

乾燥した環境におけるメソ対流系の発達・維持のメカニズム に関する2次元数値実験

竹見 哲也*・里村 雄彦**

* 大阪大学大学院工学研究科

** 京都大学大学院理学研究科

要 旨

乾燥した環境におけるメソ対流系の発達・維持のメカニズムを非静水圧雲モデルを用いて数値実験により明らかにした。この乾燥した環境は、小さな対流有効位置エネルギー(CAPE)・高い自由対流高度(LFC)によって特徴づけられる。数値実験では、下層の乾燥混合層の深さ及びその混合層内の水蒸気量の鉛直分布を様々に変化させた。実験の結果、乾燥した環境でも、下層の乾燥混合層が十分深くて水蒸気量が鉛直方向によく混合している場合には、メソ対流系は発達し長時間持続することが分かった。このメソ対流系では、地上に強い冷気プールが形成される。対流系が持続する時、湿潤地の場合とは異なる特徴的な流れパターンが見られた。すなわち、混合層上部にある気塊が対流圏上層まで持ち上げられ、混合層下部の気塊は対流圏上層には到達せず対流システムの後部に輸送されて冷気プールの中に取り込まれる。混合層上部の気塊はゼロでないCAPEを持ち、かつその気塊とLFCとの高度差が小さいので、対流雲の発達に寄与するのである。乾燥した環境におけるメソ対流系の力学には、混合層内の気塊についてのCAPEの鉛直分布と強い冷気プールとが大きな役割を果たしている。

キーワード：スコールライン、メソ対流系、シビアストーム、砂嵐、砂漠

1. 序論

砂漠のような乾燥地・半乾燥地では水蒸気量が少ないために、組織化した雲対流システムは発生・発達しにくいと考えられる。しかし時には雲対流システムが発達するときがあり、それらには強風や砂嵐といった自然災害を引き起こすものもある。例えば中国の砂漠地域では年間20回以上の砂嵐が観測され(光田, 1988), その中でも特に大規模な砂嵐は数年一度という頻度で発生する(Mitsuta et al., 1995)。砂嵐は中国だけでなく、アフリカやアメリカなど世界各地の砂漠地域においてもしばしば報告されている(Sutton, 1925; Mattice, 1935; Farquharson, 1937; Simpson, 1969; Idso et al., 1972; Lawson, 1971; 大野, 1994)。このような砂嵐は農作物に多大な被害を及ぼ

す。さらに、大気上空まで砂塵が巻き上げられることで数1000 kmにわたり長距離輸送され、周囲の環境へ重大な影響を及ぼす可能性がある。例えば東アジア域における黄砂現象があげられる。しかし砂漠における観測データの少なさから、砂嵐とその発生原因についての解析は、その及ぼす影響の大きさにも関わらずほとんど行われて来なかった。Mitsuta et al. (1995)は、日中共同で行われた砂漠地域における気象観測計画 HEIFE (光田, 1988) のデータを利用し、1993年5月5日中国砂漠地域で発生した激しい砂嵐の解析を行い、それがスコールラインと呼ばれるバンド状に組織化した積乱雲システムに伴うものであることを明らかにした。このスコールラインは長時間持続したシステムであり、水蒸気量の少ない

乾燥地においてそのような雲対流系が存在し続けることができるということ自体、大きな疑問である。Takemi (1999) は、1993 年 5 月 5 日スコールラインの構造・発展を解析し、その発展には深い対流混合層の存在が重要であることを示した。本研究ではその混合層に着目し、乾燥地におけるメソ対流系の構造・発展及び維持のメカニズムを数値実験によって明らかにする。

メソ対流系の中でもスコールラインに限れば、半乾燥地(米国中西部)で発生した事例についての解析は数例行なわれている(例、Schmidt and Cotton, 1989; Fankhauser et al., 1992; Grady and Verlinde, 1997)。Fankhauser et al. のケースでは、スコールライン前方の境界層は鉛直方向によく混合した状態であった。このような境界層の構造は、米国中西部の半乾燥地でしばしば観測され(Mahrt, 1976)、時にはその上端の高さは 500 hPa にも達する(Wakimoto, 1985)。中国の砂漠においても、時には 4 km を超える高さの混合層が発達することが知られている(Gamo, 1996)。

乾燥・半乾燥地において発達する混合層の特徴としては、その層内の水蒸気量が高さ方向に減少することである(Mahrt, 1976; Wakimoto, 1985; Crook, 1996; Knupp, 1996)。境界層内で水蒸気量が高さ方向に変化すると、混合層内の気塊の持ち上げ凝結高度は、その気塊の持ち上げ前の高度によって変化すると考えられる。したがって、境界層の水蒸気量の鉛直分布によって対流雲の発達の仕方が変化すると予想される。Crook (1996) は境界層内の温位・水蒸気量の鉛直プロファイルに対する湿潤対流の発達の仕方の感度を数値実験で調べた。彼の研究によれば、地上と境界層の温位・水蒸気量の差に対して初期の対流は敏感であり、境界層内での水蒸気プロファイルにはあまり敏感ではないことが示された。しかし、対流システムが発達した段階でも Crook が示したことと同様のことがいえるかはまだ示されていない。

そこで本研究では、温度や水蒸気量といった境界層の熱力学構造に注目して、乾燥した環境におけるメソ対流系の持続メカニズムを解明する。メソ対流系の中でもスコールラインを取り上げ、2 次元で数値実験を行った。

2. 数値実験の設定

2.1 数値モデル

数値実験に用いたモデルは、領域予報モデル(ARP-S)である(Xue et al., 1995)。この気象モデルは、シビアストームの予報精度向上のために開発されたものである。本研究ではこの数値モデルを乾燥地におけるスコールラインの数値計算に適用した。数値計算

はスコールラインのラインに対して垂直な面内における空間 2 次元の枠組みで行った。モデルの基本場は定常・水平様な状態である。本計算では、地表面運動量・熱フラックス及びコリオリ力は無視した。格子間隔以下のスケールの乱流の取扱には、乱流運動エネルギーを予報する 1.5 次のクロージャー・スキームを用いた。雲微物理過程には、Lin et al. (1983) に基づく cold rain (水蒸気・雲水・雨水・雲氷・雪・雹)のパラメタリゼーションを用いている。

