

強い突風を伴った寒気(団)内低気圧*

山 岸 米二郎** 土 井 雅 彦***
北 島 尚 子**** 上 口 弘 晃*****

要 旨

1986年12月28日, 日本海南西部に寒気(団)内低気圧が発生し東南東に移動した。この低気圧の移動に伴ない, 日本海側の各地で強い突風を観測した。

本論文は寒気(団)内低気圧発生時の大規模場の三次元構造, 寒気(団)内低気圧近傍の地上気象要素の特徴等を論じ, 以下のように傾圧性じょう乱の特徴を持っていた事を述べる。

寒気(団)内低気圧は対流圏中層のトラフの前面で発生した。

スパイラル状のレーダーエコーをともなう気圧じょう乱も寒気(団)内低気圧の一部である。寒気(団)内低気圧は気温や風向の急激な変化をともなう前線構造を伴っていた。

1. はじめに

冬期強い寒気が吹き出した時, 前線帯の北側の寒気域内に時々スケールの小さい低気圧が発生する。北東部大西洋ではこの低気圧は polar low (以後“寒気(団)内低気圧”と仮称する)と呼ばれてきた(Rasmussen, 1979)。寒気団低気圧は強い突風, 多量の降雪を伴うことがあり予報作業上注目されてきた(Stevenson, 1968)。

寒気団低気圧は主に洋上で発生するのでデータが不足しこの現象の研究が遅れていた。気象衛星資料が利用可能になってから研究が促進され, 北部太平洋でも類似の現象が存在することが明らかになった。Reed (1982) はアラスカ湾付近に発生する事例の解析を行い, 総観的構造の特徴が傾圧的であることを示した。Rasmussen 他(1987)と Businger 他(1989)は北東部大西洋や北部太平洋に発生する寒気団低気圧についての研究を総括している。

それによれば寒気団低気圧の総観的な様相は以下のよ

うである。

(i) 強い寒気が吹き出した後に時に洋上で発生する。

(ii) 気象衛星の観測では, コンマ状あるいはスパイラル状の雲パターンが存在する。

(iii) 寒気団低気圧の近傍では混合層の上に大気中層まで達する湿潤層が発達する。成層は中立または条件付不安定である。

(iv) 寒気団低気圧は大気中層の寒冷渦の下または渦度移流が正の区域の下の発生する。

(v) 水平スケールは数 100 km のものから 1,000 km 程度のもので多様である。

日本海では冬期大気中層の寒冷渦の近傍で発生するスケールの小さい低気圧と日本海側での大雪との関連が指摘されてきた。Miyazawa (1967) はレーダー及び地上観測データを用いてこの種のじょう乱の詳細な解析をはじめて実施した。宮沢 (1968) は多くの事例解析から, “うず状じょう乱”としてその特徴を次のようにまとめている。

(i) じょう乱の寿命は数時間以内である。

(ii) 台風と同じようなスパイラル状のレーダーエコーを伴う。

(iii) スパイラル状エコーの水平スケール(直径)は 100 km 以下である。

(iv) エコーセルはじょう乱の中心のまわりを反時計まわりに回転するように移動する。Miyazawa (1967) と宮沢 (1968) が扱ったじょう乱は前線帯の北側の寒気

* A polar low which accompanied strong gust.

** Yamagishi Yonejiro 気象庁予報部(当時名古屋地方気象台)。

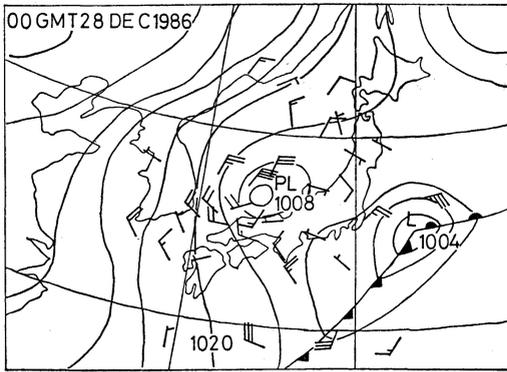
*** Doi Masahiko 気象庁予報部予報課。

**** Kitabatake Naoko 気象庁海洋気象部海上気象課(当時予報部予報課)。

***** Kamiguchi Hiroaki 新潟地方気象台予報課(当時予報部予報課)。

—1991年3月27日受領—

—1991年11月11日受理—



第1図 1986年2月28日00 GMTの地上解析図。記号 PL および L については本文参照。

域内に発生している。寒気(団)内低気圧の発生、構造についてはまだ統一した見方が存在しないので、ここでは空間スケールにかかわらず、主たる寒帯前線の寒気内に発生するものをすべて寒気(団)内低気圧と呼んでおく。

Asai 他 (1981) や Ninomiya 他 (1990) と Ninomiya and Hoshino (1990) (以後 NH (1990) と略す) は寒気(団)内低気圧のメソ構造及び低気圧発生時の大規模場の特徴を論じている。NH (1980) は天気図で解析されるメソ- α スケールの低気圧内に、スパイラル状のレーダーエコーを伴うメソ- β スケールの低気圧が発生するという二重構造を指摘している(スケールの定義は Orlanski (1975) による)。この事例ではメソ- β スケールの低気圧の中心付近で強い突風が観測されている。

Miyazawa (1967), 宮沢 (1968), Asai (1981) の扱ったものは、NH (1990) のいうメソ- β スケールのじょう乱と考えられる。本論文では前述のように単に寒気(団)内低気圧として論ずる。ここに述べたものと類似の構造をもつものは冬期以外にも発生する。Matsumoto 他 (1982) はコンマ状の雲を伴い、強い雷雨をもたらした事例を解析している。

