

熱帯アジア域における降水量の季節・年々変動解析

湯浅拓也

目次

第 1 章	はじめに	5
第 2 章	用いたデータ	11
2.1	用いた気候データ	11
2.2	年々変動を表す気候変動指標	12
第 3 章	気候学的記述	17
3.1	全球における降水量、地表面気温分布	17
3.2	Köppen の気候区分	21
3.3	各地点降水量分布のガンマ分布へのフィッティング	25
第 4 章	熱帯域における降水量変動と気候変動指標との対応	31
4.1	熱帯域における降水量変動の回帰分析	31
4.2	まとめ	34
第 5 章	降水量変動の特徴	37
5.1	気候帯ごとの降水量変動の EOF 解析	37
5.2	熱帯アジア域における気候帯ごとの降水量変動の相関解析	42

5.3	まとめ	43
第 6 章	領域ごとの降水量頻度分布の解析と極致の統計解析	47
6.1	領域ごとの降水量頻度分布の解析	48
6.2	領域ごとの極致の統計解析	55
6.3	まとめ	63
第 7 章	おわりに	65
付 録 A	本研究で用いた解析手法・分布の詳細	69
A.1	重回帰分析	69
A.1.1	回帰分析の手順	70
A.1.2	回帰分析による推定誤差	73
A.1.3	実用上のポイント	74
A.2	EOF 解析	75
A.2.1	EOF 解析の手順	75
A.2.2	実用上のポイント	76
A.3	ガンマ分布と降水量のガンマ分布へのフィッティング	78
A.3.1	ガンマ分布の形状および特徴	78
A.3.2	ガンマ分布のパラメータ推定	79

第1章 はじめに

熱帯アジア域は、世界有数の降水域のひとつであり、中でもインドネシア域を中心とした「海洋大陸」域は、暖かい海水と多数の島々に囲まれ、その対流活動は乾季、El Niño 期を除き活発である。また、熱帯アジア域における降水は一様ではなく、バングラデシュなど北半球夏季 (JJA) に降水が集中する地域、ジャワ島など北半球冬季 (DJF) に集中する地域、および年中雨の降る熱帯雨林気候域といった、多くの降水パターンがあることが知られている。これはアジアモンスーンとオーストラリアモンスーンという2つの季節風の影響である。

モンスーン地域のグローバルな分布については、Khromov(1957) によって示された。これによると、地上風の卓越風向が1月と7月で120度以上変化し、両月での卓越風向出現頻度の平均が40%を超える場所をモンスーンと定義し、中部アフリカから南・東南・東アジア、北部オーストラリアとアジア以外の亜熱帯や亜寒帯の一部もモンスーン地域と認めた。Webster(1987) では、各大陸上で夏の雨季が顕著な熱帯をすべてモンスーン域とみなしている。このようなモンスーンの影響を受ける熱帯アジア域における降水量変動の分類を行った研究の1つとして、浜田ら(2002) が挙げられる。この研究においてはジャワ島中心の降水量地点データ46点を元にインドネシアの降水パターンを(A-I)年周期が卓越し、最大降水期が9~2月にある地域、(A-II)半年周期が卓越し、最大降水期が9~2月にある地域(B-I)年周期が卓越し、最大降水期が3~8月にある地域、(C)雨季と乾季が明瞭に存在しない地域、の4つに分類した。その結果は図1.1のようになる。またモンスーンの始まりを示す雨季の入り・明けの地理的变化も示している。

熱帯アジアは多くの降水季節変化パターンを持つ地域である。それだけでなく、El Niño 南方振動 (ENSO) に代表される、大規模大気海洋現象の年々変動の影響を強く受ける地域でもある。ENSO とは赤道太平洋の現象である El Niño と、それに密接に関係する大気現象である、南方振動の2つの現象を総称した呼び名である。El Niño 現象とは、ペルー沖の赤道東部太平洋の海面水温が平年に比べて2度から3度以上高くなる現象のことを言う。南方振動とは、西太平洋にあるオーストラリアの都市、ダーウィンと、中央太平洋のタヒチにおいて、地上気圧がシーソーのように東西振動する現象のことを指し、海面水温の変動現象である El Niño と関係をもっていることが明らかにされている。その影響は赤道域にとどまらず、対流活動域の変動によって励起されたロスビー波によって遠

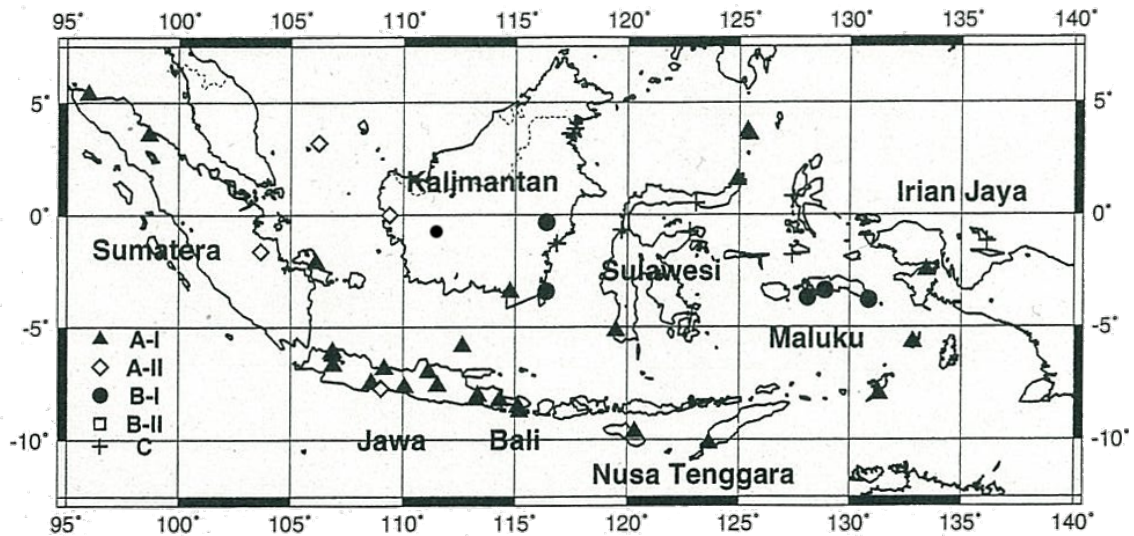


図 1.1: 浜田ら (2002) によって示された、インドネシアにおける降水量変動パターンの分類図。

方にまで及ぶ。例えば、日本の暖冬・長梅雨・冷夏、インドモンスーン域での少雨、アラスカ・カナダの暖冬、アメリカ南東部の低温などが挙げられる。Juneng and Tangang(2005)では、インドネシアにおける El Niño 期の降水量推移について延長 EOF 解析を行っている。El Niño 期が進むにつれ、第 1 モードの係数が大きい地域が、インドネシアの南西から北東に推移している事を示した。

このような複雑な降水量の季節・年々変動パターンを持つ熱帯アジア域の降水量変動解析においては、いくつかの試みが取られている。Hendon(2003)においては、降水量地点データの平均と SST(海面温度) データとの相関を求めた結果、乾季の降水量は SST との相関が高いが、雨季は相関が低い事を示した。そのため、同地域の旱魃に着目し、El Niño との関連について、量的、具体的に記述している。D'Arrigo and Smerdon(2008)においては、インドの夏季降水量および 9~12 月のインドネシアにおける PDSI¹の回帰分析を行っている。その結果 DMI²と、EQWIN³、Nino3.4⁴における SST を説明変数にとったものが、PDSI と 0.5 の相関係数を示した。また PDSI、降水量と各気候変動指標との相関も示している。

もう 1 つ本研究において着目した試みが、降水量頻度分布の、既知の分布関数への

¹Palmer Drought Index。Palmer(1965) で定義された指標で、その地域の干魃の深刻さを降水量、気温、土壌に含まれる水分量より算出している。

