

## 2 2004年のオゾン層の状況

2004年のオゾン層の状況を全球、日本上空、南極域上空に分けて述べる。

### 2 - 1 全球のオゾン層

#### 2 - 1 - 1 オゾン分布及び季節変化

図2 - 1 - 1に、TOMSによるオゾン全量の参照値(平均的な全球分布図)を示す。オゾン全量は赤道域で少なく、南北両半球とも中・高緯度で多い。オゾン全量は特にオホーツク海上空で最も多くなっており、日本上空は全球で最も南北の傾度が大きい地域である。

オゾン全量は、中・高緯度で多いが、季節的に見ると冬季から春季にかけて最大になる(図2 - 1 - 2)。このようなオゾン分布の成因は、以下のように説明される。オゾンは、赤道域上空の成層圏を中心に太陽から放射される紫外線により生成され、ブリューワー・ドブソン循環(低緯度で対流圏からわき上がってきた空気が両極へ向けてゆっくりと移動し、中・高緯度で沈降(下降)して対流圏に戻るといふ、成層圏の循環)により中・高緯度に運ばれ、そこで下降する。中・高緯度の下部成層圏では下降したオゾンが圧縮され、オゾン分圧は高くなる。このため中・高緯度では低い高度で最大のオゾン分圧が現れ、しかもオゾン分圧は赤道域上空よりも高くなる(図2 - 1 - 3)。このような赤道域から中・高緯度への輸送は冬季に最も活発となり、冬季から春季にかけて中・高緯度にオゾンが蓄積される。

#### 2 - 1 - 2 2004年のオゾン層の状況

2004年の全球のオゾン全量について、緯度帯別オゾン全量比偏差の推移(図2 - 1 - 4)及び月平均オゾン全量とその比偏差図(図2 - 1 - 5)に基づいて述べる。なお、2002年以降のTOMSによるオゾン全量データは低めに見積もられているとNASAより報告されているため、図2 - 1 - 4では、地上観測値とTOMSデータを比較して補正を加えている。また、図2 - 1 - 5においては補正を加えず、大きな負偏差の見られる地域についてのみ言及することにし、図中の負偏差の大きさについては参考にとどめる。

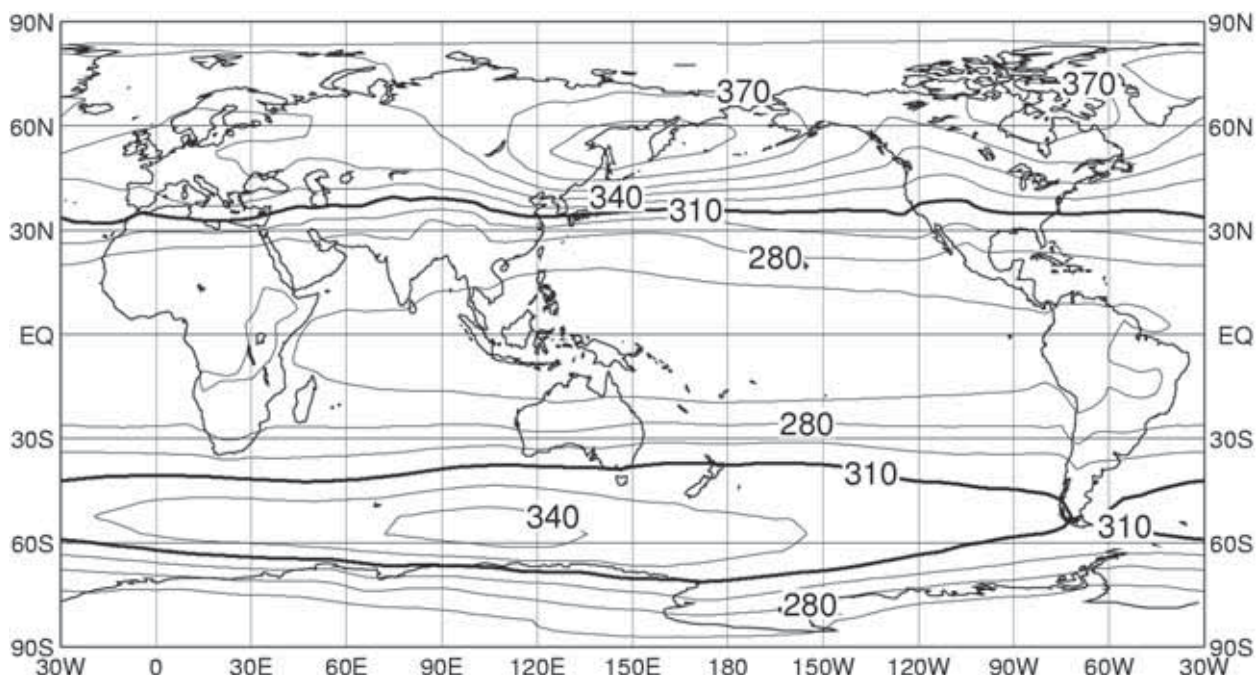


図2 - 1 - 1 : TOMS による全球のオゾン全量の参照値

ニルバス-7/TOMSデータを基にして作成した全球のオゾン全量の年平均の参照値(1979～1992年)。等値線間隔は15m atm-cm。NASA提供のデータを基に気象庁で作成。

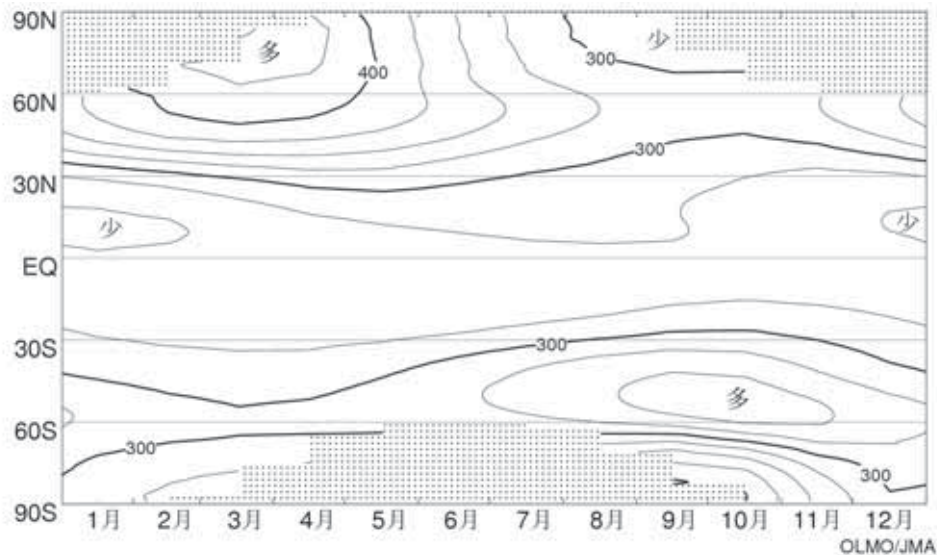


図2 - 1 - 2 : T O M S によるオゾン全量の参照値の緯度別季節変化

ニンバス -7/TOMS データを基にした参照値(1979 ~ 1992年)のオゾン全量の緯度別平均値を月別に求めた分布図。等値線間隔は25m atm-cm。NASA 提供の TOMS データを基に気象庁で作成。点域は極域でデータが取得できない領域。

図2 - 1 - 4を見ると、2004年の北緯60度～南緯60度のオゾン全量は、ほぼ1年を通して少なかった。緯度帯別に見ると、北半球については、高緯度(北緯60度以北)の4～9月と中緯度(北緯30度～北緯60度)の3～6、9～11月、低緯度(北緯30度以南)の1～4月に少なかった。南半球については、中緯度(南緯30度～南緯60度)の1～11月、低緯度(南緯30度以北)の6～11月に少なかった。なお、北半球高緯度の1～3月と10～12月及び南半球高緯度の4～9月は極夜のためデータが得られていない。南半球中緯度ではほぼ一年を通して少なかったことには、成層圏の風の変動が関係している可能性がある。口絵1から、熱帯域の高度30hPa～50hPaの風向が西風のとき、中緯度のオゾン全量が減少し、逆に赤道付近のオゾン全量が増加する傾向があることがわかる。

図2 - 1 - 5で地域別に見ると、北半球では、グリーンランドから北欧、北極海、シベリアにかけての高緯度域で、4、9、10月に大きな負偏差領域が見られた。北太平洋からアラスカにかけての地域で、1～6、8～11月に大きな負偏差領域が見られた。北大西洋の中緯度域で、1～2、4、10～12月に大きな負偏差領域が見られた。アジアからアフリカにかけての中緯度域で、1～4月に大きな負偏差領域が見られた。南半球では、南太平洋、インド洋の中緯度域で、5～10月に大きな負偏差領域が見られた。南極大陸を含む高緯度域では8～12月に大きな負偏差領域が見られたが、特に9～11月にはオゾンホールが発達に伴ってオゾンが大きく減少した(2 - 3節参照)。