寒気(団)内低気圧の発生・発達については、傾圧不安定が主であるとするもの (Harrold and Browning (1969), Reed (1982) 等) と熱的不安定 (CISK) が主であるとするもの (Rasmussen (1979) 等) がある。但しこの問題を論ずる時は傾圧不安定は発生論であり得るが、CISK は発達論であることに注意する必要がある。Φkland (1987) は水平スケールの大きい低圧部のなかに 100 km オーダの渦が熱的不安定で急速に発達すると

第1表 最大瞬間風速 25 m/s 以上を記録した地点の風速および起時 (1986年12月28日)。

地点	風向 16方位	風速 (m/s)	起時 時分
西郷測候所	W	31.9	09 30
出雲空港出張所	WSW	31.6	10 30
松江地方気象台	WNW	26.1	10 50
鳥取空港出張所	NNW	33.6	13 00
鳥取地方気象台	NW	30.5	13 00
豊岡測候所	W	26.1	13 40
舞鶴海洋気象台	NW	25.7	14 50
敦賀測候所	NNW	25.8	17 00

いう考え方を提唱している。

最も基本的な発生・発達の機構について見解が異なるのは、低気圧の水平或いは立体構造の解析から得られる像が研究者により異なるからである。Harrold and Browning (1969) はドップラーレーダと2時間毎の高層観測データも使用し、低気圧内の気流の三次元構造が傾圧性じょう乱の特徴をもつことを示した。また多くの寒気(団)内低気圧では、寒冷前線の特徴をもつトラフが中心から南西にのびていると主張している。Shapiro 他 (1987) も飛行機観測データを用い、寒冷前線に類似な線状構造(正の渦度と強風の集中)を解析した。日本海の寒気(団)低気圧を扱った宮沢(1968), Asai 他 (1981), NH (1990) は、メソ- β スケールじょう乱の円形構造を示唆し、中心からの距離と風速の分布等を論じている。

立体構造については温度場、高度場が対流圏中、上層まで特徴的な構造をもつものと(例えば Ninomiya 他 (1990), 日本海, Reed (1982), 北太平洋, Harrold and Browning (1969), 北東大西洋)と対流圏下層のみの現象とし、そこでの傾圧不安定から発生・発達を主張するもの (Manofield (1974), 北東大西洋) もある。

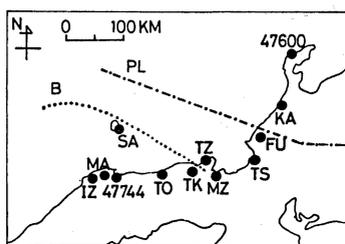
本論文は1986年12月28日に日本海で発生し、日本海側の各地に強い突風をもたらした寒気(団)内低気圧のメソ的構造及び低気圧周辺の大規模場の特徴を論ずる。本論文が扱う事例では、対流圏上層まで温度場、渦度場に特徴的な構造を持っていた。また強い突風を伴う線状構造が寒気(団)内低気圧と共に移動した。

2. 気象場の概略

最初に寒気(団)内低気圧に関連する気象場を概観する。第1図は気象庁解析の28日00 GMTの地上天気図

である(風速の単位はことわりがない限り、長矢羽10ノット、旗矢羽50ノット)。風は低気圧周辺のみ記入してある。隠岐諸島付近に低気圧があり、関東地方の東海上にも前線を伴った低気圧がある。前者は27日18 GMT頃発生し東南東に移動したが後で述べるように主たる前線帯の北側にあるので、寒気(団)内低気圧(PL)呼び後者を低気圧(L)と呼ぶことにする。

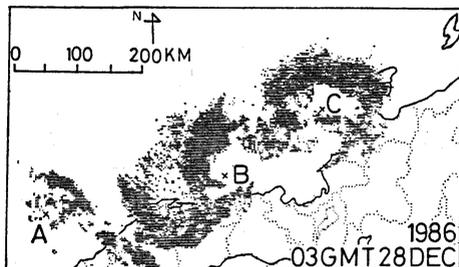
北陸以西の日本海沿岸では28日に強い突風が観測された。第1表に最大瞬間風速が25 m/sを越えた地点の風速と起時を示す。30 m/sを越えた所も4地点ある。本表及び以後地名については第2図参照。なお第2図には



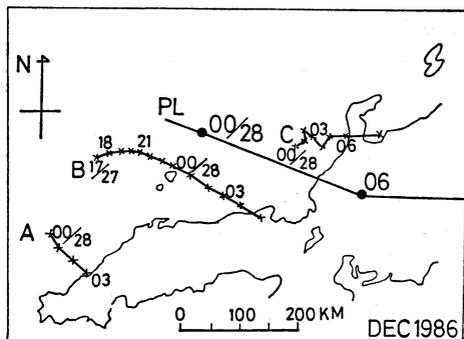
第2図 本文中で使用する地点名

SA: 西郷測候所, IZ: 出雲空港出張所, MA: 松江地方気象台, TO: 鳥取地方気象台, TK: 豊岡測候所, TZ: 間人(アメダス地点), MZ: 舞鶴海洋気象台, TS: 敦賀測候所, FU: 福井地方気象台, KA: 金沢地方気象台, 47744: 米子測候所, 47600: 輪島測候所。
点線, 鎖線については本文参照。

