

昭和基地マイクロパルスライダーによって観測された 非地形性慣性重力波起源の南極極成層圏雲

柴田 隆^{1*}・佐藤 薫²・小林 拓³・矢吹正教^{4,5}・塩原匡貴⁵

Antarctic polar stratospheric clouds under temperature perturbation by
nonorographic inertia gravity waves observed by micropulse lidar at Syowa Station

Takashi Shibata^{1*}, Kaoru Sato², Hiroshi Kobayashi³, Masanori Yabuki^{4,5} and Masataka Shiobara⁵

(2009 年 12 月 7 日受付; 2010 年 3 月 31 日受理)

Abstract: Type II Polar Stratospheric Clouds (PSCs) were observed by micropulse lidar (MPL) at Syowa Station in the Antarctic on 30 June and on 1 July 2001. The vertical profiles of the PSCs had a wavy structure that was synchronized with the temperature fluctuations. A wave analysis using radiosonde data shows that the wavy fluctuations were associated with an inertia gravity wave that was not forced by ground topography, but probably by spontaneous adjustment in association with synoptic-scale wave-breaking processes in the upper troposphere. It is suggested that the observed PSCs were generated under the low-temperature conditions induced by these waves and that such gravity waves generated by spontaneous adjustment of large-scale fields can be more important to the formation of PSC particles, in both the Antarctic and Arctic stratospheres, than topographically forced gravity waves, because the former are not fixed to the ground topography.

要旨: 昭和基地に設置されたマイクロパルスライダー (MPL) により下部成層圏高度領域において極成層圏雲 (PSC) が観測された。ラジオゾンデで観測された PSC の出現高度における気温は氷の露点温度より約 4 度低く、提唱

¹ 名古屋大学大学院環境学研究科, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, F3-3 (250), Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601.

² 東京大学大学院理学系研究科, Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033.

³ 山梨大学大学院医学工学総合研究部, Interdisciplinary Graduate School of Medicine and Engineering, University of Yamanashi, 3-11, Takeda 4-chome, Kofu 400-8511.

⁴ (現所属 present affiliation): 京都大学生存圏研究所, Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011.

⁵ 情報・システム研究機構国立極地研究所, National Institute of Polar Research, Research Organization of Information and Systems, Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

* Corresponding author. E-mail: tshibata@stelab.nagoya-u.ac.jp

されている氷粒子生成温度とほぼ一致している。また、PSC の散乱強度は十分大きく、この PSC は氷粒子からなる Type II と分類された。観測された PSC は温度の高度分布に対応し、温度極小高度を中心にして縞状に存在している。出現高度は時間とともに 1 日あたり ~2 km 降下している。温度極小は約 4 km の幅で 4 箇所存在し、それぞれの温度極小高度に PSC が現れている。ラジオゾンデで観測された風向風速の高度分布の解析から、この温度極小が非地形性の慣性重力波によることが示された。この種の重力波が PSC の生成に重要な役割を果たしている可能性が示唆された。PSC の出現に必要な気温低下が地形に制限されないため、非地形性慣性重力波が南北両極上空の PSC 粒子生成に広く寄与している可能性が示唆された。

1. はじめに

極成層圏雲 (PSC) 粒子の組成としては、氷、硝酸水和物、硫酸水和物、硫酸・硝酸・水の混合溶液などが知られている。このうち主に氷粒子が、南極成層圏におけるオゾン破壊に導く不均一反応の表面を提供する。オゾン破壊に必要な脱窒は、冬季南極成層圏の低温下の成長過程で、氷粒子が硝酸を取り込んで重力沈降し、成層圏から取り除かれることによって生じる。氷粒子は露点温度 (T_{ice}) 以下で「存在可能」であるが、一方いくつかの研究結果によると、氷粒子は T_{ice} より 2-4 度低い温度 (T_{ice-nu}) で「生成」することが示されている (Zhang *et al.*, 1996; Tabazadeh *et al.*, 1997; Koop *et al.*, 1998; Carslaw *et al.*, 1999)。 T_{ice-nu} 以下の低温領域は、真冬の南極成層圏では総観規模で形成され、氷粒子はこの領域内で広く観測される。しかし初冬は、少なくとも総観規模の温度はほとんど T_{ice-nu} より高温であり、さらに北極では、冬季を通して成層圏温度は T_{ice} より高温である。このような温度条件下で氷粒子が生成するには、より小規模の大気擾乱による追加的な温度低下によって、 T_{ice-nu} 以下の温度条件が達成されることが必須である。氷粒子からなる PSC は、しばしばスカンジナビア山脈で励起された山岳波擾乱に伴って観測されている。これらの研究では、ライダーで観測された type II の PSC (氷粒子) が、山岳下流の山岳波に伴う低温領域 ($< T_{ice-nu}$) で形成されたことが示されている (Carslaw *et al.*, 1998a, 1998b)。