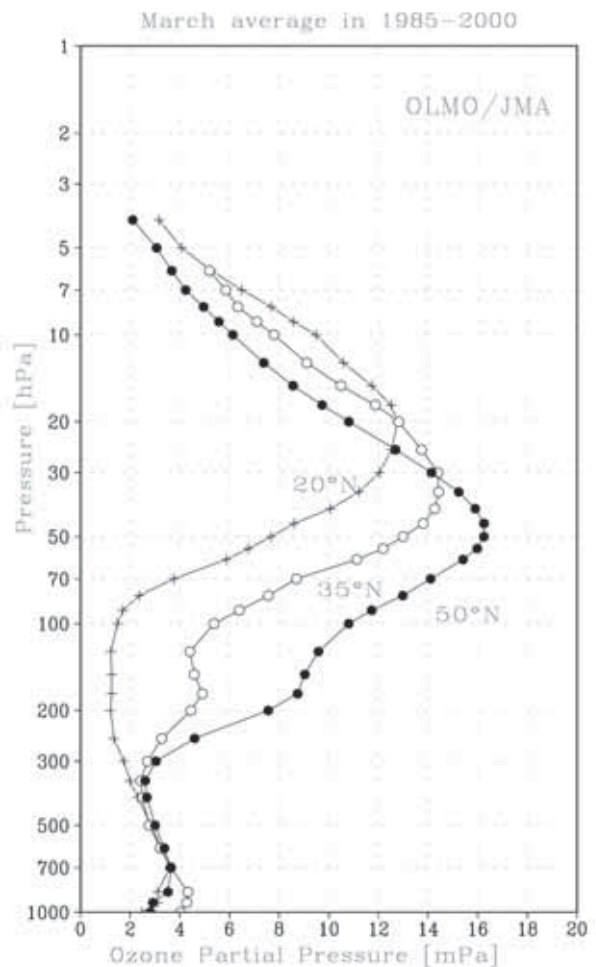


図2 - 1 - 3 : オゾン分布の緯度別高度分布

1985～2000年に観測され、WOUDCに登録されているオゾンゾンデデータから求めた3月のオゾン分圧の緯度別高度分布。

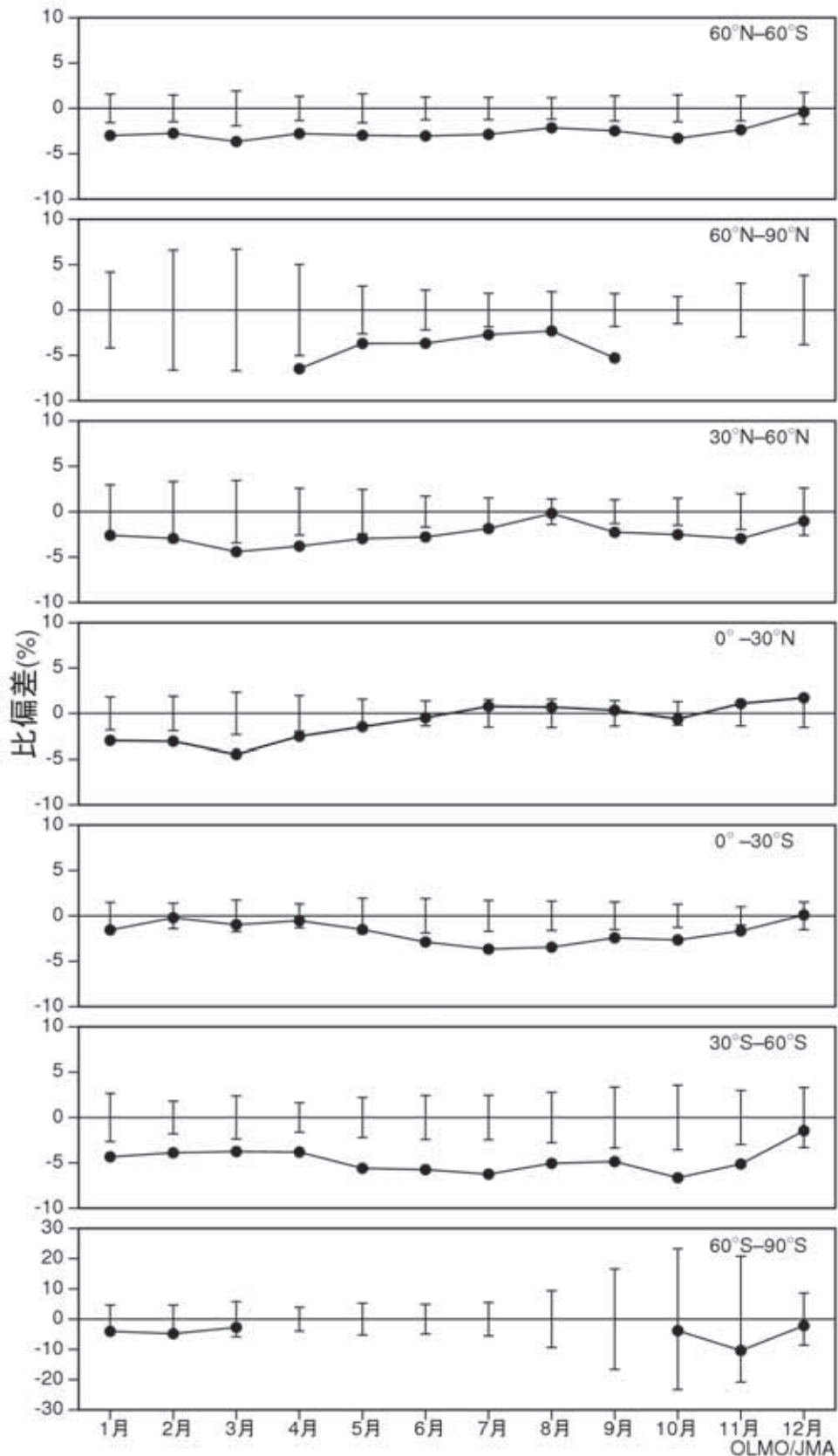


図2 - 1 - 4 : 2004年の緯度帯別オゾン全量比偏差の推移

緯度帯別に平均したオゾン全量の参照値(1979～1992年の平均値)に対する比偏差(%)。縦線は参照値の標準偏差。NASA提供のTOMSデータに、気象庁で地上観測値との比較に基づいた補正を加えて作成した(1-2節参照)。なお、北緯60度以北の1～3月と10～12月及び南緯60度以南の4～9月は、極夜のため地上観測データが得られなかったことから示していない。



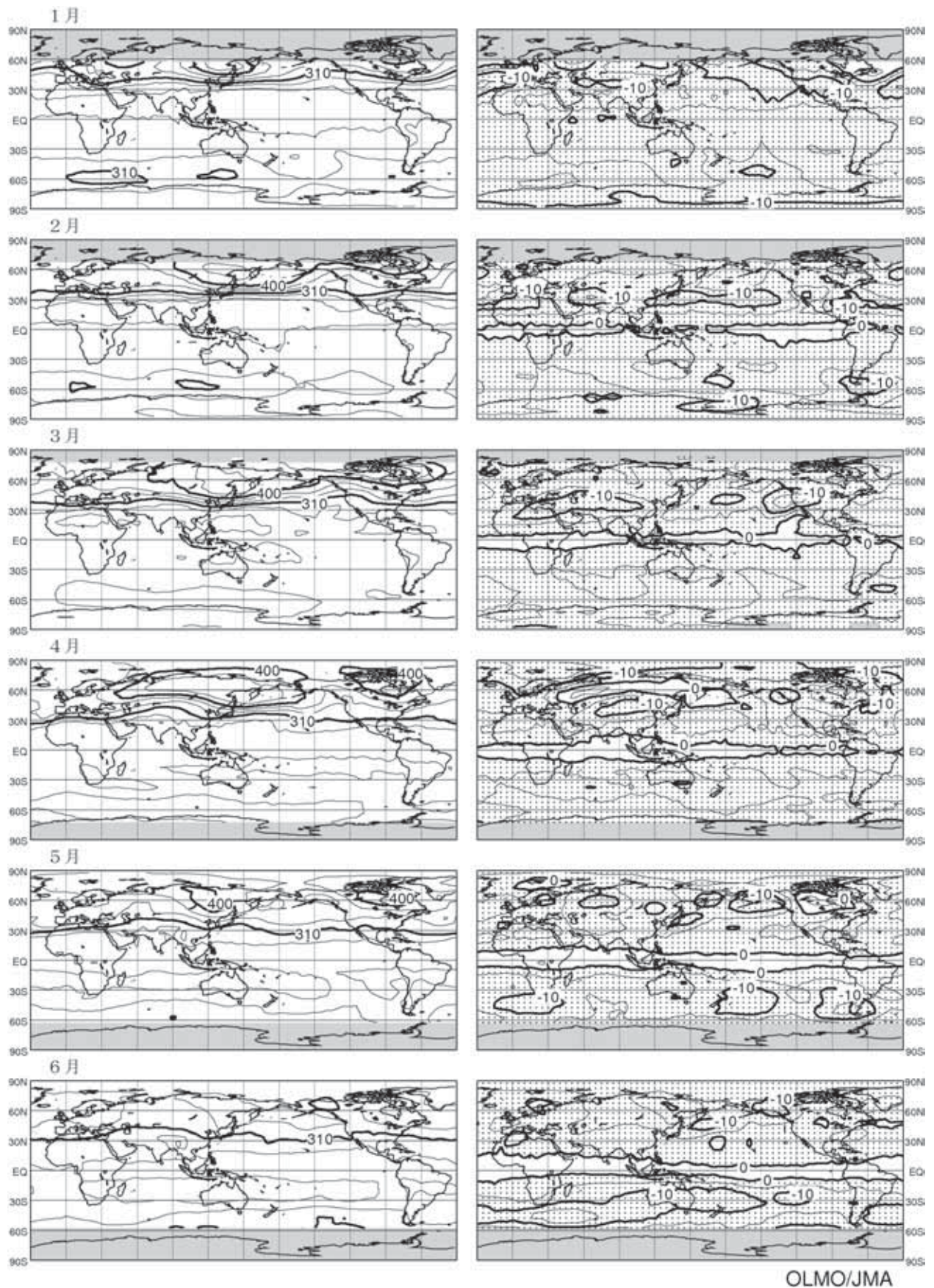


図2 - 1 - 5 (1) : 2004年の月平均オゾン全量・比偏差の全球分布

等値線間隔は、月平均オゾン全量（左図）については30m atm-cm、比偏差（右図）については5%。陰影部は極域でデータが取得できない領域。点域は参照値より少ない領域。NASA 提供の TOMS データを基に気象庁で作成。



