

花崗岩地帯における水文調査・観測と 水収支解析結果に基づく水循環機構の分析

HYDROLOGICAL CYCLE ANALYSIS BASED ON THE SURVEY AND
OBSERVATION IN THE GRANITE ZONE

才田進¹・神野健二²・濱里学¹・飯島康夫³

Susumu SAITA, Kenji JINNO, Manabu HAMAZATO and Yasuo IJIMA

¹正会員 工修 八千代エンジニアリング(株) 総合事業本部河川部 (〒161-8575 東京都新宿区西落合2-18-12)

²正会員 工博 九州大学大学院教授 工学研究院環境システム科学研究センター (〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1)

³八千代エンジニアリング(株) 九州支店 技術第三部 (〒810-0062 福岡市中央区荒戸2-1-5)

Besides in a tunnel or a damsite, the analysis on the groundwater movement mechanism in bedrock is also being developed in the subject of the underground petroleum storage and the disposal of nuclear waste in recent years. Up to now, the reports concerned on the hydraulic property of permeability and distribution of the water pressure are mainly in local bedrock around these facilities, but very few in the wide area.

In this study, using the investigation of hydrogeology and borehole test, the observation of weather and river flow for two years in the granite zone, we discussed the mutual relationships among groundwater, river flow and outflow based on the tank model and quasi three-dimensional groundwater flow analyses in the basin. We get some valuable data as a characteristic of runoff percentage on hydrological cycle mechanism and the influence of groundwater.

Key Words : granite, bedrock, infiltration, evapotranspiration, groundwater, hydrological cycle

1. はじめに

従来からダム漏水やトンネル湧水などの岩盤中の地下水問題が論じられてきたが、ダムの場合は透水性やグラウト効果の検討、トンネルの場合は異常湧出水と地表水枯渇などの環境問題が中心であった。これらの地下水問題では、地質構造や透水性分布および岩盤地下水流そのものが研究対象であり、構造物近傍の比較的狭い領域が研究対象であった。また、降水の影響も考慮した地下水面変動や湧水量の再現などが行われてきた。しかし、降水や蒸発散および地表流出も含めた時系列的かつ詳細な流出機構、水収支および地下水流動機構（水循環機構）の把握には至っていないと考えられる。特に、岩盤地帯における降水、地表水、地下水の水循環を検討する場合には、水収支域を設定した上で、体系的かつ長期的にわたる水文・気象観測、地下水位観測さらに地表踏査やボーリング調査・試験などの水文地質調査が必要である。そのため、広大な水収支域の水循環機構の検討に資するデータは見当たらないようである。

そこで本研究では、花崗岩地帯の水収支域を対象とした2年間にわたる気象と河川流量の観測結果に基づいて、水収支域内の河川流出量や地下水浸透量および水収支域外への流出量の経時変化を検討した。

また、これらの経時変化機構の検討を目的として、タンクモデル解析と広域地下水解析を行った。その結果、河川流出率の経時変化の分析等から、花崗岩地帯の水循環機構を定量的に考察することができたので、得られた成果を報告するものである。

2. 調査対象領域の設定と主な調査の内容

(1) 調査対象領域の設定

本地域は福岡平野の南東部の三郡山地西側斜面山麓にあたり、中生代の花崗岩類分布域である。花崗岩地帯での調査対象領域は、図-1に示す本川と支流の合流点までの分水嶺を境界とした水収支域 13.51 km²の領域である。観測水収支域 4.33 km²は、宅地域の上流で、宅地域からの生活排水等が流入しない河川流量観測地点Aの集水域