計算領域は、水平には 1800 km、鉛直には 18 km をとした。大きな水平領域を確保したのは、長時間積分しても側面での波の反射の影響を最小限に押えるためである。水平格子間隔 Δx は 1000 m とし、鉛直格子間隔 Δz は大気下層 5 km で 250 m、5 km 以上の高度から格子間隔は徐々に広がり、最上層で 880 m になるような可変格子間隔を採用した。境界条件には、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(Orlanski, 1976)という条件を課した。高度 12 km 以上の高さにはレーリー型の減衰層を置き、上端境界からの反射波を防いでいる。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、一定速度(17.5 ms^{-1})を基本場の水平風速から差し引いた。 17.5 ms^{-1} という値を選んだのは、本実験を始める前の予備実験では一定風速を引かずに実施し、その結果冷氣プールの平均移動速度が 17.5 ms^{-1} であったためである。

2.2 数値実験

中国北西部砂漠における 1993 年 5 月 5 日の観測データを用いてモデルの基本場を設定した。観測データは、ゴビ砂漠南部に位置する Minqin ($103.05^\circ\text{E}, 38.38^\circ\text{N}$) のものである(Takemi, 1999)。

数値実験においては大気境界層の温度・水蒸気量といった熱力学構造に注目するために、上記の観測データによる下層の温度・水蒸気プロファイルを様々に変化させた。具体的には、混合層の深さ及びその層内の水蒸気プロファイルを変化させた。ここでは混合層とは仮温位一定の層と仮定している。Takemi (1999) によれば、1993 年 5 月 5 日の日中の混合層の最大の高さは約 4.3 km と見積もられている。この値に最も近いモデル格子点の高度である 4375 m を基本の混合層の高さとした。この混合層内で鉛直積分した水蒸気量は変化しないと仮定し、層内の水蒸気のプロファイルを数通り変化させて実験を行った。本報告ではその中で、鉛直方向に一定に近い場合(コントロール実験; CNTRL)と急減少する場合(DMLQV2)との二通りのプロファイルについて述べる。

さらに 4375 m という混合層の高さから 500 m 及

び 1000 m 低い、それぞれ 3875 m 及び 3375 m の混合層の場合についてもその層内で水蒸気プロファイルを変化させて実験を行った。3375 m の混合層の深さの場合には、持続する対流雲はシミュレートされなかった。4375 m の混合層高度の実験群との比較の意味で、本報告では高度 3875 m の場合の実験 (SMLQV1, SMLQV2) について述べる。

報告する実験は Table 1 にまとめた。表に示されている CAPE (対流有効位置エネルギー) とは、ある気塊について断熱的に持ち上げたときの正の浮力を鉛直積分した量であり、潜在的な対流活動の強度を表す指標である。表に示す CAPE の値は、地上の気塊について計算したものである。Table 1 の各実験について、混合層内における水蒸気量の鉛直プロファイルを図 1 に示す。

Table 1 List of experiments.

実験名	混合層の 深さ (m)	水蒸気の 鉛直分布	CAPE (J/kg)
CNTRL	4375	一様に近い	250
DMLQV2	4375	急減少	1230
SMLQV1	3875	一様に近い	240
SMLQV2	3875	急減少	1090

風速の鉛直プロファイルは上記のすべての実験において、観測された風向・風速のスコールラインの移動方向の成分を採用した。これは竹見・里村 (1998) の Fig. 2 に示されたコントロール実験のものと同じである。初期擾乱を起こすには、楕円形のサーマル (最大 +3 K の温位擾乱) を $(x, z) = (550 \text{ km}, 0 \text{ km})$ を中心位置としておいた。積分時間は、実験により 10-15 時間である。

3. コントロール実験

コントロール実験 (CNTRL) では、計算を開始して約 9 時間経過してから -10 K の温位擾乱を持つ冷氣が地上に発達し始め、10 時間後になるとその冷氣が広い水平領域を占めるようになる。この冷氣の領域は、計算領域から 15 時間経過しても弱まることなく持続していた。地上の冷氣プールが十分に発達した 10 時間以降をシミュレートされたスコールラインの成熟期と決める。

Fig. 2 は、成熟期にあるスコールラインの鉛直構造をシステムに相対的な座標系で示している。地上での冷氣プールの先端位置を $x = 0 \text{ km}$ とする。冷氣プールの境界は、温位擾乱 $\theta' = -1 \text{ K}$ の等温位線で

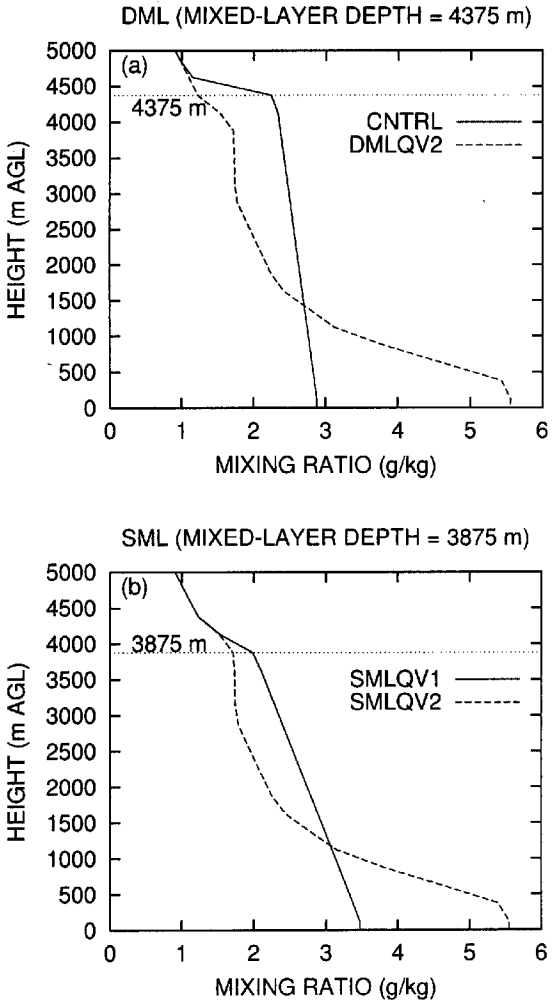


Fig. 1 Base-state profiles of low-level water vapor mixing ratio for (a) experiments DML and (b) experiments SML.

