

夏季京都盆地周辺における驟雨性降水時の 局地風系場の循環について

馬場 賢治
岡田 武士
東 邦昭

(平成 23 年 9 月 22 日提出)
(平成 23 年 11 月 26 日修正)
(平成 23 年 12 月 23 日再修正)

要 旨

夏季の京都盆地付近における晴天日と雨天日の局地風循環の違いについて、2005年から2007年のデータを利用し、メソ気象領域モデルMM5を用いて解析を行った。京都盆地では、日中に若狭湾や大阪湾の海風、及び琵琶湖起源の湖風によって、収束線が形成され、その領域の上昇流の大きさは、1.0m/sを超えている。収束線の形成場所は、その日の若狭湾や大阪湾起源の海風および琵琶湖起源の湖風の勢力の違いにより異なり、且つ、時間とともに移動している。京都盆地内に形成される上昇流は、晴天日には上層大気の成層状態が強く、安定しているため、上昇流が抑えられて、800hPa程度までしか達しない特徴を持つが、雨天日には700hPaを超える範囲まで達する。上昇流の周辺には下降流が形成され、セル状の循環が形成されている。これらのセルの大きさは、京都市市街地付近では大きく、南部の郊外では小さい形状を示していた。また、雨天日の湿数は下層から上層まで小さく、水蒸気を多く含み、雷雨をもたらすような擾乱の指標であるK-indexの値も30を超える大きな値を表していた。このため、雷雨性擾乱の条件が整っており、下層収束が起こることで、より一層雨を伴う驟雨性降水が生じやすい状況であることが確認できた。

キーワード：驟雨性降水，局地循環，海風，湖風，K-index

1. 序章

京都盆地では、古えより雷雲の襲来する方向から名称がつけられている。北部の丹波方面から接近する雷雲を「丹波太郎」、南部の山城方面から接近する雷雲を「山城次郎」、東部の比叡山方面から接近する雷雲を「比叡三郎」とそれぞれ命名されている。村山(2010)は、京都府立桃山高等学校の生徒と観測を行い、醍醐山付近で生じるバックビルディング型積乱雲を「桃山四郎」と命名している。京都盆地の気象特性としては、田中(1981)が宇治川気象観測塔の観測値を基に局地風の発現について解析しており、谷口ら(1995)は観測により、京都市内の風の収束線とその形成場所を指摘している。伊藤(1995)や高田ら(1996)、祖慶(2005)は、様々なモデルを用いて、京都盆地に形成される収束線を示し、近畿地方の複雑な地形の効果、及び大阪湾、若狭湾からの海風と琵琶湖の湖風の影響で生じることを報告している。しかしながら、一般風が弱いときの雷雨を伴うような驟雨性降水の雨天日と晴天日における京都盆地内の循環の差異については言及していない。そこで、本研究では、収束線が形成される京都盆地付近において、雷雨を伴うような激しい降水が観測される日と安定した晴天日について、メソ気象領域モデルMM5を用いて大気場の再現実験を行い、それぞれの大気場の違いについて明らかにすることを目的とする。尚、モデル上では雷の発現については分からないので言及せず、驟雨性降水の可能性について判別を行うこととする。

2. モデルとデータ

MM5 の概要

本研究で使用した The Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model(MM5) は, Pennsylvania State University (PSU) と National Center for Atmospheric Research (NCAR) が共同開発したものである。MM5 は, 特に現象の空間スケールが 2~2000km, 時間スケールが 30 分~数時間のメソスケールとよばれる現象を再現するのに適している。3次元非静力平衡・圧縮性のメソ気象領域モデルであり, 運動方程式, 気圧方程式, 及び熱力学方程式からなる。また, MM5 では様々な物理過程のオプションを選択でき, 雲物理, 積雲パラメタリゼーション, 地表面過程, 大気境界層, 放射がある。雲物理のオプションは, 凝結過程, 衝突併合過程, 融解過程などの微物理過程の条件を設定するためのオプションであり, その設定により, 雲, 雨滴, 氷晶, 雹, 雪などの降水粒子の変化の過程が規定される。次に, 積雲パラメタリゼーションのオプションは, 雲物理を用いて格子点値として陽に表現できない格子スケールよりも小さなスケールの積雲対流による降雨を, パラメータ化して陰に表現する方法を設定するオプションで格子スケールに適しているものを用いる。

気象予報の現業用として開発されたため, 境界条件は, 全球数値予報モデルもしくは領域数値予報モデルの客観解析値データによって与えられる。計算結果は, 地表面では, 10m の風, 2m 気温, 潜熱や顕熱など 28 種類のデータが, 1000~200hPa までの等圧面 35 層では, 水平風, 鉛直風, 温度, 雲水量など 23 種類のデータが出力される。

計算設定

計算は, ネスティング手法を用いて, 9km 格子領域 (D1), 3km 格子領域 (D2), 1km 格子領域 (D3) の 3 領域で行った (図 1)。ネスティングは, D1 の計算結果を D2 へ与え, D2 の計算結果を D3 へ与え計算させ, その計算結果を D2 へフィードバックし, さらに D3 へフィードバックさせる 3 段階のネスティングを行った。いずれの計算格子領域においても水平方向の格子点数は 91×91 である。また, 鉛直座標に気圧準拠の σ 座標系を用いて, 下層ほどメッシュが細かい 35 層とした。

計算設定は標準実験および感度実験ともに雲物理オプションは雲水・雲氷も取り扱うものを適用し (Reisner et al., 1998), 境界層の乱流フラックスのパラメタライズには MRF スキーム (Hong and Pan, 1996) を用い, 積雲パラメタリゼーションには Kain-Fritsch の積雲パラメタリゼーション (Kain and Fritsch, 1990) を用いた。実験の初期値・境界値は気象庁メソ客観解析データから作成し, 計算は対象日前日の日本時間 21 時 (世界標準時 12 時) とし, 24 時間積分を行った。尚, 積分時間の間隔は 27 秒である。

データ

モデルの初期値は, 気象庁メソ客観解析を使用した。解析値は, 00UTC から 3 時間間隔, ランベルト正角円錐座標の 10km 格子である。地表面は, 海面更正気圧, 風向・風速, 気温, 相対湿度であり, p 等圧面は, 高度, 風向・風速, 気温, 相対湿度が含まれている。海水面温度は, NCEP の Real time Global sea surface temperature(RTG-SST) を利用した。また, 標高と土地利用データは U.S. Geological Survey(USGS) から提供された Global Land Cover Characterization(GLCC) データを用いた。水平分解能は 1km である。

また, モデルの計算結果と比較する際に, 気象庁の Automated Meteorological Data Acquisition System(AMeDAS; アメダス) 観測点の風向・風速, 降水量, 気温データ, および, 高層観測ゾンデデータを利用した。降水域については, 合成レーダアメダスを使用した。解析日を選定する際には, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts(ECMWF) の ERA-40 の Geopotential height を用いた。

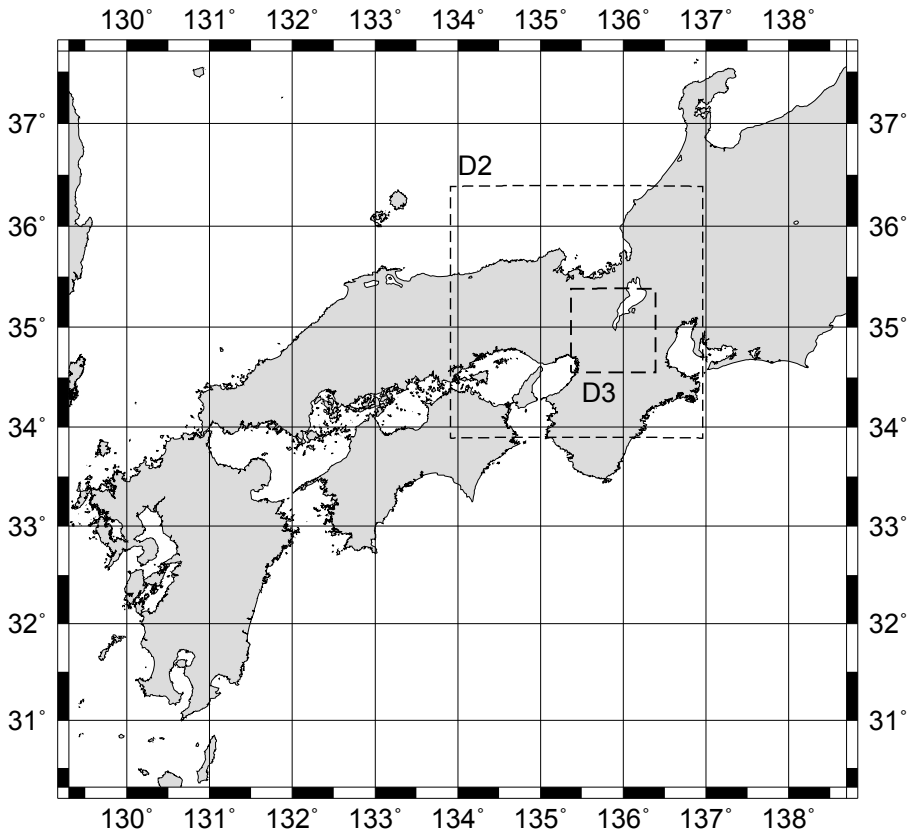


図 1: MM5 の計算領域.D2:Domain2 の計算領域, D3:Domain3 の計算領域.

