

1-2 中間圏観測実証：上空の力学と化学・物質

1-2 *Mesosphere Observations: Dynamics and Chemistry/ Material in the Upper Air*

レイリー・ライダー観測によって得られた極域中間圏エアロゾルの性質

Characteristics of Aerosol in the Polar Mesosphere Derived from Rayleigh Lidar Observations

坂野井和代 村山泰啓 リチャード L. コリンズ 水谷耕平

SAKANOI Kazuyo, MURAYAMA Yasuhiro, R. L. Collins, and MIZUTANI Kouhei

要旨

本論文では、アラスカ大学ポーカーフラット実験場において行われているレイリー・ライダーによる中層大気計測の成果として、観測より得られた極域中間圏エアロゾルの性質について述べる。焦点を当てているエアロゾルには自然起源の夜光雲という氷晶雲と、ロケット噴煙という人工起源のものがある。まずはじめに、夜光雲の観測データからこのエアロゾルが背景風によって輸送されていることを示す。また、ロケット噴煙検出データに、風による輸送を考慮することにより、ロケット噴煙の広がりを推定できることを示し、この計測を更に精密に進めることにより、新しい研究結果が得られる可能性を紹介する。

In this paper, we present characteristics of aerosol in the polar mesosphere derived from Rayleigh lidar observations over Poker Flat Research Range, Univ. of Alaska, Fairbanks. There are two kinds of aerosol, noctilucent clouds and rocket plume. At first, we show that aerosol of noctilucent clouds are transported by background wind. Then extent of the rocket plume can be estimated from lidar data considering their transport by background wind. This kind of measurements is useful to new research in the mesosphere.

[キーワード]

レイリー・ライダー観測, エアロゾル, 夜光雲, 輸送, 拡散, 中間圏

Rayleigh lidar observations, Aerosol, Noctilucent cloud, Transport, Diffusion, The mesosphere

1 まえがき

地球大気を計測する手法は様々なものが挙げられる。日常、身近に意識する地表面付近の気象であれば、温度・湿度・エアロゾル(大気中の塵などの微少粒子)・風速等、比較的簡単に直接の計測が可能である。しかしながら、地球大気は約高度 300~400 km まで広がっており、地表面から離れれば離れるほど、その気象計測は困難となる。

情報通信研究機構では、通称「アラスカプロジェクト」と呼ばれるアラスカ大学フェアバンクス校との日米共同研究の一環として、1997年~1998年にかけて、アラスカ州フェアバンク郊外のチャタニカにあるアラスカ大学ポーカーフラット実験場(北緯 65.1 度、西経 147.5 度)にレイリー・ライダーと MF レーダを設置し運用を開始した。これらの装置は、地球中層大気をリモートセンシングするための装置である。レイリー・ライダーは高

