

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
Analysis of Water Balance and Influences of High-turbidity River Water on
Groundwater level in an Alluvial Fan by a Lumped Hydrologic Model

高瀬恵次*・藤原洋一*

*石川県立大学 生物資源環境学部 (〒921-8004 石川県野々市市末松 308)

TAKASE Keiji*, FUJIHARA Yoichi*

*Ishikawa Prefectural University (108 Suematsu Nonoichi-city Ishikawa, 921-8836)

Abstract

A huge landslide occurred on the upper reaches of the Tedoru River in early spring of 2015. It caused high-turbidity water and the turbid water continued to flow in several years. It brought a great amount of sediments to the river and paddy fields. Groundwater level in the fan began to decrease just after the occurrence of turbid river flow in May 2015 and we had serious problems that industrial or domestic water was in short supply and some springs dried up. In this paper, a lumped parametric hydrologic mode was developed to evaluate the influences of turbid river water on groundwater level and to analyze water balance in the fan area. As a result, it was concluded that the percolation from paddy fields and seepage from the river played an important role of recharging groundwater and the turbid water affected groundwater level.

Key words: water balance, highly turbid water, groundwater level, , hydrologic model, alluvial fan

要 旨

2015年5月、石川県手取川上流域で大規模な斜面崩壊が生じた。そして、これに伴う高濃度濁水が長期にわたって流下し、微細土砂が扇状地部の河床や農業用水路および水田に堆積して大きな問題となった。この濁水発生直後から扇状地内の地下水位は急激に低下し、非灌漑期（積雪期）にはやや回復するものの、灌漑期（融雪期）には再び低下する傾向が数年継続している。そこで、本研究では手取川扇状地の水循環を表現する集中定数型モデルを構築し、同扇状地の地下水を含む水収支構造を明らかにするとともに、高濃度濁水が地下水位に及ぼす影響を評価した。そして、手取川扇状地の地下水は水田からの浸透と手取川からの伏流によって涵養され、これが同扇状地内の豊富な地下水利用を可能にしていること、濁水の影響は濁水発生後数年でかなり解消されつつあることを示した。

キーワード: 扇状地の水循環, 河川の濁水, 地下水位, 水循環モデル, 扇状地

1. はじめに

石川県加賀地方に広がる手取川扇状地は地下水に恵まれ、多くの市町で地下水が工業、上水道用水さらには消雪用水などに利用されている。同扇状地内の地下水位は工業用水のための過剰揚水や水田面積の減少により1990年代後半にかなり低下したが、その後、低下が収まったためか、地下水利用と管理は各市町の判断に委ねられているのが現状である。しかしながら、2015年5月に発生した手取川上流域での大規模な斜面崩壊による高濃度濁水と時期を一にして扇状地内の地下水位が急激に低下し、工業用

水の不足や下流域における湧水量の減少・枯渇など大きな問題が発生した。また、2018年1～2月の豪雪時には大量の地下水が消雪用水として利用され、急激な地下水位低下を生じた。このような問題に対処し、豊富な地下水を将来にわたって保全・維持するためには、扇状地における水循環構造を理解し、地下水の流れや収支についての情報を得ることが重要である。

手取川扇状地の水循環および地下水については、丸山ら（2012a）によって広範囲にわたる研究が行われた。その中で、丸山ら（2012b）は手取川扇状地における降水量、灌漑用水取水量、各種地下水揚水量などの基本的データと過去に観測された水田の減水深データから推定した水田浸透量、手取川における河川伏没量データから推定した河川伏流量などを総合して、同扇状地における年間水収支を計算した。そして、同扇状地に降る雨・雪のおよそ4/5に相当する量が地表からの浸透と河川からの伏流によって地下水帯に涵養されること、地下水揚水量はその1/3に相当することなどを示した。また、岩崎ら（2013）はMODFLOWを用いた定常地下水流動モデルによって灌漑期の地下水位に影響を与える要因を分析している。しかしながら、その多くは定常的な解析が主で、動的な特性についての研究が少ないのが現状である。また、2015年に発生した手取川の高濃度濁水の影響については、田中ら（2017, 2018）が濁水発生前後の水田浸透量と手取川河川流量の観測結果を比較し、濁水発生後に水田浸透量と河川伏流量が著しく減少したことを示した。そして、濁水発生後の扇状地全体の地下水涵養量は、発生前の36%、量にして約850mm減少したと推算した。

