

夏の関東平野における積雲対流の日々変化

～ 晴れた日の次の日は晴れにくい？ ～

東京大学気候システム研究センター

佐藤 尚毅、高橋 正明

Naoki Sato, Masaaki Takahashi

関東平野では、夏の晴れた日の午後に積雲対流が生じる。雲量データを調べることによって、ある日の午後の雲量と次の日の午後の雲量は独立ではないことが分かった。雲量が少なかった日の次の日には、雲量が多くなりやすく、雲量が多かった日の次の日には、雲量が少なくなりやすいのである。したがって、関東平野が亜熱帯高気圧に覆われていて、天候が安定している場合には、「晴れた日の次の日は晴れにくい」と言えよう。

この日々変化は、2次元の数値実験によって再現された。海陸風に対応した1日周期の境界条件を与えたにもかかわらず、積雲対流の強い日と弱い日が準周期的に現れた。数値実験の結果を調べることによって、この日々変化は、下層での温位や水蒸気混合比の鉛直分布の違いによって生じていることが分かった。積雲対流の日々変化には、より積雲対流に適した条件を与えると、より強い対流が生じ、その結果、次の日には積雲対流が生じにくい条件になってしまうという、「過剰調節」の効果が本質的に重要である。

さらに、これらの鉛直分布の違いを高層気象観測データと比較して、数値実験の結果を確かめた。温位の鉛直分布の違いは統計的には十分に有意とは言えないが、これらの鉛直分布の違いは、高層気象観測データに見られる違いと定性的に一致した。

1 はじめに

熱帯の海洋上では、積雲対流の準2日振動が見られる。Chen and Houze (1997)によれば、この準2日振動は海面-雲-放射相互作用によって生じている。本研究では、夏の関東平野で起きる積雲対流についての日々変化を調べる。まず、関東平野における雲量データを解析し、日々変化を検出する。次に、海陸風に関する簡単な数値実験によって、積雲対流の日々変化を再現し、その原因を考える。さらに、数値実験の結果を、高層気象データと比較する。

2 雲量データの解析

東京、熊谷、前橋における、夏期(7月16日～9月15日)の雲量データを解析して、積雲対流の日々変化の検出を行った。これらの3地点は、東京湾からの海風の影響を受けやすい地点である。ここでは、夏期の天候が比較的安定していた年として、1961～1996年までの36年の中から、3地点における8月の日照時間の平均が220時間より多かった年9年を選んだ。まず、3地点の雲量を平均した後、毎日の朝(3～9時)と午後(12～21時)のそれぞれについて、時間平均を求めた。次に、連続する3日間で朝の平均雲量が3日とも4未満の場合について、1日目の午後の平均雲量と2日目の午後の平均雲量との関係を調べた。この条件を満たす日には、すべての事例について朝には降水がなく、またほとんどの場合、関東平野は太平洋高気圧に覆われている。

図1は、1日目の雲量を横軸、2日目の雲量を縦軸にプロットしたものである。1日目の雲量が5未満の場合、17例中8例で2日目の雲量は5以上になっている。一方、1日目の雲量が5以上の場合、5例中すべてで2日目の雲量は5未満になっている。1日目の雲量が小さい方が、2日目の雲量は大きくなっているようである。雲量が5以上になる確率について、母平均の差に関する検定を行なったところ、この傾向は有意水準97.3%で有

