



## 「超深地層研究所計画用地周辺の 水収支観測結果」

山内 大祐 宮原 智哉 竹内 真司  
小田川信哉\*

東濃地科学センター  
\*アジア航測株式会社 地質部

資料番号：9 - 12

Water Balance Observation Results Around the Mizunami  
Underground Research Laboratory

Daisuke YAMAUCHI Tomoya MIYAHARA  
Shinji TAKEUCHI Shinya ODAGAWA\*

Tono Geoscience Center  
\*Geological Section, Asia Air Survey Co.,Ltd

岐阜県瑞浪市日吉町の正馬様用地では、超深地層研究所計画における地表からの調査である第1段階が終盤を迎えている。

同用地を含む東濃鉱山周辺では、地下水流動解析の上部境界条件設定に用いられる降水の岩盤への浸透量とその浸透機構を把握するための水収支観測が10年余りにわたって行われてきている。超深地層研究所計画においては、これまでの水収支観測の成果を継承し、かつ用地内に新たな観測流域を設定して同計画における地下水流動解析に反映することとしている。

本報告では、広域地下水流動研究及び超深地層研究所計画における表層水理研究の中で、水収支観測の位置付けを示すとともに、現在までの観測の現状と課題についてまとめる。

特に水収支観測データにおいては、空間的にも経時的にも不均一性が存在し、地下水の流動を考える上ではこの不均一性をどう扱うかが今後の大きな課題になるものと考えられる。

*The First Phase of the investigation from the surface of the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) project has reached the final stage, in Hiyoshi-cho, Mizunami, Gifu Prefecture.*

*The water recharge rate into the basement rocks and the mechanisms for setting the upper boundary condition have been observed for more than 10 years around the Tono mine including the MIU site which has recently installed monitoring systems.*

*This report describes the significance of the water balance observation in the fields of the subsurface hydrological investigation as well as the present status and the out standing issues. Especially, it has become clear that heterogeneity exists in time and in space, judging from water balance observation data, and that this heterogeneity is the key issue for taking account groundwater flow.*

### キーワード

超深地層研究所, 表層水理研究, 水収支, 浸透量

MIU, Subsurface Hydrological Investigation, Water Balance, Water Recharge Rate



山内 大祐



宮原 智哉



竹内 真司



小田川信哉

1. はじめに

東濃地科学センタ - における地層科学研究では、地質環境の調査技術・評価手法を開発することを目的の一つとして、「広域地下水流動研究」, 「超深地層研究所計画」を進めている<sup>1)</sup>。

「広域地下水流動研究」のような広領域から「超深地層研究所計画」のような中～小領域での地下水流動解析においては、降水が地表から地下の岩盤へ至る機構とその浸透量が重要な要素となる。本報告では、超深地層研究所計画用地周辺で実施している水収支観測の概要と表層水理研究での位置付けを記述し、ある観測流域における1990～1998年の水収支観測の結果と問題点、さらにその対処方針についてまとめる。

2. 水収支観測の位置付け

2.1. 表層水理観測における位置付け

「広域地下水流動研究」及び「超深地層研究所計画」の研究対象域としている東濃地域の丘陵部においては、水理構造を規制すると考えられる地質構造は亀裂性媒体である土岐花崗岩(硬質岩)を、多孔質媒体と考えられる瑞浪層群(堆積軟岩)、瀬戸層群(主に土岐砂礫層；未固結～半固結堆積物層)が覆っている<sup>2)</sup>。

地層科学研究では、地表付近(瀬戸層群)から地下深部(花崗岩)に至る地下水の流動経路を研究対象の一つにしており、広域地下水流動研究においては10km四方程度の範囲で3次元の地下水流動解析を実施している(実施中：未発表)。

地下水流動解析は地下水の流れを評価することを目的とするが、その境界条件の設定には、直接観察することが可能な表層(試錐孔内を含む)での水理観測が必要となる。

表層水理研究は大きく以下のような目的で実施している。

- 地下深部への浸透量の時間的・空間的分布の把握と浸透機構を理解すること
- 立坑掘削(研究坑道掘削)による影響を把握す

るデータを取得すること

表層水理研究では、地表から地下への水の浸透機構を扱うため、表層水理観測のほか、地表での地質分布(地質学の基本概念から結果的には地下地質を内包する)や、地形分布、植生分布・土地利用分布といった水の浸透環境の調査や、写真判読や衛星画像解析といった広域での地表と地下の地下水の経路となる地質構造の調査など、広範な研究を行っている(図1参照)。

表層水理観測は大きく分けて、水収支観測と地下水観測の2つに区分できる。

2.2. 今までの表層水理観測の成果概要

表層水理研究のうち、表層水理観測の成果については、以下のような内容が成果として挙げられている(研究対象位置については4章を参照)。

- ・岩盤浸透量が具体的な数値で得られていること<sup>3)4)</sup>
- ・経年(経時)変化が大きい(最大17倍程度になる可能性がある)こと<sup>5)</sup>
- ・正馬川流域(53.5ha)の流域スケールや地形的特性でも、上流域と全体流域(あるいはより小さな流域)では岩盤浸透量に明らかに差があること<sup>6)</sup>
- ・第2立坑掘削(4章を参照)の水理的影響は、みかけ上は瑞浪層群までであり、表層を覆う土岐砂礫層には認められないこと<sup>2)</sup>

これらの成果を受けて、小田川・他の報告<sup>9)</sup>以降、以下の作業を順次行ってきた。

観測値の精度を欠測の補完やデータの補正により向上させること

岩盤浸透量の経年的変化特性を把握すること  
 上部からの地下水供給が豊富な表層の土層から岩盤への地下水浸透機構を明確化すること  
 限られた範囲(流域)でのサンプルデータを岩盤浸透特性の空間的不均一性に考慮した上で広域地下水流動解析に適切に反映すること  
 本報告では、主に上記、<sup>7)8)</sup>についての作業結果と今後の課題についてまとめる。

