

修士論文

ELF 帯電波観測に基づく雷放電放電電荷量の推定
とダウンバースト発生条件に関する研究

清水 千春

Chiharu SHIMIZU

北海道大学大学院理学院 宇宙理学専攻

惑星宇宙グループ

Planetary and Space Group, Department of CosmoSciences,
Graduate School of Science, Hokkaido University

指導教員：佐藤 光輝 講師

2017年2月28日

目次

要旨	i
第 1 章 序論	1
1.1 雷放電	1
1.1.1 雷雲の形成過程	1
1.1.2 雷放電活動	5
1.1.3 雷放電とシビア現象との関係	7
1.2 雷放電電荷量	12
1.2.1 ログスキーコイルを用いた直接観測	13
1.2.2 電磁波観測	16
1.3 ダウンバースト	18
1.3.1 発生原因・メカニズム	18
1.3.2 各気象パラメータの変化	21
1.3.3 被害パターンと統計	23
1.4 目的	30
第 2 章 雷放電放電電荷量の推定	32
2.1 序文	32
2.2 放電電荷量推定手法	34
2.3 観測データ	37
2.3.1 電流波形	37
2.3.2 GEON	39
2.3.3 JLDN	44
2.4 結果	45
2.4.1 電流波形と ELF 波形の比較	45

		2
	2.4.2 放電電荷量の推定	50
2.5	考察	53
第 3 章	雷放電とダウンバーストとの関係	56
3.1	序文	56
3.2	データ	58
	3.2.1 気象レーダー	58
	3.2.2 AMeDAS	60
	3.2.3 POTEKA	61
3.3	結果	63
	3.3.1 2015 年 6 月 15 日の事例	63
	3.3.2 2015 年 8 月 5 日の事例	72
	3.3.3 2015 年 8 月 7 日の事例	81
	3.3.4 稠密気象観測網による水平構造解析	90
	3.3.5 統計	97
	3.3.6 その他の解析	99
3.4	考察	102
第 4 章	まとめ	107
4.1	放電電荷量推定	107
4.2	ダウンバーストとの関係	109
Appendix		111
	A.1 2015 年 6 月 16 日の事例	113
	A.2 2015 年 7 月 22 日の事例	119
	A.3 2015 年 8 月 2 日の事例	125
	A.4 2015 年 8 月 6 日の事例	131
	A.5 2015 年 8 月 11 日の事例	137
	A.6 ダウンバーストを発生させた積乱雲以外の解析	143
謝辞		145
参考文献		146

要旨

ダウンバーストは積乱雲で発生する強い下降気流である。その発生は局所的かつ突発的であることから、現状の気象観測システムでは予測が難しく、直接観測も困難なため、その発生条件や発生時の対流構造など未解明な点が多い。一方、強風被害の直前に放電頻度が急増するなど、雷放電とシビア現象の間には密接な関係性があることが多くの先行研究によって示唆されている。雷放電から放射される VLF, ELF 帯の電磁波は地表面と電離圏下端で閉じた導波管の内部を反射しながら長距離伝搬するため、地域的、全球的なモニタリングが可能である。その性質を利用すると、地上の気象観測網よりも時間・空間分解能の高い観測が行うことができ、雷放電の電磁波観測はシビア現象の予測ツールとして有用であると考えられる。先行研究では雷放電頻度との比較がなされているものがほとんどであるが、シビア現象発生時の積乱雲の物理過程を検討するためには、雷放電の電気的特性の考慮が重要である。特に雷放電の放電電荷量は鉛直対流強度を示す指標として大きな役割を果たすと考えられる。

そこで本研究では、(1) 雷放電の電気的特性の 1 つである放電電荷量を経験的に推定する手法を新たに開発し、任意の雷放電に対して放電電荷量が推定可能となるような汎用性を確立すること、(2) ダウンバースト発生時における雷放電の電気的特性の特徴をつかみ、ダウンバーストの発生条件と直前予測性を検証すること、(3) ダウンバースト発生時の積乱雲中の内部構造と時間発展を明らかにすることを目的とする。

雷放電の放電電荷量を推定する方法としては、ロゴスキーコイルを用いて直接的に計測する方法や電磁波の数値解析による方法などがあるが、観測範囲が限られることや計算の複雑性などの問題点がある。近年、ELF 帯の電磁波観測によって得られた磁場波形がロゴスキーコイルによって直接計測された電流波形と相似性があることが示されている [Sato *et al.*, 2013]。本研究においても、ELF 帯の電磁波観測で取得された磁場波形と、同時刻にロゴスキーコイルで得られた電流波形 20 例に対して相関解析を行った結果、平均相関係数 $r=-0.80$ 、標準偏差 $\sigma=0.14$ の結果が得られ、ELF 波形と電流波形の相似性も支持された。次に ELF 帯の磁場波形から放電電荷量を推定する手法を新たに開発した。ELF 波形の積分値 ΣB [pT] と電流波形の積分値として得られた電荷量 Q [C] をグラフにプロットし、グラフ上の回帰直線を経験式として取得した。この回帰直線の相関係数は $r=-0.83$ となり、有意な相関があると結論できる。得られた経験式を ELF 波形に適用することにより、計 25,810 イベントの任意の雷放電についてその放電電荷量の推定を行う

ことができた。これらの結果から、任意の雷放電に対して即時性をもって放電電荷量の推定を行うことが初めて可能となった。雷放電を伴う積乱雲がもたらす激しい気象現象の予測手法の検討に放電電荷量を用いることができるだけでなく、雷放電によるライフラインなどへの直接的な被害の評価にも有用となることが期待される。

さらに、2015年夏季に発生したダウンバーストについて、本研究の手法により推定した雷放電の放電電荷量や雷放電の頻度および地上気象観測データを用いて解析を行い、ダウンバーストの発生条件や発生過程における各気象パラメータおよび雷放電の変化の特徴を検討した。その結果、解析した多くの例でダウンバーストの発生に伴う急激な気温降下が降水セルの始端で発生し、ダウンバーストの発生時刻の前後で-CG放電頻度が急激に上昇するとともに放電電荷量の総和がピークを迎える傾向を示すことがわかった。この結果は *Kudo* [2014] の指摘したダウンバーストの直前に-CG放電頻度が一旦急減し、その後再び急増する傾向とは明らかに異なり、むしろ本研究の解析結果で得られた雷放電活動の時間変化が典型であることを示唆する。放電電荷量と降水量の時間変化にも高い相関性が見られ、地上の気象観測網が整備されていない地域であっても雷放電の放電電荷量を用いて降水量推定を行うことができる可能性が本研究によって見出された点は画期的である。この結果から、放電電荷量の時間変化は降水量の時間変化に極めて良い一致を示すことがわかった。また、風速が強まるときに電荷量の大きな放電が増加する傾向があることから、放電電荷量が対流の活動度を表す指標としても有効であることが示唆された。

本研究により求められた放電電荷量の経験式は、全て冬季における雷放電のものであり、夏季の雷放電が考慮されていない。ELF波形の強度は実際には放電距離 dl にも影響されることを考慮すると、 dl の短い冬季の雷放電で取得された経験式を dl の長い夏季の雷放電に適用することで放電電荷量が本来よりも大きく見積もられる可能性がある。このため、夏季における雷放電についても両波形の比較を行うことが重要であり、冬季の雷放電と比較して両波形がどのような傾向をもつかの特徴をつかむことは、本研究手法による電荷量推定の精度を高めるだけでなく、冬季と夏季における積乱雲中の電荷構造を検討する有益な材料となると考えられる。加えて、本研究では Japan Lightning Detection Network (JLDN) データによる雷放電の発生頻度・位置・時刻・極性情報を用いているため、ダウンバースト時の雷放電活動度や放電電荷量の時間変化などの物理量は JLDN データに大きく依存することが問題点である。今後は、より高い検出効率をもつ VLF 帯や ELF 帯の電波観測から得られた結果を用いてこれらの情報を特定すること、事例を増やすことでより統計的なデータを補強することが課題となる。ダウンバーストとの関係性については、今回の解析では C バンドレーダー、AMEDAS、POTEKA など緯度・経度方向の 2 次元データのみを用いており、鉛直風や温度プロファイルなどの鉛直構造を考慮していない。このため、今後は近年精力的に開発が進められている X バンドフェーズドアラレーダー等も用いて検討を行う必要があると考えられる。

第 1 章

序論

1.1 雷放電

1.1.1 雷雲の形成過程

雷雲は、降水セルの集合体で構成されている。個々の降水セルは一般に誕生・発達・成熟・減衰・消失のサイクルを経て一生を終わる [Price, 2013]。その寿命は一般的に 30-60 分である。図 1.1 に降水セルの盛衰の概念図を示す。図中の黒い矢印は上昇気流、白い矢印は下降流を表し、太さはそれぞれ強度を表す。下部の数字の単位は分であり、一般的な雷雲形成過程における時間を表している。

発達期は雲が上方へ成長していく段階で、雲中の温度はまわりより高く、雲のなかはすべて上昇流である [Ogura, 1984]。雲頂が対流圏上部に達するまでには、雲粒から雨粒が形成されており、雲中では氷粒子をつくる過程が進み、あられや雪などの大きな水の粒子も形成されている。この大きな水や氷の粒子の落下速度は速いため、上昇流に打ち勝って落下を始める。このとき周囲の空気を一緒に引きずり降ろすことで、中層から下降流が始まり、地表で降雨が起こる。このときが成熟期の始まりである。発達期に形成されたあられや氷晶が衝突することにより、小さな氷晶は正電荷、大きなあられは負電荷を得る。上昇気流が発生すると、これらの粒子のサイズと終端速度の違いによって、正電荷をもつ氷

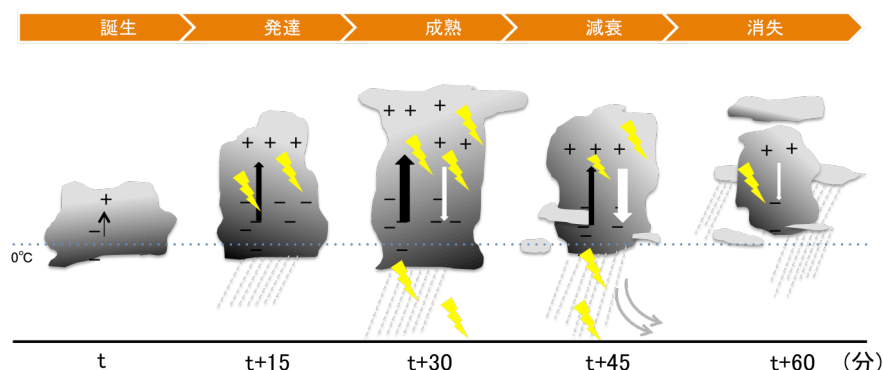


図 1.1 雷雲の発達過程 [Price, 2013] を元に作成.

晶は雲頂へ向かい、負電荷をもつあられば雲底へ下がる。これらが十分に離れて閾値に達すると電荷分離によって放電が発生する [Takahashi, 1986].

降雨の激しい領域では空気が引きずりおろされ、さらにあられの融解や水滴の蒸発により空気は冷却されて密度が高くなり、下降の速度が大きくなる。下降気流は地表で発散し、雲の移動方向の前方にはガストフロントと呼ばれる小型の寒冷前線が形成される。雲中では上昇気流と下降気流の対が形成され、放電活動・降水活動ともに最も激しい状態である。下降気流の領域が拡大し、雲全体に広がると雲の成長は終わり衰弱期に入る。降水がすべて落下すると雲は消滅する [Kitagawa et al., 1996].

このように、積乱雲の形成に伴い発生する雷活動は、嵐を伴う活発な雷雲の形成過程の微視的、巨視的物理に直結する。地上で起こるシビアな気象現象との関連では、成熟期に豪雨や降雹、竜巻が起こることが多く、消失期に下降気流、マイクロバーストやウィンドシアなどが起こることが多い [Price, 2013].

雷放電は、一般に雲内 (Intra-Cloud; IC) 放電、雲間 (Cloud-to-Cloud; CC) 放電、雷雲地上間 (Cloud-to-Ground; CG) 放電、の 3 つに分類される。雷雲地上間放電は、正極性 (+CG) と負極性 (-CG) に分けることができる。CG 放電は、雷雲内から地上に向かって進展する場合 (下向き) と地上から雷雲内に向かって進展する場合 (上向き) があり、この伝搬方向を考慮すると、CG はさらに 4 種類に分類される。一般に、日本の夏によく見ら

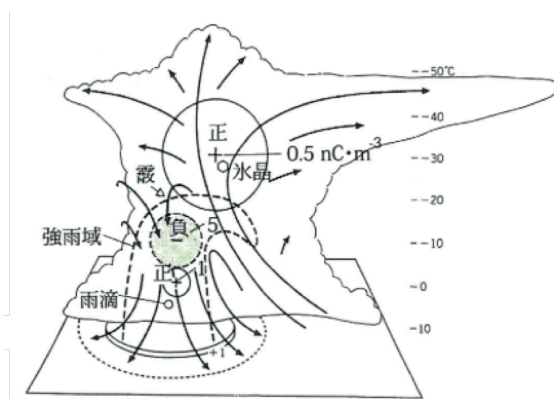


図 1.2 雷雲内の電荷分布を示すモデル図 [Takahashi, 1986].

れる雷放電のほとんどが下向き-CG 放電である。

雲内の電荷分布は、典型的に積乱雲の上部から正・負・正に帯電している構造をとると考えられている。大気温度が -30°C 層付近に氷晶による正電荷が雲内上部に存在し、 -20°C 層付近から下層には -10°C 層を中心にして、あられによる負電荷が存在する。それよりさらに下層には、正に帯電したあられやそれらが融解した雨滴による正電荷が局所的に存在する [Takahashi, 1986]。図 1.2 に、雷雲内の電荷分布を表すモデル図を示す。

Stolzenburg *et al.* [2008] は、規模の大きな雷雲 (Mesoscale Convective System; MCS) に気球を飛揚させる観測によって、より詳細な電荷分布を提唱した。図 1.3 に観測から推定された、成熟した孤立型の雷雲内の理想的な電荷分布モデルを表す。雲内で上昇気流が存在する領域において、雲上方から負・正・負・正の 4 つの帯電領域が共通してみられ、上昇気流の外側すなわち下降気流が存在すると考えられる領域では、少なくとも 6 つの帯電領域がみられることが示された。

また、Takahashi [2009] は、積乱雲内にビデオゾンデを飛ばすことによる直接観測により降水粒子の電荷測定を行い、積乱雲内の電荷分布と降水機構との関連について考察している。図 1.4 に Takahashi [2009] によるスコールラインにおける降水粒子の成長過程と空間電荷分布のモデルを示す。スコールラインとは、活発な降水セルが線状に並び、その線に直行する方向に比較的速い速度で進行するものである。図中の赤い六角形は氷晶、緑の三角はあられ、茶色と青色の丸は雨滴、紫の丸は凍った雨滴を表す。降水域の後方で落

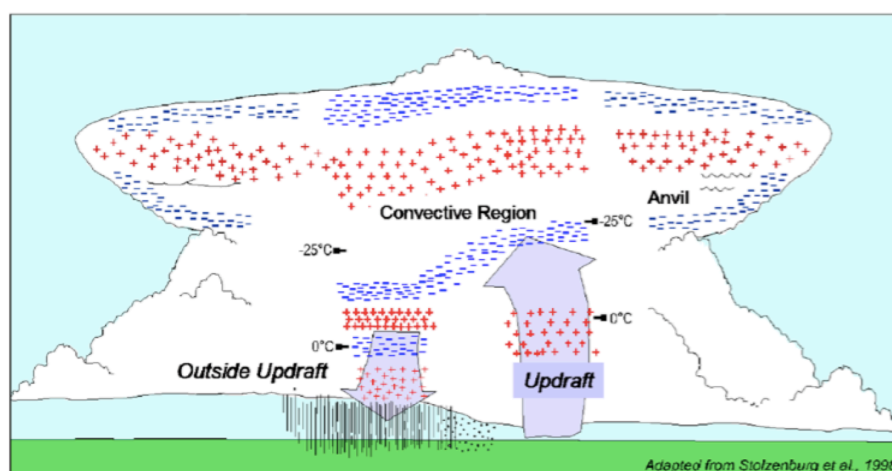


図 1.3 MCS 内部の理想的な電荷分布モデル [Stolzenburg et al., 2008].

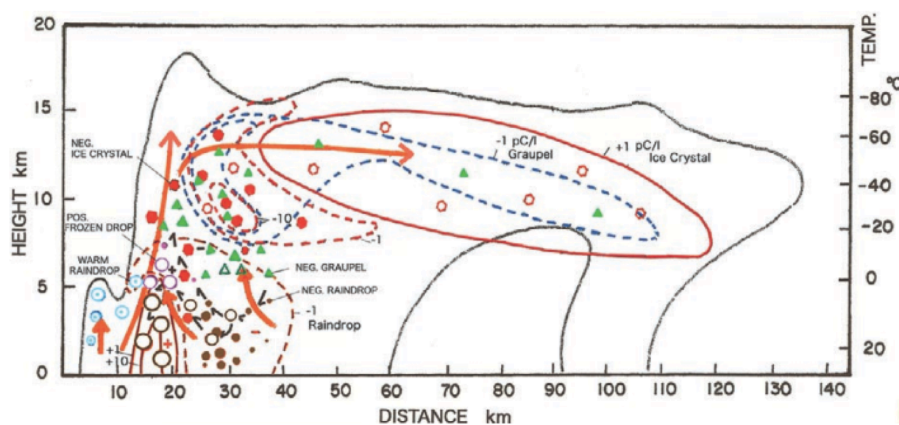


図 1.4 スコールライン内の降水粒子成長過程と空間電荷分布のモデル [Takahashi, 2009].

下する大きな雨滴 (茶色の丸) は前方および上方に輸送され凍り、氷晶との衝突により正に帯電する。これらは暖かい雨滴により過冷却された水滴を捕捉することによって成長し落下する。また、小さな水滴 (青丸) は上昇流によって上方に持ち上げられることによって凍結し、あらゆる種となる。このような前方からの暖かい雨による過冷却水滴の捕捉と降水粒子と電荷の再循環は、強力な水の蓄積に寄与し、スコールライン前面で強い降雨をもたらすことが示唆された。

1.1.2 雷放電活動

雷放電の全球的な発生頻度や分布が、MicroLab-1 衛星に搭載された Optical Transient Detector (OTD) や、熱帯降雨観測衛星 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) に搭載された Lightning Imaging Sensor (LIS) などによってわかってきている。図 1.5 は OTD による 1995 年 5 月から 2001 年 3 月にわたる約 6 年間の観測によって得られた雷放電 (IC, CC, CG) の放電頻度分布である [Christian et al., 2003]。この結果により、アフリカ、アメリカ、アジアの赤道域で雷放電の活動が活発であることが示された。

また、Christian et al. [2003] は陸域と海域の年間平均放電頻度を計算しており、陸域と海域の年間雷放電頻度は 10:1 であることを示している。図 1.6 にその結果を示す。図 1.6 より、12 ヶ月の観測期間中、海洋の雷放電頻度はほぼ一定であり、陸域の雷放電頻度は 6-9 月に多く、8 月にピークがあることが確認できる。これは、北半球に陸域が多いことが影響していると考えられる。

次に、OTD, LIS データの組み合わせから導かれた雷放電発生頻度の地方時 (LT) 依存性を図 1.7 に示す [Bailey et al., 2007]。この図から、全ての大陸では夜間より昼間の変動が強く、雷活動は 16LT 頃にピークがあることがわかる。これは、太陽光の日射によって地表面が加熱されて積乱雲が発達し、雷放電が発生するまでに時間差が存在するためであると考えられる。

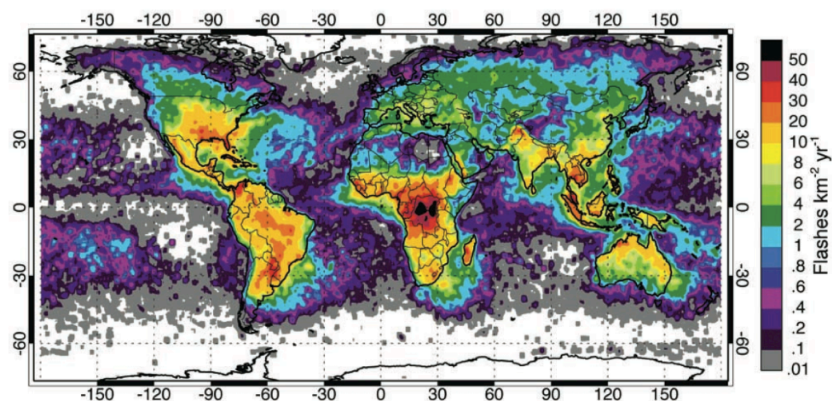


図 1.5 OTD の約 6 年間の観測による雷放電発生頻度の年平均分布 [Christian et al., 2003].

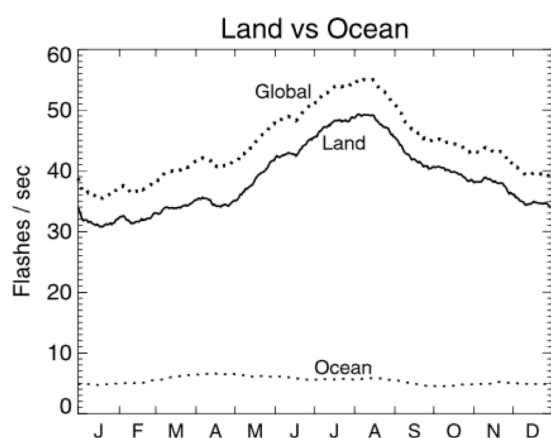


図 1.6 陸域と海域における雷放電発生頻度の月別変化 [Christian et al., 2003]. 55 日間で移動平均されている.

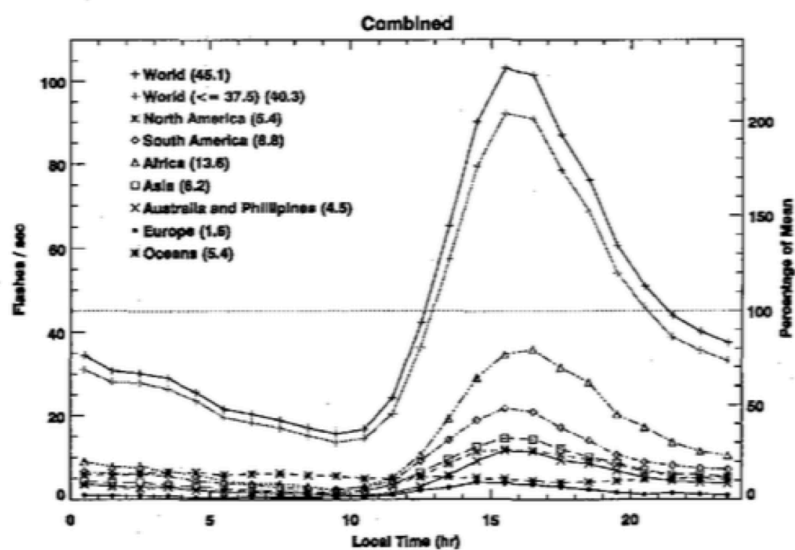


図 1.7 OTD, LIS の組み合わせから得られた雷放電の地方時 (LT) 依存性 [Bailey et al., 2007]. 16LT 周辺にピークが存在している.

1.1.3 雷放電とシビア現象との関係

雷放電は活発な積乱雲で発生するため、雷放電は大規模気象擾乱現象に対する直前予測や、気象予測モデルの向上に有効であることが先行研究によって示されている。例として、*Price et al.*[2009] は、ハリケーンの領域内で発生する雷放電頻度は、ハリケーンの最大風速および最低気圧との高い相関があり、かつ約 30 時間前にそれらの規模が予測できることを発見した。雷放電観測が気象予報に有効な例としては、*Mansell et al.*[2007] が雷放電データを気象モデルに同化することで、降水領域と雨量の予測精度が格段に向上することを示している。また、竜巻や集中豪雨、ダウンバーストといった、降水・強風・落雷等により災害を引き起こす大気現象であるシビア現象 [*Niino, 2012*] との関連性の調査も、近年精力的に行われている [*Williams et al., 1999; Goodman et al., 2005; MacGorman et al., 2012; Kudo, 2014*].

Price et al. [2006] は、TRMM 衛星の雷放電および降雨データを用いて、1998-2003 年の 6 年間の地中海の中部および東部での冬の雷雨 (この地域での降雨と雷の 75% 以上は冬 (10 月-3 月) に発生し、その内の 90% は地中海上で発生する。) について、雷放電の発光頻度と降雨率が高い相関があることを示した。図 1.8 にその結果を示す。図 1.8(a) は全てのデータポイントのプロットであり、(b) は雷放電データと降雨データの両方を $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ のグリッドでビニングし、降雨量 5 mm/h 毎に平均された雷放電頻度のデータポイントを標準偏差とともにプロットしたものである。図 1.8(b) から、雷放電頻度が増加するにつれて降雨量が増加する傾向があり、その相関係数は $r=0.91$ の高い値を示している。この結果は、地上レーダーの存在しない地中海などにおいて、雷放電のリモートセンシングが対流性降水量を推定するためのツールとして有用であることを示唆している。

暴風雨の最大風速のピークに先行して、IC と CG の雷放電頻度が急激に上昇する「ジャンプ」の存在が確認されている。図 1.9 は、1997 年 5 月 22 日に発生した米国のオーランド周辺における降雹を伴うマイクロバーストの (a) 雷放電頻度の時系列変化、(b) そのときに気象レーダーで観測されたドップラー速度変化を示している [*Williams et al., 1999*]. この事例は、2 回のマイクロバースト (18:21 UT と 18:38 UT) に先立ち、雷放電頻度が

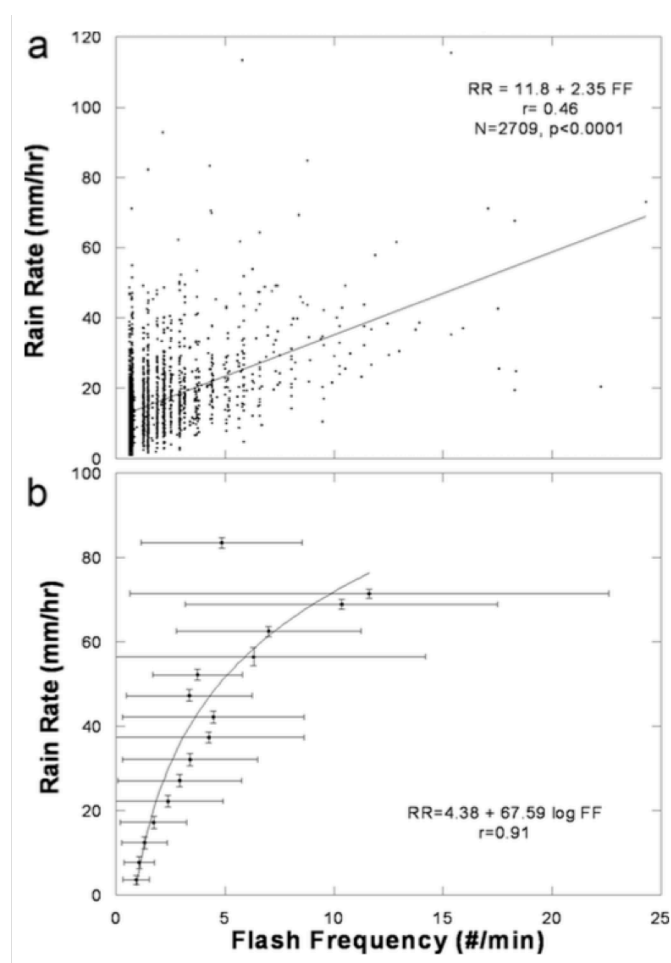


図 1.8 1998-2003 年の地中海中東部における冬の雷雨の雷放電頻度と雨量の関係。(a) 全てのデータポイント (N = 2709), (b) 降雨量 5 mm/h 毎に平均された雷放電頻度のデータポイントおよび標準偏差 [Price et al., 2006].

急激に上昇していることが特徴である。また、この際大きな電が最大流出の 4-7 分前に先行していることが指摘され、小規模な降水による下降流の強化と融解の効果がマイクロバーストの発生に主要な役割を果たしている可能性が示唆された。

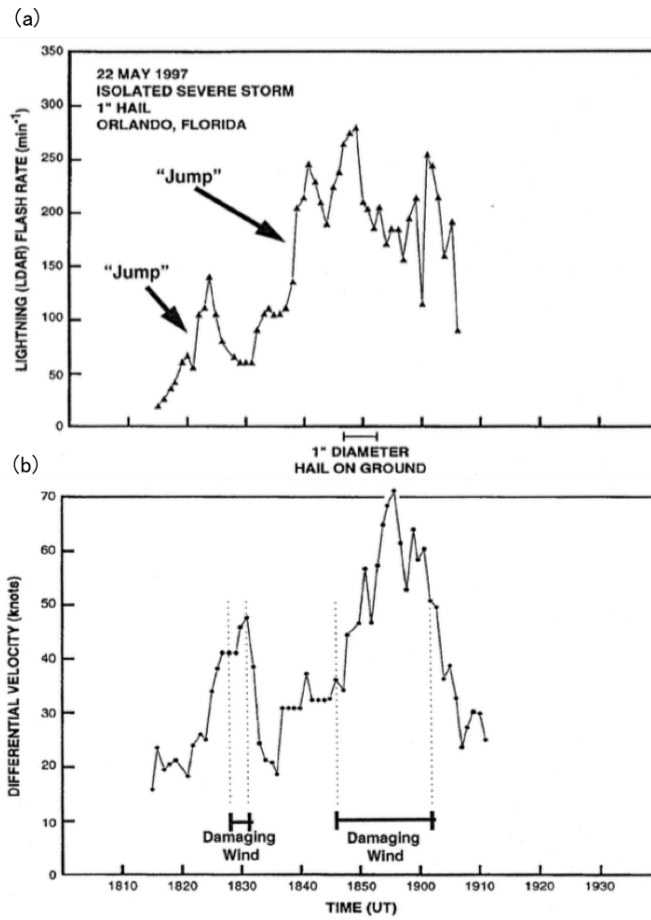


図 1.9 1997 年 5 月 22 日のオーランド周辺における降雹を伴うマイクロバースト発生時の (a) 雷放電頻度の時系列変化と (b) 気象レーダーによって観測された地上のドップラー速度の時系列変化 [Williams et al., 1999].

Kudo [2014] は、関東地方で発生したダウンバーストと、地上電磁波観測から得られた雷放電の発生頻度の時系列変化との関連比較を行った。関東地方は大部分が平野であること、気象観測網が比較的密であることなどから、雷放電活動と気象現象との関連調査に適しているといえる。図 1.10 は *Kudo* [2014] によって示された、2013 年 8 月 11 日 16:40-19:10JST における結果である。左上の図では、左下図の四角で囲われた範囲内での解析結果を表している。青線と赤線でそれぞれ 5 分毎の-CG 放電、+CG 放電の発生頻度、黒の点線で雲内放電頻度、緑線でレーダーエコー頂高度が 12 km 以上である面積を示し、灰色の棒グラフで 10 分間毎の降水量を表す。右図は、17:30-19:00(JST) における 10 分毎のレーダー画像と雷放電の発生位置である。黒×で-CG 放電、青丸で +CG 放電を表している。降水量とレーダーエコー頂面積およびレーダー画像は気象庁の C バンド気象レーダーの情報を元に得られたものである。その結果、ダウンバーストが発生する直前に-CG 頻度が急激に減少し、ダウンバースト発生後に +CG 放電頻度が増加する傾向があることが示された。*Kudo* [2014] はこの結果から、ダウンバースト発生時の積乱雲中の電荷分布の時間変化を考察し、-CG 放電頻度の急激な減少は、負電荷をもった大きいあられや雹が強い上昇気流によって上に運ばれて、正電荷をもつ氷晶に近づくことで現れると推定している。

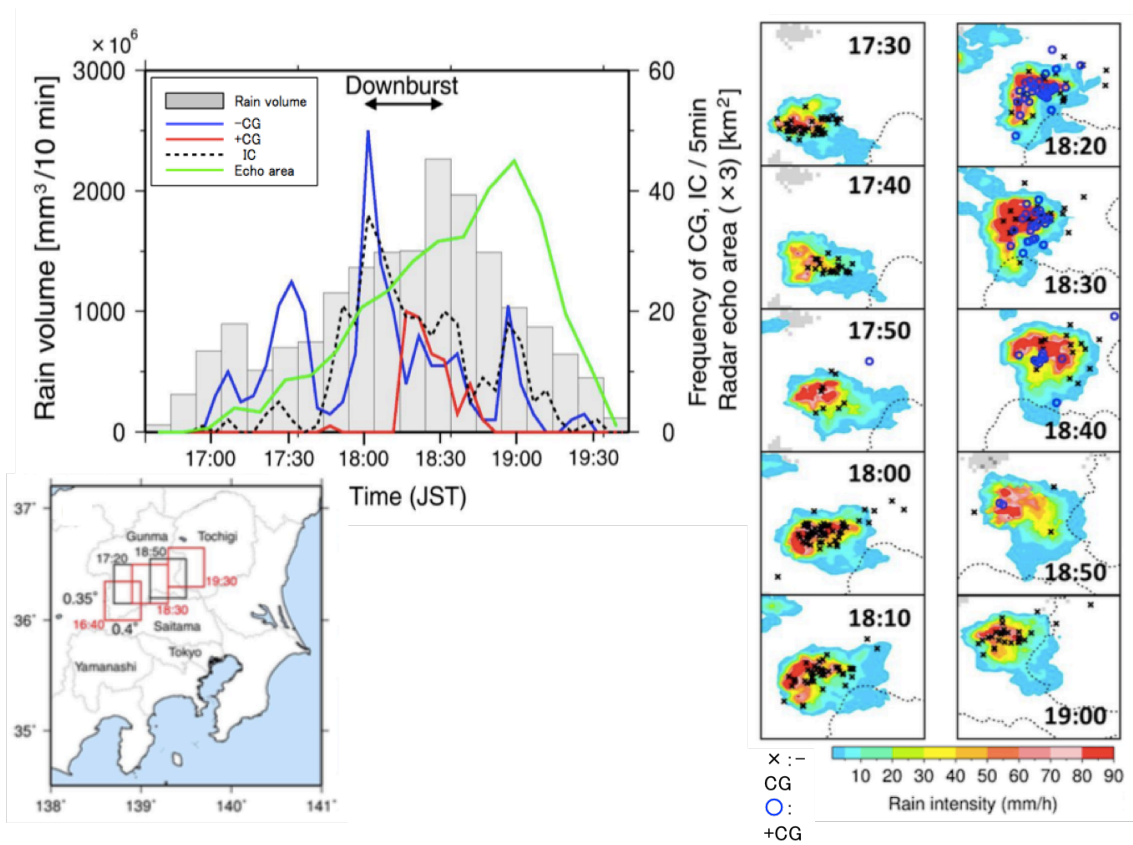


図 1.10 左上：2013 年 8 月 11 日のダウンバースト発生時における雷放電頻度と降水量の時系列変化. 左下：解析範囲. 右：同日 17:30-19:00JST における C バンドレーダー画像と雷放電の位置プロット. [Kudo, 2014]

1.2 雷放電電荷量

1.1.3 で紹介した事例を含む多くの研究では、雷放電頻度を雷活動の指標として使用しており、ピーク電流値や放電電荷量などの電気的特性が考慮されていない。雷は放電現象であるため、これらの電気的特性はシビア現象との関連を調べる上で重要なパラメータとなると考えられる。

雷放電は積乱雲中の氷晶やあられの衝突による電荷分離によって発生すると考えられることから、特に雷放電の放電電荷量は氷晶やあられの数およびそれらの衝突の強さや回数に依ると推定することができる。氷晶やあられの数は水蒸気量に依存し、衝突の強さや回数は対流の強さに依存すると考えられる。このことから、雷放電の放電電荷量は水蒸気量と対流の強さの積で表されると予測される。また、雷活動は海域よりも陸域で多く発生することがわかっている [Christian et al., 2003]。このため、放電電荷量は対流の強さを表す指標となる可能性がある。積乱雲における対流の強度は竜巻やダウンバースト、ゲリラ豪雨などのシビアな気象現象と密接な関係があるため、雷放電の放電電荷量を見積もることは、シビア現象における積乱雲内の物理を考察する上で有用であると考えられる。

また、自然現象としての雷放電の特性を知ることだけでなく、送配電線に関する被害や電力システムへの落雷被害への評価などに対しても、雷放電の電流波形や放電電荷量を見積もることは非常に重要視されており、研究・開発も多く行われている。

1.2.1 ログスキーコイルを用いた直接観測

雷放電電流波形を計測する手法の一つとして、銅線を多数回巻きつけた環状磁性体 (ログスキーコイル) を用いた観測が挙げられる。ログスキーコイルをタワー等に設置し、環の中心を流れた電流によって生じた誘導起電力を検出することで雷放電の電流波形を計測する方法がある。タワーを雷放電が直撃すると、ログスキーコイルに電流が流れ、アンペールの法則に従い $H = I/2\pi r$ の磁場が発生し、式 (1.1) で表される誘導起電力 V が生じる。

$$V = -\frac{d}{dt}\{\mu_0 HS\} = -\frac{d}{dt}\left\{\frac{\mu_0 I(t)S}{2\pi r}\right\} \quad (1.1)$$

ここで、 r および S はそれぞれログスキーコイルの半径と断面積を示す。式 (1.1) を時間領域で積分すると、以下の計算により放電電荷量 Q [C] を導出できる。

$$\int V dt = \frac{\mu_0 S}{2\pi r} \int I(t) dt = \frac{\mu_0 IS}{2\pi r} Q \quad (1.2)$$

$$Q = \int I(t) dt \quad (1.3)$$

このようなタワーでの観測は、オーストリアのガイスバークタワー [Diendorfer et al., 2009; Zhou et al., 2012] やスイスのサンティスタワー [Romeo et al., 2013]、日本のスカイツリー [Yamamoto et al., 2012] など世界各地で多くの観測が行われている。Takami and Okabe [2007] は、高さ 40-140 m の 60 本の送電塔の先端で直接測定された雷放電のリターンストロークの電流値を推定した。図 1.11 に、(a) 観測に使用されたタワーの模式図、(b) 得られた電流波形の例を示す。ログスキーコイルはタワーの先端に設置されている。この観測では、1994 年から 2004 年にかけて-CG の第 1 リターンストロークに対する電流波形が 120 例取得され、ピーク電流値の中央値として 29 kA が得られた。この結果は、Rakov and Uman [2003] で示された一般的な数値と同等である。

オーストリアのガイスバークタワーとタワーに設置されたログスキーコイルの外観を図 1.12 に示す [Diendorfer et al., 2009]。また、ガイスバークタワーでの観測によって得ら

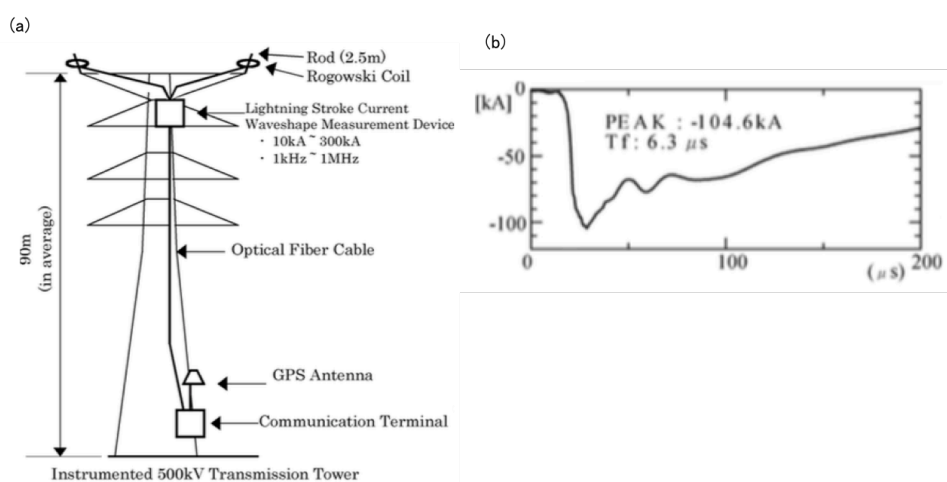


図 1.11 電流波形観測に用いられた (a) 送電塔の概略図と (b) 電流波形の例 [Takami and Okabe, 2007].

れた上向き +CG 放電の電流波形の例を図 1.13 に示す [Zhou et al., 2012].

こういったログスキーコイルでの観測は、タワーを直撃した雷放電のみ電流波形が取得可能であり、直接観測が可能な雷放電は限られている。また、コイルの大きさや設置費用などの問題もあり、任意の雷放電を定常観測することはできないため、その観測には制限がある。



図 1.12 オーストリアのガイスバークタワーの外観と先端部のログスキーコイル
[Diendorfer et al., (2009)].

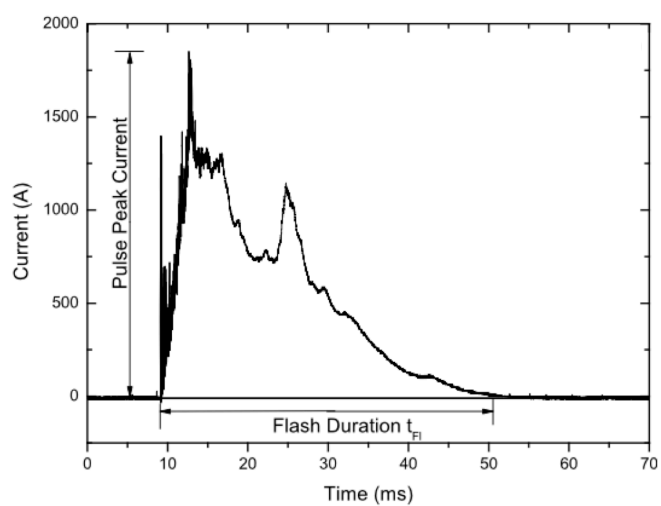


図 1.13 ガイスバークタワーのログスキーコイルによって観測された上向き +CG 放電の電流波形 [Zhou et al., 2012]

1.2.2 電磁波観測

雷放電から放射される電磁波は、数 Hz-数百 MHz と非常に広帯域にわたり伝搬する。今日まで、様々な周波数帯での電磁波観測が行われ、その強度や時間変化等を解析することによって雷放電の物理諸過程が解明されてきた。

中でも 3-30 kHz の Very Low Frequency(VLF) 帯や 3 Hz-3 kHz と非常に低い周波数帯域である Extremely Low Frequency(ELF) 帯では、その帯域における電磁波の波長が非常に長いほか、減衰率も低いため、電離圏と地表面が導波管のような役割を果たし反射していくことで遠距離まで伝搬するといった特徴がある [Pessi and Businger, 2009]。この特徴を利用して電磁波観測を行うことで、雷放電を遠距離からモニタリングすることが可能となる。また、VLF 帯ではリターンstroークの瞬間、ELF 帯ではリターンstroークから連続電流に至る放電プロセス全体に対して感度をもつ [Kudo, 2014]。

電磁波観測で得られた磁場波形から電流波形を推定するための数値電磁界解析法として、導波管モード理論を利用した逆畳み込み積分による解析法 [Cummer et al., 2000] や時間領域差分 (Finite-Difference Time-Domain; FDTD) 法による電磁場解析 [Hu et al., 2006] などがある。

FDTD 法では解析対象空間をあるサイズのセルに分割して構成し、各セルにおける電磁界成分について Maxwell 方程式の関係を満たすようにセルの辺の中心に電場を、面の中心には面に垂直な方向に磁場を置いて表す。その初期条件の下で Maxwell 方程式を適用し、解析対象空間の電場と磁場の時間変化を計算していく方法である。電場 \mathbf{E} および磁場 \mathbf{H} は Maxwell 方程式により次式で表される。

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu_0 \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (1.4)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mathbf{J}_{tot} \quad (1.5)$$

ここで、 μ_0 と ε_0 は真空における透磁率と誘電率を表す。 \mathbf{J}_{tot} は全荷電粒子から合計された電流値、つまり $\mathbf{J}_{tot} = \Sigma \mathbf{J}_n$ である。

これらを結合した Maxwell 方程式は次式 (1.6) で表される [Cummer *et al.*, 2000; Hu *et al.*, 2006].

$$\frac{\partial \mathbf{J}_n}{\partial t} + \nu_n \mathbf{J}_n = \frac{q_n}{|q_n|} \omega_{B_n} (\mathbf{J}_n \times \mathbf{b}_E) + \varepsilon_0 \omega_{pn}^2 \mathbf{E} \quad (1.6)$$

ここで, ν_n はプラズマの衝突頻度, q_n は各粒子の電荷, ω_{B_n} は荷電粒子のサイクロトロン周波数, \mathbf{b}_E は地球磁場方向の単位ベクトルとして定義され, ω_{pn} はプラズマ周波数を表す.

FDTD 法は解析対象空間における電場および磁場が時間領域で得られるため直感的に理解しやすいという特徴があるが, メモリー容量や CPU の処理時間など高い計算機性能を必要とする. よって, これらの手法は計算が複雑で計算時間が多くかかる上, 計算機性能に大きく依存するため, 観測結果を即時的に気象現象などの予測などに応用するといったことが難しい.

1.3 ダウンバースト

1.3.1 発生原因・メカニズム

ダウンバーストは、積乱雲からの局所的な強い下降気流であり、1975年に起きた飛行機事故の調査をきっかけとし、藤田哲也博士によって発見された。ダウンバーストに伴う風の急激な変化は、低層ウィンドシア (Low Altitude Wind Shear; LAWS) を引き起こし、しばしば航空機の離着陸時に大きな影響を及ぼすことが知られている。

初期の積乱雲は、太陽光の日射により地表面の空気塊が暖められ、浮力を得て上昇し、上昇気流が発生する。上昇気流の発生に伴い、地表面の水蒸気は上方に輸送され、潜熱を放出し、上昇気流が強化されることにより積乱雲が発達する。積乱雲が発達すると、雲内では雨、雪、雹などの降水粒子となり、粒子の重力が上昇流を上回ると落下を始め、降水粒子を含んだ重く冷たい空気塊自体も下降気流となって地上に達する。この冷やされて重くなった気流は、地上で四方八方に発散するため、積乱雲からの下降気流は地面にぶつかって水平方向に広がり、地上付近では発散風となる [Kobayashi, 2016]。

図 1.14 は、数十例の観測結果を平均した、一般的なダウンバーストの鉛直構造を示した図である [Hjelmfelt, 1988]。ダウンバーストの直径は 1.8 km で下降流速は 12 m/s、発散風はダウンバーストから 1.5 km 離れた場所で最大風速の 12 m/s となり、ガストフロントのヘッド循環の厚みは 0.7 km である。このスケールからもわかるように、ダウンバーストは局所的な現象であり、下降流そのものを捉えることは現状の観測体制からは不可能なため、直接的な観測や予測は非常に困難である。実際、ダウンバースト（積乱雲からの強い下降気流）そのものは高頻度で発生しているが、日本では地上の被害が発生し、気象庁が現地調査を行った上でダウンバーストと認定されるため、軽微な被害で調査がなされない事例や被害のない事例は多く存在すると考えられる。

ダウンバーストのうち、水平スケールが 4 km 以上のものをマクロバースト、4 km 未満のものをマイクロバーストと呼ぶ。マクロバーストの寿命は 5-30 分程度で、地上の被害は直線状となる一方、マイクロバーストの寿命は 2-5 分程度で、地上の被害は放射状と

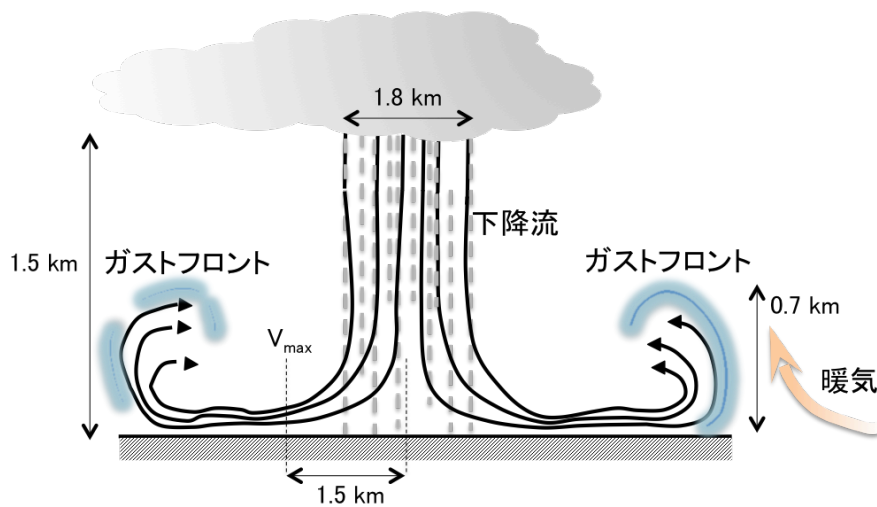


図 1.14 ダウンバーストの平均構造 [Hjelmfelt 1988] を元に作成.

