

黄土高原南部における大気境界層高度の季節変化及び日内変化 —夏季における対流雲の発生と大気境界層の発達過程に着目して—

*西川 将典¹・檜山 哲哉²・高橋 厚裕³・李 薇¹・樋口 篤志⁴・福嶋 義宏³

- 1: 名古屋大学 大学院環境学研究科
- 2: 名古屋大学 地球水循環研究センター
- 3: 総合地球環境学研究所
- 4: 千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

1. はじめに

ウィンドプロファイラレーダ (Wind Profiler Radar, 以下 WPR) は、上空の3次元風速や乱流強度の鉛直プロファイルの高い空間・時間分解能で観測できる利点を持つ。そのため、1990年代の WPR の実用化以降、大気境界層 (Atmospheric Boundary Layer, 以下 ABL) を含む対流圏下層の乱流特性に関する連続的なデータを容易に取得できるようになった。WPR を用いた初期の ABL 観測は、この利点を生かし快晴日のみの ABL 構造の把握を中心に研究が進展した [例えば *Angevine et al.*, 1998]。最近では、地表面状態の違いによる ABL 構造の不均一性など、様々な問題についても議論されている [例えば *Banta and White*, 2003]。

WPR を用いた ABL 観測は、これまで WPR の観測網がいち早く整備された欧米における平坦かつ均一な地表面上での観測が大部分を占めていた。しかしながら欧米以外の様々な地表面状態下における ABL 観測は現在までほとんど行われておらず、特にユーラシア大陸内陸部 (本研究が対象にしている中国・黄土高原なども含まれる) における報告は無い。また、従来の観測的研究は、Flatland プロジェクト [*Angevine et al.*, 1998] に代表されるように、観測期間が数ヶ月間のキャンペーン的な研究がほとんどであり、観測期間が数年にわたる長期連続的な ABL 観測はほとんど行われていなかった。このため、ABL 高度が ABL と自由大気との間のエネルギーや水物質の交換において重要であるのにも関わらず、その日内変化や季節変化など基礎的なデータの積み上げがなされていなかった。

我々は黄土高原南部において、2004年6月から現在まで継続的な ABL 観測を行っており、一部のデータ欠損期間を除き、WPR データの長期連続的な取得に成功している。ここでは、黄土高原南部における 2005 年の ABL 高度の季節変化と日内変化について報告を行う。特に夏季における ABL 高度の日内変化を、対流雲の発生に着目して考察を行った。

2. 観測とデータ

2-1. 観測サイト及び観測の概要

ABL 観測は中国科学院・長武農業生態試験所の小麦圃場 (35.24°N, 107.68°E, 標高 1224 m) において 2004年6月から現在まで連続的に行われている。1290MHz の WPR (L-28, 住友電工) を用いて ABL 観測を行っており、得られたエコー強度から ABL 高度の算定ができる。本研究では、エコー強度に加えて WPR から得られた3次元風速の解析も行った。また、高さ 32 m のフラックスタワー、地上部及び地下部センサーより構成される陸面接地境界層観測システムから得られた地表面付近の乱流熱輸送量、放射量、及びその他の気象データを使用した。さらに、2005年5月から7月にかけて実施した集中観測時に取得した全天空写真も使用した。観測サイトと観測の詳細は、[*Hiyama et al.*, 2005] に記載されている。

2-2. ABL 高度の算出方法

2-2-1. slab model

日中の ABL 高度は主に浮力 (仮温位) フラックスの積算量に依存すると考えられている。浮力フラックスから ABL 高度を推定する代表的な方法として、slab model が提唱されている [*Tennekes*, 1973; *Garratt*, 1992]。slab model は、ABL 内の温位を slab (平板) のように一定値とし、鉛直1次元のエネルギー保存則

を適用したモデルであり、以下のように表される。

$$Z^2 = Z_0^2 + \frac{2(1+2\varepsilon)}{\gamma} \int_0^t \overline{(w'\theta'_v)} dt \quad (1)$$

