

AAMP 98 観測期間中のニーオルスンでの
マイクロパルス・ライダー観測塩原 匡貴¹・柴田 隆²Arctic cloud and aerosol observations using a Micro-pulse Lidar
at Ny-Ålesund during AAMP 98Masataka Shiobara¹ and Takashi Shibata²

Abstract: In order to acquire long-term data sets of backscatter profiles of clouds and aerosols in the Arctic, a Micro-pulse Lidar (MPL) system was placed at Rabben Observatory in Ny-Ålesund, Svalbard and measurement started in 1998. Based on preliminary analysis of the MPL data acquired for the Arctic Airborne Measurement Program 1998 (AAMP 98), features of clouds and aerosols in the Arctic spring are shown; the performance of MPL for cloud and aerosol measurements is discussed in this paper.

要旨: 雲とエアロゾルの後方散乱プロファイルを長期的に観測するために、マイクロパルス・ライダー (MPL) をスバルバル諸島ニーオルスンにあるラベン観測所に設置し、1998年より観測を開始した。本報告では、北極圏航空機観測計画1998年キャンペーン (AAMP 98) 期間中に得られたMPLの観測データをもとに、春季北極の雲とエアロゾルの特徴とMPLの観測性能について議論する。

1. はじめに

極域の放射収支における雲の役割は大きい。そのため、極域の雲を衛星観測から検出するアルゴリズムが開発されているが、高い日射反射率と低い輝度温度を有する雪氷面の存在により、極域の雲の抽出は極めて困難である (Yamanouchi and Kawaguchi, 1992)。そのため、衛星観測では従来の受動型センサーに代わり能動型センサーの開発が期待されている。一方の地上観測も、極域では元来観測点が少ない上に目視観測が主体で、雲量や出現高度等のデータの信頼性が乏しいのが現状である。このため、極域の雲の climatology という観点からも、また衛星観測の地上検証という観点からも、極地での精密で長期的な雲観測データの蓄積が必要で

¹国立極地研究所, National Institute of Polar Research, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173-8515.

²名古屋大学大学院環境学研究科, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601.

表1 マイクロパルス・ライダーの仕様・性能
 Table 1. Specification of Micro-pulse Lidar.

製品名:	マイクロパルスライダー (SESI, USA)
レーザー:	半導体レーザー励起 Nd:YLF レーザー
波長:	523 nm
パルスエネルギー:	5 μ J
パルス周波数:	2500 Hz
送受信望遠鏡:	シュミットカセングレン型 (口径 20 cm)
送信視野:	50 μ rad
受光視野:	100 μ rad
検出器:	アバランシェ・フォトダイオード
検出方式:	光子計数法
測定制御:	Windows PC によるプログラム制御
動作環境:	室温 10°C 以上 25°C 以下の室内で動作 ただし検出器温度を 20°C~30°C に保つこと

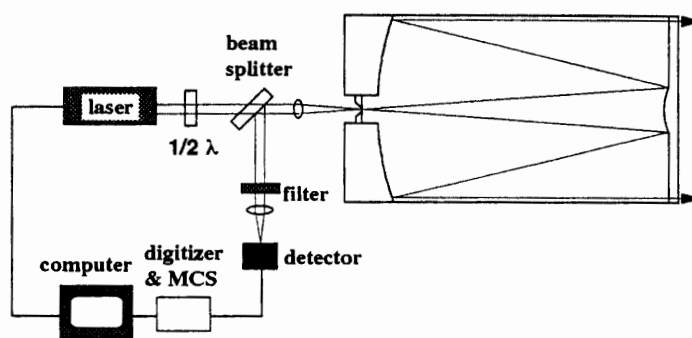


図1 マイクロパルス・ライダー (SESI MPL) の構成図
 Fig. 1. Schematic diagram of Micro-pulse Lidar system (SESI MPL).

ある。国立極地研究所では極域の雲およびその観測の重要性を認識し、北極圏スバルバル諸島のニーオルスンでは雲と降水に着目した観測を実施してきた (Wada *et al.*, 1997)。その後さらに、特に放射を介した気候影響という観点から雲の出現頻度や出現高度の季節変動特性を調べることを目的として、新たにマイクロパルス・ライダー (MPL) による連続観測を 1998 年に開始した (Shiobara, 2000)。ここでは、北極圏航空機観測 (AAMP 98) 期間を含む 1998 年 3 月 3 日~10 日の MPL 観測結果について報告する。

2. マイクロパルス・ライダー (MPL)

MPL は主に対流圏の雲とエアロゾルによる後方散乱強度の鉛直分布を長期間メンテナンスフリーで連続観測するために開発された小型レーザーレーダー装置である。オリジナルの MPL は米航空宇宙局ゴダード宇宙飛行センター (NASA/GSFC) において開発され (Spinhirne, 1993)、その後、野外における連続観測が開始されて数年間経過し、長期観測の実績を上

げている (Campbell *et al.*, 2002). 本研究では NASA/GSFC の開発によるオリジナルの MPL をもとに米国 SESI 社が製作した市販の MPL を用いている (Lee *et al.*, 1997). その仕様・性能を表 1, 構成を図 1 に示す. 特に, 半導体レーザー励起の Nd: YLF レーザー (波長 523nm) を用いたために従来のようなフラッシュランプの交換が不要になったこと, 送信と受光の光学系を 1 つの望遠鏡にまとめたこと, 2500 Hz の高周波数で低パルスエネルギー ($\sim 5 \mu\text{J}$) の出力のレーザー光を用い送信ビームの幅を広げたことなどにより, 完全自動連続運転を実現し, しかも眼に対する安全性が確保されたことが MPL の大きな特徴である. その他, MPL の性能評価については千葉大学環境リモートセンシング研究センターの報告 (CEReS, 1997) に詳しく述べられている.

