

スーパーセル型積乱雲の下降気流の力学

*野田 暁・新野 宏 (東京大学 海洋研究所)

1. はじめに

シアの無い環境で発生する気団性の積乱雲は、発達を始めてある程度時間が経過すると凝結によって発達した雨粒により負の浮力が生じ、上昇流域付近に下降流が形成される。このため、その寿命は通常数10分で終わることが知られている。これに対してスーパーセル (Browning, 1964) と呼ばれる巨大な単一の積乱雲は数時間も一定の構造を保ち続けることが知られている。これはスーパーセルの内部で下層から流入し発達する上昇気流と中層から下層にかけて発達する下降気流とが互いに妨げることがないように組織化しているためである。このため長い時間にわたり激しい降雨や雹、突風、そしてより大きな竜巻を発生し発達させることができると考えられている。

これまでに非静水圧数値モデルを用いたスーパーセルに関する研究は数多く行われ、その振舞いや維持機構についての力学が調べられてきた。スーパーセル内部の上昇流を強める原因としては、風の鉛直シアと上昇流との相互作用によって中層のダウンシア側に負の気圧偏差が生じ、これによる上向きの気圧傾度力によって上昇流を強化する説 (Rotunno and Klemp, 1982) があり、最近、カナダのモントリオールで発生したストーム内部でもこの様な気圧傾度が実際に作られ、ストームを維持していることがバイスタティックレーダーによる観測によって示されている (Protat et al., 2001)。

これに対して、下降流は上昇流に対する補償流としてや、あるいは降水粒子による負の浮力によって受動的に生成されていると考えられ、ほとんど調べられてこなかった。しかし、数時間にわたりスーパーセルが一定の構造を維持できるためには上昇流だけでなく下降流もストーム内部で積極的に駆動されている可能性が高いと考えられる。そこで、1990年9月19日関東平野に起こり竜巻を発生させたスーパーセルの数値シミュレーションを基に、ストームスケールでの下降流に着目してスーパーセル構造の維持機構について調べる。

2. 数値モデルと結果

ARPS Ver.4.5.1 (Xue et al., 1995) による node 8 の並列計算を行なった。格子間隔は水平方向 150m、鉛直方向は地上付近で 50m、高度 14km で 550m となる stretched grid を使用した。計算領域は水平 34km × 69km、鉛直 14.1km である。境界条件は、側面は解放、上・下端は free-slip で断熱の剛体壁である。高度 10km から上で緩和時間 300s の Rayleigh damping をかけた。基本場は 1990年9月19日 21JST の館野の観測データを水平一様に与えた。対流を発生させるため、計算開始と同時に最大温位偏差 4K のバブルを計算領域の中心、高度 1.5km に置いた。シミュレーションは 3 時間行ない、解析のため 3 次元データを 10 分毎 (6912~7812 秒の間は 6 秒毎) に保存した。計算を開始してからおよそ 2 時間後にスーパーセルは最盛期となり (図 1)、この後も発達、減衰を繰り返しながらシミュレーションを行っ

た 3 時間の間持続した。

3. 内部の気圧構造

ストーム内部の力学を調べるために 6 秒毎に保存した気圧偏差を以下の手順で解析する。簡単のためブジネスク流体を仮定すると、運動方程式の発散をとることで気圧偏差に関する方程式はポアソン型の診断方程式となる。ポアソン方程式は線形であるから右辺を浮力と釣り合う気圧偏差 (π_{buo}) と力学的な項 (π_{dyn}) のそれぞれに分けて 2 通りの式を解くことで別々の効果による気圧偏差を得ることが出来る。すなわち、

$$\begin{aligned}\Delta\pi &= \Delta\pi_{dyn} + \Delta\pi_{buo} \\ &\equiv -\frac{1}{C_p\Theta} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right. \\ &\quad \left. + 2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \\ &\quad - \frac{g}{C_p\Theta\rho} \frac{\partial\rho'}{\partial z}.\end{aligned}$$

ここで、 π はエクスナー関数、 $\Theta=300\text{K}$ 、 $C_p=1004\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{K}^{-1}$ である。ポアソン方程式を解く時の境界条件は側面は勾配無しを、上・下端は、 π_{buo} については静水圧平衡、 π_{dyn} については勾配無しをそれぞれ用いた。

