



# 広域地下水流動研究実施領域における水収支観測結果と地下水流動スケールの検討

宮原 智哉 稲葉 薫 三枝 博光 竹内 真司

東濃地科学センター

Ex amination of Groundwater Flow Scales and Results of Water Balance  
Observation in the Regional Hydrogeological Study Project Field.

Tomoya MIYAHARA Kaoru INABA Hiromitsu SAEGUSA Shinji TAKEUCHI

Tono Geoscience Center

東濃地科学センターでは、表層水理研究の一環として1998年度より水収支観測を実施し岩盤浸透量の検討を行っている。本報告では、水収支解析の重要な項目である面積雨量の適用性を検討し、既報の岩盤浸透量の見直しと、新たな流域での水収支解析を行った。

その結果、正馬川流域では、小さなスケールの観測流域である上・下流域では局所的な地下水流動系での地下水の出入りが観測され、全流域ではより大きなスケールの地下水流動系での水収支が観測されている可能性が示された。次に、算出された岩盤浸透量の平面分布と、地下水流動解析結果とを比較した結果、両解析で地下水の浸透・湧出の分布や岩盤浸透量の傾向が整合することがわかった。

*The Tono Geoscience center has been continuing water balance observation since fiscal 1998, and examining groundwater recharge into the basement rock. This report analyzes water balance at seven catchments in the regional hydrogeological study project field, and the applicability of area precipitation, an important item of water balance analysis, is examined.*

*The result of the examination is shown below. Values of groundwater recharge in the small-scale catchments, such as upstream and downstream of the Shobagawa, are influenced by the local groundwater flow system. But, those in the Shobagawa catchment are influenced by the larger groundwater flow system.*

*The plane distribution of groundwater recharge matches the result of the distribution of groundwater flow analysis.*

## キーワード

水収支観測，岩盤浸透量，面積雨量，地下水流動解析，地下水流動系スケール，流出，蒸発散，降水

*Water Balance Observation, Groundwater Recharge, Area Precipitation, Groundwater Flow Analysis, Scale of Groundwater Flow System, Runoff, Evapo Transpiration, Precipitation.*

## 1. はじめに

東濃地科学センター（以下、TGC）では、地層処分技術開発の基盤的な研究である深地層の科学的研究として広域地下水流動研究と超深地層研究所計画を実施している。

両研究では、地下水流動場の把握を目的として地下水流動解析を実施しているが、解析にあたっては、地表から地下深部への水の涵養機構の解明と、涵養量が解析に与える影響を把握することが重要である。



宮原 智哉

地質環境研究グループ所属  
超深地層研究所計画及び広  
域地下水流動研究の表層及  
び深層水理調査業務に従事



稲葉 薫

瑞浪超深地層研究所 研究  
グループ所属  
超深地層研究所計画及び広  
域地下水流動研究の地質環  
境のモデル化・予測解析業  
務に従事



三枝 博光

瑞浪超深地層研究所 研究  
グループ所属  
副主任研究員  
超深地層研究所計画及び広  
域地下水流動研究の地質環  
境のモデル化・予測解析業  
務に従事



竹内 真司

瑞浪超深地層研究所 研究  
グループチームリーダー  
副主任研究員  
超深地層研究所計画及び広  
域地下水流動研究の表層及  
び深層水理調査業務に従事

これらの課題の検討を目的として、TGCでは表層水理研究の一環として水収支観測を継続し、一部の流域の検討結果が報告されている（表1）。

本報告では、観測が実施されている7つの流域の水収支解析結果を取りまとめ、未報告の流域を含めて年度岩盤浸透量を検討する。また、岩盤浸透量の算定上重要な要素である面積雨量の設定手法の適用性を検討し、既存の報告算出結果の見直しを行なう。次に、算出された岩盤浸透量の平面分布の検討と、地下水流動解析結果との比較を実施し、水収支観測流域のスケールと解析で対象とする地下水流動系のスケールとの関係について検討を行なう。

## 2. これまでの成果の整理とその問題点

### (1) これまでの水収支観測における成果

TGCでは、広域地下水流動研究の研究実施領域（以下、研究実施領域という）において、1989年より表層水理定数観測システム<sup>1)</sup>を順次観測流域に設置し、観測を続けている（各流域の観測期間の詳細は、2.3項に示す）。これまでの研究では、正馬川流域と東濃鉦山流域を中心として水収支計算を行い、岩盤浸透量を算出してきた（表1）。これらの研究結果から、以下のことが明らかになった。

① 河川流量が降水量の変化に応じて増減する<sup>6)</sup>。

② 蒸発散量（原文では蒸発量）の年度による差が小さい<sup>6)</sup>。

③ 正馬川流域の中では、水収支計算上の岩盤浸透量が、上流域は全流域に比べて有意に大きい値を示し<sup>6)</sup>、流域内の岩盤浸透量に空間的、経年的不均一が見られる<sup>6)</sup>。

④ 河川流量の補正・補完と気象観測データの補完が岩盤浸透量の値に大きく影響をあたえる<sup>6)</sup>。

(2) 水収支法による岩盤浸透量推定手法の課題  
山内、他（2000<sup>6)</sup>では、水収支法による岩盤浸透量推定手法の課題を、

① 岩盤浸透量のばらつきの原因

② 観測流域における算出値の地下水流動解析領域への適用方法

③ 人工ノイズの評価

の3項目に整理した。また、これらの課題のうち

①のばらつきの原因については「(岩盤)浸透量の経年変化」以外に、以下の点を指摘した。

ア) 流域内の降水量の代表性

イ) 蒸発散量推定手法の検討

ウ) 流域外の地下水流入

エ) 地下貯留量の変化

山内、他（2000）では、これら4項目のうち、ア)について検討を行い、個別の雨雪量計の観測値と河川流出高との相関係数から流域を代表する

表1 研究実施領域におけるこれまでの岩盤浸透量算定結果

研究報告名	観測期間	岩盤浸透量								
		正馬川全流域			正馬川上流域			東濃鉦山流域		
		年度算出値 (mm/year)		日平均 (mm/day)	年度算出値 (mm/year)		日平均 (mm/day)	年度算出値 (mm/year)		日平均 (mm/day)
		最大・最小	平均		最大・最小	平均		最大・最小	平均	
中野、他1991 <sup>1)</sup>	1989年5月～ 1990年4月	207.5	-	0.57	-	-	-	-	-	-
岡崎、他1997 <sup>2)</sup>	1990年～1994年	19～153	69	0.19	250～464	342	0.93	119～177	157	0.43
小田川・三枝、他1999 <sup>3)</sup>	1990年～1997年	19～265	101	0.28	250～464	341	0.93	119～315	214	0.58
小田川・竹内1999 <sup>4)</sup>	1992年9月～ 1993年9月	149.8	-	0.38	-	-	-	-	-	-
	1994年6月～ 1995年7月	266	-	0.62	-	-	-	-	-	-
	1995年4月～ 1997年4月	405.7	-	0.53	-	-	-	-	-	-
山内、他2000 <sup>5)</sup>	1990年～1998年	-19～71	16	0.04	-30～489	243	0.66	-	-	-