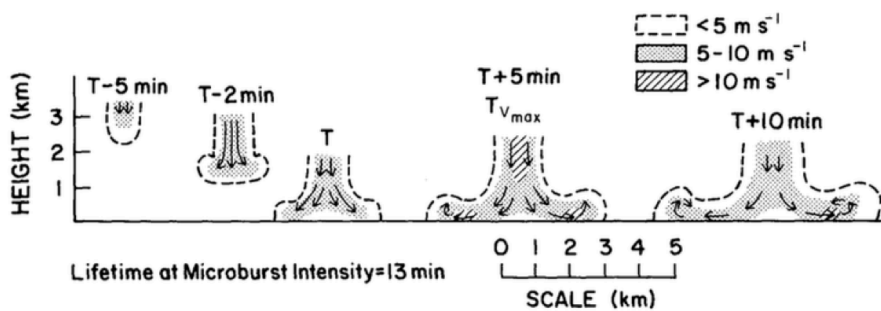


図 1.15 マイクロバーストのライフサイクル [Hjelmfelt 1988].

なることが特徴である。図 1.15 は、マイクロバーストの平均的なライフサイクルを表す図である [Hjelmfelt, 1988]。地上に達する 5 分前から生成され始め、地上に達し、5 分後に最大となり、10 分後には大きく広がりやがて消失する。

ダウンバーストの発生原因として、以下の 3 つが考えられている。

- ① 上空の運動量が下向きに運ばれる効果。
- ② 雨粒が落下中に蒸発し、蒸発による冷却のため空気の塊が冷やされ密度が高くなり、重くなった空気が下降して地面にぶつかる効果。

③ 雹などの大きな個体粒子が落下中に空気を引きずる力により下降流が強められる効果。それぞれの効果の模式図を図 1.16 に示す。日本における積乱雲は雲底が低く、雲底下の空気が湿っている (相対湿度 85% 以上) ため、ダウンバーストの成因は個体粒子の空気を引きずる力の効果が大きいと考えられている [Kobayashi, 2016]。この大きな個体粒子はしばしば降雹としてダウンバーストと同時に観測される。また、上空の運動量が下向きに運ばれる効果は、高度 5 km の中層で相対的に乾燥した風が雲内に入り込み、下降流と一緒にすることで強める効果である。雲内に入った気流は乾燥しているため、蒸発の効果を促進し、下降流をさらに強める [Kobayashi, 2016]。

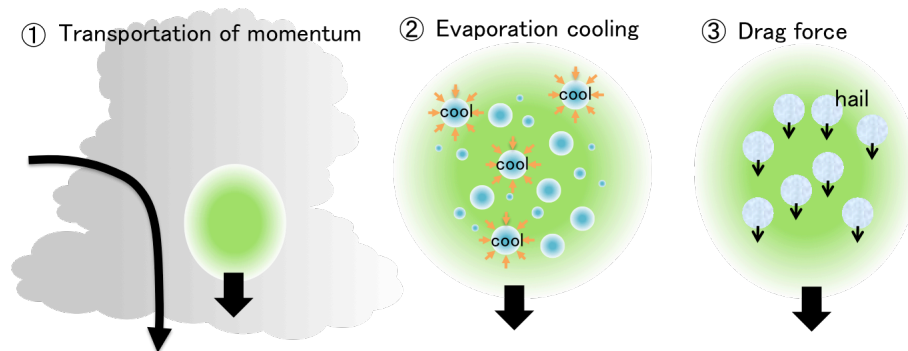


図 1.16 ダウンバーストの発生原因の模式図

1.3.2 各気象パラメータの変化

ダウンバーストの空気は相対的に冷たく、高密度であるため、ダウンバーストに伴うガストフロントの通過時には、地上観測における各気象パラメータに顕著な変化が生じる。図 1.17 は、2013 年 8 月 11 日に群馬県前橋市で発生したダウンバーストにおける、実被害発生地域に最も近い場所での地上観測によって得られた気象パラメータ（気温・気圧・混合比・感雨）の時系列変化である [Norose *et al.*, 2016]。赤線で気圧、青線で気温、緑線で混合比を表す。青い網掛け領域は降水の持続時間を示す。混合比は、1 kg の空気中の水の量 (g/kg) で表され、絶対湿度と呼ばれる。この図から、大気圧の急激な上昇と温度の急激な降下を確認できる。17:42-17:56JST にかけて 1.4 hPa の最初の圧力上昇 (圧力ジャンプ 1) が観察され、次に 18:02-18:07JST に 2.1 hPa の圧力上昇 (圧力ジャンプ 2) が記録されており、圧力ジャンプ 1 と 2 の間で温度は約 11°C 低下している。最初の圧力上昇は 17:53-17:55JST の温度降下、降雨開始と密接に対応し、時間的にもほぼ一致していることがわかる。2 回目の気圧のジャンプに先行し、1 回目の気圧のジャンプが観測されていることから、間欠的に複数発生したダウンバーストによる 2 回のアウトフローが到達した結果であると考えられる [Norose *et al.*, 2016]。また、この事例では混合比の変動は相対的に小さい。

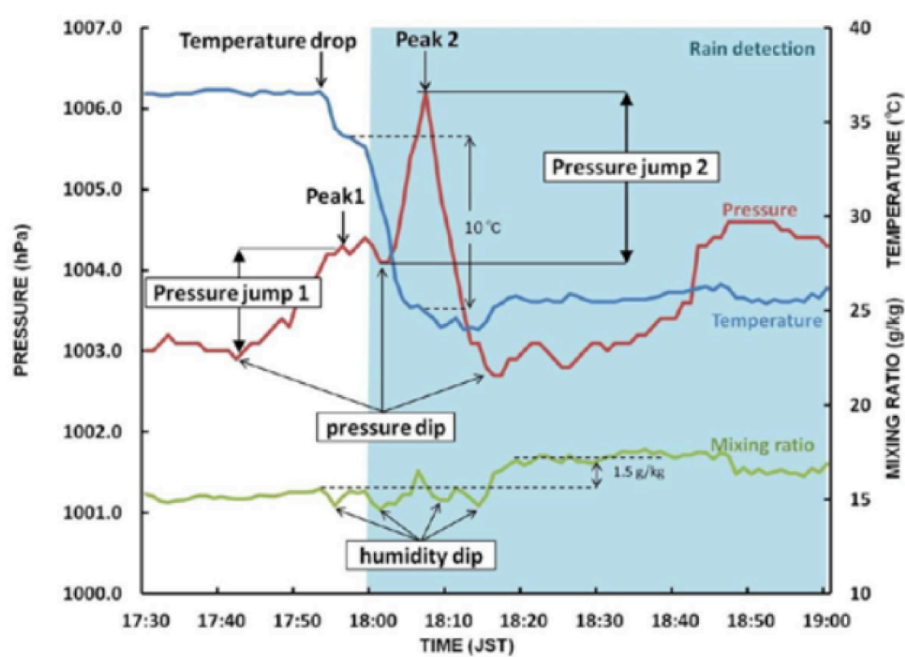


図 1.17 2013 年 8 月 11 日に群馬県で発生したダウンバーストの地上観測気象パラメータ。赤線で気圧，青線で気温，緑線で混合比，青い網掛けで感雨を示す。各気象パラメータは地上稠密観測網 POTEKA によって取得された。[Norose et al., 2016]

1.3.3 被害パターンと統計

ダウンバーストを発見した藤田哲也は竜巻研究の第一人者でもあり、1971年に竜巻の被害スケールを竜巻の強さとしてランク付けし、風速を大まかに推定するため、フジタスケール（F スケール）を提案した。この F スケールはダウンバーストの被害スケールの評価にも用いられている。また、被害ランクや風速との関係は、構造物の経年変化や地域差に左右されることから、最近では改良版の F スケール（EF スケール）が用いられている。日本の改訂版 F スケールは JEF スケールと呼ばれ、2016年4月から運用が開始されている。JEF スケールは統計的な継続性も考慮されており、基本的に両スケールでの評価はできるだけ同じ階級になるように考えられているため、過去データと現在データを同等に扱うことが可能となっている。表 1.1 に F スケールによる風速と主な被害を示し、表 1.2 に JEF スケールによる風速を示す [気象庁 HP]。

ダウンバーストは密度の高い空気塊が地上に落下するため、竜巻とは異なる特徴的な被害パターンが生じる。図 1.18 に気象庁が取得したダウンバーストによる被害の写真を示す。建物や木、作物が同じ方向または放射状に倒れることが特徴である。



図 1.18 ダウンバーストの被害例 [気象庁]

表 1.1 F スケールごとの風速および被害状況 [気象庁]

スケール	風速 (m/s)	被害
F0	17-32 (15 秒平均)	テレビのアンテナなどの弱い構造物が倒れる。小枝が折れ、根の浅い木が傾くことがある。非住家が壊れるかもしれない。
F1	33-49 (10 秒平均)	屋根瓦が飛び、ガラス窓が割れる。ビニールハウスの被害甚大。根の弱い木は倒れ、強い木は幹が折れたりする。走っている自動車が横風を受けると、道から吹き落とされる。
F2	50-69 (7 秒平均)	住家の屋根がはぎとられ、弱い非住家は倒壊する。大木が倒れたり、ねじ切られる。自動車が道から吹き飛ばされ、汽車が脱線することがある。
F3	70-92 (5 秒平均)	壁が押し倒され住家が倒壊する。非住家はバラバラになって飛散し、鉄骨づくりでもつぶれる。汽車は転覆し、自動車はもち上げられて飛ばされる。森林の大木でも、大半折れるか倒れるかし、引き抜かれることもある。
F4	93-116 (4 秒平均)	住家がバラバラになって辺りに飛散し、弱い非住家は跡形なく吹き飛ばされてしまう。鉄骨づくりでもペシャンコ。列車が吹き飛ばされ、自動車は何十メートルも空中飛行する。1 トン以上ある物体が降ってきて、危険この上もない。
F5	117-142 (3 秒平均)	住家は跡形もなく吹き飛ばされるし、立木の皮がはぎとられてしまったりする。自動車、列車などがもち上げられて飛行し、とんでもないところまで飛ばされる。数トンもある物体がどこからともなく降ってくる。

表 1.2 JEFF スケールごとの風速 [気象庁]

スケール	風速 (m/s) (3 秒平均)
JEF0	25-38
JEF1	39-52
JEF2	53-66
JEF3	67-80
JEF4	81-94
JEF5	95-

図 1.19 に 1991 年から 2016 年までの日本におけるダウンバーストおよびガストフロントの被害報告頻度の統計を示す。データは気象庁の突風情報から得ており、「ダウンバースト」、「ガストフロント」、「ダウンバーストまたはガストフロント」、「竜巻またはダウンバースト」を含む情報を抽出している。図 1.19(a) は月ごとの頻度分布、(b) は地方時ごとの頻度分布、(c) は地域ごとの頻度分布、(d) は F スケールごとの頻度分布を示す。

発生した月毎の統計を見ると、6-10 月の夏から秋に集中しており、7 月にピークが存在していることがわかる。また、発生時刻は 14-18LT に多く、15LT にピークがある。対流活動の活発な夏季に多く発生していることから、太陽光からの日射の影響により積乱雲が発達したことを示している。この結果は雷放電のローカルタイムにおける発生頻度ともよく合致しており、ダウンバーストと雷放電は密接な関係があると推測できる。冬季にダウンバーストが少ないのは、夏季の積乱雲に比べて冬季の積乱雲は雲頂高度が低く、下降気流が相対的に小さいためと考えられる。また、冬季は気温差が小さく、風速も夏季に比べて小さいことや、地表面が雪に覆われている場合、被害の痕跡が残りにくく、被害調査が難しい点、断続的な降雪に伴って発生するために現象を観測することが難しい点などが理由と考えられている [Kobayashi, 2016]。

地域別の発生件数では、ダウンバーストは日本全国で発生しているが、関東地方での発生頻度が圧倒的に多いことが特徴として挙げられる。特に内陸部である北関東では、山を越えて乾いた冷たい風が吹き降ろすといった地形性の風によるウィンドシアも多く発生することが知られているが、関東地方は気象観測網が他地域と比べて密であったことも大きく影響すると考えられる [Ohno, 1996]。

図 1.20 に、気象庁による 1991-2014 年の竜巻、ダウンバーストなどの突風分布図を示す。ここから確認できる特徴として、竜巻やダウンバーストなどの突風は日本全国で広く発生しており、竜巻は比較的沿岸部で起こっているのに対し、ダウンバーストは内陸部で多く起こっている傾向があることがわかる。このことから、経済活動やインフラなど人間社会に与える影響が大きいと考えられ、早期警戒・直前予測が重要である。しかし、現状の観測システムでは現象を検出することが難しく、予測が困難である。Phased-Array レーダーは、検出が可能となった最新の装置であるが、非常に高額であること、観測範囲

が限られていることから、早急に十分な整備することが難しい。そのため、安価で広く観測できる方法の開発が急務である。

被害スケールの指標である F スケール毎の発生頻度では、F2 スケールを最大として、比較的小さいスケールのダウンバーストが多く発生していることがわかる。日本の竜巻の最大値は F3 であるが、ダウンバーストは地上で発散するため、その被害は竜巻に比べると弱くなることが理由であると考えられる。

2005 年以降に気象庁による被害調査が強化され、被害報告数が増え、ダウンバーストの統計調査は年々精度を増していると考えられる。しかし、ダウンバーストとして認定されているのは地上に被害をもたらした事例のみであり、ダウンバーストという現象自体の発生数は未知のままである。個々の積乱雲ごとに発生している可能性もあるかもしれないということは念頭に置かねばならないだろう。気象観測網を広げることや、観測精度の向上によって、ダウンバーストの発生に関する実態調査がより多くなされれば、積乱雲を発生させる対流構造に対する知見も得られ、ダウンバーストだけでなく竜巻などの突風現象の被害軽減にもつながることが期待される。

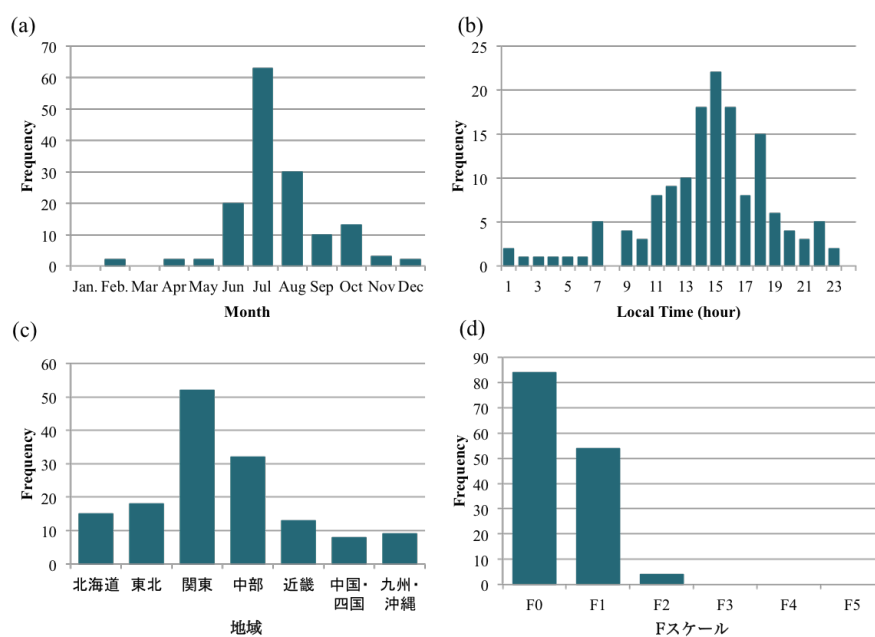


図 1.19 (a) 月別, (b) 地方時別, (c) 地域別, (d) F スケール別における気象庁から得られたダウンバーストの被害報告頻度の統計 (1991 年-2016 年).

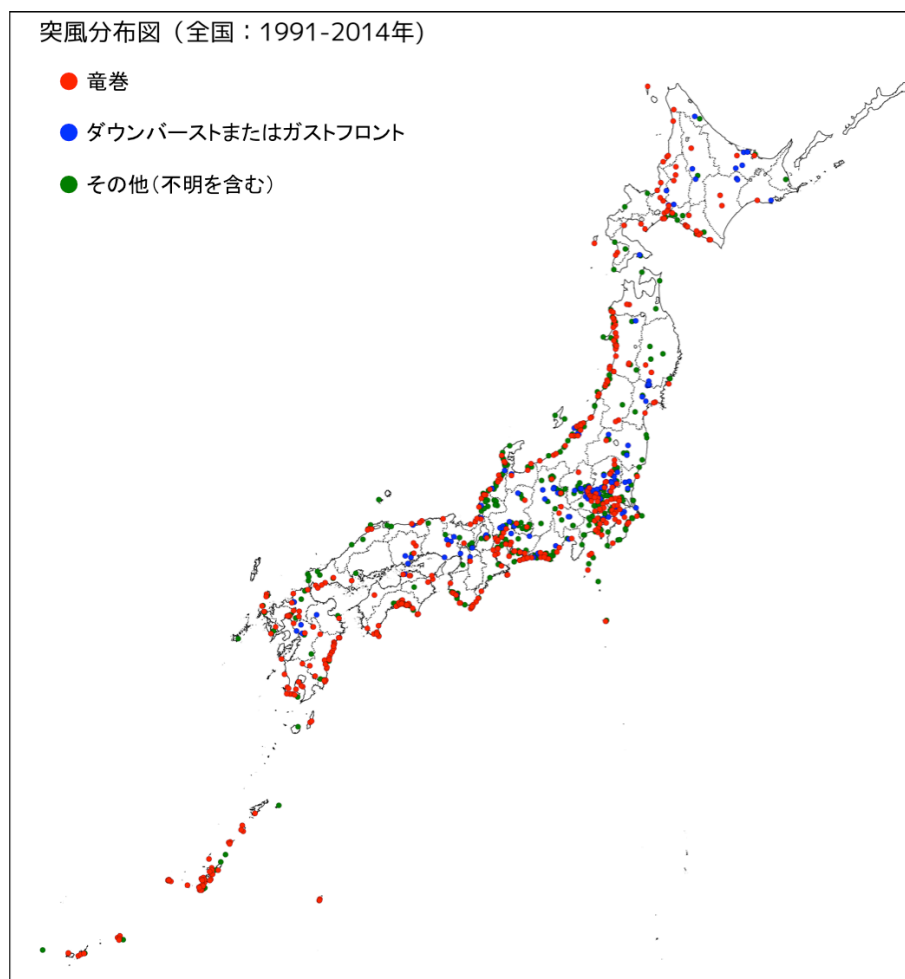


図 1.20 竜巻およびダウンバーストの発生分布図 [気象庁]

1.4 目的

温暖化などの気候変動に伴い、大気的不安定度が増大し対流活動が活発になることが予測される将来において、ダウンバーストや竜巻、ゲリラ豪雨などの急激かつ局地的な気象現象の発生数は確実に増えると考えられる。そのため、局所的なシビア現象の予測精度を改善させ被害を防止していくことは早急な課題である。しかし、現状の観測システムでは観測網の密度が十分ではなく、予測や直接観測が困難であり、Phased-Array レーダーなどの検出可能な装置は費用や観測範囲の面で十分な配備を早急に整えるには課題がある。

一方、1.1-1.3 節で述べたように、雷放電とダウンバーストは発達した積乱雲によって発生し、両現象には密接な関係性があると予測される。

雷放電の電磁波を観測することにより、地上の気象観測網よりも時間的にも空間的にも高分解能の観測が可能となる。その局所性から観測や予測が難しいダウンバーストと雷放電との関係性を見出せば、雷放電の電磁波観測結果をダウンバースト予測の一つの道具として用いることができると期待される。

雷放電頻度とシビア現象との関係性は多くの研究で示されてきているが、ピーク電流値や放電電荷量、電荷モーメント変化などの電気的特性は考慮されていない。特に雷放電電荷量は対流の強度の指標としての観点から、雷放電の電気的特性である放電電荷量は非常に重要な役割を果たすと考えられる。しかし、従来の雷放電電荷量の推定方法としては、直接的な観測結果からしか得られない方法や、膨大な計算時間が必要な方法などが挙げられ、これらの方法では任意の雷放電の放電電荷量を即時性をもって推定するには問題点が多い。加えて、あらゆる放電電荷量を推定することは、送電線を焼き切るなど雷放電によるライフラインへの直接的な被害の評価にも大きな役割を果たすことが期待される。

そこで本研究では、(1) 雷放電の電気的特性の 1 つである放電電荷量を経験的に推定する手法を新たに開発し、任意の雷放電に対して放電電荷量が推定可能となるような汎用性を確立すること、(2) ダウンバースト発生時における雷放電の電気的特性の特徴をつかみ、ダウンバーストの発生条件と直前予測性を検証すること、(3) ダウンバースト発生時の積乱雲中の内部構造と時間発展を明らかにすることを目的とする。これは、ダウンバースト

の予兆となる雷放電の特徴的な変化を見出すほか，積乱雲の発達過程における電荷分布や対流構造に考察を与えることに対しても大きく貢献すると考えられる。

本論文では，第 2 章で雷放電電荷量の推定について，第 3 章で雷放電とダウンバーストとの関係性について議論する。第 4 章では，本研究のまとめと将来の展望について述べる。

第 2 章

雷放電放電電荷量の推定

2.1 序文

雷放電による被害は様々なものがあるが、電気・通信設備の送配電線を焼き切るといった被害や、風力発電システムへの落雷被害といった事例の評価には、雷放電の電流波形や雷放電電荷量を推定することが重要であり、そのための研究・開発が広く行われている。また、シビア現象と雷放電の関係性が多くの研究で指摘されている中で、シビア現象発生時などにおける積乱雲内の物理を解明するためには、雷放電の電荷量推定が不可欠である。局所的かつ突発的なシビア現象に対しては、観測可能範囲が広いことや即時性のある情報が必要である。

電流波形を取得する手法として、1.2 節で述べたように、タワー等に設置したログスキーコイルを用いて雷放電の電流波形を計測する方法があり、放電電荷量はその電流波形を積分することによって得ることができる。しかし、ログスキーコイルで計測可能な雷放電電流はタワーを直撃した雷放電のみであること、コイル自体の大きさが非常に大きいこと、設置費用が莫大であることなど、制約が大きい。それ故に、ログスキーコイルでは任意の雷放電を観測するには限界がある。

雷放電によって放射される ELF, VLF 帯の電磁波は地表面と電離圏下端で閉じた導波管の内部を反射しながら長距離伝搬することができるため、雷活動の全球的、地域的なモ

ニタリングが可能となる。この雷放電の電磁波観測から電流波形などの放電に関する電氣的物理量を得ることができれば、観測範囲も広がりコストも大きく抑えられ、タワーを直撃する雷放電だけでなく、あらゆる雷放電の放電電荷量を推定することが可能となる。電磁場の数値解析としては FDTD 法によるもの [Hu et al., 2006] などが多く用いられるが、計算が複雑かつ多くの計算時間を要するといった問題点がある。

こういった従来の手法と比べ、以下で述べる本研究の手法は、より容易で速報性に優る解析法であると考えられる。

2.2 放電電荷量推定手法

近年の研究から、雷放電が生起する誘導磁場が卓越する範囲において、ELF 帯の電波観測で検出される磁場波形が雷放電の電流波形と高い相似性を示すことが報告されている [Sato et al., 2013]. この相似性から、誘導磁場が卓越する範囲において、ELF 波形の積分値から経験的に放電電荷量を推定することが可能になると期待できる。

Budden [1961] によると、雷放電が生起する誘導磁場および放射磁場は以下の (2.1) 式で表される。

$$B_{\phi} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0 c} \cos\theta \left(\frac{1}{cr^2} \frac{\partial[M]}{\partial t} + \frac{1}{c^2 r} \frac{\partial^2[M]}{\partial t^2} \right) \quad (2.1)$$

ここで、 B_{ϕ} は波動の伝搬方向に垂直な水平成分の磁束密度、 ϵ_0 は真空の誘電率、 θ は仰角、 c は光速、 r は放電発生地点と観測点間の距離、 $[M]$ は電荷モーメント変化量である。

(2.1) 式より、誘導磁場は $1/r^2$ に比例するため、その誘導磁場が卓越する範囲内では、 I を電流、 dl を放電距離とすると、距離 r 離れた任意の場所で起きた雷放電の磁束密度 B_{ϕ} は以下の (2.2) 式で近似的に表すことができる。

$$B_{\phi} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{I \cdot dl}{c^2 r^2} \quad (2.2)$$

ここで、 I は電流、 dl は放電距離を示す。よって、

$$I dl = 4\pi\epsilon_0 c^2 r^2 B_{\phi} \quad (2.3)$$

図 2.1 に雷放電による誘導磁場と放射電磁場形成の概念図を示す。CG 放電が発生すると、発生箇所を中心として誘導磁場が生起し、続いて放射電磁場が生じることで電磁波が遠方に伝搬する。Maxwell の方程式から、放射電磁場には時間偏微分項が入るため、その波形は雷放電の電流波形と異なる形になるが、誘導磁場が卓越する範囲内は時間偏微分の項が十分小さく無視できるため、その波形は電流波形と高い相関を示すと期待される。誘

導磁場が放射磁場に卓越する範囲は、波数 k 、波長 λ 、雷放電からの距離 r を用いて

$$kr = \frac{2\pi}{\lambda} r < 1 \quad (2.4)$$

となる。電磁波の周波数を 30 Hz と仮定すると、 $r = \lambda/2\pi < 1600$ km と見積もられる。本研究では、ELF 波形から電流波形に変換する経験式を取得するために、2009 年 12 月から 2010 年 2 月にかけて尾神岳で検出された電流波形のデータと、その日時に該当する女川で得られた ELF 帯電波観測データを 20 例使用した。表 2.1 に、使用した 20 例のデータを示す。本研究で使用した尾神岳と女川の両観測地点の距離は約 296 km であり、誘導磁場が放射磁場に対して支配的となるのに十分な範囲であると結論できる。

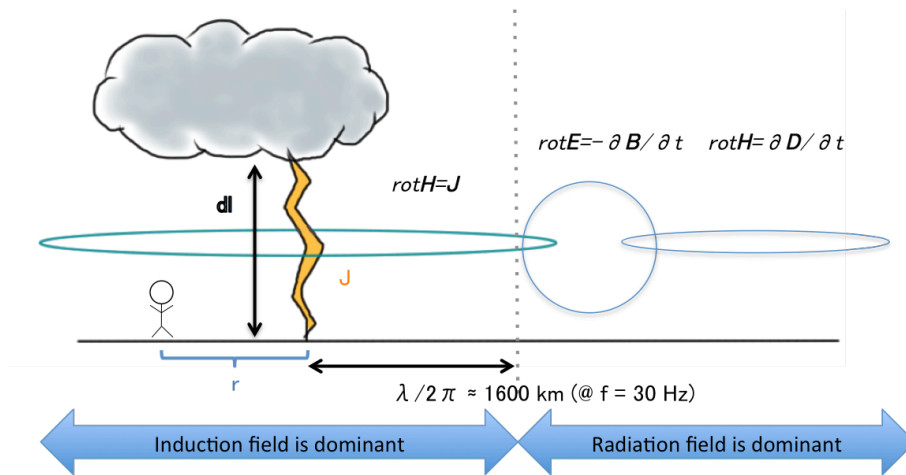


図 2.1 誘導磁場および放射電磁場形成の概念図。 dl は放電距離を表す。誘導磁場が放射磁場に対して支配的となる領域の半径は $\lambda/2\pi$ で見積もられる。

表 2.1 経験式導出に用いた雷放電の日時および極性

No.	Date	Time (UT)	Pol.	No.	Date	Time (UT)	Pol.
1	2009/12/17	16:51:02.78	+	11	2010/01/05	06:24:23.70	-
2	2009/12/17	19:23:04.48	+	12	2010/01/13	02:17:55.15	-
3	2009/12/17	20:33:01.00	+	13	2010/01/13	02:17:55.22	+
4	2009/12/17	21:15:26.36	+	14	2010/01/13	02:21:39.37	+
5	2009/12/17	21:52:57.69	+	15	2010/01/16	14:05:55.59	+
6	2009/12/17	21:56:33.76	-	16	2010/01/18	15:23:32.22	-
7	2009/12/17	21:56:33.86	+	17	2010/01/25	10:05:40.40	-
8	2009/12/17	22:51:41.27	+	18	2010/01/25	10:37:55.61	-
9	2010/01/05	04:05:47.02	+	19	2010/01/25	10:37:55.77	+
10	2010/01/05	04:12:00.28	+	20	2010/02/04	16:18:08.15	+

2.3 観測データ

2.3.1 電流波形

新潟県尾神岳 (37.215°N, 138.501°E) に東北電力がログスキーコイルを設置し運用している。ログスキーコイルは環状磁性体に導線を多数回巻きつけた装置で、環の中心を流れた電流によって生じた誘導起電力を計測し電流値に変換することで、雷放電の電流波形が計測可能である。図 2.2 に観測地である尾神岳のログスキーコイルの写真を示し、図 2.3 にログスキーコイルの周波数特性を示す。電圧アンプと積分器により、0.1 Hz-100 kHz で感度特性はフラットになっている、観測周波数帯域は 0.1 Hz-100 kHz であり、サンプリング周波数は 1 MHz または 2 MHz である。

電流波形のデータは日付によりサンプリング周波数が 1 MHz, 2 MHz のものがあり、データ点数も異なるため、これらの相違を考慮に入れて解析する必要がある。電流波形では観測機器の出力信号にオフセット電圧が含まれている。まずそのオフセット電圧を除去するため、雷電流信号が検出される十分前の 2000 データ点 (10 ms のデータ長に相当) を平均し、その値を全体から差し引く処理を施した。また、ELF 波形との直接的な波形比較のために、サンプリング周波数 2 MHz のものは 10 ms, 1 MHz のものは 5 ms の幅で移動平均をとった。



図 2.2 尾神岳の観測塔およびログスキーコイル

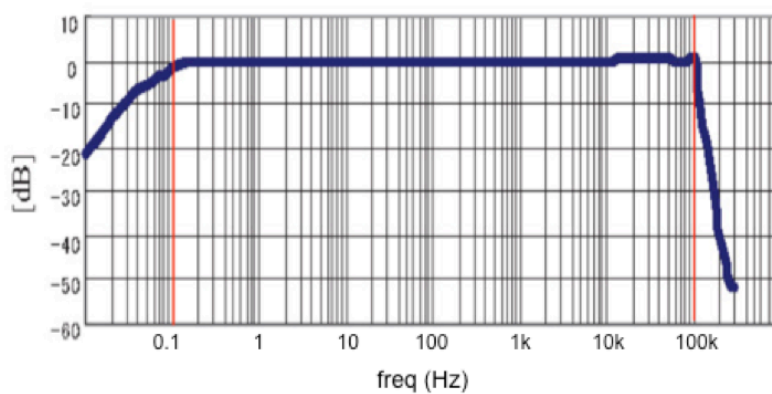


図 2.3 ログスキーコイルの周波数特性

2.3.2 GEON

Global ELF Observation Network (GEON) は北海道大学が運用する ELF 帯 (1-100 Hz) の雷放電電波観測網である。南極の昭和基地 (69.018°S, 39.506° E), 日本の女川 (28.433°N, 141.483°E), 久住 (33.059°N, 131.233°E), スウェーデンの Kiruna (67.883°N, 21.100°E), アメリカの Santa Cruz (122.214°W, 37.116°N) の全世界 5 箇所に, 同一の観測システムが設置されている [Sato *et al.*, 2003]。ELF 帯電磁波は伝播による減衰や電離層での反射による減衰が -0.3 dB/Mm と小さいため, 比較的少ない観測点で全球の雷放電から放射された ELF 帯電波を観測できる。

観測システムは磁力計とメインアンプ, データ記録システムから成る。図 2.4 に水平 2 成分サーチコイル磁力計とデータ記録用コンピュータの写真を示す。南北方向・東西方向に沿わせた水平 2 成分のサーチコイル磁力計からの出力信号は, メインアンプ内の電圧信号増幅器, カットオフ周波数 (f_c) 1 Hz のハイパスフィルタ, および $f_c = 100$ Hz のローパスフィルタを通り A/D 変換器へと導かれる。メインアンプで増幅された波形信号と, GPS からの IRIG-E 時刻コードが, サンプリング周波数 400 Hz で連続的に記録される。図 2.5 に観測システムのブロックダイアグラムを示す, 図 2.6 にメインアンプまでのブロックダイアグラムを示す。図 2.7 に, 南北成分の end-to-end の感度と位相の周波数特性を示す [Sato *et al.*, 2013]。図 2.7 の感度の周波数特性は 1-100 Hz の間はフラットな特性を示していることが特徴である。

本研究では, 女川 (38.433°N, 141.483°E) 及び久住 (33.059°N, 131.233°E) で得られた ELF 波形を用いた。



図 2.4 左：水平 2 成分サーチコイル磁力計. 右：データ記録用 PC. [Sato et al., 2013]

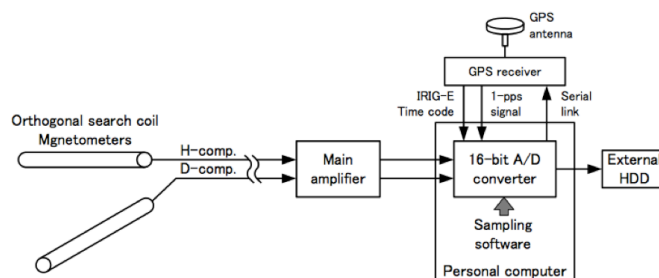


図 2.5 ELF 帯電波観測システムのブロックダイアグラム [Sato, 2014]

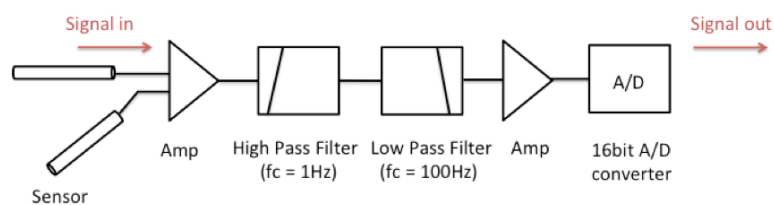


図 2.6 メインアンプまでのブロックダイアグラム

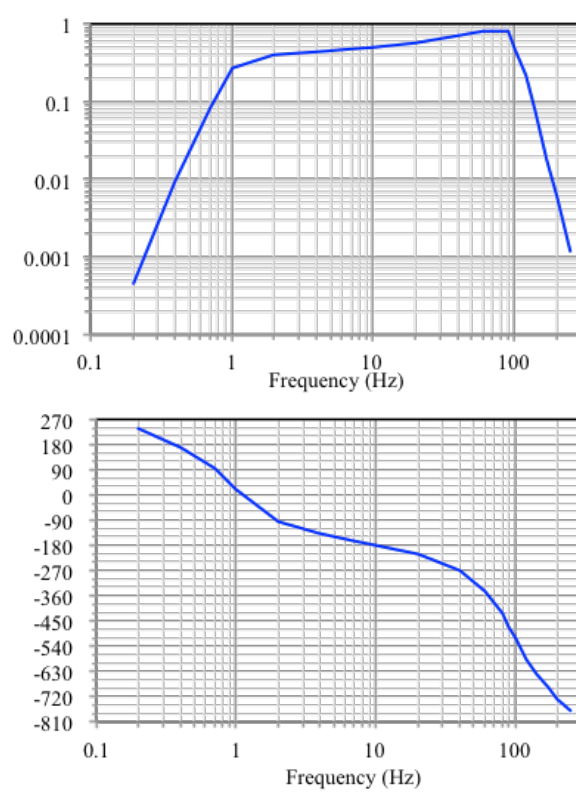


図 2.7 ELF の周波数特性

A/D 変換器により記録される波形データは観測システム全体の装置関数の影響を受けるため、図 2.7 に示した校正データを用いて再構築する必要がある。Huang et al., [2011] によると、磁力計に印加される時間波形データ $\phi_{in}(t)$ は次式で表される。

$$\Phi_{in}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{in}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.5)$$

ここで、 t は時間、 $A_{in}(\omega)$ は $\Phi_{in}(t)$ のパワースペクトル、 ω は角周波数を表す。式 (2.5) が示すように、時間領域の波形データは、スペクトル $A_{in}(\omega)$ の逆フーリエ変換である。

観測装置の影響により、出力信号に以下の歪みが発生する。

$$M_{filter}(\omega) e^{i(\omega t + \phi_{filter}(\omega))} \quad (2.6)$$

$M_{filter}(\omega)$ は感度特性、 $\phi_{filter}(\omega)$ は位相特性を表す。

観測装置の周波数特性を受け、感度と位相に変化が生じる。出力された信号 $\phi_{out}(t)$ は以下の式で表される。

$$\phi_{out}(t) = Filter\{\phi_{in}(t)\} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{in}(\omega) M_{filter}(\omega) e^{i(\omega t + \phi_{filter}(\omega))} d\omega \quad (2.7)$$

また、出力波形は以下の式でも同様に表すことができる。

$$\phi_{out}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{out}(\omega) e^{i\phi_{filter}(\omega)} d\omega \quad (2.8)$$

よって、

$$A_{out}(\omega) = A_{in}(\omega) M_{filter}(\omega) e^{i\phi_{filter}(\omega)} \quad (2.9)$$

(2.9) 式はまた以下のようにも表すことができる。

$$\mathcal{F}\{\phi_{in}(t)\} = \frac{e^{-i\phi_{filter}(\omega)}}{M_{filter}(\omega)} \mathcal{F}\{\Phi_{out}(t)\} \quad (2.10)$$

$\mathcal{F}\{\}$ は $\{\}$ 内のフーリエ変換を表す。

(2.10) 式の逆フーリエ変換を計算すると，以下の再構築された波形が得られる．

$$\Phi_{in}(t) = \mathcal{F}^{-1}\left\{\frac{e^{-i\phi_{filter}(\omega)}}{M_{filter}(\omega)}\mathcal{F}\{\Phi_{out}(t)\}\right\} \quad (2.11)$$

$\mathcal{F}^{-1}\{\}$ は $\{\}$ 内の逆フーリエ変換を表す．

また，波形は商用電源のノイズ (50 Hz とその高調波) に影響を受けている．その影響を取り除くため，デジタルノッチフィルタを 45-60 Hz の帯域でかけた．

2.3.3 JLDN

雷放電電荷量を推定する際の発生時刻, 位置, 極性の判断には (株) フランクリン・ジャパンが運営する Japan Lightning Detection Network (JLDN) データを用いた. JLDN は VLF-LF 帯電磁波を検出する雷センサーを日本全国 30 箇所に設置し, 日本および周辺海域で発生する雷放電の網羅的観測を行っている. 日本の陸域における観測精度は捕捉率 90% 以上, 平均位置誤差 500 m 以下となっている. この JLDN データからは雷放電の発生時刻, 位置, 極性, ピーク電流値, 放電形態 (対地放電と 雲内放電の判別) の情報を得ることができる [Ishii *et al.*, 2005]. JLDN の計測周波数帯域は ELF 帯に比べ非常に高く, 雷放電電流の時間変化率に比例することが特徴である.

2.4 結果

2.4.1 電流波形と ELF 波形の比較

波形の例として, 図 2.8 に 2010 年 1 月 5 日 04:05:47 UT におけるログスキーコイルで計測された電流波形と ELF 波形を示す. 図 2.8(a) に電流波形を示し, 赤線で移動平均をとった波形を示す. 図 2.8(b) が再構築後の ELF 波形である. 水平線は振幅が 0 のラインを示す.

