
解 説

スカイラジオメーターによるエアロゾル観測について

大竹 潤*・斎藤 篤思*・佐々木 駿*・丹治 菜摘*・岡嶋 真吾*・佐藤 幸隆*

要 旨

気象庁では現在、日本国内3地点でスカイラジオメーターによるエアロゾルの観測を実施している。これまで気象庁では、太陽からの直達光を干渉フィルターで分光し、光の波長ごとのエアロゾル光学的厚さといったエアロゾルの量に関する情報を観測してきた。スカイラジオメーターでは、この観測に加えて、太陽からの散乱光の測定結果を解析することで、気柱当たりの粒子径別体積濃度などエアロゾルの質に関する情報を得ることができる。本稿ではスカイラジオメーターによって観測した三つの事例を紹介し、エアロゾルの量や質の違いによって観測値がどのように異なるかを示した。

1. はじめに

大気エアロゾル粒子(以下、単に「エアロゾル」と記述する)とは空気中に浮遊する、粒子径 $0.001 \mu\text{m}$ から $10 \mu\text{m}$ 程度の微粒子を指す。エアロゾルは太陽放射や赤外放射を散乱・吸収する効果のほか、雲の発生やその光学特性に影響を及ぼすため、地球温暖化のような気候変動にとって重要な役割を果たすことが知られている。しかし、エアロゾルの影響に関する定量的な評価はまだ十分とはいえ、気候変動の駆動要因である合計放射強制力の見積りに対して最も大きな不確実性をもたらしている (IPCC, 2013)。

気象庁では 1932 年から現在に至るまで、直達日射計を用いて太陽からの直達日射量¹を継続して観測している (間宮, 2012)。この直達日射量か

ら大気混濁係数を求めることができ (浅野ほか, 1983 など)、長期にわたる大気混濁係数の変動を議論することができる (Hayasaka, 2016 など)。しかし、大気混濁係数はエアロゾルに加えて水蒸気量などの影響を受けるため、エアロゾルの影響のみについての議論は難しいという欠点がある。

そこで、気象庁では直達日射のうちエアロゾル観測に適したある範囲の波長帯の照度を測定する波長別直達日射計 (関根ほか, 1977) を使用し、1976 年 1 月から綾里 (岩手県大船渡市) で大気バックグラウンド汚染観測の一部として観測を開始した。しかし、この測器は開口角などの問題から観測誤差が大きいことが判明し (関根, 1980)、サンフォトメータによる観測へ移行することとなった。

* 気象庁大気海洋部環境・海洋気象課

¹ 日射量: ある時間における単位面積当たりに入射する日射による熱量。単位は MJ/m^2 を使用する。(令和 3 年 3 月 5 日発行)

直達日射計や波長別直達日射計による観測ではある範囲の波長帯の照度の積分値を測定するのに対して、サンフォトメータではある特定の波長の照度を測定する。これにより、直達日射量観測では分からないエアロゾル光学的厚さ² (Aerosol Optical Depth, AOD) などエアロゾルの光学的、物理的特性に関する情報を得ることができる(寺坂ほか, 1995)。気象庁は1988年1月から綾里において英弘精機株式会社製のサンフォトメータ MS-110(寺坂ほか, 1995)を用いて大気バックグラウンド汚染観測の1項目として大気混濁度観測を開始した(榊原, 1990)。また、1995年1月から南鳥島(東京都小笠原村)において(城尾, 1995)、1998年1月から与那国島(沖縄県八重山郡与那国町)において、MS-110を用いた観測を開始した。MS-110は368, 500, 675, 778, 862 nmの5波長について測定を行うことができる。しかし、この測器は干渉フィルター(波長選択フィルター)の感度変化が大きく、年1回の較正では測器定数(直達日射照度と出力電圧の比)を把握することが困難である(柴田と廣瀬, 2001)ため、2006年から2007年にかけて、測器を干渉フィルターの経年劣化の小さい、スイス国ダボス物理気象観測所(Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos, PMOD)製のサンフォトメータ Precision Filter Radiometer(以下、「PFR」と記述する)(PMOD, 2008)に変更し、観測波長も368, 412, 500, 862 nmの4波長となった(高野・大河原, 2011; 上里, 2011)。

こうした中、気候研究のための観測要素拡充の必要性の高まりを受けて、世界気象機関(World Meteorological Organization; WMO)の全球大気監視(GAW)計画において、長期観測が必要なエアロゾルに関する包括的な要素として、気柱当たりの粒子径別体積濃度³をはじめとするエアロゾルの質に関する観測が提言された(WMO, 2011)。これを受けて気象庁では、PFRの測器を更新し、

新たに散乱光も観測可能な株式会社ブリード製のスカイラジオメーターPOM-02による観測を2016年から順次開始した。また、測器更新と同時に観測点を日射放射観測と同一地点に変更し、2016年には与那国島を石垣島(沖縄県石垣市)に、2018年に綾里を札幌(北海道札幌市)にそれぞれ観測地点を変更した。なお、札幌については2021年に網走(北海道網走市)に移転した。

本稿では、スカイラジオメーターPOM-02によるエアロゾル観測について紹介する。第2章ではスカイラジオメーターの観測機器の構造について、第3章ではスカイラジオメーターの解析方法について、第4章では観測機器の較正方法について述べる。第5章では実際の観測で得られたデータをもとに、エアロゾルの量や種類によって観測値がどのように異なるかを紹介する。

2. 測器構造

スカイラジオメーターは太陽直達光に加えて、太陽周辺の散乱光も測定することが可能な電気式日射計である。第1図にスカイラジオメーター及びその関連機器を示す。太陽直達光又は散乱光を観測する電気式日射計である本体に加えて、太陽方向を検出するためのサンセンサー、散乱光を測定するために任意の方角を走査することが可能な太陽追尾装置(以下、単に「追尾装置」と記述する)、降水時に観測を休止するための感雨器、さらには防塵装置、冷却装置、これらを接続する各種ケーブルや収容箱及び観測室内に設置した測器制御部からなる。

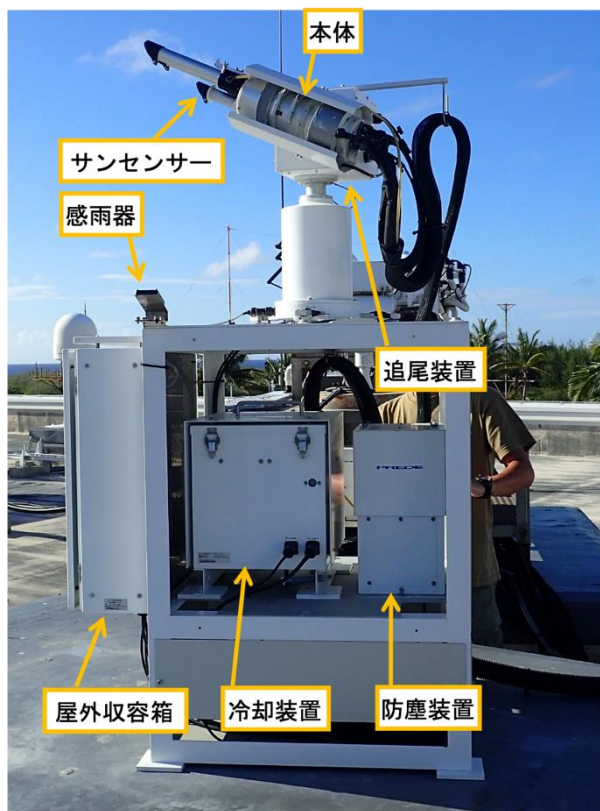
スカイラジオメーターにより測定される前方散乱⁴の強度は、エアロゾルの粒子径別体積濃度分布によって違いが生じる。このことを利用し、前方散乱光の測定から、粒子径別体積濃度分布に関する多くの情報を推定することができる。これが、直達光のみを観測するサンフォトメータよりも優れた点であり、これまでサンフォトメータによ

