

## 名古屋港で観測された夏季海陸風のホドグラフの鉛直分布

永尾 一平\*<sup>1</sup>・菊本 雄紀\*<sup>2</sup>・河合 慶\*<sup>3</sup>  
長田 和雄\*<sup>3</sup>・柴田 隆\*<sup>3</sup>・甲斐 憲次\*<sup>4</sup>

### 要 旨

2010年7月17日と2011年7月16日の各正午から翌日正午に名古屋港で実施したパイロットバルーン観測データ、同期間の名古屋地方気象台のウインドプロファイラ観測データと気象庁メソ領域客観解析 (MANAL) データを用いて、伊勢湾の湾奥部における地上から高度約2200 mまでの夏季海陸風のホドグラフの形状と回転方向の鉛直分布、およびそのときの気圧傾度力や摩擦などの条件を調べた。各観測高度における一般風からの偏差の1日周期成分により描かれるホドグラフは、高度約500 m以下では、長軸の走向が北東 (17時頃) から南西 (5時頃) であり、それぞれ海風と陸風に対応するやや丸みのある反時計回り (CCW) 回転の楕円であった。高度2000 m付近では、それらの反流が長軸となる南北に細長い時計回り回転の楕円であった。MANALの各気圧面において、気圧傾度力の1日周期成分を外力とする線形運動方程式の解析解から得られたホドグラフのうち、観測値と解析値のホドグラフに最も近くなるときの摩擦係数を求めるとともに、気圧傾度力の特徴を調べた。その結果、このようなホドグラフが観測された条件は、摩擦が大きい地上から500 mでは、海陸間の強い加熱差により気圧傾度力の寄与が大きく、それが北東から南西に細長い楕円としてCCW回転することであり、反流が吹く高度では、相対的に気圧傾度力の寄与が低下することである。

### 1. はじめに

海陸風は、海陸の加熱差が1日の間で変化することにより生じる、沿岸域でよく知られた風系であり、これまで数多くの研究が行われている (たとえば、Miller *et al.* 2003)。大都市や工業地帯の多くが沿岸平野に分布しているため、海風による都市部の日中の気温上昇の緩和や、内陸部への大気汚染物質の輸送 (たとえば、Kurita *et al.* 1990) などを考える際に、海陸風の鉛直構造とその日変化を調べるのが重要で

ある。

日本の沿岸平野における海陸風の鉛直構造を調べた例として、東京湾沿岸部と関東平野 (藤部・浅井 1979)、瀬戸内海沿岸部 (根山 1982)、大分市の沿岸部 (局地風観測グループ 1986)、伊勢湾沿岸部から中部山岳地帯 (森ほか 1998)、日本列島全体 (Sakazaki and Fujiwara 2010) などがある。そのなかで本研究の対象エリアである伊勢湾と濃尾平野の海陸風の場合、森ほか (1998) は、春の移動性高気圧時の濃尾平野上で、日中の伊勢湾海風と夜間の陸風が高度約400 m以下で観測され、中部山岳地帯の熱的低気圧上部からの発散流による反流が高度約1400 m以上で観測されたと報告している。また、Sakazaki and Fujiwara (2010) は、客観解析データを用いて夏季 (6～8月) の日本列島上の風の鉛直分布を調べた結果、海陸風が高度1000 m以下で、その反流が高度1000 m～3000 mで、それぞれ主要な風系であると報告している。

\*1 (連絡責任著者) 名古屋大学大学院環境学研究所。  
i.nagao@nagoya-u.jp

\*2 名古屋大学大学院環境学研究所／舞鶴市役所。

\*3 名古屋大学大学院環境学研究所。

\*4 名古屋大学大学院環境学研究所／茨城大学教育学部。  
—2015年1月22日受領—  
—2018年6月4日受理—

海陸風の日変化の特徴を明らかにする場合には、時々刻々変化する風ベクトルの先端を結んで描かれる曲線 (hodograph) を対象とすることが多く、これまで主に地上風の hodograph について調べられている (たとえば, Haurwitz 1947; 森 1982; Kusuda and Alpert 1983; 白木 1984; Shiraki 1986; Kusuda and Abe 1989; Sakazaki and Fujiwara 2008)。日平均風からの偏差を求めたとき、その 1 日周期成分の hodograph は楕円となるため、楕円の形状 (離心率, 長軸の傾斜角) や回転方向により日変化の特徴を容易に表現することが可能になる。

線形運動方程式の解析解を用いた研究によると、この形状や回転方向は、緯度方向と経度方向で異なった日変化する気圧傾度力のそれぞれの振幅と位相差、摩擦の大きさ、および緯度によって決まる (Kusuda and Alpert 1983)。そして、これらの力の分布によって、同一平野においても場所によって風の hodograph の回転方向が逆転する場合があります、たとえば、伊勢湾周辺の平野部では、愛知県側に反時計回り (CCW) 回転が多く見られ、三重県側に時計回り (CW) 回転が多く見られる (Sakazaki and Fujiwara 2008)。

このように、地上風の hodograph に関する研究は多いが、その鉛直分布について調べた例は限られている。そのなかで、Alpert *et al.* (1984) は数値計算により、地上付近の風の hodograph が CCW 回転になるような気圧傾度力の振幅比と位相差を与えた場合、大気境界層内のある高度 (彼らの計算の場合、高度約 300 m) を境に CW 回転に変化することを示した。局地風観測グループ (1986) は、大分市の夏季の海陸風を立体観測することで、地上から高度約 600 m の間では、地形に起因した局地的な気象条件により風の hodograph が CCW 回転から CW 回転に変化することを報告している。しかし、いずれも地上から高度数百 m の大気境界層内における風の hodograph について調べたものであり、海陸風の反流が吹く高度までの hodograph の形状や回転方向についてはまだ十分に調べられていない。

我々は、毎年、名古屋大学理学部の科目として「大気水圏フィールドセミナー」を開講し、海陸風が年間で最も顕著に現れる夏季の太平洋高気圧の下、伊勢湾の湾奥部の名古屋港で、パイロットバルーン (パイバル) を使った風の鉛直分布の 24 時間観測を実施している。

本論文は、これまでに得られた観測データから海陸

風の発生に適した条件下にあった 2 例を選び、パイバル観測による風データと、名古屋地方気象台のウィンドプロファイラ観測による風データ、および気象庁のメソ客観解析 (MANAL) の風、気圧、気温などのデータを用いて、地上から反流が吹く高度約 2200 m までの風の hodograph (以下、hodograph) の形状や回転方向、およびそのときの条件について調べる。

## 2. 観測方法と使用データ

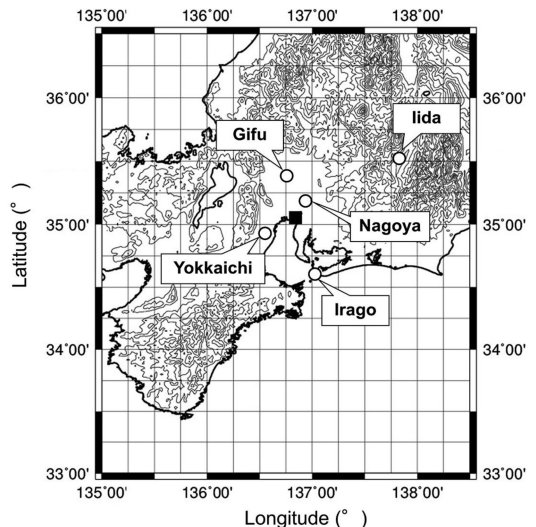
### 2.1 パイバル観測

名古屋港ガーデン埠頭 (東経 136.88 度, 北緯 35.09 度) (第 1 図) において、2010 年 7 月 17 日, 2011 年 7 月 16 日の各正午から翌日の正午まで、毎正時にヘリウムガスを充填したパイバルを放球し、その方位角と高度角を 10 秒毎にデジタル測風経緯儀 (TD-4, Tamaya 製) を使って測定した。ヘリウムガスの充填量を調節することにより、気球の設定上昇速度を 2.5 m/s とした。この観測においては 1 台の経緯儀を使って追跡したため、パイバルは設定した速度で上昇したと仮定して 10 秒毎の高度を求めた。

### 2.2 気象庁の気象データ

#### 2.2.1 地上気象観測データと地上天気図

気象庁の過去データ検索ページ (<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>) から、名古屋の全天日射量のほか、第 1 図に示す中部地方の 4



第 1 図 パイバル観測を行った名古屋港 (■) と、解析に使用した気象データが観測された気象庁の観測点の位置 (○)。

地点（飯田，伊良湖，岐阜，四日市）の海面気圧と地上気温のデータを取得し，解析に使用した．また，2回の観測期間の総観規模の気圧配置を調べるため，気象庁の地上天気図を使用した．

### 2.2.2 名古屋のウィンドプロファイラ観測データ

パイバルの上昇速度は大気成層状態，あるいは上昇気流や下降気流によって変動する (Rider and Armendariz 1970; 重田ほか 2014)．パイバル観測データの品質チェックのため，そしてパイバル観測で得られなかった高度の風データ取得のため，観測点から北に約10 km 離れた名古屋地方気象台のウィンドプロファイラ観測の風データを使用した．伊勢湾や濃尾平野上の海陸風の反流が吹く高度は約1400 m 以上 (森ほか 1998) との報告があるため，445 m, 741 m, 1036 m, 1332 m, 1627 m, 1923 m, 2219 m のデータを使用した．データは10分間隔であるが，毎正時の値を使用し，欠測時は前後のデータを使って線形内挿した．

### 2.2.3 メソ客観解析データ

気圧傾度力は地上風の hodograph の特徴を決める重要な力の一つである (Haurwitz 1947; Neumann 1977; Kusuda and Alpert 1983; Sakazaki and Fujiwara 2008)．本研究は，反流が吹く高度までの hodograph を調べるため，MANAL を用いて，地上から800 hPa までの各気圧面 (1000 hPa, 950 hPa, 925 hPa, 900 hPa, 850 hPa, 800 hPa) の風，気温，気圧傾度力などを解析する．各気圧面の平均高度は，名古屋港付近の格子点における各観測期間の平均値とする．水平分解能は5 km であり，時間分解能は3時間である．本研究では，パイバル観測の時間間隔 (1時間) に合わせるため，3時間毎の

