

# 台風時の南東風場で関東平野に現れるメソ前線

—事例と統計\*—

藤部 文昭\*\*

## 要 旨

台風が近づいて南東風が吹くときに関東平野に現れるメソ前線の特徴を、事例と統計の両面から記述した。メソ前線は沿岸前線（海からの暖気と内陸の寒気との間にできるメソ前線）の外観を持ち、基本場の前線（台風北東側の温暖前線）との位置関係によって3つの型に分けられる。各型のメソ前線の位置・動きかたや現れやすい季節・時間帯などには、それぞれ特徴があり、これらに基づいてメソ前線の成因を議論した。

## 1. はじめに

海から吹きつける暖気と内陸の寒気との間にできるメソ前線は、一般に沿岸前線 (coastal front) と呼ばれる。Nielsen (1989) は次のような定義を提案している。

A coastal front is any front which forms parallel to and tends to remain quasi-stationary adjacent to a coastline, with warm air seaward, and which forms as a result of upstream blocking or differential diabatic and frictional forcing, excluding those circulations driven solely by diurnal cooling (land breezes).

この定義から分かるように、沿岸前線は現象の外見を表す言葉であり、その中には成因の異なるいろいろな種類がある。Nielsen (1989) 自身は、ニューイングランドの沿岸前線を海陸の温度差によってできるもの (タイプA, B) と山による下層寒気の閉じ込めによるもの (タイプC) とに分けている。

関東平野では、北東～南東～南西の各風向のもとでしばしば沿岸前線が現れ、特に晩秋～冬の温帯低気圧接近～通過時には顕著な沿岸前線が現れることがある (藤部, 1990; Fujibe, 1990, 1992)。これに伴う降水分布、

悪視程や高濃度汚染、低層 ウィンドシアなどは各方面から注目されている (岩瀬, 1988; 近藤・水野, 1990 など)。ただし、日本で沿岸前線という言葉が使われ始めたのは最近のことで (平成3年度航空予報技術検討会など)、これ以外にシアライン、房総前線、関東取束線などいろいろな言い方がされている。

Fujibe (1990) は、多くの事例を統計することによって、関東平野の沿岸前線の平均的な特徴を示した。しかし Nielsen (1989) も指摘するように、沿岸前線の成因は1種類ではなく、その性格は多様である。そこで今回は、対象を少数例にしばり、沿岸前線の特徴を1例ずつに踏み込んで比較検討する。具体的には、台風接近時の南東風場で現れるもの (以後しばしば“南東風前線”と言う) を取り上げる。台風時に興味を持つ理由を挙げると、(1) これまでの沿岸前線研究は主に晩秋～冬を対象にしてきたのに対し、台風時の南東風前線は夏～秋の現象であり、沿岸前線についての既知の性質とは違う特徴があるかも知れない、(2) 台風時の南東風前線が大雨を伴う事例がいくつか報告されている (西村, 1932; 杉浦ら, 1982; Sakakibara *et al.*, 1985; 山川・岡村, 1983; 岡村・田畑, 1987)。

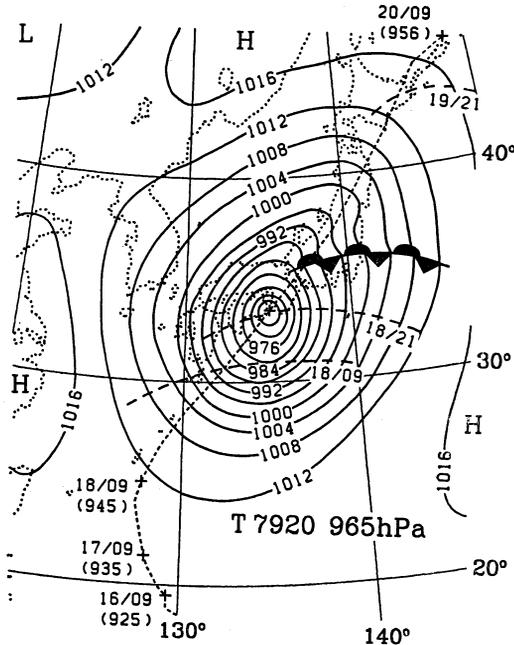
以下まず、秋台風と夏台風の事例を1つずつ紹介し、次に33例の台風を対象とした南東風前線の調査結果をまとめてその代表的性質を述べる。

\* Mesoscale fronts in the Kanto plain associated with southeast winds accompanying tropical storms: Examples and statistics.

\*\* Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部。

—1992年2月21日受領—

—1992年7月1日受理—



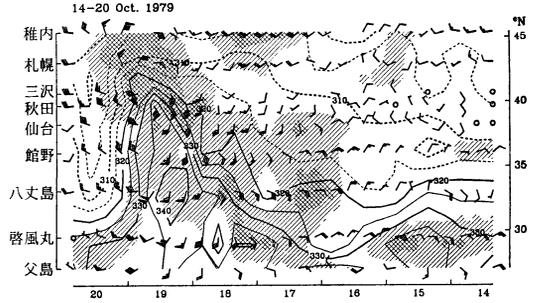
第1図 1979年10月19日9時の地上天気図。等圧線は4hPaごと。台風の経路を点線で、毎日9時の中心位置を十で(カッコ内は中心気圧)、前線の12時間ごとの位置を破線で示す。いずれも気象庁発行の「印刷天気図」からのスケッチ。

