平成 17 年度 修士論文

初夏のオホーツク海ブロッキング高気圧の

形成メカニズムに関する研究

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

堀川 英隆

修士論文要旨

初夏のオホーツク海ブロッキング高気圧の形成メカニズムに関する研究

京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 堀川英隆

夏季に持続性の高いオホーツク高気圧が出現すると「やませ」と呼ばれる北東気流により日本付 近は冷夏となる.このオホーツク海高気圧は,対流圏上層にブロッキング高気圧と呼ばれる準定常 高気圧偏差を伴うことが多い.最近,Nakamura and Fukamachi(2004)(以下,NF04)は,合成図解 析により,このブロッキング高気圧の形成メカニズムが5月と7月で異なり,7月ではヨーロッパ域 からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播の寄与が重要であるが,一方,5月では,北太平洋域の 総観規模擾乱が弱まることに伴うフィードバック効果が重要であることを示している.しかし,後 者のメカニズムは,ブロッキング高気圧の形成と総観規模擾乱の活動性との関連に関するこれまで の知見と異なるものであり,さらに個々の事例に基づいた詳しい解析が必要である.

そこで本研究では,まず,1979年から2005年までのNCEP再解析データを用いて,初夏の北太 平洋域における総観規模擾乱と高度場偏差との関係,および5月にオホーツク海域で発達するブロッ キング高気圧の形成メカニズムについて詳しく検討した.

最初に,総観規模擾乱の活動が活発な領域(ストームトラック)の北太平洋における主要変動を EOF解析により同定した.その結果,北太平洋におけるストームトラックの主要変動と有意に関連 する対流圏上層の高度場変動がオホーツク海域には存在しないことが示された.このことはオホー ツク海域でのブロッキング高気圧の形成に,北太平洋域のストームトラックは重要な役割を果たし ていないことを示唆する.

次に,5月において,オホーツク海域で1週間程度以上持続したブロッキング高気圧イベントの全 てについて,その形成メカニズムを詳細に検討した.ここで,ブロッキング高気圧イベントを,オ ホーツク海域において300hPa高度場の季節内長周期成分の大きさが,5月におけるその標準偏差 よりも大きくなる日が,1週間以上持続した事例として定義した.この定義により,27年間で27例 のブロッキング高気圧イベントを同定した.これらブロッキングの形成メカニズムは,東側のアラ スカ域から高気圧性偏差が西進して形成する場合と,ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネ ルギー伝播により形成する場合の2つに大別されることが,ブロッキング形成期における波活動度 フラックス (Takaya and Nakamura,2001)の解析より示された.ここで,後者の形成メカニズムは, NF04では7月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧に特有のものであると述べられて いた点に注意すべきである.

さらに,これら2つの場合の典型例であった,2005年5月と2001年5月のブロッキングイベントに関して詳しい解析を行った.その結果,両者の形成メカニズムの違いは,ユーラシア域における亜寒帯ジェットの構造の違いが原因であることが示唆された.また,両者の事例で,ブロッキング形成期に北太平洋域でストームトラックの弱化は見い出せず,そのフィードバック効果も無視できる.むしろ,2005年の事例では,ストームトラックの活動は活発化し,そのフィードバック効果に伴い,アラスカ付近に強い高気圧性偏差が存在することが示された.したがって,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成には,このアラスカ域の高気圧性偏差が,その循環に伴うβ-効果と,アラスカ域での弱い西風との相乗効果により,西進することが重要であると考えられる.このことは,合成図解析からも確かめられた.

また,2005年の事例について,気象庁-ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析結果より,オ ホーツク海域でのブロッキングの予測精度に,その形成期におけるアラスカ域での対流圏上層の高 気圧性偏差の南北位置が大きな影響を与えていることが示された.これは,アラスカ域では西風の 比較的強い南北シアーが存在するため,高気圧性偏差の南北位置に依存して,その西進速度が変化 するためと考えられる.このことも,ブロッキングの形成に,西進効果が重要であることを示唆し ている.

目 次

第1章 1.1 1.2 1.3	はじめに オホーツク海高気圧と日本の冷夏オホーツク海高気圧の形成メカニズム 本研究の目的	5 5 9 17
第2章 2.1 2.2 2.3 2.4	データと解析手法 使用データ	18 18 19 19 21
第3章 3.1 3.2	気候値 300hPa 高度場	22 22 23
第4章 4.1 4.2 4.3	高度場とストームトラック ストームトラックに伴うフィードバック効果の理論 冬季のストームトラックの観測結果 (Lau,1988) 夏季のストームトラックの観測結果	26 26 28 32
第5章 5.1 5.2 5.3	準定常ロスビー波の水平伝播 ロスビー波のエネルギー伝播.......................... 導波管..........	40 40 41 43
第6章 6.1 6.2 6.3	事例解析 Z300Lの時間発展 基本場	45 45 47 49
第7章	移動性擾乱に伴うフィードバック効果	55
第8章	気象庁一ヶ月予報データの解析	59
第9章	結論と考察	65
第 10 章	謝辞	69
第11章	参考文献	70

図目次

1.1	冷夏年におけるオホーツク海高気圧指数 (磯部ほか, 2005)	7
1.2	オホーツク海高気圧の出現頻度 (杉中,1965)	7
1.3	夏季の月平均 1000hPa 高度場	8
1.4	2005 年 5 月のオホーツク海高気圧と東北日本の低温	8
1.5	5月と7月の大気下層でのオホーツク海高気圧 (Nakamura and Fukamachi,2004)	11
1.6	オホーツク海高気圧の鉛直構造 (Nakamura and Fukamachi,2004)	11
1.7	7 月のオホーツク海高気圧の形成メカニズム (Nakamura and Fukamachi,2004)	12
1.8	ロスビー波の導波管の概念図 (Hoskins and Ambrizzi,1993)	12
1.9	オホーツク海における地表面気温の南北温度傾度の気候値の季節進行 (Nakamura	
	and Fukamachi,2004)	12
1.10	7 月のオホーツク海高気圧の鉛直構造 (Nakamura and Fukamachi,2004)	13
1.11	SP index の計算領域 (Tachibana et al,2004)	14
1.12	SP index と7月の月平均 1000hPa 高度場の相関関係 (Tachibana et al,2004) .	14
1.13	5 月のオホーツク海高気圧の形成メカニズム (Nakamura and Fukamachi,2004)	16
1.14	オホーツク海域での $300\mathrm{hPa}$ 高度場と地表面気圧偏差との相関関係 \ldots	17
2.1	ブロッキングイベントの形成期とピーク期の定義	20
		_ 0
3.1	5月-7月の300hPa高度場の気候値と標準偏差	24
3.2	5月-7月の300hPa東西風の気候値と標準偏差	25
4 1		07
4.1		21
4.2	ストームトフックことの関係 (Lau,1988) \dots 1000) 十亚洋域にやける名本のストールトラックの気候値 (Lau 1000)	21
4.5		30
4.4		3U 91
4.0	マ学のストームトフックと月平均 500 mPa 同反场の相関関係 (Lau, 1988) \ldots	31 22
4.0	A半注域にのける复学のストームトフックの丸候値ドロの土地送付にわけてストームトラックの丸候値ドロの土地送付にわけてストームトニックの POP 土亜エード	- 33 95
4.1	3月の太平洋域にのけるストームトラックのEOF主要モート・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	30 95
4.8	3月の太平洋域にのけるストームトブックと 300nPa 商度场の相関関係・・・・・ C日の土地洋域にわけてストームトラックの POP 土亜エード	30
4.9	0月の太平洋域にのけるストームトラックのEOF主要モート・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	31
4.10	0月の太平洋域にのけるストームトブックと 300nPa 商度场の相関関係・・・・・ 2月の土地洋域にわけるストームトラックの POR 土亜エード	37
4.11	(月の太平洋域にのりるストームトラックの EOF 主要モート	39
5.1	冬季の PNA パターン (Wallace and Gutzler,1981)	42
5.2	ロスビー波導波管の概念図・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	43
0.1		
6.1	2001年5月と2005年5月の事例における300hPa高度場偏差と波沽動度ファックス	46
62	200hPa 高度場と車西岡の気候値	48
6.3	2001 年 5 日と 2005 年 5 日の事例における 300hPa 高度場と車西国の其木場	<u>48</u>
6.J	2001 年 5 月 2 2005 年 5 月 の 事例における 500m 4 周 反 物 C 米 日 風 の 墨 平 物	40 //8
65	2001 年 5 月 2 2005 年 5 月 の事例における 至本物 備定の 座い ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	- <u>+</u> 0 -59
6.6	2001 年 5 月 C 2005 年 5 月 O 手 M CO T S M M O M C K Z ········· 2001 年 5 日 と 2005 日 5 日 の 重例における 200b Pa 直度提時間恋化	52
0.0	2001 〒 0/」 こ 2000 /」 0/」 0 字 // 1 こ 0 1 0 0 000111 0 回 反 物 时 回 久 1 0 ・・・・・・・・・・	- 00

6.7	2001 年 5 月と 2005 年 5 月の事例の形成期におけるストームトラックの活動度.	54
$7.1 \\ 7.2 \\ 7.3$	Case A と Case I の形成期におけるストームトラックの活動度 Case A と Case I の形成期における 300hPa 高度場の合成図 Case I の形成期におけるストームトラックに伴うフィードバック効果	56 57 58
$8.1 \\ 8.2$	2005 年 5 月の事例におけるオホーツク海域でのアンサンブル平均とスプレッド オホーツク海域の 15 日予報のアンサンブルメンバーと 200hPa 高度場との相関	60
	関係	62
8.3	2005 年 5 月のアラスカ域とオホーツク海域のアンサンブルメンバー	63
8.4	2005 年における U200 の 4-5 月の平均値	63
8.5	アラスカ域とオホーツク海域での予報誤差の関係	64

表目次

2.1	NCEP 再解析データ	18
2.2	気象庁一ヶ月アンサンブル予報データ............................	18
2.3	オホーツク海域での上層高気圧性偏差イベントの発生期間とピーク日の偏差..	20

第1章 はじめに

1.1 オホーツク海高気圧と日本の冷夏

オホーツク海高気圧は5月から8月に集中して出現することが過去の研究により知られている(例えば加藤1995).北日本や東日本では,持続性の高いオホーツク海高気 圧が出現すると,それに伴う「やませ」と呼ばれる北東気流のため冷夏となることが 多い.冷夏であった年における,オホーツク海域(140°E-155°E,45°N-60°N)で領域平 均した海面気圧偏差により定義されたオホーツク海高気圧指数と東日本での気温偏差 の関係を,図1.1に示す(磯部ほか,2005).オホーツク海高気圧が発達するとき,東日 本では低温となる.

杉中(1965)は,オホーツク海に中心を持ち,その海域の大部分を覆う地上天気図で の高気圧をオホーツク海高気圧と定義した(加藤,1995).図1.2に杉中(1965)の定義 により集計された1959年から1963年における,地上天気図上のオホーツク海高気圧 の出現度数を示す.オホーツク海高気圧の出現は5月から8月に集中し,その頻度は8 月に最も多くなる.一方,4月と10月にはほとんど出現しない.

オホーツク海高気圧の持続期間は移動性高気圧に特長的な時間スケールである2,3 日よりは長いが,月平均スケールよりは短い(加藤,1995).また,発生頻度の年々変動 が大きく,対流圏下層の月平均高度場の気候値には存在しない.図1.3に1979年から 2005年のNCEP再解析データの1000hPa高度場の5~8月の月平均値を示す.気候値 では北太平洋や北大西洋において対流圏下層に高気圧が存在している.一方,オホー ツク海域では高気圧は存在せず,毎年オホーツク海高気圧が出現しないことを示して いる.

しかし、オホーツク海高気圧が現れた年には、日本の低温が1週間から1ヶ月程度続 くこともあり、日本の稲作や農業は大きな影響を受ける.例えば、2005年5月は、東 日本や北日本で低温傾向が持続した(気象庁気候系監視報告、2005).図1.4に、NCEP 再解析データを用いて、オホーツク海高気圧が最盛期となった2005年5月12日から 16日の5日間で平均した地上気圧平年偏差と、5月の東北日本(図1.4(A)で青線で囲ん だ領域)における1000hPaの気温平年偏差の時系列を示す.オホーツク海には持続する 高気圧性偏差(図1.4(A)で赤色に塗った領域)が存在し、東北日本での気温は、平均値 よりも1標準偏差以下となる低温が持続していることがわかる(図1.4(B)).この持続 する低温傾向のため、東北地方の太平洋側で水稲の生育が遅れたり、苗が弱って黄色

5

く変色するなどの被害が報告されている.また,2001年4月下旬から5月上旬にもオ ホーツク海高気圧が出現し,岩手県では低温・降霜による農業被害がリンゴを中心に 12億円を超えた.¹

このように,初夏のオホーツク海高気圧の出現を予測することは日本の農業被害の 観点からも非常に重要である.しかし,5月のオホーツク海高気圧の形成メカニズム は,最近,Nakamura and Fukamachi(2004)が日々の移動性高低気圧との関連を指摘し ているが,その形成要因は完全に明らかにされたわけではない.