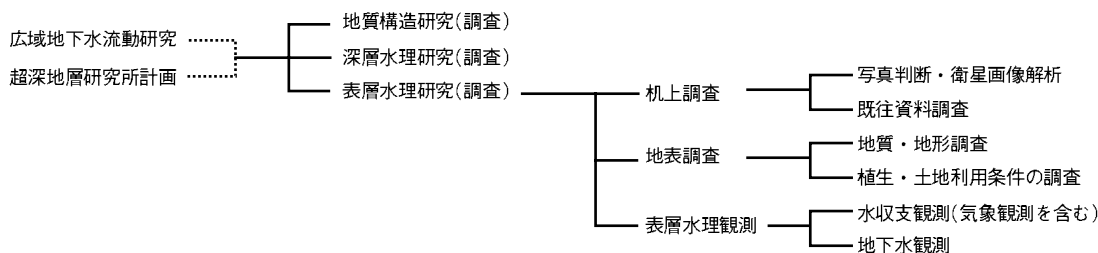


図1 表層水理観測，水収支観測の位置付け

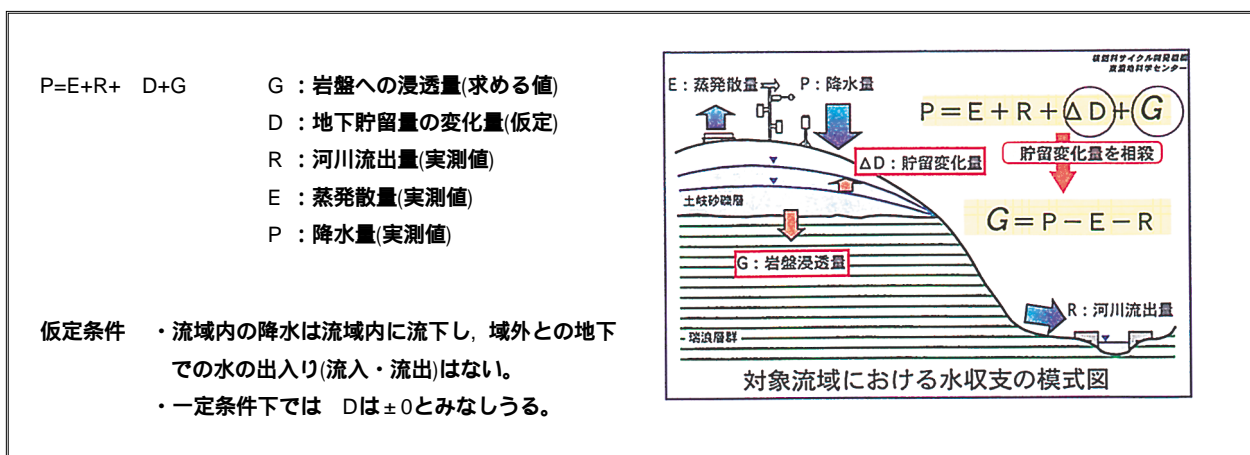


図2 水収支の模式図と原則

### 3. 水収支観測の目的と方法

表層水理研究では、水の循環系のなかで、地下への(あるいは地下深部への)水の浸透量やその機構を解明することを目指して、地下水位を含めた具体的な物理量を確認しうる表層での水の動きを観測する。

地下水の挙動(流動や水位・水圧の増減など)を理解するため、地下水の起源の多くを占める雨水が、表層から地下へ浸透する量とその機構を解明するため、サンプル流域を設定して水収支観測を行っている。

水収支観測の目的は、深部地下水の流動を把握するための上部境界条件として、地表から地下へと至る浸透量を算定することにある。

水収支観測においては、地下浸透の概念からまとめると、以下の3つの因子について考慮する必要がある。

- 流域毎(地域ごと)の地質条件・地形条件・植生土地利用などの違い
- 表層水理条件の時間的(経時的)変化
- 立坑掘削の影響

水収支観測における水収支計算とは、図2の原則に基づいた水の循環系を数値的に解くことである。

求める値(岩盤への浸透量)は、降水量(気象観測データ)から、河川流出量(河川流量観測値)と蒸発散量(気象観測データから推定)の合計を差引きすることで算出される。

### 4. 水収支観測装置と観測位置

水収支観測の項目と、観測装置の概要は表1のとおりである。

河川流量計は東濃鉾山流域、正馬川流域、正馬川上流域、正馬川モデル流域、板取洞流域、柄石川流域、柄石川小流域に設置されている。

表1 水収支観測項目と観測装置の概要

観測項目	観測装置の概要	備考	
河川流量	河川流量計(バーシャルフリューム式、転倒マス式)	基本的には、ロガーに記録する半自動型。99年度に一部テレメータ(全自動)化	
気象 その他	降水	雨雪量計(転倒マス型、溢水式)	同上
		気温計(白金測温抵抗体)	同上
		風向風速計(風車型)	同上
		露点計	同上
		蒸発計(蒸発パン)	同上
		日照計	同上
		日射量計	同上
		示差放射計	同上
		気圧計	同上
	熱流計	同上	

流域の設定は、水収支観測において考慮すべき因子に応じて行っている。

表2に示すように、観測流域は、基盤の地質が多孔質岩盤である堆積岩の流域(正馬川・東濃鉾山流域)と亀裂性岩盤である花崗岩の流域(柄石川流域)に大きく区分できる。さらに、基盤地質の違いによるほか、流域の規模(大小)、空間的配置関係(地形的に見て上流側か下流側か)に配慮して、順次拡充してきている。

気象観測装置は、東濃鉾山では調査立坑付近と換気立坑付近、正馬川流域ではコミニティーハウス周辺、モデル流域では尾根部に集中的に設置されており、雨雪量計は流量計付近と尾根の林の中と外、柄石川流域では柄石川流量計付近に雨雪量計が、小流域の上部の尾根付近に気象観測装置一式が各々設置されている。

表2 河川流量観測地点(流域)諸元表

水系名称	流域名	観測計名	行政区分	流域規模	地質区分	流域面積 (ha)	観測計標高 (m)	観測期間
土岐川	正馬川	正馬川流域	瑞浪市	大	土岐砂礫十堆積岩(多孔質)	53.5	(224)	1989.4.21~
		正馬川上流域		中~大		15.5	(253)	1989.4.21~
		板取洞流域		小		1.2	(267)	1993.3.6~
		正馬川モデル流域		小		1.5	262	1998.12.24~
	柄石川	柄石川流域	土岐市	大	土岐砂礫十花崗岩(亀裂性)	23.3	296	1999.3.20~
		小流域		小		1.0	342	1999.5.26~
	賤洞川	東濃鉦山流域	東濃鉦山流量計 TPU	中	土岐砂礫十堆積岩	6.2	(257)	1990.9.26~2000.2.17

注) 板取洞の流量計だけが転倒マス式で、他はパーシャルフリーウム式である。冬季に凍結するため転倒マス式では、冬季流量は欠測している。  
 標高は大パーシャルの測水井戸基部付近(1mラウンド程度の精度)  
 ( )付きの標高は図上読取り値である。

表3 降水量観測

地点名	観測方式	機器標高 (m)	観測期間
正馬様	転倒マス式	217	1989.4.1
モデル流域谷	溢水式と転倒マス式を併用	(276)	1998.11.25~
モデル流域尾根		293	同上
モデル流域林内		294	同上
柄石川		301	1999.3.20~
柄石川尾根		363	同上
東濃鉦山	転倒マス式	(297)	1989.4.6~