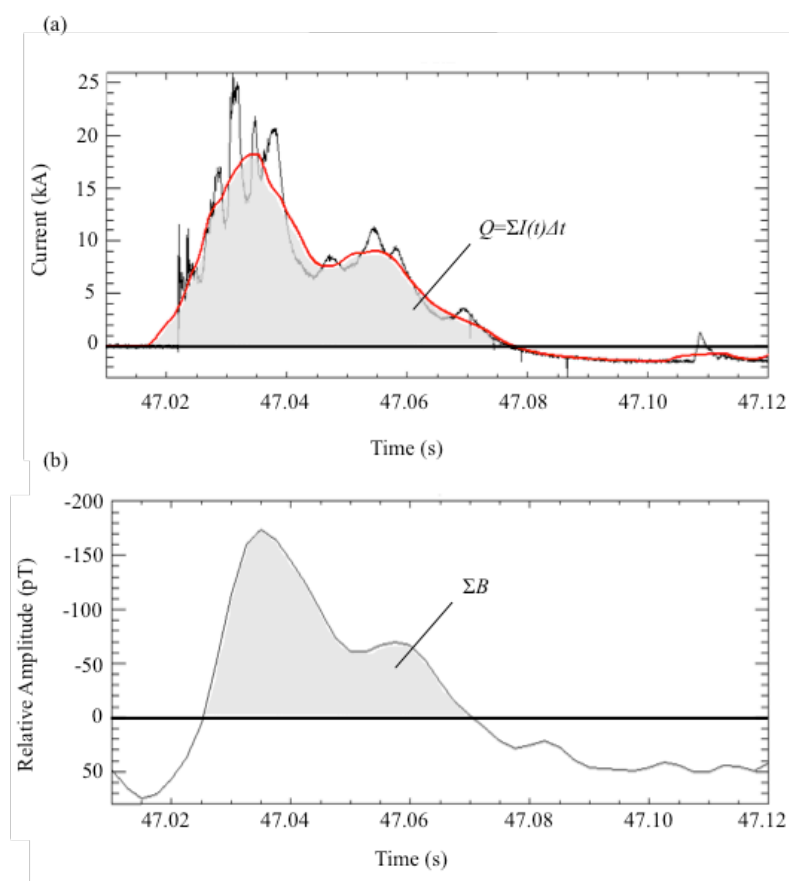


図 2.8 (a) ログスキーコイルで計測された雷放電電流波形および (b) 女川で計測された ELF 波形を再構築した後の磁場波形の例

まず、電流波形と ELF 波形の相関性を検証するために、20 例全てにおける両波形の相関係数を計算した。波形相関の計算範囲及びサンプリング間隔はそれぞれ ELF 波形の積分幅に合わせている。表 2.2 に、波形の日付ごとの波形相関の計算範囲および得られた相関係数を示す。相関解析の結果、相関係数が平均 $r = -0.80$ となり、両波形の相関性が高い水準で保たれ、この手法の有意性を支持できる。相関係数のヒストグラムを図 2.9 に示す。標準偏差は $\sigma = 0.14$ であり、相関係数 0.9 以上のデータが 6 例あることから、両波形の相関性が非常に高いことが確認できる。

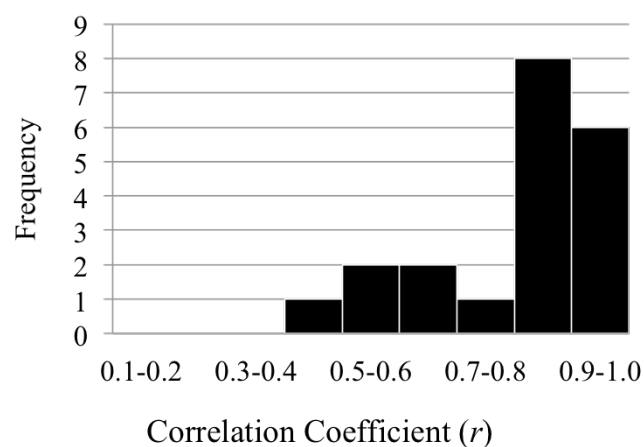


図 2.9 ELF 波形と電流波形の相関解析から得られた相関係数のヒストグラム

表 2.2 波形相関の計算範囲 (ms) および相関係数 r

No.	Date	Time (UT)	s (ms)	r
1	2009/12/17	16:51:02.78	172.5	-0.57
2	2009/12/17	19:23:04.48	40.00	-0.84
3	2009/12/17	20:33:01.00	50.00	-0.92
4	2009/12/17	21:15:26.36	67.50	-0.80
5	2009/12/17	21:52:57.69	27.50	-0.83
6	2009/12/17	21:56:33.76	77.50	-0.54
7	2009/12/17	21:56:33.86	50.00	-0.90
8	2009/12/17	22:51:41.27	72.50	-0.80
9	2010/01/05	04:05:47.02	45.00	-0.98
10	2010/01/05	04:12:00.28	25.00	-0.82
11	2010/01/05	06:24:23.70	55.00	-0.67
12	2010/01/13	02:17:55.15	70.00	-0.45
13	2010/01/13	02:17:55.22	52.50	-0.84
14	2010/01/13	02:21:39.37	32.50	-0.77
15	2010/01/16	14:05:55.59	25.00	-0.88
16	2010/01/18	15:23:32.22	30.00	-0.92
17	2010/01/25	10:05:40.40	47.50	-0.93
18	2010/01/25	10:37:55.61	40.00	-0.85
19	2010/01/25	10:37:55.77	47.50	-0.98
20	2010/02/04	16:18:08.15	32.50	-0.65

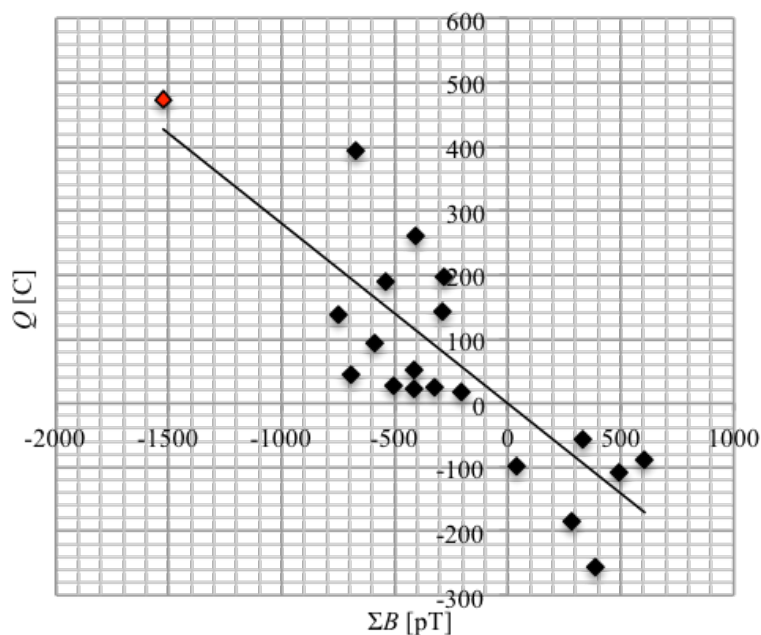


図 2.10 電流波形から得られた電荷量 Q [C] と ELF 波形から得られた磁場の積分値 ΣB [pT] との関係

次に，図 2.8(a), (b) の灰色部分を積分した値 ($Q, \Sigma B$) を推定し，両者を比較した．合計 20 イベントのデータを解析し，電流波形から得られた電荷量 (Q) と ELF 波形の積分値 (ΣB) との関係をグラフ化した．その結果を図 2.10 に示す．黒点及び赤点で表した全データを線形フィッティングした回帰直線を実線で表す．この相関係数は $r = -0.83$ であり，高い有意性をもった相関が存在した．図 2.10 より，電流波形の電荷量 (Q [C]) と ELF 波形の積分値 (ΣB [pT]) との関係式

$$Q = -0.2808 \times \Sigma B \quad (2.12)$$

が得られた．さらに，図 2.10 の赤点で示すデータは他のイベントと比べてやや大きい値をとっているため，このイベントに回帰直線の相関係数が大きく依存していることも考えられる．そこで，このイベントを除いたデータにより回帰直線を計算し直したところ，相関係数は $r = -0.76$ となり，やや低下したものの，依然高い相関性を保っていると結論した．図 2.11 に赤点で示すデータ除去後のグラフを示す．

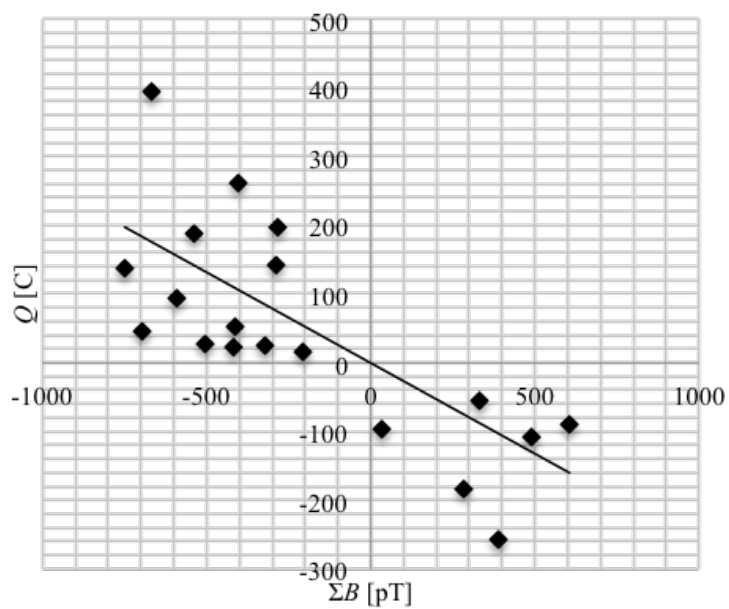


図 2.11 図 2.10 の最大データ (図 2.10 の赤点) 除去後の Q [C] と ΣB [pT] との関係

2.4.2 放電電荷量の推定

得られた (2.12) 式から、任意の時刻・場所で発生した雷放電の放電電荷量分布を推定するために、2013 年 6 月から 8 月にかけて関東地方で発生した雷放電に関して ELF 波形データと JLDN データを比較解析した。当該期間における女川の ELF データは欠損しており、代わりに久住で得られた ELF 波形を用いた。関東から久住までの距離は約 800 km であり、久住においても誘導磁場が放射磁場に対して支配的であると判断してよい。また、得られた経験式 2.12 は女川と尾神岳の距離でのみ有効であるため、磁場波形の振幅値をスケーリングする必要がある。任意の距離 r 離れた場所で起きた雷放電の磁場の振幅 H を、女川-尾神岳間の距離 $D_{OGM-ONG}$ でスケーリングすると、その磁場振幅 X は次式で表される。

$$X = \left(\frac{r}{D_{OGM-ONG}} \right)^2 H \quad (2.13)$$

以上の処理により ELF 波形の積分値を経験式 (2.12) に当てはめて雷放電電荷量を見積もった。解析に使用した日時一覧と JLDN での負極性及び正極性の CG 放電のそれぞれの発生数を表 2.3 に示す。放電電荷量分布の代表例として、2013 年 8 月 11 日のグラフを図 2.12 に示す。図中の横軸は ELF 波形から推定した 50 C 毎の放電電荷量 Q [C]、縦軸に発生頻度を対数表示で表しており、青棒グラフが -CG 放電、赤棒グラフが +CG 放電である。この図から、-CG 放電は -50 C から -100 C、+CG 放電は +50 から +100 C の頻度が高いことが確認でき、+CG 放電に比べて -CG 放電の発生頻度が非常に高いことが読み取れる。また、相対的に放電電荷量が大きいくほど発生頻度が少なくなっている傾向があることがわかる。

表 2.4 にそれぞれの日付の -CG 放電に対する +CG 放電の比率、-CG 放電及び +CG 放電それぞれの平均値と中央値、最頻値を示す。この表からも読み取れるように、-CG 放電の放電電荷量平均値に比べ、+CG 放電の放電電荷量平均値には日によってばらつきが確認されるが、これは +CG 放電のイベント数が少ないことが原因であると考えられる。また、-CG 放電に対して +CG 放電のイベント数の割合は約 1-10% 程度であった。

表 2.3 放電電荷量推定に用いた雷放電イベント

Date	Time(JST)	Number of - CG discharge	Number of +CG discharge
2013/06/22	10:00 - 20:00	217	25
2013/07/11	13:30 - 20:00	3084	22
2013/08/11	12:00 - 21:00	15057	301
2013/08/12	20:00 - 22:00	7	1
2013/08/15	09:00 - 23:00	3460	151
2013/08/16	10:00 - 20:00	2578	49
2013/08/21	18:00 - 20:00	28	1
2013/08/23	08:00 - 23:00	777	52

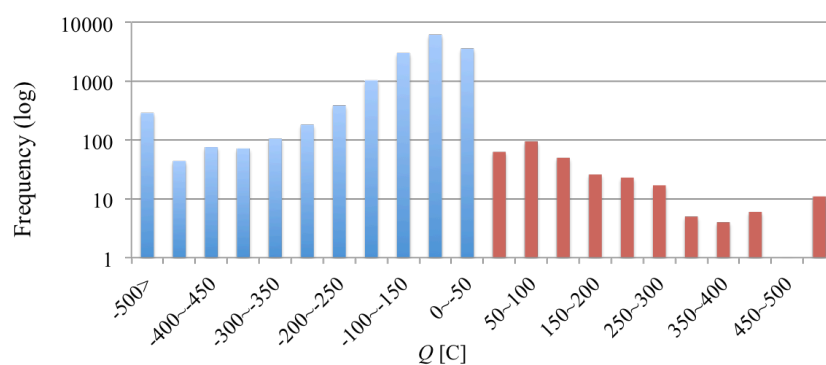


図 2.12 2013 年 8 月 11 日に関東地方で発生した雷放電に対する、久住 ELF 波形から推定された雷放電電荷量 Q [C]. 横軸は 50 C 毎の推定放電電荷量 Q [C], 縦軸はその発生頻度の対数表示.

表 2.4 +CG/-CG と推定した放電電荷量の平均値, 中央値, 最頻値.

Date	+CG/ -CG (%)	-CG [C]			+CG [C]		
		Average	Median	Mode	Average	Median	Mode
2013/06/22	11.5	-70.4	-59.4	-75.0	193	152	75.0
2013/07/11	0.713	-67.4	-61.9	-75.0	63.2	59.8	25.0
2013/08/11	2.00	-116	-78.6	-75.0	171	94.6	75.0
2013/08/12	14.3	-84.2	-58.1	-25.0	103	103	125
2013/08/15	4.36	-182	-68.4	-25.0	131	67.2	25.0
2013/08/16	1.90	-74.9	-63.1	-75.0	80.4	69.2	75.0
2013/08/21	3.57	-96.3	-84.9	-75.0	26.8	26.8	25.0
2013/08/23	6.69	-69.5	-53.7	-25.0	254	153	100

2.5 考察

ELF 波形の積分値と電流波形の積分により計算されるそれぞれの放電電荷量の相関係数が-0.83 と比較的高い値を得ることができ、ELF 波形を元にした任意の雷放電電荷量を推定する手法が初めて確立された。また、電流波形と ELF 波形の比較データ点数を増やせば経験式の精度をより高めることができると考えられる。

ELF 帯の電波観測で観測される磁場の強度はあくまで放電電荷量と放電距離の積である電荷モーメント ($Q \cdot dl$) に比例することに注意する必要がある。本研究では、放電距離 dl の効果を見捨てて電流波形 $I(t)$ と相似形として比較し、スケールリングすることで電荷量 Q を求めている。そのため、厳密には dl の効果が磁場の強度に効いてくると考えられ、図 2.10 における値のばらつきはその効果に由来する可能性もあると考えられる。

電荷モーメント ($Q \cdot dl$) の頻度分布が先行研究によって示されている [Sato *et al.*, 2008; Füllekrug *et al.*, 2002]。図 2.13 に Sato *et al.* [2008] の ELF 帯波動の電波観測によって得られた (a)-CG, (b)+CG の電荷モーメント分布を示す。Sato *et al.*[2008] は、-CG, +CG 放電の両分布とも、約 2 kC·km を最大にして、 $Q \cdot dl$ が大きくなるに従い頻度は減少傾向を示していることを指摘している。この最大値の位置は観測システムの検出限界によるものである。

この結果と本研究での放電電荷量の頻度分布を比較すると、 $Q \cdot dl$ や放電電荷量が大きくなるほど頻度が減少傾向となる特徴は一致している。そのため、一つの可能性としてはあるが、この傾向は放電距離よりも放電電荷量が大きく影響しているのではないかと考えられる。また、Sato *et al.* [2008] は $Q \cdot dl$ の増加に伴う頻度の減少傾向について、+CG 放電に比べ-CG 放電の方が傾きが急激であることを示しているが、本研究の結果からはそのような傾向は確認できない。従って、この相違は放電距離による影響が大きいのではないかと推測される。つまり、-CG 放電において大きな $Q \cdot dl$ をもつ雷放電が比較的少ないのは、長い放電距離をもつ雷放電の割合が少なくなるからであると考察できる。ただし、ELF 波形から推定された放電電荷量と電荷モーメント変化量との関係性は今後更なる検討が必要である。

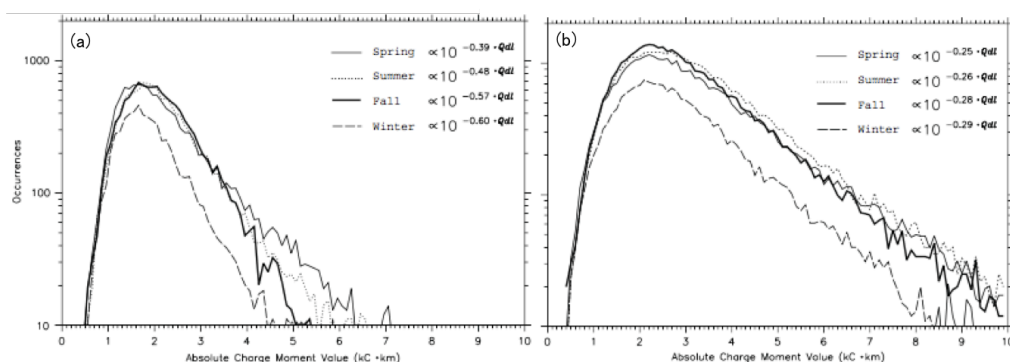


図 2.13 ELF 帯電波観測から得られた (a)-CG, (b)+CG の電荷モーメント ($Q \cdot dl$) の頻度分布 [Sato *et al.*, 2008].

Rakov and Uman [2003] によって、典型的な-CG 放電のリターンストロークにおける放電電荷量は-5 C と見積もられている。この数値と今回の結果を比べてみると、本研究の結果は典型的な雷放電の電荷量と比べて非常に大きく見積もられている。この原因として、今回経験式を取得した ELF 波形と電流波形の比較に用いたデータは全て冬季における雷放電のものであり、夏季における雷放電データは取得できていないことが考えられる。冬季における雷放電を伴う積乱雲は、前線に伴って電荷帯電領域が広く、放電距離が短いことが特徴であるが、夏季においては積乱雲がより上層まで発達しやすく、放電距離が長くなる。図 2.14 に、夏季と冬季における雷雲の構造を示す。

ELF 波形は (2.2) 式で示したように、放電距離と電流値の積に比例するため、放電距離が短い冬季の波形の振幅は夏季に比べて小さくなることが予想される。本研究では、冬季の雷放電において、相対的に ΣB が小さい値で見積もられる ELF 波形と電流波形を比較することで経験式を取得している。実際に任意の雷放電電荷量を推定する際には、その経験式を ELF 波形の振幅が大きくなると予想される夏季の雷放電に当てはめて雷放電電荷量を見積もっているため、典型的な雷放電の電荷量とされている数値より大きな値が出ていると考えられる。夏季と冬季ではログスキーコイルで直接取得される電流波形も大きく異なることも考えられるため、今後の課題として夏季雷の電流波形と ELF 波形も合わせて比較し、この手法の妥当性を検討することが必要となる。

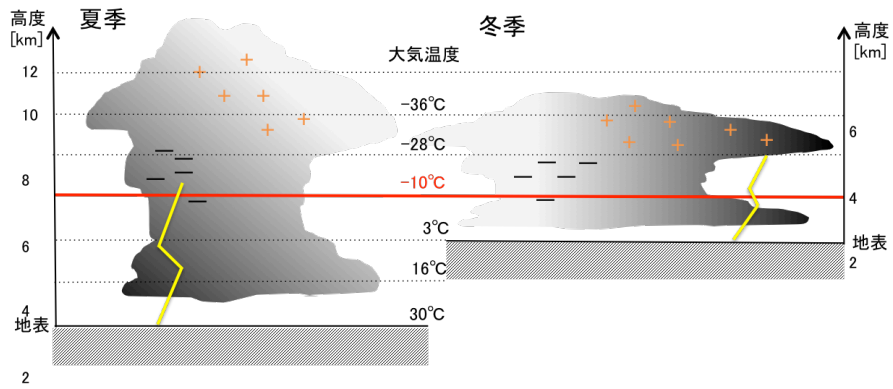


図 2.14 夏季と冬季における雷雲の構造

第 3 章

雷放電とダウンバーストとの関係

3.1 序文

1.3 節で述べたように，ダウンバーストは積乱雲からの激しい下降気流であり，非常に局所的かつ突発的な現象である．そのため直接観測や予測を行うことが難しく，現状では被害報告があったときの事後調査のみでダウンバーストと認定され報告されている．ダウンバーストを発生させる積乱雲の水平および鉛直の構造的な特徴や，ダウンバースト発生時の対流構造の変化など，その構造を直接モニタリングした事例は少なく，未解明な点は依然として非常に多い．

雷放電の電磁波観測は全球的な広い範囲での観測が可能なほか，時間的に，空間的に非常に高分解能の情報を得ることができる．従って，一般的に水平距離が約 10 km ほどである積乱雲で発生する雷放電に対しても遠距離からのモニタリングが可能であることから，ダウンバーストを発生させる積乱雲の構造的な特徴をつかむために大きな役割を果たすと期待できる．

本研究では，雷放電の電磁波観測データおよび気象データを用いてダウンバースト現象との関連性を調査した．2015 年に発生したダウンバースト 8 例をピックアップし，気象庁の C バンドレーダーおよびアメダスデータ，群馬県伊勢崎市を中心に展開する稠密観測網 POTEKA のデータを用いて解析を行った．それぞれのデータの詳細および具体的

表 3.1 解析に使用したダウンバースト発生事例の日時, 場所, 緯度経度および F スケール

No.	Date (JST)	Area	Lat.	Lon.	F
1	2015/06/15 16:00	群馬県 前橋市	36.4	139.1	F1
2	2015/06/16 15:30	岩手県 紫波町	39.6	141.2	F0
3	2015/07/22 19:00	山形県 山形市	38.3	140.3	F1
4	2015/08/02 14:40	栃木県 日光市	36.7	139.7	F0
5	2015/08/05 18:10	群馬県 安中市	36.3	138.9	F0
6	2015/08/06 16:30	栃木県 益子町, 市貝町	36.5,36.3	140.1	F0
7	2015/08/07 18:00	奈良県 奈良市	34.7	135.8	F0
8	2015/08/11 15:30	北海道 帯広市	42.9	143.2	F1

な解析手法は 3.2 節で述べる。2 章で実証した方法により推定した雷放電電荷量および雷放電頻度を用いて、降水量やダウンバースト発生時との関連性を調べた。解析に際しては、レーダーデータからダウンバーストを発生させたと考えられる積乱雲を追跡し、設定した範囲内での各パラメータの時系列変化を調査するとともに、その際の水平面的な気温変化や風向風速変化、積乱雲の電荷の水平分布なども検討した。

表 3.1 に本研究で解析に使用したダウンバースト発生事例のデータの一覧を示す。なお、気象庁から得られる情報は発生地点名のみであったため、発生地点の緯度経度はそれぞれの発生地の役所に設定している。

3.2 データ

3.2.1 気象レーダー

レーダー (Radio Detection and Ranging; RADAR) は、雲のなかの雨粒や氷粒によって電磁波が散乱されることを利用した観測装置である。アンテナを回転させながら、指向性を持った電波 (マイクロ波) を放射し、雨滴に反射し散乱して帰ってくる電波を再び同じアンテナで受信する。受信電波が返ってくるまでの時間、電波の強さ、位相の変化などを観測することで、反射体までの距離や強さを測るという原理である。レーダーが受信するエコー強度は、ビームのなかに存在する降水粒子の半径の 6 乗と降水粒子の総量に比例するという性質がある [Ogura, 1984] ため、レーダーエコーの強さから降水強度の面的分布を測定することができる。

気象用レーダーは波長 $\lambda = 3.2, 5.7$ および 10 cm の C バンドのマイクロ波を用い、降水からの反射パルスを受信して降水域を探知する。1954 年に気象庁によって運用が開始されて以来、現在全国 20 か所に設置されており、日本全域 ($20\text{-}48^\circ\text{N}$, $118\text{-}150^\circ\text{E}$) でのリアルタイムのモニタリング観測を行い降水短時間予報や降水ナウキャストなどの予報に活用されている。

今回解析に使用した C バンドレーダーにおけるエコー強度の空間分解能は 1 km, 時間分解能は 10 分である。本研究では気象レーダーで取得した降水強度をもとに、積乱雲の解析範囲を決定した。

例として、図 3.1 に 2015 年 6 月 15 日 15:30-16:20JST における 10 分毎のエコー強度画像を示す。この事例では、橙色の枠で囲った 16:00JST に黒い菱形で示した地点でダウンバーストが発生したと報告されている。この時のダウンバーストを発生させたと考えられる雲の範囲を青枠で目視により設定し、その大きさを赤枠で示す解析範囲として固定する。この例の場合、緯度 \times 経度は $0.6^\circ \times 0.3^\circ$ である。さらに前後する時間におけるレーダー画像において青枠で設定した雲の範囲でエコー強度の重心をとり、大きさを固定した赤枠の中心に設定することで、解析範囲を決定した。

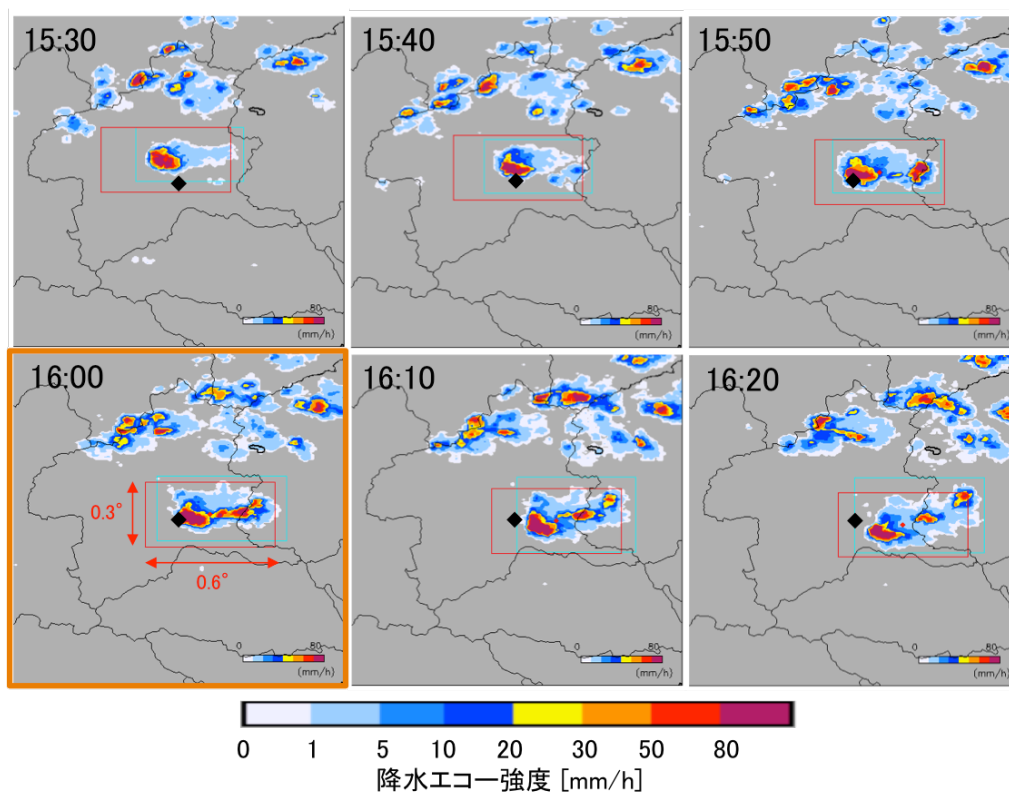


図 3.1 2015 年 6 月 15 日 15:30-16:30JST における 10 分毎のレーダーエコー強度。青枠は重心をとる雲の設定範囲を示し、赤枠は解析範囲を示す。

3.2.2 AMeDAS

地域気象観測システム (Automated Meteorological Data Acquisition System; AMeDAS) は、自動地上観測システムである。降水量の観測所は全国約 1300 か所 (平均約 17 km 間隔)、このうちの約 840 か所 (平均約 21 km 間隔) では降水量に加え、風向・風速、気温、日照時間を観測している。

本研究では全てのイベントにおいて、ダウンバースト発生地点から $\pm 1.0^\circ$ の緯度・経度範囲のアメダス観測地点のデータを解析した。図 3.2 に解析に用いたアメダス観測地点の分布を示す。赤い菱形でダウンバースト発生地点、黒丸で AMeDAS 観測地点、色の枠でそれぞれの日時における解析領域を示している。

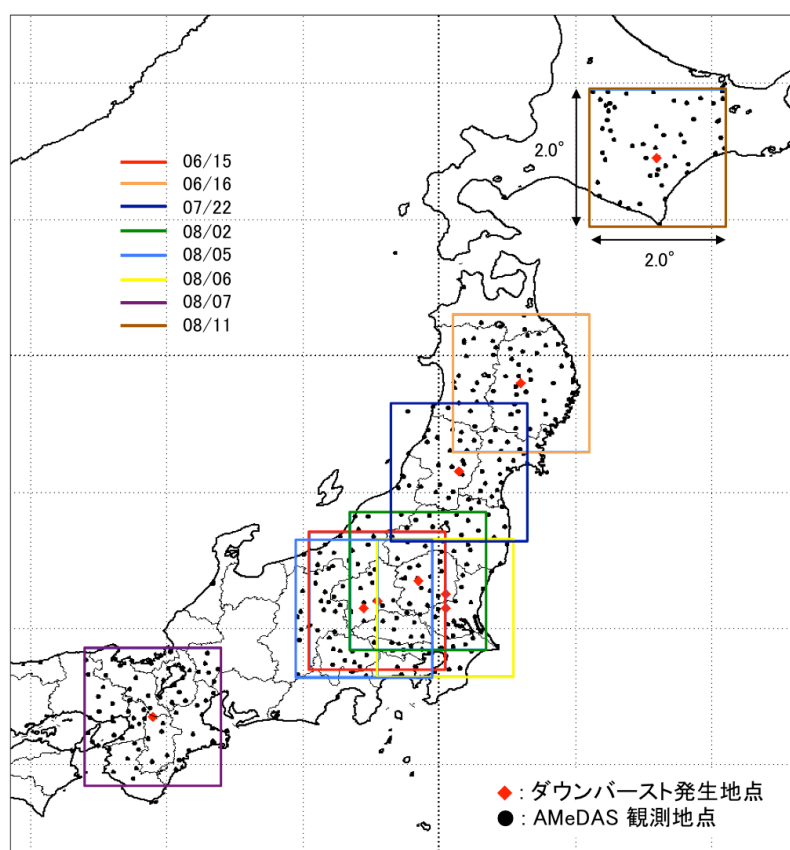


図 3.2 解析に用いたアメダス観測地点の分布。それぞれの色で示す解析領域は全て $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ で設定した。

3.2.3 POTEKA

2013 年から，群馬県伊勢崎市を中心として明星電気株式会社が POTEKA(POINTENKI KANSOKU) ネットワークと呼ばれる小型気象計による地上稠密観測網を展開している。この観測網は，小学校やコンビニエンスストアなどに 1.5-4.0 km の間隔で現在 145 か所に設置されている。POTEKA では，気圧，気温，風向・風速，相対湿度，感雨，日射の気象パラメータを計測し，60 秒毎に平均化される。データの分解能はそれぞれ圧力は 0.1 hPa，気温 0.1°C，相対湿度 0.1% である [Norose et al., 2016]。AMeDAS の観測網に比べて非常に高密度で観測することができるため，ダウンバーストなどのシビア現象に関してより詳細な調査を行えることが期待できる。

図 3.3 に伊勢崎市を中心とした地域に展開する POTEKA の観測網を示す。赤い菱形でダウンバースト発生地点，緑の三角形で AMeDAS 観測地点，黒丸で POTEKA 観測地点を表している。この図中には 3 点のダウンバースト発生地点が確認できるが，レーダー画像からダウンバーストを発生させたと考えられる積乱雲を特定した結果，POTEKA の観測網の範囲には 2015 年 6 月 15 日のイベントのみが重なっていた。このため，2015 年 6 月 15 日のイベントを POTEKA での解析対象とした。

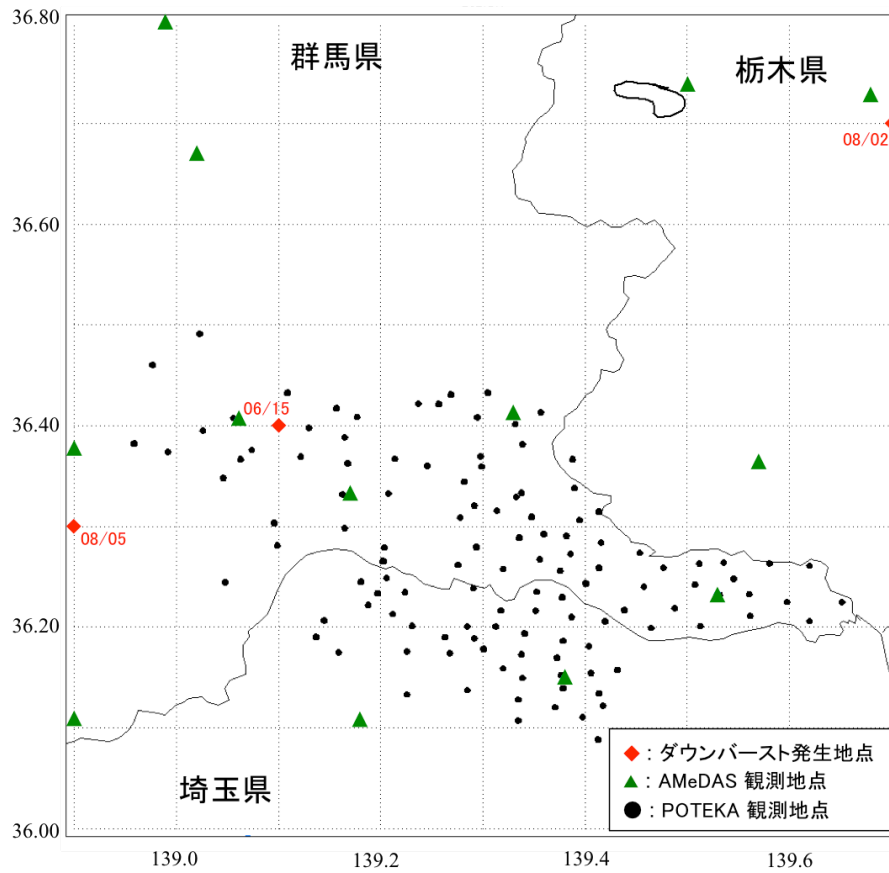


図 3.3 稠密気象観測網 POTEKA の観測地点.

3.3 結果

ダウンバースト発生時の降水量と雷放電頻度および放電電荷量の時系列変化を調べるため、気象レーダーを用いて雲を追跡し、設定した解析範囲内で雷放電の頻度、放電電荷量および降水量を見積もり、比較を行った。本文中に 2015 年 6 月 15 日、8 月 5 日、8 月 7 日の 3 事例を紹介し、その他の事例は Appendix に結果をまとめて紹介する。

3.3.1 2015 年 6 月 15 日の事例

2015 年 6 月 15 日 16 時 JST 頃、群馬県前橋市で突風の発生が報告されている。被害や被害跡が面的に分布していること、激しい風は比較的短時間であったという証言、強雨や降雹を伴っていたという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表した F スケールは F1、被害幅 8000 m、被害長さ 18.0 km で、ビニールハウスの倒壊や軽自動車飛ばされるなどの被害があり比較的大きな現象であったと考えられる。このときの総観場は寒気の移流である。2015 年 6 月 15 日 9:00JST における天気図を図 3.4 に示す。この日は梅雨前線が九州南部から本州南岸にかけて停滞しており、この前線上を低気圧が東に進み、九州南部や伊豆諸島で大雨をもたらした。発生したダウンバーストは上空の寒気や前線の影響で大気の状態が不安定となったためであると考えられる。なお、これらの情報は気象庁から入手した。

雷放電頻度および放電電荷量の時間変化と降水量

図 3.5 に 2015 年 6 月 15 日 16:00JST に発生したダウンバーストイベントの前後 1 時間 (15:00-16:50JST) における雲追跡したレーダー画像を示す。雲追跡と解析範囲の決定方法は 3.2 節で示したように、青い枠線内のエコーの重心をとり、赤い枠線の範囲内で解析を行った。×印で-CG 放電、三角で +CG 放電を表す。赤枠の解析範囲は緯度 × 経度で $0.30^{\circ} \times 0.60^{\circ}$ に設定した。レーダー画像の表示緯度・経度範囲は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ である。

図 3.6(a) に雷放電頻度と降水量の時系列変化を示す。青線で-CG 放電頻度、赤線

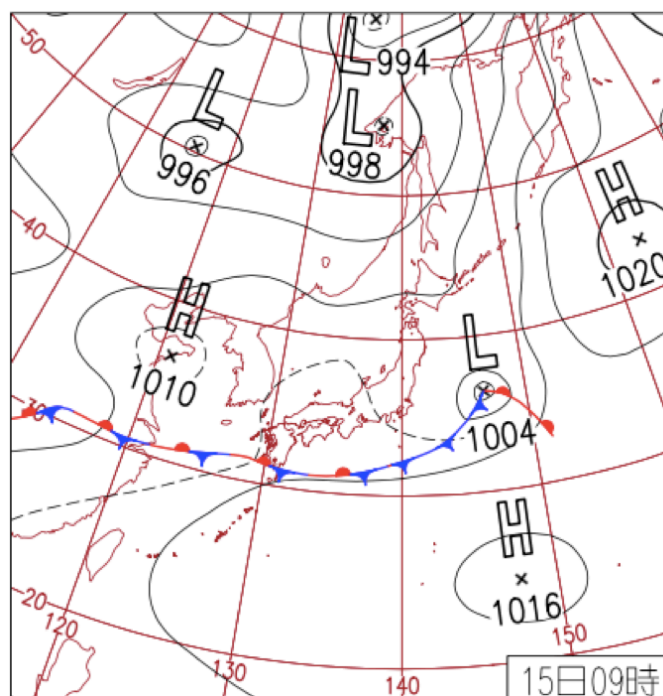


図 3.4 2015 年 6 月 15 日 09:00JST における天気図.

で +CG 放電頻度，黒破線で雲内放電 (IC) 頻度，灰色の棒グラフで降水量を表している。降水量は，図 3.5 のレーダー画像における赤枠内のレーダーエコー強度の積算値にその領域の雲面積をかけ， $[\text{mm}^3/\text{h}]$ の単位で表す。図 3.6(b) には推定した雷放電電荷量と降水量の時系列変化を示す。青と赤の棒グラフで 10 分間毎で合計した -CG 放電と +CG 放電の放電電荷量をエネルギーとして想定するため対数スケールで表し，灰色の棒グラフで (a) と同様に降水量を表す。放電電荷量は 2 章で述べた方法と同様に，経験的に久住で得られた ELF 波形の積分値を適用することにより推定した。雷放電の発生時間，位置，極性の判定には JLDN の情報を用いた。

雷放電頻度と降水量の関係を見ると，ダウンバースト発生に伴い，-CG 放電頻度が急激に上昇し，ダウンバースト発生とほぼ同時刻にピークを迎えている傾向があることがわかる。しかし，Kudo [2014] が指摘したダウンバースト直前の -CG 放電の頻度の急激な減少 (図 1.10 参照) は，本事例では明確に認められなかった。-CG 放電に関して降水量と

の相関係数 (r) を求めると、放電頻度とは $r=0.93$ 、放電電荷量とは $r=0.80$ と高い相関があった。

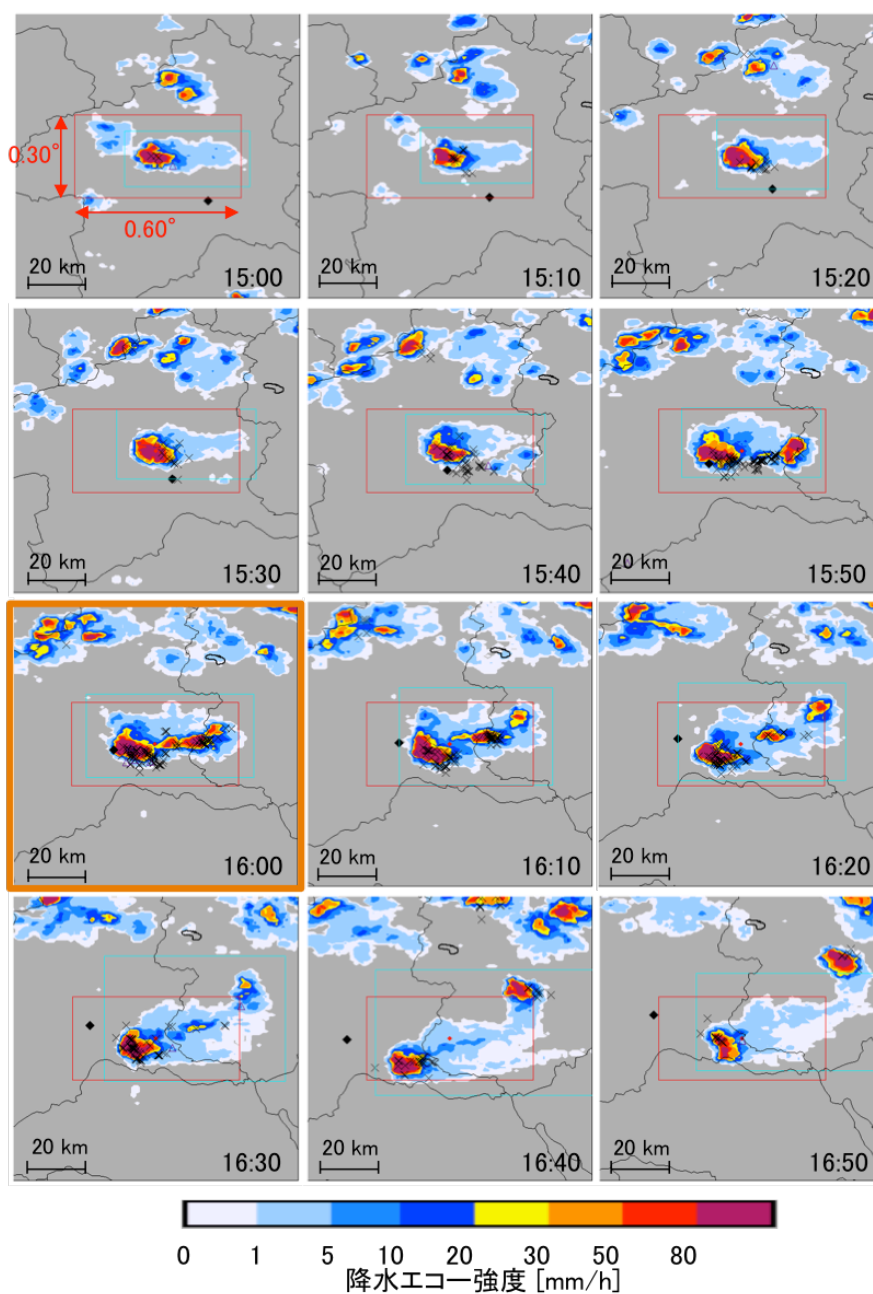


図 3.5 2015 年 6 月 15 日 15:00-16:50JST におけるレーダー画像。

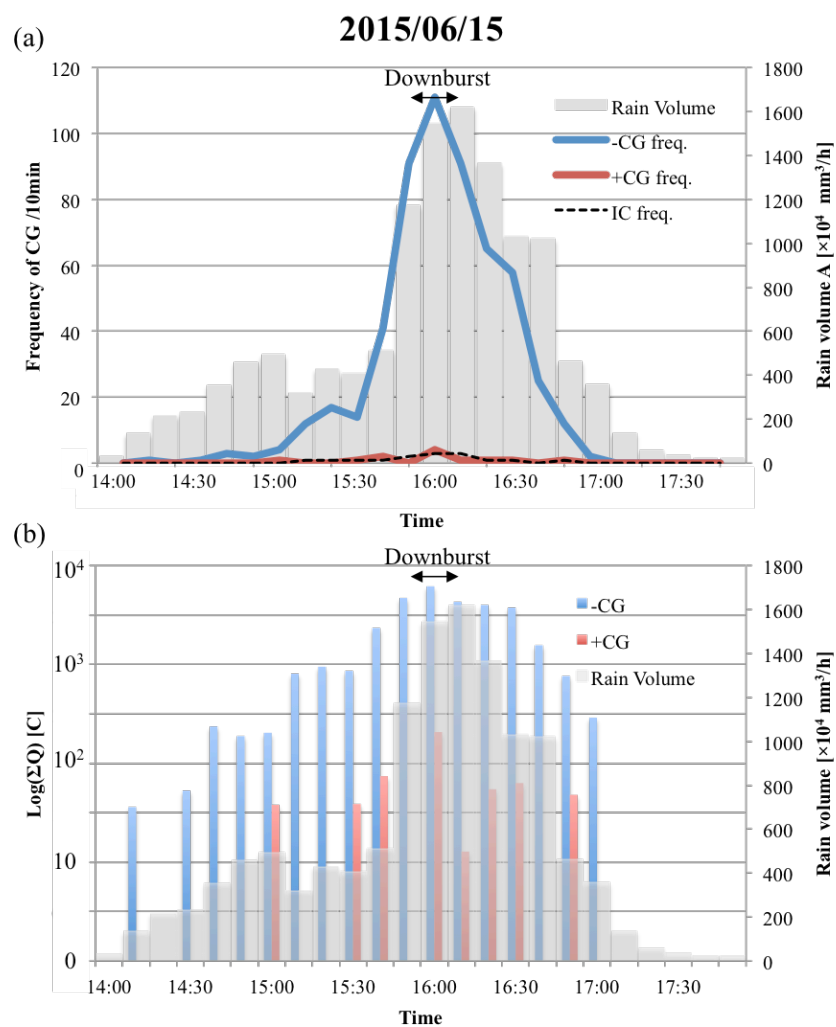


図 3.6 2015 年 6 月 15 日 14:00-18:00JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化

各気象パラメータの変化と雷放電の水平分布

ダウンバースト発生時の気象パラメータの変化を面的に捉えるため、ダウンバースト発生地点から緯度経度 $\pm 1^\circ$ におけるアメダスの気温変化と雲の動きの比較を行った。図 3.7 に、2015 年 6 月 15 日 15:00-16:50JST におけるアメダスの観測から得られた気温変化とレーダー画像を合わせた結果を示す。表示緯度・経度範囲は、ダウンバースト発生地点を中心として $\pm 1.0^\circ$ つまり $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ に設定している。解析に際しては、 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ のグリッドを設定し、グリッド内のアメダス観測地点における気温を平均化した。白抜き部分はグリッド内にアメダス観測点が存在しない部分である。図 3.7 から、図中の白抜き矢印で示した積乱雲の進展に伴い、気温が降下していく様子を捉えることができる。この積乱雲が東南東方向に進行していく雲の後端に降水が集中し、そこで気温の降下が起こっていることが確認された。

顕著な気温降下と最大風速の上昇が確認されたいくつかのアメダスの観測点における気温と最大風速の時間変化を図 3.8 に示す。図 3.8 の右図の黒線で気温変化、青線で最大風速変化を表し、赤破線で温度降下の開始時刻、青破線で最大風速の極大時を示している。図中の A \rightarrow B \rightarrow C の順で気温降下が起こり、その後最大風速の極大があることがわかる。この図 3.8 の A, B, C 点における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像を図 3.9 に示す。地図の表示緯度・経度範囲は $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ である。図 3.9 から、温度降下は降水セルの進行方向の始端、最大風速の極大は降水セルの末端で起こっている様子が確認できる。

さらに、積乱雲中の雷放電電荷量の変化を検討するため、ダウンバースト発生時刻の前後 30 分間 (15:30-16:20JST) における雷放電電荷量の分布と大きさ別の頻度分布を調べた。図 3.10 にその結果を示す。図 3.10 の左図ではレーダー画像に 1 回の放電毎に見積もった放電電荷量の大きさを $-200 \text{ C} - +200 \text{ C}$ の範囲で色別にプロットしており、解析領域を赤枠で示している。右図では -CG 放電における放電電荷量の頻度分布を -20 C 毎に示す。ダウンバーストが発生したとされている時刻を橙色で囲っている。この図 3.10 より、 -60 C 以上の放電電荷量が 16:00JST のダウンバースト発生時刻で多くなっていることから、この時刻で対流活動が活発であったことを示唆している。また、積乱雲の端の降

水領域に雷放電が集中している特徴も確認できる。

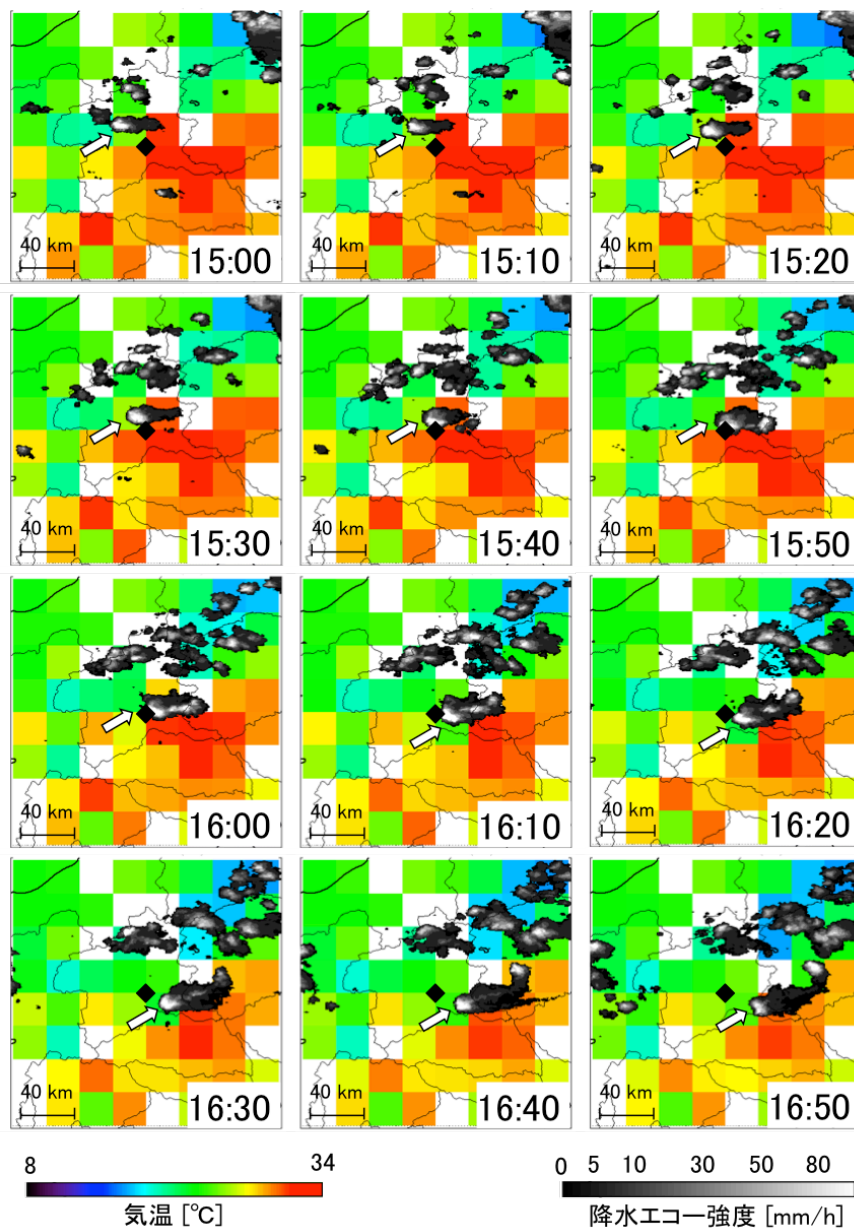


図 3.7 2015 年 6 月 15 日 15:00-16:50JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像。

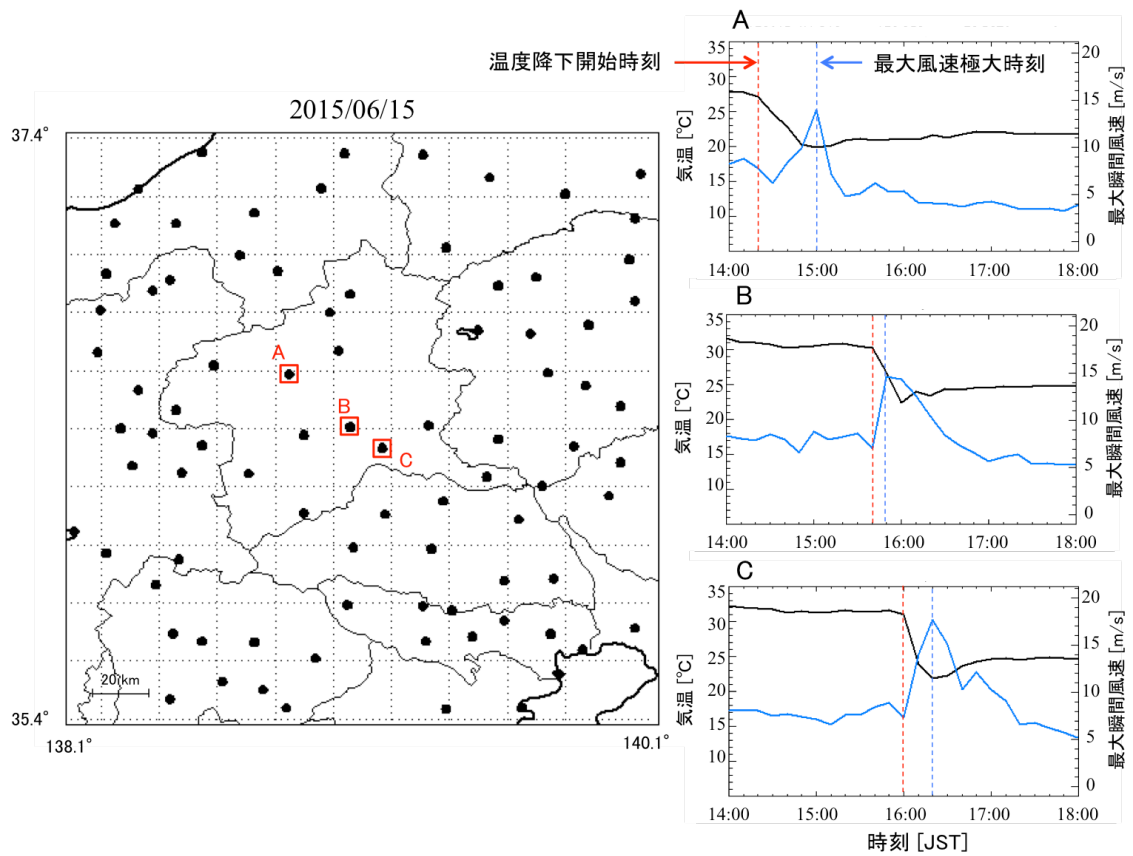


図 3.8 2015 年 6 月 15 日 14:00-18:00JST におけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化. 右図は左図の地図中の A,B,C 点における気温および最大風速の時間変化を示す.

