

対流システムにおける雨滴の蒸発冷却の効果について

竹見哲也*・板野稔久**・光田 寧

*京都大学大学院理学研究科

**防衛大学校地球科学科

要 旨

メソスケールの対流システムにおける雨滴の蒸発冷却効果を、事例解析及び簡略化した数値モデルにより調べた。1993年5月5日に中国北西部の乾燥地で発達したスコールラインでは、降水がほぼゼロであった反面、その通過に伴い地上での水蒸気量が急に上昇し、気温は急に下降した。この事例より、地上観測で見られた急激な気温の下降に果たす蒸発冷却の効果を、熱力学の式から見積もった。その計算より、実際の温度下降に対する蒸発による寄与は約70%と見積もられた。次に、雨水が蒸発しながら落下するプロセスを、非常に簡略化した鉛直1次元の数値モデルにより計算した。計算は中国乾燥地を想定して行い、深く乾燥した対流混合層内を雨滴が落下していくことになる。その結果、強い雨の場合でも大気が極端に乾燥しているために、計算時間の初期においては地上に雨が到達せず、大気中で活発に雨が蒸発する。それにより空気は冷やされ重くなり、地上気圧は徐々に増加する。また、弱い雨の場合には、地上まで雨が到達するには数時間を要し、計算の初期だけを見れば蒸発冷却の効果は小さい。以上のことから、1993年5月5日のスコールラインにおいては、雲底下では激しい雨が短時間生じていたと考えられるが、大気が極端に乾燥していたためにそのほとんどが蒸発して消失し、それによって地上に冷気塊が形成された、といえる。

キーワード：シビアストーム、スコールライン、雨滴の蒸発

1. 序論

激しい気象現象を生じるメソスケールの対流システムにおいては、通常、強い上昇流・下降流を伴う。特に、下降流は降水現象と密接に関連しており、下降流中の水粒子は併合成長・蒸発・昇華などの複雑な微物理過程を経て地上に到達する。この際、降雹・ダウンバースト・集中豪雨などの災害に至る場合もあり、このような現象を予測するためには、まずその現象の形態や発生の原因となる大気の状態の基礎的な理解が不可欠である。

今まで著者らは、激しい気象現象を発生させるシビアストームの形態を理解するため、1993年5月5日に中国北西部乾燥地で発達したスコールラインの事例解析を行ってきた(竹見ら,1994; Mitsuta et

al.,1995)。このスコールラインは高速で移動しながら(約 19 m s^{-1})、中国北西部の砂漠地域の幅広い範囲に渡って、ブラックストームと呼ばれる破壊的な砂嵐を引き起こした。この災害現象の特徴として挙げられるのは、砂粒を伴ったガストフロントの通過後、同一観測点で強風が準周期的変動をしながら2時間以上も継続したこと、気温が急降下したこと、及び水蒸気量が急に増加したことである。このような気象要素の急変化は、対流システムにおける下降流中の雨滴が、地上に到達するまでにほとんどすべて蒸発して冷たい空気が形成され、さらに下降流を加速し、それが地上で発散したためと考えられる(Mitsuta et al.,1995)。

激しいメソスケールの対流システムにおいては、

雨滴の蒸発冷却の効果により、大気境界層内で冷たい空気塊 (cold pool) が形成されることが、Braham (1952) や Krumm (1954) による先駆的な研究以来、明らかにされている。この cold pool の先端 (ガストフロント) においては、その急速な進行により大気の収束を生じることで力学的な強制による上昇流が生じ、これによって新しい対流セルが発達する。この対流セルが成熟すると再び下降流が生じ、地上に cold pool を形成する (Rotunno et al., 1988; Fovell and Ogura, 1988)。このメカニズムが、対流システムの維持に寄与しており、1993 年 5 月 5 日のスコールラインの場合にも同様なメカニズムが働いていたと考えられる。

本研究では、上述のメソ対流システムで作用している物理過程のうち、雨滴の蒸発冷却の効果に注目する。この効果は、乾燥地で発達したスコールラインの維持機構の一端を担っている cold pool の形成に寄与すると考えられる。最初に、1993 年 5 月 5 日のスコールラインの事例解析から、蒸発冷却の効果を見積もる。次に、非常に簡略化した鉛直 1 次元モデルを用いて、雨滴が蒸発しつつ落下していく際の大気状態の変化について議論する。

2. 1993 年 5 月 5 日の中国乾燥地におけるスコールラインの事例解析

Fig.1 は、本事例であるスコールラインが発生・発達した地域を示す。ゴビ砂漠の南部にあたり、年降水量 100 mm 程度の砂漠地域である。この地域の南には、5000 m 級の山々が連なる Qilian 山脈があり、チベット高原の北東に位置する。太い線は 3 時間毎のガストフロントの等時線を示している。このスコールラインに伴い、激しい砂嵐が発生した (竹見ら, 1994)。

