

流出解析手法 (その1)

— 1 . 雨水流出現象とその計測・解析 —

角 屋 睦*



はじめに

前年度学会の編集委員会が行ったアンケート調査によると、数多くの会員が、流出解析の手法を例題を含めて平易に解説するような講座を要望していることがわかった。そこでその大任が著者にまかされることになった。

しかしながら、流出解析の分野でも他分野におけると同様に、コンピューターの普及に伴って、多量のデータを同時に扱うような問題、何度も繰返し計算を行って解を求めるような問題など、従来の手計算時代ではほとんど考えられなかった問題が数多く扱われるようになり、それに伴って解析手法も大きな進歩をしてきている。逆にいうと、高速大容量のコンピューターの使用を前提とした手法の発展が著しく、それらのすべてを例題を含めながら平易に解説することは容易ではない。また紙数も限られている。そこで本講座では特殊な問題は除外して、せいぜい関数機能を持った電卓で計算できる程度の手法、ないしは基本的な考え方を、を中心に話を進めることにしたい。

このような趣旨から、本講座では次のような内容を予定している。まず本稿では、流出現象とその計測法、各種解析手法の位置づけを述べる。次稿以下では、現在わが国で主用されている流出解析法とそれに関連する問題を逐次解説する。まず単位図法を当初のシャーマン流の半図式的手法ないし類似手法、線形多項式による単位図および非線形多項式による単位図の決定方法について述べる。次に雨水流法のうちのキネマティック流出モデルを、表面流・中間流・地下水流出モデルについて解説した後、現今誤用されることの多い合理式の合理的適用方法はどうかについて考察したい。次いで貯留法の代表的なものとして、貯留関数法とタンクモデルの決定方法を説明する。

上述の水文学的流出解析法は、いずれも傾斜地を対象として開発されてきたもので、低平地の流出問題に原則的には適用できないが、その実用的近似方法を概説した

後、不定流計算を簡略化したタンクモデルを説明する。最後に、近年とくに問題となっている土地利用形態変化・都市化に伴う流出変化の予知方法を解説し、今後の発展方法について考察する予定である。

流出解析法は洪水流出と長期流出に大別され、とくに後者では融雪流出解析が重要であるが、これについては著者は観測資料も持たず浅学非才であるので多くは触れられない。あらためて別の講座で扱われることを期待したい。

本講座は水文学の講座ではなく、流出解析法の解説講座である。それにもかかわらず、内容は広汎多岐に及ぶので、果たして期待に沿える内容にできるかどうか、若干の危ぐを持っている。そのつど大方のご叱正が得られれば幸である。

I. 流出現象

1. 水文循環

太陽から熱の供給を受けて水面・地面・植物面から大気中に蒸発した水は、ある温度層に達すると凝結して水滴あるいは昇華して氷片となり空中に浮遊しているが、やがて露・霜・霧・雨・あられ・雪など各種の形態の降水として地表・海洋に戻り、そこでいろいろな経路をたどりながらも早晚再び大気中に蒸発するという運動を繰返す。このような地球圏と大気圏との間の水の往復運動を総称して、水循環または水文循環と呼んでいる。

降水の中で流出問題を扱う上で重要なものは雨と雪であり、とくに雨はほとんど降水と同義語のように用いられることも多い。そこで雨の場合について、陸地上の動態を概観してみよう。

雨が降ると、その一部は林木の樹冠樹葉や作物草類の枝葉によってしゃ断され、残部が地表面に直接落下する。地表面に落下した雨水の一部は地中に浸入し、残りは低地に集まる。低地に貯留された雨水は、降雨の継続に伴い水深を増加し水面積を広げ、やがて一条の流水として地表面を流下し、河谷を経て湖沼・海洋へ流出する**。

* 京都大学防災研究所 (かどや むつみ)



地表排水, 排水計算, 余水吐, 単位図法, 排水量

** 岩石圏深く浸入して何千年・何万年と停滞する成分もないではないが、ここでは地球史的スケールのものは対象外とする。

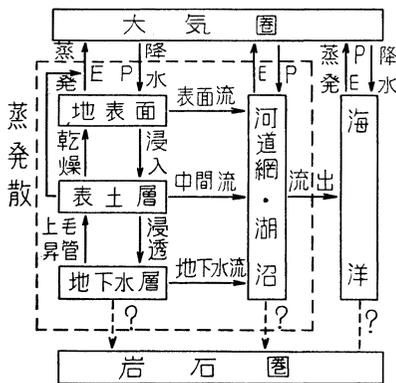


図-1 水文循環

中に浸入した雨水は、逐次空ゲキを満たしつつ、あるいは地面のキ裂や腐朽根痕に沿って鉛直方向に浸透し、滞水層に到達して地下水をカン養する。この浸透中に良透水層に達すると、それに沿って横方向にも流動し、斜面の途中で地表面に流出、あるいは河道へ流出する。また滞水層の水は、地中内を流動して扇状地へ、あるいは湖沼・河谷へ、あるいはさらに深層を流動して海洋へ流出する。

雨が止めば、樹冠枝葉・地面・水面より蒸発散して水は上方へ動くことはいうまでもない。図-1は、このような水の動きを地球上の水収支の観点からマクロに表現したものである。水の動きだけをみれば、完全に水収支のバランスがとれているから、これをクローズドシステム (closed system) と呼ぶことがある。一つの河川流域を対象とした水の動きは、同図の破線のようになり、水収支はバランスしていないから、これはオープンシステム (open system) である。また地球全体としてみた水の動きをトータルシステム (total system) と呼ぶと、破線内はサブシステム (sub-system) を表現していることになる。

ところで前述の雨水の動態のうち、樹冠枝葉などによるしゃ断量は、植物の種類・成育時期、風の強弱によってかなり異なるが、一降雨期間内ではある限界がある。また地中への浸入量は、土性や降雨前土湿状態によって大きな差異があるが、とにかく一降雨期間内では表層土が飽和に近づくに伴い減少してある限界値に漸近するものとみられる。したがって、河道に流出する雨水の割合は、降雨の継続に伴い逐次増加するものと考えられる。図-2は、このような雨水の配分比の時間的経過を概念的に表現したものである。

