

地表面水蒸気フラックスが降雨分布に与える影響 に関する基礎的検討

Fundamental Investigation on Effects of Water Vapor Flux from
Ground Surface on Rainfall Distribution

中北英一*・足立琢也**・池淵周一*

By Eiichi Nakakita, Takuya Adachi and Shuichi Ikebuchi

As the first step for analysing the long term interaction between precipitation and soil moisture by coupling an atmospheric model and a runoff model in which soil moisture and evaporation are formulated, this study investigates effect of the water vapour flux from the ground surface into the distribution of precipitation. In this study, one-dimensional cumulus cloud model by Fritsch and Chappell and a warm rain model by Kessler are introduced into a mesoscale model developed by the authors, and the water vapour is assumed to be supplied from a certain area of the ground surface, specifying the amount of turbulent transfer at the lowest grid points.

Keywords: rainfall, evaporation, surface-atmosphere interaction, scale up

1. はじめに

水文循環モデルのスケールアップ・ダウンを図って行くためには、水文循環系を構成する個々の素過程をそれぞれ閉じた形で議論するだけでは不十分であり、系を意識した形で相互の対応するスケールの議論が必要である。すなわち、ある素過程のスケールの階層化を他の素過程の階層化に無理にあてはめて行くという発想ではなく、相互関係からみてあるべきスケールの階層化を議論して行くべきである。ここでは、水文循環系を構成する代表的な素過程である降雨と蒸発という2つを中心に地形状態の分布を通してこのような議論をまず進めて行くために、長期的にも両者の関係を解析する初歩的な段階の試みを示す。すなわち、本研究では、次ステップにおいて、別途開発されてきている土壌水分量および蒸発を考慮した流出モデルと大気モデルを結合させ、長期的な降水現象と土壌水分量との関係を解析していくことを前提に、既存の降水過程モデルと1次元積雲モデルを我々が開発してきた大気モデルに組み込み、さらに地表面の一部領域に水蒸気フラックスを導入してその地表からの流入分布が降雨分布に及ぼす影響を調査する。

2. 水蒸気フラックスおよび降水モデルを導入した大気モデルの概要

* 正会員 工博 京都大学防災研究所
(〒 611 宇治市五ヶ庄)

** 学生員 京都大学大学院

ここでは、用いたメソスケールモデルの概要を述べる。メソスケールモデルは中北・筒井・池淵・高棹¹⁾を大きく変更し精密化したものであるが、計算のための諸条件は、ここで述べられている以外の中北・筒井・池淵・高棹¹⁾と同じであるので、紙数の関係から重複する部分はこの参考文献に譲る。

2.1 基礎式

将来の山岳地域への適用をも考慮して、山岳地形を考慮するために、高度を表わす独立変数 z のかわりに $s = (z - h(x, y)) / (H(x, y, t) - h(x, y))$ をあらたに独立変数として用いた (x, y, s) 座標系上に格子点を設ける。ただし、 $h(x, y)$ は地点 (x, y) での地表の標高、 $H(x, y, t)$ は時刻 t での解析対象領域上端の高度であり、一定気圧面に相当する。基礎式としては、Pielke²⁾をもとに誘導した次のものを用いる。ここで、 ϕ' はメソスケールでの値 ϕ の総観スケールの値 ϕ_0 からの変位を表す。

連続式：

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 \omega) = -\frac{1}{H-h} \frac{\partial H}{\partial t} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 s) - \frac{\rho_0}{H-h} \left\{ u \frac{\partial(H-h)}{\partial x} + v \frac{\partial(H-h)}{\partial y} \right\}, \quad (1)$$

東西方向の運動方程式：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial x} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial x} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial x} + f(v - v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K_m \frac{\partial u}{\partial s}), \quad (2)$$

南北方向の運動方程式：

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial s} - \theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial y} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial y} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial y} - f(u - u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K_m \frac{\partial v}{\partial s}), \quad (3)$$

静力学的釣合式：

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{\theta'}{\theta_0^2} g (H - h), \quad (4)$$