このような地下水を巡る個別の状況とは別に、2005年の水循環基本法の公布以来、地下水管理のありかたについて関心が高まりつつある。しかし、筆者ら（高瀬ら, 2019）が述べたように、地下水を流域スケールで管理するための法律の整備や地下水流動の実態を明らかにするための自然科学的な調査・研究が必ずしも十分でないために、地下水の利用・管理に関する有効な方策が定まらない地域も多い。以上のような状況を背景とし、本論文では石川県手取川扇状地を対象に、同平野地下水位の日変化を再現する概念型・集中定数型水循環モデルを開発して水収支構造を検討するとともに、手取川の濁水が地下水位に与える影響について動的な検討を行ったので、以下に報告する。

2. 調査対象地の概要と水循環

2.1 地形と観測の概要

図1には手取川扇状地およびその周辺と手取川上流域の地図を示す。手取川は、霊峰白山に源を発し、多くの支流を集めながら山間を流下して白山頭首工に至る。その流量は、国土交通省により白山頭首工の約1km地点（中島）で観測されている。中島地点での集水面積は733km²で、高濃度濁水の原因となった大規模な崩壊地は、石川県白山市尾添大汝国有林の中ノ川右岸で発生した。一方、手取川扇状地は、白山頭首工よりやや下流を扇頂として北西方向に拡がり、東は伏見川と野々市の丘陵地、南は能美市の丘陵地に挟まれている、面積は17,682haを有し、その内42.6%にあたる7,539haが水田である。扇頂部の標高は約80m、平均勾配は1/150で北陸地方特有の急勾配地形をなしている。扇状地では地表から10～20mまでは沖積世の砂礫（扇状地性）が、それ以深に

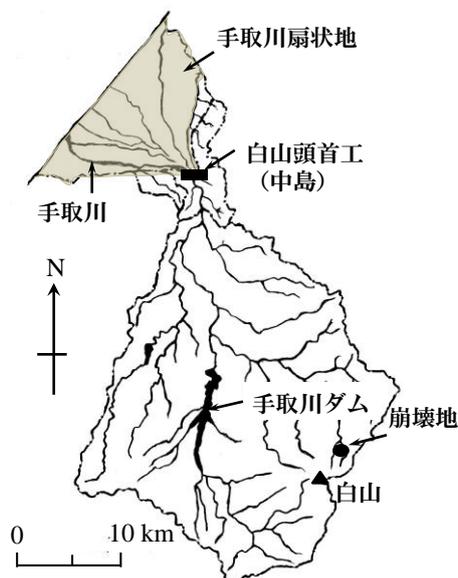


図1 手取川扇状地とその上流域

は洪積世の砂礫（扇状地性）が堆積し、海岸部ではこの砂礫層に粘土層が浸入する地質構造となっている（北陸農政局計画部，1977）．平均的な地下水位は，扇頂部で地表から約 10m，扇中部では約 30m，先端部ではほぼ 0m である．地下水位は，図 2 に示した地点で石川県によって観測されている．

2.2 水循環の概要

図 3 には，手取川扇状地における水循環の概要を示す．本研究では対象地全体を地表領域，中間帯領域，地下水帯領域の 3 領域で表現した．

まず，地表領域への入力要素は扇状地内の降水と手取川上流域およびその他背後地からの河川流入量である．一方，地表領域からの出力要素は，蒸発散，扇状地内降雨の地表流出，河川からの流出および，河川から中間帯領域への伏流と水田・その他地目からの浸透である．中間帯領域では，地下水帯への浸透，地表領域への土壤水分移動と海への中間流出が出力要素となる．地下水帯への入力は中間帯領域からの浸透のみで，出力要素は海へ直接流出する地下水成分あるいは河川や地表に湧出する地下水成分，および工業・農業・上水・消雪用に揚水される地下水である．