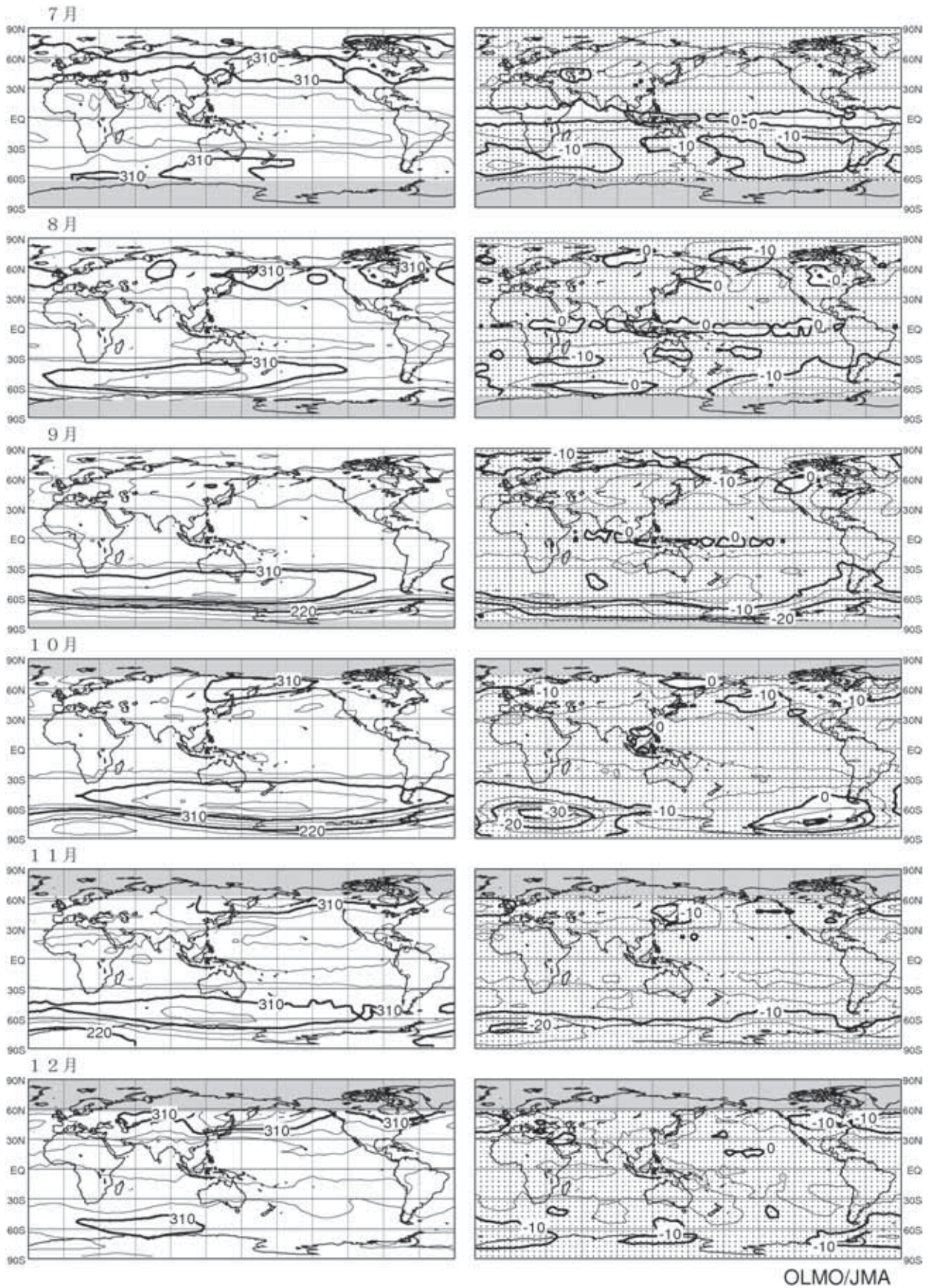


図2-1-5(2): 2004年の月平均オゾン全量・比偏差の全球分布

等値線間隔は、月平均オゾン全量(左図)については30m atm-cm、比偏差(右図)については5%。陰影部は極域でデータが取得できない領域。点域は参照値より少ない領域。NASA提供のTOMSデータを基に気象庁で作成。



北半球でも、南極オゾンホールほど顕著ではないものの、オゾンの少ない状況が現れることがある。北半球高緯度では1990、1993、1997、2000年の春季に顕著なオゾン減少が見られ、このうち、1997年3月は極域成層圏雲の粒子表面での不均一反応(2章の解説参照)によると見られる過去最大規模のオゾン減少が観測されている。ここでは、2004年の終わりから2005年初めにかけての状況を詳細に示す。

冬季から春季にかけての北半球高緯度(北緯60度以北)の下部成層圏(50hPa)の最低気温(図2-1-6)を見ると、2004年12月上旬から2005年3月上旬にかけて、極域成層圏雲が出現する目安となる-78を下回っていた。2005年1月下旬以降、グリーンランドから北欧でオゾン全量の少ない領域が観測されたが、これらの領域で、極域成層圏雲の粒子表面での不均一反応に関係するオゾン減少が起こったと考えられる。このことを裏付けるものとして、2005年1月に、ノルウェーとフィンランド上空で極域成層圏雲が観測されたことが、ノルウェー大気研究所及びフィンランド気象研究所から報告されている。

口絵2は、気象庁の3次元化学輸送モデルを用いた同化解析(輸送と化学反応を計算するモデルに、オゾン観測データや気象解析データなどを取り込みながら大気微量成分の3次元分布を計算する手法)により、北半球の化学的なオゾン破壊の状況を示したものである。右上図は2005年2月22日の北半球のオゾン全量分布、右下図は同日の50hPa気圧面において、1日間に化学的な要因で破壊されたと見積もられるオゾンの割合を示す。この日に、グリーンランドから北欧にかけて、オゾン全量の少ない領域が観測されたが、化学的なオゾン破壊が寄与していたことがわかる。

一方、口絵2の左上図の2004年11月24日の例では、北欧から英国にかけて極端にオゾン全量の少ない領域が広がっているが、左下図を見ると、対応する地域で化学的なオゾン破壊はほとんど生じていないことがわかる。この時期、極域成層圏雲を出現させる低温領域はまだ見られていなかった。このように、化学的なオゾン破壊が進まない場合にも、北半球の秋から初冬にしばしば極端に少ないオゾン全量を観測することがある。この現象の説明として、低緯度の対流圏のオゾンの少ない空気が中・高緯度に移流し、さらにその空気が上昇してオゾンの多い下部成層圏の空気におきかわることで、オゾン全量が減少することが知られている(Rabbe 他, 1995)。顕著な事例として1985年10月30日(TOMSデータから求めた北大西洋・ヨーロッパ域(北緯20~90度、西経90~東経60度)での最低オゾン全量:167m atm-cm)、1999年11月30日(同:165m atm-cm)がある。このような場合、数日間という比較的短期間に起こるオゾン減少である。

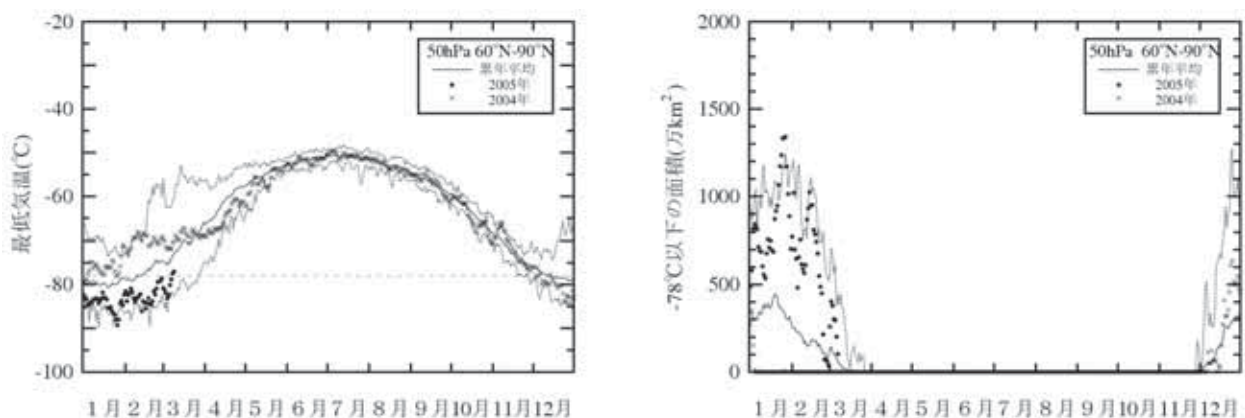


図2-1-6: 北半球高緯度の下部成層圏の最低気温の推移及び気温が-78以下の領域の面積の推移(2004年1月~2005年3月上旬)

北緯60度以北の50hPa(高度約20km)面における日別の最低気温の推移(左図)及び極域成層圏雲の出現する目安となる-78以下の領域の面積の推移(右図)。印は2005年の値、×印は2004年の値を示す。実線は1988~2003年の最低気温(面積)の累年平均値、破線は同期間の最低気温(面積)の最高値(最大値)及び最低値(最小値)。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安となる-78。気象庁の全球解析値を基に作成。

## 2 - 2 日本上空のオゾン層

### 2 - 2 - 1 オゾン全量の状況

ここでは、国内4地点(札幌、つくば、鹿児島、那覇)における、ドブソン分光光度計によるオゾン全量データ及び南鳥島におけるブリューワー分光光度計によるオゾン全量データに基づき、2004年における日本上空のオゾン層の状況について述べる。

図2-2-1は月平均オゾン全量の推移である。参照値(1971～2000年の月平均値、ただし那覇は1974～2000年の月平均値、南鳥島は1994～2003年の月平均値)と比較して、札幌では春から秋に、つくばでは年の前半に少ない月が見られた。特に、札幌の10月は1958年の観測開始以来、つくばの5月は1957年の観測開始以来、各月の値として最も少なかった。また、那覇では年の後半にほぼ継続して多く、特に7、10、11月は1974年の観測開始以来、各月の値として最も多かった。南鳥島は年の前半に少なめであった。

なお、南鳥島では、統計期間が短く、標準偏差は計算していないため、1994～2003年の月平均値より多い場合を「多め」、少ない場合を「少なめ」と表現している。

これらの評価基準はTOMSデータ(1979～1992年の平均を参照値として採用)を用いた評価基準とは平均をとる統計期間が異なる。そのため、単純に比較できないことに注意する必要がある。

### 2 - 2 - 2 オゾン高度分布の状況

オゾンゾンデ観測による日本上空のオゾン高度分布の状況を述べる。図2-2-2は、国内4地点の2003年1月～2004年12月の2年間にわたるオゾン分圧と、参照値(1971～2000年の平均、ただし那覇は1989～2000年の平均)との差を示したものである。オゾン分圧が最も高い領域は、高緯度ほど低く札幌で20～24km(約50～30hPa)、低緯度の那覇では24～28km(約30～15hPa)になる。また、高緯度ほど、オゾン分圧の季節変化が明瞭となっている。