2. ハイドログラフ

一般に、ある地点あるいは流域における降水強度の時

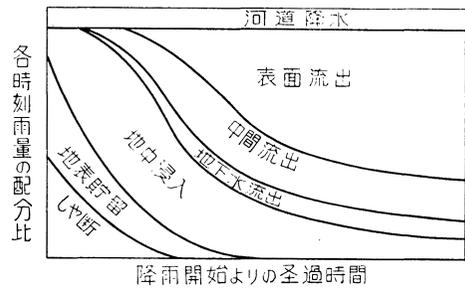


図-2 降水配分比の時間的变化

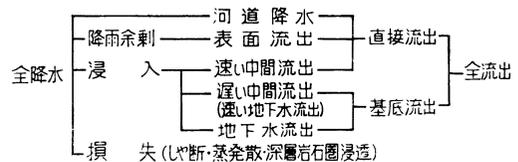


図-3 流出成分

間的経過を图示したものをハイエトグラフ (hyetograph) という。また河道のある地点における水位・流量あるいは流速など、水の状態量の時間的変化を图示したものをハイドログラフ (hydrograph) という。前述の考察から類推されるように、ハイドログラフは次のような雨水の流出成分から構成されているものと考えられている (図-3 参照)。

(1) 河道降水 (channel precipitation) 河道に直接降ったもので、普通の流域ではそのウェイトは無視できる程度とみられるが、流域内に湖沼などの水面積がかなりの割合で含まれるような場合には、別途考慮する必要がある。また花こう岩風化層や火山灰滞積層などの良透水性の表層土で覆われた流域からの小出水では、流出量の大半を河道降水と考えざるを得ないこともある。

(2) 表面流出 (surface runoff または overland flow)

地表面を直接流下して河道に到達した雨水で、大部分は降雨時に流出するが、低地に貯留された雨水のように、長時間にわたって流出するものもある。一般に大出水時のピーク流出量の主成分を構成しているものと考えられている。

(3) 中間流出 (sub-surface runoff または interflow)

表層土に浸入した後、地表面直下の良透水層を流下して河道に流下、もしくは浸入点より下流側の斜面に流出して地表面を流下する雨水で、中小出水時のピーク流出量の主成分を構成しているものとみられる。

(4) 地下水流出 (groundwater runoff)

地表面よりかなり深い良透水層や滞水層から長期にわたってゆっくり流出する成分で、干天が続く場合の河川水のカン養源

となっている。

もっとも上述のような成分分類は、複雑な流出現象を割切って理解するための便宜的なものであって、相互の境界は画然としたものではない。また中間流出を速いものと遅いものに分け、前者はごく表層付近(地表面下5~40mm)からの流出、後者は地層境界や断層面からの流出と区分する考え方(図-3参照)もあり、あるいは後者を速い地下水流出成分とする考え方²⁾もある。

通常は、河道降水を含めた表面流出と中間流出、中間流出を速い遅いの2成分に分けたときには速い中間流出を合せて直接流出と呼び、これを洪水流出解析(出水解析または短期流出解析ともいう)の対象とする。この解析では、分または時間単位のハイドログラフの再現性が重要視される。これに対し、地下水流出、あるいは中間流出を2成分に区分したときには遅い中間流出を含めた基底流出が、低水解析の対象となる。また直接流出、地下水流出ないし基底流出を含む全流出量の日・旬ないし月程度の長時間単位のハイドログラフを対象とした解析を長期流出解析と呼んでいる。

II. 観 測

1. 降水量

流出解析とは、流域への入力である降水量のハイドログラフを知って、その出力である流域下流端の流量ハイドログラフを推定することである。したがって、流域降水量を実用上十分な精度でまず把握することが、最も重要なことになる。この際、降水量の場所的(空間的ということもある)分布が常に一定であるならば、それをどこか一点の観測値で代表させてもよいが、現実には一降水ごとに場所的分布は異なることが多いから、流域内外のいくつかの地点で観測する必要がある。

降水量の観測には雨(雪)量計を用いる。その器種の選定や配置の決定には、調査目的に応じた十分な配慮が必要である。雨(雪)量計の構造や取扱いはメーカーのカタログを参照すればよいので、ここでは流出解析の立場上考慮すべき点を中心に最小限のことを述べる。

(1) 器種の選定 レーダー雨量計など特殊なものを別にすると、雨(雪)量計は普通雨量計と自記雨(雪)量計に大別される。

普通雨量計は、受水口の下にガラス瓶を置き、瓶内にたまった降水量を一定時間々隔ごとに測定する簡単なものである。通常毎日9時に測定し、それを前日降水量として扱うことが多い。日あるいはそれ以上の長時間単位の長期流出解析のためにはこれでも十分であるが、洪水流出解析のためには不十分であって、自記計を採用せざ

るを得ない。

自記計には、サイホン式またはフロート式とも呼ばれる貯水型のもの、隔測式とも呼ばれる転倒マス型、および重量ハカリ型がある。わが国では、昔は貯水型がよく使われたが、近年ではほとんど0.5または1mm転倒の転倒マス型が使われている。これは背中合せの所定容量の2個のマス的一方が受水し、これが満杯になると転倒して排水し、その間に他の一方のマスが受水するという動作を交互に続け、転倒の際に水銀スイッチ(他の方式もある)に接触してパルスを発信し、これによって記録ペンが段階的に作動して記録する方式である。受水部と記録部が同一場所になくともよいのが特長で、ロボット雨量計にも利用されている。ハカリ型は水量を重量として記録する方式で、雪量計として好都合であるが、わが国ではあまり使われていない。雨量計は雪量計としても用いられている。これには、受水口に電熱線を巻き、降雪期に電流を流して雪を融かす方式、一度不凍液中に受雪して越水量を雨量と同様に扱う方式などが採用されているが、完璧なものとはいえない。

自記記録方式には、円筒に1枚の自記紙を巻き、円筒を定速で回転させる円筒式のもの、長い1本の自記紙を定速で巻取っていく巻取り式のものがある。円筒式は1日、7日巻きが、巻取り式は1月、3カ月巻きが標準とみてよい。以前はゼンマイ時計が使われていたので3カ月巻きが限度とみられていたが、近年は電池時計でセルスター方式、水晶発振方式と逐次新しいものが開発され、奥深い山中用として1年巻きのものも実用に供されている。

洪水流出解析用の資料としては、自記記録計の紙送り速度と時計の精度に注意する必要がある。紙送り速度の標準値を表-1に示すが、小流域山地河川や市街地河川のように出水の速い地域を対象にする場合には、仮に1時間単位の雨量で解析をすることも、少なくとも20分雨量が読取れる程度の器種を採用する必要がある。時計の精度は、一応誤差が20分/月以内、かつそれが常に一定で、記録整理時に補正可能なものを選定する。なお記

