

衛星 (MTSAT-1R) ラピッドスキャンデータでみた 孤立積乱雲の一生

齊 藤 洋 一*1・小 林 文 明*2・桂 啓 仁*3
高 村 民 雄*4・鷹 野 敏 明*5・操 野 年 之*6

要 旨

夏季晴天時に房総半島北部で孤立して発生した積乱雲のライフサイクルを、衛星 (MTSAT-1R) ラピッドスキャンデータと、地上可視画像、X 帯レーダーデータとを対比させて調べた。2010年 8月 23日 13:30JST に発生した積乱雲は、12分後の 13:42JST にファーストレーダーエコーが確認された。積乱雲の turret が活発に成長を始めたのは 40分後、アンビルが形成されたのは 70分後であり、積乱雲の寿命は 2時間であった。ラピッドスキャンデータを用いて、積乱雲のより詳細な構造を議論し、本事例の積乱雲の特徴として次のことがわかった。1) 可視画像では、積乱雲とレーダーエコーを有しない積雲とを区別することが可能であった。2) 積乱雲 (turret) の発達に対応して、可視反射率の変動が確認された。3) アンビルの低温領域の成長は一樣ではなく、赤外輝度温度ピークの空間変動が認められた。晴天時に孤立して発生する積乱雲では、その発生、発達、衰弱が明瞭に識別できることが示された。

1. はじめに

夏季関東地方で発生する雷雲の研究は戦後長く行われているが、雷が多発する北関東の雷雲が多くの場合研究対象にされてきた。一般に、夏季関東地方の熱雷は山岳域で発生し、その中で発達したものが平野部に伝播する。東京などの平野部で観測される夕立のパターンである。一方、夏季晴天日に都心周辺で発生する積乱雲は、その頻度は相対的に少なく、発生機構 (convection initiation, 以後 CI とよぶ) はよくわ

かっていない。

近年、都市部における豪雨災害がクローズアップされ、都市型洪水の対策が講じられている。東京都心周辺でも夏季の短時間豪雨がしばしば観測され、大きな災害に至っている。顕著な事例の 1つとして、1999年 7月 21日に練馬区で 1時間降水量 131 mm を記録した、いわゆる練馬豪雨がある (小林ほか 2001; Seko *et al.* 2007)。このときの積乱雲はわずか 30分程度で発生、発達し、レーダーエコーは最大反射強度が 50 dBZ を超え、エコー頂高度は 17 km に達した。積乱雲の発生から 1時間後にはエコー内で 1つの循環系が形成され、ライン状に組織化されたエコーシステムが形成された。練馬上空では積乱雲の連続的な発生に伴い、10分間雨量で 20 mm 程度の豪雨が約 1時間連続した。

都市の防災を考える場合、豪雨の原因である積乱雲の発生実態を理解する必要がある。このような意味でも積乱雲の CI 過程を理解することは、局地的短時間豪雨のノウハウを行う上で極めて重要な課題である。Kobayashi and Inatomi (2003), Kobayashi

*1 千葉大学環境リモートセンシング研究センター
(現：日本無線 (株))。

*2 (連絡責任著者) 防衛大学校地球海洋学科。
kobayasi@nda.ac.jp

*3 防衛大学校地球海洋学科。

*4 千葉大学環境リモートセンシング研究センター。

*5 千葉大学大学院工学研究科。

*6 気象庁気象衛星センター。

—2012年 4月 24日 受領—

—2013年 1月 2日 受理—

et al. (2009) は、積乱雲の初期エコー (ファーストレーダーエコー, 以後ファーストエコーとよぶ) に着目して、南関東における夏季晴天時のファーストエコーの発生特性を約10年間のレーダー観測を行い、統計的に調べた。その結果、東京23区北西部では丹沢山系周辺などと同等に、夏季晴天日におけるファーストエコーの発生が多いことを示した。一方、米国では、寒冷前線前方で形成されるドライライン上で発生する積乱雲を対象に観測プロジェクトが実施され、ドライライン上に発生する積雲構造が観測、解析された (Weckwerth and Parsons 2006)。

夏季晴天日に関東平野で発生する積乱雲は、総観規模擾乱の影響を受けない熱雷 (小倉ほか 2002) であるので、予測することは難しい。故に、このような熱雷の、雲が発生してから消滅するまでの一生を、様々なリモートセンシング技術を用いて観測する必要がある。これまで、衛星データを用いた積乱雲の解析は主として台風やクラウドクラスターなどメソ α スケールの積乱雲群を対象としてきた (例えば、木場 1983, 長谷川・二宮 1984, Takeda and Oyama 2003など)。積乱雲の CI 過程を議論するのに好都合な、孤立した単一積乱雲に特化し、積雲段階から消滅までの全過程を網羅した観測研究はこれまでにない。

本研究では、急速に発達する積乱雲の発生を観測し、衛星可視/赤外イメージャーを用いたラピッドスキャン観測による積乱雲の CI から衰弱までを95 GHz W 帯レーダー (距離分解能10 m), X 帯レーダー (距離分解能 125 m), 地上カメラデータと対比させることを目的としている。

積乱雲はマルチセルやスーパーセルあるいはメソ対流系など様々な形態を有する。この中で、一般風の弱い夏季晴天時に孤立して発生する積乱雲を対象を絞り、発生・発達と衛星可視/赤外放射計ラピッドスキャン観測画像を対応させて、その過程を調べた。本論文では、2010年8月23日の午後に房総半島で孤立して発生した積乱雲の事例を示す。

2. 解析データ

本研究では、運輸多目的衛星新1号 (MTSAT-1R) の可視イメージャー (波長0.55 μm ~0.90 μm) と赤外イメージャー (IR1, 波長10.3 μm ~11.3 μm) のラピッドスキャンデータを使用した。MTSAT-1Rは現在、運輸多目的衛星2号 (MTSAT-2) による気象観測のバックアップとして軌道上で待機中であ

り、主に防災目的としてラピッドスキャンの試験運用を行っている。画像データの更新時間間隔は5分であり、この時間間隔は従来の1時間あるいは30分間隔に比べて、積乱雲の発達というメソ γ スケール (積雲スケール) 現象の変化を追うことができる時間スケールといえる。空間分解能は、直下で緯度経度とも可視データでは1 km, 赤外データで4 kmである (隅部 2006)。本論文では、可視データとして可視反射率 R , 赤外データとして赤外輝度温度 T_{BB} を使用する。ただし、可視反射率 R は以下の式で定義される。

$$R = \frac{\pi I}{S_0 \cos \theta_0} \quad (1)$$

ここで、 I は可視放射輝度、 S_0 は MTSAT-1R が持っているスペクトル特性を含めた大気上端での入射量、 θ_0 はデータ格子毎の太陽天頂角を表している。

MTSAT-1R ラピッドスキャンは、搭載されている気象観測用カメラの鏡を三軸姿勢制御しており (木川 1998), スキャン時刻毎に数ピクセル程度衛星データがふらつくことがある。今回、そのずれを補正するために、衛星可視反射率の低反射率域 (この事例の場合には0.06-0.12) に着目した。その東西方向あるいは南北方向の水平勾配が大きい複数箇所と、海岸線データとを比較して、互いの相関値が最大になるようなずれ幅を緯度・経度ともに算出し、ふらつき補正をスキャン毎に実施した (手法の詳細は付録 A.1 参照)。

