

ドップラーライダー観測による大気境界層高度算出の試み

中 村 祐 輔* 渡 来 靖** 中 川 清 隆**

キーワード：大気境界層高度、ドップラーライダー、晴天日、立正大学熊谷キャンパス

1. はじめに

地表面から高度約1～2kmまでの大気最下層は大気境界層（以降PBL）と呼ばれ、地表面からの摩擦や熱的な影響を直接的に受けるため、上層の自由大気とは大きく異なる性質を有する。図1は、好天日における理想的な陸上境界層構造の日変化を示す（Garratt, 1992）。日出後の地表面加熱に伴う熱的混合によって混合層が形成され始め、PBL高度（以降 h_{PBL} ）は時間とともに急激に増加し、太陽南中後の日最高気温出現時頃に最大層厚に達する。日没後、日射による熱供給が無くなるとともに地表面の放射冷却により大気が冷やされ、地表面付近から安定層が形成される。ただし、日中の混合層はすぐには消滅せず、日没後も残存層として安定層の上に残る。また、PBLの日変化に伴い、エアロゾル濃度も大きく日変化する。一般に、日中に発達する混合層内において各時刻のエアロゾル濃度は鉛直方向に均一であるが、夜間の安定層内では上層より下層においてエアロゾル濃度が高い。そして、混合層や安定層の境界面付近においては、

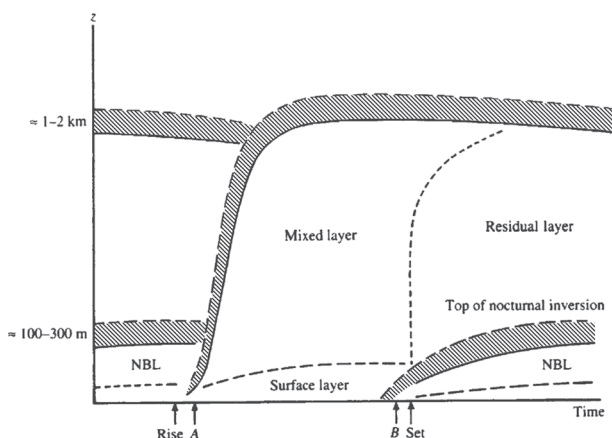


図1 好天日における理想的な陸上境界層構造の日変化（Garratt, 1992）。SNRの鉛直減率が大きいと想定される領域を斜線で加筆した

高度が上昇すると共にエアロゾル濃度が急激に低下する。

一般にPBL内で発生した汚染物質はPBL内に捕捉され続けるため、 h_{PBL} は汚染物質が拡散する容積を決定し、大気汚染濃度に大きく影響する。そのため、 h_{PBL} の発達過程を把握することは大気汚染物質の輸送予測などに非常に重要である。さらに、 h_{PBL} は大気の熱容量に大きく寄与するため、都市ヒートアイランド強度に対しても密接に関係する（中川, 2011）。また、高橋ほか（2014）は都市ヒートアイランド現象の過程を解明するためには、都市PBLの発達過程や大気安定度の時間変化について、さらなる観測的調査が必要であることを示唆している。以上のように、PBL発達の調査は都市気候学分野においても非常に重要な研究テーマの一つである。

h_{PBL} の観測は、従来、ラジオゾンデや塔などによって行われてきた。しかしながら、それらの観測は時間や場所が限られており、例えば関東地方で得られるラジオゾンデのルーチン観測データは、館野における9時および21時（日本時間）のみである。一方、近年ではリモートセンシング装置によって時空間的に高解像度の観測が可能となってきた。 h_{PBL} の観測に用いられるリモートセンシング装置は、音波を発射し大気中の温度勾配による散乱強度を利用するソーダー（例えば、Lokoshchenko, 2002；Liu and Liang, 2010）、電波から大気の揺らぎを利用するウィンドプロファイラーやドップラーレーダー（例えば、Angevine et al., 1994；Quan et al., 2013）、電波より波長の短い光波からエアロゾルまたは大気分子を利用するライダーやシーロメーター（例えば、Davis et al., 2000；Barlow et al., 2011）の3つに分類される。その中でも光波を用いて h_{PBL} を算出した例として、Hennemuth and Lammert (2006) はラジオゾンデを用いた算出方法との比較を実施した。その結果、算出方法の違いによって生じる h_{PBL} の差は±200m以内であることを示している。また、Sicard et al. (2006) は夏季のバルセロナにお

* 立正大学大学院・地球環境科学研究科・博士後期課程

** 立正大学・地球環境科学部

いて、相対的に冷涼な海風の侵入により h_{PBL} の発達が妨げられていることを示唆している。このように、リモートセンシング装置は h_{PBL} やその発達過程を調査する上で非常に有用であると判断できる。しかしながら、 h_{PBL} の発達過程やその季節変化にまで踏み込んだ研究例は未だに少なく、特に日本国内を対象とした例は非常に限られる（例えば、森脇ほか，2003；泉ほか，2016）。

そこで本研究では、立正大学熊谷キャンパスにおいてドップラーライダー（以降DL）を用いたPBL観測を2016年8月および11月に各3日間実施し、 h_{PBL} の算出を試みた。さらに、その結果を熊谷地方気象台に設置されているウィンドプロファイラーのデータと比較することで、 h_{PBL} 算出における両データの有用性についても検討した。

2. 研究手法

2.1 観測概要

DLは、近赤外のパルスレーザーを大気中に向けて発射して、浮遊するエアロゾルからの後方散乱光を受信し、エアロゾルの移動方向や速度を風向風速として計測する機器である。ただし、この測定原理のため、エアロゾルが大気中に十分に存在していない場合や、より下層に多量のエアロゾルが存在する場合には、受信される後方散乱強度が小さくなる。そのため、一般に下層よりもエアロゾル量が少ない上空ほどデータの検出率は低下する。

2015年度より、立正大学熊谷キャンパスのユニデンス屋上（地上高約45m）に、3次元コヒーレントDL（三菱電機：LR-S1D2GA）を設置している。立正大学熊谷キャンパスは、埼玉県熊谷市の南部に位置しており、その周辺は主に樹木や畑などが多く広がる郊外である。LR-S1D2GAは、走査型ライダーで最大180°の水平走査が可能である。立正大学のDLシステムでは、2台のLR-S1D2GAを北西方向（1号機）と南東方向（2号機）に向けて配置することで全天をカバーしている。また、LR-S1D2GAは観測範囲を30～600m（パルス幅：200ns）、75～1500m（500ns）、150～3000m（1000ns）から設定できる。観測範囲を広げる場合、遠方に存在するエアロゾルから反射した信号を受信する必要がある。ただし、遠方になるほど信号は弱まり、解析に十分なデータを得るためには機器の出力を高めるか送信パルス幅を広げなければならない。LR-S1D2GAは、パルス幅を調整することで観測範囲を広くしているが、それにしたがって距離分解能が粗くなる。その他、立正大学のDLシステムの詳細に関しては、高咲ほか（2016）を参照されたい。

