

第3部 太陽紫外線の状況

1. 太陽紫外線の概要

1-1. 太陽紫外線の概要

紫外線は、波長によって紫外線 A:UV-A(315~400nm)、紫外線 B:UV-B(280~315nm)、紫外線 C:UV-C(200~280nm) の 3 種類に分類される。一般的に、紫外線は波長が短いほど生物に対する有害作用が大きいが、UV-C は大気圏上部の酸素分子及び成層圏のオゾンによって完全に吸収されてしまうため、オゾン量が多少減少しても地表面には到達せず、生物に対して問題にはならない。また、UV-A の照射量はオゾン量の変化の影響をほとんど受けない。

UV-B については、最近の知見によれば、成層圏オゾンが 1%減少した場合、特定の太陽高度角 (23度) において、約 1.5%増加するという結果が得られている。UV-B は、核酸などの重要な生体物質に損傷をもたらし、皮膚の光老化 (シミやしわ) や皮膚がん発症率の増加、さらに白内障発症率の増加、免疫抑制など人の健康に影響を与えるほか、陸域、水圏生態系に悪影響を及ぼすことが懸念される (紫外線の変化による影響の詳細及び UNEP の環境影響評価パネルの 2010 年報告書要約については第 3 部参考資料 1~5 (P150~168) 及び第 4 部巻末資料 3 (P204~211) を参照)。

1-2. 紫外線の指標

紫外線の強度

地表に到達する紫外線の強度は、波長によって異なる。図 3-1-1 の上図に紫外線の大气圏外 (細線) 及び晴天時の地表 (太線) での波長別の強度を示す。大气圏外での強度に比べて地表では、UV-A はわずかに、UV-B は大きく減衰している。UV-A がわずかに減衰しているのは、主に大気分子による散乱の影響によるもので、波長が短いほど散乱の影響は大きい。UV-B が大きく減衰しているのは、主に成層圏オゾンの吸収によるものである。

紅斑紫外線量

紫外線の人体への影響度は波長によって異なる。紅斑紫外線は、人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度で重み付けして算出した紫外線量である。波長毎の人体への相対影響度については、国際照明委員会 (CIE) が定義した紅斑作用スペクトルが一般的に用いられている。CIE 紅斑作用スペクトルは、人の皮膚に紅斑 (赤い日焼け) を引き起こす作用曲線である。図 3-1-1 の中図に CIE 紅斑作用スペクトルの相対影響度を示す (CIE 紅斑作用スペクトルの定義は式 (1) 参照)。UV-B 領域内の波長 280~300nm では相対影響度が高く、同領域内の波長 300nm から UV-A 領域に入った 320nm にかけて急激に低くなり、320nm 以上の波長では相対影響度はほとんど 0 となるが、波長別紫外線強度に CIE 紅斑作用スペクトルの相対影響度を乗じることにより算出される紅斑紫外線強度は、UV-B 領域を中心に UV-A 領域まで広く分布する (図 3-1-1 下図)。

この値を波長積分して得られるのが、紅斑紫外線量（下図網掛け部分の面積）である。紅斑紫外線量は、波長別紫外線強度について相対影響度を考慮せずに単純に積分した UV-B 量と比較すると、人の健康への影響の強さをよりの確に反映した指標といえる。

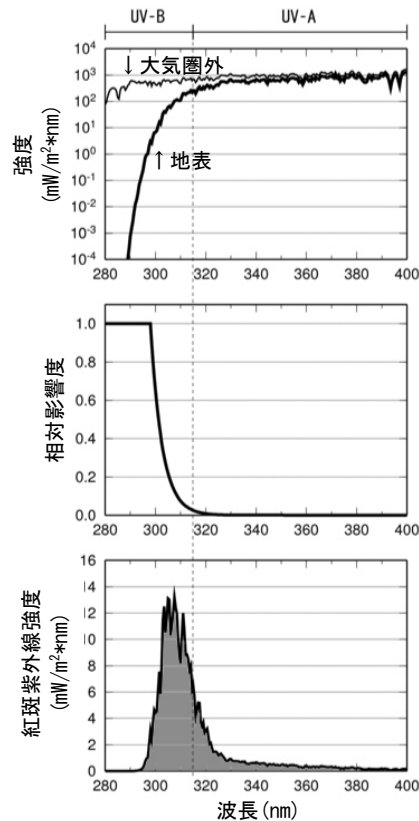


図 3-1-1 波長別紫外線強度と紅斑紫外線強度の関係

上図は波長別紫外線強度（細線：大気圏外、太線：地表）、中図は CIE 紅斑作用スペクトルの相対影響度、下図は波長別紅斑紫外線強度。波長別紅斑紫外線強度を波長積分すると紅斑紫外線量（下図網掛け部分）が得られる。（出典）気象庁 オゾン層観測報告：2010 より

CIE 紅斑作用スペクトルの定義式・・・式(1)

$$S_{er}(\lambda) = \begin{cases} 1.0 & (250\text{nm} < \lambda < 298\text{nm}) \\ 10^{0.094(298-\lambda)} & (298\text{nm} < \lambda < 328\text{nm}) \\ 10^{0.015(139-\lambda)} & (328\text{nm} < \lambda < 400\text{nm}) \end{cases}$$

S_{er} : CIE紅斑作用スペクトル

λ : 波長

UV インデックス

UV インデックスは、地上に到達する紫外線量のレベルをわかりやすく表す指標として、WHO（世界保健機関）が WMO（世界気象機関）、UNEP（国連環境計画）などと共同で開発したもので、一般の人々に紫外線対策の必要性を意識啓発することを狙っている。UV インデックスは、上述の紅斑紫外線量を日常生活で使いやすい簡単な数値とするために 25mW/m^2 を 1 として指標化したものである。

(参考) 紫外線対策へのUVインデックスの活用方法

2002年7月に、WHO、WMO、UNEPなどは共同で、「UVインデックスの運用ガイド」を刊行し、UVインデックスを活用した紫外線対策の実施を推奨している（WHO,2002）。我が国でも、2003年に環境省から、紫外線対策の普及を目的として、保健師などを対象に「紫外線環境保健マニュアル」が刊行されている（2006年、2008年、2015年改訂）。

UVインデックスは0から11+の値で表され、さらに5つのカテゴリーに分けてカテゴリーごとの対処法が示されている（表3-1-1）。参考に、国内3地域の7月の時刻別UVインデックスを図3-1-2に示す。時刻別UVインデックスは月最大値の平均値で、天候等によっては例年この程度の値になる。札幌を除き、正午を挟む数時間はUVインデックスが8（非常に強い）を超えていることがわかる。なお、口絵Vには、日本付近の日最大UVインデックスの月別分布が掲載されているので、あわせて参考にされたい。

表 3-1-1 UV インデックスに応じた紫外線対策

UV インデックス	強度	対策
0～2	弱い	安心して戸外で過ごせる。
3～5	中程度	日中はできるだけ日陰を利用しよう。 できるだけ、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。
6～7	強い	
8～10	非常に強い	日中の外出はできるだけ控えよう。 必ず、長袖シャツ、日焼け止めクリーム、帽子を利用しよう。
11+	極端に強い	

