

例会講演要旨集

第43号

海上と沿岸の気象

1988年1月29日(金) 神戸

日本気象学会関西支部
海洋気象学会

講演

海上の雷災

神戸商船大学海洋機械管理学科 武田 幸男教授	1
------------------------------	---

例会

1. 紀伊水道における黒潮水と沿岸水の交換について	5
隈部 良司 (神戸海洋気象台)	
2. 台風8719による大阪湾の潮位	8
林 紘二, 太田 貴郎, 西山 勝暢 (神戸海洋気象台)	
3. 台風時 (8719号) における海上風及び沿岸風	10
——外部気象資料の利用——	
梯 武浩 (神戸海洋気象台)	
4. 気象衛星GMSによる日本列島付近に発生するカルマン渦の解析	13
森脇 明 (広島航空測候所)	
5. 海上風速と気温の中規模変動と大気状態の特性	17
石田 廣史 (神戸商船大学)	
光田 寧 (京都大学防災研究所)	
W. V. BURT (オレゴン州立大学)	
6. 冬季北陸地方の雷雲	19
吉野 勝美 (全日空)	
7. 大気圧変動の放射線計測への効果	22
山口 雅彦, 上田 勇, 武林 正峯 (電子技術総合研究所)	
8. 水平線付近の赤外放射分布〔Ⅱ〕	24
松井 松長, 玉重 繁良	
森田 康正, 増田 真一 (福山大学工学部)	
9. 函館空港周辺の海霧	27
吉野 勝美 (全日空)	
10. 備讃瀬戸付近における霧について	31
大江 健夫 (日本気象協会関西本部)	
佐野 幸洋 (本州四国連絡橋公団坂出工事事務所)	
11. 瀬戸内海の晴れ霧	36
中田 隆一 (神戸海洋気象台)	
12. 備讃瀬戸の晴れ霧	39
吉川 郁夫 (神戸海洋気象台)	

海上の雷災

武田 幸男（神戸商船大学）

まえがき

陸地における落雷現象については、よく研究されており、送電設備や通信設備、高層建築物、油タンクなど各施設ごとに防雷規則が定められている。また、航空機では、気象が原因の事故の内、約50%が落雷によるものである為、各機種ごとに細かい防雷工事が行われている。これに対し、船舶では全金属性の船舶が多いことから、木造船についてのみ避雷針の設置が要求されている。

異常な海象、気象に遭遇して、全損または重大損傷を被る船舶は、全遭難隻数の約7%（世界及びわが国）で、わが国でも年間約100隻あり、その約35%が漁船であって、異常に高い値を示している。一般に船舶では雷よりも、低気圧、風波に対する関心が高いが、最近の船

舶は、小型船でも大型船なみの精密な電子機器を搭載することが多く、また、タンカーに限らず多量の燃料油を積んでいるので、これらの雷災による被害額も年々増加している。

以下、船舶を中心に雷災例と防雷システムについて述べる。

1 海上の雷

1・1 雷雨とその分布

雷雨の世界分布図によれば、赤道に沿って中央アフリカやアマゾン河流域、東南アジアの山岳地帯など雷雨の多発地帯がある。これらの大陸に比べて海洋上の平均発生率は著しく低い。海洋上では海面温度の日変化が少ないので、台風による渦雷を除けば雷は地表ほど活発ではない。しかし、シンガポール、フィリピン、カリブ海、地中海などの陸地に近接する海域では雷雨は比較的多く、特に夏季にこの海域を航海する船舶への雷撃は多い。このことは大陸内の湖についても同様で、中央アフリカのビクトリア湖は世界でも有数の雷雨地域である。

日本列島は偏西風の影響を常に受けており、太平洋及び日本海沿岸では山腹の傾斜地に熱雷

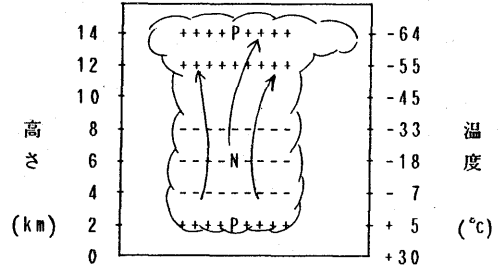


図1 雷雲のセル構造

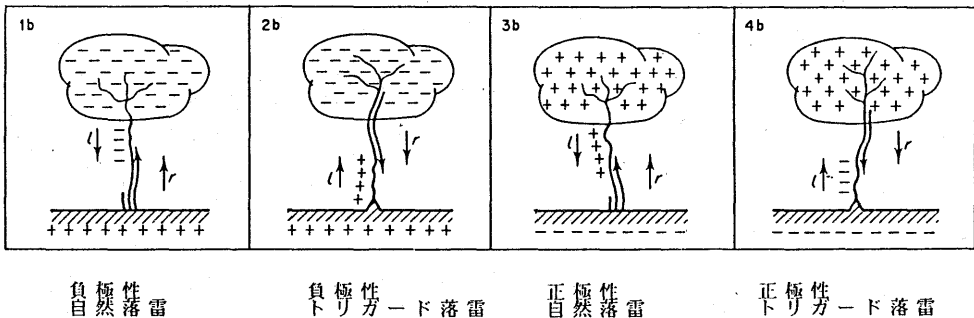


図2 落雷の4形式 (K・Berger, 1977)

(山岳雷)と界雷(前線雷)の両方が作用してセル構造のこととなる特異な夏季雷と冬季雷が発生し、落雷のメカニズムも極めて複雑である。

図1は夏季雷の電荷分布の一例を示したもので、かなとこ形が多い。中央部の上昇速度は約 12 m/s で雲内部の温度が -30°C を越すと発雷確率は50%を超える。日中の落雷が多く、3-7回の多重雷撃で20-80クーロンの電荷を中和する。

冬季雷(寒冷前線雷)は雷雲高度が低く約7 kmで、雲低気温は 0°C 、下部は負極の場合が多い。電撃回数は1-2回であるが、中和電気量は50-120クーロンと大きいのが特徴である。

図2に4種類の落雷形式を示している。即ち自然落雷とトリガード落雷とがあり、それぞれに正極性と負極性がある。トリガード落雷は船舶のマストなどの尖端からストリーマが発達し、雷雲からリターンストロークの主放電を行うものである。

1・2 直撃雷と誘導雷

落雷には直撃雷と誘導雷(側雷)とがある。直撃雷は文字通り雷電流の直撃によって即死、火災、破壊、爆発などを引き起こすもので、陸上の送電線が直撃を受けると、いかに高度の絶縁を施しても事故は免れない。直撃雷の落地点近傍に急激な電磁界の変化を生じ、雷雲下の送

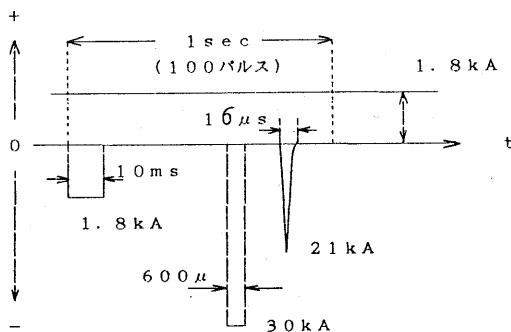


図3 落雷電流の巨視モデル

電線に過電圧を生じる。これを誘導雷といい、数10万ボルトものサージ電圧を発生する。

船舶では電源システムはすべて船体構造の内部にあるのでこのようなサージ電圧が電力回路に進入することはない。しかしながら落雷点の近傍にある金属部分には高電圧を発生する。これも誘導雷の一種で直撃雷と同様の電撃を与える。この誘導雷による被害を避けるためには、全ての金属部分をボンディングするとともに、確実に接地することが必要である。直接接地していない金属部分、例えばアンテナ回路などでは、避雷器で保護しなければならないが、むしろ雷雨が接近する場合は直接接地しておく方が安全である。

船舶の避雷針にはトリガード落雷が多いが、電撃の全てが避雷針にあるのではなく、避雷針の保護角の内部にも落雷がある。波浪が激しいときは、避雷針の頂部よりもむしろその下部や周辺への落下が多い。海上で雷雨に遭遇した人は保護区画に避難しなければならない。

雷電流の大きさや形状については多くの研究がなされている。Goldeのモデルによれば電流は次式で示される。

$$I = I_m (\exp(-\alpha t) - \exp(-\beta t))$$

Cianosは $I_m = 30\text{ kA}$ 、 $\alpha = 1.7 \times 10^4/\text{s}$ 、 $\beta = 3.5 \times 10^6/\text{s}$ を与えているが、これはピーク値が $1.6\text{ }\mu\text{s}$ で 20 kA 、 $5.8\text{ }\mu\text{s}$ で 10 kA に減衰し約 $16\text{ }\mu\text{s}$ 継続する。中和電荷量は2クーロンである。

雷電流は銅の導体を通ずる時、抵抗による発熱を生じる。このため鋼製の組立マストでは接合部のボンディングを行って全体の接地抵抗を、 $0.02\text{ }\Omega$ 以下にする。

木製のマストを持つ船舶は各マストに避雷針をつける。この避雷針はマスト頂上よりさらに15 cm以上突きでた直径13 mm以上の銅のス파이キに銅のリベットなどで固定された断面積が100平方ミリ以上の連続した銅帯または銅ロープ(避雷導線)を喫水線より下の船腹の銅板にできるだけ直線的に取り付ける。

2 雷災の記録

2・1 フランクリン以後の帆船

1752年フランクリンが実験を行い、避雷針(Lightning rod)の原理を明らかにして以来、木造帆船の軍艦を中心に取り付けられた。避雷針と、接地導体(水中の船腹に取り付けられた銅板)との間を結ぶ避雷導体は1762年避雷チェーン(インデボアー号、クック船長)、1841年避雷ロープ(ハザード号)、1847年マストコンダクター(現行方式のもの、アクチオン号)と発展した。1860年鋼船の出現と共に、金属マストが立てられ、避雷針は不用となった。

2・2 和船の雷災

日本の気象資料2、第3編(気象庁、海洋気象台編、原書房)に雷災の記録が、まとめられており、この中に船の雷災も数すくないが述べられている。又、漂流奇談集(石井研堂著、明治33年)にも船の雷災の状況がこまかく述べられている。

徳川実紀(元和7年4月)に“伊豆、安房地方の海上に、大風雨と雷雨があり船の転覆多く溺死者数百人という。”とあるのがわが国の船の雷災記録のはじめで、明治まで4件の記録がある。また、防雷鍼略説(明治6年 明石博高 口述)は、避雷針に関するわが国最初の解説書と思われる。

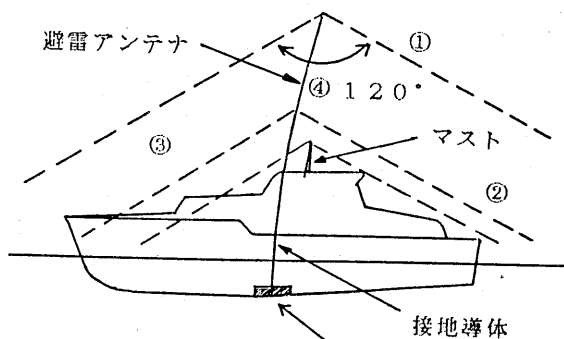


図4 小型船の保護区画 接地電極

- ① 避雷アンテナの保護区画、② 避雷器や放電ギャップがない時の避雷アンテナの保護区画
- ③ 接地マストだけで保護されている区画、
- ④ 120°の円錐角

2.3 小型船の雷災

木製のボートの落雷、感電例は多い。晴天時の雷撃も報告がある。FRP船の避雷針や、アンテナに数回雷撃を受け、マストコンダクターが溶断し、さらに雷撃によって、アンテナより侵入した高電圧で感電死、魚探が爆発した例がある。その他、ロランA、ロランC、カラー魚探など送・受信アンテナ破損に続く雷撃での電子機器の損傷が多い。雷雲接近時は、これらの電子機器は、避雷器をつけていてもアンテナ回路を接地することが望ましい。全金属性の船では、マストに避雷針をつける必要はないが、すべての固定索具は接地が必要である。図4に、小型船の保護区画の一例(USCG)をしめす。多数の漁船が作業中の三浦市城ヶ島沖25kmの海上で、雷雨が襲来し、帰港中の一隻(2.46トン)に落雷し、魚探の爆発で船内が破壊一人で木製の舵をとっていた人が即死した。マスト頂部のステーが溶断しており、接地導体の一部が、数回雷撃を受け切断し、避雷システ

ムが破壊された結果である。無線機には、避雷器がついていたが、作動不良であった。

2.4 タンカー

タンカーの雷災は世界的に極めて多い災害の一つである。タンカーの甲板上部は、爆発危険区域であり、また、油の動揺によって発生した電荷を確実に放電させるためのボンディング装置の設置が必要であるが、小さい火花でも大爆発を引き起こす危険が常時ある。

雷雨多発海域を航行する船舶は度々直撃雷に遭遇する。航海灯などをとりつけた前マストや荷役マストへの落雷をブリッジから目撃した船員は多い。インド、シンガポールを通過するタンカーの航路は特に多発地帯として知られており、タンカーへの落雷に対し多くの注意が払われている。タンク内の気化ガス放出塔のあるタンカーでは、この頂部に落雷し、ガスに着火した例がある。このときは、ガス放出弁を閉として直ちに消火した。

1981年7月12日 イタリアのジェノバ港で発生した日本籍の大型タンカー博陽丸(1

24000重量トンの雷災は、船の爆発炎上と6名死亡、10名重傷という大惨事となった。同船は、83、400トンの原油を同港で荷下ろしし、若干の積油をのこして、出港前のバラスト用海水を入れる作業中であった。PM3:00頃、雷雲が発生し、船体中央部の送油パイプに落雷があり、轟音とともにタンクの一部が爆発で吹き飛んだが、パイプ内の残留ガスだけの引火で済みすぐ消火した。

第二回目の落雷があったのはその15分後で、タンク甲板は吹き飛び船は一瞬に火の海に包まれ火は四番船倉の残油に移り火災は翌日まで続いた。この第二回目の雷撃時は、ボンディングケーブルが外されており、船体への雷撃は甲板から水中へと行われこの放電の火花が燃料ガスの着火源となったと考えられる。

1970年頃、タンカーの爆発がひきつずき、油が流出してイギリス海峡などの大きな油汚染が社会問題になった。いずれも、タンク内の水洗浄しているときに発生した。最も確からし

い原因は、洗浄機械のノズルからの水の放射によって生じた静電気が水の塊に吸収され、ノズルからタンク隔壁までの短い飛行時間の間に雷雲のように帯電し、何か金属の突起物に衝突して稲妻に似たスパークが発生し、これがタンク内部の残留炭化水素ガスに引火したというものである。その後、タンク洗浄時は非爆発性気体中で行う方式がとられ、この種の事故はなくなった。

1972年8月、ル・アーブル港に停泊中の10万トンタンカーは激しい雷雨に襲われ、雷撃を受けて発火爆発し、積載油が流出する大事故になった。その後、タンカーの安全基準の見直しが行われ、二重隔壁の採用、静電気除去方式、防爆電気システムなどが改訂された。避雷針は船の全域が保護区画になるよう、マストの高さと配置を定めると共に、ガスが漏れ易い甲板上のパイプ構造物の近傍にも保護用避雷針を付け加えるなどが加わった。

2.5 人災

陸では、この30年間に560名死亡、最近10年間では平均10名の死亡が続いている。海

上の例では、昨夏の生見海岸の多重落雷がある。早朝(AM6:50頃)サーフィン中の集団に落雷(6死6傷)があった。高知県上空に寒気が入り込み、大気状態不安定で積乱雲が発生した。高知気象台は当日AM1:20に県下全域に「夜明けにかけて落雷」の警報を発令した。AM5:00に室戸測候所を雷雲が通過、東方に移動した後に惨事が発生した。20m離れたところの人は無事で、海面からの高さが生死を分けた。

2.6 ファラデーケージ

銅や鉄、鋼などの金属で囲まれた空間内には電気が侵入しない特性を利用した構造をいう。鉄筋建築、自動車、電車、汽車、鋼船、ゴルフ場避雷傘などはその一例である。

避雷器は、ファラデーケージ外に設置された送電線やアンテナへの直撃雷、または誘導雷によってファラデーケージ構造内に進入した高圧電気から電気、電子装置を守るために設けた雷電流のバイパス装置である。

あとがき

1962年、太平洋ジョンストン環礁420kmの上空で行われた水爆実験で、巨大な電磁波パルスが1000km離れたハワイ島の電気・電子設備を襲いその多くが絶縁破壊または焼失するという事故が発生した。これは、人類の生んだ新しいタイプの雷災である。

1971年、アポロ12号がケネディ宇宙センターから打ち上げられた直後、雷撃をうけ26秒間船内停電した。これを契機に誘導ロケットが世界各地で打ち上げられ、雷の本質に迫る研究が行われている。

わが国では、これから平和な21世紀に向けて、海上スポーツが盛んになり、プレジャーボート時代が到来すると予想されているが、海上の雷災を減少させる努力が今一層望まれる。新しいビークルが造られると新しい雷災が生じると言われる。この事を深く心に銘記したい。

参考資料

Lightning Protection (R. H. Golde)、雷放電現象(竹内利雄)、カミナリの科学(川俣修一郎)など。

紀伊水道における黒潮水と沿岸水の交換について

隈部良司(神戸海洋気象台)

1. はじめに

1987年8月27日～9月2日まで標記の目的で水道から黒潮までの精密観測を実施したので結果を報告する。具体的な目的としては、黒潮の短期的な変動の観測及び、衛星写真により紀伊水道から潮岬にしばしば観察されるウォームストリーマーと呼ばれる暖水を捕捉することである。観測は図1に示すように、leg 1:GEKによる黒潮流軸の把握、leg 2:DBTによる黒潮近傍北側での水温分布の観測、leg 3:断面上の時間変化を見るためのGEK, XBTによる往復観測、leg 4:GED, DBTによる数日間の黒潮変動の観測の4航程からなっている。なお、観測期間は、前半のleg 1～leg 3は8月27日～28日、後半のleg 4は9月1日～2日で、前半と後半の間に台風12号が九州から日本海を通過した。台風通過時の観測海域周辺では、室戸岬でS24.4 m/sec、潮岬でSSW12.1 m/secの最大風速が共に8月31日に観測されている。

2. 観測結果

leg 1の結果から前半の黒潮は33°40'～50'N付近をほぼ東向きに2ノット前後で流れている。しかしleg 4では33°40'～50'N付近が黒潮流軸になっており、4日間程のあいだに約30マイル流軸が南下し流速も1ノットほど大きく3ノット台の流れとなっており、短期間の変動が大きいことが分かる。この流軸の変動は東海道沖冷水海の変動と関連している。leg 2の水温水平分布によると、海面で南西から北東に延びる暖水が現れており、ウォームストリーマーを捉えた可能性がある。この暖水の厚みはおよそ30m程度であり、これまでに

われているウォームストリーマーの鉛直スケールと同程度である。しかし、100m深までの水平分布にも南西から北東へ傾いた等値線が認められ、ウォームストリーマー自体は、ごく表層に限られた現象であるが、より深い層の現象との関連が考えられる。100m以浅では、北へ向かって水温が低くなる傾向を示しているが、200mと400m深では、紀伊半島沿岸部に高温水が現れている。これは、紀伊半島西海岸に沿って沖合い水が紀伊水道へ侵入してくる様子を表しているとも考えられるが、100m以浅にその様な水温分布の傾向がみられない点から考えると断定は出来ない。海面塩分は、夏の特徴の水平的に変化の大きな分布であるが、200m以深で高塩分水の見られた紀伊半島沿岸の測点を中心にした高塩分の帯がみられる。

leg 3の時間断面図では、海面、中層200mまで、および400m深で分布が異なっている。海面では33°30'付近に沿岸水と沖合水のフロントがあり、15時以降観測海域外へ北上している模様である。その直前の13時頃には、黒潮流軸でフロントの間に暖水が存在している。50m以深では黒潮の流軸付近で水温の水平傾度が大きい。400m深では黒潮流軸のすぐ北側に高温部がみられ、他の深度と比べ際だった特徴となっている。

各測点の温度変化範囲は、0.2～1.8℃の間であるが、どの深度でも最北端の測点で最も温度変化が大きい。50m以深では03時と20時に北の測点に高温水がみられ、全体に同じ様な時間的な変化を示している。

海流は、33°25'E以南では東向きで比較的安定しているが、それ以北では流向の変化が大きい。50m深において09時から15時に掛けて流軸より暖水が北上したように見えるが、その暖水の北上に沿って流軸と海面のフロントの間の海域に北東流がみられる。しかし、水温変動と流れの変動のはっきりした関係については今回の観測からは結論は出せない。

