長野市上空のピナトゥボ火山噴火による成層圏エアロゾルのライダー観測

小林 啓二, 斉藤 保典, 川原 琢也, 野村 彰夫

信州大学工学部情報工学科 (〒380長野県長野市若里500)

Lidar Measurements of the Stratospheric Aerosols Injected by the Volcanic Eruption of Mt. Pinatubo over Nagano

Keiji KOBAYASHI, Yasunori SAITO, Takuya D. KAWAHARA, and Akio NOMURA

Faculty of Engineering, Shinshu University, 500 Wakasato, Nagano-shi Nagano 380

(Received July 15, 1996)

Lidar measurements of stratospheric aerosol layers over Nagano-shi (36.7°N, 138.2°E) have been made for 38 months since the volcanic eruption of Mt. Pinatubo in the Philippines on June 15, 1991. At the initial stage until September, 1991, the non-uniform volcanic aerosol layer above 20 km was observed, which moved slowly toward to high latitudes in the easterly wind region. The integrated backscattering coefficient (IBC) reached the maximum value in December, 1991 and then decreased gradually with the decay time of 7.5 months although the re-increase was observed in November, 1992. The time variation of temperature deviation from the averaged value calculated from rawinsonde data at Wajima shows that stratospheric warming and tropospheric cooling happened in April to May, 1992 and 1993. The comparison of the surface temperature between four cities, Nagano, Matsumoto, Shizuoka and Niigata, during those tropospheric cooling periods demonstrates that inland cities were 0.6-1.0 deg. cooler than coast cities.

Key Words: Mt. Pinatubo, Stratospheric aerosols, Volcanic aerosols, Lidar

1. はじめに

1991年6月15日にフィリピンのピナトゥボ火山(15.14°N, 120.35°E)が大噴火を起こした。その規模は、それまで今世紀最大と言われたエルチチョン火山噴火(1982)の規模を遥かにしのぎ、大気注入された火山性エアロゾルは20-30メガトン(エルチチョン火山噴火の際は12メガトン)に達したと推定された¹⁾。多量の火山性エアロゾルは地球大気の大気熱収支に影響を与え、成層圏においては気温の上昇、対流圏においては気温の低下を招くと言われている²⁾。エアロゾルが気温変化に及ぼす影響について、エルチチョン火山噴火を想定して行われたシミュレーションでは、成層圏においておよそ2度上昇し、地上付近では2度低下するという結果が出ている³⁾。また、火山性エアロゾルの主成分である硫酸エアロゾルの表面において、オゾン消失に影響を与える化学反応が起きているとも言われている^{4,5)}。火山性エアロゾルのライダー観測は1974年のフエゴ火山噴火の時、初めて行われた⁶⁾。1982年には当時今世紀最大規模と言われたエルチチョン火山噴火が起こり、ライダー観測が行われ⁷⁾、日本では九州大学と名古屋大学等で観測が行われた^{8,9)}。また、岩坂らは南極に初めてライダーを持ち込み、1983-1985年の3年間にわたって昭和基地において観測を行い¹⁰⁾、成層圏に注入された火山性エアロゾルの高緯度への拡散動向を明らかにするとともに、1985年に現れたオ

ゾンホール¹¹⁾と極成層圏雲(Polar Stratospheric Clouds: PSCs)との関係について考察を行った。今回のピナトゥボ火山噴火では世界各地でライダーのみならず、人工衛星¹⁾、飛行機¹²⁾及びバルーン¹³⁾等を用いたエアロゾル観測が行われた。日本でも、長野の他、那覇、福岡、豊川、八王子、小金井、つくば及び稚内等で国立研究所や大学によってライダー観測が行われた¹⁴⁻²⁰⁾。また、火山性エアロゾルの極地方への流入とオゾン層破壊に寄与すると言われている極特有のPSCsとの関係を調べるため、北極圏での観測も行われた²¹⁾。

本論文では1991年6月から38カ月にわたって長野市において行ったピナトゥボ火山噴火による火山性成層圏エアロゾルのライダー観測結果にもとづき、その動向について検討し、噴火後初期の火山性エアロゾルの不均一性や上空の風系との関係について考察する。また、輪島の高層気象データ²²⁾をもとに、火山性エアロゾルの成層圏及び対流圏温度分布への影響について検討する。さらに、長野、松本、新潟、静岡の4都市の気象台の温度データをもとに、沿岸都市と内陸都市について火山性エアロゾルの地上温度への影響の比較・検討を行う。

