

瀬戸内海上空の強風域について*

佐 橋 謙**

要 旨

気象庁気象研究所が1980年から3年間、集中的に行ったパイボール観測の結果を利用して、好晴日の瀬戸内海上空に存在することがしばしば報告されて来た西寄り又は東寄りの風の強風域の3次元的な拡がり、その時間的推移の実態を比較的精度良く示すことができた。強風域の大きさは、東西方向には200~300km、南北方向にはその1/10程度、鉛直方向には0.6~1km程度であり、強風域の中心軸の高さは東西方向に波動状に変化し、時間的にもその状態が変わる。

西風の強風の場合の発生原因として、九州の脊梁山脈による山岳波も関与しているのではないかとの可能性が Scorer ナンバの鉛直分布によって示された。

1. はじめに

海陸風が発達するような好晴日に、瀬戸内海の上空数100mから2kmくらいまでの比較的低層に強風域が見られることは、宮田等(1972)が燧灘周辺の6カ所及びその中央の魚島の計7カ所でパイボール観測を行い、陸風が吹き始める頃から夜半にかけて地上300~500m高度に燧灘の北寄りに風速8m/s程度にも達する西風の領域が存在することを発見したのを始め、宮田(1975, 1982)にも同様な現象が報告されている。これらは西風であるが、中島等(1978)は東風成分が大きい場合の例を報告している。また古くには神戸海洋気象台(1952)が同じく燧灘一帯での海陸風の一斉観測の結果から、夜間に強い西風の出現した地域のあることを報告しているが、これは地上観測であるので、前述のもとと全く同種の現象かどうかは判らないが、似たような現象かも知れない。

このような瀬戸内海上空での東西方向の顕著な流れについては、それがこの地域でどのような理由で発生するのか、またそれがこの地域の中規模気象現象にどのような効果をもたらすのかなど、数多くの問題点を提供するものであり、その3次元的な構造の明確な把握が望まれ

ていた。今までに、この現象を見出していた前述の研究者達の行った観測は、せいぜい10カ所以内の地点でのパイボール観測であったため、その構造の全容はおろか、例えばその強風域の水平方向の拡がりやどの程度かと言ったような極く基本的なことから明瞭ではなかった。

ところが、1980年から3年間、気象庁気象研究所ではこの地域で集中的かつ強力な観測網を展開し、40カ所近い地点でパイボールの毎時間の観測を含む実測を行った。これは今までにない貴重な実測資料であり、しかもそれが気象研究所技術報告書第11号資料編(1984b)として公表された。もし、気象研究所の行った集中観測期間中に問題の強風域が出現していれば、この資料を利用することによって、今までの情報よりも飛躍的に高い精度でその構造や性格を知ることができると期待される。

そのような見地で、この資料を点検したところ、幸いにも西風と東風の両方の強風がその観測期間中に含まれていた。筆者はこの資料を解析することにより、それらの強風域の幾何学的大小、構造などについて相当明確な概念を得ることができ、さらに西風の強風の場合についてその発生原因の1つの可能性を示すことができたので報告する。

2. 使用した資料

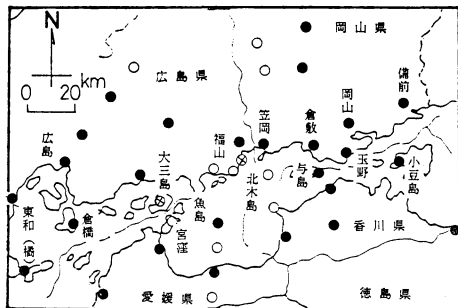
使用した資料の殆んど全部は前述の気象研究所技術報告書第11号資料編(1984b)である。この中から主とし

* Strong wind over the Seto Inland Sea.

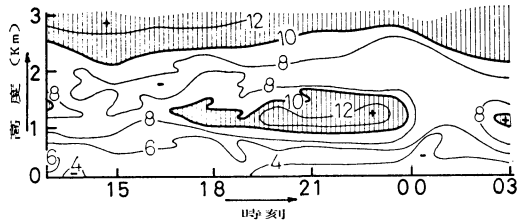
** Ken Sahashi, 岡山大学教育学部.

