

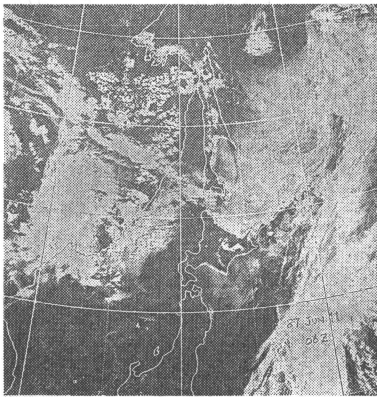
## 海面水温とメソ気象\*

荒川 正一\*\*

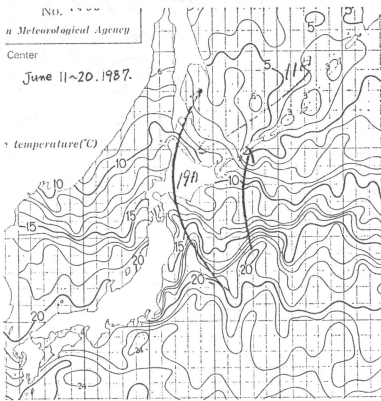
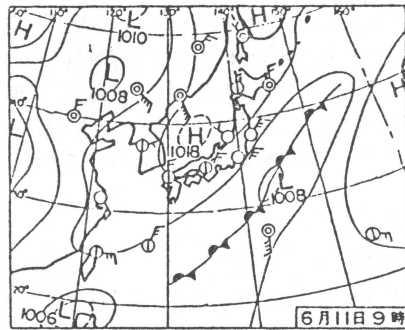
### 1. まえがき

いま海は大気側から熱い眼差しを向けられている。とくに1か月以上の長期予測、10年以上のタイムスケールの気候変動予測にとって、いまや海は不可欠のものとなっている。

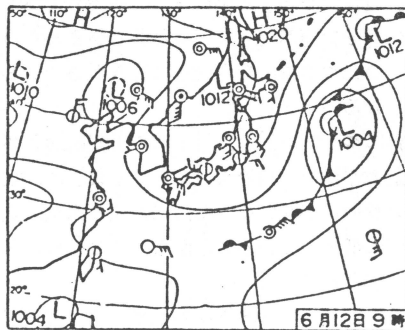
それに比べて、短期の気象、中規模気象に対する海の役割は看過されがちのようである。私は海に関係する仕事に携わるようになってから海と大気の相互作用、とりわけ海が気象に及ぼす影響について注意してきたのだが、メソ気象に対しても海が意外に影響を及ぼしている



(a)



(c)



(b)

第1図 北海道の海霧の衛星写真 (a), 天気図 (b), と旬平均海面水温図 (c)

\* Topics on the Influence of the Sea Surface Temperature on Meso-scale Weather Disturbances.

\*\* Shoichi Arakawa, 気象庁海洋気象部.

第1表 1987年6月11日15時北海道沿岸の気象

地名 気象	網走	釧路	広尾	浦河	苫小牧
視程	20 km	3	1.2	0.5	0.8
風向	N	SSE	SSE	SW	SSW
風速	1.9 m/s	4.4	3.1	1.8	2.9
天気	☉	=*	=	≡	≡
雲	10 St	1 St	10 St		

\* 釧路は 0.9 h まで≡

ように思われる。ここではそれを話題としてみたい。いささか我田(海?)引水の気味もないではないが、この談話室を研究発表の場でなく自由な話題提供の場と解釈して、あえてこのようなテーマとした次第である。

Miyakoda-Rosati (1984) はその論文の中で、「大気から海への影響は直接的で in situ であるが、海から大気への影響は複雑でありしばしばテレコネクションの性質をもっている」と言っている。しかしこれは大規模現象のばあいであって、メソ現象のばあいには海から大気への影響も直接的に単純な形で現われるようである。そしてこのばあい海の側の影響因子は海面水温が主であって、海流や混合層などはおおよそ二の次に描いてよさそうである。

