

八代における局地風循環の一立体観測*

局地風観測グループ**

大河内康正, 瓜生道也・守田 治・宮原三郎, 角田三郎・
野中善政, 楠田 信・阿部信男

要 旨

1985年8月6～7日, 八代市の北部平野地域5地点で, 海陸風の立体観測を行った。観測は約29時間, 係留気球により地上から650 m まで50 m ごとに行った。その結果, 海風の風速は最大2 m/s 程度で弱く, 厚さは決めることが出来なかったが, 山風または陸風は1 m/s 程度でその厚さは200～300 m であった。4地点の収束・発散から求めた鉛直風では昼間でも下降流が観測され, 海風に伴う上昇流は最大4 cm/s 程度であった。 hodograph は通常時計廻りだが, 各観測点では反時計廻りが観測され, 地形の影響であろうと思われる。また渦度の鉛直成分の日変化などから背後の山岳地形の影響が非常に大きいことがわかった。

1. はじめに

海陸の温度差(気圧差)に伴う海陸風は海岸地域の環境を左右する重要な気象要素であるため多くの観測(宮田・岡本, 1972; Mizuma・Kakuta, 1974; 岸田, 1974; 佐橋, 1978; 藤部・浅井, 1979; 楠田・阿部, 1982; 局地風観測グループ, 1986など)や数値計算(例えばPielke, 1984, を見よ)が報告されている。しかし, その日変化は地域によりかなり複雑である。これまで, その原因として一般風の場の影響(Estoque, 1962; Pielke, 1974など)や斜面・山谷風との複合効果(Mahrer・Pielke, 1977; Asai・Mitsumoto, 1978など), 海岸の形状・半島の効果(McPherson, 1970; Abe・Yoshida, 1982; Ookouchi・Wakata, 1984; Abbs, 1986など)などが数値モデルにより考察されている。

この様に, 海陸風と地形の関係は局地循環を考える上で重要であると思われる。地形の影響を調べる計画の一環として, 背後に山岳を控える熊本県八代市の北部平野で5点の同時立体観測を行った。本報告では, その観測

をもとに, 海陸風を中心に沿岸地域の大気の運動, および気温・比湿の鉛直構造などを解析した。

2. 観測実施内容

観測場所は, 熊本県八代市とその北部田園地域である。第1図に, 観測点の位置を示す。観測地点は, 約10 km 四方の領域内5点である。この地域の地形的特徴は内海の八代海に面した平野であり, 背後に険しい山岳を控えていることである。海岸線は, 北東から南西にかけて走っており, 南東部が山岳地域である。この地域は, 主に農業地帯であり広範囲に水田が広がっている。

観測実施日時は, 場所によって観測開始時刻が異なるが1985年8月6日午前6時～12時から, 翌7日午前10時30分まで24～29時間である。

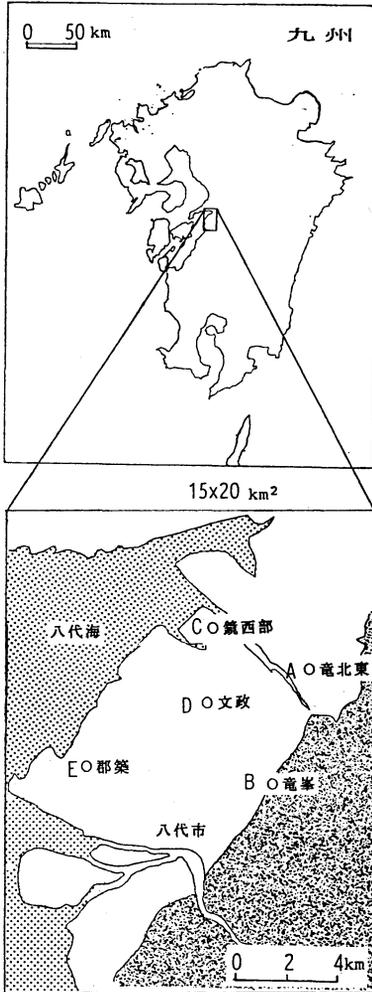
この日の総観場についてみると, 第2図に示すように, 朝鮮半島南部には1005 mb の高気圧がある。一方鹿児島島の南南東310 km には台風があり, 八代市付近は東よりの風の場であり, 傾度風は弱い。この日は九州南部の東側では雲が多かったがその他の所では, 各地とも全般に晴れの天気であった。観測地域では, 両日とも気圧配置に大きな変化はなく, 台風も停滞しほほ穏やかな快晴で, 強風等の異常は認められなかった。しかし夕立に見舞われ一部欠測せざるを得ない地区もあったが, 全体的にはその影響は大きくはなかった。なお八代におけ

* A three-dimensional observation of the local circulation in the Yatsushiro Plain.