また、衛星可視反射率データと衛星赤外輝度温度データのセンサ間の位置オフセットが存在する。画像のレジストレーション処理はチャンネル毎に行うため、赤外画像は赤外ピクセル程度のオフセット、可視画像は可視ピクセル程度のオフセットが生じる可能性があり、それらのオフセットは互いに独立であるとされている。本論文では、積乱雲が顕著に発達した時間帯である14:43-14:58JST に着目し、積乱雲の外郭に相当する衛星可視の低反射率0.16-0.20と、衛星赤外輝度温度290-280 K の等値線とがほぼ重なるような経度・緯度方向のオフセット量 (-0.03度, 0.01度) を算出した。本来ならば、オフセット量は観測毎に異なるが、積乱雲発生初期においては、オフセット量を正確に算出することが困難であるため、前述の値を本解析の固定値とした。オフセット量を固定値とした場合には、衛星可視データと赤外データとの相互参照の点で位置ずれが生じる可能性がある。今解析では衛星赤外データの分解能の範囲内に収まっているため、誤差は

少ないと考えられる。

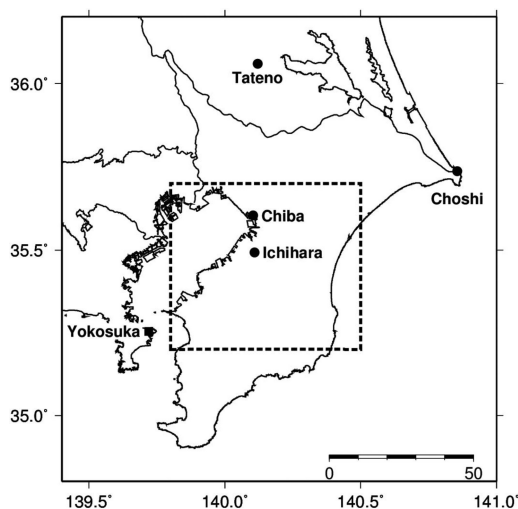
1個の積乱雲のような局所的な現象を議論する際は、衛星の測定誤差も考慮に入れる必要がある。気象レーダーやステレオ写真解析から得られた積乱雲のコア(中心)位置と衛星可視反射率のピーク位置は必ずしも一致しない。両者が一致しない理由の1つとして、視差(parallax view)が考えられる(付録A.2参照)。Mecikalski *et al.* (2008)は、地上設置レーダーWSR-88Dのエコーデータと静止気象衛星GOES-12の衛星可視/赤外データとの不一致の要因として、視差問題を指摘している。EUMETSATのMeteosat Second Generation SEVIRI (Schmetz *et al.* 2002)では、緯度・経度毎の雲頂高度に対する視差補正テーブルを公開している。一方で、MTSATシリーズは視差問題を解消する衛星データの幾何学補正を行っていない。MTSAT-1Rは緯度0度、東経140度の静止軌道を飛行しながら、北緯35.5度、東経140度付近に発生した当該積乱雲を撮影している。そのため、積乱雲が発達して雲頂高度が高くなるにつれ、衛星可視反射率ピーク位置がレーダー反射強度のピーク位置から北側にずれる傾向にある。地上可視画像から雲頂高度を推定したKobayashi *et al.* (2012)の手法から、視差に起因するずれの程度、“間延び距離”を試算した。その結果、例えば高度14 kmの圏界面面に到達した場合には、10 km程度北極側にずれることが判った。間延び距離を緯度方向に差し引いた場合には、衛星可視反射率ピーク位置は、レーダー反射強度の分布上にほぼ位置していることが確認された(図略)。

地上観測としては、神奈川県横須賀市にある防衛大学校(標高100 m)に設置されているX帯レーダー(64 kmの範囲で計14仰角を5分間でボリュームスキャン)と、同レーダーサイトから千葉市方面に向けて撮影したカメラ画像(衛星可視画像と対比させて、地上可視画像とよぶ)を用いた(Kobayashi *et al.* 2011)。第1図に、レーダーの設置位置(■印)と本論文の解析範囲(破線領域)を示す。この地上可視

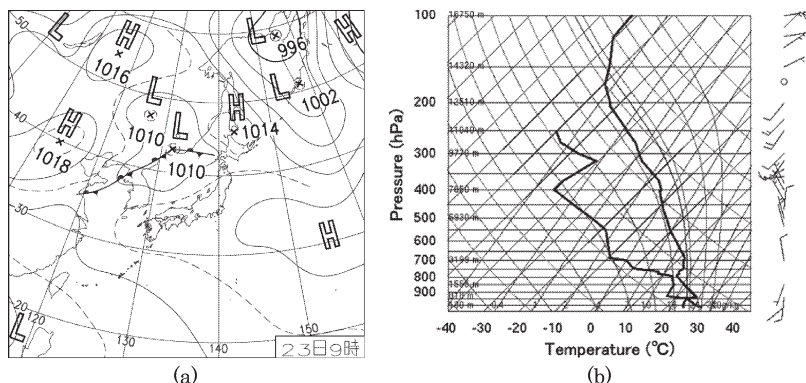
画像は、積乱雲が発達する以前から観測されており、積乱雲の一生を把握することができた。

3. 2010年8月23日の総観場と積乱雲の発生

2010年8月23日の13時半頃から千葉県市原市付近で、孤立した積乱雲が発生した。第2図aは09時の地上天気図である。関東地方は太平洋高気圧に覆われており、午前中からの地表面加熱が十分にあり、熱雷の起こり得る環境場にあった(小倉ほか2002)。第2図bに館野の高層気象観測データのskew-T図を示す。対流有効位置エネルギーCAPEは2109 J/kg、対



第1図 観測地点と衛星解析対象領域(破線矩形)。■印は、X帯レーダーおよび地上可視画像撮影位置を、●印は本文中に出てくる主な地点を表す。



第2図 (a)2010年8月23日09時の気象庁地上天気図。(b)2010年8月23日09時の館野高層気象観測結果(Wyoming Univ.のウェブサイトから引用)。

流抑制エネルギーCINは34 J/kgであった。Chuda and Niino (2005)によると、1990年から1999年までの館野における8月のCAPE中央値は1168 J/kgであり、夏季関東における値としては大きい値といえる。対流圏界面高度は約14 kmであった。下層から中層まで風速は弱く、風向は中層で北北西風(700~400 hPa)、上層(350~200 hPa)で南西風が卓越していた。

当日、11時頃から房総半島では積雲が発生し、発達・消滅を繰り返していた(第3図)。13:30JST過ぎからいくつかの積雲が発達を始めた。積雲と積乱雲を定量的に区別することは難しいので、以降では、レーダーエコー(反射強度が16 dBZ以上のエコー)が認められ、高度5 kmを超えたものを積乱雲とする。また、積乱雲を構成する水平スケールで数kmの雲塊を、turret(タレット、Hobbs and Rangno 1985; Kobayashi *et al.* 2011; Kobayashi *et al.* 2012の図1)とよぶ。

13:13JSTから15:13JSTまでの、ラピッドスキャン画像の時間変化を地上可視画像、仰角5.8度のX帯レーダー反射強度分布と併せて第4図に示す。ただし、衛星赤外画像は、積雲の輝度温度分布を強調するように濃淡を調整している。

解析対象の積乱雲が発生する前は、房総半島には第3図に示したような積雲が発生、発達、衰弱を繰り返していた(第4図a)。当該積乱雲は、13:30JST頃に発生し(第4図b)、約10分後の13:42JSTにX帯レーダーによるファーストエコーが検出された(第4図c)。14:10JST頃からturretが鉛直方向に急発達する様子が確認できた。地上可視画像では、発達中の積乱雲Aと積乱雲Bが確かめられ、この積乱雲AとB