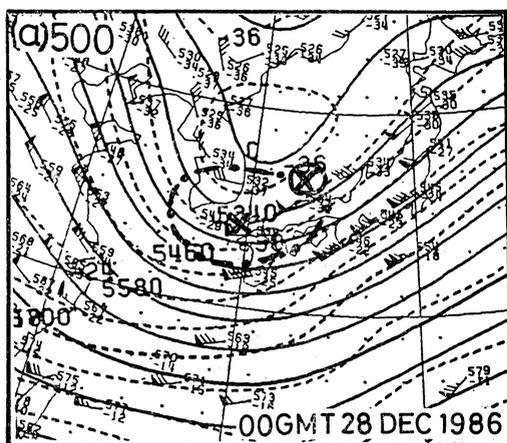
参考のため低気圧 PL の移動経路(鎖線)と後で述べる渦エコー B の移動経路(点線)を第4図から転記してある。また日最大瞬間風速の起時はおおむね西から東へと



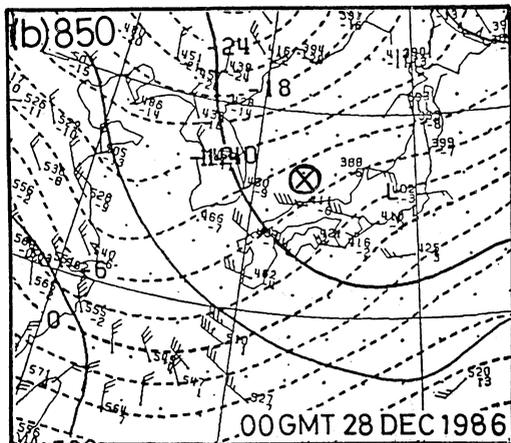
第3図 レーダーエコー, 1986年12月28日 03 GMT



第4図 エコー塊 A, B, C の移動と寒気団低気圧 PL の移動経路

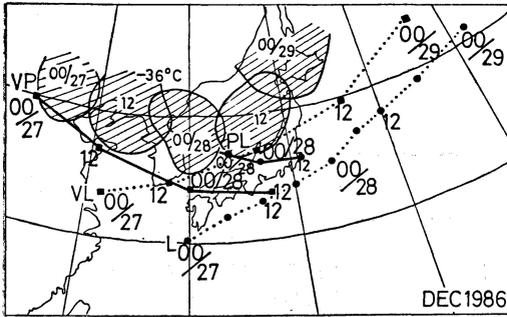


a

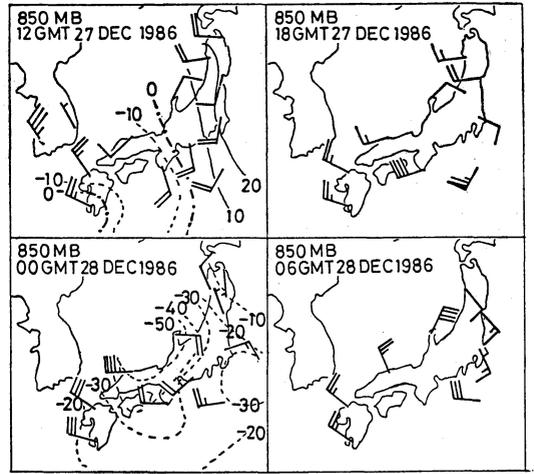


b

第5図 500 mb (a) および 850 mb (b) 解析図, 1986年12月28日 00 GMT. 記号の説明は本文。



第6図 寒気団(内)低気圧 PL (●—●), 低気圧 L (●...●), 500 mb 面高度 VP (■—■) および VL (■...■), 500 mb 面でマイナス 36°C 以下の寒気塊(斜線域)の移動経路とそれらの相対位置関係。



第7図 850 mb 面の風(6時間毎)および高度偏差(12時間毎, 単位m)

遅くなっている。

第3図は松江及び福井レーダーで観測した03 GMTのエコー分布である。エコー塊(以後渦エコーと呼ぶ)が三つ(A, B, C)ある。エコーBとCはスパイラル状の様相を示している。スパイラルとみなして中心を追跡した結果を第4図に示す(図示してある低気圧PLと渦エコーBの移動との関係は後で論ずる)。12時では中心間の間隔はA—B間が300 km, B—C間が200 kmである。エコーの広がり(長径)はAが100 km, B, Cが200 km程度である。Asai 他(1981)とNH(1990)の事例でも二つ以上のエコー塊が観測されている。