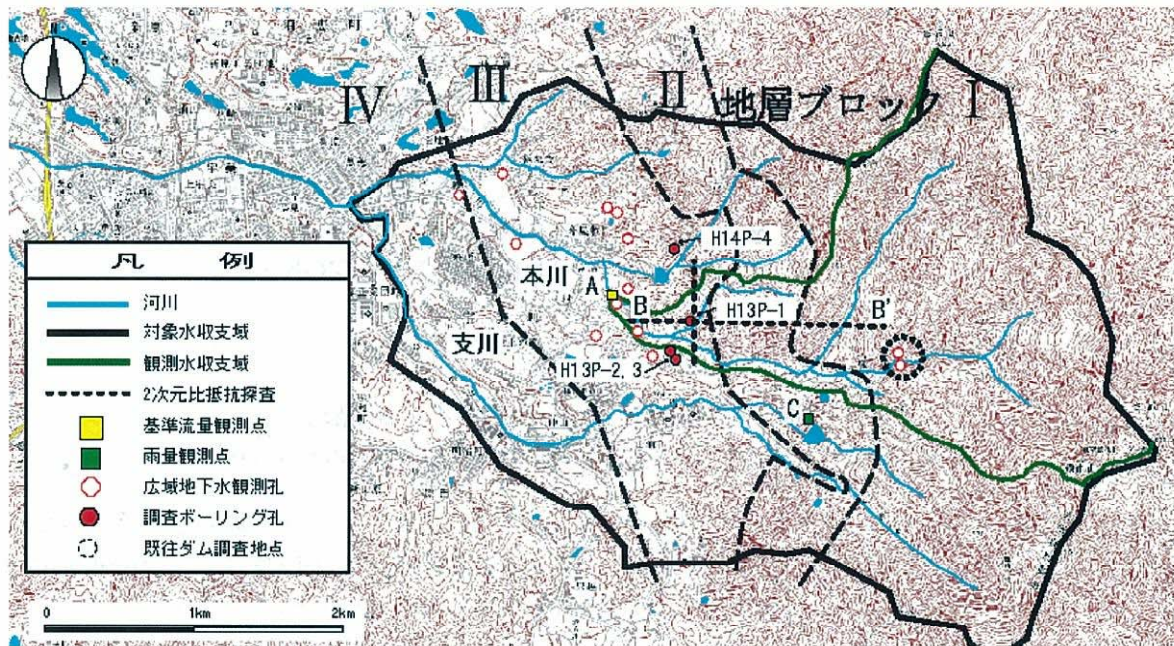


図-1 調査対象領域と調査、観測ならびに試験位置

表-1 主な調査、観測ならびに試験の内容

項目	調査観測試験の内容
雨量観測	対象水収支域の平均的な標高位置で自記録観測
河川流量観測	観測水収支域4.33km ² の全流量を自記録、手動観測で評価。観測基準点：1点、補助観測点：7点
地形解析	1/2500、1/5000の地形図による地形区分と空中写真判読によるリニアメント抽出等
地質踏査	山岳部8km ² の縮尺1/2,000での踏査。地質、風化状況、割れ目状況、地表浸出点等の調査
ボーリング調査	左岸：H13P-2、H13P-3、右岸：H13P-1、H14P-4の計4孔、総延長520m
垂直電気探査	シュランベルジャー法による比抵抗探査。6点：探査深度150m、2点：探査深度200m
2次元比抵抗探査	TEM法（電磁探査）、測線長500m×2本
広域地下水位観測	既存孔（11孔：1回/週の手動、2孔：自記水位計）、新規孔（2孔：自記水位計）〔ボーリング調査孔を併用〕による広域地下水位観測

表-2 花崗岩岩盤の風化区分

風化区分	ダムの風化区分	性状
マサ状	ϵ	構成鉱物は全て分離し、土砂状になる。著しい場合は、長石・雲母の粘土化が進み赤土状となる。
強風化	δ	構成鉱物の分離が進み、ハンマーのピックが突き刺さるが、岩盤としての強度は保持している。
中風化	γ	風化は主に亀裂沿いに進んでいるが、岩芯には未風化部が多く残る。
新鮮（～極新鮮）	β （～ α ）	風化は一部の亀裂沿いに小範囲で認められるのみで、全体に未風化、堅硬な岩盤である。（ α は肉眼では風化がほとんど識別できない極新鮮状態。本調査域では、ボーリングコアのみで確認できる）

3. 調査、観測ならびに試験の結果と考察

(1) 水理地質モデル

岩盤区分は、表-2に示すような風化区分に準拠して行った。地質踏査の結果、尾根部から平野部にかけて徐々に風化深度が深くなること、地表地質の風化区分は、概ね山裾から平野部への地形変化点を連ねた線と平行な帯状のゾーンに区分されることなどを確認した。この平行な帯状のゾーンは図-1に示すように尾根部から平野部に向かって地層ブロックⅠ～Ⅳに区分した。すなわち、地層ブロックⅠは、風化区分の γ ～ β 級岩盤ないし γ 級岩盤を主体とし、ブロックⅡは γ 級岩盤を主体とする。ブロックⅢは、 δ 級岩盤を主体とし、 ϵ 級は沢部に分布する。なお、ブロックⅣは古第三紀層分布域である。