3. 観 測

MPL は 1997 年 12 月にスバル諸島ニーオルスン・ラベン観測所 (78°56'N, 11°52'E) の実験室に設置された (図 2). しかし, 試運転の後まもなく故障したために, しばらく観測を中断し, 1998 年 3 月に観測を再開した. AAMP98 観測期間を含む 1998 年 3 月 2 日~3 月 12 日の間は完全連続運転により良好なデータを取得することができた. 送受信用望遠鏡の鏡筒は天頂角 34° で斜め上方を向くように設置され, 建物のガラス窓を通して観測を行っている. 測定モードは任意に設定できるが, AAMP 観測期間中は, 距離分解能 30 m, 最大計測距離 30 km

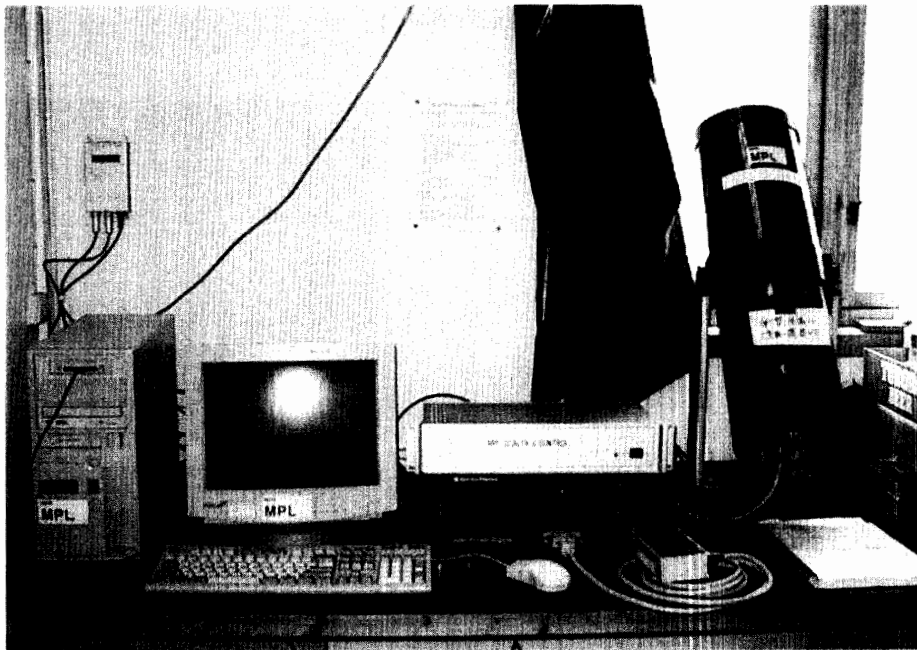


図 2 スバル諸島・ニーオルスン観測所の実験室内に設置されたマイクロパルス・ライダー. 右から, 送信受光用望遠鏡, レーザー発信部及び受信制御部, 測定制御用 PC.
Fig. 2. Micro-pulse Lidar (MPL) system at Rabben Observatory, Ny-Ålesund.

(最高高度 25 km), サンプル平均時間 2 分の測定モードで昼夜連続観測を行った。MPL システム付属のソフトウェアにより, 受信信号のリアルタイム表示や再生表示が可能なため, 目視観測による雲や降水 (降雪) の状況とその場で比較できるのが利点である。

4. 結果と考察

1998 年 3 月の北極域での航空機観測キャンペーン AAMP 98 (塩原・藤井, 2002) に合わせてニーオルスンで行った観測結果から, 距離補正を施した後方散乱強度の高度分布の時系列 (1998 年 3 月 2 日~3 月 11 日) を図 3 に示す。この図では後方散乱強度が大きいとき白で示され, それより小さくなるにつれて, 橙, 緑, 青, 濃紺で示されているが, その値は相対的なもので定量性に欠けるため, 現在, 後方散乱比や消散係数等の物理量を求めるべく解析を進めている。また, 送信時の光学系と受光時の光学系が完全に一致していないことによる受光ロスの補正, いわゆるオーバーラップ補正も個々に示した結果には施されていない。ただし, この信号強度データから雲底を検出することは可能で, Campbell *et al.* (2002) の方法を用いて得られた雲底高度の AAMP 98 期間中の頻度分布を示したものが図 4 である。AAMP98 期間中は対流圏下層の雲, いわゆる北極層雲と, 対流圏上部の巻雲, 巻層雲等の氷雲の出現頻度が相対的に高かったことが示されている。さらに, この頻度分布を高度 0-2 km の下層雲, 2-6 km の中層雲, 6-10 km の上層雲, および晴天に分類したものが図 5 である。この観測以降に行われた 1999 年 7 月~12 月のデータについて行った同様の分類 (Shiobara *et al.*, 2001) と比較してみると, この 3 月の結果は 1999 年 11 月の結果に類似していた。従って, これらの観測結果が