3. 大規模場の様相

本節では寒気(団)内低気圧発生時の大規模場の特徴を論ずる。

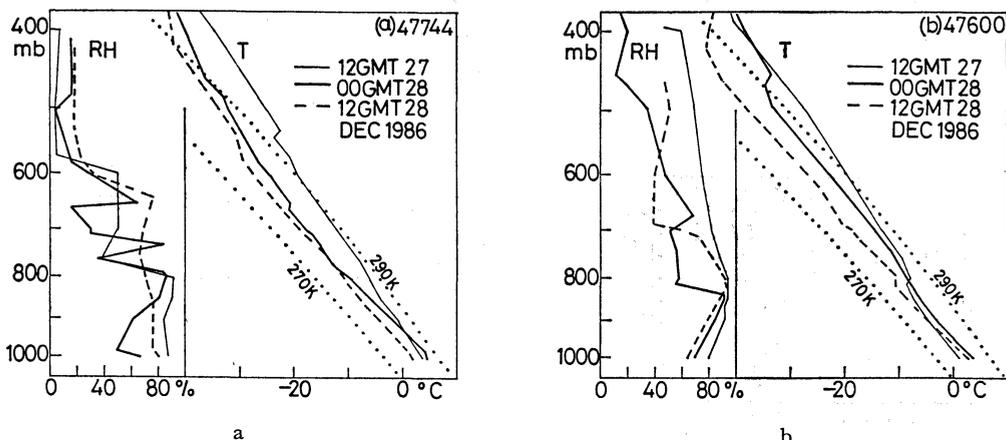
第5図に28日00 GMTの500 mb及び850 mb図を示す(気象庁客観解析)。実線は等高線, 点線は等温線である。500 mbでは強い傾圧帯が本州の南から北緯30度付近にかけて存在し, 日本海では気温の水平傾度は極めて小さい。日本付近では強風軸は北緯30~33度付近にある。第1図の低気圧Lに伴う前線は上述の500 mbの傾圧帯に対応している。朝鮮半島から日本海西部にかけてマイナス36°Cの寒気がある。

850 mbでは地上前線に対応する傾圧帯の他に, 日本海でも気温の水平傾度が大きい。これは冬期日本海で気団変質が盛んな時の特徴である。関東の南東海上及び山陰沖に低気圧性循環の存在を示す風系がある。

図には寒気(団)内低気圧の中心(⊗印)及び500 mb

面での正の相対高度の鉛直成分(以後単に高度と記す)の極大の位置(×印)と $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ の高度等値線(一点鎖線)を示す。PLの中心は500 mbの寒気の中心の南東, 正高度中心の北東に位置している。寒気(団)内低気圧発生時の地上と大気中層の大規模場の様相はAsai 他(1981)の事例(1968, Feb. 8)とNinomiya 他(1990)の事例(1985, Dec. 12)と極めて類似している。すなわち下層の前線帯が日本の南海上にあり, この前線帯上に発生した低気圧が関東地方の東もしくは南東の海上にある。この時日本海南部で寒気(団)内低気圧が発生している。本州付近は二つの低気圧の間で気圧傾度が小さく風が弱い。

次に地上低気圧と500 mbの相対高度, 寒気の相対関係を検討する。第6図にPL, L, 500 mbの正高度極大(VP, VL), -36°C 以下の寒気の移動経路を示す。PLは27日18 GMTにはじめて低気圧として解析され, 東南東に移動して28日12 GMTに関東地方の東海上に達した。なおPLは2 mb毎の等圧線解析で閉じた等圧線またはトラフを追跡した。正高度極大VPは中国北部から南東に移動した。PLはVPの北東側で発生し, VPと並行して移動した。正高度極大は $20 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ の等値線で追跡している。低気圧, Lは27日00 GMTに九州南西海上で発生し, 日本の南岸を通過して北東に移動した。VLとVPは27日21時までは二つの閉じた等値線の極大域として明確に追跡できるが, 28日9時以降はVPが強くなり, 分離は明確ではない。28日21時以降の

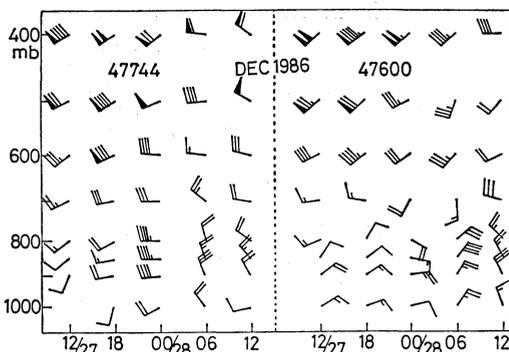


第8図 米子(47744, a)と輪島(47600, b)の気温(T)と相対湿度(RH)の鉛直分布. 点線は270°Kと290°Kの湿潤断熱線.

追跡は渦度パターンの特徴に注目しているので任意性がある。PLは下層の静的安定度が一番小さくなった頃に500 mbの寒気塊の少し前方で発生している(第8図参照)。

次に高度場の鉛直構造を述べる。高度場は27日00 GMTから29日00 GMTまでの12時間毎の5タイムレベルの平均値からの偏差で検討する。第7図は27日12 GMTから6時間毎の850 mb面の風及び高度偏差である。地上低気圧、L及びPLに対応する低気圧循環と負の高度偏差が、850 mb面でもみられ。その特徴は28日00 GMTの図に最もよくあらわれている。850 mb面の負偏差の値はPLに対応するじょう乱の方が大きい。この傾向は大気中層以上で更に顕著である。PLは対流圏上層までのびるトラフ構造(上層の寒気塊)の前面で発生している。一方Lは地上ではPLより示度が深い但对流圏中層以上ではトラフ場の構造は明瞭でない。

米子(47744)と輪島(47600)の気温と相対湿度の鉛直分布を第8図に示す。第6図に示した500 mbの寒気の移動に伴う気温低下が鉛直分布に明瞭に示されている。気温低下は大気中層で特に大きく、500 mbでの27日12 GMTからの12時間毎の気温低下は米子では7.1°C, 1.7°C, 輪島では6.0°C, 4.8°Cである。この気温低下により大気の静的安定度は27日から28日にかけて次第に減少し、28日には800 mb以下で条件付不安定、800~600 mbで湿潤中立に近い気温成層となっている。28日の気温成層は、寒気団低気圧発生時の特徴として指摘されてきたものに類似している。但し両地点とも寒気