²Dipole Mode Index。インド洋ダイポールモードの指標である。詳細は第 2 章にて解説する。

³赤道域帯状風偏差。Equator zonal wind anomaly の略。

⁴西経 170 度から 120 度、北緯 5 度から南緯 5 度の海域。

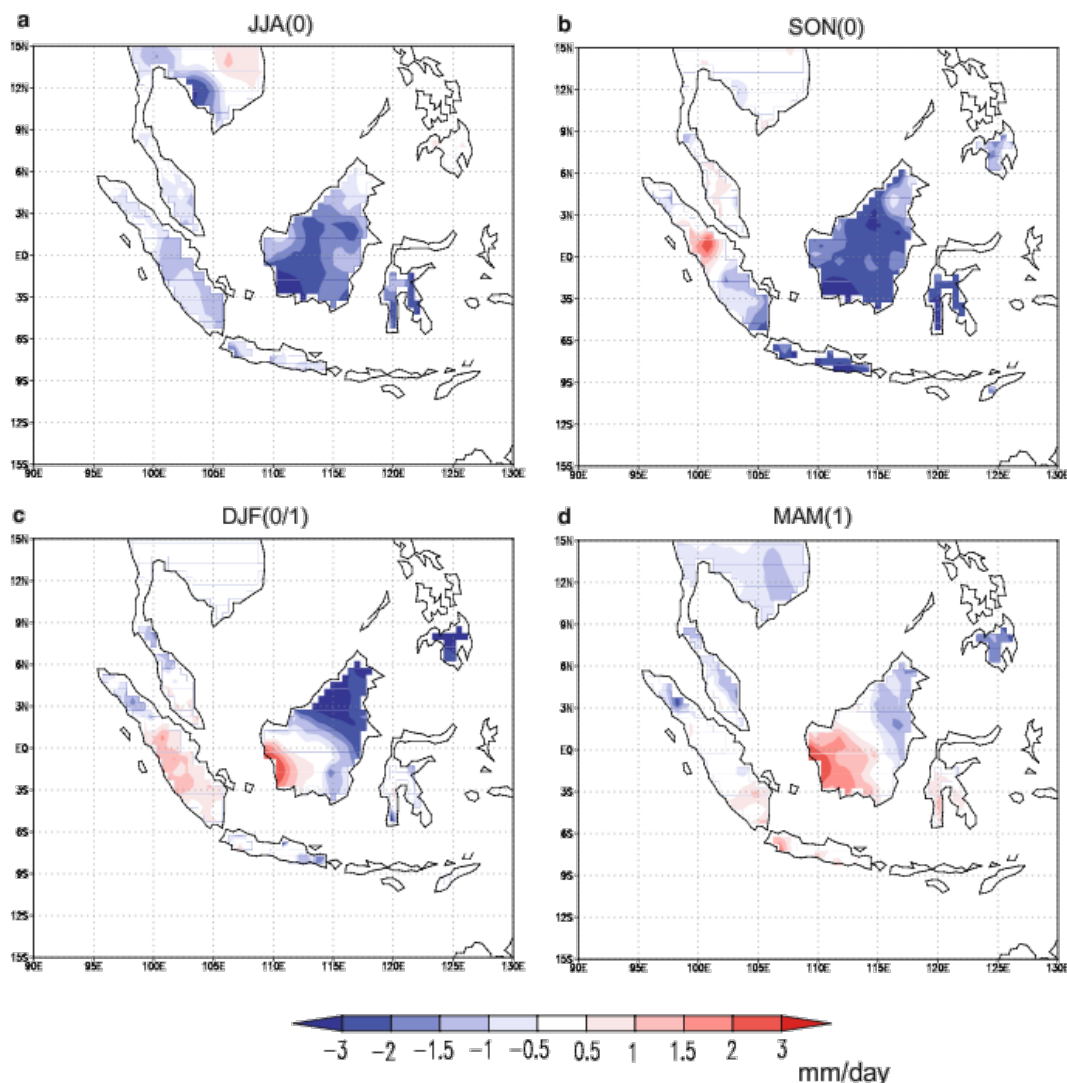


図 1.2: Juneng and Tangang(2005) で示された、El Niño 期と La Niña 期における降水量の差。これも El Niño 期が進むにつれ、El Niño 期と La Niña 期の降水量の差が大きい地域が、インドネシアの南西から北東に推移している事を示している。

フィッティングである。Wilks and Eggleston(1992) においては、アメリカの月別地点降水量頻度分布にガンマ分布をフィッティングさせた。このことで月降水量によりよい解釈を加えられるとしている。Husak et al.(2007) では、アフリカにおける 1 月の月降水量頻度分布にガンマ分布をフィッティングさせ、そのパラメータと月平均降水量より Regularly Dry、Regularly Wet、Shape Dominated、Scale Dominated の 4 つに分類している。

本研究ではこれらの試みを交えながら、熱帯アジア域における降水量変動パターンの分類を行い、それぞれの領域における特徴を探すことを目的とする。また降水量変動パターンに対する ENSO やインド洋ダイポールイベントなどの気候変動との対応関係を見

