



雷

高橋 劭*

1. はじめに

夏、雷が落ち夕立がある(第1図 a)。冬、霰が屋根を激しく打ち、近くに落雷の大音響が鳴り響く。これら雷は忠実に物理法則に従って鳴っているはずである。ただ我々が雷の自然法則を完全には読めていないだけである。それでも多くのことが分かってきた。この解説では、雷について現在知られている知識を整理し、雷研究の将来像を描いてみよう。

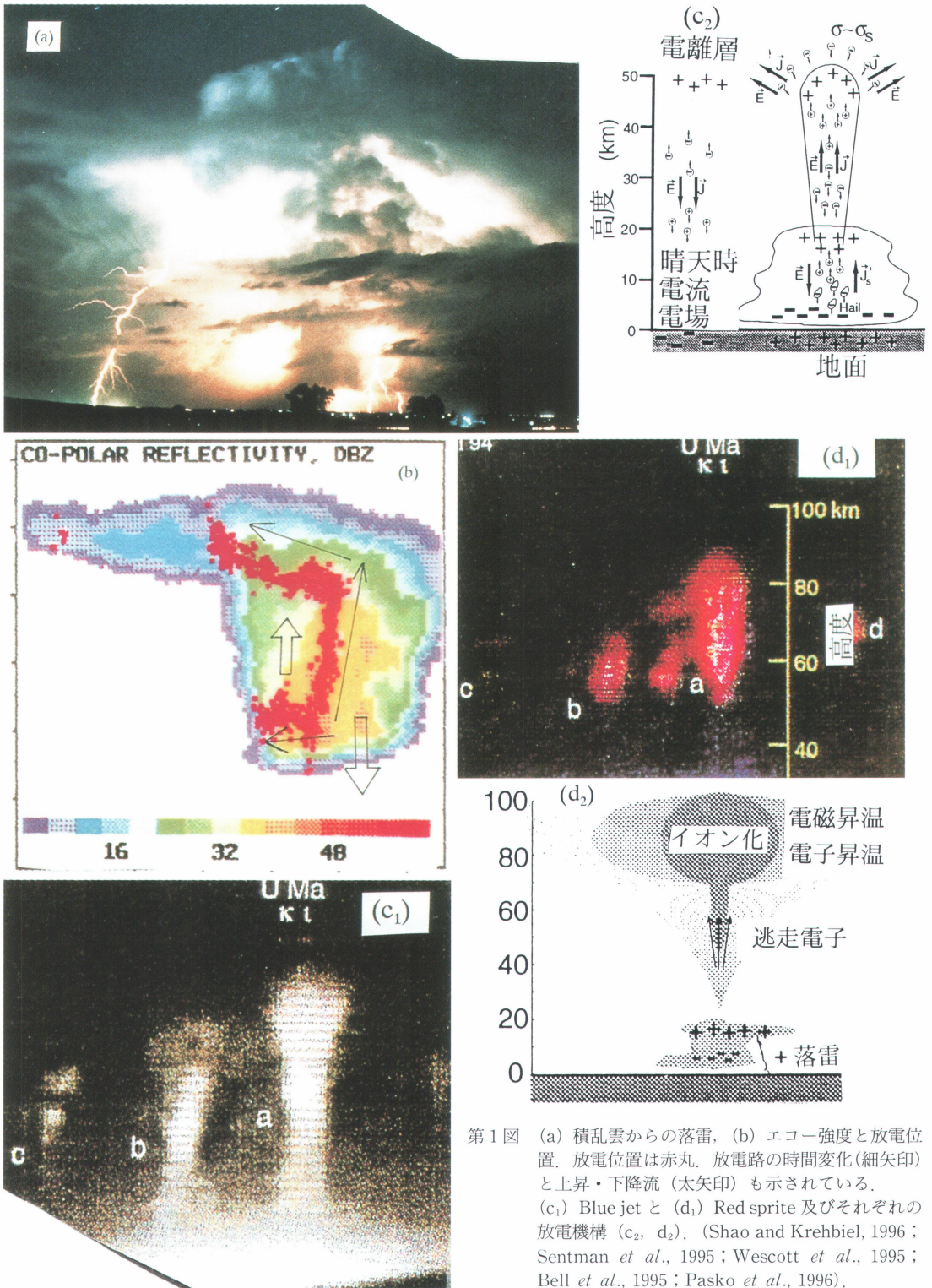
2. 雷が走る

雲内での電場が絶縁以上(真空中では 30000 V cm^{-1} 、雲内ではその数分の一)になると放電が走る。この時 ELF (10 Hz) から UHF (1 GHz) 帯にわたる広い範囲にわたる電磁波が放出される。この電磁波について、一對の直交するダイポールアンテナへの入射する位相差を測定することによって放電の方位が決まる。この測定方法を干渉法とよぶ。各アンテナにおいて放電の方位が交差した点が発雷の位置となるので、2 または 3 測定局を同時に作動することによって発雷の空間位置が決まる。フランスで開発された SAFIR (サフィア) とよばれるシステムでは、位置の決定の高精度をねらい、直達性が高い VHF 帯 (114 MHz) を用いている。現在、国内では関西電力と大阪大学、日本気象協会がこのシステムを運用している。第1図 (b) は、夏のフロリダにおける発達した積乱雲のエコー強度と放電位置である。図中では、左側に上昇流を右側に下降流を作り、上方10 km ではカナトコ雲が左に広く伸びる。放電は下方 0°C 付近エコー強度 40 dBZ 地点で始まり、一方は垂直上方に向かい、次いでカナトコ雲内を左に進む。他方は雲底にそって左の上昇域に向かう。強い電場のため、氷晶は底面を落下方向に垂直に一斉に並ぶ。

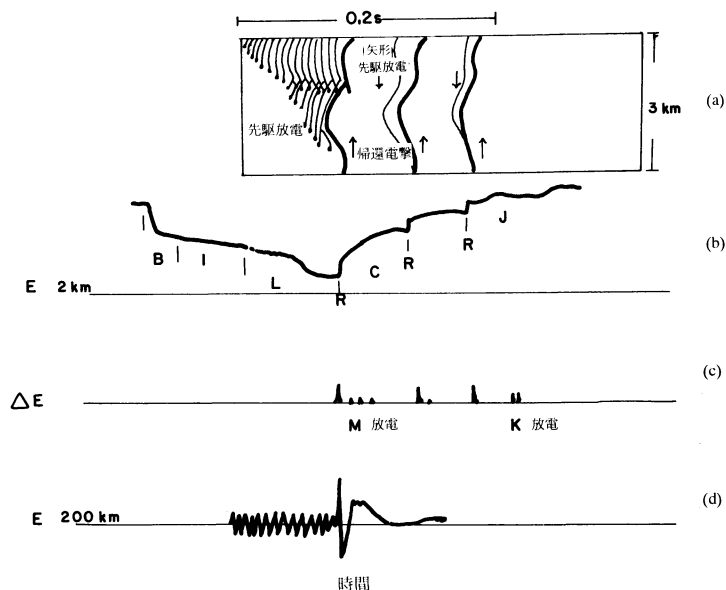