2. 台風7920の事例

(a) 総観場

台風7920は大型で、1979年10月19日に本州を縦断した。第1図は19日9時(時刻はすべて日本時間)の地上天気図を、第2図は稚内一父島間の850hPaの風と相当温位の時間変化(14~20日)を示す。第1図で関東~東海に描かれている前線は、16日ごろまで30°N付近にあった前線帯(秋雨前線帯)が、台風北東側の南風に伴う暖気吹きつけによって強まりながら北上してきたもので、地上天気図に前線として描かれたのは18日からである。前線はその後さらに北上し、20日にオホーツク海で台風が温帯低気圧に変わったあとは、低気圧の中心から延びる温暖前線になった。以後これを“基本場の前線”と呼ぶ。

関東~東海沿岸では、16日までは北東風が吹いていた(この北東風は11日ごろから続いていた)が、17日になって風向がだんだん南東へ変わった。この変化は館野の850hPaの変化(第2図)とほぼ一致していた。



第2図 稚内一父島間の850hPaの風と相当温位の時間変化(1979年10月14日9時~20日21時=日本時間)。風は長い矢羽根が5ms<sup>-1</sup>、旗が25ms<sup>-1</sup>で、○は1ms<sup>-1</sup>以下。相当温位の等値線は5Kごとで、320K未満の等値線は破線で示す。影は濃さの順に相対湿度80%以上と95%以上の領域を表す。なお啓風丸は17日15時まで30.5°N 140.2°Eに停泊したあと南西へ移動し、19~20日には28~28.5°N 138~139°Eにあった。

(b) 関東平野の風系の時間変化

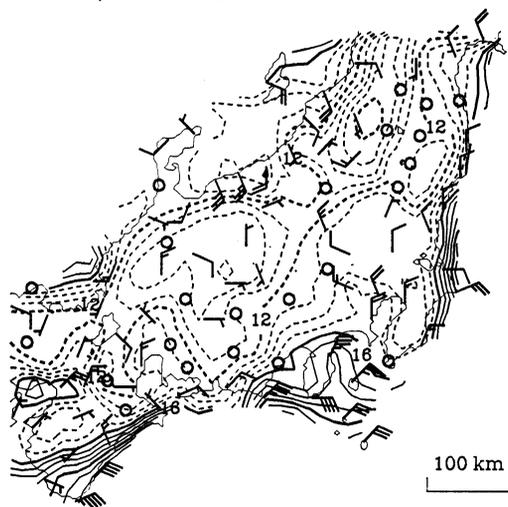
第3図は17~19日6時のアメダスによる風・気温・降水分布を、第4図は銚子一寄居間の時間変化を示す。17日までは関東平野は晴れていて、内陸では夜になると気温が下がって風向が北西になった。この北西風域と沿岸の北東~南東風域との間には5°C程度の気温差ができて、2つの領域の境は弱いながらメソ前線の状態になった。このメソ前線は、昼間に陸上の気温が上がると消えた。メソ前線付近の地上収束は16日の朝以前(図は省略)は0.5×10<sup>-4</sup>s<sup>-1</sup>以下、16日夜~17日朝(以下“16/17日”と書く;第3図a)は0.5~1×10<sup>-4</sup>s<sup>-1</sup>であった。ただし、アメダスによる収束の計算値は精度に限界があるので、上記の値は1つの目安と見なすべきである。

17/18日になると沿岸の南東風が強まり、前夜よりも大きな地上収束(10<sup>-4</sup>s<sup>-1</sup>程度)を伴うメソ前線ができた(第3図b)。18日は曇~小雨で昼間の昇温は弱く、メソ前線はしだいに内陸へ移動しながら正午すぎまで維持された。その後も沿岸と内陸の間には2~3°Cの温度差のある状態が続いた。

19日の朝に基本場の前線が本州を北上する際には、中部~東北地方の広範囲で気温の上昇と南風の吹き出しが起こった。本州中部全体で見ると、気温上昇は北へいくにつれて遅れ、巨視的(メソα規模)には前線が東西方向に延びていたことがうかがえる。このことは、地上・850hPaの天気図による所見とも合う。しかし関東平野

06 JST, 17 Oct. 1979

06 JST, 18 Oct. 1979



第3図(a)

第3図(b)

06 JST, 19 Oct. 1979



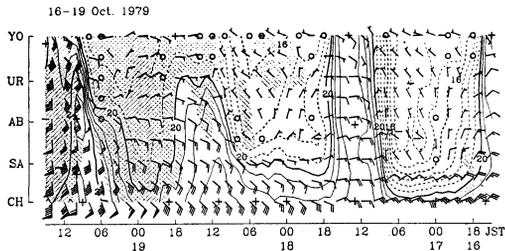
第3図(c)

第3図 (a) 1979年10月17日, (b) 18日, (c) 19日各6時のアメダスによる風・気温・降水強度分布。風は長い矢羽根が  $2 \text{ ms}^{-1}$ , 旗が  $10 \text{ ms}^{-1}$  で,  $\circ$  は静穏。気温は  $5^\circ\text{C km}^{-1}$  の高度補正をした値で, 等温線は  $1^\circ\text{C}$  ごと。17日は  $16^\circ\text{C}$  未満, 18日と19日は  $20^\circ\text{C}$  未満の等温線を破線で示す。影は濃さの順に前1時間降水量が 1, 4, 16 mm 以上の領域を表す。