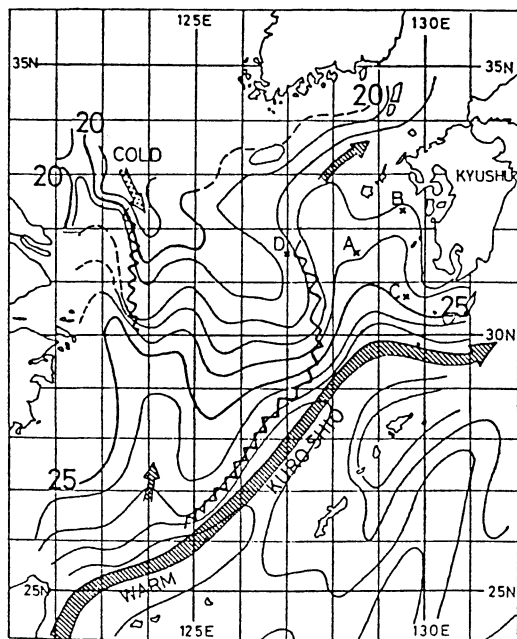
## 2. 北海道の海霧

海霧が海面水温に影響されていることは論をまたないところなのだが、これが海面水温分布に応じて2つの形をとることを紹介する。

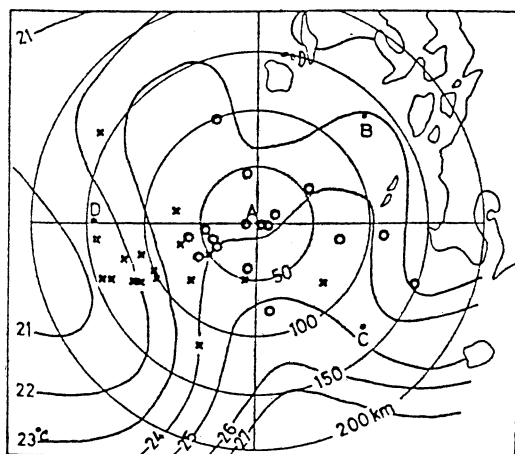
第1図は北海道の太平洋岸とオホーツク海岸およびオホーツク海の南半分を霧が覆っているときのひまわりの写真である。この二つの霧は発生機構の違うものであることがつきから分る。

太平洋岸の霧についていえば、第1図の天気図および第1表の北海道太平洋岸各地の天気から分るように、太平洋岸では南よりの風が吹いていた。同海域の水温が風下に向かって単調に低下していることから、この海域の霧は典型的な移流霧と解される。

一方オホーツク海側ではE~NEの風である(第1図と第1表を参照)。海面水温(旬平均図)によれば、千島列島沿いに冷水域があり、オホーツク海は西と南すなわち風下に向かって水温が高くなっている。これから判断するにオホーツク海上の霧は、寒気が冷水域から暖水域へ向って吹くときにできる弱い対流性の層雲と解釈され



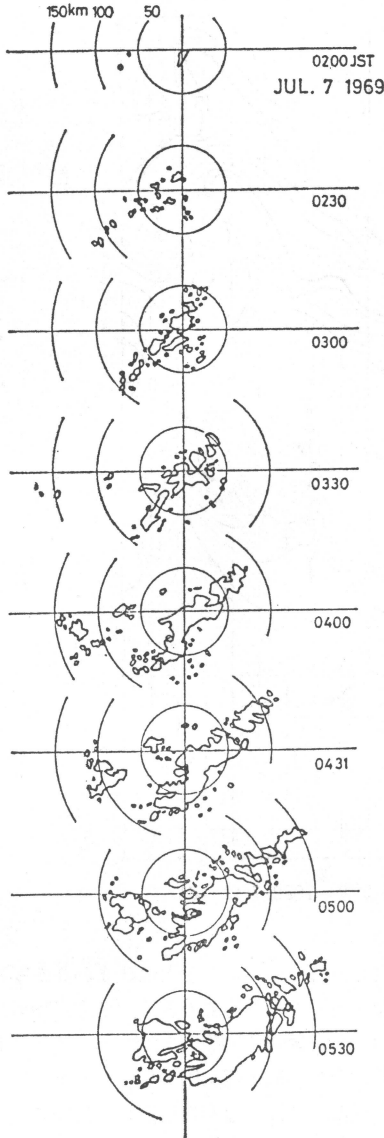
(a)



(b)

第2図 九州西方海域における1969年7月上旬の海況図(a)と、レーダーエコーの発生(x)とエコークラスターへの発達(o)を示す図(b)。(山中より)