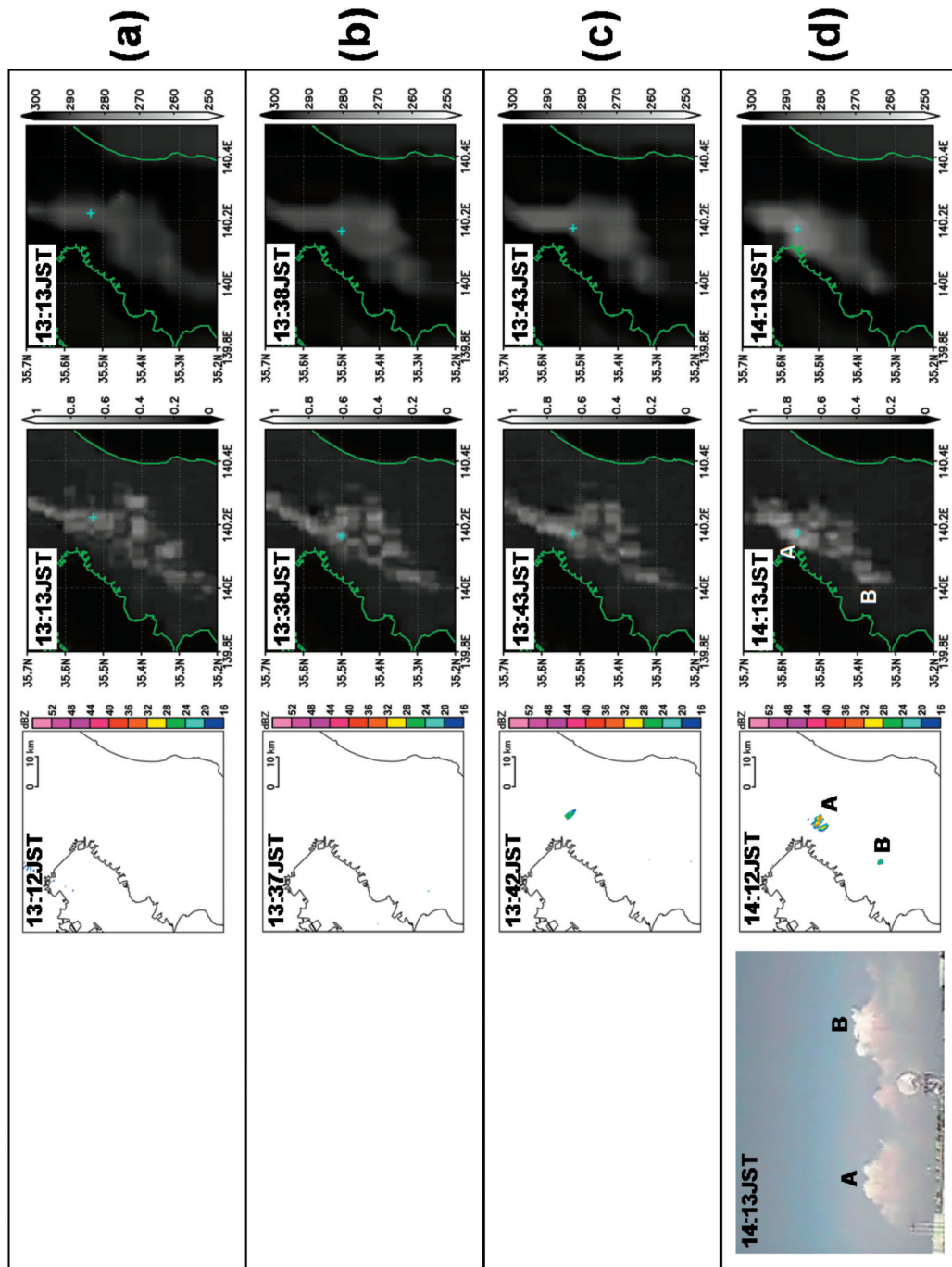
に対応して、レーダーエコーがそれぞれ確認できる(第4図d)。X帯レーダーで探知できるエコー雲頂高度は、積乱雲Aで6~7 km、積乱雲Bで約5 kmであった。第3図に示したように、当日積乱雲A、B以外に房総半島上にはいくつもの積雲が山岳に沿った方向に並んでおり、この様子は衛星可視画像でも確認することができる(第4図a~d)。いずれの積乱雲の赤外輝度温度も275 K以上であり、0°Cに達しておらず、氷晶粒子が生成される段階には至っていない。

積乱雲Aはその後急速に発達し、14:17JSTにはレーダー反射強度が40 dBZを超えるコアが確認できた(第4図e)。積乱雲Aの雲頂は14:42JSTに圏界面高度に到達し、その後アンビルが広がった様子がわかる(第4図f)。さらに、turretがアンビル上部を突き抜けており、いわゆるオーバーシュートを引き起こしていたことがわかる(第4図g)。一方で、積乱雲Bはそのまま衰退し消滅していった。また、積乱雲Aの南西側には積雲Cが新たに発生していた。第4図dの積乱雲Bの雲頂高度との相対的な位置関係から参照すると、この積雲Cの雲頂高度はおよそ3~4 kmと推測される。この時点で積乱雲Aのレーダーエコーは40 dBZを超える明瞭なコアを有し、水平スケールは約10 kmに達した。積雲CはX帯レーダーでは確認できないが、衛星可視画像では確認できる。積乱雲Aのアンビルは、上昇流の中心から放射状に広がるのではなく、主として上層の南西風に流されて、北東方向へ伸びていた(第4図f, g)。

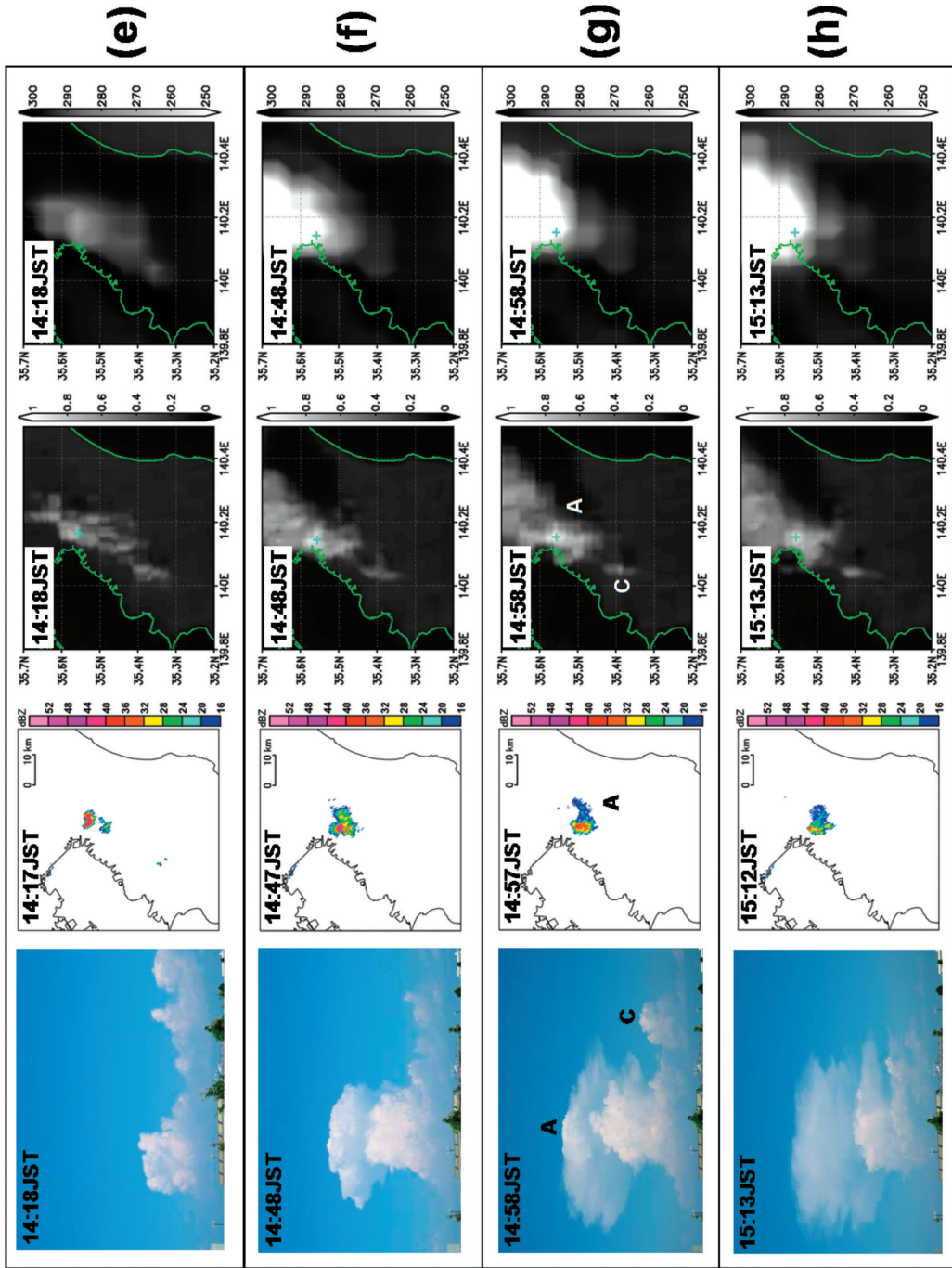
その後、15:10JST頃を境に明瞭なturretの成長は確認できず、積乱雲は衰弱し(第4図h)、15:30JST過ぎには、雲自体が消滅した。