² エアロゾル光学的厚さについては、第5章にて解説する。

³ 気柱当たりの粒子径別体積濃度については、第5章にて解説する。

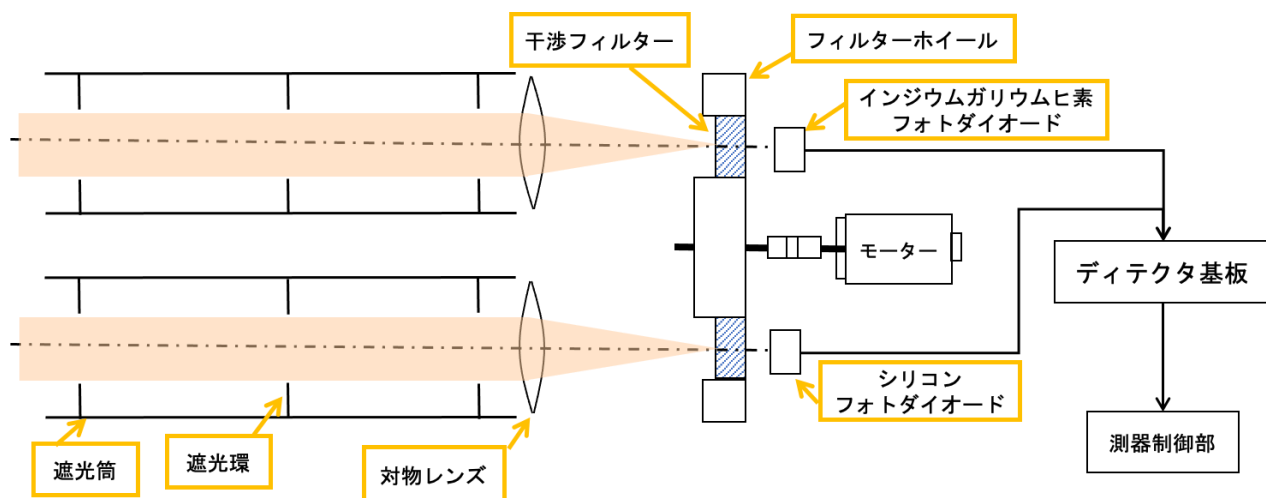
⁴ 前方散乱：光がエアロゾル等によって散乱されるとき、その進行方向への散乱を前方散乱という。なお、進行方向と逆向きへの散乱を後方散乱という。

って得られたエアロゾルの量に関する観測値に加えて、新たにエアロゾルの質に関する観測値を得ることができるようになった。



第 1 図 南鳥島に設置しているスカイラジオメーター及び関連機器の外観

スカイラジオメーターは Tanaka *et al.* (1990) や Shiobara *et al.* (1991) によって開発されたオリオールメータ (aureolemeter) に、観測の自動化や観測波長を増やす等の改良を施した測器である。第 2 図にスカイラジオメーター POM-02 のブロック図を示す。POM-02 には観測波長によって使い分ける 2 種類のフォトダイオードと複数の干渉フィルターが装備されている。干渉フィルターはフォトダイオードの手前に設置されているフィルターホイールに搭載されており、遮光筒から入射した光は干渉フィルターによって特定の波長の光のみが透過されフォトダイオードへ導かれ検出される。出力信号は測器制御部で記録される。スカイラジオメーターは追尾装置により、天空の指定された方向の散乱光照射度も観測をすることができる。第 1 表に気象庁で使用するスカイラジオメーター POM-02 の仕様を示す。通常の観測時には防塵装置と冷却装置を取り付け、フォトダイオードの温度を一定に保つとともに、対物レンズへのゴミの付着を防止している。



第 2 図 スカイラジオメーターのブロック図

第 1 表 気象庁で使用するスカイラジオメーターの仕様

機種	POM-02 (株式会社プリード製)
視野半角	0.5度
測定波長	340, 380, 400, 500, 675, 870, 940, 1020, 1225, 1627, 2200 nm
検出器	シリコン・フォトダイオード (340~1020nm)
	インジウムガリウムヒ素・フォトダイオード (1225~2200 nm)

3. 観測データの解析

3.1 直射光観測データの解析

ある波長における直達日射照度⁵ $F(\lambda)$ は以下のように記述される。

$$F(\lambda) = F_0(\lambda)\exp(-m\tau(\lambda)) \quad (1)$$

ここで、 $F_0(\lambda)$ は大気上端での直達日射照度、 $\tau(\lambda)$ は大気の光学厚さ、 m は大気路程である。 $F_0(\lambda)$ は第 4.1 節にて述べる較正方法によって決定する。大気路程 (air mass) は天頂方向の大気柱の長さを 1 としたときの、太陽光が観測点に達するまでの大気中の距離を表し、Kasten (1966) による以下の近似式を使用する。

$$m = \frac{1}{\sin(h) + 0.1500(h + 3.885)^{-1.253}} \quad (2)$$

ここで h は太陽高度角 (°) である。実際の計算では太陽-地球間距離補正係数 S を用いた以下の式を用いる。

$$F(\lambda) = \frac{F_0(\lambda)}{S}\exp(-m\tau(\lambda)) \quad (1')$$

$$S = (R/R_0)^2 \quad (3)$$

ここで、 R は観測時の太陽-地球間距離、 R_0 は太陽-地球間平均距離 (1 天文単位) である。

$F(\lambda)$, $F_0(\lambda)$, m , S の値が決まれば、(1')式より大気の光学厚さ $\tau(\lambda)$ が計算できる。大気の光学厚さは空気分子、エアロゾル、水蒸気等の吸収気体による光学厚さの和であることを用いると、エアロゾル光学厚さについて以下の式が導ける。

$$\tau_{aero}(\lambda) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{F_0(\lambda)}{F(\lambda)S} \right) - (\tau_{air}(\lambda) + \tau_{gas}(\lambda)) \quad (4)$$

ここで、 $\tau_{air}(\lambda)$, $\tau_{aero}(\lambda)$, $\tau_{gas}(\lambda)$ はそれぞれ空気分子、エアロゾル、水蒸気等の吸収気体による光学厚さである。 $\tau_{air}(\lambda)$ は空気分子による光の波長別散乱 (Rayleigh 散乱) 係数であり、観測地点の現地気圧から Fröhlich and Shaw (1980) が用いた式を使って理論的に求めることができる。 $\tau_{gas}(\lambda)$ に対するオゾンの寄与は観測地点におけるオゾン全量観測値を用いることにより計算することができる。水蒸気、二酸化炭素等については、吸収の弱い観測波長を選ぶことで、気体吸収を無視することができる。以上により求まる値と (4) 式からエアロゾル光学厚さが求まる。

複数の観測波長のエアロゾル光学厚さは、以下の式によってエアロゾルの粒子径別体積濃度分布と関連づけられる (Ångström, 1961)。

$$\tau_{aero}(\lambda) = C \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (5)$$

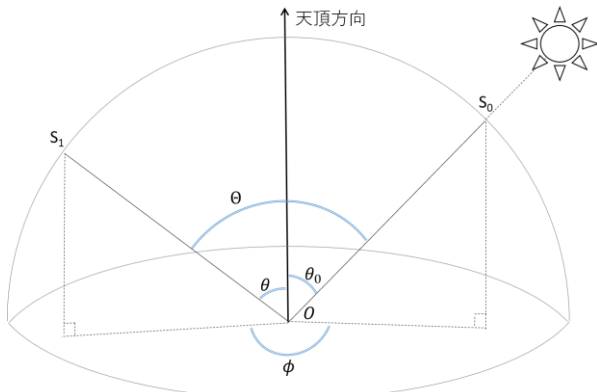
ここで、 λ は観測波長、 C は混濁度と呼ばれる定数であり、 α はオングストローム指数⁶とよばれるエアロゾルの粒子径別体積濃度分布に関連する観測値である。一般に、エアロゾルの粒子径が大きい場合、エアロゾル光学厚さは波長に依存しないが、粒子径が小さい場合は、波長とともにエアロゾル光学厚さが減少する。このため、オングストローム指数はエアロゾルの粒子径に逆比例し、オングストローム指数の値が大きいと相対的に小さな粒子径が多く、逆に小さいと大きな粒子径が多いことが知られている (Ångström, 1929 など)。

⁵ 日射照度：単位面積当たりの日射エネルギー。単位は kW/m² を使用する。日射照度と時間の積が日射量になる。
⁶ オングストローム指数については、第 5 章にて解説する。

