

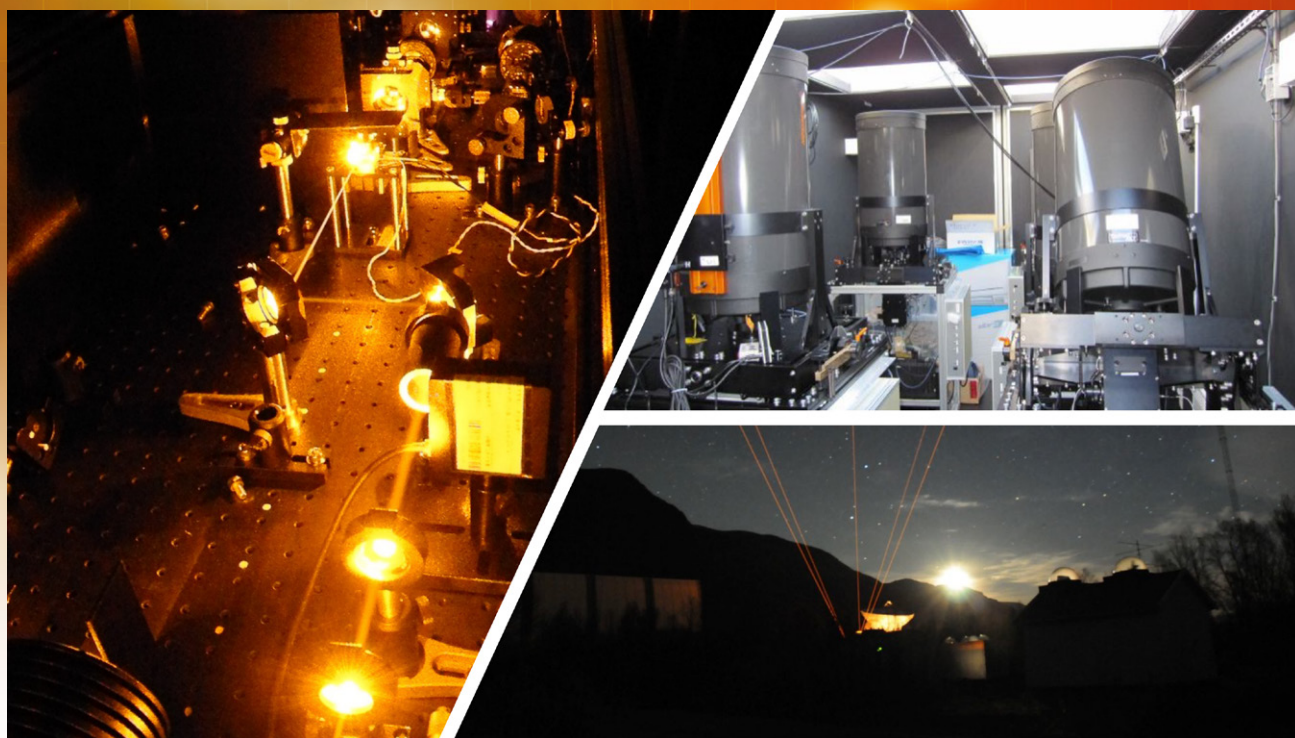
JOURNAL OF LASER RADAR SOCIETY OF JAPAN

レーザセンシング学会誌

2022
Vol.3 No.1

◆特集◆

ライダー観測 I



36 ページの記事参照

レーザセンシング学会誌

Journal of Laser Radar Society of Japan

Volume 3, Number 1 (April 2022)

特集：ライダー観測 I

Special Issue on Lidar Observation I

巻頭言

Prefatory note

環境リモートセンシングとレーザセンシング

Environmental remote sensing and laser sensing

久世宏明 Hiroaki Kuze 1

解説

Technical Review

ミー散乱ライダーネットワークによる東アジア域対流圏エアロゾルのモニタリング

Continuous monitoring of tropospheric aerosols in east Asian region using Mie-scattering lidar network

清水 厚 Atsushi Shimizu 3

解説

Technical Review

研究船「みらい」における洋上水蒸気のリダー観測

Observing moisture in the marine atmosphere using lidars on board the research vessel *Mirai*: A review

勝俣昌己, 谷口京子, 西澤智明 Masaki Katsumata, Kyoko Taniguchi, and Tomoaki Nishizawa 13

解説

Technical Review

成層圏エアロゾルとライダー観測

Stratospheric aerosols and lidar observations

柴田 隆 Takashi Shibata 27

解説

Technical Review

狭帯域レーザを用いたナトリウムライダーによる中間圏界面の温度・風速計測

Mesopause temperature and wind observations by a narrowband Na lidar

川原琢也, 野澤悟徳, 斎藤徳人, 津田卓雄, 川端哲也, 和田智之

Takuya D. Kawahara, Satonori Nozawa, Norihito Saito, Takuo T. Tsuda, Tetsuya Kawabata, and Satoshi Wada 36

解説

Technical Review

南極域における共鳴散乱ライダーを用いた中間圏・下部熱圏観測

Observations of Antarctic mesosphere and lower-thermosphere with resonance scattering lidars

江尻 省 Mitsumu K. Ejiri 46

学会だより 56

- ・ 学位論文紹介
- ・ 「学位論文紹介」投稿のお願い
- ・ 学会誌への投稿案内
- ・ 学会誌投稿規程
- ・ 学会誌執筆要領

編集後記 65



環境リモートセンシングとレーザセンシング

久世 宏明

千葉大学環境リモートセンシング研究センター (〒263-8522 千葉市稲毛区弥生町 1-33)

Environmental remote sensing and laser sensing

Hiroaki Kuze

Center for Environmental Remote Sensing, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263-8522

(Received January 13, 2022)

Global distributions of various environmental parameters are acquired in environmental remote sensing, mainly from the image analyses of both visible-infrared and microwave satellite images. Many of the studied variables are closely related to the issue of climate change, including the atmospheric concentrations of greenhouse gases, radiative properties of aerosols and clouds, water vapor and precipitation, changes in land surface coverage, sea surface temperature, and so on. By virtue of their superb characteristics of narrow bandwidth, good directivity, coherence, and high peak power, lasers can produce valuable data when applied to environmental measurements. In this special issue, we present five review articles that describe the topics of water vapor measurement in the oceanic troposphere, network observation of tropospheric aerosol, aerosol observation in the stratosphere, temperature and wind speed measurements in the Arctic mesosphere, and temperature and air density variations observed in the mesosphere over Antarctica, embodying the general versatility of lidar methodologies.

キーワード：リモートセンシング，環境計測，レーザセンシング，ライダー

Key Words: Remote sensing, Environmental measurement, Laser sensing, Lidar

1972年のレーザ・レーダ研究会の発足からちょうど半世紀が経過した2022年，レーザセンシング学会が一般社団法人化する運びになった。日本の人口構成の少子化・高齢化が進む中，世界の国々に伍して学術の活力を維持・発展させるには大きな努力を要するが，日本の特色ある科学技術の一翼を担うレーザセンシング学会が一般社団法人として更に発展するよう，本号の読者の皆様とともに祈念したい。本号は，「ライダー観測Ⅰ」と題する特集号で，そのテーマは対流圏・成層圏・中間圏のライダー観測である。この巻頭言では，筆者が千葉大学において長年携わってきた環境リモートセンシングと，レーザーによる環境センシングのつながりについて考えてみたい。

国連が2030年までに達成を目指す「持続可能な開発目標」(SDGs)における17項目のうち，いくつかのゴールとして設定されているように，地球環境問題の重要性・緊急性は科学技術界にとどまらず社会的に認識されるようになってきている。脱炭素化をはじめとして，気候変動への対策と適応は，社会的・経済的にも大きな影響を及ぼしつつある。環境リモートセンシングという学問分野は厳密な意味で学術的定義がなされている訳ではないが，精力的に研究されている多くのテーマが広域の地球観測と結び付いており，その基盤となっているのが衛星データによる解析である。極域の海水の変化，アマゾン熱帯林における伐採の影響評価，広域災害の前後における地表被覆の比較などにおいて，可視・赤外波長やマイクロ波観測によって取得された衛星データは，画像データそのものとして有用性が高い。同時に，地上でのさまざまな観測データとの比較や校正を通じて一定の精度が保証されれば，科学解析用の定量的データやグローバルモデルの入力データとしての役割も担っている。衛星データが活用できる環境にかかわるテーマは，雲やエアロゾルの太陽放射・地球放射への影響，CO₂コラム量や大気汚染気体などを含む大気環境，気象現象，雪氷域を含む

水環境、海面温度、全球バイオマスなど植生量の評価、洪水・地震・火山など各種の災害監視、都市化や砂漠化など地表面被覆変化のモニタリングなど、多岐にわたっている。

衛星観測の理想は、なるべく高頻度に、高空間分解能のデータを取得することである。しかし、Landsat など地球観測衛星の多くが軌道高度 700~800 km 程度の低軌道衛星であることから、10 m オーダーといった高分解能でのデータ取得は月に数回に限られる。米国の衛星 Aqua と Terra に搭載された MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) センサなど、幅 2000 km にも及ぶ広域の画像を 1 日に 1, 2 回取得できるセンサの場合には、多数のバンドでのデータが取得できる一方、地表分解能は 1-2 km 程度と限定的である。赤道上空 36,000 km からの定常観測を行うひまわり 8 号など静止軌道衛星では、10 分間に 1 シーンといった高頻度観測が可能で、適当な画像処理を行えば雲の影響を相当に低減可能である。それでも、得られる地表分解能はやはり MODIS 程度である。より高分解能が求められる実利用においては、近年ではより地表面に近く、雲が存在しても画像取得が可能な近接リモートセンシングの手段としてドローンが多く活用されるようになってきた。ドローン搭載のカメラを利用することにより、農作物の圃場単位での生育状況の診断を含むスマート農業、湖沼の富栄養化による水質異常の迅速な把握、災害発生時の詳細な被害状況の把握、橋梁など社会インフラの劣化監視など、多岐にわたる応用が実用的なレベルで行われるようになりつつある。衛星データの場合、日本の Tellus や Google Earth Engine など、人類の共通財産としての活用が進みつつある。最近の伊豆半島における土砂崩れでも報道がなされたが、自治体による GIS データの整備・公開とあいまって、今後、衛星やドローンのデータが科学研究を含む多くの目的に利用し得る体制が構築されていくことを期待したい。

こうした環境リモートセンシングの諸分野において、レーザー光を利用したセンシングは、特色あるデータ取得手法を提供し得る。とくに、基本的に 2 次元である画像データと比較すると、地表や雲などのターゲットまでの距離情報を含むことが有用性を高めている。太陽光などブランク放射に基づいて広い波長帯域をカバーする連続光源と比較すると、レーザー光は高いスペクトル分解能をもつ。同時に、高い指向性、高コヒーレンス、短パルスを利用した時空間分解といった優れた特徴があり、これらはライダーによる観測手法においてさまざまに活用されてきている。衛星搭載ライダーについては本学会誌の第 1 巻 2 号に特集が組まれ、植生観測ライダー、高スペクトル分解能ライダーによる雲・エアロゾル観測ミッション、ドップラーライダーによる全球風観測、差分吸収ライダーによるグローバル水蒸気観測などの提案について詳しく紹介されている。こうした各種の衛星ライダーが全球レベルでの広域データを提供するのに対して、地上設置のライダーから得られるデータは、他の測器からの取得が難しいパラメータの時空間変動の様子を明らかにする。近年、とくに注目を集めているのがレーザー測距に基づく点群データの作成とその応用で、森林の維持管理や都市環境分野、自動運転関連などへの応用が実用化されつつある。また、ドローンをプラットフォームとした上空からのライダー測距も急速に開発が進んでいる。新しい光源と検出器を活用したこの分野の最近の進展については、第 2 巻 1 号の平野嘉仁氏による巻頭言を参照されたい。日本のレーザセンシングコミュニティは、ハードの開発から具体的な環境パラメータの取得・解析まで、幅広い分野にわたっている。学会が一つの核となって、ライダー技術やライダーによって取得される環境データの共通プラットフォームの提供が進展すれば、分野の一層の発展と同時に有用な社会貢献につながることを期待される。

本号の記事においては、気象や気候に大きな影響を与える海洋上の対流圏中の水蒸気の観測、日本を含むアジア地域で展開するライダーネットワークによるエアロゾルと雲の長期観測、火山噴火などの影響を含む成層圏エアロゾル観測、気候変動の影響が顕在化しやすい極域における大気観測など、その具体的なデータや、そこから得られる科学的知見、関連分野への波及効果が詳しく述べられている。これらの船舶上や地上からのライダー観測データは、いずれもグローバルな環境パラメータとつながりを有しており、ライダーならではの視点から地球環境の科学的理解に資するものと考えられる。本特集から日本の当該コミュニティの活動の一端を読み取って頂き、読者諸賢の今後のレーザセンシング学会の活動へのご理解とご支援につながれば幸いである。

特集 ライダー観測 I

ミー散乱ライダーネットワークによる 東アジア域対流圏エアロゾルのモニタリング

清水 厚

国立研究開発法人国立環境研究所 (〒305-8506 つくば市小野川 16-2)

Continuous monitoring of tropospheric aerosols
in east Asian region using Mie-scattering lidar network

Atsushi Shimizu

National Institute for Environmental Studies,
16-2 Onogawa, Tsukuba 305-8506

(Received December 10, 2021; revised January 26, 2022; accepted January 31, 2022)

The Asian Dust and Aerosol Lidar Observation Network (AD-Net) is a lidar network for continuous observation of vertical distributions of the Asian dust and other aerosols in East Asia. AD-Net is a contributing network to the Global Atmosphere Watch (GAW) of the World Meteorological Organization, and it forms an East Asian component of the GAW Aerosol Lidar Observation Network (GALION). The semirealtime analysis routine of AD-Net is optimized for identifying aerosol layers in the troposphere and for distinguishing the Asian dust and anthropogenic particles. The dust extinction coefficient, which is derived using aerosol extinction coefficient and particulate depolarization ratio, is a unique product in AD-Net to express the density of the Asian dust (nonspherical) particles in the atmosphere. The utilizations of dust extinction coefficient are discussed, including epidemiology, chemical transport model validation and climatological change in the Asian dust over Japan.

キーワード：ミー散乱ライダー，モニタリング，ネットワーク，エアロゾル，黄砂

Key Words: Mie-scattering lidar, Monitoring, Network, Aerosol, Asian dust

1. はじめに

大気に含まれる微小な粒子状物質（以下、便宜上エアロゾルとも表記）は、人類の健康にとって重要な要素である¹⁾。日本では昭和47（1972）年にSPM（浮遊粒子状物質、浮遊粉塵のうち10 μm以下のものの質量濃度）の長期・短期基準が告示され、以来各自治体によるモニタリングが続けられてきた²⁾。さらに微細な粒子による健康への影響が懸念され2009年にはPM_{2.5}の環境基準も策定されたが、PM_{2.5}という言葉自体が世間に広く認知されたのは2013年1月に北京の米国大使館において約900 μg/m³という高濃度が観測されたことによる。それからまだ10年も経たないが、近年の排出規制強化による中国国内および北東アジア域の大気環境改善は著しい³⁾。今後、脱炭素化の進展に伴い化石燃料の利用が減少すれば、燃焼由来の人為起源エアロゾルは更に減少することが見込まれる。その一方で気候変動に伴って北米や豪州でも大規模な山火事が続発したり、2021年春には日本にもほぼ10年ぶりという大規模な黄砂が飛来したり⁴⁾と、自然由来のエアロゾル動態にも変動が見られる。このような状況を捉える手段の一つとして、ミー（弾性）散乱ライダーによるエアロゾル監視ネットワーク AD-Net (Asian dust and aerosol lidar observation network) が東アジア

域で運用されている (Fig. 1). この中で稼働している観測装置としてのライダーや解析手法については既に杉本⁵⁾や Shimizu et al.⁶⁾でも詳しく述べられているので、ここではそれらの背景にある考え方や AD-Net から得られた結果の他の測器による結果との対比、疫学研究における活用など、特徴的な利用法について解説する。

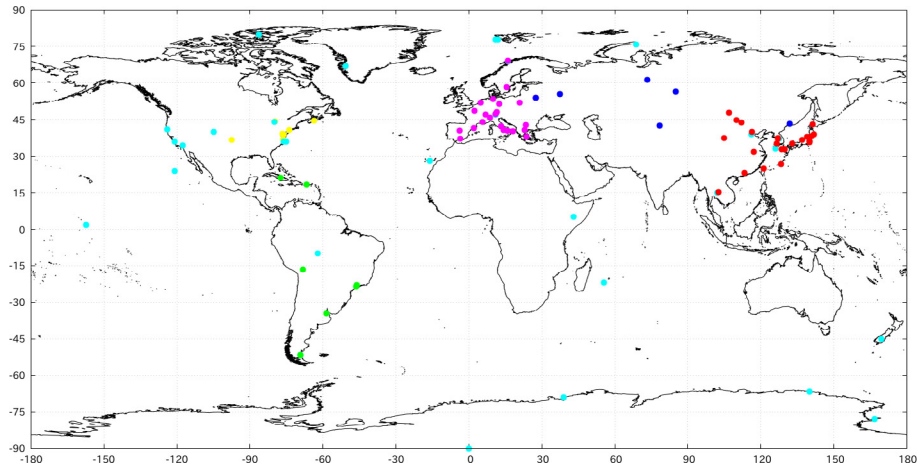


Fig. 1 Distribution of lidar observatories in GALION. Each color represents independent network, and red corresponds to AD-Net. Site information was derived from GALION implementation plan (2007).

2. AD-Net 展開に至る流れ

国立環境研究所におけるライダー観測には 40 年以上の長い歴史があり、手法・観測対象も多種多様に渡る。ここでは 2000 年以降の地上ライダー観測ネットワークの形成に関わる経緯を含めて述べる。つくばにおけるミー散乱ライダーの連続観測（昼夜・天候を問わず行うもの）自体は 1996 年から行われ⁷⁾、当時から Nd:YAG レーザーを 10 Hz で 5 分連続射出し 532 nm 後方散乱強度についてその平均を記録、その後 10 分休止というサイクルは維持されている。完全な連続観測でないのは、装置の熱的な負荷を減らしながらフラッシュランプの寿命を延ばすという目的があり、観測ターゲットであるエアロゾルの時間変動は雲に比べて緩やかであるため 5 分間の積算や 10 分間のギャップが許容できるという考察に基づく。つくばでの一例であるが、5 分間に 10 秒分解能で 30 回の観測を行った場合の変異係数（標準偏差/平均）はエアロゾル層では 0.02 程度であるのに対して雲底から見かけの雲頂の間では 0.3-1.0 前後であり、5 分平均値が雲の内部変動を捉えるには不十分だがエアロゾルの観測にとっては問題ないことが分かる (Fig. 2)。更に当時の通信ネットワーク環境はアナログ回線がメインで、準リアルタイムデータ処理を行うためにもデータ総量には制限があったことも確かである。その後、偏光解消度の記録も行われるなどつくばでの連続観測の実績に基づき、2001 年春の ACE-Asia キャンペーン⁸⁾に対応して北京の日中友好環境保全センターと長崎大学に同様のライダーが設置され、ほぼ同一仕様のライダーによるネットワーク観測の端緒となった。この時には東京商船大学（当時）、福山大学、京都大学信楽 MU レーダー観測所でもミー散乱ライダーによる計測が行われ⁹⁾、黄砂イベントの同時観測や化学輸送モデル CFORS¹⁰⁾の検証などが行われている。

その後、UNEP/ABC（国連環境計画大気褐色雲）¹¹⁾の東アジア域キャンペーン EAREX2005¹²⁾や科学研究費補助金特定領域研究「東アジアにおけるエアロゾルの大気環境インパクト」¹³⁾・同新学術領域研究「東アジアにおけるエアロゾルの植物・人間系へのインパクト」¹⁴⁾等に参画した国立環境研究所と共同研究機関によってライダー観測地点は増加した。また環境省は主に黄砂をターゲットとして国内 5 地点でライダーの導入を行った。いずれの地点においても装置設置時の初期調整やその後のデータ転送処理・定期メンテナンスが国立環境研究所によって行われ、解析結果は 1 時間毎に統一的に AD-Net ホームページ¹⁵⁾から公開されている他、一般向けには環境省「黄砂飛来情報ホームページ」¹⁶⁾でも地上付近の黄砂消散係数を重量換算（後述）して提供している点に特色がある。また黄砂を含む越境大気汚染を対象とする以上は国外での観測も重

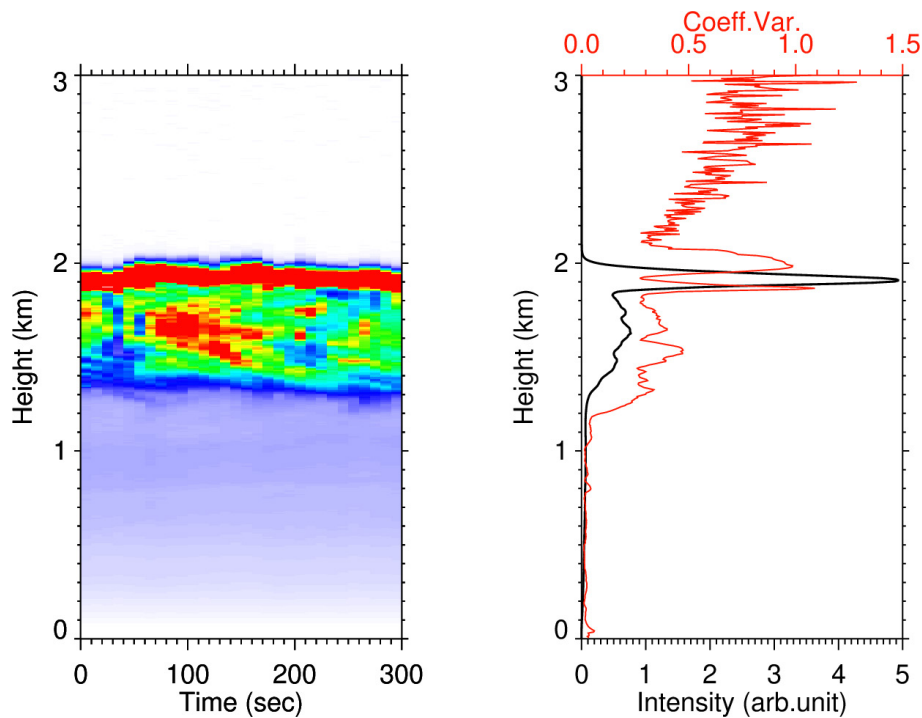


Fig. 2 (Left) Time-height distribution of backscatter intensity at 532 nm obtained during 09:45 and 09:50 UTC on 17 January 2022 at Tsukuba. (Right) Vertical profiles of averaged backscatter intensity (black, bottom axis) and coefficient of variation (red, top axis).

要であり、韓国では当初慶熙 (KyungHee) 大学、後にソウル国立大学 (Seoul National University; SNU) との連携でライダーネットワークの拡充を行った。うち1機が設置してある済州島の Gosan 観測所は上記 UNEP/ABC のスーパーサイトでもある。北京のライダーはその後中国科学院大气物理研究所 (IAP/CAS) において運用されたものの、中国での法改正によりライダーデータのリアルタイム処理/表示は行われなくなった。黄砂発生源の一つであるモンゴルでは JICA の協力の下、首都ウランバートルとゴビ砂漠内2地点に黄砂モニターや気象測器と共にライダーが設置され、現在も運用が続いている。なお AD-Net で使われているライダーとほぼ同型なのは海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の海洋地球研究船「みらい」やタイの SriSamrong (後に Phimai に移転)、パラオでも運用されてきたがこれら地点では黄砂はターゲットではないため、基本的には AD-Net と区別することが多い。また AD-Net は WMO/GAW (世界気象機関全球大気監視) に対する contributing network として位置づけられており、欧州 EARLINET や NASA による MPLNET などと形成する GALION (GAW Aerosol Lidar Observation Network) の東アジアをカバーするネットワークとしても活動している。Fig. 1 に示すように、AD-Net は欧州や米国東海岸に並び稠密なネットワークを形成しており、特に黄砂の輸送ルートを検討した地点配置となっている点に特徴がある。以上に述べた AD-Net 展開の経緯については別途杉本による日本気象学会堀内賞受賞記念講演¹⁷⁾でも触れられている。

3. データ処理方針の特徴

AD-Net におけるデータ処理の流れを Fig. 3 に示す。AD-Net ライダーの処理では、単一プロファイルのみからライダー方程式を解いてエアロゾル消散係数を得るような設計を行っていない。もともと地表面に近いエアロゾルの持続的な監視 (モニタリング) を目的として自動観測を行っているため、AD-Net では曇天時・雨天時にも観測データが取得されている。インバージョンにあたっては事前に雲・雨といったエアロゾル以外の散乱体からの信号を特定する必要がある。この時点で利用できるパラメータは後方散乱強度と体積偏光解消度のみである。ライダーの装置定数のうち、射出レーザー強度および送受信系での損失 (具体的には天窓ガラス面における汚れ付着の影響) については時間変動が考えられるため、減衰後方散乱係数はこの時点で利用できない。AD-Net では、この装置定数は一ヶ月の間には一定範囲でしか変動しないと仮定し、

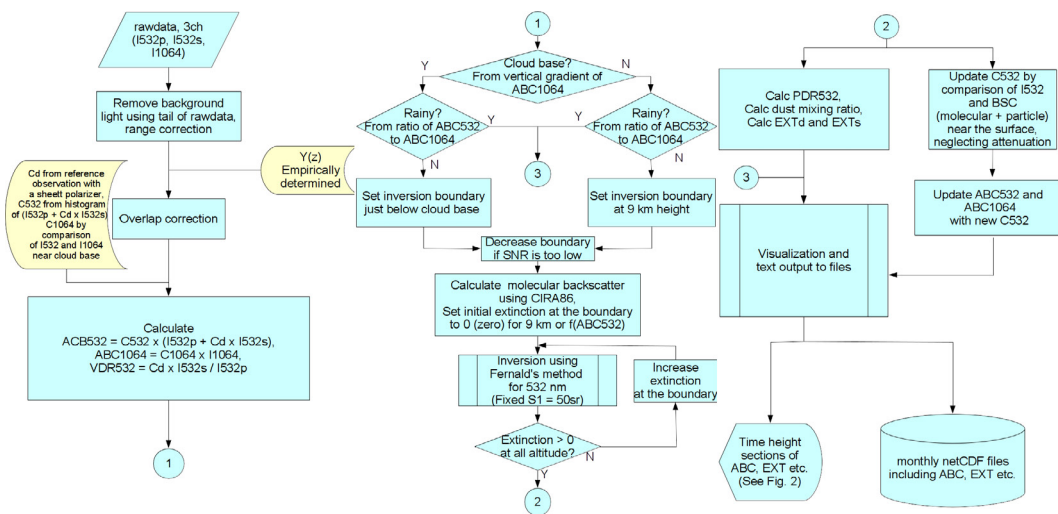


Fig. 3 Data processing sequence of AD-Net (reproduced from Figs. 4–6 of Shimizu et al.⁶⁾). I, ABC, EXT and C (followed by wavelength) stand for backscatter intensity, attenuated backscatter coefficient, extinction coefficient and system constants, respectively. Subscripts (p, s) designate parallel and perpendicular components of polarization. VDR and PDR denote depolarization ratio and particle depolarization ratio, respectively.

月間の全観測データから装置定数を推定するアプローチを取っている。具体的には、まず下部対流圏（地上付近を除く）における 532 nm 後方散乱強度の出現頻度分布を調べ、そのピークの位置から月間の推定装置定数を得る。これは東アジア域での観測ではエアロゾルによる散乱がそれほど強くない（レイリー散乱に近い）領域が大部分を占めるという経験に基づくが、殆どのデータが雨天といったような期間には信頼性がない点に留意が必要である。実例として様々な地点・季節における月間の減衰後方散乱強度の出現頻度分布を Fig. 4 に示す。この推定装置定数から導かれる 532 nm 減衰後方散乱係数の絶対値を利用して、対流圏下層における雲底高度を仮決定する。さらにその雲底高度における後方散乱強度に波長依存性が弱いことを仮定して、1064 nm と 532 nm との装置定数の比を推定し 1064 nm 減衰後方散乱係数を得る。以上の前処理を行った上で、改めて 1064 nm 減衰後方散乱係数の鉛直勾配と係数そのもののピーク値から対流圏全域で雲底を決定、また減衰後方散乱係数（あるいはその波長依存性）の分布の特徴（鉛直方向一様性や地上付近で

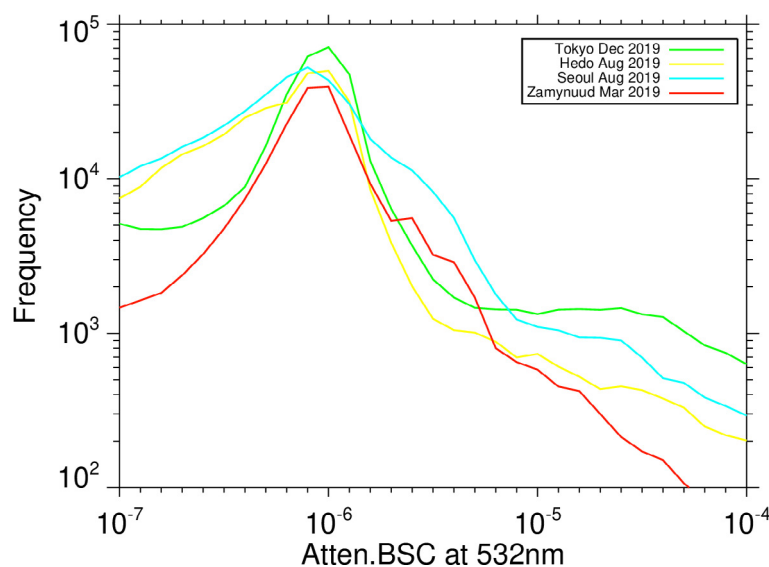


Fig. 4 Frequency distributions of attenuated backscatter coefficient at 532 nm between 1200 m and 6000 m in independent months.

の急激な減衰等)から降水(雨/雪)や霧といったエアロゾル解析に向かない時間帯を特定する。晴天時や、中部対流圏以上のみに雲がある場合は、雲底下あるいは後方散乱強度のSN比が一定以上である上限高度(最大9 km)から下向きに532 nmについて $S1=50$ srの仮定のもとFernald法¹⁸⁾によるインバージョンを行う。

Fig. 5に2021年3月の大阪における観測例を示す。ここで3月末の黄砂時に消散係数(下2段)の表示高度範囲が狭くなっているのは、下層の濃い黄砂層による消散が強いために上空でのSN比が低下していることと対応している。また観測上限が成層圏まで届かないことからFernald法の上限高度におけるエアロゾル消散係数の初期値はまずゼロとして計算を行い、それ以下の高度で負の消散係数が現れれば上端での値を増加させ再計算を行うというイタレーションを行っている。

こうした処理の結果得られた消散係数は更に粒子偏光解消度を用いて非球形由来(黄砂消散係数)と球形由来(球形粒子消散係数)とに分離されるが、これらの値の利用法については次節で詳説する。データ処理の最後に、減衰があまり強くない低空においてインバージョンで得られた消散係数(エアロゾルの他、分子も考慮)と後方散乱強度を統計的に比較して最終的なその月の装置定数を決定、これにより改めて減衰後方散乱係数を出力して最終的なプロダクトとしている。勿論、月の途中で装置のメンテナンスが行われ不連続に装置定数が変化する場合には、それに相当する補正値を外部から与える。この他、偏光解消度の校正や下層のオーバーラップ補正等については、Shimizu et al.⁶⁾を参照されたい。またデータの公開にあたっては、時間高度断面図の他に当初はアスキー形式で数値データをホームページ上に掲載していたものの、2012年以降は自己記述形式であるnetCDFでの提供も行っている。現在GALIONデータセンターの設立が準備されつつあり、標準的なメタデータの作成等についてワーキンググループでの議論が続けられている。

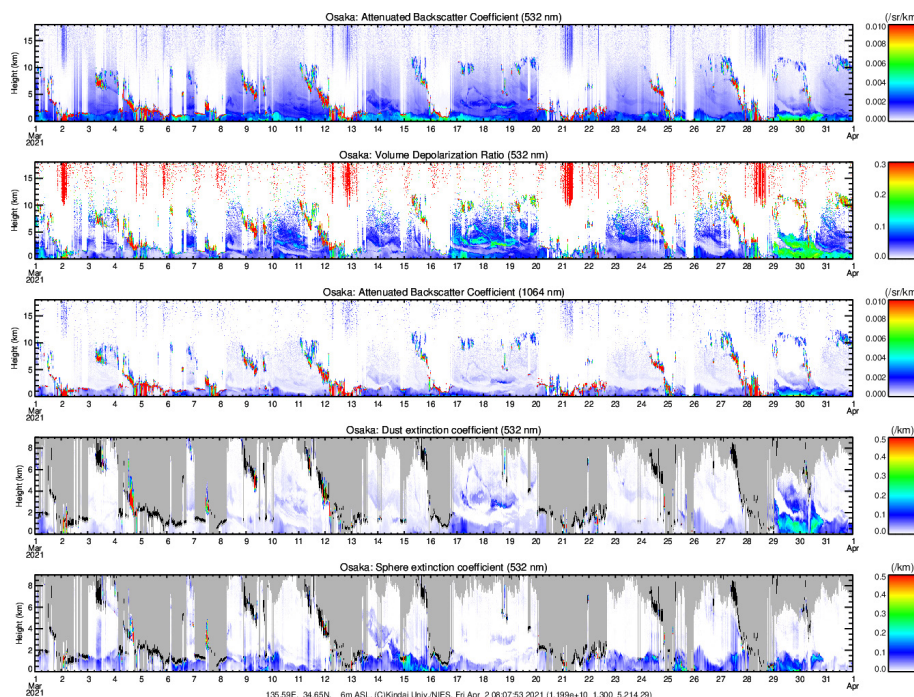


Fig. 5 Time-height sections of (from top) 532 nm attenuated backscatter coefficient, 532 nm volume depolarization ratio, 1064 nm attenuated backscatter coefficient, 532 nm dust extinction coefficient, and 532 nm spherical particle extinction coefficient measured at Osaka, Japan on March 2021. Panels of extinction coefficients include the information about cloud layers (black) and non-observable region (gray).

