

海面付近の微気象*

—広島湾の海陸風—

藤 木 明 光**

要旨

海陸風研究の一環として、ブイを用いた海面付近の微気象観測を行ない、海・陸風の場における海上気象の変動を測定した。この結果と陸上との違いを比較し、海・陸風の下層における挙動に関する知見を得た。海・気熱交換量を試算し、これが陸上との水平温度傾度の形成を助長している定性的関係を示した。また海上気塊の特性についても若干考察してみた。

1. はしがき

海陸風に関する研究報告は多いが、海面付近の気象・海象の観測を含んだものは少ない。

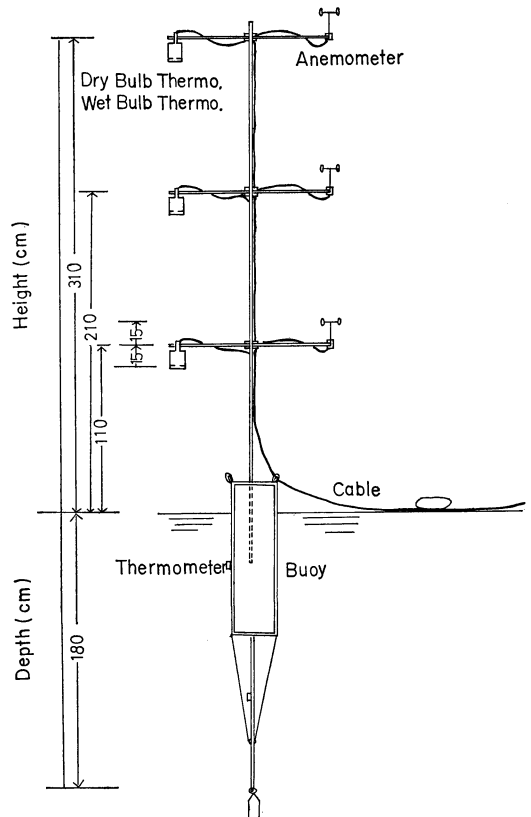
海陸風の発生機構などを明らかにするためには、地面並びに海面境界を通じての熱の補給、消散についての物理過程を明らかにすることが基本的に重要であろう。そのためには今日おこなわれている海面境界における現象の実体把握を優先的に行なう必要があると考えられる。しかしこの種の観測は種々困難な条件のため、十分精度のよい観測は行なわれていない現状にある。今回、広島地方気象台が行なった海陸風の観測に参加の機会を得、ブイを用いた洋上の微気象観測を実施したので、僅か1日の観測ではあるが、その結果について報告する。

2. 観測装置

第1図はブイの観測装置を示す。これは小人数で取り扱えるように作ったもので、ブイ本体は直径30cm、長さ1mの円筒型で、波浪による動揺が比較的少ない型にした。ブイの上方水面から約1, 2, 3mの高さに風速計、温湿度計（通常は0.5mにも設置するが、今回は作業船が常時使えないので設置しなかった）を、水面下方の0.4, 1.4mの深さに水温計を付けた。

風速計は小型3杯式（牧野応用測器製）で、その性能は始動風速 0.5m/sec^{-1} 、時定数 0.6sec である。風速の測定は風杯の廻転数に比例した出力電圧を連続記録させた。温・湿度計はサーミスター素子を用いた。そのシ