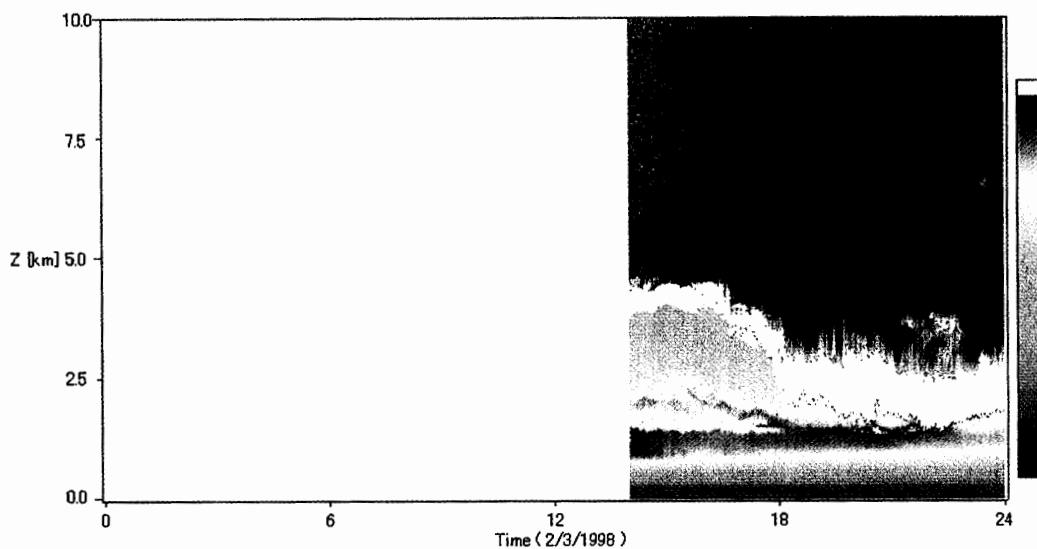
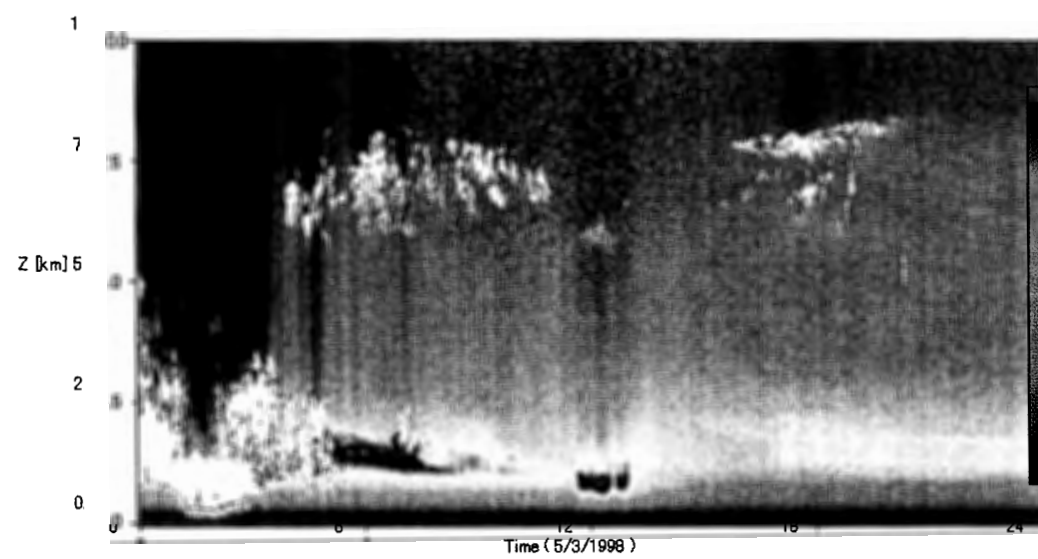
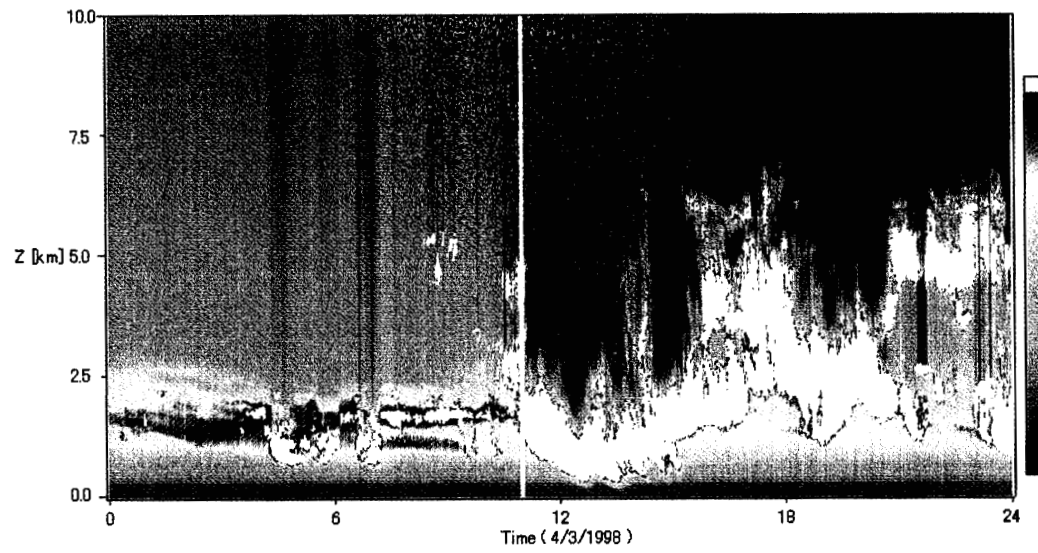