¹水稲冷害研究チーム http://ss.tnaes.affrc.go.jp/reigai/doko/doko2005/doko05.html



図 1.1: 5 例の冷夏年 (1979, 80, 82, 88, 93) で平均したオホーツク海高気圧指数 (実 線)と東日本気温偏差 (破線)の時系列 (6/1から 8/31日).磯部ほか (2005)



図 1.2: 1959 年から 1963 年における地上天気図上のオホーツク海高気圧の出現頻度 (延べ日数). 杉中 (1965) を引用しグラフを作成.



図 1.3: 5月から8月の1000hPa高度場の月平均気候値.1979年から2005年のNCEP 再解析データを用いて作成.120m以上の領域に赤色を塗った.



図 1.4: (A)2005 年 5 月 12 日から 16 日の地表面気圧偏差の平均値.5 月の標準偏差以 上の領域を赤色で塗った.単位は Pa.(B)2005 年 5 月 1 日 ~ 31 日の東北日本(青線で囲 んだ範囲)での 1000hPa 気温偏差の時系列(右).点線が 5 月の標準偏差を示している. (A)(B) 伴に NCEP 再解析データを用いて作図.

1.2 オホーツク海高気圧の形成メカニズム

オホーツク海高気圧の形成メカニズムについては過去に多くの研究が行われてきた. 最近,Nakamura and Fukamachi(2004)(以下ではNF04)は,NCEP 再解析データ(1965 年-1993年)を用いることにより,大気下層でオホーツク海高気圧が現れるとき,オホー ツク海域の対流圏上層でブロッキング高気圧が形成されていることを,強いオホーツ ク海高気圧が現れた15例の合成図解析によって示した.図1.5に,5月と7月の強い オホーツク海高気圧15例の最盛期における平均海面気圧と平均海面気圧偏差の合成図 を示す.5月と7月において,大気下層でのオホーツク海高気圧の水平構造は似てお り,陰影で示されている偏差の中心はオホーツク海に位置している.一方,図1.6(a)(d) において陰影で示される300hPa高度場の合成図では,5月ではその中心がオホーツク 海域であるのに対して,7月では中心がオホーツク海域の北に位置している.このよ うに,5月と7月ではオホーツク海高気圧の鉛直構造が異なることが示された.また, Tachibana et al.(2004)は,1958年から1998年の7月のNCEP 再解析月平均データを 用いて,7月に大気下層でオホーツク海高気圧が現れるときに,太平洋で低気圧性偏差 が見られることを指摘し,南方からの波列によりオホーツク海域で高気圧性偏差が形 成される可能性を示した.

さらに,NF04はオホーツク海域の大気上層で形成されるブロッキング高気圧の形成 メカニズムが5月と7月で異なることを示した.以下で,その詳細を紹介する. (1)7月におけるオホーツク海高気圧の形成メカニズム

NF04は、7月において、亜寒帯ジェットに沿ってヨーロッパ域からオホーツク海域 上層に伝播する準定常ロスビー波のエネルギーが、オホーツク海域での対流圏上層の 高気圧性偏差の形成に重要であることを示している.図1.7の(a)-(d)にオホーツク海 高気圧の最盛期の6日前(Day-6)から最盛期までの300hPa高度場偏差(コンターと陰 影)とTakaya and Nakamura(2001)で示された波活動度フラックス(矢印)が示されて いる.Day-6にヨーロッパ域で高気圧性偏差が存在しており、最盛期にかけてシベリア 上空において準定常ロスビー波のエネルギー伝播が見られる.一般に、ジェットが強く かつシャープな構造をしている場合、ロスビー波のエネルギーはジェットが存在する緯 度帯に補足され、そのエネルギーはジェット中を東に伝播する(図1.8)².

図 1.9 に,オホーツク海域における地表面気温の南北温度傾度 (a) 及び東西温度傾度 (b) の季節進行を示す.7月は,オホーツク海域では正の南北温度傾度 (オホーツク海と その北の陸のコントラスト)の値が最も大きい季節であり,温度風の関係から対流圏上 層の西風ジェットが弱まっているため,準定常ロスビー波のエネルギー伝播が阻害され てオホーツク海の北側でブロッキング高気圧が急速に発達する.このブロッキング高

²詳細は5章で示す

気圧に伴う渦位アノマリーにより誘起される循環により,地表面付近では緯度約50N に東風偏差をもたらす(図1.10).一方,そこでは冷たいオホーツク海とその西側の暖 かい大陸との間に大きな東西温度傾度が存在する(図1.9(b))ので,東風が等温度線を 横切って吹くことにより,大陸沿岸で大きな寒気移流が形成される.この寒気移流は 地表面付近で負の渦位アノマリーを形成するので,地表面付近でも強い高気圧性偏差, すなわちオホーツク海高気圧を形成する.

一方,Tachibana et al.(2004) はオホーツク海における対流圏下層の南北温度傾度の 指標として,シベリア域(図1.11緑色)と太平洋域(図1.11赤色)で示される領域におけ る1000hPa-500hPaの層厚の差によりSP index を定義した.図1.12に,このSP index と7月の月平均1000hPa高度の各格子点との相関・回帰係数を示す.有意な相関関係 を示す領域に影が塗られている.オホーツク海域において有意な正の相関がみられる ため,オホーツク海で正の南北温度傾度が大きい年ほど地表付近のオホーツク海域で 気圧が高くなる傾向があることを示している.また,シベリア域から熱帯太平洋域に かけて,SP index との相関係数が正負の領域が波状に分布している.シベリア域にお ける波列構造は,ヨーロッパから準定常ロスビー波のエネルギー伝播に対応している と解釈でき,NF04の結果と一致している.しかし,熱帯太平洋域においても有意な相 関関係がみられるため,熱帯太平洋領域から北へ向かう波動伝播も7月のオホーツク 海高気圧の形成に対して重要であると,彼らは指摘している.



図 1.5: 強い 15 例の地上オホーツク海高気圧が現れたときの,8日の low-pass filter を施した平均海面気圧の合成図.(a) は5月で(b) は7月.また,(c) と(d) はそれぞれ 平年からの偏差を示す.単位は hPa であり,95%の有意水準で陰影.(Nakamura and Fukamachi,2004)



図 1.6: (a):5 月の強いオホーツク海高気圧が発生したときの 1000hPa 高度場 (コン ター) と 300hPa 高度場 (陰影) の合成図.コンター間隔は 40m. (b):1000hPa 温度偏差 の合成図.コンター間隔は 1K. (c):500hPa における鉛直速度の合成図.実線が正で破 線が負の値であり,コンター間隔は 0.02Pa/s.(d)-(f) は 7 月の値である.(Nakamura and Fukamachi,2004)



図 1.7:7月に強いオホーツク海高気圧が現れたときの,300hPa高度場偏差と波活動度フラックス (Takaya and Nakamura,2001).単位は,高度場偏差はmで波活動度フラックスは m²/s² である.Nakamura and Fukamachi,2004)



図 1.8: 定常ロスビー波数 K_sの断面と射出の向きの反射. Hoskins and Ambrizzi(1993)



図 1.9: (a):オホーツク海における地表面気温の南北温度傾度の気候値の季節進行. 145°E に沿って, 55°N と 65°N の差を計算.(b):オホーツク海における地表面気温の東 西温度傾度の気候値の季節進行.50°N に沿って 135°E と 145°E の差を計算.(Nakamura and Fukamachi,2004)



図 1.10: (a):7月の強い地上オホーツク海高気圧が現れたピークの日 2 日前に 300hPa にポテンシャル渦度アノマリーを規定したときに引き起こされる 1000hPa での風速偏差 (矢羽) と 1000hPa 気温.(b):(a)の水平風のみによって引き起こされた 1000hPa 温度傾 向.(c):観測された 1000hPa 温度傾向.(d):観測された 1000hPa 高度場傾向 (Nakamura and Fukamachi,2004)



図 1.11: 7月における 1000hPa 温度傾度の気候値 . 1958 年 1998 年の7月の月平均値に 対してそれぞれ,青領域:850hPa 高度場 (OH Index),緑領域:1000hPa と 500hPa の層 厚 (SB Index),赤領域:1000hPa と 500hPa の層厚 (PC Index) を計算.Tachibana(2004) に加筆.



図 1.12: SP index と7月の月平均 1000hPa 高度の相関・回帰係数.実線が正で破線が 負の値であり,90%,95%,99%の有意水準で影が塗られている.Tachibana(2004) (2)5月におけるオホーツク海高気圧の形成メカニズム

5月において,オホーツク海域では地表面南北温度傾度の気候値は負であり(図1.9), 7月のようにオホーツク海域で対流圏上層のジェットの減速は見られない.NF04は,5 月においては,ヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播は弱く,むしろ 北太平洋での短周期の移動性擾乱に伴うフィードバック効果がオホーツク海域でのプ ロッキング高気圧の形成に重要であると述べている.

図1.13 に,オホーツク海高気圧最盛期から最盛期の6日前 (Day-6) までの,300hPa 高度場偏差及び波活動度フラックス (左列),総観規模擾乱に伴うフィードバック効果 による300hPa高度場の時間変化傾向 (中列),総観規模擾乱の活動度の偏差 (右列)が 示されている.いずれの図も,95%の有意水準で影が塗られている.ここで,総観規 模擾乱に伴うフィードバック効果については,時間平均した順圧渦度方程式を,強い 大気下層でのオホーツク海高気圧が出現した15例に適用することにより評価している. 総観規模擾乱のフラックス項のみを残した順圧渦度方程式は,

$$\overline{\frac{\partial z'}{\partial t}} \approx \frac{f}{g} \nabla^{-2} \overline{\left(-\nabla \cdot (\mathbf{V}' \zeta')\right)}$$
(1.1)

と書くことができる.ここで,「は時間平均を示し,」は時間平均からの偏差の短周期 変動成分を表す.ここで,偏差の長周期変動成分は無視されている.また,zはジオポ テンシャル高度,fはコリオリパラメター,gは重力加速度,Vは水平風速, ζ は渦度 の鉛直成分である.時間平均場に風による相対渦度移流や絶対渦度の南北移流が無視 された.

Day-6 において中央太平洋(日付変更線付近)で形成された高気圧性偏差がオホーツ ク海域に西進することにより,オホーツク海域でブロッキング高気圧が形成される.ま た,オホーツク海高気圧の最盛期とその2日前(Day-2)において,移動性擾乱に伴う フィードバック効果がオホーツク海域で大きいことが示された.しかし,このブロッキ ング高気圧の形成期である Day-6 から Day-4 にかけては,オホーツク海域において移 動性擾乱に伴うフィードバック効果は見られない.また,形成期から最盛期にかけて, 北太平洋域で移動性擾乱の活動度が弱くなることも示された(図 1.13).



図 1.13: 左列:5月のオホーツク海高気圧の最盛期 (0) から6日前 (Day-6) までの,Z300 偏差及び波活動度フラックス (単位矢印は 30m²/s²).中列:1日あたりの総観規模擾乱に 伴う高度場強制 (20m/day 間隔).右列:総観規模擾乱の活動度 (15m 間隔). Nakamura and Fukamachi(2004)

1.3本研究の目的

本研究では,NF04 で示されたように,オホーツク海域の対流圏上層でブロッキング 高気圧が存在するときに大気下層にオホーツク海高気圧が発達すること(図1.14)に着 目し,このブロッキング高気圧の形成メカニズムを調べた.NF04は,5月のオホーツク 海域におけるブロッキング高気圧の形成には,北太平洋におけるストームトラックが 弱化することに伴うフィードバック効果が重要であると述べている(図1.13).しかし, このストームトラックの弱化はブロッキング高気圧が原因であると考えることもでき るため,総観規模擾乱に伴うフィードバック効果以外の要因も詳しく検討する必要が ある.

