

# 冬季季節風卓越時の北陸沖に形成された渦状擾乱の構造の解析

—1995年2月5日啓風丸特別観測の事例解析—

大久保 篤\*

## 要旨

1995年2月5日午後、若狭湾沖で特別観測を行っていた啓風丸の近くを渦状擾乱が南東進した。この渦状擾乱について、主に啓風丸の資料を用いて解析を行った。

渦状擾乱は水平スケール約100kmで、700hPaより下層の擾乱であった。そして、約半日前に北陸地方の沿岸を東北東進した渦状擾乱と2つで、1つのメソ $\alpha$ スケールの擾乱を形成しており、上方には上層の擾乱が位置していた。渦状擾乱は温暖前線、寒冷前線の様相を示すシアラインを伴っており、温帯低気圧に似た構造をしていた。啓風丸の10分間隔の海上気象観測値によると、これらと別のシアラインが検出できた。シアライン通過時の観測値の変化やレーダーエコー分布は「Tボーン構造をした温帯低気圧」に似ていた。

なお、海上風は渦状擾乱後面のシアライン通過後が最も強く、その強風は下降してきた寒気によるものと考えた。

## 1. はじめに

冬季の季節風卓越時、日本海西部にはしばしば帯状雲が発生する。更に帯状雲に沿って渦状擾乱が発生し、北陸地方に接近、上陸する事がある。渦状擾乱は、平野部の大雪(宮沢, 1966)や突風(黒田, 1992)をもたらす、メソスケールの降水系の解明という事だけでなく、防災という観点からも、メカニズムの解明と予測は重要な課題である。

ここで渦状擾乱とは、寒気団内で発生するメソスケールの低気圧で、スパイラル状またはコンマ状の雲パターンあるいはエコーパターンを持つものをいう。この種の擾乱について、「Polar low」や「寒気団内低気圧」、「小低気圧」等の呼び方もされているが、本論文では「渦状擾乱」と呼ぶ事にする。

渦状擾乱の解析は、Asai and Miura (1981), Ninomiya *et al.* (1990), Ninomiya and Hoshino (1990), 山岸ほか (1992), 大久保 (1995) が行っている。

これらの解析に用いた資料は、ほとんどが陸上あるいは海岸沿いのものである。渦状擾乱は水平スケールが小さいため、海岸部の観測網で捕らえられる時には、かなり陸地に接近している。したがって、この時の渦状擾乱の構造は、地形の影響を受けている可能性がある。

気象庁では、地形の影響を受ける前の渦状擾乱の構造を解明するため、1995年1月下旬と2月上旬の2回、若狭湾沖において啓風丸による定点特別観測を実施した。特別観測期間中の1995年2月5日午後、啓風丸の近くを渦状擾乱が南東進した。この時、啓風丸は海上気象観測、レーダー観測と共に、3時間間隔の高層気象観測を実施した。

本論文は、1995年2月5日午後、啓風丸の近くを南東進した渦状擾乱について、主に啓風丸の資料を用いた解析を行い、その構造を解明する事を目的とする。

## 2. 解析に用いた資料

解析に用いた資料は次のとおりである。

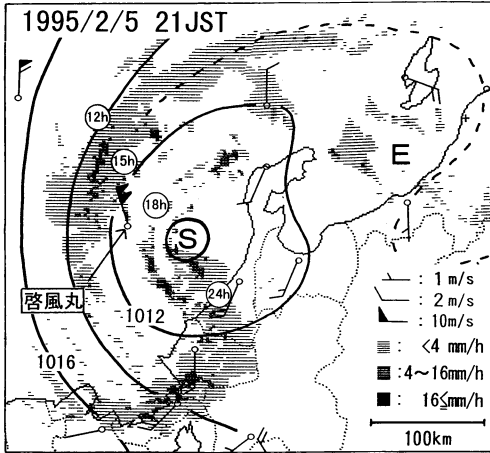
(1) 啓風丸による海上および高層気象観測資料。

啓風丸の定点特別観測は、北緯37度、東経135度30分付近において、1995年2月4日から8日まで行

\* 新潟地方気象台予報課 (現: 富山地方気象台富山空港出張所)。

—1996年1月4日受領—

—1996年12月25日受理—



第1図 1995年2月5日21時の地上の気圧(hPa), 風分布とレーダーエコー。丸数字はSとした低気圧の12時から24時までの中心位置, 実線は2hPa間隔の等圧線, 破線は1013hPaの等圧線を示す。

われた。なお、高層気象観測は2月5日09時から24時(日本標準時, 以下同じ)までは3時間間隔, その他は09時と21時の1日2回実施された。

- (2) 気象官署による地上および高層気象観測資料。
- (3) 啓風丸および新潟レーダーによる約7.5分間隔の高度約2kmのエコー分布。

気象庁のレーダーエコー分布は、高度約2kmを表示している。

- (4) アメダスによる1時間毎の観測値。

### 3. 解析の対象とした渦状擾乱

第1図は1995年2月5日21時の地上気圧, 風, レーダーエコーの分布図である。佐渡島から丹後半島にかけてエコーがひろがっている。その中で記号Sで示した能登半島の西方海上でエコーがスパイラル状となっており, その付近に低気圧が解析されている。この時, 総観場の前線帯は太平洋上まで南下しており, この低気圧は寒気場内で発生した渦状擾乱である。