4. 他の測定結果との比較および質量濃度換算

まず、環境モニタリングとしてライダーから得られる消散係数というものの扱いについて検討する。そもそも消散係数(視程の逆数に比例)は光学的な量であり、大気中に浮遊する粒子の環境基準として設定され

ている質量濃度とは異なる概念の測定値である。エアロゾルの環境影響を論ずるにあたっては、精度に限界があるにせよ消散係数から質量濃度への換算は避けられない問題である。その変換係数 (Mass-Extinction Conversion Factor; MECF) は浮遊する粒子の粒径分布・比重等の関数で、特に粒径分布については吸湿性粒子においては湿度の影響も受けるなど変動が大きいことが考えられる。一方で土壌性粒子、特にユーラシア内部から長距離輸送されて日本国内に到達する黄砂については吸湿性を考慮する必要がほぼなく、さらに粒径も概ね $4\mu\text{m}$ 付近をピークとすることが知られているため¹⁹⁾、MECF を推定することが試みられてきた。例えば Shimizu et al.²⁰⁾では、国内の顕著な黄砂イベント時にフィルターサンプリングにより得られた粒子総重量 (Total suspended particles = TSP, 24 時間平均) と黄砂消散係数とを比較し、概ね $1.0/\text{km} = 1.0\text{ mg}/\text{m}^3$ という値を得た。この結果に基づき、前述の環境省黄砂飛来情報 HP でも黄砂消散係数は質量換算された形で表示している。勿論この値は日本における黄砂に限定して有効なもので、例えば黄砂発生源付近ではより大粒子が卓越するため MECF としては同じ消散係数でも質量濃度が大きくなる側にシフトすると考えられる。実際にモンゴルのシーロメータを利用した MECF の推定が小原らによって行われている²¹⁾。

また、地上観測と AD-Net ライダーによる黄砂消散係数 (低空の値) との比較は Shimizu et al.²²⁾や兼保ら²³⁾によっても行われている。前者では気象台黄砂観測 (目視) と黄砂消散係数の対応を調査し、地点により傾向が異なることを示した他、Optical Particle Counter (OPC) による粒子数と 2 成分の消散係数との対応についても調べた。一方後者では、九州において長期に渡り取得されたフィルターサンプル (24 時間ごと) から得られた金属元素濃度の日変動と黄砂消散係数とが比較され、Fe や Al の濃度と黄砂消散係数とに良い相関があることが示された。黄砂消散係数の時間高度分布を複数地点に渡って並べることで、一つの黄砂イベントについて東アジア域における時空間変動を捉えた例を Fig. 6 に示す。地点毎の到着時間差や、微細な層構造がある程度距離が離れた地点同士でも見られるなど、ネットワーク観測ならではの比較が可能となっている。

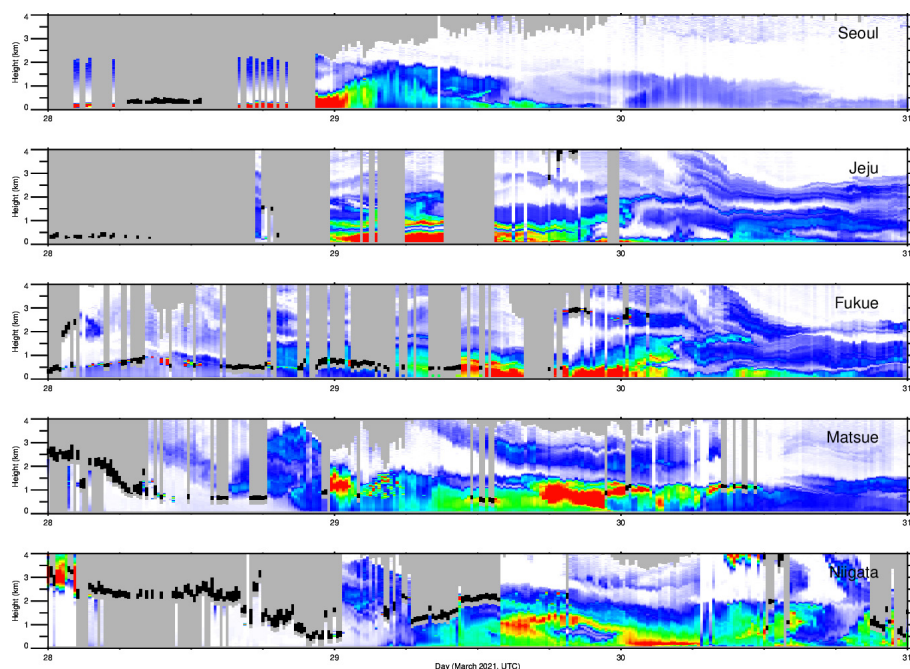


Fig. 6 Time-height sections of dust extinction coefficient at (from top) Seoul, Jeju, Fukue, Matsue and Niigata during 28 and 31 March 2022. Black and gray areas correspond to cloud layers and non-observable region, respectively.

他の光学的な測器との対比としてはスカイラジオメータによる光学的厚さ (AOD) とライダーによる後方散乱係数の鉛直積分値を比較したもの⁹⁾や Multi-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy (MAX-DOAS) による低空の消散係数と比較したもの²⁴⁾などが存在するが、AD-Net では対流圏全域に渡るエアロゾル観測は行えないので全気柱 AOD との比較には限界があることにも注意が必要である。

5. 疫学での利用と数値モデル検証・同化、トレンド検出

大気中の微粒子の健康影響については、そもそも SPM や $PM_{2.5}$ の環境基準自体が人体に影響を及ぼすレベルの濃度が生じないための目安として設定されたものである。基準達成率が向上した現在では粒子の化学成分毎、およびそれらを用いた Positive Matrix Factorization (PMF) 解析等に基づく推定発生源の影響について調査を行う方向へとシフトしており、環境省でも常時監視局における SPM/ $PM_{2.5}$ 測定の外に成分自動測定器を順次導入してそれらの影響調査を進めている。AD-Net の場合、エアロゾルの成分として特定出来るのは黄砂（土壌性粒子）のみではあるが、 $PM_{2.5}$ が全国的に計測される以前から黄砂消散係数を提供してきたこともあり黄砂の疫学研究に幅広く使われてきた。例えば黄砂イベント（黄砂消散係数の上昇）と救急搬送件数との関連²⁵⁾、アレルギーとの関連²⁶⁾、喘息との関連^{27, 28)}、胎盤早期剥離との関連²⁹⁾等が調べられている。疫学研究においてライダーデータを利用する場合に注意が必要なのは、殆どのケースで日単位の値が求められるという点である。これは、疫学研究において多くの健康に関わるデータ（入院患者数や特定の症状を発症した人数）が日単位で集計されているためで、例えば黄砂の暴露を示す指標として観測データを24時間平均するとしても何時から何時までが最もふさわしいのかといった点も考慮しなくてはならない。また AD-Net の場合には、前述の通り雲や雨などの判定は一定の基準で行っているものの、完全に除外出来る訳でなく時にはエアロゾル消散係数へのコンタミネーションの形で非常に大きい値が含まれてしまうことがある。1日96プロファイルの中の一つだけがそういったコンタミネーションであってもその影響は大きく、平均値ではその影響を排除出来ない。例えば日平均黄砂消散係数を求める際には3時間（12プロファイル）でまずメディアンを求め、1日8つのメディアンについて有効データ数の重み付け平均を取るなどの工夫を行っている（データは鉛直方向にも幅がある）。あるいは、黄砂日を特定するためには黄砂消散係数の時間値と近傍の常時監視局 SPM 値との相関が高いこと、といった条件を課した例もある¹⁹⁾。黄砂日/非黄砂日の2値が求められる場合には黄砂消散係数に閾値を設定しなくてはならず、これも経験的に決めるしかない（たとえば0.07/km）。いずれにしてもライダーデータ利用者側のニーズと、観測側の限界（雲雨判定の不十分な点など）とを勘案してベストのデータセットを作成するのも AD-Net の運用上必要な作業である。

更に、化学輸送モデルの検証にもライダー観測結果は有効である。前述の Shimizu et al.⁹⁾では2001年5月末に到来した黄砂の日本各地におけるライダー観測結果とモデル（CFORS）計算結果を時間高度断面図として比較したが、その後更にライダーデータの定量的な利用手法として黄砂濃度のデータ同化に関する論文が出版されている^{30, 31)}。データ同化は、数値モデルにおいて予測された各格子点上の第一推定値を時空間上に不均一に存在する観測値を利用しながら修正していき最適推定値（解析値）を求める手続きであり、気象予測においては歴史的な実績がある³²⁾。エアロゾルのような物質輸送を対象にした場合、よく利用されているのは極軌道衛星搭載イメージャによって観測されたエアロゾル光学的厚さ（AOD）を利用した同化である。これに対してライダー観測結果は鉛直分布の情報をもち、また夜間も含め時間的に連続したデータを得られる点が強みとなる。黄砂のデータ同化においてはモデル内で得られた各ビン（粒径分布における一定のサイズ幅）毎の重量濃度から得られる消散係数に対して、ライダー観測から得られた消散係数によって同化を行う。4次元変分法やアンサンブルカルマンフィルタといった手法³²⁾により、実際の黄砂の3次元分布に近い解析値が得られることが示された。データ同化では減衰後方散乱係数のようなモデル内変数でないパラメータも観測演算子を通じて利用することが可能である。しかし実際に AD-Net のようなライダーで観測される減衰後方散乱係数や粒子偏光解消度の分布は、黄砂以外の球形エアロゾル（硫酸塩や有機エアロゾル等）にも依存するため、それらの推定精度にも結果が影響される可能性がある。CALIOP のような人工衛星搭載ライダーであれば視線方向の手前側（上空）に黄砂層が見られるケースもあり、そのような場合は球形エアロゾルの影響を殆ど受けずに黄砂のデータ同化が可能となる場合も考えられる。地上からのライダー観測では上記のように黄砂消散係数を利用する方法が（分離アルゴリズムを受け入れる限り）有利になる。

なお球形粒子消散係数についてもモデルとの比較は行われており³³⁾、輸送モデル内でのエアロゾル鉛直分布の検証に利用されている。エアロゾルを長距離輸送する偏西風の強さは高度方向に変化しているため、発生源付近のエアロゾルがどの高度に到達しているかは最終的にその空気塊が水平方向にどこまで輸送されるかに関わっている。こういった観点からも、ライダーネットワークによるエアロゾル鉛直分布観測がモデ

ルの検証や改良に有効なデータであることが伺える。

この他、長期観測であることを活かしてエアロゾルの中長期的なトレンドを AD-Net から検出することも黄砂³⁴⁾・球形粒子^{35, 36)}の両者について行われている。モニタリング測器である以上、突発的事象の検出と並んでトレンド検出は重要な役割であり、今後は更にこのような活用が広がることが望ましい。

6. 今後の展望

AD-Net におけるシンプルなミー散乱（弾性散乱）ライダーの活用は特に黄砂研究において幅広く応用されてきた。一方で人為汚染粒子（球形粒子）についてはその化学組成毎に発生源・前駆物質や大気中での化学反応が異なっているが、AD-Net の標準解析では化学組成についての情報は得られない。これに対して国立環境研究所の西澤・神らによる多波長ラマン散乱ライダーや高スペクトル分解ライダーは球形粒子の化学組成の推定に繋がる情報も得ることが出来、実際に福岡におけるライダー観測結果を地上の自動測定器による黒色炭素濃度と比較した結果が Hara et al.³⁷⁾で示されている。このような高性能ライダーは得られる情報量が多い反面、現行の AD-Net のような連続自動観測を行うには困難が伴う。このため、将来的には観測ネットワーク上で特に重要な地点を特定して高性能なライダーに置き換えていくことが望まれ、その地点の選定においては前述のデータ同化に与えるインパクトを参照することが一つの選択である。また、これら高性能ライダーでは現行 AD-Net ライダーではカバーしきれない上部対流圏でも十分な SN 比が確保されるため、中東・アフリカ等から輸送されてくるダスト³⁸⁾や氷晶核を対象とした研究等にも強みを発揮することが期待される。一方、たとえばゴビ砂漠のように高濃度のエアロゾルが存在する場合はほぼ黄砂と考えて差し支えない地点では、得られる情報が少なくても維持管理が容易なシーロメータの活用も考えられる。これまでも名古屋大学のグループがシーロメータによる黄砂観測で成果を挙げてきた^{39, 40)}他、最近では偏光解消度が取得できるシーロメータも発売されるなど⁴¹⁾、ライダーに近い情報も得られるようになっている。また各空港には雲底高度を計測する目的でシーロメータが配備されているため、それらからエアロゾル分布に関する情報が得られれば既存のライダーネットワークの空間カバー率の低さが大幅に改善される可能性がある。筆者は個人的に気象庁関係者に航空気象台のシーロメータデータにアクセスできないか何度か問い合わせてきたが明確な反応を得られたことはない。もし今後国内外の空港設置シーロメータのデータにアクセス出来るようになれば、東アジア領域でのエアロゾル3次元構造がさらに詳しく明らかにされる可能性があり、オープンデータサイエンスの方向性にも合致するものとなる。また火山噴火による影響は航空業界で非常に大きく、空港配備シーロメータから火山灰の濃度分布が把握出来れば航空機エンジンへのダメージの見積もり等が迅速に行われ、航空輸送に対する噴火の影響を最小限に抑えることが期待される。

このように、対流圏エアロゾルの継続的な監視をライダーで行うという目標が変わりはないとしても測定装置（および解析サーバー処理能力）の進歩に伴いネットワークの運用方針、具体的にはどのようなユーザーにどういった質のデータを提供していくべきなのかについても変化していく必要がある。またその方向性を検討するにあたっては、行政や一般社会でのニーズ（少なくとも研究ソサエティにおける要望）を取り込んでいくことも重要であるというのが AD-Net の運用、特にデータ提供部分に携わってきた者としての認識である。

謝 辞

AD-Net は環境省委託事業および環境再生保全機構の環境研究総合推進費 5-2001（JPMEERF20205001）の支援を受け運用しています。各ライダー観測地点で支援下さっている皆様はこの場をお借りして御礼申し上げます。

引用文献

- 1) IARC, Air Pollution and Cancer, World Health Organization (2013).
- 2) 環境省, “大気汚染物質広域監視システム（そらまめくん）”, <https://soramame.env.go.jp/>, (Accessed 2021.12.10).
- 3) I. Uno, Z. Wang, S. Itahashi, K. Yumimoto, Y. Yamamura, A. Yoshino, A. Takami, M. Hayasaki, B.-G. Kim, “Paradigm shift in aerosol chemical composition over regions downwind of China”, *Scientific Reports*, **10**, 1, 6450 (2020).
- 4) 河野麻由可, “今月のひまわり画像—2021年3月”, *天気*, **68**, 5, p. 252 (2021).

- 5) 杉本伸夫, “エアロゾル計測用ライダーシステム”, レーザセンシング学会誌, **1**, 1, 14–28 (2020).
- 6) A. Shimizu, T. Nishizawa, Y. Jin, S.-W. Kim, Z. Wang, D. Batdorj, N. Sugimoto, “Evolution of a lidar network for tropospheric aerosol detection in East Asia”, *Opt. Eng.*, **56**, 3, 03129 (2016).
- 7) 松井一郎, 杉本伸夫, “小型ミュー散乱ライダーによる雲・エアロゾルの連続観測”, 第18回レーザセンシングシンポジウム, 171–172 (1997).
- 8) J. H. Seinfeld, G. R. Carmichael, R. Arimoto, W. C. Conant, F. J. Brechtel, T. S. Bates, T. A. Cahill, A. D. Clarke, S. J. Doherty, P. J. Flatau, B. J. Huebert, J. Kim, K. M. Markowicz, P. K. Quinn, L. M. Russell, P. B. Russell, A. Shimizu, Y. Shinozuka, C. H. Song, Y. Tang, I. Uno, A. M. Vogelmann, R. J. Weber, J.-H. Woo, X. Y. Zhang, “ACE ASIA: Regional climatic and atmospheric chemical effects of Asian dust and pollution”, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 3, 367–380 (2004).
- 9) A. Shimizu, N. Sugimoto, I. Matsui, K. Arao, I. Uno, T. Murayama, N. Kagawa, K. Aoki, A. Uchiyama, A. Yamazaki, “Continuous observations of Asian dust and other aerosols by polarization lidars in China and Japan during ACE-Asia”, *J. Geophys. Res.*, **109**, D19S17 (2004).
- 10) I. Uno, G. R. Carmichael, D. G. Streets, Y. Tang, J. J. Yienger, S. Satake, Z. Wang, J.-H. Woo, S. Guttikunda, M. Uematsu, K. Matsumoto, H. Tanimoto, K. Yoshioka, T. Iida, “Regional chemical weather forecasting system CFORS: Model descriptions and analysis of surface observations at Japanese island stations during the ACE-Asia experiment”, *J. Geophys. Res.*, **108**, 8668 (2003).
- 11) V. Ramanathan, C. Chung, D. Kim, T. Bettge, L. Buja, J. T. Kiehl, W. M. Washington, Q. Fu, D. R. Sikka, M. Wild, “Atmospheric brown clouds: Impacts on south asian climate and hydrological cycle”, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **102**, 15, 5326–5333 (2005).
- 12) T. Nakajima, S.-C. Yoon, V. Ramanathan, G.-Y. Shi, T. Takemura, A. Higurashi, T. Takamura, K. Aoki, B.-J. Sohn, S.-W. Kim, H. Tsuruta, N. Sugimoto, A. Shimizu, H. Tanimoto, Y. Sawa, N.-H. Lin, C.-T. Lee, D. Goto, N. Schutgens, “Overview of the Atmospheric Brown Cloud East Asian Regional Experiment 2005 and a study of the aerosol direct radiative forcing in east Asia”, *J. Geophys. Res.*, **112**, D24S91 (2007).
- 13) 笠原三紀夫・東野 達(編), エアロゾルの大気環境影響, 京都大学学術出版会 (2007).
- 14) 畠山史郎, “東アジアから輸送されるエアロゾルの植物・人間系へのインパクト解明を目指して”, エアロゾル研究, **26**, 2, 103–107 (2011).
- 15) 国立環境研究所, “Ad-net, the asian dust and aerosol lidar observation network”, <https://www-lidar.nies.go.jp/AD-Net/>, (Accessed 2021.12.10).
- 16) 環境省, “黄砂飛来情報”, <http://www2.env.go.jp/dss/kosa/>, (Accessed 2021.12.10).
- 17) 杉本伸夫, “ライダーによる東アジア大気環境および気候研究の推進—2017年度堀内賞受賞記念講演—”, 天気, **65**, 5, 311–320 (2018).
- 18) F. G. Fernald, “Analysis of atmospheric lidar observations: Some comments”, *Appl. Opt.*, **23**, 5, 652–653 (1984).
- 19) 環境省, “黄砂実態解明調査報告書”(2009).
- 20) A. Shimizu, N. Sugimoto, I. Matsui, I. Mori, M. Nishikawa, M. Kido, “Relationship between lidar-derived dust extinction coefficients and mass concentrations in Japan”, *Sci. Online Lett. Atmos.*, **7A**, 1–4 (2011).
- 21) 小原一真, 牧 輝弥, 能田 淳, E. Davaanyam, 源 祐輝, 河合 慶, 甲斐憲次, “シーロメーターとダスト係留気球の同時観測から得られたゴビ砂漠におけるダストの鉛直粒径分布とMECFの算出”, 第22回大気ライダー研究会, 3–4 (2018).
- 22) A. Shimizu, N. Sugimoto, I. Matsui, T. Nishizawa, “Direct comparison of extinction coefficients derived from Mie-scattering lidar and number concentrations of particles, subjective weather report in Japan”, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **153**, 77–87 (2015).
- 23) 兼保直樹, 杉本伸夫, 清水 厚, 山本重一, 河本和明, “ライダー観測によるダストの推定と地上観測によるエアロゾル質量濃度の比較”, 大気環境学会誌, **47**, 6, 285–291 (2012).
- 24) H. Irie, Y. Kanaya, H. Akimoto, H. Iwabuchi, A. Shimizu, K. Aoki, “First retrieval of tropospheric aerosol profiles using MAX-DOAS and comparison with lidar and sky radiometer measurements”, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 2, 341–350 (2008).
- 25) K. Ueda, A. Shimizu, H. Nitta, K. Inoue, “Long-range transported Asian Dust and emergency ambulance dispatches”, *Inhal. Toxicol.*, **24**, 12, 858–867 (2012).
- 26) K. T. Kanatani, K. Hamazaki, H. Inadera, N. Sugimoto, A. Shimizu, H. Noma, K. Onishi, Y. Takahashi, T. Itazawa, M. Egawa, K. Sato, T. Go, I. Ito, Y. Kurozawa, I. Konishi, Y. Adachi, T. Nakayama, “Effect of desert dust exposure on allergic symptoms; A natural experiment in Japan”, *Ann. Allergy Asthma Immunol.*, **116**, 5, 425–430.e7 (2016).
- 27) T. Nakamura, M. Hashizume, K. Ueda, A. Shimizu, A. Takeuchi, T. Kubo, K. Hashimoto, H. Moriuchi, H. Odajima, T. Kitajima, K. Tashiro, K. Tomimasu, Y. Nishiwaki, “Asian dust and pediatric emergency department visits due to bronchial asthma and respiratory diseases in Nagasaki, Japan”, *Journal of Epidemiology*, **26**, 11, 593–601 (2016).
- 28) T. Nakamura, Y. Nishiwaki, K. Hashimoto, A. Takeuchi, T. Kitajima, K. Ko mori, K. Tashiro, H. Hasunuma, K. Ueda, A. Shimizu, H. Odajima, H. Moriuchi, M. Hashizume, “Association between Asian dust exposure and respiratory function in

- children with bronchial asthma in Nagasaki Prefecture, Japan”, *Environmental Health and Preventive Medicine*, **25**, 1, 8 (2020).
- 29) T. Michikawa, S. Yamazaki, A. Shimizu, H. Nitta, K. Kato, Y. Nishiwaki, S. Morokuma, “Exposure to Asian dust within a few days of delivery is associated with placental abruption in Japan: a case-crossover study”, *BJOG: An International Journal of Obstetrics & Gynaecology*, **127**, 3, 335–342 (2020).
 - 30) K. Yumimoto, I. Uno, N. Sugimoto, A. Shimizu, S. Satake, “Adjoint inverse modeling of dust emission and transport over East Asia”, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L08806 (2007).
 - 31) K. Yumimoto, I. Uno, N. Sugimoto, A. Shimizu, Z. Liu, D. M. Winker, “Adjoint inversion modeling of Asian dust emission using lidar observations”, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 11, 2869–2884 (2008).
 - 32) 露木 義, 川畑拓矢(編), 気象学におけるデータ同化, 気象研究ノート 217, 日本気象学会 (2008).
 - 33) Y. Hara, I. Uno, A. Shimizu, N. Sugimoto, I. Matsui, K. Yumimoto, J. Kurokawa, T. Ohara, Z. Liu, “Seasonal characteristics of spherical aerosol distribution in eastern Asia: Integrated analysis using ground/space-based lidars and a chemical transport model”, *Sci. Online Lett. Atmos.*, **7**, 121–124 (2011).
 - 34) A. Shimizu, N. Sugimoto, T. Nishizawa, Y. Jin, D. Batdorj, “Variations of dust extinction coefficient estimated by lidar observations over Japan, 2007–2016”, *Sci. Online Lett. Atmos.*, **13**, 205–208 (2017).
 - 35) 原由香里, 鵜野伊津志, 清水 厚, 杉本伸夫, 松井一郎, 大原利真, Z. Wang, S. Yoon, “東アジアにおける人為起源エアロゾルによる光学的厚さの近年のトレンドの解析”, *天気*, **59**, 8, 702–707 (2012).
 - 36) 清水 厚, “ライダーにより検出された日本上空におけるエアロゾル鉛直分布の中長期的変動”, *エアロゾル研究*, **33**, 2, 84–88 (2018).
 - 37) Y. Hara, T. Nishizawa, N. Sugimoto, K. Osada, K. Yumimoto, I. Uno, R. Kudo, H. Ishimoto, “Retrieval of aerosol components using multi-wavelength Mie-Raman lidar and comparison with ground aerosol sampling”, *Remote Sensing*, **10**, 6 (2018).
 - 38) N. Sugimoto, Y. Jin, A. Shimizu, T. Nishizawa, K. Yumimoto, “Transport of mineral dust from Africa and middle east to east Asia observed with the lidar network (AD-Net)”, *SOLA*, **15**, 257–261 (2019).
 - 39) K. Kawai, K. Kai, Y. Jin, N. Sugimoto, D. Batdorj, “Dust Event in the Gobi Desert on 22–23 May 2015: Transport of Dust from the Atmospheric Boundary Layer to the Free Troposphere by a Cold Front”, *SOLA*, **11**, 156–159 (2015).
 - 40) K. Kawai, Y. Nishio, K. Kai, J. Noda, E. Munkhjargal, M. Shinoda, N. Sugimoto, A. Shimizu, E. Davaanyam, “Ceilometer observation of a dust event in the Gobi Desert on 29–30 April 2015: arrival of a developed dust storm and trapping of dust within an inversion layer”, *SOLA*, **15**, 52–56 (2019).
 - 41) ヴァイスアラ, “CL61 ライダーシーロメータ”, <https://www.vaisala.com/ja/products/weather-environmental-sensors/ceilometer-CL61>, (Accessed 2021.12.10).



清水 厚

1999年3月, 京都大学大学院理学研究科にて博士(理学)取得。同年12月, (当時)環境庁国立環境研究所大気圏環境部研究員。地上/船舶・航空機搭載ミームスライダー観測に関わり, 特に地上ライダーネットワークではデータ転送から自動解析/データ公開を行うシステムの構築を担当する。現在, 国立環境研究所地域環境保全領域主幹研究員。環境省水・大気環境局黄砂問題検討会委員, 日中韓環境大臣会合(TEMM)黄砂共同研究ワーキンググループ1委員ほか。

特集 ライダー観測 I

研究船「みらい」における
洋上水蒸気のライダー観測勝俣 昌己^{*1}, 谷口 京子¹, 西澤 智明²¹ 海洋研究開発機構 (〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15)² 国立環境研究所 (〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2)Observing moisture in the marine atmosphere
using lidars on board the research vessel *Mirai*: A reviewMasaki Katsumata^{*1}, Kyoko Taniguchi¹, and Tomoaki Nishizawa²¹ Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC),
Natsushima-cho 2-15, Yokosuka 237-0061 Japan² National Institute for Environmental Studies (NIES),
Onogawa 16-2, Tsukuba 305-8506 Japan

(Received December 9, 2021; revised February 8, 2022; accepted February 9, 2022)

The moisture in the marine lower troposphere is closely related to the weather and climate system. To measure it to resolve the meso-scale variation, we tried to utilize the lidar systems on board the research vessel *Mirai*. The first observation was made during the CINDY2011 field campaign in the Indian Ocean by adding the capability of retrieving Raman scattering at 660 nm onto a high-spectral resolution lidar. The obtained data successfully revealed the vertical transport of the moisture by cumulus quantitatively. The success was followed by the Raman lidar system based on the Mie-scattering onboard lidar. With the help of the dense radiosonde launches, the lidar (especially signals from 355-nm laser) successfully retrieved the moisture in the marine atmospheric boundary layer (MABL) with error comparable to the natural spatiotemporal variation. The case study demonstrated the capability to capture the meso-scale patches of moist / dry MABL. Possible future improvements are also discussed.

キーワード：水蒸気，海洋上，船舶搭載ライダー

Key Words: moisture, marine, shipboard lidar

1. はじめに

大気中の水蒸気は，その時空間変動や液相・固相への相変化を通じて循環し（水循環），また放射・熱・運動等のエネルギー循環をも司る，地球システムにおいて鍵となるパラメータである．地球上で最大の水蒸気供給源は海洋表面であるが，その供給量は時空間的に偏在している¹⁾．一方で大気中の水蒸気を消費する活発な降水も同じく偏在している^{1, 2, 3)}．加えて降水システムに伴う循環や混合は，降水域への水蒸気の水平移流や，対流等による水蒸気の鉛直輸送などを通し，時空間的に水蒸気分布を大きく変化させる．この過程の理解には，洋上大気中の水蒸気量の時空間分布の把握が肝要である．

洋上大気を鉛直方向に見た場合，より大量の水蒸気を含むのが対流圏下層である．これは大雑把に，海面から数百メートル程度の厚さをもつ「洋上大気混合層（Marine Atmospheric Boundary Layer; MABL）」と，そ

の上空の「自由大気」とに分けられる。このうち特に対流圏下層の自由大気の水蒸気量変化は、大気全体の鉛直積算水蒸気量（可降水量）の変化の大部分を支配している⁴⁾。また、自由大気下層の水蒸気量の多寡が、組織化した雲・降水システムの発達・衰弱に重要と指摘されている⁵⁾。一方 MABL は、鉛直方向においては、海洋から水蒸気供給を受けつつ、一方で自由大気への水蒸気供給源となっている。海洋からの水蒸気供給量すなわち「潜熱フラックス」は、MABL 内の水蒸気量そのものにも依存する⁶⁾。また、MABL とその直上の自由大気との水蒸気輸送も同様に両層の水蒸気量にも依存すると考えられている⁷⁾。海面熱フラックスの変動においては雲システムに伴う短時間変動が重要視されており^{8,9)}、1 時間未満の細かい時間分解能のデータが求められている。また水平方向においては、MABL 内での水蒸気水平移流が組織化した降水帯への水蒸気供給源となっている（例えば、ITCZ²⁾、梅雨前線・線状降水帯¹⁰⁾、沿岸降水帯³⁾、台風¹¹⁾、など）。つまり、これら対流圏下層における水蒸気量変動を把握することは、近傍の降水システムの理解や予報・予測に不可欠である。

このように重要な水蒸気量分布だが、海洋上での観測には多くの制約が付きまとう。人工衛星からは水蒸気量の面的な分布を得ることができる¹²⁾が、対流圏下層の水蒸気情報を得るには（現時点での技術では）低軌道衛星からの観測が必要であり、降水システムの盛衰を解像できる数時間以下の時間分解能の観測は困難である。また鉛直分布、特に MABL 内の情報を直接得ることも難しい。このため、対流圏下層の水蒸気量の鉛直分布を十分な時間分解能で得る為には地球表面からの観測が必要となる。しかし島嶼は存在点が限られ、かつ地形の影響もあるために観測点として不十分であり、観測地点を柔軟に選択可能なプラットフォーム、すなわち船舶やブイなどからの計測が望ましい。

船舶からの水蒸気量計測を長年担ってきたのは、気球にセンサーを取り付けて上昇させる「ラジオゾンデ」である。この最もクラシックな観測手段は、センサーの進化により、現在に至るまでも最も高精度な観測手段として多用されている¹³⁾。しかしラジオゾンデ観測にはバルーン・センサー・ガス（水素・ヘリウム等）等の消耗品、アンテナ・受信機・放球場所等の設備、そして（多くの場合）人手が必要であり、観測間隔は最短でも（降水雲の典型的な時間変化を解像できない）数時間が限界である。そこで高時間分解能をより簡易に実現可能な代替手段として、地上据付型リモートセンシングの開発が進められている。例えば受動型としては、地上設置型マイクロ波放射計、測位衛星（GPS 等、以後総称して GNSS とする）電波の遅延量計測などが船舶搭載で試みられてきた。しかし受動型リモートセンシングでの鉛直分布観測手段の多くは未だ開発途上である。このため、洋上で水蒸気量の鉛直分布を十分な時間分解能で得るには、距離方向の分布計測が可能な能動型リモートセンシング機器が有望である。

上記のような状況を鑑みると、洋上大気、特に対流圏下層での水蒸気量の観測の為に、適切なプラットフォームと、そこに搭載するセンサーを揃えることが必要と考えられる。この要請に対し、我々は、海洋研究開発機構（以下 JAMSTEC）の研究船「みらい」というプラットフォームと、「ライダー」というセンサーを選択し、その組み合わせによる水蒸気観測を進めてきた。本稿では、その研究の経緯についてレビューする。

2. 前段階：「みらい」での水蒸気観測とミー散乱ライダー観測

海洋地球研究船「みらい」（Fig. 1）は 1998 年の就航から現在（2021 年）まで、研究船としては大型の船体や長期航海能力（最長で 1.5 ヶ月無寄港）を活かした観測航海を、熱帯から極地に至る広い海域で実施してきた。大型の船体は船体動揺が小さく、搭載機材の観測精度向上に資する。また、広い機材設置スペースは多彩な観測機材の同時搭載・運用も可能とする。観測項目の一つとして、洋上大気中の水蒸気量の観測も多くの航海で実施されてきた。主な手段は、就航から現在に至るまで、ラジオゾンデを用いた鉛直分布観測である。集中観測では 3 時間毎を 1~2 ヶ月継続する高頻度観測も実施されてきた。観測データからは、熱帯での典型的な水蒸気鉛直分布⁴⁾や、熱帯や極地での降水システム中での水蒸気変動^{14,15)}等が得られている。2006 年頃からは、GNSS の伝播遅延を利用した鉛直積算水蒸気量（可降水量）観測が船上でも可能になった¹⁶⁾。更に、マイクロ波放射計の観測も試みられた¹⁷⁾。しかしいずれの観測も、水蒸気の鉛直分布を、1 時間以下の時間分解能で、安定的に取得することには成功していない。

一方でミー散乱ライダーは、対象こそ水蒸気ではなく雲やエアロゾルではあるが、「みらい」就航当初から鉛直分布を 1 時間以下の分解能で観測してきた。ライダー観測は国立環境研究所（以下 NIES）を主体と



Fig. 1 Photo of the research vessel (R/V) “Mirai”. The blue and red broken circles indicate the locations where lidar systems were (are) installed: Blue is for special container including HSRL (see section 3), while red is for “Mirai lidar” in the radiosonde container (see section 4).

