

平成 21 年度 卒業論文

2009 年秋の北極海ラジオゾンデ観測によって
観測された大気の順圧不安定とメソ渦列

Barotropic instability of the atmosphere and meso vortex line observed

by radiosonde observation on the Arctic sea in autumn, 2009

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

506307

伊藤 匡史

指導教員：立花 義裕 教授

目次

第1章 序論.....	4
1-1 研究背景	
1-2 研究目的	
第2章 風と循環.....	6
2-1 シアー	
2-2 渦度	
2-3 相対渦度	
2-4 惑星渦度	
2-5 渦位	
2-6 渦位勾配	
2-7 大気の安定・不安定	
2-8 順圧不安定	
第3章 北極海観測.....	8
3-1 北極海航海 観測概要	
3-2 海洋気球観測船「みらい」	
3-3 研究対象地	
第4章 使用データ.....	11
4-1 高層気象観測（ラジオゾンデ）	
4-2 NCEP/NCAR 再解析データ	
4-2-1 再解析データ	
4-2-2 NCEP/NCAR Reanalysis	
4-3 MODIS Terra, Aqua 可視画像データ	
第5章 解析手法.....	14
5-1 相対渦度	
5-2 渦位勾配	

第 6 章 観測結果.....	18
6-1 気圧配置	
6-2 風速	
6-3 相対渦度	
6-4 渦位勾配	
6-5 衛星写真	
第 7 章 考察・まとめ.....	25
引用文献.....	27
謝辞	

1 章 序論

1-1 研究背景

北極は、他の地域よりも温室効果ガスの増加に伴う温暖化により大きな温度変化が起こると予想される地域である (IPCC 2007) とされている。これは、北極域に雪氷が多く存在することにある。特に北極海を覆う海氷は、1979 年以降、衛星観測によってその面積は観測されているが、図-1 に示すように夏季の海氷面積は観測開始以降から現在に至るまで減少傾向にある。この海氷面積の減少は一度起こると、高アルベドである海氷部分が低アルベドの海洋に変化するので、高アルベドである海洋はより多くの熱を太陽から吸収することになる。するとさらに海氷は融け、その部分もまた海洋に変わる。これを繰り返す事で正のアイスアルベドフィードバックを引き起こす。しかしながら、太陽光は雲によって反射される。これにより雲は太陽からの熱を遮る冷却効果の役割を果たす。さらに雲は長波放射の吸収・放射を行い、温室効果の役割をも果たす。そのような点から考えると海氷は雲と密接に関係していると言えるのではないだろうか。そこで、この雲の発生と関係の深い大気場の変化を考える事が大切である。この大気場に関連して、夏期の海氷面積の減少は、大気場の循環によって引き起こされた風に左右されることが、IABP (国際北極ブイ計画) のブイのデータを使った研究等でも知られている。しかし、北極海上の大気状態を調べる為には、高層気象観測数は陸地に比べると圧倒的に数少ない。この原因は、北極海が海であることによって定点観測が困難である事、また、海氷によって船の航海が困難で海氷自体も風や海流の駆動によって移動することにある。この2点から北極海での高層気象観測のデータ数が少ない理由が良く分かる。この気象観測数の少なさは、地球シミュレータのような数値モデルに影響が出る。北極海や赤道域のような海洋上では予報精度が落ち、陸上よりも上手く再現できない。よって、北極海上において大気場が引き起こす現象の理解をするためには、まず北極海上でより多くの高層気象観測データの取得をすることが必要とされる。さらに、そのデータを基に大気場の変動が北極海上でどのようになっているのかと言う事を研究する必要がある。つまり、衛星データ以上の詳細な観測をすることで、メソスケールに対する大気の変化をとらえることが必要とされる。特に数分、数時間というタイムスケールで変化する擾乱の特徴をとらえるには、局地的な高層気象観測が必要であり、この擾乱の発生原因・発達過程をとらえることが大切である。この観測事例が無に等しい極域における擾乱の仕組みが分かれば、地球シミュレータの精度の向上はもとより、極域でのメソスケールの大気循環とこれに起因するマクロスケールでの大気大循環の変動をより明確なものに出来るだろう。

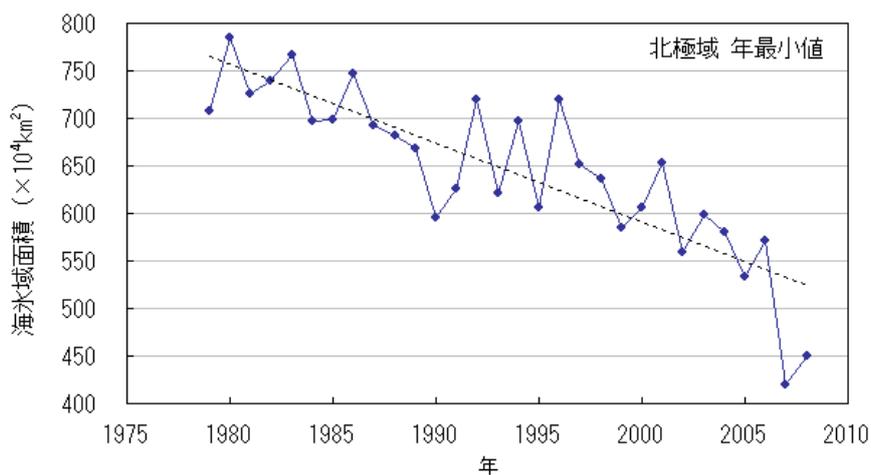


図-1 夏季の北極海海氷域面積の変動 (気象庁)

1-2 研究目的

2009年の秋、JAMSTEC 保有の海洋地球研究船「みらい」によって行われた北極海での航海に参加し、気象観測を行った。本研究では、メソスケールの現象を衛星観測によるグリッドデータ以上に局地的なラジオゾンデ観測によってとらえ、北極域でのメソスケールの大気場がどのようなになっているかを研究する。そしてここでは、観測期間中に短期間で風速の変化がみられた水平シアーが大きい部分に着目し、この水平シアーが大きい部分から極域における擾乱の発生について研究することを目的とする。

2章 風と循環

2-1 シアー

一般にベクトル場においてベクトルのある方向への変化率（方向微分係数）を言う。水平スケールのみを考える場合 $\partial v/\partial x$, $\partial u/\partial y$ の値を考える。

2-2 渦度

面積に関係なく流れの回転に関係した量である。台風や竜巻を見れば空気が回転していることはすぐ分かる。これは巨視的に見た回転であり、渦度は微視的に見た回転を表す。反時計周りの渦度を正とする。

2-3 相対渦度

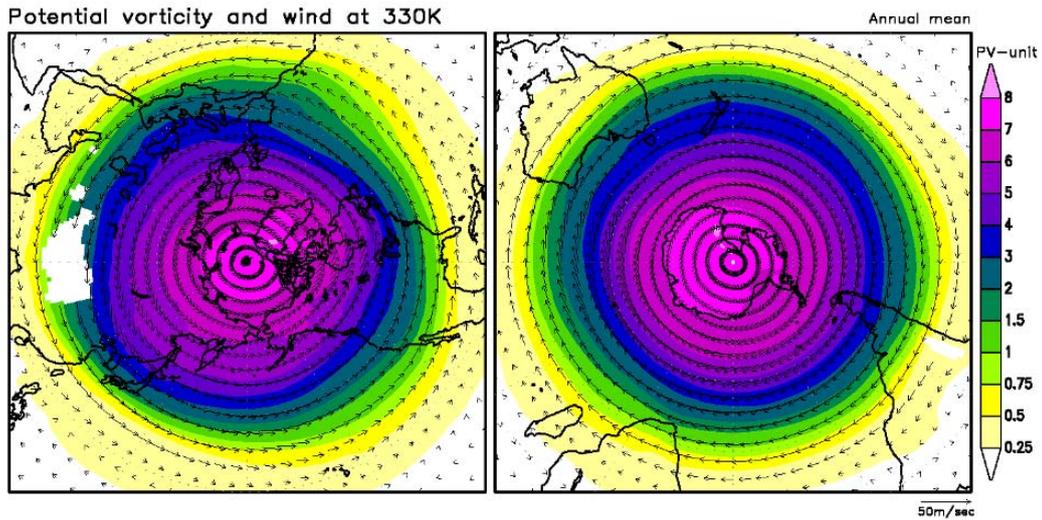
地球上の観測者が観測する渦度。地表面自身が時点に伴う渦度をもっているが、観測されるのは全体の渦度のうち地表面に相対的な成分だけである。