：正馬川全流域の値は小林ほか1996<sup>6)</sup>と同じ。

降水量を検討した。本報告では、個別の観測値に加え、観測雨量を面積加重平均して求める面積雨量もあわせて検討し、既往の報告以降に観測した水収支観測結果について見直しを行う。また、見直した岩盤浸透量のばらつきについて再評価し、今後の研究課題について整理する。

### 3. 水収支法による岩盤浸透量推定手法

#### (1) 研究実施領域の地形地質概要

本研究実施領域は岐阜県東部の東濃地域に位置し、木曾川と庄内川水系の中流域にあたる土岐川に挟まれる丘陵地である。

この地域には、後期白亜紀の貫入岩体である土岐花崗岩、第三紀中新世の堆積岩である瑞浪層群、鮮新世から前期更新世に堆積した未固結砂礫層の瀬戸層群が分布する。

土岐花崗岩は、貫入以降の断層運動や隆起侵食作用によりその上面高度は起伏を持つ。瑞浪層群は、土岐花崗岩の谷を埋めるように堆積し、大局的にはほぼ水平に分布するが、堆積以降の断層活動や隆起により変位も見られる。瀬戸層群は、場所によって谷埋状に湖成層の粘土層（土岐口粘土層）が分布し、その上位に尾根線の連続性から推定される堆積面が北西から南東に緩やかに傾斜した扇状地性の砂礫層（土岐砂礫層）が分布する。

#### (2) 水収支法の方法

水収支法による流域水収支の基本式は、いわゆる質量の保存則であり、以下の式で与えられる<sup>10)</sup>。

$$I - O = S \quad \dots\dots(1)$$

I：流域への流入量（降水量，他流域からの河川水，地下水等の流入量の総和）

O：流域からの流出量（河川流出，蒸発散量，地下水流出等の総和）

S：水文地域の水保有量の変化量（貯留変化量）

本稿では、上式を設定した流域特性や研究目的である地下深部への涵養量を考慮し、次式のように変形した。

$$G = P - ET - Q \quad \dots\dots(2)$$

P：降水量（mm）

ET：蒸発散量（mm）

Q：河川流出高（mm）

G：岩盤浸透量（mm）

ここでは、貯留変化量に関しては、年度ごとの検討を行うことから、1年間を通してもとに戻ると仮定し、0とした。また、流域への流入量に關

しては、流域設定が地形的に閉じられているので他流域からの河川水は無いものとした。ただし、岩盤内での広域的な地下水流動系を考慮すると、観測流域が広域的な流出域にあたる場合には、岩盤からの地下水の湧出が考えられる。したがって、流域の岩盤浸透量はマイナスの値（岩盤からの湧出）も観測されうる。

#### (3) 観測流域と観測機器の概要

本研究の観測流域については、既往の報告<sup>5)</sup>に詳細が述べられているので、ここでは概要を述べるにとどめる。

河川流量の観測流域は土岐川の2つの支流、日吉川（6流域）及び賤洞川（1流域）の流域内に位置する（図1）。これらの流域は基盤地質、流域の規模、それぞれの流域内の位置関係（上流・下流）から設定されている。

気象観測装置は、正馬川流域下流側に位置する正馬様コミュニティ気象観測装置、正馬川流域と東濃鉾山流域の境界尾根上に位置する東濃鉾山気象観測装置、柄石川流域の尾根上に位置する柄石川気象観測装置が設置されている。

このうち、正馬様コミュニティ気象観測装置

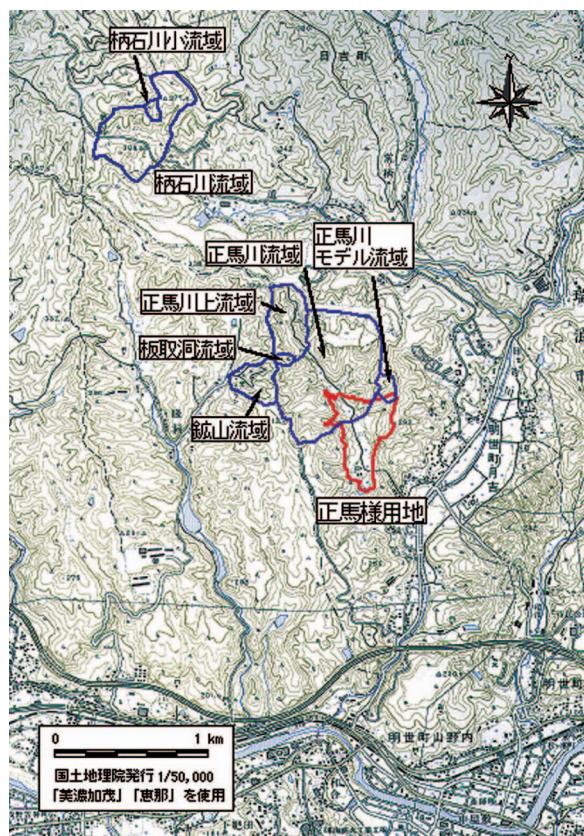


図1 水収支観測流域位置図



は、ペンマン法に必要な観測項目を網羅していないため、蒸発散量の推定には使用しなかった。また、正馬川モデル流域の尾根上にはペンマン法による蒸発散量推定を目的としたSMP気象観測装置、樹冠部の蒸発散量推定を目的としたSMT気象観測装置が設置されているが、SMPでは示差放射データの欠測が大きかったため、本稿では使用しなかった。

したがって、本報告の蒸発散量推定は東濃鉦山気象観測装置及び柄石川流域気象観測装置の2点で実施した。

降水量観測のための雨雪量計は、正馬様コミュニティ雨雪量計、東濃鉦山雨雪量計、正馬川モデル流域尾根部雨雪量計、正馬川モデル流域谷部雨雪量計、正馬川モデル流域林内雨雪量計、柄石川尾根部雨雪量計、柄石川谷部雨雪量計の7箇所が設置されている。このうち、正馬川モデル流域林内雨雪量計は、降雨の遮断量推定を目的とした雨雪量計のため本報告では検討からは除外した。また、正馬川モデル流域谷部雨雪量計は他の雨雪量計観測結果と比較して異常な観測値を示しているため、検討から除外した。

