

地形性降雨とその解析

Numerical Analysis of Orographic rainfall

山 田 正
Tadashi YAMADA

1. はじめに

本解説では山地流域における降雨流出の特性と、降雨の短時間予測及び洪水の予測手法に関して著者の最近の研究成果の一部を以下の順序で述べる。

- 2節 日本及び世界の大河川の河川流出の特性
- 3節 地上雨量計による山地流域における降雨の観測事例
- 4節 レーダー雨量計による山地流域における降雨の観測事例
- 5節 山地流域における気流と降雨のシミュレーション
- 6節 レーダー雨量計を用いた流域スケールにおける降雨の短時間予測手法
- 7節 小流域の合成-繰り込み過程としての洪水流出の特性とその表現方法
- 8節 レーダー雨量計を用いた洪水の予測手法

2. 日本及び世界の大河川の河川流出の特性

図1は理科年表及び Kalinin(1971) から再整理した日本、アジア、ヨーロッパ、北アメリカの諸河川の流域面積と年平均流量、図2は図1と同様のものであるが流域面積と年平均流量の比流量の関係、図3は日本の河川における流域面積と年平均流量及び年最大流量の関係を示すものである。これらの図より日本の主要河川の流域面積は他の諸外国の大河川と比較して小さいものの、日本の河川の年平均流量あるいは年平均流量の単位面積あたりの量である比流量は1桁近く大きいことが分かる。また日本の河川の年最大流量は年平均流量と比較して1桁から2桁近く大きいことが分かる。これらは全て日本の河川における洪水流出が他の諸外国の場合と比べて相対的に規模が大きいことを示しており、洪水に対する治水対策の困難性および河川の維持用水の確保の困難性を示唆している。

3. 地上雨量計による山地流域の降雨の観測事例

図4は著者らが近年転倒桁型雨量計を用いて降雨観測を続けている北海道夕張岳（標高1667m）を含む地形図（流域面積約100km²）と雨量計の設置位置である。著者らが設置した10台の地上雨量計は次節に述べるレーダー雨量計の1ピクセル（3km×3km）の中に入っており、その他ダム管理用の既設の8台の地上雨量計がある。図5は夕張岳の西斜面における瞬間降雨強度を標高別（上の図から標高365, 450, 560, 650, 740, 840, 940, 1080, 1300 m）に示したものである。この図より降雨波形には5から20分程度の周期的変動が見られ、それらが何波にもわたって来ていることが分かる。図6は一雨降雨中における10分雨量の最大値を標高別に示したものである。図7は同様に時間最大値を示している。これらは前線性降雨の場合であるが、降雨強度は標高とともに増大しているが、標高700以上になると頭打ちになりほぼ一定値を示していることが確認された。この結果は後に示す Hobbs モデルを用いたシミュレーションによっても再現されている（Kessler モデルでは降雨強度はほぼ線形に増大するのみであった）。なお雷雨性の降雨の場合には必ずしも当てはまらず標高が高いほど降雨強度が低くなる場合も著者らの観測では見られている。図8は8、9、10月の3カ月の総雨量と標高の関係を示している。この図からある長い期間の総降雨量に関しては標高に関してはほぼ線形に増大の関係が認められる。図9は観測期間中の時間雨量の最大値と標高との関係を示している。

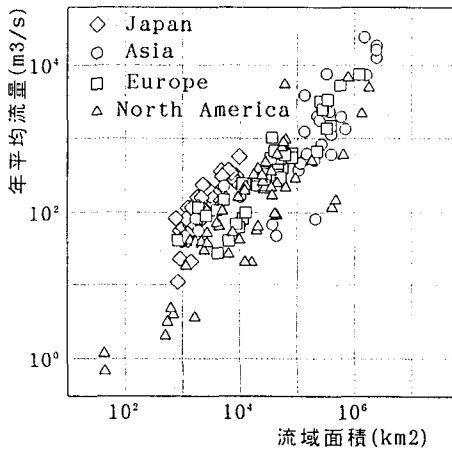


図1 流域面積と年平均流量の関係

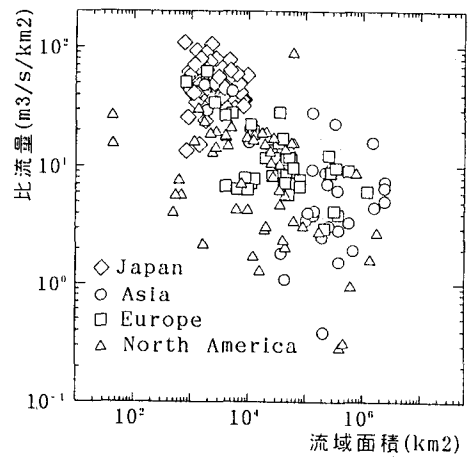


図2 年平均流量の比流量と流域面積の関係

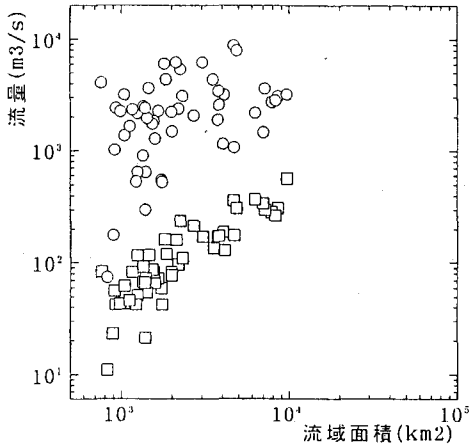


図3 年最大流量、年平均流量と流域面積の関係 (日本)

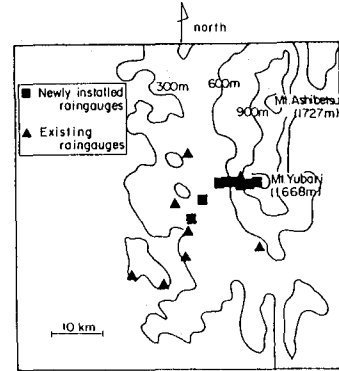


Fig. 4 Location of raingauges installed in the Yubari area

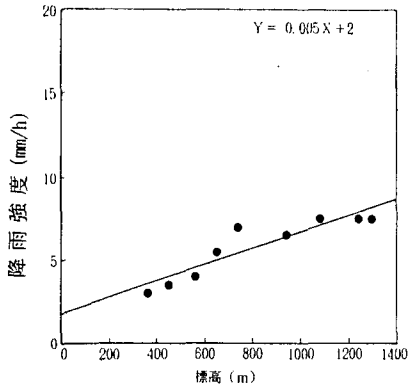


図6 一雨降雨中における10分雨量最大値
(1988. 8. 13~8. 14)

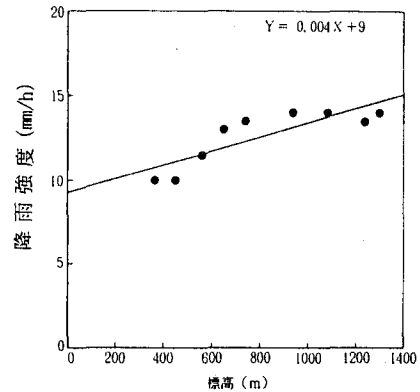


図7 一雨降雨中における時間雨量最大値
(1988. 8. 13~8. 14)

この図から時間降雨強度の最大値は標高に関係なくその流域のより大きいスケールでの地形、気候特性に依存したほぼ一定値を示しているようである。図10は降雨強度とそれを算出する平均時間の関係を示している。この図より、この流域では降雨強度は平均時間の約0.2乗(中には0.5乗)に反比例して減少していることが分かる。このことは例えば時間降雨強度が30mm/hと記録されても、5分間での降雨強度にすると $30 \times (30/3600)^{-0.2} = 50 \text{mm/h}$ となっているわけであり、山地小流域における降雨流出の解析には注意を要しよう。

4. レーダー雨量計による山地流域の降雨の観測事例

レーダーによる降雨の観測は気象庁や建設省、北海道開発庁によって定時的あるいは不定期的に行われている一方、3次元ドップラーレーダーやレーザーレーダー等を用いた研究用観測も近年精力的に行われている。ここでは北海道開発局によって設置されている道央レーダーによる観測結果と地上雨量計による降雨の観測結果の比較を試みた。流域全体におけるレーダー雨量計と地上雨量計との比較は既に多くの建設省レーダーにおいてなされており、その有用性や精度に関しては多くの報告がなされているため、ここでは前節で述べた北海道夕張岳流域の中の著者らが降雨観測をしている所での比較を試み、山地流域におけるレーダー雨量計による降雨観測の事例を報告する。図11は解析対象流域近傍の河道網と著者らの設置している10台の地上雨量計の設置位置及びレーダー雨量計の観測メッシュを示している。図12は地上雨量計による夕張岳西側斜面と東側の日降雨の時系列である。両者面は最大20km程度しか離れていないが、量的にもかなり違っていることがわかる。図13-16はそれぞれ1990年8月23日と9月28日の夕張岳東西の斜面のレーダー雨量計の1ピクセルの示すある時刻の降雨強度とそのピクセル内に設置した同時刻での地上雨量計の降雨強度の時系列である。この図よりレーダー雨量計は比較的良好に1ピクセル内の平均的な降雨強度を観測しているといえよう。一方図17は時間降雨強度でみた両雨量計の観測結果の比較であり、図18はそれを瞬間降雨強度でみたものの比較である。これらの図よりレーダー雨量計の瞬間値(5分間平均値ではあるが)と1時間平均値の地上降雨強度は互いによく一致していることが分かる。これはレーダー雨量計は3km×3kmの面積内の空間平均値を、地上雨量計は時間平均値を示していることによるものと考えられる。すなわち空間平均と時間平均はそのスケールを3km程度と1時間程度をとれば互いに同程度の降雨強度を示すことが分かる。