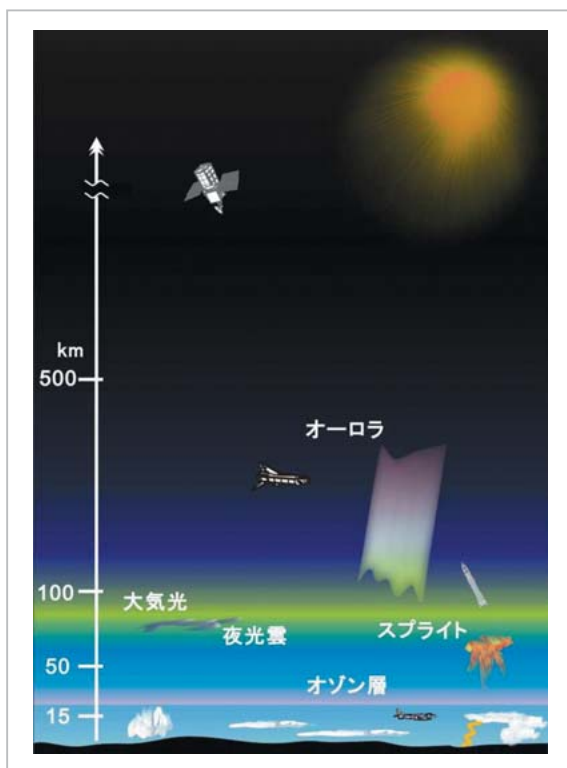


図1 様々な地球大気圏の気象及び計測に使用される飛翔体

度約 40~90 km の大気密度・温度やエアロゾルを計測可能であり、MF レーダは高度約 60~100 km の風速及び電子密度を計測可能である。この二つの装置の計測高度範囲(約 40~90 km)は、地球大気圏の中で、上部成層圏・中間圏という領域に対応し、航空機・ゾンデ等の飛翔体が飛ぶ高度よりは高く、ロケット・スペースシャトル・人工衛星等が飛ぶ高度よりは低いという、直接計測の不可能な領域であり、リモートセンシングのみが気象計測の唯一の手段となる。

かつては上部成層圏・中間圏という領域は地表面からは遠くエアロゾル・水蒸気等はほとんど存在せず、また対流などのような活発な大気活動もないのではないかと考えられていた。しかしながら、1880 年代になり、「夜光雲」と呼ばれる夕暮れ時に白く光り輝く雲が極域の空で発見された。この雲の特徴を調べていくうちに、夜光雲は通常では考えられない約 80 km という高い高度(通常見える雲は高度 15 km 以下に存在する)に発生していることが明らかになった[1]。またこの雲には、特徴的な波動状の構造が見えることが多く、この高度領域に活発な大気活動があることを示す一つ



図2 ポーカーフラット実験場で見られる夜光雲

の証拠となっている。

さらにこの雲は、何らかの塵を核とした氷晶雲であることも明らかとなり、この高度領域にそれまでの予測を超える水蒸気が存在する可能性を示唆した。なお、地球温暖化気体であるメタンが増加すると、中間圏では水蒸気の増加につながる。また二酸化炭素が増加することが、中間圏では赤外放射冷却の増強につながり気温が下がる。上記二つの条件は、夜光雲の発生には適したものであり、夜光雲は地球環境変動の指標となり得るのではと考える研究グループもある[2]。

レイリー・ライダーは、ハイパワーのパルスレーザー光を大気中に鉛直に打ち出し、この送信レーザーの散乱光を受信系(望遠鏡)で集光することにより大気の計測を行う。大気中に特にエアロゾルがない場合は、大気粒子のみからのレーザー散乱光(レイリー散乱光)を受信しており、基本的にその受信信号強度は大気密度のみに比例する。一方、大気中にエアロゾルが存在する場合には、そのエアロゾルからのミー散乱光が強くなり、受信信号は、大気密度ではなくエアロゾルの密度や粒径に依存した強度変動を示す。

本文では、まずレイリー・ライダーの計測結果から得られる極域中間圏エアロゾル(夜光雲)の出現特性について簡単に解説する。さらに、ポーカーフラット実験場では、不定期にロケット発射が行われるが、その際にレイリー・ライダーで計測されたロケットの噴煙(人工的な中間圏エアロゾル)についての性質について初期計測結果を示し、中間圏の人工的エアロゾル計測を利用した精密な中層大気計測についての可能性を紹介したい。

2 計測機器及び解析データ

2.1 レイリー・ライダー

レイリー・ライダーは1997年11月にポーカーフラットに設置され、現在においても運用が続けられている[3]。送信系はNd:YAGレーザーを用い、2次高調波である波長532 nmを観測に用いている。送信パルスは繰り返し周波数20 Hz、パルスエネルギー550 mJ、ビーム広がり<0.1 mradである。受信系については直径61 cm、F3.1、視野1.6 mradのニュートン式望遠鏡を用いている。

観測高度範囲は35~80 kmで、大気密度・温度の高度プロファイルが時間分解能約2分半・高度分解能75 mで得られる。高度35 km以上では、通常大気中にエアロゾルはほとんど存在せず、受信信号は大気粒子そのものからのレイリー散乱光のみで構成されている。したがって受信信号強度は、大気密度に比例し、高度とともに減少していく。受信信号から大気密度を導出したのち、静水圧平衡の式から大気温度を導出する。このようにして、高度70 km以下では5 K以下の精度で温度導出が可能である。