※UVインデックスは観測値を四捨五入した値のためゼロも入る。

（出典）Global solar UV index - A practical guide - 2002（WHO）より

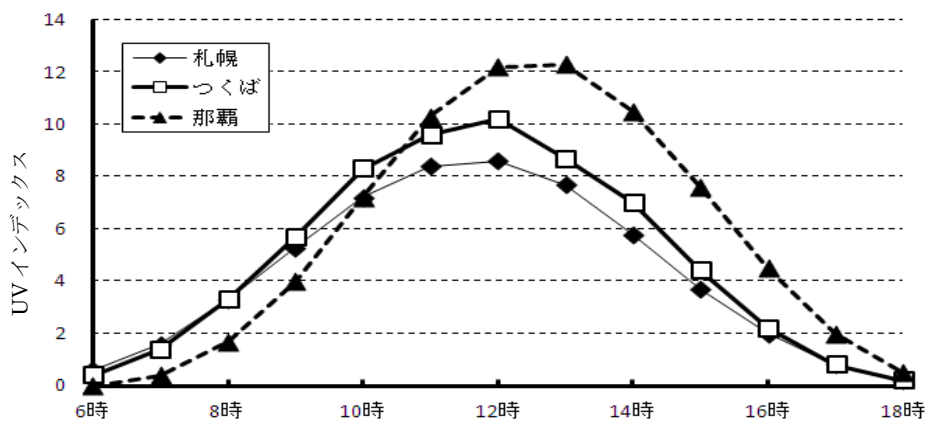


図 3-1-2 国内 3 地点における時刻別 UV インデックスの月最大値の累年（1994～2008 年）平均値（7 月）

（出典）気象庁提供データ

気象庁では、地域別に紫外線予測を行い、UVインデックスとして公開している。また、国立環境研究所では、有害紫外線モニタリングネットワークの観測サイト22箇所のうち15箇所（うち2箇所は休止中）の速報値をUVインデックスとして公開している。

（紫外線に関する情報については下記のホームページにて一般に公開されている）
環境省「紫外線環境保健マニュアル」（2006年、2008年、2015年改訂）

<https://www.env.go.jp/chemi/matsigaisen2015/full.pdf>

気象庁「紫外線情報分布図」（紫外線の予測分布図） <http://www.jma.go.jp/jp/uv/>

国立環境研究所「UVインデックス」 http://db.cger.nies.go.jp/gem/ozon/uv/uv_index/index.html

1-3. 紫外線量の変動要因

紫外線量は、太陽高度、オゾン全量、雲の状況、エアロゾル量、地表面の反射率などの変化によって変動する。天気の変化は雲量の変化というかたちで紫外線量に影響を与える。海拔高度の高いところでは、大気層の厚さが薄くなることにより、紫外線量が増加する（+10～12%/1,000m）。また、大気汚染や霞といった現象は、地上における大気混濁度を地域的に増加させ、紫外線量を減少させる要因となる。

太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線量の変化

太陽高度は紫外線量に大きく影響し、太陽高度が高いほど一般に紫外線量は増加する。そのため、オゾン量や雲など、他の条件が同じなら、紫外線量は1日の中では正午頃、1年の中では夏至前後に最大となり、また国内では緯度の低い地方ほど多い。

なお、太陽高度が同一だとすると、オゾン全量が増加するほど紫外線はオゾンによる吸収を強く受けて減少する。また、オゾン全量が同一のときには、太陽高度が低いほど、地表に到達する紫外線はオゾン層を斜めに通過するため、オゾンによる吸収の影響を受けて大きく減少する。

紫外線の季節変動

図 3-1-3 に、つくばで観測された全天日射量、UV インデックス及びオゾン全量の季節変動を示す。全天日射量が 5 月に最大となっているのは、太陽高度が高く、晴天の日が多いためである。6 月は、太陽高度が 1 年のうちで最も高いものの、梅雨の影響があるため、全天日射量はやや小さくなっている。全天日射量は 5 月に最大になるものの、UV インデックスはオゾン全量の季節変動の影響を受け、全天日射量のピークよりも遅れて 7～8 月に最大になる。これは、中緯度のオゾン全量が春に最大になり、その後、秋に向かって徐々に減少していくためである。

なお、UV-A については図には示していないが、全天日射量とほぼ同じ季節変動が見られる。

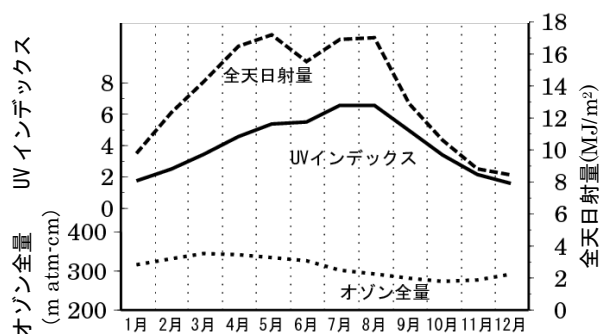


図 3-1-3 全天日射量と UV インデックスの季節変動

つくばで観測された日積算全天日射量（破線）及び日最大 UV インデックス（実線）の月平均値の季節変動。点線はオゾン全量の 1 年の変動を示す（統計期間：1994～2008 年）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告：2010 より

(参考) 実効オゾン全量と紫外線量の関係

「太陽高度とオゾン全量の変化による紫外線量の変化」の項で述べたように、地表面で観測される紫外線量は太陽高度が高いほど増加し、オゾン全量が増加するほど減少する。ここで、オゾン全量と太陽高度の関係について詳しく述べる。

オゾン全量とは、地表面から真上（鉛直方向）の大気中に存在するオゾン量の全量を意味する。太陽紫外線は、地表面に届くまでに大気中に存在するオゾンによる吸収によって、その強度は減少するため、大気中に存在するオゾン量が多いほど紫外線量は少なくなる。一方、太陽光が地表面に届くまでに通過する大気層の厚さは、太陽高度に依存し、太陽高度が高い場合の大気層の厚さは、太陽高度が低い場合に比べて薄い（太陽光が大気中を通過する距離が短い）。そのため、オゾン全量が同じ場合でも、太陽高度が高いと太陽光が通過する大気層が薄く、そこに存在するオゾン量が少ないため、太陽高度が低い場合に比べて地表面に届く紫外線は強くなる。

そこで、太陽高度を「大気路程」（太陽光が通過する大気層の厚さ）で表し、大気路程にオゾン全量を乗じた「実効オゾン全量」という指標を用いることにより、オゾン全量が紫外線量に与える影響を、太陽高度の影響を含めて評価がすることが可能となる。

図 3-1-4 に、つくば上空のオゾン全量（TOMS 及び OMI データ）と正午（つくば南中時）の大気路程（大気路程最小値）及び実効オゾン全量（大気路程×オゾン全量）を示した。オゾン全量が春季に高濃度を示した後、秋季にかけて減少し再び増加するのに対して、実効オゾン全量は太陽高度（大気路程）の影響を受けて、7月～8月に最低、12月に最高となる季節変化を示す。

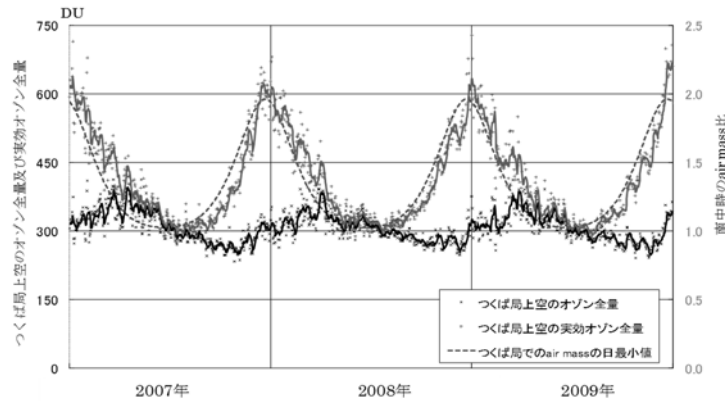


図 3-1-4 実効オゾン全量の特徴

黒の点は 2007～2009 年のつくば局上空のオゾン全量（NASA 衛星データ）、黒太線はその 7 日間の移動平均を示す。破線はつくば局での大気路程の日最小値を表す（右縦軸：太陽が真上（90°）にある時の大気路程を 1 とした時の相対比）。さらに、オゾン全量に大気路程を乗じたものが実効オゾン全量（正確には日代表値）で、灰色の点で示されている。灰色の太線は実効オゾン全量の 7 日間移動平均値を表す。（出典）国立環境研究所提供データ

図 3-1-5 に、有害紫外線モニタリングネットワークの一環で国立環境研究所が実施する 4 観測局（陸別（北海道）、落石（北海道）、つくば（茨城県）、波照間（沖縄県））における実効オゾン全量と紫外線（UV-B）の変化を示した。この図からは、地区、季節を問わず、実効オゾン全量と UV-B 量がきれいな逆相関を示していることが分かる。紫外線の季節変動は、実効オゾン全量を用いることにより明瞭に説明が可能となる。