NF04は、オホーツク海域でのブロッキング高気圧が最盛期となる日の2日前から最 盛期にかけて、オホーツク海域で総観規模擾乱に伴うフィードバック効果が大きいこ とを示している.しかし、オホーツク海域でのブロッキング高気圧は最盛期の1週間 以上前から発達するため、このブロッキング高気圧の形成期における解析を行う必要 がある.そこで、本研究では、周期10日以上の変動成分を取出す low-pass filter を施 した 300hPa 高度場(Z300L)偏差が、オホーツク海域で、5月の標準偏差を超える日が 1週間以上続いた場合、その期間をブロッキングイベントと定義した.また各イベント において、Z300L が最大となる日をピーク日、その前後1週間をピーク期と定義した. さらに、ピーク期の前の1週間を形成期として、この形成期における解析を行った.



図 1.14: オホーツク海域での Z300L と地表面気圧偏差の相関関係.青色の四角形の範囲で Z300L を平均した.赤が正の値で青が負の値.99%の有意水準で色を塗った.

第2章 データと解析手法

2.1 使用データ

本研究では,1979年から2005年までの27年間のNCEP¹再解析データを使用した (表2.1).このデータは1日4回(00,06,12,18UTC)で提供されている.本研究ではこの うち1日2回(00,12UTC)の値を用いて解析を行った.さらに,気象業務センターよ りGPVで提供された気象庁ーヶ月アンサンブル予報データの200hPa高度場について も解析を行った.その概要を表2に示す.これらのデータは緯度経度2.5度格子点デー タで与えられる.また,対応する実況データとして緯度経度1.25度格子点データとし て提供された気象庁全球客観解析(GANAL)データを用いた.

表 2.1: NCEP 再解析データ

期間	1979年1月から2005年5月 1日2回(00,12UTC)
水平解像度	緯度経度 2.5° × 2.5° グリッド
使用した変数	300hPa 高度場,東西風,南北風,地表面気圧

表 2.2: 気象庁ーヶ月アンサンブル予報データ

初期日	2005年5月20日 (水曜日) と21日 (木曜日)の12UTC
予報時間	34日間 1日1回(12UTC)
初期値の作成方法	BGM 法
メンバー数	水曜日と木曜日でそれぞれ13メンバーずつ
水平解像度	緯度経度 2.5° × 2.5° グリッド
使用した変数	200hPa 高度場,東西風,南北風

¹National Centers for Environmental Prediction

2.2 季節内長周期変動 (LFV) 成分の抽出

まず,気候値を,NCEP 再解析データの1979 年から2004 年までの26 年間の1日2回の300hPa 高度場 (Z300) 平均値に31 日移動平均を施したものとして定義する.この気候値からの差を偏差と定義し,この偏差に,Blackmon(1976)のlow-pass filter を施して周期10日以上の季節内長周期変動(LFV)成分を取り出した(Z300 については,Z300Lと表記する).

一方,移動性擾乱に対応する周期については,2.5日から6日の変動成分を取り出す band-pass filter(Blackmon,1976)を施した300hPaの東西風偏差 u'と南北風偏差 v'か ら渦運動量エネルギー(EKE300)を $\frac{1}{2}$ (u² + v²)と定義し,移動性擾乱の活動度の指標 とした.さらに,1日2回求められる渦運動量エネルギーに上述した low-pass filterを 施した値(EKE300Lと表記する)を用いて,ストームトラック(移動性擾乱の活動が活 発である領域)のLFV 成分を取り出した.

2.3 5月のオホーツク海域でのブロッキング高気圧イベント

加藤 (1993) は日々の天気図の解析から,オホーツク海高気圧は単に月平均スケール の現象ではなく,通常の傾圧不安定波のスケールよりは長いが月平均スケールよりは短 い現象であることを述べている.そこで,本研究では,オホーツク海域を,55°N-70°N, 140°E-160°E と定義し,その領域内でZ300 偏差の季節内長周期変動成分(Z300L)が最 も大きい格子点(中心点)を選択する.この中心点におけるZ300L が5月におけるその 標準偏差よりも大きくなる日が少なくとも1週間継続する場合をブロッキングイベン トと定義した.また,各ブロッキングイベントの期間中でZ300L 偏差が最も大きくな る日をピーク日と定義した.さらに,定義されたピーク日を中心とする1週間をピー ク期と定義し,ピーク期の前の1週間を形成期と定義した(図 2.1).

上記のように取り出されたイベントのうち,ピーク日のZ300Lが最も大きい10例を 表 2.3 に示す.



表 2.3: オホーツク海域での上層高気圧性偏差イベントの発生期間とピーク日の偏差

	ピーク日	中心点での偏差 (hPa)	イベントの継続日数
1	2005年5月5日	409	12日
2	2003年5月8日	373	9日
3	2001年5月20日	368	9日
4	1996年5月4日	327	10日
5	1986年5月15日	313	8日
6	1981年5月13日	306	16日
7	2001年5月1日	300	10日
8	1991年5月26日	290	7日
9	1985年5月27日	280	7日
10	1995年5月11日	250	10日

2.4 EOF 解析

本研究では太平洋域でのストームトラックの主要な変動成分を取り出すため EOF 解 析 (主成分分析)を行った.以下で,N個の格子点で与えられた高度場偏差データ(平均 は 0)の EOF 解析について説明する.高度偏差 Z'は,空間 (ϕ)と時間 tの関数 $Z'(\phi, t)$ で表され,これを N 個の線型独立な成分に変数分離すると,

$$Z'(\phi, t) = \sum_{i=1}^{N} f_i(t) e_i(\phi)$$
(2.1)

となる.ここで, $f_i(t)$ は主成分 (スコア) であり, $e_i(\phi)$ は空間モード (固有ベクトル) である.

式 (2.1) は,分散共分散行列 V を使って,

$$Ve_i(\phi) = \lambda_i e_i(\phi) \tag{2.2}$$

と書くことができるので,式 (2.2) において,分散共分散行列 V の固有値 λ_i と対応す る固有ベクトル $e_i(\phi)$ を求めればよい.ここで $e_i(\phi)$ は,空間領域全体での2乗和が1に なるように規格化されている.固有ベクトルは各モードが直交するので,それぞれの 時間ごとに $Z'(\phi,t) \ge e_i(\phi)$ の内積を求めることで,スコアが得られる.また,第iモー ドの固有値を全固有値の和で除したものを寄与率といい,全分散量に対する第iモード の分散の割合を表す.

最後に, EOF 解析を行う際には次の3点に注意する必要がある.

(1) 対象とする領域と期間が異なれば,結果も異なること.

(2) 伝播する現象は, EOF 第一モードと第二モードに分解される可能性があること.
(3) EOF 第一モードは,対象とする領域と期間において最も卓越するパターンを示すが, EOF 第二モード以降は,それよりも低次のモードからの直交性の制約を受けること.

第3章 気候値

初夏におけるオホーツク海域における季節内長周期変動 (LFV) 成分の解析を行うに は,まず,この季節の気候場の特徴を理解しておくことは重要である.ここでは,5月 から7月までの気候場の北太平洋域における特徴を記述する.

3.1 300hPa高度場

図 3.2 に 300hPa における月平均高度場 (Z300)の気候値と,その標準偏差の緯度経度 分布を示す.気候値においては,月平均値を実線で,月平均値の東西平均からの偏差 が正(負)の領域に赤(青)色を塗った.この節では気候値の東西平均からの偏差が正の 地域を定常リッジと呼び,負の地域を定常トラフと呼ぶ.また,月平均値の標準偏差 については 60m 以上の大きさをもつ領域に赤色を塗った.

まず,5月の気候値においては,アジア大陸東部(120°E)から太平洋東部(日付変更 線付近)にかけて,及び北アメリカ東海岸(70°W)に定常トラフが存在する.オホーツ ク海域は,定常トラフに覆われている.また変動の大きい地域は太平洋東部(150°W付 近)とヨーロッパ(0°付近)及びアメリカ大陸東部(80°W)である.これらの領域はブ ロッキング高気圧が多く発生する地域と一致している.6月においても東アジアから太 平洋にかけて定常トラフに覆われているが,トラフの中心は5月に比べ東に移動して いる.また変動の大きな領域は5月と変わらないが,その大きさは5月の3分の2程 度である.7月においては5月や6月のような東アジアにおける定常トラフは存在しな い.シベリア東部に存在する高気圧性偏差は6月に比べさらに大きくなっている.一 方,アメリカ大陸東海岸での定常トラフは7月も,5月と6月と同様に存在している.

3.2 300hPa東西風

図 3.2 に 300hPa における月平均東西風 (U300)の気候値と標準偏差の緯度経度分布 を示す.気候値については,風速20m/s以上を,標準偏差については6m/s以上の領域 をそれぞれ赤色に塗った.まず,5月においては日本上空から日付変更線付近に亜熱帯 ジェットが存在する.このジェット気流は西太平洋(150°E)で最も強い.一方北太平洋 域の60°Nにおいては10m/s程度の弱風域が存在する.しかし,この領域での年々変動 の大きさは8m/s以上に達する.従って,この領域では,西風が強いときにはその強さ が亜熱帯ジェットと同程度となることもある.6月の東西風分布及び年々変動の大きな 領域は,5月とほとんど同じであるが,東アジアにおける亜熱帯ジェットの中心は東に 移動し,日付変更線付近となる.また,7月において北太平洋域の亜熱帯ジェットは弱 まり,その風速は5月の半分程度にまでなる.また,変動の最も大きな領域は5月に比 べ南の領域である中央太平洋の40°N付近となる.



図 3.1: 左列:1979年 2004年の5月から7月における各月のZ300気候値(等値線)と 気候値の東西平均からの偏差(色).等値線は100m間隔で,偏差については正(負)の 領域を赤(青)で塗った.右列:Z300の標準偏差.(上):5月,(中):6月,(下):7月



図 3.2: 図と同じだが, U300の気候値と標準偏差を示す.気候値については 20m/s以上の領域に赤色で色を塗った.

第4章 高度場とストームトラック

4.1 ストームトラックに伴うフィードバック効果の理論

Lau(1988) は,大気循環における長周期成分と短周期成分の相互作用の性質を理解 するため,300hPaにおける順圧過程の解析及び500hPaにおける高度場のEOF解析 を行った.前者においては,移動性擾乱と時間平均流の間の相互作用を説明するため Hoskins et al.(1983) や Trenberth(1986) によって導出された Extended Eliassen-Palm vectors(Eベクトルと表記する)を用いている.

ここで,この E ベクトルの説明をする (James,1994).まず,時間平均渦度方程式を 考える.ここで与えられる物理量 A を時間平均量 Ā と A[']にわけると,時間平均渦度方 程式は,

$$\frac{\overline{\partial \zeta}}{\partial t} \approx -\overline{\nabla \cdot (\mathbf{V}' \zeta')} \tag{4.1}$$

と書ける (1.2節参照).次に, Eベクトルを,

$$\mathbf{E} = \left(\overline{\frac{1}{2}(v^{\prime 2} - u^{\prime 2})} \,\overline{-u^{\prime}v^{\prime}}\right) \tag{4.2}$$

と定義すると南北渦度フラックスは,

$$\overline{v'\zeta'} = \nabla \cdot \mathbf{E} \tag{4.3}$$

となる.式(4.1)において東西渦度フラックス成分は南北渦度フラックス成分に比べ十 分小さいとして式(4.3)を代入すると,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \approx -\frac{\partial}{\partial y} (\nabla \cdot \mathbf{E}) \tag{4.4}$$

と書ける.式4.4は, Eベクトルの発散が見られる領域の極(赤道)側において時間平均 場の渦度傾向が正(負)であることを示している.図4.1にEベクトルの収束・発散と 平均場の渦度傾向の関係を示す.divergence(convergence)と書かれている領域でEベ クトルの発散(収束)が見られる.Eベクトルが発散(収束)している領域では渦度の北 (南)向きフラックスが大きいので(式(4.3)),その極(赤道)側は渦度の南北フラックス が収束(発散)する領域であるため,時間平均場の渦度傾向は正(負)である.

Lau(1988) は,この E ベクトルを用いて,ストームトラックに伴う時間平均場への フィードバック効果を説明している.図4.2(a)に,北太平洋域においてストームトラッ クが強い 10 例で平均した渦運動量エネルギーと対応する E ベクトルが示されている. ここで,渦運動量エネルギーは 300hPa での $\frac{1}{2}(\overline{u'^2 + v'^2})$ で定義され, ' は 2.5 日から 6 日周期の成分を取り出す band-pass filter を施すことによって得られた短周期成分で定 義されている.陰で示される領域で渦運動エネルギーが大きく,矢印は E ベクトルを 示す.ストームトラックが強いとき,その入り口(出口)では E ベクトルの発散(収束) が見られる(図 4.2(a)).つまり,ストームトラックの入り口付近は,その極(赤道)側 が低(高)気圧傾向であるため,西風加速の領域となっている.一方,ストームトラッ クの出口付近は東風加速の領域となっている.