** Y. Ookouchi (八代高専), M. Uryu, O. Morita, S. Miyahara (九大・理), S. Sumita, Y. Nonaka (宮崎大・教育), M. Kusuda, N. Abe (大分高専)

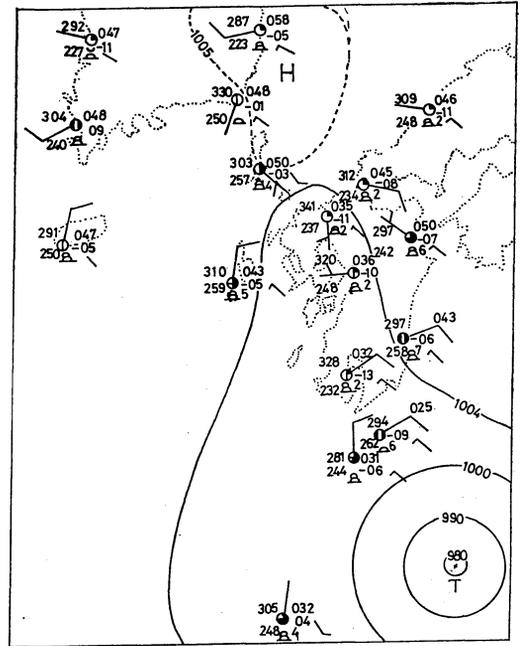
—1986年8月14日受領—

—1987年4月13日受理—



第1図 観測地点略図.

陰をつけた部分は 100 m 以上の山岳領域.



第2図 8月6日12時の地上天気図.
H: 高気圧 T: 台風8号

厚さの主要部をカバーするよう地面から 650 m までとして、1時間 30 分毎に 1 回観測した。観測回数は地点 A, B では 6 日 6 時から 7 日 10 時半までの 20 回であるが、C 点では 6 日 12 時から、D 点では同 10 時半から、と開始時刻が遅れた。

ただし D 点では 19 時 30 分開始予定であった定時観測を夕立のため欠測し、同様に B 地点では 20 時に開始した。また、もう 1 点 (E) 観測を行ったが、機器不良のため今回は解析に際してデータとして使用しなかった。

上記の時刻に開始した各回の観測で、測定高度は 10 ~ 20 m で 1 点、その後 50 m, 100 m と 50 m 間隔で 14 点測定した。各高度で係留気球を約 1 分 30 秒間停留して各要素 6 個ずつのデータを採取した。なお、気球上昇開始時に地上気温、湿球温度をアスマン型温・湿度計、地上気圧をアネロイド型気圧計で同時に測定した。

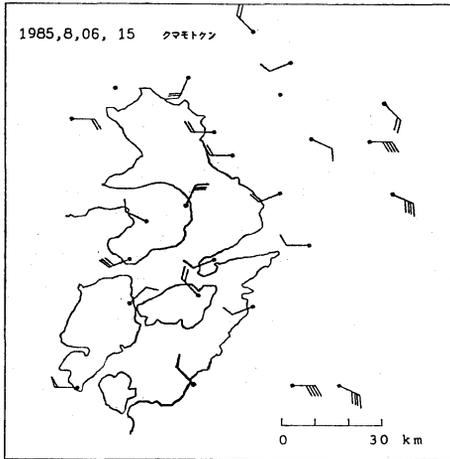
3. 観測結果

4 地点 (A-D) の、観測データは、1 観測高度につきそれぞれ 6 個を平均した後、高度・時間につき内挿補間を行い時間と高さをそろえ基礎データとした。温位などの計算は、通常の方法 (例えば正野 (1970) を見よ) で