北極においても脱窒が観測されており (Sugita *et al.*, 1998; Waibel *et al.*, 1999)、北極成層圏でも南極成層圏と同様のオゾン破壊過程が働いているものと見られる。しかしながら、北極成層圏の温度は T_{ice} 以下となることはまれであるため、氷粒子からなる PSC が観測されることはほとんどない。北極 PSC は、硝酸・硫酸・水からなる過冷却三成分溶液 (STS: Super cooled Ternary Solution) からなることが多い。STS の生成温度 (T_{STS}) は T_{ice} より 3-4 度高温であり、氷粒子の場合より高温で観測される (Shibata *et al.*, 1999)。しかし、STS 粒子成長に伴い、その粒径は、重力沈降によって著しい脱窒を生じさせる程度の大きさに達しない。STS 粒子のほか、北極成層圏では少数の硝酸水和物 (NAH) 固体粒子が、 T_{ice} や T_{STS} より高温の条件でライダーにより観測されている (Shibata *et al.*, 1999; Shibata, 1999)。Fahey *et al.* (2001) は、冬季北極成層圏で大粒径の硝酸を含む粒子 (“rock

particles”と呼ばれる)を観測した。rock particles は大きな落下速度をもつことから、成層圏から硝酸を有効に取り除くと示唆されている。このように、固体の NAH は北極のオゾン化学に重要な役割を演ずると考えられているが、その生成機構は明らかにされていない。

北極成層圏は南極成層圏に比べ高温であるため、固体 PSC の生成の説明は容易でない。これについて種々の説明が試みられている (e.g., Carslaw *et al.*, 1999)。その内のいくつかは、NAH 粒子の生成が氷粒子の生成を経ずに、硝酸三水和物(NAT)の平衡温度(T_{NAT})以下の温度で起こる(T_{NAT} は T_{ice} より7-8度高い)というものである。たとえば, Tabazadeh *et al.* (1996) は T_{NAT} 以下の低温に約1日以上保たれた空気塊中で、固体 NAH 粒子が生成すると示唆した。今ひとつの説明は、氷粒子から NAH 粒子が生成するというものである。従って、これにはまず氷生成が前提であるため、NAH 粒子を含む空気塊が、 $T_{\text{ice-nu}}$ 以下の温度を経験する必要がある。マックスプランク研究所(Max-Planck-Institut)のグループによって提案された後者の生成過程は、まず氷粒子が山岳波擾乱で生成し、その後空気塊温度が T_{ice} 以上に上昇した際に、固体 NAH 粒子が氷粒子から生成する(残存する)、というものである(Carslaw *et al.*, 1998a, 1998b, 1999)。彼らはモデルを用いて、北極域における固体 NAH による PSC 粒子生成を評価し、地形性波動が総観規模における固体粒子の重要な起源である可能性を示唆した。

成層圏のメソスケール擾乱は、地表面地形のみならず大気中の不安定によって励起される。Yoshiki and Sato (2000) は 10 年間、極域 33 地点におけるラジオゾンデ現業観測結果に基づき重力波を解析した。重力波の伝播特性と重力波エネルギーの背景風との相関は、解析された北極の重力波が、主に地形によって励起されたことを示唆している。一方、南極に関してはいくつかの励起源が存在しているようである。Sato (2000) は、極中層大気重力波の可能な励起源について論じている。

メソスケールの力学的擾乱によって形成された PSC のうち、これまでに直接観測されたのは、スカンジナビア上空の山岳波によるもののみである。一方、本研究では南極上空において、非地形性の慣性重力波が type II (氷) PSC を形成した例を示す。この PSC は、マイクロパルスライダーによって観測された。非地形性の慣性重力波は、定常的に放球されている現業のラジオゾンデによって観測されたものである。このような重力波は、地形に関係なく励起され水平に伝播するため、おそらく南北両極において、オゾン破壊化学に重要な役割を演じているであろうと推測される。

2. MPL で観測された PSC

以下、本論文で紹介する PSC は昭和基地(69.0°S, 39.5°E)に置かれたマイクロパルスライダー(以下、MPL)システムによって観測されたものである。MPL は Spinhirne (1993)によって開発された、目に安全でメンテナンスフリーの小型ライダーシステムである。本

研究で用いた MPL は、米国 SESI 社が Spinhirne のオリジナルな MPL に基づいて制作したものである (Lee *et al.*, 1997). MPL の光源はレーザダイオード励起 Nd: YLF レーザであり、波長、出力エネルギー、パルス繰り返しはそれぞれ、523.5 nm, 7 μ J/pulse, および 2500 Hz である。受信信号は、MPL から 60 km 先までの範囲を 30 m の分解能で測定する。データは高度ごとに 1 分間積算し保存する。受信望遠鏡の直径は 20 cm で、受信視野は 0.1 mrad である。この MPL は対流圏エアロゾルと雲を観測する目的で 2001 年 1 月に昭和基地に設置されたが、成層圏に十分に成長した type II の PSC が現れた際には、その高度の PSC 観測にも用いることができる (Shiobara *et al.*, 2001)。

図 1 に、2001 年 7 月 30 日に観測された後方散乱比 (BR) を示す。 BR は

$$BR = \frac{\beta_{Ray} + \beta_{Mie}}{\beta_{Ray}}, \quad (1)$$

と表される。ここに、 β_{Ray} と β_{Mie} はレイリー後方散乱係数およびミー後方散乱係数を示す。 $BR-1$ は PSC 粒子の混合比におおよそ比例する量である。PSC は 7 月 29 日に現れ始め、7 月 30 日 0200 LT~1100 LT (LT=UT+0300) にかけて後方散乱の最大値を示した。