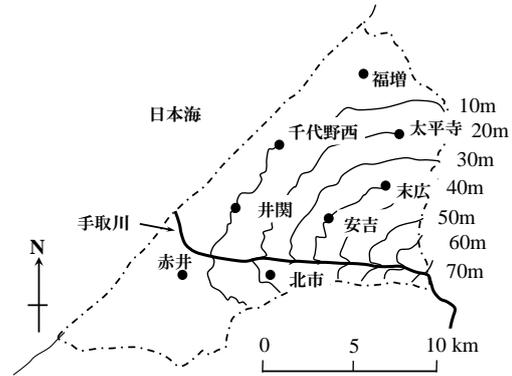


図 2 手取川扇状地の地形と観測井戸の位置図

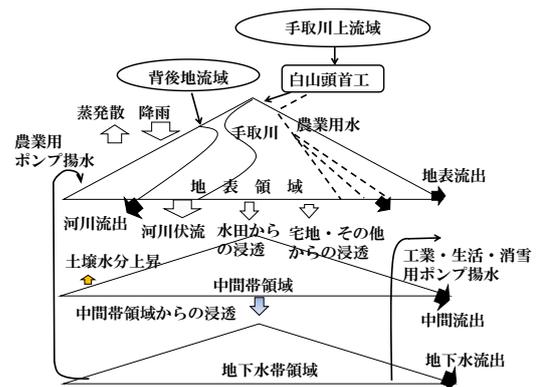


図 3 手取川扇状地の水循環概念図

2.3 特徴的な水収支要素

我が国でも有数の稲作地帯で積雪地でもある手取川扇状地を取り巻く水循環の中には，特徴的な水収支要素がいくつか存在する．

1) 手取川上流域からの流入

手取川上流域に降った雨・雪は，白山頭首工を経て扇状地へと流入する．この流入量は，頭首工から約 1km 上流にある中島地点で国土交通省によって観測されており，その年間総量はおよそ $2.5 \times 10^9 \text{m}^3$ ，上流域面積あたり 3,400mm と非常に大きな水量であり，扇状地内の農業用水をはじめ各種用水の供給源となっている．これは上流域の大部分が白山を中心とする山岳地帯に位置し，冬季の積雪のみならず夏季においても多量の雨が降るためである．筆者らは 2015 年 7 月～9 月に白山山頂付近で降雨量の観測を行い，その総量が平地(金沢)の 2 倍以上に達することを明らかにした．さらに，上流域の複数地点で観測された降水量データに基づいて上流域の流域平均雨量を推定し，年降水量が 3,000mm 以上に達するとした（高瀬ら 2017）．また，上流域の山岳地帯には 6 月上旬頃まで雪が残り，春先の融雪水は下流域の農業を支えている．

2) 農業用水

手取川扇状地の右岸側には七ヶ用水，左岸側には宮竹用水が流れここから分岐した農業用水路が網の目のように張り巡らされている．これら農業用水の水利権水量は，灌漑期で 41.50，非灌漑期 18.80 m^3/s （ともに普通期），年間水量はおよそ $9.6 \times 10^8 \text{m}^3$ となり，さきに述べた手取川流量（中島地点）のおよそ

40%程度となる。ただし、実績取水量は水利権水量の60%程度である。

3) 地下水揚水

手取川扇状地では5市1町の自治体と住民によって、地下水が様々な用途に利用されている。石川県の資料によれば、地下水揚水量は2013～2017年度の平均で、 $1.18 \times 10^8 \text{m}^3$ 、その内訳は、工業用52%、水道用31%、消雪用8%、建物用5%、農業用4%となっている。工業、水道、建物用は年間を通してほぼ一定であるが、農業用は5～8月に、消雪用は12～3月に集中する。消雪用は降雪量に依存して大きく変動する。また、手取川下流の美川地区では地下水が自然湧水し、ふぐの内蔵洗浄用に用いられるほか、県の天然記念物に指定されているトミヨの生息地ともなっている。

3. 地下水を含む水収支モデルの構築

手取川扇状地の水収支状況を把握するには、図3に示したように降水量をはじめ手取川流量や各種ポンプ揚水量、手取川からの農業用水取水量など多くの水収支要素の水量を知ることが必要となる。しかしながら、実際には手取川からの伏流や地下水帯から海への流出など観測が不可能な水の流れがいくつも存在する。このような場合には、コンピュータによる解析が有効な手段となる。

筆者らは愛媛県の西条平野を対象に、背後地河川からの流入量や地下水揚水量の資料や推定値を入力データ、地下水位を主な出力変数とする集中定数型水循環モデルを構築した(高瀬ら, 2019)。そして、モデルにより計算された地下水位が平野内の複数箇所で観測された地下水位平均値を精度良く再現することを示すとともに、同平野の水収支構造を解析した。そこで、手取川扇状地においても同じようなモデルを適用し、同扇状地における水収支の実態を検討するとともに、2015年に発生した高濃度濁水が地下水位の変動に与えた影響を評価することとした。

