

また、日本の南海上（北緯10～30度、東経100～180度）において、220m atm-cmよりも少ないオゾン全量が12月に頻繁かつ広範囲に観測された（図2-1-8(b)）。この領域では、12月の最低オゾン全量の平均値が約220m atm-cmであり、この値を下回することは過去にも観測されている。2001年の特徴として8月中旬以降、平均値に比べ少ない状態が続いていることが挙げられる。

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、2001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に月平均オゾン全量の推移を示す。

札幌では、1、3月に参照値（1971～2000年の平均、那覇では1974～2000年の平均）より多く、他は並であった。つくばでは、2月に少なく、その月として観測開始以来3番目に少ない値を記録した。また3、8、10月に多かった。8月はその月として3番目に多かった。鹿児島では、2月に少なく、3～5、7、8、11月に多かった。8月はその月として観測開始以来2番目に多かった。那覇では3、4、7、8、11月に多かった。4月はその月として観測開始以来3番目に多く、11月はその月として観測開始以来2番目に多く、8月は観測開始以来の最大値を記録した。

以上をまとめると、つくば、鹿児島で2月に少なかった他は、並か多かった。

また、南鳥島では1994～2000年の平均と比較して3～8月が多めで、9月は平均と同じ値でそれ以外の月は少なめだった。

なお、札幌、つくば、鹿児島、那覇において、参照値との差が標準偏差以内にあるときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」とした。また、南鳥島では、統計期間が短いため、標準偏差は計算していない。このため、1994～2000年までの平均値より多い場合を「多め」、少ない場合を「少なめ」とした。

上記のような国内のオゾン全量の多い・少ない等の評価は、基準となる平均をとる期間に依存するものであり、TOMSデータ（1979～1992年の平均を参照値として採用）を用いたオゾン全量の状況とは単純に比較

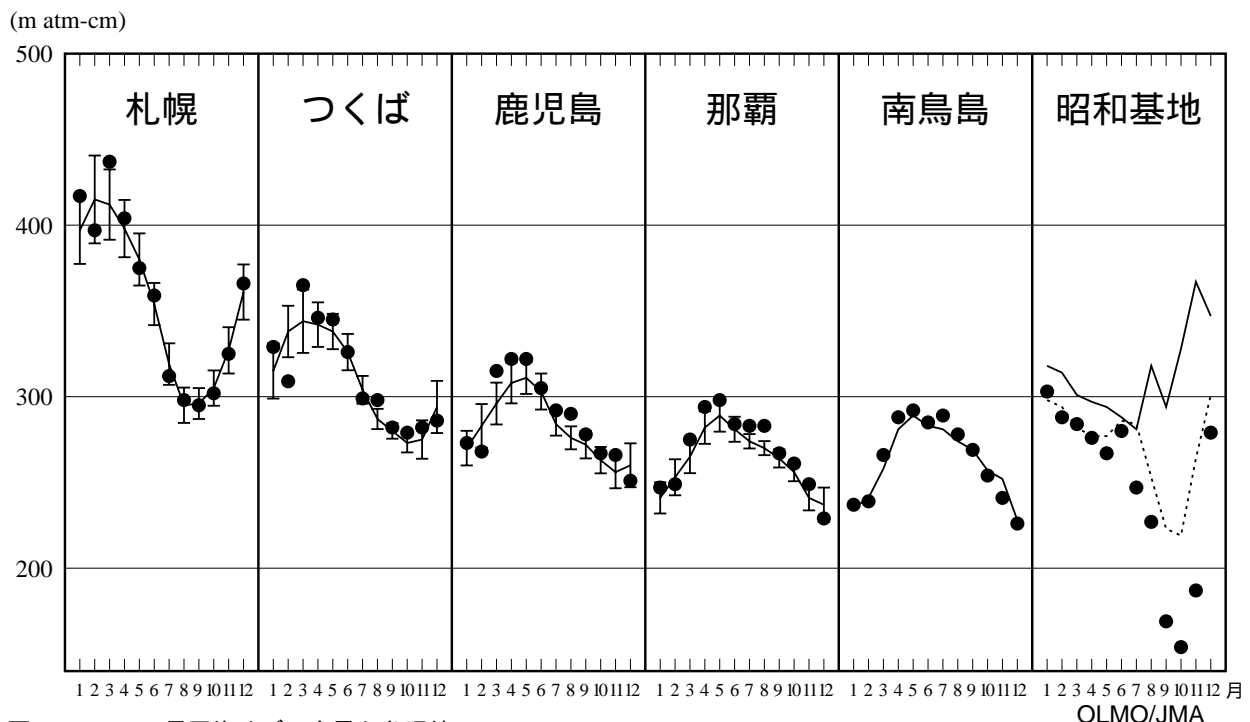


図2-2-1：月平均オゾン全量と参照値

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2001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、南鳥島の参照値は、1994～2000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。