第3図 横須賀サイトから撮影された、2010年8月23日12:40JSTの房総半島上に形成された積雲。パノラマ合成を施してある。



第4図 2010年8月23日13:13JST から15:13JST までの、左から地上可視画像、レーダー反射強度 (dBZ)、衛星可視反射率、衛星赤外線温度 (K) の時間変化。ただし、レーダー画像は仰角5.8度の PPI 画像を表している。衛星画像中の十字印は、各スキャン時刻の衛星可視反射率ピク位置を表す。



第4図 (つづき)

4. ラピッドスキャンでみた積乱雲

積乱雲の発生・発達・衰弱と、衛星可視反射率 R 、衛星赤外輝度温度 T_{BB} およびレーダー反射強度値とを対比させ、1) 積雲と積乱雲の識別、2) 積乱雲が発達する過程の特徴、3) アンビルの構造を調べた。

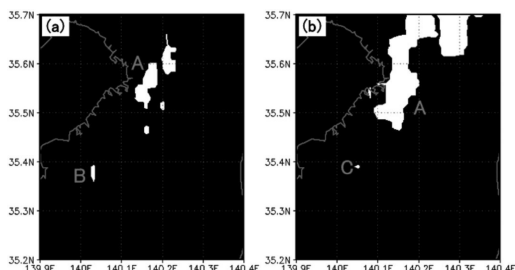
まず、孤立積乱雲の CI 過程が衛星画像でどのように識別できるか示す。13:13JST の可視画像をみても、積乱雲発生前から房総半島には積雲列が存在していた。これは、地上の可視観測からも確認されている(第3図)。ここでは、積雲を抽出する閾値を調べた。第5図 a と b は、14:13JST と 14:58JST における可視反射率を閾値 0.52 で 2 値化した分布をそれぞれ表している。閾値が 0.50-0.55 の範囲には、積乱雲 A (雲頂高度約 6~7 km)、積乱雲 B (雲頂高度約 5 km)、そして積雲 C (雲頂高度約 3~4 km) のいずれも検出することが可能である。積乱雲 A および B は、第4図 d で示したようにレーダーエコー (X 帯) が確認されたが、積雲 C はどの時間・仰角においてもレーダーエコーを確認することができなかった。積乱雲 B の可視反射率最大値は、14:13JST の 0.58 程度であった。顕著に発達した積乱雲 A のみを検出する閾値は、0.70~0.80 と考えられる。

次に、積乱雲の発達過程を可視反射率の時間変化で示す。本事例のように、快晴時に積乱雲が孤立して発生した場合、積乱雲が成長するにつれ光学的厚さも増し、可視反射率は高くなると考えられる。

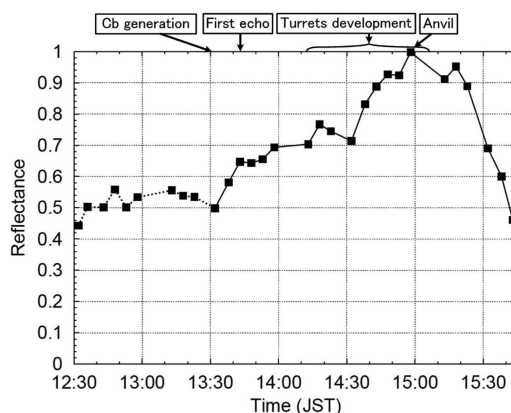
当該積乱雲が存在する領域における可視反射率の時間変化を第6図に示す。この図は積乱雲領域内における可視反射率ピーク値、すなわち積乱雲の最高到達点における値を示している。第6図を作成するに当たっては、以下の手順で可視反射率のピーク値を抽出した。まず、X 帯レーダーによって得られたファーストエ

コーが検出された 13:42JST 以降は、レーダー反射強度のピーク位置を基準に、その周囲のピクセルにおいて可視反射率ピークを抽出した。それ以前のスキャン時刻については、雲内に降水粒子が形成されておらず、レーダーエコー情報がない。したがって、ファーストエコー時刻に最も近いスキャン時刻である 13:43JST のピーク位置を囲む、東経 140.1 度-140.3 度、北緯 35.0 度-35.5 度の範囲内の反射率ピーク値を抽出した。12:30JST の時点で既に積雲列は形成されていたが、時間経過とともに西側 (東京湾側) に移動していった。このため、積雲列の過去の移動距離を考慮して、東西方向に比較的広い範囲を設定した。09 時の館野の高層気象観測結果より、環境場の風は弱いため、速度場を考慮したバックトラジェクトリは今回実施していない。14:23JST 以降については、次第に両者の位置が一致しなくなったので (視差の問題)、それ以前の衛星で判別された当該積乱雲を追う形で積乱雲の可視反射率ピーク値を抽出した。

第6図をみると、積乱雲の発達に伴い可視反射率が上昇する傾向が認められ、14:58JST には最大値に達した。ただし、単調な増加ではない。このグラフ上の凹凸は、積乱雲内の turret の発達を表していると推測される。実際に地上可視画像によると、積乱雲 A は少なくとも顕著な 5 個の turret が確認された (Kobayashi *et al.* 2012)。turret 1 (14:12~14:20JST)、turret 3 と turret 4 (14:32~14:44JST)、turret 5 (14:55~15:05JST) の成長・衰退と反射率の増



第5図 可視反射率分布を反射率0.52で2値化処理した画像。(a)14:13JST、(b)14:58.

