

—報告—

Report

## ニーオルスンにおける成層圏エアロゾルと北極 PSC の ゾンデ、ライダー観測

白石浩一<sup>1\*</sup>・柴田 隆<sup>2</sup>・林 政彦<sup>1</sup>・藤原玄夫<sup>1</sup>・岩坂泰信<sup>3</sup>・Roland Neuber<sup>4</sup>

Aerosol sonde and lidar observations of stratospheric aerosol and polar  
stratospheric cloud above Ny-Ålesund

Koichi Shiraishi<sup>1\*</sup>, Takashi Shibata<sup>2</sup>, Masahiko Hayashi<sup>1</sup>, Motowo Fujiwara<sup>1</sup>,  
Yasunobu Iwasaka<sup>3</sup> and Roland Neuber<sup>4</sup>

(2009年12月17日受付; 2010年5月10日受理)

**Abstract:** Balloon borne aerosol sonde observation and lidar observations were performed at Ny-Ålesund, Norway in the winters of 2002/03 and 2007/08. In the winter of 2002/03, the aerosol layers with the increment of depolarization ratio were observed at the lower stratosphere below 15 km height by lidar. The effective radius of stratospheric aerosol estimated from aerosol sonde observations showed high values of 0.17–0.24  $\mu\text{m}$  in radius in the height range. The temperature in the height range was remarkably higher than the formation temperature of polar stratospheric cloud (PSC). The depolarized aerosol layer might be volcanic aerosol by the eruption of Mt. El Reventador. The average value of effective radius of stratospheric aerosol in the height range of 10–25 km was estimated to be 0.12  $\mu\text{m}$ . In the winter of 2007/08, PSC events were frequently detected. Both solid and liquid PSC detected by lidar on January 9, 2008 showed that they experienced almost the same temperature history. They might be affected by meso-scale temperature perturbations such as gravity waves.

**要旨:** エアロゾルゾンデとライダーを用いた成層圏エアロゾルの粒径分布, 空間分布の観測を2002/03年と2007/08年の冬季に行った。2002/03年冬季は, ライダーにより10–15 kmの高度域で高い偏光解消度をもつエアロゾ

<sup>1</sup> 福岡大学理学部地球圏科学科, Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka 814-0180.

<sup>2</sup> 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601.

<sup>3</sup> 金沢大学フロンティアサイエンス機構, Frontier Science Organization, Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa, Ishikawa 920-1192.

<sup>4</sup> Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (Potsdam), Telegrafenberg A43, D-14473 Potsdam, Germany.

\* Corresponding author. E-mail: siraisi@fukuoka-u.ac.jp

ル層を検出した。その高度域で、エアロゾルゾンデ観測から導出したエアロゾルの有効半径は比較的大きい値 (0.17-0.24  $\mu\text{m}$ ) を示した。気温は極成層圏雲が存在可能な温度よりも非常に高く、有効半径も大きいことから、エル・レベントドール火山起源のエアロゾルの可能性が強いと思われた。2008年1月9日にライダーで観測した極成層圏雲の固体粒子と液滴粒子の温度履歴は、ほとんど同じ温度変化を示し、両者の違いは見られなかった。極成層圏雲の時間変化(空間分布)、トラジェクトリー解析の結果から、グリーンランドのような標高の高い地形効果による重力波等の影響により、小さい温度擾乱を受けた可能性を示唆していた。

## 1. はじめに

大気エアロゾルは直接的に、あるいは雲粒の核として間接的に、太陽と地球の放射を吸収・散乱することにより大気の放射収支に影響を及ぼすだけでなく、その粒子表面上での化学反応を通してオゾン層破壊にも大きく寄与する大気成分である。エアロゾルとその原料の気体成分は、主として赤道で対流圏から成層圏に運ばれ、圏界面ギャップのある緯度圏と極域で再び対流圏に放出されると考えられている。極域では、冬季に長期間日射がない状態が継続することで成層圏と対流圏の境界が明確でなくなり、大気の鉛直混合が比較的容易になる。さらに、極渦の発達に伴い、成層圏の気温の低下、それに伴う極渦内部での空気塊の沈降、極成層圏雲 (Polar Stratospheric Cloud, 以下 PSC と称す) の重力沈降による脱窒、脱水過程など極域特有の対流圏・成層圏間の物質循環が生じていると考えられている。北極域は南極域に比べて人為的な汚染物質の排出源に近く、しかも大気波動に伴う物質の水平輸送も起こりやすいなど、状況は複雑である。また、極成層圏でオゾン層破壊の主要な役割を果たすと考えられている PSC は、近年のフィールド観測や室内実験等から、温度の低下に伴う発達過程やその振る舞いについてはある程度の知見は得られているものの、固体 PSC の組成や粒子の大きさ、生成メカニズムについてはいまだに不明な点が多い。そのため、固体 PSC が主要な役割を持つと考えられている脱窒・脱水過程の詳細についても、よく分かっていない。

我々は、極域での極成層圏雲の生成・発達過程、自由対流圏一成層圏間での物質交換について明らかにするため、ノルウェー・ニーオルスンにおいて1994年1月以降、毎年冬季にライダー観測を行ってきた。また、ライダー観測と同時に、エアロゾルゾンデによる粒径分布観測も散発的に実施してきた。2002/03年冬季は、従来のエアロゾルゾンデより小さい粒子を計測することができる新型のエアロゾルゾンデの観測も行った。本論文では、2002/03年冬季のエアロゾルゾンデによるバックグラウンドエアロゾルの粒径分布観測、および2007/08年冬季ライダーにより観測された極成層圏雲について詳細を報告する。

## 2. 測 定

本研究では 2 種類の光源を持つ粒子計数装置を利用した。それぞれ、OPC と LPC と称す。OPC は、光源に半導体レーザーを使用し、半径 0.15–1.8  $\mu\text{m}$  の粒子を 5 段階で分級し計測する前方散乱型エアロゾルゾンデである (Hayashi *et al.*, 1998)。LPC は、外部ミラー型の He-Ne レーザーの共振部分を光学チャンバーとして利用した側方散乱型エアロゾルゾンデであり (Kasai *et al.*, 2003)、0.056  $\mu\text{m}$ –0.15  $\mu\text{m}$  の粒子を 5 段階で分級し計測する。OPC と LPC の詳細の仕様については、Hayashi *et al.* (1998) と Kasai *et al.* (2003) に述べられている。いずれのエアロゾルゾンデも、屈折率 1.4 (通常の成層圏エアロゾル、硫酸濃度 75%) の等価粒径として計測している。

OPC の計測粒径は、堆積モードと呼ばれる寿命の長い成層圏エアロゾルの主要な粒子群 (0.1–0.6  $\mu\text{m}$ ) に対応し、オゾン破壊過程で重要な PSC 粒子 (0.5–5  $\mu\text{m}$ ) の計測にも対応している。また、LPC の計測可能な粒径領域は、堆積モードとそれより微小な核モードの境界にあたる。PSC の形成や極域での成層圏エアロゾル生成、火山噴火後の新粒子生成や粒子成長などの機構を理解するためには不可欠の情報を得ることができる。おのおの、観測時の気球の上昇速度は約 4–5 m/s であり、観測時間単位が 20 秒であることを考慮すると、これは高度分解能 80–100 m に相当する。