雲間放電が活発なころ、近距離の地上電場計に負電場変化が見られ、ついで雲底からの放電が間歇的に下方に伸びる。これを先駆放電 (Stepped Leader) という。放電先端では高電場のため、励起した空気分子の電子は高イオン濃度となり導電化する。これにより放電チャンネルが弱電場へ移行し、空気分子の電子は励起状態から基底状態にもどる。このとき光る。遠方 (200 km) では電磁波成分が卓越し、地上電場は正負に激しく振動する。放電が地面に達して雷雲近傍の地上電場は正側へもどる。この帰還電撃 (Return stroke) で放電はもっとも明るく輝く。レンズを高速度で回転し、stroke をフィルム上に焼きつけて速度測定を行う。第2図の測定では、Return stroke は光の1/5の速度で下から上に走っていることがわかった。地上5地点において放電時の電場変化の測定から放電量がわかる。放電量を Stroke の速度で割ると電流値が求まり、ここでは 10 kA となった。放電光強度の波長域における広がりから、放電路での電子密度を知ることができ、これから気圧が求めることができる。また異なる2波長での光強度の比から気温も分かる。放電の写真撮影から放電直径も求めることができる。これらの測定から、放電は直径10 cm 程度のチャンネル内を流れ、このチャンネルの気体は10気圧、 30000°C に熱せられていることがわかった。そのため気柱の猛烈な膨張が起り、初め超音波が走る。距離6 m 離れて音波となる。枝分かれした放電路を音波源とする音波は干渉し、ゴロゴロという音となる。しかし、これも聞こえるのは25 km 位までである。音波が上方に屈折するので、遠くでは光しか見えない。Return stroke のあと、ダートリーダー (Dart Leader) と呼ばれる弱い光が上から下に伸び、再び Return stroke が下から上に向かう。0.2秒の間で4~5回繰り返し雲内電荷約20クーロンが消費される。この Dart Leader—Return Stroke の間に、雲内隣接雲セルからの負電荷だまりへの負電荷注入 (M-