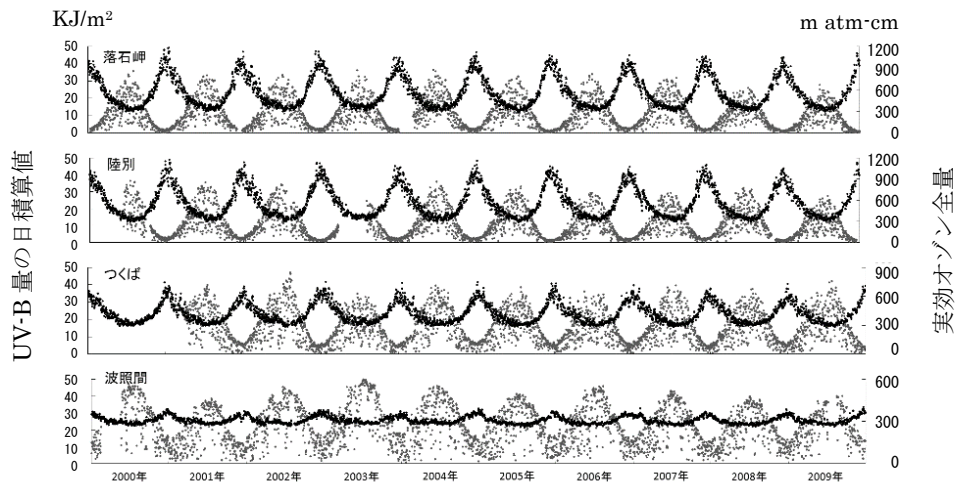


図 3-1-5 実効オゾン全量と UV-B 量の推移（2000～2009 年）

灰色の点（左縦軸）は UV-B 量の日積算値、黒点（右縦軸）は実効オゾン全量である。オゾン全量は衛星データを使った。（出典）国立環境研究所提供データ

雲による影響

雲は太陽光を遮るため、雲量や雲の状態、すなわち天気の変化は紫外線量を顕著に変動させる。図 3-1-6 に、快晴の日の UV インデックスを基準とした、天気ごとの UV インデックスの相対的な割合を示す。これによると、晴、薄曇（全天が主に上層の薄い雲で覆われて薄日が射している状態）、曇（全天が厚い雲で覆われている状態）、雨と天気の変化につれ、快晴の場合に比べて UV インデックスは減少していく。雨が降っている場合には、快晴時の 2～4 割まで減少する。

なお、エアロゾルは太陽光を散乱することによって紫外線を減少させるが、雲は太陽光を散乱することによって、局地的に紫外線を増加させる場合がある。例えば、太陽に雲がかかっておらず、かつ太陽の近くに積雲が点在しているような場合には、散乱成分が多くなるので、快晴時に比べて 25% を超える紫外線の強度の増加が観測されることがある (Estupinan et al., 1996)。これまでに国内で観測された紅斑紫外線量の特別値が最大値となった事例 (表 3-1-2) をみると、全ての事例で上空の雲による太陽光の散乱により紫外線強度が増加したと見られる事例であった。

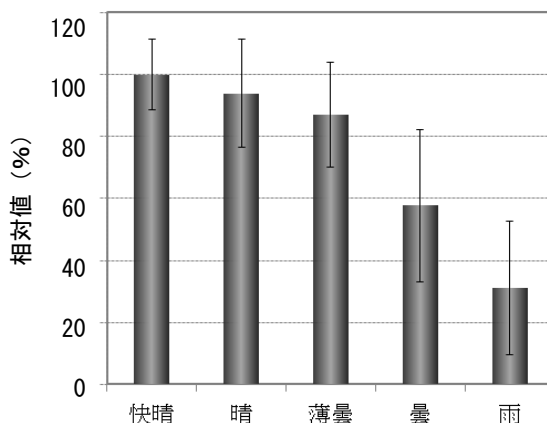


図 3-1-6 天気と UV インデックスの目安

快晴時に観測された UV インデックスを基準とし、天気毎の UV インデックスの相対的な比を示す。札幌、つくば、鹿児島、那覇の 1997～2003 年のデータを用いて算出した。なお、「快晴」は雲量 0～1、「晴れ」は雲量 2～8、「曇」「薄曇」は雲量 9～10 であって、降水現象がない状態を示す。このうち、「薄曇」は上層の雲が中・下層の雲より多い状態をいう。ばらつきの範囲 (平均値±標準偏差) を縦線で示す。(出典) 気象庁ホームページ http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/uvhp/3-73uvindex_mini.html

表 3-1-2 これまでに観測された最大の紅斑紫外線量

項目	観測地点				
	札幌	つくば	鹿児島	那覇	南極昭和基地
特別値 (mW/m ²)	244	276	327	349	318
UV インデックス換算値	9.8	11.1	13.1	14.0	12.7
観測日時 (現地時間)	1997. 7. 27 12h	2009. 8. 1 11h	1996. 6. 28 13h	1996. 8. 5 13h	2015. 12. 1. 11 h
日積算値 (kJ/m ²)	5.55	5.90	7.09	6.63	8.83
観測日	2013. 6. 13	2011. 7. 17	1996. 6. 28	2014. 7. 6	2015. 12. 12
日積算値の月平均値 (kJ/m ²)	3.55	4.09	4.66	5.25	6.97
観測月	2007. 7	2004. 7	2004. 8	2014. 7	1999. 12

※観測期間は、札幌及び那覇は 1991～2016 年、つくばは 1990～2016 年、鹿児島は 1991～2005 年 3 月、南極昭和基地は 1993～2016 年である。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ (2016 年) より

(参考) 雲量による紫外線量の割合の変化

「雲による影響」の項で、快晴、晴、薄曇、曇、雨と天気に変化するにつれ、UV インデックスが減少していくことが示された。図 3-1-7 には、雲量別 (0:快晴、5:晴れ、9:曇り) にオゾン全量と CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) の関係を示した。雲量が大きくなるにつれて CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) が大きくなることを示されている。これは、雲量が増えるに従い、全天日射量、UV-A 量、UV-B 量は減少する (UV インデックスが小さくなる:図 3-1-6) が、全天日射量に占める CIE 紅斑紫外線量の割合が高くなることを意味する。

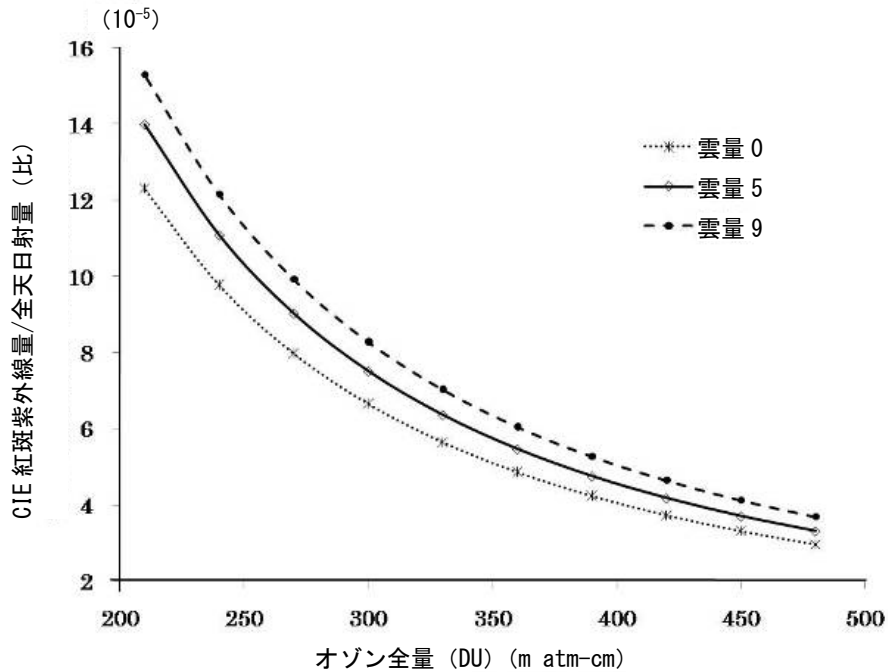


図 3-1-7 オゾン全量と CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) の関係

鹿児島で午後 3 時に観測されたオゾン全量と CIE 紅斑紫外線量/全天日射量 (比) を示す。

(出典) 国立環境研究所提供データ

エアロゾルの影響

エアロゾルは大気中に浮遊する直径 0.001~100 μm 程度の固体若しくは液体の微粒子のことで、大気汚染物質等を起源とする硫酸エアロゾル、海水が風で巻上がってできる海塩粒子、化石燃料等の燃焼によるすす、黄砂などがある。エアロゾルは紫外線を吸収・散乱するため、エアロゾル量が多いと地表に達する紫外線量は減少する。