3.2 散乱光観測データの解析

第 3 図で示すように、観測点を原点とし、太陽方向に基点をとる地平座標系を考える。スカイラジオメーターの散乱光観測には水平面 (almucantar plane) 走査と鉛直面 (principal plane) 走査の 2 種類の走査法がある。水平面走査は、スカイラジオメーターの指向方向 S_1 の天頂角 θ を観測時の太陽の天頂角 θ_0 で固定し、方位角 ϕ については、 $-180^\circ \leq \phi \leq 180^\circ$ の範囲のあらかじめ指定された複数の角度で散乱光を測定する。鉛直面走査の場合は、太陽の指向方向 (S_0) から天頂角 θ 方向に走査する。気象庁での散乱光観測では水平面走査のみを行っている。散乱角 Θ は太陽天頂角 θ_0 、測器の指向天頂角 θ と方位角 ϕ を用いて、球面三角法の余弦定理から以下のように表される。

$$\cos \Theta = \cos \theta_0 \cos \theta + \sin \theta_0 \sin \theta \cos \phi \quad (6)$$



第 3 図 散乱角の導出図。スカイラジオメーターを原点 O とした単位距離の半球における、太陽の指向方向が S_0 、太陽天頂角 θ_0 、スカイラジオメーターの指向方向が S_1 のときの、 S_1 の指向天頂角 θ 、方位角 ϕ 、散乱角 Θ の位置関係を示す。

スカイラジオメーターが観測するある波長の直達日射光量 $E_{dr}(\lambda)$ と、同波長のある散乱角 Θ における散乱日射光量 $E_{df}(\lambda, \Theta)$ は以下のように記述できる。

$$E_{dr}(\lambda) = F(\lambda)\Delta\lambda\Delta S \quad (7)$$

$$E_{df}(\lambda, \Theta) = L(\lambda, \Theta)\Delta\lambda\Delta S\Delta\Omega \quad (8)$$

ここで、 $\Delta\lambda$ はスカイラジオメーターの干渉フィルターの等価幅、 ΔS はスカイラジオメーターの集光断面積、 $\Delta\Omega$ は立体視野角であり算出方法は第 4.2 節で述べる。 $L(\lambda, \Theta)$ は散乱光輝度であり、大気が水平方向に一様でかつ、一次散乱を仮定する場合、以下のように記述できる。

$$L(\lambda, \Theta) = F(\lambda)m\omega(\lambda)\tau_{af}(\lambda)P(\lambda, \Theta) \quad (9)$$

ここで、 $F(\lambda)$ は直達日射照度、 m は大気路程、 $\omega(\lambda)$ は消散係数に対する散乱係数の割合である一次散乱アルベド⁸、 $\tau(\lambda)$ は大気の光学的厚さ、 $P(\lambda, \Theta)$ は規格化された散乱位相関数である。散乱光輝度の導出の詳細は、例えば工藤 (2014) を参照されたい。(9) 式を参考に (8) 式から、スカイラジオメーターの水平面走査ではある波長における散乱角 Θ の散乱日射照度 $E(\lambda, \Theta)$ は以下のように表現される。

$$E(\lambda, \Theta) = F(\lambda)m\Delta\Omega[\omega\tau P(\lambda, \Theta) + q(\lambda, \Theta)] \quad (10)$$

(10) 式における $\omega(\lambda)\tau(\lambda)P(\lambda, \Theta) \equiv \beta(\lambda, \Theta)$ は一次散乱による寄与であり微分散乱係数 (differential scattering coefficient) とよばれる。 $q(\lambda, \Theta)$ は多重散乱による寄与を表す。

ここで、散乱日射照度 $E(\lambda, \Theta)$ の代わりに、 $F(\lambda)$ によって規格化した相対散乱光輝度 $R(\lambda, \Theta)$ を考える。

$$R(\lambda, \Theta) \equiv \frac{E(\lambda, \Theta)}{F(\lambda)m\Delta\Omega} = \beta(\lambda, \Theta) + q(\lambda, \Theta) \quad (11)$$

スカイラジオメーターなどで使用されている干渉フィルターは経年劣化することが知られている。そのため、直達日射照度や散乱日射照度の絶対値を測定するよりも、それらの比のほうがより正確に測定することができる。

$\beta(\lambda, \Theta)$ を構成する $\tau_{aero}(\lambda)$ 、 $\omega(\lambda)$ 、 $P(\lambda, \Theta)$ は、複素屈折率と気柱当たりの粒子径別体積濃度 ($\text{cm}^3\text{cm}^{-2}$) からミー散乱理論により計算される。気柱当たりの粒子径別体積濃度は単位対数粒子径における、ある断面積の気柱のエーロゾル体積 ($v(r) \equiv dV/d\ln r$) と定義される。 $\beta(\lambda, \Theta)$ と $q(\lambda, \Theta)$ からなる $R(\lambda, \Theta)$ は $\tau_{aero}(\lambda)$ 、 $\omega(\lambda)$ 、 $P(\lambda, \Theta)$ を入力値と

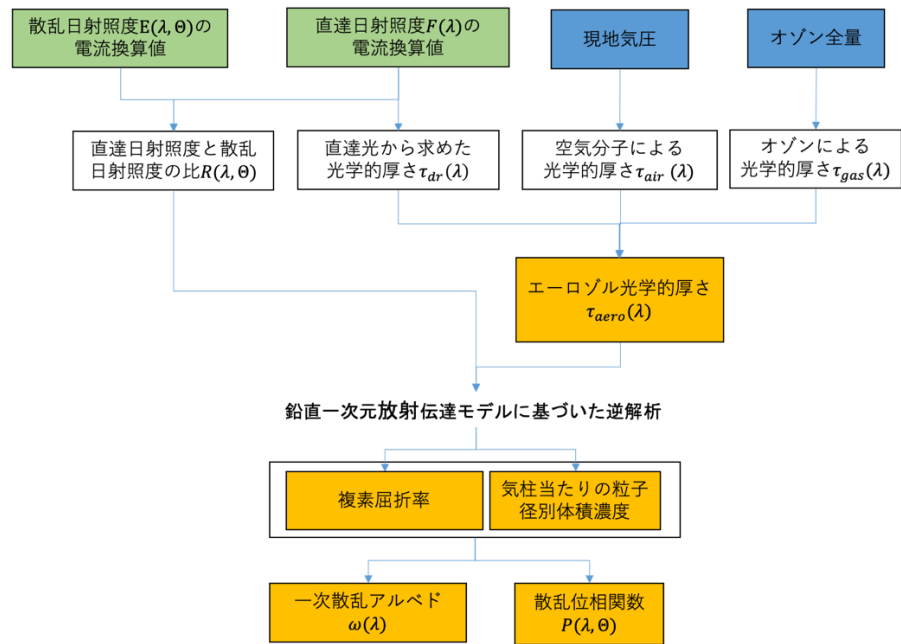
⁷ 日射光量：測器の受光面全体に入射する日射エネルギー。

⁸ 一次散乱アルベドについては、第 5 章にて解説する。

した鉛直一次元放射伝達モデルを用いて計算することができる。このため、 $\tau_{aero}(\lambda)$ と $R(\lambda, \theta)$ の観測値から逆解析によって、複素屈折率と気柱当たりの粒子径別体積濃度、そして $\omega(\lambda)$ と $P(\lambda, \theta)$ を求めることができる（第4図）。

実際の解析は Nakajima *et al.* (1996) によって開発されたプログラム「SKYRAD.PACK」によって行う。気象庁では現在、Hashimoto *et al.* (2012) によって改良された SKYRAD.PACK version 5 を使用して解析を行っている。入力データにはスカ

イラジオメーターにて測定した波長ごとの日射照度の電流換算値に加えて、現地気圧及びオゾン全量を使用する。網走のオゾン全量は札幌でのオゾン観測結果により代替する。なお、スカイラジオメーターの解析手法は精度向上に向けた研究が現在も継続されているため、更なるプログラムの改良が行われた場合には、過去に遡ってデータを再計算する可能性がある。



第4図 スカイラジオメーターのデータ解析の流れ。緑色のセルはスカイラジオメーターの観測によって得られるデータ、青色のセルは外部入力データ、オレンジ色のセルは解析によって求まるエアロゾルの質や量に関する観測値、白色のセルは解析の途中段階で算出される物理量を示す。

3.3 雲除去解析

スカイラジオメーターでエアロゾル観測値を求める場合、雲の影響により観測値が過大に算出される場合がある。このため、エアロゾルに限った特性を知るためには、雲が無い状態での観測値のみを使用して各種の解析を行う必要がある。雲がある場合のデータを除去する方法はいくつか提案されているが、ここでは現在、気象庁のデータ品質管理に使用している自動雲判別の手法について述べる。