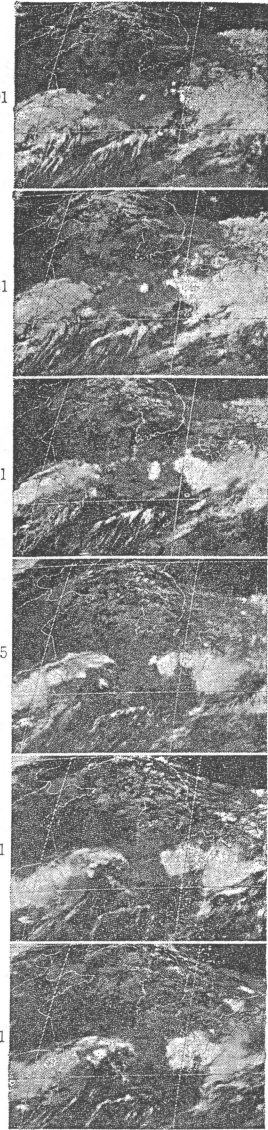
る。この時期北海道オホーツク海岸では層雲がよく現われて夜間霧になることが肥沼(1952)によって指摘され、Petterssen に倣って逆転霧と名付けられている。筆者も雲頂面の夜間放射を勘定して逆転霧の量的な議論をした



第3図 凌風丸レーダーによる、エコーの発生からエコークラスターへの発達過程の例。(山中より)

ことがある(荒川, 1965).

第1表によれば、北海道太平洋岸各地では霧であるのに対し、オホーツク海岸の網走では雲量10の層雲となっていて上の解釈を裏づけている。なお、広尾でも10Stとなっているが、広尾沖のローカルな水温分布を微妙に反映しているように思われる。

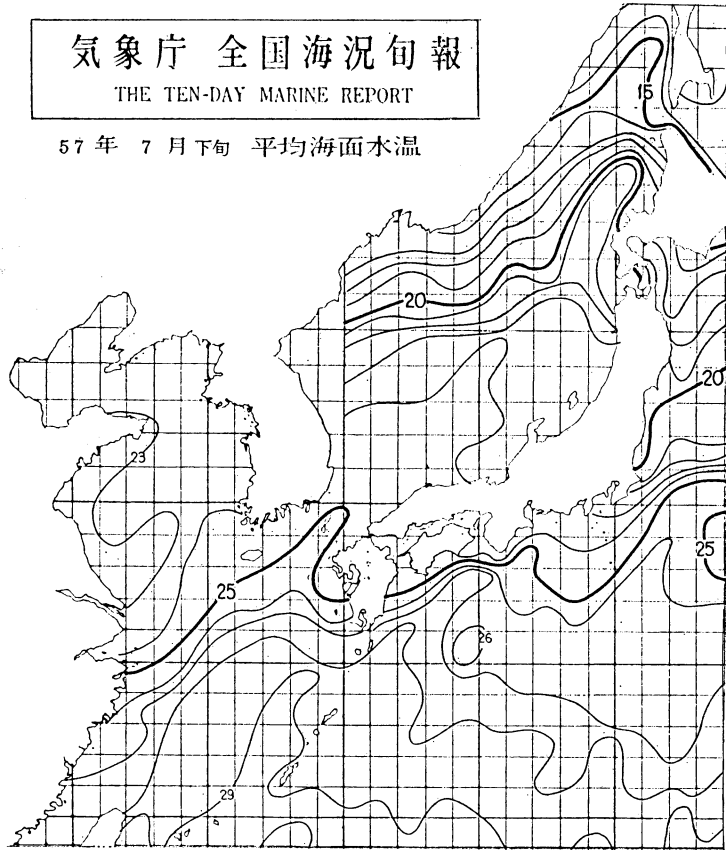


第4図 長崎豪雨のとき九州西方に発生したクラウドクラスターが発達しながら九州へ近づいていく様子。(Ogura 他より).

### 3. 九州西海上の対流活動

梅雨期の西九州の大雨には対馬暖流の影響が大きい、ということは九州の予報現場からの研究報告によく見られる(例えば山中(1973, 1974)).

山中は梅雨末期集中豪雨特別観測(1969年7月)の資料を用いて、九州西方海上におけるじょう乱の発生発達と海面水温との関係を論じている。第2図は1969年7月



第5図 長崎豪雨のときの旬平均海面水温分布図, 1982. 7. 21~31.