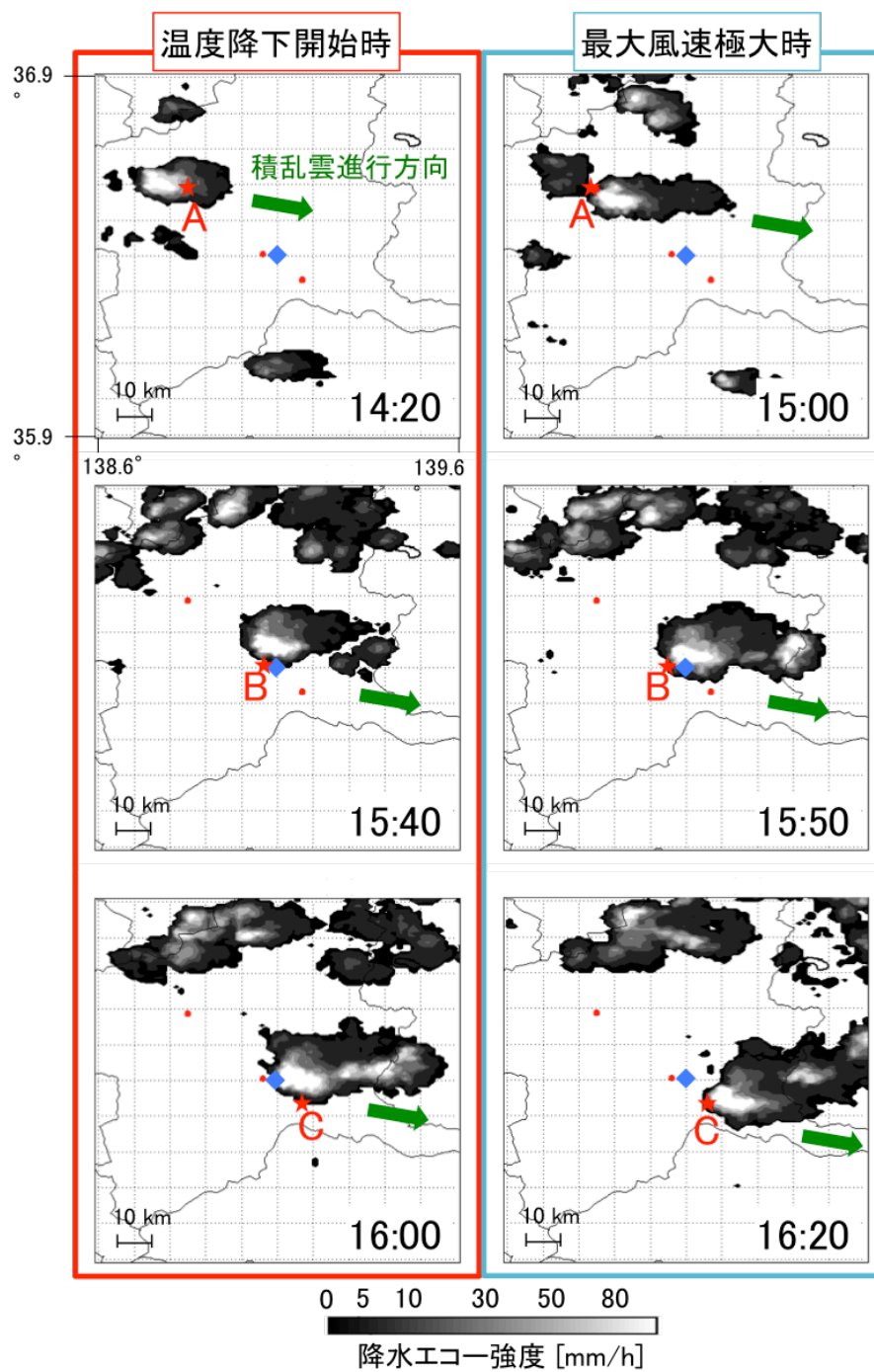


図 3.9 アメダス観測点 A, B, C における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

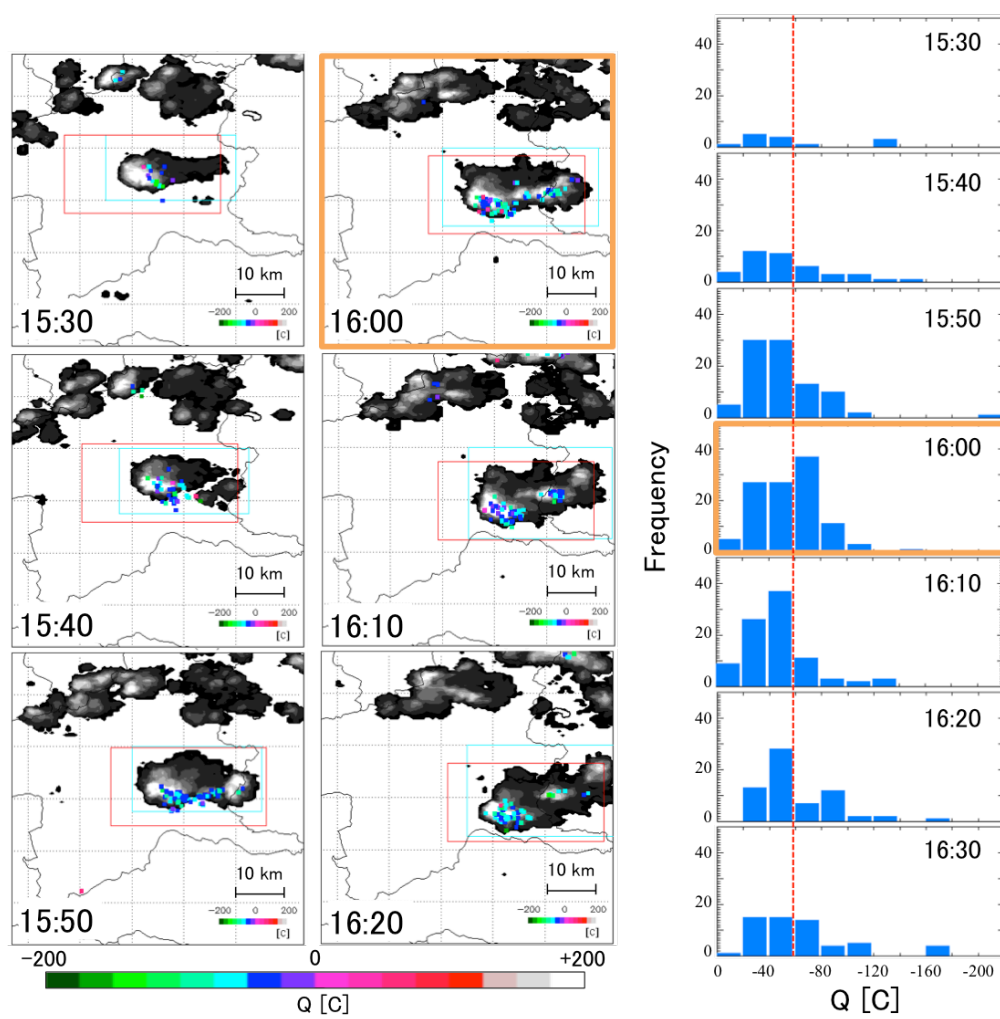


図 3.10 2015 年 6 月 15 日 15:30-16:20JST における放電電荷量の分布と大きさ別の頻度分布.

3.3.2 2015年8月5日の事例

2015年8月5日18時10分JST頃、群馬県安中市で突風の発生が報告されている。被害や被害跡が面的に分布していること、被害から推定された風向に一様性が見られたこと、強雨や降雹を伴っていたという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストまたはガストフロントの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表したFスケールはF0、被害幅3600m、被害長さ8.7kmで、屋根瓦のめくれやトタン屋根の飛散、細い樹木の倒木や幹折れなどの被害があった。このときの総観場は雷雨(熱雷)である。2015年6月5日9:00JSTにおける天気図を図3.11に示す。この日は高気圧に覆われ晴れたため、日中の気温が上昇した。北関東や東北太平洋側を中心に多くの地点で猛暑日を記録した。さらに上空の寒気の影響で、大気の状態が不安定となっていた。太平洋の海上で台風13号も確認できる。これらの情報は気象庁から入手した。

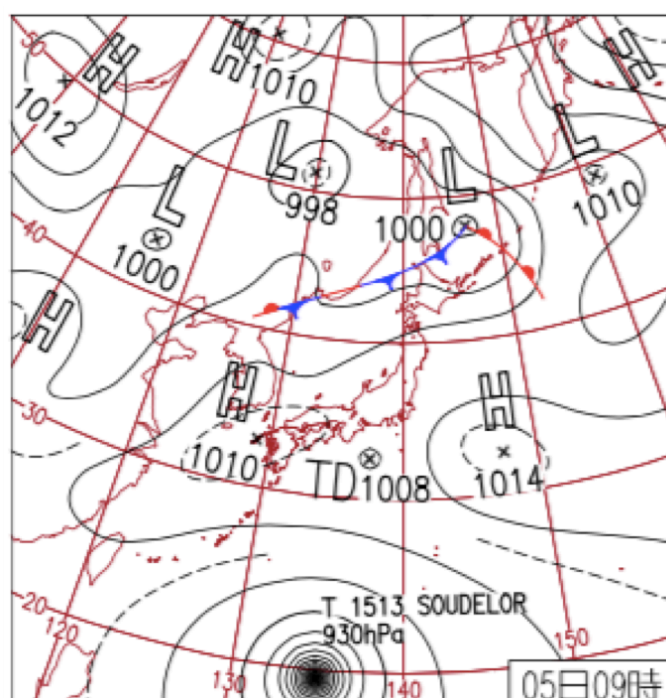


図3.11 2015年8月5日09:00JSTにおける天気図。

雷放電頻度および放電電荷量の時間変化と降水量

図 3.12 に 2015 年 8 月 5 日 18:10JST に発生したダウンバーストイベントの前後 1 時間 (17:10-19:00JST) における雲追跡したレーダー画像を示す。雲追跡と解析範囲の決定方法は 3.2 節で示したように、青い枠線内のエコーの重心をとり、赤い枠線の範囲内で解析を行った。×印で-CG 放電、三角で +CG 放電を表す。赤枠の解析範囲は緯度 × 経度で $0.41^{\circ} \times 0.38^{\circ}$ に設定した。レーダー画像の表示緯度・経度範囲は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ である。

図 3.13(a) に雷放電頻度と降水量の時系列変化を示す。青線で-CG 放電頻度、赤線で +CG 放電頻度、黒破線で雲内放電頻度、灰色の棒グラフで降水量を表している。降水量は、図 3.12 のレーダー画像における赤枠内のレーダーエコー強度の積算値にその領域の雲面積をかけ、 $[\text{mm}^3/\text{h}]$ の単位で表す。図 3.13(b) には推定した雷放電電荷量と降水量の時系列変化を示す。青と赤の棒グラフで 10 分間毎で合計した-CG 放電と +CG 放電の放電電荷量を対数スケールで表し、灰色の棒グラフで (a) と同様に降水量を表す。放電電荷量は 2 章で述べた方法と同様に、経験的に久住で得られた ELF 波形の積分値を適用することにより推定した。雷放電の発生時間、位置、極性の判定には JLDN の情報を用いた。図 3.13(a) から、8 月 5 日の事例では-CG 放電頻度が 16:50JST から 17:50JST にかけて一旦減少し再度急増している特徴があった。しかし、この-CG 放電頻度の減少と再増加は 20-30 分間にわたるものであることから、Kudo [2014] が指摘した特徴である-CG 放電頻度の急減 (図 1.10 参照) とは一致しないと考えられる。図 3.12 の 17:10JST から 18:00JST にかけてのレーダー画像から判断すると、この減少は降水セルが複数誕生と消失を繰り返し結合する中で、セルが消失し新たに誕生した過程を表しているのではないかと考えられる。また図 3.13(b) から、降水量との関係は放電頻度よりも放電電荷量の方がよく対応していることが確認できる。-CG 放電に関して降水量との相関係数 (r) を求めると、放電頻度とは $r=0.54$ 、放電電荷量とは $r=0.55$ であった。

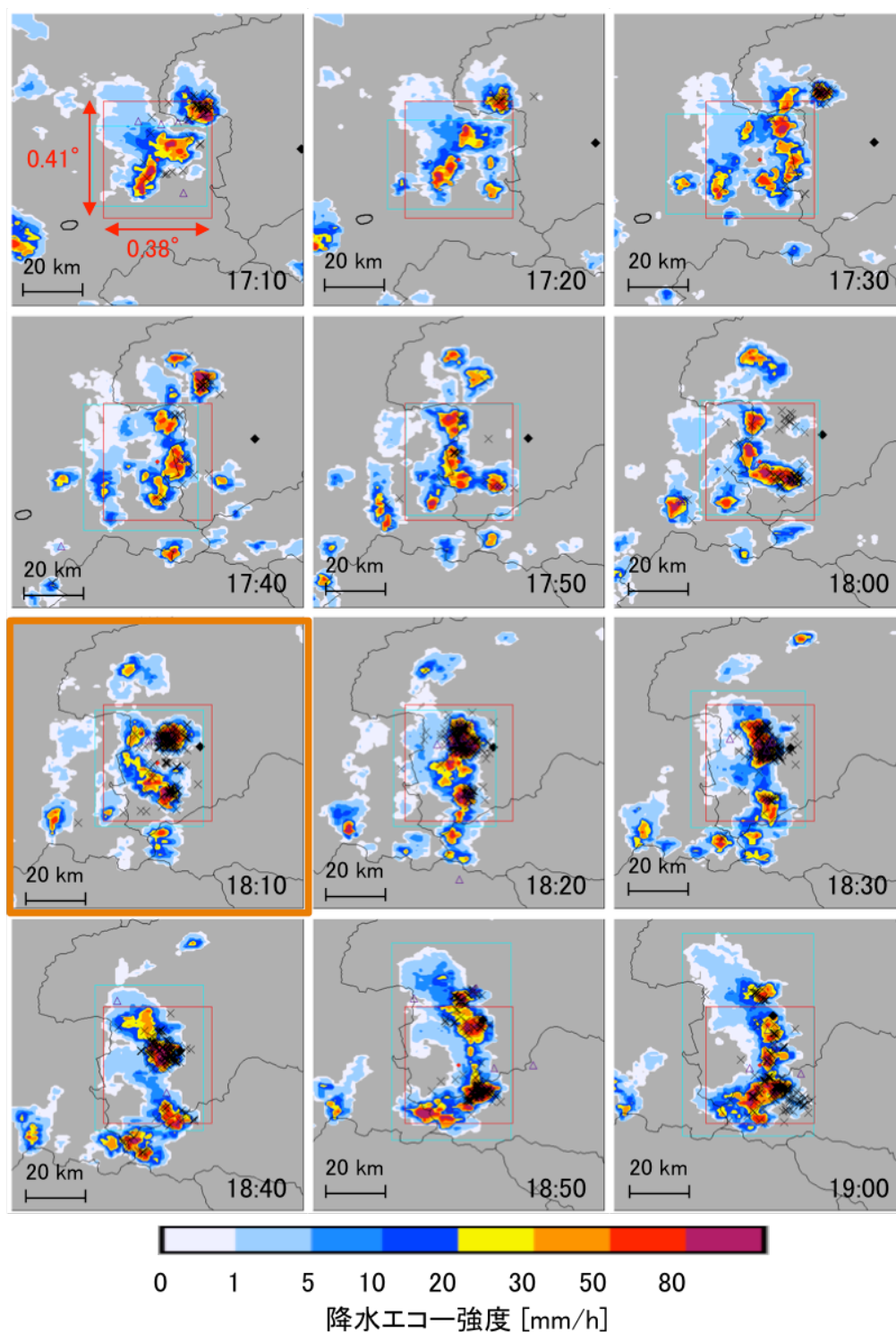


図 3.12 2015 年 8 月 5 日 17:10-19:00JST におけるレーダー画像.

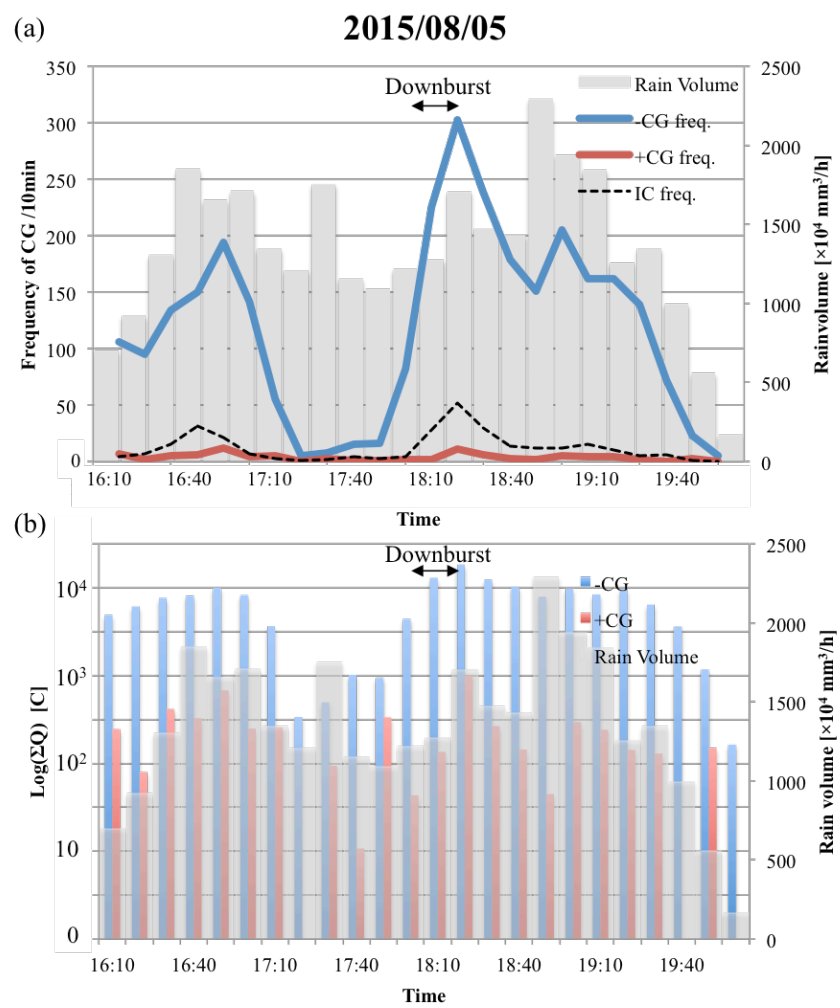


図 3.13 2015 年 8 月 5 日 16:10-20:10JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化.

各気象パラメータの変化と雷放電の水平分布

ダウンバースト発生地点から緯度経度 $\pm 1^\circ$ の範囲におけるアメダスの気温変化と雲の動きの比較を行った。図 3.14 に、2015 年 8 月 5 日 17:10-19:00JST におけるアメダスの観測から得られた気温変化とレーダー画像を合わせた結果を示す。解析に際しては、 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ のグリッドを設定し、グリッド内のアメダス観測地点における気温を平均化した。白抜き部分はグリッド内にアメダス観測点が存在しない部分である。図 3.14 から、白抜き矢印で示した積乱雲の東に向かう進展に伴い気温が降下していく様子を捉えることができる。

顕著な気温降下と最大風速の上昇が確認されたいくつかのアメダスの観測点における気温と最大風速の時間変化を図 3.15 に示す。図 3.15 の右図の黒線で気温変化、青線で最大風速変化を表し、赤破線で温度降下の開始時刻、青破線で最大風速の極大時を示している。図中の D \rightarrow E \rightarrow F の順で気温降下が起こり、その後最大風速の極大があることがわかる。この図 3.15 の D, E, F 点における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像を図 3.16 に示す。この図から、温度降下は降水セルの進行方向の始端、最大風速の極大は降水セルの始端または中心に近いところで起こっている様子が確認できる。ただし、図 3.15 からわかる通り、E 点における温度降下と風速の極大は 18:10JST にほぼ同時に発生していた。

積乱雲中の雷放電電荷量の変化を検討するため、ダウンバースト発生時刻の前後 30 分間 (17:40-18:30JST) における雷放電電荷量の分布と大きさ別の頻度分布を調べた。図 3.17 にその結果を示す。図 3.17 の左図ではレーダー画像に 1 回の放電毎に見積もった放電電荷量の大きさを $-200 \text{ C} - +200 \text{ C}$ の範囲で色別にプロットしており、解析領域を赤枠で示している。右図では -CG 放電における放電電荷量の頻度分布を -20 C 毎に示す。ダウンバーストが発生したとされる時刻を橙色で囲っている。この図より、18:10-18:30JST の放電が多く発生しており、 -20 C 以上の放電電荷量が増大している様子が確認できる。よってこの時間帯で対流活動が活発であったことを示しており、図 3.15 および図 3.17 に示されるように、アメダス観測点の E 点における最大風速の極大時刻とも一致する。また、積乱雲中の降水領域に雷放電が集中している特徴も確認できる。

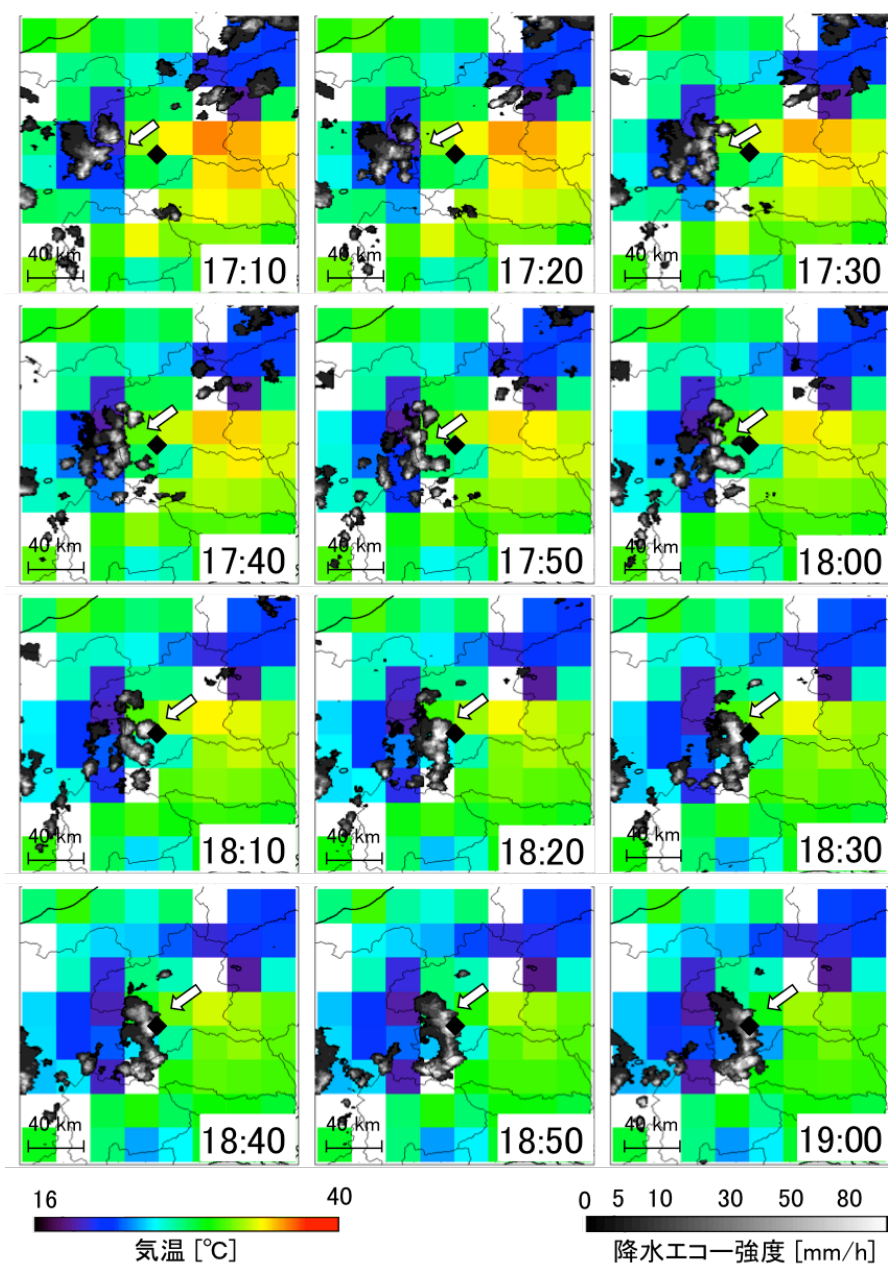


図 3.14 2015 年 8 月 5 日 17:10-19:00JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像。

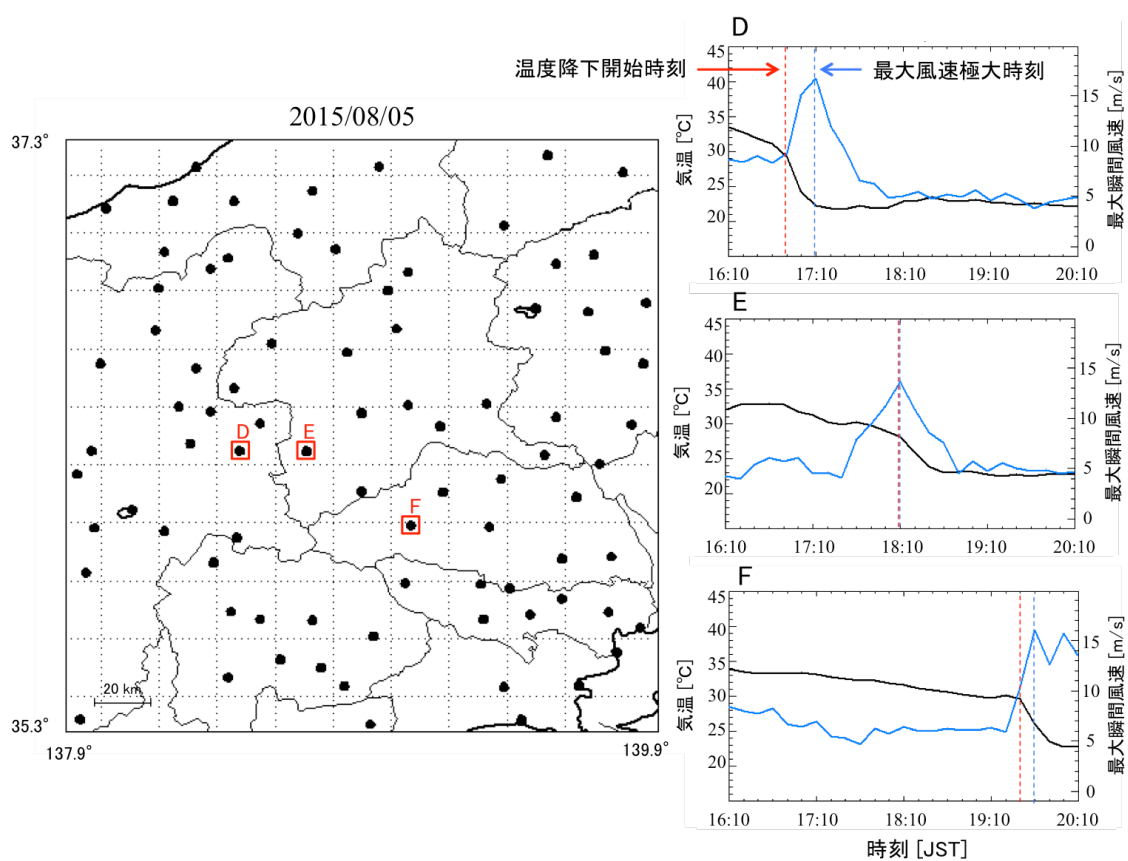


図 3.15 2015 年 8 月 5 日 16:10-20:10JST におけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化. 右図は左図の地図中の D,E,F 点における気温および最大風速の時間変化を示す.

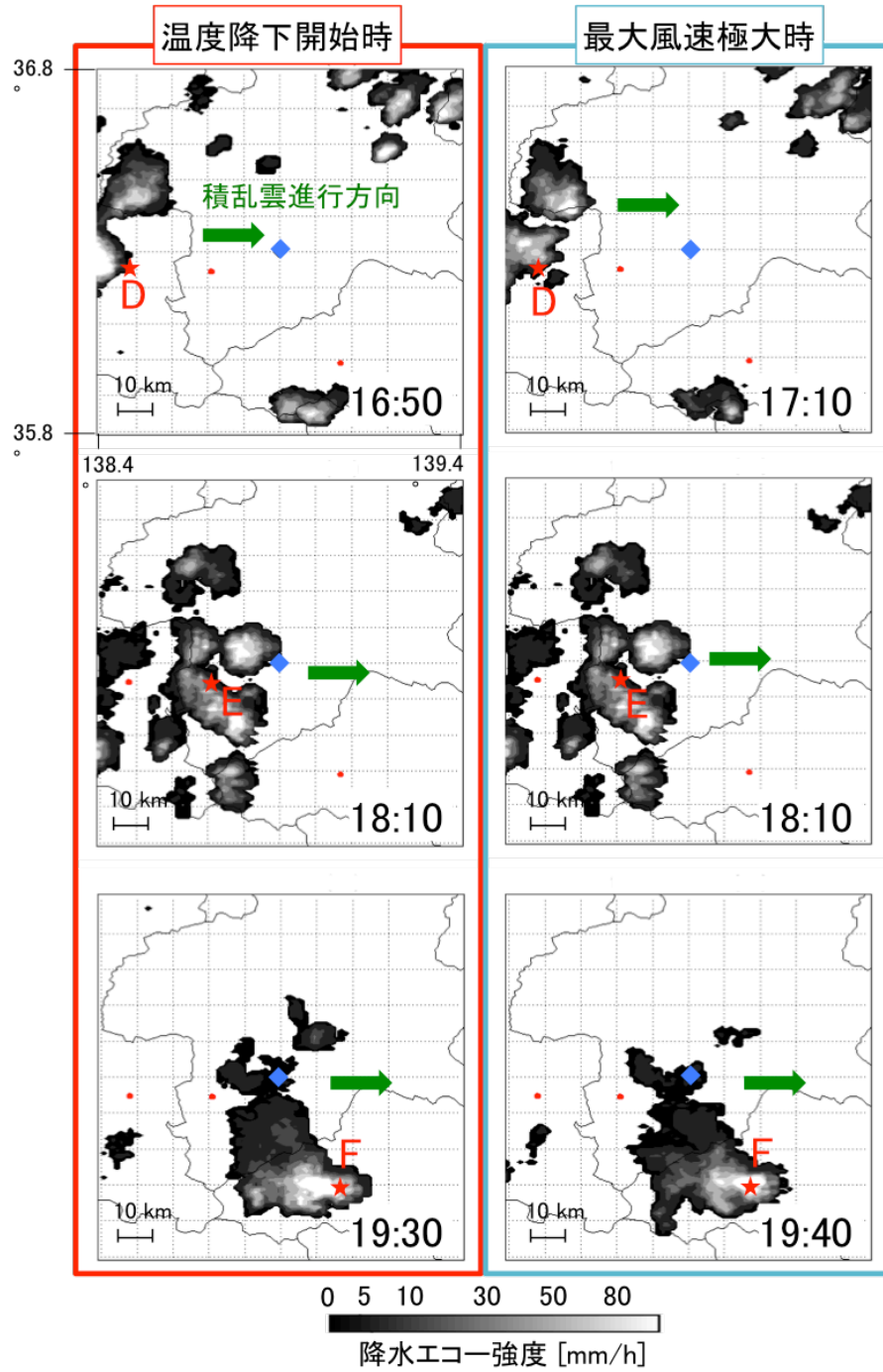


図 3.16 アメダス観測点 D, E, F における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

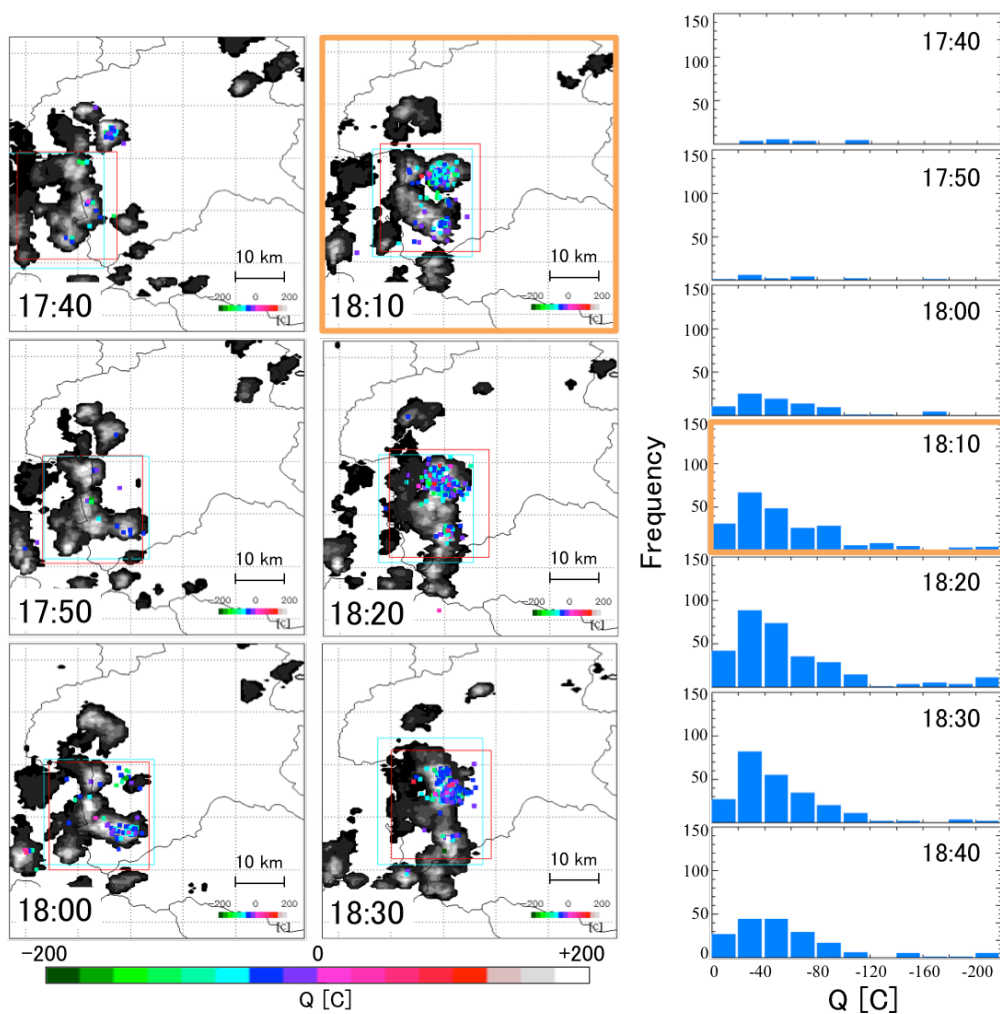


図 3.17 2015 年 8 月 5 日 17:40-18:30JST における放電電荷量の分布と大きさ別の頻度分布.

3.3.3 2015 年 8 月 7 日の事例

2015 年 8 月 7 日 18 時 JST 頃、奈良県奈良市で突風の発生が報告されている。被害や被害跡が面的に分布していること、被害から推定された風向に東風の一様性が見られたこと、強雨を伴っていたという証言や風の急激な強まりと強風の継続時間が 10 分程度であったという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストまたはガストフロントの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表した F スケールは F0、被害幅 200 m、被害長さ 0.4 km で、屋根瓦の一部落下、アンテナの傾き、細い樹木の幹折れ、電柱の破損などの被害があった。この時の総観場は雷雨(熱雷)である。2015 年 8 月 07 日 9:00JST における天気図を図 3.18 に示す。この日は本州付近は太平洋高気圧に覆われ、奈良県では強い日射の影響で気温が上昇し、猛暑日を記録した地域もあった。この強い日射と湿った空気の影響で午後から大気の状態が非常に不安定となったと考えられる。石垣島の南 300 km には台風 13 号が存在し、15 時には小笠原諸島の南東の海上で台風 14 号が発生している。これらの情報は気象庁から入手した。

雷放電頻度および放電電荷量の時間変化と降水量

図 3.19 にダウンバーストイベントの前後 1 時間 (17:00-18:50JST) における雲追跡したレーダー画像を示す。雲追跡と解析範囲の決定方法は 3.2 節で示したように、青い枠線内のエコーの重心をとり、赤い枠線の範囲内で解析を行った。×印で-CG 放電、三角で +CG 放電を表す。赤枠の解析範囲は緯度 × 経度で $0.600^{\circ} \times 1.04^{\circ}$ に設定した。レーダー画像の表示緯度・経度範囲は $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ である。

図 3.20(a) に雷放電頻度と降水量の時系列変化を示す。青線で-CG 放電頻度、赤線で +CG 放電頻度、黒破線で雲内放電頻度、灰色の棒グラフで降水量を表している。降水量は、図 3.19 のレーダー画像における赤枠内のレーダーエコー強度の積算値にその領域の雲面積をかけ、 $[\text{mm}^3/\text{h}]$ の単位で表す。図 3.20(b) には推定した雷放電電荷量と降水量の時系列変化を示す。青と赤の棒グラフで 10 分間毎で合計した-CG 放電と +CG 放電の放電電荷量を対数スケールで表し、灰色の棒グラフで (a) と同様に降水量を表す。放電電

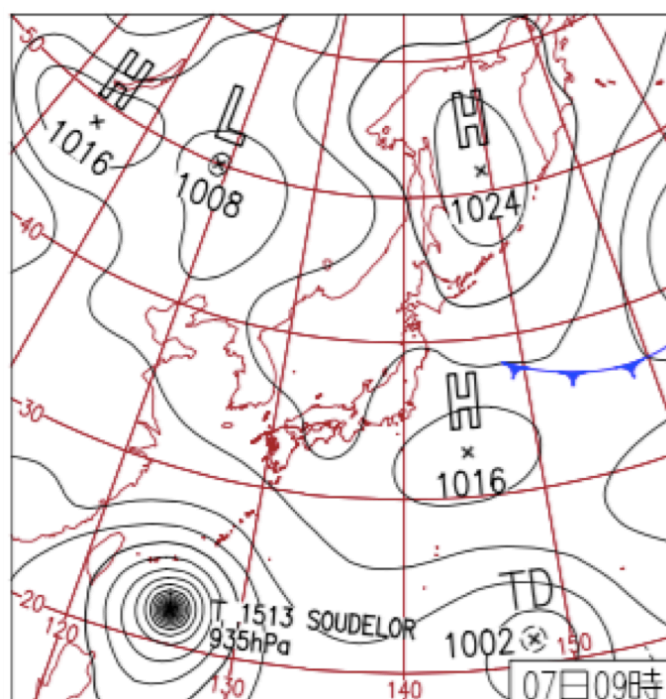


図 3.18 2015 年 8 月 07 日 09:00JST における天気図.

荷量は 2 章で述べた方法と同様に、経験的に久住で得られた ELF 波形の積分値を適用することにより推定した。雷放電の発生時間、位置、極性の判定には JLDN の情報を用いた。雷放電頻度と降水量の関係を見ると、ダウンバースト発生前の 20 分程度前の 17:40JST に -CG 放電頻度が急激に上昇している傾向があることがわかる。2015 年 6 月 15 日の例と同様に、Kudo [2014] が指摘したダウンバースト直前の -CG 放電の頻度の急激な減少 (図 1.10 参照) は確認できなかった。また、-CG 放電電荷量の変化と降水量に対応関係も見られる。-CG 放電に関して降水量との相関係数 (r) を求めると、放電頻度とは $r=0.92$ 、放電電荷量とは $r=0.81$ と高い相関があった。

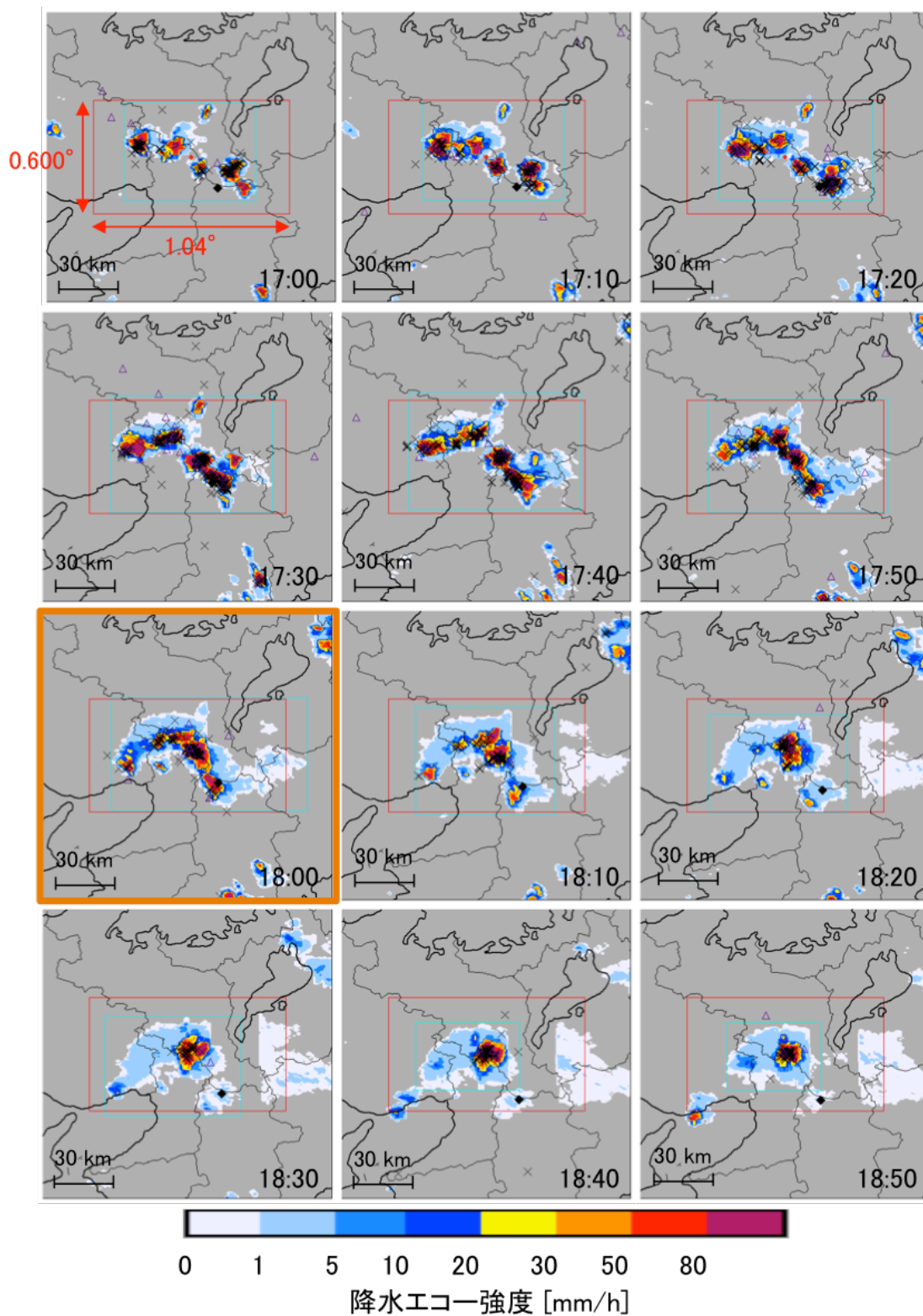


図 3.19 2015 年 8 月 7 日 17:00-18:50JST におけるレーダー画像.