3.1 モデルの構造

手取川扇状地を取り巻く背後地及び扇状地内における水循環の概要は図3に示したとおりである。解析においては、中島地点での手取川上流域からの流量、およびその他の背後地流量と平野部での降雨などの入力要素をはじめ、手取川やその他河川からの農業用水取水、地下水からの各種用水取水(ポンプ揚水)、降雨等の流出、蒸発散など平野内での様々な水循環過程を考慮して、図4のような水収支モデルを構築した。そして、第3段目のタンク貯留深の変動が扇状地内地下水位の平均的な変動を表現するとした。なお、図4に記載した記号の意味は以下のとおりである。

- $A1i, H1i$: タンク上部孔の流出係数と高さ
- $A2i, H2i$: タンク下部孔の流出係数と高さ
- Ci : タンク浸透孔の流出係数
- Si : タンクの貯留深

ここで、添え字 i が P の場合は水田、U の場合は宅地・その他、2 の場合は中間帯、3 の場合は浅層地下水帯を表す。さらに、水田タンクでは貯留深がある閾値(HPMAX)を超えた場合には、それ以上の水がすべて流出するものとした。

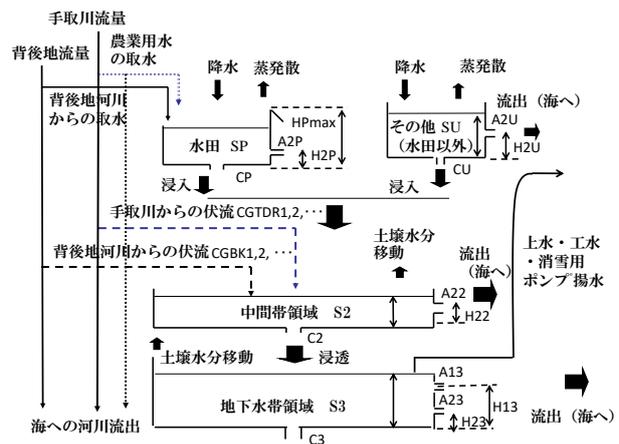


図4 集中定数型水循環モデルの概要

3.2 各水収支成分の取り扱い

1) 手取川上流域およびその他背後地流域からの流入量

先にも述べたように手取川上流域から扇状地への流入量は中島地点で国土交通省によって観測されている。本論では同省公開の水文水質データベースから入手した。一方、その他背後地流域の標高は1,000m以下で、積雪量や融雪時期が手取川上流域とはかなり異なるため、これら流域からの流出量は手取川上流域のそれとはかなり異なる。そこで本論では、扇状地扇頂付近に位置する石川県林業試験場内の森林理水試験地で観測されたデータを用いて降水-流出モデルを作成し、これに扇状地周辺の降水および気象データを入力することによってその他背後地から扇状地への流入量を推定した。

2) 河川からの農業用水の取水

手取川からの農業用水の取水は、中島地点下流の白山頭首工を経て行われており、本論ではその取水実績データを用いた。そして、この実績取水量に水田への取水係数（CIR7）を乗じたものが水田に取水されることとした。一方、その他背後地河川からの取水量については資料が得られないため、上述のその他背後地流量（推定値）に係数（CIRBK）を乗じて推定した。

3) 各種ポンプ揚水量

手取川扇状地における各種ポンプ揚水量は石川県によって年度・月・市町村別に整理されている（石川県地下水保全対策調査報告書）ので、月別の揚水量を日平均して用いた。なお、消雪用ポンプの稼働は原則、降雪日に限られることから、以下のように別途推定することとした。

筆者らは、林業試験場で観測された積雪深及び各種気象データを用いて、降雪・積雪・融雪モデルを構築し、積雪深の経時変化をよく再現できることを示した（高瀬ら、2016）。そこで、本論では、このモデルで得られた降雪サブデルを採用して計算対象日が降雪日であるかどうかを判定し、降雪日である場合には次式で与えられる水量が、消雪用として揚水されるものとした。

$$PMPSNW = PMPSNW0 \cdot R \quad (1)$$

PMPSNW：消雪用ポンプ揚水量（mm） PMPSNW0：積雪量1mm d⁻¹当たりの揚水量（mm⁻¹）

R：該当日の降水量（mm・d⁻¹）

4) 扇状地の降水量および蒸発散量

手取川扇状地内の降水量は、金沢気象台と小松アメダスの平均値とした。蒸発散量は、金沢気象台データを用いアルベドを0.05として、Penman式によって日単位で求めた可能蒸発量に月別の蒸発散比を乗じて計算することとした。

