (16)$$

ここに、 Cq ：比例定数。

これより (15) 式は、次の通り整理される。

$$Sq = Mq \times Cq^{\frac{5}{3}} \times Iq^{\frac{1}{2}} \times Qq^{\frac{1}{6}} \quad (17)$$

よって、(13) 式の浸透量 Gq は (16)、(17) 式から河川流量 Qq を用いて次式で表せる。

$$Gq = \beta \times Qq^{\frac{2}{3}} \quad (18)$$

$$\beta = kgq \times Cq^{\frac{2}{3}} \times Mq \times Iq^{\frac{1}{2}} \times Lq \quad (19)$$

ここに、 β ：河川区間毎に決まる比例定数。

2.2.3 入力データ

2.2.3.1 地下水位と解析期間

手取川扇状地では石川県が地下水位観測井を設置し、水圧式水位センサーを

用いて3時間毎に自然水位を測定している（石川県ほか，2021）。なお，対象領域内で石川県が観測する井戸は12箇所である。このうち，能美市道林は主に水質調査用井戸であり，データの連続性に問題があるため使用していない。また，同じブロック内に複数の井戸がある場合は位置や深さを考慮していずれかを選択した。よって，本研究で使用する井戸は6箇所となり，それぞれの井戸諸元を**Table 1**に示す。観測井の深度は60～200mと異なるが，これらの観測井は同じ帯水層の水位を表すものと想定している。

解析期間は次の入力データがすべて揃う2007～2011年の5年間とした。また，計算は日単位で行った。

Table 1 地下水位観測井の諸元

Location and specification of the ground water level monitoring wells

ゾーン	ブロック	市町村名	観測井名	緯度	経度	標高 (m)	深度 (m)
1	AL3	能美市	北市	36.453	136.532	23.84	60
1	AL4	能美市	赤井	36.455	136.486	7.99	150
4	AR4	金沢市	福増町	36.568	136.581	3.85	200
3	AR6	白山市	安吉町	36.483	136.567	42.73	100
3	AR7	白山市	千代野西	36.529	136.535	8.93	200
2	AR9	白山市	井関	36.491	136.502	5.78	200

2.2.3.2 土地利用割合

土地利用は，国土交通省が提供する国土数値情報土地利用細分メッシュ（100mメッシュ）の2009年データを使用し，対象領域及びブロック別の面積，土地利用割合を算出した（**Table 2**，**Table 3**）。対象領域全体の面積は149.88km²で，田の割合が一番大きく49.4%，次いで宅地は45.4%，その他は5.2%と小さい。なお，全体面積から手取川タンクに相当する河川区域面積は除外しており，“宅地”は建設用地・道路・鉄道・その他の用地で，“田”・“宅地”以外を“その他”に分類した。

2.2.3.3 降水量

降水量は対象領域の近傍にあり長期に信頼性の高いデータが得られる金沢地方気象台の日資料を用いた。解析期間の年平均降水量は2,259mm，標準偏差は435mmである。

Table 2 対象領域及びブロック別の面積

Study area by land use in each block

ゾーン	ブロック	種別面積 (km ²)			
		田	宅地	その他	計
全体	-	74.01	68.04	7.83	149.88
1	AL1	0.44	0.05	0.02	0.51
	AL2	2.38	0.51	0.03	2.92
	AL3	2.93	1.54	0.27	4.74
	AL4	4.71	4.23	0.89	9.83
4	AR1	0.91	0.64	0.03	1.58
	AR2	2.12	1.08	0.16	3.36
	AR3	4.76	11.21	0.79	16.76
	AR4	10.88	27.03	3.96	41.87
3	AR5	2.42	0.93	0.06	3.41
	AR6	11.98	2.80	0.46	15.24
	AR7	13.49	9.37	0.31	23.17
2	AR8	5.74	1.41	0.17	7.32
	AR9	11.25	7.24	0.68	19.17

Table 3 Table 2 に対する土地利用割合 (%)

Land use ratio of Table 2 (%)

ゾーン	ブロック	種別割合 (%)			
		田	宅地	その他	計
全体	-	49.4	45.4	5.2	100.0
1	AL1	86.3	9.8	3.9	100.0
	AL2	81.5	17.5	1.0	100.0
	AL3	61.8	32.5	5.7	100.0
	AL4	47.9	43.0	9.1	100.0
4	AR1	57.6	40.5	1.9	100.0
	AR2	63.1	32.1	4.8	100.0
	AR3	28.4	66.9	4.7	100.0
	AR4	26.0	64.6	9.4	100.0
3	AR5	70.9	27.2	1.9	100.0
	AR6	78.6	18.4	3.0	100.0
	AR7	58.2	40.4	1.4	100.0
2	AR8	78.4	19.3	2.3	100.0
	AR9	58.7	37.8	3.5	100.0

2.2.3.4 実蒸発散量

実蒸発散量は Brutsaert and Stricker (1979) が提案した補完法により算定した。

なお、推定に必要な気象データは石川県立大学で観測している日資料を用いた。解析期間の年平均実蒸発散量は 467mm、標準偏差は 55mm である。

2.2.3.5 揚水量

揚水量は、石川県が毎年度発行する石川県地下水保全対策調査報告書にある 3 次メッシュ (1km メッシュ) 別の揚水量データを使用した。データは月別揚水量であることから、入力に際しては月毎の日数で除して日揚水量とした。解析期間における対象領域全体の年平均揚水量は 768mm、標準偏差は 27mm であるが、ブロック別標準偏差は 1,086mm と大きく、最大揚水量は AL3 で 4,153mm と大きい。

2.2.3.6 河川流量

(18) 式に入力する河川流量は、国土交通省が Fig. 1 に示す中島地点と鶴来地点で流量観測を行っており、その観測値を水文水質データベースより入手した。TR1 区間は鶴来地点の流量を用いた。中島地点と鶴来地点の間で取水があり、余剰取水分を鶴来地点より下流で放流していることから、TR2~TR4 区間は中島地点の流量から水利権取水量を差し引き、さらに上流区間の浸透量を差し引くことにより当該区間流量とした。なお、2 地点の $Hr\sqrt{Qq}$ 図から (16) 式が成立することを確認し、 $Hr\sqrt{Qq}$ 図の変化点 (高水と低水の境界) より高水側では水面幅が大きく変化しないと考えられるため、(16) 式が成立するのは $80\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 以下の場合とし、 $80\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 以上の場合は $80\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ として計算した。

2.2.4 モデル係数の設定

モデル係数は試行錯誤により観測地下水位と計算地下水位がほぼ同一範囲になるよう調整した後、最適化計算により決定した。まず、初期値は係数が取り得る値を過去の研究や文献 (地表からの浸透量であれば、例えば、瀬川ら, 2016 ; 丸山ら, 2012) から想定して定めた。しかし、想定した初期値では観測値と計算値が乖離し、異常な地下水位の上昇や下降が生じた。このため、水位がほぼ一定の範囲となるよう流動量係数を試行錯誤により設定した。流動量係数の調整は係数を分解し、透水係数以外を文献値等から固定し、透水係数を変えて行った。このようにして数値実験的に概数を定めた後、最適化計算を行った。最適化計算は、Excel Solver (GRG : Generalized Reduced Gradient) を用いて (20) 式の目的関数、地下水位観測値 $H_{2,obs}$ (mm) と計算値 $H_{2,cal}$ (mm) の差の絶対値の和が最小になるようにした。

$$\text{目的関数}=\sum|H_{2,obs}-H_{2,cal}|\rightarrow\min \quad (20)$$

なお、変数の上限は 200 個とされていることから、地下浸透量への影響が小さ

い全地表タンクの流出孔係数 kr を 1.0, その他タンク高 B_3 を 150mm と固定し, 残りの 198 個を変数とした.

2.2.5 最適化結果

最適化前後の目的関数の結果をブロック毎に分けて **Table 4** に示した. 目的関数は初期値設定時点で $6,722\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であった. 最適化により縮小したものの, 依然 $6,408\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ と大きく, 改善率は 5%にとどまった. この理由は, 変数の数が多いためと考える. また, 最適化計算の前段階の試行錯誤による数値実験が効果的であったとも言える. なお, 最適化手法に課題は残るものの, 以降の計算値には最適化により決定した係数を用いた数値を示す.

Table 4 最適化前後の目的関数の内訳 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 比率) と改善率
Value and ratio of objective functions before and after optimization (absolute error ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$), ratio) and rate of improvement

項目	最適化前	比率	最適化後	比率	改善率
AL3	2,516	0.37	2,301	0.36	0.09
AL4	1,116	0.17	1,170	0.18	-0.05
AR4	779	0.12	551	0.09	0.29
AR6	1,332	0.20	1,249	0.19	0.06
AR7	443	0.07	444	0.07	0.00
AR9	536	0.08	693	0.11	-0.29
全体	6,722	1.00	6,408	1.00	0.05

2.3 分析結果と考察

2.3.1 地下水位の観測値と計算値の比較

手取川扇状地内で地下水位の観測値と計算値を比較できるブロックは, 左岸では AL3, AL4 であり, 右岸では AR4, AR6, AR7, AR9 である. この 6 ブロックの解析期間 (5 年) における地下水位の比較を **Fig. 7** に示す. また, 図には各ブロックで水位変化に支配的な要素, g (地表浸透量), f_2 (河川浸透量) または f_1-f_3 (地下流動量) を加えて示した.

AL3 では, 手取川に面しているため河川浸透 (f_2) が支配的となり, 2009 年以降は良好な再現がなされていると考える. 2008 年の計算値低下の理由は不明で, モデル係数の設定に課題があると考ええる. 次に AR7, AR9 では, 共に地表浸透 (g) が適切に表現でき再現性も良好と考えるが, AR9 については期間後半で水位の上昇 (貯留の継続) が見られ, これは今後のモデル係数や初期値の改善により解消されるものと考ええる. 次に AR6 は, 観測値が地表浸透 (g) と相関がある

ように推察されるが、計算では地下流動 (f_1 - f_3) の影響が大きく表現されていると考えられ、今後係数の検証が求められる。最後に AL4 と AR4 であるが、どちらも観測値が近接する揚水の影響を強く受けていると考えられ、平均的な流動を表現する本モデルでは観測値と計算値を一致させることは困難である。

以上から、いずれのブロックも観測値と計算値は一致しているとは言えないものの、ブロック毎の平均的な流れを知るという本研究の目的の範囲内では許容できると判断し、以降の論を進める。

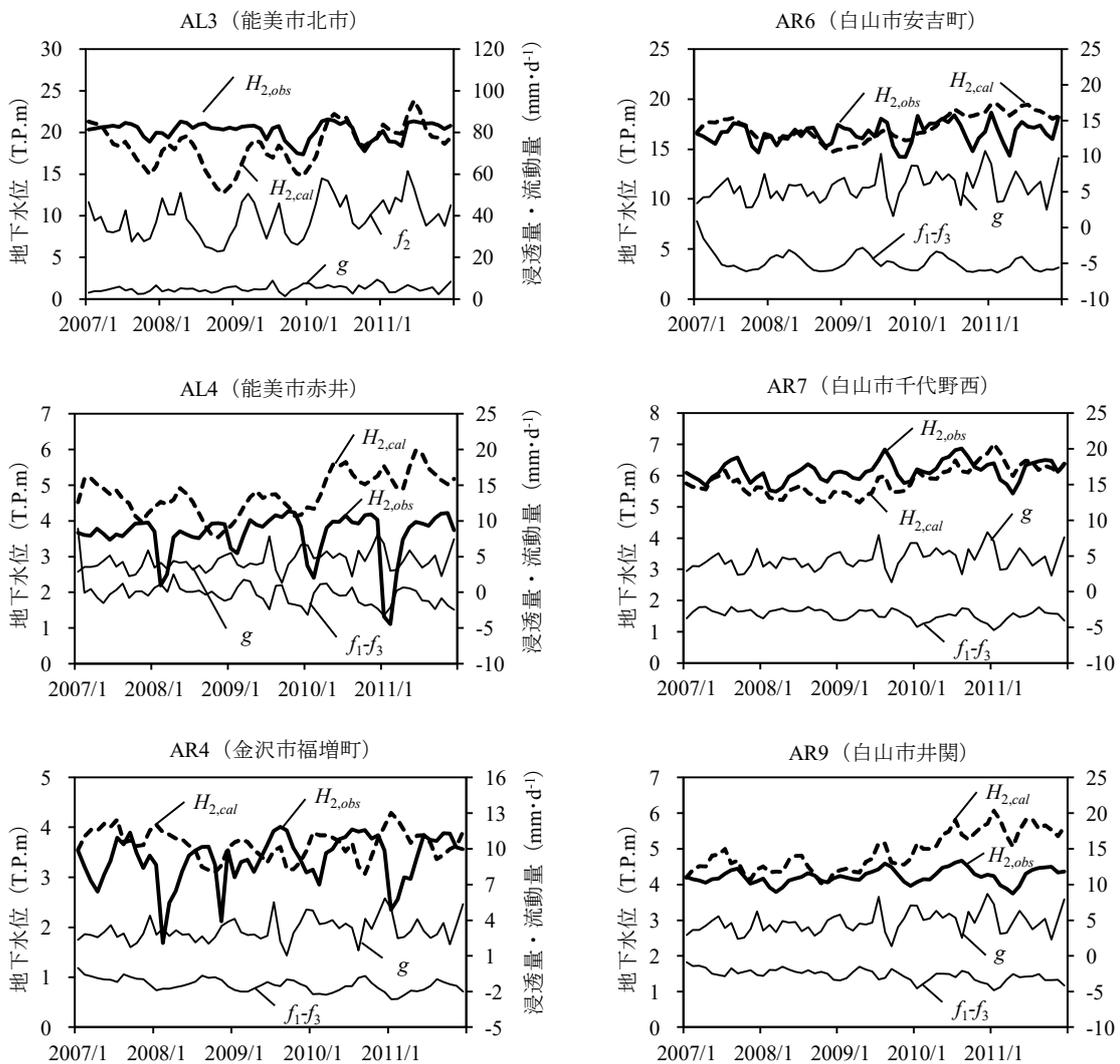


Fig. 7 月単位の観測値 $H_{2,obs}$ と計算値 $H_{2,cal}$ の比較 (観測井の位置は **Fig. 2** の黒丸)
 Comparison of monthly ground water level changes for observations $H_{2,obs}$ and calculations $H_{2,cal}$

2.3.2 手取川からの浸透と扇状地左右岸地域との水交換

手取川の河床と扇状地との間では地下水の交換が行われていると言われている（例えば、田中ら，2018）．この状況を推定することは本研究の大きな目標の一つである．手取川からの浸透と扇状地左右岸地域との水交換の状況を，**Fig. 2**に示す TR1～TR4 の4区間に分けて **Table 5**に示した．ここに， Gq は河床浸透量， F_{2RB} は右岸への流動量， F_{2LB} は左岸への流動量， F_2 はその合計を表す．また，**Table 5**の右欄にはそれらの比率 F_2/Gq 及び F_{2RB}/F_2 を示した．

Table 5 河川浸透量と左右岸流動量の関係

Relationship between seepage water from river bed to left and right bank side

ブロック	年	Gq	F_{2RB}	F_{2LB}	F_2	F_2/Gq	F_{2RB}/F_2
		(10 ³ m ³ · d ⁻¹)					
TR1	2007	27	20	21	42	1.56	0.49
	2008	28	22	10	32	1.13	0.68
	2009	30	25	5	30	0.99	0.84
	2010	39	33	3	36	0.92	0.91
	2011	35	33	2	36	1.01	0.93
	平均	32	27	8	35	1.12	0.77
TR2	2007	245	138	140	278	1.14	0.50
	2008	238	119	129	248	1.04	0.48
	2009	268	127	138	265	0.99	0.48
	2010	330	152	164	316	0.96	0.48
	2011	313	152	165	317	1.01	0.48
	平均	279	138	147	285	1.03	0.48
TR3	2007	249	99	164	264	1.06	0.38
	2008	242	90	162	251	1.04	0.36
	2009	274	97	174	271	0.99	0.36
	2010	343	118	210	328	0.96	0.36
	2011	325	118	212	330	1.02	0.36
	平均	287	104	184	289	1.01	0.36
TR4	2007	0	1	5	6	-	0.16
	2008	0	0	2	2	-	0.14
	2009	0	0	1	1	-	0.08
	2010	0	0	0	-1	-	0.26
	2011	0	0	0	0	-	0.31
	平均	0	0	2	2	-	0.19

