

つくばと佐賀に設置したミーライダーデータから 算出した混合層高度の日変動・季節変動および ラジオゾンデ・客観解析データとの比較

泉 敏 治^{*1,2}・内 野 修^{*3,4}・酒 井 哲^{*3}
永 井 智 広^{*3}・森 野 勇^{*4}

要 旨

つくば(気象研究所)と佐賀(佐賀大学)に設置されているミーライダーの波長1064nmの後方散乱光の距離二乗補正信号強度を用いて日中の混合層高度の算出を行った。約5年に亘るつくばのミーライダー観測データから算出した混合層高度と9時観測の高層気象台ラジオゾンデデータから算出した混合層高度を比較すると、高度が300m以上に混合層が発達している事例(185事例)では、両者の差は平均1.4m、差の標準偏差305mと対応がよいことが確認できた。また、気象庁メソ客観解析データから計算した正午の混合層高度と比較する(401事例)と、メソ客観解析データの方が平均して210m高く、差の標準偏差は494mであった。

混合層高度の日変動・季節変動について調べた結果、つくばの静穏な日における混合層高度は、季節を問わず日の出の約3時間後から上昇を始め、13時から15時頃に最大値となった。また、日最大値の月別平均値は、3月に最大値(高度2.0km)となり、10、11月に極大、12月に最小値(高度1.3km)となった。佐賀の混合層高度の日最大値は、データ点数の少ない6、7月を除けば4、5月に最大、9月に極大となった。

1. はじめに

地表と自由大気との領域を大気境界層という。Stull (1988)によれば、大気境界層は主に混合層(Mixed layer : ML)、残留層(Residual layer : RL)、安定境界層(Stable boundary layer : SBL)から成る。MLでは日射による地表の加熱に起因する対流によって、気温などが高度方向に概ね一定となる。また、日射がなくなり熱的対流が不活発になるとMLの名残はRLと呼ばれ、このRLは翌日まで存在するこ

ともある。また、RLの下部、地表付近にできる安定層がSBLである。

ML内で発生した大気汚染物質は、一般にMLの中に捕捉され続けるため、MLの発達を把握することは、物質の輸送の予測などに大きく資する。そのため、時間分解能、高度分解能の高いML高度の算出が望まれている。例えば、福島第一原子力発電所から放出された放射性物質の拡散シミュレーションに用いられた気象庁領域大気輸送モデル(Saito *et al.* 2015)の鉛直分解能は、高度3km以下において40~300m、計算タイムステップは10分であり、モデル検証のためには、これらと同等もしくはそれ以上の分解能のデータであることが望ましい。

このような背景のために、ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、シーロメーター、ミーライダー(以後ライダーと略す)などのリモートセンシング技術に応用したML高度算出方法が盛んに研究されている

*1 (連絡責任著者) 気象研究所。
toshiharu-izumi@met.kishou.go.jp

*2 現: 気象庁予報部。

*3 気象研究所

*4 国立環境研究所。

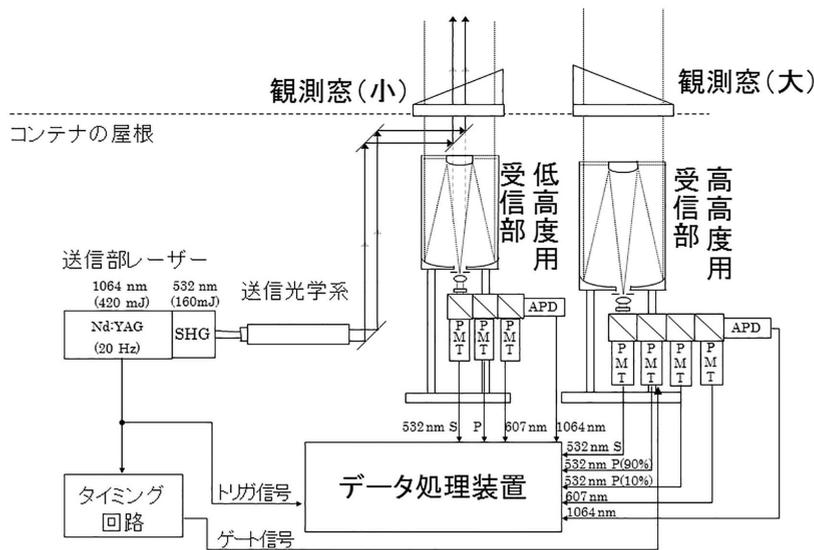
—2016年7月22日受領—

—2018年11月21日受理—

(Seidel *et al.* 2010 ; Bianco *et al.* 2008 ; Schween *et al.* 2014 ; Lewis *et al.* 2013など), 各方法の特徴や長所・短所については, Seibert *et al.* (2000) がまとめている. ライダーによる ML 高度推定方法の長所は, 大気汚染物質の一つであるエアロゾルの分布を直接観測すること, 時間的に連続で高度分解能が高い観測ができること (笹野ほか 1983) であり, 短所は, 装置

が今のところ比較的高価なことである. 今回, 気象研究所と佐賀大学に設置されたライダーの後方散乱信号 (波長1064nm) の高度変化から ML 高度を求めた.

本稿では, これらのライダーによる ML 高度の算出手法と算出結果, その統計的性質を述べるとともに, 気象研究所のライダーデータから算出した ML 高度とラジオゾンデの観測データおよび気象庁メソ解析データから算出した ML 高度との比較結果について考察する.



第1図 気象研究所のライダーのブロック図.

第1表 ミールライダーの主要な諸元

観測地点	つくば		佐賀	
送信部				
レーザー	Nd:YAG		Nd:YAG	
波長	532nm	1,064nm	532nm	1,064nm
パルスエネルギー	140mJ	230mJ	130mJ	130mJ
パルス繰り返し周波数	20Hz		10Hz	
ビーム広がり	0.2mrad	0.2mrad	0.2mrad	0.2mrad
受信部				
望遠鏡の形式	Schmidt Cassegrain		Schmidt Cassegrain	
望遠鏡の有効径	35.5cm (高高度用) 20.0cm (低高度用)		30.5cm	
視野角	1.0mrad		1.0mrad	
偏光	P and S	None	P and S	None
チャンネル数	5	2	3	1
距離分解能	7.5m		7.5m	
時間分解能	3分		1分	
光検出器	PMT (R3234-01)	APD (C30956EH)	PMT (R3234-01)	APD (C30956EH)
信号処理	12bit A/D および Photon Counting		12bit A/D および Photon Counting	

2. つくばおよび佐賀のライダーの説明

気象研究所では, 1982年から成層圏のエアロゾルの観測を目的として, つくば (北緯36.05度, 東経140.13度, 標高27m) においてライダーによる観測を行っている (Uchino *et al.* 1984 ; Nagai *et al.* 2010 ; Sakai *et al.* 2016). 2011年5月には, 第1図の構成のライダーの運用を開始し, 対流圏から成層圏を対象に24時間, 毎日観測を行っている.

