

本州中部におけるひと雨降水時の地上風系と冷氣層*

藤 部 文 昭**

要 旨

ひと雨降水量分布の分類結果を基にして、降水時の地上風系のコンポジット解析をした。その結果、冬の降水時（の前半）には関東・濃尾平野の内陸域に冷氣層が現れることを統計事実として確かめることができた。関東平野では、内陸域の気温は沿岸に比べて $5\sim 7^{\circ}\text{C}$ 低く、気圧は 1 mb 程度高い。これに伴って平野上の広範囲で北風が吹き、海から吹きつける東～南風との間に局地前線ができる。一方夏は、平均状態としては冷氣層は現れず、平野の中まで東～南風が吹き込む。

1. はじめに

低気圧通過時や降水時の地上風系は主に事例解析で調べられてきた。関東平野については日本海低気圧や寒冷前線の通過時を対象とした報告例が多い（山本，1984 a；杉浦，1974 など）。とりわけ南関東の南西風域と北関東の弱風・低温域との間にできる局地前線（あるいはシアライン）は、高濃度の大气汚染（杉浦，1974；水野ら，1988；近藤・水野，1990）や低層ウィンドシア（中山・渡辺，1987；中山・栗山，1988）との関連で注目されている。また、岩瀬（1988）は秋～春の南岸・2つ玉低気圧の接近時に房総沿岸に局地前線ができ、その内陸側の気温が海側に比べて時には 10°C 前後も低いことを示した。南岸低気圧時にこの種の局地前線が雨と雪の境目になった事例も報告されている（山本，1984 b；大窪ら，1988；安藤・河村，1989）。

一方、降水時の風系に対する統計的調査は少ない。その理由の1つとして、低気圧通過時の総観場が複雑で時間変化も激しいため、層別化（場合分け）がしにくいことが挙げられよう。

Fujibe (1989) は本州中部のひと雨降水について、ア

メダス資料を使って降水量分布を分類した。そして、主要な6つの降水型について総観場の状態をコンポジット解析で求め、各降水型が低気圧の代表的な経路、すなわち南岸・2つ玉・日本海低気圧のどれかに対応することを示した。

今回は同様のコンポジット解析で地上風・気温・気圧の分布を求めることによって、各経路の低気圧に伴う局地風系の平均的な状態を示す。特に、風系の季節差に注目する。降水型で低気圧の経路を層別化するというのは奇異に思われるかも知れないが、降水型が総観場の状態を反映することと、低気圧通過時の総観場に対する層別化が難しいことを考え合わせれば、今回の方法も1つの試みとして意味を持つであろう。

2. 資料と解析方法

Fujibe (1989) は対象地域（関東・中部・近畿地方と福島県）の面積平均降水量の時系列からひと雨を定義した。その条件は(1)降水継続時間が $9\sim 36$ 時間、(2)その間の総降水量が 1 mm/地点 以上、の2つである。この条件を満たす事例は1979～1987年の9年間に403例あった。降水量の分布型はパターン分類の方法（ファジー-c-平均法）によって13種類に分けられ、このうち6つの降水型(F 1～F 6)の寄与が全降水量の79%を占めた。各降水型と低気圧の経路との関係は次のようになっている。