3. 水温逆転層について

今回の観測に於て多くのBT点で鉛直的な水温の逆転層が観察された。塩分の観測は行っていないが、密度の逆転が起こらないためには塩分も低くなっているはずであるから、こ

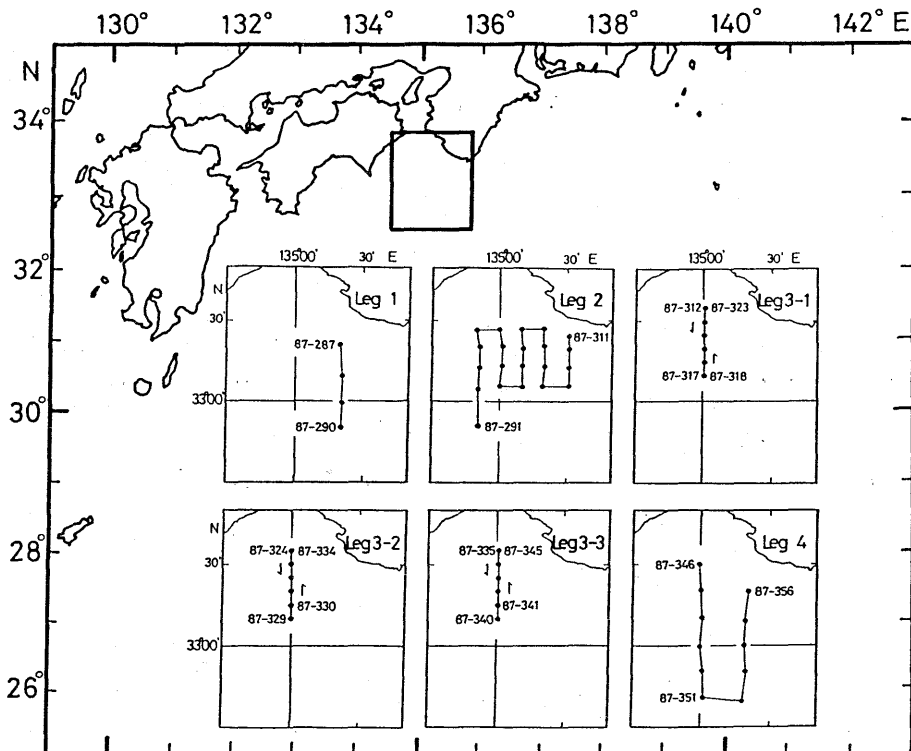
の層は低温低塩分の内湾性の水だと思われる。逆転層の観測される深さは南へ下がるほど深くなる傾向がみられる。また、水平的な分布では、東西方向へ割合広い範囲に、同じ、くらの水温の逆転層が観察されることが多い。逆転層は一層だけでなく2層の事もある。これらの事から、紀伊水道から伊勢湾に掛けて、内湾系のみずと外洋系の水が層状に重なりつつ分布していると考ええる。さらに、沿岸水と外洋水の接する海域（東シナ海、紀伊水道等）でよく観察されるステップ状の鉛直構造は、この様な層状水塊の混合により理解できるかも知れない。

参考文献

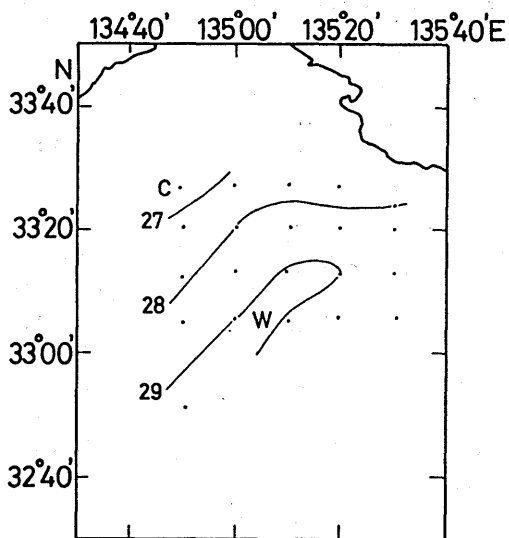
河合英夫・斉藤誠一(1987): ウォームストリーマーについて, 月刊海洋科学, 203, 285-290.

深澤理郎・市川 洋(1985): 海洋の動態, 梶浦欣二郎編, 恒星社厚生閣, 107pp.

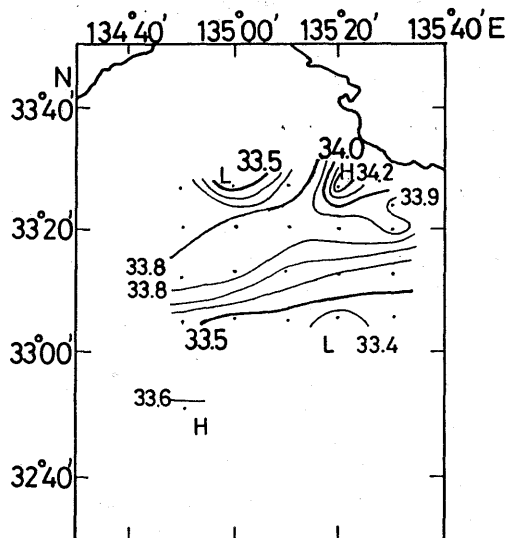
O. I. Mamayev (1975): Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters, Elsevier Scientific Publishing Company, 159pp.



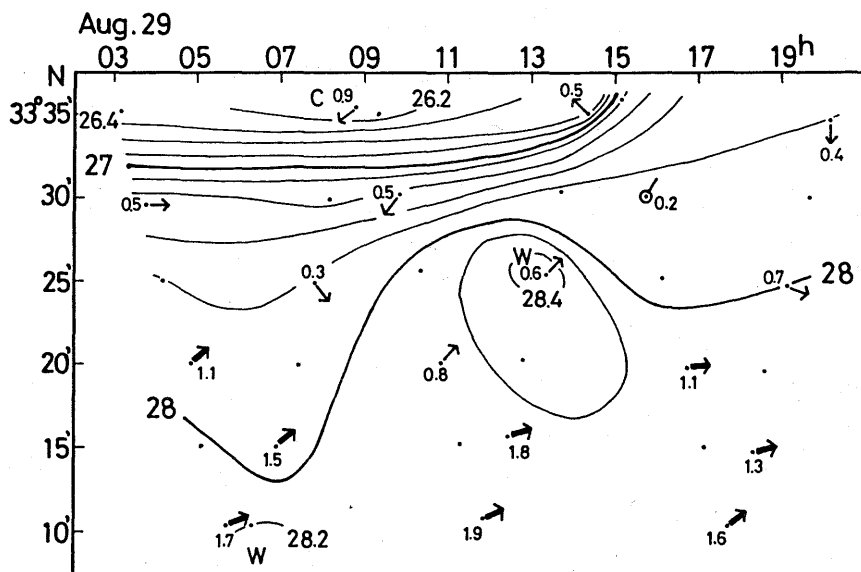
観測点図 ('87.8.27~9.2)



海面水温分布 (Fig. 2)



海面塩分分布 (Fig. 2)



海面水温と海面流の時間変化 (Fig. 3)

台風8719による大阪湾の潮位

林 紘二・太田貴郎・西山勝暢（神戸海洋気象台）

1.

1987年10月17日未明に台風19号が四国から兵庫県西部を北東に通過した。この時の大阪湾の潮位について報告する。大型で強い台風19号は、16日09時には鹿児島島の南南東300kmの海上に達し、中心気圧960mb、半径200kmの範囲で風速25m/s以上の暴風をとまっていた。夜には北北東進して17日00時に室戸岬付近に上陸した。上陸時の中心気圧は970mbで、徳島県を通過したのち、04時には兵庫県西部に再上陸、07時には985mbとやや勢力を弱めながら若狭湾に抜けたが、大阪湾の高潮に対しては由々しいコースであった（図1）。神戸海洋気象台での風は16日の午後から東北東で10m/s以上となり21時50分で最大となり19.1m/sに達した。17日02時頃10m/sを時々割り、04時頃風向は南となり10m/s前後の風速で、以後南東の10m/s以上の連吹となった。

2.

図2に今回解析した潮位資料の観測地点、図3に10月16日12時から17日12時までの各地の潮位偏差を示す。最大偏差は室戸で16日22時30分頃80cm、小松島で17日00時40分頃96cm、白浜で01時頃60cm、洲本で02時55分に94cm、淡輪で02時40分頃93cm、神戸で03時40分頃100cm、大阪で03時30分に110cmである。図3の矢印は最低気圧となった時間を示し、その横の数字はその気圧である。紀伊水道をはさんだ小松島と白浜の偏差の変動の様子は大きく異なるようだが、大阪湾内の神戸・大阪・淡輪・洲本は互いによく似た変動をしていて、この図からははっきりと判りにくい、4～5時間周期、振幅10cm程度の変動がほぼ同時^にみられる。

図4に大阪湾4地点の自記記録を示す。神戸は周期20分位で振幅が最大20cm位の変動と、少し判りにくいが周期が2時間程度の変動もみられる。大阪は1～2時間周期で振幅が20cmを越えるような変動が顕著である。淡輪は周期10分以下のサーフビートが顕著であるが、大阪同様の1～2時間周期もみられる。洲本は検潮所の構造の関係で顕著な短い周期変動はでない。

3.

これらの観測結果から次のことが考えられる。大阪湾の西側を台風が通過したが、それによる潮位変動は湾全体ほぼ同時に周期4～5時間周期10cm程度の同じような変動がみられ、小西ら（1986）が述べているような自由波はみられなかった。しかし、大阪湾の規模から考えられる1～2時間周期の静振は発生しているようである。

潮位表による高潮実験式で神戸のこの台風による高潮を計算してみると32cmとなりかなり低い。しかし、最新の資料を基に実験式の気圧効果を大きくし、風の効果を小さく、更に主風向を変えた方法で計算すると96cmとなりほぼ期待通りの値がもとまる。

日本全体として1m以上の偏差が記録されたのは台風8506の東京湾、それ以前は7920の伊勢湾・東京湾、7916の大阪湾で数年に1回の発生率である。今回の場合は神戸・大阪で1mを越え大きい

高潮であったといえる。発生が小潮期で満潮時とずれたため、高潮による被害はなかったが、十分注目すべき現象である。

終りにあたり、大阪管区気象台及び洲本候測所からは関係資料をいただき御礼申し上げます。

図 2

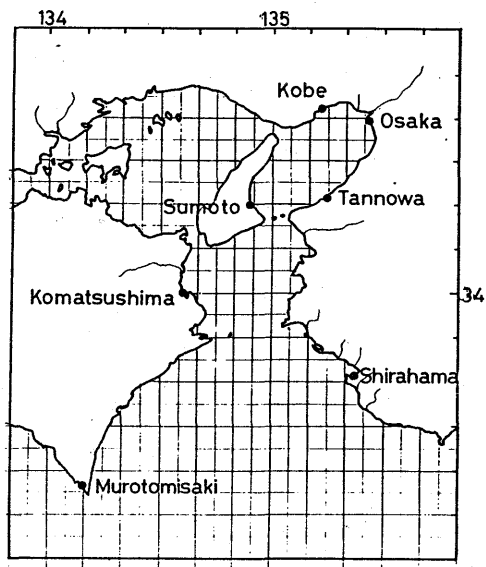


図 1

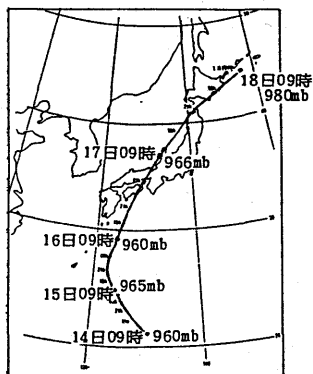


図 3

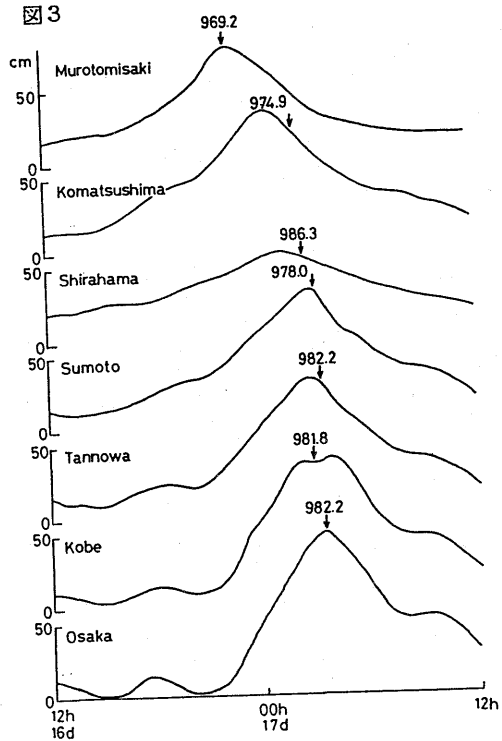
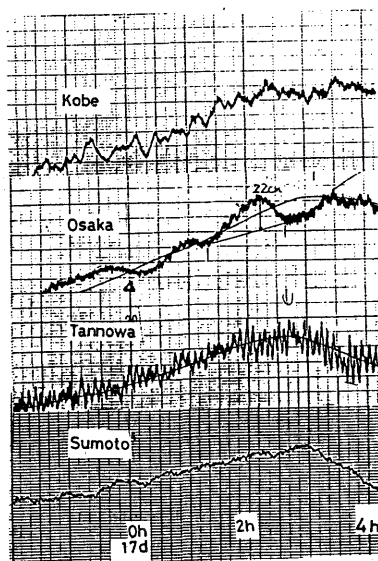


図 4



台風時(8719号)における海上風及び沿岸風(大阪湾)

…… 外部気象資料の利用 ……

武浩 (神戸海洋気象台・海上気象課)

1. まえがき 1987年10月16日～17日にかけて、台風19号が関西地方を縦断した。この台風による船舶の被害を避けるため、海上保安庁は16日12時 神戸・大阪等の港内に停泊している大型船舶に対し、港外避難勧告を発令した。これに従って港外の適当な錨地に避泊した約200隻の大型船舶の様子を写真1に示す。

この台風は、室戸台風とほぼ同様なコースを辿った割に、心配された程の被害は無かった。

台風の特徴として

- ①：中心付近でも、陸上の風速が弱かった。
- ②：大阪湾の潮位が、予報値より約1m高かった。

この調査のため、

- 1). 船会社に依頼して、船舶観測資料
- 2). 兵庫県、神戸市の公営監視センター資料
- 3). 国、公団等の観測資料
- 4). 気象庁の観測資料(観測日表、アメダス等)

の収集につとめた。内海定期フェリーからの報告は短期間に集まったが、外航船や日本に寄港予定の



写真1. 大阪海上保安監部 レーダー所 提供
1987.10.17.3⁰⁰

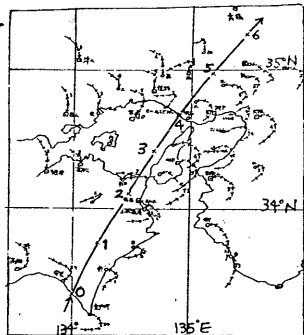
ない船からは遅く、今の時点で郵送されてくるものがある。調査対象とした大阪湾とその周辺海域で観測し報告のあった船舶は、約70隻であった。船舶の気象観測は、昔から0時を基準として、4時間ごとに行なわれるのが標準であるが、台風接近時は1時間又は2時間毎の観測が多く、30分毎の観測値を報告して来た船(ゆーじやーじ丸 38064^ト)があった。

一方、兵庫県、神戸市の公営監視センターの観測は、光化学スモッグや廃ガス等の監視上必要のために行なわれている。そのため多くの観測点は、市街地にある。測器は、超音波風向風速計が多く、弱風を観測対象としているので10%を越える強風時の記録がある所は少ない。オ1図は、その観測点と気象官署、アメダス点の分布である。

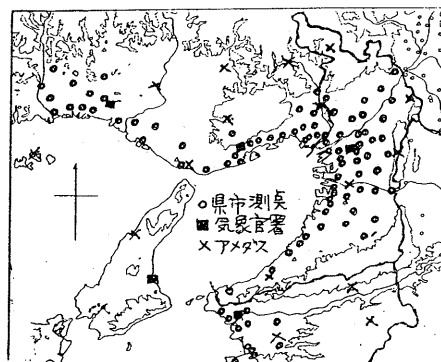
2. 台風の概観 示度及び経路をオ2図に示した。アメダス点の風向変化から求めた近畿地方の拡大図をオ3図に示した。これによると、台風は中心は、17日0時安芸(室戸岬の西)、2.5時に引田(鳴門の西)を通過し、4時頃明石市市西部に再上陸、時速約50kmで北東進し、7時には若狭湾から日本海に抜けた。



オ2図. 台風の示度と経路

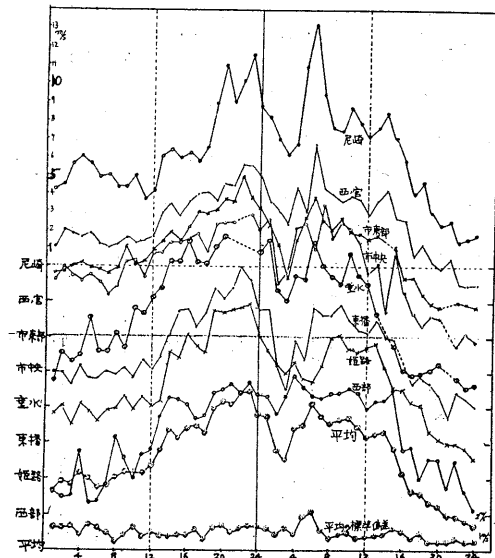


オ3図. 風向変化と台風経路

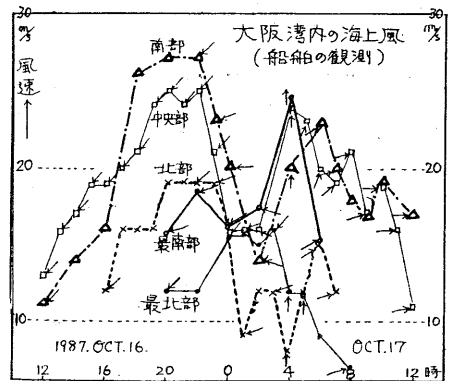


オ1図. 観測点の分布

3. 兵庫県南部の沿岸風と大阪湾の海上風 沿岸より教料にある県市の観測資料を8地域に、大阪湾の船舶資料を、ほぼ南北に5海域と阪南港内に分け平均風向風速と、そのバラツキの目安として標準偏差を()で示した。オ4,5図及びオ1表参照。



オ4図 兵庫県南部沿岸地域の風速



オ5図 大阪湾内の海上風

観測時刻	16	20	22	24	2	4	6	資料数
尼崎	6.3	11.0	10.2	8.8	7.0	6.7	13.2	6
西宮	5.6	6.6	7.7	7.2	5.0	6.4	8.8	5
市東部	6.2	7.7	9.0	7.2	5.2	5.5	7.8	4
市中央	7.5	8.4	-	8.0	5.0	8.1	6.9	3
市西部	-	-	-	-	6.6	7.5	9.3	1
東播磨	8.2	9.4	9.7	8.2	6.4	6.6	5.4	7
姫路	7.6	8.2	10.0	7.6	4.3	5.8	7.7	5
西部	6.1	7.0	6.8	6.7	5.6	7.8	6.6	2
平均	(6.07)	(8.41)	(8.71)	(7.26)	(5.60)	(6.86)	(8.22)	4.1
最北部	-	12	12	16	16	12	9	1
北部	12	19	19	16	12	12	16	1
中央部	17	25	25	16	15	24	20	2
南部	17	27	27	20	14	20	23	2
最南部	16	18	18	15	17	25	15	6
阪南港	9	13	12	8	6	15	15	2

オ1表 陸上、海上の平均風速

これらの図によると、台風接近時の22時～4時の間に大阪湾の陸上海上とも程度の差こそ違え、ほぼ全観測点でV字型に風速が弱まっている。船舶観測の例をオ6図に示す。

即ち、ゆーじやーじ丸は、23→12→31、観光船ルミナスは、23→9→23、小松島港丸は、37→5→15、たちはな丸は、35→8→15m/s(瞬間43m/s)を観測している。あたかも台風眠り中での観測を思わせる。

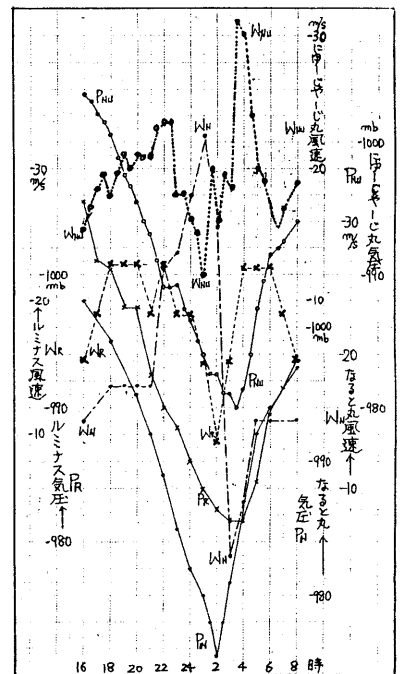
4. 接近した6船と海上固定観測点(MT局・C局)との比較

泉南沖に避泊した淡路フェリーボート株式会社船舶6隻は、各船とも約1500トンである。これらの観測資料には、「簡易な手持ちの風速計で精度に付いては充分でなく、目視等による場合もあるので御了承下さい。」と良心的なコメントが添えてある。台風時の内航船舶の観測には、このような場合も多いのではなかろうか？

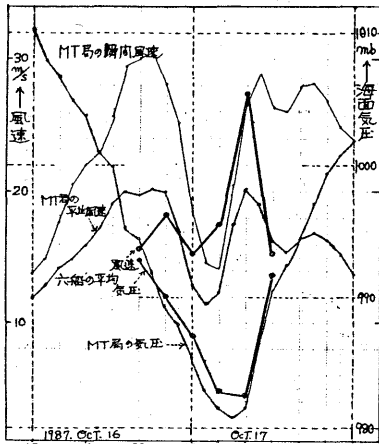
一方、泉南沖に建設中の新大阪国際空港の近くに、空港建設公団の観測塔(MT局)と対岸に同基地観測所(C局)がある。沖合約6kmにあるMT局と6隻の平均風速とC局との比較を7図に示した。