本研究で決定したモデル係数を用いて計算した結果、上流部 TR1（水路延長 1,700m）では 5 年平均日量約 32 千 m^3 が浸透しているのに対し、中流 TR2（水路延長 4,100m）及び TR3（水路延長 4,300m）では約 279 千 m^3 及び 287 千 m^3 が浸透しており、上流部より大きい浸透が推定された。下流部（水路延長 4,200m）では手取川からの浸透はなく、扇状地から手取川への流動が推定された。流動比を見れば、上流 TR1 では右岸側への流動比が 5 年平均で 77% を占め、左岸側へは 23% が流動していると推定された。これに対し、TR2 では左右岸ほぼ均等に流動していること、TR3 では右岸側へ 36%、左岸側へ 64% が流動していると推定された。TR4 では左岸側の流動が大きいように見えるが、これは河川地下水位の初期値やモデル係数の影響で 2007～2008 年の流動値が異常であると考えられるため、実際には流動方向・流動量ともに変動的であると考えられる。また、TR4 では河川浸透がゼロとなっているが、これは下流部では平均的に地下水位が河川水位と変わらないか大きいため、河床からの浸透が表れない結果になったものとする。以上のような整理を行えば、先行研究（例えば、田中ら、2018）との比較検証が可能と考える。

2.3.3 手取川からの浸透と地表からの浸透の関係

扇状地内の各ブロックが手取川からの浸透や地表からの浸透及び揚水の影響を受け、どのように地下水が流下しているかを分析する。これは、手取川扇状地内のブロック別の水収支によって知ることができる。この状況を **Table 6** に 1 日当たりの流量 $m^3 \cdot d^{-1}$ で示した。なお、この表で、 G は地表からの浸透量、 $reET$ は地下タンクからの実蒸発散量、 PU は揚水量、 F_1 は上流域からの流入量、 F_2 は手取川からの流入量、 F_3 は下流域への流出量を表す。また、ゾーン名と上下流関係は **Fig. 2** に示した通りである。

まず水収支の観点から述べると、例えば、左岸では地表からの浸透量は 87 千 m^3 、手取川からの流入量が 340 千 m^3 と推定され、合計 427 千 m^3 の 80% が手取川から供給され、地表からは 20% が供給されていると推定される。427 千 m^3 から揚水量 86 千 m^3 を差し引くと 341 千 m^3 となり、これは AL4 からの流出量 338 千 m^3 とほぼ一致する。一方、右岸では手取川からの流入量は 270 千 m^3 となるのに対し、地表からの浸透量は 554 千 m^3 となり、合計 824 千 m^3 の 33% が手取川から、67% が地表から供給されている。揚水量は 150 千 m^3 となるので、これを差し引くと 674 千 m^3 となり、最下流の AR4, AR7, AR9 からの流出量の合計 646 千 m^3 とほぼ一致する。これは、水収支計算が正常に行われていることを示している。

次に、扇状地地下水が手取川からの浸透と地表からの浸透を受け、日本海に向かってどのように流下するかを分析する。例えば、zone3 (AR5-AR6-AR7) の地

下水流動について考える。手取川 TR2 から 138 千 m^3 の地下水が AR5 に供給され、この地点では全量が手取川からの浸透水で占められる。AR5 を流下する地点では、地表からの浸透量 18 千 m^3 が加わるので、手取川浸透水の寄与率は 88%、地表浸透水の寄与率は 12%となる。次に、AR6 を流下すると、地表からの浸透量 88 千 m^3 が加わるので地表からの浸透量の合計は 106 千 m^3 となり、手取川浸透水の寄与率は 57%、地表浸透水の寄与率は 43%となる。さらに流下して海岸に近い AR7 になると地表からの浸透量 106 千 m^3 が加わるので、地表からの浸透量の合計は 212 千 m^3 となり、手取川浸透水の寄与率は 39%、地表浸透水の寄与率は 61%に増加する。このように、Table 6 の資料を Fig. 2 の流下系統にしたがって追跡していけば、どのブロックの地下水がどのような水源から供給されたかを量や比率で知ることができる。同様な考察は zone1, zone2, zone4 についても可能となる。

Table 6 各ブロックの地下タンク水収支 ($10^3m^3 \cdot d^{-1}$)
Water balance of underground tanks in each block ($10^3m^3 \cdot d^{-1}$)

ゾーン	ブロック	G	$reET$	PU	F_1	F_2	F_3
1	AL1	3	0	0	-	8	12
	AL2	17	0	9	12	147	169
	AL3	24	1	40	169	184	335
	AL4	43	3	37	335	1	338
左岸小計		87	4	86	516	340	854
4	AR1	7	0	0	-	27	36
	AR2	17	1	1	36	-	56
	AR3	52	6	20	56	-	92
	AR4	134	17	55	92	-	153
3	AR5	18	0	1	-	138	156
	AR6	88	2	8	156	-	230
	AR7	106	5	26	230	-	304
2	AR8	42	1	7	-	105	137
	AR9	90	4	32	137	0	189
右岸小計		554	36	150	707	270	1,353
全体		641	40	236	1,223	610	2,207

他方で、流量で表すと地下水の連続関係は分かりやすいが、ブロック毎の地下水供給源の大きさは分かりにくい場合がある。そこで、ブロック毎の地下水供給源を単位面積当たりの水深 $mm \cdot d^{-1}$ で表し Table 7 に示した。この表で g は地表

からの浸透量, $reeT$ は地下タンクからの実蒸発散量, pu は揚水量, f_1 は上流域からの流入量, f_2 は手取川からの流入量, f_3 は下流域への流出量, ΔH_2 は地下タンクの水位変化で, カッコ内は有効間隙率を掛けた実際の貯流量変化を表す.

この表では, g はブロックによって大きな変化はなく, 平均 $4.9\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 程度である. $reeT$ は小さく平均 $0.2\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, pu はブロックによって変動し, 平均 $1.8\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である. f_1 は上流ブロックの大きさと当該ブロックの広さの比に影響されるが, 大きく変動し平均 $13.0\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である. f_2 はかなり大きく平均 $25.3\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である, f_3 は f_1 と同じく当該ブロックと下流ブロックの大きさに影響されるが, こちらも大きく平均 $25.9\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である. このように分析結果を整理すれば, 地下水供給源別にその重要性を示すことができる.

Table 7 各ブロック及びゾーンの地下タンク水収支 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)
Water balance of underground tanks in each zone and blocks

ゾーン	ブロック	g	$reeT$	pu	f_1	f_2	f_3	ΔH_2	($\Delta H_2 \times ep$)
1	AL1	6.2	0.1	0.7	-	16.2	23.2	-10.4	(-1.6)
	AL2	5.8	0.1	2.9	4.1	50.4	57.7	-3.3	(-0.5)
	AL3	5.0	0.2	8.5	35.6	38.9	70.8	-0.3	(0.0)
	AL4	4.4	0.3	3.8	34.1	0.1	34.4	1.2	(0.2)
左岸平均		5.4	0.2	4.0	24.6	26.4	46.5	-3.2	(-0.5)
4	AR1	4.6	0.2	0.2	-	16.9	22.8	-11.7	(-1.8)
	AR2	5.0	0.2	0.3	10.7	-	16.6	-9.2	(-1.4)
	AR3	3.1	0.4	1.2	3.3	-	5.5	-4.0	(-0.6)
	AR4	3.2	0.4	1.3	2.2	-	3.7	0.4	(0.1)
3	AR5	5.3	0.1	0.4	-	40.3	45.6	-3.3	(-0.5)
	AR6	5.8	0.1	0.5	10.2	-	15.1	1.3	(0.2)
	AR7	4.6	0.2	1.1	9.9	-	13.1	0.3	(0.0)
2	AR8	5.7	0.1	1.0	-	14.3	18.7	1.2	(0.2)
	AR9	4.7	0.2	1.6	7.1	-	9.9	0.9	(0.1)
右岸平均		4.7	0.2	0.8	7.2	23.8	16.8	-2.7	(-0.4)
全体平均		4.9	0.2	1.8	13.0	25.3	25.9	-2.8	(-0.4)

2.4 討議と今後の課題

2.4.1 多変数に対する最適化問題

本研究では, 扇状地内の場所による地下水流動の違いを明らかにするため分布型タンクモデルを採用した. この結果, 変数 (未知数) の数が多数にのぼり最

適化手法を適切に用いることはできなかった。そこで、未知数にこれまで得られた知見を利用して適当な制約条件を設定し、試行錯誤により初期値を与え解の自由度を制限する方法を採用した。その結果、解は微小ながら改善の方向に移動した。したがって、ここで得られた解は、必要条件は満たしているものの他の解の存在を否定するものとはなっていない。

モデル全体としては、6箇所の観測値を同一モデルによって同時に再現することは困難なこと、各観測井が必ずしも当該ブロックの代表とは限らないことなどが再現性の低下を招いていると考える。よって、3章で述べた結果は、本研究の手法・手順に基づき決定した係数を用いた結果であり、今後の適用に際しては、モデルや係数の妥当性について十分に検証を行う必要がある。

2.4.2 先行研究との関連

吉岡ら（2018）は、水素と酸素の安定同位体を使って、手取川から直接浸透する地下水と一旦水田に流入して蒸発散の過程を経て地下水帯に流入する地下水とは安定同位体比が異なることを明らかにしている。この段階では、扇状地全体の地下水について分析しているので、場所による差異は明らかでない。しかし、ブロック毎に同様な分析を行えば、本研究で推定したブロック毎の手取川からの浸透水の役割も明らかにすることができよう。

また、丸山ら（2012）は定常的な水収支の方法を使って、手取川からの浸透水と地表からの浸透水の割合を検討している。その結果、手取川からの浸透水は全体の約 40%を占め、約 60%を地表からの浸透水が占めることを明らかにしている。また、手取川からの浸透量は $5.30\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ と推定されている。本研究結果では、手取川河床からの浸透量の合計は約 598 千 m^3 ($6.92\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$)、地表からの浸透量の合計は約 641 千 m^3 で、前者が 48%、後者が 52%となり若干の差異が生じている。この理由は、手取川からの浸透量の推定値の差によると考えられる。

2.4.3 手取川からの浸透水

本研究では、手取川河床からの浸透量を河川流量の関数と仮定し約 598 千 m^3 と推定している。この水量は、本研究では解析結果に大きな影響を与え、最も重要な指標である。国土交通省金沢河川国道事務所では、手取川で多数の断面を設定して流量観測を行い、その流量差から河川浸透量を推定している。しかし、河川流量が大きく、浸透量にも大きなばらつきがみられる。このため、河川流量の測定精度の向上が今後検証を要する課題である。

2.4.4 手取川河床からの湧出

本研究の結果では、手取川の下流部にあたる TR4 区間での河川浸透はゼロと

なった。これは、TR4 区間では手取川の地表タンクと地下タンクが一体化し、平均的に地下タンク水位が河川水位標高と一致したためと考える。実際に河口から 2km の河床標高は約 4m で、これを TR4 区間の平均河床高とすると、手取川タンク水位も 4m 前後で変動していることから TR4 区間で河床との水交換が発生していると推定される。厳密に河床湧出を表現する場合は、地表タンクに標高を持たせる方法が考えられるが、本モデル構造でも手取川と扇状地との間の平均的な地下水交換を表現できていると考える。

2.4.5 地下水位の地域代表性

本研究では、モデルの正当性を立証するため、各ブロックに地下水位観測井 1 箇所が含まれるようブロック割を工夫した。しかし、地下水位観測井の位置も深さも異なることから、その観測値が必ずしも当該ブロックの代表的地下水位とは限らない。また、近傍に消雪用の井戸などが存在するためにその影響を受け、必ずしも本研究の目的とした地下水位を表現しているとは限らない。この点は、本研究の検証に当たって大きな問題点を孕んでいる。

2.4.6 転作率

本研究では、土地利用割合を国土数値情報より算出し、“田”に分類された土地をすべて“水田”として扱った。しかし実際は、“田”の一部は転作利用されているため、モデル上では“その他”タンクに分類するのが妥当と思われる。本研究では、実際の転作率を把握することは困難であることと土地利用を 3 つに区分するモデルの精度から、転作率を考慮するか否かが地下水流動へ与える影響は小さいと考えた。しかし、今後のモデル精度向上には検証が必要である。

2.5 おわりに

手取川扇状地の地下水は、地表からの浸透水と手取川からの浸透水で構成されている。このことを踏まえ、さらに場所による浸透水の影響を明らかにするために分布型タンクモデルの構築を行った。解析期間は 2007～2011 年の 5 年間を選び、モデル係数は時間変化しないという条件下で解析を行った。これまでタンクモデルを使って地下水流動モデルを構築した例は多いが、本研究のように地区内河川と当該地域の地下水交換を含む流域全体を対象とした研究は見当たらない。本研究では、手取川にも 4 つのタンクモデルを設定し、解析を行った。

その結果、本モデルを使用すれば、河川浸透水の左右岸への流動比やブロック単位で浸透水の流量や構成比、寄与率を推定することが可能となり、手取川扇状地の地下水が河川や地表からの浸透を受け、どのように流下するかを表現でき

る。具体的な数値で示すと、本研究手法で決定したモデル係数を使用した場合は、手取川上流の TR1 では河川浸透水の 77%が右岸側へ、23%が左岸側へ流動していると推定された。TR2 では左右岸ほぼ均等に、TR3 では右岸側へ 36%、左岸側へ 64%、TR4 では河川浸透がゼロと推定された。また、手取川扇状地全体で、手取川河床からの浸透量は 598 千 m³、地表からの浸透量は 641 千 m³ であり、前者が 48%、後者が 52%と推定された。しかし、右岸では、地表からの浸透量は 67%であり、手取川からの流入量は 33%となる。これに対し左岸では、手取川からの流入量が 80%と、地表からの浸透量の 20%を大きく上回る結果となった。さらに、地下水供給源を水深で表すことにより、その重要性をブロック毎に示すことができる。よって、このモデルは、今後の地下水利用や管理に活用することができるだけでなく、地下水開発の影響が場所毎に特定できる特徴があり、地域の地下水開発目標に応じて有用に機能すると考える。

以上のように、地下水流動に関する事項をすべて考慮し、手取川との地下水交換を組み込んだ地下水流動解析を行ったが、モデルの妥当性や係数の決定手法など今後検証すべき課題も多く残されている。したがって、研究課題も「分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試み」とした。

付録1 モデル係数の初期値と制約条件

地表タンクと地下タンクのモデル係数の初期値と制約条件を **Table A1** に示す。ここに、 B はタンク高 (mm), kg は浸透孔係数 (d^{-1}), PD は湛水深 (mm), Baq は帯水層厚 (m), Waq は流動幅 (m), Laq は流動距離 (m), kaq は透水係数 ($m \cdot d^{-1}$), Kaq は流動量係数 ($10^3 m^2 \cdot d^{-1}$), ep は有効間隙率. なお, 添え字は土地利用別のタンク番号 (1=田, 2=宅地, 3=その他), kg_1 と PD の添え字は期別番号 (1: 代かき期 4/15~4/30, 2: 中干前 5/1~6/30, 3: 中干後 7/1~8/31, 4: 非灌漑期 9/1~4/14) を表す.

