平成 13 年度 修士論文

ブロッキングの形成機構に関する 数値的研究

中澤 留威

北海道大学大学院地球環境科学研究科 大気海洋圏環境科学専攻 気候モデリング講座

平成 14 年 2 月 15 日提出

要旨

中緯度対流圏で発生するブロッキング現象は再現性を持ち、一週間程度以上持続す るため異常気象を引き起こす主要な要因となっている。このブロッキングの形成に対 する大規模山岳の効果を調べるため、Mullen(1989)では大気大循環モデル(AGCM)で 現実的な境界条件を与えた場合(標準実験)と、全ての山岳を取り除いた場合について 長時間積分を行い、両者の結果を比較した。その結果、山岳が無い場合にはブロッキ ングの発生頻度は大幅に減少するが、その発生場所は両者で変わらないことが示され た。しかしながら、山岳の存在がブロッキングの形成メカニズムにどのように影響し ているのかは明らかにされていない。一方、Nakamura(1997)は、データ解析によりブ ロッキングの形成過程について解析した。その結果、ブロッキングの形成には総観規 模擾乱が主要因になる場合と、低周波変動が主要因となる場合の2つの場合があるこ とが示された。

本研究では、大規模山岳などの境界条件、ストームトラックやジェット気流などの基本 場とブロッキング形成との関連を明らかにすることを目的に、CCSR/NIESのAGCM(水 平分解能 T21、鉛直 24 層)を用いて次のような長時間積分を行った:標準実験(CON-TROL)、ロッキー山脈を取り除いた実験(HIMALAYA)、ヒマラヤ山脈を取り除いた 実験(ROCKIES)、全ての山岳を取り除いた実験(NO-MOUNTAIN)。これらの実験 では、季節は1月に固定し、海面水温は気候値で与えた。解析はスピンアップ終了後 7300日分のデータについて行った。また、比較のため、'85~'01のECMWF 客観解析 データを用いた解析も行った。

まず、Tibaldi and Molteni(1990)と同様の指標を用いてブロッキングを同定し、観測値 と各実験におけるブロッキングの発生場所や頻度について調べた。観測値とCONTROL の比較から、この AGCM では北太平洋域で発生するブロッキングの発生場所や頻度は よく再現されるが、北大西洋でのブロッキングの再現性は悪いことが分かった。また、 他の3つの実験おけるブロッキングは、いずれも時間平均場の高度場における峰付近に 数多く発生していた。北太平洋で発生したブロッキングの回数は CONTROL が73 例 に対し、HIMALAYA では46 例、ROCKIES では23 例、NO-MOUNTAIN では10 例 であった。このことから北太平洋で形成されるブロッキングには山岳が大きな影響を与 えていることが分かる。また、ヒマラヤ山脈の存在はロッキー山脈よりもブロッキング の形成に重要であることが示唆される。一方、ブロッキングの持続期間は CONTROL ではおよそ6~7日であるが、HIMALAYA、ROCKIESでは8~9日と長くなった。これより、大規模の存在は、北太平洋域のブロッキングの持続性を助長している。

次に、北太平洋でのブロッキングの形成に果たす総観規模擾乱の役割を明らかにす るため、コンポジット解析を行った。その結果、CONTROL と ROCKIES ではブロッ キングが発生すると、ストームトラックはブロッキング高気圧付近で大きく南北方向 に変形する。一方、HIMALAYA と NO-MOUNTAIN では、この変形は小さい。この ことから、HIMALAYA と NO-MOUNTAIN では、CONTROL と ROCKIES に比べ、 ブロッキングの形成に対する総観規模擾乱の役割は小さいことを示唆している。実際、 このことは、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスやその収束発散を解析することによ り、定量的にも確かめられた。

目 次

要			i
目	次		iii
1		はじめに	1
	1.1	ブロッキングの特徴	1
	1.2	研究背景....................................	3
	1.3	研究目的...................................	4
2		モデルとデータ	6
	2.1	数値モデルと実験設定	6
		2.1.1 大気大循環モデル	6
		2.1.2 実験設定	6
	2.2	観測データ	7
3		ブロッキングの指標	9
	3.1	ブロッキングの指標の例	9
	3.2	本研究のブロッキングの指標	10
4		結果	12
	4.1	AGCM の再現性	12
	4.2	各実験での時間平均場	13
	4.3	総観規模擾乱	14
	4.4	ブロッキングの分布	15
	4.5	ブロッキングの特徴	16
	4.6	総観規模擾乱との関係	33
		4.6.1 ケーススタディ	33
		4.6.2 コンポジット解析	44

5 結論

 $\mathbf{59}$

謝辞	61
参考文献	62

1 はじめに

1.1 ブロッキングの特徴

中緯度対流圏で発生するブロッキング現象は、プラネタリー波の振幅が大きくなり、 その位相が1週間から10日ほど停滞する現象である。この高度場におけるプラネタリー 波の峰の部分では、移動性の総観規模擾乱の進行がブロックされてしまう。そのため ー旦ブロッキングが発生すると、その地域では晴天が続き、またブロッキング現象の 下流側では卓越する冷たい北風により豪雪が降り続くなどの異常気象が発生する可能 性が高くなる。

このようなブロッキングは主に次のような3つの特徴を持つことが知られている (Ki-moto and Ghil, 1993)。

(1) ブロッキングが発生すると中高緯度偏西風帯のジェット気流は南北に大きく蛇行し、



図 1.1: 北太平洋ブロッキング。色は 500hPa の等圧面高度場 (m)、矢印の向きは風向・ 矢印の長さは風速 (m/s) を示す。(ECMWF、1989 年 2 月 12 日)



図 1.2: ブロッキングの持続性。北半球の 700hPa の等圧面高度場。連続した 10 日間、 1 日ごとに 2940m にコンターライン。(Kimoto and Ghil,1993)

分流する。図 1.1 は 1989 年 2 月 12 日に北太平洋域でブロッキングが形成されたときの 一例である。このとき北太平洋域のジェット気流に注目すると、アラスカ付近のブロッ キングに伴い、ジェット気流が南北に蛇行し、分流していることがわかる。また、この 時にブロッキング高気圧は、対流圏全層にわたる背の高い構造を持っている。 (2) ブロッキングは持続性を持つ。ブロッキングの寿命は、総観規模擾乱の持つ時間ス ケールよりも長く、1 週間から 10 日程度に及ぶ。時には一ヵ月以上に及ぶ持続性を有



図 1.3: ブロッキングの再現性。北半球の 700hPa の等圧面高度場での 2940m のコン ターの時間変化。(左)1961 年 1 月 20 ~ 29 日、(右)1978 年 12 月 31 日 ~ 1979 年 1 月 9 日 (Kimoto and Ghil、1993)

するブロッキング現象も存在している。図1.2は1978/79年の冬季の北半球において、 700hPaの等圧面高度場で高度2940mのコンターを連続した10日間引いた図である。 12月31日から1月9日までの期間に注目すると、北太平洋において、アラスカ上空で 停滞するブロッキング高気圧により、ジェット気流が北方向に変位している様子がとら えられている。

(3) ブロッキングは再現性を持つ。このため、ブロッキングはほぼ同じような場所に同 じような形状で形成されやすいという傾向がある。図1.3 は、1961年1月20~29日と 1978年12月31日~1979年1月9日に発生したブロッキング期間中で、700hPaの等圧 面における高度2940mのコンターの時間変化を示している。この図より、北太平洋に おいて異なる時期によく似たブロッキングが同じ場所に形成されていることが分かる。