オ8図は、MT局とC局(風速計の高さ10m)の比較した図で、明らかに風向による特性の変化が見られる。即ち、陸風に当るNE～SE風では、海上では2倍以上の風が吹いていると考えられる。

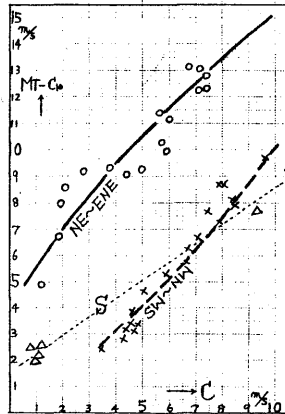
気圧計に付いても単純に6隻平均とC局気圧と比較した。強風と高波で動揺の激しい船上では、アネロイド指示気圧計の針が大きく動く。(慣性とサクシオン効果) しかし、この程度の観測値であれば良い気圧計と言えるのではなかろうか。



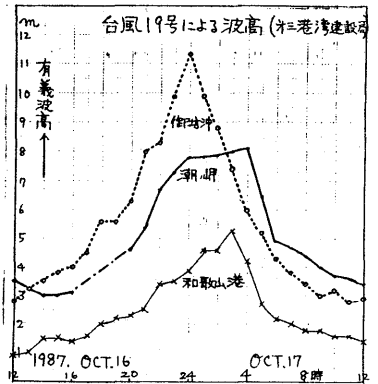
オ6図 船舶による気圧・風速の観測例



オ7図. MT-C局と6船の比較



オ8図. MTとCの風速比較



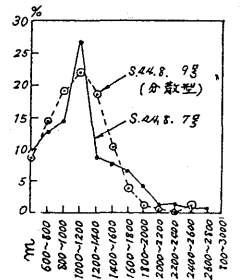
オ9図. 台風19号時の有義波高

5. 台風時の波高 運輸省港湾建設局が全国に設置している波浪観測点は、41ヶ所、気象庁は11ヶ所である。近畿地方の太平洋側では和歌山港、潮岬、神戸港と御坊沖・高知沖に気象庁タイプと同型の加速度計式の波高計がある。御坊沖の設置位置は、33°40'N, 135°00'Eの紀伊水道中央部の水深170mの所に係留されている。このブイは、波浪の他に風向風速と海水温度を2時間ごとに和歌山港工事事務所に無線伝送している。今回の台風時の波高記録をオ9図に示す。

6. 大阪湾における避泊船舶の分布 左記項目の論文が海技大学校研究報告NO.15にある。

この論文によると、避泊船舶の分布型は、2つのタイプがある。1つは、大型台風が襲来する折りの型で大阪湾全域に分布する分散型で、他の1つは、小型台風の遠方を通過する台風、神戸又は大阪湾の1方に避難勧告が出された時、避難勧告に相当するオ3警戒体制が発令された場合でこの時の船舶の分布は、大阪湾の北部に多く分布する、北部密集型になると述べている。今回は、大型台風が最悪コースを通ることから当然分散型であり、従来と同じく水深30m以内の海域に限られている。参考までに最短2船間距離分布は、1000~1500mが多い。オ10図参照。

7. おわりに 資料の収集に時間がかかり、現象の羅列と比較等をするだけに終わった。8年ぶりに関西を直撃した台風であったが、干潮時であった事も幸いして被害は比較的少なかった。新聞報道では、徳島県由岐港の沖約1.5kmに浮ぶ無人島の菟野島に、キプロス船籍の貨物船「エルセリアⅡ号」12,376トンが座礁した。船長の話では、「外洋に出ようとしたが波が8~10mもあり、引き返した。…」と述べている。内航フェリー、大型船舶が避難勧告に従って十分な対策を立てたことが被害を最少限にしたものと思われる。



オ10図. 最短2船間距離の分布(西谷他)の調査

気象庁は、昨年3月27日、気象観測網検討委員会報告(気象観測網のあり方について)なるものを出した。その報告の前提条件はさて置き、特に外部気象資料の利用について、色々の角度から具体例を示して述べている。その主旨は、他省庁、公共団体などの有する気象データの利用を推進する方向を打ち出したものと言える。

現場の者にとっては、少ない岸上の観測資料の必要性を痛感している。しかし、金も出さずに、他の機関が実施している気象観測資料を提供してもらおう方法があるのだろうか? 用紙にコピー、テープやディスクに落す、出来ればオンラインでパソコン通信の型も考えられないか? 等々。資料提供にあたる先方の内規、手続の方法、覚書きの内容等の若干の資料を得ることができた。当面は、調査資料として活用することを検討したい。

気象衛星GMSによる日本列島付近に 発生するカルマン渦の解析

森脇 明 (広島航空測候所)

1. はじめに

日本列島付近には、秋期から春期にかけて、気象衛星画像上に非常に明瞭なカルマン渦が見られる。このカルマン渦は、実験室の流体実験でも容易に作る事ができ、日常では川の中に立っている杭の下流にできる渦があげられる。実験室では円柱の障害物とインクまたは煙などを使うが、衛星画像上に出現する渦の場合には、その代りに500m-2000m位の高さの円柱形に近い山があり、比較的強い逆転層に雲頂を押さえられた層積雲が層雲(下層の雲)が広い範囲に存在しているわけである。カルマン渦が出現するためには、その他の様々な共通した条件がある。その一つに、その山の付近には方向の一定した比較的強い下層風が吹いているという事。そして、障害物となる山は広い海面に突き出した半島か広い海面上の小さな島であることなどの条件が必要である。しかし、これらの条件は絶対条件ではない。

カルマン渦に関した数として、Reynolds数(Re)があり、およそ $50 \leq Re \leq 300$ でカルマン渦が出現するとされている。(Roshko, 1954) 実験室の実験では、 $50 \leq Re \leq 5000$ でカルマン渦が出現す

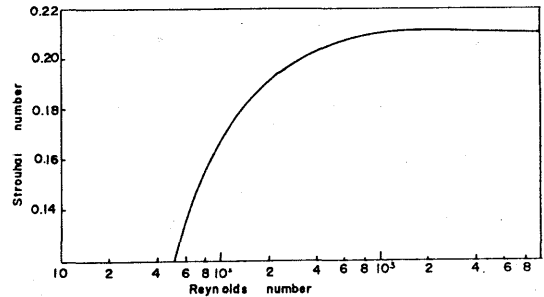


図-1 S数とRe数の関係。(流体が正円筒形の障害物を通過する時)。Roshko(1954)による。

るとされている。(Niels Otto Jensen and Ernest M. Agee, 1978) またReと関係のある数でStrouhal数(S)があり、Re数とS数の関係を図-1に示した。(Roshko, 1954) この図によると $Re \geq 500$ に対して $S = 0.21$ で安定した値をとっていることがわかる。渦列の安定度を現す値に b/a という比が使われる。このaとbは図-2にあるように、同列の渦と渦の間隔をa、渦列の

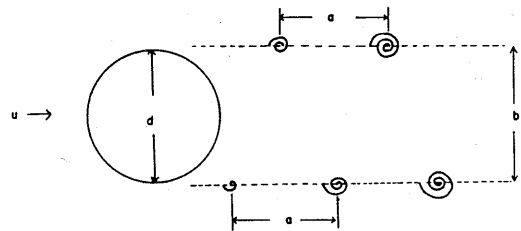


図-2 free flow 中にある円柱障害物の下流にできるカルマン渦。

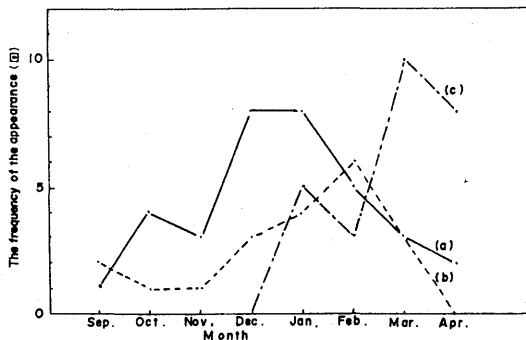


図-3 カルマン渦の月別出現回数
(a)は済州島(Cheju Is.), (b)は屋久島, (c)は千島列島全島

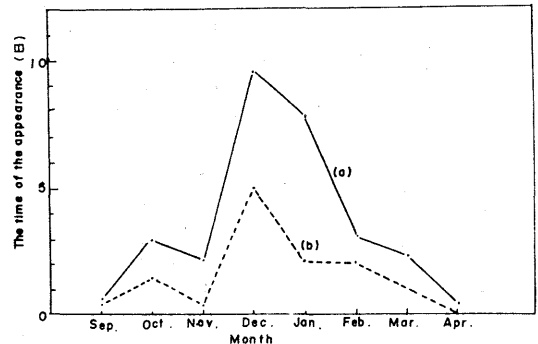


図-4 カルマン渦の月別出現時間
以下図-3と同様。

間隔を b としている。理論上、この $b/a = 0.2806$ のときのみ渦列が安定することがわかっている。しかし、実際に観測された b/a という比は、障害物の形や流体の種類によって、 $0.28 < b/a < 0.52$ の範囲になっていると報告されている。(Chopra and Hubert, 1965)

2. 統計による解析

1981年9月から1982年4月の間の月別出現回数と月別出現時間の統計を図-3と図-4に示した。これらの統計は気象衛星GMS(ひまわり)の画像より測定した。

これらの図によると、済州島の風下に発生するカルマン渦は、出現回数と出現時間共に10月に小さなピークがある。この理由は日本付近に台風が接近した時に、北寄りの強い風をもたらす為に発生するものと思われる。これが済州島の風下に出現するカルマン渦の一つのパターンとなっている。

屋久島の風下に発生するカルマン渦は、出現時間で済州島のものと同傾向になっているが、出現回数で済州島の風下のそれとは異なっている。済州島の風下では、12月から1月に出現回数のピークがあるが、屋久島の風下では、2月になっている。その理由

は1月から2月になると、日本の南岸を頻繁に低気圧が通過する為に、屋久島の風下でのみ渦列が発生し易くなる為であろう。そしてその低気圧の移動スピードが非常に速いので、渦列の出現時間(持続時間)はそれほど長くなっていないようだ。

済州島の風下にできるカルマン渦は、屋久島の風下に出現するカルマン渦に比べて、ほぼ出現回数・出現時間共に多くなっている。この理由は、屋久島の風下に出現するカルマン渦が一定方向(ほぼ南東方向)にしか出現しない為のようだ。一定方向にしか渦列が出現しない理由は、障害物となる山の形が円錐形でないことと、広い海がその方向にのみ存在するという事であろう。

千島列島の風下には、1月からカルマン渦が観測し始められる。2月に出現回数が減少するのは、海水がオホーツク海をうめつくす為に、海面からの水蒸気の蒸発が少ないので、雲ができない為と思われる。すなわち、大気の流れにはカルマン渦は発生するだろうが、雲がそこないので、気象衛星で観測する事ができないのであろう。実際、3月になると、海水はオホーツク海を北上し、一方カルマン渦の出現回数は急に増加している。(図-3参照) 千島列島の風下では、カルマン渦を5月頃まで観測することができる。

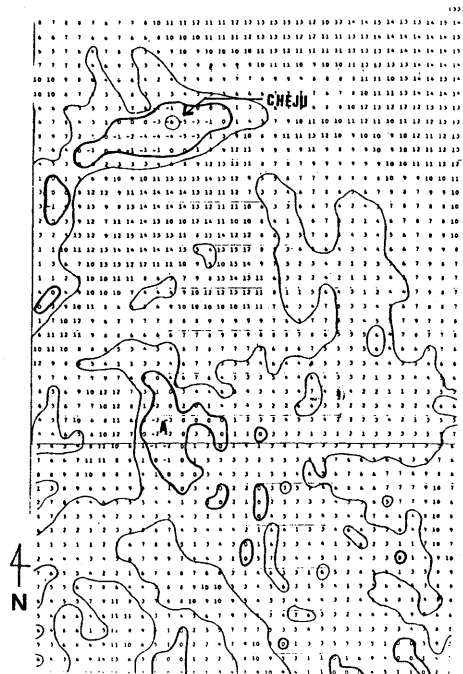


図-5 済州島風下海域の赤外線温度分布。数値は℃温度。1981年12月24日00Z

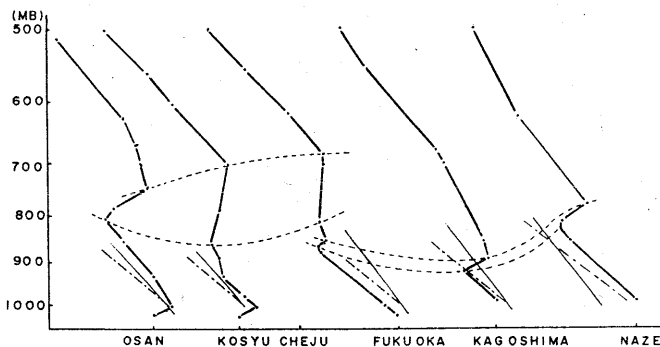


図-6 1981年12月24日00Zの季節風に沿う径路上の気温分布図。鎖線は乾燥断熱線を示し、細線は湿潤断熱線、破線は逆転層。

3. 事例解析

1981年12月23日06Zから24日09Zにかけて、済州島の風下に非常にはっきりしたカルマン渦が出現したので、その渦列を解析してみた。この期間中の12月24日00Z時の鳥山（韓国）、光州（韓国）、福岡、鹿児島、名瀬のそれぞれの地点におけるエマグラムを図-6に示した。この図の横軸は、季節風と平行な方向に投射した距離間隔になっている。この図から各々の地点において、非常に強い逆転層が現れていることがわかる。済

州島付近の逆転層をこの図から読み取ると、およそ850mbから700mb位になっている。このときの850mbから700mbの高度は、同時刻の高層データから推定して、およそ1500mから3100m位になっている。この下側が1500m、上側が3100mの高さをもつ逆転層は、済州島（1950m）に対して、十分にcapping

g inversionとなり得るものである。そしてこの逆転層に雲頂を押さえられた雲が存在することを推測できる。このことは1の中で述べたカルマン渦の発生する条件の中の、比較的強い逆転層に雲頂を押さえられた層積雲か層雲が広い範囲に存在するという条件に該当する。赤外データによると、カルマン渦を形成していると思われる雲の雲頂温度のいちばん低いところ（図-5のA付近）で、0から-3°C位になっている。（図-5参照）

12月24日06Z時にいちばんはっきりとしたカルマン渦列が見られた。この渦列は西に凸となって出現していた。しかし、一対の渦を時間ごとに追ってみると、06Z時に見られた西に凸の形と異なって、逆方向（東方向）に凸となって移動していた。（図-7参照）これは渦列の走行が始めに南東方向、次に南南東方向、そして南南西方向、最後に南西方向というように連続的に変化したことの意味する。しかも、スピードを増しながら、一対の渦は間隔を広げていることがわかる。（図-7参照）この渦の動きは、正に流跡線であり、流跡線によってこの渦の動きを説明することができる。

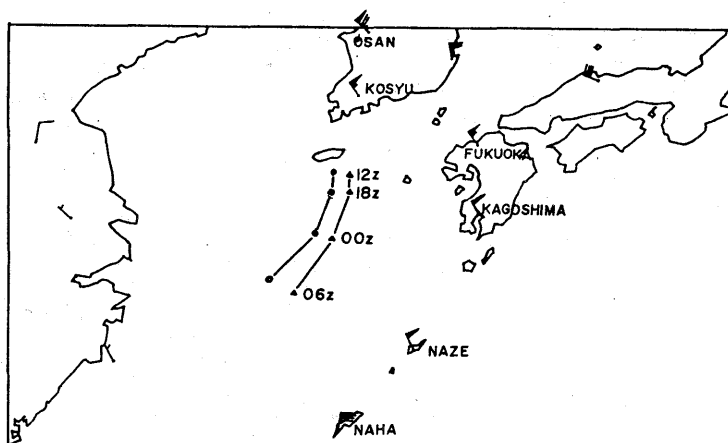


図-7 渦列の中の一対の渦の移動経路。1981年12月23日12Zから12月24日06Zの期間。矢羽根は12月24日00Zの850mbの風。

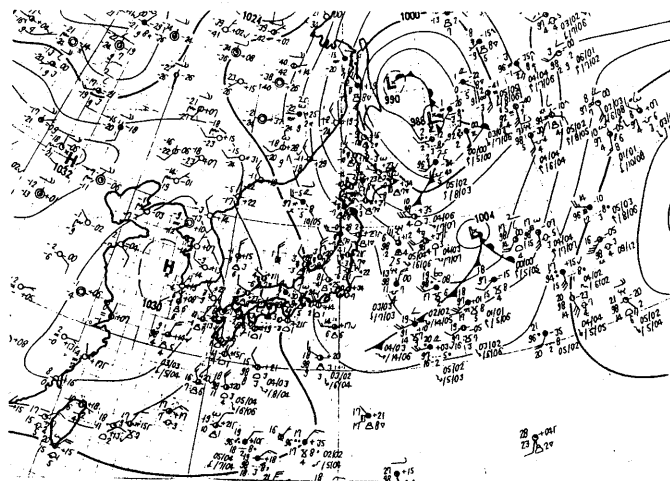


図-8 1981年12月24日00Zの地上天気図。

図-8に12月24日00Z時の地上天気図を示した。朝鮮半島の西にあった移動性高気圧が東方へ移動し、日本列島の東にあった低気圧がさらに東に進み、大きな風の場合が済州島付近で北西風から北北西風と変わり、そして北風から北東風と変化したために、このはっきりとした渦が出現したと考えられる。さらに850mbの天気図を見ると、23日12Zで日本列島を気圧の谷が通過し、寒気の軸は朝鮮半島付近に残っている。24日12Z時では、気圧の谷と寒気の軸共に済州島より東に進んでいて、西日本と朝鮮半島は気圧の峰の域に入っている。(図-9と図-10参照) これらが冬型の気圧配置で出現するカルマン渦の典型的なパターンとなっている。

参考文献

- 1) 森脇 明, 1984: ひまわりからみたカルマン渦, 気象衛星センター技術報告, 第9号, 1-9
- 2) Niels Otto Jensen and Ernest M. Agee, 1978: Vortex cloud Street during ANTEX 75, Tellus, 30, 517-523

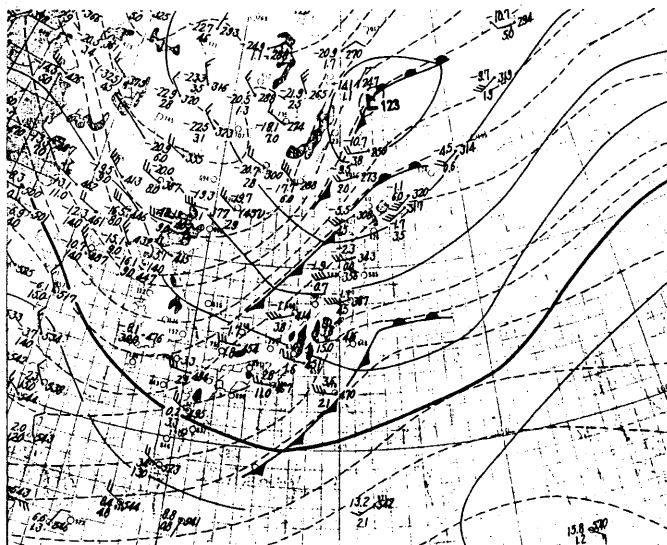


図-9 1981年12月23日12Zの850mb天気図。

- 3) Kiyoshi Tsuchiya, 1969: The clouds with the Shape of Kármán Vortex Street in the Wake of Cheju Island, Korea, J. of Met. Soc. of Japan
- 4) I. Hitota and K. Miyakoda, 1964: Numerical Solution of Kármán Vortex Street behind a Circular Cylinder, J. of Met. Soc. of Japan
- 5) R. E. Thomson, J. F. R. Gower and N. W. Bowker, 1977: Vortex Streets in the Wake of the Aleutian islands, Monthly Weather Review
- 6) T. Muramatsu, 1971: 陸内地方における地上風の風向的変化について, 天気 18

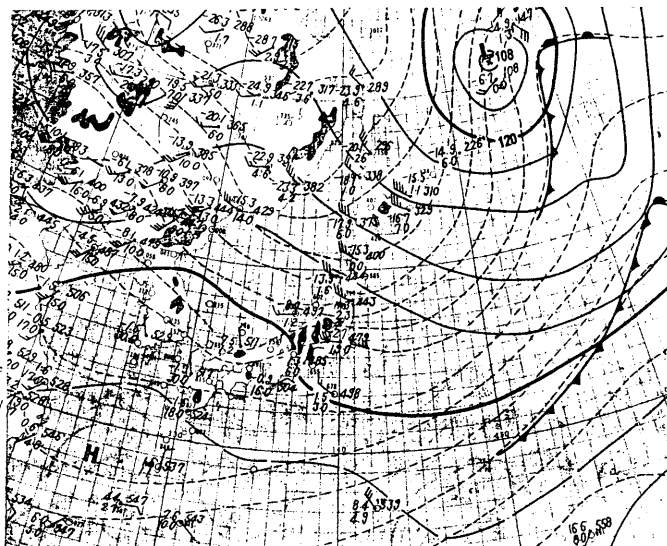


図-10 1981年12月24日12Zの850mb天気図。

海上風速と気温の中規模変動と大気状態の特性

石田廣史(神戸商船大学) 光田寧(京都大学防災研)
W. V. BURT(オレゴン州立大学)