ここで Z_0 は ABL 高度の初期値、 Z_t は時間 t (s) 後の ABL 高度、 $\overline{(w'\theta'_v)}$ は浮力フラックスである。仮温位は仮温度 ($T_v=(1+0.608q)T$, q :比湿) を温位にしたものであるため、顕熱フラックスだけではなく潜熱フラックスの効果も入るが、その効果は比湿 q が小さければかなり小さい。 γ は湿潤断熱減率 ($=0.005$ [Km^{-1}]), ε はエントレインメントフラックスを考慮するためのエントレインメントパラメータである。本研究では、多くの先行研究で一般的に用いられている ε の値として 0.2 を採用した [Garratt, 1992]。この slab model は、ABL の発達時にしか ABL 高度を求められないという適用上の限界がある。しかし、夏季における晴天日や一時的に曇りになる日においては、日中の仮温位フラックスが最大となるときの 4 時間後程度までは適用可能である [Yi et al., 2001]。

2-2-2. median filtering method

median filtering method [Angevine et al., 1994] は、WPR のエコー強度の鉛直プロファイルを用いた ABL 高度の算出法である。ABL 上端では湿度及び温度の高度変化により、大気屈折率の揺らぎが大きくなるため、WPR のエコー強度は通常 ABL 上端付近で最大となることが多い。median filtering method は、エコー強度の最大値を検出し、その平均化時間 (本研究では 30 分) 内で中間値にフィルタをかけて ABL 高度を求める方法である。(1) 式の slab model は浮力フラックスを用いて ABL 高度を推定する方法であるのに対し、median filtering method は WPR の観測から ABL 高度を決定する方法である。そのため現在では、WPR を使用した際の一般的な ABL 高度算出法となっている。この方法の問題点は、ABL 高度に起因したエコー強度のピークの他に、上空に残余層 (residual layer) や対流圏中上層の層状雲の存在によりエコー強度がダブルピーク構造になる場合、その上空のピークを ABL 高度と誤判定してしまうことである [Heo et al., 2003]。ただし、ABL より上空の残余層や対流圏中上層の層状雲の高度は、2 つのピークの位置とエコー強度の時間高度断面図を用いれば、把握することができる。本研究では、エコー強度がダブルピーク構造となり ABL 高度を誤判定してしまった場合、誤判定の原因となった上空のピーク以下の高度で median filtering method により再計算を行い、最終的な ABL 高度を求めた。また、ABL 内の水滴や昆虫等の散乱体の強いエコーを ABL 高度と誤判定してしまった場合にも、同様な方法を用い誤判定の原因となった ABL 内のピーク以上の高度で median filtering method により再計算を行い、最終的な ABL 高度を求めた。これらの操作を行った場合、今後「ABL 高度の補正を行った」と記述する。

3. 結果と考察

3-1. ABL 高度の季節変化

はじめに ABL 高度の季節変化を正確に表現するため、ABL が明瞭に発達する晴天日の抽出を行った。ここで、晴天日とは快晴日に限らず、浅い積雲や雄大積雲などの対流雲が発達する日を含むものとする。つまり、対流圏中下層が層状雲に覆われ日中の ABL の発達が不明瞭だった日を除き、晴天日とした。晴天日の抽出は、陸面接地境界層観測システムの放射量データを使用し、以下の手順で行った。

- 1) 10~16 北京標準時 (中国では首都北京を中心に地方時が設定されているため、黄土高原是北京との位置関係から太陽の南中時刻が 13 時頃と遅くなる。そのため、13 時を中心に前後 3 時間とした) において、《直達日射量の鉛直成分 / 全天日射量》 ≥ 0.5 となる日を晴天日と定義する。
- 2) 日中停電のためデータが一時的に欠損した日や、降雨 (地上に降らなかった降雨も含む) によって ABL の発達が妨げられた日を、WPR の鉛直風速及びエコー強度の時間高度断面図から確認して除外する。

直達日射量の鉛直成分 (直達日射量を、天頂角を用いて地表面と鉛直な成分に換算したもの) と全天日射量との比と、正味長波放射量 (下向き長波放射量から上向き長波放射量を差し引いた値) を図 1 にプロットした。横軸の《直達日射量の鉛直成分 / 全天日射量》は直達日射が全天日射のうちどれだけ地

表面に入射したかを表し、縦軸の正味長波放射量は負の値が大きければ、晴れていたことを示す。横軸 0.5 以下では、横軸の増加に伴い直線的に正味長波放射量が減少した。これは対流圏中下層を覆う層状雲が直達日射量を大きく遮った結果であると考えられる。また、横軸 0.5 以上ではその値によらず、正味長波放射量が変化した。これは上空を積雲が覆っており、積雲の合間から直達日射が地表面に入射する現象を表した結果であると考えられる。このように、図 1 に示すプロットが横軸 0.5 付近を境界として上空の状態に対応して異なる傾向が表れたため、横軸 0.5 以上の場合を晴天日と分類した。