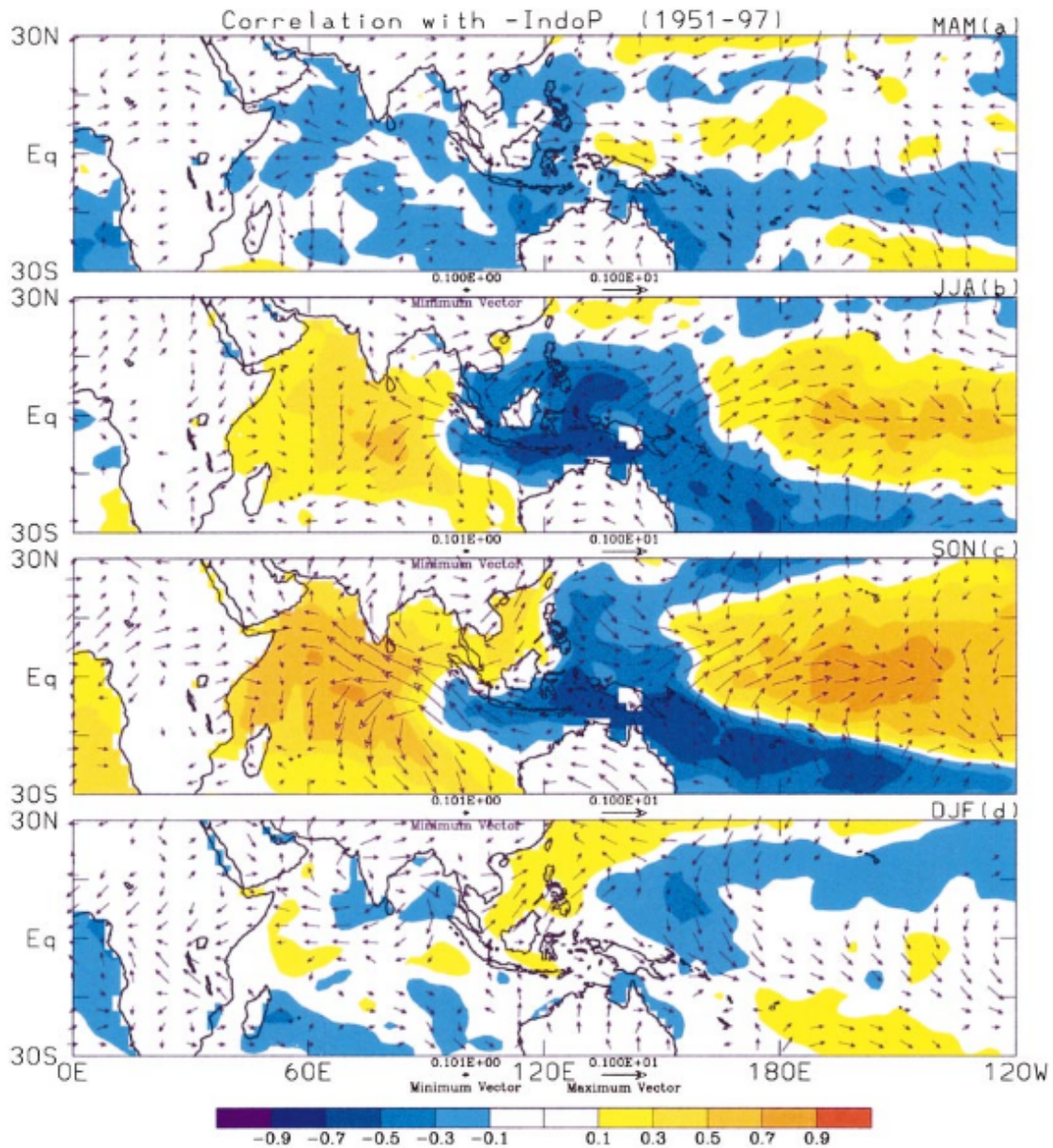


図 1.3: Hendon(2003) によって示された、インドネシアにおける平均降水量変動と、周辺域の SST との相関図。

つける。第 2 章において、用いたデータ、および気候変動指標の説明を行う。第 3 章では、全球における降水量分布について気候学的記述を行う。また Köppen の気候区分を用いて全球の降水量変動パターンによる地域の分類を行う。さらに、降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせ、その特徴による地域の分類を行う。第 4 章では、降水量の年々変動が ENSO などの気候イベントに関連する指標によってどの程度説明できるかを調べるため、重回帰分析をおこなう。第 5 章では、Köppen の気候区分で得られた熱帯

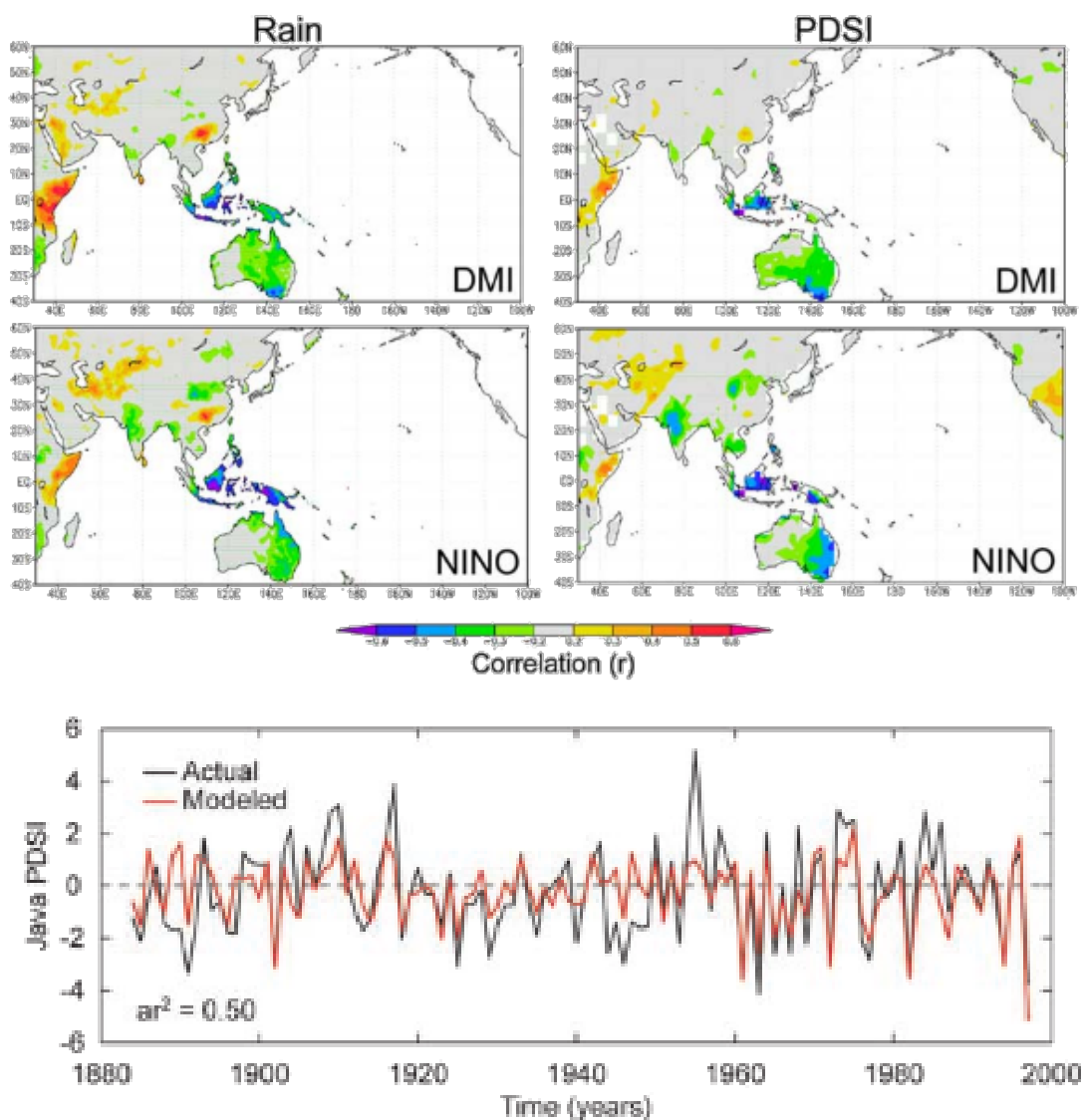


図 1.4: D'Arrigo and Smerdon(2008) によって示された、Nino.3.4 の SST および DMI と、降水量および PDSI との相関図 (上) および PDSI の変動と、気候変動指標による回帰曲線 (下)。

の各気候区分において、特徴的な降水量変動パターンを探し、その影響が強い領域を求める。第 6 章では、第 5 章で設定した各領域における降水量頻度分布にガンマ分布をフィッティングさせ、その季節による違い、および El Niño 期、La Niña 期による違い、またインド洋ダイポールモードイベントが起こっているときと平時との差を調べる。次にフィッティングさせたガンマ分布において上位 10%、下位 10%の降水量を記録した地点・月の地理的、時間的分布を調べる。

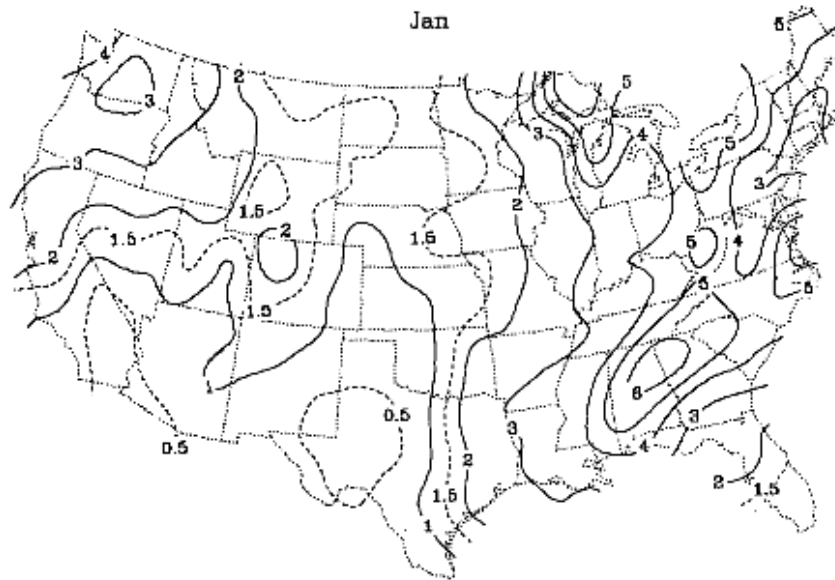


図 1.5: Wilks and Eggleston(1992) によって示された、アメリカ全土における 1 月の降水量頻度分布をガンマ分布でフィッティングした際のパラメータ α の分布図。

