

---

委員会報告

**Committee Report**

## 委員会報告

# 物理水文学における最近の進歩

## RECENT DEVELOPMENTS IN PHYSICAL HYDROLOGY

土木学会水理委員会流出現象の物理機構に関する研究小委員会

*By Task Committee on Physical Mechanics of Runoff Phenomena  
in the Committee on Hydraulics and Hydraulic Engineering, JSCE*

### 1. まえがき

近年、蒸発散や小流域の流出の詳細な観測が開始され、流出現象にかかわる基本的な物理機構—蒸発散機構、多孔質粗面における雨水の浸透分離、表面流の集水機構、多孔質媒体中の飽和・不飽和流機構など—に関して力学的な分析が進められている。

「流出現象の物理機構に関する研究小委員会」はこうした観測・分析を総合し、各物理機構を河川流域の流出システム全体の中に位置づけ、物理学的視点に立脚して流出現象を総合的に解明することを目的として設置されたもので、昭和59年度～昭和61年度の3か年にわたって研究活動を展開した。流出現象の物理機構に関する研究小委員会の構成は、次のとおりである。

委員長	高棹琢馬 (京都大学工学部)
委員	池淵周一 (京都大学防災研究所)
	木下武雄 (国立防災科学技術センター)
	椎葉充晴 (京都大学工学部)
	砂田憲吾 (山梨大学工学部)
	高木不折 (名古屋大学工学部)
	竹内邦良 (山梨大学工学部)
	田中 正 (筑波大学地球科学系)
	日野幹雄 (東京工業大学工学部)
	藤田睦博 (北海道大学工学部)
	虫明功臣 (東京大学生産技術研究所)
	山田 正 (北海道大学工学部)

本研究小委員会のメンバー構成と同一の構成で、科学研究費補助金総合研究(A)「流出現象の物理機構に関する研究」が昭和60・61年度に展開された。本稿は、

*Keywords: runoff process, evapotranspiration, surface-subsurface flow, groundwater flow, infiltration*

同研究の研究成果報告書<sup>1)</sup>を資料編と位置づけ、これを要約して水文学における最近の生き生きとした動きを報告しようとするものである。

### 2. 降水・遮断・蒸発散過程

広く水文現象全体からとらえれば、本章で掲げている項目はきわめて重要なテーマであるが、ここでは流出系に対する入力要素として、また流出過程から離脱してゆく出力要素としての降水、遮断、蒸発散過程について焦点を絞って概説する。降水についてはその支配的現象である降雨を主な対象とする。

#### (1) 降雨の過程

雲から雨が生ずる際、その地点上の雲や大気中の水蒸気が全部雨に変わると夏では40～70 mmほどにはなるが、実際すべて雨として降ることはない。何百 mm という雨が降るには以下の4つの条件が必要となる。

a) 水蒸気の輸送 風により水蒸気は運ばれるが、降水に関係する風は接地境界層外の高さ1000～5000 m程度のものである。この観測には、雲の動き、気球、気圧分布、レーダー衛星による画像、ドップラーレーダー(測風機能付)による方法がある。

b) 水蒸気の冷却 静止している大気が熱放射で冷え水蒸気が凝結することもあるが、大きな雨量となるには、大気自身が上昇して断熱的に冷える場合が重要である。上昇には①山地などの地形、②低気圧、③熱的な不安定による場合がある。

c) 雨の核 小さい水滴では表面の曲率の影響で飽和に達せず、何倍もの水蒸気を含む過飽和か、①海水の塩分の微粒子、その他火山灰、煙などの吸湿性の核、②いったん0°C以下に冷え水に対して不飽和、氷に対し

て飽和状態となって生ずる氷晶などが考えられている。

d) 雨滴の成長 雨滴の粒径に分布があると相対速度差が生じ、雨滴は相互に衝突し合い成長する。対流雲の中では強い上昇気流で吹き上げられる可能性があり、雨滴が大きく成長することができる。

以上のようにして雨が生ずるが、そのための雲の生成には大きく分けて水平に広がる層状雲と対流により鉛直に発達する対流雲とがある。前者による降雨は広範囲で持続性があるが強度は弱く、放射を妨げるのでより長期的な気象変動に関与する。後者は通常直径 10 km のスケールで強い強度の雨を降らせ 1 時間程度で消長しながら移動する。このため、都市や中小河川での流出の研究ではデータの整理や現象の解釈に注意が必要である。

## (2) 降雨の観測

実現した降水量を地上観測する測器については省略し、空中での雨滴をとらえるレーダー雨量計および最近の話題について概要を示そう。

a) レーダー雨量計 レーダー雨量計による観測は瞬時性、連続性、広域性、直感性をもつ点が重要で、現在、建設省で全国 11 基設置され実用化されている。原理と関係式を以下に簡単に示す<sup>2),3)</sup>。

アンテナから放射された電波のビームが距離  $r$  にある直径  $a$  なる雨滴群 (個数  $N(a)$ ) に反射されて戻る受信電力  $P_r$  は次の形で表わされる (図-1 参照)。

$$P_r = P \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \sum N(a) a^6 = P \cdot \left( \frac{1}{r^2} \right) \cdot Z$$

ここに、 $P$  はレーダー特性および水の物理特性にかかわる項であり、 $Z$  は雨滴群の反射特性の効果を示しレーダー反射因子という。 $Z$  と雨量強度  $R$  との関係がわかれば、受信電力  $P_r$  より雨量の空間分布が求められる。一方、その雨滴群が落下した場合の雨量強度  $R$  は次の式となる。

$$R = \sum N(a) \cdot \frac{\pi}{6} a^3 \cdot V(a)$$

ここに、 $V(a)$  は直径  $a$  の雨滴の落下速度である。 $Z$  と  $R$  の関係は  $N(a)$  に依存するので一般的に表わすことはできないが、次式で近似できることが経験的に知られている。

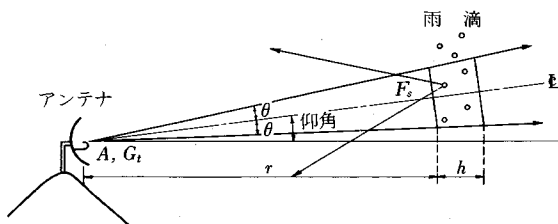


図-1 レーダービーム説明図

$$Z = BR^\beta$$

ここに、 $B$ 、 $\beta$  は定数。Marshall and Palmer<sup>4)</sup> は  $N(a)$  を  $a$  の指数関数としてこの式の係数を求め、標準値として  $B=200$ 、 $\beta=1.6$  を得ている。実際は空気および伝播経路途中に存在する雲や雨滴により電波は吸収、散乱されるので減衰係数、補正係数が導入される。

b) 人工衛星よりの降水量観測 受動センサーとしては衛星からみた雲の輝度温度と降水量との相関による方法や、能動センサーとしては衛星にレーダーを載せて降水量を測る方法も提案されている。これに関しては TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) 計画が具体化しつつある。

## (3) 降雨遮断

降雨遮断量は林外雨量に対する損失量となり、流出解析、流域水収支の点から研究対象となる。

a) 降雨遮断の過程 中野<sup>5)</sup> による記述を要約すると次のようである。森林地に降った雨滴の一部はまず樹木の葉、幹など樹体の表面にふれ、表面張力と重力の均衡によって付着し、保留される。保留雨水の一部は大気中に蒸発する。保留雨量が増加してある程度多くなると、一部は 2 力の均衡が破られて滴下し、あるいは葉から枝へ、枝から幹へと伝わって林床へ移動する。前者分を樹冠滴下雨量 (滴下雨量, drip)、後者分を樹幹流下雨量 (stem flow) という。森林地に降った雨滴の残部は林冠のすき間を通り樹体にふれることなく林床に向かって直接降下する。この分を樹冠通過雨量 (通過雨量, through fall) といい、滴下雨量と通過雨量を合わせて通常林内雨量という。林外雨量 (または正味雨量) から林内雨量と樹幹通過雨量を差し引いた残部をその期間の樹冠遮断雨量 (crown interception) または単に遮断量あるいは遮断損失量という。降雪遮断についてもその過程は、ほぼ同様と考えられている。

b) 降雨遮断量の測定 降雨遮断量の測定は、次のように行われる。

① 現地測定法：対象森林内に標本調査区をとり、この区間内の林内雨量、樹幹流下量を測定し、別途測定された林外雨量と比較する。林内雨量は、雨量計の適当な位置と数の選択を行って、正しく平均値を測定する必要がある。樹幹流下量は、ゴム液採取のように樹幹に巻きつけた帯状の水路で集水して測定する。

② 室内実験による方法：単葉、葉付き小枝の資料を水中に浸すか、散水して前後の重量を測定する。ただし、これは、可能最大遮断雨量に相当するもので、実際の遮断量とは異なる。

c) 降雨遮断のモデル化 前述の測定法により得られる結果に基づいて、降雨遮断量計算のためのモデル化が進められてきた。樹冠葉面、樹幹に貯水タンクを配置

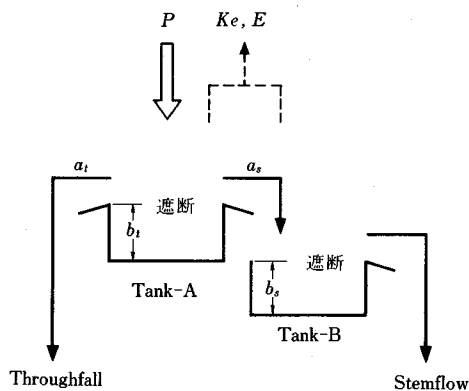


図-2 遮断量計算モデル

する概念モデルが提案され<sup>6)</sup>、検証されている<sup>7)</sup>。

最近、鈴木ら<sup>8)</sup>は図-2のようなモデルを提案し次のような式形で遮断量を解析している。

$$T_f = a_1 P - b_1 \quad (P > b_1/a_1 \text{の降雨について})$$

$$S_f = a_2 P - b_2 \quad (P > b_2/a_2 \text{の降雨について})$$

$$I = P - T_f - S_f$$

ここに、 $T_f$ ：通過雨量、 $S_f$ ：樹冠流下量、 $P$ ：降雨量、 $a$ 、 $b$ ：係数（パラメーター）、 $I$ ：遮断量、である。

また、石原ら<sup>9)</sup>は自然木に対して、種々の人工降雨条件を与える室内実験により、詳細な検討を行っている。

#### (4) 蒸発散量の観測・測定

蒸発は水の相変化によって生じた水蒸気の気中への移動であり、特に水蒸気が植物体細胞（主として気孔）から大気中に放出されることを蒸散とよんでいる。通常、植物による蒸散、葉面での遮断、地面・水面蒸発を含む総合的な蒸発量を蒸発散量とよんでいる。土地利用を面的にとらえるなら、蒸発面としては、i) 水面あるいは水域、ii) 裸地、砂丘地、iii) 草地、畑地、iv) 森林、v) 都市域が考えられる。これら蒸発面からの特徴としては、古藤田<sup>10)</sup>は表-1のような土地利用区別の蒸発散量の推定値を与えており、概略の比較ができよう。

観測・測定法について現在までに提案されている方法を分類し、その特徴を整理すれば以下ようになる。

##### A. 直接法

- 1) 秤量法：weighing lysimeter, floating lysimeter

表-1 土地利用区別の関東地方の夏期の平均日蒸発散量（平衡蒸発量）の推定値（古藤田らによる）

水域(河川、湖沼を含む)	3.21 (mm/day)
都市域	0.43
森林	3.20
乾田・草地	2.84
準都市域	1.20
湿田	3.31
畑(裸地を含む)	2.30

- 2) 水収支法：土壌水分変化法、流域水収支法

- 3) 乱流変動法（渦相関法）

$$\text{蒸発量 } E = \overline{\rho q' w'}$$

$$\text{運動量 } \tau = -\overline{\rho u' w'}$$

$$\text{顕熱 } H = -\overline{C_p \cdot \rho \theta' w'}$$

$\rho$ ：空気密度、 $u'w'$ ：風の水平、鉛直成分の平均値からの偏差、 $q'$ ：比湿  $q$  の平均値からの偏差、 $\theta'$ ：乾球温度の平均値からの偏差