上記 2 つのデータ選択方法において 2005 年の 4 月から 7 月までの 4 ヶ月間で晴天日と分類された日は、合計 36 日であった。抽出された晴天日において ABL 高度の補正を行い、日最大 ABL 高度の季節変化を求めた (図 2)。図 2 上段に示したオメガ値は、総観規模の鉛直流を表すパラメータである。観測サイト周辺において約 5-10 日周期の擾乱が通過した場合、低気圧性の循環場となり、上昇流場 (オメガ値が負) となった。この多くの場合に降雨があり、ABL 高度が決定できなかった。また、観測サイトにおける日最大 ABL 高度は、見かけ上浮力フラックスの増減にあまり対応せず、日々のばらつきが大きかった。この傾向は晴天日を抽出し、ABL 高度の補正を行っても変わらなかった。

この原因を見出すため日の出から最大 ABL 高度になる時間までの浮力フラックスを積算し、日最大 ABL 高度とともにプロットした (図 3)。プロットはオメガ値により場合分けをした。日最大 ABL 高度は、(1) 式から推定される ABL 高度を下端として大きくばらついた。つまり、ABL 高度はある程度は浮力フラックスに依存しているが、他の要因により大きくばらついていることが分かった。また、日最大 ABL 高度をオメガ値で場合分けしても、明瞭な関係は得られなかった。

3-2. ABL 高度の日内変化

図 2 や図 3 から ABL 高度には明瞭な季節変化が観測されなかったため、以下では ABL 高度が日々大きくばらつく原因についてより詳細に調べる。2005 年 4 月 21 日から 7 月 31 日までの計 102 日間の晴天日 32 日について、ABL 高度の日内変化を分類し、その発達過程について解析した。日内変化の分類は、median filtering method で決定した補正後の ABL 高度 (Z_{imd_cr}) を真値として、slab model から求めた ABL 高度 (Z_{ical}) と比較することにより行った。日中の Z_{imd_cr} と Z_{ical} が一致しているか否かについて、下記の (2) 式に示す α 値を用いて判断した。また、ABL 高度の日内でのばらつきを下記 (3) 式の β 値を用いて判断した。

$$\alpha = (Z_{imd_cr} \text{ の日内 (10~16 時) 平均値}) / (Z_{ical} \text{ の日内 (10~16 時) 平均値}) \quad (2)$$

$$\beta = \sigma_{Z_{imd_cr}} / \sigma_{Z_{ical}} \quad (3)$$

Z_{imd_cr} と Z_{ical} のそれぞれの日内平均値が同程度 ($0.8 \leq \alpha \leq 1.2$) である場合とそれ以外でデータを区分した。 β 値は 10 時から 16 時の ABL 高度の標準偏差 (σ) の比であり、WPR で観測された ABL 高度の日内のばらつきを、浮力フラックスから推定された ABL 高度の日内のばらつきで規格化したものである。ここでは、 β 値 1.75 をしきい値として、それより大きい場合 Z_{imd_cr} がばらつく、それ以下の場合 Z_{imd_cr} がばらつかないとした。このしきい値は、観測から好天積雲が発達した場合を基準に主観的に決定したものであり、今後客観的な評価を行う必要がある。以上をまとめると、データの分類方法は以下に示す通りであり、ケース 1~3 の代表的な ABL の発達を図 4 に示す。

ケース 1: Z_{imd_cr} と Z_{ical} が一致 ($0.8 \leq \alpha \leq 1.2$)、かつ日内 ABL 高度のばらつき小 ($\beta \leq 1.75$)

ケース 2: Z_{imd_cr} と Z_{ical} が不一致 ($\alpha < 0.8, \alpha > 1.2$)、かつ日内 ABL 高度のばらつき小 ($\beta \leq 1.75$)

ケース 3: 日内 ABL 高度のばらつき大 ($\beta > 1.75$)