1.2 研究背景

ブロッキング現象は、このような特徴的な性質を持つため、そのメカニズムを解明 することは、気象力学における最も重要な研究課題のうちの一つである。さらに、天 気予報といった実用的な面からもブロッキング現象は、非常に重要な気象現象の一つ として注目されている。特に、ブロッキング現象が持つ持続性という特徴から、中長 期予報の程度の良し悪しはブロッキング現象の発生、終息を予測できるかにかかって いるといっても過言ではない (Kimoto and Ghil, 1993)。

Kikuchi(1969、1971)は二層準地衡風モデルを使用してブロッキングを初めて数値的 に研究した。その結果を観測データと比較すると、モデルのブロッキングは弱く、持続 期間も短かったものの、山岳や熱源によらずにブロッキングは形成されることを示し た。Blackmon et al.(1986)は、大気大循環モデル(AGCM)を用いた研究を最初に行っ た。彼は、NCARのCommunity Climate Modelで季節を1月に固定して、1200日積 分したことにより得られたデータと観測データ(U.S.National Meteorogical Center)を 比較した。その結果、AGCMで発生したブロッキングの発生場所は観測と同じく北太 平洋域および北大西洋域で、その発生頻度についても実際の観測データとよく一致す ることを示した。

さらに Mullen(1989) は、AGCM を用いてブロッキング現象に対して山岳がどの程度 影響しているのかという視点から調べた。彼は、AGCM で現実的な地形を与えた場合 と全ての山岳を取り除いた場合について季節を1月に固定し、長時間積分を行い、冬 季北半球で発生するブロッキングについて解析した。その結果、山岳を無くした実験 で、ブロッキングの発生頻度はどこでも激減したことから、山岳の強制はブロッキン グに大きく影響していることを確かめた。一方で、山岳を取り除いた場合でも、現実 的な地形を与えた場合と同様にブロッキングは北太平洋域および北大西洋域で比較的 多く発生した。この結果から、山岳の存在はブロッキングの発生を促すが、山岳は必 ずしもブロッキングの発生に対し必要不可欠でなものではないことが示唆された。

一方、Nakamura(1997)は、データ解析によりブロッキングの形成過程について調べた。その結果、北太平洋域で発生するブロッキングの形成には総観規模擾乱が主要な要因となっており、一方、北大西洋域で発生するブロッキングの形成には低周波変動が主要な要因となっていることを示している。さらに、Cash and Lee(2000)はGCMを用いて、北大西洋で発生するブロッキングの形成過程について解析し、北大西洋からヨーロッパにおいて発生するブロッキングにも総観規模擾乱が主な要因となっている場合と低周波変動が主な要因となっている場合があることを示した。

1.3 研究目的

本研究では、大規模山岳などの境界条件、ストームトラックやジェット気流などの基 本場とブロッキングの形成との関連を明らかにすることを目的とする。

まず、大規模山岳 (ヒマラヤ山脈、ロッキー山脈) がそれぞれブロッキングの形成に 与える影響を調べるために、現実的な地形を与えた実験 (CONTROL)、ロッキー山脈 を取り除いた実験 (HIMALAYA)、ヒマラヤ山脈を取り除いた実験 (ROCKIES)、全て の山岳を取り除いた実験 (NO - MOUNTAIN)の4タイプのAGCM 実験を行った。 次に、それぞれの実験に対し、ブロッキングの形成場所、頻度、持続期間、強度な どを調べ、それぞれの大規模山脈がブロッキングに及ぼす影響について解析した。

最後に、それぞれの実験で発生したブロッキングに対し総観規模擾乱の役割を明ら かにするために、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスとその収束発散を求めた。

2 モデルとデータ

2.1 数値モデルと実験設定

2.1.1 大気大循環モデル

本研究で使用したモデルは、東京大学気候システムセンター (CCSR) と国立環境研 究所 (NIES) の共同研究により開発された全球 3 次元大気大循環モデル (CCSR/NIES AGCM Ver5.4) である (表 2.1)。

÷ ;	/
方程式系	静水圧プリミティブ方程式系
領域	全球3次元
予報変数	水平風速、温度、地表気圧、比湿、雲水量
水平離散化	スペクトル変換法
鉛直離散化	系 (Arakawa and Suarez,1983)
放射	2ストリーム DOM/adding 法
大規模雲過程	総水混合比を予報変数とするスキーム
	(Le Treut and Li,1991)
積雲対流	簡略化 Arakawa-Schubert スキーム
鉛直拡散	Mellor and Yamada(1974) level2
地表 flux	Louis(1979) バルク式
	Miller et al.(1992) の対流効果
地表面熱過程	多層熱伝導
地表水分過程	バケツモデル
重力波抵抗	McFarlane(1987) に基づくスキーム

表 2.1 CCSR/NIES AGCM Ver5.4 の概要

2.1.2 実験設定

本研究では、水平分解能は T21(約 600km) とした。これは水平方向に表現できる波数が最大で 21 であることを意味している。出力されるデータは東西方向には 5.625 °間隔で 64 点、南北方向にはおよそ 5.53 °間隔で 32 点である。総観規模擾乱の再現性

については後述する観測データとの比較により、T21 でもほぼうまく表現できている ことを示す。また、モデルは、鉛直座標として、地形の効果を正確に表現できる 系 を用いている。ここではモデルの鉛直分解能を24 層にした。モデルは、 座標系で計 算し、気圧座標系に変換された出力データを用いて解析した。出力された等圧面は17 層で、各等圧面の気圧は1000、950、900、850、700、500、400、300、250、200、150、 100、70、50、30、20、10hPa である。

衣 2.2 AGUM の美敏設定					
分解能	水平方向 T21、鉛直方向 L24				
出力時間間隔	1日2回				
季節	1月15日(北半球の冬季)に固定				
初期値	モデルの出力				
解析したデ - タ	スピンアップ終了後の 7300 日間				
境界条件	海面水温:気候値				
	地表面高度: 山岳に注目した4タイプ				

表 2.2 AGCM の実験設定

季節は、北半球の冬季におけるブロッキング現象を解析するために、1月15日に固 定した。また、海面水温は気候値を用いた。

本研究では、大規模山岳がブロッキングの形成に及ぼす影響を考察するため、以下の4つの地形分布を与えて AGCM の長時間積分を行った (図 2.1)。

(a) 標準実験 (CONTROL)

全球で現実的な地形

(b) ロッキー山脈を取り除いた実験 (HIMALAYA)

170 °W~20 °W までの標高を 0m

- (c) ヒマラヤ山脈を取り除いた実験 (ROCKIES)
 - 20 °W~170 °W までの標高を 0m
- (d) 全ての山脈を取り除いた実験 (NO MOUNTAIN)
 全球の標高を 0m

(a) と (b)、(a) と (c) の比較により、ロッキー山脈とヒマラヤ山脈が大気循環に及ぼす それぞれの効果を調べることができる。

2.2 観測データ

AGCMの結果を現実大気の振る舞いと比較するため、Europian Centre for Medium-Range Weather Forcasts(ECMWF)の全球客観解析デ - タについても解析を行った。(表 2.3)。



図 2.1: 4 タイプの地表面境界条件。(左上) 標準実験 (CONTROL)、(右上) ロッキー山脈 を取り除いた実験 (HIMALAYA)、(左下) ヒマラヤ山脈を取り除いた実験 (ROCKIES)、 (右下) 全ての山脈を取り除いた実験 (NO - MOUNTAIN)