意であることが明らかになった。つまり、天候が比較的安定している場合には、「晴れた日の次の日は晴れにくい」と言えよう。

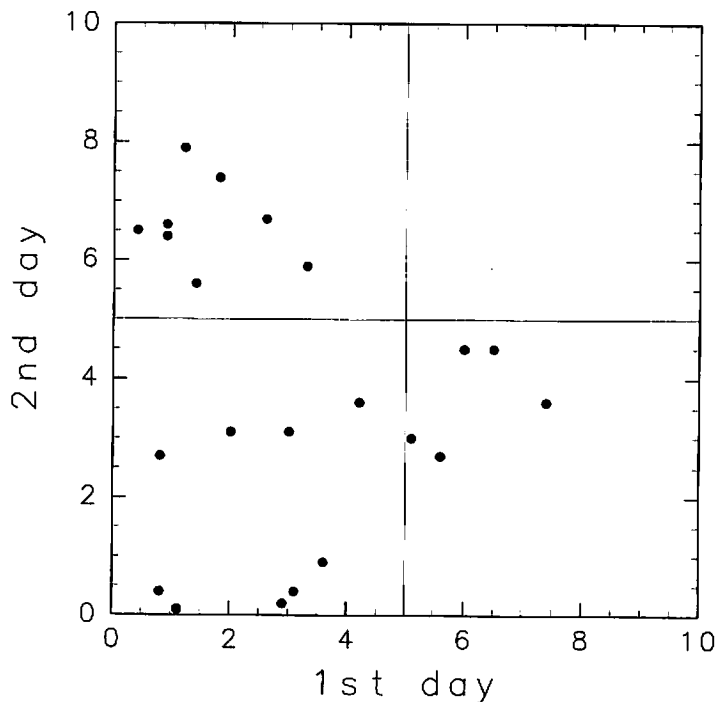


図 1: 1 日目の雲量と 2 日目の雲量との関係
横軸は 1 日目の午後、縦軸は 2 日目の午後の雲量を表す。

3 数値実験

雲量データの解析で見られた日々変化の原因を調べるため、簡単な数値実験を行った。ここでは、2次元のモデルを用いる。予報変数は、奥行き方向の風速 u 、水平風速 v 、温位 θ 、水蒸気混合比 q_v 、雲水混合比 q_c の 5 つである。音波なしを仮定するが、静水圧平衡は仮定しない。湿潤過程に関しては、簡単なパラメタリゼーションを行なった。下部境界を陸面と海面に分け、2種類の境界条件を与える。地表面に 1 日周期の熱的な強制を与えると、陸面と海面との温度差によって昼間には海風が生じ、沿岸地域の上空に積雲対流が励起される。ここでは、初期状態から 45 日間積分し、最後の 10 日間の結果を解析に用いる。以下では、積分開始 35 日後を時刻 $t = 0$ とする。

陸面上空での雲水の鉛直積分量の時間変化を、図 2 に示す。毎日、昼過ぎに積雲対流が生じている。しかし、対流の強さは日によってかなり異なっていて、積雲対流の強い日と弱い日が交互に現れている。図 3 と図 4 に、積雲対流が弱かった 8 日目と強かった 9 日目の 20 時における風と雲の分布を示す。8 日目では、20 時にはすでに積雲の発達が終わっている。一方 9 日目では、積雲の内部に強い上昇気流が見られ、発達が続けていることが分かる。

次に、8 日目と 9 日目の 9 時における温位と混合比の差を調べた。結果を図 5 と図 6 に示す。午後に強い積雲対流が生じた 9 日目の方が、朝の時点で、下層大気の安定度が $0.10 \sim 0.15 \text{ K/kg}$ 小さく、水蒸気混合比が $0 \sim 0.35 \text{ g/kg}$ 大きくなっていることが分かる。比較実験を行った結果、このような安定度や混合比の違いによって積雲対流の日々変化が生じていることが明らかになった。さらに、地表面での顕熱フラックスや潜熱フラックスの与え方を変えたり、気温の日変化の大きさを変えたりして、感度実験を行った。その結果、積雲対流の日々変化は、