ルターは温・湿度の鉛直分布を測定することを考え、各高さの素子とそれぞれ同一高度の空気を吸い込むような吸気穴を側面に、上方に排気穴をつけた二重円筒型であ

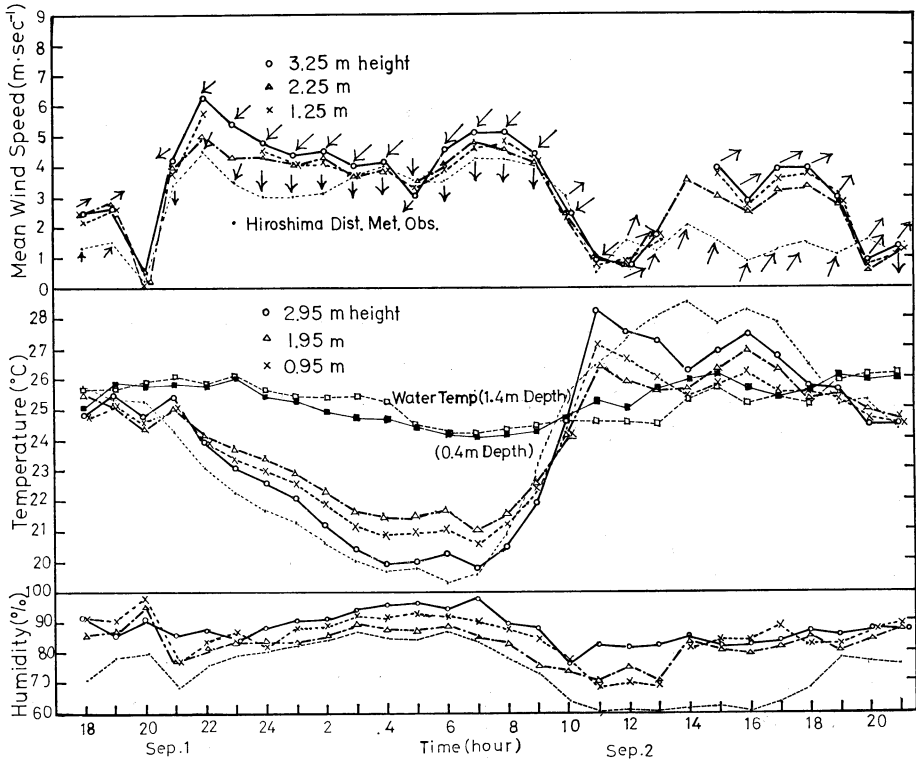


第1図 微気象観測用小型ブイ（総重量約40kg）

* Micro-meteorology over the sea surface

** A. Fujiki: 気象研究所, 海洋研究所

1973年5月23日受理。——1973年9月10日改稿受理——



第2図 大カクマ島の東側海上において、ブイ観測装置で得られた観測結果（断線部分は欠測）と広島地方気象台における観測結果（……）

る。通風速度は 3 m/sec^{-1} 、湿球はガーゼで覆った。水温計もサーミスター素子を用いた。これらの温度や湿度の測定応答の定数はそれぞれ数秒および10数秒程度と考えられる。温度群の記録は12打点式を用いた。したがって各素子の計測は5秒間隔でくれ、同一素子の繰返しは1分間隔の計測記録である。ブイの動揺の周期は数秒程度と考えられ、それに伴う測器の水面上の高さも上下するが、水平風速の風程に対しては小さいのでその誤差は無視して差支えないであろう。温度については前述のように1分程度の時間スケールの現象を測っていると考えられる。風速計は気象庁風洞で、また温・湿度計は室内でアスマン乾湿計とそれぞれ使用の前後に比較した。湿球温度計の1個（3m層）だけがガーゼの付着状態が悪くて、前後で変っていた以外は差は少なかった。

3. 観測と結果

ブイは大カクマ島（広島市江波海岸南西約6km）の東側、コンクリート岸壁より約30m離れた海上に設置し、潮流、風向の変化にかかわらず定点を保つようにアンカーした。この目的は達せられたが、漂流型ブイをそ

の下端でアンカーしたので、ブイは風下側に傾斜した。その角度は目測で 10° 位（1日22時前後が最大）ないし 5° 位（2日の9時に重錘で調整後）であった。波浪による横揺れ、鉛直方向の振動も前記の22時頃（波高50cm）にみられたが、その他の時間（波高20cm以下）は殆んどなかった。

記録計類は陸上に設置し、ブイとの間はケーブルで結んだ。電源は小型発電機（ヤンマー製）を用いた。

観測は9月1日18時に開始し、2日21時まで続けた。風による記録紙の乱れによる送りの不調や記録紙取替えなどで短時間の欠測を生じた。1日は北寄りの一般流があったが、2日は日射も強く（ $495 \text{ g/cal/cm}^{-2}/\text{day}^{-1}$ ）、二宮（1960）が示した日照率75%以上の日で、しかも顕著な一般流は認められず、海陸風が観測できたと思われる。

得られた記録から風速は10分間平均値、気温は毎正時、相対湿度はその乾湿球温度から算出した。第2図はブイで得られた観測の結果を示す。

結果の概要は1日19時すぎまではSWの風が吹いて

第1表 海陸風の転換を示す各要素の変化時刻

	気象要素	広島地方気象台	ブイ	差
海風→陸風	風向変換時	WSW-N 19時35	SW NE*	
	最小風速	始19時35~終19時58分	始19時48~終20時03分	-13分
	気温変化	急変20時8分	急変20時40分	-32分
陸風→海風	風向変換時	SE-SSE→SW 10時34分~58分	NE SW* 10時30分 11時00分	
	最小風速	10時48~10時58分	10時36分~10時48分	12分
	気温変化	対応不明	上昇11時35分	-