したグループによって 1999 年から始められ¹⁸⁾，その後続く多くの航海で連続観測が実施された．当初数年はライダー専用コンテナを「みらい」甲板 (Fig. 1 青丸) に置くスタイルであり，同じコンテナ内に雲レーダーを設置した同時観測も行われた¹⁹⁾．2003 年度からはコンパクト化したシステムを新たに「みらい」ラジオゾンデ放球コンテナ (Fig. 1 赤丸) 内に構築し，専門家の乗船を必ずしも必要としない観測態勢へと移行した．これらの観測では長期間連続かつ安定したデータの取得に成功し，多くの成果をもたらした．例えば，西太平洋におけるエアロゾル南北分布の平均的描像の観測的明示²⁰⁾，肉眼では見えない巻雲の観測²¹⁾，気温 0℃ 高度近辺に特徴的に現れる雲の発見²²⁾，等が挙げられる．これらの安定稼働と研究の実績が，後の「みらい」船上でのライダー水蒸気観測の礎石となる．

3. ラマンライダーによる水蒸気観測 I：CINDY プロジェクト

「みらい」は 2011 年，熱帯インド洋での国際大気海洋観測プロジェクトである「CINDY2011」に参加した^{23, 24)}．その際の「みらい」CINDY 航海に，NIES は新たに高スペクトル分解ライダー (high-spectral resolution lidar; HSRL) を投入した．

CINDY2011 の主目的は，マッデン・ジュリアン振動 (Madden-Julian Oscillation; MJO) と呼ばれる組織化した雲群のインド洋での発生機構の解明であった．水蒸気の蓄積の重要性を指摘した事前の解析結果²⁵⁾から，水蒸気は最重要観測項目の一つであった．一方，HSRL の当初の主観測対象は MJO に伴うエアロゾルや雲の分布であった．しかし，航海の準備段階において著者 (勝俣・西澤) は，HSRL に水蒸気ラマン散乱の計測チャンネルを増設し，水蒸気量の鉛直分布を高い時間分解能で計測するアイディアに辿り着いた．検討の結果，HSRL に 660 nm の受信チャンネルを付加して稼働させることに成功した²⁶⁾．この際の HSRL の外観を Fig. 2 に示す．

Bellenger *et al.* (2015)²⁷⁾ は，この 660 nm チャンネルの受信信号強度を水蒸気分子量に変換し，ラジオゾンデ観測から得られた平均的な乾燥空気密度との比をとることで，気象学で一般的に用いられる「水蒸気混合比」に換算した．ライダーで得られた水蒸気混合比とラジオゾンデで得られた水蒸気混合比との比較結果が Fig. 3 である．両データの高度毎の変動範囲は良く一致しており (Fig. 3(a))，その両者の相関係数も高度 1～4 km で 0.7 以上であった (Fig. 3(b))．また高度 3.5 km 以下では相対誤差が 5% 以下に抑えられていた (Fig. 3(c))．これらの結果からは，対流圏下層，特にライダーのオーバーラップ高度以上である自由大気の部分において，ライダーの水蒸気混合比はラジオゾンデ観測値に匹敵する十分な精度のデータであったことがわかる．微弱なラマン散乱信号を観測可能なのは夜間のみであったが，このような高時間分解能の鉛直分布観測データ (1 分毎・90 m 毎) を海上で得られたのは世界初であった．

更に Bellenger *et al.* (2015)²⁷⁾ では，このライダー観測データの長所である高い時間分解能を活かし，ライダー観測水蒸気混合比の時間変化を，「みらい」直近の雲や降水の出現と関連付けて解析を行なった．Fig. 4 (a) は浅い積雲 (降雨レーダーの観測エコー頂高度が 4 km 以下) が上空を通過する前後 1 時間づつ (計 2 時間) における，ライダー観測水蒸気混合比の変化を示している．積雲が上空に存在した前後において，水

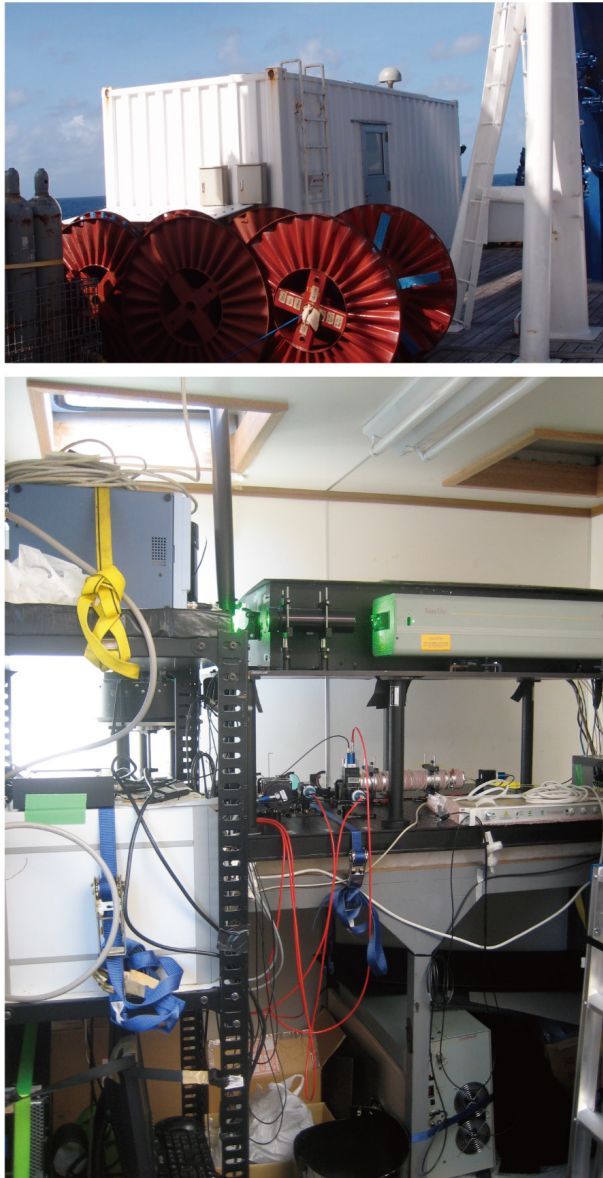


Fig. 2 Photo of high-spectral resolution lidar (HSRL) on board R/V *Mirai* during MR11-07 (CINDY2011 cruise), for outlook (upper) and inside (lower) of the system container.

蒸気混合比は MABL を含む高度 1 km の大気最下層で減少，高度 1 km～4 km の自由大気で増加している。過去の研究では，MJO などの組織化した雲群については，発生・発達の前に対流圏下層の湿潤化が起こり，それが浅い積雲を伴っている，との結果が示されている^{28, 29)}が，それは数百 km の空間を平均した変化傾向であった。この研究では，平均像とはいえ，1つの積雲に伴う水蒸気増加が定量的に示されており，かつ雲量も同時に示されている (Fig. 4(b))。これらの結果から，従来研究における数百 km スケールの水蒸気変化の多くの割合を浅い積雲が担っていることが定量的に示された。個々の積雲がどの程度の湿潤化をもたらすのかを観測的かつ定量的に明示した研究は，高い時間・鉛直分解能のライダー水蒸気データを用いたこの研究が世界初であった。

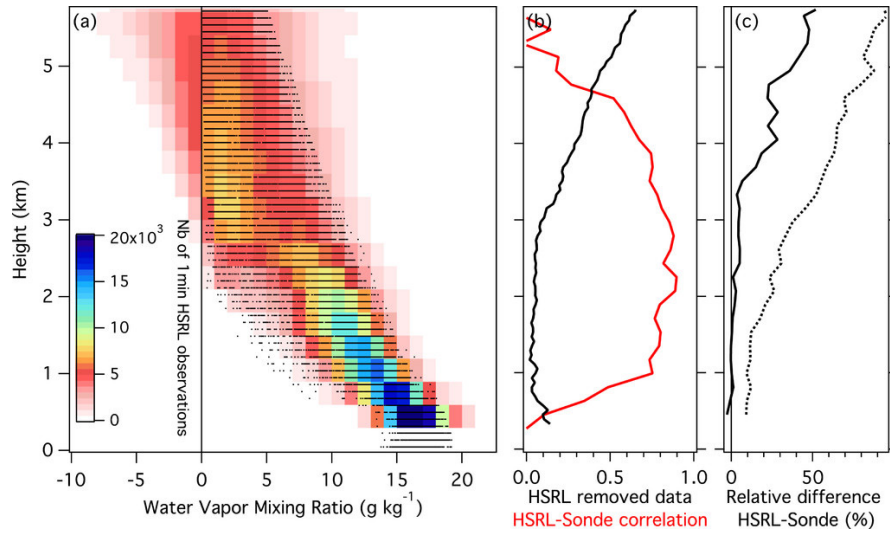


Fig. 3 (a) Distributions of the water vapor mixing ratios (in g kg^{-1}) from HSRL (colors) and from radiosonde (black dots). (b) Proportions of HSRL data that are removed for being outside the range of values observed by the radiosonde (black) and the correlation between the remaining (quality-controlled) HSRL data and collocating radiosonde-derived data (red). (c) Mean relative difference between the HSRL-derived and radiosonde-derived data (solid) and the corresponding standard deviation (dashed). The relative difference is defined as $(q(\text{HSRL}) - q(\text{radiosonde})) / [(q(\text{HSRL}) + q(\text{radiosonde})) / 2]$, where $q(x)$ is the water vapor mixing ratio derived by the method x . Quoted from Bellenger *et al.* (2015) (© American Meteorological Society).

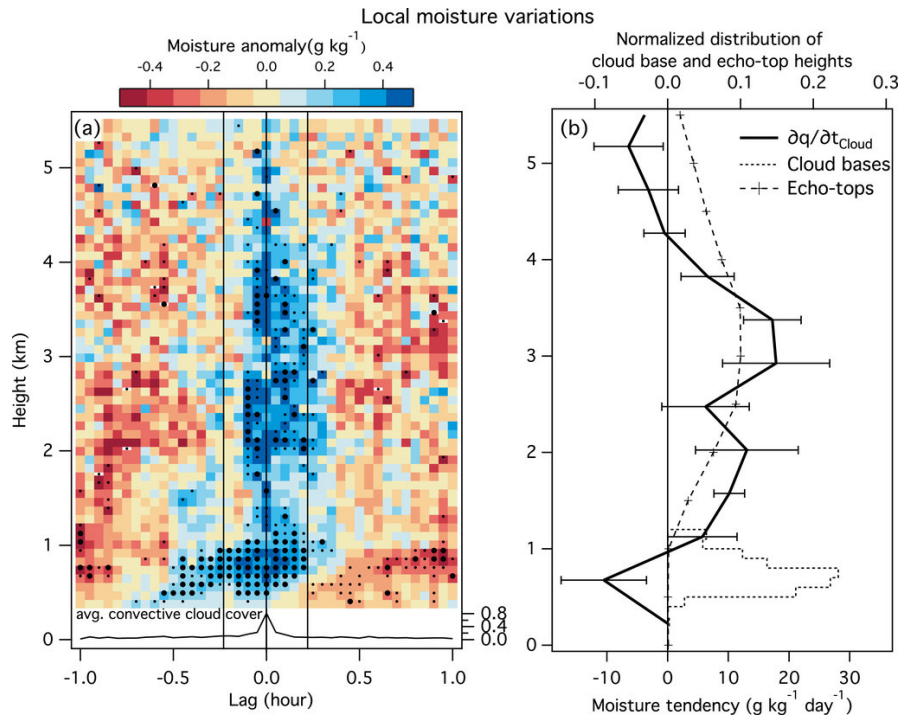


Fig. 4 (a) Time-height composites of HSRL-derived mean moisture anomalies (colors; in $\text{g kg}^{-1} \text{ day}^{-1}$) around shallow convective cloud cooccurrences of at least 2 min (260 cases). The small (large) dots show where the anomalies are different from zero at the 95% (99%) level. The black curve (above the abscissa) is the mean convective cloud cover (proportion of clouds with cloud-base height lower than 1.2 km using the ceilometer). (b) Mean instantaneous moisture tendency profile ($\partial q / \partial t_{\text{cloud}}$; solid thick line) associated with shallow convective cloud occurrence. This tendency is computed from (a) on a 25-min interval centered on lag 0 [time interval highlighted in (a) by vertical lines] and vertically averaged every 500 m. The error bars are the standard deviation of the moisture tendencies within each 500-m bin. Also superimposed is the normalized distribution of the ceilometer-derived cloud-base heights lower than 1.2 km (dotted) and radar-derived convective echo tops (dashed with plus signs). Quoted from Bellenger *et al.* (2015) (© American Meteorological Society).

4. ラマンライダーによる水蒸気観測Ⅱ：定常的な船上観測に向けて

残念ながら前節で述べた HSRL の「みらい」搭載は CINDY 航海限りであり、加えて、各航海で連続観測を行なってきた NIES によるミー散乱ライダー観測も、2013 年度を以て一旦終了することとなった。この状況を受け、2014 年度からは、JAMSTEC と NIES との共同研究という新たな態勢でミー散乱ライダー観測を実施することとなった。機材は前年までのミー散乱ライダー（ゾンデコンテナ設置型）の構成を踏襲し、新たに調達したパーツ類で組み上げ、そこにラマン散乱計測による水蒸気計測機能を付加することとなった。この新たな「みらい」ライダーは、2014 年度から観測運用を開始し、改良を施しつつ現在（2022 年）まで観測を継続している。本節ではこの「みらい」ライダーによる水蒸気観測結果^{30, 31)}について紹介する。

「みらい」ライダーの 2021 年時点でのシステム構成を Fig. 5 に、主な仕様を Table 1 に示す。レーザーの送信波は 1064 nm, 532 nm, 355 nm の 3 波長で、時間幅 5 ns のパルスを繰り返し周波数 10 Hz で天頂方向に射出する。大気中で散乱された信号は、20 cm 径の望遠鏡を通った後、ダイクロイックミラーによって 7 波長に分けられ、各波長の受光部へ送られる。（加えて、近距離観測用の 5 cm 径望遠鏡を通して、532 nm の信号を受信している。）このうち、408 nm（355 nm 射出光に対する水蒸気ラマン散乱光の観測用）の受光部は 2017 年に追加されたものであり、それ以前は水蒸気ラマン散乱は 660 nm のみで観測されていた。一方、607 nm 及び 387 nm において窒素ラマン散乱信号の測定チャンネルを設けた。これにより（CINDY 観測当時はゾンデ観測から仮定していた）乾燥大気中の密度を随時観測すること、及び、水蒸気ラマン信号と窒素ラマン信号との比を取ることで、信号の減衰等の影響を軽減することを目論んだ。

受信信号から水蒸気混合比を得る為には、求める水蒸気混合比と、観測される信号強度との間には、以下の関係を仮定した。

$$q_l(r) = K(r) \frac{O_{wv}(r) S_{wv}(r) T_{wv}(r)}{O_{N2}(r) S_{N2}(r) T_{N2}(r)} \quad (1)$$

式中の記号は以下を表す： $q_l(r)$ はレンジ距離 r におけるライダー測定水蒸気混合比、 $O_x(r)$ は散乱体 x （ x は水蒸気 [wv] または窒素 [N2]）に対するビーム重なり分布を表す関数、 $S_x(r)$ は散乱体 x に対するラマン後方散乱強度、 $T_x(r)$ は散乱体 x に対する、散乱体から受光部までの大気の透明度、そして、 $K(r)$ は、

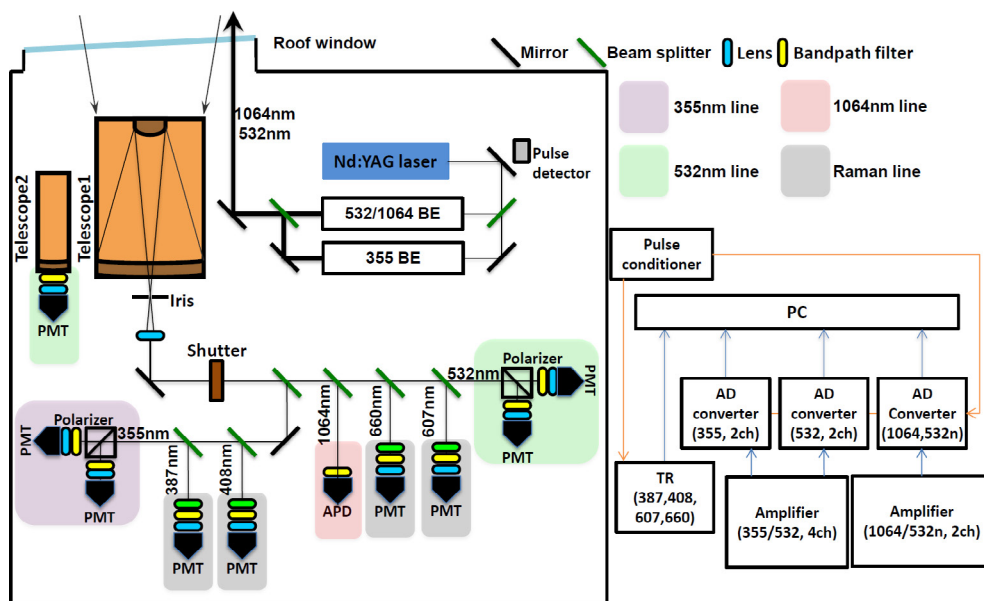


Fig. 5 Schematic diagram of the *Mirai* Raman-Mie lidar observation system. Quoted from the supplement for Katsumata *et al.* (2020) (licensed under CC BY 4.0).

Table 1 System specification of the *Mirai* Raman-Mie lidar observation system.
Quoted from the supplement for Katsumata *et al.* (2020) (licensed under CC BY 4.0).

Transmitter	
Laser	Nd:YAG Quantel BrilliantEasy
Wavelength	1064 nm, 532 nm, 355 nm
Repetition rate	10 Hz
Pulse duration	5 ns
Power (Nominal)	100 mJ (1064 nm), 100 mJ (532 nm), 50 mJ (355 nm)
Beam expander	DWBX-10.0-5x-1064/532, BXUV-10.0-5x-355
Photodiode	Hamamatsu
Receiver	
Telescopes	20 cm diameter telescope, Celestron C8 5 cm diameter telescope,
Detectors	
1064 nm	Licel APD-1.0 (MR15-04), APD-3.0 (MR17-08)
532 nm	Hamamatsu H10721-20
355 nm	Hamamatsu H10721-210
660 nm	PMT, Licel R9880U-20
607 nm	PMT, Licel R9880U-110
408 nm	PMT, Licel R9880U-113
387 nm	PMT, Licel R9880U-110
Recorders	
A/D converter	Turtle TUSB-0261ADMH
Transient recorder	Licel TR40-80-12bit

観測された水蒸気ラマン信号と窒素ラマン信号の比（右辺の後半部分 $\frac{O_{wv}(r) S_{wv}(r) T_{wv}(r)}{O_{N_2}(r) S_{N_2}(r) T_{N_2}(r)}$ ，以下 Signal Ratio ($SR(r)$) と称する）を水蒸気混合比に換算するための係数，である。

今回紹介する研究においては，まず「みらい」ライダーの水蒸気観測に対するパフォーマンスを示すことを目的として，複雑な物理過程を省略し，ラジオゾンデ観測結果とライダー観測値を統計的に合わせ込むことで q_l を求めた．その処理は以下の3段階に分けられる：(1) 得られた観測値全てを用いた SR の時間-レンジ距離分布の算出，(2) ラジオゾンデで観測された水蒸気混合比 (q_{rs}) と，同時刻の SR とのペアを用いた，レンジ距離毎の $K(r)$ の算出，そして (3) 得られた $K(r)$ を用いた全ての SR からの q_l の算出，である。

処理 (1) において，式中の $S_x(r)$ は，各チャンネルの光子カウントを用いた．後述の処理の為にラマン及びミー散乱の両方の信号を用いるため，全てのチャンネルのデータをレンジ距離方向に 30 m 毎のデータに変換した．まず有効かつ十分な信号強度のデータとして，以下の2つの基準を満たすものを解析対象とした．1つは光子数が 10 個以上であること，もう1つは（ラマン信号検知可能な最大高度を遥かに超える）高度 7.5 km 以遠のデータを背景信号と見做し，それよりも強い信号であること，である．背景信号は各観測時刻毎に算出し，刻々と変化する月光や各種照明光の影響を考慮した．更に，1064 nm チャンネルのミー散乱信号で雲や雨が存在すると判定されたレンジ距離以遠のデータを処理対象から外した． $T_x(r)$ は，乾燥大気の大気減衰係数から算出した．大気の大気構造は，標準大気データベース CIRA86³²⁾ を参照し，「みらい」の位置・日付を内挿して求めた．計算の単純化の為に， $T_x(r)$ の計算ではエアロゾルや水蒸気の影響は考慮から外した． $O_x(r)$ は，水蒸気と窒素で同じ値であること，すなわち， $O_{wv}(r)/O_{N_2}(r)=1$ を仮定した．これらの単純化により無視された要素の影響は，統計的に算出される $K(r)$ に非明示的に含まれると想定した．

処理 (2) での $K(r)$ の算出には，専用のデータを準備した．ライダーデータは， $SR(r)$ を，時間方向に 10 分間，レンジ距離方向に 120 m の移動平均をとり，ノイズを軽減させた． $q_{rs}(r)$ についても，ライダーのレンジ距離方向に同様の移動平均処理を施した．この $q_l(r)$ と $q_{rs}(r)$ の組み合わせから $K(r)$ を算出した． $K(r)$ はラジオゾンデの観測回数分存在するため，各レンジ距離 r 毎に $K(r)$ の中央値を求め，それを最終的な K

(r)とした。

処理 (3) では、処理 (2) で算出した $K(r)$ を用いて、 $SR(r)$ を $q_l(r)$ に変換した。 $SR(r)$ は、時間方向に 1 分間、レンジ距離方向に 30 m の範囲の平均値であり、変換後の $q_l(r)$ も同じ時空間分解能である。この $q_l(r)$ を、1/8 秒毎に観測されている船体傾斜を考慮し高度への変換を行い、同時に時空間方向の平滑化（時間方向に 10 分間、高度方向に 120 m の範囲）を行なった。平滑化の際、対象時空間範囲のデータ点のうち 2/3 が有効な $q_l(r)$ の場合のみ、平滑化後のグリッドに有効データを与えた。

以上の処理を、2015 年の MR15-04 航海、及び、2017 年の MR17-08 航海の観測データに対して施した。どちらの航海も、海大陸観測強化年 (Years of the Maritime Continent; YMC)³³⁾ の集中観測として、インドネシア・スマトラ島の西岸沖合で実施され、その間、「みらい」ライダーの連続観測、及び 3 時間毎のラジオゾンデ観測が実施された^{34, 35)}。

q_l の算出に使用した観測データの期間、数などを Table 2 に示す。 q_l について、本稿では以後、532 nm 送信波に対する 660 nm (水蒸気ラマン) 及び 607 nm (窒素ラマン) の受信信号を用いた水蒸気混合比を q_{l532} 、355 nm 送信波に対する 408 nm (水蒸気ラマン) 及び 387 nm (窒素ラマン) の受信信号を用いた水蒸気混合比を q_{l355} 、とそれぞれ呼称する。MR17-08 航海では、4 つのラマン信号受信チャンネルを稼働させており、 q_{l532} 及び q_{l355} の両方を算出した。一方 MR15-04 では 408 nm チャンネルが未整備だったため、 q_{l532} のみを算出した。また、ライダー観測の鉛直分解能も航海毎・チャンネル毎に異なる。一方、真値として用いるラジオゾンデも、両航海で使用した型式が異なっている。この 2 タイプのラジオゾンデ間の相対湿度の誤差は約 2% であり³⁶⁾、公称誤差も 1% 異なる。これらを鑑み、 $K(r)$ の算出は、航海毎、波長毎に行なった。 $K(r)$ の算出には、対象期間に取得されたラジオゾンデデータを全て利用し、精度の最大化を図った。

Table 2 Summary of data used to estimate $K(r)$ and to compare q_l and q_{rs} . Quoted from Katsumata *et al.* (2020) (licensed under CC BY 4.0).

Name of Cruise		MR15-04	MR17-08
Period for the analyses in the present study		Nov. 23 – Dec. 17, 2015 (25 days)	Nov. 30 – Dec. 13, 2017 (14 days) ¹
Lidar data	Available q_l products	q_{l532}	q_{l532} , q_{l355}
Radiosonde data	Number of profiles when q_l is available	92	56
	Type of sensor	RS92-SGP, Vaisala	RS41, Vaisala
	Nominal accuracy of relative humidity ²	5 %	4 %

¹Data after December 13, 2017 are omitted from the analyses in the present study due to insufficient quality of raw data from *Mirai* lidar.

²According to the manufacturer, as in Kawai *et al.* (2017).

ライダー算出の水蒸気混合比と、ラジオゾンデ観測のそれを比較する。まず全データを散布図で比較したのが Fig. 6 である。MR17-08 については、 q_{l532} 、 q_{l355} の両方共に、相関係数は約 0.9、二乗平均差 (RMSD) は約 0.5 g/kg (絶対量の約 3%) であった。この RMSD は MABL 内の水蒸気の空間変動^{37, 38)} と同程度であり、ラジオゾンデとライダーとの水平位置差で誤差の大部分が説明できると考えられる。一方 MR15-04 の q_{l532} は、相関係数は約 0.67 に、RMSD は 1.2 g/kg (絶対量の約 7%) であった。この航海毎の差は、MR17-08 航海の方が生データの鉛直分解能が細かく、1 点の q_l を算出するのに使われた生データの数が多い (単純計算で 2 倍) が原因と考えられる。一方、差異の高度分布を示したのが Fig. 7 である。MR17-08 については、 q_{l355} は高度 0.85 km 程度まで、 q_{l532} は高度 0.45 km 程度まで得られている。航海期間中の平均的な MABL の厚さは 0.6 km 程度までであったが、その高度範囲内では、 $|q_l - q_{rs}|$ は 0.7 g/kg 以下 (絶対量の 5% 以下) に抑えられている。一方 MR15-04 の q_{l532} の RMSD は 1.0 g/kg 程度以上となっていた。但し、いずれの q_l においても、目立つバイアス誤差はみられなかった。

取得されたデータと実現象との対応を見るため、ケーススタディを行なった (Fig. 8)。先に示したように q_{l355} (Fig. 8(b)) の方が q_{l532} (Fig. 8(a)) よりも高高度までデータが得られている。一方、両方で共通に、

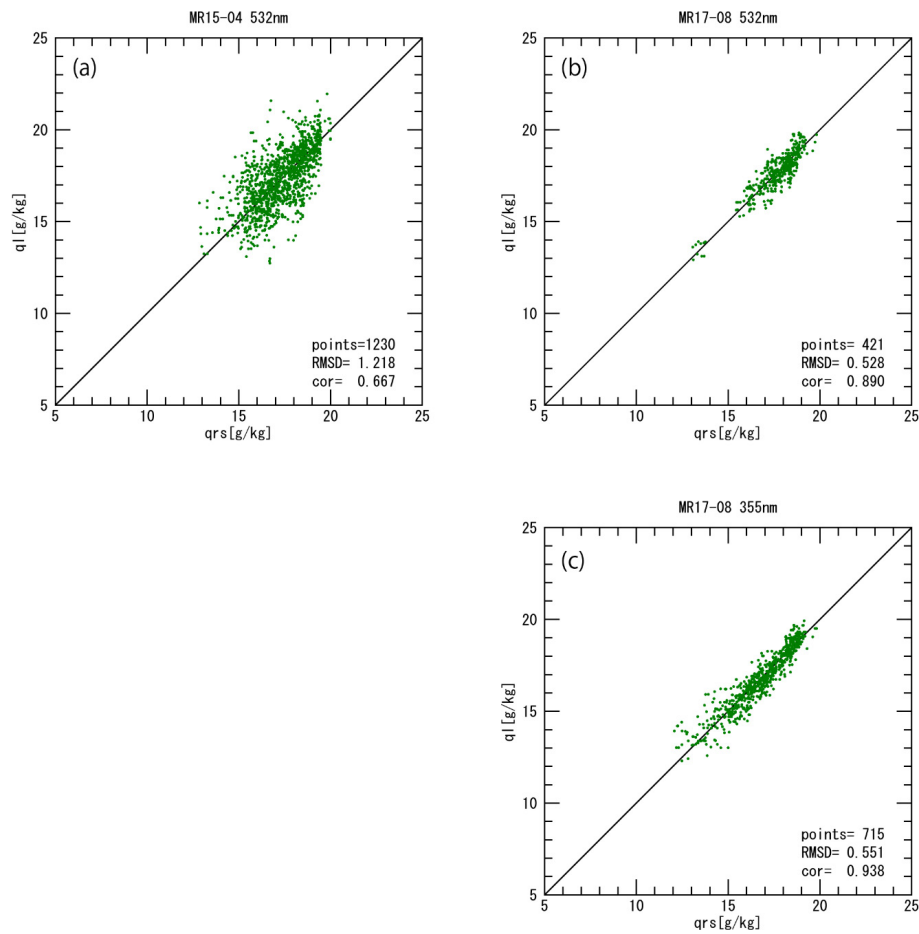


Fig. 6 Scatter plots comparing lidar-derived water vapor mixing ratio q_l (in ordinate) and radiosonde-observed one q_{rs} (in abscissa). (a) q_{l532} for MR15-04, (b) q_{l532} for MR17-08, and (c) q_{l355} for MR17-08, respectively. “points”, “RMSD” and “cor” stand for number of data points, root mean square difference, and correlation coefficient, respectively. Quoted from Katsumata *et al.* (2021) (licensed under CC BY 4.0).

12–14 UTC 付近と、20–22 UTC 付近に、 q_l の急激な変化が捉えられている。

まず 14 UTC 付近では、MABL 内での q_l が大きくなり、かつ q_l の高い層が厚くなっている。14 UTC の直前にはデータ欠測が起きている。船上雨量計では雨を検知していないが、これは海面まで達しないような雲・降水による遮蔽と考えられる。この欠測前の数時間（1030 UTC 頃～1400 UTC 頃）、気温の低下（Fig. 8(c)）、湿度・水蒸気量の上昇（Fig. 8(d)）があり、その変化の開始・終了時刻には風が変化していた（Fig. 8(e)）。これらから、 q_l で捉えられた 14 UTC 前後の変化は、メソスケールで広がる冷湿域、すなわちコールドプールの端の通過に伴うと考えられる。

一方 20 UTC 前後では、 q_l が一旦欠損した後、1 時間以上にわたって q_l が低下し MABL が消失している（Fig. 8(a)）。欠損期間は、強いミュー散乱シグナル（Fig. 8(f)）として検知される雲底が、高度 0.7 km 付近から徐々に上昇に転ずるタイミングに相当し、また、弱い縦長のシグナルとして検知される降雨も見られる（降雨は船上雨量計でも検知されている（Fig. 8(d)））。船上観測では、気温の低下（Fig. 8(c)）、水蒸気混合比の低下（Fig. 8(d)）、そして風速の上昇（Fig. 8(e)）が検知されている。気温と水蒸気混合比はその後、 q_l が回復し MABL のが再び認められるようになる 2130 UTC 過ぎにかけてゆっくりと回復した。この低 q_l の期間、「みらい」搭載の降雨レーダー画像では、北西-南東方向に伸びる線状の降水帯の上空通過と、その後（南西側）に広がる層状性降水域が見られた。これら観測データから、1900 UTC 頃～2130 UTC 頃の q_l の低下は、メソスケール降水システムによる大気の鉛直混合に伴って海面付近まで下降した上空の乾燥空気³⁹⁾を捉えたと考えられる。

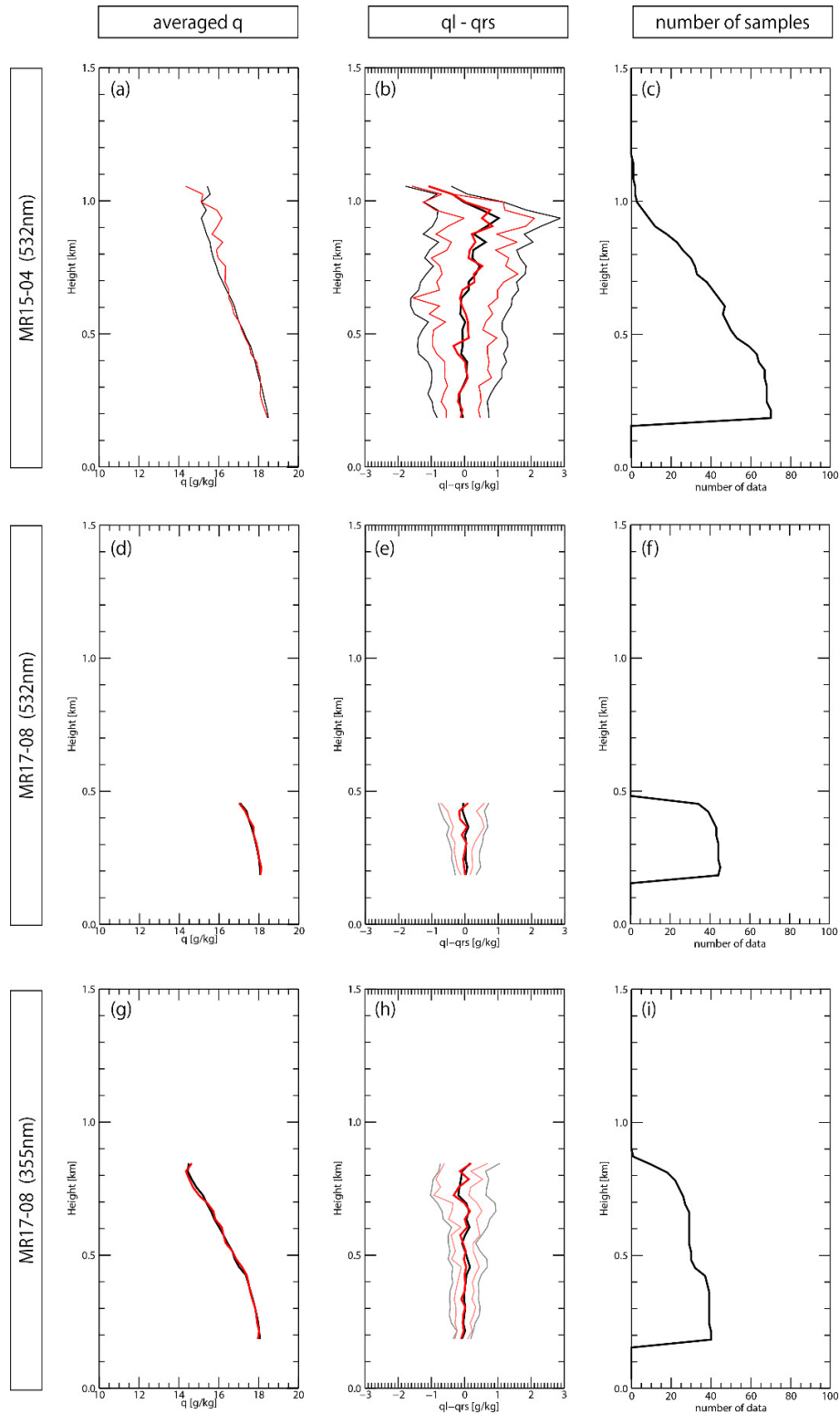


Fig. 7 Comparison of the vertical profiles of water vapor mixing ratio. Panels in the left column ((a), (d) and (g)) are for the averaged profile of q_l (red) and q_{rs} at corresponding time (black). Panels in the middle column are for the $q_l - q_{rs}$, as in the average (thick black), average $\pm$ standard deviation (gray), median (thick red), and 1st and 3rd quartiles (thin red), respectively. Panels in the right column are number of available pairs of q_l and q_{rs} . Top panels are for q_{l532} in MR15-04, middle panels are for q_{l532} in MR17-08, and bottom panels are for q_{l355} in MR17-08. Quoted from Katsumata *et al.* (2021) (licensed under CC BY 4.0).