この渦状擾乱は, 啓風丸のすぐ北側を約15km/hの速さで南東に進み, 18時頃に最も啓風丸に接近した。本論分では, この渦状擾乱の解析を行った。

また, 第1図で記号Eとした新潟県沖のレーダーエコーは, 2月5日の未明から昼頃にかけて, 北陸地方の沿岸を東北東に進んだ渦状擾乱が衰弱したものである。この渦状擾乱は, 約15km/hの速さで東北東に進

み, 5日03時頃に最も啓風丸に接近した。この渦状擾乱については, 啓風丸の近くを通過した時に高層気象観測が行われていなかった事から, 解析の主対象とはしなかった。なお, この擾乱について記述するときは「東北東進した」と付加する事とする。

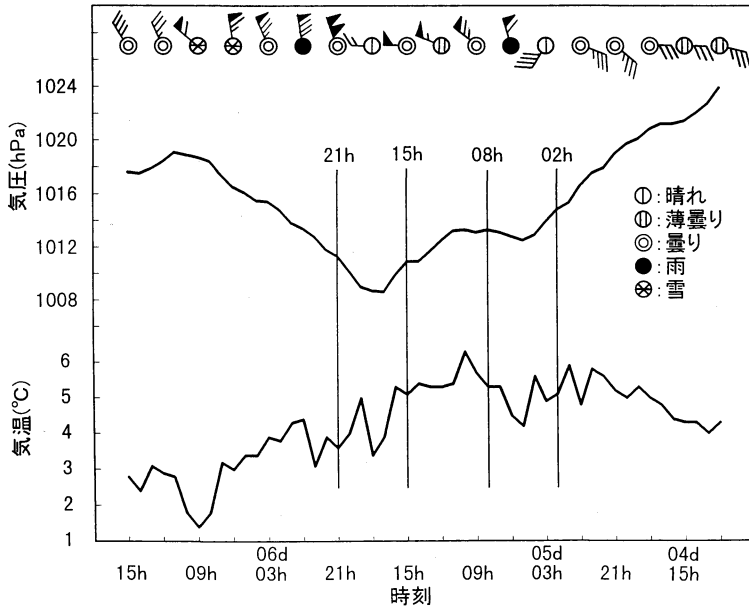
### 4. 渦状擾乱通過に伴う気圧, 気温, 風の変化

第2図は啓風丸の観測による1995年2月4日12時から6日15時までの1時間間隔の海面気圧と気温, 3時間間隔の海上風, 天気の時系列図である。気圧は4日夕方から5日夕方にかけて下降し, その後6日朝にかけて上昇している。この期間は大まかに見ると, 気温もその前後に比べ高温となっており, 風も東風から北西風に変化している。その中で5日02時~08時と15時~21時の2回, その前後に比べ急な気圧の低下が見られる。これらの気圧低下に対応して, 数時間規模の明瞭な気温および風の変動も見られる。この時間帯は上記の2つの渦状擾乱が啓風丸に接近した時刻に近い事から, これらの変化は2つの渦状擾乱によるものと思われる。したがって, 2つの渦状擾乱による気圧, 気温および風の変化が, それよりスケールの大きい気圧, 気温および風の変化の中に埋め込まれていたといえる。

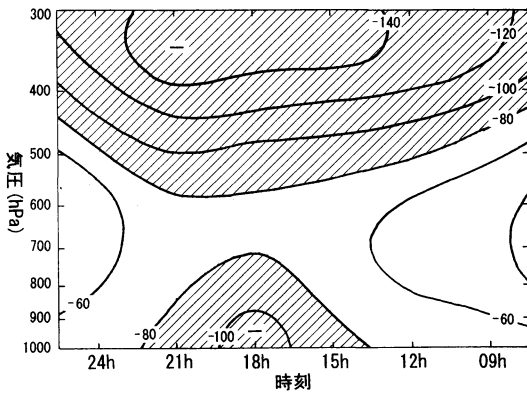
### 5. 渦状擾乱のスケール

2つの渦状擾乱の移動速度は共に約15km/hである。第2図の渦状擾乱による気圧の変化時間を移動速度から距離に換算すると, 共に約100kmとなる。第1図で能登半島西岸付近から福井県にのびるスパイラルエコーの広がりも同程度であり, 新潟県沖の東北東進した渦状擾乱周辺のエコーの広がりも同程度である。2つの渦状擾乱の水平スケールは約100kmと推定できる。

第3図は啓風丸の観測による1995年2月5日09時から24時までの高度偏差の鉛直時間断面図である。2つの渦状擾乱の影響を受けていないと考えられる2月4日09時と2月6日21時の平均を標準値とし, それからの差を偏差とした。この図によると, 負偏差域は700hPa付近を境に上下に分かれている。下層の負偏差域は18時にピークがある。そして, 渦状擾乱は18時頃に啓風丸に最も近づいている。この事から, 下層の負偏差域は渦状擾乱に対応していると考えられる。したがって, 渦状擾乱は700hPaより下層の擾乱であるといえる。



第2図 啓風丸での1995年2月4日12時から2月6日15時までの1時間間隔の海面気圧、海上気温および3時間間隔の天気と風の時系列。風の記号は第1図と同じ。曇りは全雲量が9/10以上の場合（上層雲が多い場合は薄曇り）をいう。