また、深度方向の地層（岩盤）区分は、透水性の深度分布から、強風化岩主体層・中風化岩主体層（ δ 、 γ ）と新鮮岩主体層（ β 、 α ）に区分した。したがって、深度

にあたる。

(2) 主な調査、観測ならびに試験の内容と位置

主な調査、観測ならびに試験の内容を表-1にまとめ、位置を図-1に示す。雨量は標高との相関性が認められたため、観測水収支域内の平均的な標高のC地点（EL.300m）での観測結果を用いた。地質踏査については、地表地質分布や地質構造の確認に加えて、溪流源頭地点・地表浸出点等の調査を行い、地下水位分布推定の基礎資料とした。ボーリング調査は本川の左岸で2孔、右岸で2孔実施した。また、垂直電気探査と2次元比抵抗探査は、ボーリング調査結果と対比すれば測線上の透水性分布を評価できることから水理地質モデルの基礎資料を得る目的で行った。さらに、広域地下水位分布の把握を目的に、既存孔11孔も利用した地下水位観測を行った。

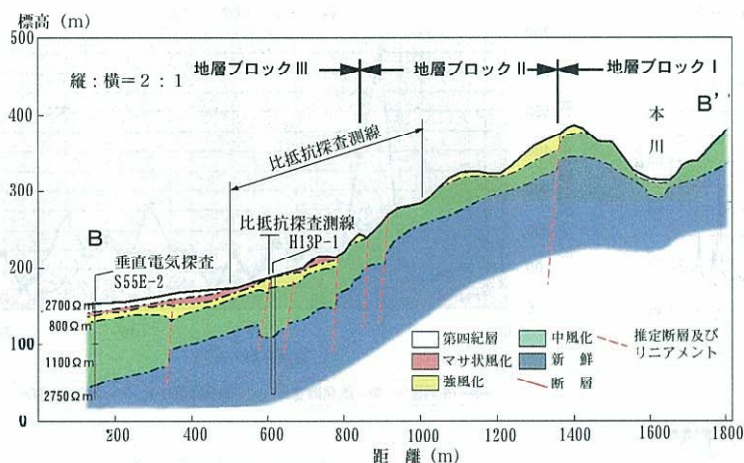


図-2 岩盤区分断面図 (B-B' 断面)

方向の水理的岩盤区分は、表層 (表土, マサ), 強・中風化岩層, 新鮮岩層の3層構造とした。B-B' 側線の岩盤区分図を図-2に示す。

透水性については、調査ボーリング孔におけるルジオン試験結果から評価した。

透水性評価結果をまとめると表-3のとおりである。さらに、強・中風化岩層と新鮮岩層の透水係数ランク別の累計試験区間長のヒストグラムを図-3に示す。透水性の空間分布は対数正規分布を示す¹⁾といわれているが、強・中風化岩層ではH13P-1孔とH14P-4孔のバラツキが大きい。これは、風化状況や割れ目状況等の局所的な相違がルジオン試験結果に反映されたものと考えられる。

一方、新鮮岩層はH13P-1孔とH14P-4孔のバラツキも小さく、全体として綺麗な対数正規分布を示しており、得られた平均透水係数は信頼性が高いと考えられる。

(2) 降雨流出機構

2001年1月1日から2002年12月31日までの2年間の降雨量と河川流量の日変化を図-4に示す。1993年から2002年の10年間の年降雨量でみると、2001年は多い方から4番目 (多雨年)、2002年は7番目 (少雨年) である。

観測水収支域での雨量と流出量の水収支を検討するため、蒸発散量を推定する。ここでは、晴天時については、ペンマン法の改良型で樹木の葉の気孔抵抗を考慮した次式のペンマン-モンティース式²⁾を用いた。

$$E = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho C_p(e_s - e_a)/r_a}{l(\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a))} \quad (1)$$

ここに、

E : 蒸発散量 (mm/day)

Δ : 気温に対する飽和水蒸気圧曲線の勾配 (hPa/°C)

Rn : 正味の放射量 (W/m²)

G : 水中 (又は土中) への熱流量 (W/m²)