—1985年2月7日受領—

—1985年4月11日受理—



第1図 観測点配置図。⊗; 1980年度のみ観測点。○; 1981年度のみ観測点。●; 両年度共通の観測点。



第2図 倉敷での風速のインプレット。1980年7月22日～23日。数字は m/s。ハッチの部分は風速 10 m/s 以上の範囲。+は風速の大きい所、-は風速の小さい所。

て第1図に示す範囲内でのパイボールと低層ゾンデの観測資料を使用した。気象研究所の集中観測は1980年に7月22日から同24日まで、1981年に8月19日から同22日まで、さらに1982年に7月27日から30日までの3回にわたって実施されている。このうち1982年のものは上層風の観測地点が8カ所と少ないので除き、他の期間について天気図を参照してできるだけ太平洋高気圧の勢力の強いいわゆる盛夏型の日を選び、その中で風速の鉛直プロフィールに注目して地表面から2km高度までの間に、特に明瞭な強風域の現れたものとして1980年7月22日及び1981年8月20日の例をここで取り上げることにした。前者は西風の、後者は東風の強い例である。

第1図の黒丸は両年度に共通したパイボール観測点、白丸は1981年度にのみ設定されたそれ、白丸にクロスをしたものは1980年度にのみ設定されたそれであり、1980年度にはこの範囲内で28地点の、1981年度には35地点のパイボール観測点が設定されたことになる。これらの地点で、原則として2km高度(場所によっては3km高度)まで1時間毎にパイボール観測が行われているが、観測点のうち約3/4の地点では昼間だけ(06時から17時又は21時まで)で、残りは昼夜継続して観測が行われている。

3. 1980年7月22日の例(西風の強風)

3.1. 一般的気象条件

地上天気図について述べると、7月22日早朝から同日夕方頃までは太平洋高気圧が本州のほぼ全域を覆い、四国南方約500kmにも高気圧の中心があり、典型的夏型であった。23日3時頃には沿海州の低気圧から南西に延びる前線が日本海中部を斜めに横断して本州に接近しつ

つあり、23日夕方から24日にかけて本州を横切って東へ進行して行った。

従って、7月22日1日中と23日午前中にかけてはいわゆる盛夏型気圧配置と見て良く、また、アメダス資料によればその期間中、瀬戸内海に海陸風循環が卓越していたことを示している。

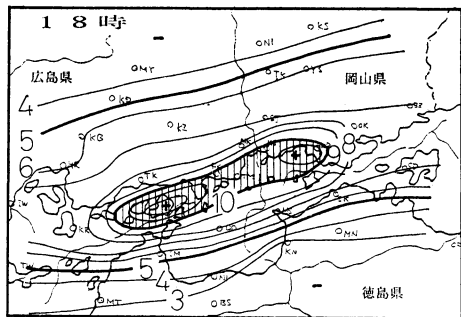
3.2. 倉敷での強風の時間経過

この日のうち、強風が比較的長時間持続した地域例として倉敷を選び、そこでのパイボール結果を使用して作成した風速のインプレットを第2図に示す。この図でわかるように、海風の終わり頃、即ち17時頃から真夜中頃まで約7時間にわたって高さ約1kmの所に風速の極大域が見られる。またその強風域の鉛直方向の厚みは700~800m程度である。

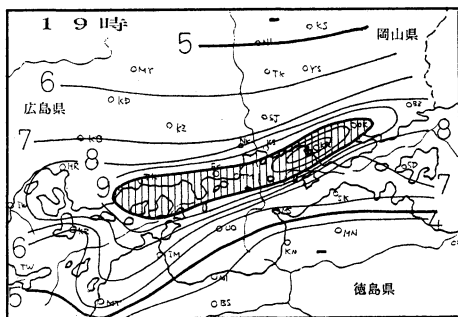
この日の倉敷上空の風向は、600m以上の高さでは南西ないし西、地上では7時から21時まで少しの例外を除いて南ないし南南西の海風の向きと一致する風向であり、その層が300~400mの厚みを持っていた。また22日夜から23日朝にかけての陸風は観測されていない。アメダスの資料では、この期間、即ち22日夜の陸風は瀬戸内海全般にわたって顕著でなく、殆んどの地点で1m/s以下である。しかし、23日9時頃からは瀬戸内海全般に海風が始まっているのが見られるので、この上空の西寄りの強風は少くとも直接的には地上の海陸風循環に影響はしていないように見受けられる。