2-4 惑星渦度

コリオリパラメーターとも言う。地球の自転による渦度。 $2\Omega \sin \theta$ (Ω : 地球の自転角速度, θ : 緯度) で表せられる。

2-5 渦位

回転している空気塊の体積を変えずに回転軸方向に伸縮させたときに保存される物理量。図-2に示すように一般的に極ほど渦位の値は大きくなる。



(気象庁)

図-2 330[K]面における渦位[PVU]と風[m/s]の年間気候値の分布. 左は極中心の北半球, 右は南半球.

2-6 渦位勾配

大気の安定・不安定を決定する指標. この値の符号が変わると大気不安定条件がそろう. 特に値が負となる地域は大気が不安定とされる.

2-7 大気安定度

力学的・熱力学的に平衡状態にある大気に微小擾乱を発生させたときの, その大気の振る舞いを表す. 擾乱が弱まってもとの平衡状態に戻る場合は安定, 擾乱が強まって元の状態に戻らない場合は不安定という.

2-8 順圧不安定

南北方向にシアをもつ平均東西流の運動エネルギーがエネルギー源となって, 擾乱が発達する不安定のことを順圧不安定という. 東西風の速度にのみ依存し, 鉛直方向の依存性は考えないので, 水平面内の2次元で考えることになる.

3章 北極海航海 観測概要

3-1 観測領域・観測期間

2009年秋の北極海での航海では、JAMSTEC（海洋研究開発機構）保有の海洋地球観測船「みらい」に乗船し、気象観測を行った。大まかな気象観測期間及び観測航路としては、UTC2009年9月6日（以下時刻は世界標準時とする）にアリューシャン列島に所属するウナラスカ島のダッチハーバーを出港し北上を開始した。その後、ベーリング海を抜けた頃の9月10日06時からラジオゾンデ観測を開始し、下記のようなラジオゾンデ観測点（色付の円）をとった。太平洋側の北極海において一部期間を除き6時間ごとに観測した。北上しながら観測を続け、北緯78.9度に到達後、南下した。バロー沖、そして北緯73度前後を西経（162, 164, 166, 168）度に沿って集中的（3時間観測を行った）に観測した後、10月11日06時にラジオゾンデ観測を終了し、10月15日に再びダッチハーバーへ帰港した。最終的なラジオゾンデ観測点数は136点となり、北極海での過去における「みらい」によるラジオゾンデ観測数の中では最多放球数となった。

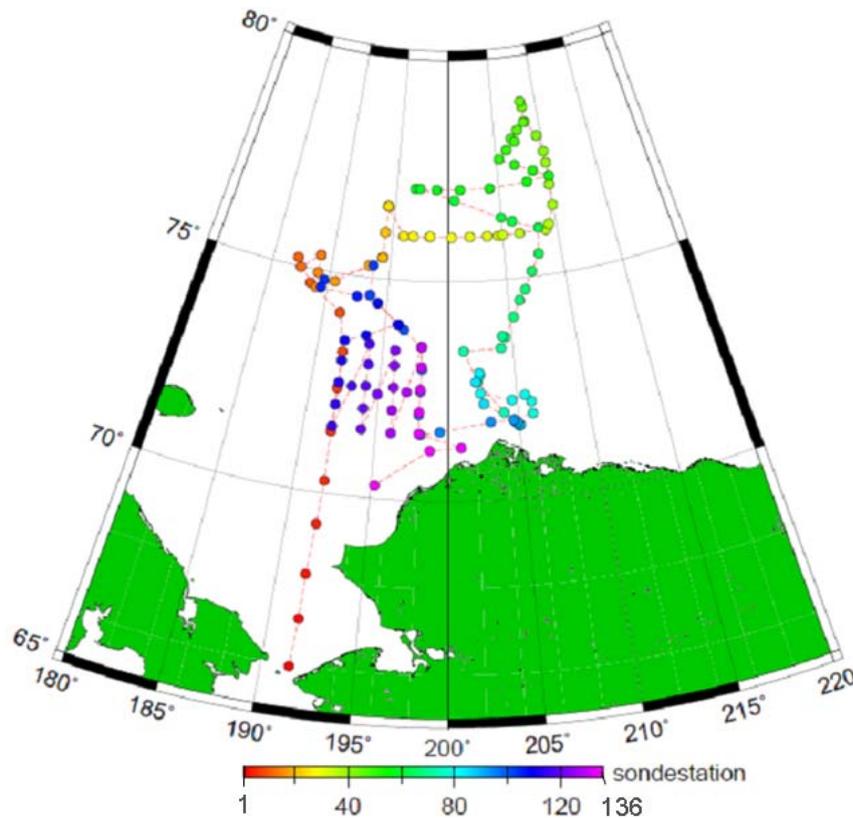


図-3 2009年9月10日06時から10月11日06時までのラジオゾンデによる観測点（色付の円は、ラジオゾンデ観測点。点線は次の観測点までの直線経路を示す。カラーバーはラジオゾンデ観測点の観測点番号を示す）。

3-2 海洋地球観測船「みらい」



図-4 海洋地球観測船「みらい」

表-1 みらいの概要構造

全長	125.8m
幅	19.0m
深さ	10.5m
国際総トン数	8,687トン
航海速力	約 16 ノット

海洋地球観測船「みらい」は JAMSTEC 保有の世界でも最大級の大型海洋観測船である。エルニーニョ観測以降、地球科学への本格的な取り組みがはじまり、グローバルな海洋観測が計画された。そこで原子力船「むつ」を転用し、原子炉部分を取り除いた「みらい」が誕生した。「みらい」は、優れた耐氷性や航行性を有し、広域かつ長期にわたる観測研究が可能な特徴を生かして、北極海や太平洋、インド洋など亜熱帯・亜寒帯海域での海洋調査を専門に、海洋地球研究の最先端国際洋上基地、多様な海洋地球データ発信基地としての役割を担っている。そして、海洋の熱輸送・説循環の解明、海洋生態系の解明、海洋底プレートダイナミックスの解明等のため世界中の海で観測を行っている。このような学術的な研究調査のため、搭載されている気象観測測器としては、衛星データ受信システム、総合気象観測装置、ドップラーレーダー、高層気象観測装置である。本研究では、主に操船甲板に設置されている VAISALA 製の放球コンテナを使用し、高層気象観測装置を用いたラジオゾンデ観測データを使用した。

3-3 研究対象地域

本研究では、北極海観測航海の中で、ラジオゾンデ観測によって取得したラジオゾンデデータのうち西経 168 度ラインに沿って観測した点を用いる。観測期間は、UTC2009 年 10 月 7 日 00 時から 12 時。その期間 3 時間ごとの高時間分解能なラジオゾンデ観測を行った。観測地点は、北緯 73.5 度から南下し、北緯 71.5 度にかけて 0.5 度ごとの 5 観測地点である。