4地点に共通した特徴として、2003年の終わりから2004年春にかけてオゾンが一番多い高度よりやや低

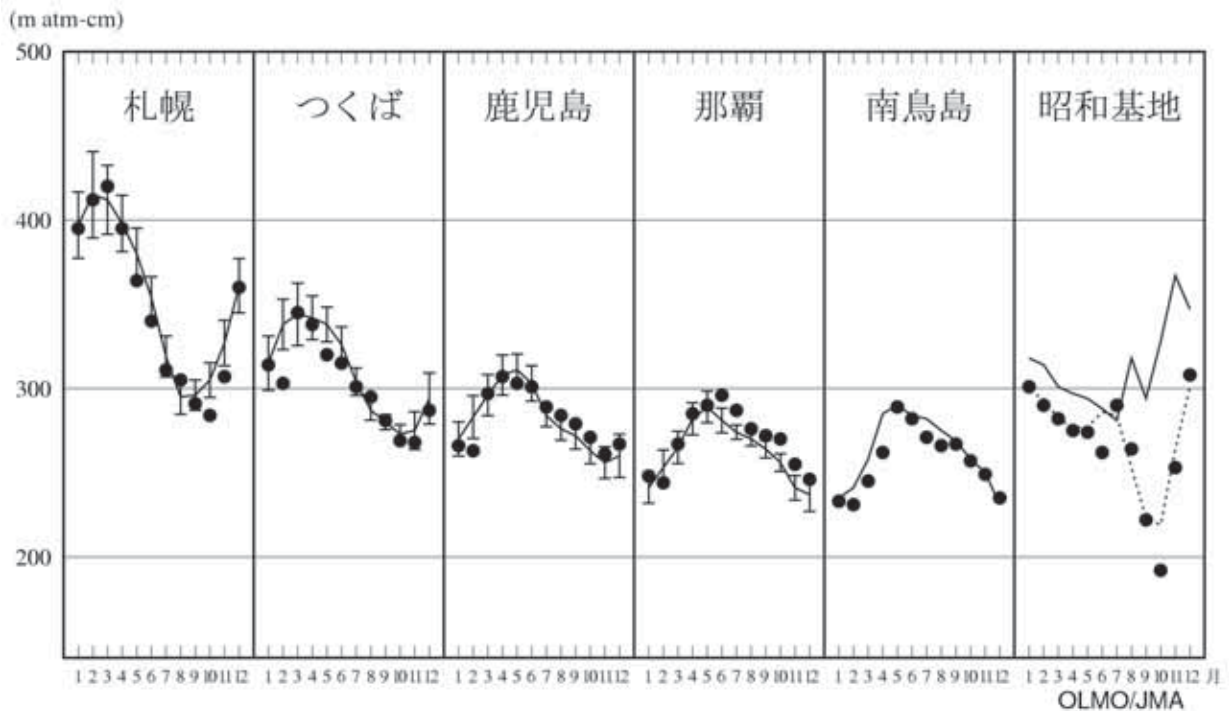


図2-2-1：月平均オゾン全量と参照値

国内5地点(札幌、つくば、鹿児島、那覇、南鳥島)及び南極昭和基地における月平均オゾン全量の推移。印は2004年の月平均値、折線は参照値(1971～2000年の平均値)、縦線はその標準偏差。ただし、那覇の参照値は1974～2000年の平均値、南鳥島は1994～2003年の平均値、昭和基地は1961～1980年の平均値。昭和基地の点線は1981～2000年の平均値。



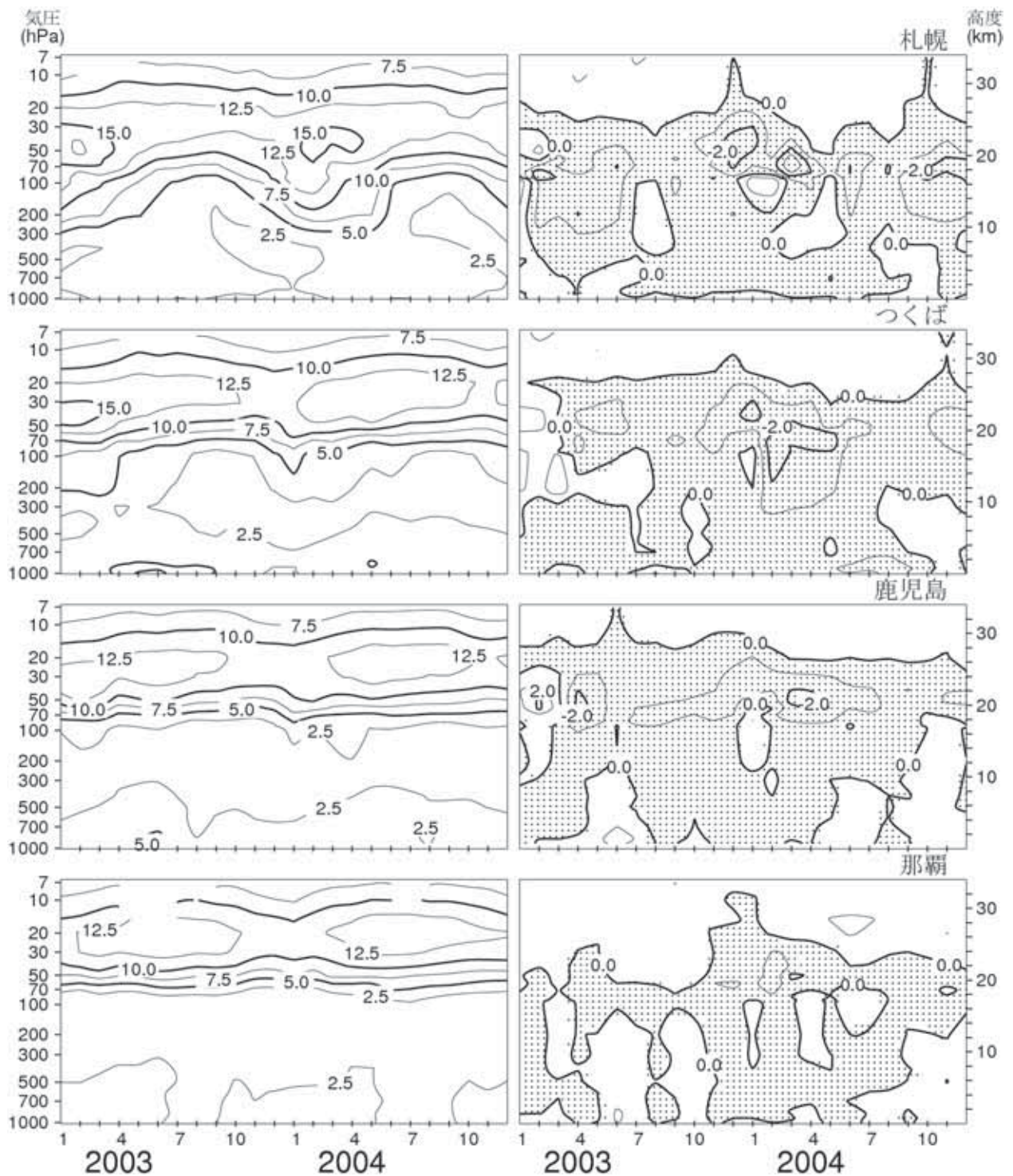


図2 - 2 - 2 : オゾン分圧及び参照値との差の高度・月分布図

上から順に札幌、つくば、鹿児島、那覇における、月別及び高度別の2003～2004年のオゾン分圧(左)及び参照値からの差の等値線図。等値線間隔は、分圧は2.5mPa、偏差は1mPa。右図の点域の部分は参照値との差が負の領域。

い高度(高度約20km付近)を中心に参照値より少ない状況が見られた。この現象は、成層圏のオゾン輸送に関係する準2年周期振動(QB0;赤道域の成層圏循環の自然変動で約26ヶ月の周期をもつ)の変動に対応している可能性がある。図2-2-3に示すように、QB0の指標であるシンガポール上空の50hPa面における風向が西風になると、約4ヶ月遅れて、国内の30hPa面におけるオゾン分圧が増加する傾向がある。この高度域のオゾン分圧はQB0と同期して変動していることが知られている(気象庁,2003)。



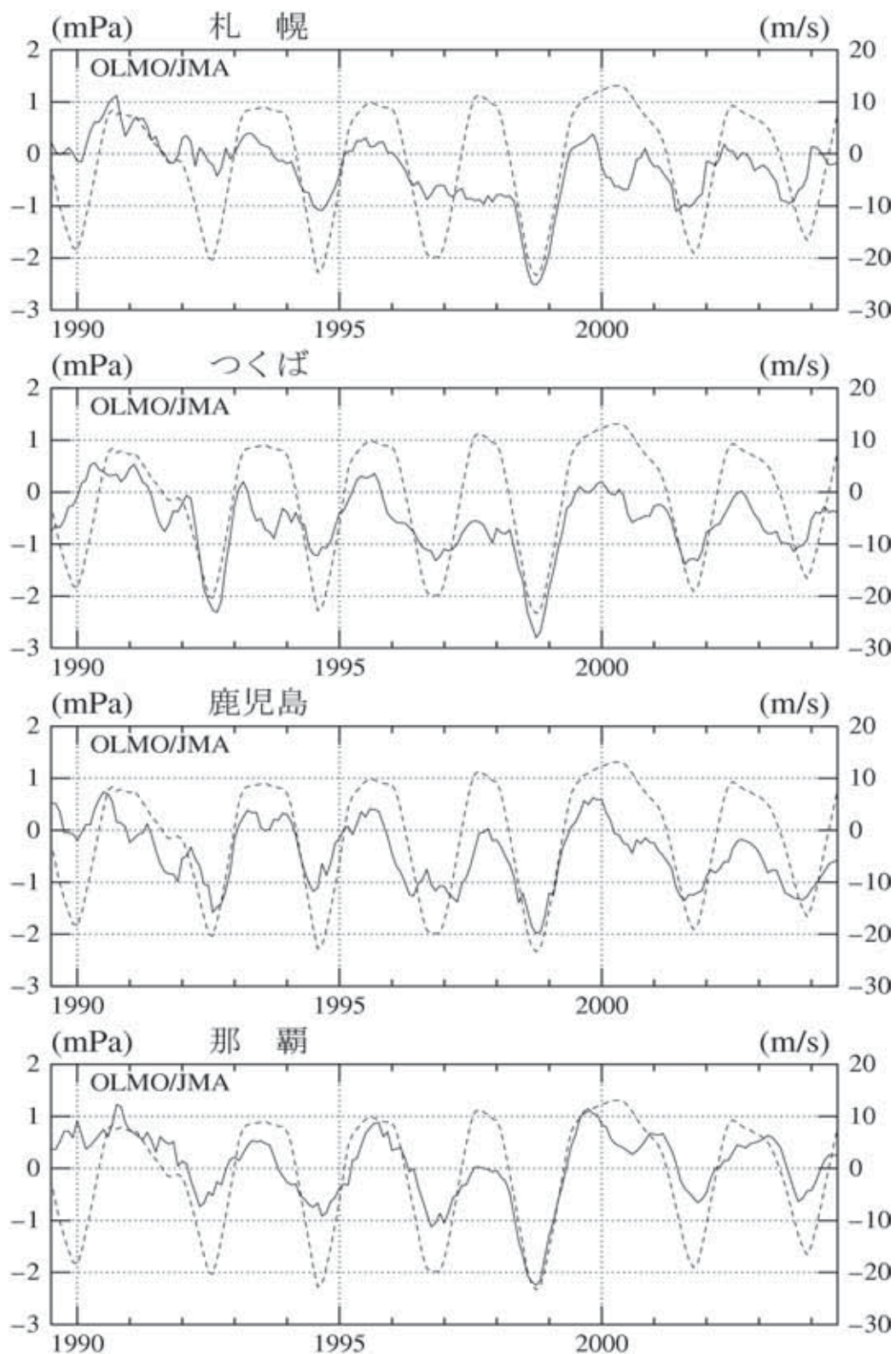


図2 - 2 - 3 : QB0 の指標であるシンガポール上空の50hPa 面における風の東西成分 (m/s ; 点線) と国内オゾン観測点の30hPa 面におけるオゾン分圧の偏差 (mPa ; 実線) の関係