3.3. 強風域の水平方向の拡がり

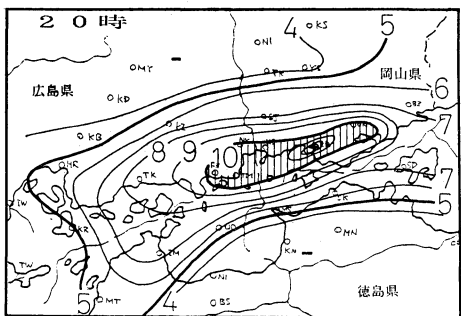
前掲第2図から、この日の強風域の高さは地上約1kmにその中心があることがわかる。そこで、瀬戸内海地域の地上1km高度の水平面内での風速分布を調べ、強風域の水平面内での大きさを調べよう。第3図に、第1図の範囲内でのパイボール観測による18時から21時までの1時間毎の風速分布を示す。



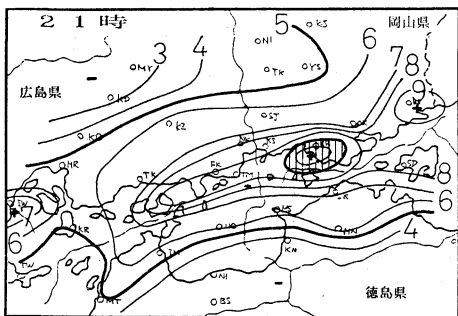
第3図の1



第3図の2



第3図の3



第3図の4

第3図 地上高 1 km の水平面内の風速分布. 1980年7月22日. 数字, ハッチ, +, - の意味は第2図と同じ.

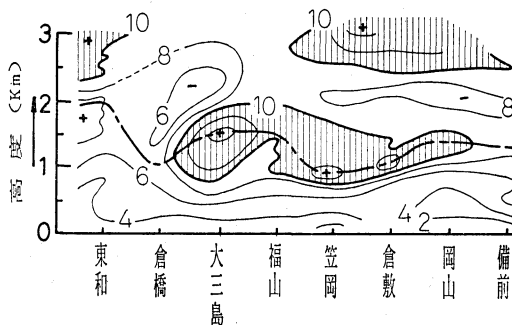
図によれば、瀬戸内海の北岸沿いに東北東から西南西に細長く強風域が存在するのが明らかで、19時に最も勢力が強く、延長約 80km、幅約 15km の範囲内で 10 m/s 以上で、最大風速は倉敷で 12 m/s 以上を示し、21時には消滅しかかっている。この時の風向は殆んどの地点で西南西であり、強風域の長軸の向きと一致している。

さらにこの図から、この場合には強風域の位置は、水平面内では南北にも東西にも動いてないように見える。実際、東西方向に最強風速を示す地点を連ねた強風軸とでもいうものを書いて見ると、福山より西では約 20 km の幅で南北に位置を変えているが、岡山県内ではその位置は殆んど変わっていない。

また最強風速の現れる位置も、18時には大三島のように瀬戸内海の最も狭隘な部分の1つに当たる所に出現しているが、その他の時刻では倉敷が最も風が強く、必ずしも海域の狭くなっている玉野、与島、坂出で風が最強とはなっていない。

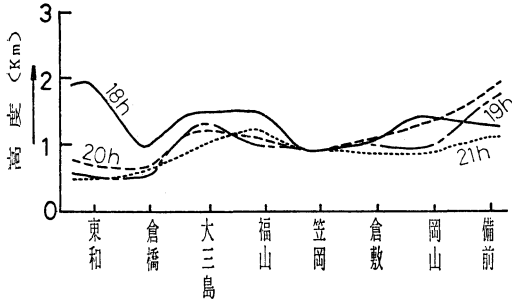
3.4. 強風域沿いの風速鉛直分布

第3図に示したような強風域が瀬戸内海北岸沿いに見
1985年6月



第4図 強風域沿いの風速鉛直断面. 1980年7月22日18時. 数字, ハッチ, +, - の意味は第2図と同じ.