図 4.1: Eの発散と収束に伴う平均場へのフォーシングの概念図 (James, 1994).



図 4.2: ストームトラックとEの関係.(a)が,太平洋地域における 500hPaのストームトラックに対する EOF 第一モードのスコアが大きい 10 例の合成図.(b) はスコアが小さい 10 例の合成図 (Lau, 1988).

4.2 冬季のストームトラックの観測結果(Lau,1988)

Lau(1988) は冬季 (11 月から 3 月) のストームトラックを,2.5 日から 6 日の周期の 500hPa 高度場 (Z500) 変動の各月における標準偏差 (σ 500) の大きい領域で定義し, σ 500 の変動と月平均場との関係について EOF 解析 (2.4 節参照) を用いて議論した.彼は, まず,太平洋域 (20°N-70°N,100°E-110°W) と大西洋域 (20°N-70°N,110°W-40°E) で の σ 500 偏差を用いて EOF 解析を行った.ここで,気候値は11 月から 3 月の気候値で 定義している.ここでは,本研究と関連のある太平洋域での結果について紹介する.

ストームトラックの気候値

図 4.3 に 11 月から 3 月の σ 500 の分布 (陰影) と 500hPa 高度場の気候値を示す. σ 500 の値が大きな領域は,日々の移動性擾乱が発達しやすい地域とほぼ一致しており,ス トームトラックを表している.太平洋域のストームトラックの気候学的な位置は,東 アジアの定常的な気圧の谷の周辺で始まり,太平洋東岸にある定常的な気圧の峰まで 続いている.また,ストームトラックの中心は中央太平洋付近である.

EOF 第一モード (P1)

図 $4.4(a) \sim (d)$ に太平洋域 (100°E から 110°W, 20°N から 70°N) における σ 500 偏差 の EOF 解析によって得られた, EOF 第一モード (P1) から EOF 第四モード (P4) を示 す.EOF 第一モード (図 4.4(a)) は太平洋全体で値が大きく,単極子 (monopole) 構造を している.値の大きな地域は中央太平洋であり,東西に伸びた構造をしている.この パターンはストームトラックの気候値と似ている.つまりこのことは,ストームトラッ クが気候値の位置から空間的に移動することなく,その強度が変動していることを示 している.

図 4.5(a) には P1 に対応するスコアと,月平均場 (Z500) の各格子点値との相関係数 が示されている.正(負)の相関が見られる領域は濃色(淡色)で塗られている.ストー ムトラックが強いとき,その入り口の極側であるオホーツク海の北側は低気圧性偏差 傾向,赤道側である西太平洋は高気圧性偏差傾向の領域である.つまり,ストームト ラックの入り口付近は西風加速の状態にあることがわかる.

EOF 第二モード (P2)

このパターンは,太平洋の中部と東部での双極子(dipole)構造を示している(図4.4(b)). 変動の極値はストームトラックの気候値をまたぐように存在している.これらは,ス トームトラックが気候値の北もしくは南に移動するパターンを示している.また P2 に 対応するスコアは月平均場と強い相関関係を持っている.P1と同様に,ストームトラッ クの入り口付近である北太平洋東部は西風加速の領域となっている(図4.5(b)).また P2に伴う月平均場の相関パターンは太平洋地域でよく知られているテレコネクション パターンである Pacific/North American(PNA) パターン (Wallace and Gutzler,1981) と 非常によく似ており, PNA パターンの形成とストームトラックの強化が対応している ことが示唆された.

EOF 第三モード (P3)

このパターンは,アラスカ付近と日付変更線からアメリカ大陸西海岸付近で反対の 符号をもつ変動パターンである(図4.4(c)).P3に対応するスコアと月平均場との相関 関係はベーリング海と,アメリカとメキシコの国境付近で大きな値をもつ(図4.5(b)). このことは,アラスカ付近でのブロッキング形成と北太平洋東部でのストームトラッ クの弱化が対応していることを示唆している.

EOF 第四モード (P4)

このパターンはストームトラックが東西に短くなることを示している.また寄与率は 6.2%と小さい.また月平均場との相関関係も小さい.

以上のことから,ストームトラックの変動と高度場変動とは有意な相関関係を持つ ことが示された.ストームトラックが強いとき,その入り口の極側で低気圧性偏差が 存在し,出口の極側で高気圧性偏差が存在することが示された.つまり,ストームト ラックの強化に伴い,その入り口付近では西風加速が生じ,出口付近では西風減速が 生じることと対応する.

しかし,Lau(1988)では月平均値を用いているため,オホーツク海高気圧のような月 平均スケールよりも短いスケールの現象とストームトラックとの関係は明らかでない.



図 4.3: 11 月から 3 月における Z500 高度場 (コンター) と bandpass-filter が施さ れた Z500 の標準偏差の気候値.50-60m,60-70m,70m 以上に色がつけられている. Lau(1988)



図 4.4: 太平洋域におけるストームトラックの EOF 第一モードから第四モード (P1-P4). 値の大きい箇所に濃色 (正) と淡色 (負) が塗られている.またそれぞれの図の上に対応 する固有値が示されている.Lau(1988)



図 4.5: ストームトラックの主要モードに対するスコアと月平均 Z500の各格子点での 相関係数.コンター間隔は 10 %で, + 30 %以上に濃色が, - 30 %以下に淡色が塗ら れている.Lau(1988)

4.3 夏季のストームトラックの観測結果

本研究では,300hPaにおける渦運動量エネルギーの季節内長周期変動(LFV)成分で あるEKE300Lの値が大きな領域をストームトラックであるとみなし,5月から7月の それぞれの月でストームトラックの変動を調べるため,日々のEKE300L偏差を用いて EOF解析を行った.解析領域は,前述したLau(1988)で用いられているのと同じ太平 洋域(20°N-70°N,100°E-110°W)である.また,気候値は5月から7月における各月の 平均値で定義した.さらに求められたEOFの各モードのスコアと300hPaにおける高 度場のLEV成分であるZ300Lとの相関係数を各格子点で計算した.

図 4.6(A)-(C) に 5 月から 7 月のストームトラックの気候値を示す.5 月においては, 北太平洋中部 (日付変更線付近) で EKE300L の値が 80m²/s² 以上 (濃赤色) である.6 月 になると,ストームトラックの中心は北太平洋東部 (150°W 付近) とまで東進する.5 月と比ベストームトラックの活動は弱まり,その中心付近で 40m²/s² 程度 (淡赤色) で ある.7月においては,ストームトラックの中心位置は6月とほぼ同じであるが,その 活動度はさらに弱まり,40m²/s² 以上 (淡赤色)の領域は存在しない.

図4.6(D)に太平洋領域における月平均EKE300Lの季節変化を示す.縦軸はEKE300L を,横軸は1-12月を表している.5月は冬季と同程度に強いが,7月は1年のうちで もっとも移動性擾乱の活動は不活発であり,冬季と比べるとその活動度は半分以下で ある.

次に,5月-7月の各月におけるストームトラックの変動と300hPa高度場の長周期変 動成分との関係について述べる.



図 4.6: 5月から7月における各月の EKE300L の気候値 ((A)-(C)) と,月ごとに太平洋 領域 (20°N-70°N, 100°E-110°W) で平均した EKE300L の値 (D) で,横軸が月を示す. 単位は m²/s²

(1)5月のストームトラックの変動

EOF 第一モード (5P1)

このパターンは,太平洋域で単極子構造を示しており(図4.3),Lau(1988)で示され た冬季のストームトラックの月平均値のEOF第一モードとよく似ている(図4.4).ま た,変動の大きな領域はストームトラックの気候学的位置とほぼ一致しており,ストー ムトラック自体の強度変動を表していると考えられる.図4.3で示された5P1とZ300L との相関関係から,ストームトラックが強化されたとき,その入り口付近の領域では若 干の西風加速が見られる.オホーツク海域においては,有意な値ではないが,ストー ムトラックが強まるとき,低気圧性偏差傾向となっていることが示された(図4.3).

EOF 第二モード (5P2)

このパターンは,東西の双極子構造を示し,ストームトラックが東西に変位する構造を示している(図4.3).また,変動の大きな領域は太平洋北西部と太平洋東部である. このようなパターンはLau(1988)の冬季のストームトラックの変動パターンには見られないため,5月特有の変動パターンであるといえる.また,300hPa高度場のLFV成分(Z300L)との相関係数は,図に示した4つのEOFモードの中では最も大きな値を示す.太平洋北西部でストームトラックの活動が強いとき,Z300Lは日本付近と太平洋東部で高気圧性偏差傾向を示す.オホーツク海域では,有意ではないが,低気圧性偏差が見られる.

EOF 第三モード (5P3)

このパターンは,ストームトラックの東西方向の伸縮を示しており,変動の大きな 地域はオホーツク海付近とアメリカ西海岸付近である(図 4.3). 固有地は 7.0 %と小さ く,Z300L との相関係数も小さい.

EOF 第四モード (5P4)

このパターンは太平洋北部と南部の双極子構造であり,ストームトラックの南北の変 位を示している(図4.3).太平洋北部でストームトラックが強いとき,Z300Lはオホー ック海からアラスカにかけて低気圧正偏差傾向となっており,中央太平洋域で有意な 高気圧性偏差傾向が見られる.


図 4.7: 5月の太平洋域での EKE300L の EOF 第一モードから第四モード (5P1-5P4). 日々の EKE300L の規格化したスコアへの回帰図で示した.寄与率を表の上に示した. 99 %の有意水準で塗色.



図 4.8: 5月の太平洋域での EOF 各モードのスコアと Z300L の各格子点での相関係数 (5PC1 から 5PC4).99%の有意水準で塗色.

(2)6月のストームトラックの変動

EOF 第一モード (6P1)

5月の EOF 第一モードとほぼ同じ変動パターンであるが,変動の中心領域は東太平 洋 (150W 付近)である (図 4.3).また,変動の大きさは 5月の半分程度である.また Z300L との有意な相関関係は認められない.

EOF 第二モード (6P2)

5月のEOF第二モードと同様に,東西の双極子構造を示す(図4.3).ストームトラックが太平洋西部で強まり東部で弱まるとき,アラスカ付近は高気圧性偏差となっている(図4.3).このことは,アラスカ付近でしばしば観測されるブロッキングリッジの形成とストームトラックの変動の6P2とが関連していることを示唆している.

EOF 第三モード (6P3)

南北の双極子構造を示す.(図 4.3).日本付近では東西方向に伸びた変動の大きな地 域が存在する.これは梅雨前線に伴い移動性低気圧の変動が活発であることを示して いると考えられる.移動性擾乱の活動が日本付近で強まり,太平洋北部で弱まる時,太 平洋中部(日付変更線付近)では低気圧性偏差が存在することが示される.また,有意 な値ではないが,オホーツク海では高気圧性偏差が存在する.

EOF 第四モード (6P4)

アジア大陸東部で変動の大きな地域が見られるが,寄与率は5.1%と変動は小さい. Z300Lとの相関係数も小さいが,オホーツク海域では高気圧性偏差が存在する.



図 4.9: 図 4.3 と同じだが 6 月のストームトラックについて示す.



図 4.10: 図 4.3 と同じだが 6 月のストームトラックについて示す.

(3)7月のストームトラックの変動

EOF 第一モード (7P1)

5月の EOF 第一モードと同様に単極子構造を示すが,変動の大きな地域は5月に比 べ極側である (図 4.11).また変動の大きさは6月の半分以下であり,日本付近での変 動はごく小さい.寄与率は14.0%であり,全分散量に占める割合は,5月,6月に比べ 小さい.

EOF 第二モード (7P2)

東西の双極子構造を示し,変動の大きな地域はオホーツク海付近と太平洋東部である(図 4.11).

EOF 第三モード (7P3)

太平洋東部において南北の双極子構造を示す(図 4.11).

EOF 第四モード (7P4)

アジア大陸北東部で変動が大きく,太平洋での変動は見られない(図 4.11).



図 4.11: 図 4.3 と同じだが7月のストームトラックについて示す.