5. 山地流域における気流と降雨のシミュレーション

本節では山地流域(100km×100km程度)における気流と降雨のシミュレーションを行う。

解析手法は風の場に関しては、

- a) ポテンシャル流としての取扱い、
- b) Kao モデル、
- c) MASCON モデル、

降雨モデルとしては、

- a) Kessler モデル、
- b) Hobbs モデル、

を扱う。

5.1 風の場に関して

a) ポテンシャル流としての風の場の計算：これは一見大胆な仮定に基づいているようにみられるが、今考えている気流場において一般風が内部波の地形による定在を認めない程非常に大きく、Scorer 方程式においていわゆる内部フルード数が subcritical flow と supercritical flow の臨界値を越えて supercritical flow の状態になっている場合としてのモデルであると解釈される。図19は一般的な山地地形の上でのポテンシャル流の計算手順を、図20は座標系を、図21はポテンシャル流としての風の場の計算の基礎式を示

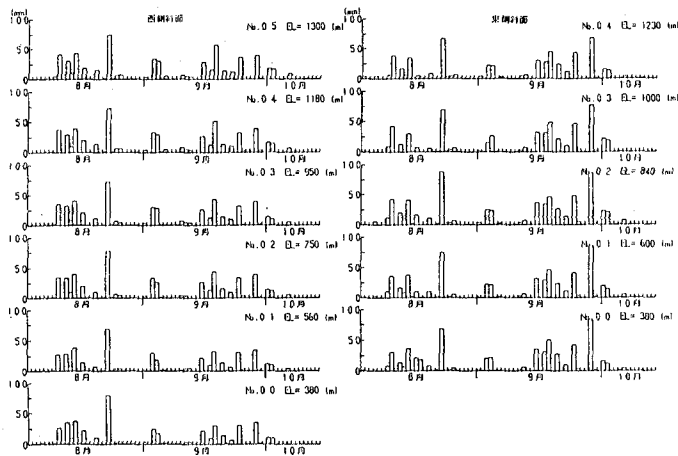


図12 観測期間中 (1990年8月4日～10月13日) の日雨量の時系列

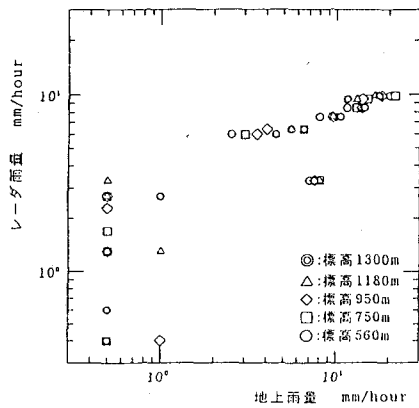


図13 時間雨量でみたレーダ雨量と地上雨量の比較
レーダメッシュR=20, $\theta=49^\circ$ 夕張岳西側斜面
1990. 8. 23

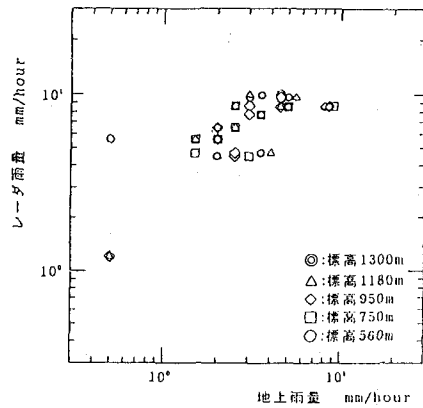


図15 時間雨量でみたレーダ雨量と地上雨量の比較
レーダメッシュR=20, $\theta=49^\circ$ 夕張岳西側斜面
1990. 9. 28

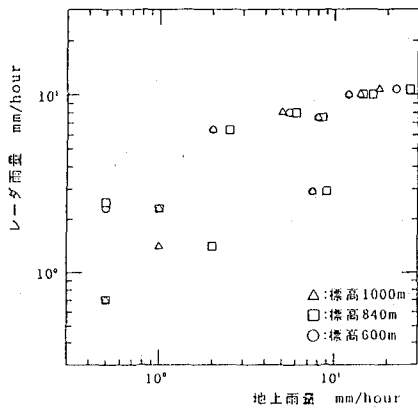


図14 時間雨量でみたレーダ雨量と地上雨量の比較
レーダメッシュR=22, $\theta=47^\circ$ 夕張岳東側斜面
1990. 8. 23

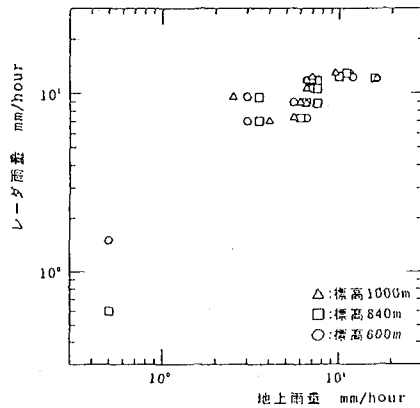


図16 時間雨量でみたレーダ雨量と地上雨量の比較
レーダメッシュR=22, $\theta=47^\circ$ 夕張岳東側斜面
1990. 9. 28

している。

b) Kao モデルによる風場の計算：これはコリオリ力、摩擦力、気圧傾度力を考慮した解析的なものであり、図22は Kao モデルの基礎式とその解を示している。

c) MASCON モデル：図23は Sherman らによって開発された MASCON モデルの基礎式である。これは完全な解析的方法ではなく流域内の数カ所で観測された風速から任意座標上での内挿値を求める方法である。図24は上記の3つの方法で求めた北海道の暑寒別岳(1,491m)を含む64km×64km流域のある水平-鉛直断面内での風場を示している。一方図25はこのときの同流域内における主流風速の2%以上の上昇風速を示す地点をドットで示したものである。これらの図から断定的には言えないがポテンシャル流としての解析がもっとも合理的な方法であると結論されよう。

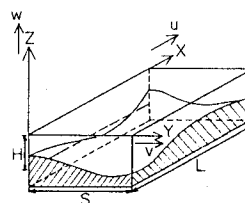
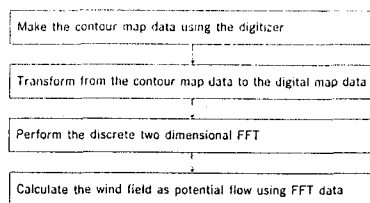
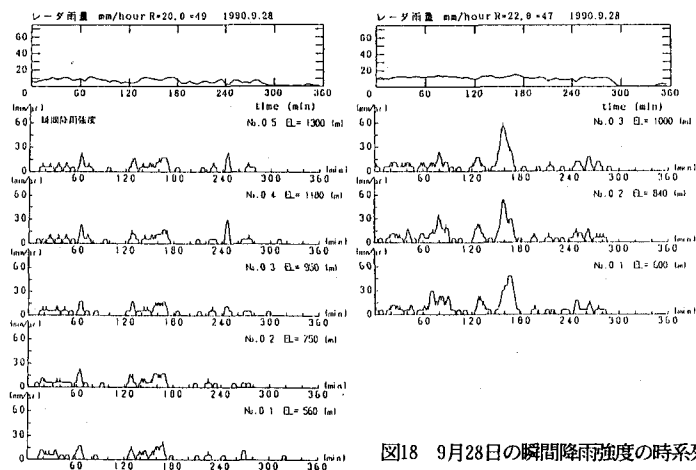
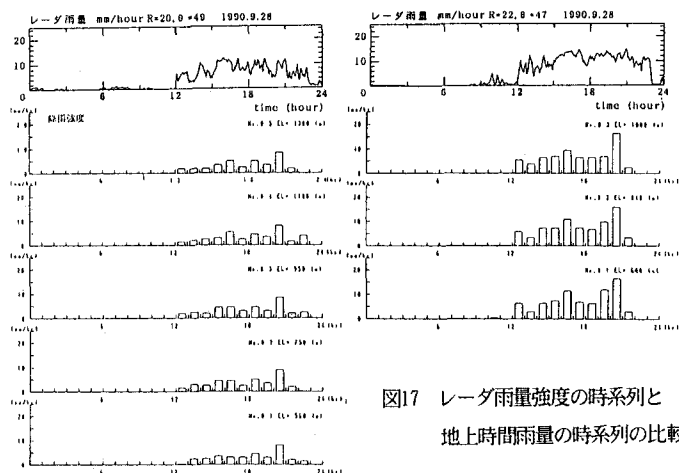
5.2 降雨モデルに関して

一般に降水現象を物理的に取り扱う場合、雲、水蒸気、そして雨水等の微物理相互作用のメカニズムをいかにモデル化するかが問題となってくる。Kesslerによるモデルは、水蒸気から雲への凝結や蒸発、そして雨水への転換などをモデル中でパラメタリゼーションしたもので、氷晶や雪を含まない暖かい雨(warm rain)のモデルとして最も代表的なものである。ところが、実際の降雨現象においては、冬季はもちろん、夏においても巨大な積雲の上層部分には、氷点下となっていることも多く、そこには必ず氷晶や雪が介在してくる。そこでここ10年来より現象を厳密に記述するべく、氷晶や雪さらにはあられ等を含む、いわゆる冷たい雨(cold rain)に関するパラメタリゼーションがいくつか提案されてきた。それらのうち代表的なものの一つにHobbsら(1983)によるモデルがある。本研究では Kessler のモデルと Hobbs らのモデルという2つのパラメタリゼーションを用いる。なお雲物理過程をシミュレートする数値モデルには基本的に次の2つのタイプがある。1つは Bulk water type modelと呼ばれるもので、水蒸気から雲へ、雲から雨へといった水分の相変化を表現する様々な雲物理過程をパラメタリゼーションという形でモデル中に組み込んだものである。このタイプのモデルでは、雨水等の粒径がある決められた粒径分布にしたがって連続的に変化すると仮定している。Hobbsモデルにおいても、現在までに提案された粒径分布式の内でも最も有名なMarshall and Palmer(1948)による粒径分布が用いられている。このタイプのモデルは、Ogura and Takahashi(1971)、Wisner et al.(1972)、Orville and Kopp(1977)、Chang(1977)らによって、対流性降雨のシミュレーションに適用されている。