1. はじめに

Van der Hoven (1957) が総観と微小規模周波数領域との間の、周期約1時間を中心とした中規模周波数領域において、風速の運動エネルギーの低い領域、言わゆるスペクトル・ギャップの存在を示して以来、多くの観測結果や理論的考察においてもそのスペクトル・ギャップの存在と一般性は支持されている。しかしながら一方、中規模大気構造の対流影響によると考えられる周期30~60分の風速及び気温変動もしばしば観測されている。このような中規模大気変動は、接地境界層における乱流輸送に影響を及ぼす。又、一般の数値予報モデルではこの中規模領域の波長に相当する距離で各グランドが取られており、中規模大気運動はモデル化されていない。従って、無視しえない中規模大気変動が存在する時には、数値予報モデルにいくつかの問題と誤差を生じることになる。本報では、1978年の夏スコットランド沖で行われたJASIN-1978観測の際の4個のブイによる観測資料を基に、中規模周波数領域における大気変動と大気状態について報告する。

2. ブイ観測概要

スコットランド沖北西約400kmの海域に4個の係留ブイが設置され、1978年の7月末から9月初めまでの約40日間観測が行われた。各気象観測器は海面と2.5mの所に設置され、風向、風速、気温、日射が測定された。海水温度は水深0.5と2mの所で測定された。データのサンプリング間隔は7月28日~8月30日は3.5分、8月30日~9月6日は1.75分であった。風速はサンプリング間隔の平均が、他は瞬時値が測定された。

3. 解析結果

図1はB1及びB3ブイの全期間のデータより求めた風速の合成スペクトル($f \cdot S(f)$ vs f)である。図中、×、□、+印のスペクトルはそれぞれ1時間平均、3.5分、1.75分データより求めたものである。合成スペクトルは中規模周波数領域の0.5~5 cphの領域で平坦かつ低い運動エネルギー領域の存在を示し、全般的に陸上のスペクトル形態と一致する。図2はB3ブイのデータより求めた平均スペクトルである。中規模周波数領域でのスペクトル値は、風速では $0.05 \sim 0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、気温では $0.003 \sim 0.01 \text{ deg}^2$ である。しかしながら、必ずしもスペクトルは図1及び2で示したように平坦かつ低いスペクトル値を示さない。図3は風速及び気温スペクトルに顕著なピークが現われた例である。各ピークは80%の信頼度をもって有意であり、かつ図2で示した平均スペクトルの80%信頼区間の上限值、 $0.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 0.02 deg^2 より大きい。従って中規模周波数領域における風速及び気温スペクトルは必ずしもスペクトル・ギャップとはならない。

図4はB3ブイの毎4時間スペクトルより求めた風速スペクトルの時間変化を示す。図より明らかなように、中規模周波数領域におけるスペクトルは平坦で様ではなく、中規模大気活動の存在を示すスペクトル・ピークが所々に見受けられる。気温スペクトルの時間変化においても風速よりは少ないが同様のピー

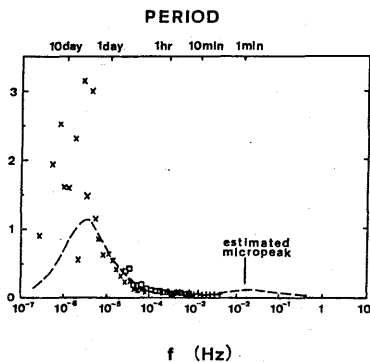


図1. 風速の合成スペクトル

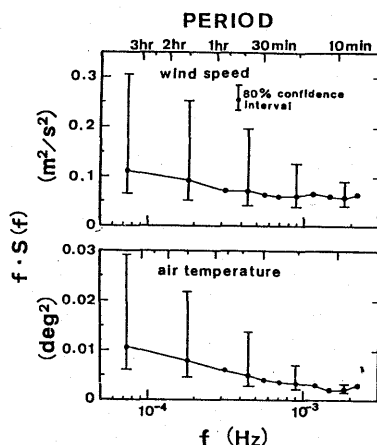


図2. 中規模周波数領域の平均スペクトル

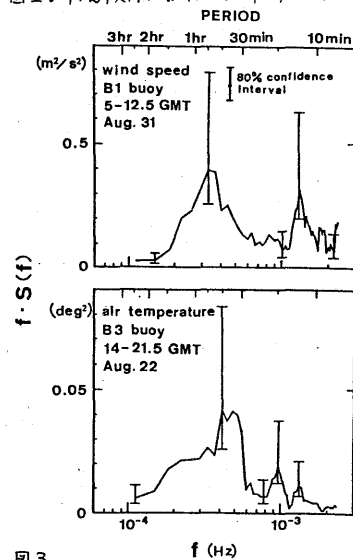


図3.

クが見受けられた。スペクトル・ピークの有意性を識別する基準を満足するピークが風速において14ケース存在し、その内4ケースでは気温のピークも認められた。14ケースのデータの合計は全観測期間の約10%にも及ぶ。風速と気温の両方に有意な中規模変動が見られた場合のクロススペクトル解析結果を図5に示す。周期30~40分の所にピークが存在し、コヒーレンスも0.9と高い。位相差も約170度である。すなわち、風速と気温は周期約30~40分ではほぼ逆位相で高いコヒーレンスをもって変化した。このような変化は陸地境界層におけるエネルギーの大気-海洋相互作用に重要な影響を及ぼすと考えられる。これらの変動は中規模大気構造の対流によるものと一致する。図6に気温-水温(AT-ST)と風速(WS)の時間変化を示す。風速にスペクトル・ピークが存在した時(O印)は、 $WS > 4 \text{ m/s}$ で $AT - ST < -1^\circ\text{C}$ か、又は $WS > 8 \text{ m/s}$ で $AT - ST < 0.5^\circ\text{C}$ である。気温にもピークが存在した時(●印)は1例を除いて $WS > 8 \text{ m/s}$ で $|AT - ST| < 0.2^\circ\text{C}$ の時である。 $AT - ST > 0.5^\circ\text{C}$ の時にはピークが存在しない。図7にピークが存在した時(O及び●印)と存在しない時(X印)のWSと $T - AT$ の大気状態を示す。両者の間にはある境界が存在するのが認められる。

4. まとめ

中規模周波数領域における風速と気温のスペクトルは、必ずしも平坦かつ低いエネルギー値を示すスペクトル・ギャップの形態とは一致せず、しばしば有意なスペクトル・ピークが存在する。その合計期間は全ゲイ観測期間の約10%に及ぶ。風速と気温の両方に顕著な中規模変動が存在した場合の変動は、逆位相であり中規模大気構造の対流による変動と一致し、乱流輸送に大きく影響すると思われる。中規模大気変動は比較的強い風速で大気が中立に近いが不安定時に生じ、安定時には生じていない。中規模大気変動が生じた時と生じなかった時の大気状態の間にはある境界が存在する。

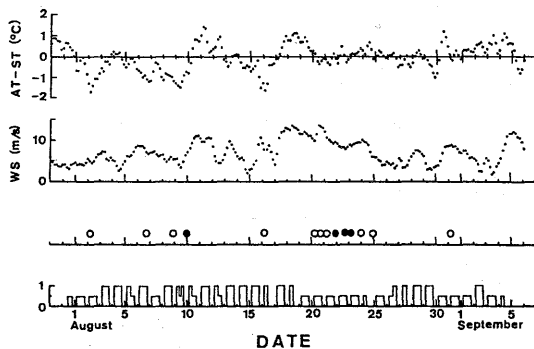


図6. 気温-海水温度(AT-ST)と風速(WS)の時間変化

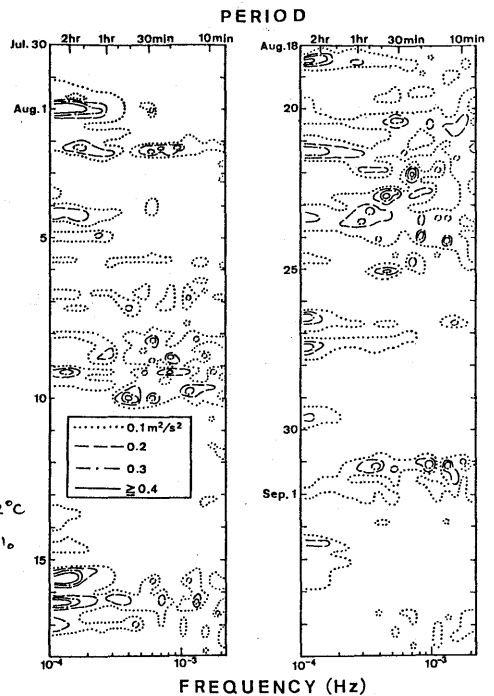


図4. 風速スペクトル($f \cdot S(f)$ vs f)の時間変化

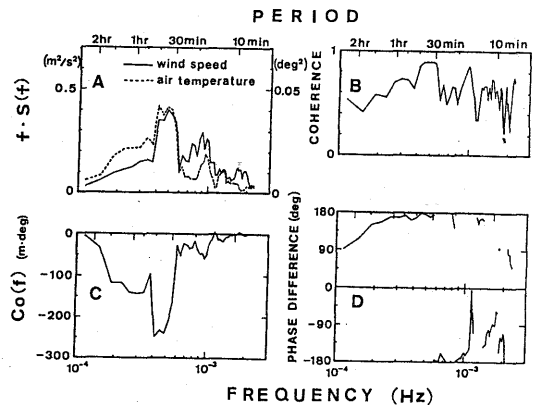


図5. B37°E, 8月22日 14~21.5 GMTの風速と気温の変動

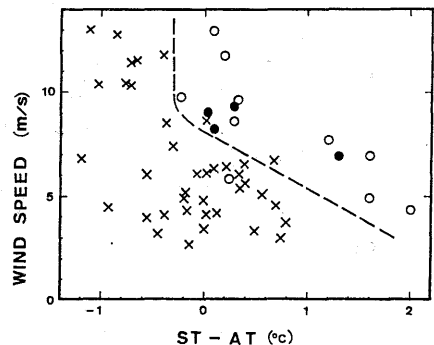


図7. 大気状態とスペクトル・ピークの有無

冬季北陸地方の雷雲

吉野 勝美 (全日本空輸KK)

1. はじめに

厳冬期日本海沿岸に発生する雷は鰯の急期や、鰯の回遊を告げる縁起の良い大気現象のようであるが、北陸地方で航空機を運航する当事者にとっては、この現象に直面すると回答の出にくい問題用紙が次から次へと机の上に積み上げられて行くような心境にもなるやっかいなものであるといえる。さらにこの時期は、豪雪によって陸路が閉ざされ、航空機が唯一の輸送手段になることもあることから、「航空機被雷」の克服は、我々運航関係者に課せられた重要な問題の一つとなっている。ここでは、先輩の方々が行なってきた貴重な研究の域を出るものではないが、航空機運航関係者から見た、当該現象の特徴について述べてみたい。

2. 航空機被雷の実態

航空機の被雷は、夏の熱雷や熱界雷によるものが多いと考えられがちであるが、実際は、冬季日本海側の空港に多く分布しており、さらに雷雲を回避しやすい巡航中は極めて少なく、ほとんどは進入時や、上昇初期の低高度に集中していることがわかる。

S58年度の被雷件数を例に見ると、小松30件(23%)、秋田16件(12%)、鳥取5件(4%)に達している。

小松空港周辺における被雷の実態について、1980年度から1983年度までの4年間の冬季(11~3月)に被雷した63便についてその統計を示す。(吉野 1985)

(1) 被雷位置

図-1は2次元的な被雷位置の分布図であり、標準的なレーダー誘導パターンも示してある。被雷位置は、沖合では少なく、ほとんどがレーダー誘導コースのDog LegからFinal Legに集中

している。このことは海上のDown Wind Legなどでは雷雲を避ける空間的余裕があるが、Final Legでは、海岸付近で発達している雷雲が避けにくいのと、陸上では放電し易い送電線等の突起物があるためと考えられる。

(2) 被雷高度(気圧高度)

図-2は被雷高度を示したものでこれによると、2000Ftから3000Ftの層にピークが見られる。また最低高度は300Ft、最高々度は10,000Ftである。NASA等が行なったF106Bによる雷雲慣入実験では、被雷件数のピークは10km~11kmとなっている。F106Bの実験と小松空港周辺の統計値を直接比較することはできないが、冬季北陸地方の雷雲による被雷高度は極く低いものであることがわかる。

(3) 被雷時の雷雲雲頂高度(図-3)

被雷した航空機が観測したものであり被雷時とほぼ同時刻のものである。最高雲頂は、19000Ft、平均雲頂高度は12000Ftとなっており、主に15000Ftから10000Ftの間に集中している。この高度は、寒気流入時の外気温が-20℃以下(ISA -15℃以下)に対応している。

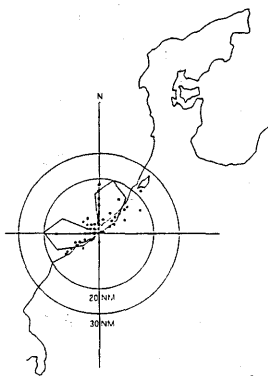


図1. 小松空港周辺における被雷位置の分布

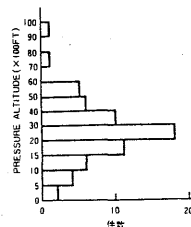


図2. 被雷高度の分布

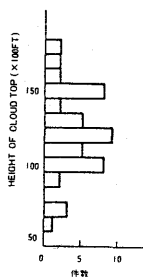


図3. 被雷時の雷雲雲頂高度の分布

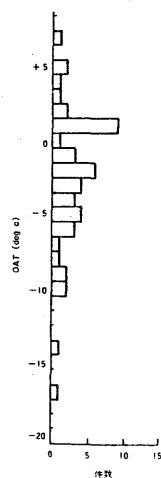


図4. 被雷高度の温度分布

(4) 被雷高度の外気温 (図-4)

統計によるとピークは -2°C と $+1^{\circ}\text{C}$ にあり、平均値は -3°C である。氷点付近の温暖なレベルに多く分布している。

(5) 航空機と雷雲の位置関係

雲中52件(85%)、雲間1件(2%)、雲下8件(13%)。雲中での被雷が最も多いが、雷雲の下方にのける8件も注目すべき実態である。

3. ロケットによる誘雷実験

冬季北陸地方の雷雲の研究については、金沢工業大学の饗庭教授らが小型ロケットを打ち上げて誘雷実験を1977年から河北潟干拓地(石川県)で行なっている。この実験は地上で 10KV/m の落雷しやすい雷界となった時直径 0.2mm のピアノ線を尾部につけたロケットを雷雲に向けて打ち上げる方法である。ロケットが上昇して雷雲に向かって行くと、リーダーが伸び雷雲に達する。この時数ミリ秒の間にリーダーの進展に伴って数 10A の電流が流れ、これによってピアノ線は爆発的に蒸発するがこの蒸発プラズマの中を流れて主放電が流れて一挙に雷雲の電荷の放電が起るしくみである。この実験では64%の確率で誘雷に成功し多くの貴重な雷雲に関するデータが得られたがその主要な特徴を次に示す。

通常雷雲は上部が正、下部が負に帯電しており、それによって地表に誘導された正の電気との間で雷放電が起る。しかし実験の約半数ではプラス雷からの放電が観測された。プラス雷は地上の雷界強度から見るとマイナス雷より約2倍程度落雷しやすい又そのエネルギーも大きく被雷時のダメージも大きいといわれている。

4. レーダーエコーと被雷

対流雲の雲頂高度と発雷(被雷)の関係は、雲頂温度が -20°C 以下であるかどうか従来の研究や経験から指適されており、それは、航空機被雷対策の重要な方法の一つとなっている。これは前述の被雷の統計結果からも伺い知ることができる。遠峰等(1986)は、被雷確率はレーダーエコー頂温度が -20.5°C 以下で極めて高いことを示している。(図-6)

月・日	時・分	打上場所	誘雷成否	電界 (kV/m)	誘雷高度 (m)	電流ピーク (kA)	備 考
7. 8	12:04		失敗	-(6~8)			ロケット早期自爆
7. 25	18:42	愛知県小牧市	失敗	-6.6			
7. 25	19:10	野口字神尾前	失敗	-7.0			
7. 25	19:19	神尾8号鉄塔	失敗	-11.0			ワイヤー切断
8. 15	16:11		失敗	-6.8			
8. 17	14:03		失敗	-8.0			
12. 20	0:07		成功	+5.7	100	+5	地上誘雷
12. 20	1:06		成功	+5.0	—	—	ワイヤー切断
12. 23	21:56	石川県河北郡	成功	+4.8	300	1.0以下	地上誘雷
12. 29	8:14		成功	+8.5	190	15	10mキャップ放電
12. 29	8:25	河北潟干拓地内	成功	-5.4	—	—	
12. 29	9:23		成功	+5.5	167	16	地上誘雷
12. 30	5:44		成功	-6.2	240	(10A)	30m治面放電
12. 30	5:58		成功	-9.0	82	1.0以下	地上誘雷

表1 昭和53年度ロケット誘雷実験(饗庭)

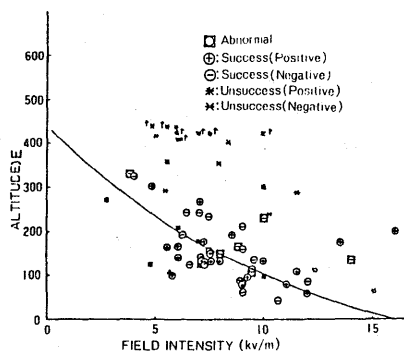


図5 誘雷高度と地上電界との関係

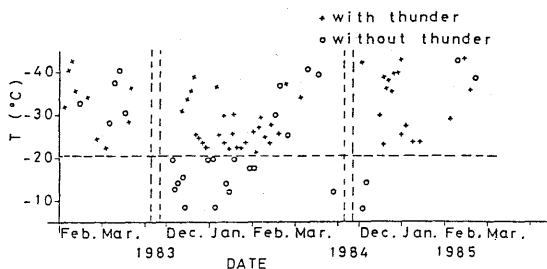


図6 各エコー群毎のエコー頂気温と発雷の有無(遠峰等, 1986)

5. 対馬暖流と雷雲の生成

対馬暖流の才1分枝は、山陰、北陸さらに東北地方の沿岸部を流れ北上する。シベリアから流出する寒気が日本海上を吹送する際、当然ながら下層大気は、顕熱と潜熱を海面から補給する（SSTと下層大気の温度差に依存）のであるが、この量は対馬暖流域で最大で $580 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ （日本海中央部で $240 \sim 280 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ ）に達している（周東，1982）。

これにより対流雲が対馬暖流域（約50km中）で急速に発達することと一致している。

レーダー観測から、遠方にあるWKエコーが沿岸部で急速に発達することが経験的に言われている。

又、寒気流入時は、対馬暖流の影響で一般に700～600mb以下では乾燥断熱減率に近い非常に不安定な、気温の鉛直分布となっている。対馬暖流が日本海沿岸部を絶えることなく又、離岸することなく流れ続けている点はYoon（1982）の数値実験でも示されている。

6. おわりに

冬季北陸地方の豪雪や雷は海外の研究者に問い質してみても世界的に“unique”な現象であるという。それは、寒気の生成源と対馬暖流の位置的関係にあることが、主要な原因であろう。特に低緯度で発生する熱低や、ITCZに伴う雷雲のスケールに比して1/3ほどのスケールの対流を起すせば、発雷条件を満足するこの種の雷雲は、この季節、暖流が果た役割が極めて大きいものであると言える。

最後に誘雷実験のデータを提供していただいた

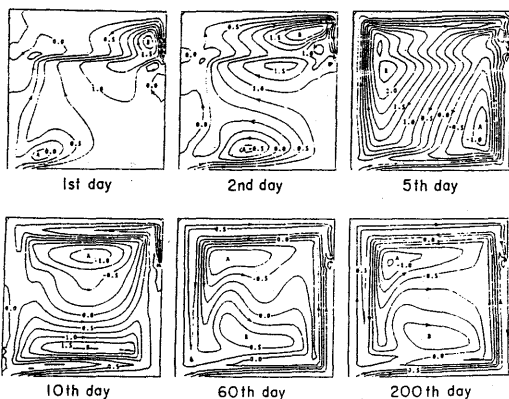


図7. 対馬暖流の数値実験結果。約100日で定常状態に達する。（等値線は流線関数）（Yoon, 1982）

金沢工業大学 饗庭教授に深く謝意を表します。

参考文献

- (1) 周東健三，1982：日本海の海況（Ⅰ）、（Ⅱ）、海と空，57
- (2) 遠峰菊郎、道本光一郎、阿部成雄，1986：レーダーによる小松周辺の冬季雷の研究，天気 Vol. 33 No. 9 445-452
- (3) Yoon Jong Hwan, 1982: Numerical Experiment on the Circulation in the Japan Sea Part III Mechanism of Nearshore Branch of the Tsushima Current, Journal of the Oceanographical Society of Japan.
- (4) 吉野勝美，1985：冬季北陸地方に発生する雷雲について，全日空「安全飛行」No. 118 2-14.