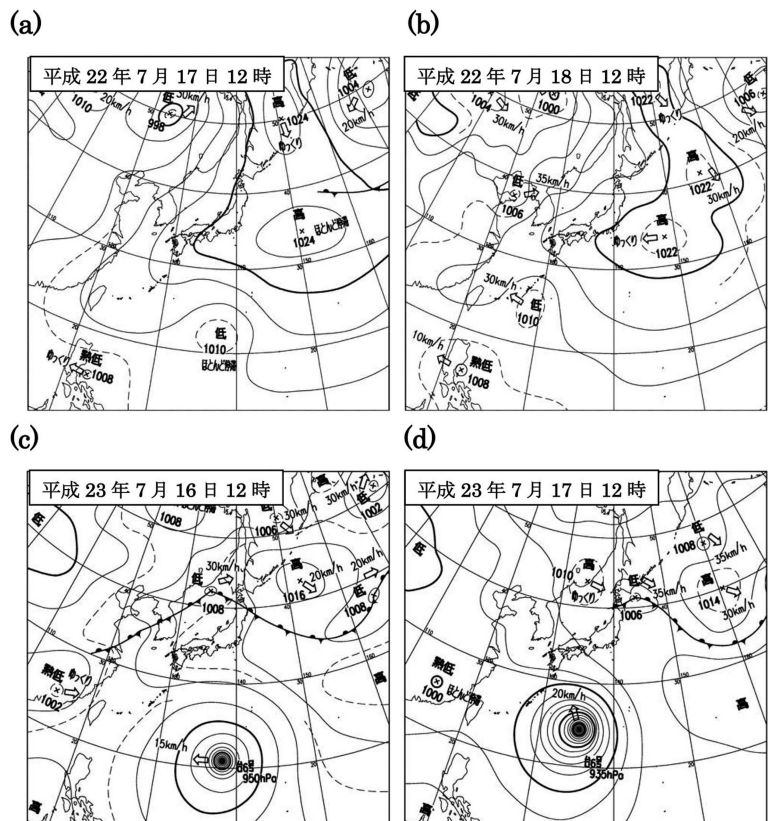
MANAL の各データから3次スプライン補間により1時間毎の値を求めて解析に使用した．

## 3. 結果

### 3.1 地上の気象条件

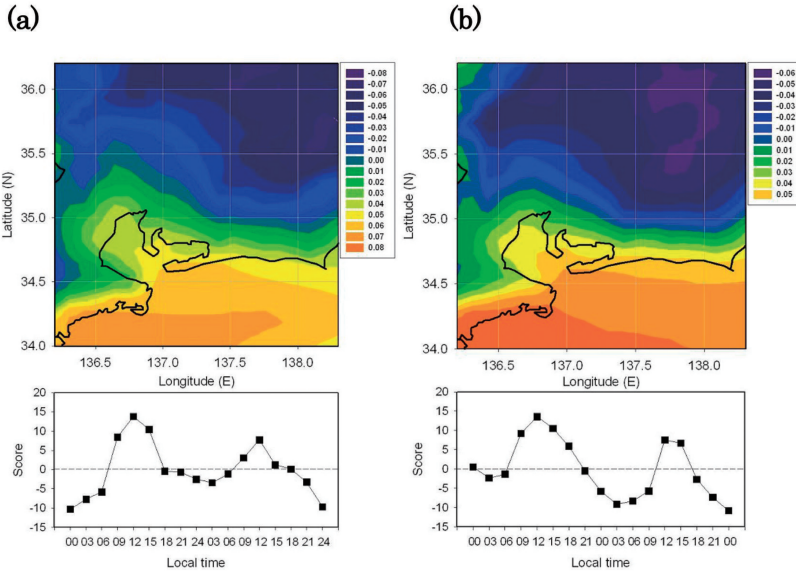
#### 3.1.1 総観規模の気圧配置

観測期間の総観規模の気圧配置を確認するため，2010年と2011年の各観測の開始時と終了時の地上天気図を第2図に示す．これらの天気図から，2回の観測期間中，日本列島は太平洋高気圧に覆われており，総観規模の気圧配置に大きな変化はなかったことがわかる．このときの伊勢湾を含む中部地方の海面気圧場の時空間変動を調べるため，MANAL の海面気圧データを EOF 解析した．各モードのうち，第3図に示す第2モードのパターンとスコアを見ると，日中に内陸部を中心に陸上で気圧が低くなり，夜間は，日中に比べると海陸間の気圧差は小さいが，内陸部を中心に陸

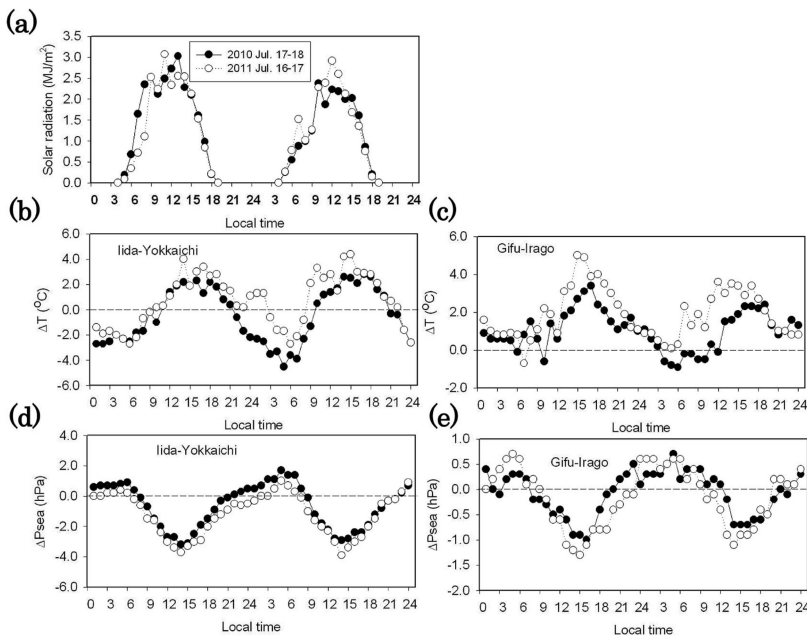


第2図 各観測期間の開始時と終了時の地上天気図．(a)2010年7月17日12時，(b)2010年7月18日12時，(c)2011年7月16日12時，(d)2011年7月17日12時．





第3図 図に示す領域の MANAL の海面気圧の偏差データを EOF 解析したときの第2モードの分布 (hPa) とそのスコアの時間変化。(a)2010年7月17日0時~18日24時 (寄与率は9.7%), (b)2011年7月16日0時~17日24時 (11.6%)。



第4図 各観測期間の(a)名古屋の全天日射量, (b)飯田と四日市間の地上気温差, (c)岐阜と伊良湖間の地上気温差, (d)飯田と四日市間の海面気圧差, (e)岐阜と伊良湖間の海面気圧差, の各日変化 (●は2010年7月17日1時~7月18日24時, ○は2011年7月16日1時~7月17日24時)。

上で気圧が高くなる。なお、第1モードのパターンは、EOF 解析の対象範囲が中部地方に限られるため明確には言えないが、第2図の気圧配置に近いパターンであるため、ここでは取り上げない。

### 3.1.2 伊勢湾沿岸部と内陸部の気象条件

第4図に名古屋地方気象台の全天日射量の日変化、内陸部 (飯田と岐阜) と沿岸部 (四日市と伊良湖) の地上気温差、および海面気圧差の日変化を示す。パイバル観測時、目視により2回の観測期間の日中と夜間の大部分は晴天であった。

日中の晴天は名古屋の全天日射量の日変化でも確認できる。飯田と四日市、および岐阜と伊良湖の地上気温差から、日中に内陸部で高温、夜間は内陸部でやや低温となり、同じ地点間の海面気圧差から、日中に内陸部で気圧が低く、夜間は内陸部でやや気圧が高くなった。このような地点間の海面気圧差の日変化は、第3図のパターンと整合的であり、伊勢湾の沿岸部などで海陸風が吹くのに適した条件であったと考えられる。

### 3.2 名古屋港付近の風の時間高度変化

#### 3.2.1 パイバル観測による風の時間高度変化

パイバル観測で得られた風の時間高度変化を第5図に示す。参考のため、観測



日の名古屋の日の出、日の入りの時刻を横軸に▲印で示す。なお、日中は高度5000 m 近くまで追跡可能な時間帯もあるが、夜間は豆電球をつけても見失いやすいことや、下層雲の増加により、高度1000 m を超えると欠測が増えた。

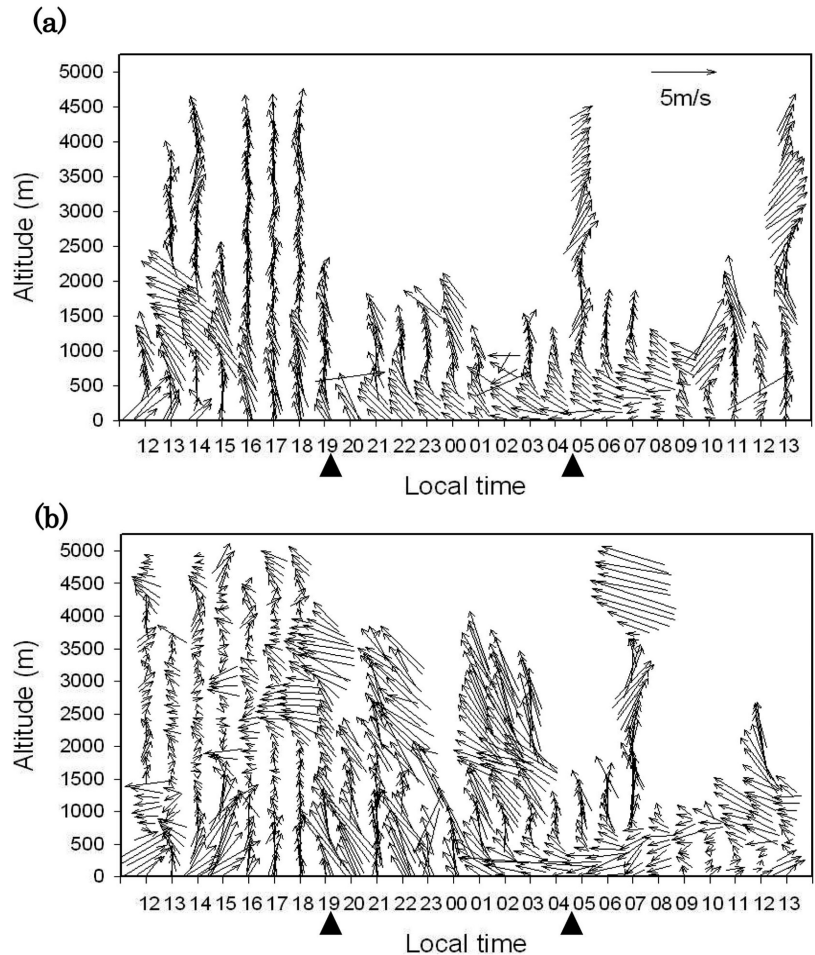
この図を見ると、2回の観測期間の風向は東あるいは南東が多いが、観測1日目の12時～15時と、2日目の11時～13時に、地上から高度約500 m で南西風が吹き、伊勢湾から吹く海風の特徴を示している。また、2日目の3時～8時に、地上から高度約500 m で部分的に東から東北東の風が吹いていた。