熱力学的方程式：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{L}{\pi} (P_1 - P_4) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial s}), \quad (5)$$

水蒸気の保存式：

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = -P_1 + P_4 + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K_q \frac{\partial m_v}{\partial s}), \quad (6)$$

雲粒の保存式：

$$\frac{\partial m_c}{\partial t} + u \frac{\partial m_c}{\partial x} + v \frac{\partial m_c}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_c}{\partial s} = P_1 - P_2 - P_3 + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K_c \frac{\partial m_c}{\partial s}) \quad (7)$$

雨滴の保存式：

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = P_2 + P_3 - P_4 + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial r}{\partial s} + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K_l \frac{\partial m_l}{\partial s}), \quad (8)$$

$$r = \frac{\rho_0}{\rho_w} W_t m_l \quad (9)$$

となる。ただし、

$$\omega = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad (10)$$

である。ここで、 u_{g0}, v_{g0} は総観場の地衡風、 (u, v, ω) は風速、 f はコリオリパラメータ、 θ は温位、 π はエクスター関数と呼ばれる無次元化された気圧で $\pi = C_p T / \theta$ で定義される。ただし、 C_p は定圧比熱、 T は気温である。 $K_m, K_\theta, K_v, K_l, K_c$ は渦拡散係数で、これらについては2.3で述べる。 m_v, m_l, m_c はそれぞれ水蒸気、水分、雲粒の混合比であり、 L は水蒸気の水に対する潜熱である。 ρ および ρ_w は大気および

水の密度、 W_i は大気に相対的な降水粒子の落下速度で下向きを正とする。したがって、 r は大気の流れに相対的な降水強度である。

また、運動方程式を解くためには、静力学的釣合式(4)を用いてエクスナー関数値の変動量 π' を積分する必要がある、この π' は風速場に大きな影響を与える。そこで、上端での π' の境界条件を定めやすいように、上端を圧力一定面とした座標系を考える。この H の時間更新式は、上端および下端において $\omega = 0$ という条件のもとに連続式(1)を積分することにより、

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0^{top}} \int_0^1 \left[\frac{\partial}{\partial x} \{ \rho_0 u (H - h) \} + \frac{\partial}{\partial y} \{ \rho_0 v (H - h) \} \right] ds \quad (11)$$

となる。ただし、添字 top は座標上端での値であることを示す。また、水平方向の格子点間隔を 9km とし、鉛直方向に 25 の格子点を設け、解析領域の上端を 200hPa 等圧面とする。上端の等圧面高度 H の側方境界条件は、南北の境界では Dirichlet 型とし、初期値を境界値とする。また、東西の境界では Neumann 型とし、 $\partial H / \partial x = 0$ とする。解析領域上端は等圧面としているので、上端の π は一定である。したがって、変位 π' は初期のエクスナー関数値と、その時点の上端での高度に対応する総観場でのエクスナー関数値との差を求めればよいことになる。時間積分は Matsuno³⁾の方法による。

2.2 降水モデル

降水モデルとしては、Kessler⁴⁾の暖かい雨に関する降水過程モデルおよび Fritsch and Chappell⁵⁾による 1 次元積雲対流モデルを導入する。ここでは、概要のみの記述に止め、詳細は参考文献に譲る。

まず、基礎式中の P_1, P_2, P_3, P_4 は暖かい雨のモデルで定義されている項で、 P_1 は水蒸気から雲粒への凝結量、 P_2 は雲粒同志の併合による雨滴への成長速度 (この過程を Auto Conversion という)、 P_3 は雨滴が雲粒を捕捉して成長する速度 (この過程を Collection という)、 P_4 は雨滴の蒸発量である。