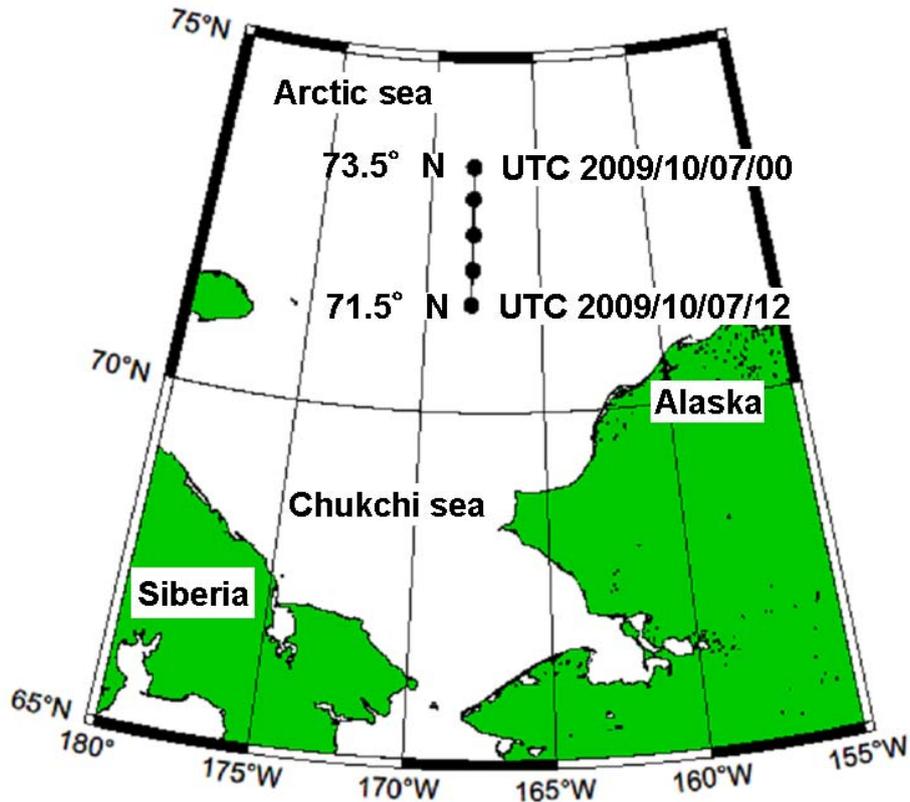


図-5 観測領域と観測点（黒丸は観測点.北から北緯 73.5 度, 73 度, 72.5 度, 72 度, 71.5 度. 時間は北から 2009 年 10 月 7 日 00 時, 03 時, 06 時, 09 時, 12 時)

4章 使用データ

4-1 高層気象観測（ラジオゾンデ）

観測地点上空の大気の状態を知るための観測のことを高層気象観測という。ラジオゾンデとは気圧、気温、湿度等の気象要素を測定するセンサーを搭載し、測定した情報を送信するための無線送信機を備えた気象観測器である。高度約 20km までの大気の状態（気圧、気温、湿度、風向風速等）を観測した。



図-6 ラジオゾンデ測器(左) 自動放球場面 (中央) 手放球場面 (右)

ラジオゾンデ観測には VAISARA 製のラジオゾンデを使用した (図-6 左)。放球には、「みらい」の操船甲板に設置されている VAISARA 製の放球コンテナを使用 (図-6 中央)。この放球コンテナは、備え付けの自動ランチャー装置によってこの中で風船を膨らまし、ゾンデ測器をつける事で、ゾンデの放球が可能となる。運航状況・気象状況・その他の観測との兼ね合いによっては、手放球すなわち屋外で放球 (図-6 右) によって観測を行った。

「みらい」による過去のラジオゾンデ観測は、「みらい」の北極航海開始以降行われてきたが、今回のように1ヶ月間連続して観測した事例は、ほとんどない。下記の表にもあるが、今回のラジオゾンデ観測は、観測開始以来でもっとも多い放球数となった。

表-2 「みらい」のラジオゾンデ放球数

年	放球数(回)
1999	7
2000	21
2002	120
2004	69
2008	95
2009	136

序論に述べたように本研究では、観測期間中に短期間で風速の変化がみられた水平シアーが大きい部分に着目して事例解析を進める。この水平シアーが大きい部分から極域における擾乱の発生について研究することを目的とするため、研究対象領域で行ったラジオゾンデデータを用いて研究を進める。結果として、今回の2009年の観測のように1カ月間連続して観測を行ったことで、局地的な水平シアーの大きな事例をとらえることが出来た。

4-2 NCEP/NCAR 再解析データ

4-2-1 再解析データ

再解析とは数十年分のデータ同化サイクル（数値予報とデータ同化を繰り返す処理）をその時々々の観測データの状況に応じて適切に実施する作業の事である。

再解析結果は気候の監視などの基礎データや季節予報モデルの検証データとして使用するとともに、気象学・気候学の研究者にも研究のベースとなる包括的な基礎データを提供し、気象・気候研究の促進に大いに貢献すると期待されている。また、例えば過去に大きな災害をもたらした顕著な大気現象を高い空間解像度で数値モデル上に再現することが可能となり、異常気象の発生メカニズムの解明に役立つことが期待される。さらに、ヨーロッパでは1950年代に英国で発生した原子力施設の火災にともなう放射性物質の拡散のシミュレーションにも利用された例もあり、気象・気候分野以外での利用も期待される。このように、再解析結果は、国の政策立案などの基礎データとしての国内利用のみならず、国際支援などにおいても活用が期待できる貴重な情報資産といえる。(気象庁 HP)

4-2-2 NCEP /NCAR Reanalysis

気圧場の変遷を理解するために NCEP / NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) の再解析データを用いた。大気物理量としては、この他にジオポテンシャル高度、気温、湿度、東西風、南北風等の異なる物理量が挙げられ、今回使用したものでは、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ($\approx 278\text{km}$) グリッドの地表気圧データのデータを使用した。

4-3 MODIS Terra , Aqua 可視画像データ

MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) はアメリカ航空局(NASA)によって開発された可視・赤外域の放射計で、地球観測衛星「Terra」および「Aqua」に搭載されている。観測波長帯は0.4 μm から 14.4 μm の範囲に 36 のバンドを有し、直下における水平解像度は 2 バンドが 250m, 5 バンドが 500m, 残りが 1km である。地表、大気中微粒子および大気からの放射を観測することによりエアロゾルの光学的特性（光学的厚さ、粒径分布）、雲分布、海面水温、海色（クロロフィル a 濃度）、積雪分布、雪氷面温度、陸上の植物指数、森林火災の検出などの地球環境に関する諸量が求められる。

5章 解析手法

5-1 相対渦度

観測点を図-7の黒円で示す. 実際の観測と同様に北から南に向かって3時間ごと且つ0.5度(≒55km) 間隔で測ったものとする. 隣り合う観測値点間の距離と各々の観測点で取得したゾンデデータのu成分(東西成分)を用いて①式から相対渦度を求めた.Uは東向きの風速, yは南北方向の距離を表す. 求めた値は隣り合う2観測点間の中間点とみなし, その中間点が相対渦度の存在する場所とみなす. 今回は東西方向の観測は行っていないので, 南北方向のみを考える. 相対渦度の式からy微分のみを考える事によって, 相対渦度は①のように表せられる.

$$\text{相対渦度} \quad \zeta = -\frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{\text{風速差}}{\text{地点間距離}} \dots \textcircled{1}$$