Perez *et al.* (1990) による雲判別指数である Normalized Clearness Index (NCI) は以下のように

記述される。

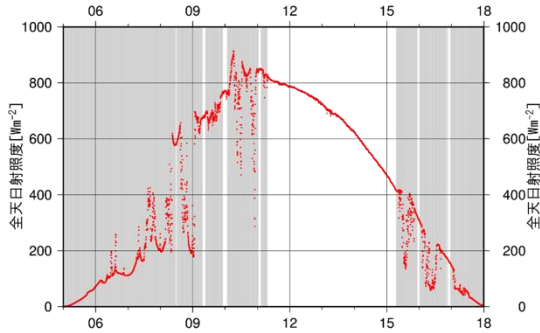
$$NCI = \frac{BF_{obs}(TTL)/S(TTL)}{1.031 \exp\left(\frac{-1.4}{0.9 + 9.4/m}\right) + 0.1} \quad (12)$$

ここで $BF_{obs}(TTL)$ は観測された全天日射照度、 $S(TTL)$ は大気上端での全天日射照度、 m は (2) 式で示した大気路程である。

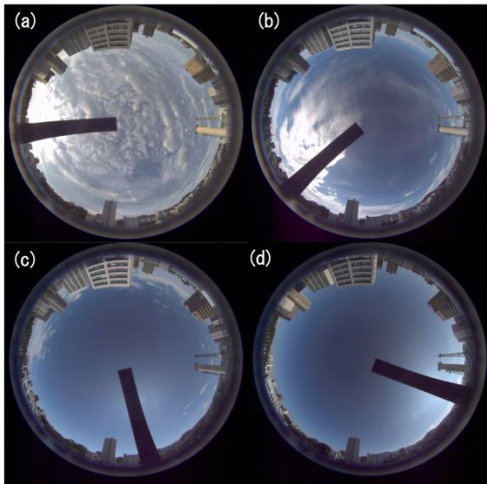
NCI による雲判別には Kudo *et al.* (2010) の閾値を使用する。すなわち、① $NCI > 0.7$ 又は ② $AVE(NCI) > 0.7$ かつ $STD(NCI) < 0.1$ のいずれかの場合に雲が無い状態とする。ここで、全天日射照度は 10 秒値を使用し、②の判別には 1 分平均値を、②の AVE 及び STD は 10 分間で計算した平均

値及び標準偏差を使用する。

第5図にこの自動処理によって雲除去を行った例を、第6図に同日の雲監視装置による全天画像を示す。第5図及び第6図から上述した雲除去解析により、雲判別が正常に行うことができたといえる。



第5図 2019年9月8日札幌での全天日射照度と雲判別結果. 全天日射照度(赤点, 単位は Wm^{-2}) とそれから計算された雲判別結果(雲有りと判定された時間帯は灰色で着色).



第6図 2019年9月8日札幌での全天画像. 雲監視装置(株式会社プリード製 PSV-2000)によって得られた全天画像. 各画像はそれぞれ (a) 6時, (b) 9時, (c) 12時, (d) 15時のもの. この装置には太陽遮蔽板が付属されており、太陽を追尾するように回転する. なお、雲除去解析(第3.3節及び第5図)では (a) (b) は雲有りと判定され、(c) (d) は雲無しと判定された.

3.4 データの公開

解析されたデータは、気象庁のウェブサイトに掲載されている大気・海洋環境観測年報 (<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/>, 2020年10月23日確認) にて公開されるほか、WMOのGAW計画により、ノルウェー大気研究所(Norwegian Institute for Air Research)にて運用されているエーロゾル世界資料センター(The World Data Centre for Aerosols, WDCA; <https://www.gaw-wdca.org/>, 2020年10月23日確認) やスカイラジオメーターによる観測を行っている機関で組織されたSKYNETデータセンター(<http://www.skynet-isdc.org/>, 2020年10月23日確認) にも送付している. データ利用者はそれぞれの機関のデータ利用ポリシーに従い、データを利用することができる.

WDCAでは、解析されたデータは、その解析合に基づいてLevel 1, 1.5, 2の3種類に分類している⁹. Level 1データは観測された値(例えば、スカイラジオメーターで観測した太陽直達光照度又は散乱光照度)を単純にエーロゾルの物理値へ変換したデータ, Level 1.5はlevel 1データに自動での品質管理を行ったデータであり準リアルタイムに実施する衛星や数値モデルの検証に使用される, Level 2はLevel 1.5データに手動での品質管理を行ったデータである. なお、解析を行う前のデータはLevel 0とよばれる. 気象庁の大気・海洋環境観測年報にはLevel 2データが掲載され、一般の利用に供されている. また、WDCAにもLevel 2データが送付されている. なお、SKYNETデータセンターでは気象庁を含む多くの機関から観測データを収集しており、これら全てを統一の手法によってデータ解析を行うため、気象庁からも物理値に変換する前のLevel 0データ及び測器定数等のメタデータを送付している.

⁹ SKYRAD.PACKでもWDCAとは異なる独自のLevelを定義し使用していることに注意されたい.

4. 測器較正方法

4.1 大気上端での直達日射照度

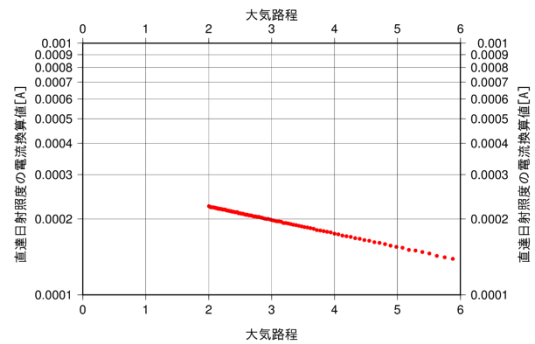
直達日射照度からエアロゾル光学的厚さを求めるための(4)式に必要な定数が、大気上端での直達日射照度 F_0 である。

WMOは、スカイラジオメーターを含むエアロゾルの光学的特性の推定不確かさの目標として、光学的厚さについては、許容可能なデータで0.02(WMO, 1994)、近い将来に達成されるべき目標として0.01未満を推奨している。エアロゾルの光学的特性を測定する測器(スカイラジオメーターやサンフォトメータ)についてはラングレー法とよばれる較正方法が推奨されている(WMO, 2016a)。一般にエアロゾルの光学的特性を測定する測器は時間とともに感度が低下する傾向があり、毎年較正を実施すべきであることも勧告されている(WMO, 2016a)。

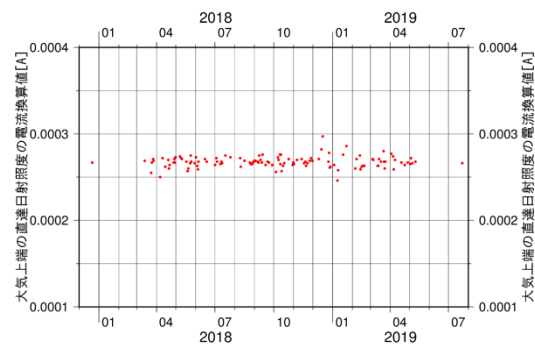
ラングレー法は晴天時に、測定波長ごとに様々な大気路程 m における直達日射照度 F を測定し、 $m=0$ における(すなわち、大気上端での)直達日射照度 F_0 を求める方法である。 F_0 は測器ごとに異なる。大気の光学的厚さ τ が解析データ期間を通して一定であると仮定し、 m と $\ln F$ をグラフにプロットすれば一直線上($\ln F = \ln F_0 - m\tau$)にプロットされ、 F_0 を求めることができる。第7図にラングレー法による大気上端の直達日射照度 F_0 決定の一例を示す。この方法では快晴となる日が多いこと、かつエアロゾルの変動量がほとんど無いことが条件となるため、通常標高の高い山岳の観測所で行われる。気象庁では毎年、基準器を標高3,397mにある米国海洋大気庁(NOAA)マウナロア観測所(米国ハワイ州)に持ち込み、ラングレー法に基づいて F_0 を決定している。さらに、高層気象台(茨城県つくば市)にて国内の観測で使用する観測器との比較観測を行い、各運用器の F_0 を決定している。