注) ( ) 付きの標高は図上読取り値である。

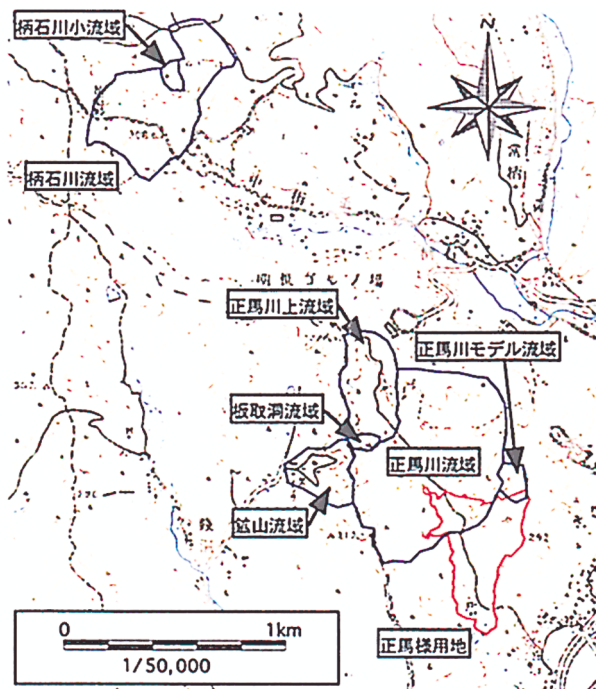


図3 観測流域位置図

#### 4.1 河川流量観測

河川流出量は、河川流量計の観測値を用いる。河川流量は流域内に降った平均的な降水量に依存する特徴がある。

図3、表2に示す7つの流域において河川流量を観測している。今回は、超深地層研究所計画地近傍で観測値が蓄積されてきている正馬川流域と正馬川上流域の2流域についてまとめる(図4参照)

#### 4.2 気象観測

気象観測に要求されるのは、降水量と蒸発散量を適切に設定・推定することである。

気象観測データについては、水収支の観点からは、河川流量を観測している各流域を代表する気象データを観測していることが要件になる。気象データはかなり局所的な変化の大きい物理量であり、大局的に見た流域内での代表性を確保することが必要である。

##### (1) 降水量観測

降水量は雨雪量計観測値から一義的に得ることができる。しかし、流域内の降水量の代表値が1地点の観測値である保証がないため、水収支計算に設置された雨雪量計の降水量をそのまま用いてよいかどうかについては検討が必要である。

正馬様用地周辺での降水量は、表3の7点で取得している。

この中から、流域直近で1989年から観測値のある東濃鉦山の雨雪量計と正馬様の雨雪量計での観測値を計算に使った。

##### (2) その他の気象観測

その他の気象観測データは、蒸発散量推定のために用いられる。

気象観測データのうち、ペンマン法による蒸発散量の推定に必要な項目を網羅している観測点は1998年度までは東濃鉦山気象観測装置だけであっ

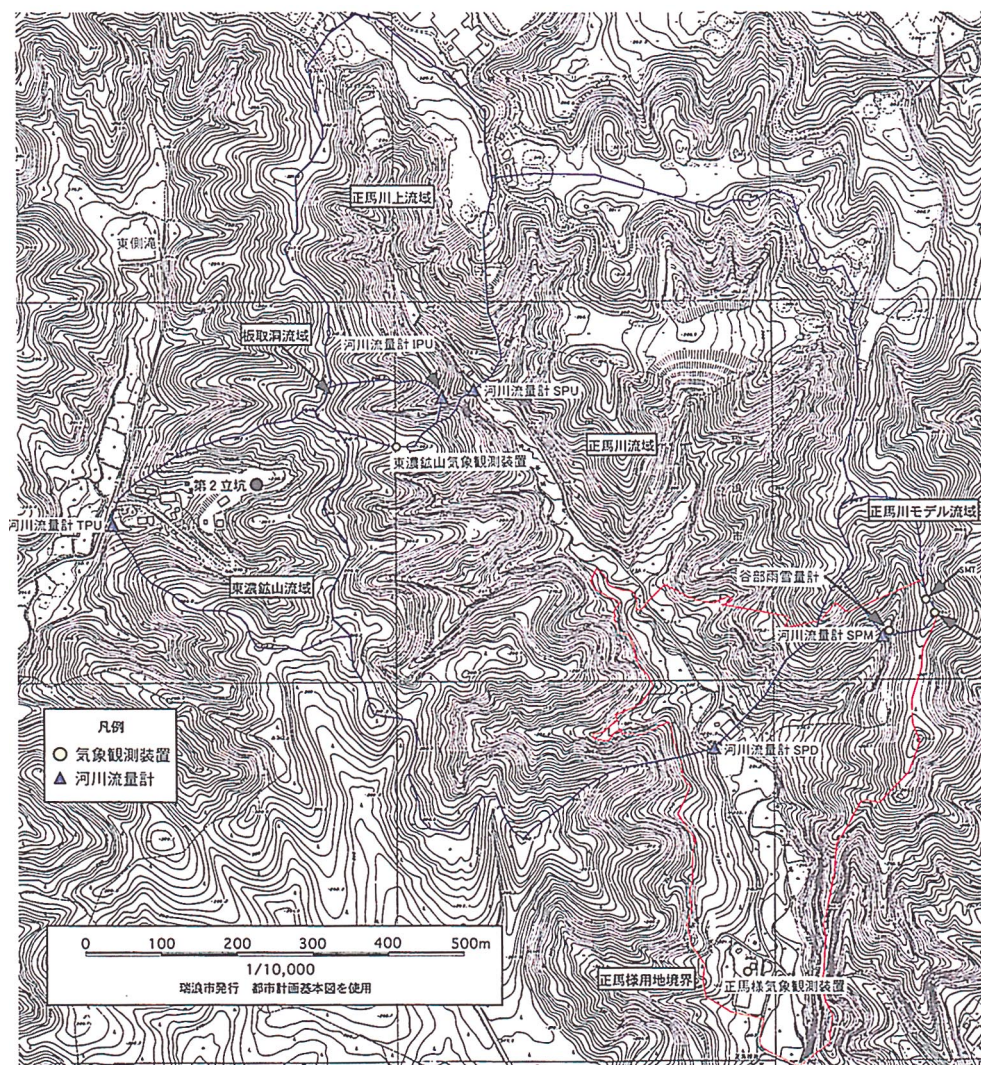


図4．正馬川様用地近傍の観測位置図

たが、99年度からは柄石川流域と正馬川モデル流域にも拡充されている。

蒸発散量の推定法には多くの種類があるが、いまだ一般化されたものはない。本研究では、最も多くの気象観測項目を要求されるが、最も実際の蒸発散量に近似的であると考えられるペンマン法で観測値の集積を図ってきた<sup>7)</sup>。