ケース 1 は、ABL 内の鉛直風は弱く、快晴または快晴に近い天気であった。快晴の場合を除き、雲形は一日中巻雲や巻層雲が存在するか、午後に若干の浅い積雲が見られた程度であった。ケース 2 は、 Z_{imd_cr} と Z_{ical} が一致しなかった場合であるが、この理由は以下のように説明できる。オメガ値が正の場合、総観規模の沈降流により ABL が押さえつけられるため、結果として α 値が小さくなった ($Z_{imd_cr} < Z_{ical}$)。逆にオメガ値が負の場合、ABL の押さえつけが弱いいため、結果として α 値が大きくなった ($Z_{imd_cr} > Z_{ical}$)。しかし、ケース 1 においても、ケース 2 と同程度のオメガ値が観測されたため、ケー

ス1とケース2の差異を総観気象場(上昇流場か下降流場であるか)のみに帰着することは不可能であった。これは、オメガ値が $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ グリッドの客観解析データを基にしていること、指定面(700hPa、長武においては地上から約1800 m)のデータであることから、実際のABL上の総観気象場を表現していない場合があり得るためである。

ケース3では、午後にABL高度が急速に発達し、 Z_{imd_cr} のばらつきが大きくなった。このケースは、午後にサーマルの発達に伴う強い鉛直風が複数観測された点が大きな特徴とすることができる。それらの鉛直風の一部が、 Z_{imd_cr} よりもさらに高々度に達した現象も計12ケース中6ケース観測された。この場合、ABL高度が急速に発達する同じ時間帯に対流雲が発達、すなわち好天積雲(Cu)や雄大積雲(Cu congestus)が観測されていた。

上記のケース毎の特徴をより明らかにするために、ケース1とケース3のエコー強度のプロファイルを図5に示す。ケース2はケース1と同様なエコー強度のプロファイルを示したのでここでは省略した。ケース1(図5-a)では、ABL高度(丸印)上でエコー強度が急激に小さくなっており、ABL上端のcapping inversion(逆転層)がはっきりと確認できる。これに対しケース3では、午後においてABL高度付近でエコー強度のばらつきが大きく、ABL上端のcapping inversionは確認できなかった。

3-3. 考察

以上の結果を基に考察を行う。ケース1,2とケース3はABLと対流雲の発達過程の差異として考察できる。ケース1,2ではABL上端でcapping inversionがあり、基本的には総観規模の沈降流に押さえつけられるため、ABLの発達は抑制される。また、このときのABL内の鉛直風は弱い。ケース3では、ABLの発達はケース1,2とは異なり、積雲の影響が大きいケースであったと考えられる。サーマルが発達し、空気塊が「持ち上げ凝結高度」 Z_{LCL} (実際のABL高度(Z_i)とほぼ一致と仮定)において飽和水蒸気圧に達し、好天積雲が生じる。WPRの観測から得られたABL高度(Z_{imd_cr})は、積雲内部のエコー強度が最大となる高度、つまり水蒸気密度が最も高くなる高度を検出していると考えられる。このケースでしばしば観測された Z_{imd_cr} よりもさらに高い高度に達した強い鉛直風が、好天積雲の発達に伴う鉛直風であったと推測される。好天積雲が「自由対流高度」 Z_{LFC} に達し雄大積雲に発達したか否かの議論は、今後マイクロ波放射計から得られた気温の鉛直プロファイルから Z_{LFC} を求めて評価する必要がある。

以上のように、本研究からAngevine et al., [1994]のmedian filtering methodは、積雲内部のエコー強度が最大となる部分をABL高度として誤判定してしまうことが明らかとなった。好天積雲の発達時に、median filtering methodを用いてABL高度を求めた際には、注意が必要である。

4. おわりに

晴天日を抽出し、WPR観測から得られたABL高度を補正することにより2005年4~7月の黄土高原における日最大ABL高度の季節変化を明らかにした。その結果、日最大ABL高度は浮力フラックスに対応した季節変化をあまりしておらず、ABLの発達過程の違いによる日々の変動が大きいことが分かった。そこでABL高度の日内変化について3つのケースに分類し、それぞれのケースの記述を行った。2005年4月21日から7月31日までの計102日間の晴天日32日において、ケース1は12日(全期間の12%)、ケース2は8日(全期間の8%)であった。午後にABLが急速に発達するケース3は12日(12%)であり、その中でも強い鉛直風が高い高度にまで達するケースは6日(6%)あった。このような午後にABLが急速に発達するプロセスは、好天積雲の発達と関連があることが明らかとなった。好天積雲発達時にmedian filtering methodを用いて求めたABL高度(Z_{imd_cr})は、好天積雲内のエコー強度の大きい部分を検出してしまうため、正確なABL高度を表していなかった。よって好天積雲の発達時に、median filtering methodを用いてABL高度を求めた際には、注意が必要である。

