

Muskingum-Cunge法を分布型流出モデルへ 適用する場合の問題点と対処方法

ON PROBLEMS AND SOLUTIONS OF THE MUSKINGUM-CUNGE
ROUTING METHOD APPLIED TO A DISTRIBUTED RAINFALL RUNOFF MODEL

敖 天其¹・竹内邦良²・石平 博³

Tianqi AO, Kuniyoshi TAKEUCHI and Hiroshi ISHIDAIRA

¹学生員 工修 山梨大学大学院博士課程 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

²正会員 工博 山梨大学工学部土木環境工学科 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

³正会員 工博 山梨大学工学部土木環境工学科 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

In hydrological rainfall runoff simulation, flow routing is one of the most important components. The Muskingum-Cunge routing method is widely used since it is not only conceptually simple, easy to code and efficient to compute, but also has a firm hydraulic basis. However, there are some problems left to be solved before it is applied to a digitized distributed hydrological model. The most important one is the possible occurrence of negative outflows. To avoid it, two methods were developed, the approximation approach and the real-time adjustment of unit space and time intervals. Both were applied to the BTOPMC model (Block-wise use of TOPMODEL with Muskingum-Cunge method) and floods and lowflows of the 3500 km² Fujikawa basin in Japan were simulated. The results indicate that both methods are applicable. In addition, two problems relating to the routing parameters K and X are studied and some practical handling methods are suggested.

Key Words : Muskingum-Cunge routing method, BTOPMC rainfall runoff model, negative outflow, Temporal and spatial unit lengths, Fujikawa basin

1. はじめに

河道追跡モデルは、水文流出解析モデルにおける重要な構成要素の一つであり、流出解析結果全体の精度、信頼性に大きな影響を及ぼす。従って、目的に合った適当な追跡モデルを選定することは非常に重要である。追跡モデルには、貯留概念に基づく水文学的なモデルと、St Venant 方程式に基づく水理学的な kinematic wave法、diffusion wave法、dynamic wave 法などがあり、それぞれ長所、短所を有する¹⁾。擬河道網を介した分布型流出解析モデルでは、分布型の降水モデル、地形モデル、流出発生モデルなどに対応でき、河道特性と流量の時空間分布を考慮できる、分布型の追跡モデルが必要とされる。また、分布型流出解析モデルにおける計算量は膨大であるため、実用上の簡便性を持つ追跡モデルが望ましい。

Cunge によって提案されたMuskingum-Cunge法²⁾ (以下M-C法) は、水文学的なMuskingum³⁾法を発展させたものであり、水理学的な追跡モデルの一つである。この

モデルは、簡潔な数式表現で、かつ水理学的な基礎をもつという利点を持つため、広く使われている。しかし、M-C法においては、以下に示すようなこの手法特有の問題点がある。それは、追跡計算における時空間ステップが適切でない場合に計算流量が安定せず、負となる可能性があること、追跡パラメータKとXの計算における単位幅流量の与え方、そしてパラメータXが負となった時の処置方法などである。これらの問題は、1980年代に盛んに検討されていた^{4),5),6)}が、検討対象は一つの特定期間区間に限られており、河道特性や流量の時空間的な変化を考慮した分布型流出モデルへ、この手法を適用する時にどのような問題が生ずるか、またそれらの問題の流出解析に対する影響の程度については、明らかにされていない部分も多い。また、追跡の安定性については、陸ほか⁷⁾の研究があるものの、その検討例は少なく、まだ十分に検討がなされていない。

そこで本研究では、M-C法を分布型流出解析モデルへ適用する場合に基本追跡精度を保証し、なおかつ追跡計算時間を最大限短縮することを目的として、M-C法の理

論分析を行うとともに、筆者らが提案したBTOPMC (Block-wise use of TOPMODEL with Muskingum-Cunge method) 分布型流出解析モデル^{8),9)}を用いた富士川流域における流出解析により、追跡精度に影響を及ぼす要因とその影響実態を精査した。また、それらの検討をもとに、擬河道網の流量追跡における負の流出問題を解決するため、近似処理法と追跡時空間ステップのリアルタイム調整法を提案し、両方法の追跡結果を比較することにより、各自の適用性を確認した。最後に、追跡パラメータKとXの計算に用いる変数qの適当な算定法、及びXが負となる場合の近似処理法を提案する。