* Tsutomu Takahashi, 桜美林大学。

© 2000 日本気象学会



第1図 (a) 積乱雲からの落雷, (b) エコー強度と放電位置. 放電位置は赤丸. 放電路の時間変化(細矢印)と上昇・下降流(太矢印)も示されている. (c₁) Blue jet と (d₁) Red sprite 及びそれぞれの放電機構 (c₂, d₂). (Shao and Krehbiel, 1996; Sentman *et al.*, 1995; Wescott *et al.*, 1995; Bell *et al.*, 1995; Pasko *et al.*, 1996).



第2図 (a) Boysカメラによる雲底からの放電の時間変化。(b) 落雷近接域での地上電場(E)。(c) 地上電場変化(ΔE)。(d) 落雷地点から200 km 遠方の電場 (Uman, 1982)。

Stroke), 上方正電荷の中和(K-stroke)に相当して地上電場に小さいがするどい電場変化がみられる。

空間電荷(20クーロン)が球状に分布しこの外殻で電場が放電電場に達するためには、球の半径は約1 kmと見積もることができる。電荷量は100ワットの電球を20秒程度しか点灯できない程少ないが、雲と地面との電位差は大きく、電力としては100メガワットの水力発電所を1万個、約10 μ s 間一斉にスイッチを入れたことに相当する。そのため人体に落雷すると心臓がショックに耐えられなく死亡する。

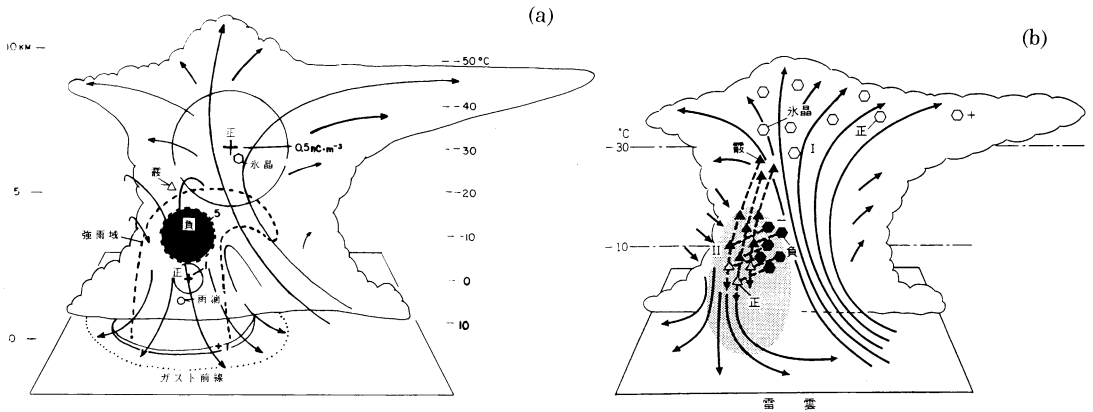
雷放電は雲の上にも見られる。Blue jet (第1図 c_1 , c_2)と Red sprite (第1図 d_1 , d_2)が知られている。落雷100回に一回位の割合で出現するという。Blue Jetは高度40~50 kmに柱状にぼっと銀色に光る。積乱雲の雲頂で300~400クーロンもの高電荷蓄積時に、雲頂で負イオンは下方へ、正イオンは上方に猛烈なスピードで走り N_2 分子を励起し光らす(第1図 c_1 , c_2)。一方 Red spriteは80~90 kmの中間圏領域で発生し、100 ms間赤味がかかる(第1図 d_1 , d_2)。これは積乱雲上方の正電荷が地上への放電時に、積乱雲下方の負電荷が短時間、単一電荷群となるためである。この時高度90 kmの上方では、積乱雲からの電磁波または強い負電場によりそでのイオン運動が加速され、熱エネルギーが N_2 分子の電子励起をもたらす。一方60 kmと