表-1 自記記録計の種別

型 式	記 録	紙 送 り 速 度	読取可能時間
円筒式	1日巻	12 mm/hr	10分
	7日巻	43.5mm/day=1.8 mm/hr	2時間
	"	54 " =2.25 "	1 "
巻取式	1カ月巻	12 mm/hr	10分
	3カ月巻	6 "	20"
	6カ月巻	6 "	20"
	"	3 "	1時間

録部を自記水位計の中に組込む方式を採用するのも賢明である。

なお不良品が市販されているはずはないが、特殊な研究を除き、一応気象庁検定付品（雨量誤差 3/100 mm 以内）の採用が推奨される。

(2) **配置密度** どのような流域を対象としても、降水量には場所的分布があるものと考えた方がよい。したがって流域面積の大小を問わず、流域内もしくは近傍で少なくとも3点の観測所が必要である。また 100 km² 以上の大流域での配置密度は、ほぼ 30 km² に1点の割合を下らないようにし、そのうち1点はほぼ流域の中心かつ平均高度に近い点を選び、残部は面積的にはほぼ一様に配置することが望まれる。なお配置密度は 50 km² に1点という考え方もあるが、調査開始当初から最良観測点の選定がうまくいくとは限らず、また流出解析の精度は流域降水量の把握の良否に著しく左右されることに留意する必要がある。

(3) **設置場所** 降水量観測値は風の影響を強く受けやすいので、これに対する配慮が必要である。極端ないいかたをすれば、設置場所は最も大きな観測値を示す場所が最良といってもよい。したがって、i) 屋根の上よりは地面の上がよく、600 m² 以上の露場が設定できれば理想的である。ii) 高い木や建物の近くに置くときは、その高さの4倍以上離しておく。iii) ビルディング街ではビルの谷間はよくない。やむを得ずビルの屋上に置くときはなるべく中央に置く。iv) 山地の場合、地形の狭窄部や尾根の上など風通しのよい所、谷間風の吹上げるような場所は避けた方がよい。できれば林内の開伐地や平坦な場所がよい。v) 斜面では受水口を斜面コウ配に合せた傾斜雨量計が推奨されることもあるが、やや特殊な問題である。むしろ受水口に風除けを取付けることを考えた方がよい。

2. 流量・水位

流量の測定方法として、超音波流量計・電磁流量計など特殊な計器を用いる方法もあるが、一般的には、ほぼ 0.5 km² 以下の小流域ではセキまたはフルームを設けて水位から流量に換算する方法、それ以上の流域では河川水位から別に求めた水位流量曲線によって流量を推定する方法がよく用いられる。またタメ池では、洪水吐水位以下では水位容積曲線、洪水吐水位以上はセキ計算を併用する方法が考えられる。

いずれにしても、観測計器としての自記水位計の精度が重要であるので、ここでは器種の選定や設置上留意すべき諸点を述べる。

(1) **器種の選定** 通常用いられる自記水位計として

は、フロートを用いる方式、圧力を測る方式のものが故障も少なく、標準とみてよい。

フロート式には、リシャル型に代表されるような、円筒時計方式、1ペン方式のものと、水研62型で代表されるような、巻取り式、主ペン副ペンの2ペン方式のものなど、各社から各種のものが販売されている。原理が単純で耐久性のあること、かつ器種によっては水位測定誤差を 3 mm 程度に押えうることから最もよく利用されている。

圧力式のものには、つり鐘状保護ケースにペローズ型受感部を収めた水圧型、水中に開口した細径パイプから微量ガスを吹き出してガス圧を測定する気泡型のものがあり、最近では水晶体を水中に置き、発振数が圧力により変化することを利用した水晶型のものも販売されている。フロート式に比べると量水井を必要としないこと、とくに後二者は受感部が小さいことなどが特徴であるが、やや高価なこと、水位測定誤差はいまのところ 1 cm が限度であること、後二者は電源を必要とすることなどの問題点もある。

ここではどれを推薦するということはできないが、自記水位計の選定には、記録部の紙送り速度と時計の精度、水位縮尺比に留意すべきことを強調したい。

とくに出水速度の速い小流域・都市域河川では洪水到達時間に十分な配慮が必要で、紙送り速度は最低限 12 mm/hr、10分単位の水位変化が十分読取れるものでなければならない。予想される水位の最大変化が記録紙に収録されるべきことは当然として、このため水位縮尺比が 1/10 以下になるのは好ましくないが、反面感度がよすぎても小さな雑音波を拾って読取り上支障を招来するので問題である。一応タン水面積が十分なセキ量水の場合の水位縮尺比は 1/2 が限度、セキ量水でも水位変動の激しい場所や通常の河川では縮尺比 1/5 程度を目標にした方がよい。

長期流出解析が目的の場合には、紙送り速度はそれほど問題にならないが、それでも一応時間単位の変化が読取れるものが望ましい。水位縮尺比は 1/5~1/10 程度を標準としたい。

要は調査目的を十分達成できるような器種を選定すればよいわけであるが、上述の諸点を考慮すると、たとえばリシャル週巻水位計のレベルのものは、地下水などゆっくりした現象観測にはよいが、河川の流出観測用には考えない方がよく、また記録方式も2ペン式のものの方が望ましいといえそうである。

(2) **水位計の設置** セキ水位の観測には、水理実験書記載事項を参照すればよいが、現実には理想的配置が望

めないことがある。それには、量水マスによるテスト、下流側水路の一部区間を整形して流速計測を行い流量計算式を作る、などの補助手段を併用せざるを得ない。とくに複合セキや JIS 規格外のセキを設置した場合には、上述のことは当然の作業となる。なお越流水深が小さいときには、落葉・枯枝などがセキ直前にたまり、セキ水位を変化させることがあるので、防じんスクリーンの設置・セキ全面の網張りなどの対策が必要である。

一般の河川に水位計を設置する場合には、フロート式水位計の場合には原則として流水を阻害しないよう引込み式の量水井の建立が必要になる。以下その場合の注意事項を記すが、他の水位計の場合にもほぼあてはまる。

i) ほぼ直線区間で水流が整正な場所, ii) 河床変動が少なく、土砂の流入の少ない場所, iii) コウ配のある区間で背水の影響のない場所, iv) 上下流に落差工のある場合にはその影響のない場所, v) 観測に便利で危険の少ない場所、を選定する。量水井の設置で最も困るのは土砂の流入である。極力土砂の流入を防止するような方策が望まれるが、たとえば 図-4 に略示するように、量水井底を導水口より 50 cm 前後下げておき、人力またはポンプによって土砂排除するための便宜を講じておくことも必要となろう。

