修士論文

冬季、東シナ海・日本南方海域における 温帯低気圧の発生に関する気候学的研究

京都大学 理学研究科 地球惑星科学専攻

高橋 誠

平成19年1月

冬季、東シナ海・日本南方海域における 温帯低気圧の発生に関する気候学的研究

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻 高橋 誠

中緯度偏西風帯で発生する高低気圧は、日本の天気変化に最も深く関係している.特に 東シナ海および日本南方の海域では、秋の終わりから春先にかけて非常に傾圧性が高くな り温帯低気圧が多発する.本研究では1979年11月から2003年3月までの25冬季を対象 に、東シナ海・日本南方海域で発生した温帯低気圧の発生数や発達率の経年変化および月々 変化を調べ、その結果を用いて、低気圧が多い年と少ない年、多い月と少ない月の大気状 態を比較し、その差について検討した.

冬の低気圧の発生数や発達率に有意な増加・減少傾向は見られなかった.また月別には、 低気圧発生数は11、12月に少なく、3月に最も多かった.発達率は12、1、2月に大きく、 11、3月に小さかった.また、低気圧の発生位置についても、月々変化をしていた.

次に、低気圧の発生数・発達率・発生位置の月々の変化の要因を検討した.その結果、各 月の下層の南北温度傾度が大きい場所と低気圧の発生位置が対応していた.また、下層の 渦位アノマリーである温位アノマリーの形成には上層の移動性擾乱が重要な約割を果たし ているということが分かった.この結果を受けて、各月の上層の移動性擾乱の活動度を解 析したところ、11月から1月にかけては解析領域の西側から北西側(以下、上流側)の活 動度が小さく、3月に最も大きかった.このことが、1月には下層の南北温度傾度が最も大 きいにも関わらず低気圧発生数がそれほど多くなく、下層の南北温度傾度が小さい3月に 発生数が最も多いことに対応していた.また、各月の潜熱・顕熱フラックスを調べた結果、 12月~2月には発生域前面にフラックスの大きな領域が存在していたが、11月や3月には 存在せず、発達率の月々変化の様子と対応していた.

さらに、冬季の低気圧発生数の経年変化が大きかった、12月15日から2月15日の期 間を真冬と定め、この期間における発生の多数年と少数年について、低気圧よりスケール の大きな場を比較することで、低気圧発生数に差をもたらす要因について検討した.その 結果、低気圧の少数年には、解析領域上空の偏西風が南北にシャープな構造をしており、 絶対渦度の南北傾度が大きかった.偏西風の構造によって、解析領域の上流側から東進し てきた上層の移動性擾乱が影響を受け、その結果、低気圧発生数にも影響を与えているこ とが示唆された.

目 次

第1章	はじめに	6
1.1	研究の背景・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	6
1.2	研究の目的	10
第2章	データと解析手法	11
2.1	使用データ	11
2.2	低気圧の抽出方法..............................	12
第3章	統計的解析結果	16
3.1	低気圧の発生数の経年変化.......................	17
3.2	低気圧の発達率の経年変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	18
3.3	低気圧発生数の月々変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	19
3.4	月々発生数の経年変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	20
3.5	低気圧の発生位置..............................	22
	3.5.1 冬季の低気圧発生数分布	22
	3.5.2 月々の低気圧発生頻度分布	23
第4章	低気圧発生数・発達率・発生位置の月々変化の要因	26
4.1	850hPa 面上の南北温度傾度	26
4.2	低気圧発生時における南北風の鉛直構造	30
4.3	対流圏上層の移動性擾乱の活動度	34
4.4	潜熱・顕熱フラックス	38
第5章	低気圧発生数の経年変化	41
5.1	解析の方針	41
5.2	真冬における低気圧発生の多数年と少数年の比較	43

第6章	まとめ		52
5.3	その他	2の期間について	49
	5.2.3	300hPa 面の東西風	45
	5.2.2	300hPa 面の移動性擾乱の活動度	45
	5.2.1	850hPa 面の南北温度傾度	43

参考文献

図目次

1.1	Chen et al.(1991) 低気圧の発生頻度分布図	8
1.2	Chen et al.(1991) 低気圧発生数の経年変化の様子	9
1.3	Chen et al.(1991) 緯度別の低気圧発生数の月々変化	9
2.1	解析領域................................	12
3.1	発達率の分布・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	16
3.2	低気圧発生数の経年変化..........................	17
3.3	低気圧の平均発達率の経年変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	18
3.4	低気圧の月々発生数・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	19
3.5	月々の低気圧発生数の経年変化	21
3.6	低気圧の発生頻度分布・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	22
3.7	Chen et al.(1991) 12月~2月の低気圧の発生頻度分布	23
3.8	月々の発生頻度分布・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	24
4.1	850hPa 南北温度傾度	28
4.2	東シナ海の低気圧発生時および発生前における南北風の鉛直構造	31
4.3	東シナ海上の低気圧発生時および発生前における 300hPa 高度場の	
	候値からの偏差	31
4.4	関東東方海上の低気圧発生時および発生前における南北風の鉛直構造	33
4.5	関東東方海上の低気圧発生時および発生前における 300hPa 高度場	
	の気候値からの偏差	33
4.6	300hPa 面の移動性擾乱と渦度の 5日移動平均からの偏差	34
4.7	月々の移動性擾乱の活動度.........................	36
4.8	月々の潜熱・顕熱フラックス	39

5.1	期間別の低気圧発生数の経年変化....................	42
5.2	真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 850hPa 南北温度傾度	44
5.3	真冬の低気圧発生数と 850hPa 南北温度傾度の関係	44
5.4	真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 300hPa 面の移動性	
	擾乱の活動度	45
5.5	真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 300hPa 面の東西風.	46
5.6	東西風の緯度分布.............................	46
5.7	真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 300hPa 面の絶対渦	
	度の南北傾度 β^*	48
5.8	真冬の低気圧発生数と絶対渦度の南北傾度 eta^* の関係 $\dots \dots \dots$	48
5.9	11/1-12/14の期間における低気圧発生数の多数年と少数年について	
	の比較	50
5.10	2/14-3/31の期間における低気圧発生数の多数年と少数年について	
	の比較	51

表目次

2.1	JRA-25 の概要	11
3.1	月々の低気圧発生数の平均値と標準偏差	20
5.1	各期間における低気圧発生数の平均値と標準偏差	42

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

中緯度偏西風帯の高低気圧は日本の天気変化に最も深く関係している.また、メ ソスケール擾乱に影響を及ぼすこともあり、シビアな現象の発生にも直接、間接 に関与していることから、学術的にも実用的にも極めて重要な気象の擾乱である. 特に、東シナ海および日本南方の海域は、秋の終わりから春先にかけて、大陸か らの乾燥、寒冷な空気と海洋からの湿潤、温暖な空気が出会うことにより非常に 傾圧性の高い地域となり、総観規模温帯低気圧、そして温帯低気圧の中でも急激 に発達する低気圧(爆弾低気圧)が多発する領域である.従って、この領域の低気圧 活動の特徴を理解することは、北西太平洋上での温帯低気圧の気候学的特徴を知 るうえでも非常に重要なことといえる.