#### (4) データの補正・補完方法

山内、他(2000)<sup>7)</sup>で指摘されたように水収支法による岩盤浸透量推定にあたっては、実測値である河川流量、気象観測データの補正・補完が岩盤浸透量の精度に大きく影響を与える。本稿においては、既往の報告以降に行った観測値の補正・補完も含めて検討し、東濃鉦山及び正馬川流域の水収支観測結果について見直しを行った。なお、補正・補完方法の詳細については、「1989～2000年度表層水理観測年報」<sup>7)</sup>を参照されたい。

### 4. 検討結果

#### 4.1 水収支観測結果

表2に水収支観測結果を示す。

##### (1) 年度降水量 (Py: 単位mm)

年度降水量は、正馬様コミュニティ雨雪量計、東濃鉦山雨雪量計の2箇所、1990～2000年度の11年間について算出した。また、正馬川モデル流域尾根部雨雪量計、柄石川尾根部雨雪量計、柄石川谷部雨雪量計の3箇所、1999～2000年度の2年間について算出した。

##### (2) 年度実蒸発散量 (Ey: 単位mm)

年度実蒸発散量は、東濃鉦山気象観測装置と柄石川気象観測装置のそれぞれの観測値を用いて、Penman(1948)の算定式<sup>8)</sup>に蒸発散係数=0.7を乗じて算出した。東濃鉦山気象観測装置では、1990～2000年度の11年間、柄石川気象観測装置では1999～2000年度の2年間について算出した。

##### (3) 年度河川流出高 (Ry: 単位mm)

年度河川流出高は、以下の流域で河川流量計の観測結果から年度総流出量を積算し、それぞれの流域面積で除して算出した。

###### 1) 正馬川流域

正馬川流域では、正馬川下流河川流量計 (SPD)、正馬川上流河川流量計 (SPU)、板取洞河川流量計 (IPU) の流量観測値から算出した。なお、正馬川下流域の河川流出高は、SPD年度総流出量からSPU年度総流出量を差し引いた流量を正馬川下流域の年度総流出量とした。正馬川全流域、上流域、下流域では1990～2000年度の11年間、板取洞流域では、1993～1999年度の7年間について算出した。

###### 2) 東濃鉦山流域

東濃鉦山流域では、東濃鉦山河川流量計 (TPU) の流量観測値から算出した。本流域では1991～1999年度の観測期間のうち、1992～1993年度、1998～1999年度の4年間で欠測補完ができなかった。したがって、算出した河川流出高は5年分である。

###### 3) 正馬川モデル流域

正馬川モデル流域では、正馬川モデル流域河川流量計 (SPM) の流量観測値から算出した。本流域では1999～2000年度の2年間について算出した。

###### 4) 柄石川流域

柄石川流域では、柄石川下流河川流量計 (GPD)、柄石川小流域河川流量計 (GPU) の流量観測値から算出した。柄石川流域では1999～2000年度の2年間、柄石川小流域では、2000年度の1年間について算出した。

##### (4) 降水量と河川流出高の関係

小林、他(1996)<sup>9)</sup>では、1990～1994年までの正馬川流域のデータから河川流量は降水量に応じて増減すると指摘した。本稿ではその後の観測データとその他流域のデータを加え、再検討した。

図2に年度ごとの総降水量と河川流出高の経年変化を示す。総降水量の経年変化は、各観測地点とも同じような傾向が読み取れ、1991、1993、1997～1998年度は相対的に降雨量が多く、1992、1994、1996年度は相対的に降雨量が少ない。降水量に対

表2 1990～2000年度までの水収支観測結果一覧表

単位：mm

観測年度			1990年度	1991年度	1992年度	1993年度	1994年度	1995年度	1996年度	1997年度	1998年度	1999年度	2000年度	
Py	面積雨量	正馬様コミュニティ雨雪量計	1,535	1,890	1,342	1,655	1,042	1,573	1,284	1,743	1,989	1,521	1,522	
		東濃鉱山雨雪量計	1,528	1,814	1,178	1,616	1,030	1,446	1,315	1,870	2,093	1,640	1,377	
		正馬川モデル流域尾根部雨雪量計	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,498	1,459
		柄石川尾根部雨雪量計	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,404	1,433
		柄石川谷部雨雪量計	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,407	1,759
		算術平均法		1,531	1,852	1,260	1,636	1,036	1,510	1,299	1,806	2,041	1,580	1,449
		正馬川 全流域	ティーセン法	1,529	1,823	1,197	1,621	1,031	1,461	1,311	1,855	2,081	1,626	1,394
			支配圏法①	1,529	1,826	1,204	1,623	1,032	1,467	1,310	1,849	2,076	1,620	1,400
			支配圏法②	1,528	1,821	1,193	1,620	1,031	1,458	1,312	1,858	2,083	1,628	1,391
		正馬川 上流域	支配圏法①	1,528	1,815	1,180	1,617	1,030	1,448	1,315	1,868	2,092	1,638	1,379
			支配圏法②	1,528	1,817	1,185	1,618	1,030	1,452	1,314	1,865	2,089	1,634	1,383
		正馬川 下流域	ティーセン法	1,529	1,825	1,202	1,622	1,032	1,465	1,310	1,851	2,078	1,622	1,398
			支配圏法①	1,529	1,829	1,211	1,624	1,032	1,472	1,309	1,844	2,072	1,616	1,406
			支配圏法②	1,529	1,822	1,196	1,621	1,031	1,460	1,312	1,856	2,082	1,627	1,393
Ey	東濃鉱山気象観測装置		562	515	592	478	550	484	513	486	532	503	477	
	柄石川気象観測装置		-	-	-	-	-	-	-	-	-	579	618	
Ry	正馬川流域		975	1,347	734	1,196	453	932	700	1,220	1,410	932	896	
	正馬川	上流域	662	937	557	805	389	734	543	957	1,072	745	658	
		下流域	1,102	1,514	805	1,356	478	1,012	764	1,328	1,547	1,009	994	
	板取洞流域		-	-	-	1,128	339	964	965	1,136	1,348	746	-	
	東濃鉱山流域		-	1,249	-	-	413	934	695	1,193	-	-	-	
	正馬川モデル流域		-	-	-	-	-	-	-	-	-	710	606	
	柄石川流域		-	-	-	-	-	-	-	-	-	933	960	
	柄石川小流域		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	745	