第3図 啓風丸での1995年2月5日09時から24時までの高度偏差の鉛直時間断面図。1995年2月4日09時と2月6日21時の平均を標準値とし、それからの差を偏差とした。斜線域は-80m以下の負偏差域を示す。資料は啓風丸の3時間間隔の高層気象観測値を用いた。

6. 渦状擾乱と上層の擾乱の関係

第4図は1995年2月5日21時の500hPa面の高度、気温、風の分布図である。能登半島の西方海上に水平スケール約1000kmの寒気を伴った気圧の谷がある（水平スケールは日本海西部の気圧の尾根との間隔

や-36°Cの等温線の分布から求めた）。気圧の谷のほぼ真下に解析の主対象とした渦状擾乱が位置し、その東側に東北東進した渦状擾乱が位置している。

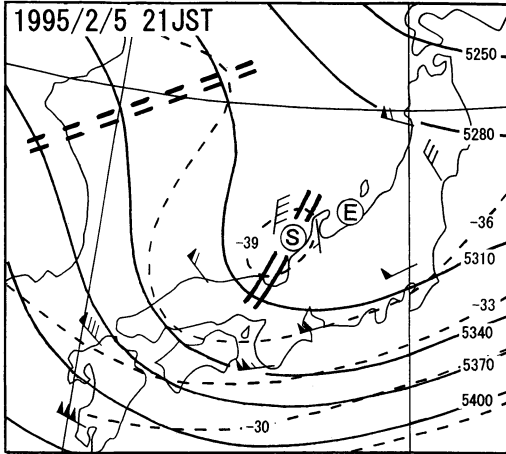
第3図の上層の負偏差域は、500hPa面では21時頃に負偏差が最も大きくなっている事から、第4図の気圧の谷に対応していると考えられる。したがって、第3図の負偏差域の鉛直分布から、この気圧の谷は渦状擾乱とは直接結びついてはおらず、渦状擾乱の上方に位置している事になる。

7. 渦状擾乱の構造の解析

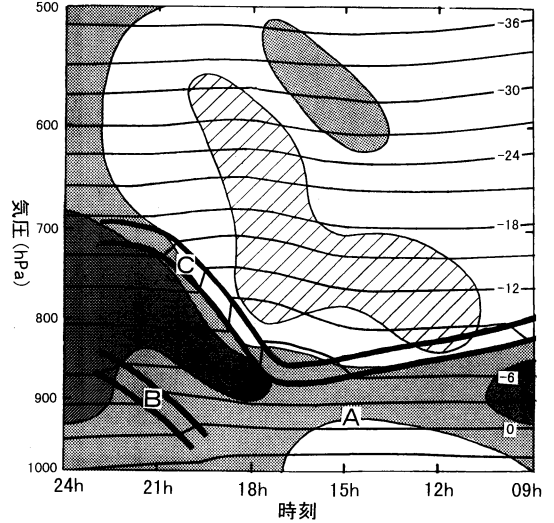
7.1 3時間間隔の高層気象観測値による解析

第5図は啓風丸の観測による1995年2月5日09時から24時までの気温と湿度の鉛直時間断面図である。渦状擾乱は18時頃、啓風丸に最も接近し、その前後の進路も南東で一定している事から、この図は18時が渦状擾乱の中心付近、09時~18時が渦状擾乱の前面（南東側）、18~24時が渦状擾乱の後面（北西側）の鉛直分布と読み替える事ができる。

第5図によると、記号BおよびCとした位置に2つの安定層が解析されている。記号Cとした安定層は、その上下の湿度分布から、沈降によってできた安定層とみられる。一方、第6図の温度移流や第7図の風の



第4図 1995年2月5日21時の500hPa面の高度、気温、風の分布図。実線が高度(m)、破線が気温(°C)、二重線は気圧の谷、二重破線は気圧の尾根を示す。気圧の谷や尾根は風や高度場から求めた。Sは解析の主対象とした南東進した渦状擾乱の位置、Eは東北東進した渦状擾乱の位置を示す。風の記号は第1図と同じ。資料は高層気象観測値を用いた。



第5図 啓風丸での1995年2月5日09時から24時までの気温、湿度の鉛直時間断面図。細線が気温(°C)、太線が安定層、斜線域が湿度30%以下の領域、ハッチ域が湿度60%以上(黒塗りは80%以上)の領域を示す。資料は第3図と同じ。

分布によると、記号Bとした安定層より下層で北西風が強く、寒気移流も強い。このことから、記号Bとした渦状擾乱後面の安定層は寒冷前線の様相を示しているといえる。

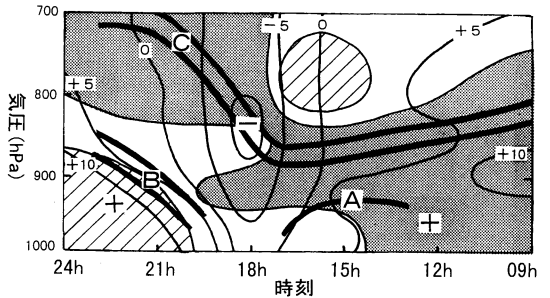
また第5図によると、擾乱の前面の記号Aとした位置に湿度の不連続線がある。15時の温位の鉛直分布図(図は省略)によると、この不連続線は弱い安定層である。したがって、記号Aは湿度の不連続を伴った弱い安定層である。第6図によると、この安定層と沈降による安定層Cとの間は弱いながら暖気移流域となっており、この安定層は温暖前線の様相を示している。