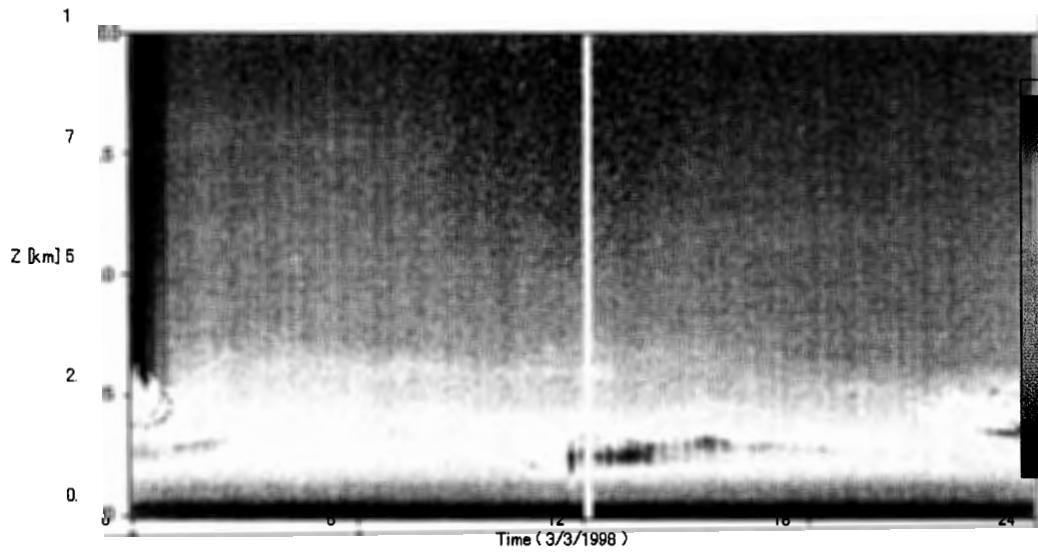
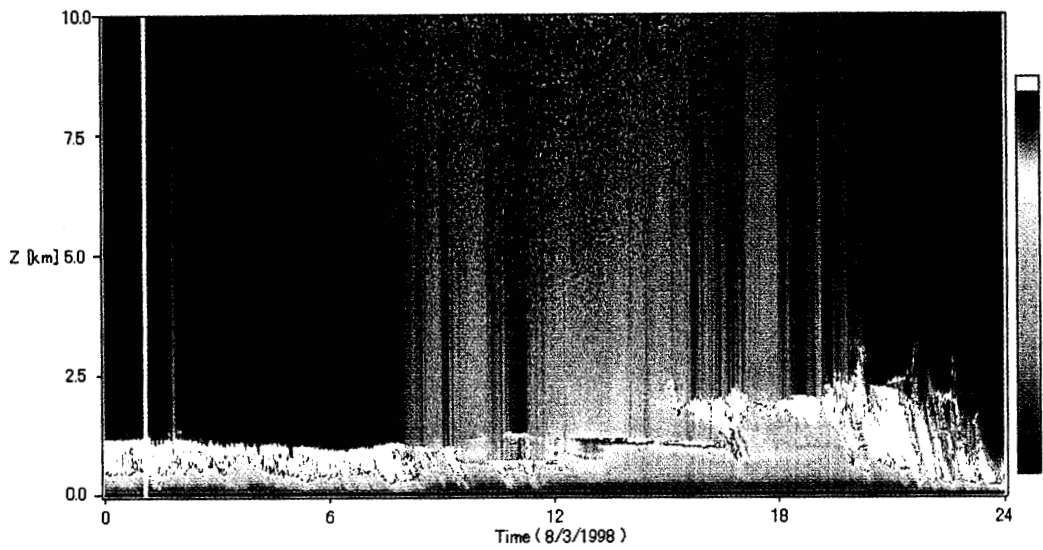
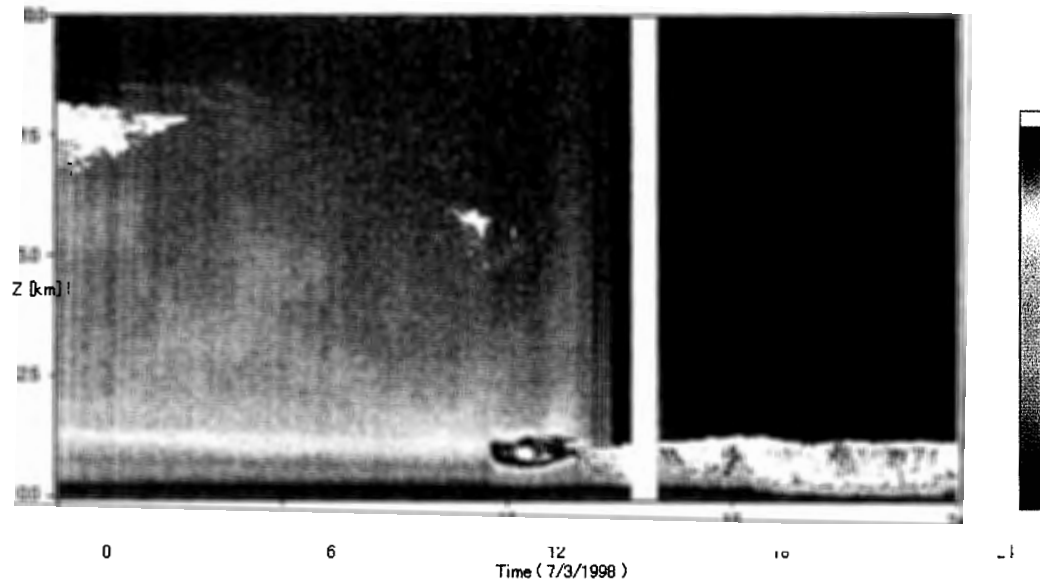
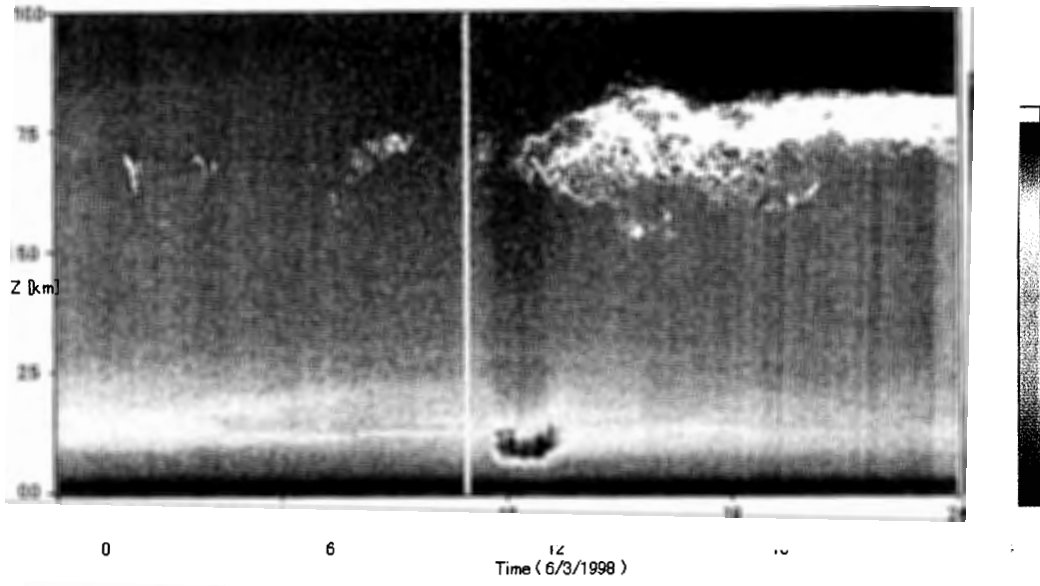