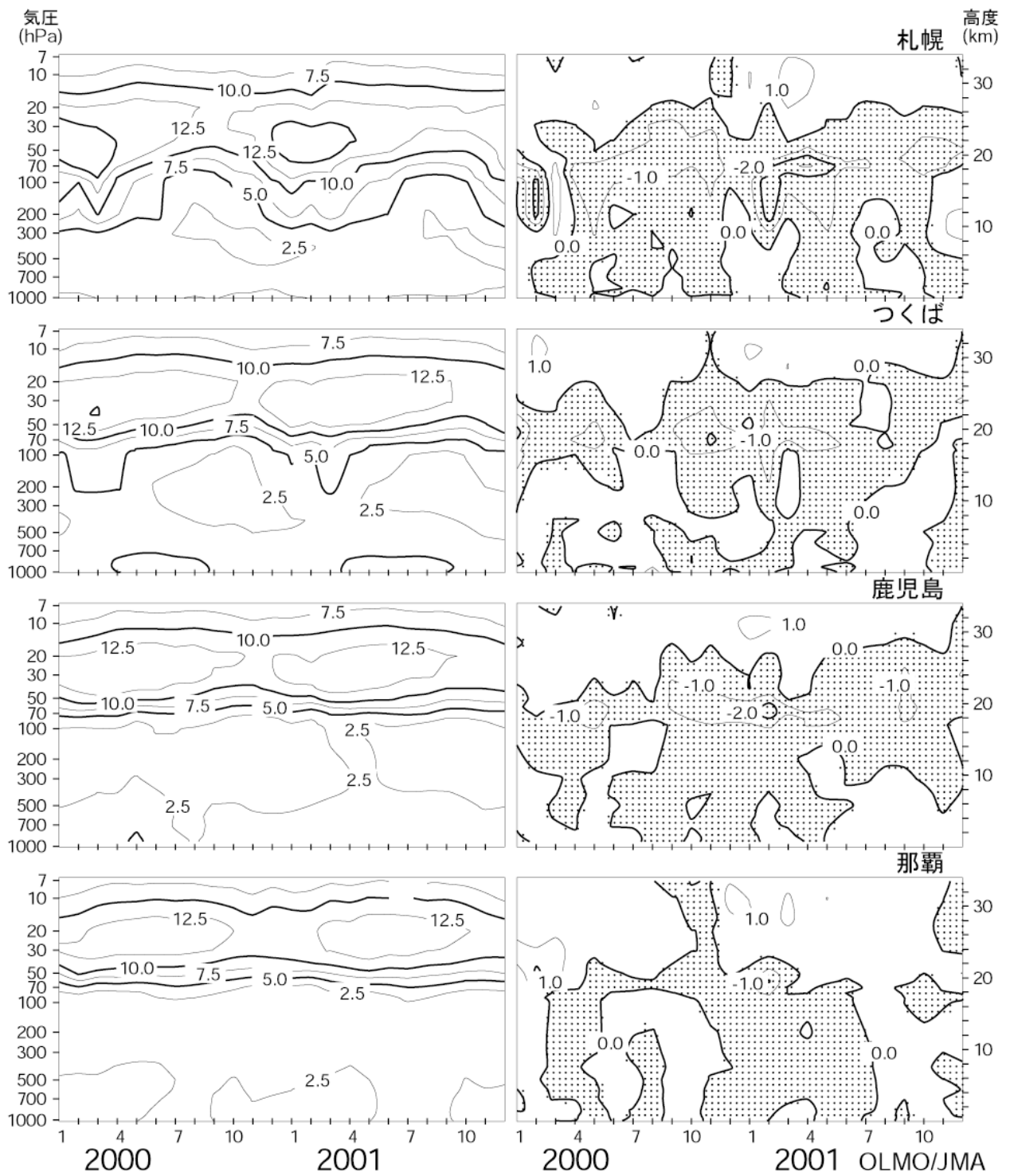


図2 - 2 - 2 : オゾン分圧及び参照値との差の高度・月分布図

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2000～2001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毎、偏差は1mPa毎。右図の点域の部分は参照値との差が負の領域。