## 5. 流出過程の概念

降雨は地表に落下し地下(地中)を通じて、あるいは直接河川へ流出する。降雨の中には樹木等に遮られて地表に到達せず、そのまま蒸発散により大気に循環するものもある。

流出過程を数値解析することを流出解析という。

解析法には合理式などによる線型方式や、貯留関数法などによる非線型方式などがあるが、最も

一般的な解析法は、多成分系非線型の一つであるタンクモデル法である。

流出過程を分類して、当該地域での流出様式と合わせてタンクモデルで図示すると図5のとおりである。

この流出過程(浸透過程)の基本概念は、1988～1990にかけて断続的に実施した、研究対象域内の小流域ごとの基底流出量観測や水質分析結果、及び研究対象域の地質構造構成の解析から構築されたもので、本報告の水収支観測の前提になる<sup>4)</sup>。

## 6. 水収支観測結果

本報告では、超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果のうち、特に観測データが集積されてきている正馬川流域と正馬川上流域の2つについて観測結果を述べる。

地下貯留量の変化量  $D$  は、1年単位では季節

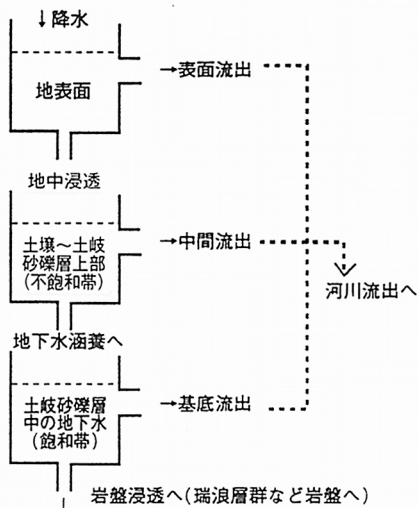
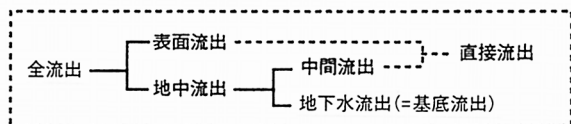


図5．タンクモデルによる流出過程の説明

変動が無視できると仮定されてきた。これまでサイクル機構ではその仮定に従って、岩盤浸透量の計算は大半を1年ごとの観測値から行ってきた。しかし、小田川・他<sup>5)</sup>が指摘したように、図5に示す地下水からの流出に相当すると考えられる基底流出量は、1年ごとに一定ではなく(1996年の例では年始・年末の流量には差がある)、土岐砂礫層内の飽和地下水面の変動も年ごとに必ず同じ値に回帰するとは限らないことが確認された(図6参照)。

7.1章に後述するように、サイクル機構では岩盤浸透量を算出するための水収支の各要素(降水量、河川流出量、蒸発散量)のうち、蒸発散量については年単位の推定値を使っている。したがって、現段階では水収支は年単位で計算せざるを得ない。

今回は、各年度ごとの河川流量と降水量の観測値、ペンマン法による蒸発散量計算値を補正及び補完(6.1章で記述)したデータで再計算し、岩盤浸透量を整理した。これにより、補正・補完の影響度を確認した。

## 6.1 観測値の補完

岩盤浸透量の観測精度については、後述するように水収支法から観測値すべての誤差が浸透量に集積されやすいため、必要とされる精度と個別観測精度を照査して、適切な観測値の精度向

上を図ることが重要である(図2参照)。

岩盤浸透量の算出精度に最も大きく影響するのは、データの欠測の存在である。

水収支観測においては、メンテナンスを随時実施しても、データの欠測が全くないということは不可能であり、適正な補完を行うことが研究精度を確保する上で必要である。すなわち、データ欠測の補完方法までを見通した研究計画の策定が重要である。

水収支観測値には、観測器等を通じて取得した生データと、その生データの確認後に誤りを補正した補正值、欠測を補完した補完値とがある。

各観測値のデータ属性は以下のとおりである。

### 河川流量データ

- ・流量(生データ, 補正值, 補完値)

### 気象データ

- ・降水量(生データ, 補完値)
- ・温度, 湿度, その他(生データ, 補完値)

本研究において、補正值と補完値は以上のように使い分けられているが、気象データには現在まで補正值はない。

補正值と補完値の具体的な違いは以下のとおりである。

**補正值：**流量計の目詰まりによる過大な観測値を実測深度値から流量値に修正すること、上流域での一時的流水の滞留による過小な観測値を修正することなど流量の平滑化

**補完値：**計器等の不具合により欠測していたデータを、他の観測機器での観測値から相関を求め回帰式により補完した値、あるいは河川流量では、降水量からタンクモデルにより流出値を算定した値

具体的な補完法は以下のとおりである。補正についての具体的な内容の記述は割愛する。

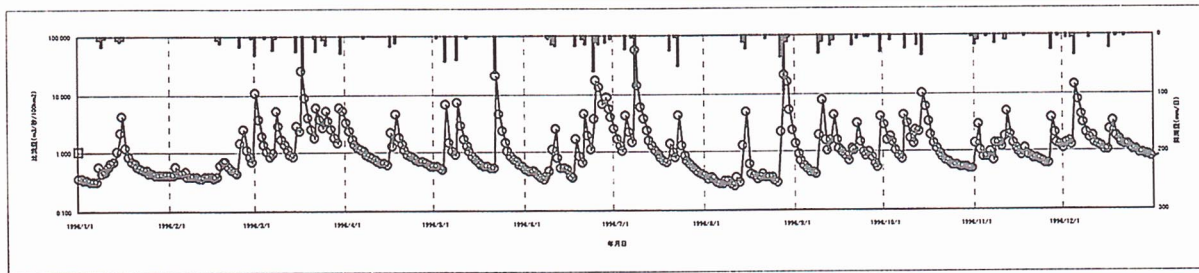
#### (1) 河川流量の補完

河川流量の欠測は、タンクモデルに時間単位の降水量を与えて流出解析し、短期流出量を推定した。河川流量の補完は降水量の補完後に実施した。タンクモデルの流出、浸透、貯留に関するパラメータは、降水の浸透現象や一時的貯留による流量の遅延を考慮して、経験的(試行錯誤的)に設定する。今回は既往研究で採用したタンクモデルをそのまま再度利用した。