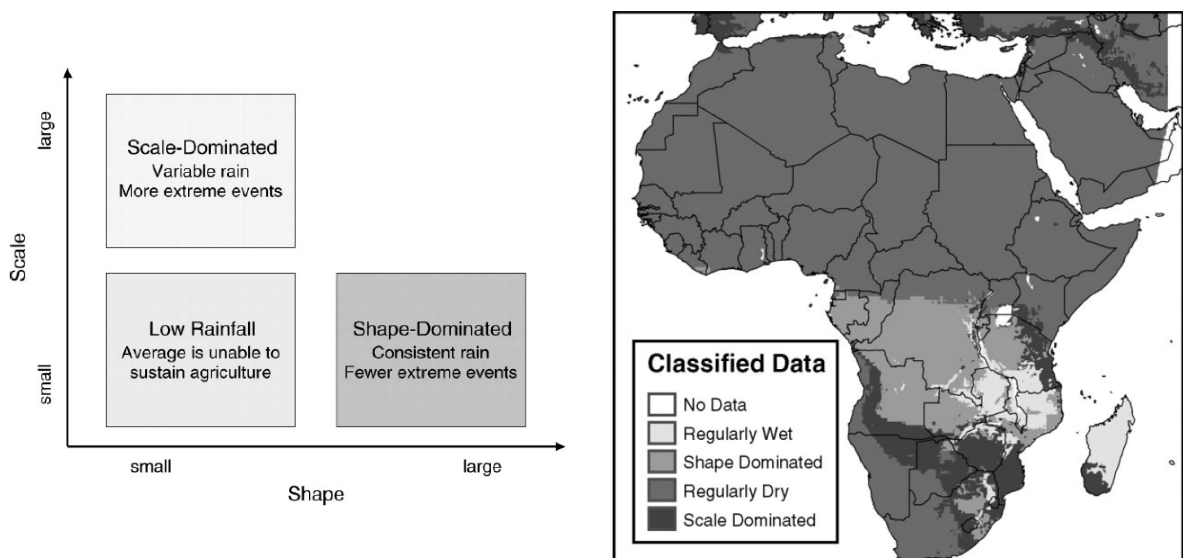


図 1.6: Husak et al.(2007) によって示された、ガンマ分布のパラメータによる降水特性の概念図 (左) およびアフリカの 1 月における降水量による分類 (右)。

第2章 用いたデータ

この章では本研究で用いたデータの説明をする。2.1 では解析対象となる降水量データおよび地表面気温データ、および風系データの説明を行う。2.2 では用いた気候変動指標の説明を行う。

2.1 用いた気候データ

降水量データ

用いた降水量データは CMAP(CPC¹ Marged Analysis of Precipitation) である。これは雨量計による観測データと衛星からのデータを組み合わせた全球降水量再解析データである。1979 年から現在までのデータが提供されており、CPC の ftp サーバーから入手可能である。本研究ではそのうち、1979 年から 2006 年までの月平均日降水量データを使用した。なお解像度は緯度経度方向ともに 2.5×2.5 (度) である。

地表面気温、風系データ

全球の地表面気温データおよび風系データは NCEP/NCAR Reanalysis 1 を使用した。こちらは 1948 年から現在までのデータが NOAA/ESRL PSD にて公開されている。これらのデータは全て月平均量を使用した。使用した期間は 1979 年から 2006 年、解像度は 2.5×2.5 (度) である。

¹Climate Prediction Center

2.2 年々変動を表す気候変動指標

本研究では、格子点データの他に気候変動指標を使用した。用いた気候変動指標は以下のとおりである。

- Niño.3 における SST
- SOI
- DMI
- MTG
- PNA
- NAO
- AAO
- 波長 10.7cm の太陽放射強度
- QBO
- trend

なお今から述べる指標は全て月平均値を使用しており、用いた期間はいずれも 1979 年から 2006 年である。

ENSO に関連する気候変動指標

ENSO の指数として Niño.3 における SST(以下 SST(3)) と SOI(Southern Oscillation Index) を使用した。Niño.3 とは西経 90 度から 150 度、北緯 5 度から南緯 5 度までの領域を指し、この領域における平均 SST は El Niño 現象を示す代表的な指標である。また SOI はオーストラリア北部の都市、ダーウィンにおける SLP(地表面気圧) 偏差から太平洋中央部のタヒチ島における SLP 偏差を引いたものである。これらのデータは NCEP によって公開されており、本研究においても NCEP のデータをそのまま使用した。

また El Niño、La Niña 各イベントの定義も Niño.3 における SST を用いて定義されている。気象庁によると

エルニーニョ監視海域(南緯 5 度-北緯 5 度、西経 150 度-西経 90 度)の海面水温の基準値(その年の前年までの 30 年間の各月の平均値)との差の 5 か月移動平均値(その月および前後 2 か月を含めた 5 か月の平均をとった値)が 6 か月以上続けて+0.5 以上となった場合をエルニーニョ現象、-0.5 以下となった場合をラニーニャ現象と定義しています。

(エルニーニョ現象及びラニーニャ現象の発生期間(季節単位))

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino_table.html

El Niño	La Niña	other
61ヶ月 (18%)	85ヶ月 (25%)	190ヶ月 (57%)
DMI +	DMI -	other
57ヶ月 (17%)	69ヶ月 (21%)	210ヶ月 (62%)

表 2.1: 本研究で使用した El Niño 期、La Niña 期、およびインド洋ダイポールモード期の長さ。

とある。この基準と NCEP から提供されているデータを用いて、El Niño 期と La Niña 期を再計算すると以下の図 2.1 のようになる。以下本研究において El Niño 期、La Niña 期とある場合は全てこの定義による。

インド洋ダイポールモードイベントに関連する気候変動指標

赤道域におけるもう一つのイベント、インド洋ダイポールモード現象に対応する指標として DMI(Dipole Mode Index) を使用した。インド洋ダイポールモード現象は Saji. et. al.(1999) において提唱された現象である。これはインド洋西部 (東経 50 度から 70 度、北緯 10 度から南緯 10 度) における領域の平均 SST から、インド洋東部 (東経 70 度から 90 度、赤道から南緯 10 度) における領域の平均 SST を引いたものである。これらのデータは JAMSTEC によって公開されており、本研究においても JAMSTEC のデータをそのまま使用した。

また、本研究では DMI についても SST(3) と同様の定義によりインド洋ダイポールイベントを定義している。その結果は図 2.2 である。図の黄色で塗られた期間および青色で塗られた期間を以降それぞれ DMI+、DMI-と呼ぶ。なおそれぞれの期間の長さおよび全体に対する割合を表 2.1 に示した。

アジアモンスーン強度の年々変動に関連する気候変動指標

アジアモンスーンの強度の年々変動についての指標として MTG(Meridional Thermal Gradient) を使用した。これは Kawamura(1997) によって提唱された指標である。これはチベット高原 (東経 50 度から 100 度、北緯 40 度から 20 度) とインド洋 (東経 50 度から 100 度、北緯 20 度から 0 度) における上部対流圏 (200-500hPa) の層厚の差で定義され、この指標は温度と関連している。本研究では前述の定義に基づき NCEP/NCAR

