立正大学・熊谷キャンパスにおける ドップラーライダによる水平風の観測

高 咲 良 規* 吉 崎 正 憲** 渡 来 靖** 中 川 清 隆** 蓜 島 徹 也*** 武 井 祐 興***

キーワード:ドップラーライダ、強風日、弱風日、大気境界層

1. はじめに

気象学において風(風向・風速)は重要な観測項目で ある。その場における直接観測として、回転軸の周りに カップ状の羽をおいてその回転数から風の強さを評価す るロビンソン風速計や、超音波によるドップラー効果を 利用した超音波風速計(光田・水間 1964, 岡本 1966) などがある。一方、遠方場をリモートで観測する方法と して、ドップラーレーダやドップラーライダ(今後 DL と略記)などのリモートセンシングの手法がある。

DL に関して、水谷ほか(2014) に詳細なレビューが ある。そこでは、飛行機からの観測(Bibro et al. 1984) や地上からの観測(Fujiwara et al. 2011,後藤・大塚 2012)を挙げている。DL による地上からの観測では大 気境界層の対流運動は一つの観測対象であり、対流パター ンとして、風の鉛直シアが弱いときには四角形から六角 形の不定形、鉛直シアが強いときには筋状のロール形と なることが示された(Fujiwara et al. 2011)。また、dust devil や海洋上で見られる竜巻(waterspout)と思われる 100m スケールの小さな渦の報告もある(Fujiwara et al. 2011, 2014)。このように、DL は100m スケールの細か い大気現象を捉えるには非常に有効な測器である。

本稿では、DLの概略と観測された晴天日における強 風日と弱風日の事例について報告する。晴天日、強風日、 弱風日の定義については後述する。晴天日で強風日の場 合には、DLで一般風を求める手法について解説する。 また、晴天日で弱風日の場合には低高度角でみると強風 -弱風のペアが複数確認されたので、それについて議論 する。

2. DL の観測原理

DLの用語のうちライダ(LIDAR)は Light Detection And Ranging の略であり、光源としてレーザ光を使うこ とを意味する。大気中にレーザ光を発射すると、光は大 気中にある微小な物体(主にエアロゾル)にぶつかり散 乱されるが、散乱された光の一部はレーザ光の発射場所 を発したところに受信波として戻ってくる(図1)。散乱 させる物体が視線方向に動いているとき、ドップラー効 果により送信した周波数とは異なる周波数となる。送信 波の周波数をf、受信波の周波数をf、光の速さをc、物 体の速さvとすると、受信波の周波数は次式で表される。

$$f' = \frac{c - v}{c + v} f \tag{1}$$

これから、散乱体がレーザ光発射源から遠ざかっていく とき (v > 0) にはf は小さく、レーザ光発射源に近づ いてくるとき (v < 0) にはf は大きくなる。(1) 式か ら2つの周波数が分かると、cの大きさおよびc >> v を使うと、光を散乱させる物体の流れ (v) は (2) 式のよ うに計算できる。

$$v = \frac{c}{2f}(f - f') \tag{2}$$

通常エアロゾルはミクロン(10-6m)以下のサイズであ



図1 風に流されるエアロゾルによって、送信されるレー ザ光が散乱されて受信波として戻ってくる様子。 そのとき周波数(あるいは波長)は変化している。 左側の三角形は発信機および受信機を表す。

^{*} 立正大学・地球環境科学部・大学院生

^{**} 立正大学·地球環境科学部

^{***} 立正大学・学生



図 2 DL システムの概要。(a) 1 式の DL の写真。(b) DL と制御 PC の模式図。



図3 (高熊谷ギャンバスあよびその周辺の航空与兵。赤枠は回の範囲、赤点はDEの設置場 所である。(b)観測域内の主要な建物(黒実線)、グラウンド(緑色)、道路(二重実線)。 一号機はほぼ北側、二号機はほぼ南側を観測するように配置してあり、太破線は二つ の DL の観測範囲の境界を表す。DL からの水平距離は200m ごとに描いてある。

るから、観測される流れは大気の流れと考えられるので、 こうして風が計測される。

DL1台の装置による観測手法として、視線方向の POINT 走査、高度角を固定してスキャナーを方位方向に 回転させる PPI (Plane Position Indicator) 走査、方位角 を固定してスキャナーを鉛直方向に回す RHI (Range Height Indicator) 走査、上空の風を推定するには VAD (Velocity-Azimuth Display) がある(豊田ほか, 2009)。 ある距離が離れた2台の DLを使って同じターゲットを 観測する手法としてデュアルドップラー法があり、鉛直 流が無視できるようなときには水平風を求めることでき る。

