

複雑な地形・海陸分布上の海風の動態

高田 望・田中 正昭

CHARACTERISTICS OF THE SEABREEZE OVER THE COMPLEX TERRAIN INCLUDING LAND-SEA DISTRIBUTION.

By *Nozomu* TAKADA, *Masaaki* TANAKA

Synopsis

In order to investigate the characteristics of the seabreeze over the complex terrain including land-sea distribution, wind system in and around the Kyoto Basin is studied from statistics and observations for summer season from May to September. The Kyoto Basin, which is located between the Osaka Bay and the Wakasa Bay, is chosen for the research field. According to the statistical study, when the upper general wind is westerly, the Kyoto Basin is dominated by south-westerly wind system in the afternoon to midnight because of the seabreeze development from the Osaka Bay. On the other hand, when the upper general wind is northerly, the seabreeze from the Wakasa Bay develops and the Kyoto Basin is dominated by easterly wind from Lake Biwa after day-time. The characteristics of the easterly wind are investigated by pilot balloon observations. From the above results, the easterly wind is considered to be the lakebreeze of Lake Biwa, which is cooled by the seabreeze of the Wakasa Bay.

1. はじめに

海風循環は、海陸の熱的性質の差異に起因して海陸表面に温度差が形成され、この温度差が鉛直の熱拡散を通して密度成層した大気中に水平の気圧傾度をつくり、発生する。平坦な地形、直線の海岸線、半無限領域における海風循環の性質の基本的な部分は線型理論で説明されるところが多い。

例えば、Niino (1987)¹⁾は半無限の海陸を仮定し、海面の温度は一定とし、陸上の地表面温度は日変化するという境界条件のもとで、線形化したBousinesq.方程式系の解を解析的に求め、海風の性質を議論した。Niino (1987)¹⁾の結果によれば、上述したような単純な地形・海陸分布における海風の鉛直スケールは拡散係数と気温の日変化周期に、水平スケールは気温の日変化及び浮力振動周期と鉛直スケールによる。妥当な海陸温度差、拡散係数、大気安定度の数値を与えると鉛直スケールは数100m、水平スケールは数10kmとなり、この結果は多くの観測事実と合致する。

しかし、Simpson (1977)²⁾によれば単純な地形上においても水平スケールが100kmを越えるような海風の観測例もあり、そのような場合には海風の構造が午後遅くから重力流化しており、線形論では説明できない非線形性が強い現象であると指摘されている。また、Reible et al. (1993)³⁾はこの重力流化のメカニズムは重力流化を促進する水平風の収束と重力流化を阻止する乱流混合のバランスで決まるとしている。

線型論では力の作用点は海岸に限られるが、複雑な地形においては、いたる点に作用点があり、海風の振る舞いはさらに異なった複雑なものになる。例えば、関東平野では鉛直スケールが1000m以上の厚さをも

った大規模海風が発生し、内陸約 200 km まで侵入することが知られている。この現象は Kondo (1990 a)⁴⁾, Kondo (1990 b)⁵⁾ により内陸の中部山岳域に発生する熱的低気圧と内陸の地形の 3 次元的な効果によって説明されている。また、地形については海岸に近い山岳はその熱的力学的効果によって海風にとって障壁となることが Ookouchi et al. (1978)⁶⁾ によって 2 次元の数値モデルで示されている。このように、地形は海岸線からの距離やそのスケールによっても様々な形で海風に影響を与える。さらに盆地や平地が入り込んだ複雑な地形上では、地表面の熱的な不均一によって Kuwagata and Sumioka (1991)⁷⁾ はメソスケールの循環が発生することを明らかにした。Kimura and Kuwagata (1993)⁸⁾ は 2 次元、3 次元の数値モデルを用いて、日中に盆地が平野に対していわゆる盆地昇温効果により低圧になり、平野から盆地に吹く局地風を再現している。

京都盆地を含む近畿地方には広域海風が吹くことが Mizuma (1985)⁹⁾ などによって知られている。この近畿地方の広域海風とは、午前中、小スケールの湾から 500 m 程度の鉛直スケールをもった海風が発生し、午後からは近畿地方の内陸部まで 1000 m 以上の鉛直スケールを持った南風が覆うという現象である。伊藤 (1995)¹⁰⁾ はこの広域海風を、一般風なしとして、東西、南北各 310 km、格子間隔 5 km の詳細な数値モデルで山地、海域地形を変えて実験を行い、日本海、紀伊山地、剣山地などの海域、山地の存在が近畿地方の広域海風にとって重要であることを明らかにした。しかし、実際には一般風の関係で広域海風が発達しないような場合もあり、そのような場合には伊藤 (1995)¹⁰⁾ が調べたものよりも小スケールの地形・海域が広域海風よりも小さなスケールの海風に影響すると考えられる。京都盆地は大阪湾、若狭湾、伊勢湾の 3 つの海に囲まれている。しかし各湾から京都盆地に至る過程の地形特性は大きく異なっている。すなわち大阪湾からは平野、伊勢湾、若狭湾からは約 800 m の山地、また東は約 500 m の山地を経て琵琶湖に通ずる。

本研究では伊藤 (1995)¹⁰⁾ が調べたものよりもスケールの小さな地形、海域が海風に与える影響を近畿地方、主に京都盆地を中心に特別観測と水平に密な分解能の高いデータを用いた解析によって調べた。また、伊藤 (1995)¹⁰⁾ では述べられていない上空の一般風の影響について着目した。上空の一般風が海風に与える影響の一般論として Atkinson (1981)¹¹⁾ は、まず一般風がある程度以上強いと海風の発生を押さえ、一般風がそれほど強くない適当な強さの場合、一般風の風向が海風の風向と一致すると、1) 海風開始時刻が早くなる、2) 海風の見かけの鉛直スケール、水平スケールが大きくなる、3) 海風前線、海風循環の構造は曖昧になる、等が指摘されている。近畿地方のような複雑な地形・海陸分布上で一般風の影響がどのようにあらわれるのかは興味深い点である。

以下、2 節で本研究で用いたデータの説明をおこなう。3 節では京都盆地の風系の季節、日変化の特徴を統計的に調べ、夏季の昼間の風系は海風などのメソスケールの現象の影響を受けていることを指摘する。4 節では京都盆地の夏季の昼間の風系を客観的に分類し、上空の一般風との対応関係を調べる。5 節では 4 節で検出された京都盆地の風系、夏季午後の東風について、特別に行った観測結果から、その特性を明らかにし、その結果をもとに、複雑な地形・海陸分布における海風の動態について議論する。

2. データ

本研究で用いたデータは次の通りである。

AMeDAS データ

1987 ~ 1993 年の近畿地方各地の AMeDAS 毎正時のデータ、風向 (16 方位)、風速 (1 m/s)、気温 (0.1 °C)、日照時間 (0.1 時間)、雨量を 3, 4 節の統計解析に用いた。また、1995 年 7 月 24 日から 8 月 11 日の期間のデータを 5 節の事例解析に用いた。

京都市データ

京都市衛生局が管理しているデータで、京都市内に12の観測点があり、観測気象要素は風向（16方位）、風速（0.1 m/s）である。『京都タワー』、『壬生』、『比叡山』（標高832 m）では気温（0.1℃）、湿度（1%）も観測されている。1987～1993年のデータを3,4節の統計解析で、1995年7月24日から8月11日のデータを5節の事例解析で用いた。

滋賀県データ

滋賀県衛生環境センターが管理しているデータで滋賀県内に11の観測点があり、観測気象要素は風向（16方位）、風速（0.1 m/s）、気温（0.1℃）、湿度（1%）である。1995年7月24日から8月11日のデータを5節の事例解析で用いた。

ECMWF 客観解析データ

1987～1993年の5～9月の北緯35度、東経135度（兵庫県西脇市付近）、高度850 hPaの00Zの風の東西成分、南北成分の値を近畿地方上空の一般風として3,4節の統計解析に用いた。過去の研究では近畿地方上空の一般風として米子、または潮岬の高度850 hPaまたは900 hPaのデータが多く用いられてきたが、近畿上空の一般風としての代表性は今回用いたデータの方がすぐれていると考えられる。