これまでの研究により、北西太平洋上で発生する温帯低気圧(あるいは爆弾低気 圧)についての統計的な特徴や発達のメカニズムに関する特徴が明らかにされてき た.Gyakum et al.(1989)は1975年10月から1983年3月までの8冬季間における 北太平洋城生での温帯低気圧の統計解析を行い、大陸の西岸での低気圧発生頻度が 特に高いこと、黒潮域を通過する低気圧の90%がよく発達することを示した.Chen et al.(1991)は、1958年から1987年の30年間における北西太平洋を含む極東アジ ア域での温帯低気圧のついての統計解析を行った.その結果の一部を図1.1、図1.2、 図1.3に示す.図1.1は低気圧の発生頻度分布図である.中国東北部と、東シナ海か ら日本南方海域、そして日本海上に低気圧発生頻度の極大が存在している.図1.2 は解析対象である30年間の低気圧発生数の経年変化を示したものである.彼らは、 1958年から1977年までの間に低気圧の発生数が減少傾向であること、それ以後は 発生数にトレンドがないことを示した.また、図1.3は月々の低気圧発生数を緯度 別で分けたものである.図中の一番下の折れ線が日本付近の領域にあたり、低気圧 発生数が最も多いのは3月、最も少ないのは8月となっている. Chen et al.(1992) は、Chen et al.(1991)で抽出した低気圧の中から爆弾低気圧のみを取り出し、統 計解析を行った.その結果、爆弾低気圧は大陸上ではほとんど発生しておらず、東 シナ海から日本南方海域と日本海に発生頻度の極大が見られること、低気圧の発 達率が大きくなるほど低気圧の発達位置が黒潮流域に近づくことを示した. Huo et al.(1999)は1993年3月に発生した爆弾低気圧について PV inversion を行ない、低 気圧の発達には上層トラフの寄与が最も大きかったことを示した.また、Gyakum and Danielson(2000)は、1975年10月から1995年3月までの20冬季間に、35°N から 40 °N,145 °E から 150 °E の領域で最大発達を始めた爆弾低気圧と発達しな かった低気圧について、両者の対流圏下層の高度場、温度場のコンポジットを比 較した.その結果、爆弾低気圧の発達時にはカムチャツカ半島付近に高気圧性偏差 が存在し、そこから低気圧の前面に吹き出す寒気によって、爆弾低気圧が発達し ない低気圧よりも海洋から熱や水蒸気を受け取るのに好ましい状態であったこと を示した. また、Yoshida and Asuma(2000)は、1994年10月から1999年3月ま での5冬季間に日本付近で発生した爆弾低気圧をその経路ごとに3つのタイプに 分類し、それぞれのコンポジット解析を行った.その結果、3つのタイプの中で、 日本南方海域を通るタイプが最も数が多く発達率も高いことを示し、タイプ間の 発達率の違いは潜熱解放の寄与の違いを反映しているということを示唆した.阿部 (2004)は1997年11月から2003年3月までの6冬季間で、アジア太平洋域で発生 した温帯低気圧に関する統計解析を行い、日本付近の海上に4つの発生極大域が 存在すること、その中で関東東方海上の発生頻度が最も大きく、日本海上の発生 頻度が最も小さいことを示した.

第1章 はじめに



図 1.1: 低気圧の発生頻度分布図.

値は緯度 2.5 °×経度 2.5 °ごとの 1 ヶ月あたりの低気圧発生数を 100 倍したもの.[Chen et al.(1991)]



図 1.2: 低気圧発生数の経年変化.[Chen et al.(1991)]



図 1.3: 緯度別に分けた低気圧発生数の月々変化.[Chen et al(1991)]

1.2 研究の目的

これまでの研究から、北西太平洋上の温帯低気圧の発生位置・発達位置・発達 率・通過経路などについては、明らかにされている部分もあるが、長年にわたる 低気圧発生数の経年変化や月々変化についての研究は少ない.Chen et al.(1991)は、 1958年~1987年までの30年における低気圧発生数の経年変化を調べているが(図 1.1)、それは中国東北部と日本海、そして東シナ海から日本南方海域の3つの極大 域を含むものである.特に東シナ海から日本南方海域にかけての極大域と、中国東 北部の極大域は、緯度にして15°、経度にして20°ほど離れていることから(図 1.2)、両地域で同じ経年変化をするとは限らない.従って、それぞれを別に扱う必 要がある.さらに、低気圧発生数の経年変化や、図1.3にみられるような月々変化 が、どのような大規模大気状態と対応しているのかということに関する解析はな されていない.

そこで本研究ではまず、北西太平洋上でも特に温帯低気圧の発生数が多く、発達 率も大きい領域とされている、東シナ海および日本南方海域[阿部(2004)やYoshida and Asuma(2004)]を対象に、1979月11月から2004月3までの25冬季の低気圧 発生数の経年変化や月々変化を調べた.さらに、低気圧の多数年と少数年、多い月 と少ない月について、低気圧よりもスケールの大きな場を比較して、発生数の差 をもたらす要因を検討した.

2章では使用したデータと低気圧の抽出方法について説明する.低気圧の抽出結 果を用いて、3章では温帯低気圧の発生数や発達率の経年変化および月々変化、発 生位置の月々変化の統計解結果について述べる.4章では温帯低気圧の発生数や発 生位置および発達率の月々変化をもたらす要因について、5章では温帯低気圧の発 生数の経年変化をもたらす要因について述べる.

第2章 データと解析手法

2.1 使用データ

本研究では、気象庁と電力中央研究所によって作成された JRA-25¹を主に使用し た.期間は1979年1月から2004年12月までの26年間で、1日4回(00,06,12,18UTC) 提供されている.表1にこのデータの概要をまとめる.また日本気象協会「天気図 集成」も解析に用いた.「天気図集成」に収録されている天気図は20°~50°N、 100°~160°Eの地上気圧場について総観天気図である.この天気図は1日1枚で あり、天気図の東端が160°Eという点から、温帯低気圧の正確な発生位置と発生 時間の特定や、温帯低気圧の追跡には使えない.そこで本研究では「天気図集成」 を、客観的手法による温帯低気圧の抽出の結果の妥当性(低気圧の発生の有無や、 抽出された低気圧が前線を伴った温帯低気圧かどうか)を確認するための資料とし て用いた.