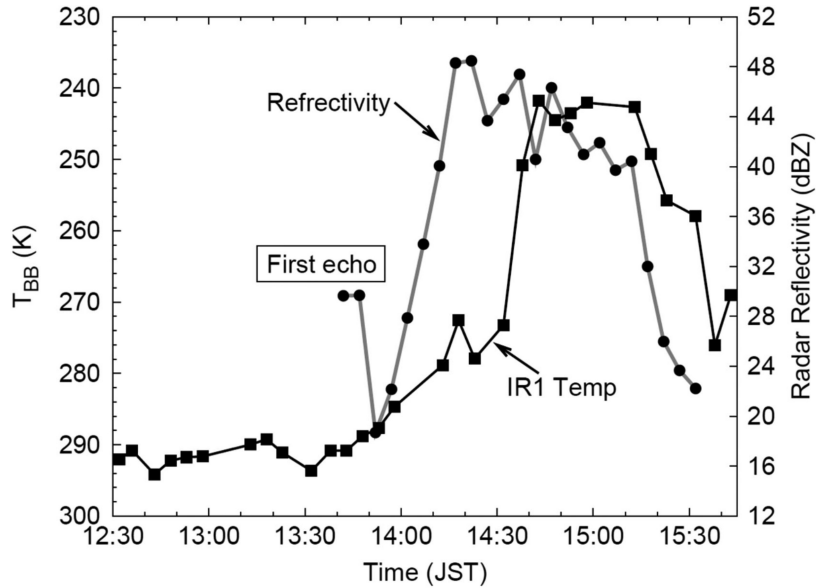


第6図 対象積乱雲の発達に伴う衛星可視反射率ピーク値の時系列変化 (実線)。ただし、点線は東経140.1度-140.3度、北緯35.0度-35.5度の範囲内の可視反射率ピークを表す。

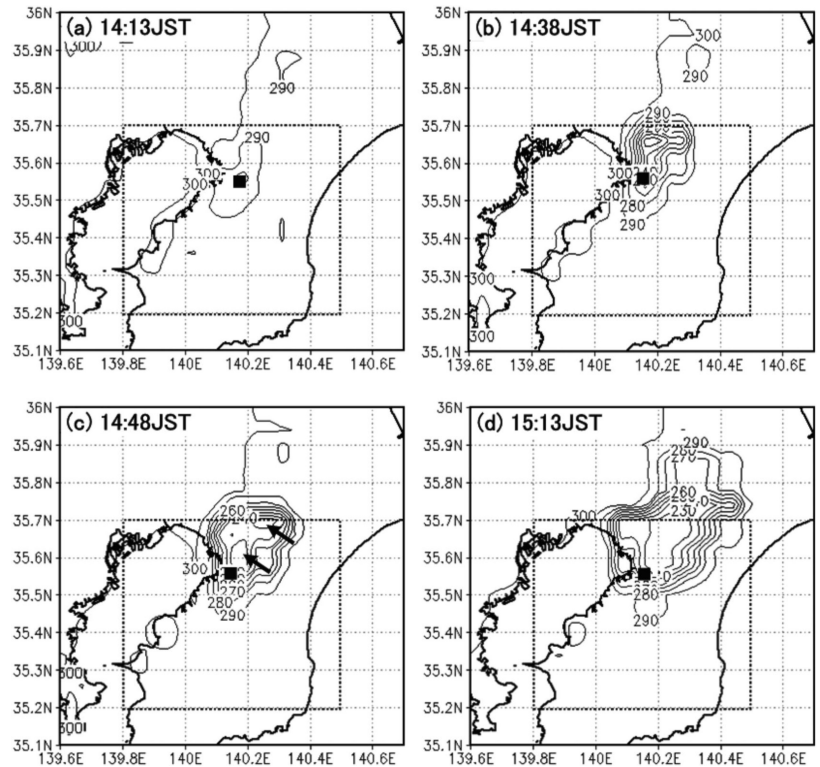
減とはよく対応していた。例えば、14:18JSTの極大値は turret 1 に、14:32 JST から15:11JST までの反射率の上昇は、連続して発生した turret 3 から turret 5 にそれぞれ対応していると考えられる。その後、可視反射率は時間経過とともに低下したが、これは積乱雲内の turret の成長が止まり、かつアンビル(氷晶)が形成され、光学的厚さが減少したためである。

また、衛星可視反射率に対応する衛星赤外輝度温度 T_{BB} の時系列変化を第7図(黒線)に示す。ただし、赤外輝度温度データの分解能は可視反射率データに比べて劣るため、可視データの分解能0.01度に合わせて、最近接の4格子点を用いた双一次補間を行った。13:42JST 以前は290 K 付近で、地表面加熱による対流混合層上部の気温とほぼ対応すると考えられる。その後 T_{BB} は徐々に低下していき、14:32JST 以降は急速に低下した。これは、アンビル形成の10分前であった。可視反射率ピークに対応した最低 T_{BB} は約240 K であった。房総半島北部に広がったアンビル内の最低 T_{BB} は220 K 付近であり、その最低値の位置と可視反射率ピーク位置とは一致しなかった。このアンビルに関する T_{BB} 分布については後述する。

一方、第7図(灰色線)



第7図 対象積乱雲の発達に伴う衛星赤外輝度温度 T_{BB} (K) の時系列変化(黒線)と、仰角5.8度におけるレーダー反射強度最大値 (dBZ) の時系列変化(灰色線)。



第8図 衛星赤外輝度温度 T_{BB} の等値線分布。(a)14:13JST, (b)14:38, (c)14:48, (d)15:13. ■印は可視反射率のピーク位置を、矢印はピークを示す。ただし、等値線は230 K から300 K まで10 K 間隔である。点線は本論文の解析範囲を示す。

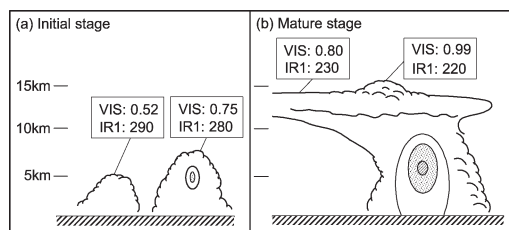
は X 帯レーダー反射強度 (仰角 5.8 度) 最大値の時系列変化を表している。X 帯レーダーでは 13:42 JST にファーストエコー (高度約 5.8 km) が検出された。13:57 JST から反射強度は増大して最大 48 dBZ になった。第 7 図の黒線と灰色線を比較すると、レーダー反射強度の急増が輝度温度 T_{BB} の急低下よりも約 30 分早かったことがわかる。

最後に、アンビルの微細構造について述べる。第 8 図にアンビル形成過程における T_{BB} の等値線分布を示す。14:13 JST においては、積乱雲の雲頂自体が凝結高度に達していないため、明瞭な輝度温度傾度は認められない。アンビルが形成され始めた、14:38 JST では可視反射率のピーク (図中■印) の北側に T_{BB} の最小値が存在していた (第 8 図 b)。一方で、10 分後の 14:48 JST では、アンビルの低温領域が拡大し、 T_{BB} のピークが 2 箇所存在していた (第 8 図 c)。この結果は、アンビルは連続的に一様に形成されていったのではなく、turret の発達に対応して、間欠的に成長、拡大したことを示唆している。15:13 JST では、230 K 以下の低温域がさらに拡大し、かつ全体として北東方向に移動している。また、積乱雲が発達して対流圏界面に到達する過程では、アンビルの輝度温度最小値の位置は、可視ピーク位置と重ならず、北東方向に大きくずれていた。第 2 図 b の高層気象観測結果は 09 時時点のものであるが、上層風によって当該積乱雲のアンビルが北東方向に流されたことを支持している。地上の多地点における積乱雲の観測からも、当該積乱雲の雲頂は 15 時頃から北東方向に移流した様子が認められた (Kobayashi *et al.* 2012)。

5. 考察

本論文で解析した孤立積乱雲の模式図を第 9 図に示す。積乱雲の発達初期段階では、高度 3–4 km の積雲で ($R: 0.52$, $T_{BB}: 290$)、降水コアが形成された後の高度 6–7 km で ($R: 0.75$, $T_{BB}: 280$) であった。積乱雲の成熟段階では、オーバーシュートしている部分で ($R: 0.99$, $T_{BB}: 220$)、北東方向に拡大したアンビル (高度 14 km 付近) 部分で ($R: 0.80$, $T_{BB}: 230$) の衛星輝度構造を有していた。