しかし、この図からは海陸風の特徴は明瞭ではなく、また、それらと反対方向に吹く上空の反流も確認できない。この原因として、第5図の結果には一般風の影響が加わっていることが考えられる。Savijarvi and Alestalo (1988), Arritt (1993), Crosman and Horel (2010) でも指摘されているが、一般風が海から陸に向かって吹く場

合、陸風や、海風の反流に対して逆向きに吹く風であるため、これら二つの風が観測されにくくなる可能性もある。したがって、各観測期間の一般風の鉛直分布を求め、一般風からの偏差の風の時間高度変化を調べる。

### 3.2.2 一般風の鉛直分布

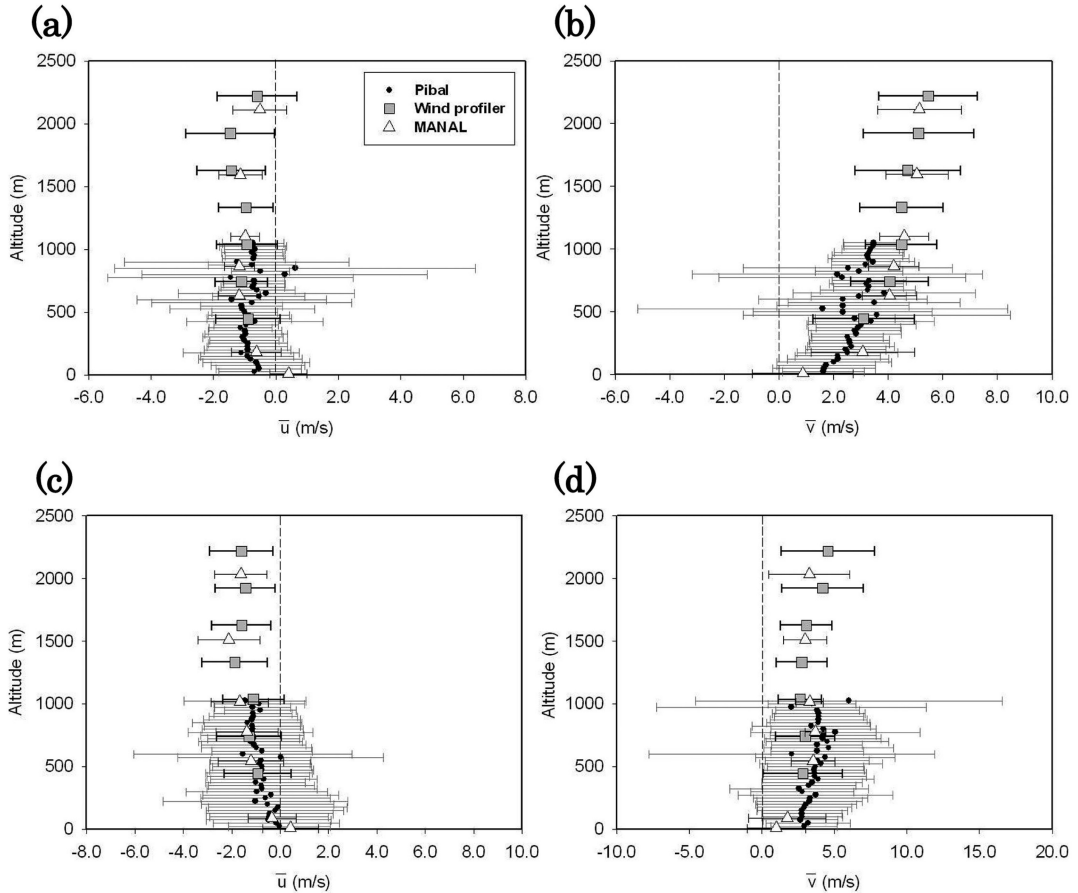
第2図に示すように、2回の観測期間の総観規模の気圧配置に大きな変化は見られないため、本研究では各高度の東西方向と南北方向の各風速（それぞれ  $u$ ,  $v$ ）の24時間平均値を一般風とみなす。第6図にパイ



第5図 パイバル観測で得られた風の時間高度変化。上向き、右向き、右向きの風ベクトルは南風、西風を示す。(a)2010年7月17日12時～7月18日13時、(b)2011年7月16日12時～7月17日13時。見やすくするため、風ベクトルは100 m 間隔で表示した。時間軸の▲は名古屋の日の出と日の入りの時刻を示す。日の入り時刻は、2010年7月17日は19時06分、2011年7月16日は19時07分。日の出時刻は、2010年7月18日は4時51分、2011年7月17日は4時50分。

バル観測とウインドプロファイラ観測の各風データ、およびMANALの風データから求めた一般風の鉛直分布を示す。ただし、3.2.1章に述べたように、パイバル観測の風データは、夜間の高度1000 m 以上で欠測が増えたため、この風データを使った一般風の計算、およびその後の解析には、地上から高度1000 m までのデータを使用する。

2回の観測期間の一般風は、地上から高度約2200 m の範囲で南東風（東西風の平均値  $\bar{u}$  は  $-1 \sim -2$  m/s、南北風の平均値  $\bar{v}$  は  $2 \sim 5$  m/s）であった。エ



第6図 各観測期間の風の東西成分と南北成分の24時間平均値 ( $\bar{u}, \bar{v}$ ) と、標準偏差 (エラーバー) の鉛直分布。(a)2010年の  $\bar{u}$ , (b)2010年の  $\bar{v}$ , (c)2011年の  $\bar{u}$ , (d)2011年の  $\bar{v}$ 。●はパイバル観測, ■はウインドプロファイラ観測, △はMANALの各風データの値。

エラーバーで表示した標準偏差は日変化の大きさを示すが、その大きさは2~5 m/sであり、一般風の風速と同じかやや大きい程度である。また、これら三つの風データの鉛直分布を比べると、標準偏差は大きい方が、平均値は各高度で良い一致を示している。

ただし、MANALの地上(高度10 m)の東西成分の風向は西( $\bar{u} > 0$ )であるが、名古屋地方気象台、および名古屋港付近のAMeDAS観測点(地点名は東海)の風の東西成分の24時間平均の風向は東( $\bar{u} < 0$ )であるため、以下の議論において、MANALの地上データは除外する。

### 3.2.3 一般風からの偏差の時間高度変化

三つの風データから一般風(第6図)を取り除いた偏差の時間高度変化の特徴を調べる。ただし、この

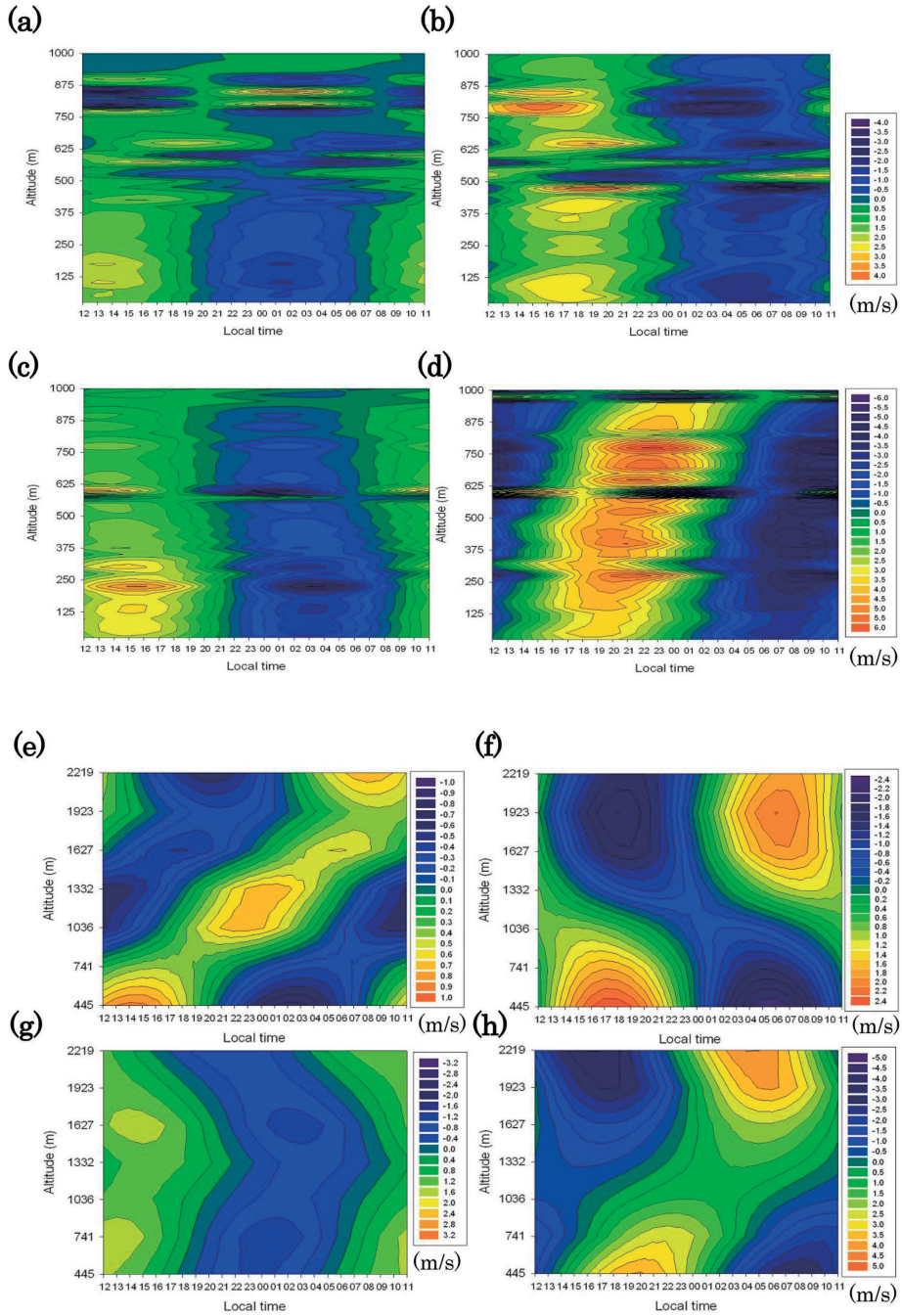
データには、1日より短い周期の変動や、観測に伴う様々なノイズが含まれていると考えられる。そこで、各高度において、式(1)と式(2)で表される調和解析を行い、海陸風の卓越周期である1日周期の風を抽出した。