期間	1979年1月から2004年1月 1日4回(00,06,12,18UTC)
水平解像度	緯度経度 1.25 °× 1.25 °
鉛直解像度	鉛直 23 層
使用した変数	ジオポテンシャル高度 気温 海面補正気圧 東西風 南北風

表 2.1: JRA-25 の概要

¹Japanese 25-Year Reanalysis

第2章 データと解析手法

2.2 低気圧の抽出方法

本研究の解析領域は、125 °~145 °E、27.5 °~35 °N(図 2.1 の青塗りの部分) で ある. この領域は Chen et al.(1991) や阿部 (2004) の解析による東シナ海および日 本南方海域における温帯低気圧の発生頻度の極大域をカバーしている.



図 2.1: 解析領域

次に、本研究で採用した低気圧の抽出および追跡方法を説明する.低気圧の中心 を特定するための物理量として、海面補正気圧(以下、海面気圧)や渦度などが考 えられる.しかし渦度は、前線に沿った領域でも大きな値となるため、渦度の極大 域と温帯低気圧の中心位置が必ずしも一致するとは限らない.したがって本研究で は低気圧の中心を特定するために海面気圧を用いた.

以下に低気圧の中心を特定するための手順を図と併せて示す.

手順1 解析領域内(青い線で囲まれた領域)で海面気圧が最小であるグリッドを見つける.



手順2 そのグリッドの気圧周りの8個のグリッドの気圧より1hPa以上低ければ
 手順1で見つけたグリッドを低気圧の中心とする.この基準はYoshida and Asuma(2004)と同じである.(この低気圧を仮にAとする.)



第2章 データと解析手法

手順3 手順2の解析時間から6時間前に戻って、低気圧の中心より西側の領域(緑の線で囲まれた領域)で手順1、手順2を繰り返し、A が解析領域の外側で発生したものでないかどうかを調べる.



手順4Aが解析領域内で発生したものであれば、6時間後に低気圧中心から5グ リッド東、2グリッド南、3グリッド北の領域(黄色の線で囲まれた領域)で 手順1を行い、6時間後のAの中心を決定する。



手順5手順4を6時間ごとに48時間後まで続け、低気圧を追跡する.

1979年11月から2004年3月までの25冬季間で、手順1から手順5を6時間お きに繰り返し、低気圧を抽出、追跡した.

最後に天気図天気図集成を用いて、結果を堪忍し

• 発生後1日後には消滅している低気圧

• 前線を伴っていない低気圧

を除外した.

なおこの方法では、解析領域内の海面気圧が最小であるグリッドに対してのみ 低気圧であるかどうかの判定を行うため、同時に複数の温帯低気圧を抽出するこ とができない.しかしながら、日本付近で発生する温帯低気圧の水平スケールが約 2000kmといわれており、本研究の解析領域の東西幅が20°(約2000km)であるこ とを考慮すると、解析領域内で温帯低気圧が同時に複数個発生するとは考えにく いためこの方法を用いた.

第3章 統計的解析結果

この章では、温帯低気圧の発生数や発達率の経年変化および月々変化、発生位 置の月々変化について記述する.まず、前章で説明した方法による温帯低気圧の抽 出結果について簡単に述べる.

抽出された全ての温帯低気圧は全部で 414 個であった.また、そのうち爆弾低気 圧は 210 個であった.以後、簡単化のために爆弾低気圧を含むすべての温帯低気圧 を単に低気圧と表記する.

爆弾低気圧の選定には Sanders and Gyakum(1980) が定義した以下の発達率を 用いた.

発達率 (t) = $\frac{P(t-12) - P(t+12)}{24} \times \frac{\sin(60)}{\sin(\frac{\phi(t-12) + \phi(t+12)}{2})}$ (Bergeron)

48時間の追跡期間中に、一度でもこの発達率が1を越えた低気圧を爆弾低気圧と 定義した.図3.1は上記の式で求めた低気圧の発達率の頻度分布である.上述した ように低気圧の約半数が爆弾低気圧の基準を満たしており、この爆弾低気圧が低 気圧に占める割合は、阿部(2004)の、日本南岸を通過する低気圧のうち爆弾低気 圧の割合が50%強であるとする結果と一致している.



図 3.1: 発達率の分布. 単位は Bergeron.

3.1 低気圧の発生数の経年変化

図 3.2 は解析領域で発生した低気圧 (青線) と爆弾低気圧 (赤線)の経年変化を示 したものである.ここで、1979年の数値は1979年10月から1980年3月までの期 間の低気圧発生数を示している.低気圧発生数の年平均が16.6 個、標準偏差が4.0 個、爆弾低気圧の発生数の年平均が8.3 個、標準偏差が2.7 個であり、低気圧、爆 弾低気圧ともに発生数に各年でかなりのばらつきがあることが分かる.また、低気 圧と爆弾低気圧の発生数の相関は0.54 で、比較的高い数字となっており、両者の発 生比率の変化が小さいことを意味している.解析期間(1979年~2003年)に、低気 圧および爆弾低気圧の発生数に増加、および減少傾向は見られなかった.また、解 析期間をいくつかの期間に分けて(例えば、1979年~1991年まで、1991年~2003 年まで)解析してみたが、有意な増加、減少傾向は見られなかった.



図 3.2: 低気圧 (青線) と爆弾低気圧 (赤線)の発生数の経年変化.

3.2 低気圧の発達率の経年変化

図 3.3 は各冬季 (11 月~3 月) に発生した低気圧の平均発達率 (緑線) と、低気圧 の発生数 (青線) と爆弾低気圧の発生数 (赤線)の経年変化を示したものである.平 均発達率と爆弾低気圧の発生数との相関係数は 0.59 と高い値を示しており、爆弾 低気圧の発生数が多い年に平均発達率も大きいことが分かる.また、低気圧および 爆弾低気圧の発生数と同様に、平均発達率にも有意な増大、減少傾向は見られな かった.このことは低気圧の中で、よく発達する低気圧の割合に増加、および減少 の傾向がないということを示している.



図 3.3: 低気圧の平均発達率の経年変化. 緑線は冬季毎に平均した低気圧の発達率.,単位は Bergeron., 青線は低気圧発生数,赤線は爆弾低気圧の発生数を示す.

3.3 低気圧発生数の月々変化

図 3.4 は低気圧と爆弾低気圧の発生数、および発達率の月々変化を示したもので ある. 左の縦軸は 1979 年から 2003 年までの 25 年間の総発生数である. 低気圧の発 生数 (青棒) は 11、12 月に少なく、1 月から 3 月にかけて大きくなっている. この 月々変化は Chen et al.(1991) の結果とよく一致している (図 1.3 中の下方の一点鎖 線). 一方、爆弾低気圧の発生数も 11、12 月は少なく、1 月から 3 月に多くなって いるが、その変化率は低気圧発生数の変化率よりも小さく、月々の低気圧の平均 発達率は、12~2 月に大きくなっている. すなわち、12~2 月は低気圧の発生数は 3 月に比べて少ないが、発達率の大きな低気圧が発生しているということである. これは、阿部 (2004) の、「低気圧および爆弾低気圧の発生数や爆弾低気圧の占める 割合には明らかな月々変化が見られない」とする結果とは異なる. この違いは阿部 (2004) は、日本海や大陸上で発生する低気圧を含めて議論していることによるも のであろう.