* 微小風速の間は風向計は停止しているので詳細不明。

いたが、20時前後は殆んど無風状態となり1.5~2分の間隔で微風(0.5m/sec⁻¹程度、継続時間20sec以内)が観測された。20時38分から風速は次第に増していった、風向もNEを示し、22時には6m/sec⁻¹以上になった。2日の5時前後に一時風速は弱まったが、この日の陸風は5m/sec⁻¹前後もあって、当時の気圧配置から考えると北寄り的一般流に陸風が重なっていたものと思われる。2日10時15分頃から風速は弱まり、10時36~48分が最も弱かった。この間にも無風状態はごく短時間で、約30secの周期、最大風速0.8m/sec⁻¹の微風が吹き続けた。各高さの風速を比較すると、3m層が1.2m層より一般に大きく、22時では1.2m/sec⁻¹の差がある。1.2m層では2m層が幾分大きいがあまり差はない。1m層がむしろ大きい場合もある。

気温(1m層)と水温(0.4m深)との差は夜間は-4°Cで位ある。昼間の11,12時は気温が2°C程高くなったがその外の時間では大きな差はなかった。気温の鉛直分布では3m層が1m層より夜間は低く、昼間は高い。2m層の気温変化が1.3m層の中間の変化をしていないことが注目される。相対湿度は1m層が2m層より一般に高いが、逆の分布例も3,4ある(3m層については前述の理由によって以後考慮しない)。

4. 考察

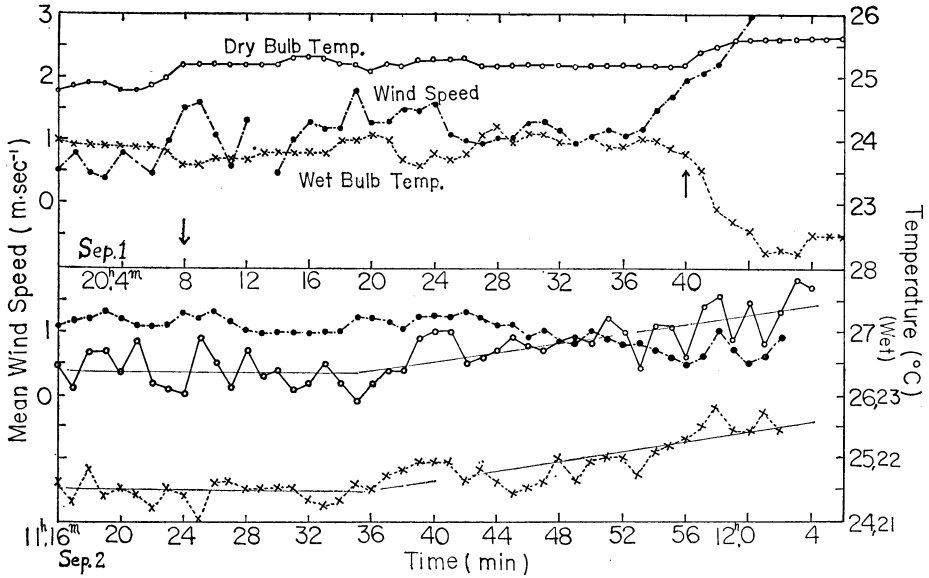
(a) 海面における海・陸風の挙動

ブイで得られた観測結果(主として3m層)と広島地方気象台の観測値(海面上29m,相対湿度は露点温度から換算)から2観測点を結ぶ一次元での海・陸風の挙動について考察する。