対象事例の選定

本研究では、2005 年から 2007 年の夏季において、南から太平洋高気圧に緩やかに覆われており、一般風が弱く、局地的な風系が現れやすい日を選定した。具体的には、晴天日として、日照時間が 6 時間以上あり、500hPa 面で 5880m の高気圧に近畿地方が緩やかに覆われているという条件を設定した。この 5880m という値は、一般的に太平洋高気圧の指標とされるものである。一方、雨天日としては、日照時間が 5.5 時間以上あり、アメダス地点や京都地方気象台の観測によって驟雨性の降水が認められ、前述のような気圧傾度の緩いという条件の日を選定した。対象期間内でこれらの条件に該当する日は、晴天日で 9 日間、雨天日は 4 日間であり、表 1 にまとめている。

3. 結果

モデルの再現性

MM5 により計算された結果の再現性について、京都盆地周辺のアメダスデータと比較を行った。ここでは、晴天時のアメダス観測地点で観測された毎時の風向風速データを用いて、ベクトル相関法で検証した。ベクトル相関は、

$$r = \frac{\sum v_{ai} \cdot v_{bi}}{\sum |v_{ai}| |v_{bi}|}$$

表 1: 本研究で解析を行った晴天日と雨天日

晴天日	雨天日
2006年8月24日	2005年8月8日
2007年7月24日	2005年8月9日
2007年8月9日	2006年8月26日
2007年8月10日	2007年8月19日
2007年8月16日	
2007年8月17日	
2007年8月24日	
2007年8月25日	
2007年8月26日	

表 2: MM5 とアメダスのベクトル相関

アメダス	相関係数
京都	0.674
京田辺	0.769
舞鶴	0.801
美山	0.643
園部	0.506
大阪	0.899
枚方	0.722
能勢	0.558
生駒山	0.859
大津	0.858
彦根	0.866
南小松	0.597
今津	0.511
小浜	0.722

であり、ここで、 r はベクトル相関係数、分子は内積を示し、 v_{ai} と v_{bi} は、それぞれ、MM5 上の各アメダス観測地点（添字 a ）データとアメダス観測値（同 b ）における毎時（ i ）の風ベクトルである。この結果を表 2 に示す。アピアマンの順位相関検定（両側検定）によれば、有意水準 5% でも全ての地点で統計的に有意な値であり、園部と今津を除けば有意水準 1% でも統計的に有意である。一般風と違って局地風であり、風が弱いにも拘らず、また、実際の地形とモデルの地形の違いがあるにも拘らず、概ね良い相関であることが分かった。よって、MM5 の計算結果を基に本研究では解析を進める。

晴天日の特徴

晴天日の総観場

晴天日は、表 1 に示してある。ここに挙げた全ての日について事例解析を行ったが、ここでは、最も典型的な 2007 年 8 月 26 日を選び、対象地域の大気場の特徴を示す。日本時間 (JST) 午前 9 時 (世界標準時 0 時:00UTC) の地上天気図 (図 2) によると、渤海から日本海中部にかけて停滞前線が解析されているが、日本の南の海上に 1018hPa の太平洋高気圧があって、日本列島を緩やかに覆っている。上空 500hPa の天気図 (図 3) では、太平洋高気圧の指標である 5880m に本州・四国・九州では広く覆われ、九州地方に

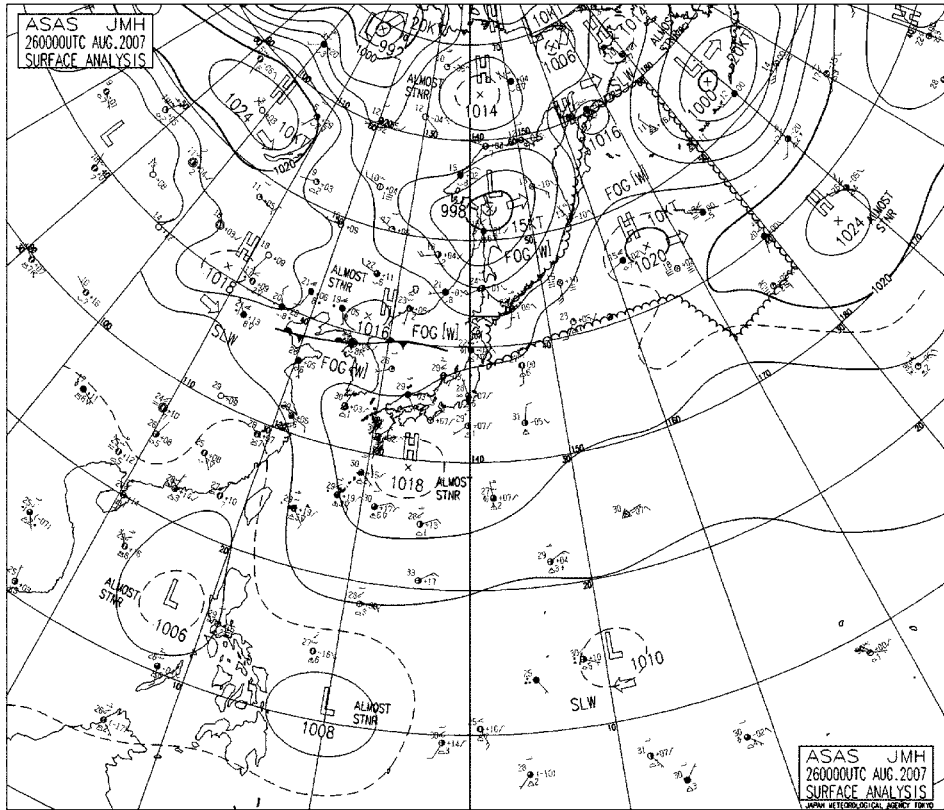


図 2: 2007 年 8 月 26 日 00UTC(日本時間 09 時) の地上天気図 (気象庁).

5940m の高気圧の極大域が現れている。また、 -3°C の暖気が関東から近畿にかけて広がっている。京都に近い観測地点をみると、潮岬では東北東の風で風速 10 ノット、輪島では西北西の風 15 ノット、米子では西北西の風 10 ノット程度と、近畿付近上空の風は非常に弱いことが分かる。また、湿数も 20°C 前後あり、非常に乾燥している。前日に引き続き大気場が安定し、一般風も弱い状態であった。図 4(a) は、潮岬の気温と露点の鉛直プロファイルであり、下層はやや湿っているが、上層は非常に乾燥している様子が分かる。

晴天日 (2007 年 8 月 26 日) の計算結果

MM5 の対象領域の標高と位置関係を図 5 に示す。前述の USGS の水平分解能 1km であり、山岳域では多少の標高は滑らかになっているが、計算結果とアメダスとの整合性が認められるため、大きな差異は生じないと考えられる。

図 6 は、MM5 によって計算された京都盆地付近の 8 時から 18 時までの地上風と気温の分布図である。深夜から早朝にかけて、京都盆地付近は、風速が 1.0m/s 未満と風が弱い、または、ほぼ無風状態である (図は省略)。一方、琵琶湖では湖陸風が発達している様子が認められ、琵琶湖周辺部から琵琶湖の面積が大きい北側の中心部に流れ込む風 (陸風) が卓越している。朝から昼前には、若狭湾から連なるの風、及び比叡山と音羽山の間を通る琵琶湖起源の湖風が京都盆地付近で、弱いながらも収束するようになり、収束線 (シアライン) が形成される。午後に入ると、両者の風系は強まり、収束線が京都盆地を南北に連なる

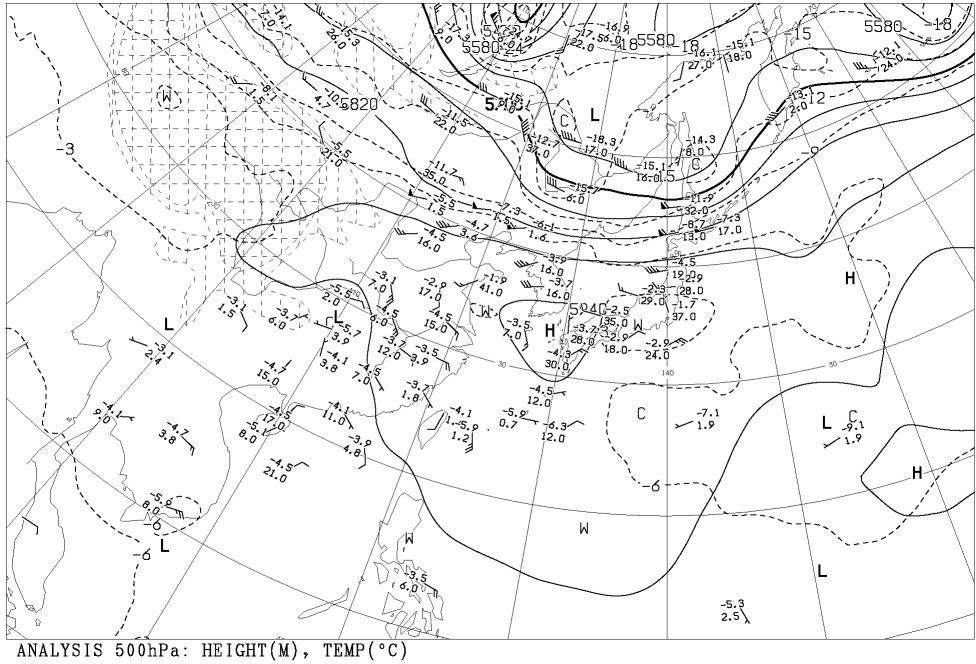


図 3: 2007 年 8 月 26 日 00UTC(日本時間 09 時) の 500hPa 天気図 (気象庁).

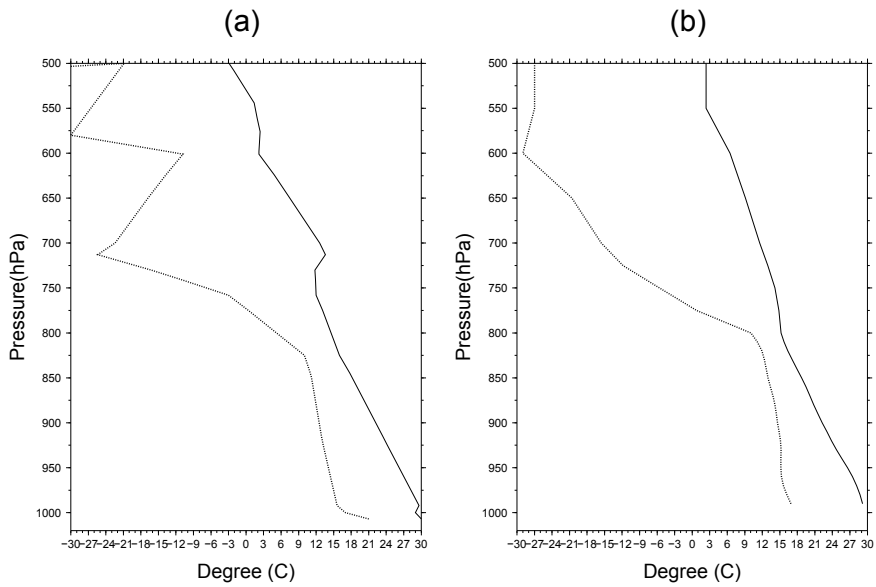


図 4: 2007 年 8 月 26 日 00UTC(日本時間 09 時) の気温 (実線) と露点 (点線) の鉛直プロファイル. (a) 潮岬 (観測値), (b) 京都地方気象台付近 (MM5 の結果).