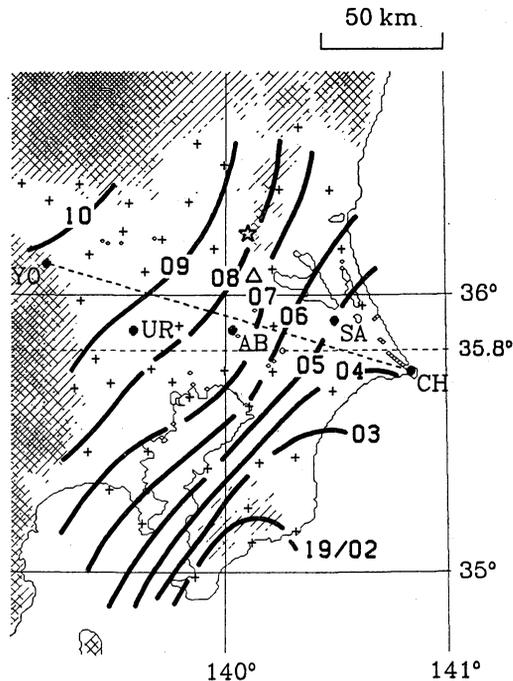
では、すでに東西方向の気温傾度ができていて、これに基本場の前線が重なって北北東—南南西に延びたシャープなメソ前線が現れた。第5図は、気温上昇が最大になった時刻を基準にして関東平野におけるメソ前線の移動状況を示したもので、メソ前線は  $\sim 30 \text{ kmh}^{-1}$  で北西進したことが分かる。また、第3図cと第4図に見られるように、強い雨域はメソ前線の西側にあり、メソ前線が通ったあと台風中心域の雨域が来るまでの2～3時間は雨

の止み間になった。メソ前線付近の地上収束は  $1\sim 2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  であった。

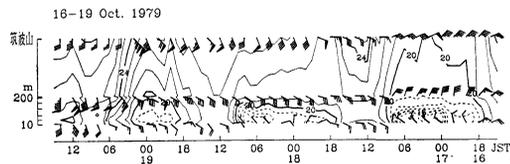
前線が関東平野でシャープであったことは、気温上昇が急激であったことに表れている。離島や沿岸・山地では気温上昇が3時間程度かかって徐々に起こり、1時間の昇温量は最大で  $1\sim 2^\circ\text{C}$  (三宅島で  $2.1^\circ\text{C}$  = 18日23～24時, 銚子で  $1.2^\circ\text{C}$ , 筑波山で  $1.3^\circ\text{C}$  = いずれも19日4～5時) であった。これでも温暖前線としては珍しいは



第4図 銚子一寄居間(第5図の点線)の風・気温・降水強度の時間変化。1979年10月16日15時～19日15時。記号は第3図と同じ(降水強度は、前1時間降水量を30分ずらして風・気温と同時刻になるよう補正してある)。地点名は、CH=銚子、SA=佐原、AB=我孫子、UR=浦和、YO=寄居で、位置を第5図に示す。



第5図 1979年10月19日のメソ前線位置(2～10時)。●と十はアメダス地点を示す。影は濃さの順に海拔150, 300, 600, 1200m以上の地域を示す。



第6図 気象研究所鉄塔と筑波山(第5図の△と☆)における風と温位の時間変化。1979年10月16日15時～19日15時。記号は第3図と同じ。風は高さ10m, 200mおよび筑波山の値を、温位は10, 25, 50, 100, 150, 200, 213mと筑波山の値から内挿したものを示す。縦軸は地上付近を引き伸ばしてあり、左端に示す目盛りは各観測高度を表す。

ど顕著な変化であるが、太平洋側の平野部では気温上昇がもっと急で、関東では1時間昇温量が $5^{\circ}\text{C}$ を超えた地点もあった(東京で $5.7^{\circ}\text{C}=7\sim 8$ 時、浦和で $5.6^{\circ}\text{C}=8\sim 9$ 時)。

以上をまとめると、関東平野へ台風7920が接近した際には、夜間に沿岸域に弱いメソ前線がまず現れ(16/17日以前)、天気悪化につれて昼間になっても消えないやや顕著なメソ前線が現れるようになり(17/18日)、基本場の前線の通過時にはシャープなメソ前線が北西進した(19日)。

(c) メソ前線の立体構造

第6図は、気象研究所鉄塔と筑波山(観測点の海拔868m)のアメダスから作った風と温位の鉛直分布を示す。16/17日と17/18日には、夜の北西風と寒気は100m

程度の厚さしかなく、高さ200m以上では北東～東風が続いて気温変化は小さかった。このことは、メソ前線が薄い(～100m)寒気層に伴うごく下層の状態であることを示している。しかし、関東北西部(熊谷など)では夜になると周辺地域と比べて1hPaのオーダーの気圧偏差が現れ、これと気温偏差(～ $5^{\circ}\text{C}$ )から寒気の厚さを見積もると数百m～1kmになる。従って、寒気と北西風は内陸へいくほど厚くなっていたかも知れない。