$$u'(t) = U \sin[\omega t + \alpha] \quad (1)$$

$$v'(t) = V \sin[\omega t + \beta] \quad (2)$$

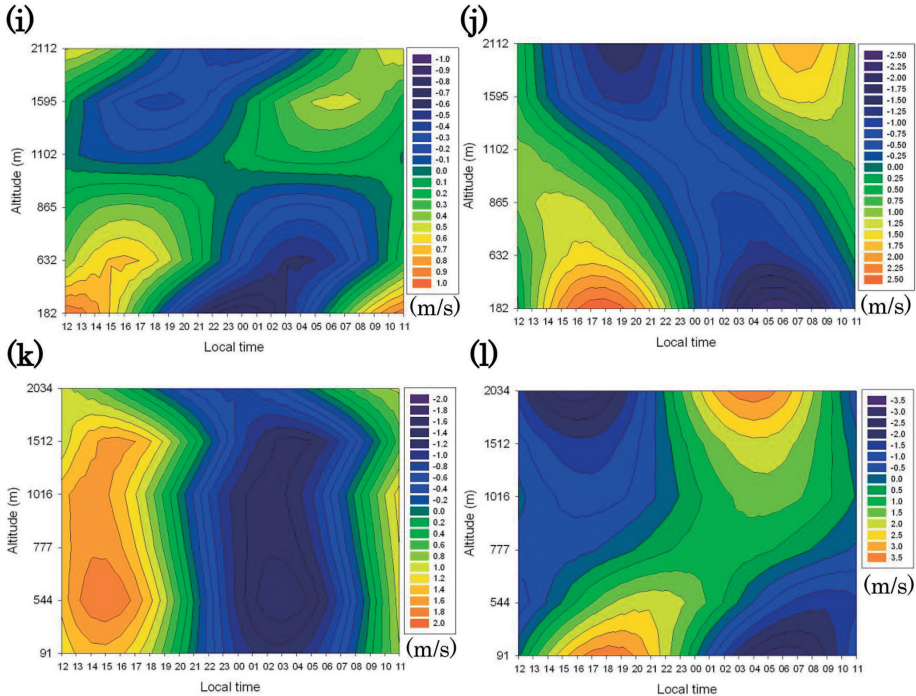
なお、時刻の起点( $t=0$ )を観測開始時刻の1日目の12時とした。また、 $U, V$ は振幅、 $\omega$ は地球の自転角速度、 $\alpha, \beta$ は位相である。

2回の観測期間に海陸風循環が生じていたかを確認するため、第7図に三つの風データの一般風からの偏



第7図 各観測期間の地上から高度1000 mの風の時間高度変化。パイバル観測で得られた風の一般風からの偏差を調和解析した時の1日周期成分。(a)2010年の東西成分  $u'$ , (b)2010年の南北成分  $v'$ , (c)2011年の  $u'$ , (d)2011年の  $v'$ 。および、ウインドプロファイラ観測で得られた高度445 m~2219 mの風の時間高度変化。(e)2010年の  $u'$ , (f)2010年の  $v'$ , (g)2011年の  $u'$ , (h)2011年の  $v'$ 。





第7図 つづき。ただし、MANALの1000 hPa～800 hPaの風の時間高度変化。(i)2010年の $u'$ 、(j)2010年の $v'$ 、(k)2011年の $u'$ 、(l)2011年の $v'$ 。

差の1日周期成分( $u'(t)$ ,  $v'(t)$ )の時間高度変化を示す。このうち、パイバル観測の風の時間高度変化(第7図a-d)を見ると、地上付近から高度約500 mまでの $u'$ は12時～18時頃に西風(最大値は14時～15時の約2 m/s)、21時～翌朝8時頃まで東風(2時～3時)である。一方、 $v'$ は、12時～23時頃まで南風(17時～20時の2～3 m/s)、0時～12時頃まで北風(4時～9時)である。これは12時～18時頃に伊勢湾からの海風(南西風)が吹き、0時～8時頃に陸風(北東風)が吹いていることを示している。このような風速の日変化は、ウインドプロファイラ観測の風(第7図e-h)やMANALの風(第7図i-l)の高度約500 m以下に共通に見られた。

地上から高度1000 mまでのパイバル観測の $v'$ の時間高度変化図(第7図b, d)には海風や陸風に対する反流を確認できないが、ウインドプロファイラ観測とMANALの $v'$ の時間高度変化(第7図f, h, j, l)には、日中に高度約500 m以下で南風(海風)が吹く時間帯に、高度約1000 m以上で北風が吹き、最大値は高度約1900 m～2200 mで、2010年は約2 m/s、2011年は約4 m/sであった。また、夜間の高度約

500 m以下で北風(陸風)が吹く時間帯に、高度約1000 m以上で南風が吹き、高度約1900～2200 mで最大であった。データの高度分解能がパイバル観測ほど細くないことに注意が必要であるが、これらの風系は海陸風循環における下層の海陸風に対応した上空の反流であると考えられる。このように、2回の観測期間に得られた三つの風データの一般風からの偏差の振幅と位相は類似した鉛直分布を示しており、また、海陸風とその反流の特性を示す風を確認することができた。

図には示さないが、MANALの風データを用いて、15時と6時の熊野灘～岐阜間の $v'$ の南北高度断面を調べたところ、15時には1000 hPa～950 hPaで伊勢湾から岐阜にかけて南風(海風)が吹き、その上空の900 hPa～800 hPaで北風(反流)が吹いていた。一方、6時にはこれらの高度で15時と逆向きの風が吹いており、伊勢湾から濃尾平野に及ぶ海陸風循環が生じていたことを示している。

### 3.3 hodographの形状と回転方向の鉛直分布

第8図に地上から高度約2200 mまでの四つの高度における、一般風からの偏差の1日周期成分のhodograph

ラフの例を示す。この図に示すように楕円形であるため、hodograph を楕円の離心率、長軸の傾斜角、そして回転方向により表現し、それらの鉛直分布を調べる。

### 3.3.1 離心率

hodograph の丸みを楕円の離心率  $e$  で表す。

$$e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}} \quad (3)$$

ここで、 $a$  と  $b$  は楕円の長軸と短軸の長さであり、円するとき  $e = 0$ 、直線するとき  $e = 1$  である。各高度の風速の最大値を  $a$ 、最小値を  $b$  として  $e$  の鉛直分布を求めた (第 9 図 a, d)。この図を見ると、2 回の観測期間ともに、三つの風データの hodograph の  $e$  は類似した鉛直分布を示しており、海風や陸風が吹く地上から高度約 500 m にかけて値が小さく ( $e: 0.65 \sim 0.95$ )、やや丸みを持った楕円であるが、高度約 500 m より上空では、反流が吹く高度も含めて全体的に細長い楕円 ( $e > 0.90$ ) であった。

### 3.3.2 傾斜角

hodograph の傾きを、長軸の走向と東西風の座標軸 ( $u$  軸) の間の傾斜角 ( $\xi$ ) で表す。

$$\xi = \tan^{-1}(v'_{\max}/u'_{\max}) \quad (4)$$

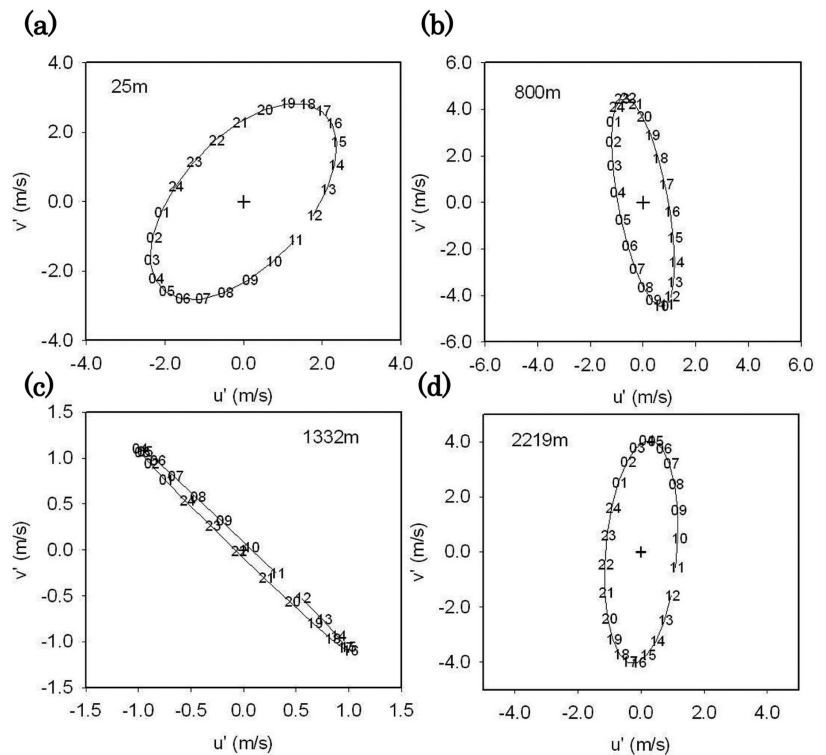
ここで、 $u'_{\max}$  と  $v'_{\max}$  は各高度の  $u'$  と  $v'$  の最大値である。ただし、 $u$  軸から反時計回りに 0 度～180 度の範囲とした (第 9 図 b, e)。この図から、2 回の観測期間ともに、三つの風データの hodograph の  $\xi$  はおおそ類似した鉛直分布を示しており、地上から高度約 500 m にかけて  $\xi$  は 0 度～90 度の範囲にあり、長軸の走向は南西から北東である。また、長軸の両端の時刻は、北東端が 17 時頃、南西端が 5 時頃であり

(第 8 図 a)、第 7 図に示す海風や陸風の最も強い時間帯である。また、このような  $\xi$  は、Sakazaki and Fujiwara (2008) が報告した名古屋およびその周辺の AMeDAS 地上風の hodograph の走向とおおよそ一致している。