2. ライダーシステム及び解析

本研究で用いたライダーシステムの構成図をFig.1に示

す。送信系にはフラッシュランプ励起色素レーザー(波長589nm)とYAGレーザーの第二高調波(波長532nm)を用いた。受信望遠鏡には直径1mのニュートン型望遠鏡を用い、集光された光は干渉フィルターを通して光電子増倍管で光電変換され、光子計数法による時間分解計測が行われた。出力信号はパーソナルコンピュータで積算処理されて1次データとして保存されるとともに、距離自乗補正され、高度プロファイルとしてリアルタイム表示された。さらに1次データベースから散乱比、後方散乱係数プロファイル及び積算後方散乱係数等が求められ、2次データベースが作成され、長期間の経時変化の解析に用いられた。ライダーシステムの緒元をTable Iに示す。

解析処理のプロセスは、初めに1次データベースに保存されたデータから背景光雑音を除いて散乱比 R を算出した。散乱比は以下の式で定義される。

$$R(z) = \frac{\beta_M(z) + \beta_A(z)}{\beta_M(z)} = 1 + \frac{\beta_A(z)}{\beta_M(z)} \quad (1)$$

β_M : 大気分子によるレーリー散乱後方散乱係数

β_A : エアロゾル粒子によるミー散乱後方散乱係数

Fig.1 Block diagram of the lidar system.

Table I Lidar system performances.

Transmitting system		
Laser	DYE (SLL-500)	YAG (Surelite-10)
Wavelength	589.0nm	532.0 nm (SHG)
Linewidth	3.0pm	0.1nm
Output energy	80-100mJ	110mJ
Pulse length	500ns	6ns
Pulse rate	0.2Hz	10Hz
Beam divergence	< 1.0mrad	< 1.0mrad
Receiving system		
Telescope	Newtonian (diameter 1m)	
Field of view	0.5 - 6 mrad (variable)	
Optical bandwidth	1.0nm	3.0nm
Optical efficiency	9%	
Quantum efficiency	15% (R943-02)	16% (R943-02)
Signal processing system		
Detection	Range-gated photocounts	
Height resolution	0.1 - 9.9 km (variable)	
Processing unit	Personal computer	

β_M は長野に最も近い輪島の高層気象データを用いて、マッチング法により求められた。解析結果の精度は高度20kmにおいて10%以下である。

エアロゾルによる後方散乱係数 β_A は前述の式から次のように求められた。

$$\beta_A(z) = (R-1)\beta_M(z) \quad (2)$$

積算後方散乱係数(Integrated Backscattering Coefficient, IBC)は後方散乱係数プロファイルを対流圏界面から上へ高度方向に積算する事によって求められた。詳しい観測システムと解析方法は文献23)に示されている。

3. 観測結果

3.1 散乱比プロファイルの経時変化

1991年6月14日 - 1994年4月21日までの観測で得られた散乱比の高度プロファイルをFig.2に示す。グラフは縦軸に高度、横軸に散乱比がとってあり、矢印は第1対流圏界面高度を示している。1991年6月14日は噴火の前日であり、火山性エアロゾルは存在していない。同年7月18日には対流圏界面のすぐ下の高度15kmに弱いエコー信号が観測されている。これは火山性エアロゾル層である可能性が高く、長野市上空に7月18日前後に対流圏上部を伝わって到達したものと考えられる。長野より緯度的に南に位置する他のライダー基地では、6月28日に筑波において高度20km以下で、福岡、豊川では7月6日、八王子では7月8日に高度20km以下で火山性のエアロゾルが観測され、さらに7月16日以降は高度20km以上でも上記の場所でエアロゾル層が観測された²⁴⁾。しかし、7月18日の長野での観測では高度20km以上で火山性エアロゾル層は観測されなかった。この違いについては他のライダー観測結果と比較し次章で検討する。7月21日には、対流圏界面のすぐ上にエアロゾル層が観測された。高度11kmの散乱比の大きな層は対流圏の雲(シーラス)である。8月17日には、7月21日に観測された高度18km付近の層とは別に、22km付近に散乱比(7程度)の大

Fig.2 Scattering ratio profiles observed from June 14, 1991 to April 21, 1994. (Each tropopause is indicated by arrows.)