ある。冷氣プールの最も冷たい領域は $\theta' = -15 \text{ K}$ に達している。気相・液相・固相の水の間の相互の微物理変換過程に伴う非断熱冷却を調べると、非常に冷たい領域が形成されたのは、混合層下部では雨水の蒸発・混合層上部では雪の昇華によるものが支配的であることが分かった。このような蒸発・昇華によって地上には降水はほとんどなく、10-12 時間の間でも 0.8 mm しかなかった。このことは、大変乾燥した大気の状態のもとでは、地上では降水が起らないことが十分ありうることを示している。冷氣プールの前面には対流圏全層にわたる深い上昇流がある。この上昇流の後方には下降流、さらにまた上昇流があるという構造をしている。鉛直方向の運動方程式を診断すると、冷氣プールの前面における上昇流の加速に寄与するのは気圧傾度力であり、 $x = -10$ から -20 km の辺りにある中層の上昇流の加速には浮力が

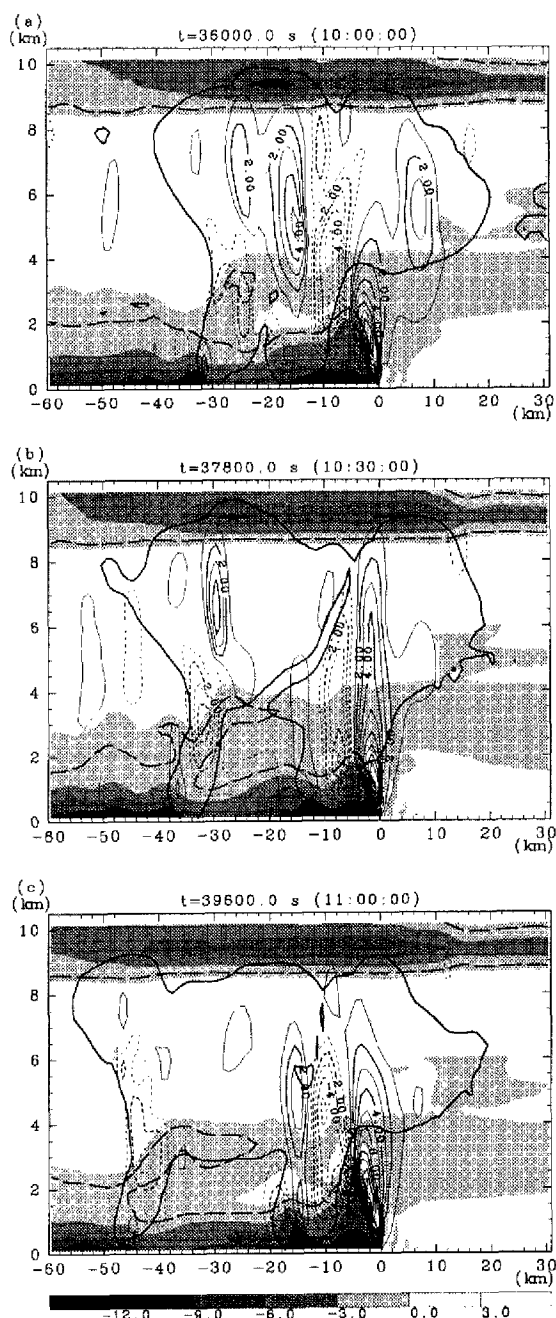


Fig. 2 Vertical cross sections of the squall line in C-NTRL at $t = 10, 10.5$, and 11 h. Vertical velocity is contoured at every 1 ms^{-1} , and θ' is shown by shaded with the interval of 3 K . Total condensate mixing ratio of 0.1 g kg^{-1} is contoured by the heavy lines, and $\theta' = -1 \text{ K}$ is contoured by the dashed lines. The horizontal coordinate is indicated by a storm-relative sense such that the leading edge of the cold pool is fixed at $x = 0 \text{ km}$.

寄与していることが分かった。浮力の存在は、Fig. 2 における正の温位擾乱の領域が $x = -10$ から -20 km の対流圏中層にあることから理解できる。鉛直方

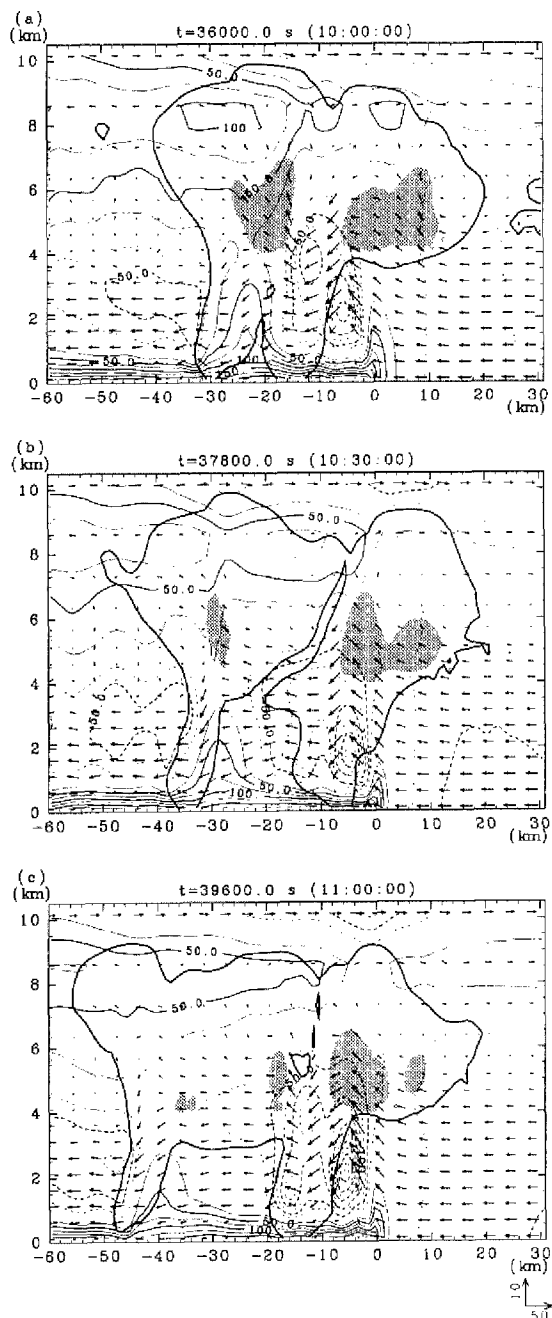


Fig. 3 Same as Fig. 2 except for pressure perturbation (contoured every 25 Pa), system-relative wind field (the unit vector is indicated in the lower right corner, ms^{-1}), and cloud water field (shaded, $q_c > 0.05 \text{ g kg}^{-1}$.)