一方、19日朝の前線通過は筑波山でもはっきりと認められ、3～6時に風向が南東から南へ変わって気温が約 $3^{\circ}\text{C}$ 上昇した。このことは、この前線が背の高い現象であったことを示している。筑波山の前線通過は平地(第5図で7時ごろ)よりも2～3時間早く、メソ前線の移動速度が $30\text{kmh}^{-1}$ 程度であったことから、その傾きは数十:1であったと推測される。この値は台風8124に伴う同種のメソ前線の傾き(Sakakibara et al., 1985)と同程度である。

なお、筑波山では南～南西風が極端に弱く観測される

という特性があり(菊池, 1977), 第6図を見る際にはこのことを念頭に置く必要がある。

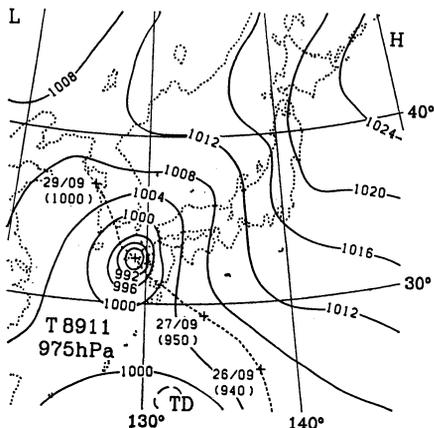
3. 台風8911の事例

台風8911は中型で, 1989年7月26~27日に本州南海上を北西に進み, 28~29日に九州~朝鮮を通った。第7図は28日9時の地上天気図を示す。本州中部は台風中心域からは離れていたが, 25日ごろから東高西低の気圧分布で南東風が卓越していた。850 hPa の図は省略するが,

本州は一樣な暖気の中にあり, 南北の温度差はほとんどなかった。

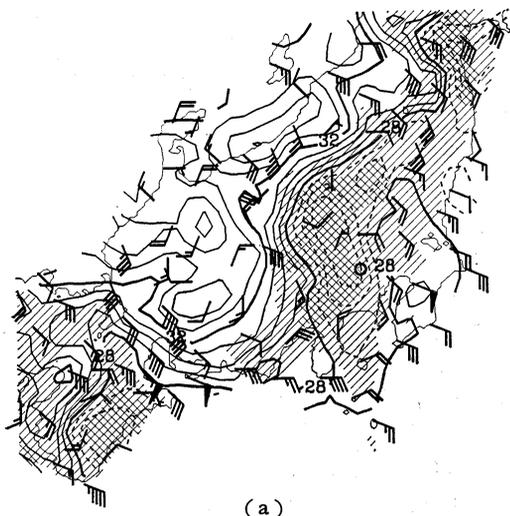
第8図は28日と29日12時のアメダスを, 第9図は銚子一寄居間の時間変化を示す。夜は関東全域で北東~東風が吹いて気温もほぼ一樣であったが, 昼間になると関東東部~中部では風向が南東になって気温が上がり(28°C以上), 西部は雨域を伴う低温域(26°C以下)となって, 両地域に間に2~3°Cの気温差ができた。28日は雨域=低温域で北風が吹き, 南東風域との境界は明瞭なメソ前線の状態になっている(第8図a)。29日は平野の西部(寄居など)でも弱い東風が吹いて風向分布からはメソ前線が見えにくい(第8図b)。しかし, 気温と地上収束の分布は28日も29日もほぼ同じで, メソ前線付近の収束は $10^{-4}s^{-1}$ 程度であった。夜の北東風から昼間の南東風への変化は沿岸から先に始まる傾向があり, 28日6~9時には南東風前線と雨域の内陸侵入がはっきりと認められた(第9図)。

雨域は台風の雲とは別であり, 次のような特徴がある(図は省略)。(1) 衛星写真によると, 小笠原付近から140°E線に沿って北へ延びる雲域があり, その北端が本州中部に達していた, (2) 降水活動は昼間に強まった, (3) 降水は中部山岳~紀伊山地の南東側に集中した。すなわちこのときの雨域は, 太平洋から北上してくる雲シ



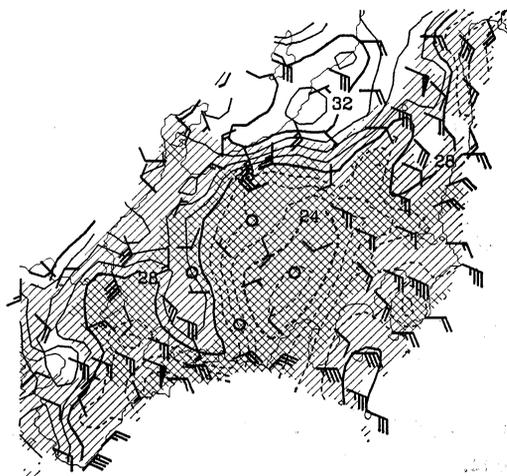
第7図 1989年7月28日9時の地上天気図。記号は第1図と同じ。

12 JST, 28 Jul. 1989



(a)

12 JST, 29 Jul. 1989

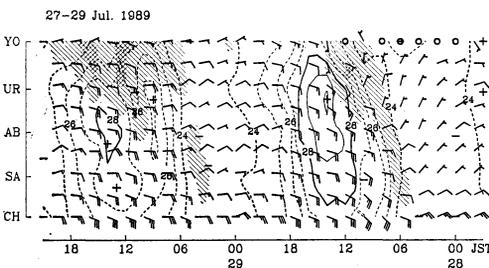


(b)