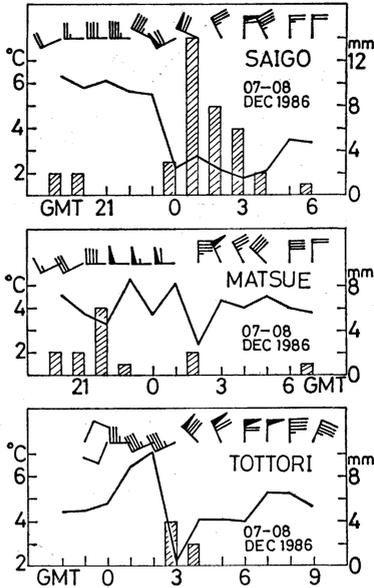
第9図 米子(47744)と輪島(47600)の風の鉛直分布の時間経過。27日12 GMTから28日 GMTまで。

団低気圧発生時に近い28日00 GMTでは湿潤層は800 mb以下に限られている。

第9図は米子と輪島の風の鉛直分布である。風は指定気圧面のみ示してある。下層の風系の時間変化は米子では時計廻り、輪島では反時計まわりであり、両地点の間を低気圧性循環が西から東へ通過したことを示している。同図はPLに対応した明瞭な低気圧性循環が800 mb以下に存在していたことを示している。

第8図によると米子では970 mb以下で、輪島では800 mb以下で、27日12 GMTから28日 GMTにかけて昇温している。第5図、第7図、第9図を参照すると、この昇温は低気圧前面の暖気移流によるものとみなせる。ただし低気圧中心に最も近い米子でも100 km以上

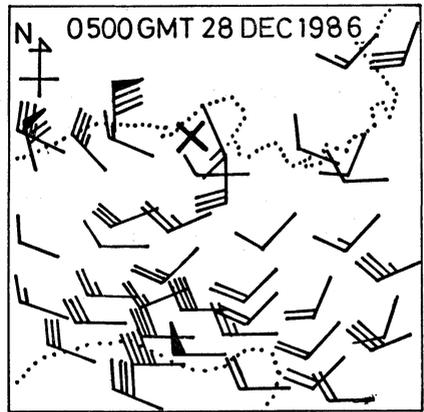
離れており(28日 00 GMT), 中心付近の気温の鉛直構造は論じ得ない。



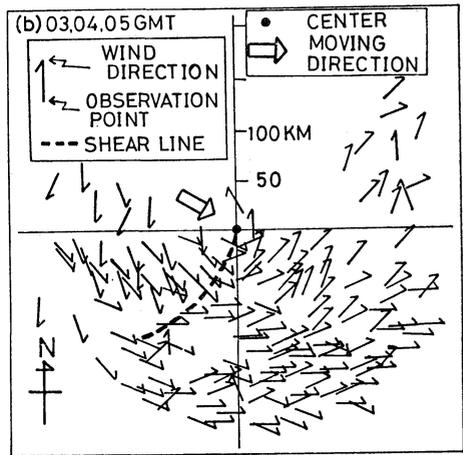
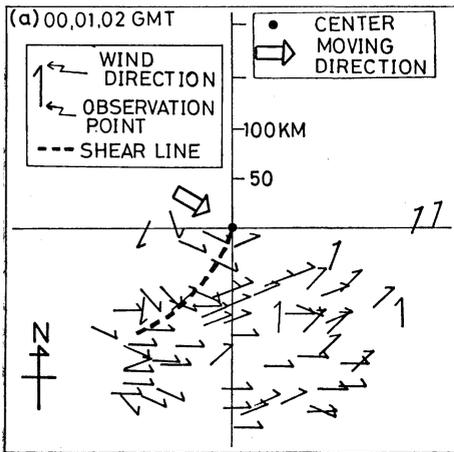
第10図 西郷, 松江, 鳥取の風, 気温(実線)と前1時間降水量(柱状グラフ). 風速の単位については本文参照.

4. 突風を伴う線状構造の解析

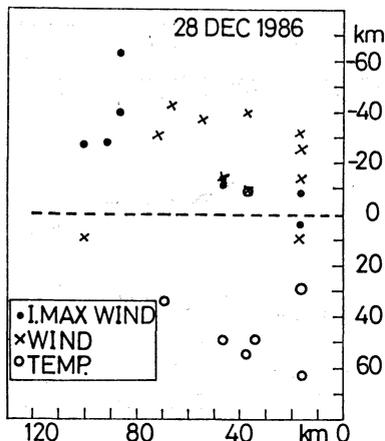
本節は強い気温傾度と強い突風をともなった線状構造の特徴を述べる. 第10図は西郷, 松江, 鳥取の毎時の風向, 風速と気温及び前1時間降水量を示す. この図での風速表示は長矢羽が 2 m/s, 旗矢羽 10 m/s である. 西郷, 鳥取では風速の増大と風向の変化(西ないし西南西から北西へ), 気温の急下降がほぼ同時におこっている. 松江で風速変化と気温下降がはっきりしないのは, 渦エコーBの中心から遠いためと考えられる(第13図も参照). またこの時刻 近傍には降水も観測されている. 第



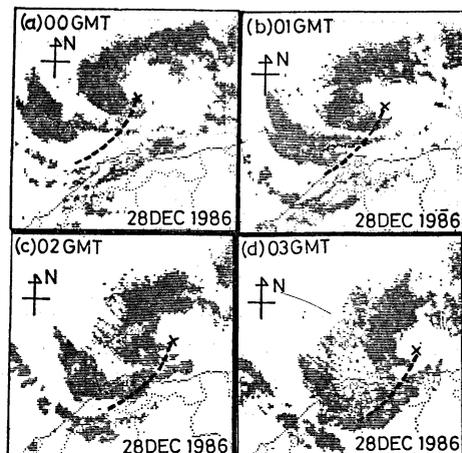
第11図 アメダス観測による風と渦エコーBの中心(×印).