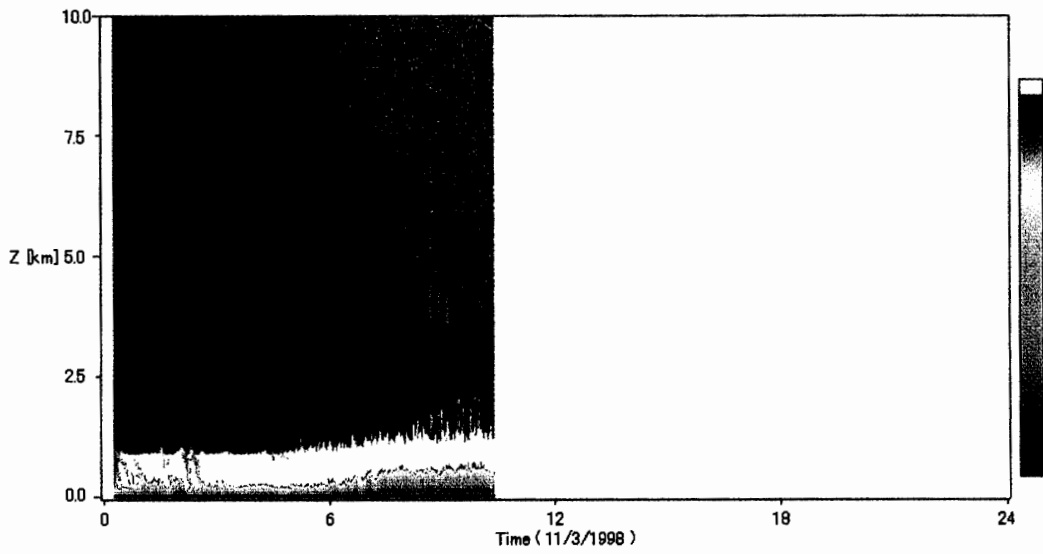
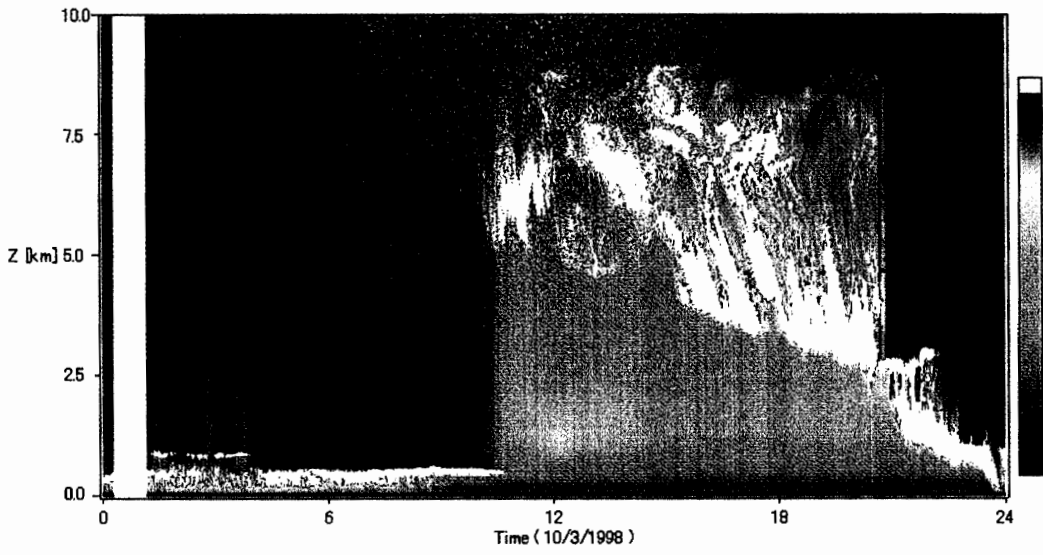
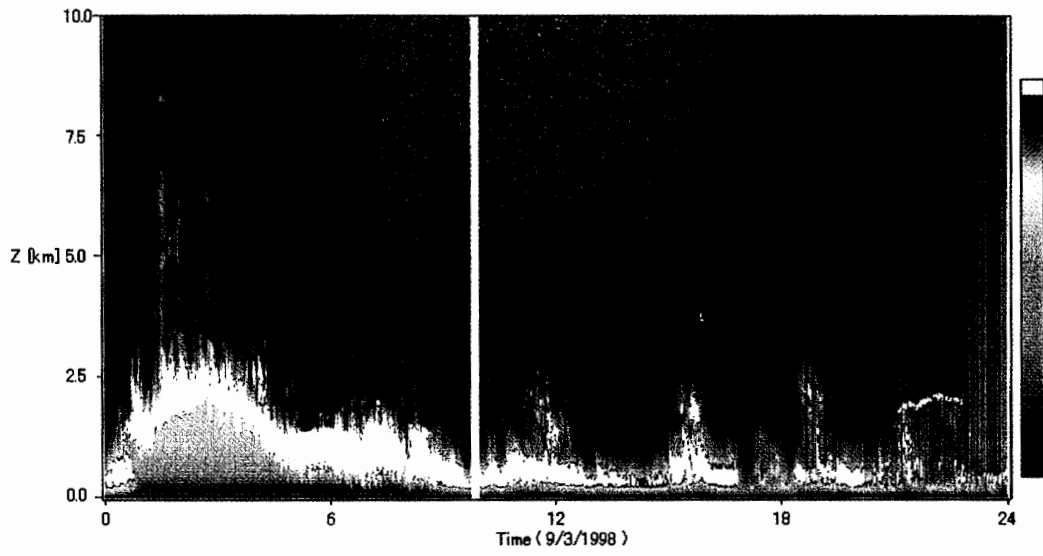