3. 京都盆地内の風系の季節変化、日変化

京都盆地は Fig. 1 に示したように平野部は南北約25 km、東西約10 kmの楕円形で、周囲を400～600

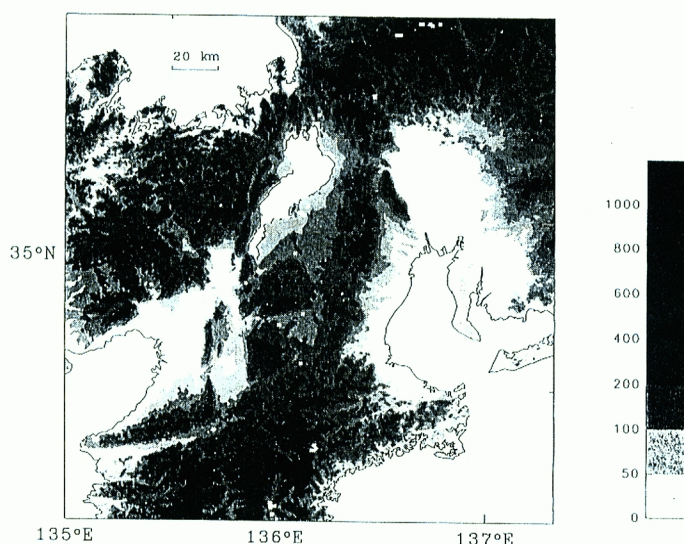
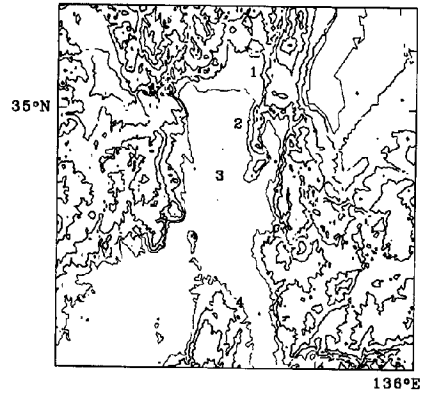


Fig. 1 Topography of the Kinki region

m程度の山地に囲まれた地形である。その地理的特徴をさらに詳しくみると、北部の山地は南部の山地より高く、南西は淀川沿いに大阪平野につながっている。最も近い海、大阪湾から京都盆地は約30 kmの距離に位置する。東部は500 m程度の山地を隔てて琵琶湖に近接している。また、北の若狭湾へは約60 km、南東の伊勢湾へは約70 kmの位置にあり、その間にはいずれも山岳がある。このような地理的特徴のもとで、京都盆地内の各地点でどのような風向、風速が卓越するのか、その季節変化、日変化の全般的な特徴を統計

的に検討した。

京都盆地内の各地を代表する地点として Fig. 2 に示した北から、1. 『左京』、2. 『京都タワー』、3. 『久我』、4. 『田辺』の4地点を選び、各地点の冬季夏季別、夜間昼間別の風向(16方位、0-北、4-東、8-南、12-西)風速頻度分布を Fig. 3, Fig. 4 に示した。解析には京都市環境データ、『左京』、『京都タワー』、『久我』、と AMeDAS データ『田辺』の1987年から1993年の6年間の風向、風速の毎正時の値を用いた。Fig. 3 は夜間(0~3時)の各地点の分布図で上段が冬季(11~3月)、下段が夏季(5~9月)を示し季節変化がわかる様にした。これから、冬季(11~3月)、夏季(5~9月)ともに『左京』では北北東、『久我』では北北西、『田辺』では南南西の風向が卓越し、風速でみると1 m/s 前後の弱風の頻度が高いことがわかる。つまり、夜間は季節を問わず京都盆地内に収束する弱い風系の頻度が高くなっている。京都盆地の水平スケールが10 km のオーダーであるから夜間の収束は $10^{-4}/s$ のオーダーであると見積もられる。この収束は夜間、地表面からの放射冷却によって盆地の周囲の斜面で冷却された大気が斜面下降流となって盆地の中心に収束するためであると考えられる。



CONTOUR INTERVAL = 5.000E+01

Fig. 2 Observation points used in the statical analysis. Contour interval is 50 (m). (1 : Sakyo 2 : Kyoto Tower 3 : Koga 4 : Tanabe)

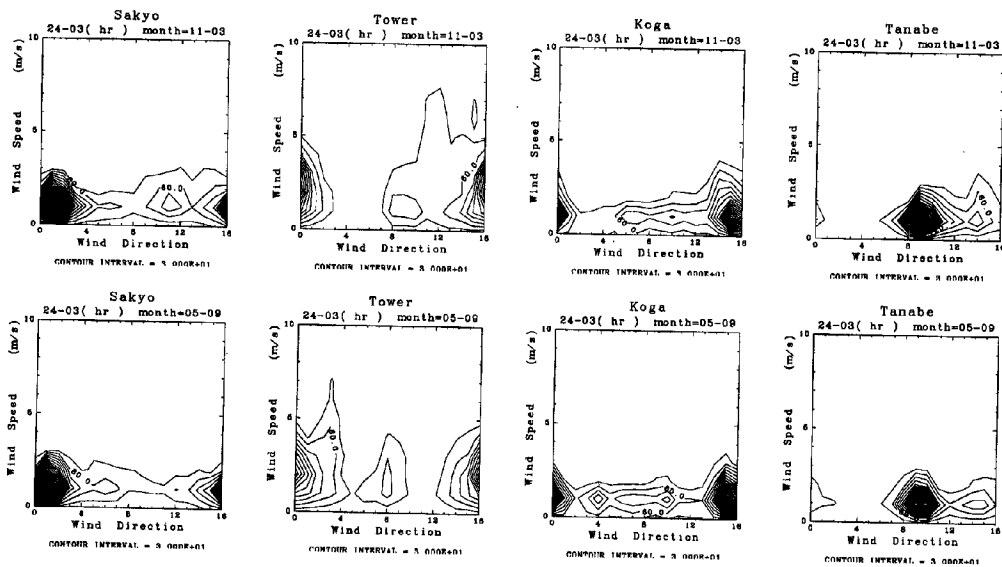


Fig. 3 Histogram for wind direction and wind speed during nighttime (24-3hr). (Data is gained every hour.) (1987-1993) (Sakyo, Tower, Koga, and Tanabe) upper : winter season (from November to March) lower : summer season (from May to September) Vertical axis is wind speed ($0 \sim 10 \text{ ms}^{-1}$), horizontal axis is wind direction (0-16 correspond to northerly-easterly-southerly-westerly-northerly). Contour lines are drawn for each 30.

Fig. 4 に同様に昼間(12~15時)の分布を示した。この図から、第一に、昼間は夜間に比べて風速が強くなっていることが分かる、次に、昼間の京都盆地内の風系には明瞭な季節変化がみられる。すなわち冬季は京都盆地の全地点で季節風であると思われる北西風の頻度が高く、京都盆地内の地上付近の風は上空の一般風が直接侵入した風系が多くなっている。一方、夏季はやや複雑で卓越風向が観測点によって異なり、京都盆地の南西に位置する『久我』では南西風が、北東部に位置する『左京』では東風が卓越し、全体的にみ

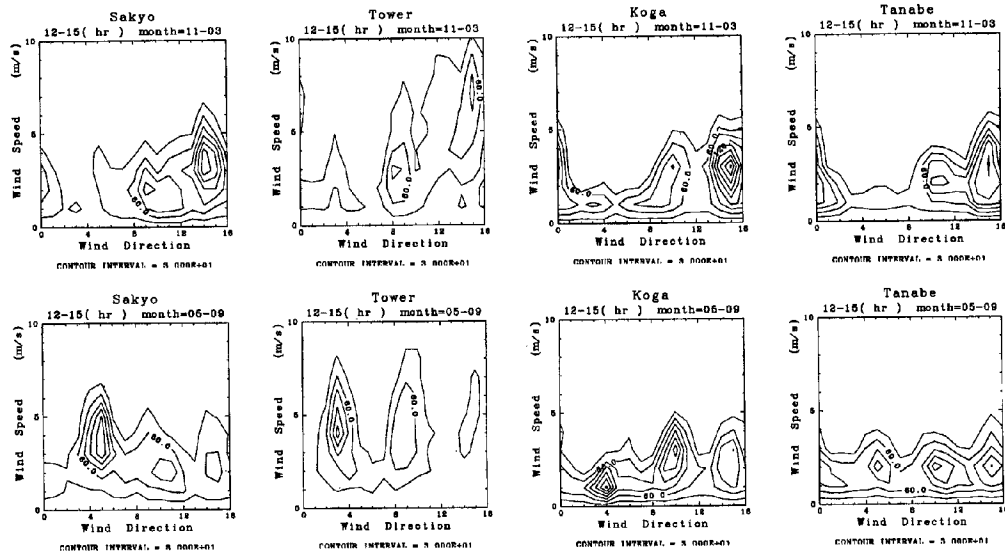


Fig. 4 Same as Fig. 3 but during daytime (12-15 hr).