第12図 各時刻の渦エコーBの中心(図の中心の黒丸)に相対的な, アメダス観測による風向. (a)は 00~02 GMT, (b)は 03~05 GMT. 白抜きの太矢印は渦エコーBの進行方向を示す. 風向を示す線の基点が観測点. 太破線を境に風向のシアアがある.



第13図 気温急下降開始(○), 10 m/s以上の最大風速の出現(x), 最大瞬間風速の出現(●)とシアライン(破線)の相対位置関係。



第14図 渦エコーBの中心(x)およびレーダーエコーと風向シアライン。

1表を参照すると最大瞬間風速も風向急変に近接した時刻に発生している。

第11図は28日05 GMT AMeDASの観測による風である(この図の風速表示も第9図に同じ)。渦エコーBの中心(第4図)がx印で示してある。図の全域に低気圧性の風系があるが、渦エコーBの中心のまわりにもスケールの小さい低気圧性循環がある。渦エコーBの周辺の風の水平構造をしらべるため、定常性を仮定して各時刻の中心に相対的に毎正時のアメダス地点の風向をコンポジットしたのが第12図である。中心から200 km以内で風速4 m/s以上のデータのみ用いてある。図(a), (b)で渦エコーBの中心から相対的に同じ場所で南西方向に太破線が記入してある。点線の右側では西ないし西南西の風, 左側では北ないし北西の風となっている。つまり風向のシア線である。

気温の急下降及び強風の出現とシアラインとの位置関係を示したのが第13図である。図で水平の破線はシアライン, 縦軸はシアラインからの距離を示す。正, 負の値はそれぞれ, シアラインの進行前方及び後方を示す。横軸は渦エコーBの中心からの最短距離である。各現象の出現時刻を渦エコーBの移動速度から距離に換算してある。x印は気象官署の最大瞬間風速の出現, ●印はアメダス地点も含めた毎正時の値で, 風速10 m/s以上の最大風速の出現, ○印は気温の急下降の出現を示す。ここでは1時間3°C以上の気温下降があった時, 始めの時刻を急下降出現時刻とする。第4図に示した渦

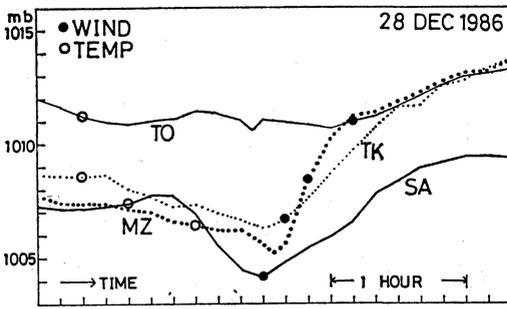
エコーBの移動経路の西側の地点のみ選んで図示してある。巨視的にみるとシアラインの30~50 km前方で気温の急降下がはじまり, 最大風速や最大瞬間風速はシアラインの後方40 km付近までに出現している。なお渦エコーBの移動速度は00 GMTから04 GMTではおよそ34 km/時, 04 GMTから05 GMTでは43 km/時である(第4図)。

以上の議論から, 渦エコーBは気温の急降下, 風向の急変, 強風の発生という寒冷前線に類似した線状構造を伴っていたと解釈できる。このシアラインをレーダーエコーと共に図示すると第14図のようになる。シアラインの前方ではシアラインに平行に, 後方ではシアラインに直交するような形状で, つまり下層風に平行になる走向でエコーが存在している。相馬(私信)もこの事例で AMeDASの風データの解析から風向のシアラインの移動を指摘し, 突風線と呼んだ。

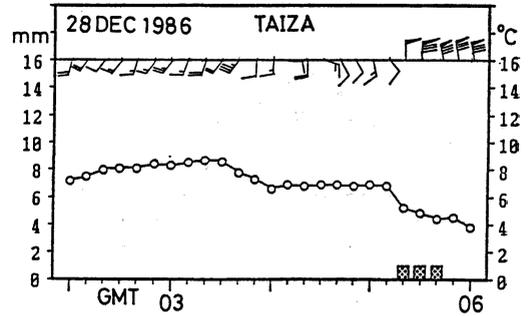
5. 寒気(団)内低気圧と渦エコー

我々は大規模な前線帯の寒気側の気団内に発生する低気圧を寒気(団)内低気圧と定義し, 今回の事例ではPLと名づけた。PLは閉じた等圧線の大きさが400 km程度の水平規模であった(第1図), 一方レーダー観測では寒気(団)内低気圧近傍に渦状エコーが存在した(第3図)。渦エコーは見かけ上3個(A, B, C)存在したが, 本論文では渦エコーBについて論じ, 他の渦エコーとの関係等については, 別の機会にゆずる。