図 3.4: 低気圧の月々発生数.

3.4 月々発生数の経年変化

図 3.5 は月々の低気圧発生数の経年変化を示す. 一冬の低気圧発生数の経年変化 と同様に、どの月も 25 冬季に有意な増加、減少傾向は見られなかった. また、図 示しないが、各月の爆弾低気圧の発生数の経年変化についても同様であった. 図 3.1 および図 3.5 から 1979 年 11 月から 2003 年 3 月の 25 冬季において、東シナ海 および日本南方海域での低気圧発生数は一冬においても月々においても有意な増 加、減少傾向はなかった.

表 3.1 は各月の低気圧発生数の平均と標準偏差をまとめたものである. 図 3.5 で も確認できるように、各月ともに平均発生数に比べ標準偏差の値が大きく、月々 発生数にかなりのばらつきがあることが分かる.ただし、3 月は他の月に比べて発 生数が多いが、標準偏差の値は他の月と同程度であり、年々の変動の割合が小さ いことが分かる.

	11月	12月	1月	2月	3月
平均発生数	2.0	1.8	3.1	4.0	5.7
標準偏差	1.2	1.5	1.4	1.9	1.8

表 3.1: 月々の低気圧発生数の平均値と標準偏差



図 3.5: 月々の低気圧発生数の経年変化.

3.5 低気圧の発生位置

3.5.1 冬季の低気圧発生数分布

図 3.6 に、低気圧の発生数の分布を示す.値は、グリッドごとの 25 冬季の低気圧 発生数である.東シナ海に顕著な極大域があり、四国沖と関東の南から東海上に弱 い極大域が存在している.この3つの極大域での低気圧発生数は、東シナ海で 160 個、四国沖で 107 個、そして関東の南から東海上では 107 個であり、東シナ海の 低気圧発生数は他の2つの極大域の約 1.6 倍であった.¹

図 3.7 は Chen et al.(1991) による、東アジア域における 12 月~2 月の低気圧の 発生頻度である.図 3.6 と比較すると、Chen et al.(1991) の結果では東シナ海と四 国沖の極大が同程度であること、関東の南から東海上に極大域が存在していない ことが異なっている.本研究では、11 月~3 月の5ヵ月間を解析対象としていて、図 3.7 の期間より前後 1ヶ月ずつ追加されているので、上記の違いは解析期間の違い によるものであると考えられる.



図 3.6: 低気圧の発生頻度分布.値は 25 冬季間のグリッドごとの発生数.

¹東シナ海を 125 °から 130 °E、四国沖を 132.5 °から 137.5 °E、関東の南から東海上を 140 ° から 145 °E として低気圧発生数を見積もった.(南北領域はいずれも 27.5 °から 35 °N)

3.5. 低気圧の発生位置



図 3.7: 12月~2月の低気圧の発生頻度分布. 値は緯度 2.5 °×経度 2.5 °ごとの1ヶ月あたりの低気圧発生数を 100 倍したもの. [Chen et al(1991)]

3.5.2 月々の低気圧発生頻度分布

図 3.8 に月々の低気圧発生頻度分布を示す.値は 25 冬季のグリッドごとの発生数 を月々の発生数で割ったもので、月ごとにどの場所で低気圧が多く発生している かを示した図である.低気圧発生数の極大域は、どの月でも図 3.6 のような分布を しているわけではなく、月ごとに変化していることが見てとれる.

11月の頻度分布には、関東の南海上に顕著な極大域が存在しており、12月では、 極大域が11月に比べるとやや西にあり、四国から和歌山の南海上に存在している. 11月、12月の分布図では、冬季平均で最も顕著な極大域であった東シナ海で、そ れほど低気圧が発生していないことが分かる.1月は、12月の極大域がさらに西に あり、弱い極大域が四国沖に、顕著な極大域が東シナ海に存在している.2月は、1 月と同様に顕著な極大域が東シナ海にあり、関東東海上にも弱い極大域が存在し ている.3月は、東シナ海に極大域があるものの、その頻度は小さくなっており、他 の月に比べて、東シナ海から関東東方海上にかけての広い範囲で低気圧が発生し ていることが分かる.

また、図示しないが爆弾低気圧の発生頻度分布は、各月ともに低気圧と同様の 分布をしていた.すなわち、低気圧の発達率によって発生位置が異なるということ はなかった.

以上のように、低気圧の発生数と同様に低気圧の発生位置にも月々変化が見ら れた.



図 3.8: 低気圧の発生頻度分布 (上から 11 月、12 月). 値はグリッドごとの発生数を月々発生数で割り 100 倍したもの (%).

3.5. 低気圧の発生位置



値はグリッドごとの発生数を月々発生数で割り100倍したもの(%).

第4章 低気圧発生数・発達率・発生

位置の月々変化の要因

この章では、低気圧の発生数や発達率、および発生位置の月々変化の要因を検 討する.

4.1 850hPa面上の南北温度傾度

低気圧の発生には、対流圏下層の低気圧性の渦位アノマリーに相当する正の温 位アノマリーの形成が必要である.温位アノマリーは、温度傾度が大きな場所で 形成されやすいと考えられるため、この節では月別の対流圏下層の水平温度傾度 について述べる.

図 4.1 は、月別の 850hPa 面の南北温度傾度を示したものである. 彩色部分が月 平均南北温度傾度 (/100km) を 25ヵ年で平均したものであり、等値線が月々の低 気圧発生数分布である. 11 月は、南北温度傾度の大きな領域が主に東海地方から 関東東方海上に存在している.12 月では、11 月よりも南北温度傾度の大きな領域が 西に伸び、四国沖まで達している.また 11、12 月では、東シナ海には南北温度傾度 の大きな領域は存在しておらず、このことが 11、12 月に、冬季に最も低気圧発生 数の多い領域である、東シナ海上での低気圧発生数が少なかったことと対応して いる.1 月では、南北温度傾度が大きくなるとともに、12 月に比べて、更に西に伸 びて大陸まで達している.11 月から 1 月にかけて南北温度傾度の大きな領域が西に 伸びていく様子は、この期間の低気圧発生数の極大域が徐々に西に移動していた ことと対応している.また、東シナ海より東側の日本南方海域では、低気圧発生数 の極大域と南北温度傾度の大きな領域が一致せず、低気圧発生数の極大域がやや 南側にずれるという特徴が見てとれる.これは、南北温度傾度の極大域が陸上に存 在するために、地表面の摩擦の影響によって、その領域で低気圧の発生が抑制さ れたのではないか、ということが一つの要因として考えられる.2、3月でも、東 シナ海では南北温度傾度の大きな領域で、日本南方海域ではそのやや南側の領域 で、低気圧の発生数が多くなっている.