積雲モデルは、手順が非常に複雑であるが、用いる仮定、基礎式は単純である。積雲対流は、メソスケールの空間分解能では表現しきれない現象であるが、積雲が発生した場合、ある物理量 ϕ について、メソスケールモデルでの基礎式の $d\phi/dt = \tilde{S}_\phi^M$ の右辺に、あらたな source-sink 項 $\tilde{S}_\phi^c = (\bar{\phi} - \bar{\phi}^*)/\tau_c$ を加えることになるので、詳細な現象の把握のためには無視できない。ここで、 $\bar{\phi}^*$ は対流発生以前の値、 $\bar{\phi}$ は対流発生後の値、 τ_c は対流の継続時間を表わす。Fritsch and Chappell⁵⁾による 1 次元積雲対流モデルは、メソスケールでみたときに潜在不安定な状態のメッシュ内では積雲を生じさせ、仮定した τ_c 時間内 (ここでは 30 分とした) で潜在不安定が解消されるよう 1 次元的に上昇流と下降流をエントレインメントを考慮しながら発生させ、運動量や降水量分布を含む諸変量の積雲発生による変化量を求めるものである。

2.3 サブグリッド項および地表面水蒸気フラックスについて

記述の簡単のため、ここでは鉛直方向には z 座標をとったものとして説明する。まず、メソスケールの分解能より小さなスケールで生じる平均量からの変動量 $\phi - \bar{\phi}$ を ϕ'' と表す。ここで、 $\bar{\phi}$ はメソスケールでの値であり、2.1 で示した基礎式中、何の添字もついていない独立変数は、頭につけるべき $-$ を省略してある。これら基礎式には、サブグリッドスケールの変動量 ϕ'' が陽には含まれていないが、基礎式を ϕ'' を用いてより厳密に表現すれば、(2),(3),(5),(6),(7),(8) 式の右辺最終項は $-(1/\rho_0) \partial(\rho_0 \bar{\phi}'' w'') / \partial z$ と記される。ここに示されている $\rho_0 \bar{\phi}'' w''$ は、サブグリッドスケールでの乱れによる、物理量 ϕ の鉛直方向の輸送を意味する。2.1 で示した基礎式では、これらの量を $\rho_0 \bar{\phi}'' w'' = -\rho_0 K_\phi \partial \bar{\phi} / \partial z$ によってモデル化し、基礎方程式系をメソスケールの独立変数 ϕ のみによって表現して、方程式系を閉じるようにしている。

このサブグリッド項のモデル化は、地表の粗度の影響を受けた大気サブグリッドスケールの乱れが卓越する地表付近 (境界層と呼ばれる) で非常に重要であり、素過程の研究として多くの研究がある (た

例えば Pielke²⁾). 特に、大気の成層状態が中立であるか否かによって定式化が異なり、中立でない場合は複雑な定式化が行われる。本研究では、運動量に関しては、中北・筒井・池淵・高棹¹⁾ が採用した、中立状態での最も典型的な定式化を用いることとした。

また、運動量以外の渦拡散係数は、 $K_\theta = K_v = K_l = K_c$ とするのが多くのモデルで採用されており、さらに K_m とは異なる値とするのが一般的である。しかし、その値に関しては、種々の定式化があり、また、本研究の初歩的解析の範囲ではその差異はあまり結果に影響を及ぼさないと判断し、 K_m と同じ値を用いた。中立でないサブグリッド項の定式化は、ここでは対象外とした大気の状態が逆に水蒸気フラックスに与える影響の解析には重要であるので、本研究の次ステップで導入をはかりたい。

さて、地表面からの水蒸気の流入は、上記のサブグリッドスケールの現象として表現する。すなわち、 $\rho_0 \overline{m_v'' w''}$ は、混合比の単位で表現したサブグリッドスケールの水蒸気の鉛直輸送に相当することから、水蒸気フラックスを導入する領域内の地表面でこの値を与えることによって、水蒸気フラックスの導入をはかる。具体的な計算においては、地表面 ($z_0 = 0$) より 1 つ上空の格子点 (z_1) におけるこの項の値を

$$-\frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 \overline{m_v'' w''}) \Big|_{z_1} = \frac{\rho_0 K_v \frac{\partial m_v}{\partial z} \Big|_{\frac{1}{2}(z_1+z_2)} - (-\rho_0 \overline{m_v'' w''}) \Big|_{\frac{1}{2}(z_1+z_0)}}{\frac{1}{2}(z_1+z_2) - \frac{1}{2}(z_1+z_0)} \quad (12)$$