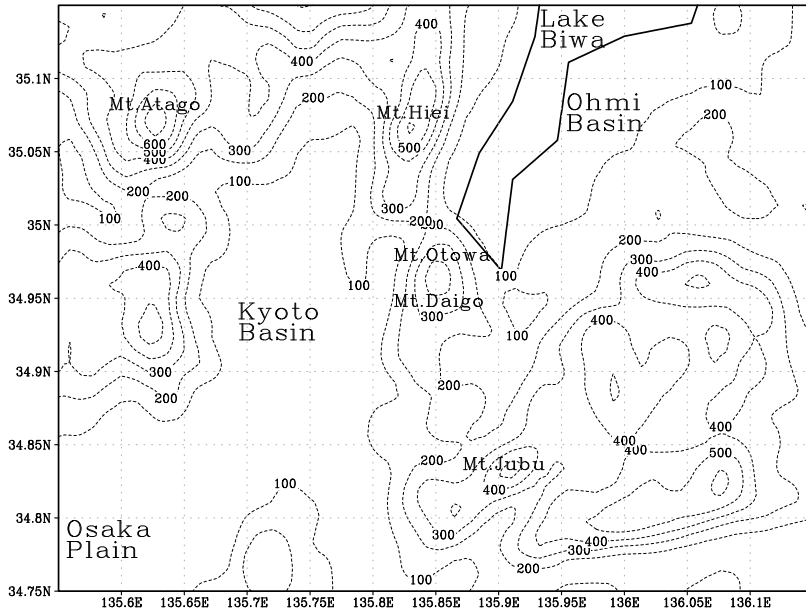


図 5: 本研究の対象域. コンターは計算で用いた地形図の標高.

ように顕著に現れる. さらに, 夕方頃になると, 大阪湾起源の海風が京都盆地の南西側から入り込み, 先の若狭湾起源の風と琵琶湖の湖風との間で顕著な収束線が形成されている. 収束線は, 常に同じ場所に形成される訳ではなく, 前述の若狭湾起源, 琵琶湖風起源および大阪湾起源の卓越風の強さにより, 京都盆地の中を時間とともに移動している. 他の晴天日と比較すると, 収束線の形成場所は時空間で異なっているが, 京都盆地内を移動していることは共通である. また, 収束線付近では, 地上の気温が高い傾向が現れている.

京都盆地への琵琶湖の湖風などの流入が, 場所により異なることから, 人口の集中している京都市中心部の市街地と村山 (2010) が対象地域とした醍醐山を通る京都市の郊外の南部地域を比較する. 図 7 と図 8 は, 京都市中心部および京都市南部を通る東西鉛直断面図である. 矢羽で水平風ベクトル, 白黒の濃淡で鉛直流 (正が上向き; 上昇流), 及び破線で相当温位が描かれている. 日中になると, 水平収束に伴う上昇流が現れ, それを補償する下降気流も見られ, セル構造の鉛直循環が形成されている. 上昇流の最大値は 1.0m/s を超え, 積乱雲へ発達する可能性がある程度までになっている. 京都市中心部と南部では, セル構造が若干異なり, 南部の方が狭い傾向がみられる.

京都地方気象台付近の風向・風速, 鉛直流および相当温位の時間-鉛直断面図 (図 9) によると, 下層では大雨の指標となる 340K の相当温位もみられる. しかしながら, 800hPa 付近に上昇流を抑える顕著な不連続面があり, 上層には安定した層が形成されている.

晴天日の大気安定度

収束線が見られるため, K-index (George, 1960) を用いて大気の安定度を調べた (図 10). この指標は, 気温減率, 下層の水蒸気量および湿潤層の鉛直方向の広がりをもとにして表しており, 雷雨活動の可能性を探るものである.

$$\text{K-index} = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

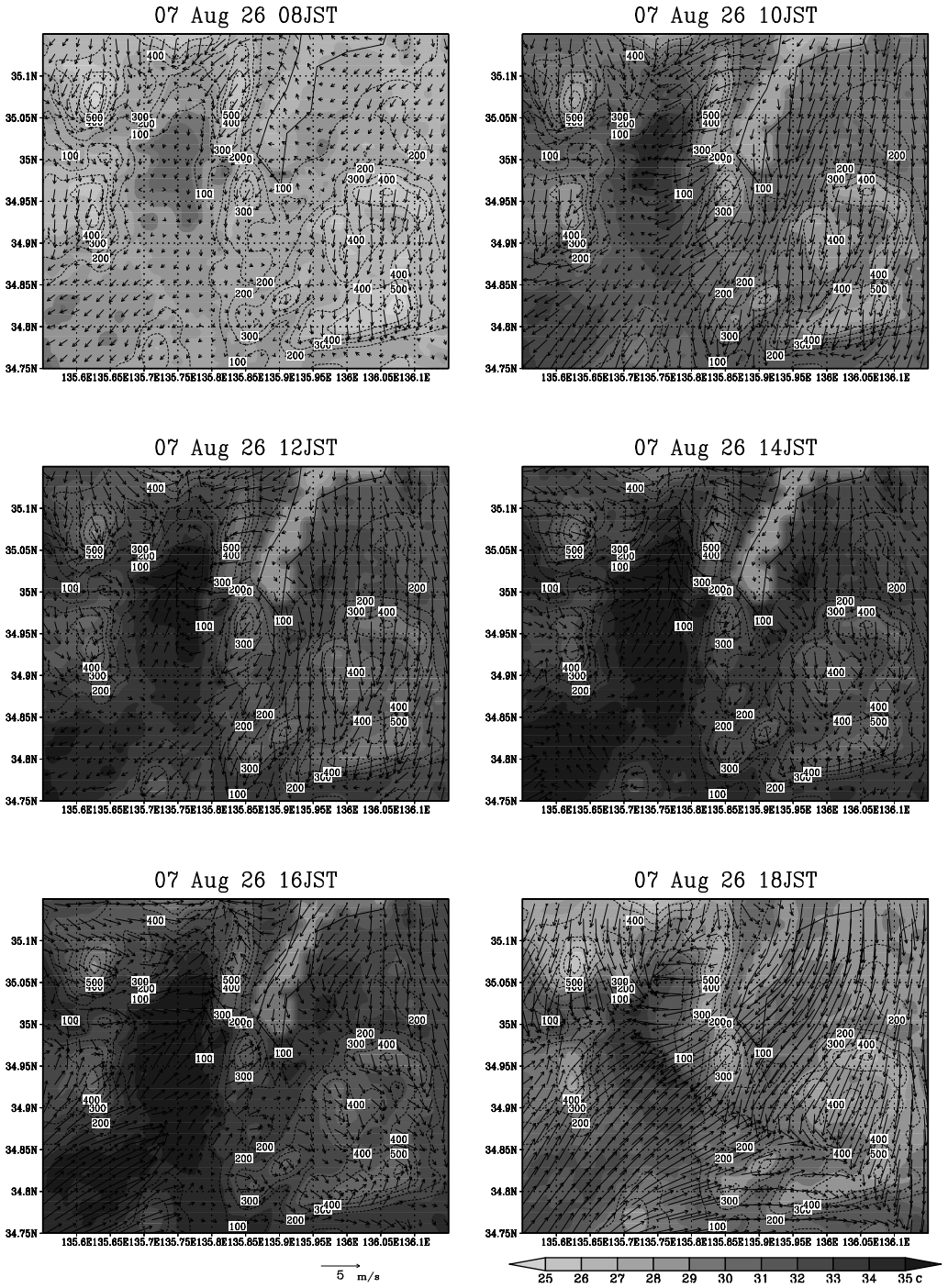


図 6: 2007 年 8 月 26 日 08JST から 18JST の京都盆地付近における地上風 (m/s) と気温 (°C) の分布. 破線は標高 (m) を表す.

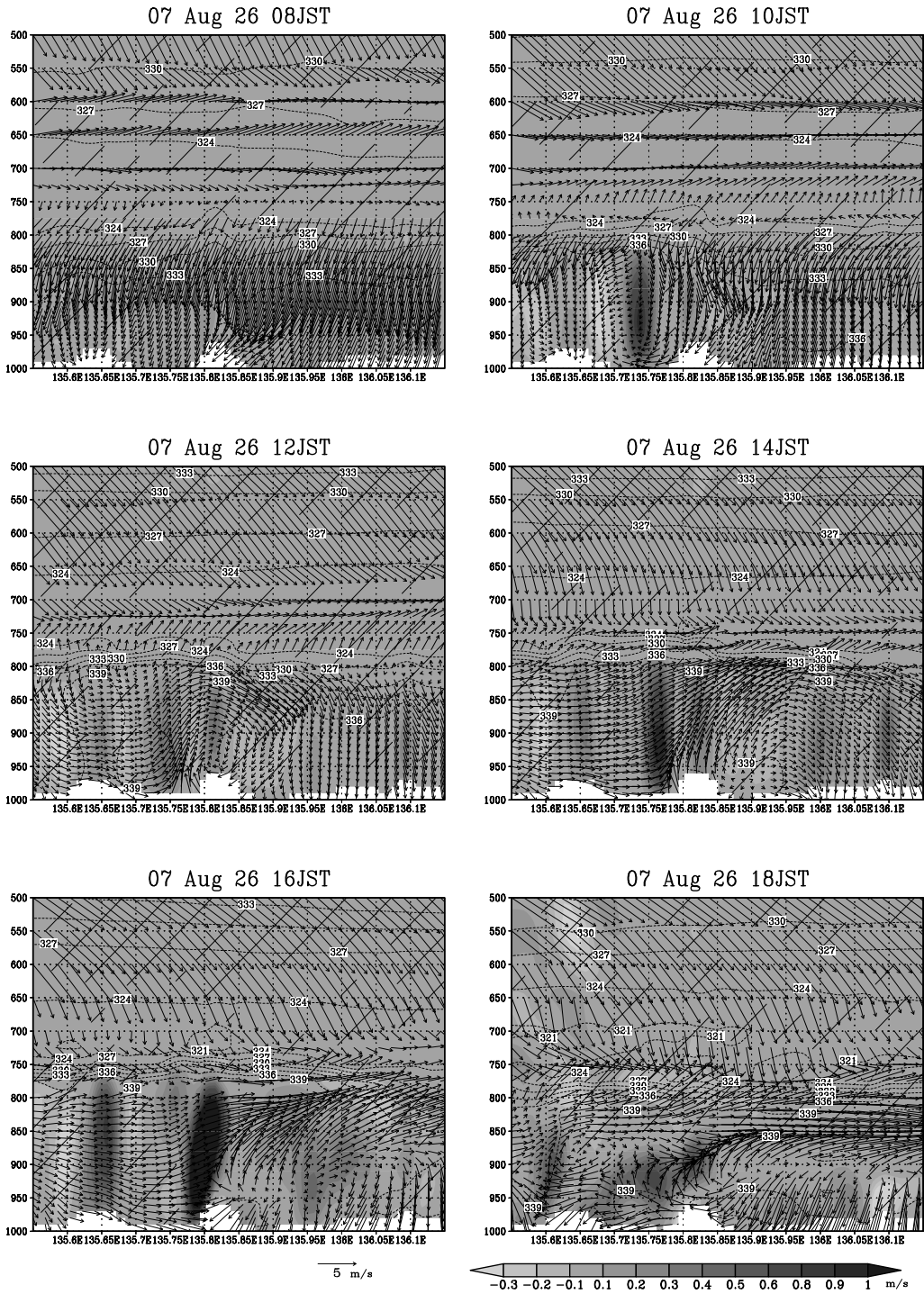


図 7: 2007 年 8 月 26 日の京都市街地を通る東西鉛直断面図。ベクトルは水平風 (m/s), 濃淡は鉛直流 (上向きが正; m/s), および相当温位 (K).