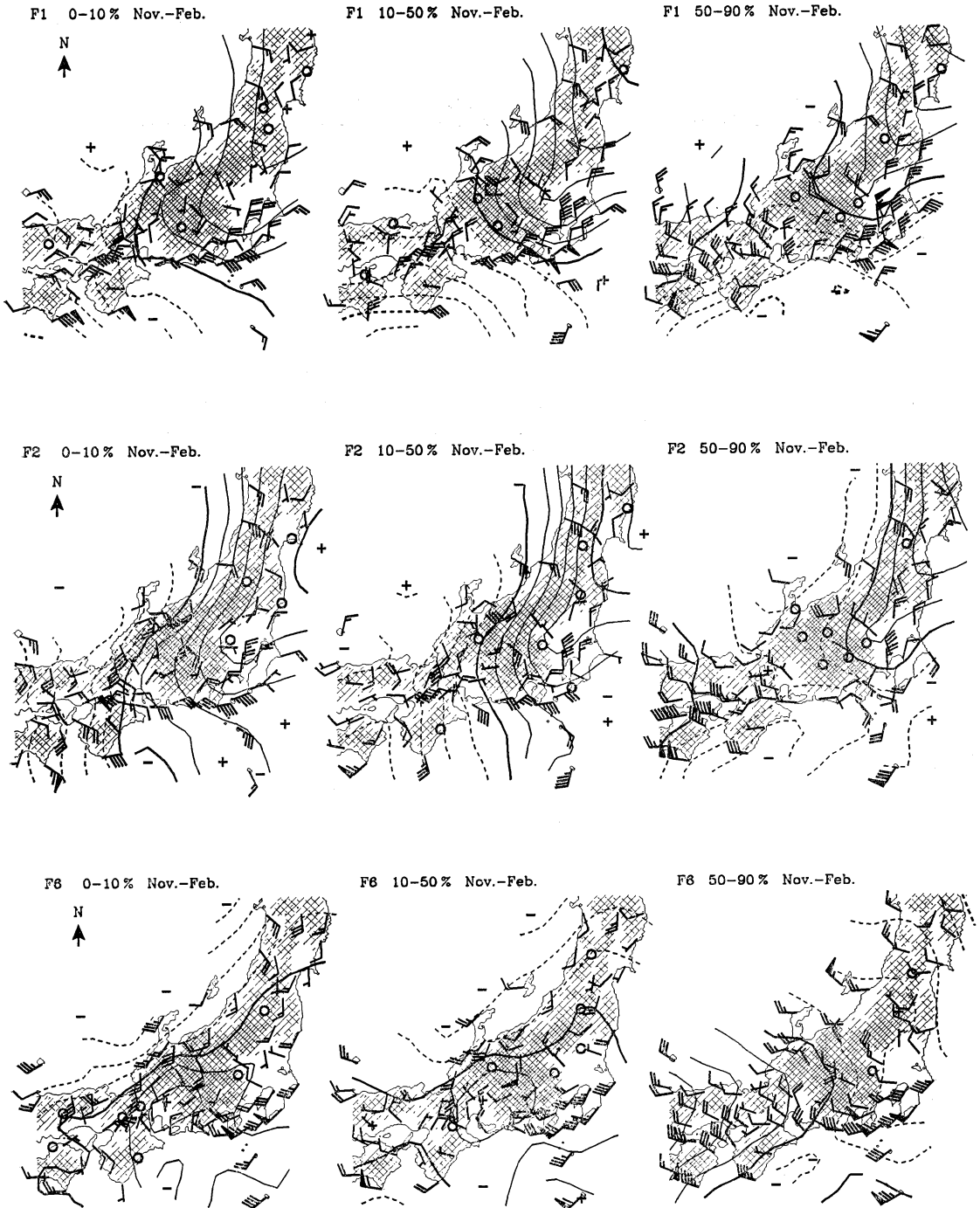
F 1, F 3, F 5……南岸低気圧。F 1は日本海側

* Surface wind systems and cold airmasses in central Honshu during short-term precipitation events.

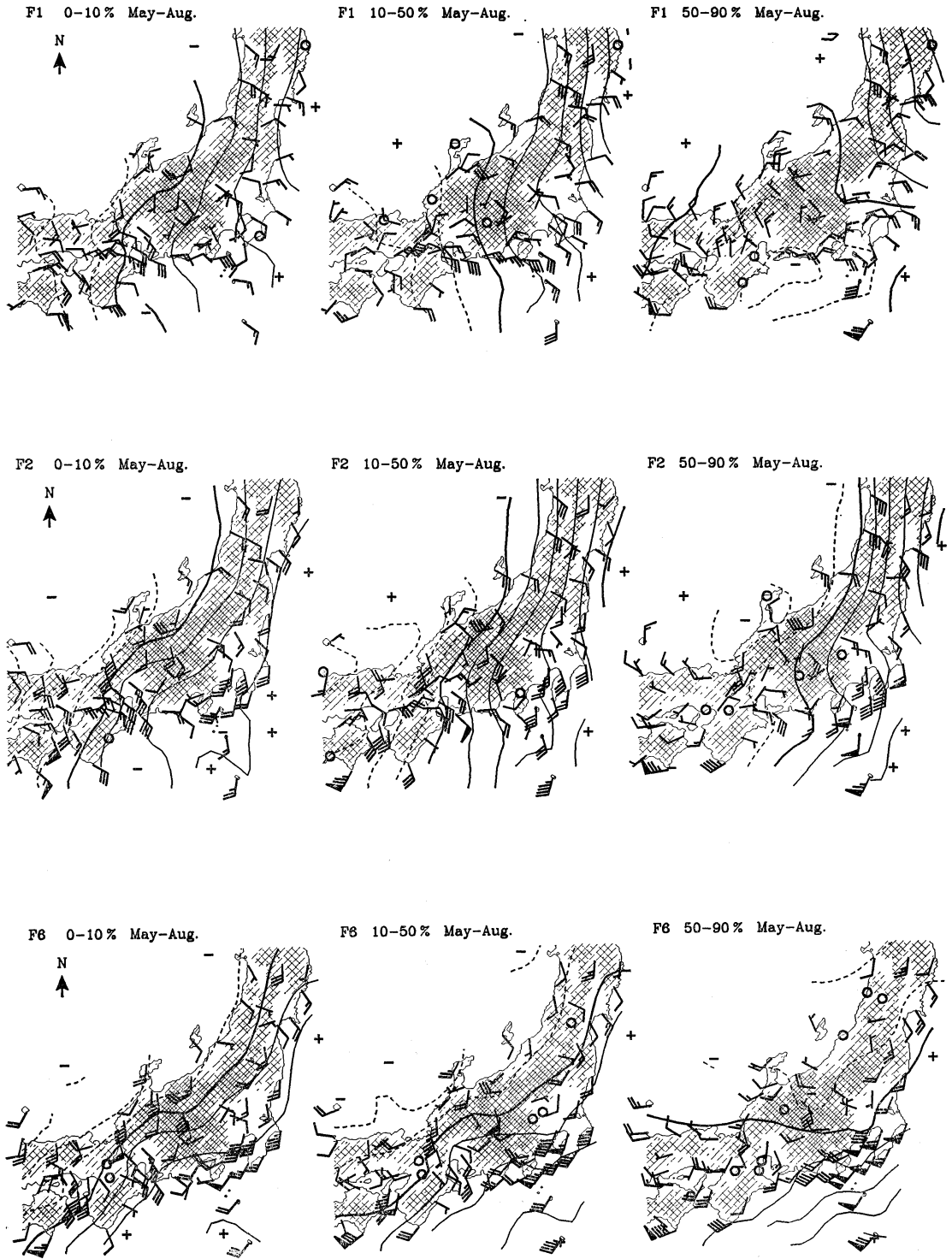
** Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部。