として求める。 $-\rho_0 \overline{m_v'' w''} \Big|_{(z_1+z_0)/2}$ は、地表面からの水蒸気フラックスを混合比の単位 (無次元) に換算して、下端の境界条件として与える。すなわち、ここで地表面水蒸気フラックスを導入することになる。

3. 降雨分布の算定条件

中北・筒井・池淵・高棹¹⁾と同様、近畿地方に豪雨がもたらされた時の総観スケールの場合 (気温の鉛直分布は乾燥過程においては安定) を使い、地形の存在しない $180\text{km} \times 180\text{km}$ の領域を設定し、下層風の風上側の $90\text{km} \times 90\text{km}$ の領域に水蒸気フラックスを導入した (図-1 参照)。以下の各ケースにおいて、まず風速場を固定して計算を行ない、積雲の発生したケースについてのみ風速場の同時計算も行った。

まず、初期大気の相対湿度の鉛直分布は、(1):地表で 98%, 3000m 高度で 90%, 上端で 50% として線形内挿した分布、(2):地表と 3000m 高度で同じ 80%, 上端で 50% として線形内挿した分布、の 2 種類の設定を行なった。(1) は実際に豪雨が生じていた時の分布にほぼ相当する。また、初期条件は側方境界条件としても用いているので、(2) は移流によって計算領域に流入してくる水蒸気量が (1) より少ない場として設定したことになる。

一方、地表からの水蒸気フラックスとしては、(a):水蒸気フラックス導入域全体で 40mm/day , (b):水蒸気フラックス導入域全体で 20mm/day , (c):水蒸気フラックス導入領域の北半分 (下層風の風下側) で 20mm/day , 南半分で 40mm/day , の 3 種類を設定した。(a) は海上で生じ得る最大級の蒸発強度で、導入した積雲モデルのチェックのために積雲が生じ易いよう強い目の水蒸気フラックスを与えた場合である。したがって、(a) の場合は湿度条件の内 (1) の場合のみ計算を行なった。また (c) は、水蒸気フラックス導入領域と乾燥域の間に緩衝域として弱蒸発域を設定するのが目的である。

計算結果を (1)-(a), (1)-(c) と (1)-(a), (1)-(b), (2)-(b) に分けて、それぞれ 4., 5. で述べる。

4. 強水蒸気移流および強水蒸気フラックスでの算定結果

4.1 風速場を初期の状態で固定した場合の算定結果

50m 高度における初期風速の水平分布を図-1 に示す。縦線部、横線部ともに水蒸気フラックス導入領域である。下層風が南あるいは南南西の風となっている。まず、水蒸気フラックス導入領域に一樣に 40mm/day の水蒸気を与えた場合の、計算開始後 120 分の暖かい雨による降雨強度分布 (Kessler モデル

による雨)と積雲による降雨強度分布(1次元積雲モデルによる雨)を図-2に示す。一方、図-3には、同時刻の50m高度の水蒸気混合比、雲粒混合比、温位の水平分布を、図-4には $x=0$ 上空の高度200mまでの鉛直断面内の水蒸気混合比、雲粒混合比、雨滴混合比、温位の水平分布を示す。

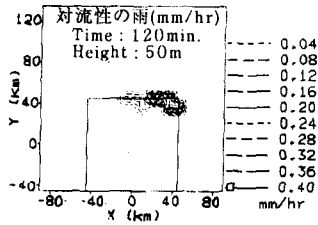
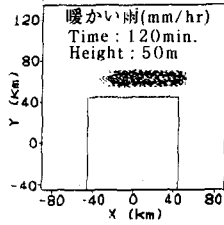
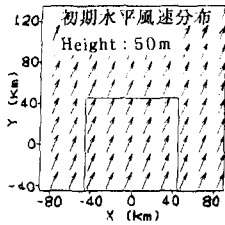


図1 50m高度における初期風速 図2 120分後の暖かい雨と対流の雨の降雨強度分布(1)-(a)