図 3-1-8 に、つくば市で快晴時に観測された UV インデックスの日変化と、大気中にエアロゾルが存在しないと仮定して、放射伝達モデルを用いて計算した UV インデックスの日変化を示す。この日に観測された 9 時~15 時の UV インデックスは、エアロゾルがないとした場合に比べ、17~20%小さくなることがわかる。この日は普段より比較的エアロゾルが多い日だったが、顕著な黄砂の時などもっとエアロゾル量が多い場合には、UV インデックスはさらに小さくなる。なお、エアロゾルが UV インデックスに及ぼす影響は、地域や季節によって異なる。さらに、エアロゾル量は日々大きく変動し、また、エアロゾルの種類も様々であるため、エアロゾルが紫外線量に及ぼす影響の大きさは一定ではない。

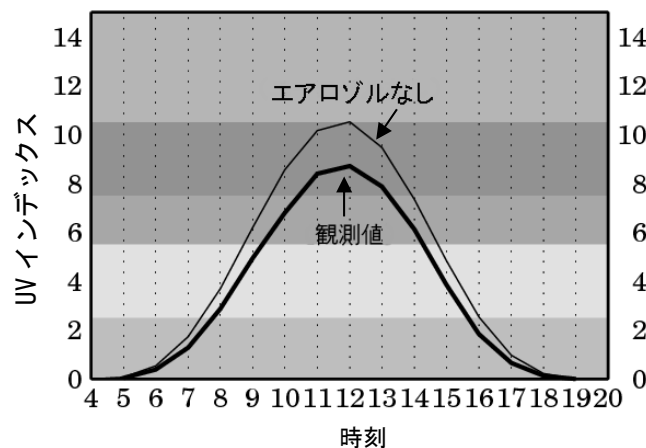


図 3-1-8 エアロゾルの有無による紫外線量の違い

つくば（高層气象台）で 2004 年 7 月 7 日に観測された毎時の UV インデックス（太線）と、同日のエアロゾルが全くないと仮定した場合の UV インデックスの推定値（細線）。

（出典）気象庁 オゾン層観測報告：2010 より

2. 太陽紫外線の観測の状況

2-1. 太陽紫外線の観測手法

太陽紫外線の観測手法

紫外線の測定方法には、物理測定法、化学測定法、生物測定法などがある。このうち、物理測定法は、実時間測定が可能であり利便性が高い測定法である。

物理量を測定する検出器には、オゾン全量観測にも用いられるブリューワ分光光度計等がある。ブリューワ分光光度計は、紫外線の波長毎の光度（スペクトル強度）を測定できるが、比較的高価である。この他、一定の波長域をまとめて測定する帯域型の紫外線検出器として、UV-B 領域、UV-A 領域の紫外線検出器や、日焼け効果の作用スペクトルや DNA の吸収スペクトルに近い波長感度特性を持つ生物効果量を測定する紫外照射計がある。

地上に到達する太陽光の中で波長 400nm 以下の紫外線はわずか数%であり、このうち UV-B 領域の紫外線はさらに微量であるため、高精度の測定を長期にわたって維持するのは相当難しいとされる。

化学測定法、生物測定法は、それぞれ紫外線ばく露による化学反応、生物反応を利用したもので、代表的なものとして前者ではポリスルホン酸を使った紫外線検出器が、後者では宗像らが開発した枯草菌を使った紫外線検出器があげられる。これら 2 つの方法は、実時間測定ができないといった短所はあるものの、非常に小型で安価であり、個人ばく露量測定等にも利用されている。

また、間接的な方法として衛星による観測がある。衛星観測手法は、地上での測定が困難な場所も含め、紫外線量の地理的な違いを評価する上で有用である。

2-2. 紫外線観測状況

気象庁による観測

気象庁では、1990年1月からつくばにおいて、また、1991年1月から札幌、鹿児島（2005年3月で観測中止）、那覇において、ブリューワ分光光度計による波長別（290～325nm）紫外線観測を実施している。

また、オゾン減少の著しい南極域でも、昭和基地において1991年2月から観測を実施している（1991～1994年1月は試験観測）。各地点の UV-B 日積算値を求め、太陽紫外線が天候（雲量）、オゾン全量、大気混濁度等によりどのような変化を受けているのか年次的解析がなされている。

国立環境研究所等による観測

国立環境研究所では、北海道陸別町において、北域成層圏総合モニタリングの一環としてブリュワー分光光度計による UV-B の地上観測を実施している（1999 年 7 月～）。また、国立環境研究所地球環境研究センター（CGER）が中心となって、全国の大学や研究機関等と連携し、帯域型紫外照射計（UV-A 及び UV-B のそれぞれの帯域で測定）で連続観測を行う「有害紫外線モニタリングネットワーク」が構築され、現在、18 機関 22 サイトが参加している。2004 年 3 月から、UV インデックス（速報値）をインターネットで公開しており、現在全国 22 箇所のうち 15 箇所（うち 2 箇所は休止中）のデータを公開している。

国際的な観測網

有害紫外線観測網の確立のため、WMO は全球大気監視計画（GAW:Global Atmospheric Watch）に基づく地球規模の紫外日射観測網の運用を支援し、観測精度の維持・向上及び観測資料の有効利用等を図ることを目的に、1989 年に紫外線に関する科学諮問部会（SAG:Scientific Advisory Group）を設置し、世界オゾン・紫外線資料センター（WOUDC）において紫外線データの収集と提供を行っている。

3. 太陽紫外線の監視結果

3-1. 世界の太陽紫外線の状況

(a) 紫外線量の経年変化

いくつかの大気の大気清浄な地域での観測によると、紫外線量は 1990 年代後半以降、オゾンの増加に呼応して減少している。しかし、北半球中緯度のいくつかの観測点では、地表に到達する紫外線は増加している。これらの増加はオゾンの減少だけでは説明できず、1990 年代初めからのエアロゾルの光学的厚さ及び大気汚染の減少に起因しているほか、雲の減少の影響も一部考えられる。長期変動解析に利用可能な地上観測データは少ないため、紫外線の変化の地球規模の傾向とその原因を現時点で確定することは困難である。

図 3-3-1 に世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化を示した。1990 年代始めから 2000 年代半ばまでにかけての直線回帰で、南半球及び北極の観測局で紫外線の減少傾向が示されたが、オゾン減少の緩和後（1998 年以降）に限ってみると、これらの地域ではオゾンの増加に対応した紫外線の減少はより顕著である。一方、北半球中緯度では紫外線は増加している。しかしながら、紫外線の変化には観測上の不確実性が含まれており、特に観測開始当初の不確実性は大きい。