上旬の九州西方海域における海況図と, 山中の論文の結論ともいうべき観測船凌風丸における7月3~7日の間のレーダー観測をまとめたものである。第2図(b)は, 凌風丸レーダーの探知範囲内(200 km 以内)で小さな対流性エコーセルが発生し, それがエコークラスターまで発達した17例について, 発生点と発達点(ここでは長径50 km になったところとした)を海面水温図の上にプロットしたものである。黄海からの冷水域と対馬暖流域との境界(急な水温勾配)から暖流域にかけてエコーセルの発生が多く, また発達点はA定点(凌風丸)のまわりの暖流域上に広く分布している。これから暖流域上はエコーの発達が顕著な場所であることが分る。第3図に対流性エコー発生からメソエコークラスターへ発達の過程の1例を示す。この図以後は更に発達しながら東に進み, 九州西部に大雨を降らせている。

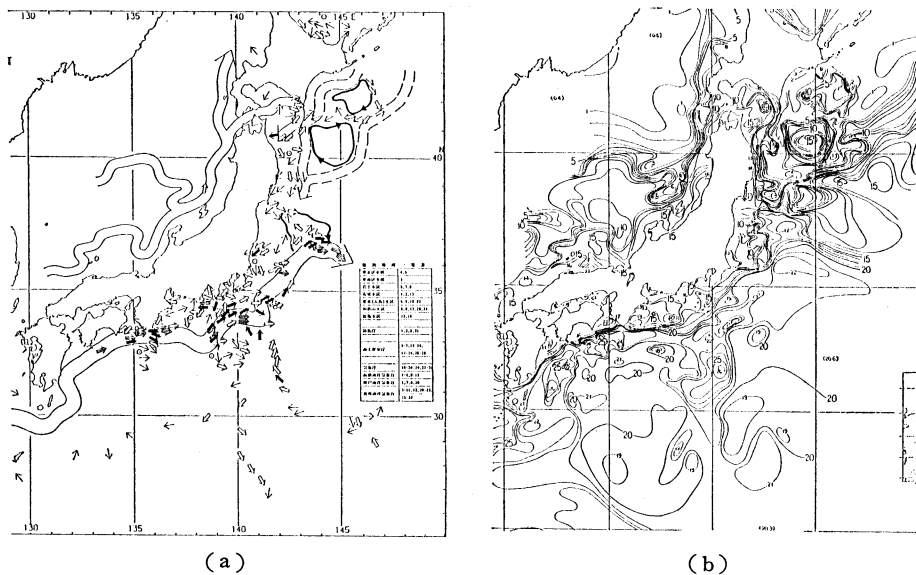
1982年7月23~24日の長崎豪雨のばあいも上のケース

に大変良く似ている。このときはひまわりの写真によって明瞭なクラスターが追跡できる。小倉(1984)および Ogura *et al.* (1985)の解析によれば, クラウドクラスターが朝鮮南方の弱い低気圧から伸びる寒冷前線付近で発生し, 次第に発達しながら東進し, 長崎に達して豪雨をもたらしている(第4図)。これが10~30分くらいの間隔で発生して長崎を襲ったようである。

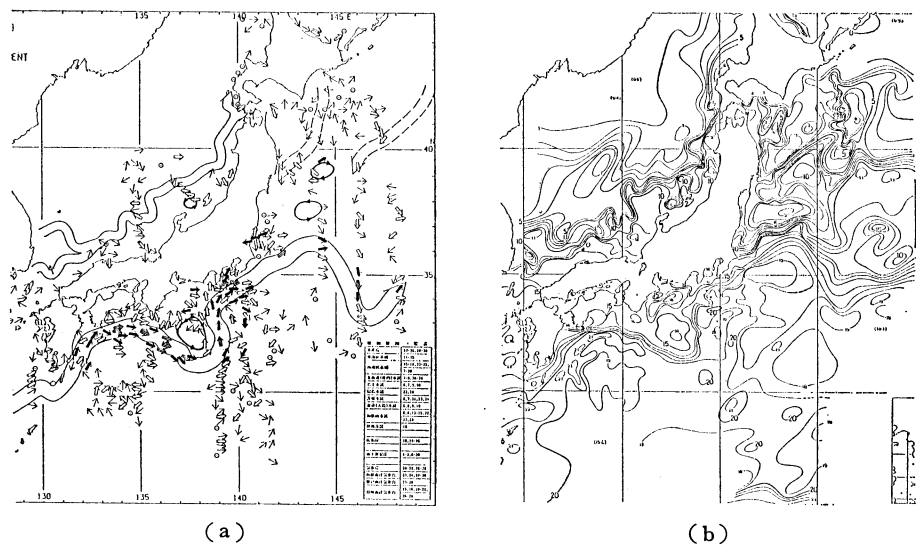
このときの旬海面水温図は第5図に見られるように, 鋭い暖舌が対馬海峡を北へ突き出しており, 極めて特徴的な分布をしていた。前後数年間の海況旬報を通覧してもこれほど顕著なものは見られなかった。筆者はこのときの九州西方海上の低気圧, 寒冷前線, 温暖前線上の水温分布と無縁でないような気がする。