図 1 の BR は 2~4 層の波構造を示しており、後方散乱比の極大は時間とともに降下している。 BR の極大高度間の間隔 (PSC 波状構造の鉛直波長) は 3~4 km であった。 BR の極大が、この高度を落下するのに要した時間 (すなわち周期) は約 24 時間であった。

図 2 は、昭和基地のラジオゾンデ現業観測で得られた 7 月 30 日 1500 LT (12 UT) の温度分布である。この温度分布も、高度 10~25 km の間に波構造を示している。図 2 に、水蒸気混合比を 5 ppmv と仮定して得られた T_{ice} を示す。図 3 は、 $T-T_{ice}$ と BR の高度分布を同時に図示している。これらの図から、気温が T_{ice} より 4 度以上低かったことが分かる。 BR

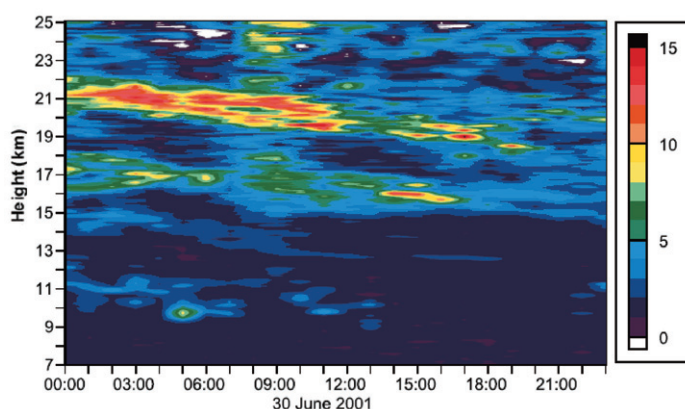


図 1 MPL による波長 523 nm における後方散乱比。2001 年 6 月 30 日 0000 UT から 2300 UT にかけて。(Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 1. Backscattering ratio observed by MPL at 523 nm from 0000 UT to 2300 UT on 30 June 2001. (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

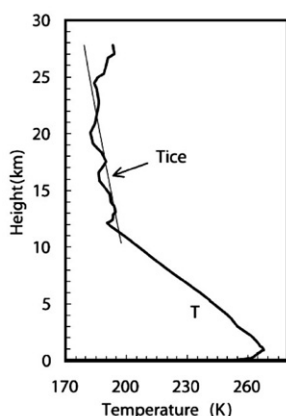


図2 昭和基地上空のラジオゾンデ定常観測による、2001年6月30日1500 LT (1200 UT) の温度 (実線)。細線は水蒸気混合比 5 ppmv を仮定して求めた T_{ice} 。 (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 2. Temperature (solid line) over Syowa at 1500 LT (1200 UT) on the 30 June 2001 observed by operational radiosonde sounding. T_{ice} (thin line) calculated by assuming 5 ppmv of H_2O is also shown. (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

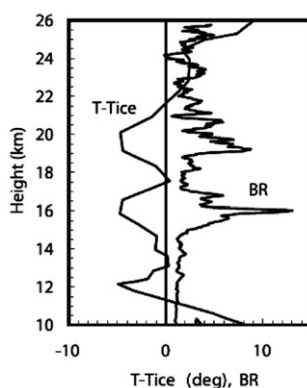


図3 図2のデータから求めた $T-T_{ice}$ 、および1500 LT (1200 UT) の BR 。 (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 3. $T-T_{ice}$ from the data shown in Fig. 2, and BR at 1500 LT (1200 UT). (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

の極大と $T-T_{ice}$ の極小の高度はおおよそ一致しており、相対的な低温と BR の増加が、同一の波動による擾乱によって引き起こされたことが推測される。

北極の type I PSC に関しては、 BR の最大値として 8 という値が、温度がほぼ T_{ice} の高度で観測された (Shibata *et al.*, 1997)。MPL では偏光解消度を観測することができないため、MPL で観測された PSC は、広く用いられる後方散乱比と偏光解消度を比較することによって分類する (e.g., Shibata *et al.*, 1999) という方法を用いることはできない。この

ため、観測された PSC は STS からなる可能性を完全には否定できない。しかし、後方散乱比が 10 より大きいということは、粒子が STS で予想される以上に水分を含んでいることを示している (Shibata *et al.*, 1997)。従って、粒子は $T_{\text{ice-nu}}$ 以下の温度を経験して凍っている可能性が大きく、ゆえに、この MPL で観測された PSC はおそらく氷からなる type II の氷粒子からなる PSC と考えられる。

3. 慣性重力波の特徴

図 4 に示すように、PSC と同様の温度の波構造は水平風にも見られる (図 4 は図 2 と同じラジオゾンデデータより得られた)。約 4 km という小さい垂直スケールを持つ水平風の変動の原因として、二つの現象 (重力波とフィラメント) が考えられる。しかし、同様のスケールの変動が温度分布にも見られることから、この変動は大きな鉛直移動を伴う内部重力波による可能性が高い。そこで、重力波という仮定のもとで波のパラメータを見積もるために、 hodograph による解析を試みた。この仮定の妥当性は、独立した方法で得られたパラメータの見積もりが一致することによって確かめることができる。