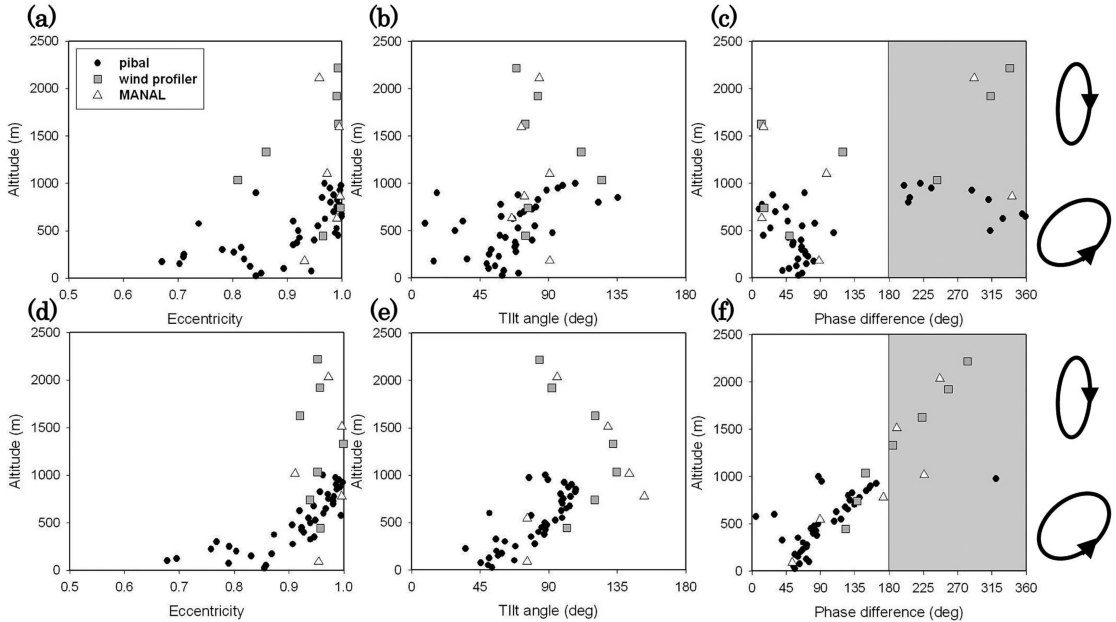
この  $\xi$  は高さとともに増加し、1000 m 付近で最大値 (約 130 度) を示す。このときの長軸の走向は北西から南東である。さらに上空の反流が吹く高度 (2000 m 付近) では、 $\xi$  はやや減少し、南北に近い (第 8 図 d と第 9 図 b, e)。また、長軸の両端の時刻は、南端が 17 時頃、北端が 5 時頃であり、地上付近の海陸風と上空の反流が一つの循環を形成していることを示していると考えられる。

### 3.3.3 回転方向

hodograph の回転方向を  $u'$  と  $v'$  の位相差 ( $\alpha - \beta$ ) で表す (第 9 図 c, f)。この値が 0°～180° のとき CCW 回転、180°～360° のとき CW 回転である。回転



第 8 図 一般風からの偏差の 1 日周期成分の hodograph の例。2011 年の観測期間のパイバル観測による (a) 高度 25 m, (b) 800 m, および Wind プロファイラ観測による高度 (c) 1332 m, (d) 2219 m のもの。図中の数字は観測時刻を示す。高度 25 m は海風と陸風が吹く高度であり、高度 2219 m は反流が吹く高度である。



第9図 各観測期間の hodograph の形状と回転方向を表すパラメータの鉛直分布。上段は2010年、下段は2011年の観測期間のもの。(a)と(d)は離心率  $e$ 、(b)と(e)は長軸の傾斜角  $\zeta$ 、(c)と(f)は回転方向を表す  $u'$  と  $v'$  の位相差 ( $\alpha - \beta$ )。背景が白色は CCW 回転、灰色は CW 回転を示す。●はパイバル観測、■はウィンドプロファイラ観測、△は MANAL の各風データの値。右端の楕円と矢印は、第8図の高度25 m と2219 m の hodograph に対応。

方向は第8図に示す hodograph 上の観測時刻を追跡することでもわかるが、位相差を用いることにより、三つの風データの回転方向の比較や特徴の把握が容易になる。

この図を見ると、2回の観測期間ともに、三つの風データの回転方向(位相差)は類似した鉛直分布を示している。海陸風が吹く地上から高度約500 m で CCW 回転であり、反流が吹く高度(2000 m 付近)では CW 回転である。ただし、高度約500 m ~ 1000 m の間では、2010年と2011年では鉛直分布が異なり、2010年は CCW 回転の高度と CW 回転の高度が混在するのに対し、2011年は高度約1000 m 付近を境に下層の CCW 回転と上層の CW 回転に分かれた。

上記の三つのパラメータで表される hodograph のうち、海陸風とその反流の高度における hodograph のイメージを第9図の横に示す。

#### 4. 考察

3章に示した hodograph の形状や回転方向が観測されたときの条件について考察する。

##### 4.1 線形運動方程式による海陸風モデル

Kusuda and Alpert (1983) は、海陸風の hodograph (楕円) の  $e$ 、 $\zeta$ 、回転方向を決める条件について、海陸の加熱差による1日周期の気圧傾度力を外力とし、移流項を除外した線形の運動方程式の解析解を用いて調べた。その結果、1) 2方向の気圧傾度力の振幅、2) その位相差(時間差)、3) 摩擦の大きさ、4) 緯度、が決定因子であることを示した。

本研究においても、海陸風の卓越周期である1日周期の風を対象とし、昼夜で対称な hodograph の鉛直分布(第8図、第9図)が得られたときの条件を調べるため、線形運動方程式の解析解を用いる。

ただし、このような単純化を行う場合、以下の点に注意が必要である。実大気では、海風や陸風により温度場などが変化し、その結果、これらの風の強さが影響を受けるが(浅井・吉門 1973; 浅井 1996; 小倉 1997)、本研究では、移流項は気圧傾度力項に比べて小さいと仮定し、この項を運動方程式から除外する。また、大気の静力学安定度は日中と夜間で大きく異なり、それに伴って運動量の鉛直拡散係数が日変化するが(Haurwitz 1947; 白木 1984)、本研究では、大気



の静力学安定度は時間変化せず一定とし、摩擦力項は運動量の鉛直拡散を単純化して風速に比例するもの(摩擦係数  $k$  は一定)と仮定する。

このような仮定のもとで各気圧面高度における一般風からの偏差の風の運動方程式は以下のように表すことができる。

$$\frac{\partial u'(t)}{\partial t} = fv'(t) - ku'(t) - F_1(t) \quad (5)$$

$$\frac{\partial v'(t)}{\partial t} = -fu'(t) - kv'(t) - F_2(t) \quad (6)$$

ここで、 $f$  はコリオリパラメータである。また、 $F_1$  と  $F_2$  は気圧傾度力の 1 日周期成分であり、式(7)と式(8)で表現する。

$$F_1(t) = \frac{A}{2} \cos(\omega t - \frac{\pi}{2} + \delta) \quad (7)$$

$$F_2(t) = \frac{B}{2} \cos(\omega t - \frac{\pi}{2} + \delta - \theta) \quad (8)$$

ここで、 $A$  と  $B$  はそれぞれ東西方向と南北方向の気圧傾度力の 1 日周期成分の振幅、 $\delta$  は 12 時を時刻の起点 ( $t = 0$ ) としたときの東西方向の気圧傾度力の位相である。 $\theta$  は二つの気圧傾度力の位相差であり、東西方向の位相から南北方向の位相を引いた値とする。気圧傾度力は、静水圧近似をして MANAL の名古屋港付近の格子点における 1000 hPa~800 hPa の各気圧面高度の勾配に重力加速度を掛けて求めた。また、MANAL の格子点間隔の取り方による影響を把握するため、格子点間隔を 2 点 (2 点の距離 10 km)、4 点 (20 km)、6 点 (30 km)、8 点 (40 km) の場合について計算し、その平均値と標準偏差を求めた。なお、気圧傾度力を調和解析する際、式(1)と式(2)にあ

わせて正弦関数で表現して位相を求めたが、これを余弦関数で表現するため、位相に  $-\pi/2$  を加えた。

$F_1$ 、 $F_2$  が式(7)と式(8)で表されるとき、Kusuda and Alpert (1983) によると、式(5)と式(6)の解  $u_c'$  と  $v_c'$  は式(9)と式(10)のように表される。

式(9)と式(10)を用いて  $u_c'$  と  $v_c'$  を得るために必要なパラメータのうち、 $f$  は名古屋港の緯度 (北緯 35.09 度) を使って計算される。 $A$ 、 $B$ 、 $\delta$ 、 $\theta$  は MANAL の名古屋港付近の格子点における東西方向と南北方向の気圧傾度力を調和解析したときの 1 日周期成分の値である。なお、この解析において MANAL のデータを用いるのは、3.3 章で述べたように、観測された風と地上風を除く MANAL の風の hodograph の間に良い一致が見られたことから、観測結果の説明に適していると考えられるためである。

その結果、 $k$  のみが未定である。この  $k$  の値については、沿岸域の風の hodograph に関する先行研究 (Haurwitz 1947; Alpert *et al.* 1984) の値 ( $k = 0.3\omega \sim 1.1\omega$ ) と、日本の平野の地上風の解析 (Sakazaki and Fujiwara 2008) の値 ( $k = 6\omega$ ) を参考にするとともに、本研究では高度約 2200 m までの風を対象とするため、より小さな摩擦係数も考慮する必要があると考えられる。そこで、 $k$  を  $0.0 \sim 10.0\omega$  の範囲で  $0.1\omega$  間隔で変化させ、そのときの風の計算値がパイバルとウインドプロファイラの各観測値および MANAL の解析値 (以下、これら三つの値をまとめて観測値・解析値とする) に最も近くなる  $k$  を探す (詳細は 4.3.2 章)。