ρ : 空気密度 (g/cm³)

C_p : 大気の比熱 (MJ/kg/°C)

表-3 水理的岩盤区分でのルジオン試験結果

岩盤区分	データ	データ個数・区間長		平均透水係数 (cm/s)	
		個数	総区間長(m)	相加平均	対数平均
表層	既存孔	30	80.0	1.2×10^{-3}	4.2×10^{-4}
強・中風化岩	調査	23	208.0	1.9×10^{-4}	2.8×10^{-5}
新鮮岩	ボーリング	16	161.0	3.8×10^{-5}	2.2×10^{-5}

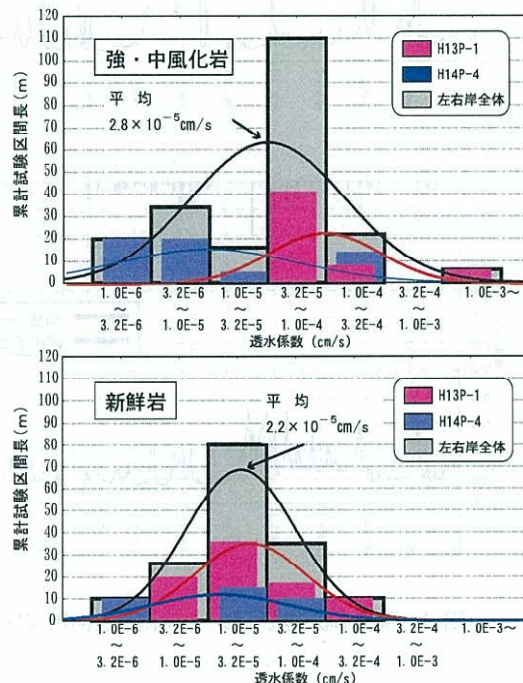


図-3 ルジオン試験結果のヒストグラム

e_s : 飽和水蒸気圧 (hPa)

e_a : 水蒸気圧 (hPa)

r_a : 空気抵抗 (s/m)

l : 水の気化潜熱 (MJ/m³)

γ : 乾湿計定数 (hPa/°C)

r_c : 気孔抵抗 (s/m)

上式の利用に際しては、調査対象領域近傍の九州大学篠栗演習林のデータ³⁾を参考にした。調査対象領域は常緑樹が支配的なため、気孔抵抗 (r_c) は常緑樹の値として $r_c = 320$ (s/m)を用いた。次に、降雨時については、森林域の蒸発散量は樹冠遮断雨量相当とした。すなわち、篠栗演習林での樹冠遮断雨量は、林外雨量 (観測雨量) の20%という観測結果を用いて、観測水収支域内での観測雨量の20%を降雨時の蒸発散量とした。

2年間の月別の降雨量 (P)、蒸発散量 (E)、有効雨量 ($P-E$)、河川流量 (Q_r) および流出率等の経時変化を図-5に示す。ここで、 P' は月降雨量を平均月降雨量で正規化したもの、 $(P-E)'$ は月有効雨量を平均月有効雨量で正規化したものである。本検討の結果、判明したことは以下のとおりである。

a) 2年間での平均流出率 Q_r/P は0.52であり、有効雨量を用いた平均流出率 $Q_r/(P-E)$ は0.76である。これは、観測水収支域の有効雨量の76%が河川に流出し、残りの