(u:風速 y:距離)

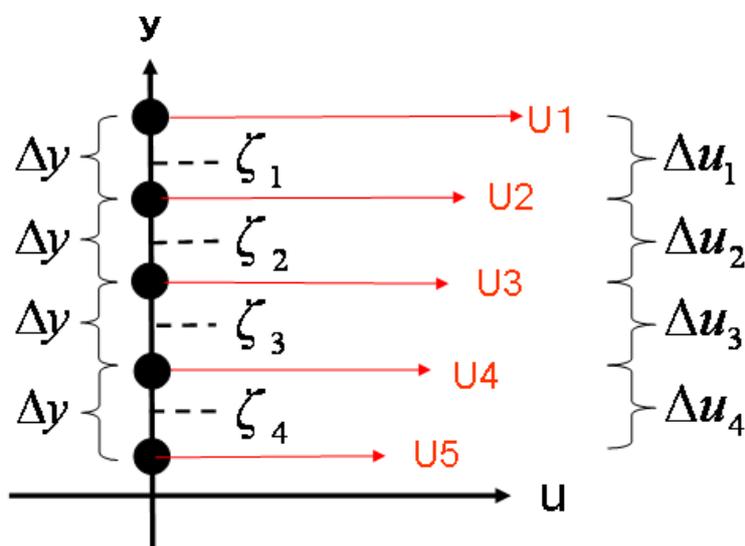


図-7 相対渦度の求め方(黒円は観測点. Δy は観測点間の距離. Δu は2点間の風速差. 測点と測点の中間点が相対渦度の存在する点とする.)

上記の計算によって, 5つのラジオゾンデ観測点から得られたゾンデの観測データを用いて, 各々の隣り合う観測点間の中間点にあるとされる4つの相対渦度が見積もることが出来る.

5-2 渦位勾配

(Holton, 2004) の渦位勾配を求める式より, 渦位勾配は

$$\frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{f + \zeta}{h} \right) = \frac{\partial f}{\partial y} \frac{1}{h} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \frac{1}{h} \dots \textcircled{2} \quad \text{と表せられる.}$$

(q: 渦位 f: コリオリパラメーター (惑星渦度) h: 等温位層の層圧)

5-1 の相対渦度の求め方より $\zeta = -\frac{\partial u}{\partial y}$. さらに $h = \text{一定}$ と仮定する.

ここで, コリオリパラメーターの y 微分に関して, コリオリパラメーターを y 微分すると $2\Omega \cos \theta$ となる. 極域において, この値はかなり小さな値となる.

従って極域においては $\left(\frac{\partial f}{\partial y} \ll \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)$ となるため②式は $\frac{\partial q}{\partial y} \approx -\frac{1}{h} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$ と近似できる.

さらにここで, 順圧不安定が生じる条件として, 成長する擾乱が存在するためには, この勾配が符号を変えなければいけないので,

$$\frac{\partial q}{\partial y} \approx -\frac{1}{h} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} > 0 \quad \text{と} \quad \frac{\partial q}{\partial y} \approx -\frac{1}{h} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} < 0 \quad \text{と言う条件が必要である.}$$

つまり符号が変わる点なので $\frac{\partial q}{\partial y} \approx -\frac{1}{h} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0$ となる点が必要.

$$\frac{\partial q}{\partial y} \propto -\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = -\frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\frac{\text{渦度差}}{\text{距離}} \quad \text{となるので,}$$

この値を求めて大気の安定度を求めることが出来る.

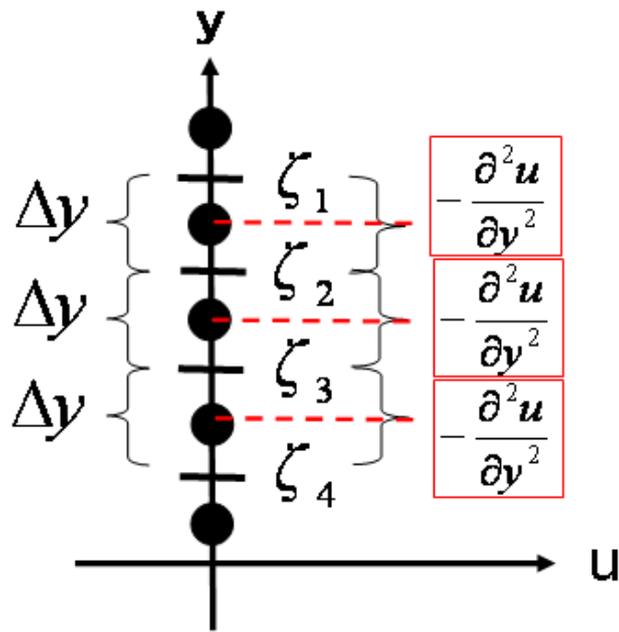


図-8 渦位勾配の求め方 (黒丸は観測点. y 軸上にある観測点間の中間にある横線は上記の 5-1 によって相対渦度が求められた点. その相対渦度同士の間中点が真ん中の 3 つの観測地点の渦位勾配となる. 結果として, ここでは 03 時, 06 時, 09 時における渦位勾配を求めたこととなる.)

よって, 上記の渦位勾配を求める計算・条件によって, 図-8 のように 03 時, 06 時, 09 時で観測される渦位勾配が求められる. ここでは, この値によって正負の符号が入れ替わる変曲点があれば順圧不安定となる. 変曲点がどこにあるかというのは, ラジオゾンデ観測によって得られた風の u 成分から計算した渦位勾配の図 (次章の観測結果) から大気安定・不安定を判断する.

第6章 解析・観測結果

6-1 気圧配置

観測期間中の平均海面気圧と観測対象領域, 研究対象となる全ラジオゾンデ観測点 5 点を下図に示した. この図は,北緯 50 度から 90 度. 東経 110 度から 180 度線をはさんで西経 80 度までの領域を示している.