表1 本研究で使したドップラーライダーの設定

出力パラメータ	視線方向データ（ドップラー速度、SNR）、3次元風データ（VAD法）
観測範囲	150～3000m
送信パルス幅	1000ns
距離分解能	150m
レンジ数	20
観測モード	PPI観測
ビーム仰角	69°, 90°
平均間隔	1分

本研究では、2016年8月4～6日および11月16～18日の期間において、 h_{PBL} の算出を目的としたDL観測を実施した。表1に、本研究の観測で使したDLの設定を示す。一般に、日中の h_{PBL} は1～2 km程度まで発達するため、観測範囲は150～3000mに設定した。観測モードはPPI（Plan Position Indicator）走査とし、ビーム仰角69°および90°の2仰角での観測を交互に実施した。各高度における観測データの平均間隔は約1分である。ただし、本観測では2号機の観測値に欠測が多く生じたため、1号機のみデータを利用して解析をおこなった。

本研究では h_{PBL} 算出のために、信号対雑音比（Signal-to-noise ratio：以降SNR）を用いる。SNRとは、信号（signal）と雑音（noise）の比であり、次式(1)で示される。

$$SNR = 10 \log_{10} \frac{P_S}{P_N} \quad (1)$$

ここで、 P_S は信号電力、 P_N は雑音電力を示す。SNRの単位はデシベル（dB）である。通常、SNRは視線風速の異常値と正常値の判定のために用いられ、SNRが大きくなれば信号が明瞭、SNRが小さければ不明瞭である。上述のように、DLはエアロゾルによる後方散乱光を受信するため、そのSNRの大小はエアロゾルの空間分布に大きく依存する。本研究ではその特性を利用して h_{PBL} の算出をおこなう。本研究における h_{PBL} 算出方法については、3.3節で詳細に記述する。

また、地上気象観測データとして、熊谷地方気象台および立正大学熊谷キャンパス内に設置されている気象観測露場（以降立正大露場）における観測データを使用した。

2.2 観測対象日の天気概況

観測を実施した2016年8月4～6日および11月16～18日の9時における、地上天気図を図2に示す。8月4～6日の3日間は、本州付近が概ね高気圧に覆われており、

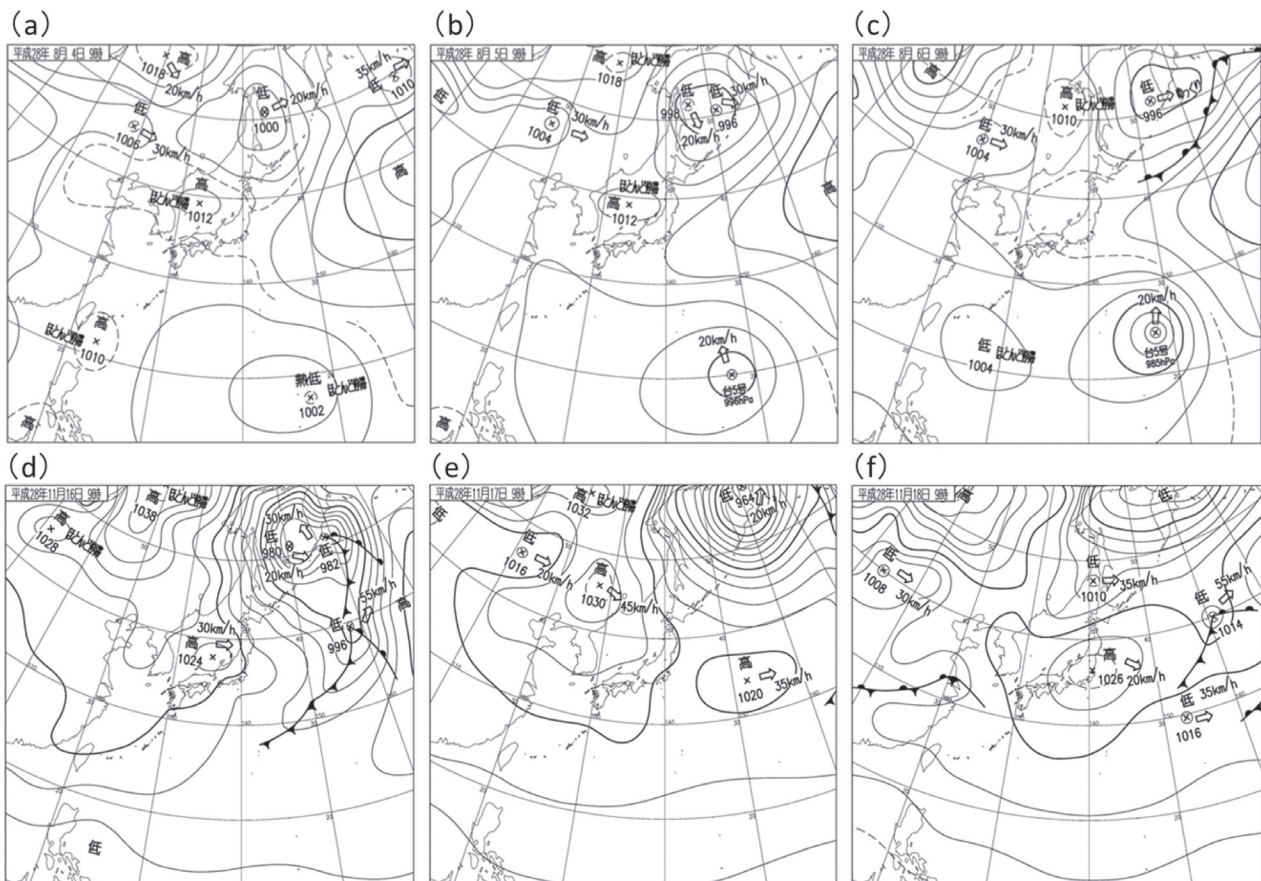


図2 2016年8月4～6日および11月16～18日における9時の地上天気図。(a) 8月4日9時、(b) 8月5日9時、(c) 8月6日9時、(d) 11月16日9時、(e) 11月17日9時、(f) 11月18日9時