低平水田地帯排水路のように、基本的に水位流量曲線のできない所では、流れもゆっくりしているから、量水井は水路内に建てることができ、上述のような苦労は不要である。しかし不等流計算などの都合を考慮して、適当に離れた区間ごとに 2~3 基の水位計を設けておくことが望まれよう。

なお自記水位計を設置した場合には、水位計の記録点検用として、必ず量水板を同時に取付けておかなければならない。

(3) 水位流量曲線 河川の流量精度は水位流量曲線の精度に大きく依存する。通常河川の横断方向に 5~10の

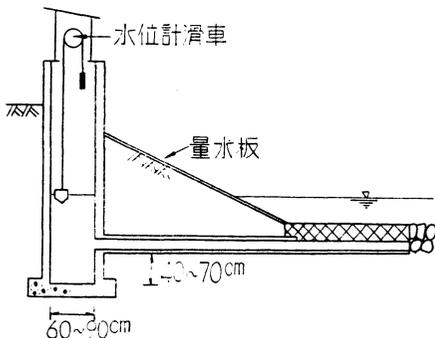


図-4 量水井の設置例

測定点を定めて水深および平均流速 v を測定し、各区間断面積 a を算定して各区間流量を $q=va$ の形で計算し、それを横断方向に集計して流量を求める (図-5)。

流速測定は流速計によるのを原則とする、水面より 60% 水深点で測定する一点法、20% および 80% 水深点で測定する 2 点法いずれでもよいが、洪水時には 2 点法の余裕はほとんどないのが普通である。水深が深く、かつ適当な橋もない場合には、浮子や超音波流速計による表面流速法を用いる。この場合、急激な水位上昇時には測定値を無修正で断面平均流速としてよいが、減水時には流速分布を考慮した修正が必要である。

水位流量曲線を、たとえば、 $\sqrt{Q} = a(H + b)$ 、 $Q = aH^2 + bH + C$ 、(H : 水位, a, b, c : 定数) などの形に整理する方法がよく取られているが、これは感心したことではない。むしろ流量観測ごとにマンニングの粗度係数を算出し、これが水位ごとに変化するならばその変化様相を見きわめた上で、マンニング式によって流量曲線を作成する方がよい。

なお流量推定誤差は、セキによる場合でも 3~5%、水位流量曲線による場合には 5~10% にも及ぶことがありうることに留意したい。ハイドログラフを半対数方眼紙に図示している論文が多いが、その理由の一つにこのようなことが考えられる。

3. 蒸発量

長期流出解析には蒸発量データを必要とすることが多い。従来わが国では、直径 20 cm の鋼製容器による測定値を計器蒸発量と呼んでいたが、気象条件のほか周縁条件の影響が大きく、この値が何を表現しているのかわからないとの批判その他の理由で、気象庁では 1966 年 1 月 1 日以降、直径 120 cm、深さ 25 cm の大型蒸発計による観測を、全国 12 地点 (札幌・根室・秋田・宮古・東京・松本・輪島・潮岬・米子・清水・福岡・鹿児島) で行うほか、他の気象官署での観測を中止してしまった。一

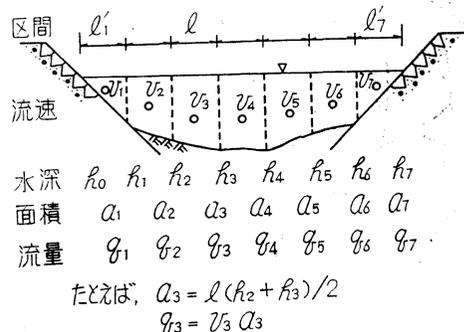


図-5 流量計測の一例

部の試験場や学校で、独自の立場からいずれか一方、あるいは両者併用して観測を続けている所もあるが、総じて蒸発量資料が入手しにくくなったのは事実である。

観測値の精度はともかくとして、流域蒸発量に関する一つの指標になることは事実であるので、少なくとも長期流出解析ないしその将来の発展のために、小型・大型を併用した蒸発量観測が望まれる。

4. その他

流出現象の研究という立場では、上記のほか、気温、地温、日照、日射、風向、風速、土壌水分その他、各種要素の観測が望まれることもあるが、実務解析の立場では、あまり考える必要はない。

III. 解 析

1. 流域地形

地形量の計測解析はすべての流出解析に必要なわけではないが、流域特性や流出モデル定数の対比検討の際に必要なと思われる最小限のことを述べる。流出に関する地形量としては、河道次数、河道長、河道コウ配、斜面長、斜面コウ配、集水面積などである。

(1) 河道次数と地形則³⁾⁴⁾ 流域の地形特性を数量的に表現するための研究は、ホルトン (Horton, 1945) 以来数多くの人によって進められ、今日計量地形学と呼ばれる分野を形成するに至っている。その基本になるものは河道網の次数化 (ordering) であって、ホルトン以来ストレーラー (Strahler), シャイディッガー (Scheidigger), シュリーブ (Shreve) らの方式から近年の福島⁵⁾の N_1 方式まで各種のものが提案されているが、今日最も普及しているのは、ホルトン方式を改良したストレーラー方式である。これは 図-6 に示すように、流域最上流

部の細流を1次とし、順次同一次数 u 次の河道が合流して作る河道を $u+1$ 次とする方式である。これは u 次の河道にそれより低次の河道が合流しても次数が変わらないとしているが、これを不合理として上述の各種方式が提案されてきたと理解してよい。

この次数化方式に関連して、地形量に関するいくつかの統計則が提案されているが、とくに次式で表現される第1~4法則が著名で、地形4則と呼ばれている。

i) 河道数則: $N_u = R_0 k^{u-1}, R_0 = N_u / N_{u+1} \dots (1)$

ii) 河道長則: $L_u = L_1 R_1^{u-1}, R_1 = L_{u+1} / L_u \dots (2)$

iii) 河道コウ配則: $S_u = S_1 R_s^{u-1}, R_s = S_u / S_{u+1} \dots (3)$

iv) 集水面積則: $A_u = A_1 R_a^{u-1}, R_a = A_{u+1} / A_u (4)$

ここに、 N_u, L_u, S_u, A_u : それぞれ次数 u の河道数、平均河道長、平均河道コウ配、および平均集水面積、 k : 流域最下流河道の次数、 R_0, R_1, R_s, R_a はそれぞれ分岐比、河道長比、河道コウ配比、および集水面積比と呼ばれ、自然山地流域ではほぼ一定値をとるものと考えられている。これは半対数方眼紙の横軸に u 、縦軸に N_u, L_u, S_u, A_u をとれば、いずれも直線状になることから検証される。流域によっては、河道コウ配則が成立しないこともあるが、他の3則は市街地排水路網でも成立していることが多い。