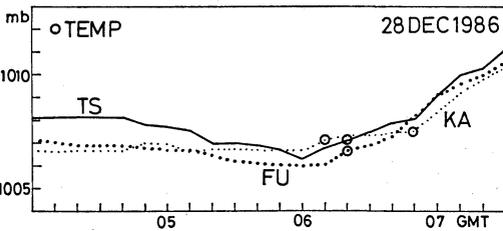
はじめにじょう乱の移動を検討する。第4図によれば



第15図 渦エコーBの中心の西側にあった4地点の海面気圧の時間経過。地点名については第2図参照(黒丸, 白丸の意味は第13図に同じ)。



第17図 間人(アメダス観測点)での10分毎の風, 気温(実線), 雨量(柱状グラフ)。



第16図 渦エコーBの中心の東側にあった3地点の海面気圧の時間経過(○印の意味は第13図に同じ)。地点名は第2図参照。

低気圧 PL と渦エコー B の中心はほぼ同じ方向に移動しているが二つの中心は 70 km から 140 km 離れている。また移動の速さも異なっている。渦エコー B は 05 GMT までの前 6 時間で 200 km 移動し、一方 PL は 06 GMT までの前 6 時間で 300 km 移動している。第 15, 16 図に数地点の海面気圧の時間経過を示す。第 15 図は渦エコー B の中心の西側の 4 地点を示す。第 16 図は渦エコー B の中心の東側の 3 地点のもので、PL の中心付近の状況を示す。

第 15 図では各地点の最低気圧の出現時刻が図の中央にくるように時間軸の移動がなされている。図の白丸は気温急下降の始まりの時刻、黒丸は最大風速の出現時刻である(第 13 図の議論参照)。最低気圧出現時の、渦エコー B の中心からの距離は、西郷(SA) 15 km, 鳥取(TO) 45 km, 豊岡(TK) 10 km, 舞鶴(MZ) 5 km 未満である。但し舞鶴については、第 4 図の渦エコー B の移動経路を補外して距離を算出した。この図から二つの事が指摘できる。1 つは渦エコー B の中心から 45 km 離れて

いた鳥取では、地上気圧には低気圧性じょう乱の通過が明瞭にはあらわれていないことである(第 10 図に示したように風の変化と気温の急下降は鳥取でも観測されている)。この低気圧性じょう乱の気圧分布の水平規模がきわめて小さいことを示している。この図の西郷測候所の気圧分布から、渦エコー B の移動速度 34 km/時を用いて時間と距離の換算を行うと半径 30 km で周辺と中心との気圧差がおよそ 4 mb である。これは NH (1990) が報告したメソ-β スケールじょう乱、Φkland (1987) が寒気(団)内低気圧として論じている事例と同程度の水平スケールである。第 2 に白丸で示される気温の下降は西郷では地上気圧の上昇に多少反映しているが、その他の地点では反映していない。強い寒気は気圧極小の後方にあり、白丸で示した気温下降は地上付近のみの現象であると推測される。気圧極小の後方の大きな気圧傾度は、最大風速が風向シアラインの通過後に発生していること(第 13 図)と対応している。

第 16 図によると、金沢(KA)の気圧の時間経過では明瞭な極小は存在せず、渦エコー B に近いほど低気圧の通過が明瞭である。第 15, 16 図を総合すると、水平スケール 400 km 程度の寒気(団)内低気圧(第 1 図)の端の方に、渦エコー B を伴うじょう乱の中心が存在していたものと推測される。第 4 図で示した PL の移動経路は等圧線の幾何学的中心を追跡したものに過ぎない事に注意する必要がある。なお第 16 図の 3 地点とも気温の急下降(白丸)は気圧の上昇がはじまってから、つまり風向シアライン通過後である。渦エコー B の東及び北東では気圧傾度が非常に小さい(第 15 及び第 16 図)。またこのじょう乱の東側でも気温の急降下と風向の急変がほぼ同時に観測されている(第 17 図)。第 17 図は間人(TZ)での 10 分毎の風, 気温, 雨量を示す。風速の単位は第 10

図と同じである。第2図によれば、間人は渦エコーBの中心の東側にあり、28日05 GMTでは中心から15 kmの距離にある。図によれば05 GMTまでは反時計まわりのゆっくりした風向変化で、間人の西側を低気圧性じょう乱が北から南へ移動していると考えることができる。一方15時20分頃の急激な風向変化も反時計まわりと解釈すれば、低気圧性じょう乱から東へのびる風向シア一線が北から南へ通過したとみなせる。気温変化も考慮すれば寒冷前線の通過である。上層トラフの移動前面で発生した低気圧が発達せずに南東進したため、じょう乱から南西へのびる線状構造も、東へのびる線状構造も寒冷前線通過の様相を示す。

これまでの解析結果は本論文で扱った寒気団低気圧は、傾圧性じょう乱の特徴を持っていた事を示している。しかし低気圧発達による下層収束で相対湿度が増大して強風場が形成されたとは考えにくい。1つの上層トラフ(過度極大VL)の通過直後に強い寒気をとまなうトラフ(過度極大VP)が接近し(第6図)、地上では全般に強い気圧傾度が存在していた(第1図)。過度極大VPの前面で低気圧PLが発生したため、その西側では特に強い気圧傾度となり強風場となったと考えられる(第15図参照)。

第15図に関連して論じたように渦エコーBの気圧じょう乱の大きさは直径60 km程度である。一方中心から100 km程度の距離まで強風が出現しているのは、風向シア一線にともなって強風が出現しているためと考えられる。