解析対象物理量	ジオポテンシャルハイト (500hPa)					
解析期間	1985年12月~2001年1月までの12、1、2月					
グリッド	水平方向 2.5 °× 2.5 °					
	東西方向 144 グリッド、南北方向 73 グリッド					
デ - 夕間隔	1日2回					

表 2.3 解析に用いた ECMWF 全球客観解析データ

3 ブロッキングの指標

3.1 ブロッキングの指標の例

ブロッキング現象には、明確な定義がないため、客観的に判定するのが非常に難し い。過去のブロッキングの研究では、たとえば、高気圧が停滞することや、ジェット気 流の分流や、その発生場所をもとにしてブロッキングを定義している(Rex, 1950)。し かしながら、過去の研究において示されているように、いずれの定義を用いてもうま くブロッキングを完全に抽出することは大変難しい。

Blackmon et al.(1986)では、ブロッキング現象では大振幅の高気圧が持続するという性質に注目してブロッキングを定義した。500hPaの等圧面高度場に5日以上のlowpass-filterを施した後、毎出力時間ごとに各格子点における気候値からの偏差を計算し、 あるしきい値以上の偏差がある期間以上持続した場合に、その格子点でブロッキング が発生していると判断した。ただし、この指標を用いた場合、実際に分流を伴うブロッ キングは発生していない場合でも、ジェット気流が北に変移すればブロッキングと判定 してしまうので注意する必要がある。

Tibaldi and Molteni(1990) は、ブロッキング形成時の等圧面高度の南北勾配に注目 してブロッキングの指標を設定した。500hPaの等圧面高度場において、ある経度での 60 °N の値 $Z(\phi_{60N})$ と、40 °N の値 $Z(\phi_{40N})$ および 80 °N の値 $Z(\phi_{80N})$ の値を比較し、 次の条件を満たす場合をブロッキングと判定した。

$$\frac{Z(\phi_{60N}) - Z(\phi_{40N})}{\phi_{60N} - \phi_{40N}} > 0$$

$$\frac{Z(\phi_{80N}) - Z(\phi_{60N})}{\phi_{80N} - \phi_{60N}} < -10 \text{m/緯度}$$

この指標では、基準となる格子点の南方に低気圧の中心のみが存在する場合にもブロッ キングと判定してしまうという欠点がある。

一方、Cash and Lee(2000)は、ブロッキングが形成されたときの高気圧性の渦に注目 して北大西洋からヨーロッパにかけてのブロッキングについて判定した。まず、350hPa の等圧面での南北風に 10 日以上の low-pass-filter をかけ、各格子点の西方 1000km 以 内に v > 10m/s、東方 1000km 以内に v > -10m/s を満たす格子点が存在し、その基 準となる格子点のまわりで高気圧性の循環が存在する場合が候補となる。そしてさら にこの状態が10日以上持続し、20°N以北にあればブロッキングと判定した。ただし、 この指標では、極渦が北極点から少しずれた場合でもブロッキングとして判定してし まう場合や、北極域に高気圧が存在する場合にもブロッキングとして判定してしまう 欠点を持つ。

3.2 本研究のブロッキングの指標

本研究では、過去のブロッキングの研究に用いられた指標を検討し、いくつかの指標 を複合的に用いることにより、ブロッキングを判定することとした。すなわち、Tibaldi and Molteni(1990)と、Blackmon et al.(1986)の指標を組み合わせることでブロッキン グを判定する。具体的には、以下のようにブロッキングを判定した。まず、500hPaの 等圧面高度に周期10日以上の変動を取り出す low-pass-filter(図 3.1)を施した後、各経 度に対して次の計算をする。

ここで、ある緯度yに対し、

$$\phi_n = (y + 16.6)^{\circ} N$$

 $\phi_0 = y^{\circ} N$
 $\phi_s = (y - 19.3)^{\circ} N$

とする。

$$GHGS = \frac{Z(\phi_0) - Z(\phi_s)}{\phi_0 - \phi_s} \tag{3.1}$$

$$GHGN = \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_0)}{\phi_n - \phi_0} \tag{3.2}$$

を計算する。そして

$$GHGS > 0 \tag{3.3}$$

$$GHGN < -8m/\texttt{\ abla g} \tag{3.4}$$

$$Z(\phi_0) - \overline{Z(\phi_0)} > 0 \tag{3.5}$$

バーは時間平均

式 (3.3) は、基準の格子点 ϕ_0 が南方の格子点の高度 ϕ_s より高い。

式 (3.4) は、基準の格子点 ϕ_0 より極側で高度が減少していく勾配があるしきい値より 大きいことを意味している。

式 (3.5) は、気候値との比較。

を同時に満たす日が6日以上連続した場合、その基準となる格子点 ϕ_0 でブロッキングが発生したと判定する。

この指標では、ブロッキングの指標としては過去の研究におけるそれと比較して厳 しい指標である。つまり、過去の研究におけるブロッキングの指標の欠点であるジェッ ト気流が変位した場合や、南方に低気圧の中心がある場合や極渦がずれた場合にブロッ キングと判定してしまう点を考慮して、それらの欠点を取り除いた。このために過去 の研究に比べ、ブロッキングの発生頻度はやや少なくなる傾向があるが、積分期間を 7300 日間とることによりブロッキングの発生回数を増やし、解析の統計的有意性を高 めた。



図 3.1: Blackmon(1976)の filter。左が low-pass-filter、中央が band-pass-filter、右が high-pass-filter。

4 結果

4.1 AGCMの再現性

それぞれの実験におけるブロッキングの振る舞いを解析をする前に、今回の研究で使 用した AGCM5.4 が現実の大気をどの程度再現するのかを調べるため、CONTROLの 実験結果と観測値を時間平均値、総観規模擾乱、ブロッキングの観点から比較した。観 測値として比較するデータとは、冬季(12、1、2月)の1986年~2001年までの500hPa の等圧面高度の平均値である。

(1) 時間平均場 (図 4.1a、図 4.2a)

定在波のリッジおよびトラフの位置は、ほぼ両者で一致し、トラフはオホーツク海、 カナダ南部、ロシア南部に位置する。しかしながら、モデルでは、北大西洋、特にグ リーンランドのリッジや、日本付近のトラフが観測よりも強すぎ、逆にヨーロッパの トラフはモデルでは弱い。観測では、ヨーロッパ西部にジェット気流がわずかに分流す る様子がみてとれるが、モデルではこの傾向はほとんど見えない。

(2) **総観規模擾乱** (図 4.1b、図 4.4a)

総観規模擾乱の振る舞いをみるために、500hPaの等圧面高度の2.5~6日の周期を持 つ高周波成分の変動の大きさを比較した。これには、band-pass-filter(Blackmon,1976) を施し、標準偏差を計算した。この値の大きい領域は、ストームトラックと呼ばれ、移 動性高低気圧波動の活動が盛んな領域に対応している。両者を比較すると、太平洋の ストームトラックはモデルではアラスカ付近に折れ曲がっている。また大西洋のストー ムトラックは、観測値ではヨーロッパ上空まで侵入しているが、モデルでは東西にの びている。しかしながら、ストームトラックの存在する位置は両者で大変よく一致し ている。このため、T21での総観規模擾乱の再現はほぼ満足できるものと考える。一 方で、モデルでは、その振幅が小さくなる傾向がある。これは、モデルの水平解像度 が約 600km であるために、総観規模擾乱を十分に表現しきれていないためであると考 えられる。