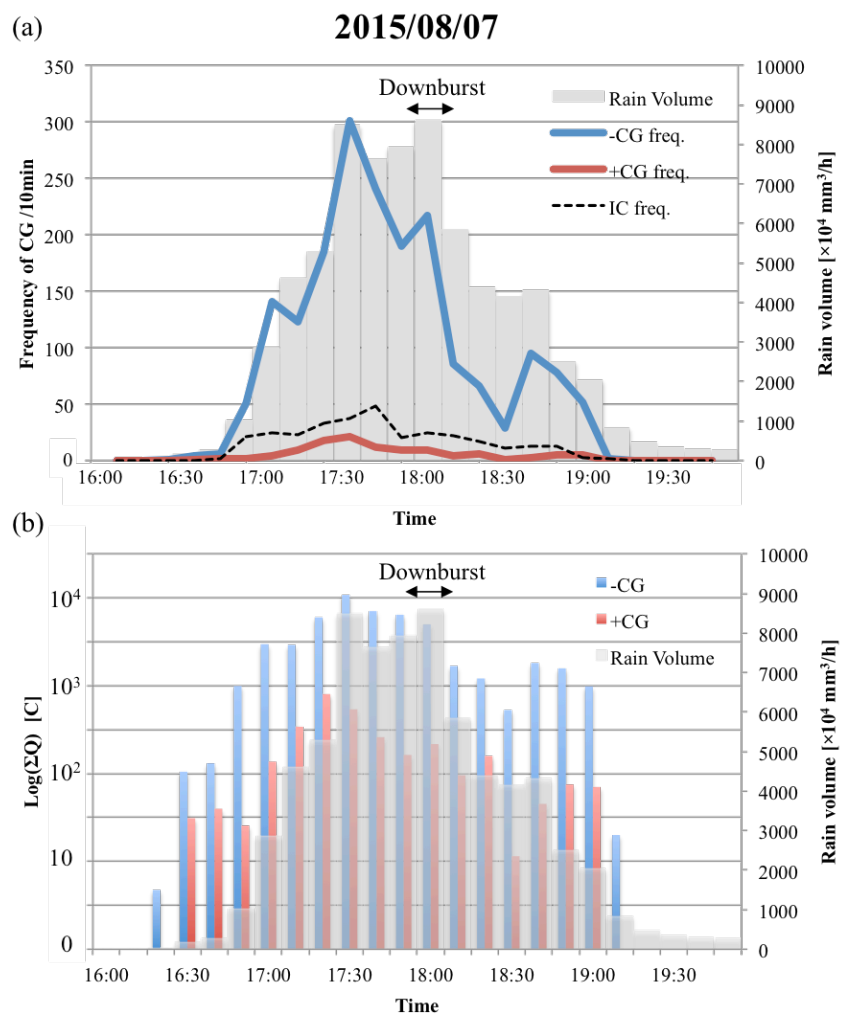


図 3.20 2015 年 8 月 7 日 16:00-20:00JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化.

各気象パラメータの変化と雷放電の水平分布

ダウンバースト発生地点から緯度経度 $\pm 1^\circ$ におけるアメダスの気温変化と雲の動きの比較を行った。図 3.21 に、17:00-18:50JST におけるアメダスの観測から得られた気温変化とレーダー画像を合わせた結果を示す。表示緯度・経度範囲は、ダウンバースト発生地点を中心として $\pm 1.0^\circ$ つまり $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ に設定している。解析に際しては、 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ のグリッドを設定し、グリッド内のアメダス観測地点における気温を平均化した。白抜き部分はグリッド内にアメダス観測点が存在しない部分である。図 3.21 の 18:10JST から 19:00JST にかけて、白抜き矢印で示した積乱雲の発達に伴い気温が降下していく様子を捉えることができる。

顕著な気温降下と最大風速の上昇が確認されたいくつかのアメダスの観測点における気温と最大風速の時間変化を図 3.22 に示す。図 3.22 の右図の黒線で気温変化、青線で最大風速変化を表し、赤破線で温度降下の開始時刻、青破線で最大風速の極大時を示している。温度降下が顕著な例が非常に密集しており、比較的近い時間での変化であるが、この事例においても、気温降下の後に最大風速の極大があることが確認された。図 3.22 の G, H, I 点における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像を図 3.23 に示す。この図から、温度降下は降水セルの進行方向の始端、最大風速の極大は降水セルの始端または中心に近いところで記録されている様子が確認できる。この日の特徴として、積乱雲の発生から減衰まで大局的な一定方向の風に流されず、比較的同じところにとどまり発達していることが挙げられる。よって、図 3.22 の西から東にならぶ G, I, H の順に変化が出ず、この点で 6 月 15 日と 8 月 5 日とは傾向が異なる。

積乱雲中の雷放電電荷量の変化を検討するため、ダウンバースト発生時刻の前後 30 分間 (17:30-18:20JST) における雷放電電荷量の分布と大きさ別の頻度分布を調べた。図 3.24 にその結果を示す。図 3.24 の左図ではレーダー画像に 1 回の放電毎に見積もった放電電荷量の大きさを $-200 \text{ C} - +200 \text{ C}$ の範囲で色別にプロットしており、解析領域を赤枠で示している。右図では CG 放電における放電電荷量の頻度分布を -20 C 毎に示す。ダウンバーストが発生したとされている時刻を橙色で囲っている。この図より、18:00JST よりも前の 17:30-17:50JST において雷活動が最も活発である様子が確認できる。よってこ

の時刻で対流活動が活発であったことを示しており、図 3.22 に示すアメダス観測点での最大風速の極大が 17:20-17:50JST の間に発生していることと合致する。この積乱雲は降水領域の広がり幅が広く、雷放電は降水領域と合わさる場所で広く分布していることが特徴である。

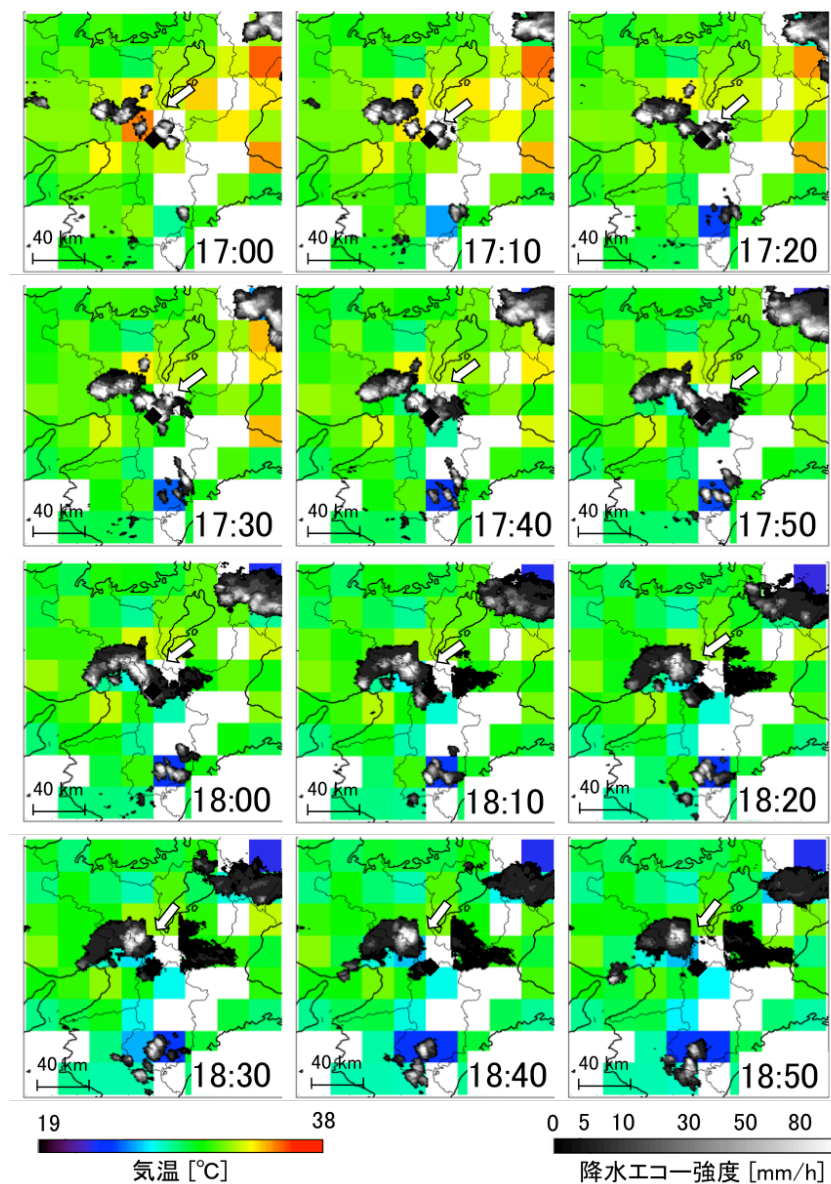


図 3.21 2015 年 8 月 7 日 17:00-18:50JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像。

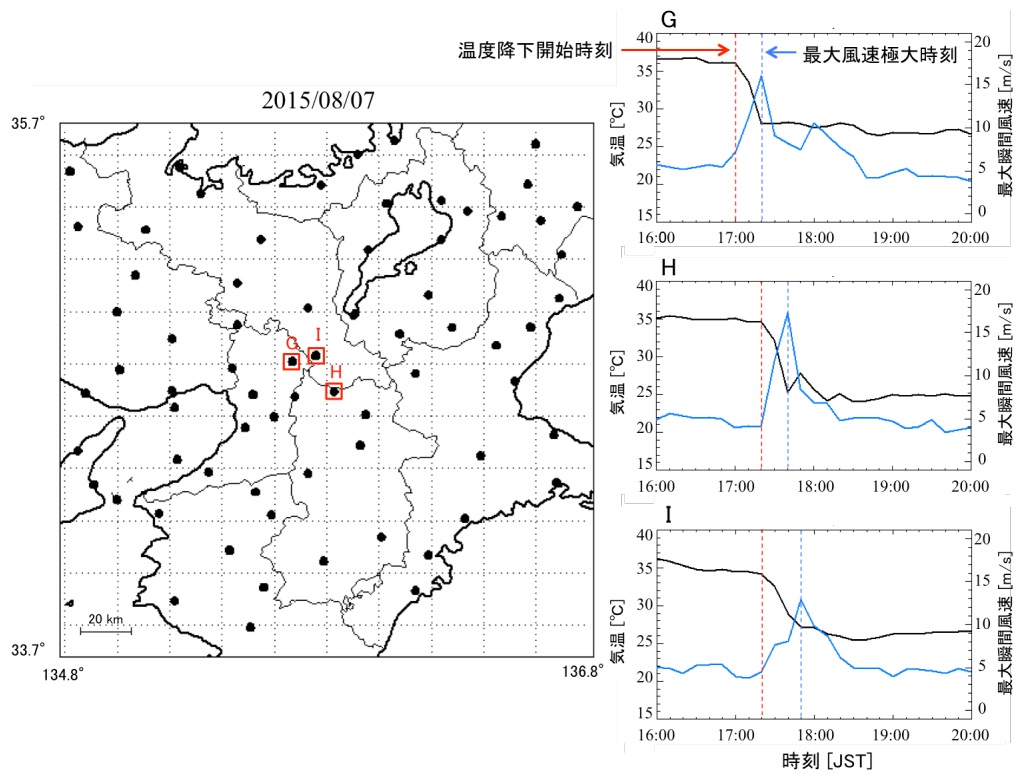


図 3.22 2015 年 8 月 7 日 16:00-20:00JST におけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化. 右図は左図の地図中の G,H,I 点における気温および最大風速の時間変化を示す.

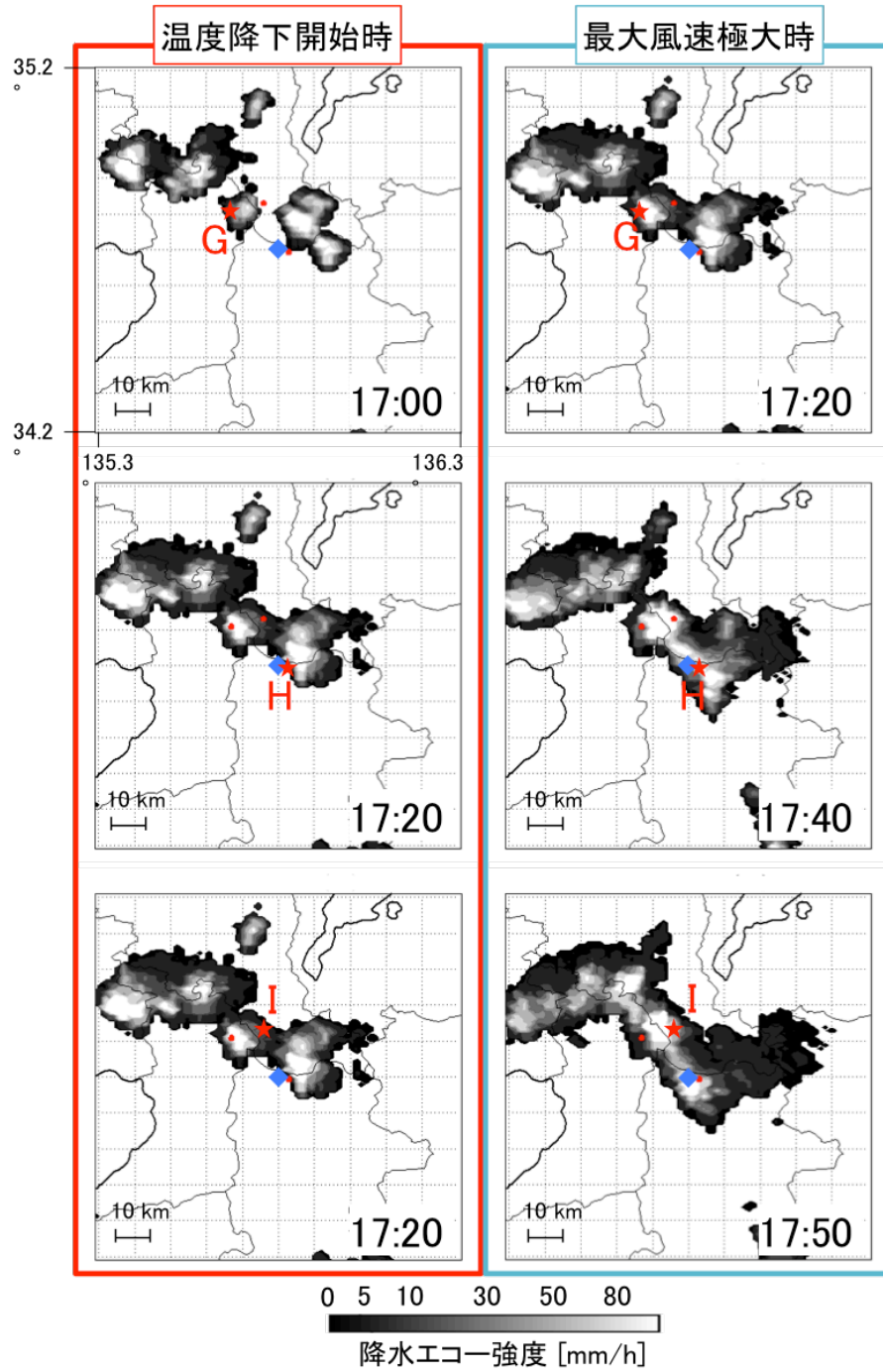


図 3.23 アメダス観測点 G, H, I における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

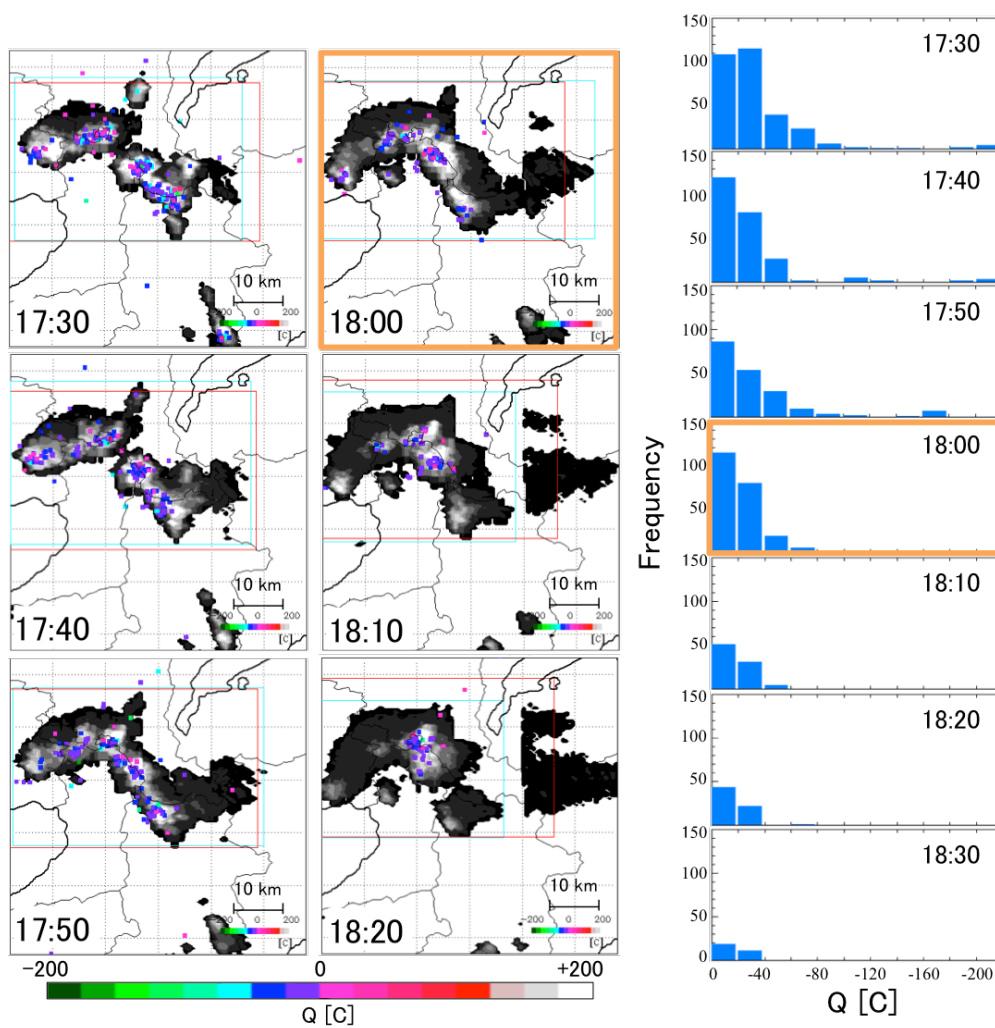


図 3.24 2015 年 8 月 7 日 17:30-18:20JST における放電電荷量の分布と大きさ別の頻度分布.

3.3.4 稠密気象観測網による水平構造解析

2015 年 6 月 15 日の事例において、群馬県伊勢崎市を中心に展開する稠密気象観測網 POTEKA の観測範囲でダウンバーストを発生させたと考えられる積乱雲が通過していたため、POTEKA のデータを用いてより詳細な解析を行った。

図 3.25 に 2015 年 6 月 15 日 15:00-16:50JST における、POTEKA を用いて得られた気温変化とレーダー画像を合わせた結果を示す。解析において、 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ のグリッドを設定し、グリッド内の POTEKA 観測地点における気温を平均化した。白抜き部分はグリッド内に POTEKA 観測点が存在しない部分である。図中のピンク色の菱形でダウンバースト被害発生地点を示す。この図 3.25 から、ダウンバーストを引き起こした東南東の方向に向かう積乱雲の進展に伴い、16:00JST から 16:50JST にかけて気温が低下していく様子を捉えることができる。

顕著な気温降下と気圧および最大風速の急上昇が確認された例として、図 3.26 の a, b, c 点における観測点での気温、気圧、最大風速の時間変化を図 3.27 に示す。図 3.27 から、a, b, c それぞれの地点において 16:00JST, 16:12JST, 16:38JST に 10°C 以上の気温低下とその後 5-10 分の間に 2.0 hPa 程度の気圧ジャンプ、10 m/s 以上の風速の急上昇が確認された。

また、気温降下の後、気圧の急上昇と最大風速の極大がほぼ同時刻か 10 分程度の差で起こっていることがわかった。

a, b, c 点における温度降下開始時と気圧の最大時および最大風速極大時のレーダー画像を図 3.28 に示す。アメダスと同様に、温度降下は降水セルの始端、気圧の極大と最大風速の極大は降水セルの中心または末端で存在していた。ただし、POTEKA の時間分解能は 1 分であるが、今回解析したレーダーエコーの時間分解能は 10 分のため、各パラメータの変動時刻における降水セルの位置は厳密には少しずれていることに注意する必要がある。

積乱雲中の対流構造を推定するため、図 3.29 左図に POTEKA データから特徴的な風向の変化が確認された 16:00JST, 16:10JST, 16:50JST における風向および気温変化の図を示す。図 3.25 と同様に、 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ のグリッドを設定し、グリッド内の POTEKA 観

測地点における気温を平均化している。各観測点における風向は矢印の向きで示し、矢印の長さで風速を表す。右図では同時刻におけるレーダー画像とともに、1回の放電毎に見積もった放電電荷量の大きさを $-200\text{ C} - +200\text{ C}$ の範囲で色別にプロットしている。緯度経度の表示スケールは、 $0.5^\circ \times 0.8^\circ$ である。

図 3.29 左図から、全体の大局的な風向は東南東方向であったが、16:00JST において気温が降下している部分 (赤丸で囲った部分) で風速が増大し、風向も北向きもしくは北北東方向である様子が見られた。その 10 分後の 16:10JST においては、気温が降下している部分で風向が渦を巻いているような構造をしていることがわかる。さらに 40 分後の 16:50JST においては、気温降下が進行する先端部での風向が一方方向に収束している様子が見られる。このとき、右図では降水セルの減衰とともに雷放電の電荷量および頻度も減少していることが確認できる。

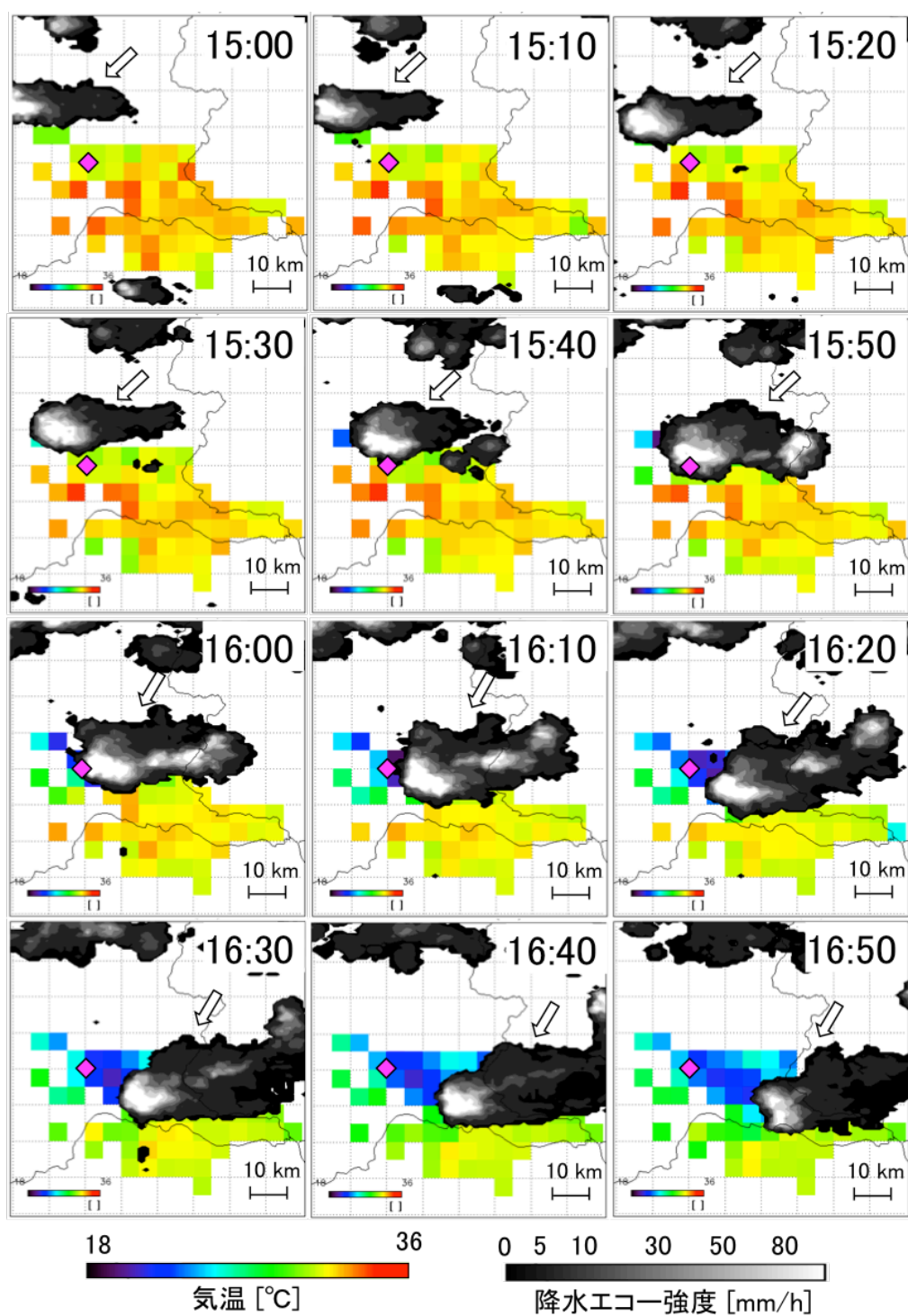


図 3.25 POTEKA で観測された気温変化とレーダー画像 (2015 年 6 月 15 日 15:30-16:20JST).

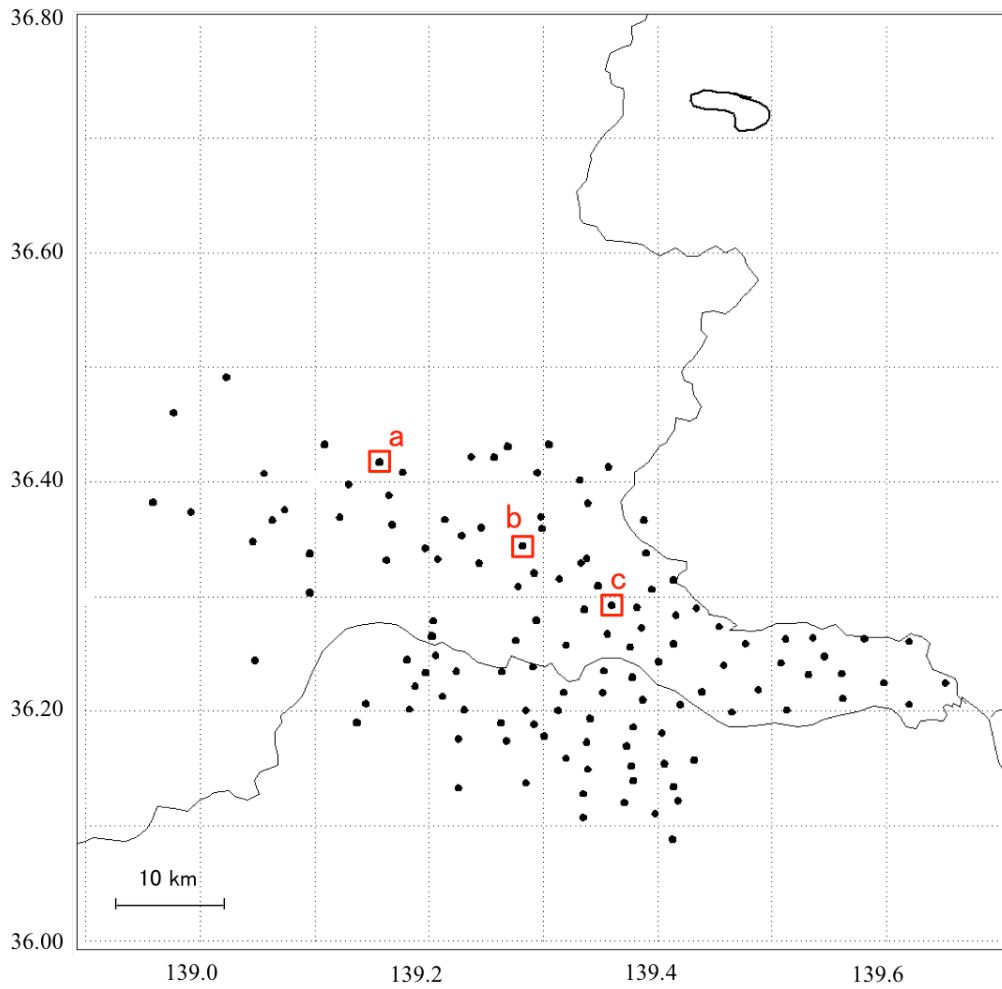


図 3.26 例として示す POTEKA 観測点.

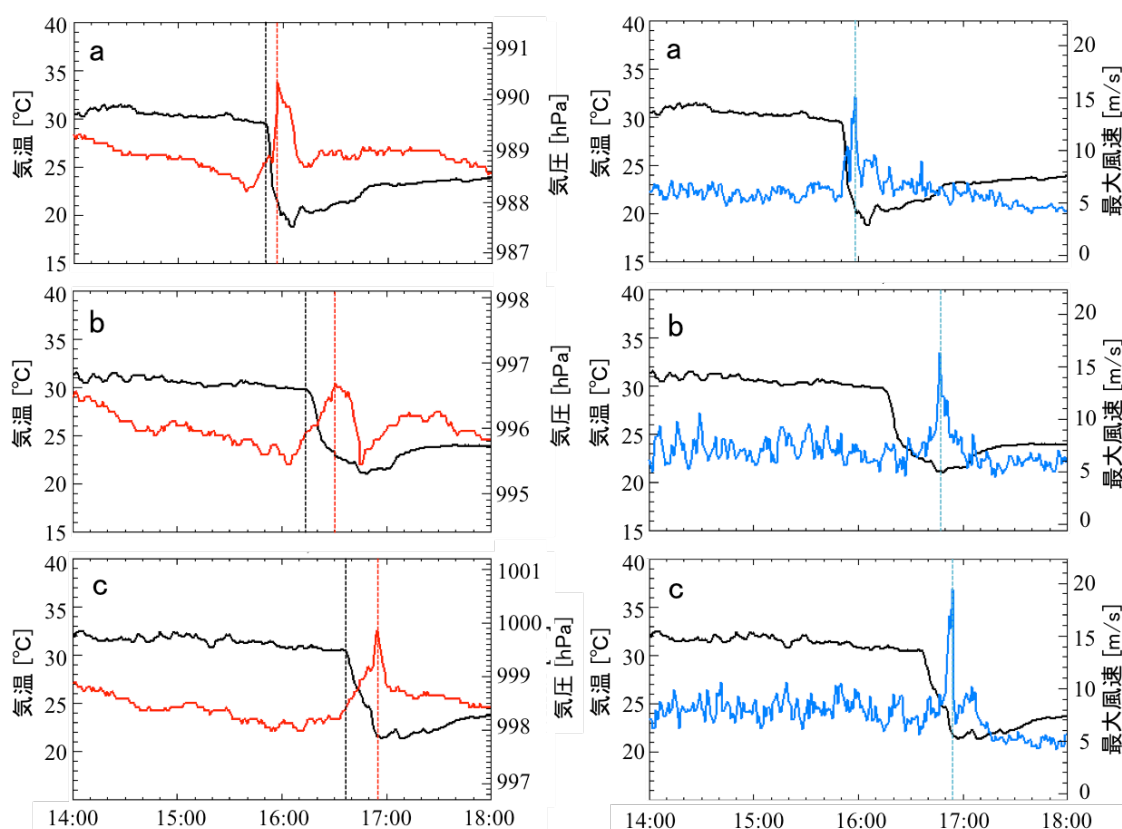


図 3.27 図 3.26 の a, b, c 点における POTOKA 観測点での気温，気圧，最大風速の時間変化。黒線で気温変化，赤線で気圧変化，青線で最大風速変化を表す。

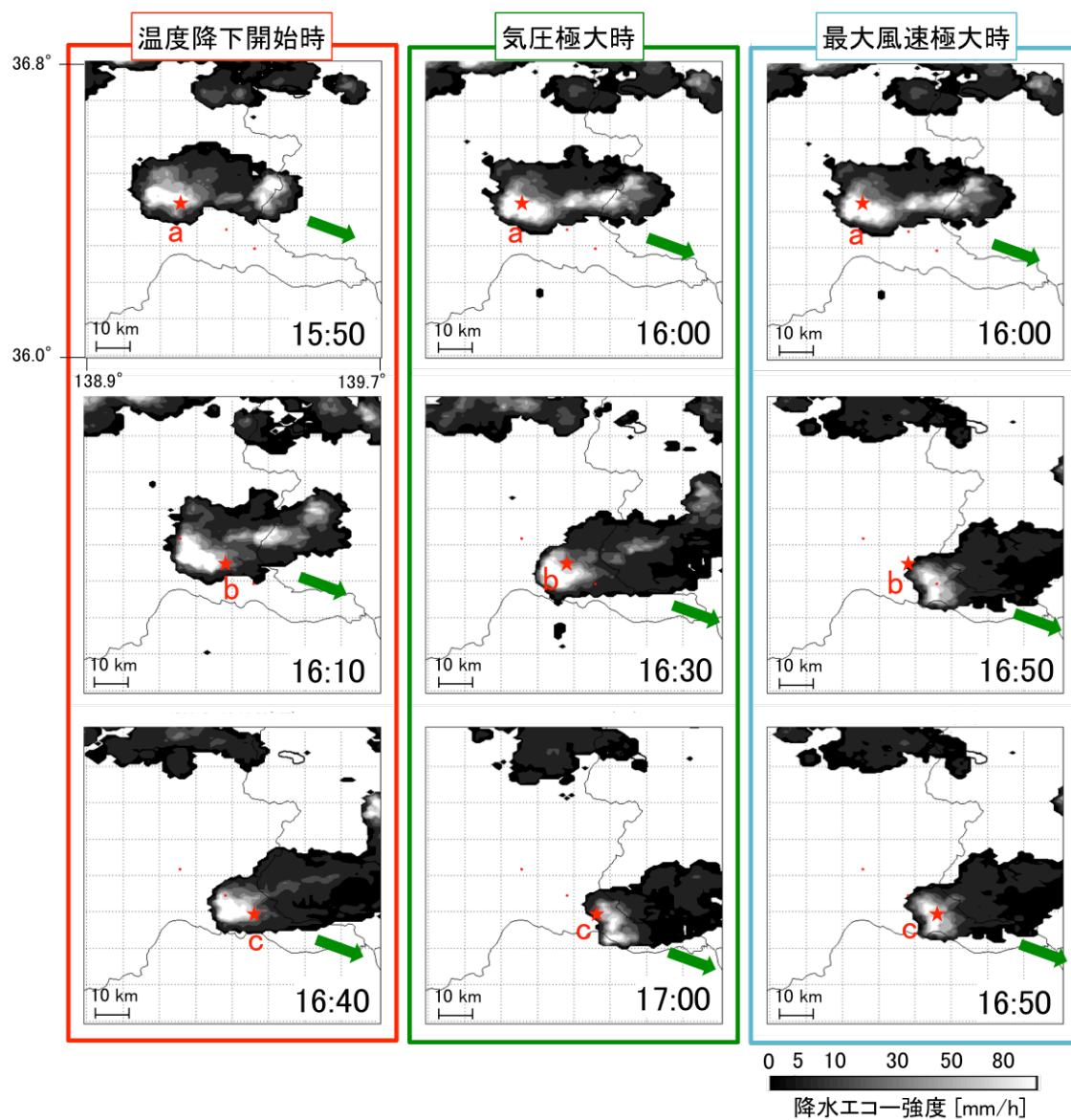


図 3.28 POTEKA 観測点 a, b, c における温度降下開始時と気圧極大時, 最大風速極大時のレーダー画像.

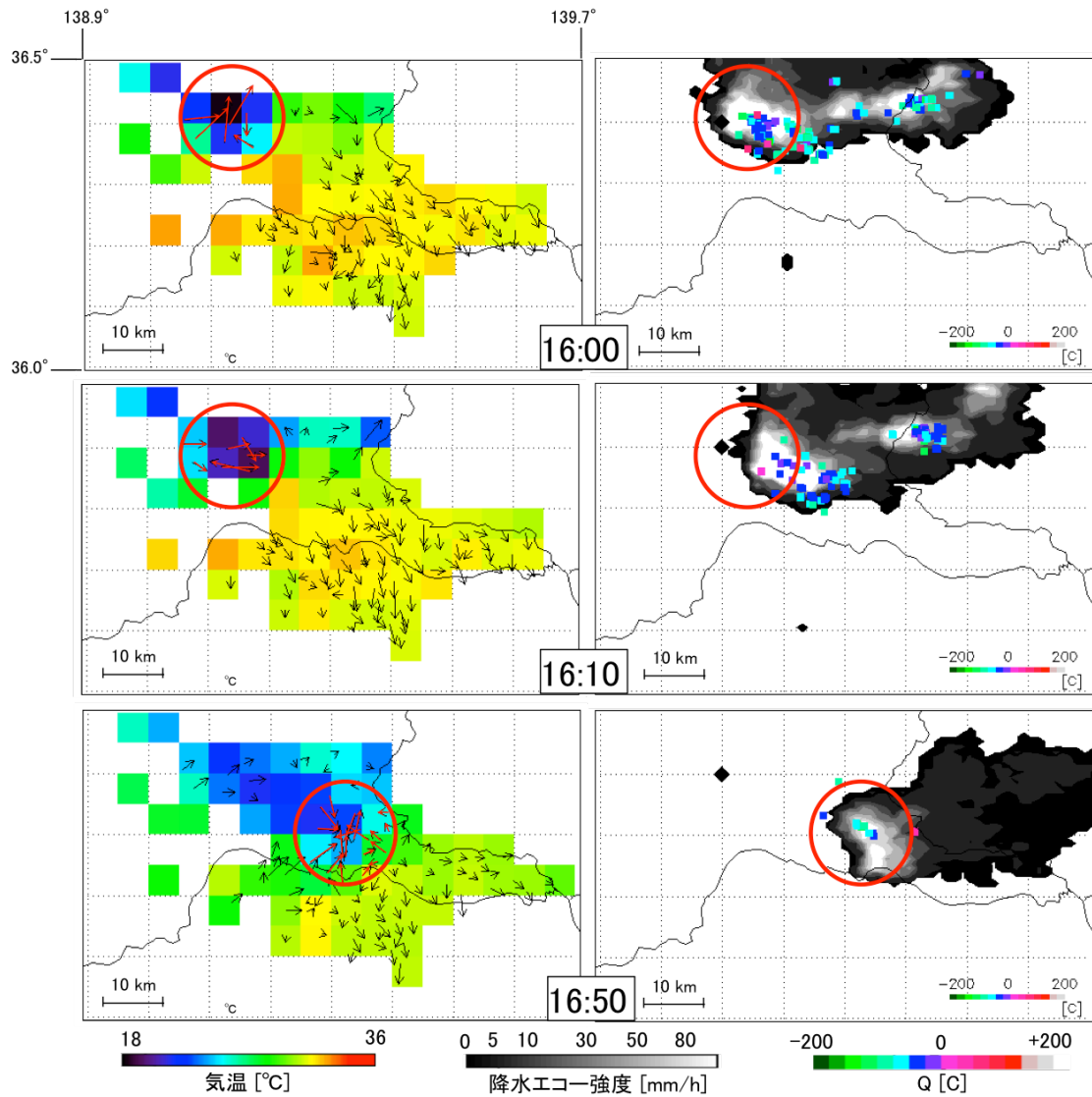


図 3.29 16:00, 16:10, 16:50JST に POTEKA で観測された気温変化と風向変化および同時刻におけるレーダー画像と電荷量 Q のプロット.

3.3.5 統計

表 3.2 に各イベント日時における降水量と雷放電頻度および放電電荷量 ($\log(\Sigma Q)$) との相関係数 (r) を示し、図 3.30 にそのグラフを表す。降水量との相関は、-CG と +CG 放電頻度では平均でそれぞれ $r=0.73$ と $r=0.59$ 、-CG, +CG 放電電荷量の平均値は $r=0.64$ と $r=0.60$ となった。+CG 放電は放電回数が非常に少ないため、統計的ばらつきが大きく相関が低くなったと考えられる。

放電頻度 (-CG, +CG, IC), 放電電荷量 (-CG, +CG), 降水量に関して、ダウンバースト発生の前 1 時間における各ピーク値とダウンバースト発生時刻との時差の見積もりを行った。なお、ダウンバースト発生時刻に幅がある場合は、最初の時刻を発生時刻として比較した。その結果を表 3.3 に示す。表 3.3 を見ると、2015 年 8 月 6 日の例のみ発生時刻とピーク時との開きが大きい。この日は間欠的に複数の突風現象が比較的近傍で発生しており、この影響を反映しているためと考えられる。他の例はダウンバーストの被害のあった 0-30 分前後で -CG, IC 放電のピークがあり、降水量のピークは 0-40 分前後となった。

表 3.2 イベント日時における降水量と雷放電頻度、降水量と放電電荷量との相関係数。

	-CG		+CG	
	頻度	$\log(\Sigma Q)$	頻度	$\log(\Sigma Q)$
06/15	0.93	0.80	0.60	0.59
06/16	0.56	0.64	0.41	0.39
07/22	0.73	0.59	0.70	0.61
08/02	0.76	0.72	0.60	0.76
08/05	0.54	0.55	0.37	0.45
08/06	0.84	0.68	0.71	0.83
08/07	0.92	0.81	0.81	0.79
08/11	0.76	0.74	0.47	0.54
平均	0.73	0.64	0.59	0.60

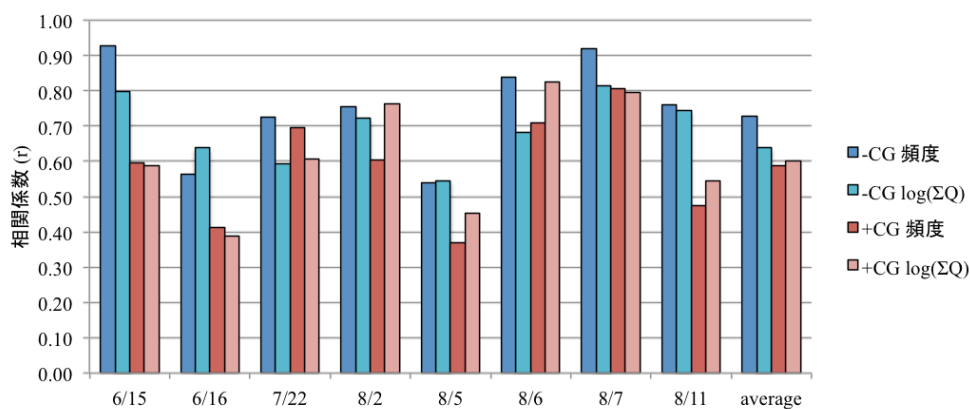


図 3.30 降水量と雷放電頻度および放電電荷量との相関係数.

表 3.3 ダウンバースト発生時刻と各パラメータのピーク値との時間差.

日時	発生時刻	頻度			ピークの時間差 (分)		降水量
		-CG	+CG	IC	Q	-CG	
2015/6/15	16:00	0	0	0	0	0	+10
2015/6/16	15:30	+10	+50	+10	+10	0	-20
2015/7/22	19:00	-10	-10	-10	-10	-10	-20
2015/8/2	14:40	-20	-20	-20	+10	-30	+10
2015/8/5	18:10	+10	-80	+10	+10	+10	+40
2015/8/6	16:30	-60	-50	-60	+40	-60	-30
2015/8/7	18:00	-30	-30	-20	-30	-40	0
2015/8/11	15:30	+20	-20	-10	+20	+10	+20

3.3.6 その他の解析

2013 年 8 月 11 日の事例 再解析

Kudo [2014] の結果との違いを検証するために、*Kudo* [2014] によって解析された 2013 年 8 月 11 日 18 時頃に群馬県前橋市で発生したダウンバーストを発生させたと考えられる積乱雲を本研究の解析手法により再解析した。この事例の F スケールは F1, 被害幅 5300 m, 被害長さ 23.0 km と比較的大きい現象であったことがわかる。総観場は太平洋高気圧・雷雨(熱雷)である。

図 3.31 に 2013 年 8 月 11 日 17:00-18:50JST におけるレーダー画像を示し、赤枠で示した解析範囲における雷放電頻度と雷放電電荷量の時系列変化を図 3.32 に示す。これまでの解析と同様、図 3.31 中の青い枠線内のエコーの重心をとり、赤い枠線の範囲内で解析を行った。×印で-CG 放電、三角で+CG 放電を表す。赤枠の解析範囲は緯度×経度で $0.20^{\circ} \times 0.35^{\circ}$ に設定した。

図 3.31 から、特徴として雲中に占める降水領域の割合が比較的大きいこと、雲の進行方向に向かって降水領域に先立つような形で放電が起こっていることが挙げられる。また、図 3.32(a) より、ダウンバースト発生の直前で-CG 放電頻度の急減と、発生後に+CG 放電頻度の急増が確認できる。これは、*Kudo* [2014] と同様の結果である。この結果により、*Kudo* [2014] の解析した積乱雲と同じ積乱雲を同定できたと考えられる。ただし今回使用したレーダー画像の時間分解能は 10 分であり、解析範囲の設定方法が異なるため、*Kudo* [2014] の結果の値と完全には一致しない。図 3.32(b) では雷放電電荷量の時系列変化を表すが、雷放電電荷量のピーク付近でダウンバーストが発生している。この傾向は 2015 年における 8 イベントと同様である。

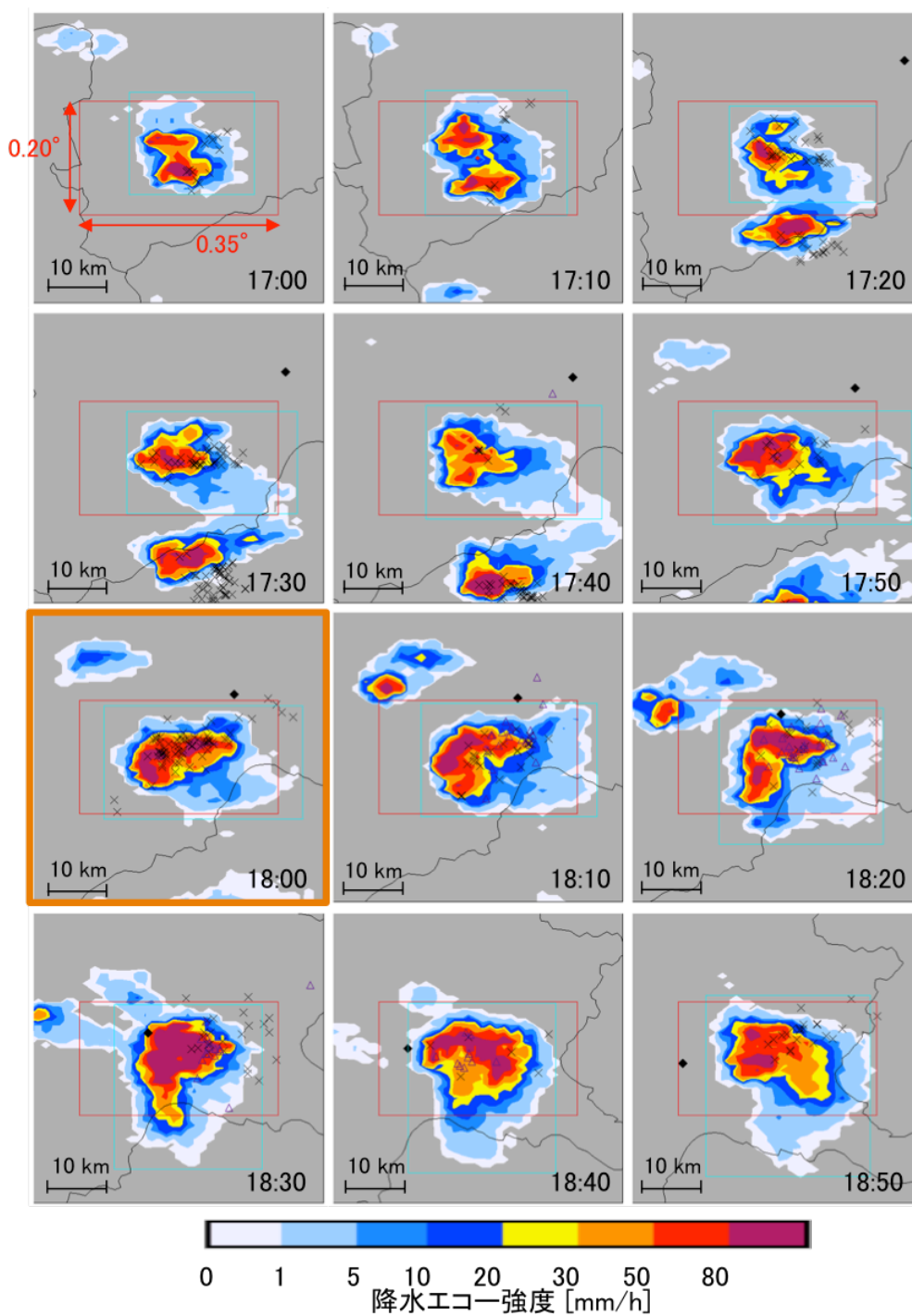


図 3.31 2013 年 8 月 11 日 17:00-16:50JST におけるレーダー画像.