——1990年6月5日受領——

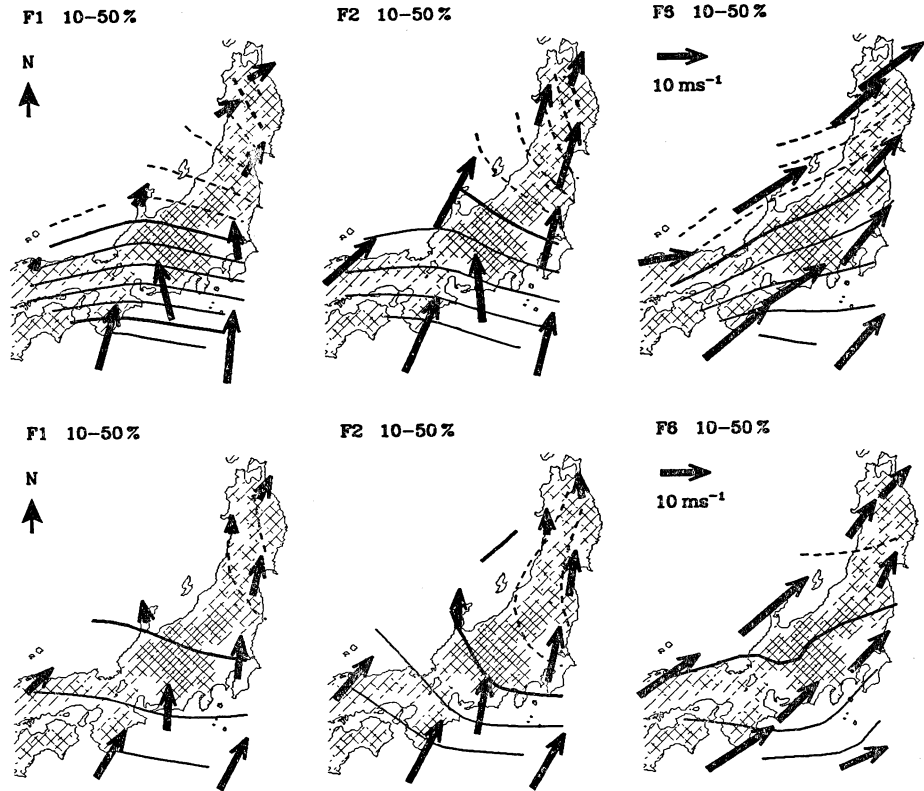
——1990年9月11日受理——



第1図 降水型・時間帯別の海面気圧・地上風分布, 冬(11~2月). 気圧は本州~四国の平均からの偏差を示す. 等圧線は0.5mbごとで, 実線は0とプラス, 点線はマイナスの値を表す. 風は短い羽根が0.5ms⁻¹, 長い羽根が1ms⁻¹, 旗が5ms⁻¹. 影は濃さの順に海拔250m, 500m, 1,000m, 2,000m以上の地域を表す.



第2図 第1図と同じ、ただし夏(5~8月).



第3図 850 mb の風と気温 (10~50%期). 上は冬, 下は夏. 気温は本州~四国の平均からの偏差. 等温線は1°C ごとで, 実線は0とプラス, 点線はマイナスの値を表す.

まで降水域が及ぶのに対し, F 3 と F 5 は降水域が太平洋側に限られる.

F 2 …… 2つ玉低気圧.

F 4, F 6 …… 日本海低気圧. ただし, F 4 では太平洋側に二次的な前線帯がある.

今回は, 南岸・2つ玉・日本海低気圧型の代表として F 1, F 2, F 6 を取り上げる. 他の型のうち, F 3 と F 5 は F 1 と, F 4 は F 6 と, 風系の基本的な特徴は (冬の冷氣層の存在を含めて) 似ている. 使った資料は Fujibe (1989) と同様, 1979~1987年の地上気象官署・アメダスおよび高層観測の資料である.

解析方法も Fujibe (1989) による総観場のコンポジット解析と同じである. 降水時の局地風系は低気圧の移動とともに時間変化するので, 降水期間を3つに区切って別々にコンポジット場を求めた. 時間区分には面積平均降水量のパーセント点を使った. a%点とは降水が始まってからの降水量が全体 (そのひと雨降水の総降水量) の a% になった時点のことである. 3つの期間はそれぞれ

