

都市近郊における大気境界層の観測 —不安定時と中立に近い時の乱流構造の比較—

Observations of the Atmospheric Boundary Layer in the Suburbs of the City —Comparison of Turbulence Structures under Unstable and Near-Neutral Conditions—

堀口光章

Mitsuaki HORIGUCHI

Synopsis

Observations of the turbulence in the atmospheric boundary layer have been made in the summer season 2013 using sonic anemometer-thermometers on a meteorological tower (55-m tall) of the Observation and Analysis System for Local Unusual Weather and a Doppler lidar in the Ujigawa Open Laboratory. Here, turbulence structures under unstable and near-neutral conditions during one day are compared. Ascending large-scale turbulence structures with the time scale of more than 100 s were detected under unstable conditions. In the afternoon during the daytime, strong winds were observed in the boundary layer. In the evening of the same day, large-scale structures were not detected under near-neutral conditions.

キーワード: 大気境界層, 不安定状態, 中立状態, 乱流構造, ドップラーライダー

Keywords: atmospheric boundary layer, unstable condition, near-neutral condition, turbulence structure, Doppler lidar

1. はじめに

科学研究費挑戦的萌芽研究「上空の強風層の降下による地上での災害の発生とその予測に関する研究」(平成24~25年度)の一環として, 防災研究所宇治川オープンラボラトリーにおいて日中には浮力による乱流の生成が大きく不安定な状態が主となる2013年夏季(6~7月)に大気境界層乱流の観測を行った。

今回の観測の主な目的は, 上空の強く吹く風の運動量が地表に向かって輸送される過程に関係して, 地表付近で風が変動する(強い風が吹く)現象を調べることである。観測場所は京都盆地の中央部に位置し, 南西側は大阪方面に開けている。また京都市近郊に位置していて, 北方面は建物や道路などが京都市街中心部へと続き, 乱流の性状への地表面粗度物体の影響が考えられる。

観測結果の一部はすでに報告しているが(堀口,

2014), 今回は接地層における安定度が不安定な時と中立に近い時の乱流構造を比較した結果などを報告する。

2. 観測の概要

観測については, 京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリー(京都市伏見区横大路下三栖東ノ口)(北緯34.9°, 東経135.7°)において行った。今回の観測では, この場所に建てられている観測鉄塔の高さ25 mと40 mに設置された超音波風速温度計(カイジョー製, DA-600)(Photo 1)に加えて, 新たに波長1.54 μm のレーザーを使用したドップラーライダー(Leosphere社製WINDCUBE WLS7)を設置し(Photo 2), 上空40 mから200 mまで20 mおきの高さにおける風速3成分を約4秒おきに測定した。この型のドップラーライダーは, レーザパルスを天頂から約15度傾けられた上空4方向に発射し, 空気中の粒

子（エアロゾルなど）によって後方散乱された光のドップラー変位から、各高度における風の一様性を仮定して風速3成分を求めている。なお、超音波風速温度計について、以降は単に超音波風速計と呼ぶことにする。

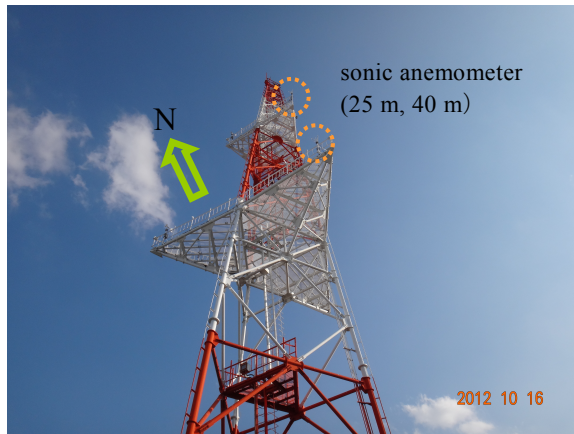


Photo 1 Sonic anemometers on the tower. “N” denotes the direction to the north



Photo 2 Doppler lidar (WINDCUBE WLS7)

ドップラーライダーについて、風速の測定空間（サンプルボリューム）は各設定高度のプラスマイナス13mの高度幅を持ち、レーザーパルス発射角度は天頂より（上記の通り）約15度傾けられ、約1秒ごとに北、東、南、西方向のサンプリングを行って、これが繰り返される。風速データについて、直近の測定をもとに約1秒ごとに風速3成分が出力されるが、4方向のサンプリングで一組のデータが計算されるので、風速データの実質的な測定時間間隔は約4秒である。なお、今回は、計算された風速3成分のデータと共に記録されている視線方向（レーザーパルス発射方向）の風速成分データをもとに風速3成分を計算する（4方向から一組のデータ）処理を観測後に行った。

元々の風速3成分についてのデータではS/N比（信号のノイズに対する比率）が良くない時に欠測とされる処理がなされているが、視線方向の風速成分データはその時でも記録されており、そのデータから風速3成分を求めることが出来る。ただし、風速3成分についてのデータが欠測とされる時には風速値の測定精度が良くないので、その取り扱いには十分に注意を払う必要がある。

また、このドップラーライダーについて、そのサンプリング間隔が普通より長い場合が時々混じっている。詳細は不明であるが、これは測器が自動的に調整を行っているためであると考えられる。そこで、等時間間隔データについての解析を行う後で述べるウェイブレット解析の際に必要なため、オリジナルの記録データより0.1秒間隔で内挿したデータを作成して使用する。

このドップラーライダーでは上空の広い空間での風の一様性を仮定しているの、原理的にそれより小さな空間スケールの風速変動を正確に捉えることはできない。上空ほど各レーザー発射方向における測定空間の水平方向での位置の違いは大きくなるので、測定できる風速変動のスケールも高度に伴い変化する。また、測定空間内における風（水平方向、鉛直方向）の非一様性が実際には存在するために、このドップラーライダーによって測定される風速変動にはそのための影響が現れる可能性がある。実際、水平風速のパワースペクトルを超音波風速計によるものと比較すると、0.004~0.2 Hzの周波数帯でドップラーライダーによるパワーの方が大きくなっている解析例が報告されている（Cañadillas et al., 2011）。

接地層での安定度については、その指標 z/L （例：Kaimal and Finnigan, 1994）を鉄塔に設置されている高さ40 mの超音波風速計による測定から評価する。ここで、 z は測定高度、 L はObukhovの長さである。この z/L の値は、乱流による熱フラックスが下向きになる上空の方が温位の高い安定成層時にはプラスの値、熱フラックスが上向きになる不安定成層時にはマイナスの値、熱フラックスによる寄与が小さい時（中立に近い時）にはゼロに近くなる（Stull, 1988）。なお、この z/L の値を求める際の運動量と熱のフラックスの計算においては、平均流が厳密には水平面より上向き（吹き上げ）あるいは下向き（吹き降ろし）になっている可能性を考慮して、平均流方向を含む鉛直断面内で平均流ベクトルに直交する方向へのフラックスを計算している。