観測に使用したライダーシステムは、光源に Nd: YAG レーザーを使用し、大気からの後方散乱光を 35 cm シュミットカセグレン望遠鏡で集光する。532 nm の射出したレーザーの偏光面に対して平行成分と垂直成分、1064 nm の平行+垂直の成分を光電子増倍管で検出し、フォトンカウントで計測した。得られたデータからエアロゾルの後方散乱係数を導出する。1064 nm、532 nm のエアロゾルの後方散乱係数の導出は、Hirono *et al.* (1985) の反復法を利用した。

ライダーの解析パラメータとして、1064 nm、532 nm の散乱比  $R$ 、532 nm での偏光解消度  $\delta$ 、及びオングストローム係数  $\alpha$  を使用した。

散乱比  $R$  は、 $R = (\beta_R + \beta_M) / \beta_R$  と定義され、 $\beta_R$  と  $\beta_M$  は空気分子とエアロゾルの後方散乱係数である。 $R - 1$  は、エアロゾルの体積混合比におおよそ比例する (Pinnick *et al.*, 1976)。また、偏光解消度  $\delta$  は、 $\delta = \beta_{\perp} / (\beta_{\perp} + \beta_{\parallel})$  と定義され、ここでの  $\beta_{\perp}$  と  $\beta_{\parallel}$  は射出したレーザーの偏光面に対する垂直と平行な成分の後方散乱係数である。 $\delta$  は粒子の非球形度を表し、散乱体が液滴のような球形粒子からなる場合には 0 を示す。また、ダスト粒子や氷粒子の様な非球形粒子の場合、高い値を示す。オングストローム係数  $\alpha$  は 1064 nm と 532 nm の 2 波長のエアロゾル後方散乱係数  $\beta_{M1064}$ 、 $\beta_{M532}$  を用いて、 $\alpha = \ln(\beta_{M1064} / \beta_{M532}) / \ln(1064 / 532)$  で定義され、エアロゾル後方散乱係数  $\beta_M$  が  $\lambda^{-\alpha}$  ( $\lambda$ : 波長) に比例するという仮定のもとで、散乱に主に寄与する粒子の大きさの指標を表す。 $\alpha$  が大きいときには、相対的に小さい粒子が多いことを示している。

### 3. 冬季の極渦内部でのバックグラウンドエアロゾルの観測

#### 3.1. 極渦内でのエル・レベンタドール火山起源らしいエアロゾルの検出

2003年1月18日と19日に行った OPC と LPC の観測結果を図1に示す。2002-2003年冬季は、成層圏の気温は11月下旬~1月初旬にかけて非常に低温になり、PSCを頻繁に観測した報告がされていた。しかし、2003年1月中旬以降成層圏気温は上昇し、ライダー観測や OPC・LPC 観測でも PSC は観測されなかった。気球の到達高度は OPC, LPC それぞれ 25 km, 24 km であった。圏界面高度は 7.5 km であり、対流圏界面より上方の高度 7.5-25 km にかけてバックグラウンドエアロゾルの詳細な粒径分布が観測されている。この高度域での気温は、氷点下 70 度以上と高い。粒径  $r > 0.056 \mu\text{m}$  と  $r > 0.075 \mu\text{m}$  の粒子数濃度の鉛直分布は 9.5 km 付近にピークを持つが、それより大きい粒子の数濃度は、14 km 付近にピークを持っている。OPC の可測粒径域である  $0.15 \mu\text{m}$  より大きい粒子の数濃度は、20 km 以上の高度域で急激に減少している。一方、LPC の測定領域の  $0.056\text{--}0.15 \mu\text{m}$  の数濃度の減少は、それほど顕著ではない。

図2は、OPC の観測とほぼ同時刻にライダーで観測された 532 nm のエアロゾル後方散乱係数、偏光解消度、および温度の鉛直分布を示している。この日対流圏に絹雲が観測されており、1064 nm の後方散乱係数は測定データの質が悪かったためここでは示していない。

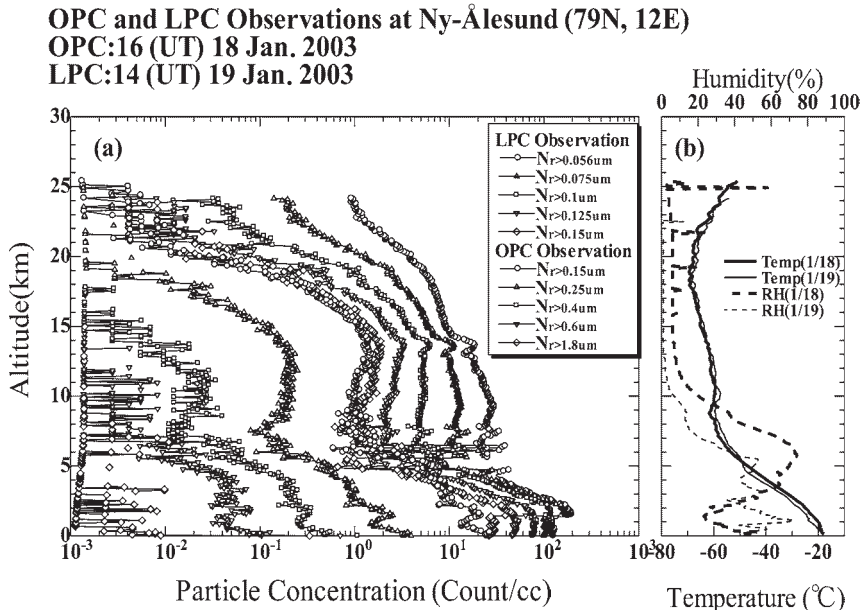


図1 2003年1月18日と1月19日に OPC と LPC により観測された (a) 積分粒子数濃度、および (b) 気温と相対湿度の鉛直分布。

Fig. 1. Vertical distributions of (a) size-integrated particle concentration, (b) temperature and relative humidity observed by OPC on January 18, 2003 and LPC on January 19, 2003.

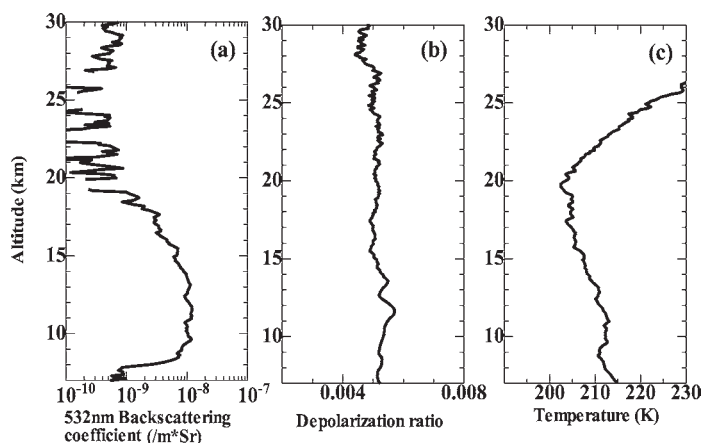


図2 2003年1月18日1345-1645 UTにかけてライダーにより得られた (a) 波長532 nmでのエアロゾル後方散乱係数と (b) 偏光解消度, (c) 気温の鉛直分布.