以上から、3時間間隔の高層気象観測によって、温暖前線、寒冷前線の様相を示す安定層が検出されたといえる。

7.2 10分間隔の海上気象観測値による解析

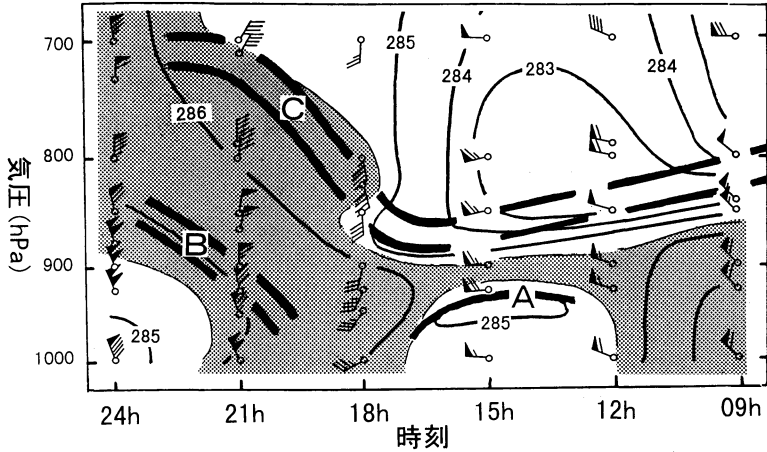
第8図は、啓風丸の観測による1995年2月5日15時から24時までの10分間隔の海上気象観測値の時系列図である。この時間帯は、解析の主対象とした渦状擾乱の影響下に啓風丸が入っていた期間に該当する。

風向が10分間で30度以上変化した場合をシアラインと定義すると、17時10~20分(記号S1)、18時00~10分(記号S2)、19時30~40分(記号S3)の3本のシアラインが検出できる。また、混合比の変化に注目する

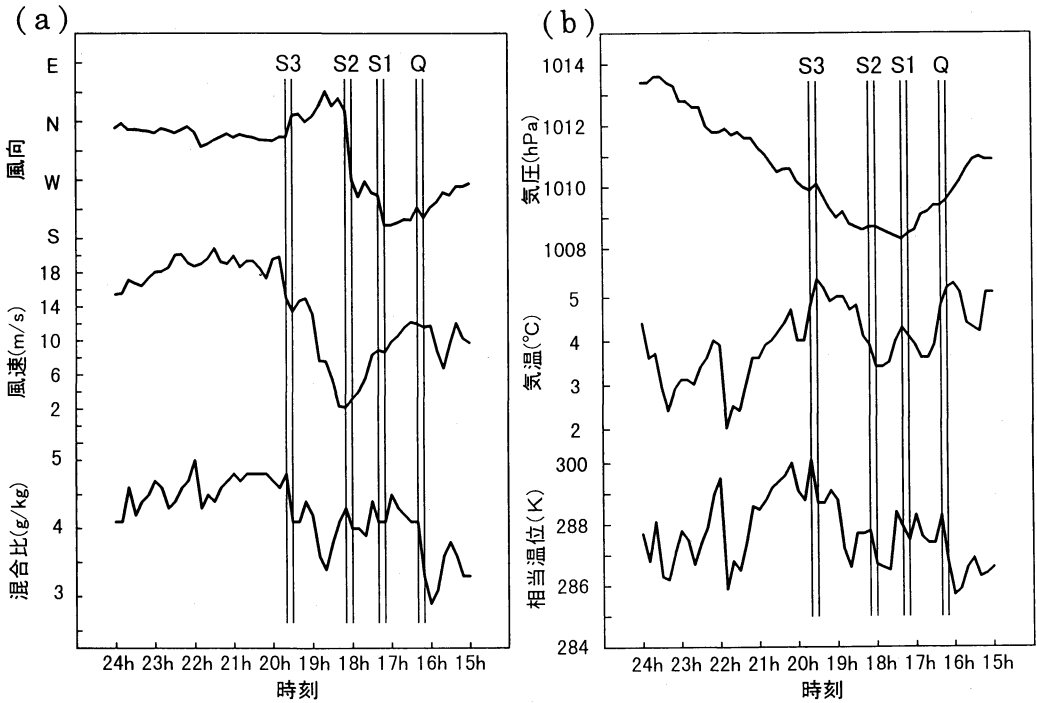


第6図 啓風丸での1995年2月5日09時から24時までの鉛直時間断面図を北西から南東方向の空間断面図に置き換えた時の、断面に平行な風速成分(m/s)。風速は正が北西、負が南東風。擾乱の移動速度を引いてある。ハッチおよび斜線域は断面に平行な温度移流域(ハッチは暖気移流域、斜線は寒気移流域の内の $1 \times 10^{-4} \text{K/s}$ 以上の領域)を示す。資料は第3図と同じ。

と、16時10~20分の10分間に0.8g/kg増加するという大きな変化をしている(記号Q、なお、この時に啓風丸では降水を観測しておらず、この変化は降水が原因ではない)。これは相対湿度20%以上の変化に相当し、湿度の不連続線といえる。したがって、10分間隔の海上気象観測によって、1本の湿度の不連続線と3本のシアラインが検出された事になる。これらの湿度の不連続線を(Q)、シアラインを(S1)、(S2)、(S3)