出されたが、その強風域の軸に沿って東西方向にどのような風速変化が鉛直面内で見られるであろうか。強風域の軸に近い観測点として岡山県備前市、岡山市、倉敷市、笠岡市それに広島県の福山市、大三島、倉橋島、山口県の屋代島(東和)の8地点を選び、それらの観測点のパイボールの資料により第4図を作成した。これは7



第5図 各地点の極大風速出現高度。

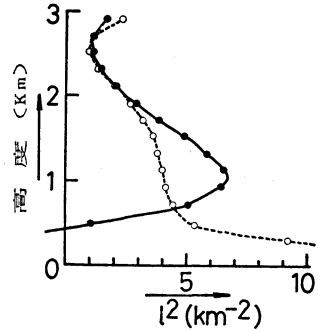
月22日18時のものである。第4図の地点間隔は必ずしも地理上のスケールとは一致していないが、東端の備前から西端の東和まで直線距離でおよそ 200 km である。この図によって、この強風域の鉛直方向の拡がりやさらに良く示されるが、第2図の倉敷での時間経過で示されたのと同様、1 km から 2 km 高度に強風域が存在する。また、風速 10 m/s 以上の領域の厚みは 200~500 m であり、その厚みは西の方が厚く、東に行くほど薄くなっているようである。

第4図にはまた各地点での極大風速を示す高度を連ねた鎖線を記入したが、この鎖線は水平でなく、図に見られるように波動状に上下に変動している。他の時刻についても極大風速出現高度を連ねた線を書き、それを1枚の図にしたのが第5図である。笠岡、倉敷付近では時刻によって高さにあまり差はないが、その他の場所では 200~500 m くらいの高さの変動があるのが見られる。即ち、この強風域は時間的にも空間的にも固定したものでなく、その位置が変わるのである。

3.5. 強風域の成因についての考察

上に述べたような、海風卓越日にその上層で発生する強風については、小出等 (1982) が瀬戸内海の現象について、木村等 (1983) が関東地方での現象について、それぞれ数値シミュレーションを行い数値シミュレーションによっても同様の現象が起こることを報告しており、前者については瀬戸内海を挟む中国山地と四国山脈が、後者の場合には中部地方の山岳地帯が、それぞれこれらの強風域の成因に関係しているのではないかと考えが示されている。今ここで取り上げた強風の例にしても、第3図から判るように地形に相対的に固定した場所で起こっているのだから、当然上記の考え、つまり山が強風域の成因に関係するとの考えを支持するものである。

一方、前に示した第5図は強風軸が鉛直面内で空間的に波動状変化を示している。このことはこの現象が、山



第6図 Scorer ナンバ I^2 の高度分布。実線は1980年7月22日21時、点線は1980年7月22日09時。

岳波としての性格も合わせて持つのではないかと示唆を与える。そこで、このような山岳波としての性格を持つとの考えを支持するような資料がさらにないかを検討しよう。

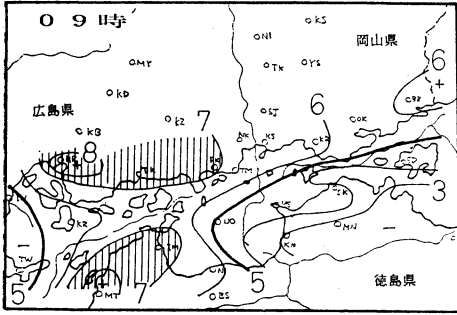
Scorer (1954) は

$$I^2 = \frac{g\beta}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$$

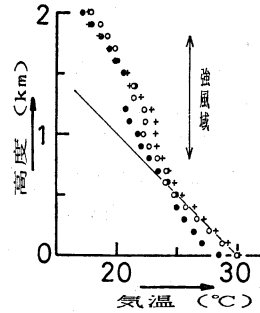
$$\beta = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