比較的安定した総観場であった(図2 a, b, c)。熊谷地方気象台における観測値では、3日間を通して無降水かつ日積算日照時間が連日11時間以上であり、3日間の平均気温は29.9℃(8月の平年値は26.8℃)であった。一方、2016年11月16～18日は、本州付近が移動性高気圧の支配下であり、総観場の日変動が8月と比較して大きい(図2 d, e, f)。ただし、これは秋季に出現しやすい気圧配置である。熊谷地方気象台では、3日間を通して無降水かつ日積算日照時間が連日8時間以上であり、3日間の平均気温は10.7℃(11月の平年値は11.2℃)であった。以上より、8月4～6日および11月16～18日の期間はそれぞれ、概ね晴天日であったと判断し解析を実施した。

3. 結果

3.1 地上気象観測データ

図3および図4は、観測期間における気温・日照時間および風向・風速の時系列を示す。8月4～6日における各項目の日変化は、3日間を通して概ね類似している

(図3 aおよび図4 a)。気温は日出頃から上昇し、15～16時にかけて日最高気温が出現する。その後、日没時刻まで急激に低下し、日最低気温が出現する日出前まで徐々に低下する。風速は日中に大きく、夜間に小さい傾向を示している。風向は、夜間において西～北寄りであるが日出後東寄りに変化し、16時以降はほぼ一定した南寄りの風が吹く。

11月16～18日における気温の日変化は、日出・日没時刻による差はあるものの、8月の日変化と類似している(図3 b)。一方、風向・風速の日変化に関しては各日による差が大きく、特に風速においてその傾向が顕著である(図4 b)。風速は、16日の午前および17日の日没前後の時間帯において比較的大きく、それぞれ時間帯が共通していないことから総観規模の気圧傾度によるものと推測される。

3.2 SNRの日変化

本節では、DLの観測項目の中から仰角90°の観測から得られた、SNRの日変化について検討する。図5には、2016年8月5日および11月18日の1時00分～24時00分に

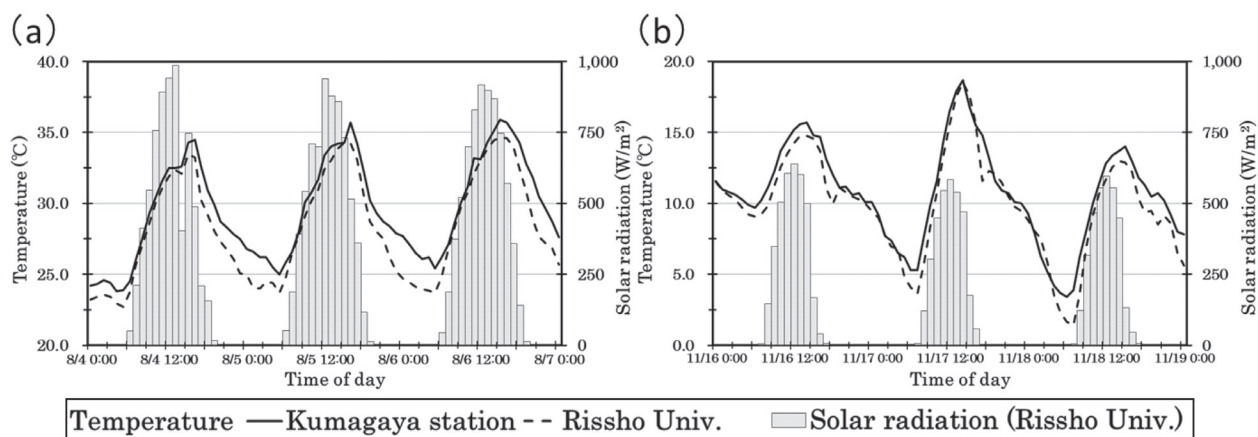


図3 熊谷地方気象台（Kumagaya station）における気温および立正大露場（Rissho Univ.）における気温・日射量の時系列。(a) 2016年8月4～6日、(b) 11月16～18日

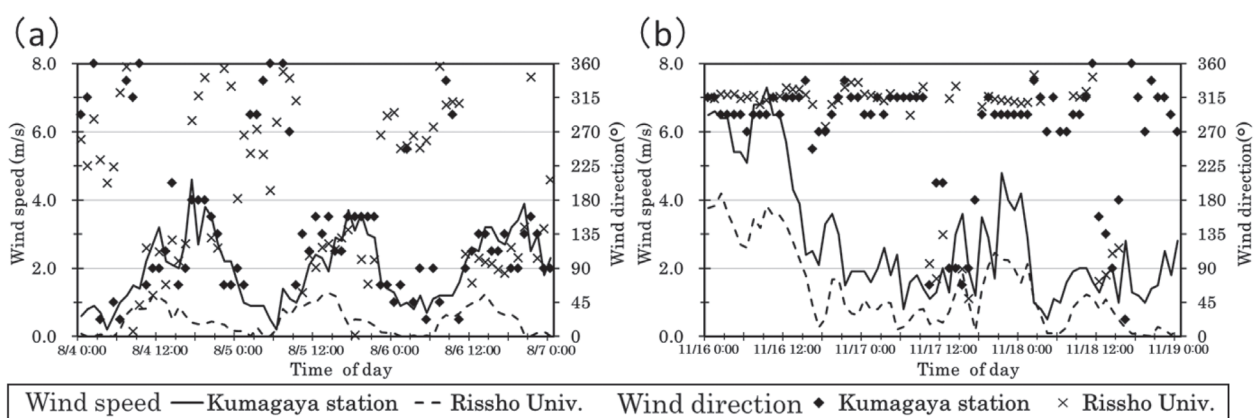


図4 熊谷地方気象台（Kumagaya station）および立正大露場（Rissho Univ.）における風速・風向の時系列。(a) 2016年8月4～6日、(b) 11月16～18日