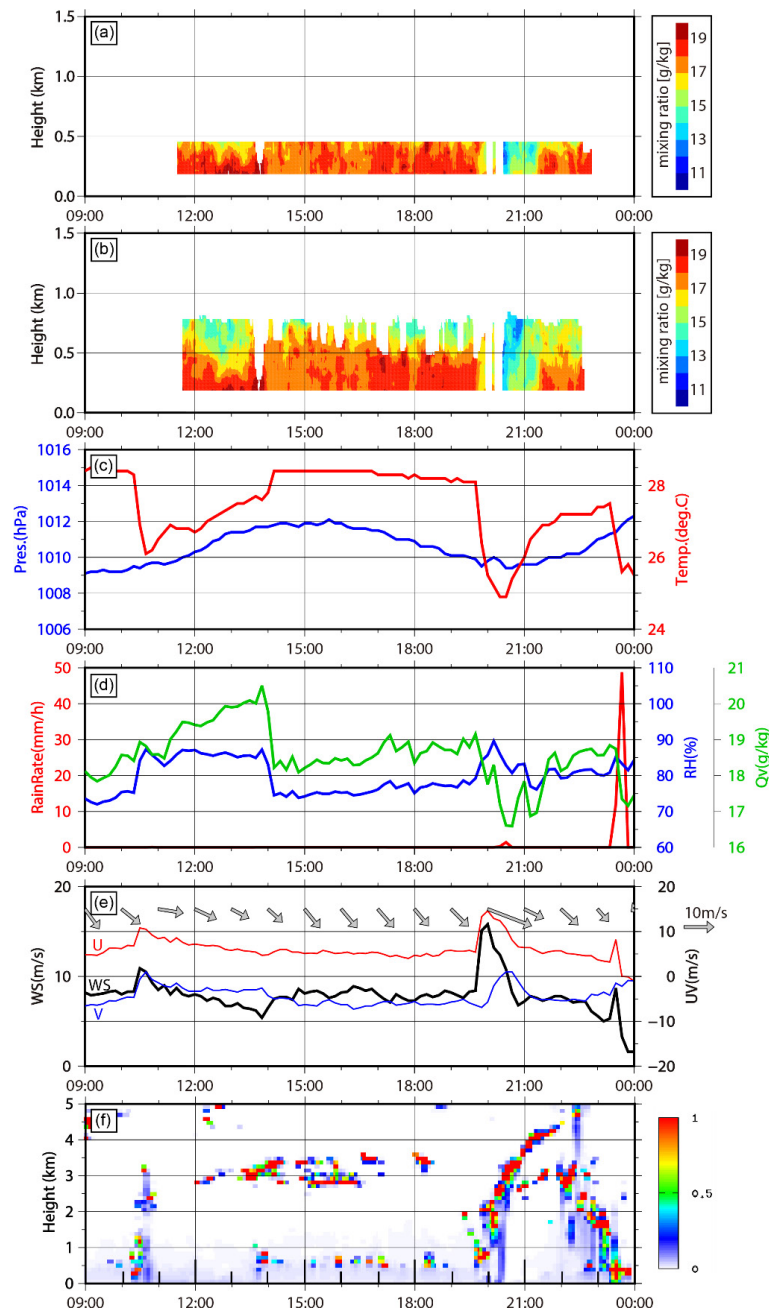


Fig. 8 Observed time series on Dec. 12, 2017 (in UTC). (a–b) Time-height cross section of lidar-derived water vapor mixing ratio, for (a) q_{1532} and (b) q_{1355} . White color indicates the location where data is unavailable. (c–e) Surface meteorological parameters obtained by instruments onboard R/V *Mirai*, for (c) pressure (blue) and temperature (red), (d) rainrate (red), relative humidity (blue) and water vapor mixing ratio (green), and (e) wind speed (black), zonal wind speed (red), meridional wind speed (blue) and wind vector at every hour. (f) time-height cross section of the normalized backscatter signal received at 1064 nm. Quoted from Katsumata *et al.* (2021) (licensed under CC BY 4.0).

これらの結果から、「みらい」ライダーは、MABL 及びその直上の自由大気の一部について、メソスケール現象を解像できる細かい時間分解能での水蒸気変動を観測できることが示された。「みらい」ライダーは2015年以降現在(2021年)に至るまで観測を継続しており、多彩な大気海洋状況下におけるMABLの変動特性の解明が期待される。

5. まとめと今後

本稿では研究船「みらい」におけるライダー水蒸気観測について、これまでの結果をレビューした。観測データは着実に蓄積されてきており、これを活かしたメソスケール・雲スケールの水蒸気変動の研究の進展と、それに係る気象・気候システムの解明が期待される。

一方で、今後に残された問題点や要改善点も多い。4章で述べた「みらい」ライダーの水蒸気算出法では、海域状況等の外部条件やライダー調整状況などの内部条件が異なる場合の精度やその改善方法の検討が必要であり、常時取得されている海上気象データ（湿度、気温等）や、同時取得されているライダーのミード乱データ（強度・偏光解像度等）等を更に利用した改良が望ましい。一方、新たな水蒸気観測用ライダーの利用も考える必要がある。本稿で紹介したシステムはいずれも設計済のライダーに対してラマン信号受信チャンネルを付加したものであり、水蒸気観測を主目的として設計されたシステムでは、データ品質や取得高度範囲の改善、現状では難しい昼間の観測データの取得、などが期待される。例えば可搬型ラマンライダーでも水蒸気観測専用のシステムでは夜間は高度5 km以上、昼間は高度1 km以上までの観測実績がある⁴⁰⁾。また差分吸収ライダー（Differential absorption lidar; DIAL）も観測実績を重ねている^{41, 42)}。日変化が重要と言われる海洋上で昼夜を問わない連続観測データは重要である。今後、品質・時空間範囲・時空間分解能の向上した海上水蒸気データの取得・蓄積による、気象・気候システムの理解進展や予報・予測能力向上が期待される。

謝辞

「みらい」就航以来、ライダー観測に御尽力いただいた各位、特に松井一郎氏（前・NIES；現・MSS）、清水厚氏（NIES）、杉本伸夫氏（NIES）に感謝します。

引用文献

- 1) Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, F. Fasullo, 2007: Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *J. Hydrometeor.*, **8**, 758–769, doi:10.1175/JHM600.1.
- 2) Sherwood, S. C., R. Roca, T. M. Weckwerth, N. G. Andronova, 2010: Tropospheric water vapor, convection and climate. *Rev. Geophys.*, **48**, RG2001, doi:10.1029/2009RG000301.
- 3) Ogino, S.-Y., M. D. Yamanaka, S. Mori, J. Matsumoto, 2017: Tropical coastal dehydrator in global atmospheric water circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 11636–11643, doi:10.1002/2017GL075760.
- 4) Yoneyama, K., 2003: Moisture variability over the tropical western Pacific ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 317–337, doi:10.2151/jmsj.81.317.
- 5) Takemi, T., O. Hirayama, C. Liu, 2004: Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11109, doi:10.1029/2004GL020225.
- 6) Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary Layer Meteor.*, **9**, 91–112, doi:10.1007/BF00232256.
- 7) de Szoeke, S. P. 2018: Variations of the moist static energy budget of the tropical Indian Ocean atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 1545–1551, doi:10.1175/JAS-D-17-0345.1.
- 8) Jabouille, P., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 816–837, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0816:MOSFBA>2.0.CO;2.
- 9) Yokoi, S., M. Katsumata, K. Yoneyama, 2014: Variability in surface meteorology and air-sea fluxes due to cumulus convective systems observed during CINDY/DYNAMO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 2064–2078, doi:10.1002/2013JD020621.
- 10) Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named “Senjo-Kousuitai”, causing localized heavy rain in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 485–509, doi:10.2151/jmsj.2020-029.
- 11) Fujiwara, K. R. Kawamura, H. Hirata, T. Kawano, M. Kato, T. Shinoda, 2017: A positive feedback process between tropical cyclone intensity and the moisture conveyor belt assessed with Lagrangian diagnostics. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **122**, 12502–12521, doi:10.1002/2017JD027557.
- 12) Wentz, F. J., 2015: A 17-yr climate record of environmental parameters derived from the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) microwave imager. *J. Climate*, **28**, 6882–6902, doi:10.1175/JCLI-D-15-0155.1.
- 13) 藤原正智, 2011: 気候監視のための新しい高層気象観測ネットワーク GRUAN. *天気*, **58**, 679–695.
- 14) Katsumata, M., K. Yoneyama, 2004: Internal structure of ITCZ mesoscale convective systems and relative environmental factors in the western Pacific: An observational case study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1035–1056, doi:10.2151/jmsj.2004.1035.

- 15) Inoue, J., M. E. Hori, Y. Tachibana, T. Kikuchi, 2010: A polar low embedded in a blocking high over the Pacific Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14808, doi:10.1029/2010GL043946.
- 16) Fujita, M., F. Kimura, K. Yoneyama, M. Yoshizaki, 2008: Verification of precipitable water vapor estimated from shipborne GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L13803, doi:10.1029/2008GL033764.
- 17) 篠田太郎, 米山邦夫, 勝俣昌己, Randolph Ware, 中村健治, 2004: 「みらい」に搭載されたマイクロ波放射計による熱帯海洋上の気温と水蒸気混合比の鉛直プロファイル観測. 日本気象学会 2004 年秋季大会, P327.
- 18) Sugimoto, N., I. Matsui, Z. Liu, A. Shimizu, I. Tamamushi, K. Asai, 2000: Observation of aerosols and clouds using two-wavelength polarization lidar during the Nauru99 experiment. *海と空*, **76**, 93–98.
- 19) Okamoto, H., T. Nishizawa, T. Takemura, H. Kumagai, H. Kuroiwa, N. Sugimoto, I. Matsui, A. Shimizu, S. Emori, A. Kamei, and T. Nakajima, 2007: Vertical cloud structure observed from shipborne radar and lidar: Midlatitude case study during the MR01/K02 cruise of the research vessel Mirai, *J. Geophys. Res.*, **112** (D08), D08216, doi:10.1029/2006JD007628.
- 20) Sugimoto, N., I. Matsui, Z. Liu, A. Shimizu, K. Asai, K. Yoneyama, M. Katsumata, 2001: Latitudinal distribution of aerosols and clouds in the western Pacific observed with a lidar on board the research vessel Mirai. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4187–4190.
- 21) Iwasaki, S., Y. Tsushima, R. Shirooka, M. Katsumata, K. Yoneyama, I. Matsui, A. Shimizu, N. Sugimoto, A. Kamei, H. Kuroiwa, H. Kumagai, H. Okamoto, 2004: Subvisual cirrus clouds observation with the 1064-nm lidar, the 95-GHz cloud radar, and radiosondes on the warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, **31** (9), L09103, doi: 10.1029/2003GL019377.
- 22) Yasunaga, K., K. Yoneyama, H. Kubota, H. Okamoto, A. Shimizu, H. Kumagai, M. Katsumata, N. Sugimoto, I. Matsui, 2006: Melting layer cloud observed during R/V Mirai cruise MR01-K05, *J. Atmos. Sci.*, **63** (11), 3020–3032, doi: 10.1175/JAS3779.1.
- 23) Yoneyama, K., C. Zhang, C. N. Long, 2013: Tracking pulses of the Madden-Julian Oscillation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 1871–1891, doi:10.1175/BAMS-D-12-00157.1.
- 24) JAMSTEC, 2011: R/V Mirai Cruise Report MR11–07. (Available at <http://www.godac.jamstec.go.jp/>)
- 25) Katsumata, M., R. Johnson, P. Ciesielski, 2009: Observed synoptic-scale variability during the developing phase of an ISO over the Indian Ocean during MISMO. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3434–3448, doi:10.1175/2009JAS3003.1
- 26) Nishizawa, T., N. Sugimoto, I. Matsui, T. Takano, 2012: Development of two-wavelength high-spectral-resolution lidar and application to shipborne measurements. *Proc. 26th Int. Laser Radar Conf.*, Porto Helli, Greece, 147–150.
- 27) Bellenger, H., K. Yoneyama, M. Katsumata, T. Nishizawa, K. Yasunaga, R. Shirooka, 2015: Observation of moisture tendencies related to shallow convection, *J. Atmos. Sci.*, **72**, 641–659. doi:10.1175/JAS-D-14-0042.1
- 28) Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate*, **12**, 2397–2418, doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<2397:TCOTC>2.0.CO;2.
- 29) Katsumata, M., H. Yamada, H. Kubota, Q. Moteki, R. Shirooka, 2013: Observed evolution of northward-propagating intraseasonal variation over the western Pacific: A case study in boreal early summer. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 690–706, doi:10.1175/MWR-D-12-00011.1.
- 30) Katsumata, M., K. Taniguchi, T. Nishizawa, 2020: An attempt to retrieve continuous water vapor profiles in marine lower troposphere using shipboard Raman / Mie lidar system. *SOLA*, **16A**, 6–11, doi:10.2151/sola.16A-002
- 31) Katsumata, M., K. Taniguchi, T. Nishizawa, 2021: Corrigendum: “An attempt to retrieve continuous water vapor profiles in marine lower troposphere using shipboard Raman / Mie lidar system”. *SOLA*, **17**, c1-c4, doi:10.2151/sola.2021-022
- 32) Fleming, E. L., S. Chandra, M. R. Schoeberl, J. J. Barnett, 1988: Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height, and pressure for 0–120 km, NASA Tech. Memo. NASA TM-100697, 85 pp. doi:10.1016/0273-1177(90)90230-W.
- 33) Yoneyama, K., and C. Zhang, 2020: Years of the Maritime Continent. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087182. doi:10.1029/2020GL087182.
- 34) JAMSTEC and BPPT, 2016: MR15–04 cruise report. (Available online at <http://www.godac.jamstec.go.jp/>)
- 35) JAMSTEC and BPPT, 2018: MR17–08 cruise report. (Available online at <http://www.godac.jamstec.go.jp/>)
- 36) Kawai, Y., M. Katsumata, K. Oshima, M. E. Hori, J. Inoue, 2017: Comparison of Vaisala radiosondes RS41 and RS92 launched over the oceans from the Arctic to the tropics. *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 2485–2498, doi:10.5194/amt-10-2485-2017.
- 37) Fabry, 2006: The spatial variability of moisture in the boundary layer and its effect on convection initiation: Project-long characterization. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 79–91, doi:10.1175/MWR3055.1.
- 38) Shinoda, T., A. Higuchi, K. Tsuboki, T. Hiyama, H. Tanaka, S. Endo, H. Minda, H. Uyeda, K. Nakamura, 2009: Structure of convective circulation in the atmospheric boundary layer over the northwestern Pacific Ocean under a subtropical high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 979–996, doi:10.2151/jmsj.87.979.
- 39) Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568–1589. doi:10.1175/1520-0493(1977)105<1568:MACDAD>2.0.CO;2
- 40) Sakai, T., T. Nagai, T. Izumi, S. Yoshida, Y. Shoji, 2019: Automated compact mobile Raman lidar for water vapor measure-

- ment: Instrument description and validation by comparison with radiosonde, GNSS, and high-resolution objective analysis. *Atmos. Meas. Tech.*, **12**, 313–326, doi:10.5194/amt-12-313-2019.
- 41) Abo, M., T. Sakai, P. P. L. Hoai, Y. Shibata, C. Nagasawa, 2018: Measurements of water vapor profiles with compact DIAL in the Tokyo metropolitan area. *EPJ Web Conf.*, **176**, 04015, doi:10.1051/epjconf/201817604015.
- 42) Newsom, R. K., D. D. Turner, R. Lehtinen, C. Munkel, J. Kallio, R. Roininen, 2020: Evaluation of a compact broadband differential absorption lidar for routine water vapor profiling in the atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **37**, 47–65, doi:10.1175/JTECH-D-18-0102.1.

勝俣昌己

1998 年北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻にて博士（理学）取得。日本学術振興会特別研究員を経て、1999 年より海洋科学技術センター（現・海洋研究開発機構）研究員。2007～2008 年、米コロラド州立大客員研究員。雲・降水システム及び大気海洋相互作用を研究対象とし、主に研究船「みらい」や島嶼域での現場観測研究に従事。

特集 ライダー観測 I

成層圏エアロゾルとライダー観測

柴田 隆

Stratospheric aerosols and lidar observations

Takashi Shibata

(Received November 22, 2021; revised February 9, 2022; accepted February 14, 2022)

In this technical review, stratospheric aerosols are briefly described in terms of background condition and disturbed conditions due to volcanic eruptions and low temperature from polar vortex, focusing mainly on their components and lidar observations. The purpose of this review is to provide a quick overview of stratospheric aerosols for readers who are familiar with the term “stratospheric aerosols” but don't know more.

キーワード：成層圏エアロゾル，ライダー，火山雲，極成層圏雲

Key Words: Stratospheric aerosols, Lidar, Volcanic clouds, PSC

1. はじめに

成層圏大気の研究には、差分吸収法を用いたオゾンの測定^{1,2)}やレイリー散乱を使う大気密度・温度の測定^{3,4)}など、ライダーがさまざまな観測に活用されている。とりわけ、ミー散乱を測定する成層圏エアロゾルの観測は、おそらく最も頻繁に行われている成層圏観測へのライダーの利用であろう^{5-33, 45, 46, 48, 53-55, 60-62, 70-73)}。ちなみに、対流圏観測への利用でも、エアロゾル観測がおそらく最も盛んに行われていて、エアロゾル用のライダーシステムの仕様は成層圏測定用のものと基本的には同じであるが、成層圏と対流圏では、若干様相が異なる点がいくつかあり、思いつくままに強いてあげてみると、

- イ. 散乱物質の密度が小さく、加えて地上からの測定では装置からより遠距離にある成層圏からの微弱な受信信号を検出するには、多くの装置でフォトンカウンティングモードの利用を要する。
- ロ. 成層圏観測では鉛直上方のみを測定することがほとんどであるが、対流圏用装置では測定する仰角・方位角の走査機能を有するものも多い。
- ハ. 成層圏観測の信号強度のキャリブレーションは、エアロゾルがほとんど存在しない高度域（36 km 以上の高度）のレイリー散乱を利用して信号を校正（ノーマライズ）する³³⁾ことが多いが、対流圏のみの観測では校正のために別途工夫を要する。
- ニ. 対流圏エアロゾルの成分には時間や場所によって、鉱物粒子（ダスト）、海塩、人為起源物質、種々の有機物、もしくはこれらの混合物など、さまざまな物質が存在する。一方、成層圏では、バックグラウンド状態、および火山噴火物質で擾乱を受けた状態のいずれの場合も、主成分は硫酸水溶液である。このことは成層圏ライダー観測データの解釈に重要である。

などである。とはいえ、実際のところ、使用する機器の差はやはり小さく、成層圏用と対流圏用で同じ装置が頻繁に兼用されている。

本解説では、ライダーが開発された当初より観測が行われている成層圏エアロゾルに関して、まず静穏時の成層圏バックグラウンドエアロゾル、続いて火山噴火起源のエアロゾル、および冬季極域の極渦内の気温低下に伴って出現する極成層圏雲について、主に成分に着目しながら概略を説明する。本解説は、研究分野

が異なり、「成層圏エアロゾル」という言葉は聞いたことがあるがそれ以上はよく知らない、というような読者を対象に考えており、成層圏エアロゾルがどんなものか、及びどんなところでライダーが活躍したかを、概略をつかむことができるよう内容を絞って解説する。なお、より詳細な情報へのアクセスが容易となるよう、引用文献には doi などの URL を付記し、また筆者が関与した研究に関する文献を文献番号 1-29, 39, 45, 72 に引用している。

2. 静穏時の成層圏バックグラウンドエアロゾル

前節で述べたように、成層圏エアロゾル粒子の主成分は硫酸水溶液であり、下部成層圏（低緯度で約 20-35 km, 高緯度で約 10-30 km の高度）に Junge 層と呼ばれるエアロゾルの層³⁴⁾を形成している。成層圏エアロゾルの主成分である硫酸は、海洋や人間活動などから発生する硫化カルボニル (COS)³⁵⁾が、対流圏内では分解や除去されずに下部成層圏に輸送され、成層圏のより強い光化学反応で酸化されることによって生成される^{10, 36, 37)}。成層圏は高度とともに気温が上昇していて、対流圏に比べて力学的に極めて安定である。対流圏から成層圏への物質の輸送は、大循環のような大規模なスケールの運動³⁸⁾に伴う輸送と、強い積乱雲のような深い対流に伴う比較的小規模なスケールの運動³⁹⁾に伴う輸送の二つの経路が示唆されている。硫酸は飽和蒸気圧が低く、他の微量成分に比べて多量の水分子が存在し、低温環境の下部成層圏では、硫酸水溶液が最も安定な形態となる。このため生成された硫酸は、下部成層圏では水分子とともに硫酸水溶液エアロゾル粒子（硫酸液滴と省略することもある）を形成する。

成層圏エアロゾル粒子は、硫酸水溶液粒子の中に硫酸アンモニウムなどの固体成分を含む、という成層圏での直接サンプリングによる結果があり、これをもとに硫酸水溶液エアロゾル粒子はこのような固体粒子を核にして生成したという説がある^{36, 37)}。しかし、成層圏におけるエアロゾルのサンプリングでは避けられない、試料を地表高度に持ち帰った際の試料状態の変化や採集した試料の汚染の問題⁴⁰⁾、および硫酸水溶液エアロゾル粒子が気体の硫酸から直接生成する可能性を示唆するような結果⁴¹⁻⁴³⁾もあり、固体成分の有無や粒子の生成過程については現在でも決着がついていない。しかしながら、試料採集の問題を最小限に抑えるよう注意深く行われたサンプリングでは固体粒子が見つからなかったこと⁴⁴⁾や、偏光ライダー観測によると、成層圏エアロゾルの偏光解消度が非常に小さいこと⁷²⁾などから、実質的に成層圏エアロゾル粒子はほぼ固体成分を含まないような水溶液として扱うことが多い。

エアロゾル層の上端については、高度とともに気温が上昇する上部成層圏（高度約 35-50 km）では、高度（気温）とともに硫酸の飽和蒸気圧も上昇し、硫酸水溶液として存在できなくなってエアロゾル粒子は蒸発する、これが成層圏エアロゾルの上端を決めている^{10, 36)}。一方下端については、対流圏では雲の生成や降水によって、エアロゾル粒子は成層圏に比べて短い時定数で消滅するので、エアロゾル層の下端はほぼ対流圏界面と一致する。このため、成層圏エアロゾルの高度分布は対流圏界面の高度変化に沿った季節変化を示すことがライダーによって捉えられている^{30, 31, 45)}。

3. 成層圏火山エアロゾル

火山の大噴火が発生すると、噴火のエネルギーにより大気の流れとは無関係に大量の噴火物質が直接成層圏に注入される。成層圏エアロゾルに影響を与える主な噴火物質は、鉱物性物質（火山灰）と二酸化硫黄 (SO₂) である。火山灰は重力落下速度が大きく、噴火後数ヶ月で成層圏から対流圏に除去される^{46, 47)}。一方 SO₂ は、成層圏注入後、大気中の光化学反応で徐々に硫酸に酸化され、硫酸水溶液のエアロゾル粒子が生成される。従って、起源は異なるが、バックグラウンド及び火山噴火の影響を受けた状態ともに、エアロゾル粒子の成分は硫酸水溶液となる。

火山噴火によって成層圏エアロゾルがどの程度増加するかは噴火の規模によって大きく異なる。年に一度程度の頻度で噴火する比較的小規模の噴火では、成層圏エアロゾルはバックグラウンドに比べて、火山噴火の影響が最も大きい高度で、数倍から 10 倍程度の濃度に増加する。1982 年、メキシコ、ユカタン半島のエルチチョン噴火や 1991 年、フィリピン、ルソン島のピナツボ噴火のような数十年に一度程度の頻度で発生するような大噴火の場合は 100 倍以上の濃度に達する^{5-16, 26, 27, 29-32)}。火山大噴火による成層圏エアロゾル増加の様子の一例として、Fig. 1 にエルチチョン噴火直後の福岡における成層圏エアロゾルのライダー観測の結果¹⁰⁾を示す。(Fig. 1 に示されている Backscattering ratio (後方散乱比, Fig. 1 の横軸では scattering ratio と略

されている)をRとおくと、R-1はエアロゾル混合比にほぼ比例する。異なる波長の間で、R-1は波長の比の約3乗に比例する。)火山噴火で増加したエアロゾルは約1年程度の時定数で指数的に減少する⁴⁸⁾。成層圏火山噴火雲の高度分布や時間変化の詳細はライダー観測によって初めて明らかとなった。ピナツボ噴火後1年間程度、約1℃程度地表面の平均気温が低下したことが報告されている^{49,50)}。これは噴火で増加した成層圏エアロゾルが、地球表面に届くはずであった太陽光エネルギーを宇宙空間に散乱し、地球に届くエネルギーを減じたことによる。

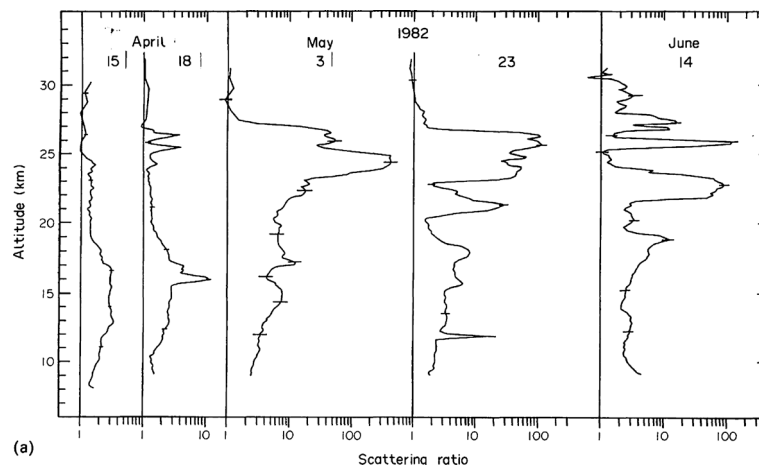


Fig. 1 Fig. 1 (a) of the reference 10. The backscattering ratio profiles at 1064 nm from 15 April to 14 June 1982 at Fukuoka, Japan. The profile on 15 April shows the typical vertical profile of the background stratospheric aerosols without disturbance of volcanic clouds. The increase in scattering ratio caused by the eruption of El Chichon was clear at altitudes higher than 15 km in the following days. (Please note that the scale of the abscissa is logarithmic.)

4. 極成層圏雲

成層圏エアロゾル粒子はバックグラウンド状態および火山噴火による擾乱時も、主成分はこれまで述べてきたように硫酸水溶液である。しかし、成層圏の気温が極端に低下するような状況では、温度低下に伴う硫酸水溶液エアロゾル粒子と大気中の微量成分(水や硝酸)の間の物理化学的な特性に従って、通常の成層圏では見られないような成分や質量濃度の変化、その結果として後方散乱係数や偏光解消度の変化が見られる。

冬季の南極成層圏では、南極大陸を覆う程度の、規模の大きい渦(極渦)が発達し、極渦内外の物質や熱の輸送がほとんど無くなる。これに冬季極夜の放射冷却が加わって、南極極渦内の気温は180 K付近まで低下する。通常成層圏は非常に乾燥していて、氷に対する飽和蒸気圧が100%となる気温は約188 K(−85℃)程度と低温である。氷の雲は、対氷飽和蒸気圧が100%となる温度を数度下回ったところで、水溶液粒子の中で生成する⁵¹⁾ので、通常の中低緯度の成層圏で雲が発生することはない。しかし、この成層圏における氷雲の発生温度を気温が下回る南極極渦内では、しばしば氷雲の存在が確認される。

南極冬季成層圏の特殊な低温環境で生じる氷雲は1950年代から報告⁵²⁾があるが、高度分布や時間的な変化は1983年にライダーによって初めて観測された^{53,54)}。冬季の極域に現れる雲は極成層圏雲(Polar Stratospheric Clouds, PSC)と名付けられた⁵⁵⁾。ライダー観測の結果は1985年に発表された⁵³⁾が、同年オゾンホール発見に関する報告⁵⁶⁾が発表された。その後PSC粒子の表面反応がオゾンホールを形成するオゾン破壊に決定的な役割を果たしている^{57,58)}ことが明らかになって、極域におけるライダー観測をはじめとした多くの観測が実施され、PSCの特徴が明らかとなった^{17-25,28)}。

一方、北極の成層圏では氷雲が生成する程度まで気温が低下することはまれである。南半球は北半球に比べて海洋の面積が広く、さらに南極大陸は海に囲まれている。これに対し、北半球は大陸が占める割合が大

きいため、山岳などの地形起源の波動がより強く発達し、その結果として規模の大きい極渦が発達しにくい。このため低緯度からの熱輸送がより盛んで⁵⁹⁾、北極成層圏気温は南極ほど低温に達しにくい。この違いは生成される PSC の主成分に大きな違いをもたらす。極渦中、南極では氷雲が発生する 180 K 付近まで気温が低下するのに対し、北極では、ほとんどの場合 190 K を数度下回る程度の気温低下にとどまる^{60, 61)}。従って、北極成層圏で氷の雲が発生することはまれである。

しかしながら、気温が約 195 K 以下まで低下すると固体の硝酸・三水和物 (Nitric Acid Trihydrate, NAT) 粒子が、また約 190 K 以下では液相の硫酸/硝酸/水による三成分液滴粒子が熱力学的に安定となり⁶³⁻⁶⁸⁾、それぞれの成分の変化に対応する後方散乱係数や偏光解消度の増加として、エアロゾル粒子の変化がライダーで観測されていて^{17-25, 28, 60-62)}、このような氷ではない粒子も PSC と呼ばれている。北緯 79 度の北極域、ニーオルスンでしばしばライダー観測された、液滴粒子層の上下を固体粒子層が挟むサンドイッチ構造の例を Fig. 2 に示す。なお、PSC 粒子表面におけるオゾン破壊の化学反応は氷以外の PSC 成分でも進行する。従って、北極の極渦の中でもオゾンが減少する (オゾンホールが発生する)。しかし、極渦の規模が小さいため、北極のオゾンホールは南極に比べて規模が小さく、オゾン破壊の程度も小さい⁵⁸⁾。

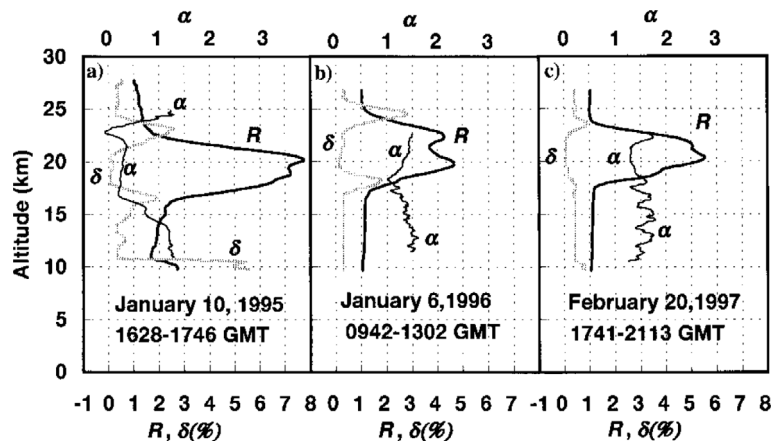


Fig. 2 Fig. 1 of the reference 22. A typical sandwich structure frequently observed over Ny-Ålesund, Svalbard (79°N, 12°E) on (a) January 10, 1995, (b) January 6, 1996, and (c) February 20, 1997. The backscattering ratio R at 532 nm, particle depolarization ratio δ at 532 nm, and Angstrom exponent α from 532 and 1064 nm are shown as the labeled bold line, bold faint line, and thin line, respectively.