第5章 準定常ロスビー波の水平伝播

5.1 ロスビー波のエネルギー伝播

地球上で数千km以上も離れた地点間での気象要素に互いに関連が見られることをテレコネクションパターンという(気象科学辞典,1998).このテレコネクションパターンにはいくつかの種類があることが知られている.図5.1に,北太平洋上のある格子点(45°N,165°W)と他の格子点との冬季の月平均500hPa高度場偏差の相関係数の空間分布を示す(Wallace and Gutzler,1981).赤道太平洋から北太平洋,北アメリカ大陸へと相関係数の正負の領域が波状に分布しており,このパターンはPNA(Pacific-NorthAmerican)パターンと呼ばれている.このようなパターンの形成には,定常ロスビー波のエネルギー伝播が重要な役割を果たしていることが考えられる.また,NF04は,7月におけるオホーツク海域での上層ブロッキング高気圧はヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播によって形成されることを示している.このように,準定常ロスビー波の理解は惑星規模スケールの定在的な循環偏差を議論するために重要である.ここでは,順圧ロスビー波の分散関係式の導出,及び定在性ロスビー波のエネルギー伝播について説明する.

(1) 順圧ロスビー波の位相速度

ここでは,中緯度β平面における強制のない非発散の順圧渦度方程式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y}\right)\zeta + \beta v = 0 \tag{5.1}$$

をもとに議論を進める.ここで,u,vはそれぞれ東西風と南北風を, ζ は相対渦度の 鉛直成分を表す.式(5.1)のu,v, ζ をそれぞれ,東西平均場 - と擾乱部分[']に分ける.

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad \zeta = \bar{\zeta} + \zeta'$$
 (5.2)

ここで,基本場の東西風 ū は緯度方向に変化しないと仮定する.

流線関数 ψ' を

$$u' = -\partial \psi' / \partial y, \quad v' = \partial \psi' / \partial x, \quad \zeta' = \nabla^2 \psi'$$
(5.3)

と定義し,式5.1を基本場の線形化すると,擾乱に対する方程式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)\nabla^2\psi' + \beta\frac{\partial\psi'}{\partial x} = 0$$
(5.4)

が得られる.次に,擾乱 ψ' として $\psi' = \exp[i(kx + ly - \nu t)]$ の平面波解を仮定し,式 (5.4)に代入すると,順圧ロスビー波の分散関係が次式のように導かれる.

$$c_x = \bar{u} - \frac{\beta}{K^2} \tag{5.5}$$

ここで, $c_x = \nu/k$, , k は東西波数であり, ν は周期である.また, $K^2 = (k^2 + l^2)^{1/2}$ と定義される.式(5.5)は,順圧ロスビー波の基本場に相対的な位相速度は常に西向き ($c_x - \bar{u} < 0$)であることを示している.

(2) 定在ロスビー波のエネルギー伝播

式 5.5 において, 東西方向の群速度は,

$$c_{gx} = \frac{\partial \nu}{\partial k} = \bar{u} + \frac{\beta (k^2 - l^2)}{(k^2 + l^2)^2}$$
(5.6)

とかける.ここで,定在波(つまり, $c_x = \nu = 0$)を考える.東西方向の群速度は,

$$c_{gx} = \frac{2\bar{u}k^2}{(k^2 + l^2)^2} = 2\bar{u}\cos\alpha$$
(5.7)

となる.ここで α は x 軸と群速度ベクトルのなす角である.式 (5.7) は,定在性ロス ビー波のエネルギーは,西風中を常に東向きに進み,その群速度は基本場の西風の2倍 となることを示している.

5.2 導波管

Hoskins and Ambrizzi(1993) は,11月から2月で平均した300hPa における気候値の まわりで線形化した順圧渦度方程式を用いて,局所的に与えた擾乱に対する大気循環 の応答を調べた.その結果,30°N付近に存在するアジアジェットに伴う「導波管」が 存在すると,その中を定在性ロスビー波のエネルギーが東向きに伝播しやすいことを 示した.ここでは,線型理論を用いて,このような「導波管」について説明する.前 節では簡単のため基本場の西風分布が緯度方向に変化しない場合を考えたが,本節で は基本場の西風分布が緯度方向に変化する場合を考える.

まず,線形化した強制のない非発散の順圧渦度方程式である式(5.4)において, ūの 緯度方向の変化を考えると,



図 5.1: 北太平洋 (45°N, 165°W) と全球の他の格子点間の冬季の月平均 500hPa 高度 場偏差の相関係数 (Wallace and Gutzler,1981).

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right)\nabla^2\psi' + v'\beta^* = 0 \tag{5.8}$$

と書ける.ここで, $\beta^* = \beta - d^2 \bar{u}/dy^2$ と定義した WKB 近似を仮定し, \bar{u} の南北変化が 擾乱の南北波長に比べ十分大きいと近似する.擾乱 $\psi' = \exp[i(kx + ly - \nu t)]$ とおき, 式 (5.5) において, $\beta \in \beta^*$ で置き換えることで,この場合のロスビー波の分散関係は,

$$\nu = \bar{u}k - \frac{\beta^* k}{K^2} \tag{5.9}$$

となる.ここで,
 $K=(k^2+l^2)^{1/2}$ と定義される.次に,
 定在性ロスビー波 $(\nu=0)$ の場合,
 Kは,

$$K = K_s = \left(\frac{\beta^*}{\bar{u}}\right)^{\frac{1}{2}}$$
(5.10)

で与えられる.次に,伝播に伴う波数の変化を考察する.基本場は南北方向のみに変化すると仮定するので,k = constであることに注意する.従って,式(5.7)で与えられる群速度 $c_g = (u_g, v_g)$ と伴に移動する系での波数の変化は,

$$\frac{d_g k}{dt} = 0 \tag{5.11}$$

となる.また,南北波数の変化は

$$\frac{d_g l}{dt} = \frac{K_s}{l} \frac{d_g K_s}{dt} = \frac{K_s}{l} v_g \frac{dK_s}{dy}$$
(5.12)

となる.ここで, $dK_s/dl = l/k$ を用いた.

さらに, $v_q/l = c_q/K_s$ なので,

$$\frac{d_g l}{dt} = c_g \frac{dK_s}{dy} \tag{5.13}$$

となり, 定義より $tan \alpha = l/k$ なので,

$$\frac{d_g \alpha}{dt} = \frac{k}{K_s^2} c_g \frac{dK_s}{dy} \tag{5.14}$$

となり,式 (5.14) は K_s の南北変化と波数ベクトルの方向 α の時間変化が対応していることを示している.

Hoskins and Ambrizzi(1993) は,図 5.2 のような, *K_s* がある緯度で極大値 *K*₂ をとり,その南北で小さくなっている場を考えた.



図 5.2: 定常ロスビー波数 K_sの断面と射出の向きの反射

全波数 K_1 の定在性ロスビー波が, $K_s = K_1$ となる緯度で東向き ($\alpha = 0$)で射出され た場合を考える. $K_s < K_2$ となる緯度の領域では,式(5.14)より, $\frac{d_g \alpha}{dt} > 0$ なので,波 数ベクトルの方向は次第に極向きとなる. $K_s = K_2$ の緯度を超えると, $\frac{d_g \alpha}{dt} < 0$ である ので波数ベクトルは次第に東向きとなり, $K_s = K_1$ となる緯度で $\alpha = 0$ となる.しか し,この緯度でも $\frac{d_g \alpha}{dt} < 0$ なので,波数ベクトルの方向は次第に南向きとなる.すなわ ち, $K_s = K_1$ となる.従って,基本場 K_s が南北に極大となる場合,ロスビー波を効率 的に東向きに伝播させる「導波管」が形成していることがわかる.これは現実の場の 西風分布で考えると,南北にシャープなジェット気流が存在する状況が当てはまる.

5.3 波活動度フラックス

定在性ロスビー波のエネルギーの大きさや,その群速度の方向を調べるために,波活動 度フラックスを用いた解析を行った.本研究では,300hPa高度場,東西風及び南北風の 季節内長周期成分偏差とを用いて,式(5.15)で定義されるTakaya and Nakamura(2001) で示された東西非一様な流れに適用できる波活動度フラックスを用いた.その大きさ は,エネルギーフラックスの大きさと等しく,またその向きはロスビー波の群速度ベ クトルの向きと等しい.

$$W = \frac{1}{2|barU|} \begin{pmatrix} \bar{u}(v'^2 - \frac{\Phi'}{f_0}\frac{\partial v'}{\partial x}) + \bar{v}(u'v' - \frac{\Phi'}{f_0}\frac{\partial v'}{\partial y}) \\ \bar{u}(-u'v' - \frac{\Phi'}{f_0}\frac{\partial v'}{\partial y}) + \bar{v}(u'^2 + \frac{\Phi'}{f_0}\frac{\partial u'}{\partial y}) \\ \frac{f_0^2}{S^2} \left\{ \bar{u}(-v'\frac{1}{f_0}\frac{\partial \Phi'}{\partial p} - \frac{\Phi'}{f_0}\frac{\partial v'}{\partial p}) + \bar{v}(-u'\frac{1}{f_0}\frac{\partial \Phi'}{\partial p} + \frac{\Phi'}{f_0}\frac{\partial u'}{\partial p}) \right\} \end{pmatrix} (5.15)$$

ここで, \bar{u} , \bar{v} は基本場,u',v', Φ' はそれらのずれで定義される擾乱成分である.ま た $f_0 = 2\Omega \sin\phi_0$ である.ここで, $\phi_0 = 60^\circ N$ とした.ただし,本研究では準定常ロス ビー波の水平伝播のみに注目し,式(5.15)を300hPa面に適用して解析を行った.また, 基本場としては4-5月の平均値を,擾乱成分としては季節内長周期成分とした.

第6章 事例解析

2.3 節で示した指標により、5 月において、27 年間に 27 例のオホーツク海域における プロッキングイベントの発現が確認された.これらほぼ全てのブロッキングイベント は、NF04 で示されているように、中央太平洋域の上層高気圧性偏差の西進により形成 されることがわかった.ただし、中央太平洋域での上層高気圧性偏差の形成過程には、 (1) さらに東側のアラスカ域から高気圧性偏差が西進する場合(2005年、2003年、1981 年など)と、(2) ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により形成さ れる場合(1986年、2001年など)の2つに大きく分けられることが、300hPa高度場偏 差の季節内長周期変動成分(U300L)から求めた波活動度フラックス(5.3 節参照)を用 いた解析から示された.特に、後者の過程は、NF04では7月型の形成過程であること に注意する必要がある.ここでは各ケースの典型例である2005年と2001年の事例に ついて、詳しく解析する.

6.1 Z300Lの時間発展

図 6.1 に 2005 年 (a) と 2001 年 (b) のそれぞれについて,オホーツク海域で Z300L 偏差 が極大となるピーク日 (Day0) と,その 2 日前 (Day-2),4 日前 (Day-4),6 日前 (Day-6), 8 日前 (Day-8) での Z300L と,Z300L に伴う波活動度フラックスの経度-緯度分布を示 す.赤(青)で塗られている領域が,絶対値が標準偏差よりも大きい高気圧 (低気圧) 性 偏差を示す領域である.2001 年の事例では,Day-8 に 40E 付近に高気圧性偏差が存在 する (図 6.1,-8a).Day-4 には東向きのエネルギー伝播が生じ,中央太平洋域にブロッ キング高気圧が形成される.これは NF04 で示された7月型のオホーツク海ブロッキン グの形成と同じメカニズムである.一方,2005 年の事例では Day-8 にアラスカ付近で 強い高気圧性偏差が存在する (図 6.1,-8b).しかし,ヨーロッパ域からの顕著なエネル ギー伝播は存在しない.Day-4 から Day-2 にかけて,アラスカ付近に存在する強い高 気圧性偏差が西進することにより,オホーツク海域でブロッキングが出現する.













図 6.1: 2001 年 (左) と 2005 年 (右) の Z300L の時間発展.上からピーク 8 日前,6 日前,4 日前,2 日前,ピーク日.等値線が Z300L 偏差で,その大きさが標準偏差以上の領域に色を塗った.赤(青)色 が正(負)の偏差を示す.矢印が Z300L から求めた波活動度フラックス (Takaya and Nakamura,2001). 単位は m²/s²

6.2 基本場

まず,各事例における基本場の違いについて解析する.ここでは,基本場は各年の4 月から5月のまで2ヶ月間の平均値で定義した.300hPa高度場(Z300)と300hPa東西 風(U300)の基本場の気候値を図6.2に示す.U300の気候値については,東西風の強さ が20m以上の領域を赤色で塗った.図6.2のZ300の気候値から,東シベリア(120°E), アメリカ大陸東海岸(60°W),そしてヨーロッパ(30°E)に定常なトラフが存在すること がわかる.また,北アメリカ大陸西海岸付近(120°W)で定常なリッジが存在する.オ ホーツク海域では,等高度腺の南北傾度は小さく,その間隔は少し緩んではいるが,顕 著なリッジは見られない.一方,U300の気候値では,北太平洋域で西風ジェットが存 在し,特に日本付近(140°E)でジェットが強い.オホーツク海域からアラスカ半島にか けては,弱風域となっている.