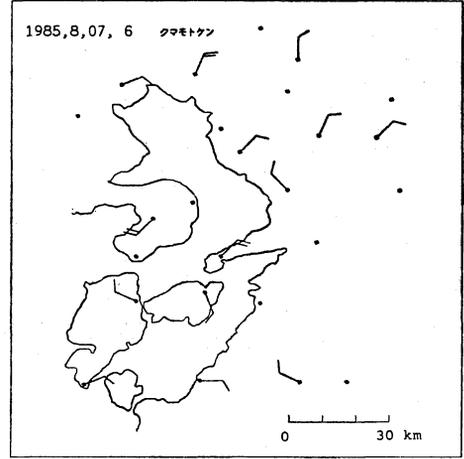
るこの日の日出入時刻は、おおよそ日出 5 時 35 分、日入 19 時 10 分である。

第 3 図に九州中西部領域の AMeDAS による地上風の分布を示す。昼間 (15 時) には海域より陸へ、早朝 (6 時) は弱いが陸から海への風向の変化が見られた。この地域は島・半島や、外海、内海を含むなど地形が複雑なため、局地循環風も複雑な様相を示すが、海陸風が発達しているようすが分かる。

観測では各観測点には係留気球 (AIR 社製、TS-2A 型小型ゾンデシステム) を 1 個配備し、気圧・気温・比湿・風向・風速の 5 要素を測定した。測定高度は海風の



(1) 8月6日15時



(2) 8月7日6時

第3図 地上風の分布 (気象台 AMeDAS による)。

求めた。

3.1 風速ベクトル

水平風ベクトルの時間・高度変化を第4図に示す。図中で上(下)向きの矢印は南(北)風を、右(左)向きの矢印は西(東)風を示す。どの地区についても10時半頃より18時頃まで海風(ほぼ北西または西よりの風)が見られた。更にこの観測期間、18時前後に2m/s程度の南西風が見られた。この風は観測した全層に及んでおり、広域に関係した発達した海風または海陸風より大きな鉛直スケールの現象と考えられる。この時間A, B, D, Eでは降雨があったが、C点では降雨が見られなかった。後に示すが、降雨のあったこの時間帯には、観測領域内で収束流(上昇流)が存在した。

大河内(1982, 1983)は、地中海風は、夏季の八代では時間の経過と共に西風から南西風に発達することを解析している。夕立との関係については、不安定な場における発達した海風と擾乱との相互作用として今後の課題である。

A地点では夜間高度250mより下層で山風(南東又は東よりの風)がみられ、他の地点でも風速は弱いだが、この山風を見ることができた。夜間高度400mより上層では、北又は北東よりの風がみられた。この北よりの風の出現については、確定的には言えないが時間的にみてコリオリ力による慣性振動と考えられる。その他の原因として、より大規模な地形または他地域からの移流の影響なども考えられる。

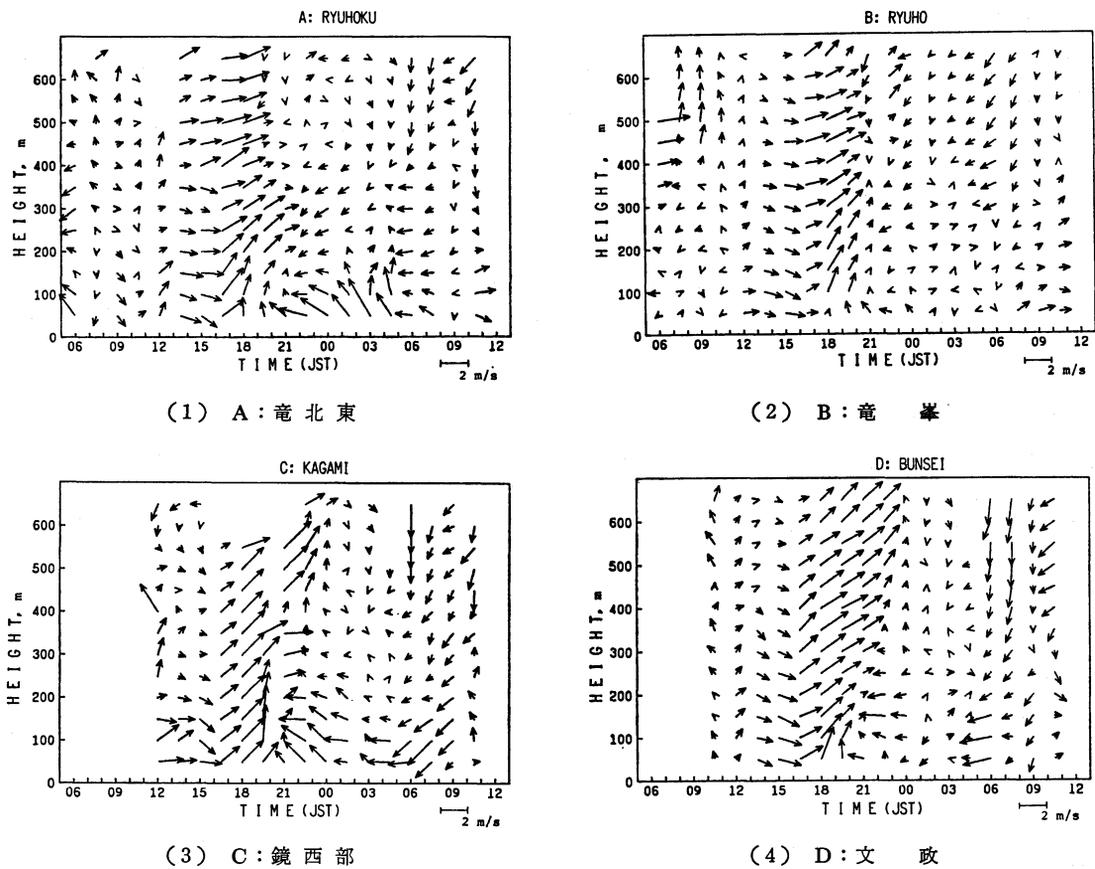
ここで示した日変化の概略は、夕立時を除けば海陸風としてはほぼ期待される風向変化である。