この場所での超音波風速計は、水平風速変動を測定する2組のプロブヘッドと鉛直風速変動を測定する1組のプロブヘッドが支柱から同じ側に取り付けられている主風向限定型のプロブ（TR-61A）

を使用しており、これが北方向に向けて設置されている。また、鉄塔の上下2段の各デッキ北西端に超音波風速計は設置されており、南寄りと東寄りの風の場合には、プローブの支柱以外にも鉄塔の塔体やデッキからの影響を受ける (Photo 1参照)。そこで、乱流統計量についての平均化時間を30分とし、その間での平均風向が北からプラスマイナス60度以内の場合のみを解析対象としている。なお、この平均化時間30分のデータを1パートとも呼ぶことにする。

なお、地表面粗度物体による風速分布への影響を表す指標として地表の粗度長は、0.1~1.7 mという値が2012年12月から2013年3月にかけて行った中立に近い状態での接地層乱流の観測例より平均風速についての対数則鉛直分布を仮定することにより求められている (堀口・辰己, 2013)。ここで、中立に近い状態の基準として、 z/L の大きさが0.2未満という条件を用いている。この粗度長を求めた観測例について、風向は上記と同じ条件を満たしている北寄りの風の場合を選んでいますが、観測例の間で大きなばらつきがある。

3. 不安定時と中立に近い時の乱流構造の比較

不安定な状態と中立に近い状態での乱流構造を比較するために、その両方の状態が一日間のうちに存在した2013年7月19日における観測データを解析し

た。

この日の天候は、京都地方気象台 (京都市中京区西ノ京笠殿町38) の記録 (気象庁ホームページ, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>参照) によれば、9時と15時は薄曇、21時には晴という天気であった。またこの日は北寄りの風が続き、観測鉄塔 (宇治川オープンラボラトリー) 高さ55 mの風車型風向風速計による10分間ごとの風向 (毎秒の16方位に分けた風向から10分間での最多風向) は、西北西から北の範囲であった。風の強さについては、日中午後から夕方にかけて強くなるという変化をしており、これについては後で議論する。

Fig. 1に、7月19日の一日間における30分間ごとに求めた安定度の指標 z/L 、摩擦速度 u_* (高度40 mでの測定より)、および高度40 mと25 mにおける (水平面内) 平均流方向風速成分 (u) を示す。なお、高度25 mでは、高度40 mでの (水平面内) 平均流方向と同じ方向に u 成分を取っている。摩擦速度 u_* ($=[-(\overline{u'w'})_0]^{1/2}$) は、運動量輸送量から求められる

接地層における特徴的な速度の大きさである。ここで、 w は鉛直方向風速成分、 $'$ は変動成分、 $-$ は時間平均であり、添え字0は地上での値を示しているが、ここでは高度40 mでの超音波風速計による測定値より求めている。

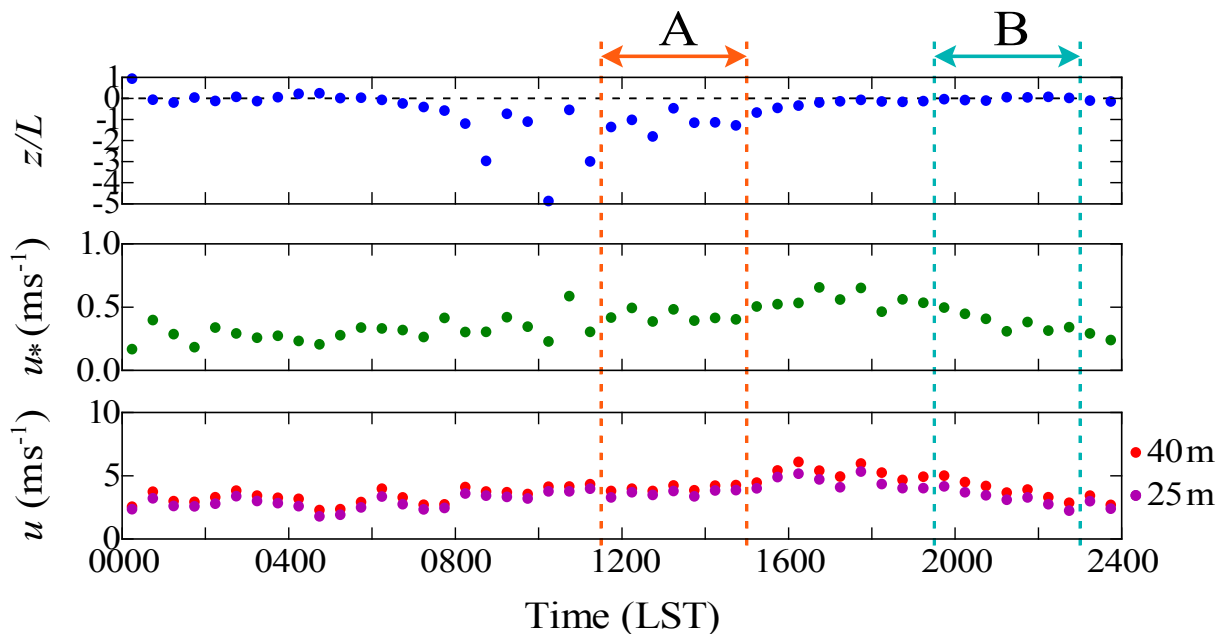


Fig. 1 z/L , friction velocity (u_*), and u velocity components at 40 m and 25 m on July 19, 2013. Periods for the analysis (case A: 1130–1500, case B: 1930–2300) are also shown

Fig. 1を見ると、接地層における安定度は、夜間にほぼ中立に近い状態 (z/L の大きさが0.2未満)であったのが日中は不安定 ($z/L < -0.2$) になり、その後、夕方から夜になって再び中立に近い状態となっている。

この日のうち、日中に不安定な状態 ($z/L = -1.8 \sim -0.5$) であった11時30分から15時までの時間帯 (ケースAとする) と、夕方から夜にかけて中立に近い状態 ($z/L = -0.1 \sim 0.0$) となった19時30分から23時までの時間帯 (ケースBとする) を選び、乱流構造の出現状況を比較する。不安定なケースについては、中立に近い状態との比較のためにその不安定さの程度が大きい ($z/L \leq -2.0$) 時は除いて、最も z/L の値の7パートにおける平均が小さい期間であり、中立に近いケースは、最も z/L の絶対値の (7パートにおける) 平均がゼロに近い期間である。