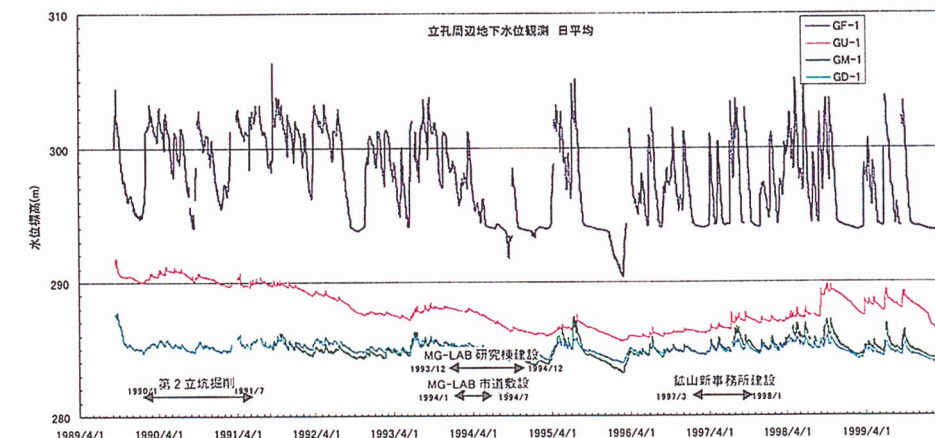
タンクモデルの諸元は図7のとおりである<sup>6)</sup>。

#### (2) 降水量の補完

正馬川流域及び正馬川上流域の水収支は、これまで正馬様の雨雪量計の記録を用いて計算してき



\*1年単位に水収支を計算しようとする、地下貯留量を反映すると考えられる流出量が回帰するとは限らない。例えば1996年の年末と年始では基底流出量には明らかに差がある。



\*土岐砂礫層内の水位は、1年毎に回帰するとは限らず、降雨量などに規制されて変化する。

図6. 比流量変化の例(1996年の正馬川; 上グラフ)と土岐砂礫層(主要帯水層)中の飽和地下水水位の変化の例(1990~1999年, GU測線; 下グラフ)

た。本報告では、各流域を代表する降水量が正馬様の降水量であるとは特定せず、東濃鉾山と正馬様の雨雪量計の観測値を併用して比較する。

東濃鉾山、正馬様の雨雪量計には数は少ないが、欠測が認められたため、正馬様と東濃鉾山の雨雪量計との相関を分析し、回帰式を求めて補完した。相関を採ったデータは1989年夏から1999年12月の全データである。

なお相関性の確認は、気象庁の観測地点、自治体の観測地点を含めて合計26箇所(サイクル機構7箇所、その他19箇所)の降水量データで分析した。補完には最も相関性の高い地点を選定した。

相関係数と回帰式は以下のとおりである。

回帰式:  $S_r = T_r \times 0.9406$

$S_r$ : 正馬様の日雨量 (mm)

$T_r$ : 東濃鉾山日雨量 (mm)

相関係数:  $R_2 = 0.91$

相関・回帰は日雨量で行い、時間雨量への配分は観測値での降水パターンから配分した。

なお、東濃鉾山と正馬様の雨雪量計の両方が欠測している場合には、近隣自治体の雨量データと

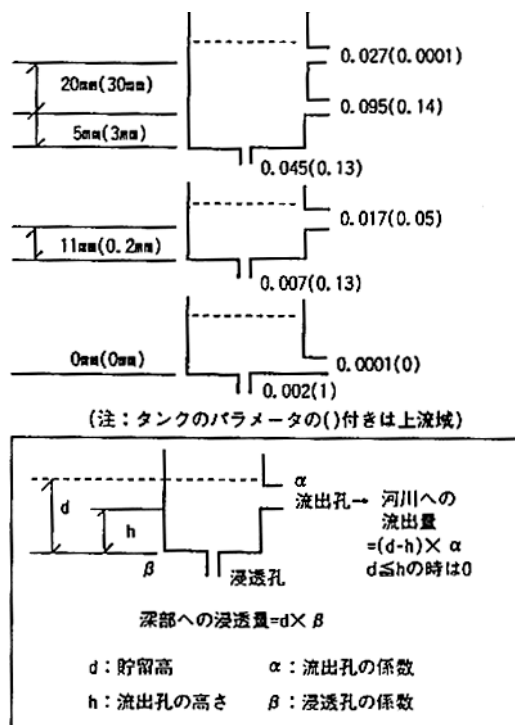


図7. 利用したタンクモデルの諸元<sup>6,8)</sup>

の相関から補完した。

従来の補完は、気象庁の多治見観測所及び柄石峠気象ロボットの降水量と正馬様の観測値の相関解析から回帰式を求めていた。今回多地点での降水量データを収集し、相関・回帰解析を網羅的に行って、東濃地科学センターが実施している観測データの精度に特に問題がないと判断できたため、東濃鉦山と正馬様の観測値の相関から補完した。

### (3) 蒸発散量の補完

蒸発散量は、東濃鉦山での各種気象観測値データから推定した。本報告では、小林・他<sup>6)</sup>の成果に従い、ペンマンの式によって算出された可能蒸発散量( $E_p$ )に蒸発散比( )を乗じて計算推定上の実蒸発散量を算定した<sup>9)</sup>。なお、比較対照のため、ハーモン法、ソーンスウェット法<sup>7)</sup>も用いて別途蒸発散量を推定したが、詳細な内容の記述は割愛する。

ペンマン法による蒸発散量の推定は、最も近似的な値が得られるとされているが、計算に多数の気象観測項目が要求される。結果的に欠測補完の影響が大きくなる傾向にある。

蒸発散比は、季節ごとに0.6~0.8程度の範囲で変化し、日本では通年の平均では0.7程度と考えられている<sup>7)</sup>。

蒸発散量の算定には、熱収支法や空気力学的方法が用いられるが、下記の式(2)はそれらを合わせた組合せ法とも呼ばれ、ペンマンにより提案された式である。

式(2)は水面を対象として示されたものであるが、飽和に近い裸地面、さらには湿潤な草地の場合にも適切に選ばれる風速関数 $f(u)$ により、妥当な推定値が得られるとされている。ペンマンは地上2mの風速 $u$  (m/s)を用いて $f(u) = 0.26(1.0 + 0.537u)$ とする経験式を提案している。

なお、式(2)は最大可能蒸発散量を求めるものである。今回、小林・他<sup>6)</sup>の検証のとおり、可能蒸発散量( $E_p$ )に蒸発散比( : 0.7)を乗じて実蒸発散量( $E_a$ )を推定した[式(1)]

$$E_a = E_p \times \beta \text{ (mm/day)} \quad \dots\dots(1)$$

$$E_p = \frac{1}{\Delta + r} \left\{ \frac{\Delta \cdot R_n}{1} + r \cdot f(u) \cdot d \right\} \text{ (mm/day)} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、

$E_a$  : 実蒸発散量(mm/day)

$E_p$  : 可能蒸発散量(mm/day)

$$\Delta = \frac{25029.9221}{(\text{日平均気温} + 237.3^2)} e^{\left( \frac{17.2694 \cdot \text{日平均気温}}{\text{日平均気温} + 237.3} \right)} \quad \text{(hPa/}^\circ\text{C)}$$