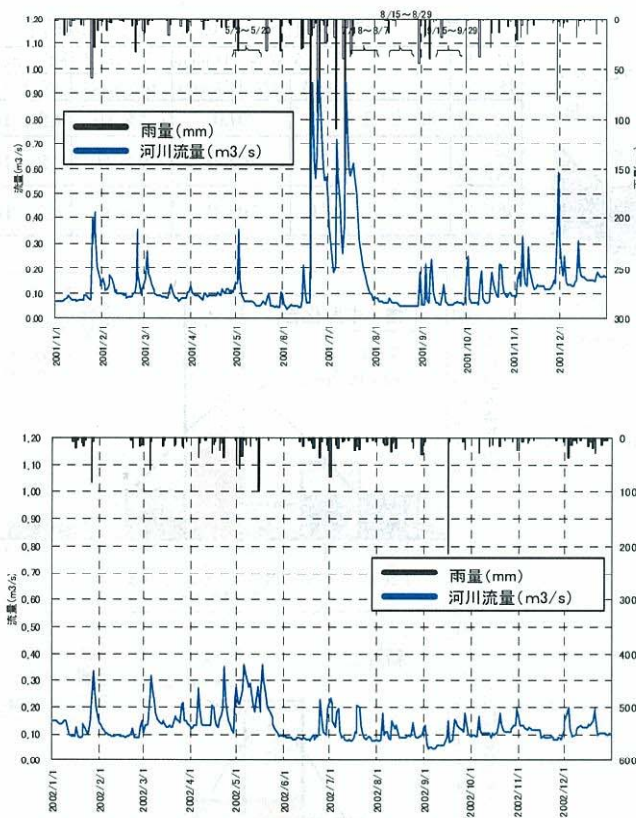


図-4 観測水収支域における降雨量と河川流量の経時変化

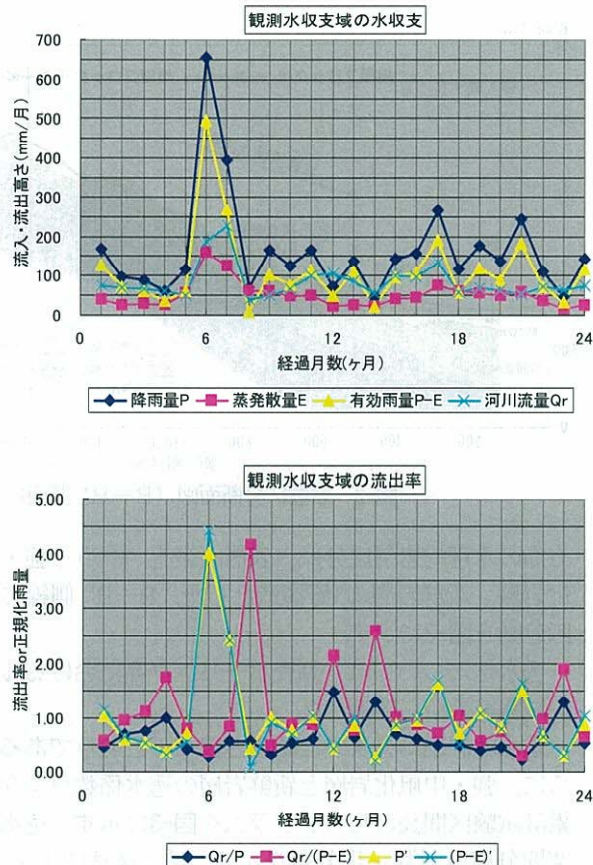


図-5 観測水収支域内の水収支・流出率の月変化

24%が地下水などにより下流域を含む周辺流域へ流出していることを意味していると考えられる。

- b) 図-5より、P やP-E の月変化傾向に比べ、Qr の月変化傾向は緩やかである。すなわち、河川流量の平滑化（流出遅延効果）に地下水の流動機構が強く関係していると推察される。
- c) Qr は降雨後もある程度の期間維持されるため、Pや(P-E) のピークに対して、Qr/P やQr/(P-E) のピークは時間遅れを示す。これは、降雨時の地下浸透分が無降雨期に流出して、河川の基底流量を維持しているためである。このような流出機構がQr の平滑化に寄与していると考えられる。

4. 流出解析および水収支検討結果と考察

(1) タンクモデルによる流出機構の検討

観測水収支域内の2年間の降水量、蒸発散量および河川流量を菅原の直列4段タンクモデルで解析し、流出機構などの分析を行った。なお、流出孔係数（5個）、浸透孔係数（3個）、流出孔高さ（4個）および初期水深（4個）の計16個の未知量を誤差関数は正規分布として、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いて同定した⁴⁾。

降雨量、蒸発散量および河川流量の観測結果と解析結

果を図-6に示す。各タンクの流出成分 (Q_1 : 1段目上段流出孔流量, Q_2 : 1段目下段流出孔流量, Q_3 : 2段目流出孔流量, Q_4 : 3段目流出孔流量, Q_5 : 4段目流出孔流量), タンク水位および1段タンクから2段タンクへの浸透量（地下浸透量に相当）の経時変化を図-7に示した。

