

スコールラインの維持メカニズムに関する数値実験

竹見哲也*・里村雄彦*

*京都大学大学院理学研究科

要 旨

1993年5月5日に中国乾燥地で発達した寿命の長いスコールラインの維持メカニズムを数値実験により調べた。実験に用いたモデルは非静水圧の局地予報モデル(ARPS)である。大気上層の風の鉛直シアー及び対流混合層の深さの変化によって、スコールラインの構造・進化がどのように応答するかに注目した。上層の鉛直シアーの有無の実験によって、上層の鉛直シアーはcold poolと相互作用しスコールラインの構造・発達過程を決定付けることが示された。対流混合層の深さに対する感度実験によって、乾燥地におけるスコールラインの維持には対流混合層が十分深いことが必要であることが示された。

キーワード：シビアストーム、スコールライン、非静水圧雲モデル

1. 序論

スコールラインとは積乱雲が線状に組織化した中規模対流システムであり、その水平スケールは100 kmのオーダーである。個々の積乱雲の寿命は30分から1時間程度のものであるが、一方スコールラインのように積乱雲群が組織化されると、その対流システムは数時間持続するようになる。このような持続する中規模対流システムはしばしば激しい対流活動を伴い、強風・豪雨・降電などの自然災害をもたらす、多大な物的被害・人的被害につながる。そのような被害を軽減するためには、従来の天気予報よりも更に詳細な空間・時間スケールの局地予報が欠かせない。このような予報をするための基礎として、中規模対流システムの構造及び組織化・維持のメカニズムを解明することが必要となる。

これまで我々は、中国北西部の砂漠地域(ゴビ砂漠)で大規模な砂嵐を発生させ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.,1995b; Takemi,1998)。ゴビ砂漠は年間降水量が100 mm程度しかない大変乾燥した地域である。乾燥している

ために、暖侯期(特に5、6月)における晴天日には入射太陽エネルギーの多くが地表面からの顕熱輸送に配分される(Mitsuta et al.,1995a)。そのため、日中には大変深い対流混合層が発達することが知られている(Gamo et al.,1993; Gamo, 1996)。その深さはしばしば地上から4 kmの高さを越える。Takemi (1998)は乾燥地域で発達するスコールラインの構造および発達過程の描像を、限られた観測データの中から抽出した。乾燥しているために雨の蒸発冷却効果が顕著になり、地上のcold poolは十分発達する。この冷気の前端であるガストフロントにおいて、深い対流混合層内の気塊が自由対流高度(LFC)まで持ち上げられるのである。一度LFCまで到達すれば積乱雲のような深い対流セルが発達することになり、この新しいセルがスコールライン・システムにとりこまれる。スコールライン中に存在する個々の対流セルは強い下降流を引き起し、地上にはcold poolが維持される。以上のスコールラインの構造は、アメリカ中央平原でしばしば見られるスコールラインの構造と似ている点が多い。しかし、深い対流混合層は砂漠地域に見られる特徴的なものであり、それが

乾燥地で見られるスコールラインの力学構造に果たす寄与は大きいと考えられる。

以上述べた事例解析を踏まえて、ここでは水蒸気量の少ない環境で発達するスコールラインの維持メカニズムを非静水圧の大気モデルを用いて数値実験により調べる。

スコールラインの維持メカニズムは、これまで多くの研究者が理論的および数値的に研究してきた。Thorpe et al.(1982)やRotunno et al.(1988)は大気下層の風の鉛直シアの重要性を指摘した。特にRotunno et al.は、下層シアとcold poolによりもたらされる循環の相互作用が大切であり、それらの二者の力学的なバランスがシステムの維持に必要な条件であることを提示した。一方、Lafare and Moncrieff (1989)、Fovell and Ogura (1989)、Garner and Thorpe (1992)は、下層のシアとcold poolとの相互作用というスコールラインシステムの先端付近での力学だけではなく、システム全体のスケールの循環のバランスに注目する必要があることを指摘した。そのような指摘を踏まえて、Weisman (1992)は下層シアとcold poolによる循環に加えて、スコールラインにしばしば見られるrear inflowの効果も加えてシステムの維持メカニズムを説明しようとした。