もう1つのタイプのモデルとは、雲物理過程をよりExplicitな形で、雨水等のそれぞれの粒径ごとに取り扱うモデルである。このタイプのモデルの代表的なものとしては、Cotton(1972)やScott and Hobbs(1977)らによる積雲モデルや、Young(1974)による地形性降雨のモデルなどが挙げられる。後者のモデルにおいては、一部では氷晶等の複雑な形状を考慮しているものもあるが、前者のパラメタリゼーションにおいては、一般的に氷晶の形状は球形を仮定している。本研究で用いるKesslerモデル及びHobbsモデルはともに前者のBulk water type modelの一つである。

5.3 Kessler モデル

図26は Kessler モデルの降雨機構の概念図であり、図27はその基礎式である。図28は前節で示したポテンシャル流として計算された風場を用いて計算されて降雨の夕張岳流域における等強度線(図中の実線mm/h)である。図29は計算された降雨強度と標高の関係を示している。この図より Kessler モデルの結果では降雨強度は山岳斜面に沿って斜面の標高とともにほぼ線形に増大していることが分かる。図30は北海道の室蘭市やオロフレ山系を含む流域の主流風の風向の違い(上図は南東風、下図は南西風)による降雨強度の違いを示している。図31は上記のオロフレ山系において約5km以下の小スケールの地形変化を無視したときの降雨強度である。図30の右図と比較してほとんど変化がないことから5km以下の小スケールの地形形状は地形性降雨の場には余り大きな効果を有してはいないことが分かる。なお上記の計算は全て空間3次元での計算であったが次節以降の降雨の短時間予測という工学的な要請からはできるだけ計算時間の



Three-dimensional Laplace equation	Solutions of windspeed
$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (3.1)$	$u = U + U \frac{1}{N^2} \sum \sum F(p, q) \frac{k^2 \cdot \cosh(\beta z)}{\beta \cdot \sinh(\beta h)} \exp\left(\frac{2\pi i}{N} mp\right) \exp\left(\frac{2\pi i}{N} nq\right) \quad (3.6)$
Velocity potential $\phi = Ux + \phi(z) \cdot e^{i\pi kx} \cdot e^{i\pi ly} \quad (3.2)$	$v = U \frac{1}{N^2} \sum \sum F(p, q) \frac{kl \cdot \cosh(\beta z)}{\beta \cdot \sinh(\beta h)} \exp\left(\frac{2\pi i}{N} mp\right) \exp\left(\frac{2\pi i}{N} nq\right) \quad (3.7)$
Topographic function $\eta = -h + a \cdot e^{i\pi kx} \cdot e^{i\pi ly} \quad (3.3)$	$w = -U \frac{1}{N^2} \sum \sum F(p, q) \frac{kl \cdot \sinh(\beta z)}{\sinh(\beta h)} \exp\left(\frac{2\pi i}{N} mp\right) \exp\left(\frac{2\pi i}{N} nq\right) \quad (3.8)$
Boundary condition $\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad (3.4)$	where
$\frac{\partial \phi}{\partial z} = U \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad \text{at } z = -h \quad (3.5)$	u, v, w ; Windspeeds in x, y and z directions (msec ⁻¹) U ; Windspeed of main stream (msec ⁻¹) h ; Averaged altitude of the ground surface (m) $\phi(z)$; Velocity potential in z direction (m ² sec ⁻¹) k, l ; Horizontal wave number ($\beta = \sqrt{k^2 + l^2}$) N ; Number of FFT terms $F(p, q)$; FFT component

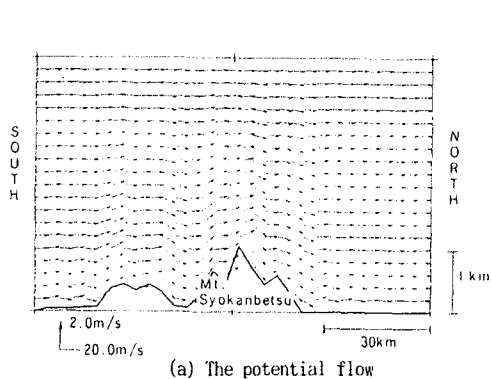
Fig. 21 Basic equations of the wind field

The Navier-Stokes equations.	where
$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = f(v - u_x) + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (3.9)$	$v = \sqrt{f/2K}$
$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -f(u - u_x) + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (3.10)$	u, v, w ; Windspeeds in x, y and z directions (msec ⁻¹) K ; Coefficient of eddy diffusivity (m ² sec ⁻¹) f ; Coriolis parameter (sec ⁻¹) u_x, v_x ; Geostrophic windspeeds in x and y directions (msec ⁻¹) ρ ; Density (kgm ⁻³) g ; Gravity acceleration (msec ⁻²) P ; Pressure (kgm ⁻¹ sec ⁻²) h ; Altitude of the ground surface (m) h_s ; Thickness of the surface boundary layer (m) A ; Constant u_n, v_n ; Windspeeds oriented parallel and horizontally perpendicular to the geostrophic wind (msec ⁻¹) G ; Geostrophic wind vector ($= u_x + i v_x$, msec ⁻¹) H ; Altitude of the geostrophic wind level (m)
The hydrostatic equation. $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (3.11)$	
The Continuity equation. $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.12)$	
Boundary condition. $u = v = w = 0, \quad \text{at } z = h(x, y) \quad (3.13)$	
$u \rightarrow u_s, v \rightarrow v_s, \quad \text{at } z \rightarrow \infty \quad (3.14)$	
$u + iv = A \frac{\partial}{\partial z} (u + iv), \quad \text{at } z = h(x, y) + h_s \quad (3.15)$	
Solutions of windspeed ($z > h(s, n) + h_s$) $v_s = G(1 + 2^{1/2} \exp\{-\nu(z - h(s, n) - h_s)\}) \times \sin\{\nu(H - h(s, n) - h_s) - 3/4\pi\} \cos\nu(H - z) \quad (3.16)$	
$v_n = 2^{1/2} G \cdot \exp\{-\nu(z - h(s, n) - h_s)\} \times \sin\{\nu(H - h(s, n) - h_s) - 3/4\pi\} \sin\nu(H - z) \quad (3.17)$	
$w = G \frac{\partial h}{\partial s} + 2^{1/2} G \cdot \exp\{-\nu(z - h(s, n) - h_s)\} \times \sin\{\nu(H - h(s, n) - h_s) - 3/4\pi\} \times \left[\cos\nu(H - z) \frac{\partial h}{\partial s} + \sin\nu(H - z) \frac{\partial h}{\partial n} \right] \quad (3.18)$	

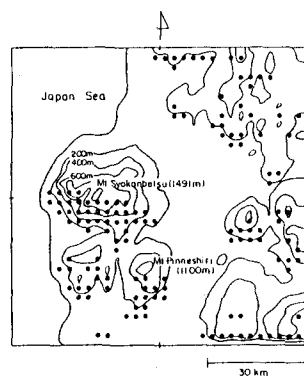
Fig. 22 Basic equations of the KAO model.

The continuity equation $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.19)$	The governing equation for λ yielded by substitution of (3.21) ~ (3.23) into (3.19)
The specific function satisfy the continuity equation $E = \int \left\{ \alpha_1 (u - u_0)^2 + \alpha_1 (v - v_0)^2 + \alpha_2 (w - w_0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\} dx dy dz \quad (3.20)$	$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} + 2 \alpha_1^2 \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.24)$
The Euler-Lagrange equations whose solution minimize $u = u_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (3.21)$	where
$v = v_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (3.22)$	u, v, w ; Windspeeds in x, y and z directions (msec ⁻¹) u_0, v_0, w_0 ; Observed windspeeds (msec ⁻¹) λ ; Lagrange multiplier (m ² sec ⁻¹) α_1, α_2 ; Gauss precision moduli
$w = w_0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad (3.23)$	

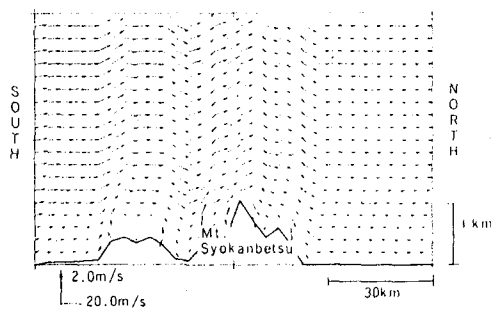
Fig. 23 Basic equations of the MASCON model.