Fig. 2. Vertical profiles of (a) aerosol backscattering coefficient at 532 nm, and (b) depolarization ratio, and (c) temperature observed by lidar at 1345-1645 UT on January 18, 2003.

い. 532 nm の後方散乱係数は, 高度 12 km にピークを持ち, 高度の増加とともに緩やかに減少している. 偏光解消度では, 10-15 km の高度域で若干の増加がみられた(高度 11.6 km で 0.58%, 高度 13.6 km で 0.55%). 図 3 は, 2003 年 1 月 10 日~27 日にかけてライダーにより得られた, 波長 532 nm での散乱比と偏光解消度の鉛直分布を示している. 2003 年 1 月 18 日に観測された偏光解消度の増加は, 2002/03 年冬季の観測期間中, 継続して高度 15 km 以下で観測されていた. さらに, 極渦の勢力が弱まった 1 月後半の 27 日には, この高度域での偏光解消度はさらに増加し, より高い高度域 (17 km) まで偏光解消度の増加が観測されていた. NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) の HYSPLIT モデル (<http://www.ready.noaa.gov/ready/open/hysplit4.html>) を使用して, ライダー観測期間中 (2003 年 1 月 10 日~27 日) のニーオルスン上空の高度 13 km にある空気塊に対して 10 日間の後方流跡線解析を行い, 中緯度からの空気塊の流入の可能性について検討した. 計算は, 0000 UT と 1200 UT にニーオルスン上空高度 13 km にある空気塊に対して行った. その結果, 多くの空気塊がニーオルスン上空に到達するおよそ 2-8 日までの間に, 極渦の外側から流入してきたことが分かった. また, そのとき空気塊が経験した温度も 205-220 K までの間の高い温度を示していた. 例として図 4 と図 5 に, 2003 年 1 月 15 日 1200 UT にニーオルスン上空で高度 13 km にあった空気塊に対しての, トラジェクトリー解析の結果と温度履歴をそれぞれ示す. ニーオルスン上空に空気塊が到達する 5 日より前に, 空気塊は極渦外に位置し, 高い温度を経験していた. 今回, 高度 15 km 以下で観測した偏光解消度の高いエアロゾル層は, 11 月下旬~1 月初旬にかけて発達した PSC が重力沈降し, 成層圏下層部で観測された非球形粒子の可能性もある. しかしながら, 空気塊の経験



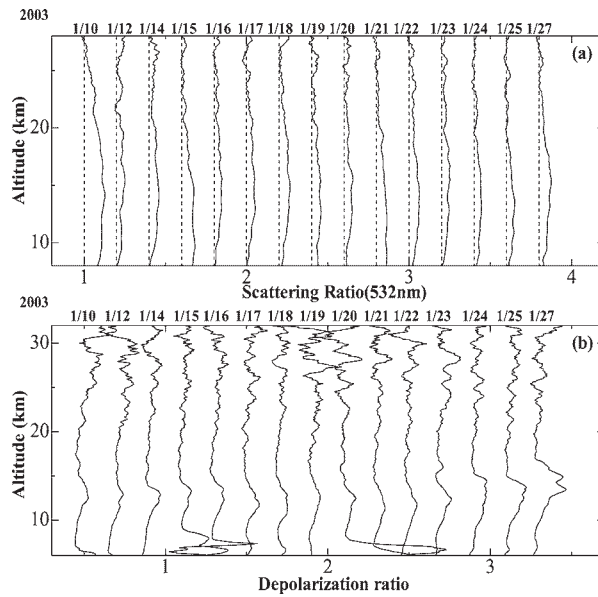


図3 2003年1月10日~27日にかけて観測した (a) 散乱比と (b) 偏光解消度の鉛直分布  
 Fig. 3. Vertical profiles of (a) scattering ratio at 532 nm and (b) depolarization ratio observed from January 10, 2003 to January 27, 2003.

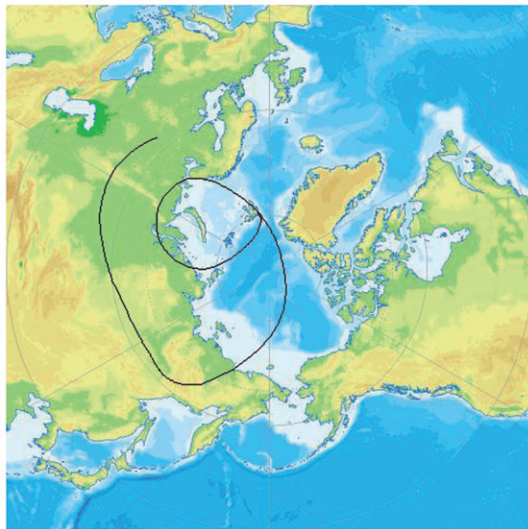


図4 2003年1月15日1200 UTに到達した空気塊に対しての2週間の後方流跡線解析の結果  
 Fig. 4. Horizontal cross section of 2 weeks isentropic backward trajectory map for the air mass arriving at the height of 13 km over Ny-Ålesund at 1200 UT on January 15, 2003.

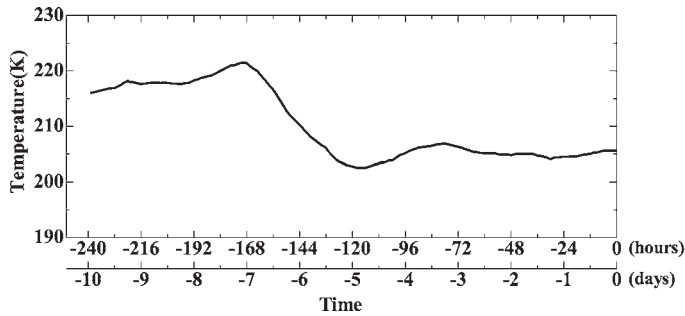


図5 2003年1月15日1200 UTに到達した空気塊に対しての2週間の後方流跡船解析による温度履歴

Fig. 5. Temperature history of 2 weeks isentropic backward trajectory for the air mass arriving at the height of 13 km over Ny-Ålesund at 1200 UT on January 15, 2003.

した気温が非常に高いことや、極渦の外から空気塊が流入している可能性が高いこと、極渦の勢力が弱まった1月後半に偏光解消度の増加がみられたこと等から、非球形粒子が極渦の外から運ばれた可能性が強い。2002年11月3日に噴火したエクアドルのエル・レベンタドール火山の噴煙が成層圏に注入され、その噴煙が11月下旬~12月にかけて赤道、中緯度域の下部成層圏で衛星やライダー観測等により検出されている (Kulkarni *et al.*, 2008; Thomason *et al.*, 2008; 気象庁, 2002)。火山性エアロゾルの中に火山灰が含まれていれば、偏光解消度は高い値を示す。気象庁による群馬県大船渡市でのライダー観測では、2002年11月22日、高度17 km付近に偏光解消度の増加を伴ったエアロゾル層が観測されていた。1991年のフィリピン・ピナトッポ火山噴火の時には、成層圏に注入されたエアロゾルが、5-6週間ほどで北極圏内まで輸送されていた (Neuber *et al.*, 1994)。我々がライダー観測を始めた2003年1月10日は、エル・レベンタドール火山の噴火から約2カ月経過しているが、こうした火山性エアロゾルが極渦内に侵入し、今回の観測で検出した可能性がある。