以上のような議論を踏まえて、風の鉛直シアとcold poolとがスコールライン循環に果たす役割を総合的に解明していくことが本研究の最終目的である。ここでは予備的な実験として、上層のジェットタイプの風の有無でスコールラインの構造がどのように変化するかを調べる。また、砂漠地域で発達する深い対流混合層の役割を数値実験により調べる。

2. 数値計算

2.1 数値モデル

本研究の数値実験に用いたモデルは、オクラホマ大学ストーム予報・解析センター(CAPS)で開発された領域予報モデル(Advanced Regional Prediction System; ARPS)である(Xue et al., 1995)。これは圧縮性の方程式系を解くメソスケール気象モデルであり、シビアストームの予報精度向上のために開発された。本研究ではこの数値モデルを乾燥地で発達したスコールラインの数値計算に適用した。

スコールラインはラインに垂直な面内で2次元的な振る舞いをするので仮定できるので、計算は2次元の枠組みで行った。計算領域は水平1600 km × 鉛直17.48 km (格子点数は1603 × 40)である。水平格子間隔 Δx は1000 mとし、鉛直格子間隔 Δz は大気下層で200 m・上層で700 mになるような可変格子間隔を採用した。また、スコールラインは高速で移動す

る対流システムであるため、長時間積分するには非常に大きな水平領域を確保する必要がある。しかし現実的には計算機の記憶容量などの制約により、幅の広い計算領域を確保することは困難である。したがって今回の計算では、時間積分してもスコールラインがなるべく計算領域の中央付近にとどまるように、ある一定速度を基本場の水平風速から差し引いた。境界条件としては、上下境界については摩擦なしの剛体、側面境界については放射型という条件を課した。高度12 km以上の計算領域上部には、上端境界での波の反射を防ぐためにレーリータイプの摩擦減衰層をおいた。サブグリッドスケールの乱流のパラメタライズには、乱流運動エネルギーを予測して拡散係数を決定するという1.5次のクロージャーを用いた。雲微物理過程のパラメタライズには、Lin et al.(1983)に基づくTao and Simpsonのcold rainのバルクモデルを用いている。このモデルは、気相・液相・固相あわせて6種類の水物質(水蒸気・雲水・雨水・雲氷・雪・雹)の混合比を予報する。

2.2 数値実験の設定

初期場は温度・水蒸気量・風速の鉛直プロファイルを与え、それにより水平一様な場を作る。鉛直プロファイルは、今回対象としているスコールラインが発生した日である1993年5月5日の朝の高層観測(Minqin [東経103.05°、北緯38.38°]における観測)を利用する。ただし、以下のような理由により観測値に若干の修正を加える。すなわち、観測は朝8時(北京時間)のものである一方、スコールラインが発生・発達したのは日中14時以降であったため、朝の観測がスコールライン発達前の環境をとらえているとは考えにくいからである。そこでここでは、観測結果を踏まえたうえで数値実験としてある程度理想化した状況を設定する。以下、この初期場の設定の仕方について温度・水蒸気量・風速の順に述べていく。

最初に温度のプロファイルの設定の仕方について述べる。中国西北部砂漠地域では、日中の強い地表面加熱に起因する大きな顕熱輸送のために、深い対流混合層がしばしば発達することが知られている(Gamo et al., 1993; Gamo, 1996)。Fig.1は、20時(北京時間)におけるZhangye(東経100.26°、北緯38.56°)での高層観測より得られた仮温度の平均鉛直プロファイルを示す。この平均は、HEIFEプロジェクト(光田, 1988)観測期である1991年5月の晴天日のものである。この図を見ると、仮温度のプロファイルは下層3 km程度までは鉛直直立に近い。すなわち対流混合層の存在が示唆される。しかもその深さは3 kmにも及ぶものである。図には示さないが、この