このように、低気圧の発生位置の月々変化は、下層の南北温度傾度の月々変化 とある程度、対応していた.しかし、南北温度傾度は1月が最も大きく、その後は 小さくなっているにも関わらず、逆に低気圧の発生数は2、3月と増加しているこ とから、月々の南北温度傾度の大きさと低気圧発生数は対応していないことが分 かる.



図 4.1: 850hPa 南北温度傾度 (上から 11月、12月). 彩色部分は南北温度傾度 (/100km)、等値線は低気圧の発生分布を表す.



図 4.1: 850hPa 南北温度傾度 (上から1月、2月、3月).

第4章 低気圧発生数・発達率・発生位置の月々変化の要因

4.2 低気圧発生時における南北風の鉛直構造

下層の正の温位アノマリーの形成には、水平温度傾度の大きさに加えて、温度 傾度の大きな領域を横切る南よりの風が重要である.何がそのような風を作り出し ているのかを特定することは、低気圧の発生数の月々変化の解析にも重要である. そこで、低気圧発生時および発生以前の、低気圧発生領域における風の場および、 その成因について解析した.手法としてコンポジット解析を用い、条件をそろえる ためにサンプルとする低気圧の発生位置を限定した.

まず、低気圧発生数の最も多かった東シナ海において、125°Eから130°Eの領 域を設定し、この領域で発生した低気圧をサンプルにコンポジット解析を行なっ た.図4.2は東シナ海の低気圧発生時および発生前における、南北風の鉛直分布で ある. 低気圧発生 36 時間前には発生領域(印)の西側の上空で弱い高気圧性の循 環が存在している.この高気圧性の循環の東進によって、発生12時間前の発生領域 では高気圧性循環の後面の南風が卓越している(図4.2(c)).またこの時間には、発 生域の後面にスケールが小さく、ごく弱い低気圧性循環が確認でき、この低気圧 性の循環が強さ、スケールともに大きくなったものとして、発生時に下層におい て低気圧が解析されたものと考えられる.図4.3は低気圧発生時および発生前にお ける 300hPa 面の高度場の気候値からの偏差をコンポジットしたものである. コン ポジットには基本場の季節変化を取り除くために、25年間の気候値からの偏差を 用いた.発生36時間前に120°E、40°N付近に存在していた弱い高気圧性偏差が 東進しており、この高気圧性偏差が図4.2の風の場をつくり出していたと推定され る.また、低気圧発生時にはバイカル湖付近に弱い低気圧性偏差が確認できる 図 4.3(d)]. この低気圧性偏差の東進により、下層の低気圧は今後より大きなスケール の低気圧に発達するものと予想される.

以上のように、東シナ海で低気圧が発生するときには、発生以前に大陸から東 進してきた移動性の高気圧性擾乱後面の南風が発生域に吹き込んでいたことから、 下層の低気圧性渦位アノマリーの形成に移動性の高気圧性擾乱重要な役割を果た していたと推測される.

4.2. 低気圧発生時における南北風の鉛直構造



図 4.2: 東シナ海の低気圧発生時および発生前における 32.5N における南北風の鉛 直構造. (a) 低気圧発生 36 時間前、(b)24 時間前、(c)12 時間前、(d) 低気圧発生 時 は低気圧発生領域の中心を示す.



図 4.3: 東シナ海上の低気圧発生時および発生前における 300hPa 高度場の気候値 からの偏差.

(a) 低気圧発生 36 時間前、(b)24 時間前、(c)12 時間前、(d) 低気圧発生時 値は 25 年間の気候値からの偏差をコンポジットしたもの. 等値線間隔は 20m. 第4章 低気圧発生数・発達率・発生位置の月々変化の要因

その他の低気圧発生域でも、発生時および発生前における風・高度場の特徴が東 シナ海と同様であるかどうかは疑問である.そこで、東シナ海から離れた関東東方 海上の極大域 (140°Eから145°E) で発生した低気圧についても、同様の解析を 行なった.図4.4 は関東東方海上の低気圧発生時および発生前における、南北風の 鉛直分布である.東シナ海での低気圧の発生時とは異なり、発生36時間前には卓 越した循環は存在していない [図4.4(a)].発生24時間前では、発生域の西側の上層 に弱い低気圧性の循環が存在している.この低気圧性の循環は強さやスケールが拡 大しながら東進し、発生12時間前には発生域に正の温位アノマリーの形成に重要 な南風を誘起していた [図4.4(c)].そして発生時には対流圏全層に及ぶ低気圧性循 環に成長していた (東シナ海で発生した低気圧は発生時に対流圏下層のみの低気圧 であった).図4.5 は関東東方海上で発生した低気圧についての図4.3 と同様の図で ある.東シナ海についての解析で見たような上層の強い高気圧性偏差は存在してお らず、大陸から低気圧性偏差が大きくなりながら東進している.

以上のように、関東東方海上で低気圧が発生するときには、発生以前に、大陸 から東進してきた上層の移動性の低気圧性擾乱前面の南風が発生域に吹き込んで いた.従ってこの領域では、上層の移動性の低気圧性擾乱が下層の低気圧性渦位ア ノマリーの形成に重要な役割を果たしていたと推測される.

図4.2,4.3 と図4.4,4.5 は、場所により低気圧の発生メカニズムが異なることを示唆している.この理由についてはさらに解析を進める必要があるが、ここでは、下層の低気圧性渦位アノマリーの形成に重要なものを特定することが目的であるため、上層の移動性擾乱が低気圧の発生に重要な約割を果たしていたという結論にとどめる.

4.2. 低気圧発生時における南北風の鉛直構造



図 4.4: 関東東方海上の低気圧発生時および発生前における 33.75N の南北風の鉛 直断面.



図 4.5: 関東東方海上の低気圧発生時および発生前における 300hPa 高度場の気候 値からの偏差.

第4章 低気圧発生数・発達率・発生位置の月々変化の要因

4.3 対流圏上層の移動性擾乱の活動度

前節で、低気圧の発生には対流圏上層の移動性擾乱が重要であることを示した. この節では、月々の低気圧発生数と、対流圏上層の移動性擾乱の活動度との対応 関係をみていく.まず、上層の移動性擾乱をどう定義するかであるが、ここでは 300hPa面における渦度の5日移動平均からの偏差 $\zeta - \zeta_5(\zeta_5$ は渦度の5日移動平均) を移動性擾乱とした.図4.6は、この定義で移動性擾乱を表現することの妥当性を 示した例である.彩色部分は300hPa面上の渦度の5日移動平均からの偏差を、等 値線は300hPa面上の高度場を示している.この定義で、東進している移動性のト ラフやリッジに伴う渦度がよく表現できている.