て京都盆地内に収束する風向となっている。

この特徴は、以下のような理由によって形成される。夏季には日射量が多くなり、海陸、湖陸の熱的コントラストが大きくなるので海風、湖風などが発達し、盆地スケールを越えた、大阪湾、若狭湾、伊勢湾からの海風、琵琶湖からの湖風などのメソスケール現象が京都盆地の午後の風系に影響を与えるようになる。京都盆地内の各地点の夏季の昼間の風向風速頻度分布図にみられる特徴の違いは、微妙な地理的な位置の違いによって、どの海風（湖風）の影響をより受けやすいかが異なっていることの反映であると理解することができる。

これまで述べてきた京都盆地内の風系の季節変化、日変化の全般的な特徴をまとめると以下のようになる。夜間の風系は季節を問わず盆地中心に収束する盆地特有の風系となるが、昼間の風系には季節変化がみられ、冬季は上空の北西一般風が直接侵入する。夏季の風系は盆地周辺に発達する海風などのメソスケールの複数の海風または湖風の影響を受けていると考えらる。

4. 京都盆地の夏季昼間の風系と上空の一般風との関係

前節では夏季の昼間の京都盆地の風系は統計的にみて、京都盆地内に収束していること、京都盆地の周辺で発達する複数の海風、湖風などのメソスケールの現象の影響を受けていることを指摘した。本節では夏季昼間、海風などのメソスケール現象に影響を受けたと思われる日の京都盆地の昼間の風の日変化を以下の方法でパターン分類し、一般風との対応関係を検討した。

4.1 解析方法

1987～1993年の5から9月の期間の日のうち、1) メソスケールの現象は日射の多い晴天日に発達すると考えられるので、AMeDAS観測点『京都』（京都地方気象台）の日積算日照時間が6.0時間以上であった日を晴天日としてピックアップした。晴天日は全観測日1071日うち427日であった、427日のうち『京都タワー』のデータが欠測であった日が1日あったので、除いた426日を解析対象日とした。2) 京都市観測点『京都タワー』の10～21時の毎正時の風向（16方位）、風速（0.1 m/s）から東西風、南北風成分を求め、12時間の東西風、南北風成分、計24個で1日の京都盆地の昼間の風の日変化を代表させた。このよう

にして解析対象日426日を24次元空間内の426個の点として表現することができる。3) この24次元空間内の426個の点をクラスター分析した。クラスター間の距離の定義にはWard法を用いた(田中, 脇本(1983)¹²⁾。4) 近畿地方の上空の一般風としてECMWF客観解析データの東経135度, 北緯35度, 高度850hPaの格子点の00Z(日本標準時間9時)の東西風, 南北風の値を用いた。5) 京都盆地の風の日変化のパターンと上空の一般風との対応関係を調べた。

4.2 結果と考察

4.1節で述べた方法で夏季の晴天日昼間の京都盆地の風の日変化のパターンを出現頻度の多い順にFig. 5に示すようにType A(頻度120), B(101), C(70), D(48), E(44), F(43), の6つのクラスターに分類し, 各クラスター毎に『京都タワー』の毎正時の風を平均し風ベクトルの日変化の様子をFig. 6に示した。大きくみて, 風は夜間弱く, 午後から夕方に強まる傾向は全クラスターに共通で, 各クラスターの相違点は, 主に風向にある。このことは各クラスターごとに対応するメソスケールの現象が異なっていることを示唆している。この分類の信頼性を調べるために各クラスターごとに『京都タワー』の風ベクトルについてコンスタンシーを計算し, 日変化をFig. 7に示した。コンスタンシーは風のベクトル平均の大きさをスカラー平均の大きさで割った量で定義され, 風向のまとまり具合を示す量で, コンスタンシー1.0はすべての風向が一致することを意味する。Fig. 7からTypeA, C, E, は昼間から夜半まで概ねコンスタンシーが高い値を示し, 風向のまとまりがよい, がTypeB, は昼間, TypeD, は夕方良くない。また, TypeFは昼夜を通じてコンスタンシーは0.6ないし0.7で低い。各クラスター毎に10時, 16時の近畿地方, 京都盆地内の平均的な風ベクトルを計算し, Figs. 8, 9, 10, 11, に示した。

これから, 大きくみて, 1) 近畿地区全域でほぼ同一風向が卓越する場合(TypeC, E)と, 2) 海風, 湖風などのメソスケールの現象が発達している場合(TypeA, B, D)がある。近畿地方上空の一般風としてECMWF客観解析データから北緯35度, 東経135度, 高度850hPa, 00Zの東西風, 南北風の値(原点と点を結ぶベクトルが一般風を, 図中の円は点の重心を表す)と各クラスターとの関係をFig. 12に示した。これとFigs. 8, 9, 10, 11から各クラスターと一般風とに比較的良好な対応関係があることがわかる。

すなわち, 1) 近畿地方全域で同一風向が卓越するTypeC, Eの場合, 一般風の風向は地表での卓越風向に一致し, かつ風速が強いものが多い。2) 京都盆地に南西風が卓越するTypeA, Dの場合, 一般風は西風である。3) 午後, 京都盆地で東風が卓越するTypeBの場合, 一般風は北風である。4) 風の弱いTypeFの場合, 明瞭な傾向はみられない。

一般風が強く, 海風は発達せずに近畿地方全域が一般風に覆われるTypeC, Eの場合は, 426例中114例(27%)ある。明らかに京都盆地の風系が一般風よりも海風, 湖風などのメソスケールの現象に強い影響を受けているTypeA, B, D, は369例あり, 夏季晴天日の63%に及ぶ。明瞭な特徴が現れないTypeFは43例, 10%である。

近畿地方の風系が一般風に覆われるTypeC, Eになるか, メソスケールの海風の影響を強く受けた風系TypeA, B, Dになるかの閾値は興味ある点である。一般風の下層への侵入はフルード数に依存するから, 風速の他に大気安定度, 周囲の山の高さ, したがって風向にもよるであろう。Fig. 12からみると, 各風系の一般風の風速値は重なっている部分が多く閾値を決定することは困難であるが, 上空の一般風が15m/sを

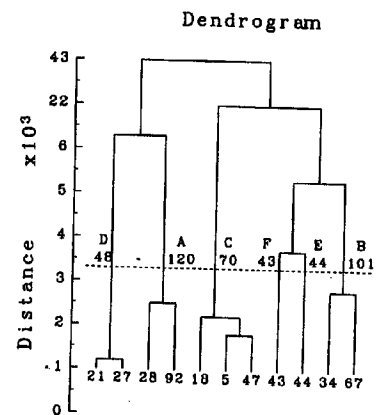


Fig. 5 Result of cluster analysis. Cluster analysis is stopped at the dashed line, then wind patterns in the Kyoto Basin are divided into 6 clusters. The number shown in the dendrogram indicates how many days belongs to each cluster.