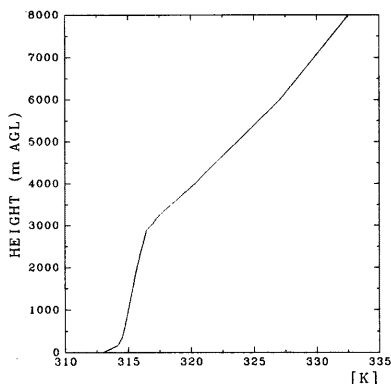


Fig. 1 The mean vertical profile of virtual potential temperature at Zhangye at 2000 BST on fair weather days during May 1991.

図の平均プロファイルを作るのに用いた日のうち 4 km を超える厚さの仮温位一定の層が見られるのが 3 日あった。したがって、本研究で対象としている砂漠地域では、4 km 以上の深さに達する混合層が発達することも十分ありうることが分かる。1993 年 5 月 5 日の場合にも対流混合層の深さは 4.3 km に達していたと見積もられる (Takemi, 1998)。このような事実から、数値実験で用いる初期温位プロファイルは、計算領域下層に混合層を仮定して決定する。計算領域内での混合層内では温位は、 $d\theta/dz = 1\text{K}/4\text{km}$ の鉛直勾配を持つと仮定する。混合層の深さは実験の種類(後述)により変化させる。

次に水蒸気プロファイルについて述べる。今回の数値実験は乾燥地を念頭においているため、水蒸気量は非常に少ない。そのため観測データをそのまま用いてサーマルによって対流を起こしても、十分な雲は形成されず消散してなくなってしまった。したがって、対流を発生・発達させるために、朝の高層観測による水蒸気量よりも若干量を増やす必要がある。ここでは、朝の観測の水蒸気量のうち 500 hPa より下層の量を 1.2 倍に増やした。この水蒸気量を初期に与えた場合の実験を control run と呼ぶことにする。また、より現実の砂漠の状況に近い水蒸気量のプロファイルを与えた場合についての実験も試みる (dry run と呼ぶことにする)。この実験には日中の地上観測データを参考にして、地上高度では 3g kg^{-1} 、500 hPa (地上高度 4342 m) レベルでは 2g kg^{-1} として、その間は線形で内挿した。

最後に風速プロファイルについて述べる。control

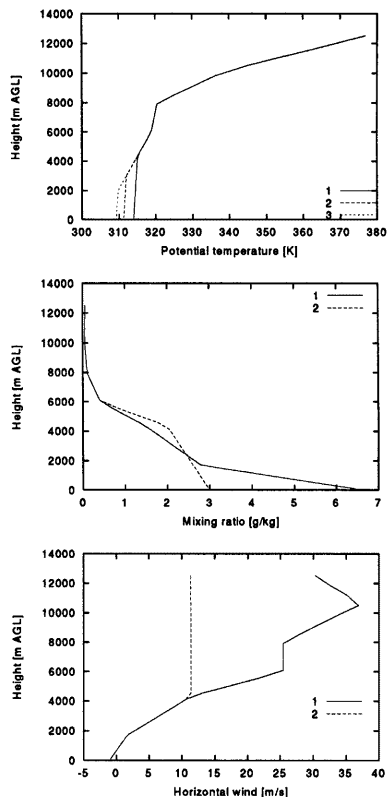


Fig. 2 Initial vertical profiles of potential temperatures, water vapor mixing ratios, and horizontal winds. The numerics labeling each profile correspond to the number described in the text.

run 及び dry run では、風速プロファイルは朝の高層観測をそのまま用いることにする。この風速プロファイルは、対流圏全層にわたり鉛直シアを持ち、対流圏界面付近には強いジェット型の流れが存在する。このジェット型のプロファイルに加えて、500 hPa 高度以上のシアをなくして一様風にした実験も行う。

以上述べてきた温位・水蒸気・風速の鉛直プロファイルの設定の仕方をまとめると、以下ようになる。

● 温位プロファイル

(対流混合層 [$d\theta/dz = 1\text{K}/4\text{km}$] の深さの設定)

1. 4.5 km
2. 3 km

Run	potential temp.	water vapor mixing ratio	horiz. wind
Control	1	1	1
No upper jet	1	1	2
Dry 1	1	2	1
Dry 2	2	2	1
Dry 3	3	2	1

Table 1 List of experiments. The numerics in the table indicate the number described in the text.

