

京都府

正員

○水谷 真

京都大学防災研究所

正員

中北英一

京都大学防災研究所 正員

岡田憲夫

京都大学防災研究所

正員

池淵周一

1 はじめに 降水に影響を及ぼす要因の中で地表面の状況は大きなものであると考えられ、地表面の状態と発生する降水状態の相互関係が記述し得るならば、地表面と降水の長期的スケールのフィードバック機構の解明の1ステップになると考えられる。

足立ら¹⁾は、中北ら²⁾をベースに、モデル内に各種改良を加え、数値計算の精度を高め、計算の長時間化を実現したが、中北ら²⁾において試みられた、積雲の1次元モデルを3次元メソβ大気モデルに結合する手法の確立には至っていない。本研究では、この中北ら¹⁾をベースに、積雲モデルを組み込み、メソβスケールの大気場の中で積雲対流が発生することによる大気場の乱れを考慮して、低気圧の生成から降雨に至る様子を追跡し、これらの因果関係について検討を進める。

2 用いるモデルの構成 本研究では、大気モデルとして、中北ら¹⁾のモデルを用いる。また、積雲対流のモデルは、Fritsch and Chappell³⁾の手法を用いる。これは、メソγスケールの積雲の発生によるメソβスケールの場への影響を計算するものであり、解析メッシュ内における上昇流、下降流の面積を計算し、それをもとに積雲の寿命、その間における積雲の効果によるメソβスケールの水平風速、温位、水蒸気の各変化量を求める。ここでは、これらの変化量を積雲寿命中で時間的に均等配分し、個々の積雲の発生による全体への影響を考慮し、計算を実行する。

これら2つのモデルを相互の影響を考慮する形で結合する際に、積雲雲頂高度の算定、対流を発生させる際に必要となる浮力のエネルギー、上空過冷却状態領域での氷結、自由対流高度におけるメッシュ内の上昇流面積比の算定等に検討を加え、中北ら²⁾において試みられた、積雲のモデルと大気モデルの結合を実現するとともに、大気モデルの時間ステップを検討し、計算の一層の安定化を図った。

3 シミュレーションの設定 シミュレーションは、(1) 土壌水分分布や都市における熱放出分布が降雨

分布にどのような影響を及ぼすか、(2) 上記地表面上の分布の広がりや降雨分布にどのような影響を及ぼすか、(3) 表面状態の分布が降雨に及ぼす影響と、大気の湿り具合がどのような関係にあるのか、を調べることを目的とし、近畿地方に豪雨がもたらされたときの総観スケールの場を用い、地形の存在しない400km×400kmの領域に関して、水平方向の格子点間隔を20kmとして計算を行った。鉛直方向には地表面を含めて28の格子点を取り上端は100hPa等圧面とした。

大気下層が湿潤な状態((A)とする)、大気下層がやや乾燥し、内部境界層の存在を想定した状態((B)とする)、の2つの相対湿度鉛直プロファイルを初期条件としてシミュレーションを行った(設定一覧表1)。

表1：シミュレーションの設定一覧

土壌水分分布				都市熱環境		
湿度	σ		case	湿度	σ	case
(A)	25	$\beta_{max} = 1.1/2$	(a)	(A)	25	(e)
(A)	25	分布を風上	(b)	(A)	50	(f)
(B)	25		(c)	(B)	25	(g)
(B)	50		(d)	(B)	50	(h)

第1の設定は、大気が許容するだけの水蒸気を土壌から十分に供給することが可能な領域を想定するもので、周囲に比して土壌が湿った領域が存在する場合に降水が生じるかどうかを調査する。接地境界層モデルにおける水蒸気フラックス算定は蒸発効率βを用いたモデルを採用している。ここで、β=0とは土壌水分量が0、β=1とは大気が輸送可能なだけの水蒸気が地表から蒸発するという条件にそれぞれ相当する。時刻tにおけるβを

$$\beta(x, y, t) = b(t) \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{d}{\sigma} \right)^2 \right\} \quad (1)$$

$$b(t) = \begin{cases} 1 \frac{t}{120 \text{min.}} & t < 120 \text{min.} \\ 1 & t \geq 120 \text{min.} \end{cases} \quad (2)$$