第7図 啓風丸での1995年2月5日09時から24時までの風、相当温位 (K) の鉛直時間断面図。ハッチは相当温位285.5K以上の領域を示す。風の記号は第1図、資料は第3図と同じ。



第8図 啓風丸での1995年2月5日15時から24時までの海上の (a) 風向, 風速, 混合比, (b) 気圧, 気温, 相当温位の時系列図。二重線は湿度の不連続線またはシアーラインを示す。資料は啓風丸の10分間隔の海上気象観測値を用いた。

と呼ぶ。

これらの湿度の不連続線およびシアーラインを境に他の気象要素も変化している。風速は (S2) 付近で非常に弱く、逆に (S3) 以降は非常に強くなっている。また、気温は (S2) と (S3) の間で高温となっている。

混合比と相当温位は (Q) を境に高くなっているが、(S2) と (S3) の間でやや低くなっている。なお (Q) は、緩やかな変化だが、西よりから南よりへの風向変化も伴っている。

### 7.3 レーダーエコーの追跡

第9図は1995年2月5日16時00分から24時00分までのレーダーエコーおよび地上風分布である。啓風丸以外の地点は前1時間の気温変化も示してある。第9図によると、特徴のあるエコーとしては、渦状擾乱前面の線状のエコー（記号Q）、渦状擾乱後面の舌状のエコー（記号S1）、そして渦状擾乱後面の線状のエコー（記号S3）がある。記号S3で示したエコー以外は直接啓風丸を通過していないが、これらのエコーは、その先端部と擾乱の中心を結ぶ線が通過した時刻から、湿度の不連続線（Q）、シアライン（S1）、（S3）に対応すると考えられる。なお（S2）に対応するエコーは見いだせなかった。

これらのエコーは、約7.5分間隔のエコー分布図（図は省略）により追跡可能であった。以下、これらのエコー通過に伴う風と気温の変化について述べる。

（Q）に対応するエコーは、北陸地方の沿岸を北上したが、その通過に伴い一時的だが気温が上昇している（19時の嶺北地方および20時の能登地方（地方名は24時を参照））。また、風向の変化も伴っている。

（S1）のエコーは、19時以降その先端が線状となり、北陸地方の内陸へ進入した。この通過に伴い擾乱の中心付近を除き気温がいったん下降している（20時の嶺北地方および21時の嶺南地方）。

（S3）のエコーは、19時以降（S1）の舌状のエコーの擾乱側側面が線状に組織化して発生した。このエコー通過後、風向が北西に変化し風速が強まっている（20時の啓風丸および22時以降の嶺北地方）。

また、（S1）と（S3）のエコーの間は気温が上昇し、（S3）のエコー通過後に気温が下降している（21時から23時までの加賀地方と嶺北地方）。これは啓風丸の観測値の変化と同じである。この事は、地上付近では擾乱の中心付近が高温となっている事を示している。「渦状擾乱の中心付近下層での高温」は、Ninomiya *et al.* (1990) も指摘している。

なお、（S1）通過に伴う風向変化は、概ね南よりから西よりである。そして、（S3）の後面近傍では北西風となっている。これらの状況は、啓風丸でのエコー通過時の変化と同じである。この事は前述のエコーとシアラインの対応を裏付けている。

## 8. 考察と結論

### 8.1 上層の擾乱も含めた全体の構造

解析結果から、2つの渦状擾乱に伴う気圧、気温、

風の変化が、それよりスケールの大きい気圧、気温、風の変化の中に埋め込まれている事がわかった。第1図のレーダーエコー分布でも、丹後半島から佐渡島へのびる水平スケール約500kmのエコーの中に、水平スケール約100kmの2つの渦状擾乱のエコーが埋め込まれていると見る事ができる。この事から、2つのメソ $\beta$ スケールの渦状擾乱で、1つのメソ $\alpha$ スケールの擾乱を形成していると考えられる。そして、第2図の気温変化から、2つの渦状擾乱はメソ $\alpha$ スケールの擾乱による相対的な高温域に位置しているといえる。

また、渦状擾乱の上方には、渦状擾乱とは直接結びついてはいないが、上層の擾乱が存在していた。これらの事から、上層の擾乱も含めた全体の構造は、2つのメソ $\beta$ スケールの渦状擾乱で1つのメソ $\alpha$ スケールの擾乱が形成され、その上方に上層の擾乱が位置するという「2重、2層構造」をしていると考える。