5) 河川水からの伏流

扇状地内では手取川を流下する河川水が日本海に流れ込む過程で伏流・湧出しており、収支的には伏流量が湧出量を上回ることが報告されている（田中ら、2018）。また、筆者らは、河川流量がある上限値を超えるまでは河川流量に比例した量が伏流とするサブモデルを含む中定数型水循環モデルによって瀬戸内沿岸平野部の地下水位を計算し、良好な結果を得ている（高瀬ら、2019）。そこで、本論でも類似したモデルを用いることとした。その概要を図5に示す。計算式は以下のとおりである。

① QTDR < QTDR1 の時

$$GTDR = CGTDR1 \cdot QTDR \quad (2-1)$$

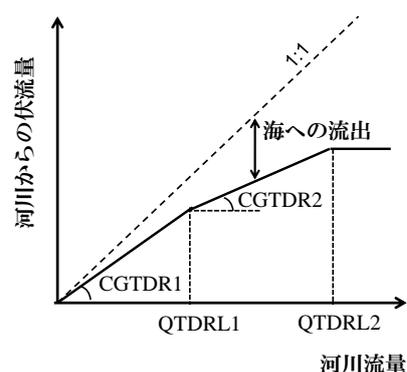


図5 手取川からの伏流モデル

② $QTDR_{L1} \leq QTDR < QTDR_{L2}$ の時

$$GTDR = CGTDR_1 \cdot QTDR_{L1} + CGTDR_2 \cdot (QTDR - QTDR_{L1}) \quad (2-2)$$

③ $QTDR_{L2} \leq QTDR$ の時

$$GTDR = CGTDR_1 \cdot QTDR_{L1} + CGTDR_2 \cdot (QTDR_{L2} - QTDR_{L1}) \quad (2-3)$$

GTDR : 手取川からの伏流量

QDTR : 白山頭首工より下流の手取川流量

QTDR_{Li} : 第 i 折点の手取川流量 (i=1~2)

CGTDR_i : 第 i~i+1 折点の伏流係数 (i=1~2)

また、手取川以外の背後地河川からの伏流も、これと同様に扱った。

6) 地表領域

地表領域は水田と水田以外の 2 サブ領域に分けた。水田への入力、降水と七ヶ用水および背後地河川から取水、出力は蒸発散、地表流出、中間帯領域への浸透である。なお、農業用ポンプ揚水は、畑地灌漑用に供されるものとした。水田以外への入力、降水のみで、出力は水田と同じである。

7) 中間帯領域

中間帯領域への入力、手取川およびその他背後地河川からの伏流と地表領域からの浸透、出力は中間流出および地下水帯領域への浸透である。また、中間領域から地表領域への土壌水分上昇は、地表領域の貯留深が蒸発散量を補うに十分でない場合のみに生ずるとした。

8) 地下水帯領域

地下水帯領域への入力、中間帯からの浸透のみで、出力は海への地下水流出、中間帯への土壌水分上昇と各種ポンプ揚水である。このポンプ揚水は全て海へと流出する。

9) その他

手取川および背後地河川から扇状地への流入量のうち、水田取水量と伏流量を差し引いた残りは、海へと流出する。また、白山頭首工で取水された農業用水については取水量から水田取水を差し引いたものが海へと流出する。

なお、地下水帯領域を表すタンクの貯留深が実際の地下水水深と相対的に等価であるとし、計算貯留深を地下水帯の有効間隙率で除することによって実際の地下水標高と対応させた。また、先にも述べたように本モデルは対象領域を一括（平均化）して扱う集中定数型であるので、地下水帯領域の水位変動が実際の水位変動の平均値に対応することになる。このため、本解析では手取川扇状地内に設けられた 8 ケ所の観測井の位置からティーセン法によってそれぞれの重みを求め、8 ケ所の加重平均値を実測地下水位（平均値）とした。