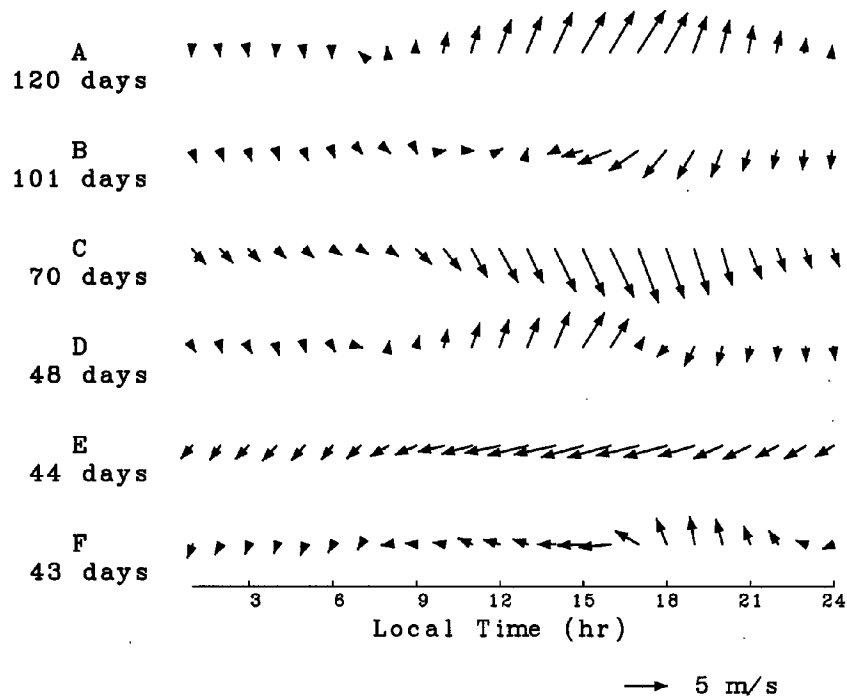


Fig. 6 Averaged diurnal variation of wind at Kyoto Tower for each cluster.

こえると地表付近は上空の一般風に直接支配される、ということと言えるであろう。田中 (1984)¹³⁾は、京都盆地で観測された風の鉛直構造から一般風の下層への侵入は安定度の大きい夜間は 13 m/s 以上、ほぼ中立に近い昼間は 4 m/s 以上とした。これは今回の解析の結果の TypeA の南西風のケースを一般風の侵入とみたことにもよる。

今回の解析から明らかになった点は、Fig. 12 からわかるように夏季昼間、午後から夜半にかけて京都盆地は一般風が西風であると (TypeA,D)、南西風に覆われ (39%)、一般風が北風であると (TypeB)、東寄りの風が吹くということである (24%)。通常、一般風が海風の方向と一致すると海風の発達を促進する効果をもつことが知られている。したがって『一般風が西風』という条件は大阪湾からの海風、『一般風が北風』は若狭湾の海風の発達を促進する。実際に、Fig. 10 に示した 16 時の近畿地方の各クラスター毎の風系から一般風が西風である TypeA,D の場合は大阪湾の海風が、一般風が北風である Type B の場合は若狭湾の海風が発達している様子を見ることができる。上空の一般風が海風に影響を与え、間接的に京都盆地の風系を大きく支配しているのである。

Fig. 1 でみたように京都盆地が南西に開けており、大阪湾から近い約 30 km の距離にあることを考え、Fig. 10 の風系から大阪湾の海風が発達し、京都盆地が南西風に覆われるとした。一方、若狭湾、伊勢湾から京都盆地までは 60 km 以上の距離があり、しかもその間には約 700 ~ 900 m の山地がある。Fig. 10 の風

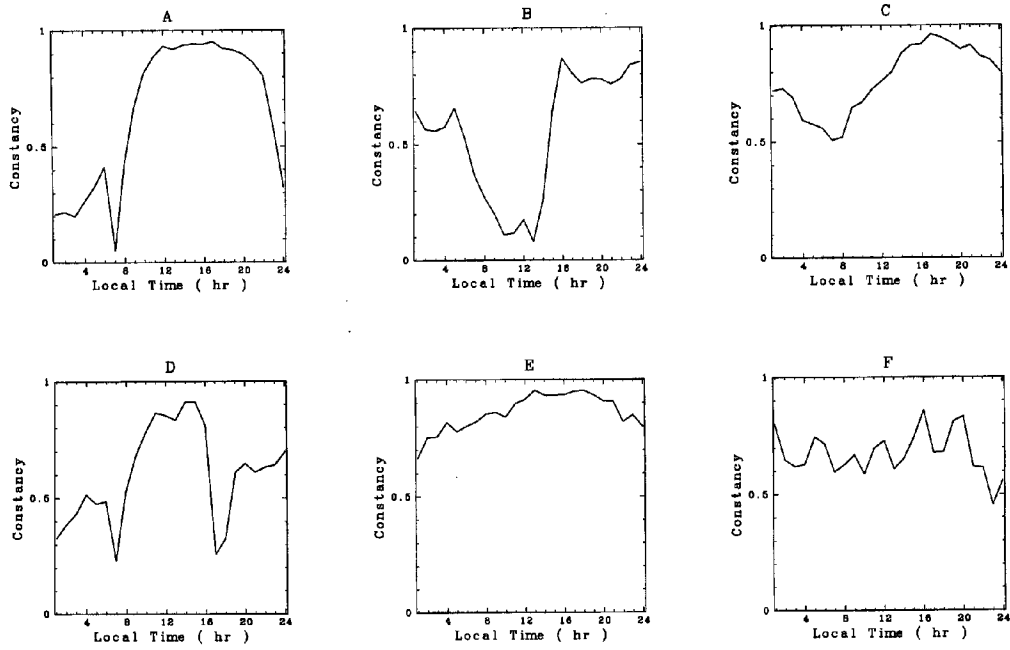


Fig. 7 The diurnal variation of constancies for each cluster. "Constancy" is the absolute of vector averaged wind speed divided by acalar average.

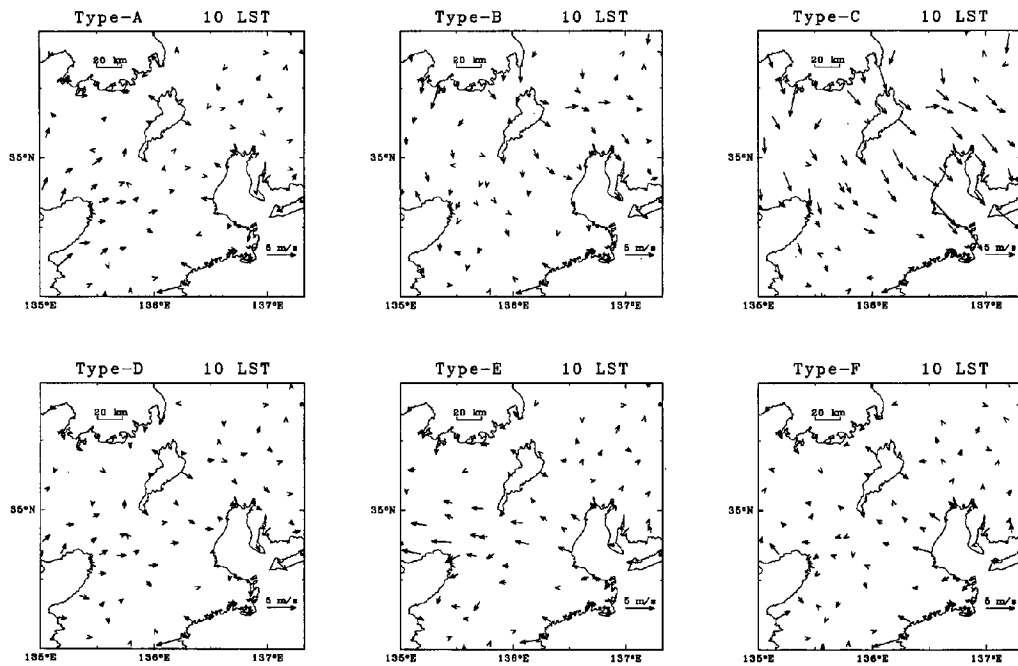


Fig. 8 Averaged wind field over the Kinki region at 10 JST for each cluster.