Py：年度降水量

Ey：年度実蒸発散量

Ry：年度河川流出高 -：観測機器設置前又は欠測補充ができなかった年度

支配圏法①：標高257mで分割 支配圏法②：谷底平地を分割

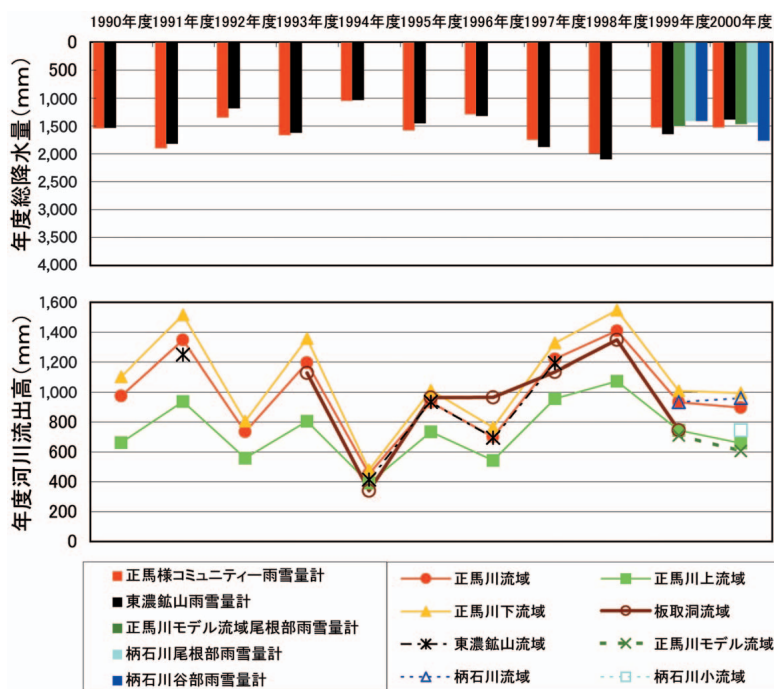


図2 年度ごとの総降水量と河川流出高の経年変化

する河川流出高は、大局的には正の相関関係が見られ、小林、他(1996)<sup>9)</sup>の結論を支持する。また、正馬川、柄石川流域の上流部、下流部の河川流出高を比較すると、両流域とも上流域が少なく、下流域が大きい傾向を示す。しかし、板取洞流域だけは、他の流域と違う変動が部分的に見られる。

#### 4.2 正馬川流域における観測流域を代表する降水量の検討

2.1(2)で示した課題のうち、ここではア)流域内の降水量の代表性について検討する。流域を代表する降水量は一般的には「面積雨量」といわれ、表3に示すようなさまざまな手法が提案されている<sup>9)10)</sup>。それぞれの推定手法から得られる面積雨量の適用性は、雨量観測点の配置や流域の地形的特性等が降雨に与える影響、対象流域のスケールによって異なることが考えられる。

また、雨量の代表性の評価は、実測流量との比較が有効と考えられている<sup>11)</sup>。ここでは、それぞれの面積降雨算定手法の適用性を河川流量と比較することによって検討した。検討は、長期間の観測結果が得られている正馬様コミュニティ雨雪量計、東濃鉦山雨雪量計の2箇所のデータを用い、比較する流域は正馬川流域と東濃鉦山流域を設定した。また、降雨・流出過程のタイムラグの影響を避けるために、年度降雨量と年度河川流出高を用いて比較を行った。

##### (1) 面積雨量設定手法の選択

表3に示した面積雨量設定手法のうち、雨量・標高法は対象流域の地形条件が適用の鍵と考えられる。研究実施領域に分布する丘陵地の標高は約200m~300mを示し、本格的な山岳地域と比較して高低差が小さい。図3に研究実施領域周辺の雨量観測点(サイクル機構、気象庁、瑞浪市、建設省、その他機関)における1987年~1999年の年

水量の平均値と観測点標高の相関図を示す<sup>12)</sup>。図3から、本領域周辺においては、雨量と標高の相関性が低いことが指摘される。したがって、雨量・標高法は適用性が低いと判断し、検討から除外した。

また、等雨量線法も、利用できる雨量観測点が2箇所しかないこと、及び、年度ごとに等雨量線面積の算出が必要であり、作業が煩雑になると判断し、検討から除外した。

ティーセン法に関しては、雨量観測点2箇所の位置関係から、正馬川上流域、板取洞流域、東濃鉦山流域の3流域では設定ができなかった。

支配圏法に関しては、支配圏の区分方法で次の2つの方法を検討した。

##### ① 標高で支配圏を区分する方法

流域の支配圏を雨量観測点2箇所の平均標高である標高257mで区分し、257mより高い範囲を東濃鉦山の支配圏、より低い範囲を正馬様の支配圏とした。

##### ② 地形で支配圏を区分する方法

流域を地形で区分し、谷底平地の範囲を正馬様の支配圏、それ以外の斜面と尾根を東濃高山の支配圏とした。

なお、板取洞流域と東濃鉦山流域の標高が標高257m以上であること、板取洞流域には谷底平野が分布しないこと、東濃鉦山流域は地形改変が観測期間を通じて行われていることから支配圏法による検討から除外した。

各手法による年度面積雨量の算定値を表2に示す。

##### (2) 河川流出高と面積雨量の相関関係と各流域を代表する降水量の設定

各流域の年度河川流出高と面積雨量の相関関係を一次回帰直線の相関係数( $R^2$ )で比較した(表4)。

各流域の相関係数は、板取洞流域を除いて0.87

表3 面積雨量設定手法の一覧

面積雨量の設定手法	備考
①代表値法	観測点の観測値で代表させる
②算術平均法	単純に観測値を平均する
③加重平均法	
a) Thiessen(ティーセン)法	
b) 等雨量線法	本研究で不採用
c) 雨量・高度法	本研究で不採用
d) 支配圏法	

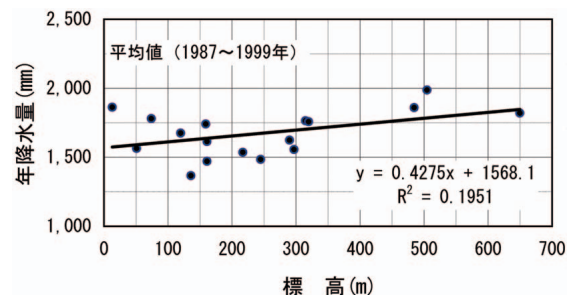


図3 平均年降水量と標高との関係(1987~1999年)



表4 年度河川流出高と面積雨量の相関係数 ( $R^2$ )