また, 国立環境研究所では, 2011年3月から温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」(Greenhouse gases Observation SATellite: GOSAT) プロダクトの検証を目的として, 佐賀大学 (北緯33.24度, 東経130.29度, 標高3.6m) においてライダーによるエアロゾル観測をGOSAT通過日時 (3日おきの13時25分頃の前後数時間) に行っている (Uchino *et al.* 2012). これらライダーの主要な諸元を第1表に示す. ライダーの送信部には Nd:YAG

レーザーを用いており、波長1064nmと532nmのレーザー光が大気中へ射出される。受信望遠鏡によって集められた光は、分光器で波長別に分けられ、光電子増倍管 (Photo multiplier tube : PMT) またはアバランシェフォトダイオード (Avalanche photo diode : APD) で検出される。

3. ML 高度の推定手法

3.1 ライダーによる ML 高度推定手法

ML 内で発生したエーロゾルは熱的対流により ML 内で鉛直方向に混合される一方、自由気中では ML 内に比べて一般にエーロゾル数が少ない。そのため、エーロゾル量が極端に減少する高度が ML の上端に対応する。これを利用し、エーロゾルに感度の高いライダー信号の高度方向の変化を基に、ML 高度の算出をすることが可能である。

今回は、波長1064nmの後方散乱光信号強度データを使用して、その距離二乗補正信号 (Range-corrected signal : RCS) の高度方向の変化に注目して ML 高度の算出を行った。波長1064nmのデータを使用した理由は、大気分子によるレイリー散乱強度は波長の4乗に反比例し、エーロゾルによるミー散乱強度は波長の1~2乗に反比例するため、より長い波長の光の観測値を利用することで大気分子による散乱の影響がエーロゾルによる散乱に対して小さくなるためである。

以下、ライダー観測データから ML 高度を算出した手法について述べる。ML 高度の具体的な算出方法は幾つか提案されており、信号強度の高度勾配を用いる方法 (Flamant *et al.* 1997 ; Menut *et al.* 1999) や、信号強度の時間変化の共分散を用いる方法 (Piironen and Eloranta 1995), ウェーブレット共分散変換法 (Wavelet covariance transform method : 以下 WCT 法と記す) (Brooks 2003 ; Baars *et al.* 2008), モデルプロファイルに当てはめる方法 (Steyn *et al.* 1999), これらの幾つかを組み合わせた方法 (Lewis *et al.* 2013) 等がある。今回は、方法が比較的単純で、信号ノイズから受ける影響が小さく、ラジオゾンデから算出した ML 高度との対応が良いと報告されている (例えば Caicedo *et al.* 2017) WCT 法を用いた。

ライダー方程式は、

$$P(\lambda, z) = P_0 \frac{c\tau}{2} A\eta \frac{O(z)}{z^2} [\beta_a(\lambda, z) + \beta_m(\lambda, z)] \times \exp\{-2 \int_0^z [\alpha_a(\lambda, z') + \alpha_m(\lambda, z')] dz'\} \quad (1)$$

と表せる。ここで λ はレーザーの波長、 z はライダーからの距離、 $P(\lambda, z)$ は距離 $z + \Delta z/2$ から $z - \Delta z/2$ の領域からの受信エネルギー、 $\Delta z = c\tau/2$ で c は光速、 τ はサンプリングのゲート幅、 P_0 はレーザーの送信パルスエネルギー、 A は望遠鏡の面積、 η は受信系の効率、 $O(z)$ は望遠鏡の視野とレーザーの重なり関数、 α と β はそれぞれ消散係数、後方散乱係数で、添え字の a と m は、エーロゾル、大気分子によることを示している。この (1) 式に z^2 を乗じた値が RCS である。

射出されたレーザー光が受信望遠鏡の視野内に完全に含まれる高度、つまり $O(z)$ が 1 である高度において、大気分子によるレーザー光の散乱・消散がエーロゾルによるものに比べて小さい場合、エーロゾル濃度が高度方向に極端に減少すると、RCS も著しく減少する。この RCS の高度方向の変化を求めるために、はじめに高度1000mまでの最大値で RCS を規格化し (Normalized RCS, 略して NRCS とする), その値に対し以下のような変換を行う。

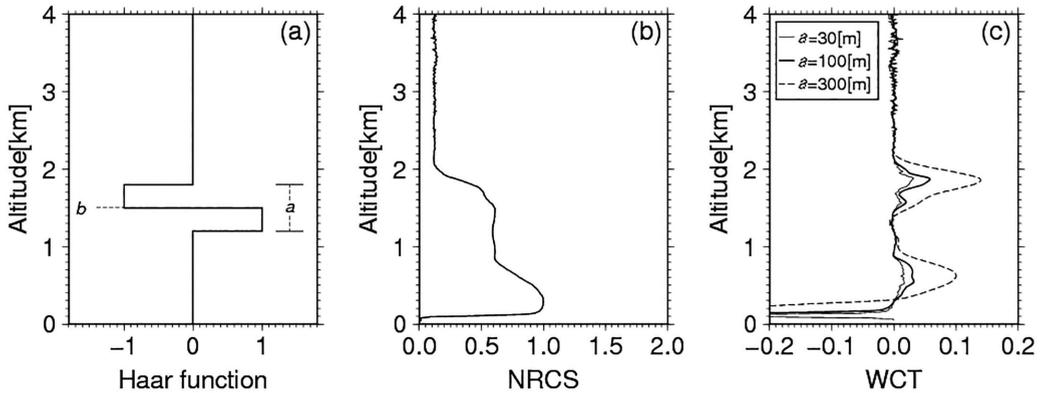
$$WCT(a, b) = \frac{1}{a} \int_0^\infty NRCS(z) H\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (2)$$

ここで、 H は Haar 関数で、

$$H\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} 1 & (b-a/2 < z < b) \\ -1 & (b < z < b+a/2) \\ 0 & (\text{上記以外}) \end{cases} \quad (3)$$

である。 a と b は定数である。この変換をウェーブレット共分散変換 (WCT) といい、信号のステップ状の変化を検出する方法として利用される (Gamage and Hagelberg 1993)。RCS を規格化するのは、大気の状態の変化や、レーザーの出力低下等による WCT の値への影響を小さくし、後述する WCT の閾値を一定値とするためである。

第2図に Haar 関数、NRCS, および WCT の値の例を示す。WCT の値は NRCS が高度とともに著しく減少する高度で大きくなる。つまり WCT の値が



第2図 (a) Haar関数の例, (b) 2012年4月12日8時30分から40分のNRCS (波長1064nm) および (c) 同じ時刻において a の値を変えた場合のWCT.