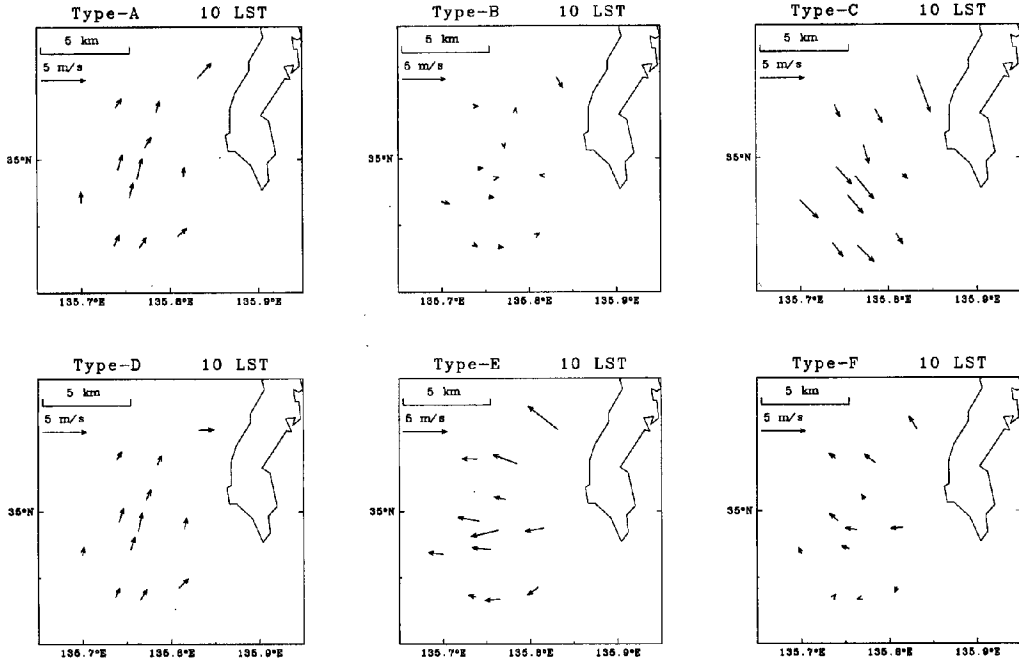


Fig. 9 Averaged wind field in the Kyoto Basin at 10 JST for each cluster.

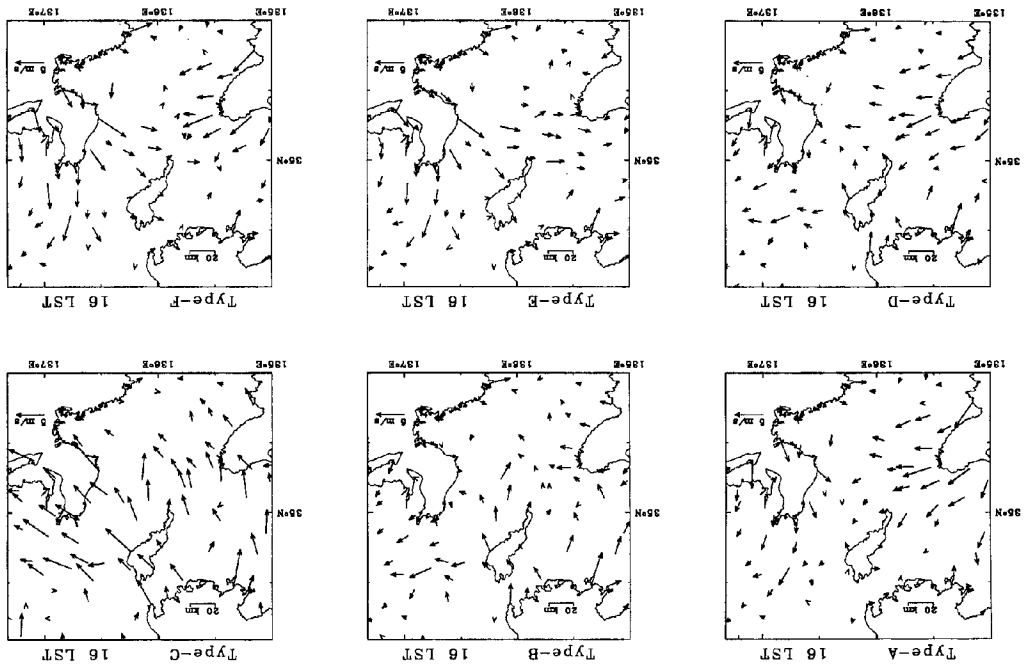


Fig. 10 Averaged wind over the Kinki region at 16 JST for each cluster.

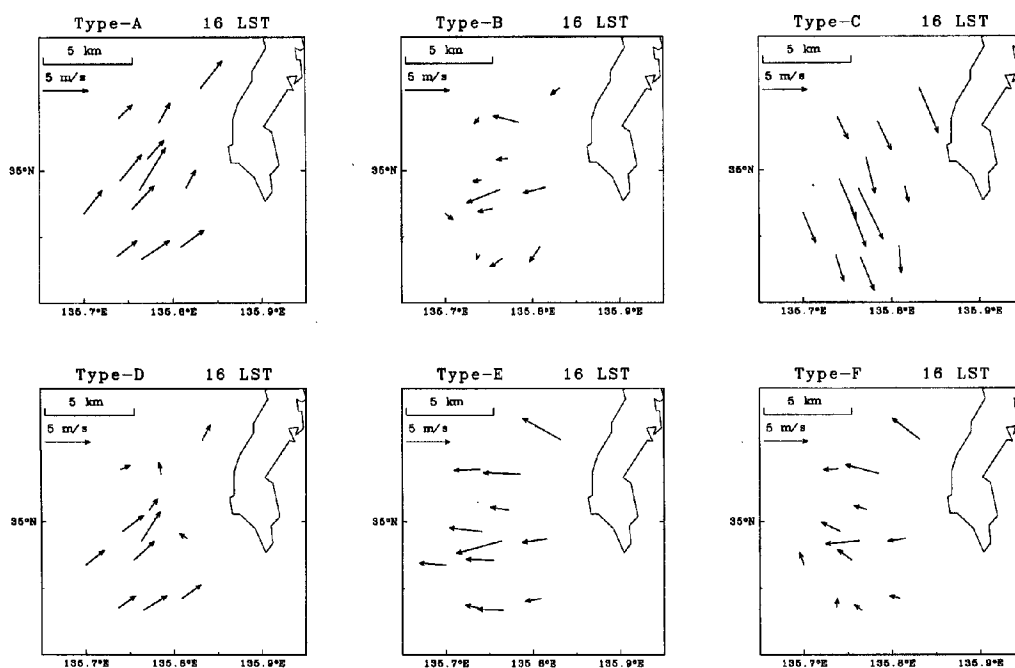


Fig. 11 Averaged wind field in the Kyoto Basin at 16 JST for each cluster.

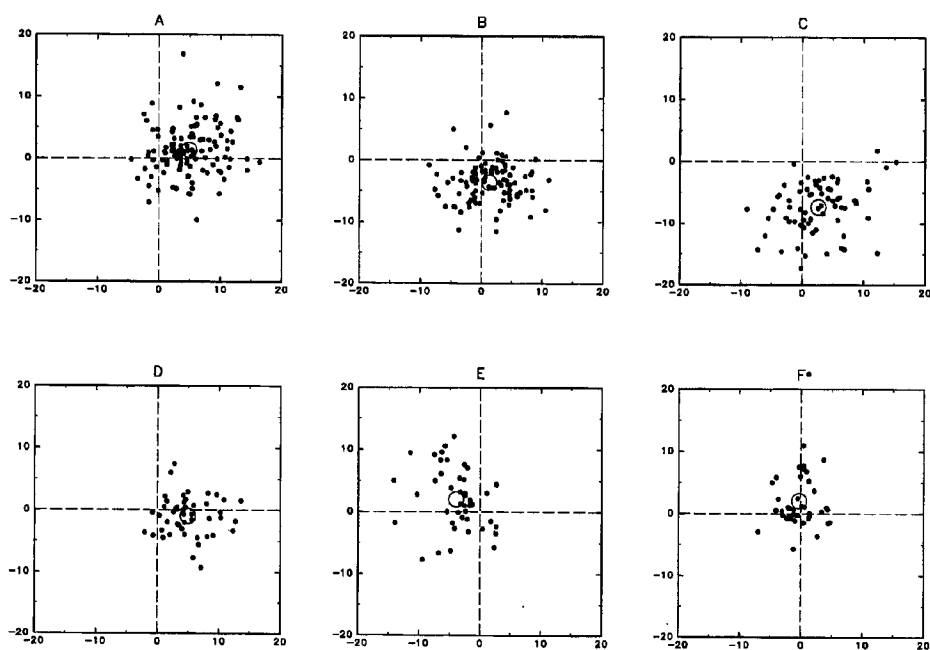


Fig. 12 Relation between general wind and wind pattern in the Kyoto Basin. Zonal and meridional component of upper winds (135°E , 35°N , 850 hPa , 00Z) are plotted for each cluster. Averaged component of each cluster is plotted by \bigcirc . Vertical and horizontal axes are from -20 to 20 ms^{-1} .