ここで、30分間の1パートが7回続く、すなわち合計3時間30分と長い時間の観測を一つのケースとして扱っているのは、一つのケースで大きな規模の乱流構造もある程度の個数含み、その間での平均的な状況を把握できるようにするためである。

高さ40mの超音波風速計による平均流方向風速成分 u の30分間での平均風速は、不安定時のケースA (11時30分～15時) で 3.8 m s^{-1} から 4.2 m s^{-1} の範囲、中立に近い時のケースB (19時30分～23時) では 5.0 m s^{-1} (19時30分～20時) から 2.8 m s^{-1} (22時30分～23時) へと変化していた。接地層における特徴的な速度の

大きさを示し、下方への運動量輸送の変化に対応する摩擦速度 (u_*) の値は、ケースAで $0.38 \sim 0.49 \text{ m s}^{-1}$ 、ケースBで $0.31 \sim 0.49 \text{ m s}^{-1}$ と違いは少なかった。しかし、高さ40mで乱れの強さ (u の標準偏差の平均値に対する比) はケースAで $0.25 \sim 0.42$ 、ケースBで $0.19 \sim 0.25$ であり、不安定時の方が乱れは大きいという特徴がある。

ドップラーライダーによる10分間ごとの平均風速 (水平風速の平均) の一日のうちの時間変化を見ると (Fig. 2)、日中、強風域が時々短い時間出現している状態であったのが、午後おそく (15時半頃) から全層で風が急に強くなり、この強風が夕方18時頃まで継続している。Fig. 2に示すようにこの時間付近で、ドップラーライダー観測の最上層は欠測となっているが、いったん弱くなった強風層がまた19時頃に上空 (高さ60 m程度より上) に出現し、一時弱くなることがあるものの、21時ごろまで確認することができる。強風層の中でも最も大きな平均風速値は、16時20分からの10分間の平均として高度80 mで 9.2 m s^{-1} が観測されている。

上空の強風層の出現に伴い、地上近くでの超音波風速計 (高さ40 m) によっても15時から30分間での平均流方向風速成分 u の平均が 4.4 m s^{-1} であったのが15時30分からの30分間では 5.4 m s^{-1} へ、さらにその後16時から30分間では 6.1 m s^{-1} へと増加している (Fig. 1参照)。

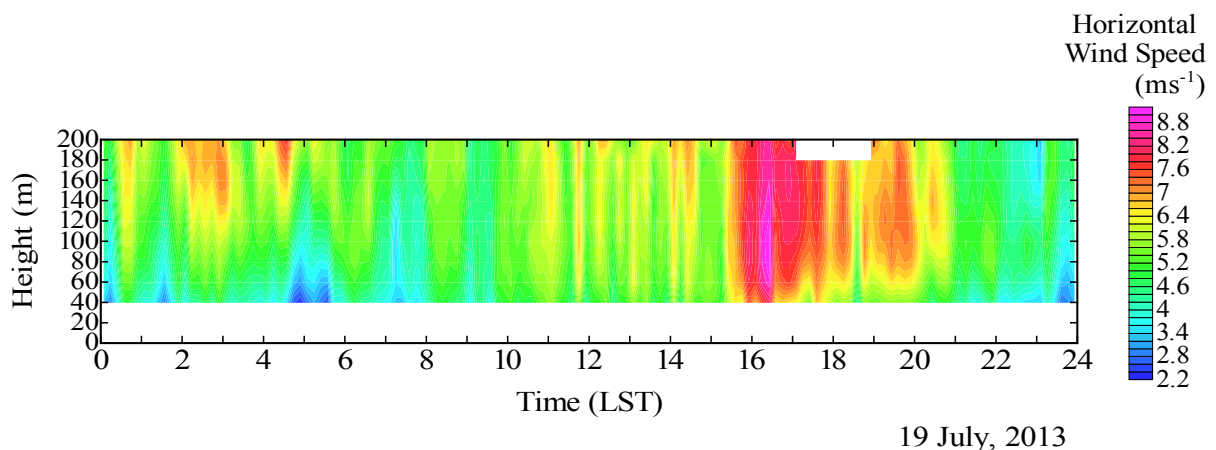


Fig. 2 Time–height cross section of average horizontal wind speeds observed by the Doppler lidar

この日の午後の風速の増大は、昼間における混合層の発達により、上空の強く吹く風の運動量が乱流により下方へ輸送され境界層下層でも風速が強くなり、その影響が夜まで残ったのではないかと推測される。京都周辺で日中、真昼の頃以降に、南西から風が吹くことがあり、局地風である海風の侵入あるいは広域海風によるものと考えられた(堀口, 2006)。この局地風による影響については、風向が北寄りであることからこの日については当てはまらないと考えられる。ここで、広域海陸風は、地表面の加熱による熱的低気圧(高気圧)や海陸風と山谷風の結合、一般風の効果などにより、通常の高気圧より広い領域で強く吹く風系である。

なお、風速が急に強くなった午後おそくの時間帯に気象擾乱による影響がなかったかどうかについては、参考資料として宇治川オープンラボラトリーの露場内に設置して上空、やや北方向に向けて撮影していたタイムラプスカメラによる画像で、積雲や積乱雲の通過は見られなかった。

Fig. 3に不安定時(ケースA)の11時30分から30分間のドップラーライダーと超音波風速計(高さ40 m)による(水平面内)平均流方向風速成分 u (図の上段)

と鉛直方向風速成分 w (図の下段)の時間変化を示す。ドップラーライダーについては時間高度断面図、超音波風速計についてはその下の折れ線グラフで示している。なお、ドップラーライダーについては、測定高度40 mの(水平面内)平均流方向に各高度での風速成分 u を取っている。

Fig. 3(上段)では、地表近くから上空200 m付近まで上向き鉛直風速を示す大きな構造が時々見られ、地表付近の大気が暖められることにより生じた上昇流域であるプルームの構造(例: Kaimal and Businger, 1970)と考えられる。なお、上昇流の強さは11時51分頃に見られる上昇流域について、高度100 mで 2.6 m s^{-1} に達し、高さ40 mでの超音波風速計では鉛直風速 4.8 m s^{-1} が観測されている。この上昇流域の通過直後、平均流方向風速成分(Fig. 3下段)では、あまり大きくはないが地表付近から上空まで広がった強風域が見られる。この上昇流域の前、11時37分から38分頃の別の上昇流域(高さ40 mの超音波風速計では上昇流があまりはっきりしない)では、その通過後に平均流方向風速成分が大きい領域がドップラーライダー、超音波風速計の両方のデータに現れ、長く継続している。