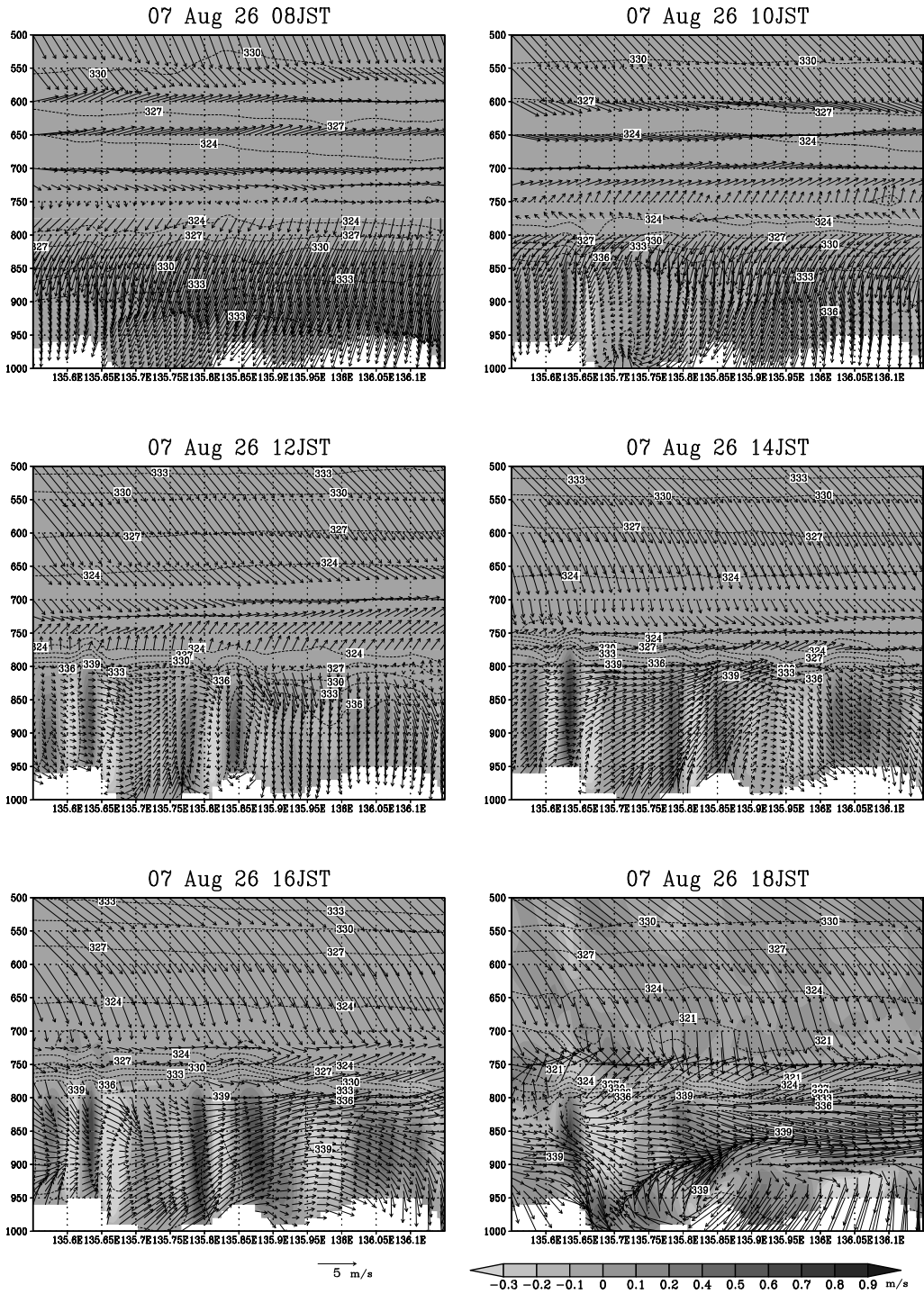


図 8: 2007 年 8 月 26 日 08JST から 18JST の京都市南部を通る東西鉛直断面図。ベクトルは水平風 (m/s), 濃淡は鉛直流 (上向きが正; m/s), および相当温位 (K)。

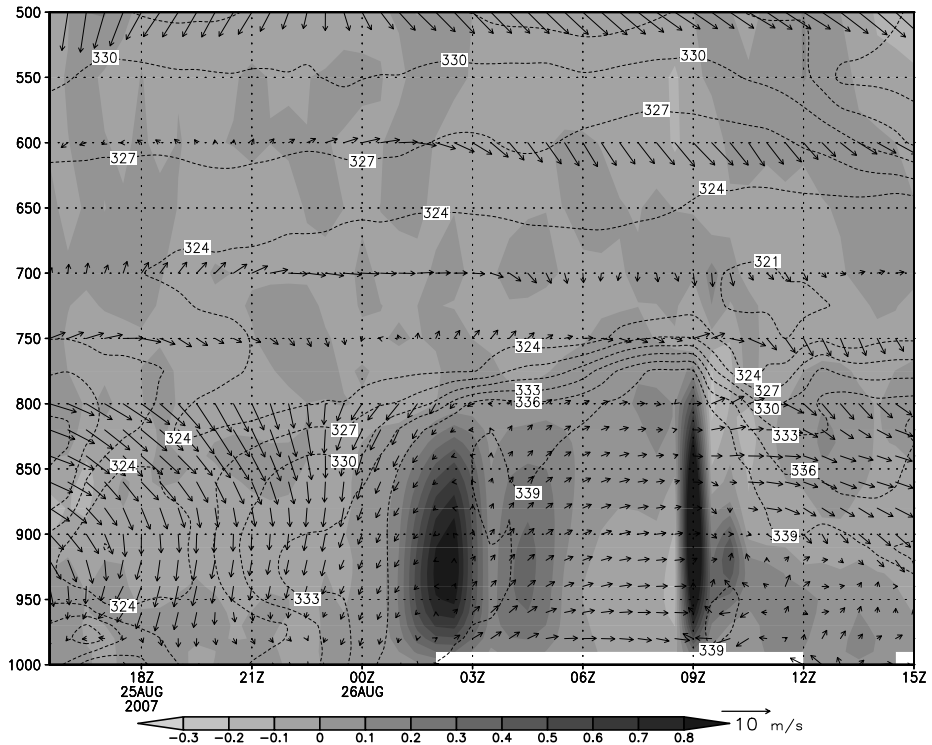


図 9: 2007 年 8 月 26 日 00JST から 00JST(26 日 00Z から 27 日 00Z) の京都地方気象台付近の地上風 (ベクトル;m/s) と上昇気流 (濃淡;m/s), 及び相当温位 (K) 分布.

ここで、 T は気温、 T_d は露点、各数値は指定気圧面 (hPa) である。値が大きければ雷雨活動の可能性が高く、小さければ低い。George(1960) のアメリカ東部における研究では、20 未満では雷雨活動はなく、35 を超えると多数の雷雨が起こると報告している。対流雲が発達する際には、側面からの水蒸気が供給されるため、周囲の空気からの見積りが有効である。この見積りに 700hPa の湿数 ($T_{700} - T_{d700}$) を用いており、値が大きいことは乾燥を、小さいことは湿潤を意味する。乾燥空気の側面からの流入は、水滴の蒸発を促進させるとともに、蒸発の際に潜熱を奪われるために冷えて密度を増大させることになり、上昇気流を弱める効果ははたらく。

図 10 によると、収束が起こっていても対象領域内では、大気的不安定要素はなく、安定している。これは、850hPa より下層では、顕著な上昇気流がみられるが、700hPa 付近では湿数が大きく、大気が安定していることから、積乱雲の成長を阻害する効果ははたらくことによる (図 4(b))。

雨天日の特徴

雨天日の総観場

雨天日の事例解析の中から、ここでは京都市内で激しい雷雨が観測され、京都のアメダスにおいて 16 時の 1 時間降水量が 31mm を観測した 2005 年 8 月 8 日の例を紹介する。その時の京都盆地付近の 13 時から 18 時までの合成レーダー解析図を示す (図 11)。図中の数値は前 1 時間の降水量であり、1 時間 49mm の降水量が解析されているところもみられる。

この日の総観場としては、渤海付近に熱帯低気圧があり北北東に進み、その北側と宗谷海峡から北海道の南に停滞前線が解析されている (図 12)。日本の東海上には 1020hPa の太平洋高気圧があり、本州以南を緩やかに覆っている。500hPa の天気図をみると、太平洋高気圧の指標となる 5880m の等高度線は、九州・四国付近を覆っているが、近畿地方はその縁にあたり、弱い気圧の谷となっている。潮岬では西よりの風 10 ノット、輪島と米子では北西風 10 ノットと風が弱い。湿数は、潮岬、輪島、米子の順に、10.0、4.4、7.0 と比較的小さい。図 14(a) は、潮岬の気温と露点の鉛直プロファイルであるが、下層から上層まで湿っていることが分かる。

雨天日の計算結果

晴天日同様に深夜から早朝にかけて、京都盆地付近では、風が弱く、ほぼ無風状態である。一方、琵琶湖では晴天日同様に、湖陸風が発達し、琵琶湖周辺部の近江盆地から琵琶湖の面積が大きい北側の中心部に流れ込むような陸風が卓越している。朝から昼前にかけて、都市部の地上気温の昇温とともに京都盆地では西風が現れ、琵琶湖起源の湖風の影響が出始めている (図 15)。午後には、大阪湾起源と考えられる海風が南西方向から流入し、湖風との間で収束線を形成している。また、若狭湾起源の風も加わり、京都盆地では広範囲にわたって収束場が存在する。収束線付近では、晴天時同様に気温が高い分布となっている。

図 16 と図 17 は、晴天日同様、京都市街地中心部および京都市南部の郊外地域を通る東西鉛直断面図である。京都市中心部を含むラインでは、日中になると、晴天日同様、京都盆地周辺では、上昇流域と下降流域のセルが形成しはじめ、時間とともに深い対流となり、700hPa 付近まで達している。中心付近の上昇気流の大きさは、1.0m/s をはるかに超える大きさである。晴天日同様に不連続線がみられるが、極小値が 10K 程相当温位が高いため、晴天日ほど強いものではない。一方、京都市南部付近では、晴天日同様に対流のセル幅は小さいが、より深い対流が生じている。