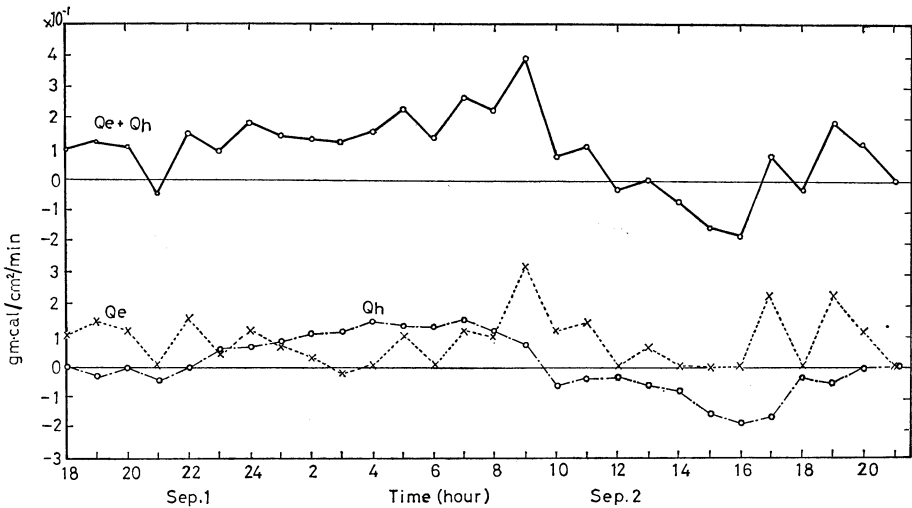
第2図中のそれぞれの要素における細い点線は後者の値を示す。風速は海上の方が大きく、とくに海風の場合は約2倍の大きさである。海風の値は神戸海洋気象台(1966年)が盛夏の弱い海風として得た4.7m/sec⁻¹に近

い。風向は海上でNE⇄SWと陸・海風の場合で丁度180°転換したが、陸上ではN⇄WSWの違いがある。気温の変化は海上の方が下降、上昇とも陸上よりおくれ、水温は海上よりさらにおくれている。2点間の気温差は夜間は0.5~1.0°C位海上が高く、昼間は1~2°C低目である。相対湿度は海上の方が全般的に高く、海風の場合では、その差は大きい。風向、気温変化についての海・陸面上における相違は吉野(1971)が大阪湾で行なった観測結果と似た傾向を示している。海上での風速と気温変化を対比すると井野・根山(1972)が陸上の資料で指摘しているような最高気温出現時(16時)の2時間後に海風の最大風速がみられ、気温と風速の変化には2時間前後の位相差がみられる。また陸上と海上との比較ではそれぞれの時刻で対応した変化がみられる。すなわち両観測点は時間スケールでみると同じパターンにあることがわかる。

次にどの位の時間的スケールでは差異があるのかを調べた。風向の変化は風速が弱くなると風向計が作動しないことや、無風状態の間にも1~2分の時間巾を持った風が間欠的に吹いて、変化した風向を示した。したがって風向はある程度定まった時刻を参考にとることとした。それ故主として風速の変化に注目し、減少傾向から無風状態になり、再び増加の傾向に変わる時間を調べた。第1表はその結果を示す。これによると海風→陸風の過渡の状態を示す最小風速は陸上の方が13分先に始まり、陸風→海風の場合は海上の方が12分先に始まっていて、2点における変化は時間的には対称である。しかし温度、湿球温度の変化に注目すると異なる。第3図は海・陸風転換前後の変化を示したものである。これによると海上で20時40分に矢印した急変に対応する変化が広島では20時8分に起っている。図中の20時40分以後は高温、低湿な空気が陸地の奥部から海上の観測点を通過して沖



第3図 海風→陸風(上段)と陸風→海風(下段)の場に転換する時間帯の観測結果(↓は広島地方気象台における露点温度急下降の時刻を示す)



第4図 Q_e , Q_h (下段) の計算結果と、それらの合計 (Q_e+Q_h) の時間変化

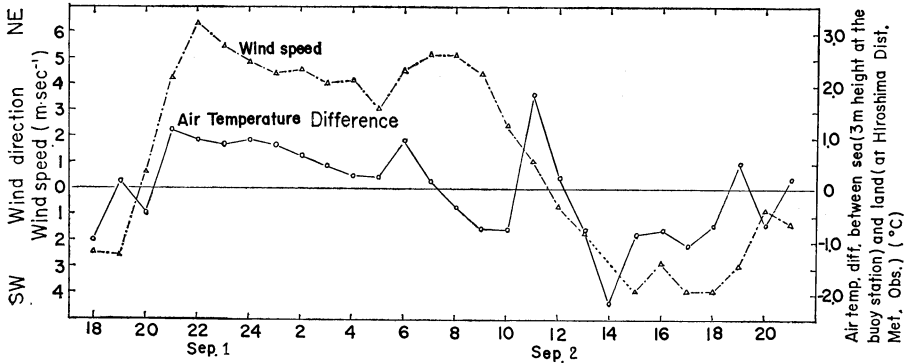
合へ向って流れたことになる。この場合波多(1971)が図示したB型の陸風前線が約 3 m/sec^{-1} の速さで移動したと考えられよう。著者(1973)が先に示した陸風の場とは二つの観測点を含んだ沿岸域が陸風の場の状態になった20時40分以後をさしたものである。過渡的陸風の場はすでに20時3分には始まっていると推定される。