Table A1 モデル係数の初期値と制約条件
Initial values and constraints of model parameters for optimization

記号	初期値	説明	制約条件	備考	参考文献
B_1	85	落水口平均高	$0 \leq B \leq 300$	最大値は畦畔高	瀬川ら, 2016
B_2	20	難浸透を考慮	〃	〃	-
B_3	150	一般的な畝高	〃	〃	-
kg_{11}	0.20	-	$0.20 \leq kg_{11}$ $kg_{11} \leq 0.60$	下記参考	-
kg_{12}	0.20	-	$0.17 \leq kg_{12}$ $kg_{12} \leq 0.66$	中干前 5~20mm から逆算	丸山ら, 2012
kg_{13}	0.30	-	$0.30 \leq kg_{13}$ $kg_{13} \leq 1.00$	中干後 10~30mm から逆算	〃
kg_{14}	0.40	-	$0.30 \leq kg_{14}$ $kg_{14} \leq 1.00$	上記参考	-
kg_2	0.10	難浸透を考慮	$0.01 \leq kg_2$ $kg_2 \leq 0.20$	〃	-
kg_3	0.90	高浸透を考慮	$0.60 \leq kg_3$ $kg_3 \leq 1.00$	〃	-
PD_1	50	地域指導値	$PD \geq 0$	-	-
PD_2	30	〃	〃	-	-
PD_3	10	間断灌漑を考慮	〃	-	-
PD_4	0	-	〃	-	-
Baq	200	未知	-	-	北陸農政局計画部, 1977
Waq	-	ブロック毎に計測	-	-	-
Laq	-	〃	-	-	-
kaq	-	試行錯誤	-	-	-
Kaq	$Kaq = Baq \times Waq \times kaq / Laq$		-	-	-
ep	0.15	文献値	$0.001 \leq ep$ $ep \leq 0.40$	文献値	土木学会, 1974

付録2 ブロック毎の流動量係数

地下タンクの流動量係数 Kaq ($10^3\text{m}^2\cdot\text{d}^{-1}$) をブロック毎に **Table A2** に示す。
 Waq , Laq は図上 (**Fig. 2**) で計測し, kaq は試行錯誤で設定し, 最適化計算時は kaq を変数として扱った。なお, ここに示す透水係数は帯水層厚 Baq を 200m と想定し設定したものであり, 実際の帯水層厚は不明であることから, 実際の値とは異なる。

Table A2 ブロック毎の流動量係数
 Flow coefficient for each block

ゾーン	ブロック	Waq (m)	Laq (m)	kaq ($\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$)	Kaq ($10^3\text{m}^2\cdot\text{d}^{-1}$)
1	AL1	1,880	2,660	20	2.83
	AL2	1,130	4,280	170	8.98
	AL3	2,070	4,040	240	24.59
	AL4	4,260	2,010	200	84.78
2	AR8	4,540	3,070	30	8.87
	AR9	4,990	1,970	90	45.59
3	AR5	3,870	2,460	25	7.87
	AR6	4,470	4,400	100	20.32
	AR7	4,170	2,790	200	59.78
4	AR1	1,840	1,620	15	3.41
	AR2	1,960	3,330	30	3.53
	AR3	5,520	5,810	50	9.50
	AR4	6,660	3,530	140	52.83

付録3 手取川タンクのモデル係数

手取川タンクのモデル係数をブロック（河川区間）毎に **Table A3** に示す。ここに、 Bq は河道幅 (m), Lq は水路延長 (m), Mq はマンニングの粗度係数, Cq は比例定数, kgq は河床浸透孔係数 (s^{-1}), β は河川区間毎に決まる比例定数 ($m^{-1} \cdot s^{1/3}$), (19) 式参照), **initial** は最適化前の初期値, **optimize** は最適化後の係数, Laq は流動距離 (m), k_{f2} は透水係数 ($10^3 m \cdot d^{-1}$), K_{f2} は流動量係数 ($10^3 m^2 \cdot d^{-1}$), LB は左岸, RB は右岸, ep は有効間隙率。なお, 最適化計算時は kgq を変数として扱った。

Table A3 手取川タンクのモデル係数
Model parameters of Tedori River tanks

ブロック	Bq (m)	Lq (m)	Mq ($s \cdot m^{-1/3}$)	Iq	Cq ($m^{-1/2} \cdot s^{1/2}$)	initial		optimize	
						kgq (s^{-1})	β ($m \cdot s^{-1/3}$)	kgq (s^{-1})	β ($m \cdot s^{-1/3}$)
TR1	280	1,700	0.03	1/165	0.1	6.E-05	0.182	1.E-05	0.042
TR2	350	4,100	〃	〃	〃	4.E-05	0.293	4.E-05	0.324
TR3	350	4,300	〃	〃	〃	4.E-05	0.308	5.E-05	0.354
TR4	400	4,200	〃	〃	〃	1.E-06	0.008	0.E+00	0.000

ブロック	LB			RB			ep
	Laq (m)	k_{f2} ($10^3 m \cdot d^{-1}$)	K_{f2} ($10^3 m^2 \cdot d^{-1}$)	Laq (m)	k_{f2} ($10^3 m \cdot d^{-1}$)	K_{f2} ($10^3 m^2 \cdot d^{-1}$)	
TR1	500	0.016	10.9	490	0.016	11.1	0.35
TR2	580	0.021	29.7	650	0.021	26.5	〃
TR3	810	0.015	15.9	1190	0.015	10.8	〃
TR4	620	0.001	1.4	3310	0.001	0.3	〃

引用文献

- Brutsaert, W. and Stricker, H. (1979) : An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration, *Water Resources Research*, **15**, 443-450.
- 土木学会 (1974) : 水理公式集 昭和 46 年改訂版, 365-366.
- Elhassan, A.M., Goto, A. and Mizutani, M. (2001) : Combining a tank model with a groundwater model for simulating regional groundwater flow in an alluvial fan, *Trans. JSIDRE*, **215**, 21-29.
- 日野幹雄 (1983) : 明解 水理学, 丸善出版, 138-152.
- 北陸農政局計画部 (1977) : 石川県の水理地質と地下水, p.17.
- 石川県, 金沢市, 七尾市 (2021) (参照 2022.3.30) : 令和元年度 石川県地下水保全対策調査報告書, (オンライン), 入手先 <<https://www.pref.ishikawa.lg.jp/kankyo/shiryo/tika/tyousahoukokusyo.html>>
- 石川県環境政策課, 国際航業株式会社 (1996) : 平成 7 年度手取川扇状地域地下水調査 (総合調査) 報告書.
- 岩崎有美, 尾崎正志, 中村公人, 堀野治彦, 川島茂人 (2013) : 定常地下水流動解析に基づく手取川扇状地における灌漑期の地下水位に影響を与える要因の評価, *水文・水資源学会誌*, **26**(2), 99-113.
- 国分邦紀 (2004) : 東京の台地における地下水・湧水の特徴と変動の一事例, *水文・水資源学会 2004 年研究発表会要旨集*, 92-93.
- 丸山利輔, 能登史和, 吉田 匡, 中村公人, 堀野治彦, 村島和男, 瀧本裕士 (2012) : 手取川扇状地における水収支の分析, *水文・水資源学会誌*, **25**(1), 20-29.
- 望月康秀, 渡部育夫, 保科次雄, 金田雄二 (1997) : 海岸砂地地域における地下水位解析へのタンクモデル法の適用, *日本土壌肥料学雑誌*, **68**(5), 573-577.
- 虫明功臣, 岡 泰道 (1981) : 丘陵地における不圧地下水位変動モデル (1), *生産研究*, **33**(3), 121-124.
- 中村裕昭, 橋本陽子, 大塚文哉 (2004) : 関東平野北部地域における水田による浅層地下水かん養機能評価の試みー貯留タンクモデルによる水収支ー, *応用地質*, **45**(5), 224-237.
- 農業用水を核とした健全な水環境プロジェクト研究幹事会 (2012) (参照 2022.3.30) : 農業用水を核とした健全な水循環ー地球温暖化を前提とした手取川流域の事例ー, 石川県立大学出版会, 152-171, (オンライン), 入手先 <<https://www.ishikawa-pu.ac.jp/research/library/publish/>>
- QGis.org (2020) (accessed 2022.3.30) : QGIS 3.16, Geographic Information System, QGIS Association, (online), <<https://www.qgis.org>>
- 瀬川 学, 丸山利輔, 高瀬恵次 (2016) : 手取川扇状地における水田, 畑地, 宅地からの大雨時における単位流出量の推定, *農業農村工学会論文集*, **302**,

I_103-I_112.

高瀬恵次, 藤原洋一 (2020) : 集中定数型水循環モデルによる手取川扇状地の水収支解析と高濃度濁水が地下水位に及ぼす影響評価, 応用水文, **32**, 56-64.

高瀬恵次, 徳増 実 (2019) : 集中定数型水循環モデルによる沿岸平野部地下水の水収支解析, 農業農村工学会論文集, **309**, I_211-I_218.

田中健二, 瀬川 学, 藤原洋一, 高瀬恵次, 丸山利輔, 長野峻介 (2018) : 高濃度濁水が扇状地の水田浸透量・河川伏流量に及ぼす影響－手取川流域の大規模土砂崩壊を事例として－, 農業農村工学会論文集, **306**, I_47-I_54.

吉岡有美, 伊藤真帆, 中村公人, 瀧本裕士, 土原健雄 (2018) : 酸素・水素安定同位体比からみた手取川扇状地の河川水-地下水の交流現象と地下水涵養源, 地下水学会誌, **60**(2), 205-221.

3. 長期資料に基づくモデルの分析

3.1 はじめに

2章では手取川扇状地に分布型タンクモデルの適用を試みた。しかし、モデル係数の決定やその妥当性について課題が残るとしている。また、解析期間を5年（2007年から2011年）としたため長期での浸透量の変化が地下水位の変化に与えた影響については言及されていない。

そこで本章では、長期での浸透量の変化が地下水位の変化に与えた影響を評価することを目的とし、長期解析に必要なモデルの改良を行い、長期のシミュレーション結果の分析を行う。

筆者が考える地下水位の変化に大きな影響を与えた浸透量の変化としては、土地利用の変遷が挙げられる。地表浸透の大部分を占める水田からの浸透量は宅地化により大幅に減少していることが想定される。加えて、本地域では1980年代から1990年代にかけてほ場整備事業を広く行っている。ほ場整備による浸透量の減少は前川・丸山（1983）が述べているが、本地域においてもほ場整備の実施による浸透量の変化は大きいと考える。また、長期資料には2015年から2017年に発生した扇状地地下水の異常低下の時期が含まれており、2014年から2015年にかけて発生した手取川上流での大規模土砂崩壊による長期に渡る高濃度濁水との関係性についても言及できる可能性がある。田中ら（2018）は高濃度濁水により水田からの浸透量や河川からの伏流量が減少し、同時期に発生した扇状地地下水位の低下との整合性を現地調査により示している。

3.2 研究の手法

3.2.1 モデルの改良

3.2.1.1 地表タンクの改良

手取川扇状地地下水は地表からの浸透水と手取川からの浸透水により構成されている。地表からの浸透水の大部分を占める水田では、ほ場整備の実施による浸透量の減少が地下水へ与える影響は大きいと考える。そこで地表タンクの田タンクを未整備田タンクと整備田タンクに分け、未整備田タンクの浸透孔係数は整備田タンクの浸透孔係数の γ 倍とし、ほ場整備前後の浸透量の変化を表せるよう改良した。

3.2.1.2 手取川タンクの改良

2章と同様の5年間（2007年から2011年）の資料で決定した係数を初期値と

し、長期資料での係数の最適化を試みたが、依然として再現性が悪く、また河川流量の変化に強く依存しているように考えられた。このため、地下水位の再現性が向上しない問題は係数の決定手法のみならずモデルにもあるのではないかと考え、改めてモデルの条件や仮定について改善すべき点がないかを整理した。その結果、まずチェックすべき箇所はやはり手取川タンクと結論付け、手取川タンクの条件や仮定についてさらに整理を行った。その整理の中で、1つの仮定(2章, (16)式)に矛盾があることが判明した。そこでその仮定を(1)式に改めた。

$$Hr = Mq^3 \times Iq^{-\frac{3}{10}} \times Qq^3 \quad (1)$$

ここに、 Hr : 河川水深 (m), Mq : マニングの粗度係数, Iq : 河床勾配, Qq : 河川流量 ($m^3 \cdot s^{-1}$)。また、これにより2章の(18), (19)式は次の通りとなる。

$$Gq = \beta \times Qq^3 \quad (2)$$

$$\beta = kgq \times Mq^3 \times Iq^{-\frac{3}{10}} \times Lq \quad (3)$$

ここに、 β : 河川区間毎に決まる比例定数, kgq : 河床浸透孔係数 (s^{-1}), Lq : 水路延長 (m)。しかし、この式の置き換えによるモデルの再現性への影響は大きくなかった。次に、この仮定が成立する境界条件に問題があると考え整理を試みた。2章においては、高水位では水面幅の変化が小さくなり浸透量は一定になると考え、 $Qq > 80 m^3 \cdot s^{-1}$ では浸透量は一定という条件を付加した。しかし、低水位に対しては条件を付加しなかった。これは“低水位時も等流条件が成立するか”という問題である。**Fig. 1**に2章の解析結果と河川流量の関係をAL3ブロックを例に示す。ここで河川流量が少ない時に計算値は低下するのに対し、観測値は変化が小さい点に着目する(図のグレーハッチング部分)。つまり、流量が小さい時はそのまま浸透量も小さくなるのではなく、ある水準で浸透量は一定となると考えられる。この水準(下限値)の設定については、2007年から2011年の河川流量を流量区分別の頻度で整理し、 $9 m^3 \cdot s^{-1}$ に境界があると仮定した。

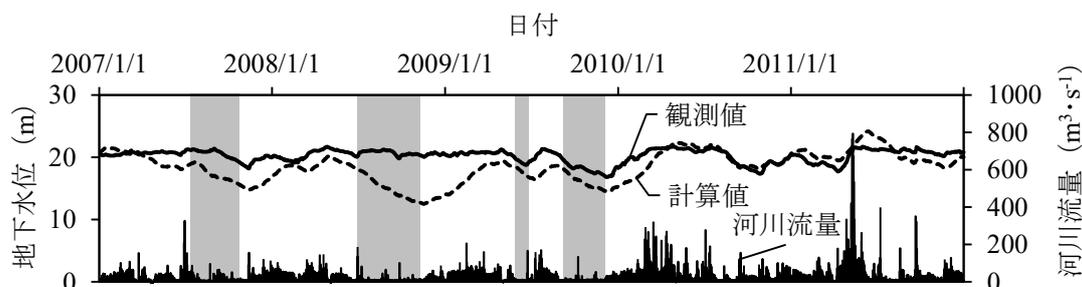


Fig. 1 地下水位の観測値と計算値の河川流量との関係 (AL3 を例に)

3.2.2 入力データ

入力データは基本的に 2 章と同様であるが、長期のデータが得られない場合は代替や推計により補間した。

3.2.2.1 地下水位と解析期間

地下水位の観測値は 2 章同様に、石川県の観測データ（石川県ほか、2022）を使用した。観測井の諸元は 2 章（Table 1）を参照されたい。解析期間は次項の入力データがすべて揃う 1975～2018 年の 44 年間とした。

3.2.2.2 土地利用割合

土地利用は、国土交通省が提供する国土数値情報土地利用細分メッシュ（100m メッシュ）の 1976、1987、1991、1997、2006、2009、2014、2016、2018 年のデータを使用し、各調査年の間は比例配分により補間した。なお各調査年で異なる手取川の河川面積は全調査年における最小値とし河川幅は各区分延長で除して求め、海水域は最も小さかった 2016 年を基準年として領域面積から除外し、年別に対象領域の面積が変化しないとした。なお、“宅地”は建設用地・道路・鉄道・その他の用地で、“田”・“宅地”以外を“その他”に分類した。

また、ほ場整備の推移は、石川県農業基盤課よりデータを得た。GIS データよりブロック別の面積を算出し、地区ごとに事業工期按分で年別の“整備田”面積を算出した。上述の“田”面積より“整備田”面積を差し引き“未整備田”面積とした。

3.2.2.3 降水量

降水量は 2 章同様に、対象地区の近傍にあり長期に信頼性の高いデータが得られる金沢地方気象台の日資料を用いた。

3.2.2.4 実蒸発散量

実蒸発散量は 2 章同様に、Brutsaert and Stricker（1979）が提案した補完法により算定した。ただし、推定に必要な長期の気象データは石川県立大学では得られないため、金沢地方気象台の日資料を用いた。

3.2.2.5 揚水量

揚水量は 2 章では、石川県が毎年度発行する石川県地下水保全対策調査報告書にある 3 次メッシュ（1km メッシュ）別の揚水量データを使用し、月別揚水量から月毎の日数で除して日揚水量として使用していた。しかし、2003 年以前のデータが無いことから、長期解析に際しては揚水量の推計を行う必要がある。本

章では、次の通り推計した。石川県ほか（2022）より、手取川扇状地内では総揚水量に占める用途別揚水量の比率は、2004年から2018年までの15年平均で、工業用が55%、水道用が31%と全体の86%を占めることがわかった。そこで、工業用と水道用の総量が分かれば、概ね領域全体の経年変化率を推計できると判断し、工業統計と水道統計をもとに推計した。一方で、農業用は1970年代より水田面積の減少に伴い減少傾向、建築物用は冷暖房機器の普及状況により変化すること、消雪用は降雪量により年毎に変化することに加え消雪井戸開発により増加傾向であることに留意が必要なものの、総揚水量に占める割合は小さいことから経年変化は考慮しなかった。なお、水道用については1993年から2001年は資料を入手できなかったため、1992年と2002年から比例配分した。また、ブロック別にはブロック内の市町面積が大きい市町の変化率をブロックの変化率とし、ブロック別の月別変化率は15年間のブロック別月別変化の傾向から、経年による変化は小さいと判断し、15年平均値をブロックの月別変化率とした。

3.2.2.6 河川流量

河川流量は公益社団法人日本河川協会が平成19年3月に発行した雨量・流量年表データベースより日量を得た。国土交通省が中島地点と鶴来地点（2章、Fig. 1）で流量観測を行っているが、長期資料は中島観測所のデータしかなく、2章ではTR1区間は鶴来観測所のデータを使用した。本研究では中島観測所流量から水利権水量を差し引き算出した。なお、TR2からTR4は上流区間の浸透量を前述流量から差し引くことにより当該区間流量とした。

3.2.3 モデル係数の設定

本章におけるモデルの改良や条件の変更が及ぼす影響を2章の結果と比較し、長期解析におけるモデル係数の決定手法について検討する。2章における目的関数の設定は次の(4)式の通りである。

$$\text{目的関数} = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^6 |H_{2,obs,j,i} - H_{2,cal,j,i}| \rightarrow \min \quad (4)$$

ここに、 $H_{2,obs}$ ：地下水位観測値（mm）、 $H_{2,cal}$ ：地下水位計算値（mm）、 i ：時間（日）、 j ：ブロック番号（1=AL3、2=AL4、3=AR4、4=AR6、5=AR7、6=AR9）、 N ：解析期間のデータ数。なお、2章での最適化計算はExcel SolverのGRG（Generalized Reduced Gradient）で行っている。