### 3.2. OPC・LPC (粒径分布) とライダー (後方散乱特性) 観測結果の比較

OPC と LPC の観測結果に対して、二山の対数正規分布でフィッティングを行い、粒径分布を得た。図6に、フィッティングした粒径分布を示している。黒丸が観測された積算粒子数濃度、破線が対数正規分布、実線が観測値にフィットした結果である。15 km よりも低い高度域では、半径  $0.6 \mu\text{m}$  以上の粒径に一つの山がみられる。これは、同時刻にライダーでも偏光解消度の増加が観測されており、前節で述べたようにエル・レベンタドール火山起源のエアロゾルの可能性がある。

OPC, LPC の観測結果は、球形、屈折率 1.4 のエアロゾルの光学的等価粒径として得られる。フィッティングして得られた粒径分布に対して、エアロゾルの屈折率  $1.4+0i$  を仮定し、ミー散乱理論に基づく後方散乱係数を算出し、ライダーの観測結果との比較を行った。

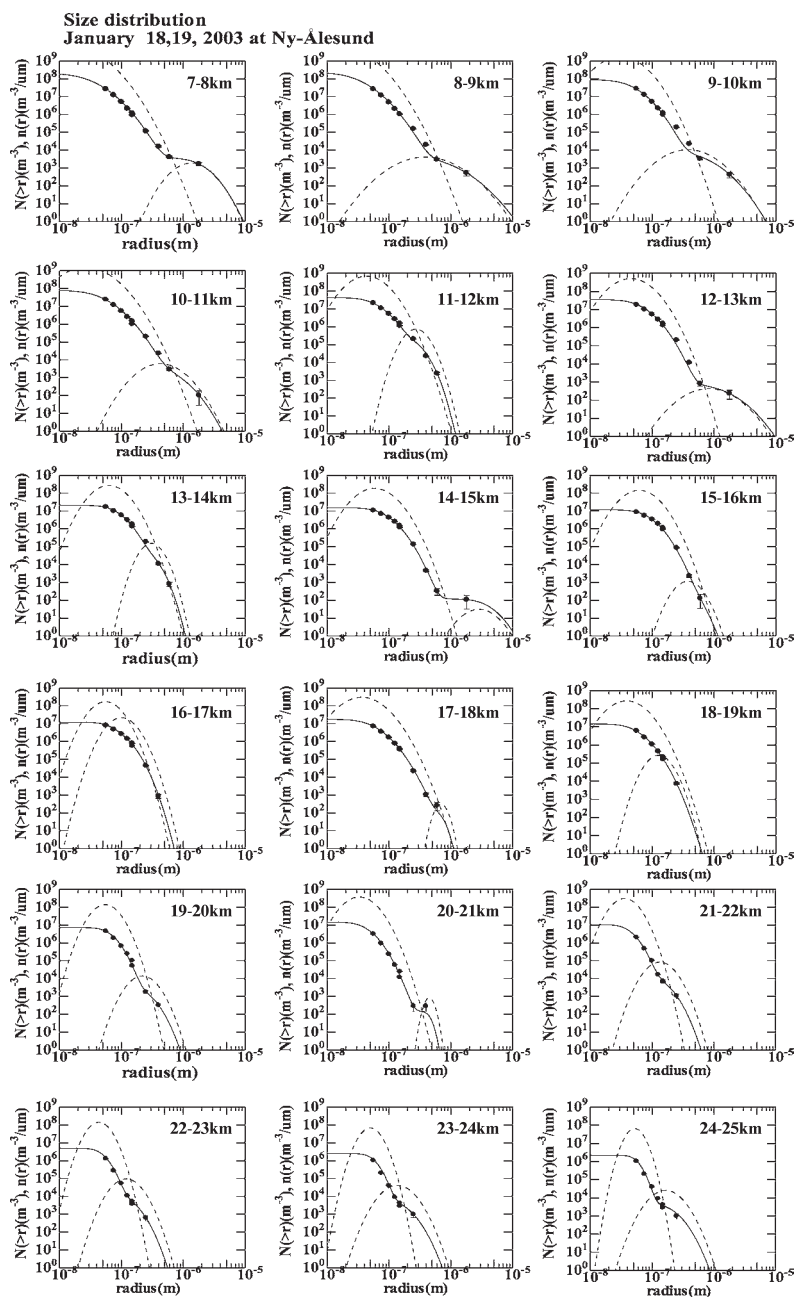


図 6 2003 年 1 月 18 日と 1 月 19 日の OPC と LPC の観測結果に二山の対数正規分布をフィッティングして得られた高度 7-25 km にかけての粒径分布。実線は積分粒子数濃度を示し、点線は、対数正規分布を示している。

Fig. 6. Aerosol size distributions from 7 km to 25 km height obtained by fitting the result of OPC observation on January 18, 2003 and LPC on January 19, 2003. Solid lines show integrated particle number concentration. Dotted lines show fitted log-normal distributions from bimodal distributions.



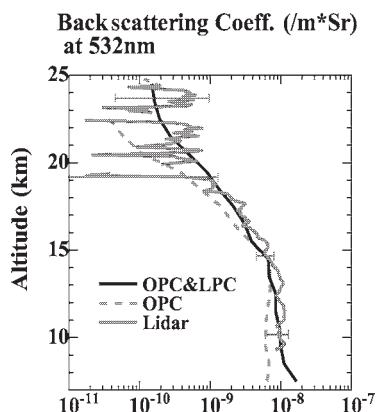


図7 OPC と LPC の観測結果から推定した後方散乱係数とライダーから得られた後方散乱係数の比較

Fig. 7. Comparison of the aerosol backscattering coefficients derived from OPC and LPC observations with those derived from the lidar.

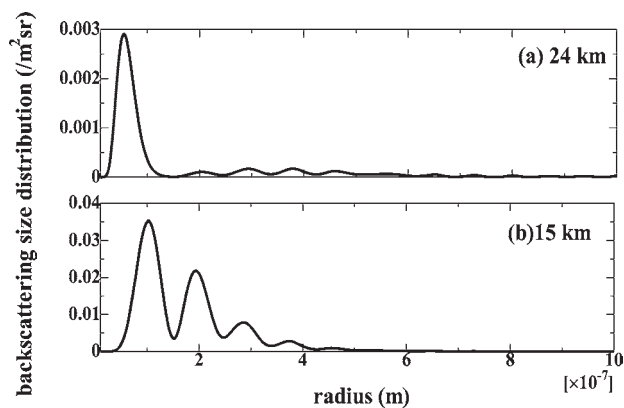


図8 OPC と LPC 観測により導出した高度 15 km と 24 km での二山対数正規分布に、粒子 1 個あたりのエアロゾルの後方散乱断面積をかけて導出した、エアロゾルの粒径に対する後方散乱係数の寄与。

Fig. 8. The backscattering size distributions at the height of (a) 24 km and (b) 15 km, which were derived by multiplying the log-normal size distribution fitted to the result of OPC and LPC observation by the aerosol backscattering cross section.