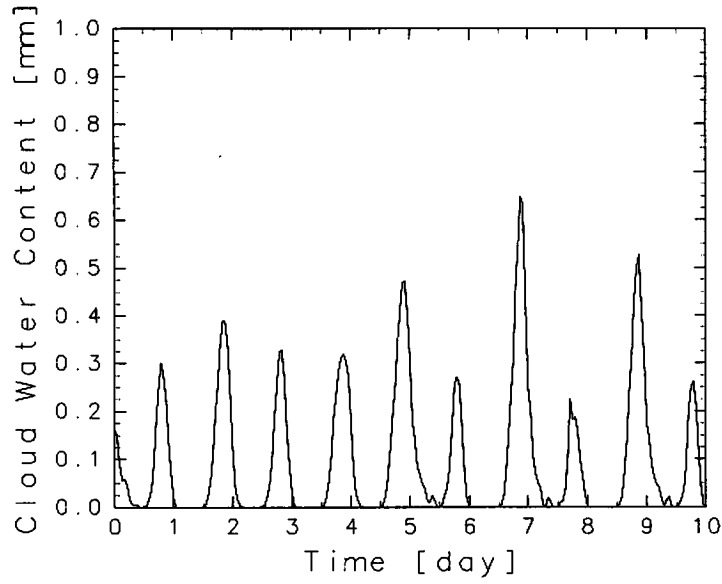


図 2: 雲水量の時間変化
陸面上の雲水の鉛直積分量を降水量に換算して示す。

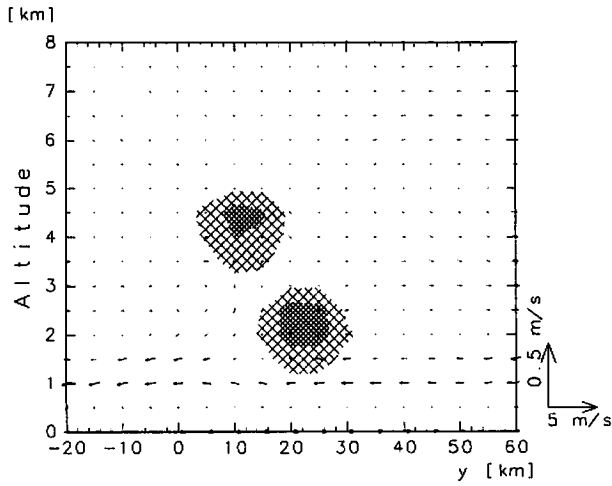


図 3: 8 日目の 20 時における風と雲の分布
 $y < 0$ は海、 $y > 0$ は陸に対応。風ベクトルを矢印で、雲を網かけて表した。

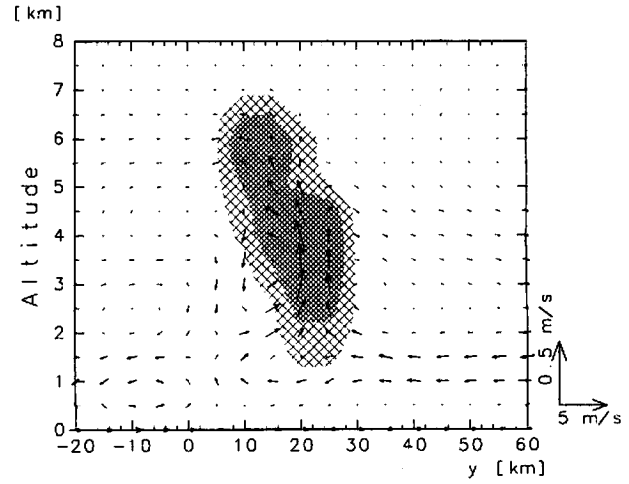


図 4: 9 日目の 20 時における風と雲の分布

積雲対流がある程度の強さであれば一般的に生じ、また、日々変化には1日周期の強制が与えられることが本質的に重要であることが分かった。

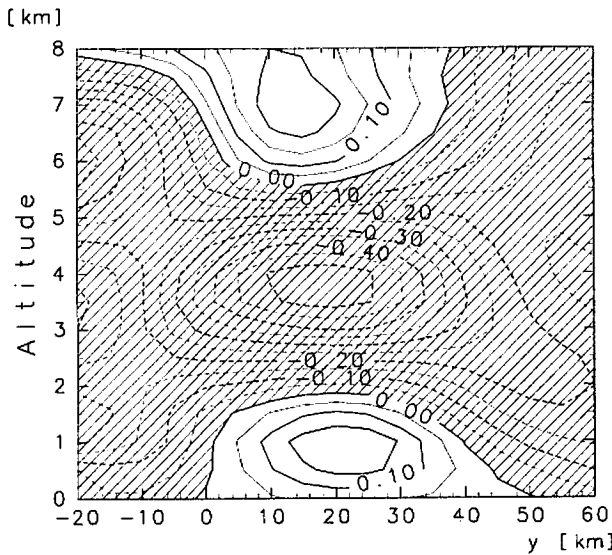


図 5: 8日目と9日目の9時における温位の差
等値線の間隔は0.05 K、9日目の方が温位の低い領域
に網かけをした。

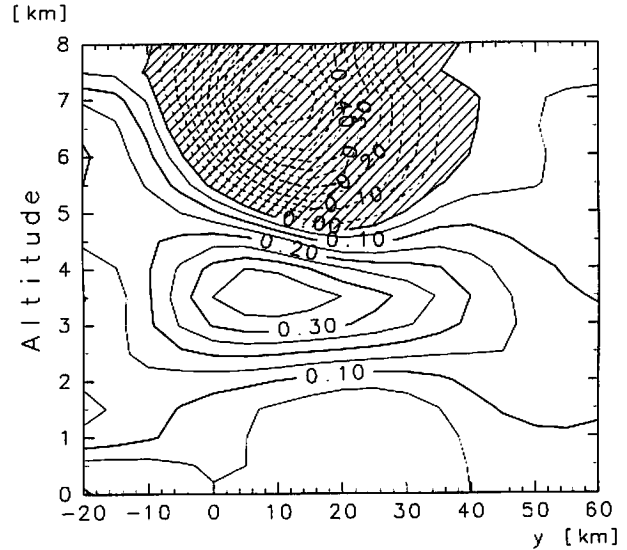


図 6: 8日目と9日目の9時における混合比の差
等値線の間隔は0.05 g/kg、9日目の方が水蒸気混合
比の低い領域に網かけをした。

日々変化の性質を詳しく調べるために、段階実験として、初期条件を段階的に変えて、それぞれについて24時間積分を行った。ここでは、予報変数 u 、 v 、 θ 、 q_v 、 q_c の場の状態を1つの変数 β で代表する。 $\beta_0 = -1$ を積雲対流が弱かったある日の9時の状態、 $\beta_0 = 1$ を積雲対流が強かったある日の9時の状態とする。例えば、 $\beta_0 = 0$ は2つの日の9時の状態の平均を意味する。 β_0 を -2.50 から 2.50 まで 0.25 おきに変えて、それぞれについて、24時間後の β の値 β_1 を診断する。ここでは、 β_1 の診断には温位 θ の場を用いる。温位 θ とともに日々変化に重要な役割を果たしている水蒸気混合比 q_v を用いても結果はあまり変わらない。また、実際には、24時間後には一つの変数 β では代表できないモードも生じているが、それらのモードは、 β で代表されるモードに比べて小さい。完全に2日周期の振動が生じていれば、 $\beta_0 = -1$ のとき $\beta_1 = 1$ 、 $\beta_0 = 1$ のとき $\beta_1 = -1$ となるはずである。