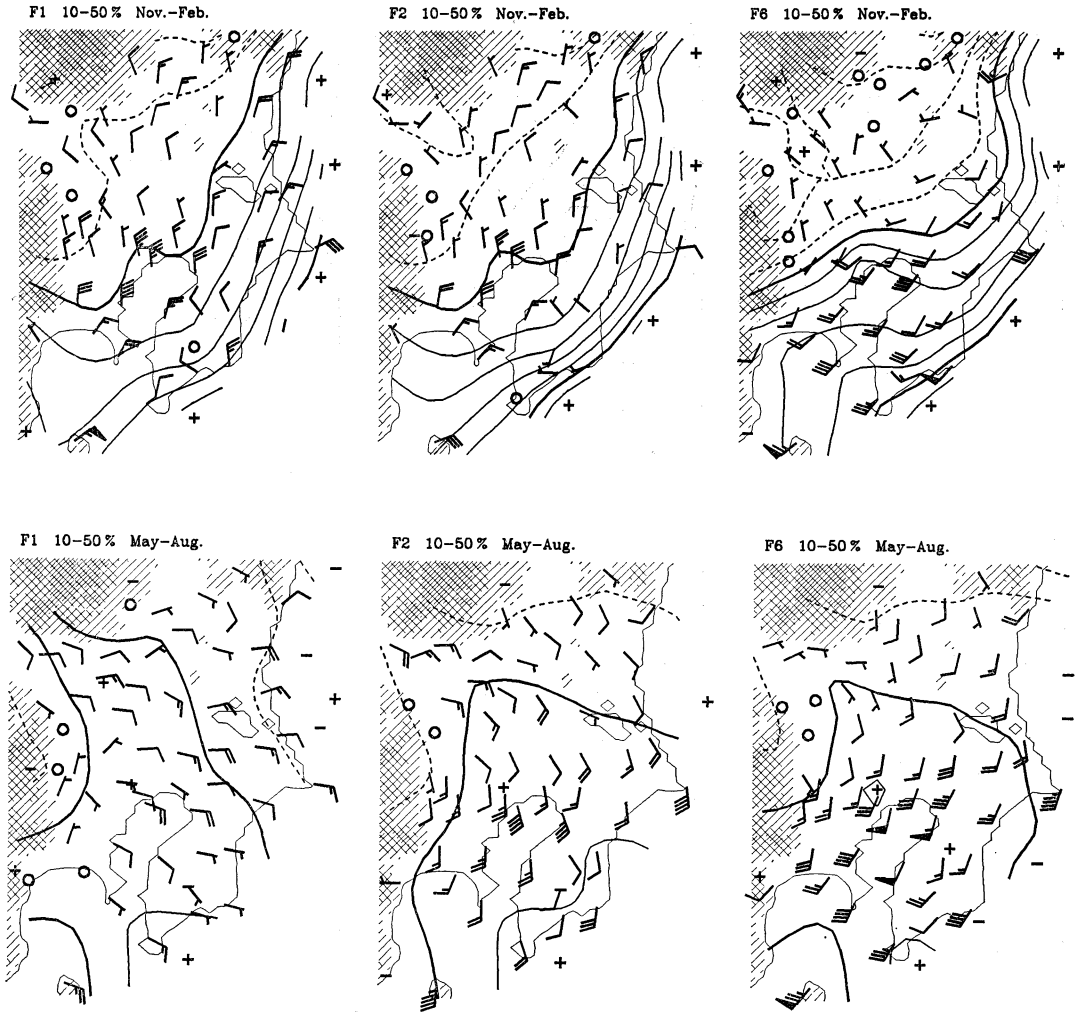
れ0~10%, 10~50%, 50~90%の各点で区切られる期間とした. 各期間の継続時間は平均約6時間である.

季節は11~2月を冬, 5~8月を夏とした. 主観的にはこの季節区分が風系の季節差を最もよく表す. ただし, 資料数に限界があるため風系の季節変化を厳密に捉えることはできなかった. なお, 残りの季節 (3, 4, 9, 10月) の風系と冬と夏の間の特徴を持つので, 以下の記述では省略する.

3. 結果

第1~2図は, 本州中部とその周辺の気象官署における海面気圧と地上風の分布を冬と夏について示す. 気圧は6時間ごとの資料を使い, 本州・四国の平均気圧からの偏差をコンポジットしたものである.

前半 (0~10%, 10~50%期) について見ると, 冬は F 1 と F 2 では関東西部に北東方向から高圧部が伸び, 関東平野では北風が吹く. 濃尾平野にも北風が見られる. F 6 では濃尾平野を中心として関東~近畿の太平洋



第4図 関東平野の地上風と気温(10~50%期). 上は冬, 下は夏. 気温は関東地方の海拔200 m以下の地点の資料を使い, その平均からの偏差を示す. 等温線は1°Cごとで, 実線は0とプラス, 点線はマイナスの値を表す. 風の記号は第1図と同じ.

側一帯が高圧部になり, 関東・濃尾平野には北風, 大坂平野には北東風が見られる. 一方夏は, 内陸の高圧部はなく, 各平野ともF1では東寄り, F2では東~南, F6では南寄りの風が吹く.