きな薄い層が現れ、2層構造を成しているが、9月28日には、2層あったエアロゾル層が1つにまとまって高度16km - 25kmの非常に厚い層となった。10月に入って複数のピークを持つ多層構造になっている。12月5日には高度21kmを中心とする大きな層に加えて高度29km付近に散乱比(6程度)の大きな層が出現した。12月13日には4つのピークを持っていた層が、14日の観測では1つのまとまった層になった。同月5日のデータで出現した高度29kmの層は消えた。12月16日には高度26kmに薄い層が出現した。12月13日 - 16日の僅か4日間で層の形態が大幅に変化していることから、この時期の火山性成層圏エアロゾル層は激しく動いていた事がわかる。火山性成層圏エアロゾル層は1992年1月、2月を通して高度19km付近を中心とする1つの大きな層として存在したが、例外的に1月21日は、高度18km, 20km, 22kmに散乱比の大きなピークを持ち、それ以上の高度では多数の細かなピークを持つ多層構造を成した。同年7月 - 9月は依然として高度19kmを中心とする散乱比の大きな層が存在し、24km以上の高度では散乱比が2 - 3程度の薄い層が多数存在した。同年11月29日は散乱比の大きな層の高度が19kmから17km付近まで下がり、新たに高度21kmにエアロゾル層が出現した。

長野市上空に火山性エアロゾルが到達してから2年5か月経過した1993年12月17日には、エアロゾル層はわずかに存在している。Figure 2には載せていないが、1994年8月は火山性エアロゾルは散乱比が1.3程度で、ほぼ噴火以前の状態に戻っていた。他の観測基地においても1994年の観測ではエアロゾル層の散乱比は1.5程度となっていた^{20,25)}。

3.2 積算後方散乱係数の経時変化

1991年6月14日 - 1994年8月4日までの積算後方散乱係数の経時変化をFig.3に示す。本観測において、1993年12月から送信レーザーをフラッシュランプ励起色素レーザー(波長589nm)からYAGレーザーの第二高調波(波長532nm)に変更した。そのため532nmの解析結果は、レーリ-散乱は波長の4乗に反比例、ミー散乱光は波長の1.3乗に反比例すると仮定し、589nmの結果と比較できるように補正されている。図中の直線は最小自乗法で求めた成層圏エアロゾルの減衰直線(decay time, 7.5ヶ月)を表している。噴火前日の1991年6月14日の積算後方散乱係数の値から、火山性エアロゾルの存在しない通常の成層圏の積算後方散乱係数はおよそ $3 \times 10^{-5} (\text{sr}^{-1})$ であるが、同年7月21日には $3.4 \times 10^{-4} (\text{sr}^{-1})$ となり、10倍にもなっている。同年9月28日には $2 \times 10^{-3} (\text{sr}^{-1})$ を越え、同年12月13 - 16日にはピークに達した。特に14日には最高値である $4.0 \times 10^{-3} (\text{sr}^{-1})$ が得られ、噴火前のおよそ100倍となった。1992年1月に入ると一旦減少したが、2月27, 28日には1991年12月の最大値に近い値にまで増加した。1992年7月には、積算後方散乱係数が $1.5 \times 10^{-3} (\text{sr}^{-1})$ になり同年1月 - 2月の $4.0 \times 10^{-3} (\text{sr}^{-1})$ と比べて減少している事がわかる。同年11月には再び増加がみられたが、この火山性エアロゾルの再増加に関しては次章で検討を行う。

1993年4月15日と6月17日には、積算後方散乱係数は減少傾向にあった。同年12月の積算後方散乱係数の値 $1.2 \times$

Fig.3 Time variation of the integrated backscattering coefficients.

Fig.4 Time variations of the stratospheric aerosol centroid height and the first tropopause height.