本研究では、上記の温度データを用いるのではなく、夜光雲やロケットの噴煙というイレギュラーに存在する中間圏のエアロゾルからのミー散乱光を用いる。この場合、受信強度は散乱物質の密度及び粒径に依存した強度変動を示すため、散乱物質の粒径分布が分からなければ密度を求めることもできない。レイリー・ライダーデータからはこの粒径分布は導出不可能であり、したがって単純に受信信号強度の高度分布と時間変化のみから議論を進める。

2.2 MFレーダ

MFレーダは1998年10月に設置され、現在も運用が続けられている[4]。データの得られる高度範囲はおおよそ60~100 kmであり、この高度範囲に存在する電離気体(電離層)からの分反射信号及びじょう乱からの散乱を受信し、大気中の電子密度及び大気風速を導出可能な装置である。大気中、鉛直方向に周波数2.43 MHzの電波を送波し、ピーク送信電力50 kWである。受信信号は、高度分解能4 km・時間分解能3分であり、昼夜を問わず計測が可能である。相関法による風速導出

と電波の偏波を用いた電子密度推定を行っている。本研究では、エアロゾルの運動を調べるための背景風速場データとして用いており、30分又は4時間平均した風速データを用いている。

2.3 自動運用デジタル一眼レフカメラ

夜光雲の形状・広がり・運動等をモニターするために、自動運用のデジタル一眼レフカメラを2004年3月に設置し、現在も運用を続けている[5]。この装置は市販のデジタル一眼レフカメラ及び魚眼レンズを組み合わせて、デジタル写真を自動で撮影している。制御には、専用ソフトウェアを用いており、撮影画素数、撮影間隔、感度、露出、絞りなどリモートで設定が可能である。夜光雲の観測では、1分又は4分間隔で画像を撮影し、3種類の解像度で画像を保存している。ポーカーフラット実験場の北方に向けた視野を持っており、夜光雲は北方の地平線付近から画像の中央にかけて出現する。感度は自動で設定されるモードを使用している。

精密に視野や感度を校正した装置ではないが、その画像に移り込む星から画角の推定が可能であり、本文で導出した夜光雲の形状や運動についての数値は、この星から推定した高度・方位から導出している。

3 夜光雲の計測

3.1 中間圏と夜光雲

地球大気圏は、気温が高度とともに増加するか減少するかによって、四つの領域に分けられて呼ばれている。地表面から高度約15 kmが対流圏(高度とともに気温減少)、高度約15~55 kmが成層圏(高度とともに気温増加)、高度約55~90 kmが中間圏(高度とともに気温減少)、高度約90 km~大気圏界面(300~400 km)を熱圏(高度とともに気温増加)と呼ぶ。中間圏と熱圏の境界を中間圏界面と呼び、夏季極域では中間圏界面は高度87 km付近に位置する。また夏季極域中間圏界面は、地球大気圏の中で最も寒冷な領域であり、その気温は130~150 K以下に達する[6]。同一高度では、基本的に、極点に近いほど温度は低い。

夜光雲はこのような極低温化で成長する氷晶雲である。氷晶雲が生成するためには結晶核が必要

であり、雲の核となる物質は流星起源の金属原子又はプロトンハイドレイト(過飽和水素イオン)であるとされている。レイリー・ライダーで夜光雲が観測されるには約 20 nm 以上の直径が必要であり、氷晶雲の粒径分布のかなり大きな粒径の部分を観測している。

夜光雲の生成消滅過程は、次のように考えられている。まず、最も低温である高度 87 km 付近で核のまわりに氷晶が成長を始める。氷晶が成長するに従い雲粒子は重くなり、重力により落ち始める。ただし、夏季極域中間圏では大気中に上昇流が存在するため、落下速度は上昇流との兼ね合いで決まる。落下しながらも氷晶は周辺の水蒸気を取り込み、成長を続け、やがてライダーで検出可能な直径を獲得する。この時の高度は約 84 km～80 km である。中間圏では高度が下がると温度が上昇するため、ある高度まで落下すると氷晶は溶けて蒸発し(ライダー受信信号の最低高度に対応)、水蒸気に戻るといふサイクルが繰り返される [7]。