一方、スカイラジオメーターについては各観測地点において測器較正を行うことができる改良ラングレー法が提案されている(Tanaka *et al.*, 1986; Nakajima *et al.*, 1996)。この方法では、相対散乱光輝度 R から得られる大気の光学的厚さ τ

と一次散乱アルベド ω を使って、 $m\omega\tau$ と $\ln(FS)$ をグラフにプロットし、ラングレー法と同様に近似直線によって F_0 を求める。第8図に改良ラングレー法により算出した大気上端の直達日射照度 F_0 の時系列の一例を示す。改良ラングレー法は日々の観測を行いつつ、同時に直達日射照度 F_0 の監視を行うことができるため、通常ラングレー法と併用することにより測器状態を監視するのにも役立つ。



第7図 ラングレー法による大気上端での直達日射照度 F_0 決定の一例。マウナロア山にて2019年10月17日に実施した500nmの波長における直達日射照度の観測結果。横軸は大気路程 m であり、縦軸はスカイラジオメーターで観測した直達日射照度 F の電流換算値の対数軸である。なお、大気路程 $m=0$ のときの縦軸切片が大気上端での直達日射照度 F_0 の電流換算値である。



第8図 改良ラングレー法により算出した大気上端の直達日射照度 F_0 時間変化の一例。500nmの波長における改良ラングレー法により算出した F_0 の電流換算値。横軸は年月、縦軸は大気上端の直達日射照度 F_0 。期間の最初と最後のプロットは、基準器との比較によって決定した F_0 である。

4.2 立体視野角

もう一つの測器定数である立体視野角 $\Delta\Omega$ は、散乱光から一次散乱アルベドや気柱当たりの粒子径別体積濃度を算出するのに必要な定数である。太陽中心を原点とする x 軸及び y 軸からなる直交座標系において、スカイラジオメーターの立体視野角は次のように定義される。

$$\Delta\Omega = \iint_{\Delta A} \frac{E(x, y) dx dy}{E(0, 0)} \equiv \iint_{\Delta A} f(x, y) dx dy \quad (13)$$

ここで、 $E(x, y)$ は (x, y) における日射照度、 $f(x, y)$ は日射計の応答関数である。実際の立体視野角の算出にあたっては、太陽走査（ディスクスキャン）観測とよばれる、太陽の中心を軸の中心として太陽とその周辺にあたる散乱角 $2^\circ \times 2^\circ$ 領域を 0.1° 刻みで測定する観測を行う。太陽走査観測は、通常は週 1 回、太陽が南中する頃に実施するようプログラムを設定している。

4.3 フィルター型放射計国際比較

上述したラングレー法によって気象庁のスカイラジオメーターは精密な測器較正を定期的に行っているが、他の機関による同種の観測結果と整合しているかは必ずしも自明ではない。そのため、較正手法やソフトウェアの違いによる偏差を定量化し地球規模での観測の均質化を図ることを目的として、おおむね 5 年に 1 度、サンフォトメーターやスカイラジオメーターなどのフィルター型放射計の国際比較（Filter Radiometer Comparison, FRC）が開催されている。気象庁も 2015 年に世界放射センターである PMOD にて開催された第 4 回 FRC にスカイラジオメーター POM-02 を持ち込み、他の機関と整合的な観測が実施できていることを確認している（WMO, 2016b ; Kazadzis *et al.*, 2018）。

5. 観測例

本章ではスカイラジオメーターによる観測結果の一部を紹介する。ただし、改良ラングレー法によって算出した測器定数を使用した速報値を使用した。本稿の値は 2021 年以降に実施予定の

ラングレー法による較正結果やフィルター型放射計国際比較の結果等を受けて、将来改訂される可能性がある。なお、観測結果の紹介におけるエアロゾル光学的厚さ及び一次散乱アルベドの値は、代表的な観測値である 500 nm の値を用いている。

事例紹介に入る前に、エアロゾルの観測結果としてしばしば使用される解析値について改めてここで紹介する。

- エアロゾル光学的厚さ（Aerosol Optical Depth, AOD）

エアロゾルの消散係数を光の経路に沿って積分したとき（これを Aerosol Optical Thickness, AOT という）、それを鉛直方向の積分に換算したものであり、値が大きいほどエアロゾルによって大気が混濁していることを表す。

- 一次散乱アルベド（Single Scattering Albedo, SSA）

消散係数に対する散乱係数の割合であり、1 であれば散乱のみで吸収が無いことを、0 であれば吸収のみで散乱が無いことを意味する。エアロゾルの種類によってその値が異なるため、エアロゾルの種類を推察するための手がかりとなる。なお、一次散乱アルベドを単一散乱アルベドと表記する場合もある。

- オングストローム指数

各観測波長 λ とそこから得られるエアロゾル光学的厚さ $\tau_{aero}(\lambda)$ には (5) 式の関係があり、(5) 式における α をオングストローム指数（Ångström exponent）という。一般に、オングストローム指数はエアロゾルの粒子径に反比例し、オングストローム指数の値が大きいと相対的に小さな粒子径のエアロゾルが多く、逆にオングストローム指数が小さいと相対的に粒子径が大きなエアロゾルが多い。 α は、黄砂のような大きな粒子の場合は 0.5 以下（Tanaka *et al.*, 1989 ; Uchiyama *et al.*, 2005 など）、森林火災の煙による小さな粒子の場合は 1.5-2 程度になり（Eck *et al.*, 2003 など）、一次散

乱アルベドとともに、エアロゾルの種類を推察するための手がかりとなる。気象庁では観測波長が 380, 400, 500, 675, 870 nm の結果を用いてオングストローム指数を算出している。

● 気柱当たりの粒子径別体積濃度

大気中（地表付近から大気上端までの間）に含まれるエアロゾルの大小構成を表し、横軸に粒子径、縦軸に気柱当たりの体積濃度をプロットすると、通常二つの極大が描かれる (Aoki and Fujiyoshi, 2003 など)。二つの極大には様々な呼称があるが、本稿では二つの極大のうち粒子径が大きい方を大粒子径、粒子径が小さい方を小粒子径と記述する。

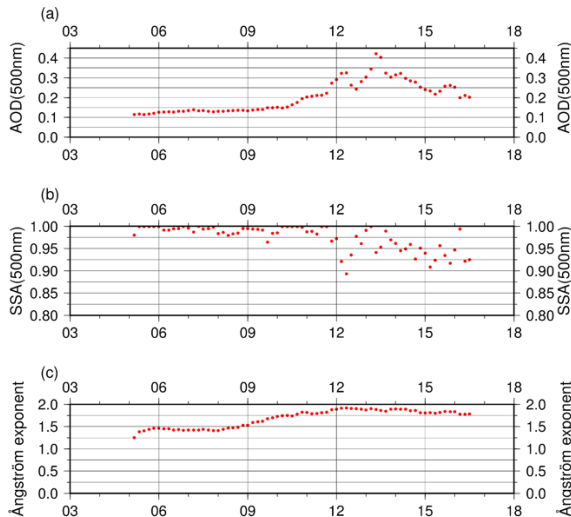
5.1 札幌 2019 年 5 月 4 日の事例

北日本では沿海州で発生した森林火災の煙が観測されることがある。第 9 図に札幌における 2019 年 5 月 4 日のエアロゾル観測結果を示す。この日は 10 時には 0.151 であった波長 500 nm のエアロゾル光学的厚さが次第に増加し、13 時 30 分に最大 0.420 となった。12 時以前は 0.950 を下回

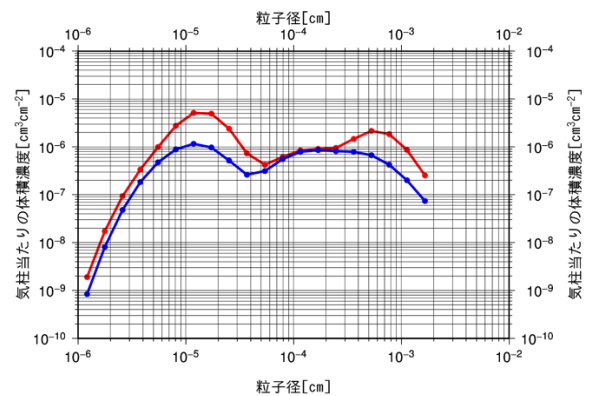
らなかった波長 500 nm の一次散乱アルベドは、12 時以降は多くの値が 0.950 以下となった。8 時には 1.413 であったオングストローム指数は増加し、10 時 30 分以降は 1.750 以上となった。これらの結果から、時間経過とともにエアロゾル量は増大し、散乱性が低く、粒子径の小さなエアロゾルの割合が増加したと考えられる。