第8図 第3図と同じ, ただし(a)1989年7月28日と(b)29日の各12時で, 破線は28°C未満の等温線を表す。

第1表 メソ前線の特徴のまとめ。

	I型	II型	III型
基本場の前線との位置関係	前線に対応	前線の北側	暖気団内 (前線の南側)
台風の経路・規模	関東に接近する台風または大型台風	関東から離れた台風 あるいは小型台風	
代表的な季節・時間帯	秋(時刻には無関係)	9月末以後の夜	7, 8月の昼間
気温差・南東風速・地上収束の代表値	~5°C 10~15ms <sup>-1</sup> 1~2×10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup>	~5°C ~5ms <sup>-1</sup> 0.5~1×10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup>	2~3°C ~5ms <sup>-1</sup> 0.5~1×10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup>
関東平野内の位置・動きかた	沿岸→内陸, ただし台風経路によっては沿岸へもどる	沿岸	西部山沿い (時に沿岸→内陸)
降雨分布	前線の内陸側に(強い)雨域	(無降水のことが多い)	前線内陸側に雨域 (時には雲域のみ)
考えられる成因	中部山岳による前線変形・強化	海陸の温度差, 特に陸地の夜間冷却	降水の蒸発による冷気層形成 雲域-晴天域間の日射加熱量の差
事例 (月)	8506 <sup>6,7</sup> (8610 <sup>8</sup> ) 8213 <sup>8</sup> (9115 <sup>9</sup> ) (月日順; カッコは非上陸)	(9113 <sup>8</sup> ) (8415 <sup>9</sup> ) (8313 <sup>10</sup> ) 7920 <sup>10</sup> (8124 <sup>10</sup> ) (8928 <sup>10</sup> )	8911 <sup>7</sup> 8110 <sup>7</sup> (8808 <sup>8</sup> ) (8912 <sup>8</sup> ) (9112 <sup>8</sup> ) 8514 <sup>8</sup> 9019 <sup>9</sup> 9119 <sup>9</sup>
	7916 <sup>9</sup> 8719 <sup>10</sup> 7920 <sup>10</sup> (8124 <sup>10</sup> ) 9028 <sup>11</sup>		



第9図 第4図と同じ, ただし1989年7月27日21時~29日21時。

ステムに伴うものであり, かつ日変化性と局地性が著しかった。

#### 4. 南東風前線の統計

アメダス資料を使って, 次の方法で台風時の南東風前線の検出を試みた。(1) 銚子の風が東~南で風速が

3ms<sup>-1</sup>以上であり, (2) 銚子-佐原-我孫子-浦和一寄居の4区間のどこかで3°C以上の気温差(海側が高温)のある状態が, (3) 連続する6時間のうち4時間以上現れた場合に南東風前線が存在したと見なす。(1)(2)は, 銚子の風向の範囲を南風にまで広げたことを除けば, Fujibe (1990) が南東風時の沿岸前線の検出に使ったのと同じ条件である。

1979~1991年に関東~九州に上陸した台風は33個あり, このうち上の方法で南東風前線が検出されたのは14個である。このほか, 上陸しなかったが関東に近づいたものを含め, 25個の台風に伴う南東風前線を, 基本場の前線(=地上天気図に描かれた前線)との位置関係によって次の3種類に分けた。

I型: 基本場の前線に対応する。

II型: 基本場の前線の北側に現れる。

III型: 基本場の前線の南側, あるいは一様な暖気団の

中で現れる。

台風7920の事例では、19日のメソ前線がI型、16/17日のものがII型である(第3図aでは17日6時の銚子の風向は東北東であるが、2、3、5、7時の風向が東であるため、上記の条件は満たされる)。台風8911のメソ前線は典型的なII型である。一方、台風7920の事例のうち17/18日のメソ前線は性格づけが微妙である。地上天気図の前線の位置から見ればこのメソ前線はII型であるが、南東風が強まって850 hPaの温度上昇が始まりかけていることは関東が前線帯にはいつつあることを示しており、この点ではメソ前線はI型の性格を持つようにも見える。一口に“基本場の前線”とは言っても、その幅や強さにはいろいろな度合があるので、上記の分類にもある程度の不確定さが入らざるを得ない。

とは言え、上のような分類をして典型例同士を比べてみると、南東風前線の位置や動きかた、現れやすい季節・時間帯は型ごとに異なり、台風の規模・位置にも型による違いを見出すことができた。第1表はこれらの特徴をまとめたものである。以下、各型のメソ前線の性格と成因について、台風時以外に現れる沿岸前線にも触れながら議論する。

## 5. 議論

### (a) I型

I型前線は基本場の前線が北上する際にこれに付随して現れる。この“基本場の前線”とは、台風北東側の強い南風によって前線帯が強化されたものである。総観規模の前線帯そのものは数千 km の長さおよび幅に及ぶものであっても、強化されつつ北上する部分の長さはせいぜい1000 km 程度であり、この部分が関東平野にかかるのは台風が関東の近くを通るか大型であるかのどちらかの場合である。このような前線強化は台風が傾圧帯に進入することによって起こるので、事例の多くは秋台風時である。

関東平野のI型前線は、この前線が局所的にさらに強化されたものであるが、関東平野へ進入する前からすでに温暖前線としては例外的なほどシャープになっていることを見落とすべきでない。多くの場合、前線の北側には強い雨域がある。衛星写真で見ると、この雨域は関東の局地現象というよりも、台風外側のレインバンドの1つであるように見える。