Fig.2 は、GMS-4 による赤外面像であり、19:30 BST (BST = UTC + 8; 中国標準時) におけるスコールラインを示す。このスコールラインは寒冷前線の前面に発達したブリ・フロンタルなものであることは、前回の報告で述べた通りである (竹見ら, 1994)。このスコールラインの通過に伴い、地上では急激な気象変化が観測された (竹見ら, 1994 の Fig.8; Mitsuta et al., 1995 の Fig.9)。ここでは後の計算のために、Minqin における温位 θ と水蒸気混合比 q_v の時系列を示す (Fig.3)。この時系列は、当該時刻前の 2 時間の平均値からの偏差として表している。ガストフロントの通過に伴い、 θ が急降下し、 q_v が急上昇していることが明瞭に表されている。

このスコールラインについて、Fig.1 に示す AB の線に沿った鉛直断面図を示す (Fig.4)。これは、20:00 BST における高層観測のデータより作成したもの

であり、成熟期のスコールラインの状態を示している。コンターは相当温位 θ_e を示し、ハッチのついた領域は相対湿度を表し、濃さによりそれぞれ 50-60 %、60 % 以上の領域に対応している。ベクトルは、スコールラインの運動方向に平行な方向の風速成分を示す。Fig.4 により、Yinchuan (YCH) の西側に θ_e の強い水平勾配が存在するのがわかる。これはガストフロントに対応するものであり、この後面には低温 θ_e の空気塊 (cold pool) が存在する。この上の対流圏中・上層には高い相対湿度の領域がある。人工衛星の画像から判断すると、この領域は雲域に相当する。一方、cold pool の領域の相対湿度は 50 % 以下で、低い値となっている。しかし、地上の時系列が示すように、ガストフロントの通過後は q_v が上昇しており、それに応じて相対湿度も上昇している。この水蒸気量の上昇が生じたのは、雨滴を伴った下降流が乾燥した境界層を通り抜けていく際に、その雨滴が蒸発してしまったことによる、と考えられる。事実、スコールラインの通過に伴う降水は、ほぼゼロであった。

ここで、雨滴の蒸発により下降する気温の大きさを見積もってみる。計算には、次のような熱力学の式を用いる。すなわち、

$$C_p \frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{1}{T} \frac{dQ}{dt} \quad (1)$$

ここで、 C_p は乾燥空気の熱容量、 θ は温位、 T は気温、 Q は非断熱加熱を表す。 Q が雨水の蒸発による冷却のみによると仮定すれば、

$$dQ = -L_v dq_v \quad (2)$$

である。 L_v は水の気化熱を表す。すると、式 (1) は、

$$\Delta \ln \theta = -\frac{L_v}{C_p T} \Delta q_v \quad (3)$$

と書ける。この式に、Fig.3 に示される観測データを代入し、実際の Δq_v から期待される θ の変化を計算することができる。ガストフロント通過前の 2 時間の平均は、気温 27.7 °C、水蒸気混合比 2.33 g kg⁻¹、温位 315.1 K である。通過後 16:50 BST において q_v は 4.17 g kg⁻¹ であるから、 $\Delta q_v = 1.84$ g kg⁻¹ となる。したがって、式 (3) により、 $\Delta \theta = -4.8$ K が得られる。一方、実際に観測された温位変化量は $\Delta \theta = -7.1$ K であるから、気温降下に寄与する蒸発冷却の効果は、68 % と見積もられる。

以上の計算から、このスコールラインで見られる cold pool の形成に寄与する、雨滴の蒸発冷却の効果は大きいといえる。

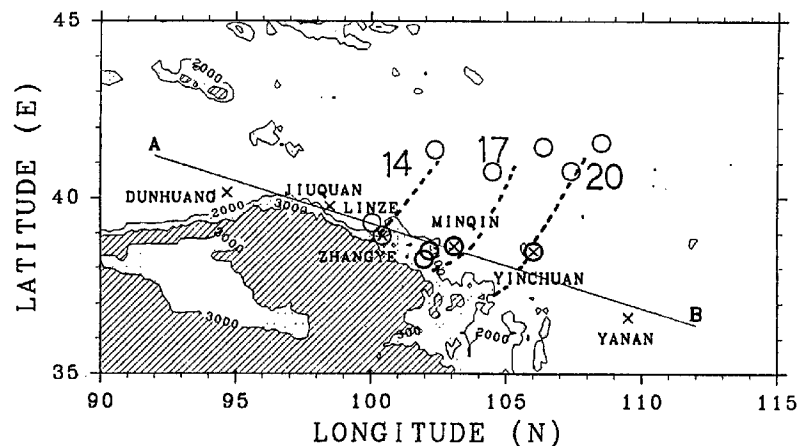


Fig. 1 The map of the arid area in the northwestern China. Stippled region represents elevation between 2000-3000 m and hatched region more than 3000 m. Routine aerological observations are plotted by crosses with their names. Dust storms are indicated by thin open circles, black storms by bold open circles. Dashed lines represent three-hourly position of the leading edge of the squall line. The line A-B represents the orientation of a cross section shown in Fig. 4.