第 10 図に同日 5 時 30 分と 13 時 30 分の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布を示す。13 時 30 分の気柱当たりの粒子径別体積濃度は大粒子径の極大、小粒子径の極大ともに増加したが、特に小粒子径の極大 (粒子径 1.183×10^{-5} cm) は 5 時 30 分の約 4.4 倍と大きく増大した。

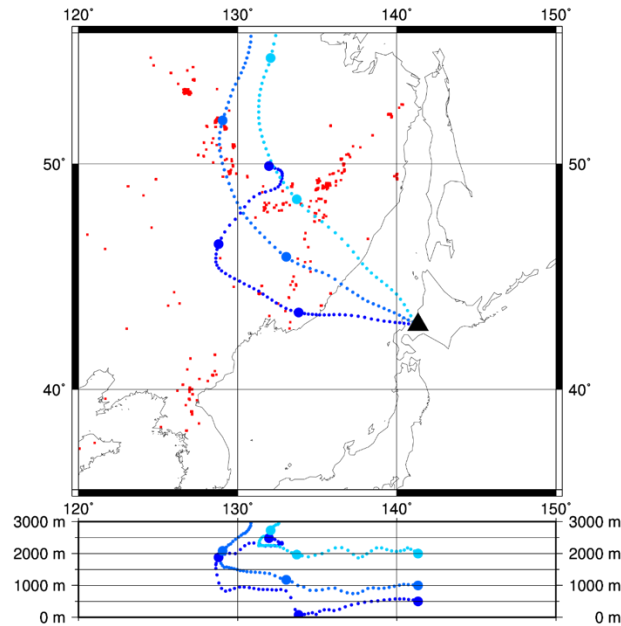
第 11 図に同日 13 時の札幌における高度 500, 1000, 2000 m の後方流跡線解析の結果を示す。札幌上空の空気塊はいずれの高度でもアムール川下流域を 18 時間から 48 時間ほど前に通過しており、通過した付近では森林火災が発生していたことから、森林火災による煙が札幌上空へ移流し、スカイラジオメーターによって観測された可能性が考えられる。



第 9 図 札幌における 2019 年 5 月 4 日のエアロゾル観測結果の時間変化。縦軸はそれぞれ (a) 波長 500 nm のエアロゾル光学的厚さ (b) 波長 500 nm の一次散乱アルベド (c) オングストローム指数であり、横軸の目盛は 1 時間ごとである。



第 10 図 札幌における 2019 年 5 月 4 日の 5 時 30 分と 13 時 30 分の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布。横軸はエアロゾルの粒子径 (cm) の対数軸、縦軸は気柱当たりの体積濃度 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-2}$) の対数軸であり、青線は 5 時 30 分、赤線は 13 時 30 分の観測に基づく解析結果を示す。



第 11 図 札幌における 2019 年 5 月 4 日 13 時の空気塊の後方流跡線解析. 札幌 (平面図中の三角印) の高度 500, 1000, 2000 m における空気塊について, 小さい点は 1 時間ごとの, 大きな点は 24 時間ごとの過去の位置を, 平面図 (上) 及び経度高度断面図 (下) にて示す. 使用データは 6 時間ごと 1.25 度格子に出力された気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) であり, 移流計算は等温位面法により 30 分間隔で計算を行った. 赤色の点は米国航空宇宙局 (NASA) ゴダード宇宙飛行センターの地球科学データ情報システム (ESDIS) プロジェクトによって運営されている Fire Information for Resource Management System (FIRMS) による 2019 年 5 月 1 日から 3 日における森林火災の地点を示す.

5.2 石垣島 2019 年 10 月 24 日から 25 日の事例

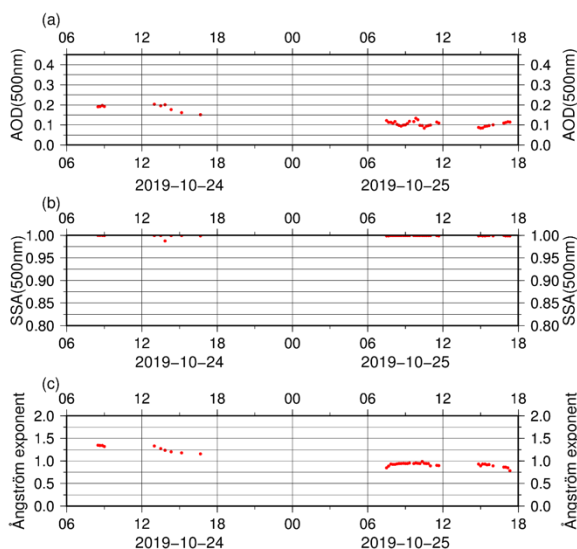
石垣島は中国大陸起源のエロゾルが観測されることがある. 第 12 図に石垣島における 2019 年 10 月 24 日から 25 日のエロゾル観測結果を示す (なお, 日射の無い夜間時間帯は観測データが存在しない). 波長 500 nm のエロゾル光学的厚さは 2019 年 10 月 24 日 14 時までは 0.190 から 0.210 までの値であり, その後夕方にかけて減少した. 翌日の 10 月 25 日は 10 月 24 日の最低値である 0.151 を超えることはなく, 0.080 から 0.140 の間で経過した. 波長 500 nm の一次散乱アルベドは, 24 日の 1 データを除いて, 0.990 以上であり, 反射率の高いエロゾルが卓越していたことが示唆される. オングストローム指数は, 24 日の午前中は 1.200 から 1.400 の間であったが, 25 日は 1.000 を超えることが無かった. これらのこと

から, 10 月 24 日は相対的に粒子径の小さなエアロゾルが石垣島付近に多く飛来したために, 波長 500 nm のエアロゾル光学的厚さが大きく, 10 月 24 日 14 時以降にはそれが石垣島上空から抜けたことにより波長 500 nm のエアロゾル光学的厚さが小さくなったと考えられる.

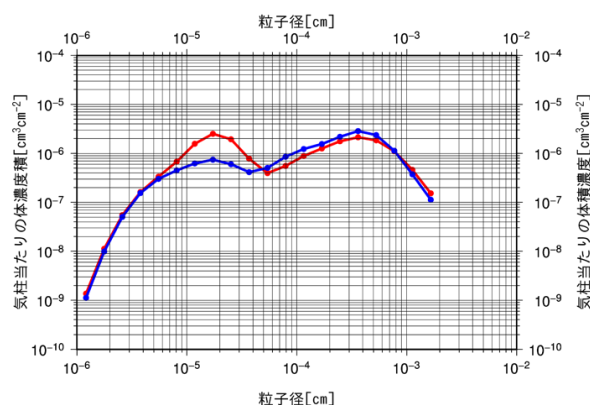
第 13 図に 2019 年 10 月 24 日 8 時 30 分と 2019 年 10 月 25 日 17 時 10 分の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布を示す. 10 月 24 日の事例も 10 月 25 日の事例も二つの気柱当たりの粒子径別体積濃度の大きい粒子径側の極大が明瞭であり, 値はおおむね一致している. しかし, 10 月 25 日の事例では小粒子径側の極大は明瞭ではなく, 特に 10^{-5} cm 付近で差が大きい. このことは第 12 図で考察したように, 10 月 24 日は相対的に粒子径の小さなエアロゾルが石垣島に飛来しており, 10 月 24 日 14 時以降にそれが石垣島上空から抜けたことと

一致する。この2事例について、後方流跡線解析（第14図）によって数日前の空気塊の位置を調べると、10月24日の事例では高度500 mと高度1,000 mの空気塊は約1日前に華中の沿岸近くを經由しているものの、10月25日の事例では東シ