3. 2 km

● 水蒸気プロファイル

- 500 hPa高度以下の量を朝の観測値の1.2倍
- 日中の乾燥状態を想定したもの

● 風速プロファイル

- 上層ジェットあり
- 上層ジェットなし

これらの各鉛直プロファイルをFig.2に示す。上記の各プロファイルの番号に対応するものを図中に示している。

このような鉛直プロファイルを初期に与え、各プロファイルの組合せにより、Table 1に示すような数値実験を行う。controlとno upper jetの実験により上層の鉛直シアの効果を調べる。このいずれの実験においても、初期擾乱として計算領域の中心付近($x = 750 \text{ km}$, $z = 1.5 \text{ km}$)に楕円型サーマル(温位偏差 $+2 \text{ K}$ 、横幅 20 km 、高さ 3 km)をおいて対流を起こすことにした。dry runでは、スコールラインの対流混合層の深さへの依存性を調べるために、大気下層の対流混合層の深さを様々に変えて実験を行った。このdry runにおける初期擾乱は、control runで得られた6時間後の擾乱を初期擾乱とする。

3. 結果

3.1 Control run 及び No upper jet run

control run は15時間後まで積分を行った。初期サーマルにより対流が発生し雲が形成される。雲が形成され発達すると降水粒子が落下し始め、蒸発・昇華といった雲微物理過程により地上には冷気塊(cold pool)が形成されていく。約4時間後からこのcold poolが発達し始め、cold poolのフロントと周囲の下層風との間で収束が生じ、上昇流が起こる。

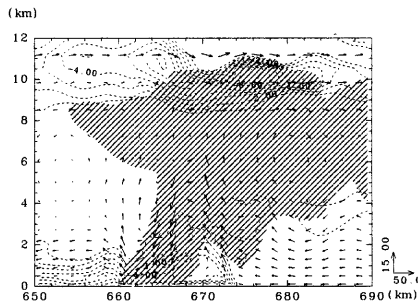


Fig. 3 Vertical cross section at $t=6 \text{ h}$ for Control run. The vector indicates a velocity field. A region where the mixing ratio of total water substance is greater than or equal to 0.1 g kg^{-1} is shown by hatched. Negative potential temperature is contoured at every 1 K .

Fig.3は、シミュレートされたスコールラインの6時間後の鉛直断面図を示す。地上には最大で $\theta' = -10 \text{ K}$ 程度のcold poolが発達している。このcold poolの前面(ガストフロント)には強い上昇流が存在しているのが分かる。またこの強い上昇流域の背後には、強い下降流域が存在する。この下降流域は雨・雹が降っている領域と一致しており、蒸発・昇華により生じた冷気のダウンドラフトに対応するものと考えられる。

Fig.4は凝結水物質及び上昇流・下降流の計算領域内における最大値の時系列を示す。初期のサーマルによる雲の形成に対応して、凝結水物質及び上昇・下降流が最初の1時間以内に強まる。その後、強弱の変動を繰り返しながら、約6時間後には凝結水物質量が積分時間15時間の間で最大値に達する。その時に対応して上昇流も強まっており、その約30分後には下降流も強まっている。しかし7時間後には急速に減衰していく。9-10時間の時になると再発達し始める。その後若干の変動を繰り返すが、その変動の幅も徐々に小さくなる。

このような時間変化を、シミュレートされたスコールラインの形態から見てみる。システムの発達過程を調べるために、15時間の積分時間のうち1時間の長さで3つの時間帯を定義する。すなわち、6-7時間を初期段階、10-11時間を成熟段階、14-15時間を消滅段階とする。