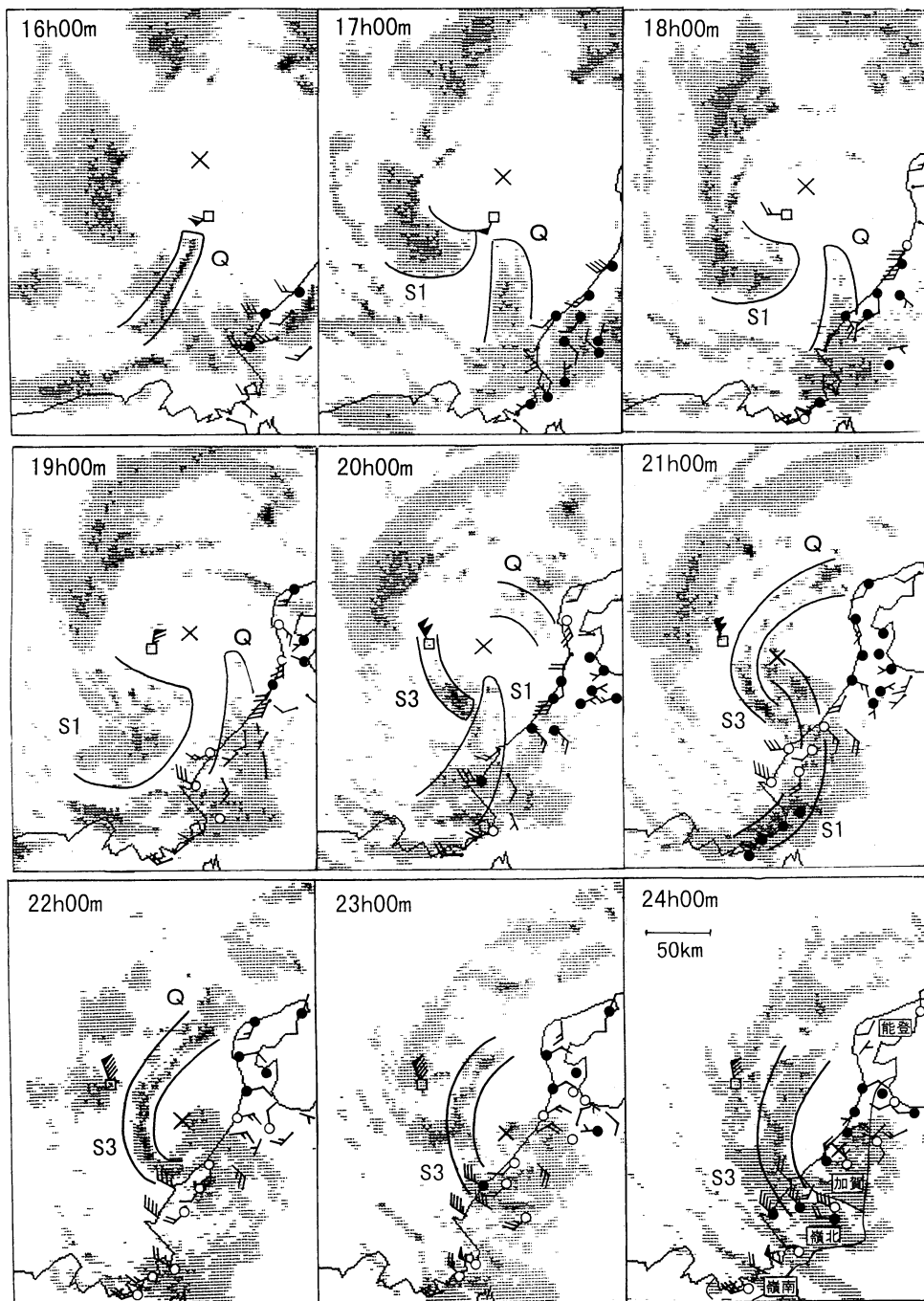
なお、大久保（1995）は、ほぼ同じスケールの渦状擾乱を解析し、北陸付近を東北東進と南東進する2つの渦状擾乱がペアで存在する事、上層の擾乱の下方に渦状擾乱が位置する「2層構造」をしている事を指摘している。また、Ninomiya and Hoshino (1990) は、ほぼ同じスケールの渦状擾乱を解析し、メソ $\alpha$ スケール擾乱の中にメソ $\beta$ スケールの渦状擾乱が埋め込まれた「2重構造」を指摘している。

### 8.2 渦状擾乱の構造

#### 8.2.1 温帯低気圧との類似性

3時間間隔の高層気象観測値の解析から、温暖前線、寒冷前線の様相を示す安定層が検出された。また、10分間隔の海上気象観測値の解析からは、湿度の不連続線と3本のシアラインが検出された。

海上気象観測で検出された湿度の不連続線（以下（Q））は、通過に伴って気温は下降しているものの湿度が上昇し、相当温位も高くなっていった。また、風向も緩やかではあるが西よりから南よりに変化していた。第5図および第7図によると、高層気象観測で検出された温暖前線の様相を示す安定層も、擾乱の中心側で湿度および相当温位が高くなっており、風向も西よりから南よりに変化している。両者の観測時刻は近く、（Q）は温暖前線の様相を示す安定層に対応していると考えられる。なお、レーダーエコーの追跡による（Q）通過時の北陸沿岸での状況は、風向変化を伴って多くの地点で気温が上昇しており、温暖前線通過時の様相を示している。これらの事から、渦状擾乱は温暖前線の様相を示すシアラインを伴っていたといえる。



第9図 1995年2月5日16時00分から24時00分までの1時間間隔の啓風丸レーダーエコーと地上風分布。□が啓風丸の位置，×がレーダーエコーの循環から求めた渦状擾乱の中心位置，細線は対象とするエコーを包括した線を示す。○が $0.5^{\circ}\text{C}/\text{h}$ 以上の温度上昇，●が $0.5^{\circ}\text{C}/\text{h}$ 以上の温度下降をした地点を示す（啓風丸は除く）。風の記号，エコー強度は第1図と同じ。風は啓風丸およびアメダス資料，温度変化はアメダス資料を用いた。なお，24時の図には地方名を入れてある。