ABL観測は黄土高原の台地上で行っているが、ケース3の場合、ABLが急速に発達するのに伴い、地表付近の風向が午前から午後にかけて平坦な台地側から谷側に日変化する現象が多く観測された。そのため、ケース3にみられたABLの発達は、地形の存在による局地循環の効果の結果であると推測で

きる。地形の存在による局地循環の効果として、現在、仮説として以下に示すプロセスを想定している。

- 1) 台地上の地表付近が加熱されることにより、日中、台地面と谷との間で気温差が生じる。その結果、局地循環が生じ、地表付近において風向が台地側から谷側に変化し、強い対流が起こる。
- 2) 強い対流に加えて、顕熱フラックスが大きく、また日中、総観気象場は熱的低気圧が発達し **capping inversion** が弱められた状況であると推測されるため、サーマルが発達し、積雲が急速に発達しやすくなると考えられる。

上記の仮説を検証する場合、本研究のような観測データの解析だけでは、例えば地形の影響を定量評価できない。そこで今後、雲解像モデル (Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS); [Tsuboki and Sakakibara, 2003]) を用いて、黄土高原特有の地形が ABL の発達過程に与える影響について、数値実験を行う予定である。数値実験では地形の影響を評価するために、黄土高原の実地形を入れた場合と、仮想的に平坦な地形にした場合の2つの条件で実験を行う予定である。どのような条件下で強い鉛直風が高い高度まで達するのか、またその場合の局地循環の有無やサーマルの構造、周囲の環境場の特徴に着目し、解析を行っていききたい。

参考文献

- Angevine, W. M., White, A. B., and S. K. Avery (1994), Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler, *Bound.-Layer Meteor.*, 68, 375-385.
- Angevine, W. M., A. W. Grimsdell, L. M. Hartten and A. C. Delany (1998), The flatland boundary layer experiments, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 419-431.
- Banta, R. M., and A. B. White (2003), Mixing-height differences between land use types: Dependence on wind speed, *J. Geophys. Res.*, 108(D10), 4321, doi:10.1029/2002JD002748.
- Garratt, J. R. (1992), *The Atmospheric Boundary Layer*, 316 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Heo, B-H., Jacoby-Koaly, S., Kim, K-E., Campistron, B., Benech, B., and E-S. Jung (2003), Use of the doppler spectral width to improve the estimation of the convective boundary layer height from UHF wind profiler observation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 408-424.
- Hiyama, T., Takahashi, A., Higuchi, A., Nishikawa, M., Li, W., Liu, W., and Y. Fukushima (2005), Atmospheric Boundary Layer (ABL) observations on the “Changwu Agro-Ecological Experimental Station” over the Loess Plateau, China. *AsiaFlux Newsletter*, 16, 5-9.
- Tennekes, H. (1973), A model for the dynamics of inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 30, 558-567.
- Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2003), Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, 243-359, Springer.
- Yi, C., Davis, K. J., and B. W. Berger (2001), Long-term observations of the continental planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 58, 1288-1299.

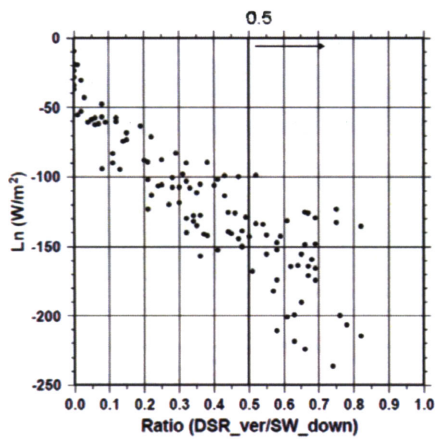


図1. 2005年4~7月に観測された10~16時平均の(直達日射量の鉛直成分 / 全天日射量(下向き短波放射量); Ratio (DSR_ver / SW_down)) と正味長波放射量(Ln)の関係

