

冬季北極域成層圏気温の季節内変動・年々変動に  
関する気候モデルデータの解析  
～過去・現在再現実験と未来予測実験の比較～

大気科学分科 新原 快

2015 年 2 月 20 日

# 目次

<b>1</b>	<b>はじめに</b>	<b>1</b>
1.1	地球温暖化と温室効果ガスの増加	1
1.2	成層圏の気温の季節内変動、年々変動	2
1.3	極端な気象	5
1.4	極夜ジェット振動	6
1.5	3次元全球平均力学モデルを用いた季節内変動実験	7
1.6	目的	9
<b>2</b>	<b>気象研究所気候モデル、Pre-Industrial control 実験での解析</b>	<b>10</b>
2.1	使用したモデルと実験設定	10
2.2	月平均、帯状平均気温の500年データの基本統計	11
2.2.1	500年間の気温の緯度高度分布	11
2.2.2	500年間の気温の季節変化	14
2.2.3	極端上位5%コンポジットの気温の時間鉛直分布	17
2.3	500年データの北極冬季の月平均、帯状平均気温のEOF解析	19
2.4	500年データの北極冬季の月平均、帯状平均気温のクラスター分析	24
2.5	各クラスターが出現する年々の間隔	26
2.6	本章の考察	26
2.7	本章のまとめ	28
<b>3</b>	<b>CMIP5の7モデル、4実験の解析</b>	<b>29</b>
3.1	使用したモデルと実験設定	29
3.1.1	使用したデータ	29
3.1.2	使用した実験設定	30
3.2	7モデル、4実験の月平均、帯状平均気温の比較	31
3.2.1	全球平均気温のモデル毎、実験毎の比較	31
3.2.2	4実験の月平均、帯状平均、全モデルアンサンブル平均気温の緯度高度分布	35
3.2.3	各気圧面での月平均、帯状平均気温の季節変化のモデル毎、実験毎の比較	38
3.3	7モデル、4実験での月平均、帯状平均気温のEOF解析	42
3.3.1	2800年データのEOF解析	42
3.3.2	振幅上位10%のモデル毎、実験毎の出現数の季節変化	47
3.4	7モデル、4実験での月平均、帯状平均気温のクラスター分析	53
3.4.1	7モデルデータのクラスター分析	53
3.4.2	4実験データのクラスター分析	59
3.5	本章の考察	63
3.6	本章のまとめ	63

4	おわりに	65
	謝辞	66
<b>A</b>	本研究に関係ある確率統計の基礎	<b>67</b>
A.1	EOF 解析	68
A.1.1	多変量データのモード展開	68
A.1.2	EOF 解析の概説	69
A.1.3	EOF における分散	69
A.1.4	EOF 解析の手順	69
A.2	クラスター分析	70
A.2.1	クラスター分析とは	70
A.2.2	距離の定義	70
A.2.3	クラスター間の距離	70
A.2.4	算法	71
A.2.5	ward 法	72
<b>B</b>	詳細図	<b>74</b>
B.1	気象研気候モデル、Pre-Industrial control 実験の月平均、帯状平均気温の分布	74
B.1.1	気温の時間高度分布	74
B.1.2	気温の時間緯度分布	75
B.1.3	極端 25 年コンボジットの気温の時間鉛直分布	76
B.1.4	EOF 解析後の振幅上位 10 % (50 年) のコンボジット	80
B.2	4 実験の月平均、帯状平均した全モデルアンサンブル平均気温	84
B.2.1	4 実験の全モデルアンサンブル平均気温の時間高度分布	84
B.2.2	全実験の全モデルアンサンブル平均気温の時間緯度分布	87

# 第1章 はじめに

本章では、研究の動機についてレビューし、本研究の目的を述べる。

## 1.1 地球温暖化と温室効果ガスの増加

近年、世界平均地上気温は上昇傾向にある(図 1.1)。平均地上気温は特に北極域で最も上昇すると予想されている。温室効果ガスである二酸化炭素の大気中濃度は、人間活動により増加している(図 1.2)。「温室効果ガスの増加と成層圏オゾン破壊は、1961 年以降の対流圏の温暖化という検出可能な観測された分布と、それに対応する下部成層圏の寒冷化をもたらした可能性が非常に高い」(Stocker et al., 2013b, p.15) とある。

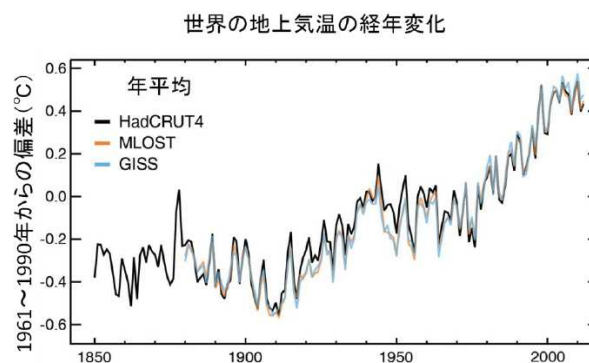


図 1.1: 世界の平均地上気温の経年変化(黒:英国気象庁による解析データ(HadCRUT4)、黄:米国海洋大気庁国立気候データセンターによる解析データ(MLOST)、青:米国航空局ゴダード宇宙科学研究所による解析データ(GISS))。偏差の基準は1961~1990年平均。気候変動に関する政府間パネル(Intergovernmental Panel on Climate Change, 以後 IPCC) 第5次評価報告書第1作業部会報告書(2013)より引用。

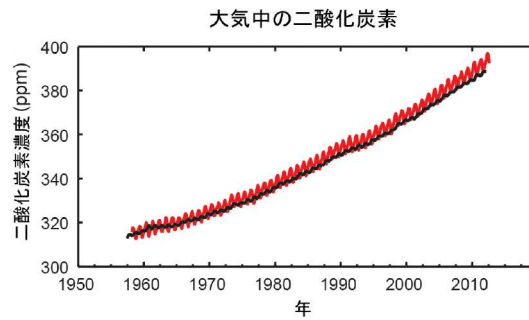


図 1.2: 1958 年以降のマウナロナ (北緯 19 度 32 分、西経 155 度 34 分: 赤)、南極点 (南緯 89 度 59 分、西経 24 度 48 分: 黒) における大気中の二酸化炭素濃度。Stocker et al.(2013b) より引用。

## 1.2 成層圏の気温の季節内変動、年々変動

一般的に季節内変動は週毎もしくは月毎の時間スケールをもつ低周波の変化であるが、年々変動は年毎の時間スケールを持つ。

図 1.3 は 30hPa 面 (下部成層圏) での日々の気温の季節変化を表している。気温の季節変化や年々の変動は北極 (図 1.3a) と南極 (図 1.3c) で大きく異なる。北極では、気温の年々変動が冬から春先で大きく、南極は春 (特に 11 月) に大きい。北極では成層圏突然昇温が起こるため、気温の年々変動がより大きくなる。年最低気温は、南極が北極よりも 15K 低く、最高気温は南極が北極よりも 10K 高い。また、赤道下部成層圏 (図 1.3b) は気温の年々変動が小さく、季節変化も小さいが、2 月に気温が最も低い。

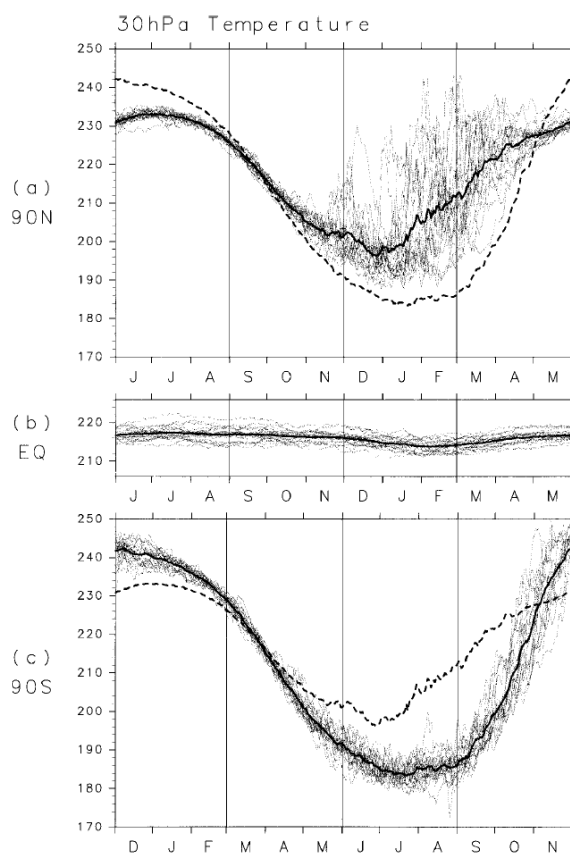


図 1.3: 30hPa 面の (a) 北極、(b) 赤道、(c) 南極の帯状平均気温の季節変化。1979-1997 年のデータを用いている。季節を比較するため、南極の月を半年ずらしている。点線は、もう一方の極の 19 年の気温の平均を半年ずらしている。Yoden et al. (2002) より引用。

次に、図 1.3 の両極の月平均気温を図 1.4 で表す。気温の標準偏差は南極で 9、10 月 (図 1.4a)、北極で 1~3 月 (図 1.4b) で大きい。しかし、データ長が 19 年しかないため、冬季の気温の頻度分布に歪みが見え、ここでデータ長が 46 年ある図 1.4c だと、冬季の頻度分布に歪みが見える。

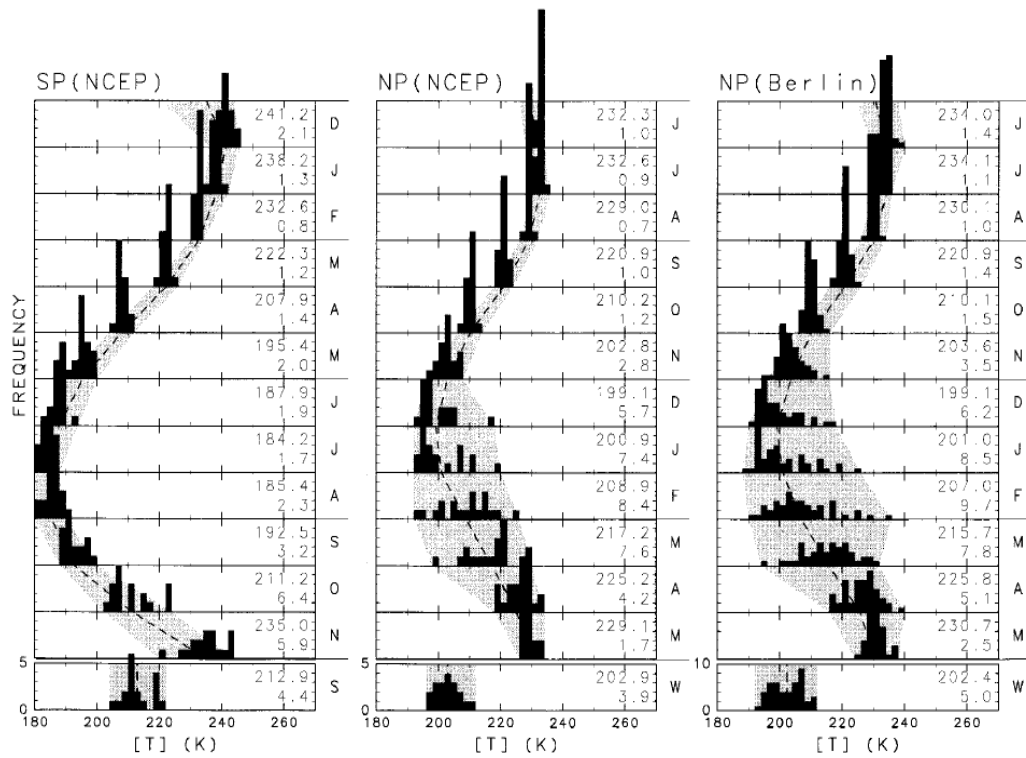


図 1.4: 30hPa 面の (a)NCEP 再解析データの南極、(b)NCEP 再解析データの北極、(c) ベルリン自由大学によりコンパイルされた 1955 年から 2000 年までのデータの北極の帯状平均気温のヒストグラム。Yoden et al. (2002) より引用。

### 1.3 極端な気象

極端な気象現象とは、起こる頻度が少なく値が平年値から大きくはずれている現象であり、変動の頻度分布の裾野に相当する現象である(西澤, 2005)。極端な気象の頻度や程度がどのように変化するのか、またこれからどのように変化するのか、ということを知ることは人間社会にとっても重要な問題である(西澤, 2005)。極端な気象は近年、強い関心を集めてきている。

気温の分布は正規分布に従っているとすると、正規分布は平均、標準偏差により変化する。例えば、平均気温が上昇すると、極端な高温がより多く出現し、極端な低温が減少する(図 1.5a)。また、気温の変動が大きくなると、極端な低温、高温とも出現しやすくなる(図 1.5b)。そして、平均気温が上がり、気温の変動が大きくなると、極端な高温が多く出現し、極端な低温も出現する(図 1.5c)。

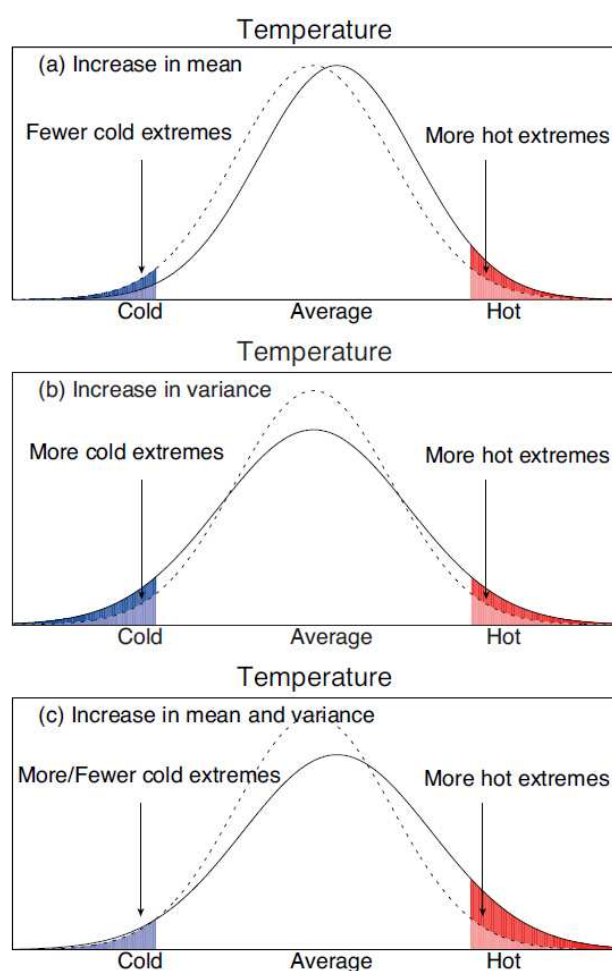


図 1.5: 気温の正規分布の (a) 平均が上昇した時、(b) 標準偏差が大きくなった時、(c) 平均と標準偏差がともに大きくなった時の極端な気温の変化を示した概略図。Stocker et al.(2013a) より引用。



## 1.4 極夜ジェット振動

極夜ジェット振動 (Polar night jet oscillation, 以後 PJO) は、成層圏-対流圏結合系における冬季の卓越変動で、変動周期は数ヶ月にも及び、南北両半球に存在し、対流圏へと下降する特徴がある (黒田・向川, 2013)。

図 1.6 は両極の極点の温度偏差を表している。これを見ると北極冬季では正偏差、負偏差が交互に下降しているが、各年で下降する月が異なる。一方で、南極では年に一度、温度偏差が成層圏から対流圏へ下降し、対流圏には 11 月に下りてくる。つまり、北極では 3~5ヶ月周期で冬季中に準周期的な形で起きているのに対し、南極では年々変動のスケールで起きている。対流圏から成層圏へ伝搬するプラネタリー波と平均東西風との波平均流相互作用により、PJO に伴う成層圏の変動が対流圏へと下降すると考えられている (黒田, 2012)。このプラネタリー波の鉛直伝搬の強まり・弱まりが PJO といった極渦の変動をもたらしていると考えられる (櫻井, 2012)。

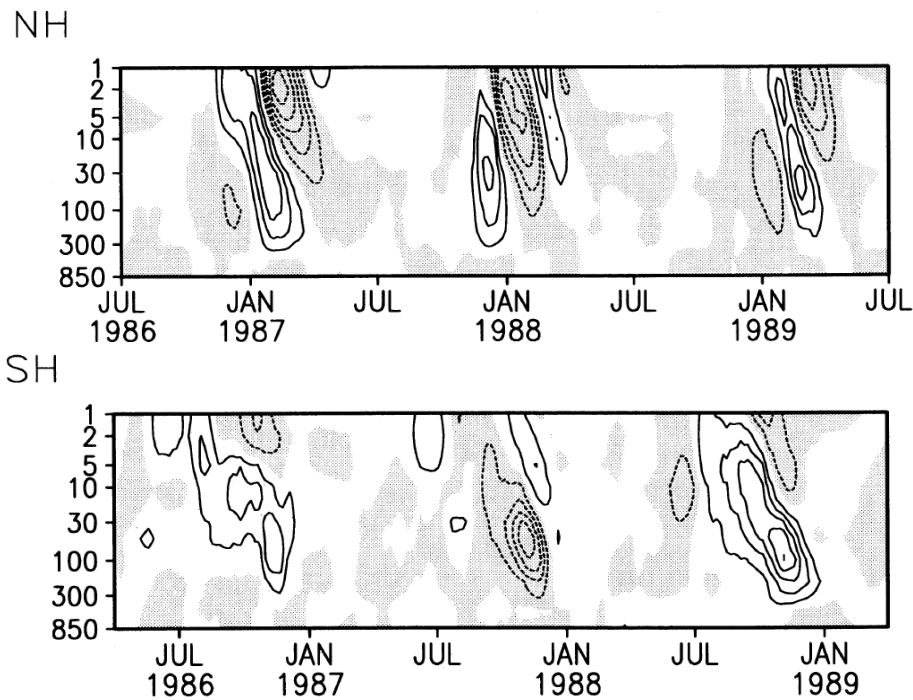


図 1.6: 1986 年 7 月から 1989 年 7 月までの 30 日移動平均した北半球極点温度偏差 (上図) と 1986 年から 1989 年までの 30 日移動平均した南半球極点温度偏差 (下図)。Kuroda and Kodera(2001) より引用。

## 1.5 3次元全球平均力学モデルを用いた季節内変動実験

3次元全球力学モデルを用いて、EOF解析を行った先行研究の一例として、本節では Kohma et al. (2010) について紹介する。

Kohma et al. (2010) は、まず 14000 年日平均データの北極域の気温を EOF 解析している。EOF 解析をする前に 14000 年日平均データからその時期の 14000 年の 15 日移動平均を引いている。また、北極域は北緯 60 度以上を平均し、925hPa~0.1hPa 面を EOF 解析に用いている。

図 1.7 は 14000 年の日平均データを EOF 解析した第一モード、第二モードの高度分布である。10hPa 面では EOF1 が負に大きくなり、寄与率はそれぞれ 75.2%、20.1% になる。

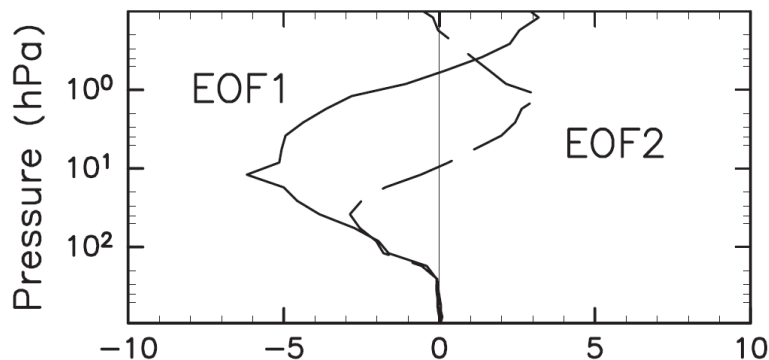


図 1.7: 925hPa から 0.1hPa までの北極域気温を EOF 解析したときの EOF1, EOF2 の高度分布。Kohma et al. (2010) より引用。

図 1.8 は全 PJO イベントの (PC1, PC2) の各年の振幅が最大になる時期の分布を表している。ここで今回は PJO イベントを、継続して (PC1, PC2) 平面での振幅が 2 以上なもの、振幅の最大が 3 以上になるものとする。その結果、10647 個のイベントが PJO イベントとなる。図 1.9 は PC1 軸と点 (PC1, PC2) のなす角度の頻度分布で、今回はこの結果をもとに、4 つに PJO イベントを分類している。その結果、warm イベントが 4970、3488 個だったのに対し、cold イベントは 820、1369 個になる。図 1.10、図 1.11 で、パターンごとの気温偏差を見る。warm1 では成層圏突然昇温が顕著で、warm2、cold2 ではキー日より前の高温 (低温) が下降する。cold1 は、キー日の低温が月とともに下降している。

Kohma et al. (2010) は、日平均データを EOF 解析し、(PC1, PC2) 平面での振幅が継続して大きいものを抽出しそれを類型分けしている。そして、その後に類型分けされたイベントと成層圏突然昇温・極渦強化・北極振動との関係について調べている。一方で本研究では、月平均データを EOF 解析し、月毎に、(PC1, PC2) 平面の分布を求めて各月で振幅の大きい上位 10% を抽出し、それを類型分けする。

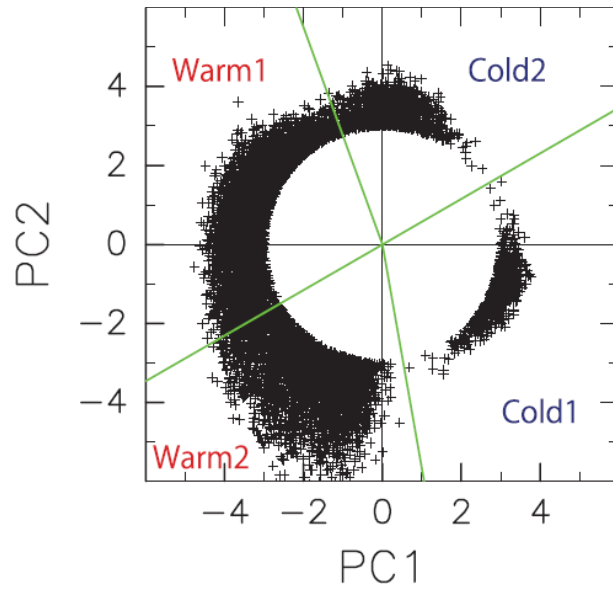


図 1.8: 振幅が最も大きい時期の (PC1, PC2) 平面内での分布。一ヶ月以上 (PC1, PC2) 平面の振幅が 2 以上になり最大が 3 以上になるものを PJO イベントとみなす。4 本の線は PC1 正軸と 30, 110, 210, 280 度でなす線である。Kohma et al. (2010) より引用。

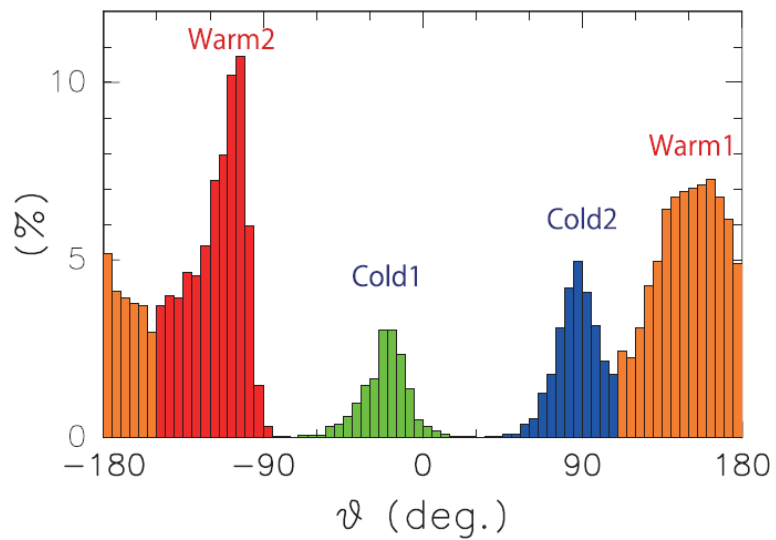


図 1.9: (PC1, PC2) 平面を角度で表した時の頻度分布である。Kohma et al. (2010) より引用。

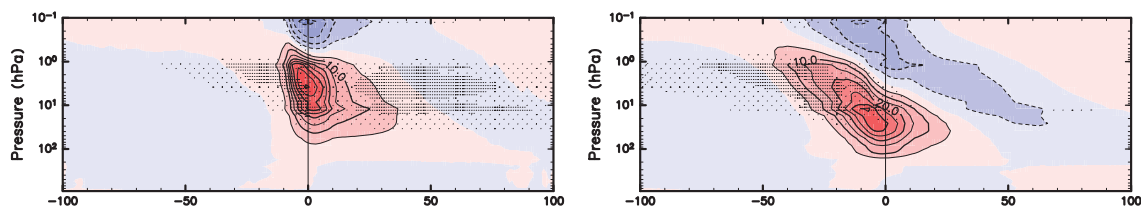


図 1.10: 高温パターンのコンポジット結果。左が warm1、右が warm2。Kohma et al. (2010) より一部抜粋。

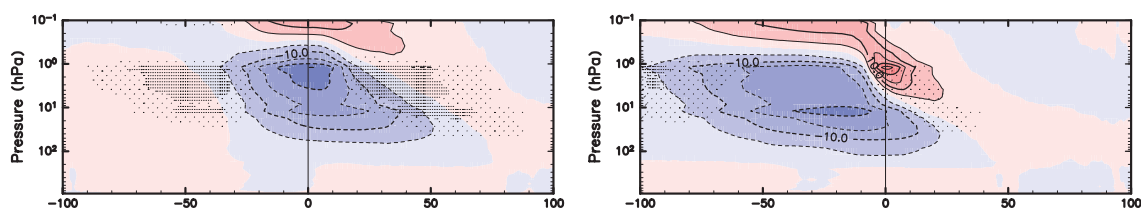


図 1.11: 低温パターンのコンポジット結果。左が cold1、右が cold2。Kohma et al. (2010) より一部抜粋。

## 1.6 目的

これまで見てきたように、近年、地上平均気温が世界的に上昇しており、中でも北極域で最も上昇すると予想されている。温室効果ガスである二酸化炭素の大気中濃度は、人間活動により近年増加している。Stocker et al. (2013b) によれば「温室効果ガスの増加と成層圏オゾン破壊は、1961 年以降の対流圏の温暖化という検出可能な観測された分布と、それに対応する下部成層圏の寒冷化をもたらした可能性が非常に高い」(p.15) とある。そこで本研究では成層圏気温に着目する。下部成層圏での気温の季節変化は両極で大きく、気温の年々のばらつきは冬から春にかけて特に北極で大きい。また、両極では冬から春にかけて PJO に伴い温度偏差が成層圏から対流圏に下降している。本研究では、IPCC 第五次評価報告書の基礎になった第五期結合モデル相互比較計画 (Coupled Model Intercomparison Project Phase5, 以後 CMIP5) の実験データに着目する。そのうち、過去・現在再現実験と未来予測実験で気温の分布や季節推移はどのくらい異なっているかを調べることを目的とする。さらに、CMIP5 の 7 研究機関の気候モデルで気温の分布や季節推移はどのくらい異なっているかを調べる。なお、過去再現実験として、Last Glacial Maximum(LGM) 実験と Mid-Holocene(MH)、現在再現実験として Pre-Industrial control(PI) 実験、未来予測実験として abrupt4XCO2(4XCO2) 実験を用いる。

第二章では、気象研気候モデル、PI 実験で月平均、帯状平均気温のデータ解析を行い、冬季北極域の気温の分布や推移の特徴について調べる。第三章では、CMIP5 の 7 研究機関、4 実験の気候モデルデータを用いて、第二章の手順に沿って、冬季北極域の気温の分布や推移の特徴が実験やモデルによりどのように違うか調べる。第四章では、全体のまとめを述べる。

## 第2章 気象研究所気候モデル、Pre-Industrial control 実験での解析

本章では、データ長 500 年の気象研究所気候モデルの Pre-Industrial control 実験のデータを解析する。解析には月平均、帯状平均値を用いる。まずは月平均、帯状平均した 500 年データの気温の分布を調べる。次に北極域の月平均、帯状平均気温の EOF 解析を行い、月毎に成層圏で極端な高温 (低温) だった年をコンポジットしてその時間高度分布を調べる。そして、北極域気温の推移をクラスター分析で類型分けする。

### 2.1 使用したモデルと実験設定

本研究では図 2.1 で示したように、CMIP5 の気象研究所気候モデル (Meteorological Research Institute-Coupled General Circulation Model, 以後 MRI-CGCM3) の産業革命前コントロール実験 (Pre-Industrial Control, 以後 PI) を解析に使用した。データ長は 500 年であり (表 2.1 を参照)、今回は解析に 500 年用いた。PI 実験では、温室効果ガスは産業革命以前の値を使用しており、外部強制力は一定である。三章にも後述するが、このコントロール実験を「現在再現実験」とする。

MRI-CGCM3 は大気、海洋が結合したモデルである。MRI-CGCM3 の大気部分としては、全球大気モデル MRI-AGCM3 が用いられている。また、MRI-CGCM3 の海洋部分として、MRI.COM が用いられている。

表 2.1: MRI-CGCM3, PI 実験の主な設定

最低気圧 (hPa)	0.01
モデルの解像度	320×160×48
データ長 (年)	500

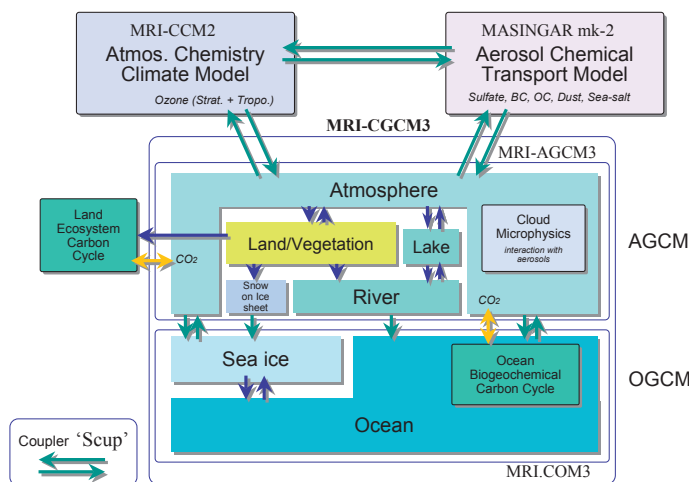


図 2.1: 気象研究所地球システムモデル第一版の構成図。ただし、MRI-CGCM3 モデルには大気化学気候モデル、陸地炭素循環モデルは含まれない。Yukimoto et al.(2011) より引用。

## 2.2 月平均、帯状平均気温の 500 年データの基本統計

本節では、500 年データの持つ特徴を調べる。最初に、500 年間の気温の緯度高度分布を調べ、次に最もばらつきが大きい緯度に着目し、気温の季節変化を調べた。そして、特定の高度で気温の頻度分布を描き、最後に極端上位 5 % (25 年) に着目し、それをコンポジット解析した。

### 2.2.1 500 年間の気温の緯度高度分布

図 2.2 は 500 年間で平均した気温の月毎の緯度高度分布を表している。両極域とも春から夏にかけて 1hPa 面で高温、冬季 100~10hPa 面で低温であり、季節変化が明瞭に現れた。また、南極域の冬季で現れる低温が北極域の低温と比べてより低温になった。そして、赤道付近の 100hPa 気圧面では、季節に関係なく低温になった。

次に、500 年間の気温の月毎の標準偏差を図 2.3 で表した。両極とも、冬極域で気温の標準偏差が大きく、北極域が南極域よりも標準偏差が大きかった。また、気温の標準偏差が最も大きくなる気圧面は月とともに下降する傾向にあった。北極域では標準偏差が最も大きいのが 2~3 月に対して、南極域では 9~11 月にかけてであり、北極域と南極域で季節が必ずしも半年ずれていると限らなかった。