高層気象観測で検出された寒冷前線の様相を示す安定層は、その後で北西風が強くなり、気温も低下していた。海上気象観測で検出された3番目のシアーライン(以下(S3))は、通過後気温が下降し、北西風が強まっている。両者の観測時刻は近く、(S3)は、高層気象観測で検出された寒冷前線の様相を示す安定層に対応していると考えられる。これらのことから、渦状擾乱は寒冷前線の様相を示すシアーラインを伴っていたといえる。

なお、海上気象観測で検出された他の2本のシアーラインについては、高層気象観測で対応する安定層は検出されていない。これらについては次節で考察する。

以上から、海上および高層気象観測によって、温暖前線、寒冷前線の様相を示すシアーラインが検出されたことになる。したがって、渦状擾乱は温暖前線、寒冷前線の様相を示すシアーラインを伴っており、温帯低気圧に似た構造をしていると考える。

メソスケールである渦状擾乱の構造が、総観スケールである温帯低気圧の構造に似ていた事については次のように考える。

一般的に冬型の気圧配置の時は対流圏中層に安定層が存在している。坪木・岩濱(1989)は冬季の稚内の大気成層状態をモデル化し、傾圧不安定波に対する効果を調べた。その結果、対流圏中層にある安定層の高度が下がる程、その下層で発達する傾圧不安定波の波長が小さくなる事を示した。第5図によると、今回の事例でも安定層が存在しており、その高度は渦状擾乱の中心付近で約850hPaである(第5図記号C)。この低い安定層の存在が、温帯低気圧と似た構造をもちながらも、スケールの小さい擾乱を発達させたと考えられる。

なお、大久保(1995)、山岸ほか(1992)は、ほぼ同じスケールの渦状擾乱を解析し、大久保(1995)は渦状擾乱が温帯低気圧と似た構造をしていた事、山岸ほか(1992)は渦状擾乱が傾圧性擾乱の特徴を持つ事を指摘している。

### 8.2.2 Tボーン構造との類似性

前節の考察から、10分間隔の海上気象観測で検出された3本のシアーラインのうち、(S1)と(S2)が、高層気象観測ではわからず、10分間隔の海上気象観測値のみで検出されたシアーラインという事になる。このうち(S2)については、擾乱の中心付近の風速が最も弱い場所にあり、他のシアーラインと違い突風も伴っていない(資料は省略)。そして、対応するレーダーエコーもない事から、擾乱の中心付近の通過に伴う風向

変化と思われる。(S1)については対応するレーダーエコーがあり、その特徴は、寒気側からの流れに相当する西よりへの風向変化と気温の下降であった(この変化は擾乱の中心よりやや離れた地域で明瞭であった)。このことから、10分間隔の海上気象観測によって、もう1つ別のシアーラインが検出され、それが寒冷前線の様相を示していたと言う事ができる。

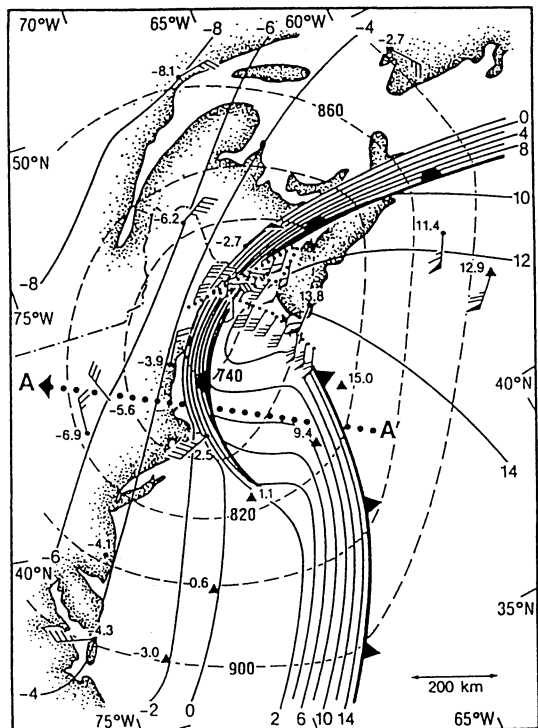
第9図の内、21時のエコー分布に着目すると、(Q)と(S3)に対応するエコーは、つながった1本のエコー帯となっており、それと直交する形で(S1)に対応するエコーがある。この時、渦状擾乱の中心は2本のエコー帯の交点付近にある。(Q)は温暖前線の様相を示し、(S3)は寒冷前線の様相を示している事から、このエコー帯の北側から西側にかけてが寒気側と言う事ができる。そして、(S1)は寒冷前線の様相を示している事から、その西側が寒気側となる。また(S1)と(S3)の間は高温であった。このような温度とシアーラインの分布は、Shapiro and Keyser(1990)の示した「Tボーン構造をした温帯低気圧」によく似ている。Shapiro and Keyser(1990)は、「Tボーン構造をした温帯低気圧」の中心付近の高温と、温暖前線の寒気側での強風を解析している(第10図にShapiro and Keyser(1990)の解析例を示す)。今回、渦状擾乱の中心付近の高温と(S3)「Tボーン構造」ではバントバックした温暖前線の後面での強風が解析された。したがって、渦状擾乱が「Tボーン構造」をしていると仮定すると、このような風速と気温の変化も説明できる事になる。