向の気圧傾度力は気圧場を調べてみると分かる。

Fig. 3には、システムに相対的な流れ場、気圧の擾乱場及び雲水量の分布を示す。冷気プールのすぐ上ではシステム前方から後方へと向かう流れが卓越していることが分かる。このシステム前方から後方への流れは、冷気プールの上部に位置する低圧部に伴

う水平気圧傾度力によって加速されている。この低圧部は、その上方に位置する暖気の領域 (Fig. 2) により静水圧的に励起されたものである (LeMone, 1983; Fovell and Ogura, 1988; Lafore and Moncrieff, 1989)。混合層上部の流れ場は、冷氣プールの乗り上げて上昇し、一度下降するものの再び上昇するというパターンであった。Fig. 3 には冷氣プールの先端部に小さなスケールの高圧部があるのが分かる。冷氣プール前方の境界層内の浮力の鉛直勾配は小さいので、この高圧部は動圧によるものである (Parsons 1992)。この動圧によりスコールライン前方の気塊が上方に加速される。また、高度 5 km より上では絶えず雲水が存在している。

一般に、対流システムの発達には境界層の気塊が上昇することが必要である。本研究のように乾燥した状態では、境界層の気塊はどのように輸送されるのであろうか。このことを調べるために、パッシブ・トレーサーを冷氣プールの前方に置いた。トレーサーは混合層下部 2 km (トレーサー 1) と混合層上部 2.5 km (トレーサー 2) の二つの領域においた。冷氣プールが十分発達したスコールラインの成熟期である計算開始から 10 時間後を初期としてモデルとともに 2 時間積分した。Fig. 4 は、混合層下部においたトレーサー 1 の 1 時間毎の濃度分布を示す。このトレーサーは対流圏上部までは到達せず、システムの後方のみ流されるだけである。その一部は冷氣プール内に取り込まれている。先に冷氣プールの形成には雨水の蒸発や雪の昇華が大きく寄与していることを述べた。トレーサー 1 の輸送を見ると、蒸発・昇華が活発であったのは冷氣プール前方の乾燥した空気を取り込まれるために生じたと考えられる。

一方、混合層上部においたトレーサー 2 の濃度分布は Fig. 5 のようになる。トレーサー 1 の輸送とは異なり、トレーサー 2 は対流圏上部まで輸送されていることが分かる。したがって、混合層上部の気塊が雲の発達に寄与しているといえる。このような描像は、湿潤地域における雲システムの場合とは大きく異なる。湿潤地の場合には下層の暖湿な気塊が持ち上げられることで雲が発達するからである。このことは、Lafore and Moncrieff (1989) や Fovell and Tan (1998) による熱帯・中緯度のスコールラインの数値実験におけるトレーサー輸送の解析でも明確に示されている。

4. 感度実験

Table 1 に示した各実験におけるスコールラインの時間発展を見るために、計算領域で積分した凝結した水 (雲水・雨水・雲氷・雪・雹) の総量 Σq_w の時系列

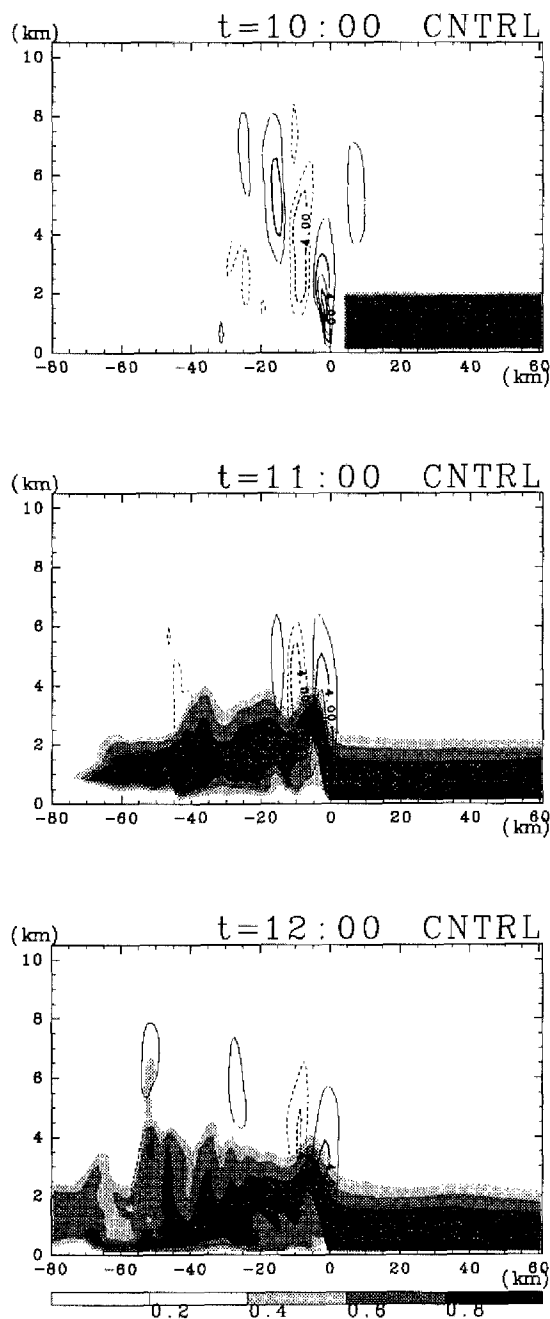


Fig. 4 Tracer 1 fields at $t = 10, 11$, and 12 h. Vertical velocity field is also shown (2 m s^{-1} contours).