と設定することにより地表面の湿り具合を設定した。ただし、dは解析領域中心からの距離である。σは25km、50kmの2種を設定した。また、これら

とともに、 β が2時間で1/2になる設定、分布中心を風上側に移動させた設定も併せて行った。

第2の設定は都市を想定した熱放出分布で分布の中心地点を都心とし、時刻 t の地表面温位 θ_s を

$$\theta_s(x, y, t) = \theta_{sinit}(x, y) + a(t) \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{d}{\sigma}\right)^2\right\} \quad (3)$$

$$a(t) = 1[K] \frac{t}{120min.} \quad (4)$$

とした。ただし、 θ_{sinit} は温位の初期値である。初期の相対湿度、 σ の値は土壌水分分布のケースと同じものを与えた。なお、ここでは $\beta = 0$ を与えている。

4 結果と考察 地表面蒸発域より潜熱として大気に放出される水蒸気量と、大気より降水として土壌に流入する降雨量は平衡状態ではなく(図1参照)、case(a), (b)の結果に明確な差がみられないことから、

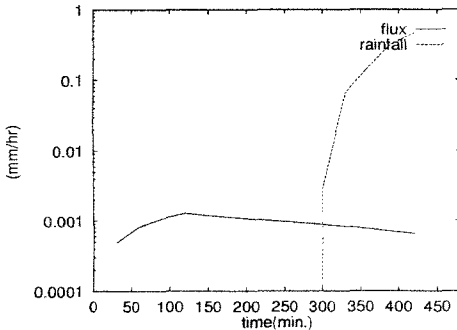


図1：水蒸気フラックスと降雨量の時系列 (case(c))

土壌水自体が降雨となる可能性は小さく、湿った大気の場合の条件において水蒸気の地表面からの流入が、飽和、凝結から潜熱の発生を通じて上昇流を引き起こす、という所見を得た。また、足立¹⁾との比較より、降水の生起の過程で発生した大気的不安定な状況は、積雲の発生により短時間で解消されること、最終的な降雨分布は、主に初期大気の状態に支配されることが示された。

また、都市熱環境の条件では、大気の状態が非常に高い相対湿度を持つ場合(case(e)), 放出された熱による浮力の発生により上昇した大気が飽和に達して雲を発生し、潜熱の発生を誘発することで降雨分布にある程度の影響を与える可能性があることがわかる(図3では図2よりも広い範囲で降雨が発生している)。

計算結果より、(1)都市および土壌水の影響により降水及び積雲が発生し得る、(2)積雲が多数発生する

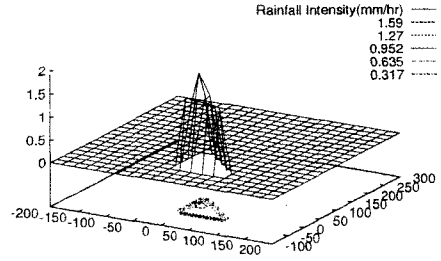


図2：case(a)の対流性降雨の分布(270分後)

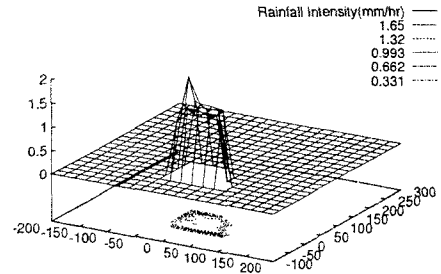


図3：case(e)の対流性降雨の分布(270分後)

領域ではメソβ低気圧も発達する、(3)積雲の発生による降雨分布は地表面条件よりむしろ大気の場合の条件に大きく影響される。しかし、大気の相対湿度が大きい場合は、地表面の影響を受けた分布となり得る、という知見が得られた。

5 おわりに 本論文のシミュレーション結果から次のことがいえる。(1)土壌水分や都市における熱放出分布は対流性降雨を生起させる要因となる、(2)土壌水分分布が降雨分布に影響を及ぼす可能性のあるスケールはcase(a)~(d)より、我が国の流域程度のスケール(400km×400kmを想定)ではなく、少なくとも数倍のスケールが必要である、(3)雲底高度が低い大気条件に限り、大阪平野や関東平野程度の空間スケールの違いにおける都市熱放出分布(case(e), (f))が降雨分布に影響を及ぼす可能性がある、これらより、降雨分布という観点からすれば、大気場というものは距離的な積分効果がない限り、地表面の状態に対して非常に安定な存在といえる。

[参考文献] 1) 足立・中北・岡田・池淵(1995):平成7年度土木学会関西支部年次学術講演会講演概要,pp.II-33-1,2
2) 中北・足立・池淵(1994):水工学論文集第38巻,pp.25-32.
3) Fritsch and Chappell(1980):*J. Atmos. Sci.* Vol.37, pp.1722-1733.