で決められるいわゆる Scorer ナンバ I^2 の分布が山岳波の出現に重要な意味を持つことを指摘し、Corby (1957) は山頂の高さとほぼ同程度の高さに I^2 の極大値が現れる時、山岳波が生じることを述べている。我々の例の場合の I^2 の分布はどうであろうか。第3図に示した強風帯の向きは、前にも述べた通り東北東から西南西であり、また各地点での風向もおおよそ西南西から西南西でこの向きと一致する。もし、この強風域が山岳波によるものならば、それをひき起こす山は九州の脊稜山脈の北部となる。そこで I^2 の計算に使用するゾンデの資料として福岡のものを利用することにした。福岡の同日21時の値により I^2 を計算すると第6図の実線で示すような分布が得られた。これによると、高さ 1 km、即ち九州脊稜山脈北部の山の高さとほぼ一致する高さに I^2 の極大のあることが示され、前述の Corby の記述によれば山岳波が出現しても良い条件と一致した現象が起こっていることが示された。

では他の時刻ではどうか。ゾンデ資料のある22日9時、つまり第6図実線の12時間前の福岡のゾンデ資料について同様に I^2 の分布を求めたのが第6図の点線であり、その時の 1 km 高度の風速分布が第7図である。即ち、 I^2 については21時に見られたような顕著な極大値は



第7図 地上高1kmの水平面内の風速分布。1980年7月22日09時。ハッチの部分は風速7m/s以上の範囲。数字、+、-の意味は第2図と同じ。



第8図 気温鉛直プロファイル。○；岡山，●；広島，+；高松。斜線は乾燥断熱減率。1980年7月22日18時。

3 km 以下には現れておらず、風速の水平分布に瀬戸内海沿いの強風域は見当たらない。

以上のことはいま問題にしている瀬戸内海上空の東西方向に延びる西寄りの風の強風域の存在に九州の脊稜山脈がなんらかの効果を持っていることを示すものではなかろうか。勿論、Scorer ナンパによる山岳波の発生基準は風下側の地表が平面に近似できる場合のものであり、この問題のような中国山地や四国山脈に挟まれた部分についてそのまま適用できるとは思えない。さらに Atkinson (1981) によれば、今までに観測された山岳波の波長は多くの場合 5~20km、最大で約 70km であると述べている。一方、第4図で示される強風軸の波長は、例えば倉橋-福山間は約 90km、福山-倉敷間は約 40km であるから Atkinson の言う“多くの場合”には適合しないが、最大の場合を考えればあり得ない波長でもない。またこの観測は、このような論議が完全に行えるほど密な観測網でもない。観測点間隔が最低でも 20 km 以上あるから、波長 10km 程度の現象は検出できない。

従ってここで言えることは、第3図から第7図までを総合して、瀬戸内海上空の強風域の存在に、九州の脊稜山脈による山岳波が関与している可能性もある、と言う程度であろう。このことを、さらに確認するためには、(1) 宮田 (前出) によって集積されている資料の中で、西風の強風の存在するもの、しないものについてそれぞれ²⁾の分布を調査すること、(2) もっと密度の高いパイボール及び低層ゾンデの観測を実施すること、(3) 九州脊稜山脈を含んだ領域について数値シミュレーションを実施すること、などが考えられるが、(2) は殆んど実現困難であろうし、(1) と (3) の実行が期待されるとこ

ろである。

3.6. 強風域の気温の鉛直分布

この観測期間中には、岡山、広島、高松及び新居浜の4地点で3時間毎の低層ゾンデの観測が2km 高度まで行われている。このうち問題の強風域に近い場所として前記4地点のうち初めの3地点を選び、強風域の存在した時刻として18時の例を気温プロファイルとして第8図に示す。図中の左上りの実線は乾燥断熱線である。3地点のうち広島は第1図で見られるように倉橋(第4図で西から2番目の地点)から北へ約35kmの地にあり、第3図から見て強風域の中心部からはやや外れ、むしろ周辺部というような場所である。

第8図には第4図から決められる強風域の位置を矢印で記入してある。この図によれば強風域と地表との間は殆んど中立であり(黒丸で示される広島はやや安定であるが、広島は上述のように強風域の中でない)、強風域の下半分が強い安定、上半分とそれよりさらに上方はやや安定というような気温分布を示している。