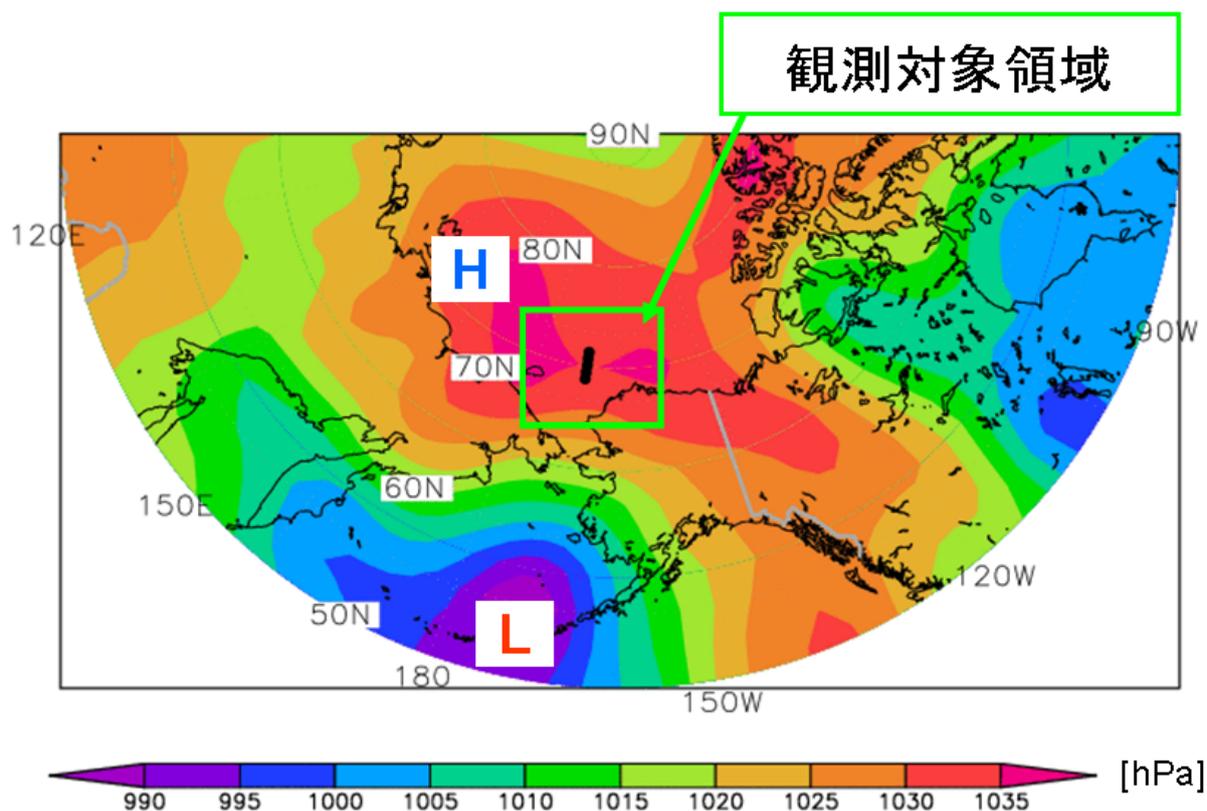


図-9 観測期間中の平均海面気圧 [hPa] と観測領域 (カラーバーは 2009 年 10 月 7 日 00 時から 12 時までの平均気圧. 観測対象領域中の黒円は対象となる全ラジオゾンデ観測点)

図-9 より観測対象領域は 1030hPa を超える高気圧下に存在. 西経 168 度に沿って観測した観測点の両側には 1035hPa 以上の高気圧の中でも一番高い高気圧の領域が見られ, ちょうど高気圧の山と山の間を「みらい」が通過した. 一方で対称的にベーリング海上には, 990hPa 程の低気圧が存在していた.

次に, 詳細な気圧配置を見るために, 観測対象領域の気圧配置図を図-10 に示す. 気圧場の変遷を見るために 00 時, 06 時, 12 時, 18 時それぞれの気圧配置図とその時の観測点を示す. この観測対象領域は, 約北緯 67 度から 77 度. 西経約 140 度から 190 度の領域を示している.

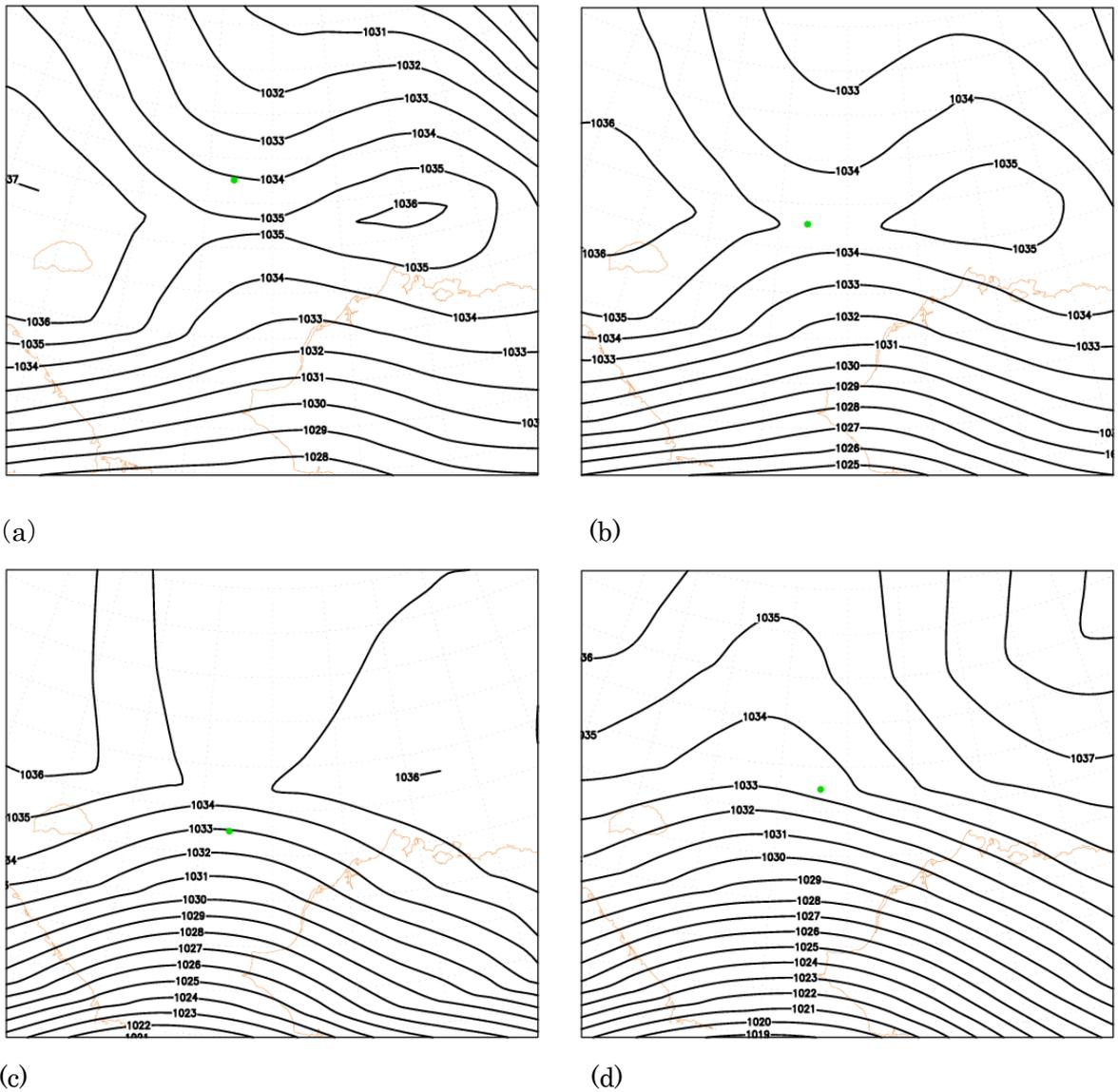


図-10 観測対象領域における観測点ごとの地上気圧配置 (等値線. 単位は hPa). 2009 年 10 月 7 日 (a) 00 時 (b) 06 時 (c) 12 時 (d) 18 時とそれぞれの時間での観測点 (緑色の円).

図 10 より 00 時, 06 時, 12 時は東西に高気圧の山が存在する. そのため, 観測期間中の観測点が存在する場所での気圧はほぼ同様のものとみす. 18 時においては, ベーリング海上に存在する低気圧が 12 時以降北上を始めたと思われるので, 気圧場が急速に変化したと見られる. これらの理由より, 以降 2009 年 10 月 07 日 00 時から 12 時における 5 観測点及び大気場は空間分布とみなす. よって, 6-2 以降の図は時間変化ではなく, 西経 168 度に沿った時間を考慮しない. つまり, 大気場の定常状態における空間分布を示すこととなる.

次に示す図は, 上記の 00 時から 12 時までの平均地上気圧分布と 5 観測地点の場所, 気圧配置から予想される地衡風の風向きを示している.