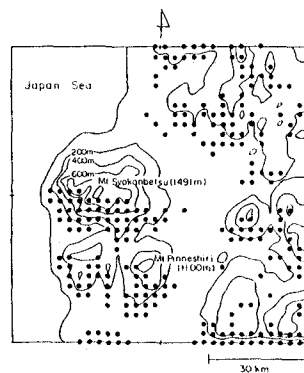
(a) The potential flow



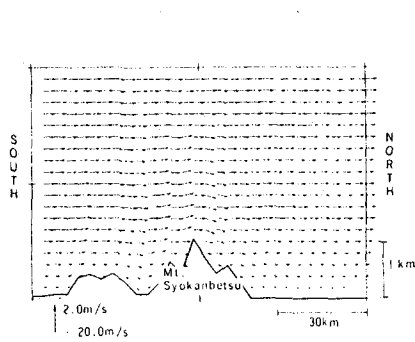
(a) The Potential flow model



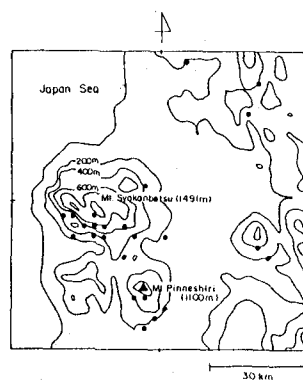
(b) The KAO model



(b) The KAO model



(c) The MASCON model



(c) The MASCON model

Fig. 24 The wind vectors in the vertical direction from south to north

Fig. 25 The area of strong ascending wind at 2,000m

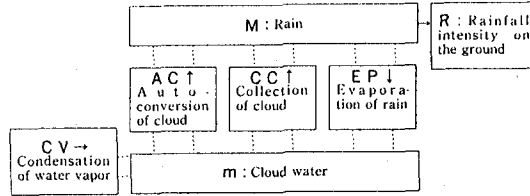


Fig. 26 Rainfall mechanism in the Kessler model

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -u \frac{\partial m}{\partial x} - v \frac{\partial m}{\partial y} - w \frac{\partial m}{\partial z} - AC - CC + EP + CV \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -u \frac{\partial M}{\partial x} - v \frac{\partial M}{\partial y} - (w + V) \frac{\partial M}{\partial z} + AC + CC - EP \quad (4.2)$$

$$AC = \begin{cases} K_1(m-a) & (m > a) \\ 0 & (m < a) \end{cases} \quad (4.3)$$

$$CC = 6.96 \times 10^{-4} \cdot E \cdot N_0^{1/3} \cdot m \cdot M^{1/3} \cdot \exp(kz/2) \quad (4.4)$$

$$EP = 1.93 \times 10^{-4} \cdot N_0^{1/3} \cdot m \cdot M^{1/3} \quad (4.5)$$

$$CV = w \cdot (A + B \cdot z) \quad (4.6)$$

$$V = -38.3 N_0^{-1/3} M^{1/3} \exp(kz/2) \quad (4.7)$$

$$R = 138 N_0^{-1/3} M^{2/3} \quad (4.8)$$

where

m : Cloud water content (gm^{-3})
 M : Rain water content (gm^{-3})
 u, v, w : Windspeeds in x, y and z directions (msec^{-1})
 AC : Auto-conversion of cloud ($\text{gm}^{-3} \text{sec}^{-1}$)
 CC : Collection of cloud ($\text{gm}^{-3} \text{sec}^{-1}$)
 EP : Evaporation of rain ($\text{gm}^{-3} \text{sec}^{-1}$)
 CV : Condensation of water vapor ($\text{gm}^{-3} \text{sec}^{-1}$)
 V : Fallspeed of raindrops (msec^{-1})
 R : Rainfall rate (mmh^{-1})
 K_1 : Constant ($= 10^{-3} \text{sec}^{-1}$)
 a : Threshold value of auto-conversion ($= 0.5 \text{gm}^{-3}$)
 E : Collection efficiency ($= 1$)
 N_0 : Marshall-Palmer constant ($= 10^4 \text{m}^{-3}$)
 k : Lapse rate of air density ($= 10^{-4} \text{m}^{-1}$)
 z : Altitude (m)
 A : Constant ($= 3 \times 10^{-3} \text{gm}^{-1}$)
 B : Constant ($= -3 \times 10^{-3} \text{gm}^{-1}$)

Fig. 27 Basic equations for three-dimensional calculation of the rainfall field

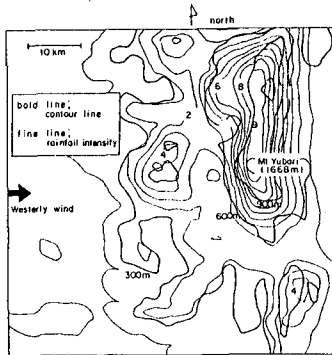


Fig. 28 Calculated rainfall intensity (The Yubari area)

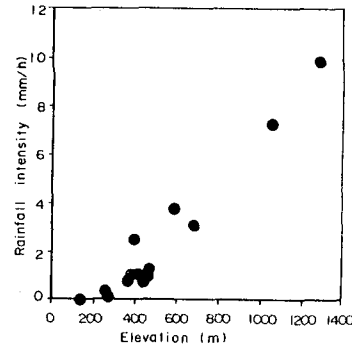
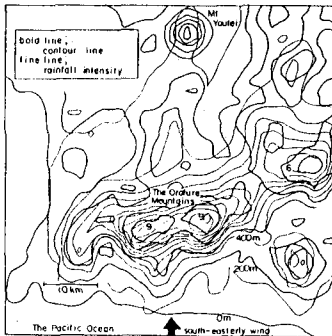
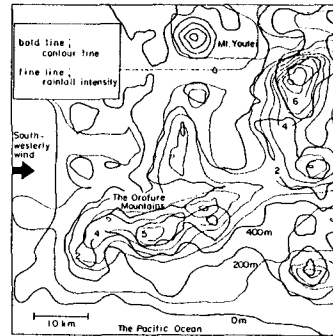


Fig. 29 Calculated rainfall intensity with elevation (The Yubari area)



a) The case of south-easterly wind



b) The case of south-westerly wind

Fig. 30 Calculated rainfall intensity (The Orofure area)

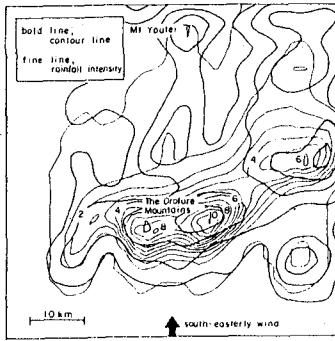


Fig. 31 Calculated rainfall intensity (high frequency components of FFT are removed, The Orofure area)

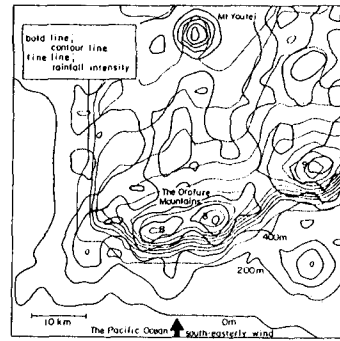


Fig. 33 Calculated rainfall intensity using two-dimensional model (The Orofure area)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{m}}{\partial t} &= -\bar{u} \frac{\partial \bar{m}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{m}}{\partial y} + \frac{\bar{u} \bar{m}}{H-h} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\bar{v} \bar{m}}{H-h} \frac{\partial h}{\partial y} \\ &\quad - \bar{AC} - \bar{CC} + \bar{EP} + \bar{CV} \quad (4.9) \\ \frac{\partial \bar{M}}{\partial t} &= -\bar{u} \frac{\partial \bar{M}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} + \frac{\bar{u} \bar{M}}{H-h} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\bar{v} \bar{M}}{H-h} \frac{\partial h}{\partial y} \\ &\quad + \bar{AC} + \bar{CC} - \bar{EP} \quad (4.10) \\ \bar{AC} &= K_1 (\bar{m} - a) \quad (\bar{m} > a) \\ &= 0 \quad (\bar{m} < a) \quad (4.11) \\ \bar{CC} &= 6.96 \times 10^{-4} E N_0^{1/3} \bar{m} \bar{M}^{2/3} \quad (4.12) \\ \bar{EP} &= 1.93 \times 10^{-6} N_0^{1/3} \bar{m} \bar{M}^{1/3} \quad (4.13) \\ \bar{CV} &= \bar{u} \bar{C} \quad (4.14) \\ \bar{V} &= -38.3 N_0^{-1/3} \bar{M}^{1/3} \quad (4.15) \\ \bar{C} &= A + \frac{B}{2} (H + h) \end{aligned}$$

where

- $\bar{m}$: Vertical averaged cloud water content (gm^{-3})
- $\bar{M}$: Vertical averaged rain water content (gm^{-3})
- $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$: Vertical averaged windspeeds in x, y and z directions (m sec^{-1})
- $\bar{AC}$: Vertical averaged auto-conversion of cloud (gm^{-3}sec)
- $\bar{CC}$: Vertical averaged collection of cloud (gm^{-3}sec)
- $\bar{EP}$: Vertical averaged evaporation of rain (gm^{-3}sec)
- $\bar{CV}$: Vertical averaged condensation of water vapor (gm^{-3}sec)
- $\bar{V}$: Vertical averaged fallspeed of raindrops (m sec^{-1})
- H : Altitude of upper boundary layer (m)
- h : Elevation of the ground surface (m)
- K_1 : Constant ($=10^{-4}\text{sec}^{-1}$)
- a : Threshold value of auto-conversion ($=0.5 \text{ gm}^{-3}$)
- E : Collection efficiency ($=1$)
- N_0 : Marshall-Palmer constant ($=10^7 \text{ m}^{-4}$)
- A : Constant ($=3 \times 10^{-3} \text{ gm}^{-1}$)
- B : Constant ($=-3 \times 10^{-3} \text{ gm}^{-1}$)

Fig. 32 Basic equations for two-dimensional calculation of the rainfall field

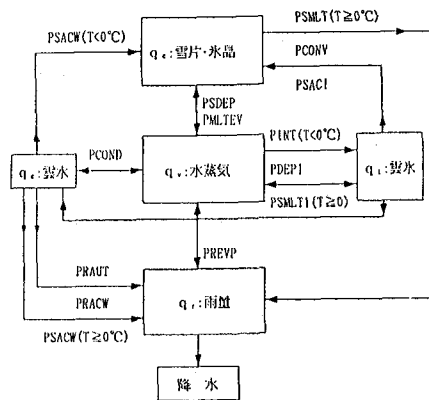


図34 Hobb'sモデルの雲物理過程

かからない手法が望まれる。このような観点から Kessler モデルの基本式を鉛直方向に積分した2次元モデルを作り、その精度を検討してみた。図32はこのときの Kessler モデルの”2次元モデル”である。図33はこのときの計算結果であり、図30の a) (3次元モデル)と比較してほとんど同じ結果を示している。