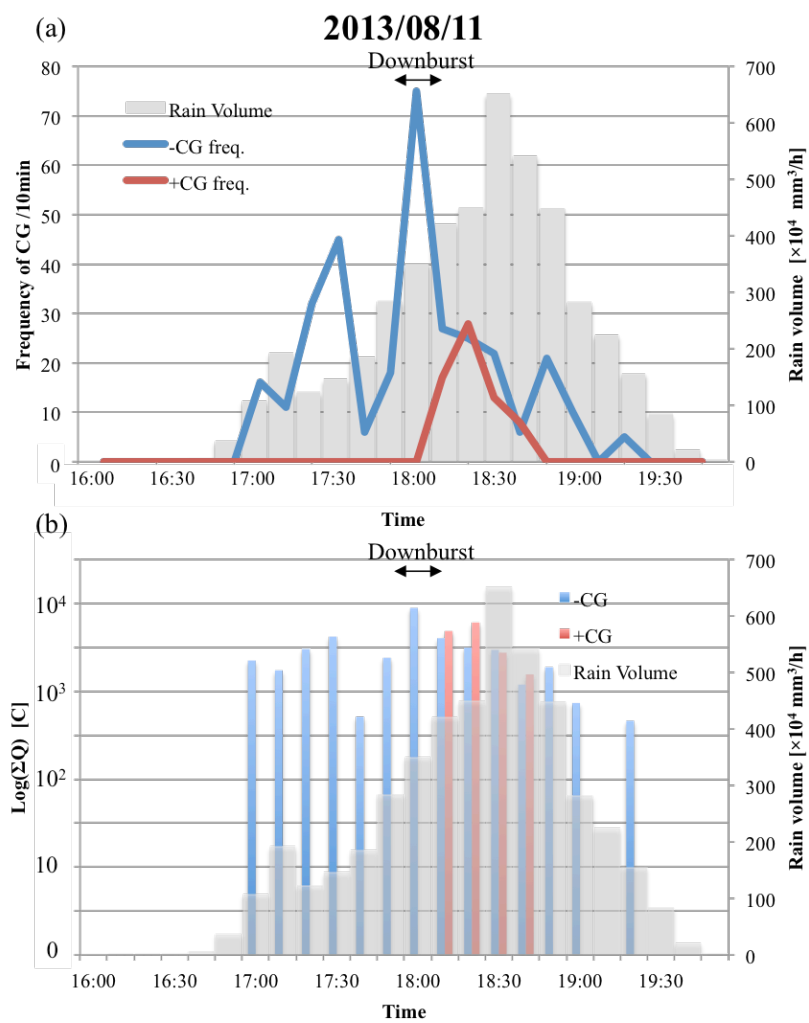


図 3.32 雷放電頻度と放電電荷量の時系列変化.

3.4 考察

1.1 節で紹介したように、暴風雨の最大風速のピークに先行して、トータル雷 (IC+CG) 放電頻度が急激に上昇する「ジャンプ」が起こることが先行研究で指摘されている [Williams et al., 1999; Goodman et al., 2005]. 今回の解析により、ほとんどの事例でダウンバーストの発生する前後で-CG 放電頻度が急激に上昇する傾向があり、この傾向はいくつかの先行研究と一致する. Metzger and Wendell [2012] は、アメリカのテキサス州ダラス・フォートワースとアリゾナ州ツーソンで得られた 2006-2009 年の雷放電データを用いて、雷のジャンプが風タイプ、電タイプ、混合型タイプに分類されることを示した. この研究によると、電タイプは IC 放電頻度が増加し、CG 放電頻度は一定または減少する一方で、風タイプは CG 放電頻度が増加し IC 放電もまた増加する傾向があることが統計的に示されている. 本研究の結果は風タイプの雷ジャンプの特徴と一致する. 図 3.33 に Metzger and Wendell [2012] による (a) 電タイプの雷ジャンプと (b) 風タイプの雷ジャンプの図を示す. 図中の実線でトータル雷放電頻度、破線で IC 放電頻度、一点鎖線で CG 放電頻度変化を表し、縦の実線で雷ジャンプの時刻、縦の点線で降電のあった時刻、縦の点鎖線で強風のあった時刻を示している. 図 3.33(a) では 01:45LT 頃 IC 放電頻度および CG 放電頻度が増加し、その後 IC 放電頻度は一定傾向がある一方で、CG 放電は減少傾向を示している. また、図 3.33(b) では強風のあった時刻の直前に IC、CG 放電頻度がともに急激な増加を開始し、強風時にピークを迎えていることが確認できる.

本研究中のイベントには Kudo [2014] が指摘したダウンバースト発生の直前に-CG 放電頻度が急激に下降する傾向は見られなかった. Kudo [2014] は上昇気流が活発になることにより、負電荷を担うあられが上方へ輸送され、その結果電場の絶縁破壊の閾値が高くなるため放電が起きにくくなることで-CG 放電頻度が急激に減少すると指摘している. しかし本研究の結果からは-CG 放電頻度の明らかな急減は確認できず、ダウンバーストが発生することによる-CG 放電頻度の急激な上昇が存在した. この傾向を示す原因として、雲の中に存在する負電荷を担うあられの全てが上昇流によって上方へ輸送されるわけではないということが挙げられる. つまり、上昇流と下降流が両方存在し、負電荷が上方へ輸

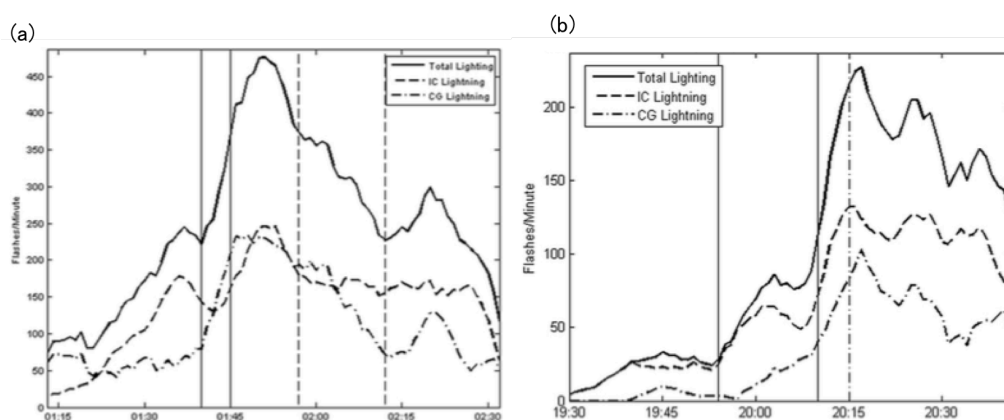


図 3.33 Metzger and Wendell [2012] によって分類された (a) 電タイプの雷放電頻度変化と (b) 風タイプの雷放電頻度変化。

送される過程と下方へ輸送される過程が同時に発生しているため、全体としての負電荷の量と位置はあまり変わらないのではないかと考える。2015年6月15日の例において、稠密観測網 POTEKA での詳細な解析が行えたため、この日の積乱雲中の構造を検討する。

図 3.34 に推測される積乱雲の模式図を示す。ダウンバースト発生前は積乱雲の成長段階で新たな降水セルが次々と生成され、対流強度も強くないため、電荷分離もそれほど進行せず雷放電の発生も比較的少ない。ダウンバースト発生時には、ガストフロントを伴う寒気の流入によって上昇流が発生し、継続的に暖気が持ち上げられることにより電荷分離が進むため、降雨の少ない領域では雷放電も少なくなる傾向があると考えられる。図 3.9, 図 3.16, 図 3.23, 図 3.28 で示されるように、アメダスや POTEKA の観測点における気温降下の開始する場所が降水領域の始端であることからからも雲の中の降水領域の前方にガストフロントが存在することが明らかである。一方、ガストフロントの後方では下降流が存在し、強い降雨がある。その下降流が急激に強まることによりダウンバーストとなると考えられる。下降流領域に雷放電が集中することは、図 3.6, 図 3.13, 図 3.20 に示される雷放電頻度および電荷量と降水量との対応関係より、降水領域つまり下降流領域に雷放電が集中していることから支持される。寒気が流入する前端では、図 3.29 の 16:10JST に見られるような、風向が発散性の渦状に分布することもあり、ダウンバーストの特徴を

よく表している。最終的に積乱雲が減衰し消失していく過程で下降気流が弱まり、寒気と暖気のぶつかりを大きく反映するため、図 3.29 の 16:50JST に見られるような風の収束が見られるのではないかと考えられる。

雷雲の発達過程を考慮すると、発達期に上昇流が卓越し、成熟期に下降流が卓越するというライフサイクルがある。しかし実際の積乱雲は、誕生から消失までを経験する降水セルが次々に離れたり結合したりを繰り返していると考えられるため、その中の物理過程はより複雑になっていると考えられる。

Kudo [2014] の示した 2013 年 8 月 11 日の例では、図 3.31 に示すように、雲の中に占める降水域つまり下降流が卓越する領域が比較的大きい傾向があり、解析範囲内に降水セルが単独で存在していたために上昇流が発生してから下降流が発生するというひとつのライフサイクルをよく表したのではないかと考えられる。

また、本研究の結果から、特に-CG 放電における雷放電頻度および雷放電電荷量と降水量にも一定の相関が見られた。ただし、この見積もりは解析範囲の設定に大きく依存しており、解析領域内において複数の降水セルの結合や分離が多く起こっている例や、積乱雲自体の領域が広く解析範囲の設定が難しい場合などに比較的相関の低い値が出ていると考えられる。そのため、1つの積乱雲をどのように追跡するか の定義付けはよく検討する余地がある。また、図 3.6, 図 3.13, 図 3.20 から、雷放電電荷量においてはその増減の様子が降水量とよく対応する傾向が見られた。この結果は発展途上国など、地上の気象観測網が完備されていない地域においてもその降水量を遠方から追跡できる可能性を示唆している。

図 3.10, 図 3.17, 図 3.24 に示した雷放電電荷量の大きさ別の頻度分布や積乱雲中の水平分布からは、最大風速の極大に達した際に放電電荷量の大きい雷放電が増える傾向があることがわかった。これは、雷放電電荷量が対流活動の強さを表す指標となる可能性を示唆している。ダウンバーストが発生されたとされる時刻は聞き取りなどの被害調査などから大まかに推定されているもので、風速が最大となった時刻や実際に発生した時刻を反映していない場合も多いと考えられる。しかし、電荷量の大きい放電活動が活発な時刻で最大風速の極大値が観測されていることから、ダウンバースト被害の定量的な議論にも雷放

電荷量が大きな役割を果たす可能性がある」と期待できる。

Appendix の A.6 節に、2015 年 8 月 2 日において、ダウンバースト被害を発生させた積乱雲以外の積乱雲を対象とした解析結果を示している。図 A.31 に解析対象とした積乱雲のレーダー画像、図 A.32 に (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化を示す。解析範囲の大きさは 2015 年 8 月 2 日の解析と同じ大きさに設定した。この事例では、解析期間の途中から積乱雲が発生し、雷放電頻度は 16:50JST 頃ピークを迎えている。放電電荷量を見ると、-CG 放電の放電電荷量は 14:40JST 頃と 16:50JST 頃の 2 回ピークが存在していることが確認できる。-CG 放電頻度の急増がこの積乱雲においても見られることから、-CG 放電頻度の急増はどの積乱雲の成長過程にも存在するか、16:50JST 頃に強い下降気流が発生していたものの被害報告がなかったという可能性が考えられる。雷放電頻度がそれほど多くない時に雷放電電荷量のピークが存在する点は、今回調査したダウンバーストイベント 8 例とは異なっている。また図 A.31 より、15:20JST 頃に新たに発生した積乱雲と結合していることも大きく影響していると考えられる。

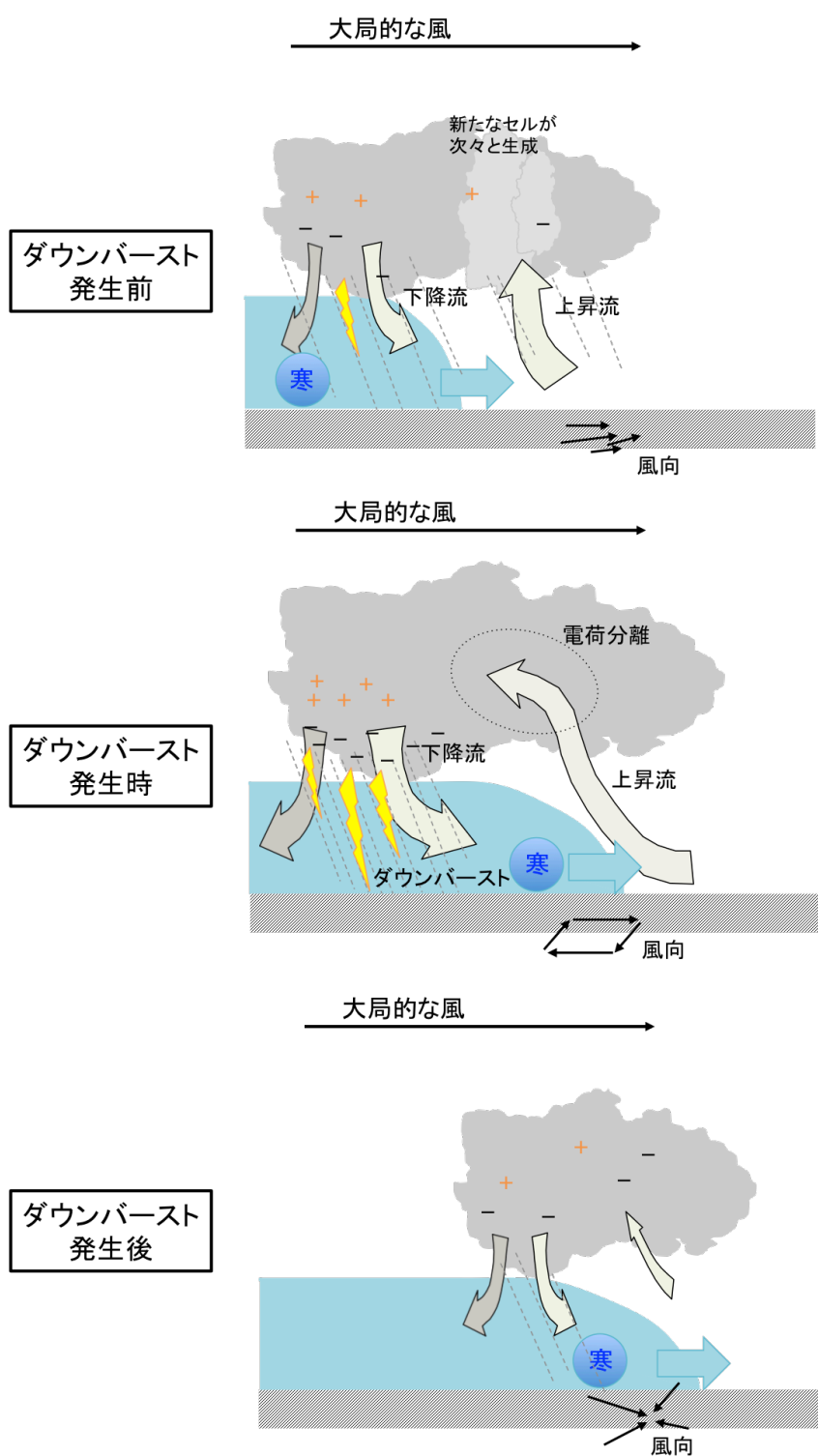


図 3.34 推測される積乱雲の構造の模式図.

第 4 章

まとめ

4.1 放電電荷量推定

雷放電の電荷量はその放電自体の規模を表す重要な指標であるだけでなく、積乱雲中の対流の激しさを示す指標としても大きな役割を果たすと考えられる。その推定は今日まで様々な研究によって試みられてきたが、それらの手法は観測手法の制限や計算の煩雑性などの問題点があった。そこで本研究では、雷放電から放射される ELF 帯の電磁波の観測データとロゴスキーコイルによって直接観測された雷放電電流波形の相似性を利用し、両波形の定量評価を行うことによって、雷放電の電磁波観測データを用いた任意の雷放電に対する電荷量手法を確立することを目指した。具体的には、2つの波形の積分値を比較し、ELF 帯の電磁波観測により得られた磁場波形の積分値から電流波形の積分値として得られる電荷量を見積もる経験式を求めるものである。さらに、得られた経験式を ELF 波形に適用することにより、電磁波観測で実際に観測された任意の雷放電についてその放電電荷量の推定を行った。その結果、以下のことが示された。

(1) 本研究では合計 20 イベントについて相関解析を行い、電流波形と ELF 波形の相関係数は平均 $r=-0.80$ 、標準偏差 $\sigma=0.14$ となり、両波形の相似性が確保された。これを受け、電流波形の積分値である電荷量 Q と ELF 波形の積分値 ΣB との比較を行い、両データのプロットから得られた回帰直線の相関係数が $r=-0.83$ の有意な相関のある経験式

を取得することができた。この手法によって、任意の雷放電電荷量の推定を初めて可能にした。

(2) 2013 年夏季において、実際に ELF 波形を用いた任意の雷放電の放電電荷量を推定した。電荷量が見積もられた雷放電の数は、-CG, +CG 合わせて合計で 25,810 イベントであり、これほど多くの例で任意の雷放電電荷量推定を行えたことは大きな成果である。この推定した放電電荷量の大きさ別の頻度分布は放電電荷量が大きくなるほど少なくなる傾向があった。この結果は *Sato et al.* [2008] や *Füllekrug et al.* [2002] などによって見積もられた ($Q \cdot dl$) の頻度分布の傾向と一致する。

一方、本研究で比較した ELF 波形と電流波形は全て冬季に発生した雷放電のものである。日本海側の冬季雷については一般の夏季における雷放電とは違った特徴があることから、研究対象として世界的に注目されている現象である。この冬季における雷放電は夏季の雷放電と比べて雲頂が低く放電距離が短いため、上向き +CG 放電を多く発生させるという特徴をもつ。実際、ELF 帯の磁場波形の強度は放電電荷量と放電距離の積である電荷モーメント ($Q \cdot dl$) に比例するが、本研究では放電距離 dl の効果を無視して雷放電電流波形を推定して電荷量の見積もりを行っている。経験式取得の際に電流波形から得た電荷量と ELF 波形の積分値との関係を示した図 2.10 におけるグラフの回帰直線から多少のばらつきが見られるのは、この dl の効果を反映している可能性が考えられる。本研究では、冬季の雷放電データから取得した経験式を夏季の雷放電に適用し、放電電荷量の推定を行っている。ELF 波形の強度は実際には放電距離 dl にも影響されることを考慮すると、 dl の短い冬季の雷放電で取得された経験式を dl の長い夏季の雷放電に適用することで、放電電荷量が本来よりも大きく見積もられる可能性がある。このため、夏季における雷放電についても両波形の比較を行うことが重要であり、冬季の雷放電と比較して両波形がどのような傾向をもつかという特徴をつかむことは、本研究手法による電荷量推定の精度を高めるだけでなく、冬季と夏季における積乱雲中の電荷構造を検討する有益な材料となると考えられる。

本研究によって確立された、観測点から数 1000 km 以内で発生する任意の雷放電の放電電荷量を、複雑な計算過程を経ずに推定する手法は、雷放電によるライフラインなどへ

の直接的な被害の評価に有用なだけでなく、雷放電を伴う積乱雲がもたらす激しい気象現象の予測精度向上にも大きく貢献することも期待される。

4.2 ダウンバーストとの関係

ダウンバーストは積乱雲がもたらす急激な強い下降気流で、航空機の離着陸時の事故や構造物の破壊など、大きな被害をもたらすことが知られているが、その局所性と突発性から、既存の気象観測網では直接観測が非常に困難な現象である。1975年に藤田哲也によって初めて発見された現象であるため、その研究も歴史が浅く、ダウンバーストを発生させる積乱雲の構造や発生条件などは依然として未解明な状態である。

本研究では、2015年夏季に発生したダウンバーストについて、電磁波観測によって得られた雷放電データと地上気象観測データを用いて解析を行い、積乱雲中のダウンバーストの発生条件や発生時の雲内における電荷分布を検討した。その結果、以下のことが示唆された。

(1) 雷放電の発生頻度の時間変化から、ダウンバーストの発生時刻の前後でCG放電頻度が急激に上昇する傾向があることがわかった。この傾向は、*Williams et al.* [1999] が示したマイクロバーストに先行するトータル雷のジャンプの特徴や、*Metzger and Wendell* [2012] によって統計的に示された激しい風をもたらす雷放電の傾向と一致する。

(2) 本研究の手法によって推定された雷放電の放電電荷量は降水量と対応関係があることが確認できた。この結果は、十分な地上観測網が備わっていない地域でも降水量が追える可能性を示している。

(3) 放電電荷量の大きさ別の頻度分布は、風速が強まるときに電荷量の大きな放電が増加する傾向があったことから、放電電荷量が対流の活動度を表す指標としても有効であることが示唆された。

(4) アメダスやPOTEKAの地上観測データを解析した本研究の結果から、ダウンバーストを発生させる積乱雲が通過する際の明白な気象パラメータ変化が確認された。ダウン

バーストやそれに伴うガストフロントが通過する際には気温の急激な降下や気圧の急上昇など、気象パラメータに顕著な変化があることがわかっている [Kobayashi, 2016]. 本研究による結果の特徴として、雲全体ではなく単独の降水セルの始端で顕著な気温降下の開始点や気圧の上昇始点があり、降水セルの中心または末端で最大風速の極大が存在することがわかった.

(5) 上記 (1)-(4) の結果から、ダウンバースト発生時における積乱雲中の対流構造を推定した. ガストフロントを伴う寒気の流入の先端では、上昇気流によって継続的に暖気が持ち上げられることにより電荷分離が進み、下降気流が卓越する領域で降水と雷放電が集中したと考えられる. この考察は、Kudo [2014] の研究結果が示すダウンバースト直前の-CG 放電頻度の急減する傾向との違いを説明し、Stronburg [2008] が示した上昇域と下降域の電荷分布のモデルとも一致する.

本研究の雷放電データは、その位置や発生頻度・位置・時刻・極性情報を JLDN のデータから得ているため、ダウンバースト発生時の雷放電活動度や放電電荷量などの物理量は JLDN データに大きく依存することが問題点である. このため、より検出効率の高い VLF や ELF 帯の電磁波観測データを用いて放電の発生時刻や位置、極性の情報を特定すること、事例を増やして統計的なデータを補強することが課題として挙げられる. また、今回は C バンドレーダー、AMeDAS、POTEKA など経度・緯度方向の 2 次元データのみを用いた解析を行っているが、鉛直風や温度プロファイル、雲頂高度などの鉛直構造を考慮していない. このため、近年開発が精力的に進められている X バンドフェーズドアラレーレーダー等も用いて解析することで、ダウンバースト発生時の対流構造の検討がより詳細に行えると考えられる.

Appendix : その他の結果

本文中で紹介した事例以外の 2015 年 6 月 16 日, 7 月 22 日, 8 月 2 日, 8 月 6 日, 8 月 11 日の解析結果をそれぞれ示し, ダウンバーストを発生したと考えられる積乱雲以外の積乱雲の解析結果を紹介する. 図 A.1, 図 A.7, 図 A.13, 図 A.19, 図 A.25 に各日の天気図を示し, 図 A.2, 図 A.8, 図 A.14, 図 A.20, 図 A.26 にレーダー画像, 図 A.3, 図 A.9, 図 A.15, 図 A.21, 図 A.27 に放電頻度と放電電荷量および降水量の時系列変化を示す. 図 A.2, 図 A.8, 図 A.14, 図 A.26 より, 2015 年 6 月 16 日, 7 月 22 日, 8 月 2 日, 8 月 11 日の 4 事例において, ダウンバースト発生の前後に -CG 放電頻度および放電電荷量がピークを迎えていることが確認できる. 図 A.21 の 8 月 6 日の事例では放電頻度に複数回の増減があり, 明確なピークが判断できないが, この事例では今回の解析事例の近辺で複数の突風被害が報告されているため, この影響が大きいと考えられる.

図 A.4, 図 A.10, 図 A.16, 図 A.22, 図 A.28 にアメダスによる気温変化とレーダー画像を合わせた図を示す. 図 A.27 の 8 月 11 日におけるレーダー画像が示すように, 雲が広い範囲に広がって存在している場合, 対象となる積乱雲以外の雲も解析対象となってしまうため, 解析範囲の設定が難しいことが問題点である. 図 A.4, 図 A.10, 図 A.16, 図 A.22, 図 A.28 のアメダスによる気温変化では, 白抜き矢印で示した積乱雲の通過とともに温度降下が進んでいることがわかるが, 分解能が低いにより詳細な検討を行うには不十分である.

図 A.5, 図 A.11, 図 A.17, 図 A.23, 図 A.29 には顕著な気温降下と最大風速の上昇が確認されたアメダス観測点における気温と最大風速の時間風化を示す. これらの図のアルファベットで示した観測点における気温降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像を,

それぞれ図 A.6, 図 A.12, 図 A.18, 図 A.24, 図 A.30 に示す。ほとんどの例では、温度降下は降水セルの進行方向の始端、最大風速の極大は降水セルの始端または中心に近いところで起こっている様子が確認できるが、図 A.5 に示す 6 月 16 日における K, L 点, 図 A.17 に示す 8 月 2 日における P, Q 点では雲のかかっているところで温度降下の開始が見られた。アメダスは 10 分と時間分解能が低いことも影響すると考えられるが、ガストフロントが積乱雲の進行方向に広がっていることを示していると考えられる。

A.6 節には、2015 年 8 月 2 日におけるダウンバースト被害を発生させた積乱雲以外の積乱雲を対象とした解析結果を示す。図 A.31 に解析対象とした積乱雲のレーダー画像、図 A.15 に (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化を示す。解析範囲の大きさは 2015 年 8 月 2 日の解析と同じ大きさに設定した。

A.1 2015年6月16日の事例

2015年6月16日15時半から16時JST頃、岩手県紫波町で突風の発生が報告されている。被害や被害跡が面的に分布していること、強雨や降雹を伴っていたという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表したFスケールはF0、被害幅1400m、被害長さ2.3kmで、屋根トタンの一部剥離や根の浅い樹木の倒れや細い樹木の幹折れが複数あった。このときの総観場は寒気の移流である。2015年6月16日9:00JSTにおける天気図を図A.1に示す。この日は上空の寒気の影響により岩手県紫波で観測史上1位95.5mm/hの雨と最大瞬間風速30m/sを記録した。全国的に雷雨が続き、西日本は梅雨前線による雨で九州南部では大雨であった。なお、これらの情報は気象庁から入手した。

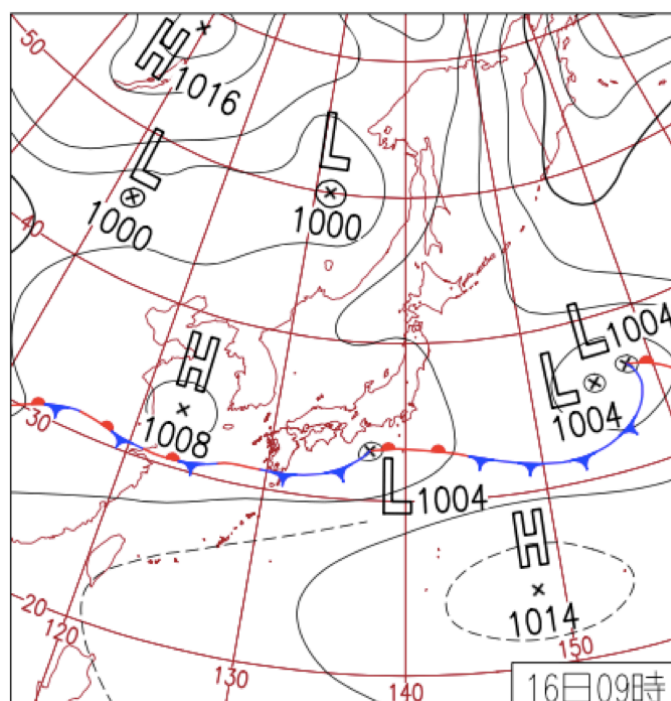


図 A.1 2015年6月16日09:00JSTにおける天気図。

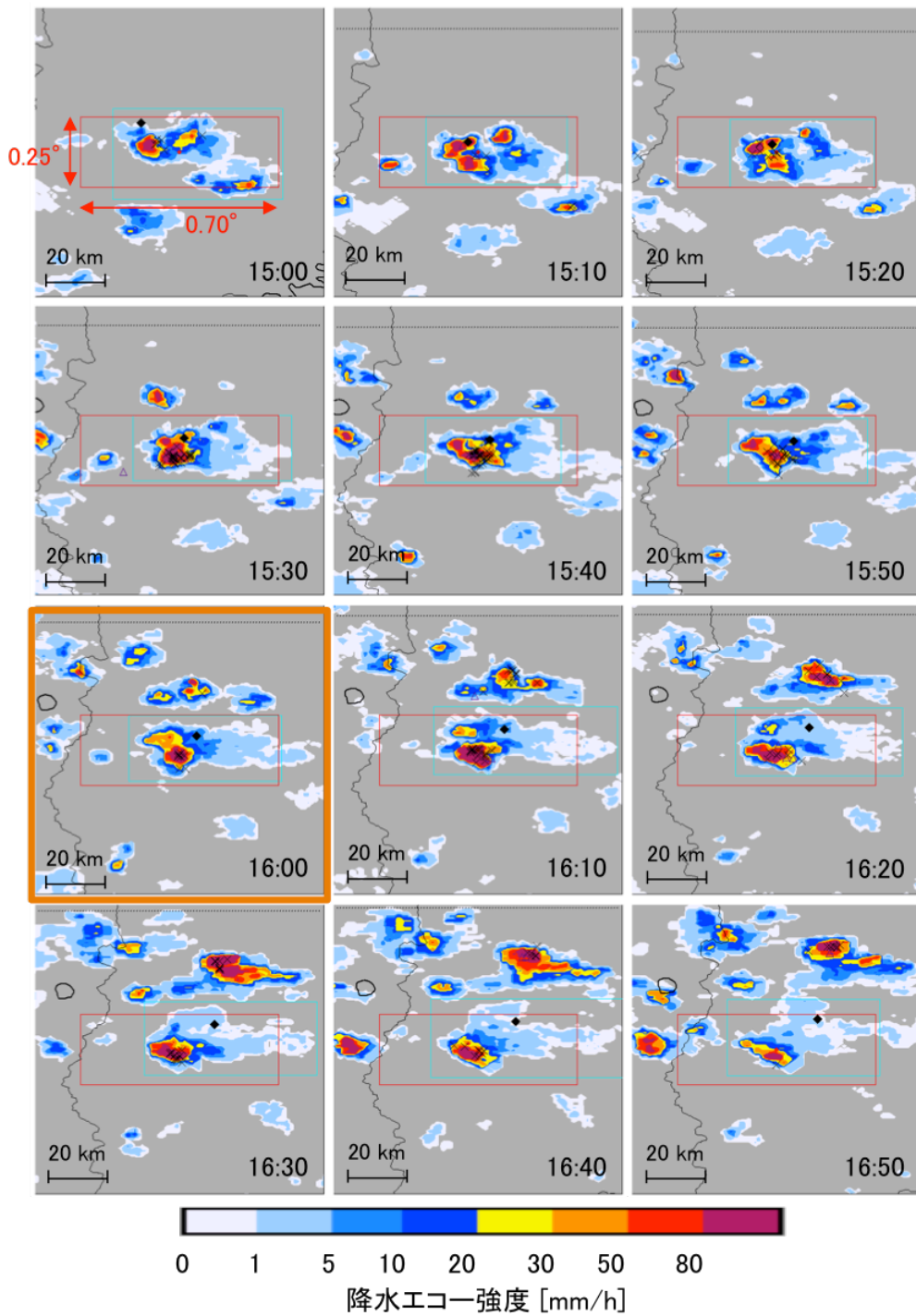


図 A.2 2015 年 6 月 16 日 15:00-16:50JST におけるレーダー画像.

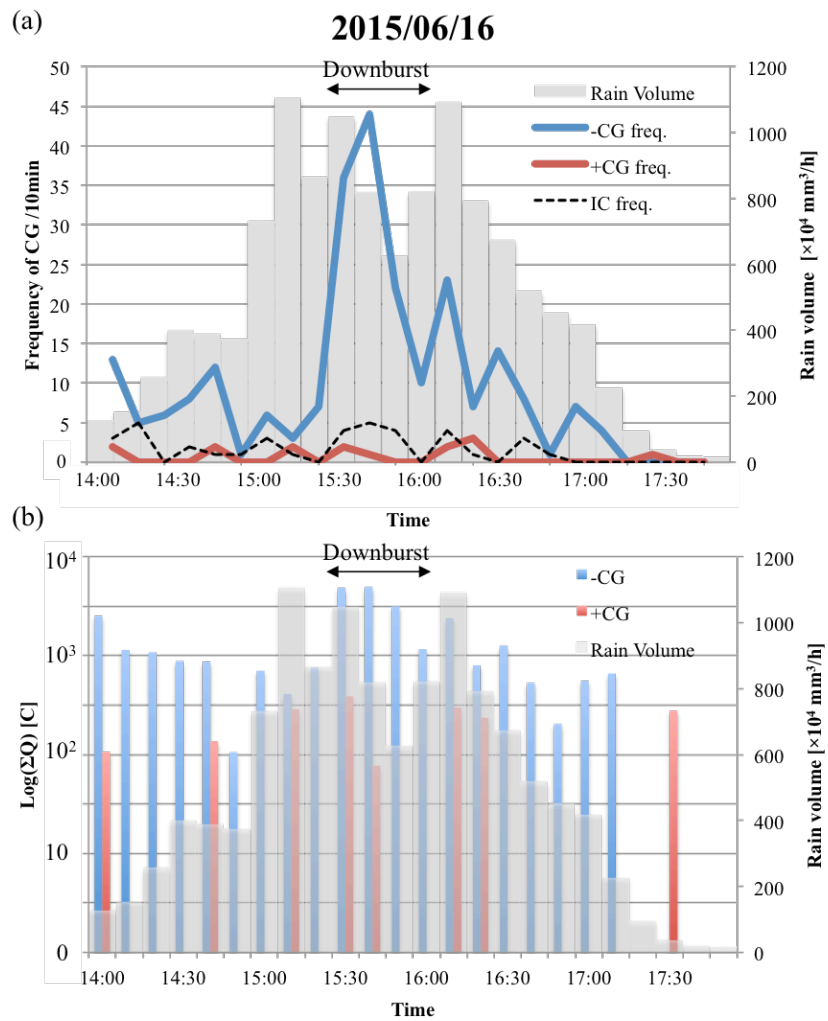


図 A.3 2015 年 6 月 16 日 14:00-18:00JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化.

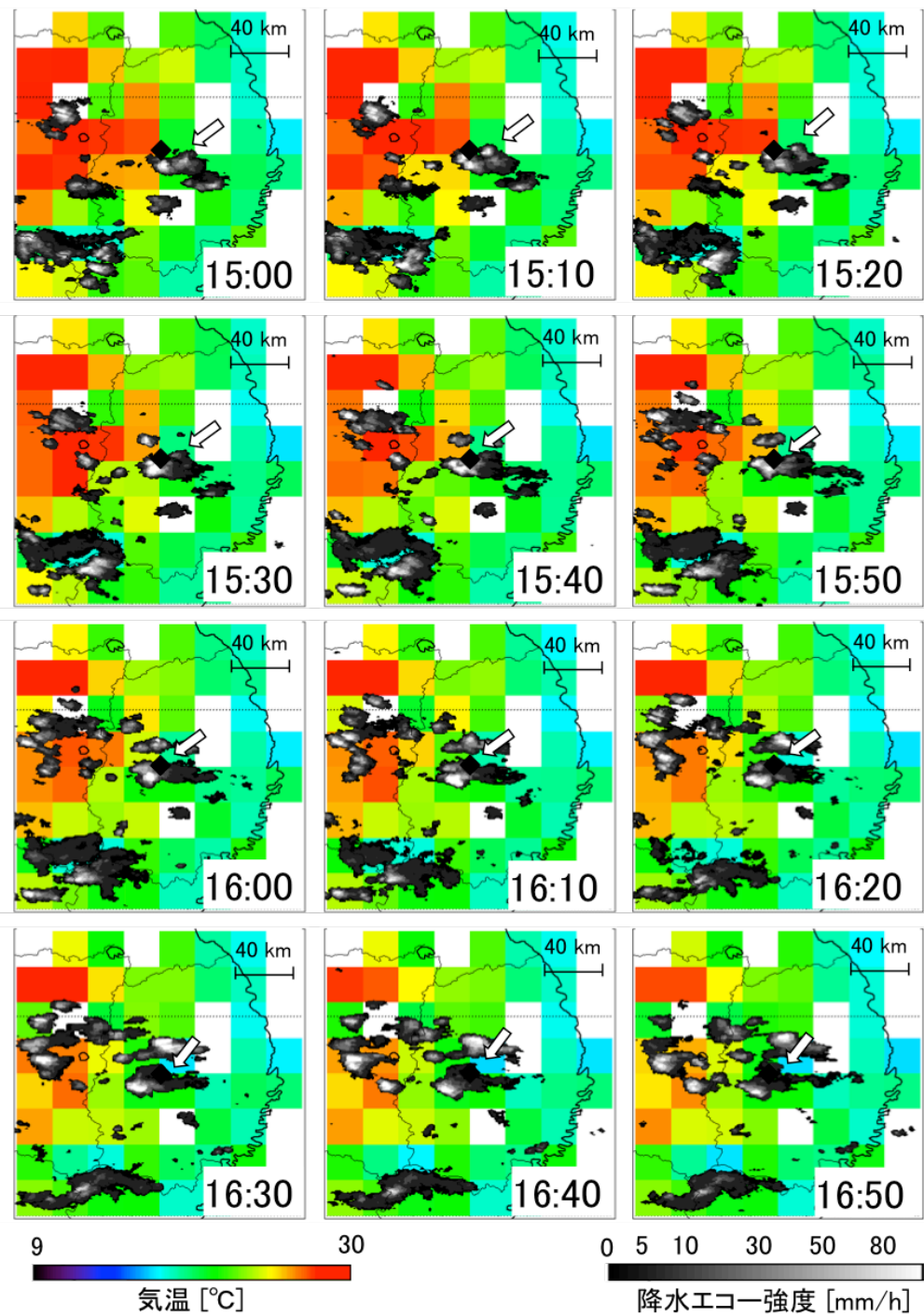


図 A.4 2015 年 6 月 16 日 15:00-16:50JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像.

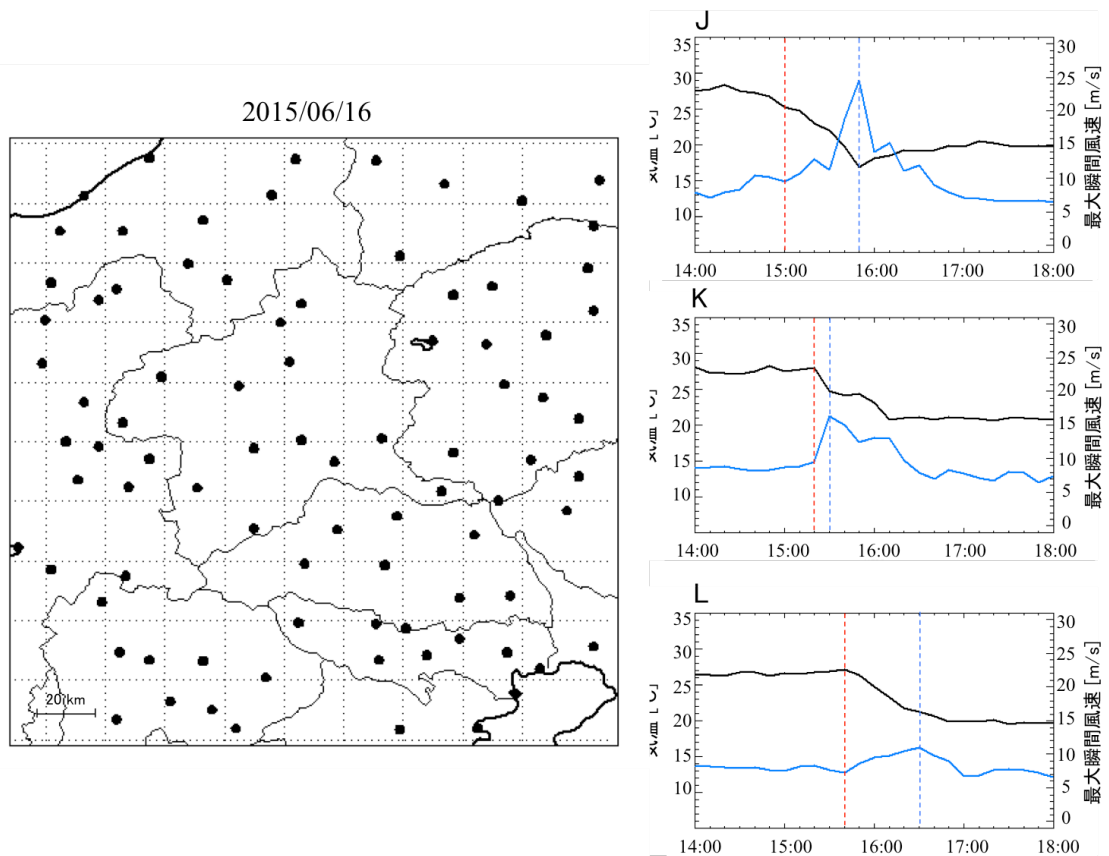


図 A.5 2015年6月16日 14:00-18:00JST におけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化。右図は左図の地図中の J,K,L 点における気温および最大風速の時間変化を示す。

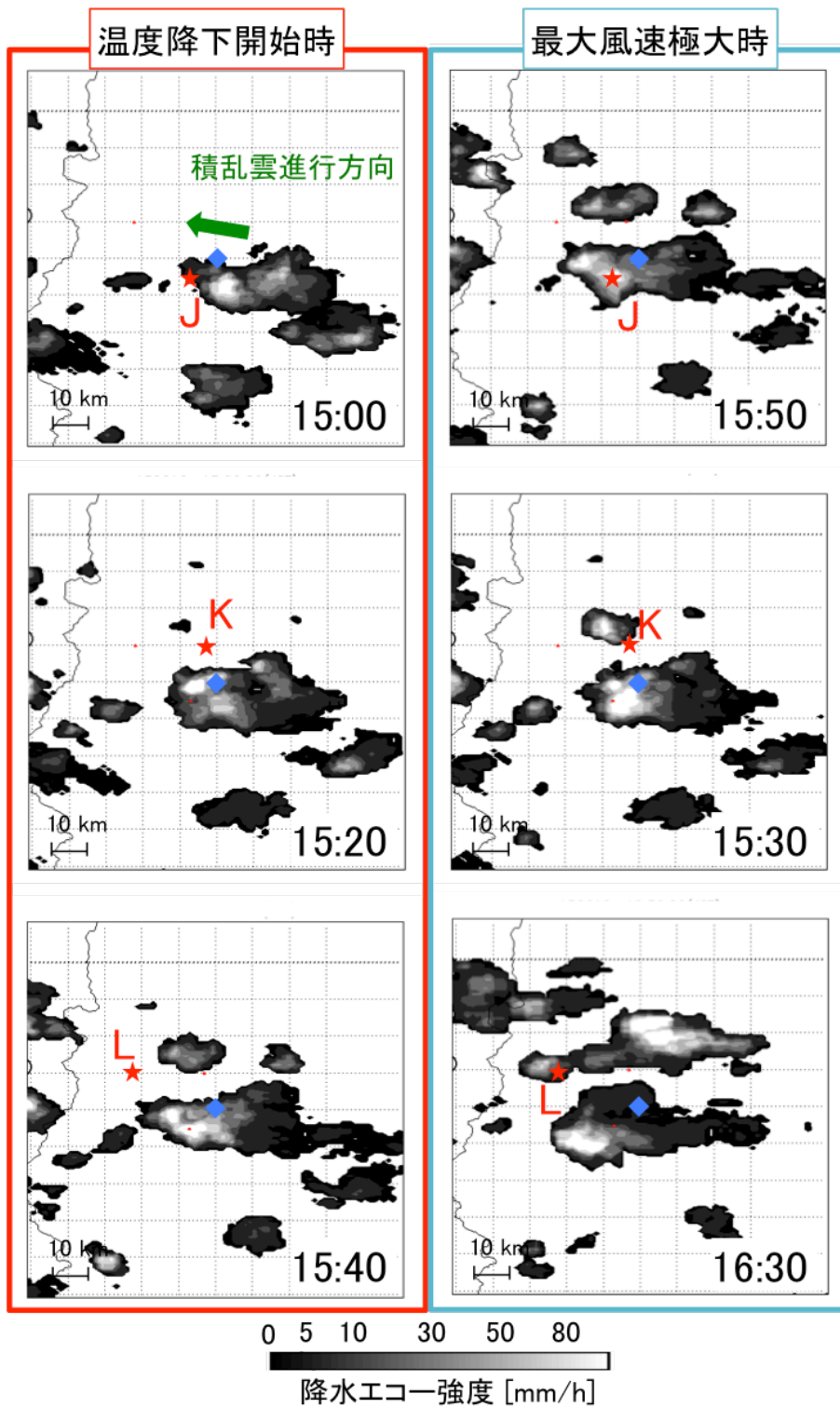


図 A.6 アメダス観測点 J, K, L における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

A.2 2015年7月22日の事例

2015年7月22日19時JST頃、山形県山形市で突風の発生が報告されている。被害や被害跡が概ね面的に分布していること、被害や痕跡から推定した風向が明瞭でないものの発散性を示していたことなどから、気象庁はこの突風をダウンバーストの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表したFスケールはF1、被害幅280m、被害長さ0.5kmで、住家の屋根の一部飛散やビニールハウスの倒壊があった。このときの総観場は雷雨（熱雷）である。2015年7月22日9:00JSTにおける天気図を図A.7に示す。この日の西日本や北海道は曇りや雨で、東北を中心に関東甲信、北陸で猛暑日を記録した。なお、これらの情報は気象庁から入手した。

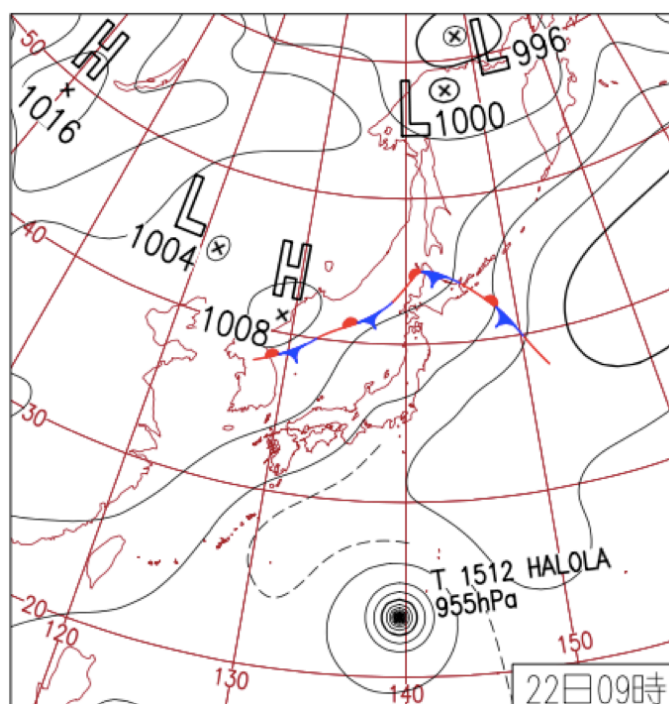


図 A.7 2015年7月22日09:00JSTにおける天気図.