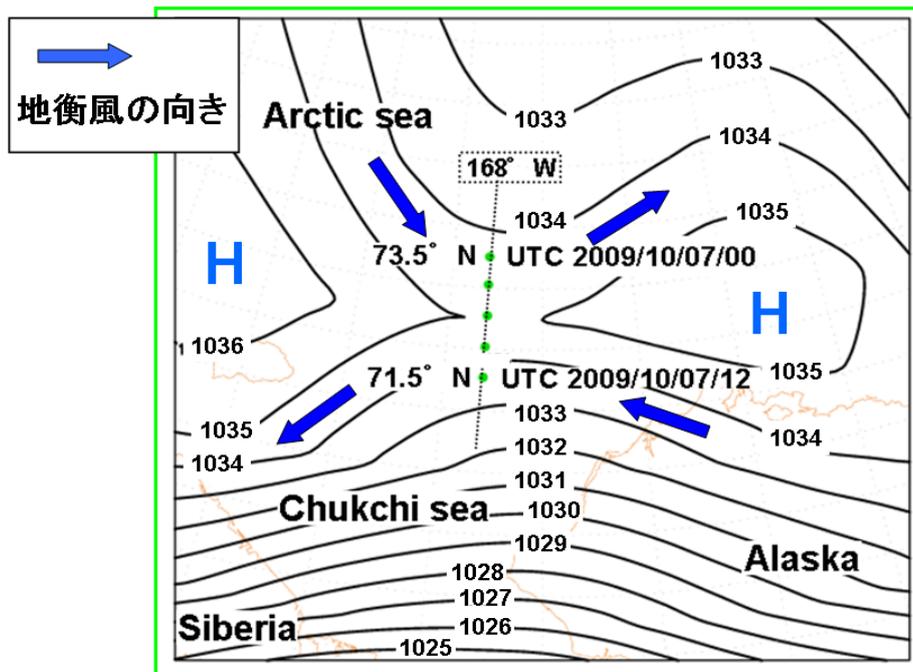


図-11 観測対象領域の観測対象期間中（2009年10月7日00時から12時）の平均海面気圧（等値線、単位 hPa）と 5 観測点（緑色の円）、地上気圧から予想される地衡風を青色矢印で示す。

図-11 より 06 時にちょうど西側の高気圧の山と東側の高気圧の山の間位置している。これを境に北側（00 時 03 時）で西よりの地衡風が吹き、南側（09 時, 12 時）では東よりの地衡風が吹いているようである。

6-2 風速

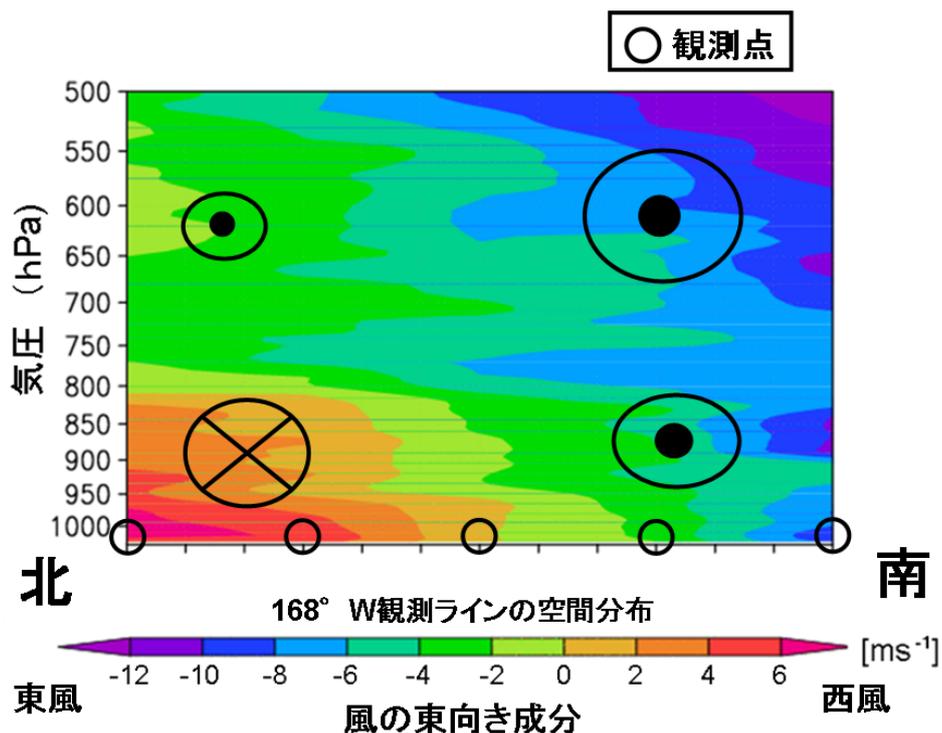


図-12 風速の東向き成分 [ms^{-1}]. (縦軸は気圧 [hPa]. 横軸は西経168度ラインを示し, 左が北, 右が南となる. 横軸上の白抜きのは観測点を表しており, 左から順に北緯 73.5 度, 73 度, 72.5 度, 72 度, 71.5 度を示す. ゆえに西経 168 度観測ラインでの風の東向き成分の空間分布を示す.)

図-12 は実際にラジオゾンデによって観測された風の東向き成分である. 西経 168 度ラインでの鉛直断面の空間分布となっている. この図から 800hPa より下層に関して, 真ん中より北側では西風が吹いており, 南側では東風が吹いている. この東風成分の風向きは先の平均地上気圧配置から考えられる地衡風の風向きと一致している. しかし一方で, 800hPa より上空では東向きの風となっている. 風の東向き成分としては, 下層も上層も北に比べ南側のほうが強い東向きの成分を持っていることが分かる. 上記のラジオゾンデによって観測された風の東向き成分によって次の 6-3 に示す相対渦度の鉛直プロファイルが作られる.

6-3 相対渦度

下記の図は風の東向き成分と観測点間の距離から求めた相対渦度である。先ほどと同様に縦軸に気圧座標をとり横軸は西経 168 度ラインとしている。ゆえに西経 168 度ラインでの相対渦度の鉛直断面の空間分布となっている。