一方陸風から海風への転換は温度、湿球温度が振動していて、前者程の著しい急変は認められない。ただ11時

35分頃を境にして、その前後の変化の傾向(図中の細い実線)が変わっている。風向・風速の資料と合わせて11時35分以後を海風の場の状態と考えた。海風の場合は陸上でも顕著な変化はない。図中に示す風速の変化もまた対象的である。ここでは広島湾沿岸における海陸風の海面上の挙動について考察し、その概要を得た。

(b) 海面熱交換と海・陸風の関係

海陸風の発生が陸・海面境界を通じての熱交換の差に



第5図 海上（ブイ，海面上3m層）と陸上（広島地方気象台）との気温差と風向・風速（海面上3m層）との関係

起因すると考えられるので，ここでは海面熱交換量と海陸風との関係について考察する。

海面上の3高度における1時間平均風速の鉛直分布は対数則にのるものと，はずれるものがあった。大気安定度は，気温と水温との差が昼・夜で±2°C程度であるので，中立状態とみなした。平均風速が小さいので，smooth flow と考え，風のプロファイルを

$$\bar{u} = u_* \left(5.5 + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{u_* z}{z_0} \right)$$

と仮定し， u_* （摩擦速度）と z_0 （海面粗度）を計算した。各時刻別に得られた u_* と z_0 の関係は Roll (1965) の本に載っている Kärman の曲線に近似した。その u_* を用い，渦動拡散係数 $K_H \div K_E = \kappa u_* z$ ($\kappa = 0.4$) と仮定して，顕熱 (Q_H) と潜熱 (Q_E) の輸送量を次式で計算した。

$$Q_H = C_p \rho K_H \frac{\partial T}{\partial z}, \quad Q_E = \left(\rho K_E \frac{\partial q}{\partial z} \right) L$$

ここで T : 気温, q : 比湿, ρ : 空気密度,
 C_p : 定圧比熱, L : 蒸発の潜熱

また $K_H = 580 \sim 2300 \text{ cm}^2/\text{sec}^{-1}$ の範囲内で時間的に変化した。

温度傾度は3と1m層の値，比湿は2と1m層の値から求めた。勿論温度と比湿は同一高度をとるべきであるが，今回は精度上止むを得なかった。この計算結果を第4図に示す。この結果をみると Q_H は多くの文献と比較して大きめであり， Q_E は小さい。海面接気層の比湿を表面水温の飽和蒸気圧と見なして求めると Q_E は大きくなって従来求められている。例えば南日ら (1968) の値に近くなる。この計算の中には2m層が1m層より比湿が大きい場合 (12, 14, 18時) がある。海面接気層の測

定があれば，この場合もその比湿は大きいと考えられるので，潜熱輸送は0とした。上段に示す ($Q_E + Q_H$) は夜間は海水から空気に向って，昼間の高い気温の間 (12~16時) は空気から海水に向って熱が輸送されることになる。今回は海面での日射，天空からの放射，および海面での反射 (アルベド)，海面放射，海流による熱輸送などを算出する観測を行っていないので，詳細なことはわからない。

海面境界層の熱収支に対比して，地面での熱収支は時間的には逆位相にある。島貫 (1973) 参照。したがって陸面と海面上の空気間には水平温度傾度が生じ，それが圧力傾度となって海陸風が発生すると考えられる。南日俊夫 (1972) は海陸風のシンポジウム* で，各地点の気温の時間変化よりも海陸の温度傾度の時間変化をとるべきことを強調した。