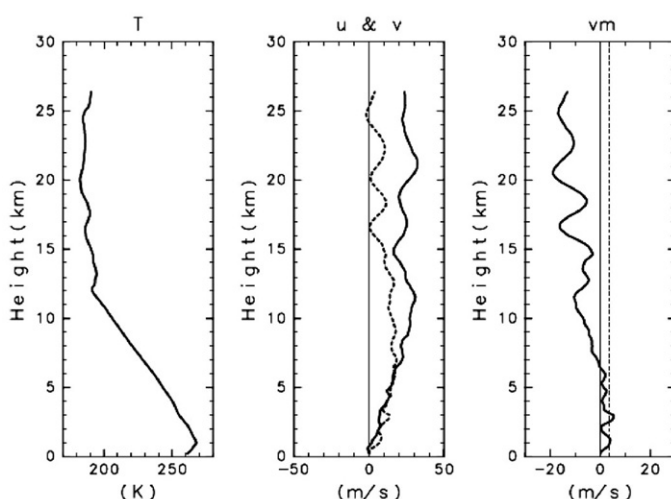


図 4 左図、中央図はそれぞれ昭和基地上空の温度の高度分布、東西風 (実線) と南北風 (破線) の高度分布を示す。2001 年 6 月 30 日 1500 LT (1200 UT) に (図 2 と同じ) ラジオゾンデで測定された。右図は重力波の波数ベクトルに平行な水平風成分の高度分布 (実線)、および波のパラメータから求めた地表に対する位相速度 (破線) を示す。(Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 4. Left and center panels show, respectively, the vertical profiles of temperature and the vertical profiles of zonal (solid line) and meridional (dashed line) winds over Syowa at 1500 LT (1200 UT) on 30 June, 2001 observed by radiosonde (the same sonde data as in Fig. 2). The right panel shows a vertical profile of the horizontal wind component parallel to the wavenumber vector of the gravity wave (solid line), and the ground-based phase velocity estimated from the wave parameters (dashed line). (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

変動成分を抽出するため、我々は観測された鉛直分布に遮断長 2 km と 8 km の帯域透過フィルターを適用した。背景場は遮断長 8 km の低域通過フィルターで抽出した。一波長が明らかに見られ、平均風が一定と扱うことができる、16.6–20.2 km 間で見積を実行した。東西風の変動 (u') と南北風の変動 (v')、およびプラントバイサラ振動数で割った浮力の変動(すなわち、 $T'g/\bar{T}N$)の鉛直分布を図 5 の実線で示す。これらは以下の正弦波形で適合化される:

$$u' = V_1 \cos \theta - V_2 \sin \theta, \quad (2)$$

$$v' = V_1 \sin \theta + V_2 \cos \theta, \quad (3)$$

および

$$\frac{T'g}{\bar{T}N} = -FV_2, \quad (4)$$

ここに V_1 と V_2 は水平波数ベクトルに平行および垂直な水平風変動であり、 θ は波数ベクトルの角度(東向から半時計回り)、 F は実定数である。水平風変動 V_1 と V_2 は以下のように表される:

$$V_1 = a \cos(mz + \varphi), \quad (5)$$

および

$$V_2 = b \sin(mz + \varphi), \quad (6)$$

ここに a と b は水平波ベクトルに平行及び垂直な風の振幅、 m は鉛直波数、 z は高度、お

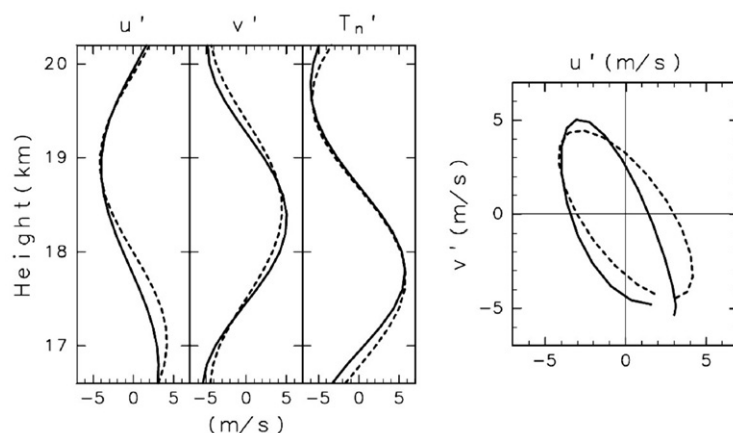


図 5 左図: 実線は観測された東西風, 南北風, 温度 ($T'g/TN$) の変動成分; 破線はホドグラフ適合の結果。右図: 実線は観測された風の変動成分ホドグラフ, 高度領域 16.6–20.2 km; 破線は適合結果。(Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 5. Left panel: Solid curves show vertical profiles of observed zonal and meridional wind and temperature fluctuations ($T'g/TN$); dashed curves show the results of the hodo-graph fitting. Right panel: Solid curve shows the observed hodograph of the wind fluctuations for the height region of 16.6–20.2 km; dashed curve shows the result of the fitting. (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