次に,2001年と2005年の基本場のZ300とU300偏差を図6.3に示す.2001年にお いては,シベリア上空で等高度線の南北傾度が大きく,西風ジェットが強い.また,東 太平洋及び北アメリカ大陸東海岸でトラフが見られる.2005年においては,東大西洋 (0°E)にトラフが,北アメリカ西部でリッジが見られる.また,オホーツク海域から北 アメリカ大陸東海岸にかけて,弱風域が広がっている.一方,2001年と2005年のどち らの年においても,オホーツク海付近で顕著なリッジは見られない.これは,5月上旬 に出現したブロッキングイベントの持続期間よりも長い期間で基本場を定義したため である.

次に,準定常ロスビー波の伝播が可能な領域の存在を確かめるため,基本場の300hPa 東西風 (U300) 分布から,式 (6.1) で定義される基本場の絶対渦度の南北傾度 β* を計算 した.

$$\beta^* = \beta - d^2 U/dy^2 \tag{6.1}$$

ここで, $\beta(=\frac{2\Omega}{a}\cos\phi,\Omega$ は地球の角速度)は惑星渦度の南北傾度を表し,Uは基本場の 東西風を表す.

図 6.4 に,2001 年と 2005 年の β^* の分布を示す.ここで, β^* が負の領域は準定常ロス ビー波のエネルギーが伝播できない領域であることを示し,その全てに青色を塗った (5.2 節).2001 年はヨーロッパ域から 135° E 付近まで β^* が正であり,その南北で β^* が 負の領域が存在する(図 6.4).これは,この領域で,準定常ロスビー波がエネルギー伝 播しやすい導波管の存在を示唆している(Hoskins and Ambrizzi,1993).一方,2005 年 には,ヨーロッパ域では 60° N 付近において β^* が正の地域は存在するが中央アジアで その南側の負の領域が存在せず,2001 年のような明瞭な導波管の存在は確認できない. このため,ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播が生じにくい状態 であると考えられる.これら基本場の違いは図 6.1 で示された上層高気圧性偏差の形成 過程の違いとも矛盾しない.



図 6.2: Z300 と U300 の 4-5 月の気候値.単位は, Z300 については m で, U300 については m/s であり, 20m/s 以上に赤色を塗った.



図 6.3: 2001 年と 2005 年における, Z300 と U300 偏差の 4-5 の平均値. Z300 については, 100m 間隔のコンターで示した. U300 については, 絶対値が 4m/s 以上の正(負)の値を示す領域を赤(青) 色で塗った.



図 6.4: (1) によって定義される絶対渦度の南北傾度 β^* . U300 の 4 月-5 月の平均値から計算し, (A) が 2001 年で, (B) が 2005 年. コンター間隔は, $1.10^{-11}s^{-1}m^{-1}$ である. β^* が負の領域を青色に塗った.

6.3 渦度収支解析

次に,5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成メカニズムを調べ るため,順圧渦度方程式を用いて,300hPa での季節内長周期変動(LFV)成分に伴う 高度場(Z300L)変化傾向について解析した.解析には Cash and Lee(2000)を参考にし て式(6.2)を用いた.この式は順圧渦度方程式に low-pass filter に相当する時間平均を 施すことにより求められる.ここで,気候値の時間変動は無視し,また移動性擾乱伴 う短周期成分の時間変動はこの時間平均操作により消去される.一方,簡単化のため, 短周期成分の東西風による LFV 成分の渦度移流を無視した.

$$\frac{\partial z'^L}{\partial t} \qquad \frac{f}{g} \sum_{i=1}^4 \xi_i \tag{6.2}$$

$$\xi_1 = \nabla^{-2} (-\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \zeta'^L - \mathbf{V}'^L \cdot \nabla \bar{\zeta})$$
(6.3)

$$\xi_2 = \nabla^{-2} (-\nabla \cdot (\mathbf{V}^{'L} \boldsymbol{\zeta}^{'L})^L - (\mathbf{V}^{'L} \cdot \nabla \boldsymbol{\zeta}^{'L})^L)$$
(6.4)

$$\xi_3 = \nabla^{-2} (-\nabla \cdot (\mathbf{V}^{'B} \zeta^{'B})^L - (\mathbf{V}^{'B} \cdot \nabla \zeta^{'B})^L)$$
(6.5)

$$\xi_4 = \nabla^{-2} \left(-v'^L \frac{df}{dy} \right) \tag{6.6}$$

式 (6.2) から式 (6.6) で, ⁻ は基本場を示し,気候値を用いた.また, ['] は基本場からの偏差であり, ^{'L} と^{'B} は,それぞれ偏差に low-pass filter を施した値と band-pass filter を施した値である.式 (6.3) で示される ξ_1 は,基本場による ζ 300L の移流と,300hPa 水平風 V300L による基本場の渦度移流による高度場変化傾向との和を示す.式 (6.4) で示される ξ_2 は,LFV 成分に伴う渦度フラックスの収束・発散に伴う高度場変化傾向,式 (6.5) の ξ_3 は移動性擾乱に伴う渦度フラックスの収束・発散に伴う高度場変化傾向である.最後に式 (6.6) の ξ_4 は V300L のための惑星渦度移流に伴う高度場変化傾向を表している.

本研究では,オホーツク海でのブロッキングイベントの形成メカニズムを調べるた め,2.3節で定義した,ブロッキングイベントの形成期において式(6.2)の右辺各項を それぞれ平均し,2001年と2005年の事例についてそのの大きさを比較した.図6.5に, Z300L偏差の時間変化傾向の解析値及び,式(6.3)から式(6.6)に伴うZ300Lの時間変 化傾向の水平分布を示す.ここで,実線(破線)は正(負)の時間変化傾向を示し,正(負) の変化傾向示す領域は赤(青)色を塗った.ここで観測値(図6.2(AO),(BO))の時間変化 傾向は10m/day以上,移流及び渦度フラックスの収束・発散に伴う高度場変化傾向(図 6.2(A1)(B1)-(A4)(B4))は60m/day以上の大きさを持つ正(負)の領域に色を塗った.ま た,オホーツク海域でのブロッキングイベント期前後の渦度収支の時間変化を調べる ために,Z300L時間変化傾向,及び式(6.3)から式(6.6)で表される各項の値をオホー ック海域 (140E-160E, 55N-70N) で領域平均した値の時系列を,図 6.6 に示す.横軸が 日で,Z300L が極大となる日を day0(peak と表記)し,その前後 20 日間の時間変化を 示す.縦軸は1日あたりの Z300L 高度場傾向を示し,赤破線が Z300L 時間変化傾向を, 青実線が式 (6.3) から式 (6.6) で表される各項の大きさを示す.

まず,オホーツク海域でのブロッキングの発達に伴い,2001年と2005年のどちら もZ300Lの時間変化はオホーツク海域で正の値を示している(図6.5(AO)(BO)).また, ピーク日にはZ300Lの時間変化傾向は0であり,ピーク日を過ぎると負の時間変化傾 向が見られる(図6.6).ただし,2001年はオホーツク海域でピーク日10日前から高気 圧性偏差が持続したため,前5日間でのZ300L偏差の変化率は2005年の方が大きい. 次に,式(6.3)から式(6.6)に伴う高度場変化傾向の空間分布及び,オホーツク海域に おける高度場変化傾向の時系列について,その特徴を述べる.

基本場による相対渦度移流

形成期のオホーツク海域において,2001年と2005年のどちらの事例においても,式 (6.3) は負の値を示す(図 6.5(A1)(B1)).つまり,オホーツク海域でのブロッキングの形 成を妨げる働きであることが示された.ただし,2001年には,オホーツク海の西側で 強い正の値を示す領域が存在し,図 6.1のパターンとの相関は低い.一方,2005年に はシベリアから日付変更線付近まで広く負の値の領域で覆われている.一方,衰退期 (Day+2-Day+8)においては,オホーツク海域で1日あたり150mとかなり強い正の値 が見られ,ブロッキングの衰退を妨げる効果を持つことがわかる(図 6.6).

季節内長周期変動 (LFV) 成分に伴う渦度フラックス

2001年の事例では,形成期において,オホーツク海の東で大きな正の値の領域が見られる.これはヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により,オホー ツク海の東(165°E)付近で高気圧性偏差が生成されることに対応している.また,2005 年の事例では,カムチャッカ半島付近で弱い正の値を示すが,その寄与は後述の β 効果 に比べ小さい(図 6.6).

移動性擾乱に伴うフィードバック効果

2001年,2005年ともに形成期において,オホーツク海域でこの項の寄与は他に比べ 最も小さい.しかも,2005年については,負の値を示す.また太平洋地域全体に注目 しても,その大きさは式(6.3)から式(6.6)の中で最も小さい.このため,オホーツク 海域のブロッキングの形成期に対する,移動性擾乱に伴うフィードバック効果は小さ いことが示された.しかし,このフィードバック効果はブロッキングの衰退期において 大きな値を示すため(図6.6),オホーツク海域でブロッキングが生じたために,ストー ムトラックが弱まり,正のフィードバック効果が現れたことが示唆される.

LFV 成分による惑星渦度移流

2001年,2005年どちらの事例においても,オホーツク海域において大きな正の値の 領域が存在する.このことはオホーツク海の東ですでに形成された偏差の西進がオホー ツク海域でのブロッキング高気圧の形成に対して重要であることを示唆している.ま た,式(6.6)は,オホーツク海域でブロッキング高気圧の形成期においてZ300L時間変 化傾向の約4倍の値に達する(図 6.6).

以上をまとめると,2001年と2005年ともに,LFV 成分に伴う惑星渦度移流による 高度場変化傾向がオホーツク海においてブロッキング高気圧形成に対して最も重要で あることがわかる.一方,気候値の水平風に伴う相対渦度移流の大きさは,LFV 成分 に伴う惑星渦度移流の大きさと同程度であるが,オホーツク海域においては負の値を 示す.つまりこの両者は打ち消しあう傾向にあることがわかる.また,2001年の事例 では,準定常ロスビー波のエネルギー伝播に対応するLFV 成分の渦度収束もブロッキ ング高気圧の形成に対し重要である.

また,オホーツク海域でのブロッキングの形成に対し移動性擾乱に伴うフィードバッ ク効果がほとんど寄与しないことも示された.NF04 は合成図解析により,ピーク期 (Day-2-Day0)にストームトラックが弱化することに伴うフィードバック効果が大きい ことを示している.一方,本研究では,2005年5月の事例のイベントの形成期におい て EKEL 偏差は太平洋地域で広く正の値であり,平年よりもストームトラックの活動 は強いことが示された(図 6.7).また,2001年の事例でも形成期において,太平洋領域 ではストームトラックの活動に大きな偏差は見られない.従って,ストームトラック の活動度からも,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成にはストームトラッ クからのフィードバック効果は直接的には重要でないことが示された.



図 6.5: (AO):2001年5月の事例のブロッキング形成期で平均した $\frac{\partial z'^{L}}{\partial t}$ 偏差の解析値. 10m/day 以上の大きさに色を塗った.赤(青)に正(負)が値を示す.(A1)-(A4):(AO) と同じだが,それぞれ ξ_1,ξ_2,ξ_3,ξ_4 を示し,60m/day 以上に色を塗った.(BO)-(B4):(AO)-(A4) と同じだが,2005年5月のブロッキングイベントについて示す.単位はm/day である.



図 6.6: 2001 年と 2005 年の事例における,オホーツク海域での 300hPa 高度場の時間 発展を示す.縦軸が高度場,横軸が時間であり,ピーク日の 20 日前から 20 日後を示す.全ての図において,赤破線が観測値であり,青実線が ξ_1,ξ_2,ξ_3,ξ_4 による高度場時間 発展を示す.



図 6.7: EKE 偏差の形成期における平均値. 左が 2001 年,右が 2005 年.標準偏差以 上に色塗り.赤が正で青が負の値.

第7章 移動性擾乱に伴うフィードバッ ク効果

前節において 2001 年と 2005 年 5 月の事例では,移動性擾乱に伴うフィードバック 効果は,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に対しては小さいことが示さ れた.しかしながら,5月は盛夏季と比べて移動性擾乱の活動が強く,5月のストーム トラックに伴うフィードバック効果の一般的性質を調べることは重要である.