3.2.3.1 2章との比較検討パターン

モデルの改良や条件変更による影響を2章の結果（目的関数の値）と比較す

る。比較するパターンは **Table 1** に示す通りである。なお、Excel Solver で設定できる変数の数は 200 に限定されるため、3.2.1 で述べたモデルの改良を行う場合、2 章よりも単純に係数が増える。このため、最適化計算を行う場合は係数を減らす必要がある。2 章では最適化計算の結果、河床浸透孔係数のみが増えた。これより地表タンク係数はブロック別に設定したとしてもその違いを知ることはできない。このため、パターン 1 ではブロック間で統一の係数とした場合を検討した。パターン 2、パターン 3 は手取川タンクの改良の影響を比較するため、パターン 4 はすべての改良を受け入れた場合を比較するために設定した。なお、このほかの条件として、収束 (Convergence) の設定の違いや探索方法を変えて計算を試みた。しかし、収束の設定は 2 章では 10^{-8} としたが、計算時間を短くするために 10^{-4} で試行したが、明らかに精度が落ちたため本章では 2 章のままの設定とした。また、探索方法の変更は同条件で GRG と Evolutionary を試行したが、GRG の精度の方が高かったため本研究では 2 章のままの設定とし、比較検討パターンには含めなかった。

Table 1 モデル構成や条件の違いによる最適化結果の比較検討パターン

パターン	モデルの改良				変数の数
	地表タンク	手取川タンク			
		旧式	新式	低水量境界	
2 章	—	○	—	—	198
1	○	—	—	—	54
2	—	—	○	—	198
3	—	—	○	○	198
4	○	—	○	○	66

3.2.3.2 2 章との比較検討結果

3.2.3.1 の条件で最適化計算を行った結果の目的関数 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) の変化を **Table 2** に示す。それぞれのパターンにおいて領域全体の目的関数は 2 章と比較し減少していることが分かる。しかし、ブロック別に見ると改善が見られないパターンもある。また、パターン 1、4 とパターン 2、3 を比較すると、変数の絞り込みが目的関数の減少に大きく寄与していることが分かる。これらのパターンを見る限りでは、領域全体の目的関数が一番小さく、改善が良好なパターン 4 をモデル係数の決定手法とすることが妥当であると考えられる。よって、次節ではこの

手法を採用しモデル係数の設定を行う。

Table 2 パターン別の最適化後目的関数値の2章との比較

パターン	項目	AL3	AL4	AR4	AR6	AR7	AR9	全体
2章	目的関数	2,301	1,170	551	1,249	444	693	6,408
	比率	0.36	0.18	0.09	0.19	0.07	0.11	1.00
1	目的関数	1,641	1,340	531	1,087	447	339	5,385
	比率	0.30	0.25	0.10	0.20	0.08	0.06	1.00
	改善率	0.29	-0.15	0.04	0.13	-0.01	0.51	0.16
2	目的関数	1,999	1,314	556	1,172	454	365	5,860
	比率	0.34	0.22	0.09	0.20	0.08	0.06	1.00
	改善率	0.13	-0.12	-0.01	0.06	-0.02	0.47	0.09
3	目的関数	1,992	1,228	552	1,175	432	591	5,970
	比率	0.33	0.21	0.09	0.20	0.07	0.10	1.00
	改善率	0.13	-0.05	0.00	0.06	0.03	0.15	0.07
4	目的関数	1,352	1,363	461	1,063	346	329	4,914
	比率	0.28	0.28	0.09	0.22	0.07	0.07	1.00
	改善率	0.41	-0.16	0.16	0.15	0.22	0.53	0.23

3.3 シミュレーション結果と考察

前節で示したモデル係数の設定手法で長期資料を用いて最適化計算を行った地下水位のシミュレーション結果を左岸と右岸に分けて左岸を **Fig. 2** に、右岸を **Fig. 3** に示す。

2章では2007年から2011年の5年間の解析期間であったが、手取川扇状地の地下水位の長期変化を捉えるために、解析期間を1975年から2018年の44年間と対象を拡げたシミュレーションを試みた。

AL3は2章同様に流量の影響を強く受けているが、その差は現在に近くなるに連れて小さくなっているように見受けられる。AL4は良好とは言えず、また、観測値が上昇傾向であるのに対し、計算値はその傾向を捉えられていない。また冬期の極端な地下水位の低下（消雪用水の影響）は捉えられていない。AR4も良好とは言えず、AL4同様消雪用水の影響は捉えられていない。AR6, AR7は変化の傾向は比較的良好に捉えているように見える。AR7の方の差が大きく見

えるのはレンジの差である. AR9 は 1998 年頃を境に以前では差が大きく, 以降では差が小さいように見受けられる. また観測値もその前後で水位が異なるように見られ, 観測初期の異常な低水位の影響を受ける境界とも考えられる.

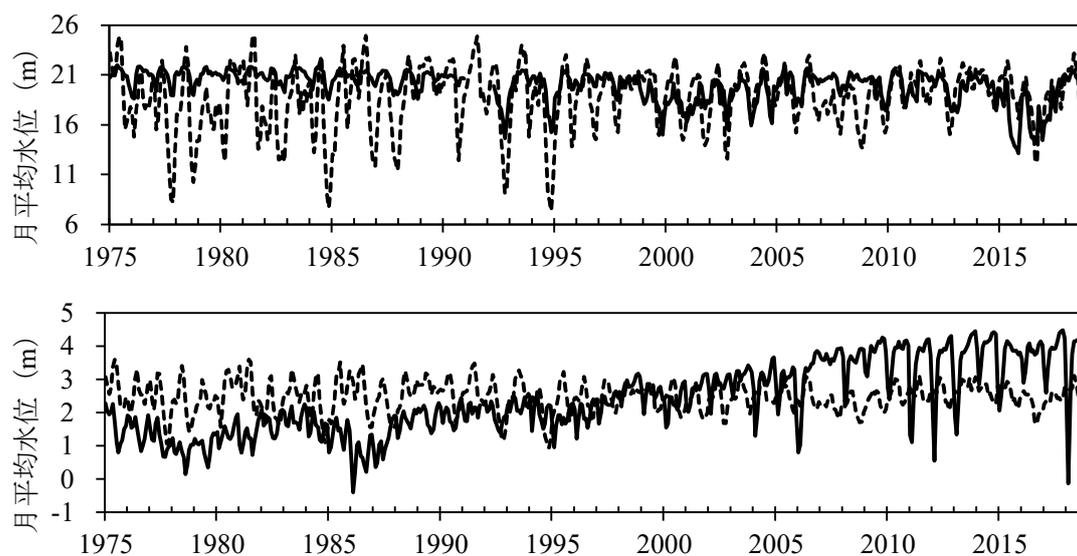


Fig. 2 観測値 (実線) と計算値 (破線) の月平均水位の比較
(上図が AL3, 下図が AL4)

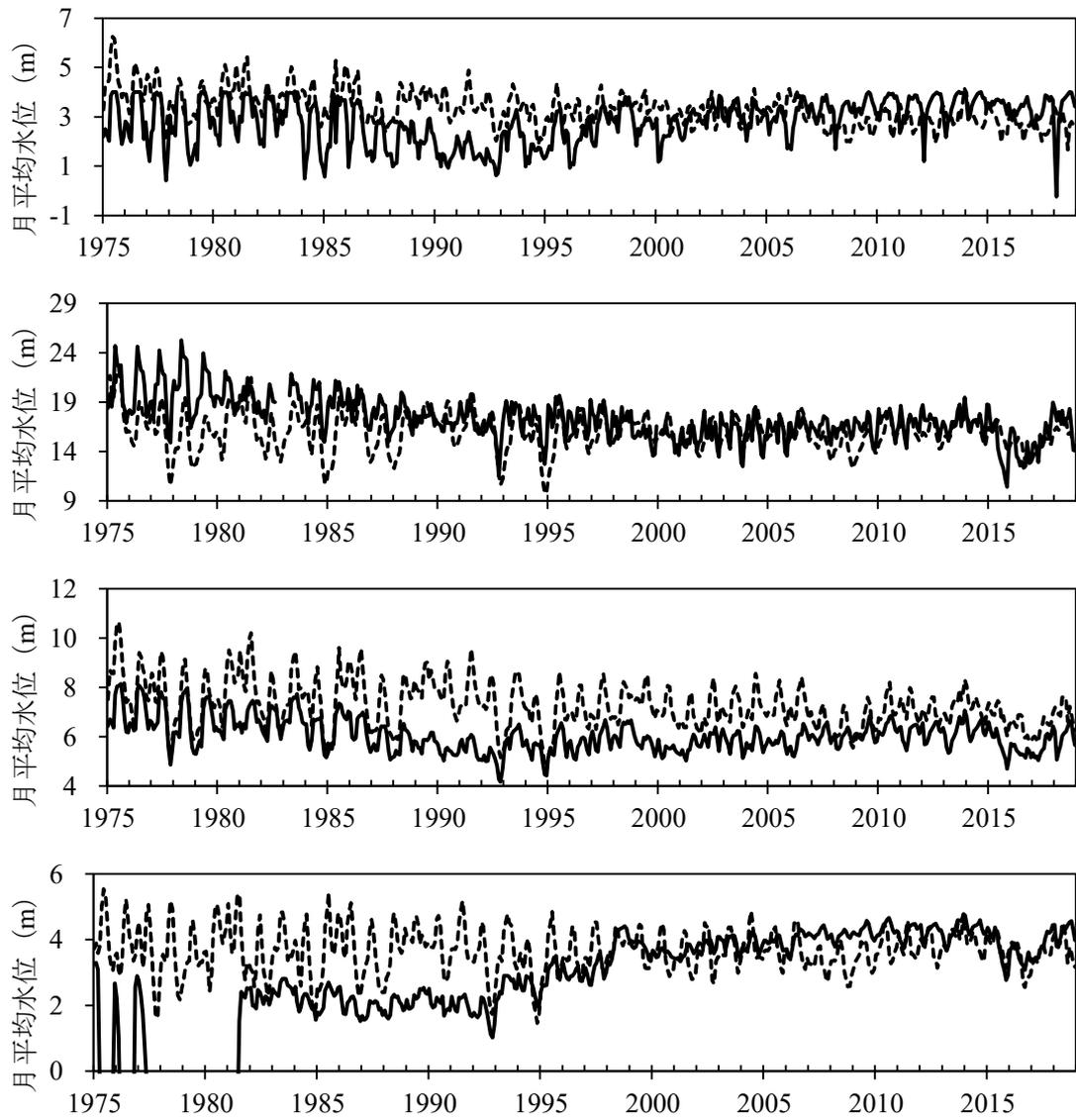


Fig. 3 観測値（実線）と計算値（破線）の月平均水位の比較
 （上から AR4, AR6, AR7, AR9）

3.4 討議と今後の課題

3.4.1 手取川からの浸透量の推定

シミュレーション結果において左岸と右岸の結果に差がある印象を受けた。この印象は何かを確かめるために、AL3 の推定差 ($H_{2,obs}-H_{2,cal}$) と月平均流量及び河川流量 $Qq < 9\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ の低水量日数の関係を左右岸別に示す。左岸は AL3 を例に Fig. 4 に、右岸は AR6 を例に Fig. 5 に、期間は始期の 10 年間 (1975 年から 1984 年) を例に示す。

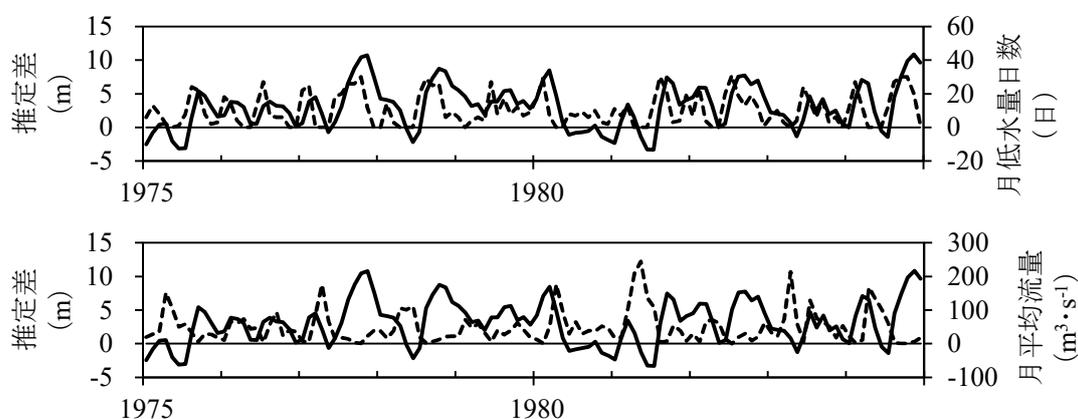


Fig. 4 左岸 (AL3) における推定差 ($H_{2,obs}-H_{2,cal}$) と月平均流量及び低水量日数の関係

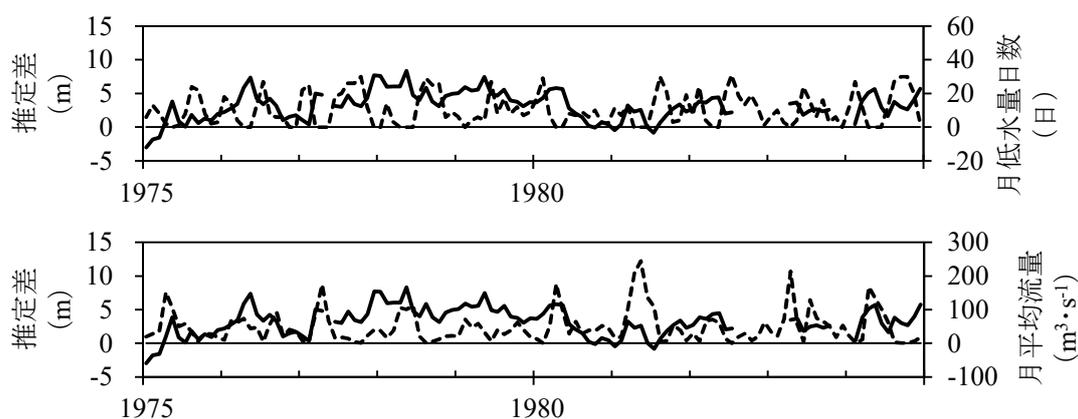


Fig. 5 右岸 (AR6) における推定差 ($H_{2,obs}-H_{2,cal}$) と月平均流量及び低水量日数の関係

左岸 (Fig. 4) では、推定差と低水量日数に相関が見られ、流量とは相関が小さい。これは河川流量の減少に伴い浸透量も同様に減少するというのではなく、ある水準で浸透量は一定となると言え、3.2.1.2で改良を行った方針は間違いではないと考える。しかし、モデルの前提としている等流条件が成立しているか、またその境界条件の設定はどうか、一定量とはどの程度かについて現地調査をもとに検証していく必要があると考える。右岸 (Fig. 5) では、左岸とは異なり流量との相関が見られる。この違いは地下タンクまたは手取川タンクと直接連結しているかどうかによるものと考えられる。

3.4.2 推定差の要因

推定差をブロック別に比較するといくつかの傾向が見えてくる。傾向が分かれば、今後のモデル改良の方針の手助けとなる可能性がある。Fig. 6に示す通り、推定差の傾向はAL3とAR6、AL4とAR4、AR7とAR9の3つに分けられる。図に示す期間は2014年から2018年の5年間であるが、はじめにでも述べたようにこの期間に手取川上流の土砂崩壊が発生している(2014年10月頃、2015年5月頃)。

AL3とAR6では、土砂崩壊後の2015年後半に推定差が大きく、この原因は土砂崩壊による高濃度濁水の影響と考えられている(田中ら、2018)。本研究では2015年4月以降の河川浸透孔係数を減少させてその影響を検証できないか試行したがあまり良好な結果が得られず、また田中ら(2018)が水田からの浸透量の減少について指摘するように、地表タンクの浸透孔係数にも条件を付加し検証する必要があると考える。また、時を遡るほど推定差は大きい傾向があり、農地面積の減少による浸透量の変化がうまく表現できていないと考える。加えて、本章では地表タンクを領域で統一したが、扇状地の場所により異なる可能性があり、これを検証するには、例えば扇頂部、扇中部、扇端部に分けて地表タンク係数を設定するなどの必要があると考える。

AL4とAR4では、2章でも今後の課題として挙げているが、観測井に近接する井戸(消雪用)の影響を受け極端に地下水位が低下している。Fig. 6に示す通り冬期の推定差が大きく、この原因は消雪用水と思われる。また、この極端な水位低下は地域やブロック全体での減少とは考えにくく、観測値が地域の代表値(平均値)とはなっていないと考えられる。領域の平均的な流動を明らかにする本モデルとしては、観測値を地域の代表値とするための補正が必要であり、今後はその補正方法についても検討する必要があると考える。ただし、AL4とAR4は、どちらも扇端部で粘土層の存在が確認されている地域であり、地下を1つのタンクで表現している2章モデルでは表現が困難であることに留意が必要である。