面積雨量設定手法	代表値法		単純平均法	加重平均法		
	正馬様降水量	東濃鉦山降水量	正馬様・東濃鉦山平均降水量	ティーセン法	支配圏法 (標高257mで分割)	支配圏法 (谷底平坦面を分割)
正馬川流域流出高	0.9733	0.9004	0.9596	0.9169	0.9228	0.9138
正馬川上流域流出高	0.9550	0.9546	0.9811		0.9559	0.9583
正馬川下流域流出高	0.9615	0.8723	0.9382	0.8946	0.9021	0.8888
板取洞河川流出高	0.8032	0.7138	0.7675			
東濃鉦山河川流出高	0.9873	0.9686	0.9976			

は最も相関係数の高い組み合わせ

~0.99の範囲にあり面積雨量と年度河川流出高には高い相関性がある。板取洞流域の相関係数も、0.7~0.8と他の流域に比べて低い相関性は高いといえる。

また、各観測流域で比較すると、正馬川全流域、正馬川下流域、板取洞流域は代表値法の正馬様コミュニティ雨雪量計雨量が最も相関性が高く、東濃鉦山流域と正馬川上流域は、算術平均法の雨量が最も相関性が高いことがわかった。

したがって、本報告では以後の岩盤浸透量の検討においては、最も相関の良い面積雨量を用いる。

#### 4.3 岩盤浸透量の算出

以上の検討結果を考慮し、各観測流域における岩盤浸透量を水収支法で算出した。

算出に使用した面積雨量、河川流出高、蒸発散量の対照表を表5に示し、年度岩盤浸透量と面積雨量に対する百分率を表6に示す。また、それぞれの面積雨量と岩盤浸透量の相関関係を図4に示す。なお、表5では、柄石川流域の面積雨量として柄石川谷部雨雪量計の値をとった。柄石川流域の両観測点の年度降水量を比較すると、2000年度の値に大きな違いが見られ、谷部雨雪量計が大き

な値を示している。ここでは、尾根部雨雪量計では欠測があると判断し、便宜的に谷部雨雪量計の値を採用した。

図4から、観測流域を流域内での位置や東濃鉦山の影響の有無で分類すると、以下に示す特性が読み取れる。

- ① 正馬川と柄石川の全流域では、年度降水量と岩盤浸透量の相関はほとんど見られず、それぞれの上流域に比べて低い岩盤浸透量を示す。また、年度によってはマイナスの値（岩盤からの地下水湧出）を示す。
- ② 各流域内で上流部に位置する正馬川上流域、正馬川モデル流域、柄石川小流域では、岩盤浸透量が大きく、正馬川上流域では、年度降水量と岩盤浸透量の間には正の相関関係が見られる。
- ③ 流域の地下に東濃鉦山坑道を抱える東濃鉦山流域と板取洞流域は流域の上流に位置するが、他の上流域、小流域、モデル流域と比較して岩盤浸透量は小さい。特に板取洞流域は、正馬川上流域の内部に位置するにもかかわらず、ばらつきが大きく、正馬川上流域と異なる傾向を示す。
- ④ 流域の下流部に位置する正馬川下流域では、

表5 水収支解析に使用した面積雨量、河川流出高、蒸発散量の対照表

流域名	面積雨量	蒸発散量	河川流出高
正馬川全流域	正馬様コミュニティ降水量（代表値）	東濃鉦山ペンマン法	SPD 河川流量
正馬川上流域	正馬・鉦山平均降水量（算術平均）	東濃鉦山ペンマン法	SPU 河川流量
正馬川下流域	正馬様コミュニティ降水量（代表値）	東濃鉦山ペンマン法	SPD SPU
板取洞流域	正馬様コミュニティ降水量（代表値）	東濃鉦山ペンマン法	IPU 河川流量
東濃鉦山流域	正馬・鉦山平均降水量（算術平均）	東濃鉦山ペンマン法	TPU 河川流量
正馬川モデル流域	正馬川モデル流域尾根部降水量	東濃鉦山ペンマン法	SPM 河川流量
柄石川全流域	柄石川谷部降水量	柄石川ペンマン法	GPD 河川流量
柄石川小流域	柄石川谷部降水量	柄石川ペンマン法	GPU 河川流量

表6 各観測流域の年度岩盤浸透量と面積雨量に対する百分率

観測年度	1990年度	1991年度	1992年度	1993年度	1994年度	1995年度	1996年度	1997年度	1998年度	1999年度	2000年度	平均	範囲
Gy 年度岩盤 浸透量 (mm/year)	正馬川流域	- 2	28	16	- 18	40	158	71	36	47	86	148	55 - 18 ~ 158
	正馬川上流域	308	401	110	353	97	292	244	363	437	332	315	296 97 ~ 437
	正馬川下流域	- 129	- 139	- 56	- 178	14	77	7	- 71	- 90	9	51	- 46 - 178 ~ 77
	板取洞流域	-	-	-	49	153	126	- 194	121	109	272	-	91 - 194 ~ 272
	東濃鉱山流域	-	88	-	-	73	92	91	127	-	-	-	94 73 ~ 127
	正馬川モデル流域	-	-	-	-	-	-	-	-	-	285	376	330 285 ~ 376
	柄石川流域	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- 105	180	38 - 105 ~ 180
	柄石川小流域	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	396	396 396
降水量に 対する岩 盤浸透量 の割合 (%)	正馬川流域	- 0	1	1	- 1	4	10	6	2	2	6	10	4 - 1 ~ 10
	正馬川上流域	20	22	9	22	9	19	19	20	21	21	22	19 9 ~ 22
	正馬川下流域	- 8	- 7	- 4	- 11	1	5	1	- 4	- 5	1	3	- 3 - 11 ~ 5
	板取洞流域	-	-	-	3	15	8	- 15	7	5	18	-	6 - 15 ~ 18
	東濃鉱山流域	-	5	-	-	7	6	7	7	-	-	-	6 5 ~ 7
	正馬川モデル流域	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19	26	22 19 ~ 26
	柄石川流域	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- 7	13	3 - 7 ~ 13
	柄石川小流域	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	28 28