(3) ブロッキング (図 4.1c、図 4.5a)

ブロッキングの発生頻度の分布について調べた。観測値での発生回数は、7300日あたりの数に換算している。観測値、AGCM5.4ともにブロッキングの発生場所は主に北太平洋および北大西洋であり、アラスカ北西部で発生するブロッキングについては、モ

デルでよく再現していることがわかる。モデルでの発生頻度は、観測の半分程度では あるものの、その発生場所はよく再現している。一方、北大西洋域では、モデルのパ フォーマンスは大変悪い。観測では、スカンジナビア半島付近でブロッキングが発生 する頻度が高いが、モデルではこのブロッキングをほとんど再現できていない。また、 グリーンランド付近で発生するブロッキングは、モデルでは観測の3倍以上も発生頻 度が高くなっている。このことは、時間平均場における大西洋域でのモデルの再現性 の悪さと対応している。

以上から、このモデルの再現性は、北大西洋において問題があるが、北太平洋にお いては現実大気の振る舞いをよく表現していると考えることができる。

4.2 各実験での時間平均場

それぞれの大規模山岳が時間平均場にどのような影響を与えているのかを調べた。

まず、ロッキー山脈が平均場に与える影響をみるために、HIMALAYA を CONTROL と比較する (図 4.2a、b)。HIMALAYA ではおおよそ CONTROL と同じような場所に リッジとトラフが存在しているが、HIMALAYA ではロッキー山脈を取り除いたこと で、全体的に定在波が弱くなっている (図 4.3a、b)。また、HIMALAYA では北米東岸 でのトラフが東西に伸長し、ロッキー山脈が存在していた場所の下流側で CONTROL でみられたトラフがなくなった。次にヒマラヤ山脈の平均場に対する影響をみるため に ROCKIES と CONTROL を比較した (図 4.2a、c)。ROCKIES ではヒマラヤ山脈を 取り除いたことで、リッジとトラフの位置はおおよそ一致するものの、HIMALAYA に 比べても、定在波の振幅はさらに弱くなっている (図 4.3b、c)。特に、東半球での定在 波の振幅は小さく北太平洋域のトラフはなくなっている。一方、CONTROL で存在す るロッキー山脈の下流側の北米東岸のトラフは、CONTROL よりも顕著である。

NO-MOUNTAIN で存在する定在波は、熱源によって強制されたものと考えられる が、その位相は、CONTROL のそれと比較的よく一致していた。しかし、全体の振幅 は、CONTROL の定在波に比べ、かなり小さい。そのリッジとトラフの位置自体は山 岳のみで決まっておらず、海陸分布、海面水温分布などの他の要因で決まっていると 考えられる。また、山岳は振幅の増大を助長していると考えることができる。

各々の地形や、海陸面温度分布などの熱源が定在波を励起する機構は互いに独立で はないため、線型的な考え方は正しくないが、以上の結果より、CONTROLの高度場 でみられるトラフやリッジの形成には、次の効果が重要と考えられる。

- (1)日本付近のトラフ:ヒマラヤ山脈、熱源の効果
- (2) 北西太平洋のリッジ:ヒマラヤ山脈、ロッキー山脈、熱源の効果
- (3) 大西洋西部のトラフ:ロッキー山脈



図 4.1: ECMWF 全球客観解析データ ('85 年 12 月~'01 年 2 月までの 12、1、2 月)。 (a)500hPa の等圧面時間平均場、(b)band-pass-filter を施した等圧面高度の標準偏差、 (c) ブロッキング日数の分布 (7300 日あたり)

4.3 総観規模擾乱

次にそれぞれの大規模山脈が総観規模擾乱にどのように影響しているかを調べるために、2.5~6日の band-pass-filter を施した 500hPaの高圧場の変動の大きさを図 4.4 に

4.4. ブロッキングの分布



図 4.1: (続き)

示す。HIMALAYA の場合、CONTROL と比較をしてみると、北米大陸におけるストームトラックはCONTROL ほど弱くならず、太平洋と大西洋のストームトラックがつながっている。一方、ROCKIES では、ヨーロッパからアジア大陸にかけてのストームトラックの弱まりがCONTROL に比べ、少ない。このことからヒマラヤ山脈とロッキー山脈の存在は、それぞれの領域における総観規模擾乱の活動を弱める働きを持っていることが考えられる。さらに、NO - MOUNTAIN でもストームトラックの活動は、東西非一様で北大西洋でその活動は最も強い。このことから、ストームトラックの形成には熱源分布も大きな影響を与えていることがわかる (Inatsu et al.,2002)。

4.4 ブロッキングの分布

次に、前章のブロッキングの指標に基づいて定義したブロッキングを各格子点ごと に抽出し、その頻度分布を図 4.5 に表す。これらの図では、ブロッキングと判断した日 数の合計を示す。 ブロッキングが最も出現した地点とその回数は、CONTROLは69 °N・169 °W(601 日、73 例)、HIMALAYAは69 °N・174 °E(407 日、46 例)、ROCKIESは64 °N・16 3 °W(206 日、23 例)、NO - MOUNTAINは69 °N・174 °E(73.5 日 10 例)であった。 NO - MOUNTAIN以外の場合においては、どの実験でも北太平洋とグリーンランド でブロッキングが多く発生していた。グリーンランド付近で発生するブロッキングは、 このモデル特有の現象であるため、以下では、北太平洋域でのブロッキングにのみ注 目して解析を行う。

この北太平洋域で発生するブロッキングは、山岳が存在しないNO - MOUNTAIN でもほぼ同じ場所で発生することから、ブロッキングの発生場所は、山岳の存在自体 によって決まっていないことを示唆している。また、北太平洋域のブロッキングの発生 は、距離的な近さからロッキー山脈の効果が重要とも考えられるが、ROCKIESよりも HIMALAYAの方が発生日数が多い(図4.5b,c)。このことからもブロッキングの発生に 山岳が直接影響を及ぼしているとは考えにくい。

しかし、ヒマラヤ山脈もしくはロッキー山脈を取り除くことによってブロッキング の発生回数は大幅に減少していることから、大規模山脈の存在はブロッキングの発生 場所を変化させることはなく、発生回数を増加させる作用があると考えられる。この 結果は、Mullen(1989)と矛盾しない。また、特に北太平洋域のブロッキングの発生に 対する効果として、ヒマラヤ山脈の方がロッキー山脈よりも大きいので、ヒマラヤ山 脈の存在が重要であることが示唆される。

4.5 ブロッキングの特徴

各実験で出現する、ブロッキングの持続期間の分布を図 4.6 に示す。CONTROLでは ブロッキングの平均持続日数は、8.2 日であったが、HIMALAYA では 8.8 日、ROCK-IES では 9.0 日と長くなった。また、中央値を比較してみても、CONTROL では 7 日、 HIMALAYA では 8 日、ROCKIES では 8 日となった。このことから、大規模山岳の存 在は、ブロッキング高気圧の持続性を助長していると考えることができる。しかしな がら、ROCKIES は例数が少なく、比較は困難である。