5.4 Hobbs モデル

Hobbsモデル中の変数は気温 T 、水蒸気混合比 q_v 、雲水混合比 q_c 、雲氷混合比 q_i 、雪の混合比 q_s 、雨の混合比 q_r の6つである。これらのうち、雲水、雲氷と水蒸気は、計算領域内の風速場に従って移流するが、雪片と雨水は鉛直方向に落下速度をもち、これと上昇風速との相対速度で落下するとしている。以下に基礎式を示す。

q_v 、 q_c 、 q_i に対する連続式；

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S_0}{\rho} \quad (5.1)$$

q_s 、 q_r の降水場連続式；

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - (w + \bar{V}) \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{q}{\rho} \frac{\partial (\rho \bar{V})}{\partial z} + \frac{S_0}{\rho} \quad (5.2)$$

T に関する熱力学方程式；

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - w \frac{\partial T}{\partial z} - w \Gamma_d + \frac{S_h}{\rho} \quad (5.3)$$

ここで、発生項 S_0 、 S_h の中に、種々の雲物理過程が含まれるわけである。図34は Hobbs モデルの雲物理過程の模式図を示している。英文字は現象を表す英語の頭文字をとったものであり、矢印は現象の変化の方向を表している。以下に、これら雲物理過程に関して簡単な説明を加える。

大気が、気温 0°C 以下で、氷面に対して飽和していれば、雲氷(Cloud ice)が発生(PINT)し、その後水蒸気の付着成長(PDEPI)によって成長する。雲氷の混合比がある閾値(雲氷の粒径が雪とみなすに十分な値となったときの混合比)を越えたら、雲氷は雪に転換(PCONV)される。雪の水蒸気による付着成長はPSDEPによって表される。大気が氷面に対し不飽和ならば、雲氷は蒸発し、気温が 0°C 以上ならば、雲氷へと融解(PSMLTI)する。また、雪は雲氷を捕捉(PSACI)しながら成長し、気温が 0°C 以上になれば雨へと融解(PSMLT)する。さらに融解過程にある降雪は、大気が気温 0°C 以上で、水面に対して飽和していれば、水蒸気を凝結(PMLTEV)させて成長する。雲水(Cloud water)は、PCONDによって、大気が水面に対して飽和していれば凝結し、不飽和ならば蒸発する。雨粒は、雪におけるPCONVと同様の雲水からの転換(PRAUT)と雲水の凝集(PRACW)、さらに飽和大気中では水蒸気の凝結(PREVP)によって成長する。気温 0°C 以下における雪による雲水の捕捉は、PSACWで表される。図35は富士山のような単峯系の山岳における雨と雪の発生をシミュレートしたものであり、図36はこのときの降雨強度と標高の関係を示している。この図より降雨強度はある標高まで次第に増大しつつ、この計算では標高が約700m以上の高度になるとほぼ一定値かあるいは減少傾向となることがわかる。

6. レーダー雨量計を用いた流域スケールにおける降雨の短時間予測手法

6.1 レーダー雨量計と降雨の予測式の組み合わせ:ここでは前節において示した2次元版 Kesslerモデルを用いて、降雨の発生に密接に係わる上昇気流の強さをレーダー雨量計情報から推定し、降雨の短時間予測を行う。ここで先に示した2次元版 Kessler モデルの雲水量保存式と雨水量保存式を足し合わせると次式を得る。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (\bar{M} + \bar{m})}{\partial t} + u' \frac{\partial (\bar{M} + \bar{m})}{\partial x} + v' \frac{\partial (\bar{M} + \bar{m})}{\partial y} \\ & - \frac{\bar{M} \bar{V}}{H - h} + \frac{(\bar{M} + \bar{m})}{H - h} \left\{ u' \frac{\partial h}{\partial x} + v' \frac{\partial h}{\partial y} \right\} = wC \end{aligned} \quad (6.1)$$

雨滴は雲水量がある臨界値に達すると生成するものであるが、降雨の見られるところでは雲水量は雲から雨

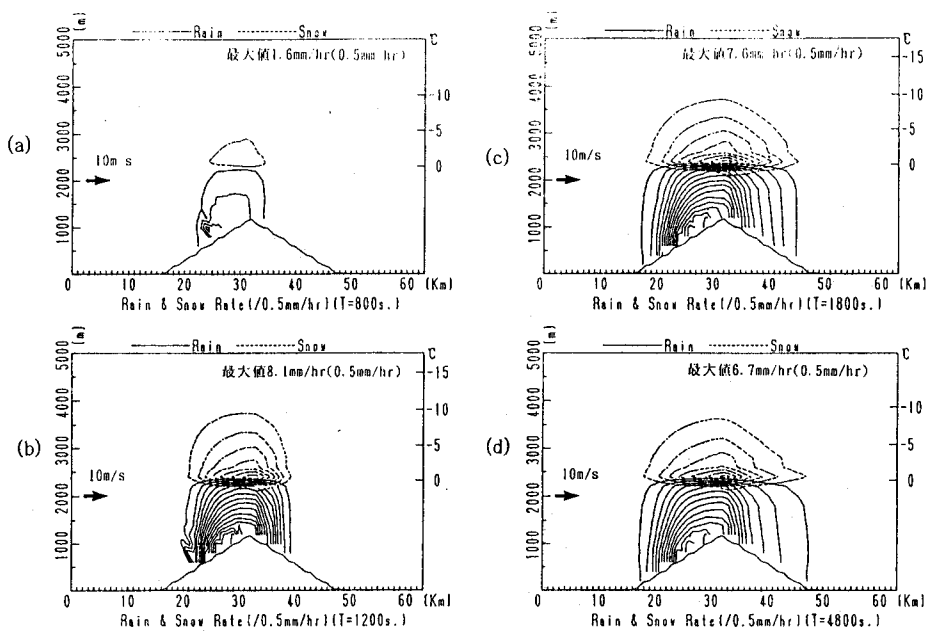


図35 降雨降雪強度の空間分布

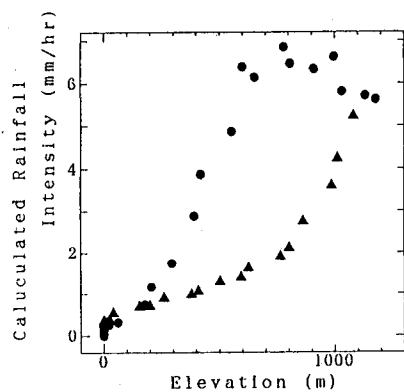


図36 地表面降雨強度(計算値)と標高の関係

への転換 (Auto-Conversion) の臨界値に達して、それ以上の雲水量の増加分は全て雨の生成に寄与していると見なすと、雲水量の変化は定常で、空間的に一様であると仮定出来る。このとき m に関する項は消去され次式を得る。

$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial t} + u' \frac{\partial \bar{M}}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} - \frac{\bar{M} \nabla}{H-h} + \frac{\bar{M}}{H-h} \left(u' \frac{\partial h}{\partial x} + v' \frac{\partial h}{\partial y} \right) = w \bar{G} \quad (6.2)$$

上式中の M にレーダー情報から得られる雨量を入力すれば上昇風速 w を算定することが可能である。ただし上式中の u, v は風速ベクトルの成分ではなく、雨域パターンの伝播速度であり、レーダー情報が得られる時間間隔における雨域の移動ベクトルを表すものである。よって u, v は水平風速と一致するものではないので何らかの手段でこれを推定する必要がある。ここに移流ベクトル法など雨域の運動学的評価を介在させることが考えられる。なお上式中に残っている m については転換項の臨界値である 0.5 g/m^3 を採用する。なおレーダーから得られる降雨強度 $R(\text{mm/h})$ を 雨水量 $M(\text{g/m}^3)$ に変換するときは、雨量と雨滴の終端落下速度の積が降雨強度になるとした次式を用いる。 $R=3.6MV=130N_0^{-1/3}M^{2/3}$

ところで上式を用いて上昇風速を逆算し、降雨の計算を行うと雨域は移流効果によってシフトするのみで降雨の直接の引き金となる $w \bar{G}$ 自体の動きを表すことが出来ない。そこでこの項の発生発達をレーダー情報から時間適、空間的に算定するために、 $w \bar{G}$ に関する実質微分 (Lagrange 微分) を実施する。

$$\begin{aligned} \frac{D(w \bar{G})}{Dt} &= \frac{D^2 \bar{M}}{Dt^2} - \frac{1}{H-h} \cdot \frac{D(\bar{M} \nabla)}{Dt} \\ &\quad + \frac{1}{H-h} \cdot \left\{ u' \frac{\partial h}{\partial x} + v' \frac{\partial h}{\partial y} \right\} \cdot \frac{D \bar{M}}{Dt} \end{aligned} \quad (6.3)$$

where $\frac{D}{Dt} \triangleq \frac{\partial}{\partial t} + u' \frac{\partial}{\partial x} + v' \frac{\partial}{\partial y}$

上式によって降雨の発生項の発生発達項である上昇風速の大きさを M から逆算でき、これを 2 次元版 Kessler モデル に組み込むことによって降雨の短時間予測を行う。

