

エアロゾルの存在を考慮した降雨モデルの実地形への適用

中央大学大学院 学生員 黒田 正寿 萬矢 敦啓 建設省土木研究所 正 員 松浦 直
中央大学理工学部 正 員 池永 均 山田 正 東京都水道局 正 員 小作 好明

1. はじめに 著者らは大気中のエアロゾルの存在を考慮した降雨モデルを構築し、その計算結果と長大立坑を用いた雲物理実験の観測結果と比較することにより本モデルの妥当性を示してきた。^{1), 2)} また、著者らはこれまでに全国各地で降雨量観測を行っており、観測した降雨の解析から、降雨時の大気状態によって降雨量分布に違いが生じることを示してきた。本研究は実際の山地地形に本モデルを適用して数値計算を行い、計算結果と観測した降雨量を比較して本モデルの妥当性を検証するとともに、降雨時の大気状態が山地における降雨量に与える影響を確認するものである。

2. 降雨観測 著者らは鈴鹿山脈にある御在所山(三重・滋賀県)に転倒桁型雨量計を設置して降雨量観測を行っている。御在所山の鳥瞰図を図1に示す。標高1212mの御在所山を含む鈴鹿山脈は南北に連なっており、山脈の横断方向に雨量計を設置した。本研究では観測した降雨のうち1995年6月11日から15日に発生した1降雨について解析を行った。図2に解析した降雨の降雨量分布を示す。降雨量は山頂の西側で多いことがわかる。解析に用いた高層の風向風速、湿度のデータは気象庁の潮岬における高層気象観測データである。図3に降雨時における潮岬上空の風向風速、湿度の鉛直分布を示す。風向は東から南であり海側から流入する風である。風速は地上～約2000mで15～20m/sであり、3000m付近の風速より大きいことがわかる。湿度の鉛直分布は地上～約2000mと6500m付近に高湿度域が存在するとき(○印)と、地上から高層まで高湿度だが2000～3000mに低湿度域が存在するとき(●印)があることがわかる。

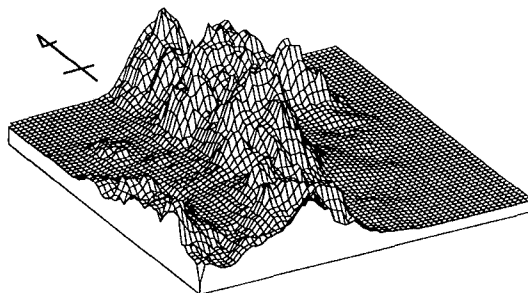


図1 御在所山の鳥瞰図

3. 降雨モデルの概要 著者らは代表的な降雨モデルの一つであるSteven-Hobbsモデル³⁾に、エアロゾルの存在を考慮したバルクパラメータを導入した降雨モデルを提案してきた。表1に溶質効果と曲率効果を含む本モデルにおける雲水の凝結・蒸発(PCOND)項を示す。

表2に計算条件を示す。計算領域に流入する大気は東風とし、流入する湿度の鉛直分布を変化させて、Steven-Hobbsモデル(計算条件①)と本モデル(計算条件②)により計算を行った。

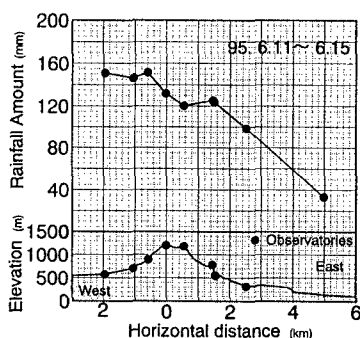


図2 降雨量の水平分布

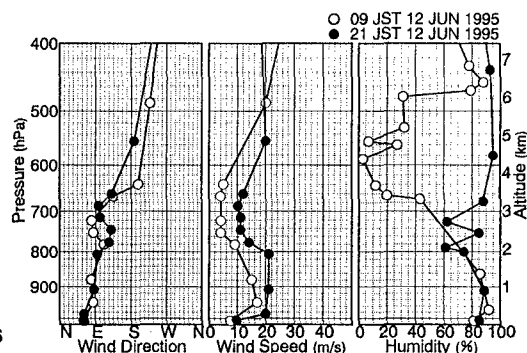


図3 潮岬における風向、風速、湿度の鉛直分布

キーワード：エアロゾル、雲物理、地形性降雨、流入大気、降雨強度分布

連絡先：東京都文京区春日1-13-27 中央大学理工学部土木工学科 (Tel. 03-3817-1805)