ブロッキングの強度を調べるために、GHGS をブロッキングインデックスと定義し、 その分布を調べた (図 4.7)。GHGS の値が大きいほど、高気圧性のアノマリ大きいこと を意味している。CONTROL と HIMALAYA の比較すると、強度の分布は両者でそれ ほど変わらない。また平均強度もほぼ同じであり、ブロッキングの強度に対するロッ キー山脈の影響は小さい。しかしながら、ROCKIES では、全体的にブロッキングイン デックスの値は小さい。このことから、ヒマラヤ山脈は北太平洋で発生するブロッキ ングの強度を強める作用を持つことが示唆される。 北太平洋域で発生するブロッキングのピーク時における等圧面高度場の水平分布を調 べた。図4.8 は各実験においてブロッキングの発生頻度が最大となった格子点でブロッ キングインデックスを用いて最大となるときをブロッキングのピークと定義し、それに 基づき、合成した。HIMALAYA ではCONTROL と同じように、北米西海岸に沿うリッ ジ上であるアラスカ付近でブロッキングが発生している。一方、図4.8cのROCKIES では、ブロッキングはアラスカ上空に存在するが、より低緯度のリッジはより子午線 方向の走行を持っている。一方、NO - MOUNTAIN では、ブロッキングの強さも弱 く、他に比べやや高緯度にブロッキング高気圧が存在している。このため、偏西風の 分流も他に比べ大変小さい。

北太平洋域で発生するブロッキングのピーク時における 500hpa の等圧面高度場の偏 差場について調べた。図4.9は、図4.8と同様に合成し、偏差場を示している。アノマリ をみると、ブロッキングのピ - ク時において CONTROL では252m、HIMALAYA では 191m、ROCKIES では363m、NO - MOUNTAIN では257m となっており、ROCKIES における振幅の大きさが顕著である。つまり、ロッキ - 山脈の存在はブロッキングの 振幅の増大を助長していることが示唆される。

次に、北太平洋域のブロッキングのピーク時における鉛直分布を合成したものを図 4.10 に示す。いずれの実験においても 300hPa で高度場の正の偏差は最大となる。また、 北太平洋域のブロッキングの位相は大気下層で西に傾く傾向がある。特に HIMALAYA の例で顕著である。正偏差の大きさは、ROCKIES の場合が一番大きかった。ロッキー 山脈の存在は、ブロッキング形成時に広い範囲で正の偏差を大きくし、鉛直にたたせる 傾向、つまりより順圧化する働きがあることが示唆されるが、例数が少ないため、必 ずしも確定的とは言えない。



図 4.2: 500hPaの等圧面時間平均場。(a)CONTROL の 7300 日積分。(b)HIMALAYA の 7300 日積分。(c)ROCKIES の 7300 日積分。(d)NO - MOUNTAIN の 7300 積分。



図 4.2: (続き)



図 4.3: 500hPaの等圧面高度場の時間平均場東西平均からのアノマリ。(a)CONTROLの 7300 日積分。(b)HIMALAYAの7300 日積分。(c)ROCKIESの7300 日積分。(d)NO -MOUNTAINの7300 積分。





図 4.4: 500hPaのband-pass-filter をかけた等圧面高度の標準偏差。(a)CONTROLの 7300 日積分。(b)HIMALAYAの7300 日積分。(c)ROCKIESの7300 日積分。(d)NO -MOUNTAINの7300 積分。



図 4.4: (続き)



図 4.5: ブロッキング日数の分布 (7300 日あたり)。(a)CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN。



図 4.5: (続き)



図 4.6: 各実験の北太平洋域で最も多くブロッキングが発生した格子点におけるブロッ キングの持続日数の分布。横軸は日数、縦軸はイベント数。(a)CONTROL(69 °N、169 °W)、(b)HIMALAYA(69 °N、174 °E)、(c)ROCKIES(64 °N、163 °W)、(d)NO -MOUNTAIN(69 °N、174 °E)。



図 4.7: 各実験の北太平洋域で最も多くブロッキングが発生した格子点におけるブロッ キングの強度の分布。横軸は強度 (m)、縦軸は回数。(a)CONTROL(69 °N、169 °W)、 (b)HIMALAYA(69 °N、174 °E)、(c)ROCKIES(64 °N、163 °W)、 (d)NO - MOUN-TAIN(69 °N、174 °E)。



図 4.8: ブロッキングの水平構造の合成図 (500hPa の等圧面高度場)。(a)CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、 (d)NO - MOUNTAIN。



図 4.8: (続き)



図 4.9: ブロッキングのピ - ク時の合成図。500hpaの等圧面高度場における偏差場 (m)。



図 4.10: ブロッキングの鉛直構造。等圧面高度場における気候値からの偏差 (m) (a)CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN。



図 4.10: (続き)

4.6 総観規模擾乱との関係

4.6.1 ケーススタディ

北太平洋域で発生するブロッキングの時間発展を調べた。まず、各実験においてブ ロッキングが最も多く発生した格子点で発生したブロッキングのうち、最も強度が強 かった場合についてそれぞれ取り上げた(図4.11)。ここで、day0はブロッキングの強 度が最大となった日とする。色付きのコンターは10日以上の周期を持つ長周期変動に 伴う高度場、白のコンターは2.5~6日の周期を持つ高周波成分の変動に伴う高度場ア ノマリを示す。

図 4.11a ではまず、CONTROL における北太平洋域でのブロッキングの例を示した。 ブロッキングがピークになる6日前にはまだブロッキングが発生しておらず、北西太平 洋において、ジェット気流が南北にわずかに蛇行している。平均場 (図 4.2a) と比較し てみると、低周波は、ほぼ同じようなかたちをしていることがわかる。また、北西太平 洋に存在する長周期成分の変動のリッジの上流側で擾乱が発達している様子がみてと れる。dav-3には、dav-6に北太平洋に存在していた長周期成分のリッジが成長し、ア ラスカ上空で孤立したブロッキング高気圧が形成されている。高周波の擾乱に注目し てみると、ブロッキングが形成されている場所の上流で強い擾乱が存在している。ブ ロッキングが形成されたことに伴うジェット気流の分流によって、その分流の入り口付 近で南北に伸長した総観規模擾乱をみることができる。day0においては、長周期成分 の高気圧の中心は、3日前より少し西にずれ、ベーリング海でさらに発達している。ま た、リッジの走向が北東から南西に傾き、日本にまで延びている。高周波成分の擾乱 は、ブロッキングが形成されている場所で大きく歪められている。その3日後の低周 波成分の変動場では、すでに北太平洋域での振幅の大きな高気圧がなくなり、ブロッ キングが終焉している様子がわかる。また、北太平洋の上流側には、ブロッキングが ピークに達する前と比べ、高周波成分の擾乱の南北への伸長はみられない。これらか ら、ブロッキングの形成、維持と、総観規模擾乱の変形には関連があるように考えら れる (Shutts, 1983)。

次に HIMLAYA における北太平洋域のブロッキングの発生時の低周波変動と高周波 変動の相互作用について調べた (図 4.11b)。まず、day-6 において北太平洋域に注目す ると、ブロッキングはまだ形成されておらず、ジェット気流の南北への蛇行も図 4.2b で 示した平均場と同程度である。しかし、日本付近でのトラフがやや時間平均場に比べ、 発達している様子がみてとれる。また、高周波成分の変動に注目すると、北太平洋域 のジェット気流の強い場所で振幅の大きな擾乱が存在している。次に、day-3 では、長 周期変動成分をみると、北東太平洋におけるリッジが発達し、アラスカ上空でブロッキ ングが形成されている。一方、その上流側のトラフも発達し続けているのが顕著であ る。また、高周波成分の擾乱に注目すると、北太平洋域では渦は存在しているものの、 アラスカよりもかなり南側の緯度帯を西から東へ移動し、形成されたブロッキング高 気圧付近には顕著な擾乱は存在しない。また CONTROL でみられたようなブロッキン グが形成された場所で渦の南北への変形や分裂といった現象はみられない。day0 にお ける長周期成分をみると、アラスカ上空の高気圧はさらに成長し、ブロッキングが発 達している。このリッジの走向は3日前と変わることなくアメリカ大陸西岸に沿う北 西から南東の方向を向いている。また、高周波成分の擾乱に注目すると、北太平洋域 でに存在する振幅の大きな渦は、ブロッキングが形成されているアラスカ上空付近よ りも南側の緯度帯に位置しており、渦は変形したり、分裂することなく下流側に移動 している。day+3 には、長周期変動成分での高気圧は、北西の方向に移動した。この ため、HIMALAYA では、ブロッキングの形成に対して、高周波成分の擾乱は、あまり 重要な役割を果たしていないように考えられる。