2. M-C法の基本考えと実用上の問題点

(1) M-C法の基本式

Muskingum法は、1930年代にMc Carthy, G. T. などによって開発された河道追跡モデルである。このモデルにおいては、連続方程式と楔型貯留概念を導入した貯留方程式によって、次の基本式が用いられる。

$$O(t) = C_1 I(t-1) + C_2 I(t) + C_3 O(t-1) \quad (1)$$

ここで、IとOは、対象河川区間上流端の流入と下流端の流出流量、tは追跡時刻であり、追跡係数 C_1 、 C_2 、 C_3 は以下の式で計算される。

$$C_1 = \frac{0.5\Delta t + KX}{K(1-X) + 0.5\Delta t} \quad (2a)$$

$$C_2 = \frac{0.5\Delta t - KX}{K(1-X) + 0.5\Delta t} \quad (2b)$$

$$C_3 = \frac{K(1-X) - 0.5\Delta t}{K(1-X) + 0.5\Delta t} \quad (2c)$$

ここで、 Δt は追跡時間ステップで、KとXは追跡パラメータであり、従来は試行誤差法等の方法で河道特性と流量状態の時空間的变化を考慮せずに定数として同定されていた¹⁰⁾。また、KとXはそれぞれ洪水波の伝播時間と楔型貯留の重み係数と考えられている。

さらに、Cunge²⁾により、式(1)は、kinematic モデルとConvection-Diffusionモデルの差分式と等価できることが証明され、パラメータKとXの求め方は、従来のMuskingum法と異なり、以下の式(3a)と(3b)によるべきであることが示された。

$$K = \Delta L / \omega \quad (3a)$$

$$X = 0.5(1 - \mu/(\omega\Delta L)) = 0.5(1 - L_c/\Delta L) \quad (3b)$$

ここで、 $L_c = (\mu/\omega)$ と ΔL は、特性河道長と河川区間の長さで、 ω と μ はそれぞれkinematic waveモデルの波速、拡散係数である。さらに抵抗則としてManning式を用いることにより、次式が得られる。

$$\omega = \frac{5}{3} q^{2/5} i^{3/10} n^{-3/5}; \quad \mu = \frac{h^{5/3}}{2n\sqrt{i}}; \quad h = \frac{(nq)^{3/5}}{i^{3/10}} \quad (4)$$

ここで、qは河道断面単位幅当たりの流量で、n, i, hはそれぞれ、Manning粗度係数、河川勾配、水深である。

また、式(3a)と(3b)は、式(4)を代入することにより、次の式(5a)と(5b)になる。この二つの数式は、M-C法の水理学的ベースを明確に表している。

$$K = \frac{0.6n^{0.6}\Delta L}{q^{0.4}i^{0.3}} \quad (5a)$$

$$X = 0.5 - \frac{0.3(nq)^{0.6}}{i^{1.3}\Delta L} \quad (5b)$$

(2) M-C法の追跡精度の評価方法

流量追跡精度の評価には、様々な基準が考えられる。例として、物理上ありえない負の流出が発生しない^{4),5)}、洪水波高と波速の近畿密解からの差をある範囲に限定する¹¹⁾、移流-拡散方程式の差分式で省略する高次項のオーダーを制限する¹²⁾などが挙げられる。本研究においては、擬河道網における任意河川断面での追跡結果は、常に正であることを保証することを、追跡精度の主な評価基準とする。更に、計算結果と実測流量との適合度を示すシミュレーション効率と総流出量比も、追跡精度の評価指標とする。