上空における潜熱解放で π_{buo} によってストーム周辺 3km 以上にわたり緩やかに負の気圧偏差が現れている (図 2a)。そしてストーム内部には π_{dyn} による大きな低圧部ができ、これが周りの空気をストーム内部へと取り込んでいることがわかる (図 2b)。鉛直断面 (図 2c,d) より、気圧偏差はほぼ π_{dyn} によって生成されていることがわかる。 π_{dyn} による低圧部は主に 3 個所にピークがあり、一つは Rotunno and Klemp (1982) によって示されているような高度 1.5km の中層を中心として広がり下層から流入してくる空気を上向きに加速し上昇流を強めている (図 2d, x=16)。もう一つは高度 500m の下層を中心として広がっていて、この低圧部の中心に向かって中層の空気を下向きに加速している。この低圧部は地表付近の激しい鉛直速度と下層の風の鉛直シアとが相互作用し生成されたものである。

4. トラジェクトリに沿った運動量収支

ストームスケールでの下降流の成因を明らかにするために地表付近の鉛直渦が最盛期となった 7812 秒にストームスケールでの下降流域の下層、高度 125m で 10 個のトレーサー粒子を置き、これらの前 15 分間のバックトラジェクトリを計算した (図 3)。地表付近の下降流域に流入する粒子には一部、スーパーセルから見て北側の高度 300m 程度からくるものもあるが、主には北~東側の高度数 100m からストームスケールの上昇流の周りを反時計回りに回りながら下降してくることがわかる。次にこの下降流を図 3 の粒子 5 で代表させて粒子の軌跡に沿った運動量収支を計算した。トラジェクトリに沿った収支解析に用いた式は、

*noda@ori.u-tokyo.ac.jp

$$\frac{dv}{dt} = \underbrace{-C_p \Theta \nabla \pi_{dyn}}_{dynamic} - \underbrace{C_p \Theta \nabla \pi_{buo} - g \frac{\rho'}{\rho(z)} \mathbf{k}}_{buoyancy} \equiv F_{dyn} + F_{buo},$$

である。ここで、右辺の2項目と3項目は共に浮力に関する力であるから1つにまとめた。

粒子は初めに持っている運動量と F_{buo} による緩やかな加速によってストーム内部へと流入する(図2a, 図4)。下降流域の粒子は負の気圧偏差の中心方向からずれて流入してくるために F_{dyn} は向心力の様に働き低圧部の中心、ひいてはその東側にあるストームスケールの上昇流の周り(図3, $x=15, y=26$)を反時計回りに回りこみながら下降する。負の気圧偏差中心の高度を過ぎると下向きだった気圧傾度力は上向きに変わるため加速は上向きに変化し下降流を弱めるように働くが(図4, 7700秒)、この後、粒子は降水粒子の重みと蒸発による負の浮力や慣性によって高度125mまで下降する。

5. まとめ

従来、スーパーセルの内部に発生するストームスケールの下降流は降水粒子の重みや蒸発による負の浮力や上昇流の補償流の様に考えられてきた。しかし実際には風の鉛直シアと上昇流との相互作用によって下層に発生した負の気圧偏差によって駆動され、系統的にストーム内部へと取り込まれていることがわかった。

スーパーセルを単一の積乱雲として数時間に渡り一定の構造を維持している要因の一つに上昇流を妨げない様な下降流の形成があげられる。しかし、たとえ風の鉛直シアによって上昇流域と下降流域が空間的にずれて形成される効果(Ogura and Takahashi, 1971)を考慮しても、従来から考えられてきたような負の浮力だけを直接の成因としたのではスーパーセルの場合のように、上昇流を回り込みながら下降する気流の形成を説明することは難しかった。本研究では、動圧により下層に生成された負の気圧偏差に基づいて下降流の形成を以下のように説明することが出来る。すなわち、この下層の大きな負の気圧偏差で中層の上昇流域周辺の空気は図3のトラジェクトリで示されているように積極的にストームへと取り込まれる。この過程で空気は気圧偏差の等値線に対して斜めに流入するために気圧勾配力の一部は下向きの加速に、そして他の一部は向心力として働き空気の流れを曲げていく。この負の気圧偏差は風の鉛直シアと上昇流の水平変化との相互作用で生成されているために上昇流域の非常に近傍で起こっている。このため、以上の力学は10km程度の比較的狭い水平スケールで行なわれ、ストームの効率的な組織化を可能にしている。