3.2 夜光雲計測結果

図 3・4 に 1999/08/04-05 の晩と、2002/08/03-04 の晩にレイリー・ライダーで観測された夜光雲からの受信信号を示す。図にはレイリー・ライダー受信信号の高度プロファイルを、約 2 分半ごとの時系列で並べてある。横軸は受信信号強度を相対的に表しており、各プロファイルごとに 100 ずつ横にずらして表示している。縦軸は高度を示す。時刻は地方標準時 [AKST] でサマータイムは考慮していない。前日の晩からの継続観測であるため、午前 0 時を 24 時、午前 1 時を 25 時というように記述している。なお、太陽高度が最も低いのは 25 時付近である。

どちらの晩においても、観測の最初のころは、大気からのレイリー散乱光のみが受信されており、受信信号は高度とともに単調に減少している。そして、24:45 [AKST] ごろから、高度 83 km 及び 80 km 付近に夜光雲からのミー散乱信号が混じり始める。この信号強度は時間の経過とともに強くなっていき、観測時刻の終了時(26:00～27:00 [AKST])にほぼ最大強度に達している。なお、ライダーの観測時刻は、空が暗くなる時間帯に制限されており、夜光雲自体は、観測時刻終了後もしばらくは存在していた可能性が高い。

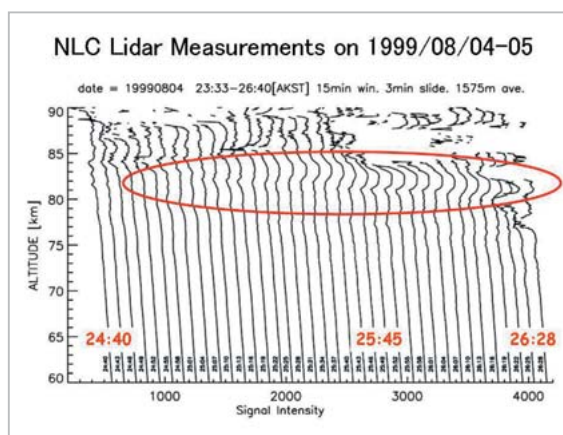


図3 1999/08/04-05 のライダー観測データ高度プロファイルの時系列

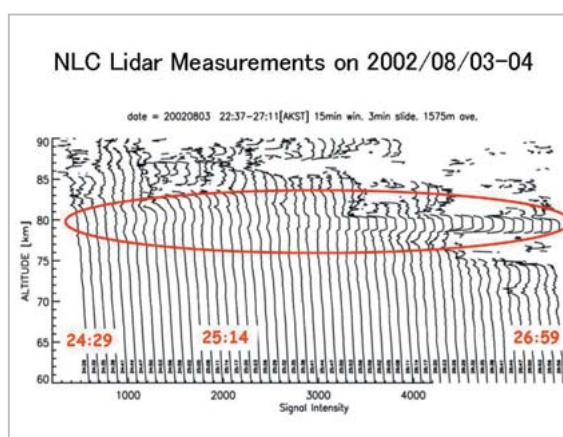


図4 2002/08/03-04 のライダー観測データ高度プロファイルの時系列

次に表 1 に 1999 年夏～2005 年夏の、代表的な夜光雲データのまとめを示す。夜光雲からの受信信号が受かっていた時間を Time で表しているが、観測の開始及び終了によって受信が途絶えた場合、その時刻を括弧でくくって表示している。また、図 5 に 2004/08/05-06 の晩の夜光雲の画像を 4 枚示す。1 枚の画像で北が下辺、南が上辺、西が左辺、東が右辺に対応する。左上→左下→右上→右下という画像の順で、25:25 から 10 分ごとの夜光雲の様子を表示している。画像中の丸印は、夜光雲のある部分とその観測時刻にどこに存在していたかを示しており、画像中の黒線は、最初にこの丸印が存在していた場所の画像上の水平位置を表す。