一方、Scorer (1953) は、山岳波が発達している時にゾンデ観測を行うと、見掛け上強い安定層が存在しているように見えることを理論的に示している。従って第8図で示された強風域の下半分の強い安定層は、実在するものなのか見掛け上のものなのか、問題の残る所である。

4. 1981年8月20日の例(東風の強風)

4.1. 一般的気象条件

当日15時に潮岬南方約500kmに中心示度960mbの台風15号があり、北北東に進んでいたが、本州はまだその直接の強風域には入っておらず、この台風は23日早朝

に房総半島に上陸し、関東、東北を縦断した。前章の例のように気圧配置として盛夏型ではないが、岡山での当日の最高気温(34.9°C)はこの月の極値であり、また当日のアメダス資料から見て瀬戸内海沿岸に海陸風循環が発達していたことは容易に推察できる。

4.2. 北木島での強風の時間経過

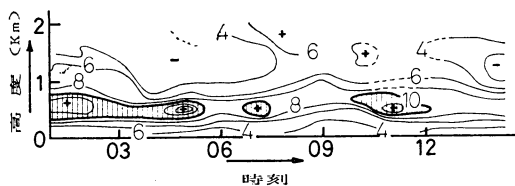
前例の通り、この日のうち強風が長時間継続した場所として北木島(岡山県, 第1図参照)を選び、風速のインプレットを書いたものを第9図に示す。この場合には前の例と異なり、真夜中から観測の打ち切られた15時まで

で、500 m 程度の高さで、厚みも 500 m 程度の風速 8~10 m/s の強風帯が持続しているのがわかる。従って、この例の場合は、中島等(1978)の指摘したものと同一性格を持つものと考えられ、気象研究所技術報告(1984 a)で述べられているように、台風の影響による東風と考えられる。事実、この時の北木島上空の強風帯の部分の風向は、東ないし東北東で終始している。この強風域よりも高い所ではやや南成分が増し、東ないし東南東となっており、地表近くでは北北東から北東の風が吹いていた。

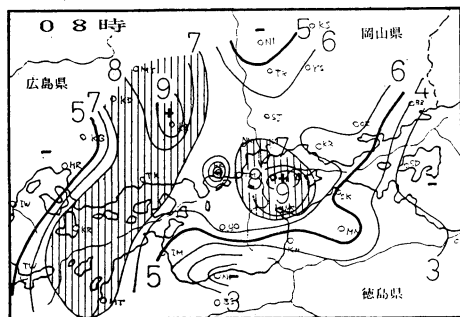
4.3. 強風域の水平方向の拡がり

この日は第9図に見られたように、強風帯の高さは前章の例よりも低く、中心の高さは 500 m 程度である。そこで、第3図と同じ範囲について地上 500 m 高度での風速分布を第10図に示す。これは当日08時から14時までの2時間毎の図であり、ハッチされた部分は08時のみについて 7 m/s 以上、他は 5 m/s 以上の領域を示している。

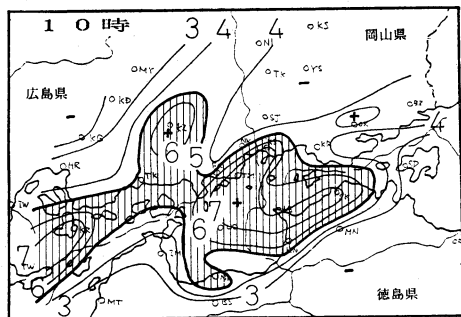
08時には“瀬戸内海沿いの”と言うような地形的に特



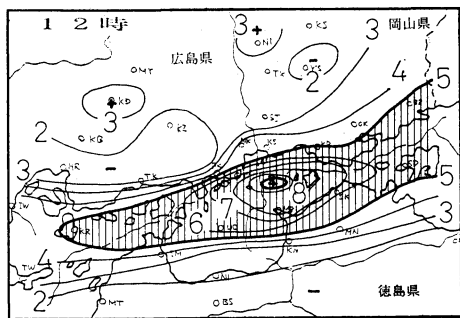
第9図 北木島での風速インプレット。1981年8月20日。数字、ハッチ、+、-の意味は第2図と同じ。