よび φ は地表での位相を表す。適合化の結果は図 5 の破線で示される。

慣性重力波の理論によると、固有振動数 (平均風に対する振動数) $\hat{\omega}$ は a , b と以下の関係がある。

$$\frac{b}{a} = -\frac{f}{\hat{\omega}}, \quad (7)$$

ここに f は慣性振動数であり、南半球 (北半球) で負 (正) の値をとる。このように適合化によって見積もられた a と b の比から固有振動数 $\hat{\omega}$ と水平波数ベクトルの方向を求めることができる。慣性重力波の分散関係は以下のように表される。

$$\frac{k^2}{m^2} = \frac{\hat{\omega}^2 - f^2}{N^2 - \hat{\omega}^2}, \quad (8)$$

ここに k は水平波数, N はプラントバイサラ振動数である。この式を用いて水平波数 k を求めることができる。さらに、慣性重力波の偏波の関係から温度変動の振幅を、水平風の振幅、および次式中の水平垂直波数から見積もることができる。

$$F = -\frac{Nk}{mf} \equiv F_{est}, \quad (9)$$

(Gill, 1982)。なお、水平波数ベクトルの向きは (9) 式で決定することができる (Sato and Yamada, 1994; Sato, 2000)。

以上の方法で求めた波のパラメータは以下のとおりである: 水平波長 (λ_h), 290 km; 鉛直波長 (λ_z), 3.8 km; 地表に対する周期 (τ), 23 h; 固有周期 ($\hat{\tau}$), 5.5 h; 波数ベクトルに平行方向の水平風振幅 (a), 5.6 m/s; 波数ベクトルに垂直方向の水平風振幅 (b), 2.4 m/s; (4) 式の F , 2.4; そして (9) 式の F_{est} , 2.1。

ホドグラフと適合化された楕円、および水平波数ベクトルの方向が図 5 に示されている。図を見ると適合化解析が良好に行われていることが分かる。また、 F と F_{est} の良好な一致が慣性重力波仮定の妥当性を保証していることを指摘しておきたい。ホドグラフの回転は反時計回りであり、慣性重力波が上向きにエネルギーを伝播していることを示している。また、水平波長の 290 km は MPL の視野の拡がりが高高度 26 km においてわずか 2 m であることを考えると、MPL で十分とらえ得る波長であることを念のため指摘する。

見積もられた地表に対する重力波の周期とさらに鉛直波長は、観測された PSC 層の特徴によく一致している。従って、PSC 層はこの慣性重力波によって変調されている可能性が高い。図 4 右図は、水平波数ベクトル方向の背景風の鉛直分布である。波のパラメータから見積もった地表に対する位相速度 c は 3.6 m/s であった (図中点線で示されている)。この c の値は小さいが、高度 6 km 以下に臨界高度が存在することから、地形によって励起された波ではあり得ない。Yoshiki and Sato (2000) に示されているように、この慣性重力波は上部対流圏か成層圏にその起源がある可能性が高い。

図 6 に、圧力高度 215 hPa におけるジオポテンシャル高度の水平分布(等高線)、および温位高度 320 K におけるポテンシャル渦位 (PV) の水平分布(カラー)、それぞれの時間変化を示す。示された期間は 2001 年 6 月 29 日~7 月 2 日の間で、UKMO 同化データに基づく (Swinbank and O'Neill, 1994)。これらの圧力高度と温位高度は、およそ高度 10 km に対応する。昭和基地の位置は×印で示されている。2001 年 6 月 30 日、総観規模の高気圧帯が昭和基地近辺にある。図 6 の PV パターンの時間変化は、高気圧帯の構造が非線形であり碎波が生じていることを示している。そのような傾圧波の非線形過程による重力波の発生は観測的 (Sato, 1989)、および数值的 (O'Sullivan and Dunkerton, 1995) に示されている。このように、この重力波は上部対流圏の非線形過程に伴う自動調整によって生成された可能性が高い。

4. 論 議

図 7 は、気象庁客観解析データを用いた後方流跡線解析で計算した、2001 年 6 月 30 日 1500 LT に昭和基地上空 20 km にあった空気塊 (もしくはそれに含まれる PSC) の温度履歴である。図 7 には T_{ice} も示してある。PSC を含む空気塊の温度は、昭和基地上空に到達する 1 日前に T_{ice} 以下に低下している。空気塊が到着する前 2 日間の平均冷却率は -5 K/day である。図 8 はこの空気塊の後方流跡線である。空気塊は、昭和基地に到達する前 2 日間は海上にあったことから、山岳波がこの 2 日間に観測された PSC の生成に寄与したことは考えにくい。前章で述べた慣性重力波によって温度低下する位相の温度低下率は、 -87 K/day (温度の振幅、 ~ 5 K, 割る 4 分の 1 周期, 5.5/4 h) である。これは、流跡線解析から求めた総観規模の運動に伴う冷却率の 18 倍である。