$R_n$  : 純放射量 (W/m<sup>2</sup>)

$d = e_{sa} - e_a$  (hPa)

$e_{sa}$  : 飽和水蒸気圧

$$= 6.1078 \cdot e^{\left( \frac{17.2694 \cdot \text{日平均気温}}{\text{日平均気温} + 237.3} \right)} \text{ (hPa)}$$

$e_a$  : 水蒸気圧、(湿度の単位: %)

$$= e_{sa} \cdot \frac{\text{日平均気温}}{100} \text{ (hPa)}$$

$$= 0.66 \text{ (hPa/}^\circ\text{C)}$$

$$l = 4187.6 \cdot (597 - 0.6 \cdot \text{日平均気温}) \text{ (J/m}^3\text{)}$$

$$f(u) = 0.26 \cdot (1 + 0.537 \cdot \text{日平均風速})$$

$$\text{(mm/day hPa) (風速の単位: m)}$$

欠測データは以下により補完した。

#### 1) 純放射量

ペンマン法の計算では純放射量の観測が重要になる。これが欠測している場合、全天日射量と日平均気温、日照時間から推定する必要がある。

##### a) 純放射量の推定式<sup>10)</sup>

水面蒸発量を用いる場合には、水面のアルベド( = 0.05)を用いてを次式で計算した。

$$R_n = (1 - a) \cdot R_I + R_B = 0.95 \cdot R_I - \sigma \cdot T_a^4 \cdot (0.56 - 0.08\sqrt{e_a})(0.1 + 0.9n/N)$$

ここで、

: 水面のアルベド (0.05)

$R_I$  : (全天)日射量 (cal/cm<sup>2</sup>・day)

$R_B$  : 長波の正味放射量 (cal/cm<sup>2</sup>・day)

$n/N$  : 日照時間に対する日照時間の比(日照率)

: ステファン定数 ( $1.17 \times 10^7$  cal/cm<sup>2</sup>・°day)

$T_a$  : 気温 (= 日平均気温 + 273.15)

##### b) 名古屋と東濃鉦山の全天日射量の相関

純放射量の推定式による補完では欠測部分を埋めつくせないケースがありえたため、名古屋と東濃鉦山の全天日射量の相関から東濃鉦山の全天日射量を求め、東濃鉦山の全天日射量と純放射線量の相関から純放射量を補完することを試みた。全天日射量は東濃鉦山の近隣では名古屋気象台の観測値のみが収集できた。日照時間と日平均気温は周辺気象観測地点の観測値との相関性を利用し相関性の高い観測地点から順次用いるものとした。

$$y = 0.9547x + 1.5657 \quad (R^2 = 0.9158)$$

ここに、 $y$  : 気象原簿名古屋全天日射量

$x$  : 東濃鉦山全天日射量



$$y = 1.3932x + 5.7595 \quad (R^2 = 0.7634)$$

y : 東濃鉱山全日射量  
x : 東濃鉱山純放射量

2) 日平均気温

正馬様など周辺の気象観測地点の気温との相関性が最も高い次の相関式を用いた。

$$y = 1.00x - 0.94 \quad (R^2 = 0.99)$$

ここに、y : 東濃鉱山日平均気温  
x : 正馬様日平均気温

3) 日平均湿度

正馬様など周辺の気象観測地点の相対湿度との相関性はモデル流域谷部が最も良いが、観測期間が短いため正馬様観測値との相関式も使った ( $R^2 = 0.8447$ )。

$$y = 1.0408x - 6.9832 \quad (R^2 = 0.9663)$$

ここに、y : モデル流域谷部の日平均湿度  
x : 東濃鉱山日平均

4) 日平均風速

正馬様など周辺の気象観測地点の風速との相関性はモデル流域尾根部林内が最も良いが、観測期

間が短いため相関は低いがやむをえず、正馬様観測値との相関式も使った ( $R^2 = 0.3254$ )。

$$y = 0.4634x + 0.7582 \quad (R^2 = 0.5026)$$

ここに、y : 東濃鉱山日平均風速  
x : モデル流域尾根部林内の日平均風速

今回は、ハーモン法やソーンズウェート法による推定値との比較により、名古屋と東濃鉱山の全日射量の相関から東濃鉱山の純放射量を補完する方法による蒸発散量の値は過大であると考えられた。したがって、最終的に推定式から純放射量を求める方法で補完した。

6.2 岩盤浸透量の経年変化

今まで述べてきたように、降水量、河川流量、蒸発散量の各水収支観測値を補正、補完した上で、岩盤浸透量を年度ごとに算出した結果が表4である。

年度ごとの岩盤浸透量の計算には、岩盤浸透量を水収支から得る上での前提条件の確保の観点で問題がある。このことは、6章の冒頭で述べたとおりであるが、本報告では主に実測データの補正・補完の影響評価を意図したため、これまでの算出値との比較のしやすい年度ごとの計算を行った。

表4 年度ごとの岩盤浸透量計算(水収支計算)結果

小項目		年度												
		90年度	91年度	92年度	93年度	94年度	95年度	96年度	97年度	98年度	99年度	年度平均		
観測・推定値	P: 降水量 (mm)	(正馬様雨雪量計)	1535	1880	1304	1656	1032	1414	1284	1713	1985	1533		
		(東濃鉱山雨雪量計)	1503	1814	1134	1521	910	1408	1307	1870	2094	1507		
		(上記2つの雨雪量計観測値平均)	1519	1847	1219	1588	971	1411	1295	1791	2039	1520		
	E: 蒸発散量 (東濃鉱山)	実蒸発散量 (mm)		562	515	592	478	550	484	513	486	505	521	
		降水量に対する割合 (%)	対正馬様雨雪量計	37	27	45	29	53	34	40	28	25	34	
			対東濃鉱山雨雪量計	37	28	52	31	60	34	39	26	24	35	
	R: 河川流出量	正馬川流域	河川流出高 (mm)		810	1123	603	974	363	772	583	1016	1088	815
			降水量に対する割合 (%)	対正馬様雨雪量計	53	60	46	59	35	55	45	59	55	53
				対東濃鉱山雨雪量計	54	62	53	64	40	55	45	54	52	54
		正馬川上流域	河川流出高 (mm)		551	781	464	671	325	612	452	797	894	616
降水量に対する割合 (%)			対正馬様雨雪量計	36	42	36	41	32	43	35	47	45	40	
			対東濃鉱山雨雪量計	37	43	41	44	36	43	35	43	43	41	
計算値	G: 岩盤浸透量	正馬川流域	岩盤浸透量 (mm)		163	242	109	204	119	158	188	210	392	198
			対正馬様雨雪量計	131	176	-61	69	-3	152	210	368	501	171	
			対平均	147	209	24	136	58	155	199	289	447	185	
		降水量に対する割合 (%)	対正馬様雨雪量計	11	13	8	12	11	11	15	12	20	13	
			対東濃鉱山雨雪量計	9	10	-5	5	0	11	16	20	24	11	
			対平均	10	11	2	9	6	11	15	16	22	12	
	正馬川上流域	岩盤浸透量 (mm)		422	584	248	507	157	318	319	429	586	396	
		対正馬様雨雪量計	390	518	78	372	35	312	341	587	695	370		
		対平均	406	551	163	439	96	315	330	508	640	383		
	降水量に対する割合 (%)	対正馬様雨雪量計	27	31	19	31	15	22	25	25	30	26		
対東濃鉱山雨雪量計		26	29	7	24	4	22	26	31	33	25			
対平均		27	30	13	28	10	22	25	28	31	25			