大気圧変動の放射線計測への効果

山口 雅彦 上田 勇 武林 正峯 (電子技術総合研究所)

1 はじめに

電磁放射線であるX線やγ線には、放射線場の強さを示す照射線量 (Exposure) が定義され、国家標準においては、X線では平行平板型空気電離箱、γ線では空洞式空気電離箱が主に用いられており、校正値の基準が確立している。いずれの場合も、照射線量の定義に基づく絶対測定方法としてX線・γ線が標準状態の空気を電離した電荷量で示す。この場合、気温・気圧の変動は測定中の電離条件を左右し、大きな誤差要因を与えるため、CAM化などによるリアルタイムの補正処理を加えるのが望ましい。しかしながら、温度は気圧の測定に比べて各種センサーによる遠隔測定が可能であるが、気圧の測定には通常、気圧の基準として用いられているフォルトン型水銀気圧計を使用しているため遠隔測定できない欠点がある。

今回、遠隔測定可能なペローズ式自動平衡型気圧計を用いてCAM化による放射線測定の高精度化を図り、併せてγ線照射線量の精密測定における気圧変動の影響について検討を行ったのでここに報告する。

2 γ線照射装置

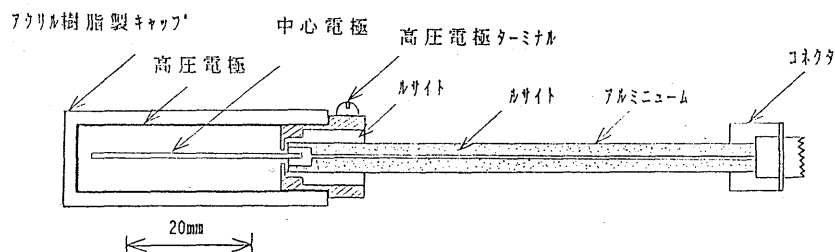
照射線量の国家標準は当所において、X線 (15-120KeV)、γ線 (30-2000KeV) それぞれのエネルギー範囲において、5mR-100Rが確立しており、精密計測技術を基礎にした研究をおこなっている。

実験に用いたγ線源の⁶⁰Co、¹³⁷Csは、それぞれ大型鉛容器内に格納され、制御系も含めた装置として大線量実験室に設置してある。そして、線源は容器内のステンレス鋼製のローターに固定されており、各操作盤からの遠隔操作で各種強度の線源を任意に選択し、鉛容器壁面にある照射窓からコリメータを通して規定の照射方向に正確に設定される。線源が照射方向に設定されるとγ線はコリメータを通して20cmφ/mの広がりて照射される。コリメータ前面には、厚み15cm、重さ200kgの鉛ブロックのシャッターがあり、高圧空気を利用してこのシャッターを高速開閉し、照射時間

を自由に設定できる構造になっている。また、実験室には線源容器の搬入口や換気口以外に窓はなく、空調設備は空気の状態に擾乱を与えるため実験中は使用していない。

3 電離電流測定と気圧補正

図1は、空洞式電離箱の構造を示す。円筒壁部分 (キャップ) は空気と等価密度の物質であるアクリル樹脂製である。支柱の一部にピンホールがあり、電離箱内部が常に自由大気の状態にしてある。円筒内壁にはカーボン塗布して電極を形成しており、中心電極との間には約700Vの直流電圧を印加する。中心電極はケーブルを通じて振動容量式電位計入力端子に接続して電離電流を表示すると共にデジタル信号に変換してプロセッサで処理する。



第1図 空洞型電離箱の構造

電離電流 i 。(A) から、照射線量 X (R) は

$$X = 2.9979 \times 10^9 \cdot i \cdot / V \cdot (T_a + 273.15) / 273.15 \cdot (760 / P) \cdot K, \quad (R)$$

で与えられる。

ただし、

i_0 : 電離電流、 $(\times 10^{-12} \text{ A})$
 V : 電離容積、 (cm^3)
 T_0 : 電離箱内気温、 $(^\circ\text{C})$
 P : 気圧 (mmHg)

$$K_f = (nS_z / nS_{air}) \cdot (\mu_{en} / \rho)_{air} / (\mu_{en} / \rho)_z \cdot f_A \cdot f_s$$

(nS_z / nS_{air}) : 電離箱壁材の空気に対する平均質量阻止能比

$(\mu_{en} / \rho)_{air} / (\mu_{en} / \rho)_z$: 質量吸収係数の比

f_A : 壁材による質量吸収の比

f_s : 散乱 γ 線の補正

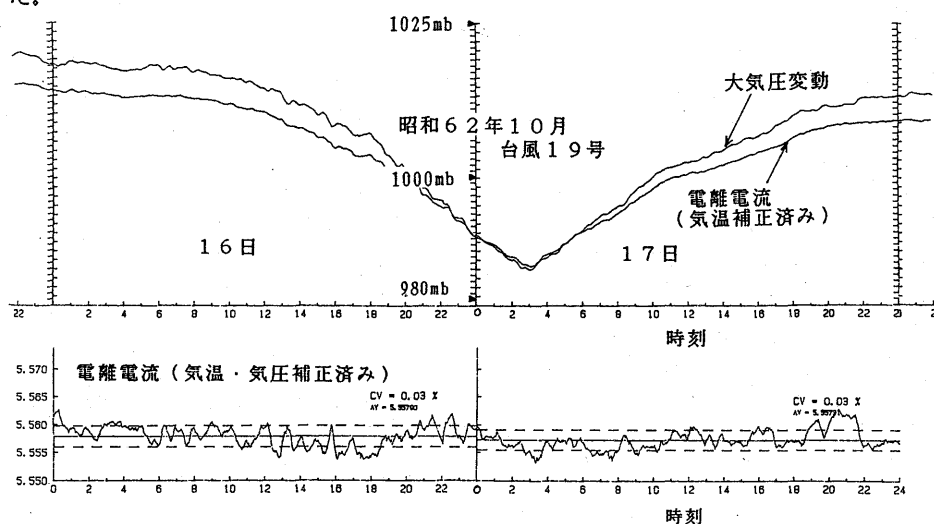
i_0 の真値を求めるには、既に、理論的、実験的に確かめられているもの(K_f)を補正する項と、実験時に測定して定める気温、気圧や湿度の項に分かれる。前者は、線源のエネルギーによって一定の値をとるが、後者は、時間的に変動する。通常、湿度は影響を無視できるように電離箱周囲の空間を薄いビニールシートで囲み、乾燥剤を挿入して十分に乾燥した空間を与える。ビニールシートは散乱に影響しない極力薄いものを用いた。

4 測定およびその結果

CAM化による精密測定を行うために、 10^{-8} 以上の精度のリアルタイムクロックを内蔵したプロセッサを中心に、自動電離電流測定システムを構成し、GPIBを利用してデータの記録、処理並びにコンデンサーの充放電のコントロールなどを行った。測定には、振動容量型電位計をはじめ、システムの電源投入後、充分安定性を確かめてから開始する。電離電流は、標準コンデンサーに充電する時間が数10～数100秒になるよう電位計の適当なレンジを選び、正確な2点間の充電時間 Δ

Tにおける充電電圧目盛りの10%および90%付近の2点の充電電圧を測定する。

図2は、本システムを利用して、昭和62年10月に発生した台風19号の上陸から通過後までの電離電流および気圧変化を記録したものである。グラフ上の一点は、5回の平均値である。気温変化のみ補正した電離電流値と気圧曲線間の相互相関関数 ρ は0.96以上あり、空洞電離箱内の空気圧が外部の気圧変化に良く追随する事を示している。また、気温、気圧の双方を補正した電離電流の相対誤差は0.1%を充分満足しており、短時間の間に起こる気圧の微小な変化にも、空洞電離箱が直接影響を受けているにもかかわらず、リアルタイムの補正により精度の良い電離電流の測定が実現できた。



第2図 台風19号における電離電流の変化と気圧補正結果

水平線付近の赤外放射分布〔II〕

松井松長 玉重繁良 森田康正 増田真一
(福山大学工学部)

1. まえがき

中間赤外域においては、水平線付近に高放射輝度帯が存在し、これが海面を対象とした赤外線リモートセンシング、サーチ・システムなどにおいて障害になることは既に指摘した¹⁾。本報では、これまでの数次に亘る海洋の赤外線観測の結果から、水平線近傍の放射輝度の分布形が観測点の高度によって異なること、放射輝度の分布形には冬季から夏季に至る季節変化があること、中緯度の海域では晩春と初秋に高輝度帯が消滅する時期があること、および観測時の水平線直前の海面の反射率(海面状態)の推定法について検討した。

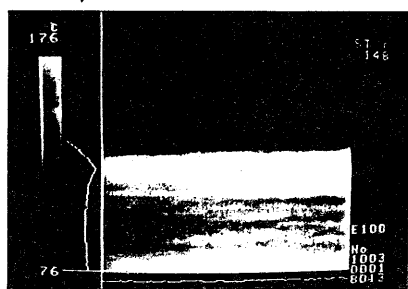
2. 高度による高放射輝度帯の分布形の変化

筆者らは以前、赤外放射を利用した油汚染水面のリモートセンシングに関連して、100~3000mの上空から海面を走査した場合の海面の赤外放射について検討した²⁾。その際に水平線直前の赤外放射の分布形が観測点の高度によって異なり、また季節によっても変化することを予測した。

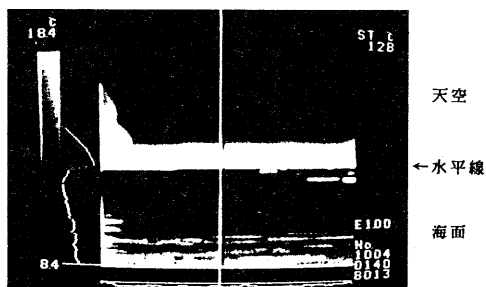
その後の低位置(100m以下)からの赤外線観測により、中間赤外域において水平線付近に高放射輝度帯が存在することを指摘した(前報¹⁾)。昨年(1987)はさらに高さによる放射輝度の分布形の変化を確認するために、高度250mと6mの2地点(島根県隠岐・西ノ島の摩天崖および国賀海岸)での比較観測を行なった。その結果を図1(a),(b)に示す。

これまでの気象モデルによる計算結果では、水平線付近の高放射輝度帯は低位置における特有の現象であって、高度の増加と共に水平線における放射のピークは小さくなり、高度1000m以上ではこのような山は生じない。今回(1987)の観測はこれを確認するために行なったもので、図1の結果はそれ

放射輝度分布



(a) 摩天崖(高度250m, 1987.10.3)



(b) 国賀海岸(高度6m, 1987.10.3)

図1 高度の異なる2地点での放射輝度分布の比較

を裏付けている。

同図(b)の低位置から観測した水平線付近の海面放射は、低仰角の天空放射すなわち比較的高い下層大気からの放射の反射成分が支配的であるのに対して、同図(a)の高高度の場合は海面と観測点間の比較的温度の低い大気からの放射に大きく依存するためと考えられる。

3. 放射輝度分布の季節変化

これまでの中間赤外域における低位置からの観測結果から、水平線付近の高輝度帯の分布形が季節によって変化することはすでに報告した。その分布形の季節変化について考察する(図2参照)。

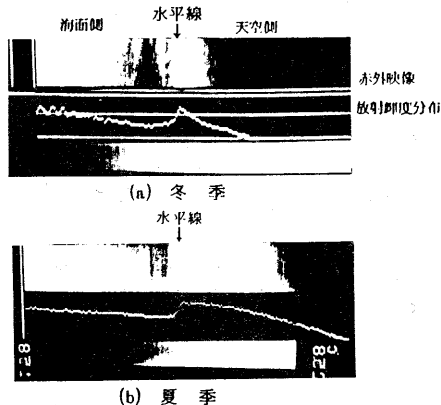


図2 水平線付近の赤外放射輝度分布

3.1 水平線付近の放射輝度分布の尖鋭度

水平線付近の放射輝度分布は図2に示すように明らかな季節変化が認められる。ここではこれまでの観測記録から、その分布形の変化を調査検討した。分布形の表示法としては図3のように、水平線付近の高輝度帯の幅（視角、 v ）と放射輝度差（ r ）の比を尖鋭度（ s ）として表わした。その結果を図4に示す。

同図より輝度分布の尖鋭度は夏季の1.5～3.5に対して冬季は15～18

まで大きく変化していて、夏季と冬季の分布形の間に明確な違いがある。

また、観測例は少ないが春季と秋季はほぼ中間の値になり、年間を通じ

てみた場合、冬季を上限、夏季を下限とする季節変化があることが認められる。なお、放射輝度の分布形の日変化、天候との関係などの検討は長期間にわたる連続観測の資料によらねばならないためにここでは省略した。

3.2 高放射輝度帯の消滅

前節で述べた水平線付近の高輝度帯が生じる原因は、水平線直上部なわち下層大気からの放射が主因であり、それは大気下層部の気温、湿度、混濁度などに依存するが、なかでも気温による影響が大きい。一方、水平線付近の放射の分布形はこのような大気放射と海面からの自己放射（主として海面温度に依存する）によって形成されると考えられるから、下層大気の気温と海面の温度がほぼ等しくなるような気象条件下では高放射輝度帯が生じないものと考えられる。

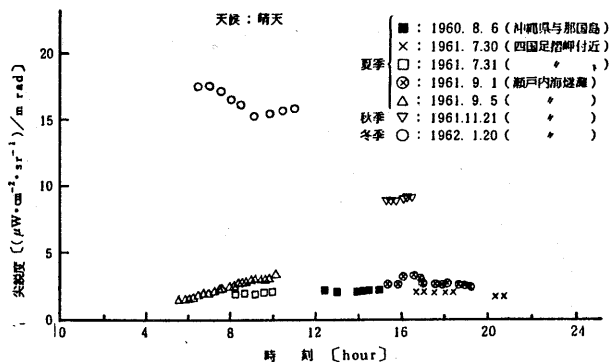


図4 放射輝度の分布形（尖鋭度）の季節変化

瀬戸内海中部のような中緯度の海域においては、晩春と初秋にこのような気象条件になるものと推定される。図5は内海中部の嵯瀨を対象とした観測例であって、1981年9月15日早朝（5時～7時）の観測記録では高放射輝度帯がほとんど消滅している。

図6は上記の観測時の気象条件に近いモデルから計算した結果であって、水平線付近の放射輝度の変化が小さくなっている。

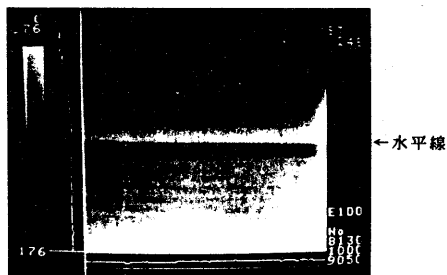


図5 水平線付近の放射輝度差の小さい観測例
〔波長域 8～13 μ m 帯、広島県向島〕
1886.9.15 06:00、天候：曇点在
気温：25℃、湿度：81%

4. 波長域間および海域間の放射輝度分布の比較

4.1 中間赤外域特有の高放射輝度帯

赤外線リモートセンシングにおいて多く用いられる波長域は 3～5 μ m および 8～13 μ m である。図7は同一海面をこれらの2波長域で同時観測した例であって、使用した観測装置（いずれも富士通製、インフラ）は動作波長域が異なるほかは同一仕様のものである。同図(a),(b)は水平線付近の高放射輝度帯が8～13 μ mの波長域特有の現象であることを示している。

高放射輝度帯は3.2で述べた通り、主として海面の自己放射と低空の大気放射の相互のレベル関係によって生じる現象であり、これらはそれぞれの海面温度および下層大気の温度に大きく依存することから、8～13 μ m 帯において顕著に現われるが（常温放射のピーク波長付近）、他の波長域においては弱くなり、近赤外の3～5 μ m 帯あるいは可視域ではほとんど認めることができない。しかし、昼間は近赤外域において散乱太陽光が分布しているために、水平線においてこれに起因する輝度差が生じることがある。

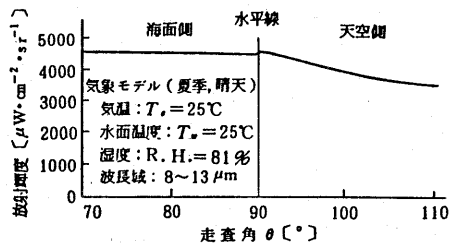


図6 気温と水面温度の等しいときの輝度分布（計算値）

4.2 海域間の放射輝度分布の比較

すでに述べた通り、高放射輝度帯は低空の気温および海面温度に依存することから、これらと密接な関係をもつ地形、緯度と放射輝度分布との関係を検討してみた。

比較した海域は内海として本学に近い瀬戸内海、外洋として四国足摺岬付近、沖縄県与那国島付近の3海域である。図8(a),(b),(c)にそれぞれの観測例を示す。これらを比較すれば、放射輝度分布がいずれも夏形の類似した分布形であって、緯度、地形と分布形との関連は認められない。

5. 水平線付近の海面反射率の推定

前報の気象モデルによる夏季および冬季の放射輝度分布は、海面を鏡面とみなしたときの計算値であった。これに対して、実際の海面は鏡面状態であることは極めて稀である。水平線直前の輝度分布について実測値と計算値を比較した場合、その分布形が異なっているが、これについては文献4)から、水平線直前の方向すなわち反射角 $80 \sim 90^\circ$ の海面反射率が海面状態のわずかな変化によっても大きく変わること起因するものと考えられる。

以上のことから、観測値とモデルによる計算結果より水平線付近の海面反射率を推定してみた。観測値より実際の海面の反射率を求めるには前報(1)式を変形した

$$\rho_w(\theta) = \{ [N_{bs}(\theta) - N_a(\theta)] / \tau_a(\theta) - \epsilon_w(\theta) \cdot N_b(T_w) \} / N_s(z)$$

を用いる。

図9に観測値および計算値を示す。図10は上記に基づいて推定した観測時の海面の反射率である。

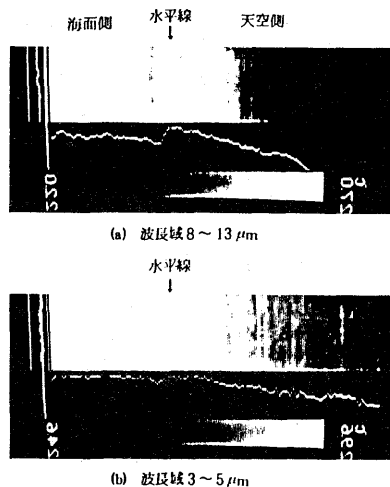


図7 2波長域の放射輝度分布の比較
(沖縄県与那国島、夏季)

文献

- 1) 松井松長, 玉重繁良: 気象学会関西支部年会, 6(1988); 松井松長, 玉重繁良, 高木亨: 福山大学工学部紀要, 7(1985)10; 松井松長, 高木亨, 中辻俊一: 電気学会光応用・視覚研究会資料, LAV-87-3(1987)。
- 2) 松井松長: 天気(気象学会誌), 22(1975)311; 照明学会誌, 59(1975)468。
- 3) 松井松長, 玉重繁良, 高木亨: 福山大学工学部紀要, 9(1987)11; 松井松長, 玉重繁良, 森田康正, 中辻俊一: 電気四学会中国支部連合大会, 020622(1987)。
- 4) C.Cox and W.Munt: J.Opt.Soc.Am, 44(1954)838。

放射輝度分布 赤外線映像

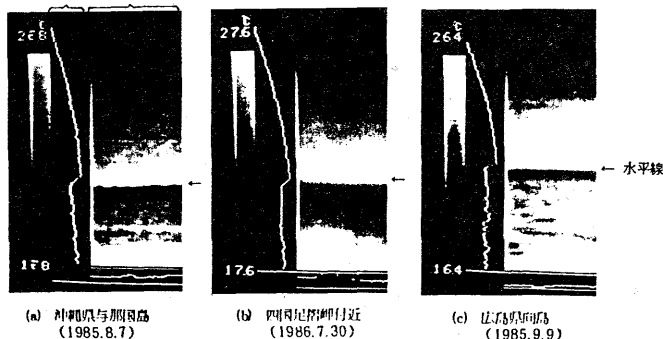


図8 3海域における放射輝度分布の比較
(夏季, 晴天, 波長域: $8 \sim 13 \mu m$ 帯)

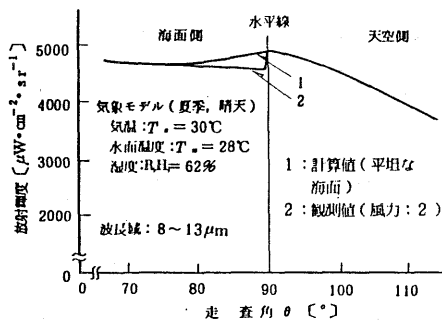


図9 水平線近傍の放射輝度分布
(観測値と計算値の比較)

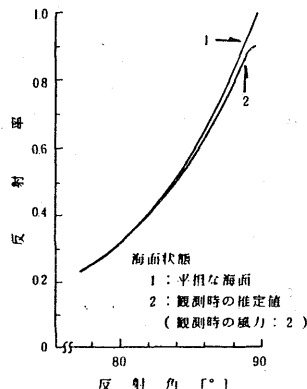


図10 放射輝度分布の観測結果による
海面反射率の推定

函館空港周辺の海霧

吉 野 勝 美 (全日本空輸KK)

1. はじめに

視程障害現象は航空機の離着陸時に多大な影響を及ぼしているが、その一つである海霧は親潮系水が接岸する地域の空域にとって深刻な問題となっている。特にフレッシュな親潮が常に流入する釧路では年間113日、6月と7月は月間約20日の頻度で発生している。又北海道の主要空港である千歳空港でも夕刻地表面が冷却し、海面と同様な条件が満たされると、苫小牧沿岸部に位置していた海霧が一般風(南風)によって一気に流入し、航空機の着陸に障害を及ぼすこともある。