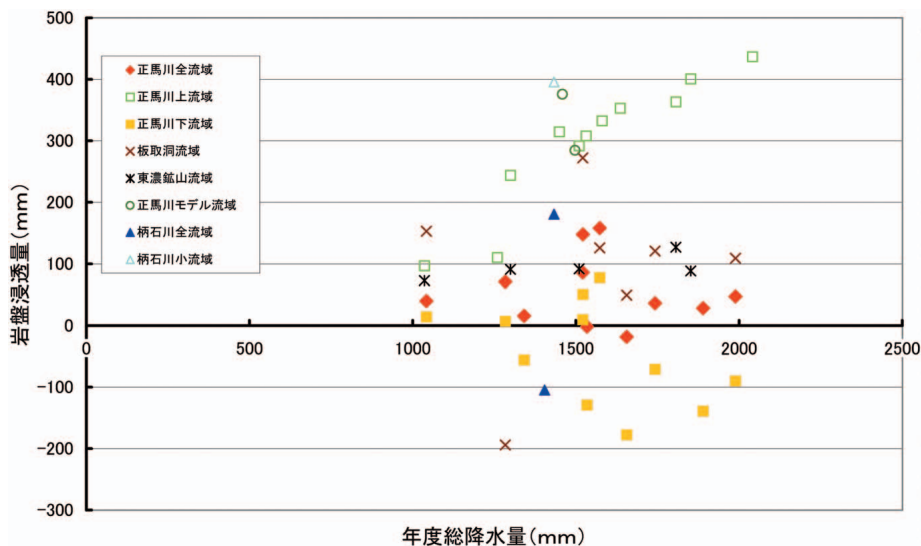


図4 年度総降水量と岩盤浸透量の相関

岩盤浸透量が小さく、多くの年度でマイナスの値を示す。また、面積雨量と岩盤浸透量の間に関係が見られる。

#### 4.4 地下水流動解析による鉛直方向フラックス分布

研究実施領域では観測と並行して水理地質構造モデルの構築といくつかの地下水流動解析が行われている(三枝,他(2001)<sup>3)</sup>など)。本研究では、地下水流動解析領域内のいくつかの流域で岩盤浸透量の算出ができたことから、その分布と地下水

流動解析結果との比較を行うために、地下水流動解析により算出された鉛直方向フラックスの平面分布を検討した。

三枝,他(2001)<sup>3)</sup>の地下水流動解析結果から得られた、瀬戸層群直下の接点(設定地下水面が岩盤内にある場合には、地下水面直下の接点)における鉛直方向フラックスの平面分布図を図5に示す。

本解析では複数ケースの定常解析が行われているが、今回は、そのうちの基本ケースを使用した。基本ケースでは、地質構造を瀬戸層群、瑞浪層群、



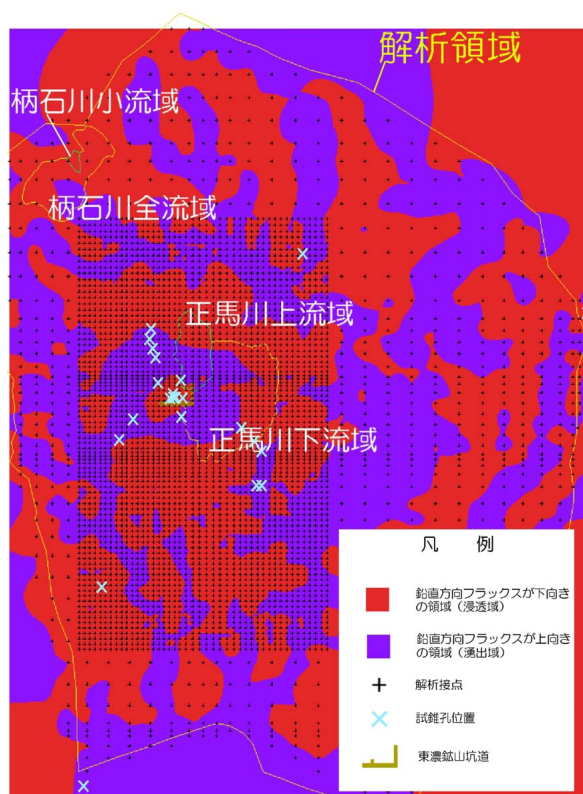


図5 瀬戸層直下の接点における鉛直方向フラックスの平面分布

花崗岩風化部，花崗岩上部割れ目帯，花崗岩健岩部，5つの断層（月吉+4つのリニアメント），月吉断層破碎帯に区分し，モデル化した。

境界条件は，上部境界条件を

$$(Water\ Table\ E.L.) = 0.9924 \times (Surface\ E.L.) - 4.8986$$

で計算される固定地下水面かつ自由漫出面として与えた。ただし，東濃鉱山周辺では東濃鉱山坑道部の排水を考慮して，固定地下水面を鉱山周辺の瑞浪層群を対象とした地下水観測孔の地下水位にあわせて低下させた。

側方境界は南側を不透水境界，南側以外を固定静水圧分布とし，下部境界は不透水境界とした。

次に，水収支法による岩盤浸透量と比較するために，各流域内での鉛直方向フラックスの平均値を算出し，流域の浸透区分を行った（表7）

図5，表7から，以下の傾向が読み取れる。

- ① 柄石川流域では，小流域を含む上流側が浸透域になり，下流側に湧出域が分布する。また，流域の平均フラックスからみた浸透区分は両流域とも浸透域を示し，フラックスから計算した岩盤浸透量も上流域が大きく，下流域が小さい。これらの結果は，水収支解析結果の浸透区分や岩盤浸透量の傾向と整合する。
- ② 正馬川流域の鉛直方向フラックスの分布は，東濃鉱山を中心にドーナツ状に浸出域がみられ，正馬川流域の地形とはあっていない。また，流域の平均フラックスからみた浸透区分も3流域とも湧出域となり，正馬川下流域を除いて水収支解析結果の傾向と一致しない。これは，上部境界条件として東濃鉱山坑道の影響を地下水面として低く設定しているため，地表面からの岩盤浸透の影響が反映されていないことが原因と考えられる。

## 5 考察

### (1) 面積雨量の設定手法の適用性

正馬川流域における面積雨量の検討結果から，当流域では代表値法及び算術平均法による面積雨量が河川流出高との相関性が高く，流域降雨を代表していることがわかった。

一般的に，面積雨量の設定には加重平均法が用いられることが多いが，本研究対象流域の相関関係の解析結果からは，加重平均法による面積雨量と河川流出高との相関性は低い。この原因として

表7 鉛直方向フラックスと岩盤浸透量の比較

流域名	地下水流動解析結果			水収支解析結果	
	流域平均フラックス (m/sec)	流域浸透区分	フラックスから求めた岩盤浸透量 (mm)	平均年度岩盤浸透 (mm)	流域浸透区分
正馬川全流域	7.34E-10	湧出域	-23.1	55.5	浸透域
正馬川上流域	1.53E-09	湧出域	-48.3	295.5	浸透域
正馬川下流域	6.14E-10	湧出域	-19.4	-45.9	湧出域
柄石川全流域	-5.02E-09	浸透域	158.3	37.8	浸透域
柄石川小流域	-1.07E-08	浸透域	337.0	395.8	浸透域