この上昇流を維持しつつ強い下降流を作りだしストームを維持させる機構は本研究で扱ったスーパーセルの事例に限らず大きな風のシア中において発生する現象に対しても応用できるものと考えられる。



図1: 7812秒後におけるスーパーセルを北東から見た様子。濃淡はそれぞれ雨水 1g/kg と雲水 0.1g/kg の等値面。計算領域である $34\text{km} \times 69\text{km} \times 14.1\text{km}$ を示す。

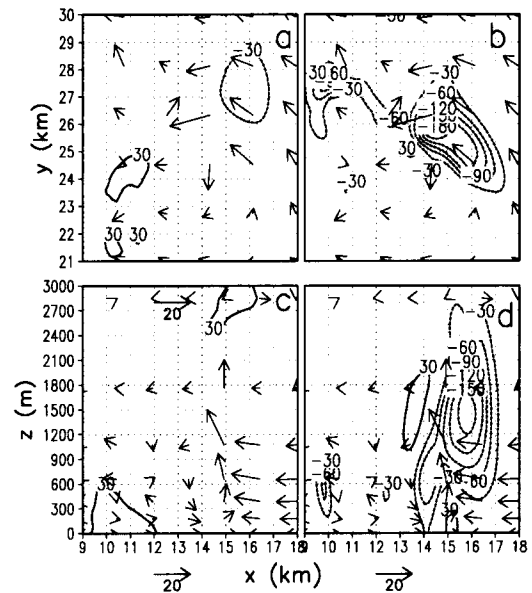


図2: 7812秒、高度1kmにおける(a) π_{buo} 、(b) π_{dyn} の水平断面と、 $y=25$ における(c) π_{buo} 、(d) π_{dyn} の鉛直断面。等値線は30Pa毎で単位はPaに直してある。矢印はそれぞれの風ベクトル。

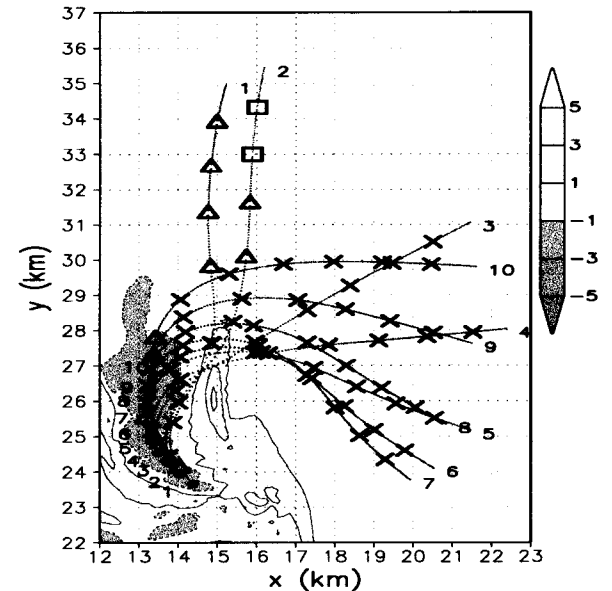


図3: 7812秒における高度125mの鉛直流と下降流域に置かれた10個の粒子、それらの前15分間のバックトラジェクトリ(高度を2分毎に $0\text{m} \leq \square; 100\text{m} \leq \square; 300\text{m} \leq \triangle; 500\text{m} \leq \times$ で示す)。

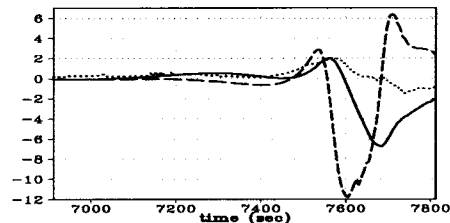


図4: 図2で示した粒子5のトラジェクトリに沿った鉛直速度(実線; m/s)、 F_{dyn} (破線; 10^{-2}m/s^2)、 F_{buo} (点線; 10^{-2}m/s^2) の時間変化。

謝辞 This simulation was made using the Advanced Regional Prediction System (ARPS) developed by the Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), University of Oklahoma. CAPS is supported by the National Science Foundation and the Federal Aviation Administration through combined grant ATM92-20009.