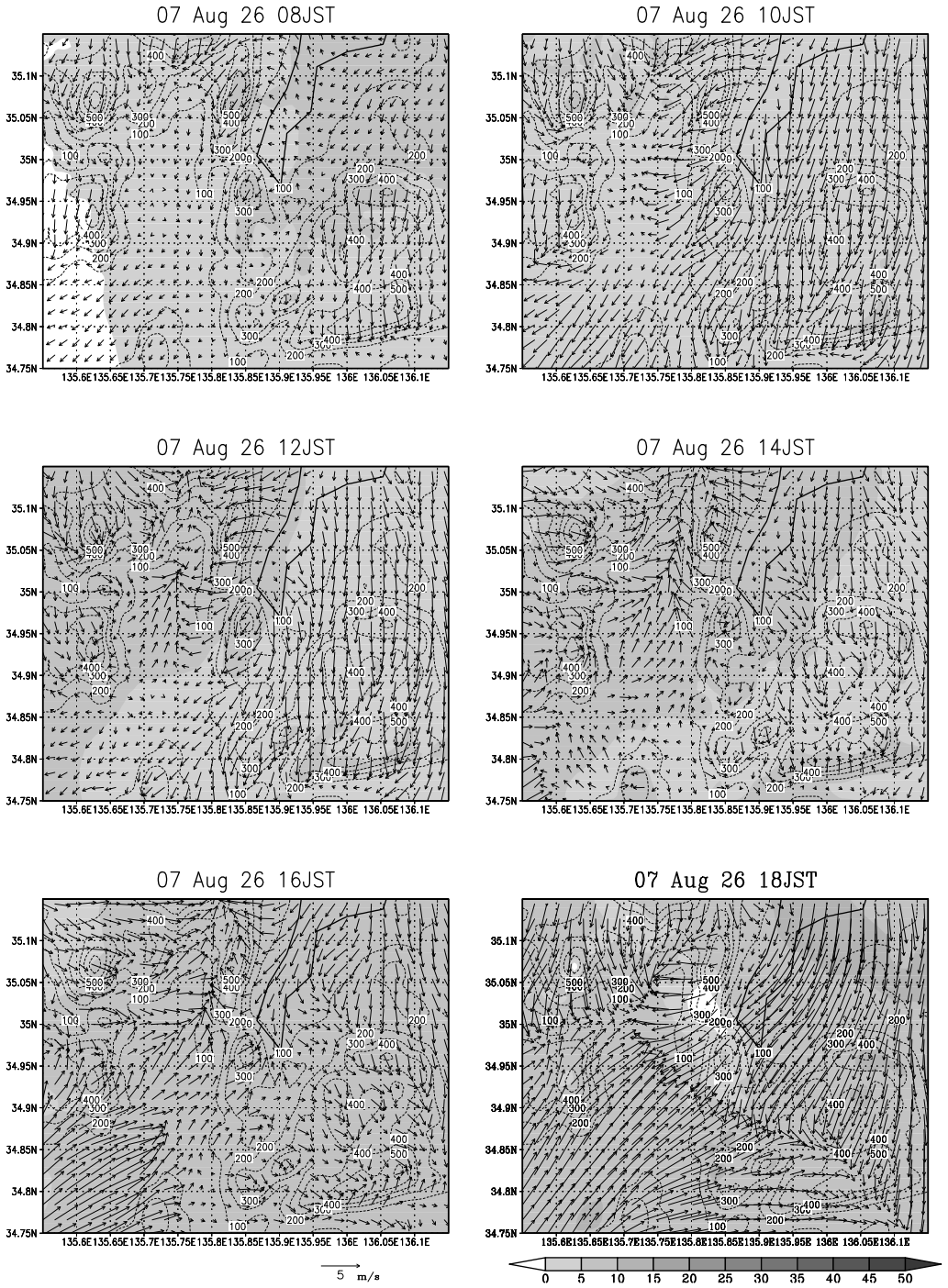


図 10: 2007 年 8 月 26 日 08JST から 18JST の京都盆地付近における K-index と地上風 (m/s).

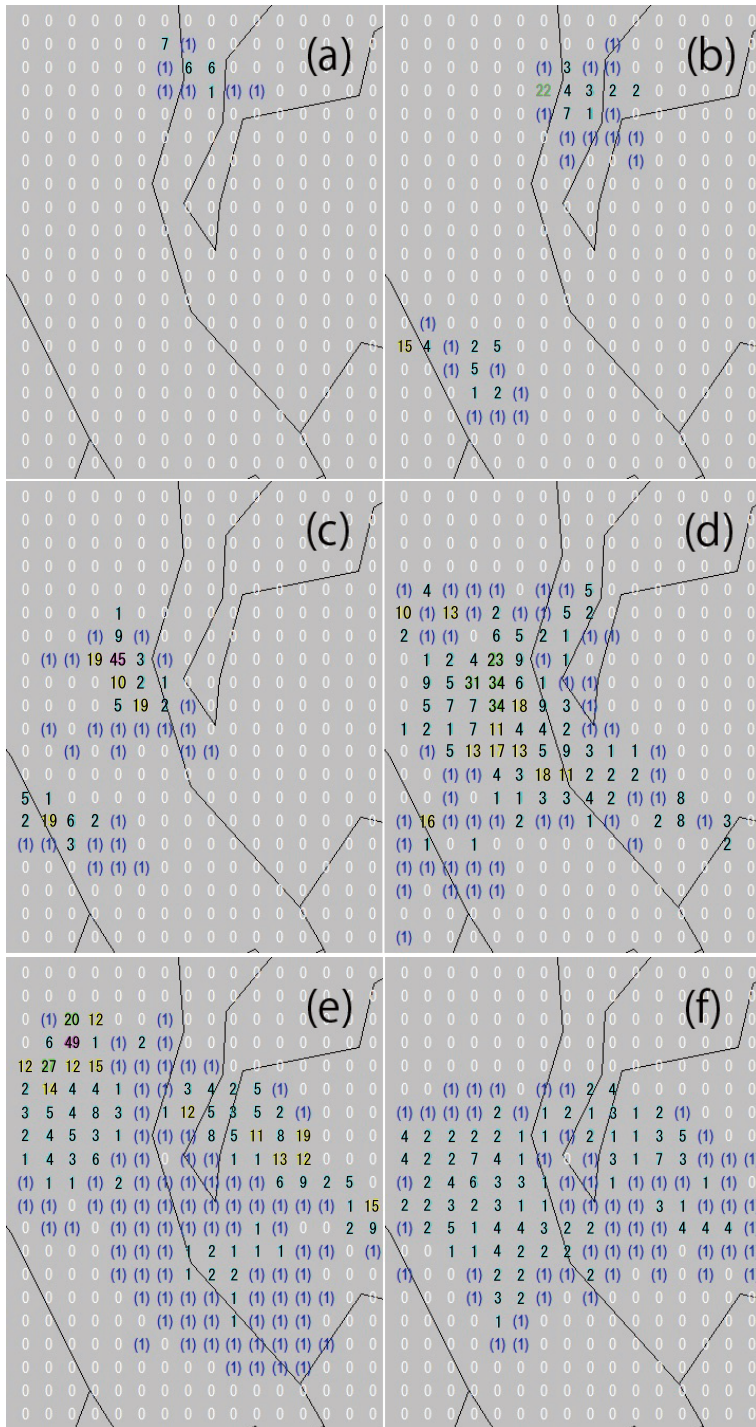


図 11: 2005 年 8 月 8 日合成レーダーアメダス。(a)13JST, (b)14JST, (c)15JST, (d)16JST, (e)17JST, (f)18JST を表す。数値は前 1 時間降水量 (mm) を示す。

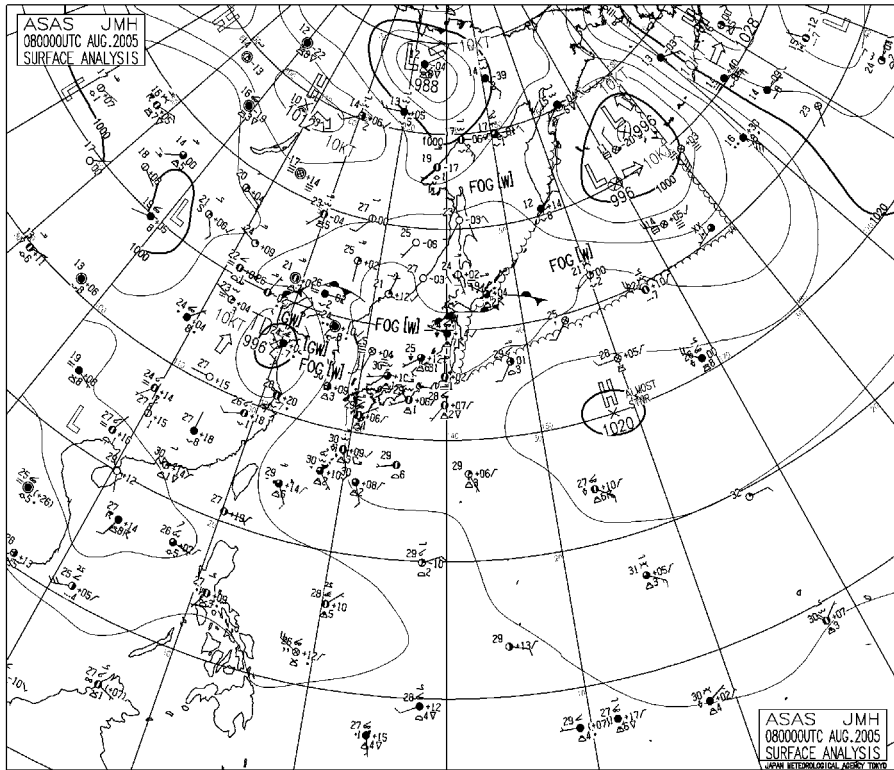


図 12: 2005 年 8 月 8 日 00UTC(日本時間 09 時) の地上天気図 (気象庁).