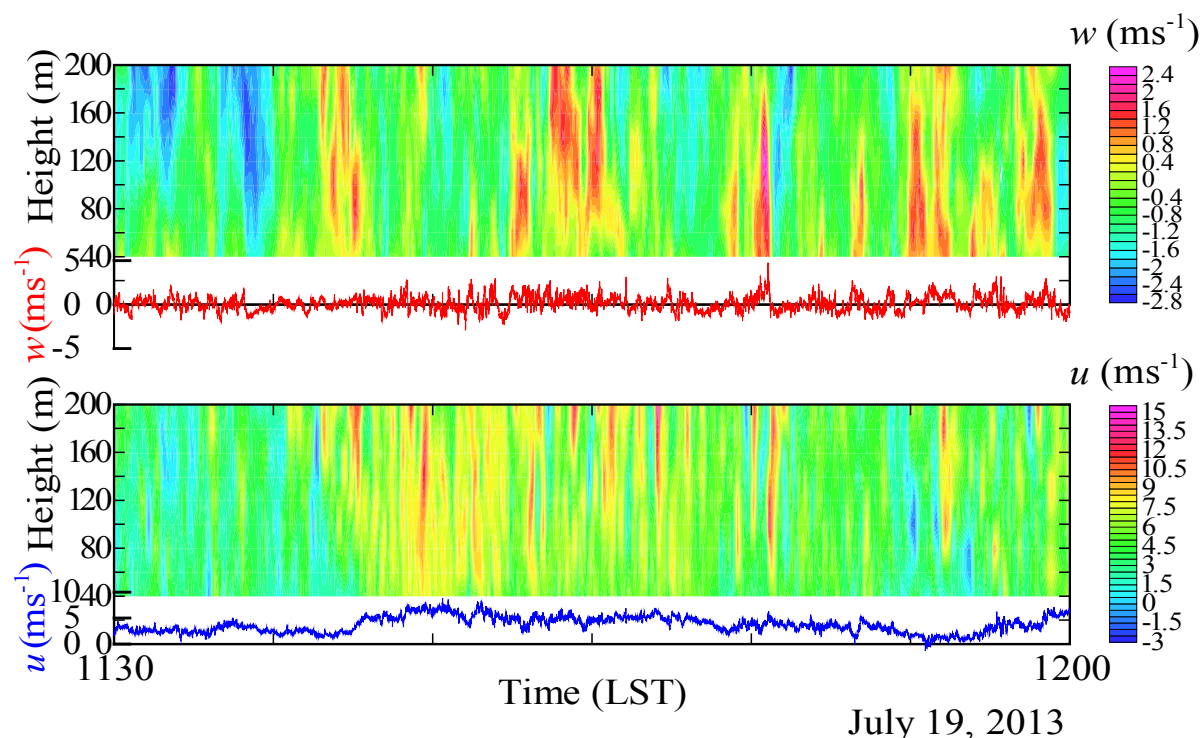


Fig. 3 Streamwise (u) and vertical (w) velocity components observed by the Doppler lidar (time–height cross sections) and the sonic anemometer at 40 m (graphs). The data are obtained during 1130–1200 on July 19, 2013

Fig. 4には、中立に近い時（ケースB）の19時30分から30分間のデータを示す．なお、ドップラーライダーによる風速成分 u と w の等値線の色分けはFig. 3とは異なっており、この時間帯での各風速成分の変動幅に合わせている．そのため、風速の変動が見やすくなっている．Fig. 4上段のドップラーライダーによる鉛直方向風速成分データを見ると、時間として長く継続する、あるいは鉛直方向に広がった大きな構造は見られなくなっている．上昇流の強さも、最も上向きの大きな値が高度60 mでの 1.0 m s^{-1} という程度である．平均流方向風速成分（Fig. 4下段）についても、あまり大きな構造は見られない．この傾向は、超音波風速計による風速成分 u と w のデータでも見られる（Fig. 4上段と下段の折れ線グラフ）．

各ケースで全時間にわたる風速成分 u と w に対して Mexican Hat 函数を用いた連続ウェーブレット変換を行い、ウェーブレット分散スペクトルから卓越する乱流構造の時間スケールを調べる．この時間スケールは、Mexican Hat 函数のウェーブレットがプラスの値となる長さに相当し、風速変動の規模に対応している．

Fig. 5は不安定な状態にあった時間帯（11時30分～15時、ケースA）について、高さ40 mの超音波風速計による風速成分 u 、 w に対するウェーブレット分散スペクトルである．このウェーブレット分散スペク

トルでは横軸に時間スケールを取り、右側に行くほど大きな時間スケール、すなわち大きな規模の乱流変動を表している．ここでは、目安として100秒以上の時間スケールを「大きな時間スケール」とし、そのスケールにスペクトルでのピーク（解析する時間スケール4～352秒での最大、あるいは最も大きくはないが極大となるピーク）が存在する場合、大きな規模の乱流構造が卓越して存在していることを示している．

Fig. 5を見ると、風速成分 u に対するピークは200秒の時間スケール、 w に対する最も大きなスケールでの（極大の）ピークは160秒に位置している．これらのうち w に対するピークは、Fig. 3で見た上昇流域（プリームの構造）に対応していると考えられる． u についてのピークも、上昇流域に伴って出現した強風域に対応していることが考えられる．

中立に近い状態の時間帯（19時30分～23時、ケースB）でも風速成分 u に対する（極大の）ピークが96秒の比較的大きな時間スケールに見られるが（Fig. 6）、不安定な状態の時間帯でのピークの方が顕著である（Fig. 5）．また、中立に近い状態では風速成分 w に対して大きなスケールにピークは見られず、夜になってプリームの大きな規模の構造がもはや出現しなくなったことに対応していると考えられる．