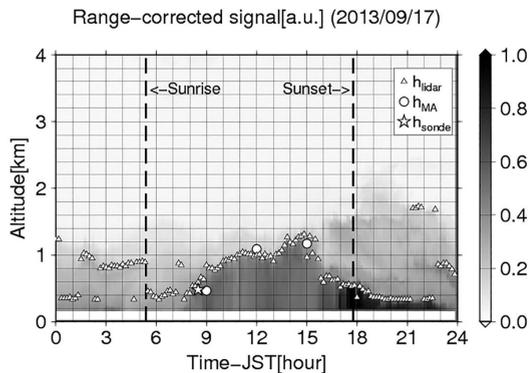
大きい高度がML上端の候補である。また、 a とWCTの関係を示した図が第2図cで、例えば a の値を大きくするとWCTのピークの絶対値と幅が大きくなり、NRCS (エアロゾル濃度) の大局的な鉛直変動を反映した値となる。一方、 a が小さいとWCTのピークの絶対値と幅が小さくなり、NRCSのごく局所的な変動を受けることになる。ここでは、大局的な変化を検出することを目的として、つくば、佐賀ともに $a=300\text{m}$ とした。

このときのWCTの値が任意の閾値より大きい極大値のうち、最もライダー設置高度に近い高度 (h_{peak} とする) をML高度 (h_{lidar} とする) とし、この条件を満たす高度がない場合はWCTの値が最大となる高度 (h_{max} とする) をML高度とした。なお、WCTの閾値は、観測データを見て、以下2つの条件をよく満たすものとして経験的に決めた。その条件は、求めたML高度が、日の出後から日中にかけてのMLの発達と良く対応していること、およびゾンデデータから求めたML高度との対応が最も良いことである。これらの条件を満たす値は、つくばで0.07、佐賀で0.05であった。佐賀のWCT閾値をつくばに比べて小さくした理由は、佐賀のRLのエロゾルとMLのエロゾル濃度差がつくばと比べて小さいことが多いために、MLとRLの境界高度におけるWCTピーク値が0.07より小さくなる一方で、RLと自由対流圏のエロゾル濃度差が大きいために、RL上端でのWCTピーク値が0.07より大きくなり、閾値を0.07とするとRL高度をML高度として誤検出することが多かったためである。

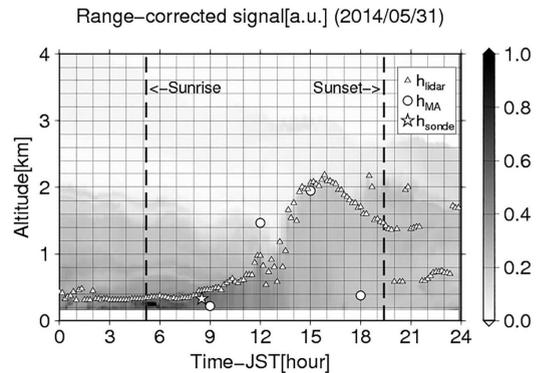
また、ライダー近傍の高度約150m以下では $O(z)$ が1より小さいことや受信信号が飽和することがあったため、高度が150m以下の観測データを使用しないこととした。これと中緯度帯の一般的なML高度を考慮し、 h_{peak} および h_{max} はライダーからの高度が300mから3000mの範囲で求めた。なお、ライダーデータの精度 (信号対雑音比) を確保するため、距離分解能7.5m、時間分解能3分 (つくば) もしくは1分 (佐賀) の生データを積算し、解析の際の距離分解能を15m、時間分解能を約10分とした。また、WCTの値を基に雲の検出も同時に行い (Baars *et al.* 2008)、雲が検出された場合はML高度を算出しなかった。

3.2 ラジオゾンデおよび気象庁メソ客観解析によるML高度推定手法

ラジオゾンデのデータからML高度 (以下 h_{sonde} と表す) を算出する方法は幾つか知られている。例えば、日射による地表の加熱に伴い、地表付近の気塊が乾燥断熱過程で上昇することを仮定し、地表付近と仮温位が等しい高度を h_{sonde} とする方法 (Holzworth 1964) や、逆転層高度から主観的に求める方法 (Stull 1988)、Bulk Richardson number を用いる方法 (Troen and Mahrt 1986)、水蒸気混合比や相当温位等の保存量の鉛直分布から求める方法 (Betts and Albrecht 1987) 等がある。今回は、対流性の h_{sonde} を推定する方法として、単純で最も信頼性が高いとされている (Seibert *et al.* 2000)、Parcel Method を用いた。なお、つくばと佐賀の h_{sonde} の算出には、それぞれ直近の高層気象観測地点である高層気象台 (北緯



第3図 2013年9月17日気象研究所(つくば)のライダーで観測されたRCS(波長1064nm)の時間・高度断面図と h_{hidar} の算出結果. 三角印は h_{hidar} , 丸印は気象庁メソ解析データから計算したML高度(h_{MA}), 星印はゾンデデータから算出したML高度(h_{sonde}). 破線は日の出の時刻と日の入りの時刻.



第4図 2014年5月31日佐賀のライダーで観測されたRCS(波長1064nm)の時間・高度断面図と h_{hidar} の算出結果. 記号等については第3図と同様. ただし, h_{sonde} は福岡管区気象台のゾンデデータから算出した.

36.05度, 東経140.13度, 標高27.4m)および福岡管区気象台(北緯33.58度, 東経130.38度, 標高15.0m)の9時および21時(放球時刻はそれぞれ8時30分, 20時30分)の観測データを使用した.

気象庁のメソ客観解析データ(Japan Meteorological Agency 2013, 以後メソ解析データと略す)ではML高度の値は提供されていないため, 6時間毎の地上および1000hPa~300hPaの12層の気圧面データを用いてラジオゾンデと同じParcel MethodでML高度(以下 h_{MA} と記す)を算出した.

4. 事例解析結果

4.1 つくば

第3図につくばで観測された2013年9月17日のRCS(波長1064nm)の時間・高度断面図と10分ごとの h_{hidar} を示す. 図中の三角印, 丸印, 星印はそれぞれ h_{hidar} , h_{MA} および h_{sonde} である. 黒の破線は日の出の時刻と日の入りの時刻を示している.