を Fig. 6 に示す。図の上のパネルが深い混合層の実験群、下のパネルが浅い混合層の実験群を示している。この図から明かなように、 Σq_w は混合層の深さが浅い方が全般的に値が小さいことがわかる。浅い混合層の二つの実験のうち、水蒸気プロファイルが高さ方向に急減少する場合 (SMLQV2) は、5-6 時間、8-9 時間の間に Σq_w が大きな値となるが、すぐに減衰してしまい持続性はよくない。Table 1 に示したように、地上気塊に対する CAPE の値は SMLQV2 の

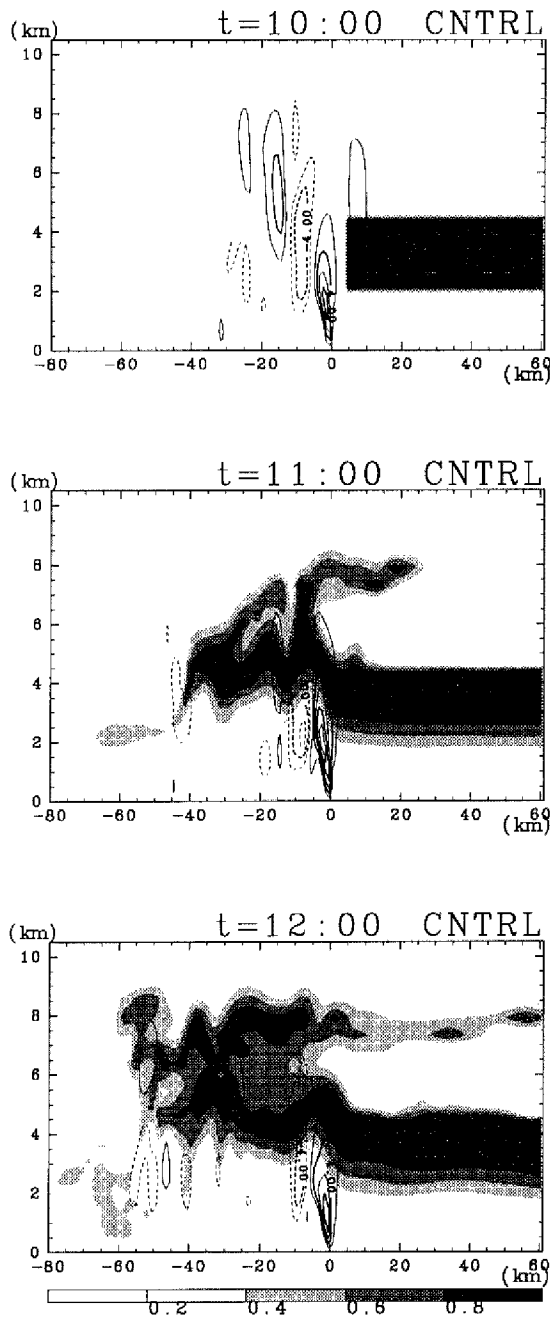


Fig. 5 Same as Fig. 4 except for tracer 2.

実験では CNTRL 実験の場合の 4 倍以上あるのにもかかわらず、SMLQV2 での Σq_w の持続性は、CNTRL の場合よりもよくない。したがって、スコールラインの発達・維持には深い混合層の存在が必要であるといえる。

次に深い混合層を持つ二つの実験について見ると、同じ混合層の深さでも水蒸気プロファイルの形によって時間発展の様子が大きく異なることが分かる。CNTRL では 8 時間以降 Σq_w の変動は顕著ではないが、一方、DMLQV2 では大きく変動している。水

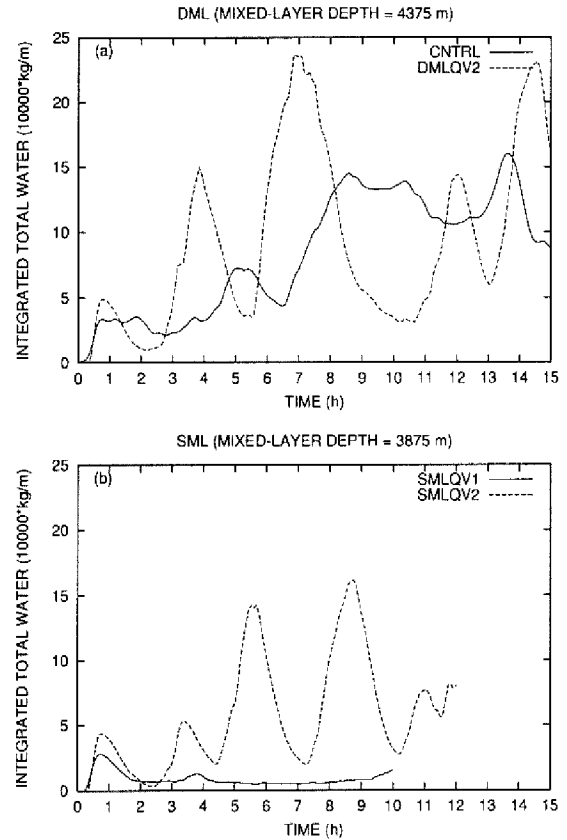


Fig. 6 Time series of domain-integrated total liquid and ice water content for (a) experiment DML and (b) experiment SML.

蒸気の鉛直分布が一様に近い方がスコールラインの持続性がいよいと言える。

急減少の水蒸気プロファイルを持つ実験 (DMLQV2) について、混合層の気塊がどのように輸送されるかを再びトレーサー輸送によって見てみる。CNTRL の場合と同様、冷氣プールが十分に発達した時刻 (8 時間後) を初期としてトレーサーを冷氣プールの前方におき、モデルとともに 2 時間積分した。混合層下部においたトレーサーについては、CNTRL と同様にシステムの後方に輸送されていた。一方、混合層上部においたトレーサー 2 の濃度分布は Fig. 7 に示したとおりである。このトレーサー 2 の分布は、Fig. 5 に示されている CNTRL の場合と大きく異っているのが分かる。DMLQV2 の場合には、対流圏上層まで混合層上部の気塊が輸送されることはなく、システムの後方にのみ輸送される。このように水蒸気プロファイルが高さとともに急減少する場合には、冷氣プールが発達している段階においては混合層の気塊は対流圏上層に輸送されなくなってしまうのである。このことにより対流雲は持続できなくなってしまう。DMLQV2 での地上気塊の CAPE は CNTRL