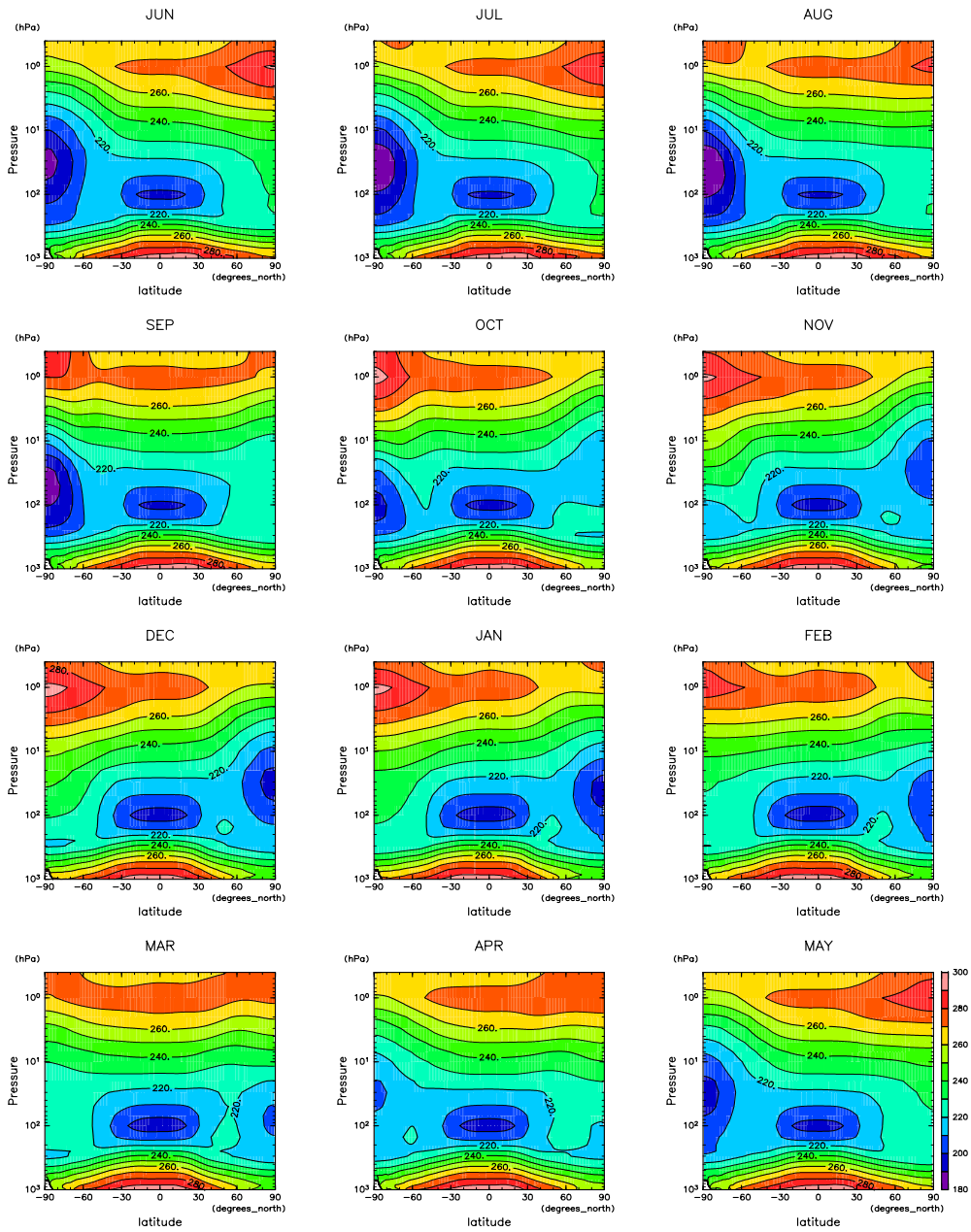


図 2.2: 500 年で平均した気温の月毎の緯度高度分布。コンター間隔は 10K。

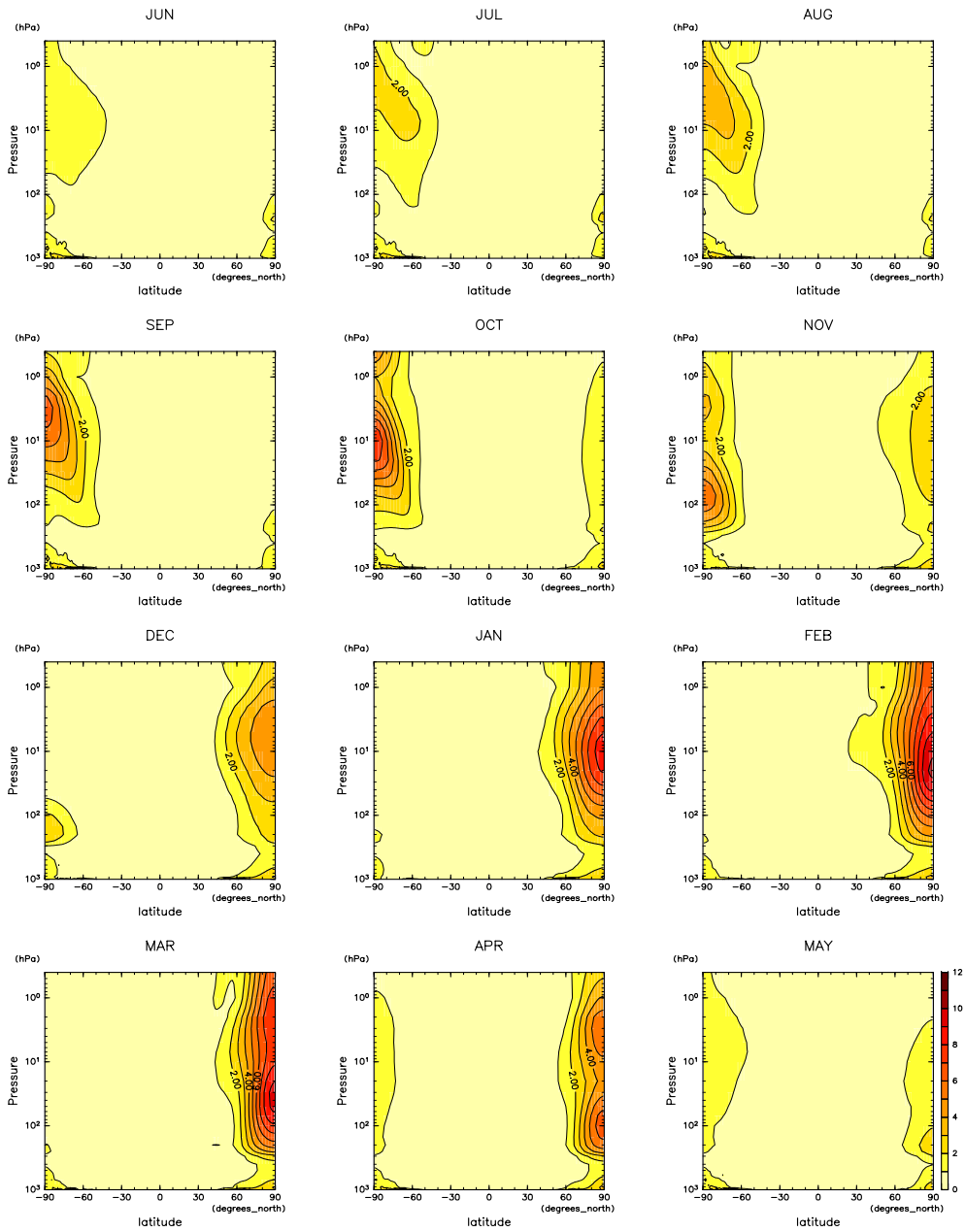


図 2.3: 500 年間の気温の標準偏差の月毎の緯度高度分布。コンター間隔は 1K。



## 2.2.2 500年間の気温の季節変化

図 2.3 より、両極域で 500 年の気温の標準偏差が大きかった。ここで今回は、10、100、700hPa 気圧面に着目し、それぞれの気圧面での気温の季節変化を考えた。図 2.4 は、両極域、各気圧面での気温の季節変化を表している。10hPa 面では北極域では、12 月から 3 月にかけて年々のばらつきが大きく、南極域では 10 月に年々のばらつきが大きかった。気温の標準偏差は月とともに下降する傾向にあり、100hPa 面では、北極域では 1 月から 4 月、南極域では 11 月にばらつきが大きかった。700hPa 面では、どの月でも両極域共に 5~10K 程度のばらつきが見られた。また、10、100hPa 面では北極域は南極域に比べて年々の気温のばらつきが大きく、特に 10hPa 面で大きかった。

次は 10hPa 気圧面に着目し 500 年データの頻度分布を求める。

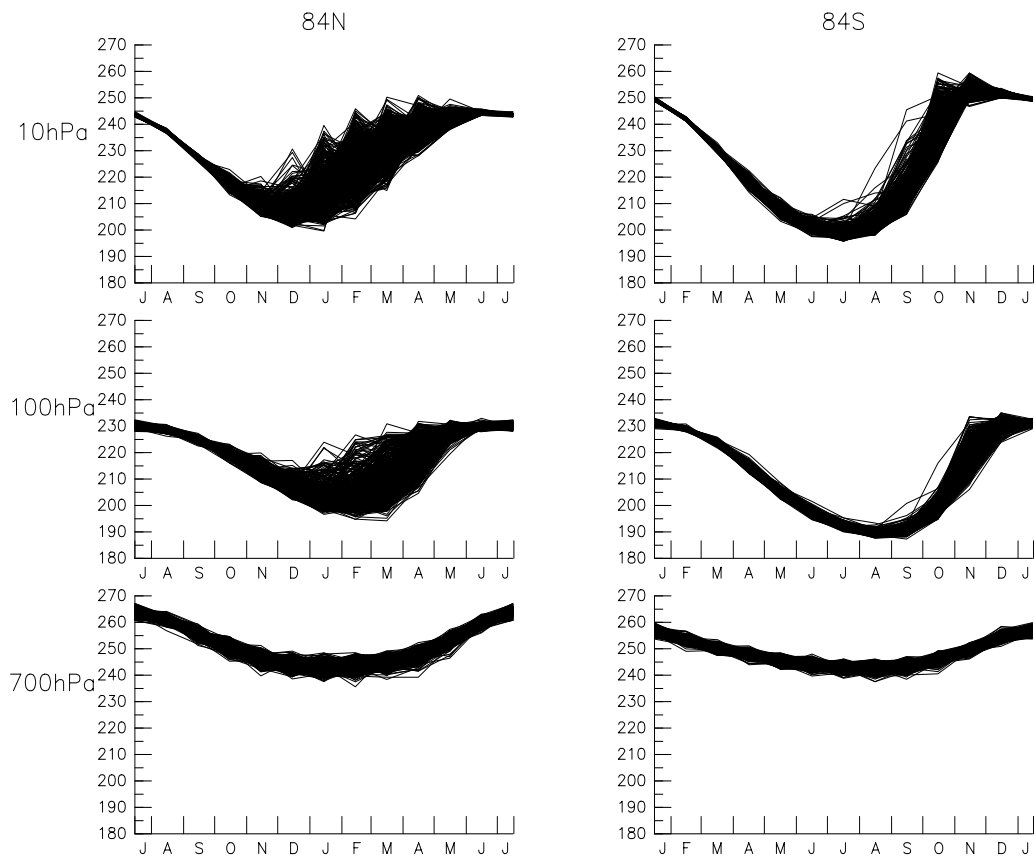


図 2.4: 各気圧面での 500 年間の気温の季節変化。左図は北緯 84 度、右図は南緯 84 度について、上から 10、100、700hPa 面について表したものである。

図 2.5 は、10hPa 気圧面、両極域における気温のヒストグラムを表している。平均気温は両極域共に冬で低く、夏で高い。

頻度分布は季節により大きく異なっていた。頻度分布は、夏から秋にかけては平均値付近に集中していたが、冬では平均気温から大きく離れた高温になることもあり、最頻値が平均気温より小さかった。標準偏差は、平均気温が最も低い冬ではなく、北極域では冬、南極域では春に大きかった。

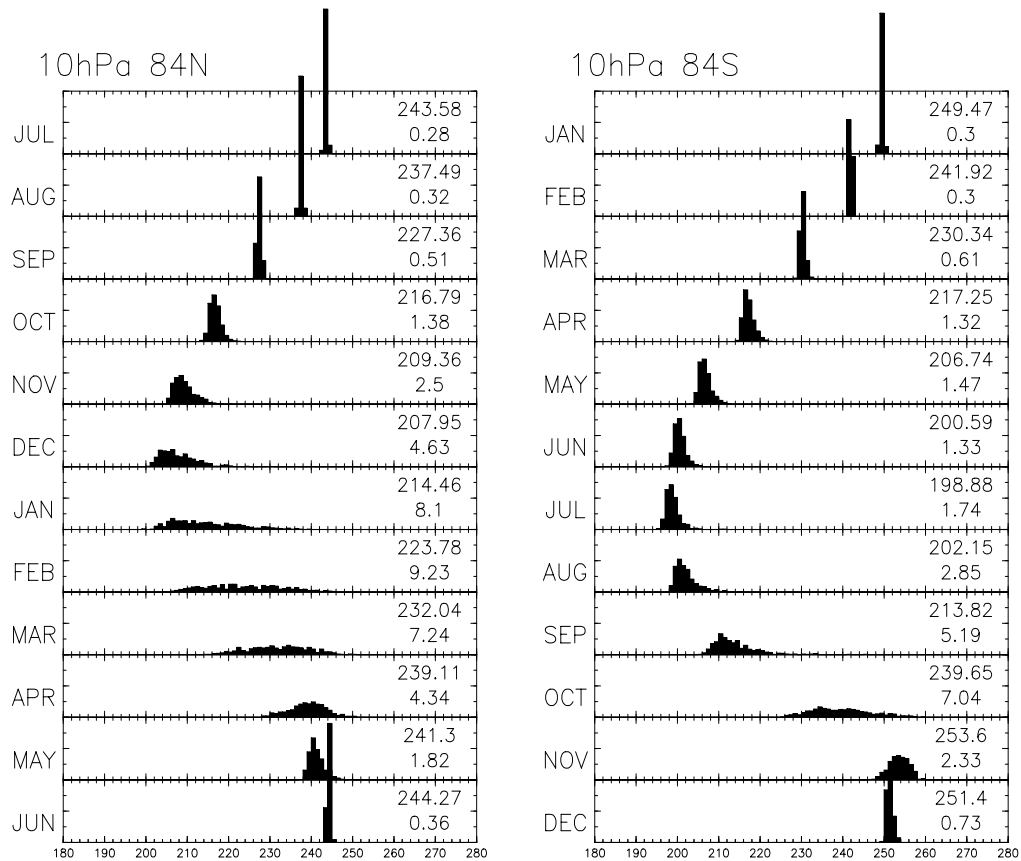


図 2.5: 10hPa 気圧面での 500 年間の気温のヒストグラム。左図は北緯 84 度、右図は南緯 84 度について表したものである。各月の右の数字は上から平均気温と標準偏差である。単位は K。

図 2.6 は、高度 10hPa、両極域における標準化した 500 年間の気温のヒストグラムである。気温の変動は夏季で正規分布に近いが、秋から冬にかけて正規分布から大きくずれていた。これは、冬季で平均気温よりも大きく離れた高温になるときがあり、最頻値が平均気温より小さいためであった。一方で最も標準偏差の大きい春先では、ばらつきそのものが大きくなり、歪度、尖度ともに小さかった。

ここで、気温の標準偏差が最も大きい北極域 2 月、南極域 10 月で高温 (低温) だった上位 5 % (25 年) をそれぞれ赤 (青) で塗りつぶし、この 25 年間の月毎の気温の変化を見た。これを見ると、両極域ともにその前後の月では比較的、高温 (低温) になることが多かったが、特定の月で高温 (低温) でも他の月では高温 (低温) とは限らないことがわかった。

ここで、今回はこの赤 (青) で塗りつぶした 25 年に着目し、そのコンポジット解析をして、高温 (低温) が月とともにどのように変化するかを見る。

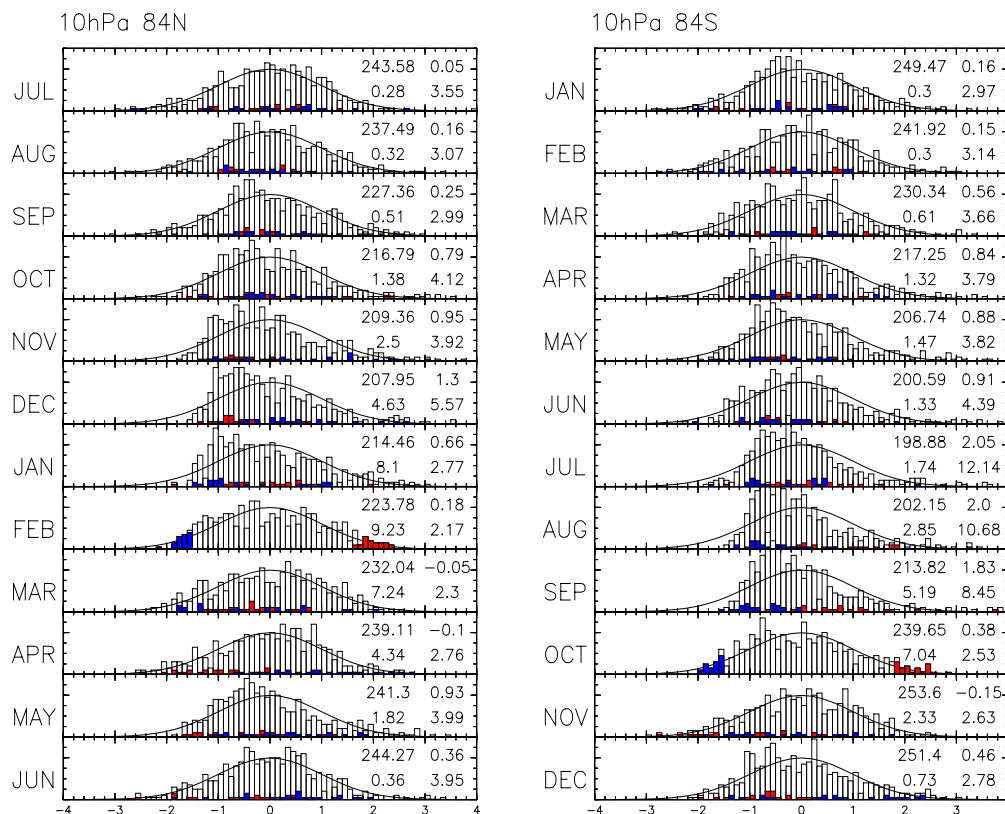


図 2.6: 10hPa 気圧面で標準化した 500 年間の気温のヒストグラム。左図は北緯 84 度、右図は南緯 84 度について表したものである。実線は正規分布を表している。各月の右の数字は左上から平均気温、歪度、標準偏差、尖度である。単位は K。北極 2 月、南極 10 月で高温、低温だった上位 5 % (25 年) をそれぞれ赤、青で塗りつぶしている。

### 2.2.3 極端上位5%コンポジットの気温の時間鉛直分布

前述の結果より、赤(青)で塗りつぶした25年間についてコンポジット解析を行った。今回は、特に気温の標準偏差が大きかった北極域に着目した。

図2.7は、北極域、2月、10hPaに着目したときの高温(低温)上位5%の平均気温と500年の平均気温の差をとったものである。これを見ると、2月では極端な高温(低温)になり平均気温との差は18.3K(15.6K)だった。双方ともに、その高温(低温)は3月にかけて下降した。また、2月に0.4hPa付近で見られていた低温(高温)も、10hPa付近の高温(低温)と同様に月とともに下降した。

次に、他の月にも着目し、同様の解析を行った。図2.8は、北極域、10hPaの各月に着目したときの高温上位5%(25年)の平均気温と500年の平均気温の差をとったものである。冬季に着目すると、高温がキ一月(着目した月)の成層圏で見られ、それが月とともに下降したが、夏、秋に着目するとキ一月の成層圏でも差は4Kにも満たなかった。また、11月や3月に着目したときはキ一月、成層圏で高温になったがそれは長続きせず、春に着目したときは、キ一月には高温傾向にあるが、100hPa付近の春先で極端な低温になった。つまり、極端な高温は、冬季に着目するとよく見られ、それは月とともに下降する傾向にあった。

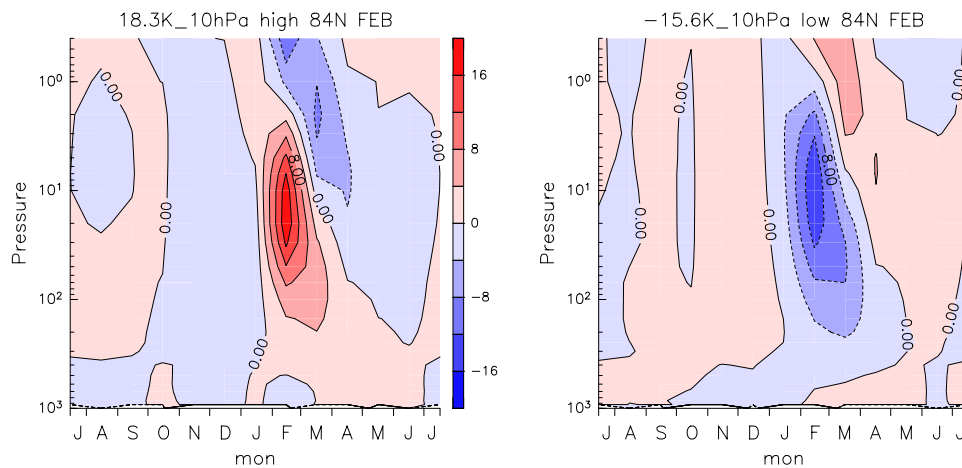


図 2.7: 北極域、2月、10hPaに着目した時の上位5%コンポジット平均気温と500年平均気温の差の時間鉛直分布。左は高温、右は低温について表したものである。コンター間隔は4K。

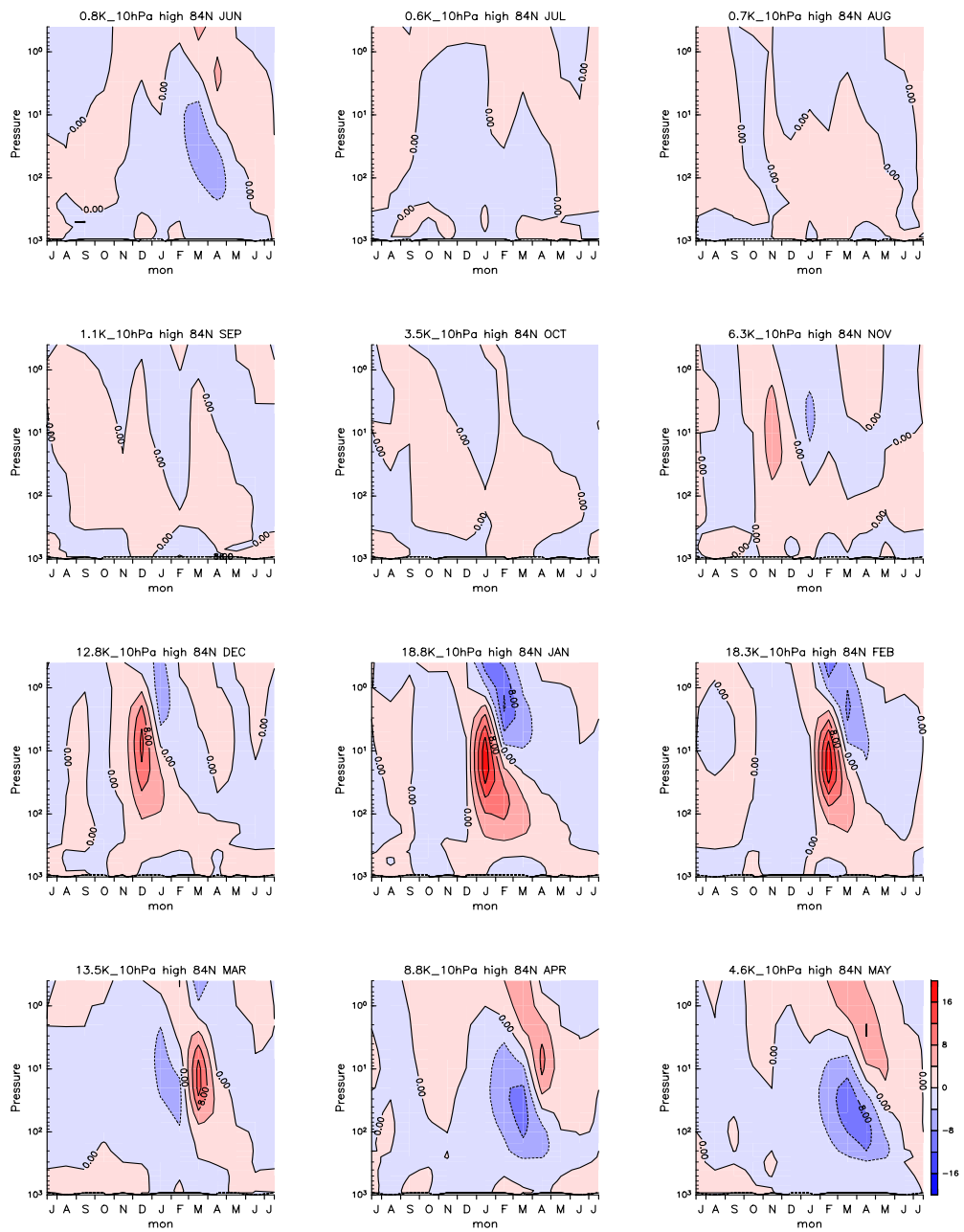


図 2.8: 北極域、10hPa、各月に着目した時の高温上位 5% コンポジット平均気温と 500 年平均気温の差の時間鉛直分布。コンター間隔は 4K。

## 2.3 500年データの北極冬季の月平均、帯状平均気温の EOF 解析

前節より、北極域成層圏で冬季に極端な高温になると、それが月とともに下降する傾向にあった。今度は、この500年データの持つこの特徴を理解しやすくするため、EOF解析を行う。この手法により、多数のデータから、モードと呼ばれる少数個の時間関数、空間関数を抽出する。Kohma et al. (2010)では、日平均データを EOF 解析し、(PC1, PC2) 平面での振幅が継続して大きいものを抽出しそれを類型分けしていたが、本研究では、月平均、帯状平均気温を 23 レベル (1000~0.4hPa)、6000ヶ月 (500年×12ヶ月) で EOF 解析し、第一、二モードの空間関数 (EOF1, EOF2) の高度分布を記述し、時間関数 (PC1, PC2) の月毎の分布を求める。そして、その結果を用いて、特定の月でばらつき大きい上位 10% (50年) に着目し、PC1 が負になる場合でコンポジット解析を行う。EOF 解析についての詳細は補足 A.1 節を参照されたい。

図 2.9 は、北極域気温の EOF1、EOF2 の高度分布である。EOF1、EOF2 とも対流圏では振幅が小さいが、EOF1 では 20hPa 面で負に大きく、2hPa 面付近で再び節になった。一方で EOF2 では、100hPa 面で腹になったが、EOF1 がピークになる 20hPa 面で再び節になり、EOF1 が節になる 2hPa 付近で再び腹になった。つまり、EOF1 の符号で下部成層圏が高温か低温であるかがおよそ推測できた。

また、第一モードの寄与率で 50.8%、第二モードを合わせると 85% を超えた。このため、第一、第二モードで 500 年データをおよそ説明できるとみなし、今回の解析には第一、第二モードのみを用いた。

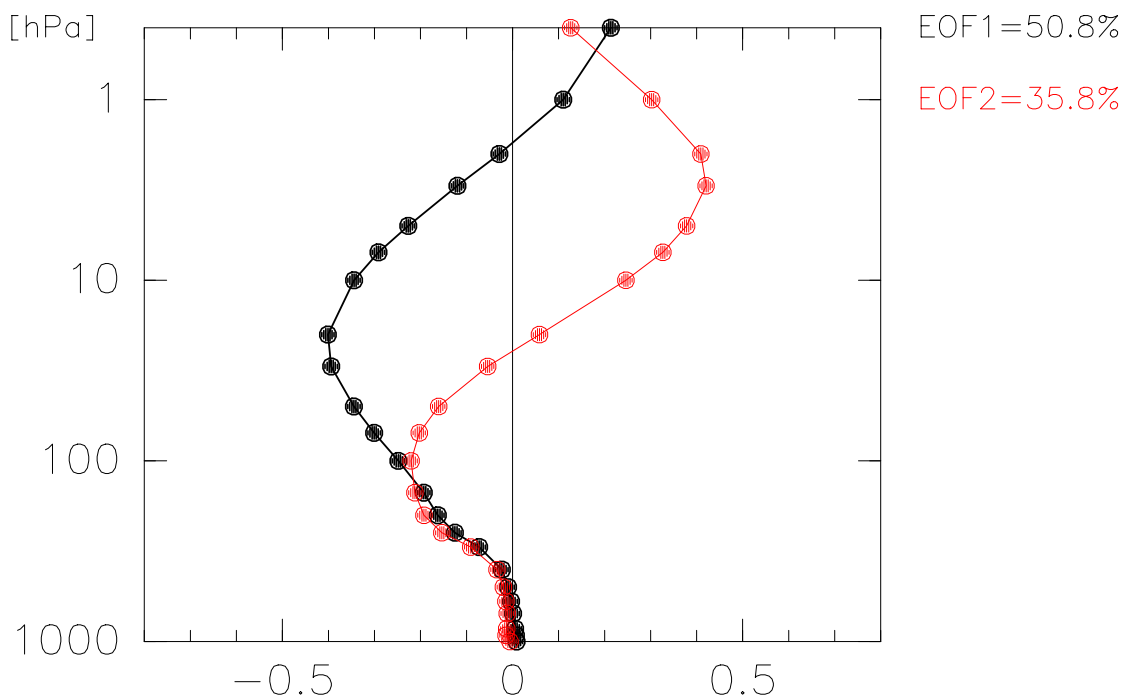


図 2.9: 気温の EOF1、EOF2 の高度分布。黒線は第一モード、赤線は第二モードの高度分布を表している。右の数字は上から EOF 第一モード、第二モードの寄与率を表している。

次に、時間関数第一モード、第二モードに着目し、その月毎の変化を考えた。図 2.10 は (PC1, PC2) の 500 年間の月毎の分布を表している。夏季では原点に集中していたが、冬季ではばらつきが大きかった。また、秋から冬にかけては赤い点の多くが PC1 が負になるところに集中した。さらに、赤い点の位置が、冬季の間では月とともに動いていた。

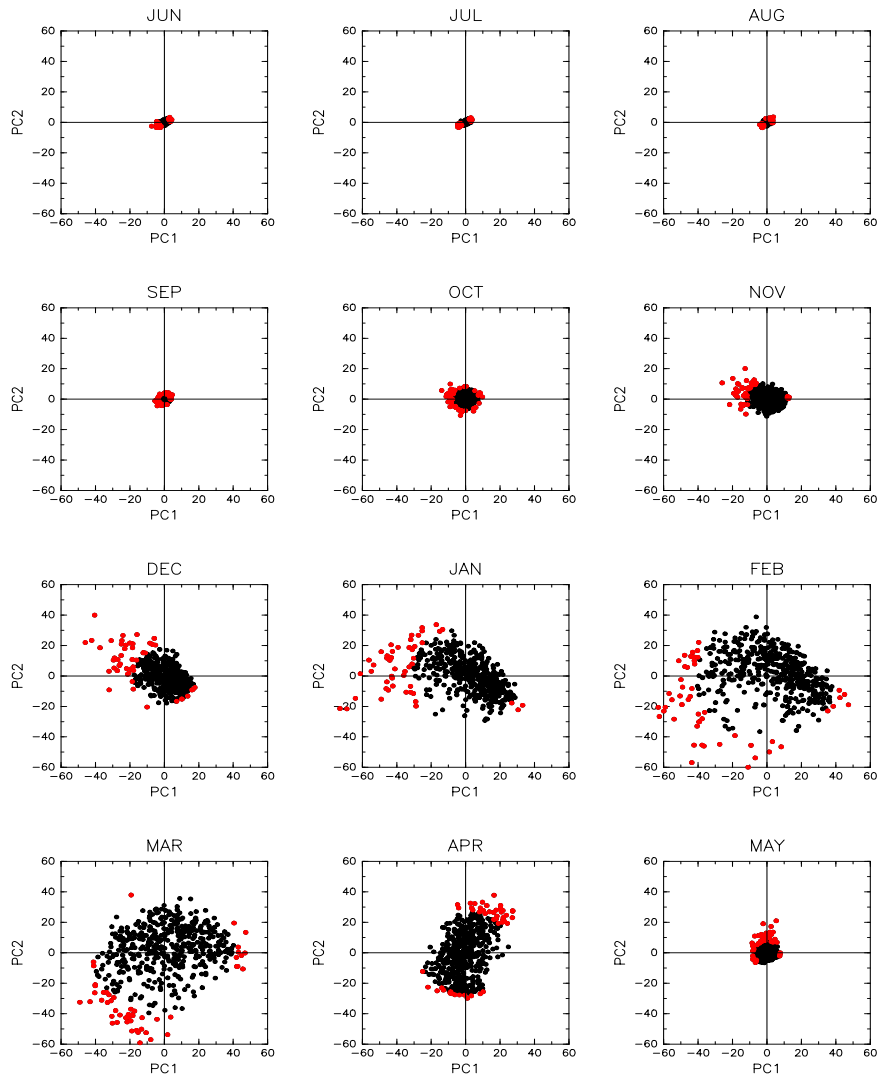


図 2.10: (PC1,PC2) 平面内の 500 年分の分布。赤い点は振幅の大きい上位 10% (50 年) を表している。

次に、各月の赤い点に着目し、その点と原点を結んだ直線と、PC1 軸でなす角をとり、その角度で頻度分布を描いた。

図 2.11 の右の数字は、振幅が大きい上位 50 番目の点と原点の距離を表している。この数字が大きく、図 2.10 で振幅の大きい冬季では、おおむね 90 度から 270 度の間に山があった。しかし、最頻値は 12 月では 150 度になるが、1 月と 2 月では 180 度前後、3 月では 240 度付近になり、季節により山がずれていた。

本研究では、90 度と 270 度を境界として PC1 の正負で極端 50 年を分類した。

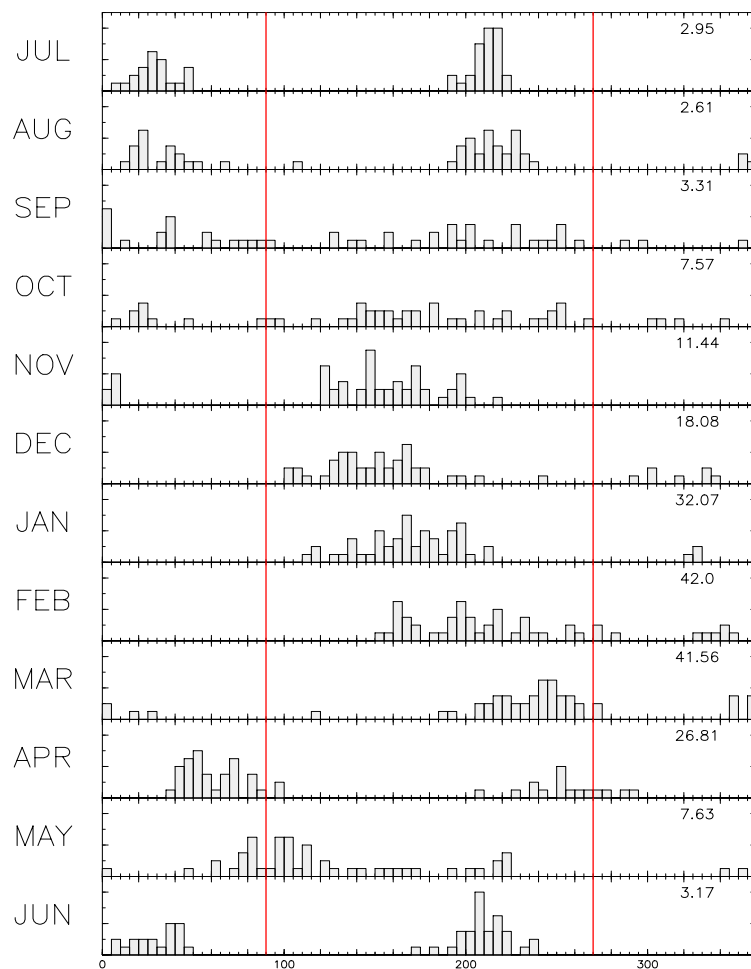


図 2.11: 北極域、極端 50 年間の月毎の頻度分布。横軸は赤い点と原点を結んだ直線と、PC1 軸 (正) でなす角度である。右の数字は振幅の大きい上位 50 番目の点 (PC1, PC2) と原点との間の距離を表している。赤い線は 90 度と 270 度。



図 2.12 は各月に着目し、(PC1, PC2) 平面で振幅が大きく、PC1 が負になる年をコンポジットしたものである。

図 2.8 と同様、冬季に着目したときは、キ一月で高温が目立ちそれが下降した。一方で夏季に着目したときでは、キ一月でも高温が目立たなかった。

また、高温が出現する年数の割合は、秋から冬にかけて大きく、4月で一時的に小さくなった。秋から冬にかけては成層圏で、高温が低温に比べて出現数が多かった。さらに、初冬に着目すると、その月から次の月にかけて高温が続いたが、3月に着目したときは、2月の高温が下降し、その影響を受けていた。これは、およそ図 2.8 で見られた特徴であり、EOF 第一モードと第二モードだけで、500年データの極端の特徴を確認できた。