4地点の平均風について、東西風成分と南北風成分の風速の時間・高度断面を第5図に示した。地形から西風は海風を、東風は山風または陸風を代表していることが出来る。日中次第に全層西風となり南西よりの海風が発達しているようすがわかるが、帰還風は観測されていない。海風層の厚さは650mより厚く、観測からは分からない。

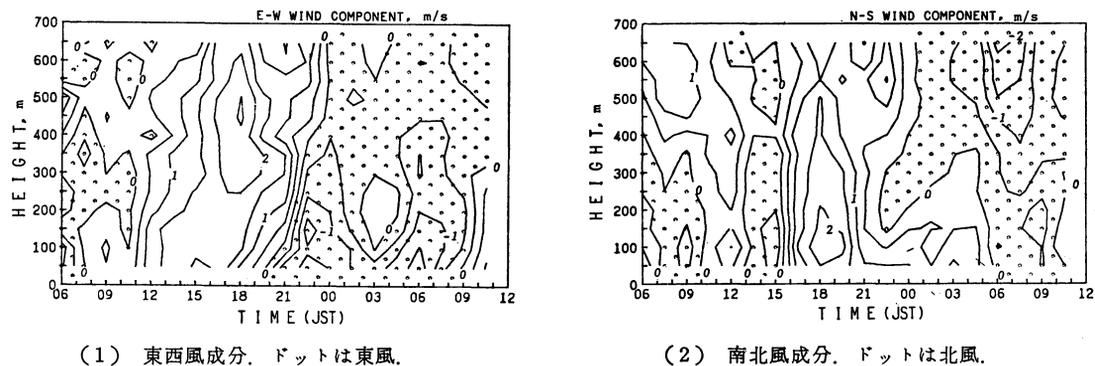
夜間には高度200~300mより下層に2度のピークを持つ東風が対照的に出現している。日没後から見られる東風は山風であり、C, D点で6時ごろ見られる北東風は発達した陸風であろう。3時前後には弱い帰還流も観測された。

特に上層では、南北風は更に大きなスケールの地形と関係しているものと思われる。この地域の地表風について、東西風と南北風の成分に分けてスペクトル分析し、大河内(1983)は次のような結論を得た。東西方向の風は1日又は半日周期の海陸風に伴う変化が卓越し、それに対して南北風はより長周期の変化が卓越している。これは、海岸線が南北方向に走っているため海陸風は東西風となり、南北風はこの地域の地形が南北に開けていることから一般風が地形に沿って吹き易いことのためであろう。