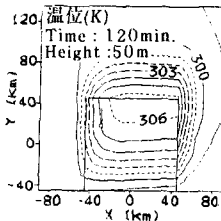
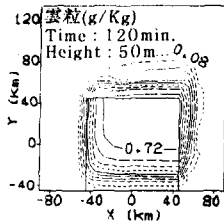
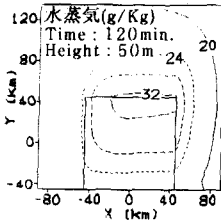


図3 水蒸気混合比、雲粒混合比、温位の水平分布(1)-(a)

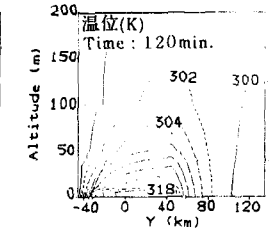
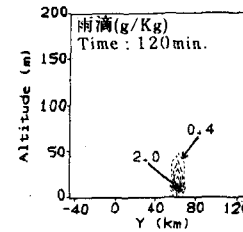
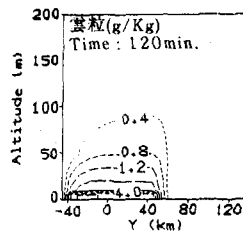
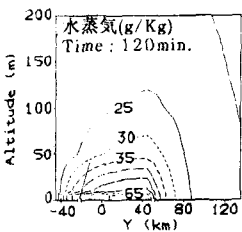


図4 水蒸気混合比、雲粒混合比、雨滴混合比、温位の鉛直断面内の分布(1)-(a)

図-2によると、暖かい雨は水蒸気フラックス導入領域の北方の領域に集中している。すなわち、図-3、図-4からも確認されるように、水蒸気供給域上空でまず雲粒が発生し、それに伴う潜熱の放出によって温位が上昇して、大気に貯えられる水蒸気量も増大する。その増大した水蒸気量、雲粒が下層風による移流のため相対的に低温域(地表面からの水蒸気の供給がないため潜熱による温位上昇が相対的に小さい領域)に運ばれ、80分後以降急激に凝結し雨滴に成長し、大きな降雨強度を示すことになった。

一方、発生した積雲(113.833分から120分までの間に12地点で発生)については、図-3、図-4に示す温位分布を用いて次のように説明できる。積雲の発生領域は、水蒸気の供給領域内北東部と、やや外に出た領域であり、ここは最も温位が高く不安定成層になっている領域である。初期の温位の鉛直分布は安定成層であったが、ほぼ飽和状態の下層大気に地表から水蒸気が補給され凝結する際に潜熱の放出によって大気が暖められ、不安定化して行った。そして、下層風の移流とも重なって、水蒸気フラックス導入域北東端で最も不安定となり、積雲が生じるに至った。ただし、積雲による降雨強度は、暖かい雨に比して2オーダーも小さく、必ずしも満足のいくものではない。これについては、積雲の雲頂高度の最大値を解析領域上端高度の1.05倍(約13000m)とした影響が小さくないと推定される。

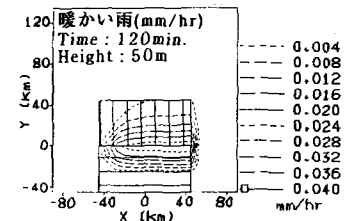


図5 弱蒸発域を設けた場合の120分後の暖かい雨の降雨強度分布

次に、図-1の縦線部(上半分)の水蒸気フラックスの強度を20mm/dayにした場合について計算を行った((1)-(c))。本例では150分までの計算では対流は発生しなかったため、この場合の暖かい雨の降雨強度分布のみを図-5に示す。前例に比べて、降雨が集中している領域は広いが降雨強度は小さい。理由は、強水蒸気フラックス域と乾燥域との間に弱水蒸気フラックス域が存在するために雲粒や温位の水平分布に強いコントラストが生じず、そのために前例のような局地的に急激な雨滴の生成が起こらなかったからであると考えられる。同じ理由から、大気的不安定度も前例よりも小さくなり、対流が発生しにくくなったと考えられる。