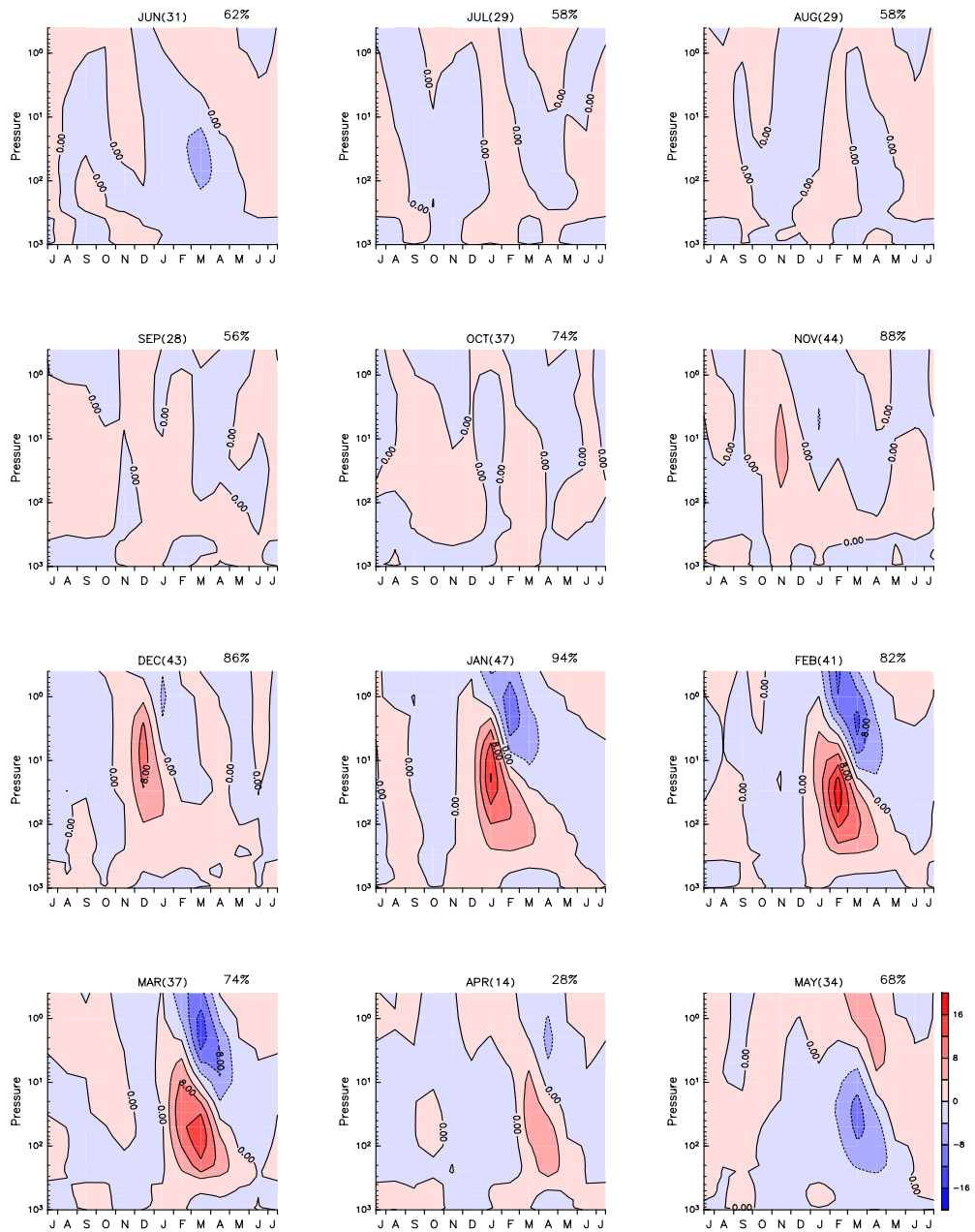


図 2.12: 各月で振幅が大きい上位 10% のうち PC1 が負に大きい年の気温のコンポジット。括弧内の数字は 50 年のうちで高温が出現する年数、右上横の数字は、50 年のうち高温が出現する年数の割合である。コンター間隔は 4K。

## 2.4 500年データの北極冬季の月平均、帯状平均気温のクラスター分析

前節では、EOF 第一、第二モードのみで月平均、帯状平均データをおよそ説明できるとみなすことができた。そして、特定の月で極端だった年の気温の時間鉛直分布を見た。その結果、冬季に着目したときでは数ヶ月にもわたる変動が見られた。次に、冬季の気温の推移を見るため、クラスター分析で北極域冬季 (12~4月) の気温を分類する。

伊藤・見延 (2010) によると、「クラスター分析 (cluster analysis) とは、特定のアルゴリズムによって、データのなかの「似ているもの」を集めて、いくつかのかたまり (cluster) に分類する解析方法である」(p.183) という。各月の気温の推移は (5ヶ月 × 2次元 (PC1, PC2)) の 10次元ベクトルで表した。

そして、複数の個数からなるクラスターは ward 法を用いて形成した。クラスター分析、ward 法についての詳細は補足 A.2 節を参照されたい。

クラスターの結合過程を示すため、冬季の気温の季節推移をクラスター分析したときの樹形図 (図 2.13) を書いた。図 2.14 はクラスター数とクラスター間の距離の関係を表している。横軸の長さは、図 2.13 のクラスター数が特定数になるまでの長さとして一致しており、その増加分を線で表した。今回は図 2.14 の縦軸の線が最も長くなる場所をクラスターの数にする。ただし、クラスター数は 3つ以上にする。その結果、クラスター数が 3 の時に線が最も長くなり、今回はクラスター数を 3つにして、北極域冬季の気温を類型分けした。

図 2.15 は冬季の極域気温を 3つに類型分けした時の時間高度分布である。この図を見ると、高温偏差が下降するクラスター (クラスター 1)、3月で高温なクラスター (クラスター 2)、低温偏差が下降するクラスター (クラスター 3) が現れた。

構成数の割合はおおむね 1対3対2の割合になったが、成層圏で高温になったもの (クラスター 1 とクラスター 2) は全体の半分以上を占めており、冬季で高温になるものが、低温になるものに比べて多く出現した。

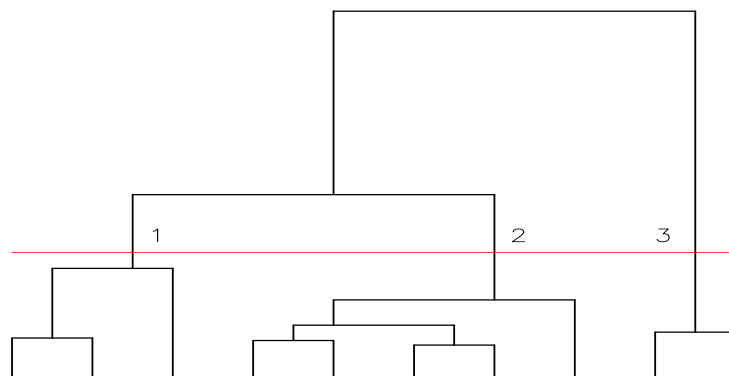


図 2.13: 冬季の気温の季節推移の樹形図。縦軸はクラスター間の距離で、それは二つのクラスターが結合するときの、平方和の増加分を表している。

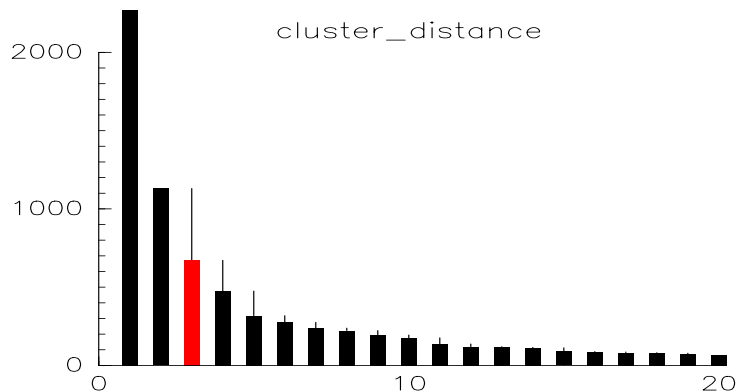


図 2.14: クラスタ数とクラスタ間の距離。縦軸はクラスタ間の距離で、横軸はクラスタ数を表している。黒線はクラスタ数を一つ減らすと増加するクラスタ間の距離である。ただし、クラスタ数は3つ以上にするため、黒線はクラスタ数2の線上には引いていない。赤い棒はクラスタ数3のときのクラスタ間の距離である。

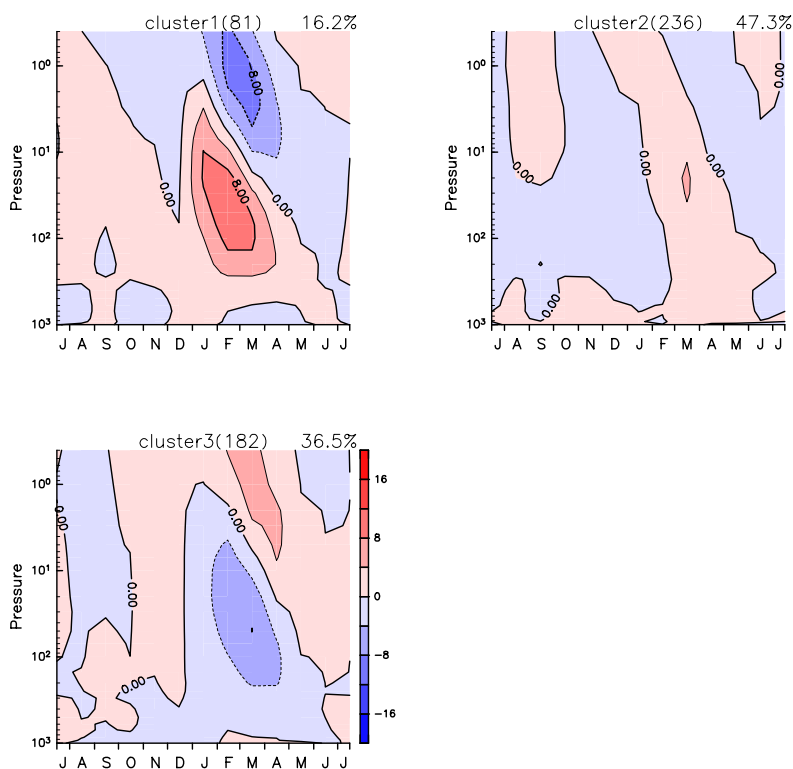


図 2.15: クラスタ数が3のときの気温の時間高度分布。括弧内の数字は各クラスタに分類される、冬季の気温推移の年数である。コンター間隔は4K。

## 2.5 各クラスターが出現する年々の間隔

次に前節の各クラスターがどのくらいの頻度で出現するか、出現間隔に規則性があるか調べた。まずは、各クラスター出現年と出現間隔、出現間隔の頻度分布を示した (図 2.16)。上図を見ると、各クラスターともに平均を大きく上回る間隔になることもあり、出現間隔にはムラがあった。そして、下図を見ると、各クラスターともに毎年もしくは隔年で出現することが多く、頻度分布の最頻値は2年以内だった。しかし、極端に間隔が空くときもあり、裾が正に大きく伸び、平均値は最頻値より大きかった。クラスター1では、最大で27年出現間隔があり、高温偏差がなかなか出現しなかった時期があった。またほぼ2年に1回出現しているクラスター2でも10年間隔が空く時があり、低温偏差も15年出現しなかった時もあった。

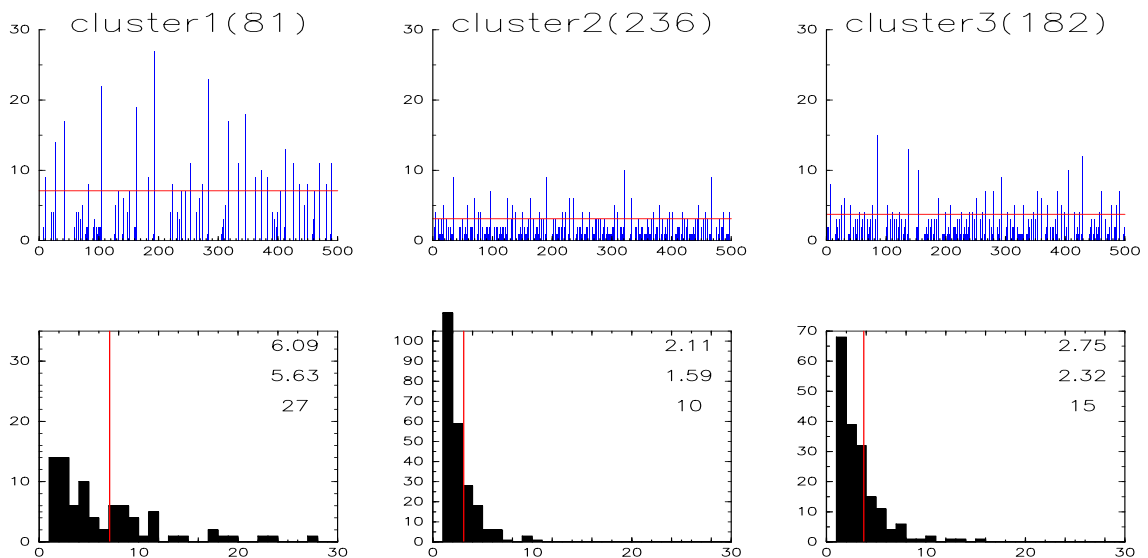


図 2.16: クラスター数が3のときの各クラスターの出現間隔。上図は横軸は各クラスターが出現する年、縦軸は次にそのクラスターが出現するまでの間隔年を表している。また、下図は出現間隔の頻度分布を表している。下図右上の数字は、上から間隔の平均、標準偏差、間隔の最大値を表している。単位は年である。また、赤線は出現間隔の平均である。

## 2.6 本章の考察

2.2節では、気温のばらつきが冬季北極域成層圏で最もばらつきが大きいと示した。冬季では成層圏突然昇温が起こる。この現象は南極域よりも北極域で起こりやすく、北極域、冬季では平均値より大きく離れた気温になることもある。このため、気温のばらつきが冬季北極域成層圏で最も大きい。また、南極では気温のばらつきが冬ではなく春に最も大きいと示した。成層圏の気温は、オゾンがなくなると低下する。オゾンホールは通常春に出現し、特に南極域で大きい。オゾンホールの面積は年々変動する。このため、南極域成層圏では春に気温のばらつきが大きいと考えられる。

2.3節では、EOF解析を共分散行列を用いて行った。EOF解析を相関行列でも行うこともでき、図2.17は、EOF1, EOF2の高度分布を表している。図2.17では、EOF1は1000hPa面と5hPa面で節、70~50hPa面付近で腹になったが、図2.9では対流圏と2hPa面で節、20hPa面付近で腹となり、お互い似た分布になったが、相関行列のEOF高度分布は下層にずれていた。EOF2は、図2.9とは異なり、対流圏下部で腹となった。寄与率は第二モードまであわせても70%に満たず、共分散行列を用いてEOF解析した場合に比べかなり低かった。この手法は、「着目したい現象が比較的振幅が小さいものの広く分布している場合に有効である」(伊藤・見延, 2010, p.161)という。本研究では月平均、帯状平均気温の高度分布に着目しており、さらに寄与率の高い、共分散行列でEOF解析を行う方が適切である。

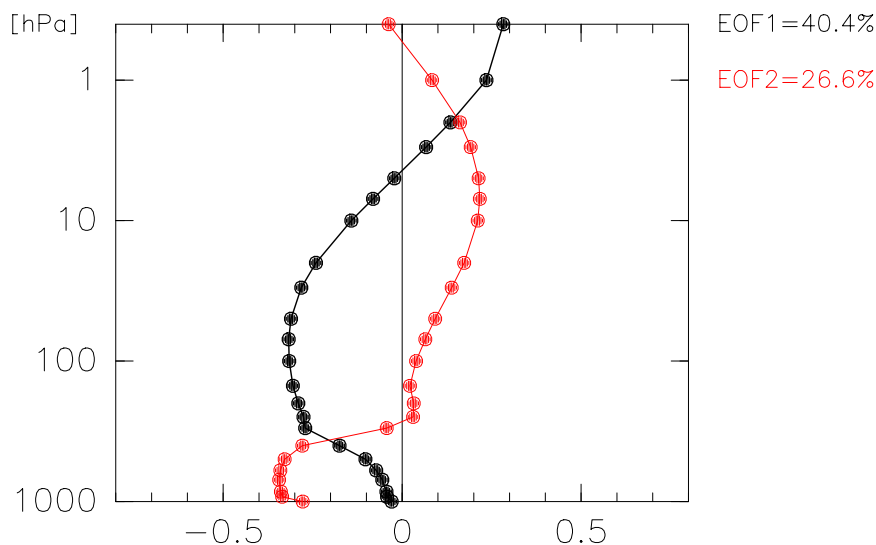


図 2.17: 気温の EOF1, EOF2 の高度分布。黒線は第一モード、赤線は第二モードの高度分布を表している。右の数字は上から EOF 第一モード, 第二モードの寄与率を表している。

図 2.18 は 12~4 月の成層圏北極域気温 (PC1) と海水温の相関を表している。これを見ると、全体的に相関は小さく、最大でも 0.1 程度だった。したがって、クラスターの出現頻度は海水温の変化に依存しないと考えられる。クラスターの出現頻度のばらつきの原因は何であるかは今後の課題としたい。

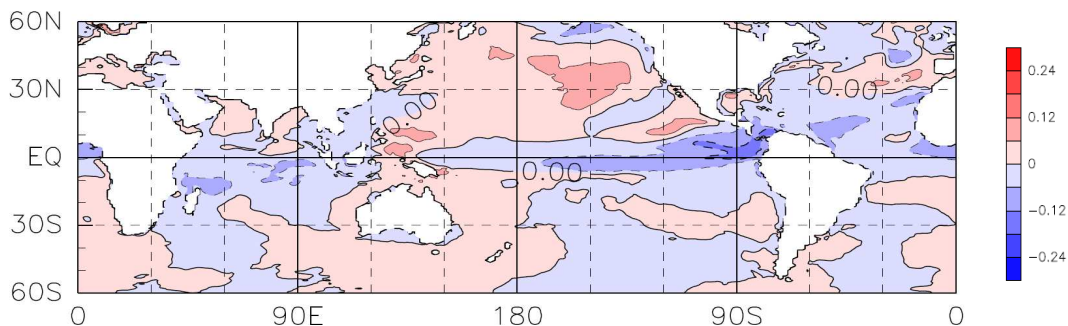


図 2.18: 12~4 月の海水温と成層圏気温 (PC1) の相関。横軸は経度、縦軸は緯度を表している。コンター間隔は 0.06。

## 2.7 本章のまとめ

本章では、500年データの持つ特徴を調べ、EOF解析し、冬季北極域気温を分類した。

第二節では、500年データの冬季北極域気温の特徴を調べた。北極域、冬季、成層圏で気温のばらつきが最も大きいことを確認した。そして、月毎に着目し極端上位5%をコンポジット解析すると、冬季に着目したときはキー月で高温が目立ち、それが月とともに下降した。

第三節では、500年データのEOF解析を行った。そして、極端上位10%でその中でも成層圏が高温になる年をコンポジットして月毎に時間高度分布を見ると概ね第二節と同じ結果が得られた。また、冬季では突然昇温の影響で、高温極端が低温極端よりも多く出現した。

第四節では、冬季の間の気温をクラスター分析で3つに分類した。結果、極端な高温、弱い高温、極端な低温が見られたものの3つが現れた。比率は概ね1:3:2であった。

第五節では、各クラスターがどのくらいの頻度で出現しているのかを調べた。どのクラスターも毎年もしくは隔年間隔で出現していたが、大幅に間隔が空くときもあり、間隔には規則性はないと思われた。北極冬季では極端な高温が目立ちそれが下降する傾向にあった。また、冬季の季節推移は大きく三つに分類され、極端な高温が約1/6の割合で出現した。

次は、モデル、実験設定を代えても同様の解析を行い、それぞれのモデルや実験による気温の違いについて述べる。また、それぞれのモデル、実験での冬季北極域の気温の季節推移の特徴について調べ、冬季北極域の気温推移を分類し、それが本節の結果とどのように異なるかを調べることを目的とする。

## 第3章 CMIP5の7モデル、4実験の解析

本章では、CMIP5の7研究機関の気候モデル、4実験のデータを解析に用いた。まずは、7全球モデルの実験毎の気温の分布を比較する。そして、4実験の気候モデルデータを用いて、第二章の手順に沿って冬季北極域の気温の分布や推移の特徴が実験やモデルによりどのように変わるか調べる。

### 3.1 使用したモデルと実験設定

今回はCMIP5にある、4つの実験設定の7研究機関の気候モデルデータを用いて、それぞれ比較を行う。CMIP5のデータはPCMDI(Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)によりweb上(<http://pcmdi9.llnl.gov/esgf-web-fe/>)に公開されている。なお、MRI-CGCM3、PI実験については2章でも記述したが、ここでも再掲する。

#### 3.1.1 使用したデータ

本章で解析に用いた全球モデルの気圧範囲と解像度、それぞれの実験でのデータ長を表3.1に示す。今回は4つの実験設定のデータがCMIP5に公開されている7研究機関のモデルを解析に用いた。この表は、モデル上端の高度が高い順番に並べている。なお実験設定については、3.1.2節で詳しく述べる。

表 3.1: 全球モデルの上端の気圧とモデルの解像度

モデル名	研究機関	モデル上端の気圧 (hPa)	モデルの解像度
MIROC-ESM	東大、国立環境研究所、海洋研究開発機構	0.0036	128×64×80
MPI-ESM-P	マックス・プランク研究室 (ドイツ)	0.01	196×98×47
MRI-CGCM3	気象庁気象研究所 (日本)	0.01	320×160×48
IPSL-CM5A-LR	ラプラス研究所 (フランス)	0.04	96×95×39
GISS-E2-R	ゴダード宇宙研究所 (アメリカ)	0.1	144×90×40
CCSM4	全米大気宇宙センター (アメリカ)	2.194067	288×192×26
CNRM-CM5	フランス気象研究所国立センター	10	256×128×31



表 3.2: 全球モデル、各実験設定のデータ長。

モデル名	LGM	MH	PI	4XCO2
MIROC-ESM	100	100	630	150
MPI-ESM-P	100	100	1156	150
MRI-CGCM3	100	100	500	150
IPSL-CM5A-LR	200	500	1000	260
GISS-E2-R	100	100	550	150
CCSM4	101	501	301	151
CNRM-CM5	200	200	850	150

### 3.1.2 使用した実験設定

本章の解析では、過去再現・現在再現実験と未来予測実験の気温を比較する。以下の4つの実験設定の結果を解析に用いた。4XCO2 実験以外は表 3.2 に記載されている年数、4XCO2 実験は、3.2.1 節で詳しく述べる通り、100 年間を解析に用いる。

表 3.3: 解析に使用した実験設定

	実験設定	略称
過去再現	last glacial maximum	LGM
過去再現	mid holocene	MH
現在再現	pre industrial control	PI
未来予測	abrupt4XCO2	4XCO2

表 3.4: 各実験設定の二酸化炭素、オゾンの量

実験設定		二酸化炭素 (ppm)	オゾンの量
LGM	最終氷期最大期 (21000 年前)	185	PI と同じ
MH	完新世中期 (6000 年前)	280	PI と同じ
PI	産業革命以前	285	
4XCO2	CO2 を急激に 4 倍	1140	PI と同じ

## 3.2 7モデル、4実験の月平均、帯状平均気温の比較

本節では7全球モデルの実験毎の気温の分布を比較する。まずは、モデル毎、実験毎で全球平均、時間平均をとり、気温の高度分布を調べる。次に、全モデルをアンサンブル平均して4実験の気温の緯度高度分布の違いを調べる。そして、モデル毎、実験毎に各気圧面で月平均、帯状平均気温の季節変化を比較し、それを全モデルアンサンブル平均し実験毎の違いを調べる。

### 3.2.1 全球平均気温のモデル毎、実験毎の比較

Andrews et al. (2011) は、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験における5モデル(本研究とは CNRM-CM5 以外は異なる)での全球平均した地表の年平均気温の変化を示している(図 3.1)。4XCO<sub>2</sub> 実験はどのモデルでも最初の数年で気温が急激に上昇し、その後も上昇傾向にあり、一定の気候とみなすことができない。一方で PI 実験では、気温の変化が小さい。

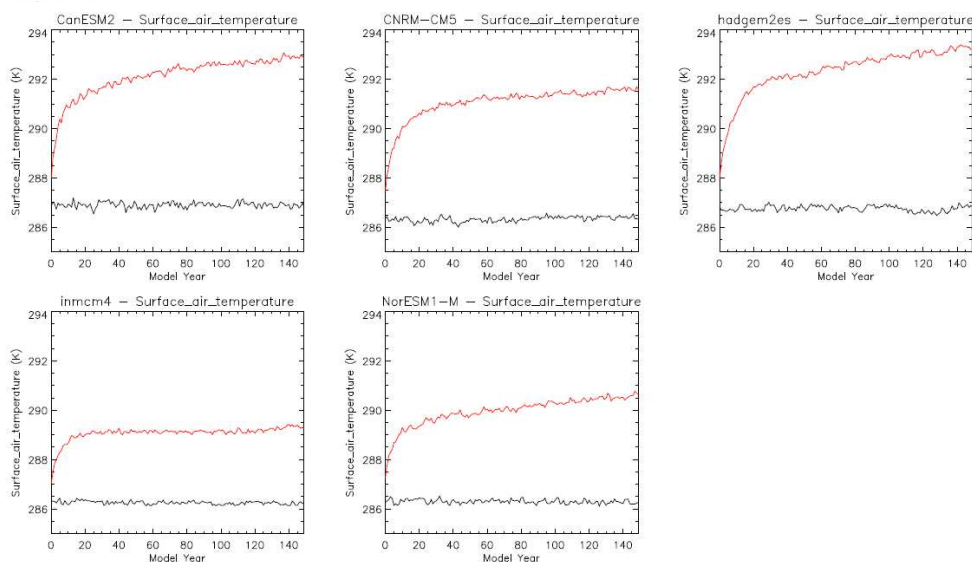


図 3.1: 次の図は、PI 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験の5モデル(左上から CanESM2, CNRM-CM5, hadgem2es, inmcm4, NorESM1-M)での全球平均した地表の気温の年平均値の変化を表している。横軸は最初の年からの経過年である。縦軸は、気温 [K]。黒線は PI 実験の結果、赤線は 4XCO<sub>2</sub> 実験の結果。Andrews et al. (2011) より引用。

図 3.1 に倣って、本研究で解析する 7 モデルについて改めて、PI 実験と 4XCO<sub>2</sub> 実験での気温の全球平均の年々の変化を示す (図 3.2)。4XCO<sub>2</sub> 実験では GISS-E2-R モデルを除く 6 実験で、最初の数十年で気温は急激に上昇し、その後も上昇し続けた。このため、本研究では 51 年目から 150 年目までの 100 年間で解析に用いた。一方で、PI 実験では、気温の変化は小さかった。

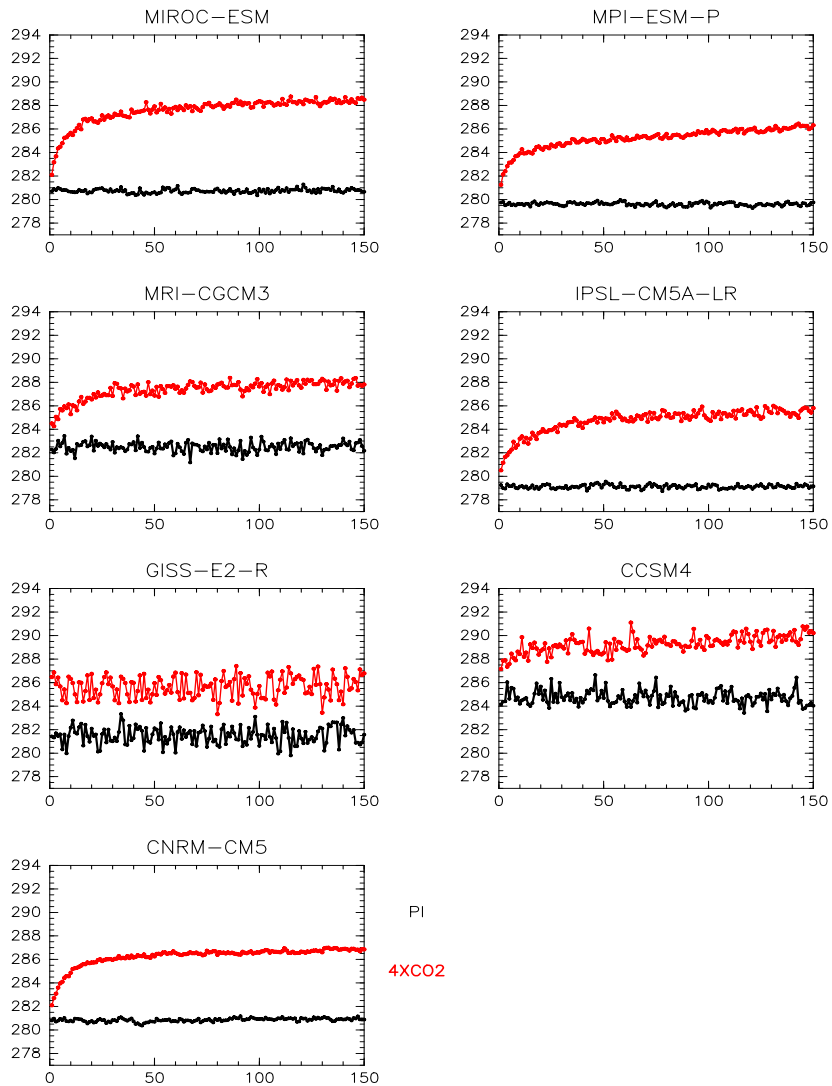


図 3.2: PI 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験の全球平均した 1000hPa 面での気温の年平均値の変化。横軸は最初の年からの経過年であり、今回は最もデータ長の短いモデルに合わせ、全て最初の 150 年に統一した。縦軸は気温 [K] である。PI 実験の結果を黒線、4XCO<sub>2</sub> 実験の結果を赤線で表している。

次に4実験の気温を比較するために、モデル毎、実験毎で全球平均、年平均をとり、気温の高度分布を調べる(図3.3)。1hPa面以高では、LGM実験の気温は他の実験設定の気温と比較して高く、4XCO<sub>2</sub>実験の気温が他の実験設定での気温に比べて格段に低くなった。一方で、対流圏(300hPa面以下)では上記と逆の傾向にあった。また、対流圏界面(100hPa面付近)ではどの実験でも気温はほとんど等しくなった。モデル間の気温のばらつきは対流圏で小さく、対流圏界面付近でやや大きくなった。

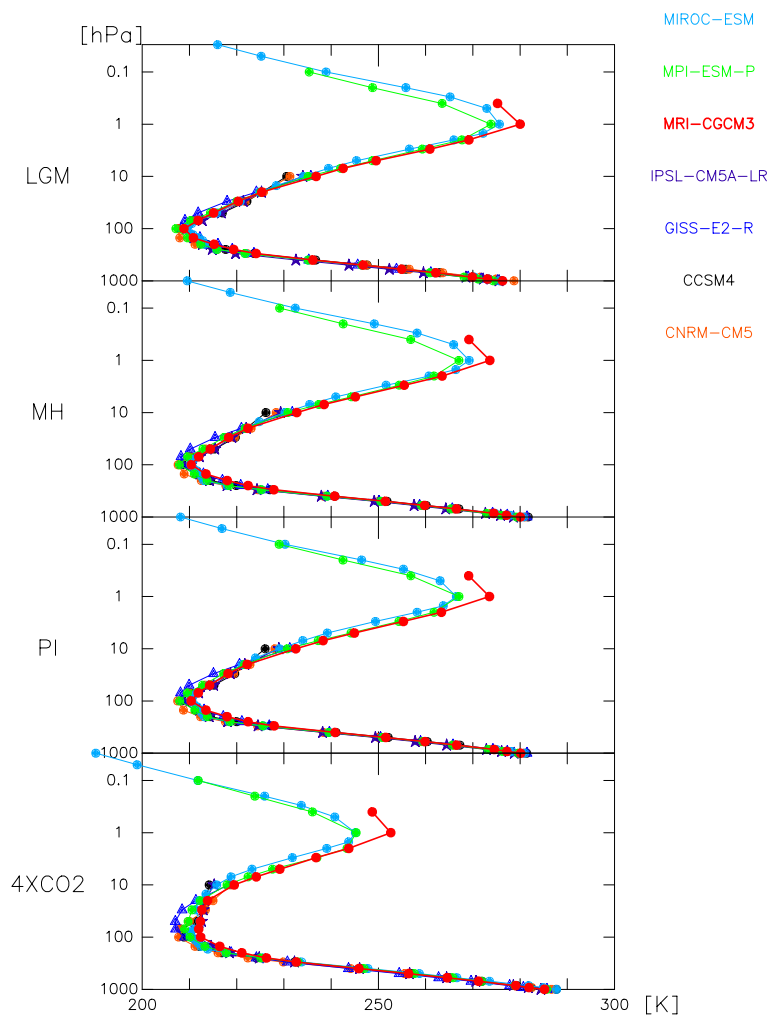


図 3.3: 実験毎の7モデルの年平均気候値の気温の高度分布。配色はMIROC-ESM(水色)、MPI-ESM-P(薄黄緑、三角形)、MRI-CGCM3(赤)、IPSL-CM5A-LR(紫、星)、GISS-E2-R(青、三角形)、CCSM4(黒)、CNRM-CM5(橙)。

次は PI 実験と他 3 実験の気温差の高度分布を示す (図 3.4)。LGM 実験は PI 実験よりも、対流圏 (300hPa 面以下) では低温になった。また、MH 実験と PI 実験の気温差は小さかった。4XCO<sub>2</sub> 実験は PI 実験よりも対流圏では高温になった。

100hPa 面以高では、LGM 実験は PI 実験より高温になり、最大 10K 程度の気温差があった。MH 実験と PI 実験の気温差は 3K 以内にとどまった。4XCO<sub>2</sub> 実験が PI 実験より低温になり、最大 20K も差があった。また、対流圏では、LGM 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験との気温差はどのモデルでも 5K 前後だった。

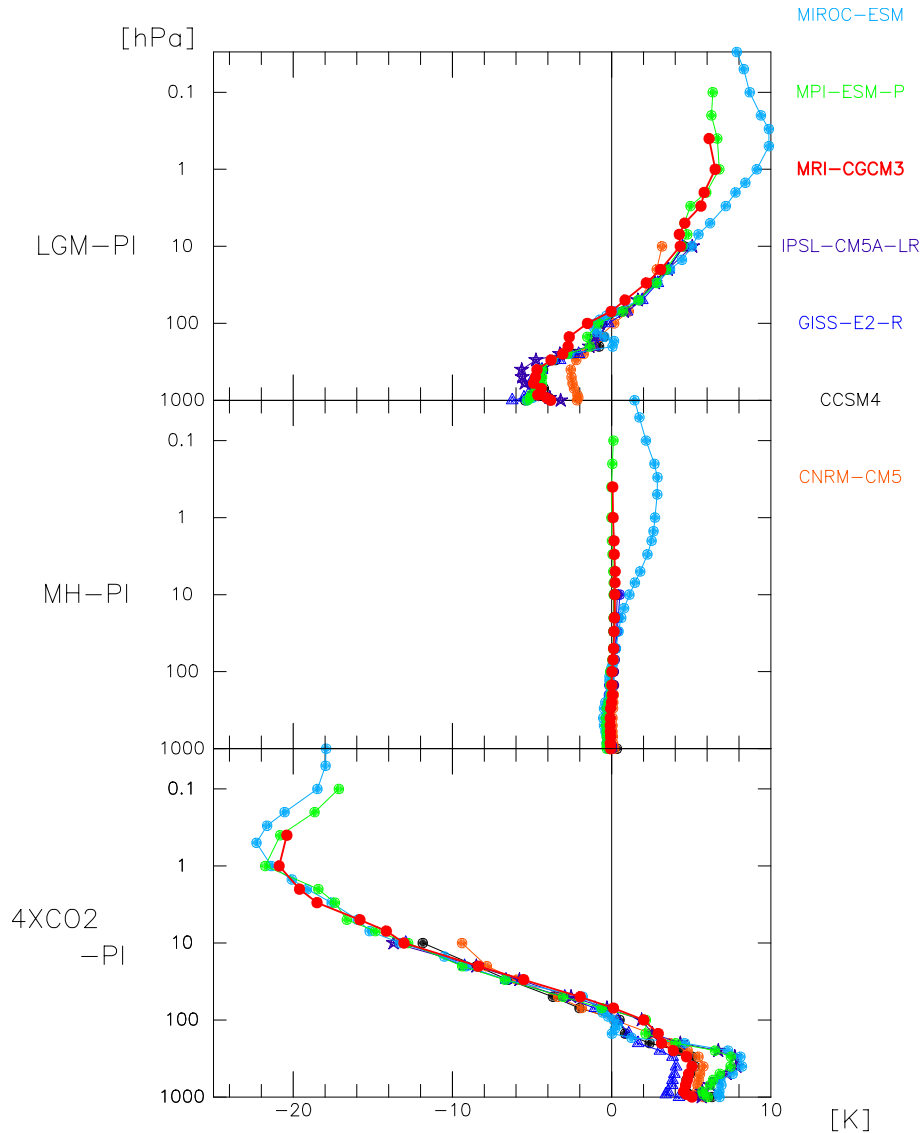


図 3.4: 各実験と PI 実験の年平均気候値の気温差の高度分布。配色は MIROC-ESM(水色)、MPI-ESM-P(薄黄緑、三角形)、MRI-CGCM3(赤)、IPSL-CM5A-LR(紫、星)、GISS-E2-R(青、三角形)、CCSM4(黒)、CNRM-CM5(橙)。