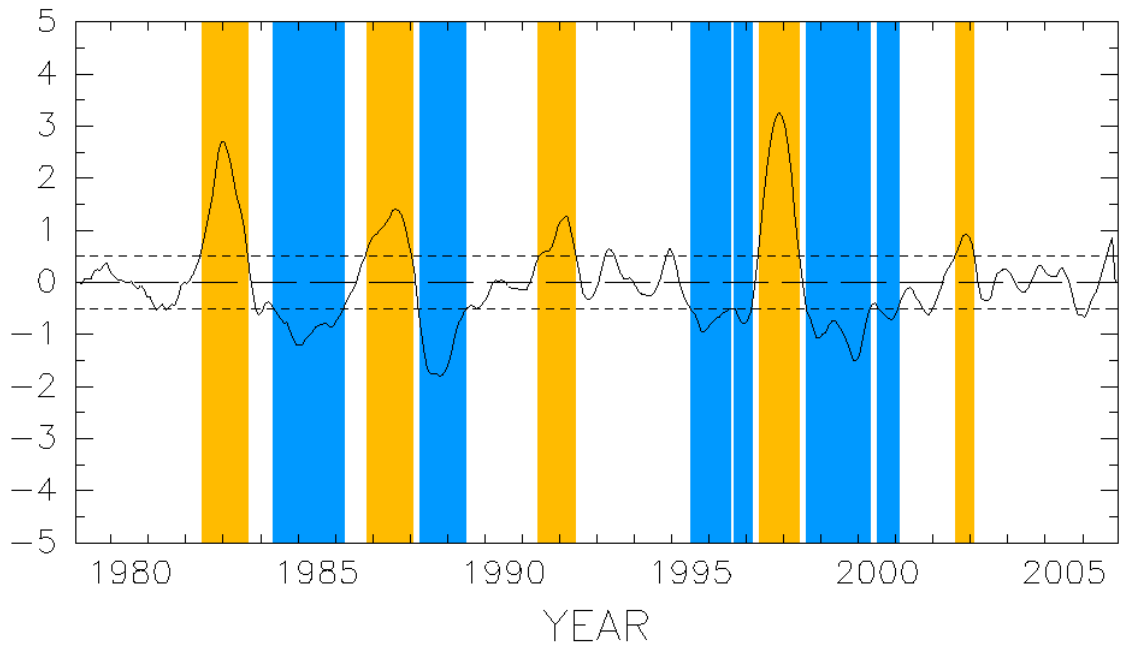


図 2.1: Niño.3 における SST 偏差と、本研究で用いた El Niño 期 (図のオレンジで塗られた期間) と La Niña 期 (青で塗られた期間)。図の破線は 0 の値を示しており、点線はそれぞれ基準値となる $+0.5$ 、 -0.5 を表している。

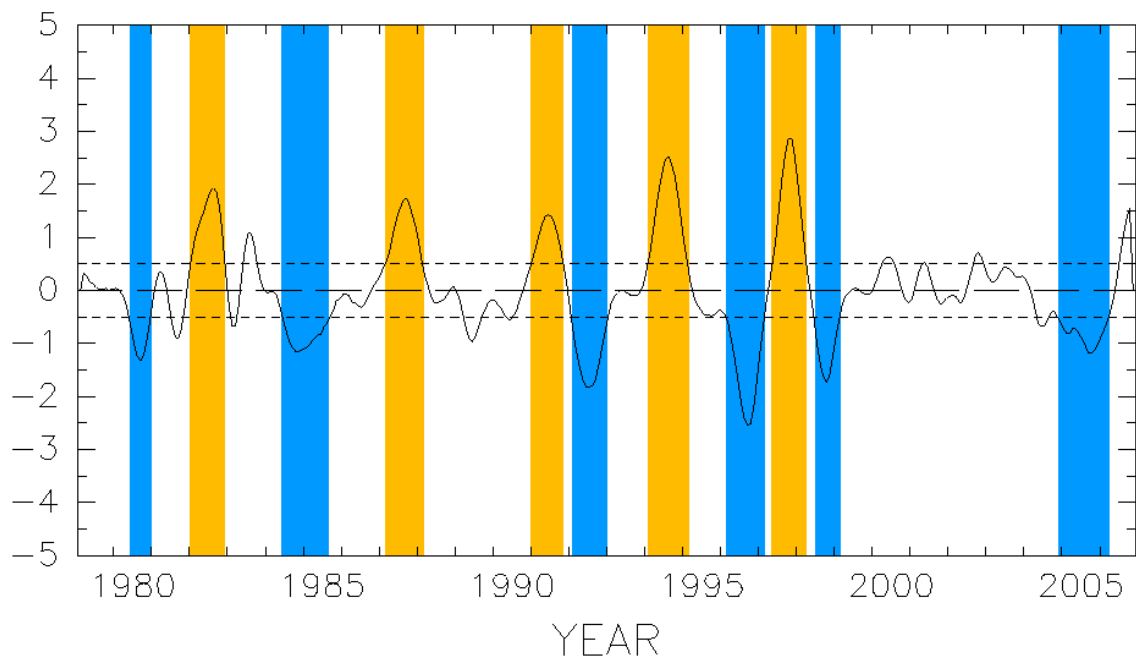


図 2.2: DMI と本研究で用いたインド洋ダイポールモード期間 (DMI+, DMI-)。

Reanalysis 1 を用いて MTG を算出した。また MTG においては北半球夏季 (6 月から 8 月) のデータのみを使用している。

中高緯度の気候イベントに関連する気候変動指標

中高緯度に対する影響が強いとされる現象に対する指標も使用した。PNA(Pacific North American pattern) インデックスは、北太平洋からアメリカ東海岸までの 500hPa ジオポテンシャル高度の差として定義されている。NAO(North Atlantic Oscillation) のインデックスはグリーンランドと北大西洋の海面気圧の差を、AAO(Antarctic Oscillation) インデックスは南極大陸と南太平洋との 1000hPa ジオポテンシャル高度の差として定義されている。

その他、関連が示唆されるイベントに関連する気候変動指標

太陽変動の 11 年周期の指標として波長 10.7cm の太陽放射強度を、QBO(Quasi-Biennial Oscillation; 準二年周期変動) の指標としてシンガポール (北緯 1 度) における 40-50hPa の月平均東西風を気候変動指標として使用した。それに加えて、降水量の単調増加 (減少) の有無を調べるため 1 次関数を他の指標と同様に気候変動指標として加えた。