1986年7月8日、筆者は、函館空港周辺に発生し、刻々変化する海霧を約一時間にわたり上空から観測する機会に恵まれた。ここでは、その時観測された霧の分布や、特徴的形狀又沿岸部の海況との関係等々について述べる。

2. 海霧のメカニズム

1) 海霧の発生過程

海霧は温暖湿潤な下層大気が相対的に寒冷な、海面上に移流し、そこで涵養され 気温<露点温度の条件が満たされて発生する。その結果海面と接する極く下層に逆転層が形成され対流が抑えられる大気構造となる。したがって海面による鉛直方向の大気の冷却は大気境界層内に存在する乱流渦が果しているといわれており海霧の気層は極く薄い層に限られる(航空機による報告では300m以下)。

2) 海霧の陸上への侵入

海上で冷却され海霧を伴った大気は陸上に達すると地表面の条件により変質してゆく。先ず日射が効いて $T_L > T_s$ (T_L : 地表面温度, T_s : 海霧が存在する海域の SST) となっている場合は

地表面からの加熱で、気温>露点温度 となり、海霧を解消するとともに逆転層も不安定層に変質させてゆく。

夕刻、地表面温度が低下し $T_L < T_s$ の条件が満たされると、海上より海霧を伴った下層大気は逆転層をそのまま維持しながら内陸へと一気に侵入する。

3) 海霧の消散(海上への後退)

早朝内陸に侵入していた海霧は日射による地表面の上昇とともに霧の層である逆転層が破壊され、先ず陸上部分の霧が消散する。陸上の霧が消散した後 T_L と T_s の差が生じて海風が卓越する頃になると海上に残った海霧が海岸部へ運ばれ再び海霧の影響を受けることも多々経験されている。地表面がさらに加熱されて $T_L > T_s$ となると海上から陸上へ移流する海霧は海岸部で消散してしまうためあたかも海霧が海上へ後退したかのように観測される。

3. 函館空港周辺に発生した海霧

次に S61年7月8日函館空港周辺に発生した海霧について報告する。

1) 総観解析

7月7日21(I)では北海道、東北地方は日本海と北海道の東に中心を位置する高気圧の間の低圧場に位置し、函館

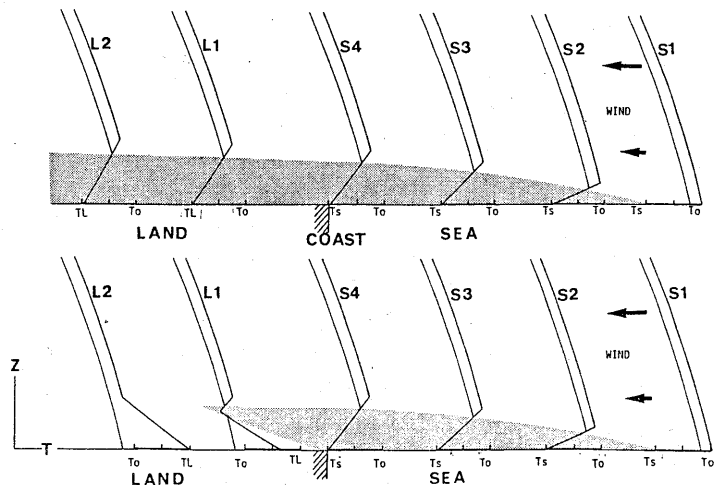


図1 海霧のメカニズム 太い実線: 気温, 細い実線: 露点温度, T_o : 冷水域で冷却される以前の気温, T_s : 冷水域の海面温度, T_L : 地表面温度。上図は $T_s \geq T_L$ の場合で海霧が内陸に侵入。下図は $T_L > T_s$ の場合で海霧は上陸後消散

では降水現象が観測されている。これらの高気圧は脊が低く、850mbのレベルでは低圧場となり秋田では、南よりの風系となって比較的湿潤な暖気が道南へ移流している。又7月8日09(I)では、北海道地方は気圧傾度が小さく局地風が卓越しやすくなっている。

2) 航空機による海霧の観測

当日は、函館空港上空で特機を含めて0930(I)から1030(I)まで飛行し、奥山から函館山に跨る領域を刻々と撮影した。図2-a.b.cはそれに基づいたスケッチである。

0930(I)には海岸より3~4nmの沖合まで分布していた海霧は1030(I)には、ほぼ陸上に移動し消滅した。詳細はスライドにて紹介する。

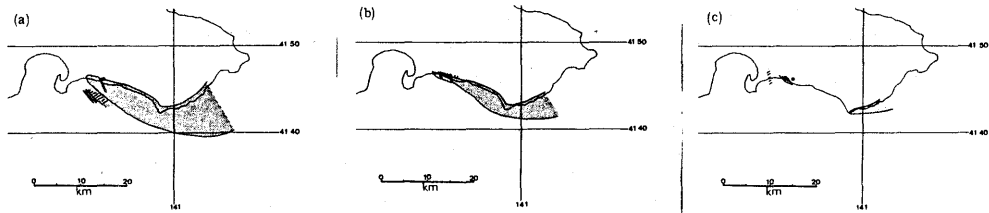


図2 海霧の分布(1986年7月8日) (a) 0930 JST (b) 0950 JST (c) 1020 JST

3) 地上観測データの解析

図-3は海霧発生域に近い函館空港(A/p)とそれより北面約7km(内陸)に位置した函館海洋気象台(M.O)の観測データである。

(1) 霧の観測

A/pでは0520~0620(I)の間霧を観測し、その後消散したが0949(I)~1025(I)の間再び霧が陸上に侵入し、Low St(雲低400~500 Ft)を観測する。一方M.Oでは00, 03, 06,

09(I)の定時観測で霧は全く観測されていない。これは海上から侵入した海霧が海岸部のみに分布していたことを示している。(注: A/pの観測開始時刻は0520(I)であるため、それ以前の霧の存在については不明)

(2) 気温

A/pでは早朝の海霧観測時には、13.5~13.9℃と低く、視程が3200mに回復した0620(I)では14.2℃に上昇する。M.Oでは03(I)より常にA/pより高温でありA/pに海霧が存在した時間帯は特に顕著で、両地点の差の分布に極大値が現われている。

(3) 風

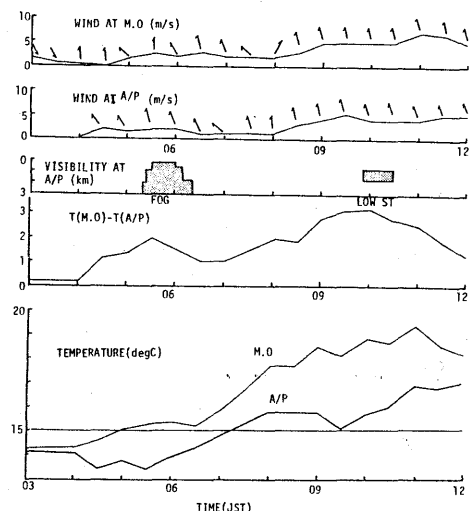
A/pとM.Oは08~09(I)より、南よりの海風が卓越し5m/s以上となる。

4) 津軽海峡沿岸の海況

図4-a, bは北海道大学水産学部の行った観測結果であり親潮系水が奥山から函館方面の沿岸部に分布し、その前面でシャープな温度前線が形成しているのがわかる。函館空港周辺の沿岸部は親潮系水が流入しやすい場となっている。

7月8日における津軽海峡の海面水温は観測されないが、7月1日と2日函館海洋気象台高風丸が観測したSST分布を図3-cに示す。これによると函館空港周辺の沿岸部には14℃以下の冷水域があり、その西側には15℃の暖水域が存在して

図3 函館空港(A/p)と函館海洋気象台(M.O)における観測データ(1986.7.8)。A/pにおけるLOW ST観測時の視程は10 km以上



いる。

4 考察

この現象の特徴は、A/p が早朝 (0620 I まで) 霧におおわれ、その後気温の上昇とともに視程が 10 km 以上に回復 (0800 I) したにもかかわらず、0949 ~ 1100 (I) の間再び、海霧による Low Se が空港周辺に流入し、実質的に航空機の着陸が不可能となった点にある。

1) 海霧の発生分布と沿岸海況との関係

当該現象は解析結果から沿岸部に分布した 14°C 以下の海水域で海霧が発生したものと考えられる。

① 海水温分布 (14°C 以下の冷水域) と 0930 (I) に観測された霧の分布がほぼ一致している。

② 函館小周辺に分布している 15°C の暖水域では海霧は発生せず霧の西端はこの暖水域の前面と一致している。

③ 函館海洋気象台で霧が観測されなかったのは、放射冷却が空港周辺と同程度であったものの M.O に吹き込む南風の起源が海霧の存在しない 15°C の暖水域であったためであり、又海岸部は冷水の影響による冷却がさらに効いたためと考えられる。早朝、M.O と A/p の気温差が生じたのもこの影響によるものと考えられる。

④ A/p では、 $13.5 \sim 13.9^{\circ}\text{C}$ で霧が侵入しており、霧が消散した時点では 14.2°C であった。地表面が海面と同様な境界条件で霧が陸上に侵入することと考えると冷水域は約 14°C と推定され、SST の解析図と一致する。

2) 霧の分布の変動と消散

函館空港周辺の霧の変動は次のように考えられる。

① 前夜から冷水域 (海上) で停滞した空気が冷却され海霧が発生した。

② 陸上でも放射冷却が行われ、海面温度まで冷却した段階で、弱い南風によって陸上に流入した。

③ 日射が得られからは陸上の加熱により陸上部分の霧は消散し、陸上の気温もさらに上昇を続けた。

④ 0900 (I) 以降、海風 (南風) が卓越するとともに冷水域上の海霧がこれによって陸上に輸送され、海岸部は再び霧もしくは地表の加熱によって変質した Low Se が流入した。

⑤ この霧の流入は海上の海霧が全て陸上に流入するまで継続し、その間、日射による地表の加熱が霧の形状に影響を及ぼした。(風向と平行な Cu 型の Fog に変質)

5 観測された特異な形状の霧

1) 互いに直交したロール状の霧 (図-5)

0930 (I) の霧の分布に互いに隣接し、直交したロール状の霧が見られる。図の右側のロールは風に平行であり、左側のロールは風に直交している。これらの位置と SST の分布との関係はちょうど $14 \sim 15^{\circ}\text{C}$ の温度前線の部分に当たっており、(平行型は暖水域、直交型は冷水域)、このことから平行型は温暖な海面からの加熱と鉛直シアによって生じたものであり、直交型は逆転層内の鉛直シアによって発生した K-H (ケルビン-ヘルムホルツ) 波であるものと考えられる。

2) 風に平行な 2 本の亀裂を持った霧 (図-6)

図-6 は、最後まで残った霧の分布である。この霧には下降流によって生じたものと考えられる。風に平行な 2 本の亀裂が見られる。

亀裂の間隔は約 2000 m でそれらの間には濃い霧が分布し、ラングミエー循環の存在を示唆する形状となっている。

3) 陸上で生じた風に平行な積雲状の霧

海上で層雲の形状をした霧が、日射で加熱された陸上に流入したと同時に、風に平行な積雲状の霧に変形してゆく。これは、地表面からの加熱と境界層内の鉛直シアとによって生じた典型的な風に平行なロール状の霧といえる。

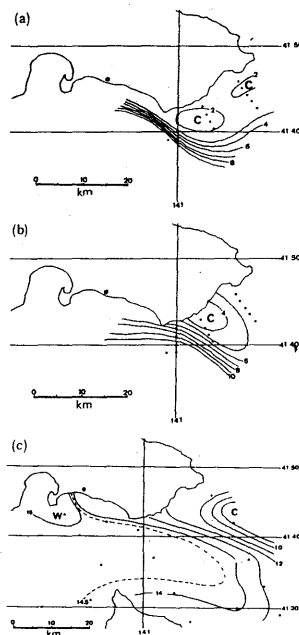


図4 表面水温分布 (大きな黒丸は函館空港) (a) 1986年4月21日 (b) 1986年5月19日 (c) 1986年7月12日



図5 海霧の西縁に見られた互いに直交するロール状の霧



図6 海霧が陸上に移れし生じた風に平行な積雲型の霧と下降流によって生じた特徴的な二本の電光

6 おわりに

一般に霧の観測は、霧の中で行なっているためその全容を捉えイメージをめぐらすことは難しい。しかし海霧の流入や、消散の予測には、このイメージを定量的に構築し対応する必要がある。又霧は、下層大気の特徴的な流体现象を可視化してくれることもわかった。霧の研究には地上での平面的観測のみならず、沿岸の最新の海況を含め、上空（衛星や航空機）からの観測が重要であることを痛感した。

最後に、観測データを提供していただいた関係者の方々に謝意を表します。

備讃瀬戸付近における霧について

大江 健夫 (日本気象協会関西本部)

佐野 幸洋 (本州四国連絡橋公団坂出工事事務所)

1. はじめに

本州四国連絡橋・児島坂出ルート¹⁾の完工供用に備え、その交通障害の要因となる霧の発生予測の改善を図るために、昭和61・62年の2年度にわたって、霧の多発する4月～7月に、ルートに沿う備讃瀬戸において、気象と海象の観測業務が実施された。架橋海域の南北全体にわたっての、きめ細かい観測は画期的なものであり、連続した観測により海の気象についての貴重な資料と得ると共に、広域のしかも鉛直方向に及ぶ霧の実態を知ることが出来た。本業務の概要と紹介すると共に、これらの成果と活用して、管理用に役立てるための、霧発生の前日夕方までに発表しうる霧予測手順を一応まとめたので報告する。

2. 気象・海象の観測概要

(1). 観測期間

昭和61年4月15日～同年7月20日、昭和62年4月3日～同年7月23日

(2). 観測点と観測内容

海上は架橋工事区域周辺に配置されている警戒船8隻、陸上は児島・坂出両情報管理室において気象・海象の観測を行い、架橋脚では下津井瀬戸大橋3P(上部55m, 下部7m)、北備讃瀬戸大橋3P(上部90m, 下部7m)においては、視程計による自動観測を行った。また昭和62年度は北備讃瀬戸大橋3P(184m)にインタバルカメラと設置して、兵庫方向の霧の発生状況と1時間ごとに撮影した(図1参照)。

観測内容は次のとおりである。

・定時観測

項目 { 風向, 風速, 気温(乾球, 湿球), 海面水温
天気, 視程, 記事 }

時刻 { 昭和61年度; 3時, 9時, 15時, 21時
昭和62年度; 6時, 15時 }

・臨時観測

項目 { 定時と同じ }

時刻 { 昭和61年度; 霧発生～消滅の間の

0時, 6時, 12時, 18時

昭和62年度; 霧発生～消滅の間の毎1時間

別に霧発生～消滅の間に10分ごとの視程(5階級*)
観測を行う。

※霧の濃度階級 ①. 1km未満～500m, ②. 500m
未満～200m, ③. 200m未満～100m,
④. 100m未満～50m, ⑤. 50m未満

(3). 観測資料の整理・統計

定時観測, 臨時観測ともそれぞれ気象海象観測表(A)
として、また10分ごとに観測した霧の濃度観測結果も
気象観測表(B)として取りまとめた。またインタバル
カメラによる観測は写真集としてまとめ、観測船・視程計
の観測と対比して架橋の道路・鉄道上の霧の状況と推定す
る資料とした。観測船による観測点とそれぞれ近くの架橋
地点に置き換えて、霧の発生日数, 出現時間, 継続時間,
の統計を行い、また架橋の道路・鉄道上の霧日数の推定と
行った。

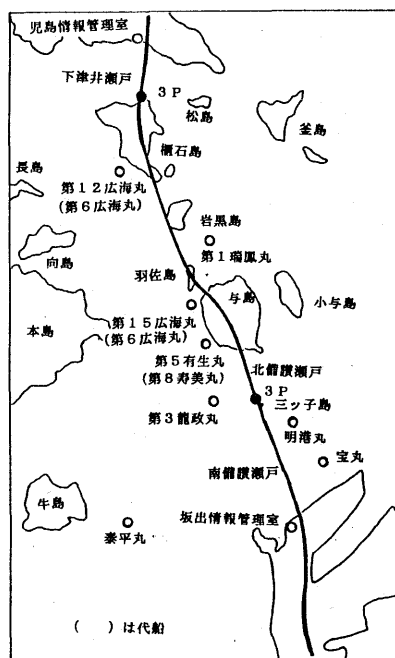


図1. 霧観測点配置図

(1) 備讃瀬戸付近の霧発生状況

海上・沿岸の観測点と下津井・北備讃瀬戸大橋3Pの上部・下部における観測により、昭和61、62年度の観測期間の霧発生状況とみるに次のとおりである。

発生区域	発生日数	霧濃度4以上(100m未満)の日数
海上と塔上部・下部	2/日	15日
海上と塔下部, 又は海上	4日	2日
塔上部だけ(海上はなし)	1/日	3日
塔上部(海上も含めて)		16日

要注意の予測対象と

要注意の予測対象となる。

- (2). 塔上部だけの霧は、昭和62年5月13日の日中の降雨中に好例が観測されたが、明らかに東風による滑昇性の層雲が橋の上部に定着している状況が分る。視程計による上部だけの霧については、以前から指摘されていたところであるが、こういう形態のものもあることが確認された。
- (3). 海面水温は沿岸を除けば、海上の各観測点間の差はごく小さく、一点観測でも大勢は掴める。
- (4). 一般にこの海域ではE~NE風が卓越しているが、顕著な霧の発生時にも多い。移動性高気圧に覆われたときの放射霧ではW~NW~N風となり対蹠的である。SW風は低気圧通過にからむ。
- (5). 成因が共通している霧のときは、海上の風向と共に霧分布にも類似性がある。図2には移動高による霧の1例を示したが、予測の内容と理解し、その後の監視に役立てることが出来る。
- (6). 霧発生時には一般に露点(T_d) $\geq$ 海面水温(T_w)となるが、放射霧においては露点が海面水温よりわずかに(1℃位まで)低い場合もある。要は湿った空気の温度が露点まで下がるとか、空気が飽和するまで水蒸気が加えられればよい。
- (7). アメダスと船による観測によって備前瀬戸周辺の気温分布をみると、放射霧の発生時には、陸地の低温域が相対的に高い海域と包みこんでくる。そして日の出後は陸地の昇温により、海上から陸地へ流れ出して霧は消滅に向っている。このような状態は霧の監視にも有効である。移流霧、前線霧の場合は海域の気温は陸地の気温より低いのが常である。

4. 霧の予測

(1). 予測のための準備

多くの霧の事例を得たので、それぞれの事例について解析を行った。特に視程100m未満の顕著な霧の事例20については、事例集を作成して調査の資とすると共に、将来霧参考カードとして活用出来るように整理した。その内容は850mb、地上天気図とその解析、霧発生に関する考察と着眼点、現地架橋地域の気象・海象状況の特徴、霧分布図、その他備讃瀬戸周辺の霧状況等とあがっている。

62年4月8日5時

6 7 8 9 10 11

これらから新しい着
眼点をあげると次のと
おりである。

a). 850mb Q_2 (相当
温度) の予想

備讃瀬戸の霧発生
とT E I S (大気汚染
予報の支援資料)に
よる高松ポイントに
おける850mb θ_e の
変化と対比してみ
ると、暖気が入り
季節ごとのある基
準値を越えるとき
、又は極大の直後
に霧発生日が含ま
れていることが分
った。 θ_e が基準値
を越えることは、
海上の露点(T_d)
海面水温(T_w)が、
または

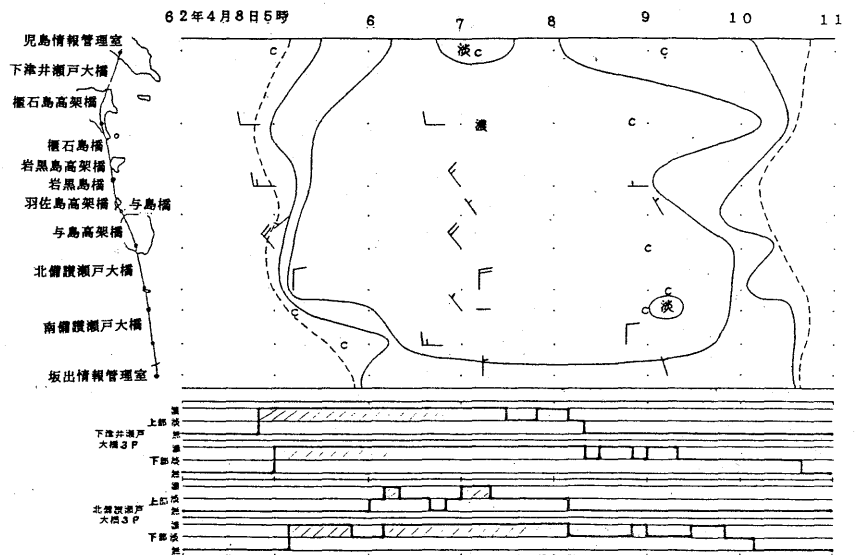


図2. 霧分布図の1例 (低気圧通過の移動路, 放射霧)