6.2 予測計算の結果と考察：降雨予測の対象とした箇所は北海道の暑寒別岳 (1089m)、ピンネシリ山 (826m)、留萌川を含む $90 \times 90 \text{ km}$ の流域である。解析対象とした降雨は 1988 年 8 月の留萌地方をおそった集中豪雨である。図 3.7 は留萌地方の地形図であり、図 3.8 はこの豪雨における北海道各地の総降雨量の分布を示している。降雨予測については 8 月 25 日の 20:00 以前のレーダー情報を持ってこれから 1 時間先すなわち 21:00 までの計算を試みている。予測の基本式には時間についての 2 階微分の項があるためここでは 19:00、19:30、20:00 のものを用いて 1 時間先までの計算を行っている。ここで水平の気流場については当日 21:00 のアメダスデータ、ゾンデデータを基に MASCON 法により気流場を計算し、かつ上層 700mb 面 (上空約 2000m) での水平方向の計算された風場を採用している。実際の雨域の移流速度としてこの時の計算値の 2 割の値を用いたとき (全体的に約 2 m/s の移流速度) が最も予測精度が高かった。図 3.9 は道央レーダーによる当地域の観測された降雨強度の変化を示している。一方図 4.0 は本予測手法によって得られた 20:30 と 21:00 の降雨強度の分布を示している。これらの図より本予測手法のその適用精度を確認することが出来る。なお 2 時間 3 時間先の予測を行うためには解析領域をもっと大きくする必要があり、それに関しては現在研究中である。またここでは上に述べた $w \bar{G}$ の移動効果を考慮しているが、これを用いないときには図中の網掛け部の高降雨強度の部分はほとんど動かなかったことから、 $w \bar{G}$ の移動効果の重要性が認められた。

7. 小流域の合成-繰り込み過程としての洪水流出の特性とその表現方法

7.1 洪水流出の河道伝播速度

ここでは洪水流出の河道での伝搬特性を実測値から検討してみる。ここで解析に用いた流域は表 1 に示す

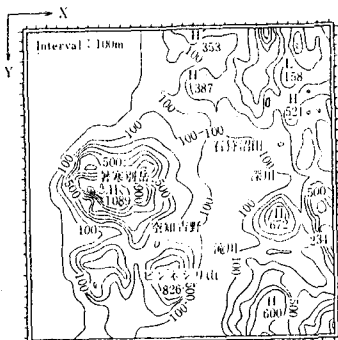


図37 留萌地域詳細図

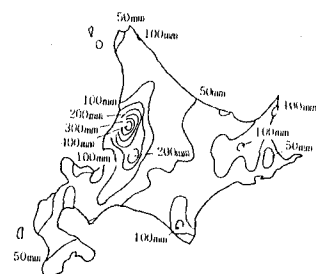
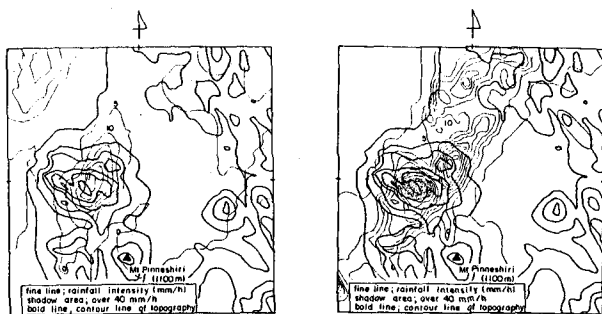
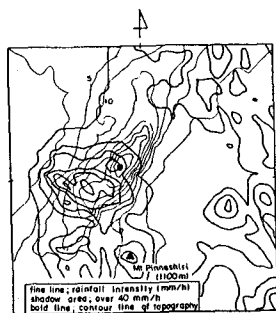


図38 1988年8月下旬豪雨時の総雨量
(8月24日1時～8月26日17時)

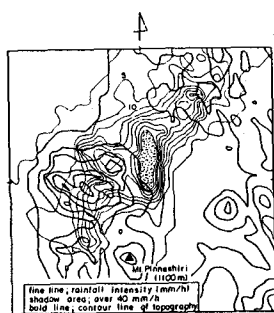


(a) 19:00の雨域

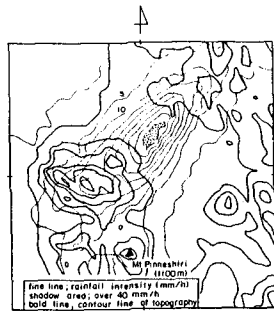
(b) 19:30の雨域



(c) 20:00の雨域



(d) 20:30の雨域



(e) 21:00の雨域

図39 レーダ雨量計により実測された雨域の変化
(1988年8月25日19:00～21:00)

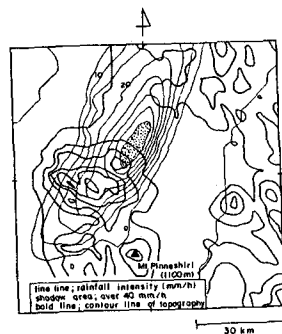


図40 (a) 予測計算より得られた雨域
(1988年8月25日20:30)

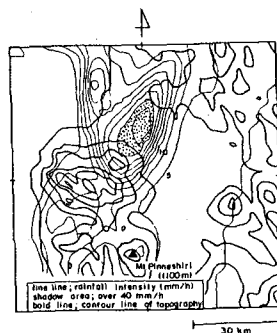


図40 (b) 予測計算より得られた雨域
(1988年8月25日21:00)

北海道の河川流域である。図4-1は石狩川の洪水の伝搬速度の流下方向における洪水の伝搬速度の特性を示すものである。図4-2は鶴川における洪水ピーク流量の流下方向の伝搬速度を示すものである。図中の破線はデータの標準偏差を示している。これらの図より洪水波の伝播特性を見ることが出来るが、支川からの流入量のタイミングによっては非常に速い伝播速度のように見かけ上算出されることがある。

7.2 洪水の河道伝播特性と基礎式の精度

図4-3は河川源流からいくつかの支川流入量（観測値）を不定流の基本式の横流入量として与えつつ、約200km区間を数値計算したハイドログラフと著者が提案している従来の kinematic wave 式に拡散項を加えた洪水追跡用基本式（著者は KD 式と呼んでいる）との精度を比較したものである。この図より KD 式は通常の不定流の基礎式と同程度の精度を有していることがわかる。図4-4は石狩川において各支川からの横流入量を流下距離に応じて時間遅れを与えつつ線形に足し合わせたものを示している。図4-5は KINEMATIC WAVE 式と KD 式によって河道部分での洪水波の計算したもののピーク流量の流下方向の変化を示している。これらの図より上流からの流域面積にして約 5000 km² までの流域の解析においては線形足し合わせの方法を用いることが可能であることがわかる。同図中には KD 式との比較がなされているがこの図より上流からの流域面積にして約 5000 km² 以上の大流域の洪水解析には線形足し合わせでは表現できず、KD 式か不定流の基本式そのものを使用しなければならないことがわかる。図4-6は流量ハイドログラフの河道部分における変形計算において粗度係数の影響を示すものである。一方図4-7は水位ハイドログラフの河道部分における変形計算において粗度係数の影響を示すものである。これらの図より“流量”は一定の値を持ち、あたかも保存量のように働いており、粗度係数を実用上考えられ得る範囲多少変えたところで流量そのものには大きな影響を与えていないことがわかる。これが河川計画において水位ではなく流量を評価量としている根拠であると思われる。一方水位に関しては当然予想されることではあるが粗度係数は直接影響を与えていることがわかる。

7.3 繰り込み過程としての洪水流出の表現方法

流出解析には洪水ハイドログラフの詳細を再現計算する手法論と洪水流出のプロセスを大域的に把握するための表現論の2つが存在しているが、ここでは後者の小流域からの支川流入量を加えつつ大流域へと成長していく洪水ハイドログラフの形成プロセスを表現する一手法を提示する。

(7.1)式、(7.2)式は最小流域（オーダー1）からの流量および流出高を示している。ここで $A_1(\tau)$ はオーダー1の流域における到達時間 τ の分布を示している。次にこれをオーダー2の流域にくり込むと式(7.3)となる。ここでオーダー2のスケールからみるとオーダー1の小流域は最小単位とみなし得るということである。よって $A_2(\tau)$ は $A_1(\tau)$ と同様に到達時間の分布を表している。この繰り込み過程を n 回繰り返すと式(7.4)を得る。このままでは単なる表現論にすぎないが、 $A_n(\tau)$ を何らかの形で指定することが出来れば、それは洪水流出の一つの有用な表現形式となる。ここで到達時間 τ として河道距離 L を流下速度 v で割ったもの $\tau_1 = L_1/v_1$ を用いると、 $A_n(\tau)$ は集中面積図となる。ここで流域面積 A_1 と河道長 L_1 について河道網の地形則である Hack 則を用いると、(7.5)式となる。ここに α は1.7程度の値をとることが知られている。この関係を用いると、各流域スケールの集中面積図 $A_1(\tau_1)$ には(7.6)式が成立する。また集中面積図を流域面積 A_1 で基準化した $f(\tau_1)$ に関しては(7.7)式が成立する。これらの関係を用いると n 番目の流域の流出高 $q_n(t)$ は(7.8)式で表される。

$$Q_1(t) = \int_0^t q_0(t-\tau_1) A_1(\tau_1) d\tau_1 \quad (7.1) \quad Q_2(t) = \int_0^t \frac{Q_1(t-\tau_2)}{A_1} A_2(\tau_2) d\tau_2 = \int_0^t \int_0^{t-\tau_2} q_0(t-\tau_1-\tau_2) A_2(\tau_2) \frac{A_1(\tau_1)}{A_1} d\tau_1 d\tau_2 \quad (7.3)$$

$$q_1(t) = \int_0^t q_0(t-\tau_1) \frac{A_1(\tau_1)}{A_1} d\tau_1 \quad (7.2) \quad \frac{Q_n(t)}{A_n} = q_n(t) = \int_0^t \int_0^{t-\tau_2} \dots \int_0^{t-\tau_{n-1}-\dots-\tau_2} q_0(t-\sum_{i=1}^n \tau_i) \prod_{i=1}^n \left(\frac{A_i(\tau_i)}{A_i} \right) d\tau_i \quad (7.4)$$