### 3.2.2 4実験の月平均、帯状平均、全モデルアンサンブル平均気温の緯度高度分布

図 3.3 より、モデル間の気温差が小さかったので、ここでは気温を全モデルでアンサンブル平均してその分布を調べる。図 3.5 は 4 実験の気温の緯度高度分布、図 3.6 は 4 実験の気温のモデル間の標準偏差を表している。LGM 実験では夏極の上部成層圏 (1hPa 面付近) で高温が目立ち、4XCO<sub>2</sub> 実験では冬極の成層圏 (10~100hPa 面) で低温が目立った。また、対流圏界面付近 (100hPa 面付近) の赤道付近は季節に関係なく 190~200K となった。モデル間の標準偏差は両極の 10hPa 面付近で最も大きかった。

図 3.7 は PI 実験と他 3 実験の気温差を表している。LGM 実験では PI 実験より対流圏では低温、上部成層圏 (10~1hPa 面付近) 以高では 5~7K 程高温になった。また、MH 実験と PI 実験の気温差は、最大でも 3K 程度だった。4XCO<sub>2</sub> 実験は PI 実験より対流圏 (300hPa 面以下) では高温になったが、上部成層圏以高では 10K 以上低温になった。

また、北半球では冬季、北極域上部成層圏で LGM 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験の気温差が赤道の場合の気温差と比べて小さかった。一方で、南半球では冬季、南緯 60 度の上部成層圏で LGM 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験の気温差が赤道の場合の気温差と比べて小さかった。また、上部対流圏、赤道付近では、LGM 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験の気温差が両極域の場合と比べて大きいことがわかった。さらに下部対流圏 (700hPa 面以下) では、LGM 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験の気温差が冬に大きかった。

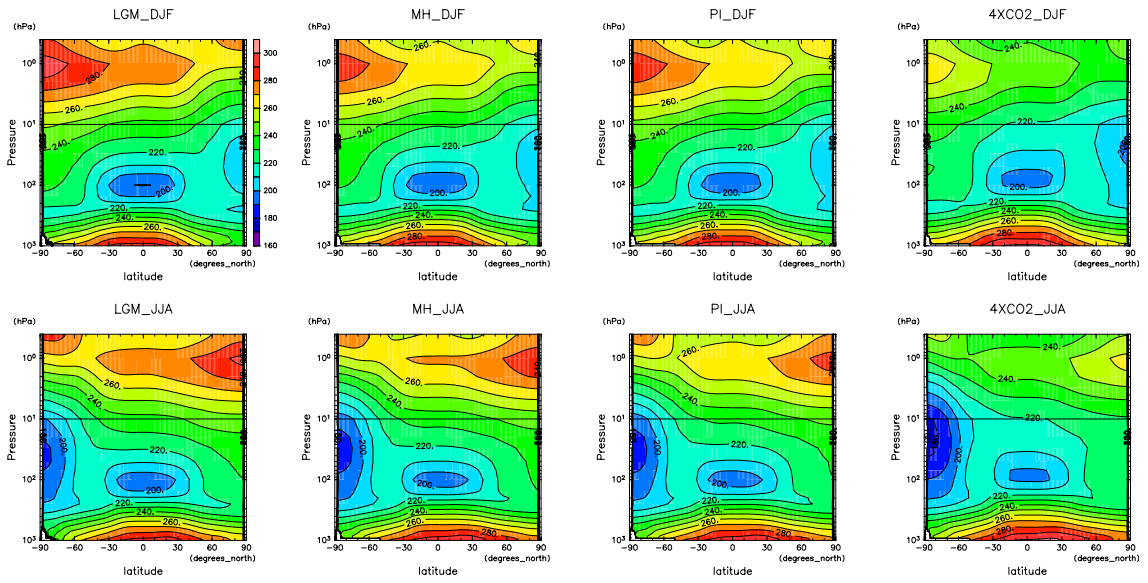


図 3.5: 4 実験の全モデルアンサンブル平均気温の緯度高度分布。黒線 (10hPa) 以高は 3 モデルアンサンブル平均、それ以下は 7 モデルアンサンブル平均である。上は 12~2 月の平均気温、下は 6~8 月の平均気温である。コンター間隔は 10K。

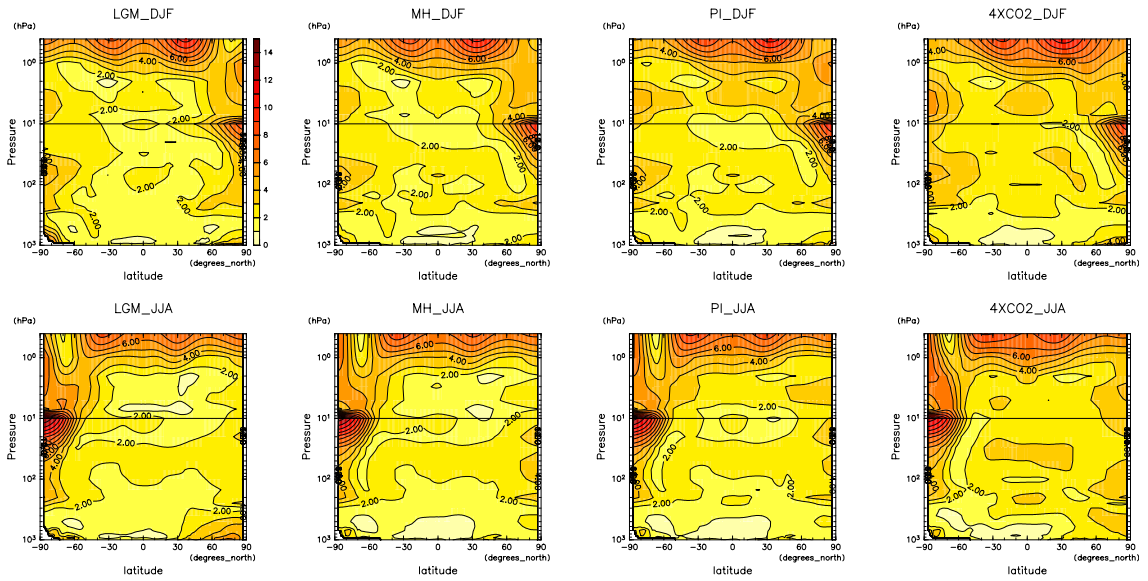


図 3.6: 4 実験の全モデルアンサンブル平均気温のモデル間の標準偏差の緯度高度分布。黒線 (10hPa) 以高は 3 モデルアンサンブル平均、それ以下は 7 モデルアンサンブル平均である。上は 12~2 月の平均気温のモデル間標準偏差、下は 6~8 月の平均気温のモデル間標準偏差である。コンター間隔は 1K。

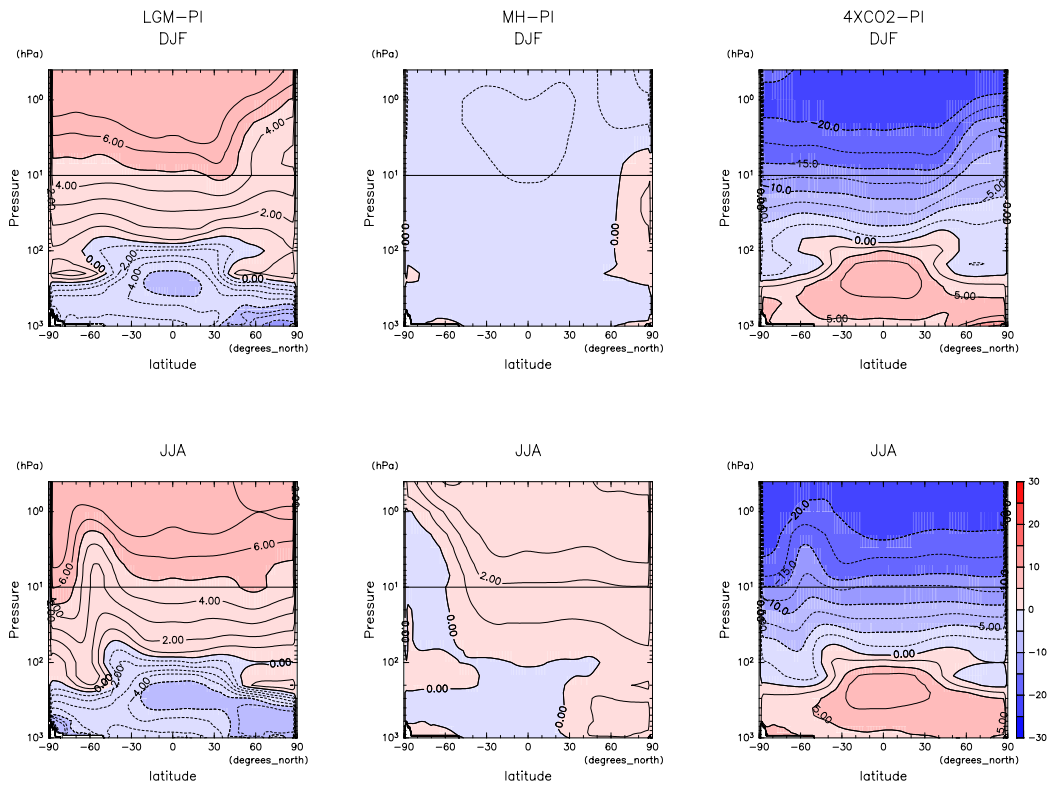


図 3.7: 3 実験と PI 実験の全モデルアンサンブル平均気温の差の緯度高度分布。上段は 12~2 月の平均気温の差、下段は 6~8 月の平均気温の差である。トーン間隔は 5K。コンター間隔は 4XCO<sub>2</sub> 実験で 2.5K、LGM 実験と MH 実験では 1K。



### 3.2.3 各気圧面での月平均、帯状平均気温の季節変化のモデル毎、実験毎の比較

図 3.6 で見たように、両極域、10hPa 気圧面でモデル間の標準偏差が大きくなった。次は、10、100、700hPa 気圧面に着目し、それぞれの気圧面での気温の季節変化を調べる。

図 3.8 は、北極域、各気圧面での気温の季節変化を表している。モデル間のばらつきは 10hPa 面で大きく、冬季では最大 40K 以上ばらついていたが、100hPa 面と 700hPa 面ではどの季節でもモデル間のばらつきはおよそ 10~20K だった。10hPa 面ではどのモデルでも初冬に最も低温になり、初夏で最も高温になるが、モデル間のばらつきは、真冬に最も大きくなった。さらに、モデルにより、最も低温になる月がずれて現れていることがわかった。さらに、どの実験でも 10hPa 面で最も高温だったのは GISS-E2-R、低温だったのは CCSM4 や CNRM-CM5 だった。

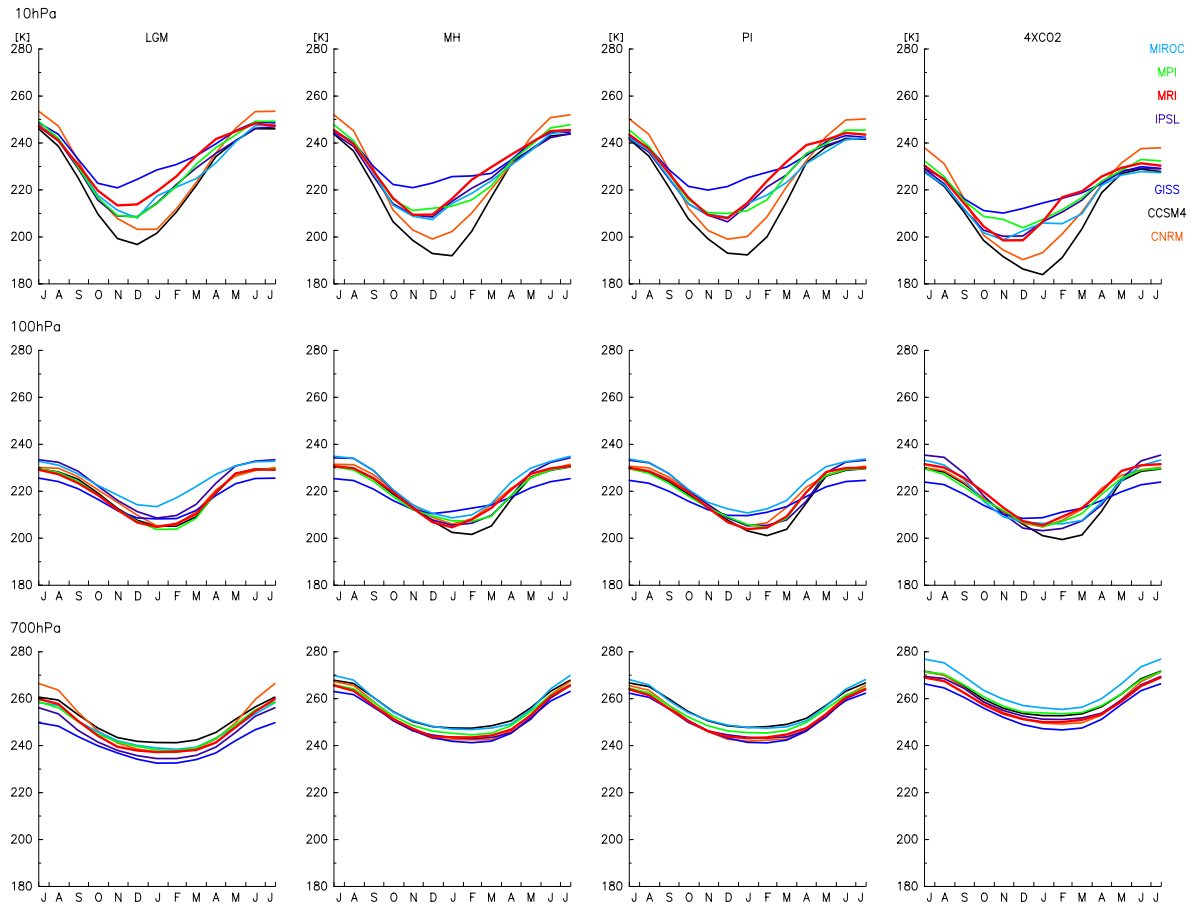


図 3.8: 北緯 84 度、各気圧面での各モデル、各実験の平均気温の季節変化。上から 10hPa、100hPa、700hPa 面の順。左から LGM 実験、MH 実験、PI 実験、4XC02 実験の順。配色は MIROC-ESM(水色)、MPI-ESM-P(薄黄緑)、MRI-CGCM3(赤)、IPSL-CM5A-LR(紫)、GISS-E2-R(青)、CCSM4(黒)、CNRM-CM5(橙)。

図 3.9 は、北極域、10hPa 面での気温の標準偏差を月毎、モデル毎に表している。どの実験でも標準偏差は冬季に大きく、夏季に小さかった。また、GISS-E2-R モデルでは標準偏差が他のモデルと比較しても小さかった。

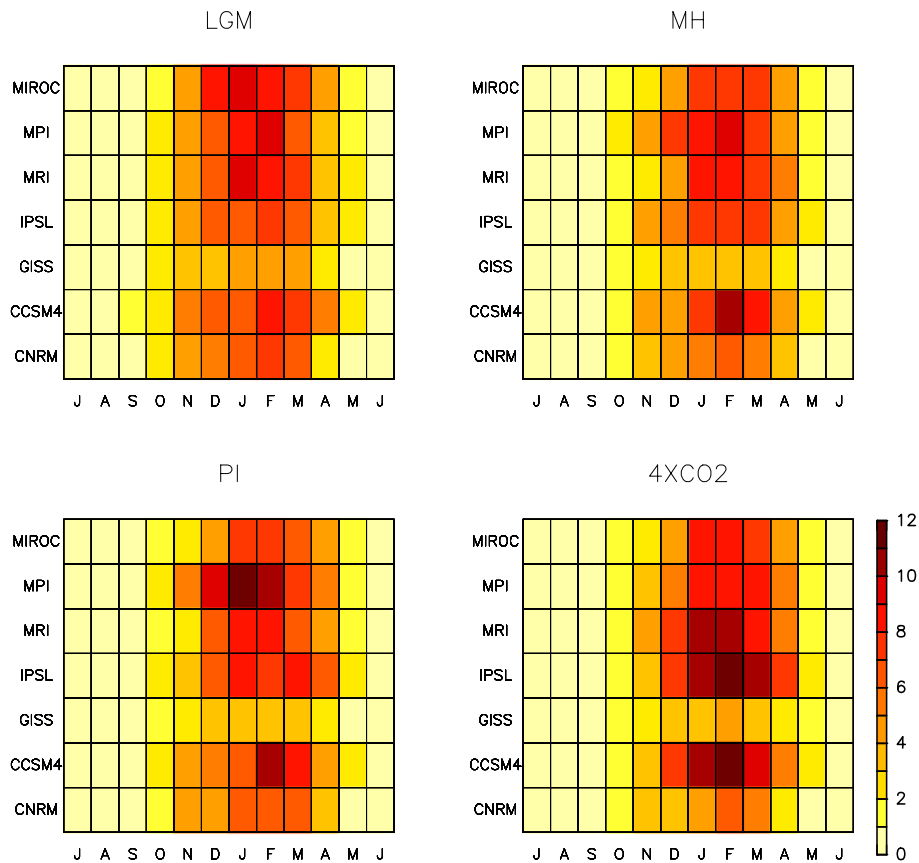


図 3.9: 北緯 84 度、10hPa 面での 100 年間気温の月毎、モデル毎の標準偏差。左上から LGM 実験、MH 実験、PI 実験、4XCO2 実験の順。縦軸は上から MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、GISS-E2-R、CCSM4、CNRM-CM5 の順。

図 3.10 は、北極域、各気圧面での全モデルアンサンブル平均気温の季節変化を表している。低温のピークは 10hPa 面では 12 月だったが、100hPa 面では 1 月になり、高度とともに季節がずれていることがわかった。

また、10hPa 面では PI 実験と 4XCO<sub>2</sub> 実験の気温差が PI 実験と LGM 実験の気温差よりずっと大きかった。また、月により PI 実験と他 3 実験との間隔が広がったり狭まったりしていた。一方で 100hPa 面ではどの月でも PI 実験と他 3 実験の気温差が小さく、700hPa では、どの月でも LGM 実験と PI 実験、4XCO<sub>2</sub> 実験と PI 実験の気温差が月によらず 5K 前後だった。

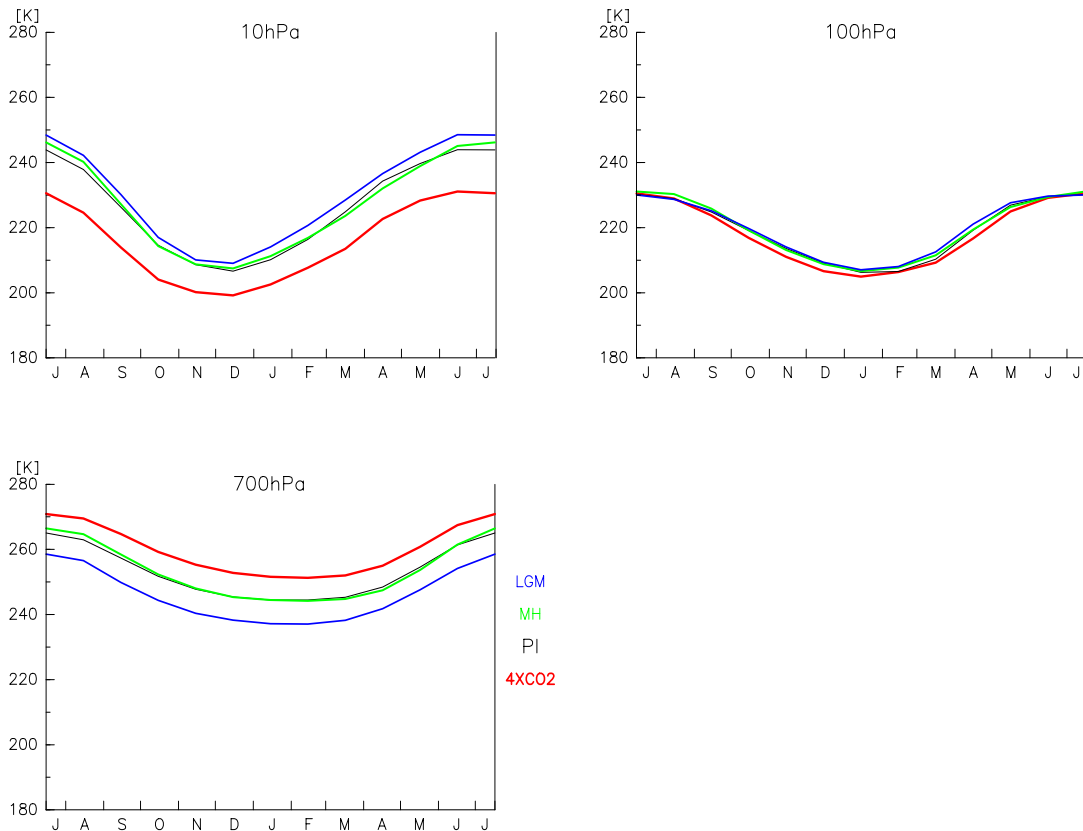


図 3.10: 北緯 84 度における 10、100、700hPa 気圧面での各実験の全モデルアンサンブル平均気温の季節変化。LGM(青)、MH(緑)、PI(黒)、4XCO<sub>2</sub>(赤)。

図 3.11 は、北極域、各気圧面で、各実験の気温と PI 実験の気温差の季節変化を表している。10hPa 面では、LGM 実験と PI 実験の気温差は夏と冬で大きく、11 月と 4 月で小さかった。MH 実験では冬に気温差が大きくなったが、4~5 月にかけては PI 実験より低温になった。4XCO<sub>2</sub> 実験では気温差は冬に大きく、夏に小さくなった。

100hPa 面では、LGM 実験は春先のみで気温差が大きくなり、その他の月では気温差が 1K 以内だった。MH 実験は気温差が 2 月と 8 月に大きく、11 月と 5 月に小さくなり半年ごとに大小を繰り返していた。4XCO<sub>2</sub> 実験は夏と冬に PI 実験よりも高温に、春と秋に低温になった。

700hPa 面では、LGM 実験は、PI 実験との気温差が大きくなる時と小さくなる時が概ね 3ヶ月ごとに交互に現れていた。MH 実験は 6~8 月に PI 実験より 1K 以上高温、3~5 月に PI 実験より低温となった。4XCO<sub>2</sub> 実験は 9~11 月に気温差が大きく、6~7 月に気温差が小さかった。

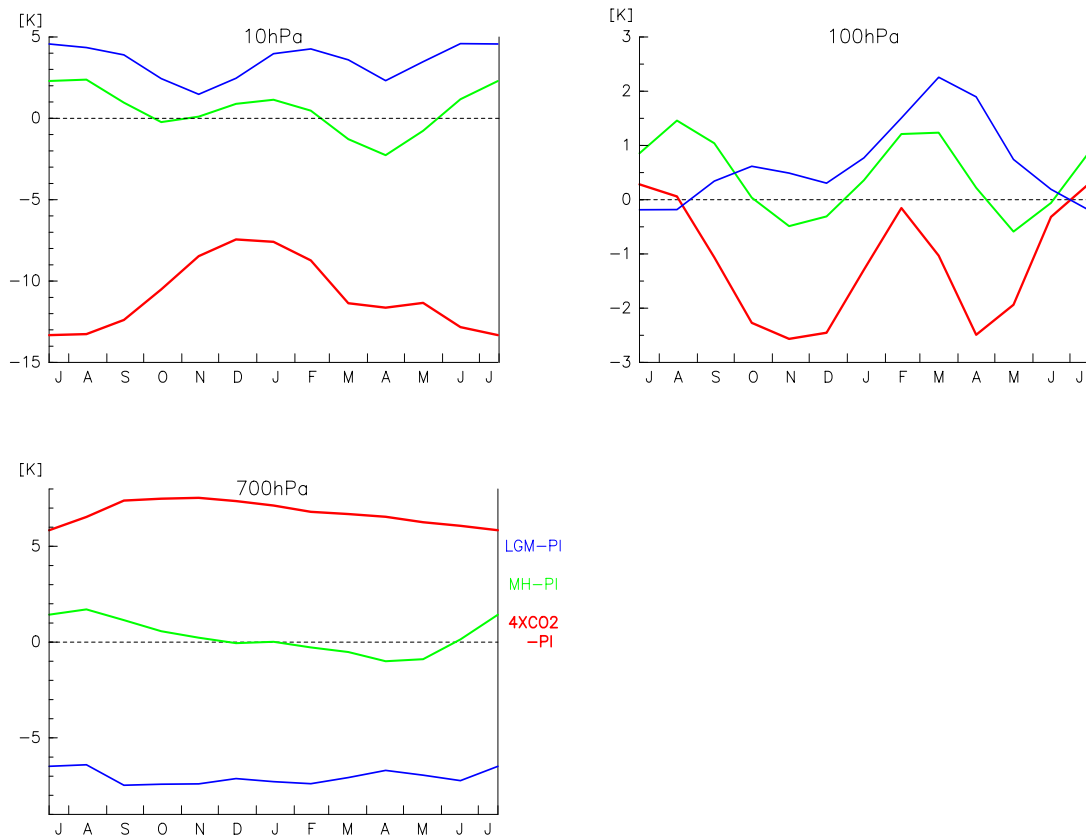


図 3.11: 北緯 84 度における 10、100、700hPa 気圧面での 3 実験のモデルアンサンブル平均気温と PI 実験のモデルアンサンブル平均気温の差の季節変化。縦軸の範囲は高度毎に変えているので注意。LGM(青)、MH(緑)、4XCO<sub>2</sub>(赤)。

### 3.3 7モデル、4実験での月平均、帯状平均気温の EOF 解析

本節では7モデル、4実験で北極域の気温推移の特徴にどのような違いがあるか見るために EOF 解析を用いる。まずは、それぞれのモデルの実験結果データのうちの100年間(4XCO<sub>2</sub>実験以外は最初の100年、4XCO<sub>2</sub>実験は51年目から150年目の100年)データからそれぞれの年平均を引き、28種類(7モデル×4実験)のデータを合わせ、2800年分のデータを作成する。そして、このデータの月平均、帯状平均気温を16レベル(925~10hPa)、33600ヶ月(2800年×12ヶ月)で EOF 解析する。

本節では、2.3節と同様に最初に第一、第二モードの空間関数(EOF1, EOF2)の高度分布を記述し、次に時間関数(PC1, PC2)の月毎の分布を求める。そして、その結果を用いて、特定の月で振幅の大きい上位10%(280年)に着目し、PC1が負(正)になる年を高温(低温)イベントとし、月毎、イベント毎にコンポジット解析を行う。その後、280年のうちで高温イベントと低温イベントでの実験毎、モデル毎の出現数の季節変化を調べる。

#### 3.3.1 2800年データの EOF 解析

図3.12は、2800年データの EOF1, EOF2 の高度分布を表している。前述の通り、モデル上端の高度の違いがあるため(2.3節では0.4hPa、本節では10hPa)、図2.9と比べて分布が下にずれていた。寄与率は第一モードで70.2%を占め、第二モードを合わせると85%以上占めた。EOF 第一モード、第二モードのみで2800年データをおよそ説明できるとみなした。

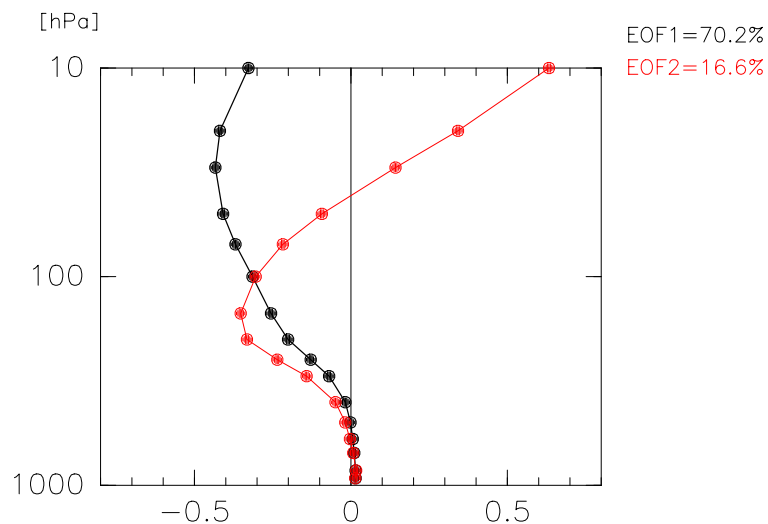


図 3.12: 2800 年データの気温の EOF1, EOF2 の高度分布。黒線は第一モード、赤線は第二モードの高度分布を表している。右の数字は上から EOF 第一モード、第二モードの寄与率を表している。

図 3.13 は (PC1, PC2) の 2800 年間の月毎の分布を表している。図 2.10 同様、夏季では原点に集中していたが、冬季ではばらつきが大きかった。図 2.10 と比べて、(PC1, PC2) の分布が PC1 の方向に広がる傾向にあった。赤い点は 11~3 月にかけて PC1 が負になるところに多く現れた。

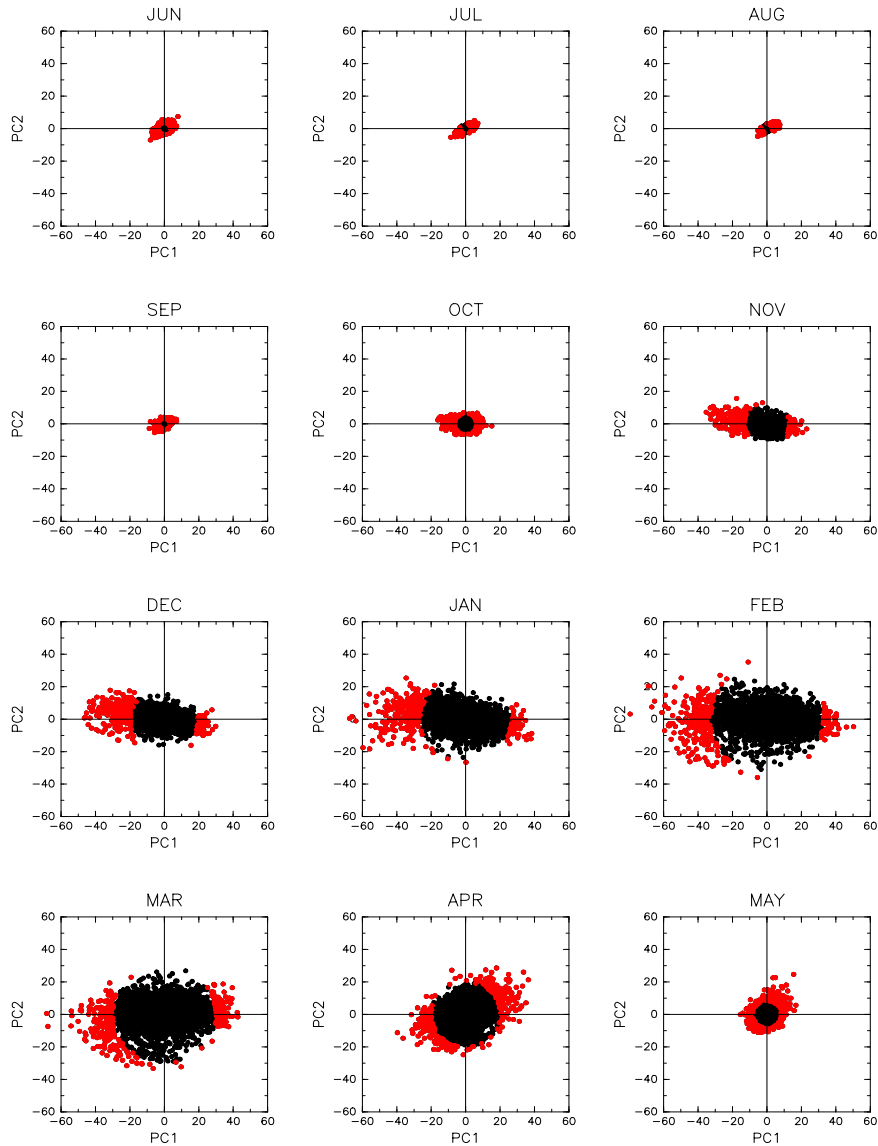


図 3.13: (PC1, PC2) 平面内の 2800 年分の分布。赤い点は振幅の大きい上位 10% (280 年)

次に、各月の赤い点に着目し、その点と原点を結んだ直線と、PC1 でなす角をとり、その角度で頻度分布を描いた (図 3.14)。図 3.14 の右の数字は、振幅が大きい上位 280 番目の点と原点の距離を表している。この数字が大きく、(PC1, PC2) の振幅の大きい冬季では、およそ 160~180 度付近と 350~0 度付近にピークを持つ 2 つの山があった。今回は 90 度と 270 度を境界として PC1 の符号で振幅上位 10 % (280 年) を高温イベントと低温イベントに分類した。

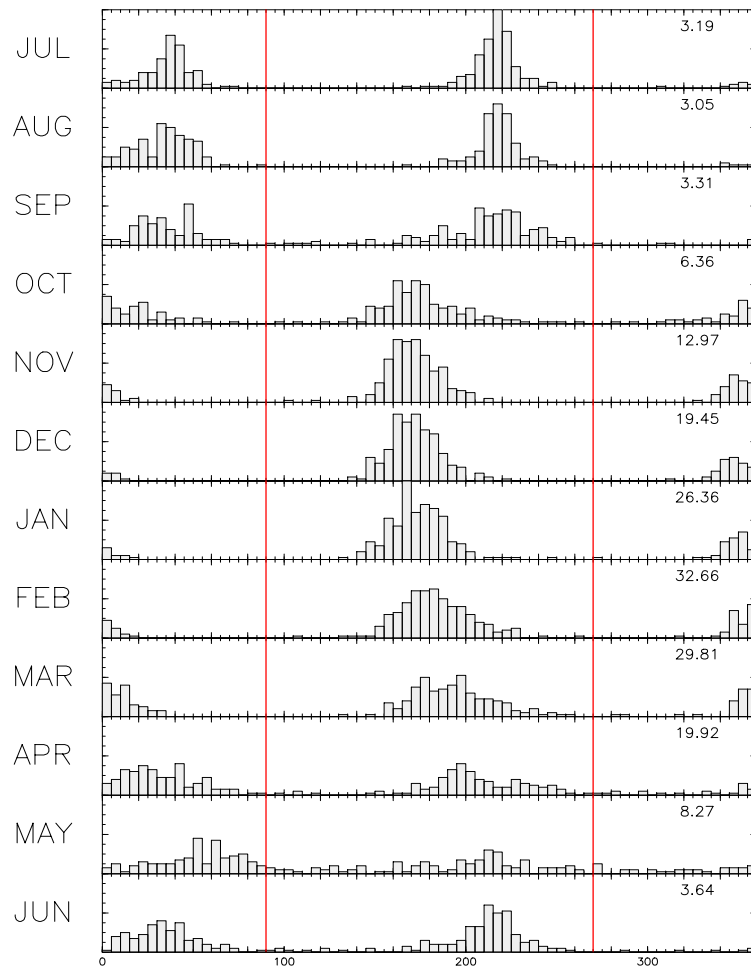


図 3.14: 北極、振幅上位 10 % の月毎の頻度分布。横軸は赤い点と原点を結んだ直線と、PC1 でなす角度である。右の数字は振幅上位 280 番目の点 (PC1, PC2) と原点との間の距離を表している。赤い線は 90 度と 270 度。

