

II-6 単層モデルによる短時間降水量の推定

法政大学工学部 学生員 並木 茂

法政大学工学部 正 員 山田啓一

1. はじめに

河川管理の現場において、刻々と伝えられる気象予測値を用いて、小スケールの降水量を予測することは極めて重要である。総観場の予測も含めたこれまでのモデルでは、計算方法が複雑であり計算するのに多くの時間を要し、実際にこれらをもちて降水量を予測することは難しく、より簡便な方法が求められている。さらに降雨ピーク時前後の降水量を推定することは特に困難である。

洪水の原因となるような大雨の空間分布は、水平風の地形性上昇によって説明できる場合が多い。そこで、本研究では与えられた気象予測値のみをもとに、河川管理の現場でも簡便に小スケールの降水量を推定ことを目標に、単層一次元モデルを構築し、その適合性を検討した。

2. 地形性降雨の算定式

水平風速 V (m/s), 湿度 U (%), 温度 T (°C) な一様な厚さ Δp (mb) の空気塊が、地形性上昇によって生起する降水量 R を考える。風下方向を x 軸にとり、地表面は x 軸に S の勾配をもつ一次元断面とする。いま時間単位を Δt , 空間単位 Δx として、 I 地点、 J 時刻の水蒸気量は $q(I, J)$ と記す。気塊は Δp が地形に沿って上昇・下降すると考えると、 q および凝結量 m は次式で表される。

$$q(I, J) = q(I, J) - V \cdot \Delta t (q(I, J) - q(I-1, J-1)) / \Delta x - m(I, J-1) \quad (1)$$

$$m(I, J) = q(I-1, J-1) - q_s(I, J) \quad (2)$$

ここで q_s は飽和水蒸気量で Tetens の式より次式で与えられる。

$$q_s = 0.622 \cdot 6.11 \cdot 10^6 / p, \quad c = 7.5T / (237.5 + T) \quad (3)$$

また、鉛直風 ω は地形性上昇のみを考えダンピング係数を D として以下の式となる。

$$\omega = -D \cdot \rho g \cdot V \cdot S \quad (4)$$

また、温度 T , 気圧 p は以下のように表される。

$$T(I, J) = T(I-1, J-1) + \omega \Gamma \Delta t \quad (5)$$

$$p(I, J) = p(I-1, J-1) + \omega \Delta t \quad (6)$$

気塊 Δp での凝結水蒸気量は直ちに降雨に転化すると考えると、そこでの降水量を mm 単位で表すと次式となる。

$$R(I, J) = m(I, J) \cdot \Delta p / g \quad (7)$$

地上で観測される降水量 R' は、スピルオーバーの影響を考え、次のようにする。

$$V > 10 \text{ (m/s)}; R'(I) = 0.3R(I) + 0.4R(I-1) + 0.2R(I-2) + 0.1R(I-3)$$

$$V \leq 10 \text{ (m/s)}; R'(I) = 0.4R(I) + 0.5R(I-1) + 0.1R(I-2) \quad (8)$$

3. 天竜川流域におけるモデルの検討

解析対象は天竜川における1982～1984年の主要7洪水の降雨ピーク時を含む13時間の降水量とした。 Δp は降雨に関係深い800～1000mbの200mbとし、ダンピング係数 D は0.4とした。また7洪水の各13時間における風向はほぼNW方向であったので、断面はNW方向にA～Eの5断面をとった。使用データは12時間おきに観測されている高層データと毎時観測されているアメダスのデータであり、アメダスのデータから毎時の高層データを推定し、それを入力データとした。

表-1に実測値と計算値を示す。また図-1は実測値と計算値の比較を地域的にみたものである。●は全ての洪水において相対誤差が30%以内のもの、○はそれを越えるものである。この図において誤差の大きい地域は2000mを越す山地を越した直後であり、地形性上昇により凝結した大量の水分がスピルオーバーに

よって風下側にある地域に降水となって落下する地域であり、式（8）で表したスピルオーバーの効果が敏感に現れ、風速等の実測データの不備や式（8）に検討の余地が残されてる。