Fig.5は各発達段階における1時間平均した各物理量の鉛直断面図を示す。初期段階には、スコールライン内に2つのピークを持つ上昇流が存在する。一つはcold poolの先端におけるものであり、ガストフ

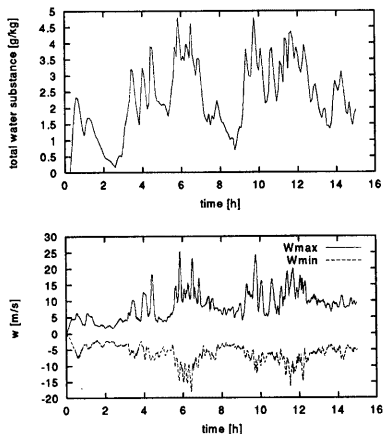


Fig. 4 The time series of the maximum values in the computational domain for control run. The upper panel shows the mixing ratio of total water substance, and the lower panel the velocity of updraft (a solid line) and downdraft (a dotted line).

ロントで強制された上昇流と考えられる。もう一つは $x = 20$ km 付近に見られる対流圏中層に存在するものであり、これは水蒸気の凝結による非断熱加熱に起因した浮力により生じた上昇流である。ガストフロントにおける強制上昇は、成熟段階及び消滅段階にも見られる。しかし、対流圏中層に現れる上昇流は、成熟段階では顕著であるものの消滅段階には非常に弱くなっている。初期段階及び成熟段階においては、ガストフロントでの強制上昇は正の浮力を得て対流圏上層に達し、そこで上層風の強い鉛直シアの向きに傾けられる。一方、消滅段階には中層の上昇流がシア一下流方向へ傾くのは見られない。消滅段階には cold pool が十分発達し、それによりもたらされる front-to-rear の流れが支配的になるためであると考えられる。このような上昇流の傾き具合は、水物質量 0.1 g kg^{-1} で示される雲域からも示される。初期段階・成熟段階には雲域はシア一下流方向に広がっているが、消滅段階には雲域はガストフロントより後部の方に広がっている。したがって、環境の風の鉛直シアと cold pool の発達状況とによって、スコールライン・システムの循環が決定されることが示唆される。

次に、no upper jet run (上層ジェットなし) の計算結果について述べる。この run の積分時間は 10 時間

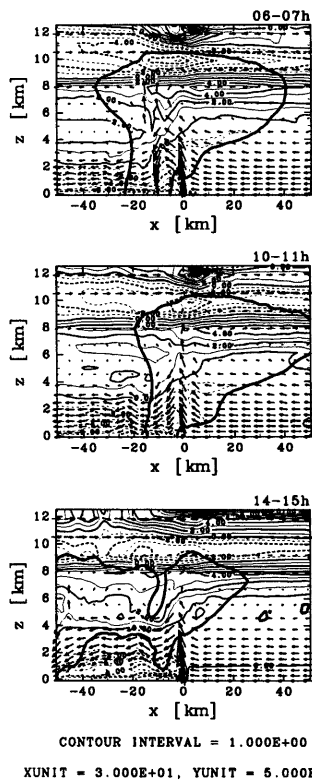


Fig. 5 Vertical cross sections of the one-hour averaged velocity fields and total water substances for control run. The storm-relative velocity fields are indicated by vectors, and the total water substances are indicated by a single contour line of 0.1 g kg^{-1} .