スカンジナビア半島の東側 (風下) で観測された type II の PSC は、山岳波による極めて急激な冷却 (~ -80 K/h) で生成された。この PSC は多数の小粒径粒子からなるであろう (Carslaw *et al.*, 1998b)。一方、昭和基地上空の PSC の比較的緩やかな冷却条件 (-100 K/day 以下) では、比較的少数の氷粒子しか生成しないであろう。そのため、これらの粒子は比較的大粒径まで成長すると考えられる。緩やかな冷却率で生成した氷粒子は、1 時間以内に $\sim 10 \mu\text{m}$ 程度まで成長するため、MPL で観測された PSC はこのサイズ範囲の粒子であった可能性がある。このサイズの粒子の落下速度は ~ 0.01 m/sec であり、この速度は重力波の固有垂直位相速度 (~ 0.2 m/sec) より十分小さい。重力波の低温位相で生成した氷粒子は、落下速度と位相速度の差から波の位相に対してより上の高温位相領域に移動するであろう。 $\sim 10 \mu\text{m}$ 程度の大きさの粒子は周囲の温度が T_{ice} より高くなると 1 時間以内に蒸発するため (Toon *et al.*, 1989)、粒子は重力波の周期に比べて早く消滅する。

慣性重力波は氷 PSC の生成に以下のような効果をもつ。1) すでに温度が総観規模の運動によって T_{ice} 程度まで低下しているところに慣性重力波が加わると、重力波は低温位相

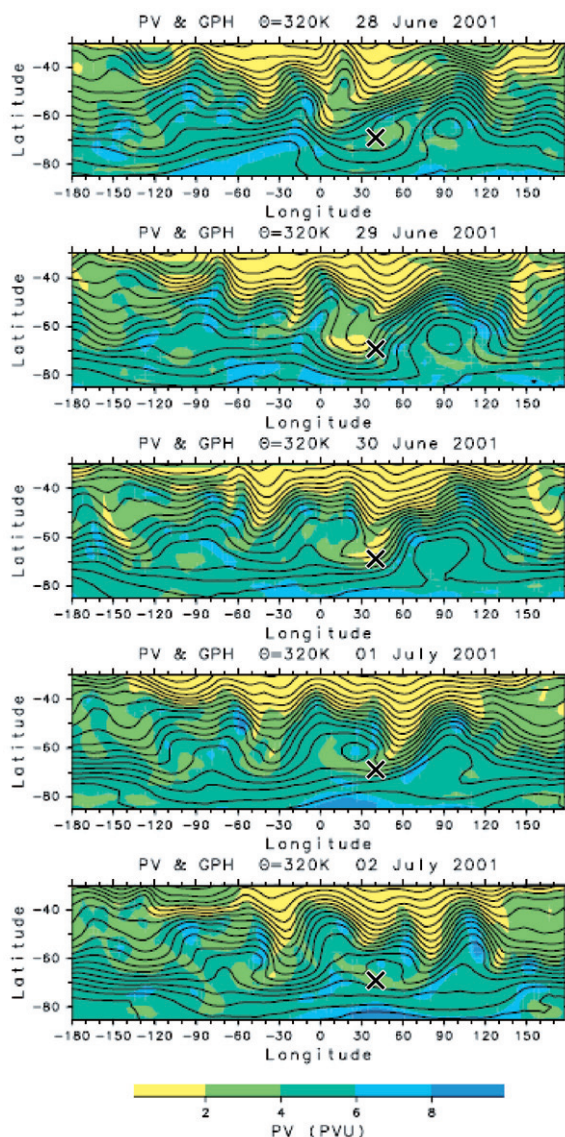


図6 圧力高度 215 hPa におけるジオポテンシャル高度の水平分布(等高線), および温位高度 320 K におけるポテンシャル渦位 (PV) の水平分布 (カラー), それぞれの時間変化を示す。示された期間は 2001 年 6 月 29 日~7 月 2 日の間で, UKMO 同化データに基づく。これらの圧力高度と温位高度はおおよそ高度 10 km に対応する。昭和基地の位置は×印で示されている。(Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 6. Time series of horizontal maps of the geopotential height at a pressure level of 215 hPa (contours) and the potential vorticity (PV) at a potential temperature level of 320 K (color), for the time period 29 June to 2 July 2001, based on UKMO assimilation data. Contour intervals are 100 m. The pressure and potential temperature levels correspond roughly to a height of 10 km. The location of Syowa Station is denoted by a cross. See color version of this figure at back of this issue. (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

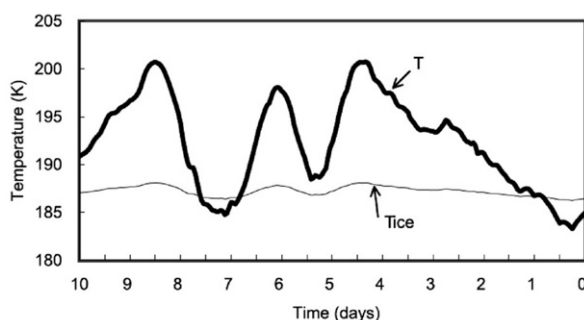


図7 気象庁客観解析データを用いた後方流跡線解析で計算した2001年6月30日1500 LTに昭和基地上空20 kmにあった空気塊の温度履歴。細線は T_{ice} を示す。(Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 7. Temperature history of the air parcel at 20 km over Syowa at 1500 LT on 30 June 2001 calculated by back trajectory using the objective analysis data of the Japan Meteorological Agency. T_{ice} is also shown by a thin line. (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