基本場の前線はほぼ東西方向に延びている場合と北東-南西方向の場合とがあるが、いずれにしてもI型前線は関東平野で南北に立ち、その東側から強い南東風(典

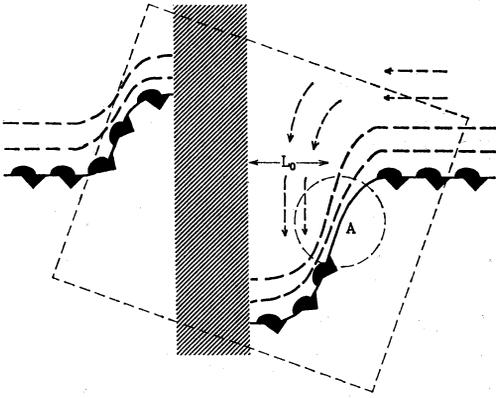
型的には銚子で10~15 ms<sup>-1</sup>) が吹きつけ、雨域は西側に現れる傾向がある(第3図c)。I型前線は関東平野を西~北西へ進み、内陸に侵入する。しかし、台風が関東南岸を通る場合には、I型前線は関東中部まで達して停滞し、台風の通過とともに後退して太平洋へ出る。山川・岡村(1983)の言う“寒冷前線型”は後者の状況に当たり、実例としては台風8610、9115、9118、8124がある。この場合には、雨域が平野上で停滞するため雨量が多くなり、上記4例ではいずれも200 mmを超える日降水量によって災害が起きている。

Fujibe(1992)は関東平野に侵入する顕著なメソ温暖前線を統計的に調べ、11年間に20例の南東風前線を検出した。このうち6例は台風時に現れたもので、ここで言うI型前線に当たる。これらの南東風前線の西側では北風が吹くことが多く、このことはFujibe(1990、1992)の調査で統計的に示されている。台風7920の場合には、第4図では北風は弱く、この点ではやや例外的な状況になっていたが、19日0~3時には平野の中~西部の数地点で3~4 ms<sup>-1</sup>の北風が吹いていた。

台風接近時の南東風前線は他の地方、例えば濃尾平野(深津、1983; 服部、1987)や日向灘(山田、1972)でも見出されており、走向が南北方向あるいは南西-北東方向で、その西側に雨域があり、地上風が北寄りになることが共通する。これらの地域は山地の東側に当たることから、メソ前線の成因として、山の影響による前線変形が考えられる。

山による前線変形についての理論的研究は多いが、ここではBaines(1980)の線形論を取り上げる。これは、山脈による前線変形を線形の浅水方程式を使ってモデル化したものである。第10図はその結果をスケッチしたもので、前線は山を境にしてS字形に曲がる(Bainesの原因は南半球を想定しているため、曲がる向きが反対になっている)。前線が南へ張り出す部分の山脈からの距離はロスビーの変形半径( $L_0 = \sqrt{gH\Delta\theta/\theta}/f$ ……Hは寒気の厚さ、 $\Delta\theta$ は寒気と暖気の温位差、 $\theta$ は温位)のオーダーであり、 $H \sim 1$  km、 $\Delta\theta/\theta \sim 10^{-2}$  とすると  $L_0 \sim 100$  km である。第10図で前線が立った部分(A)は水平シアによって前線が強化する状態になっている。

第10図を第3図cと見比べると、破線で囲んだ部分が関東~中部地方の状態と似ていて、Aの部分は関東平野で前線がシャープになるのに対応する。ただし、前線と地形との関連づけは微妙な問題であり、第10図のような単純な理論と現実とを1:1に対応させるべきではない



第10図 山脈(影の部分)による前線変形のモデル。Baines (1980) の Fig. 7 に基づくスケッチで、前線の記号とこれに並行する破線は浅水方程式の水面変位の等高線を表す。

かも知れない。Baines の理論自体も、オーストラリアの southerly buster (局地的に強化された寒冷前線) のモデルとして提案されたものであるが、southerly buster には山のほかに海陸温度差の効果も重要であることが最近になって指摘されている。また、台風7920の場合には基本場の前線が来る前から関東沿岸で南東風が吹き、すでにⅡ型前線の性格を持つメソ前線ができていた(第3図 a, b) ため、基本場の前線単独の変化は見えにくい。これは秋後半(9月末以降)の台風の場合にはよくある状況で、例としては台風8124や9028がある。一方、9月前半以前の台風では、基本場の前線の到来とともに南東風前線が沿岸から突然に進入してくる例がある(台風8610, 8218など)。

温帯低気圧の暖気移流場の中で現れる顕著な沿岸前線は、第10図の状況と形成環境が似ていて、台風時のⅠ型前線と同じ性格を持つと考えられる。Fujibe (1992) が記述した南東風前線はこのタイプである。しかし、温帯低気圧に伴う温暖前線は台風時ほどシャープではなく、漠然とした暖気移流帯としてしか認識できないことも少なくないので、南東風前線は局地現象としての性格をより強く持つ。このことを第10図で言うと、基本場の傾圧性の集中度が弱く、Aの部分だけがメソ前線として顕在化することを意味する。この過程は、暖気移流場で山の効果によってメソ前線ができるという点で、Nielsen (1989) の言うタイプC前線形成に相当する。