系に京都に影響を与える海風はない。簡単な線型海陸風理論からみても京都盆地には大阪湾からの海風は入るが、若狭湾、伊勢湾からの海風は侵入しないことが分かる。また、上空の一般風が北風で、若狭湾の海風が良く発達すると午後京都盆地で東風が吹くことが分かった。この京都盆地の東風と若狭湾の海風との関係が示唆される。

5. 京都盆地、夏季午後の東風

この節では、若狭湾の海風が発達し近江盆地へ北風として侵入、その後、琵琶湖方面から京都盆地に東風が侵入する現象の特性を観測事実から検討し、そのメカニズムを考察した。

5.1 東風の特性

1995年7月24日～8月11日の期間に10日間、2節でみた『左京』の観測点から南南東約800mに位置する京都大学理学部2号館屋上でパイロットバルーンによって風の鉛直分布を観測した。10日間の観測日はいずれも太平洋高気圧に覆われた晴天日でメソスケールの風系の発達期待できる日を選んだ。このうち、午後から京都で東風が観測された事例が5例あった。最も現象が典型的に現れていた7月31日の事例についてその特性を見ると次のようになる。

総観場の状況は、太平洋高気圧に覆われた晴天日であり、高層観測点潮岬測候所の朝9時の一般風を示す850hPaの風は西北西6.0m/sであった。理学部屋上観測点における風の鉛直分布と、『左京』の観測点における地上10mの風の時間変化をFig. 13に、この東風が吹く前後の近畿地方の風系をFig. 14に、京都盆地周辺の風系をFig. 15に示した。『左京』の観測点では13時からそれまでの弱い西風が約3m/sの東風に変わり徐々に強まり、16時に約5m/sになる。その後は弱まりながらも22時まで継続している。風の鉛直分布からこの東風は高度100m付近で最大(約10m/s)となり、200～400m程度の厚さをもっている。その上空約1000m高度までは約2m/sの南風、さらにその上空は南西風になっている。夜間23時に下層の東風が弱まると上層の西風が下層に下がっている。

Fig. 14, 15の風の水平分布から、近畿地方、さらに京都盆地周辺の風系をみると、11時の段階では大阪湾、若狭湾、琵琶湖のそれぞれから発散する風系がみられ、明らかに小スケールな海風、湖風が発生している。しかし伊勢湾では海風の発生は認められないが、この原因は分からない。また、この時間、京都盆地では弱い2m/s前後の南西風が吹いている。この南西風は大阪湾からの海風ではなく、京都盆地北部の山地の影響をうけた谷風的な性質をもった風であると思われる。12時になると若狭湾からの海風が琵琶湖に侵入し、近江盆地では約5m/sの北～北西の風が16時すぎまで継続している。京都盆地の地表風に注目すると北東部に13時に東風が侵入しはじめ、14時になると風は強まり、盆地南部を除いては東風に、15時になると盆地全体が約5m/sの東風に覆われ、以後その状態が継続する。Fig. 15の14時の風分布から、東風は比叡山(標高832m)を越えてきていると考えられる。この日の『京都タワー』で測定された風、気温をFig. 16に示した。この東風の侵入に伴って気温が約3度低下していることが分かる。

以上、1995年7月31日の観測結果に基づいて京都盆地の夏期午後の東風のいくつかの特性を述べたが、この特性は他の4つの事例についても共通していた。京都盆地に午後から吹く東風に共通した特徴をまとめると以下のようなになる。1) 一般風(潮岬850hPa, 9時の風)が北成分をもつ風である、2) 若狭湾の海風が良く発達し、琵琶湖北西部にある『今津』(AMeDAS観測点)に海風が侵入する、3) その1～3時間後に京都盆地では北東部から東風が吹き始め、1時間後には盆地全体に広がる、4) 東風の鉛直スケールは200～500m程度で風速の最大は高度100m付近にあり、最盛期には7～12m/sとなる、5) 継続時間は6時間から10時間である、6) この東風は1～3度の気温の低下をとまなう。京都で東風が観測されなかった5事例のうち1例は1日中北風が卓越していた8月11日(TypeC)、他の4事例は一般風の関係で若狭湾からの海風が琵琶湖に侵入していない日に対応している。

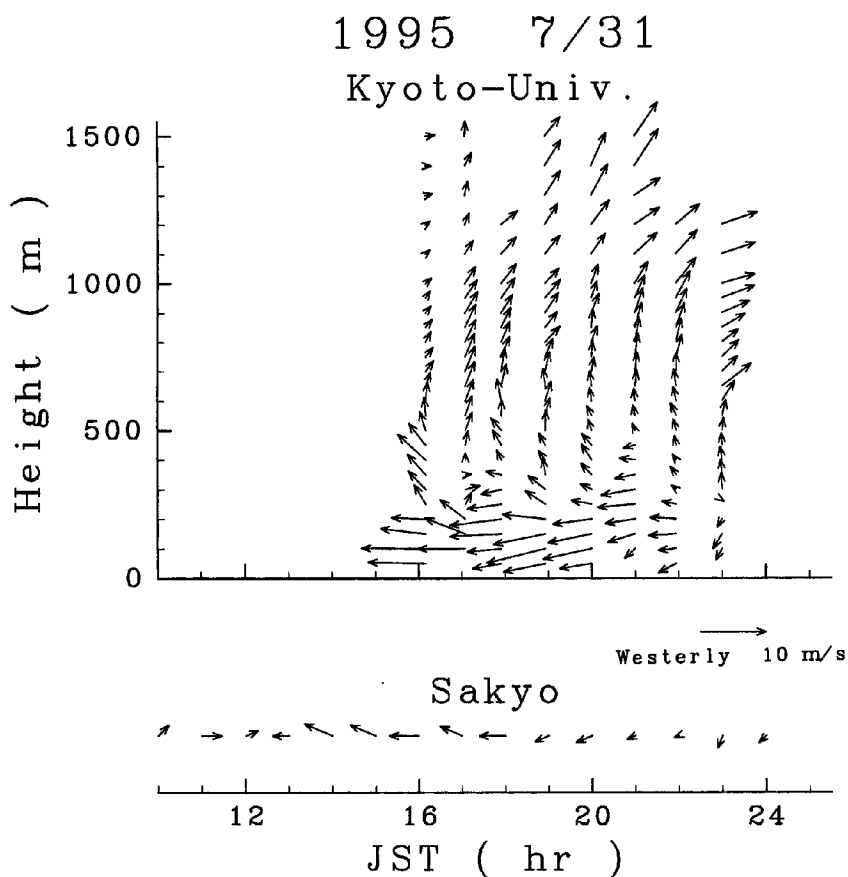


Fig. 13 The time-height cross section of the observed wind at Kyoto univ. (upper) The time variation of wind at Sakyo. (lower) (on 31 July 1995.)