実験の結果得られた β_0 と β_1 の関係を図7に示す。 $-1 < \beta_0 < 1.25$ の範囲では、 β_0 が大きくなるほど、 β_1 が小さくなっていて、「過剰調節」の効果が現れている。つまり、積雲対流により適した条件を与えると、24時間後には、積雲対流により適さない条件になるのである。図7には、関数 $\beta_1 = f(\beta_0)$ と逆関数 $\beta_0 = f^{-1}(\beta_1)$ との交点が、 $A(\beta_A, \beta_B)$ 、 $B(\beta_B, \beta_A)$ 、 $C(\beta_C, \beta_C)$ として表されている。ここで、 $\beta = \beta_C$ は定常解である。しかし、微分関数 $f'(\beta = \beta_C)$ の絶対値が1よりも大きいので、 $\beta = \beta_C$ の周りでの β の値の微小なずれは24時間後にはより大きくなってしまう。したがって、定常解 $\beta = \beta_C$ は不安定である。一方、 $\beta = \beta_A$ と $\beta = \beta_B$ が交互に現れる周期解は、 $f'(\beta = \beta_A) \times f'(\beta = \beta_B)$ の絶対値が1より小さいので、解の周りでの微小なずれは成長せず、安定な解として存在する。日々変化が生じるためには、単に、 β_0 が大きくなるほど β_1 が小さくなる、つまり、 $f'(\beta) < 0$ である（過剰調節が存在する）だけでなく、 $|f'(\beta = \beta_C)| > 1$ である（過剰調節が十分に大きい）ことが本質的に重要である。数値実験で実際に再現された日々変化は、図2に見られるように、もう少し複雑である。数値実験で見られた日々変化には、一つの変数 β だけでは代表できないモードの効果も効いていると考えられる。