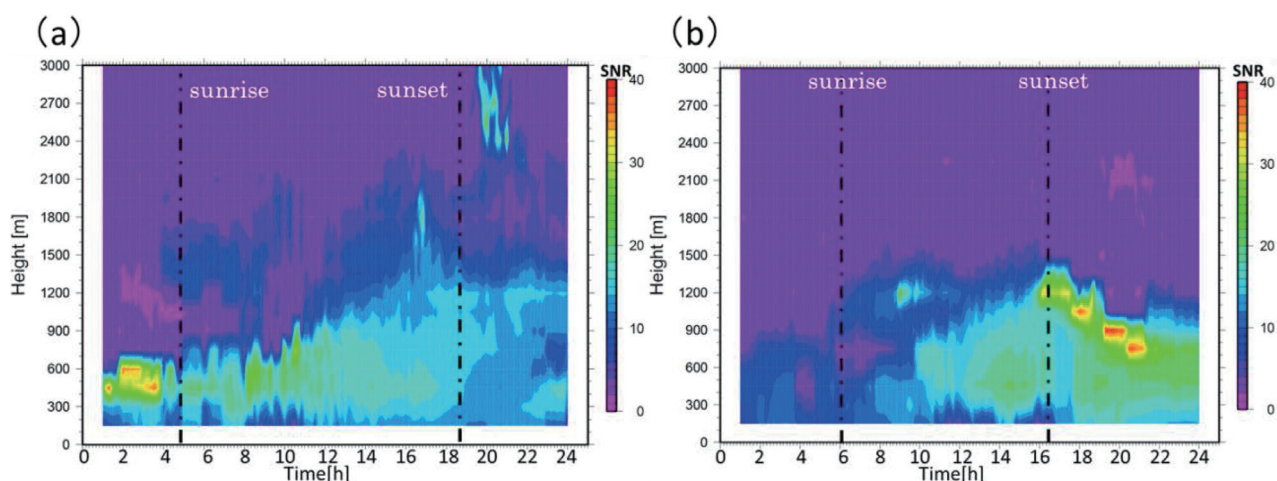


図5 2016年(a) 8月5日および(b) 11月18日の1時00分～24時00分におけるDL 仰角90°のSNRの時間－高度断面図

おける、SNRの時間－高度断面図を示す。両日は、8月および11月において観測された3日間の中で、熊谷地方気象台および立正大露場における日平均風速が最も小さい日であった。ちなみに、SNRは前10分を平均した値を使用している。

両日ともに、SNRが15dBを超える領域は日出後から上層へ発達、15～16時において最大高度を示しており、図1に示した日中における大気境界層発達過程に類似する。ただし、最大高度は8月5日が約2000mであるのに対し11月18日が約1500mであり、500mの差が生じてい

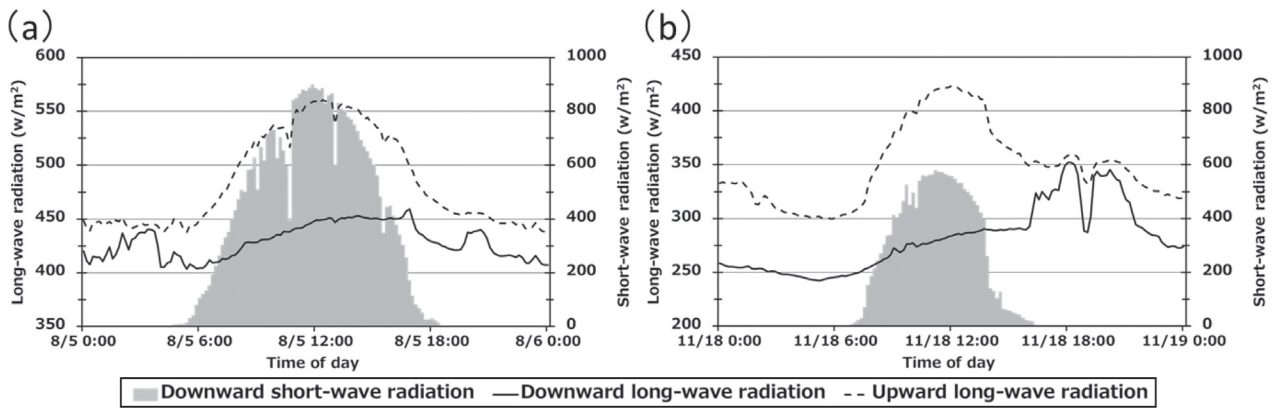


図6 2016年 (a) 8月5日および (b) 11月18日における立正大露場の下向き・上向き長波放射、下向き短波放射の時間変化。使用機器はCPR-CNR1 (Kipp&Zonen 社)、測定高度は0.45mである

る。それに加えて、最大高度出現後の時間変化に関しても両日は大きく異なっており、8月5日は17時頃から地上~500mおよび1200~1500mの2層においてSNRが大きい領域が示されるが、11月18日はそのような傾向が認められず日没とともに高度が低下している。8月5日における2層構造について、日出から発達した2000m程度の層の下層部に、17時頃を境に突如として別の境界層が出現しているように見られる。以上より、両日のSNRは日出~16時頃において上層へ発達する傾向は同様であるが、その後の時刻に関しては異なった時間変化傾向が示されることが明らかとなった。

また、8月5日2~4時(高度500m付近)、20~21時(高度2700m前後)、11月18日17~20時(高度1000m前後)の3つの時間帯には、SNRが30dB以上の値が示されており、その他の時間帯と比較しても非常に大きい値であることが分かる。そこで、8月5日および11月18日における立正大露場の下向き長波放射量の時間変化を見ると、この3つの時間帯は前後の時間と比較して値が急激に大きくなっていることが確認された(図6)。これらより、上記時間帯において下層雲が発生、あるいは移流していたものと判断できる。

3.3 h_{PBL} の日変化

ライダーを用いて h_{PBL} を算出した既往研究では、後方散乱強度やSNR (Hayden et al., 1997, Haeffelin et al., 2012)、鉛直風速の分散 (Barlow et al., 2011) によってその発達過程が明瞭に捉えられている。その中で、Hayden et al. (1997) は混合層上端でエアロゾルの量が大きく異なる特性を利用し、SNRの鉛直勾配より h_{PBL} を算出している。後方散乱が増加すればDLのSNRも大きくなるため、その鉛直勾配はエアロゾル濃度勾配に対応すると見

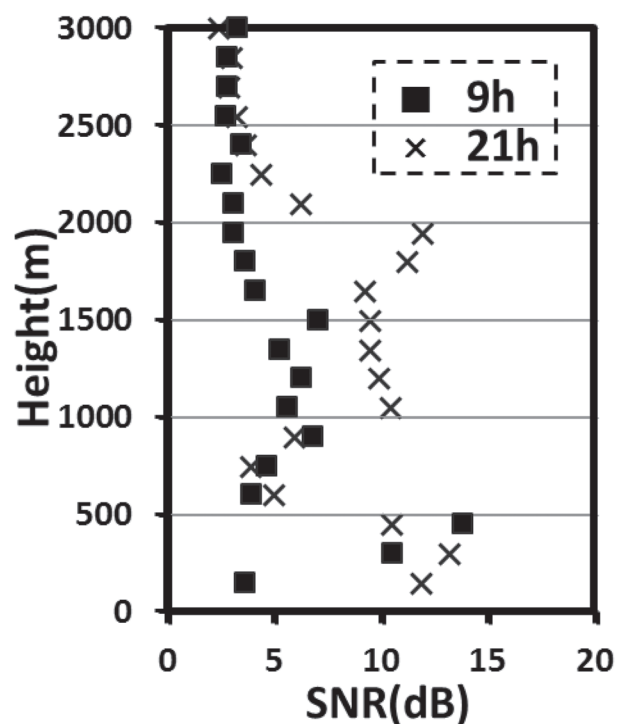


図7 8月5日9時00分および21時00分におけるSNRの鉛直プロファイル

做せる。図1には、高度が上昇すると共にSNRが急激に低下すると考えられる領域を示している。エアロゾルの鉛直勾配を用いた h_{PBL} の算出方法は「勾配法」と呼ばれており、本研究においてもSNRに対して勾配法を用いることで h_{PBL} の算出を行なう。ただし、勾配法を用いる場合、高時間分解能で h_{PBL} を算出した際にしばしば誤った高度を算出してしまうことが報告されている (Lammert and Bosenberg, 2006)。そこで本研究では、レーザー出力や乱流によって生じる細かな変動による h_{PBL} の誤算出を低減するため、 h_{PBL} 算出に対して前30分間を平均したSNRを用いることとした。