風の1日周期のフーリエ級数のみで表現したホドグラフの例を第6図に示した。ここで、ホドグラフとは各時



第4図 水平風ベクトルの時間・高度断面

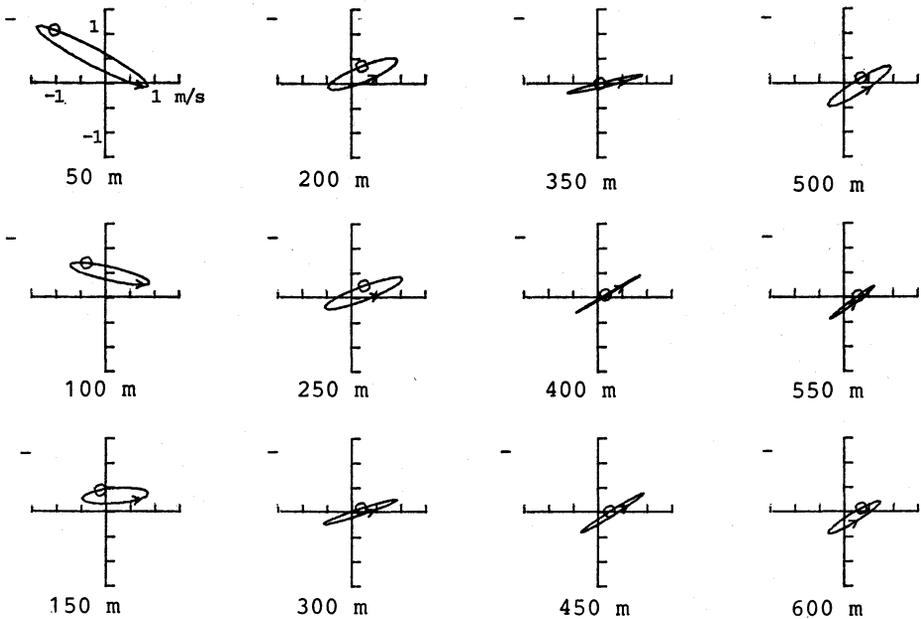


第5図 4地点で平均した水平風の時間・高度断面。

間の風ベクトルの先端の軌跡である。このホドグラフは、8月6日12時より8月7日10時半までの1日(16回)のデータについて各高度でフーリエ係数を決め、再変換によって求めた。

通常ホドグラフはコリオリ力だけを考えれば時計廻りを示すはずだが、どの地区ともほとんどの層で時間的に反時計廻り(−)の回転を示した。八代でのホドグラフは、年間を通して反時計廻りの回転を示すことが指摘さ

A: RYUHOKU



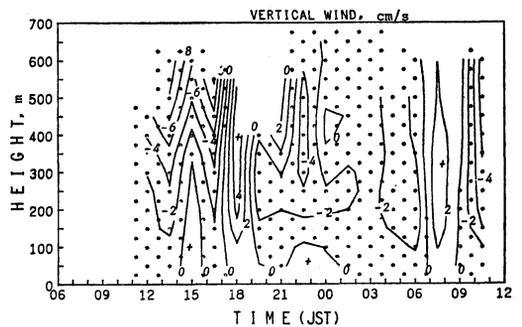
第6図 竜北東(A)における水平風のホドグラフ
○は午前0時, >は正午の位置, -は反時計廻り回転を示す。

れており(大河内, 1983), この地区の特徴である。

これは, 山岳斜面などの地形の影響と考えられる(Kusuda・Alpert, 1983)。即ち, 海陸風と斜面風とは斜面風が地表温度の変化に対する応答が早く, 風の吹き始めにおいては近くの山岳の斜面風の影響を強く受け, 後に海陸風が卓越してくると思われる。観測点付近の山岳では斜面風は昼間北西の風だが, 時間が経過するにつれ平野の広がる効果がきき, 南西風へと変化していき, 夜間は同様に南東風から北東風へと変化していく。したがってホドグラフは反時計廻りを示す。