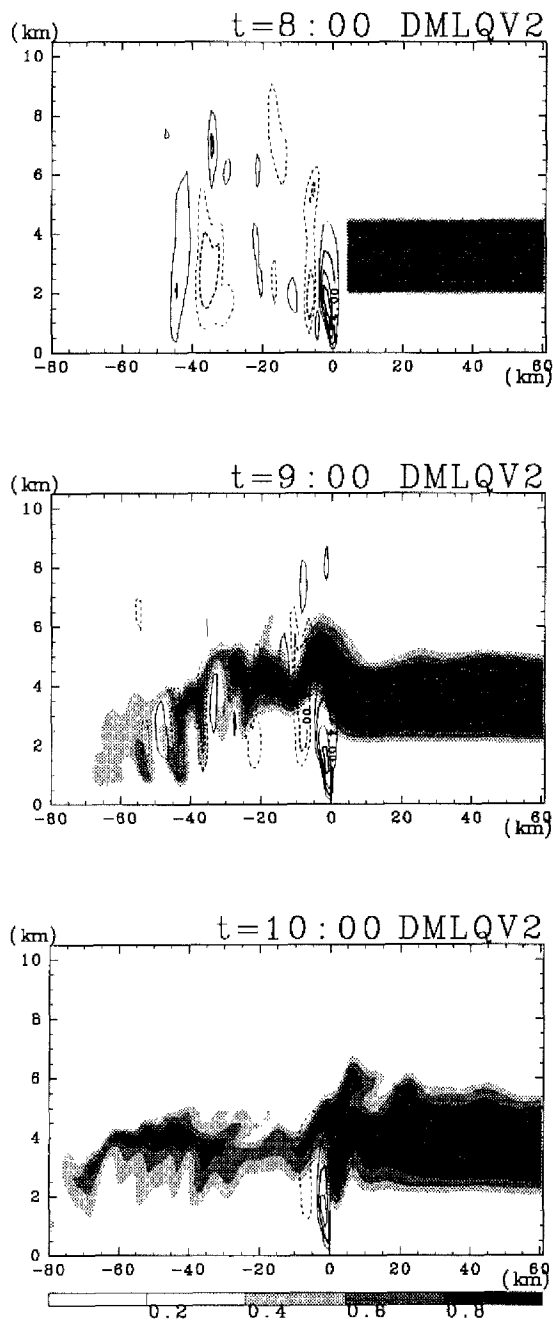


Fig. 7 Same as Fig. 5 except for experiment DMLQV2 at $t = 8, 9$, and 10 h.

の値の5倍程度 (Table 1) であっても、対流雲は長時間持続することはできないのである。

5. 議論

今まで述べてきた数値実験の結果をここで考察する。深い対流雲の発達のためには、気塊が自由対流高度 (LFC) まで持ち上げられ、さらにその気塊自身が持つCAPEも十分な値を持っていなければならな

い。CAPEやLFCは通常は地上の気塊に対して定義されるが、本研究で示したように、対流圏上層に運ばれる気塊は必ずしも地上付近のものではなかった。そこで混合層内の気塊について格子点の高度毎にCAPEとLFCを計算し、その鉛直分布を調べた (Fig. 8)。LFCについては気塊との高度差として示した。

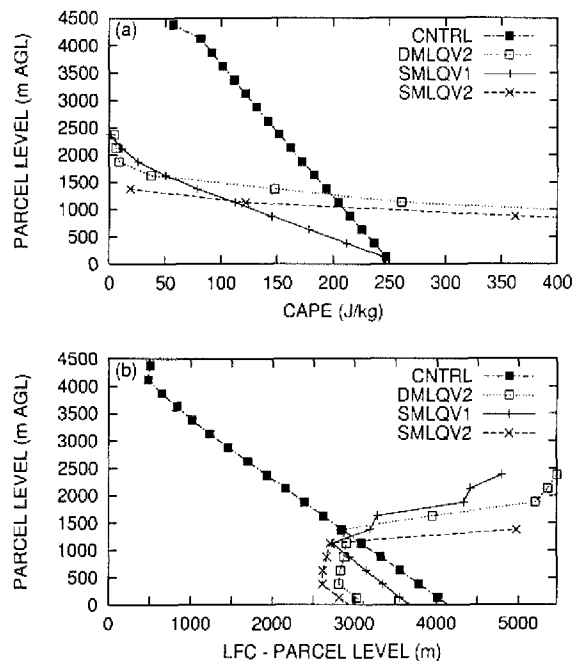


Fig. 8 (a) CAPE and (b) the difference between the LFC and parcel source level for the parcels originating in the ML as a function of the source levels of the parcels.

水蒸気プロファイルが急減少の実験 (DMLQV2, SMLQV2) では、地上気塊のCAPEは1000以上 (Table 1) と大きい、高度とともにその値は急速に減少し、高度2500 m以上ではゼロになってしまう。一方、CNTRLの場合、地上のCAPEは250であるものの、高度が上がってもゼロにはならず50-150程度の値を持つ。気塊の持ち上げ前の高度とLFCとの高度差を見ると、地上の気塊に対してはすべての実験にわたって3000-4000 mと大変大きい。この高度差は、CNTRL以外は高さが上がるとともにますます大きくなる。しかし、唯一CNTRLでは気塊の高度とLFCとの高度差が小さくなる。したがってCNTRLの場合には、混合層上部の気塊はLFCまでの持ち上げ量が小さくてすみ、かつCAPEもゼロではないので、深い対流雲の発達に寄与するのである。

混合層内の気塊の運動は冷気プールによって大きく影響を受ける (Rotunno et al., 1988; Weisman, 1992)。このことを調べるために、スコールラインのライン

方向の渦度成分 η を考えてみる。 η の式は次のようになる。

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{1}{\rho^2} \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial x} - \eta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (1)$$

この方程式の各項を診断した結果、冷気プールの境界付近では右辺第1項の傾圧的渦度生成項が支配的であることが分かった。そこで CNTRL 及び DMLQV2 の実験における傾圧的渦度生成項と流れ場を Fig. 9 に示す。示した時間は冷気プールが十分に発達した