QB0は7ヶ月移動平均したもので、オゾン分圧の偏差は月平均値の参照値からの偏差を7ヶ月移動平均したのち、過去に4ヶ月ずらしたものの。

## 2 - 3 南極域上空のオゾン層

### 2 - 3 - 1 南極オゾンホール

1980年代初め頃、春季の南極域上空のオゾン全量は、それまでと比較すると著しく少なくなっていることが気象庁等の観測により発見された。これは後にオゾンホールと呼ばれるようになった現象である。

気象庁ではオゾンホールの規模の目安として南緯45度以南でのオゾンホールの面積、最低オゾン全量、オゾン欠損量(破壊量)の3要素を以下のように定義して用いている。オゾンホールの面積は、オゾン全量が220m atm-cm以下の領域の面積、最低オゾン全量はオゾンホール内のオゾン全量の最低値、オゾン欠損量は、オゾンホール内のオゾン全量を300m atm-cm(オゾン全量の全球平均値)に回復させるために必要なオゾンの質量をいう。

ここでは、南極昭和基地におけるドブソン計によるオゾン全量とオゾンゾンデによるオゾン高度分布、他国の南極観測基地におけるドブソン計等によるオゾン全量及びアースプローブ衛星に搭載されているTOMSによるオゾン全量等のデータを基に、2004年の南極域上空のオゾン層の状況について述べる。TOMSデータには、近年大きな比偏差が見られるが(1-2節参照)、南半球高緯度域に関しては比偏差が比較的小さいため、補正を行わず使用した。

### 2 - 3 - 2 南極昭和基地での観測

2004年の昭和基地上空の月平均オゾン全量は、7月を除き、1年を通してオゾンホールが明瞭に現れる以前の平均値(参照値)より少なく、8月以降は10%以上少なかった(図2-2-1)。

図2-3-1は昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を示している。2004年は、8月の平均値が264m atm-cmと1989年以降で最も多くなるなど、7月から9月中旬まで最近15年のうちではやや多めに推移した。9月中旬から10月にかけて、オゾンホールの目安である220m atm-cmをほぼ下回っていたが、11月には大きく変動しながら増加し、その後12月になると300m atm-cm前後の値で推移した。

図2-3-2は、2004年の9月から12月までの個々のオゾンゾンデ観測で得られた高度分布(上段)及びその月平均高度分布(下段)を示している。それぞれの図には参照値としてオゾンホールが明瞭に現れる前の1968~1980年の月平均高度分布を示している。図には示さないが、8月下旬に高度19~23km付近(40~20hPa)でオゾン分圧の低い領域が現れはじめ、9月になるとさらに低い高度14~19km付近にもオゾン分圧の低い領域が見られるようになった。10月の観測では高度14~20km(100~40hPa)付近のオゾン分

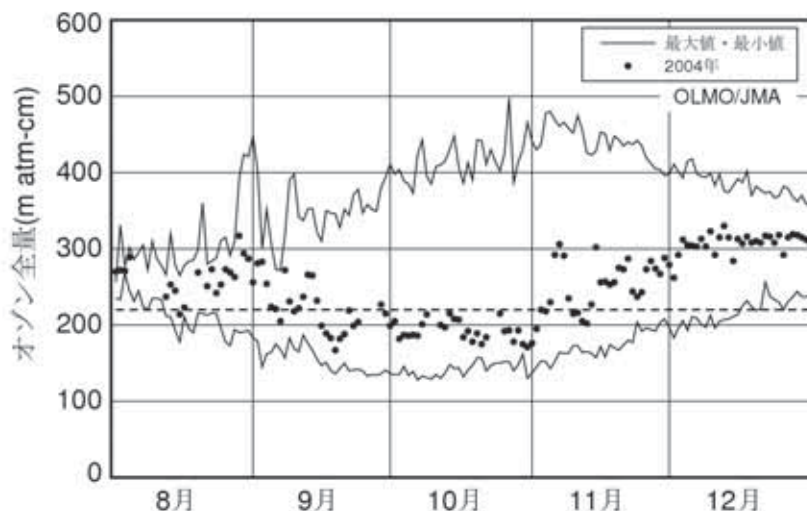


図2-3-1: 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移

は2004年の観測値、実線は観測開始(1961年)以来のオゾン全量観測値(日代表値)の最大値及び最小値。点線はオゾンホールの目安である220m atm-cmの値を示す。



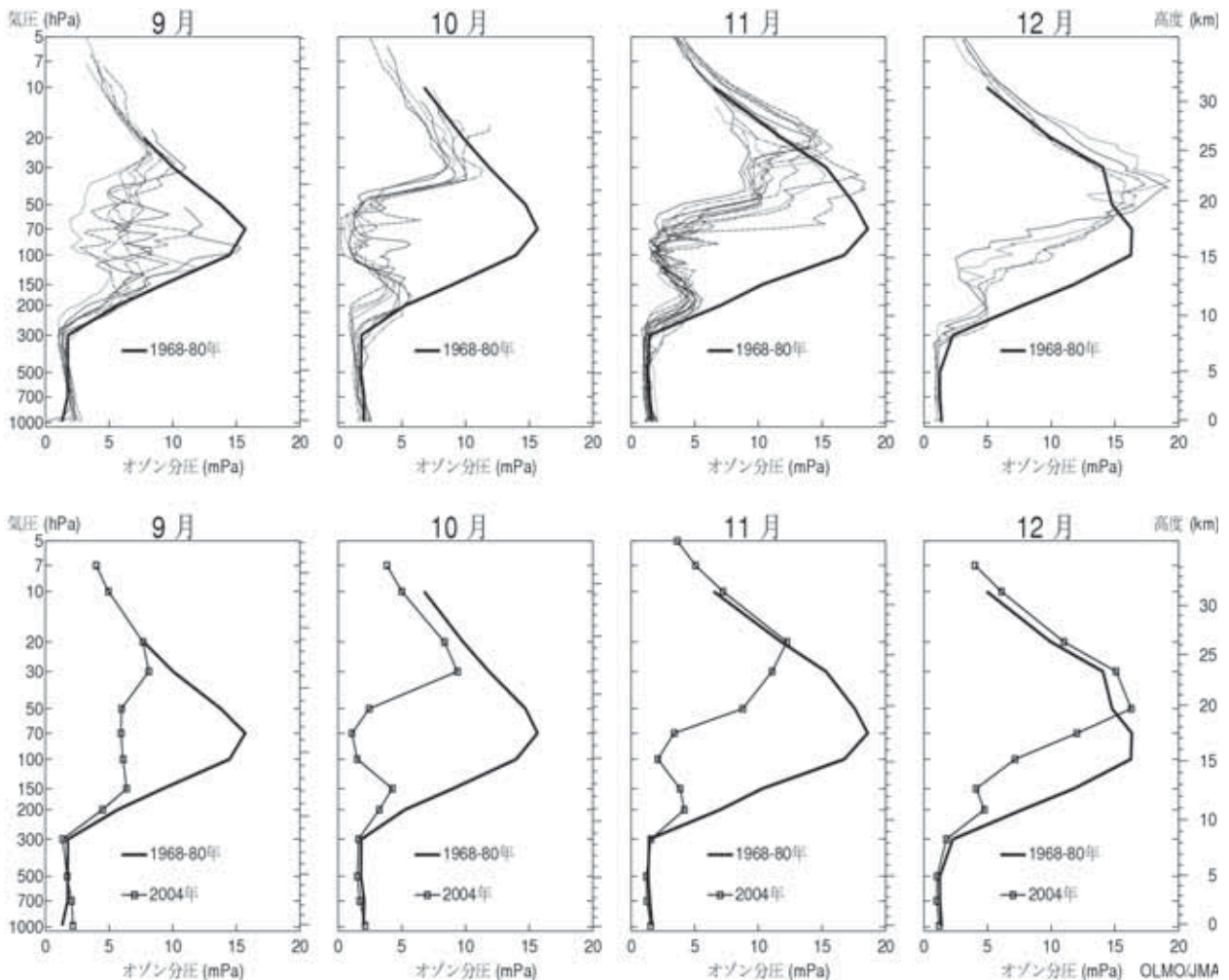


図2 - 3 - 2 : 南極昭和基地におけるオゾン高度分布

2004年9～12月のオゾンゾンデ観測結果。上段：太実線はオゾンホールが出現する以前（1968～1980年）の平均オゾン高度分布。細実線は2004年の個々の観測結果。下段：太実線は上段に同じ。---は2004年の月平均オゾン高度分布。

圧はかなり低くなっているが、2003年を初めとして、オゾンホールが大規模に発達した年には、この高度のオゾン分圧がほとんど0になっていることと比べると、破壊の程度はやや小さかったといえる。11月も高度12～17kmで参照値より大幅に低い状況が続いたが、高度20km（50hPa）以上で参照値並の値となった日もあった。12月には高度20km（50hPa）以上で参照値並の値となったが、それ以下の高度では低い状態が続いた。