##### B. 間接法

- 4) 熱収支法
  - ポアエン比熱収支法
  - 渦相関熱収支法
  - 空気力学的熱収支法

- 5) 空気力学的方法
  - 傾度法
  - バルク法

- 6) 複合法（組合せ法）Penman 法が代表的

水収支法は広域にまでその範囲を拡大できるが、それに伴って流域貯留量変化の適切な見積りが必要となる。流域水収支法では期間として通常、水文年、1年、条件付短期がとられる。また、渦相関法、傾度法、バルク法は層流境界層内の分子拡散、乱流境界層内の乱れによって運ばれる水蒸気を算定する方法であり、熱収支法は蒸発量（潜熱）をエネルギーの流れと考え、エネルギー収支法より蒸発量を評価する方法である。精度的には渦相関法が望ましいが速い変動に追従できる湿度計の開発が必要となる。熱収支法は i) 熱と水蒸気の渦動拡散係数が等しい、ii) 移流などのない垂直フラックスのみを対象とする仮定を導入していることに注意を要する。

#### (5) 蒸発散量の推定と評価

最近の研究成果を蒸発面により分類し、推定法や評価についての現状を略述する。

- a) 水面あるいは水域からの蒸発量
  - ここでは湖面からの蒸発量に焦点をあてて述べる。

蒸発量は簡単な方法として蒸発計（evaporation pan）を用いて測定されるが、湖面との間で風の効果や熱容量の違いから通常、経験的に 0.6~0.8 の係数が乗じられる。

一方、湖上で直接微気象観測に基づく方法も進められている。池淵ら<sup>11)</sup>は吟味された渦相関法による観測結果を真値とみなし、傾度法やバルク法の未知係数を同定して観測推定値を比較したのち、比較的容易なバルク法により琵琶湖蒸発量の長期の調査を実施している。図-3は池淵らによる湖面蒸発量の調査フローである。深い湖の代表である琵琶湖では蒸発量が春には少なく秋にピークがみられる。これは深く広い湖の水体的もつ熱容量の大きさによるものである。

- b) 裸地からの蒸発量
  - 蒸散現象の生じない裸地からの蒸発量の検討は、流域蒸発散量推定のための基本的

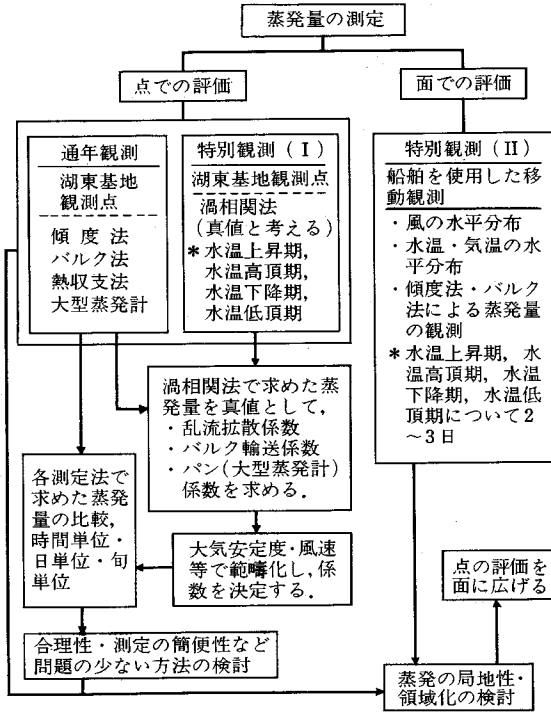


図-3 湖面蒸発量の調査フロー

表-2 地面蒸発量・遮断蒸発量・蒸散量の割合

	$E(G)/V$ (%)	$E(I)/V$ (%)	$E(T)/V$ (%)
Forest stands	10	30	60
Meadow	25	25	50
Cultivated land	45	15	40
Bare Soil	100	—	—

ただし  $V = E(G) + E(I) + E(T)$

地表とでそれぞれ熱収支式をたてこれらを統合・簡略化を行い改めて従来の熱収支式と観測項目で推定し得ることを提示している。

d) 森林・林地からの蒸発散量 森林・林地では水平、鉛直の空間スケールが増大し、観測そのものも容易でなく、観測点の代表性もまた問題となる。

まず、Baumgartner<sup>19)</sup>は蒸発散量が地面蒸発量  $E(G)$ 、遮断蒸発量  $E(I)$ 、蒸発量  $E(T)$  の和からなるとし、異なった蒸発面からのそれぞれの割合を大略表-2のように与えている。

困難とされてきた森林・林地での観測も進められている。池淵ら<sup>20),21)</sup>はコナラ林樹冠面での熱収支観測を長期(時間一年単位)に実施し、他の微気象データを考察しながら総合的な検討を行っている。杉田ら<sup>22),23)</sup>もアカマツ林で同様な観測を行い、樹冠の乾湿の影響が大きいこと、日蒸発散量は牧草地に比べ平均で35%多いことを示している。砂田ら<sup>24)</sup>は池淵らの観測値をもとに、通常気象項目のみによる林地日蒸発散量を推定し、水収支法で検証しながら逆に観測値の妥当性を確認している。

高瀬<sup>25)</sup>は短期水収支法を用いて流域の蒸発散量とその季節変化を求めている。流出量  $q$  と流域貯留量との関係を Prasad 型の一般型と仮定すれば、 $q(t)$ 、 $dq/dt$  のいずれも等しい時刻  $t_1$ 、 $t_2$  において貯留差のないことを利用するものである。鈴木<sup>26)</sup>もこの方法をいくつかの流域に適用している。

e) 広域・複合(流)域からの蒸発散量 さまざまな蒸発面を含む広域からの蒸発散は土壤-植物-大気間の相互作用を集約した推定法や面的に広がりを含んだ測定方法、扱いが必要となる。

移流のない流域全体で、実蒸発散量と蒸発散能は土壤の乾湿条件によって補完的に変化するとする概念が Bouchet<sup>27)</sup>により提案されている。一定の純放射量の条件下で、地域全体が湿潤である場合は蒸発散量はほぼ蒸発散能  $(E_{p0})$  に等しい。一方、地表面が乾燥すると蒸発散量  $(E)$  は減少し、そのエネルギー余剰の大半が潜熱フラックスとなり、気温は湿潤状態に比べて高く、より大きな蒸発散能  $(E_p)$  をもつ。Bouchet は、この両者  $E$ 、 $E_p$  の  $E_{p0}$  に対するそれぞれの差が等しい、すなわち補完関係式として次式を経験的に仮定した。

なテーマである。最近では、鈴木ら<sup>12)</sup>が標準砂、マサ土を用いての基礎的な実験を行い、土壤全体としては相当水分を保持している状態で蒸発が減少し、地表面付近の水分量、通水性の低下が大きく関与することを指摘している。また、下島ら<sup>13)</sup>は重量計の上に砂槽と風洞をおいた実験により、蒸発速度の時間的経緯は、i) 表面水分状態で決まる恒率段階、ii) 土壌内の水輸送特性によって決まる減率段階、iii) 減衰段階の収束状態としての低率段階からなることを確かめている。

面としての検討では、赤外線温度計による観測<sup>14)</sup>や、土壌内水分の移動と地表水分状態を組み合わせた蒸発量の数値計算<sup>15)</sup>が試みられている。

c) 草地からの蒸発散量 表面が湿潤状態にあれば Penman 式が比較的良好に適合するが、一般には表面土壌や周囲の条件、空気流に対する地表の抵抗が議論される。

矢野ら<sup>16)</sup>は砂丘地圃場で floating lysimeter を用いて実測し、微気象観測を用いた各種推定法を比較して、組合せ法の適合性が良好なことを得ている。さらに、乾燥地での圃場では周囲からの熱エネルギーの移流により advective heating が生じ、大きな蒸発散量を示す場合があることも指摘している<sup>17)</sup>。また、古藤田<sup>18)</sup>は weighing lysimeter による実測値をもとに、地表面からのある高さにある植物群落層 (plant canopy layer) と

$$E + E_p = 2E_{p0}$$

Morton<sup>28)</sup>は、この補完関係式により流域蒸発散量を推定して、水収支法による年間蒸発散量と良好な一致をみており、Brutsaertら<sup>29)</sup>は、この方法には土壤水分、地表乾燥度、被植の気孔抵抗特性などに関する情報が不要であるという有利な点を強調している。わが国では、大概ら<sup>30), 31)</sup>が補完関係式を用いた蒸発散量の推定について一連の研究を進めている。

さらに、広域・複合地表面からの蒸発過程について、リモート・センシングデータの利用を期待して表層土壤水分と接地境界層を組み合わせたモデルによる計算<sup>32)</sup>もなされている。

### 3. 雨水の流動過程

山地に降る雨のうち森林等の植生による降雨遮断および蒸発散に関しては前節において述べられているので、ここでは山腹の土壤表面に降雨が到達してから以後の雨水の挙動について近年の内外の研究成果を概説する。

#### (1) 山地流域における斜面および河道の特性

a) 斜面長の分布 一般に山地流域というときはダムの集水面積程度(数10 km<sup>2</sup>から数100 km<sup>2</sup>)を頭に描くことができるが、この程度の流域においても河道数、河道長、集水面積、河道勾配に関してHortonやStrahlerに始まる計量地形学の諸法則の適用が考えられる。しかしここで扱う流域としては河道位数として0~1位の流域、すなわち谷頭部を含む数km<sup>2</sup>程度の小流域である。このような小流域においては流域を河道部分と山腹斜面部分に大別することができる。図-4はこのような小流域の1つの例を示したものである。一般に流域

境界から河道への長さ、すなわち斜面長は0から数10 m、あるいは100 m程度の長さを有しているが、この斜面長とその分布形が流出に与える影響については平野<sup>61)</sup>の研究があり、単位図との関係が明らかにされた。後に角屋ら<sup>42)</sup>によっても斜面長の分布形状として対数正規分布がよく当てはまることが報告されている。一方山田<sup>65)</sup>はガンマ分布の適合性を明らかにしている。そして、地形図から等高線に直角に交わるように引いた線が流域境界に達するまでの距離として斜面長を定義するとその平均斜面長は約50 m、80 mにもなっている。しかし流域に直行する河道部分に接する斜面勾配が他の尾根に向かう部分よりきつい場合(侵食傾向)と緩やかな(侵食が進んだ)場合があり、地形図から読み取った斜面長分布だけでは一様には論じられない。特に洪水流出に地形図から読み取った斜面の全域が降雨流出に常に寄与している保証はない。このような事情から後に示す“寄与域”(contribution area)の概念や河道部分およびそれに接する疑似飽和域の拡大縮小が降雨規模の変動につれてあり、斜面長全体が常に流出に寄与する場とはなり得ないとする変動寄与域の概念が提出されてきた。

b) 山腹斜面の鉛直構造 山腹斜面の特性はその斜面の下部にある地質や、斜面自身の形成過程、火山灰の堆積の有無、風化作用の進行程度および植生や根系の発達程度により千差万別であり、一般的に論じることはかなり困難であるが、地質と地形構造および斜面土壤の鉛直構造はおおまかには関係づけられるようになってきた。実流域の斜面土壤の詳細な観察例としてたとえば佐藤<sup>44), 45)</sup>、田中ら<sup>55), 56)</sup>の観察がある。