できないことに注意が必要である。

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2000年1月～2001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高度は、高緯度ほど低く札幌で20～24km(約50～30hPa)、緯度の低い那覇では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である。2000～2001年にまたがる共通した特徴として、2000年8月以降、高度20km付近を中心に、那覇ではあまり明瞭でないが、他の3地点で参照値より低くなっており、特に札幌では、2～4月の負の値が大きかった。また那覇でも2001年の3月までは参照値より低い分圧が続いていた。一方、札幌、つくば、鹿児島では26～28km以上で、那覇では20km以上で参照値より高くなるが多かった。対流圏では、夏季を中心に平均より高い分圧が観測された。

日本上空でも極渦の移動や低緯度側からの移流などによるオゾンの減少が観測されている。2001年は、2月に極渦の一部がユーラシア大陸上を移動し、日本上空を通過した。このときのつくばでのオゾン高度分布を見ると、20～30hPa、80～200hPa付近でオゾン分圧が低くなっていた(図2 - 2 - 3)。つくば上空を通過した空気塊の軌跡を調べてみると、20～30hPaの空気塊は高緯度側からの移流(図2 - 2 - 4)となっていた。また、TOMSデータによると、2月前半にはシベリア北部やヨーロッパ北部上空で20%以上、オゾン全量が減少した領域が観測された。下部成層圏の気温はオゾン全量の減少領域に対応して極域成層圏雲の出

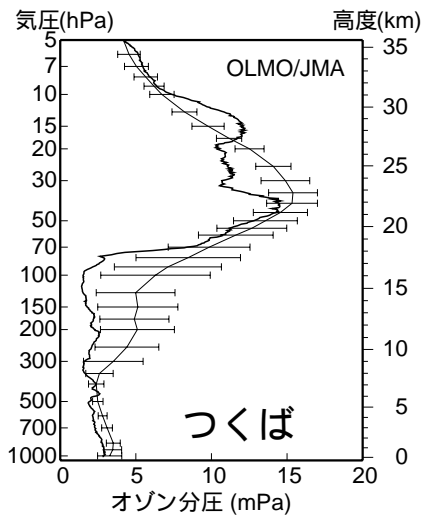


図2 - 2 - 3 : つくばにおけるオゾン分圧の高度分布
太実線は2001年2月20日のオゾン分圧の高度分布、細実線は1971～2000年の平均値(参照値)、横線は標準偏差。

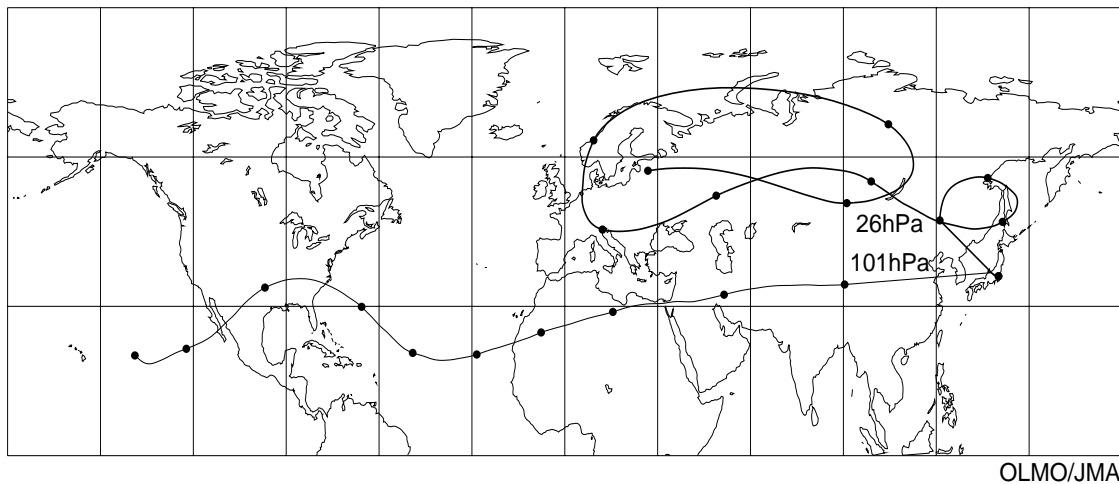


図2 - 2 - 4 : 2001年2月20日のつくば上空の空気塊の軌跡
高度24km(26hPa)、16km(101hPa)の空気塊の過去10日間の軌跡。気象庁の全球解析値を基に作成。