丸印は画像中をほぼ下から上、つまり北方から南方に移動している。このような夜光雲の動きは他の観測日にも見られ、南北方向の移動は常に北

表1 1999年夏～2005年夏の代表的な夜光雲データのまとめ

Date	Time[AKST]	Height	Extent	Instrument
99/08/05	24:45 - (26:28)	81 - 83km	?	Lidar
02/08/01	24:52 - (25:52)	77 - 78 km	?	Lidar
02/08/04	24:44 - (26:59)	79 - 81km	?	Lidar
03/08/07	25:25 - (26:58)	80 - 83 km	?	Lidar
04/08/03	24:35 - (26:03)	?	Elevation <math><10^{\circ}</math>	Camera
04/08/05	(23:00 - 25:45)	?	Elevation $\sim 30^{\circ}$	Camera
04/08/06	(23:21 - 26:15)	?	Elevation $\sim 50^{\circ}$	Camera
04/08/09	(23:00) - 26:43	?	Elevation $\sim 25^{\circ}$	Camera
05/08/09	(23:30 - 27:30)	81 - 84 km	Elevation $\sim 30^{\circ}$	Lidar Camera

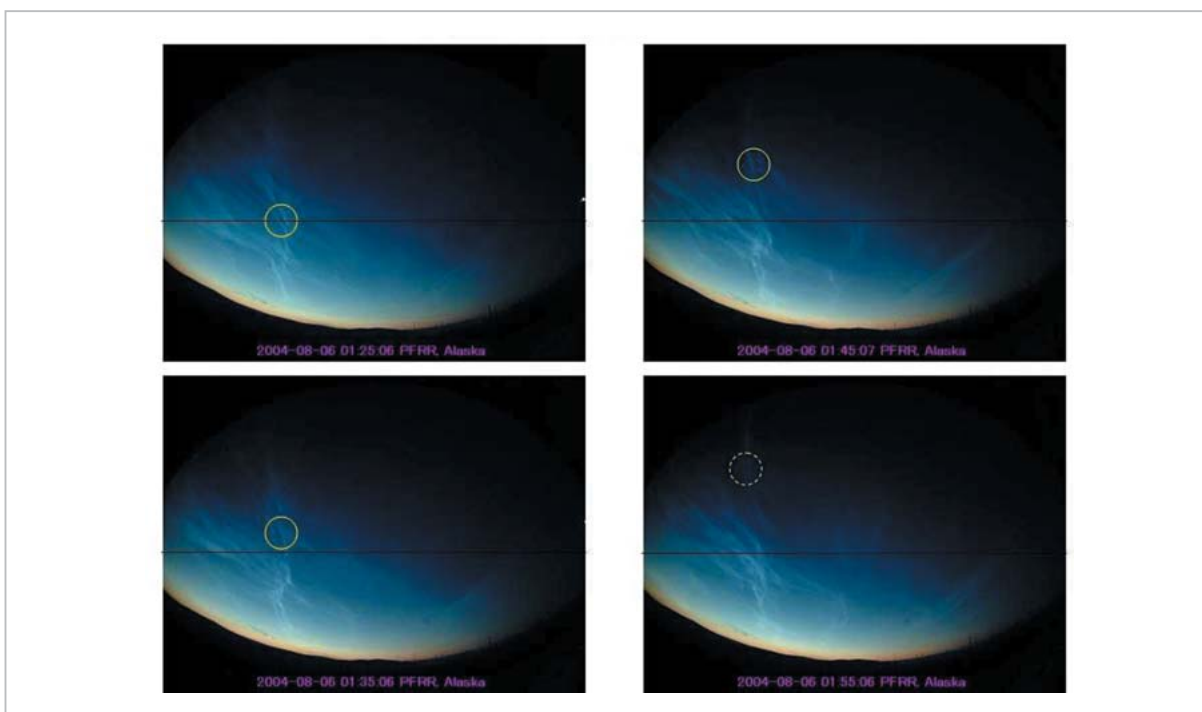


図5 2004/08/05-06の夜光雲画像

方から南方である。東西方向に関しては、おおむね東方から西方であるが、たまに逆向きも見られる。星を基準として、夜光雲の高度・方位を推定し、その移動速度を見積もると、南北・東西方向ともに約 20~70 m/sec 程度の範囲となる。