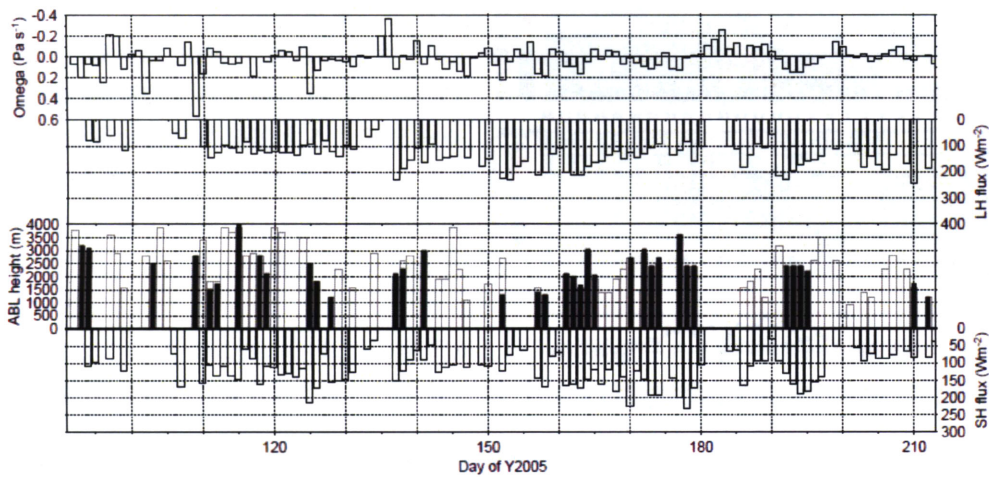


図2. 2005年4~7月における、NCEP/NCAR再解析データ700hPa面00Zのオメガ値(Omega)、日中平均潜熱フラックス(LH flux)、日最大ABL高度(ABL height, 黒塗りは晴天日を抽出後、補正を行った日最大ABL高度。白抜きは補正を行わずに済んだ日最大ABL高度)、及び日中平均顕熱フラックス(SH flux)の季節変化

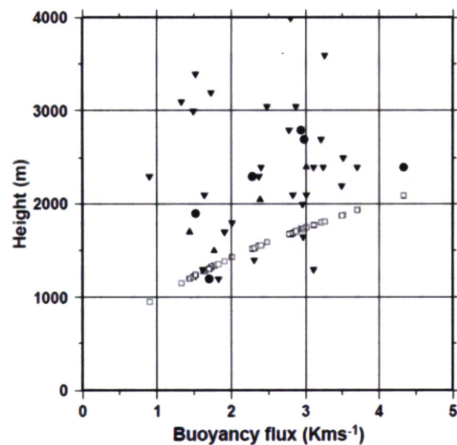


図3. 浮力フラックス(x軸, 日の出から最大ABL高度になる時間までの積算値)と、日最大ABL高度(y軸)の関係
 プロットはオメガ値(700hPa面00Z)により場合分けした(▼: $\omega \geq 0.02$ (下降流場), ●: $-0.02 < \omega < 0.02$ (中立), ▲: $\omega \leq -0.02$ (上昇流場))