#### (b) Ⅱ型

Ⅱ型前線の6例は台風9113の場合(8月28~29日)を

除いて9月末以降である。発現時刻はすべて夜で、陸地の冷却につれて現れて沿岸に停滞し、昼間の昇温とともに消える。ただし昼間の昇温が弱ければそのまま持続し、時には内陸へ侵入する(台風7920の18日の例)。Ⅱ型前線は季節的にも時間的にも、海水温が陸面温度よりも高くなる時期に現れるので、その形成には海陸の温度差が寄与すると考えられる。

Ⅱ型前線は台風の強風域の外で現れるもので、台風はまだ関東から離れているか、小型であるかのどちらかである。南東風の風速はⅠ型前線の場合よりも小さく、銚子で  $5 \text{ ms}^{-1}$  程度である。従って、Ⅱ型前線はⅠ型に比べて台風との関連性は低く、台風に直接に付随する現象であるとは言えない。それにもかかわらず今回の調査でⅠ型前線とⅡ型前線を並列的に取り扱ったのは、関東平野内の風・気温分布が互いに似ているからである。また、Ⅱ型前線はⅠ型前線に先立って現れることがあり(台風7920, 8124の場合)、その際にはⅠ型とⅡ型との中間的な状況(台風7920の18日の場合)もあるので、2種類のメソ前線を全く別々に扱うのは難しい。

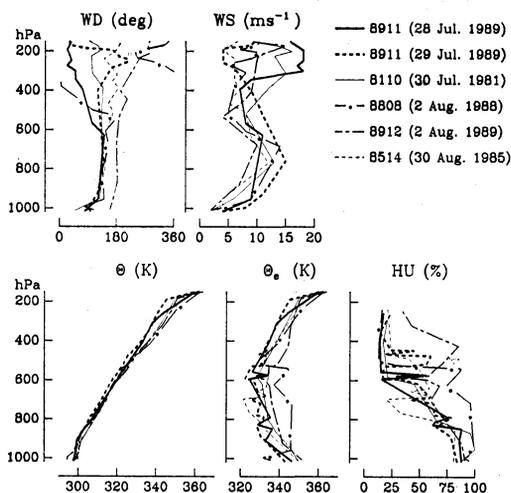
一般に、秋~冬に夜間冷却によってできる沿岸前線は、顕著ではないが発現頻度は高く、気候学的には重要な存在である。Fujibe (1990) の調査対象の中にはこの型の沿岸前線が多く含まれている。これらは海陸の温度差によってできると考えられ、Nielsen (1989) の分類ではタイプA, Bに対応する。

なお、基本場の前線の北側では南東風よりもむしろ北東風が吹いていることのほうが多い。台風7920の事例では、16日以前の状態がこれに当たる。実際、北東風は関東沿岸では頻度の高い風向で、台風の有無にかかわらずよく現れる。この場合でも、秋後半には沿岸の北東風と内陸の北西風との間には夜を中心としてメソ前線が現れ、その性格はⅡ型前線と共通すると考えられる。

#### (c) Ⅲ型

Ⅲ型前線は暖気団内で西部山沿いに現れるもので、多くは夏台風時に昼間に現れる(例外は台風9112, 9019, 9119で、夕方~夜に発現)。Ⅲ型前線も、例外的な場合(後述)を除いて台風の強風域の外側で現れる傾向があり、南東風は比較的弱い(銚子で数  $\text{ms}^{-1}$ )。夏台風の接近時には、暖気団内で強い南東風 ( $10 \text{ ms}^{-1}$  以上) が吹く場合も多いが、このような時には関東平野全体が南東風におおわれ、メソ前線は現れない。

Ⅲ型前線の西側には雨域があり、この点でⅠ型前線の場合と似ている。しかし、この雨域は日変化(昼間に発



第11図 昼間にⅢ型前線の現れた日の9時の館野(第5図の△)の観測結果。WD=風向, WS=風速,  $\theta$ =温位,  $\theta_e$ =相当温位, HU=相対湿度。

達)と局地性(山地の南東側に集中)が著しく、不安定な成層状態のもとで日射と地形性上昇が重なって発達すると考えられる。第11図は昼間にⅢ型前線が現れた日の館野のゾンデ観測結果を示す。下層が湿っていて(800 hPa以下で湿度75%以上)、600 hPa以下は潜在不安定になっている。風の鉛直シアは小さい。対流凝結高度は数百m~1kmで、日射によって地上気温が上がれば対流雲が発達する状態になっている。一方600 hPa以上には乾いた空気があり(1例を除いて湿度25%以下)、この空気が対流雲に取り込まれれば、雨粒の蒸発による冷却を起しやすくと考えられる。このことは、内陸の低温域の形成に降水の蒸発による冷却が寄与していることを示唆する。

ただし、台風時以外にも対象を広げて暖気団内のできた南東風前線を調べてみると、中には雨を伴わないものも見つかる。例えば1984年7月24日の事例(熱帯低気圧の北東側;後の台風8407)では、関東西部は雲におおわれてはいるが、雨は降っていない。この場合には、メソ前線を境とする温度差は雲域(関東西部)と晴天域(東部)の日射加熱量の差によってできたと考えられる。そして、この効果は雨の降っている場合にも働くであろうことが想像される。