である。Fig.6は凝結水物質及び上昇流・下降流の最大値の時系列を示す。control run の時と同様に、初期サーマルにより水物質量・鉛直速度が最初の 1 時間で増大する。その後 4-5 時間経過してからこの時系列のうちに最大に達する。さらに時間が経過すると水物質量・鉛直速度ともに急速に減衰していく。このようなシステムの発達過程を調べるために、control run と同様に、10 時間の積分時間のうち 2-3 時間を初期段階、5-6 時間を成熟段階、9-10 時間を消滅段階というように 3 つの段階に分ける。

Fig.7は各発達段階における 1 時間平均した各物理量の鉛直断面図を示す。すべての発達段階において

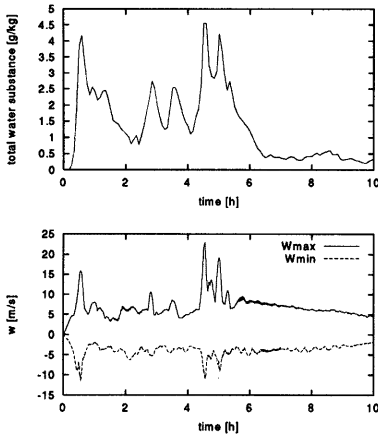


Fig. 6 Same as Fig.4 except for no upper jet run.

ガストフロントにおける強制上昇流が見られる。対流圏中層で見られる上昇流は control run と比べると弱いことが分かる。さらに、この中層の上昇流はシア下流方向に傾けられることはない。雲域の特徴も control run とはかなり異なる。すべての発達段階においてガストフロント前方に広がる雲域はこの実験では認められない。反対に、雲域はガストフロントよりも後方に広がっている。このことは上昇流がシア下流側に傾かないことと対応している。消滅段階には front-to-rear の流れが卓越し、雲域はほとんど消滅している。

no upper jet run でシミュレートされたスコールラインの寿命は control run よりもずっと短い。いずれの実験においても初期の熱力学プロファイル及び下層の鉛直シアが同じであるから、双方の実験で見られるスコールラインの発達過程の違いというのは、上層の鉛直シアによりもたらされたものであるといえる。したがって、上層の鉛直シアはスコールラインの構造・発展に大きく影響を及ぼすことが示唆される。

3.2 Dry run

砂漠地域では水蒸気量が非常に少ないために、境界層の成層がほぼ中立になっても積乱雲のような深い対流が発達するとは限らない。乾燥しているために凝結高度・自由対流高度 (LFC) が非常に高く、容易にその高度まで地上気塊が到達し得ないからである。したがって、乾燥地域において対流が発達する

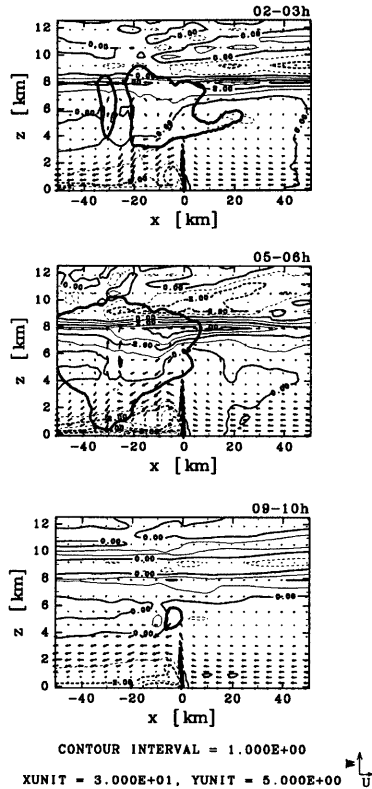


Fig. 7 Same as Fig.5 except for no upper jet run.

ためには、LFC に到達しやすい状況が実現している必要がある。Takemi (1998) は、中立境界層 (以下、対流混合層と呼ぶ) が十分深く発達していることによって、LFC に到達しやすい状況が達成されると主張した。対流混合層が深ければその頂部と LFC の高度差が小さくなり、cold pool のような強制によって混合層中の気塊が容易に LFC まで到達しうるからである。ここではそのような仮説を検証するために、乾燥した条件のもとで対流混合層の深さを様々に変化させ、対流システムが持続するかを数値実験によって調べる (Table 1 の Dry 1-3 の実験)。

最初に、対流雲が発達しているかどうかの指標として計算領域内での凝結水物質の最大値を用い、その時系列を見てみる。Fig.8 は 1 から 3 までの dry run の時系列を示す。周囲の環境が Fig.2 で示されるように水蒸気量が非常に少ないので (下層の相対湿度は

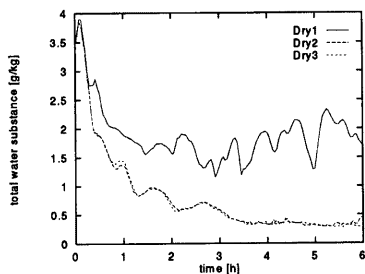


Fig. 8 Time series of total water substances for each dry run (dry1-3). Total water substance is shown by its mixing ratio (g kg^{-1}).