$10^{-4} (\text{sr}^{-1})$ は、まだ成層圏がクリアであった時の値に達していない。1994年8月の積算後方散乱係数の値 $3.0 \times 10^{-5} (\text{sr}^{-1})$ はほぼ成層圏がクリアになった事を示している。

他の観測基地においても1994年の観測では積算後方散乱係数の値もほとんど噴火前の状態にまで下がっている^{20,25)}。

エアロゾル重心高度及び第1対流圏界面高度の経時変化をFig.4に示す。噴火後、重心高度が高くなり、1991年12月頃から低くなりはじめていた事がわかる。これは初期に高い高度に注入されたエアロゾルが徐々に降下している事を示している。

4. 考 察

4.1 噴火後初期における火山性成層圏エアロゾル層の不均一性

長野におけるライダー観測結果からピナトゥボ火山噴火により大気注入された火山性エアロゾルが初めて長野上空に到来したのは1991年7月18日前後であると考えられる。衛星観測(SAGE II)による火山性エアロゾルの拡散の様子をみると、ピナトゥボ火山噴火後上空に上がった火山灰のうち、成層圏まで上がったものは赤道付近(南北 20° 以内)に留まっていた¹⁾が、しかし、対流圏界面高度付近のものは両極に向かって拡散していた。したがって本観測で得られた7月18日の散乱比プロファイルの対流圏界面高度直下のエコー信号は対流圏界面付近を拡散してきた火山性エアロゾル層であると考えられる。他のライダー観測基地においても、本観測と同じく最初に対流圏界面付

近に火山性エアロゾルが観測された^{14-20,26-31}。

次に7月17 - 18日の日本の各観測基地での散乱比プロファイルの観測結果をFig.5に示す²⁴。長野(S6)以外の4つの観測基地(福岡, 豊川, つくば(2ヶ所))においては, 高度22km付近に散乱比の大きな薄いエアロゾル層が観測されたが, 長野の上空では観測されなかった。これには以下の2つの理由が考えられる。

1. 火山性エアロゾル層が緯度的に長野まで到達していない。
2. 火山性エアロゾル層の水平方向の分布が非常に不均一である。

7月18日21 - 22時の高度20km(50hPa)における日本各地の風向, 風速²²をFig.6に示す。図中のSはライダー基地を示す。ただし, 1991年7月には稚内(S7)でのライダー観測は始まっていないので, 長野が緯度的に最も北側に位置している。日本上空はほとんどの地域で東北東の風である。7月17 - 18日に高度22kmのエアロゾル層を観測したのは, つくば, 豊川及び福岡にある観測基地であり, 風の流線上に位置しているが, 長野はそれより北に外れている。7月18日以降この高度22kmにピークを持つ薄いエアロゾル層は, 長野では7月21日にも観測されなかったが, 長野以外では7月25日まで観測され, その後は7月27日から8月3日まで消滅した。しかしこの層は8月6日に再度福岡で観測されはじめ,

Fig.5 Comparison of scattering ratio profiles observed at lidar sites in Japan for July 17-18, 1991. (The laser wavelength is 532nm, except 589nm at S6: NAGANO.)²²⁾

Fig.6 Wind velocities and directions at an altitude of 20km over Japan. (July 18, 1991. 21:00 - 22:00)

8月7日に豊川, 8月9日につくばで再び観測された。8月17日には長野でも観測されたが, 8月28日の稚内での観測ではまだ観測されなかった²⁴。その後この層は急激に成長してきた厚いエアロゾル層に吸収されていった。以上の経過から, 高度22kmの薄いエアロゾル層は東西方向に長く局在した層であり, 東風によって日本上空にきたが, 1991年7月には緯度的に長野まで達していなかったと考えられる。その後地球を周回して少しづつ北側に拡散し, 8月には長野でも観測されるようになったと考えられる。その後9月に入り, 成層圏の風系が東風から西風に逆転し, 低緯度側から多量のエアロゾルが拡散してきて, これに吸収されたと考えられる(これについては次節で考察する)。