図 4.11cにROCKIESにおいてブロッキングが形成された時の高周波変動と低周波変 動の振る舞いを示した。day-6 での低周波変動成分をみると、北太平洋域において振幅 は大きくないが、高気圧と低気圧のペアーがベーリング海付近とその南側に位置して いる。一方、高周波成分の擾乱に注目すると、北太平洋域には振幅の大きな渦が存在 し、渦は南北に伸長し、変形している。day-3 で低周波成分の変動をみると、ベーリン グ海で3日前に比べ、より発達した振幅の大きな孤立した高気圧が形成され、プロッキ ングが発生している。また、高周波の擾乱に注目すると、ブロッキングが発生してい る日本東方の海上で南北に伸長し、歪んでいる。day0 には、低周波変動の成分の高気 圧は3日前と同じベーリング海峡付近に存在し、振幅は大きくなって、ブロッキング が発達している。高周波成分の擾乱は、この低周波成分の高気圧性の循環が存在する ため、ブロッキング付近で南北に伸長しながら移動している。day+3 において、低周 波成分の変動をみると、ピークに比べてベーリング海上空の高気圧の振幅は小さくは なっているものの、依然として顕著なブロッキングが維持されている。また、高周波 成分の擾乱に注目してみると、ブロッキングが発生している場所で振幅の大きな渦が 南北に伸長している。

図 4.11d に NO - MOUNTAIN における北太平洋域でのブロッキング発生時の低周 波の変動と高周波変動成分の振る舞いを示した。ブロッキングの振幅がピークになる 6 日前での低周波成分の変動に注目すると、カムチャッカ付近で弱い高気圧が形成され ていることがわかる。この高気圧は、day-3 から day0 にかけて東にやや移動し、カム チャッカ付近においてブロッキング高気圧を形成する。一方、高周波成分の擾乱は、ブ ロッキング高気圧の形成場所から離れて南側に存在するジェット気流によって東へ移動 していき、顕著な変形を受けることはない。ピークから3日後には、長周期変動をみら れるブロッキングの中心は北極海へと移動し、その南側には低気圧性循環が存在する。 以上より、CONTROL と ROCKIES で生じたブロッキングでは高周波成分の擾乱が ブロッキングの発生および発達に関連していることが示唆される。そこで、高周波成 分の擾乱に伴う渦度フラックスの収束・発散を計算することにより、ブロッキングに 対する高周波成分の擾乱の効果を定量的に見積もった (図 4.12)。

ここで、渦度フラックスは、

$$\overline{v'\zeta'} = \overline{v'\left(\frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y}\right)}$$

で与えられる。プライムは band-pass-filter した高周波成分で、低周波変動に対する寄 与を見積もるために、得られた渦度フラックスについて周期 10 日以上の成分を取り出 す low-pass-filter(バー)を施した。ここでは、図 4.11 に対応して、それぞれの実験で最 もブロッキングの発生頻度が高い格子点で、最もブロッキングの強度が強くなったケー スについて解析した。図 4.12 に各実験における擾乱に伴う渦度フラックスの時間変化 を示す。

CONTROL と ROCKIES においてピークになる約4日前に渦度フラックスの収束はそ れぞれ $-1.2 \times 10^{-10} (s^{-1}), -1.0 \times 10^{-10} (s^{-1})$ となるのに対し、HIMALAYA では $-7.6 \times 10^{-12} (s^{-1}),$ NO - MOUNTAIN では $-3.4 \times 10^{-11} (s^{-1})$ となる。つまり、CONTROL と ROCKIES におけるブロッキングの成長に対する高周波擾乱の寄与は、HIMALAYA と NO - MOUNTAIN のそれに比べ、重要であることが示唆される。これらの結果は 図 4.11 で示されるように高周波擾乱の移動経路とブロッキング高気圧との位置関係と も調和的である。

また、これらの高周波擾乱に伴う渦度フラックスの発散がどの程度低周波変動に伴 う渦度に影響しているのかを見積もるために図 4.13 に低周波変動に伴う渦度の時間 変化量を示した。CONTROL と ROCKIES では、渦度フラックスが極小となる4日前 から極小となる日に至るまで高気圧性の循環が強まっており、値を比較すると寄与は CONTROL では約38%、ROCKIES では約28%である。一方、HIMALAYA と NO -MOUNTAIN では寄与はほとんどない。

図 4.14 にブロッキングがピークとなる 4 日前の高周波変動に伴う渦度フラックスの 収束発散の分布を示した。また、比較のために同じ日の渦度分布を示す(図 4.15)。× 印は図 4.12 で示した図の格子点である。CONTROL と ROCKIES では、ブロッキン グ高気圧が発生している場所で、渦度フラックスの発散があることがわかる。一方で HIMALAYA と NO - MOUNTAIN では、総観規模擾乱の効果は、低周波変動と水平 スケールが違うため、渦度フラックスの収束発散を計算した格子点は渦度極小の場所 とは対応するとは限らないことから、必ずしも発散があるわけではなかった。



図 4.11: 500hPa の等圧面高度場の低周波と高周波の相互作用。色づけは低周波変動。 コンターは高周波の変動 (実線は正、点線は負)。ピーク 0。(a)CONTROL



⊠ 4.11: (b)HIMALAYA₀







 \boxtimes 4.11: (d)NO - MOUNTAIN.



図 4.12: ブロッキング最大時の高周波成分に伴う渦度フラックスの収束の時間 変化 (ピ-ク0)。(a)CONTROL(69 °N、169 °W)、(b)HIMALAYA(69 °N、174 °E)、 (c)ROCKIES(64 °N、163 °W)、(d)NO - MOUNTAIN(69 °N、174 °E)。



図 4.13: ブロッキング最大時の低周波変動に伴う渦度の時間変化 (ピ-ク 0)。 (a)CONTROL(69 °N、169 °W)、(b)HIMALAYA(69 °N、174 °E)、(c)ROCKIES(64 °N、163 °W)、(d)NO - MOUNTAIN(69 °N、174 °E)。



図 4.14: ブロッキング最大時の高周波成分に伴う渦度フラックスの収束 (ピ - クの4日前)。(a)CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN。



図 4.15: ブロッキング最大時の低周波変動に伴う渦度 (ピ - クの4日前)。(a)CONTROL、 (b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN。

4.6.2 コンポジット解析

前節での事例解析の結果を統計的有意性を持たせるために、合成図解析の手法を用 いてブロッキングと総観規模擾乱の関係を以下で確かめる。

まず、ブロッキングの形成場所と、北太平洋域のブロッキング成長時のストームト ラックの位置関係を図 4.16 に示す。色付きのコンターは、ブロッキングと判定した 3 日前からブロッキングと判定したときまでの高周波成分の擾乱の変動の標準偏差の大 きさであり、白のコンターはブロッキングのピーク時の低周波成分の変動に伴う高度 場を記す。