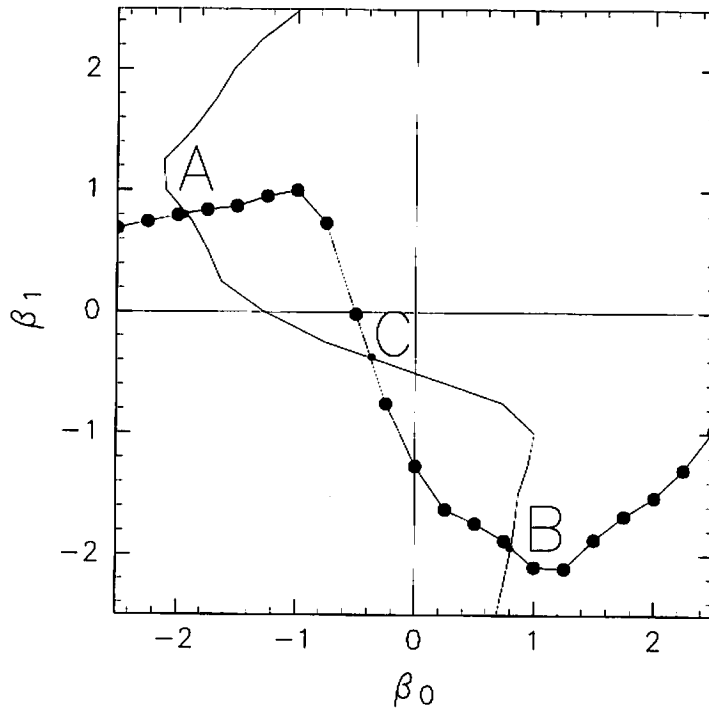


図 7: β_0 と β_1 との関係

関数 $\beta_1 = f(\beta_0)$ と逆関数 $\beta_1 = f^{-1}(\beta_0)$ を示した。点 A、B、C は 2 つの関数の交点。

4 高層気象データの解析

数値実験の結果を確かめるために、館野における気温と湿度に関する高層気象データを調べ、数値実験で見られた温位や混合比の違いと比較した。まず、雲量データの解析と同じ方法で、東京、熊谷、前橋の 3 地点における、毎日の朝と午後の平均雲量を求めた。連続する 3 日間朝の平均雲量が 3 日とも 4 未満の場合に、1 日目と 2 日目のそれぞれについて、3 地点での午後の平均雲量と、9 時における館野での温位や混合比の鉛直構造との関係を調べた。ここでは、午後の平均雲量が 5 未満の場合と 5 以上の場合のそれぞれについて、9 時における温位と混合比の平均値を求め、両者を比較した。

結果を表 1 に示す。午後の雲量が多い日には、下層での温位の鉛直勾配は 0.17 K/km 小さく、また混合比は $0.2 \sim 2.0 \text{ g/kg}$ 大きくなっていることが分かる。これらの結果は、定性的には数値実験の結果と一致する。t-検定の結果、混合比に関しては、差は有意であることが分かったが、温位に関しては、もともとばらつきが大きいため、有意性は十分ではなかった。温位、混合比とも、地表付近よりは自由大気での変化の方が大きく、積雲対流の強さの変化には自由大気での変動がより重要であることが分かる。この点においても、数値実験の結果は観測と一致している。ただし、このような温位や混合比の変動が、前日までの積雲対流の結果として生じているかどうかは、この解析からは確かめられない。実際、観測値に見られる温位や混合比の変動の大きさは、数値実験で見られる変動よりも大きく、現実の天気においては、大規模場の変動の影響も大きいと思われる。