図 4.6: 300hPa 面の移動性擾乱と渦度の5日移動平均からの偏差.

彩色部分は渦度の5日移動平均からの偏差 (×10⁵)、等値線は 300hPa 面の高度場 を示す.

(b) は (a) から 12 時間後、 (c) は 24 時間後、 (d) は 36 時間後

図 4.7 は月々の 300hPa 面における移動性擾乱の活動度の大きさを示したもので ある.彩色部分が移動性擾乱の活動度、等値線が低気圧の発生位置である.低気圧 性の擾乱が通過するところは高気圧性の擾乱も通過するため、そのまま移動性擾 乱による渦度を時間平均することは妥当ではない.従って、5日移動平均からの変 動の標準偏差を移動性擾乱の活動度とした.

移動性擾乱の活動度 = $\sqrt{\overline{(\zeta - \zeta_5)^2}}$ (- は時間平均を示す)

図 4.3 や図 4.5 で、対流圏上層の移動性擾乱は解析領域のやや北側を通過してい ることから、各月の移動性擾乱の活動度の比較は、解析領域の西側および北西側の 領域に注目すべきある.簡単化のために、解析領域の西側および北西側の領域を以 下では上流側と表記する.11月には、45 °N 付近に移動性擾乱の活発な領域があり、 上流側の活動度は他の月と比べてあまり大きくない.この結果は、Chen et al.(1991) の、「日本海では秋に低気圧が多く発生する」という結果と整合的である.12、1月 には移動性擾乱の活発な領域が南下しているが、擾乱の活動が弱まっており、上流 側の活動度の大きさは11月とあまり変わらない.1月には、下層の南北温度傾度が 最も大きかったが、上層の移動性擾乱の活動度が小さいために、低気圧の発生数 がそれほど多くなかったと考えられる.2月には、擾乱の活発な領域が南下しては いないが、上流側の活動度は1月に比べてやや活発である.そして3月には、上流 側の擾乱の活動が最も活発であり、これが、3月の下層の南北温度傾度が小さいに もかかわらず、低気圧の発生数が最も多かった要因と考えられる.このように、各 月の低気圧発生数と上流側の移動性擾乱の活動度の大きさに対応関係がみられた.

第4章 低気圧発生数・発達率・発生位置の月々変化の要因



図 4.7: 月々の移動性擾乱の活動度 (上から 11 月、12 月). 彩色部分は 300hPa 面の渦度の 5 日移動平均からの変動の標準偏差 (×10⁵)、等値 線は低気圧の発生分布を示す.



図 4.4: 月々の移動性擾乱の活動度.(上から1月、2月、3月)

4.4 潜熱・顕熱フラックス

11、3月には低気圧の発達率が小さく、12~2月は低気圧の発生数は3月に比べ て少ないが、発達率の大きな低気圧が多いことを示した(図3.4).低気圧の発達に 関して、Kuo et al.(1991)やYoshida and Asuma(2004)の結果は、急激な気圧低下 には海面からの潜熱や顕熱の供給が不可欠であることを示している.そこで、低 気圧の発達率の月々変化の要因について、潜熱・顕熱フラックスという観点から 解析を行なった.

図 4.8 は、NCEP¹再解析データ(1 日間隔、2.5 °グリッド間隔)による月々の潜 熱・顕熱フラックスである.東シナ海から日本南方海域において、潜熱・顕熱フ ラックスともに、11~1月にかけて大きくなり、1 月をピークにしてその後は小さ くなっている.このフラックスの月々変化は、冬が深まるにつれて、大陸からの寒 気の吹き出しが強くなり、日本の南方域の気温が下がるために大気と海洋の気温 差や混合比の差が大きくなることが一要因と考えられる.

低気圧は発生後に東進することから、発達に必要な熱や水蒸気を海面から受け 取るためには、低気圧の前面にフラックスの大きな領域が存在することが重要で あると考えられる.11月では、東シナ海に潜熱フラックスの比較的大きな領域が存 在している.しかしながら、11月の低気圧の発生極大域は関東の南海上にあるので (図3.8)、水蒸気を受け取る時間が短くなるために、発達する低気圧が少なかった と考えられる.四国沖に発生極大域がある12月や、東シナ海に発生極大域がある 1、2月には、低気圧が関東の東海上まで伸びる潜熱・顕熱フラックスの大きな領 域に、長時間存在することができるため、これらの月には発達する低気圧が多かっ たと考えられる.また3月には、東シナ海に発生極大域が存在しているが、フラッ クスの大きさが11~3月の中で最も小さいので、発達する低気圧が少なかったと 考えられる.このように、月々の低気圧の発達率の変化は、フラックスの強さや低 気圧の発生位置と対応関係が見られた.

 $^{^1\}mathrm{National}$ Centers for Environmental Prediction



図 4.8: 月々の潜熱・顕熱フラックス. 単位は Wm⁻². (上から 11 月 12 月)



図 4.8: 月々の潜熱・顕熱フラックス.(上から1月、2月、3月)

第5章 低気圧発生数の経年変化

この章では、図 3.2 で見た低気圧の発生数の経年変化の要因について検討する.

5.1 解析の方針

低気圧発生数の多数年と少数年における、低気圧よりもスケールの大きな場を 比較することで、低気圧発生数の差をもたらす要因を検討した.しかし、冬季の低 気圧発生数が多い年の中でも、例えば、1月に低気圧発生数が多い年と3月に多い 年では、発生数が多い月の背景の場が異なる.従って、低気圧発生数の多数年と少 数年についての比較を行なう解析においては、発生数の多い年として同様に扱う べきではないと考えられる.そこで本研究では、冬季を11月1日~12月14日ま での期間と、12月15日~2月14日までの期間、そして2月15日~3月31日まで の期間に分割することで、背景の場をそろえた.図5.1は3つの期間別の低気圧発 生数の経年変化の様子を、また表5.1は各期間別の低気圧の平均発生数とその標準 偏差をまとめたものである.12月15日~2月14日の期間は、その他の期間と比べ て、経年の変動が大きいことが分かる.従ってこの章では、12月15日~2月14日 の期間についての解析結果を中心に述べる.以下では、12月15日~2月14日の期 間を真冬と表記する.



図 5.1: 冬季を3つの期間に分けたときの低気圧発生数の経年変化.

(a) 11/1-12/15 (b) 12/15-2/15 (c) 2/15-3/31

期間	11/1-12/14	12/15-2/14	2/15-3/31
平均発生数	2.8	5.7	8.0
標準偏差	1.6	2.6	1.9

表 5.1: 各期間における低気圧発生数の平均値と標準偏差

5.2. 真冬における低気圧発生の多数年と少数年の比較

5.2 真冬における低気圧発生の多数年と少数年の比較

この節では真冬の低気圧発生の多数年と少数年において、低気圧よりもスケー ルの大きな場にどのような違いがあったのかについて述べる.