この事例では, h_{hidar} は0時から日の出前にかけてはRLに対応していたが, 日の出後から8時頃にかけては概ねライダー検出下限の300mに近い値であった. それ以降 h_{hidar} は増加を続け, 15時ごろに日最高値となり, 次第に小さくなっていった. 日の入り後の19時から21時頃にかけては, 概ね下限高度に近い値であった. 21時以降はRCSの分布から推測されるML

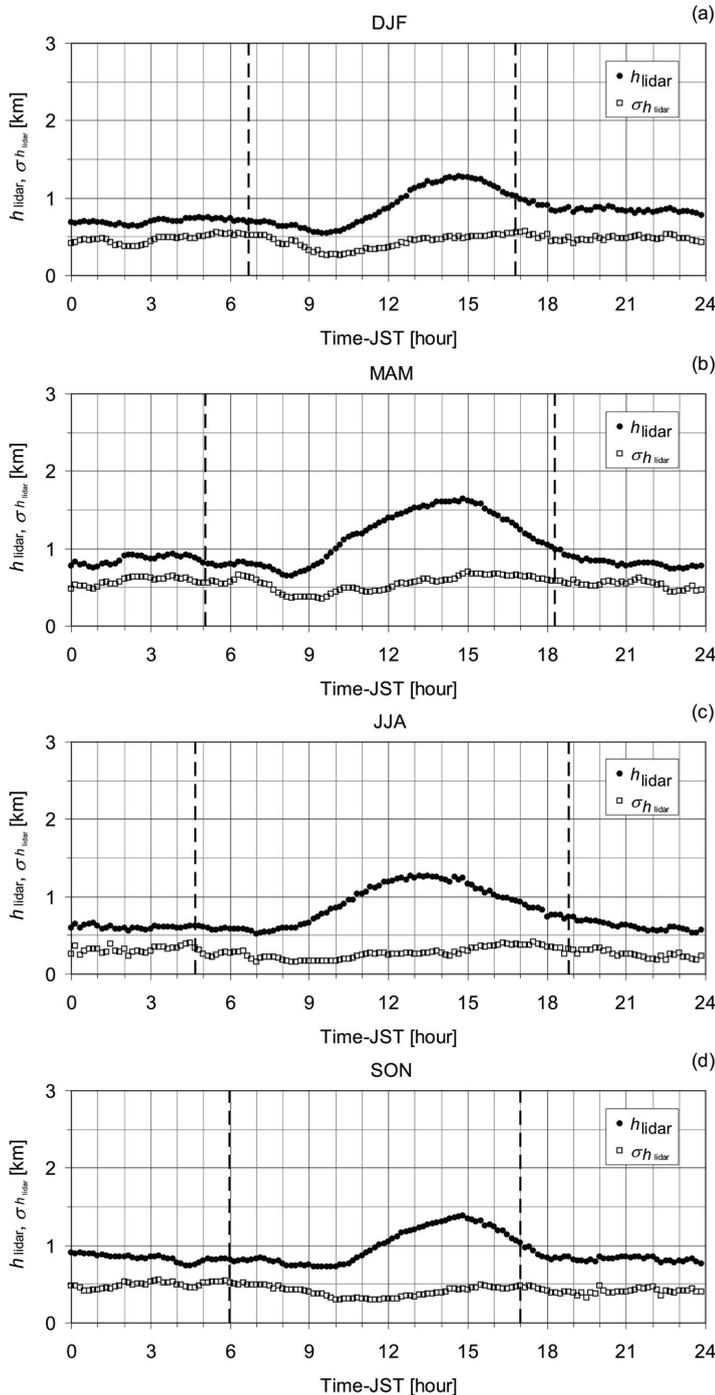
が不明瞭となり, h_{hidar} が不連続に変化する結果となった.

日中の h_{hidar} と h_{MA} , h_{sonde} を比較すると, この事例ではどれも200mの範囲内で一致していることが分かる.

4.2 佐賀

第4図に佐賀で観測された2014年5月31日のRCS(波長1064nm)の時間・高度断面図と10分ごとの h_{hidar} を示す. 記号については第3図と同じである. この事例では, h_{hidar} は0時から8時頃にかけて, ライダー検出下限高度(300m)に近い値が続き, その後日射が強くなる8時頃から上昇し始め, 16時頃に日最高値の2.2kmに達した. 12時から14時に高度が大きく変動しているのは, 地表付近から対流によって持ち上げられたエアロゾルを多く含む空気塊が, 上空のエアロゾルの少ない空気と混合しつつあった状態であったと推測される. 16時以降 h_{hidar} は次第に下降し, 日の入り時刻に近い18時以降は, RCSから推測されるMLが不明瞭となり, h_{hidar} が不連続に変化する結果となった.

8時半の h_{hidar} と h_{sonde} を比較すると, 両者が比較的良く一致していた. 一方 h_{hidar} と h_{MA} を比較すると, 9時と15時ではほぼ一致していたが, 12時では大きく異なっていた. 12時に異なった原因を考察すると, 0時の高度約2kmにRL上端と思われるRCSの鉛直方向の局所的な変化があり, その高度は変動をしながら次第に下がり, 12時には高度約1.6kmとなってお



第5図 気象研究所(つくば)の季節別((a)12月~2月,(b)3月~5月,(c)6月~8月および(d)9月~11月),時刻別の h_{lidar} の平均値と標準偏差(それぞれ黒い丸と白い四角).破線は計算に使用した日の日の出,日の入りの時刻の平均.

り,12時の h_{MLA} は概ねこの高度に対応している.また,9時の福岡のラジオゾンデのデータ(図省略)を見ると,高度約1.5kmに気温の逆転層が見られた.従って,12時における h_{MLA} は気温逆転層を伴うRL上端であったことが推定される.メソ解析データでは空間分解能がライダーデータに比べて粗く,現実に即した気温等の鉛直プロファイルを十分に表現できないため,このように h_{lidar} と h_{MLA} とが乖離したと考えられる.

このように,これらの事例では,つくば・佐賀ともに日中については, h_{lidar} は高度方向のRCSの減少が著しい高度に対応しており,ML高度を概ね算出していると推定される.

5. 統計的解析結果

5.1 つくば

2011年5月から2016年6月にかけてのつくばのライダーデータを用いて,MLが発達したと考えられる日の各時刻における h_{lidar} の平均と標準偏差を季節別に算出した結果を第5図に示す.黒い丸印と白い四角印は各時刻の h_{lidar} の平均と標準偏差,黒の破線は日の出・日の入り時刻の平均値である.MLが発達したと考えられる日を抽出するため,高層気象台の地上観測において,日の出の1時間後から日の入りの1時間前までの合計日照時間がその

期間の80%以上であり、かつその時間帯の平均風速が4 m/s未滿の日を対象とした。その理由は、MLが発達するためには日射による地表加熱による対流が必要なことと、風速が大きい場合は、水平方向の移流によって、ローカルな対流の影響を受けた空気とはエロゾル濃度や仮温位の異なる空気塊が流入し、ML内でこれらの鉛直構造が不均一になることが多いためである。なお、ここでは h_{lidar} は、1時間程度の分解能での変動を強調するために、各時刻の観測値および前後それぞれ2観測の値を含めた最大5観測分(50分間)の移動平均とした。

h_{lidar} は各季節とも概ね日の出の3時間後ごろから増加傾向にあり、13時から15時ごろに最大値となっている。また、0時から日の出の2~4時間後にかけては、ML高度が増加している午前中の時間帯に比べて標準偏差が大きい。これは、第6節で述べるように、ML高度が h_{lidar} の下限値以下の場合、 h_{lidar} がその下限値やRL高度に対応している事例が多いためと推定される。