(2) 地形量の計測 地形量は1/2.5万その他適当な縮尺の地形図上で計測する。この際問題になるのが河道長のとり方である。何となれば、通常の地形図記載の河川は、平水時流水幅1.5m以上、図上長1cm(1/1万, 1/2.5万)または2cm(1/5万)以上の流路であって、現実の河道のすべてではないからである。そこで実用上は、大流域では地形図上の河道を、小流域では現地踏査の結果からか、または地形図上の河道を等高線の幅奥行比 $w/l =$

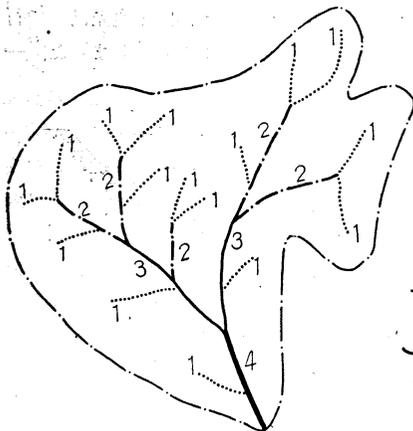


図-6 河道網の次数化

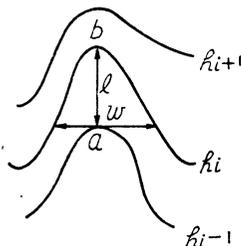


図-7 等高線の幅と奥行の定義

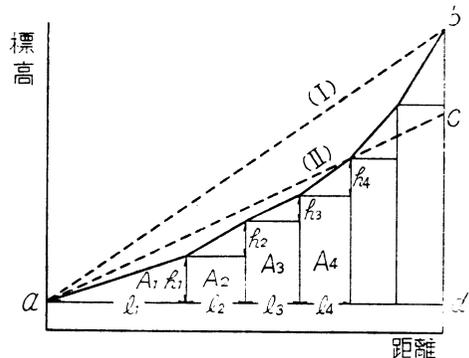


図-8 河道コウ配の定義



図-9 谷線法によるコウ配計測

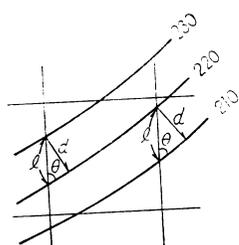


図-10 交点法

1または2の点ないし当該等高線との交点(図-7のaないしb点)まで主谷沿いに延長した流路を採用することが多い。

河道コウ配は上流に行くに従い急になる。地形図上で計測される河道コウ配は、図-8に示すように、

I : (全高度差)/(全水平長)として得られる $S = \Sigma h / \Sigma l$,
 II : (縦断面 ab 下の面積) = (線分 ac 下の面積) として得られる $S = 2\Sigma A / (\Sigma l)^2$ の二つの定義があるが、簡単なためIの方がよく用いられている。しかし現実の河川では、上流に行くほど急落差、滝が自然に形成され、流速を左右するコウ配には限界があると考えた方が素直である。これは現地調査で確かめるのが良策であるが、後述の雨水流モデルの適用ではその限界値を1/50~1/30と押えることが多い。

斜面コウ配の計測にも問題が多いが、流出解析でよく採用されるのは、谷線法か交点法である。

谷線法とは、図-9に例示するように、河道に沿って一定間隔に測点を取り、測点近傍に谷があればそれに沿い、谷がなければ等高線に直角方向に雨水流線を想定してそれを稜線まで進め、このようにして得られるコウ配の加重平均 $s = \Sigma h / \Sigma l$ (h : 落差, l : 水平長) をもって平均斜面コウ配とする方法である。

ホルトン法とも呼ばれる交点法⁵⁾とは、まず対象流域の地形図上に適当な大きさの方眼を入れ、等高線との交点の総数を N とする。たとえば図-10のように相隣る等

高線にはさまれた方眼長を l , 等高線角度を θ とすると、法線長は $d = l \sin \theta$ となるから、全交点数 N についての d の平均は、 $d = \Sigma l \sin \theta / N$ となる。 N が十分大きいとして、 $\theta = 0 \sim \pi/2$ の間の $\sin \theta$ の平均値 $2/\pi$ を用いると、 $d = (2/\pi N) \Sigma l$ となる。よって斜面平均コウ配 s は次式で求まる。

$$s = \frac{h}{d} = \frac{\pi}{2} \frac{N h}{\Sigma l} = 1.571 \frac{N h}{\Sigma l} \dots\dots(5)$$

ここに、 h : 等高線間隔, Σl : 方眼紙縦延長。

2. 流域平均降水量

観測点で得られた降水量は点の値であって流域降水量とはいえない。しかし流出解析に必要なのは流域平均降水量であるから、これを推定する必要がある。流域平均降水量の推定には通常次式が用いられる。

$$R = \frac{R_1 a_1 + R_2 a_2 + \dots + R_n a_n}{a_1 + a_2 + \dots + a_n} = \frac{\sum R_i a_i}{A} \dots\dots(6)$$

ここに、 R : 流域平均降水量, R_i : 面積 a_i の区域内の降水量で、通常点観測値で代表することも多い, A : 全流域面積で $A = \sum a_i$, n : 分割区数。

この式に用いる分割区域の定め方にいろいろな方法が用いられている。主要なものを以下に示す。

(1) 等降水量線法 流域内外の観測値に基づいて等降水量線図を描き、等降水量線にはさまれた面積を a_i , その間の平均値を R_i として(6)式を用いる。これは、地形、風向などを考慮して、等降水量線図を精度よく描くことができれば最良の方法といえるが、これには熟練を要するので、通常は観測値間の比例配分によって等高水量線を描くことが多い。

等降水量線間の面積 a_i をプランメーターで測定する手間を省くため、図-11のように、フィルムやトレーシングペーパー上に適当な方眼を描き、これを、等降水量線図に重ねて格子点の値を配分比例によって読み取り、それらの算術平均値を流域平均値とする方法もあり、とくに格子点法と呼んでいる。