3. 立正大学 DL システムの概要

立正大学の DL システムは、2式の測器とデータ処理

装置からなる(今後、1号機、2号機と呼ぶ)。二台の測 器は水平方向に-90 - 90度、鉛直方向に0-90度の範囲 を走査できるので、1号機を(ほぼ)北向き、2号機を (ほぼ)南向きに配置することにより全天をカバーするこ とができる。測器は3脚で支えられ、光アンテナ装置の 部分は発信機であるとともに受信機である(図2)。発信 する光の周波数は eye-safe の1.55 μ m帯であり、降水に 吸収されるため観測は快晴から曇りのときに制限される。 観測範囲は30-600m、75-1500m、150-3000mの3通り が設定することができ、解像度は観測範囲を20分割した 大きさである。

本稿で紹介する観測事例は、観測範囲30-600m、解像 度30mで、観測の時間間隔として6分とし、高度角は0 -70度の範囲を仰角10度刻みに観測を行った。図3にDL の観測範囲の地図を示す。DL大学構内およびその周辺 の600mの範囲が観測対象である。以下の時間はすべて



図 4 2015年(a) 5 月31日 9 時と(b) 7 月26日 9 時の地上天気図(気象庁・日々の天気)。 □は立正大学・熊谷キャンパスの位置を表す。



日本時とする。

4. 観測データおよび観測事例

DLの近傍の地上観測サイトとして、約400mの距離に ある立正大学・熊谷キャンパス内にある気象観測露場(気 温、風向・風速、相対湿度、日射量の10分値)を利用し た。DLの測器を設置した高さは海抜高度約100mであ り、気象観測露場(海抜高度55m)より45m高い。また、 立正大学・熊谷キャンパスから約5.2km北東方向にある 熊谷地方気象台(気温、風向・風速、相対湿度の10分値) も利用した。さらに、周辺の環境場を把握するために、 気象庁メソ解析モデル(MSM)の1000hPa面の解析値を 用いた。MSMの格子間隔は5km×5kmであり、時間 間隔は3時間である。

晴天日は、気象観測露場における日照時間が10時間以 上の日とした。観測は2015年5月26日から7月27日まで 連続的に行ったが、この期間晴天日は5月30-31日、6 月1日、7月10-15日。7月21-22日、7月25日の計12 日であった。気象観測露場の地上風の観測から、強風日 はほぼ一日強風(平均2.5m/s 以上)が吹く日、弱風日は ほぼ一日風が弱い(平均1m/s以下)日とした。本稿で は、晴天日で強風日として5月31日、弱風日として7月 26日を選び、それらの事例を詳しく解析した。

5. 解析結果

5.1 強風日の観測 - 5月31日

図4(a)に5月31日9時の地上天気図を示す。太平洋側 に前線が停滞しており、関東地方では北西風が卓越して いた(図略)。図5に、その日の気象観測露場における風 向・風速、気温、相対湿度、日射量の時系列を示す。こ れを見ると、9時以降、風速は2.5~3.5ms⁻¹で風向は北 ~北西であった。また、最高気温は31.0℃と5月として は高温となり相対湿度は20%を切るなど乾燥していた。

5月31日10時00分における DL による高度角0度の観 測結果を図6に示す。通常、1台の DL で観測される視 線方向の風速データから、風向と風速(あるいは東西風 と南北風)の2成分を同時に決めるのはむずかしい。と ころが、本事例のような強風のときは、観測全域で同じ ような風が吹いていると仮定することにより、二つの成 分を同時に決めることができる。図6から、DL の東北



図6 2015年5月31日10時00分における高度角10°で観測 された DL 視線方向の風速の水平分布。右下の黒 矢印と値は、気象観測露場における同時刻の風向 と風速を示す。北西方向にデータがないのはエレ ベータ棟による遮蔽のためである。

東方向に視線成分が符号を変えるのがわかる。これは、 図7のOP方向にあたるとする。OP方向に垂線を引く と、その方向が観測全域の風の向きに相当する。しかし、 北北西か南南東かの風向はまだわからない。ここで一方 向の風向を決定するために、P点を通る円を描き、P点 の両側の円の上の点をQ点とR点とする。そこで風向が P点と同じとすると、Q点とR点の風ベクトルは円を横 切ることになるが、それぞれの視線成分の符号は逆にな る。この符号の正負を見ることにより風向がわかる。こ れから、図6の場合は北北西の風向となる。そして、北 北西からの風の強さは、図6の南南東方向の視線成分と なる。

こうして求めた風は、10時00分には北北西の風向で約 12ms⁻¹の強さであった。一方、気象観測露場で観測され た同時刻の風向はほぼ同じであったが、風速は3ms⁻¹で あった。DLで求めた風速とは約9ms⁻¹の風速差があっ たが、この違いは高さ方向の風の強さの違いからきたも のと考えられる。