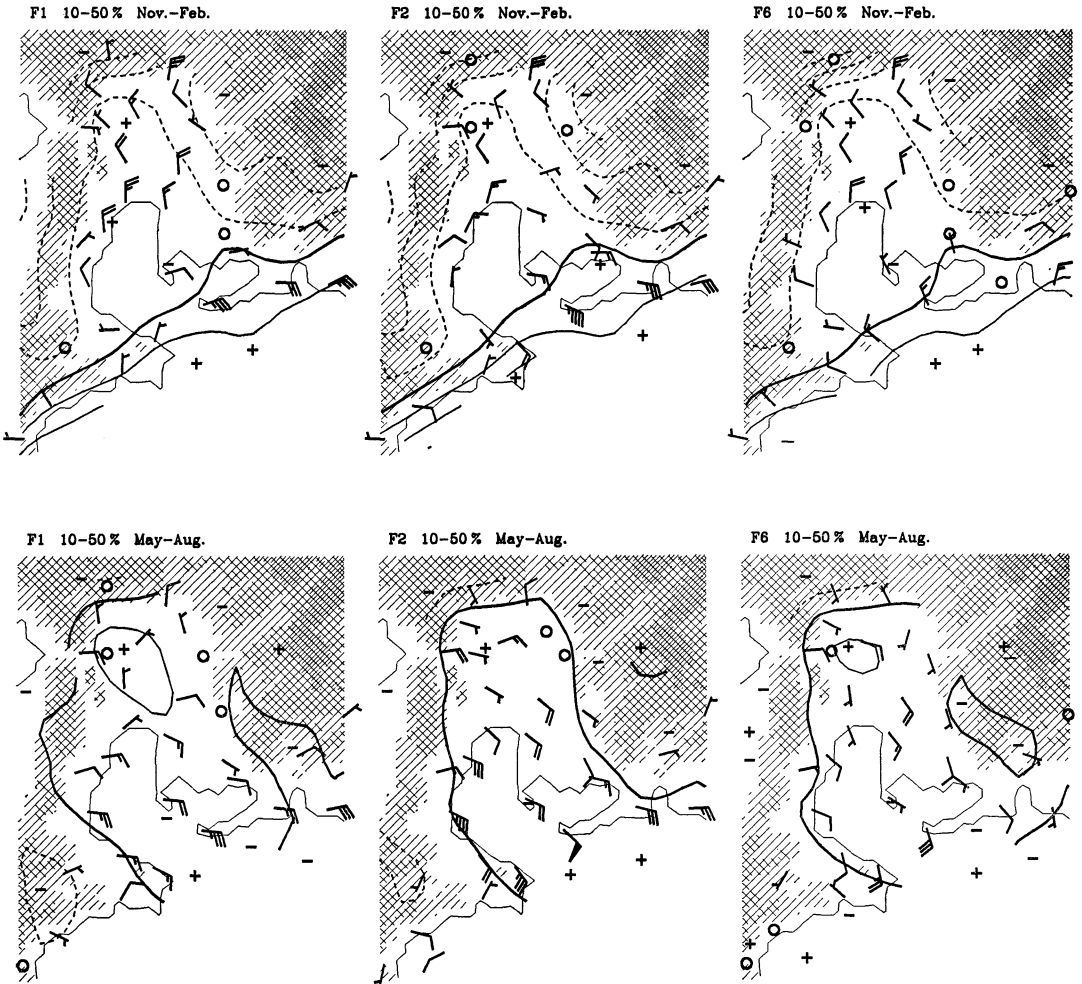
潮岬・三宅島・西郷・相川など太平洋・日本海の外海に面する地点では, 冬も夏もF1では北東~東, F2では東~南, F6では南~南西の風である. このことは, 総観場の風そのものの季節差は小さく, 冬の関東平野などの北風が局地風の一種であることを示している.

後半(50~90%期)になると, 冬は低気圧西側の気圧

傾度が大きく北西風も強いが, 夏は弱い. これは外海・内陸を問わず見られる特徴であり, 総観場自身の季節差による.

以下の解析では前半に現れる局地的な北風に注目する. 図はすべて10~50%期のものである.

まず総観場の状態を確認するため, 850 mbの気温と風の分布を第3図に示す. 風の分布は冬も夏もよく似ていて, 総観場の風の季節差が小さいことを裏付けている. しかし, 気温傾度には大きな季節差があり, 冬のほうが2~3倍強い.



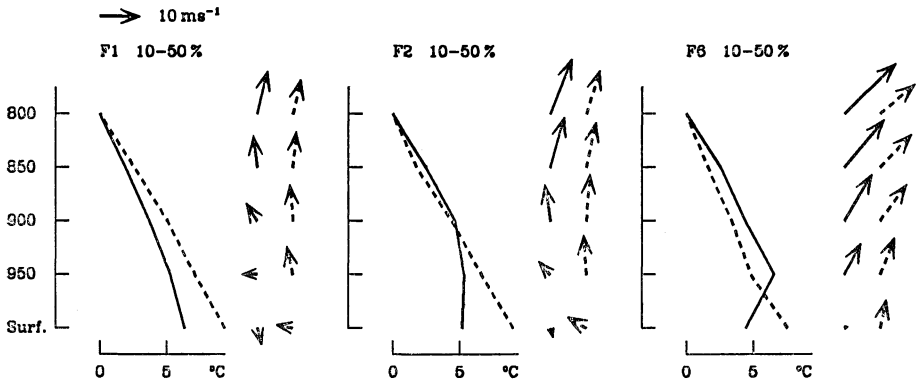
第5図 第4図と同じ。ただし濃尾平野。

第4図は関東平野の風と気温の分布をアメダス資料を使って求めたものである。気温は海拔200m以下の地点の平均値からの偏差である。冬は平野の大部分で北西～北風が吹き、沿岸と内陸との間に5～7°Cの気温差がある。このように、コンポジット場においても平野内部の低温域の存在が明らかに認められる。F1では、銚子は北東～東風であり、房総半島に沿って北東から南東方向に等温線が通る。F6では平野の南部は南西風、北部は弱い北西風で、東京湾から房総半島にかけてほぼ東西に等温線が通る。どちらの場合も等温線の込んだところは地上風の収束域になっていて、局地前線の様相を示す。このような局地前線は、個々の事例ではもっと狭い収束