第5図は陸地と海上との間における気温差と海上での風向，風速の変化との対応を示したものである。海上では風向が完全に逆転しているので，縦軸上にNEを正，SWを負にとった。陸地にとった広島地方気象台は海岸に近く，もっと陸地の奥部を陸上の代表点にとれば温度差はより大きいことが十分考えられる。神戸海洋気象台 (1966) が播磨灘で実施した観測結果によれば，二見海岸と35km奥地の西脇市とでは奥地の方が昼間は2°C高く，夜間は1°C程度低くなっている。ここでは陸面上の熱交換のある一定状態を仮定して，海面だけに着目した。海上空気は海・気熱交換を行ない，海の影響を受けて温度の水平傾度を強めているといえる。詳細については海面接気層に輸送された熱量は乱流や，さらに高所へは対流によって輸送されていると考えられるので，この方面を調査する必要がある。海陸風に関するシュミレー

ションも各所で行なわれているが、海上気温の変動を組み入れて行なう必要があろう。

(c) 海・陸風の場に関する微気象の面からの考察

第3図に示した上段の海風→陸風の場と下段に示した陸風→海風の場とでは気象要素の変化の様子が異なっている。

20時40分に陸地奥部の高温低湿な空気の流入がみられるが、第1表によれば20時03分以後の風速の漸増頃から陸風性の空気を観測しているとみてよいであろう。風の乱れはあるが気温、湿球温度の変動は少ない。これに反して海風の場では風の変動が少ないにもかかわらず、気温、湿球温度は3~4分位の周期をもって変動している。湿球温度の変動は広島地方気象台の記録にも顕著に出ている。

このため海・陸風のそれぞれの場における資料をスペクトル解析した。取扱った資料は陸風については一般流が比較的小さくなった時間(0時45分~6時4分)、海風はその最盛時間(14時25分~19時44分)である。

風速変動のパワースペクトルは5 sec 間平均風速について、資料数 $N=300$ 、分割 $L=30$ で計算した。その結果陸風では17, 30, 70sec、海風では20, 30, 70sec に卓越した周期がみられた。海面状態はともに波高 30cm 以下、波長も 2 m 前後で割合おだやかであった。海・陸風でとくに異なる卓越周期はみられなかったが、陸風の場合が短周期のパワースペクトルが大きい傾向にあっ

た。

気温については第6図に示す。海風の場では5分以下の短周期のパワーが陸風の場より大きく、2 m層が他の高度と異なっている。海風の場合2.5~3分、7~8分(1 m層)、3, 5分(2 m層)3, 4, 7分(3 m層)、陸風の場では2.5, 5~6分(1 m層)、2.5, 4分(2 m層)、3分(3 m層)に卓越した周期があるがそれ程顕著ではない。0.4 m 深の水温は陸風時3, 5, 8分、海風時2.5, 4分付近に卓越した周期があった。表面水温(0~50 m層)には幾人かの水温の短周期変動の調査から4分周期の存在が示されている。気温と水温には近似した短周期変動がみられ、両者の著しい比熱の違いを考えると海面上の空気は海水の影響を受けていると考えられる。

湿球温度のスペクトルも気温の場合と似ている。海風の場合3~4分、8~10分、陸風の場合7~8分に卓越周期がある。気温、湿球温度ともそのスペクトルは文字ら(1972)が乾湿球熱電対湿度計で得た資料のように $-5/3$ 乗の直線に近似している。

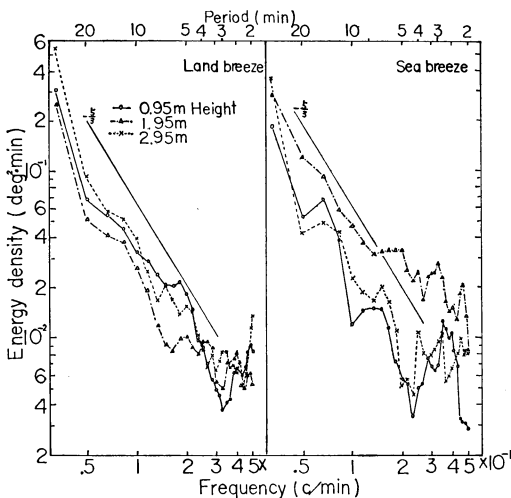
これらの解析から、広島湾における海陸風循環の海面を往来する場は大カクマ島南西方向岩国海岸までの約23 km のどの付近か、少くとも広島海岸までの6 km 以上であろうと推定される。その理由は海風の場の資料が陸風の場で6 km の海上を渡ってきた資料より海の影響をより受けていると思われるからである。