注) フラックスの値は解析のZ軸にあわせて，下向きがマイナス，上向きがプラスになっている。また，岩盤浸透量の値は，湧出がマイナス，浸透がプラスになっている。

は、以下の要因が考えられる。

- ① 本研究が0.01~0.5km<sup>2</sup>と狭い流域を対象とし、流域近傍に設置された雨雪量計の観測結果が流域全体の降雨特性を代表していたこと。
- ② 設定した流域に対して雨雪量計の配置が偏っていること（正馬様コミュニティ雨雪量計が正馬川流域の外側にある）で、ティーン分割の妥当性が低かったこと。
- ③ 本研究地域に分布する丘陵は、高低差が比較的小さく、雨量と観測地点標高の相関性が低いいため、主に地形要素で区分した支配圏法の適用性が低かったこと。

本研究の結果からは、流域面積が0.01~0.5km<sup>2</sup>と比較的小さい流域を対象とする場合で流域内の高低差が小さい流域では、流域内の位置的なバランスや地形的な特性から流域内を代表する降雨観測地点が設定できれば、その降水量を代表値として用いても良いことが示唆される。

ただし、地下水流動解析範囲を対象とする検討を行う場合には、数10~100km<sup>2</sup>の流域での岩盤浸透量を考える必要がある。このような広い流域を対象とする場合には、雨量観測地点の代表値よりも加重平均法による面積雨量の代表性が高く評価される可能性も考えられる。したがって、地下水流動解析範囲を対象とする水収支観測を行う場合には、他機関の雨量観測点の配置も考慮して、よりバランスの取れた降水量観測点の設置が必要と考えられる。

## (2) 正馬川流域内での岩盤浸透量の分布と観測流域のスケールについて

正馬川流域内を上流域、下流域に分け、11年間の平均で岩盤浸透量を比較すると、上流域では岩盤浸透量が高くプラスの値（岩盤に浸透している）を示し、下流域ではマイナスの値（岩盤から湧出している）を示した。

また、岩盤浸透量と年度降水量との相関関係は、上流域で正の強い相関関係が見られ、下流域では負の弱い相関関係が見られた。これは、降水量が多い場合は上流域の岩盤への浸透量が増え、下流域で岩盤からの湧出量が増えることを示し、降水量が少ない場合は逆になることを示す。したがって、正馬川流域内では上流域で浸透した地下水の一部は下流域で湧出していると考えられ、観測流域スケールでの地形的影響を観測している可能性を示唆する。

Tóth (1963)<sup>14)</sup> は、地形の起伏を反映した地下水流動の概念を示し、地下水流動系のスケールに local system (局所的な地下水流動系), intermediate system (中間的な地下水流動系), regional system (広域的な地下水流動系) があることを示した<sup>14)</sup>。この概念を参考に、正馬川流域での地下水流動系の概念図と水収支解析で求める岩盤浸透のスケールを図6に示す。

正馬川上・下流域のスケールでは、流域内の地形的な配置や年度降水量の増減が岩盤への浸透・湧出に大きく影響を与えていることから、ここでは局所的な地下水流動系での地下水の出入りを観測しているものと考えられる。

これに対して、正馬川全流域の岩盤浸透量は、降水量との相関性が低く、比較的少ない値で一定している。また、正馬川全流域の岩盤浸透量は11年間の観測の間に2回だけ、マイナスを示す年度があるが、平均的にはプラスの岩盤浸透量を示し、流域全体としては深部岩盤への地下水涵養域に位置すると考えられる。

これは、正馬川全流域の観測スケールが、上・下流域よりも大きなスケールの地下水流動系での水収支を観測している可能性を示し、このスケールでの地下深部への地下水浸透量が、降水量の増減とは関係が低い可能性を示唆する。

## (3) 流域の基盤地質と岩盤浸透量の比較

柄石川流域と正馬川流域は、水収支モデルの上で、流域の基盤となる岩盤が違う地質環境（花崗岩と瑞浪層群）で設定されている。柄石川流域の観測期間が短いために、現状で正馬川流域と比較することは難しいが、あえて観測期間の平均値と比較すると、水収支観測で得られた岩盤浸透量の傾向には大きな違いはみられなかった。

ただし、2.5項で述べたように、柄石川の岩盤浸透量の計算で用いた面積雨量は便宜的に定めているため、今後の検討で面積雨量が変わった場合には、岩盤浸透量の傾向も変化する可能性がある。柄石流域では、今後とも観測を継続して流域を代表する降水量の設定を見直す必要がある。

## (4) 水収支解析から地下水流動解析へのアウトプット

水収支解析及び地下水流動解析から求めた岩盤浸透量の値が真値を表しているかどうかは、水収支解析のもつ誤差や、地下水流動解析の手法の選択と与えるパラメータの精度の問題から現段階で

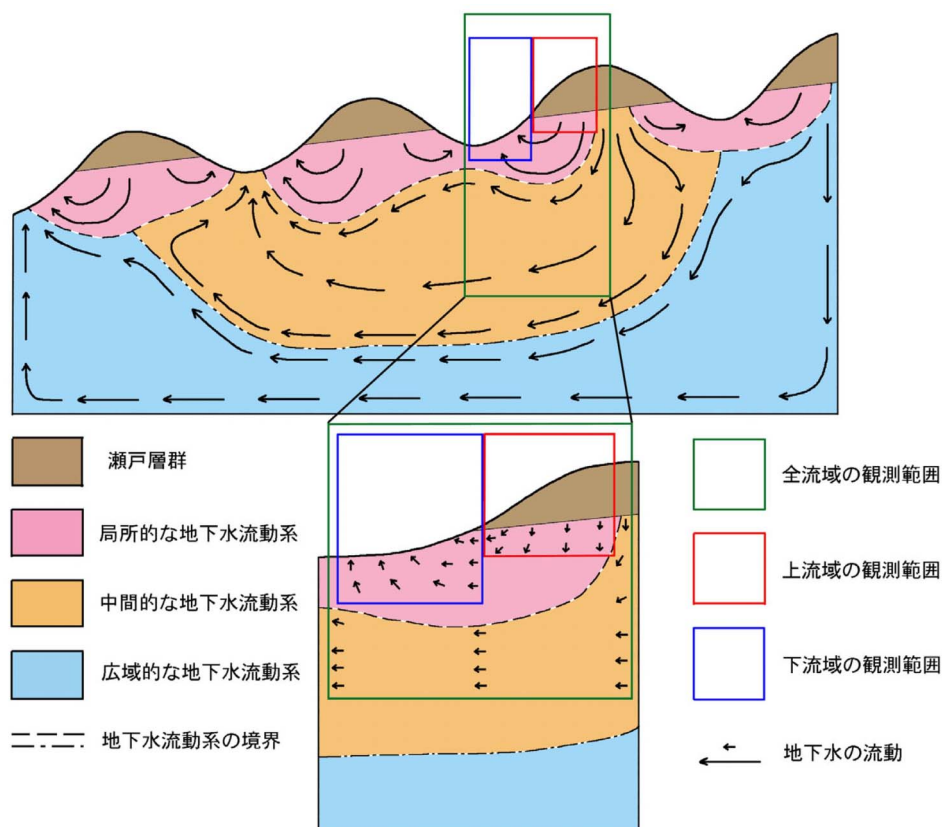


図6 正馬川流域での地下水流動系と観測範囲の概念図

は議論できない。

しかし、2.6項で示したように、柄石川流域では水収支解析による岩盤浸透量の分布と地下水流動解析より算出された鉛直方向フラックスの平面分布の傾向はよく合っている。

また、前項で述べたように、柄石川流域では今後の検討で岩盤浸透量の値は変化する可能性があるが、上流域と全流域の相対的な関係は、正馬川流域の例から見ても変化しないと考えられる。