$T_d \div T_w$ になりうることを意味しており、これに十分湿る条件が加われば霧となるであろう。従って 850 mb θ_e の 24 時間予想は霧発生ポテンシャル把握の有効な手段となる。

b). 逆転の予想

TE-1 S 資料による 950 mb の気温・露点と海上のそれとも比較してみると、霧発生時には 950 mb の気温が海上の気温より高いことが多い。散乱成層状態はわからないが、低層には何らかの形で逆転をもつてみて、この状態を以後「逆転」と呼ぶ。晴れるときに発生する霧には絶対の条件となる。例えば霧発生もあつた明方の海上の気温（海面水温とほぼ同じが、1～2℃高い）と、TE-1 S による 950 mb 気温の 24 時間予想によって、明日明方の逆転の有無や状態が判断出来る。

c). 風速の予想

霧の発生時の風速は 0～4% の状態が多いが、備讃瀬戸の特性を知っておかないと実際の予測時点では迷いを生ずることがある。それは 850 mb で梅雨前線が瀬戸内の北側で活動し、上空の 500～1500 m の層ではやや強い南西気流が流入しているときである。どうしても南西の風がやや強いと判断しがちである。実際は局地天気図でみると高松市付近に局地的な小低気圧が発生して、備讃瀬戸はその循環場に入っており、東へ北東の弱風（5～6% になるときもある）が吹起し、海上での湿潤空気の移流による霧発生を促進することになる。逆に 850 mb では瀬戸内、地上では四国上も通過する発達型の低気圧や、日本海で発達する低気圧の循環場に入ったときの強い南西風も心得ておく必要がある。

d). 昭和 62 年度の観測では季節的に強い高気圧（500 mb 高度が平年より 60 gpm 以上高い）の後面において放射又は移流効果も加わった霧があつたが、これには高気圧の特性もいち早く察知することが必要である。予測当日の 15 時の $T_d \div T_w$ であることから見逃し勝ちであつたものと新たな霧発生型として採用した。

(2). 霧発生分類型

期間中に発生した霧も、850 mb 地上天気図によって、9 つの顕著霧型（弱い霧といれると 11）に分類した。それぞれの 850 mb の特徴、発生過程、発生状況、代表天気図を以下に示す。

なお、ここで各霧型の季節的な現われ方と相互の関連を記しておく。

4. 5 月 ; III-1, I', III-2, 2' (低気圧), III-2' (III-1') → IV (低気通過後の移動高)

5～6 月 ; V, VI (高気圧季節的に強い)

6. 7 月 ; III-2' → I-1 → I-2 → I-3 (梅雨前線停滞、南北振動)

I-1 → II, I-3 → II (梅雨前線南下)

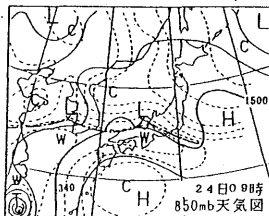
I 型-1

① 850 mb では低気圧が黄海から日本海へ東進、梅雨前線は山陰沖にある。西寄りから入る湿気は顕著である。

② 降雨により水蒸気の増加した空気が海上へ吹走して冷却され、夜半前に雨がやんでから数時間したころに発生する移流霧である。降雨と共存する時間もある。逆転あり。

③ 霧の継続時間長く、顕著。海上全域、塔上部・下部に発生。

例. 61. 6. 24 $\equiv 4^{\circ} \sim 7^{\circ}$



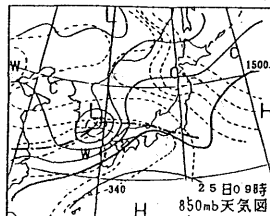
I 型-2

① 850 mb では東シナ海方面の低気圧（台風もある）の北東進と共に、梅雨前線が瀬戸内から山陰沖へと急速に北上し、太平洋高気圧の縁辺に沿って暖湿気の流入が顕著である。

② よいところ雨がやんだあと晴れて、雨上がり後又は日没後 7 時間位して発生する。移流霧＋放射霧である。逆転あり。

③ 霧の継続時間長く、顕著。海上全域、塔上部・下部に発生。

例. 61. 6. 25 $\equiv 3^{\circ} \sim 10^{\circ}$



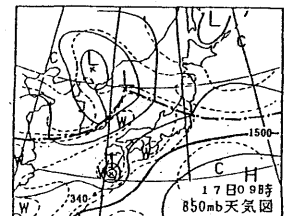
I 型-3

① 850 mb では梅雨前線が日本海中部にあり、前線上で低気圧が黄海から日本海へ北東進し、暖湿気の流入が続く中で、太平洋高気圧の北の縁辺部に入る。

②夕方以後は暗れて 6～8 時間して発生する。放射霧＋移流霧である。逆転あり。

③ 霧の継続時間長く、顕著。海上全域、塔上部・下部に発生。

例. 61. 7. 17 $\equiv 1^{\circ} \sim 9^{\circ}$



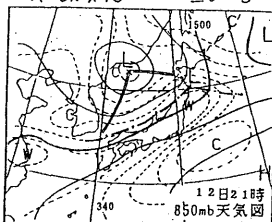
II型

① 850mb では梅雨前線が日本海の低気圧から南西にのびる寒冷前線として西日本を南下したあと、続いて別の大規模な低気圧から南西にのびる気圧の谷が通過する直前の状態にある。

②夕方以後続いた雨が夜半に一時的にやんで、次の対流雲による短時間降雨が始まるまでの雨のやみ間に急発生する前線霧である。逆転解消の過程。

③短時間の霧であるが顕著。海上全域、塔上部・下部に発生。

例. 61.7.13 $\equiv 0^{\circ}\sim 3^{\circ}$



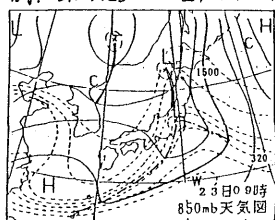
IV型

① 850mb では低気圧が西日本と通過して、暖域に入り雨が降ったあと、夜には気圧の峰に覆われる。

②夕方が宵のうちに雨がやみ晴れる。海上には暖湿気が残留し、雨がやんでから8時間位して発生する放射霧である。陸地・島嶼部の冷湿気(霧も含む)の海上への流出あり。逆転は顕著で、950mbでは非常に乾燥。

③霧の継続時間は長く、顕著。海上全域、塔上部・下部に発生。

例. 61.4.23 $\equiv 42^{\circ}\sim 10^{\circ}\sim 12^{\circ}$



III型-1 (III型-1')

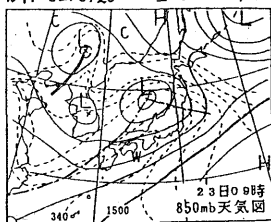
① 850mb では低気圧が日本海を東進し、暖域内にある。北方に別の低気圧があり、南西気流による暖湿気の流入は顕著である。寒冷前線通過により消滅。

②降雨と共に発生する前線霧である。逆転は弱い。なし。

③霧の継続時間は長い。塔上部で顕著。海上は弱い。

(III型-1'は III型-1 に準ずるが、北方に別の低気圧はなく、単独の低気圧であり、暖湿気の流入はやや弱い。弱い霧。)

例. 62.5.23 $\equiv 03^{\circ}\sim 07^{\circ}\sim 30^{\circ}$



V型

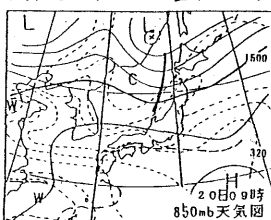
① 850mb では南海上に前線帯

があり、季節的に強い高気圧の後面において、夜半にかけて一時的に暖湿気の流入があるが、北方には西方からの高気圧に入る。暖湿気の流入が強いと準IV型になる。

②夜間水蒸気量が増える。天気は晴れているため発生する放射霧である。発生は夕方でおそい。陸地・島嶼部の冷湿気の海上への流出あり。逆転あり。

③顕著な海上の低い霧で継続時間は短い。準IV型がある。

例. 62.5.20 $\equiv 06^{\circ}\sim 08^{\circ}\sim 40^{\circ}$



III型-2 (III型-2')

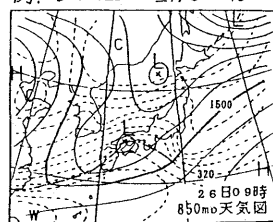
① 850mb では低気圧が西日本と通過中である。北方の日本海には主たる低気圧が気圧の谷があり、暖湿気の流入は顕著である。低気圧の近傍に発生する。

②降雨と共に発生する前線霧である。逆転は弱い。なし。

③顕著な霧の時間は短い。塔上部で顕著。海上は弱い。

(III型-2'は III型-2 に準ずるが、北方に別の低気圧はなく、単独の低気圧であり、暖湿気の流入はやや弱い。弱い霧。)

例. 62.4.26 $\equiv 11^{\circ}\sim 13^{\circ}\sim 40^{\circ}$



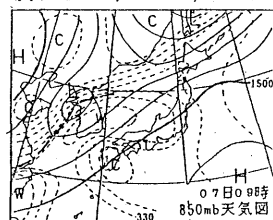
VI型

① 850mb では季節的に強い太平洋高気圧に覆われる。気圧の谷の接近に伴い、南西の暖湿気の流入は顕著で、日本海に前線帯が形成され、それが南下する前段階の高気圧縁辺部にある。

②暖湿気の流入が続く中で、夜の天気は晴れているため発生する移流霧+放射霧である。発生は夕方でおそい。逆転あり。

③霧の継続時間は短い、顕著である。海上全域。

例. 62.6.7 $\equiv 07^{\circ}\sim 09^{\circ}\sim 30^{\circ}$



(3). 霧予測手順

以上に述べた事項と統合して図3のとおり霧予測手順を作成した。解析的には、現状分析・数値予報の活用により、予想パターンが「850mb・地上天気図による分類型」に適合するならば、その上で各霧型の発生条件を検討し、それらと満足するならば各型特有の霧発生を予測することになる。

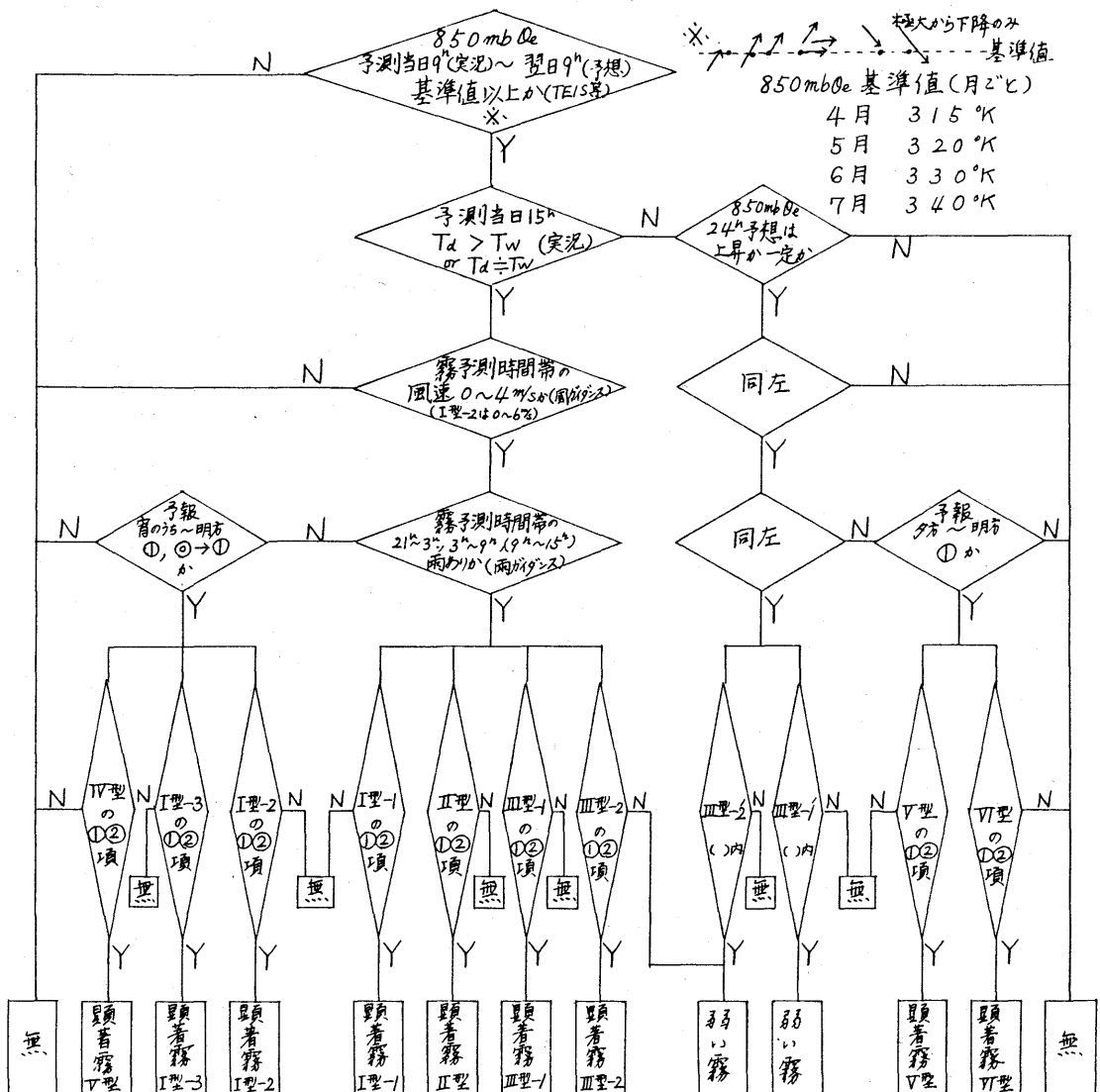


図3. 霧予測手順 (16時発表：予報期間は今日夕方～翌日昼)

る。この手順では始めの850mb0e予想と予測当日15時の $T_a \sim T_w$ 関係、見逃しを防止するための監視機能をもたせ霧発生第1次のポテンシャルをとらえることとした。次に風速が弱いこと、降雨の有無、降雨なしは晴れること、と細部の条件を検討し、最終的にはそれぞれの順路にある霧発生型(要約したものは各分類型の①、②参照)と満足するかどうかの判断を行う。その結果霧有りとなれば、顕著霧については整理した霧参考カード(簡単に分類型の③参照)によって予報文を作成する。

5. おわりに

一応実用になる予測手順を得たので、今後はこれを活用して現場の霧予測について万全を期したい。霧の発生型はこれで網羅したわけではなく、新しい型の霧の発生も考えられるし、又今後架橋上での観測により新しい事実が見付かる可能性もある。今後とも発生機構の解明に努めたい。諸賢の御教示をお願いします。

瀬戸内海の晴れ霧

中田 隆一 (神戸海洋気象台)

1. はじめに

1987年6月4日、大阪湾から紀伊水道にかけて、かなり広範囲に霧が発生した(図1)。この霧のため神戸燈台の南で午前5時48分台湾船と日本船の衝突事故が発生したほか、明石海峡のフェリー等、多くの船舶が午前中の欠航を余儀なくされた。この霧は低気圧や前線による雨を伴ったものではなく、晴天時に発生したいわゆる晴れ霧であった。霧が広範囲に発生したことから気象衛星写真(VIS)を拡大して調査したところ霧および層雲と思われる雲域が確認された。

また、この霧を神戸でビデオカメラに収録したことや、神戸ポートタワー(108m)の観測値等を使用して、晴れ霧の鉛直構造を解明する。

2. 霧の状況

6月4日05時快晴、神戸港付近から大阪湾一帯にかけて発生している高さ60mぐらいの晴れ霧を発見した。霧をビデオカメラで撮りながら神戸港中突堤へ行くと、海上から広がる霧は内陸へ100mぐらい進入して境界が明瞭であった。霧の中は水平視程50mぐらいだが、鉛直視程は太陽が時々見えることから霧頂は低い。気温と海水温を測ると両者とも18.0℃であった。風はSEで0.5~1m/sぐらいであり、霧はゆっくりと内陸に向っていた。06時30分霧は神戸市街をおおい六甲山にもかかりはじめ、07時には全域に広がった。07時40分神戸海洋気象台(標高58m)の視程は2kmに回復し、霧は陸上では薄くなり消えはじめた。その後霧は海上にのみ存在し、霧頂は次第に低くなって09時過ぎには40m、10時過ぎには20mぐらいとなった。霧頂が低くなるとともに霧は堤状やロール状に固まり流動していた。このころ船舶電話で海上の霧の報告があり、各海域の霧の状況が把握できた(明石海峡西沖VIS1.5km、芦屋沖VIS250m等)。神戸港内の東半分からポートアイランドも低い霧におおわれているため、フェリー等も港内の霧が晴れるのを待っており、桟橋は人と車で混雑していた。11時30分、中突堤では海風が3m/s程度になったが、海上は高度20mぐらいまで薄い霧が残って解消されない。正午ごろになって霧はやっと消滅した。

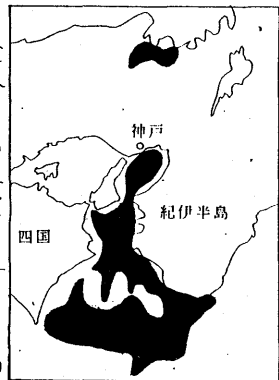


図1 ひまわり画像による霧の分布

1987・6・4・07(1)

は20mぐらいとなった。霧頂が低くなるとともに霧は堤状やロール状に固まり流動していた。このころ船舶電話で海上の霧の報告があり、各海域の霧の状況が把握できた(明石海峡西沖VIS1.5km、芦屋沖VIS250m等)。神戸港内の東半分からポートアイランドも低い霧におおわれているため、フェリー等も港内の霧が晴れるのを待っており、桟橋は人と車で混雑していた。11時30分、中突堤では海風が3m/s程度になったが、海上は高度20mぐらいまで薄い霧が残って解消されない。正午ごろになって霧はやっと消滅した。

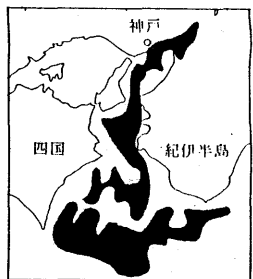


図2 1987・6・4・09(1)

3. 気象解析

6月3日09時寒冷前線が神戸を通過、4日西日本は太平洋高の南からの張り出して瀬戸内海は晴天となった(図3)。神戸では3日大雨が14時30分まであり、その後湿度の高い状態が続いた(90%台)。一方、6月3日21時瀬戸内海付近の850mbから上層の風はWSW20~30ノットと強く比較的乾燥していた。これより下層の970mb(約300m)以下では、風弱く安定層が翌朝にかけて形成されかけていた。4日朝、霧が発生した潮岬では前日の21時にはすでに100%近い高湿状態であった。3日21時高度100mの気温をみると潮岬、神戸では21℃、米子22℃となっており、海水温は紀伊水道約19℃、大阪湾18℃であることから、紀伊水道から大阪湾にかけて気温は海水温より2~3℃高い状態であった(一部図略)。

図1および2は気象衛星写真を拡大してスケッチしたものである。これによると、大阪湾の霧と紀伊水道方面の霧ないし層雲と思われる画像が確認された。これらの画像は他の上空の雲とは走向等違いが明瞭に区別できた。気象衛星の画像で霧の分布を示したが、船舶電話の情報等から、霧は明石海峡のや、西ぐらいから大阪湾一帯に広がっていたようである。

図4は4日03時のアメダス資料である。風はほぼ海陸風分布を示しているが、大阪付近は海風である。気温は播磨灘に比べて紀伊水道から大阪湾は相対的に高い。海水温は大阪湾で18℃である。

図5は、播磨灘の家島から淡路島を経て大阪府の熊取にかけての気温の断面図である。これによると、霧発生前の時間帯である03時は播磨灘では、海水温とその上空90mまでの気温は17℃の等温

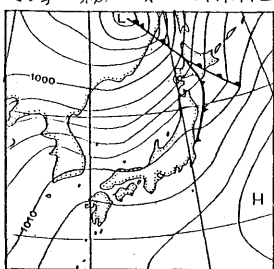


図3 1987・6・4・03(1)地上

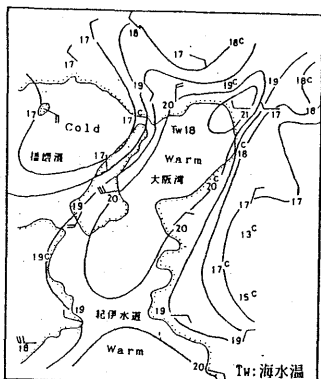


図4 1987・6・4・03(I)アメダス

層で大阪湾に比べて気温が低い。一方、大阪湾は播磨灘に比べて水温は1°C高いがその上空の気温は2°Cも海水温より高く相対的に暖気が水面上をおおっている。

図6は神戸ポートタワーの気象資料による高度100mまでの鉛直プロファイルである。これによると、3日18時の海面近くの気温は海水温に近くて低いが、その上空20mの気温は逆転して、約2°Cも高くなっている。日没(19時07分)の1時間前から夜間の放射冷却が始まり、この相対的に高温な高度20m層から低温である海面への放射冷却が強化され、次第に下層での逆転度がゆるやかとなる。このことにより、下層の空気が冷却されることから水蒸気量が増加し、次第に上空の逆転層の下部(高度60m)まで高温状態となる。高温度の頂上である高度60m層から上空に向う放射量が多くなり、この層が冷却されて層雲が発生する。層雲からは黒体放射となるためさらに冷却が進行し、やがて重力等によって層雲の雲底が下って海面に達し霧となったようである。タワー頂上の風は夜半に弱まり一時陸風となってから霧が発生している。初め高さが60mあった霧頂も日射の影響で乱流混合や蒸発によって上部から消滅し、20mぐらゐの高さで残存している。これは09時ごろからの下層の逆転層が強化されはじめ、このこ

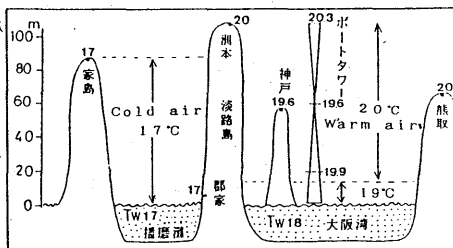


図5 海上気温の鉛直分布 1987・6・4・03(I)