図7は、8月5日9時00分および21時00分におけるSNRの鉛直プロファイルを示す。9時00分では、高度450mにおいて最大のSNRが現れ、高度600mでは値が10dB以上低下している。21時00分では、高度300mで最大のSNRが現れるが、値の勾配が大きいのは450～600mおよび1950～2100mである。SNRの鉛直勾配 ΔSNR を次式(2)のように求める。

$$\Delta SNR_i = \frac{SNR_{i+1} - SNR_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (2)$$

ここで、 i はDLのレンジビン番号、 z_i 、 SNR_i はそれぞれ i の高度およびSNRである。 ΔSNR の鉛直プロファイルは、9時00分では高度450m、21時00分では高度450mおよび1950mにおいて負の極大値を示す（図8）。本研究では、このような ΔSNR が負の極大を示す高度を h_{TOP} と定義した。解析期間内における ΔSNR は、およそ $-0.02 \sim -0.10 \text{ dB/m}$ の範囲で示された。しかしながら、3.2節で記述した下層雲が発生した領域では、 -0.20 dB/m 以下の非常に大きな負の勾配が示された。そのため本研究では、 h_{TOP} 算出の際に ΔSNR が -0.20 dB/m 以下の負の勾配を示した場合を除外した。

図9は、2016年8月4～6日および11月16～18日における h_{TOP} の時系列を示す。ただし、8月におけるSNRの観測結果では、16時以降においてSNR鉛直勾配に2つのピークが示された（図5a）。そのため、8月の h_{TOP} は日出から徐々に上昇する h_{TOP} をS I、16時頃から下層に

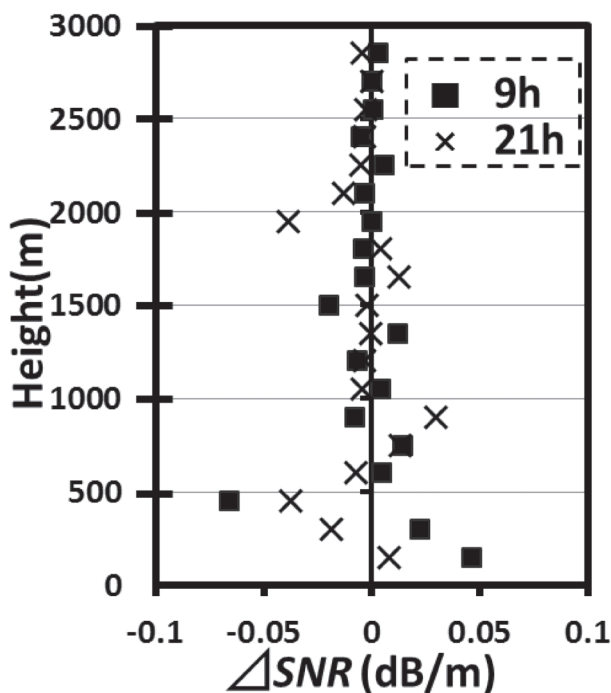


図8 8月5日9時00分および21時00分における ΔSNR の鉛直プロファイル

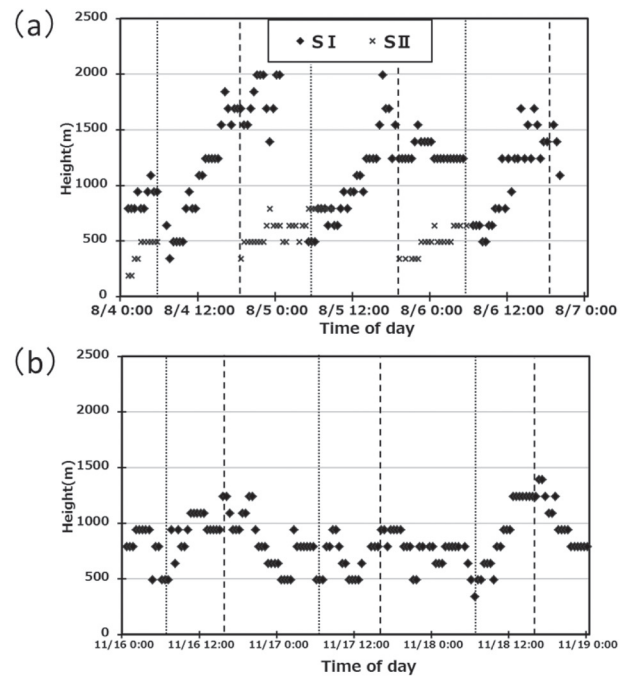


図9 2016年(a) 8月4～6日および(b) 11月16～18日における h_{TOP} の時間変化。点線が日出時刻、破線が日没時刻を示す。ただし、8月は日中上昇する h_{TOP} をS I、日没前から下層に出現する h_{TOP} をS IIと区別して示す

出現する h_{TOP} をS IIとして示している（図9a）。3日間を通して、S Iは日出から徐々に高度が増加し16時頃に最高高度（1800～2000m）が示され、それ以降の時刻はほぼ一定した高度（1500～2000m）を示している。一方、S IIは日没前後に出現しほぼ一定の高度（300～500m）を示している。

11月の3日間における h_{TOP} は、17日を除いて、日出から16時頃にかけて h_{TOP} が上昇しており8月のS Iの結果と整合的である（図9b）。一方、それ以降の時刻は8月と異なり、日没とともに h_{TOP} が徐々に低下している。また、8月と比較して日最高高度が低く（3日間平均で1190m）、最も高い18日の16時00分においても1400mであった。

以上の結果より、本研究で用いた方法により算出した h_{TOP} は、日中において図1に示した h_{PBL} の時間変化と概ね類似していることから、熱的混合によって生じる混合層の上端を捉えていると判断できる。一方で、8月の16時～夜間においては、 h_{TOP} が2箇所示されており、SNRのみではどちらの高度が h_{PBL} であるかの判断が困難であることが示唆された。