#### 4.2 気圧傾度力項と他項の大きさの比較

海陸風の hodograph の数値実験の先行研究において、地上付近では日変化する気圧傾度力項の大きさが、移流項などの他項に比べて十分に大きいことが示されている (Kusuda and Alpert 1983; Steyn and Kallos 1992; Moisseva and Steyn 2014)。本研究の

$$u_c'(t) = \frac{A}{2} \frac{(f^2 - \omega^2 - k^2) \omega \sin(\omega t - \pi/2 + \delta) - (f^2 + \omega^2 + k^2) k \cos(\omega t - \pi/2 + \delta)}{(f^2 - \omega^2 - k^2)^2 + 4k^2 f^2} - \frac{B}{2} \frac{2kf\omega \sin(\omega t - \pi/2 + \delta - \theta) + (f^2 - \omega^2 + k^2) f \cos(\omega t - \pi/2 + \delta - \theta)}{(f^2 - \omega^2 - k^2)^2 + 4k^2 f^2} \quad (9)$$

$$v_c'(t) = \frac{A}{2} \frac{2kf\omega \sin(\omega t - \pi/2 + \delta) + (f^2 - \omega^2 + k^2) f \cos(\omega t - \pi/2 + \delta)}{(f^2 - \omega^2 - k^2)^2 + 4k^2 f^2} + \frac{B}{2} \frac{(f^2 - \omega^2 - k^2) \omega \sin(\omega t - \pi/2 + \delta - \theta) - (f^2 + \omega^2 + k^2) k \cos(\omega t - \pi/2 + \delta - \theta)}{(f^2 - \omega^2 - k^2)^2 + 4k^2 f^2} \quad (10)$$

対象域である伊勢湾の湾奥部における 2 回の観測期間中、どの高度で気圧傾度力項が支配的であるかを調べるため、MANAL の各気圧高度面において、移流項とコリオリ力項の 1 日周期成分の振幅を気圧傾度力項の振幅で割った値を計算した (第10図)。なお、移流項は、MANAL の名古屋港付近の格子点の風データを用いて、各気圧面高度で以下の式により計算した。

$$\text{東西風の移流項} = - \left[ u(t) \frac{\partial u(t)}{\partial x} + v(t) \frac{\partial u(t)}{\partial y} \right] \quad (11)$$

$$\text{南北風の移流項} = - \left[ u(t) \frac{\partial v(t)}{\partial x} + v(t) \frac{\partial v(t)}{\partial y} \right] \quad (12)$$

第10図から、2 回の観測期間ともに気圧傾度力項の振幅の大きさが他項のそれよりも大きいのは、高度約 700 m 以下においてである。これより上空では、主に気圧傾度力の振幅が高さとともに急激に減少することにより、移流項やコリオリ力項が気圧傾度力項と同程度になる。したがって、本研究の場合、線形運動方程式の解析解を用いた議論は、高度約 700 m 以下で有効であるとし、それ以上の高度については線形モデルからのずれが生じていることに留意が必要である。

#### 4.3 観測された hodograph の条件

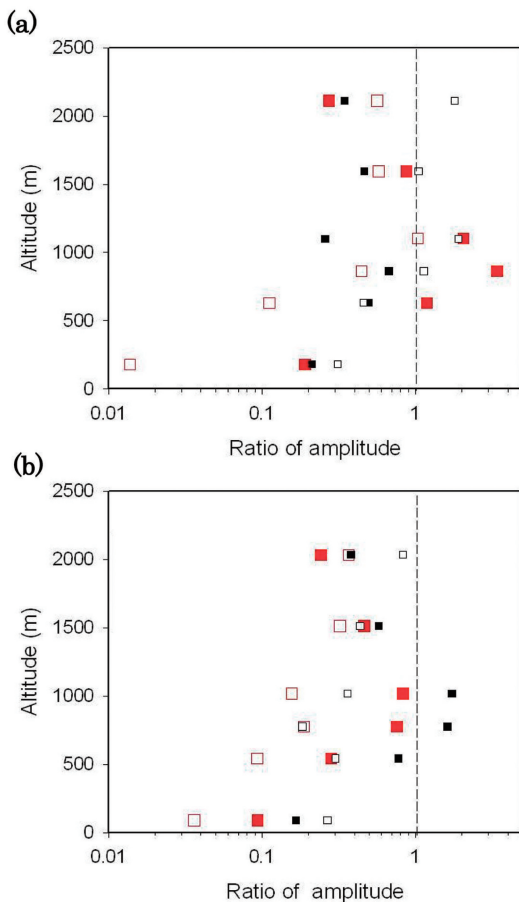
地上に近い高度では、気圧傾度力が hodograph の特徴に大きく影響していると考えられるため、その特徴を以下に示す。また、4.1 章の最後に述べたように、未定の摩擦係数を求める。

##### 4.3.1 気圧傾度力

気圧傾度力の 1 日周期成分の振幅、位相 (ただし、以下では気圧傾度力が最大になる時刻)、そして位相差 (時間差) の鉛直分布の特徴を示す。

##### 4.3.1.1 振幅

第11図 a, b に気圧傾度力の東西方向と南北方向の振幅の鉛直分布を示す。2 回の観測期間のこれらの振幅は 1000 hPa (2010 年と 2011 年の各観測期間の高度は 182 m と 91 m) で最も大きく、高さとともに急激に減少する。高度約 1000 m 以上ではその振幅が小さく、また高度変化も小さい。このような鉛直分布は、東京湾沿岸部と関東平野で行われた海陸風の観測でも報告されている (藤部・浅井 1979)。また、彼らは、地上付近の気圧傾度の日変化は、大気下層の気温の水平勾配の日変化に対応することを報告している。そこで、名古屋港付近の気温の水平勾配の 1 日周期成分の振幅の鉛直分布を調べた (第11図 c, d)。この振幅も、気圧傾度力のそれと同様に 1000 hPa の高度で最も大きく、高さとともに減少する。また、気圧傾度力と気温の水平勾配の東西方向と南北方向の各振幅の大きさを 2010 年と 2011 年の観測期間で比べたところ、いずれも 2011 年の振幅が大きかった。このように、これら二つ



第10図 運動方程式の移流項と気圧傾度力項の振幅の比 (赤色の■は東西成分, 赤色の□は南北成分), およびコリオリ力項と気圧傾度力項の振幅の比 (黒色の■は東西成分, □は南北成分) の鉛直分布. (a) 2010 年, (b) 2011 年の各観測期間の 1000 hPa ~ 800 hPa の各気圧面における値. 縦の破線は気圧傾度力の振幅と同じ大きさであることを示す。

の振幅間に良い対応が見られた。

#### 4.3.1.2 位相

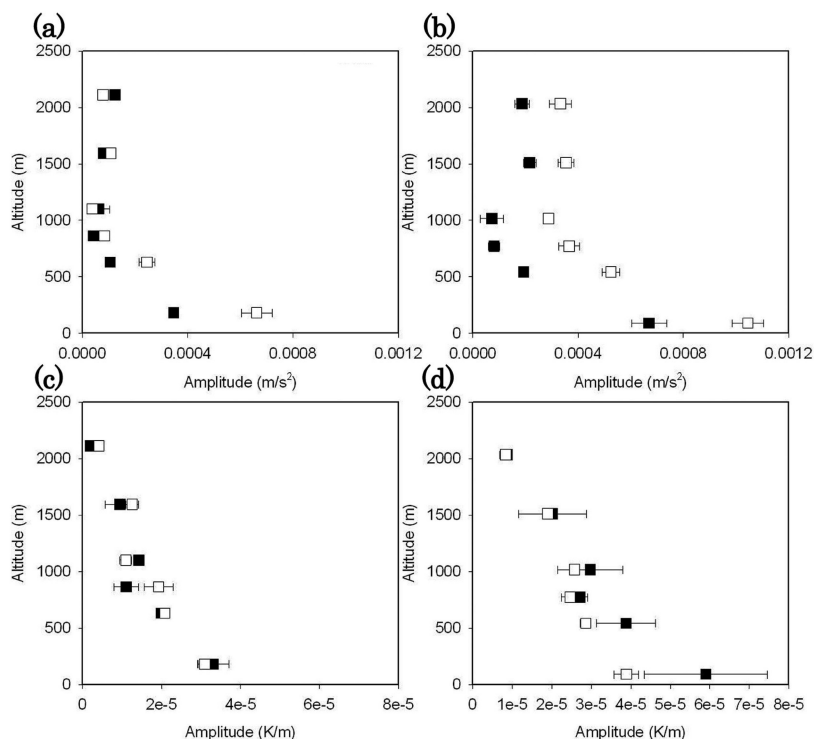
第12図 a, b に気圧傾度力が最大になる時刻の鉛直分布を示す。振幅が大きい 1000 hPa では、2010年の観測期間は東向きが11時頃、北向きが15時頃、2011年はそれぞれ13時頃と17時頃に最大になり、その差は約4時間である。また、このような振幅と位相から、1000 hPa で気圧傾度力の大きさが最も大きくなるのは、14時～15時に北東向き、2時～3時に南西向きのときである。

一方、気温の水平勾配が最大になる時刻は、高度約1000 m 以下では、東向きと北向きともに気圧傾度力のそれらとほぼ同じ時刻であり、東向きが最大になる時刻は北向きのそれよりも3～4時間早い(第12図 c, d)。このような時間差は、

伊勢湾の東側の山の斜面が北側の濃尾平野よりも先に温められることによるものと考えられる。

気圧傾度力と気温の水平勾配のそれぞれの位相差から、これら二つの回転方向の鉛直分布を比べたところ、高度約500 m 以下では2回の観測期間ともにCCW回転で一致したが(第13図)、これより上空では、両者の回転方向は観測期間によって異なった。このような結果は、hodographの回転方向(第9図 c, f)と気圧傾度力の回転方向を比べた場合も同じであった(第13図)。

これらの結果から、高度約500 m 以下では、名古屋港付近の気圧傾度力の日変化の振幅と位相は、伊勢湾とその周辺の地形の加熱差による気温の水平勾配の日変化の影響を受けており、そして、hodographの回転方向は気圧傾度力の回転方向の影響を受けていると考えられる。しかし、さらに高度が増すと、第10図に示すように気圧傾度力の振幅の大きさが相対的に小さく



第11図 名古屋港付近の1000 hPa～800 hPaの気圧傾度力と気温の水平勾配の1日周期成分の振幅の鉛直分布。MANALの名古屋港付近の格子点を中心に、格子点間隔を4段階で計算したときの平均値と、その標準偏差(エラーバー)を示す。■は東西方向、□は南北方向の振幅。(a)と(b)はそれぞれ2010年と2011年の各観測期間の気圧傾度力の振幅、(c)と(d)は2010年と2011年の各観測期間の気温の水平勾配の振幅。