(d) 海面微気象についての考察

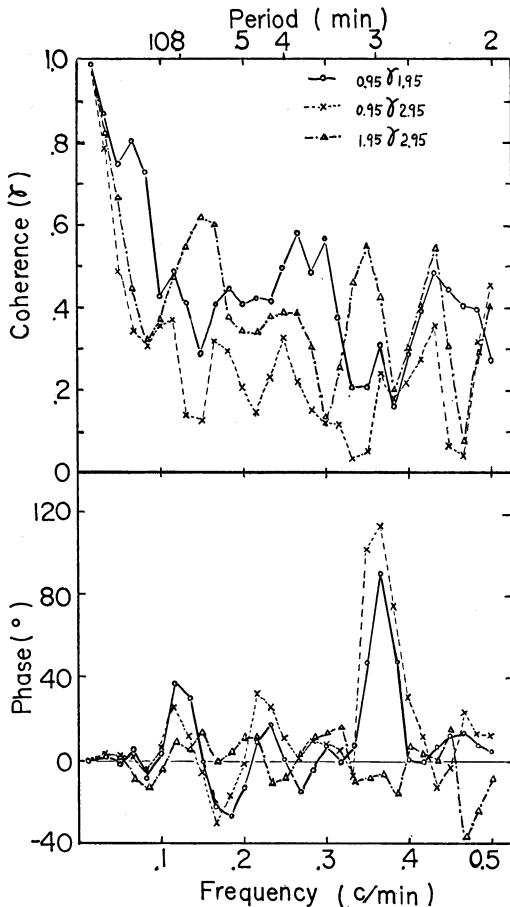
第2図の結果を詳細にみると風の鉛直プロフィールにおいてキンク現象(22, 24時……)がみられる。これらは風速3~6 m/sec⁻¹でその現象を指摘した竹田(1963)や5 m/sec⁻¹以上で得た南日ら(1968)の結果に相当する。

温度や湿球温度の測定は1 m層と3 m層では20secのおくれがあるようにそれぞれが5 sec づつおくれ、同一要素は1分ごとの測定である。したがって微細な解析とはいえず、1分以上のスケールの現象を対象としたものである。

海面上の大気の変動について考察するため各高度間の気温、湿球温度、水温等についてコヒーレンスをとった。気温では陸風の場が海風の場より相関はやや大きい、陸風の場でも相関の大きい4分周期で $r^2=0.25$ 程度である。2.3 m層間が1.2 m層間より大きいことや20分周期では $r^2=0.5$ 以上、40分周期では $r^2=0.8$ 以上になるのは常識的なことであろう。第7図は陸風の場に



第6図 各高度気温のパワースペクトル、 $N=320$ 、 $L=30$ 、 $\Delta T=1$ 分、(左は陸風の場)、(右は海風の場)



第7図 陸風の場合における海面上湿球温度の各高度間のコヒーレンスと位相差(昭和47年9月2日, 0時45分~6時4分)。

における湿球温度に関するもので、やはり海風の場合より相関は多少大きい、期待していたよりは小さい。例えば1.2m層間は3.5分周期で0.32、2.3m層間は3分で0.30、7分で0.36程度である。

表面水温と1m層の蒸気圧との間は $r^2=0.1$ 以下であったが、1m層気温との間は4分周期で $r^2=0.4$ 位となった。これは有意な値である。前項で述べたスペクトルの一致を裏付けている。

各高度間のコヒーレンスが小さいのは海面付近で数分以下の小さいスケールの変動が存在していることを示している。第3図の海風の場合で気温や湿球温度の変動は、このスケールでの顕熱や水蒸気の補給が絶えず行なわれていると考える。陸風の場合が海風の場合より一般にコヒーレンスが大きい傾向を示したが、これは夜間の安定した

大気と昼間の日射等による水温の変化やそれに伴う接水気層の乱れを含んだ気流を測定したことの差もあろう。

2m層の気温の鉛直分布に屈折があったことや、湿球温度の振動性については注目したい。境界層の中でこの分布はバルク法による熱輸送を求める場合、測定高度によって異なる恐れがあり、この現象の解明は海・気熱交換の究明にも重要なことである。湿球温度の振動性は船舶での観測記録にも出ていることが多い。この現象の調査も水蒸気輸送のメカニズムの解明に役立つであろう。S.I. Krechmerら(1972)は湿度の振動性について黒海上で研究している。