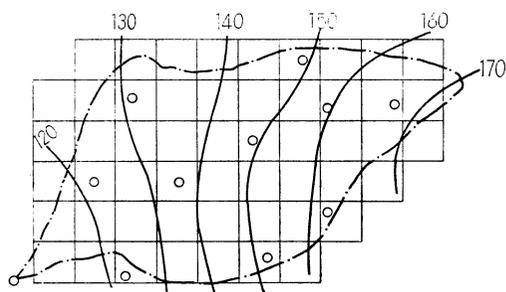


図-11 等降水量線法と格子点法

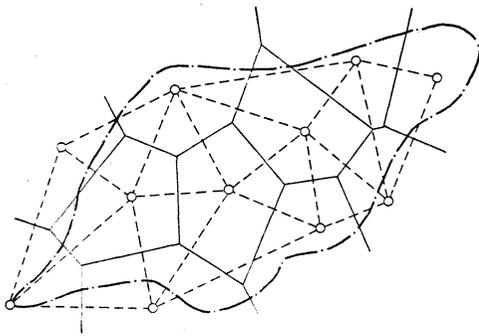


図-12 ティーセン法

(2) **支配圏法** 地形、風向などを考慮して、一つの観測点の値 R_i で代表できる区域（支配圏）を定めてその面積 a_i を測定し、(6)式を適用する方法である。等降水量線法より簡便であるが、相隣る観測点の R_i に相当な差があるときは、等降水量線法によりチェックしておく必要がある。

(3) **ティーン (Thiessen) 法** 図-12に示すように、流域内外の観測点を三角形に結び、三角形各辺の垂直二等分線で構成される多角形で各観測点を囲む。この多角形の面積 a_i が、その中の観測点の値 R_i で代表される区分面積であるとして(6)式を適用する。観測点の数・配置が良好なことを前提として、古くから推奨されている方法であるが、相隣る R_i 間に大差のあるときにはやはり等降水量線法によるチェックが望まれる。

(4) **その他** 以上のほかに、降水量が標高によって変化する性質を用いた高度法が用いられることもあり、とくに雪を対象とする場合には有用となろう。また観測点が一様かつ多数配置されているときには、 R_i の算術平均を流域平均とすることもできる（算術平均法）。なお多数の観測点の数年間の記録を吟味して、流域平均値を一、二の代表観測点の値から

$$R = b_1 R_1, R = b_1 R_1 + b_2 R_2$$

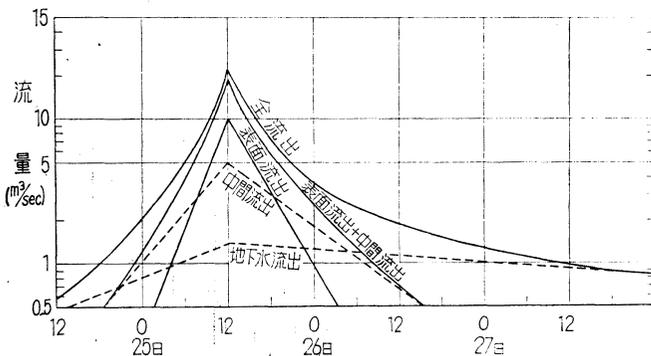


図-13 バーンズの分離法

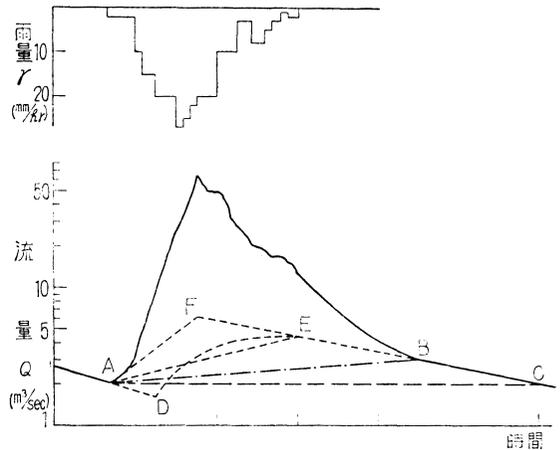


図-14 直接流出の分離法

などの形で精度よく推定できることが確かめられているときには、それを利用することもできる（代表点法）。

3. 有効降雨

菅原のタンクモデルやスタンフォード (Stanford) モデルなどのように、すでに流域の雨水保留機能を内蔵しているモデルはよいが、それ以外は流出に対する有効降雨解析が原則として必要である。これまでに実用に供されている流出解析法の中には、独特の解析手法を併用しているものもあるが、それらについては必要に応じてそのつど述べることにし、ここでは直接流出を対象とした洪水流出解析で一般的に用いられている手法を述べる。

(1) **ハイドログラフの分離** 大中出水ハイドログラフについて考えてみると、これは地下水流出と直接流出（表面流出+中間流出）の各成分より構成されているものとみられるが、それらの配分は流出機構が解明されない限り不明である。これについてバーンズ (Barnes) は、単位図的発想から各流出成分のピークはハイドログラフのピーク時刻に発生するものとして、ピーク後 t 時間経過後の流量を次のように表現した。

$$Q(t) = Q_1 K_1^t + Q_2 K_2^t + Q_3 K_3^t \dots \dots (7)$$

ここに、 Q_1, Q_2, Q_3 : それぞれピーク時の表面流出、中間流出、地下水流出の値、 K_1, K_2, K_3 : それぞれの低減係数。この表現では、 $K_1 < K_2 < K_3 < 1$ であることは自明で、降雨終了後 t が大きくなるに伴い、まず表面流出、ついで中間流出の各成分が消失することに着目して、図-13に示すような図解的分離法を提案した。この考え方はその後の研究にかなり大きな影響を及ぼしている。

山地流域河川では、地下水流出量はピーク流

量に大きなウェイトを持たないとして、**図-14**のように、単純に水平分離をする方法 (AC線)、中間流出終了時刻が半対数紙上のハイドログラフ低減部の折曲点Bに相当すると考え、これを立上り点Aと結ぶ方法 (AB線)も、わが国ではよく用いられている。一般には、地下水流出は、降雨開始後ある時間を経過してから漸増を始め、降雨終了後若干の時間を経てピークになった後低減する (ADEB線)と思われるが、こうしたことを考慮して、半対数紙に描かれたハイドログラフの上で、地下水流出量低減部直線を降雨終了時刻まで逆挿し、これを立上り点と結ぶ方法 (AEB線)が近似法として近年よく用いられている。なおパーズ法は **図-14** AFB線 で表現される。