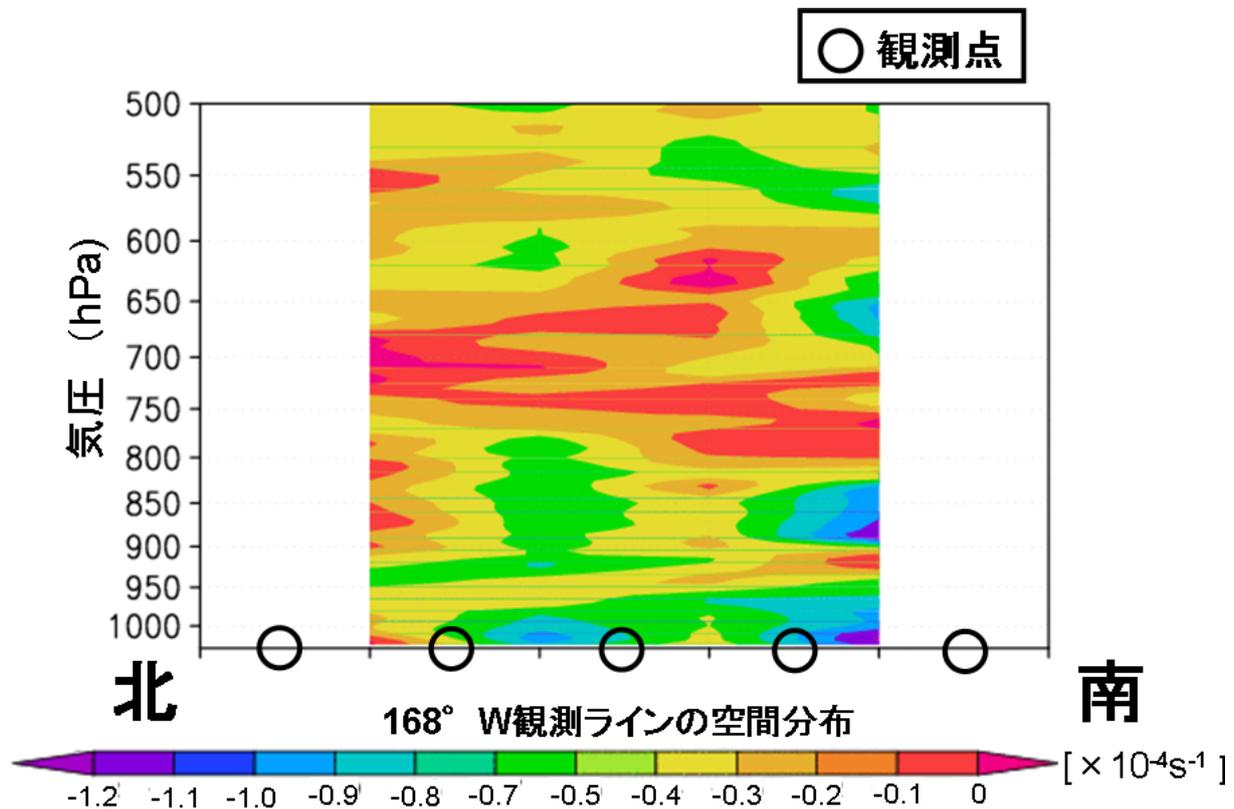


図-13 相対渦度 [$\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$]. (縦軸は気圧 [hPa]. 横軸は西経 168 度ラインを示し, 左が北, 右が南となる.横軸上の白抜きのは観測点を表しており, 左から順に北緯 73.5 度, 73 度, 72.5 度, 72 度, 71.5 度を示す. ゆえに西経 168 度観測ラインでの相対渦度の空間分布を示す.)

図-13 より全体的に負の渦度が存在する. 700hPa前後で相対渦度のかかなり小さい部分があるのに比べ, 下層では相対渦度の大きい部分が目立つ. 左から二つ目 (北緯 73 度) と三つ目 (北緯 72.5 度) の間と四つ目と五つ目の間に惑星渦度 (北緯 72 度付近で約 1.3×10^{-4}) に匹敵するほどの大きな逆符号 (高気圧回転) の渦度が存在していることがわかる. この大きさは約 -1.0×10^{-4} 程であり, このことからこの付近で擾乱が発生している可能性が高いと判断できる. 一般的な総観規模擾乱の相対渦度の大きさは, 本研究で観測された大きさよりも 1 オーダー低いのが普通である.

6-4 渦位勾配

6-2, 6-3 から求められた相対渦度を用いて大気の安定・不安定の指標となる渦位勾配を求めた。渦位勾配が正ならば赤色，負ならば青色を示している。特に赤色と青色が変わる部分である変曲点が擾乱の発生には必要で，つまりこの部分は渦位勾配で求めた値がゼロとなる。さらに，大気の順圧不安定領域としては，この値が負になる部分とされている。

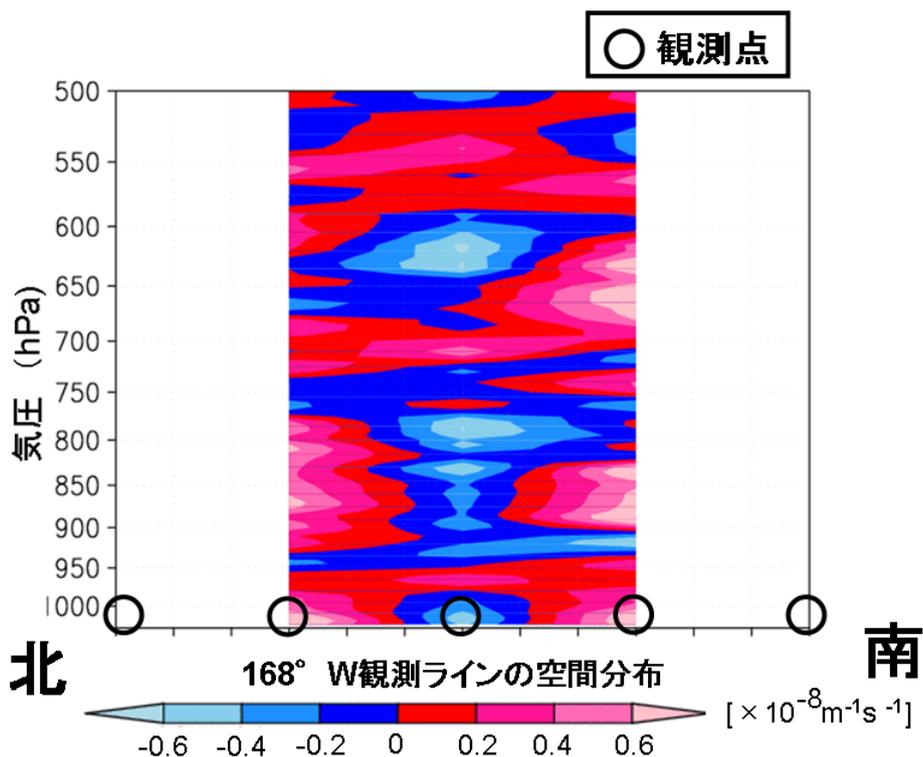


図-14 渦位勾配 [$\times 10^{-8} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$]. (縦軸は気圧 [hPa]. 横軸は西経 168 度ラインを示し，左が北，右が南となる。横軸上の白抜きのは観測点を表しており，左から順に北緯 73.5 度，73 度，72.5 度，72 度，71.5 度を示す。ゆえに西経 168 度観測ラインでの渦度勾配の空間分布を示す。)

図-14 より，06 時である北緯 72.5 度の点で，渦位勾配は負の値をとった。その前後では正の値をとり，変曲点が存在した。真中の点で負の値をとったことから，この部分には，大気不安定領域が存在すると判断できる。不安定領域は，このラジオゾンデデータから概算して距離にすると観測地点間を約 55km として計算したので 40km 前後と考えられる。

6-5 衛星画像

上記のラジオゾンデの観測データから求められた大気の安定・不安定結果、実際に擾乱が発生していたかどうか判断するため、Terra Aqua の可視画像データを用いた。