3. 雨水の落下・蒸発を考慮した鉛直1次元モデル

3.1 鉛直1次元モデル

下降流中雨滴の蒸発については、2次元もしくは3次元の雲モデルだけでなく、鉛直1次元の数値モデルによっても研究されている。むしろ、雨滴の蒸発という物理過程に注目しやすいため、下降流の場合には鉛直1次元の計算のほうが適しているといえよう。

Syono and Takeda (1962) は、雨滴の粒径分布を初期に設定し、それぞれの粒径毎に決まる落下速度で雨滴が大気中を落下する際、蒸発により大気はどの程度冷やされるか、という数値計算をおこなった。蒸発冷却の効果のみに注目するため、彼らは鉛直方向の運動方程式を除外して考えた。その結果、サンダーstormに見られる高圧部及び気圧の急上昇は、雨滴の蒸発のみで説明できると結論した。Kamburova

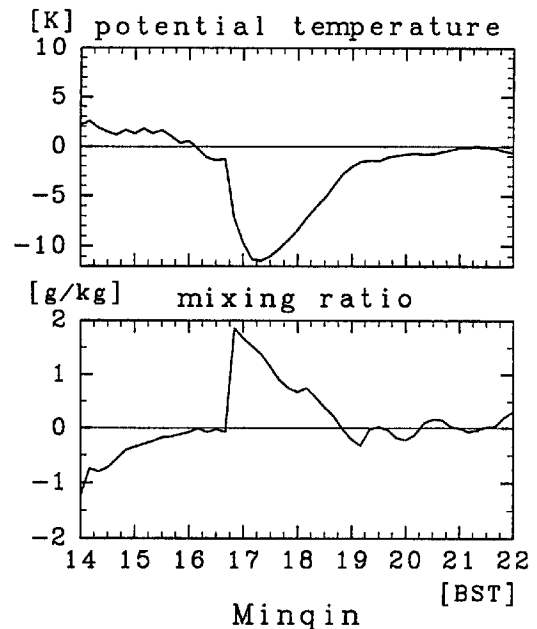


Fig. 3 Time series of the potential temperature and water vapor mixing ratio at Minqin. These time series are indicated by the anomalies of the average values over the prior 2 hours.

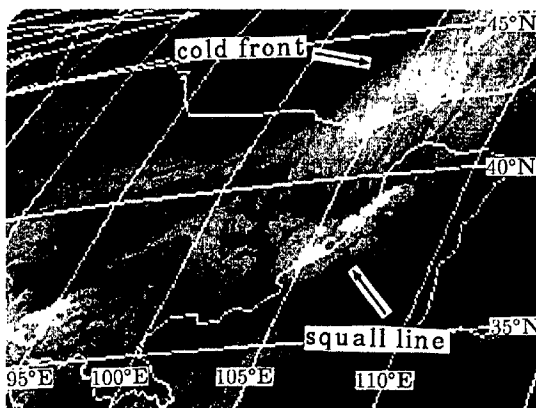


Fig. 2 The GMS-4 infrared imagery over China at 1930 BST. The squall line and the cold front are indicated by arrows.

and Ludlam (1966) は、質量保存、水の量の保存などの定常の方程式を用いて、強い下降流が生じる条件について調べた。その結果は、1) 雨滴のサイズが小さい、2) 降雨率が大い、3) 温度減率が乾燥断熱に近い、ということである。これらの条件はすべて、雨滴の蒸発を促進するため、大気を冷却することに貢献している。彼らはまた、砂漠域では対流圏中層での降水は地上に到達する前に蒸発してしまう、と