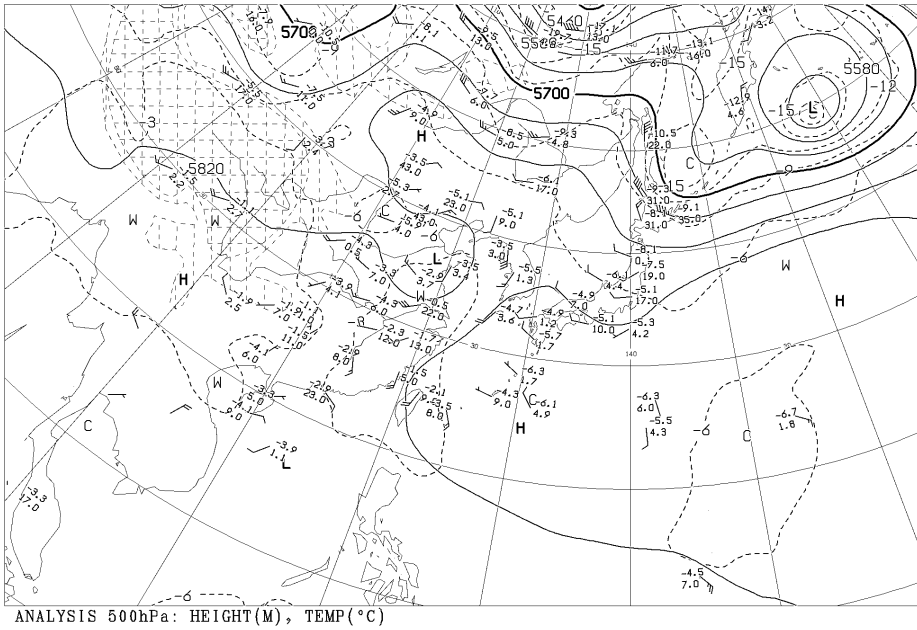


図 13: 2005 年 8 月 8 日 00UTC(日本時間 09 時) の 500hPa 天気図 (気象庁).

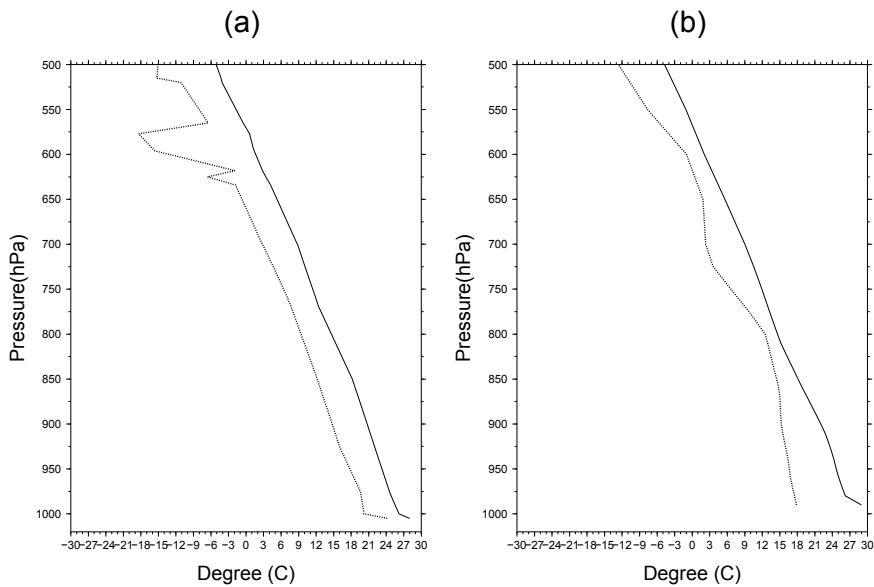


図 14: 2005 年 8 月 8 日 00UTC(日本時間 09 時) の気温 (°C, 実線) と露点 (°C, 点線) の鉛直プロファイル。
 (a) 潮岬 (観測値), (b) 京都地方気象台付近 (MM5).

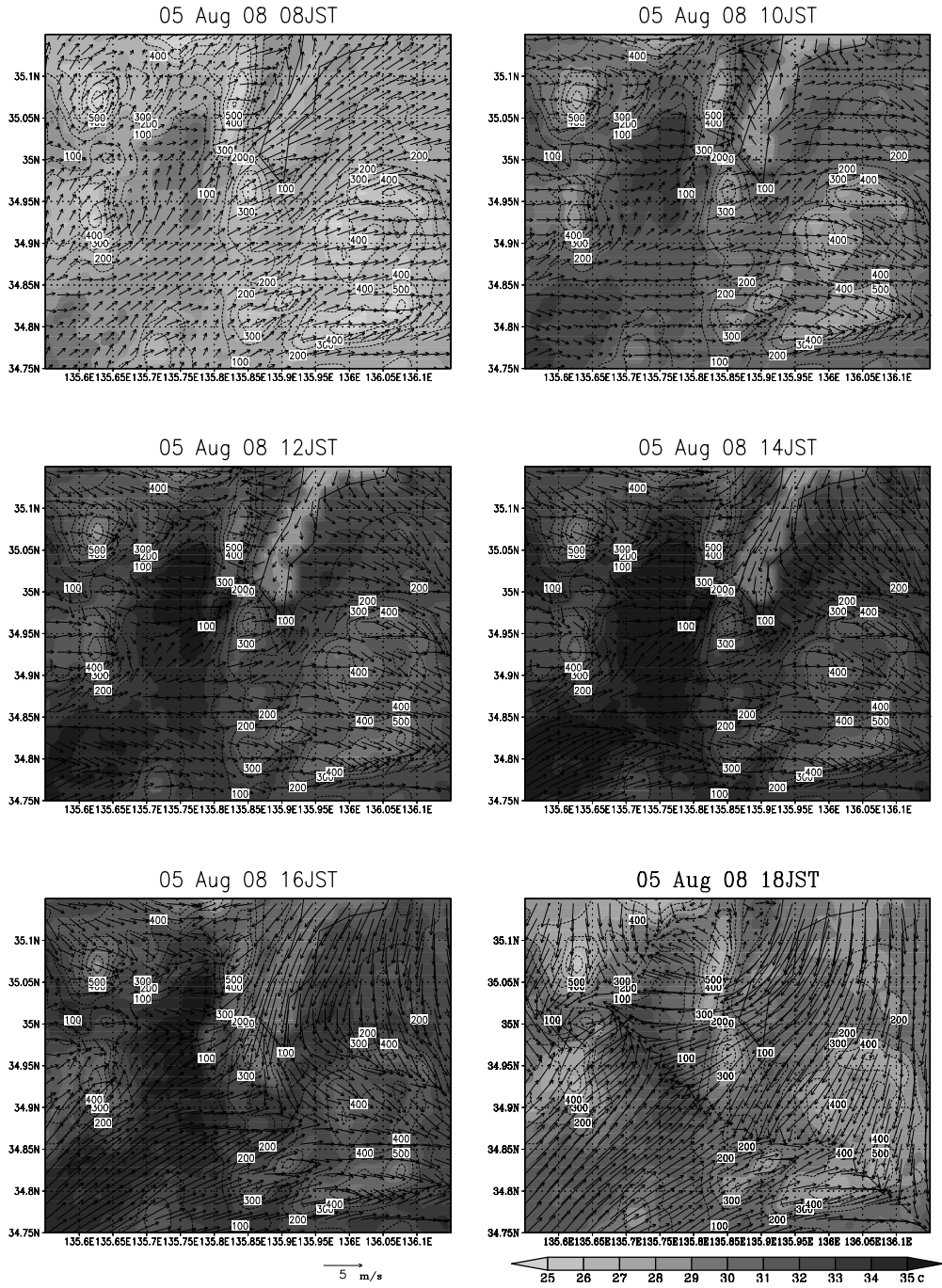


図 15: 2005 年 8 月 8 日 08JST から 18JST の京都盆地付近における地上風速 (m/s) と気温 (°C)。

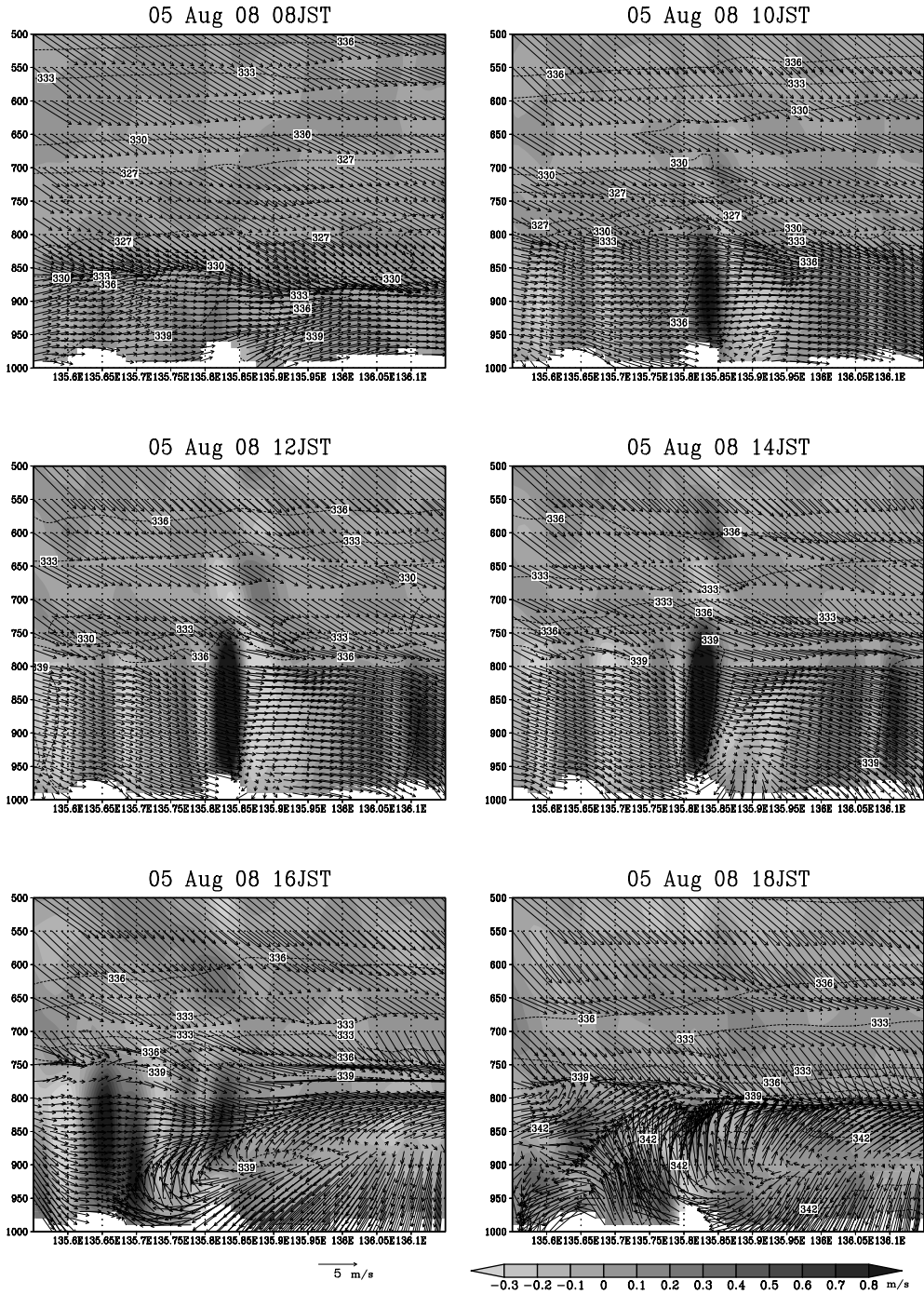


図 16: 2005 年 8 月 8 日 08JST から 18JST の京都市街地を通る東西鉛直断面図。ベクトルは水平風 (m/s), 濃淡は鉛直流 (上向きが正;m/s), および相当温位 (K).