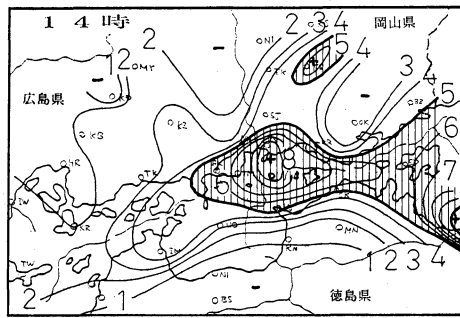
第10図の1



第10図の2

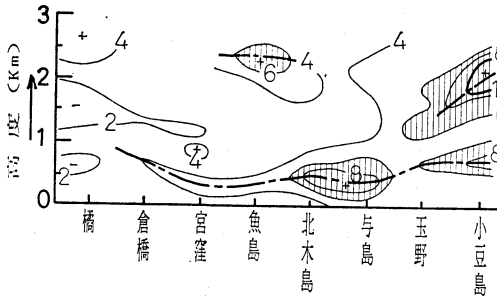


第10図の3

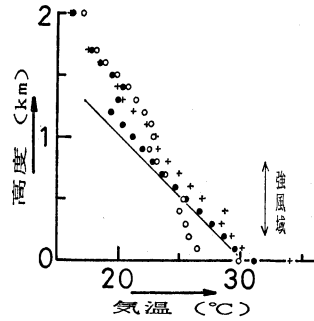


第10図の4

第10図 地上高 500 m の水平面内の風速分布。1981年8月20日。ハッチの部分は08時については 7 m/s、それ以外の時刻については 5 m/s 以上の風速の範囲。数字、+、-の意味は第2図と同じ。



第11図 強風域沿いの風速鉛直断面. 1981年8月20日14時. ハッチの部分は風速 6m/s 以上の範囲. 数字, +, - の意味は第2図と同じ.



第12図 気温鉛直プロファイル. ○; 魚島. ●; 広島, +; 松永. 斜線は乾燥断熱減率. 1981年8月20日12時.

徴のはっきりした強風域にはなっていないが、10時にはほぼそのような形をなして来ており、12時にはちょうど瀬戸内海上に東西に細長い強風域が形成され、それが東方に移動して14時のような形にまで変わって行ったように見える。いずれにしても、10時から14時の間にかけて、前章の例と同様、中国山地と四国山脈に挟まれた瀬戸内海の低地沿いに強風域が存在することが明らかである。この例の場合も、強風の中心域が必ずしも地形的に最も狭い場所、つまり備讃瀬戸あるいは来島海峡付近にある訳ではないのが注目される。

また、この強風域内部の各地点の 500 m 高度での風向は、北東から東南東で、10時から14時に向かって時間経過とともに北寄りから南寄りに僅かであるが変化して来ている。即ち、強風域内全般にわたって、10時には北東ないし、東北東の風であったが、14時には東北東から東南東となっている。

4.4. 強風域沿いの風速鉛直分布

この例についても前例と同じく、強風の軸に沿って選んだ地点でのパイボール資料によって鉛直面内の等風速線を書くと、第11図のようになる。この場合も横軸の観測点間隔は必ずしも等間隔ではないが、東端の小豆島から西端の橋まで約 200km である。

この図にも第4図と同様、各地点での風速極大高度を連ねた鎖線を記入した。やはり前例同様波動状を示し、また図は示さないが時刻によってその強風軸の波動のパターンはそれぞれ違っている。その違いの特徴は、強風軸の高さは与島、北木島付近では時刻によらずほぼ一定で 500 m くらいの高さにあるが、東寄りの玉野、小豆島付近、西寄りの倉橋、橋付近ではその高さの変動が大きく、2 km くらいの高度にまで及ぶことがあることで