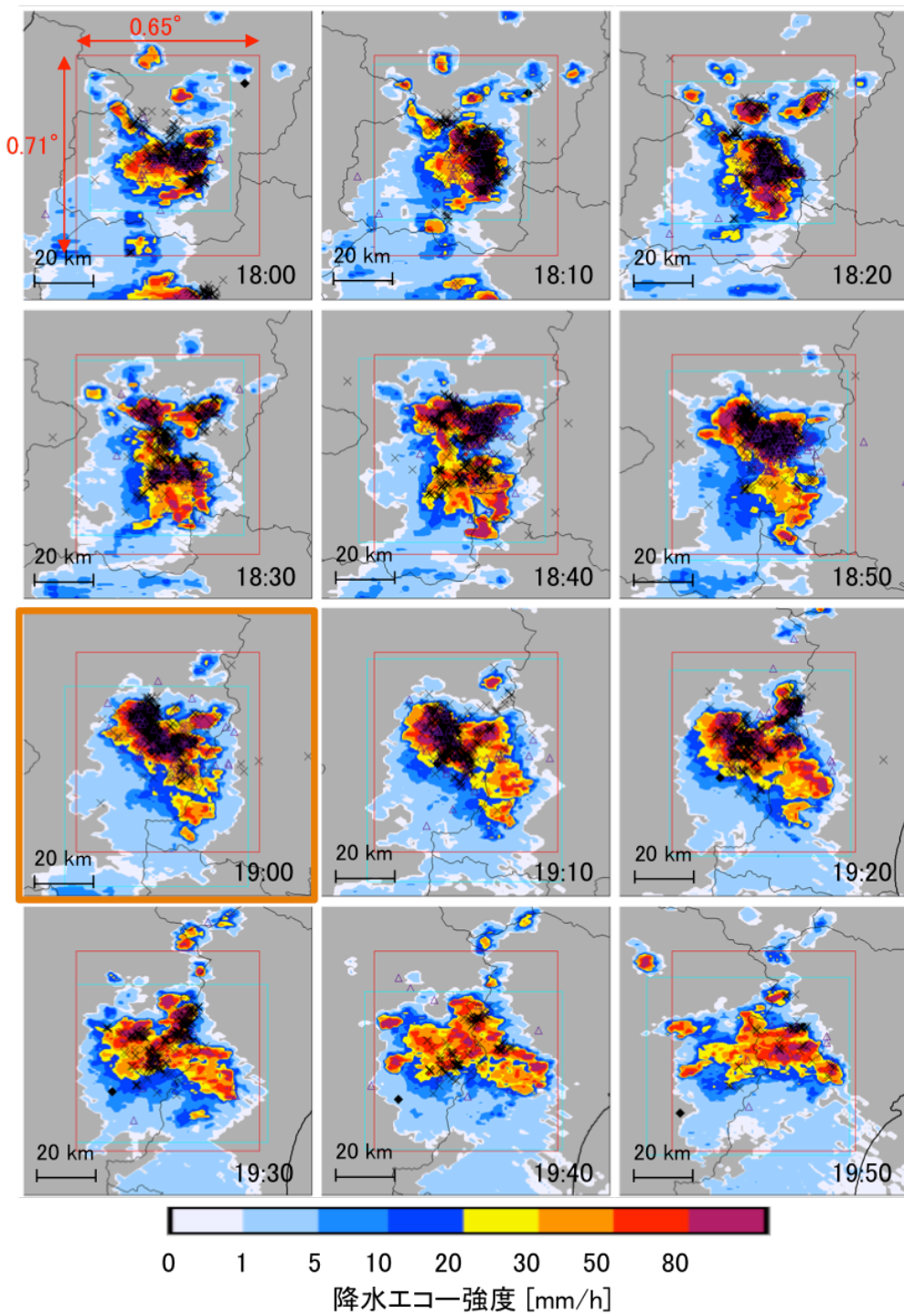


図 A.8 2015 年 7 月 22 日 18:00-19:50JST におけるレーダー画像。

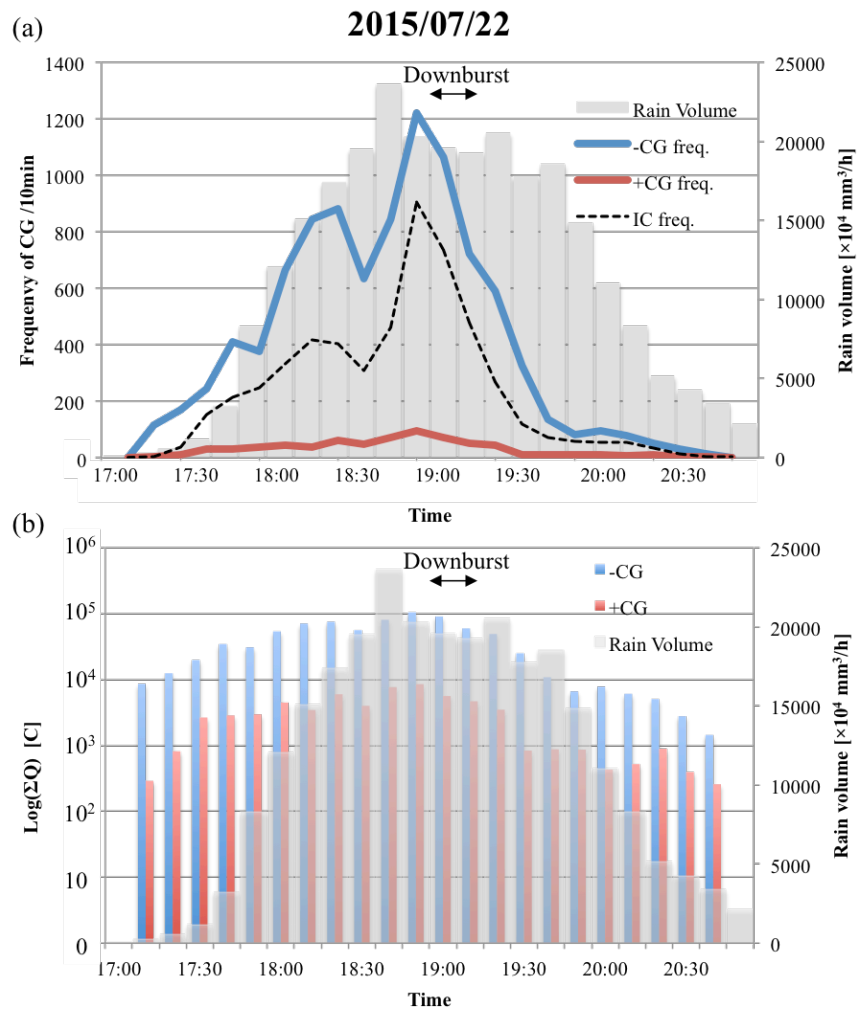


図 A.9 2015 年 7 月 22 日 17:00-21:00JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化.

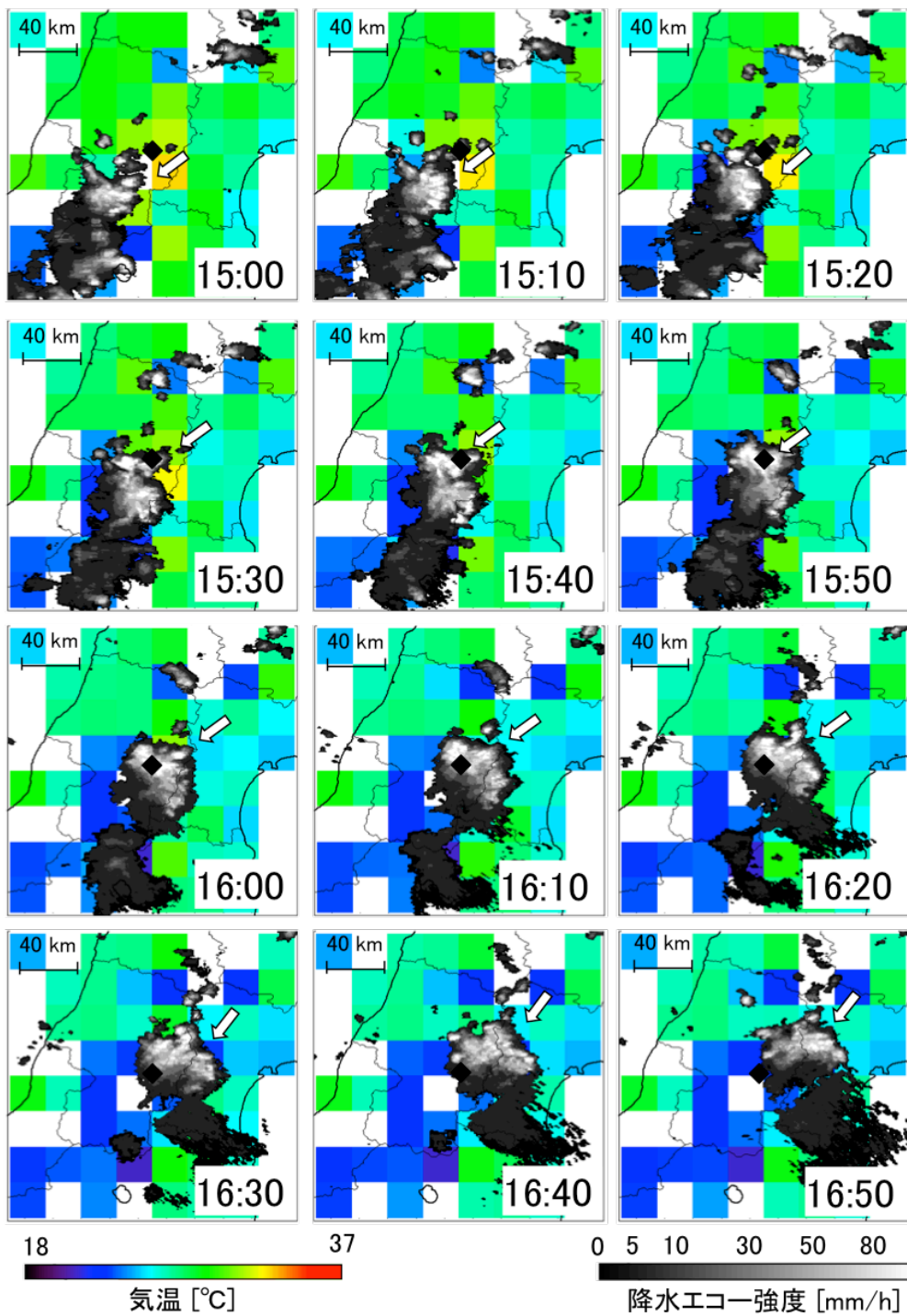


図 A.10 2015 年 7 月 22 日 18:00-19:50JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像.

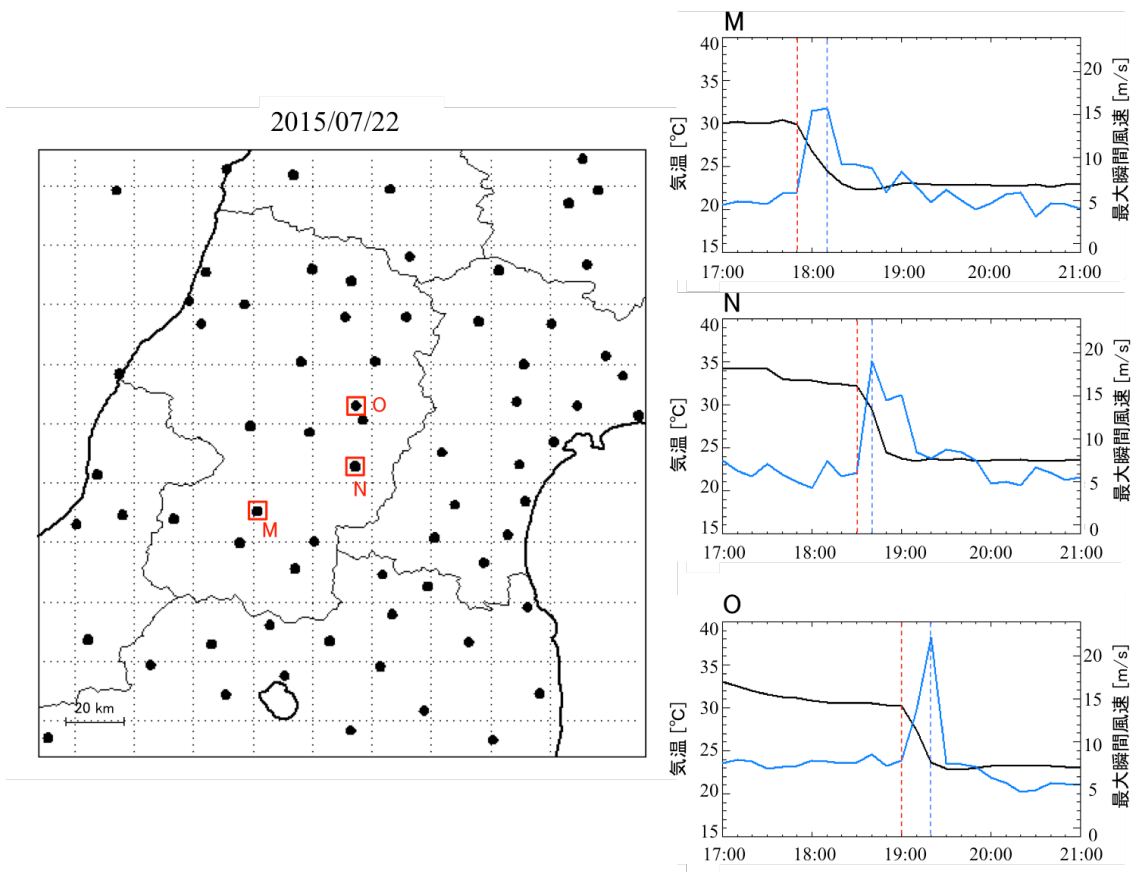


図 A.11 2015 年 7 月 22 日 17:00-21:00JST におけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化。右図は左図の地図中の M,N,O 点における気温および最大風速の時間変化を示す。

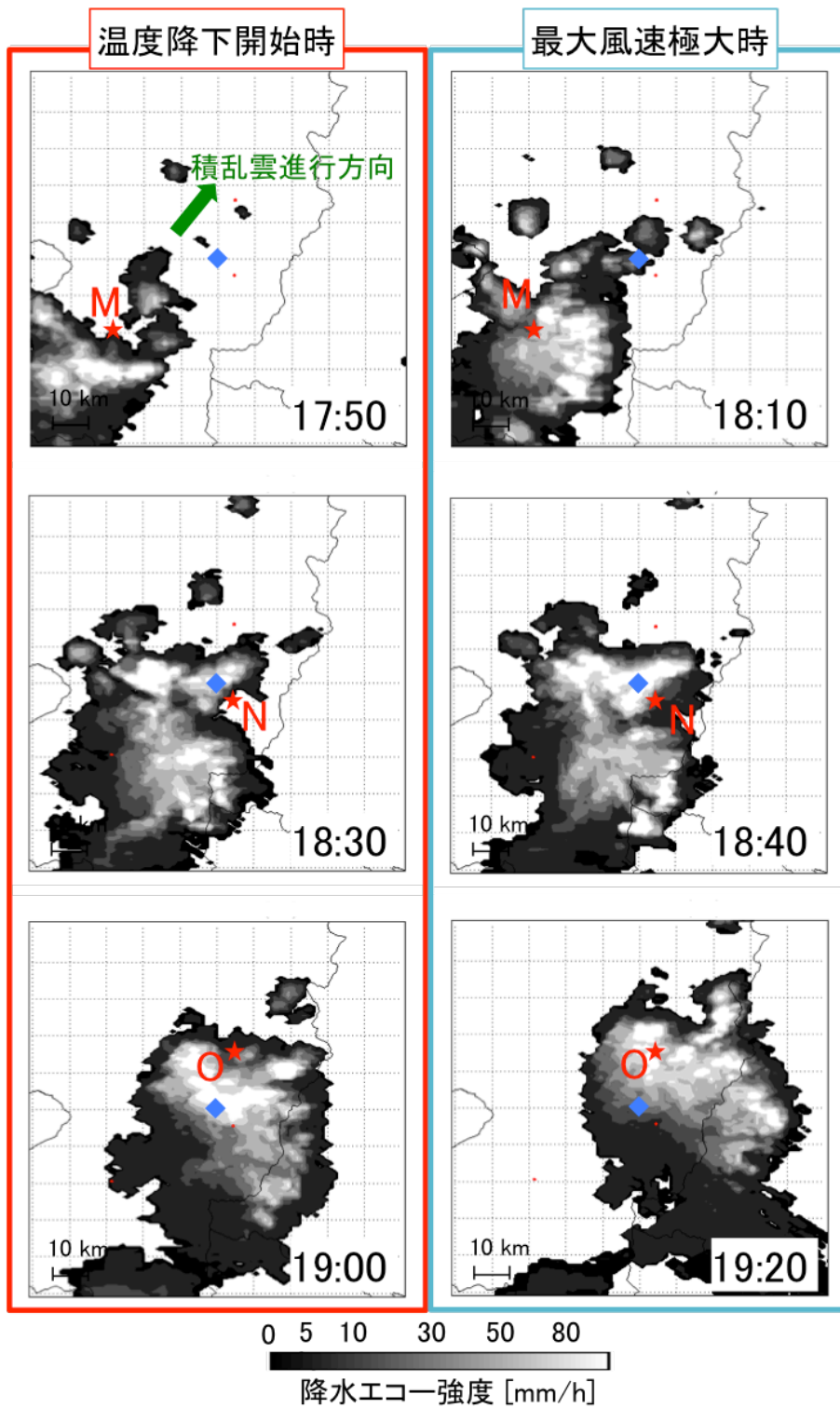


図 A.12 アメダス観測点 M, N, O における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

A.3 2015年8月2日の事例

2015年8月2日14時40分から15時JST頃、栃木県日光市で突風の発生が報告されている。被害や被害跡が概ね面的に分布していること、突風は強雨や雹を伴っていたという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストまたはガストフロントの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表したFスケールはF0、被害幅3300m、被害長さ6.1kmで、住家の屋根のスレート板やトタンのめくれ、比較的風に弱い樹種の倒木や幹折れが複数あった。このときの総観場は雷雨（熱雷）である。2015年8月2日9:00JSTにおける天気図を図A.13に示す。この日は高気圧に覆われ全国的に晴れて日中の気温が上昇した。午後の関東地方は気圧の谷や上空の寒気の影響で、大気の状態が非常に不安定となり各地で雷雨となった。なお、これらの情報は気象庁から入手した。

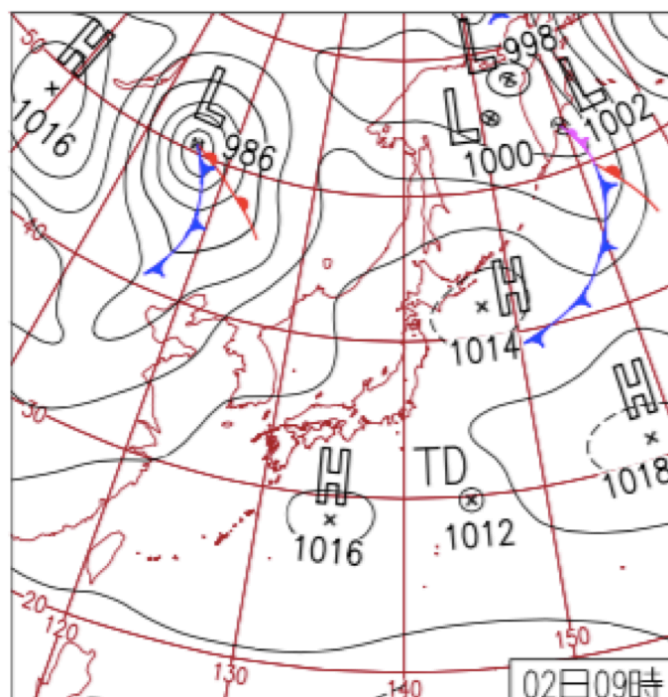


図 A.13 2015年8月2日09:00JSTにおける天気図。

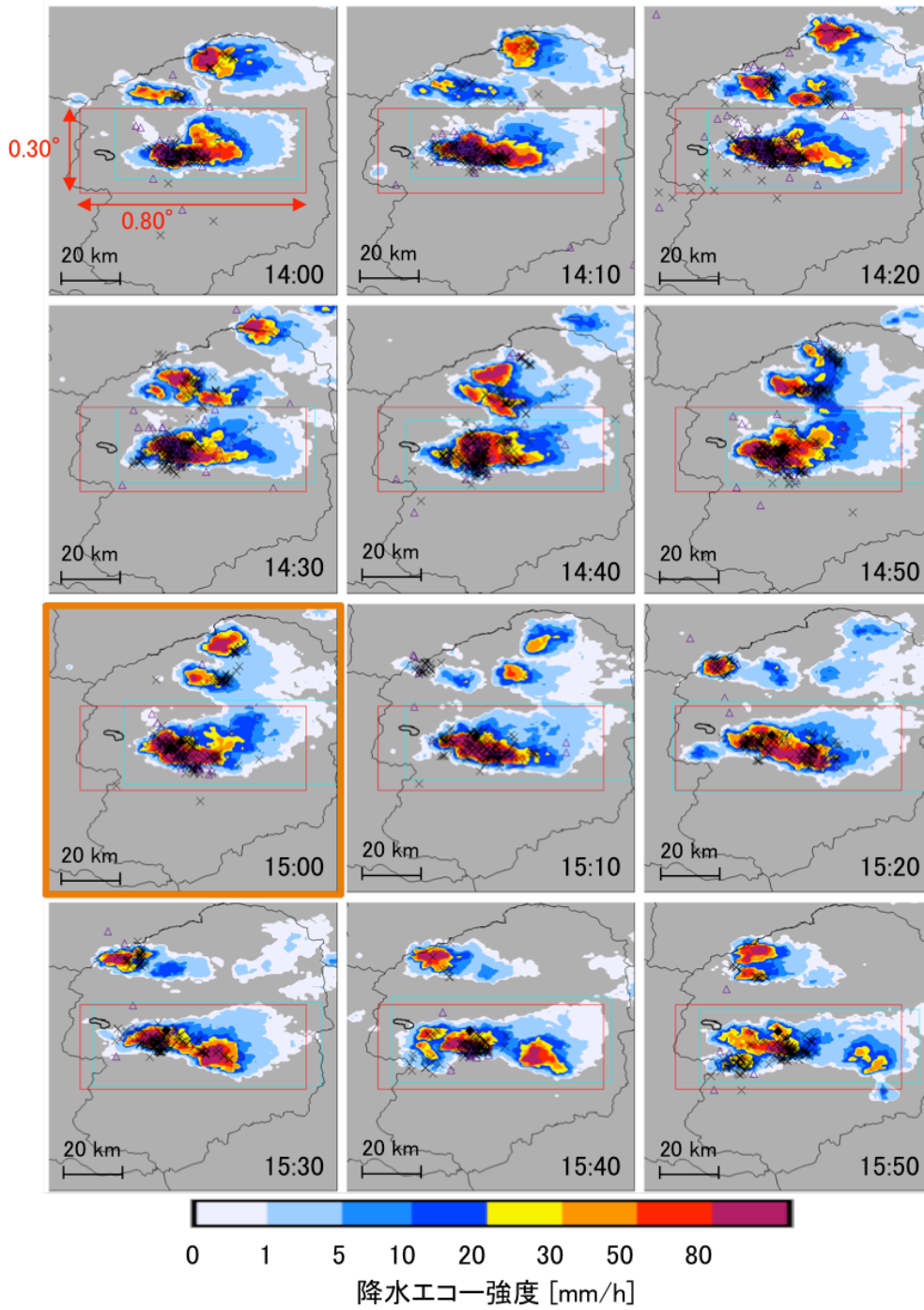


図 A.14 2015 年 8 月 2 日 14:00-15:50JST におけるレーダー画像.

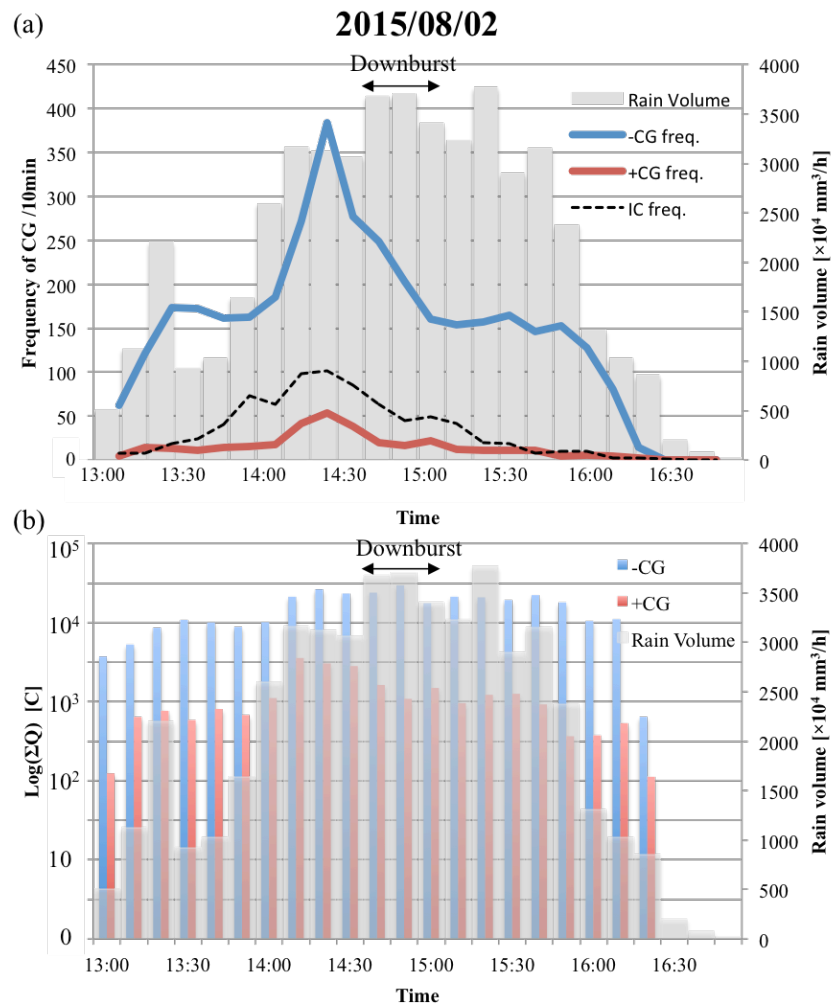


図 A.15 2015年8月2日 13:00-17:00JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化。

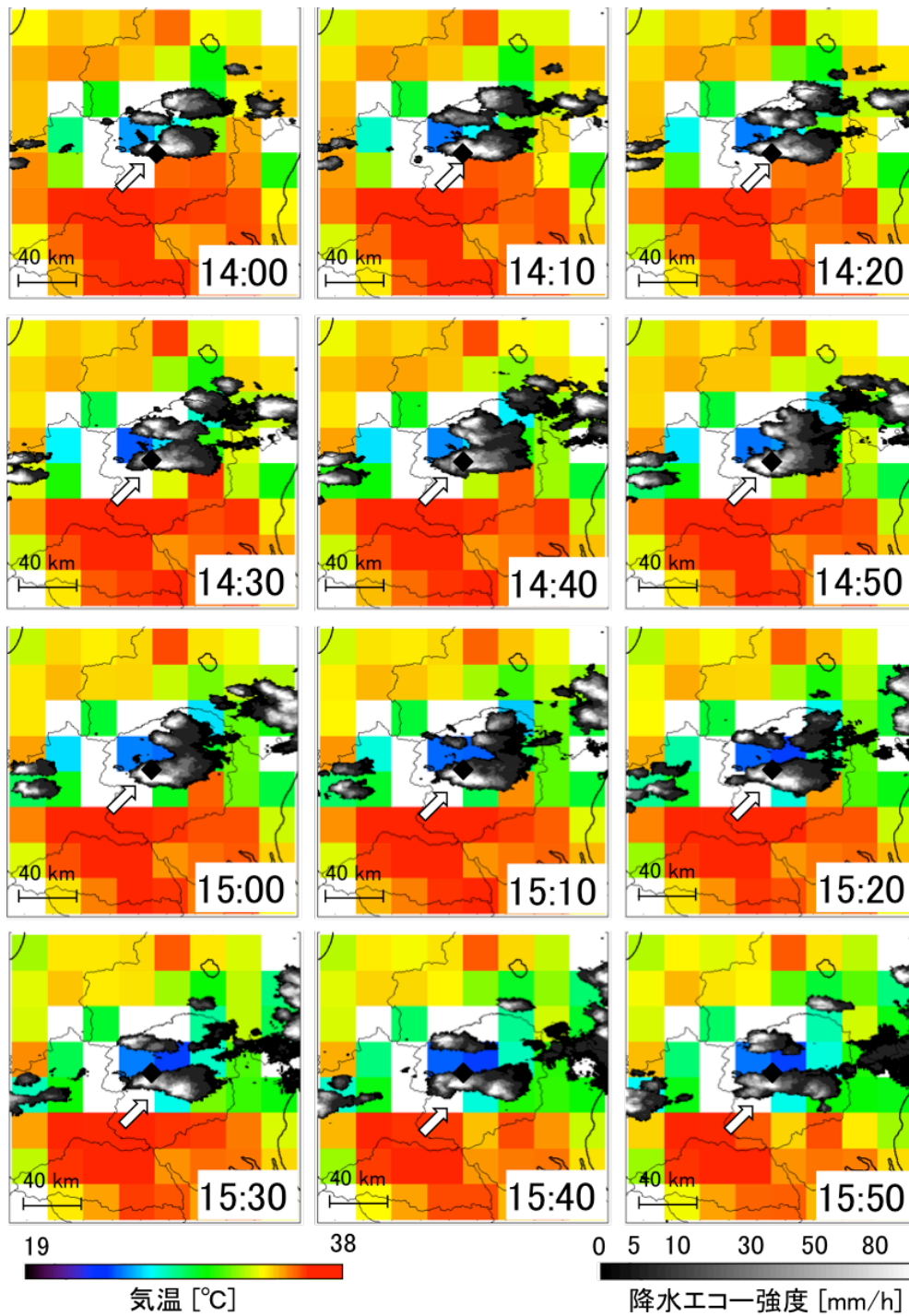


図 A.16 2015年8月2日 14:00-15:50JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像.

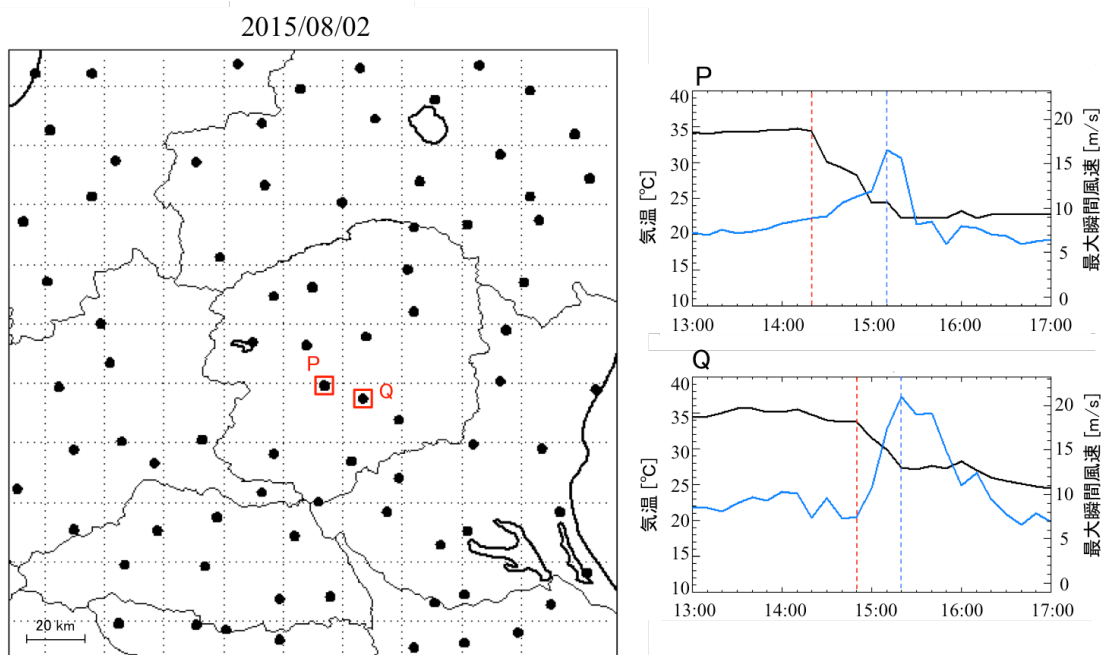


図 A.17 2015 年 8 月 2 日 13:00-17:00JST におけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化。右図は左図の地図中の P,Q 点における気温および最大風速の時間変化を示す。

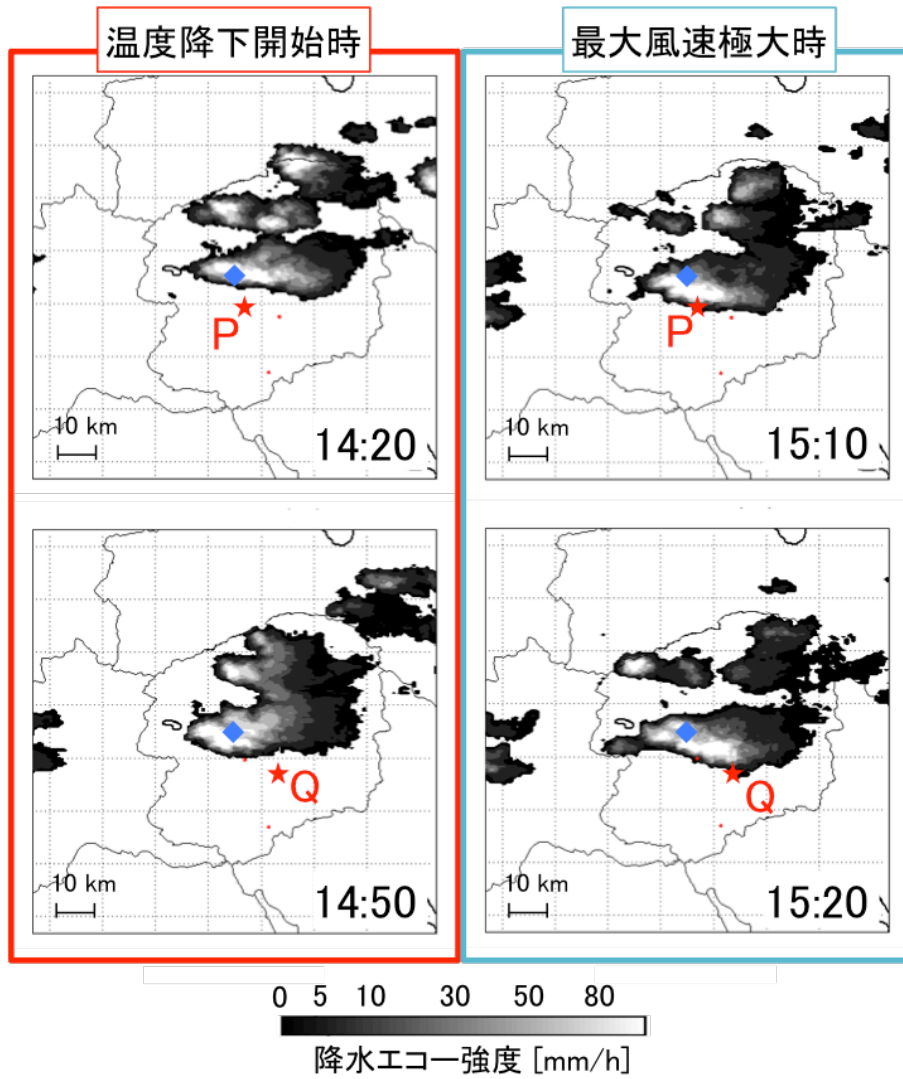


図 A.18 アメダス観測点 P, Q における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

A.4 2015年8月6日の事例

2015年8月6日16時半JST頃、栃木県市貝町から益子町にかけて突風の発生が報告されている。被害や被害跡が概ね面的に分布していること、突風は強雨や雹を伴っていたという証言、被害や痕跡から推定した風向が一部発散性が見られ、強風は比較的長時間であったという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストまたはガストフロントの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表したFスケールはF0、被害幅2500m、被害長さ6.0kmで、住家屋根のトタンのめくれや比較的風に弱い樹種の幹折れ、根の浅い樹木の倒木が複数あった。このときの総観場は雷雨(熱雷)である。2015年8月6日9:00JSTにおける天気図を図A.19に示す。この日は西-東日本、東北の各地で猛暑日となった。栃木県内も高気圧に覆われ晴れたため、日中の気温が上昇し、さらに南からの湿った空気が流入した影響で大気の状態が非常に不安定となり県内の各所で雷雨となった。なお、これらの情報は気象庁から入手した。

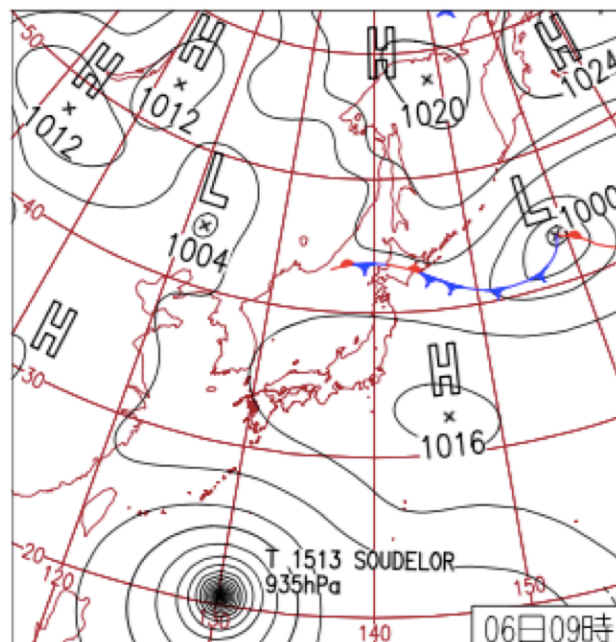


図 A.19 2015年8月6日09:00JSTにおける天気図.

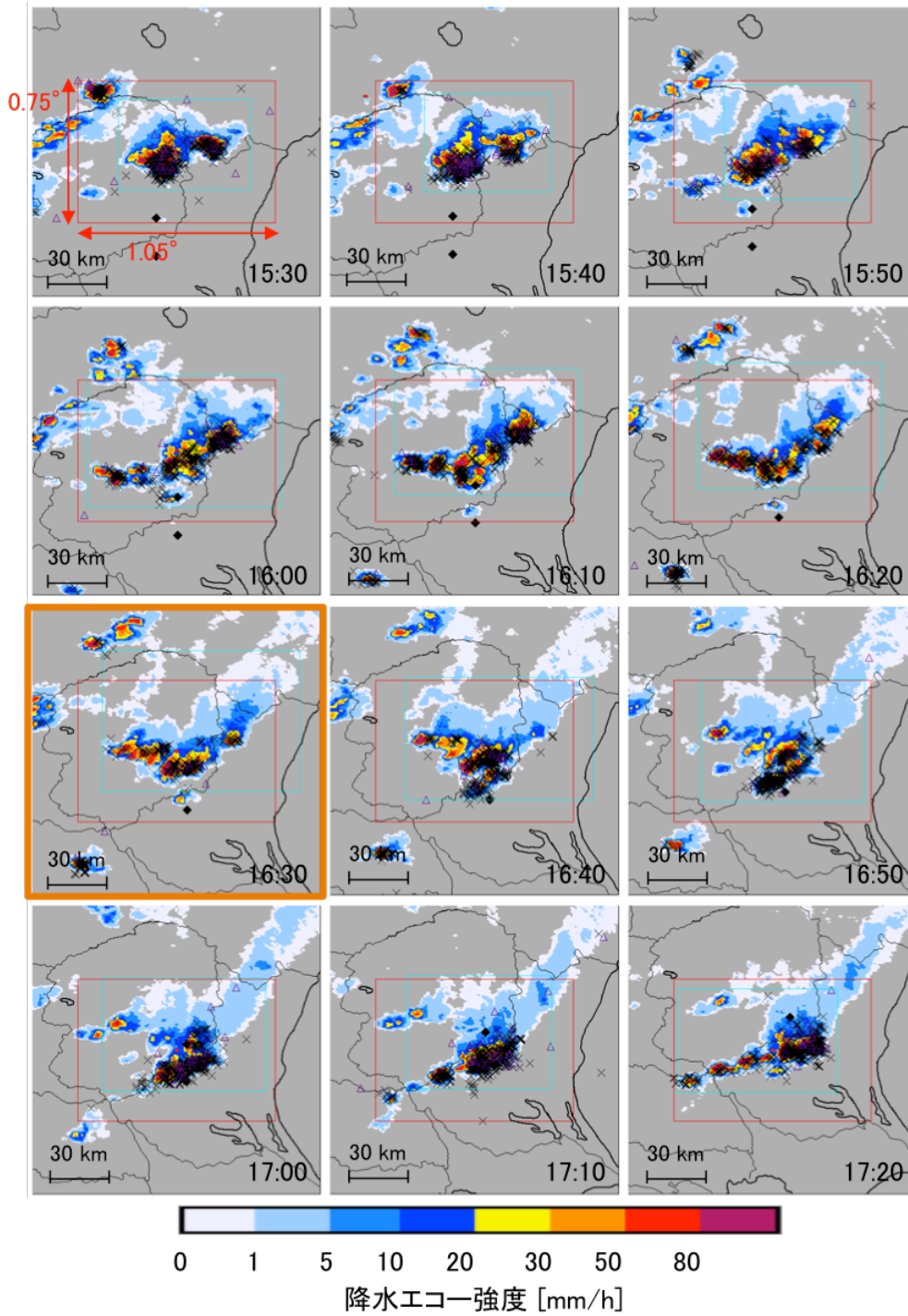


図 A.20 2015 年 8 月 6 日 15:30-17:20JST におけるレーダー画像.

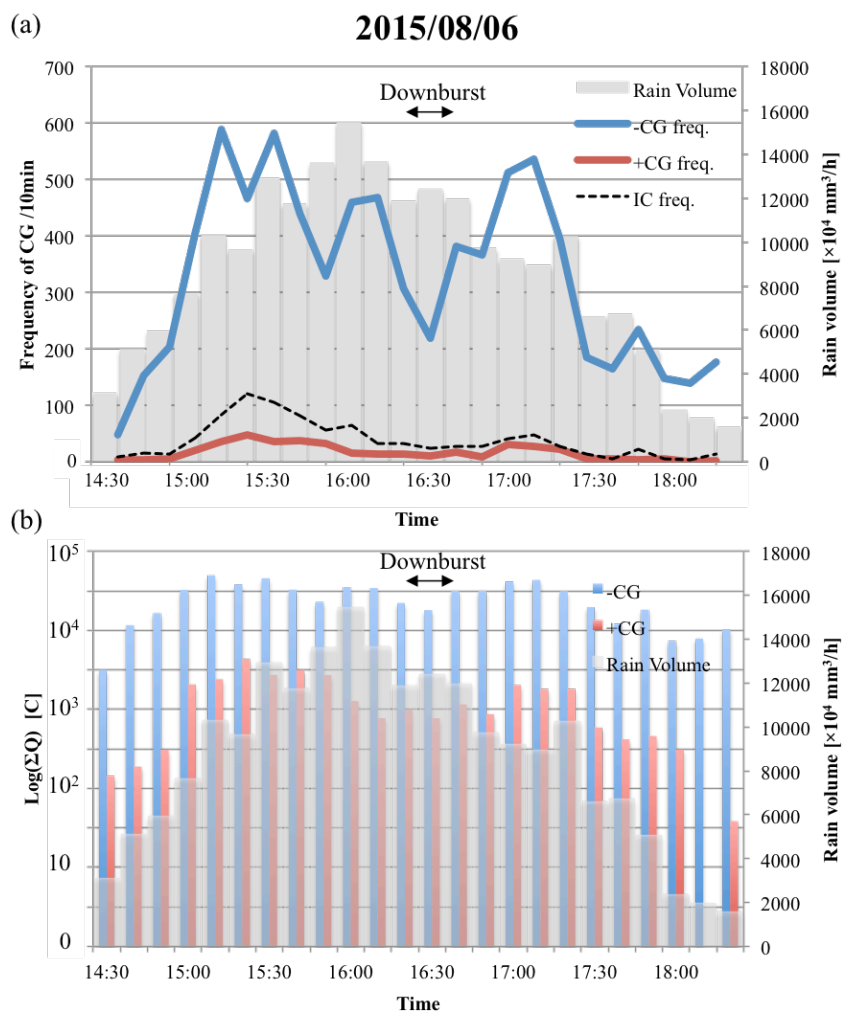


図 A.21 2015 年 8 月 6 日 14:30-18:30JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化.