また、すべての季節で日の入り2時間前以降の時間帯の標準偏差も大きい。この時間帯の観測事例を見ると、第3図のように h_{lidar} が次第に低くなるMLに対応する事例だけではなく、MLが不明瞭になったために、 h_{lidar} が下限付近やRL上端の気温の逆転層に対応する事例があり、これに伴って標準偏差が大きくなったものと思われる。

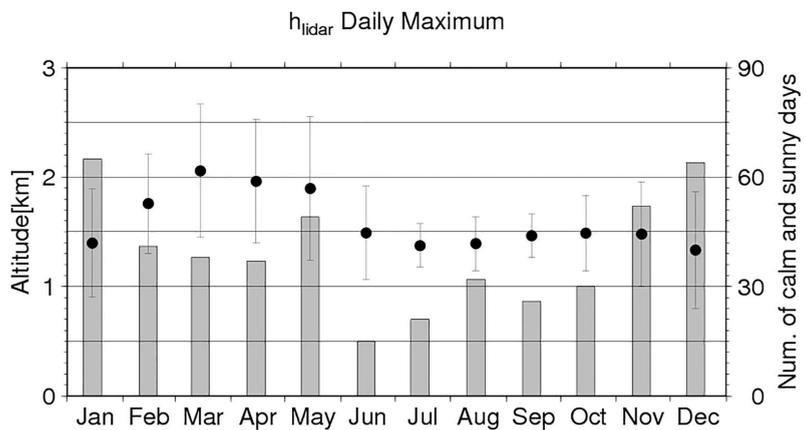
以上のことから、ML高度を算出する時間帯を日の出の4時間後から日の入り2時間前に限定すれば、概ねML高度の日最大値を算出できると考えられる。

そこで、その時間帯を対象に h_{lidar} の日最大値の月別平均を算出した。対象とした日は、季節別の各時刻の平均値を算出した場合と同様である。なお、今回も h_{lidar} の移動平均の値を使用した。

第6図に、 h_{lidar} 日最大値の月別平均値を示す。丸印は平均値、エラーバーは標準偏差、棒グラフは日最

大値算出の対象とした日数を示す。この図から h_{lidar} 日最大値の平均値は、春季(3, 4月)と秋季(10, 11月)に極大があり、冬季と夏季に極小があることが分かる。年最大値は3月の2.0km、最小値は12月の1.3kmであった。この結果は、ML高度算出方法やデータ数に違いがあるものの、定性的にはChen *et al.* (2001) や Gamo (1985) の結果と一致している。日射が強い夏季のML高度が最大でない原因は、Lee (1986) によると、この時期は下層大気における鉛直方向の温位の増加が大きい熱帯海洋性気団(小笠原気団)の影響を受けてMLの発達抑制されることが多いことと、地表面における正味の熱フラックスは夏季よりも春季が大きく、対流活動も強いことが要因であるとしている。

h_{lidar} 日最大値の標準偏差について見ると、夏季(7~9月)が小さく、春季(3~5月)が大きいことが分かる。この結果は、Lee (1986) によるつくばにおける3年間のラジオゾンデ観測データを用いた解析結果と一致する。夏季の標準偏差が小さい理由の一つとして、夏季は熱帯海洋性気団の影響が支配的になるために、上層の温位鉛直分布の変動が小さく、その結果がML高度に及ぼす影響が小さいことが考えられる。それに対して秋季から春季は、寒帯海洋性気団(オホーツク海気団)や熱帯大陸性気団(揚子江気団)、寒帯大陸性気団(シベリア気団)に伴う移動性高気圧や温帯低気圧の影響を受けるために上層大気の温位鉛直分布の変動が大きく、ML高度の標準偏差が



第6図 2011年5月から2016年6月にかけての気象研究所(つくば)のライダー観測データから算出した月別の h_{lidar} の日最大値。丸印は平均値、エラーバーは標準偏差、棒グラフは日最大値の算出の対象とした日数。

大きくなると考えられる。

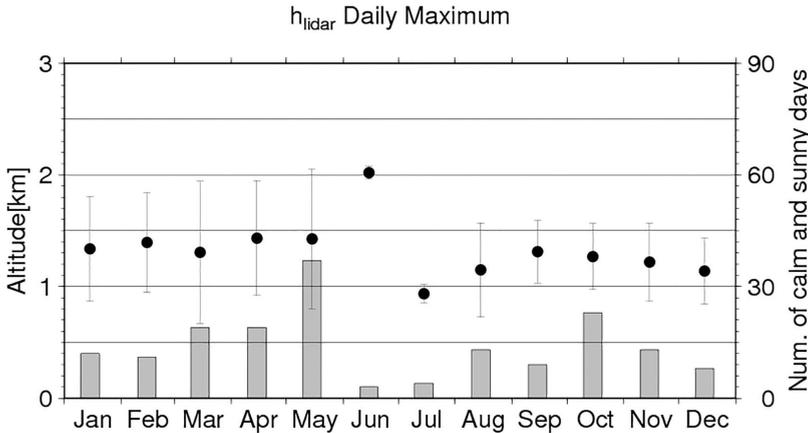
5.2 佐賀

第7図に2011年5月から2016年6月にかけての佐賀のライダーデータを用いて求めた h_{lidar} 日最大の月別

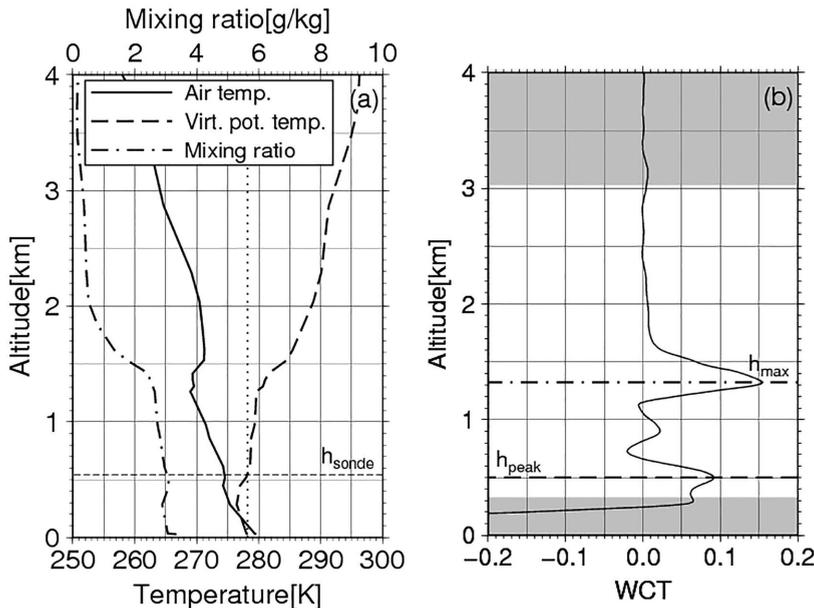
平均値を示す。ただし、佐賀のライダーでは GOSAT の通過日（3日おき）の観測が主であるためデータ数がつくばに比べて少なく、かつ観測時間は GOSAT の通過時刻（およそ13時25分）の前後約1時間である