#### 4. 黒潮の蛇行と東海地方の雨量

本州の南岸沿いに走る黒潮の流路には2つのタイプが



第6図 直進型のときの表面流と黒潮の流軸分布 (a) と深さ 100 m の表層水温 (b).



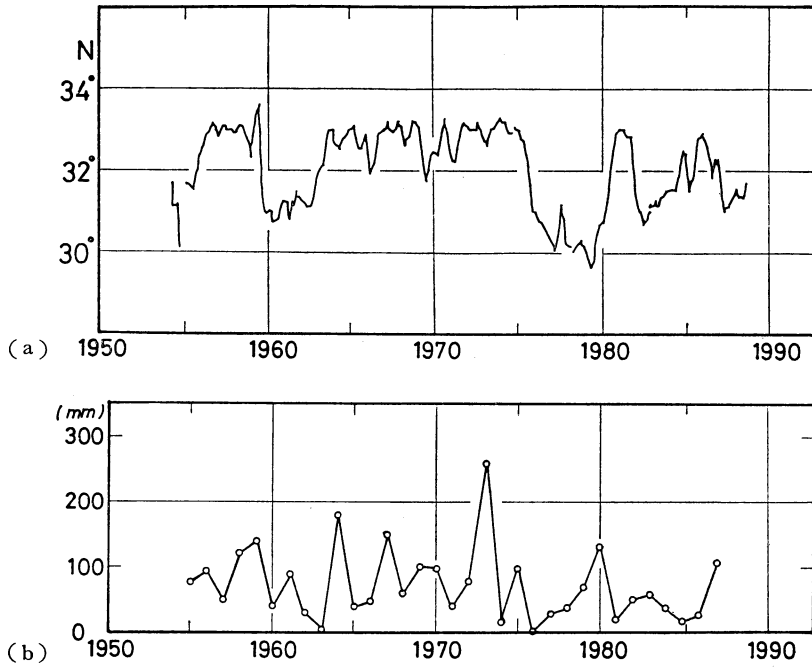
第7図 図6と同じ。但し蛇行型のときのもの。

ある。その1つは本州陸岸に沿って流れる直進型であり(第6図)、他は潮岬の東から遠州灘沖を大きく迂回する蛇行型である(第7図)。黒潮の流れは地衡流と見做すことができ、ほとんど100 m 深の等温線に沿って暖水域を右手にみながら流れている。黒潮が蛇行型のとき、迂回流の袋の中すなわち東海沖は反時計回りの冷水渦となっている(第7図)。海面水温は必ずしも流れの分布

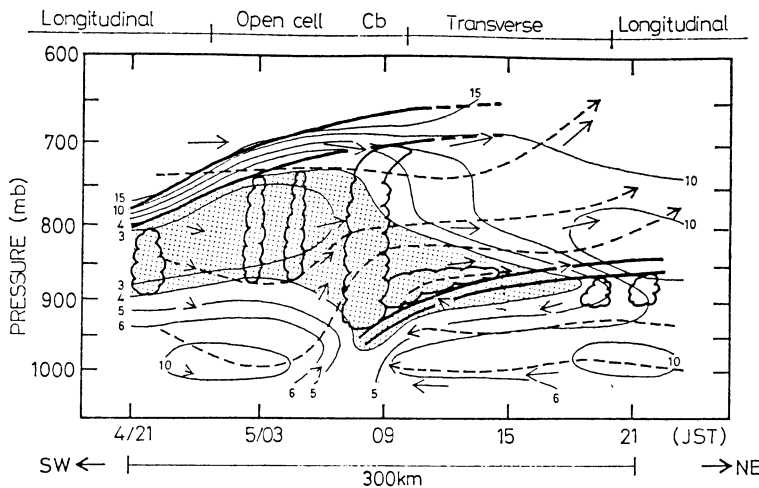
と良い対応を示さないが、表層混合の盛んな冬期や台風時には海面水温はその下の水温分布と似てくる。