#### (2) 土壌中での雨水の挙動を表わす基礎方程式と解

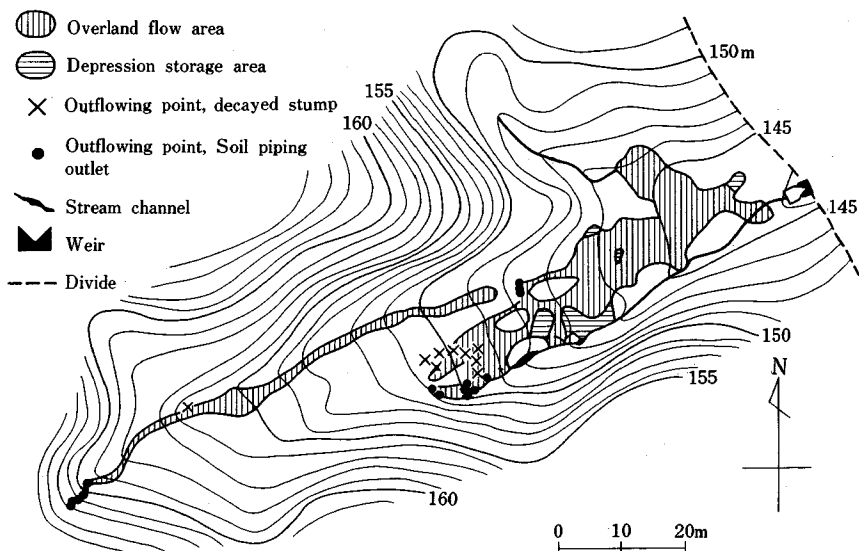


図-4 総降水量195.0 mmの降雨に伴う流出ピーク時の地表流の発生状況(田中ほか<sup>55)</sup>)

表—3 地被状態ごとに平均した最終浸透能 (佐藤ら<sup>44), 45)</sup>

地被状態	林 地			伐採跡地	草生地	崩壊跡地	歩道
	針葉樹林地	広葉樹林地	全				
最終浸透レート (mm/h)	(13) 246	(10) 272	(23) 257	(13) 160	(3) 191	(8) 99	(4) 11
(%)	96	106	100	62	74	39	4

注) 括弧内の数字は地区数を示す。

の特性

山腹斜面の表土層の透水係数は雨量強度より十分に大きい場合が多く、山腹に降った雨はほとんど全部地中に浸透していくことが報告されている。表—3は既出の佐藤ら<sup>44), 45)</sup>による山腹斜面の浸透能実験の結果をまとめたものであり、この表より針葉樹林、広葉樹林、地形の違いにかかわらず、自然林地においては最終浸透能は100 mm/h以上となっており、林内歩道においてのみ10 mm/h前後の最終浸透能を示しているにすぎない。これより自然林地に降った雨水はすべて地中へ浸透していくと結論される。このような観点から以下には降雨の土中での挙動に関する理論的および数値解析的研究の成果を示す。

a) 一様な土壌における降雨の鉛直浸透

(i) 基礎方程式 土壌中での雨水の流れを支配する方程式は透水係数が土壌の体積含水率で変化したとした一般化されたダルシー則と連続式で表わされ、結局以下の式を得る。(鉛直一次元浸透の場合)；

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{dk(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (1)$$

あるいは

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \frac{dk(\psi)}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $t$ ：時間、 $z$ ：鉛直下方を正とする座標、 $\theta$ ：体積含水率 ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  土中に含まれる水の体積)、 $k(\psi)$ ：透水係数、 $\psi$ ：土中での水圧を水頭で表わしたもの (一般に毛管力により負圧となる。毛管ポテンシャル、マトリックスポテンシャルともよばれる)。 $c(\psi) = d\theta/d\psi$ ：比水分容量、 $D(\theta) = k(\theta)dk(\theta)/d\theta$  で定義される水分拡散係数である。上記のうち式 (2) は Richards の不飽和浸透方程式とよばれ、式 (1) は Klute の式とよばれている。ところで上記の式では水分量  $\theta$  と不飽和透水係数  $k(\theta)$  あるいは毛管ポテンシャル  $\psi$  と不飽和透水係数  $k(\theta)$  の関係さらには比水分容量  $c(\psi) = d\theta/d\psi$  の関数関係を知らなければならぬ。

(ii) 降雨の鉛直浸透の解

鉛直方向にステップ関数形の水分分布を仮定したモデルとして Green-Ampt モデルがある。

不飽和浸透方程式が偏微分方程式であるのに対してこれは常微分方程式で表わされており、その簡便性から多くの計算例が提供されている。式 (1)、(2) を解析的に扱った例として Philip<sup>84)</sup>、Parlange<sup>81)~83)</sup>らの研究がある。彼らの解析により従来浸透能の経験式として知られていた Horton 式<sup>75)~77)</sup>、

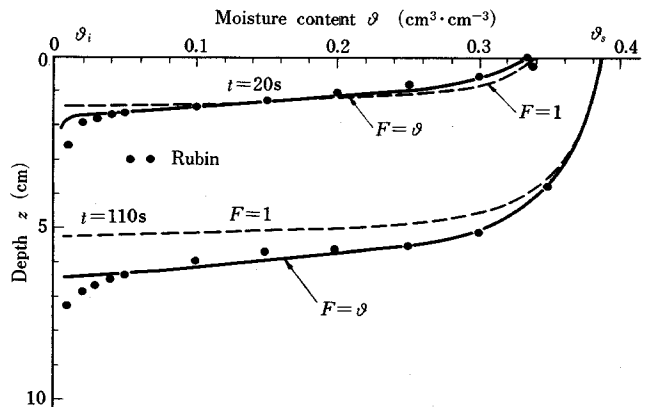
$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\alpha} \dots\dots\dots (3)$$

に対して式 (4) あるいはこれと同様の式が提案されている。

$$f = A + \frac{s}{2} t^{-1/2} \dots\dots\dots (4)$$

ここに  $s$  は吸収能であり、フロントの前進速度から決まり、 $A$  は飽和透水係数に近い値を取る。図—5は一定降雨強度 (0.02 cm/s) の Rehovot sand についての Rubin<sup>89)</sup> による解析解を示すものであり、丸印が実験結果、実線が解析解を示している。この図より解析解の精度を確認することができる。図—6は不飽和浸透方程式を基礎にした Parlange の浸透理論をさらに進めた Smith and Parlange<sup>91)</sup>の解析解を示すものである。彼らはその解析の結果以下の項目につき理論解を得ている。

- ① 湛水時間、② 湛水後の浸透能の変化、③ 急速湛水後の浸透能の変化。いずれにせよこれらの結果から降雨開始直後の土壌は雨水を十分に吸収できる能力を有しつつ、時間の経過とともにしだいに吸収能力を低下させる。そして浸透能が降雨強度に等しくなった時刻以後は土壌表面に湛水が始まってくる。しかし既述のように山腹斜面



図—5 降雨の鉛直浸透に関する Rubin の数値解<sup>89)</sup> (図中の黒丸) と Parlange らの解<sup>81)</sup> (実線および破線)

の浸透能は降雨強度に比べて十分に大きいため、自然林地では湛水が生じるようなことはきわめてまれであり、林内の歩道やよくしまった土壌の一部に現われるだけである。ところで湛水が生じるのは降雨強度が土壌の浸透能を上回った以後であるが、地下水面が土壌表面に近い河道近くの場合には、地下水面の上昇という形で湛水が生じる。この2つに対して Freeze<sup>(71,72)</sup>は前者の場合を Horton タイプ、後者の場合を Dunne タイプと名づけて区別している。図-7はそれぞれ Horton タイプと Dunne タイプの浸透過程を模式的に示したものである。この2つのタイプに対して Freeze は Horton タイプは斜面上部、Dunne タイプは河道沿いの湿地に現われる

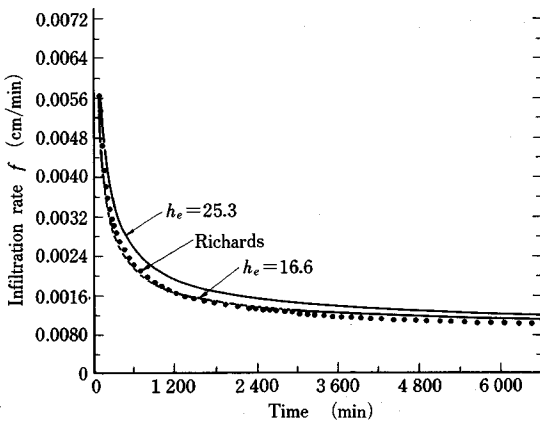


図-6 浸透能に関する Smith and Parlange<sup>(91)</sup>の近似解

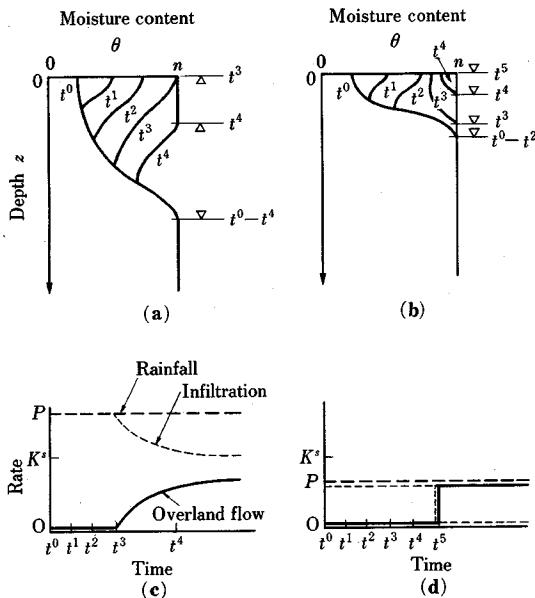


図-7 Horton タイプと Dunne タイプの浸透過程の模式図

(a), (c) は Horton タイプの鉛直浸透と overland flow の生起、  
(b), (d) は Dunne タイプ (Freeze<sup>(72)</sup>)

としているが、上述のような Horton タイプの湛水が真の意味で土壌表面に現われることはないことから、Horton タイプは土壌表面直下の A 層とそれ以下のより透水係数の低い層との間に現われる側方浸透流の出現として解釈すべきものと思われる。

b) 斜面における飽和-不飽和浸透流の数値解析

斜面における飽和-不飽和浸透流の数値解析は Freeze 以降太田ら<sup>(38)</sup>、岡<sup>(39)</sup>、高棹ら<sup>(53)</sup>、山田ら<sup>(66)</sup>、日野ら<sup>(60)</sup>、渡辺ら<sup>(67)</sup>以外にも国内においても数多く行われている。このとき斜面の鉛直構造をどのように設定するかによって大なり小なり結論が異なってくる。たとえば関東ロームのような土層の厚く堆積した丘陵地斜面で斜面の深部に至るまで土壌によって構成されている場合と、土層厚さ数 10 cm の下にしっかりとした基岩が存在する場合である。前者のタイプの斜面に対して行った岡<sup>(39)</sup>の数値解析の結果では以下の結論が得られている。

- (1) 谷底部の土壌水分は多く、飽和に近い値を示すところもある。しかし川より 5~10 m 離れると急減し、斜面部の値に近くなる。
- (2) 斜面部の土壌水分量は谷底部よりかなり少ないが、高低による差はほとんど認められない。
- (3) 斜面部の土壌水分の消長は、深さ 3 m の範囲で顕著であるが、深部はほとんど変化しない。
- (4) 斜面部の土壌水分流動は鉛直方向が卓越しており、水平方向は無視できる。
- (5) 尾根部の土壌水分量は斜面部に比較して少ない。

一方、後者のタイプの斜面ではたとえば、Freeze<sup>(71)</sup>の結果があり、そのシミュレーションは、流出発生機構としての地中流の役割を調べることを目的として、仮想の凸形をした山腹斜面-流路形について行われた。この結果、地中流機構が卓越するための必要条件は、深く切り込んだ流路、凸形の上腹斜面、きわめて高い透水係数をもつ表層土壌などであることが明らかにされている。彼の計算では斜面の透水係数として 4 種類の飽和透水係数（その不飽和特性曲線は互いに相似、飽和透水係数のみ異なる）に対して計算されている。この 4 つのケースのすべてに対して降雨強度は表層土壌の飽和透水係数より小さく、したがって降雨はすべて浸透し、地表流の発生はない。ハイドログラフは地中流のみによって発生した。4 つの流出量は飽和透水係数の大きい順に 100, 35, 7, 1% になっており、表層土壌の透水係数によって流出量、およびピーク流量は全く異なっている。また、高棹ら<sup>(53)</sup>は、表面流と飽和・不飽和地中流を統合的に取り扱う数学モデルを用いて、復帰流と中間流出の割合が透水係数、粗度係数の大小に対応して変化することを明らかにした。さらに日野ら<sup>(60)</sup>により斜面形状の効果（直線、