ため、12時30分から14時30分までのデータから h_{lidar} の日最大値を求めることとした。また、日照と平均風速の条件の確認には佐賀地方気象台の地上観測データを使用した。

その結果、 h_{lidar} は、データ数が少ない6月、7月を除けば、春季（4、5月）と秋季（9月）に極大をとることが分かった。この結果はつくばの結果と一致する。しかし、つくばと同様に h_{lidar} が夏季に極小になるかについては、6、7月に条件を満たした観測日数が少ないため、今回のデータからは判断できない。また、佐賀の h_{lidar} が、つくばと比べて全体的に低い結果となった。この理由として、佐賀の h_{lidar} が12時30分から14時30分の時間帯のものに限られており、日最大高度（例えば第4図では16時）を捉えていなかった事例があることが考えられる。つくばのデータと定量的な比較と議論をおこなうためには、つくばと同じ日の出の4時間後から日の入り2時間前までのデータ取得を行う必要がある。



第7図 2011年5月から2016年6月にかけての佐賀のライダー観測データから求めた月別の h_{lidar} の日最大値。記号等については第5図と同様。



第8図 (a) 2013年3月15日9時における高層気象台の高層観測の結果。太い実線、破線、一点鎖線はそれぞれ気温、仮温位、水蒸気の混合比。細い点線、破線はそれぞれ地上の仮温位、Parcel Methodで求めたML高度。(b) 同日8時30分から10分間の気象研究所のライダーデータによるWCT、 h_{peak} および h_{max} 。白い部分がML高度の算出対象とした高度範囲。

6. ラジオゾンデおよびメソ解析データとの比較と考察

6.1 ラジオゾンデデータとの比較

第3節で述べた手法による気象研究所のML高度算出結果とラジオゾンデ観測データによるML高度算出結果の比較を行った。なお、使用したデータは、2011年5月10日から2016年6月8日の期間における8時30分から10分間の気象研究所のライダーの観測データ、および高層気象台の9時のラジオゾンデ観測データである。ただし、第5節の日照・平均風速の条件を満たす日を比較の対象とした。また、ラジオゾンデで観測された鉛直プロファイルによっては、上空のどの高度よりも地表の仮温位が低く、3.2で述べた方法ではML高度算出ができない場合があったため、その場合は比較の対象外とした。

例として、第8図に2013年3月15日9時における高層気象台のラジオゾンデ観測の結果とParcel Methodで求めた h_{sonde} 、および同日8時30分から10分間のライダー観測データから計算したWCTと h_{peak} 、 h_{max} を示す。なお、この事例では $h_{lidar} = h_{peak}$ で、 h_{peak} は概ね h_{sonde} と対応している一方、 h_{max} は水蒸気混合比が減少し始める高度および気温の逆転層の下部に対応していることから、RLの上端高度に対応していると考えられる。

第9図に h_{sonde} が300m以上の場合の h_{sonde} と h_{lidar} の散布図を示す。事例の大半は、 h_{lidar} と h_{sonde} との対応が概ね良い結果が得られた。このことは、日射による対流によってMLが十分な高さまで発達している場合は、ML内で仮温位がほぼ一定となり、かつエアロゾル粒子がよく混合していて、その上端では自由大気との混合が少ないことを意味している。しかし、一部の事例ではラジオゾンデから推定したML高度 h_{sonde} に比べて極端に h_{lidar} が大きかった。これらの事例の h_{lidar} と h_{sonde} との差の平均と標準偏差はそれぞれ1.42m、305mで、バイアスは小さいもののばらつき大きい結果となった(第2表)。

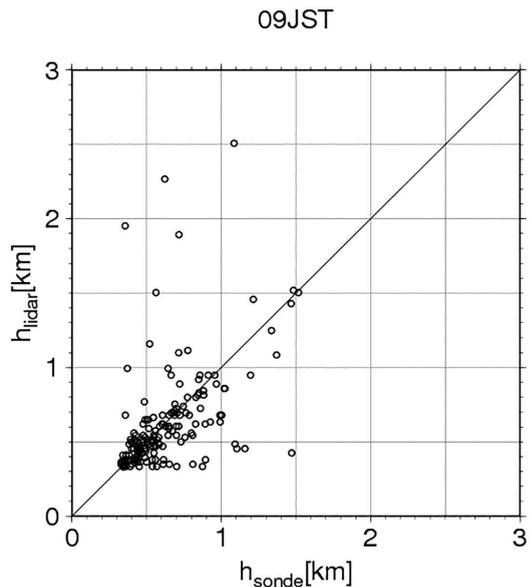
一方、 h_{sonde} が300m以下の場合は、 h_{lidar} が著しく

大きくなる事例や、 h_{lidar} が下限に近い値になる事例が多かった。前者は、第10図のように h_{lidar} がRL上端と思われる気温の逆転層に対応する事例が多く、後者は第11図のようにWCTの最大値かつ極大値が h_{lidar} の下限300mより下の高度にあり、上方には大きなWCTとなる高度がなく、 h_{max} が h_{lidar} になる事例が多かった。

6.2 メソ解析データとの比較

次に正午の h_{lidar} とメソ解析データから求めたML高度の比較を行った。ライダーのデータは正午前後の計10分間のものを使用し、比較対象とする日は、5節同様の日照と風速の条件を満たす日とした。