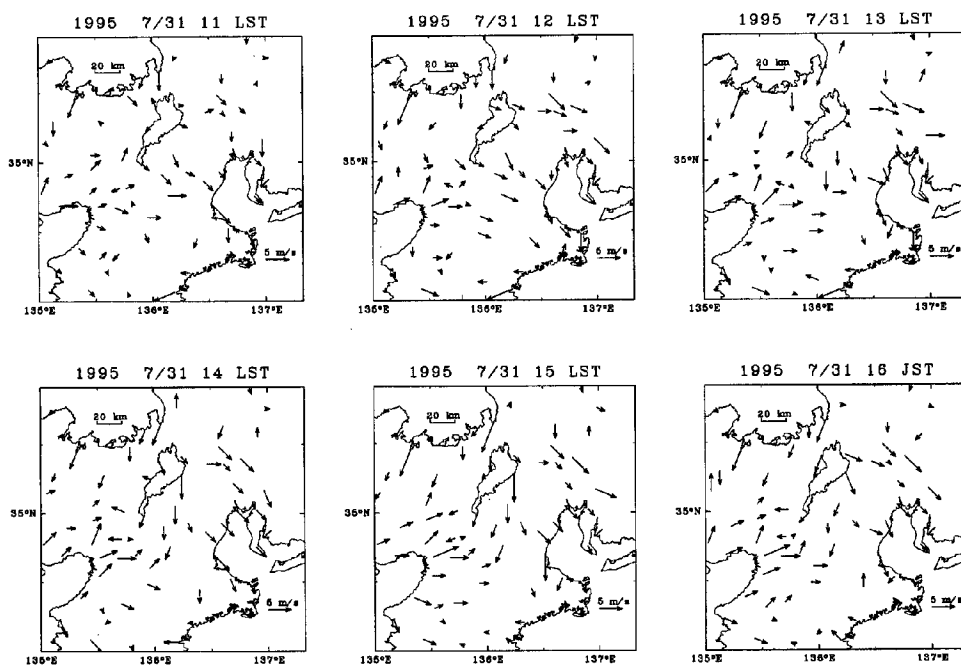


Fig. 14 The surface wind field over the Kinki region on 31 July 1995.

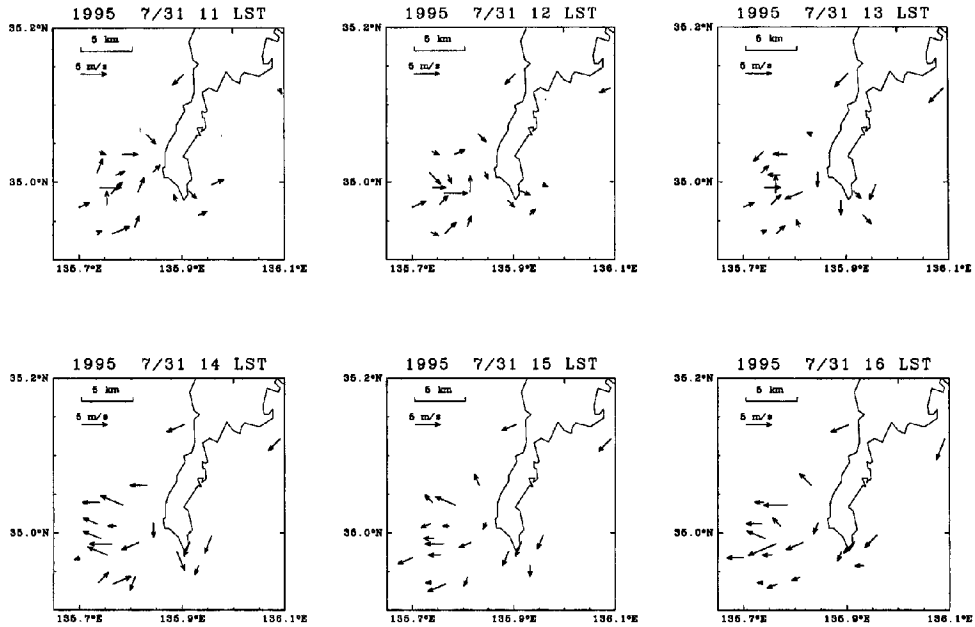


Fig. 15 The surface wind field in and near the Kyoto Basin on 31 July 1995.

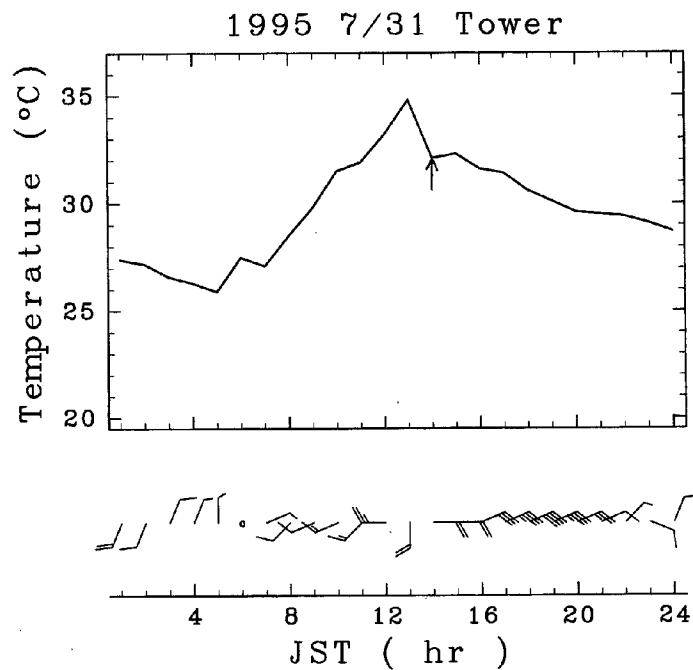


Fig. 16 The diurnal variation of temperature and wind on 31 July 1995 at Kyoto Tower. Arrow in the upper graph indicates the time easterly wind started at Kyoto Tower. Long wind arrow indicates 2 m/s and short wind arrow indicates 1 m/s.

前節の統計解析で、一般風が北風で若狭湾の海風が発達する場合、京都盆地は午後東風が吹くこと、しかも、この東風の厚さ、最大風速の大きさ、高度、継続時間、気温の低下をともなう特性は通常の海風の性質と一致していた。本節の事例解析からも、京都盆地に午後から吹く東風は若狭湾の海風の琵琶湖への侵入に伴って発生することがわかった。この海風の性質を持つ京都盆地の東風は、若狭湾で発生した海風が、単純に近江盆地を通じて京都に侵入しているのではない。何となれば Fig. 14 から若狭湾からの大部分の海風は近江盆地南部に抜けている。次節で若狭湾から琵琶湖への海風の侵入、やや遅れて京都盆地の東風の開始の関係について検討する。

5.2 東風のメカニズム

京都盆地に午後から侵入する東風を若狭湾の海風と関係する現象と考えるならば、この東風の特徴は、若狭湾から京都盆地にいたる地形特性によって説明されるべきである。若狭湾、近江盆地、琵琶湖、京都盆地に至る領域の地形特性は、大きくみて Fig. 1 に示したように若狭湾と琵琶湖、近江盆地の間に 700～900 m 高度の野坂山地が約 20 km の水平スケールをもって存在し、そこから琵琶湖を南西に約 50 km 經由して 400～500 m 高度の山地を隔てて京都盆地へとつながっている。

海風、湖風は日の出とともに始まるが、午前中はまだ海陸の温度差、したがってその水平スケールは小さく若狭湾、琵琶湖、大阪湾に留まっている (Fig. 14)。これには周辺の山地などが強くかかわっていると考えられる。ここで、まず、複雑な山地地形が海風にどのような影響を及ぼすかについて整理すると、海岸に近い山地が海風に及ぼす影響は障壁効果である。昼間に山地の斜面上昇流が海風の侵入を阻止することは、Ookouchi et al. (1978)⁶⁾ によって指摘されている。それによれば、若狭湾の海風は 700～900 m 高度の野坂山地の障壁効果で琵琶湖方面には容易には侵入できない、また同様に、琵琶湖の湖風の京都盆地への侵入も京都盆地東部の約 500 m の山地によって拒まれている。