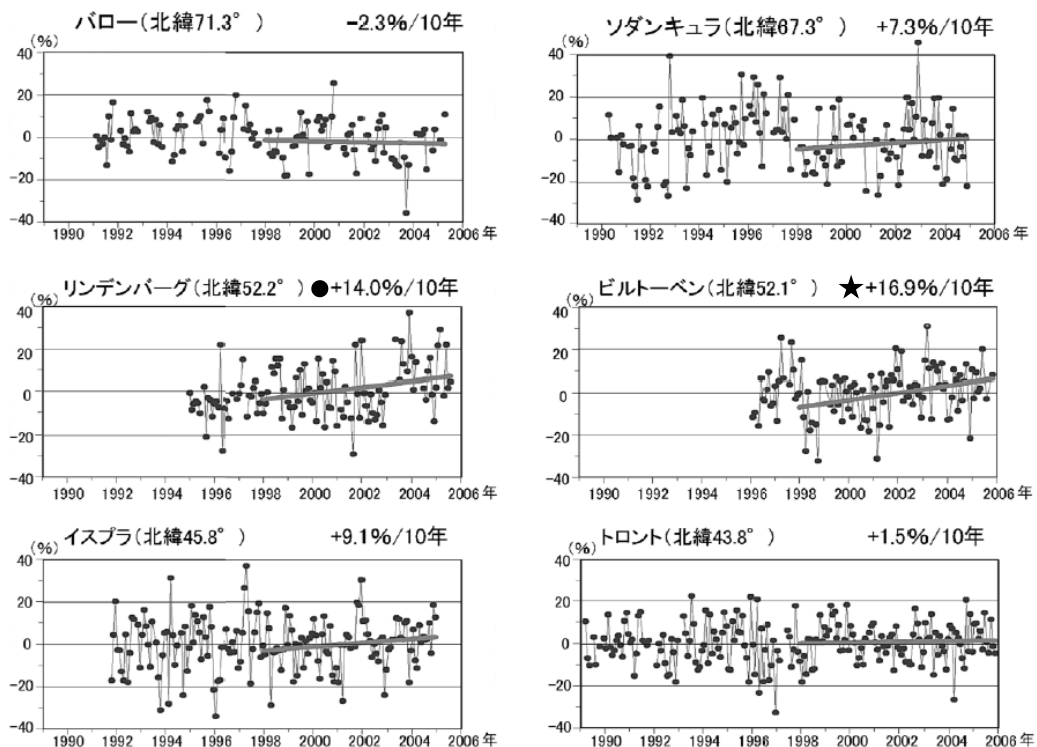


図 3-3-1 世界各地における月平均紅斑紫外線量の長期変化

世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化。直線は傾向を示す。各図の右上の数値は統計的有意性を示す。★：99% ●：95% 無印：有意性なし

（出典） Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）より

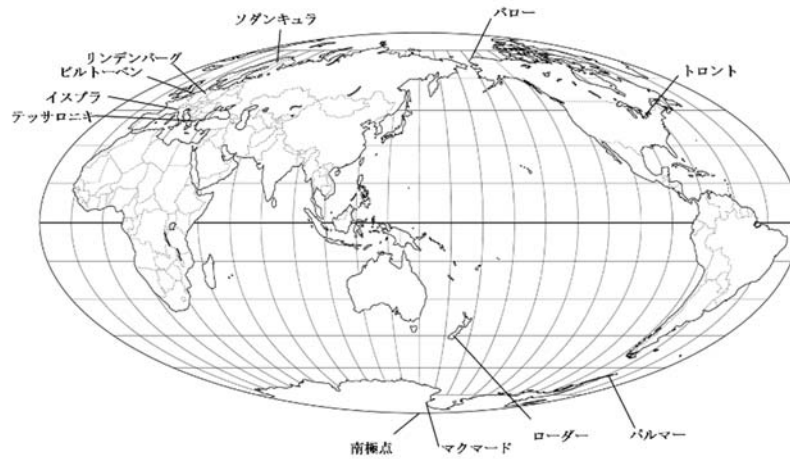
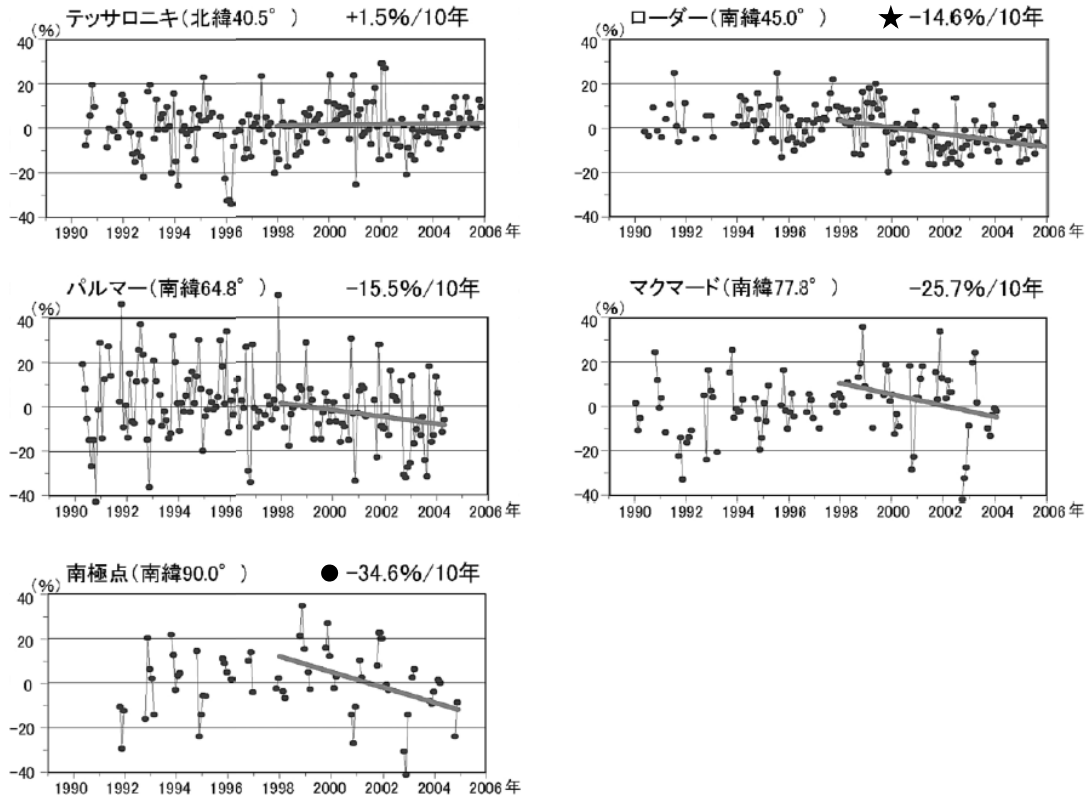


図 3-3-1 世界各地における月平均紅斑紫外線量の長期変化（続き）

世界各地の 11 観測点における月平均紅斑紫外線量（正午 1 時間）の経年変化。直線は傾向を示す。

各図の右上の数値は統計的有意性を示す。★：99% ●：95% 無印：有意性なし

（出典） Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007) より

図 3-3-2 にテッサロニキ（ギリシャ）の観測結果を示したが、観測開始（1990 年）から紫外線量は一貫して増加している。また、2000 年以降、オゾン減少の緩和又はわずかな増加に対応して紫外線の増加が小さくなる、又は、ほぼ一定になるといった傾向がみられる。しかしながら、オゾンによる吸収を受けない波長（324nm）の紫外線の増加については、大気透過度の増加以外では説明できない。事実、テッサロニキでは、エアロゾルの光学的厚さや SO₂ 量が 1997 年以降減少しているといった報告や、大気（透）明度が 1980 年代後半以降改善されているといった報告がある。同様に、オゾンの減少によっては説明できない紫外線の増加が、ホーエンパイセンバーク（ドイツ）でも観測されている。