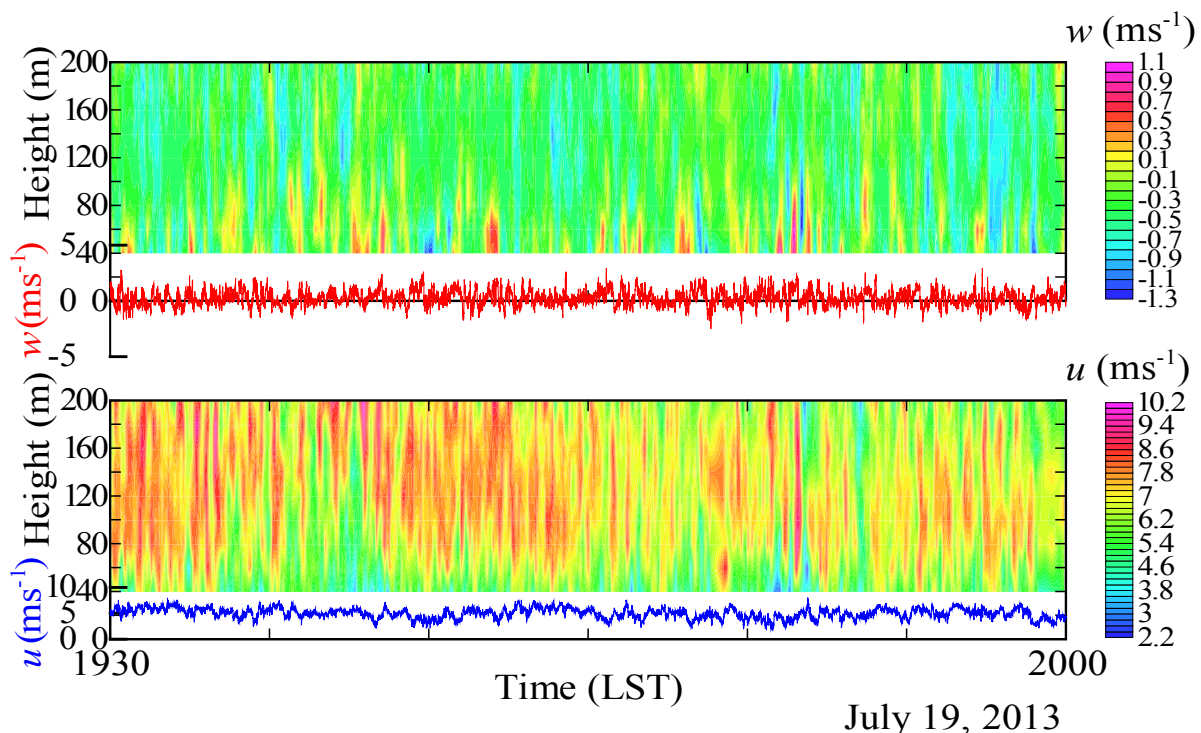


Fig. 4 Streamwise (u) and vertical (w) velocity components observed by the Doppler lidar (time–height cross sections) and the sonic anemometer at 40 m (graphs). The data are obtained during 1930–2000 on July 19, 2013

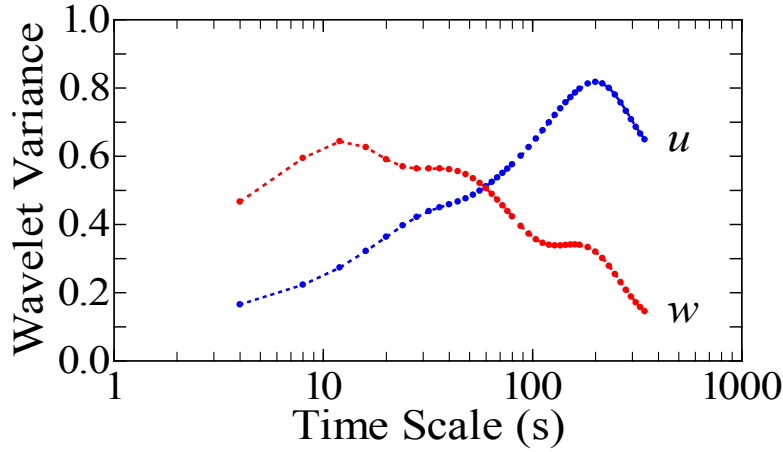


Fig. 5 Wavelet variance spectra for the u and w velocity components measured by the sonic anemometer (40-m height). An unstable case during 1130–1500 on July 19, 2013 is examined

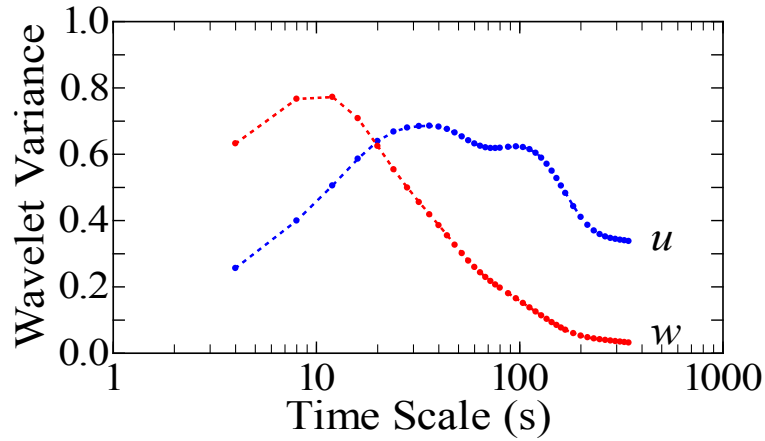


Fig. 6 Wavelet variance spectra for the u and w velocity components measured by the sonic anemometer (40-m height). A near-neutral case during 1930–2300 on July 19, 2013 is examined

ドップラーライダーによる観測での風速成分 u について、超音波風速計データと同様にウェーブレット解析を行う。Fig. 7に不安定な状態にあった時間帯（11時30分～15時、ケースA）についてドップラーライダー各高度の風速成分 u に対するウェーブレット分散スペクトルを示す。なお、Fig. 7においては、線が混み合って判読しづらくなるため、一つおきの測定高度に対してのみスペクトルを示している。この解析の結果によれば、高度120 m以下では大きな時間スケール（100秒以上の時間スケール）にピーク（最大あるいは極大）が見られ、40 m高度では168秒に位置している。これは、超音波風速計（高さ40 m）データについての結果（Fig. 5）に対応したものと考えられる。一方、さらに上空の140 m以上の高度については、大きな時間スケールにピークは見られない。

同じ40 mの高さでも超音波風速計とドップラーライダーではスペクトルの形が異なり、ドップラーライダーによるスペクトルの方が大きな時間スケールでのピークが超音波風速計によるスペクトルでのピークに比べて低くなっている。これについては、第2章で述べたように、ドップラーライダーでは測定空間での風の一様性を仮定していることによる影響が考えられる。

ドップラーライダー観測による風速成分 w についてのウェーブレット分散スペクトルでは、140 m以上の高度で大きな時間スケールにピークが見られ、高度200 mでは時間スケール232秒に極大のピークが位置している（Fig. 8）。高度40 mではピークは見られず、風速成分 u と同様に超音波風速計によるスペクトルとは異なる形になっている。