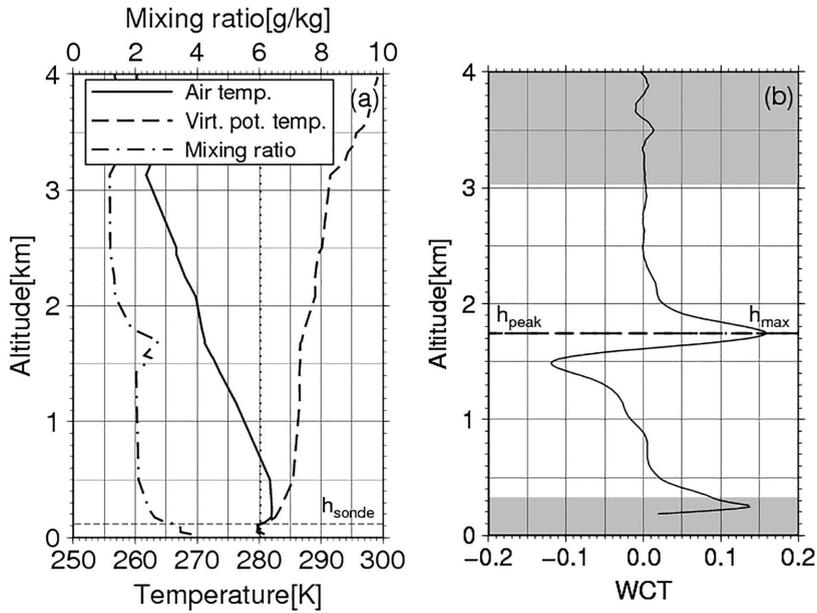
第12図に h_{MA} が300m以上の場合の h_{MA} と h_{lidar} の散布図を示す。両者の対応がよいものもあるが、 h_{MA} が h_{lidar} より高い例が多く見受けられた。 h_{MA} と h_{lidar} の差の平均と標準偏差はそれぞれ210m、494mと(第3表)、メソ解析データによるML高度の算出結果はライダーに比べてやや高め傾向があり、また、ばらつきも大きかった。これらの要因の一つとして考えられるのは、比較した高度範囲におけるメソ解析データの高度分解能が200~500m程度とライダーデータに比べて粗いことである。



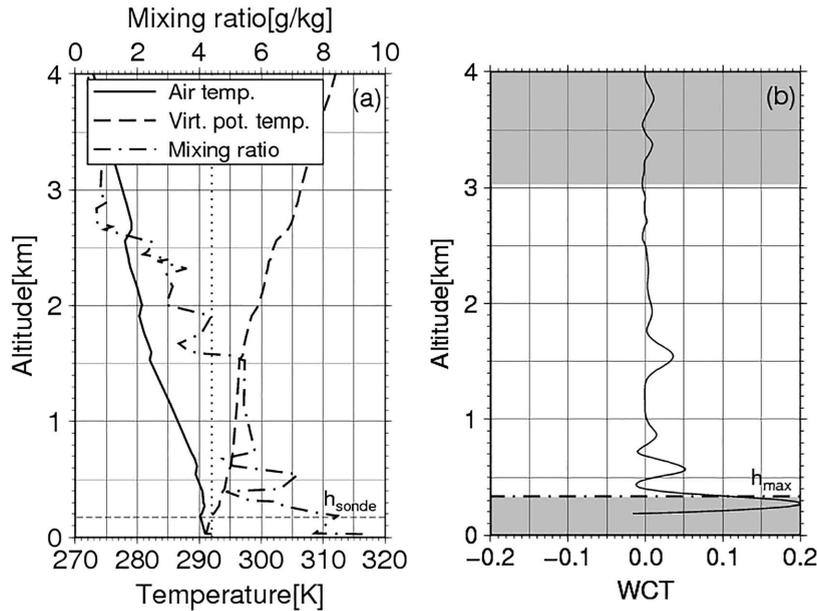
第9図 2011年5月から2016年6月にかけてのつくばの h_{sonde} と h_{lidar} の散布図(ただし、 h_{sonde} が300m以上の場合のみプロットしている)。黒の実線は $h_{sonde} = h_{lidar}$ の直線。

第2表 つくばの9時における h_{sonde} が300m以上の事例の h_{lidar} と h_{sonde} の差の平均と標準偏差

$h_{lidar} - h_{sonde}$ の平均 [m]	$h_{lidar} - h_{sonde}$ の標準偏差 [m]	データ数
1.42	305	185



第10図 (a) 2011年11月25日 9時における高層気象台の高層観測の結果。(b) 同日 8時30分から10分間の気象研究所(つくば)のライダーデータによる WCT およびそれから求めた ML 高度。線種等は第 8 図と同じ。



第11図 (a) 2014年 9月21日 9時における高層気象台の高層観測の結果。(b) 同日 8時30分から10分間の気象研究所(つくば)のライダーデータによる WCT およびそれから求めた ML 高度。線種等は第 8 図と同じ。

7. まとめ

つくばと佐賀に設置されたライダーの観測データのうち波長1064nmにおける後方散乱光の距離二乗補正信号を使用して、混合層高度の算出を行った。静穏な日におけるつくばの混合層高度は季節を問わず日の出の約3時間後から上昇を始め、13時から15時頃に最大値となった。また、その日最大値の月別平均値は3月に最大、10、11月に極大、12月に最小となった。

佐賀の12時30分から14時30分までの混合層高度の最大値の月別平均値は、データ点数の少ない6月、7月を除けば4、5月に最大、9月に極大となったが、夏季に明瞭な極小がみられるかどうかについては、さらに観測事例を蓄積する必要がある。また、つくばとの定量的な比較と議論をおこなうためには、日の出の4時間後から日の入り2時間前までのデータ取得を行う必要がある。

つくばにおける午前8時30分の算出結果を同時刻の高層気象台のラジオゾンデ観測データを比較したところ、混合層高度が300m以上に発達している場合は、よく対応していることが確認された。また、正午のライダー観測結果と気象庁メソ解析データからそれぞれ算出した混合層高度と比較すると、メソ解析データによる算出結果はライダーに比べ高く、差のばらつきもラジオゾンデデータと比べた場合に比べて大きかった。この理由の一つとして、使用したメソ解析データの鉛直分解能が粗いことが考えられ、より確度の高い混合層高度の推定にはライダー観測データが有用であると考えられる。

謝辞

高層気象台と福岡管区気象台のラジオゾンデ観測データ、高層気象台と佐賀地方気象台の地上観測データ、気象庁のメソ客観解析データを使用した。また、佐賀大学のライダー観測を行っていただいている佐賀大学の新井康平氏、奥村 浩氏、赤穂大河氏に、また、WCTによるML高度の求め方に関して情報を頂いた国立環境研究所の神 慶孝氏に感謝の意を表し

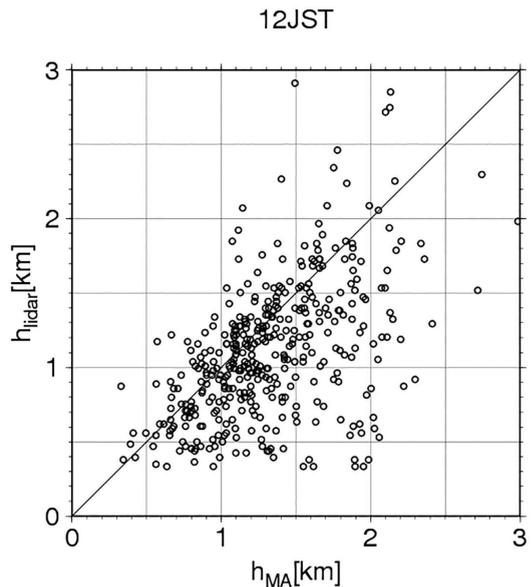
第3表 つくばの12時における h_{MA} が300m以上の事例の h_{MA} と h_{lidar} の差の平均と標準偏差