表—4 環境同位体によるハイドログラフの分離結果 (田中<sup>54)</sup>)

研究者	実施場所	流域面積	標高 (a. m. s. l.)	用いた トレー サー	出水時に地下 水流出成分が 占める割合	備考
Fritz et al. (1976)	カナダ [Wilson Creek]	22.0km <sup>2</sup>	400~780m	<sup>18</sup> O	総流出量の90% ピーク時60%	流域の90%が森林お よび草地, 10%が裸 地
Sklash · Farvolden (1979)	カナダ [Ruisseau des Eaux Volées]	1.2km <sup>2</sup>	760~880m	<sup>18</sup> O	ピーク時の 60~80%	流域の大部分が密に 森林で覆われる
田中・間島 佐藤(1980)	日本 [筑波研究学 園都市周辺]	19.1km <sup>2</sup>	20~30m	T	総流出量の42%	都市化流域
		20.1km <sup>2</sup>	20~30m	T	総流出量の78%	非都市化流域
Rodhe (1981)	スウェーデン (Nästen)	6.8km <sup>2</sup>	18~55m	<sup>18</sup> O	総流出量の 67~78%	融雪出水 流域の83%が森林
Dinuer et al. (1970)	チェコスロバキア (Modry Dul)	2.7km <sup>2</sup>	1 000~ 1 554m	T	総流出量の63%	融雪出水 流域の70%が草地, 30%が森林
Harrmann · Sticher (1980)	ドイツ [Lainbach Creek]	18.7km <sup>2</sup>	670~ 1 801m	D	総流出量の 53~65%, 平均58%	夏季出水3年間の観 測値(1976~1978)
					総流出量の 72~86%, 平均77%	冬季融雪出水3年間 の観測値 (1975/76~1977/78)
Martinez et al. (1970)	スイス (Dischama)	43.3km <sup>2</sup>	1 668~ 3 146m	T	総流出量の 37~89%, 平均64%	融雪出水4年間の観 測値(1969~1972), 流域の3%が森林, 残りの大部分が草地

S字形)や扇形, 逆扇形の平面形状の違いの流出に与える影響が検討され, 下に凸のS字形斜面では斜面下部に飽和域が発生しやすいこと(地下水面の急激な上昇), また飽和域が容易に変動しやすいこと等が明らかにされている。これらの結果から少なくとも透水係数が大きく直線あるいは上に凸形をした山腹斜面では地中流が発生しやすく, 逆に下に凸形をした斜面では斜面末端に飽和域が発生し, かつ降雨とともにその発生域が変動, 伸縮することがわかる。

### (3) 山地流域における降雨流出の観測例とその結果

森林流域における流出機構の解明は, 1970年代における斜面水文学の進展と化学成分および環境同位体利用技術の向上に負うところが大きい。表—4は田中<sup>54)</sup>によってまとめられた環境同位体によるハイドログラフの分離結果である。この表より総流出量に占める地下水流出の割合は60~90%であることがわかる。このことは河川の上流部では流出に占める地下水流出成分の割合が一般に考えられていたよりもはるかに大きいことを意味している。

a) 外国における研究例 Whipkey<sup>97)</sup>は砂質ロームで長さ17mの自然斜面の末端において降雨流出を測定し, 土壌の鉛直各層から出る雨水のハイドログラフを示している。彼の研究により森林流域における全洪水流出量のうち主要部分は地表下0~1mまでの浅い地中流であること, この傾向は表土が細粒組成の微砂質ロームでその下に難透水性の層を有している場合に著しい。また

基底流は厚い粗粒組成の土壌から出てくることを示した。一方 Dunne and Black<sup>69), 70)</sup>は別の試験流域の例を示しており, 微砂質ロームの上に1~3フィート(0.3~1m)の砂層がのった0.6エーカーの流域の例を報告している。その中で降雨強度の小さい(再現期間2年の雨)ときは浅い地中流は非常に少なく, しかも非常に遅れてきたのに対して再現期間25年の強度の大きい降雨では斜面下方の凹地形内の表土層中を短距離流れた後再び地表面に現われていわゆる“復帰流”を形成しこれが速い流出を形成していた。この復帰流の速度は浅い地中流の100~500倍も大きい値を示していた。浅い地中流だけでは全洪水流量に対して少なすぎるし, かつ降雨に対する応答も鈍すぎる事が報告されている。この流域は既述の地表下の浅いところに基岩を有するタイプである。これらの野外観測の成果として降雨規模に応じ, かつ時間的に変動する寄与域=変動寄与域(variable source area)という重要な概念を提出することができた。さらに Betson<sup>68)</sup>によって流域全体が洪水流出に寄与しているわけではないとする部分寄与域の考え方(partial source areaあるいはcontributing area)さらにこの寄与域は降雨期間中に変動すること(Ragan<sup>87), 88)</sup>, Nutter<sup>80)</sup>, dynamic source area, Hewlette and Nutter<sup>74)</sup>, そしてこれは谷底低地や流路に隣接した低地や土壌の薄い所であること(Dunne and Black<sup>69), 70)</sup>等がわかってきた。

b) 日本の研究例 これに対して日本においては高棹の理論的考察および解析の結果<sup>35), 36), 48), 49)</sup>があり実験

による裏づけと実流域での検証がある。この研究の中で彼は基岩表面上を流れる飽和側方浸透流とさらにこれが溢れていわゆる復帰流を形成する過程の重要性に着目しておりその解析手法と概念はその後の流出解析の指導原理としての役割を担ってきた。一方実流域における丁寧な観測と観察を中心とした研究としては塚本<sup>57), 96)</sup>や田中<sup>55), 56)</sup>による実証的な研究がある。

(i) 丘陵地斜面の流出過程

塚本<sup>57)</sup>は第三紀丘陵性斜面を外的構造によって平形斜面、凹形斜面、運積土堆積面の3つのタイプに分類して雨水流出の特性を調べ、いわゆるソースエリアとその変動は凹形をしたタイプの斜面において見出されるとしている。

(ii) パイプ流れ

ところで森林土壌に占めるパイプ流の重要性に着目した研究として田中<sup>55), 56)</sup>の一連の研究がある。図-4は多摩丘陵の森林小流域における流出ピーク時の地表流の発生状況を示したものである。この地表流の発生源はパイプ状の穴を通じての地表面からの水の吹き出し、あるいは朽ちた木の切株からの水の吹き出しでパイプ流 (pipe flow) ないし復帰流 (return flow) とよばれるものである。この流域出口における土壌の鉛直断面には、かなり大きいパイプが観察され、大出水時には総流出量の実に45%に相当する多量の地下水流出がパイプを通じて生じている。流線網解析の結果、降雨前の基底流出時には地下水はダルシー則に基づいて流動しているといえるが、降雨流出時にはダルシー流よりはるかに速い卓越流が地層中に存在している可能性のあることがわかった。また、蛍光染料を用いたトレーサー実験を行った結果、マスターパイプを介した卓越流の最大流速として0.183 m/s という値が得られた。これらの事実から、ダルシー流では説明し得なかった卓越流はパイプ流として解釈されることがわかった。

(4) 水質および環境同位体を用いた降雨流出機構の研究

a) 水質を用いた流出成分の分離

上述のような降雨流出機構の研究に対して近年、河川の水質を用いた流出機構の研究が行われている。Pinder and Jones<sup>85)</sup>は降雨流出で流量が増えているときの全流出水の化学成分の変化を調べ、その結果を用いて以下の関係から地下水流出-直接流出成分量を決定しようとした。

$$\begin{cases} C_t Q_t = C_g Q_g + C_a Q_a \\ Q_t = Q_g + Q_a \end{cases} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 $C_t$ 、 $C_g$ 、 $C_a$ はそれぞれ全流出水、地下水流出水、直接流出水の濃度で一定値を用い

る。 $Q_t$ 、 $Q_g$ 、 $Q_a$ はそれぞれの流出量である。このようにして流出水の成分分離をした結果、地下水流出は降雨に対して応答が速くその量も流量ピーク時に30~40%になることを示し、さらに水質項目については $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ があり $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{SiO}_2$ では妥当な分離結果にならなかったことを報告している。Süssmann<sup>92)</sup>やGrünwald<sup>73)</sup>らは各流出成分の濃度が変わるとした水質変化モデルを考慮している。

$\text{NO}_3^-$ については図-8に示すように流量ピークに遅れて濃度ピークが現われている。Probst<sup>86)</sup>は各成分濃度が一定としたモデルを考えているが、このこと自体は問題点を残しているものの、中間流出の濃度が表面、地下水流出よりも高いことを初めて定量的に示した点で重要である。これらの研究に引き続き竹内<sup>94), 95)</sup>は中間流出に特徴的に高い水質項目として $\text{NO}_3^-$ 濃度に着目し、中間流出の濃度変化を仮定して成分分離する方法を提案している。

b) 環境同位体による新水 (event water)・旧水 (preevent water) の分離

Sklash ら<sup>90)</sup>は流量と放射性同位体濃度との関係が流量上昇部と逓減部で異なる、つまりヒステリシスがあることから、旧水の流出には飽和帯からの地下水流出のほかに不飽和帯水分の流出もあることを示した。日野、長谷部<sup>58), 59)</sup>はSklash<sup>90)</sup>らの観測データを用いて放射性同位体で新・旧水に分け、さらにフィルター分離ARで旧水を地下水と不飽和帯水分に分離している。それによると不飽和帯水分がかなりの量になっていた。

(5) 流出過程の物理モデル

(3)までの議論では0~1次谷流域の小流域における流出素過程が中心になっていたが、流域面積をしいに

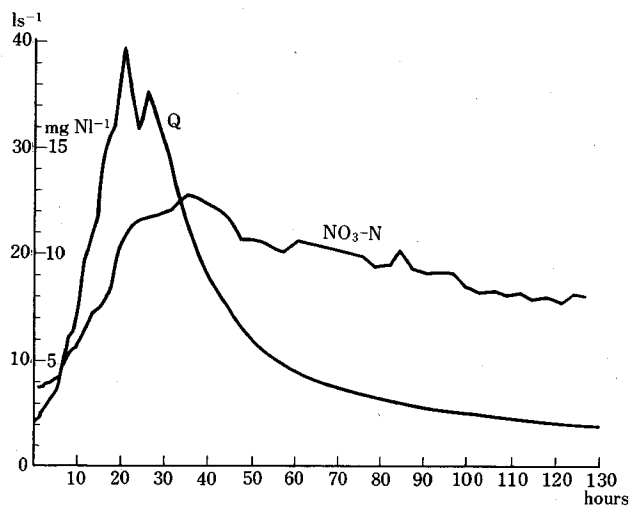


図-8 ハイドログラフと $\text{NO}_3^-$ -N濃度の関係 (Süssmann<sup>92)</sup>)

大きくして考えなければならないときや、あるいはそこにおける流出過程を物理的に解析しなければならないときには当然ある程度のモデル化が必要になってくる。このときモデル構成の立脚点を物理性に求めたものとして Kinematic wave モデルがある。

a) Kinematic wave モデルによる表面流出の解析

Kinematic wave という用語は Lighthill and Whitham<sup>78)</sup>の論文によるが、モデルそのものはわが国で岩垣・末石<sup>37)</sup>により創始された。末石<sup>46)</sup>は河道流だけでなく、山腹斜面流に対しても指数法則 Kinematic wave モデルが適用できるとして矩形パルス列で表わされる横流入に対する対数関式法を用いて大戸川の流出を計算した。この計算法は Kinematic wave モデルを降雨流出問題に適用する端緒となったが計算方法の提示にとどまり、水文流出系の構造を明らかにするにはいたらなかった。石原・高棹<sup>35), 36), 48), 49)</sup>は、時間的に変化する横流入のある指数法則 Kinematic wave モデルの解の構造を解析的に表現し、これを用いて表面流による雨水流出特性を明らかにした。この研究によって物理的基礎をもつ近代的な水文学が開始された。

Kinematic wave は力学関係から導き出される dynamic wave と異なり、運動学的な関係式、ここでは連続式から現われる波動であり、基礎式は以下の連続式である。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r_e \dots\dots\dots(6)$$