(3) 追跡精度の影響因子とその問題点

式(1)とその関連数式から見ると、追跡精度に影響を及ぼす要因は、 Δt , ΔL , n, i, qという5つの変数である。これらの変数の組合せにより、式(1)での計算流量は、負となる可能性があり、この問題は実際の適用においても広く知られている^{4),5)}。これら5つの変数のうち、まず、各メッシュにおける粗度係数nと河道勾配については、それぞれ、様々な与え方および、使用するDEMの分解能や落水方向の決定法などに左右されるため、本研究では影響因子とせず、敷ほかの方法⁹⁾により得られたものをそのまま使用する。一方、追跡時空間ステップ Δt と ΔL は、流出発生サブモデルにおいて固定されるもので、これまで一般に変動しないものとして扱われてきたが、追跡精度を保証するためには、適切な方法で調整する必要があると考えられる。本研究では、その調整法を理論分析と流出解析により検討する。また、式(5a)と(5b)における変数qと追跡パラメータXは、時空間的に変化するが、qの算定法及び $X < 0$ に対する処置法は、理論上も実用上もまだ統一されていないため、本研究においては、それも追跡精度の影響要因として検討する。

3. 時空間ステップの流量追跡精度への影響

-安定追跡 Δt と ΔL に関する理論分析

式(1)における三つの係数 $C_i (i=1-3)$ は常に正でさえあれば、負の計算流量は生じない。これを安定条件として、

C_i の計算式により、次のような安定領域とその境界の直線方程式を示す図-1が得られる。この図においては、四つの直線で Δt - ΔL 平面を五つの領域に分け、領域Ⅰ(bacc)とⅢ(ade)は、絶対安定領域であり、領域Ⅱ、Ⅳ、Ⅴは、計算流量が負となる可能性がある危険領域で、直線Ofは安定領域の中心線である。また、領域ⅠとⅢとも絶対安定領域であるが、両者の違いは、 X の正負にあり、直線acは $X=0$ で、領域Ⅲでは X が負である。図-1によって、以下のことが分かる。

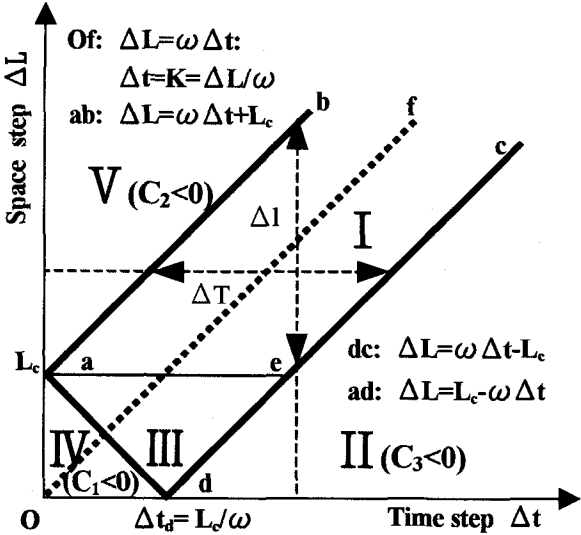


図-1 M-C追跡法の安定時空間ステップ領域図

まず第一に、負の流出が発生しないという基本追跡精度は、追跡時空間ステップに大きく影響されるが、 Δt と ΔL の適切な組合せにより保証できる。具体的には、時空間ステップ Δt と ΔL の組合せが、領域ⅠとⅢに属すれば、常に $C_i(i=1-3) \geq 0$ であるため、負の流出を完全に避けられ、基本精度を絶対に保証できる。従って、領域ⅠとⅢを絶対安定領域と呼ぶ。一方、 Δt と ΔL の組合せが領域Ⅱ、Ⅳ、Ⅴに入る場合に、それぞれ係数 C_3 、 C_1 、 C_2 が負であるため、追跡流量は負となる可能性がある。しかし、式(2a)、(2b)と(2c)における $C_i(i=1-3)$ の計算式により、 $|C_i| < 1.0$ 、かつ C_i の中に負の値があっても、同時には一個であるから、式(1)で得られた追跡流量は正である可能性も十分ある。つまり、領域Ⅱ、Ⅳ、Ⅴは、絶対不安定領域ではない。従って、これら領域を危険(或いは曖昧)領域と呼ぶ。また、いずれの領域であっても、負の流出が全く出ないような Δt と ΔL を安定時空間ステップ、その組合せを安定組合せと定義する。