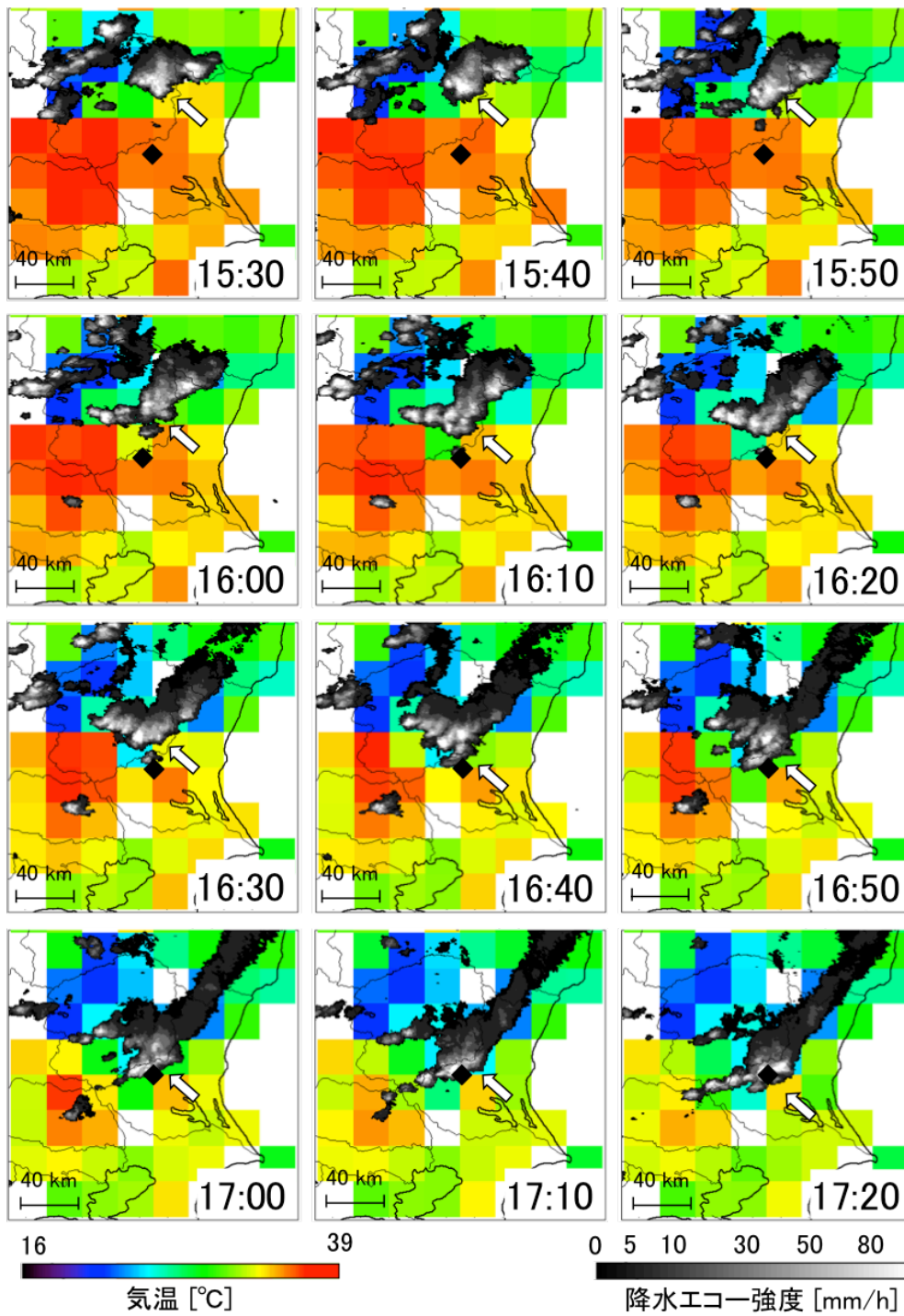


図 A.22 2015年8月6日 15:30-17:20JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像.

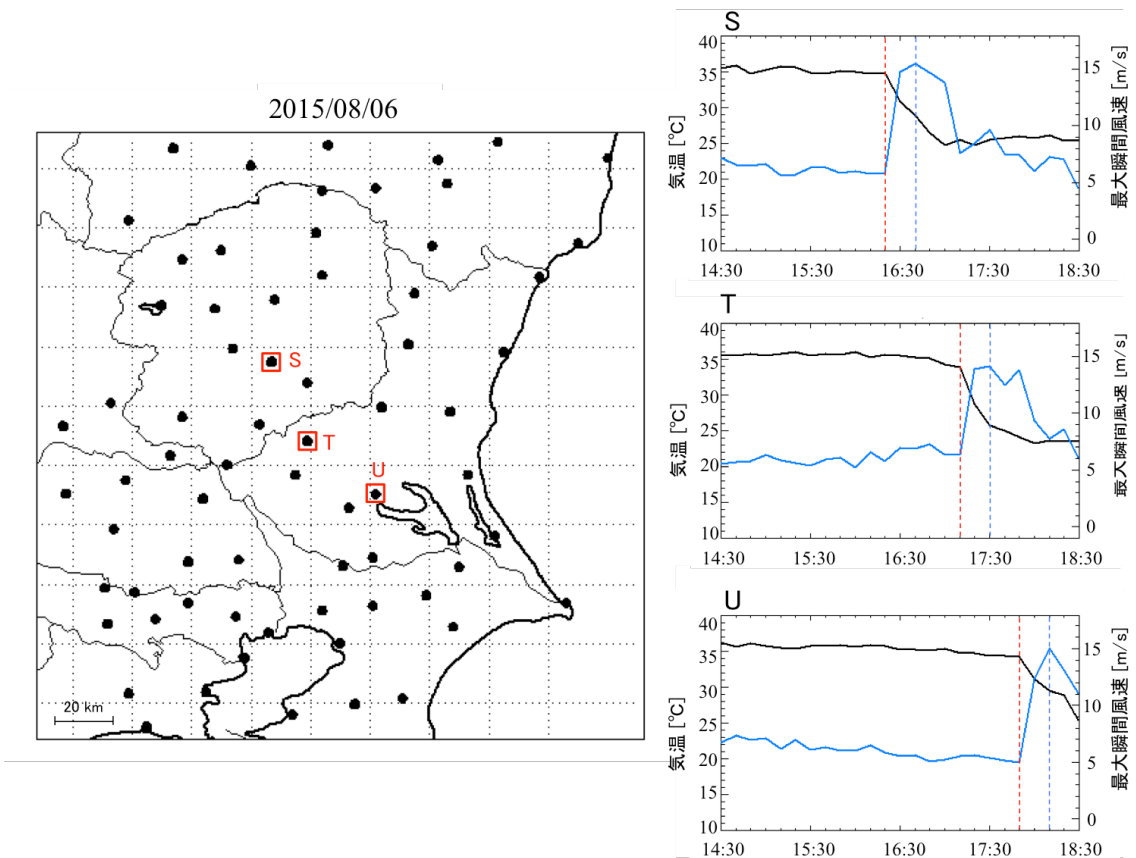


図 A.23 2015年8月6日14:30-18:30JSTにおけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化。右図は左図の地図中のS,T,U点における気温および最大風速の時間変化を示す。

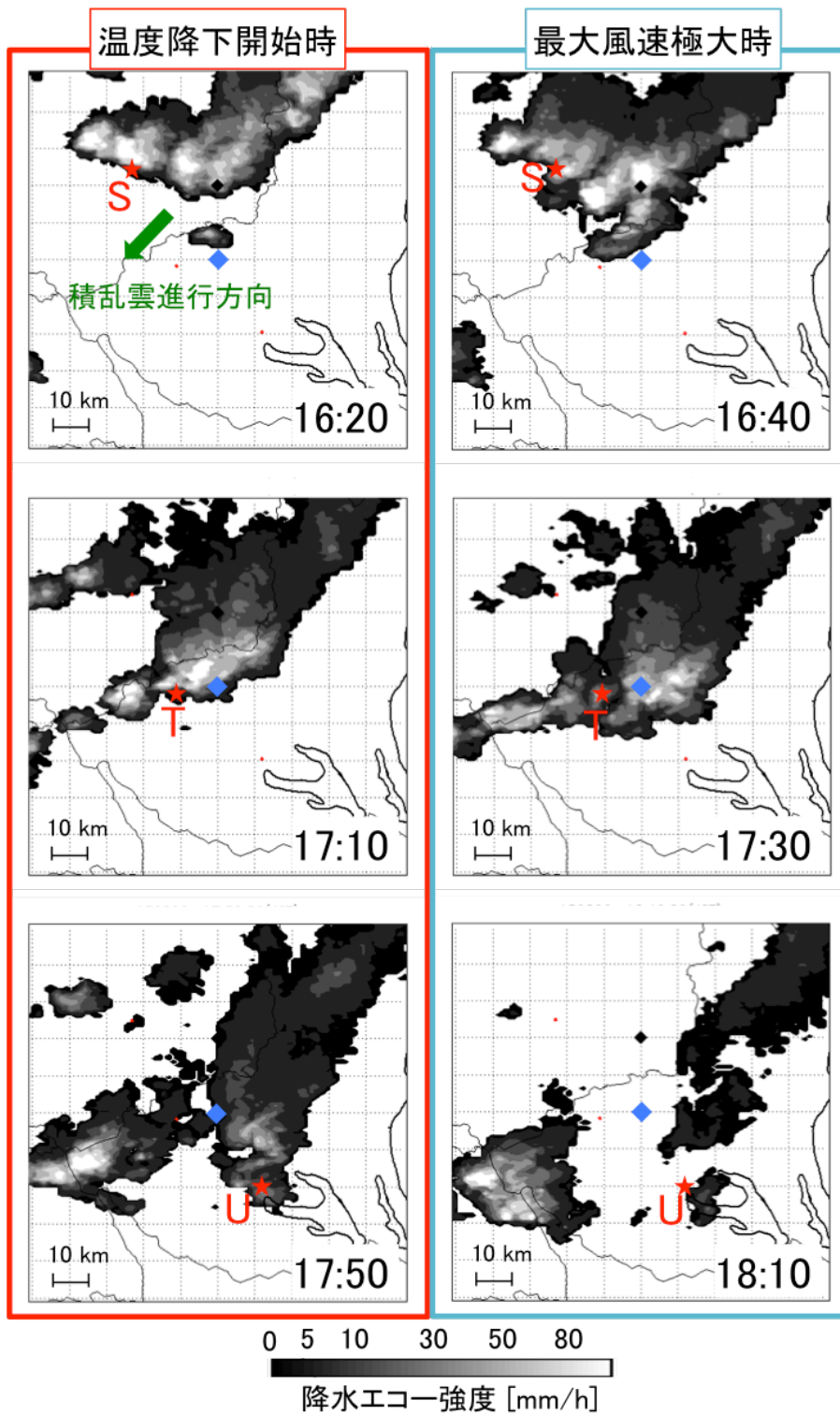


図 A.24 アメダス観測点 S, T, U における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

A.5 2015年8月11日の事例

2015年8月11日15時半JST頃、北海道帯広市で突風の発生が報告されている。被害付近の地上観測データに特徴的な風速・風向の急増・急変、気温の急降下があったこと、被害や痕跡から推定した風向に一部発散性を示していたこと、激しい風が比較的長時間であった証言、突風は強雨や雹を伴っていたという証言などから、気象庁はこの突風をダウンバーストまたはガストフロントの可能性が高いと判断した。

気象庁が発表したFスケールはF1、被害幅600m、被害長さ2.6kmで、樹木の幹折れが複数あった。このときの総観場は気圧の谷・寒気の移流である。2015年8月11日9:00JSTにおける天気図を図A.25に示す。この日の北海道付近には南から暖かく湿った空気が流入し、一方札幌市の上空5,000m付近には9月上旬並みの -10°C の寒気が入り、大気が非常に不安定な状態となっていた。このため、十勝地方では昼過ぎから夕方にかけて活発な積乱雲が通過し、局地的に雷を伴い非常に激しい雨が降った。台風14号は八丈島の南東を北東に進み、日本から遠ざかった。なお、これらの情報は気象庁から入手した。

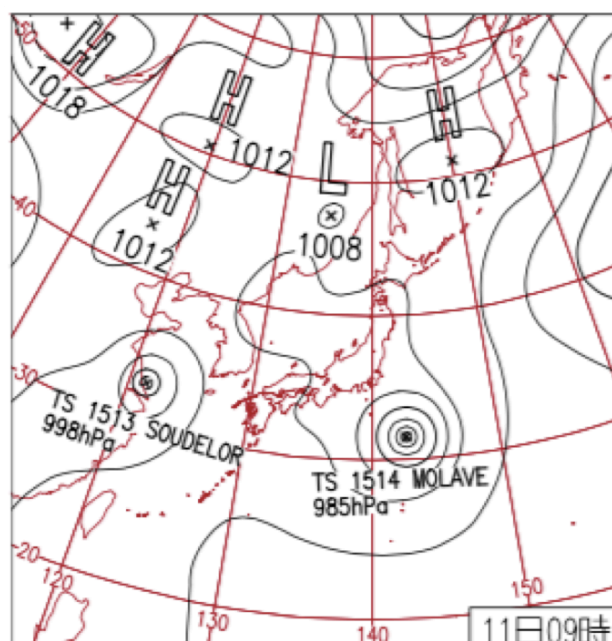


図 A.25 2015年8月11日09:00JSTにおける天気図。

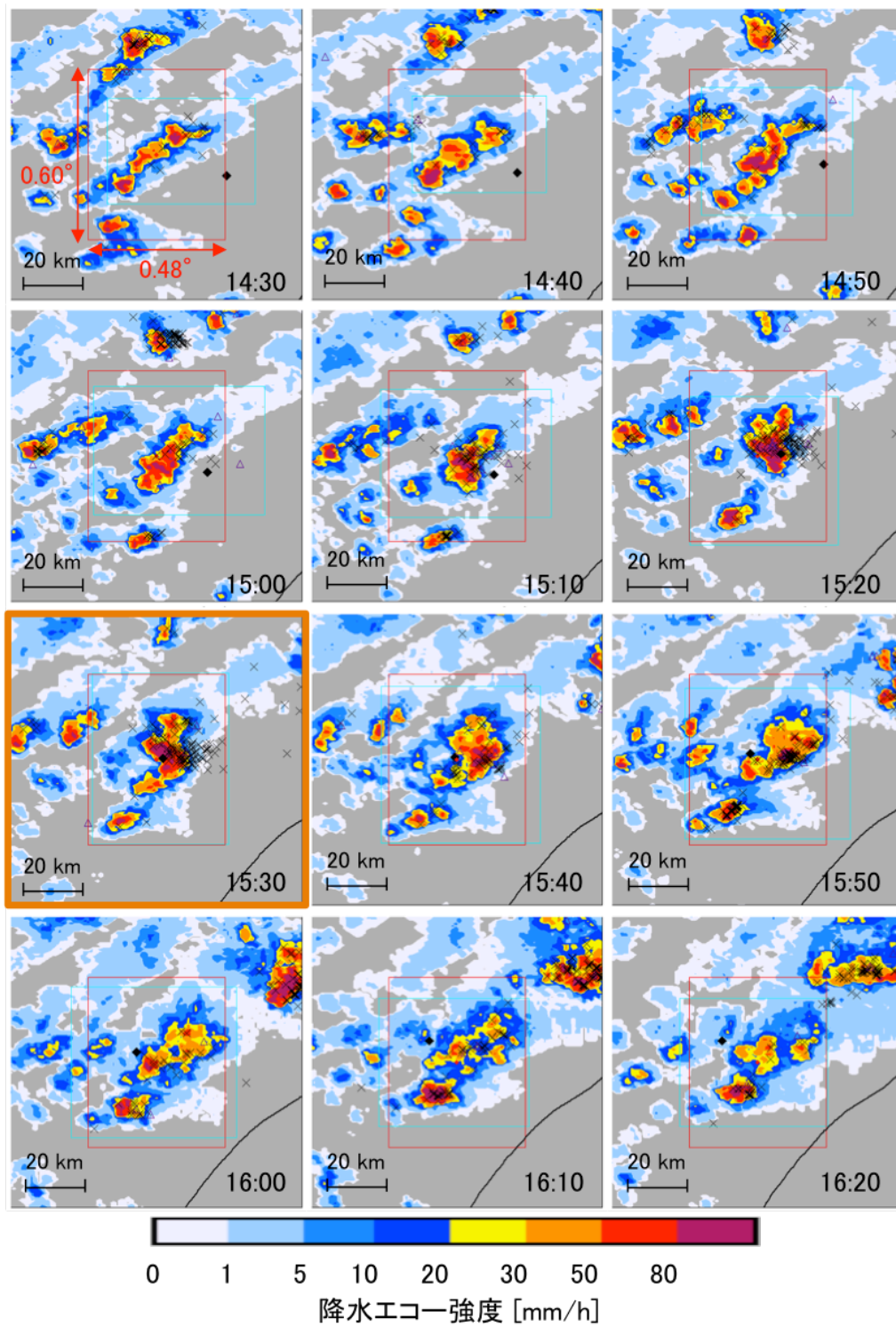


図 A.26 2015年8月11日 14:30-16:20JST におけるレーダー画像.

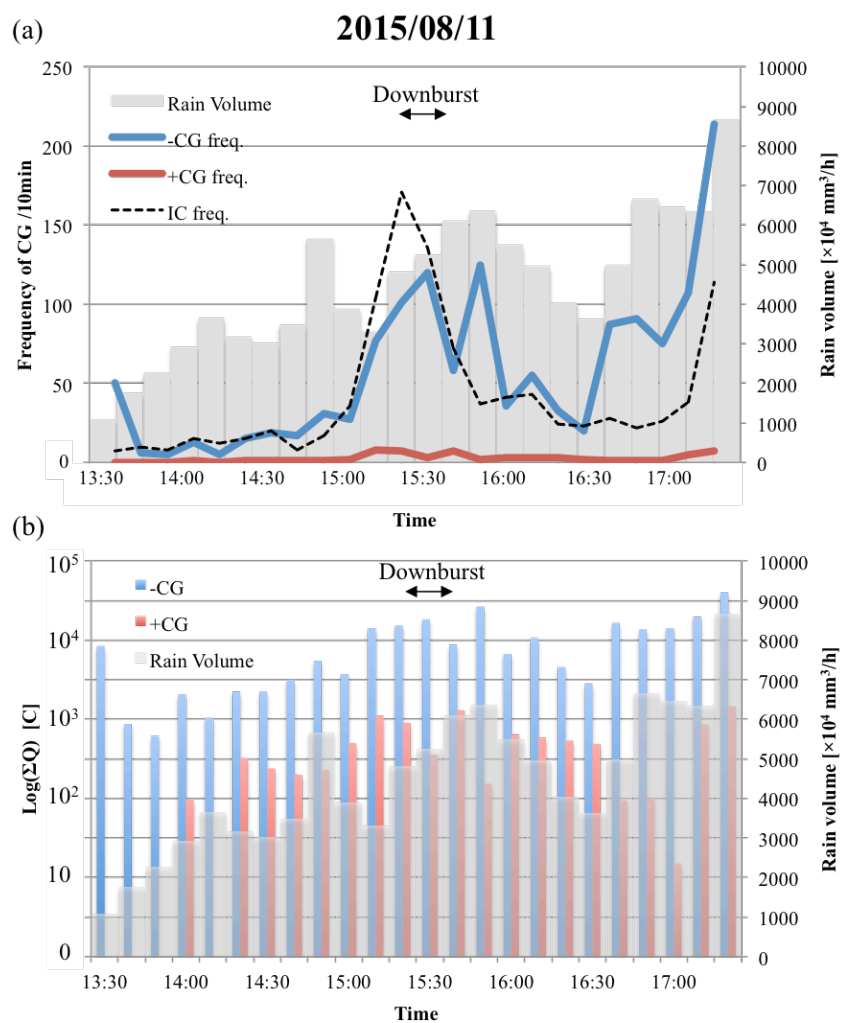


図 A.27 2015 年 8 月 11 日 13:30-17:30JST における (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化.

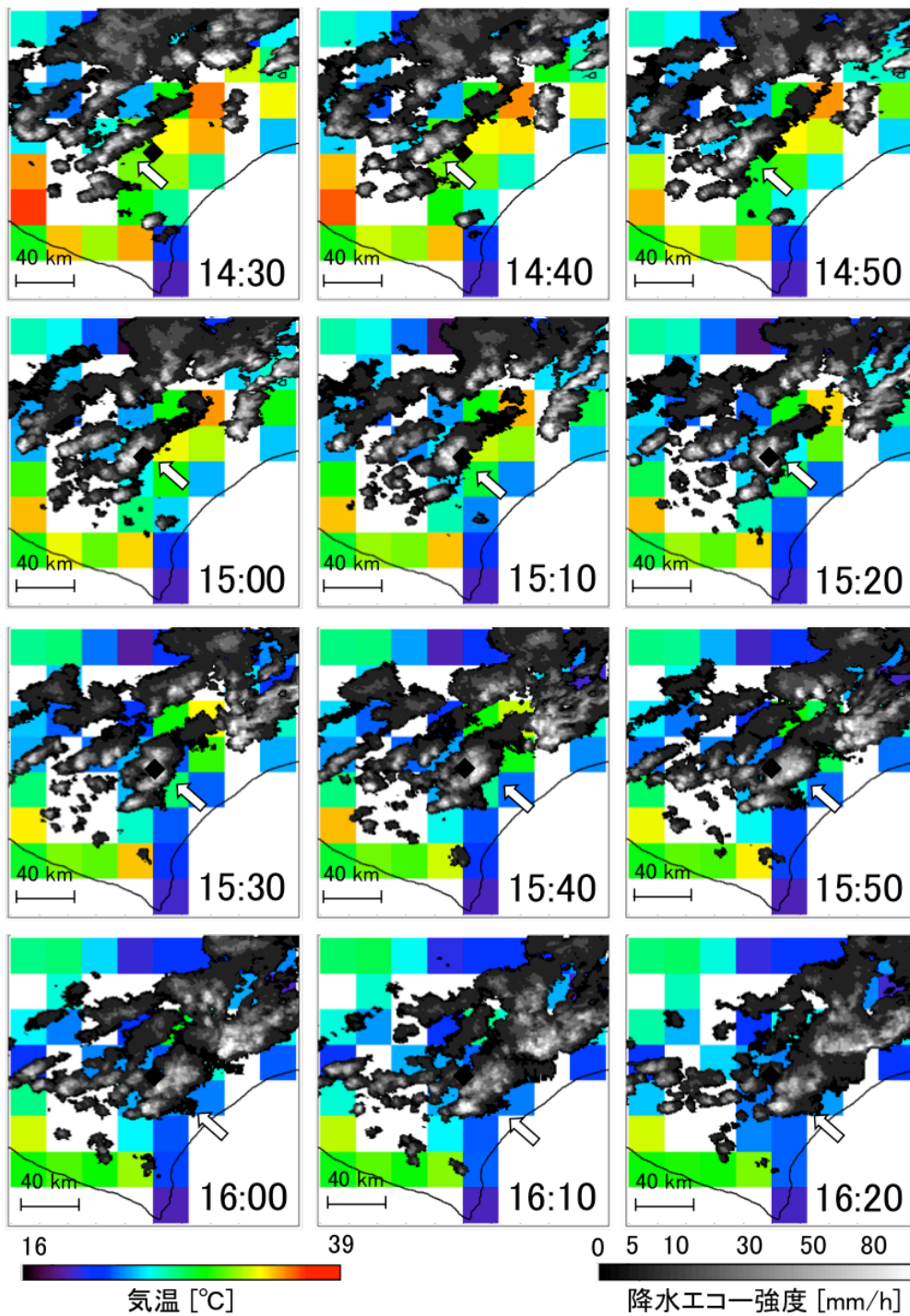


図 A.28 2015年8月11日 14:30-16:20JST におけるアメダスで観測された気温変化とレーダー画像。

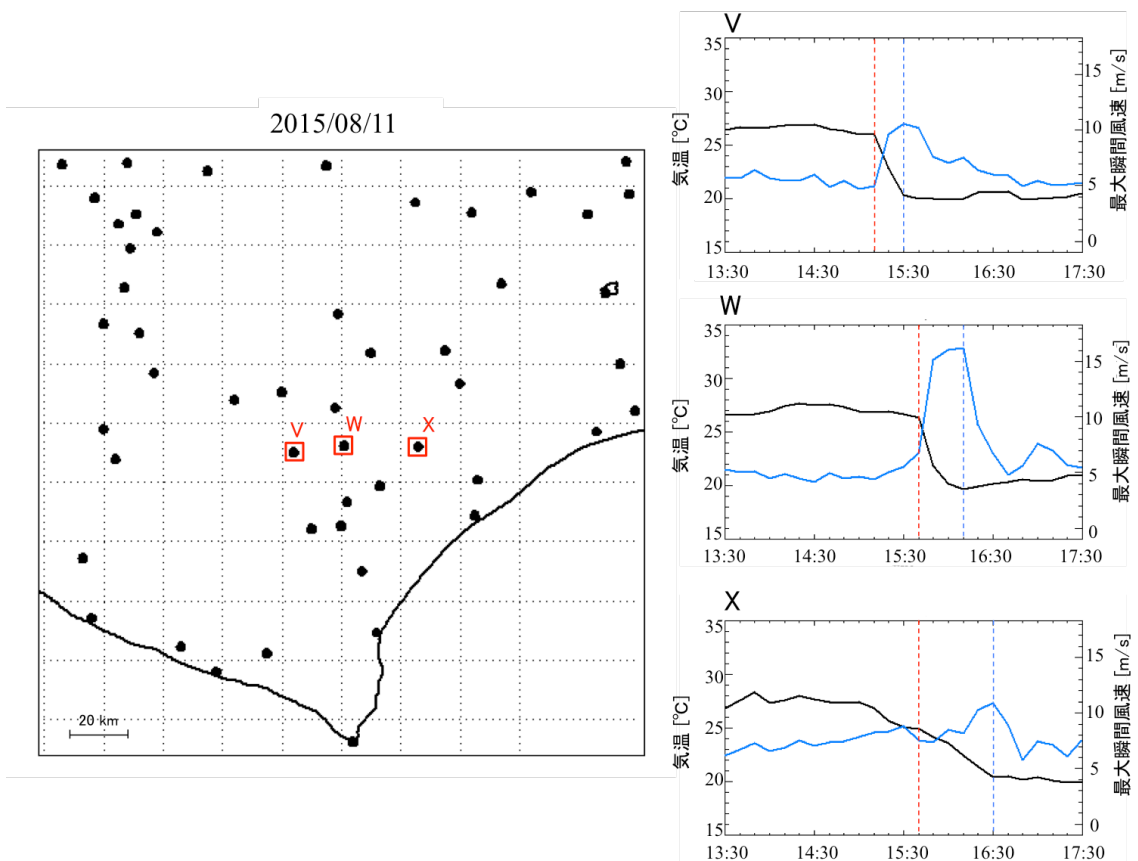


図 A.29 2015年8月11日13:30-17:30JSTにおけるアメダスの観測地点での気温変化と最大風速変化。右図は左図の地図中のV,W,X点における気温および最大風速の時間変化を示す。

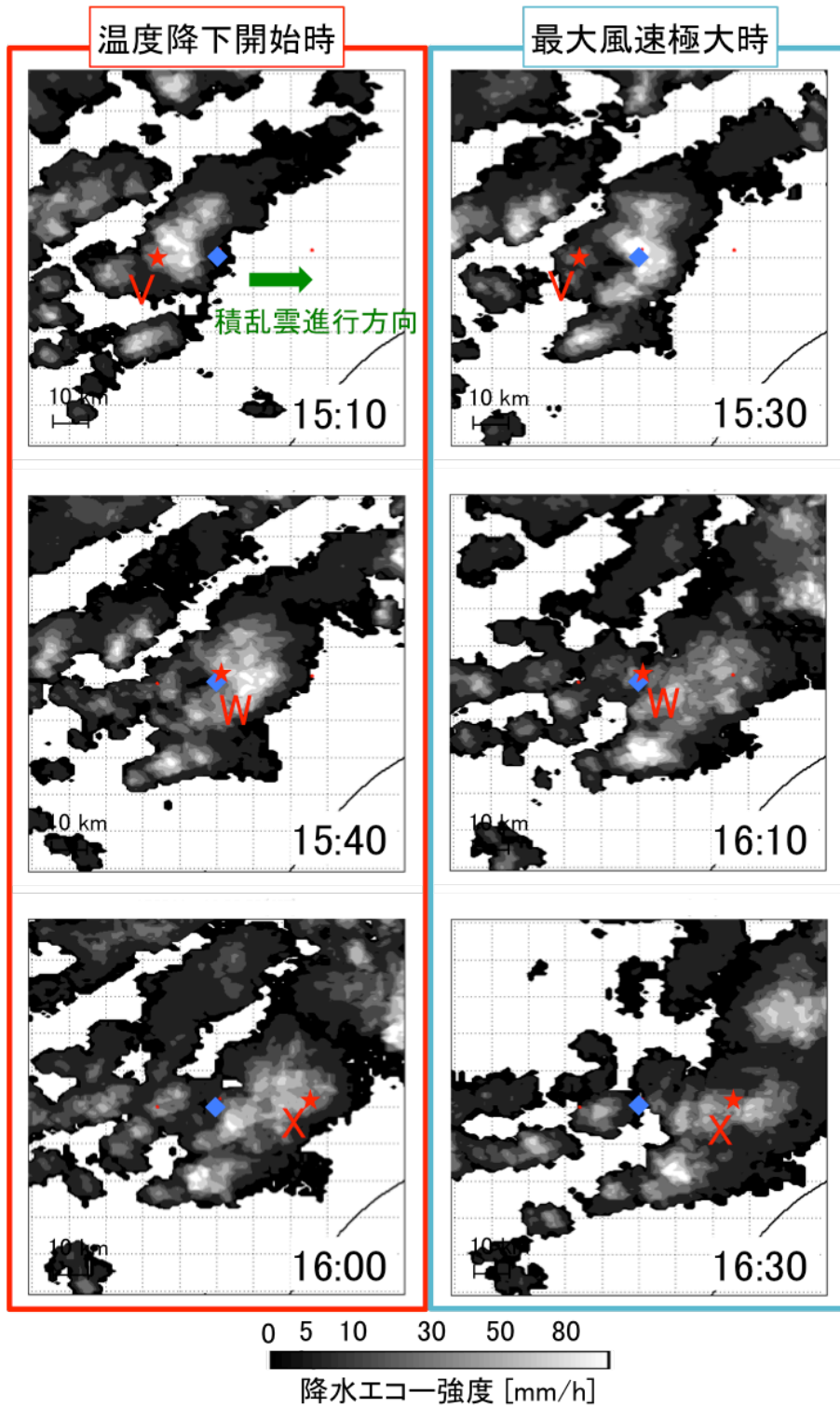


図 A.30 アメダス観測点 V, W, X における温度降下開始時と最大風速極大時のレーダー画像.

A.6 ダウンバーストを発生させた積乱雲以外の解析

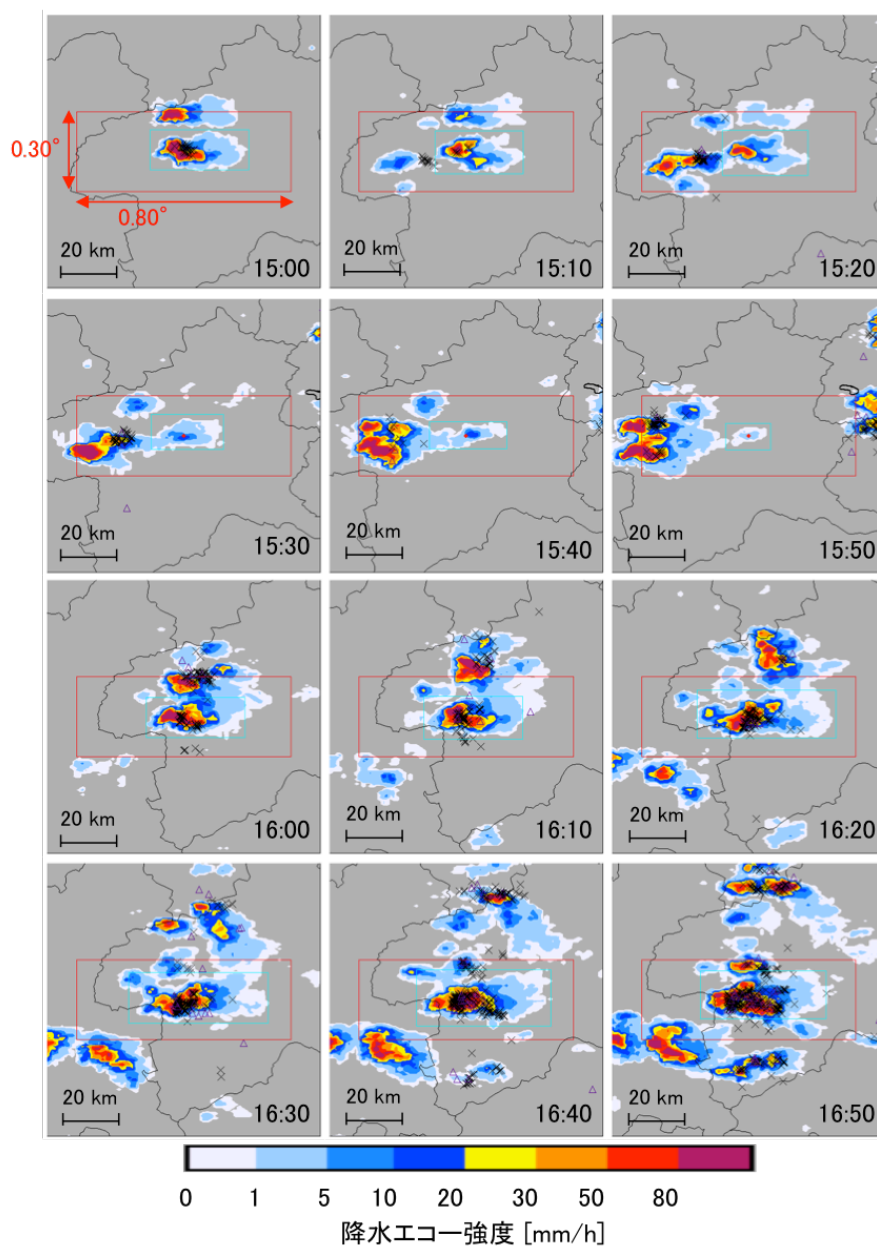


図 A.31 2015 年 8 月 2 日 15:00-16:50JST におけるダウンバースト被害を発生させていない積乱雲のレーダー画像.

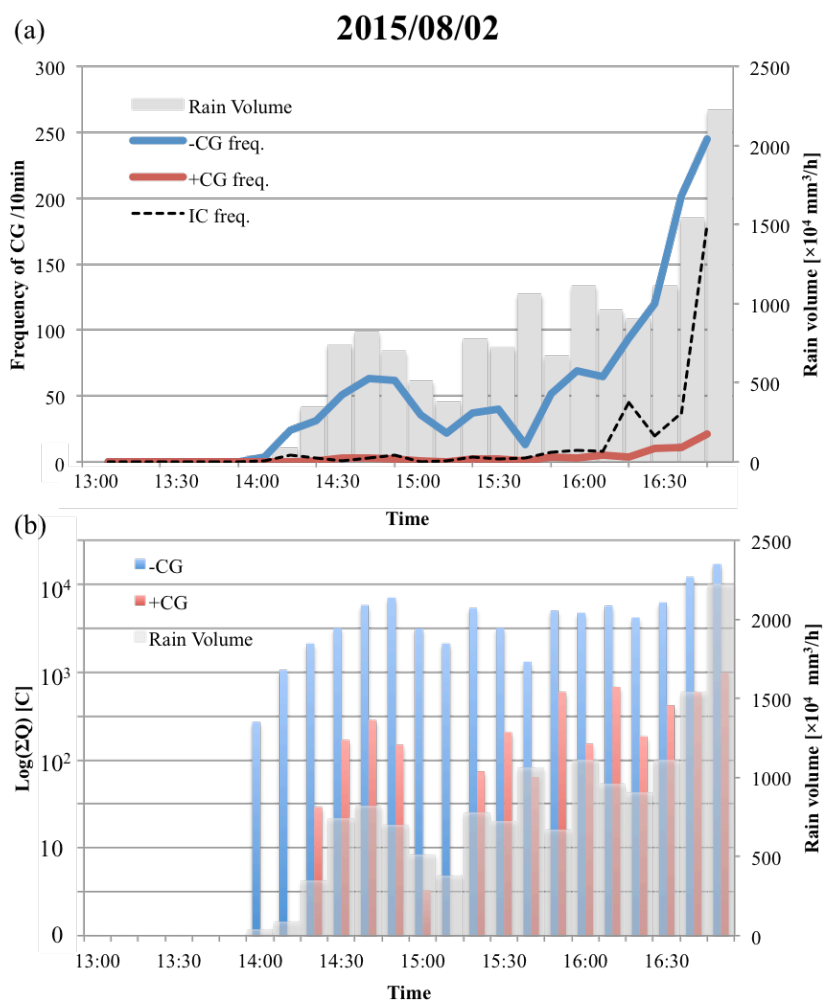


図 A.32 2015年8月2日 13:00-17:00JST におけるダウンバースト被害を発生させていない積乱雲の (a) 雷放電頻度と (b) 放電電荷量の時系列変化。

謝辞

本論文を作成するにあたり、多くの方にご支援を頂きました。この場を借りて感謝の意を表させていただきます。

指導教官の佐藤光輝講師には、研究に対する姿勢から研究の進め方まで丁寧かつ粘り強い指導をして頂きました。研究を進めるにあたって多くの有益な助言をくださり、本論文を完成させることができました。研究者として様々な角度からの視点をもつことや、適切にデータを処理することなど3年間にわたり多くを学ぶことができました。

惑星宇宙グループのOBである音羽電機工業の工藤剛史博士には、本研究を始める際に多くのヒントを頂きました。貴重な時間を割いて研究に関して相談に乗って頂き、本研究を進める上で大きな道標となりました。

惑星宇宙グループ探査観測ユニットの皆様には、セミナーの際に様々な角度でご指摘や助言を頂きました。また、多岐にわたる様々なテーマの発表を聞くことは研究を進めるにあたりよい刺激となりました。先輩である今井正堯氏は解析の方法や研究に対して行き詰まった際、親身に相談に乗ってくださり、多くの的確なアドバイスをして頂きました。

また、宇宙惑星グループに所属する教員、研究員、秘書、先輩、後輩、同期の方々には、研究生活を送る上で様々な面でご支援を頂きました。同期とはこれまで多くの苦勞を分かち合うことができ、研究生活を送る励みとなりました。

最後に、本研究を進めるにあたって様々な面で私の支えとなった家族、友人、ご支援を頂いた全ての人に感謝致します。

参考文献

- Budden, K. G. (1961), *The Wave-guide Mode Theory of Wave Propagation*, p.43, Prentice-Hall.
- Bailey, J.C., R.J. Blakeslee, D.E. Buechler, H.J. Christian (2007), Diurnal Lightning Distributions as Observed by the Optical Transient Detector (OTD) and the Lightning Imaging Sensor (LIS), paper presented at 13th International Conference on Atmospheric Electricity, Int. Comm. on Atmos. Electr., Beijing.
- Chang, D. E., J. A. Weinman, C. A. Morales, and W. S. Olson (2001), The Effect of Spaceborne Microwave and Ground-Based Continuous Lightning Measurements on Forecasts of the 1998 Groundhog Day Storm, *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1809-1833.
- Christian, H.J., R.J. Blakeslee, D.J. Boccippio, W.L. Boeck, D.E. Buechler, K.T. Driscoll, S.J. Goodman, J.M. Hall, W.J. Koshak, D.M. Mach, and Michael F. Stewart (2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4005, doi:10.1029/2002JD002347.
- Cummer, S. A. (2000), Modeling electromagnetic propagation in the Earth-ionosphere waveguide, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, 48 pp.1420-1429.
- Cummer, S. A. and U. S. Inan (2000), Modeling ELF radio atmospheric propagation and extracting lightning currents from ELF observations, *Radio Sci.*, 35, 2, 385-394.
- Diendorfer, G., H. Pichler, and M. Mair (2009), Some Parameters of Negative Upward-Initiated Lightning to the Gaisberg Tower (2000-2007), *IEEE Trans. Electro. Compat.*, 51, 3.

- Fullekrug M., C. Price, Y. Yair, and E. R. Williams (2002), Letter to the Editor Intense oceanic lightning, *Ann. Geophys.*, 20, 133-137, doi: 10.5194/angeo-20-133-2002.
- Goodman, S. J., R. Blakeslee, H. Christia, W. Koshak, J. Bailey, J. Hall, E. McCaul, D. Buechler, C. Darden, J. Burks, T. Bradshaw, and P. Gatlin (2005), The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects, *Atmos. Res.*, 76, 423-437.
- Goto, Y., and K., Narita (1995), Electrical characteristics of winter lightning, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57, 449-458.
- Heinselman, P. L., and D. R. Macgorman (2011), Lightning activity in a Hail-Producing Storm Observed with Phased-Array Radar, *American Meteor. Soc.*, 1809, doi: 10.1175/2010MWR3574.1.
- Hjelmfelt, M. R. (1988), Structure and life cycle of microbursts outflows observed in Colorado, *J. Appl. Meteor.*, 27, 900-927.
- Hu, W. and S. A. Cummer (2006), An FDTD model for low and high altitude lightning-generated EM fields, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, 54, pp.1513-1522.
- Huang, S.M., C. L. Hsu, A. B. Chen, G. L. Yang, Y.J. Lee, Y.C. Wang , H.T. Su, R. R. Hsu, S. A. Cummer, Y. Takahashi (2010), Radio Emission Recording Systems at NCKU-Taiwan. 2010 Asia-Pacific Radio Science Conference, 22-26 Sep. 2010, Toyama, Japan.
- Huang, S.M., C.L. Hsu, A. B. Chen, J. Li, L. J. Lee, G. L. Yang, Y. C. Wang, R. R. Hsu, and H. T. Su (2011), Effects of notch-filtering on the ELF sferics and the physical parameters, *Radio Sci.*, vol.46, RS5014, doi:10.1029/2010RS004519.
- Ishii, M., M. Saito, F. Fujii, J. Hojo, M. Matsui, N. Itamoto, and K. Shinjo (2005), LEMP from lightning discharges observed by JLDN, *IEEJ Trans. PE*, 125, 8, pp.765-770.
- 北川 信一郎, 河崎善一郎, 三浦和彦, 道本光一郎, 大気電気学, 東海大学出版会, 200pp.
- 小林 文明, 鈴木 菊男, 菅原 広史, 前田 直樹, 中藤 誠二 (2007), ガストフロントの突風構造, 日本風工学会論文集, 32, 21-28.
-

-
- 小林 文明 (2016), ダウンバースト 発見・メカニズム・予測, 成山堂書店, 135pp.
- Kudo, T. (2014), A study of lightning magnitudes and thunderstorm activity based on the observation of VLF sferics, *Ph. D. thesis*, Hokkaido University.
- MacGorman, D. R., C. Emeric., and P. L. Heinselman (2012), Lightning activity in a hail-producing storm observed with phased-array radar, paper presented at 22nd International Lightning Detection Conference, Broomfield, Colorado, USA.
- Mach, D. M., R. J. Blakeslee, and M. G. Bateman (2011), Global electric circuit implications of combined aircraft storm electric current measurements and satellite-based diurnal lightning statistics, *J. Geophys. Res.*, 116, D05201, doi: 10.1029/2010JD014462.
- Mansell, E. R., C. L. Ziegler, D. R. MacGorman (2007), A Lightning Data Assimilation Technique for Mesoscale Forecast Models. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1732-1748.
- Marshall, R. A. (2009), Very low frequency radio signatures of transient luminous events above thunderstorms, *Ph.d. Thesis*, Stanford University.
- Metzger E., and W. A. Nuss (2012), The Relationship between Total Cloud Lightning Behavior and Radar-Derived Thunderstorm Structure, *Wether and Forecasting*, 28, doi: 10.1175/WAF-D-11-00157.1.
- 新野 宏: 「シビア現象」の理解・予測への課題と期待」, 2010 年度日本気象学会春季大会 シンポジウム 「災害軽減に向けたシビア現象予測の将来」報告, 2 (2012)
- Norose, K., F. Kobayashi, H. Kure, T. Yada, and H. Iwasaki (2016), Observation of downburst event in Gunma prefecture on August 11, 2013 using a surface dense observation network, *J. Atmos. Electr.*, 35, 31-41.
- 大野 久雄, 鈴木 修, 楠 研一 (1996), 日本におけるダウンバーストの発生の実態, 日本気象学会, 43, 167-170.
- Pessi, A. T., and S. Businger (2009), The Impact of Lightning Data Assimilation on a Winter Storm Simulation over the First Decade, 1989098. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1179-1193.
-

- Price, C., M. Asfur, and Y. Yair (2009), Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency, *Nature Geoscience*, 2, 329-332.
- Price, C. (2013), Lightning Applications in Weather and Climate Research, *Surv. Geophys.*, 34:755-767.
- Price, C., and B. Federmesser (2006), Lightning-rainfall relationships in Mediterranean winter thunderstorms, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07813, doi: 10.1029/2005GL024794.
- Rakov V. A. and M. A. Uman (2003), *Lightning-Physics and Effects*. Cambridge University Press, 687pp.
- Romeo, C., F. Rachidi, M. Rubinstein, M. Paolone, V. A. Rakov, and D. Pavanello (2013), Positive lightning flashes recorded on the Santis tower from May 2010 to January 2012, *J. Geophys. Res.*, 118, 12, 879-12, 892, doi: 10.1002/2013JD020242.
- Sato, M., F. Tsuchiya, N. Honma, D. Tsurushima, and Y. Takahashi (2003), Lightning Current Measurement Based on ELF Magnetic Field Observations, AP-RASC 2013, Taipei, Taiwan.
- Sato, M., Y. Takahashi, A. Yoshida, and T. Adachi (2008), Global distribution of intense lightning discharges and their seasonal variations, *J. Phys. D: Appl. Phys.*, 41, 234011.
- Stolzenburg, M. and T.C. Marshall(2008), Charge Structure and Dynamics in Thunderstorms, *Space Sci. Rev.*, 137, 355, doi:10.1007 /s11213-008-9338-z.
- Yamamoto, K., K. Fujimoto, A. Ametani, K. Sakai, A. Higano, K. Watanabe (2012), Current Distribution and Transient Magnetic Fields in an Observatory of TOKYO SKYTREE, ICLP, Vienna, Austraria.
- Takahashi, T. (1978), Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536-1548, 1978.
- 高橋 勲 (1986), 雷の電気, 気象研究ノート, 154号, 365-379.
- Takahashi, T., and T. D. Keenan (2004), Hydrometeor mass, number, and space charge distribution in a "Hector" squall line, *J. Geophys. Res.*, 109, D16208, doi: 10.1029/2004JD004667.
-

-
- Takahashi, T. (2009), The videosonde system and its use in the study of East Asian monsoon rain, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*
- 高橋 勲 (2009), 雷の科学, 東京大学出版会, 271pp.
- Takami, J., and S. Okabe (2007) Observational Results of Lightning Current on Transmission Towers, *IEEE Trans., Pow. Del.*, 22, 1.
- Williams, E. R., W. E. Weber, and R. E. Orville (1989), The Relationship Between Lightning Type and Convective State of Thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 13,213-13,220.
- Williams, E. R., B. Boldi, A. Matlin, M. Weber, S. Hodanish, D. Sharp, S. Goodman, R. Raghavan, and D. Buechler (1999), The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms, *Atmos. Res.*, 51, 245-265.
- Zhou, H., G. Diendorfer, R. Thottappillil, H. Pichler, and M. Mair (2012), Characteristics of upward positive lightning flashes initiated from the Gaisberg Tower, *J. Geophys. Res.*, 117, D06110, doi: 10.1029/2011JD016903.
-