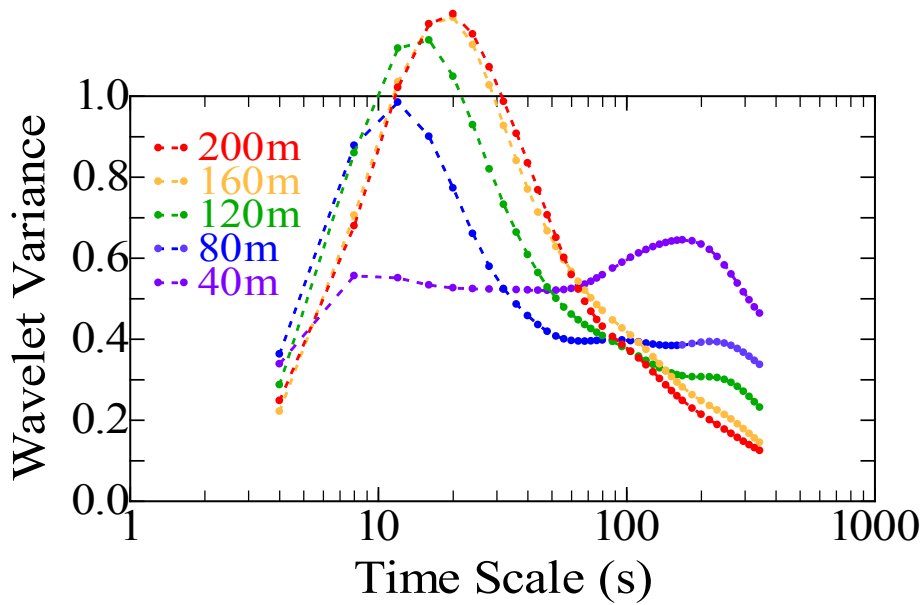


Fig. 7 Wavelet variance spectra for the u velocity component measured by the Doppler lidar. An unstable case during 1130–1500 on July 19, 2013 is examined. Graphs are depicted for the spectra every 40-m level

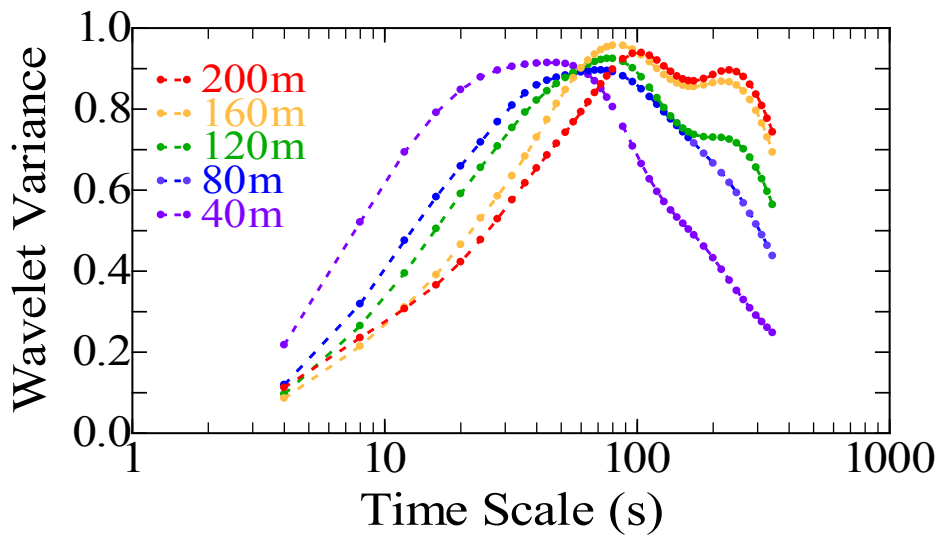


Fig. 8 Wavelet variance spectra for the w velocity component measured by the Doppler lidar. An unstable case during 1130–1500 on July 19, 2013 is examined. Graphs are depicted for the spectra every 40-m level

なお、この日の観測データについては、160 m以上の高度でS/N比（信号のノイズに対する比）が良くなく、観測データでは風速3成分が時々欠測になっている（上空ほど欠測が多い）。しかし、観測データファイルに視線方向風速成分データは残されており、それから風速3成分を計算する処理を行っている（第2章参照）。データの精度について多少の問題はあるが、低い高度のデータによるウェーブレット分散の形と大きく異なることはないので、風速構造の大きさについてのここでの議論には使用できるものと考えられる。

えられる。

次いで、Fig. 9に中立に近い状態の時間帯（19時30分～23時、ケースB）について、ドップラーライダーによる風速成分 u に対するウェーブレット分散スペクトルを示す。不安定な時に見られた下層での大きな時間スケールにおけるピークがはっきりしなくなっている。上層でも大きな時間スケールでの変動は小さくなく、相対的に小さな風速変動が卓越している。これについては、中立に近い状態でプリュームの構造が見られなくなったことと関係していると考

えられる。

ドップラーライダー観測による風速成分 w についてのウェーブレット分散スペクトルでも、高度120 m

で時間スケール204秒に小さな極大のピークが見られる以外、その他の高度で大きな時間スケールにピークは見られない (Fig. 10) .

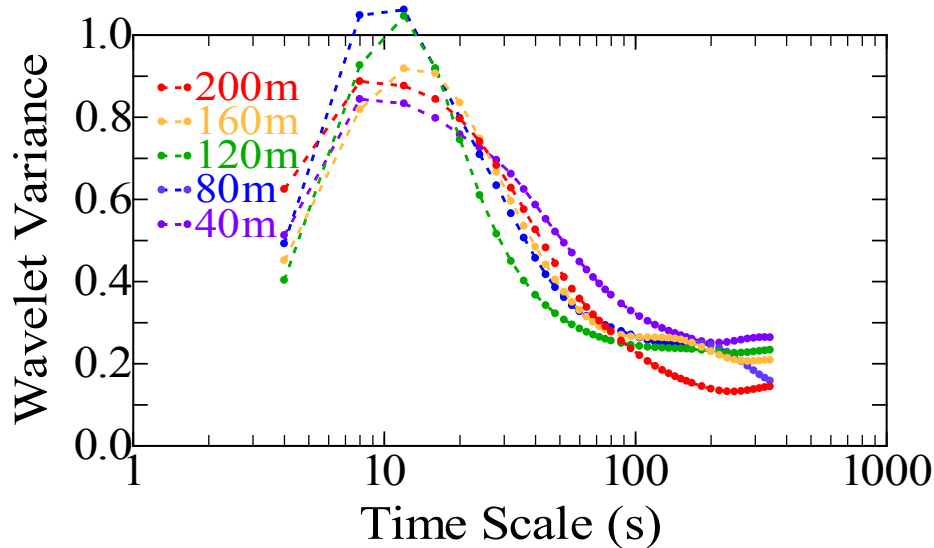


Fig. 9 Wavelet variance spectra for the u velocity component measured by the Doppler lidar. A near-neutral case during 1930–2300 on July 19, 2013 is examined. Graphs are depicted for the spectra every 40-m level