ここに、 $h$  は水深、 $q$  は単位幅当たりの流量、 $r_e$  は斜面への雨水供給量である。ここで  $q$  としては等流状態において成立する Manning の抵抗則から導かれる

$$q = \alpha \cdot h^m \dots\dots\dots(7)$$

を用いる。上記の基本式に特性曲線法を用いることにより、石原・高棹<sup>35)</sup>は最大流出高、その発生時刻等を解析的に導き出した。その後、角屋・福島<sup>42)</sup>は石原・高棹の研究をもとにして、中小河川の洪水到達時間の实用推定式を提案している。その後も降雨の時間的、空間的分布を考慮した到達時間の問題や、Kinematic wave モデルの集中化や、そのスケールの問題、貯留関数型モデルとの関係等が明らかにされている(藤田<sup>62)</sup>、星ら<sup>63)</sup>、高棹ら<sup>51), 52)</sup>)。

b) 表面流・中間流の相互干渉機構を考慮したモデル

上記の a) では指数法則 Kinematic wave モデルによる表面流の取扱いについて述べているが、山腹斜面の表層付近の流れがすべて指数法則 Kinematic wave 式でモデル化されるとはいえない。石原・高棹<sup>35)</sup>は山腹表層に透水性の高い土壌層を考えてこれを A 層とよび A 層内の自由水の側方流れ(中間流)が A 層を越えて地表に達したときに地表面流(飽和表面流)が発生するという

構造を想定した。この構造では表面流の発生は斜面の下部で生じ、その発生域が初期土壌条件、降雨入力条件によって一出水内でも時間的に変動するという現象が生じる。この現象は石原藤次郎・石原安雄<sup>34)</sup>によって実際の流出現象において実証されるとともに、外国においてもいわゆる“variable source area concept”という用語でその重要性が指摘されるようになった。

表面流・中間流の相互干渉機構を考慮して両者を一体的に取り扱うには A 層上の表面流に対して A 層内流量流積関係式と連続的に接続する流量流積関係式を採用するのが便利である。高棹・椎葉<sup>50)</sup>はこのような考え方から以下の関係式を提案している。

$$q = \begin{cases} ah, & h \leq d \\ ah + a(h-d)^m, & h > d \end{cases} \dots\dots\dots(8)$$

ここに、 $d$  は見掛けの A 層厚、 $a, \alpha, m$  は定数、 $h$  は水深、 $q$  は単位幅当たりの斜面側方流量である。この結果、雨水流の流出形態の転移は流れの追跡計算過程で自動的に計算されることになる。さらに、地形形状の効果も上式と同様に取り扱えることを示している。

(6) 地下水流出の機構とそのモデル化

地下水帯内での流れの基本特性を把握するために、自由水面をもつ地下水を一次的に考えると、連続方程式、ダルシー則により基礎方程式は、

$$\gamma \frac{\partial H}{\partial t} = kH \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + k \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 - k \sin \theta \frac{\partial H}{\partial x} + r_e \dots\dots\dots(9)$$

と記される。ここで、 $H$  : 水深、 $x$  : 流れ方向の座標、 $k$  : 透水係数、 $\gamma$  : 有効間隙率、 $\theta$  : 不透水性基盤の水平面となす角度、 $r_e$  : 地下水表面への水供給強度である。上式中右辺第 1 項は拡散的な流れ、第 2 項は輸送項に相当する。これらの項の役割についてもいろいろと議論されているが、もし、地下水深の場所的变化  $\partial H / \partial x$  が小さく、不透水面の傾きも小さい場合には右辺第 1 項が卓越した流れが起こることになる。また、上式は  $H(x, t)$  について非線形の構造をしており、この非線形性は流れの場の変化に起因している。逆にいえば、地下水の運動の場(飽和帯)の変化が微小な場合には流出現象は線形に近い性質をもつことになる。高木<sup>47)</sup>は、水深の場所的变化が小さい場合について、上記の基礎方程式から、地下流出量  $Q(t)$  の低減式として

$$Q(t) = \frac{Q(0)}{(\lambda t + 1)^2} \dots\dots\dots(10)$$

を導いた。ここに、 $\lambda$  は定数である。地下水流出の低減式としては、この分関数型の低減式のほかに、

$$Q(t) = Q(0) \exp(-\lambda t) \dots\dots\dots(11)$$

と表わされる Barnes の指数関数型の式、これらの線形和を考える式などがある。地下水流出のモデルは種々提

案されているが、たとえば高木<sup>93)</sup>のモデルは、被圧・不被圧地下水帯での流動機構の違いが、流出流動の性質の差に反映するものとして組み立てられ地下水流出のシミュレーションにも用いられている。最近の高橋ら・安藤らのシミュレーションモデル(虫明・高橋ら<sup>64)</sup>, 安藤・高橋ら<sup>33)</sup>)もこの不被圧成分の低減特性に基づいたものである。角屋<sup>40)</sup>, 角屋・豊国ら<sup>41)</sup>は、入力降雨条件下で流出を左右するのは土壌水分の消長と地下水帯への水供給過程であるという立場からモデルを組んでいる。

(6) 土壌水分および浸透性の測定と評価

水文学において土壌水分は、浸透、流出の発生、蒸発散あるいは地下水涵養などの水循環の諸過程を支配する重要な状態量であり、その測定法の確立と観測事例の蓄積が山腹斜面の流出機構の詳細な分析を進めるための重要課題の1つである。土壌水分の現位置測定法としては、重量法、中性子法、γ線減衰法、電気抵抗法、電気容量法、テンシオメーター法、時間領域反射率計測法があるが、いまだ決定的手法は確立されておらず、最近では特に水文学では重要な面的評価への期待の下に、リモートセンシングの利用が精力的に研究されている。

浸透性を現地で調べる方法は、冠水型浸透計、ポアホール浸透試験、散水型浸透計によるものの3つに大別できる。冠水型浸透計には単一あるいは二重円筒のものがある。二重円筒浸透計に関する研究例として、たとえばMusiake<sup>79)</sup>の研究がある。

なお、本研究では積雪調査、積雪表面における融雪、積雪層内・地表面での融雪水の移動過程に関する研究のレビューをも行ったが、ここでは省略する。研究成果報告書<sup>1)</sup>を参照されたい。

4. 集水過程とスケール効果

流域は、斜面とこれらの斜面を連続する河道の2つの要素によって構成されている。斜面は降雨量を流量に変換する場である。3. では、主としてこの斜面での流出の諸機構を議論した。河道は斜面からの流出量を合成し、運搬する場である。試験流域などでは斜面での変換効果が卓越するが、流域規模での流出現象を取り扱う場合には、河道網系によって雨水が集水・伝播していく過程を考慮に入れる必要が出てくる。

ところが、現実の河道網は非常に複雑で、流域ごとにも多様に変化する。そこで、高棹ら<sup>98)~100)</sup>は、Horton<sup>126)</sup>やStrahler<sup>127)</sup>らによって始められた計量地形学的手法を用いて、河域地形の統計則を確率論的に導き、この統計則を媒介にして、河道網系での集水過程の総合的表現を得る方向でこの問題を解決しようとした。この方向での研究は、流域のランピングスケール問題へと発展して、1983年にはJ. of Hydrologyで「Scale problems in

Hydrology」の特集版が編集されている。

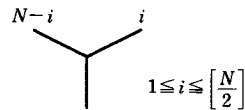
(1) 河道網理論

河道の位数化については種々の手法が提案されているが、最も一般的手法はStrahlerの河道区分法である。水源に発する河道を1位の河道とし、 $u$ 位の河道が合流して $u+1$ 位の河道が形成されるものとする。また、高位の河道に低位の河道が合流しても位数には変化がない。この手法に基づいて、次のような地形則が経験的に得られている。

$$N_u = R_b^{K-u}, \bar{L}_u = \bar{L}_1 R_b^{u-1}, \bar{A}_u = \bar{A}_1 R_b^{u-1}, \bar{S}_u = \bar{S}_1 R_b^{1-u} \dots \dots \dots (12)$$

ここに、 $N_u$ ,  $\bar{L}_u$ ,  $\bar{A}_u$ ,  $\bar{S}_u$ は、それぞれ位数 $u$ の河道数、河道の平均長、平均集水面積および河道の平均勾配である。また、 $K$ は流域の最大位数を示している。 $R_b$ ,  $R_L$ ,  $R_A$ ,  $R_S$ はそれぞれ分岐比、流長比、面積比および勾配比とよばれ、使用した地形図の縮尺にかかわらず流域においてほぼ一定であることが多くの研究者によって確かめられている。式(12)に挙げた統計則は、それぞれ河道数則、河道長則、集水面積則とよばれている。Yang<sup>101)</sup>は、位数 $u$ の河道の上流端と下流端の平均落差を $\bar{H}_u$ とすると、エントロピー理論から $\bar{H}_u = \text{const.}$ であることを指摘した。

式(12)に示した地形則は経験的に得られたものであるが、石原・高棹ら<sup>99)</sup>は、流域内の河道網の形成過程において、流域に作用する管力が流域全体に等分布しているという仮定のもとに、これらの地形則が成立することおよび分岐比などの定数値について理論的に説明するとともに、1/4則、1/2則、3/4則などの合流点分布則を導いた。低位の河道が高位の河道に合流しても位数が変化しないStrahlerの位数法は、河道網での集水過程を考えるには不十分であるとして、その後、藤田<sup>102)</sup>、岩佐ら<sup>103)</sup>は、Shreve<sup>104)</sup>のリンク〜マグニチュード方式を用いて、河域地形の分布則を検討している。藤田<sup>102)</sup>によれば、マグニチュード $N$ の河道網をその最下流の合流点で図-9に示すように2つの河道網に切断すると



$P_s(i, N) [ ]$ : ガウス記号

図-9 河道網のパターン

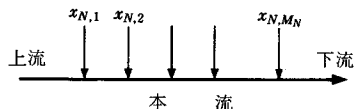


図-10 本流に合流する支流

き、これらの2つの河道網がマグニチュード  $i, N-i$  になる確率  $P(i, N)$  は、

$$\begin{aligned}
 P(1, N) &= \frac{N}{2N-3} \\
 P(i, N) &= \frac{2(2i-3)!N!(N-2)!(2N-2i-2)!}{(i-2)!i!(N-i)!(2N-3)!(N-i-1)!} \\
 &\quad (2 \leq i \leq [N/2], N \neq 2m, [ ] : \text{ガウス記号}) \\
 P(m, 2m) &= \frac{8m}{(4m-2)!} \left[ \frac{(2m-1)!(2m-3)!}{m!(m-2)!} \right]^2 \\
 &\quad \dots\dots\dots(13)
 \end{aligned}$$

で与えられる。たとえば、マグニチュード  $N$  の河道網において本流に合流する支流は図-10 のようになる。

本流には  $M_N$  個の支流が合流し、 $X_{N_i}$  は支流が構成する河道網のマグニチュードである。図-10 でマグニチュード  $i$  と  $N-i$  の大きい方をたどっていくと本流をさかのぼることになり、式 (13) を繰り返し用いると支流数の平均値  $\bar{M}_n$  やその分散  $\sigma_n^2$  を計算することができる。藤田は、これを用いて、Shreve<sup>105)</sup> が整理した本流長  $L$  と集水面積との間の経験式  $L \propto A^m$  ( $m$  は 0.5 ないし 0.6) を説明している。

(2) 河道網と集水過程

高棹<sup>106)</sup> は、位数化された河道配列とその統計則から河道分布系を集中系へ変換する手法として、一次元多段階過程モデルと多次元多段階過程モデルを提案している。前者は洪水流の合成ピークを求めるのに適し、後者のモデルによれば洪水流の合成ピーク近傍の流量波形の推定が可能である。