図 3 AAMP 98 期間中のマイクロパルス・ライダーの観測結果
 Fig. 3. Time-altitude color map of the range-corrected backscatter signal from MPL measurements at Rabben Observatory, Ny-Ålesund, during AAMP 98.







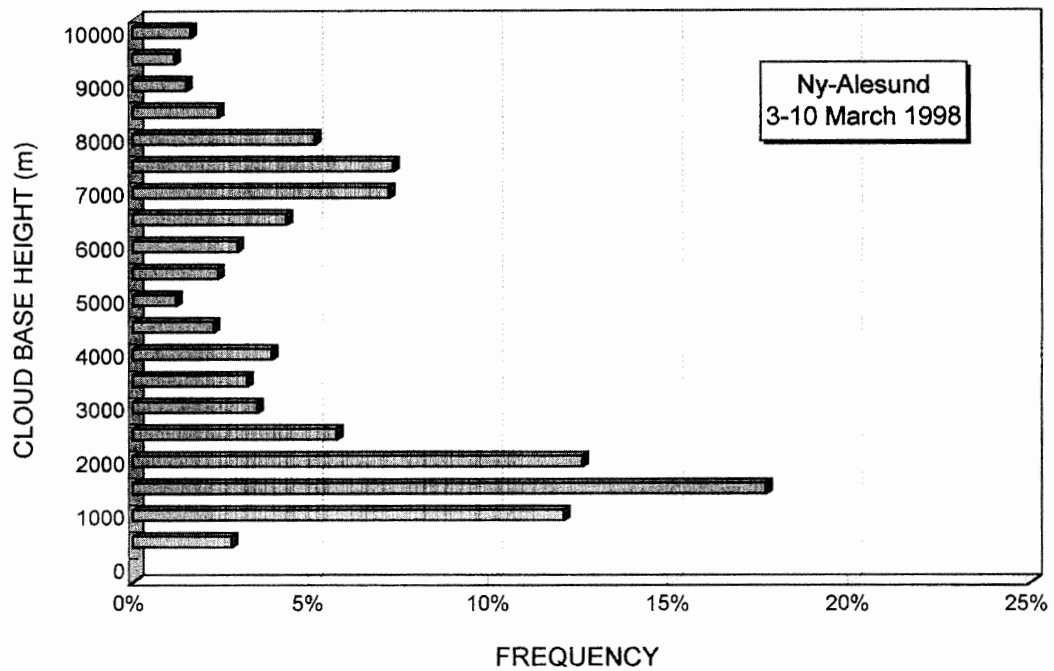


図4 AAMP 98 期間中の雲底高度の頻度分布

Fig. 4. Appearance frequency of the cloud base height detected by MPL at Ny-Ålesund for AAMP 98.

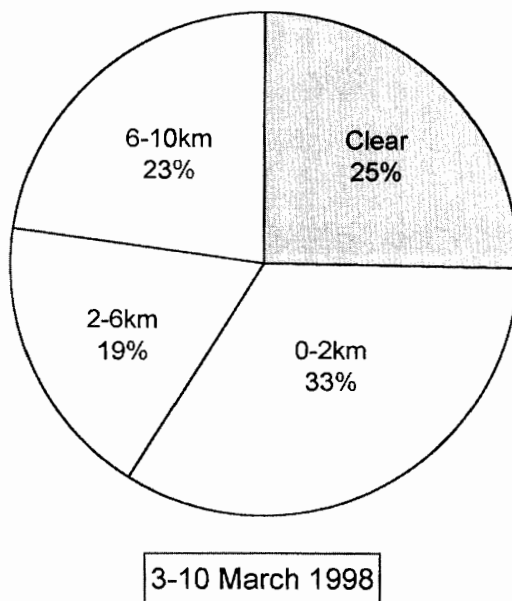


図5 AAMP98 期間中の雲の分類

Fig. 5. Classification of clouds with the cloud base height during AAMP 98.

ら、夏季は下層雲が多く冬季は晴天日が多いという特徴に対して、相対的に上層雲の頻度が高いのが春季と秋季の特徴と言えそうである。

一般にライダーで観測できるのは光学的厚さが2程度までであるから、降水を伴うような光学的にも厚い雲の場合は、MPLの信号は雲底付近でほとんど減衰してしまい、雲頂は見えない。例えば、図3の3月7日16 UTC頃から3月8日12 UTC頃まで、高度約1 km以上から