可視反射率の時間変化は、従来の 1 時間あるいは 30 分毎の時間間隔では捉えられなかった、より細かい変動を表していることがわかった。また、レーダーエコーとして検出されない積雲段階の雲を検出できることも示された。ただし、これらの閾値は関東域の 1 事



第 9 図 衛星ラピッドスキャンで見た孤立積乱雲の発達過程の模式図。

例である。今後、解析の事例数を増やして検証する必要がある。

本論文が対象とした積乱雲の発生以前の 11 時頃から、房総半島では南西方向から北東方向にかけて積雲列が既に形成され始めていた (第 3 図)。関東地方に出現した局所的な積雲・積乱雲を対象とした研究には、地上写真画像と衛星 Terra/Aqua MODIS の可視画像を対応させた井上ほか (2004)、Inoue and Kimura (2004) や、GMS 画像を用いて関東地方に発生する雲列の地域別出現頻度を調べた中西・菅谷 (2004) がある。また、Kobayashi *et al.* (2009) によって、房総半島は南関東の中でもファーストエコーの発生頻度が比較的高いことが統計的観点から指摘されている。積雲発生には、海陸風の収束がその形成要因の 1 つであり (中西・菅谷 2004; 荒木 2011; 楠ほか 2012 など)、今回も東京湾や九十九里浜から流入する海風が確認された。これらの積雲列が存在する環境の中で、本事例では積乱雲 A のみが積雲から積乱雲へと顕著な発達をみせた。

積乱雲の CI 過程を研究する上では、一段細かいスケールの turret の構造に注目していく必要がある。Kobayashi *et al.* (2011) によると、積乱雲内では、複数の turret が発生消滅を繰り返していることが雲頂高度の時間変化から述べられている。本事例においても、1 個の turret がそのまま存続していた訳ではなく、複数の turret (顕著な turret は少なくとも 5 個) がその変動に関わっていることが地上可視画像から識別されている (Kobayashi *et al.* 2012)。この観測では、個々の turret の成長時間はおおよそ 8 分から 13 分と見積られている。5 分間隔のラピッドスキャンというのは、個々の turret の盛衰を解像するために十分な時間分解能であるとは必ずしも言えないが、第 6 図の可視反射率の変動と turret の発生発達との間には関連性が示唆された。この可視反射率ピーク値

の変動が turret の成長・消滅に原因があると考えるとき、次の2つの要因が挙げられる。第1は、turret が衰弱あるいは消滅したときに、その下に位置している相対的に光学的厚さの小さい turret からの太陽光反射が直接観測され、可視反射率の極小値を生じさせる効果である。第2は、turret の隆起部分に、太陽光が当たることで周辺の雲頂域に影が形成され、その影響が可視反射率ピーク値の変動として反映されるという効果である。

このように、衛星ラピッドスキャンは turret の挙動までも捉えることが可能であることがわかった。ただし、これはあくまで turret の雲頂部分を俯瞰しているに過ぎない。個々の turret の内部構造を把握するためには、例えば、感度 (-30 dBZ)、距離分解能 (10 m) とともに優れている 95 GHz W 帯レーダー (Takano *et al.* 2008) による観測事例を蓄積する必要がある。

Roberts and Rutledge (2003) や Mecikalski and Bedka (2006) は、米国において雷雨をもたらす可能性がある積乱雲の衛星赤外輝度温度とその低下率に着目して雷雲のナウキャストに対する検討を行っている。Roberts and Rutledge (2003) は、境界層中の地上収束線上に発生した積雲の赤外輝度温度変化とレーダー反射強度変化の時間的位置関係や赤外輝度温度低下率を解析した。彼らは、発生した積雲を含む解析窓中のレーダー反射強度の最大値と赤外輝度温度の最小値を抽出し、衛星データは主要なレーダーエコー (識別・追跡対象となる 30-35 dBZ 以上) よりも 30 分以上前に活発な雲の発達に関する情報を与えると言及している。この衛星赤外輝度温度の急落時刻とレーダー反射強度の急増時刻の時間関係に関して、本事例では彼らの結果とは逆の順序になっている。本事例では、既存の積乱雲が周囲に存在していない孤立積乱雲を対象としており、積乱雲中に降水コアが形成された後に、turret の1つが圏界面に到達した結果であると解釈できる。一方で、彼らが設定した解析窓は、収束線上に発生した複数個の積乱雲を含有しているため、既存の積乱雲アンビルの温度低下が先行した結果、レーダーエコー域の拡大が前記温度低下の後になったと考えられる。

本事例では、衛星可視反射率のピーク位置と、衛星輝度温度の極小位置が一致していない。アンビルが北東方向に移流されていることがその主要因であるが、衛星が赤道から中緯度を観測している影響も含まれ

る。MTSAT-1R は、俯角およそ 45 度で対流圏を望むため、水平スケール 10 km 程度の積乱雲の場合、観測される雲頂面積と側面積が同程度の寄与を持つことになる。積乱雲側面からの暖かい赤外放射が加算された結果、観測された輝度温度は、実際の雲頂温度よりも暖くなる可能性がある。さらに、この効果は、積乱雲の雲頂が圏界面高度に到達しているにもかかわらず、雲頂温度の低下が高層気象観測結果から想定される温度よりも鈍くなっている要因にもなりうる。

本論文では、夏季晴天時に孤立して発達した積乱雲に注目してその挙動を記述した。当日の CAPE が 2109 J/kg と夏季関東において大きな値を示し、CIN が 34 J/kg と小さかった事実は、活発な対流活動を予想させた。しかしながら、実際は関東の平野部での発達した積乱雲は当該事例のみであった (夕方奥多摩から丹沢周辺で積乱雲の発生あり)。何故、この積乱雲のみが発達したのか明らかにする必要がある。また、当日房総半島で数多く存在していた積雲の中で、何故当該積雲が選択的に成長したのか、そのトリガーは何であるかについて、今後の課題として興味深い。

6. 結論

夏季晴天時に房総半島北部で孤立して発生した積乱雲のライフサイクルを、衛星 (MTSAT-1R) ラピッドスキャンデータと、地上可視画像、X 帯レーダーデータとを対比させて調べた。積乱雲は、2010年8月23日13:30JST に発生し、12分後の13:42JST にファーストエコーが確認された。積乱雲の turret が活発に成長を始めたのは40分後、アンビルが形成されたのは70分後であり、積乱雲の寿命は約2時間であった。ラピッドスキャンデータを用いると積乱雲のより詳細な構造を議論することができ、本事例の積乱雲の特徴として次のことがわかった。

- (1) 衛星可視画像では、積雲の発生・発達も捉えており、積乱雲とレーダーエコーを有しない積雲とを区別することが可能であった。
- (2) 積乱雲 (あるいは turret) の発達に対応して、衛星可視反射率の変動が確認された。この変動は、地上可視画像から識別された複数個の turret の成長・衰退時刻と整合性があることが示唆された。
- (3) アンビルの低温領域の成長は一様ではなく、 T_{BB} ピークの空間変動、すなわちアンビル中の微細構造が認められた。

衛星ラピッドスキャンは積乱雲の発生把握には有効

な情報であることが予想されたが、特に本事例のような晴天時に孤立して発生する積乱雲では、その発生、発達、衰弱が明瞭に識別できることが示された。本事例では、積乱雲が発達した約1時間前に可視反射率により積乱雲の卵が検出されており、積乱雲ナウキャストに十分なりードタイムが認められた。今後は事例数を増やしてラピッドスキャンの有用性、あるいは積乱雲発生時のナウキャストへの方向性を示す必要がある。