5.2 弱風日の観測 - 7月26日

図4(b)に7月26日9時の地上天気図を示す。気圧分布 をみると本州は気圧傾度が極めて弱く、そのため関東地 方も弱風であった。この日は関東地方では猛暑日であり、 熊谷地方気象台では15時50分に38.2℃の最高気温を記録 した(図8)。また気象観測露場においても風速は1.5ms⁻¹ ぐらいと弱かった。また最高気温は15時10分で36.5℃を 記録した(図9)。

図10に、高度角0度の7時から12時までの1時間ごと



図7 2015年5月31日10時の強風日における風 向の決定法。

の DL で観測された風を示す。まず風の時間変動を見る と、7時から8時にかけて北北西から1~3ms⁻¹の風が 吹いていた。時間とともに風向は南風に変わり、12時に は風速は3ms⁻¹以上になった。このような風の変動は、 気象観測露場における風の変動と一致した。しかし、DL で観測された風の時間変動はどのくらいの水平の広がり を持つのか-大学構内規模の現象なのか、より大きいメ ソスケールの現象なのか-に関心がある。それを調べる ために、まず熊谷地方気象台における風の変動を調べる と(図8)、7~8時にかけては北北西の風、そのあとは 南風となっていて、気象観測露場における風の変動と同 じであった。さらに広域な場を調べるために、1000hPa 面のMSMの6時から15時までの3時間ごとの風と気温 の場をみた(図11)。MSMでは、6時には北関東域の山 岳から発する北西寄りの風があり、9時から12時にかけ ては関東地方全域で風が弱くなるとともに気温が上昇し た。15時になると、相模湾方面から南風が吹いてきて、 北関東域とその西部の山岳地帯は高温となった。これか ら、DL で捉えた北北西→東→南東風の風の変動は、北 関東スケールの風の変動であったことが分かる。

次に、図10に見られた風の水平分布について調べた。 図10(a)と(b)には、北北西 – 南南東の方向には強風と弱風 のペアが並ぶのが見られた。強風域から強風域までの幅 はほぼ100m であった。このパターンは、DLの視線方向 の方位変動によるものではなく風の強さの変動と考えら れる。その鉛直構造を見るために、8時00分から04分ま での間の高度角別の風の分布を図12に示す。高度角10度 の図12(a)には、DLの南側の水平距離150~250m 付近に 北北西 – 南南東の走向をもつ強風と弱風のペアが複数見 られた。しかし、このようなペアは高度角20度ではぼや けてゆき、高度角40度では見えなくなった。DL は周辺



図 8 熊谷地方気象台における2015年7月26日6時~17時の(a)風速(実線)・風向(丸印)と(b)温度(実線)・ 相対湿度(破線)の時系列。







図10 高度角0度で観測された2015年7月26日(a)7時00 分から(f)12時00分までの1時間ごとのDL視線方 向の風速の水平分布。図の上の数値の並びは、例 えば、(a)の0726_07:00:00-00:40_el00は7月26日7 時00分00秒から00分40秒まで高度角00度であるこ とを意味する。右下の黒矢印と値は、気象観測露 場における同時刻の風向と風速を示す。

の地表から50m ぐらい高い建物の屋上にあるので、高度 角0度とは約50mの高さの水平面に相当する。DLから の水平距離を200mとすると、高度角10度では地上72m、 高度角20度では地上122mの高さになる。これから、強 風-弱風のペアの鉛直スケールは100mのオーダーとな る。そのため、この風のペアの縦横比は1のオーダーと



図11 1000hPa 面における2015年7月26日(a)6時、(b)9 時、(c)12時、(d)15時における気温(℃、カラー) と風(ベクトル)の気象庁 MSM 出力。立正大学 と熊谷地方気象台の位置はそれぞれ□と○で示す。

いうことになる。

地上では弱風といっても一般に上層にゆくと風の強さ は大きくなる。当日の MSM の北関東域の風の鉛直分布 をみると、1000hPa 面では 1 ms⁻¹以下の北西風、975 hPa 面では約 2 ms⁻¹の北西風、950hPa 面では約 3 ms⁻¹の北 西風であり、少なくとも地上近傍では風の鉛直シアがあっ た(図略)。鉛直シアのある場において卓越する対流は鉛 直シアの方向に沿う2次元ロール解であることを、Asai (1970, 1972)は理論的に示した。冬季日本海上に発生す る筋状雲がその例である。DLで見られた風の強弱の分 布は対流によってもたらされたものであり、地上付近で 鉛直シアを持つ一般風が吹くとき、対流の上昇流域では 下から弱い水平風、下降流域では上から強い水平風が移 流されて形成されたと考えられる。