5. おわりに

近年は、成層圏エアロゾルのネットワーク観測が実施されたり⁷⁰⁾、衛星搭載ライダー CALIOP が運用されたりと、筆者が成層圏エアロゾルの研究を始めた当時に比べて密度の高い成層圏エアロゾルのモニタリングが継続中である。このような観測網によって、規模の小さい火山噴火についても、全球的な拡がりの様子が克明に捉えられるようになってきた²⁹⁾。同様に、これまで成層圏への影響が明らかでなかった森林火災の煙の影響も捉えられている⁶⁹⁻⁷³⁾ (Fig. 3)。これらのライダー観測をもとに、成層圏エアロゾルに関する多くの新たな知見が蓄積されつつある。

最後に、今世紀に入った頃から、気候温暖化の解決策として、硫黄を含む気体を成層圏に放出して成層圏エアロゾルを増加させ、その冷却効果によって人工的に地表面温度を下げる (いわば人工的な大噴火火山エアロゾル) という方法が、他のいくつかの温暖化対策とともに研究されており、気候工学 (geo-engineering) と総称されている⁷⁴⁻⁸¹⁾。今のところ、人工的な成層圏エアロゾル増加が実際に試みられることはなさそうであるが、万一実現された場合、ライダーは重要なモニタリング装置となるであろう。

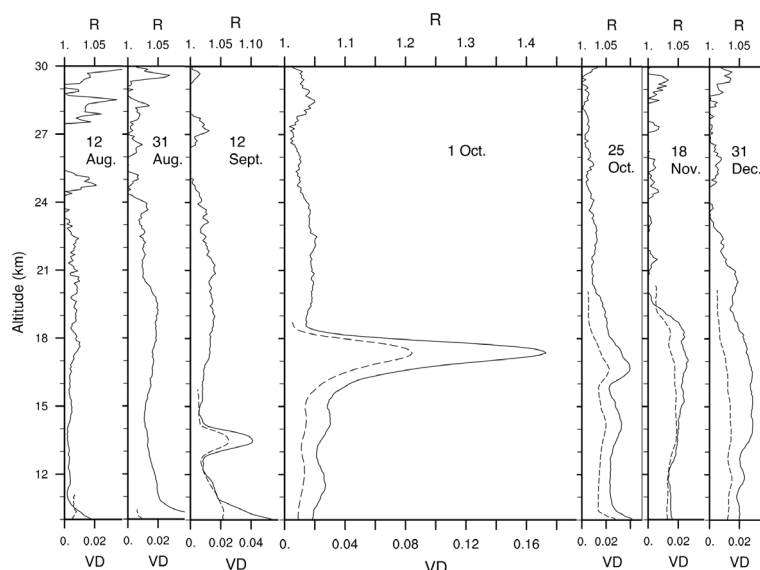


Fig. 3 Fig. 3 of the reference 72. The profiles of backscattering ratio R (solid) and volume depolarization ratio VD (broken) at 532 nm from August to December 2017 at Ny-Ålesund, Svalbard. The profiles of VD are plotted for heights where VD is larger than 0.005. The profiles from August show background stratospheric aerosols. The profiles from September to December show increases in R and VD . These increases were caused by smoke from Canadian forest fires.

引用文献

- 1) O. Uchino, M. Maeda, J. Khono, T. Shibata, C. Nagasawa, and M. Hirono: Observation of stratospheric ozone layer by a XeCl laser radar, *Applied Physics Letters*, **33**, 807–809, 1978. <https://doi.org/10.1063/1.90535>
- 2) O. Uchino, M. Maeda, T. Shibata, M. Hirono, and M. Fujiwara: Measurement of stratospheric vertical ozone distribution with a Xe-Cl lidar; estimated influence of aerosols, *Applied Optics*, **19**, 4175–4179, 1980. <https://doi.org/10.1364/AO.19.004175>
- 3) T. Shibata, M. Kobuchi, and M. Maeda: Measurements of density and temperature profiles in the middle atmosphere with a XeF lidar, *Applied Optics*, **25**, 685–688, 1986. <https://doi.org/10.1364/AO.25.000685>
- 4) T. Shibata, T. Fukuda, and M. Maeda: Density fluctuations in the middle atmosphere over Fukuoka observed by an XeF Rayleigh lidar, *Geophysical Research letters*, **13**, 1121–1124, 1986. <https://doi.org/10.1029/GL013i011p01121>
- 5) M. Hirono, M. Fujiwara, and T. Shibata: Lidar observation of sudden increases of aerosols in the stratosphere caused by volcanic injections. I. Soufriere 1979 event, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **43**, 1127–1131, 1981. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(81\)90028-3](https://doi.org/10.1016/0021-9169(81)90028-3)
- 6) M. Hirono, M. Fujiwara, T. Shibata, and N. Kugumiya: Lidar observation of volcanic Cloud in the stratosphere over Fukuoka, caused by Eruption of Mt. St. Helens in May 1980, *Geophysical Research Letters*, **8**, 1019–1022, 1981. <https://doi.org/10.1029/GL008i009p01019>
- 7) M. Fujiwara, T. Shibata, and M. Hirono: Lidar observation of sudden increase of aerosols in the stratosphere caused by volcanic injections. II. Sierra Negra event, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **44**, 811–818, 1982. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(82\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0021-9169(82)90010-1)
- 8) M. Hirono and T. Shibata: Enormous increase of stratospheric aerosols over Fukuoka due to volcanic eruption of El Chichon in 1982, *Geophysical Research letters*, **10**, 152–154, 1983. <https://doi.org/10.1029/GL010i002p00152>
- 9) M. Hirono, T. Shibata, M. Fujiwara, and N. Fujiwara: Enormous increase of volcanic clouds in the stratosphere over Fukuoka after April 1982, *Geophysica International*, **23**, 259–276, 1984. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1984.23.2.841>
- 10) T. Shibata, M. Fujiwara, and M. Hirono: The El Chichon volcanic cloud in the stratosphere: lidar observation at Fukuoka and numerical simulation, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **46**, 1121–1146, 1984. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(84\)90104-1](https://doi.org/10.1016/0021-9169(84)90104-1)
- 11) M. Hirono, M. Fujiwara, T. Shibata, and N. Kugumiya: Lidar observations of atmospheric aerosols following the 1980 eruption of Mt. St. Helens Part I., *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, **46**, 1147–1157, 1984. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(84\)90105-3](https://doi.org/10.1016/0021-9169(84)90105-3)

- 12) O. Uchino, T. Nagai, T. Fujimoto, M. Fujiwara, H. Akiyoshi, S. Yasumatsu, S. Hayashida, Y. Sasano, H. Nakane, Y. Iwasaka, M. Nagatani, T. Shibata, T. Itabe, K. Asai, A. Nomura, Y. Saito, T. Kano, Y. Sai, K. Tamaki, R. Nomura, T. Sunagawa, C. Nagasawa, M. Abo, Y. Idesako, and K. Kai: Observation of the Pinatubo volcanic cloud by lidar network in Japan, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **71**, 285–295, 1993. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.71.2_285
- 13) T. Shibata, T. Itabe, K. Mizutani, and K. Asai: Pinatubo volcanic aerosols observed by lidar at Wakkanai, Japan, *Geophysical Research letters*, **21**, 197–200, 1994. <https://doi.org/10.1029/93GL03288>
- 14) Y. Iwasaka, M. Hayashi, T. Shibata, K. Matsunaga, M. Nagatani, H. Nakada, I. Mori, T. Ojio, M. Fujiwara, E. Akiyoshi, K. Yamazaki, K. Kondoh, and H. Nakane: Transport of Pinatubo aerosols to the Arctic region: lidar measurements in Alaska, winter 1991/1992, *Proceedings of the NIPR symposium on polar meteorology and Glaciology*, **8**, 27–33, 1994. <https://nipr.repo.nii.ac.jp>
- 15) Y. Iwasaka, T. Shibata, M. Hayashi, M. Nagatani, T. Ojio, H. Adachi, K. Matsunaga, K. Osada, I. Mori, M. Fujiwara, E. Akiyoshi, K. Shiraishi, K. Yamazaki, K. Kondoh, and H. Nakane: Lidar measurements at Alaska, 1991–1994 -Pinatubo volcanic effect on stratospheric aerosol layer, *レーザ研究*, **23**, 166–170, 1995. <https://doi.org/10.2184/ljsj.23.166>
- 16) M. Yasui, M. Fujiwara, T. Shibata, H. Akiyoshi, S. Ikawa, K. Shiraishi, and H. Nonaka: Variations of volcanic aerosols observed in Fukuoka -a comparison of Mt. Elchicnon and Mt. Pintubo events-, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **48**, 403–413, 1996. <https://doi.org/10.5636/jgg.48.403>
- 17) T. Shibata, Y. Iwasaka, M. Fujiwara, M. Hayashi, K. Shiraishi, H. Adachi, T. Sakai, K. Susumu, Y. Nakura, and M. Watanabe: Lidar observed polar stratospheric clouds over Svalbard in mid-December 1994, *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, **51**, 217–223, 1996. <https://nipr.repo.nii.ac.jp>
- 18) T. Shibata, Y. Iwasaka, M. Fujiwara, M. Hayashi, M. Nagatani, K. Shiraishi, H. Adachi, T. Sakai, K. Susumu, and Y. Nakura: Polar stratospheric clouds observed by lidar over Spitsbergen in the winter of 1994/1995: Liquid particles and vertical “sandwich” structure, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 10829–10840, 1997. <https://doi.org/10.1029/97JD00418>
- 19) K. Shiraishi, M. Fujiwara, Y. Iwasaka, T. Shibata, M. Nagatani, H. Adachi, T. Sakai, and K. Fujino: Lidar observations above Ny-alesund, Svalbard, Norway during winter 1995/96, *Proceedings of the NIPR symposium on polar meteorology and Glaciology*, **11**, 117–126, 1997. <https://nipr.repo.nii.ac.jp>
- 20) T. Nagai, O. Uchino, T. Itabe, T. Shibata, K. Mizutani, and T. Fujimoto: Polar stratospheric clouds observed at Eureka (80°N, 86°W) in the Canadian Arctic during the 1994/1995 winter, *Geophysical Research letters*, **24**, 2243–2246, 1997. <https://doi.org/10.1029/97GL02094>
- 21) D. P. Donovan, A. I. Carswell, T. Shibata, J. C. Bird, T. J. Duck, T. Itabe, T. Nagai, S. R. Pal, O. Uchino, and J. A. Whiteway: Multiwavelength lidar aerosol measurements made at Eureka (80N, 86W) during early 1995, *Geophysical Research Letters*, **25**, 3139–3142, 1998. <https://doi.org/10.1029/98GL52328>
- 22) T. Shibata, K. Shiraishi, H. Adachi, Y. Iwasaka, and M. Fujiwara: On the lidar observed sandwich structure of polar stratospheric clouds, I, implications for the mixing state of the PSC particles, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 21603–21611, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999JD900333>
- 23) T. Shibata: On the lidar observed sandwich structure of polar stratospheric clouds, II, numerical simulations of externally mixed PSC particles, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 21613–21619, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999JD900331>
- 24) T. Shibata, K. Sato, H. Kobayashi, M. Yabuki, and M. Shiobara: The Antarctic polar stratospheric clouds under the temperature perturbation by non-orographic inertia gravity waves observed by micro pulse lidar at Syowa Station, *J. Geophys. Res.*, **108** (D3), 4105, 2003. <https://doi.org/10.1029/2002JD002713>
- 25) K. Shiraishi, M. Fujiwara, T. Shibata, and Y. Iwasaka: Lidar Observations of Polar Stratospheric Clouds over Ny-Aalesund in the Winters of 1994/95–1996/97: Impact of the temperature and the temperature history on the PSC structure, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **81** (6), 1457–1470, 2003. <https://doi.org/10.2151/jmsj.81.1457>
- 26) A. Kamei, N. Sugimoto, I. Matsui, A. Shimizu, and T. Shibata: Volcanic aerosol layer observed by shipboard lidar over the tropical western Pacific, *SOLA*, **2**, 1–4, 2006. <https://doi.org/10.2151/sola.2006-001>
- 27) O. Uchino, T. Sakai, T. Nagai, T. Sakashita, K. Suzuki, T. Shibata, I. Morino, and T. Yokota: Lidar observation of stratospheric aerosols increased from the 2009 mount Sarychev volcanic eruption, *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*, **30**, 149–156, 2010. <https://doi.org/10.11440/rssj.30.149>
- 28) K. Shiraishi, M. Hayashi, M. Fujiwara, T. Shibata, M. Watanabe, Y. Iwasaka, R. Neuber, and T. Yamanouchi: Comparative analysis of measurements of stratospheric aerosol by lidar and aerosol sonde above Ny-Alesund in the winter of 1995 [Comparative analysis of lidar and OPC observations], *Polar Science*, **5**, 399–410, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2011.08.003>
- 29) T. Shibata, and T. Kinoshita: Volcanic aerosol layer formed in the tropical upper troposphere by the eruption of Mt. Merapi, Java, in November 2010 observed by the spaceborne lidar CALIOP, *Atmospheric Research*, **168**, 49–56, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.002>
- 30) T. Sakai, O. Uchino, T. Nagai, B. Liley, I. Morino, and T. Fujimoto: Long-term variation of stratospheric aerosols observed

- with lidars over Tsukuba, Japan, from 1982 and Lauder, New Zealand, from 1992 to 2015, *J. Geophys. Res.*, **121**, 10283–10293, 2016. <https://doi.org/10.1002/2016JD025132>
- 31) S. M. Khaykin, S. Godin-Beekmann, P. Keckhut, A. Hauchecorne, J. Jumelet, J.-P. Vernier, A. Bourassa, D. A. Degenstein, L. A. Rieger, C. Bingen, F. Vanhellemont, C. Robert, M. DeLand, and P. K. Bhartia: Variability and evolution of the midlatitude stratospheric aerosol budget from 22 years of ground-based lidar and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 1829–1845, 2017. <https://doi.org/10.5194/acp-17-1829-2017>
 - 32) V. V. Zuev, V. D. Burlakov, A. V. Nevzorov, V. L. Pravdin1, E. S. Savelieva1, and V. V. Gerasimov: 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia), *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 3067–3081, 2017. <https://doi.org/10.5194/acp-17-3067-2017>
 - 33) J. P. Vernier, J. P. Pommereau, A. Garnier, J. Pelon, N. Larsen, J. Nielsen, T. Christensen, F. Cairo, L. W. Thomason, T. Leblanc, and I. S. McDermid: Tropical stratospheric aerosol layer from CALIPSO lidar observations, *J. Geophys. Res.*, **114**, D00H10, 2009. <https://doi.org/10.1029/2009JD011946>
 - 34) C. E. Junge, C. W. Chagnon, and J. E. Manson: Stratospheric aerosols, *J. Meteorol.*, **18**, 81–108, 1961. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1961\)018<0081:SA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1961)018<0081:SA>2.0.CO;2)
 - 35) S. Hattori, K. Kamezaki, and N. Yoshida: Constraining the atmospheric OCS budget from sulfur isotopes, *PNAS*, **117** (34), 20447–20452, 2020. <https://doi.org/10.1073/pnas.2007260117>
 - 36) P. Hamill and O. B. Toon: Microphysical processes affecting stratospheric aerosol particles, *J. Atmos. Science*, **34**, 1104–1119, 1977. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1104:MPASAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1104:MPASAP>2.0.CO;2)
 - 37) R. P. Turco, R. C. Whitten, and O. B. Toon: Stratospheric aerosols' observation and theory, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20** (2), 233–279, 1982. <https://doi.org/10.1029/RG020i002p00233>
 - 38) H. Hatsushika, and K. Yamazaki: Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, **108** (D19), 4610, 2003. <https://doi.org/10.1029/2002JD002986>
 - 39) S. Iwasaki, T. Shibata, J. Nakamoto, H. Okamoto, H. Ishimoto, and H. Kubota: Characteristics of deep convection measured by using the A-Train constellation, *J. Geophys. Res.*, **115**, D06207, 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JD013000>
 - 40) 岩坂泰信：火山噴火と気候，*天気*，**60** (10)，803–809, 2013. https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2013/2013_10_0023.pdf
 - 41) J. M. Rosen, and D. J. Hofmann: Balloonborne measurements of condensation nuclei, *J. Appl. Met.*, **16** (1), 56–62, 1977. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<0056:BMOCN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<0056:BMOCN>2.0.CO;2)
 - 42) A. D. Clarke, and V. N. Kapustin: A pacific aerosol survey. part I: a decade of data on particle production, transport, evolution, and mixing in the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **59** (3), 363–382, 2002. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<0363:APASPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0363:APASPI>2.0.CO;2)
 - 43) P. Campbell, M. Mills, and T. Deshler: The global extent of the mid stratospheric CN layer: A three-dimensional modeling study, *J. Geophys. Res.*, **119** (2), 1015–1030, 2014. <https://doi.org/10.1002/2013JD020503>
 - 44) D. Hayes, K. Snetsinger, G. Ferry, V. Oberbeck, and N. Farlow: Reactivity of stratospheric aerosols to small amounts of ammonia in the laboratory environment, *Geophysical Research Letters*, **7** (11), 974–976, 1980. <https://doi.org/10.1029/GL007i011p00974>
 - 45) T. Nagai, B. Liley, T. Sakai, T. Shibata, and O. Uchino: Post-Pinatubo evolution and subsequent trend of the stratospheric aerosol layer observed by mid-latitude lidars in both hemispheres, *SOLA*, **6**, 69–72, 2010. <https://doi.org/10.2151/sola.2010-018>
 - 46) S. Hayashida, A. Kobayashi, and Y. Iwasaka: Lidar measurements of stratospheric aerosol content and depolarization ratio after the eruption of volcano El Chichon: Measurements at Nagoya, Japan, *Geophysica International*, **23**, 277–288, 1984. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1984.23.2.842>
 - 47) G. Stenchikov, Ukhov, A., Osipov, S., Ahmadov, R., Grell, G., Cady-Pereira, K., E. Mlawer, and M. Iacono: How does a Pinatubo-size volcanic cloud reach the middle stratosphere?, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **126**, e2020JD033829, 2021. <https://doi.org/10.1029/2020JD033829>
 - 48) M. P. McCormick, T. J. Swissler, W. P. Chu, and W. H. Fuller Jr. : Post-volcanic stratospheric aerosol decay as measured by lidar, *J. Atmos. Sci.*, **35** (7), 1296–1303, 1978. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<1296:PVSADA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<1296:PVSADA>2.0.CO;2)
 - 49) R. W. Reynolds: Impact of Mount Pinatubo Aerosols on Satellite-derived Sea Surface Temperatures, *J. Climate*, **6** (4), 768–774, 1993. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<0768:IOMPAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<0768:IOMPAO>2.0.CO;2)
 - 50) V. Aquila, C. Baldwin, N. Mukherjee, E. Hackert, F. Li, J. Marshak, A. Molod, and S. Pawson: Impacts of the eruption of Mount Pinatubo on surface temperatures and precipitation forecasts with the NASA GEOS subseasonal-to-seasonal system, *126* (16), e2021JD034830, 2021. <https://doi.org/10.1029/2021JD034830>
 - 51) T. Koop, B. Luo, A. Tsias, and T. Peter: Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions, *Nature*, **406**, 611–614, 2000. <https://doi.org/10.1038/35020537>
 - 52) J. L. Stanford: On the nature of persistent stratospheric clouds in the Antarctic, *Tellus*, **29** (6), 530–534, 1977. [https://doi.org/10.1002/1522-2675\(197706\)29:6<530::AID-TELLA530>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1002/1522-2675(197706)29:6<530::AID-TELLA530>2.0.CO;2)

- org/10.3402/tellusa.v29i6.11387
- 53) Y. Iwasaka: Lidar Measurement of the Stratospheric Aerosol Layer at Syowa Station (69.00°S, 39.35°E), Antarctica, *J. Met. Soc. Jpn.*, **63** (2), 283–287, 1985. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.63.2_283
 - 54) Y. Iwasaka, T. Hirasawa, and H. Fukunishi: Lidar measurement of the Antarctic stratospheric aerosol layer I, Winter enhancement, *J. Geomag. Geoelectr.*, **37** (12), 99–109, 1986. <https://doi.org/10.5636/jgg.37.1087>
 - 55) M. P. McCormick, Patrick Hamill, and U. O. Farrukh: Characteristics of polar stratospheric clouds as observed by SAM II, SAGE, and lidar, *J. Met. Soc. Jpn.*, **63** (2), 267–272, 1985. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.63.2_267
 - 56) J. D. Farman, B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin: Large losses of total ozone in Antarctica: reveal seasonal CLOx/NOx interaction, *Nature*, **315**, 207–210, 1985. <https://doi.org/10.1038/315207a0>
 - 57) S. Solomon, R. R. Garcia, F. S. Rowland, and D. J. Wuebbles: On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, **321**, 755–758, 1986. <https://doi.org/10.1038/321755a0>
 - 58) S. Solomon: Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history, *Rev. Geophys.*, **37** (3), 275–316, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999RG900008>
 - 59) J. R. Holton: Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, **33** (4), 403–439, 1995. <https://doi.org/10.1029/95RG02097>
 - 60) 白石浩一：極成層圏雲の物理化学と環境変動, *Eurozoru Kenkyu*, **25** (3), 219–225, 2010. <https://doi.org/10.11203/jar.25.219>
 - 61) M. Maturilli, R. Neuber, P. Massoli, F. Cairo, A. Adriani, M. L. Moriconi, and G. Di Donfrancesco: Differences in Arctic and Antarctic PSC occurrence as observed by lidar in Ny-Ålesund (79°N, 12°E) and McMurdo (78°S, 167°E), *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2081–2090, 2005. <https://doi.org/10.5194/acp-5-2081-2005>
 - 62) E. V. Browell, C. F. Butler, S. Ismail, P. A. Robinette, A. F. Carter, N. S. Higdon, O. B. Toon, M. R. Schoeberl, and A. F. Tuck: Airborne lidar observations in the wintertime Arctic stratosphere: Polar stratospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **17** (4), 385–388, 1990. <https://doi.org/10.1029/GL017i004p00385>
 - 63) A. Tabazadeh, O. B. Toon, and P. Hamill: Freezing behavior of stratospheric sulfate aerosols inferred from trajectory studies, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1725–1728, 1995. <https://doi.org/10.1029/95GL01335>
 - 64) A. Tabazadeh, R. P. Turco, K. Drdla, M. Z. Jacobson, and O. B. Toon: A study of type I polar stratospheric cloud formation, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1619–1622, 1994. <https://doi.org/10.1029/94GL01368>
 - 65) J. E. Dye, D. Baumgardner, B. W. Gandrud, S. R. Kawa, K. K. Kelly, M. Loewenstein, G. V. Ferry, K. R. Chan, and B. L. Gray: Particle size distributions in Arctic polar stratospheric clouds, growth and freezing of sulfuric acid droplets and implications for cloud formation, *J. Geophys. Res.*, **97**, 8015–8034, 1992. <https://doi.org/10.1029/91JD02740>
 - 66) K. Drdla, A. Tabazadeh, R. P. Turco, M. Z. Jacobsen, J. E. Dye, C. Twohy, and D. Baumgardner: Analysis of the physical state of one Arctic polar stratospheric cloud based on observations, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2475–2478, 1994. <https://doi.org/10.1029/94GL02405>
 - 67) K. S. Carslaw, B. P. Luo, S. L. Clegg, T. Peter, P. Brimblecombe, and P. J. Crutzen: Stratospheric aerosol growth and HNO₃ gas phase depletion from coupled HNO₃ and water uptake by liquid particles, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2479–2482, 1994. <https://doi.org/10.1029/94GL02799>
 - 68) K. S. Carslaw, B. Luo, and T. Peter: An analytic expression for the composition of aqueous HNO₃-H₂SO₄ stratospheric aerosols including gas phase removal of HNO₃, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1877–1880, 1995. <https://doi.org/10.1029/95GL01668>
 - 69) M. D. Fromm, and R. Servranckx: Transport of forest fire smoke above the tropopause by supercell convection, *Geophys. Res. Lett.*, **30** (10), 1542, 2003. <https://doi.org/10.1029/2002GL016820>
 - 70) H. Baars, A. Ansmann, K. Ohneiser, M. Haarig, R. Engelmann, D. Althausen, I. Hanssen, M. Gausa, A. Pietruczuk, A. Szkop, I. S. Stachlewska, D. Wang, J. Reichardt, A. Skupin, I. Mattis, T. Trickl, H. Vogelmann, F. Navas-Guzmán, A. Haeferle, K. Acheson, A. A. Ruth, B. Tatarov, D. Müller, Q. Hu, T. Podvin, P. Goloub, I. Veselovskii, C. Pietras, M. Haefelin, P. Fréville, M. Sicard, A. Comerón, A. J. F. García, F. M. Menéndez, C. Córdoba-Jabonero, J. L. Guerrero-Rascado, L. Alados-Arboledas, D. Bortoli, M. J. Costa, D. Dionisi, G. L. Liberti, X. Wang, A. Sannino, N. Papagiannopoulos, A. Boselli, L. Mona, G. D'Amico, S. Romano, M. R. Perrone, L. Belegante, D. Nicolae, I. Grigorov, A. Gialitaki, V. Amiridis, O. Soupiou, A. Papayannis, R.-E. Mamouri, A. Nisantzi, B. Heese, J. Hofer, Y. Y. Schechner, U. Wandinger, and G. Pappalardo: The unprecedented 2017–2018 stratospheric smoke event: Decay phase and aerosol properties observed with the EARLINET, *Atmos. Chem. Phys.*, **19**, 15183–15198, 2019. <https://doi.org/10.5194/acp-19-15183-2019>
 - 71) S. M. Khaykin, S. Godin-Beekmann, A. Hauchecorne, J. Pelon, F. Ravetta, and P. Keckhut: Stratospheric smoke with unprecedentedly high backscatter observed by lidars above southern France, *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 1639–1646, 2018. <https://doi.org/10.1002/2017GL076763>
 - 72) K. Shiraishi and T. Shibata: Seasonal variation in high arctic stratospheric aerosols observed by lidar at Ny Ålesund, Svalbard between March 2014 and February 2018, *SOLA*, **17**, 30–34, 2021. <https://doi.org/10.2151/sola.2021-005>
 - 73) A. Ansmann, K. Ohneiser R.-E. Mamouri, D. A. Knopf, I. Veselovskii, H. Baars, R. Engelmann, A. Foth, C. Jimenez, P. Seifert, and B. Barja: Tropospheric and stratospheric wildfire smoke profiling with lidar: mass, surface area, CCN, and INP

- retrieval, Atmos. Chem. Phys., **21**, 9779–9807, 2021. <https://doi.org/10.5194/acp-21-9779-2021>
- 74) P. J. Crutzen: Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma?, Clim. Change, **77**, 211–219, 2006. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9101-y>
- 75) T. M. Lenton, and N. E. Vaughan: The radiative forcing potential of different climate geoengineering options, Atmos. Chem. Phys., **9**, 5539–5561, 2009. <https://doi.org/10.5194/acp-9-5539-2009>
- 76) The Royal Society: Geoengineering the climate: science, governance and uncertainty, London, ISBN 978-0-85403-773-5, RS1636, 2009. <https://royalsociety.org/topics-policy/publications/2009/geoengineering-climate/>
- 77) R. Muthyala, G. Bala, and A. Nalam: Regional scale analysis of climate extremes in an SRM geoengineering simulation, Part 2: temperature extremes, Current Science, **114** (5), 1036–1045, 2018. <https://doi.org/10.18520/cs/v114/i05/1036-1045>
- 78) A. Lockley: Distributed governance of Solar Radiation Management geoengineering: A possible solution to SRM's “free-driver” problem?, Front. Eng. Manag., **6** (4) : 551–556, 2019. <https://doi.org/10.1007/s42524-019-0055-y>
- 79) J. L. Reynolds: Solar geoengineering to reduce climate change: a review of governance proposals, Proc. R. Soc. A **475**: 20190255., 2019. <http://doi.org/10.1098/rspa.2019.0255>
- 80) 杉山昌広, 西岡 純, 藤原正智: 気候工学 (ジオエンジニアリング), 天気, **58**, 577–598, 2011. https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2011/2011_07_0003.pdf
- 81) E. Kintisch: Hack the planet: science's best hope - or worst nightmare - for Averting Climate Catastrophe. Wiley, 2010, ISBN-13:978-0470524268.

柴田 隆

九州大学にて、成層圏エアロゾルの研究で学位取得、その後エキシマレーザのライダーへの応用などを研究。通信総合研究所にて、コヒーレントドップラーライダーなどを研究。名古屋大学にて、大気エアロゾルや熱帯巻雲などを研究し定年退職。名古屋大学名誉教授。

特集 ライダー観測 I

狭帯域レーザを用いたナトリウムライダーによる 中間圏界面の温度・風速計測

川原 琢也^{*1}, 野澤 悟徳², 斎藤 徳人³,
津田 卓雄⁴, 川端 哲也², 和田 智之³

¹ 信州大学 (〒380-8553 長野県長野市若里 4-17-1)

² 名古屋大学 (〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町)

³ 理化学研究所 (〒351-0198 埼玉県和光市広沢 2-1)

⁴ 電気通信大学 (〒182-8585 東京都調布市調布ヶ丘 1-5-1)

Mesopause temperature and wind observations by a narrowband Na lidar

Takuya D. Kawahara^{*1}, Satonori Nozawa², Norihito Saito³,
Takuo T. Tsuda⁴, Tetsuya Kawabata³ and Satoshi Wada³

¹ Shinshu University, 4-17-1 Wakasato, Nagano-shi, Nagano 380-8553

² Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, Aichi 464-8601

³ RIKEN, 2-1 Hirosawa, Wako, Saitama 351-0198

⁴ University of Electro-Communications, 1-5-1 Chofugaoka, Chofu, Tokyo 182-8585

(Received January 17, 2022; revised February 11, 2022; accepted February 15, 2022)

Metallic atoms, such as Na, K, Li, Ca, Fe, etc., originating from meteors are concentrated and forms metal layers in the mesopause region (80–115 km) in the Earth's upper atmosphere. This paper details Na lidar observation techniques to measure temperature and line-of-sight wind velocity in the Na layer. The technique needs a narrowband 589 nm laser and a measurement of a fine structure Doppler-free spectrum of the NaD₂ lines. Based on the robust and reliable measurement techniques established by a Colorado State University group, an Nd:YAG-based Na lidar was deployed at EISCAT (European Incoherent Scatter) radar site (69.6°N, 19.2°E) in Norway in 2010. Utilizing the advantages of the high power (4 W) laser output, five-direction observations are performed to measure spatial distribution of temperature and wind velocity.

キーワード：狭帯域レーザ, ナトリウムライダー, Nd:YAG, 中間圏界面

Key Words: narrowband laser, sodium lidar, Nd:YAG, mesopause

1. はじめに

地球大気で最も温度が低い領域である中間圏界面（高度 80–115 km 付近）には、流星起源の Na, K, Li, Ca, Fe などの金属原子層が存在する¹⁾。Na ライダーは、この層に向けて共鳴波長である NaD₂ 線（589 nm）のパルスレーザを射出し、共鳴散乱光強度の時系列計測から Na 密度（現在では背景温度、風速）を高時間、高高度分解能で計測する観測器である。1960 年に初めてルビーレーザの発振が確認され、1969 年には早くも Na ライダーによる Na 密度計測の報告がされた²⁾。そこから半世紀経った現在も Na ライダーがこの高度領域の主要な観測器として位置付けられている理由は、ライダー観測手法の精密化により、大気物理の議論

に重要な背景温度と風速の計測が可能となったからである³⁾。それには時代と共に進化し続けるレーザ技術も大きく関係している。本論文では、Na ライダーの精密観測手法の発展を軸に、観測原理とシステムの概要について述べる。また、Norway, Tromsø (69.6°N, 19.2°E) の EISCAT (European Incoherent Scatter) レーダー観測所に設置した Nd:YAG レーザベースの Na ライダーについても紹介し、今後の発展性について述べる。

2. NaD₂ スペクトルの精密計測にともなう Na ライダー観測の進化

2.1 Na 密度観測

世界で初めて報告された共鳴散乱ライダーは Na 観測で、1969 年である²⁾。Na 原子には励起エネルギーが近接した 6 本 (3 本+3 本) の電子の遷移帯 (NaD₂ 線) が存在し、589.1583 nm の光エネルギーの吸収と再放出を行う (共鳴散乱)。原子の吸収線は離散的であるが、熱運動をしている Na 原子群を地上から観測すると、Doppler broadening により吸収線が 2 つ山の連続スペクトルとなる⁴⁾ (Fig. 1)。ここで、NaD₂ スペクトルは光の周波数 ν の関数で、そのグラフは慣習的に $\lambda_0 = 589.1583$ nm の周波数 ν_0 を中心とする相対周波数で表されるので、本論文でもその表記とする。周波数幅と波長幅のおおよその換算は波長 589 nm において 1 GHz ~ 1 pm である。

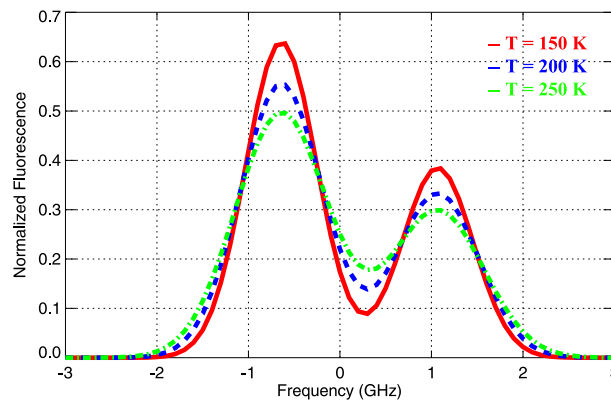


Fig. 1 Differential backscattering cross sections of NaD₂ transition at 150 K (red), 200 K (blue) and 250 K (green).

Na ライダーでは、射出レーザの波長を NaD₂ 線に同調させることで、Na 共鳴散乱光の強度観測を行う。初期の Na ライダーでは主に色素レーザが用いられ⁵⁾、NaD₂ 線よりも広いスペクトル幅のレーザであったため温度情報は得られず Na 密度の計測に限られたが、世界各国で観測されてきた⁶⁻⁹⁾。日本は元々、大気ライダーのアクティビティは高く、1973 年には日本気象学会誌で、「ライダ (レーザー・レーダー) と気象観測」という特集号が組まれている¹⁰⁾。日本の Na ライダー観測では、1984 年越冬の南極昭和基地での観測¹¹⁻¹³⁾、東京都八王子市で特に頻繁に観測されるスポラディック Na の観測¹⁴⁾、京都大学生存圏研究所信楽観測所における MU (Middle and Upper atmosphere) レーダーと Na ライダーの同時観測¹⁵⁻¹⁷⁾などで成果をあげてきた。

2.2 温度観測

中間圏界面の大気は原子分子同士が十分に衝突をしているので (衝突周波数 10^5 回/s)、Na は背景大気と温度平衡に達している¹⁸⁾。このため、早くから Na をトレーサーとして背景の大気温度を計測する試みが行われてきた⁴⁾。ライダーによる Na 層温度の導出は 1980 年代には実証されていたが¹⁹⁾、現在の高時間分解能観測手法を確立したのは、コロラド州立大学とイリノイ大学の合同グループで、1990 年頃である²⁰⁾。この手法は 2 周波数法と呼ばれ、NaD₂ スペクトル内の 2 周波数に交互にレーザ周波数を合わせ、2 周波数の散乱光強度から Na 温度を導出する。ここで、ライダーの受信光強度は、射出レーザ強度、大気の透過率や NaD₂ 線の散乱断面積などの値を元にライダー方程式という理論式を用いて計算できる。ライダー方程式を

以下に示す.

$$n(z) = n_0 \cdot T_A(z)^2 \cdot T_{Na}(z)^2 \cdot \{N_{Na}(z) \cdot \Delta z \cdot \sigma(T, \nu)\} \cdot \left(\frac{A}{z^2}\right) \cdot \eta + n_b$$

ただし,

$n(z)$: 高度 z [m]からの受信光子数

n_0 : 上空に射出する送信レーザの光子数

$T_A(z)$: 地上から高度 z [m]までの大気の透過率

$T_{Na}(z)$: 地上から高度 z [m]までの, Na 原子の共鳴散乱による透過率

$N_{Na}(z)$: 高度 z [m]における Na の数密度[m⁻³]

Δz : 高度分解能[m]

$\sigma(T, \nu)$: Na 原子の微分散乱断面積[m²]. T は大気温度[K], ν は光周波数[Hz].