図 4.16a は、CONTROL における合成図である。まず、高周波成分の擾乱について、 図 4.4a の気候値と比較すると、北太平洋域ではほとんど変化がないものの、ブロッキ ングが発生した北東太平洋域においてストームトラックは北方に曲がっており、アラス カ上空にまで達している。HIMALAYA(図 4.16b)では、ブロッキングはアラスカ付近 で発生しているが、ブロッキング発生時のストームトラックは、ブロッキングが発生し ている南側に位置し、図 4.4b の気候値と比較しても、それほど位置は変わっていない。 RICKIES(図 4.16c)では、ブロッキングはアラスカ上空で発生している。ストームトラッ クはブロッキングの発生場所の上流で南北に分裂し、大きく曲がっており、図 4.4c の気 候値との比較においても違いが明確である。また、図 4.16d に示す NO - MOUNTAIN では、ブロッキングが発生している南側のトラフのさらに南側にストームトラックが 存在している。

以上より、CONTROLとROCKIESでは、ブロッキングの発生に対し、総観規模擾 乱が関係していることが示唆される。これは、前節までの事例解析の結果と矛盾して いない。

次に、低周波成分の変動とブロッキングの発生との関係を調べるために、ブロッキングの発生時に合わせて、低周波成分の変動の気候値からの偏差を合成した。

図 4.17a に示す CONTROL では、days-6 においてアラスカ上空で負の偏差、北米西 岸で正の偏差が存在するものの、その値は小さく、ほぼ平均的な状態であるといえる。 day-3 において day-6 で存在した正の偏差と、負の偏差はそれぞれ大きくなり、若干西 に移動している。day0 では、正の偏差はアラスカ上空で発達した。day+3 では、ブロッ キング高気圧は成長し、上流側の負の偏差は小さくなり、北極に移動した。一方、ア メリカ西岸の負偏差は成長し、下流側でのエネルギー伝播が生じていることがうかが える。

HIMALAYA を図 4.17b に示す。day-6 では、ロシア北部に負の偏差があるが、北太 平洋では顕著なアノマリは存在しない。day-3 では、ロシア北部の下流側にあたる北米 での負の偏差と、アラスカ付近での正の偏差が成長し始めている。day0 においては、



図 4.16: ブロッキングとブロッキング形成前 (3日前からブロッキング形成まで)の総 観規模擾乱。色つきは Band-pass-filter をかけた 500hPa のジオポテンシャルハイト、 コンタ - はブロッキング最大のときの等圧面高度。(a)CONTROL、(b)HIMALAYA、 (c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN。



図 4.16: (続き)

ロシア北部の負の偏差はそのまま存在し、アラスカ付近の正の偏差と北米の負の偏差 はさらに成長している。一方、day+3では、ロシア北部の負の偏差は北極に移動し、一 方、北米の負の偏差はさらに発達している。すなわち、この HIMALAYA の場合、ロ シア北部からアラスカ付近への低周波変動に伴うエネルギー伝播がブロッキング形成 を促しているようにみえる。

ROCKIESを図 4.17c に示す。day-6 では、アラスカ付近に正の偏差が存在している。 day-3 から day0 にかけては、アラスカ付近の正の偏差と、北米での負の偏差が同時に 発達しているようである。day+3 では、アラスカ付近の正の偏差の下流側での偏差が あらに顕著になり、大西洋域にも存在している。この場合、ブロッキング形成期に上 流からの波列の伝播は明瞭でなく、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスがブロッキン グの形成で重要となっていると考えられる。

図4.17d に示した NO - MOUNTAIN では、day-6 に北太平洋域の広い範囲で正の偏 差、その上流側で負の偏差がある。その後、ブロッキングの成長に合わせるように両 者は大きくなり、また、北米においても負の偏差が大きくなっている。この場合、日 本付近上空から北東へのエネルギー伝播がブロッキング形成に重要であることが示唆 される。

以上より、HIMALAYA と NO - MOUNTAIN では、ブロッキング発生直前にその 上流側に負の偏差が存在し、低周波変動の成分のエネルギー伝播がブロッキングの発 生に関連していることが示唆される。一方で、CONTROL と ROCKIES ではそれらが 顕著に存在していないため、HIMALAYA や NO - MOUNTAIN に比べ、ブロッキン グ形成との関連は薄いと考えられる。

次に、ブロッキングに対する高周波成分の擾乱の効果を見積もるために高周波成分の 擾乱に伴う渦度フラックスの収束・発散について合成図を計算して求めた (図 4.18)。ま た、図 4.19 に低周波変動に伴う渦度の時間変化量を示した。その結果、CONTROL と ROCKIES において、4.6.1の事例解析の場合と同様、極小になる4日前にブロッキング領 域で高周波成分の擾乱に伴う収束が極小となった。その値はそれぞれ -1.4×10^{-11} (s⁻¹)、 -4.2×10^{-12} (s⁻¹) となり、図 4.12 と比べ、CONTROL では約 1/3、ROCKIES では約 1/7 である。一方で、HIMALAYA と NO - MOUNTAIN ではブロッキングがピーク となる4日前において、CONTROL と ROCKIES に比べほとんど発散がない。渦度フ ラックスが小さくなった要因は、各実験で図 4.14 で示したように、高周波成分の擾乱 に伴う渦度収束発散の水平スケールが小さいため、ブロッキングの中心位置がわずかに 変化すると、合成図解析では互いに打ち消しあう傾向があるためであると考えられる。 しかしながら、値は小さいものの、渦度フラックスの発散は CONTROL と ROCKIES において、ピークになる4日前に最大となり、ロッキー山脈の存在により、北太平洋域 のブロッキングの発生時の総観規模擾乱が寄与する働きを持つことが示唆される。



図 4.17: 低周波変動の成分の合成図。500hPaの高度場偏差。ブロッキング発生時を 0 として合成。(a)CONTROL



☑ 4.17: (b)HIMALAYA



☑ 4.17: (c)ROCKIES



⊠ 4.17: (d)NO - MOUNTAIN



図 4.18: **渦度フラックスの収束** (ピ - ク 0)。(a) CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN



図 4.19: 渦度 (ピ - ク 0)。(a) CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN

また、ブロッキングがピークとなる4日前の低周波変動に伴う渦度分布(図4.21)と、 総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束発散の分布(図4.20)を各実験で平均して調 べた。合成したために全体的に値は小さくなってしまったが、CONTROLとROCKIES では低周波変動に伴う渦度の平均値において、負の値が大きい場所で総観規模擾乱に 伴う渦度フラックスが発散している。つまり、ブロッキングの形成に総観規模擾乱が寄 与する傾向があることが示唆される。一方で、HIMALAYAとNO - MOUNTAINで はその傾向はみられず、合成図で調べてみても、ブロッキングの発生時において高周 波成分の擾乱からの寄与は小さいことが確認された。

ブロッキングに対する総観規模擾乱の効果以外の効果を調べるために、Takaya and Nakamura(1997) に沿って、wave-activity flux を計算した。

$$W = \frac{1}{2|\mathbf{U}|} \times \begin{pmatrix} U(\psi_x'^2 - \psi'\psi_{xx}') + V(\psi_x'\psi_y' - \psi'\psi_{xy}') \\ U(\psi_x'\psi_y' - \psi'\psi_{xy}') + V(\psi_y'^2 - \psi'\psi_{yy}') \\ \frac{f_0^2}{S^2} \{U(\psi_x'\psi_p' - \psi'\psi_{xp}') + V(\psi_y'\psi_p' - \psi'\psi_{yp}')\} \end{pmatrix}$$