少し下層では雲頂上の電子が Runaway electronとなり、上方に走り N_2 分子を励起する。

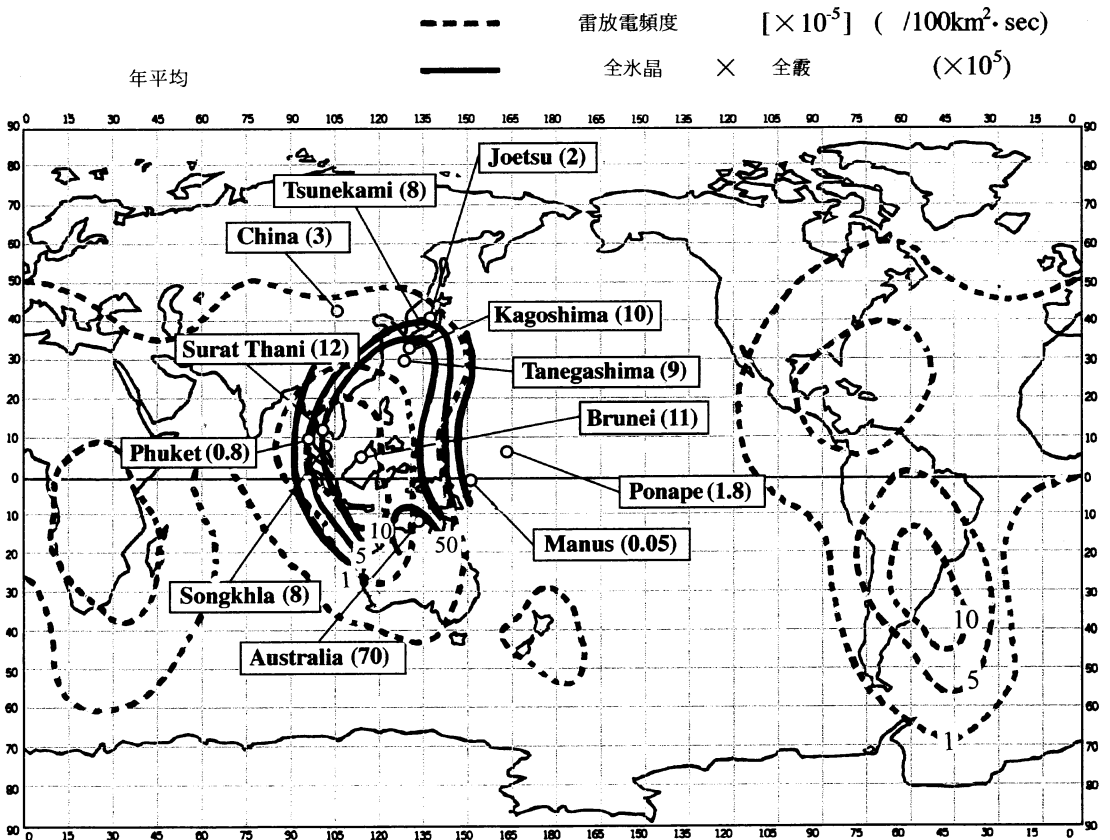
3. 雲に電気が貯まる

2つの金属球を垂直に吊るし、全体を水平方向にぐるぐる回転させながら気球で積乱雲中に飛揚する。金属球に誘導する電荷量から空中電場がわかり、レーダーとの同時観測から積乱雲内の電荷分布を知ることができる。電荷分布はSimpson等が示したように3極構造である。即ち-30°C層に正、-10°C層が負、0°C層が正となっている。しかし不思議なことに、下2つの負と正の空間電荷は垂直に並び、降水域に存在する(第3図 a)。降水粒子が電荷の荷い手である筈であるが、なぜ電荷は空間に停止しているのであろうか。大きな謎であった。しかしこの謎は、実はこのことをまったく考えていなかった電荷発生機構の研究からあっさりと解決されてしまった。