残る AR7 と AR9 では、上記に分類されないことからその他としたが、上記の改良を加えることで課題が解消される可能性があると考ええる。

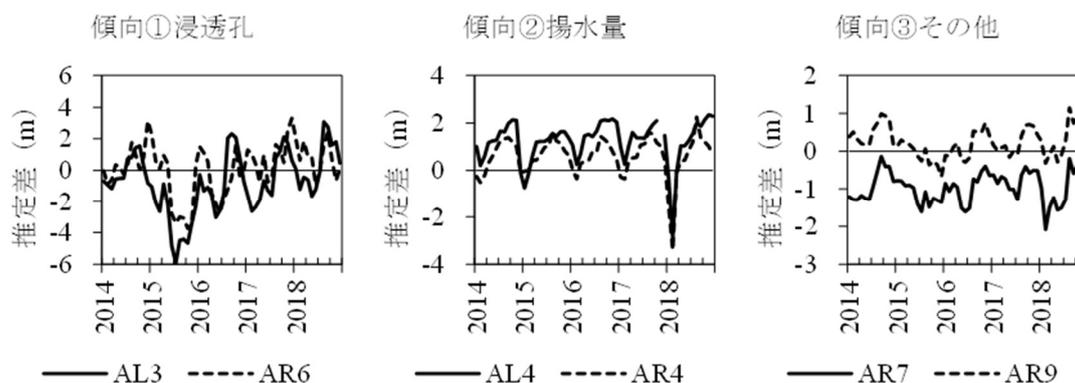


Fig. 6 推定差 ($H_{2,obs}-H_{2,cal}$) の傾向から見える課題解決の鍵

3.5 おわりに

本章では、長期での浸透量の変化が地下水位の変化に与えた影響を評価するため、長期解析に必要なモデルの改良を行うとともに、長期のシミュレーションを行った。まず、長期解析に必要なモデルの改良として、ほ場整備事業の実施による浸透量の変化を評価するために地表タンクの改良、2章における矛盾の解消と新たな境界条件の設定による推定精度向上のために手取川タンクの改良を行った。また、長期解析におけるモデル係数の決定手法を検討するため、モデルの改良や条件の変更が及ぼす影響を2章の結果と比較し現段階で最良と考える方法を示した。そして長期シミュレーションの結果、モデルの再現性について係数決定の課題が依然として残る結果を示し、手取川タンクの成立条件の確認、手取川の高濃度濁水の影響評価のための条件付加、地域代表値化のための観測値補正を今後の課題として挙げた。

本章の目的である“長期での浸透量の変化が地下水位の変化に与えた影響の評価”については、モデルの再現性の課題から言及するに至らなかった。今後は整理した課題をもとに検討を行うことでモデルの確からしさを高めるとともに、現実（観測値）との差について考察を深めるよう研究を進展する必要がある。

引用文献

- Brutsaert, W. and Stricker, H. (1979) : An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration, *Water Resources Research*, 15, pp.443-450.
- 石川県, 金沢市, 七尾市 (2022) (参照 2022.11.10) : 令和2年度 石川県地下水保全対策調査報告書, (オンライン), 入手先 <<https://www.pref.ishikawa.lg.jp/kankyo/shiryo/tika/tyousahoukokusyo.html>>
- 前川俊清・丸山利輔 (1983) : 圃場整備に伴う水田浸透量の変化, *農業土木学会誌*, 51, pp.951-957.
- 田中健二・瀬川学・藤原洋一・高瀬恵次・丸山利輔・長野峻介 (2018) : 高濃度濁水が扇状地の水田浸透量・河川伏流量に及ぼす影響－手取川流域の大規模土砂崩壊を事例として－, *農業農村工学会論文集*, 306, pp.I_47-I_54.

4. 結論

手取川扇状地（石川県）の地下水は、地表と河川からの浸透水で構成されている。この状況を総合的に把握するため、手取川を中心とした分布型タンクモデルを採用し地下水流動解析を試みた。対象領域の地下水流動は地下水位等高線の直交方向に限定され、地表や河川からの浸透水を受けながら流下する現象と捉え、手取川を4区間に、扇状地を13ブロックに分割しモデルを構築した。地表浸透は土地利用別（田、宅地、その他）に違いを表現できるように構成した。その結果、地下浸透及び地下水流動過程を場所毎に数値化するとともに、河川浸透水の地下水環境への影響を量的に評価することができた。

また、長期での浸透量の変化が手取川扇状地の地下水位の変化に与えた影響を評価するため、長期解析に必要なモデルの改良を行うとともに、長期のシミュレーションを行った。モデルでは、浸透量変化の主な要因として、土地利用の変遷、ほ場整備の実施による浸透量の減少を想定した。また、モデルの改良に伴うモデル係数の設定方法の検討を行った。シミュレーションの結果では、モデルの再現性について係数決定の課題が依然として残る結果を示し、残された課題として、手取川タンクの成立条件の確認、手取川の高濃度濁水の影響評価のための条件付加、地域代表値化のための観測値補正を挙げた。今後はこれらの課題に対して対処方針を検討し、更なるモデル精度の向上を図る必要がある。

本モデルは、今後の地下水利用や管理に活用できるだけでなく、地下水開発の影響が場所毎に特定できる特徴があり、地域の地下水開発目標に応じて有用に機能すると考える。また、本研究が手取川扇状地の地下水研究の進展に寄与することを期待したい。

第 2 部

有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

第2部 有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

1. 緒論

蒸発散は水循環を構成する一部として極めて重要な位置にある。しかし、水文学における水循環は主に降水、流出、蒸発で表現され、蒸発に対する関心は降水・流出ほど高くない。UNESCO (1971) は、水循環は水文学の中心概念として世界共通の認識となっていると述べている。地球規模での長期間の平均的な水収支では、陸域上での平均降水量が約 $0.8\text{m}\cdot\text{y}^{-1}$ 、流出量が $0.3\text{m}\cdot\text{y}^{-1}$ 、蒸発量が $0.5\text{m}\cdot\text{y}^{-1}$ で、降水量に対して流出量は 35~40%、蒸発量は 60~65%と水の量では流出よりも蒸発の方が重要な位置を占めることが分かる (杉田, 2008a)。それにも関わらず蒸発に対する関心が低かったのは、降水・流出は可視であるのに対し、蒸発は不可視であり、測定が前者より困難であることに起因すると考える。農業土木分野においても、実用的にはともかく、科学的に大きな関心が払われてきたとは言えないとされている (三野・丸山, 1989)。しかし、蒸発は水循環上重要な構成要素であり、農業土木分野では灌漑計画や水資源計画に結びつく重要な研究対象であると考えられる。農業土木分野ではしばしば蒸発は、開水面や土壌面などから直接起きる蒸発と植物の生物学的な蒸散を含み、両者は分離することが容易ではないことから、両者を合わせて蒸発散とも呼ばれることが多い。

蒸発散量の測定法や推定法を分類して記述することにあまり意味はないことかもしれないが、議論を簡潔にするため、ここでは何を測定し蒸発散量としているかに主眼を置き、渦相関法と熱収支法及び水収支法の 3 分類で整理する。これらの概要については、水文学分野では杉田 (2008b) が、農業土木分野では矢野 (1989) や大槻 (1989) などがすでにまとめていることから、ここではそれらを参考にして簡単に述べる。

渦相関法とは、蒸発面から大気への水蒸気輸送メカニズムにより記述され、水蒸気圧と風速の垂直方向成分の変動値を測定し算定する。この方法は蒸発メカニズムに基づきより直接的であると考えられているものの、測定が困難であり、また、機器が高額であることが現時点での欠点である。

水収支法は、水循環のある部分に適用された質量保存則に基づき記述され、降水量や地下水の流入・流出量などを直接的または間接的に測定し算定する。この方法は原理的に非常に単純であるが、すべての項を独立に決めることが困難であらゆる条件を付加し適用する必要があること、また、大型の測定器となればこれもまた高額であることが欠点となる。

そこで熱収支法となるが、この方法はエネルギーの供給と分配の保存則に基

づき記述され、2 高度の温度と湿度からボーエン比を求める方法や 1 高度の気温、水蒸気圧、風速などの一般の気象データから得られる測定値を使用し算定するペンマン式を組み合わせた方法などがある。熱収支式に基づく推定式には様々なものがあるため、適用条件や仮定条件をよく把握して使用することが求められる。そして、この方法を使用する場合の大前提にあるのが、純放射が測定されているという点である。しかし、一般に純放射が測定されていることは稀で、日射量や日照時間、気温、水蒸気圧などの一般の気象データから純放射量を求めることが多い。そこで次章では、純放射を求める際に使用される有効長波放射推定式とアルベドに焦点を当てた研究を展開する。

参考文献

- 三野徹，丸山利輔（1989）：蒸発散（その 1），農土誌，57，305-312.
大槻恭一（1989）：蒸発散（その 8），農土誌，57，1065-1071.
杉田倫明（2008a）：水文学，共立出版株式会社，p.3.
杉田倫明（2008b）：水文学，共立出版株式会社，p.93-126.
UNESCO（1971）：Scientific Framework of World Water Balance, Paris, p.27.
矢野友久（1989）：蒸発散（その 4），農土誌，57，623-628.

2. 有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析

2.1 はじめに

地上での熱収支の研究を行うためには、純放射が必要となる場合が多い。純放射は、短波放射の上向きと下向き、長波放射の上向きと下向きから構成される。しかし、一般の気象観測では日射（下向き短波放射）と日照時間を観測している場合が多く、純放射は短波放射と長波放射の推定により求める場合がある。前者は日射とアルベドによって求められ、後者は、後述する FAO やペンマンが提唱した推定式によって求められている。しかし、これらの式に使われている係数は、外国の気象資料によって求められたもので我が国の資料によって求められたものではない。したがって、本研究は、我が国の気象資料に基づいて有効長波放射推定のための実用式に使用されている係数の提案と長期資料によるアルベドの分析を目的として行うものである。

本研究に関連する研究の現状は次の通りである。長波放射に関する研究には、地球温暖化に伴う積雪融雪と関連した研究、建築物の冷暖房に関連した研究が極めて多く、本研究のように森林や農地の熱収支に関連して行われた研究は多くない。特に、本研究のように、純放射を推定する目的で長波放射を研究した事例は限られている。

近藤ら（1991）は日射量と下向き大気放射量の推定について研究し、快晴日の値を気温と有効水蒸気量から推定する式と雲の効果を表す式を提案している。松井（2010）は本研究に関連して、重要な研究を展開している。まず、ペンマンが提唱した式と FAO の式を取り上げ、館野（茨城県）の資料を用いて有効長波放射を推定し、ペンマン型の推定式が良いことを明らかにしている。しかし、この式に使用されている係数は、地域によって異なり、外国で決定された係数が我が国に適用可能とは限らないとしている。続いて松井・勝元（2013）は、ペンマン式で用いられる有効長波放射量推定式の係数について、世界 18 ケ国の資料を用いその適合度を評価している。さらに、松井・大澤（2013）は WMO の BSRN 資料を用い、下向き長波放射量の検証を行い、近藤らの研究と対比して考察している。

アルベドに関する研究は、長波放射の場合と同様、積雪面や建築物の反射特性に関する研究が圧倒的に多く、農地や森林に関する研究は限られている。

手計ら（2010）は保水性人工芝システムの環境特性に関する基礎的研究の中で、室内実験により、人工芝のアルベドとこれまで研究されてきた各種の土地利用に対するアルベドを比較している。Gu et al.（2001）は鳥取砂丘における地表面のアルベドの日変化を実測し、アルベドに関係する要因の分析を行っている。

Baten and Kon (1997) は作条作物の畝の方向とアルベドとの関係について研究し、アルベドの日変化について研究を展開している。しかし、本研究に直接活用できる時間単位のアルベドの研究はなされていない。以上の先行事例から明らかかなように、本研究の目的に合致した研究はこれまで行われていない。

本研究の目的、すなわち、有効長波放射推定式の係数決定には、長期の精度の高い気温、日射、日照時間及び長波放射の実測値が必要である。近年、この問題を検討するに十分な気象資料が農研機構・農業研究センター、同・農村工学研究部門を中心に整備されつつあり、この研究が行える時期が到来したと考える。

2.2 研究手法

2.2.1 有効長波放射の推定式

純放射は、日射（下向き短波放射）と長波放射によって次のように表せる。

$$R_n = S_D - S_U + L_D - L_U = S_D(1 - \alpha) - L_n \quad (1)$$

ここに、 R_n ：純放射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 S_D ：下向き短波放射（全天日射量）($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 S_U ：上向き短波放射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 L_D ：下向き長波放射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 L_U ：上向き長波放射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 α ：アルベド、 L_n ：有効長波放射 ($L_n = L_U - L_D$) ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)。

ペンマンやFAOは有効長波放射を次のような形式で推定することを提唱している (Doorenbos and Pruitt, 1977 ; Allen et al., 1998 ; Penman, 1948)。

$$L_n = \sigma \left\{ \frac{T_{k,max}^4 + T_{k,min}^4}{2} \right\} (a_1 - a_2 \sqrt{e_a}) \left\{ a_3 \frac{n}{N} + a_4 \right\} \quad (2)$$

ここに、 L_n ：有効長波放射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 σ ：ステファン・ボルツマン定数 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$)、 $T_{k,max}$ ：単位時間の最高気温 (K)、 $T_{k,min}$ ：単位時間の最低気温 (K)、 e_a ：蒸気圧 (kPa)、 n ：日照時間 (h)、 N ：可照時間 (h)。

本研究は、この形式を採用し、この式の中の係数 (a_1, a_2, a_3, a_4) を我が国で実測されている気象資料によって定めることを目的とする。この場合、日単位と時間単位の資料で求めた有効長波放射が必要な場合があるので、両者について検討する。

2.2.2 気象資料

本研究を行うには、日射、上向き短波放射及び上向き・下向きの長波放射の測定値が必要である。これにより純放射とアルベドが求められる。この条件を満足する気象資料は、前述のように、北海道農業研究センター（札幌）、東北農業研究センター（盛岡）、農村工学研究部門（つくば）において長期にわたり測定されており、この資料を使用した。

これらの研究機関の所在地、標高、観測露場の広さ、風速計の高さなどの諸元及び資料の分析期間を **Table 1** に、観測項目、観測機器の種類、形式などを **Table 2** に示した。なお、使用した資料は、時間単位を基本とし、それをまとめて日単位資料とした。また、資料の具体的な取り扱い方は以下の通りである。

Table 1 観測機関の所在地、諸元、分析期間
Location, specification of observation sites and analysis period

項目	札幌	盛岡	つくば
緯度	43.0'4"	39.49'10"	36.01'
経度	141.24'7"	141.08'18"	140.05'
標高	70m	175.5m	26m
観測露場	20m×30m(芝)	— (芝)	43m×56m(芝)
風速計高	10m	6.5m	10.0m
分析期間	2001～2009年	2009～2018年	2011～2019年

2.2.2.1 有効長波放射分析に対する資料

- ① 蒸気圧は、札幌では実測値がなく、気温から飽和水蒸気圧を求め、相対湿度を乗じて求めた。盛岡とつくばは実測値を使用した。
- ② 最高・最低気温は札幌と盛岡は実測値を使用した。つくばでは記載がなく、平均気温で代用した。なお時間単位の分析では時間最高・最低気温、日単位の分析では日最高・日最低気温を使用した。
- ③ 気温、相対湿度または水蒸気圧、日照時間、長波放射、短波放射のいずれかが欠測となっている場合、その時間単位で分析から除外した。
- ④ 観測機器等の不具合と思われる実測値を検出するため、全資料の標準偏差を算定し、標準偏差の5倍以上となる実測値を異常値とし、その資料を時間単位で分析から除外した。
- ⑤ 長期間欠測のある盛岡での2012年及び2016年の資料、つくばでの2016年及び2018年の資料を除外した。
- ⑥ 日照率は、日単位の場合は当該期間の日照時間と可照時間の比率、時間単位

の場合は時間毎の日照時間と可照時間（1時間）の比とした。ただし、日の出、日の入時の可照時間は端数とせず1時間とした。

2.2.2.2 アルベドの分析に対する資料

- ① アルベド 1.0 以上のものを異常値として削除した。
- ② 日射ゼロの時に記録されている上向き短波放射をゼロとした。
- ③ 季節別・地域別変化を消去するため、時間毎の日射（下向き短波）と反射（上向き短波）の比（アルベド）を求め、その平均値で除してアルベドを基準化した。
- ④ この資料のゼロを除く平均値と標準偏差を算定し、標準偏差の 3 倍以上を異常値と定義し分析から除外した。

Table 2 各試験地の観測項目及び観測機器

Observation items, devices specification and name of company for the three test sites