次に本モデルにより、Junge(1963)および著者が示したエアロゾルの粒径分布を用いて、エアロゾルの個数および粒径を変化させて計算を行った(計算条件③)。

4. 計算結果 図4、図5はSteven-Hobbsモデルおよび本モデルによる計算結果と観測した降雨強度の水平分布を示している。図4、図5から両モデルとも流入する大気湿度を地上から上空まで100%にするよりも、流入大気に低湿度域がある方が降雨強度が大きくなることわかる。また、Steven-Hobbsモデルよりも本モデルの方が降雨強度が大きくなり、降雨強度の水平分布も観測値により近いことがわかる。図6はエアロゾルの個数と粒径を変化させて、本モデルにより計算した結果を示している。図6からエアロゾルの粒径が小さく個数が多いとき、降雨強度は大きく、観測値により近いことがわかる。

5. まとめ (1)Steven-Hobbsモデルと本モデル

の計算において、境界条件に実際の流入大気湿度に近い値を用いると、計算結果の降雨強度分布形状は観測した降雨強度分布形状と一致した。(2)Steven-Hobbsモデルより本モデルの計算結果の方が、観測した降雨強度に近い値を示した。(3)本モデルの計算結果はエア

図4 Steven-Hobbsモデルの計算結果

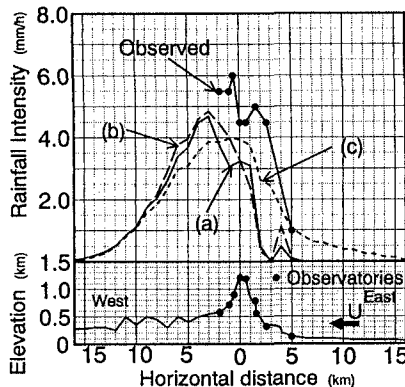


表1 本モデルの雲水の凝結・蒸発項

$$PCOND = \frac{dm}{dt} = \frac{4\pi N_0 \rho_w r^2}{rA} \left\{ \left(\frac{e}{e_0} - 1 \right) - \frac{3.6 \times 10^{-5}}{rT} + \frac{8.6M}{r^3 M_N} \right\}$$

$$r = \sqrt[3]{\frac{3m}{4\pi \rho_w N_0}} \quad A = \frac{l^2 \rho_s}{R_w T^2 a} + \frac{\rho_s R_w T}{De_0}$$

N_0 : 代表雲粒個数 (個/cm³), r : 雲粒の半径 (cm), ρ_w : 溶液(滴)の密度 (g/cm³)
 ρ_d : 乾燥大気密度 (g/cm³), T : 温度 (K), M_N : 溶質の分子量
 e : 気圧 (mb), e_0 : 温度 T (K) における平らな水面に対する飽和蒸気圧 (mb)
 M : 溶質の質量 (g), m : 雲水量 (g/cm³), l : 潜熱 (J/kg)
 ρ_s : 溶液の密度 (kg/m³), D : 空気中における水蒸気の分子拡散係数 (m²/s)
 a : 空気の温度拡散定数 (m²/s), R_w : 気体の状態定数 (J/kg/K)

表2 計算条件

計算条件	①Steven-Hobbsモデル	②本モデル	③本モデル
流入湿度	0-3000m:100%	0-3000m:100%	0-3000m:100%
鉛直分布	(a) 3000-5000m: 80%	(a) 3000-5000m: 80%	3000-5000m: 80%
(高度:湿度)	(b) 0-3000m:100%	(b) 0-3000m:100%	
	(c) 3000-4000m: 80%	(c) 3000-4000m: 80%	
		(c) 4000-5000m:100%	
エアロゾル個数	0 num./cm ³	200000 num./cm ³	(a) 200000 num./cm ³
粒径		0.01 μm	(b) 0.01 μm
			(c) 0.025 μm
風向, 風速		東風, 5m/s	
温度		地上17℃, 上空は標準大気の減率(0.66 K/100m)で減少	

図5 本モデルの計算結果

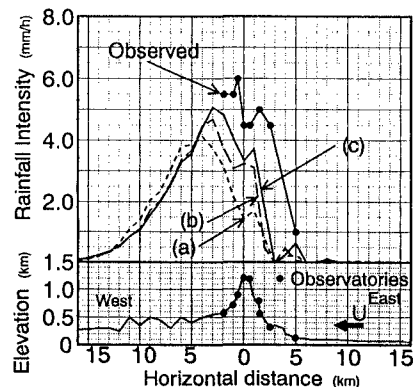


図6 本モデルの計算結果

ロゾルの粒径が小さく個数が多いとき、観測値により近くなる。

謝辞 本研究を遂行するにあたり御在所ロープウェイの協力を得た。ここに記して謝意を表す。

参考文献 1)山田 正ら:実スケールの雲物理実験とエアロゾルを考慮した雲モデルの改良, 第51回年次学術講演会講演概要集, II-395, pp. 790-791, 1996. 2)山田 正ら:大気中のエアロゾルが地形性降雨に及ぼす影響に関する研究, 土木学会論文集投稿中. 3)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. Jour. Atmos. Sci., 40, pp. 1185-1206, 1983.