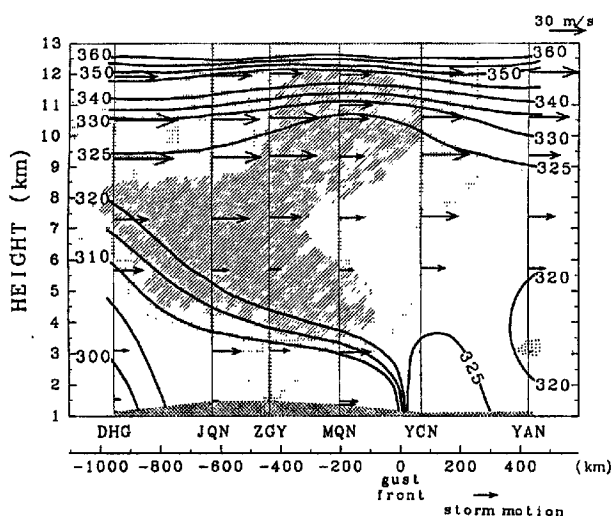


Fig. 4 Vertical cross section of the squall line at 2000 BST, oriented along the line A-B in Fig.1. Equivalent potential temperature is contoured at 5 K intervals up to 360 K. Stippled region denotes relative humidity of 50-60 %, and hatched shading of more than 60 %. Cross-hatching in the bottom represents the ground. Vectors represent winds in the vertical plane perpendicular to the squall line motion (124°). The abbreviations of the observational stations are as follows; DHG is Dunhuang, JQN Jiuquan, ZGY Zhangye, MQN Minqin, YCN Yinchuan and YAN Yanan.

いうことも推論している。Srivastava (1985) は、大気の下降運動を考慮して、下降流の時間発展を計算した。彼の研究によると、下降流が強くなるのは、1) 環境の温度減率を大きくする、2) 下降流の上端で与える雨水混合比を増加させる、3) 環境の相対湿度を増加させる、4) 雨粒子のサイズを小さくする、というときであることが示された。しかし、鉛直1次元モデルにおいて大気の運動を考えると、質量保存の式 $\partial(\rho w)/\partial z = 0$ の制約から、 ρ が大きいほど、すなわち高度が低い程、 w が小さくしなければならぬ。一方、下降流中では次々に雨が蒸発し空気が冷やされるため、下降流は徐々に加速されるべきであると考えられる。したがって、 $\partial(\rho w)/\partial z = 0$ の条件は不都合を生じてしまう。Srivastava は、そのような不都合を回避するために、周囲の大気との水平エントレインメントに相当する混合項を加えた。しかし、この混合の割合を決めるパラメータを決めるのにも問題は残る。

ここでは雨滴の蒸発という物理過程のみに注目するため、雨水が終端速度で落下しつつ蒸発して周囲の大気を冷却する、というプロセスをモデル化した。Syono and Takeda (1962) の方法と基本的には同一である。しかし、ここでは更に簡略化をおこなう。す

なわち、鉛直運動を考慮すると、上述のような質量保存の式を満足するための取扱が必要になるので、大気の運動は考慮しないことにする。また、雨滴の粒径分布を知ることが出来ないため、そのような知識を要求しないような混合比で表現したパラメタリゼーションを用いる。本研究で採用したのは、次のような Klemp and Wilhelmson (1978) によるパラメタリゼーションである;

$$E_r = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{(1 - q_v/q_{v,s}) C (\bar{\rho} q_r)^{0.525}}{2.030 \times 10^4 + 9.584 \times 10^6 / q_{v,s} \bar{\rho}} \quad (4)$$

$$C = 1.6 + 30.3922 (\bar{\rho} q_r)^{0.2046} \quad (5)$$

$$V_t = 36.34 (0.001 \bar{\rho} q_r)^{0.1364} (\rho_0 \sqrt{\rho})^{0.5} \quad (6)$$

ここで、 $q_{v,s}$ は飽和水蒸気混合比、 q_r は雨水混合比、 E_r は雨水の蒸発率、 V_t は雨水の終端落下速度である。

数値計算は、鉛直1次元の枠組で行い、モデルにおける仮定は、

- 大気の運動は考慮しない
- 水平一様に雨が降る
- 雨水・水蒸気の2種類の水物質を考慮し、雨水は V_t で落下し、水蒸気は大気中に浮遊する

以上のような仮定をすることで、解くべき方程式系は次のようになる。

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = E_r \quad (7)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho q_r V_t) - E_r \quad (8)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{L_v}{C_p} E_r \quad (9)$$

これらを、時間には前方差分、移流項には上流差分により差分化する。時間ステップは $\Delta t = 1$ s、鉛直格子間隔は $\Delta z = 10$ m とした。

モデルの初期状態は、1993年5月5日のスコールライン発達前の大気状態とする。すなわち、中国北西部乾燥地の晴天日に見られるような深い対流混合層 (Gamo et al., 1993) を想定する。大気は良く混合されているため、温度減率は乾燥断熱であり、水蒸気の混合比は一樣であると仮定する。モデル下端は地上高度とし、Fig.3に示した Minqin の高度 1368 m である。初期の地上気温は 25 °C とする。モデルの上端は、地上気塊の持ち上げ凝結高度 5468 m とし、上端における気圧は一定 (514.5 hPa) とする。初期の温度・相対湿度の鉛直プロファイルは、Fig.5 のようになる。