このような安定組合せを保証するためには、 Δt と ΔL のうちいずれかを大きくあるいは小さくする調整法があるが、操作の簡便性から、 Δt と ΔL のいずれかを安定条件が満たされるよう小さくする手法を取るのが現実的である。つまり、領域Ⅱの場合は、 Δt だけを小さくし、領域Ⅳにおいては、 ΔL だけを小さくすることになる。

ここで、 Δt 或いは ΔL をどの程度調整すればよいかに関しては、得ようとする追跡精度のレベルと計算効率によって決めることになる。具体的には、三つの可能性がある。一つ目は、 Δt 、 ΔL の組み合わせが中心線Ofに沿うように調整する手法であり、 Δt と洪水波の伝播時間 K とちょうど等しくなるため、追跡精度が一番高いと言える。しかし、この条件を満たそうとすると、安定条件を満たしている領域Ⅰ、Ⅲの場合についても Δt 、 ΔL の調整が必要となり、計算量が增大することが予想される。二つ目は、絶対安定領域が Δt 、 ΔL に対してそれぞれ幅 ΔT 、 ΔI を有するため、 Δt 、 ΔL の組み合わせが絶対安定領域内に入るように調整する手法であり、追跡精度のレベルがやや下がると予想できるが、計算時間がある程度短縮できる。三つ目は、追跡流量が負でさえなければ、 Δt 、 ΔL の組み合わせが危険区域に位置しても、 Δt 、 ΔL を調整しない。この場合は、追跡精度のレベルはさらにやや下がるが、計算効率は一番高いと考えられる。

さらに、 ω や μ の変化に伴い ΔL - Δt 平面における各領域の相対的な大小範囲も時空間的に変化するため、分布型流出解析モデルにおいては、流域内全地点全時間ステップにおいて、安定条件を満たすような ΔL - Δt を予め固定値として選定するのは、ほぼ不可能だと言える。したがって、追跡計算が安定するように ΔL 或いは Δt を、各場所、時間ごとにリアルタイムに調整する必要がある。

また、領域Ⅰから見ると、絶対安定領域には上限がなく、安定組合せでさえあれば、基本追跡精度を保証できる。これにより、大流域の場合は、大きい時空間スケールで追跡しても差し支えないと言える。また、危険領域Ⅱ、Ⅳ、Ⅴの存在から、必ずしも ΔL と Δt が小さいほど追跡精度が高くなるとは言えないことになる。つまり、追跡時空間ステップの妥当性の評価については、安定組合せであるかどうかによって評価すべきであり、 ΔL と Δt を独立に評価するのは、適当ではない。この点は、従来の上下限に関する見方と異なる⁹⁾。

4. 流出解析による各問題点の実態分析

(1) 流出解析の概要

前述した追跡精度に及ぼす各影響因子の発生実態と影響程度を定量的に解明するために、実流域の流出解析が必要である。本研究では、分解能約1kmのDEMと7箇所の時間降雨データを用いて、M-C追跡法を取り入れた分布型流出解析モデルBTOPMCにより、流域面積が約3500km²である富士川流域における、1991年9月の洪水及び、1990-1991連続二年間の流出を1時間毎にシミュレーションする。流量追跡時空間ステップは、流出発生サブモデルと同じとした。流出解析精度を評価するための対象地点は、上流の船山橋、桃林橋、中流の清水端と下流の北松野の四箇所である。負の流出を分析するため

の対象地点は、負の流出が発生した全ての河川断面であるが、そのうち発生頻度が相対的に高い七箇所を選んで詳しく分析する。また、流出解析精度の主な評価指標として、計算と実測の総流出量の比 $r=(TV_{sm}/TV_{ob})$ 及び以下のNash効率 e を用いた。

$$e=\left[1-\frac{\sum_{t=1}^{t=N}(Q_{sim}(t)-Q_{obs}(t))^2}{\sum_{t=1}^{t=N}(Q_{obs}(t)-Q_{av})^2}\right]\times100\% \quad (6)$$

ここで、 t は時刻で、 N は時間ステップの総数であり、 $Q_{obs}(t)$ と $Q_{sim}(t)$ はそれぞれ流量の実測値と計算値で、 Q_{av} は解析期間における実測流量の平均値である。