謝辞

天気図および高層観測データは気象庁のデータを使用しました。第2図bはワイオミング大学の図を使用しました。ラピッドスキャンデータの解析では竹中栄晶氏 (千葉大学環境リモートセンシング研究センター、現 東京大学大気海洋研究所) の協力を得ました。また、担当編集委員の柳瀬 亘氏ならびに2人の査読者には、貴重なご意見、有益なご助言をいただきました。ここに、謝意を表します。

付録

衛星ラピッドスキャンデータを解析する上では、スキャン間におけるデータの緯度・経度方向の“ふらつき”の問題と、視差 (parallax view) の問題がある。それぞれの補正方法の詳細を以下に記述する。

A.1 スキャン間ふらつき補正

スキャン間ふらつき補正を行うためには、基準となるランドマークが必要になる。複数箇所の固定地点を基準にする方法や、連続的な海岸線を基準にする方法が考えられる。今回は、海岸線を基準にして補正する方法を述べる。経度 x 、緯度 y における衛星可視反射率分布を $R(x, y)$ とする。日中における海上の可視反射率と陸面の可視反射率には、太陽光反射の具合から差異が大きくなる。その境界線である海岸線は、緯度方向・経度方向に対して勾配を持つ。したがって、緯度方向または経度方向の反射率の水平勾配をみればよい。境界線の抽出条件は、

$$\left| \frac{dR}{dx} \right| > Th_x \text{ or } \left| \frac{dR}{dy} \right| > Th_y \quad (A1)$$

となる。ここで、 Th_x と Th_y はそれぞれ、経度・緯度方向の反射率勾配を検出するための閾値である。あるいは、エッジ検出手段として、画像処理で一般的に広く知られている Sobel フィルター、ラプラスフィル

ター、Canny フィルターなどを用いてもよい。また、陸面自体の可視反射率は積乱雲などに比較して、全般に低い。そのため、

$$R \geq R_L \text{ and } R \leq R_U \quad (A2)$$

の条件も加わる。ここで、 R_U と R_L はそれぞれ陸面に関する反射率の上限値と下限値である。具体例として、夏季関東地方の晴天時の事例 (2010年8月23日午後) では、 $R(x, y)$ の抽出値範囲は0.06-0.18の値が適当であった。

式 (A1) と式 (A2) を満たす反射率勾配の高い箇所を結んだ線を $B(x, y)$ とする。線 $B(x, y)$ の採り方としては、例えば、水平勾配 $|dR/dx| > Th_x$ 、 $|dR/dy| > Th_y$ の極大点または、水平勾配の高い領域の中間点を結ぶ点とする方法などが考えられる。

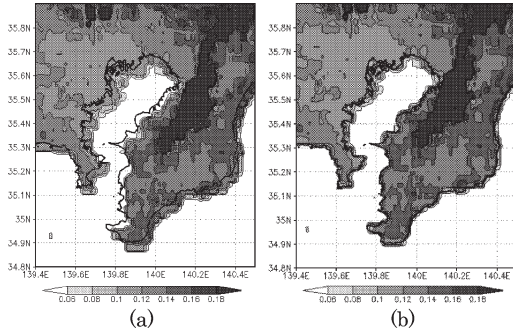
一方で、補正の基準となる正確な海岸線データを線 $C(x, y)$ とおく。この段階では、線 $B(x, y)$ は内陸部に存在する積雲・積乱雲の輪郭を含んでいる場合がある。したがって、例えば、 $C(x, y)$ を膨張処理させた抽出窓を作成し、海岸線周辺以外の不要な輪郭をマスクする必要がある。この両者の相関値を最大にするような移動量 (Δx , Δy) がスキャン間ふらつき補正量になる。評価関数を S とすると

$$S(\Delta x, \Delta y) = \sum_x \sum_y B(x + \Delta x, y + \Delta y) \cdot C(x, y) \quad (A3)$$

の極大値を探索すればよい。なお、この方法は対象領域が晴れて上空に障害となる雲がほとんど存在しないという前提が必要である。温帯低気圧や梅雨前線などの総観規模擾乱由来の雲が、対象領域の上空を大部分覆ってしまうと、使用することが難しくなる問題点を含んでいる。非被覆部分のみで算出した評価関数値が、明確な極大値を持ちにくいからである。また、地球の回転による太陽光の入射量の変化により、基準となる閾値 (R_U と R_L) が定常的に固定されている訳ではない。

一般的に、都市域の沿岸部は海岸線が複雑に入り組んでおり、補正量導出の最適化には向いていない。緯度方向または経度方向に対して比較的平行に近く、滑らかに続く海岸線に注目することが望ましい。

2010年8月23日14:13JST の MTSAT-1R ラピッドスキャンデータを題材にして、ふらつき補正の具体例を示す。基準となる海岸線と可視反射率の勾配の高い



第A1図 2010年8月23日14:13JSTの衛星可視反射率。(a)はふらつき補正前,(b)はふらつき補正後の分布を表す。ただし、黒太線が地図上の海岸線である。

部分とを比較すると、補正前の両者は数 km 程度乖離していることが分かる(第A1図a)。第A1図bは、補正量 $(\Delta x, \Delta y) = (-0.02\text{度}, +0.03\text{度})$ 分だけ平行移動させた結果である。補正後の両者の差異は、ほとんど解消されているといえる。

A.2 視差補正

視差(parallax view)とは、衛星軌道の直下から遠距離を撮影したときに、高さを有する雲(発達した積乱雲がその例)の像が、雲と衛星を結ぶ直線上の反対側に射影されてしまい、本来の雲の位置から間延びしてしまう現象のことである。

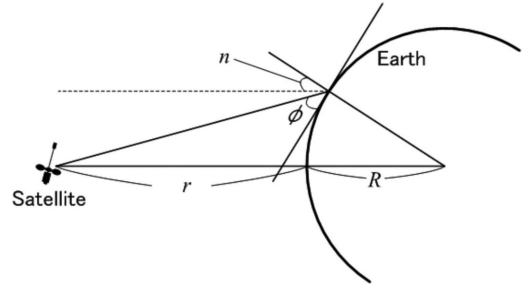
本論文では、簡単化のため、対象とする領域が衛星からみて真北に位置している場合を想定する。したがって、経度方向の視差は無視でき、緯度方向の視差による“間延び量”のみを考えることにする。

静止衛星と対象領域の幾何学的な位置関係を第A2図に示す。地球表面から距離 r の静止軌道にある衛星が、緯度 n の局所部分をスキャンしたとする。対象領域に雲頂高度 h の積乱雲があるとして、その間延び距離 L を求める(第A3図)。間延び距離 L は幾何学的な関係から近似的に

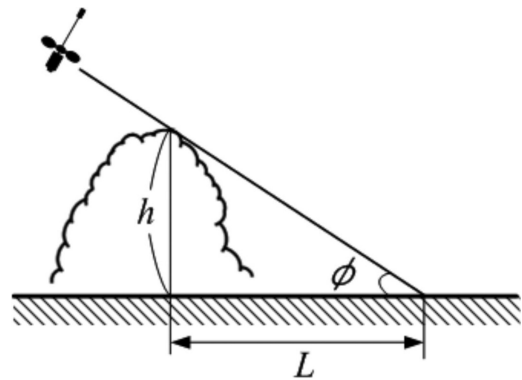
$$L = \frac{(r+R)\sin n}{(r+R)\cos n - R} h \quad (\text{A4})$$