表-1 本研究で取り扱った河川流域の概況

河川名	流域形状	流域面積	流路延長
石狩川	放射+羽状	14330km ²	268km
十勝川	放射状	9010km ²	156km
天塩川	羽状	5590km ²	256km
釧路川	羽状	1270km ²	135km
沙流川	羽状	1350km ²	104km
尻別川	羽状	1640km ²	126km

- ①1981. 8. 23-24
②1981. 9. 4-5
③1982. 10. 10
④1985. 9. 1-2
⑤1985. 9. 8-9
⑥1975. 8. 24-25

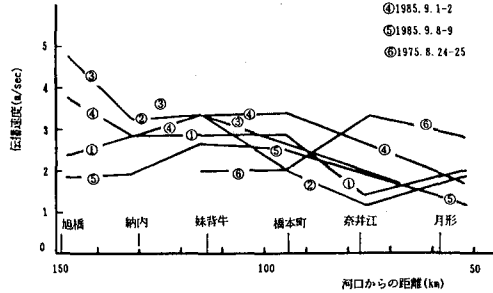


図 41 石狩川流域における洪水伝播速度の区間毎の変化

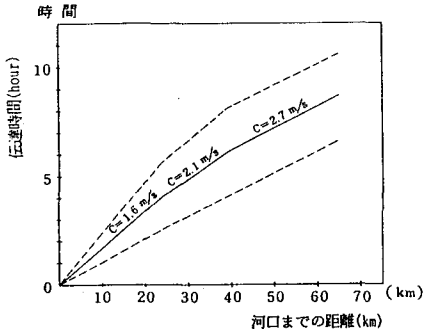


図 42 釧路川におけるピーク流量とその流下方向への伝達時間

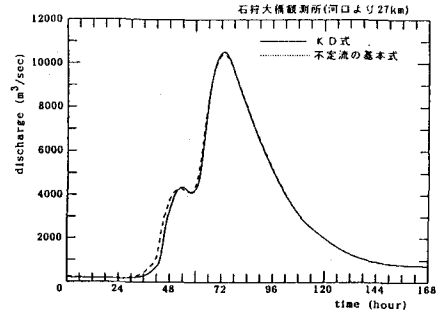


図 43 KD式と不定流の基本式のハイドログラフの比較

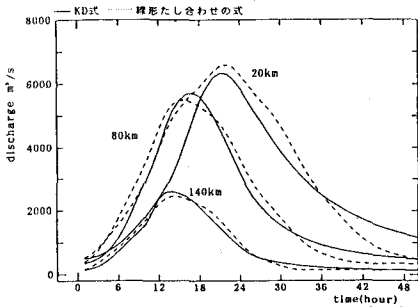


図 44 KD式と線形たし合わせの式の比較
図中の数字は河口からの距離を表す

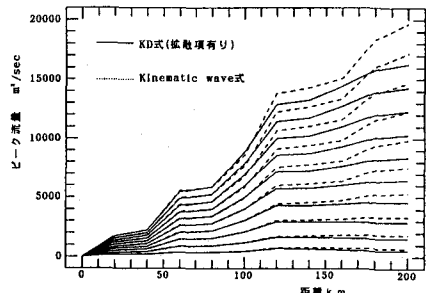


図 45 ピーク流量の流下方向の変化
横流入のピーク流量を変えたパターン

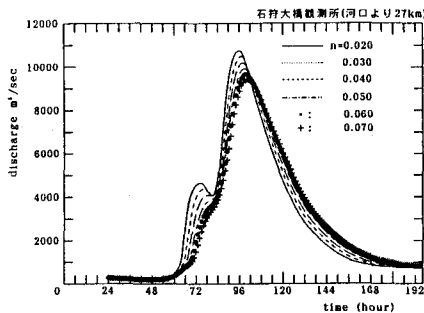


図 46 粗度係数の違いによるハイドログラフの比較
横流入あり

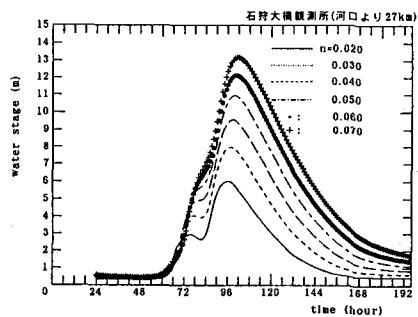


図 47 粗度係数の違いによるハイドログラフの比較
横流入あり

$$\tau_i = \varepsilon \tau_{i-1} \quad \tau_i = \frac{L_i}{v_i} \quad \bar{A}_i = \varepsilon^{i(i-1)} \bar{A}_1$$

$$A \propto L^2 \quad (7.5) \quad \prod_{i=1}^n \bar{A}_i(\tau_i) = \frac{\varepsilon^{nn}}{\varepsilon^n - 1} \bar{A}_1^n(\tau) \quad (7.7)$$

$$A_i(\tau_i) = \varepsilon^i A_{i-1}(\tau_{i-1}) \quad q_n(t) = \int_0^t \int_0^{1-\varepsilon^{n-1}n} \dots \int_0^{1-\varepsilon^{n-1}(n-1)n} q_0 \left(t - \frac{\varepsilon^{n-1}}{\varepsilon-1} \tau \right) \varepsilon^{n(n-1)/2} \left(\frac{\bar{A}_1(\tau_1)}{\bar{A}_1} d\tau_1 \right)^{n-1} \quad (7.8)$$

$$A_i(\tau_i) = \varepsilon^{i(i-1)} A_1(\tau_1) \quad (7.6) \quad Q_n(t) = \bar{A}_n q_n(t) = \varepsilon^{n(n-1)} \bar{A}_1 q_n(t) \quad (7.9)$$

以上のことから、流域スケールが小から大に移るにつれて、流出高は ε 倍ずつ大きくなり、任意の流域スケールにおける洪水流出の表現は(7.9)式によって与えられる。ここで式(7.6)より代表最小流域 A_1 として 10km^2 をとり、 ε としては5程度の値をとると $i=2$ すなわち代表最小単位流域の次のスケールは $\varepsilon^{i(i-1)} = 5^{1 \cdot 2} = 5 \cdot 4$ となり、 $10\text{km}^2 \cdot 5 \cdot 4 = 54\text{km}^2$ となる。ところでこのような流出表現は基本的には小流域からの流出量の線形和であるため、前節で示したように流域面積として約5000 km^2 以内の流出解析に限られる。それより大きい流域面積にはKD式や不定流の基礎式そのものを使わなければならない。

なお上記の流出表現の現実の流出解析への応用例としては文献(54)を挙げておく。

8. レーダー雨量計を用いた洪水の予測手法

ここでは時々刻々入るレーダー情報を基にこれを洪水流出のインプットデータとする洪水流出の予測手法を述べる。なおここで検証に用いている流域はダム流域(北海道、大夕張ダム流域、430 km^2)である。まず代表単位流域の分割基準であるが、ここではレーダーメッシュとほぼ同程度の5-15 km^2 の流域面積になるように5万分の1地形図から49の小流域に分割した。なおこの流域分割にはデジタルマップを利用した自動分割の方法が考えられるがここでは手作業で行っている。図11は上記の方法で求めた流域分割を示しており、図48はこのときの流域末端(大夕張ダム地点)からの各小流域の集中面積図である。このようにして得られた小流域に対して最も近いレーダーメッシュ要素からの降雨強度をインプットとするいわゆる小流域における降雨流出解析を行う。この方法には従来いくつかの方法が提案されているが、ここでは計算の比較的簡単な3段のタンクモデルを採用する。なお係数には小葉竹の推奨する値を用いる。図49はこのときの小葉竹のタンクモデルである。レーダー情報とこのモデルを用いて各小流域での流出計算をしておく。つぎにこれを次式に示す移流分散方程式の上流端流量として用い、河道部分における洪水波の伝搬計算をする。

$$Q(x, t) = \sum_i \int_0^t Q_{i0}(t-\tau) h(\xi_i, \tau) d\tau \quad (8.1)$$

$$h(\xi_i, \tau) = \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \frac{\xi_i}{\tau^{1.5}} \exp \left[\frac{1}{2K} \left(C\xi_i - \frac{C^2\tau}{2} - \frac{4\xi_i^2}{4\tau} \right) \right] \quad (8.2)$$

もちろんここにより精度の高い不定流計算をしてもいいし、kinematic wave 式を適用する事もできる。この様にして大流域末端でのその小流域からの寄与流量を計算する。これを図48に示す集中面積分だけ掛け合わせ、最後に全小流域分だけ足し合わせる。図50はこのときの結果であるが比較的良好な結果となっている。図中流域全体に対して一つの降雨情報を与えた場合も示しているが、本手法のように降雨情報をレー