以上のような枠組で、モデル上端に一定の雨水混合比を与え続けることにより、雨を表現する。この雨水は、式(6)で決まる速度で落下していく。

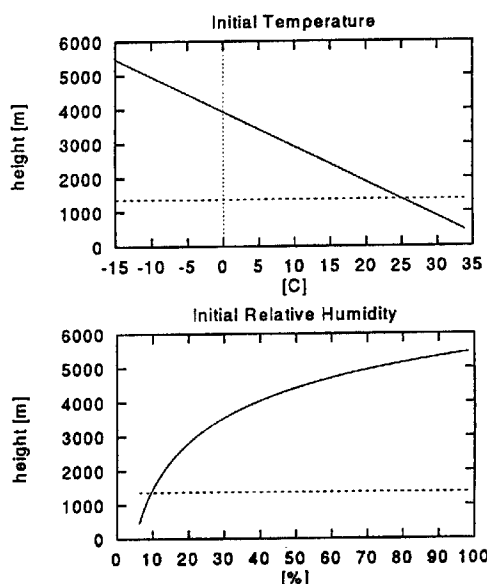


Fig. 5 Initial vertical profiles of temperature and relative humidity used by the numerical model.

3.2 計算結果

最初に、モデル上端で与える雨水混合比を 0.1 g kg^{-1} から 3.0 g kg^{-1} まで変えたときの、1800 秒後における温度変化量の鉛直プロファイルを図.6に示す。この温度変化は、Fig.5に示される初期状態から

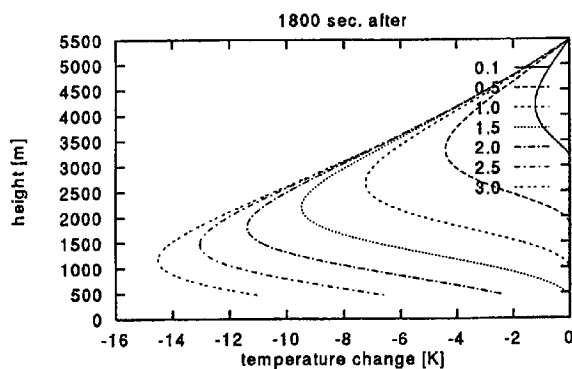


Fig. 6 Vertical profiles of temperature anomalies from the initial state at 1800 s. The numerics in the upper right corner indicate the rainwater mixing ratios subscribed at the top of the model domain.

の偏差である。この図より、モデル上端で与える雨水量が少なければ温度変化は小さくて地上には雨は到達せず、多ければ温度下降は大きくて地上雨量は多くなる、ということがわかる。Fig.7に示すのは、上端で与える雨水量を 1.5 g kg^{-1} (27.3 mm h^{-1} に相

当)にした場合の温度変化量の時間発展を追ったものである。時間が経過するにつれて大気が飽和に近く

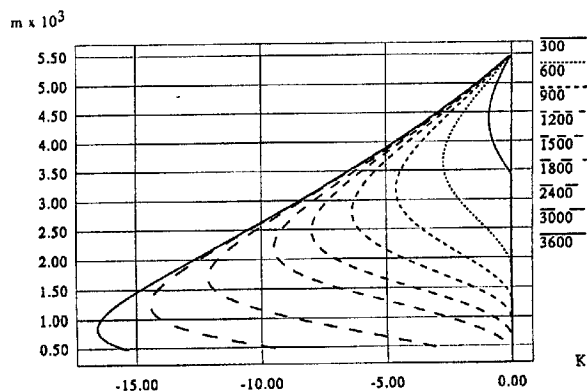


Fig. 7 Time sequences of temperature changes when the rainwater mixing ratio at the top of the model domain is 1.5 g kg^{-1} . The numerics on the right indicate the time of integration.