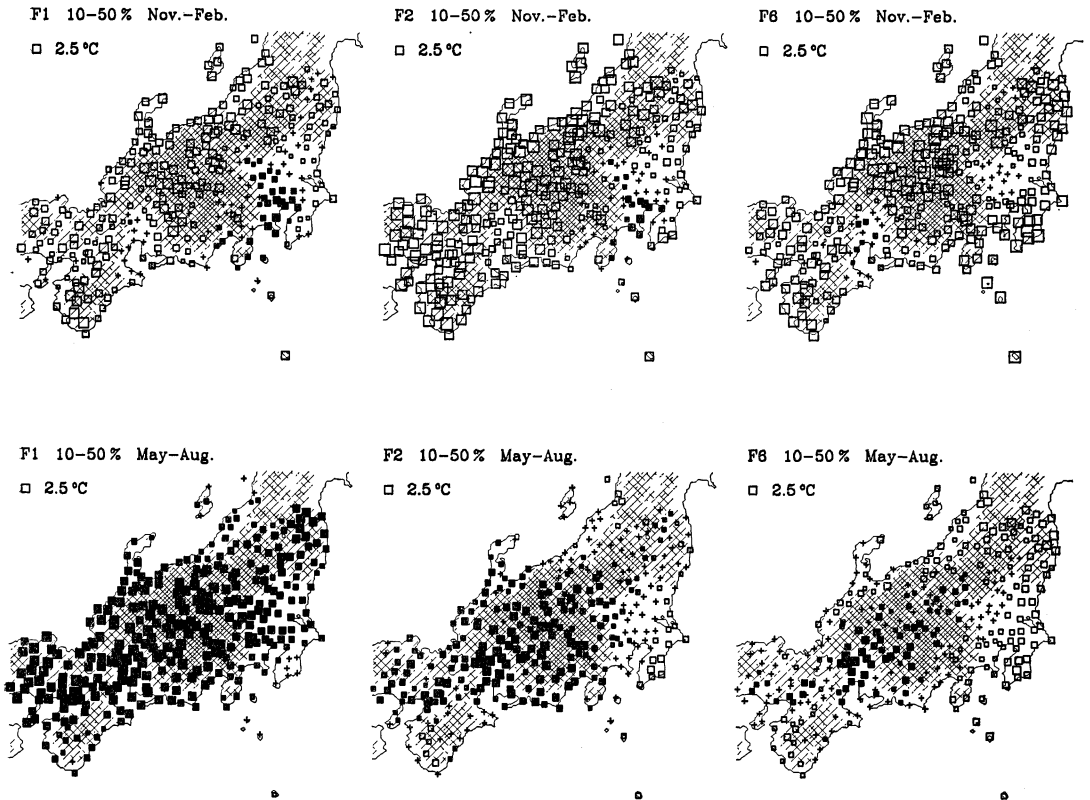
線になって現れる。一方夏は、沿岸と内陸域の気温差は小さく、平野の大部分で東～南風が吹く。ただしF1では西部に北風が見られる。

F2の場合は、八丈島(第1～2図)や850mb(第3図)の風向は冬も夏も南であるが、銚子・大島など関東沿岸の地点では冬(北東～東風)と夏(南風)とで風向が大きく異なる。従って、冬は内陸の低温の影響が沿岸の風にも及ぶと考えてよさそうである。個々の事例を見ると、冬の銚子の風向は南東～南である場合と北寄りである場合とに分かれる。いずれにしても、冬のF2の風系はコンポジット場で見るとF1とよく似ている。

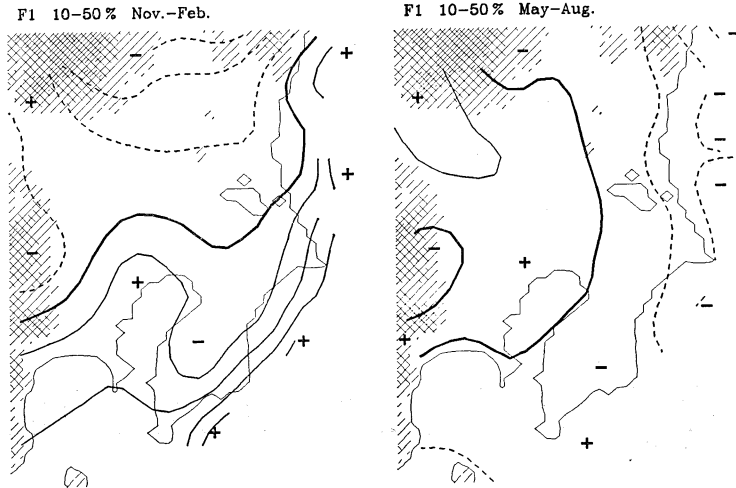
第5図は濃尾平野の状態である。冬には、F1とF2



第6図 館野における気温と風の鉛直分布 (10~50%期). 気温は 800 mb の値からの偏差. 気温も風も実線が冬, 破線が夏. なお地上風は 2.5 倍して示した (従って左上の→は 4 ms^{-1}).