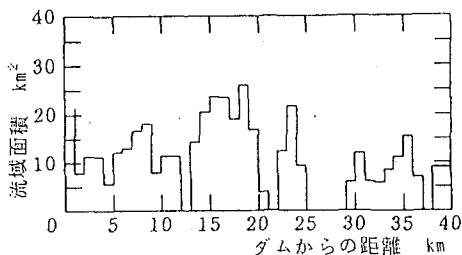


図48 大夕張ダム流域の集中面積図

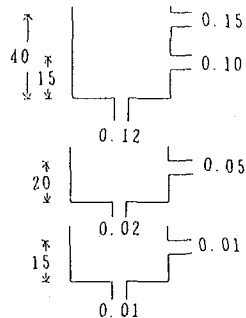


図49 大夕張ダム流域のタンクモデル

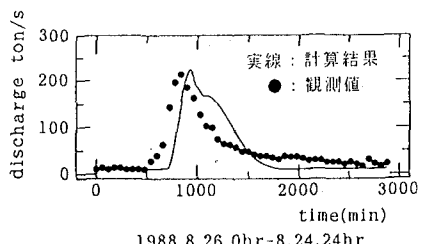


図50(a) レーダ雨量計を入力データとして計算した大夕張ダム地点のハイドログラフ(1)

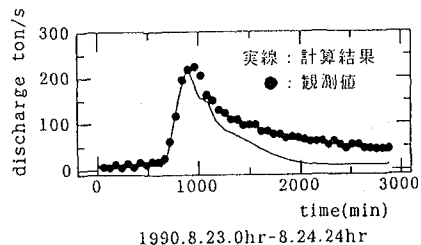


図50(b) レーダ雨量計を入力データとして計算した大夕張ダム地点のハイドログラフ(2)

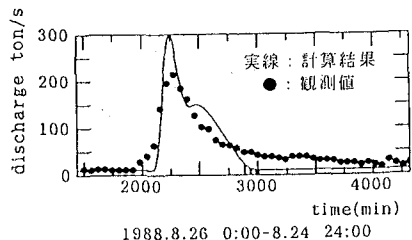


図50(c) 雨量データが1地点のみで計算した大夕張ダム地点のハイドログラフ

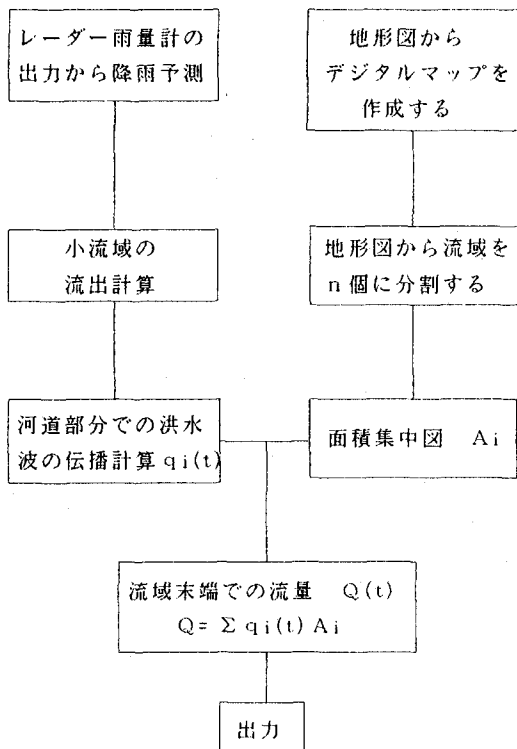


図51 本研究で用いた降雨流出予測計算手法のフローチャート

ダーから与えた分布情報の方が精度は良くなっている。図51はこのときの著者らの計算方法のフローチャートである。

参考文献

- 1) 日野幹雄、太田猛彦、砂田憲吾、渡辺邦夫共著：洪水の数値予報、pp. 205-216、森北出版
- 2) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T.: Investigation of rainfall by field observations and a physically based model, Proceedings of Pacific International Seminar on Water Resources Systems, Hokkaido, Tomamu, pp. 385-403, 1989.
- 3) 中津川誠、山田正：流域スケールの降雨特性の研究(その1～4)-山地流域における気流と降雨のシミュレーション、開発土木研究所月報、No. 445～448, pp. 6～9、1990.
- 4) 山田正、茂木正：雪と氷晶を考慮した降雨の1次元数値計算、土木学会北海道支部論文報告集第47号、pp. 431-436、1991.
- 5) 山田正、茂木正、亀田祐二：山地流域における降雨の分布特性と降雨の数値シミュレーション、水工学論文集第35巻、pp. 243-250、1991.
- 16) 山田正、茂木正、中津川誠：雪と氷晶を考慮した降雨場の数値シミュレーション、土木学会北海道支部論文報告集第48号、pp. 521～526、1992.
- 17) 山田正：小流域における洪水流出機構に関する研究、学位論文、1981.
- 18) 嶋田啓一・山田正・藤田睦博：降雨流出におけるランピングスケールの効果に関する研究、第33回水理講演会論文集、1989.
- 19) 館谷清・山田正：小流域からの流出の合成に基づく大流域の流出特性の形成に関する研究、水文・水資源学会研究発表会要旨集、1989.
- 20) 山田正・中津川誠・内藤修・水島徹治：流域スケールの風の場と降雨シミュレーション、第33回水理講演会概要集、pp. 109～114、1989.
- 21) 山田正・藤田睦博・茂木正・中津川誠：山地流域における降雨観測と降雨の特性について、水工学論文集第34巻、pp. 85～90、1990.
- 22) 中津川誠・竹本成行・山田正・茂木正：流域スケールの降雨特性の研究(その1～4)、開発土木研究所月報、NO. 1～4、1990.
- 23) 山田正・茂木正・亀田祐二：山地流域における降雨の分布特性と降雨の数値シミュレーション、水工学論文集、第35巻、1991.
- 24) 山田正・茂木正・亀田祐二：山地流域における降雨の特性と風の場の数値計算、土木学会北海道支部論文報告集、1991.
- 25) 山田正・豊田康嗣：洪水流出の基本的特性とハイドログラフの形成過程に関する研究、土木学会北海道支部論文報告集、1990.
- 26) 山田正・豊田康嗣：洪水流出とハイドログラフの基本的特性に関する研究、土木学会第45回年次学術講演会概要集(2)、1990.
- 27) 山田正・豊田康嗣：洪水におけるハイドログラフの特性とその形成過程に関する研究、土木学会水工学論文集、第35巻、1991.
- 28) 山田正・豊田康嗣：河川洪水のハイドログラフの特性とその計算手法に関する研究、土木学会北海道支部論文報告集、1991.
- 29) 品川守・山田正・豊田康嗣：石狩川の明治37年洪水における岡崎文吉の洪水量算定とその評価について、土木学会土木史研究第11号、1991.

- 30)品川守・山田正・豊田康嗣：治水対策に伴う流出ハイドログラフに関する研究、土木学会第46回年次学術講演会概要集(2), 1991.
- 31)山田正・豊田康嗣・藤田陸博・道口敏幸：山地流域における地上観測降雨量とレーダ雨量情報を用いた流出解析、土木学会北海道支部論文報告集, 1992.
- 32)茂木 正：山地流域における降雨の分布特性と降雨現象に関する基礎的研究、北海道大学土木工学科平成元年度卒業論文、1991.
- 33)Steven A. R. and Hobbs, P. V. :The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones, VIII:A Model for the "Seeder-Feeder" Process in Warm Frontal Rainbands, 40, pp. 1185~1206, J. Atmos. Sci., 1983.
- 34)Kessler. E :Models of microphysical parameters and processes, Meteorological Monographs, No. 10, pp. 26~31, 1969.
- 35)Herzogh, P. H., and P. V. Hobbs: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones, II:Warm Frontal Clouds, J. Atmos. Sci., 37, 597-611, 1980.
- 36)Cheng, C. P. :Numerical Simulation of the Dynamics, Cloud microphysics and Radar echo structure of Tropical and Midlatitude Convection, Ph. D. thesis, University of Washington, pp. 1981.
- 37)Fletcher, N. H. :The Physics of Rainclouds. Cambridge University Press, 1962.
- 38)Lowe, P. R., and J. M. Ficke:Tech. Paper No. 4-74, Environmental Prediction Res. Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, 1974.
- 39)Pruppacher, H. R., and J. D. Klett:Microphysics of Clouds and Precipitation, D. Reidel, 1978.
- 40)小倉義光著：一般気象学、東京大学出版会
- 41)小倉義光著：気象力学通論、東京大学出版会
- 42)浅井富雄著：大気対流の科学、東京堂出版
- 43)谷昭彦・西村豊・中津川誠：3次元ドップラーレーダによる降雨観測、土木学会北海道支部論文報告集, pp. 539~544, 1992.
- 44)(財)河川情報センター：河川情報研究所報告第4号別冊-1, レーダー雨量情報を利用した洪水流出予測に関する研究, 1990.
- 45)小葉竹重機：河川流域における洪水の形成過程に関する研究、学位論文, 1979.
- 46)小葉竹重機・石原安雄：タンクモデルおよび集中面積図を利用した洪水流出モデルの総合化、土木学会論文報告集第337号, pp. 129~135, 1983.
- 47)吉野文雄・水野雅光・井川貴史：レーダー雨量計から見た時空間分布特性について、第32回水理講演会論文集, pp. 1~6, 1988.
- 48)上林好之・山口高志・山本晃一：レーダ定数(B , β)の同定手法の提案、土木学会論文集、第399号/II-10, pp. 121~130, 1988.
- 49)小林明・小笠原智宏・松崎実・山口高志・大塚俊匡：レーダ雨量の時間外挿キャリブレーション手法の検討、第33回水理講演会論文集, pp. 97~102, 1989.
- 50)高埴琢馬・宝馨・三谷裕次郎：洪水予測精度向上のためのレーダ雨量の逐次補正について、第33回水理講演会論文集, pp. 103~108, 1989.
- 51)沖大幹：地形と風向とを考慮した降雨空間分布に関する研究、修士論文, 1989.
- 52)理科年表：丸善, pp. 666-667, 1991.
- 53)Kalinin, G. P. : Global Hydrology, Israel Program for Scientific Translation, 1971.
- 54)北海道開発局編：石狩川治水の曙光—岡崎文吉の足跡—, 1990.