図-7より、降雨期の洪水ピーク流量は1段タンクの Q_2 、非降雨期の基底流量は、主に4段タンクの Q_5 が支配的であり、流出機構に地下浸透が大きく関わっていることが確認できる。地下浸透量すなわち1段タンク浸透量は、洪水期に増大することが認められ、図-5の洪水期は流出率が小さくなる結果と対応している。また、4段タンク水位が徐々に増加しているが、これは観測水収支域外への地下水流出に対応したものである。その量は、有効降雨量(P-E) を用いた平均流出率 $Qr/(P-E)$ に対する $(1 - Qr/(P-E))$ で定量的に把握できる。以上のように、花崗岩地帯でも地下水が降雨の流出機構と水収支に大きく関与していることが分かる。

(2) 広域地下水解析による水収支機構の検討

鈴木ら^{5), 6)} は飽和・不飽和の準三次元地下水解析に地表流出量を評価できる機能を追加し、タンクモデルの第1段タンク浸透量を飽和・不飽和の準三次元地下水解析の涵養条件とするハイブリッド型の解析法を提案してい

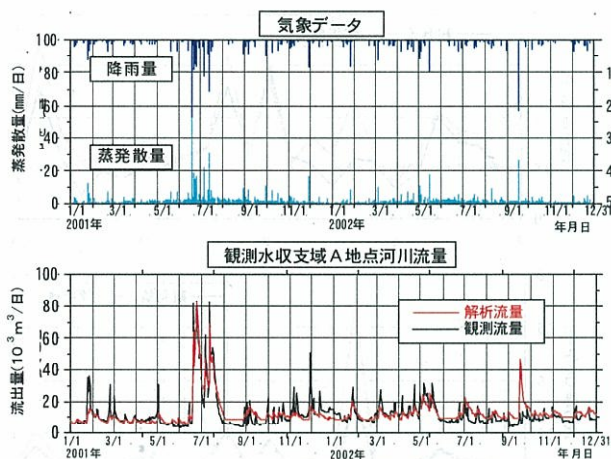


図-6 河川流量解析結果の観測値による検証

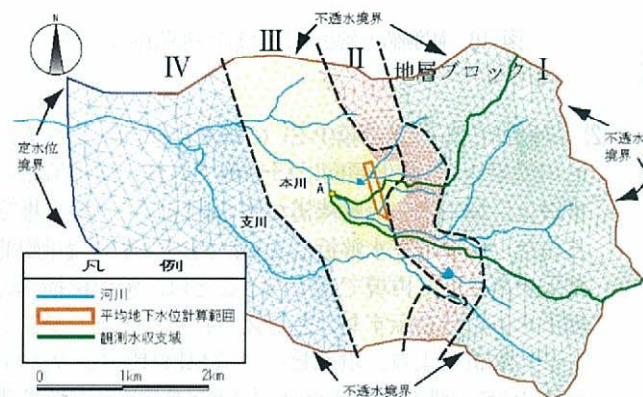


図-8 広域地下水解析モデルの要素分割図

表-4 各地層ブロックごとの地層（岩盤）厚さと透水係数

地層ブロック	IV	III	II	I
表層	GL±0～15m 5.0×10^{-4} cm/s	GL±0～20m 5.0×10^{-4} cm/s	GL±0～10m 5.0×10^{-4} cm/s	GL±0～10m 5.0×10^{-4} cm/s
強・中風化 or 古第三紀層	(古第三紀層) GL-15～300m 2.5×10^{-5} cm/s	GL-20～65m 2.5×10^{-5} cm/s	GL-10～40m 2.5×10^{-5} cm/s	GL-10～25m 2.5×10^{-5} cm/s
新鮮	GL-300～400m 2.5×10^{-5} cm/s	GL-65～400m 2.5×10^{-5} cm/s	GL-40～400m 1.0×10^{-5} cm/s	GL-25～400m 1.0×10^{-5} cm/s

る。この解析手法(以下、広域地下水解析と称す)を用いて、観測水収支域で2年間の非定常解析を行い、観測結果を検証するとともに、地下水を考慮した河川流出機構について考察する。

解析モデルの要素分割図を図-8に示し、地層ブロック毎の水理地質モデルを表-4に示す。なお、降雨浸透による岩盤内地下水位の挙動をみるため、観測水収支域内下流端部に平均地下水位計算範囲を設定した。解析モデルの地表面標高は数値標高データを用いた。地層ブロック毎の地層厚さと透水係数は、表-3に示す風化岩盤区分による平均透水係数を基本にして、上流の既往ダム調査地