3.3 夜光雲の出現特性及び運動と中間圏の風

表1に見られるように、夜光雲のライダー信号は 24:00 ごろから検出され始め、観測の終了まで継続する。一方、デジタルカメラでは観測開始の 23:00 ごろから見え始める。ライダーとデジタルカメラで見え始める時刻が異なる理由は、デジタルカメラの視野は広く、北方の水平線から観

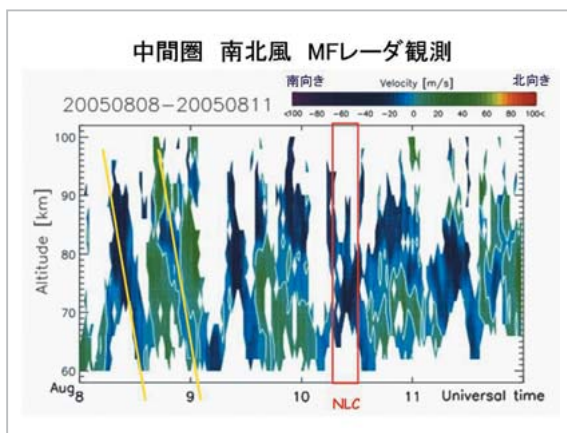


図6 2005/08/08-11 の中間圏南北風速

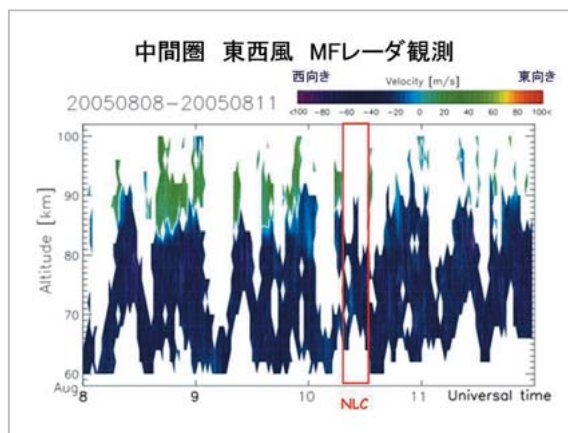


図7 2005/08/08-11 の中間圏東西風速

測地点の上空まで見ることができるが、ライダーは視野が狭く、観測地点の真上のみしか検出できないためであると考えられる。

以上の出現時刻の特徴及び画像上の動きから、ポーカーフラットで観測される夜光雲は、その場で生成・消滅しているというよりは、より極域(北方)で生成したものが、風に乗って運ばれてくると推測される。この仮定を確かめるために、MFレーダの風速値を調べた。図6及び図7は、例として2005/08/08-11の中間圏風速をカラーで表示したものである。横軸は日付を世界標準時で表している。縦軸は高度である。赤い四角で囲んだ時間帯が、代表的な夜光雲出現時刻に対応する。

南北風に関しては、北向き(緑色)と南向き(青色)が混在しているが、黄色い線2本で示すように、青色(緑色)の部分がほぼ周期的に1日に2回現れている。夜光雲が出現する時間帯の高度70~90 kmでは、0~70 m/secの南向きの風が吹いている。東西方向に関しては、約50 m/sec程度の強い西向き風が常に卓越しているが、83 km~90 km高度では、ときおり東向き風になることもある。このような傾向は、夏季に限れば年が変わっても同様である。

以上の風速値と方向は夜光雲の移動速度及び方向と一致しており、夜光雲がこの風に乗って運ばれてくることを強く示唆する。また、南向きの風は周期的に強くなり、弱くなり(逆向きになり)しているが、夜光雲が出現し始める時刻は、南向きの風が強くなり始めてから約3時間後、南向きの風がピークに達する約3時間前である。以上のことは、夜光雲が出現する時刻や、時間の経過と