アラス力域から高気圧性偏差が西進することによりオホーツク海域でブロッキング高 気圧が形成した2005年5月の事例では,形成期において北太平洋域のストームトラッ クが強いことが示された.この事例の一般性を確かめるために,ブロッキング形成期 におけるストームトラックの活動度に注目した解析を行った.そこで,オホーツク海 域で強いブロッキング高気圧イベントが出現した 10 例に対し,その形成期において, 移動性擾乱の活動が強かった事例と弱かった事例をわけて、ブロッキング高気圧の形 成メカニズムの違いを検討した.ここでは,移動性擾乱の活動度の指標として,5月に おいて気候値のストームトラックの強弱を表す EOF 第一モードのスコア (2.4 節参照) の形成期の平均値 (PC1) を用いた.オホーツク海におけるブロッキング形成期におい て、PC1の平均値が5月の標準偏差の $\frac{1}{2}$ を超える場合をCase A(active)、 $\frac{1}{2}$ より小さい 場合を Case I(inert) とした. 全 10 例のうち, Case A が 3 例 (2005 年, 2003 年, 1991 年), Case I が 3 例 (2001年, 1996年, 1986年) 選ばれた. 図 7.1 には, Case A と Case IのEKE300L 偏差の合成図を示しており, Case A(Case I) については, 40m²/s² 以上 (-40m²/s² 以下)の領域に赤色(青色)を塗った.また,実線が正の値で破線が負の値を 示す.オホーツク海域でのブロッキング形成期において, Case A では北太平洋中部で 移動性擾乱の活動が活発であり(図 7.1(A)), Case I では北太平洋中部で移動性擾乱の 活動が弱いことがわかる (図 7.1(B)).



図 7.1: Case A(A) と Case I(B) の形成期で平均した EKE300L 偏差の合成図.40m²/s² 以上に塗色.赤が正で青が負の値.

次に,オホーツク海域でのブロッキング形成期からピーク期 (ピーク日前, Day-8, Day-6, Day-4, Day-2, Day0) における Case A と Case I の 300hPa 高度場の季節内長周期 成分 (Z300L) の比較を示す (図 7.2).図 7.2 において,コンターは Z300L 偏差に 300hPa 高度場の気候値を加えた値を示し,Z300L 偏差がその標準偏差より大きな値である領 域に色を塗った.

Case A では, Day-8 から Day-6 にかけてアラスカ付近でリッジが形成される (図 7.2-8A, -6A). その後, このリッジは西進し (図 7.2-4A, -2A), オホーツク海域の北側にブ ロッキング高気圧が形成される (図 7.2-0). 一方, Case I では, Day-8 から Day-6 にかけて は Z300L の偏差は見られないが, アラスカ付近では弱いトラフが存在している (図 7.2-8I, -6I). その後, Day-4 から Day-2 にかけて, 北西太平洋域 (170E) 付近にリッジが形成 され, Day0 にオホーツク海域でブロッキング高気圧が形成される (図 7.2-4I, -2I, -0I).

最後に,移動性擾乱に伴うフィードバック効果について考察する.まず,図7.3 にブ ロッキング形成期におけるZ300L 偏差の1日あたりの高度場時間変化傾向の平均値を 示す.標準偏差以上の変化率を示す範囲に色を塗った.Case A の形成期においては, オホーツク海域では負の値を示す(図7.3(A)).また,Case I の形成期においては,正 の値を示すが,有意な値ではない(図7.3(B)).一方,Case A の形成期にアラスカ域に おいて正の値を示す領域が見られる.Case A の事例では,ストームトラックが強化さ れることに対応してアラスカ域で高気圧性偏差が形成し,西進することにより,オホー ツク海域でブロッキング高気圧が形成することが示唆される.



図 7.2: Case A と Case I のオホーツク海域でのブロッキング形成期 (8日前からピーク 日)における,Z300L + 気候値の Z300(コンター) と Z300L(色塗)の合成図.Z300L に ついては,標準偏差を超える領域に色を塗った.赤(青)が正(負)の値.



図 7.3: Case A(A) と Case I(B) の形成期で平均したストームトラックに伴うフィード バック効果による1日あたりの 300hPa 高度場変化傾向の合成図.単位は m/day で,5 月の標準偏差以上の領域に色を塗った.赤が正で青が負の値.

第8章 気象庁ーヶ月予報データの解析

2005年5月のオホーツク海域での強いブロッキング高気圧の予測可能性と形成メカ ニズムを調べるために,気象庁ーヶ月アンサンブル予報データ(2.1節参照)の200hPa 高度場(Z200)を用いて解析を行った.このブロッキング高気圧は,1979年から2005 年の5月に出現したオホーツク海域でのブロッキング高気圧のうち,最も強い事例で ある(2.4節参照)

ここでは,2005年5月の事例におけるピーク日の15日前と14日前である2005年4 月20日(13メンバー)と21日(13メンバー)を初期値とする合計26個の気象庁アンサ ンブル予報メンバーを用いて解析を行った.ここでは,それぞれのメンバーのZ200に 10日以上のlow-pass filterを施し,季節内長周期変動(LFV)成分(Z200L)を取り出し た.なお,予報7日目までのデータについては,LFV成分の作成に4月20日以前の解 析値(GANAL)を用いた.

まず,2005年5月に出現したオホーツク海域でのブロッキング高気圧の予測可能性 を調べた.本研究では,各格子点における26個のアンサンブルメンバーを $a_i(i = 1, 26)$ で表し,全アンサンブルメンバーの平均値を,

$$\hat{a} \equiv \frac{1}{26} \sum_{i=1}^{26} a_i \tag{8.1}$$

とする.また,アンサンブル予報のばらつきを表すスプレッド s を,

$$s \equiv \sqrt{\frac{1}{26} \sum_{i=1}^{26} (a_i - \hat{a})^2}$$
(8.2)

と定義する.

図 8.1(A) にオホーツク海域 (130°E-150°E,60°N-70°N) で Z200L を平均した各アン サンブルメンバーの予測値 (図 8.1(A) 黒実線) とそのアンサンブル平均 (青実線) 及び GANAL の Z200L(赤破線) の時間変化を示す.初期日から予測9日目 (4月 30 日) まで は,アンサンブル平均と解析値との差は小さい.しかし,9日目以降の高度場の予測に 関しては,各メンバー間のばらつき (スプレッド)が大きくなる.図 8.1(B) には,実線 で Z200L のスプレッドの時間変動を,破線でオホーツク海域の5月における Z200L の 標準偏差の大きさを示す.標準偏差の作成においては NCEP 再解析データを用いてい る.予報誤差の大きさが,標準偏差の大きさを超える日が,予測可能な期間の目安を 与えるため,2005年5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧は,15日前



図 8.1: (A):2005 年 4 月 20, 21 日を初期値とする,オホーツク海域での Z200L の時間 変動.黒細実線が各メンバー,青実線がアンサンブル平均,赤破線が GANAL を示す. (B)オホーツク海域における Z200L のスプレッドの時間変動(B)と5 月の標準変偏差 (破線).単位は(A)(B)ともに m である.

からはその発生を予測できないことが示された.次に,全アンサンブルメンバー予測 値を用いて回帰分析を行うことにより,オホーツク海域で高気圧偏差が極大となる日 (ピーク日)である予測 14 日目におけるオホーツク海域平均した Z200L の予測値と相関 の高いZ200L 偏差を調べた (図 8.2). 図 8.2(-6) は、ピーク日の 6 日前 (Day-6) の予報 値でアラスカ北部に高度場の正偏差が存在するとき、ピーク日におけるオホーツク海 域で Z200L が正偏差を持つ傾向にあることがわかる.図8.3には,Day-6 でのアラスカ 域 (180°E-90°W, 60°N-80°N) で平均した Z200L 予測値と Day0 でのオホーツク海域で 平均した Z200L 予測値との関係を示す.ここで,横軸と縦軸の値は,全メンバーの予 測値から求められる標準偏差を用いて規格化した.分布は右上がりになっており,両 者の間には強い相関関係があることがわかる.図8.2より,Day 0 でのオホーツク海領 域における Z200L の正偏差と有意な相関を持つ領域は, Day -9 には 90°W 付近の北極 海, Day -6 には 130°W 付近のアラスカ北部, Day -3 には日付変更線付近の北極海付 近,そして,Day 0 にはオホーツク海北部に存在し,次第に正偏差がアラスカ付近か ら西進してきている様子がわかる.このことは,この2005年5月の事例では,オホー ツク海域で形成されたブロッキング高気圧を正しく予測するためには, ピーク日より 前に存在した,アラスカ北部や日付変更線付近での対流圏上層高気圧性偏差を正しく 予測することが必要であることが示している.これは,解析値を用いた渦度収支解析 の結果とも整合的である.

さらに,オホーツク海域におけるブロッキング高気圧の予測誤差が生じる要因につい て詳しく検討するために,ピーク日の6日前(Day-6)にDay0でのオホーツク海領域に おける正偏差と有意な相関を持つ領域である,アラスカ域(180°E-90°W,60°N-80°N) で平均した Z200L 予測値の予測誤差が最大のアンサンブルメンバー(LE)と,最小の メンバー(SE)との比較を行った.図8.5 に、メンバーLE、メンバーSE、及び解析値 (GANAL)の,Day-14,Day-6,及びDay0のZ200L偏差分布を示す.ここで,偏差 場はこれまでと同様に気候値との差として定義している.まず,Day-14では、メン バーLE、メンバーSE,及び解析値の全てで、アラスカ半島北東部(140°W,60°N付 近)に中心を持つ高気圧性偏差が存在しており、これらの違いは大変小さい.しかし、 アラスカ域における高気圧性偏差の中心付近の大きさを詳しく比べると、解析値とメン バーSEに比べ、メンバーLEの偏差はわずかに小さい.Day-14におけるアラスカ北 東部における高気圧性偏差の中心がアラスカ半島北西部(160°W,70°N付近) に存在するのに対し、メンバーLEでは北太平洋北東部(150°W,50°N付近)に存在す る.さらに、Day0では、メンバーSEと解析値では、オホーツク海域で強いブロッキ ング高気圧が形成されているのに対し、メンバーLEでは、高気圧性偏差はオホーツク 海域では見られず、北太平洋東部にとどまったままである.すなわち、メンバーLEで のDay0におけるオホーツク海域での予測誤差の原因は、高気圧性偏差の西進速度が、 メンバーSEや解析値に比べ小さいことによると考えられる.

次に,この西進速度の違いを図 8.4 から検討してみる.この図は,6.2 節と同様に, 2005年の4月と5月の2ヶ月平均で定義した基本場の200hPa東西風分布である.この 図から,オホーツク海域からアラスカ半島にかけての高緯度域には,5m/s以下の弱い 西風領域が拡がっている.一方,それより南の北太平洋域では,西風の強さは15m/s 程度である.メンバーSEと解析値では,Day-6 に,高気圧性偏差がアラスカ半島北 東部に存在するため,高気圧性偏差領域で西風は弱く,高気圧性偏差は西進しやすい 環境にあったと考えられる.一方,予測誤差が最大となったメンバーSEでは,Day-6 に高気圧性偏差が,西風が比較的強い北太平洋北東部に存在したため,西進性が弱く なったと考えられる.

以上のように,アラスカ半島付近に高気圧性偏差が存在すれば,その後同じタイミングで,オホーツク海領域でブロッキングが形成されるわけではないことが示された. これは,北太平洋領域に基本場の東西風分布に南北シアーが存在するため,ロスビー 波の西進速度が,アラスカ半島付近に初期に存在する高気圧性偏差の南北位置に鋭敏 に依存するためと考えられる.



図 8.2: オホーツク海域の 15 日予報 (ピーク日) でのアンサンブルメンバーと各格子点 での Z200L 予報値の相関係数.Day-12 から Day3 までを 3 日置きに示す.正(負) の値を 99 %の有意水準で赤(青) 色に塗った.



図 8.3: 全メンバーで標準化した Day-6 におけるアラスカ域での Z200L(横軸) と Day0 におけるオホーツク海域での Z200L(縦軸).



図 8.4: 2005 年における U200 の 4-5 月の平均値.赤(青) 色が正(負) の値であり,絶 対値が 20m/s 以上の領域に色を塗った.単位は m/s.