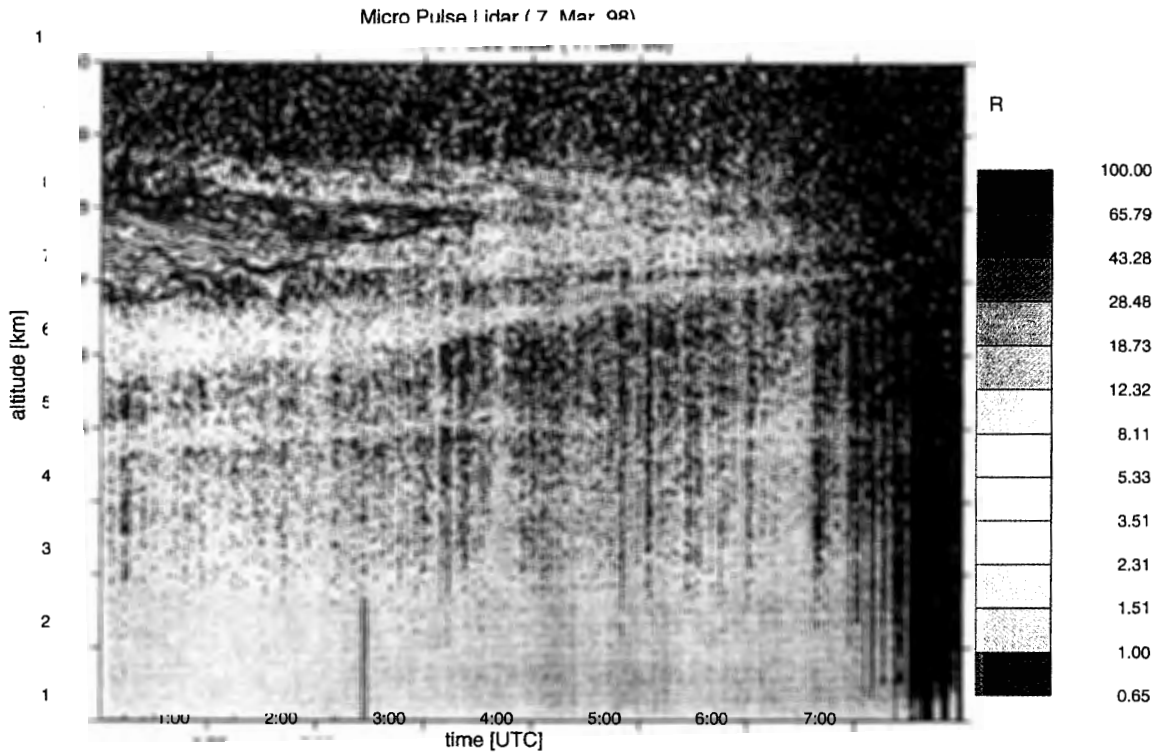


図6 マイクロパルス・ライダーによる観測例。1998年3月7日、ニーオルスンにて観測された後方散乱比。
 Fig. 6. Time-altitude color map of backscattering ratio for 00-08 UTC on 7 March 1998.

の反射信号は受信されていないが、これは高度1 kmより上空に雲が無いのではなく、雲底部での強い散乱のためにレーザー光が直ちに減衰し、それ以上の高度に達していないことによる。ただし、例えば3月9日00 UTC前後(図3)のように、レーダーでは降水を伴う厚い雲が観測されているにも関わらず(小西ら, 2002)、MPLではその雲底部の後方散乱強度のピーク値が比較的小さい値を示しているのは、雪結晶による異方反射によって、見かけ上の吸収があるように見えるためではないかと思われた。

図6は後方散乱比の高度分布の時系列(3/7, 00-08 UTC)で、高度7-8 kmの薄い巻雲と思われるピークが時間と共に消滅する過程が観測されている。さらに興味深いことには、散乱比1-1.5の弱い散乱層が巻雲の消滅後も同高度に見られ、その散乱層が時間と共に衰退する様子が見られる。この時のAAMP 98航空機観測では、同日09:30 UT前後にニーオルスン上空付近を降下中に、エアロゾル光学カウンタ(OPC)により高度8-9 kmにエアロゾル層が観測された。図7はその時の渡辺ら(2002)および山形ら(2002)によるOPCの観測結果をまとめたものである。図7で示した高度は航空計器の指示高度で、この時の飛行高度8-9 kmは実高度7-8 kmに相当しており(塩原・藤井, 2002)、このエアロゾル層の高度はMPLの観測結果に一致しているのがわかる。このことは、MPLが対流圏エアロゾルの観測にも有効であることを示す

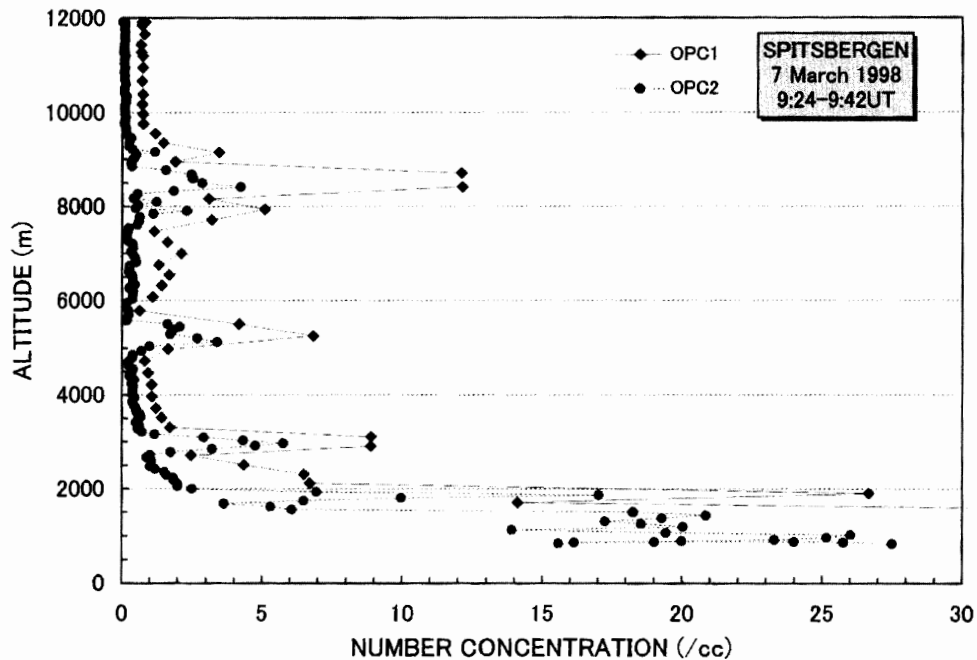


図7 航空機搭載の OPC 観測によるエアロゾル数密度の高度分布 (1998年3月7日)
 Fig. 7. Vertical distribution of aerosol particle number concentration ($D > 0.3 \mu\text{m}$) measured by optical particle counters aboard the Gulfstream II aircraft for AAMP 98; OPC1 from Nagoya University and OPC 2 from Hokkaido University.