もに強度が強くなっていく減少も、風による輸送で決まることを示唆している。

4 ロケット噴煙計測

4.1 ロケット噴煙のライダー検出例

ポーカーフラット実験場では、科学観測のためロケットが不定期に打ち上げられている。ロケット打ち上げ場所からライダー観測地点は南東方向に約1 km弱離れている。ロケットは北方に向かって打ち上げられ、ライダー観測地点からは遠ざかっていく。図8に1999/01/21-22の晩にレイリー・ライダーで検出されたロケット噴煙のデータを示す。左から右に、約2分半ごとのデータが示してある。横軸は信号強度、縦軸は高度である。図中のシグナルに重なる上部が左に傾いた実線は、大気密度のみからの散乱を仮定して計算した信号強度である。実線両側の点線は、計算された信号の標準偏差を示す。

高度78 km付近に、計算信号強度から大きく外れた強い層状の信号が観測されている、これがロケット噴煙を検出したものである。これまでにこのようなライダー信号を3例解析している。表2にこの3例のライダー信号の特徴及びその際の風速についてまとめたものを示す。「Lag」とは、ロケット打ち上げ時刻からライダーで信号が検出される時刻までの差、「Duration」とはライダーで噴煙のシグナルが検出され続ける時間を表す。

ここで、ロケット噴煙が夜光雲と同様に風で運ばれてくると考え、またロケット噴煙がライダー検出され続ける間で、厚みや高度をほとんど変え

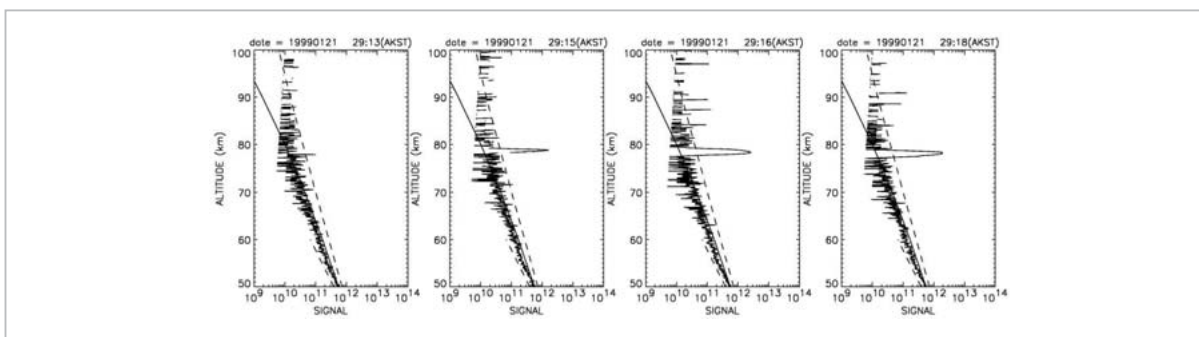


図8 ライダーによるロケット噴煙観測例(1999/01/21-22)

ないことから、噴煙が噴出されてからライダーで検出されるまで、ほぼ同じ高度を水平に移動していると仮定する。すると図9で示すように、ロケット噴煙が噴出された場所までの距離や、噴煙の広がりを推定することが可能となる。ただし、この見積りにおいては水平方向の拡散速度と噴煙が最初に持っている速度を無視している(噴煙の初速度はデータとして公表されていないため)。その推定結果を表3に示す。

表3に示したものはかなりおおざっぱな見積りであるが、注目すべきはロケットとライダー観測点間の水平距離よりも広い範囲に分布しているような噴煙の広がりが推定されることである。これは、一つにロケット噴煙の初速度を考慮していないための誤差が考えられるが、これを考慮したとしても、中間圏での濃いエアロゾルの拡散という興味深い計測実験が可能であることを示唆している。さらにロケット噴煙の物質から粒径がある程度推測できるならば、ライダー信号からその密度