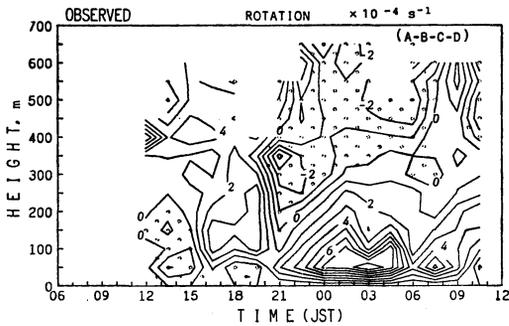
観測した高度 400 m より上層のホドグラフの中には時計廻り(+)の回転もみられた。地形の影響の大きい下層で特に反時計廻りの回転が得られることを局地風観測グループ(1986)が指摘している。観測した風のホドグラフは, 領域の下層で日変化の振幅が大きく上層では小さい傾向を持っており, 回転楕円の長軸方向は下層では海岸線に直交し上層では海岸線に平行となっている。これは, 海陸風が, 下層での気圧傾度力で強制されており, 上層では開けた地形に沿って風が吹き易いことを示唆するものである。

1987年6月

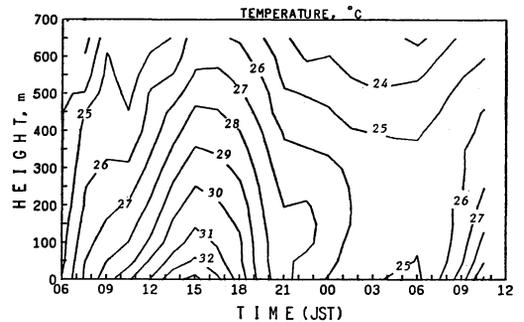


第7図 鉛直風の時間・高度断面。
ドットは下降流。

A-Dの4点上の柱状領域への流入および流出の計算より求めた鉛直風の時間・高度断面を第7図に示す。計算は, 4点からなる底面積と高さ 50 m の体積要素を考え, 各横面要素からの流入(または流出)は, 面中央での水平風の面に対し垂直な平均速度成分と面積の積で代表させるものとし, 下面からの流入(流出)は, 下面での上昇流(下降流)と底面積の積とし, 連続の関係より



第8図 渦度の時間・高度断面。
ドットは負値。



第9図 4地点の平均気温の時間・高度断面。

上面での鉛直風を地表面より次々にもとめた。ただし地表面で風の鉛直成分はゼロとした。

昼間海風に伴う上昇流は15時ごろ見られるが非常に弱い。また海風の吹き始めの翌日7～9時ごろ 2 cm/s 程度の上昇流が見られる。なお夕立のあった18時前後にも 4 cm/s 程度の上昇流が見られる。それ以外はこの地域では全体に弱い下降流である。海風時必ずしも平野部で上昇流となっていないことは一見奇異に感じられるが、広範囲な地形因子と関係すれば陸側でも単純な上昇流をなさないことは驚くに当たらない。このことは、山麓部では、昼間山岳斜面での循環風に伴って、帰還流として下降流が生じる (Ookouchi・Wakata, 1984) ことでも明らかである。

一方、夜間は山風または陸風に伴って下降流が見られた。23時前後に 100 m 以下の層で上昇流が見られるが、これは山風の帰還流としての上昇流と考えられる。

このように海風に伴う上昇流の大きさは、最大でも夕刻の 4 cm/s の程度であり、むしろ海風時でも下降流がみられた。これは、この地域が比較的狭い内海に面していること、蒸発の大きい水田が多いことのため海陸の温度差が割合小さい点なども考えられるが、背後の山岳による山谷風循環の影響は見逃すことが出来ない。

風の空間的な構造を見るため、第8図にA-Dの4地点の渦度の鉛直成分の時間・高度分布を示した。16時より20時にかけて、100 m 以上の高度の領域で正の渦度が見られた。

夜間の21時頃より6時にかけて 200～300 m 以上の高度では負の渦度を見ることが出来る。これは18時以降の南西風の発達に伴い、東側山岳近傍で風は弱まり、水平シアが生じたためと思われる。また一方 200 m 以下

の層では正の渦度が見られる。これは谷下流に位置するA地点で見られる強い山風の吹き下ろしに伴う回転成分である。これらの事は山岳が流れのシアや渦の形成に重要な役割をしていることを示唆している。