図 8.5: Day-6 において,アラスカ域で最も誤差が大きいメンバー (LE) と最も誤差が 小さいメンバー (SE) 及び解析値 (GANAL)のZ200L.Day-14,Day-6,Day0 を示す.コ ンターが高度場偏差で標準偏差以上の領域に塗色.赤(青)色が正(負)の偏差を示す.

第9章 結論と考察

初夏のオホーツク海域の対流圏上層でブロッキング高気圧が発達するときには,大 気下層でオホーツク海高気圧が出現し,しかもしばしば一週間以上も持続するため,日 本に異常低温をもたらす.このため,オホーツク海域のブロッキング高気圧の形成メカ ニズムとその予測可能性を理解することは重要である.NF04は,合成図解析により, オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成メカニズムが5月と7月で異なり,7月 ではヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播の寄与が重要であるが,5 月では,むしろ北太平洋域の総観規模擾乱の活動に伴うフィードバック効果が重要で あることを示している.しかし,5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧 は,総観規模擾乱の活動が活発なストームトラックの入り口付近に存在するため,こ のフィードバック効果の有効性については疑問が残る.

そこで本研究では,1979年から2005年までの27年間のNCEP再解析データを用いて,夏季の北太平洋域における総観規模擾乱の季節内長周期変動と高度場偏差との関係,および5月においてオホーツク海域に出現するブロッキング高気圧の形成メカニズムについて詳しい検討を行った.また,2005年5月の気象庁ーヶ月アンサンブル予報データを用いて,同時期に出現したオホーツク海域における顕著なブロッキング高気圧の予測可能性について解析を行った.

まず,気候値を27年間の日々の平均値に31日の移動平均を施した値として定義し, この気候値からの差を偏差として定義する.次に,1日2回のNCEP再解析300hPa水 平風偏差データに総観規模擾乱に特徴的な周期2.5日から6日の変動成分を抽出する band-pass filter(blackmon,1976)を施し,総観規模擾乱に伴う水平風成分を取出す.さ らに,5月から7月の北太平洋域におけるストームトラックの季節内長周期変動を解析 するため,このように求められた水平風を用いて計算される,渦運動量エネルギーに 周期10日以上の変動成分を抽出する low-pass filter を施した値にEOF解析を行った. その結果,渦運動エネルギーの大きい領域として同定されるストームトラックの中心 は,気候値では,5月には北太平洋中部に存在し,その強さは冬季と同程度であること が示された.また,7月にストームトラックの活動は,5月の半分程度しかないことが 示された.一方,EOF解析の結果から,次のような,夏季の太平洋域におけるストー ムトラックの主要な変動パターンが存在することが示された.(1)気候値のストームト ラック自体の強弱を表すパターン(EOF第一モード),(2)ストームトラックが東西に 変位するパターン(EOF第二モード),(3)ストームトラックが東西方向に伸縮するパ ターン(EOF 第三モード),(4) ストームトラックが南(北)に変位するパターン(EOF 第四モード).さらに,各EOFパターンのスコアと月平均300hPa高度場偏差との相関 解析の結果,5月においては,北太平洋域におけるストームトラックの主要変動と有意 に関連する300hPa高度場変動がオホーツク海域に存在しないことが示された.このこ とは,オホーツク海域でのブロッキング形成に,北太平洋域のストームトラックの変 動は重要な役割を果たしていないことを示唆している.

次に,5月において,オホーツク海域で1週間程度以上持続するブロッキング高気圧 イベントに着目してその形成メカニズムを調べるため,周期10日以上の変動成分を取 出す low-pass filter を施した300hPa 高度場(Z300L)偏差が,オホーツク海域で,5月 の標準偏差を超える日が1週間以上続いた場合,その期間をブロッキングイベントと 定義した.また各イベントにおいて,Z300Lが最大となる日をピーク日,その前後1週 間をピーク期と定義した.さらに,ピーク期の前の1週間を形成期とした.

このオホーツク海ブロッキング高気圧形成期における,波活動度フラックス (Takaya and Nakamura,2001) を用いた解析から,5月のブロッキング高気圧の形成過程は,次の2種類に大別できることが示された.

(1) 東側のアラスカ域から高気圧性偏差が西進してブロッキング高気圧が形成する場合

(2) ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により形成する場合

ここで,後者の形成メカニズムは,NF04では7月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧に特徴的な形成メカニズムであることが示されている.しかし,本研究によって,5月のブロッキング形成にもあてはまる場合があることが示された.

次に,2つの形成過程に分類されるブロッキングイベントの中での典型例である,2005 年5月と,2001年5月の事例について詳しい解析を行った.まず,両者の形成メカニズ ムの違いは,基本場の東西風分布の違いが原因になっていることが示された.すなわ ち,ヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播が存在した2001年の事例で はシベリア北部で基本場の西風が強く,ロスビー波のエネルギー伝播を促進する「導 波管」構造が基本場に存在していた.一方,2005年の事例ではユーラシア大陸上での 明瞭な導波管構造は存在しないが,北太平洋で西風が弱く,アラスカで発生した高気 圧性偏差が西進しやすい基本場となっていた.

さらに,これら2つの事例について,オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成 期に対し,順圧渦度方程式を用いた解析を行った.その結果,2005年の事例ではアラ スカ付近の高気圧性偏差に伴う惑星渦度の南北移流(すなわち,β効果)が,高気圧性 偏差の西進を促進し,オホーツク海域のブロッキング形成に最も重要な寄与をしてい ることが示された.一方,2001年の事例では,形成期において,北太平洋中部でロス ビー波のエネルギーフラックスが収束することに伴う正の高度場変化傾向が,オホー

66

ック海域でのブロッキング形成に重要であることが示唆された.この北太平洋中部の 高気圧性偏差が,ピーク期に,西進してオホーツク海領域でブロッキング高気圧とな る.また,各事例の形成期におけるストームトラックの作用についても解析を行った. 2001年の事例では,ブロッキング形成期にストームトラックの活動度偏差は有意では なく,ストームトラックに伴うフィードバックは無視できる程度であった.一方,2005 年の事例では,形成期にストームトラックの活動は,NF04とは異なり,活発であった. また,そのフィードバック効果により,ストームトラックの出口付近のアラスカ付近 の高気圧性偏差が作られていることが確かめられた.

また合成図解析の手法を用いて,ブロッキング形成におけるストームトラックの活動性に注目した解析を行い,2005年の事例解析の結果の一般性を確かめた.すなわち, ブロッキング形成期において,前述した5月のストームトラック変動のEOF第一モー ドのスコアの平均値が正であり,しかも,その絶対値が標準偏差の¹/₂より大きい事例 を合成して解析した.その結果,ブロッキング形成期において北太平洋域でストーム トラックが強化する事例が存在することが確かめられた.また,そのような場合には, 形成期にアラスカ域で高気圧性偏差が存在することも確認できた.この高気圧偏差が, その後,西進し,オホーツク海域でブロッキング高気圧が出現する.

最後に,気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析により,2005年5月の 事例について,オホーツク海域でのブロッキングの形成メカニズムと予測可能性を吟味 した.まず,ブロッキング形成期におけるオホーツク海域で平均した200hPa高度場と 各格子点の 200hPa 高度場との相関解析を全メンバー間で行った.その結果,オホーツ ク海域でのブロッキング高気圧の予測に成功したアンサンブルメンバーでは、その形 成期においてアラスカ北部での高気圧偏差を正しく予測していることが示された.さ らに、この相関解析の結果を詳しく吟味するため、ブロッキングピーク日でのオホー ック海域で平均した 200hPa 高度場の予測誤差が最大のアンサンブルメンバー (LE)と, 最小のアンサンブルメンバー (SE) との比較を行った.その結果,ブロッキング形成期 に,メンバーLEでは200hPa高気圧性偏差が,比較的西風の強い北太平洋北東部に存 在したのに対し,メンバーSEと解析値では,高気圧性偏差は,基本場の西風の弱いア ラスカ半島北東部に存在した.このため,メンバーLEでは,その後の高気圧性偏差の 西進性が,メンバーSEや解析値に比べ弱く,オホーツク海域でブロッキング高気圧が 形成されなかったと考えられる.すなわち,この予報データを用いた解析結果からも, 2005年5月のオホーツク海域におけるブロッキング高気圧の形成には,その形成期に アラスカ域に存在する対流圏上層の高気圧性偏差の西進が、最も重要な寄与をしてい ることが確かめられた.

本研究の結果,5月のオホーツク海域におけるブロッキング高気圧の形成には,ス トームトラックの弱化に伴うフィードバック効果が重要でない事例も数多く存在するこ とが示された.これは,合成図解析によりフィードバック効果の重要性を示したNF04 の研究とは一見矛盾している.この矛盾は,NF04の合成図解析で用いられた期間が, 本研究のブロッキング形成期ではなく、ピーク期に相当していることから生じたと考 えられる.まず,本研究で示されたように,ブロッキング形成期において,北太平洋 域ストームトラックの活動が活発な事例は数多く存在し,その活発化したストームト ラックに伴うフィードバック効果により,アラスカ付近の対流圏上層に高気圧性偏差 が形成される.この高気圧性偏差は,それ自身の循環に伴う β -効果による西進性が, その領域で基本場の西風が弱いことで促進され、その後ピーク期に、オホーツク海領 域でブロッキング高気圧を形成する.すると,NF04が解析したピーク期には,この強 いブロッキング高気圧の存在によって,ストームトラック領域の入り口付近で総観規 模擾乱の活動が弱まると考えられる. すなわち, NF04 で示されたストームトラックの 弱化とブロッキング高気圧との関係は、いわば逆であり、本研究で示されたように別 の原因,あるいは,タイミングで形成されたブロッキング高気圧が存在することによ り,太平洋域でのストームトラックの活動が弱まったと考えるべきである.あるいは, NF04 が示したメカニズムは,オホーツク海域におけるブロッキング高気圧形成機構で はなく、その維持機構に相当すると考えるべきであろう、

第10章 謝辞

本研究を進めるにあたり,指導教官である向川均助教授には,研究に対する心構え や気象力学のおもしろさなど非常に大切なことを教えていただき,研究の方針,議論 まで常に熱心にご指導いただきました.心から感謝申し上げます.また,京都大学防 災研究所の岩嶋樹也教授,井口敬雄助手には研究全般にわたり議論していただきまし た.大阪府立大学の久保田拓志氏には,ゼミでの議論などを通じて大変多くのご助言 を頂きました.心より感謝いたします.

2年間ともに励ましあい勉強を続けてきた,祖慶良平氏,吉田裕一氏には大変お世話 になりました.また,京都大学防災研究所災害気候研究分野の皆様には,ゼミや生活 全般を通して大変お世話になりました.中村貞代さんには,様々な面で大変お世話に なりました.また,京都大学理学研究科物理気候学研究室の皆様にも多くのご助言を 頂きました.この場で,心より感謝いたします.

なお,図の作成には,地球流体電脳ライブラリを使用しました.

第11章 参考文献

- Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. J. Atmos. Sci., 33, 1607-1623.
- Cash, B. A., and S. Lee, 2000: Dynamical processes of block evolution. J.Atmos.Sci., 57, 3202-3218.
- Hoskins, B.J., and R. Pearce, 1983: Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. Academic Press, 397 pp.
- Hoskins, B.J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. J. Atmos. Sci., **50**, 1661-1671.
- 磯部英彦,河原幹雄,遠藤洋和,北畠淳,前田修平,佐藤均,小林ちあき,2005:大 気大循環の特徴.気象研究ノート,210,17-51.
- James, I.N. 1994: Introduction to Circulating Atmospheres.
- 加藤内蔵進,1993: ヤマセに関連するオホーツク海高気圧の総観的特徴.気象研究 ノート,183,67-90.
- 気象庁,2005:気候系監視報告.平成17年5月号.
- Lau, N.C., 1988 : Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low frequency changes in the circulation pattern. J. Atmos. Sci., 45, 2718-2743.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. Quart. J.Roy.Meteor. Soc., 130, 1213-1233.

日本気象学会,1998:気象科学辞典.

杉中誠一,1965:オホーツク高気圧の統計的性質.研究時報,17,628-640.

Tachibana, Y., T. Iwamoto, and M. Ogi, 2004: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high, J. Met. Soc. Japan,82, 1399-1415.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent waveactivity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J. Atmos. Sci., 58, 608-627.
- Trenberth, K.E. 1986: An Assessment of the Impactof Transient Eddies on the Zonal Flow during a Blocking Episode Using Localised Eliassen-PalmFlux Diagnostics . J. Atmos. Sci., 43, 2070-2087.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential heightfield during the northern hemisphere winter. Mon. Wea. Rev., 109,784-812.