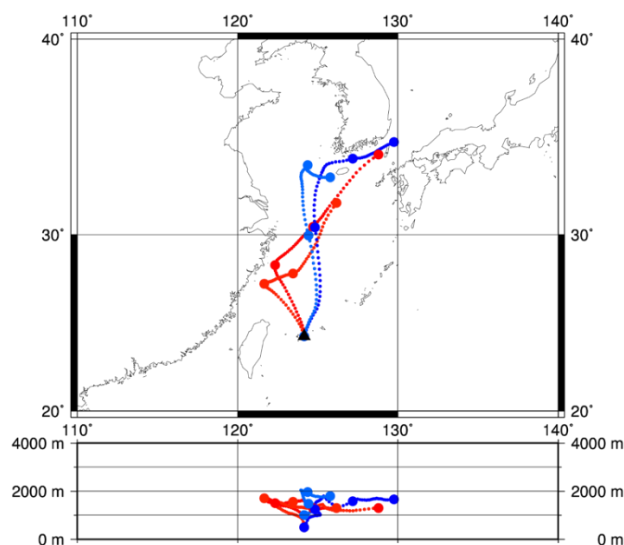
ナ海の中央を經由しており、10月24日の事例では華中沿岸域由来の小粒子径のエロゾルを含んだ空気塊が石垣島付近に飛来したことが考えられる。



第12図 石垣島における2019年10月24日6時から2019年10月25日18時にかけてのエロゾル観測結果の時間変化。第9図に同じ。ただし、横軸の目盛は3時間ごとである。



第13図 石垣島における2019年10月24日8時30分と2019年10月25日17時10分の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布。第10図に同じ。ただし、赤線は2019年10月24日8時30分の、青線は2019年10月25日17時10分の観測に基づく解析結果。

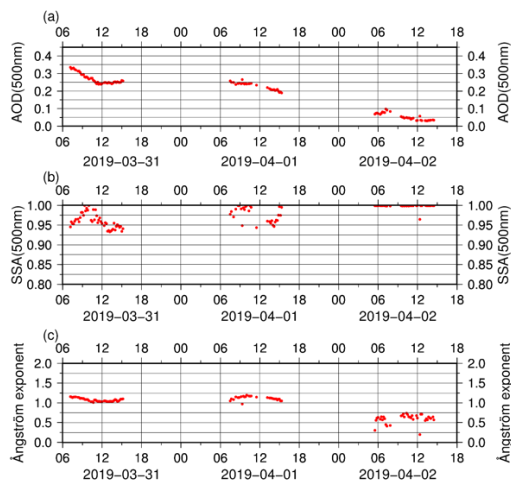


第14図 石垣島における2019年10月24日9時と2019年10月25日17時の空気塊の後方流跡線解析。石垣島（平面図中の三角印）における2019年10月24日9時（暖色線）及び2019年10月25日17時（寒色線）の高度500, 1000 mにおける空気塊について、小さい点は1時間ごとの、大きな点は24時間ごとの位置を、平面図（上）及び経度高度断面図（下）にて示す。後方流跡線解析の方法については第11図と同じ。

5.3 南鳥島 2019年3月31日から4月2日の事例

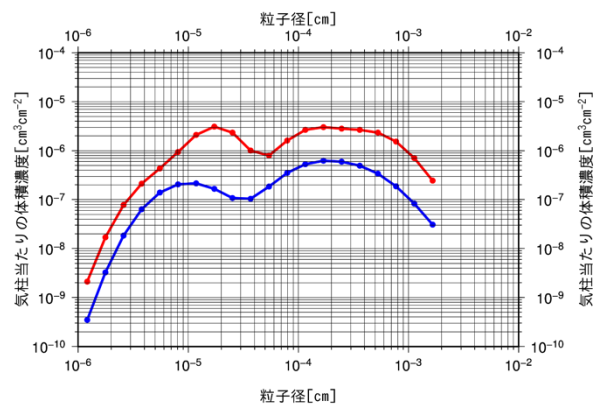
南鳥島は最も近い島からも 1,000 km 以上離れた北太平洋の孤島であり、高気圧に覆われて東よりの風が卓越するため大陸からのエアロゾルの影響を受けにくい、春には低気圧によって運ばれたと考えられる大陸起源のエアロゾルを観測することがある。第 15 図に南鳥島における 2019 年 3 月 31 日から 2019 年 4 月 2 日のエアロゾル観測結果を示す。2019 年 3 月 31 日から 4 月 2 日にかけて波長 500 nm のエアロゾル光学的厚さは徐々に減少した。波長 500 nm の一次散乱アルベドは、期間前半 (3 月 31 日及び 4 月 2 日) は 0.930 から 1.000 までの値であったのに対して、期間後半 (4 月 2 日) は 1 データを除き 0.990 から 1.000 までの値であった。オングストローム指数は、期間前半は 1 データを除き 1.000 より大きく、期間後半は 0.800 より小さかった。これらのことから、期間前半は相対的に散乱性の低く、粒子径の小さなエアロゾルの数が多かったことによって波長 500 nm のエアロゾル光学的厚さが大きかったが、時間とともにその量が減少したと考えられる。

第 16 図に 2019 年 3 月 31 日 7 時 30 分と 2019 年 4 月 2 日 13 時 30 分の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布を示す。期間前半の 2019 年 3 月 31 日の事例では期間後半の 2019 年 4 月 2 日の事例に

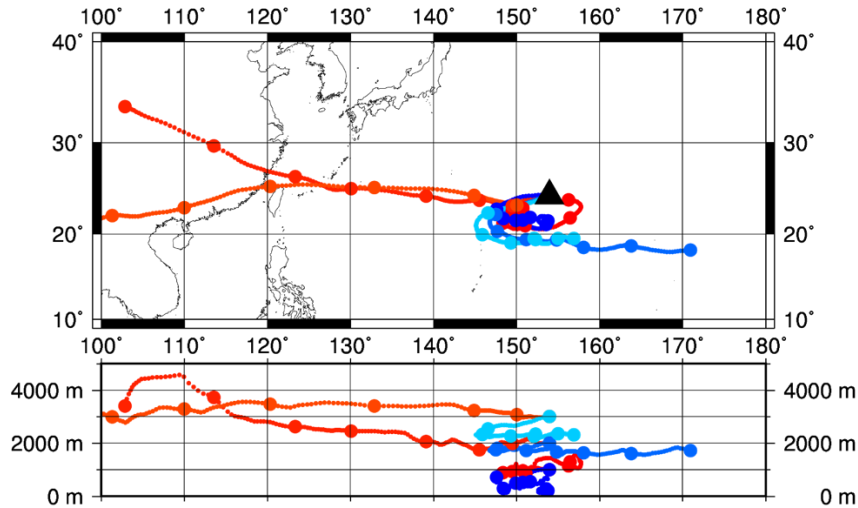


第 15 図 南鳥島における 2019 年 3 月 31 日 6 時から 4 月 2 日 18 時にかけてのエアロゾル観測結果の時間変化。第 9 図に同じ。ただし、横軸の目盛は 3 時間ごとである。

比べて気柱当たりの粒子径別体積濃度の二つの極大が明瞭であり、期間前半には複数種のエアロゾルが南鳥島上空に存在していたことが示唆される。一方、期間後半の 4 月 2 日の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布は大粒子径が小粒子径に比べて大きい。この 2 事例について、後方流跡線解析 (第 17 図) によって数日前の空気塊の位置を調べると、どちらも高度 1,000 m 以下の空気塊は南鳥島周辺からの飛来であるものの、高度 2,000 m 以上の空気塊は、3 月 31 日は中国大陸沿岸を經由して南鳥島へ飛来したのに対して、4 月 2 日は南鳥島近海からの飛来であった。小粒子径のエアロゾルとしては、硫酸塩、黒色炭素、有機エアロゾル、硝酸エアロゾルが知られており、中国では工場等の排煙に起因するとみられるこれらのエアロゾル排出が多い (Kurokawa and Ohara, 2020)。このようなエアロゾルが南鳥島まで飛来することにより、エアロゾル光学的厚さが大きく、一次散乱アルベドが小さくなり、微小粒子の割合が粗大粒子よりも大きい空気塊を観測することがあると考えられる。一方、平均的な南鳥島周辺の大気はエアロゾルの絶対量が少ないだけでなく、粒子径別体積濃度分布は海塩に起因する大粒子径の極大が大きいことが一般的である (Ito, 1980 ; 山崎ほか, 1999)。



第 16 図 南鳥島における 2019 年 3 月 31 日 7 時 30 分と 2019 年 4 月 2 日 13 時 30 分の気柱当たりの粒子径別体積濃度分布。第 10 図に同じ。ただし、赤線は 2019 年 3 月 31 日 7 時 30 分の、青線は 2019 年 4 月 2 日 13 時 30 分の観測に基づく解析結果。



第 17 図 南鳥島における 2019 年 3 月 31 日 7 時と 2019 年 4 月 2 日 13 時の空気塊の後方流跡線解析. 南鳥島 (平面図中の三角印) における 2019 年 3 月 31 日 7 時 (暖色線) 及び 2019 年 4 月 2 日 13 時 (寒色線) の高度 1000, 2000, 3000 m における空気塊について, 小さい点は 1 時間ごとの, 大きな点は 24 時間ごとの過去の位置を, 平面図 (上) 及び経度高度断面図 (下) にて示す. 後方流跡線解析の方法については第 11 図と同じ.