図2 - 3 - 3に、昭和基地での2004年のオゾンゾンデ観測を基にしたオゾン分圧の高度分布の推移を示す。オゾン分圧は通常、高度14～20km（100～50hPa付近）で最も高くなる。2004年の1月から8月下旬までは、この高度のオゾン分圧はほぼ10mPa以上であったが、9月以降、この高度のオゾン分圧は低下し、9月下旬から11月下旬にかけて極めて低いオゾン分圧が観測された。低いオゾン分圧の中心は、9月下旬の高度17km付近から11月には高度15km付近へと移動している。11月中旬から高度23～26kmを中心にオゾン分圧の高い領域が見られ、これに伴ってオゾン全量も回復している（図2 - 3 - 1参照）。

気象庁では1997年より、オゾン層破壊に密接に関係するエアロゾル（大気中に浮遊する固体または液体の微粒子（氷晶を含む）エアロゾルともいう）の観測を、ゾンデを用いて昭和基地で実施している。図2 - 3 - 4に、2004年7月7日に観測されたエアロゾル及び気温の高度分布を示す。これによると、高度14kmより上空で-78以下となっており、高度14～18km及び高度23～28kmで極域成層圏雲と見られる高濃度のエアロゾルを観測している。

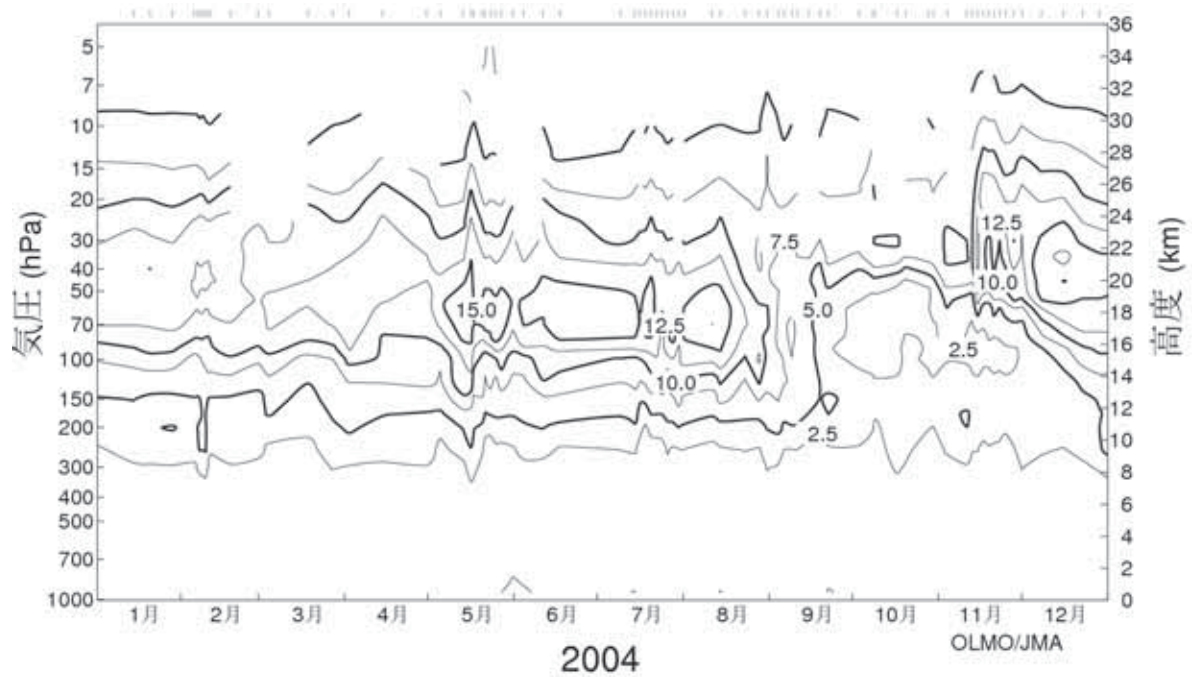


図 2 - 3 - 3 : 南極昭和基地におけるオゾン高度分布の変化図  
 南極昭和基地のオゾンゾンデ観測結果に基づく2004年のオゾン分圧の高度分布の変化。等値線間隔は2.5mPa。

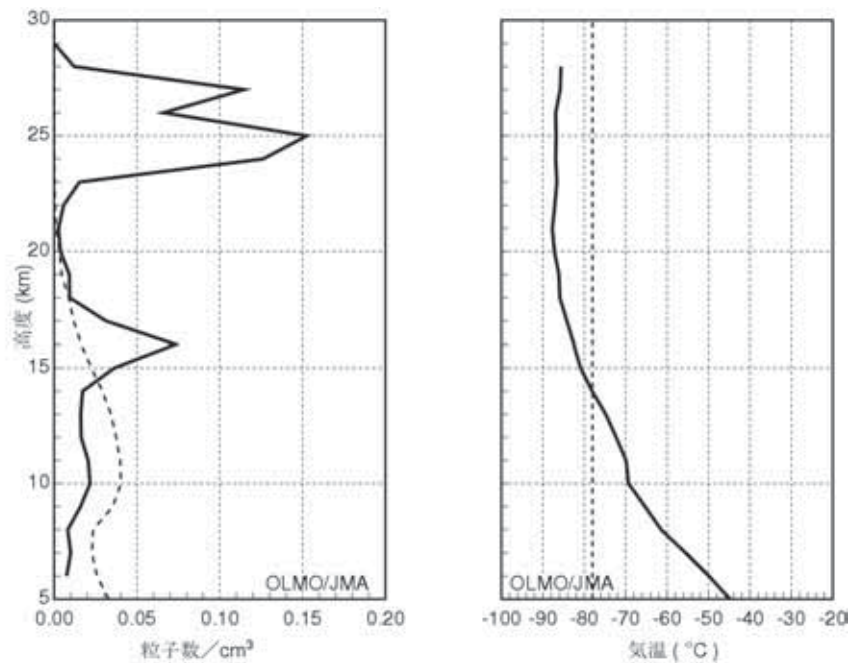


図 2 - 3 - 4 : 南極昭和基地におけるエアロゾルゾンデ観測結果  
 南極昭和基地におけるエアロゾルゾンデ観測によって得られた上空のエアロゾル及び気温の高度分布。左図は直径0.8  $\mu\text{m}$ 以上のエアロゾルの個数密度で、実線は2004年7月7日の観測結果、破線は1997～2004年の観測のうち極域成層圏雲が出現しない時期の平均。右図は2004年7月7日の気温の分布で、破線は極域成層圏雲出現の目安となる-78  $^{\circ}\text{C}$ 。



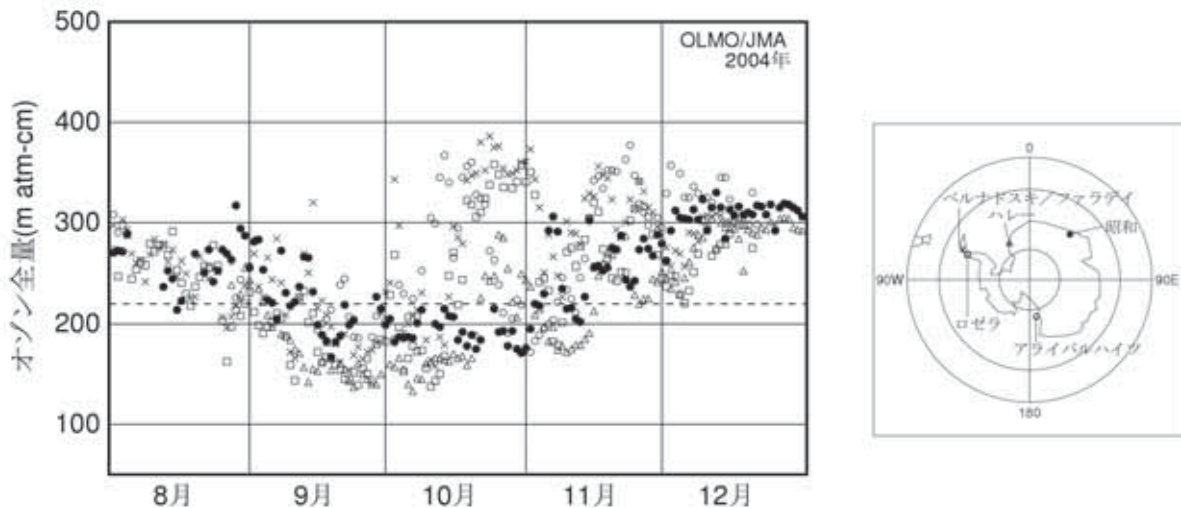


図2 - 3 - 5 : 南極各基地におけるオゾン全量の変化

昭和(印)、ハレー(印)、ベルナドスキ/ファラデイ(x印)、ロゼラ(印)及びアライバルハイツ(印)における2004年8～12月のオゾン全量。ハレー、ベルナドスキ/ファラデイ、ロゼラの観測値はShanklin博士(英国南極研究所)提供。アライバルハイツの観測値はClarkson博士(ニュージーランド水・大気研究所)提供。

### 2 - 3 - 3 各国基地での観測

図2 - 3 - 5は、昭和(日本)、ハレー(英国)、ベルナドスキ(ウクライナ)/ファラデイ(英国)、ロゼラ(英国)及びアライバルハイツ(ニュージーランド)の各南極観測基地における2004年8～12月のオゾン全量の日々の観測値を表示したものである。各観測地点のオゾン全量は日々大きく変動していることがわかる。オゾンホールは通常南極点に近い位置に中心を持つが、成層圏の風の流れが変動すると、大きく変形したり中心が移動したりする。各観測地点はいずれも、南極大陸の沿岸部に位置し、オゾンホールの縁辺部に位置することが多いため、オゾンホールが変形したり移動すると、オゾン全量が急激に大きくなることもある。しかし、いずれかの観測地点はオゾンホールの下に位置している場合が多いので、各観測地点のデータでオゾン全量の少ない側の境界をたどることにより、オゾンホール内のオゾン全量の推移の概要を把握することができる。これによると、2004年のオゾンホールは9月下旬から10月にかけて最盛期を迎えたと見られる。