ハワイの暖かい雨雲からは雷は鳴らない。一方、このハワイの雲と同程度の大きさである北陸の雪雲からは雷が走る。放電をもたらす雲からは霰と氷晶が降ることから、雲内での霰と氷晶が電荷分離に関与していることが考えられる。自然の対流雲と同じ様な状態を低温室内において再現してみた。その結果、大きな帯電は雲内では霰と氷晶の衝突時に発生し、しかも活発



第3図 (a) 観測から推定される雷雲内電荷分布. (b) 着氷電荷機構による説明 (Winn *et al.*, 1981 ; Takahashi 1978, 1984, 1986 ; Takahashi *et al.*, 1999).



第4図 人工衛星からの年雷放電頻度 (Kotaki and Katoh 1983) とビデオゾンデによる雲内の霰と氷晶数の積.

な積乱雲の雲水量域では -10°C より冷たい時霰は負、氷晶は正となった。しかし -10°C より温かい時には分離する符号が逆転し、霰は正、氷晶は負となった。このことは最近になって風洞実験でも確かめられた。雷数値モデル(軸対称2次元雲モデル)に雲物理過程とこの電荷発生機構を導入してみる。雲の上方で霰は氷晶と衝突、負に帯電する。これら霰は -10°C 層を横切って落下し、符号が逆転、正となる。弱い上昇域では霰は落下するが、負の氷晶は上方に輸送され、 -10°C 層で上方から降る負の霰と加わる(第3図b)。即ち -10°C 層での符号逆転のために、中層の負、下層の正が降水域にあたかも停止したようにふるまう。この符号逆転のために又、負空間電荷が上方からの負の霰に下方からの負の氷晶が加わり強化される。しかし、自然の雲で本当に霰符号が逆転しているからかどうかを確かめる必要がある。そのためには雲内の降水粒子の形状と電荷の同時測定が必要である。ビデオゾンデでは降水粒子をビデオカメラで撮影し、電荷を誘導環で測定する。観測は冬の新潟県上越市と福井県常神半島先端で行われた。霰が降る直前は突風が吹き、気球での飛揚はかなりの困難があったが、結果は霰の -10°C 付近での電荷符号の逆転が示された。放電を引き起こす空間電荷蓄積には霰数個/リットル、でかつ数10ピコクーロンに帯電していることが必要であることが示され、観測結果はモデル結果を全面的に支持していた。

雷形成には、雲は -10°C 層を雲内に含み、雲内には霰が1/リットル以上、氷晶が50/リットル以上存在することが必要となる。世界では3個所で雷放電頻度が最大となる。第1はパナマ・南米域、第2はアフリカのケニヤ・タンザニア域、第3はインドシナ半島域である(第4図)。アジア・モンスーン域に限って衛星から求めた雷放電頻度と各地で飛揚したビデオゾンデから霰と氷晶の全数の積を比較してみたところ、霰と氷晶の積の多い個所で雷頻度が高いことが示された。

4. 雷をつぶせ

雷予報は可能であろうか。雷放電形成の条件はいくつかある。第1は雲内に霰が1/リットル以上であること。霰の平均直径2mmとすると、レーダー強度で約30dBZとなる。第2は雲内に氷晶が50/リットル以上存在することが必要である。第3は雲が -10°C 層を含み、その上方で正空間電荷を十分貯えられる直径2km分があること。このため雲頂は -20°C 以上に発達することが必要である。雷予報にはこれら雲内での霰、