前述の気候変動指標全ての 1979 年から 2006 年までの変動は図 2.3 にまとめてある。

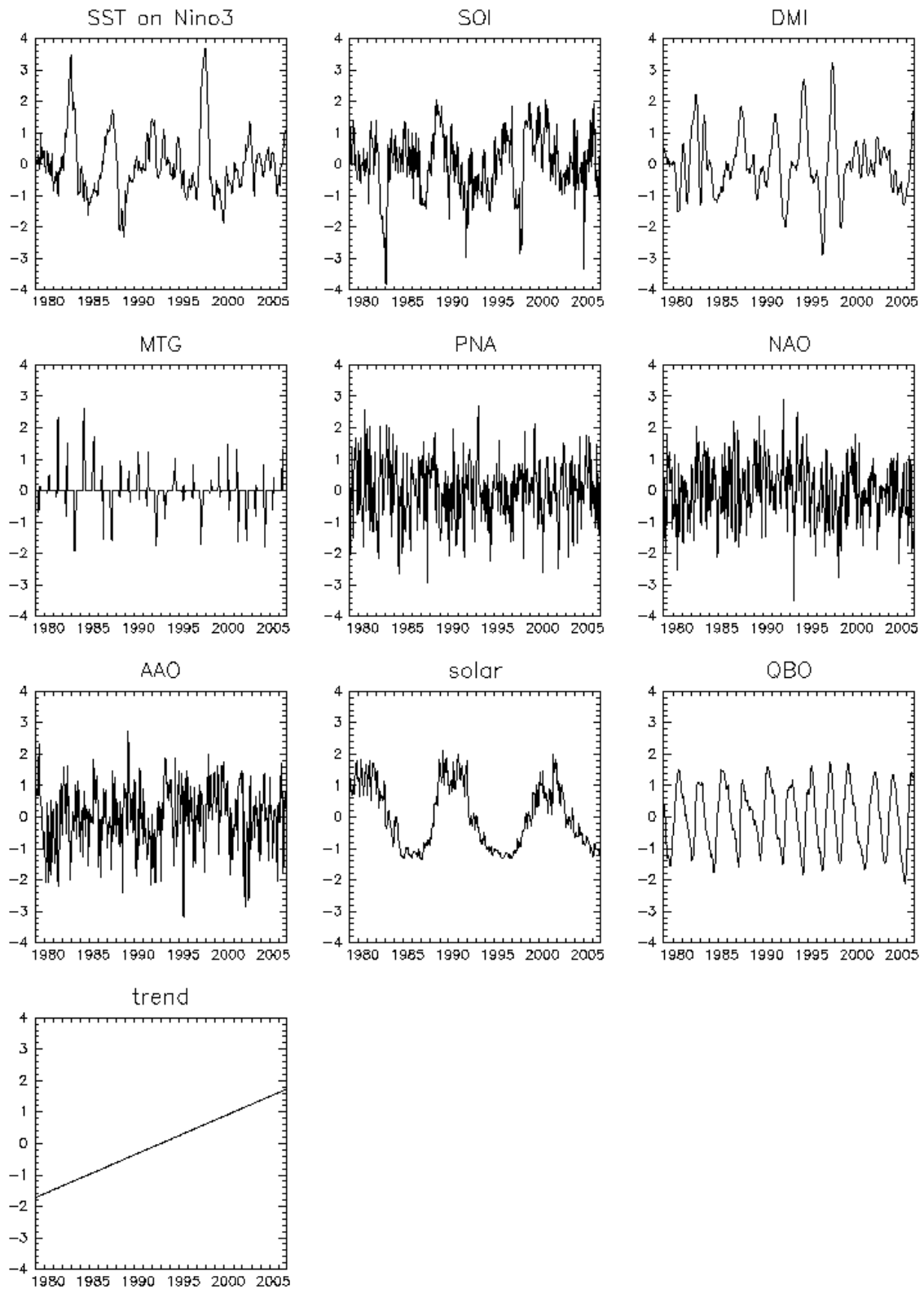


図 2.3: 1979 年から 2006 年における各気候変動指標の変動。全て平均 0 分散 1 に規格化している。

第3章 気候学的記述

この章では全球における降水量および地表面気温の特徴を示す。3.1 では全球における年平均、各月平均の降水量、地表面気温分布の特徴を記述する。3.2 では、海洋上の点を含めた全球において Köppen の気候区分を行い、地表面気温、降水量季節推移による地域の分類を行う。3.3 においては、全球の降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせ、そのパラメータから降水特性を調べ、それによる地域の分類を行う。

3.1 全球における降水量、地表面気温分布

図 3.1 は、1979 年から 2006 年における年平均日降水量の分布図である。赤道域において ITCZ(Intertropical Convergence Zone) および SPCZ(South Pacific Convergence Zone)、海洋大陸 (ボルネオ周辺)、インド洋西部は、年平均日降水量が 10mm/day を越え、降水量が年間を通じて非常に多い地域である。南米、アフリカ両大陸においても、赤道周辺は年降水量が多くなっている。中緯度においては、太平洋北西部や大西洋北西部のストームトラック、大西洋南西部において降水量が多くなっている。なお、図 3.1 における降水量の最大値は 11.38mm/day で、記録した地点は東経 161.25 度、南緯 6.25 度である。

次に、月ごとに平均した日降水量分布を示したものが図 3.2 である。北半球夏季 (JJA) においては、前述の地域の他に、バングラデシュ、ベンガル湾を中心に、セイロン島やインド西岸、インドシナ半島などにおいても、日平均降水量が 10mm/day を越える。北半球冬季 (DJF) においては、ジャワ島、オーストラリア北部における日平均降水量が 10mm/day を越える。これはアジア、オーストラリア両モンスーンの影響による。熱帯アジア域以外にも、アフリカ大陸では、JJA ではギニア湾周辺において降水量が多く、DJF では南緯 10 度付近に降水帯が移る。これはアフリカモンスーンの影響によるものである。また北半球春季 (MAM)、秋季 (SON) においては、アフリカ大陸赤道域周辺に降水帯が移り、これらの地域では、半年周期の降水量変動を明瞭に見ることができる。中南米においても、同様の季節による降水帯の変化が見られる。JJA では北緯 5 度辺りに位置するギニア高地周辺において降水量が多く、DJF ではブラジル周辺において降水量が多い。