以上のようにして直接流出と地下水流出が分離できたならば、一定時間々隔 ΔT ごとに直接流出量 (流量一地下水流量) Q_i を読み取り、流域面積を A として直接流出高 R_E を次式で求める。

$$R_E = \Delta T \Sigma Q_i / A \dots\dots\dots(8)$$

(2) 雨水保留量曲線 直接流出に対する有効降雨の推定法として、簡便であるため最もよく用いられているのが雨水保留量曲線を利用する方法である。これは累加雨量～累加損失雨量曲線または略して損失雨量曲線と呼ばれることもあるが、損失という用語は適切でない。

これは降雨が継続して累加雨量が増加するに伴い、流域内に保留されて直接流出しない雨水量の増分は漸減し、やがて累加保留量はある限界値に近づくのでないか、との考え方にに基づき、最初中安によって提示された方法である。流域保留量 F は、各降雨ごとに次式から求まる。

$$F = R - R_E \dots\dots\dots(9)$$

この F を各雨量 R に対してプロットすると、**図-15**のように点はかなりばらつくが、 F の大きい側の点群を通る曲線を描くと、前期無降雨日数の長い場合の保留量標準曲線が得られる。この曲線の作成や利用について考慮

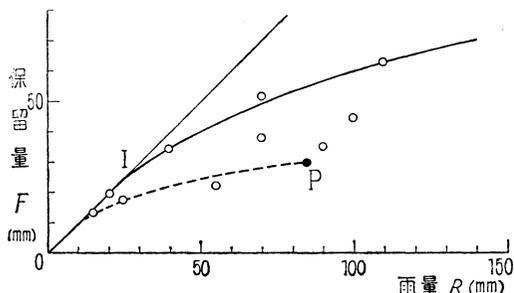


図-15 雨水保留量曲線

表-2 保留量曲線による有効降雨の推定例

時間	① 雨量 r (mm/hr)	② 累加雨量 R (mm)	③ 累加保留量 F (mm)	④=②-③ 累加有効雨 量 R_E (mm)	⑤ 有効降雨 r_E (mm/hr)
0-1	2.0	2.0	2.0	0.0	0.0
2	3.0	5.0	5.0	0.0	0.0
3	5.0	10.0	10.0	0.0	0.0
4	2.0	12.0	11.0	1.0	1.0
5	12.0	24.0	17.0	7.0	6.0
6	15.5	39.5	22.0	17.5	10.5
7	20.5	60.0	26.5	33.5	16.0
8	10.0	70.0	28.0	42.0	8.5
9	7.0	77.0	29.0	48.0	6.0
10	3.0	80.0	29.5	50.5	2.5
11	2.0	82.0	29.7	52.3	1.8
12	3.0	85.0	30.0	55.0	2.7

注) ②: ①の各欄の累計
③: **図-14**点線
⑤: ④の各欄の減算

すべき諸点を列記すると次のようである。

i) 保留量標準曲線より下側の点は、比較的表層土が湿っているときの保留量を示すものと理解され、前期無降雨日数に応じたある値、もしくは一定値 (20~40 mm) を F および R の値に加算してプロットし直すすと、点は標準曲線近傍に移る。この性質を逆に使えば、任意の計画雨量に対する保留量曲線を定めることができる。

ii) しかし、ある現実の降雨について洪水流出解析を行い、その結果を実測ハイドログラフと対比しようとする場合には、i) の配慮は無用である。たとえば **図-15** の点 P をその降雨に対する F の値とすると、この点を通して標準曲線類似の曲線を描き、これをその降雨に対する流域保留量曲線として、有効降雨を **表-2** のような手順で算出すればよい。

iii) 標準曲線は、水田主体流域、市街地域などではある限界値を持った曲線、すなわちある R 値以上は F 一定の線になるが、山地流域では必ずしも限界値を持った曲線にはならない。

iv) 洪水流出解析に際し初期損失という概念が用いられることがある。これは降雨初期のシャ断、低地貯留などのため河道に流出しない水量で、降雨開始後ハイドログラフ立上り点までの雨量がこれに相当する (山地では20~40 mm) ものと考える。これは保留量曲線立上り部の45°の直線部の点 I までの保留量で表現できる。

v) 対象流域内に、山林、市街地、水田など各種の地目が混在する場合には、それぞれの保留量曲線を作成して有効降雨を推定することが望まれる。

vi) 保留量曲線には時間の概念が含まれていない欠点がある。それでも降雨が連続している場合には、間接的に時間の概念が含まれているとみてよいが、一降雨期

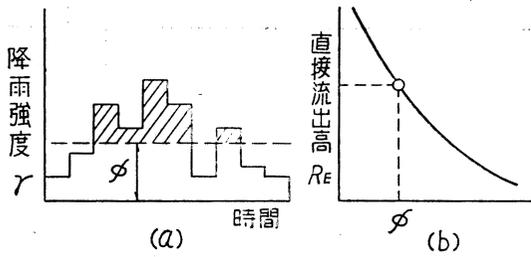


図-16 ファインデックス推定法

間内に無降雨ないし極微雨の時間が連続して含まれるときには、それに対する配慮が望まれる。その一つの方法は、ピーク流量発生時刻およびその洪水到達時間を差引いた時刻の累加雨量間の F のコウ配を求め、それを再現する保留量曲線を定めることである。この際保留量曲線は、いくつかの曲線を連結した形になる。これについては、洪水到達時間の応用例として再述する。

(3) **ファイインデックス (ϕ -index)**⁹⁾ これは降雨強度 r が、 $r > \phi$ のときのみ $r - \phi$ が有効降雨になるという考え方で、表層土が良透水性の流域で用いられる。図-16 (a) のように、まず観測ハイトグラフを柱状図の形で描き、 ϕ をいくつか仮定して R_E を求めて同図 (b) を描く。この曲線上で実測値 R_E に等しい ϕ を探せばよく、有効降雨は同図 (a) の斜線部ということになる。

(4) **補給能曲線** 単位時間ごとの雨水保留量を見かけ上の土壌水分の補給能と呼ぶ。以前はこれを損失能と呼んでいたが、用語として適切ではない。これが浸入能と同様の式で表わせるものとし、たとえばホルトン式を用いると、(9)式の F は次のように表現できる。

$$F = \int_0^{t_r} r f dt = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-kt}) \quad \dots\dots\dots(10)$$

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad \dots\dots\dots(11)$$

ここに、 f_0 、 f_c ：初期および最終補給能、 k ：定数、 t ：降雨開始後の時間、 t_r ：降雨継続時間。いま単位時間の有効雨量（強度）を r_E とすると、

$$\left. \begin{aligned} r > f \text{ のとき, } r_E &= r - f \\ r < f \text{ のとき, } r_E &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(12)$$