5.2.1 850hPa面の南北温度傾度

図 5.2 は真冬に低気圧発生数が多かった 3 年 (1989,1997,2000 年) と少なかった 3 年 (1985,1995,2003 年) における 850hPa 面の南北温度傾度の様子を示したもので ある. 東シナ海から関東東方海上の領域において、低気圧の多数年は少数年に比べ て、南北温度傾度が大きいことが分かる. 真冬の低気圧発生数と、解析領域で平均 した 850 面の南北温度傾度との対応関係を見るために、図 5.3 に両者の散布図を示 す. これによると、南北温度傾度が大きい年に低気圧発生数が多いという傾向がわ ずかながら見られたものの、相関係数は 0.33 と小さく統計的に有意なものではな かった. この結果は、下層の温度傾度が真冬の低気圧の発生数を決める大きな要因 とはいえないことを示唆するものとなっている.



図 5.2: 真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 850hPa 南北温度傾度. 単位は K/100km. (a) 多数年 (89,97,00)、(b) 少数年 (85,95,03)



図 5.3: 真冬の低気圧発生数 (縦軸) と 850hPPa 南北温度傾度 (横軸)の関係.

5.2.2 300hPa 面の移動性擾乱の活動度

真冬の低気圧発生数が多数年と少数年における 300hPa 面の移動性擾乱の活動度 を比較したものが図 5.4 である. 発生数の多数年では、少数年に比べ、解析領域の 東側で活動度が大きく、発生数の違いを反映している. しかし解析領域の上流側に 注目すると、発生数の多数年と少数年では、ほとんど差が見られない(むしろ少数 年の方が活動度がやや大きい). これは、解析領域上流側の対流圏上層における移 動性擾乱の活動度という観点から見れば、低気圧発生数の多数年と少数年におい て、低気圧が発生するための条件が同程度であったのにもかかわらず、少数年に は何らかの原因で上層の擾乱がそのまま関東東方海上に通り抜け低気圧の発生に 至らなかった、ということを示唆している.



図 5.4: 真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 300hPa の移動性擾乱の活動度.

値は図 4.4 のものと同様. (a) 多数年 (89,97,,00)、(b) 少数年 (85,95,03)

5.2.3 300hPa面の東西風

真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 300hPa 面の東西風を比較したものを図 5.5 に、そして図 5.5 の東西風を解析領域の西端 125 °E ~ 東端 145 °E で平均した緯度分布を図 5.6 に示す. これらによると、発生数が少数年は多数年と比較して、ジェットが強く、より南北にシャープな形であった.



図 5.5: 真冬の低気圧発生数の多数年と少数年における 300hPaの東西風. (a) 多かった年 (89,97,00)、(b) 少なかった年 (85,95,03)



図 5.6: 図 5.4 の東西風の緯度分布.

緑線:低気圧発生数の少数年、黒線:低気圧発生数の多数年 値は125°E~145°Eで平均したもの. Nakamura and Sampe(2002)の結果では、極東および北西太平洋域において、真 冬にジェトが強くなるほど、傾圧的発達が抑制されることが示されている. 風速の 増大に伴い、絶対渦度の南北傾度が大きくなって顕著な導波管が形成され、大陸 から東進してきた上層の移動性擾乱が 30 °N 付近のジェット軸に捕捉されやすく なる. そのため、上層の擾乱が 40 °N 付近の海洋前線帯の位置とずれて、十分な相 互作用ができないために、擾乱の傾圧的発達が阻害されるとされている. ここでの 傾圧的発達は南北熱輸送量で見積もられており、本研究で着目している低気圧の 発生数とは異なる. しかし、低気圧発生数と南北熱輸送量は対応関係にあると推定 されるので、真冬の低気圧発生数と、ジェットの構造を表す物理量である南北渦度 傾度の対応関係についての解析を行なった. 絶対渦度の南北傾度 β^* は以下の式で 表される.

 $\beta^* = \beta - \frac{d^2 U}{dy^2}$ ($\beta = \frac{2\Omega}{a} \cos \phi; a$ は地球の半径、Ωは地球の回転角速度)

図 5.5 の (a)、(b) に対応する年における基本場の絶対渦度傾度 β^* を図 5.7 に示 す. 東西風 U には 5 日移動平均したものを用いた. 低気圧発生数の少数年では多数 年に比べ、図 5.6 で見た平均東西風の緯度分布に対応して、解析領域上空の β^* が 大きくなっている. β^* を解析領域で平均して、低気圧発生数と対比してみると、図 5.8 に見られるように、 β^* が大きい年は低気圧発生数が少ないという傾向が見て とれる. 相関係数は-0.56 で統計的に有意であった. β^* が大きければ、ジェット軸付 近に上層の移動性擾乱が捕捉され、ジェット軸付近の強い移流によって、解析領域 に存在する下層傾圧帯の上空に擾乱が留まる時間が短くなると考えられる. そのた めに、下層傾圧帯に低気圧を発生させるのに十分な循環をつくり出すことができ ずに、関東東海上に通り抜けてしまったのではないかと推測される. この考えは図 5.4(b) の結果とも対応している. 以上から、上層のジェットの構造が真冬の低気圧 の発生数に大きく影響を与えていることが示唆された.





(a) 多数年 (89,97,00)、(b) 少数年 (85,95,03) 単位は × $10^{-11}s^{-1}m^{-1}$.



図 5.8: 真冬の低気圧発生数 (縦軸)と南北渦度傾度 β^* (横軸)の関係.

5.3 その他の期間について

11月1日~12月14日までの期間および2月15日~3月31日までの期間につい ても前節と同様の解析を行なった.図5.9は11月1日~12月14日の期間に低気圧 発生数が多かった3年(1984,1987,1997年)と少なかった3年(1989,1992,1996年) において、低気圧よりもスケールの大きな場を比較したものである.上から850hPa 面の南北温度傾度、300hPa 面の移動性擾乱活動度、300hPa 面の東西風を示して いる.同様に、図5.10は2月15日~3月15日の期間について示した図である.こ れらの図からは、低気圧発生数の多数年と少数年で前節の真冬における比較ほど、 顕著な違いが見られなかった.これは図5.1で見たように、両期間における低気圧 発生数の経年の変動が真冬に比べて小さかったことからも納得できる.また、それ ぞれの量と各期間における低気圧発生数との相関をとってみたが、どれも統計的 に有意なものはなかった.従ってこの両期間については、低気圧発生数の多少を一 つの場から考えることは困難であり、下層の上層の状況を同時に考慮に入れた解 析を行なう必要があると考えられる.