となる。ただし、 R は地球半径である。

式(A4)を用いて具体的な間延び距離を例示する。 $r=35700\text{ km}$ 、 $R=6400\text{ km}$ とし、例えば対象領域を千葉市($n=35.5^\circ$)とすると、雲頂高度 $h=5\text{ km}$ で



第A2図 衛星とスキャン位置に関する幾何学的な関係を示す概念図。



第A3図 積乱雲の雲頂 h とそれに伴う間延び距離 L を表す概念図。

は、間延び距離は $L \cong 3.7\text{ km}$ 、 $h=10\text{ km}$ では $L \cong 7.4\text{ km}$ 、 $h=15\text{ km}$ ならば $L \cong 11.2\text{ km}$ となる。対流圏界面に到達した積乱雲に対して、 10 km 程度のずれは、積乱雲自体の水平スケールを考えると、決して無視できない値といえる。衛星データと地上設置のレーダーエコーとの位置対応の観点から問題になってくる。

式(A4)の関係式から特定緯度 n における間延び距離 L は、雲頂高度 h の線形増加関数となっている。適切な h を計算することは、適切な L を求めることにつながる。本事例では、雲頂高度 h の直接観測を行ったため、精度の高い間延び距離 L を推定することができた。

参考文献

荒木健太郎, 2011: 2009年8月9日に千葉市に局地的大雨をもたらした降水系の事例解析. 日本気象学会春季大会講演予稿集, (99), A207.

- Chuda, T. and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 391-408.
- 長谷川隆司, 二宮洸三, 1984: 静止気象衛星データからみた長崎豪雨 (1982年7月) の特徴. *天気*, **31**, 565-572.
- Hobbs, P. V. and A. L. Rangno, 1985: Ice particle concentrations in clouds. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2523-2549.
- Inoue, T. and F. Kimura, 2004: Urban effects on low-level clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05103, doi:10.1029/2003GL018908.
- 井上忠雄, 仲田伸也, 寺島 司, 木村富士男, 2004: 写真観測と衛星で捉えた都市に出現する対流雲. *天気*, **51**, 653-654.
- 木川誠一郎, 1998: 運輸多目的衛星について. *天気*, **45**, 229-233.
- 木場博之, 1983: 衛星画像で見た対流性の雲塊の変化と降雨域. *天気*, **30**, 161-165.
- Kobayashi, F. and N. Inatomi, 2003: First radar echo formation of summer thunderclouds in southern Kanto, Japan. *J. Atmos. Electr.*, **23**, 9-19.
- 小林文明, 上野洋介, 稲富成子, 紫村孝嗣, 2001: 1999年7月21日東京都心周辺に豪雨をもたらした積乱雲. *天気*, **48**, 3-4.
- Kobayashi, F., M. Imai, H. Sugawara, M. Kanda and H. Yokoyama, 2009: Generation of cumulonimbus first echoes in the Tokyo Metropolitan region on mid-summer days. *Proceeding of 7th International Conference on Urban Climate*, B12-5.
- Kobayashi, F., T. Takano and T. Takamura, 2011: Isolated cumulonimbus initiation observed by 95-GHz FM-CW radar, X-band radar, and photogrammetry in the Kanto region, Japan. *SOLA*, **7**, 125-128.
- Kobayashi, F., A. Katsura, Y. Saito, T. Takamura, T. Takano and D. Abe, 2012: Growing speed of cumulonimbus turrets. *J. Atmos. Electr.*, **32**, 13-23.
- 隅部良司編, 2006: 衛星からわかる気象. *気象研究ノート*, (212), 140pp.
- 楠 研一, 齊藤貞夫, 猪上華子, 藤原忠誠, 横山 仁, 2012: 地上気象観測網周辺で見られた積乱雲の消長2011年8月7日—収束ラインの様相と昆虫による可視化—. *日本気象学会春季大会講演予稿集*, (101), D159.
- Mecikalski, J. R. and K. M. Bedka, 2006: Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 49-78.
- Mecikalski, J. R., K. M. Bedka, S. J. Paech and L. A. Litten, 2008: A statistical evaluation of GOES cloud-top properties for nowcasting convective initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4899-4914.
- 中西幹郎, 菅谷真子, 2004: 夏季の東京湾周辺に発生する雲列と局地気象および午後の降水との関係. *天気*, **51**, 729-739.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002: SAFIR で観測した夏期の関東平野における雷雨と大気環境. I: 雷雨活動の概観と雷雨発生のメカニズム. *天気*, **49**, 541-553.
- Roberts, R. D. and S. Rutledge, 2003: Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, **18**, 562-584.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota and A. Ratier, 2002: An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 977-992.
- Seko, H., Y. Shoji and F. Fujibe, 2007: Evolution and airflow structure of a Kanto thunderstorm on 21 July 1999 (the Nerima heavy rainfall event). *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 455-477.
- Takano, T., J. Yamaguchi, H. Abe, K. Futaba, S. Yokote, Y. Kawamura, T. Takamura, H. Kumagai, Y. Ohno, Y. Nakanishi and T. Nakajima, 2008: Development and performance of the millimeter-wave cloud profiling radar at 95 GHz - sensitivity and spatial resolution -. *IEEJ Trans. Fundam. Mater.*, **128**, 257-262.
- Takeda, T. and R. Oyama, 2003: Periodic time variation of a low- T_{BB} cloud area in typhoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1497-1503.
- Weckwerth, T. M. and D. B. Parsons, 2006: A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 5-22.

The Lifetime of an Isolated Cumulonimbus Observed by Weather Satellite (MTSAT-1R) Rapid Scans

Yoichi SAITO^{*1}, Fumiaki KOBAYASHI^{*2}, Akihito KATSURA^{*3},
Tamio TAKAMURA^{*4}, Toshiaki TAKANO^{*5}, and Toshiyuki KURINO^{*6}

^{*1} *Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University (Present affiliation: Japan Radio Co., Ltd.).*

^{*2} *(Corresponding author) Department of Geoscience, National Defense Academy, Hashirimizu 1-10-20, Yokosuka-shi, Kanagawa, 239-8686, Japan.*

E-mail: kobayasi@nda.ac.jp

^{*3} *Department of Geoscience, National Defense Academy.*

^{*4} *Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University.*

^{*5} *Graduate School of Engineering, Chiba University.*

^{*6} *Meteorological Satellite Center, Japan Meteorological Agency.*

(Received 24 April 2012; Accepted 2 January 2013)

Abstract

Simultaneous observations of cumulonimbi using the MTSAT-1R (rapid scan), the 95-GHz FM-CW cloud radar, the X-band radar, and photogrammetry were carried out during the summer of 2010 in the Kanto region, Japan to understand the convection initiation and the structure of heavy rainfall in the Tokyo metropolitan area.

The formation process of an isolated cumulonimbus which generated in the afternoon on a fine mid-summer day on 23 August 2010 was presented. An isolated cumulonimbus developed suddenly near the Chiba site after 13:30 JST on 23 August 2010. The first echo appeared at a height of 4 km AGL at 13:42 JST. After forty minutes from the cloud generation, the turrets developed vertically and an anvil formed at 14:42 JST. The lifetime of the cumulonimbus was approximately two hours.

The rapid scan data is useful for the observation of isolated cumulonimbi under the mid-summer days and the detection of cumulonimbus initiations. The features of the cumulonimbus analyzed by the rapid scan images are as follows:

- 1) At the formation stage of the cumulonimbus, cumulus and cumulonimbus are detected by the visible brightness data.
- 2) The temporal change of the visible brightness suggests the evolution of the cumulonimbus turrets.
- 3) The temporal and spatial structures of the anvil were presented.

It is shown that the generation, development and decaying of an isolated cumulonimbus on a fine mid-summer day can be recognized based on the MTSAT-1R rapid scan data.