図 3.15、3.16 は各月の赤点に着目した時、PC1 の符号で高温イベント (負)、低温イベント (正) に分類分けし、各月のイベントごとにコンポジットしたものである。図 2.12 と同様、冬季に着目したときは、着目した月 (キー月) の成層圏で高温 (低温) が目立った。一方で夏季に着目したときでは、キー月でも高温 (低温) が目立たなかった。秋から春先にかけては、高温イベントが低温イベントに比べて多く出現したが、4 月では低温イベントが高温イベントに比べて多く出現した。

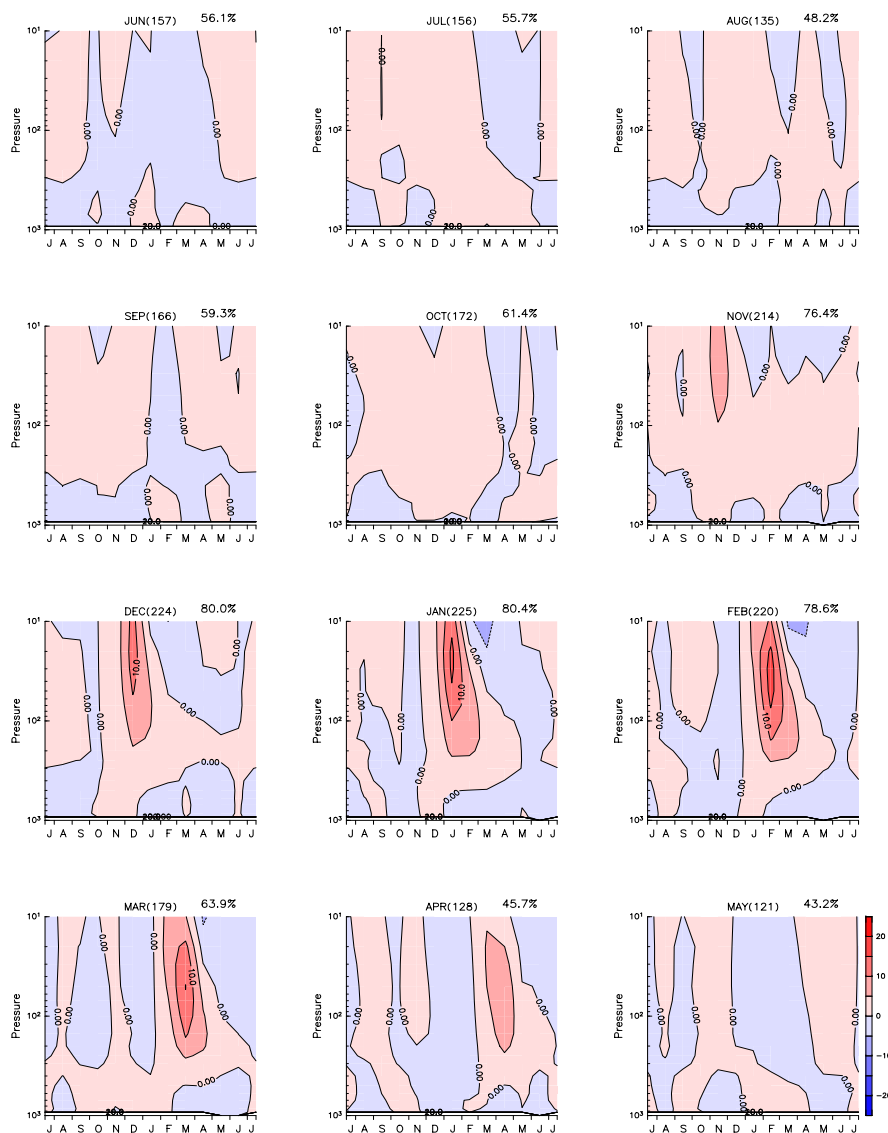


図 3.15: 各月で着目した時の振幅上位 10% (280 年) のうち PC1 が負に大きい年の気温のコンポジット。括弧内の数字は 280 年のうち高温イベントが出現する年数、右上横の数字は、280 年のうち高温イベントが出現する年数の割合である。コンター間隔は 5K。なお、1000hPa 面は欠損値であった。



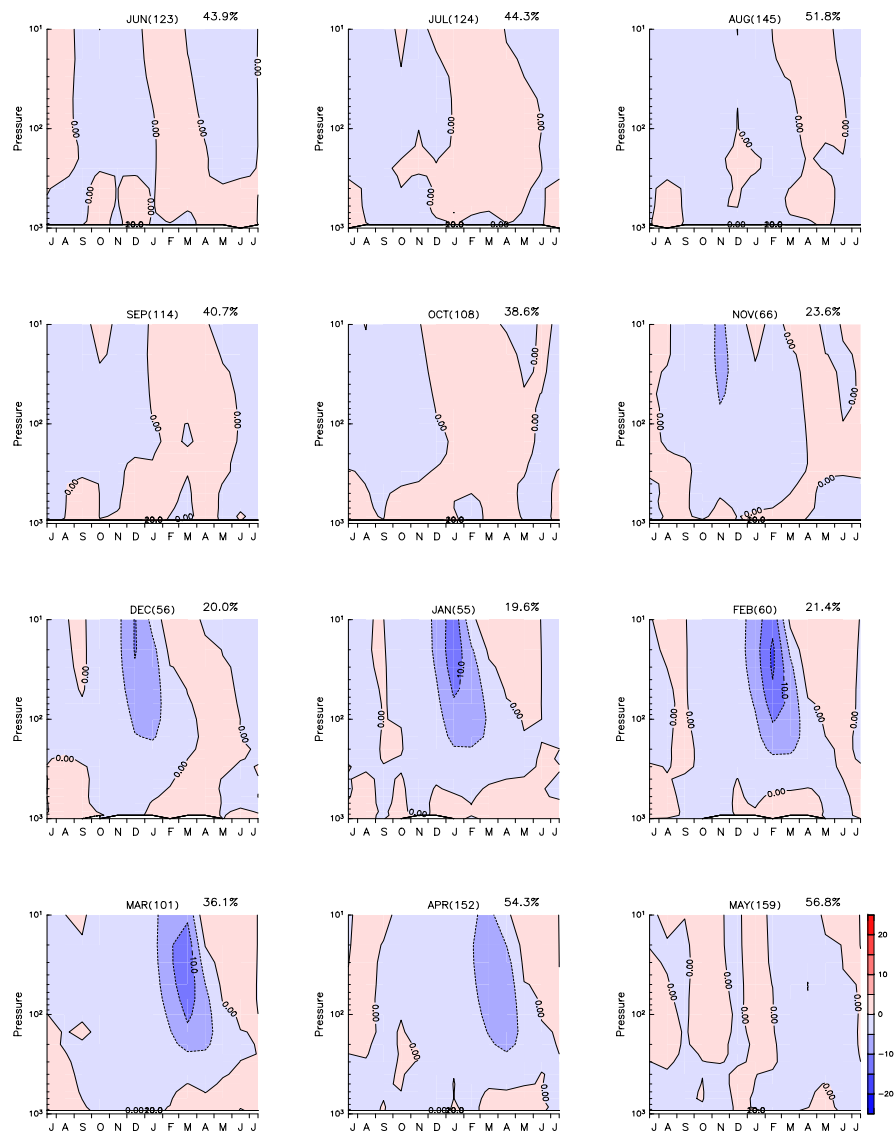


図 3.16: 各月で 280 年のうち PC1 が正に大きい年の気温のコンポジット。括弧内の数字は 280 年のうちで低温イベントが出現する年数、右上横の数字は、280 年のうち低温イベントが出現する年数の割合である。コンター間隔は 5K。1000hPa 面は欠損値であった。

### 3.3.2 振幅上位 10% のモデル毎、実験毎の出現数の季節変化

2800 年データには、全モデル、全実験についてのデータが入っている。次は、図 3.15(図 3.16) の高温(低温) イベントがどの実験、モデルで多く出現しているか調べる。まずは、月毎にモデル毎、実験毎に表にして、出現数ごとに色を塗り分けた。

まずは、月毎のモデル毎、実験毎の高温イベントの出現数(図 3.17)を表す。冬季では二酸化炭素の量(LGM は 185ppm、MH は 280ppm、PI は 285ppm、4XCO<sub>2</sub> は 1140ppm)によらずどの実験も多く出現した。

今度は月毎の低温イベントの出現数(図 3.18)を表す。春季では二酸化炭素の量によらずどの実験も多く出現した。また、上端の低いモデル(GISS-E2-R、CNRM-CM5)では出現が少なかった。

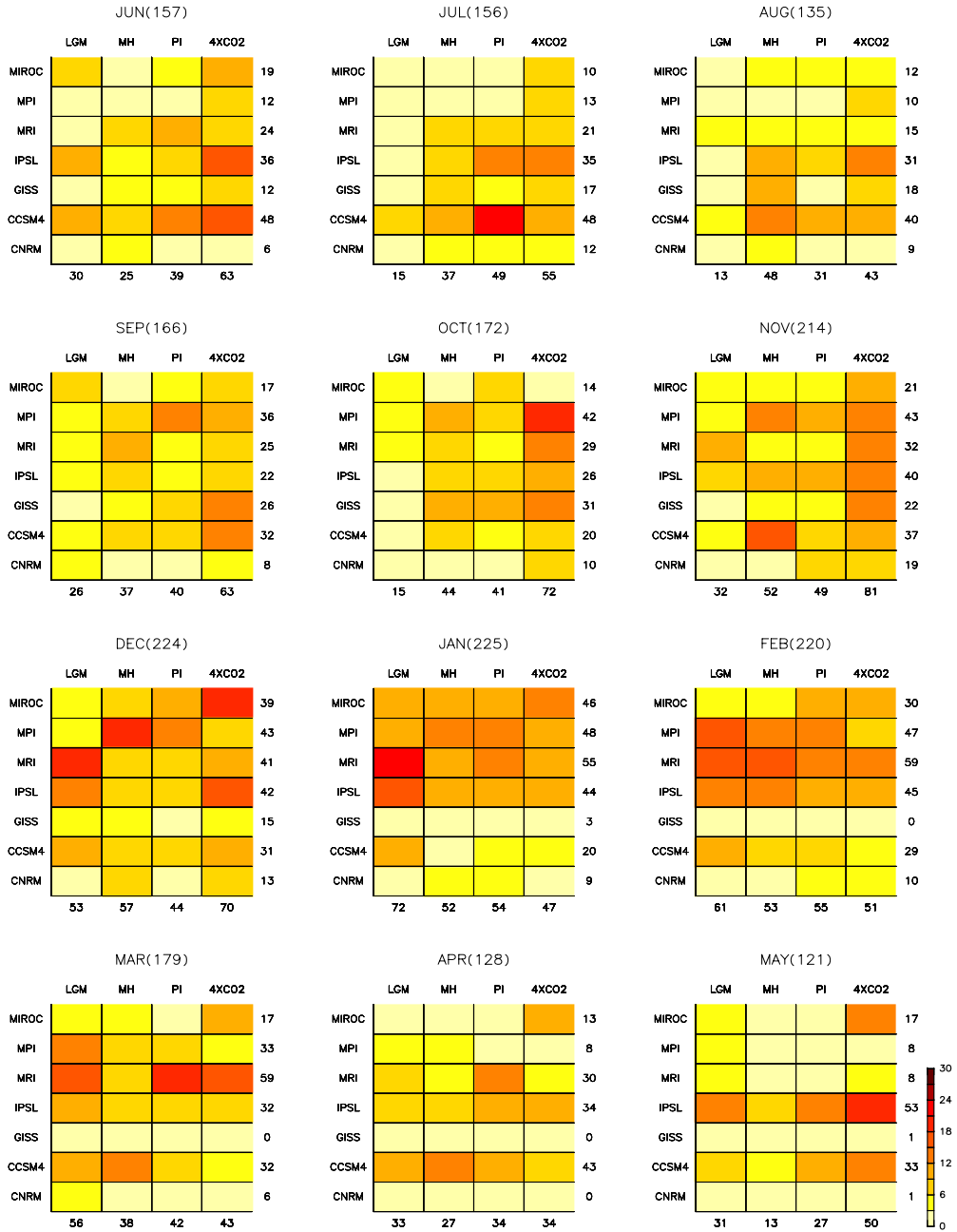


図 3.17: 月毎のモデル毎、実験毎の高温イベントの出現数。右の数字は各モデルで高温イベントが出現する数、下の数字は各実験で高温イベントが出現する数を表している。縦軸は上から順に MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、GISS-E2-R、CCSM4、CNRM-CM5。横軸は左から LGM、MH、PI、4XC02 実験。

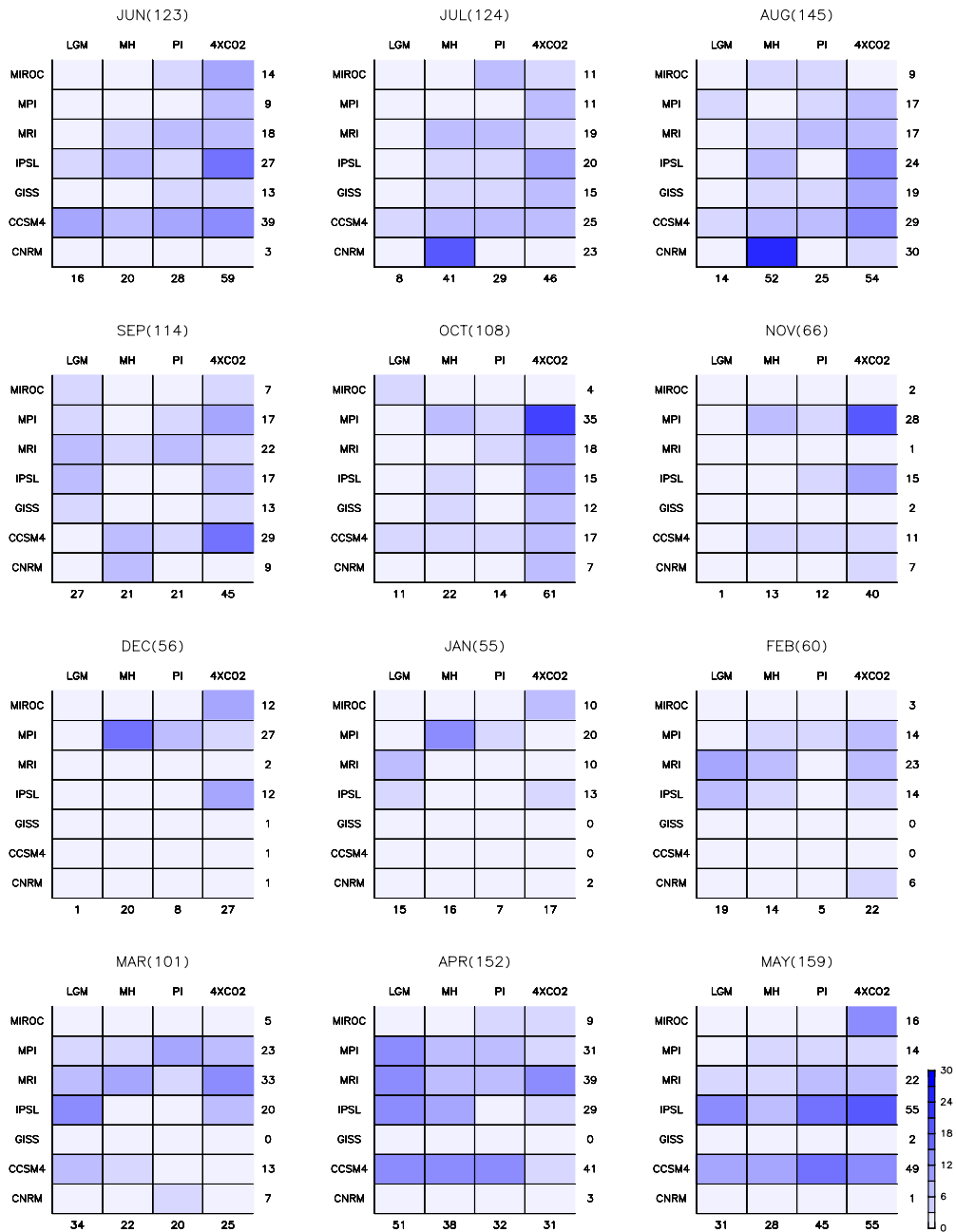


図 3.18: 月毎のモデル毎、実験毎の低温イベントの出現数。右の数字は各モデルで低温イベントが出現する数、下の数字は各実験で低温イベントが出現する数を表している。縦軸は上から順に MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、GISS-E2-R、CCSM4、CNRM-CM5。横軸は左から LGM、MH、PI、4XCO2 実験。

図 3.19 は図 3.17、図 3.18 の下の数字に着目し、実験毎の高温イベント、低温イベントの出現数を表したものである。冬季には高温イベントが卓越し、春先には低温イベントが高温イベントに比べてやや多く出現した。その他の季節には高温イベントが低温イベントに比べてやや多く出現した。

高温イベントが冬には二酸化炭素の量に関係なくどの実験でも多く出現した。1月から2月にかけては LGM 実験で最も多く出現した。一方で、11月には 4XCO<sub>2</sub> 実験で多く出現した。

低温イベントが春にはどの実験でも多く出現したが、4月では特に LGM 実験で多く出現した。また、6月には 4XCO<sub>2</sub> 実験で多く出現した。夏季では LGM 実験を除く3実験で多く出現し、特に 4XCO<sub>2</sub> 実験で多く出現したが、1月では MH 実験と 4XCO<sub>2</sub> 実験が同じくらい多く出現した。夏から秋にかけて LGM 実験、冬では PI 実験で出現が少なかった。

高温 (低温) イベントが冬 (春) に多く出現し、その季節では比較的どの実験でも多く出現することがわかった。さらに二酸化炭素の量が多いほど高温 (低温) イベントが多く出現する月が早く (遅く) なる傾向にあった。

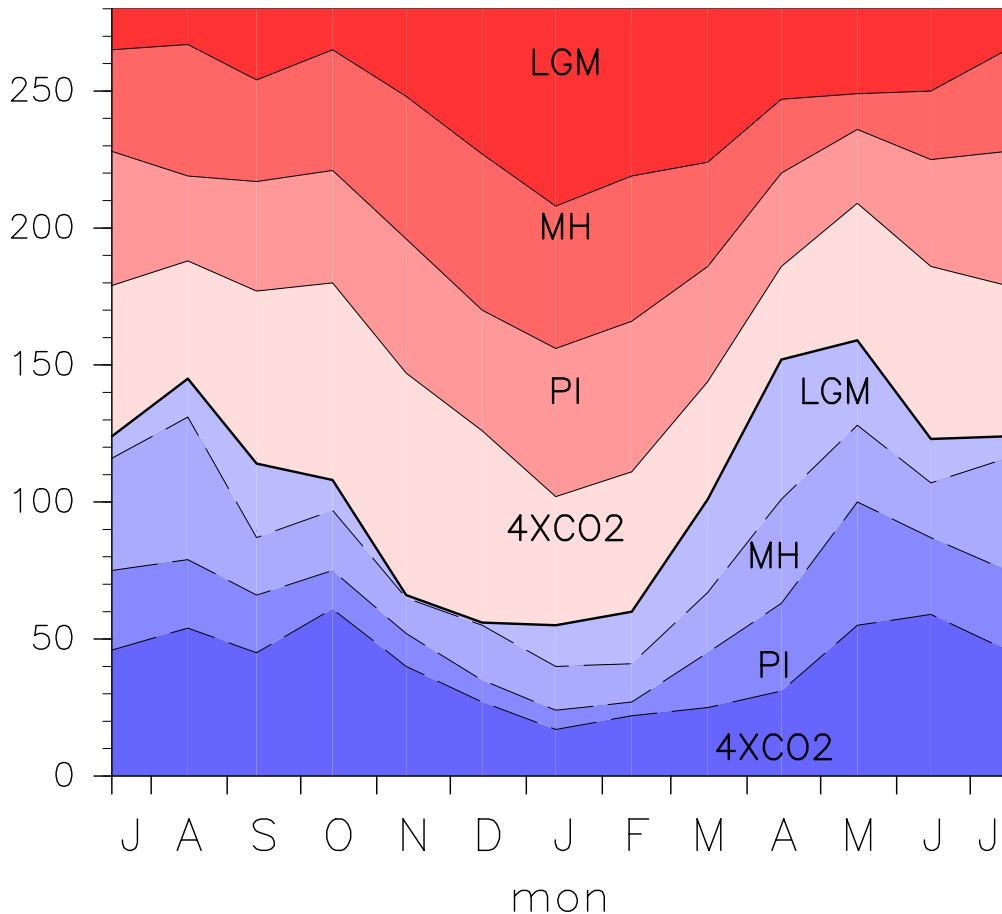


図 3.19: 実験毎の 280 年間の高温イベント、低温イベントの出現数の季節変化。縦軸は出現数を表している。

図 3.20 は、4 実験でのモデル毎の 280 年の高温イベント、低温イベントの出現数の季節推移を表している。モデルは上端の高い順に番号を割り振っている。

LGM 実験では、高温イベントは 1 月、低温イベントは 4 月に多く出現した。高温イベントが冬季には上端の高い 4 モデル (MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR) と CCSM4 モデルで多く出現した。その他の月では、CCSM4 モデルで多く出現した。一方で、低温イベントが春季には MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、CCSM4 モデルで多く出現した。9 月には CNRM-CM5 モデル以外の全てのモデルで同じくらい出現した。また、晩秋では低温イベントがほとんど出現しなかった。

MH 実験でも、高温イベントが冬季にはモデル上端の高い 4 モデルと CCSM4 モデルで多く出現した。秋季には MPI-ESM-P で多く出現したが、他のどのモデルも多く出現した。夏季には、特に MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、GISS-E2-R、CCSM4 で多く出現した。一方で、低温イベントが、冬季には MPI-ESM-P、夏季には CNRM-CM5 モデルで多く出現し、特定のモデルに集中して出現するという傾向があった。春季には、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、CCSM4(特に CCSM4) で多く出現した。

PI 実験でも、高温イベントが冬季には、モデル上端の高い 4 モデルと CCSM4 で多く出現した。秋季には、CNRM-CM5 以外のモデルで同じくらい出現した。春先は MPI-ESM-P と MRI-CGCM3、春から夏にかけては CCSM4 で多く出現した。一方で、低温イベントが春季には、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、CCSM4 モデル (特に CCSM4) で多く出現した。

4XCO<sub>2</sub> 実験では、高温イベントは 11 月、低温イベントは 6 月に多く出現した。また、高温イベントが冬季には、モデル上端の高い 4 モデル (MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR) と CCSM4 モデルで多く出現した。秋季ではどのモデルもおよそ同じくらい出現した。低温イベントが春季にはモデル上端の高い 4 モデルで多く出現したが、夏から秋にかけては MIROC-ESM と CNRM-CM5 モデルを除く 6 モデルで多く出現した。1 月には MIROC-ESM、夏季では GISS-E2-R と CCSM4 モデルがやや多く出現した。

振幅上位 10 % のモデル毎の出現数の季節推移を見ると、二酸化炭素の増加に伴い高温イベントが多く出現する月が早く、低温イベントが多く出現する月が遅くなる傾向にあることを確認した。さらに高温イベントが冬季にはモデル上端の高い 4 モデルと CCSM4 モデルで多く出現することがわかった。低温イベントが春季にはモデル上端の高い 4 モデルと CCSM4 モデルで多く出現することがわかった。ただし、低温イベントが 4XCO<sub>2</sub> 実験を除く 3 実験では、MIROC-ESM モデルで多く出現しなかった。

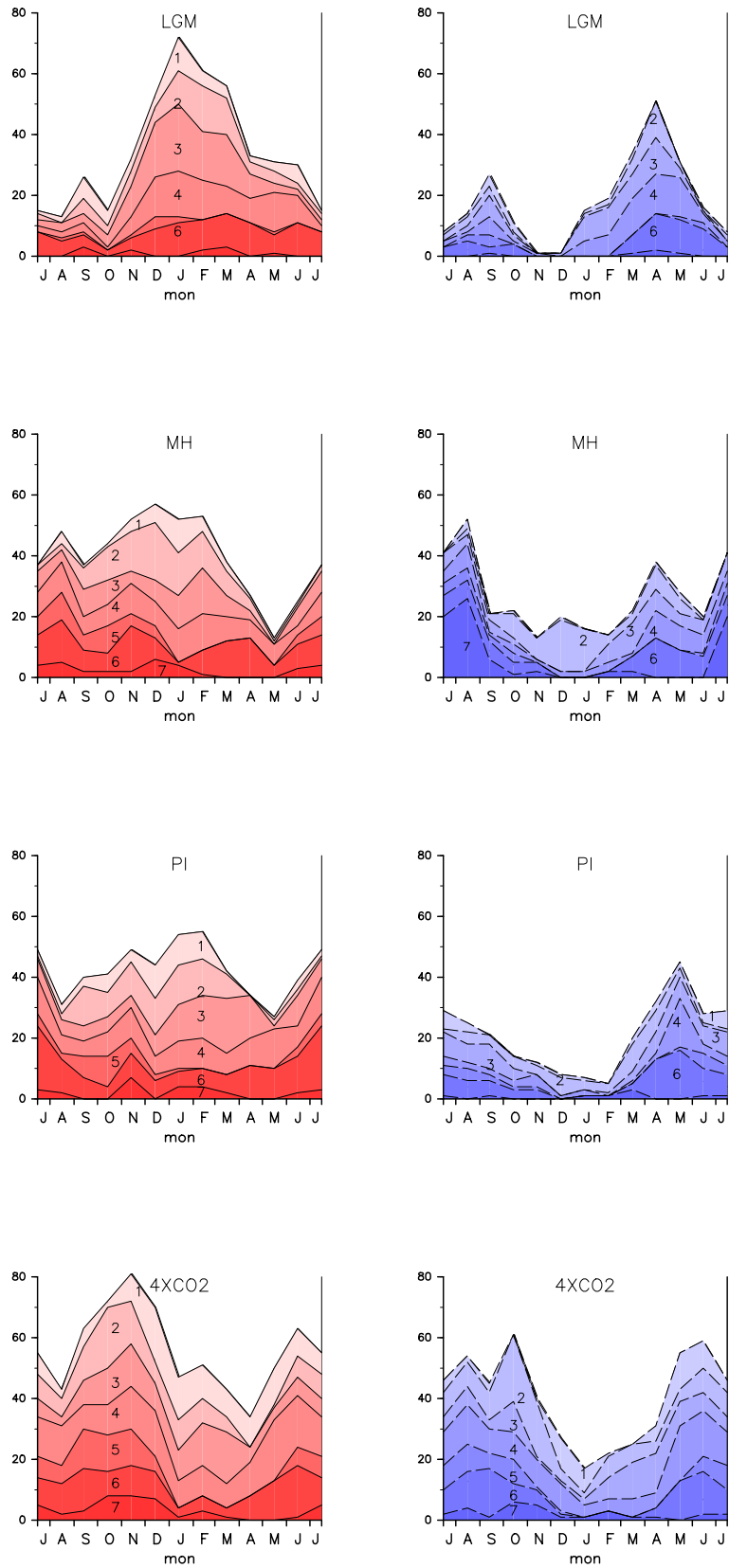


図 3.20: 4 実験でのモデル毎の 280 年間での出現数の季節変化。モデルは次の番号と対応している。MIROC-ESM(1)、MPI-ESM-P(2)、MRI-CGCM3(3)、IPSL-CM5A-LR(4)、GISS-E2-R(5)、CCSM4(6)、CNRM-CM5(7)

### 3.4 7モデル、4実験での月平均、帯状平均気温のクラスター分析

前節では、月毎で高温イベントや低温イベントがどの実験、モデルで多く出現しているか調べた。次に、クラスター分析で北極域冬季(12~4月)の気温を分類する。まずは、モデル毎に4実験結果データの一つにまとめ、5ヶ月の気温の推移を類型分けし、それぞれのクラスターがどの実験で多く含まれるか調べる。その後、実験毎に7モデルの結果の一つにまとめ、同様の解析を行う。

#### 3.4.1 7モデルデータのクラスター分析

まずは、モデル毎に実験結果データ100年分を合わせて、400年分のデータを作成した。クラスターを適切な数に分けるため、第二章に倣ってクラスター数とクラスター間の距離の関係を示した(図3.21)。今回は図3.21の縦軸の線が最も長くなる場所をクラスターの数にした。その結果、MIROC-ESM、IPSL-CM5A-LR、GISS-E2-R、CNRM-CM5ではクラスター数が4の時に線が最も長くなり、クラスター数を4つにした。一方で、その4モデル以外ではクラスター数が3の時に線が最も長くなり、クラスター数を3つにした。

図3.22, 図3.23は各実験で冬季の極域気温を分類した時の時間高度分布である。warm イベントは高温偏差が低温偏差より大きいもの、cold イベントは低温偏差が高温偏差より大きいものとした。また、番号は高温(低温)ピークの強い順に割り振っている。この図を見ると、それぞれ高温偏差が月とともに成層圏から対流圏に下降するクラスター(高温イベントクラスター)、低温偏差が下降するクラスター(低温イベントクラスター)があった。GISS-E2-Rでは、気温の標準偏差が小さい(図3.9)ため、高温偏差、低温偏差ともに弱かった。



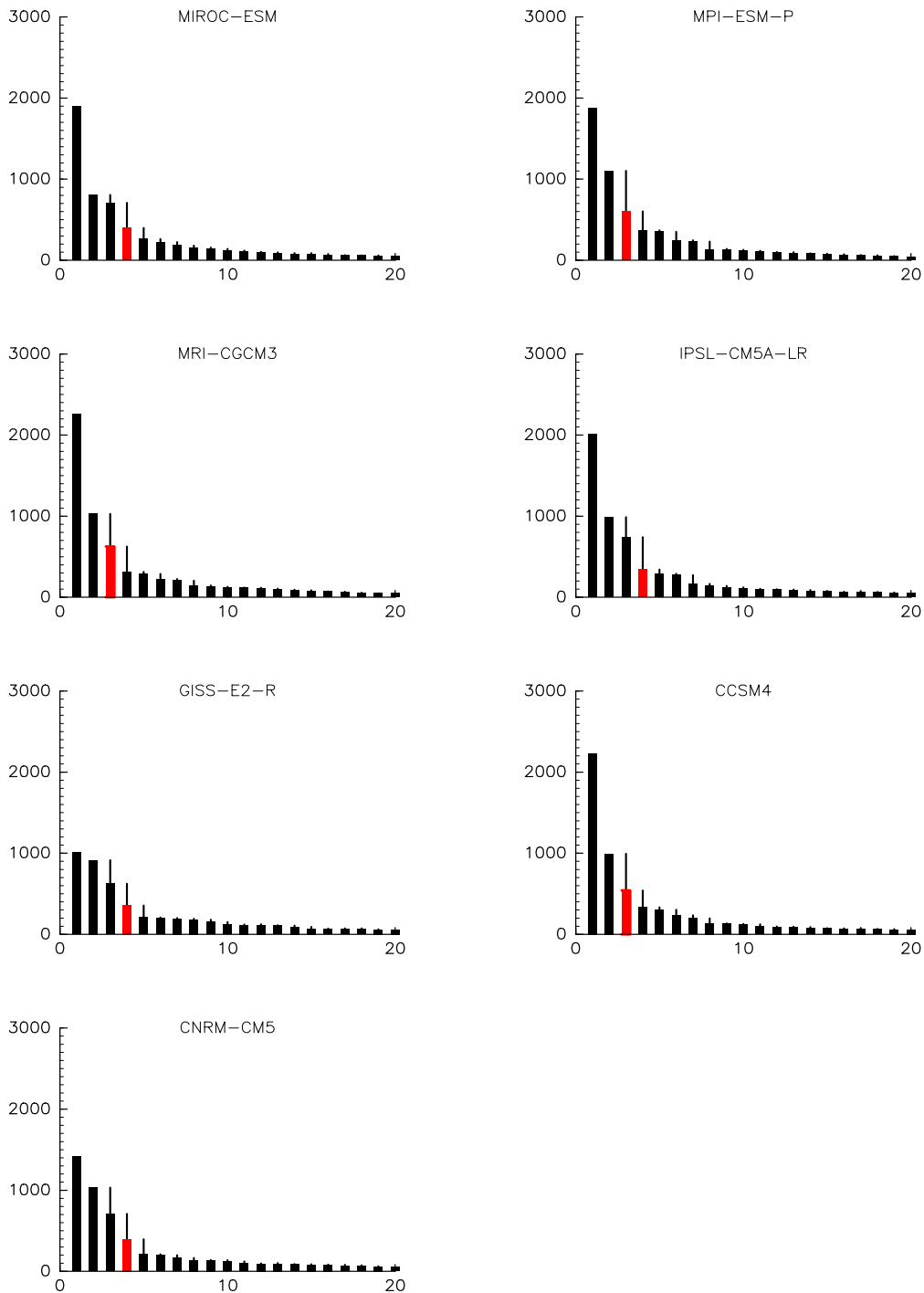


図 3.21: モデル毎のクラスター数とクラスター間の距離。縦軸はクラスター間の距離で、横軸はクラスター数を表している。黒線はクラスター数を一つ減らすと増加するクラスター間の距離である。ただし、クラスター数は3つ以上にするため、黒線はクラスター数2の線上には引いていない。赤い棒はクラスター数3のときのクラスター間の距離である。

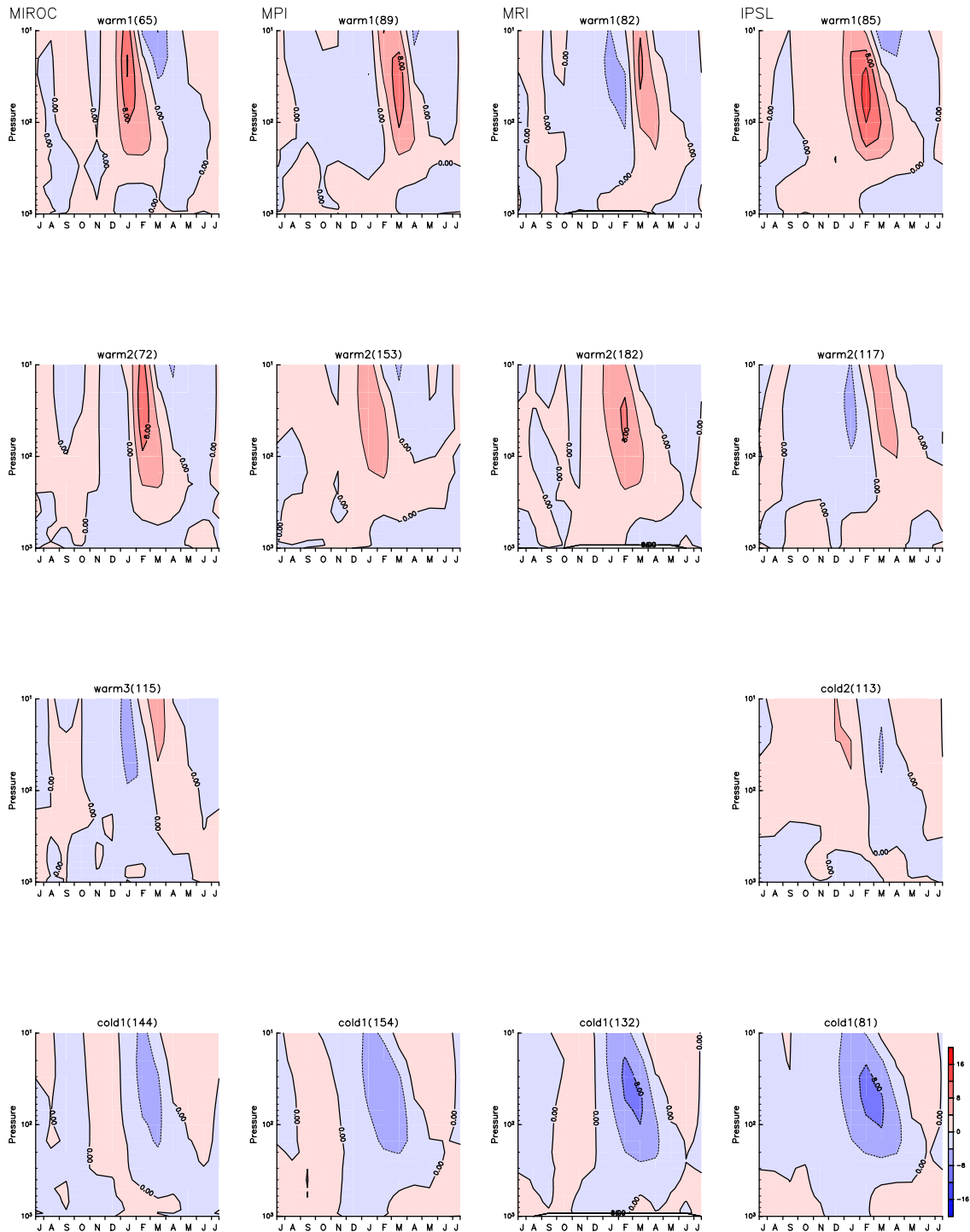


図 3.22: 各クラスターの気温の時間高度分布。括弧内の数字は各クラスターに分類される、冬季の気温推移の年数である。この図は MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR についての結果である。コンター間隔は 4K。残りの 3 モデルは次ページを参照。なお MRI-CGCM3 モデルでは 1000hPa 面は欠損値であった。