 $\psi' = \frac{g}{f}Z'$ ψ : Stream function Z: geopotential height ': Low-pass-filtered

図4.22のコンターはブロッキングの各実験で最も多くブロッキングが抽出された格子点 でブロッキングがピークになった日の1日前の偏差場の合成図で、矢印はwave-activity fluxを示し定在ロスビー波のエネルギー伝播の方向と大きさを示している。いずれの 実験においても大小の違いはあるものの、ブロッキングの発達時において南西方向か らエネルギーが伝播していた。ブロッキングの形成に対し、エネルギ - がたまってい る様子がわかる。特にNO - MOUNTAIN では顕著であった。



図 4.20: ブロッキング最大時の渦度フラックスの収束 (ピ - クの4日前、コンポジット)。 (a)CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN



図 4.21: 渦度 (ピ - クの 4 日前、合成図)。(a)CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN



図 4.22: wave-activity flux。ブロッキングの始まりの1日前。(a) CONTROL、(b)HIMALAYA、(c)ROCKIES、(d)NO - MOUNTAIN



図 4.22: (続き)

5 結論

本研究では、大気大循環モデル CCSR/NIES を用いて、季節を1月に固定し、全球 で現実的な地形での実験、ロッキー山脈を取り除いた実験、ヒマラヤ山脈を取り除い た実験、全球で標高を0mにした実験を行った。そして、北太平洋域のブロッキング現 象が、大規模山岳、ストームトラックやジェット気流などの基本場とブロッキングの形 成どのように関連しているのかに注目して解析を行った。

まず、ブロッキング現象は山岳の有無にはよらず発生することがわかった。しかし ながら、大規模山岳を取り除くことにより、ブロッキングの発生回数は減少した。特 にロッキー山脈よりもヒマラヤ山脈を取り除いたときにそれは顕著であった。つまり、 ブロッキングの頻度に対しては、ロッキ - 山脈の存在よりも、ヒマラヤ山脈の存在が ブロッキングの発生を促していることが示唆される。また、北太平洋域のブロッキン グの形成場所は山岳の有無にかかわらず、ほぼ同じ場所に形成された。これは、山岳 などにより形成される定在波の位相とブロッキング形成場所が関連していることを示 している。すなわち、いずれの場合も定在波の峰の位置でブロッキングは形成されや すい。また、大規模山岳の存在は、ブロッキングの発生場所ではなく、発生回数に影 響を与えている。

各実験での時間平均場について比較した結果、1月の500hPaの等圧面高度の場にお ける日本付近のトラフはヒマラヤ山脈と熱源の効果、北西大西洋のリッジはヒマラヤ 山脈とロッキ - 山脈と熱源の効果、大西洋西部のトラフはロッキ - 山脈が重要である ことが示唆された。総観規模擾乱の比較をすると、大規模山岳はその領域における総 観規模擾乱の活動を弱める働きを持っていることが考えられ、また、全球で標高を0m とした場合でもストームトラックの活動は東西非一様であり、熱源分布も大きな影響 を与えていることが示唆される。

ブロッキングの強度については、ヒマラヤ山脈の存在は北太平洋のブロッキングを 強める働きがあることが示唆される。一方、ロッキー山脈の存在は、ブロッキングの 形成時に広い範囲に及ぶ高気圧を形成し、大気下層で鉛直方向にたてる働きがある。

ブロッキングのピーク時における振幅について調べた結果、ROCKIESで振幅が大 きくなった。ロッキー山脈の存在は、ブロッキングのピーク時に振幅を増大させる働 きがあることが示唆される。

ブロッキングの形成要因について、渦度フラックスを計算したところ、ロッキー山

脈の存在は、北太平洋域でのブロッキングの形成に対する総観規模擾乱の寄与の割合 を大きくする傾向があった。一方、ヒマラヤ山脈の存在は、低周波変動の成分のエネ ルギー伝播をブロッキングの発生に関連させていることが示唆される。

今後の問題点として、以下のことがあげられる。

本研究では AGCM 実験の設定を T21 にしたため、総観規模擾乱を十分に表現しきれ ていないことが考えられる。そのため設定を T42 にするなどし、改善していくことで 総観規模擾乱をより適切に表現できることが期待できる。

合成図で解析する場合、本研究では、ブロッキングの中心を合わせなかったが、ブロッキングの中心を合わせるといった工夫をすることで渦度フラックスの収束発散をよりよく調べることができる。

謝辞

本研究を進めるにあたり、本専攻向川均助教授には、指導教官として研究の方針や 手法など、親切に指導していただきました。心より感謝致します。本論文を査読して くださり、的確な助言をしていただいた山崎孝治教授、久保川厚教授に深く感謝致し ます。

博士課程の稲津將さんには大型計算機センターでの CCSR/NIES の AGCM の実行方 法等、様々な御助言をいただきました。博士課程の荒井美紀さんにはゼミなどを通じ、 多くの御助言をいただきました。故沼口敦助教授、東京大学気候システムセンターの木 本昌秀氏には AGCM の使用に関して御配慮いただきました。厚くお礼申し上げます。 博士課程の初鹿宏壮さん、小島至さんには図表の作成等について御助言をいただきま した。博士課程の須股浩さんにはスーパーコンピュータの使用方法についてアドバイ スいただきました。心より感謝致します。また、2年間同室で共に勉強、研究を続けて きた小畑滋郎さん、加山斉さん、時長宏樹さんにも心より感謝致します。最後に本研 究科のスタッフの皆様、学生の皆様に心よりお礼申し上げます。

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.
- Blackmon, M. L., S. L. Mullen, and G. T. Bates, 1986: The Climatology of Blocking Events in a Perpetual January Simulation of a Spectral General Circulation Model. J. Atmos. Sci., 43, 1379–1405.
- Cash, B. A., and S. Lee, 2000: Dynamical Processes of Block Evolution. J. Atmos. Sci., 57, 3202–3218.
- Inatsu, M., and H. Mukougawa, 2002: Tropical and extratropical SST effects on the midlatitude storm track. J. Meteor. Soc., in press.
- Kikuchi, Y., 1969: Numerical Simulation of the Blocking Process. J. Meteor. Soc. Japan, 47, 29–53.
- Kikuchi, Y., 1971: Influence of the Mountains and Land-Sea Distribution on Blocking action. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 564–572.
- Kimoto, M., and M. Ghil, 1993: Multiple Flow Regimes in the Northen Hemisphere Winter. Part1:Methodology and Hemispheric Regimes. J. Atmos. Sci., 50, 2625– 2643.
- Mullen, S. L., 1989: The Impact of Orography on Blocking Frequency in a General Circuration Model. J. Climate, 2, 1554–1560.
- Nakamura, H., M. Nakamura, and J. L. Anderson, 1997: The Role of High- and Low-Frequency Dynamics in Blocking Formation. Mon. Wea. Rev., 125, 2074–2093.
- Rex, D. F., 1950: Blocking action in the troposphere and its effect upon regional climate.II. *Tellus*, 2, 275–301.

- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jet streams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. Q. J. R. Meteor. Soc, 109, 737–761.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 1997: A formation of wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2985–2988.
- Tibaldi, S., and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, 42A, 343–365.