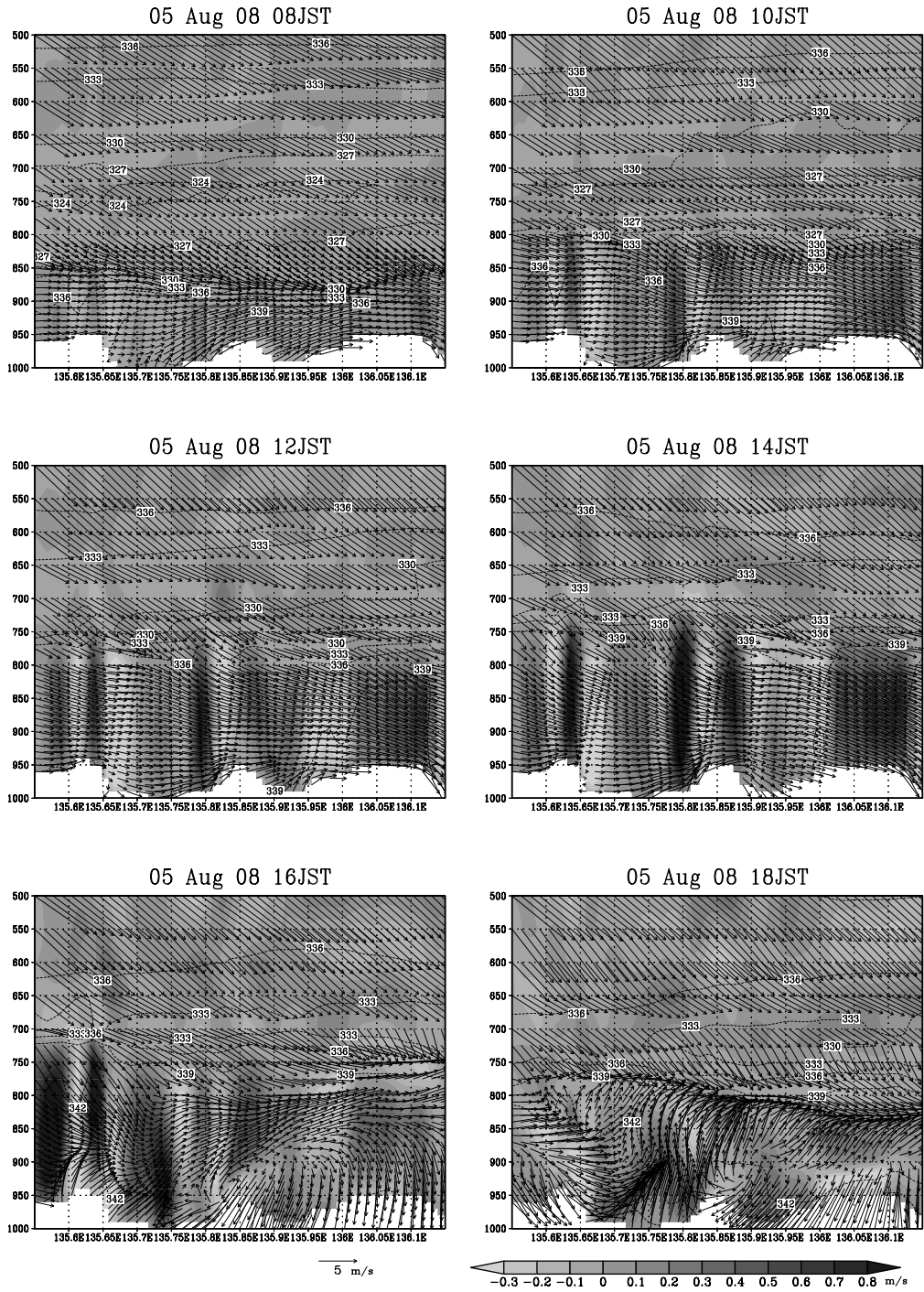


図 17: 2007 年 8 月 8 日 08JST から 18JST の京都市南部を通る東西鉛直断面図。ベクトルは水平風 (m/s), 濃淡は鉛直流 (上向きが正;m/s), および相当位温 (K)。

雨天日の大気安定度

K-index の分布 (図 18) をみると、午前中は雷雨活動が起こる可能性はほとんどないが、午後になると対象域ではほぼ全域で雷雨活動が起こる可能性が現れてきている。16JST では、風の収束ライン上で K-index の値が 30 を超えており、一層雷雨が発生しやすい大気場である。この場所での風、上昇流及び相当温位の時系列断面が図 19 である。16JST(07Z) 過ぎに強い上昇気流が解析され、700hPa を超える上層まで達している。その前後の時間には比較的大きな下降気流もあり、補償する流れが形成されている。相当温位も上空まで大きく、不安定な状態である。これは、鉛直プロファイルの図 14(b) から示されており、下層から上層まで湿数が小さく、湿った大気場が下層から上層まで形成されている。

4. 考察とまとめ

京都盆地付近で起こる収束線と降水の有無の関係について、観測値とモデルを比較しながら解析を行った。京都盆地内で起こる収束線は、谷口ら (1995) が報告した京都駅付近を通る南西から北東の方向にだけ出来る訳ではなく、収束方向や規模、強さは変化していることがモデルの結果から示された。これは、その日の京都盆地に吹き込む卓越風の勢力の違いにより収束線の位置が変化していることが推測できる。また、収束線が時間とともに移動することから (図 6 など) も、吹き込む卓越風の勢力が変化することが起因していると考えられる。この卓越風の差は、その日の海陸風循環または湖陸風循環の強弱により変化してくる。これらは、一般的に水面と陸上の熱的性質の差異によって表面温度差が出来、接する下層大気に熱が拡散し、大気中に気圧傾度が生じるために形成される循環である。また、都市部の影響も加味されるために、より複雑な系となりやすい。モデルでは、地表面からの各フラックス量は一定であったり、地形の起伏が実際と異なったりするため、完全に再現するのは難しいが、その時の大気場の状態から概略的な再現は行われている。今回の解析で選択した一般風の弱い晴天日と雨天日のモデル結果とアメダスやレーダーなどの観測データを比較すると、風の収束線の時空間的位置は若干の差異が見られたが、京都盆地における風の収束線の形成や規模などの再現性は高い。よって、大気の物理的解釈を行うには十分である。

風の収束線に伴う京都盆地の晴天日と雨天日大気場の特徴としては、次の通りであった。収束線に伴い積乱雲の形成に十分な 1.0m/s を超える上昇気流が下層大気では生じているが、晴天日と雨天日では、その対流の大きさが異なっていた。晴天日では、上昇流の範囲は 800hPa 程度であった。これは、上層では、大気が安定し、乾燥しているために、下層から湿った空気が流入したとしても、水滴の蒸発を促進して潜熱が奪われるため、空気塊は冷えて密度を増して、上昇流を抑える効果がはたらくことが推測できる。このため、対流は抑えられている。図 4 の鉛直プロファイルからも、上層で湿数が大きいことが分かり、乾燥していることが示されている。一方、雨天日においては、上昇流の範囲は 700hPa 程度まで達し、晴天日のような顕著な相当温位の不連続線はなく、上層まで相当温位は高めである。図 14 の鉛直プロファイルからは、下層から上層まで湿数は小さく、水蒸気を多く含んでいることが分かる。つまり、上昇流が起これば、多量の水蒸気が凝結しやすく、その凝結により潜熱が大気中に放出され、加熱された大気は浮力が大きくなり、大気はさらに、不安定な場になることが推測できる。K-index(図 18) からこの過程は裏付けられており、京都盆地付近で値が大きいことが示されており、特に発雷や降水が観測された午後にはより一層大きな値が分布している。

また、琵琶湖起源の湖風が入りやすい京都市中心部の市街地を含む東西断面図と京都盆地内の山科盆地の南端を通り醍醐山付近の東西断面図を比較すると、晴天日及び雨天日ともに上昇流とそれを補償する下降流のセルの水平スケールの規模が異なっていることが示された。京都市街地付近の方が大きく、醍醐山を通る京都盆地南部ラインの方がセルが小さく数が多いことが示された。地形的な効果であるのか下面の熱的な効果であるのかを、今回評価することはできなかったため、今後、感度実験などを行い、この特徴の差異を明らかにしたいと考える。