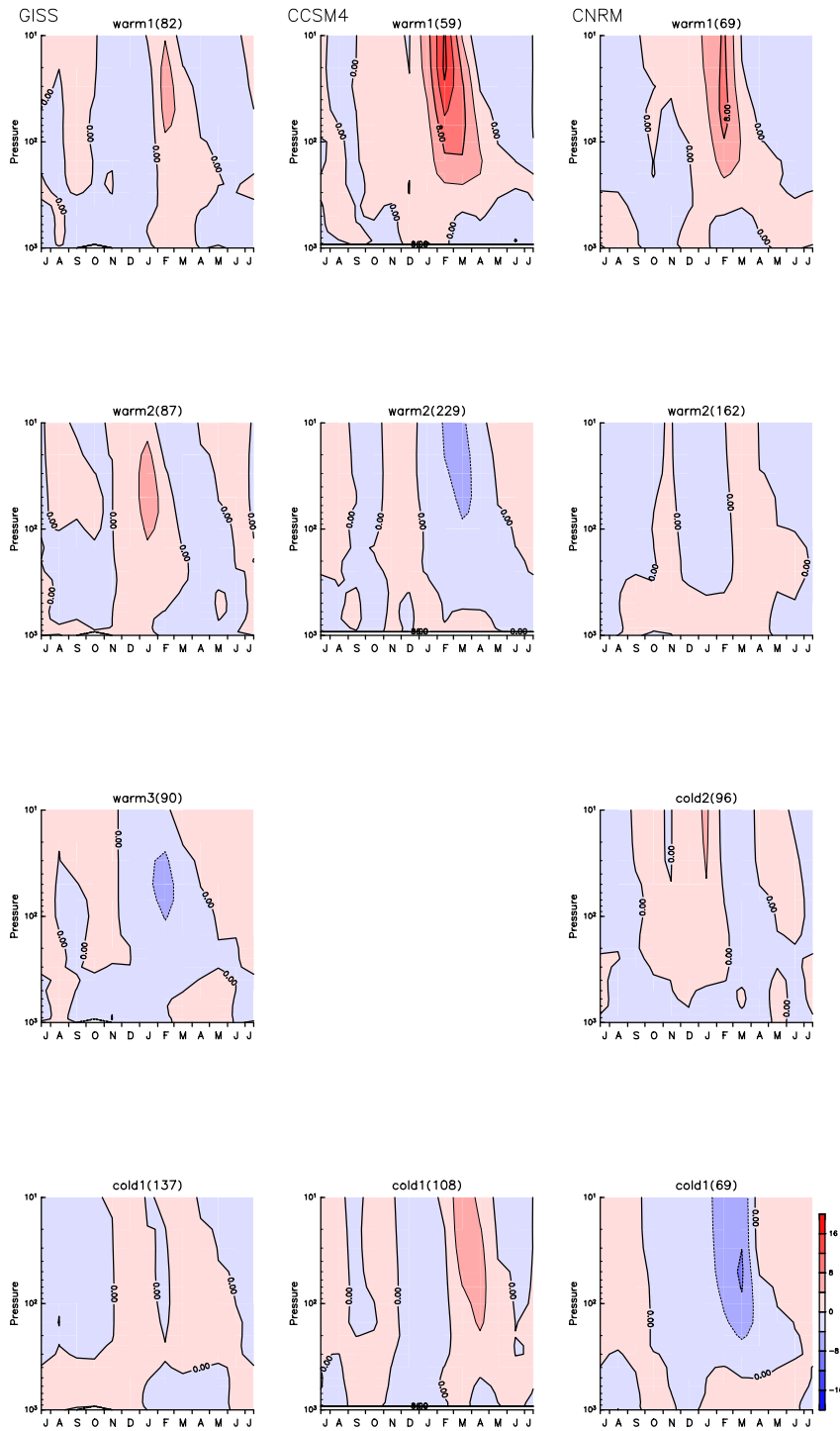


図 3.23: 各クラスターの気温の時間高度分布。括弧内の数字は各クラスターに分類される、冬季の気温推移の年数である。この図は GISS-E2-R、CCSM4、CNRM-CM5 についての結果である。コンター間隔は 4K。CCSM4 モデルでは 1000hPa 面は欠損値であった。

図 3.24 は、各モデルでのクラスター毎の個体数を棒グラフにしたものである。高温イベントクラスターは MPI-ESN-P や MRI-CGCM3 で多く出現し、低温イベントクラスターは CCSM4 で多く出現した。

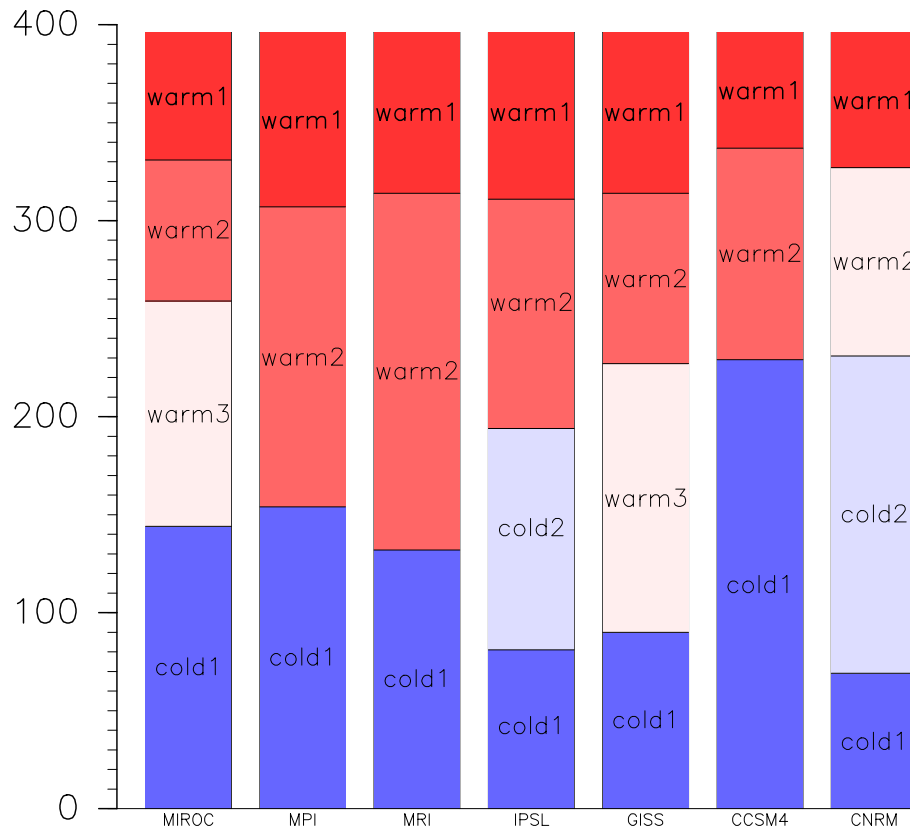


図 3.24: 各モデルでのクラスター毎の個体数。赤が高温イベントクラスター、青が低温イベントクラスターである。左から MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR、GISS-E2-R、CCSM4、CNRM-CM5 の順である。

次は、各モデル、各クラスターでの実験毎の個体数を棒グラフにした(図 3.25)。高温イベントクラスター、低温イベントクラスターはどの実験でも同じくらい含まれることがわかった。

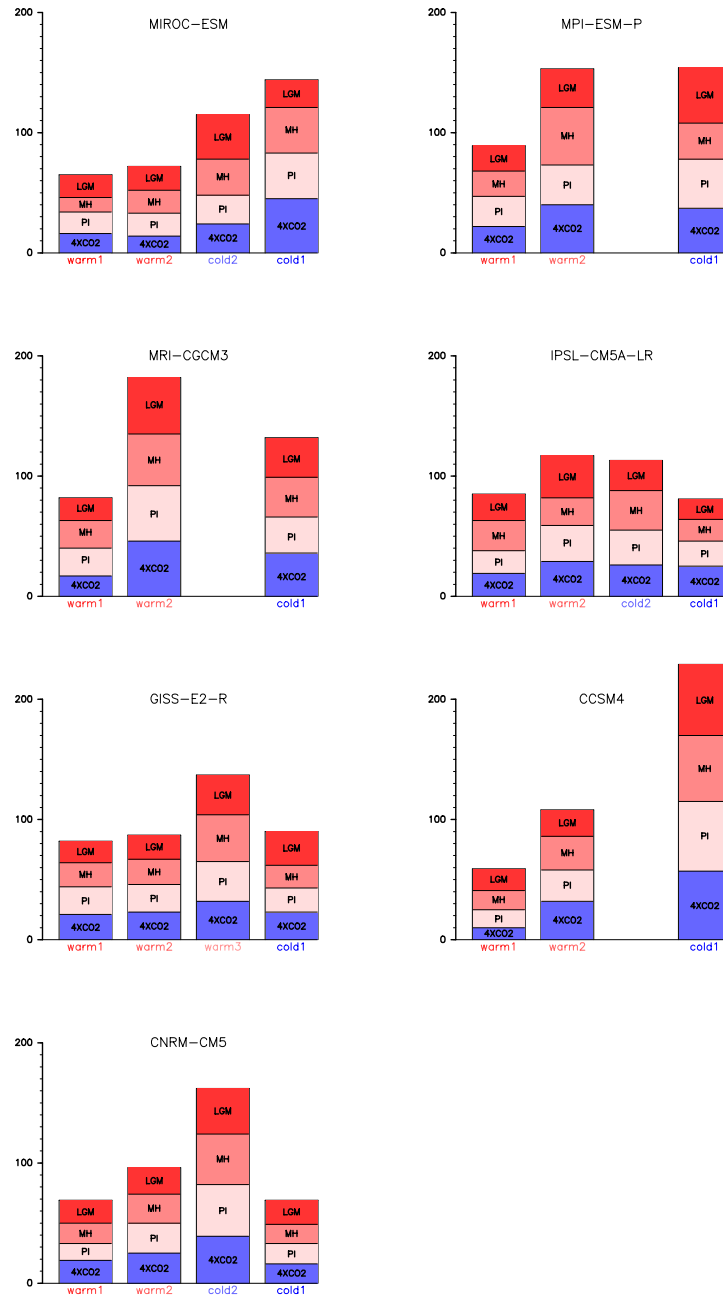


図 3.25: 各モデル、各クラスターでの実験毎の個体数。左端と左から二番目(ただし CNRM-CM5 は左端のみ)は高温イベントクラスター、右端は低温イベントクラスターを表している。

### 3.4.2 4 実験データのクラスター分析

次に、モデル 100 年分を実験ごとにまとめ、それらを一つのデータにした。4 実験ともに 700 年分のデータがある。

まずは、クラスターを適切な数に分けるため、3.4.1 節と同様にクラスター数とクラスター間の距離の関係を示した (図 3.26)。今回は図 3.26 の縦軸の線が最も長くなる場所をクラスターの数にした。その結果、LGM 実験と 4XCO2 実験ではクラスター数が 4 の時に線が最も長くなり、クラスター数を 4 つにした。一方で、MH 実験と PI 実験ではクラスター数が 3 の時に線が最も長くなり、クラスター数を 3 つにした。

図 3.27 は各実験で冬季の極域気温を分類した時の時間高度分布である。この図を見ると、それぞれ高温イベントクラスター、低温イベントクラスターが現れた。今回もそれぞれのクラスターが出現する割合やどのモデルで多く出現したかを調べる。

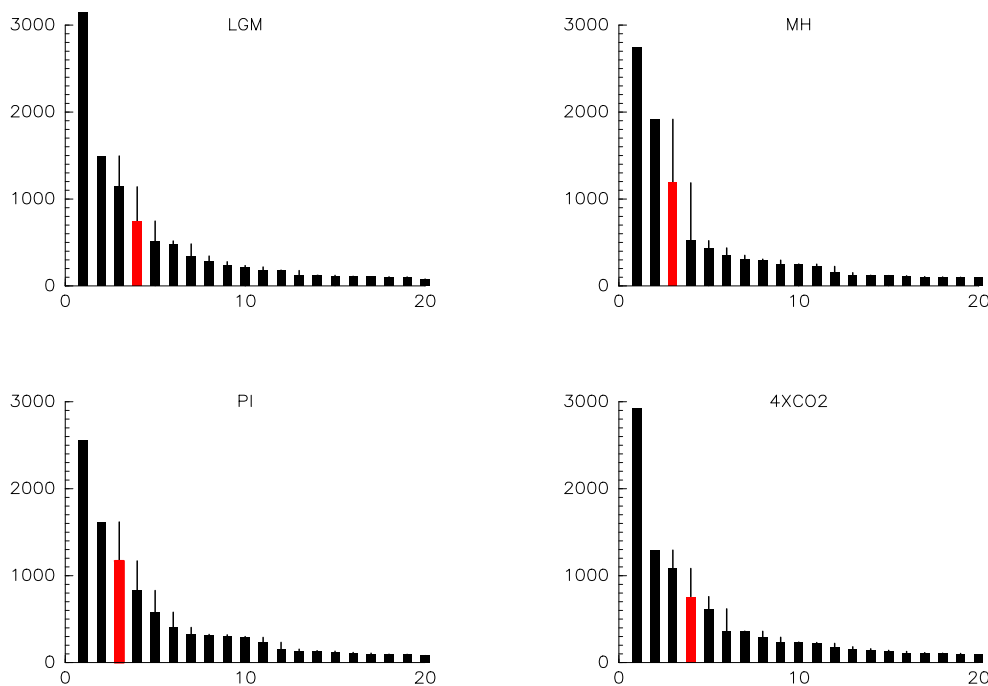


図 3.26: モデル毎のクラスター数とクラスター間の距離。縦軸はクラスター間の距離で、横軸はクラスター数を表している。黒線はクラスター数を一つ減らすと増加するクラスター間の距離である。ただし、クラスター数は 3 つ以上にするため、黒線はクラスター数 2 の線には引いていない。赤い棒はクラスター数 3 のときのクラスター間の距離である。

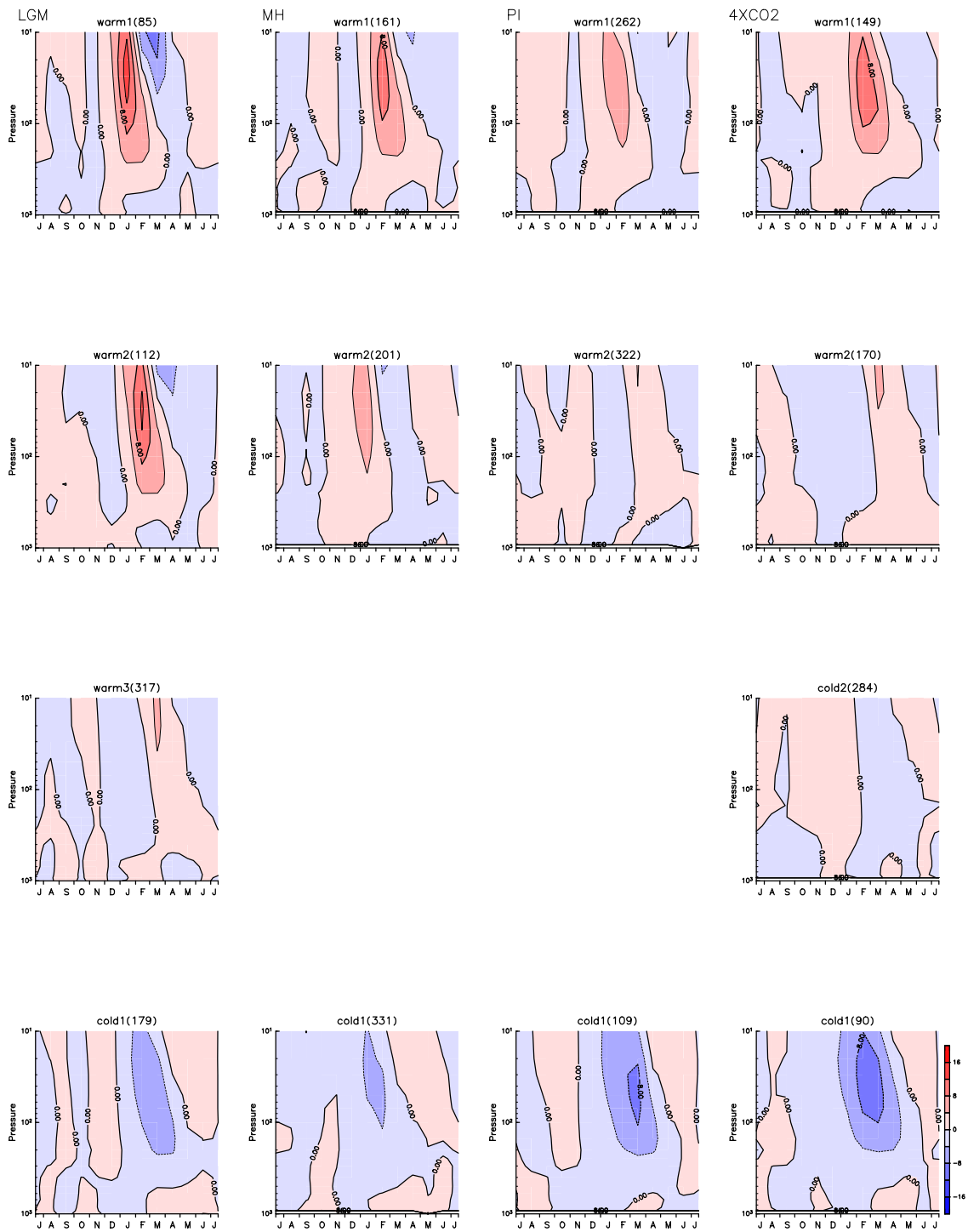


図 3.27: クラスター数が 3(4) のときの気温の時間高度分布。括弧内の数字は各クラスターが分類される、冬季の気温推移の年数である。コンター間隔は 4K。なお、1000hPa 面では LGM 実験を除き欠損値となっている。

図 3.28 は各実験でのクラスター毎の個体数を棒グラフにしたものである。どの実験でも高温イベントクラスターが低温イベントクラスターに比べて多く出現することがわかった。また、PI 実験と 4XCO2 実験では特にその傾向が顕著であった。

次は、各実験、クラスターでのモデル毎の個体数を棒グラフにした (図 3.29)。高温イベントクラスターや低温イベントクラスターはどの実験でも上端の高い 4 モデル (MIROC-ESM、MPI-ESM-P、MRI-CGCM3、IPSL-CM5A-LR) が多く含まれることがわかった。

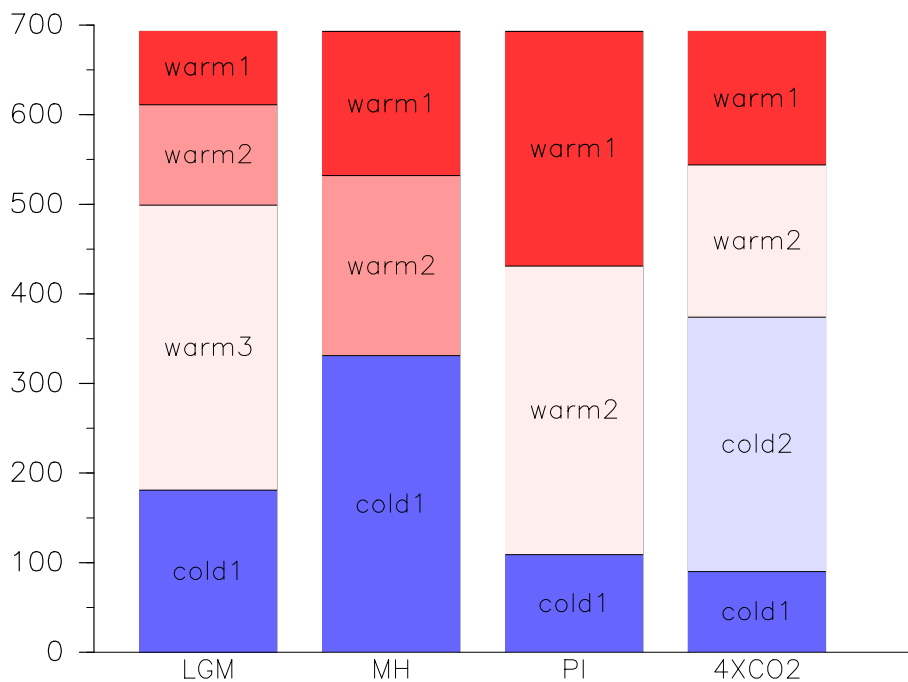


図 3.28: 各実験でのクラスター毎の個体数。赤が高温イベントクラスター、濃い青が低温イベントクラスターを表している。



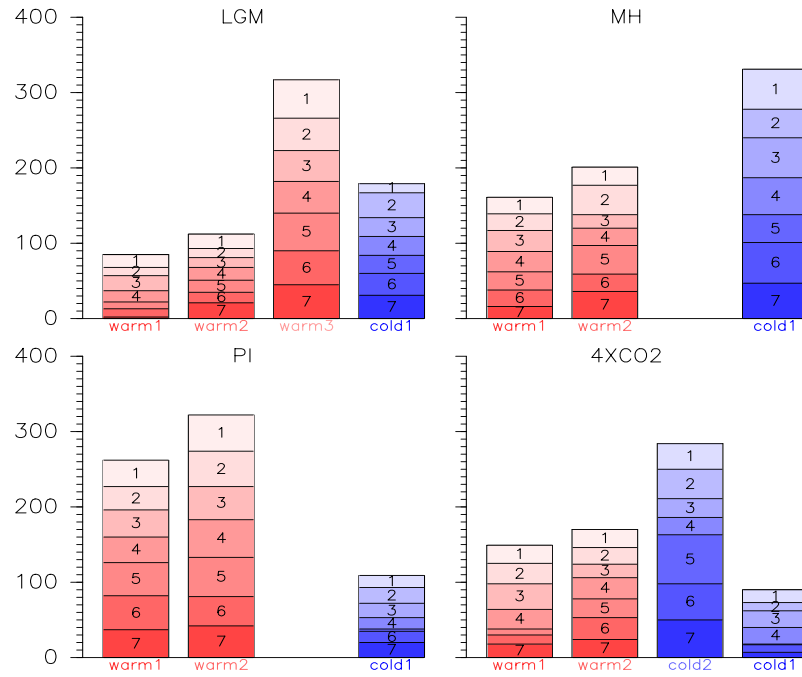


図 3.29: 各実験、各クラスターでのモデル毎の個体数。左端と左端から二番目は高温イベントクラスター、右端は低温イベントクラスターを表している。モデルは次の番号と対応している。MIROC-ESM(1)、MPI-ESM-P(2)、MRI-CGCM3(3)、IPSL-CM5A-LR(4)、GISS-E2-R(5)、CCSM4(6)、CNRM-CM5(7)。

### 3.5 本章の考察

3.2.1 節では、気温の鉛直分布を示した。成層圏では LGM 実験で 10K 程度の高温になったが、4XCO<sub>2</sub> 実験では 20K 以上の低温になった。Stocker et al. (2013b) によれば、「二酸化炭素の累積総排出量と世界平均地上気温の応答は、ほぼ比例関係」(p.25) とある。二酸化炭素の量は、LGM 実験では PI 実験の約  $\frac{2}{3}$  倍であり、LGM 実験からみると PI 実験の二酸化炭素の量は約  $\frac{3}{2}$  倍になっている。一方で、4XCO<sub>2</sub> 実験では二酸化炭素の量が PI 実験の 4 倍である。このため、PI 実験との気温の差は約  $\frac{3}{2}$ :4 の割合になると考えられ、成層圏で PI 実験との気温差はその比率に近くなっている。

全球気候モデルは、大気、海洋、陸地などの変化を考慮して、地球の気候を再現し、気候の変化を表現する数理モデルを指す。このため、モデル上端の高度が高いほど、10hPa 面付近では上部成層圏からの下降偏差の影響を受けると思われる。したがって、上端の高い 4 モデルでは成層圏で気温のばらつきが大きいと考えられる。

階層的クラスタ手法にはデータ数が増えるとその計算量も膨大になる。次に、非階層的手法として、k 平均法でクラスタ数を 3 にして 3000 年のデータを類型分けしたが、それぞれのクラスタの構成数は初期値に大きく依存した。このため、3.4 節では、モデル毎に実験結果データ 100 年分を合わせてクラスタ分析を行う方法、実験毎にモデル 100 年分を合わせる方法の二通りでクラスタ分析を二段階に分けて行った。

### 3.6 本章のまとめ

本章では、4 実験の気候モデルデータを用いて、冬季北極域の気温の分布や推移の特徴が実験やモデルによりどのように変わるか調べた。

3.2 節では、気温の分布が実験によりどのように変わるか調べた。時間平均、帯状平均した気温の高度分布を見ると、対流圏下部では LGM 実験は PI 実験に比べて 5K 低温で 4XCO<sub>2</sub> 実験では 5K 高温だった。一方で、成層圏上部では LGM 実験は 10K 高温だったのに対し、4XCO<sub>2</sub> 実験は 20K 低温になった。これは、二酸化炭素の量が成層圏で強く反映されるためだと考えられる。次に、モデルアンサンブル平均した気温の緯度高度分布を見ると、モデル間のばらつきは極域成層圏 (10hPa 面) で大きく、PI 実験と LGM、4XCO<sub>2</sub> 実験の気温差は北半球では冬季には北極域上部成層圏で、南半球では冬季には南緯 60 度付近の上部成層圏で赤道上部成層圏での気温差よりも小さかった。また、赤道対流圏界面では PI 実験と 4XCO<sub>2</sub> 実験、LGM 実験の気温差が両極対流圏界面に比べて大きかった。各気圧面で季節変化を見ると、モデルによって最も低温になる月が異なった。高度が低くなると最も低温になる季節が遅れていた。

3.3 節では、それぞれのモデルの実験結果データのうち 100 年を用いて、28 種類 (7 モデル × 4 実験) のデータを合わせて 2800 年のデータを作成し、EOF 解析を行った。寄与率は第一モードだけで 70.2%、第二モードで 16.6% になり、第一モードは下部成層圏 (20hPa 面付近) で腹になった。時間関数の分布を月毎に見ると、(PC1, PC2) の振幅は冬に大きく、PC1 の方向に広がっていた。そして、(PC1, PC2) の振幅の大きい上位 10% に着目し、それを PC1 が負 (正) になる年を高温 (低温) イベントとし、コンボジットした。その結果、冬季に着目すると 2.3 節と同様に成層圏で高温 (低温) が見られ、高温イベントが低温イベントに比べて多く出現した。次に高温イベントや低温イベントがどの実験、モデルで多く出現するか調べた。高温 (低温) イベントが冬 (春) には多く出現し、どの実験でも多く出現した。さらに、高温 (低温) イベントが二酸化炭素の量が増加すると、多く出現する月が早く (遅く) なる傾向にあった。さらに、高温 (低温) イベントが冬 (春) には上端高度の高い 4 モデルや CCSM4 モデルで出現しや

すい傾向にあった。

3.4 節では、最初にモデル毎に 4 実験結果データを一つにまとめ、5ヶ月の気温の推移を 10 次元ベクトルで表した。そして季節推移をクラスター分析で類型分けすると、高温イベントクラスターと低温イベントクラスターが現れた。ただし、GISS-E2-R では気温の標準偏差が小さいため高温偏差と低温偏差がともに弱かった。そして、モデル毎に各クラスターがどの実験で多く出現するか調べた。その結果、高温 (低温) イベントクラスターは二酸化炭素の量によらずどの実験でもおよそ同じくらい出現した。次に、実験毎に 7 モデル結果データを合わせて、同様の解析を行った。各実験ともに高温イベントクラスターと低温イベントクラスターが現れ、どの実験でも高温イベントが低温イベントに比べて多く出現した。次に実験毎に各クラスターのモデル毎の出現数を調べると両方とも上端高度が高い 4 モデルで多く出現した。ward 法の計算時間が膨大なこと、非階層的手法だと、初期値に強く依存するため、本節では二通りのやり方で二段階に分けてクラスター分析を行った。

## 第4章 おわりに

本研究では、過去・現在再現実験と未来予測実験の気候モデルデータを用いて、冬季北極域の気温の分布や推移の特徴が実験やモデルによりどのように変わるか調べることを目的とした。

第二章では、データ長500年のMRI-CGCM3モデルのPI実験のデータを解析した。北極域上空の月平均、帯状平均気温でEOF解析を行うと、EOF第一、第二モードでおおよそ説明できるとみなせた。そして、時間関数(PC1, PC2)の分布を月毎に求め、振幅の大きい上位10%に着目し、それをPC1が負(正)になる年でコンポジットした。冬季に着目したときは極端な高温(低温)が目立ち、極端な高温が極端な低温に比べて多く出現した。次に、気温の推移を5ヶ月(12~4月)×2次元(PC1, PC2)の10次元ベクトルで表し、クラスター分析を行い類型分けした。その結果、月とともに高温偏差が成層圏から対流圏へ下降するクラスター、弱い高温が3月に現れるクラスター、低温偏差が下降するクラスターの3つに類型分けでき、出現頻度はおよそ1対3対2の割合であった。

第三章では、第二章の手順に沿い、CMIP5の7全球モデルの4実験データを解析した。まずは、モデルの実験結果データのうち100年を用いて、28種類(7モデル×4実験)のデータを合わせて2800年のデータを作成し、EOF解析を行った。そして、高温イベントや低温イベントがどの実験、モデルで多く出現するか調べた。その結果、高温(低温)イベントは二酸化炭素の増加に伴い、多く出現する月が早く(遅く)なる傾向にあった。さらに高温(低温)イベントが冬(春)にモデル上端の高い4モデル(MIROC-ESM, MPI-ESM-P, MRI-CGCM3, IPSL-CM5A-LR)やCCSM4モデルで多く出現した。そして、モデル毎に4実験結果データを合わせて400年データを作成した。5ヶ月の季節推移を類型分けすると、全てのモデルで高温イベントクラスターと低温イベントクラスターが現れ、それらは二酸化炭素の量によらずどの実験でもおおよそ同じくらいに出現した。そして、実験毎に7モデルの結果データを合わせて同様の解析を行うと、どの実験でも高温イベントクラスターと低温偏差イベントクラスターが出現し、どの実験でも高温イベントクラスターが低温イベントクラスターに比べ多く出現した。次に実験毎にそれぞれのクラスターがどのモデルで多く出現するか調べるとモデル上端の高い4モデルで多く出現した。

本研究では、高温(低温)イベントが冬(春)に多く出現したこと、高温(低温)イベントが二酸化炭素の増加に伴い多く出現する月が早く(遅く)なる傾向にあること、高温(低温)イベントが冬(春)には上端高度の高いモデルで多く出現したことがわかった。さらに、冬季の高温(低温)イベントクラスターもどの実験も同じくらい出現したが、上端高度の高いモデルで多く出現したことがわかった。

## 謝辞

修士論文の執筆にあたり、多くの時間を割いて熱心にご指導下さいました余田成男教授に深く感謝を申し上げます。また、様々な面でご指導下さいました石岡圭一准教授、内藤陽子助教、西本絵梨子博士、納多哲史博士をはじめとする京都大学気象学研究室のみなさま、さらに様々な面で支えていただいた大気分科の同級生の皆様にも感謝いたします。なお、本論文におけるデータ解析、可視化には地球電脳流体ライブラリを使用しました。データとして、気象庁気象研究所により提供されている MRI-CGCM3 のデータ、さらに東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、海洋研究開発機構で開発を行い提供されている MIROC-ESM のデータ、ドイツのマックス・プランク研究室により提供されている MPI-ESM-P のデータ、フランスのラプラス研究所により提供されている IPSL-CM5A-LR のデータ、ゴダード宇宙研究所により提供されている GISS-E2-R のデータ、全米大気宇宙センターにより提供されている CCSM4 のデータ、フランス気象研究所国立センターにより提供されている CNRM-CM5 のデータを使わせていただきました。ここに感謝の意を表します。最後に、他大学から京都大学に進学する時や、論文執筆中に行き詰まった時に様々な助言をしていただいたり、私を今までずっと支えてくれた家族の皆様にもこの場を借りて感謝いたします。

## 第 A 章 本研究に関係ある確率統計の基礎

今回の論文執筆にあたり、様々な解析方法を学んだ。ここでは、以下の図書を参考にし、論文執筆で必要な解析方法をまとめた。

## 関連図書

- [1] 伊藤久徳, 見延庄太郎 (2010), 気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法 気象研究ノート第 221 号, pp.155-161, 日本気象協会
- [2] 永田靖, 棟近雅彦 (2001), 多変量解析法, pp.178-185, サイエンス社
- [3] 奥野忠一, 久米均, 芳賀敏郎, 吉澤正 (1971), 多変量解析法 (改訂版), pp.391-410, 日科技連出版社

### A.1 EOF 解析

論文 2.3 節、3.3 節では、EOF 解析を解析手法とした。この節では、[1] を参考にして EOF 解析についてまとめている。Empirical Orthogonal Function(EOF) 解析は、データを要約するための代表的な手段である。この手法は、多数のデータから、モードと呼ばれる少数個の時間・空間関数を抽出し、次元を減らすことで元のデータの持つ特徴を理解しやすくしようという方法である。

#### A.1.1 多変量データのモード展開

弦の振動におけるモード展開を式で表すと、

$$z(t, x) = \sum_{m=1}^{\infty} T_m(t) X_m(x) \quad (\text{A.1})$$

と書ける。ここで弦の変位を  $z$ 、時間を  $t$ 、空間を  $x$ 、時間関数を  $T$ 、空間関数を  $X$ 、何番目のモードであるかのモード番号を  $m$  で表している。

式 (A.1) と全く同じように多変量データについてもモード展開を式で表すことができる。観測データを行列  $Z$  で表すと、モード展開は、

$$Z = TX^T \quad (\text{A.2})$$

と表される。

また、 $T$  の第  $m$  列を取り出したベクトル  $t_m$  は第  $m$  モードの時間関数、 $X$  の第  $m$  列を取り出したベクトル  $x_m$  は、第  $m$  モードの空間構造を示している。