結果的に、この例では、北方へ移流していく水蒸気が水蒸気フラックス導入領域の外に出るまでに降らせる雨の総量は前例の約1/50であり、その結果として、水蒸気フラックスの平均強度が前例の3/4であるにもかかわらず水蒸気供給領域の外へ運ばれる水蒸気量が多くなった。

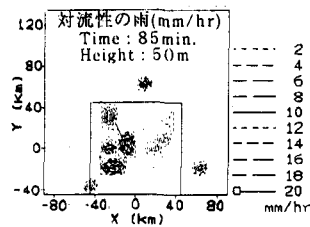
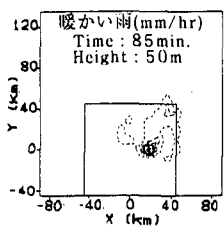
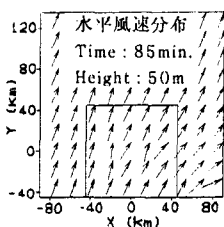


図6 85分後の水平風速分布 図7 85分後の暖かい雨と対流の雨の降雨強度分布((1)-(a))

4.2 風速場も同時算定した場合の算定結果

さて、3.1では水蒸気の凝結によって大気の流れは変化しないとしたために、水蒸気フラックス導入域北東端で最も不安定成層となりそこで積雲が発生した。そこで、大気流れも変化する場合に積雲の発生域がどう変化するかを調査することにした。一様に40mm/dayの水蒸気フラックスを導入し、風速場を固定した場合の80分後(バンド状の暖かい雨が発生する直前)の算定値を初期値として、85分までの5分間だけ計算を進めた。85分後の算定された水平風速分布を図-6に、暖かい雨および積雲による降雨強度を図-7に示す。本例では、算定した5分間に97個の対流が発生しており、暖かい雨と積雲による雨の全体に占める割合が前例((1)-(a))と比べて逆転している。本例では、水蒸気供給域で生じた温位の上昇により気圧が下がり、風速分布が収束状態となったために(メソスケールでみた)鉛直風が生じ、積雲(凝結高度における上昇流が大きいと発生しやすくモデル化されている)が発生したと推定できる。

5. 弱水蒸気フラックスでの算定結果

次に(1)-(b)および(2)-(b)の場合、すなわち、異なる2つの湿度条件のもとで一様に20mm/dayの水蒸気フラックスを導入し、風速場を固定した場合の計算結果について述べる。両者の違いは、計算領域に側方から流入してくる水蒸気フラックスが異なる点にある。図-8、図-9に98%の場合((1)-(b))、図-10、図-11に80%の場合((2)-(b))について、それぞれ図-3、図-4と同様120分後の50m高度の水蒸気混合比、雲粒混合比、温位の水平分布、および鉛直断面内の水蒸気混合比、雲粒混合比、雨滴混合比、温位の水平分布を示す。両例とも積雲は発生しなかった。

両者共通して4.1の結果と異なるのは、降雨強度としては殆どゼロに対応するようなかなり小さな雨滴混合比しか算定されていない点である。ただし、さらに計算を進めて行けばやがては暖かい雨が生じる可能性はある。一方、(1)-(b)と(2)-(b)の大きな違いとして、各物理量は(1)-(b)の方が相対的に小さくなっているというすぐに予想のつく点以外に、雲粒混合比、雨滴混合比、温位の各々の分布形態の相違がある。(1)-(b)の場合は(1)-(a)に対応する図-3、図-4と比較して、雨滴混合比の分布以外は分布形

態が同じである。ただし、この雨滴混合比の分布も、(1)-(a) の計算例で急激に暖かい雨が集中的にバンド状に生じた 80 分の以前の分布 (図には示していない) と形態としては同じである。さらに計算を進めて行けば、やがては暖かい雨が生じる可能性があると前述したのはこのことによる。ところが、側方からの流入水蒸気量の小さい (2)-(b) の場合、雲粒混合比、温位が風上側で相対的に大きく、逆に雨滴混合比は風下側で相対的に大きくなっている。これが、(1)-(b) と (2)-(b) の算定結果の大きな相違点である。