4. モデルの適用結果

4.1 モデルパラメータの決定とモデルの検証

本モデルに含まれるパラメータは各領域タンクからの流出と浸透に関わるもの (A_i , H_i , C_i)、手取川の伏流に関わるもの ($QTDR_{Li}$: $i=1,2$, $CGTDR_j$: $j=1,2$)、その他背後地河川からの伏流に関わるもの (QBK_{Li} : $i=1,2$, $CGBK_j$: $j=1,2$) 農業用水取水係数 (七ヶ用水からの取水 : CIR_7 , 背後地河川 : CIR_{BK}) および有効間隙率 (CEG) など 30 個以上である。これらのパラメータのうち、降雪日を判定するパラメータについてはこれまでの研究結果を参考に、地下水帯の有効間隙率については石川県や北陸農政局による調査結果を参考に定めた。そして、まず、残り全てのパラメータを数学的最適化法の 1 つである SCE-UA 法 (Duan et al, 1992) によって同定した。その後、誤差の収束結果や感度解析結果を参考にできるだけ経験的に定められるものは経験的に決定し、残りのパラメータについて改めて SCE-UA 法により決定することとした。そして実測地下水位と計算地下水位の絶対誤差の総和が最小となるようパラメータを最適化した。モデルパラメータのうち、最終的に数学的最適法によって同定した数は 20~24 個である。また、最適化に用いる観測データは 2006~2010 年のものとし、2002~2019 年のデータをモデルの検証用とした。計算は日単位で行った。

最適化の結果、年平均相対誤差は4.2～6.1%の範囲にあって5年間の平均では5.6%となり、実測値地下水位の変動をよく再現していた。そこで次に、これらのパラメータを用いて2002～2014年の地下水位を計算しモデルの妥当性を検証した。図6には最適化期間および検証期間を通じた実測地下水位と計算地下水位の比較を示す。最適化期間前の検証期間（2002～2005年）の年相対誤差は、13.0～19.0（4年平均で16.0%）、最適化期間後（2011～2014年）では4.7～12.0（4年平均で8.8%）となった。このように検証年では一部、実測地下水位の変動を再現できていない期間もあって相対誤差はやや大きいですが、本モデルは手取川扇状地の地下水を含む水循環の実態を概ね表現していると判断される。なお、とくに2002年の実測地下水位の変動が激しい期間や2004年夏季の急激な水位低下期間で再現精度が悪くなる要因については、今後の検討課題としたい。

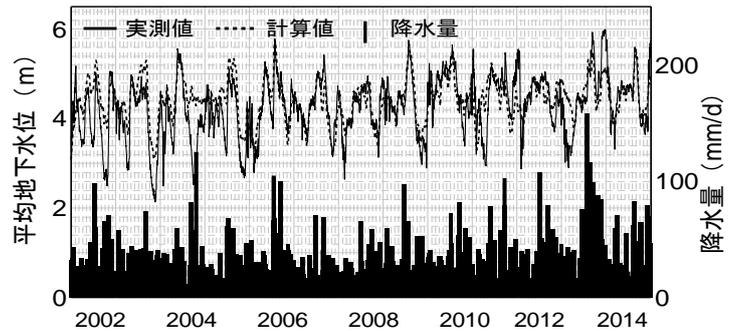


図6 実測地下水位（平均値）と計算地下水位の比較

4.2 手取川扇状地の水収支

次にモデルによる計算結果に基づいて、本平野の水収支構造を検討した。図7には、2006～2014年の年間水収支を示す。図中の数値は、平野部単位面積あたりの等価水深である。ただし、地表部水田、宅地などからの蒸発散、地表流出、浸透量についてはそれぞれの面積当たりの等価水深量を（ ）内に、また各タンク内の貯留変化量については【 】内に示した。このように、扇状地への流入要素では、手取川上流域からの流入量が圧倒的に大きく、扇状地内に降る雨・雪の5倍以上に達する。この流入量の約1/4が農業用水として扇頂部の頭首工から取水され、残りの約1割が扇状地を流下する間に伏流し、降雨による地表からの浸入とともに地下水を涵養する。中間帯からの蒸発散や海への流出を経て地下水帯に達する涵養量はおよそ3,400mmと見積もられ、平野に降る雨の1.5倍程度である。そして、この涵養量のおよそ17%にあたる580mmが工業・生活用水・農業用水として地下水帯から揚水利用され、残りはさらに深部へ浸透するか地下水として直接海へ流出していると推算される。この地下水涵養量に対する地下水利用量の割合を、我が国で有数の地下水名水地である地域と比べてみると、福井県大野市（2017）ではおよそ7%（平成14～22年の平均値）、熊本市（2004）では約31%（使用量は平成13年、涵養量は平成10年の実績）である。いずれにしても、このような地下水の流れと水利用構造が、手取川扇状地における豊富な地下水利用を可能にしていると判断される。しかし、先にも述べたように冬季の消雪用水への地下水依存度が高く、豪雪時には地下水位の急激な低下を生じることもある。