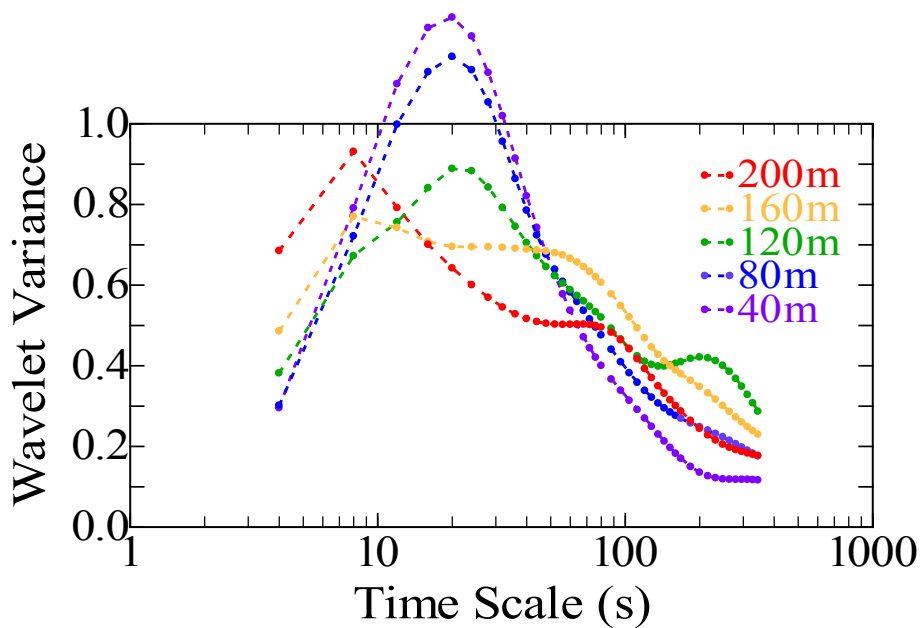


Fig. 10 Wavelet variance spectra for the w velocity component measured by the Doppler lidar. A near-neutral case during 1930–2300 on July 19, 2013 is examined. Graphs are depicted for the spectra every 40-m level

4. 日中午後に見られる風速の急増

第3章で見たように、2013年7月19日のドップラーライダーによる10分間ごとの平均風速の時間変化より (Fig. 2), この日の午後おそく (15時半頃) に地表近くから上空にわたり、風速が急に強くなっていた。そして、これは混合層の発達により、上空の強く吹く風の運動量が乱流により下方へ輸送され、観測高度 (200 m) 以下でも風速が強くなったのではないかと推測した。ここでは、前章で解析した不安定な状態の11時30分から15時までの時間帯 (ケースA) と中立に近い状態の19時30分から23時までの時間帯 (ケースB) の間に風速が急増したことから、この現象が起きた時間前後での観測結果を調べる。

Fig. 11に風速が急増した時間付近より少し前からの時間帯である15時から30分間のドップラーライダーと超音波風速計 (高さ40 m) による平均流方向風速成分 u と鉛直方向風速成分 w の時間変化を示す。この時間帯での安定度は不安定 ($z/L = -0.7$) であり、風速成分 w のドップラーライダーによる時間高度断面図 (Fig. 11上段) において、地表近くから上空200 mまで広がった上昇流域 (プルームの構造) が見られる。平均流方向風速成分 (Fig. 11下段) を見ると、15時20分頃のかかなり大きな (長い時間の) 上昇流域の出現後に風速の強い領域が断続的に出現して

いる。

Fig. 12には風速が急増した時間付近からその後の時間帯である15時30分から30分間のドップラーライダーと超音波風速計による風速成分 u と w の時間変化を示す。なお、Fig. 11とFig. 12を通じて、ドップラーライダーによる風速成分 u と w の等値線の色分けは同じにしてあり、風速の変化を見やすくしている。この時間帯での安定度も不安定 ($z/L = -0.5$) であるが、次第に中立に近い値へと変化していく過程にある (Fig. 1参照)。

Fig. 12 (上段) によれば、上昇流域が15時42~44分頃に見られるが、その後はあまり大きな上昇流域は見られない。平均流方向風速成分 (Fig. 12下段) については、15時35分頃以降、風の強い領域が広く継続して見られている。

以上のように、風速の急増については、実際には上昇流域や強風域の出現を伴いながら、次第に変化していく現象であることが分かる。

北寄りの風の場合における日中午後の境界層下層での風速の急増は、今回の観測期間中の別の日においても起きていることが確かめられている。ドップラーライダーでは観測できていない200 mより上空の高さでの風の状況が不明であり、混合層の発達と風速の急増との詳細な関係は今後のラジオゾンデを用いた観測や数値実験により調べる必要がある。