なり、コリオリ力や移流の寄与が無視できなくなるため、hodographと気圧傾度力の回転方向は必ずしも一致しない。

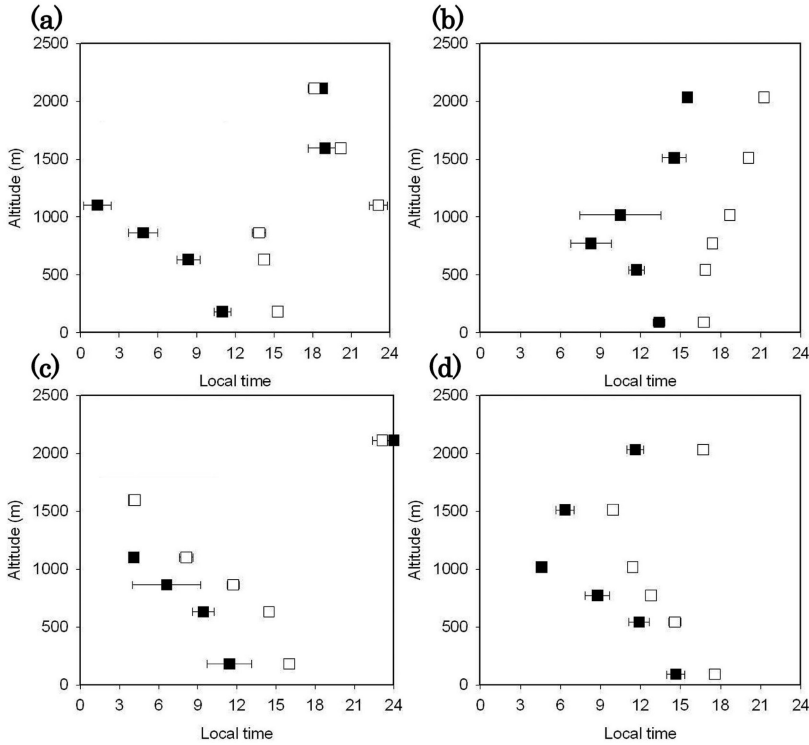
#### 4.3.2 摩擦係数

図には示さないが、このような気圧傾度力のもとで、高度約500 m 以下において $k$ が約 $1.3\omega$ 以下のとき、式(9)と式(10)から得られるhodographはCW回転になり、第9図 c, fに示す観測値・解析値のhodographの回転方向と合わない。そこで、この場所の最適な $k$ ( $k_{opt}$ )を以下の手順で求めた。まず、各気圧面高度で風の計算値と、観測値・解析値の差 $\Delta$ を以下の式で定義する。

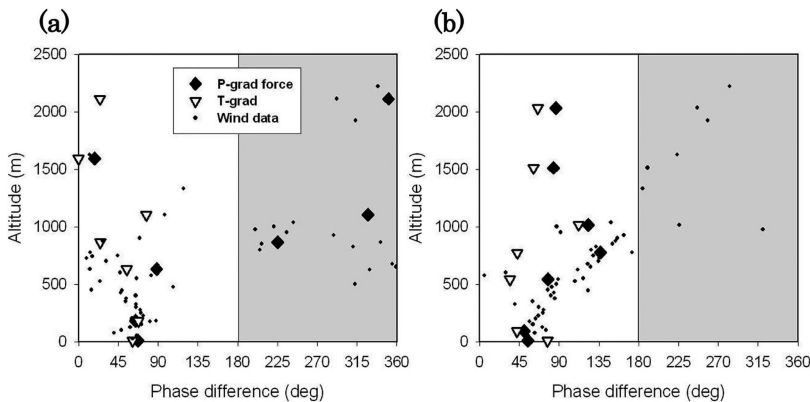
$$\Delta(k) = \sum_{t=0}^{24} \left[ \frac{\sqrt{(u_c'(k,t) - u'(t))^2 + (v_c'(k,t) - v'(t))^2}}{\sqrt{(u'(t))^2 + v'(t))^2}} \right] \quad (13)$$

ここで、 $u_c'$ と $v_c'$ は式(9)と式(10)から得られた風の





第12図 気圧傾度力と気温の水平勾配が最大になる時刻の鉛直分布。■は東向き、□は北向きが最大になる時刻であり、(a)と(b)はそれぞれ2010年と2011年の気圧傾度力が最大になる時刻、(c)と(d)は気温の水平勾配が最大になる時刻。



第13図 パイバル観測、ウインドプロファイラ観測、MANALの三つの風データ(●)、気圧傾度力(◆)、気温の水平勾配(▽)の回転方向を表す位相差の鉛直分布。(a)と(b)はそれぞれ2010年と2011年の観測期間の結果。回転方向は、第9図と同じで背景が白色はCCW回転、灰色はCW回転を示す。

計算値であり、 $u'$ と $v'$ は観測値・解析値である。次に、 $k$ の値を $0.0 \sim 10.0\omega$ まで $0.1\omega$ 刻みで変化させたときに、パイバル観測、ウインドプロファイラ観測、MANALの三つの風について $\Delta$ を最小にする $k$ を求め、その平均値を $k_{opt}$ とする(第14図)。ただし、高度1000 mより上空では、ウインドプロファイラ観測とMANALの風データから求めた平均値を $k_{opt}$ とする。なお、パイバルとウインドプロファイラの各観測値については、MANALの各気圧面高度における値に線形内挿したものを使用した。

2回の観測期間の $k_{opt}$ は、1000 hPaの高度で約 $4\omega$ であり、高度約1000 mまでは高さとともに減少する。これより上空では高度変化は小さく、 $\omega \sim 2\omega$ である。

1000 hPaの高度における $k_{opt}$ の値を先行研究の地上の値と比べた結果を第1表に示す。Haurwitz (1947) や Alpert *et al.* (1984) が用いた沿岸部の地上の値( $0.3\omega \sim 1.1\omega$ )より大きい。日本の平野部の地上風の観測データから求めた $6\omega$  (Sakazaki and Fujiwara 2008) よりも小さい。後者との比較については、我々の結果が沿岸部(名古屋港)の観測から得られたものであり、摩擦の小さな海面の影響を受けていることや、1000

hPa の高度が2010年の場合は182 m, 2011年の場合は91 m であり, 地表面の影響が小さくなっていることが考えられる。

一方, 摩擦が小さいとされる自由大気の  $k$  が  $\omega \sim 2\omega$  であることについて, この高度では, 先に述べたように線形モデルの有効性の問題があるほか, 本研究に用いたデータの高度分解能では捉えられない風速の鉛直シアなどによる摩擦の可能性もある。

最後に,  $k_{opt}$  のときのホドグラフと, 観測値・解析値のホドグラフがどの程度一致しているかを確認するため, 第15図に風速の振幅と位相の計算値および観測値・解析値の鉛直分布を示す。高度約700 m 付近で, パイバル観測の風の南北成分の振幅が計算値に比べてかなり大きくなることを除いて, 地上から高度とともに減少する傾向や振幅の値がよく合っている (第15図 a-d)。位相は, 高度約1000 m 以下で, 計算値と観測値・解析値の高度変化の傾向が似ており, 値も近い (第15図 e-h)。

このように, 気圧傾度力項が支配的な高度範囲においては, 4.1章のモデルにより得られた風は, 観測値・解析値のホドグラフの特徴をよく表している。しかし, 高度約1000 m を越えると線形モデルからのずれが生じている。

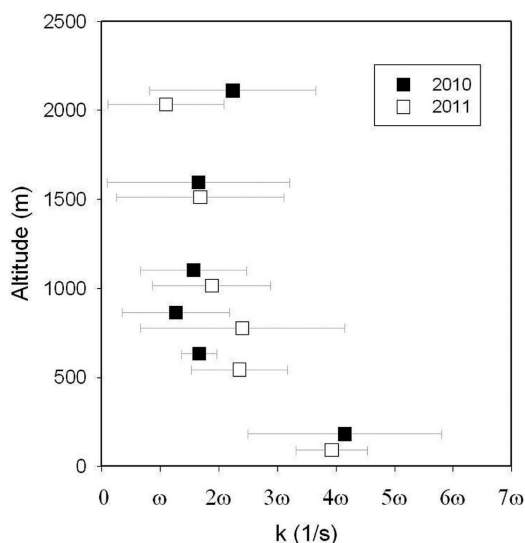
## 5. まとめ

夏型の気圧配置下にあった2010年7月17日と2011年7月16日の各正午から翌日正午にかけて, 名古屋港で実施したパイバル観測, 同期間の名古屋地方気象台のウインドプロファイラ観測, および MANAL の各データを用いて, 名古屋港付近の伊勢湾の湾奥部における地上から高度約2200 m の風のホドグラフの形状と回転方向, およびそのときの気圧傾度力や摩擦などの条件を調べた。

各高度の24時間平均風を一般風 (南東風) とし, それからの偏差の1日周期成分により描かれるホドグラフを求めた。地上から高度約500 m では, 日中の海風と夜間の陸風に対応した, 長軸の走向が南西から北東方向の, やや丸みのある ( $e: 0.65 \sim 0.95$ ) CCW 回転の楕円で, その北東端は南西風 (海風) が最も強くなる17時頃, 南西端は

北東風 (陸風) が最も強くなる5時頃であった。高度2000 m 付近では, 長軸の走向が南北方向の, 細長い ( $e > 0.90$ ) CW 回転の楕円で, その南端と北端は, それぞれ下層の海風と陸風が最も強くなる時間帯であり, 海陸風の反流に対応していると考えられる。