A : 望遠鏡の受光面積[m²]

η : 受信系ミラーの反射率, レンズの透過率, などの光学効率

n_b : 背景光の光子数

ところで最も不思議と思われるのは, 外乱に容易に影響を受け大きく変化するはずの受信光強度 $n(z)$ の観測で, なぜ絶対温度や, 以下に示す絶対風速を求めることができるのか, である. 2 周波数法の原理は, 次の通りである. データ解析ではまず, 各観測周波数における受信光データから背景光を除去し, 高度 30 km の大気のレイリー散乱光強度を用いてレーザ光強度 (射出フォトン数) の規格化を行う. 規格化した後の 2 周波数それぞれの受信光強度を $n_a(z)$ と $n_c(z)$ とする. 受信系の光学効率や観測時の大気透過率は実際には測定が困難あるいは不明であるが, 観測に用いる 2 周波数は極めて近接しているため (周波数差: 約 1 GHz ~ 波長差: 約 1 pm), 光学効率も大気透過率も等しいとおける. ここで, 受信光強度比 n_c/n_a をとるとそれらの不明な値がすべてキャンセルされ, 2 周波数での微分散乱断面積の比 σ_c/σ_a に等しくなる. $\sigma_c(T, \nu_c)$ と $\sigma_a(T, \nu_a)$ の値は Na 温度 T のみの関数であるため, 高度 z ごとの n_c/n_a の値は 1 対 1 で Na 温度に対応できる.

この観測で最も重要な点は, 射出レーザ周波数を固定して観測を行い, その観測周波数に基づいて解析を行うことである. 絶対周波数をモニターし, それに基づき観測レーザ周波数を固定し, その周波数で解析を行う. これを実現するためにコロラド州立大学では, 実験室における Na セルを用いた Doppler-free 飽和分

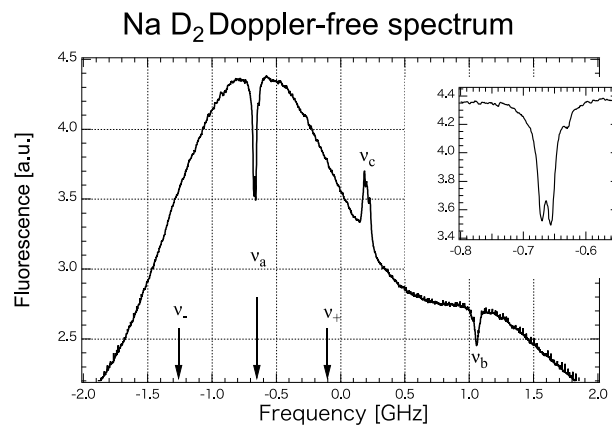


Fig. 2 Example of measured sodium Doppler-free absorption spectrum with a spectrum resolution of ~ 1 MHz in shown in GHz in the frequency scale relative to the $3^2P_{3/2} \rightarrow 3^2S_{1/2}$ transition at 16973.36 cm^{-1} (589.158 nm): large dips at the Na D_{2a} ($\nu_a = -0.6514$ GHz) and enhancements at the crossover ($\nu_c = 0.0188$ GHz) are clearly seen. The down- and up-shifted frequencies are respectively at -1.2814 GHz and -0.0214 GHz. The probing laser power used for this spectrum is 0.3 mW, resulting in Doppler-free features relatively free from power broadening. The feature around the D_{2a} peak is expanded as an insert in the upper right corner, and the laser is locked at the deepest dip at -0.651 GHz²⁹⁾.

光法による超高解像度の周波数スペクトル計測手法も同時に確立した²¹⁻²³⁾。Fig. 2 は、そのスペクトルを示す。レーザ光をスキャンし、特殊な光学的配置を用いて Na セルからの共鳴散乱光を計測する手法だが、例えば NaD_{2a} peak に見られる超微細スペクトル（図の右上の拡大図）が 1 MHz（約 0.001 pm）以下の精度で計測可能である。これをもとにレーザ周波数を NaD_{2a} peak にロックする。温度観測では、散乱断面積が温度変化に敏感で逆位相の周波数 ν_a (D_{2a} peak) と ν_c (crossover) で観測光強度の比をとる (Fig. 1 参照)。スペクトル全体のスキャン観測ではなく、2 周波数観測なので高時間分解計測が可能である。この観測手法により、Na ライダーは中間圏界面温度の観測に必須の重要な位置づけとなった。

2.3 風速観測

Na 原子を含んだ空気塊が移動すると、地上からはスペクトル形状を保ったまま周波数シフトした Na スペクトルとなる (Doppler shift)。Na ライダーではこの周波数シフトを検出し、速度を算出する。中間圏界面では水平風が卓越しており、水平風速の計測にはレーザ射出方向を鉛直から一定角度傾け、射出方向の Doppler shift 量から速度成分を計測する。Doppler shift によるスペクトルのずれは 1 MHz が約 0.6 m/s に対応するため、絶対風速の計測に必要なレーザ周波数のロック精度も 1 MHz（約 0.001 pm）が求められ、それを実現している。

コロラド州立大学のグループは 1994 年に、温度、風速、Na 密度が同時に計測可能な 3 周波数法を報告した^{8, 23)}。基本原理は 2 周波数法と同じで、絶対周波数で決める NaD₂ スペクトル内の 3 周波数にレーザ周波数をロックし、受信光強度の比を散乱断面積の比に対応させ、温度、風速を求める。ロックするレーザ周波数は、 $\nu_a = -0.6514$ GHz と ν_a を中心に ± 630 MHz シフトさせた、 $\nu_+ = -0.0214$ GHz、 $\nu_- = -1.2814$ GHz、の 3 周波数を用いる (Fig. 2)。コロラド州立大学のグループが用いたレーザは、狭帯域リング色素レーザ (589 nm) とそれをパルス増幅する PDA (Pulse Dye Amplifier) で構成される。ここで、レーザの周波数を高速で正確に切り替える手法として、音響光学素子を用いた周波数シフター (Acousto-Optic Frequency Shifter) を用いている。リングレーザの光路に設置した 2 台の AO 周波数シフターにより、ロックする基準周波数 (ν_a) からそれぞれ +630 MHz と -630 MHz の周波数シフトを行う。それを種レーザとし、PDA を用いてパルス増幅している。本手法も超微細構造をもつ Doppler-free スペクトル計測を行い、それに基づくレーザ周波数制御が必須となる。

この精密計測手法により、Na ライダーにおける温度、風速、Na 密度の観測手法は確立したといえる。

3. Na 温度/風速ライダーの北極域観測への応用

信州大学では、Nd:YAG 固体レーザ²⁴⁾を用いて南極観測用の Na 温度ライダーを構成し、2000-2002 年に昭和基地 (69°S, 39°E) で観測を行った²⁵⁻²⁸⁾。極域において 1 名で運用するライダー連続観測成功の可否は、レーザと自動計測システムの安定性に大きく依存する。昭和基地で部品からレーザを組み立てた経験は、次の極域観測ライダーの作り込みの思想の下地となった。主著者は帰国後、コロラド州立大学とイリノイ大学の研究員として、南極データ解析とライダー観測に携わり、さらに知識を深めた。米国から帰国後 2004 年には、Norway の Tromsø (69.6°N, 19.2°E) の EISCAT (European Incoherent Scatter) レーダー観測所に設置するため、名古屋大学/理化学研究所と共同で Na 温度/風速ライダーの開発を開始した²⁹⁾。信州大学は Na ライダー観測手法の熟知、名古屋大学は極域大気レーダ観測³⁰⁻³¹⁾、理化学研究所はすばる望遠鏡のレーザガイドスター用 Na レーザ製作³²⁾、の背景をもつ。開発過程は、大学院生教育にも最適であった。Tromsø のライダーは、固体レーザで温度/風速計測のための精密な周波数制御を実現し、高出力と高安定化で人的負担を大幅に減らし、2010 年から北極域で厳冬期の連続観測を実現してきた³³⁻³⁶⁾。

ここで、固体レーザを用いた Na ライダーシステムについて述べる。共鳴散乱ライダーのレーザ周波数は対象原子の共鳴散乱周波数であるため¹⁾、一般的に、発振周波数の自由度がない固体レーザで構成することは容易ではない。しかし Na ライダーは偶然にも、Nd:YAG 結晶のみを用いて独立に 1064 nm と 1319 nm の基本波レーザ光源が構成でき、非線形光学結晶を用いて周波数の和の 589 nm のコヒーレント光を生成することができる²⁴⁾ ($\nu_{1064} + \nu_{1319} = \nu_{589}$)。Nd:YAG レーザは安定で汎用性があり、発振特性がよく知られた現在最も信頼できるレーザの一つで、このレーザをベースにして Na ライダーを構成できるメリットは計り知れない。また、injection seeding 方式（後述）の Nd:YAG レーザなら、種レーザ (seeder) を用いて狭帯域の

589 nm 連続光を生成することが可能で、温度/風速計測 Na ライダーと全く同じ手法でレーザ周波数の精密モニターと制御が可能である²⁹⁾。すなわち Na ライダーにおいては、589 nm 光源に固体レーザが用いられただけではなく、Doppler-free 飽和分光法を用いた絶対周波数モニターと周波数制御手法までもがそのまま適用できることになる。

Tromsø のライダーは、送信系、受信系、制御系が日本から輸送した3台の冷凍コンテナ内にそれぞれ収められ、EISCAT レーダー観測所の野外に設置されている。レーザは injection seeding 方式の Nd:YAG レーザで構成されている²⁹⁾。Nd:YAG の励起は波長 808 nm のレーザダイオードを用いた end pump 方式 (Nd:YAG 結晶端面から光励起を行う方式) で、発振した 1064/1319 nm パルスレーザを非線形光学結晶 LiB_3O_5 で和周波の 589 nm 光を発生させる。レーザ出力は 4 mJ/pulse で従来の Na ライダーよりも弱いですが、射出周波数が 1000 Hz と高繰り返しが可能であるため、Na ライダーとしては最高出力の 4 W を実現している。本ライダーは、高出力であることを生かし、鉛直方向を含む東西南北 5 方向の固定観測で温度/風速の空間分布の

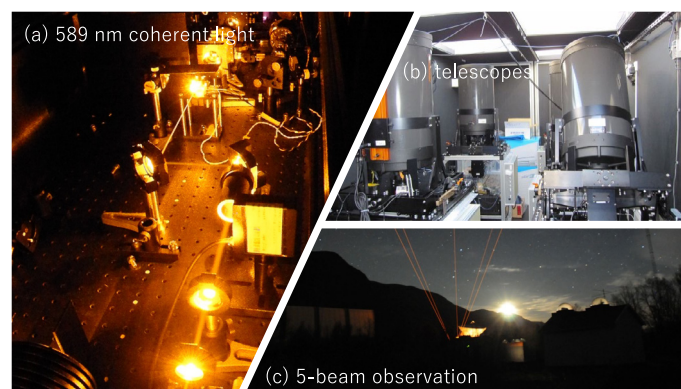


Fig. 3 Pictures of (a) 589 nm coherent light generated from Nd:YAG pulse lasers at 1064 and 1319 nm. (b) Telescopes directed to 5 directions to measure spatial dependence of mesopause temperature and wind velocities. (c) Five laser beam observation.

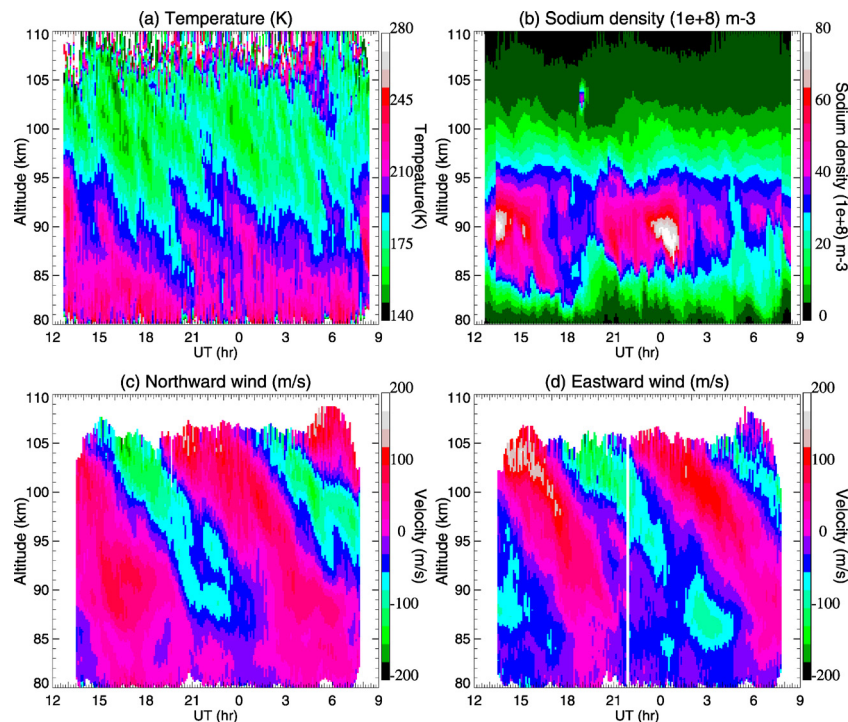


Fig. 4 Observational results of the sodium lidar on December 18, 2018. The altitude and time resolution are 1 km and 6 minutes, respectively. (a) temperature, (b) sodium density, (c) northward wind, (d) eastward wind.

計測をおこなっている (Fig. 3). Injection seeding 方式とは、1064/1319 nm パルスレーザ共振器にそれぞれ狭帯域で単一波長の 1064/1319 nm の連続光種レーザ (seeder) を注入し、パルスレーザスペクトルの単一波長化と狭帯域化と波長制御を行う手法である。Seeder 光で 1064/1319 nm の和周波を取り、生成した 589 nm 光で Doppler-free スペクトルを計測している。Seeder で決める周波数がそのままパルスの 589 nm 光に反映されるのが、injection seeding の特徴である。3 周波数の切り替えは、1064 nm seeder 光路中に設置した AO 周波数シフターで行う。送信レーザは既製品ではなく極域での Na ライダー観測を想定した完全カスタムで、最も発振に影響を与えるレーザ結晶は温度精度 0.1°C で制御することで、出力と周波数を安定化させている。この固体レーザシステムにより、従来型の Na ライダーで未解決だったレーザのメンテナンスや観測の人的負担が大幅に軽減され、観測も自動化されることになり、ライダーの知識が未熟な大学院生でもトラブルがなく観測が実現できるようになった。冬季夜間の北極域で電離圏レーダとの同時観測の重要なデータが蓄積、解析されている (Fig. 4).

4. 熱圏観測・昼間観測への新手法

近年、従来考えられていた Na 層 (高度 80–110 km) よりも高高度、高度 120 km から 200 km までの下部熱圏領域に Na 原子が薄く分布していることがライダー観測により確認された^{37–38)}。(他の金属原子に関しては、Fe³⁹⁾、K^{40–41)}などについても確認されている。) このことは、Na ライダー観測領域を高度 80 km から 200 km まで拡張させ、中性温度/風速の高度分布を中間圏から下部熱圏高度まで導出できることを意味する⁴²⁾。ただし、熱圏の Na 密度は Na 層ピーク 90 km 高度の密度の 1/1000 程度 (数個/cm³) で、これまで夜間観測で問題とならなかった月や星、弱い街明りまでもが背景光ノイズとなり、信号検出が困難となる。通常の夜間観測では市販の干渉フィルタ (半値幅~1 nm) の性能で十分であるが、微弱光検出のためには夜間観測では超狭帯域フィルタが必要となる⁴²⁾。そのフィルタが、コロラド州立大学が昼間観測に用いていた磁気光学フィルタの Faraday filter (半値幅~0.01 nm) である。

Faraday filter は、偏光面を直交配置した偏光プリズムの間に強磁場空間を作り、そこに加熱 Na セルを配置するフィルタである⁴³⁾。セルを通過する光のうち、ゼーマン効果とファラデー回転の磁気光学効果を利用し NaD₂ 線のみを選択的に透過させる。大きな特徴は、透過特性が絶対波長で厳密に決まること、それが半値幅~0.01 nm の超狭帯域であること、高透過率 (>90%) であることである。透過率シミュレーションの結果を Fig. 5 に示す。

Faraday filter は、加熱によりセル内で生成する蒸気状態の Na 原子密度が変化すると、その透過特性が大きく変わるという特徴がある。また、透過特性が超微細構造をもつため、夜観測用のバンドパスフィルタとは異なり、3 周波数観測で受信光強度の周波数依存性が出てしまう (Fig. 5 の縦線)。このため、精密なフィルタ特性計測と観測時の安定性が絶対的必要条件となる。しかし現在構築できる Faraday filter では、Na セ

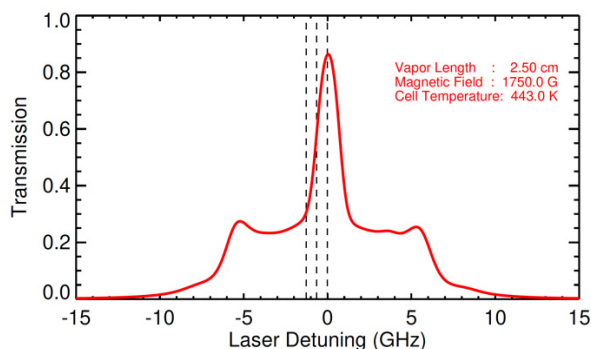


Fig. 5 Faraday filter transmission calculated at the condition of a cell length = 2.5 cm, magnetic field = 1750 Gauss, and cell temperature = 273 K (170°C). Dashed vertical lines indicate the three frequencies used at the lidar observation.

ルを使用温度である 150℃ 以上の高温で一定温度に保っても、セル材質のガラスと高温 Na 原子との化学反応により透過特性が時々刻々と変化するという致命的な欠点がある。コロラド州立大学では Faraday filter の安定条件を見つけつつ、観測前後で多大な労力をかけて安定性の検証を行っていた。しかしそもそも、市販の Na セルがガラス製である以上、程度の差こそあれこの化学反応は避けられず、北極観測での安定運用は極めて難しい。そこで我々は、化学的に活性な高温 Na 原子に対して耐性のある単結晶サファイアをセル材質として検討、工業的に最新技術を応用した Na セル製作方法の検討、透過特性計測による安定性の検証という観点から、Faraday filter 観測のための新 Na セルの独自開発を開始した。この研究は 2021 年度から 5 年間、科学研究費補助金（基盤(A)）の助成を受けている。新たな冷凍コンテナを観測所にもう 1 台設置し、Faraday filter を組み込んだ受信系で実証試験を行う。Na ライダー観測は、現在は受信系において進化している。

以上をまとめると、Tromsø の Na ライダーの受信系に Faraday filter を組み込むことで、夜間観測を下部熱圏領域（80–200 km）に発展させる。また、Tromsø は高緯度に位置するため、現在の夜間観測＝冬季観測を Faraday filter の導入で夏季・昼間へ発展させる（すなわち年間観測）ことができる。2023 年には、Tromsø で EISCAT_3D レーダー（電離圏 3 次元観測可能な次世代レーダー：総予算 100 億円以上）が国際共同のもと稼働開始予定である。この EISCAT_3D レーダーに時期を合わせ Na ライダーの新しい観測技術確立することで、極域中間圏・下部熱圏領域の中性大気・電離大気相互作用の研究に今後も大きな貢献していく。

5. まとめ

本論文は、Na ライダーの観測技術の進化を精密観測手法の観点から報告した。Na 観測が行われて半世紀の間、Na ライダーは共鳴散乱ライダーの観測技術を牽引してきたのは間違いない。この流れは他の金属原子の共鳴散乱ライダーにも発展させられる⁴⁴⁾。北極域での安定運用に関しては取得した質の高い温度/風速データを用いて、IS (Incoherent Scatter) レーダーとの同時観測や国際共同研究により、今後も学術的成果を出していく^{45–46)}。なお、Na を含む大気中の原子、分子のライダー観測の基礎と応用に関しては、2022 年に発売となった She 教授の著書を参考にされたい⁴⁷⁾。

謝 辞

まず最初に、本稿の主著者から共著者の方々に深く感謝と敬意の意を示したいと思います。北極ライダーの構想、設計・開発から、現在も続く維持・運用・成果創出、Faraday filter 受信系の開発に関しては、共著者の方々の個々の高い専門性に加え、並々ならぬ努力と良好なチームワーク無くしては決して実現できませんでした。信州大学の野村彰夫教授（当時）には、主著者が信州大学着任当時から寛容な視点で南極ライダー開発を任せていただき、さらに昭和基地越冬と 3 年間の渡米の機会を与えていただきました。京都大学の中村卓司准教授（当時）（現国立極地研究所所長）には、南極から持ち帰った Na ライダーを京都大学の施設に設置させていただき、Na ライダーのみならず国内のライダー研究を大きく発展させる多大なる支援をしていただきました。コロラド州立大学の C.-Y. She 教授（当時）と D. A. Krueger 教授（当時）には、観測・解析・議論を通じて Na ライダーの深い知識を与えていただきました。誠実で親しみやすい人柄と人間的魅力とが、人としても研究者としても周りの人から支援と信頼を受ける重要な要素であることを学びました。イリノイ大学の C. S. Gardner 教授（当時）にも南極データ解析で大変お世話になりました。本質を突いた素晴らしい（格好いい）プレゼンテーションは、学ぶべきことばかりでした。この場をお借りしまして、皆様に深く深く感謝したいと思います。

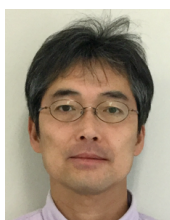
本稿で紹介した Na ライダーに関連する研究活動は、日本学術振興会科学研究費助成事業（JP24310010, JP17H02968, JP21H04516, JP21H01144）、名古屋大学の ISEE 国際共同研究の支援を受けて実施している。

引用文献

- 1) C. S. Gardner, “Performance capabilities of middle-atmosphere temperature lidars: comparison of Na, Fe, K, Ca, Ca⁺, and Rayleigh systems,” *Appl. Opt.*, **43**, 4941–4956 (2004).
- 2) M. R. Bowman, A. J. Gibson, and M. C. W. Sanford, “Atmospheric sodium measured by a tuned laser radar,” *Nature*, **221**, 456–457 (1969).

- 3) C.-Y. She, and J. R. Yu, "Simultaneous three-frequency Na lidar measurements of radial wind and temperature in the mesopause region," *Geophys. Res. Lett.*, **21** (17), 1771–1774 (1994).
- 4) A. J. Gibson, L. Thomas, and S. K. Bhattacharyya, "Laser observations of the ground-state hyperfine structure of sodium and of temperatures in the upper atmosphere," *Nature*, **281**, 131–132 (1979).
- 5) R. D. Hake, Jr., E. K. Proctor, R. A. Long, "Tunable Dye Lidar techniques for measurement of atmospheric constituents, Proceedings of the SPIE," **27**, 17–24 (1972).
- 6) E. S. Richter, J. R. Rowlett, C. S. Gardner and C. F. Sechrist, Jr., "Lidar observation of the mesospheric sodium layer over Urbana, Illinois," *J. Atmos. Terr. Physics*, **43**, 327–337 (1981).
- 7) T. Aruga, H. Kamiyama, M. Jyumonji, T. Kobayashi, and H. Inaba, "Laser radar observation of the sodium layer in the upper atmosphere," *Report of Ionosphere and Space Research in Japan*, **28** (1), 65–68 (1974).
- 8) B. R. Clemesha, V. W. J. H. Kirchhoff, D. M. Simonich, H. Takahashi, and P. P. Batista, "Spaced lidar and nightglow observations of an atmospheric sodium enhancement," *J. Geophys. Res.*, **85** (A7), 3480–3484 (1980).
- 9) L. Thomas, A. J. Gibson, and S. K. Bhattacharyya, "Lidar observations of a horizontal variation in the atmospheric sodium layer," *J. Atmos. Terrest. Phys.*, **39**, 1405–1409 (1977).
- 10) 上山 弘, "ライダによる超高層大気観測," *気象研究ノート*, 日本気象学会誌, **116**, 115–124 (1973).
- 11) A. Nomura, T. Kano, Y. Iwasaka, H. Fukunishi T. Hirasawa, and S. Kawaguchi, "Lidar observations of the mesospheric sodium layer at Syowa Station, Antarctica," *Geophys. Res. Lett.*, **14** (7), 700–703 (1987).
- 12) T. Ogawa, T. Tanaka, K. Igarashi, and A. Nomura, "Simultaneous measurements of Antarctic mesospheric gravity waves by meteor radar and lidar," *J. Geomag. Geoelectricity*, **41** (10), 835–849 (1989).
- 13) R. L. Collins, A. Nomura, and C. S. Gardner, "Gravity waves in the upper mesosphere over Antarctica: Lidar observations at the South Pole and Syowa," *J. Geophys. Res.*, **99** (D3), 5475–5486 (1994).
- 14) C. Nagasawa and M. Abo, "Lidar observations of a lot of sporadic sodium layers in mid-latitude," *Geophys. Res. Lett.*, **22** (3), 263–266 (1995).
- 15) K. Kobayashi, T. Kitahara, T. D. Kawahara, Y. Saito, A. Nomura, T. Nakamura, T. Tsuda, M. Abo, C. Nagasawa, and M. Tsutsumi, "Simultaneous measurements of dynamical structure in the mesopause region with lidars and MU radar," *Earth, Planets and Space*, **51**, 731–739 (1999).
- 16) H. Miyagawa, T. Nakamura, T. Tsuda, M. Abo, C. Nagasawa, T. D. Kawahara, K. Kobayashi, T. Kitahara, and A. Nomura, "Observations of mesospheric sporadic sodium layers with the MU radar and sodium lidars, *Earth, Planets and Space*," **51**, 785–797 (1999).
- 17) T. Tsuda, T. Nakamura, A. Nomura, T. D. Kawahara, C. Nagasawa, M. Abo, S. Okano, M. Taguchi, and M. Ejiri, "Coordinated Observations of the Mesopause Region with Radar and Optical Techniques," *Advances in Space Research*, **26** (6), 907–916 (2000).
- 18) D. A. Krueger, C.-Y. She, and T. Yuan, "Retrieving mesopause temperature and line-of-sight wind from full-diurnal-cycle Na lidar observations," *Appl. Opt.*, **54** (32), 9469–9489 (2015).
- 19) K. H. Fricke and U. von Zahn, "Mesopause temperature derived from probing the hyperfine structure of the D2 resonance line of sodium by lidar," *J. Atmos. Terr. Phys.*, **47**, 499–512 (1985).
- 20) C.-Y. She, J. R. Yu, H. Latifi and R. E. Bills, "High-spectral-resolution fluorescence light detection and ranging for mesospheric sodium temperature measurements," *Appl. Opt.*, **31** (12), 2095–2106 (1992).
- 21) R. E. Bills, "Iron and sodium Doppler/temperature lidar studies of the upper mesosphere," Ph.D. dissertation, University of Illinois at Urbana-Champaign (1991).
- 22) C.-Y. She and J. R. Yu, "Doppler-free saturation fluorescence spectroscopy of Na atoms for atmospheric application," *Appl. Opt.*, **34** (6), 1063 (1995).
- 23) R. E. Bills, C. S. Gardner and C.-Y. She, "Narrowband lidar technique for sodium temperature and Doppler wind observations of the upper atmosphere," *Opt. Eng.*, **30**, 13–21 (1991).
- 24) T. H. Jeys, A. A. Brailove and A. Mooradian, "Sum frequency generation of sodium resonance radiation," *Appl. Opt.* **28** (13), 2588–2591, (1989).
- 25) T. D. Kawahara, T. Kitahara, F. Kobayashi, Y. Saito, and A. Nomura, "Sodium temperature lidar based on injection seeded Nd:YAG pulse lasers using a sum-frequency generation technique," *Optics Express*, **19** (4), 3553–3561 (2011).
- 26) T. D. Kawahara, T. Kitahara, F. Kobayashi, Y. Saito, A. Nomura, C.-Y. She, D. A. Krueger and M. Tsutsumi, "Wintertime mesopause temperatures observed by lidar measurements over Syowa station (69°S, 39°E), Antarctica," *Geophys. Res. Lett.*, **29** (15), CiteID 1709, DOI 10.1029/2002GL015244 (2002).
- 27) T. D. Kawahara, C. S. Gardner, and A. Nomura, "Observed temperature structure of the atmosphere above Syowa Station, Antarctica (69°S, 39°E)," *J. Geophys. Res.*, **109** (D12), CiteID D12103 (2004).
- 28) G. B. Burns, T. D. Kawahara, W. J. R. French, A. Nomura, and A. R. Klekociuk, "A comparison of hydroxyl rotational temperatures from Davis (69°S, 78°E) with sodium lidar temperatures from Syowa (69°S, 39°E)," *Geophys. Res. Lett.*, **30** (1),

- CiteID 1025, DOI 10.1029/2002GL016413 (2003).
- 29) T. D. Kawahara, S. Nozawa, N. Saito, T. Kawabata, T. T. Tsuda and S. Wada, "Sodium temperature/wind lidar based on laser-diode-pumped Nd:YAG lasers deployed at Tromsø, Norway (69.6°N, 19.2°E)," *Optics Express*, **25** (12) (2017).
 - 30) S. Nozawa, A. Brekke, S. Maeda, T. Aso, C. M. Hall, Y. Ogawa, S. C. Buchert, J. Röttger, A. D. Richmond, R. Roble, and R. Fujii, "Mean winds, tides, and quasi-2 day wave in the polar lower thermosphere observed in European Incoherent Scatter (EISCAT) 8 day run data in November 2003," *J. Geophys. Res.*, **110** (A12), CiteID A12309 (2005).
 - 31) S. Nozawa, Y. Ogawa, A. Brekke, T. Tsuda, C. M. Hall, H. Miyaoka, J. Kurihara, T. Abe and R. Fujii, "EISCAT observational results during the DELTA campaign, Earth," *Planets and Space*, **58**, 1183–1191 (2006).
 - 32) Y. Hayano, Y. Saito, N. Saito, K. Akagawa, Y. Kamata, T. Kanzawa, T. Kurakami, N. Takato, S. Colley, M. Eldred, K. T. Michael, O. Guyon, S. Oya, M. Watanabe, M. Hattori, T. Golota, M. Dinkins, N. Kobayashi, Y. Minowa, M. Goto, N. Arimoto, S. Wada, H. Takami, and M. Iye, "Design of laser system for Subaru LGS AO," *Advancements in Adaptive Optics, Proceedings of the SPIE*, **5490**, 1088–1095 (2004).
 - 33) S. Nozawa, T. D. Kawahara, N. Saito, C. M. Hall, T. T. Tsuda, T. Kawabata, S. Wada, A. Brekke, T. Takahashi, H. Fujiwara, Y. Ogawa, and R. Fujii, "Variations of the neutral temperature and sodium density between 80 and 107 km above Tromsø during the winter of 2010–2011 by a new solid-state sodium lidar," *J. Geophys. Res.*, **119** (1), 441–451 (2014).
 - 34) T. T. Tsuda, S. Nozawa, T. D. Kawahara, T. Kawabata, N. Saito, S. Wada, C. M. Hall, S. Oyama, Y. Ogawa, S. Suzuki, T. Ogawa, T. Takahashi, H. Fujiwara, R. Fujii, N. Matuura, and A. Brekke, "Fine structure of sporadic sodium layer observed with a sodium lidar at Tromsø, Norway," *Geophys. Res. Lett.*, **38** (18), CiteID L18102 (2011).
 - 35) T. Takahashi, S. Nozawa, M. Tsutsumi, C. Hall, S. Suzuki, T. T. Tsuda, T. D. Kawahara, N. Saito, S. Oyama, S. Wada, T. Kawabata, H. Fujiwara, A. Brekke, A. Manson, C. Meek, and R. Fujii, "A case study of gravity wave dissipation in the polar MLT region using sodium LIDAR and radar data," *Annales Geophysicae*, **32** (10), 1195–1205 (2014).
 - 36) T. Takahashi, K. Hosokawa, S. Nozawa, T. T. Tsuda, Y. Ogawa, M. Tsutsumi, Y. Hiraki, H. Fujiwara, T. D. Kawahara, N. Saito, S. Wada, T. Kawabata, and C. Hall, "Depletion of mesospheric sodium during extended period of pulsating aurora," *J. Geophys. Res.*, **122** (1), 1212–1220 (2017).
 - 37) T. T. Tsuda, X. Chu, T. Nakamura, M. K. Ejiri, T. D. Kawahara, A. S. Yukimatu, and K. Hosokawa, "A thermospheric Na layer event observed up to 140 km over Syowa Station (69.0°S, 39.6°E) in Antarctica," *Geophys. Res. Lett.*, **42**, doi: 10.1002/2015GL064101 (2015).
 - 38) S. Gong, G. T. Yang, J. M. Wang, X. W. Cheng, F. Q. Li, and W. X. Wan, "A double sodium layer event observed over Wuhan, China by lidar," *Geophys. Res. Lett.*, **30** (5), doi: 10.1029/2002GL016135 (2003).
 - 39) X. Chu, Z. Yu, C. S. Gardner, C. Chen, and W. Fong, "Lidar observations of neutral Fe layers and fast gravity waves in the thermosphere (110–155 km) at McMurdo (77.8S, 166.7E), Antarctica," *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L23807, (2011),
 - 40) J. S. Friedman, X. Chu, C. G. M. Burn, and X. Liu, "Observation of a thermospheric descending layer of neutral K over Areibo," *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **104**, 253–259, (2013).
 - 41) J. Höffner, and J. S. Friedman, "The mesospheric metal layer topside: a possible connection to meteoroids," *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 801 (2004).
 - 42) A. Z. Liu, Y. Guo, F. Vargas, and G. R. Swenson, "First measurement of horizontal wind and temperature in the lower thermosphere (105–140 km) with a Na Lidar at Andes Lidar Observatory," *Geophys. Res. Lett.*, **43**, doi: 10.1002/2016GL068461 (2016).
 - 43) M. Kiefer, R. Low, J. Wrachtrup, and I. Gerhardt, "Na-Faraday rotation filtering: The optimal point," *Scientific Reports*, **4** (1), doi: 10.1038/srep06552 (2014).
 - 44) M. K. Ejiri, T. Nakamura, T. D. Kawahara, K. Tsuno, M. Abo, T. Nishiyama, T. Tsuda, S. Wada, and T. Ogawa, "Metal atom and ion layers observed by a frequency-tunable resonance scattering lidar in the midlatitude," 41st COSPAR Scientific Assembly, Turkey, Abstract id. C2.2–21–16 (2016).
 - 45) S. Mondal, S. Sarkhel, J. Agarwal, D. Chakrabarty, R. Sekar, T. Yuan, X. Cai, A. Z. Liu, S. Nozawa, N. Saito, T. D. Kawahara, M. G. Mlynarczyk, and J. M. Russell, "On the long lasting "C-type" structures in the sodium lidargram: The lifetime of Kelvin-Helmholtz billows in the mesosphere and lower thermosphere region," *J. Geophys. Res.*, **124** (4), 3110–3124 (2019).
 - 46) V. L. Narayanan, S. Nozawa, S. Oyama, I. Mann, K. Shiokawa, Y. Otsuka, N. Saito, S. Wada, T. D. Kawahara, and T. Takahashi, "Formation of an additional density peak in the bottom side of the sodium layer associated with the passage of multiple mesospheric frontal systems," *Atmos. Chem. Phys.*, **21** (4), 2343–2361 (2021).
 - 47) C.-Y. She and J. S. Friedman, "Atmospheric Lidar Fundamentals, Laser light scattering from atoms and linear molecules," Cambridge University Press (2022).