図13に風の立体構造に関する模式図を示す。このよう な2次元ロール状の対流パターンはすでに Fujiwara et



図12 2015年7月26日8時00分から04分にかけ ての高度角(a)10度、(b)20度、(c)30度、(d) 40度における DL 視線方向の風速の水平 分布。



図13 2015年7月26日8時において観測された風の概念 図。2次元ロールは対流の循環を表し、水平にー 様に並んでいる。面Aは高さ約50mの建物のDL を通る面であり、面Bは面Aから200mほど離れ ている。赤点線はDLからの高度角0度の線を表 す。面Bの白抜きの矢印は高度角0度で見たとき の水平風を表す。

al. (2011) に報告されているが、彼らの場合は風の鉛直 シアが強く対流の循環のサイズも数 km と対流混合層と して十分発達したものだった。それに対して、今回の事 例は同じ2次元ロール状の対流であるけれども、100m ス ケールの縦横比1の対流であり対流混合層としては発生 初期であったと考えられる。より詳細なそうした実態や その後の発展等に関しては、数値モデルの適用を含めて 今後の課題である。

6. まとめ

2015年3月に立正大学・熊谷キャンパスの学生寮屋上 にDLシステムを設置し観測を開始した。本稿では、晴 天日で強風日である場合と晴天日で弱風日である場合に 焦点をあて、それぞれ1事例を解析した。

5月31日の強風日の場合には、観測域では同じような 風が吹くという仮定を用いることにより、水平風の2成 分(風向と風速)を求めることができた。

7月26日の弱風日の場合には、DLでは7時から8時 にかけては北北西からの約1~3ms⁻¹の風が吹いていた が、時間とともに南風に変わってゆくのが見られた。こ うした時間変動は、気象観測露場や熊谷地方気象台の観 測データにも見られ、気象庁メソ気象モデル(MSM)の 1000hPa 面の風の空間分布から北関東スケールで起きて いたことが分かった。また、早朝から9時ぐらいまで北 北西 - 南南東の走向に強風と弱風のペアが複数並ぶのが 観測された。強風と強風の間の幅は約100mであり、ま たその鉛直スケールも100m あり、風のペアの縦横幅は 1のオーダーであった。こうした風のペアを作ったのは、 地上から約100m の高さの大気境界層内における対流で あったと考えられる。

謝 辞

DLの購入・運用に関して、松井秀郎・地球環境科学部長、 川野良信・前環境システム学科主任、河野忠・環境システム 学科主任、地球環境科学部事務室の岩崎秀男氏をはじめ、環 境システム学科の先生方にはお世話になりました。心より感 謝します。

参考文献

- Asai, T., 1970: Three-dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow. J. Meteor. Soc. Japan, 48, 18-29.
- Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turning

the direction with height. J. Meteor. Soc. Japan, **50**, 525-532.

- Bilbro, J. W., G. Fichtl, D. Fitzjarrald, M. Krause and R. Lee, 1984: Airborne Doppler lidar wind field measurements. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 348-359.
- Fujiwara, C., and Y. Fujiyoshi, 2014: Detection of "invisible waterspout" using 3D scanning Doppler lidar. SOLA, 10, 127-130.
- Fujiwara, C., K. Yamashita, M. Nakanishi and Y. Fujiyoshi, 2011: Dust devil-like vortices in an urban area detected by a 3-D scanning Doppler lidar. J. Appl. Meteor. Climatology, 50, 534-547.

岩渕真海 2012: ドップラーライダー観測データ品質管理手法

の開発と性能評価,高層気象台彙報,70,23-30

- 光田寧,水間満郎, 1964:超音波風速計とその試作. 天気, 11, 33-40.
- 水谷耕平・石井昌憲・森一正・藤吉康志・藤原忠誠,2014: 高層気象観測の発展と現状.気象研究ノート(水野量・上 窪哲郎・定村努編集),229,83-122.
- 岡本雅典, 1966:超音波風速・温度計による測定された乱れ の顕熱フラックス. 天気, 13, 367-368.
- 豊田康嗣,中屋耕,橋本篤,松宮央登,田中伸和,2009;ドッ プラーライダを用いた風速観測手法についての検討,研究 報告 N08032,電力中央研究所報告,32.

Doppler Lidar Observation of Horizontal Winds at Fine Weather Days at Kumagaya Campus of Rissho University

TAKASAKI Yoshinori*, YOSHIZAKI Masanori**, WATARAI Yasushi**, NAKAGAWA Kiyotaka**, HAISHIMA Tetsuya***, and TAKEI Yu-ki***

* Graduate Student, Faculty of Geo-Environmental Sciences, Rissho University ** Faculty of Geo-Environmental Sciences, Rissho University *** Student, Rissho University

Key words: Doppler lidar, Strong wind day, Weak wind day, Atmospheric boundary layer