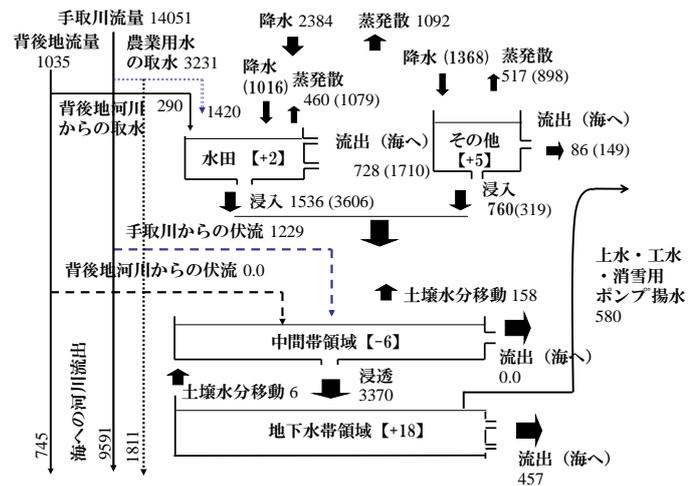


図7 手取川扇状地の年間水収支（2006～2014年平均）

4.3 高濃度濁水が地下水位に与える影響

「はじめに」でも述べたように、2015年5月に発生した手取川上流域での大規模な斜面崩壊による高濃度濁水は、農業水路や水田における大量の堆砂や沿岸海域の濁水化など農業や漁業をはじめ多くの分野で被害を与えた。さらにこの濁水発生後、灌漑期にもかかわらず扇状地内の地下水位が急激に低下し、工業用水の不足や下流域における湧水量の減少・枯渇など大きな問題が発生した。当初は、この地下水位の低下が濁水に起因するかどうかについて様々な意見が交わされたが、田中らが濁水発生前後の水田減水深や手取川の一斉流量観測結果から、濁水の影響を評価したことは既に記述したとおりである。そこで以下では、濁水発生前のデータに基づいて構築した水循環モデルを2015年以降に適用することによ

り、濁水が地下水位変動に与えた影響を検討した。

図8には濁水発生前の2013年から現在までの実測地下水位とモデルによる予測値との比較を示す。なお、同図には影響を受けないとした場合の予測値（現況）と影響を受けたとする場合の予測値（影響）を示した。濁水発生前2015年4月までの実測値地下水はモデルによる予測値とほぼ一致しているのに対して、2015年5月以降は両者の差が非常に大きくなっている。その後、2015年冬にはいったん地下水位は回復するものの2016年灌漑期になると再び低下し、これが2017年秋まで続く。そして、2017年冬から2018年秋にはほぼ濁水発生前の地下水位に回復しているが、その後は予測値（現況）に比べやや低い水位で推移していることが示されている。

田中ら（2017, 2018）は濁水発生前の2014年と発生後の2016年に実施した水田浸透量調査から、濁水発生前に比べ扇状地左岸側では中干し前で82%に、中干し後で50%に減少したと報告している。さらに、手取川の河川流量についても2009年実施の既調査と2016年の調査結果を比較し、濁水発生後の伏流量は灌漑期で70%、非灌漑期で21%に減少していると報告している。また、片貝ら（2006）は手取川周辺の地下水位の経年変化から河床の目詰まりにより周辺地下水位への漏出（伏流）が抑制されている可能性を示唆し、併せて実験室におけるカラム実験からカラム表面に微細粒子のマットが形成・発達する現象を明らかにした。これらの調査・研究結果から、2015年の濁水発生後の計算値（現況予測値）と実測地下水位との差は、主として、濁水に伴う水田浸透量と手取川からの伏流量の減少によるものと推察される。