6. まとめ

1986年12月28日に山陰から北陸地方の日本海沿岸の各地に強い突風をもたらした寒気(団)内低気圧の構造を解析した。得られた結果は以下のようにまとめられる。

(1) 寒気(団)内低気圧は、対流圏中、上層のトラフの前面で発生した。

(2) レーダー観測ではスパイラル形状を示す渦状エコーが観測された。

(3) 最も明瞭なスパイラル形状を示した渦エコーBは直径60 km程度で中心と周辺との気圧差4 mb程度の気圧じょう乱(低気圧)によって維持されていた。

(4) この気圧じょう乱は地上天気図で解析された径400 km程度の寒気(団)内低気圧の一部と考えられる。

(5) 寒気(団)内低気圧は気温と風向が急変する線状構造を伴っており、傾圧性じょう乱の特徴を示唆して

いる。

(6) 寒気(団)内低気圧周辺では下層から対流圏中層まで条件付不安定または湿潤中立に近い気温成層で、これまで報告された事例と同じである。

7. 謝辞

本事例の解析にあたり、中国、近畿、北陸地方の各管署の自記記録、詳細なアメダスデータ、松江、福井両レーダーの連続観測記録等を使用した。資料を提供していただいた各管署の方々、資料収集に御援助いただいた気象庁予報課、大阪管区気象庁予報課、名古屋地方気象台の関係の方々には厚く御礼申し上げます。

参考文献

- Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa bay area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 832-843.
- Businger, S. and R.J. Reed, 1989: Cyclogenesis in cold air masses. *Weather and Forecasting*, **4**, 133-156.
- ΦKland, H., 1987: Heating by organized convection as a source of polar low intensification. *Tellus*, **39A**, 397-407.
- Harrold, T.W. and Browning, K.A., 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **95**, 719-730.
- Mansfield, D.A., 1974: Polar lows: the development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **100**, 541-554.
- Matumoto, S., K. Ninomiya, R. Hasegawa and Y. Miki, 1982: The structure and the role of a subsynoptic-scale cold vortex on the heavy precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 339-354.
- Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 166-176.
- 宮沢清治, 1968: , うず状じょう乱. 気象庁技術報告第66号. 北陸豪雪調査報告.
- Ninomiya, K., K. Hoshino and K. Kurihara, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part 1: Evolution process and Meso- α -scale structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 293-306.
- Ninomiya, K. and K. Hoshino, 1990: Evolution process and multiscale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part II: Meso- β -scale low in Mes-

- α -scale polar low. J. Meteor. Soc Japan, 68, 307-317.
- Orlanski, I. 1975: A rational subdivision of scale for atmospheric processes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 56, 527-530.
- Rasmussen, E., 1979: The polar low as an extra-tropical CISK disturbance. Quart. J. Roy. Met. Soc., 105, 531-549.
- , and M. Lystad, 1987: The Norwegian polar low project: a summary of the international conference on polar lows, 20-23 May 1986, Oslo, Norway. Bull. Amer. Meteor. Soc., 68, 801-816.
- Reed, R. J., 1979: Cyclogenesis in polar air streams. Mon. Wea. Rev., 107, 38-52.
- Shapiro, M.A., L.S. Fedor and T. Hampel, 1987: Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. Tellus 39A, 272-306.
- Stevenson, C.M., 1968: The snowfalls of early December 1967. Weather, 23, 156-162.

地球温暖化フォーラム「人間活動と地球温暖化」

今日、人間活動の拡大により様々な地球環境問題が顕在化しています。中でも温室効果気体の増加に伴う地球温暖化は、気候の変化、海面水位の上昇などをもたらす、農業・食糧生産、水資源、人の健康、生態系等に様々な悪影響を及ぼすと考えられています。地球温暖化は、有史以来人類が経験したことのない急激な気候変動であり、産業活動・日常生活はもとより私達の社会全体をゆさぶる重大な問題となりつつあります。地球温暖化を防止し、悪影響を回避するためには、社会のすべての人々による、この問題についての理解と協力が不可欠です。

国際的には、気候変動に関する政府間パネルによる地球温暖化の科学的評価や温暖化防止を目的とする条約の策定作業が精力的に進められています。また、我が国においても、関係省庁や大学、さらには地方公共団体、民間も含めて、様々な活動が始められています。このような時機にこの問題の科学的背景、緊急性、影響と対策等について最新の情報をお伝えし、「人類の未来を救うために私達は何をすべきか」を皆様と共に考える場として地球温暖化フォーラムを開催致します。各方面より多数ご参加下さいますようお願い申し上げます。

期 日：平成4年2月28日(金)

13時30分～17時00分(13時00分 開場)

会 場：千代田区公会堂

参加資格：どなたでも自由に参加出来ます。(入場無料)
但し、会場の都合により先着900名様までとさせていただきます。

主 催：気象庁、東京大学気候システム研究センター

後 援：日本気象学会

協賛(予定)：ウェザーニューズ、NTT データ通信、オーシャンルーツ、日本気象協会、日本放送協会、富士通(五十音順)

講 演：

真鍋淑郎 米国地球流体力学研究所

「コンピュータによる地球温暖化の予測とその問題点」

伊藤和明 文教大学国際学部教授(NHK解説委員)

「地球環境とくらし」

茅 陽一 東京大学工学部教授

「地球温暖化の対応方策」

パネルディスカッション

「地球温暖化から人類の未来を救うために我々は何をなすべきか。」

司会

松野太野 東京大学気候システム研究センター長

パネラー

上記の講師及び立平良三気象庁長官

プログラム：

13:00 開場

13:30 開会 開会挨拶、講師・パネラー紹介

13:40 第一部 基調講演

——休憩——

15:50 第二部 パネルディスカッション

17:00 閉会

問い合わせ先：

気象庁総務部企画課 気候変動対策室 松本、太田

電話 03-3212-8341(内線2263)

Fax 03-3212-2453