いずれにしてもⅢ型前線は、前線が雨を降らせるというよりも、雨(あるいは雲)が前線を作るといった性格が

強いように見える。日射による対流性降水とそれによる冷却というのは暖候期に現れやすい状況であり、寒候期を対象にしたNielsen(1989)の調査ではⅢ型前線に対応するものはない。しかし寒候期においても、降水による冷却効果は沿岸前線を境とする温度差を強めることにある程度の寄与をするかも知れない。

なお、例外的な3例のうち、台風9019のメソ前線は大型台風の強風域内(中心の北東300~500km)で南北に延びる降雨バンドを伴って現れたものである。他の2例は降雨をほとんど伴っていない。台風9112のメソ前線は、夜に内陸の気温低下とともに現れた微弱なもので、夜の冷却がメソ前線形成に寄与したらしい点ではⅡ型前線と共通点がある。台風9119の場合は、台風東側の強い南風に伴う気温上昇につれて、内陸域が低温域として取り残される形でメソ前線が現れており、これは暖気移流場のメソ前線形成という点でⅠ型前線の性格を持つ。

## 6. おわりに

今回示したように(第1表)、台風接近時の南東風場という限られた状況においても、沿岸前線タイプの現象の中には成因や性格の異なるものが含まれている。このことは他の状況下で現れる沿岸前線についても当てはまると考えられ、今回の結果は今後それらを調べていく際の参考になると期待できる。

## 謝 辞

改稿に当たり、日本気象協会の小倉義光先生を初め、レフリーの方から貴重な助言を頂いたことを感謝します。アメダスの資料は気象研究所電計管理班所有の磁気テープ資料により、計算・作図にはHITAC M-280D計算機を使った。

## 文 献

- Baines, B.G., 1980: The dynamics of the southerly buster, *Aust. Meteor. Mag.*, 28, 175-198.
- 藤部文昭, 1990: 本州中部におけるひと雨降水時の地上風系と冷気層, *天気*, 37, 843-852.
- Fujiibe, F., 1990: Climatology of the coastal front in the Kanto plain, *Pap. Meteor. Geophys.*, 41, 105-128.
- , 1992: Climatology of mesoscale warm and cold fronts in the Kanto plain. *Pap. Meteor. Geophys.*, 42, 157-180.
- 深津 林, 1983: 三重県中部の大雨について, *研究時報*, 35, 53-58.
- 服部満夫, 1987: アメダス・レーダー・GMS 赤外

資料を用いた台風第8310号による東海地方の豪雨の解析, 研究時報, 39, 91-108.  
 岩瀬松治, 1988: 房総を縦断する収束線, 東京管区地方気象研究会誌, 21, 261-262.  
 菊池武徳, 1977: 筑波山の風資料について, 東管技術ニュース No. 49, 29-31.  
 近藤裕昭・水野建樹, 1990: NOx 濃度はなぜ12月に高くなるか, 公害, 25, 25-34.  
 Nielsen, J.W., 1989: The formation of New England coastal fronts, Mon. Wea. Rev., 117, 1380-1401.  
 西村伝三, 1932: 日本の降雨に就いて(其の七), 中央気象台彙報, 5, 80-167.  
 岡村博文・田畑 明, 1987: 昭和61年8月の大雨一

小貝川上流域に集中した雨の特徴一, 日本気象学会予稿集, 51, 35.  
 Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1985: Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 901-922.  
 杉浦 茂・古川武彦・岡村博文・塚田 清, 1982: 台風8124に伴う大雨(1)—シャープラインと大雨一, 日本気象学会予稿集, 41, 57.  
 山田三朗, 1972: 台風に伴う大雨の気候学的検討, 天気, 19, 311-320.  
 山川 弘・岡村博文, 1983: 東日本における台風接近時の東風下の降水(II), 日本気象学会予稿集, 43, 69.

### 関東地区連絡会の発足について

このほど総合計画担当の木田理事の呼びかけで、関東地区での大会開催を担当してきた部局の会員有志が相談して「関東地区連絡会」を発足させることにしました。

8月27日、学会本部事務局で開かれたこの打ち合わせ会では、主につぎの問題点について議論されました。

(1) 春季大会の開催は従来それぞれほぼ完全独立で担当してきたため、貴重な経験が残らないし、大会運営財政の収支決算の処理がひきつがれない。

(2) 関東地区には、地区としての連絡調整機構がない。他の地区にはすべて支部がある(注: 名簿には関東支部と書いてあるが実体はない。但し理事の定数に関東地区を5名加算することにより、理事会が実質的に支部の機能もはたしてきたといえよう)。

(3) 大会担当部局の情勢も変化している。東大気候システム研究センターの発足、気象庁の事情(会場が本庁ビルでは手狭になってきたことなど)、つくばプロッ

クの変化(気象研、筑波大のほか、環境研、資環研、防災科研、農林研究団地などに広く会員が所属する)、気象大学校には会員が比較的少ないこと、など考慮し、大会の順番や頻度の見直しが必要。

(4) 学会運営体制も理事分担が全国規模で行うようになって来ている。

いずれもすぐに結論や方針が出せる問題ではありませんが、今後必要に応じて連絡をとりあうことにしました。

これをうけて、1992年つくば大会事務局を担当した者が相談し、当面私共がひきうけることにしましたのでよろしく願い申し上げます。上記の問題についてご意見等ございましたらどうぞご連絡ください。また「天気」誌上での意見交換を期待しております。

関東地区連絡会

事務局 丸山健人(気象研究所)

会計係 小泉 耕(気象研究所)