第7図 24時間前からの気温変化量 (10~50%期). 上は冬, 下は夏. □■の面積が変化量に比例し, □は上昇, ■は下降. +は変化量 0.5°C 未満を表す.



第8図 第4図の24時間前の気温分布. F1だけ示し, 左は冬, 右は夏.

では平野内部の北風と沿岸の東風との対照が見られ, F6では北風が沿岸まで達している. そして各型とも, 関東ほど大きくないが沿岸と内陸との気温差がある. 夏は平野の大部分が東～南風になる.

第6図は館野の気温と風の鉛直分布を示す. 気温は800 mbの値からの偏差である. 冬は下層に安定な冷氣層があり, その高さはF1では900~850 mb, F2では950~900 mb, F6では950 mb以下である. 風についても, F1では900 mb以下, F2では950 mb以下の層で季節差が見られる. F6では950 mbですでに季節差がほとんどない. 第6図の解析には特異点の資料を使ったので鉛直分解能には限界があるが, 冷氣層による地上気圧の上昇量は, 大ざっぱな見積りでも0.5 mbのオーダーになる. 平野北西部では館野よりも地上気温が低い(第4図)ので, 1 mb程度の気圧上昇が期待される. この値は高圧部(第1図)の強さとオーダーで一致する.

第7図は, 24時間前からの気温変化量の分布を示す. 冬は各型とも沿岸・山地など全体としては気温が上がっている中で, 関東・濃尾平野の内部では上昇が弱いか, 低下になっている. このように, 内陸域の冷氣層は総観場の気温上昇から取り残される形で発達する. 関東と濃尾平野を比べると, F1とF2では関東西部の気温低下が目立つ. F6ではむしろ反対で, 濃尾平野のほうが気温低下が著しい.

このほか冬にはあちこちの盆地で冷氣層が発達する

(気温上昇量が小さい). そして, 例えばF6では会津・甲府・伊那盆地には冷氣層ができるが松本盆地にはできないなど, 興味深い地域性もある.

参考までに, F1における24時間前の関東平野の気温分布を第8図に示す. 冬の場合(左), 北部は南部に比べて4~5°C低い. 他の型も24時間前の気温分布はこれとほとんど同じである. 従って, 内陸の低温域は24時間前からある程度は存在していたことが分かる. その状態に第7図の変化が加わった結果が第4図である.

夏は気温低下が中部山岳を中心として広範囲に見られる(第7図下). 24時間前の気温分布(第8図右)を見ると, 内陸域のほうが高温になっており, 第7図の変化は天気悪化とともにこの高温域が解消して気温分布が一様になる過程を表している.

4. 議論

今回の解析によって, 冬の降水時に関東・濃尾平野の内部に現れる冷氣層とそれに伴う局地的な北風の存在を統計事実として確かめることができた. 冷氣層は, 個々の事例を見ると暖候期にも現れることがある(中山・渡辺, 1987)が, 統計的には主に寒候期の現象である.

近藤・水野(1990)は, 南西風時(F6に対応)に現れる北関東の弱風域を中部山岳の力学効果による淀みと見なして数値実験を行い, その結果と実況を比べながら冷氣層(内陸の安定層)の成因を考察した. それによると, 冬は南西風が強い暖気移流をもたらすため, 内陸の

淀み域が冷気層として取り残されると考えられる。そして、冬に暖気移流が強い理由としては、総観場の気温傾度が大きい(第3図)ことと、海面温度が相対的に高いことが挙げられる。Wolyn and McKee (1989) は、ロッキー山脈中の盆地にできる深い冷気湖 (deep stable layer) が、やはり大気下層の暖気移流に伴って発生し、季節的には初冬に現れやすいことを示した。

F1とF2の場合には、関東西部で正味の気温低下があり、北風が強い。F1では、東京湾周辺でコンボジット後の風速が 3ms^{-1} を超えている(第4図)。この点で、関東西部の冷気層は淀みというよりもむしろ冷気流の性格を持つ。この状態はアパラチア・ロッキー山脈の東側で起こる cold-air damming (Bell and Bosart, 1988; Stauffer and Warner, 1987; Dunn, 1987) によく似ているほか、やませが南下する時の状況(工藤, 1984)とも類似性がある。冷気流に対する1つのモデルとして、山脈に沿う冷気侵入のメカニズム(木村, 1984; Hartjenstein and Egger, 1990) が考えられる。

海から吹きつける暖気と陸上の冷気との間にできる局地前線はニューイングランドでは coastal front と呼ばれ、解析・数値モデルの両面から研究されてきた (Bosart, 1975; Ballentine, 1980; Nielsen, 1989; Riordan, 1990 など)。Nielsen (1989) は coastal front のでき方を調べ、山の力学効果、海陸の温度差などいろいろな成因が働くことを指摘した。関東平野にできる局地前線(第4図)もニューイングランドの coastal front とよく似た現象である。Fujibe (1990) はその頻度・位置の季節変化・日変化などを統計的に調べた。