川原琢也

1995 年東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻博士後期課程終了，博士（理学）．1995 年 4 月から現在まで信州大学工学部．1998 年南極地域観測隊で Na 温度ライダーを持ち込み越冬．2001-2004 年コロラド州立大学とイリノイ大学で客員研究員．帰国後，北極ライダー開発に携わる．所属学会 American Geophysical Union，地球電磁気・地球惑星圏学会，日本惑星圏学会連合，レーザー学会

特集 ライダー観測 I

南極域における共鳴散乱ライダーを用いた
中間圏・下部熱圏観測江尻 省^{*1,2}¹ 国立極地研究所 (〒190-8518 東京都立川市緑町 10-3)² 総合研究大学院大学極域科学専攻 (〒190-8518 東京都立川市緑町 10-3)Observations of Antarctic mesosphere and lower-thermosphere
with resonance scattering lidarsMitsumu K. Ejiri^{*1,2}¹ National Institute of Polar Research,
10-3, Midori-cho, Tachikawa-shi, Tokyo 190-8518² The Graduate University for Advanced Studies, SOKENDAI,
10-3, Midori-cho, Tachikawa-shi, Tokyo 190-8518

(Received February 1, 2022; revised February 12, 2022; accepted February 15, 2022)

Metal atom and ion layers, containing such elements as Fe, Mg, Na, K, Ca, Li, originating from meteors are valuable tracers of the Earth's upper atmosphere. A resonance scattering lidar is a powerful remote sensing technique being applied to the upper atmospheric studies, which can measure the vertical distributions of temperature and wind as well as density in the metal layers. Among the observations of the mesosphere and lower thermosphere region by resonance scattering lidars, this present paper introduces the evolution and recent trends of the observations, especially those of the atmospheric phenomena peculiar to the polar regions, which have been conducted in the Antarctic region.

キーワード：共鳴散乱ライダー，中間圏・下部熱圏領域，南極

Key Words: Resonance scattering lidar, Mesosphere and lower-thermosphere region, Antarctic

1. はじめに

共鳴散乱ライダーによる中間圏・下部熱圏領域の観測では、流星由来の金属原子やイオンの基底状態と励起状態のエネルギー準位差に相当する波長の光を照射することで起こる強い共鳴散乱（共鳴蛍光）を利用して、散乱物質の密度・温度・速度を計測する¹⁾。地球に1日100トン程度飛来する流星は、高度80–120 kmで大気との衝突により大半が加熱蒸発し、種々の金属元素（Fe, Mg, Na, K, Ca, Li など）を放出する²⁾。高度80 km以上では、大気密度が地上に比べて7桁以上小さく十分に希薄であるため、これらの金属元素は原子やイオンの状態で存在できる。金属原子の全球的な水平分布には未だ不明な点が多いが、各金属原子の存在比は一般的な隕石に含まれる種々の金属原子の含有比と概ね等しく、鉛直分布としては流星が加熱蒸発する高度領域（80–120 km）に各金属が半値幅5–10 km程度の層を形成していることが知られている。この領域の金属原子は化学的な寿命が比較的長く、中性大気と十分な衝突を繰り返しているため、共鳴散乱ライダー観測で得られる金属原子の温度・速度はこの領域の大気の温度・風速と見なせる。大気密度が希薄な中間圏・下部熱圏領域において、散乱効率の良い共鳴散乱を利用して大気の状態を表す物理量を測定可能な

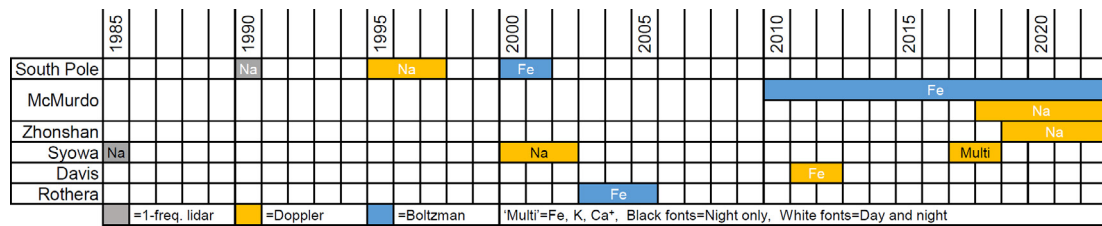


Fig. 1 Historical calendar of resonance scattering lidar observations in Antarctic.

共鳴散乱ライダーは、非常に有力な大気観測手段である^{3,4)}。

極域の中間圏・下部熱圏領域では、宇宙からの高エネルギー粒子の降り込みに対する地球大気の応答として、オーロラに代表される発光現象や化学反応を伴う大気微量成分の組成変化などが起こる。また、中間圏と熱圏の境界である中間圏界面は、地球大気の気温の鉛直分布において最も低温になる高度領域であり、冬より夏の方が低温になるという地上付近とは逆の季節変化を示す。地球上で最も低温になると言われている夏極の中間圏界面付近では、わずかに存在する水蒸気が凝結し、極中間圏雲 (Polar Mesospheric Cloud: PMC) と呼ばれる雲が形成される。共鳴散乱ライダーの観測対象となる金属原子層は、極域では、PMCの影響や、磁気嵐時のオーロラ粒子の降込みの影響を受けて、中低緯度とは異なる極域特有の変動を示す⁵⁾。本稿では、特に南極域での共鳴散乱ライダー観測について、2節でこれまでの変遷を簡単に紹介した後、3節で極域特有の大気現象についての観測研究例を中心に紹介する。

2. 南極域における共鳴散乱ライダー観測の変遷

南極域の各観測基地で行われた共鳴散乱ライダー観測を Fig. 1 と Table 1 にまとめた。南極域で初めて行われた共鳴散乱ライダー観測は、1985年に実施された第26次日本南極地域観測隊による昭和基地 (69.0°S, 39.6°E) でのナトリウム (Na) 密度観測である^{6,7)}。観測に用いられた共鳴散乱ライダーは、名古屋大学が開発を主導して1983年から昭和基地で観測を実施していたエアロゾルライダー⁸⁾に、信州大学が開発を主導したフラッシュランプ励起色素レーザーを送信レーザーとして加えた共鳴散乱ライダーで、1985年4月から10月の7か月間にわたって夜間観測が実施され、南極域で初めて中間圏 Na 層の夜間変化及び秋から春にかけての季節変化が示された。1990年には米国イリノイ大学が、航空機観測用に開発したモバイル Na 共鳴散乱ライダーの受信光学系に背景光を低減するためのフィルターとして狭帯域ダブルエタロンシステムを加えて南極点 (South Pole) 基地 (90.0°S) に設置し、南極域で初めて、日照時つまり夏期間を含む通年の Na 密度観測を実現した^{9,10)}。極域中間圏温度の観測要求の高まりを受け、1999–2001年に南極点基地で固体レーザーであるアレキサンドライトレーザーを採用した鉄 (Fe) ボルツマンライダー¹¹⁾、2000–2002年に昭和基地で同じく固体レーザーである Nd:YAG レーザーを採用した Na ドップラーライダー¹²⁾を用いた中間圏温度観測が実施された^{13,14)}。共鳴散乱ドップラーライダー観測および Fe ボルツマンライダー観測の概要に

Table 1 Observation list of resonance scattering lidars at Antarctic stations.

Station	Location	Period	Metal	Laser	Method	Night/Day
South Pole	90°S	1990.04-1990.10	Na	Dye	1-freq.	N/D
		1995.01-1997.12	Na	Dye	1-freq.	N/D
		1999.12-2001.10	Fe	Alexandrite	Boltzmann	N/D
McMurdo	77.8°S, 166.7°E	2018.01-Now	Na	Dye	Doppler	N/D
		2010.12-Now	Fe	Alexandrite	Boltzmann	N/D
Zhongshan	69.4°S, 76.4°E	2019.02-Now	Na	Dye	Doppler	N/D
Syowa	69.0°S, 39.6°E	1985.04-1985.10	Na	Dye	Doppler	N
		2000.03-2002.10	Na	Nd:YAG	Doppler	N
		2017.03-2018.10	Fe, K, Ca ⁺	Alexandrite	Doppler	N
Davis	68.6°S, 78.0°E	2011.01-2012.04	Fe	Alexandrite	Doppler	N/D
Rothera	67.5°S, 68.0°W	2002.12-2005.03	Fe	Alexandrite	Boltzmann	N/D

については第3節(3.2.1, 3.2.2)を参照されたい。南極点基地のFeボルツマンライダーは、2002年にRothera基地(67.6°S, 78.1°W)に移設され、2005年まで観測を行った後、米国内でのシステム更新を経て、2011年にMcMurdo基地(77.8°S, 166.7°E)に移設され、コロラド大学の主導で今日まで観測を継続している。2011年にはDavis基地(68.6°S, 78.0°E)にも、ドイツのLeibniz-Institute of Atmospheric Physics (IAP)によってアレキサンドライトレーザを送信レーザとして用いたFeドップラーライダー¹⁵⁾が設置され、2012年4月までFe密度と気温の観測が行われた。NaとFe以外の金属元素の測定として、国立極地研究所主導で開発された波長可変共鳴散乱ライダー(Fig. 2)によるKとCa⁺の観測が2017年から2018年まで行われた。この波長可変共鳴散乱ライダーはアレキサンドライトレーザの発振可能波長領域が広いことを利用して、Seeder波長を切り替えることで発振波長を変化させ、複数の金属元素(Fe, K, Ca⁺)の測定を可能にしたドップラーライダーで、日本国内での試験観測を経て^{16, 17)}、2017年1月に第58次日本南極地域観測隊によって昭和基地に設置され2018年10月まで観測を行った。McMurdo基地(77.8°S, 166.7°E)には、2018年1月にNaドップラーライダーが追加設置され、Feボルツマンライダーとの同時観測を開始している¹⁸⁾。2019年にはZhongshan基地(69.4°S, 76.4°E)に水平風も観測可能なNaドップラーライダーが設置された。天頂と天頂角30°の南と西の3方向にレーザパルスを送信して水平風測定を行うシステムで、受信光学系に背景光を低減するためのフィルターとして超狭帯域ファラデーフィルターを採用し、密度、気温、風速の通年観測を開始している¹⁹⁾。

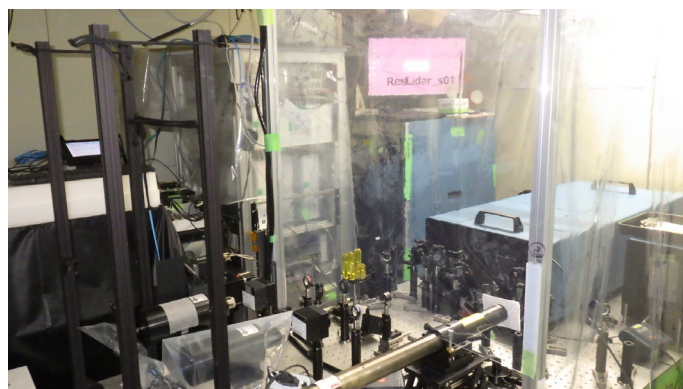


Fig. 2 The frequency-tunable resonance scattering lidar operated at Syowa Station in 2017–2018.

3. 南極域における共鳴散乱ライダー観測

3.1 金属原子密度観測

共鳴散乱ライダー観測では、対象物質からの共鳴散乱信号の強度から対象物質の密度情報を得るが、絶対値校正のために低高度(高度30–40 km付近)の大気密度を経験モデル(地上から宇宙までの地球大気の観測に基づく全地球標準大気モデル)から与え、大気分子からのレイリー散乱の信号強度で規格化する。この規格化により、観測中のレーザ光の出力変動は補正されるが、規格化に使った基準高度と金属原子層の間に雲やエアロゾルが存在する場合には追加の補正が必要になる。極域中層大気には、冬期に極成層圏雲(Polar Stratospheric Cloud: PSC)、夏期に極中間圏雲(Polar Mesospheric Cloud: PMC)が出現する。PSCの出現高度は通常30 km以下であるため、この影響を受けない。一方でPMCは金属原子層の下部にあたる高度80–85 kmで出現頻度が高いため、金属原子の共鳴散乱波長に近い別の波長でのライダー観測を同時に行い、PMCによるミー散乱信号を共鳴散乱信号から取り除く補正が必要である。

3.1.1 南極初の共鳴散乱ライダー観測～Na, K, Ca⁺密度観測は日本が開始～

南極域での世界初の共鳴散乱ライダー観測は、1985年に実施された日本南極地域観測隊による昭和基地でのNa密度観測で、4月から10月の7か月間に48晩もの観測が実施された^{6, 7)}。観測されたNa層の密度プロファイルを平均すると、Na密度のピーク高度は90.1 km、層厚は4.85 kmであり、これは1990年に南

極点基地で観測された Na 層とはほぼ同じであった。これらは北半球中低緯度（アラバマ 40°N, アレシボ 18°N）の冬期の Na 層と比べると 2–3 km 低く、500–750 m 厚く¹⁰⁾、冬期極域中間圏で発生する強い下降流とそれに伴う温度上昇によるものとして、定性的にはある程度説明できるとされた。一方、夏を含む年間の平均プロファイルと比較すると高緯度と中緯度の差はほとんど無かった。南極点基地で 1995 年から改めて行われた 3 年間の Na 密度観測と、1999 年 12 月から 2 年間の Fe 密度観測で得られた Na 層と Fe 層の夏期も含めた年平均密度プロファイルのアラバマでの観測結果と比較すると、各層の中心高度の差は Na 層が 100 m, Fe 層が 450 m と、南極点基地の方がわずかに高いのみだった。一方、夏期に注目すると、南極点基地上空では Na 層, Fe 層共に層がほとんど無くなるほどに密度が激減していた²⁰⁾。この減少は低温と PMC によるものと推定されており、後述の PMC 観測の項（3.3）で改めて詳述する。流星起源の金属原子の密度分布の情報は宇宙空間から地球大気への物質流入過程の解明のための重要な要素であるため、近年、全球大気モデルの中に種々の金属原子の化学反応を組み込み、全球分布を明らかにする試みが進められている^{2, 21–23)}。しかしながら観測結果を定量的に再現するには未だ多くの課題があり、モデルの改良にはより多くの観測データが必要とされている。Na と Fe 以外の金属元素については、波長可変共鳴散乱ライダー^{16, 17)}による K と Ca^+ の密度観測が 2017–2018 年に昭和基地で行われ、金属元素によって異なる化学過程とイオン化による密度分布の違いについて解析が進められている。

3.1.2 極域特有の金属密度変動～オーロラ粒子の降込みに対する応答～

極域では、金属原子密度を変動させる要因として、オーロラ発光を引き起こす高エネルギー粒子（オーロラ粒子）の影響も考えられる。昭和基地は統計的にオーロラの発生頻度が高い地域であるオーロラ帯に位置しており、1985 年当初からオーロラ粒子降込みに対する Na 層の応答が調べられ、中程度の磁気嵐が起こった際に Na 層密度の総量が減少したことが報告されている^{6, 7, 24)}。当時、そのメカニズムは不明とされたが、近年北極域で行われた、ノルウェー・トロムソに設置された Na ドップラーライダーと、欧州非干渉散乱 (EISCAT) レーダーによる同時観測で、オーロラ粒子降込みの指標となる電子密度の増大と Na 密度減少に明瞭な一対一対応が確認されたこと²⁵⁾と、観測に基づいて見積もられたオーロラ粒子の降込みによる大気電離で増大したイオン (NO^+ , O_2^+) の減少速度と観測された Na 密度減少速度がおおよそ一致したこと²⁶⁾から、Na 原子がイオンと電荷交換して Na^+ が生成されることが、オーロラ発生時の Na 密度減少の主要な要因になっていたことが示された。また、昭和基地で 2000–2002 年に行われた Na ライダーによる Na 密度観測とリオメータによる銀河雑音電波吸収 (Cosmic Noise Absorption: CNA) 観測の 3 年分の同時観測データの比較解析では、オーロラ粒子の降込みに伴う CNA 変動と Na 密度変動に明らかな反相関が見られ、オーロラ粒子の降込みにより地球大気が電離して電子密度が増えると、Na 密度が減少することが統計的に確認された²⁷⁾。Na 以外の金属原子のオーロラ粒子降込みに対する応答は未だ解明されていない。

3.2 中層・超高層大気温度観測

共鳴散乱ライダーで中間圏温度を測定する手法として、金属原子の共鳴線スペクトル形状の温度依存性（ドップラー広がり）を利用する共鳴散乱ドップラーライダーと、Fe 原子の 2 つの共鳴線（372 nm, 374 nm）の散乱光の強度比が温度依存することを利用する Fe ボルツマンライダーの 2 つの手法が用いられている¹⁾。

3.2.1 共鳴散乱ドップラーライダー観測～密度・温度と同時に風速も測定可能な観測～

金属原子による共鳴散乱を利用したドップラーライダー観測では、金属原子の共鳴線スペクトル（半値全幅：数 GHz）を最低 3 周波数（周波数間隔：数 100 MHz）の狭線幅レーザー（半値全幅：<100 MHz）で分解計測することでスペクトルの形状と周波数シフト量、すなわち金属原子の熱運動によるドップラー広がり（温度）と視線方向の移動によるドップラーシフト（風速）を一意に決定することが出来る^{28, 29)}。送信レーザーの周波数切り替えには、種レーザー (Seeder) の周波数を音響光学素子 (acousto-optic frequency shifter: AOFs) の周波数シフトや波長計の PID (Proportional-Integral-Differential Controller) 制御で切り替える手法が用いられており、1 台のレーザーで周波数を周期的に切り替えながら共鳴線スペクトルを計測する。一般に中間圏・下部熱圏領域の鉛直風は弱いので、鉛直風速度をゼロと仮定して 2 周波数でスペクトル形状を決定し、温度測定を行う 2 周波数法³⁰⁾もあるが、極域では「鉛直風速度ゼロ」の仮定が成り立たない場合があ

るため注意が必要である。例えば、アラスカ・ポーカーフラット (65.1°N, 147.4°W) では、下部熱圏 (～100–140 km) における地球大気の発光 (大気光) をファブリペロー干渉計で観測し、大気の移動によって生じる発光波長のドップラーシフト量を測定することで風速を得る観測が行われ、オーロラ発生時に非常に強い鉛直風 (>40 m/s) が観測されている³¹⁾。その発生機構や三次元分布については未だ解明されていないが、極域特有の強い熱圏鉛直風を想定した装置改良を行うことで、今後、共鳴散乱ライダーでもこの鉛直風が観測される可能性がある。

3.2.2 Fe ボルツマンライダー観測～極中間圏雲 (PMC) 存在下でも温度測定が可能な観測～

Fe ボルツマンライダーは、南極点基地で2年間^{20, 32, 33)}、Rothera 基地で3年間^{34–36)}、2010年12月からはMcMurdo 基地で11年以上運用され続けている^{37–40)}、南極域では最も実績のある温度ライダーであるが、Fe 原子の2つの共鳴線 (372 nm, 374 nm) でライダー観測をするために、それぞれ別のレーザーで発振させて送信し、別の受信光学系で受信するシステムが採用されている¹¹⁾。そのため、温度観測を行うために2台の共鳴散乱ライダーを同時に運用しなければならないという難しさがある。2波長のレーザーパルスと同じ出力で送信した場合、374 nm による共鳴散乱信号強度は372 nm に比べ1桁ほど小さいため、測定精度は374 nm の受信信号レベルに制限される。一方で、近接した波長でありながらFe に対する感度が大きく異なる2つの波長で観測を行うことは、Fe 原子層付近にPMC が出現した場合にも、PMC によるミー散乱信号を分離・除去し温度とFe 密度を測定することが出来るため、特に極域夏期中間圏の観測には有利と言える³⁶⁾。

3.2.3 大気大循環が引き起こす極域中層・超高層大気温度変動の観測

共鳴散乱ライダー観測は、エアロゾルの影響が無視できる高度30 km 以上の成層圏における大気分子からのレイリー散乱信号を利用することで大気温度 (気温) の測定が可能である。つまり、共鳴散乱ライダー観測にレイリーライダー観測を組み合わせることで、上部成層圏・中間圏・下部熱圏にわたる中層・超高層大気の広い高度領域をカバーする気温測定が可能なわけである。南極点基地での1999年12月から2年間のFe ボルツマンライダー観測³²⁾と、同時期に昭和基地で行われたNa ドップラーライダー観測¹⁴⁾は、南極域の高度30–110 km の気温分布の季節変化を明らかにした。特に冬期の中層大気 (成層圏・中間圏) については、南極点基地上空は大気モデル (MSIS-00, TIME-GCM) による予測値に比べて20–30 K も低温で、昭和基地上空は北極域の同緯度での観測値より約20 K 低温であることが示され、中間圏の子午面循環における大気重力波の強制力が予想より弱い可能性が指摘されている。

3.3 極中間圏雲の観測～南北半球での違いの原因を解明～

地球上で最も低温になる極域夏の中間圏界面付近では、わずかに存在する水蒸気が凝結し、極中間圏雲 (Polar Mesospheric Cloud: PMC) と呼ばれる雲が発生する。夏至を挟んだ前後約1か月の間、南極点基地、Rothera 基地、McMurdo 基地では高度80–85 km にしばしばPMC が観測されている^{33–37)}。Fe ボルツマンライダーによるFe 密度、気温、PMC の同時観測は、PMC 発生高度では低温かつFe 密度が極めて低くなっていることを明瞭に示し³⁶⁾、極低温下ではPMC 形成が促進され、PMC を介した不均一反応と分子化学反応によるFe 原子の除去が促進されるとした理論研究^{38, 39)}に観測的根拠を与えた。また、北極域でのPMC 観測と比較し、PMC 発生高度は南極点基地で最も高く、同緯度であれば南極域の方が北極域より約1 km 高いことを示した^{34, 35, 37)}。このPMC 発生高度の南北半球差は、南極域の夏の中間圏界面が北極より高高度にあることを示している。中間圏界面の温度や高度を決める要因として大気重力波を含む大気波動の影響も考えられるが、大気波動活動度は年による差異が大きいものに対して、PMC の平均発生高度は観測年によらず常に南極域の方が高いことから、地球公転軌道の離心率に依存した夏期に受ける太陽放射量の南北半球差 (北半球より南半球の方が大きい) が主な原因と結論された^{33, 37)}。

3.4 南極―北極間の大気大循環を駆動する「大気波動」の詳細観測

地球大気最上部の大循環である中間圏の子午面循環の駆動源とされている大気重力波は、主に下層で発生し、中層大気中を伝搬して上層に運動量を輸送する。極域は、夏は中間圏子午面循環の起点になり、冬は終

点になる領域である。また、中低緯度に比べて大気潮汐波の振幅が小さく、大気重力波の寄与が相対的に大きくなる領域でもあり、ライダーだけでなくラジオゾンデや大気レーダー、大気光イメージャなど様々な測器を駆使した大気重力波の観測研究が盛んである。共鳴散乱ライダーで観測される金属原子密度の高度分布は大気重力波によっても変動するため、この変動成分を抽出してスペクトル解析することで、大気重力波の鉛直パラメータおよび活動度を調べることが出来る^{9, 10, 24)}。ただし、金属原子密度はオーロラ粒子の降込みに伴う電荷交換反応や他の大気微量成分との化学反応によって化合物やイオンに変化すると共鳴散乱ライダーでは観測されなくなるため、金属原子密度変動を利用して大気重力波解析を行う場合には化学変化を考慮した解析と、慎重な議論が必要になる。一方、気温の高度分布とその時間変動から大気重力波成分を抽出して解析する場合、上部成層圏から下部熱圏までの広い高度領域（高度約 30–110 km）の気温測定が高い時間高度分解能で可能な共鳴散乱ライダー観測は非常に有効である^{40–42)}。例えば、2011 年 1 月から 2012 年 4 月に Davis 基地で行われた Fe ドップラーライダー観測では、気温の変動成分から見積もられる大気重力波のポテンシャルエネルギー密度が成層圏と中間圏でそれぞれどのような季節変化を示すかが調査され、下層で発生した大気重力波が、冬と夏は成層圏を通過して中間圏まで伝搬するのに対して、春と秋は背景風によるフィルタリング効果が成層圏で強く働き、中間圏まで伝搬する大気重力波が減少することが示された⁴¹⁾。このように共鳴散乱ライダーによる広い高度範囲での気温観測は、大気重力波を介した大気の上下結合を議論する上で非常に有用である。最近、高精度化した気象再解析データや大気モデルによって、成層圏と中間圏の大気重力波の波源の違いや、中層大気中での碎波とそれに伴う二次波・三次波の生成など、より複雑な上下結合過程が示唆されており^{43–45)}、これらを確認するためにもより長期間、多地点での観測が求められている。

3.5 熱圏金属原子層観測～大気観測が困難な高度領域の観測「熱圏観測」への挑戦～

McMurdo 基地で Fe ボルツマンライダー観測が始まった最初の冬（2011 年 5 月 28 日）に、通常の Fe 原子層よりもはるかに高い熱圏高度（最高 155 km）から時間とともに下降する Fe 原子層が確認された⁴⁶⁾。この報告を受けて再解析された昭和基地での Na ドップラーライダー観測でも 2000 年 9 月 23 日に高度 140 km に達する Na 原子層（Fig. 3 参照）が観測されていたことが確認された⁴⁷⁾。流星による供給高度（<120 km）よりも高い高度に金属原子が存在するためには、熱圏内で金属原子が上方に輸送される必要がある。Fe 原子・イオンの化学反応や極域電場を考慮した「熱圏電離圏 Fe/Fe⁺ (TlFe) モデル」によるシミュレーションにより、磁気嵐時に発生する強い極域電場によって金属イオンが熱圏上部まで持ち上げられ、電荷移行反応で中性化した金属原子が大気波動によって下方に輸送されるという、熱圏全体を巡るような大規模な鉛直輸送が提案された⁴⁸⁾。一方で、同様の下部熱圏金属原子層の存在は、南極に限らず世界各国で、また様々な

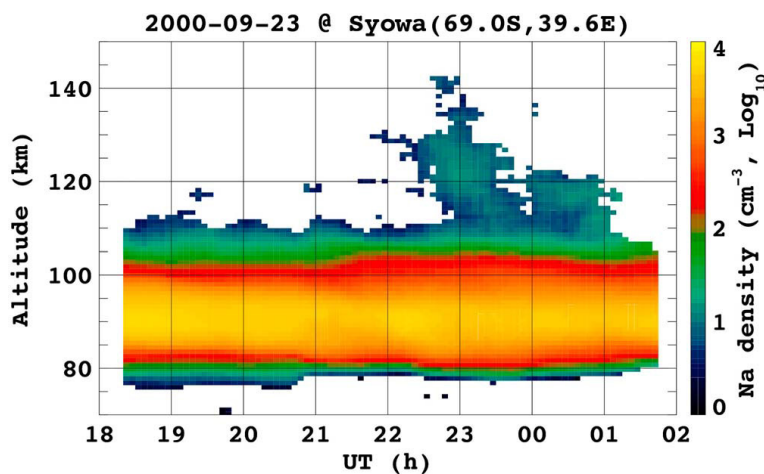


Fig. 3 Temporal variation of Na number density profile observed at Syowa Station from 18:00 UT on 23 September to 02:00 UT on 24 September 2000⁴⁷⁾. A thermospheric metal layer reached at 140 km altitude is clearly recognized.

金属原子について報告されており、極域における強い電場だけでは説明が出来ず、謎が深まっている。熱圏における金属原子の鉛直輸送過程については不明な点が多々残されているが、熱圏高度に分布する金属原子層の存在は、従来観測が困難であった熱圏領域への観測高度の拡張という点においても重要な意義を有している。例えば、アンデス (30.3°S, 70.7°W) の Na ドップラーライダー観測の例では、高度 140 km までの温度・風速の観測に成功している⁴⁹⁾。通常の金属原子層に比べて 1-2 桁以上密度の低い熱圏金属原子層からの微弱な散乱信号をより多く捉えるために、受信光学系の設計や解析手法を改良し^{50, 51)}、複数の熱圏金属原子層を同時に観測する挑戦も始まっている¹⁹⁾。

4. まとめと今後の展望

本稿では、共鳴散乱ライダーによる中間圏・下部熱圏領域の観測のうち、特に南極域で行われてきた極域特有の大気現象についての観測研究を中心に、これまでの変遷と最近の動向を紹介した。レーザー技術の発展により、金属原子層の密度変動だけでなく、気温や風速の観測も行われるようになった。また受信光学系の狭帯域化により日照時の観測も可能になり、白夜期間のある極域においては、夏期を含む通年観測の実現につながった。夏期の極域中間圏の特徴である極低温の中間圏界面とそれに伴って発生する PMC の多点での観測は、南極と北極の違いを明らかにし、中間圏子午面循環の解明につながる観測的知見が得られてきた。さらに、熱圏金属原子層が確認されたことで、観測領域拡張への期待が高まると共に、中間圏と熱圏をつなぐ鉛直物質輸送やそれに伴う中性大気と電離大気の結合過程など、地球近傍宇宙空間への遷移領域ならではの課題に共鳴散乱ライダー観測の適用範囲が広がりを見せている。今後は、熱圏高度の観測をより確実なものにするためにライダーの受信感度を上げることと並行して、中性原子だけでなく原子イオンも観測対象に加え、中性大気と電離大気の両方の視点から観測研究を進めることが重要である。

地上からの共鳴散乱ライダー観測はその可否が天候に左右される宿命を負っている。晴天率の良い拠点で観測することが望ましいが、南極の場合、設置場所を選ぶためには、システムの小型省力化と観測の自動化が必須となる。極夜(日照の無い期間)があり、かつ低温になる南極で共鳴散乱ライダーの無人拠点をすることは一朝一夕には難しいが、それを目指したシステム開発は、観測の長期安定化の実現につながり、更には天候に左右されることなく、かつグローバルな観測が可能な宇宙機搭載ライダーの開発にも応用できる技術となるだろう。

謝 辞

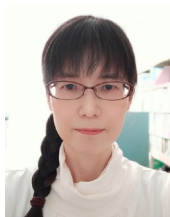
本稿執筆に際して貴重なご意見をいただきました国立極地研究所所長中村卓司先生、電気通信大学大学院情報理工学研究科准教授津田卓雄先生に深く感謝致します。波長可変共鳴散乱ライダーの開発および観測研究は、日本学術振興会科学研究費助成事業(24740335, 15K13575, 21K18315)、日本南極地域観測事業(重点研究観測: AJ1, AJ0901)、国立極地研究所プロジェクト研究(KP3, KP301)の支援を受けている。

引用文献

- 1) X. Chu, and G. C. Papen: Resonance fluorescence lidar for measurements in the middle and upper atmosphere, in T. Fujii & T. Fukuchi (Eds.), *Laser Remote Sensing* (179-432), Boca Raton, FL: CRC Press, Taylor & Francis Group, 2015.
- 2) J. M. C. Plane, W. Feng, and E. C. M. Dawkins: The Mesosphere and Metals: Chemistry and Changes, *Chem. Rev.*, **115**, 4497-4541, 10.1021/cr500501m, 2015.
- 3) M. K. Ejiri, and T. Nakamura: Upper atmosphere observations by resonance scatter lidars, *Journal of the Institute of Electrical Engineers of Japan*, **136** (8), 538-541, <https://doi.org/10.1541/ieejjournal.136.538>, 2016.
- 4) T. T. Tsuda, S. Nozawa, N. Saito, T. D. Kawahara, T. Kawabata, T. Takahashi, S. Wada, T. Nakamura, M. K. Ejiri, T. Nishiyama, K. Tsuno, and M. Abo: Observations of metallic layers in the Earth's upper atmosphere based on resonance-scattering lidars, *The review of laser engineering*, **48**, 580-584, 2020.
- 5) 河村公隆, 大島慶一郎, 小達恒夫, 川村賢二, 佐崎 元, 杉山 慎, 関 宰, 高橋晃周, 西岡 純, 原登志彦, 福井 学, 藤吉康志, 三寺史夫, 宮崎雄三, 本山秀明, 渡部直樹(編集): 「低温環境の科学辞典」第1章 超高層・中層大気, 朝倉書店, 2016
- 6) 野村彰夫: 南極におけるライダー観測, レーザー研究, **15**, 4, 192-203, <https://doi.org/10.2184/lrj.15.192>, 1987.
- 7) A. Nomura, T. Kano, Y. Iwasaka, H. Fukunishi, T. Hirasawa, and S. Kawaguchi: Lidar observations of the mesospheric sodium layer at Syowa Station, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 700-703, 1987.