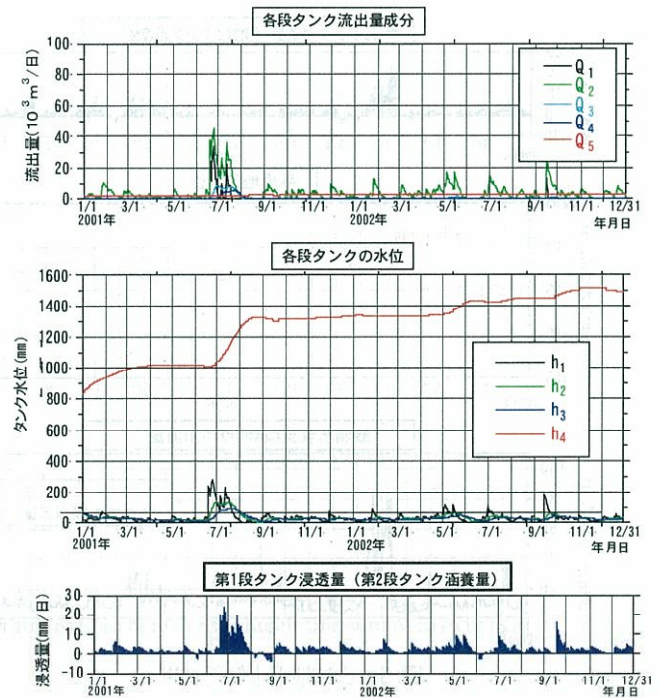


図-7 各タンクの流出量・水位および2段タンクへの浸透量

点のボーリングデータや地質踏査結果などを総合評価して設定した。

また、解析領域は水収支域であるため、領域下流端のみ地下水位固定境界とし、他は不透水境界としている。解析領域内部の河川や沢等にも水位は与えていない。入力する地表涵養条件および河川流量計算方法は以下のとおりである。

- ・地表涵養条件： 第1段タンク浸透量(日単位)
- ・河川流量計算方法： タンクモデル第1段タンク流出量($Q_1 + Q_2$) + 広域地下水解析による表面流出量

検討地点Aの流出量は、地層ブロック分布からブロックIとIIの各地層の透水係数と層厚に支配されると考えられる。図-9の広域地下水解析結果より、解析による河川流量は観測流量を的確に再現している。

透水係数データは主としてブロックIIIで得られている。ブロックIIIの対数正規分布を示す透水係数データでの平均値評価がブロックIやIIにも適用できることが確認できた。次に解析結果を分析すると、観測で得られたピーク流量、基底流量およびタンクモデル解析で得られた2段タンク涵養量(1段タンク浸透量)などの変化特性が現地の水循環機構を表わしているものと考えられる。また、涵養量の変化に対応して平均地下水位も合理的な挙動を示しており、岩盤地帯の水循環機構に地下水流動が関与していることが認められる。

また、観測値と広域地下水解析結果による流出率の比較として、2年平均流出率を表-5、月別流出率を図-10に

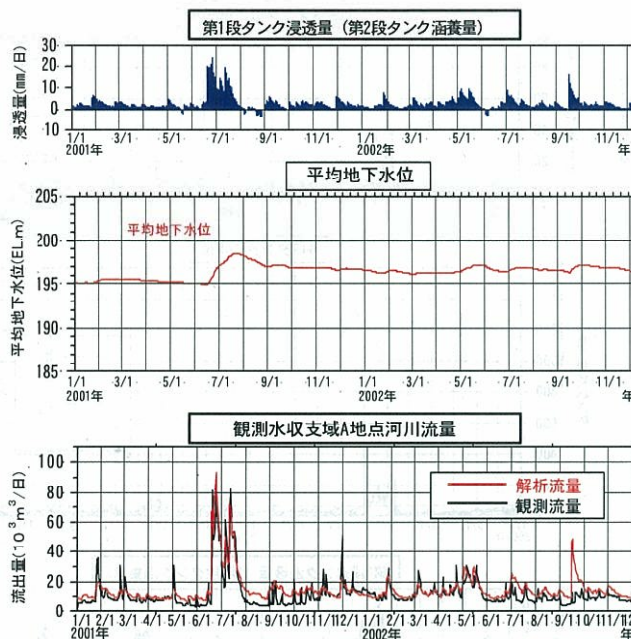


図-9 広域地下水解析結果

表-5 観測値と解析結果による2年平均流出率の比較

データ	Q_r/P	$Q_r/(P-E)$
観測値	0.52	0.76
解析値	0.65	0.94

示す。平均流出率の観測値は、解析結果よりやや低い値を示すが、両者の月別流出率の変化傾向は定性的に概ね一致している。このことから、観測で得られた河川流出率や水収支域外への流出量などの時系列変化は、信頼性があるものと判断される。