式 (A.2) から、第  $m$  モードの時間関数と空間関数を用いて、元データのうちそのモードで説明される部分  $Z_m$  を復元することができる。すなわち、

$$Z_m = \sum_{m=1}^M t_m x_m^T \quad (\text{A.3})$$

である。

### A.1.2 EOF 解析の概説

EOF 解析は、最も大きな分散を説明するように線形モード展開におけるモードを選ぶものである。この計算は共分散行列の固有値、固有ベクトル問題となる。時間関数を求めるには、式 (A.2) の右から  $X$  をかけて空間構造が正規直交であることを用いると、

$$T = ZX \quad (\text{A.4})$$

と容易に求めることができる。

EOF 解析においては、時間関数は主成分 (principal component, PC) と呼ばれる。一方で空間構造は狭義の EOF とも呼ばれる。したがって大気・海洋の分野では、第  $m$  モードの時間関数と空間構造をそれぞれ  $PC_m$ 、 $EOF_m$  という表現が使われている。

### A.1.3 EOF における分散

線形モード展開において、異なるモード間で時間関数が無相関であるなら全分散が各モードの分散の和で表される。空間関数が規格化されているなら、全分散は固有値  $\lambda_m$  の総和である。特定のモードが説明する分散の全分散に対する比  $c_m$  を寄与率 (proportion, percent variance) などと呼び、空間構造が規格化されている場合には

$$c_m = \frac{\lambda_m}{\sum_{m=1}^M \lambda_m} \quad (\text{A.5})$$

となる。

### A.1.4 EOF 解析の手順

1. 時間を行、空間を列とするデータ行列を作る。
2. データ行列から列平均、すなわち時間平均を引き去る。
3. そこから、共分散行列  $V$ 、または相関行列  $R$  を作る。
4. 行列の固有値問題を解く。固有値の大きい順に並べて、それに対応する固有ベクトルとして主成分 (EOF) を得る。また、固有値から各成分の寄与率を得る。
5. 式 (A.4) によって、時間関数 (PC) を求める。



## A.2 クラスタ分析

2.4節、3.4節では、クラスタ分析を解析手法とした。この節では [2]、[3] を参考にして、クラスタ分析について学んだことをまとめる。

### A.2.1 クラスタ分析とは

ある集団の個体 (要素、分類単位などよんでもよい) をいくつかの群 (類型、パターン、集落などともいう) に分類したいという欲求は、生物学の分野にとどまらず、種々様々の領域に存在する。対象の個体についての幾種類かの特性を測り、その特性値 (データ) のみにもとづいて個体を分類する時、これを数値分類法 (numerical taxonomy) という。数値分類法の背景には、元来、系統発生的・階層的 (hierarchical) な構造が前提とされていたが、そのような構造が想定できない場合でも、“似た者同士”を集める手法としてクラスタ分析 (Cluster Analysis, クラスタとは集落の意) が登場したのである。この手法は、主観を交えず一定の算法 (algorithm) にしたがって分類することだけを目的にする。

### A.2.2 距離の定義

データとしては  $n$  個の個体のおのおのについて  $p$  種の特性が測られたとしよう。これを

$$x_{\alpha i} (\alpha = 1, 2, \dots, n; i = 1, 2, \dots, p) \quad (\text{A.6})$$

で表す。 $\alpha$  番の個体と  $\beta$  番の個体との距離の定義の基本としては、各変数ごとの差

$$x_{\alpha i} - x_{\beta i} (i = 1, 2, \dots, p) \quad (\text{A.7})$$

が考えられる。式 (A.7) にもとづくユークリッド距離の定義は、

$$d_{\alpha\beta}^2 = \sum_{i=1}^p (x_{\alpha i} - x_{\beta i})^2 \quad (\text{A.8})$$

と示される。

式 (A.8) で、 $d$  は距離を定義するもので、小さいほど  $\alpha$  と  $\beta$  は似ていることになる。ユークリッド距離は、各変数を直交する座標軸にとった時のものであり、変数の正規直交変換に対して不変である。

### A.2.3 クラスタ間の距離

クラスタ間の距離はいくつかの方法で求めることができる。ここではその方法を簡単にまとめておく

#### 最短距離法

二つのクラスタに属する対象の内、最も近い対象間の距離をクラスタ間の距離とする手法

### 最長距離法

二つのクラスターに属する対象の内、最も遠い対象間の距離をクラスター間の距離とする手法

### 群平均法

二つのクラスターに属する対象間のすべての組み合わせの距離を求め、その平均値をクラスター間の距離とする手法

### 重心法

各クラスターの代表点を重心とし、重心間の距離をクラスター間の距離とする手法

### ward 法

新たに統合されるクラスター内の平方和を最も小さくするという基準でクラスターを形成していく方法。後ほど詳しく取り上げる。

## A.2.4 算法

クラスター分析の手法は、階層的 (hierarchical) クラスター分析と非階層的 (non-hierarchical) クラスター分析の二つに分けることができる。

階層的な手法は、後述する”樹形図”によって表現されるような、集団の系統発生的な構造を探ることによってクラスターを構成しようとするものである。

非階層的な手法では、クラスターの妥当性の基準として、クラスター内の変動をできるだけ小さくし、クラスター間の変動をできるだけ大きくしようとするのが普通であるが、クラスター内での確率的分布状態をとらえて、それによってクラスターを構成しようとするモード分析という手法も考えられている。

### 階層的な手法の算法

階層的なクラスター分析では、個体間の階層的な関係を追求して樹形図 (dendrogram) とよばれる表示を行うことを目的としている。階層的なクラスター分析では、クラスター間の距離を計算して最も近いものを一つのクラスターに融合していく過程と、結果を樹形図として表示する過程が必要である。

まず、個体間の距離を計算しておき、はじめは各個体がそれぞれ大きさが 1 のクラスターを構成するもの考える。以下は次の手順を反復する。その時点でもっとも近い二つのクラスターを選び出し、それらを融合して新しいクラスターをつくり、新しいクラスターと残りのクラスターとの距離を計算し直す。

## 非階層的手法の算法

非階層的手法では、階層的關係にはこだわらずに、集団をいくつかの群に分割することを試みる。算法としては、初期状態として適当な分割(クラスター)を一応与えてから、目の子式に改善を試みて最良の分割を追求する。それでは局所的な意味での最良の分割である危険があるので、別の初期状態をいろいろ設定しなおして反復し、改善される割合の少なくなった時点で、それまでの最良の分割をクラスターとして採用する。

### A.2.5 ward 法

ward 法は、新たに統合されるクラスター内の平方和を最も小さくするという基準でクラスターを形成していく方法である。階層的手法の一つであるが、実用性に関して評価の高い手法なので、本節で取り上げる。

#### 変数が $p$ 個の場合の ward 法

クラスター  $l$  とクラスター  $m$  を統合してクラスター  $lm$  を作成する。

クラスター  $l$  とクラスター  $m$  に属する第  $k$  変数の  $i$  番目のデータをそれぞれ  $x_{lik}, x_{mik}$ 、クラスター  $l$ 、第  $k$  変数の平均を  $\overline{x_{l \cdot k}}$ 、クラスター  $m$ 、第  $k$  変数の平均を  $\overline{x_{m \cdot k}}$ 、サンプルサイズを  $n_l, n_m$  とすると、クラスター  $l$  の平方和  $S_l$ 、クラスター  $m$  の平方和  $S_m$  は、

$$S_l = \sum_{i=1}^{n_l} \sum_{k=1}^p (x_{lik} - \overline{x_{l \cdot k}})^2 \quad S_m = \sum_{i=1}^{n_m} \sum_{k=1}^p (x_{mik} - \overline{x_{m \cdot k}})^2 \quad (\text{A.9})$$

となる。

また、クラスター  $l, m$  を結合した時のクラスター  $S_{lm}$  の平方和は、

$$S_{lm} = S_l + S_m + \Delta S_{lm} \quad (\text{A.10})$$

という関係が成り立つ。

平方和の増加分  $\Delta S_{lm}$  がクラスター  $l$  とクラスター  $m$  との距離である。したがって、クラスター間の距離は、

$$\Delta S_{lm} = \frac{n_l n_m}{n_l + n_m} \sum_{k=1}^p (\overline{x_{l \cdot k}} - \overline{x_{m \cdot k}})^2 \quad (\text{A.11})$$

となる。

#### 樹形図

クラスターの形成過程を示すために、樹形図を用いることが多い。樹形図は、縦軸に距離をとり、横軸に対象を等間隔に並べ、結合された対象またはクラスターを結合時の高さで結んだものである。

樹形図を任意の距離で切断すると、いくつかのグループに分けることができる。クラスター分析では、クラスターの形成は距離という客観的な指標で行えるが、「いくつかのグループに分けるか」「それらの特徴は何か」については解析者の意図が入る。

## 第B章 詳細図

### B.1 気象研気候モデル、Pre-Industrial control実験の月平均、帯状平均気温の分布

#### B.1.1 気温の時間高度分布

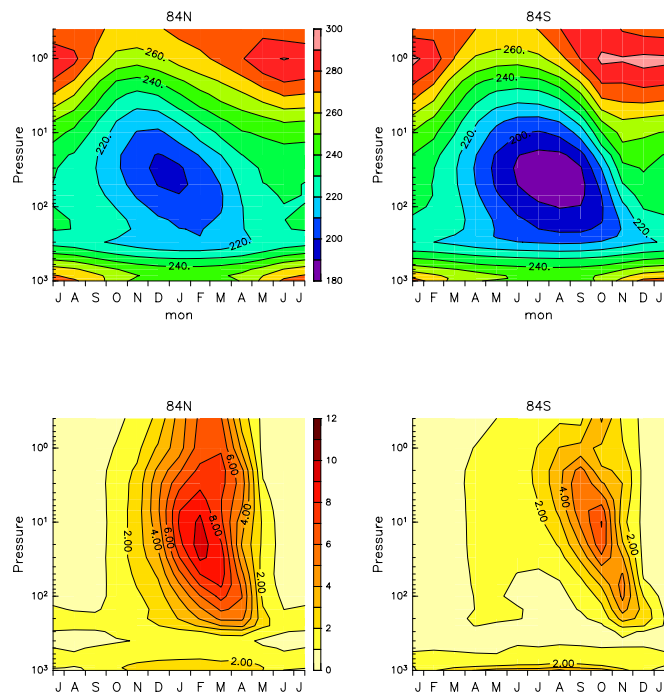


図 B.1: 両極域での 500 年間平均気温 (上) と気温の 500 年間の標準偏差 (下) の月毎の時間高度分布。コンター間隔はそれぞれ 10K と 1K。

### B.1.2 気温の時間緯度分布

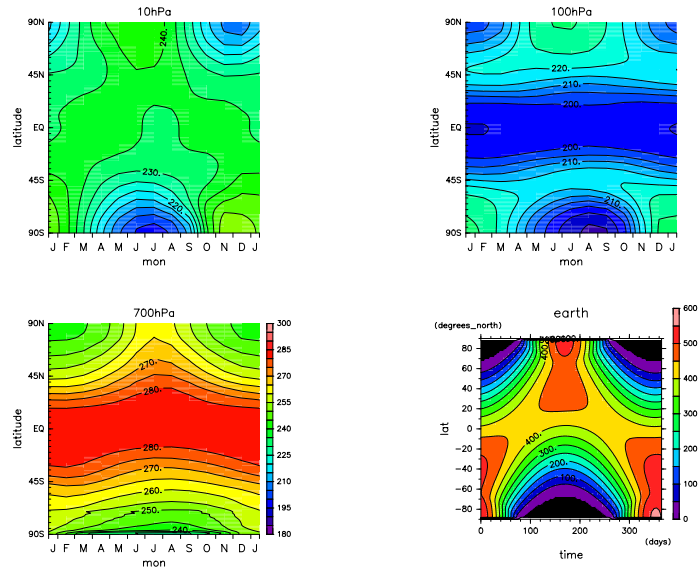


図 B.2: 各気圧面での 500 年平均気温の時間緯度分布。コンター間隔は 5K。右下は地球の日射量を表している。

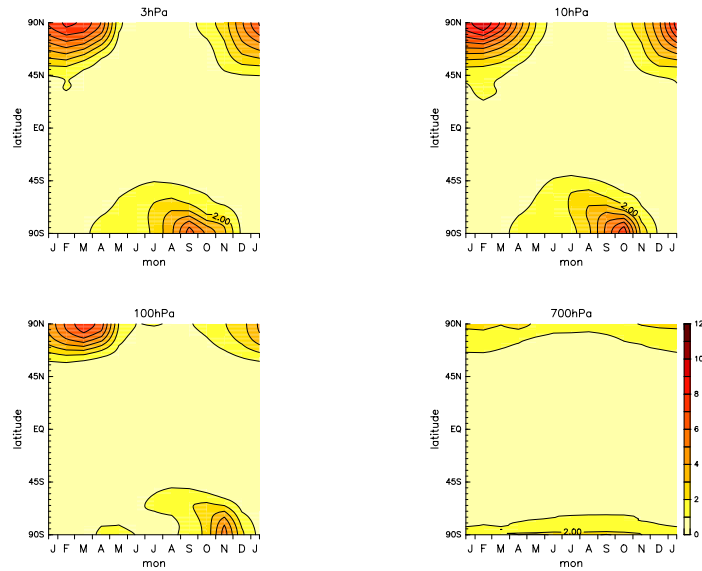


図 B.3: 各気圧面での気温の 500 年間の標準偏差の時間緯度分布。コンター間隔は 1K。

## B.1.3 極端 25 年コンポジットの気温の時間鉛直分布

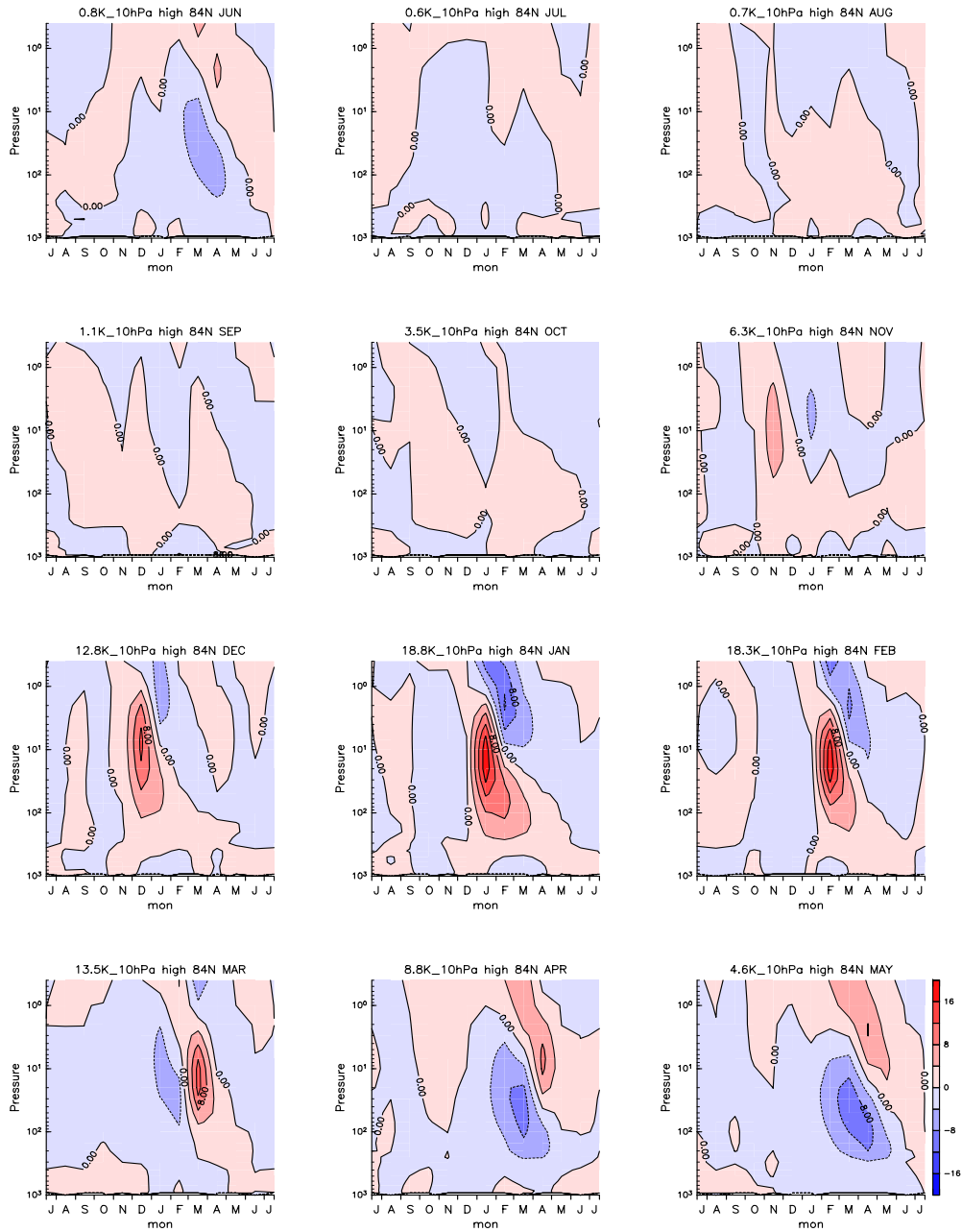


図 B.4: 北極域、10hPa、各月に着目した時の高温上位 5% コンポジットの気温の時間鉛直分布。コンター間隔は 4K。(再掲)

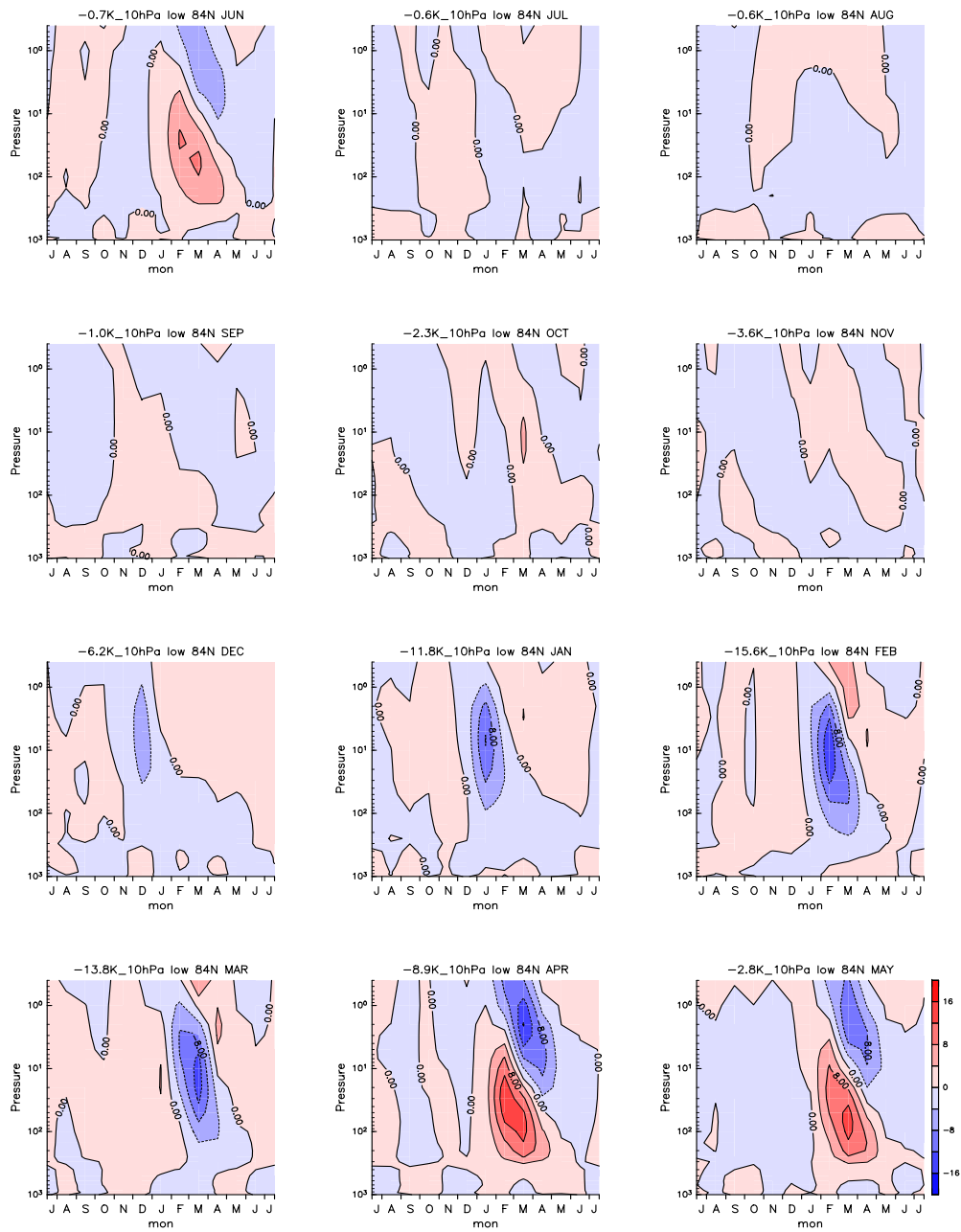


図 B.5: 北極域、10hPa、各月に着目した時の低温上位5%コンポジットの気温の時間鉛直分布。コンター間隔は4K。



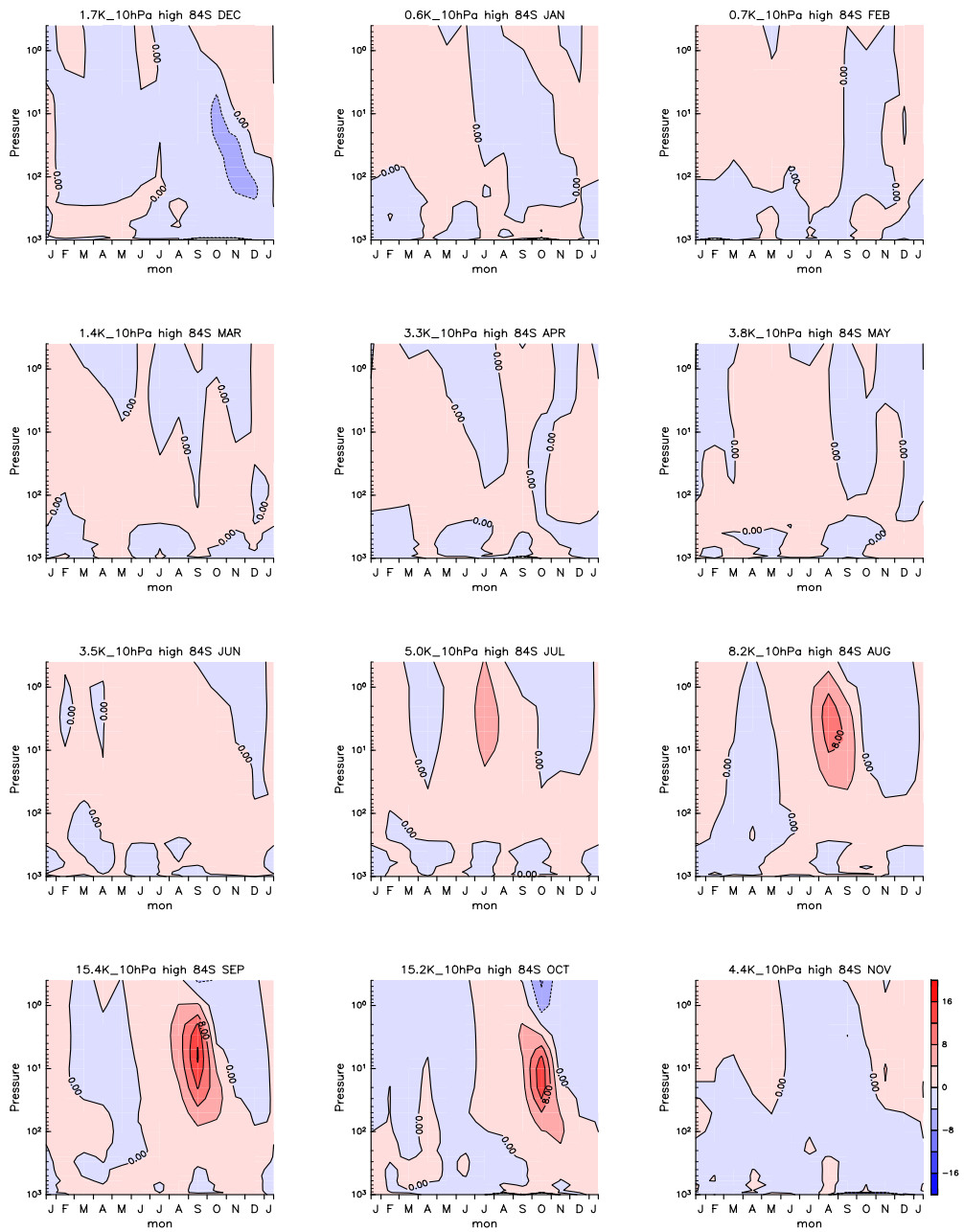


図 B.6: 南極域、10hPa、各月に着目した時の高温上位5%コンポジットの気温の時間鉛直分布。コンター間隔は4K。

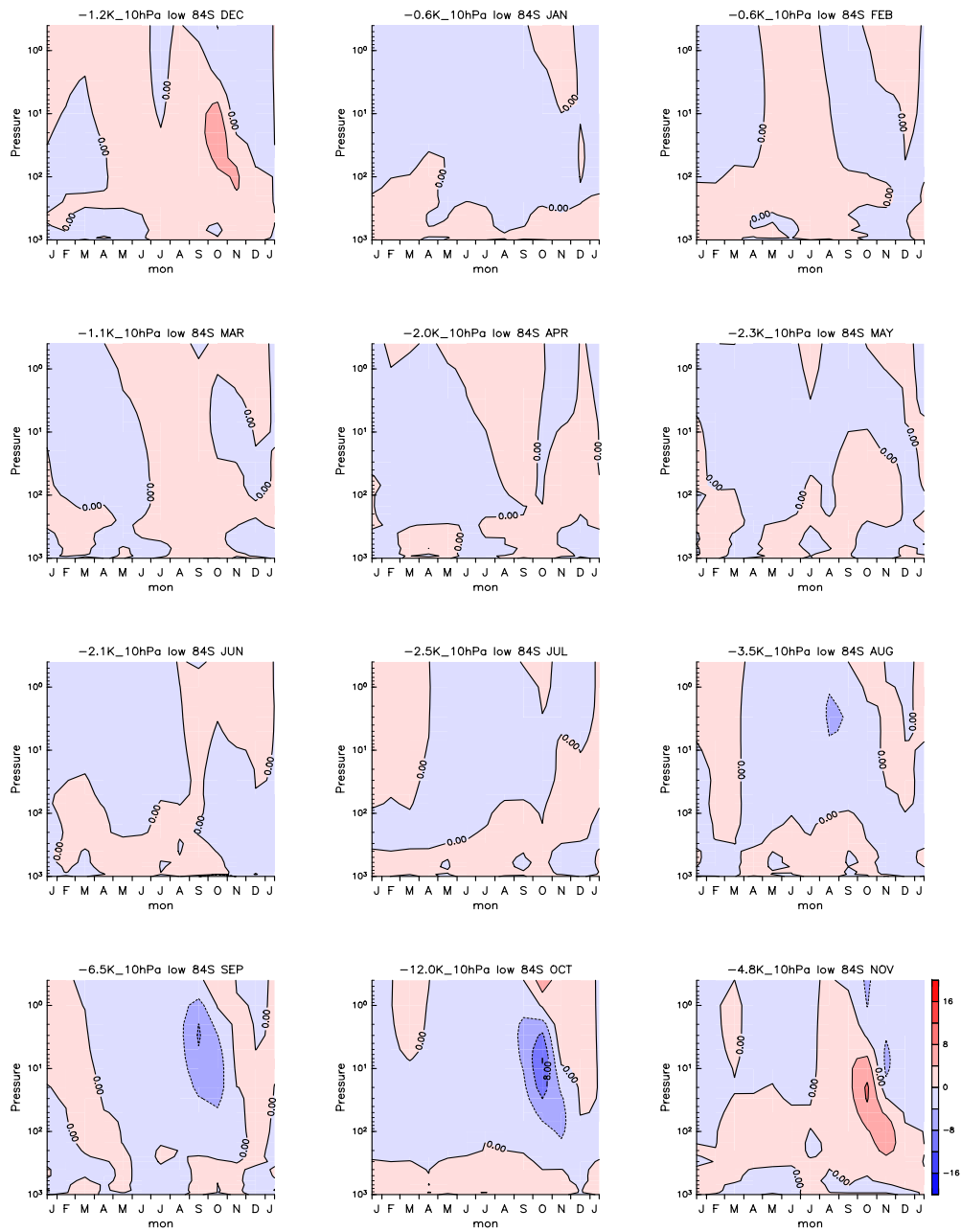


図 B.7: 南極域、10hPa、各月の低温 25 年コンポジットの気温の時間鉛直分布。コンター間隔は 4K。

## B.1.4 EOF 解析後の振幅上位 10% (50 年) のコンポジット

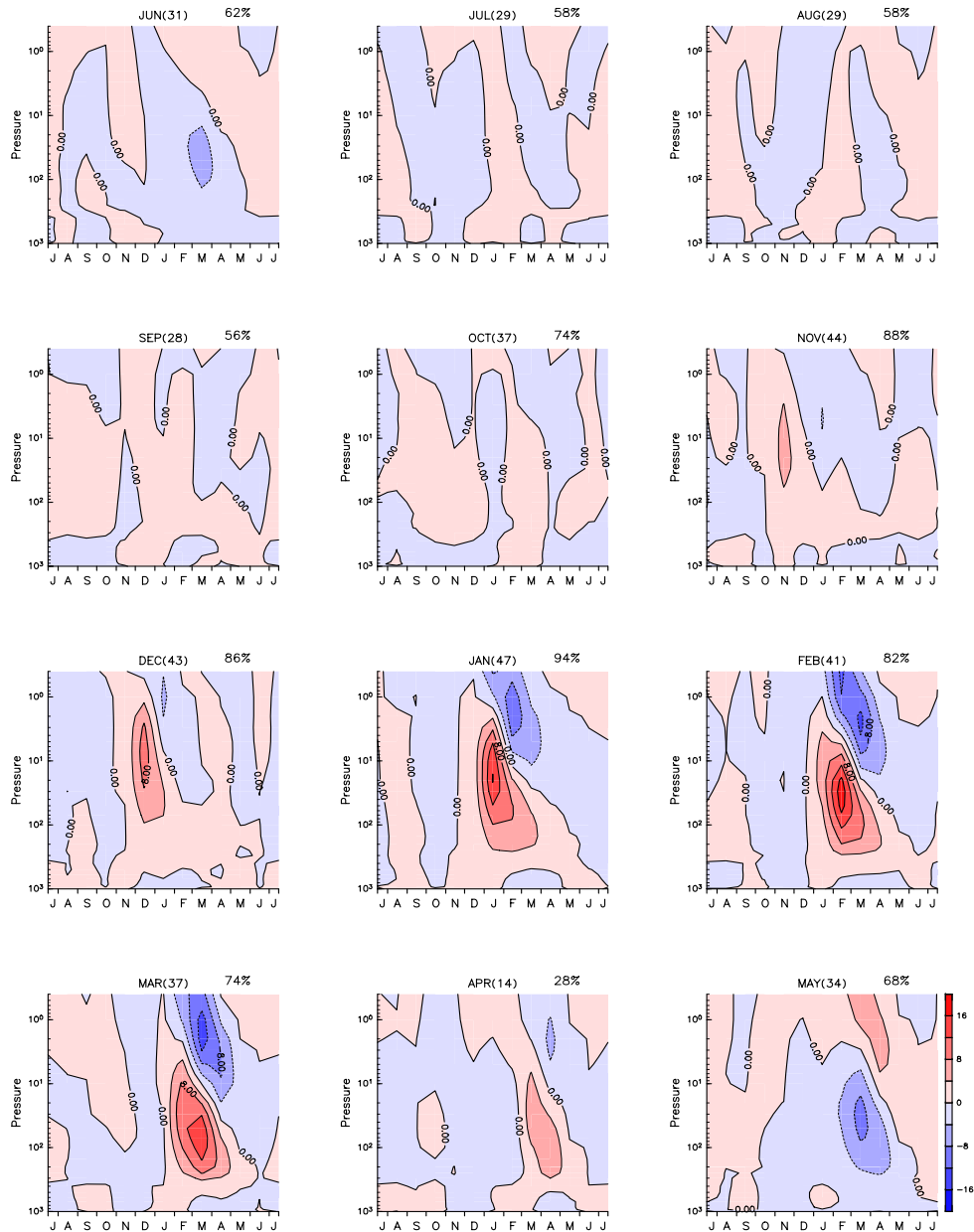


図 B.8: 各月で振幅が大きい上位 10% のうち PC1 が負に大きい年の気温のコンポジット。括弧内の数字は 50 年のうちで高温が出現する年数、右上横の数字は、50 年のうち高温が出現する年数の割合である。コンター間隔は 4K。(再掲)