3.4 ウィンドプロファイラーによる h_{PBL} との比較

本節では、DLによって算出された h_{PBL} と、熊谷地方

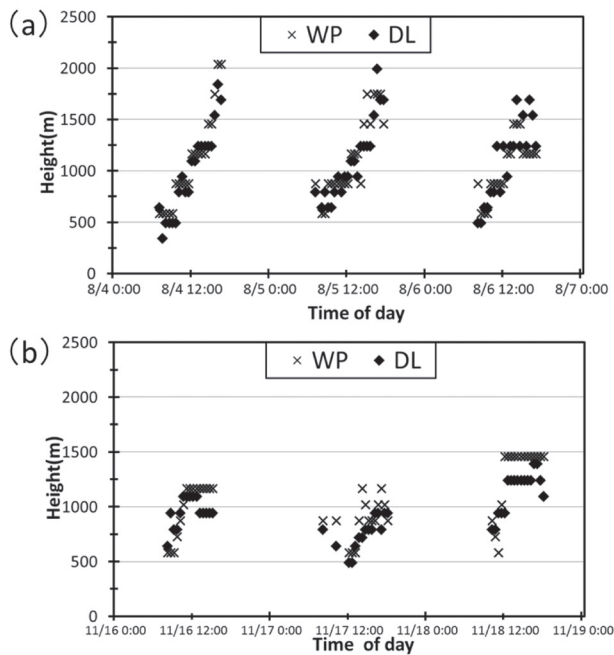


図10 2016年 (a) 8月4～6日および (b) 11月16～18日における WP および DL によって算出された h_{PBL} の時系列

気象台に設置されているウィンドプロファイラー（以降 WP）によって算出される h_{PBL} を比較する。両観測点の水平距離は、約4.5kmである。WPは、電磁波を発射し大気屈折率のゆらぎによって生じる電波の散乱（ブラッグ散乱）を受信することによって、上空の風向・風速を測定する装置である（加藤ほか, 2003）。大気屈折率の鉛直勾配が大きいほど電磁波は多く散乱される。そのため WP の SNR は、自由大気との間に空気密度の差が大きい混合層上端で最大となることが知られている（Angevine et al., 1994）。ただし、WP はデータの検出率が非常に低く、特に夜間にその傾向が顕著である。そのため、ここでは日出から日没までのデータのみを比較した。WP の SNR は DL と同様に、前30分間のデータを平均して使用した。

図10は、観測期間における WP と DL によって算出された h_{PBL} の時系列を示す。 h_{PBL} の日変化に関して、両者に大きな位相差は認められなかった。そして、8月および11月の3日間における両者の平均高度では DL よりも WP の高度が高く、8月では31.5m（最大差383m）、11月では108.9m（最大差515m）の差が生じていた。両装置による h_{PBL} の差の要因として、設置されている周辺土地利用の違いが挙げられる。しかしながら、WP はパルス幅が2000ns に設定され距離分解能300mであるのに対し、DL はパルス幅1000ns で分解能150mであるため、今

回の結果が有意な差であるとは判断できない。

4. 考 察

DL によって捉えられた h_{PBL} の日変化に関して、8月と11月で大きな違いが見られた特徴は以下の2点である。すなわち、① h_{PBL} の日最高高度、②日最高高度出現後～夜間における h_{PBL} の時間変化である。①に関して、各月の観測期間における h_{PBL} 日最高高度の平均値は、8月が1840m、11月が1190mであり、8月の日最高高度が650m高い。また②に関して、8月の h_{PBL} 日最高高度出現後～夜間における時刻に、下層（500m程度）と上層（1500m程度）の2層に SNR の極大値が認められた。一方、11月の同時刻にはそのような特徴は認められず、日没とともに徐々に高度が低下した。

①の要因の一つとして、両期間における日射量の違いが挙げられる。特に、日中における h_{PBL} は地表面からの熱的混合によって最高高度が決定されるため、日射量の違いは h_{PBL} の日最高高度に大きく寄与することが予想される。そこで、立正大露場における両月3日間の日出から h_{PBL} 最高高度出現時刻までの積算日射量を算出した。両月における積算日射量は、8月が平均23.56MJ/m²、11月が平均12.09MJ/m²であり、 h_{PBL} の日最高高度の高い8月の積算日射量が11.47MJ/m²大きいことが示された。混合層高度 h [m] の目安として、それが日出からの積算日射量 I [cal/cm²] の1/2乗に比例する次の半理論式

$$h = 76.8\epsilon I^{0.499} \quad (3)$$

がしばしば用いられる（横山, 1982；鶴野・光本, 1994）。ここで、 ϵ は地点や時間によって変化する係数である。 $\epsilon = 1$ と仮定して式(3)に上述の積算日射量を代入して h を見積もると、8月は1811m、11月は1298mとなり、DL の結果と比べると8月は約30m過小、11月は約100m過大であるが両者はおおよそ一致した。したがって、8月と11月の違いは積算日射量（すなわち混合層内へ流入した積算顕熱量）の違いで概ね説明できる。

また、②に関しては移流の効果を検討する。観測期間における8月の地上風は、16時頃から風速が大きくなり、21時頃まで風向も南寄りの一定の値を示した（図4 a）。このことから、大気下層に異なる空気塊が移流したことが考えられる。そこで、仰角69°のPPI観測データをもとに水平風の時間－高度分布を求めて調査する。水平風算出には、Browning and Wexler (1968) によって提案された Velocity Azimuth Display (VAD) 法が用いられ

た。今回用いた LR-S1D2GA は、データの品質管理のため、測定値の SNR が 7 dB 以下の場合には視線方向風速を出力しない。さらに本研究では、渡来ほか（2017）と同様に、走査円上で取得されたデータ数が 50 個未満であった水平風については使用しないこととして、水平風の 30 分平均値の算出を行なった。