個々の観測点におけるオゾン全量は、昭和とロゼラで8月中旬に220m atm-cm以下の値が観測されたのを最初に、全観測地点で9月後半から10月前半にかけて最も減少し、ロゼラやハレーでは130m atm-cmに近い値を記録した。その後、オゾン全量は増加し始め、10月中旬から下旬にかけて、ベルナドスキ/ファラデイ、ロゼラやアライバルハイツでは、300m atm-cmを超える値も観測された。昭和基地上空では11月中旬、ハレーでは11月下旬、ロゼラでは12月上旬を最後に220m atm-cm以下の値が観測されなくなった。このことから、それぞれの時期にオゾンホールは各基地から離れたと見られる。衛星データによるオゾンの分布の推移等と比較すると、各基地のオゾン全量の変動は、変形したオゾンホールの変動にほぼ対応している。

### 2 - 3 - 4 衛星による観測

図2 - 3 - 6に、アースプローブ衛星のTOMSにより観測した2004年8月から12月までの南半球の旬平均オゾン全量分布図を示す。なお、観測には太陽光を用いることから、極夜のため観測データが取得できない領域がある。このため地上観測ではオゾンホールの目安となる220m atm-cmを下回るデータが観測されていても、図には現れていない場合がある。この図によると、オゾンホールは8月下旬に発達し、9月を通して南極大陸全体をほぼ覆い、約2,400万km<sup>2</sup>に達した。10月になると、オゾンホールはその中心が南極点から昭和基地の方向に移動して、変形しながら縮小した。10月末から11月にかけて、中心が南極点付近に戻ってくると、オゾンホールは安定し、11月中旬まで1,500万km<sup>2</sup>程度で推移したが、11月中旬以降、急速に縮小し12月上旬に消滅した。図には示さないが、日々のオゾンホールの状況を見ると11月中旬にオゾン

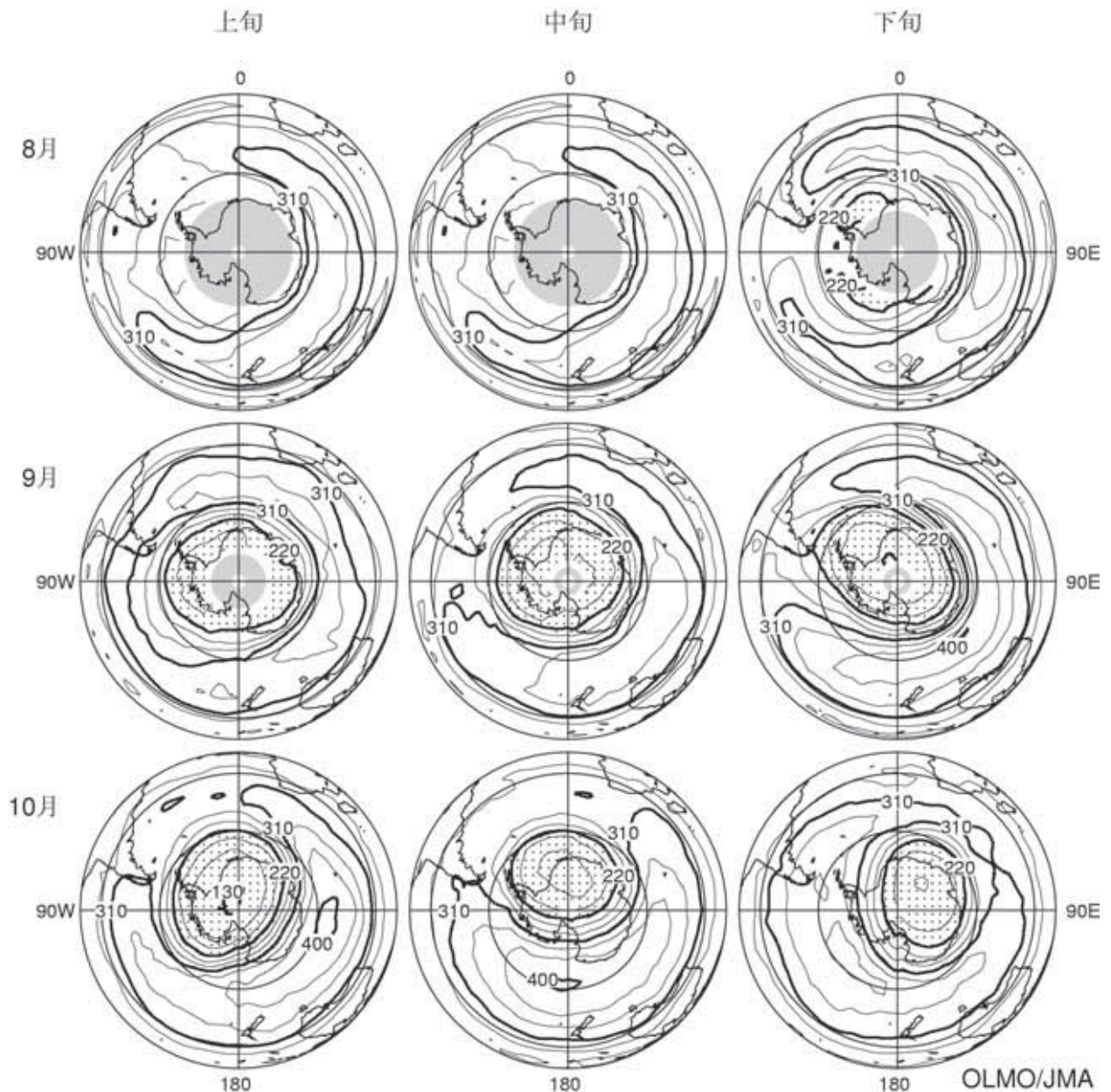


図2 - 3 - 6 ( 1 ) : 2004 年 8 月 から 12 月 の 旬 平 均 オ ゾ ン 全 量 の 南 半 球 分 布 図 ( 8 ~ 10 月 )

上段から8月、9月、10月の旬平均値。左の列は上旬、中央は中旬、右の列は下旬。点域は220 m atm-cm以下の領域。陰影部は太陽高度角の関係で観測できない領域。等値線間隔は30m atm-cm。NASA提供のTOMSデータを基に気象庁で作成。

ホールは変形・縮小しながら南極大陸上を大きく移動したため、図2 - 3 - 6の11月下旬以降の旬平均図には220m atm-cm以下の領域は現れていない。

図2 - 3 - 7にTOMSの日別値から求めたオゾンホールの規模の変化を示す。この図によると、2004年のオゾンホールは8月下旬に拡大し、9月22日に面積及びオゾン欠損量とも2004年の極大値を示した。このときのオゾンホールの面積は、2,423万km<sup>2</sup>、オゾン欠損量は7,838万トンで、ともに過去10年の中では3番目に小さかった。2004年の最低オゾン全量は、10月4日に記録した92m atm-cmであった。11月中旬以降、オゾンホールは急速に縮小して12月9日に消滅した。

このように、2004年のオゾンホールは過去10年の中では比較的小規模にとどまった。



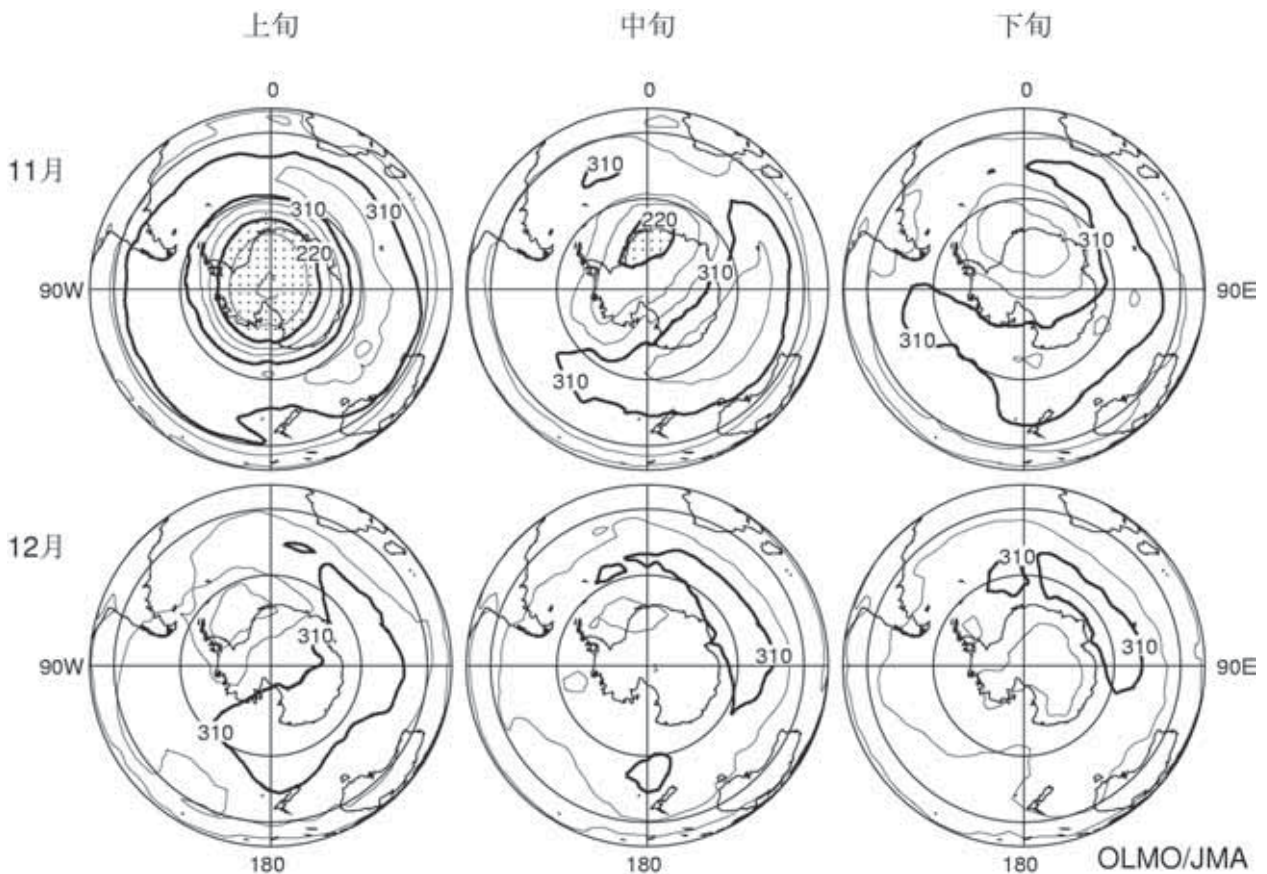


図2 - 3 - 6 (2): 2004年8月から12月の旬平均オゾン全量の南半球分布図(11~12月)  
 上段から11月、12月の旬平均値。左の列は上旬、中央は中旬、右の列は下旬。点域は220m atm-cm以下の領域を示す。等値線間隔は30m atm-cm。NASA提供のTOMSデータを基に気象庁で作成。