5 考察

夏の関東平野における雲量データを解析したところ、天候が安定している場合には、ある日の午後の雲量と、次の日の午後の雲量との間に負の相関があることが分かった。この関係は、統計的に有意であることが確かめられた。

表 1: 午後の平均雲量と9時の高層気象データとの関係
 上段が温位 [K]、下段が水蒸気混合比 [g/kg]。±の後の値は標準偏差。

| | 事例数 | 地表 | 850 hPa | 700 hPa | 500 hPa | $d\theta/dz$ |
|----------|-----|-------------------|------------------|------------------|------------------|--------------|
| 平均高度 [m] | | 0 | 1503 | 3145 | 5868 | |
| 全事例 | 38 | 299.8 16.8±2.4 | 306.2 9.1±2.9 | 314.3 4.9±2.3 | 326.6 1.5±0.8 | 4.56±0.43 |
| 雲量 ≥ 5 | 11 | 299.8 17.1±2.5 | 306.2 9.7±3.4 | 312.9 6.3±2.3 | 325.8 1.6±0.7 | 4.44±0.41 |
| 雲量 < 5 | 27 | 299.8 16.6±2.3 | 306.3 8.8±2.7 | 314.8 4.3±2.1 | 326.9 1.4±0.9 | 4.61±0.44 |
| 差 | | 0.0 +0.5 | -0.1 +0.9 | -1.9 +2.0 | -1.1 +0.2 | -0.17 |

数値実験の結果から、積雲対流の日々変化のしくみは次のように考えられる。ある日の朝、下層大気の安定度が大きく、水蒸気混合比が小さかったとする。この場合、午後になっても、積雲対流はあまり発達しない。潜熱はあまり上方へは運ばれず、水蒸気はあまり消費されない。地表から供給された水蒸気や潜熱は、そのまま保持される。このため、次の日の朝には、下層大気の安定度は小さく、混合比は大きくなっている。したがって、午後には積雲対流がよく発達する。多くの潜熱が上方へ運ばれ、水蒸気も多く消費される。その結果、次の日の朝には再び、積雲対流の発達には適さない条件が整うのである。このように積雲対流に関する条件が交互に変化していくことによって、日々変化が生じていると考えられる。

段階実験の結果、日々変化には、「過剰調節」の効果が重要であることが分かった。積雲対流の日々変化は、この「過剰調節」を通して、積雲対流自身によって引き起こされているのである。段階実験では、場の状態を β という一つの変数で代表した。日々変化が生じるためには、より大きな β が与えられると、次の日には β がより小さくなり、かつ β の変動の幅は前日よりも大きくなる、別の言い方をすれば、定常解が不安定であるということが必要である。このことは、雲活動のような非線形性の強い現象が、実際の気候システムの中で果たす役割として、非常に興味深い。

熱帯の海洋上では、混合層が積雲対流の発達に適した状態に回復するには、長い時間（～18時間）がかかる（Chen and Houze, 1997）。この点で、本研究で取り上げた積雲対流の日々変化は、熱帯の海洋上で見られる準2日振動と似ている。しかし、熱帯の海洋上では地理的な束縛が少なく、海面温度の日変化も小さいのに対して、関東平野のような沿岸地域では、海陸風などの局地循環の影響が大きく、また表面温度の日変化も大きい。これらの点で両者は大きく異なる。さらに、海洋上では、表面潜熱フラックスの方が顕熱フラックスよりもずっと大きいのに対して、陸面では、両者は同じくらいの大きさになっている。また、沿岸地域での積雲対流は地理的に強く束縛されているので、熱帯の海洋上で見られるような慣性重力波へのフェイズ・ロックも見られない。

参考文献

- Chen, S.S. and R.A. Houze Jr., 1997, Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **123**, 357-388.
- Sato, Naoki and M. Takahashi, 1999, The Interdiurnal Variation of Summer Cumulus Convection over the Kanto Plain in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1199-1220.