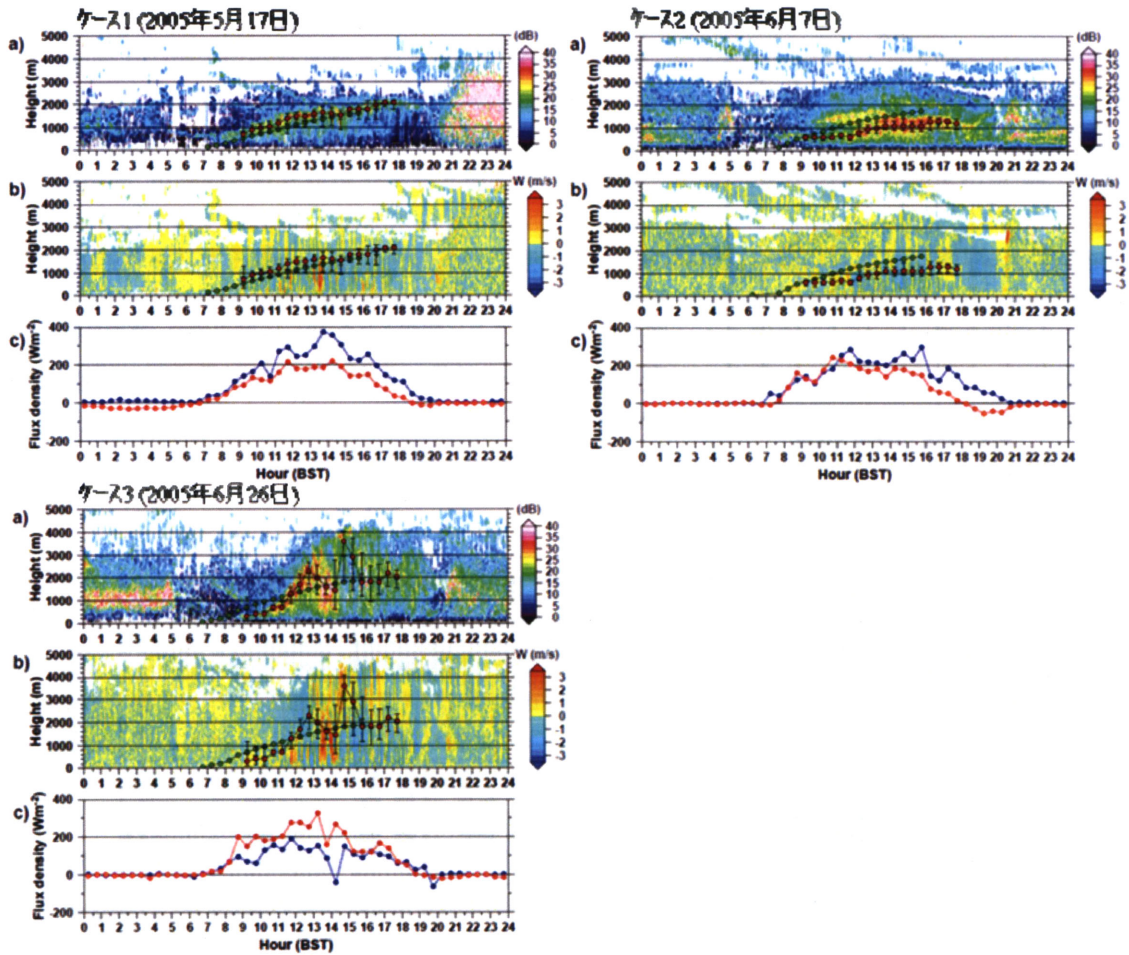


図4. WPR により観測された a) エコー強度の時間高度断面図 (赤丸: median filtering method で求めた補正後の ABL 高度 (Z_{imd_cr}), 緑丸: slab model から求めた ABL 高度 (Z_{ical})), b) 鉛直風速の時間高度断面図 (赤丸, 緑丸は a) と同じ), c) 高度 10 m における顕熱フラックス (赤丸), 潜熱フラックス (青丸) の日内変化.

左上: ケース 1 (2005 年 5 月 17 日, $\alpha = 1.19, \beta = 0.87, \omega = 0.112$), 右上: ケース 2 (2005 年 6 月 7 日, $\alpha = 0.67, \beta = 0.78, \omega = 0.183$), 左下: ケース 3 (2005 年 6 月 26 日, $\alpha = 1.14, \beta = 2.86, \omega = 0.126$)

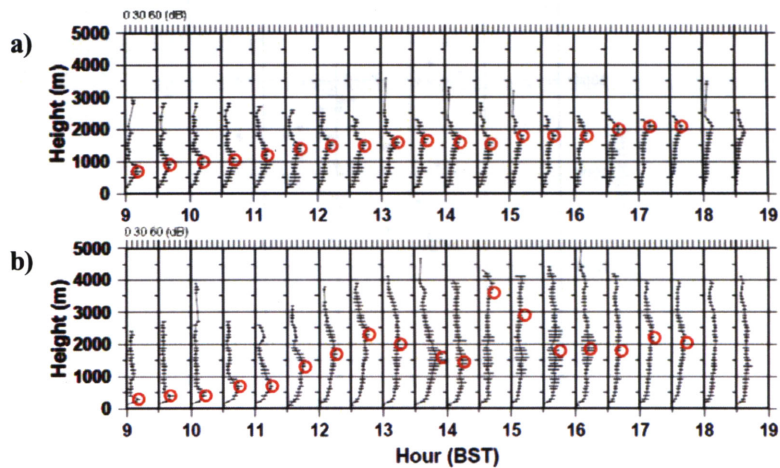


図5. WPR から得られたエコー強度の鉛直プロファイル (30 分平均) の日内変化 (赤丸: median filtering method で求めた補正後の ABL 高度 (Z_{imd_cr})) a) ケース 1 (2005 年 5 月 17 日), b) ケース 3 (2005 年 6 月 26 日)