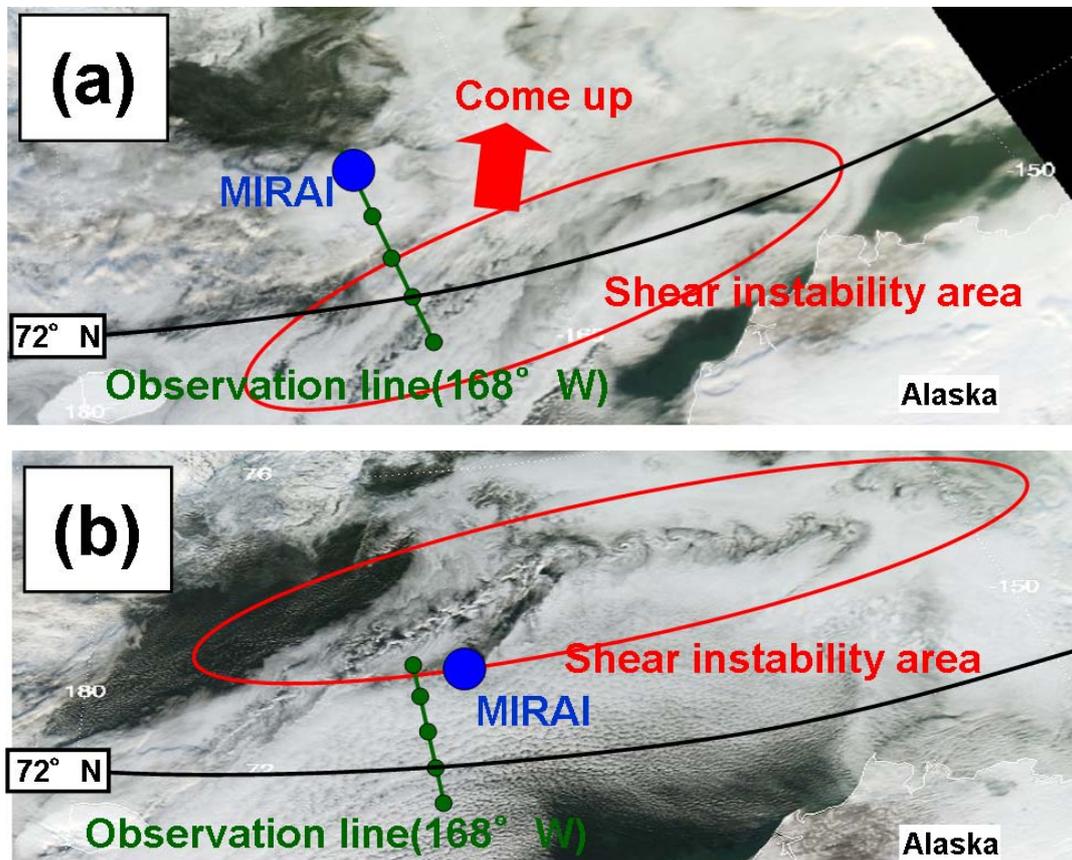


図-15 衛星開始画像 (a) UTC 2009/10/07 01:25 (Terra) (b) UTC 2009/10/07 23:15 (Aqua). 青色の円は「みらい」の位置. 緑の線は観測ライン (168W). 緑の円は観測点.

図-15(a)より、はっきりとはしていないがシアー不安定と見られる部分は北緯 72 度付近に存在している. 次に約 1 日経過した (b) であるが、北緯 73 度から 74 度付近にかけてははっきりとした渦列が発生していることがわかる. 「みらい」は (a) の青色の円の位置辺りから西経 168 度に沿って南下しており、シアー不安定領域は発達しながら北上している. 「みらい」と渦列がどこかの段階で交差していると考えられるが、実際にどの段階でこの渦列が「みらい」の上空を通過したかの詳細は、今後の課題となる. しかしながら、ラジオゾンデ観測により、この渦列の発見に結びついたのは間違いない.

7章 考察とまとめ

ラジオゾンデ観測より、リッジの北側は西風で、南側は東風なのでシアアが大きかった。よってリッジ付近で水平渦度が強いと言う判断が可能となった。そこで、西経 168 度ラインで観測された風の東向き成分から求めた相対渦度は、一般的な総観スケールのものよりも大きかった。この求めた渦度は、高気圧性循環をもっており、観測した付近では局地的循環が存在する可能性がある判断した。さらに、渦度の絶対値が大きい所では、その値が惑星渦度に近い値となった。これは、この付近に小規模の循環または擾乱が見られる事を示唆する。そして、先ほど求めた相対渦度と観測点間の距離を用いて、この付近の渦位勾配を求めた。すると、06時（北緯 72.5 度）の地点で求められた渦位勾配は負の値を持っていた。この値は、その前後の時間との間に変曲点を持つと言う不安定条件を満たしていた。したがって、これらの事から高気圧場ながらも 06 時付近は大気状態が不安定と言うことがラジオゾンデ観測を通すことによって分かった。

このような水平シアアにより創り出される大気的不安定現象はシアア不安定と呼ばれている。そこで、ラジオゾンデ観測データを用いる事によって算出されたこの大気的不安定を検証する為、極軌道衛星の Terra と Aqua に搭載されている MODIS の可視画像を用いて研究対象領域の大気場を確認した。すると図-15 (a) に見られるように、赤色で囲まれた部分がある。ここでは、北緯 72 度の海上を斜めに横断している細長い不安定ラインのようなものが確認出来た。約 1 日経過した図 15 (b) の可視画像では、はっきりとしたシアア不安定による渦が見られた。この渦は 1 日かけて北上しながら発達したものであると思われる。北上の原因は、極低気圧が北上して来た事にあると思われる。極低気圧の持つ低気圧回転の強風が更なる水平シアアを生み、顕著なシアア不安定を創り出す。その結果、衛星可視画像にはっきりとした渦列が見られるようになったのではないかと考えられる。この可視画像で見られる渦列の直径とラジオゾンデから見られる不安定領域のスケールがほぼ一致する。この事から、実際にこのラジオゾンデにとらえられた順圧不安定と可視画像でとらえられた渦列が一致することが言える。

なお同じようなメソスケールでの渦現象としてカルマン渦の存在も考えられる。図-15 の (a) (b) にも見られるが図の左下部分にロシア領土であるウランゲル島が存在する。この島の影響によるカルマン渦の発生とも考えられたが、可視画像で見られる渦列がシアア不安定によるものである理由は次のようである。まず、簡単に言えば観測された大気場で大きなシアアが観測された事が主な理由であり、そこから順圧不安定があると判断できたことである。次に、なぜカルマン渦の存在を否定できるかと言うと、カルマン渦は島があるとその島の上空を吹いている風の風下側に渦が発生する。しかしながら、気圧配置から判断して低気圧の北上に伴い、地衡風は東から西に向かって吹くはずである。したがって、可視画像のような島の東側に出来る渦列は発生しない

と考えられる.

このような渦列は, もちろん中緯度地域では周知の事と思われるが, 実際に極域において発生したメソ渦列を海洋上でラジオゾンデによって観測された事例はないであろう. しかし, このメソ渦列の特性に関しては更なる研究と考察が必要とされる. 中緯度付近で起こるこのようなメソスケールでの現象や極域における局地的な擾乱の事例を基に詳細な構造や発生原因の究明が必要であろう.

引用文献

- IPCC, 2007: Climate Change 2007, Synthesis Report, Geneva, Switzerland. pp104.
- Holton R. J., 2004: An Introduction to DYNAMIC METEOROLOGY, -Forth Edition, ACADEMIC PRESS, 535pp.
- 気象庁 : http://ds.data.jma.go.jp/gmd/jra/atlas/eng/indexe_isentrop02.html.
http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html.

謝辞

本研究を進めるにあたり、三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の先生方、学生の方々には、多くの貴重な御意見を頂き深く感謝しております。

研究室の皆様には、ゼミや観測を通じて日々お世話になりました。同級生とは、日々お互いを高め合い、助け合えたことを嬉しく思います。先輩方には気象に関する知識から日々に生活に至るまで様々な後押しをして下さり、ここまでたどりつけたのだと思っております。特に立花教授には研究室に配属されてから研究の御指導、そして今回の観測を任せて頂き、研究できたことを深く感謝しております。

今回の北極航海の気象観測につきまして、準備から観測、卒業研究に至るまで数多くの貴重なご指導をして頂きました JAMSTEC 研究員である猪上淳博士には誠に感謝しております。

そして、JAMSTEC 地球環境変動領域北半球寒冷権プログラムの北極海総合研究チームの皆様には北極海観測に関して大変お世話になり、寒冷圏気候研究チームの皆様には、研究に対するご指導を頂き深く感謝いたします。

並びに、GODI (Global Ocean Development Inc.) の観測技術員の皆様には気象観測における、観測技術のご指導、観測支援をして頂き、その他「みらい」の運航に携わって下さった皆様にも厚く御礼申し上げます。