図11は、仰角69°の PPI 観測から得られた 8 月 5 日の

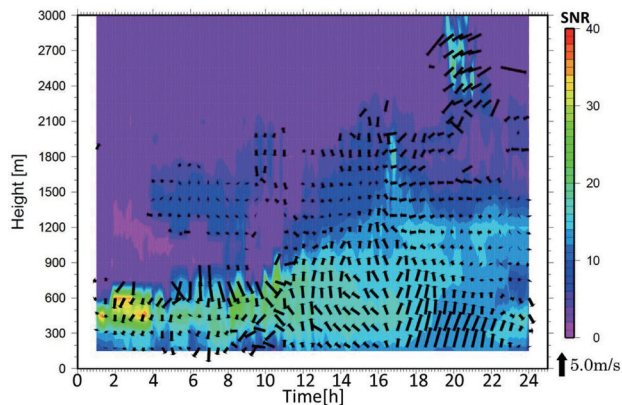


図11 2016年8月5日における DL 仰角90°の SNR および仰角69°の水平風の時間－高度断面図

水平風の時間－高度断面図を示す。 h_{PBL} の日最高高度出現以降の時刻に着目すると、16～22時頃の大気下層部において風速が大きく風向が南寄りではほぼ一定の領域が見られる。この強い南風は高度およそ600m以下の層のみで示され、それより上層の風は風向が東寄りで風速も非常に小さい。大和ほか（2011）では、熊谷周辺地域における夏季の同時刻において、太平洋側からの海風前線の到達が示唆されている。そこで図12には、2016年8月5日9時00分～18時00分の関東地方の気象庁アメダスにおける地上風を示す。正午前には、東京湾～北関東内陸部における南寄りの強い海風は沿岸付近のみで吹いている（図12a）。その後、海風は時間経過とともに内陸へ吹走し、15～18時頃に熊谷周辺へ到達している（図12c, d）。これらの結果より、立正大学熊谷キャンパスにおける8月の PBL 発達過程においては、地表面からの熱的混合によって形成された混合層の下層部に、海風が侵入することによって新しい境界層が形成されたため、500m前後および1500m前後の2高度に SNR の極大値が示されたものと推測される。

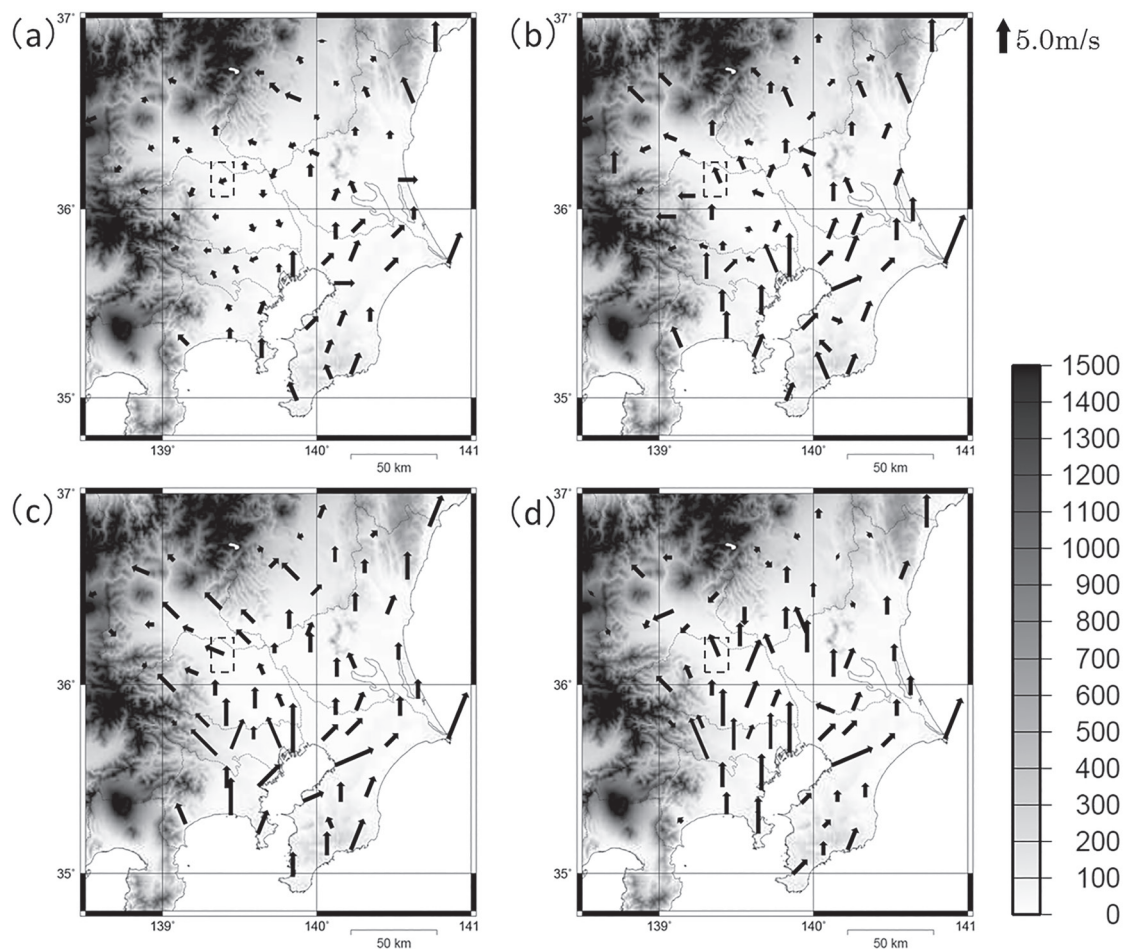


図12 2016年8月5日9時00分～18時00分までの関東地方の気象庁アメダスにおける地上風および標高。(a) 9時00分、(b) 12時00分、(c) 15時00分、(d) 18時00分

ただし、本研究において観測されたのは両月において3日間のみであり、特に11月における h_{PBL} の日変化は各日の違いが大きい。そのため、PBL発達過程における季節的な違いを議論するためには、さらなる観測事例の蓄積が必要であると考えられる。

5. まとめ

本研究では、立正大学熊谷キャンパスの2016年8月4～6日および11月16～18日の期間においてDLを用いたPBL観測を実施し、 h_{PBL} の算出を試みた。DL観測で得られたSNRの鉛直勾配を用いて h_{PBL} を算出した結果、日中における両月の h_{PBL} の時間変化は、好天日における理想的な陸上境界層上面の時間変化と概ね類似しており、熱的混合によって形成された混合層の上端を捉えているものと判断できる。さらに、DLによって算出された日中の h_{PBL} を、WPのSNRを用いて算出した同時刻の h_{PBL} と比較した。両装置においては、距離分解能や設置されている周辺土地利用の違いから定量的な差の議論は困難であるが、日中における h_{PBL} の時間変化において大きな位相差が生じていなかったことから、両装置がPBL発達過程を捉えることが可能であることが示唆された。

一方、日没前から夜間における h_{PBL} の時間変化は、両月において異なる傾向が示された。特に、8月の結果からは地上500m前後および1500m前後の2高度にSNRの極大値が認められ、SNRのみでは h_{PBL} の判別が困難な場合があることが示唆された。しかしながら、8月の場合はDLによって得られる上層の水平風と合わせて解析することにより、大気下層に海風が移流したことで新たな境界層が形成されていることが明らかとなった。以上の結果より、 h_{PBL} の算出にはSNRの鉛直勾配に合わせて、水平風速の鉛直プロファイルを用いた風速シアの考慮が重要であることが明らかとなった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、環境システム学科の鈴木パーカー明日香助教には貴重な議論およびご助言を頂いた。また、匿名査読者には本稿改良において大変有益なご指摘およびご助言を賜りました。記して謝意を表します。

参考文献

Angevine, W. M., White, A. B., and Avery, S. K., 1994 : Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler. *Boundary-Layer*

Meteorology, **68**, 375-385.