氷晶の数密度の検知が必要となる。偏波レーダーは、空間においてある方向断面の電波強度測定が可能であるため、霰と氷晶の区別は可能であろう。しかし問題は、霰と氷晶の共存域では霰によって氷晶のレーダー反射が大きくマスクされることである。即ち氷晶が見えない。しかし雲内の電場が強くなれば氷晶は電場の方向に一斉に並びを変えるので、水平・垂直の偏波強度差 Depolarization は大きくなる。また霰と氷晶では落下速度が極端に異なることから、ドップラーレーダーで降水粒子の速度別反射強度を測定することから氷晶の検知が可能かもしれない。また雲自体が特別なシグナルを出しているかもしれない。雲内では霰群は氷晶群と衝突し、氷晶の氷の枝先を同時にしかも大量に破壊しているはずである。破壊に伴う電磁波または超音波が出ていても不思議でないと思う。今後の研究に期待したい。

雷制御はどうであろうか。雷放電発生には雲内での霰と氷晶が関与しているとすると、霰を作らせないようにすることが雷制御につながるであろう。そのためには過冷却雲粒を消去してしまうことが必要である。この実験には北陸の冬雲が理想的な実験場となる。日本海で発生した積雲群が発達しながら日本列島に接近する時に、まず雲頂付近で霰形成が行われている。その後霰・霰衝突で氷晶形成が行われているが、霰形成時に飛行機からこの雲頂に向けドライアイスを投下し、過冷却雲粒を氷晶化させることが可能であろう。この時、雲頂上を飛行する航空機は電場が急速に弱まる雲を検知する筈である。

5. 怖い雲

現在アジア・モンスーン域各地で雨の研究を行っているが、雷でもっとも印象に残るのはオーストラリア・ダーウィン沖 Melville 島の雷とラオス国境近くのタイ・ウボン市での雷である。Melville 島では、大きさ100kmもの雲システムが猛烈な雨と雷を伴ってきまって午後が発達する。これが観測地にやってくるとここはまったくの戦場である。放電がすぐ側にひっきりなしに落ちる。放電が地面を走り測定器を焼き切る。タイ・ウボンの雷は放電毎に街が浮き上がる。大電流に違いない。雷は積乱雲の特性の大きな一要素であり、雲内部の多くの情報を伝えている筈である。これらの情報を解き明かす雷研究が積乱雲の特性全体の研究に大きく寄与する時代が、すぐそこに来ている。

謝 辞

この原稿をまとめるに当って、「天気」編集委員の田口晶彦氏に大変お世話になった。

参 考 文 献

- Bell, T. F., V. P. Pasko and U. S. Inan, 1995 : Run-away electrons as a source of Red Sprites in the mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2127-2130.
- Kotaki, M. and C. Katoh, 1983 : The global distribution of thunderstorm activity observed by the ionosphere sounding satellite (ISS-b), *J. Atmos. Terr. Phys.*, **45**, 833-847.
- Pasko, V. P., U. S. Inan and T. F. Bell, 1996 : Blue jets produced by quasi-electrostatic pre-discharge thundercloud field, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 301-304.
- Sentman, D. D., E. M. Wescott, D. L. Osborne, D. L. Hampton and M. J. Heavner, 1995 : Preliminary results from the Sprites 94 aircraft campaign : 1. Red sprites, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1205-1208.
- Shao, X. M. and P. R. Krehbiel, 1996 : The spatial and temporal development of intracloud lightning *J. Geophys. Res.*, **101**, 26641-26668.
- Takahashi, T., 1978 : Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536-1548.
- Takahashi, T., 1984 : Thunderstorm electrification — A numerical study, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2541-2558.
- 高橋 勲, 1986 : 気象研究ノート, **154**, 1-16.
- Takahashi, T., T. Tajiri and Y. Sonoji, 1999 : Charges on graupel and snow crystals and the electrical structure of winter thunderstorms, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1561-1578.
- Uman, M. A., 1982 : *Lightning*, Dover, 298pp.
- Wescott, E. M., D. Sentman, D. Osborne, D. Hampton and M. Heavner, 1995 : Preliminary results from the Sprites 94 aircraft campaign : 2. Blue jets, *Res. Lett.*, **22**, 1209-1212.
- Winn, W. P., C. B. Moore and C. R. Holmes, 1981 : Electric field structure in an active part of a small, isolated thundercloud, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1187-1193.