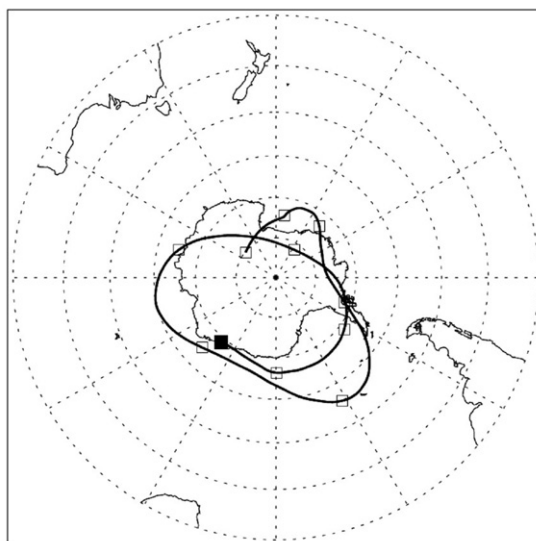


図8 2001年6月30日1500 LTに昭和基地(■)上空にあった空気塊の後方流跡。気象庁客観解析データによって求められた。各□は1日間隔を示す。(Shibata *et al.*, JGR, 2003)

Fig. 8. Back trajectory of the air parcel at 20 km over Syowa (solid square) at 1500 LT on 30 June 2001 calculated by using the objective analysis data of the Japan Meteorological Agency. Squares denote 1-day intervals. (Shibata *et al.*, JGR, 2003)

で追加的に温度を下げる。2) 温度はこの低温位相で T_{ice-nu} 以下まで低下し得る、すなわち重力波は氷粒子の生成を誘発する。3) この高度領域の冷却率は低いため、核生成過程を経て少数 ($\sim 0.01 \text{ cm}^{-3}$) の大粒子 ($\sim 10 \mu\text{m}$) が生成する。4) 下向きの位相速度は粒子の落下速度より大きく、温度が T_{ice} より高くなると粒子は速やかに蒸発するため、PSC の濃度

の鉛直構造は、重力波による低温域の構造と似たものとなる。

スカンジナビアの山岳上空で氷 PSC 粒子の生成が直接観測されたが、このような PSC 粒子の生成の観測は、山岳風下領域に限られる。一方、大気のような不安定によって励起される慣性重力波は地形によって限定されることなく、大気中により遍在的に存在する。北極成層圏の総観規模運動による低温域は、多くの場合海洋上にある。このため、上述のように慣性重力波は氷粒子の生成を促進するであろう。

慣性重力波による冷却率は比較的低いので、生成された氷粒子濃度は小さい。そうすると、この氷粒子から生成された type I の固体 PSC 粒子の濃度は小さく、そのサイズは比較的大きいであろう。結果として、これら大粒径粒子の落下速度は大きくなり、このような粒子に含まれる硝酸塩成分は成層圏から効率的に除去されるであろう。

5. 結 論

成層圏の温度が $T_{\text{ice-nu}}$ 以下に低下した際、昭和基地上空に type II の PSC が現れた。この低温は、上部対流圏における総観規模の碎波過程に伴って発生した、慣性重力波による大気力学的な擾乱によって生じたことが示された。低温擾乱は固体 PSC を生成するために必要である。北極では、地形性の波がこの擾乱を発生する重要な力学過程と示唆されている。しかしながら、南極では低温擾乱を生じる主要な力学過程は明らかでなく、加えて固体粒子の生成過程もいまだ明らかでない。我々は、type II の PSC が非地形性の慣性重力波による低温擾乱で形成された事例を示した。この種の非地形性慣性重力波は、高山の地理的な位置に制限されないため、固体 PSC 粒子の生成に重要な役割を演じ得ることが示唆された。

謝 辞

南極 MPL 測定は、第 42 次日本南極地域観測隊 (JARE-42) にて実施された。昭和基地気象データのラジオゾンデ現業観測は、気象庁 JARE-42 観測隊によって実施された。本論文は米国地球物理連合学会誌掲載論文 “Shibata, T., Sato, K., Kobayashi, H., Yabuki M. and Shiobara, M. (2003): Antarctic polar stratospheric clouds under temperature perturbation by nonorographic inertia gravity waves observed by micropulse lidar at Syowa Station. *J. Geophys. Res.*, 108 (D3), 4105, doi:10.1029/2002JD002713” を翻訳、一部加筆したものである。

文 献

- Carlsaw, K.S., Wirth, M., Tsias, A., Luo, B.P., Dörnbrack, A., Leutbecher, M., Volkert, H., Renger, W., Bacmeister, J.T., Reimer, E. and Peter, Th. (1998a): Increased stratospheric ozone depletion due to mountain-induced atmospheric waves. *Nature*, **391**, 675–678.