(2) 流域における負の流出の発生実態分析

上述した洪水と年間流出解析における負の流出の発生実態を、図-2と表-1にまとめて示す。また、洪水と年間流出解析において大体同じ傾向を示したため、ここでは、年間流出解析を主な例として示す。

a) 負の流出のパターン

発生原因と発生時のハイドログラフの形状により、負の流出は、図-2に示されるような二つのタイプに分類される。それぞれの時空間分布特性、生起要因、発生頻度及び負の値のレベルなどを表-1に示す。図-2は、検討された対象擬河道断面におけるハイドログラフから、任意に抽出してまとめたものであり、それぞれ負の流出の発生時刻とその前後2タイムステップの流入、流出ハイドログラフ及び降雨量を示している。

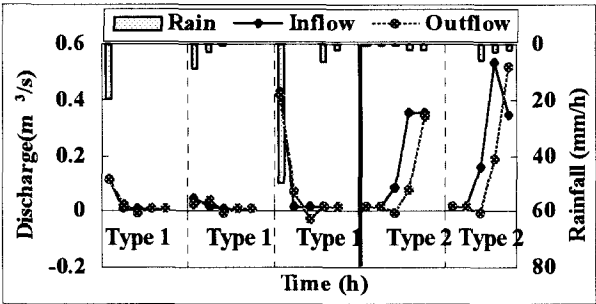


図-2 流域における負の流出の二つのタイプ

b) 追跡時空間ステップの妥当性と調整法について

用いた追跡 Δt と ΔL は流出発生モデルと対応するように固定されているが、表-1における発生原因に述べたように、時空間の変化に伴って、その値は過大であったり、過小であったりしているため、追跡流量も負になったりならなかったりする。このことは、追跡精度を保証するために、追跡時空間スケールをリアルタイムに調整する必要があることを示している。また、表-1に示すように、負の流出の発生頻度が非常に低いことから、リアルタイム調整法は、不必要な調整をしないため、追跡時間を大幅に短縮できると予想できる。

c) 負の流出の近似処理の必要性和可能性

分布型流出モデルにおいては、はじめに定めた流出発

生モデルの時空間スケールを、そのまま追跡に使えば、計算効率が一番高い。従って、負の流出を追跡時空間ステップの調整によらず、近似的に処理できれば、大いに価値がある。また、表-1によって、負の流出の発生頻度と値のレベルがかなり低くて、発生地点もすべて一次谷で、地図に表れる実際の河川ではない。これにより、近似処理を行っても影響はあまり大きくないと考えられる。

表-1 流域における負の流出の発生実態

	Type 1	Type 2
発生時刻	流出ハイドログラフ減水部の終る直後	流出ハイドログラフの立ち上がる直前
発生地点	一定地点ではない。各支川の一番上流で、集水面積が小さくて(1~数メッシュ)、急勾配の斜面メッシュ。平均勾配は、Type 2の約100倍。	左と同じ。各支川の一番上流で、集水面積が小さくて(1~数メッシュ)、緩勾配の斜面メッシュ。平均勾配は、Type 1の約1/100倍。
発生原因	1.人為と地形原因: 急勾配で、 Δt はKと比べて過大($=\Delta L$ 過小)のため、係数 $C_3<0$; 図-1の領域Ⅱ。 ($\Delta t=(1.1\sim9.1)K$, 平均 $\Delta t=2.17K$, 平均 $C_3=-0.3812$) 2.水文気象原因: 降雨量の急減, 平均 $O(t-1)=151I(t-1)$	1.人為と地形原因: 緩勾配で、 Δt はKと比べて過小($=\Delta L$ 過大)のため、係数 $C_2<0$; 図-1の領域Ⅴ。 ($\Delta t=(0.21\sim0.88)K$, 平均 $\Delta t=0.45K$, 平均 $C_2=-0.1474$) 2.水文気象原因: 降雨量の急増, 平均 $I(t)=55I(t-1)$
発生頻度	$C_3<0$ の総回数の内、負の流出は1/10000の割合; また、 $C_3<0$ となる確率は、33.6%である(洪水の場合: 81.3%)	$C_2<0$ の総回数の内、負の流出は1/300000の割合; また、 $C_2<0$ となる確率は、64.3%である(洪水の場合: 17.6%)
負の流出の値	($-Q$) _{max} <3(m³/s); 本川実測最大ピーク流量は12396(m³/s)(1991年9月洪水; 北松野)	