5. むすび

今回の観測の結果、広島湾における海陸風の概要や、各々のパターンにおける海面微気象についての知見を得た。結果の概要は

- 1) 海風→陸風変化の時刻は19時30分前後から始まり、沿岸域が陸風の場合になるのは20時40分である。陸風前線の移動速度は約 3 m/sec^{-1} である。
- 2) 陸風→海風変化の時刻は10時30分前後に始まり、海風の場合は11時35分以後である。この場合の海風前線の移動速度は明確でない。
- 3) 海陸風の場合は沿岸12km以上は確実であると思われる。20km位はあろうと推定される。
- 4) 海・陸風の場合における気象要素の変動(1分スケール)が異なっていて、海洋の影響が大きいことが考えられる。
- 5) 海面熱交換が海陸風の発達を助長している定性的関係を得た。
- 6) 気温の鉛直分布における屈折、湿度の振動的变化などの問題が出た。

等々である。今後海陸風の現象をより理解するためには、広い湾内の地点で風の鉛直成分、放射、表皮水温、微気圧変動等の観測要素を加える必要があろう。また問題点の解明には数多くの観測を必要とするが、安定した足場を使って、応答の速い測器を用いることが望まれる。

最後に本観測の遂行にあたり、広島地方気象台の台長始め、多くの方々のご協力を拝んだことを深謝したい。また資料の計算には当研究部の西山研究官の協力を得た。ここに厚くお礼申上げる。

文 献

- 1) 波多正二, 1971: 四日市の海風と大気汚染, 天気, 18(7), 31-39.

- 2) 藤木明光, 1973: 海陸風に関連した海上付近の微気象, 天気, 20(2), 7-8.
- 3) 井野英雄・根山芳晴, 1972: 海陸風の研究, 天気, 19(6), 17-28.
- 4) 神戸海洋気象台, 1966: 播磨灘東部で実施した海風観測結果, 神戸海洋気象台彙報, 176, 53-64.
- 5) Krechmer, S.I., G.N. Panin, and V.V. Ipatov, 1972: Measurement of humidity pulsations above the sea, Atmospheric and Oceanic physics, 8(7), 448-450.
- 6) Monji, N., and J.A. Businger, 1972: Stability dependence of temperature, humidity and vertical wind velocity variances in the atmospheric surface layer, Jour. Meteo. Soc. Japan, 50, 122-130.
- 7) Nan-niti, T. and A. Fujiki, 1968: Micro-meteorological observations over the sea(1), Jour Oceanogr. Soc. Japan, 24(6), 17-30.
- 8) 二宮洗三, 1960: 新潟地方の海陸風について, 研究時報, 12(10), 39-43.
- 9) Roll, H.U., 1965: Physics of the marine atmosphere, Academic Press, New York and London, pp. 426.
- 10) 島貫 陸, 1973: 境界層と乱流, 気象研究ノート, 114, 1-69.
- 11) Takeda, A., 1963: Wind profiles over sea waves, Jour. Oceanogr. Soc. Japan, 19(3), 16-22.
- 12) 吉野 格, 1971: 大阪湾の海陸風について, 海と空, 46(3-4), 99-111.

気象研究ノート第116号の発刊のお知らせと予約募集

気象研究ノート第116号「ライダー（レーザー・レーダー）と気象観測」は下記の内容をもって近く発刊されますのでお知らせします。定期購読者以外の方で購読希望の方は本号貼付のハガキで学会事務局へ11月下旬までに申し込み下さい。

内容目次

- 第1章 レーザーとそのレーダーへの応用…稲葉文男
 第2章 ラマン散乱および共鳴効果利用の
 レーザー・レーダー…小林喬郎, 稲葉文男
 第3章 吸収効果を利用したライダー
 ……五十嵐隆, 猪股英行
 第4章 PPI-RHI ライダについて
 ……内藤恵吉, 伊藤文夫

- 第5章 ライダーによる対流圏観測……………内藤恵吉
 第6章 レーザー・レーダーによる湿度,
 気温, 視程の観測……………稲葉文男, 小林喬郎
 第7章 ライダによる超高層観測の理論的
 考察……………広野求和, 藤原玄夫, 内野 修
 第8章 ライダによる超高層観測……………上山 弘
 第9章 ロケット搭載レーザーによる観測
 ……山中千代衛, 井上靖和
 第10章 ソーダによる対流圏観測……………福島 圓
 発行は1973年11月下旬の予定
 価格は学会員で900円前後
 なお, 第115号「日本海の気象」の裏表紙に掲載され
 た予告内容と若干異なっていることをお詫びします。