ただし(11)式は $r > f$ のときに成立する式で、 $r < f$ の降雨のときは t の補正が必要となり、これがこの方法の利用を妨げている。この補正法や定数推定の具体例は後稿で示す予定である。

なお、 ϕ -インデックスは、(11)式の f の降雨時間内平均値をとったものとみることできる。また近年ホルトン式の代りにフィリップ (Philip) 式を用いる手法も考察されている。

4. 流 出

流出解析の手法は、シャーマン (Sherman, 1932) による単位図法の提案以来、数多くのものが提案されてきた。その正確な数は分らないが、100 台を下ることはないであろう。それらの歴史的な発展動向は、先般刊行された農業土木史に詳述されているので、ここではあまり触れない。

さてこれまで実用に供されてきた流出解析法を画然と分類することは容易でないが、一応の分類基準として次のようなものが考えられる。

- | | |
|-------------|------------|
| (A) | (B) |
| i) ブラックボックス | 概念モデル |
| ii) 応答モデル | プロセスモデル |
| iii) 統計的モデル | パラメトリックモデル |
| iv) 線形モデル | 非線形モデル |
| v) 定数集中型モデル | 定数分布型モデル |

むろん分類の考え方は人により多少異なるので、上述のうち i) ~ iii) は絶対的なものではない。応答モデルと概念モデルを除いてブラックボックスとプロセスモデルを対応させる人もあれば、i) ~ iii) を一括して応答モデルとパラメトリックモデル (物理モデル) と対応させる人もいる。

さて、現今主用されている流出解析法は、手法的には、単位図法、貯留法、雨水流法に大別できる。単位図法は、基本的な考え方としては系列 A の手法であるが、比較的早い時期から貯水池モデルが考えられて、やがて貯留法に結びつき、また近年では非線形の単位図法も実用に供されてきた。そこで単位図法に属する手法を上記の分類基準にしたがって再整理すると、表-3 のようになる。なお、すべて定数集中型モデルであることに変わりはない。

貯留法にも、菅原の直列タンクモデル、スタンフォードモデル、ボートン (Boughton) モデル、石原らの多重層モデル、木村の貯留閘数法、クランダイワニー (Kulan-

表-3 単位図法の分類

モデル	線形形	非線形形
ブラックボックス (多項式モデル)	代数的方法 (Sherman, Bernard, Collins), 変換法 (Paynter, O'Donnell, Levi, Diskin, Dooge), 相関法 (Snyder, Body, Eagleson, Bayazit)	代数的方法 (石原・金丸他多数), 変換法 (日野, Amoroch), 相関法 (Bidwell, 日野, 四ヶ所, 白石), GMDH (池田, 橋本, 福岡)
概念的モデル	単一貯水池 (Zoch), 直列複数貯水池 (Nash, Edson), 貯水池河道群 (Dooge)	直列複数貯水池 (石原, Singh)

daiswany) モデルやその単純化形式とみられるプラサド(Prasad)モデルなど各種のものがある。多重層モデル、スタンフォードモデルは系列B、他は多少の問題は残るが、定数集中型である点を除いて系列Bに分類してよいであろう。

雨水流法は物理的観点から組立てられたモデルで、表面流モデル・中間流モデル・地下水流モデルなどかなりコウ配のある斜面流域を対象としたキネマティック(kinematic)モデルと、低平地用のダイナミック(dynamic)モデルがあり、いずれも系列Bに属する。

流出解析は、前にも述べたように、実用上洪水流出解析と長期流出解析に大別される。流出モデルという観点からみて両者を区別するのはおかしいという考え方もあるが、解析目的・必要とする精度・労力・経費などの面、あるいは同一モデルで両解析が可能であるとしてもモデルを特徴づけるパラメーターは異質のものであること、などを考慮すれば、両解析は別のものであると考えてよい。

これまでに提案されている各種のモデルや手法はそれぞれ特徴を持っているので、それを生かすような使い方が望まれる。これについて留意したいことをまとめて記すと次のようである。

i) 長期流出を対象とするときは、必ずしもプロセスモデルである必要はない。わが国では菅原の直列タンクモデルがよく用いられているが、近年では単位図法、とくに非線形の単位図法もよく使われだしている。

ii) 単位図法は、流域諸特性を考慮する必要のないときには、洪水流出、長期流出解析のいずれにも使える。

開発途上国での国際入札や解析実務では、ブラックボックスの単位図法以外の方法はなかなか理解されないことがある。

iii) 流域の諸特性を考慮する必要のないときには、どのような方法が用いられてもよいが、流域の開発、都市化、ホ場整備などによって、流域の性状が大幅に変化したときの流出量変化を議論するためには、完全に系列Bのモデル以外は役に立たず、いまのところ雨水流法が用いられる。

iv) 水文資料が少ない場合の洪水流出解析には、雨水流法が最良のようである。

v) 低平地の流出解析には、雨水流法中のダイナミックモデル(不定流・準不定流タンクモデル)の適用が原則であるが、地形コウ配がほぼ1/1000以上の流域であれば表面流モデルでも大きな誤差はなく、また若干の工夫をすれば線形単位図法でも使える。

vi) 対象流域内に、丘陵山地、市街地、低平水田地帯が含まれるときには、いくつかの異種の手法を組合せて用いても一向に構わない。組合せは、土地利用形態変化の有無、資料の整備状況を考慮して定めればよい。

引用文献

- 1) Chow, V. T. : Runoff, Handbook of Applied Hydrology (Ed. V. T. Chow), Mc Graw Hill, 1964, Section, 14.
- 2) 岡太郎・角屋睦：丘陵地斜面域における雨水の浸入流出過程，京大防災研究所年報19B-2, pp.153~165, (1977)
- 3) Strahler, A. N. : Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks, 文献1)と同じ, Section 4-II.
- 4) 農業土木学会編：農業土木ハンドブック，丸善，V. 基礎編 2.1~2.6, pp.961~988, (1979)
- 5) 山本荘毅編：陸水，共立，p. 130, (1968)
- 6) ASCE : Hydrology Handbook, p.45, (1949)

[1979. 6. 11. 受稿]

掲 示 板

'79 日本雪氷学会秋季大会のお知らせ

10月11日より14日まで名古屋市で秋季大会が開催されます。多数ご参加下さい。

当日会場で受付をします。

お問い合わせは本学会事務局あるいは下記にお願いしま

す。

〒 102 東京都千代田区二番町 1-2

番町ハイム 308 日本雪氷学会事務局

T E L 03-261-2339