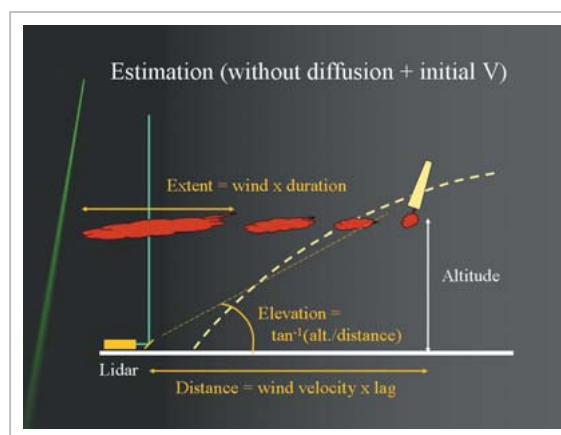


図9 ロケット噴煙とライダー検出の模式図

が推定でき、さらに鉛直拡散係数等についても推定が可能となることが考えられる。そしてこのような精密計測が可能となれば、そこから導出された拡散係数などを、自然エアロゾルである夜光雲データに適用して更に新しい研究が進められるであろう。

表2 ロケット噴煙信号の特徴及び観測時点の風速

Date [AKST]	1999/01/21	1999/02/10	2000/02/24
Launch time	28:57	21:45	22:45
Lag	18 min	80 (or 45) min	30 min
Duration	30 min	54 (or 89) min	80 min
Altitude	~ 80 km	~ 68 km	~ 68 km
thickness	1 ~ 6 km	~ 4 km	~ 4 km
N - S wind	~ 30 m/s S	~ 30 m/s S	~ 50-30 m/s S
E - W wind	~ 15 m/s E	~ 15 m/s E	~ 0 m/s

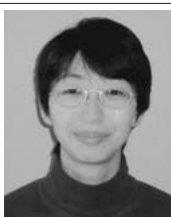
表3 ロケット噴煙データから得られる情報

Date [AKST]	21/01/1999	10/02/1999	24/02/2000
Horizontal distance	～ 32 km	～ 144 (81) km	～ 90 km
Elevation angle	～ 68°	～ 25° (40°)	～ 37°
Horizontal extent	～ 54 km	～ 97 (160) km	～ 144 - 240 km

本研究について、各観測を支援下さっている NICT、アラスカ大学及びポーカーフラット実験場スタッフに感謝いたします。

参考文献

- 1 B. Fogle and B. Haurwitz, "Noctilucent clouds", Space Science Reviews, 6, 1966.
- 2 G. E. Thomas, et al., "Relation Between increasing methane and the presence of ice clouds at the mesopause", Nature, 338, 490-492, 1989.
- 3 K. Mizutani et al., "Rayleigh and Rayleigh Doppler lidars for the observations of the Arctic middle atmosphere", IEICE trans. Commun., E83-B, 9, 2004-2009, 2000.
- 4 Y. Murayama et al., "Medium frequency radar in Japan and Alaska for upper atmosphere observations", IEICE trans. Commun., E83-B, 9, 1996-2003, 2000.
- 5 NICT Aurora Live, <http://salmon.nict.go.jp/awc/contents/>
- 6 U. von Zhan, et al., "Noctilucent clouds and the mesospheric water vapour: the past decade", Atmos. Chem. Phys., 4, 2449-2464, 2004.
- 7 T. Sugiyama, et al., "Oscillation in polar mesospheric summer echoes and bifurcation of noctilucent cloud formation", Geophys. Res. Lett., 23(6), 653-656, 1996.



坂野井和代
 駒澤大学総合教育研究部専任講師
 博士(理学)
 熱圏・中間圏ダイナミクス



Richard L. Collins
 アラスカ大学フェアバンクス校准教授
 Ph.D.
 超高層大気物理学、レーザーリモートセンシング



村山泰啓
 総合企画部企画戦略室プランニングマネージャー (前電磁波計測研究センター環境情報センシング・ネットワークグループ研究マネージャー)
 博士(工学)
 大気リモートセンシング、中層大気力学



水谷耕平
 電磁波計測研究センター環境情報センシング・ネットワークグループ研究マネージャー 理学博士
 レーザーリモートセンシング