東海沖の黒潮の最南下緯度の経年変化に見られるように、黒潮の直進と蛇行はある程度の期間継続する傾向がある(第8図a)。もちろん、緯度の高い方が直進期であり、低い方が蛇行期である。

黒潮の蛇行期の冷水渦は東海地方の雨量と関係してい



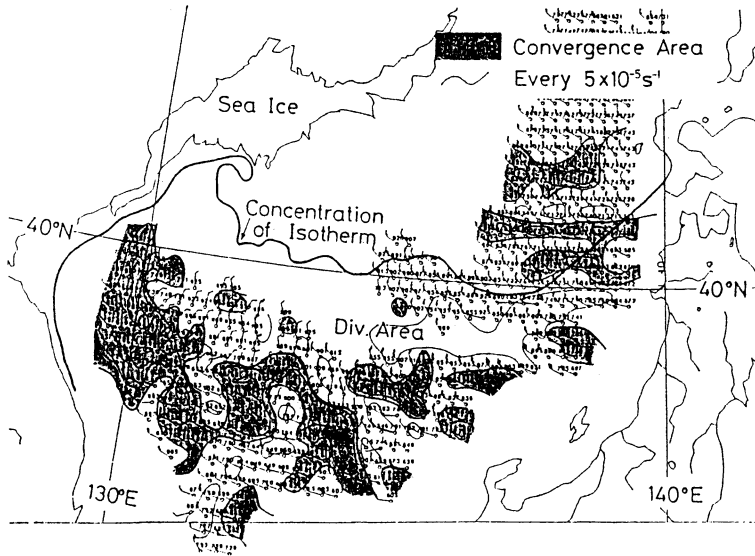
第8図 黒潮軸の最南下緯度 (a) 及び静岡の1月降水量の年々変動 (b)



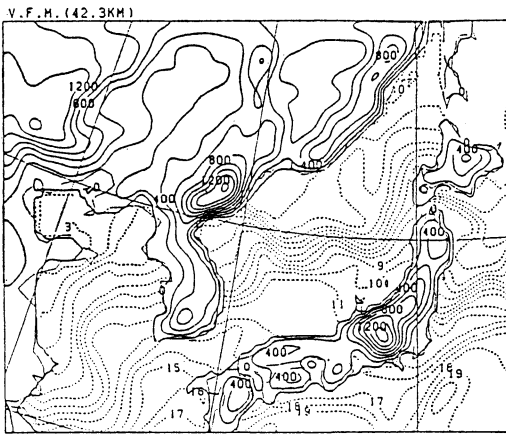
第9図 啓風丸が観測した带状雲の断面図。流線(破線)、等湿数線(細い実線)、陰影は湿数 $4^{\circ}\text{C}$ 以下の湿潤域、太い二重の実線は逆転層、下層のがPK不連続面。

るか？ 第8図に東海地方の1月の月雨量の経年変化を併載したが、これを見ると明らかに関係がありそうである。少なくとも同地方の100 mm以上の大雨は直進期に現われていて、蛇行期の月雨量は比較的少ない傾向にあ

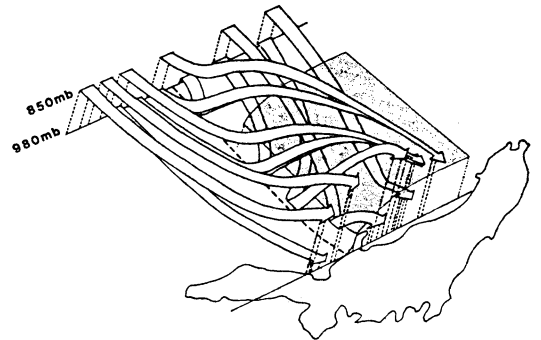
る。9、10月の台風期の雨量にも同じ傾向が見られる。大雨の条件として総観スケールの気象場が重要であることはもちろんであるが、ここに述べたような要素も必要条件の1つとしてあげられるかもしれない。



第10図 带状雲とその周辺の雲移動風と収束・発散の分布，と海面水温の集中線（内藤より）



第11図 带状雲の予報実験の境界条件として用いた地面の高さと海面水温の分布（Nagata より）



第12図 带状雲の北東方と南西方から発した流線（または流跡線）の振る舞い。西方からの流線はPK不連続面を滑昇し、北東方からの流線はPK不連続面の下にもぐり、PK不連続線のところから前者と一緒に上昇している。（Nagata より）