観測項目	札幌	盛岡	つくば
気温 (温度計)	白金測温抵抗体 横河電子機器社製 E7061	白金測温抵抗体 クリマテック社製 C-HPT-10-JM	白金測温抵抗体 クリマテック社製 C-HPT
湿度 (温湿度センサ)	静電容量式薄膜センサ 横河電子機器社製 E7062	静電容量式 クリマテック社製 CVS-HMT-333-JM	温湿度センサ Vaisala社製 HMP-155D
気圧 (気圧計)	シリコン振動子式 横河電子機器社製 F4711-10-10	シリコン静電容量式 クリマテック社製 CVS-PTB220-JM	シリコン静電容量式 Vaisala社製 PTB210
日照時間 (日照計)	太陽電池式 横河電子機器社製 H0621-10	回転式 クリマテック社製 CEK-MS-093F	太陽電池式 石川産業社製 S-162
日射 (日射計)	熱電堆式 横河電子機器社製 H2122-00	熱電堆式 クリマテック社製 CPR-CMP11F-JM	熱電堆式 Kipp and Zonen社製 CMP21
長短波放射 (日射計・赤外放射計)	熱電堆式 英弘精機社製 MR-40	熱電堆式 クリマテック社製 CHF-RA01	熱電堆式 Kipp and Zonen社製 CGR4

2.2.3 有効長波放射推定式係数の最適決定方法

有効長波放射の推定式 (2) 式には実験的に定める 4 係数 (a_1, a_2, a_3, a_4) がある。これを最適化手法により決定した。最適化計算には EXCEL SOLVER (GRG: General Reduced Gradient) を用いた。目的関数は、(3) 式に示すように、実測値と推定値の差の絶対値の和が最小になるようにした。また、拘束条件は可照時間と非可照時間の和は一定という条件から (4) 式とした。

$$\text{目的関数} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |L_{n,obs} - L_{n,est}| \quad (3)$$

$$\text{拘束条件} \quad a_3 + a_4 = 1.0 \quad (4)$$

ここに、 $L_{n,obs}$: 有効長波放射の実測値 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 $L_{n,est}$: 有効長波放射の推定値 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)、 N : 資料数、 a_3, a_4 : (2) 式に示す係数。

上記の方針に従い、FAO の式の係数 $a_1=0.34, a_2=0.14, a_3=0.9, a_4=0.1$ を初期値として 4 係数 (a_1, a_2, a_3, a_4) を最適同定した。

2.3 分析結果

2.3.1 有効長波放射推定式係数の分析

2.3.1.1 日単位の分析

通常、長波放射が問題になるのは、日単位の資料で決定した係数の場合が多い。最初に、日単位の資料による分析結果を述べる。

まず、日単位の分析を行うにあたって、係数を定める期間を定めなければならない。ここでは資料をできるだけ長く一括して求める場合 (連続)、通年 (1 月～12 月)、作物生育期 (4 月～10 月) の 3 期間について検討した。作物生育期を設定した理由は、主として蒸発散が問題となるのは夏季であり、冬季は積雪の影響を考慮する必要があるためである。「連続」の場合は年次を超えて連続な資料を作成し、前述の 4 係数を一括して求めた。したがってこの係数は、いわば母集団の性質を表現していると理解できる。「連続」の場合の係数を **Table 3** の連続のレコードに示した。また、通年、作物生育期の 4 係数は気象資料を年別に分割して決定した。その場合の年平均と標準偏差を同じく **Table 3** に示した。この結果から、通年で決定した 4 係数の平均は「連続」で一括して決定した値と殆ど差が見られなかった。しかし、通年と作物生育期との差は明確で、目的により使い分ける必要性が明らかとなった。また、係数は、場所が一定であれば年度による変化は小さいが、場所が異なると係数は大きく変わることが示された。

Table 3 通年と作物生育期における日単位の有効長波放射推定式 (2) 式の最適係数

Optimum coefficients of the formula eq. (2) for net longwave radiation during all year and crop growing season in daily base

試験地	項目	通年				作物生育期			
		a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
札幌	連続	0.19	-0.02	0.79	0.21	0.36	0.12	0.75	0.25
	平均値	0.19	-0.02	0.79	0.21	0.36	0.12	0.76	0.24
	標準偏差	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
盛岡	連続	0.29	0.09	0.80	0.20	0.38	0.15	0.77	0.23
	平均値	0.29	0.08	0.80	0.20	0.38	0.15	0.77	0.23
	標準偏差	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03
つくば	連続	0.36	0.12	0.78	0.22	0.42	0.16	0.76	0.24
	平均値	0.36	0.11	0.81	0.19	0.42	0.15	0.80	0.20
	標準偏差	0.03	0.06	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02
FAO		0.34	0.14	0.90	0.10				
ペンマン		0.56	0.25	0.90	0.10				

次に、通年と作物生育期の違いを具体的に示すために、各試験地の初年度の推定値と実測値の関係を **Fig. 1** に示した。左側は通年の値であり、右側は、作物生育期の値である。札幌と盛岡では、期間を通年から作物生育期に限定することにより決定係数 (R^2) が大きくなり、推定精度が向上した。また、その場合の実測値と推定値の勾配と決定係数を **Table 4** に示した。推定値と実測値の勾配は約 1.0 を示し、決定係数も 0.9 以上と大きい。したがって、決定した係数は適切であることが分かる。この表から **Table 3** に示した係数を用いれば **Table 4** に示すように高い精度で長波放射の推定が可能であることが分かる。

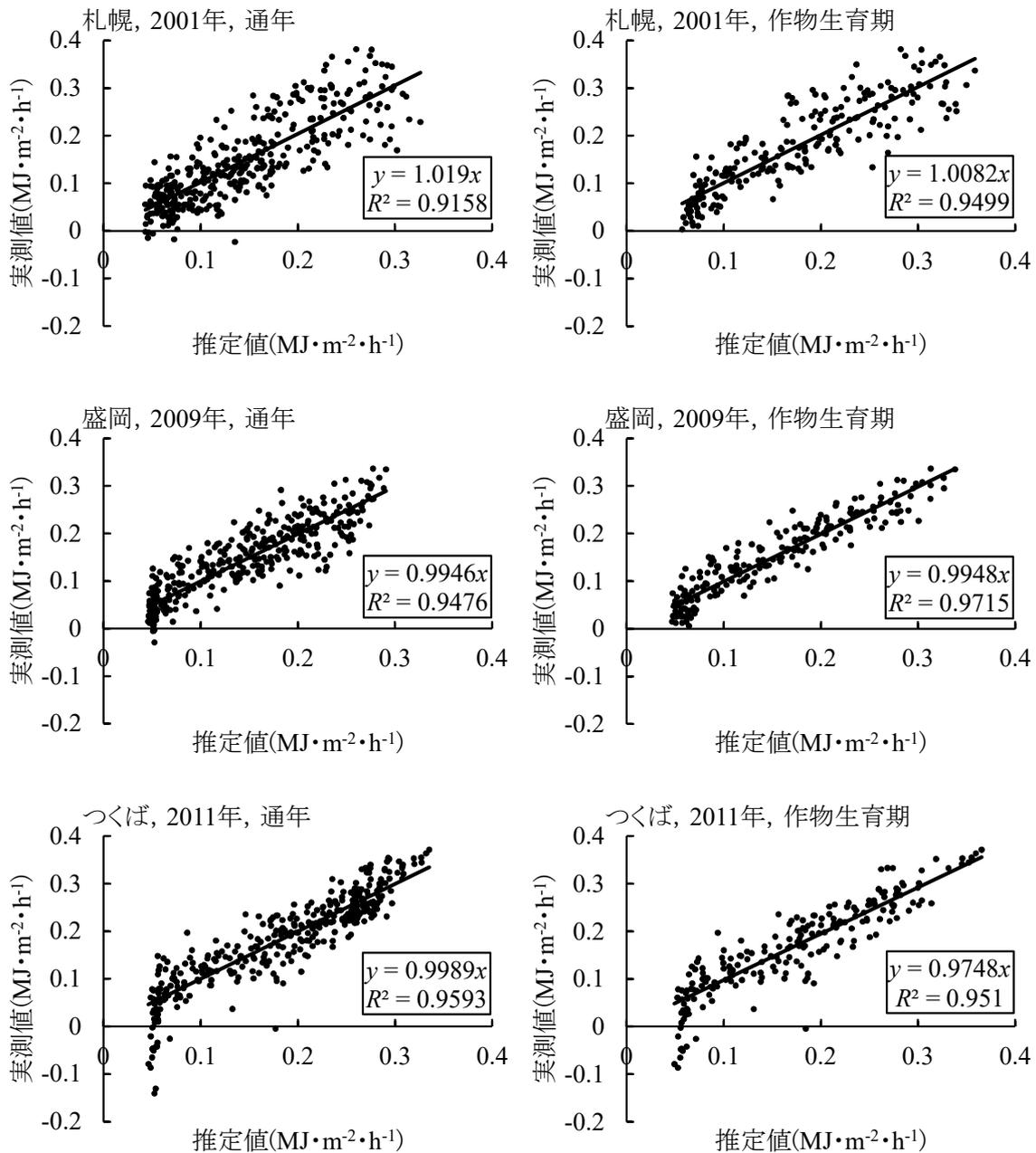


Fig. 1 日単位における有効長波放射の実測値と推定値の通年及び作物生育期の比較
Comparison of estimated and observed of net longwave radiation for year and crop growing season in daily base

Table 4 有効長波放射実測値と推定値に対する勾配と決定係数の比較
Comparison of estimated and observed for net longwave radiation of slope and R2 for all year and crop growing season

試験地	項目	日単位				時間単位			
		通年		作物生育期		通年		作物生育期	
		勾配	R^2	勾配	R^2	勾配	R^2	勾配	R^2
札幌	連続	1.011	0.928	1.007	0.963	1.042	0.826	1.024	0.882
	平均値	1.006	0.933	0.993	0.961	1.040	0.845	1.020	0.895
	標準偏差	0.007	0.007	0.016	0.019	0.019	0.048	0.019	0.030
盛岡	連続	0.999	0.946	1.003	0.969	1.021	0.837	1.007	0.883
	平均値	0.999	0.946	1.000	0.969	1.020	0.837	1.004	0.883
	標準偏差	0.010	0.011	0.006	0.015	0.004	0.012	0.008	0.018
つくば	連続	1.010	0.923	1.006	0.913	0.994	0.815	1.009	0.804
	平均値	1.001	0.936	0.990	0.933	0.992	0.821	1.001	0.815
	標準偏差	0.007	0.028	0.009	0.031	0.017	0.055	0.027	0.079

2.3.1.2 時間単位の分析

時間単位で長波放射の推定が必要なこともある。例えば著者らが研究しているポーエン比法の逆解析 (Maruyama et al., 2019) には純放射の時間記録が必要であるが、これに伴って時間単位の長波放射が必要になる。日単位の分析の場合と同様に、時間単位の分析結果の一例を **Fig. 2** に示した。左側は3試験地の通年の資料によるものであり、右側が期間を作物生育期に限定した結果である。いずれも良好な推定結果を示しているが、通年の場合、札幌はつくばに比較して分散が大きいこと、通年の方が作物生育期に限定した場合より分散が大きいことが認められる。また、原点近傍に資料が集中しているが、これは後述するように、日照率ゼロ、すなわち主として夜間の資料によるものである。時間単位の分析の場合、推定値と実測値の勾配と決定係数を **Table 4** に示し、係数の平均と標準偏差を地域毎に **Table 5** に示した。いずれも良好な推定精度を示している。ただし、時間単位の決定係数は日単位よりも小さい。

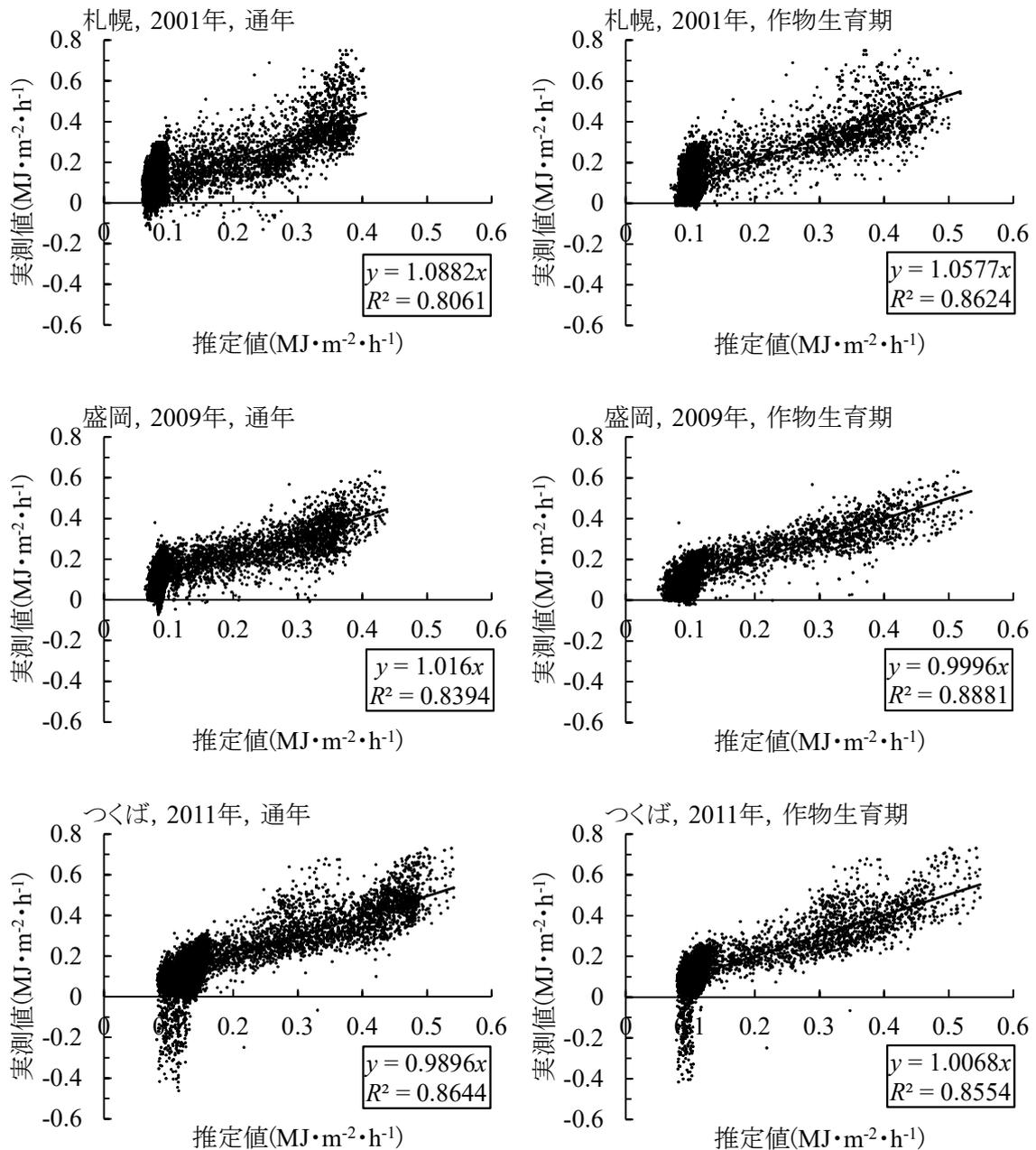


Fig. 2 時間単位における有効長波放射の実測値と推定値の通年及び作物生育期の比較
Comparison of estimated and observed of net longwave radiation for year and crop growing season in hourly base

Table 5 通年と作物生育期における時間単位の有効長波放射推定式 (2) 式の最適係数

Optimum coefficients of the formula eq. (2) for net longwave radiation during all year and crop growing season in hourly base

試験地	項目	通年				作物生育期			
		a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
札幌	連続	0.26	0.01	0.73	0.27	0.42	0.14	0.70	0.30
	平均値	0.26	0.01	0.73	0.27	0.43	0.15	0.70	0.30
	標準偏差	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02
盛岡	連続	0.37	0.12	0.75	0.25	0.48	0.20	0.75	0.25
	平均値	0.37	0.12	0.75	0.25	0.49	0.20	0.75	0.25
	標準偏差	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
つくば	連続	0.48	0.19	0.65	0.35	0.54	0.22	0.70	0.30
	平均値	0.49	0.19	0.66	0.34	0.54	0.21	0.71	0.29
	標準偏差	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02	0.02

2.3.2 アルベドの分析

2.3.2.1 年単位の分析

年単位の分析結果を **Table 6** にまとめた。この表から明らかなように、札幌では9年間の平均で0.42、盛岡では8年間平均で0.34、つくばでは7年間平均で0.21となり、北方に位置する試験地ほど年単位のアルベドが大きい。この理由は積雪面の反射が大きく、積雪期間のアルベドが大きく算定されたことによる。

Table 6 試験地における年間のアルベドの実測結果
Observation results of albedo in year for the three test sites

地域	下向き短波(S_D) ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$)		上向き短波(S_U) ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$)		アルベド	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
札幌	4,215	319	1,390	139	0.42	0.04
盛岡	4,653	157	1,343	99	0.34	0.02
つくば	4,865	267	984	65	0.21	0.01

2.3.2.2 月単位の分析

Fig. 3 に試験地毎に月別変化を示した。札幌と盛岡は、冬季に大きなアルベドを示しているが、これは前述の通り、積雪によるものと考えられる。つくばではこのような傾向はみられない。他の期間は、約 0.20 とほぼ一定の傾向を示すが、わずかに上向きに凹な傾向を示している。