ある。前章の例(第5図)でこの高さにあまり変動のなかった倉敷、笠岡に地理的に近い場所でやはり高さが定常的であるのは興味をひく点である。

この場合は初めに述べたように東風であるので、前例のように山岳波の考えを持ち込もうとすると、その源になる山脈を特定し難い。水平面内で見ると、つまり第10図で見られたこの強風域の中心軸を東へ延ばすと鈴鹿山脈あたりになるが、それよりも西側に生駒山脈の北部とか、六甲山系から東に連なる丘陵地帯などもあり、鈴鹿山脈による山岳波ということを主張するのは、前例の場合の九州脊稜山脈による山岳波というよりもさらに難しいように思える。

4.5. 強風域の気温の鉛直分布

この期間には広島、松永、魚島及び新居浜の4地点でやはり3時間毎の低層ゾンデ観測が2 km 高度まで行われている。この中から強風域に近い地点として前の3点を選び、12時の気温プロファイルを第12図に示した。第8図の前例の場合と同様、乾燥断熱線と強風域もそれぞれ第12図に記入してある。第10図と比べてわかるように、図中の3地点のうち、この時刻には白丸で示す魚島が強風域の内にあり、十字で示す松永はその中間くらいの場所となる。

強風域の外側や周辺に位置する広島、松永では 800 m 以下ではほぼ中立の状態であるのに対し、強風域中の魚島では強風域の下半分で強い安定となっており、その事情は前例の第8図の場合と共通であるが、魚島は燧灘のほぼ中央で、この時期には下層で安定であることが多いので、この現象を強風の特徴であるとは言い切れない。むしろ強風域の上の境界(900 m 付近)に逆転層があるのが注目される。

5. 結 語

気象庁気象研究所が1980年と1981年に実施した瀬戸内海での集中観測の資料のうちから特にパイボール観測の資料を利用し、以前からしばしばその存在を指摘されて来た瀬戸内海上空に発生する強風域の幾何学的大きさや、その性状の一部を明らかにすることができた。特に西風の強風について、その発生機構として山岳波を考慮し得る可能性のあることを示した。このことを確認するためには、本文第3章終りに述べたような3項目のどれか、又はすべてについての検討が必要であろう。また第3章の例は宮田等(1982)が以前から指摘している強風の現象とその発生している高度が多少違っており、さらに彼等の観測した現象はもっとシャープな強風域を形成している例もあるので、ここで取り上げた例とは違う現象なのかも知れない。

ここでは、このような強風域の存在が、瀬戸内海沿岸の地表付近で見られる海陸風にどのような影響を与えるのかについて全く触れなかった。熱的構造やその発生機構も含めて今後の検討課題である。

最後に、膨大な観測資料を編集し刊行され研究に便を供与された気象研究所に敬意を表したい。低層ゾンデの資料を平滑化し¹⁾を求める計算には岡山大学総合情報処理センターの計算機を利用した。

文 献

Atkinson, B.W., 1981: Meso-scale atmospheric

circulations, Academic Press, N.Y., 35.

Corby, G.A., 1975: Airflow over mountains, Meteor. Report, 18, Meteor. Office, London.

Kimura, F. and S. Arakawa, 1983: A Numerical Experiment on the Nocturnal Low Level Jet Over the Kanto Plain, Jour. Meteor. Soc. Japan, Ser. II, 61, 848-861.

気象研究所応用気象研究部, 1984 a: 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究, 気象研究所技術報告, 第11号, 48.

———, 1984 b: 同上, 資料編.

小出 孝, 荒川正一, 木村富士男, 村山信彦, 1982: 1982年春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 77.

神戸海洋気象台, 1952: 燧灘の海陸風, 研究時報, 4, 649-658.

宮田賢二, 岡本雅典, 1972: 瀬戸内海の高陸風に関する研究(I), 広島女子大学家政学部紀要, No. 7, 71-88.

———, 1975: 海陸風の広域構造, 沿岸における気塊の形成. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, No. A-50-7.

———, 1982: 広島県の高陸風, 広島女子大学地域研究叢書Ⅲ.

中島暢太郎, 田中昭吾, 1978: 福山, 笠岡周辺の夏の海陸風について, 京都大学防災研究所年報, 21, B-2, 113-128.

Scorer, R.S., 1953: Theory of airflow over mountains II, Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc., 79, 70-83.

———, 1954: Theory of airflow over mountains III, Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc., 80, 417-429.