(3) 変数qの算定方法の流量追跡精度に対する影響

式(5a)と(5b)で追跡パラメータKとXを計算するとき、単位幅流量 q は、図-3(a)に示されるような四つの流量のうち、いつ、どこの値で計算すべきかは、理論上まだ解明されていないため、実用上は、次の式(6a), (6b), (6c)に示されるような一点法、二点平均法、三点平均法などがある。なお数式におけるBは河川幅である。

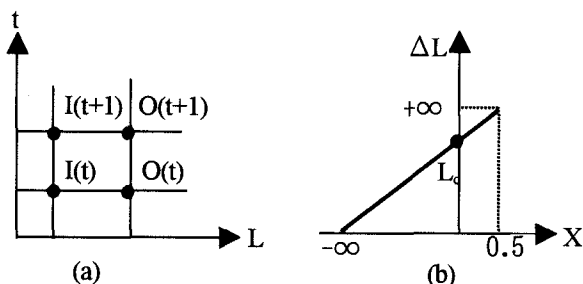


図-3 変数 q の可能な取り方とパラメータ X の値域

$$q(t) = I(t) / B \quad (6a)$$

$$q(t) = (I(t) + I(t-1)) / (2B) \quad (6b)$$

$$q(t) = (I(t) + I(t-1) + O(t-1)) / (3B) \quad (6c)$$

Ponce⁹⁾は、一つの河川区間における二点法、三点法と四点内挿法の追跡計算結果により、二点法における問題点を指摘した。本研究では、上の三つの数式をそれぞれ用いて流出解析を行った。得られた結果を図-4に示す。図における N_t は負の流出の発生頻度であり、 e, r は4(1)に示した効率と総流出量の比である。この図より、一点法と二点平均法は三点平均法よりよいことが分かった。

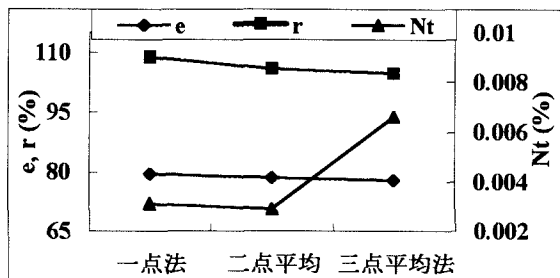


図-4 変数 q の計算方法の流出解析に対する影響

(4) 負の X に対する異なる処置法の影響

M-C法における追跡パラメータ X の値域は、式(4)における拡散係数 $\mu \geq 0$ という条件及び式(5b)により、図-3(b)に示されたような $(-\infty, 0.5]$ であり、 $X < 0$ であっても、数学上の問題はない。しかしながらその物理意味がまだ明らかにされていないため、従来のMuskingum法の伝統的な $[0, 0.5]$ ¹⁰⁾、Jones¹¹⁾の $[-0.5, 0.5]$ 及び、Strupczewski & Kundzewicz¹³⁾の $(-\infty, 0.5]$ などの主張がある。また、その影響については、 X が小さいほど流量と洪水波の減衰が大きくなる²⁾などの指摘がある。

本研究では、計算した X の値域をそれぞれ $[0, 0.5]$ と $(-\infty, 0.5]$ として流出解析を行った。各条件での解析結果を図-5に示す。この図から見ると、流出解析の精度を向上することに着眼すれば、 $[0, 0.5]$ の値域（負の X を0にする）が相対的によいが、計算効率の向上（負の流出の発生頻度の低減）に主眼を置けば、 $(-\infty, 0.5]$ が少しよいと言える。また、今回の検討においては、 X が負である場合、負の流出は一回も発生しなかった。これにより、負の X は負の流出の原因ではないことがわかる。