5. おわりに

本研究では、気象と河川流量の観測結果に基づいて、花崗岩地帯の水収支域を対象とした水循環機構を検討した。また、調査結果に基づいたタンクモデル解析や広域地下水解析を行い、観測で得られた水循環機構の検証と分析を行った。得られた成果をまとめると以下のとおりである。

- (1) 花崗岩地帯の水収支域において、降雨量、蒸発散量および河川流量を観測し、分析した結果、2年間の平均河川流出率 $Q_r/(P-E)$ が76%、水収支域外への流出率が24%と評価された。また、河川流出率の月変化傾向も捉えることができた。この河川流出率と域外流出率の評価結果は、広域地下水解析による検証でも確認できるとともに、域外流出については、タンクモデルの4段タンクの水位上昇傾向に対応するものと推察された。

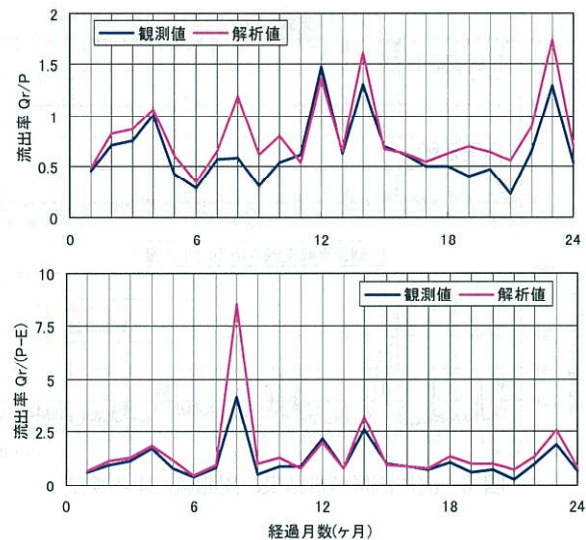


図-10 観測値と解析値による月別流出率の比較

- (2) 降雨量 P や有効雨量 $(P-E)$ の月変化傾向に比べて、河川流量 Q_r の変化傾向は穏やかであり、河川流量の平滑化に地下水の流動機構が強く関係していると推察された。広域地下水解析により、河川の基底流量観測結果を高精度に再現できていることは、流出機構への地下水の関与を示すものと考えられる。また、タンクモデル解析により、洪水ピーク流量は1段タンクの Q_2 、基底流量は4段タンクの Q_5 が支配的であり、岩盤地帯における地下水の流出機構への関わりが再確認された。
- (3) 地下水涵養量は、タンクモデル解析による1段タンク浸透量として評価でき、この浸透量が洪水期に増大することが認められ、洪水期に河川流出率が低下する結果と符合することが確認できた。

参考文献

- 1) Freeze, R.A : A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media, Water Resour. Res., Vol.11, No.5, p.725-741, 1975.
- 2) (社) 土木学会 : 水理公式集, p.17, 1999.
- 3) 佐藤嘉展, 大槻恭一, 小川滋 : マテバシイ林における年間樹冠遮断量の推定, 九州大学農学部附属演習林資料, 2000.
- 4) 鈴木誠, 百田博宣, 神野健二, 河村明 : GAを用いたタンクモデルの同定に関する統計的研究, 水工学論文集, 第42巻, p.115-120, 1998.
- 5) 鈴木誠, 百田博宣, 神野健二, 長谷川誠 : 準三次元解析による地表流出量と空洞湧水量の評価法, 土木学会論文集, No667/II-55, p.21-31, 2001.
- 6) 鈴木誠, 百田博宣 : 大規模地下水開発における地下水・地表水の環境評価手法, 清水建設研究報告, Vol.79, p.43-50, 2004.

(2006. 9. 30受付)