- Carslaw, K.S., Wirth, M., Tsias, A., Luo, B.P., Dörnbrack, A., Leutbecher, M., Volkert, H., Renger, W., Bacmeister, J.T. and Peter, T. (1998b): Particle microphysics and chemistry in remotely observed mountain polar stratospheric clouds. *J. Geophys. Res.*, **103** (D5), 5785–5796.
- 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.
- Fahey, D.W., Gao, R.S., Carslaw, K.S., Kettleborough, J., Popp, P.J., Northway, M.J., Holecek, J. C., Ciciora, S.C., McLaughlin, R.J., Thompson, T.L., Winkler, R.H., Baugardner, D.G., Gandrud, B., Wennberg, P.O., Dhaniyala, S., McKinney, K., Peter, Th., Salawitch, R.J., Bui, T. P., Elkins, J.W., Webster, C.R., Atlas, E.L., Jost, H., Wilson, J.C., Herman, R.L., Klenböhl, A. and von König, M. (2001): The detection of large HNO_3 -containing particles in the winter Arctic stratosphere. *Science*, **291**, 1026–1031.
- Gill, A.E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*. San Diego, Calif. Academic Press, 662 p. (International geophysical series; **30**)
- Koop, T., Ng, H.P., Molina, L.T. and Molina, M.J. (1998): A new optical technique to study aerosol phase transitions: the nucleation of ice from H_2SO_4 aerosols. *J. Phys. Chem. A*, **102**, 8924–8931.
- 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*, edited by A. Ansmann *et al.* [New York], Springer, 7–10.
- O’Sullivan, D. and Dunkerton, T.J. (1995): Generation of inertia-gravity waves in a simulated life cycle of baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3695–3716.
- Sato, K. (1989): An inertial gravity wave associated with a synoptic-scale pressure trough observed by the MU radar. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **67**, 325–334.
- Sato, K. (2000): Sources of gravity waves in the polar middle atmosphere. *Adv. Polar Upper Atmos. Res.*, **14**, 233–240.
- Sato, K. and Yamada, M. (1994): Vertical structure of atmospheric gravity waves revealed by the wavelet analysis. *J. Geophys. Res.*, **99** (D10), 20623–20631.
- 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., Iwasaka, Y., Fujiwara, M., Hayashi, M., Nagatani, M., Shiraishi, K., Adachi, H., Sakai, T., Susumu, K. and Nakura, Y. (1997): Polar stratospheric clouds observed by lidar over Spitsbergen in the winter of 1994/1995: liquid particles and vertical “sandwich” structure. *J. Geophys. Res.*, **102** (D9), 10829–10840.
- 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.
- Shibata, T., Sato, K., Kobayashi, H., Yabuki, M. and Shiobara, M. (2003): Antarctic polar stratospheric clouds under temperature perturbation by nonorographic inertia gravity waves observed by micropulse lidar at Syowa Station. *J. Geophys. Res.*, **108** (D3), 4105, doi:10.1029/2002JD002713.
- 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. *Proceedings of the Nagasaki Workshop 2001 on Aerosol-Cloud Radiation Interaction and Asian Lidar Network*, 27–29 November 2001, Nagasaki, Japan, edited by T. Takamura, 32–35.
- Solomon, S. (1999): Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.*, **37**, 275–316.
- Spinhirne, J.D. (1993): Micro pulse lidar. *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, **31**, 48–55.
- Sugita, T., Kondo, Y., Nakajima, H., Schmidt, U., Engel, A., Oelhaf, H., Wetzell, G., Koike, M. and Newman, P.A. (1998): Denitrification observed inside the Arctic vortex in February 1995. *J. Geophys. Res.*, **103** (D13), 16221–16233.
- Swinbank, R. and O’Neill, A. (1994): A stratosphere-troposphere data assimilation system. *Mon.*

Weather Rev., **122**, 686–702.

Tabazadeh, A., Toon, O.B., Gary, B.L., Bacmeister, J.T. and Schoeberl, M.R. (1996): Observational constraints on the formation of Type Ia polar stratospheric clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2109–2112.

Tabazadeh, A., Toon, O.B. and Jensen, E.J. (1997): Formation and implications of ice particle nucleation in the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2007–2010.

Toon, O.B., Turco, R.P., Jordan, J., Goodman, J. and Ferry, G. (1989): Physical processes in polar stratospheric ice clouds. *J. Geophys. Res.*, **94** (D9), 11359–11380.

Waibel, A.E., Peter, Th., Carslaw, K.S., Oelhaf, H., Wetzel, G., Crutzen, P.J., Pöschl, U., Tsias, A., Reimer, E. and Fischer, H. (1999): Arctic ozone loss due to denitrification. *Science*, **283**, 2064–2069.

Yoshiki, M. and Sato, K. (2000): A statistical study of gravity waves in the polar regions based on operational radiosonde data. *J. Geophys. Res.*, **105** (D14), 17995–18011.

Zhang, R., Leu, M.-T. and Molina, M.J. (1996): Formation of polar stratospheric clouds on preactivated background aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1669–1672.