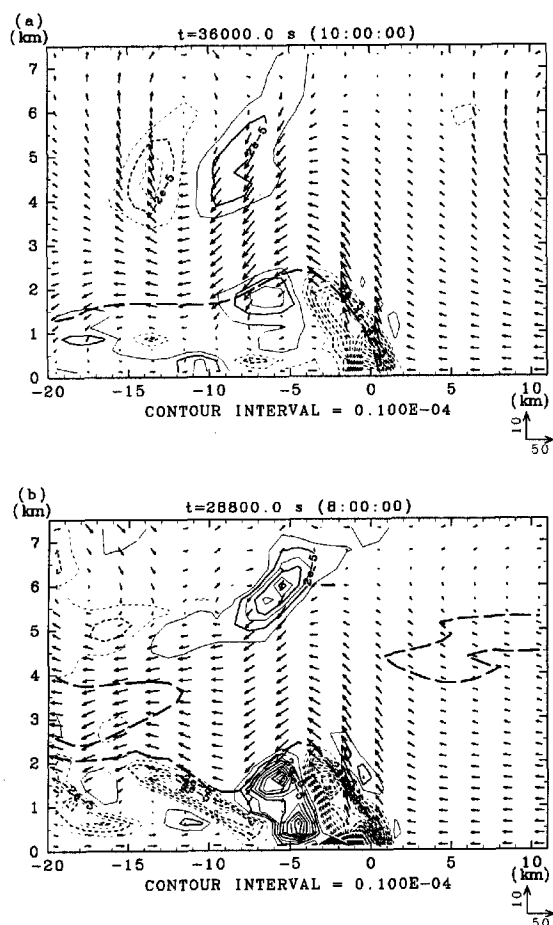


Fig. 9 Vertical cross sections of the system-relative flow vectors (the unit vector is indicated in the lower right corner) and baroclinic generation of horizontal vorticity (contoured every $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ with the zero contour omitted) for (a) CNTRL at $t = 10 \text{ h}$ and (b) DMLQV2 at $t = 8 \text{ h}$. $\theta' = -1 \text{ K}$ is contoured by the dashed lines.

成熟期のものである。図中の $(x, z) = (0, 0)$ を通る太い実線は冷気プールの境界を示す。いずれの実験の場合にも冷気プールの先端付近で負の傾圧生成項が大きくなっており、下層の循環を反時計回りに強制している。この強制によって混合層下部の流れはシ

ステム前方から後方へのものが卓越する。一方、混合層上部の流れは負の渦度強制の影響をそれほど受けない。したがって CNTRL のように、混合層上部の気塊の CAPE がゼロでなく LFC との高度差が小さければ、冷気プールによる渦度強制の影響を受けることなく、深い対流雲の発達が可能になる。

以上述べたように、気塊の運動は冷気プールによる循環の影響を大きく受ける。このことは、冷気プールがまだ発達していない段階において気塊の運動を調べることで明らかにされる。CNTRL において冷気プールがまだ発達していない7時間後を初期時間として Fig. 4 に示すのと同様に混合層下部にトレーサーをおき、その輸送を調べてみた。図には示さないが、その混合層下部のトレーサーは、成熟期とは異なり、下層からの上昇流によって対流圏上層まで輸送されていた。したがって、混合層気塊の運動は冷気プールの力学が支配しているといえる。また、冷気プールの存在によって、その先端部に小さな領域の高圧部が作られる (Fig. 3)。LFC が非常に高く CAPE が小さい環境においては、この高圧部に伴う上向き気圧傾度力が気塊の初期の加速に重要な役割を果たす。Carbone (1982) は、ほぼ中立な成層をした環境におけるレインバンドの解析から、成層が不安定でない場合には、重力流のように振舞う地上の冷気の運動が境界層の気塊を持ち上げるのに重要であることを指摘した。Carbone のケースは、米国カリフォルニアにおけるもので、本研究のように大気は乾燥はしていないが、同様の冷気プールの重要性が強調されている。Parsons (1992) は、Carbone (1982) のケースで見られたような中立成層の環境で発達した対流雲システムの力学を数値実験により調べた。その結果、下層が湿潤であるにもかかわらず、冷気プールの先端における強い上昇流は、浮力によるものではなく上向き気圧傾度力に伴うものであり、その気圧傾度力が対流システムの力学において支配的であることを示した。Carbone や Parsons の研究は湿潤な環境での対流システムの振舞いについて調べたが、成層の不安定度が小さいという点では本研究と一致した大気の状態である。そのような条件下では冷気プールの力学が重要であることが、乾燥した環境での本数値実験においても同様に示された。

注意すべきことは、Carbone や Parsons らの研究と本研究との違いは、環境の湿度の違いが一番大きいことである。スコールラインを支配している力学には冷気プールが大きな役割を果たしているものの、本研究のように乾燥した状態では単に冷気プールの強制だけではスコールラインの発達・維持には不十分である。冷気プールが発達した段階になると、対

流雲の発達に寄与するのは混合層上部にある気塊であることを考えれば、混合層内の温度・水蒸気量といった熱力学量の鉛直分布もスコールラインの力学に大きな影響を及ぼすのである。

6. 結論

非静水圧雲モデルを用いて数値実験を行ない、乾燥した環境におけるメソ対流系の発達・維持のメカニズムを解明した。メソ対流系の中でも、これまで理論・観測・数値シミュレーションにより精力的に調べられてきたスコールラインを対象とした。数値実験においては、混合層の深さとその層内における水蒸気の鉛直分布を様々に変化させて、様々な条件でのシミュレーションを行った。

数値実験の結果、深い混合層の存在がスコールラインの維持に必要であることを示し、Takemi (1999) がデータ解析で示したことの正しさを証明した。また非常に温度の低い冷氣プールが形成されること、及び降水をほとんど伴わないということをシミュレートすることに成功した。この冷氣プールの形成には、雨の蒸発冷却効果が大きく作用していた。また最も持続するスコールラインが発達する条件として、混合層が深くかつその層内の水蒸気量がほぼ鉛直様に分布しているということを明らかにした。この条件のもとでシミュレートされたスコールラインでは、混合層上部の湿った気塊が対流雲の発達に寄与し、混合層下部の乾燥した気塊が地上の冷氣プールの強化に寄与することが明らかとなった。混合層上部の気塊はゼロでないCAPEを持ちかつその気塊の高度とLFCとの高度差が小さいために、深い対流の発達に好都合なのである。通常CAPEやLFCは地上気塊に対して計算されるが、本研究では混合層内の各高度の気塊についてのCAPEやLFCに着目してスコールラインの力学を明らかにした。乾燥地のスコールラインの力学には、冷氣プールとCAPEの鉛直分布が大きな役割を果たしていることが分かった。CAPEの鉛直分布は、混合層内における水蒸気量の鉛直分布のしかたに大きく依存している。Fig. 10に乾燥した環境におけるスコールラインの力学についての概念図を示す。