10-20%)、最初に 3.5 g kg^{-1} あった水物質は急速に減少していく。しかし、2時間以降になると run 1 と run 2,3 との違いが顕著になってくる。3~4時間にかけて run 1 での凝結水物質の量は増加する一方、run 2,3 では減衰していくのみである。

この3-4時間の顕著な違いをより明瞭に表すために、Fig.9に3-4時間の1時間平均した各物理量の鉛直断面図を示す。いずれの実験においても下層には cold pool が存在するのが分かる。一方雲域を見てみると、run 1 では存在しているものの、他の run の場合になると cold pool 付近には雲域は認められない。run 1 の場合には、雲域が持続し続けているのに加えて cold pool の先端において上昇流も持続しているのが分かる。また、その上昇流域の背後には下降流が存在しており、cold pool の冷気を補給し続けていると考えられる。したがって、対流が持続するためには中立成層した対流混合層の深さが十分深いことが必要であることが分かる。

ここでの dry run の実験結果は、乾燥地における対流システムの発達・維持には深い対流混合層の存在が必要であるという主張 (Takemi 1998) を支持している。

4. 結論

乾燥地で発達した寿命の長い中規模対流システムであるスコールラインを数値的にシミュレートし、その発達過程・維持メカニズムを調べた。降水粒子の蒸発により形成される地上の cold pool は、周囲が乾燥していることによって時間とともに十分発達し、スコールライン・システムの循環において大きな役割を果たすようになる。一方、環境における風の鉛直シア어도スコールラインの循環に大きく寄与

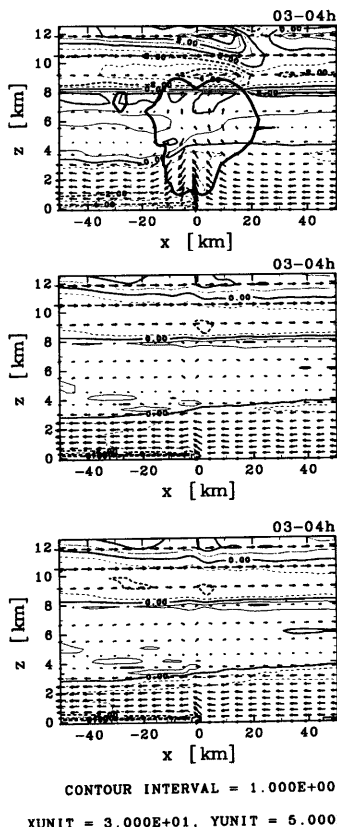


Fig. 9 Vertical cross sections of one-hour averaged variables during 3-4 h for dry run 1 (upper panel), dry run 2 (middle panel), and dry run 3 (lower panel). Potential temperature perturbations are contoured at every 1 K with solid lines indicating positive values and dotted lines indicating negative values. Vectors indicate storm-relative velocity fields with their units shown beneath the panels. Total water substances are indicated by a single contour line of 0.1 g kg^{-1} .