なり、もはや雨が蒸発することが出来なくなるために、温度下降量は頭打ちになる。この時、雨水はほとんど蒸発せずに地上に到達する。一方、時間積分の初期(900秒頃まで)においては、雨は地上に到達する前に計算領域の上部ですべて蒸発してなくなってしまふ。このことから、短時間の強い雨の場合でも、大気が十分乾燥していれば、雲底下の境界層上部で雨が蒸発し、地上での降雨は見られないことが十分ありうるといえる。この時、雨水の蒸発した量に相当する分だけ、気温が下降することになる。Fig.8は、上端で与える雨水量を 1.5 g kg^{-1} にしたときの地上高度(1368 m)における気温、気圧、積算雨量の時系列を示す。気圧は静水圧平衡の式を用いて、モデル上端から下方に空気の密度を積分することにより計算した。この図から、約900秒までは地上に雨が到達しないにもかかわらず、地上気圧が徐々に上昇しているのが分かる。気圧の上昇は、大気の密度が大きくなったことを反映しており、これは雨滴の蒸発冷却効果によって生じたものである。雨が蒸発して消失したために、地上には雨が到達しなかったのである。気圧は30分後には857 hPa、1時間後には859 hPaまで上昇している。

Fig.9に示すのは、ある高度において蒸発せずに残っている雨水量の、モデル上端で与える量に対する比である。横軸がモデル上端で与える雨水量であり、1200秒後、1800秒後、3600秒後におけるスナップショットを示している。この図からも、短時間の雨を与えた場合には強い雨のときでも、雲底下の大気

Table 1 Summary of the each experiment

雨水 混合比 g kg^{-1}	降雨率 mm h^{-1}	降雨効率 30 分間 %	降雨効率 1 時間 %	最初に地上に降雨 が生じた時間 秒	最大温度 下降量 $^{\circ}\text{C}$
0.1	1.26	0.0	0.0	23732	1.2
0.5	7.84	0.0	0.3	3059	4.3
1.0	17.23	0.8	23.2	1318	7.2
1.5	27.31	8.1	44.2	850	9.5
2.0	37.87	18.3	55.6	688	11.4
2.5	48.81	27.5	62.4	640	13.0
3.0	60.04	34.9	66.9	612	14.5
4.0	83.26	45.2	72.5	576	15.3

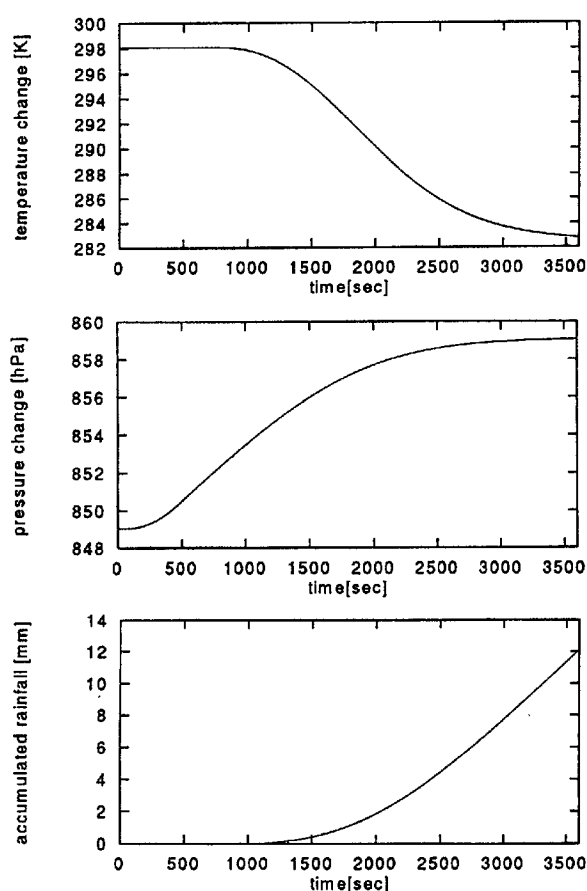


Fig. 8 Time series of temperature, pressure and accumulated rainfall at the surface level when the rainwater mixing ratio at the top of the model domain is 1.5 g kg^{-1} .

境界層上部で蒸発してしまうこと、時間が経過すると雨は蒸発せずほとんど地上に到達することが見てとれる。また、雨水量が少なければ、1 時間経過し

ても地上での降雨は生じない。Table 1に、モデル上端で与える各雨水量に対する降雨率、降雨効率、地上に雨が到達する時間、雲底下ら地上の間の最大温度下降量をまとめた。ここで、降雨効率は、モデル上端での降雨量に対する地上高度での降雨量の比として定義する。

以上の計算結果より、極端に乾燥した雲底下の大気境界層の場合、降雨は地上に到達する以前に蒸発し、境界層を強く冷却することが分かった。このような大きな蒸発率というのは、Rosenfeld and Mintz (1988) による南アフリカの半乾燥地での観測からも示される。彼らは、夏期の対流性降水セルのレーダー観測により、雲底レベルと雲底下の各レベルでの降水量を評価し、中程度の雨 (10 mm h^{-1}) の時には雲底から 1 km 下において 50% の雨が、 1.6 km 下においてはすべての雨が蒸発し、強い雨 (80 mm h^{-1}) の時には雲底から 1 km 下で 15% 、 1.6 km 下で 30% 蒸発していることを示した。本研究で用いた簡略化したモデルでも、このような乾燥地における観測結果、あるいは中国におけるスコールラインでみられる雨滴の蒸発の効果を調べることが出来た。