表4の中で、降水量と河川流出量は実測した物理量である。実測データの相関をまとめると表5のとおりである。

表5 年降水量と年河川流量の相関係数

河川流量	降水量	正馬様 雨雪量計	東濃鉾山 雨雪量計
正馬川流域		0.9584	0.8834
正馬川上流域		0.9391	0.9504

正馬川流域は2つの雨雪量計のうち、正馬様雨雪量計の観測値との相関がよく、正馬川上流域は東濃鉾山の雨雪量計の観測値との相関がよい。流域における代表的な降水量の設定には、降水量と河川流量との相関が高い値を用いるべきと考える。よって、各々の流域における代表的降水量を、加重平均化(面積雨量化)しないで1つの雨雪量計の観測データで設定(代表)するならば、正馬川流域は正馬様の降水量が、正馬川上流域は東濃鉾山の降水量が観測データとして適当であると考えられる。

代表的降水量に応じた水収支観測値は、表4では網掛け部分に当たる。

表6に示すように、今回の計算値(表4)と、これまでの計算値には明らかに違いがある<sup>5)</sup>。

平均値には1998年度のデータの有無もあるため同列に比べられないが、同じ年度の計算値でも変化がある。

計算値の変化は、蒸発散量や河川流量の補完も影響しているが、主に降水量の補完作業方法の違いと代表降水量(採用)が強く影響した結果である(表6参照)。

表6 年度ごとの岩盤浸透量の変化

	流域名	年度毎の岩盤浸透量(mm)	平均値(mm)
本報告	正馬川流域	109~392(8~20%)	198(13%)
	正馬川上流域	35~695(4~33%)	370(25%)
小田川・他(1999)	正馬川流域	19~265(1~17%)	101(7%)
	正馬川上流域	262~453(15~29%)	341(23%)

注) 括弧内は、岩盤浸透量の該当降水量に対する割合  
小田川・他(1999)は1990~1997年度の計算値<sup>5)</sup>

水収支法による岩盤浸透量の算出は、1つの実測値の扱い方を変えるだけで、大きく計算値に影響が生じる。

正馬川流域に強く認められていた特定年度での浸透量の偏りはほとんどなくなり、平均的に浸透量が増加した。上流域では年度ごとの偏り(値のばらつき)が増大したが、平均値はおおむね今までの計算値と同程度(微増)である。

後述するように、河川流量、降水量、蒸発散量ともに、いまだ補正・補完を追加すべき余地があり今後も計算値の精度には改善が望める。地下貯留変化量Dを考慮した浸透量計算の作業と共に、補正・補完作業についても継続的に検討を進める計画である。

## 7. 今後の課題と調査計画方針

現在、表層水理観測年報として、1989~1999年度(平成元年度~平成11年度)の水収支観測、地下水観測のデータをまとめている。これらの多量のデータを一覧化することで、データの再現性を確保する予定である。

水収支観測については、以下の課題があり、現在これらの課題に応じた具体的研究計画を策定中である。

- ・岩盤浸透量算定精度
- ・サンプル流域観測値の広域への拡張方法とサンプル流域内の不均一性評価方法
- ・人工的ノイズの評価

### 7.1 岩盤浸透量算定精度

岩盤浸透量を水収支法で算出する場合、3章(図2等)に示したように、降水量、蒸発散量、河川流出量、地下貯留量の変化(ゼロとみなして計算)での各々の観測・推定誤差が集積しやすい。このため正馬川流域において、「1シーズンを通せば地下貯留量変化をゼロとみなしうる」という考えに基づいて算出した年度ごとの岩盤浸透量の値は、3~8倍程度の偏りが残っている。

偏り、ばらつきの原因には「浸透量の経年変化」以外に以下に示す、幾つかの要素が影響を与えている可能性が考えられる。

これらの問題に応じた具体的対応策は以下のとおりである。

#### (1) 地下貯留量変化の把握

土岐砂礫層中の地下貯留量変化が年度ごとの計算では無視し得ない程度にある。

地下貯留量変化がゼロとみなせる区間の設定については、瀬戸層群土岐砂礫層中の地下水位の変化を地下貯留量の変化を示す指標と考え、土岐砂礫層内部の地下水位を観測している水位計(正馬川流域周辺で10孔ある)の中で、試錐孔を複数使うことで代表性を向上すること、地下水位ではなく土岐砂礫層内の地下水量をボリュームで計算・対照すること、正馬川の基底流量が平衡する時期を選ぶことなどによる再計算を行う。

## (2) 流域外の地下水流入出の有無と量の確認

流域内の地下(特に土岐砂礫層中)で、流域内に降った雨以外に、域外からの無視し得ない地下水流入があるかどうかについては、地形、地質構造、既存流動解析結果から、研究流域の北側で、流域境界を跨いだ試錐孔を2孔設け、地層(帯水層)確認、動水勾配の季節変動確認、流向・流速の季節変動確認を行う。

## (3) 流域内の降水量観測値の精度

流域内の降水量が現在の定点観測量ではまだ十分に代表できていないため、観測降水量の流域内の代表性については、正馬川流域の数十ヘクタールの規模においても、複数の降水データの間(東濃鉦山と正馬様)には1シーズンに6~170mm、平均84mmの雨量差が生じている。仮に東濃地域の平均年雨量を1,520mmと仮定すれば、84mmの雨量差は約5.5%に相当し、1年ごとに算出する岩盤浸透量のばらつき幅を消滅させるだけの可能性を持っている。今後は、流域内の降水量を1つの観測所に代表させず、面積平均(加重平均)化して水収支計算する確認作業を行う。

## (4) 蒸発散量推定値の精度

蒸発散量の推定(算定)精度については、蒸発散量の推定(算定)方法の検証から考える必要がある。

現段階で実用化例の多い気象観測による蒸発散量の推定においては、蒸発散量の推定値が風の影響などによる測定誤差を生じやすく、かつ気象データの空間的不均一性を否定できないため、1地点の測定値だけでなく、調査・研究目的に応じて数点(多点)での測定値が必要と考えられる。