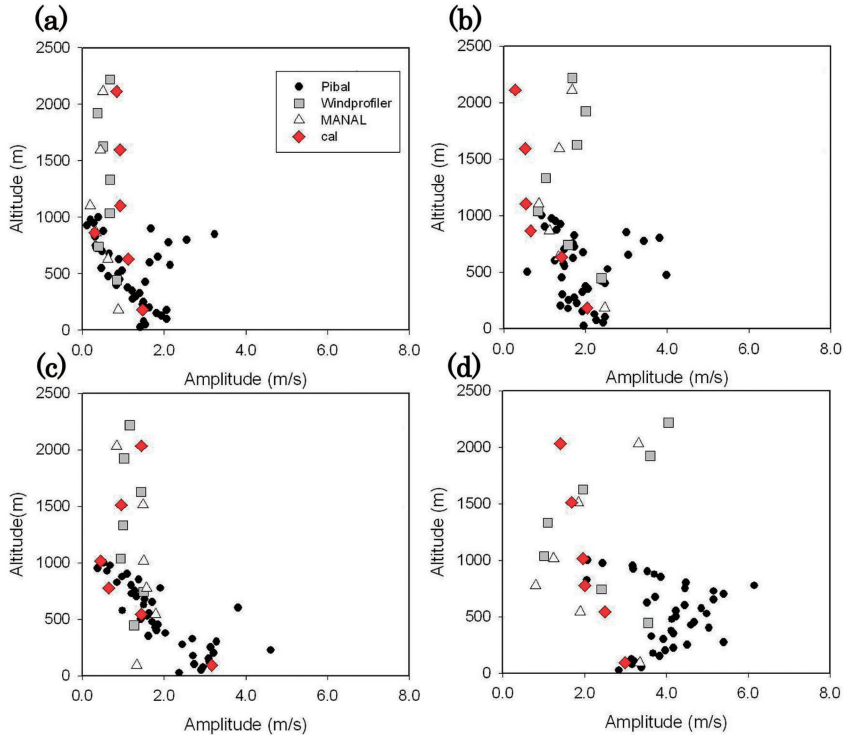
このようなホドグラフが観測されたときの条件を調べるため, MANAL の名古屋港付近の1000 hPa $\sim$ 800 hPa の各気圧面において, 気圧傾度力の1日周期成分を外力とする線形運動方程式の解析解を用いて風のホドグラフの計算値を得るとともに, 観測値・解析値



第14図 式(13)により計算した観測値・解析値と計算値の差 ( $\Delta$ ) を最小にする摩擦係数  $k_{opt}$  の鉛直分布。■は2010年, □は2011年の各観測期間の結果。高度1000 m 以下はパイバル観測, ウインドプロファイラ観測, MANAL の各風データから求めた平均値と標準偏差。高度1000 m より上空は, ウインドプロファイラ観測と MANAL の風から求めた平均値とデータの幅。

第1表 本研究で得られた1000 hPa の摩擦係数の値と先行研究の値の比較。  $\omega$  は地球の自転角速度。ただし, 2回の観測期間の名古屋港の1000 hPa 面の高度は, 2010年は182 m, 2011年は91 m。

摩擦係数 (1/s)	場所 (高度)	文献
$0.3\omega \sim 0.7\omega$	沿岸域 (地上)	Haurwitz (1947)
$0.3\omega \sim 1.1\omega$	沿岸域 (地上)	Alpert <i>et al.</i> (1984)
$6\omega$	日本の平野 (地上)	Sakazaki and Fujiwara (2008)
$4\omega$	名古屋港 (1000 hPa 面)	本研究



第15図  $k_{opt}$ のときの風の振幅の計算値と観測値・解析値の比較。(a)と(b)はそれぞれ2010年の観測期間の  $u'$ と  $v'$ の振幅,(c)と(d)は同じく2011年の観測期間の振幅。赤色の◆は  $k_{opt}$ のときの計算値, ●はパイバル観測, ■はウィンドプロファイラ観測, △はMANALの各風データの値。

の hodograph に最も近くなるときの摩擦係数を求めた。

その結果,このような hodograph が観測された条件は,海風や陸風が吹く地上から高度約500 mでは,摩擦が大きいこと ( $k$  が約  $4\omega$ ),海陸間の強い加熱差により気圧傾度力の寄与が大きいこと,そして,気圧傾度力が北東(14時頃)から南西(2時頃)に細長い楕円として CCW 回転することである。一方,反流が吹く高度2000 m付近では,線形モデルからのずれが生じていて,それについては留意が必要であるが,気圧傾度力の寄与が小さくなることによると考えられる。

### 謝辞

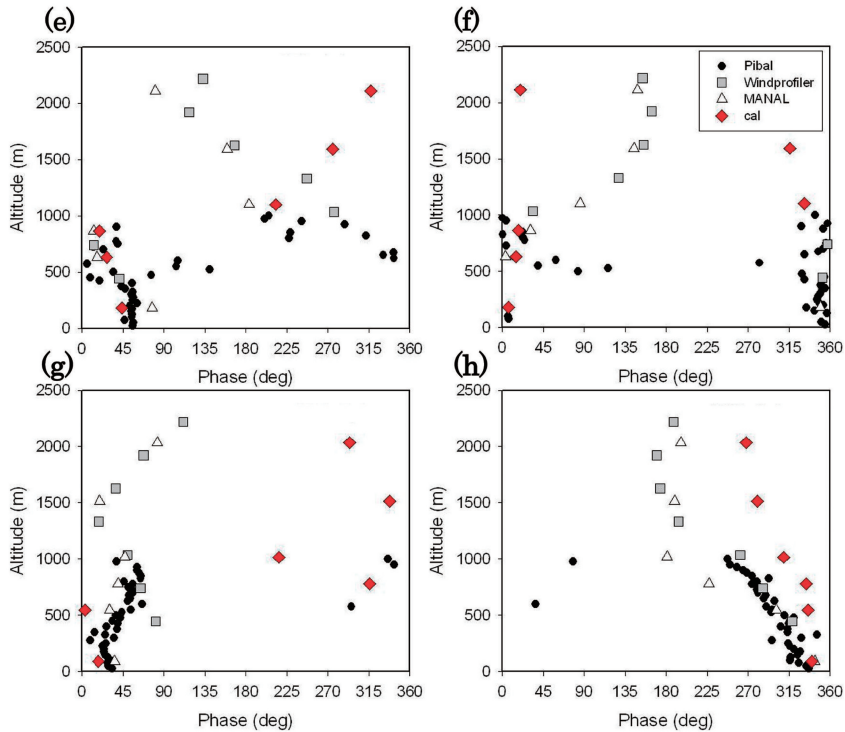
観測の実施においては,名古屋港管理組合の皆さまにご協力を頂きました。ここに厚くお礼申し上げます。また,編集委員の藤部文昭氏と2名の査読者には有益かつ適切なコメントを頂きました。ここに厚くお

礼申し上げます。

### 参考文献

- Alpert, P., M. Kusuda and N. Abe, 1984: Anticlockwise rotation, eccentricity, and tilt angle of the wind hodograph. Part II: An observational study. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3568-3583.
- Arritt, R. W., 1993: Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 116-125.
- 浅井富雄, 1996: ローカル気象学. 東京大学出版会, 233 pp.
- 浅井富雄, 吉門 洋, 1973: 海陸風に関する理論モデルとその問題点. *天気*, **20**, 119-129.
- Crosman, E. T. and J. D. Horel, 2010: Sea and lake breezes: A review of numerical studies. *Bound.-Layer Meteor.*, **137**, 1-29.
- 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究, 第1部: 日変化を伴う風系の構造. *天気*, **26**,





第15図 つづき。ただし(e)と(f)は2010年の  $u'$  と  $v'$  の位相, (g)と(h)は2011年の  $u'$  と  $v'$  の位相。

595-604.

Haurwitz, B., 1947: Comments on the sea-breeze circulation. *J. Meteor.*, **4**, 1-8.

Kurita, H., H. Ueda and S. Mitsumoto, 1990: Combination of local wind systems under light gradient wind conditions and its contribution to the long range transport of air pollutants. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 331-348.

Kusuda, M. and N. Abe, 1989: The contribution of horizontal advection to the diurnal variation of the wind direction of land-sea breezes: Theory and observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 177-185.

Kusuda, M. and P. Alpert, 1983: Anti-clockwise rotation of the wind hodograph. Part I: Theoretical study. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 487-499.

局地風観測グループ, 1986: 大分市における局地風の立体観測. *天気*, **33**, 53-61.

Miller, S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot and H. Mao, 2003: Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Rev. Geophys.*, **41**, 1011, doi:10.1029/2003RG000124.

Moisseeva, N. and D. G. Steyn, 2014: Dynamical analysis of sea-breeze hodograph rotation in Sardinia. *Atmos.*

*Chem. Phys.*, **14**, 13471-13481.

森 博明, 北田敏廣, 弥田賢次, 1998: 移動性高気圧通過時の濃尾平野における海陸風の鉛直構造. *天気*, **45**, 515-530.

森 征洋, 1982: 日本における風の日変化の気候学的特性について. *天気*, **29**, 223-230.

Neumann, J., 1977: On the rotation rate of the direction of sea and land breezes. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1913-1917.

根山芳晴, 1982: 瀬戸内の海陸風について. *天気*, **29**, 653-668.

小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 90-96.

Rider, L. J. and M. Armendariz, 1970: Vertical wind component estimates up to 1.2 km above ground. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 64-71.

Sakazaki, T. and M. Fujiwara, 2008: Diurnal variations in summertime surface wind upon Japanese plains: Hodograph rotation and its dynamics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 787-803.

Sakazaki, T. and M. Fujiwara, 2010: Diurnal variations in lower-tropospheric wind over Japan Part I: Observational results using the wind profiler network and

- data acquisition system (WINDAS). *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 325-347.
- Savijarvi, H. and M. Alestalo, 1988: The sea breeze over a lake or gulf as the function of the prevailing flow. *Beitr. Phys. Atmos.*, **61**, 98-104.
- 重田祥範, 大橋唯太, 寺尾 徹, 大澤輝夫, 2014: 愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風“肱川あらし”の鉛直構造. *天気*, **61**, 91-96.
- 白木正規, 1984: 大気境界層の風の日変化と日平均風 (II) -海陸風に及ぼす一般風の影響-. *天気*, **31**, 251-259.
- Shiraki, M., 1986: Counterclockwise rotation of wind hodographs of sea and land breezes in the Kanto plain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 155-160.
- Steyn, D.G. and G. Kallos, 1992: A study of the dynamics of hodograph rotation in the sea breezes of Attica, Greece. *Bound.-Layer Meteor.*, **58**, 215-228.

---

## Vertical Profiles of Wind Hodographs in the Summer Land-sea Breeze Observed at the Port of Nagoya

Ippei NAGAO\*<sup>1</sup>, Yuki KIKUMOTO\*<sup>2</sup>, Kei KAWAI\*<sup>3</sup>,  
Kazuo OSADA\*<sup>3</sup>, Takashi SHIBATA\*<sup>3</sup> and Kenji KAI\*<sup>4</sup>

\*<sup>1</sup> (*Corresponding author*) *Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo cho, Nagoya city, Aichi, 464-8601 Japan.*

\*<sup>2</sup> *Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University / Maizuru City Hall.*

\*<sup>3</sup> *Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University.*

\*<sup>4</sup> *Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University / College of Education, Ibaraki University.*

(Received 22 January 2015; Accepted 4 June 2018)

---