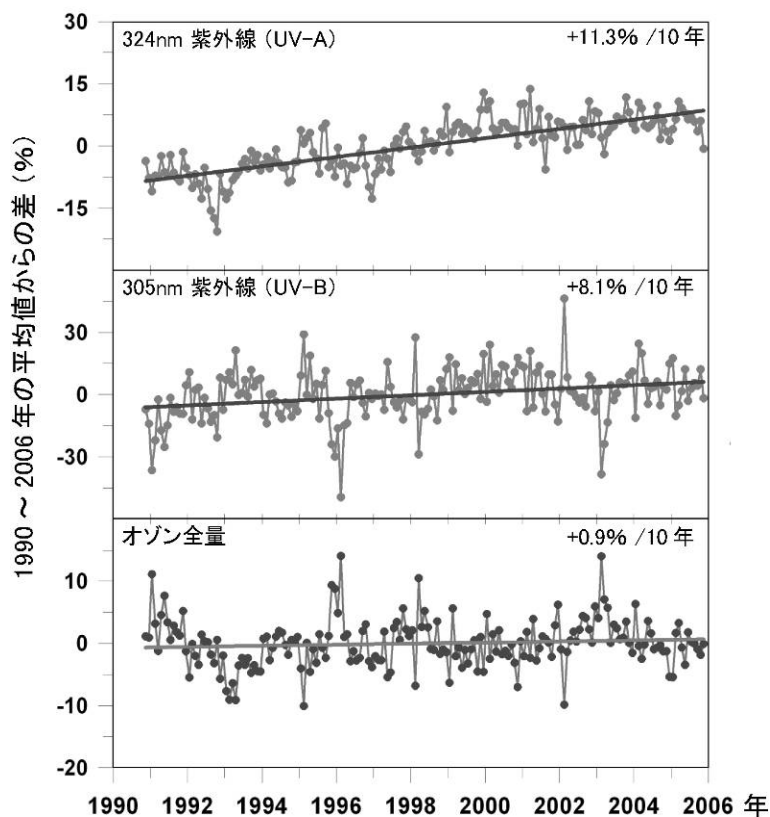


図 3-3-2 テッサロニキ（ギリシャ）におけるオゾン全量及び紫外線量の経年変化
晴天時で太陽天頂角が 63° の条件による。直線は傾向を示す。
(出典) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 (WMO, 2007) より

一方、前々回報告（UNEP-EEAP,2003）でオゾン全量の減少に対応した紫外線の増加が示された南半球の測定点（ローダー（ニュージーランド））についてみると、1999～2006 年にかけてオゾン全量の増加に呼応して UV インデックスの減少が見られる（図 3-3-3）。しかしながら、その減少幅は、同地域でのオゾン全量の増加をもとに見積もった UV インデックスの減少量を上回るもので、大気中のエアロゾルによる紫外線量の減衰効果が強まった可能性がある。

その他、帯域型紫外線計による観測で、1990～2000 年における UV-B の増加（平塚）、1970 年代後半から 1990 年代後半にかけての紫外線の増加（モスクワ（ロシア））、1983～2003 年にかけての紅斑紫外線量の増加（ノーショーピング（スウェーデン））などが報告されている。これら紫外線量の増加は、オゾン全量の減少、雲の光学的厚さの減少、エアロゾルの減少等に起因する大気透過度の増加によるものである。

一方、衛星観測による地球規模の紫外線トレンド評価に関しては、1999 年の WMO の報告以降、技術的な問題から新しい報告は行われておらず、今後の課題となっている。

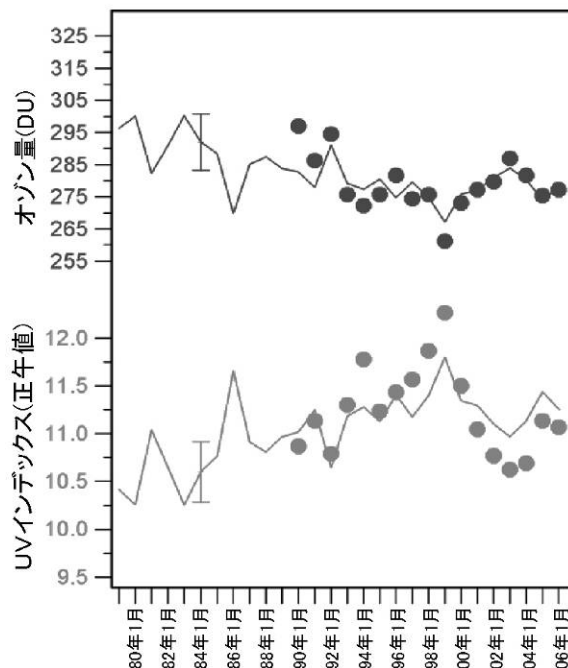


図 3-3-3 ローダー（ニュージーランド）における夏季のオゾン量と UV インデックスの長期変化

シンボルは 12 月、1 月、2 月の紫外分光光度計による測定結果に基づく、平均オゾン量（黒）と正午の最大 UV インデックス（最大 5 日間の平均）（灰色）を示す。実線は、衛星観測によるオゾン量に基づく夏季の平均オゾン量とオゾン量から求められた UV インデックスを示す。

（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）より

(b) 過去の紫外線データの再構築（モデルによる再現実験）

紫外線による生物又は健康への影響が長期間のばく露に関係することから、過去の紫外線量の変化を知ることは重要である。しかしながら、信頼できる紫外線観測データは 1980 年代後半以降に限られる。そのため、過去の紫外線トレンドを再現する様々な方法が提案されてきた。観測されたデータの地球物理学的パラメータ（オゾン全量、全天日射量、冠雪等）による統計的推測の他、放射伝達モデルに雲などの影響を組み合わせたハイブリッド法をはじめ様々なモデルによる解析が行われている。

図 3-3-4 に最も長期間のモデル計算例（スイス）を示す。1926～2003 年までの間、明瞭な経年変動とともに、1940 年代半ば、1960 年代前半及び 1990 年代にそれぞれ高い紫外線量が示されている。モデルによると、1980 年代以前の紫外線の変動は雲量の変動に伴う日射時間の変動によることが、一方、1990 年代の増加はオゾン全量の変動によることが示されている。このほかにも、各地でモデルによる再現実験が多数行われている。再現実験から得られた紫外線量の変動は、1990 年代及び 2000 年代の観測結果の変動と比較的一致している。

紫外線量の短期的な変動については、それぞれの地域による地球物理学的な要因による攪乱を受けるが、全体としては地球規模の変動、例えばヨーロッパにおける 1970 年代半ばの大気プロセスの変化及び北半球中緯度地域における 1990 年代のオゾン減少の影響が確認されている。紫外線量は、最近 20 年間の増加傾向及びそれ以前の周期的な変化で特徴付けられる。過去の変動の多くは雲量によって、また一部エアロゾルによって説明される。オゾン変動は、1980 年代及び 90 年代に限って、紫外線量の増加に寄与している。

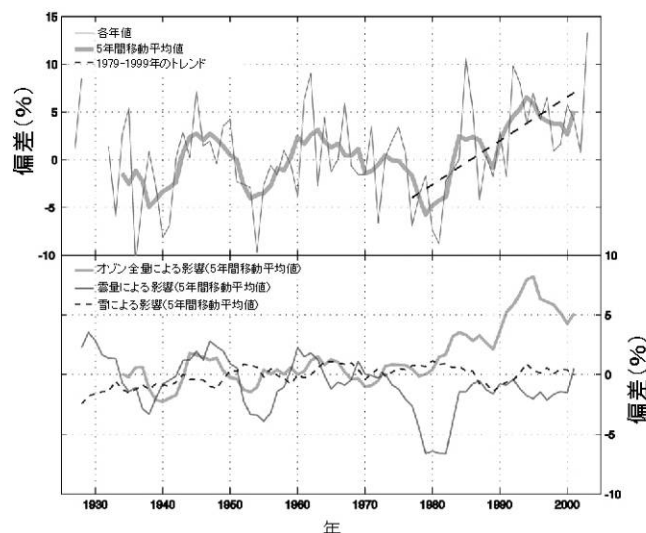


図 3-3-4 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差（スイス）

上の図は 1940～1969 年の平均値紫外線量からの偏差を示し、下の図は紫外線量の変化に影響を与える割合が示されている。（出典）Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006（WMO, 2007）より

3-2. 南極域の太陽紫外線の状況

(a) 2016 年の南極域における紫外線の状況

南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の 2016 年の月平均値は、1 月～4 月は 1994～2008 年の平均値*よりも高く、特に 1 月は観測開始（1993 年）以来第 3 位の高い値となった。9 月、11～12 月は平均値と同程度であった。（図 3-3-7 右図）

8 月から 12 月にかけての昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の推移を、全天日射量日積算値及びオゾン全量の推移とともに図 3-3-5 に示す。