$h_{MA} - h_{lidar}$ の平均 [m]	$h_{MA} - h_{lidar}$ の標準偏差 [m]	データ数
210	494	401

ます。

参考文献

Baars, H., A. Ansmann, R. Engelmann and D. Althausen, 2008: Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 7281-7296.
 Betts, A. K. and B. A. Albrecht, 1987: Conserved variable analysis of the convective boundary layer thermodynamic structure over the tropical oceans. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 83-99.
 Bianco, L., J. M. Wilczak and A. B. White, 2008: Convective boundary layer depth estimation from wind profilers: Statistical comparison between an automated algorithm and expert estimations. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **25**, 1397-1413.
 Brooks, I. M., 2003: Finding boundary layer top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**, 1092-1105.
 Caicedo, V., B. Rappenglick, B. Lefer, G. Morris, D. Toledo and R. Delgado, 2017: Comparison of aerosol lidar retrieval methods for boundary layer height detection using ceilometer aerosol backscatter data. *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 1609-1622.



第12図 2011年5月から2016年6月にかけてのつくばの正午における h_{MA} と h_{lidar} の散布図 (ただし、 h_{MA} が300m以上の場合のみプロットしている)。実線は $h_{MA} = h_{lidar}$ の直線。

- Chen, W., H. Kuze, A. Uchiyama, Y. Suzuki and N. Takeuchi, 2001: One-year observation of urban mixed layer characteristics at Tsukuba, Japan using a micro pulse lidar. *Atmos. Environ.*, **35**, 4273-4280.
- Flamant, C., J. Pelon, P. H. Flamant and P. Durand, 1997: Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **83**, 247-284.
- Gamage, N. and C. Hagelberg, 1993: Detection and analysis of microfronts and associated coherent events using localized transforms. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 750-756.
- Gamo, M., 1985: Seasonal change of mixed layer structure at Tsukuba. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 60-74.
- Holzworth, G. C., 1964: Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Mon. Wea. Rev.*, **92**, 235-242.
- Japan Meteorological Agency, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2013-nwp/pdf/outline2013_all.pdf (2018.11.21閲覧) .
- Lee, C. B., 1986: Simple model and climatological aspects of the structure of the convective boundary layer. *Atmos. Environ.*, **20**, 705-714.
- Lewis, J. R., E. J. Welton, A. M. Molod and E. Joseph, 2013: Improved boundary layer depth retrievals from MPLNET. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 9870-9879.
- Menut, L., C. Flamant, J. Pelon and P. H. Flamant, 1999: Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Appl. Opt.*, **38**, 945-954.
- Nagai, T., B. Liley, T. Sakai, T. Shibata and O. Uchino, 2010: Post-Pinatubo evolution and subsequent trend of the stratospheric aerosol layer observed by mid-latitude lidars in both hemispheres. *SOLA*, **6**, 69-72.
- Piironen, A. K. and E. W. Eloranta, 1995: Convective boundary layer mean depths and cloud geometrical properties obtained from volume imaging lidar data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **100**, 25569-25576.
- Saito, K., T. Shimbori, R. Draxler, T. Hara, E. Toyoda, Y. Honda, K. Nagata, T. Fujita, M. Sakamoto, T. Kato, M. Kajino, T. T. Sekiyama, T. Y. Tanaka, T. Maki, H. Terada, M. Chino, T. Iwasaki, M. C. Hort, S. J. Leadbetter, G. Wotawa, D. Arnold, C. Maurer, A. Malo, R. Servranckx and P. Chen, 2015: Contribution of JMA to the WMO Technical Task Team on Meteorological Analyses for Fukushima Daiichi Nuclear Power Plant Accident and Relevant Atmospheric Transport Modeling at MRI. *Tech. Rep. MRI*, (76), 230pp.
- Sakai, T., O. Uchino, T. Nagai, B. Liley, I. Morino and T. Fujimoto, 2016: 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. Atmos.*, **121**, 10283-10293.
- 笹野泰弘, 松井一郎, 清水 浩, 竹内延夫, 1983: レーザーライダーによる混合層高度の連続自動観測. *大気汚染学会誌*, **18**, 175-183.
- Schween, J. H., A. Hirsikko, U. Löhnert and S. Crewell, 2014: Mixing-layer height retrieval with ceilometer and Doppler lidar: from case studies to long-term assessment. *Atmos. Meas. Tech.*, **7**, 3685-3704.
- Seibert, P., F. Beyrich, S.-E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen and P. Tercier, 2000: Review and inter-comparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmos. Environ.*, **34**, 1001-1027.
- Seidel, D. J., C. O. Ao and K. Li, 2010: Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **115**, D16113, doi:10.1029/2009JD013680.
- Steyn, D. G., M. Baldi and R. M. Hoff, 1999: The detection of mixed layer depth and entrainment zone thickness from lidar backscatter profiles. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **16**, 953-959.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 670pp.
- Troen, I. B. and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Bound.-Layer Meteorol.*, **37**, 129-148.
- Uchino, O., K. Takahashi, I. Tabata, I. Akita, Y. Okada and K. Naito, 1984: Ruby lidar observations of the El Chichon dust clouds at Tsukuba (36.1°N) and comparisons with UV lidar measurements at Fukuoka (33.6°N). *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 679-687.
- Uchino, O., T. Sakai, T. Nagai, K. Nakamae, I. Morino, K. Arai, H. Okumura, S. Takubo, T. Kawasaki, Y. Mano, T. Matsunaga and T. Yokota, 2012: On recent (2008-2012) stratospheric aerosols observed by lidar over Japan. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 11975-11984.

Mixed Layer Height Calculated from Mie Lidar Data over
Tsukuba and Saga: Diurnal and Seasonal Variations and Comparison
with Radiosonde and Objective Analysis Data

Toshiharu IZUMI^{*1,2}, Osamu UCHINO^{*3,4}, Tetsu SAKAI^{*3},
Tomohiro NAGAI^{*3} and Isamu MORINO^{*4}

^{*1} (*Corresponding Author*) *Meteorological Research Institute, 1-1, Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.*

^{*2} *Present affiliation; Forecast Department, Japan Meteorological Agency.*

^{*3} *Meteorological Research Institute, 1-1, Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.*

^{*4} *National Institute for Environmental Studies, 16-2, Onogawa, Tsukuba, Ibaraki 305-8506, Japan.*

(Received 22 July 2016; Accepted 21 November 2018)