図7に、OPC と LPC 観測による粒径分布から算出された波長 532 nm での後方散乱係数と、ライダー観測の後方散乱係数の鉛直分布との比較を示す。ライダーの観測結果により適合するのは、OPC に加えて LPC を用いたバイモード粒径分布であることが明らかである。特に、LPC を併用したバイモード粒径分布の有効性は、高度 20 km 以上で顕著になる。図8に、OPC と LPC 観測により導出した高度 15 km と 24 km での対数正規分布(図6)に、

粒子 1 個あたりのエアロゾルの後方散乱断面積をかけて導出した、エアロゾルの粒径に対する後方散乱係数の寄与を示す。図 8 に示した後方散乱係数を粒径に対して積分すると、図 7 に示した高度 15 km, 24 km での OPC の後方散乱係数になる。ここで示した高度 15 km および 24 km の図はそれぞれ、OPC 計測粒径の高濃度・低濃度領域に対応している。高度 15 km では  $0.05\text{--}0.4\ \mu\text{m}$  の大きさ (半径) を持つエアロゾルが主に寄与しているのに対して、高度 24 km では  $0.01\text{--}0.1\ \mu\text{m}$  の粒径のエアロゾルが主に寄与している。高い高度域 (20 km より高い高度) において、PSC の出現しない状態での後方散乱係数の評価には、LPC 計測 ( $0.056\text{--}0.15\ \mu\text{m}$ ) がきわめて重要であることを示している。

OPC, LPC の観測結果にフィットした粒径分布から有効半径 (Hansen and Travis, 1974) を導出した。図 9 に、導出した有効半径の鉛直分布を示す。ライダーで偏光解消度の増加を検出した高度域では全体的に高い有効半径を示している。高度 12.5 km (有効半径  $0.17\ \mu\text{m}$ ) と 14.5 km (有効半径  $0.24\ \mu\text{m}$ ) に二つのピークが観測された。また、高度 15–20 km にかけて有効半径は  $0.13\text{--}0.06\ \mu\text{m}$  まで減少していた。高度 10–25 km の下部成層圏で推定した有効半径は  $0.12\ \mu\text{m}$  である。Russel *et al.* (1996) は、1990 年代初めの衛星観測や *in situ* 野外観測、室内実験等を包括的に解析し、ピナトゥボ火山噴火前のバックグラウンドエアロゾルの有効半径を二山モードの粒径分布で見積もり、 $0.17\pm 0.07\ \mu\text{m}$  と報告していた。我々の観測は極渦の内側であり、火山性エアロゾルらしいエアロゾルを検出した 10–15 km の高度域では、大きい有効半径 ( $0.17\text{--}0.24\ \mu\text{m}$ ) を示していた。しかし、成層圏下層部全域 (高度 10–25 km) で推定した有効半径は、彼等の結果と同程度の大きさである。Hayashida and Horikawa (2001) や Watanabe *et al.* (2004), Deshler *et al.* (2006) は、衛星やフィールド観測の結果をもとに、1991 年 6 月に噴火したピナトゥボ火山起源の成層圏エア

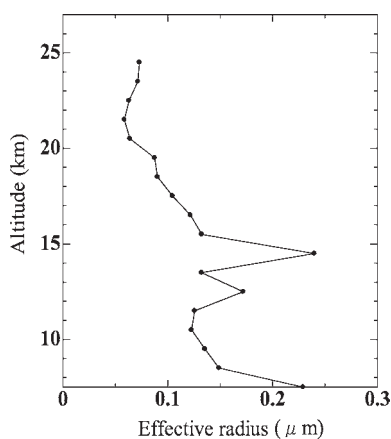


図 9 OPC と LPC の観測結果にフィットした対数正規分布から導出した有効半径の鉛直分布  
 Fig. 9. Vertical profile of effective radius obtained from the log-normal distribution fitted to the result of OPC and LPC observation.

ロゾルの影響は 1999 年頃まで続き、その後は火山噴火のない静穏時のバックグラウンドエアロゾルに移行し、1991 年 6 月のピナトッポ火山噴火以前よりもエアロゾル量が低いレベルにあることを報告した。また、Thomason *et al.* (2008) は、SAGE II のエアロゾル消散係数の測定から、2000 年以降の成層圏エアロゾルはエル・レベンタドール火山のようなマイナーな火山噴火による擾乱を受けているものの、火山噴火のない静穏時のバックグラウンド状態におおよそ移行していることを述べている。2002 年のエル・レベンタドール火山の噴火は、1982 年のメキシコでのエル・チチョン火山や 1991 年のピナトッポ火山の噴火に比べれば規模が小さく、気候に与える影響は少ない。しかし、成層圏に注入されたエアロゾルの滞留時間は数年に及ぶとも言われており、少なからず影響を及ぼしたと考えられる。

2002/03 年冬季は観測期間に PSC らしいエコーを検出しておらず、PSC と火山性エアロゾルとの関係については見る事ができなかった。LPC で計測可能な微小粒径 (0.056-0.15  $\mu\text{m}$ ) のエアロゾルは、高度 20 km 以上で支配的になる。北極域で冬季 PSC が頻繁に観測されるのは主に高度 20 km より高い高度であり、今後 PSC の発達や生成過程をより詳しく調査するためには、PSC 出現時のこの粒径領域の詳細な観測が必要だと思われる。

#### 4. メソスケールの温度擾乱の影響を受けた可能性のある PSC

2007/08 年冬季は、成層圏気温が低温になりニーオルスン上空でも頻繁に PSC が観測された。観測された PSC は、山岳波のようなメソスケール規模の温度擾乱の影響を強く受けている可能性を示唆していた。ここでは、2007/08 年冬季に検出した PSC について詳細を報告する。

ライダー観測は 2008 年 1 月 9 日~26 日にかけて実施された。現地でのアルフレッドウェゲナー極地海洋研究所 (Alfred Wegener Institute, 以下 AWI) によるレーウィンゾンデ観測により得られた、温度の時間・高度変化を図 10 に示す。ニーオルスン上空の成層圏気温は 12 月初旬から冷え始め、12 月中旬から下旬にかけて、20 km よりも高い高度域で PSC が出現可能な低温度領域 (<196 K) が観測されていた。1 月になると極渦の発達に伴い、より低い高度域まで低温領域が出現し、我々の観測でも観測初めから PSC を頻繁に検出した。図 11 と図 12 に、2008 年 1 月にニーオルスンで観測した成層圏エアロゾルの散乱比と偏光解消度の時間変化を示す。1 月 9 日~10 日にかけて、散乱比の高い層が 2 層 (18-22 km, 22-24 km) 観測された。上層は偏光解消度が低く、下層は偏光解消度が高いことから、上層は液滴主体の PSC、下層は固体主体の PSC であることが分かる。さらに、1 月 16 日以降は上層の液滴 PSC が見えなくなり、下の固体層がより低い高度まで下がっているように見える。1 月 19-20 日には高度 14 km にまで下がっている。2007/08 年冬季に観測された PSC の特徴として、比較的低い高度域 (14 km-20 km) でそれ程高くない散乱比 (散乱比のピー

2007/08 winter TEMPERATURE (K)