次に、琵琶湖の存在による水面の熱的な効果について考えると、京都盆地に比べて気温は高まらず、したがって高圧となるが、京都盆地東部の約 500 m の山地の障壁効果によって、この琵琶湖を含む近江盆地と京都盆地の気圧差は維持されることが考えられる。最後に上空の北寄りの一般風の役割について述べる。一般風により促進されて琵琶湖に侵入した若狭湾の海風は琵琶湖上空の大気を冷却し、高圧化する。また、大部分の海風は南に抜けるが一部、水面と陸面の粗度の違いなどにより琵琶湖上を南西に吹いたかも知れない。琵琶湖上の風の過去の観測例 (遠藤ら (1995)¹⁴⁾) によれば、琵琶湖上には午後から 10 m/s 前後の強い北西風が吹くことがあることがよく知られている。

以上述べてきた若狭湾、野坂山地、琵琶湖、東部山地、京都盆地に至る各地形が海風、湖風に与える効果はまとめると Table 1 のようになる。夏季京都盆地でみられる海風の性質を持った東風の形成メカニズムについて以下のような仮説をたてた。この東風は琵琶湖からの湖風である、しかし、一般風が北風であることにより琵琶湖と若狭湾の境界の野坂山地を越え琵琶湖に侵入した若狭湾の海風の存在も重要な役割をもつ。それは琵琶湖上の大気を冷却 (高圧化) する。このようにして形成された『若狭 + 琵琶湖』と京都盆

Table 1 The effects of topographies from Wakasa Bay to Kyoto Basin to the sea and lake breeze.

地形	効果
野坂山地	若狭湾の海風の琵琶湖への侵入に対する障壁効果
琵琶湖	熱的效果 (高圧化)
京都盆地東部の山地	琵琶湖の湖風の京都盆地への侵入に対する障壁効果

地の気圧差は琵琶湖と京都盆地の間にあった気圧差を拡大し、琵琶湖の湖風が京都盆地東部の山地を越えることができるようになる。琵琶湖の存在、北東から南西に延びる形、スケール、がうまく作用し、若狭の海と京都盆地を結びつけた。

6. まとめ

複雑な地形、海陸分布における海風の動態について、大阪湾、若狭湾の中間に位置し、山地を隔てて琵琶湖と近接する京都盆地をフィールドとして調べた。その結果、京都盆地および周辺の風系は上空の一般風に大きく支配されていること、東風が琵琶湖を通じて若狭湾からの海風に結びついていることが新たに明らかになった。京都盆地の風系に関してわかったことをまとめると、以下のようになる。

1. 盆地内の夜間の地上風系は冬季、夏季とも盆地内に収束している (Fig. 3)。そのオーダーは 10^{-4} である。
2. 京都盆地の夏季、晴天時、昼間の風系を客観的に分類すると、6つの Type があり (Fig. 6)、すべて夜間弱風、午後、夕方に強い。
3. 上空の一般風との対応関係を調べたところ (Fig. 12)、一般風が 15 m/s を越える場合は近畿地方にメソスケールは発生しない。その頻度は晴天日の 27 % である。
4. メソスケールの海風発生時の京都盆地の風系 (Figs. 9, 11, 12) と上空の一般風の風向との間には密接な関係があり、上空の一般風は海風などのメソスケールの現象に影響することで京都盆地の風系を大きく支配し、夏季晴天日の 63 % がこのタイプである。
5. 上空の一般風が西風で大阪湾の海風が発達すると京都盆地は大阪湾の海風、南西風に覆われ (39 %)、上空の一般風が北風で若狭湾の海風が発達すると、琵琶湖方面からの東風に覆われる (24 %)。
6. この東風はパイロットバルーンを用いた特別観測により、鉛直スケール $200 \text{ m} \sim 500 \text{ m}$ 、最大風速は高度 100 m 付近にあり最盛時には $7 \sim 12 \text{ m/s}$ 、継続時間は $6 \sim 10$ 時間、 $1 \sim 3$ 度の気温低下をとまなう。
7. 東風の性質を高田ら (1994)¹⁵⁾ が整理した大阪湾から京都盆地に侵入する南西の海風の観測結果と比較したところ、その鉛直構造、気温の低下をとまなうことなどの性質は一致していた。
8. この東風は琵琶湖からの湖風である。しかし単純な湖風ではなく、若狭湾からの海風と密接な関係があると考えられる。
9. 若狭湾の海風が琵琶湖に侵入することで『若狭+琵琶湖』が形成され琵琶湖上の大気を冷却、気圧を高め、京都盆地との気圧差を大きくすると考えられる。

この京都盆地をフィールドとした観測、解析から得られた知識を一般化すると、複雑な地形・海陸分布上においては一般風が海風、湖風などに影響することで間接的に風系を大きく支配しており、また、内陸の湖を含む新たな湾が形成され、この湾からの海風が発生することがある、ということになる。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、京都大学防災研究所災害気候研究室、村松久史教授、西憲敬助手、大学院生、および理学部物理気候学研究室、木田秀次教授、里村雄彦助教授、大学院生にはゼミなどにおいて有益な助言、議論をして頂きました。感謝致します。また、観測するにあって、木田秀次教授、理学部2号館の事務の方々には便宜をはかって頂き、大学院生に協力していただきました。また京都地方気象台、日本気象協会京都支部にも観測の際大変お世話になりました。感謝致します。京都市衛生局、滋賀県衛生環境センター、滋賀大学教育学部遠藤修一教授には風、気温のデータを提供して頂きました。御礼申し上げます。なお本研究の図の作成には地球流体電脳ライブラリーを使用しました。

参考文献

- 1) Niino, H. : The linear theory of land and sea breeze circulation. J.Meteor. Soc. Japan. vol. 65, 1987, pp. 901-921
- 2) Simpson, J. E., D. A. Manisfield and J. R. Miliford : Inland penetration of sea-breeze fronts. Quart.J.Roy.Meteor.Soc. vol. 103, 1977, pp. 47-76
- 3) Reible, D. D., J. E. Simpson and P. F. Linden : The sea breeze and gravity-current frontogenesis. Quart.J.Roy.Meteor.Soc. vol. 119, 1993, pp. 1-16
- 4) Kondo, H. : A numerical experiment of the "extended sea breeze" over Kanto plain. J.Meteor.Soc. Japan. vol. 68, 1990a, pp. 419-434
- 5) Kondo, H. : A numerical experiment of the interaction between seabreeze and valley wind to generate the so called "extended sea breeze". J. Meteor. Soc. Japan. vol. 68, 1990b, pp. 435-446
- 6) Ookouchi, Y., M. Uryu and R. Sawada : A Numerical study of the effects of a mountain on the land and seabreeze. J.Meteor.Soc.Japan, vol. 56, 1978, pp. 368-386
- 7) Kuwagata, T. and M.Sumioaka : The daytime PBL heating process over complex terrain in central Japan under fair and calm weather conditions. Part 3 : Daytime thermal low and nocturnal thermal high. J.Meteor.Soc.Japan. vol. 69, 1991, pp. 91-104
- 8) Kimura, F. and Kuwagata, T. : Thermally Induced Wind Passing from Plain to Basin over a Mountain Range. J. Appl. Meteor. vol. 32, 1993, pp. 1538-1547
- 9) Mizuma, M. : An observational study of land and sea breezes in the southern part of the Osaka district. Annu.Rep.Reactor.Inst.Kyoto Univ., vol. 18, 1985, pp. 68-81
- 10) 伊藤久徳 : 近畿地方の広域海風に関する数値実験, 天気, vol.42, 1995, pp. 17-27
- 11) Atkinson B. W. : Meso-scale Atmospheric Circulation., Academic Press, 1981, 495pp.
- 12) 田中 豊, 脇本和昌 : 多変量統計解析法, 現代数学社, 1983, 296pp.
- 13) 田中正昭 : 盆地上空の安定層と局地風の形成-京都盆地-. 京都大学防災研究所年報第 27 号 B-2, 1984, pp. 107-119
- 14) 遠藤修一, 渡辺美和, 永田大樹, 丸尾文仁, 河江哲也, 奥村康昭 : 琵琶湖上の風の分布について。1995, 日本気象学会関西支部年会講演予稿集 pp. 14-17
- 15) 高田 望, 田中正昭 : 大阪平野から京都盆地に吹く風について。日本気象学会関西支部年会予稿集, 1994, 19-22