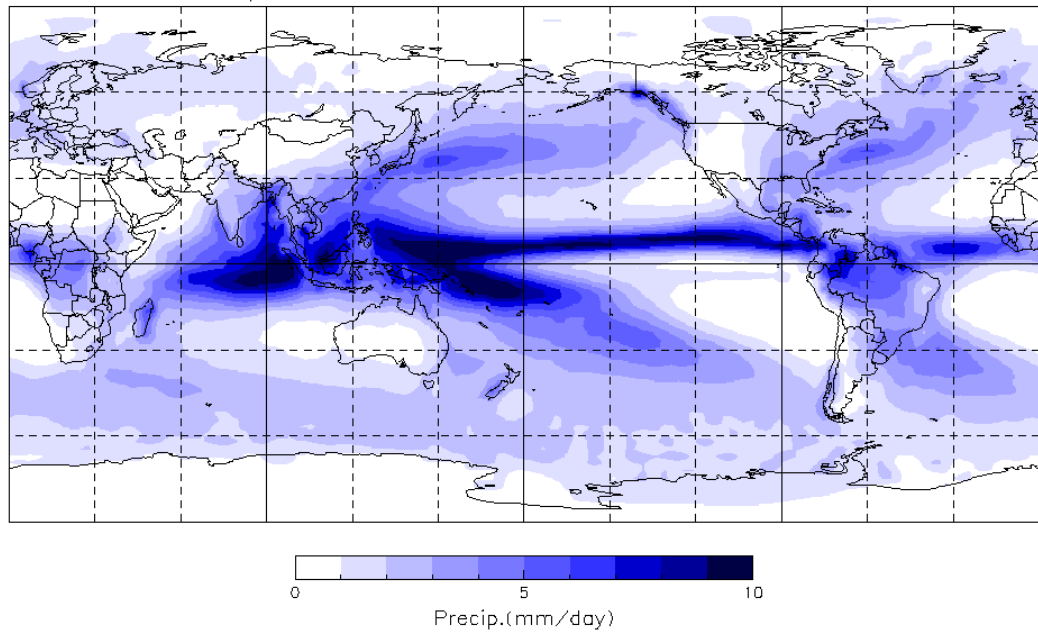


図 3.1: 1979 年から 2006 年における年平均日降水量分布。

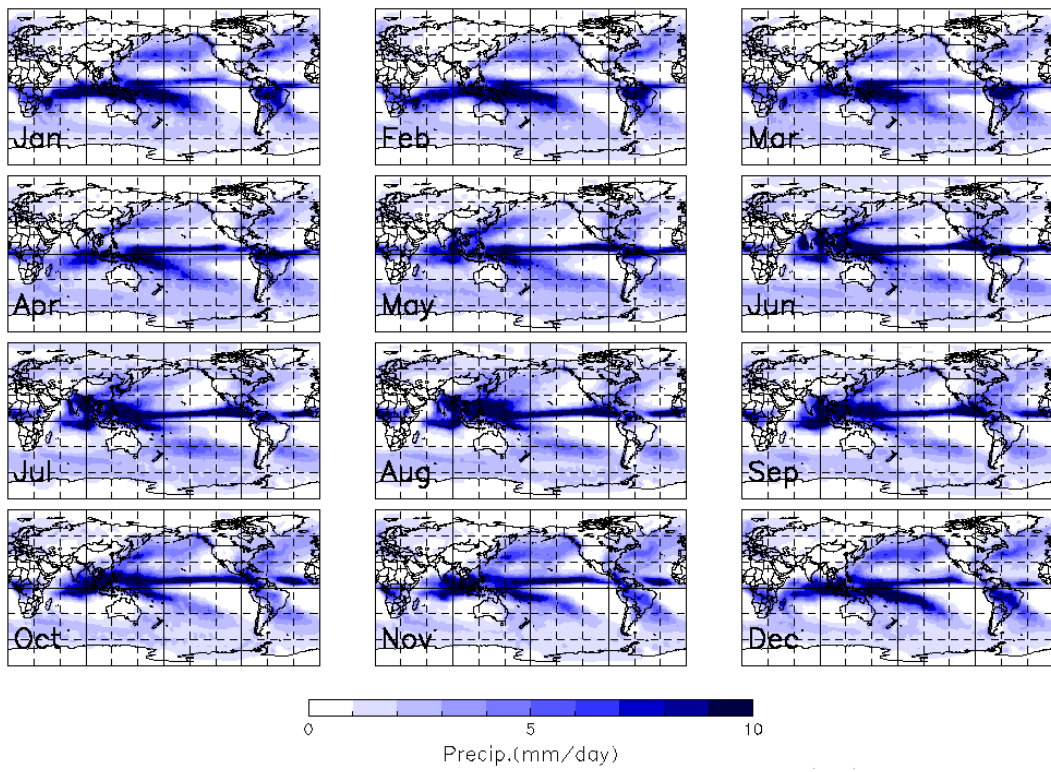


図 3.2: 1979 年から 2006 年における各月平均日降水量分布。

降水量と同様に、地表面気温において年平均地表面気温分布、各月平均地表面気温分布を示したものが図 3.3、図 3.4 である。年平均地表面気温分布については、赤道に近づくにつれ高くなっているが、年降水量とは必ずしも比例するわけではない。ITCZ においては、SPCZ や海洋大陸と比べ年平均値表面気温は低くなっている。また、海洋上の点か陸上の点かによって、その地点の年平均気温も異なる（海洋上の点の方が年平均気温が高くなっている）ほか、その地点の標高も大きく影響を与えている。アフリカ大陸東部赤道部において、年平均地表面気温が低くなっている地点には、エチオピア高原、キリマンジャロ山に代表される標高の高い地域があり、南米大陸において、年平均気温が低くなっている地域にはアンデス山脈が、北米大陸にはロッキー山脈が広がっている。各月平均地表面気温分布については、JJA においては北半球に、DJF においては南半球に高温域が広がっている。

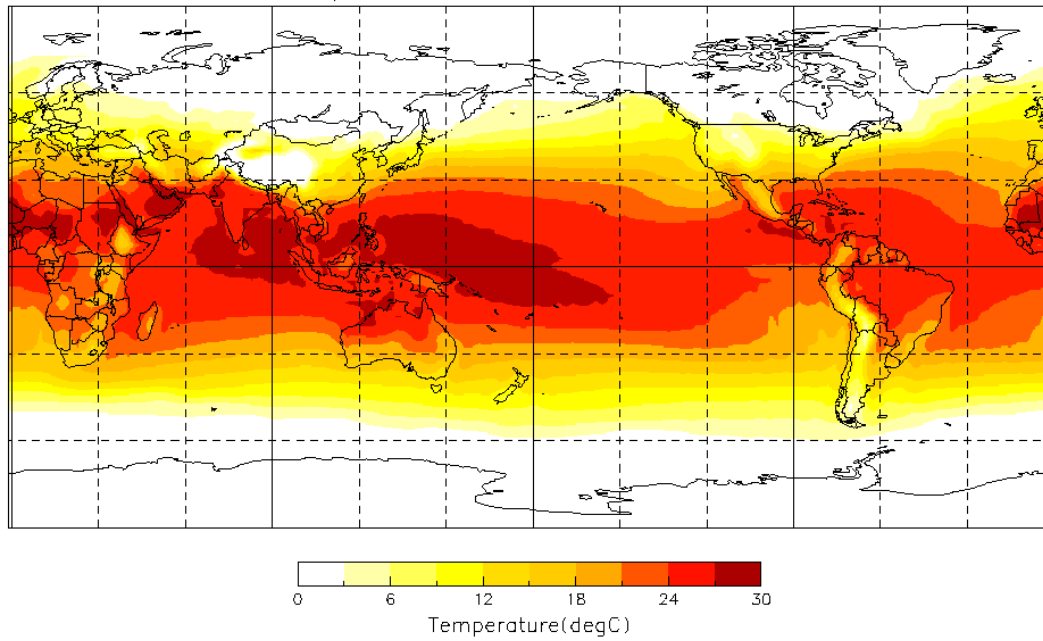


図 3.3: 1979 年から 2006 年における年平均地表面気温分布。

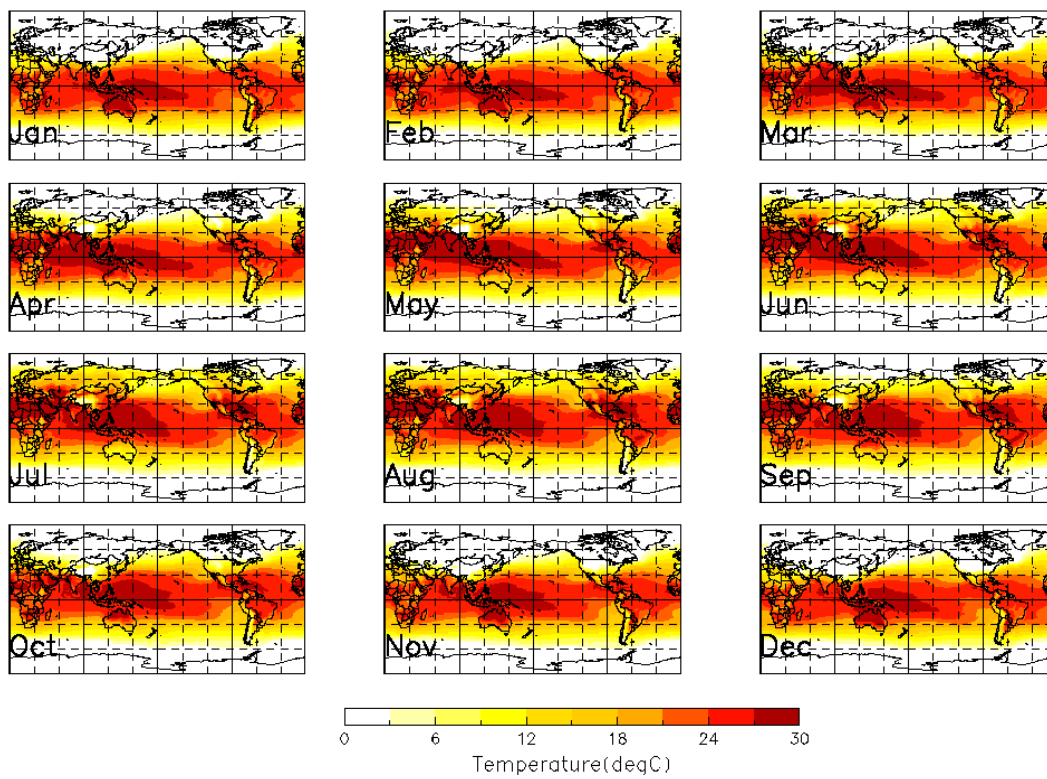


図 3.4: 1979 年から 2006 年における各月平均地表面気温分布。

3.2 Köppen の気候区分

従来の Köppen の気候区分は植生に着目し、陸上の点のみを区分したものであるが、本研究では、その区分に降水量の季節推移が用いられていることに着目し、陸上海上問わず区分することによって、降水特性の分類に使用した。Kottek et. al.(2006) によると、Köppen の気候区分で用いられている手順は、以下の表 3.1 のとおりである。Köppen の気候区分においては、まず樹林気候と無樹林気候 (樹木の生育が不可能とされる場所) で分類する必要があり、表 3.1 の「分類順序」は、その順序に倣っている。なお、本研究の区分においては、寒帯においてツンドラ気候 (ET)、氷雪気候 (EF) の分類は行っていない。