4. 結論

乾燥地におけるメソスケールの対流システムにおける雨滴の蒸発による冷却について調べた。1993年5月5日に中国北西部砂漠地域で発生したスコールラインの事例において、雨滴の蒸発冷却の大きさを見積もった結果、実際の温度の下降に寄与する影響は 70% 程度と大きいことが分かった。この蒸発冷却効果により cold pool が形成され、その先端がガストフロントとして進行していたのである。ガストフロントでは周囲の大気と収束を生じるために、上昇流が強制され、それが新しい対流セルへと発達する。

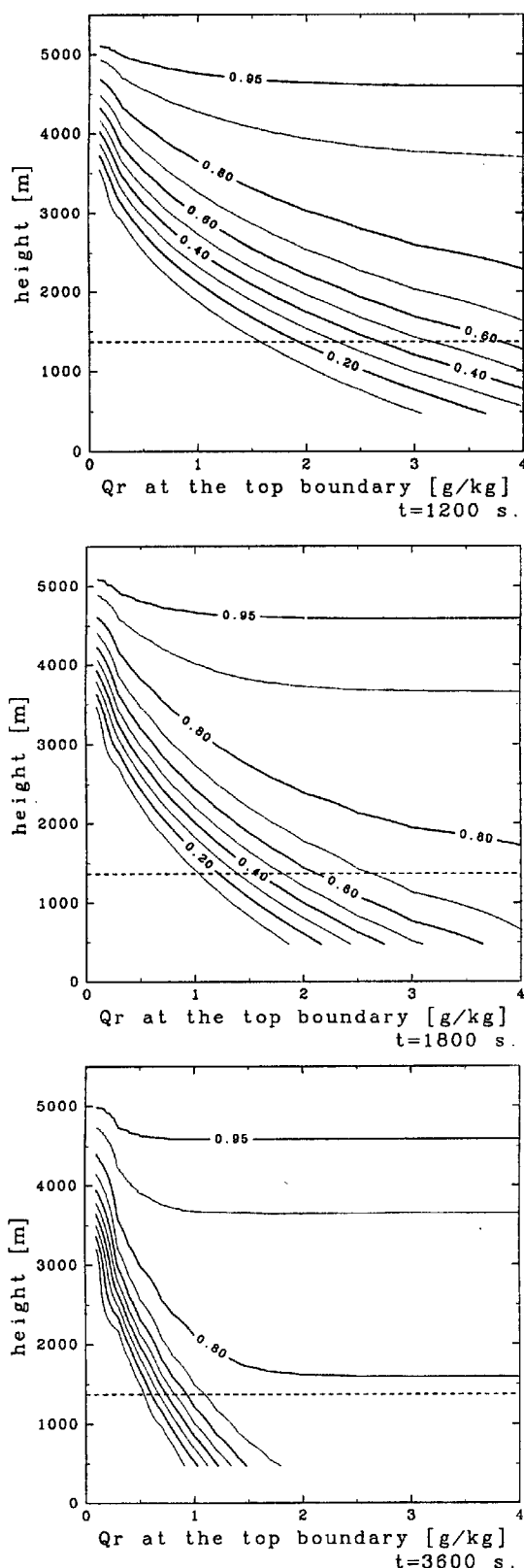


Fig. 9 Fraction of the unevaporated rainwater, which is defined as the ratio of unevaporated remaining rainwater to the prescribed rainwater at the top of the model domain.

このことにより、長続きする対流システムが維持さ

れていたと考えられる。したがって、蒸発冷却の効果は、対流システムの維持メカニズムの一翼を担っていたといえる。

雨滴の蒸発冷却の大きさやそれによる大気状態への影響を調べるため、非常に簡略化した鉛直1次元の数値モデルを用い、数値実験を行った。このモデルにより、非常に乾燥した状態の場合、強い雨でも短時間の間であれば地上高度まで雨は到達せず、大気境界層上部で蒸発してしまうことがわかった。モデル上端で与える雨水混合比が 1.5 g kg^{-1} すなわち 27.3 mm h^{-1} の時には、時間積分開始から約15分までは地上に雨が到達せず、30分後でも地上に到達する雨量はモデル上端での値の約8%にしか過ぎない。30分経過したときの計算領域内の最大温度下降量は、高度2200 mにおいて9.5 Kであった。大気が冷却されその密度は大きくなるために、地上高度における気圧は上昇する。この上昇は地上に雨が到達する時間に先行して生じる。しばしば、ガストフロントの通過に伴い、気圧の上昇が降雨に先行して生じることが北米大陸等で観測されている。本研究で行った計算は非常に簡略化したものであるが、蒸発冷却の効果は、このような気圧変化を説明する基本的な物理過程として提案できると考えられる。