したがって、水収支解析及び地下水流動解析結果を相対的な岩盤浸透量の分布で比較検討することは、それぞれの解析結果の妥当性を検討する上で有効な手段と考えられる。

また、本研究では、水収支解析の観測流域の大きさが地下水流動系のスケールに対応している可能性が示唆された。これは、地下水流動解析で対象とする地下水流動系のスケールをどこに置くかによって、上部境界条件である岩盤浸透量を検討するスケールが異なってくることを示している。

したがって、水収支解析の流域スケールと地下水流動系のスケールの関係を明らかにすることは、地下水流動解析の上部境界条件を検討する上

で重要な課題と考えられる。

#### (5) 東濃鉱山の人工的な影響

板取洞流域と東濃鉱山流域は、その地下に東濃鉱山坑道を抱え、人工的な影響が流域の水収支に影響を与えている可能性がある。東濃鉱山は東濃鉱山流域に2本の立坑と板取洞流域に1本の換気立坑をもち、両流域にまたがって坑道が配置されている。坑道は、月吉断層を挟んで水収支解析で岩盤と考えている瑞浪層群と土岐花崗岩の中に掘削されている。

水収支解析結果から、板取洞流域は正馬川上流域の一部を構成するが、岩盤浸透量の傾向は正馬川上流域と異なっており、その他の小流域、モデル流域と比べても低い傾向がみられた。また、降水量と河川流出高との関係の経時変化も他の流域と違う傾向を示し、岩盤中の東濃鉱山坑道の影響が考えられる。

東濃鉱山では、水収支観測期間中にも坑道の掘削作業や道路敷設等による地形改変が行われている。したがって、東濃鉱山の人工的活動が両流域に与える影響は経時的にも複雑であり、その水収支解析への影響の除去は難しい。



## 6. おわりに

本稿では、研究実施領域で実施している水収支解析結果を取りまとめ、各流域の年度岩盤浸透量を算出すると共に、岩盤浸透量の算出上重要な面積雨量設定手法の適用性の検討、岩盤浸透量の平面分布と地下水流動解析との比較結果について報告した。

本稿での検討の結果、岩盤浸透量の観測流域スケールへの依存性は、地下水流動解析の上部境界条件を検討する上で重要な課題と考えられた。

現在、本研究実施領域では、本報告で検討した観測流域しか設定されていないため、より大きな流域での岩盤浸透量の特性は把握されていない。今後は、地下水流動解析領域を含む日吉川流域スケールでの水収支観測を行ない、異なった流域スケールでの流出特性や面積雨量の設定方法、岩盤浸透量の特性を検討する必要がある。

また、山内、他<sup>5)</sup>で指摘された、岩盤浸透量の値のばらつきについては、観測流域のスケールの違いにより、観測している地下水流動系が異なることで説明できる。しかし、岩盤浸透量の値の信頼性については、水収支法の算出方法の欠点から、常に観測誤差の影響をめぐり去ることはできない。したがって、今後も精度向上のための検討は必要となるが、解析に用いる上部境界条件について、どの程度の誤差が許容されるかは、地下水流動解析の目的によって決定される。

高レベル放射性廃棄物の地層処分研究における地下水流動解析の重要な目的は、性能評価に用いられる地下深部での地下水流動フラックスを得ることにある。解析におけるそれぞれの境界条件が解析結果に与える影響については、感度解析等によって評価することが重要である。不飽和浸透流解析に必要な上部境界条件である岩盤浸透量についても、感度解析の結果を考慮して、必要な要求

精度を検討する必要がある。

## 参考文献

- 1) 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, pp. 46-53 (1991)
- 2) 岡崎彦哉, 小林公一, 他: “長期表層水理観測による水収支と立坑掘削影響の把握 - 東濃鉦山周辺流域を対象として -”, 日本地下水学会1997年度春季講演会 講演要旨, pp. 24-29 (1997)
- 3) 小田川信哉, 三枝博光, 他: “東濃鉦山周辺流域における水収支の算定とその今後の展望” 岩盤地下水理に関するワークショップ論文集「スケールフリーな新技術の展開」, pp. 13-18 (1999)
- 4) 小田川信哉, 竹内真司: “東濃鉦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, pp. 43-46 (1999)
- 5) 山内大祐, 宮原智哉, 他: “超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果”, サイクル機構技報, No. 9, pp. 103-114 (2000)
- 6) 小林公一, 中野勝志, 他: “表層水理観測システムによる水収支の算定 - 岐阜県東濃鉦山におけるケーススタディー -”, 動燃技報, No. 97, pp. 145-150 (1996)
- 7) 核燃料サイクル開発機構: “1989~2000年度 表層水理観測年報”, 公開資料 (技術資料登録中) (2002)
- 8) Penman, H. L.: “Natural evaporation from open water, bare soil and grass.”, Proc. R. Soc. London, A 193, pp. 120-145 (1948)
- 9) 川畑幸夫 編: “水文気象学”, 地人書館, pp. 57-80 (1961)
- 10) 水村和正: “水圏水文学”, 佛山海堂, pp. 14-35 (1998)
- 11) 菅原正巳: “流出解析法”, 共立出版, p. 78 (1972)
- 12) 核燃料サイクル開発機構: “東濃鉦山及び正馬川流域等の気象観測データと他機関観測データの対比と整理”, サイクル機構契約業務報告, JNC TJ7440 2000 012 (2000)
- 13) 三枝博光, 前田勝彦, 他: “水理地質構造モデル化概念の違いによる深部地下水流動への影響評価 (その6)”, 「亀裂性岩盤における浸透問題に関するシンポジウム」論文集, (社)地盤工学会, pp. (2001)
- 14) Tóth: “A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins”, Journal of Geophysical Research, vol. 68, No. 16, pp. 4795-4812 (1963)