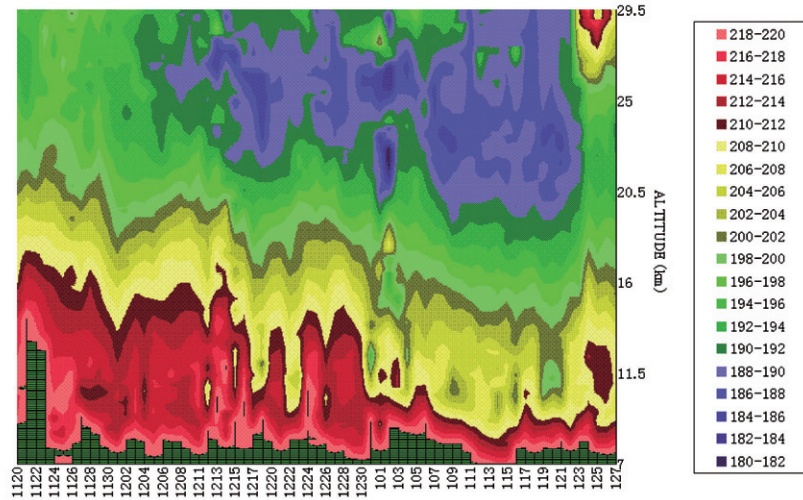


図 10 2007-2008 年冬季, ニーオルスン上空での温度分布.  
 Fig. 10. Time variation of stratospheric temperatures over Ny-Ålesund in the winter of 2007/08.

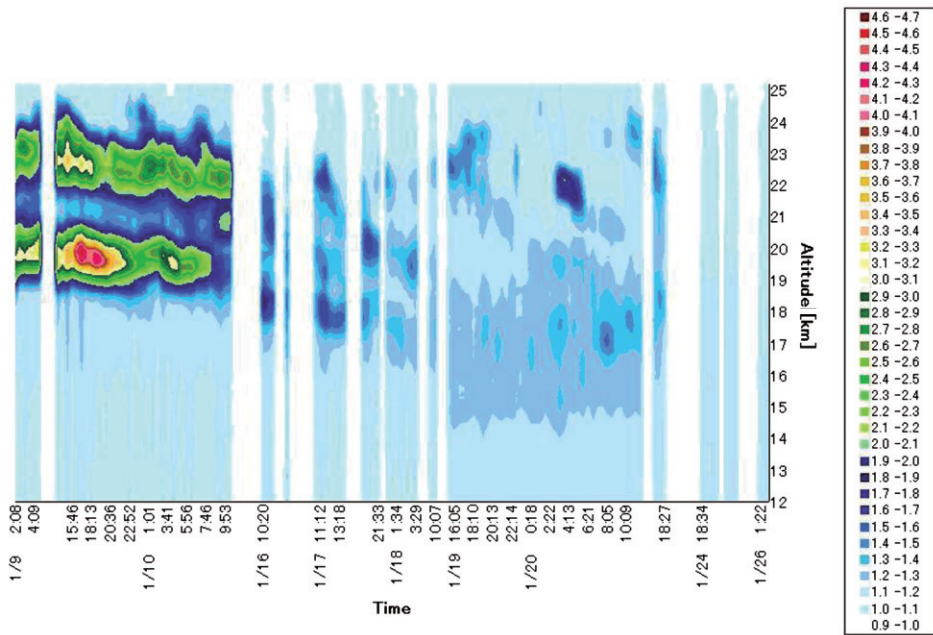


図 11 2008 年 1 月 9 日~26 日にかけてライダーにより観測された散乱比の時間変化  
 Fig. 11. Time variation of 532 nm scattering ratios from 12 km to 25 km height observed by lidar in January 9-26, 2008.

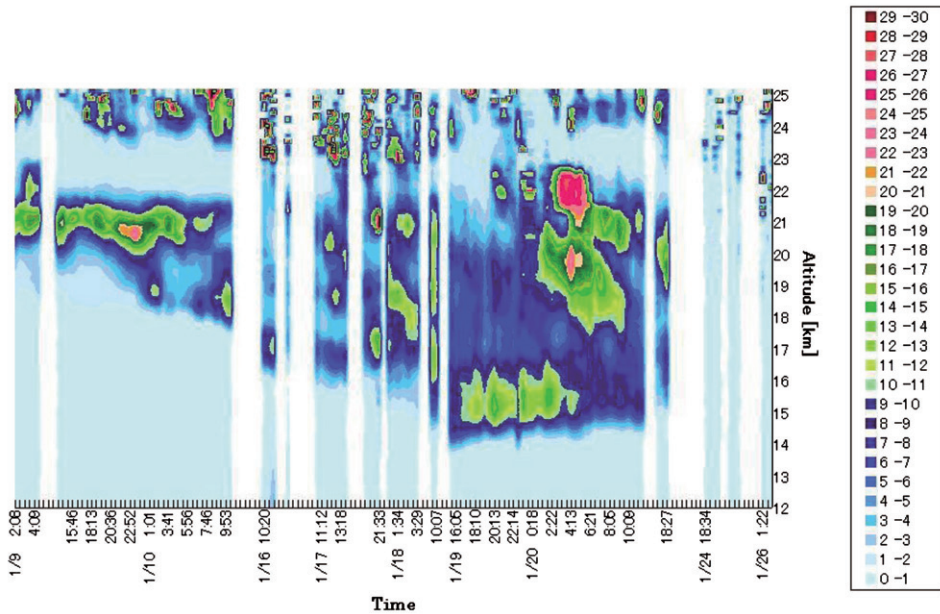


図 12 2008 年 1 月 9 日~26 日にかけてライダーにより観測された偏光解消度の時間変化  
 Fig. 12. Time variation of depolarization ratios observed by lidar in January 9-26, 2008.

ク値 1.2-1.7) の固体主体 (高い偏光解消度をもつ) PSC を頻繁に検出したことが挙げられる。とりわけ 1 月 16 日以降は, 固体主体の PSC だけを頻繁に観測している。固体主体 PSC は液滴 PSC よりも粒子の大きさが大きく, 重力沈降による脱窒・脱水過程を通して, 冬季の成層圏-対流圏の物質循環過程に重要な役割を果たしていると考えられている。

図 13 に, 1 月 9 日 1400 UT に PSC を検出した高度域の散乱比, 偏光解消度, オングストローム係数の鉛直分布を示す。同時に, AWI によるレーウィンゾンデ観測で得られた温度と露点温度 ( $T_{ice}$ ) の偏差, NOAA の客観解析モデル NCEP (NCEP/NCAR Reanalysis 1) による温度データとの偏差の鉛直分布も示している。高度 18.4-25 km にかけて二つの散乱比のピークが偏光解消度のピーク高度を挟むような, 固体層を上層と下層の液滴層が挟み込むような高度分布をした PSC を検出している。9-10 日にかけて観測した PSC の散乱比と偏光解消度は, 時間軸に対して周期的に増減しているように見える (図 11, 図 12)。

図 14 に, 1 月 9 日 1400 UT に観測した PSC の散乱比と, 偏光解消度の各ピーク高度での空気塊の NOAA の HYSPLIT モデルによる後方流跡線解析の結果を示す。いずれの高度の空気塊も観測の 12 日前は非常に温度が高く, 観測の約 30 時間前から急激に温度が下がり, 観測時には NAT の平衡温度 ( $T_{NAT}$ ) に対して  $-5\text{ K}$  くらいまで冷却されている。しかしながら, 固体層と液滴層のピーク高度での温度履歴に明確な違いは見られない。