本研究では、対流システムにおいて働く雨滴の蒸発冷却の効果について、事例解析、簡略化した数値モデルの両面から探った。ここではそれらによる議論を展開したが、より複雑な物理過程を考慮したうえで、雨滴の蒸発を初めとする対流システムにおける個々の素過程とそれら相互の関係については、複雑な物理過程を取り入れた数値モデルによる数値実験的な研究が必要である。今後は、オクラホマ大学で開発された領域予報モデル (Advanced Regional Prediction System; ARPS) を用いて、メソスケールの対流システムにおける各素過程とその相互作用について調べていく予定である。

謝辞

本研究を進めるにあたり、日本学術振興会特別研究員制度による科学研究費特別研究員奨励費の補助を受けた。

参考文献

- 竹見哲也・板野稔久・光田寧 (1994): 1993年5月5日中国北西部で発生した砂嵐について、京都大学防災研究所年報, 第37号B-1, pp. 9-21.
- Braham, Jr., R.R. (1952): The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thun-

- derstorm development, *Jour.Meteor.*, Vol.9, pp 227-242.
- Fovell, R.G. and Ogura, Y. (1988) : Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions, *Jour.Atmos.Sci.*, Vol.45, pp 3846-3879.
- Gamo, M., Hayashi, T., Tamagawa, I. and Mitsuta, Y. (1993) : Seasonal variation of the mixed layer characteristics in the HEIFE area, *Proceedings of International Symposium on HEIFE, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan and Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, China*, pp 316-321.
- Kamburova, P.L. and Ludlam, F.H. (1966) : Rainfall evaporation in thunderstorm downdrafts, *Quart.Jour.Roy.Meteor.Soc.*, Vol.92, pp 510-518.
- Klemp, J.B. and Wilhelmson, R.B. (1978) : The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *Jour.Atmos.Sci.*, Vol.35, pp 1070-1096.
- Krumm, W.R. (1954) : On the cause of downdrafts from dry thunderstorm over the plateau area of the United States, *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, Vol.35, pp 122-125.
- Mitsuta, Y., Hayashi, T., Takemi, T., Hu, Y., Wang, J. and Chen, M. (1995) : Two severe local storms as observed in the arid area of northwest China, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.73, No.6, pp. 1269-1284.
- Srivastava, R.C. (1985) : A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft, *Jour.Atmos.Sci.*, Vol. 42, pp 1004-1023.
- Syono, S. and Takeda, T. (1962) : On the evaporation of raindrops in a sub-cloud layer, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.40, No.5, pp. 245-265.
- Rosenfeld, D. and Mints, Y. (1988) : Evaporation of rain falling from convective clouds as derived from radar measurements, *Jour.Appl.Meteor.*, Vol.27, pp 209-215.
- Rotunno, R., Klemp, J.B. and Weiman, M.L. (1988) : A theory for strong, long-lived squall lines, *Jour.Atmos.Sci.*, Vol.45, pp 463-485.

The Effect of the Evaporation of Raindrops in the Convective System

Tetsuya TAKEMI*, Toshihisa ITANO** and Yasushi MITSUTA

* Graduate School of Science, Kyoto University

** Department of Geoscience, National Defence Academy

Synopsis

The effect of the evaporation of raindrops in the lowest atmosphere of the mesoscale convective system was investigated through a case study and using a simplified numerical model. The squall line that developed over the arid area of the northwestern China on 5 May 1993 gave almost no rainfall over the ground surface, while the amount of water vapor increased and temperature decreased rapidly. The effect of the evaporative cooling on the rapid temperature drop was estimated by using thermodynamic energy equation, which showed that about 70 % of the actual temperature drop was accounted by the evaporation of rain. The evaporation of rainfall was also investigated by using a simplified vertically-one dimensional numerical model. The calculation was conducted under the condition of the arid area of China that raindrops fall through the deep and dry mixed layer. Even in the case of heavy rain, the rainwater were evaporated and depleted before reaching the ground surface at the early times of integration due to the extremely dry condition of the atmosphere. The air was cooled by the evaporation, leading to the surface pressure rise. In the case of light rain, it took several hours for the raindrops to reach the ground level. It is concluded that in the case of the 5 May 1993 squall line heavy rain is expected to occur in a short period under the cloud base, however, almost all the rain were evaporated and depleted due to the dry environment and the cold pool was produced over the surface.

Keywords : Severe storm, squall line, evaporation of rain