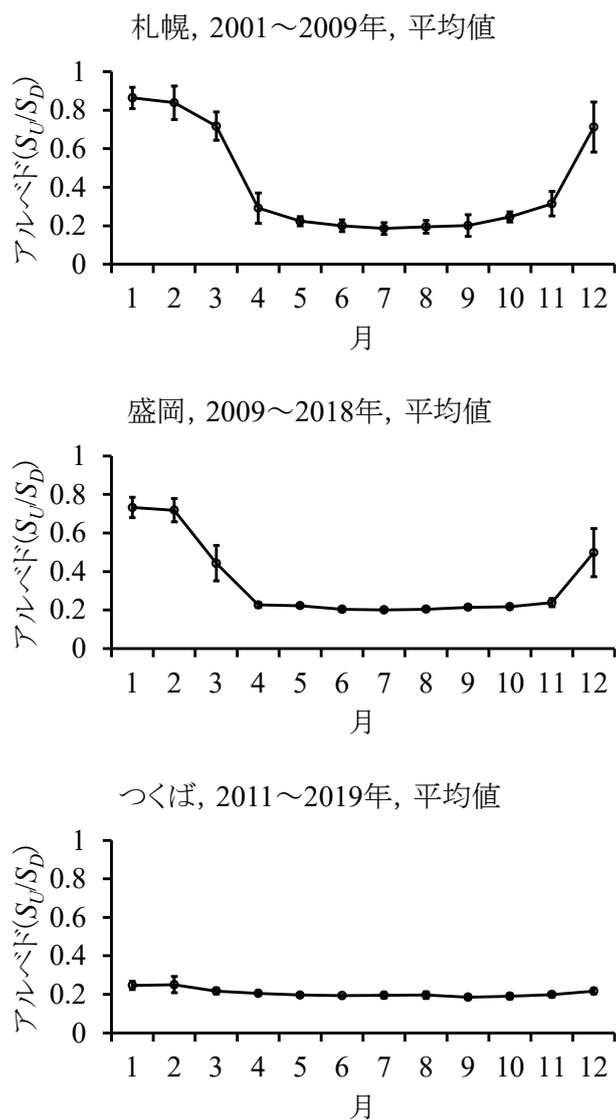


Fig. 3 試験地におけるアルベドの月別変化 (標準偏差)
Monthly change of albedo for the three test sites (Standard deviation error bar)

2.3.2.3 時間単位の分析

日中、太陽高度によって、アルベドがどのように変化するか検討する。検討に使用した資料は各試験地の初年度、すなわち札幌は2001年、盛岡は2009年、つくばは2011年である。アルベドの時間依存性を明確にするために、時間毎のアルベドを算定し、この平均値で各時間のアルベドを除して基準化し分析に供した。

分析の結果、平均値は当然1.0であるが、標準偏差は、札幌では0.16、盛岡では0.19、つくばでは0.16とつくばと地域差はなかった。この値の時間的变化の一例を **Fig. 4** に示した。この例からも明らかなように、日の出、日の入には若干変動の大きいアルベドを示し、他の時間は上向きのやや凹の形状を示すが、時間的な変動は大きなものではなかった。したがって、日単位のアルベドを時間単位に使う場合には、この図に示した程度の時間変動を無視したことになる。なお、日の出、日の入にみられる大きな変化は、この時間の実測値と観測値の有効数字が小さく、アルベドが大きく変動することによる。しかし、短波放射の絶対量が小さいので、全体に及ぼす影響は少ない。

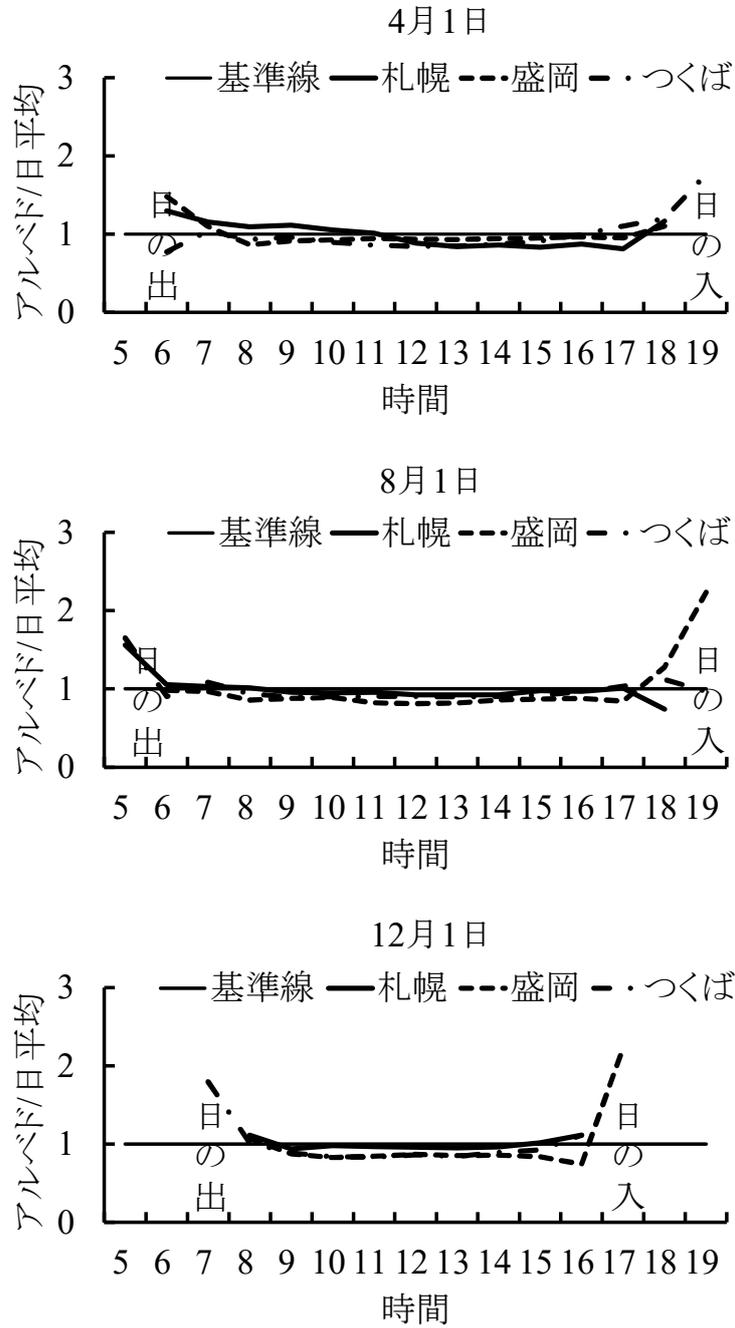


Fig. 4 時間平均基準によるアルベドの時間的变化
Hourly change of albedo by hourly mean value standard

2.4 考察

2.4.1 FAO とペンマンの式による推定値と実測値の比較

外国の資料に基づいて決定された係数 (**Table 3** FAO, ペンマンの係数参照) を我が国に適用した場合の推定精度について考察する。

Fig. 5 は札幌, 盛岡, つくばの分析初年度の気象資料を使って FAO とペンマンの式によって求めた推定値と当該試験地における実測値を比較したものである。この例によると両者の勾配より, FAO の式による推定値よりも実測値が約 8~25%大きく, 一方ペンマンの式では約 20~31%小さいことが示されており, どちらも直接我が国に適用すれば推定誤差が大きいことが分かる。

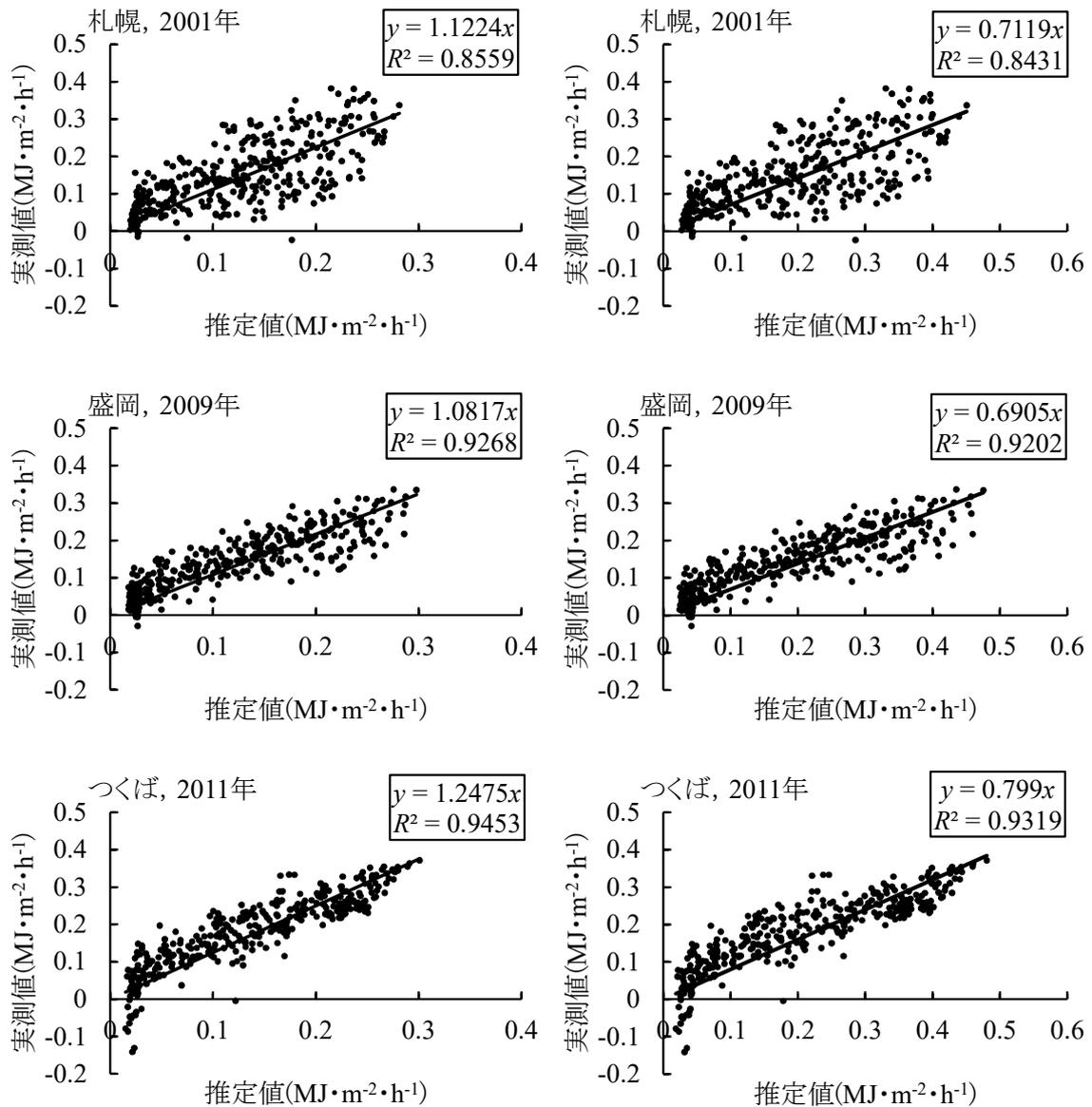


Fig. 5 日単位における有効長波放射の実測値と FAO の式 (左側), ペンマンの式 (右側) による推定値の比較

Comparison of estimates by FAO's, Penman's formula and observed net longwave radiation in daily base

2.4.2 有効長波放射に与える係数の影響

ある地域の有効長波放射を推定する場合、その地域の気象資料で推定式の係数を決定するのが原則であるが、異なる地域で決定した係数を用いた場合、その推定誤差が問題である。この問題を考察するために、係数の差異が、推定された有効長波放射にどのように影響するか、日単位の資料を分析し年単位にまとめて **Table 7** に示した。上表が通年、下表が作物生育期である。この表のカラム 1 には使用した気象資料の試験地名を示し、カラム 3 には実測の有効長波放射 (L_n) を示している。カラム 4~8 には L_n 推定式の試験地名を示し、この試験地で求めた係数（連続）を使って、推定値を求めた。

例えば、FAO の $0.119\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ は FAO で推奨されている $a_1=0.34$, $a_2=0.14$, $a_3=0.9$, $a_4=0.1$ を (2) 式に代入し、札幌の 9 年間の日単位のデータを年毎にインプットして求めた平均値である。この値をこの期間の札幌の実測値 $0.142\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$ と比較すれば推定式の適合度（推定 L_n /実測 L_n ）を判定できる。この表から明らかなように、例えば札幌の有効長波放射を推定するために FAO の係数を使用すれば 84%（すなわち 16%の過小評価）になることを示している。このように、使用する係数によって、大きな推定誤差が発生する。当然、札幌の有効長波放射を推定するために札幌のデータによって定めた係数を使えば、99%の精度で推定できる。

同一試験地でも推定誤差があり、ある程度の誤差を許容すれば、特定の試験地で求めた係数が他の試験地でも使えると判断する目安になる。ここでは仮に 10%を許容範囲として考察する。通年の場合、例えば札幌の気象資料で盛岡の係数を使って算定した有効長波放射は、97%となり、10%以内の差であるから、盛岡の係数を使っても良いと判断される。しかし他の地区の係数は 10%以上の差を生ずるので使えないことになる。一方、作物生育期では札幌において、ペンマンの係数を使った場合が 106%、盛岡が 91%、つくばが 106%となり、これらの地区の係数は許容範囲に入る。したがって、札幌では、FAO 以外の係数が使えると判断できる。同様に盛岡では、札幌は 10%以内となるが、その他の地区の比率は 10%以上となるため適用できない。つくばを中心に考えるとペンマンと札幌は許容範囲に入る。このように一方から見ると許容範囲に入っても逆は成立しないこともある。

Table 7 (2) 式の係数 ($a_1 \sim a_4$) が有効長波放射に与える影響
Effects of the coefficients ($a_1 \sim a_4$) in eq. (2) on net longwave radiation

試験地	項目	通年						備考
		実測 L_n ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)	推定 L_n ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)					
			FAO	ペン マン	札幌	盛岡	つくば	
札幌	平均値	0.142	0.119	0.186	0.140	0.138	0.164	9年
	(3) 式の平均値		0.050	0.066	0.035	0.039	0.044	
	推定 L_n /実測 L_n		0.84	1.31	0.99	0.97	1.16	
盛岡	平均値	0.138	0.117	0.181	0.145	0.138	0.163	8年
	(3) 式の平均値		0.037	0.060	0.036	0.028	0.036	
	推定 L_n /実測 L_n		0.85	1.31	1.05	1.00	1.18	
つくば	平均値	0.174	0.125	0.191	0.165	0.149	0.173	7年
	(3) 式の平均値		0.061	0.061	0.060	0.049	0.041	
	推定 L_n /実測 L_n		0.72	1.09	0.95	0.85	1.00	

試験地	項目	作物生育期						備考
		実測 L_n ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)	推定 L_n ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)					
			FAO	ペン マン	札幌	盛岡	つくば	
札幌	平均値	0.174	0.120	0.184	0.172	0.158	0.183	9年
	(3) 式の平均値		0.056	0.044	0.029	0.032	0.031	
	推定 L_n /実測 L_n		0.69	1.06	0.99	0.91	1.06	
盛岡	平均値	0.147	0.109	0.165	0.162	0.146	0.170	8年
	(3) 式の平均値		0.040	0.041	0.027	0.022	0.031	
	推定 L_n /実測 L_n		0.74	1.12	1.10	0.99	1.16	
つくば	平均値	0.162	0.103	0.151	0.158	0.139	0.162	7年
	(3) 式の平均値		0.070	0.050	0.043	0.048	0.042	
	推定 L_n /実測 L_n		0.64	0.94	0.98	0.86	1.00	

2.5 討論

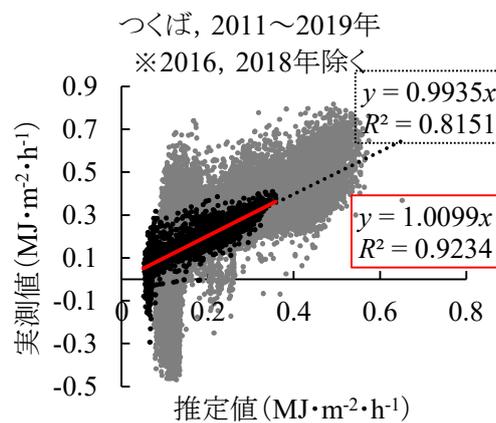
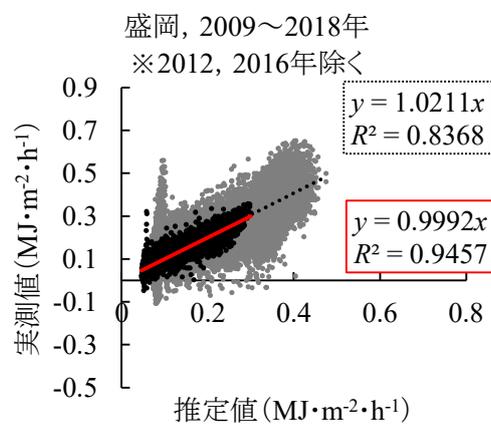
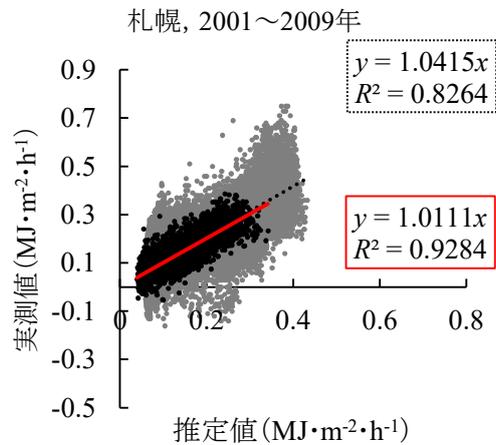
2.5.1 日単位の分析と時間単位の分析の比較