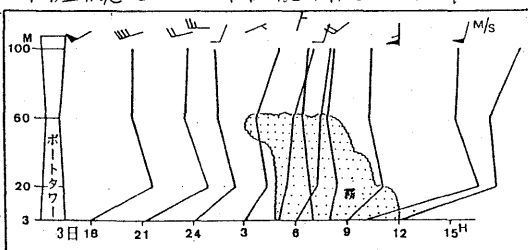


図6 気温及び霧の鉛直分布の時系列変化 (ポートタワー資料)

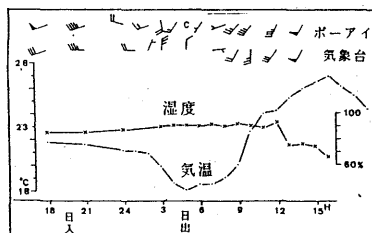


図7 ポートアイランド(地上)の観測値

とによって、20m以下の乱流混合が抑制されたためである。

図7はポートアイランドの地上気温と湿度・風および気象台の風を示したものである。これによると気温は02~05時にかけて急降下して海水温まで冷却されている。ポートアイランドの地上風は、霧発生前数時間間は南寄りで海風である。気象台の風は陸風を示しており、ポートタワー付近で収束している。一方、湿度は18時から高温であるが濃霧時に100%近くに達していない(測器の値が低めになりその後回復した)。霧の晴れた正午から湿度は下っている。

図8は気温の鉛直分布と風の状態を分かりやすく示したもので、下層の安定層を細かくみると、このように幾層もの気温の逆転層が形成されていることが分かる(黒い島を背景に数層のミストの縞模様を見ることがある)。図9は前日18時の高度別気温を基準に18時から翌日にかけての各時刻における冷却度を示したものである。これによると日出時刻ごろが最も冷却しているが、特に高度

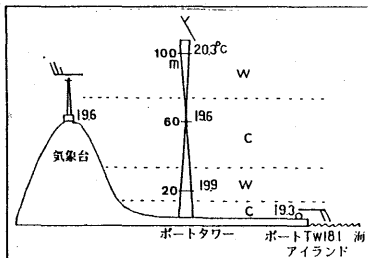


図8 下層の小さな逆転層 1987・6・4・03(I)

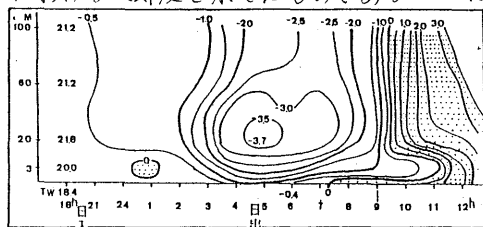


図9 18時を基準にした各時刻に於ける冷却度

20~60m層にかけて冷却度が大きい。また、09時過ぎからは高度20mから上層は昇温が早い、海面付近は昇温が遅くなることを示している。

図10(A・B)は関西新空港建設に当たって設置された大阪府泉南の気象・海象観測局の資料である。(A)は泉南市樟井沖7kmの海上にあり、(B)は樟井の海岸にある100mの観測塔によるものである。

MT局の資料によると、湿度は6月3日21時から90%と高く、霧発生中は96~100%に達している。気温と海水温の差($T_a - T_w$)は霧発生中はマイナスの値、すなわち気温が海水温より低くなっており(02~09時)、霧の消滅したと思われる10時頃からプラスに転じているのが特徴である。視程は02~07時にかけて100m未満の濃霧となっている。

風は太平洋高気圧の縁辺流である南寄りの風がやや強めに吹いているが、02時にはNE風に変化して霧が発生している。霧の継続中はE~NE風である。

C局の測風塔では、各高度とも3日の夕刻から4日の01時までは南寄りの風であり、02時にはNE~E寄りの風に変化している。霧の継続中は、各高度とも風が弱くなっており、下層では09時頃から海風(海陸風)となり視程も回復している。

一方、4日01時から02時にかけてのMT局の気温が2.7℃と一番大きく下っている。これらの資料から霧は海風であるNE風(下層)に変化して発現していることから、霧は海上で発生したものと思われる。下層の北東風の移流により霧は発生しているが、陸風の時間帯である02時頃はどうして海風であるNE風に変化するのであろうか、同様に、対岸の神戸ポートランドでも西寄りの風から弱い南の風に変化した後霧が発生しており、霧は海から陸へ流れてきている(図11)。

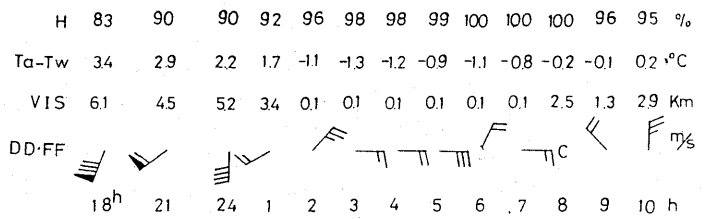


図10 (A) 泉南沖7Km MT局 気象・水象(1987・6・3~4)

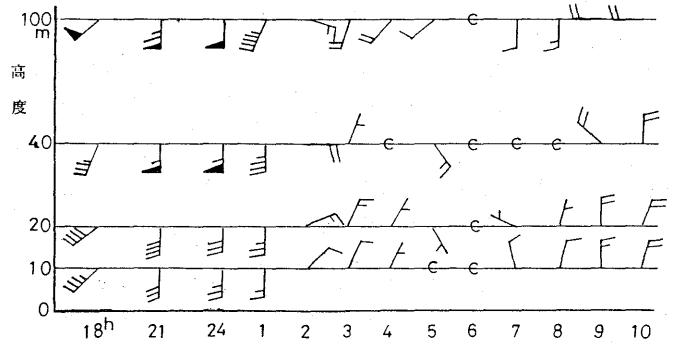


図10 (B) C局 100m観測塔高度別風資料(1987・6・3~4)

4. おわりに

今回の晴れ霧は、前日は雨で大阪湾や紀伊水道に暖湿な空気を残存させていたこと、また、前日寒冷前線が通過したが、瀬戸内海付近は南から太平洋高気圧の強い張り出しを受けて夜間は快晴であったことから、海面上の暖湿な空気が相対的に低温である海水に対して放射冷却が強まり、広範囲な晴れ霧を発生させたものと考えられる。この晴れ霧の特徴としては、300mから上層は南西風が強いにもかかわらず乾燥していること、300m未満は風弱く湿っていて、特に高度20~100mの気温と海水温の差が大きいことである。

晴れ霧に関しては、このように極く下層の問題であることから、予報面で前日21時の高層実況(850・700mbの風や湿数)から霧の発生を判断することはむずかしいものである。

予報の留意事項としては

- (1). 島や海に近い観測所の18~21時の水蒸気量の変化に注目すること、21時に90%台の高湿であれば可能性大である。
- (2). 夜間の放射冷却による気温の降下、安定層の形成(霧が発生する時は必ず逆転層がある)。
- (3). 海水温を知ること、特に海上における高度100mぐらいまでの温度分布が分かればよい(海水温と気温の関係)霧観測所やアメダス観測点の標高差による気温の断面図等も参考になる。
- (4). 陸風等の移流による気温の降下
- (5). 潮流等

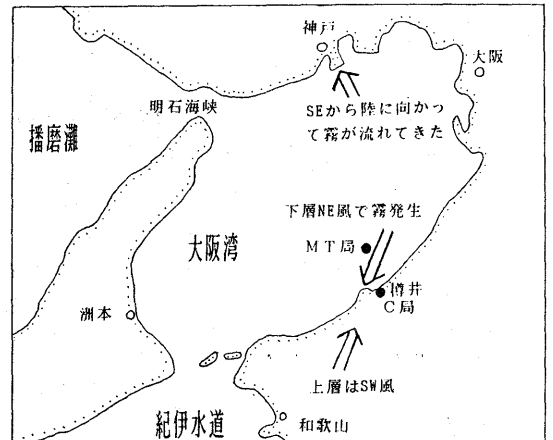


図11 霧の発生場所と風向及び観測地点

備讃瀬戸の晴れ霧

吉川郁夫 (神戸海洋気象台)

1. はじめに

備讃瀬戸は、春先から初夏にかけて霧の多発する海域で、海上交通の要所にも当たることから、海難事故が多く、これまでに多くの霧調査が行われてきた。しかし、霧の発現が局所的で散在し、ゲリウ的であるため計画的な観測が困難となっている。今回、1987年6月の海上気象観測において、7日の午前、備讃瀬戸特有の晴れた日に発生する霧の一例を観測することができたので、その結果を報告する。

2. 観測方法

観測は、神戸海洋気象台の春風丸を女木島西方に係留して行なった。船上では、一般海上気象観測の他、係留気球を使用して大気下層の鉛直構造の観を行なった。この他、女木島に自記温湿度計を設置し、山麓から山頂に至る気温と湿度の分布を記録した(図1)。

3. 観測結果

6月7日未明に発現した霧の様子を春風丸で観測した視程(表1)から追ってみると、02時30分に視程10km未満となりややが発現、その後しだいに視程が悪化し、日出直後の04時55分に視程1km未満となり霧の発現に至っている。この時、約1km東方に位置する女木島山頂は全く見ることができなかったが、山麓付近はかすかに望むことができるという状態であった。時間を経るにつれて、視程がさらに悪化し、06時15分には視程200m未満の濃霧となり、08時00分には視程が50mにまで低下した。その後も濃霧であることに変わりなかったが、09時05分ごろからは青空が見えるようになり晴れ霧特有の背の低い霧への変化もうかがわれた。10時過ぎ、春風丸観測点では霧が消失し、女木島西岸に高さ50m程度の霧が残った(図2)が、北東風が強くなるに伴って、高松方面へと消えてい

た。

次に、係留気球および女木島に設置した自記温湿度計の記録から霧発現時の鉛直構造を見てみる。ここで、春風丸上空の湿数の鉛直分布(図3(a))において、湿数が1℃未満の領域も濃霧発現域であると考え、前述の視程観測結果の濃霧発現時刻や空を透視できる背の低い霧などの特徴との対応が良いことがわかる。この湿数1℃未満の領域の分布より、春風丸で霧が発現した04時55分に100m上空では既に濃霧状態であったと推測できる。この濃霧域は厚さを増しながら徐々に海面に近づき06時30分ごろ海面付近に達するとともに200mの高さにまで及んでいる。一方、女木島山頂付近(高さ170m)に設置した自記温湿度計の記録から計算した湿数の値(図3(b))より、女木島山頂付近では春風丸で霧が発現する3時間前の2時ごろから霧(層雲)が存在していたと考えられる。このことから女木島山頂に発現した霧が春風丸観測点上空に紛流され、下降することにより霧が発現したものと見える。これは、係留気球で観測された風向風速の鉛直分布(図4)において、高度200m付近で常に東寄りの風が吹いていること、および、春風丸、女木島、男木島の3島で囲まれる領域で7時ごろから消散傾向になることから裏づけられる。霧の消散は、7時過ぎ、比較的気温の高い東から北東の風が、高さ150m付近を中心にくさび状に入り込んでくること(高松方向への海風となっている)により始まった(図4、図5)。このくさび状の強風域が霧を押し下げ、海面付近に達するとともに霧は消失している。ここで興味深いのは、北東風がくさび状に侵入するのに伴ない、高さ150mを中心に高比湿(>14)の空気の流入が見られることである(図6)。この他の領域においても、比湿の増加は北～北東の風に伴って生じており、霧発生に必要な水蒸気が女木島の北東域で供給されていたことが推測される。

4. 水蒸気の供給と比湿の変化

ここでは、まず霧発生に必要な水蒸気の供給が春風丸観測点でどの程度行なわれていたかを調べた。海面からの水蒸気の供給が温度逆転層より下のみ供給されるとして、比湿の増加率とバルク法による潜熱フラックスの値から求めた逆転層の高さを図7に示した。比較のために、係留気球で観測された温度逆転層の高度と、岡山、春風丸、高松の海面気圧と気温から求めた海陸風系の高さの変化を同図に示してある。5日から6日12時において水蒸気供給量から見積もられた逆転層は、実測された逆転層の高さや海陸風系の高さに比較してかなり高く、比湿の増加率に対して水蒸気の

供給が過剰であることを意味している。これは、この時海面付近で蒸散傾向にあったことから、上昇の乾燥した空気が流入してきたものとして理解される。一方6日12時以後は、水蒸気供給量から求めた高さが下降し、6日21時以降はもはや比湿の増加を水蒸気供給量から説明できなくなる。そこで、高比湿空気塊の物流を考える必要があるため、備讃瀬戸を挟む岡山と高松間の南北の比湿分布の変化を描いたのが図8である。これより、備讃瀬戸南北両岸の岡山と高松で常に比湿が高くなっているのがわかる。これは、海風による影響が強いためであると考えられ、海風の卓越していた岡山側で時に高比湿となっている。この高比湿空気が、6日から7日にかけての夜間の弱い北東風によって物流され、海面からの冷却および放射冷却を受けることにより、霧の発生に至ったと考えられる。図9は、春風丸、女木島および男木島の風向風速を使って、春風丸観測点で7日5時の霧発現に至った空気塊の流入経路を推測したものである。風向風速を使った場所によるバラツキが大きい、ほぼ北東からの空気の物流が認められ、霧発現時の空気塊が、霧発生前日の夜には小豆島から岡山の沿岸に至る付近に存在していたことが推測される。

5. おわりに

今回発現した霧は、水蒸気の供給から発生に至るまでの過程が、備讃瀬戸の南北両岸を含めた海陸風系規模で生じることが推測されたが、今後、海陸風の様な中間規模の現象も存在させて、過去になされてきた様な、天気図型と霧発生との関係を考えてゆくことが、霧の理解に役立つであろう。また、高比湿空気の物流過程における冷却を明らかにするためには、備讃瀬戸域の海面水温分布の測定や放射冷却の影響の見積もりが必要である。

時刻	視程	備考
02h 30m	10 km	未満 もや発現
03h 00m	6 km	
40m	2 km	未満 (日出 04h51m)
55m	1 km	" 霧発現
05h 50m	500 m	"
06h 00m	400 m	"
15m	200 m	未満
20m	100 m	"
08h 00m	50 m	"
35m	100 m	"
45m	50 m	"
50m	100 m	"
09h 00m	90 m	"
05m	150 m	未満 空が透視できる霧
20m	100 m	"
40m	200 m	"
50m	500 m	"
10h 00m	1 km	" 霧消散
10m	2 km	" もや

表1. 6月7日に春風丸で観測された視程。

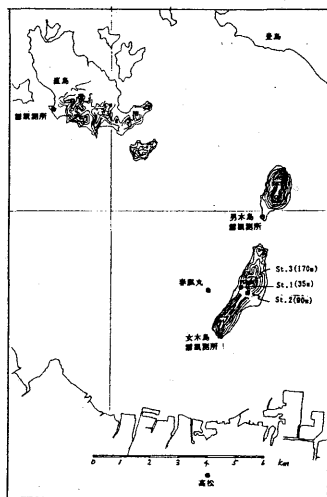


図1. 備讃瀬戸における霧観測点。



図2. 春風丸観測点で霧消失後、女木島西岸に収束した霧。

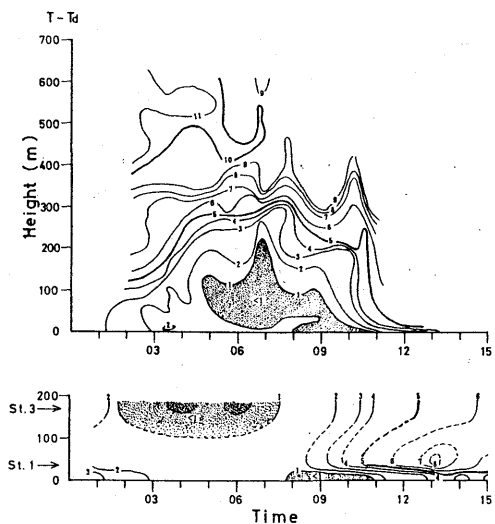


図3. 湿度の鉛直分布, (a) 係留気球による観測値, (b) 女木島の自記湿度計による記録値。

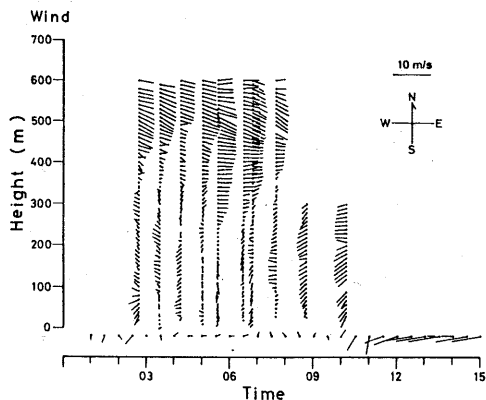


図4. 風向風速の鉛直分布.

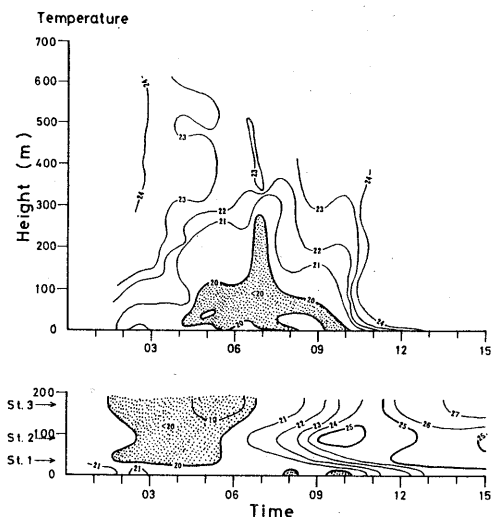


図5. 気温の鉛直分布, (a) 係留気球による観測値, (b) 女木島の自記温湿度計による記録値.

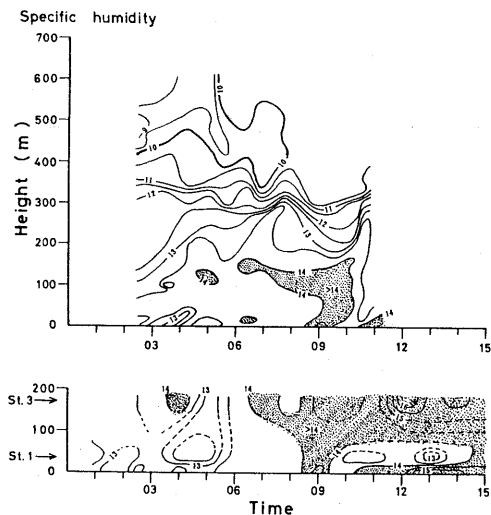


図6. 比湿の鉛直分布, (a) 係留気球による観測値, (b) 女木島の自記温湿度計による記録値.

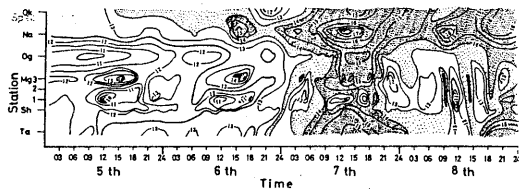


図8. 比湿の南北分布, Ok:岡山, Na:直島, Og:男木島, Hg:女木島, Sh:春風丸, Ta:高松.

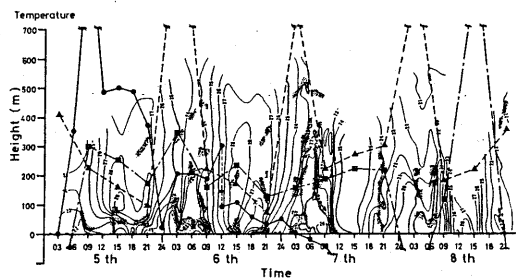


図7. 逆転層の高さと海陸風系の高さ, 水蒸気供給量から求めた温度逆転層の高さ, 係留気球で実測された温度逆転層の高さ, 高松と春風丸の海面気圧および気温から求めた海陸風の高さ, 岡山と春風丸の海面気圧および気温から求めた海陸風の高さ.

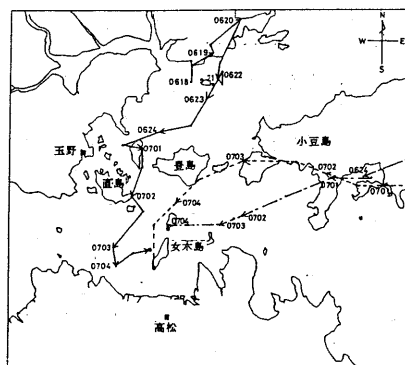


図9. 春風丸、女木島、男木島の風向風速から推測した高比湿空気の流入経路.

気象のコンサルタント

(財) 日本気象協会関西本部

主 な 事 業 案 内

- 気象知識及び防災思想の普及
- 気象機関の各種観測資料，天気予報，長期予報及び情報の提供
- 気象，地象，水象等に関する予測手法の研究，開発ならびに特定利用者に対する予測の提供
- 大気質，水質の測定と分析及び評価
- 水資源，ダム管理，河川洪水等に関する水文気象観測，調査及び研究
- 波浪，潮流等の海象に関する観測，データ処理，シミュレーション及び予測の研究
- 環境アセスメントに関する気象及び水象の観測，調査ならびに研究
- 気象に関する学術助成及び気象事業関係者の共済及び育成事業

大阪市東成区東今里3丁目16番11号

財団法人 日本気象協会関西本部

電話 大阪 (06) 972-7501