しかし、高層気象観測では3本のシアーラインに該当するものは検出されていない。3本のシアーラインは4時間弱の間に啓風丸を通過している。このため、3時間という通常より短い間隔の高層気象観測でも、3本のシアーラインを検出する事は不可能であろう。よって、「シアーライン通過時の観測値の変化やレーダーエコー分布は「Tボーン構造をした温帯低気圧」に似ていた」と言う程度に止める。

### 8.3 渦状擾乱後面の強風について

第8図によると、啓風丸の観測で海上風が最も強まったのは、渦状擾乱の後面のシアーライン通過後の20時頃からである。第7図の風の鉛直時間断面図によると、地上風が強まった直後の21時は地上付近のみ風が強い。この時、渦状擾乱後面のシアーラインに対応する安定層は925hPa付近にあり、これより下で風が強くなっている事になる。24時になると風速の極大は





第10図 Tボーン構造をした温帯低気圧の解析例。1988年1月27日12UTC頃の920hPa面の気温(°C, 実線)と高度(m, 破線)の解析図。矢羽を付した細かい点線は観測用航空機の飛行コース, 黒三角はドロップゾンデの投下位置を示す。レーウィンゾンデとドロップゾンデによる920hPa面の気温の観測値もプロットした。暖気と寒気の境界は伝統的な前線記号で示す。(Shapiro and Keyser (1990)より引用した。A-A'に沿った断面図は省略)。

900hPa付近まで上がっている。両時刻の風速の極大高度での風向は共に北北西であり、相当温位もほぼ同じである。これらの事から、渦状擾乱後面の強風は、シアライン後面を下降してきた寒気によるものと考えられる。

9. まとめ

1995年2月5日午後、若狭湾沖で特別観測を行っていた啓風丸の近くを渦状擾乱が南東進した。この渦状擾乱について、主に啓風丸の観測資料を用いて解析を行った。得られた結果は次のとおりである。

- (1) 渦状擾乱は水平スケール約100kmで、700hPaより下層の擾乱であった。
- (2) 渦状擾乱は半日程前に北陸地方の沿岸を東北東

進した渦状擾乱と2つで、1つのメソ $\alpha$ スケールの擾乱を形成しており、その上方に上層の擾乱が位置していた。したがって、上層の擾乱を含めた全体の構造は「2重、2層構造」といえる構造であった。

(3) 渦状擾乱は、温暖前線、寒冷前線の様相を示すシアラインを伴っており、温帯低気圧に似た構造をしていた。

(4) 啓風丸の10分間隔の海上気象観測値によると、温暖前線、寒冷前線の様相を示すシアラインの他に、もう1つ別なシアラインが検出できた。これらのシアライン通過時の観測値の変化やレーダーエコー分布は「Tボーン構造をした温帯低気圧」に似ていた。

(5) 啓風丸の観測による海上風は、渦状擾乱後面のシアライン通過後が最も強くなっていた。そして、その強風はシアラインの後面を下降してきた寒気によるものと考えた。

謝 辞

本論文の作成にあたり、多くの助言をいただいた新潟地方気象台の上野予報課長、中垣主任予報官(現、富山地方気象台技術課長)ならびに予報課の方々、有益な指摘をいただいたレフリーの方、貴重なコメントをいただいた東京大学海洋研究所の坪木和久氏に感謝します。

啓風丸の乗船に際しご尽力いただいた新潟地方気象台総務課の方々、啓風丸乗船時にお世話になった啓風丸の谷口船長、前平気象長(現、気候・海洋気象部海上気象課主任技術専門官)、そして風速20m/s、波高4mという悪条件下で観測された啓風丸観測員の方々に感謝致します。調査に用いた啓風丸の各種観測資料の入手については、気象庁海洋気象部海上気象課(現、気候・海洋気象部海上気象課)にお世話になりました。厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of mesoscale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.  
 大久保篤, 1995: 冬季の北陸地方に見られる2種類の渦状擾乱, 天気, 42, 705-714.  
 黒田雄紀, 1992: 日本海の収束雲と海難, 海と空, 67, 261-279.

- 宮沢清治, 1966: 北陸地方の豪雪について(4) — 中規模のうず性じょう乱と豪雨雪 —, 研究時報, 18, 22-29.
- 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 I: Evolution Process and Meso- $\alpha$ -scale Structure, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 293-306.
- Ninomiya, K. and K. Hoshino, 1990: *ibid.* part II: Meso- $\beta$ -scale Low in Meso- $\alpha$ -scale Polar Low. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 307-318.
- 坪木和久, 若濱五郎, 1989: 準地衡風方程式系に於ける傾圧不安定波に対する大気成層の効果, 低温科学, 物理編, 48, 51-70.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990: Fronts, Jet Streams and the Tropopause. Extratropical Cyclones: The Eric Palmen Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen Eds. American Meteor. Soc., 167-191.
- 山岸米二郎, 土井雅彦, 北畠尚子, 上口弘晃, 1992: 強い突風を伴った寒気(団)内低気圧, 天気, 39, 27-36.

---

Structure of a Mesoscale Vortex Formed off the Hokuriku District in the Winter Cold-Air Outbreak: A Case Study of the Keifu-Maru Intensive Observation on 5 February 1995

Atusi Ookubo\*

\* *Forecast Section, Niigata Local Meteorological Observatory (Present affiliation: Toyama Airport Branch, Toyama Local Meteorological Observatory, Toyama 939, Japan).*

(Received 4 January 1996; Accepted 25 December 1996)

---