- 8) 岩坂泰信, 平澤威男, 福西 浩, 藤井良一, 宮岡 宏, 伊藤昇司, 安田 升, 大谷博康: 南極中層大気探査用レーザレーダのシステム構成, 南極資料, **80**, 1–13, <http://doi.org/10.15094/00008379>, 1983.
- 9) R. L. Collins, D. C. Senft, and C. S. Gardner: Observations of a 12 h wave in the mesopause region at the South Pole, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 57–60, <https://doi.org/10.1029/91GL02780>, 1992.
- 10) R. L. Collins, A. Nomura, and C. S. Gardner, Gravity waves in the upper mesosphere over Antarctica: Lidar observations at the south pole and Syowa, *J. Geophys. Res.*, **99**, 5475–5485, <https://doi.org/10.1029/93JD03276>, 1994.
- 11) X. Chu, W. Pan, G. C. Papen, C. S. Gardner, and J. A. Gelbwachs: Fe Boltzmann temperature lidar: Design, error analysis, and initial results at the North and South Poles, *Appl. Opt.*, **41**, 4400–4410, 2002.
- 12) T. D. Kawahara, T. Kitahara, F. Kobayashi, Y. Saito, and A. Nomura: Sodium temperature lidar based on injection seeded Nd:YAG pulse lasers using a sum-frequency generation technique, *OPTICS EXPRESS*, **19** (4), 3553–3561, 2011.
- 13) C. S. Gardner, G. C. Papen, X. Chu, and W. Pan: First lidar observations of middle atmosphere temperatures, Fe densities, and polar mesospheric clouds over the North and South Poles, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1199–1202, 2001.
- 14) T. D. Kawahara, C. S. Gardner, and A. Nomura: Observed temperature structure of the atmosphere above Syowa Station, Antarctica (69S, 39E), *J. Geophys. Res.*, **109**, D12103, doi: 10.1029/2003JD003918, 2004.
- 15) J. Höffner, and J. Lautenbach: Daylight measurements of mesopause temperature and vertical wind with the mobile scanning iron lidar, *Opt. Lett.*, **34**, 1351–1353, 2009.
- 16) M. K. Ejiri, T. Nakamura, T. T. Tsuda, T. Nishiyama, M. Abo, T. Takahashi, K. Tsuno, T. D. Kawahara, T. Ogawa, and S. Wada: Vertical fine structure and time evolution of plasma irregularities in the E-s layer observed by a high-resolution Ca^+ lidar, *Earth Planets Space* **71**, doi: 10.1186/s40623-019-0984-z, 2019.
- 17) M. K. Ejiri, T. Nakamura, T. T. Tsuda, T. Nishiyama, M. Abo, C.-Y. She, M. Nishioka, A. Saito, T. Takahashi, K. Tsuno, T. D. Kawahara, T. Ogawa, and S. Wada: Observation of synchronization between instabilities of the sporadic E layer and geomagnetic field line connected F region medium-scale traveling ionospheric disturbances, *J. Geophys. Res. Space Physics* **124**, 6, 4627–4638, doi:10.1029/2018JA026242, 2019.
- 18) X. Chen, W. Huang, C. Ban, M. J. Kosch, D. J. Murphy, Z. Hu, J. Liu, F. He, R. Wang, H. Yang, and H. Hu: Dynamic properties of a sporadic sodium layer revealed by observations over Zhongshan, Antarctica: A case study. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, **126**, e2021JA029787. <https://doi.org/10.1029/2021JA029787>, 2021.
- 19) X. Chu, Y. Nishimura, Z. Xu, Z. Yu, J. M. C. Plane, C. S. Gardner, and Y. Ogawa: First simultaneous lidar observations of thermosphere ionosphere Fe and Na (TIFe and TINa) layers at McMurdo (77.84°S, 166.67°E), Antarctica with concurrent measurements of aurora activity, enhanced ionization layers, and converging electric field. *Geophysical Research Letters*, **47**, e2020GL090181. <https://doi.org/10.1029/2020GL090181>, 2020.
- 20) C. S. Gardner, J. M. C. Plane, W. Pan, T. Vondra, B. J. Murray, and X. Chu: Seasonal variations of the Na and Fe layers at the South Pole and their implications for the chemistry and general circulation of the polar mesosphere, *J. Geophys. Res.*, **110**, D10302, doi: 10.1029/2004JD005670, 2005.
- 21) D. R. Marsh, D. Janches, W. Feng, and J. M. C. Plane: A global model of meteoric sodium, *J. Geophys. Res.*, **118**, 11, 442–20 411, 452, 10.1002/jgrd. 50870, 2013.
- 22) W. Feng, D. R. Marsh, M. P. Chipperfield, D. Janches, J. Höffner, F. Yi, and J. M. C. Plane: A global atmospheric model of meteoric iron, *J. Geophys. Res.*, **118**, 9456–9474, 10.1002/jgrd. 50708, 2013.
- 23) J. M. C. Plane, W. Feng, J. C. Gómez Martín, M. Gerding, and S. Raizada: A new model of meteoric calcium in the mesosphere and lower thermosphere., *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 14799–14811, 10.5194/acp-2018-493, 2018
- 24) T. Ogawa, A. Nomura, T. Tanaka, and K. Igarashi: Simultaneous measurements of Antarctic mesospheric gravity waves by meteor radar and Lidar, *J. Geomag. Geoelectr.*, **41**, 835–849, 1989.
- 25) T. T. Tsuda, S. Nozawa, T. D. Kawahara, T. Kawabata, N. Saito, S. Wada, Y. Ogawa, S. Oyama, C. M. Hall, M. Tsutsumi, M. K. Ejiri, S. Suzuki, T. Takahashi, and T. Nakamura: Decrease in sodium density observed during auroral particle precipitation over Tromsø, Norway, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 4486–4490, doi: 10.1002/grl. 50897, 2013.
- 26) T. Takahashi, K. Hosokawa, S. Nozawa, T. T. Tsuda, Y. Ogawa, M. Tsutsumi, Y. Hiraki, H. Fujiwara, T. D. Kawahara, N. Saito, S. Wada, T. Kawabata, and C. Hall: Depletion of mesospheric sodium during extended period of pulsating aurora, *J. Geophys. Res. Space Physics*, **122**, 1212–1220, doi: 10.1002/2016JA023472, 2017.
- 27) T. T. Tsuda, Y.-M. Tanaka, R. Tozu, K. Takizawa, M. K. Ejiri, T. Nishiyama, T. D. Kawahara, and T. Nakamura: Relationship between Na layer and CNA variations observed at Syowa, Antarctic, *Earth Planets Space*, **73**, 7, doi: 10.1186/s40623-020-01335-7, 2021.
- 28) C.-Y. She, and J. R. Yu: Simultaneous three-frequency Na lidar measurements of radial wind and temperature in the mesopause region, *Geophys. Res. Lett.* **21** (17), 1771–1774, 10.1029/94GL01417, 1994.
- 29) U. von Zahn, and J. Höffner: Mesopause temperature profiling by potassium lidar, *Geophys. Res. Lett.* **23** (2), 141–144, 10.1029/95GL03688, 1996.
- 30) C.-Y. She, H. Latifi, J. R. Yu, R. J. Alvarez II, R. E. Bills, and C. S. Gardner: Two-frequency lidar technique for mesospheric

- Na temperature measurements, *Geophys. Res. Lett.* **17**, 929–932, 10.1029/GL017i007p00929, 1990.
- 31) G. D. Price, R. W. Smith, and G. Hernandez: Simultaneous measurements of large vertical winds in the upper and lower thermosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **53**, 631–643, 1995.
 - 32) W. Pan, and C. S. Gardner: Seasonal variations of the atmospheric temperature structure at South Pole, *J. Geophys. Res.*, **108** (D18), 4564, doi: 10.1029/2002JD003217, 2003.
 - 33) X. Chu, C. S. Gardner, and R. G. Roble: Lidar studies of interannual, seasonal, and diurnal variations of polar mesospheric clouds at the South Pole, *J. Geophys. Res.*, **108** (D8), 8447, doi: 10.1029/2002JD002524, 2003.
 - 34) X. Chu, G. J. Nott, P. J. Espy, C. S. Gardner, J. C. Diettrich, M. A. Clilverd, and M. J. Jarvis: Lidar observations of polar mesospheric clouds at Rothera, Antarctica (67.5S, 68.0W), *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02114, doi: 10.1029/2003GL018638, 2004.
 - 35) X. Chu, P. J. Espy, G. J. Nott, J. C. Diettrich, and C. S. Gardner: Polar mesospheric clouds observed by an iron Boltzmann lidar at Rothera (67.5S, 68.0W), Antarctica from 2002 to 2005: Properties and implications, *J. Geophys. Res.*, **111**, D20213, doi: 10.1029/2006JD007086, 2006.
 - 36) C. S. Gardner, X. Chu, P. J. Espy, J. M. C. Plane, D. R. Marsh, and D. Janches: Seasonal variations of the mesospheric Fe layer at Rothera, Antarctica (67.5°S, 68.0°W), *J. Geophys. Res.*, **116**, D02304, doi: 10.1029/2010JD014655, 2011.
 - 37) X. Chu, W. Huang, W. Fong, Z. Yu, Z. Wang, J. A. Smith, and C. S. Gardner: First lidar observations of polar mesospheric clouds and Fe temperatures at McMurdo (77.8°S, 166.7°E), Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L16810, doi: 10.1029/2011GL048373, 2011.
 - 38) M. Rapp, F.-J. Lübken, A. Müllemann, G. E. Thomas, and E. J. Jensen: Small-scale temperature variations in the vicinity of NLC: Experimental and model results, *J. Geophys. Res.*, **107** (D19), 4392, doi: 10.1029/2001JD001241, 2002.
 - 39) J. M. C. Plane, B. J. Murray, X. Chu, and C. S. Gardner: Removal of meteoric iron on polar mesospheric clouds, *Science*, **304**, 426–428, doi:10.1126/science. 1093236, 2004.
 - 40) X. Lu, X. Chu, W. Fong, C. Chen, Z. Yu, B. R. Roberts and A. J. McDonald: Vertical Evolution of Potential Energy Density and Vertical Wavenumber Spectrum of Antarctic Gravity Waves from 35 to 105 km at McMurdo (77.8°S, 166.7°E), *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 2719–2737, doi: 10.1002/2014JD022751, 2015.
 - 41) B. Kaifler, F.-J. Lübken, J. Hoffner, R. J. Morris, and T. P. Viehl: Lidar observations of gravity wave activity in the middle atmosphere over Davis (69°S, 78°E), Antarctica, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 4506–4521, doi: 10.1002/2014JD022879, 2015.
 - 42) C. Chen, X. Chu, J. Zhao, B. R. Roberts, Z. Yu, W. Fong, X. Lu, and J. A. Smith: Lidar observations of persistent gravity waves with periods of 3–10 h in the Antarctic middle and upper atmosphere at McMurdo (77.83°S, 166.67°E), *J. Geophys. Res. Space Physics*, **121**, 1483–1502, doi:10.1002/2015JA022127, 2016.
 - 43) S. L. Vadas, D. C. Fritts, and M. J. Alexander: Mechanism for the generation of secondary waves in wave breaking regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60** (1), 194–214. <https://doi.org/10.1175/1520-0469.2003>.
 - 44) S. L. Vadas, and E. Becker: Numerical modeling of the excitation, propagation, and dissipation of primary and secondary gravity waves during wintertime at McMurdo Station in the Antarctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**, 9326–9369. <https://doi.org/10.1029/2017JD027974>, 2018.
 - 45) S. L., Vadas, and Becker, E. : Numerical modeling of the generation of tertiary gravity waves in the mesosphere and thermosphere during strong mountain wave events over the Southern Andes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, **124**, 7687–7718. <https://doi.org/10.1029/2019JA026694>, 2019.
 - 46) X. Chu, Z. Yu, C. S. Gardner, C. Chen, and W. Fong: Lidar observations of neutral Fe layers and fast gravity waves in the thermosphere (110–155 km) at McMurdo (77.8°S, 166.7°E), Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L23807, doi: 10.1029/2011GL050016, 2011.
 - 47) T. T. Tsuda, X. Chu, T. Nakamura, M. K. Ejiri, T. D. Kawahara, A. S. Yukimatu, and K. Hosokawa: A thermospheric Na layer event observed up to 140 km over Syowa Station (69.0°S, 39.6°E) in Antarctica, *Geophys. Res. Lett.* **42**, 3647, 2015.
 - 48) Chu, X., and Z. Yu: Formation mechanisms of neutral Fe layers in the thermosphere at Antarctica studied with a thermosphere-ionosphere Fe/Fe⁺ (TIFe) model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, **122**, 6812–6848, doi: 10.1002/2016JA023773, 2017.
 - 49) A. Z. Liu, Y. Guo, F. Vargas, and G. R. Swenson: First measurement of horizontal wind and temperature in the lower thermosphere (105–140 km) with a Na Lidar at Andes Lidar Observatory, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 2374–2380, doi: 10.1002/2016GL06846, 2016.
 - 50) J. A. Smith, and X. Chu: High-efficiency receiver architecture for resonance-fluorescence and Doppler lidars. *Applied Optics*, **54** (11), 3173–3184. <https://doi.org/10.1364/AO.54.003173>, 2015.
 - 51) C. S. Gardner and X. Chu: Eliminating photon noise biases in the computation of second-order statistics of lidar temperature, wind, and species measurements, *Applied Optics*, **59**, 27, 8259–8271, <https://doi.org/10.1364/AO.400375>, 2020.



江尻 省

2002 年名古屋大学大学院理学研究科博士課程（後期課程）素粒子宇宙物理学専攻修了。国立環境研究所で NIES ポスドクフェロー，米国ユタ州立大学で CEDAR ポスドク，京都大学生存圏研究所で日本学術振興会特別研究員を経て，現在国立極地研究所宙空圏研究グループ助教。日本南極地域観測隊に第 51 次夏隊員，第 58 次越冬隊員として参加。大気光イメージングによる大気重力波観測，レイリー・ラマンライダー，共鳴散乱ライダーによる極域中層・超高層大気観測研究に従事。地球電磁気・地球惑星圏学会（SGEPSS），気象学会，レーザセンシング学会，American Geophysical Union（AGU）の学会員。

学位論文紹介

千葉大学大学院融合理工学府地球環境科学専攻

杉本 幸代 博士(理学), 令和3年9月28日取得

論文題目

ラマン効果を用いた局所水素ガス非接触計測手法に関する研究

キーワード

ラマン分光法, CARS法, 水素, 非接触計測, バイスタティックライダ

要旨

ガス計測には多種多様なニーズが存在し, リアルタイム計測が求められる現場では, ガスセンサが多く用いられているが, 低濃度用のセンサが高濃度のガスに触れると暫くの間正確な濃度計測が不可能になる, 炉内など高温の場所の計測が不可能である, センサの設置やガスの吸引によるガス流の阻害により流動を伴うガスの正確な濃度計測が不可能であるなど, 適用が困難な場合もある。

ガスセンサの適用が困難なこれらのケースにおいて, 光による非接触ガス計測は非常に有効な手法であり, 我々はこれまでに, クリーンエネルギーとして期待されている水素を計測対象として, ライダとしては比較的近距離の数m~数十mを計測範囲とし, 水素ステーション等の保安に資する遠隔計測装置としてラマンライダを開発してきた。水素濃度計測には, 主に接触燃焼式, 半導体式, 気体熱伝導式のセンサが用いられている。これらは非常に有用であるが, 前述したセンサの適用が困難な場合に加え, 水素センサは応答に数秒~数十秒の時間を要するため, 微量漏えい時の漏えい位置の特定には課題がある。ライダ計測技術は, 遠隔からの計測が可能である点では非常に優れているが, ライダの空間分解能は搭載しているレーザ装置のパルス幅に依存し, 我々がこれまでに開発したラマンライダの空間分解能は約200mmである。水素の流動に関する研究などで流れの中の濃度を計測する必要がある場合, 空間分解能が高い計測技術が望ましい。また, ラマンライダではストークス光を検知するが, 計測箇所の背後に近接してレーザ誘起蛍光を発する物体が存在する場合, レーザ誘起蛍光も励起光に対し長波長側に発生するため大きな外乱となり, 配管等が入り組んだ場所においては, ラマンライダでの漏えい位置の詳細な探査は困難である。

そこで, 本研究では, 計測対象を水素とし, ラマン散乱のストークス光, または, アンチストークス光を検知することにより, 空間中のごく限られた範囲のガス濃度を計測する手法の確立することを目的とした。いずれの手法においても, 一般的な水素検知器の警報設定値である500ppmを目標検知濃度とし, 目標計測時間については水素センサの計測時間以下的高速計測を目指し1秒とした。

ストークス光を捉える手法においては, 送受信光学系を分離して配置するバイスタティック方式のライダにより, レーザ光を1mmφとして計測箇所に照射し, レーザ光の偏光面に対し直交する方向から, 受光系視野で特定の奥行位置に焦点を持たせ, 水素のラマン散乱光を計測する手法を考案した。計測箇所と集光レンズの離隔距離を750mmとし, 計測時間を1秒として, 濃度100ppm以上においてラマン信号強度が水素濃度に対し良好な線形の相関を示す高感度, 高速計測を実現した。計測範囲について評価し, 幅7mm, 高さ1mm, 奥行1mmの範囲のラマン散乱光を受光していることを確認した。

アンチストークス光を捉える手法においては, CARS (Coherent Anti-Stokes Raman Spectroscopy: コヒーレントアンチストークスラマン散乱) 法を適用した。レーザ光を二分岐し, 一方の光路にラマンセルを配置してストークス光を発生させ, もう一方の光路に入射するレーザ光をポンプ光として, それらを同時, 同軸で水素に照射してアンチストークス光を発生させる二軸型光源を考案した。また, 2個のプリズムを用い, プリズム間(10mm)の範囲に存在する水素を計測するセンシング光学系と, 7枚のミラーを用いた7関節導光路を接続して, ガス漏えい位置探査のためのプローブを製作した。それら組み合わせ, 計測時間を1秒として, 水素濃度200ppm以上において水素の検知を実現した。

本研究では, ラマン効果を用い, 局所ガスを非接触計測する手法について検討を行い, これまでに実現が困難であった流れ中のガス計測や, これまでにない方法によるガス漏えい位置の探査を可能とする手法を確立した。



「学位論文紹介」投稿のお願い

レーザセンシング学会誌では、学会員が発表した博士論文及び修士論文の紹介を行っています。下記の要領に従って投稿をお願いいたします。

1. 掲載条件

2021年4月1日から2022年3月31日の間に授与された博士及び修士の学位に対する学位論文を対象とします。博士論文は題目リスト及び要旨を、修士論文は題目リストのみを掲載します。(2022年10月発刊の第3巻2号に掲載。)

2. 投稿方法

下記の情報をレーザセンシング学会編集委員会 (lrsj-edit_office@laser-sensing.jp) へお送りください。様式は任意です。

- (1) 大学院, 研究科, 専攻の名称
- (2) 取得学位, 学位取得年月
- (3) 著者名
- (4) 論文題目

※博士論文の場合は、下記 (5)～(7) もご提出ください。

- (5) キーワード (4～5ワード)
- (6) 要旨 (1500字以内。図表掲載可。)

※図表に対応する文字カウント数は、標準的な大きさ、縦横比の図の場合で400字/個程度となる。

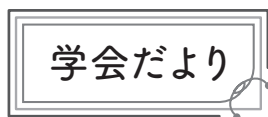
- (7) 顔写真 (任意)

3. 投稿期限

2022年6月10日

4. その他

掲載料は無料です。



学会誌への投稿案内

レーザセンシング学会誌では、レーザセンシングに関する研究・技術や最新の研究成果に関する、「論文」、「総説（レビュー）」、「小論文（レター）」、および「解説」記事を、会員・非会員を問わず随時応募しています。投稿に関する手続きや要件については、本号「学会だより」に掲載されている投稿規程および執筆要領を参照ください。また、学会ホームページ（<https://laser-sensing.jp/>）から投稿規程、執筆要領と共に執筆のためのテンプレートもダウンロード頂けます。学会誌は年2回（4月および10月）の発刊となっています。皆様の投稿をお待ちしています。

レーザセンシング学会規程

学会誌投稿規程

平成31 (2019) 年 4月10日 制定
令和元 (2019) 年 7月17日 改訂
令和 2 (2020) 年10月31日 改訂

(目 的)

第1条 本規程は、レーザセンシング学会（以下、「本会」という）が、レーザセンシングに関する研究・技術や最新の研究成果を広く紹介するために発行する学会誌への投稿及び編集に関する基本的な事項を定める。

(名 称)

第2条 本学会誌の名称を、レーザセンシング学会誌（以下、「本誌」という）とする。

(使用言語)

第3条 本誌の使用言語は、日本語又は英語とする。

2 本誌に掲載する記事等に日本語を使用する場合には、英文の題名と要旨を付するものとする。

(発行回数)

第4条 本誌は、年度毎に2回発行する。

(掲載記事)

第5条 本誌に掲載される記事は、本会の会則等に定められた本会の目的に合致するものとする。

2 本誌には、論文及び解説等を掲載する。

3 論文は、新規性のある未発表の原著論文とする。

(著者の要件)

第6条 本誌への投稿については、著者についての制限は設けない。

2 すべての著者は、当該記事の内容全般について責任を負うものとする。

3 論文の著者は、その作成に不可欠の貢献をした者に限るものとする。

(編 集)

第7条 本誌の編集は、編集委員会が行う。

2 論文については少なくとも2名、解説等については1名の査読者による査読を行う。

(原稿の受理)

第8条 編集委員会が原稿を受理した日をもって受理日とする。

(費用負担)

第9条 本会は、記事の掲載に関し、著者に費用の負担を求めることができる。

2 費用負担の詳細については別途定める。

3 編集委員会から執筆を依頼した記事については、費用負担を求めない。

(著作権)

第10条 本誌に掲載された記事の著作権は、本会に帰属する。

2 本誌に掲載される記事において、著作権の許諾が必要な転載等がある場合には、著者が予め当該部分の著作権者から利用許諾を受けておくものとする。

3 同一の原稿あるいは内容が実質的に同じであると判断される原稿を、本誌と他の刊行物に重複して投稿することはこれを認めない。



レーザセンシング学会誌 第3巻第1号(2022)

(委 任)

第11条 この規程に定めのない編集の実施に関する事項は、編集委員会が定める。

附 則

1 この規程は、平成31（2019）年 4月10日より施行する。

平成31（2019）年 4月10日 制定・施行

令和元（2019）年 7月17日 改訂 第7条第2項修正

令和 2（2020）年10月31日 改訂 第9条第1項修正

レーザセンシング学会誌執筆要領

レーザセンシング学会誌編集委員会

令和3(2021)年4月1日制定・施行

令和3(2021)年9月30日改訂

令和4(2022)年4月1日改訂

1. 言語

日本語または英語を使用すること。

2. 原稿の作成と提出

- ① 本学会ホームページより A4 規格のテンプレートをダウンロードし、テンプレートを参考に作成すること。
- ② テキストは Word 形式のファイルを提出すること。査読者の便宜を図るため、ページ番号、本文に行番号を付けること。
- ③ 図は tif, jpg, PDF 等の形式のファイルを提出すること、画像の場合は 300dpi 程度の高解像度で低圧縮又は無圧縮のファイルを提出すること。
- ④ 表は PDF 形式のファイルを提出すること。
- ⑤ 原稿及び図表等のファイルは、本学会ホームページよりダウンロードした投稿フォームを添えて、本学会編集委員会 (lrsj-edit_office@laser-sensing.jp) 宛に提出すること。

3. 論文等の長さ(目安)

- ① 論文：15,000 字～30,000 字
- ② 総説：20,000 字以内
- ③ 小論文：15,000 字以内
- ④ 解説：20,000 字以内
- ⑤ 図表に対応する文字カウント数は、標準的な大きさ、縦横比の図の場合で 400 字/個程度となる。
- ⑥ その他は内容を十分に伝えることの出来る最適の長さとする。

*刷り上がり目安としては、2500 字程度/ページとなる。

4. 掲載料

- ① 刷り上がり 1 ページにつき 2,500 円の負担とする。ただし、学会誌編集委員会から依頼された原稿については、掲載料は徴収しない。
- ② 超過分(「3. 論文等の長さ」参照)の掲載については実費を徴収する。但し、編集委員会が認めた場合はこの限りではない。

*会員・非会員の別はない。

5. 論文等の構成

論文等の原稿は、次の順序で作成すること。

- ① 論文題名(和文)
- ② 論文題名(英文)
- ③ 著者名(和文)(連絡著者に*を付すこと)
- ④ 所属および住所(和文)(英文原稿の場合は不要)
- ⑤ 著者名(英文)(連絡著者に*を付すこと)
- ⑥ 所属および住所(英文)
- ⑦ 概要(英文, 150 語以内)(論文・総説(レビュー)・小論文は必須。その他の原稿は任意)

- ⑧ キーワード (4～5 ワード)
 - ⑨ キーワード (英文) (4～5 ワード)
 - ⑩ 本文 (和文)
 - ⑪ 謝辞 (和文)
 - ⑫ データ利用可能性 (Data availability) (和文)
 - ⑬ 研究費 (Funding) (和文)
 - ⑭ 利益相反の開示 (Disclosure) (和文)
 - ⑮ 引用文献
 - ⑯ 付録 (和文)
 - ⑰ 著者紹介 (和文) (各著者 300 字以内)
 - ・解説記事は、著者紹介用写真を投稿時に提出すること。
 - ・解説以外の記事は、著者紹介用写真を採録決定後に提出すること。
 - ・巻頭言には、著者紹介は掲載しない。
 - ⑱ すべての図、写真、表
 - ・図、写真、表は本文原稿中に挿入せず、別のシートとして作成すること。ただし、文中に、図表の挿入箇所については記載すること。
 - ・脚注は原則として英語とする。
- なお英文原稿の場合は、上記の構成で、⑩～⑱を英文にすること。

6. 用字と用語

- ① 特殊な用語や略語が多用される場合は、参考文献の次に用語・略語の説明をまとめることが望ましい。
- ② 句読点は、**句点「。」と読点「、」を用いず、「.」、「,」を用いる。**それぞれ**全角**を用いること。(なお、参考文献リストおよび英文の場合は、半角の「.」、「,」とし、その後に単語が続く場合は、半角スペースをひとつ入れること。詳細は付録参照)

7. 見出しについて

- ① 大見出し “1.” など左つめ
 - ② 中見出し “1.1” など左つめ
 - ③ 小見出し “1.1.1” など左つめ
- これより下位のレベルは、著者の任意とする。

8. 図、写真、表

- ① 全ての図、写真、表は、本文中で引用すること。
- ② おおよその図表挿入位置を、本文中に、たとえば

[Fig. 1]

 のように、明記すること。
- ③ 図表の中の用語および説明は、原則として英語を用いること。
- ④ 図、写真、表は、論文の最後にまとめること。
- ⑤ 図表の説明
 - (例 1) 表および図 (カラーを含んで本文中に挿入する場合)
 - 表のとき : Table 1, Table 2,, Table 10,
 - 図または写真のとき : Fig. 1, Fig. 2,, Fig. 10
 - カラー写真等で、本文中ではなく論文最後にまとめて掲載する場合 : Plate1, Plate 2,, Plate 10
 - (例 2) 文章中の表現 を Fig. 1, Table 1 および Plate 1 に示す。
 - Fig. 1 Concept of laser sensing systems.
 - Table 1 Summary of space-based active sensors.

9. 引用文献

① 引用文献の範囲

原則として公開出版物の範囲に留めること。

② 引用の仕方

本文中の該当する箇所に半角で“1)”等の上つき番号を出現順に付けて引用すること。

③ 引用文献リストの書き方

引用文献リストは付録の形式を参考にして作成すること。著者が複数の場合も、原則として全著者の氏名（英語の場合は氏とイニシャル）を記入すること。英文論文標題中の単語については、文頭および固有名称などで必要な場合以外は小文字を使用すること。

④ 雑誌名の略記

通常、学術雑誌名は（特に英文雑誌などでは）かなり長いので、雑誌名の理解を妨げない範囲で略記を行なってよい。また編集段階において、学会側で略記形式に変更することがある。

⑤ 査読者が入手しにくい引用文献は、編集委員会の判断でコピーなどの提出を求めることがある。

⑥ ウェブサイトを引用する場合は、最終アクセス日付を（2020.8.1）のように記載すること。

10. 他誌から本誌に引用する場合の注意

① 引用する文献の著作権に十分注意すること。

② 図面・表・写真を他の図書、雑誌などから引用する場合には、著者の責任で事前にその著者および出版社の了承を得ること。

付録 引用文献リストの書き方（ガイドライン）

1. 雑誌

- 1) 著者名，“標題，”雑誌名．巻（号），始め一終りのページ（年（西暦））。
- 2) 東京太郎，大阪次郎，“レーザセンシング学会誌の書き方，”レーザセンシング学会誌．**18**（1），20-27（2018）。
- 3) T. Tokyo and J. Osaka, “How to write LRSJ,” J. Laser Radar Sens. Soc. Japan. **18**（1），20-27（2018）。

2. 著書，編書

- 1) （編）著者名，書名，発行所（発行年（西暦））。
- 2) 東京太郎（編），レーザセンシング技術辞典，レーザセンシング出版（2018）。
- 3) T. Tokyo (ed.), Handbook of Laser Sensing, LRSJ Publ. Co. (2018)。

3. 著書の一部を引用する場合

- 1) 著者名，“表題，”書名，編者名（発行所，発行年（西暦）），始め一終りのページ。
- 2) 大阪次郎，“レーザセンサ，”レーザセンシング技術辞典，東京太郎編（レーザセンシング出版，2018），pp. 145-250。
- 3) J. Osaka, “Laser Sensor,” in Laser Sensing Handbook, T. Tokyo, ed. (LRSJ Publ. Co., 2018), pp. 145-250。

4. 学会・会議

- 1) 著者名，“表題，”会議名，都市名，国名，（年（西暦））。
- 2) 東京太郎，大阪次郎，“レーザセンシングの研究手法，”国際レーザーレーダーシンポジウム，東京，日本（2018）。
- 3) T. Tokyo and J. Osaka, “How to study laser sensing,” in Inter. Symp. on Laser Radar, Tokyo, Japan (2018)。



5. 学会・会議論文集

- 1) 著者名, “標題,” 学会論文集名. 巻(号), 始め一終りのページ(年(西暦)).
- 2) 東京太郎, 大阪次郎, “レーザセンシングデータの研究方法,” 第40回国際レーザセンシングシンポジウム, 18, 950-953 (2018).
- 3) T. Tokyo, and J. Osaka, “How to study laser sensing,” Proc. 40th Inter. Symp. on Laser Sensing. **18**, 950-953 (2018).

6. インターネットサイトの引用

- 1) 著者名, “標題,” URL (最終アクセス年月日)
- 2) 東京太郎, “レーザセンシングデータの研究方法,” <https://laser-sensing.jp/gakkaishi.html> (Accessed 2019.12.19)
- 3) T. Tokyo, “How to study laser sensing,” <https://laser-sensing.jp/gakkaishi.html> (Accessed 2019.12.19)
(著者不明の場合は, 和文では「著者不明」, 英文では「Anonymous」とする)

7. 日本語での著者名に関する注意事項

姓と名の記述は, 次の例にならうこと: 東京太郎, 鈴木 正, 泉 宏治, 林 誠, 森信一郎, 山田洋一

●●● 編集後記 ●●●

レーザセンシング学会誌が創刊されてから2年が経ち、今号で第3巻となりました。年2回の発刊ではありますが、バックナンバーを振り返るとすでに国内の主要なライダー研究が網羅されており、さらにライダーの基盤技術や新たなセンシング技術への展開が取り上げられています。レーザセンシング学会が法人化などに見られるように次のステップに向けて発展的な動きを見せる中、学会誌は、改めて本学会がこれまで歩んできた道筋を示し、またこれから進もうとしている方向を照らす存在であると考えています。そこで、前号（2021年10月発刊）で広範な光センシング技術を取り上げたことを受け、今号では本学会の長い歴史を支え今もなお発展を続けるテーマとして「ライダー観測Ⅰ」と題した特集を企画しました。対流圏、成層圏、中間圏がカバーされるよう、それぞれの分野において第一線でご活躍されている研究者の方々を著者に迎え、5件の特集記事で本テーマを構成させていただきました。また、今号の特集にあたり、本学会ならびに国内外において大気ライダー研究でご活躍されている千葉大学の久世先生に巻頭言をご執筆いただきました。さらに、今号からの新しいコンテンツとして、学位論文紹介を立ち上げました。今後、この企画を通して若手会員を中心とした学会活動がより活発になることを期待しています。最後に、お忙しい中、記事のご執筆ならびに査読業務にご協力いただいた皆様方に改めて感謝申し上げます。

編集委員会 副委員長 佐藤 篤

■編集兼発行人：レーザセンシング学会（<http://laser-sensing.jp/>）

■企画：レーザセンシング学会編集委員会

石井昌憲，佐藤 篤，西澤智明，柴田泰邦，朝日一平，境澤大亮，津田卓雄，矢吹正教，
杉本幸代，吉田 智

■連絡先：〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1 気象庁気象研究所 台風・災害気象研究部
第3研究室気付 レーザセンシング学会編集委員会

■電子メール：lrsj-edit_office@laser-sensing.jp