4.2 火山性成層圏エアロゾル層と成層圏における風との関係

1991年8月17日には高度17kmにピークを持つ層と高度22kmにピークを持つ層が存在した。しかし同年の9月28日には対流圏界面高度から高度25km付近までの大きな1つの層に変化した。この1ヶ月の間の層の形態の大きな変化には成層圏における風系の変化が関与していると考えられる。輪島上空での風向の東西成分の高度変化をFig.7に示す²²。図から, 8 - 9月までは対流圏は西風, 成層圏は東風である(中緯度帯夏の風系)が, 9月から10月にかけて冬の風系に変わり, 対流圏, 成層圏共に西風が卓越する。従って, 9月中旬頃までの観測結果に見られる高度22kmに出現した層は東風によって運ばれたエアロゾルであり, 対流圏界面付近の層は西風によって運ばれたと考えられる。Nikaidouによる数値シミュレーション³²⁾でも, 西進した対流圏界面付近のエアロゾルがユーラシア大陸から東進し, 日本に到達したという結果が得られている。これらの事から9月下旬以降は冬の風系に変わり, 2層に分かれていた層が1つになったと考えられる。他の観測基地においても同様の観測結果が得られている。ドイツのゲーミッシュパルテンキルヘン(47.5°N, 11.1°E)での観測結果では, 最も早く到達した火山性エアロゾルは対流圏界面付近であった。8月に入り高度25kmに層が出現し2層構造となるが, 冬の風系にかわる10月になると2層が1つに合体し1つの大きな層になった²⁷⁾。

Fig.7 Time variation of zonal wind in troposphere and stratosphere over Wajima (37.4°N, 136.9°E).

1991年の秋から冬にかけて火山性エアロゾルは急激に増加した。また1992年の秋から冬にかけても再増加が確認された。この秋から冬における火山性エアロゾルの増加はエルチチョン火山噴火(1982)の時も観測された^{9,15)}。地上から高度70kmまでの数値モデルを用いた計算結果によるオイラー的子午面循環³³⁾によると、高度22km付近の夏の風向は極から赤道へ向けての北風になっているが、冬の風向は赤道から北緯35°付近へ向けての南風になっている。よって北風により赤道付近に抑えられていた高度20km以上の成層圏エアロゾルは、冬の南風に乗り中緯度帯へ拡散していったものと考えられる。秋から冬にかけての成層圏エアロゾルの大幅な増加は、この南北輸送によって赤道付近に停滞していた成層圏エアロゾルが大量に中緯度帯に注入された事を示している。福岡大の解析結果¹⁵⁾でも、この火山性エアロゾルの増加を成層圏での風系の変化と関連付けて考察している。また1992年の冬の再増加に関しては、ピナトゥボ火山の二次噴火及びアラスカの火山噴火も関与しているという報告もある³⁴⁾。

5. 火山性成層圏エアロゾル層の大気及び地上温度への影響

火山噴火によって大気圏に注入された多量のエアロゾルは太陽放射を吸収し成層圏を昇温させ対流圏を冷却する働きがある²⁾。このエアロゾルの大気温度への影響を調べるため、輪島上空(地上から30hPa)の1961 - 1990年の30年平均値に対する気温偏差の経時変化をFig.8に、長野・松本・新潟・静岡の地上における1961 - 1990年の30年平均値に対する月平均気温偏差の経時変化をFig.9に示す。対流圏においてはエルニーニョ現象による冷夏・暖冬の影響を受けているが、1992年4、5月及び93年の4、5月に、成層圏(30 - 200hPa)における気温上昇と対流圏(200hPa高度以下)における気温低下が見られる。1年を通して4、5月が全天日射量が多く、冬の2-3倍程度である事を考えると、日射量の少ない冬よりも、日射の強くなってきた4 - 5月に目立った対流圏の気温低下が起こった可能性がある。上記4都市の地上気温偏差を見ると(Fig.9)、この時期(1992年5月及び1992年4月)の各都市とも大幅な気温低下が見られるが、その中でも、新潟・静岡といった沿岸沿いの都市に比べて内陸部の長野・松本の方が0.6 - 1.0度程度月平均気温が低い。エルチチョン火山噴火を想定して行われたシミュ

Fig.8 Time variation of the temperature deviation from the 30 years averaged temperature (1961-1990) in troposphere and stratosphere over Wajima (37.4°N, 136.9°E). (The periods of El Niño (E.N.) phenomena are indicated by bars on the top.)