そこで、濁水発生前の観測データを用いて最適化されたモデルパラメータのうち、水田からの浸透に関わるパラメータ（CPP）と手取川からの伏流に関わるパラメータ（CGTDRI, 2）を変化させて、その影響を評価した。図8には濁水発生直後の2015年灌漑期に水田浸透量が40%に、伏流量が30~10%に減少し、その後徐々に回復し、2019年灌漑期には水田浸透量は完全回復、伏流量は90%回復したと仮定した場合の予測値を（影響）を示した。このように、水田浸透量と手取川からの伏流が影響を受けたとすることにより、濁水発生後の地下水位の変動もほぼ再現することができた。この予測結果によれば濁水直後の2015年には水田浸透量、手取川からの伏流量ともに2/3に減少したと推算された。

5. おわりに

本報告では、手取川扇状地を対象にして、降水量、手取川流量、農業用水取水量、各種地下水揚水量の実測値、および蒸発散量、背後地河川流量の推定値を入力とし、河川からの伏流、降雪・融雪サブモデルを含む集中定数型水循環モデルを構築した。そして、手取川扇状地の水収支構造を解析するとともに、2015年5月以降生じた高濃度濁水が扇状地の地下水位変動に与えた影響を評価した。その結果、扇状地の水収支には、手取川上流域からの流入量が大きな役割を果たしていることを明らかにするとともに、この農業用水の水田からの浸透と手取川からの伏流が地下水を涵養していること、その量は扇状地における地下水利用量の1/5~1/6に相当する推察した。また、濁水の影響は濁水発生直後に著しく、その後徐々に減衰して発生後5年目の2019年には発生前の90%程度に回復していると予測された。

手取川扇状地では複数の市町が扇状地内の地下水を様々な用途に利用しているが、地下水は豊富であると考えられており地下水に対する関心は低いのが実情である。本研究が、同扇状地地下水の保全・管理にとって一助となれば幸いである。

なお、本研究の一部は「流域上空大気と地上部での多様な水文観測に基づく3次元水循環モデルの構築」（科学研究費補助金基盤B：代表、高瀬恵次）の援助を受けて実施された。また、解析に使用した地下水位観測データについては、石川県生活環境部から直近のデータ入手に関してご配慮をいただいた。ここに、記して感謝申し上げます。

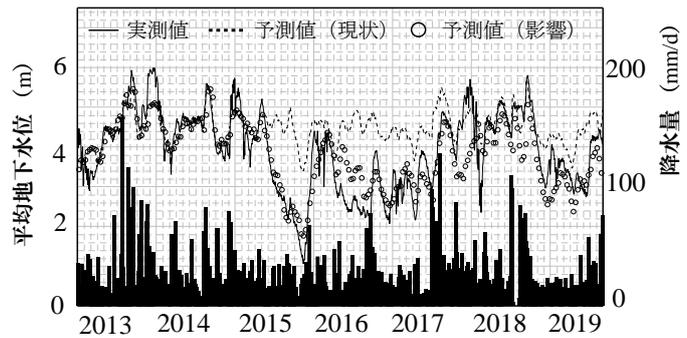


図8 濁水発生前後の観測地下水位と予測値の比較

引用文献

- Dune, Q., Sorrosian, S. and Gupta, V. (1992) : Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, **28**(4), 1015-1031.
- 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), pp.99-113
- 北陸農政局計画部 (1977), 石川県の水理地質と地下水, pp.51-54
- 片貝武史, 荻田章仁, 鷺見哲也, 辻本哲郎 (2006), 水際河床間隙の目詰まりに関する実験的研究, *水工学論文集*, **50**, pp.241-246
- 高瀬恵次, 小倉晃, 藤原洋一 (2016), 積雪深の再現を目的としたモデルの構築と検証, *水文・水資源学会誌*, **29**(2), pp.107-115
- 高瀬恵次, 藤原洋一 (2017), 山岳地流域における面積雨量の推定, *水文研究*, pp.49-54
- 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, *農業農村工学論文集*, **309** (87-2), pp.211-218
- 田中健二・瀬川学・藤原洋一・高瀬恵次・丸山利輔・長野峻介: 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* (2017), **30**(3), pp.173-180
- 田中健二, 瀬川学, 藤原洋一, 高瀬恵次, 丸山利輔, 長野俊介 (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**(86-1), pp.47-54
- 丸山利輔ら (2012a), 農業用水を核とした健全な水循環, 石川県立大学出版会, p1-266
- 丸山利輔, 能登史和, 吉田匡 (2012b), 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), pp.20-29