紅斑紫外線量日積算値は累年平均値と比較すると、8～9 月は同程度で、11 月は上旬に多く中旬と下旬に少なく、12 月は同程度かやや少なく推移した。紅斑紫外線量日積算値が多い 11～12 月の推移は、オゾン全量の変動とよく対応した逆相関を示している。

全天日射量日積算値の累年平均値は、極夜の明けた後の 8～12 月にかけて増加し、12 月に最大となっている。これは、南中時の太陽高度が高くなり、日照時間が長くなるためである。基本的には、紅斑紫外線量日積算値の平均値も全天日射量の季節変化に対応して傾向するが、紅斑紫外線量の平均値のピークは全天日射量が最大になるより半月ほど前の 11 月下旬に見られる。これは、例年この時期が南極オゾンホールが解消期にあたり、オゾン全量（細破線）が増加し、紫外線の吸収が日に日に強まるためである。

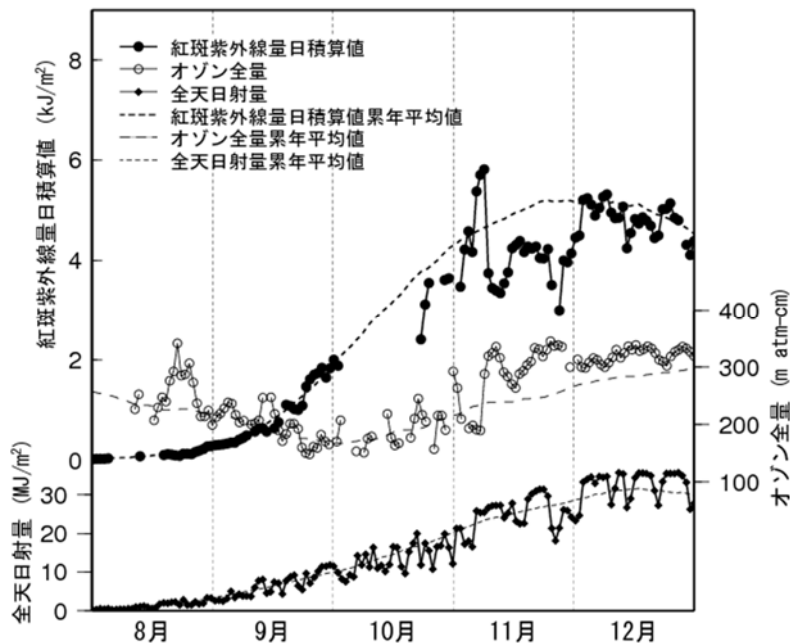


図 3-3-5 南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量、全天日射量日積算値の推移（2016 年 8～12 月）

実線は、紅斑紫外線量(CIE)日積算値、オゾン全量、全天日射量の観測値を示す。破線は、それぞれの日別値を 1994～2008 年で平均した後、15 日移動平均をして求めた値を示す。なお、10 月はブリザードによる観測休止、及び観測装置の障害により長期間欠測した。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2016 年）より

* 第 3 部の 3-2 (P144～145) 及び 3-3 (P146～148) における紅斑紫外線量日積算値、オゾン全量及び全天日射量日積算値の「累年平均値」は、「1994 から 2008 年までの平均値」を示す。

(b) 南極域紫外線の経年変化

図 3-3-6 に南極昭和基地で紅斑紫外線量が多い時期である 11～1 月の 3 か月平均紅斑紫外線量日積算値の 1993～2016 年までの推移を示す。この時期の紅斑紫外線量日積算値は、南極オゾンホール規模や消滅時期に大きく左右されているため、大きく変動しているが、長期変化として、統計的に有意な増減はみられない。

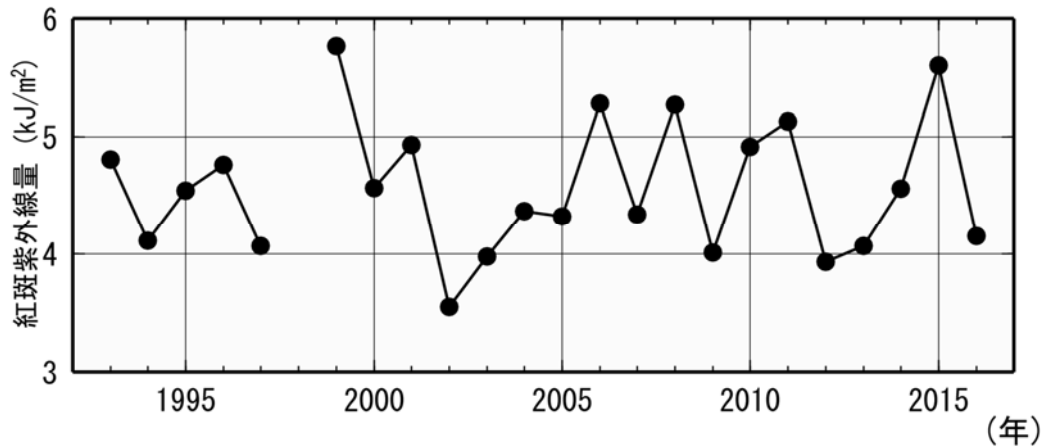


図 3-3-6 1993～2016 年までの南極昭和基地における
11～1 月平均紅斑紫外線量日積算値の経年変化

南極昭和基地において紅斑紫外線量の多い時期である 11～1 月の 3 か月平均した紅斑紫外線量日積算値。2016 年のデータは 2016 年 11 月～2017 年 1 月の 3 か月平均値。1998 年は、観測測器の障害のため欠測。

(出典) 気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ (2016 年) より

3-3. 我が国の太陽紫外線の状況

(a) 2016 年の国内の月別紫外線の状況

気象庁で観測している紅斑紫外線量日積算値の 216 年における月平均値を図 3-3-7 に示す。2016 年の状況について、累年平均値（1994～2008 年までの平均値）からの差が平均値算出期間の標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「高い」、それより小さいときを「低い」と表す。

札幌では、5～8 月にかけて変動が大きく、6 月は観測開始（1991 年）以来第 2 位の低い値となり、8 月は観測開始以来第 2 位の高い値となった。つくばでは一年を通じて「並」であったが、5 月は「高く」なり観測開始（1990 年）以来第 4 位の高い値となった。また、那覇では 1～6 月は概ね全体的に「並」であったが、7 月以降は「高い」月が多く見られる。特に、月平均オゾン全量が最低値となった 10 月は、観測開始（1991 年）以来第 3 位の高い値となり、また年間を通じて最も紅斑紫外線量が多い 7 月も観測開始以来第 4 位の高い値となった。これらの特徴は、主に各地点の天候（雲量や日照時間など）やオゾン全量の状況を反映したものである。

なお、参考までに南極昭和基地の紅斑紫外線量の日積算値を示した。

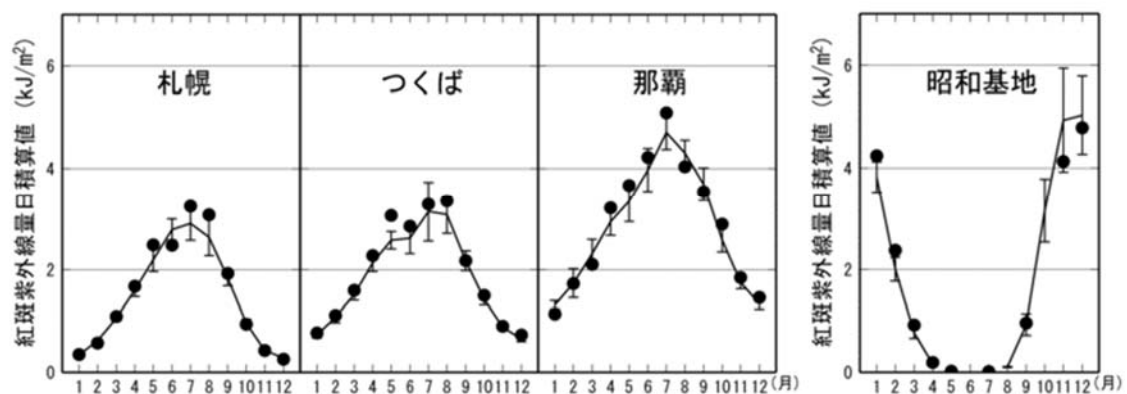


図 3-3-7 2016 年における紅斑紫外線量日積算値の月平均値

左側：国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の推移。

右側：南極昭和基地における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の推移。

●印は 2016 年の月平均値。実線は、1994～2008 年の月別累年平均値であり、縦線はその標準偏差である。ただし、南極昭和基地では極夜前後（5～7 月）は月別累年平均値を算出していない。また、10 月はブリザードによる観測休止、及び観測機器の障害により欠測した。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2016 年）より