Fig.9 Time variations of the surface temperature deviation from the 30 years averaged temperature (1961-1990) at four cities (Nagano, Matsumoto, Niigata, Shizuoka). (The periods of El Niño (E.N.) phenomena are indicated by bars on the top.)

レーションでは、エアロゾルによる地上付近の気温変化において陸上は海上に比べておよそ2度下がるという結果が出て³⁾。前述した気温低下の差は、海の影響を大きく受ける沿岸部の都市と影響を受けない内陸部の都市の差を示していると考えられる。

6. まとめ

本論文では1991年6月15日に噴火したフィリピン・ピナトゥボ火山噴火による成層圏エアロゾル層の長野市で行ったライダー観測結果を基に、火山性成層圏エアロゾルの動向について検討を行うとともに、火山性成層圏エアロゾルが対流圏及び成層圏の温度にもたらした影響や沿岸部と内陸部の都市による気温低下の差について考察した。

成層圏エアロゾル層の移動、形態及び量の増減に関しては成層圏での風向が深く関与している。噴火後初期に日本に到達した対流圏界面付近の成層圏エアロゾルは西からのジェット気流によって運ばれた。1991年9月には成層圏での風向が逆転し、赤道付近に抑えられていた高度20km以上のエアロゾルが南風によって日本上空に運ばれた。その風系の変化とともに2層が一体となった。

初期は東風によって日本上空にきた高度22kmの薄いエアロゾル層は、東西方向に長く局在した層であり、6 - 8月にかけて地球を周回しながら少しずつ高緯度に拡散したと考えられる。

積算後方散乱係数は噴火した1991年の冬季に最大となり、その後減少したが、1992の冬季にも再増加が見られた。減少はdecay time 7.5ヵ月程度であり、1994年8月にはほぼ噴火以前の状態に戻った。

1992年及び1993年の4、5月に火山性エアロゾル層が原因と考えられる、成層圏における気温上昇と対流圏における気温低下が観測された。また、この時期の地上気温は、海の影響を大きく受ける沿岸部の都市(新潟、静岡)に比べ内