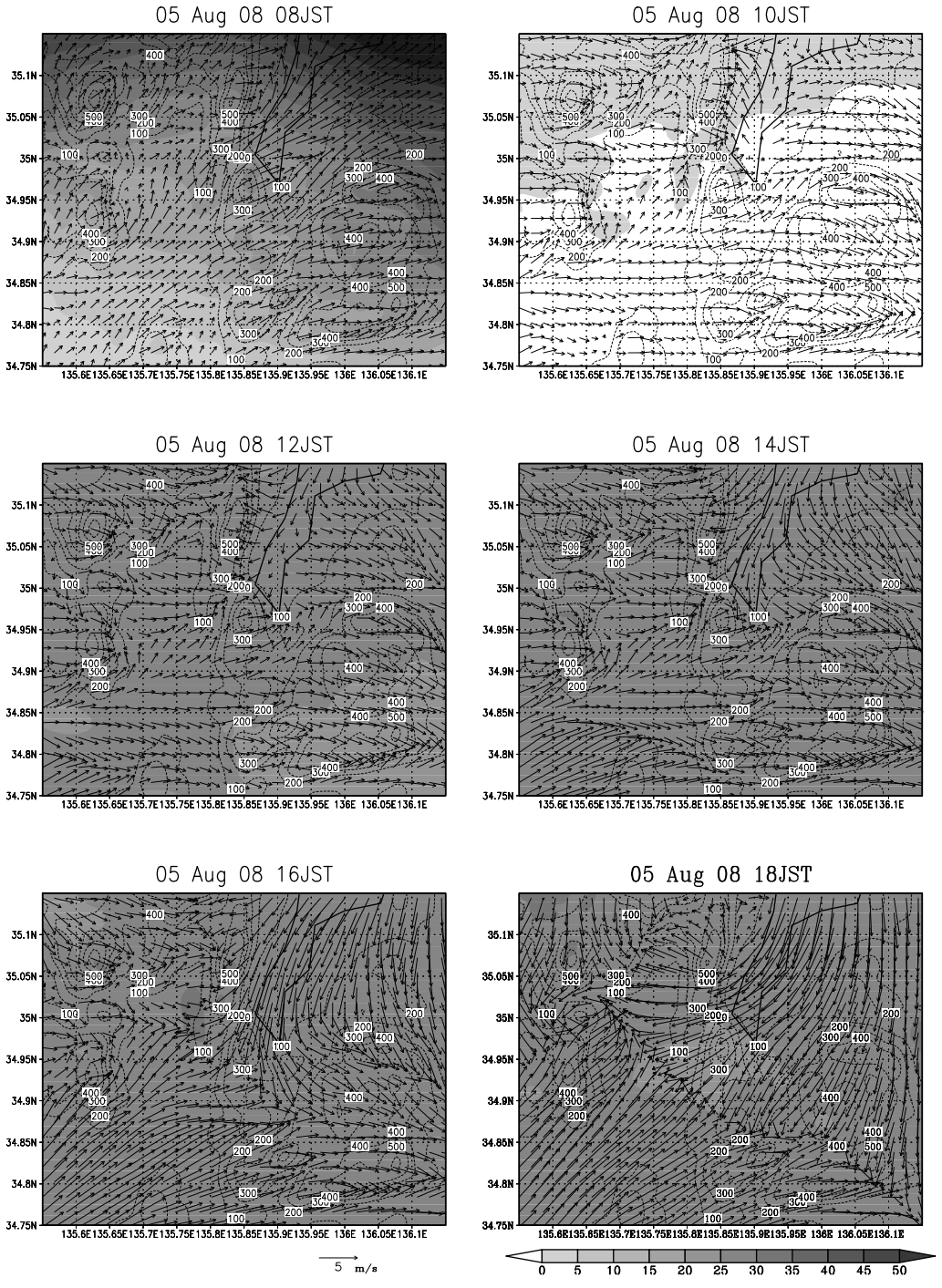


図 18: 2005 年 8 月 8 日 08JST から 18JST の京都盆地付近における K-index と地上風 (m/s).

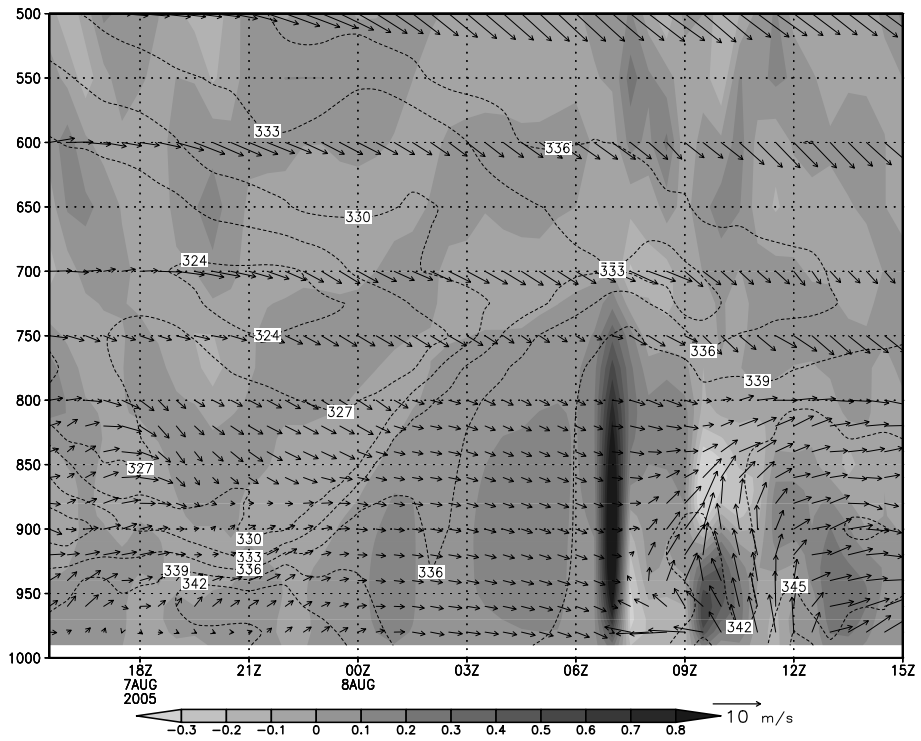


図 19: 2005 年 8 月 8 日 00JST から 9 日 00JST(7 日 15Z から 8 日 15Z) の京都地方気象台付近の地上風(ベクトル;m/s) と上昇気流(濃淡;m/s), 及び相当温位(K) 分布.

Appendix

UTC(協定世界時):

地球の運行に基づく天文時系である世界時 (UT) に準拠している。地球の自転速度は潮汐摩擦などの影響により遅くなっているため、UTC に閏秒調整を入れて調整を行っている。「Z」は、UTC からの時間差 0 時間の意味で使用されている。

JST:

日本標準時のこと。世界標準時と比較すると 9 時間進んでいる。

海面更正気圧:

地上天気図を描く際に観測点で測った気圧 p は、海面上 (z_0) の値 p_s に直している。高さ z が分かっていると、 $z \sim z_0$ の平均気温 \bar{T} が推定出来れば、密度 ρ が求まり、

$$-\rho g \Delta z = p_2 - p_1$$

を用いて、

$$-\rho g z = p_s - p$$

より、 p_s が計算できる。これを海面補正 (更正) という。

p 等圧面:

300, 500, 700, 850hPa などの指定された等圧面のこと。

相対湿度 R.H.(Relative Humidity):

ある温度において、水蒸気が飽和している空気の状態と実際の空気の状態の比を示し、百分率 (%) で表す。

$$R.H. = \frac{e}{e_s(T)} \times 100 \quad [\%]$$

- e : 観測された水蒸気
 $e_s(T)$: 観測された温度に対する飽和水蒸気圧

露点 T_d (dewpoint temperature):

未飽和の空気を圧力一定にして冷却すると、飽和に達する。この温度を示す。

$$e = e_s(T_d)$$

である。温度の関数として e_s は既知であるので、飽和していれば $T = T_d$ であるから、

$$T \geq T_d$$

となる。 T と T_d の差を露点差とよび、

$$\text{露点差} \equiv T - T_d \geq 0$$

であり、 $(T - T_d)$ が小さいほど、相対湿度が高いことを示す。一般に地上天気図や高層天気図の解析で用いられる。

相当温位 θ_e :

ある気圧 p 面での温位 θ は,

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.286} \quad (1)$$

と表される。ここで、 p_0 は基準面の気圧 (1000hPa) である。

湿潤断熱過程における熱力学第 1 法則は,

$$-Ldq = C_p dT - RT(dp/p) \quad (2)$$

と表される。ここで、 L は潜熱であり、 q は乾燥空気質量に対する水蒸気質量の比を示す水蒸気の混合比である。次に (1) を微分し,

$$d\theta = dT \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} - \left(\frac{R}{C_p} \right) T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \frac{1}{p} dp \quad (3)$$

$$= \frac{dT}{T} \theta - \left(\frac{R}{C_p} \right) \frac{\theta}{p} dp \quad (4)$$

$$(5)$$

これを整理して,

$$C_p \frac{d\theta}{\theta} = C_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (6)$$

となる。(2) を

$$-\frac{L}{T} dq = C_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (7)$$

と書き換え、(6) と合わせて,

$$C_p \frac{d\theta}{\theta} = -\frac{L}{T} dq_s \quad (8)$$

ここで、 L/T の変化は飽和混合比 q_s の変化に比べて非常に小さいので定数として扱うと,

$$C_p \frac{d\theta}{\theta} = -d \left(\frac{L}{T} q_s \right) \quad (9)$$

これを持ち上げ凝結高度 (LCL) から $p = 0$ まで積分すると,

$$-\frac{Lq_s}{C_p T} = \ln \theta + C \quad (10)$$

となる。 $p = 0$ ($z = \infty$ 大気上端) では $q_s = 0$ 。この θ は θ_e であるから,

$$-\frac{Lq_s}{C_p T} = \ln \frac{\theta}{\theta_e} \quad (11)$$

となる。したがって,

$$\theta_e = \theta \exp \left(\frac{L}{C_p} \frac{q_s(T_s)}{T_s} \right) \approx \theta \left(1 + \frac{L}{C_p} \frac{q_s(T_s)}{T} \right) \quad (12)$$

となる。 T_s 、 $q_s(T_s)$ は LCL(雲底) における空気塊の温度と飽和混合比である。相当温位 θ_e には潜熱が含まれている。

謝 辞

本研究の作図は、Grid Analysis and Display System(GrADS) および Generic Mapping Tools(GMT) を使用させて頂きました。

また、2名の査読者には有益なコメントと丁寧なチェックをして頂きました。ここに、感謝の意を表します。

参考文献

- George, J.J. , 1960: Weather Forecasting for Aeronautics. *Academic Press*. 673 pp.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan , 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a Medium-Range Forecast model. *Monthly Weather Review*, *124*, 2322-2339.
- 伊藤久徳 , 1995: 近畿地方の広域海風に関する数値実験, *天気*, *42*, 17-27.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch , 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, *47*, 2784-2801.
- 村山保 , 2010: 生徒と取り組んだ積乱雲観測 (バックビルディング積乱雲に迫る) , 第 2 回日本気象予報士会研究成果発表会予稿集.
- 祖慶良平 , 2005: 京都盆地に侵入する広域海風・湖風の解析とその数値実験, 京都大学大学院理学研究科修士論文, 56pp.
- 高田 望, 田中 正昭 , 1996: 複雑な地形・海陸分布上の海風の動態、京都大学防災研究所年報, *39, B-2*, 177-192.
- 田中正昭 , 1981: 京都盆地の局地気象, 京大防災研究所年報, *24, B-2*, 83-90.
- 谷口慶祐, 高木秀和, 上玉利剛 , 1995: 京都市の風の特性と収束雲発生の可能性, 京都教育大学紀要, *Ser. B*, *87*, 1-10.
- Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes , 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. R. Met. Soc.*, *124*, 1071-1107.

Local circulation system with heavy rainfall around Kyoto Basin in summer

Kenji BABA
Takeshi OKADA
Kuniaki HIGASHI

Abstract

An investigation has been made to understand the mechanisms for heavy rainfalls over Kyoto Basin in summer, using a numerical model. The 13 summer sunny and rainy days 2005 to 2007 when general wind was weak are selected objectively in advance of the analyses. Simulation using MM5 has well reproduced the convection cells over Kyoto Basin area. A convergence zone, in Kyoto Basin, with surface wind has been driven by the sea breezes from Osaka Bay and Wakasa Bay, and lake breeze of Lake Biwa, which is changeable position as effect of those dominated winds. Vertical upward wind velocities with the convergence are more than 1.0 m/s, and the convection of the rainy day reaches more than 700 hPa. The atmospheric state is moist from the lower layer to the upper layer, and the value with large K-index is also shown.

Keywords: heavy rain, local circulation, sea breeze, lake breeze, K-index