河道流速が流積によって変化せず、各河道地点で一定値をとるとする仮定を設けると、河道上のある地点に流入してきた斜面流出水は、そこから流域下流端までの河道内流下時間だけ遅れて流域下流端にでてくることになるから、各斜面流出ハイドログラフをそれぞれ対応する河道流下時間だけずらして重ね合わせると、流域下流端のハイドログラフが得られる。流域内の小流域を代表流域とし、代表流域の流出ハイドログラフを集中時間図によって流域下流端のハイドログラフに変換するという石原・小葉竹<sup>107), 108)</sup> の方法は、河道内流速を一定とするこの仮定に基づいている。Linsley ら<sup>109)</sup> は、流速を一定とする仮定によって求められる流域下流端ハイドログラフが、さらに流域下流端にある仮定の貯水池への流入量になると考えて、その貯水池からの流出量を最終的な流域下流端ハイドログラフとする方法を述べている。これは、河道における伝播作用を先に考慮し、貯留作用を最後に一括して考えたもので、Mayer の Lag-routing の考え方<sup>109)</sup> によるものである。立神<sup>110)</sup> の単位図法、Watkins らによって提案されたといわれる RRL 法<sup>111), 112)</sup> も基本的には上記の lag-routing の考え方によ

る。岡本<sup>113)</sup> は、逆に河道の貯留作用を先行させている。

河道流速を一定とすると、河道網の配置が直接、河道網系での変換核に関係してくる。Troutman and Karlinger<sup>114)</sup>、Gupta and Waymire<sup>115)</sup> は、この河道流速一定の仮定を媒介にして、河道網系での変換核と河道網とを結びつけ、さらに、河道網の統計則を解析に導入しようとしている。これらの研究においては、新たに幅関数 (width function)  $N(x)$ ,  $0 < x < L$  あるいはリンク集中関数 (link concentration function)  $N(h)$ ,  $0 < h < H$  が河道網に対して定義されている。ここで、 $L$  は主流長で、流域下流端から距離  $x$  の位置におけるリンク数を  $N(x)$  としている。また、 $H$  は流域の最上流端と最下流端の比高で、 $N(h)$  は比高  $h$  におけるリンク数である。河道内の水流の流速  $V$  を一定値とし、距離  $x$  を流下するに要する時間を  $T$  とする。また、斜面からの流出量が一樣であるとすれば、河道網系の単位図  $U(T)$  は、

$$U(T) = \frac{VN(VT)}{z} \quad z : \text{リンクの総数} \dots\dots(14)$$

と表わされる。よって、幅関数の統計的性質を分析することが河道網系の分布につながってくることになる。

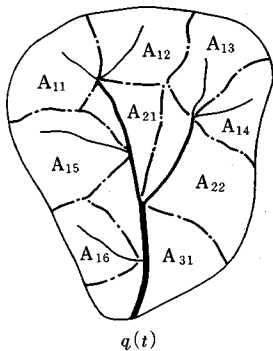
河道網の地形特性から、いわゆる GIUH (geomorphologic instantaneous unit hydrograph) を求めようとする研究の例として、Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979)<sup>116)</sup>、Gupta et al.<sup>117)</sup>、Rosso<sup>118)</sup> らの一連の研究がある。

図-11 を用いて基本的な考え方を説明する。図中の  $A_{iu}$  は位数  $u$  の  $i$  番目の部分流域の面積を示す。(b) は (a) の流域をタンクに置換したものである。河道内降雨を無視すると雨はすべて斜面上に降ることになる。位数  $u$  の河道に隣接している斜面を  $C_u$  とすると、斜面  $C_u$  に降った雨はすべて位数  $u$  の河道  $S_u$  に流出することになる。図-11 の例では、斜面  $C_u$  に降った雨は、次の4通りの経路を経て流域の末端に到達する。

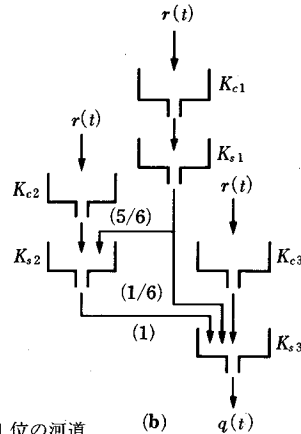
- path 1  $C_1 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3$
- path 2  $C_2 \rightarrow S_1 \rightarrow S_3$
- path 3  $C_2 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3$
- path 4  $C_3 \rightarrow S_3$

斜面  $C_u$  および河道  $S_u$  の時定数をそれぞれ  $K_{C_u}$ ,  $K_{S_u}$  とする。図-11 の例では6個の位数1の部分流域のうち5個は位数2の河道に流入し、残りの11個は位数3の河道に流入している。(b) の ( ) の数値はこの確率を示している。いま、位数  $i$  から位数  $j$  へ流入していく確率を  $p_{ij}$  と表わすことにしよう。また、各位数での斜面、河道の IUH が与えられているとし、これらをそれぞれ、 $f_{C_u}$ ,  $f_{S_u}$  と表わすことにする。このとき、流域全体の IUH は、

Path 1  $C_1 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3$   
 Path 2  $C_1 \rightarrow S_1 \rightarrow S_3$



(a) ——— 位数1位の河道  
 ——— 位数2位の河道  
 ——— 位数3位の河道



図—11 想定流域図とそのタンクモデル図

$$U(t) = \sum_w (f_{x_1} \ddagger f_{x_2} \ddagger \dots \ddagger f_{x_k}) p(w)$$

$$p(w) = \pi_1 p_{x_1 x_2} \cdot p_{x_2 x_3} \dots p_{x_{k-1} x_k}$$

$$\pi_i = \sum A_{ui} / A \quad A: \text{全流域面積}$$

$$w = \langle x_1, x_2, \dots, x_k \rangle$$

$$x_1, x_2, \dots, x_k \in \{C_1, C_2, \dots, C_n, S_1, S_2, \dots, S_m\}$$

.....(15)

で与えられる。式 (15) 中の  $\ddagger$  はたたみ込み積分を表わす。図—11のタンクが線形タンクであれば、式 (15)の内容は非常に簡単になる。またタンクの時定数は斜面長、河道長が関係してくるので、前述した河道網に関する理論が応用されることになる。

河道網分布の特性と河道流の非線形性とを同時に考えることは容易ではない。高棹・椎葉<sup>119)</sup>は、地形パターン関数を導入した Kinematic wave モデルによって、伝播過程の非線形性を保持したままで、河道網構造の効果を反映させ得ることを示している。河道流を河道網構造に従って逐一追跡することも考えられる。その計算アルゴリズムについては、高棹・椎葉<sup>120)</sup>、高棹・池淵ら<sup>121)</sup>の研究が参考になろう。

(3) 流出現象におけるスケール効果

スモールプロットで観測される水文事象のモデルの寸法を流域規模に引き延ばしても流域規模の流出モデルが得られるわけではない。スモールプロットでは、現象を支配する物理過程を抽出することが比較的容易で、場も均一であると仮定してよい場合が多いが、流域規模では、非常に多くの物理過程が錯綜し、場の特性値、寸法も不均一である。このため、流域規模での流出現象を取り扱う視点・概念・方法論の展開が必要である。

流域規模での水文事象を説明する科学的概念を導くた

めの方法として、Klemes<sup>122)</sup>は2つの方法を挙げている。1つは上向きの方法 (upward route) であり、もう1つは下向きの方法 (downward route) である。

上向きの方法は、スモールプロットでの水文事象に関する観測結果、水理学などの理論的知識を「総合」して、流域規模での現象を説明する手法・概念を得ようとするもので、気体分子運動論によりボイルシャルルの法則を説明するのと似ている点がある。問題は、スモールスケールでの知識をどのようにして流域スケールに「総合」していくかという点にある。

河道網効果を考慮するために高棹<sup>100)</sup>が導入した河域地形の統計則や、hydrodynamic model を基礎にして、入力やパラメーターの統計的分布を考慮して、流域規模での長期間の水文事象を解明した Eagleson<sup>123), 124)</sup>の研究、地下水流出の低減係数と流域面積の関係を議論した高木・ローデ<sup>125)</sup>の研究などでは、現象を支配する力学法則として比較的簡単なものを仮定し、そのパラメーターや場の形態の統計的分布を考慮して、流域規模での水文学的概念に到達している。理論的な明確さからいって、こうした方向でのアプローチは今後も流域規模での水文学の発展に重要な役割を果たすであろう。

しかし、上向きの方法は万能ではない。現象を支配する力学法則の思い切った単純化なしには、領域内の特性、パラメーター値の分布を考慮しきれないことも多い。いまだ解明し得ていない素過程が流域規模では重要な役割を果たすかもしれない。ボイルシャルルの法則という説明すべき目標があったから、気体分子運動論が成功したのかもしれない。ボイルシャルルの法則の直接的発見もやはり重要である。すなわち、流域水文学の知識や概念をそのスケールで直接的に取り扱うことも重要である。レーダー雨量計や気象衛星などのリモートセンシング技術の発展によって、流域規模での水文事象に対する観測技術、観測眼を手にすることができるようになった。このような流域スケール、あるいは地球スケールの水文観測技術の発展によって、流域スケールでの水文学の新しい概念・新しい方法が開発される可能性がある。Klemes のいう下向きの方法も今後の流域水文学の発展を大いに刺激するものと思われる。

5. 今後の展望

流出システムの特性を統一かつ量的に把握するためには、全体システムを構成する法則の違った部分システムの分類と選択、ついで各部分システムの機構と相互関係を明確にして、全体システムの組織的表現を行うこと

が必要である。こうした立場から、水文小委員会では降水、蒸発散と水蒸気フラックスの熱力学的解析、表流水の集水・伝播機構、流出成分分離、試験地の水収支機構、地中水および地下水流出機構など流出現象の物理機構に関する諸問題について、国内外の研究成果を体系的に整理するとともに、従来の観測結果の分析、流出モデルの中でのそれらの取扱いを比較検討して、各物理機構の流出システム全体に対する役割・機能を明らかにしようと試みた。得られた成果をベースに今後の展望をいくつか挙げておきたい。

### (1) ランピングスケールの問題

流出システムが本質的に不確定的非線形分布パラメータシステムであることを考えるときわめて難しい問題であるが、加えて、これには現象そのものの時・空間ランピングスケール、計画・管理に必要な情報としてのランピングスケール、観測・データの入手に伴うランピングスケール、単純化・複雑化のトレードオフに伴うランピングスケールなどの側面がある。現象そのものにおいても各部分システム個々のランピングスケール、その合成過程におけるランピングスケールの問題があり、小流域の流出の詳細な観測、物理的・確率的構造分析などを通して鋭意研究が進められているが、さらなる進展を期待したい。

一方、水災害制御、水資源の開発・保全などの計画・管理問題に水文情報を提供する場面が多くなってきており、災害現象からみた時・空間スケールの問題とか、都市化・巨大水理構造物によって人為的に改変された場合の流出形態の変化、水質・環境問題への対応、など自然的水循環に加え人工的水循環のウェイトの高まり、水量・水質問題の時・空間ランピングスケールの接点など、社会のニーズの高まりとともに水文学をベースとした情報加工あるいは応用レベルでのランピングスケールの問題にも対応していかなければならない。

### (2) 新しい概念と観測技術

1) variable source area concept：高棹の一連の研究で、すでにこの概念の提示とそれを用いたモデル化がなされたが、山腹表層付近の流出機構の発生要因として重視され、その後も鋭意研究されており、今後は不飽和浸透理論との結合などによりさらに発展されよう。

2) パイプ流：山地小流域での降雨流出時の多量の地下水流出はダルシー則では説明できず、地層中に形成された土壤パイプ中を流れるパイプ流の存在を仮定する研究が進められている。地層中における巨大間隙の空間的分布および連続性、その形成機構、集水・排水機構等について、さらに多くの観測事例を蓄積しこれらの機構を解明していく必要がある。

3) 水質水文学：流出成分の分離、新・旧水の動態な

どをさぐるために、さらには土砂水理学、水質問題への対応を迫られているなかで、流量データだけでなく水質項目の観測も連続的に実施し、関連分野の研究者との研究活動はもとより自らデータの蓄積、モデル化につとめる必要がある。