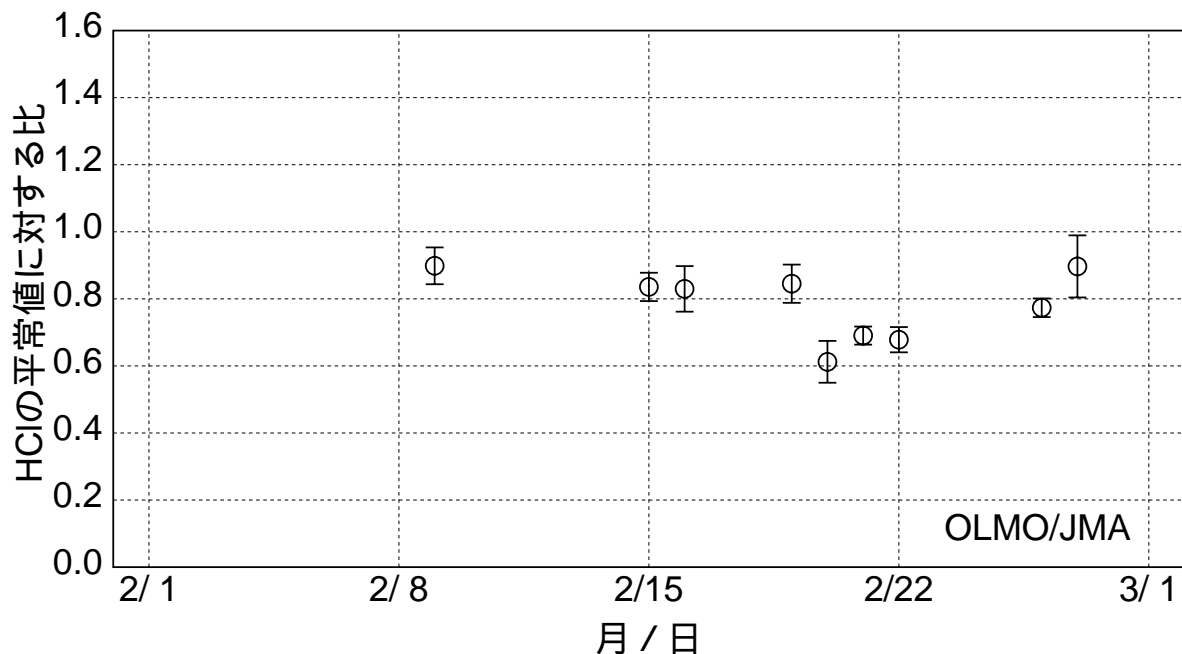


図2 - 2 - 5 : つくば上空でのHClの平常値(バックグラウンド値)に対する鉛直積算量の比

2001年2月つくばにおいて、フーリエ変換型赤外分光装置を用いて得られた塩化水素(HCl)の平常値(バックグラウンド値)に対する鉛直積算量の比。HClが化学的に破壊されていない場合、1.0になる。

現の目安となる - 78 以下となっており、これらの領域では極域成層圏雲と関連したオゾン破壊が起こっている可能性がある。オゾンの破壊に関与する塩素原子は、大気中で比較的安定な物質である塩化水素(HCl)などの形で存在している。この塩化水素は極域成層圏雲の出現に応じて不均一反応により分解されることから、不均一反応によっても分解されにくいフッ化水素(HF)との鉛直積算量の比を測定することで、極域でのオゾンの減少が極域成層圏雲の関与した化学的なものかどうかを判断することができる。牧野等(気象研究所、2000)は、つくば上空でこの比率を観測(図2-2-5)し、2001年2月9~19日の平均に比べ、2月20日に約30%、HClが減少していることを確かめた。上記の空気塊の軌跡と合わせて、つくば上空20~30hPaのオゾン減少は、極域で極域成層圏雲が関与した不均一反応によりオゾンが破壊され、それが大気の流れによりつくば上空に達したものと考えることができる。また、80~200hPaの空気塊は、低緯度側からの移流を示しており、オゾンの少ない気塊の移流が原因と考えられる。

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。オゾンホールは、クロロフルオロカーボン等から遊離した活性塩素の増加と、南極域の冬から春にかけての特有の気象条件によって、急速なオゾン破壊が下部成層圏で起こる現象である。南極域では冬季、成層圏に形成される極渦(極夜渦ともいう)により、南極域上空とその周囲との空気の交換が著しく制限され、南極域上空の成層圏大気は周囲から孤立する。冬季は太陽光が当たらないため、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概ね - 78 (195K)以下で発生するタイプIのものと、概ね - 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(H₂O)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きる不均一反応(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(ClONO₂)や塩化水素(HCl)といったオゾン破壊作用のない塩素化合物から塩素分子(Cl₂)が発生する(WMO, 1995)。春になって南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から光解離した塩素原子がオゾン破壊を開始し、極渦内