日単位の分析と時間単位の分析にどのような違いがあるのか同一場所，同一年次の資料を重ねて **Fig. 6** に示した。

時間単位の分析結果では，日単位に比較して，実測値，推定値共により広く分布している。これは時間単位の分析では，昼間と夜間の変化が含まれているのに対し，日単位の分析ではこれが平均化されており，資料に表れないからである。また，つくばの原点付近に特徴的にみられるように，実測値がマイナスになっているにも拘わらず推定値はマイナスを示していない。このマイナス値は，日照がゼロの時，すなわち夜間に集中的に現れる。この理由は次のように推定される。

夜間には地温が下がり上向きの長波放射が小さくなるのに対し，昼間に蓄熱された暖かい雲などからの熱による，下向きの長波放射が卓越する。したがって，実測値はマイナスとなる。この現象は昼夜の時間変動に起因するので，時間単位の資料に特徴的に表れる。勿論，日単位の資料にも若干みられるが，時間単位ほど顕著ではない。この現象は，場所によって程度が異なり，札幌や盛岡では，つくばほど顕著ではない。

この現象に対し，現在検討している推定式 (2) 式ではこのマイナスの有効長波放射は表現できない。本モデルの限界と考える。将来の検討課題として今後新たなモデルの提案が期待される。



凡例 灰色点, 点線: 時間単位 黒点, 実線: 日単位

Fig. 6 有効長波放射の日単位・時間単位の分析による推定値と実測値の比較
Comparison of estimated and observed of net longwave radiation for daily and hourly data

2.5.2 既往の研究との関係

本研究と類似の研究は、我が国では少ないが、日単位の分析では松井（2010）の研究及び松井・勝元（2013）の研究が見られる。松井・勝元（2013）は世界の18観測所の観測結果をもとに、有効長波放射推定式の係数の気候依存性と雲の効果に対する妥当性を検討している。この視点から見れば本研究は湿潤気候の日本に限定された結果と位置づけられる。また、館野において $a_1=0.37$, $a_2=0.16$ を最適値としているが、本研究では館野に近いつくばの値は $a_1=0.42$, $a_2=0.16$ となっている。加えて、晴天日を選んで雲の効果とは別に係数 a_1 , a_2 を決定しているのに対し、本研究は、これに日照に関する係数 a_3 , a_4 ((4) 式の拘束条件により実質 1 変数) も同時に決定している。晴天日の定義と決定が困難なことに加え、雲量と湿度には関係があると思われるので、この 4 変数を同時に決定するのが合理的と考える。今日では、EXCEL SOLVER が開発されているので、この問題は容易に解決される。

2.6 おわりに

本研究の目的は、有効長波放射推定式に使用されている係数の提案と長期資料によるアルベドの分析である。現在では、純放射を実測している気象観測所が増加しているが、これまでは、日射と日照時間を測定している場合が多かった。特に、農業関係では、現在でもこの方法で観測している場合が多いと思われる。本研究では、札幌、盛岡、つくばの気象資料を使用して純放射推定に必要な有効長波放射とアルベドの分析を行った。

有効長波放射については、3 試験地の長期にわたる実測値に基づき、有効長波放射推定式の各係数 (a_1 , a_2 , a_3 , a_4) の同定を行い、実用に供せられるようにした。この場合、使用目的によって、より適切な係数が使えるように、分析期間を通年と作物生育期 (4 月~10 月) に分けて検討した。有効長波放射の推定には、これまで使われてきた (2) 式を基本とし、EXCEL SOLVER を使って、係数を最適同定した。この結果、以下のことが明らかになった。

- 係数には地域性があり、地域毎に適切な係数を選択することが重要である。
- 作物生育期に限定することにより、積雪の影響が考えられる札幌と盛岡では係数の推定精度が向上する。
- 日単位の推定値は精度が高いが、時間単位の推定では決定係数がやや小さく、精度は日単位ほど高くない。

アルベドについては、3 試験地の長期にわたる実測値から年単位、月単位、時間単位で分析を行った。この結果、以下のことが明らかになった。

- 年間平均では北に位置するほど高い値を示し、月別では積雪期を除くとい

れの地域も約 0.20 を示し、夏季にはやや小さい値を示す。

- アルベドの時間変化の影響（時間依存性）は大きくない。

本研究は、日本全体をカバーする気象項目によって分析を試みたいと希望していたが、中四国及び九州・沖縄農業研究センターでは観測資料に課題があり採用していない。つくば以北の地域の分析にとどまっている。該当する資料が入手できれば是非とも補足したいと考えている。以上の成果は、限られた 3 試験地の気象観測露場の資料によるものであり、今後多くの条件で同様な分析が行われ、資料の蓄積が図られることが望ましい。

引用文献

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. (1998) : *Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)* , FAO irrigation and drainage paper, 56, 50-53.
- Baten, M.A. and Kon, H. (1997) : Comparisons of Solar Radiation Interception, Albedo and Net Radiation as Influenced by Row Orientations of Crops, *J. Agric. Meteorol.*, **53**(1), 29-39.
- Doorenbos, J. and Pruitt, W.O. (1977) : *Crop water requirements*, FAO irrigation and drainage paper, 24, 15-29.
- Gu, S., Otsuki, K. and Kamichika, M. (2001) : Estimation of Daily Albedo on Tottori Sand Surface, *J. Agric. Meteorol.*, **57**(1), 1-10.
- 近藤純正, 中村 亘, 山崎 剛 (1991) : 日射量および下向き大気放射量の推定, *天気*, **38**(1), 41-48.
- Maruyama, T., Ito, K. and Takimoto, H. (2019) : Abnormal data rejection range in the Bowen ratio and inverse analysis method for estimating evapotranspiration, *Agricultural and Forest Meteorology*, **269-270**, 323-334.
- 松井宏之 (2010) : ペンマン型蒸発散量推定式における有効長波放射量推定式の比較, *農業農村工学会論文集*, **270**, 95-100.
- 松井宏之, 勝元修平 (2013) : Penman 式で用いられる有効長波放射量推定式の係数に関する考察, *農業農村工学会論文集*, **283**, 75-80.
- 松井宏之, 大澤和敏 (2013) : 地表面温度推定値を用いた関東地方における有効長波放射量推定式の比較, *応用水文*, **25**, 15-24.
- Penman, H.L. (1948) : Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **193**, 120-145.
- 手計太一, 丸山達也, 乾 真寛 (2010) : 保水性人工芝システムの熱環境特性に関する基礎的研究, *水文・水資源学会誌*, **23**, 18-31.

3. 結論

これまで純放射が測定されていない場合は気温・相対湿度・日照時間から有効長波放射を，日射・アルベドから有効短波放射を求めていた。

しかし，有効長波放射推定式の係数は，外国の資料に基づき決定されたもので，我が国の資料によったものではなかった。

本研究は，国立研究機関3試験地の時間単位の気象資料に基づき，日単位・時間単位で推定式の係数を決定し，実用に供し易い形式でまとめた。係数は，これまでの推定式の型を基本とし，実測値を再現するよう最適同定した。

この結果，係数には地域性があり，地域毎に決定することが原則であることを確認し，積雪のある地域では作物生育期（4月～10月）に限定することにより，係数の推定精度が向上することを示した。また，アルベドの時間変化の影響は小さく，月別では積雪期を除くと約0.20であることを示した。

これらの知見は，灌漑計画や水資源計画における蒸発散量の推定精度の向上に寄与するものと考えられる。

4. 今後の展望

本研究では熱収支法に注目し、研究を展開した。第2部の最後に、共著者として研究に携わった蒸発散に関する研究を概観しておきたい。

1章では、蒸発散に対する熱収支法からのアプローチにおいてボーエン比を用いる方法を挙げたが、このボーエン比法は2高度の気温と湿度の測定値が必要となることに汎用性への課題があった。この欠点を解消するため、1高度の気温と湿度の測定値を利用し、もう一つの高度には地表、あるいは植被上を選び、熱収支を満足させるように、この高度の気温と湿度を逆に最適化手法により決定し、ボーエン比により蒸発散を求める新しい方法が提案された (Maruyama and Segawa, 2016a)。Maruyama and Segawa (2016a) は森林地を、Maruyama and Segawa (2016b) は湿潤地を、Maruyama and Segawa (2017) は乾燥地を対象に逆解析法を適用している。その後、ボーエン比の異常値の問題についての研究が続いている (伊藤・丸山, 2019; 丸山・伊藤, 2019; Maruyama et al., 2019)。丸山ら (2021) では、広域の実蒸発散量に注目し、逆解析による推定実蒸発散量とペンマン可能蒸発量及び補完法による実蒸発散量を分析・比較検討し、我が国での補完法の適用性について述べている。また、Maruyama and Fujii (2022) では、先の研究 (Maruyama and Segawa, 2016a など) において課題であった FLUXNET のエネルギー収支の閉鎖問題を解決するため、FLUXNET2015 を使用して森林地を対象に逆解析法の精度評価を試みている。一方で、熱収支法以外に水収支法を挙げたが、伊藤ら (2020) は流域水収支解析に逆解析法による蒸発散量を使用し、レーダーアメダス解析雨量の入力値 (降水量) としての使用について検証を試みている。このように逆解析法については、今も改良や適用事例を拡大することで精度の向上を試みている。

このように、蒸発散量の推定に逆解析法という新たな手法を用いた研究に取り組んでいる。また今後さらに適用事例を増やすことにより、上記の研究は今後の蒸発散研究の進展に大いに寄与していくものと考えられる。

引用文献

- 伊藤浩三, 藤井三志郎, 丸山利輔 (2020) : 手取川山地流域の水収支解析によるレーダーアメダス解析雨量の推定精度の検討, *農村工学会論文集*, 311, I_185-I_191.
- 伊藤浩三, 丸山利輔 (2019) : 蒸発散推定における異常値の定義と熱収支ボーエン比法への適用, *農業農村工学会論文集*, 309, I_159-I_167.
- 丸山利輔, 伊藤浩三 (2019) : 蒸発散推定のための逆解析法とボーエン比法及び渦相関法との比較－異常値を処理した場合の事例－, *農業農村工学会論文集*, 309, I_169-I_178.
- Maruyama, T., Ito, K. and Takimoto, H. (2019) : Abnormal data rejection range in the Bowen ratio and inverse analysis methods for estimating evapotranspiration, *Agricultural and Forest Meteorology*, 269-270, 323-334.
- Maruyama, T. and Fujii, S. (2022) : Accuracy evaluation of evapotranspiration estimated by inverse analysis using FLUXNET2015 at forest sites, *Hydrological Processes*, 36 (12), e14762.
- 丸山利輔, 藤井三志郎, 伊藤浩三 (2021) : 逆解析による推定実蒸発散量とペンマン可能蒸発量及び補完法による実蒸発散量との比較－北海道, 東北, 西日本農業研究センター及び農村工学研究部門の気象資料による－, *農業農村工学会論文集*, 313, I_343-I_352.
- Maruyama, T. and Segawa, M. (2016a) : Reciprocal analysis of sensible and latent heat fluxes in a forest region using single height temperature and humidity based on the Bowen ratio concept, *J. Water Resource Prot.*, 8, 724–742.
- Maruyama, T. and Segawa, M. (2016b) : Application of the reciprocal analysis for sensible and latent heat fluxes with evapotranspiration at a humid region, *Open Journal of Modern Hydrology*, 6, 230–252.
- Maruyama, T. and Segawa, M. (2017) : Estimation of the sensible and latent heat fluxes by reciprocal analysis at an arid and semi-arid region, *Open Journal of Modern Hydrology*, 7, 38-64.

第 1 部要旨

第 1 部では、分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試みに関する研究を展開している。

第 1 章では、扇状地における水循環の方向は流域の水循環の方向とは異なり、個別に研究することの意義を整理している。これを踏まえ、過去に地盤沈下や塩水化などの地下水障害が発生し、現在も地盤沈下が進行している手取川扇状地を研究対象に、未知の地下水流動をモデルにより明らかにすることを目的に設定している。

第 2 章では、手取川扇状地における手取川浸透水の左右岸への分配を明らかにするために、分布型タンクモデルによる地下水流動解析を試みている。具体的には対象領域の地下水流動は地下水位等高線の直交方向に限定され、地表や河川からの浸透水を受けながら流下する現象と捉え、手取川を 4 区間に、扇状地を 13 ブロックに分割しモデルを構築している。また、地表浸透は土地利用別(田、宅地、その他)に違いを表現できるように構成している。その結果、本モデルでは地下浸透及び地下水流動過程を場所毎に定量化するとともに、河川浸透水の地下水への影響を量的に評価できることを示している。

第 3 章では、長期での浸透量の変化が手取川扇状地の地下水位の変化に与えた影響を評価することを目的とし、長期解析に必要なモデルの改良を行うとともに、長期のシミュレーションを行っている。モデルでは、浸透量変化の主な要因として、都市化と水田の減少に伴う土地利用の変遷、ほ場整備の実施による浸透量の減少を想定し、モデルの改良に伴うモデル係数の設定方法の検討を行っている。シミュレーションの結果では、モデルの再現性について係数決定に依然として課題が残るとしている。

第 4 章では、第 1 部の結論として、本モデルは今後の地下水利用や管理に活用できるだけでなく、地下水開発の影響が場所毎に特定できる特徴があり、地域の地下水開発目標に応じて有用に機能するなど、本モデルの有効性を述べている。

第2部要旨

第2部では、有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析に関する研究を展開している。

第1章では、蒸発散は地球上の水循環を構成する一部であり、研究対象としての重要性を述べている。また、蒸発散量の測定法や推定法を渦相関法と熱収支法及び水収支法の3分類で整理し、このうち、熱収支法による推定の場合には純放射が測定されていることが前提で、測定されていない場合は推定する必要があることを述べている。

第2章では、純放射を推定する場合はその構成要素である有効長波放射を推定する必要があるが、その推定式の係数はわが国の気象資料で決定したものではなかった。そこで、わが国の気象資料から日単位や時間単位での係数の決定を試み、実用に供しやすい形で整理している。その結果、係数には地域性があり、地域毎に決定することが原則であること、積雪地域では作物生育期(4月～10月)に限定することにより、係数の推定精度が向上することを認めている。加えて、純放射を推定する際に必要なアルベドの分析を長期資料により行っている。その結果、アルベドの時間変化の影響は小さく、月別では積雪期を除くと約0.20であることを示している。

第3章では、第2部の結論を整理し、第4章では、共著者として研究に携わった蒸発に関する研究を概観し、今後の展望について述べている。

著者論文

以下に本論文を構成する公表論文を記載する。

(第1部 手取川扇状地の地下水流動に関する研究)

藤井三志郎, 丸山利輔 (2022) : 分布型タンクモデルによる手取川扇状地の地下水流動解析の試み, 農業農村工学会論文集, 90 (2), II_111-II_122, DOI : 10.11408/jsidre.90.II_111.

(第2部 蒸発散量の推定に関する研究)

藤井三志郎, 伊藤浩三, 丸山利輔 (2021) : 有効長波放射推定式の係数とアルベドの分析, 農業農村工学会論文集, 89 (1), I_191-I_199, DOI : 10.11408/jsidre.89.I_191.

謝 辞

本論文の執筆に当たりましては、まずは、石川県立大学の丸山利輔参与から格別のご指導とご鞭撻を賜りました。ここに記して改めて謝意を表します。研究内容はもちろんのこと、その他様々なことを幾度となく議論させていただきましたこと、大変嬉しく思っており、貴重な時間であったと考えております。また、同大学環境科学科の瀧本裕士教授には、様々なご相談をさせていただき、優しくご対応またご協力をいただきました。

第1部の研究では、石川県生活環境部環境政策課より貴重な地下水位観測データ及び揚水量データをご提供いただきました。また、気象観測や流量観測など長期にわたる資料も利用させていただきました。これはひとえに関係各機関のご尽力の賜物であると考えます。ここに記して、これまでのご尽力に敬意を表するとともに、今後も継続した観測活動を願いたいと思います。

第2部の研究では、農研機構・北海道農業研究センター羊ヶ丘気象観測部門、同東北農業研究センター厨川気象観測部門、同農村工学研究部門より貴重な気象資料をご提供いただきました。関係各位に深甚の謝意を表したいと思います。

最後に、このような研究活動の機会を与えてくださりました石川県、また、関係各位に感謝の意を表します。