6. おわりに

気象庁で開始したスカイラジオメーターによるエアロゾルの観測について, 観測原理, 測器構造, 解析手法, 観測事例を紹介した.

スカイラジオメーターによって観測されたデータは, 他の機関・国々でのエアロゾル観測結果とともに, エアロゾルの気候への影響について理解を深めるための研究に活用されることが期待される. さらに本稿では触れることができなかったが, 今後スカイラジオメーターによるエアロゾル観測データは, 数値モデルの検証や気象衛星の観測から作成されるエアロゾルプロダクトの検証においても活用される見込みである.

謝辞

スカイラジオメーターの整備及び運用にあたり, 札幌管区气象台, 網走地方气象台, 沖縄气象台, 石垣島地方气象台, 高層气象台及び本庁各関係官のご支援を頂いた. 気象研究所気象観測研究部第一研究室からは, 整備計画段階からデータ解析方法, 本稿の執筆に至るまで, 多大なる協力・支援を頂いた. 本誌面をお借りして, 深く感謝申し上げます.

参考文献

- 浅野正二, 村井潔三, 山内豊太郎 (1983): 大気混濁係数の算出法の改良について. 気象庁研究時報, **35**, 135-144.
- 上里至 (2011): PFR (Precision Filter Radiometer) と MS110 (フィルター型サンフォトメータ) のエアロゾルの光学的厚さの比較観測. 高層气象台彙報, **69**, 59-62.
- 工藤玲 (2014): エアロゾルの光学的特性と直接効果. 低温科学, **72**, 113-125.
- 榎原茂記 (1990): サンフォトメータの観測値と大気混濁度に関する研究. 気象庁研究時報, **42**, 191-195.
- 柴田誠司, 廣瀬保雄 (2001): サンフォトメータ測器定数監視方法の改良 (II). 高層气象台彙報, **61**, 33-36.
- 城尾泰彦 (1995): 南鳥島において大気混濁度の観測を開始. 気象, **39**, 13546-13550.
- 関根正幸, 鈴木宣直, 一木明紀 (1977): 波長別自記直達日射計の特性. 測候時報, **44**, 94-98.
- 関根正幸 (1980): サンフォトメータについて. 測候時報, **47**, 73-79.
- 高野松美, 大河原望 (2011): エアロゾルの光学的

- 厚さ観測の Precision Filter Radiometer (PFR) への移行に伴う試験—観測データの信頼性の確認及び現行測器との比較観測に必要な測器定数の決定—。高層気象台彙報, **69**, 55-58.
- 寺坂義幸, 志村英洋, 上野丈夫 (1995) : サンプルメーターによるつくば上空のエロゾルの光学的厚さと粒径の季節変化。高層気象台彙報, **55**, 37-42.
- 間宮嘉久, 居島修, 石井憲介, 大河原望, 辰己弘 (2012) : 新しい日射放射観測の開始について。測候時報, **79**, 15-37.
- 山崎明宏, 内山明博, 浅野正二 (1999) : 南鳥島での Sky radiometer を用いたエロゾル光学特性観測。日本気象学会春季大会予稿集, 285.
- Ångström, A. (1929) : On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, **11**, 156-166.
- Ångström, A. (1961) : Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, **13**, 214-223.
- Aoki, K. and Y. Fujiyoshi (2003) : Sky radiometer measurements of aerosol optical properties over Sapporo, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 493-513.
- Eck, T. F., B. N. Holben, J. S. Reid, N. T. O'Neill, J. S. Schafer, O. Dubovik, A. Smirnov, M. A. Yamasoe, and P. Artaxo (2003) : High aerosol optical depth biomass burning events : A comparison of optical properties for different source regions. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2035.
- Fröhlich, C. and G. E. Shaw (1980) : New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, **19**, 1773-1775.
- Hashimoto, M., T. Nakajima, O. Dubovik, M. Campanelli, H. Che, P. Khatri, T. Takamura, and G. Pandithurai (2012) : Development of a new data-processing method for SKYNET sky radiometer observations. *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 2723-2737.
- Hayasaka T. (2016) : The long-term variation in surface shortwave irradiance in China and Japan : A review. *J. Meteor. Soc. Japan*, **94**, 393-414.
- IPCC (2013) : Climate change 2013 : The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Ito, T. (1980) : On the size distribution of submicron aerosols in the North Pacific air. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 81-92.
- Kasten, F. (1966) : A new table and approximation formula for the relative optical air mass. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **B14**, 206-223.
- Kazadzis, S., N. Kouremeti, H. Diémoz, J. Gröbner, B. W. Forgan, M. Campanelli, V. Estellés, K. Lantz, J. Michalsky, T. Carlund, E. Cuevas, C. Toledano, R. Becker, S. Nyeki, P. G. Kosmopoulos, V. Tatsiankou, L. Vuilleumier, F. M. Denn, N. Ohkawara, O. Ijima, P. Goloub, P. I. Raptis, M. Milner, K. Behrens, A. Barreto, G. Martucci, E. Hall, J. Wendell, B. E. Fabbri, and C. Wehrli (2018) : Results from the fourth WMO filter radiometer comparison for aerosol optical depth measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 3185-3201.
- Kudo, R., A. Uchiyama, A. Yamazaki, and E. Kobayashi (2010) : Seasonal characteristics of aerosol radiative effect estimated from ground-based solar radiation measurements in Tsukuba, Japan. *J. Geophys. Res.*, **115**, D01204.
- Kurokawa, J. and T. Ohara (2020) : Long-term historical trends in air pollutant emissions in Asia : Regional Emission inventory in ASia (REAS) version 3. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 12761-12793.
- Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben (1996) : Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing

- of particulate polydispersions. *Appl. Optics*, **35**, 2672-2686.
- Perez, R., P. Ineichen, R. Seals, and A. Zelenka (1990) : Making full use of the clearness index for parameterizing hourly insolation conditions. *Sol. Energ.*, **45**, 111-114.
- PMOD (2008) : Precision filter radiometer documentation, 38 pp.
(<ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/projects/worcc/PFRManual.pdf>, 2020 年 10 月 23 日 参 照)
- Shiobara, M., T. Hayasaka, T. Nakajima, and M. Tanaka (1991) : Aerosol monitoring using a scanning spectral radiometer in Sendai, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 57-70.
- Tanaka, M., T. Nakajima, and M. Shiobara (1986) : Calibration of a sunphotometer by simultaneous measurements of direct-solar and circum-solar radiations. *Appl. Opt.*, **25**, 1170-1176.
- Tanaka, M., M. Shiobara, T. Nakajima, M. Yamano, and K. Arao (1989) : Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-part I observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 267-278.
- Tanaka, M., T. Hayasaka, and T. Nakajima (1990) : Airborne measurements of optical properties of tropospheric aerosols over an urban area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 335-345.
- Uchiyama, A., A. Yamazaki, H. Togawa, and J. Asano (2005) : Characteristics of aeolian dust observed by Sky-Radiometer in the Intensive Observation Period 1 (IOP1). *J. Meteorol. Soc. of Japan*, **83A**, 291-305.
- WMO (1994) : Report of the WMO workshop on the measurement of atmospheric optical depth and turbidity. Silver Spring, USA, 6-10 December 1993, GAW report, **101**, 26 pp.
- WMO (2011) : Addendum for the period 2012-2015 to the WMO Global Atmosphere Watch (GAW) strategic plan 2008-2015. GAW report, **197**, 57 pp.
- WMO (2016a) : WMO/GAW aerosol measurement procedures, guidelines and recommendations 2nd Edition. GAW report, **227**, 103 pp.
- WMO (2016b) : Event : Fourth WMO Filter Radiometer Comparison (FRC-IV) (28 September-16 October 2015; Davos, Switzerland). GAW report, **231**, 65 pp.