ものである。図3に戻り、散乱強度の弱いほうに着目して同図を見直してみることにする。強い散乱強度を示す白色部分の雲に対して、橙色の散乱層はエアロゾルによるものであるが、これらのエアロゾル層が雲の生成消滅に深く関連して存在する様子が、特に3/4~3/7にかけての低層雲や3/6~3/7の上層雲について見られる。また、その後の観測でも、光学的厚さが大きい北極ヘイズの到来のような場合、MPLにより十分観測可能であることが確かめられた (Shiobara *et al.*, 2001)。

5. ま と め

マイクロパルス・ライダー (MPL) は雲およびエアロゾル層 (ただし光学的に厚い場合に限る) の連続モニタリングに適した測器であることが確認された。AAMP期間中の観測では、MPLの後方散乱信号の高度分布の詳細な解析により、雲底高度の頻度分布が得られ、また、エアロゾル層から雲が出現する過程や雲が消えた後にエアロゾル層が残留する様子が見いだされた。これは雲の生成消滅過程におけるエアロゾルとの相互作用を示すものと思われ、これらの研究にも有効であることが示唆された。また、このためには今後MPLのデータを定量的に解析することが重要であると思われた。一方で、降水を伴う厚い雲については、MPLでは内部が見えないばかりでなく、見かけ上弱い後方散乱強度しか得られない場合があることがわかった。そのため、多様な雲に対応するためにはMPLとレーダーとの同時観測が有効である

と認識された。

謝 辞

AAMP 期間中の MPL 観測では国立極地研究所和田誠博士、名古屋大学長田和雄博士並びにニーオルスン地上観測グループの方々にご協力いただいた。MPL の技術的な情報や問題点、観測の方法や観測上の問題点などに関して、NASA/GSFC の J.D. Spinhirne 博士、千葉大学竹内延夫教授、気象研究所内山明博博士から有益な助言をいただいた。データ解析および作図ではドイツのアルフレッド・ウェゲナー極地海洋研究所の R. Neuber 博士、G. Beyerle 博士 (当時所属) ならびに千葉大学矢吹正教氏にご協力いただいた。

文 献

- Campbell, J.R., Hlavka, D.L., Welton, E.J., Flynn, C.J., Turner, D.D., Spinhirne, J.D., Scott, III, V.S. and Hwang, I.H. (2002): Full-time, eye-safe cloud and aerosol lidar observation at Atmospheric Radiation Measurement program sites: Instruments and data processing. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **19**, 431-442.
- CEReS (1997): マイクロパルスライダーの概要と連続観測。千葉大学環境リモートセンシング研究センター研究報告集, **2**, 60 p.
- 小西啓之・和田誠・塩原匡貴 (2002): AAMP 98 観測期間中のレーザー観測。南極資料, **46 (1A)**, 280-286.
- Lee, H.S., Hwang, I.H., Spinhirne, J.D. and Scott, V.S. (1997): Micro Pulse Lidar for aerosol and cloud measurement. *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar*, ed. by A. Ansmann *et al.* Springer, 7-10.
- Shiobara, M. (2000): Arctic cloud and aerosol observations using a Micro-pulse Lidar in Svalbard. Proc. 1st Int'l Workshop on Spaceborne Cloud Profiling Radar, Tsukuba, Japan, 24-26 January 2000, 179-182.
- 塩原匡貴・藤井理行 (2002): 北極圏航空機観測 (AAMP 98) の概要。南極資料, **46 (1A)**, 91-124.
- Shiobara, M., Yabuki, M., Kobayashi, H., Shibata, T. and Yamanouchi, T. (2001): Micro-pulse lidar measurements for cloud and aerosol in the Arctic and Antarctica. Proc. Nagasaki Workshop on Aerosol-Cloud Radiation Interaction and Asian Lidar Network, Nagasaki, Japan, 27-29 November 2001, 32-35.
- Spinhirne, J.D. (1993): Micro pulse lidar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.*, **31**, 48-55.
- Wada, M., Hashida, G., Morimoto, S., Aoki, S., Shiobara, M. and Yamanouchi, T. (1997): Overview of our observations for clouds and precipitation and atmospheric minor constituents at Japanese Ny-Ålesund Observatory. *Atmospheric Research in Ny-Ålesund - Proc. 3rd NySMAC Meeting*, NILU, Kjeller, Norway, 9-11 April 1997, 33-36.
- 渡辺征春・岩坂泰信・長谷正博・中田滉・山形定・猪股弥生・酒井哲 (2002): 航空機搭載光散乱式粒子計数器によるエアロゾル粒子数混合比の観測。南極資料, **46 (1A)**, 177-229.
- 山形定・庄司和弘・村尾直人・太田幸雄 (2002): AAMP 98 で行われた航空機によるエアロゾル中イオン成分測定。南極資料, **46 (1A)**, 167-176.
- Yamanouchi, T. and Kawaguchi, S. (1992): Cloud distribution in the Antarctic from AVHRR and radiation measurements at the ground. *Int. J. Remote Sensing*, **13**, 111-127.

(2001年12月10日受付; 2002年1月18日受理)