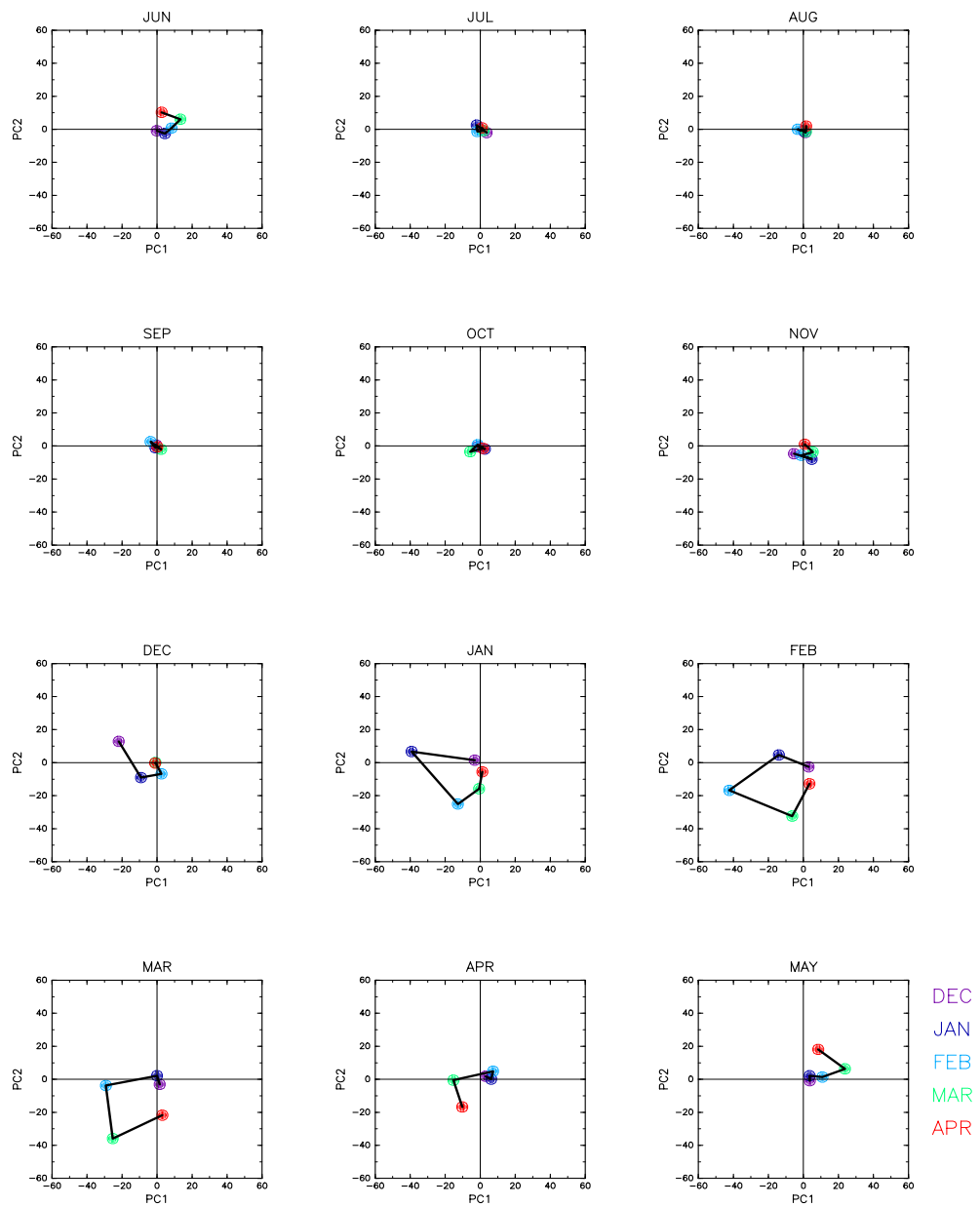


図 B.9:  $PC1$  が負に大きい時の  $(PC1, PC2)$  平面内での 500 年分の分布。

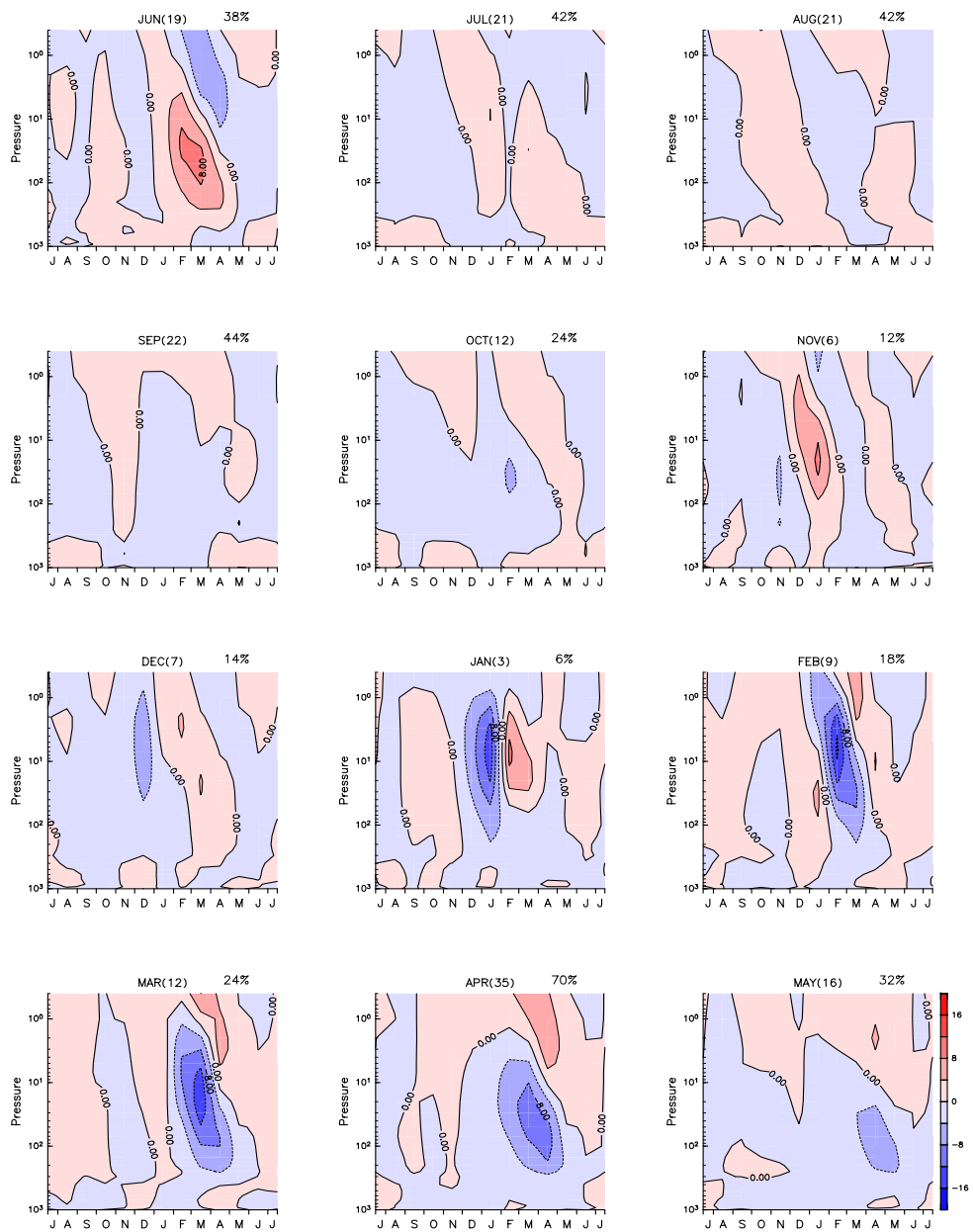


図 B.10: 各月で振幅が大きい上位 10% のうち PC1 が正に大きい年の気温のコンポジット。括弧内の数字は 50 年のうちで低温が出現する年数、右上横の数字は、50 年のうち低温が出現する年数の割合である。コンター間隔は 4K。

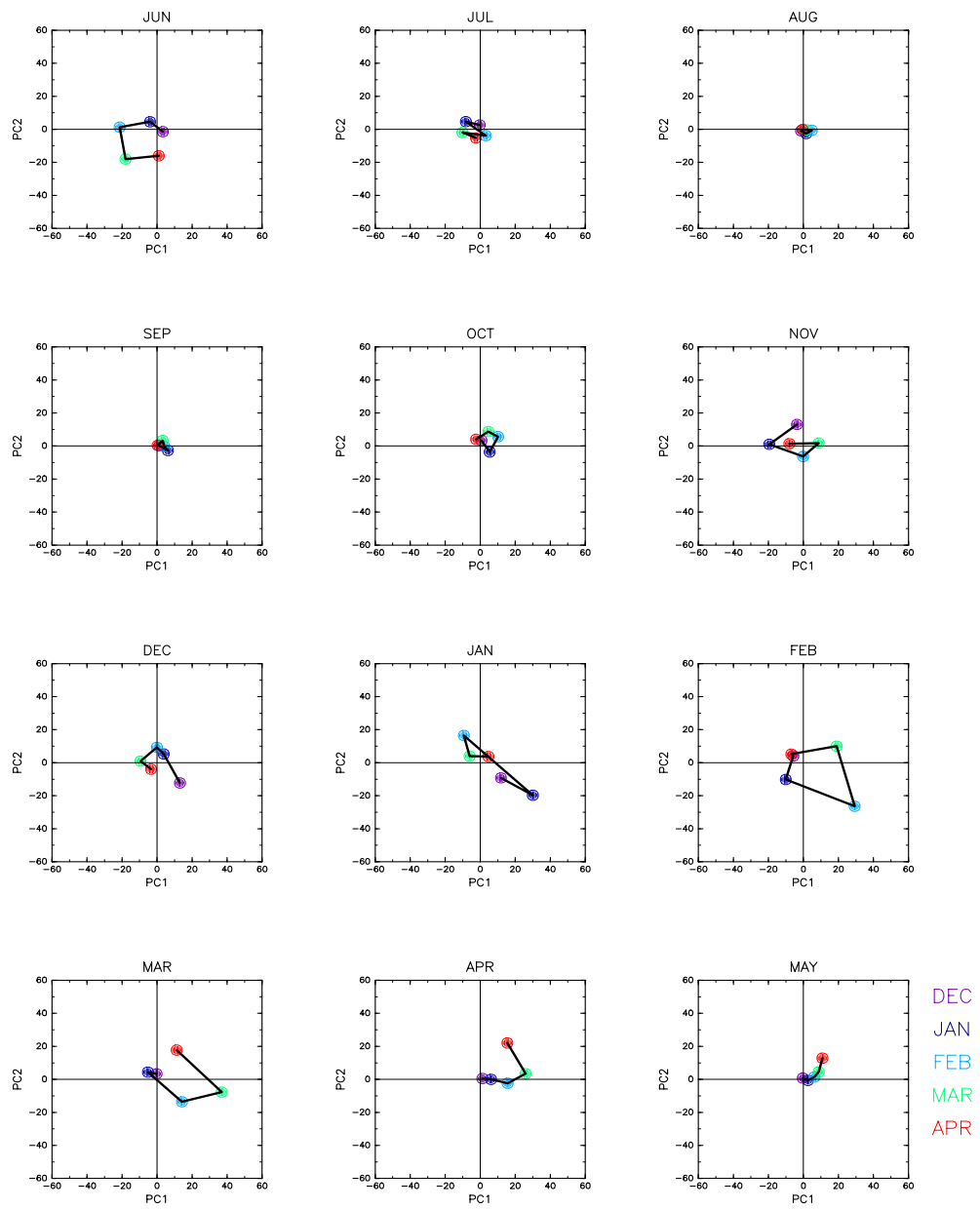


図 B.11: PC1 が正に大きい時の (PC1,PC2) 平面内での 500 年分の分布。

## B.2 4実験の月平均、帯状平均した全モデルアンサンブル平均気温

### B.2.1 4実験の全モデルアンサンブル平均気温の時間高度分布

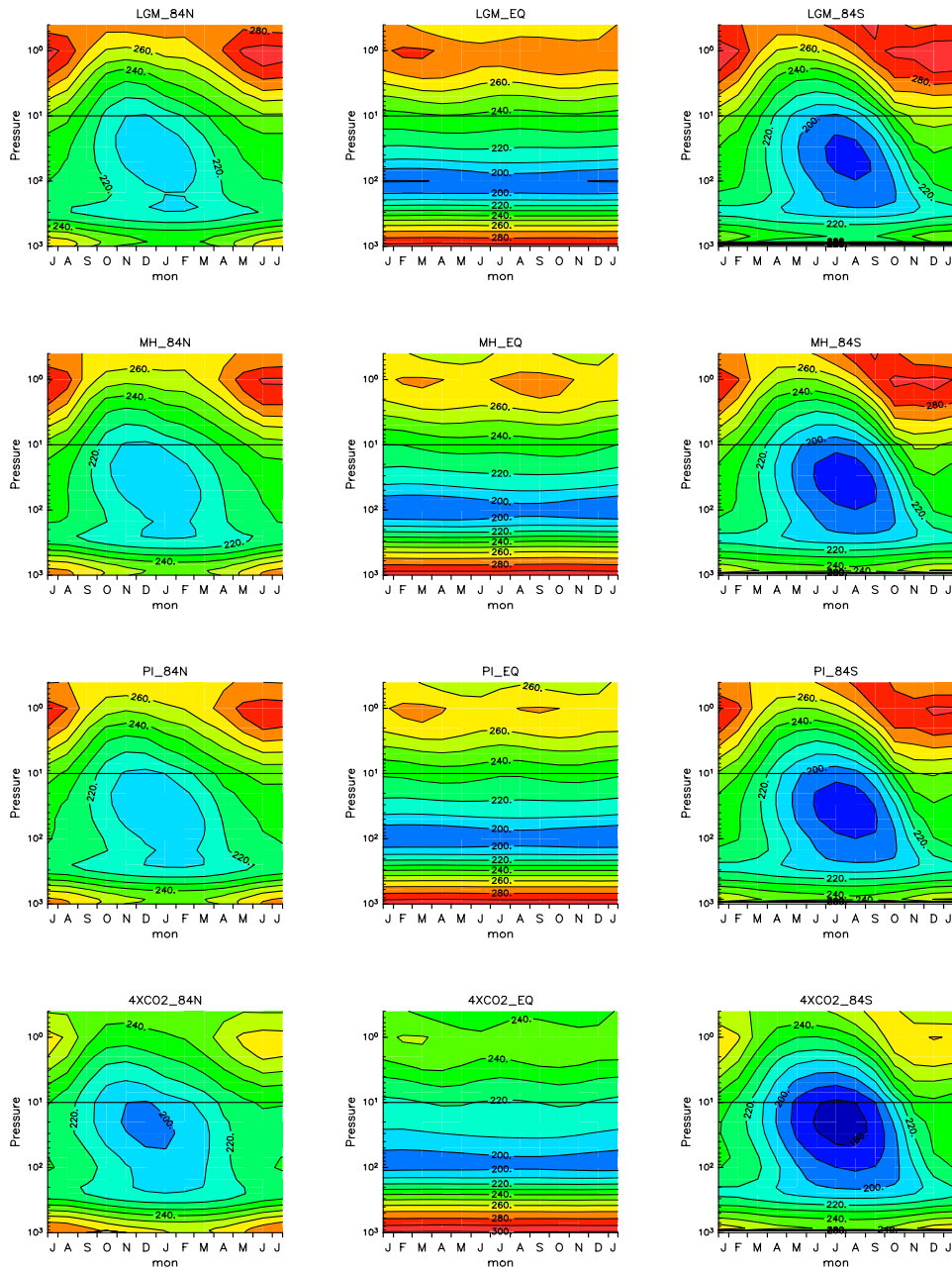


図 B.12: 両極域、赤道での全モデルアンサンブル平均気温の時間高度分布。黒線 (10hPa) 以高は 3 モデルの平均、それ以下は 7 モデルの平均である。コンター間隔は 10K。

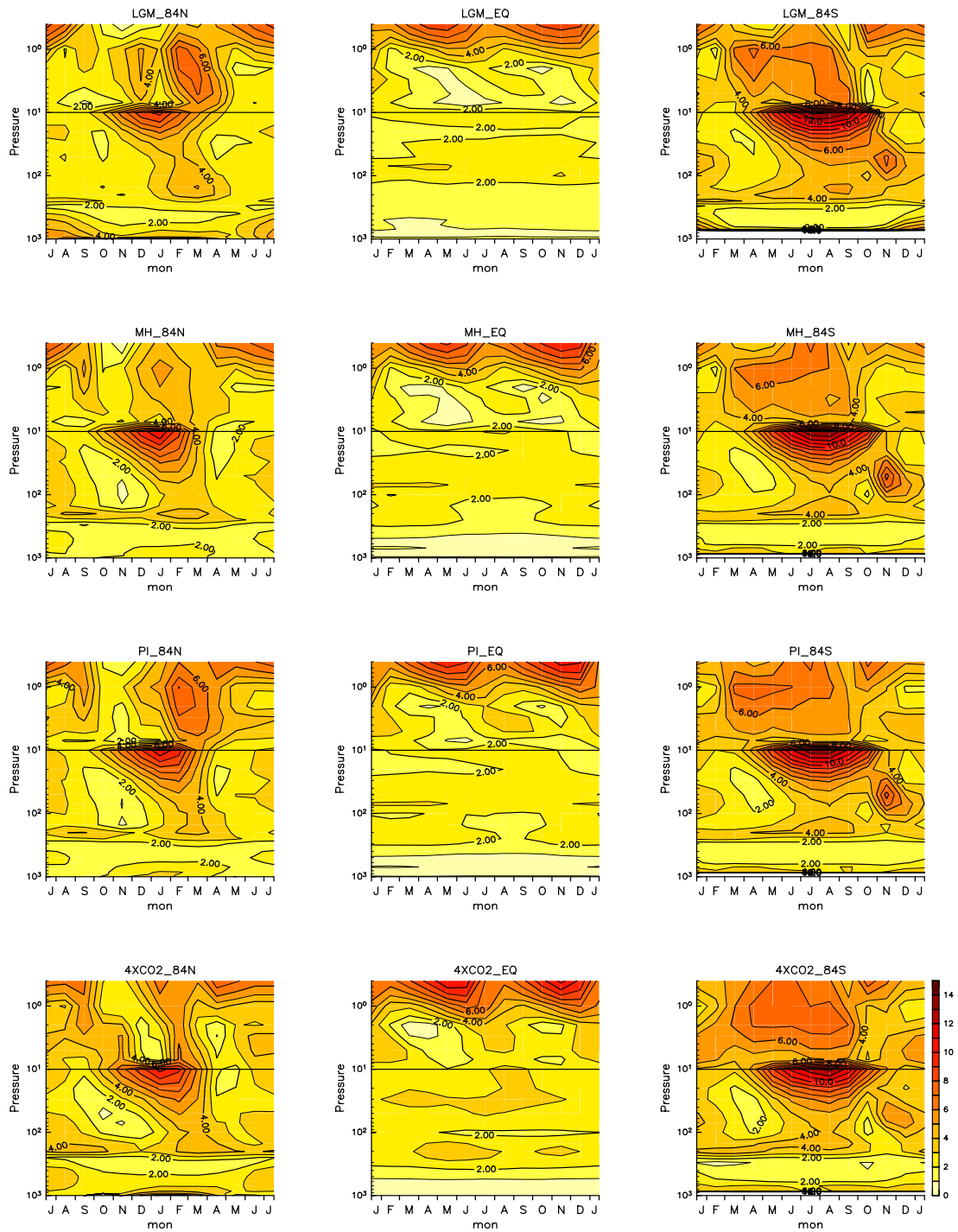


図 B.13: 両極域、赤道でのモデル間の標準偏差の時間高度分布。黒線 (10hPa) 以上は 3 モデルの平均、それ以下は 7 モデルの平均である。コンター間隔は 1K。



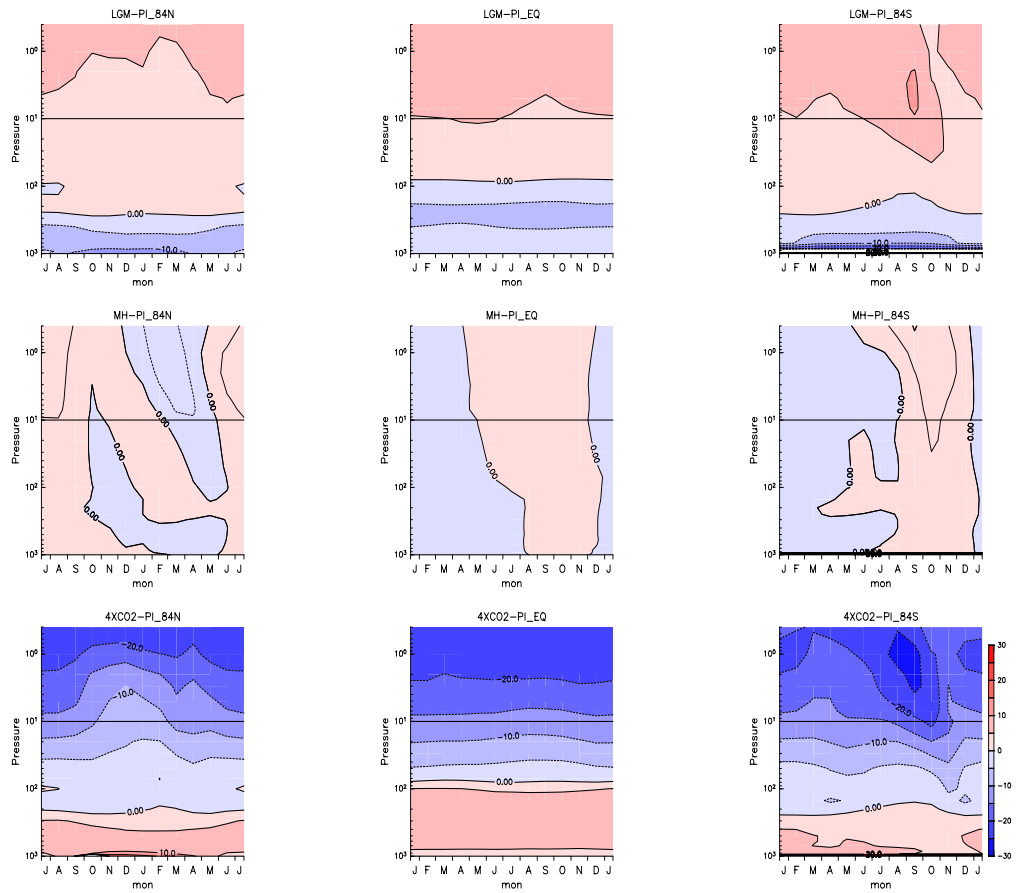


図 B.14: 両極域、赤道での各実験の全モデルアンサンブル平均気温と PI 実験の全モデルアンサンブル平均気温との差の時間高度分布。トーン間隔は 5K。コンター間隔は 4XC02 実験と LGM 実験で 5K、MH 実験で 2.5K。

## B.2.2 全実験の全モデルアンサンブル平均気温の時間緯度分布

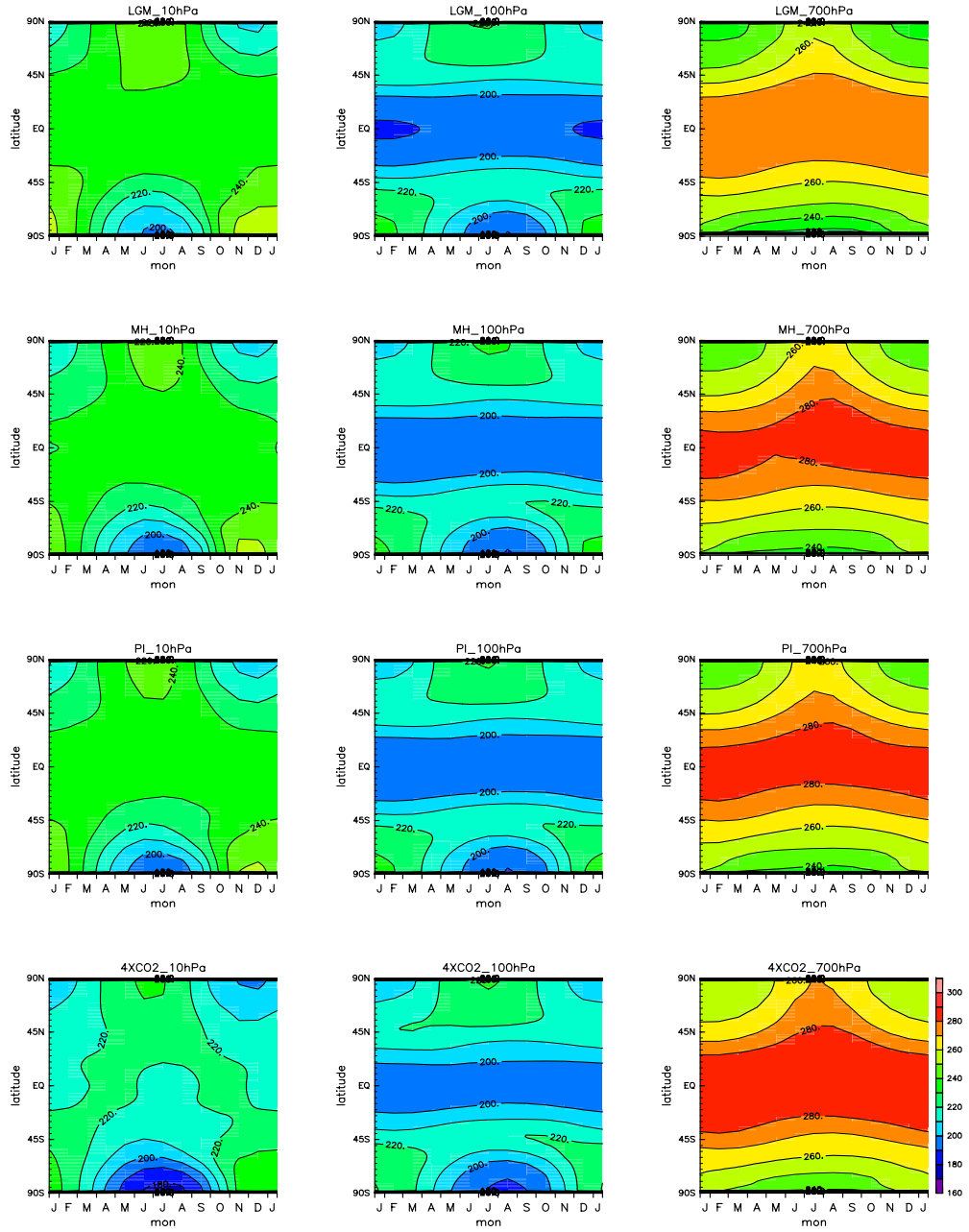


図 B.15: 各気圧面の全モデルアンサンブル平均気温の時間緯度分布。コンター間隔は 10K。

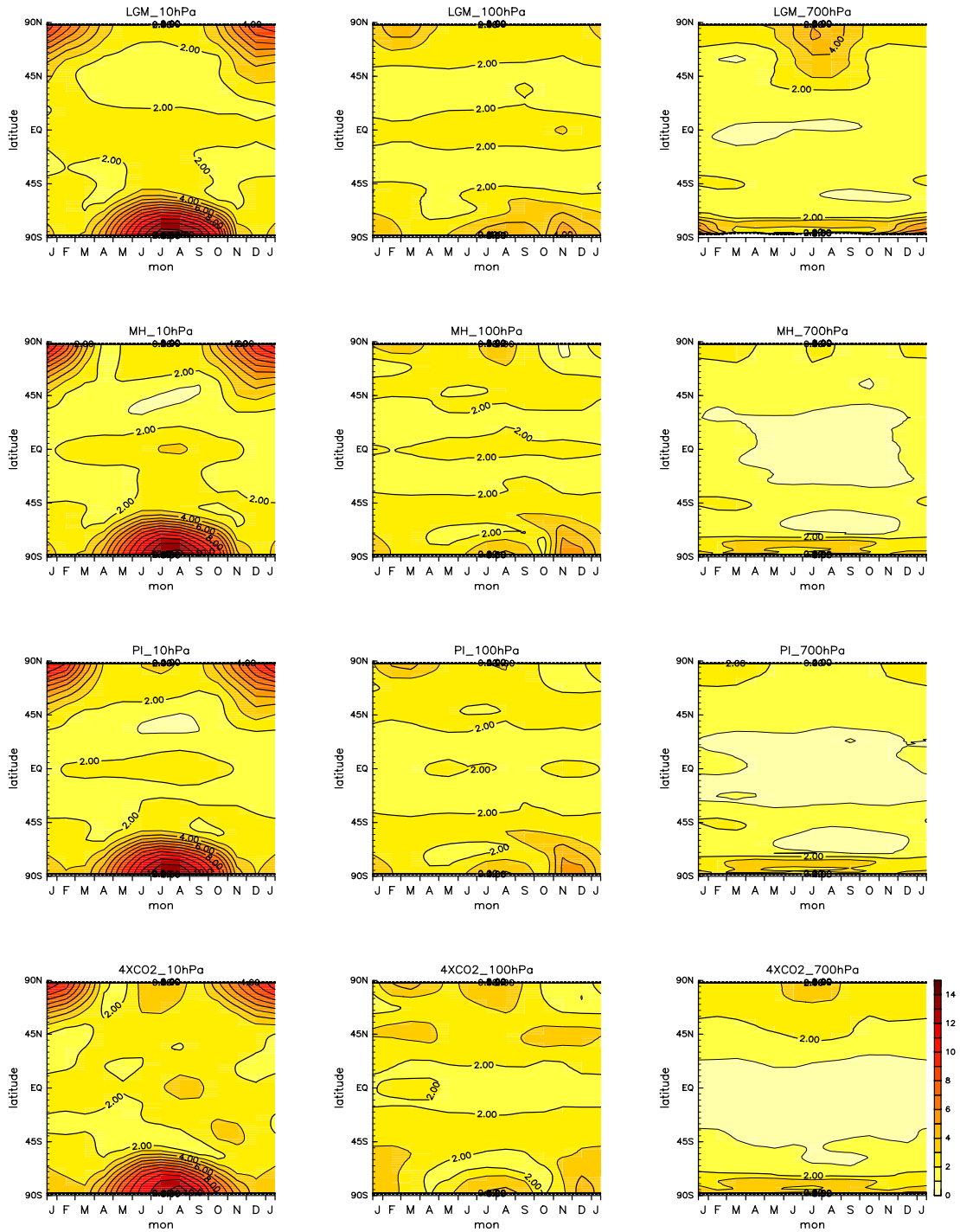


図 B.16: 各気圧面の全モデルアンサンブル平均気温のモデル間の標準偏差の時間緯度分布。コンター間隔は 1K。

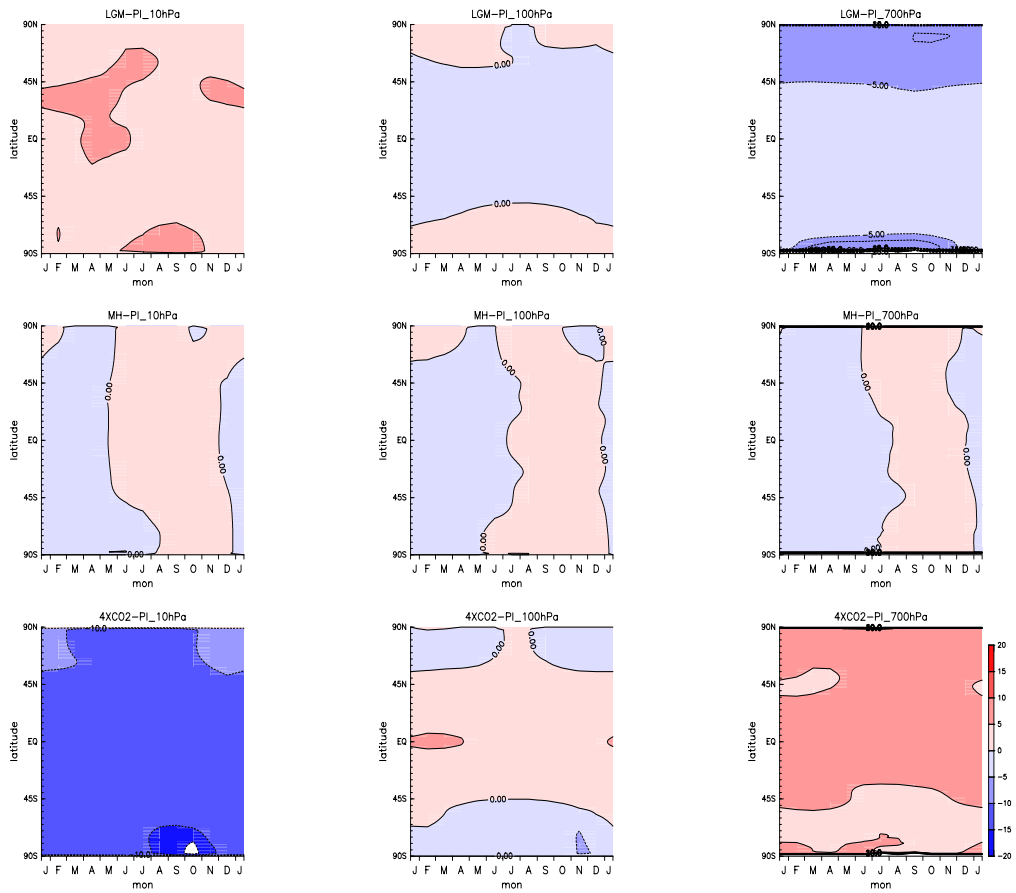


図 B.17: 各気圧面での各実験の全モデルアンサンブル平均気温と PI 実験の全モデルアンサンブル平均気温との差の時間緯度分布。コンター間隔は 5K。

## 参考文献

- [1] Andrews, T. , M. J. Webb, J. M. Gregory and K. E. Taylor (2011), Forcing, Feedbacks & Climate Sensitivity in CMIP5
- [2] Caldeira, K, and N P Myhrvold (2013), Projections of the pace of warming following an abrupt increase in atmospheric carbon dioxide concentration, *Environ. Res. Lett.* 8. 034039, doi:10.1088/1748-9326/8/3/034039
- [3] Charlton-Perez, A. J. , M. P. Baldwin, T. Birner, R. X. Black, A. H. Butler, N. Calvo, N. A. Davis, E. P. Gerber, N. Gillett, S. Hardiman, J. Kim, K. Krger, Y. Lee, E. Manzini, B. A. McDaniel, L. Polvani, T. Reichler, T. A. shaw, M. Sigmond, S. Son, M. Toohey, L. Wilcox, S. Yoden, B. Christiansen, F. Lott, D. Shindell, S. Yukimoto, and S. Watanabe (2013), On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH:ATMOSPHERES*, 118, 6, 2494-2505, doi:10.1002/jgrd.50125
- [4] Giorgetta, M. A., J. Jungclaus, C. H. Reick, S. Legutke, J. Bader, M. Bttinger, V. Brovkin, T. Crueger, M. Esch, K. Fieg, K. Glushak, V. Gayler, H. Haak, H. Hollweg, T. Ilyina, S. Kinne, L. Kornblueh, D. Matei, T. Mauritsen, U. Mikolajewicz, W. Mueller, D. Notz, F. Pithan, T. Raddatz, S. Rast, R. Redler, E. Roeckner, H. Schmidt, R. Schnur, J. Segschneider, K. D. Six, M. Stockhause, C. Timmreck, J. Wegner, H. Widmann, K. -H. Wieners, M. Claussen, J. Marotzke, and B. Stevens (2013):Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5,*JOURNAL OF ADVANCES IN MODELING EARTH SYSTEMS*, 5, 3, 572-597, doi:10.1002/jame.20038
- [5] 「PMIP 3 Project Home Page」, [online]<https://pmip3.lscce.ipsl.fr/>, (2014年12月2日にアクセス)
- [6] Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley(eds.) (2013a), IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- [7] Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley(eds.) (2013b), IPCC: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [8] 気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第5次評価報告書 第1作業部会報告書 政策決定者向け要約 (SPM) の概要 (速報版) (2013)

- [9] 伊藤久徳, 見延庄太郎 (2010), 気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法 気象研究ノート第221号, 253pp., 日本気象学会
- [10] Kohma, M., S. Nishizawa, and S. Yoden(2010), Classification of Polar-Night Jet Oscillations and Their Relationship to Fast and Slow Variations in a Global Mechanistic Circulation Model of the Stratosphere and Troposphere, *JOURNAL OF CLIMATE*, 23, 6438-6444, DOI: 10.1175/2010JCLI3458.1
- [11] 黒田友二 (2012), 成層圏-対流圏力学結合, *天気*, 59, 778-788
- [12] Kuroda, Y. and K. Kodera(2001), Variability of the polar night jet in the northern and southern hemispheres. *J. Geophys. Res.*, 106, 20703-20713, DOI:10.1029/2001JD900226
- [13] 黒田友二, 向川均 (2013), 成層圏-対流圏結合系の変動と予測可能性に関する研究-2013年度日本気象学会受賞記念講演-. *天気*, 60, 985-1008
- [14] 永田靖, 棟近雅彦 (2001), 多変量解析法, pp246., サイエンス社
- [15] 西澤誠也 (2005), 大気変動にみられるトレンドに関する確率統計理論および数値実験, 京都大学理学研究科博士論文
- [16] 奥野忠一, 久米均, 芳賀敏郎, 吉澤正 (1971), 多変量解析法 (改訂版), 432pp., 日科技連出版社
- [17] Peterschmitt, J., S. Denvil, M. Morgan, and the PMIP3Participants Team (2013):The PMIP3 Database: latest news
- [18] 櫻井佳世 (2012), QBOの全体的な影響に関するデータ解析, 京都大学理学研究科修士論文
- [19] Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl(2009): Summary of the CMIP5 Experiment Design
- [20] Sueyoshi, T., R. Ohgaito, A. Yamamoto, M. O. Chikamoto, T. Hajima, H. Okajima, M. Yoshimori, M. Abe, R. O'ishi, F. Saito, S. Watanabe, M. Kawamiya, and A. Abe-Ouchi (2013): Set-up of the PMIP3 paleoclimate experiments conducted using an Earth system model, MIROC-ESM, *Geosci. Model Dev.*, 6, 819-836, doi:10.5194/gmd-6-819-2013
- [21] Yoden, S., M. Taguchi and Y. Naito (2002), Numerical Studies on Time Variations of the Troposphere-Stratosphere Coupled System, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 4B, 811-830
- [22] Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose and A. Kitoh (2011), Meteorological Research Institute-Earth System Model Version1(MRI-ESM1)-Model Description-, Technical reports of the Meteorological Research Institute, 64