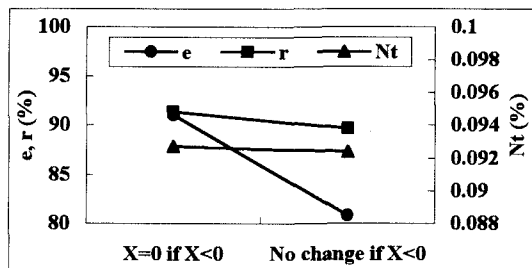


図-5 追跡パラメータ X の値域の流出解析に対する影響

5. 安定条件を満たすための対策

前述した理論分析と流出解析による実態分析の結果として、以下のような基本追跡精度の保証と計算効率向上のための対策を提案する。

(1) 変数 q の算定方法と負の X の近似処理法

流出解析の精度と計算効率を高めるために、変数 q を一点法と二点平均法で算定するのがよいと考えられる。また、追跡パラメータ X の値域については、これまでの X の物理意味及び流出解析の精度等から総合的に見ると、負の X を0と近似して処理して、差し支えないと考えられる。

(2) 負の流出の処置法1：追跡時空間ステップのリアルタイム調整法

陸ほか⁷⁾は、分布型流出モデルにおいて、流量や勾配などの条件に応じて、M-C法における安定条件を満たすように Δt と ΔL を自動的に調整する手法を提案している。今回ここで提案する手法は、これよりも、安定条件がやや緩やかに設定されていることから、調整量が少なく計算負荷もさほど大きくならない点が特徴である。

この方法においては、次の様な四つのステップがある。ステップ1は、負の流出が発生したかどうかを判定する。発生しなければ、そのまま計算を続ける。ステップ2は、負の流出が発生したら、その発生原因である追跡係数 C_2 と C_3 の正負を判定する(C_1 は常に正であるため、判定する必要がない)。ステップ3は、その発生原因に応じて、 ΔL と Δt の組合せを図-1の中心線或いはその近くに入るように、中心線の方程式を参考として、 ΔL と Δt のどちらかを小さくする。具体的には、 $C_2 < 0$ であれば、 ΔL を約 $(\Delta L / (\omega \Delta t))$ 等分して小さくする。 $C_3 < 0$ であれば、 Δt を約 $(\Delta t / K)$ 等分して小さくする。ステップ4は、新たな ΔL 或いは Δt 及び流入、流出流量を用いて追跡し直す。 $C_2 < 0$ の場合、各小区間の $I(t-1)$ と $O(t-1)$ は線形内挿法で求める。 $I(t)$ は直上流の小区間からの流出 $O(t)$ と等しい。 $C_3 < 0$ の場合、 $I(t)$ を約 $(\Delta t / K)$ 等分してから追跡し直す。これにより、任意時刻と任意断面の負の流出をリアルタイムに解消できる。

(3) 負の流出の処置法2：近似処理法

上述したリアルタイム調整法により、負の流出流量を追跡し直した結果は、当該河川区間の流入断面における当該時刻の流入流量とほぼ等しくなる(図-2参照)。これにより、負の流出の近似処理法を提案する。具体的には、追跡時空間ステップは流出発生モデルの時空間ステップのままで、追跡流量が負であれば、流出流量を流入流量と等しくする。つまり、式(1)の $O(t)$ が負となったら、 $O(t)=I(t)$ とする。

(4) リアルタイム法と近似処理法の比較

これら両方法をそれぞれBTOPMCモデルに組み込んで得られた流出解析結果を、表-2に示す。表における各比較指標の値は、前述した北松野等の四箇所でのものである。表-2によって、両方法による流出解析精度がほぼ同じであることが分かった。

表-2 リアルタイム法と近似処理法による流出解析の精度比較

ケース 指標と方法		1990-1991 二年間の流 出解析	19991 年 9 月 洪水の 流出解析
効率比	近似法 リアルタイム法	0.99983~ 1.00004	0.99998~ 1.00015
総流出 量の比		1.00002~ 1.00007	1.00002~ 1.00013
ピーク 流量比		0.99999~ 1.00011	0.99994~ 1.00000
ピーク 時刻差		0	0