今後は、研究の目的から必要となる精度と、可能な蒸発散量の算定精度の対照に基づいた適切な研究作業を設定する予定である。

また、実蒸発散量を最大可能蒸発散量から推定する際には、経験的な蒸発散比を乗じて補正するが、蒸発散比には季節変動がある。今までの年間を通じた蒸発散量の算定には、年間平均蒸発散比(現在は0.7を採用)でもよいが、期間を区切った算定には、蒸発散比を季節ごと(あるいは月ごと)に特定する必要があり、現在その設定を検討中である。蒸発散量の季節ごと(月ごと)の算定ができれば、地下貯留量の変化量がキャンセルできる期間での水収支計算が可能となる。

## (5) 補正・補完

補正・補完にまだまだ不適切な部分が残っている。

降水量の補完では、欠測値を相関解析から求めた一次回帰式で補完作業をしたが、欠測していな

い観測値にも、例えば鉦山で数十mmの降雨が記録されているのに、正馬様では0mmであるなど、大きな乖離が存在する部分がある。微地形の影響もあるが流域スケールと観測地点の代表性に問題がある。これらについて、河川流出量(特に基底流量成分分離による流域降水量の逆推定)と対照して適切な補完を進める計画である。

蒸発散量の補完では、気象データの欠測により蒸発散量に欠測が生じるが、欠測データの種類によっては補完し難いことがある。補完に技術的問題を生じない算出法を並行して準備する研究体制を整備する計画である。

河川流量の補完はタンクモデルによる流出解析によって行った。今回、既往タンクモデルを使って補完したが、降水量が変化すれば当然再度補完が必要となる。また、既往タンクモデルはピク流量の再現に特化した傾向のあるモデルであるため、タンクのパラメータを再調整してより少ない降水での低位の流出高に対しても再現性を向上させる計画を立てている。

## 7.2 サンプル流域観測値の広域への拡張方法とサンプル流域内の不均一性評価方法

広域地下水流動研究で求められる大域的地下水流動の場の理解は、広域スケールでの地質環境のモデル化や地下水流動解析によって行われる。この地下水流動解析で、飽和不飽和解析を行う場合、上部境界には浸透量が必要となるが、観測流域はある仮定に基づいて設定したサンプル流域であり、ここで算出された浸透量を解析の場全体に拡張して用いる方法論を整理する必要がある。つまり岩盤浸透量の空間的不均一性をどう評価するのかが問題である。

正馬川流域とその内部の上流域では浸透量に差異があり、その不均一性が岩盤内部の流速に影響する可能性がある。また、観測が開始されて間がないために浸透量は十分に検討できていないが、柄石川流域とその内部の小流域でも同様の傾向がある可能性が高いという概算値を得ている。

今後、サンプル流域が広域の場の中で代表性を確保しているか否かを地形的・地質的・植生分布的に評価する作業を実施する。また、解析領域を包括するような広い流域の水収支(例えば日吉川流域、土岐川流域)を把握して、大枠での平均値を抑えた上で浸透量の空間的・時間的不均一性を評価する必要があり、これを考慮した地下水流動解析を実施する計画である。

### 7.3 人工的ノイズの評価

流量観測の値は、必ずしもすべて自然現象を表現していない。

水収支バランスに影響を与える要因を、正馬川流域について列記すると、上流域の流量計のすぐ脇に井戸があり揚水している。また流域内の北側尾根部はゴルフコースとなっており、散水、井戸水の揚水がある。

流域内の人工的散水の量が降水量に対して無視し得ない量であれば水収支に影響する。また、流域内に井戸があり、井戸水の揚水も基底流出に影響して水収支バランスを崩す可能性がある。

いずれも定量的な影響量は把握できておらず、水収支上考慮すべきノイズになっているか否かについて確認する計画である。

### 8. おわりに

10年余りにわたって観測してきた、超深地層研究所計画用地を含む東濃鉾山周辺の水収支観測の位置付け、及び観測結果の現状と課題について述べた。

各観測値の補正と補完の扱い方によって、水収支の値は大きく変動することが確かめられた。また、少なくとも東濃地域のような地形・地質条件においては、空間的、経年(時間)的不均一があることが確かめられた。

地下水流動の特性(流量、流速、流向)の適切な把握には、地下水の供給源、すなわち雨水など大気中の水が地下へ浸透する機構と量の確認が欠かせない。また、観測値の精度を研究目的の要求精

度に照らして必要な水準に向上させることも重要であると考えている。さらに、観測値が取得されている10年間ほどの降水量やその他の気象観測値が、長期的な気象観測値分布の中で、どのような位置を占めるのか把握することが、時間的(経時的)不均一の評価の観点で重要と考えている。

水収支法の精度的限界を知ることと、浸透機構の不均一を把握・評価することで、系統的な岩盤浸透量の設定法(観測体制や観測期間)の確立に寄与する研究を実施していきたい。

### 参考文献

- 1) 長谷川健, 杉原弘造 他 : “ 地下深部における地質環境の研究 - 広域地下水流動研究および超深地層研究所計画(地表からの研究段階)について - ”, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会, 予稿集(CD-ROM), (2000).
- 2) 柳澤孝一, 今井 久 他 : “ 立坑掘削に伴う地下水流動影響調査研究 ”, 応用地質33, p.276 ~ 293 (1992).
- 3) 中島 誠, 斉藤 章 他 : “ 岩盤浸透流解析における 涵養量の算定について ”, 土木学会 岩盤力学に関する シンポジウム講演要旨集, p.252 ~ 256 (1991).
- 4) 中野勝志, 中島 誠 他 : “ 表層部における水収支の調査研究 ”, 動燃技報No.78, p.46 ~ 53 (1991).
- 5) 小田川信哉, 竹内真司 : “ 東濃鉾山周辺流域における水収支観測について ”, 日本応用地質学会 中部支部 平成11年度研究成果 報告会 講演要旨集, p.43 ~ 46 (1999).
- 6) 小林公一, 中野勝志 他 : “ 東濃鉾山周辺地域における表層水理調査 ”, 動燃技報 No.97, p.145 ~ 150 (1996).
- 7) 建設省河川局監修 : “ 地下水調査および観測指針(案) ”, 山海堂, (1993).
- 8) 菅原正巳 : “ 流出解析法 ”, 共立出版, p.25 ~ 76 (1972).
- 9) Penman, H.L. : “ Natural evaporation from open water, bare soil and grass. ” Proc.R.Soc.London, A193, p.120 ~ 145 (1948).
- 10) 改訂 地下水ハンドブック編集委員会 : “ 改訂地下水ハンドブック ” p.43 ~ 48 建設産業調査会 (1998).