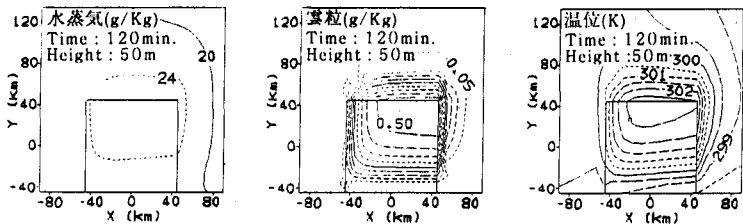


図8 水蒸気混合比、雲粒混合比、温位の水平分布((1)-(b))

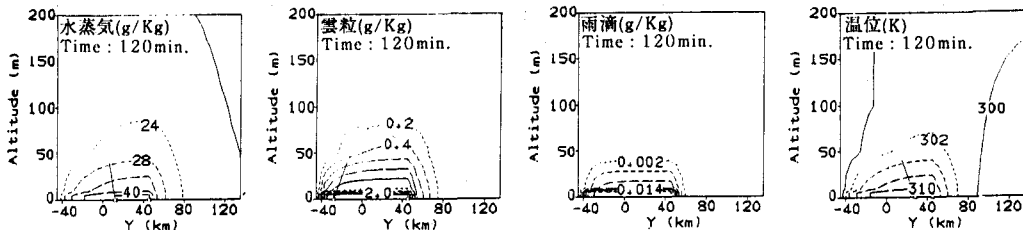


図9 水蒸気混合比、雲粒混合比、雨滴混合比、温位の鉛直断面内の分布((1)-(b))

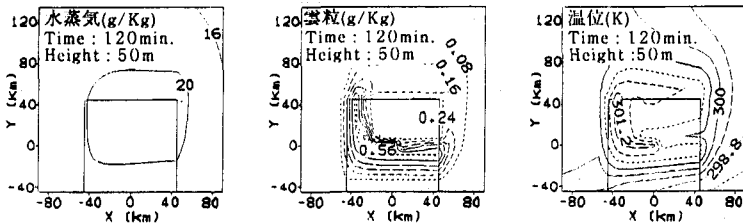


図10 水蒸気混合比、雲粒混合比、温位の水平分布((2)-(b))

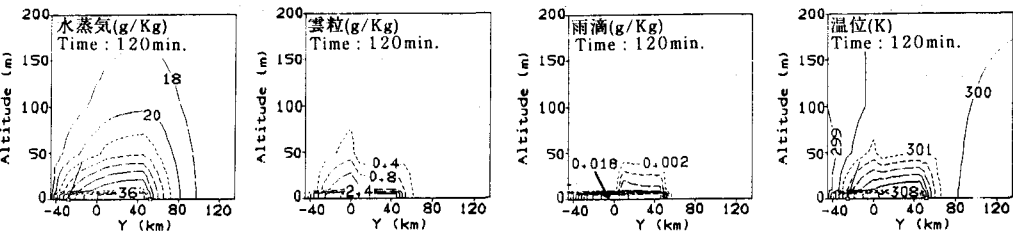


図11 水蒸気混合比、雲粒混合比、雨滴混合比、温位の鉛直断面内の分布((2)-(b))

最後に、この違いの生じた理由を考察する。(1)-(b) の場合は、(1)-(a) と同様に側方から飽和に近い水蒸気が流入してくるので、地表面から流入する水蒸気フラックスが (1)-(a) の場合の半分であったとしても、水蒸気フラックス導入域上空全体で雲を発生させ維持させるに十分なフラックス量である。ところが、(2)-(b) の場合は 80% の相対湿度しかない水蒸気が側方から流入してくるため、たとえ風上側では雲を発生させるに十分な水蒸気が地表から供給されても、風下側まで全体的に雲を発生し維持するだけの水蒸気が供給されていない。風上側での雲の生成によって水蒸気が消費されてしまうからである。した