（b）国内紫外線量の経年変化

観測結果に基づく紫外線量の傾向

国内で気象庁が観測を行っている 1990 年以降の紫外線量の長期変化をみるために、図 3-3-8 に紅斑紫外線（CIE）量年積算値の経年変化を示す。地表に到達する紫外線量は、札幌、つくば及び那覇 3 地点とも 1990 年代初めから統計学的に有意に増加しており、10 年あたり増加率は札幌で 3.5%、つくばで 4.8%、那覇で 2.2%である。増加の特徴として、札幌では 1990 年代半ばから 2000 年代に増加している。つくばでは、1990 年代に増加がみられ、また 2010 年以降は紅斑紫外線量が多い年が続いている。那覇では、1990 年代に増加傾向がみられたが、2000 年以降目立った増加はみられない。

地表に到達する紫外線量は上空のオゾン量、エアロゾル量、雲の状況などによって変化する。1990 年以降のオゾン量は、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、緩やかに増加している（詳細は図 1-3-18（P34）を参照）。このため、1990 年以降、国内 3 地点の紫外線観測にみられる紫外線量の増加傾向をそのまま上空のオゾン全量の変化に関連づけることはできない。なお、紫外線量の長期的な増加傾向には、天候とエアロゾルの両者が寄与している可能性があるが、紫外線量の増加に対してそれぞれの程度寄与があるのか定量的には明らかではない。

「オゾン破壊の環境影響アセスメント：2014」（UNEP, 2015）によれば、モントリオール議定書の成功の結果、オゾン層破壊が軽減され、多くの地域における 1990 年代半ば以降の紫外線の変化は、オゾンよりも他の要因の影響が大きくなっている。さらに北半球中緯度のいくつかの地点では、雲量とエアロゾルの減少により紫外線が増加していることが報告されている。国内のオゾン全量は 1990 年代半ば以降緩やかに増加していることから、国内の紅斑紫外線量の増加も、雲量とエアロゾルの減少が原因として考えられる。

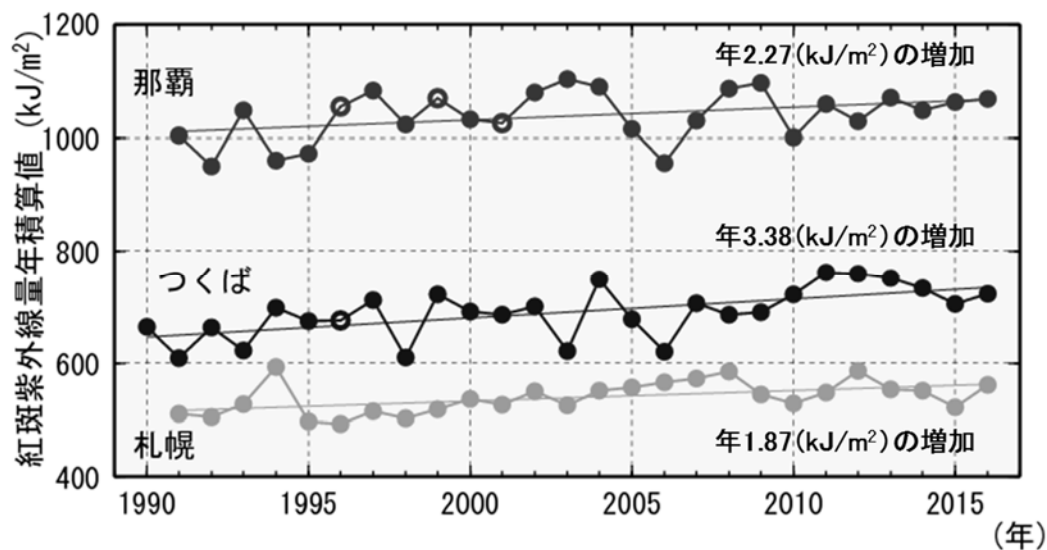


図 3-3-8 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始から 2016 年までの経年変化。年積算値は欠測を考慮し、紅斑紫外線量日積算値の月平均値に各月の日数をかけた値を 12 か月積算して算出している。●印は紅斑紫外線量の年積算値を示すが、○印となっている年は、年積算の計算に用いる月平均値の中に 1 か月の日別観測数が 20 日未満の月が含まれることを示す。統計的に有意（信頼度水準 95%）に増加している札幌とつくばについて全期間の長期的な傾向を直線で示し、紅斑紫外線量の年積算値の増加率を図中に示した。

（出典）気象庁 オゾン層・紫外線の年のまとめ（2016 年）より

4. 太陽紫外線の将来予測

紫外線量の予測

UNEP の環境影響評価パネル（EEAP）の 2010 年報告書では、1980 年（オゾンホールが顕著に現れ始めた年）を基準とした緯度帯ごとの紅斑紫外線量の予測結果を示している（図 3-4-1）。これは、晴天時の正午における紅斑紫外線量年平均値の緯度帯ごとの平均の予測であり、これによると、北半球中高緯度では 2020 年代までに 1980 年のレベルに戻ると予測されている。その後遅れて、南半球で紫外線量が 1980 年レベルに戻ると見込まれるが、南半球高緯度では 1980 年レベルに戻るのがさらに遅れる予測となっている。1980 年レベルへ戻った後は、低緯度域を除き、紅斑紫外線量は減少する傾向が予測されている。

なお、紅斑紫外線量が 1980 年レベルへ戻る時期にはモデルによって評価が異なること、雲量、エアロゾル及び気候変化等の効果は考慮されていないことに注意が必要である。

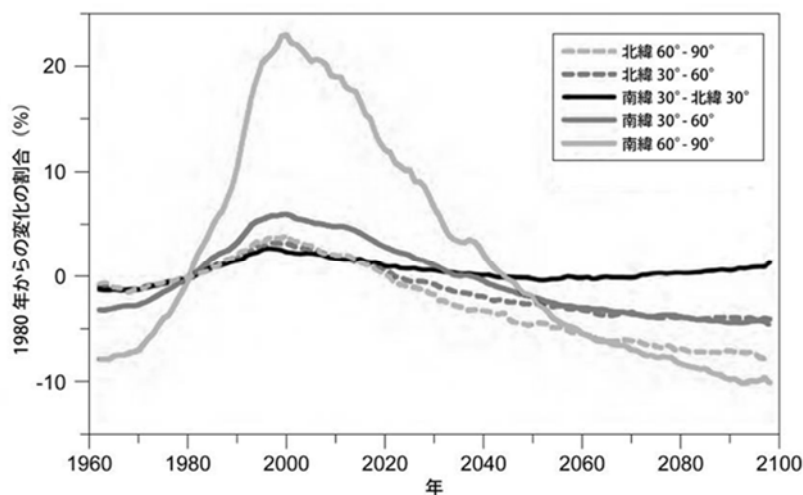


図 3-4-1 紅斑紫外線量の予測

1960～2100 年までの紅斑紫外線量を緯度帯（北緯 60°～90°、北緯 30°～60°、南緯 30°～北緯 30°、南緯 30°～60° 及び南緯 60°～90°）ごとに平均し、5 年移動平均で示したもの。紅斑紫外線量は晴天時の正午の値を年平均したものを利用。1980 年の値を基準とし、変化の割合（%）を示している。

（出典）Environmental Effects of Ozone Depletion and Its Interactions with Climate Change: 2010 Assessment (UNEP-EEAP, 2011) より