近年の北極域での衛星およびフィールド観測や, 客観解析データを用いた PSC の温度履



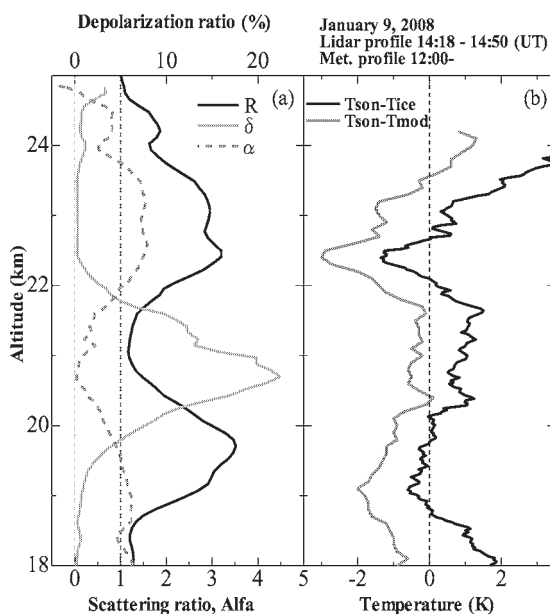


図 13 (a) 散乱比, 偏光解消度, オングストローム係数の鉛直分布. (b) レーウィンゾンデにより測定された温度と露点温度の偏差とレーウィンゾンデによる温度と客観解析データ (NCEP/NCAR Reanalysis 1) の偏差の鉛直分布.

Fig. 13. Vertical profile of (a) scattering ratio, depolarization ratio, Ångström coefficient, and (b) deviation of temperature from the frost point of ice, and deviation of temperature obtained by rawin sonde observation from that by objective model NSEP (NCEP/NCAR Reanalysis 1).

歴解析から, 固体 PSC と液滴 PSC の温度や温度履歴に対する振る舞いに, ある程度の見解が示されている (Larsen *et al.*, 1997; Shibata *et al.*, 1999; Shiraishi *et al.*, 2003). Shiraishi *et al.* (2003) は, 1994-1997 年にかけてのニーオルスンでの PSC のライダー観測により, 温度の低下に伴う PSC の散乱比の増加を示した.  $T_{NAT}$  付近の温度では, 偏光解消度の増加を伴った固体 PSC を頻繁に検出している. しかし, 温度の低下に伴い液滴 PSC の検出頻度が増え,  $T_{ice}$  付近では固体よりもむしろ液滴が支配的に存在する. このような傾向は, 多くのフィールド観測で報告されている. また, Shibata (1999) や Daneva and Shibata (1999) は, 検出した PSC の光学特性の温度に対する振る舞いが, 固体 PSC (NAT) と液滴 PSC (STS) の外部混合を仮定した BOX モデルで説明できることを示した. Shibata *et al.* (1999) は, ライダーで検出した PSC の光学特性とその PSC を含む空気塊の温度履歴解析から, 検出した PSC の温度履歴と, 散乱比や偏光解消度の光学特性との間に, はっきりとした関係を見ることは難しいと述べている. 一方で, PSC の偏光解消度の増加には,  $T_{NAT}$  よりも低い温度を 1 日~数日以上経験することが必要なことや, 山岳波のようなメソスケール規模の温度擾乱により,  $T_{ice}$  以下の温度を経験することが必要だと指摘されている (Larsen *et*



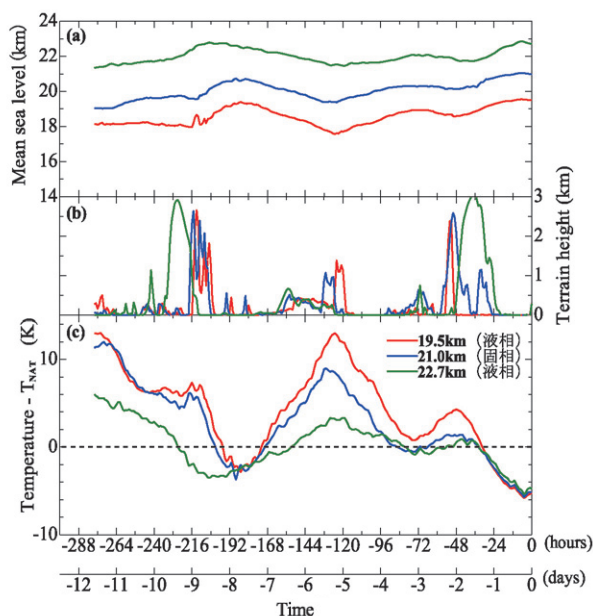


図 14 2008 年 1 月 9 日 1400 UT にライダーで観測した液滴 PSC (高度 19.5 km, 22.7 km) と固体 PSC (高度 21.0 km) に対してのトラジェクトリー解析による温度履歴  
 Fig. 14. Temperature history of trajectory analysis for liquid PSC (19.5 km, 22.7 km) and solid PSC (21.0 km) observed by lidar at 1400 UT on January 9, 2008.

al., 1997; Carslaw *et al.*, 1999).

今回、1 月 9-10 日にかけて観測した PSC は、温度が  $T_{ice}$  より下がった高度域で偏光解消度の低い液滴層を検出しているものの、両者の温度履歴に明確な違いはなく、十分な説明ができない。トラジェクトリー解析によれば、この日観測した PSC を含む空気塊は、数日前に標高 3000 m のグリーンランド上空を通過している (図 14b)。また、図 13 に示した客観解析データ NCEP による温度とレーウィンゾンデ観測による温度の鉛直分布の比較からは、PSC の散乱比が増加した高度域でその差が大きいことを示している。客観解析データの温度は総観規模の大気モデルにより算出した温度であり、モデル大気と観測温度の差は、より小さい局所的な温度擾乱の指標になると考えられる。また、PSC の固体層、液滴層の光学特性に温度履歴の違いが見られないことや、おのおのの散乱比と偏光解消度のピークが時間軸に対して周期的に増減して見られたことは、グリーンランドのような標高の高い地形の上空を通過する際に生じる重力波等の影響により、温度擾乱を受けた結果ではないかと思われる。Carslaw *et al.* (1999) は数値モデル計算により、スカンジナビア半島上空において、山岳波によるメソスケールの温度擾乱で生成した固体粒子 (NAT) が極渦内に拡散する可能性について示し、グリーンランド東岸やノルウェー山脈、ウラル山脈等が、地形効果による固体粒子の主要な発生源である可能性について述べている。我々が

観測を行ったニーオルスンがあるスバル諸島周辺には高い山脈がなく、過去のニーオルスンでの PSC 観測でも、そういうメソスケールの温度擾乱の影響を受けた PSC はほとんど観測されていないという報告がされている (Biele *et al.*, 2001)。しかし今回の観測は、そういったメソスケールの温度擾乱が PSC の層構造に与える影響の可能性を示唆している。