陸部の都市(長野, 松本)の方が0.6-1.0度程月平均で下がっており, 内陸部の都市は海がないために沿岸部の都市に比べ, より大きな気温低下を被る事を示した。

参考文献

- 1) M. McCormick and R. Veiga: Geophys. Res. Lett. **19** (1992) 155.
- 2) 岩坂 泰信: エアロゾル研究 **9** (1994) 127.
- 3) J. B. Pollack and T. P. Ackerman: Geophys. Res. Lett. **10** (1983) 1057.
- 4) 小口 高, 岩坂 泰信編: 北極圏大気の変動ピナツボ火山とオゾン(名古屋大学太陽地球環境研究所, 1993) 72.
- 5) G. Brasseur: Nature **359** (1992) 275.
- 6) J. H. Good: 11th ILRC, NASA Conf. Pub. **2228** (1982) 14.
- 7) D. C. Woods and R. L. Chuan: Geophys. Res. Lett. **11** (1983) 1041.
- 8) T. Shibata: J. atmos. terr. Phys. **46** (1984) 1121.
- 9) 武田 喬男, 岩坂 泰信, 岡田 菊夫: 大気環境とその変動をさぐる(名古屋大学水圏科学研究所印刷部, 1985) 297.
- 10) Y. Iwasaka, T. Ono, and A. Nomura: Geophys. Res. Lett. **13** (1986) 1407.
- 11) J. C. Farman, B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin: Nature **315** (1985) 207.
- 12) R. S. Stone, J. R. Key, and E. G. Dutton: Geophys. Res. Lett. **20** (1993) 2359.
- 13) T. Deshler, D. J. Hofmann, B. J. Johnson, and W. R. Rozier: Geophys. Res. Lett. **19** (1992) 199.
- 14) T. Nagai, O. Uchino, and T. Fujimoto: J. Meteor. Soc. Japan **71** (1993) 749.
- 15) M. Yasui, M. Fujiwara, T. Shibata, H. Akiyoshi, S. Ikawa, K. Shiraishi and H. Nonaka: J. Geomag. Geoelectr. **48** (1996) 403.
- 16) Y. Iwasaka, M. Hayashi, T. Shibata, M. Nagatani, H. Nakada, and T. Ojio: 17th ILRC (Sendai, 1994) 440.
- 17) M. Abo and C. Nagasawa: 17th ILRC (Sendai, 1994) 442.
- 18) T. Shibata, T. Itabe, K. Mizutani, and K. Asai: Geophys. Res. Lett. **21** (1994) 197.
- 19) S. Hayashida and Y. Sasano: Geophys. Res. Lett. **20** (1993) 575.
- 20) O. Uchino: Rev. Laser Eng. **23** (1995) 161.
- 21) Y. Iwasaka, T. Shibata, M. Hayashi, M. Nagatani, H. Nakada, T. Ojio, H. Adachi, K. Matunaga, K. Osada, I. Mori, M. Fujiwara, E. Akiyoshi, K. Shiraishi, K. Yamazaki, K. Kondoh, and H. Nakane: Rev. Laser Eng. **23** (1995) 166.
- 22) 気象庁編: 高層月報 Aerological data of Japan, June (1991)-December (1994).
- 23) 小林 啓二, 齊藤 保典, 鹿野 哲生, 野村 彰夫: 信州大学工学部紀要 No.75 (1995) 19.
- 24) O. Uchino, T. Nagai, T. Fujimoto, M. Fujiwara, H. Akiyoshi, S. Yasumatsu, S. Hayashida, Y. Sasano, H. Nakane, Y. Iwasaka, M. Hase, T. Shibata, T. Itabe, K. Asai, A. Nomura, Y. Saito, T. Kano, Y. Sai, K. Tamaki, R. Nomura, T. Sunagawa, C. Nagasawa, M. Abo, Y. Iidesako, and K. Kai: J. Meteor. Soc. **71** (1993) 285.
- 25) H. Jager, O. Uchino, T. Nagai, T. Fujimoto, V. Freudenthaler, and F. Homburg: Geophys. Res. Lett. **22** (1995) 607.
- 26) Q. Jinhuan, S. Jinhui, L. Daren, X. Qilin, and Z. Jinding: 17th ILRC (Sendai, 1994) 363.
- 27) H. Jager: Geophys. Res. Lett. **19** (1992) 191.
- 28) J. M. Post and J. G. Grund: Geophys. Res. Lett. **19** (1992) 195.
- 29) P. D. Girolamo, M. Cacciani, A. D. Sarra, G. Fiocco, and D. Fua: Geophys. Res. Lett. **21** (1994) 1295.
- 30) G. Vaughan, D. P. Wareing, S. B. Jones, L. Thomas, and N. Larsen: Geophys. Res. Lett. **21** (1994) 1315.
- 31) H. Chen, J. R. Yu, and C. Y. She: Appl. Phys. **B55** (1992) 159.
- 32) Y. Nikaidou: CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation Report No.18 (1993), WMO/TD No.533, Ed. by Boer, G., 7.11-7.12.
- 33) 松野 太郎, 島崎 達夫: 大気科学講座3 成層圏と中間圏の大気(東京大学出版会, 1981) 138.
- 34) T. Itabe and K. Mizutani: 17th ILRC (Sendai, 1994) 434.

レーザーワード

光ファイバ増幅器(optical fiber amplifier)

光ファイバ増幅器は, 高利得, 低雑音, 高効率などといった性能の良さと通信システムへの接続の容易性から, 光通信システムにおける中継距離の拡大や伝送容量の増大を図るためのキーテクノロジーとなっている。光ファイバ増幅器は, コア中に微量の希土類イオンを添加したファイバを所定の波長の光で励起し, それらイオン固有の遷移での誘導放出を利用するものである。希土類イオンの種類としては, 波長1.55 μm 帯で動作するEr(エルビウム), 1.3 μm 帯で動作するPr(プラセオジウム)が主として用いられる。

ファイバ材料としては, 石英系ガラスファイバ, フッ化物ガラスファイバなどが用いられ, それぞれ, ガラス固有の性質を利用している。Er添加ファイバ増幅器の構成は, Er添加ファイバ, 励起光源(波長1.48 μm あるいは0.98 μm の半導体レーザー), 信号光と励起光を合波するための光合分波器, 光アイソレータ, 及び, 光バンドパスフィルターから構成される。

(宮島 義昭)