### 5. 日本海の带状雲

観測船啓風丸による季節風時日本海上の带状雲の横断観測報告において、最も注目すべき事実は、PK不連続面(線)の存在であった(メソ気象調査グループ, 1988)。PK不連続面は沿海州を経てN~NNE風としてきた“寒気”と、朝鮮半島を經由して西よりの風としてやってきた“暖気”とによって構成され、带状雲の主部で

あるCbラインは両気流の収束するPK不連続線上に位置している。啓風丸観測の解析の結果、第9図に示すような带状雲の断面構造が考えられた。

気象衛星センターでは上の観測と同時にGMS-3による短時間連続観測を行った。内藤(1987)はこのデータを用いて下層雲の移動に関する詳細解析を行い、雲移動風による収束・発散などを求め第10図を得た。带状雲

の北東部を占める横モード雲の下層雲風は NE~N で風は弱い。一方 Cb ラインの南西方の風は NW で、両気流は Cb ラインのところで収束している。これは第9図の解析と符合している。内藤によれば横モード雲北方の雲移動風は本来の NW 風であるが、日本海中部の水温集中帯の影響で曲げられるために N~NE 風となるのだという。大変興味ある着想であると思う。

Nagata (1987) は微格子モデルを用いて帯状雲の予報実験を行った。日本海に帯状雲が現われ、日本列島に大雪を降らせた日を選び、それを前日から予想するという実験を行った。地面の境界条件として、地面の標高とその旬の海面水温を与えた(第11図)。その結果、海面水温として気候値を用いたばあいに比べてより現実に近い帯状雲の構造を再現することができた。この予報実験で得た帯状雲の断面構造は啓風丸による観測結果第9図とすこぶよく似ていた。この場合にも帯状雲の北側の気流は NW の方向から N~NE に偏倚し PK 不連続線に向けて収束している(第12図)。Nagata はこの偏流は活発な対流活動を続ける Cb ラインに誘引されたものと解している。気流の偏倚に関する内藤と永田の見解は異なるようだが、筆者には両方が寄与しているように思われる。すなわち水温急勾配は気流偏倚のトリガーとして働き、Cb 線を発達させ、その後はそれに誘引されたより厚い層の偏倚流が持続するのではあるまいか？

## 6. むすび

メソ気象を例にとって、海から気象への影響につき今考えていることの一部を紹介した。

本文の結語として私はつぎのことを述べたい。“四面を海に囲まれた日本においては、第11図が象徴しているように、海面水温と地形とはメソ気象に対して同じ程度に影響している”と。

なお気象庁海洋課では海面水温、表層水温や海流の解析図・予想図を作成して FAX 放送 (JMH/CDF) しているほか、「気象庁海況旬報」を毎月発行するなど海の情報幅広く一般に伝えていることを最後につけ加えておく。

## 文 献

- 荒川正一, 1965: 研究時報, **17**, 96-104.  
 肥沼寛一, 1952: 研究時報, **4**, 特別号, 1-24.  
 メソ気象調査グループ, 1988: 天気, **35**, 237-248.  
 Miyakoda, K. and A. Rosati, 1984: J.G.R. **89**, No. C4, 6533-6542.  
 内藤成規, 1987: 気象衛星センター技術報告, **15**, 79-86.  
 Nagata, M., 1987: J.M.S. Japan, **65**, 871-883.  
 小倉義光, 1984: 一般気象学, 東京大学出版会, 314 pp.  
 Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi, 1985: J.M.S. Japan **63**, 883-900.  
 山中隆男, 1973: 研究時報, **25**, 295-304.  
 ———, 1974: 研究時報, **26**, 339-349.

## 京都大学超高層電波研究センター共同利用研究の公募のお知らせ

当センターでは、現在平成元年度後期(1年10月~2年3月)の共同利用研究課題を公募中です。

共同利用研究の中心的設備となる MU レーダーは我国最初の中層・超高層大気観測用 VEF 帯大型レーダーです。また、他に共同利用に供される設備としてはアイオゾンデ、二周波レーダー、ラジオゾンデ等がありま

す。

利用を希望される方は、下記に御問い合わせ下さい。締切りは平成元年8月12日です。

〒611 京都府宇治市五ヶ庄

京都大学超高層電波研究センター事務室  
 TEL. 077-32-3111 内線 3330