3. 2 気温・湿度

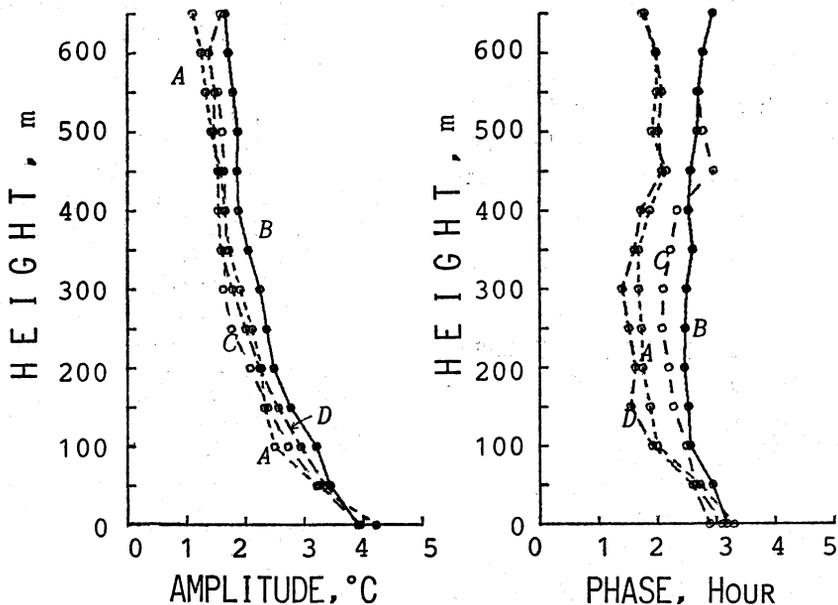
4地点の気温の平均値の時間・高度分布を第9図に示す。4地点とも日変化の特徴ではほぼ同様であった。また日没より夜間にかけての下層 100～200 m に逆転層が見られた。

1日周期のフーリエ級数で表現した気温の日変化の振幅の高度分布を第10図に示す。振幅は地上で約 4°C、650 m で約 2°C であった。位相は 100 m 以下では下層ほど遅れを示すが、全体的に位相の高度変化は顕著とは言えない。なお観測地点相互で1時間程度の差があった。

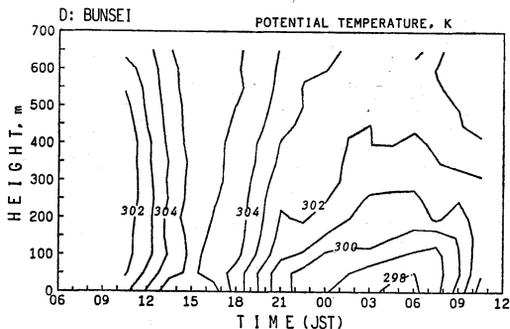
温位の時間・高度断面の例を第11図に示す。12時ごろより15時ごろまでは一様な温位分布を示し、観測した層に関してはよく混合されていることが分かる。夜間については、特に下層で安定な成層状態を示している。

比湿の時間・高度分布の例を第12図に示した。下層で非常に比湿が大きい。この地区では、湿田が多く水蒸気の供給が十分であるためと思われる。

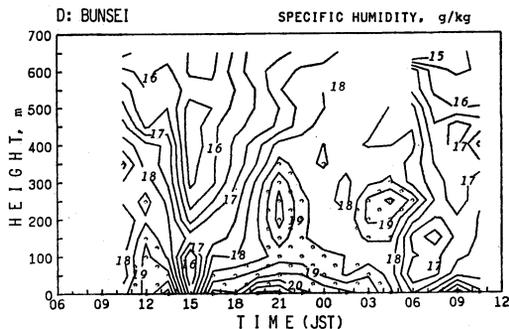
A, C, Dでは15時頃、Bでは12時頃比湿の減少が見られた。C, D点では20時頃高度 350 m より下層で比湿の極大がみられたがB点では見られなかった。どの地点についても3時から6時にかけて高度 200 m 付近に比湿の極大が見られた。これは煙の拡散のアナロジーを考えれば、極大の高度から見て逆転層により上方への拡散が制限されることのほか、山風循環が生じ平野部で帰還上昇流となり、その上昇流によって水蒸気が上方へ運



第10図 気温の振幅および位相の鉛直プロファイル。
位相は 1200 JST を基準に取っている。



第11図 文政 (D) における温位の時間・高度断面。



第12図 文政 (D) における比湿の時間・高度断面。
ドットは18.5 g/kg 以上の領域。

ばれることによる移流の効果もあるものと思われる。なお海風の侵入に伴う比湿の増加は明瞭ではなかった。

4. 結論および今後の展望

本観測では、台風が九州南端に接近していたが、観測期間を通して台風の影響は小さく、ほぼ静穏な好天のもとで、海・陸風が見られた。大分では、ほぼ同じ高さまでの観測で帰還流が観測できたが(局地風観測グループ, 1986)、今回は上限を確認できず、海風層は観測し