## 5. ま と め

エアロゾルゾンデとライダーを用いた成層圏エアロゾルの粒径分布、空間分布観測を 2002/03 年と 2007/08 年の冬季に行った。2002/03 年冬季は、ライダーにより 10-15 km の高度域で偏光解消度の増加を伴ったエアロゾル層を検出した。OPC と LPC 観測から導出した有効半径は、10-15 km の高度域で高い値 (0.17-0.24  $\mu\text{m}$ ) を示した。トラジェクトリー解析により、この高度域での空気塊は、ニーオルスン上空に到達するライダー観測の 2-8 日前までに極渦の外から流入した可能性が高いことや、極成層圏雲が存在可能な温度よりも非常に高い温度を経験していたことなどが示唆された。さらに、極渦の勢力が弱まったときに偏光解消度が増加したことが、衛星観測や地上でのライダー観測により、極渦形成前に赤道および中緯度でエル・レベントール火山起源のエアロゾルが観測されていることから、エル・レベントール火山起源のエアロゾルである可能性が強いと思われる。また、10-25 km の高度域で推定した成層圏エアロゾルの有効半径は 0.12  $\mu\text{m}$  であり、1991 年のピナトッポ火山噴火より前の値とほぼ同じ値を示した。

2007/08 年冬季にライダーで検出した極成層圏雲の光学特性は、相関規模の温度や温度履歴では説明できなかった。PSC の時間変化(空間分布)、トラジェクトリー解析の結果からは、グリーンランドのような標高の高い地形の上空を通過する際に生じる重力波の影響により、小さい温度擾乱を受けた可能性が示唆された。

## 謝 辞

ニーオルスン観測基地におけるエアロゾルゾンデ観測、ライダー観測を遂行するにあたり、Alfred Wegener Institute のスタッフ、KBKC (Kings Bay A/S: キングスベイ会社) のスタッフに多大なご支援を頂いた。この紙面を借りてお礼申し上げる。

## 文 献

- Biele, J., Tsias, A., Luo, B.P., Carslaw, K.S., Neuber, R., Beyerle, G. and Peter, T. (2001): Nonequilibrium coexistence of solid and liquid particles in Arctic stratospheric clouds. *J. Geophys. Res.*, **106** (D19), 22991-23007.
- Carslaw, K.S., Peter, T., Bacmeister, J.T. and Eckermann, S.D. (1999): Widespread solid particle formation by mountain waves in the Arctic stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **104** (D1), 1827-1836.

- Daneva, D. and Shibata, T. (2003): The mixing state of polar stratospheric clouds particles in "sandwich structure" observed by lidar2: numerical simulations of the optical properties of the liquid and solid particles with external mixture of STS and NAT particles. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **81**, 759-777.
- Deshler, T., Anderson-Sprecher, R., Jäger, H., Barnes, J., Hofmann, D.J., Clemesha, B., Simonich, D., Osborn, M., Grainger, R.G. and Godin-Beekmann, S. (2006): Trends in the nonvolcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971-2004. *J. Geophys. Res.*, **111**, D01201, doi:10.1029/2005JD006089.
- Hansen, J. and Travis, L. (1974): Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.*, **16**, 527-610.
- Hayashi, M., Iwasaka, Y., Watanabe, M., Shibata, T., Fujiwara, M., Adachi, H., Sakai, T., Nagatani, M., Gernandt, H., Neuber, R. and Tsuchiya, M. (1998): Size and number concentration of liquid PSCs: balloon-borne measurements at Ny-Ålesund, Norway in the winter of 1994/95. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **76**, 549-560.
- Hayashida, S. and Horikawa, M. (2001): Anti-correlation between stratospheric aerosol extinction and the Ångström parameter from multiple wavelength measurements with SAGE II: a characteristic of the decay period following major volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4063-4066, doi:10.1029/2000GL012826.
- Hirono, M., Fujiwara, N., Fujiwara, M. and Shibata, T. (1985): Comparative study of the aerosol properties measured by two-wavelength lidar and detector on balloon. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **63**, 294-302.
- Kasai, T., Tsuchiya, M., Takami, K., Hayashi, M. and Iwasaka, Y. (2003): Balloon borne optical particle counter for stratospheric observation. *Rev. Sci. Instrum.*, **74**, 1082, doi:10.1063/1.1533791.
- 気象庁 (2002): 4. 大気混濁度. 大気・海洋環境観測報告, **4**—2002 年観測成果一, 104-120. <[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2002/report2002\\_07\\_chapter04.pdf](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report2002/report2002_07_chapter04.pdf)>
- Kulkarni, P., Ramachandran, S., Bhavani Kumar, Y., Narayana Rao, D. and Krishnaiah, M. (2008): Features of upper troposphere and lower stratosphere aerosols observed by lidar over Gadanki, a tropical Indian station. *J. Geophys. Res.*, **113**, D17207, doi:10.1029/2007JD009411.
- Larsen, N., Knudsen, B.M., Rosen, J.M., Kjome, N.T., Neuber, R. and Kyrö, E. (1997): Temperature histories in liquid and solid polar stratospheric cloud formation. *J. Geophys. Res.*, **102** (D19), 23505-23517, doi:10.1029/97JD01666.
- Neuber, R., Beyerle, G., Fiocco, G., di Sarra, A., Fricke, K.H., David, Ch., Godin, S., Knudsen, B. M., Stefanutti, L., Vaughan, G. and Wolf, J.-P. (1994): Latitudinal distribution of stratospheric aerosols during the EASOE winter 1991/92. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1283-1286, doi:10.1029/93GL02890.
- Pinnick, R.G., Rosen, J.M. and Hofmann, D.J. (1976): Stratospheric aerosol measurements III: optical model calculations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 304-314.
- Russell, P.B., Livingston, J.M., Pueschel, R.F., Bauman, J.J., Pollack, J.B., Brooks, S.L., Hamill, P., Thomason, L.W., Stowe, L.L., Deshler, T., Dutton, E.G. and Bergstrom, R.W. (1996): Global to microscale evolution of the Pinatubo volcanic aerosol derived from diverse measurements and analyses. *J. Geophys. Res.*, **101** (D13), 18745-18763.
- Shibata, T. (1999): On the lidar-observed sandwich structure of polar stratospheric clouds (PSCs) 2: numerical simulations of externally mixed PSC particles. *J. Geophys. Res.*, **104** (D17), 21613-21619.
- Shibata, T., Shiraishi, K., Adachi, H., Iwasaka, Y. and Fujiwara, M. (1999): On the lidar-observed sandwich structure of polar stratospheric clouds (PSCs): 1. Implications for the mixing state of the PSC particles. *J. Geophys. Res.*, **104** (D17), 21603-21611, doi:10.1029/1999JD900333.
- Shiraishi, K., Fujiwara, M., Shibata, T. and Iwasaka, Y. (2003): Lidar observations of polar stratospheric clouds over Ny-Aalesund in the winters of 1994/95-1996/97: impact of the temperature and the temperature history on the PSC structure. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **81**, 1457-1470.

- Thomason, L.W., Burton, S.P., Luo, B.-P. and Peter, T. (2008): SAGE II measurements of stratospheric aerosol properties at non-volcanic levels. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 983-995.
- Watanabe, M., Iwasaka, Y., Shibata, T., Hayashi, M., Fujiwara, M. and Neuber, R. (2004): The evolution of Pinatubo aerosols in the Arctic stratosphere during 1994-2000. *Atmos. Res.*, **69**, 199-215.