ここで単層モデルがよく適合した洪水-6のC断面の各観測所地点の降水量の時間的変化をみる。代表して2地点の例を図-2に示す。これをみると、時間分布もよく計算されていることがわかる。

4. おわりに

5000k m²程度の地域に空間的に一様な風速、気温、湿度場を与え、地表付近の200m bの気層が地形性上昇により生起する降水量を算定した。その結果、降雨ピーク時を含む13時間降水量は全体として、相対誤差20%以内の推定ができた。顕著なスピルオーバーゾーンでは、推定はかなり困難で、より短時間の小スケールの現象を考慮に入れるべきであることが示された。

表-1 実測値と計算値の比較（単位：mm/観測所）

		A断面	B断面	C断面	D断面	E断面	全流域
洪水-1	実測値	100	85	57	45	37	63
	計算値	79	62	83	116	86	87
洪水-2	実測値	104	104	72	56	77	81
	計算値	54	47	59	92	71	67
洪水-3	実測値	94	80	101	112	101	99
	計算値	121	110	125	154	126	129
洪水-4	実測値	103	100	88	84	79	85
	計算値	73	64	76	89	71	79
洪水-5	実測値	61	68	53	52	39	54
	計算値	21	17	24	42	29	28
洪水-6	実測値	143	155	143	161	123	146
	計算値	136	119	147	176	139	146
洪水-7	実測値	52	70	49	84	67	66
	計算値	73	64	78	111	83	84

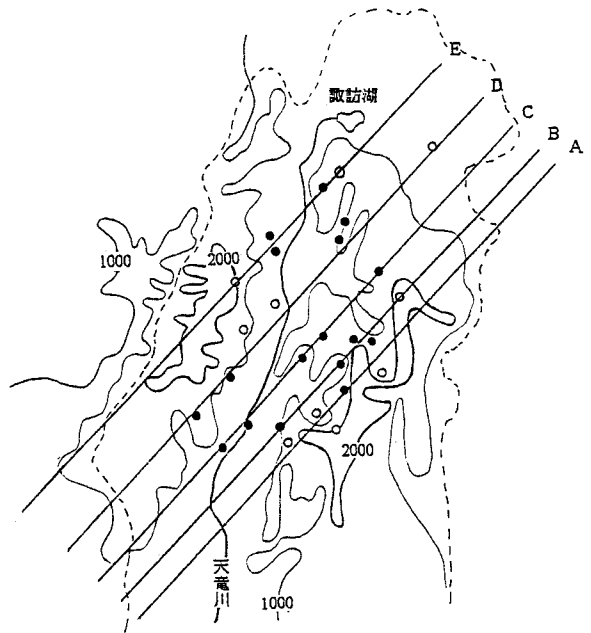


図-1 観測所位置と計算結果

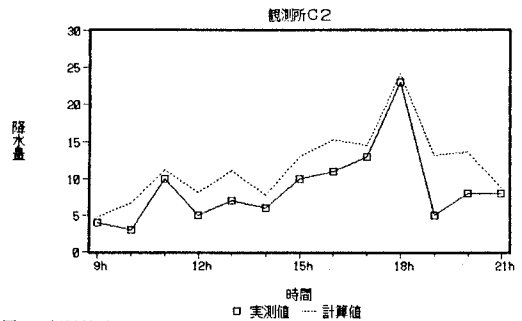
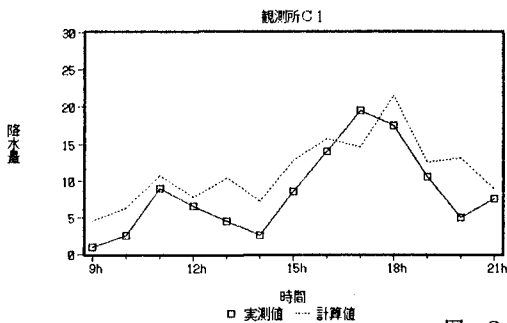


図-2 降水量の時間的変化