た高度より厚いと言える。しかし、夜間の陸風または山風の層の厚さは 200~300 m 以下であった。風の hodograph は、通常なら時計廻りだが、ほとんどの層で反時計廻りの回転を持っている。これは平野部と平行に走る山岳地形のせいであろう。鉛直流は1日を通して下降流が見られ、海風に伴う上昇流は最大でも ~ 4 cm/s 程度であった。

規則的な気温の日変化が観測され、その振幅は地表付近で 4°C 、高度 650 m で 2°C 程度であった。比湿につ

いて、15時頃の減少及び21時頃の増大、更に早朝 200 m 付近の極大がみられた。

今回の観測例は、この地域の多様な局地循環風における山岳の役割を知る上で、さらに海岸線と平行に走る山岳の影響を考える際の何等かの風の一般法則を含んでいるものと期待される。詳細な海陸風と地形との関係についての研究には今後更に三次元的データの集積が待たれる。

謝 辞

本研究は、昭和 60 年度環境科学特別研究 (R 11-6 九州地方の局地循環の研究) の一環として行った観測データを基にしてまとめたものである。

本観測にあたり、観測場所となった小学校の設備等を快く使用を許可いただいた各小学校校長はじめ関係者の協力に感謝します。また、観測に必要な物品は、観測気球セットは東大海洋研究所、気象協会福岡、九大工学部から借用し、他の物品については八代高専の協力を受けた。観測に際して、宮崎大はじめ九大、八代高専の学生及び大学院生32名の協力を受けた。またデータの整理、解析にあたっては、花野靖治君 (八代高専) の協力を受け、広域気象データは、山口栄次氏 (福岡管区気象台) の教授・提供を受けた。関係者に感謝の意を表します。

文 献

- Abbs, D.J., 1986 : Sea-breeze interactions along a concave coastline in southern Australia: Observations and numerical modeling study, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 831-848.
- Abe, S. and T. Yoshida, 1982 : The effect of the width of a peninsula to the sea-breeze, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1074-1084.
- Asai, T. and S. Mitsumoto, 1978 : Effects of inclined land surface on the land sea breeze circulation, *J. Meteor. Soc. Japan* 56, 559-570.
- Estoque, M.A. 1962 : The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, *J. Atmos. Sci.*, 19, 244-250.
- 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, 15-24.
- 岸田和博, 1974 : 広島における海陸風の経月特性, *天気*, 21, 579-586.
- Kusuda, M. and P. Alpert, 1983 : Anticlockwise rotation of the wind hodograph, Part I: Theoretical study, *J. Atmos. Sci.*, 40, 487-499.
- 楠田 信, 阿部信男, 1982 : 大分市の夏季の海陸風, *天気*, 29, 81-86.
- 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.
- Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1977 : The effect of topography on sea and land breezes in a two dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151-1162.
- McPherson R.D. 1970 : A numerical study on the effect of coastal irregularity on the sea breeze, *J. Appl. Meteor.*, 9, 767-777.
- 宮田賢二, 岡本雅典, 1972 : 瀬戸内海の家陸風に関する研究, 第1報, 広島女子大学家政学部紀要, 7, 71-88.
- Mizuma, M. and M. Kakuta, 1974 : An observational study on land and sea breezes in the Tokai Village area, *J. Met. Soc. Japan*, 52, 417-427.
- 大河内康正, 1982 : 八代における局地風について, 八代高専紀要, 4, 1-7.
- , 1983 : 八代における風速変動について, 八代高専紀要, 5, 9-16.
- Ookouchi, Y. and Y. Wakata, 1984 : Numerical simulation for the topographical effect on the sea-land breeze in the Kyushu Island, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 864-879.
- Pielke, R.A., 1974 : A three dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.
- Pielke, R.A. 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, London 612 pp.
- 佐橋 謙, 1978 : 岡山周辺の家陸風について, *天気*, 25, 357-363.
- 正野重方, 1970 : 気象力学 (岩波全書), 岩波書店, 1-65.