上から 850hPa 面の南北温度傾度 (/100km)、300hPa 面の移動性擾乱の活動度 (×10⁵)、300hPa 面の東西風.



図 5.10: 2/14-3/31の期間における低気圧発生数が多数年と少数年についての比較. (a) 多かった年 (84,94,98)、(b) 少なかった年 (80,96,01)

上から 850hPa 面の南北温度傾度 (/100km)、300hPa 面の移動性擾乱の活動度 (×10⁵)、300hPa 面の東西風.

第6章 まとめ

1979年11月から2003年3月までの25冬季を対象に、東シナ海・日本南方海域 で発生した温帯低気圧の発生数・発達率の経年変化や月々変化を解析し、その要因 を検討した.

抽出した低気圧は全部で 414 個 (爆弾低気圧は 210 個) である. 解析期間を通じ て、低気圧・爆弾低気圧の発生数や発達率に統計的に有意な増加、減少傾向は見ら れなかった. 月別の低気圧発生数は、11、12 月に少なく、1~3 月に多かった. また 平均発達率は、12~2 月に大きく、11、3 月は小さかった. さらに月別の発生位置 をみると、11、12 月には日本南岸域で、1、2 月には東シナ海上で低気圧発生頻度 が高く、3 月は広い範囲で低気圧が発生していた.

次に、低気圧の発生数・発生位置・発達率の月々変化の要因を検討した.低気圧 の発生には、対流圏下層の正の温位アノマリーの形成が重要なので、850hPa面の 南北温度傾度を解析した.その結果、低気圧の発生位置と南北温度傾度の月々変化 には、ある程度の対応関係が認められたが、南北温度傾度が大きくない3月の発 生数が、温度傾度が最大である1月の2倍程もあったことから、低気圧の発生数に は南北温度傾度の大きさ以外の要因の寄与が大きいと考えられる.正の温位アノ マリーの形成に重要な傾圧帯における南風の形成には、上層の移動性擾乱が重要 な約割を果たしていることが分かった.そこで、月々の低気圧発生数と上層の移動 性擾乱の活動度との関係を調べたところ、各月の低気圧の発生数は、解析領域上 流側における移動性擾乱の活動度と対応していた.また、低気圧の平均発達率の 月々変化の要因として、潜熱・顕熱フラックスを検討した.その結果、低気圧の発 達率が小さかった11、3月に比べて、発達率が大きかった12~2月には、低気圧の 発生域前面の潜熱・顕熱フラックスが大きい領域が存在していた.このように、低 気圧の発達率の月々変化は、フラックスの強さや低気圧の発生位置の差異で説明 できる. さらに、低気圧発生数の経年変化をもたらす要因を検討するために、冬季の低 気圧発生数の経年変動が大きい期間である、12月15日~2月14日までの期間につ いて、発生数の多い年と少い年の比較を行なった.Nakamura and Sampe(2002)の、 「北西太平洋域で、真冬にジェットが強くなるほど傾圧的発達が抑制される」とい う結果に基づいて、真冬の低気圧の発生数と 300hPa 面のジェットの構造を示す南 北渦度傾度 β^* の対応関係を調べた.その結果、低気圧の発生少数年は多数年に比 べて、ジェットが南北にシャープな構造をしており、解析領域上空の β^* が大きい 傾向があった.真冬の低気圧発生少数年では、上層の移動性擾乱がジェットに捕捉 されやすくなり、強い移流によって、下層傾圧帯の上空に擾乱が留まる時間が短 くなり、下層傾圧帯に低気圧を発生させるための十分な循環をつくり出すに至ら なかったと推測される.以上のことは、ジェットの構造が真冬の低気圧発生数に大 きく影響していることを示唆している.

その他の2つの期間(11月1日~12月14日、2月15日~3月31日)についても 真冬と同様の解析を行なった結果、真冬における比較ほど、低気圧の多数年と少 数年の間で顕著な違いは見られなかった.

謝辞

研究を進めるにあたり、指導教官である岩嶋樹也教授には熱心なご指導と助言 を頂き、大変感謝しています.また、向川均助教授、井口敬雄助手には研究発表の 場やゼミを通して貴重な助言を頂きました.ここに感謝致します.災害気候研究室 の近本善光氏、谷口博氏にはご自身の貴重な時間を割いて相談に応じて頂き、大 変感謝しております.

また物理気候学研究室の皆様には、合同セミナーを通して有意義な助言を頂く ことができました.心より感謝致します.

2年間ともに学んできた木村和紀氏、吉田裕一氏には大変お世話になりました. 最後に、災害気候研究室の修士1年生、中村貞代さんには研究以外の面を通して も大変お世話になりました.この場で心より感謝致します.

参考文献

- [1] 阿部 雄飛,2004:冬季の日本付近における爆弾低気圧の気候学的特徴に関する
 研究. 平成 15 年度京都大学理学研究科修士論文.
- Chen, Shou-Jun, Kuo, Ying-Hwa, Zhang, Pai-Zhong, Bai, Qi-Feng. 1991: Synoptic Climatology of Cyclogenesis over EastAsia, 1958-1987. Mon. Wea. Rev., 119, 1407-1418.
- Chen, Shou-Jun, Kuo, Ying-Hwa, Zhang, Pai-Zhong, Bai, Qi-Feng. 1992: Climatology of Explosive Cyclones off the East Asian Coast. Mon. Wea. Rev., 120, 3029-3035.
- [4] Gyakum, J.R., J.R. Anderson, R.H. Grumm, and E.L. Gruner, 1989: North Pacific cold-season surface cyclone activity : 1975-1983. Mon. Wea. Rev., 117, 1141-1155.
- [5] Gyakum, J.R., and R.E.Danielson, 2000: Analysis of meteorological precursors to ordinary and explosive cyclogenesis in the western North Pacific. Mon.Wea.Rev., 128, 851-863.
- [6] Huo,Z.D-L.Zhang., and J.R.Gyakum, 1999: Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. PartI: Static piecewise inversion. Mon. Wea. Rev., 127, 2546-2561.
- [7] Kuo,Ying-Hwa,Low-Nam,Simon,Reed,Richard J.1991:Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the Western Atlantic.Mon.Wea.Rev.,119,457-476.

- [8] Nakamura,H.,and T.Sampe,2002:Trapping of synoptic-scale disturbance into the North-Pacific subtropical jet core.Geophy.Res.Lett.,29,doi:1029/2002GL 015335.
- [9] 中村 尚・三瓶 岳昭:寒候季における極東域の低気圧活動の特徴. 天気 52.10.760-763
- [10] 小倉 義光 2000:総観気象学入門,東大出版,108-114,157-194.
- [11] Yoshida, A. and Y.Asuma, 2004: Structures and environment of explosively developing extratropical cyclons in the Northwestern Pacific Region. Mon. Wea. Rev., 132, 1121-1142.