6. 結論

- (1) M-C法についての理論分析により、基本追跡精度に及ぼす主要影響因子、追跡安定区域、安定時空間ステップの特徴および流出発生時空間スケールとの関係などを明らかにした。
- (2) BTOPMC分布型流出解析モデルを富士川流域へ適用することにより、計算過程で生じる負の流出の実態及び変数 q の計算方法と X の値域の流出解析精度に対する影響を検討した。負の流出の発生は一次谷で、流量急変時点に限られることが明らかになった。
- (3) 擬河道網流量追跡における負の流出問題を解決するための実用的な方法として、近似処理法と追跡時空間ステップのリアルタイム調整法を開発した。
- (4) 流出解析を行うとき、M-C法における変数 q を計算するためには、通説に反し、三点法は不適当であり、一点法ないし二点平均法を用いるべきであることを示した。また、追跡パラメータ X が負になった場合には、これを0として、 X の値域を $[0, 0.5]$ にする考え方の妥当性を追

認した。

今後の課題として、 ΔL と Δt の組合せを、追跡流量が負ではない場合でも、常に図-1の中心線に沿うようにする調整法と、今回用いた簡便な調整法で、解析精度及び計算時間を比較する必要がある。また、大流域における流出解析の計算効率を向上するため、洪水波の時空間スケールよりも大きい時空間スケールでの、追跡を可能にする方法を検討することが必要である。

謝辞：富士川流域における流量データについては、建設省甲府工事事務所より、ご提供いただきました。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参考文献

1) Weinmann, P. E. and Laurensen, E. M.: Approximate Flood routing methods: A review, Journal of the hydraulics division, HY12, 11, pp. 1521-1536, 1979.

2) Cunge, J. A.: On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method), Journal of Hydraulic Researches, 7, No.2, pp. 205-230, 1969.

3) Richard, H. M.: Hydrologic Analysis and Design, Prentice-Hall, Inc., pp. 525-532, 1989.

4) Hjelmfelt, A. T., Jr.: Negative outflows from Muskingum flood routing. J. Hydra. Eng., ASCE, 111(6), pp. 1010-1014, 1985.

5) Ponce, V. M. and Theurer, F. D.: Accuracy Criteria in Diffusion Routing. J. Hydra. Div. ASCE, Vol. 108, No. HY6, pp. 747-757, 1982.

6) Ponce, V. M. and Yevjevich, V.: Muskingum-Cunge Method with Variable Parameters. J. Hydra. Div. ASCE, Vol. 104, No. HY12, pp. 1663-1667, 1978.

7) 陸 旻皎, 小池 俊雄, 早川 典生: Multi-step, Multi-reach Muskingum-Cunge法を用いた分布型水文モデルの開発。水文・水資源学会誌第12巻5号, pp. 384-390, 1999.

8) Takeuchi, K., Ao, T. Q. and Ishidaira, H.: For hydro-environmental simulation of a large ungauged basin — introduction of block-wise use of TOPMODEL and Muskingum-Cunge method, Hydrological Sciences Journal, 44 (4), pp. 633-646, 1999.

9) 敖 天其, 石平 博, 竹内 邦良: ブロック型 TOPMODEL及びM-C法による分布型流出解析モデルの検討。水工学論文集第43巻, pp. 7-12, 1999年2月。

10) Singh, V. P. and McCan, R. C.: Some notes on Muskingum method of flood routing. J. Hydrol. Vol. 48, pp. 343-361, 1980.

11) Jones, S. B.: Choice of space and time steps in the Muskingum-Cunge flood routing method, Proc. Instn. Civ. Engrs. Part2, 71, pp. 759-772, Sept., 1981.

12) Bajracharya, K. and Barry, D. A.: Accuracy criteria for linearised diffusion wave flood routing. J. Hydro. 195, pp. 200- 217, 1997.

13) Strupczewski, W. and Kundzewicz, Z.: Muskingum Method Revisited. J. Hydrol., Vol. 48, pp. 327-342, 1980.

(1999. 9. 30受付)