海陸風のように一様な気団の中で起こる現象と違って、降水時の冷気層や coastal front は非一様な総観場のもとで起こる。これらの現象については、日本では現業からの問題提起が先行しており、理論面からの解明が待たれる。

謝 辞

資料は気象研究所電計管理班の磁気テープに依った。計算・作図には気象研究所の HITAC M-280 D 計算機を使った。

文 献

- 安藤 淳・河村 武, 1989: 関東平野における南岸低気圧による降雪分布, 筑波の環境研究, 12, 135-153.
Ballentine, R. J., 1980: A numerical investigation

- of New England coastal frontogenesis, Mon. Wea. Rev., 108, 1479-1497.
Bell, G.D. and L.F. Bosart, 1988: Appalachian cold-air damming, Mon. Wea. Rev., 116, 137-161.
Bosart, L.F., 1975: New England coastal frontogenesis, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101, 957-978.
Dunn, L., 1987: Cold air damming by the Front Range of the Colorado Rockies and its relationship to locally heavy snows, Wea. Forecasting, 2, 177-189.
Fujibe, F., 1989: Short-term precipitation patterns in central Honshu, Japan—Classification with the fuzzy c-means method, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 967-983.
———, 1990: Climatology of coastal fronts in the Kanto plain, Pap. Meteor. Geophys., 41, 105-129.
Hartjenstein, G. and J. Egger, 1990: Frontogenesis near steep orography, Tellus, 42 A, 259-269.
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.
木村竜治, 1984: 冷気の流出に関するコメント, 天気, 31, 175-177.
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.
工藤泰子, 1984: 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性—1981年6月18~21日の事例解析, 天気, 31, 411-419.
水野建樹・近藤裕昭・松川宗夫, 1988: 関東地方において粉じんが高濃度になる気象条件, 産業公害, 24, 354-362.
中山 章・渡辺文雄, 1987: 1981年5月12日に羽田空港で発生した Low Altitude Wind Shear (LAWS) の解析, 天気, 34, 615-624.
———・栗山陽一, 1988: 厚さの薄い寒気の前縁部の Low Altitude Wind Shear の解析, 天気, 35, 381-389.
Nielsen, J.W., 1989: The formation of New England coastal fronts, Mon. Wea. Rev., 117, 1380-1401.
大窪寛和・馬場邦彦・長谷美達雄・村上真史, 1988: 南岸低気圧による関東地方南部の降雪解析—地上気温分布にみられる収束帯と降水集中域—, 日本気象学会予稿集, 54, 25.
Riordan, A. J., 1990: Examination of the mesoscale features of the GALE coastal front of 24-25 January 1986, Mon. Wea. Rev., 118, 258-282.
Stauffer, D.R. and T.T. Warner, 1987: A numerical study of Appalachian cold-air damming and coastal frontogenesis, Mon. Wea. Rev., 115, 799-821.

杉浦 茂, 1974: 関東地方を通過する寒冷前線の局地解析, 天気, 21, 39-45.
 Wolyn, P.G. and T.B. McKee, 1989: Deep stable layers in the intermountain western United States, Mon. Wea. Rev., 117, 461-472.

山本 晃, 1984a: 春季, 中部日本を通過した前線による風と気温のメソ解析, 研究時報, 36, 1-14.
 ———, 1984b: 関東平野の雪一雨と雪の境目一, 研究時報, 36, 131-149.

講演予稿集原稿の書き方

必ず濃い黒色インクを使って下さい

講演予稿集は、オフセット印刷により、著者の原稿をそのまま写真にとって原版とし、B5判に縮刷します。講演を申し込む会員各位は、本誌挿入の予稿用紙に、次の要領で原稿を作成のうえ、講演申込用紙とともに期限内にお送り下さい。

1. 原稿用紙 本誌挿入の用紙を使用する。1件1頁（用紙は2枚差し上げますが1枚は予備です）。
2. 文字の色 墨または黒色のインクで書く。コピーした文章を予稿用紙に貼ってもよい（ワードプロセッサでインクが薄い場合はこのほうが安全）。ただし枠外に貼りつけたり書いたりした場合はその部分は印刷されません。
3. 配置 表題：原稿用紙第1行に書く（長ければ第2行も使う）。
 著者及び勤務先：第3行に書く（著者が多ければ第4行も使う）。勤務先にはカッコをつける。
 本文：第5行目（必要な場合は順次繰り下げる）左半から書き始め右半に及ぶように書く。
4. 図及び表 用紙の枠内の任意の箇所に墨または黒色インクで直接書くか、白紙または青色方眼紙（青色以外は不可）に墨または黒色インクで書いて枠内に貼りつける。写真や図等には折り目が入らないようにして下さい。階調のある写真はうまく出ません。
5. 著作権 予稿集に掲載された文章および図表の著作権は日本気象学会に帰属する。
 （注）大会予稿集の予約（新規）は本号挿入のはがきを御利用下さい。

講演用スライド等の作成について

1. スライド (35 mm マウント)・OHP 原稿は見る人の立場を考慮して鮮明に作成して下さい。表や数式の行数は1枚に7行（最高10行）が適当です。また文字の大きさには特にご留意下さい。
2. スライドの場合、マウントに番号をつけ、上下を揃えて、当日会場で担当者に渡して下さい。

講演企画委員会