4) 不飽和浸透理論とその流出モデルへの導入：Richardsの不飽和浸透の基礎式、Philipの解の導出など、不飽和浸透の問題は古くて新しいテーマになっているが、場の不均一性、variable source area、ヒステリシス効果など、ここでも現象とモデル化の時・空間ランピングスケールをさらに検討し、これらのプロセスを浸透速度の時間的変化として山腹斜面上の流出モデルに組み込む必要がある。なお、このプロセスの機構、モデル化においては土壤水分の水平・鉛直方向のプロファイルも含めた連続的な観測事例が必要であるが、土壤水分測定法が確立される必要がある。

5) 熱収支・物質収支の視点：融雪や蒸発散といった現象、それを介しての土壤水分の消長など水収支に加え熱収支の視点や、河川水質や地下水汚染などへの積極的なかわりを考え、さらに物質収支の視点を重視していく。

6) 新しい観測体系と技術：アメダス・レーダー雨量計等による観測ネットワーク、気象衛星等による各種リモートセンシングなどの自動的・広域的な観測技術とその情報処理は、地点あるいは小規模面積での気象・水文現象の観測・評価・モデリングから広域での観測およびそれに基づく面的評価、モデリングにとって魅力あるものである。これら情報と合わせて、気象工学の側面から降雨予測の進展を期待したいし、測定可能な要素、解像度等の精度アップ等の情報を踏まえ、その導入に積極的に取り組む必要がある。

流出システムを明確にするためには現象の観測およびシステムを表現する数式モデルの設定が不可欠で、しかもこれら両者を互いにフィードバック的に関連させていくことが重要である。このフィードバックはいまだ完結してはならず、今後とも現象の正確な理解、把握、予測の精度向上をはかっていくために、鋭意続けられるべきものである。

### 参考文献

- 1) 高棹琢馬(研究代表者)：流出現象の物理機構に関する研究、昭和60・61年度科学研究費補助金(総合研究(A))研究成果報告書、pp.179, 1987.
- 2) 木下武雄：レーダー雨量計の実用化への開発、土木学会論文集, No. 351/II-2, pp.1~15, 1984.
- 3) 小平信彦：気象レーダー基礎：気象研究ノート, 第90号, 1967.
- 4) Marshall, J. S. and Palmer, W. M. : The distribution of

- raindrops with size, *Journal of Meteorology*, Vol. 5, pp. 165, 1948.
- 5) 中野秀章：森林水文学，共立出版，pp. 55~56, 1976.
  - 6) Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C. and Morton, A. J. : A predictive model of rainfall interception in forests, I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agric. Meteorol.*, 9, 367~384, 1971.
  - 7) Gash, J. H. C. and Morton, A. J. : An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford Forest. *J. Hydrol.*, Vol. 38, pp. 89~105, 1980.
  - 8) 鈴木雅一・加藤博之・谷 誠・福寫義宏：桐生試験地における樹冠通過雨量，樹幹流下量，遮断量の研究（Ⅰ），（Ⅱ），*日本林学会誌*，Vol. 61, No. 6, 11, 1979.
  - 9) 石原英雄・小葉竹重機：雨水流出現象における初期貯留量について—樹木による降雨遮断，*京大防災研年報*，第 13号，B, 1970.
  - 10) 古藤田一雄：筑波大学水理実験センター報告 No. 1, pp. 53~65, 1977.
  - 11) 池淵周一・竹林征三・大藤明克：琵琶湖湖面蒸発量の観測と評価，第 30 回水理講演会論文集，pp. 1~6, 1986.
  - 12) 鈴木雅一・吉田裕弘・福寫義宏：裸地における土壌水分と蒸発量の関係についての検討，*京都大学農学部附属演習林報告*，No. 52, 1980.
  - 13) 下島栄一・石原英雄・葛葉泰久：砂地からの蒸発に関する実験的研究，*土木学会第 40 回年次学術講演会講演概要集*，pp. 31~32, 1985.
  - 14) Ben-Asher, J., Warrick, A. W. and Matthias, A. D. : Bare soil evaporation determined in situ by infrared thermometry, *J. Hydrol.*, Vol. 69, pp. 325~334, 1984.
  - 15) Prevot, L., Bernard, R., Taconet, O. and Vidal-Madjar, D. : Evaporation from a bare soil evaluated using a soil water transfer model and remotely sensed surface soil moisture data, *Water Resour. Res.*, Vol. 20, pp. 311~316, 1984.
  - 16) 矢野友久・高塚孝教・長 智男：砂丘地における蒸発散量と気象要素について，*鳥取大学農学部研究報告*，No. 25, pp. 109~117, 1973.
  - 17) 矢野友久・塩見又明・長 智男：砂丘地における蒸発散について—熱収支法による蒸発散量の推定—*鳥取大学農学部研究報告*，1974.
  - 18) 古藤田一雄：ライシメータ蒸発散量とエネルギー収支法による蒸発散量の比較，*筑波大学水理実験センター報告*，No. 4, 1980.
  - 19) Baumgartner, A. : Energetic basis for differential vaporization from forest and agricultural lands, *INT. Symp. Forest Hydrology, Pennsylvania*, pp. 381~389, 1966.
  - 20) 池淵周一・澤井 康：熱収支法による林地内蒸発散量の推定，*水資源研究センター研究報告*，第 3号，1983.
  - 21) 池淵周一・澤井 康：林地蒸発散量の長期間にわたる時系列推定，*京都大学防災研究所年報*，第 28号，B-2, 1985.
  - 22) 杉田倫明・古藤田一雄：ポーエン比・熱収支法と渦相関・熱収支法によるアカマツの林冠上の潜熱フラックスの測定，*筑波大学水理実験センター報告*，No. 8, 1984.
  - 23) Sugita, M. : Factors affecting evapotranspiration of a forest, *Geographical Review of Japan*, Vol. 58, No. 1, pp. 74~82, 1985.
  - 24) 砂田憲吾・池淵周一：林地流域における日蒸発散量の推定，*土木学会論文集*，第 387号/II-8, pp. 201~208, 1987.
  - 25) 高瀬恵次・丸山利輔：水収支法による季別流域蒸発散量の推定，*農業土木学会論文集*，第 76号，pp. 1~6, 1978.
  - 26) 鈴木雅一：短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定，*日本林学会誌*，第 67 卷，第 4 号，pp. 115~125, 1985.
  - 27) Bouchet, R. J. : Évapotranspiration réelle et potentielle signification climatique, *International association for scientific hydrology, Gentbrugge, Belgium*, pp. 134~142, 1963.
  - 28) Morton, F. I. : Estimating evapotranspiration from potential evaporation—practicality of an iconoclastic approach, *J. Hydrol.*, Vol. 36, pp. 1~32, 1978.
  - 29) Brutsaert, W. and Stricker, H. : An advection-aridity approach to estimate actual regional evaporation, *Water Resour. Res.*, Vol. 15, No. 2, pp. 443~450, 1979.
  - 30) 大槻恭一・三野 徹・丸山利輔：計器蒸発量，蒸発散位と実蒸発散量の関係—実蒸発散量推定に関する研究（Ⅰ）—，*農業土木学会論文集*，第 111号，pp. 95~103, 1984.
  - 31) 大槻恭一・三野 徹・丸山利輔：水収支法と補完関係式による流域蒸発散量の比較—実蒸発散量推定に関する研究（Ⅱ）—，*農業土木学会論文集*，第 112号，pp. 17~23, 1984.
  - 32) Camillo, P. J., Gurney, R. J. and Schmutge, T. J. : A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies, *Water Resour. Res.*, Vol. 19, No. 2, pp. 371~380, 1983.
  - 33) 安藤義久・高橋 裕・伊藤和央：低水流出の分数関数減水式の地質・季節要因による総合化，*土木学会論文集*，第 357号，pp. 149~157, 1985.
  - 34) 石原藤次郎・石原英雄・高棹琢馬・頼 千元：由良川の出水特性に関する研究，*京大防災研究所年報*，第 5号，A, pp. 147~173, 1962.
  - 35) 石原藤次郎・高棹琢馬：単位図法とその適用に関する基礎的研究，*土木学会論文集*，第 60号，別刷，1959.
  - 36) 石原藤次郎・高棹琢馬：中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について，*土木学会論文集*，第 79号，pp. 15~21, 1962.
  - 37) 岩垣雄一・末石富太郎：横から一様な流入のある開水路の不定流について，一雨水の流出現象に関する水理学的研究（第 1 報），*土木学会誌*，第 39 卷，11 号，pp. 575~583, 1954.
  - 38) 太田猛彦・日野幹夫・塚本良則：山腹斜面における二次元不飽和流の解析，第 27 回水理講演会論文集，pp. 393~399, 1983.
  - 39) 岡 太郎：自然丘陵地における土壌水流動—観測とその解析—，*京都大学防災研究所年報*，第 26号，B-2, pp. 213~224, 1983.
  - 40) 角屋 睦：山地小流域河川の低水解析（Ⅰ），*京大防災年報*，第 9号，pp. 593~599, 1966.
  - 41) 角屋 睦・豊国末次・丈達俊夫：山地小流域河川の低水



- 解析(2), 京大防災年報, 第10号, B, pp.147~154, 1967.
- 42) 角屋 睦・福島 晟: 中小河川の洪水到達時間, 京大防災研究所年報, 第19号, B-2, pp.143~152, 1976.
- 43) 角屋 睦・福島 晟・佐合純造: 丘陵山地流域モデルと洪水流出モデル, 京都大学防災研究所年報, 第21号, B-2, 1978.
- 44) 佐藤 正・村上与助・村井 宏・関川慶一郎: 新しい型の山地浸透計による測定成績(第一報), 林業試験場研究報告, No. 83, pp.39~64, 1956.
- 45) 佐藤 正・村上与助・村井 宏・関川慶一郎: 新しい型の山地浸透計による測定成績(第二報), 林業試験場研究報告, No. 99, pp.25~57, 1957.
- 46) 末石富太郎: 特性曲線法による出水解析について—雨水の流出現象に関する水理学的研究(第2報)—, 土木学会論文集, 第29号, pp.74~87, 1955.
- 47) 高木不折: 低水流出の低減特性に関する研究, 土木学会論文集, 第128号, pp.1~11, 1966.
- 48) 高棹琢馬・岸本貞男: 雨水流出の実験的研究, 京大防災研究所年報, 第4号, pp.132~154, 1961.
- 49) 高棹琢馬: 出水現象の生起場とその変化過程, 京都大学防災研究所年報, 6号, 1963.
- 50) 高棹琢馬・椎葉充晴・北村英和: 分布型出水モデルによるシミュレーションと集中化スケール, 土木学会関西支部年次学術講演会講演概要, 11-2, 1976.
- 51) 高棹琢馬・椎葉充晴: 雨水流モデルの集中化に関する基礎的研究, 京大防災研究所年報, 第28号, B-2, pp.213~220, 1985.
- 52) 高棹琢馬・宝 馨・楠橋康広: 洪水流出モデルの確率過程的評価に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第28号, pp.221~235, 1985.
- 53) 高棹琢馬・椎葉充晴・張 昇平: 表面流, 飽和・不飽和地中流相互干渉機構の分析モデル, 京大防災研究所年報, 第29号, B-2, pp.253~269, 1986.
- 54) 田中 正: 水文学に於ける同位体利用の研究動向—地中水の循環に関する研究を事例として—, 京都大学防災研究所付属水資源研究センター研究報告, 第2号, pp.3~22, 1982.
- 55) 田中 正・安原正也・酒井 均: 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動, 京都大学防災研究所年報, 第25号, B-2, pp.181~193, 1982.
- 56) 田中 正・安原正也・丸井敦尚: 多摩丘陵源流域における流出機構, 地理学評論, 57, pp.1~19, 1984.
- 57) 塚本良則: 山地・森林からの流出, 第22回水工学に関する夏期研修会講義集Aコース, pp.A-6-1~17, 1986.
- 58) 日野幹雄・長谷部正彦: 地球化学的手法と逆探法を併用した流出系の成分溶出法則の推定について, 土木学会論文報告集, 第319号, pp.87~96, 1982.
- 59) 日野幹雄・長谷部正彦: 地球化学的データとフィルター分離AR法による流出成分分離について, 第28回水理講演会論文集, pp.553~556, 1984.
- 60) 渡辺明英・日野幹雄: 一般座標系を用いた3次元不飽和浸透流モデルによる流出解析—地形形状がハイδροグラフに与える影響について, 第31回水理講演会論文集, pp.71~76, 1987.
- 61) 平野宗男・伊藤尚規: 到達時間の分布を考慮した流出解析, 第22回水理講演会論文集, 土木学会, pp.197~202, 1978.
- 62) 藤田睦博: 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究, 土木学会論文報告集, 第314号, pp.75~86, 1980.
- 63) 星 清・山岡 勲: 雨水流法と貯留関数法との相互関係, 第26回水理講演会論文集, pp.273~278, 1982.
- 64) 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久: 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果, 土木学会論文報告集, 第309号, pp.51~62, 1981.
- 65) 山田 正: 山地小流域の瞬間単位図と斜面長分布の関係, 土木学会論文報告集, 第306号, 11~21, 1981.
- 66) 山田 正・藤田睦博・小林 稔: 降雨の鉛直浸透におけるKinematic wave特性とヒステリシスの効果を考慮した新しい不飽和浸透方程式の解の特性, 土木学会北海道支部論文報告集, 第43号, pp.199~204, 1986, 同様の内容をJ. Hydrologyに投稿中.
- 67) 渡辺邦夫・山中和雄: 一般的な山地小流域における地下水流出の3次元浸透解析と問題点, 第30回水理講演会論文集, pp.391~396, 1986.
- 68) Betson, R. P. : What is watershed runoff?, J. Geophys. Res., 69, pp.1541~52, 1964.
- 69) Dunne, T. and Black, R. D. : Partial source area contributions to storm runoff in a small New England Watershed, Water Res. Res., Vol. 6, No. 5, pp.1296~1311, 1970 a.
- 70) Dunne, T. and Black, R. D. : An experimental investigation of runoff production in permeable soils, Water Res. Res., Vol. 6, No. 2, pp.478~490, 1970 b.
- 71) Freeze, R. A. : A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media, Water Res. Res., Vol. 11, pp.725~741, 1975.
- 72) Freeze, R. A. : Stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope Water Res. Res., Vol. 16, No. 2, pp.391~408, 1980.
- 73) Grunewald, U. and Wernecke, G. : Wasser und Stoffhaushaltuntersuchungen im Einzugsgebiet einer Trinkwassertalsperre. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, 32, pp.419~422, 1982.
- 74) Hewlette, J.D. and Nutter, W.L. : The varying source area of stream flow from upland basins, paper presented at Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State University, ASCE, New York, pp.65~83, 1970.
- 75) Horton, R.E. : The role of infiltration in the hydrologic cycle, Trans. Am. Geophys. Union, 12, 189~202, 1931.
- 76) Horton, R.E. : The role of infiltration in the hydrologic cycle, Trans. Am. Geophys. Union, 14, 446~460, 1933.
- 77) Horton, R.E. : An approach toward physical interpretation of infiltration capacity, Soil Sci. Soc., Amer. Proc., 5, 399~417, 1940.
- 78) Lighthill, M.J. and Whitham, G.P. : On kinematic waves, I. Flood movement in long rivers, Proc. Roy.