する。

これまでのスコールラインの維持メカニズムに関する研究では、大気下層における風の鉛直シアーが主に注目されていた。そこで、本研究では上層の鉛直シアーに注目し、上層シアーの有無という2つの数値実験を行った。その結果、上層シアーはスコールラインの構造・発達過程を大きく決定付けていることが示唆された。したがって、スコールラインの構造・進化を議論する上では、下層風の鉛直シアー

だけでなく上層風の鉛直シアーも考慮する必要がある。すなわち、対流圏における風の鉛直シアーの分布も重要なパラメータとなりうるのである。

また乾燥地においてはしばしば深い対流混合層が発達する。対流混合層の深さに対するスコールラインの敏感度実験により、深い対流混合層の存在が cold pool の先端における対流を持続するのに必要であることが示された。このことは Takemi (1998) の主張を支持するものである。

謝辞

本研究は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ました。本研究の数値計算には、京都大学電波科学計算機実験装置及び京都大学化学研究所スーパーコンピュータラボラトリーを利用しました。

参考文献

光田寧 (1988) : 大気-地表面相互作用に関する日中共同研究 (HEIFE), 天気, 第35号, pp. 502-506.
 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, 京大防災研年報, 第37号 B-1, pp. 9-21.
 Fovell, R.G. and Ogura, Y. (1989) : Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. J.Atmos.Sci., Vol.46, No.20, pp.3144-3176.
 Gamo, M. (1996) : Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. Bound.-Layer Meteor., Vol. 79, pp.265-278.
 Gamo, M., Hayashi, T., Tamagawa, I., and Mitsuta, Y. (1993) : Seasonal variation of the mixed layer characteristics in the HEIFE area. Proc.Int'l.Symp.on HEIFE, Y.Mitsuta, Ed., DPRI,Kyoto Univ. and LI-PAP,CAS, 316-321.

Garner, S.T. and Thorpe, A.J. (1992) : The development of organized convection in a simplified squall-line model. Quart.J.Roy.Meteor.Soc., Vol.118, pp.101-124.
 Lafore, J.-P. and Moncrieff, M. (1989) : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. J.Atmos.Sci., Vol.46, No.4, pp.521-544.
 Lin, Y.L., Farley, R.D. and Orville, H.D. (1983) : Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J.Clim.Appl.Meteor., Vol.22, No.6, pp. 1065-1092.
 Mitsuta, Y., Tamagawa, I., Sahashi, K., and Wang, J. (1993a) : Estimation of annual evaporation from the Linze Desert during HEIFE. J.Meteor.Soc.Japan, Vol.73, No.5, pp. 967-974.
 Mitsuta, Y., Hayashi, T., Takemi, T., Hu, Y., Wang, J. and Chen, M. (1995b) : Two severe local storms as observed in the arid area of northwest China. J.Meteor.Soc.Japan, Vol.73, No.6, pp. 1269-1284.
 Rotunno, R., Klemp, J.B., and Weisman, M.L. (1988) : A theory for strong, long-lived squall lines. J.Atmos.Sci., Vol.45, No.3, pp.463-485.
 Takemi, T. (1998) : Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. Mon.Wea.Rev., accepted.
 Thorpe, A.J., Miller, M.J. and Moncrieff, M.W. (1982) : Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. Quart.J.Roy.Meteor.Soc., Vol.108, pp.739-762.
 Weisman, M.L. (1992) : The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. J.Atmos.Sci., Vol.49, No.19, pp.1826-1847.
 Xue, M., Droegemeier, K., Wong, V., Shapiro, A., and Brewster, K. (1995) : ARPS Version 4.0 User's Guide, CAPS, The Univ. of Oklahoma, pp.381.

Numerical Experiments on the Mechanism for Maintenance of a Squall Line

Tetsuya TAKEMI* and Takehiko SATOMURA*

*Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Numerical experiments are conducted to investigate the mechanism for maintenance of the long-lived squall line that occurred over the arid region of China on 5 May 1993 by using the Advanced Regional Prediction System. Two kinds of experiments are conducted focusing on the effect of upper-level vertical wind shear and the impact of the mixed-layer depth. The upper-level vertical wind shear interacting with a surface cold pool determines the structure and evolution of the simulated squall line. The mixed-layer depth controls the longevity and maintenance of the simulated squall line. It is shown that a deep mixed layer is necessary to the maintenance of a squall line over an arid region.

Keywords : Severe storm, squall line, nohydrostatic cloud model