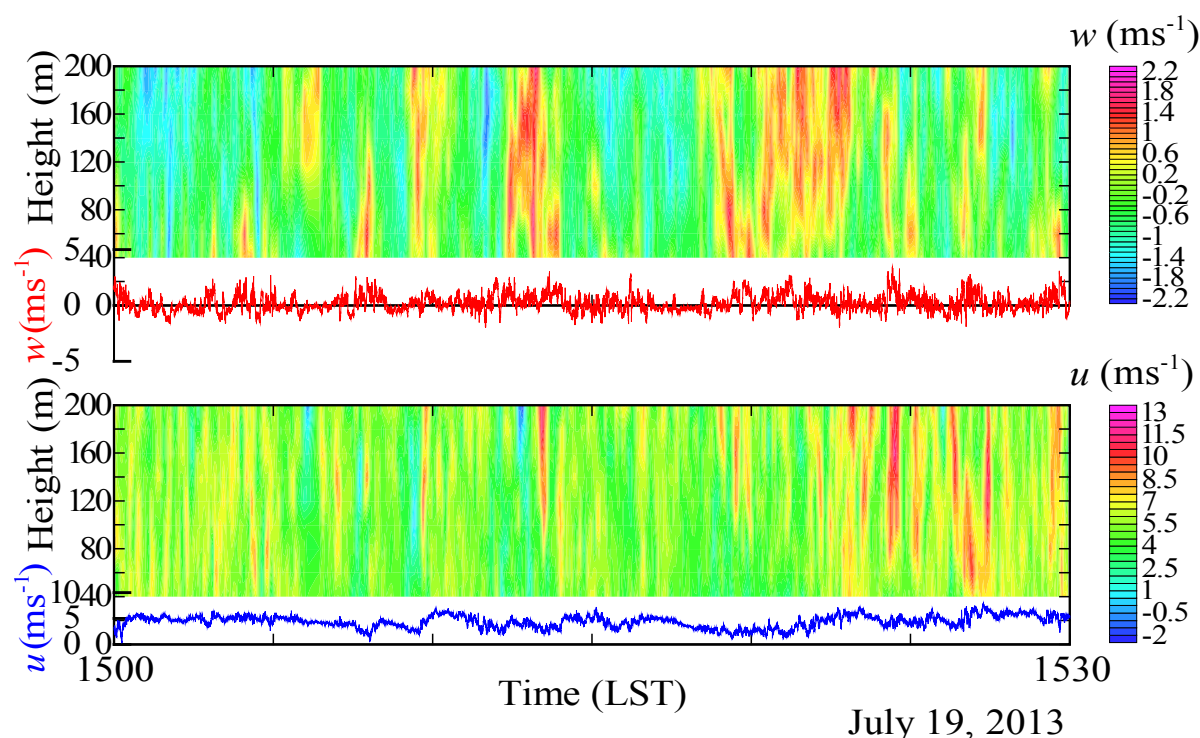


Fig. 11 Streamwise (u) and vertical (w) velocity components observed by the Doppler lidar (time–height cross sections) and the sonic anemometer at 40 m (graphs). The data are obtained during 1500–1530 on July 19, 2013

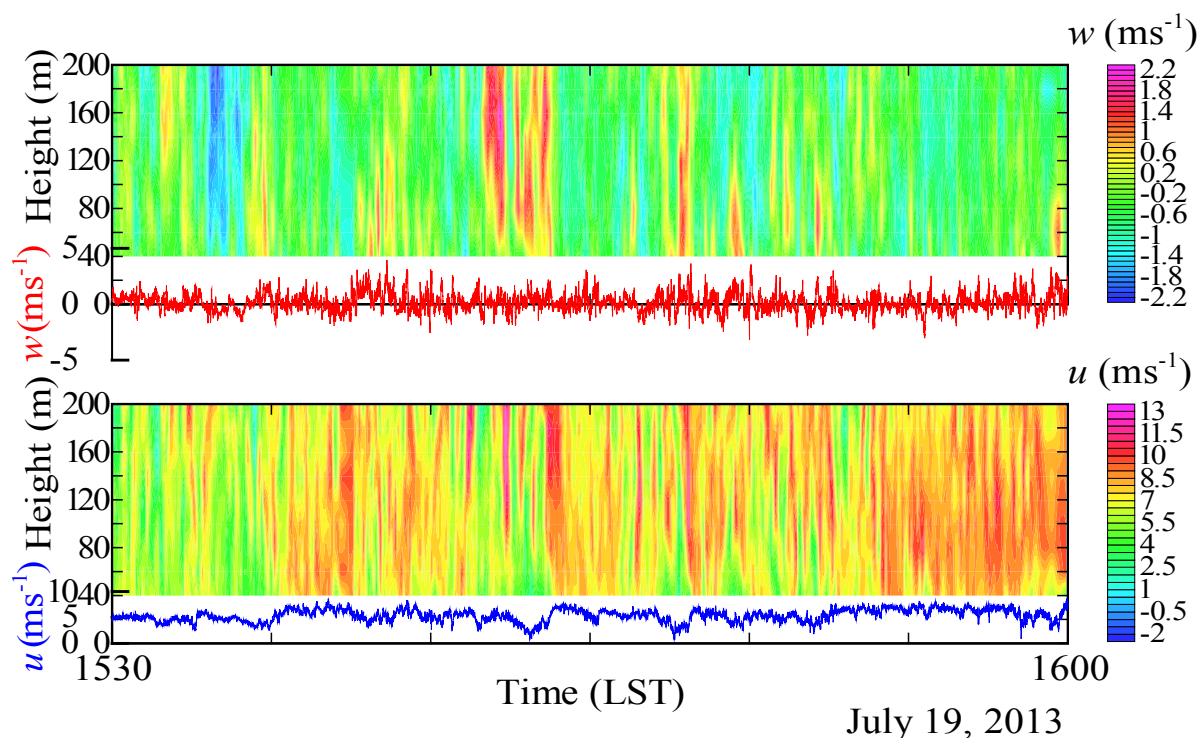


Fig. 12 Streamwise (u) and vertical (w) velocity components observed by the Doppler lidar (time–height cross sections) and the sonic anemometer at 40 m (graphs). The data are obtained during 1530–1600 on July 19, 2013

5. おわりに

中立に近い時と比較して，不安定時に大きな規模の乱流構造が地表近くの風の変化に影響している例を調べた．今後，地表近くでの強風の発生への乱流構造の影響，特に都市近郊での境界層における特性に注目し，解析を進める予定である．観測については，今回と同様に，上空の風を観測できるリモートセンシングの機器を使用した研究を今後も進める予定である．

謝 辞

本研究はJSPS科研費24651208の助成を受けたものである．また，宇治川オープンラボラトリーでの観測については，京都大学防災研究所附属流域災害研究センター，気象・水象災害研究部門，技術室の方々のご協力，ご支援によるものである．ここに記して謝意を表する．

参考文献

- 堀口光章 (2006) : 都市近郊における大気境界層の観測，京都大学防災研究所年報，第 49 号 B，pp. 451-458.
- 堀口光章 (2014) : 都市近郊における大気境界層の観測—不安定時の乱流構造—，京都大学防災研究所年報，第 57 号 B，pp. 239-247.
- 堀口光章・辰己賢一 (2013) : 都市近郊における大気境界層の観測—接地層における乱流の性状—，京都大学防災研究所年報，第 56 号 B，pp. 291-298.
- Cañadillas, B., Westerhellweg, A. and Neumann, T. (2011): Testing the performance of a ground-based wind lidar system, DEWI Magazin, No. 38, pp. 58-64.
- Kaimal, J.C. and Businger, J.A. (1970): Case studies of a convective plume and a dust devil, Jour. Appl. Meteorol., Vol. 9, pp. 612-620.
- Kaimal, J.C. and Finnigan, J.J. (1994): Atmospheric Boundary Layer Flows, Oxford University Press, 289 pp.
- Stull, R.B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 670 pp.

(論文受理日：2015年6月11日)