- Soc. London, Vol. 229, A, pp. 281~316, 1955.
- 79) Mushiake, K., Herath, S. and Koike, M. : Use of in-situ permeability tests for infiltration facility performance prediction, Proc. the 31 th Japanese Conference on Hydraulics, 77~82, 1987.
  - 80) Nutter, W. L. : Management implications of subsurface stormflow and the variable source-concept, Paper presented to the 1969 Annual Meeting of the Watershed Management Division, Society of American Foresters, October 13~16, Miami, Florida, 1969.
  - 81) Parlange, J.-Y. : Theory of water movement in soils : 8, one-dimensional infiltration with constant flux at the surface, Soil Sci., 114 ( 1 ), 1~4, 1972.
  - 82) Parlange, J.-Y. : Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves, Water Resources Research, Vol. 12, pp. 224~228, 1976.
  - 83) Parlange, J.-Y. : Water Transport in Soils, Ann. Rev. Fluid Mech., Vol. 12, pp. 77~102, 1980.
  - 84) Philip, J. R. : The theory of infiltration, Soil Sci., 83, 345 ~ 357; 435 ~ 448; 84, 163 ~ 178; 257 ~ 264; 329 ~ 339; 85, 278 ~ 286; 333 ~ 337, 1957.
  - 85) Pinder, G. F. and Jones, J. F. : Determination of the Ground-Water Component of Peak Discharge from the Chemistry of Total Runoff. W. R. R., Vol. 5, No. 2, pp. 438~445, 1969.
  - 86) Probst, J. L. : Nitrogen and phosphorus exportation in the Garonne basin (France). J. Hydrology, Vol. 76, pp. 281~305, 1985.
  - 87) Ragan, R. M. : Role of basin physiography on the runoff from small watersheds, Vermont Resources Research Center, Water Res. Res., Univ. Vermont, Burlington, Vermont, Report No. 17, 25 pp., 1967.
  - 88) Ragan, R. M. : An experimental investigation of partial area contributions, Proceedings of the General Assembly, Internat. Assoc. Sci. Hydrology, Bern, Publication 76, pp. 241~249, 1968.
  - 89) Rubin, J. and Steinhardt, R. : Soil water relations during rain infiltration : I Theory, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27, 246~250, 1963.
  - 90) Sklash : The role of groundwater in storm runoff, The George Burke Maxey Memorial Volume, J. Hydrology, Vol. 43, pp. 45~65, 1979.
  - 91) Smith, R. E. and Parlange, J.-Y. : A parameter-efficient hydrologic infiltration model, Water Res. Res., 14, ( 3 ), 533~538, 1978.
  - 92) Süßmann, W. : Comparison of water quality in drainage basins under agricultural and forest land use, in Dissolved Loads of River and Surface Water Quality/Quantity Relationships (Proc. IAHS Hamburg Symposium, August 1983), pp. 431~441, 1983.
  - 93) Takagi, F. : A study on the dynamic process of the ground water runoff, Memoires of the Faculty of Engineering, Nagoya University, Vol. 23, No. 2, pp. 221~284, 1972.
  - 94) Takeuchi, K. and Sakamoto, Y. : Hydrograph separation using  $\text{NO}_3^-$  for identifying the interaction between surface and subsurface waters in a small mountainous basin, Conjunctive Water Use (Proc. of the Budapest Symposium, July 1986), IAHS PUBL. No. 156, pp. 199~209, 1986.
  - 95) Takeuchi, K., Sakamoto, Y. and Hongo, Y. : Discharge characteristics of  $\text{NO}_3^-$  for the basinwide circulation of water and environmental pollutants in a small river basin, J. Hydroscience and Hydraulic Eng., Vol. 2, No. 1, pp. 73~85, 1984.
  - 96) Tsukamoto, Y., Ohta, T. and Noguchi, H. : Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan, IAHS Publ., 137, pp. 89~98, 1982.
  - 97) Whipkey, R. Z. : Subsurface stormflow on forested slopes, Bull. Internat. Assoc. Sci. Hydrology, 10 ( 2 ), 74~85, 1965 a.
  - 98) Ishihara, T., Iwasa, Y. and Takasao, T. : Stochastic Study of Channel Distribution in River Basin, Proc. IHS., 1967.
  - 99) 石原藤次郎・高橋琢馬・瀬能邦雄 : 河道配列の統計則に関する基礎的研究, 京都大学防災研究所年報, 第 12 号-B, 1969.
  - 100) Ishihara, T. and Takasao, T. : Transformation System in Flood Runoff Phenomena, in Systems Approach in Hydrology, Proc. U.S.-Japan Bi-Lateral Seminar in Hydrology, Honolulu, Hawaii, U.S.A., Water Resources Publications, pp. 24~48, 1971.
  - 101) Yang, C. T. : Potential Energy and Stream Morphology, Water Resour. Res., Vol. 7, 1971.
  - 102) 藤田睦博 : 河道網における支流の分布特性に関する研究, 土木学会論文報告集, Vol. 246, 1976.
  - 103) 岩佐義朗・小林信久 : マグニチュード理論による河道網の連結構造に関する統計則と指標, 土木学会論文報告集, Vol. 273, 1978.
  - 104) Shreve, R. L. : Statistical law of stream Numbers, J. Geol., Vol. 74, 1965.
  - 105) Shreve, R. L. : Variation of Mainstream Length with Basin Area in River Networks, Water Resour. Res., Vol. 10, No. 6, 1974.
  - 106) 高橋琢馬・河道分布系, 石原藤次郎編, 水工水理学, 丸善株式会社, pp. 400~408, 1972.
  - 107) 石原安雄・小葉竹重機 : 小流域と大流域からの流出の相互関係, 京都大学防災研究所年報, 第 17 号, B, pp. 471~478, 1974.
  - 108) 石原安雄・小葉竹重機 : 洪水ハイドログラフの形成過程に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第 18 号, B, pp. 425~435, 1975.
  - 109) Linsley, R. K., Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H. : Applied Hydrology, McGraw-Hill Book Company, 1949.
  - 110) 立神弘洋 : 洪水流出の新解析法, 1955.
  - 111) Terstriep, M. L. and Stall, J. B. : Urban Runoff by Road Res. Lab. Method, Proceedings of ASCE, 98 HY 10, pp. 1809~1834, 1969.

- 112) 山口高志・松原重昭・山守 隆：都市における降雨流出調査(2)―修正 R.R.L. 法による流出推定, 土木技術資料, 11-14, pp.570~575, 1972.
- 113) 岡本芳美：山地洪水の数理モデル化における土地分類効果の導入について, 第24回水理講演会論文集, pp.397~404, 1980.
- 114) Troutman, B.M. and Karlinger, M.R. : Unit Hydrograph Approximations Assuming Linear Flow through Topologically Random Channel Networks, Water Resour. Res., Vol.21, No.5, pp.743~754, 1985.
- 115) Gupta, V.K. and Waymire, E.C. : On the Formulation of an Analytical Approach to Hydrologic Response and Similarity at the Basin, J. of Hydrology, Vol.65, pp.95~123, 1983.
- 116) Rodriguez-Iturbe, I. and Valdes, J.B. : The Geomorphologic Structure of HydroWater Resour. Res., Vol.15, No.6, pp.1409~1420, 1979.
- 117) Gupta, V.K., Waymire, E. and Wang, C.T. : A Representation of an Instantaneous unit Hydrograph from Geomorphology, Water Resour. Res., Vol.16, No.5, pp.855~862, 1980.
- 118) Rosso, R. : Nash Model Relation to Horton Order Ratios, Water Resour. Res., Vol.20, No.7, pp.914~920, 1984.
- 119) 高棹琢馬・椎葉充晴：Kinematic wave 法への集水効果の導入, 京都大学防災研究所年報, 第24号, B-2, pp.159~170, 1981.
- 120) 高棹琢馬・椎葉充晴：河川流域の地形構造を考慮した出水系モデルに関する研究, 土木学会論文報告集, 第248号, pp.69~82, 1976.
- 121) 高棹琢馬・池淵周一・椎葉充晴：河道網構造を考慮した河川流域の出水解析法に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第20号, B, pp.185~199, 1977.
- 122) Klemes, V. : Conceptualization and Scale in Hydrology, J. of Hydrology, Vol.65, pp.1~23, 1983.
- 123) Eagleson, P.S. : Dynamics of flood frequency, Water Resour. Res., Vol.8, No.4, pp.878~898, 1972.
- 124) Eagleson, P.S. : Climate, soil and vegetation, Water Resour. Res., Vol.14, No.5, pp.705~776, 1978.
- 125) 高木不折・ローデ：地下水流出の流域における特性変化と場所的スケール, 土木学会論文報告集, 第270号, pp.99~108, 1978.
- 126) Horton, R.E. : Erosional Development of Streams and their Drainage basins, Hydrophysical Approach to quantitative Morphology, Bull. Geol. Soc. Am., Vol.56, pp.275~370, 1945.
- 127) Strahler, A.N. : Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks, in V.T. Chow (ed.), Handbook of Applied Hydrology, Sec.4-II, McGraw-Hill Book Company, New York, 1964.

(1987.8.24・受付)

---

投稿論文  
*Paper*