- Barlow, J. F., Dunbar, T. M., Nemitz, E. G., Wood, C. R., Gallagher, M. W., Davies, F., O'Connor, E., and Harrison, R. M., 2011 : Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTTEE-II. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**, 2111-2125.
- Browning, K. A., and Wexler, R., 1968 : The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *Journal of Applied Meteorology*, **7**, 105-113.
- Davis, K. J., Gamage, N., Hagelberg, C. R., Kiemle, C., Lenschow, D. H., and Sullivan, P. P., 2000 : An objective method for deriving atmospheric structure from airborne lidar observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 1455-1468.
- Garratt, J. R., 1992 : The Atmospheric Boundary Layer. *Cambridge University Press*, 316P.
- Haefelin, M., Angelini, F., Morille, Y., Martucci, G., Frey, S., Gobbi, G. P., Lolli, S., O'Down, C. D., Sauvage, L., Xueref-Remy, I., Wastine, B., and Feist, D. G., 2012 : Evaluation of mixing-height retrievals from automatic profiling lidars and ceilometers in view of future integrated networks in Europe. *Boundary-Layer Meteorology*, **143**, 49-75.
- Hayden, K. L., Anlauf, K. G., Hoff, R. M., Strapp, J. W., Botenheimer, J. W., Wiebe, H. A., Froude, F. A., Martin, J. B., Steyn, D. G., & McKendry, I. G., 1997 : The vertical chemical and meteorological structure of the boundary layer in the Lower Fraser Valley during Pacific'93. *Atmospheric Environment*, **31**, 2089-2105.
- Hennemuth, B., and Lammert, A., 2006 : Determination of the atmospheric boundary layer height from radiosonde and lidar backscatter. *Boundary-Layer Meteorology*, **120**, 181-200.
- 泉 敏治・内野 修・酒井 哲・永井智広・森野 勇, 2016 : ミーライダーデータから算出した混合層高度. 日本気象学会2016年度秋季大会講演予稿集, **110**, 346.
- 加藤美雄・阿保敏広・小林健二・泉川安志・石原正仁, 2003 : 気象庁におけるウィンドプロファイル観測業務. *天気*, **50**, 891-907.
- Lammert, A., and Bösenberg, J., 2006 : Determination of the convective boundary-layer height with laser remote sensing. *Boundary-Layer Meteorology*, **119**, 159-170.
- Liu, S., and Liang, X. Z., 2010 : Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height. *Journal of Climate*, **23**, 5790-5809.
- Lokoshchenko, M. A., 2002 : Long-term sodar observations in Moscow and a new approach to potential mixing determination by radiosonde data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**, 1151-1162.
- 森脇 亮, 神田 学, 菅原広史, 2003 : 都市接地層における熱・水蒸気・CO₂の乱流輸送効率の相似性. *水文・水資源*

- 学会誌, **16**, 491-500.
- 中川清隆, 2011: わが国における都市ヒートアイランド形成要因, とくに都市ヒートアイランド強度形成要因に関する研究の動向. 地学雑誌, **120**, 255-284.
- Quan, J., Gao, Y., Zhang, Q., Tie, X., Cao, J., Han, S., Meng, J., Chen, P., and Zhao, D., 2013: Evolution of planetary boundary layer under different weather conditions, and its impact on aerosol concentrations. *Particuology*, **11**, 34-40.
- Sicard, M., Pérez, C., Rocadenbosch, F., Baldasano, J. M., and García-Vizcaino, D., 2006: Mixed-layer depth determination in the Barcelona coastal area from regular lidar measurements: methods, results and limitations. *Boundary-Layer Meteorology*, **119**, 135-157.
- 高橋日出男・清水昭吾・大和広明・瀬戸芳一・横山仁, 2014: 稠密観測データに基づく晴天弱風の冬季夜間における東京都区部を中心とした気温分布について. 地学雑誌, **123**, 189-210.
- 高咲良規・吉崎正憲・渡来 靖・中川清隆・葩島徹也・武井祐興, 2016: 立正大学・熊谷キャンパスにおけるドップラーライダーによる水平風の観測. 地球環境研究, **18**, 49-55.
- 鶴野伊津志・光本茂記, 1994: 大気汚染の数値シミュレーション. 大気汚染学会誌, **29**, 43-54.
- 渡来 靖・中村祐輔・青木翔太, 2017: 単一ドップラーライダーによる VAD 水平風推定値の品質評価—ダブルセオドライド法によるパイバル観測値との比較—. 地球環境研究, **19**, 83-94.
- 横山長之, 1982: 低層大気中における煙の拡散. 日本原子力学会誌, **24**, 264-273.

An attempt in estimating planetary boundary layer height by Doppler lidar

NAKAMURA Yusuke*, WATARAI Yasushi** and NAKAGAWA Kiyotaka**

* Graduate School of Geo-environmental Science, Rissho University

** Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

Abstract:

Since the planetary boundary layer height (h_{PBL}) greatly affects the atmospheric heat capacity and the transport of pollutants, it is important to capture its developmental process. In this study, an attempt was made to estimate the h_{PBL} by Doppler lidar observation at Kumagaya campus of Rissho University on August and November 2016. Aerosol amount decreases significantly at the top of the planetary boundary layer, resulting in local minima in vertical gradient (ΔSNR) of the signal-to-noise ratio (SNR). In this study, h_{PBL} is estimated by the local minima in ΔSNR observed by Doppler lidar. Daytime temporal evolution of the estimated h_{PBL} followed that of ideal planetary boundary layer development over land during sunny days. The estimated h_{PBL} was almost comparable with the Wind Profiler observation. These findings suggest that it can be judged that the estimated h_{PBL} at daytime captures the upper end of the mixed layer formed by thermal mixing from the ground surface. However, it is difficult to decide the h_{PBL} by only SNR when negative ΔSNR shows a bimodal vertical distribution. Analysis of upper level winds showed that a new planetary boundary layer was formed by sea breeze invasion in the afternoon in August. These findings suggest that it is necessary to consider the wind shear using the vertical profile of horizontal wind in addition to ΔSNR to estimate the h_{PBL} .

Key words: Height of planetary boundary layer, Doppler lidar, Sunny day,
Kumagaya campus of Rissho University