がって、風上側と風下側の雲の生成量にコントラストが生じ、それが潜熱の放出の多寡を通して温位の分布にもコントラストを生じさせる。そしてそのコントラストが(1)-(a)の場合と同様に雨滴への成長を促すことになる。ただし、時間がさらに経過すれば風上側の雲粒混合比の増大も頭打ちとなり、その結果として風上側で地表から流入する水蒸気が風下に移流される量が増大すれば、風下側で雲粒が増大して行く可能性もある。図には示さないが、確かに(2)-(b)の計算例の180分後の結果によれば、雲粒混合比や温位が風上側で相対的に大きかった領域が、風下側に広がって行き、分布が平坦化されてきている。ただし、地表からの水蒸気フラックスや側方からの水蒸気フラックスの大きさの兼ね合いで、平坦化されないままの状況も生じ得ると推定できる。

6. 結論

以上に示した雲粒や雨滴の分布は高度50m近傍で最大となっている。これは、飽和に近い状態の大気中を水蒸気が拡散によって上昇する過程で凝結することをモデルが表現した結果であり、湿潤空気がメソスケールの上昇流によって持ち上げられるという過程を通した一般的な雲の場合とは異なっている。これは、実際に豪雨が生じた際の総観場を初期条件とし、メソスケールの上昇流がまだ現われていない段階で計算を止め、そこまで生じた降水により、導入した降水モデルが良好に働くかどうかをチェックしたためである。今後は風速場との関連をふまえた降水を表現できるよう検討すべきであると考えられる。

積雲モデルに関しては、前述のメソスケールモデルの解析領域上端高度の不足という問題以外に、与えた積雲寿命および格子点が代表する領域内で積雲に伴い雨および雲が全て発生し消滅してしまうという仮定が、本研究で与えた諸条件と適合しているかどうかのチェックを含め、もう少し精密化を図る必要がある。しかし、地表面からの水蒸気フラックスが(1)潜熱の放出、(2)移流という流れ、(3)風速場の収束、という3点を通し、降雨分布の集中化をもたらす、さらには(2)(3)のどちらかが卓越するかによって暖かい雨あるいは積雲による雨のどちらに集中するかを決定づけるという重要な点を表現できた。また、強蒸発域と乾燥領域との間に弱い蒸発領域を設けることにより、降雨域が広がり、総降水量が減少し、乾燥領域に運ばれる水蒸気量が増大した。すなわち、風との同時計算の例が少なかったため境界層内だけの水循環という形にはなったものの、地表からの水蒸気フラックス量の分布如何、側方からの流入水蒸気量によって、総降水量、雨域の広がり、雨域の位置に大きな違いが生じることが表現できた。

本研究では、地表からの水蒸気フラックスが降雨分布に及ぼす影響の検討をまずの目的とした。しかし、地表からの蒸発が地表面を冷やし蒸発を抑制する方向に働いたり、逆に蒸発によって生じた雲が側方から流入してくる水蒸気を捉えて雨として地上に引きずり込み、それが土壌水分量を増大させ、結果的に蒸発量を増やすといったことは、ここで表現していない。蒸発と降雨との応答関係さらには相対的に対応する時空間スケールを明らかにして行くためには、このような地中・地表面と降雨分布との相互関係のどれがどの様な場合に卓越するかを明らかにして行く必要がある。そのために、ここで示した基礎的検討を第一ステップとして、まずは境界層でのモデルの精密化をはかり、その上で1.でも記したように、土壌水分量を考慮した流出モデルとの結合を図って行く。

参考文献

- 1) 中北・筒井・池淵・高樟(1988): 降雨分布特性の気象力学的解析, 京大防災所年報, 第31号B-3, pp.209-229.
- 2) Pielke (1984): Mesoscale Meteorological Modeling, Academic Press.
- 3) Matsuno (1966): A Finite Difference Scheme for Time Integrations of Oscillatory Equation with Second Order Accuracy and Sharp Cut-off for High Frequencies, J. Meteor. Soc. Jpn., Vol.6, pp.203-204.
- 4) Kessler (1969): On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations, Meteor. Monographs, Vol.10.
- 5) Fritsch and Chappell (1980): Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems, J. Atmos. Sci., Vol.37, pp.1722-1733.