本研究の結果から今後の研究の指針として、乾燥した環境において境界層の構造が深い混合層・一様に近い水蒸気の鉛直分布という条件を満たすときには雲対流系は長時間持続しうることが予測される。このような環境は、中国砂漠地域だけでなく、サハラ砂漠とその周辺地域、米国北中西部においても報告されている。したがって、このような地域で境界層の観測を行えば、激しい気象現象を伴う雲対流系の発

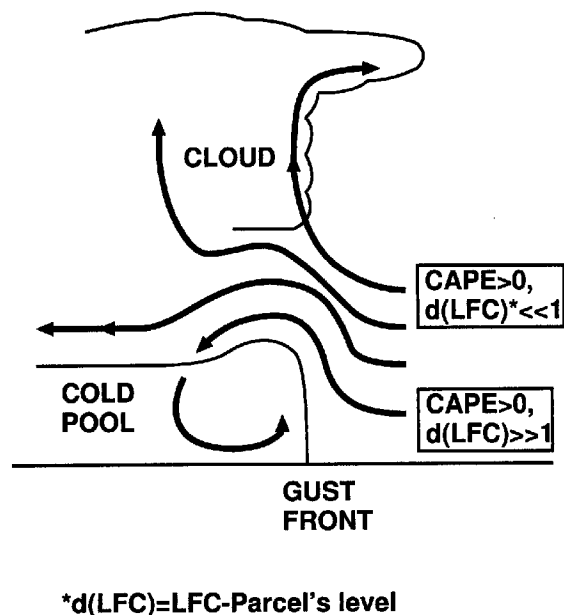


Fig. 10 Conceptual model of the dynamics of long-lived squall lines in dry environments.

達・維持の予測が可能となるであろう。

謝辞

本研究は科学研究費特別研究員奨励費の補助を受け、第一著者が京都大学大学院理学研究科在学中に防災研究所で行なったものである。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。ARPSはOklahoma大学Center for Analysis and Prediction of Stormsで開発されたものです。

参考文献

- 大野 久雄 (1994) : ニジェールのガストフロント. 天気, 第41巻, 7号.
- 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巻, pp. 502-506.
- 竹見 哲也・里村 雄彦 (1998) : スコールラインの維持メカニズムに関する数値実験, 京都大学防災研究所年報, 第41号B-1, pp. 349-356.
- Carbone, R. E. (1982) : A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. J. Atmos. Sci., Vol. 39, pp. 258-279.
- Crook, N. A. (1996) : Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. Mon. Wea. Rev., Vol. 124, pp. 1767-1785.

- Fankhauser, J. C., Barnes, G. M., and LeMone, M. A. (1992) : Structure of a midlatitude squall line formed in strong unidirectional shear. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, pp. 237-260.
- Farquharson, J. S. (1937) : Haboobs and instability in the Sudan. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 63, pp. 393-414.
- Fovell, R. G., and Ogura, Y. (1988): Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, pp. 3846-3879.
- Fovell, R. G., and Tan, P. -H. (1998) : The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp. 551-577.
- Gamo, M. (1996) : Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Bound.-Layer Meteor.*, Vol. 79, pp. 265-278.
- Grady, R. L., and Verlinde, J. (1997) : Triple-doppler analysis of a discretely propagating, long-lived High Plains squall line. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 54, pp. 2729-2748.
- Idso, S. B., Ingram, R. S., and Pritchard, J. M. (1972) : An American haboob. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 53, pp. 930-935.
- Knupp, K. R. (1996) : Structure and evolution of a long-lived, microburst-producing storm. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 124, pp. 2785-2806.
- 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.
- Lawson, T. J. (1971) : Haboob structure at Khartoum. *Weather*, Vol. 26, pp. 105-112.
- LeMone, M. A. (1983) : Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, pp. 1815-1834.
- 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.
- Mahrt, L. (1976) : Mixed layer moisture structure. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 104, pp. 1403-1407.
- Mattice, W. A. (1935) : Dust storms, November 1933 to May 1934. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 63, pp. 53-55.
- 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. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 73, No. 6, pp. 1269-1284.
- Orlanski, I. (1976) : A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, Vol. 21, pp. 251-269.
- Parsons, D. B. (1992) : An explanation for intense frontal updrafts and narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 49, No. 19, pp. 1810-1825.
- 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.
- Schmidt, J. M., and Cotton, W. R. (1989) : A High Plains squall line associated with severe surface winds. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, pp. 281-302.
- Simpson, J. E. (1969) : A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 95, pp. 758-765.
- Sutton, L. J. (1925) : Haboobs. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 51, pp. 25-30.
- Takemi, T. (1999) : Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 127, No. 6, pp.1301-1309.
- Wakimoto, R. M. (1985) : Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 113, pp. 1131-1143.
- 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, Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), University of Oklahoma, 380 pp. [Available from CAPS, University of Oklahoma, Norman OK 73019, USA].

Two-Dimensional Numerical Experiments on the Mechanism for the Development and Maintenance of Mesoscale Convective Systems in Dry Environments

Tetsuya TAKEMI* and Takehiko SATOMURA**

*Graduate School of Engineering, Osaka University

**Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The mechanisms responsible for the development and maintenance of mesoscale convective systems (MCSs) in dry environments are investigated through numerical experiments by using a nonhydrostatic cloud model. The MCS environments are characterized by a low convective available potential energy (CAPE), low moisture content, and a high level of free convection (LFC). In the experiments, the depth of low-level mixed layer and the profile of moisture content within the layer are varied. Although these environments seem to be unfavorable for the development of convective systems, a long-lived MCS with a strong cold pool is simulated in the environment of a well-mixed moisture profile within a deep, mixed layer. During the mature stage of this MCS, the air parcels originating in the upper part of the mixed layer ahead of a surface cold-air pool are lifted to the upper troposphere. On the other hand, the air parcels originating in the lower part of the mixed layer are forced to go rearward, never reaching the upper levels, and contribute to the intensification of cold pool. If the moisture profile is nearly vertical in the deep mixed layer, air parcels in the upper part of the mixed layer have non-zero CAPE values, and the differences between the source levels of these parcels and their LFCs are very small. These parcels therefore contribute to the development of convective cloud. The vertical distribution of CAPE values in the mixed layer and the presence of strong cold pool play an important role in the dynamics of MCSs in dry environments.

Keywords : *Squall line, mesoscale convective system, severe storm, duststorm, desert*