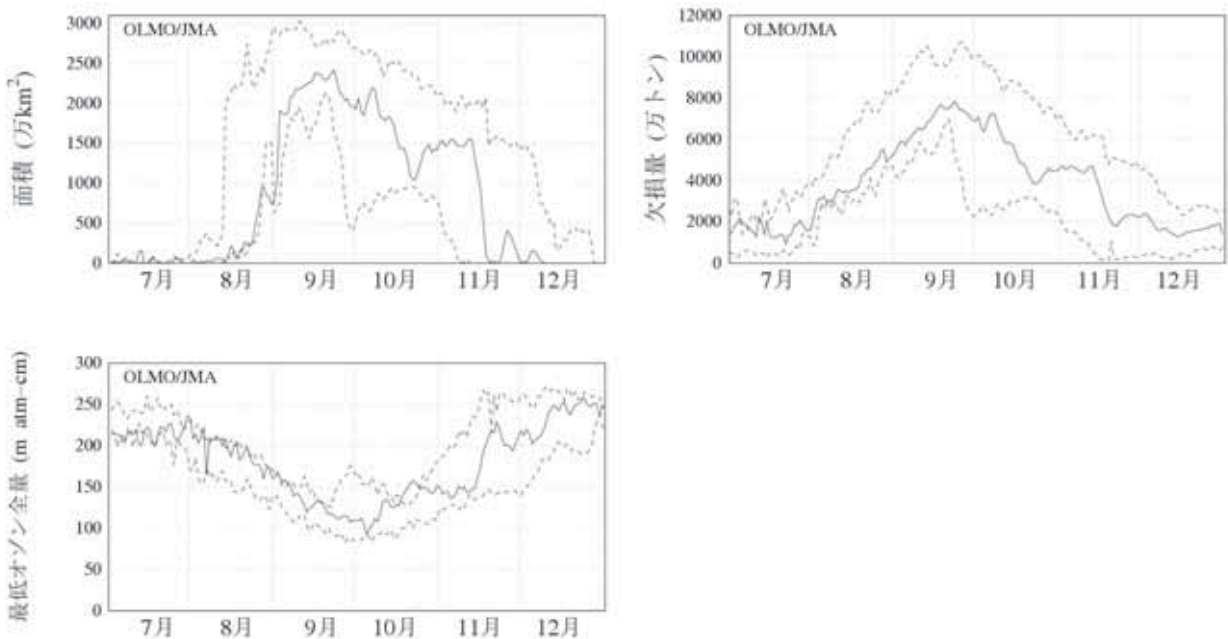


図2 - 3 - 7: オゾンホール規模の推移  
 実線は2004年の日々のオゾンホール規模の推移。破線は過去10年(1994~2003年)の観測の中での、最大値(面積、オゾン欠損量)及び最小値(最低オゾン全量)を示す。NASA提供のTOMSデータを基に気象庁で作成。

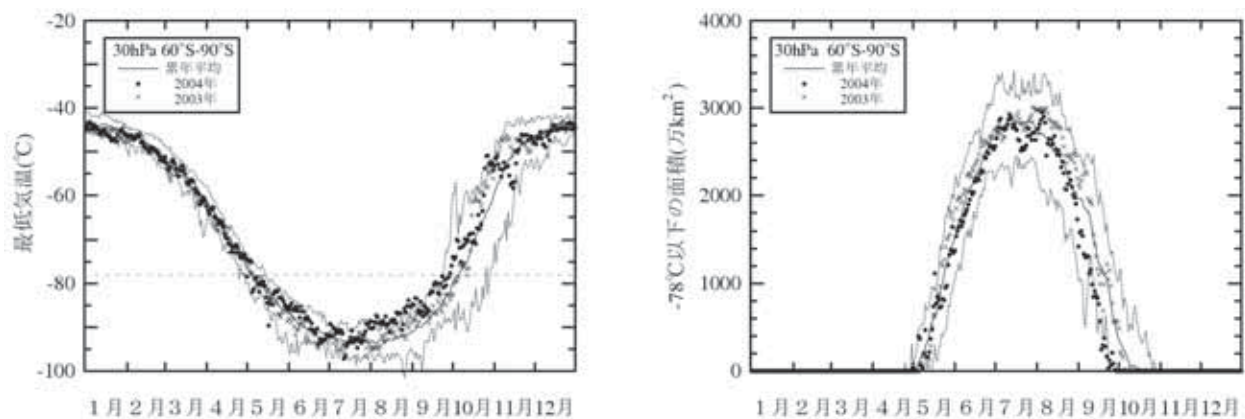


図2 - 3 - 8 : 南極域上空の下部成層圏の最低気温の推移及び気温が - 78 以下の領域の面積の推移 (2003年1月~2004年12月)

南緯60度以南の30hPa(高度約23km)面における日別の最低気温の推移(左図)及び極域成層圏雲の出現する目安となる -78 以下の領域の面積の推移(右図)。印は2004年の値、×印は2003年の値を示す。実線は1988~2003年の最低気温(面積)の累年平均値、破線は同期間の最低気温(面積)の最高値(最大値)及び最低値(最小値)。左図中の横の破線は極域成層圏雲出現の目安となる -78 。気象庁の全球解析値を基に作成。

## 2 - 3 - 5 下部成層圏の気象状況

オゾンホールを発達させる気象要因として、南半球の冬季から春季にかけて極渦が安定し、低温が持続することが挙げられる。特に、30hPa面の -78 以下の面積は、オゾンホールの発達と関連が大きい(1993, 気象庁)。オゾンホールの形状は極渦の形状にほぼ一致することから、オゾンホールの日々の変動を知るためには極渦の動きを把握することが重要である。図2 - 3 - 8に気象庁で作成した2004年の全球の解析データによる南緯60度以南の下部成層圏(30hPa面)の最低気温、及び極域成層圏雲出現の目安である -78 以下の面積の推移を示す。通常、南極周辺の30hPa面の最低気温は、5月頃に -78 より低くなり始め、7、8月に最も低くなり、10月に -78 を上回るという季節変化を示す。

2004年の南極域の気象状況は、昭和基地上空で8月下旬及び9月中旬から下旬にかけて比較的大きな突然昇温が発生するなど、累年平均(1988~2003年の平均)と比較すると、8月後半以降は概ね高めの気温で推移した。その結果、-78 以下の領域の面積(図2 - 3 - 8右図)は、9月上旬以降急速に縮小し、極域成層圏雲の中で生ずる活性塩素の発生が押さえられ、オゾン破壊が進行しにくかったと考えられる。

一般に、成層圏気温の昇温の原因としては、対流圏からのプラネタリー波による西向き運動量の流入によって、極渦が減速することなどが考えられている。10月下旬から11月中旬にかけてオゾンホールはほぼ一定の規模で推移したが、これは、この期間に対流圏から成層圏への西向き運動量の流入を示す指標であるEPフラックスが例年より弱く、成層圏の極渦がこの時期としては安定し、周囲のオゾン濃度の高い空気との混合が妨げられたためと考えられる。なお、11月中旬以降は極渦の形は変形し不安定になったため、オゾンホールは大きく変形し、急速に縮小して消滅した。

## 2 - 3 - 6 2004年の南極オゾンホールの特徴

以上の観測結果から、2004年の南極オゾンホールの特徴をまとめると次のようになる。

2004年のオゾンホールの特徴は、面積、オゾン欠損量(破壊量)ともに、過去10年の中では3番目に小さいなど、比較的小規模に推移したことである。

このような特徴が見られたことは、オゾン破壊を促進する極域成層圏雲の形成に必要な、成層圏の -78 以下の低温域が、9月以降急速に縮小し、オゾン破壊が進行しにくかったことが原因の一つであると考えられる。



## (解説) オゾン破壊のメカニズム

地上で放出されたクロロフルオロカーボン類(CFCs)等は、上部成層圏(高度40km付近)において太陽紫外線により分解され塩素原子となる。この塩素原子が上部成層圏でオゾンを連鎖的に破壊する。塩素原子は、その後下部成層圏にも輸送されるが、そこでは塩化水素、硝酸塩素といった準安定な物質に変化し、通常は直接オゾン破壊することはない。

ところが、極域では冬季から春季にかけての特有の気象条件によって、下部成層圏でもオゾン破壊が起こる。そのメカニズムは以下の通りである。極域では冬季、成層圏に形成される極渦(極夜渦ともいう)により、極域上空とその周囲との空気の交換が著しく制限され、極域上空の成層圏大気は周囲から孤立する。冬季は太陽光があたらないため、極渦の内部は放射冷却により著しく低温になる。成層圏の気温が低下すると、極域成層圏雲(PSCs: Polar Stratospheric Clouds)と呼ばれる微細な粒子からなる雲が成層圏に形成される。極域成層圏雲は、硝酸や水蒸気などが低温で凝縮した液相や固相の粒子として形成され、大きく分けて下部成層圏の気温がおよそ-78 (195K)以下で発生するタイプIのものと、およそ-85 (188K)以下で発生するタイプIIのものがある。前者には硝酸が多く含まれるのに対し、後者は氷晶(H<sub>2</sub>O)が主成分であると考えられている(WMO, 1999)。極域成層圏雲の粒子の表面で起こる不均一反応(気体分子が固体または液体の表面で起こす反応など、異なる相の間で起こる化学反応。異相反応ともいう)により、成層圏の塩素の大部分を占める硝酸塩素(ClONO<sub>2</sub>)や塩化水素(HCl)といった、それ自体はオゾン破壊作用のない化合物から塩素分子(Cl<sub>2</sub>)などが発生する(WMO, 1995)。春季になって極域上空の成層圏に太陽光が戻ってくると、冬に蓄積された塩素分子などから光解離した活性塩素原子が触媒的にオゾン破壊を開始する。オゾンホールは、南極域で、このメカニズムによって急激なオゾン破壊が進むことによって形成されるものである。このように、オゾンホールの形成は極渦の動向と密接に関係している。このため、極渦の年々変動に伴ってオゾンホールの規模にも年々の変動が生ずる。