分類順序	気候帯 (区分) 名	条件
1	E(寒帯)	$T_{min} < 10$
2	B(乾燥帯)	$P_{ann} < 10 P_{th}$
	BS(ステップ気候)	$P_{ann} > 5 P_{th}$
	BW(砂漠気候)	$P_{ann} \leq 5 P_{th}$
3	A(熱帯)	$T_{min} \geq 18$
	Af(熱帯雨林気候)	$P_{min} \geq 60\text{mm}$
	Am(熱帯モンスーン気候)	$P_{ann} \geq 25(100 - P_{min})$
	As(熱帯夏季少雨気候)	冬に $P_{min} < 60\text{mm}$
	Aw(サバナ気候)	夏に $P_{min} < 60\text{mm}$
3	C(温帯)	$-3 \geq T_{min} < 18$
	Cs(地中海性気候)	$P_{Smin} < P_{Wmin}, P_{Wmax} > 3P_{Smin}, P_{Smin} < 40\text{mm}$
	Cw(温暖冬季少雨気候)	$P_{Wmin} < P_{Smin}, P_{Smax} > 10P_{Wmin}$
	Cf(温暖湿潤気候)	温帯において Cs でも Cw でもない
3	D(冷帯)	$T_{min} \geq -3$
	Ds(冷帯夏季少雨気候)	$P_{Smin} < P_{Wmin}, P_{Wmax} > 3P_{Smin}, P_{Smin} < 40\text{mm}$
	Dw(冷帯冬季少雨気候)	$P_{Wmin} < P_{Smin}, P_{Smax} > 10P_{Wmin}$
	Df(冷帯湿潤気候)	冷帯において Ds でも Dw でもない

表 3.1: Köppen の気候区分の手順。これは Kottek et. al.(2006) による。

ここで T_{min} は最寒月気温、 T_{max} は最暖月気温、 T_{ann} は年平均気温であり、単位は $^{\circ}\text{C}$ である。また P_{min} は最少雨月降水量、 P_{max} は最多雨月降水量で、単位は mm/month 、 P_{ann} は年降水量を表し、単位は mm/year である。 min 、 max の前につく添字の S 、 W はそれぞれ夏季、冬季におけるそれぞれの量を表している。夏季、冬季は両半球で異なり、北半球において夏季は 4 月から 9 月、南半球では逆と定義している。 P_{th} は乾燥限

界と呼ばれ、

$$P_{th} = \begin{cases} 2 T_{ann}, & 2/3 \text{ 以上の雨が冬に降った場合} \\ 2 T_{ann} + 28, & 2/3 \text{ 以上の雨が夏に降った場合} \\ 2 T_{ann} + 14, & \text{上記以外} \end{cases} \quad (3.1)$$

で定義されている。

以上の定義に従い全球の地点を区分すると、図 3.5 のようになる。地表面気温の緯度依存性により、熱帯は北緯 30 度から南緯 30 度までの範囲に集中している。また、地表面気温に比べ極端に降水量が低い地域では、海洋上においても乾燥帯に分類されている。具体的には、インド洋南東部、西オーストラリア海盆や、東部太平洋、ITCZ の北および南がそれにあたる。温帯は主に中緯度 (北緯 30 度から 60 度、南緯 30 度から 50 度) の海洋に分布しており、陸上では北海道を除く日本、中国東部、西ヨーロッパ、北米大陸南東部などに存在している。図 3.3 および図 3.4 において、山脈の存在等により地表面気温が低い地域においては、赤道周辺であっても温帯に分類されている地域がある。冷帯は北半球の陸上、ユーラシア大陸北部、北米大陸北部に分布しており、南半球には存在しないのが特徴である。寒帯は主に両半球高緯度に分布しているが、チベット高原やアラスカ山脈など、陸上の一部では標高が高く、最暖月気温が 10 を越えないため寒帯に分類される。Köppen の気候区分における分類の順番により、寒帯においても大半の地点が $T_{min} \geq -3$ を満たしている。

熱帯を気候区分ごとに取り出して示したものが、図 3.6 である。Af は ITCZ、SPCZ から海洋大陸、インド洋と赤道域の広範囲に渡り、アフリカ大陸と南米大陸の赤道部、大西洋にも存在している。Am は陸上にはジャワ島の一部やマレー半島の一部など、ごく一部にのみ存在し、多くは南シナ海、ベンガル湾など海洋上に存在している。Aw は北半球にはインド中央部から南部、インドシナ半島、南半球にはジャワ島東部からオーストラリア北部にかけての地域に存在する。アフリカ大陸、南米大陸における熱帯の地点は多くがこの Aw に属する。

これらの気候区分 (Am、Aw については両半球ごと) の降水量季節推移の一例は図 3.7 に示してある。各気候区分において平均降水量と平均地表面気温との間には正の相関があるように見えるが、降水量の分散は地表面気温より大きい。その中でも雨季と乾季がある気候区分 (Am および Aw) においては、雨季における分散の方が乾季よりも大きいことが分かる。また Am は Aw と比べ、最少雨月における降水量が 60mm/month には満たないものの多い、または年降水量が多い。言い換えると、Am は、乾季においても一定の降水がある、雨季の降水量が多い、雨季の期間が長い、といった特徴のいずれかに当てはまっていると言える。

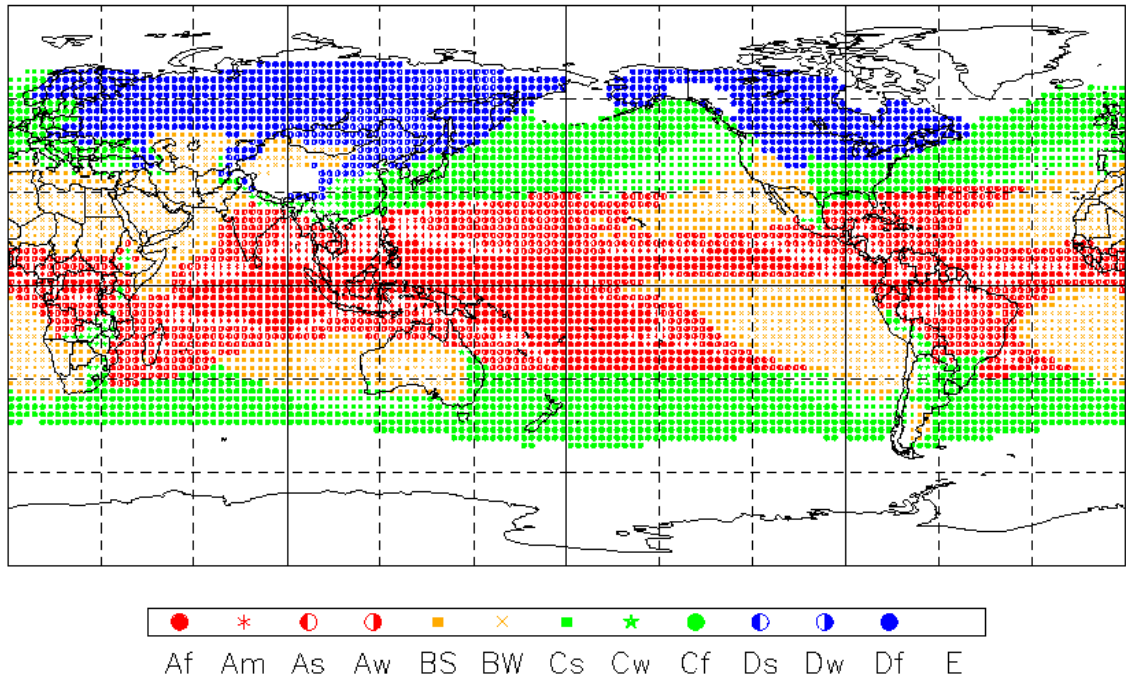


図 3.5: CMAP、および NCEP/NCAR Reanalysis 1 を用いて計算した Köppen の気候区分。

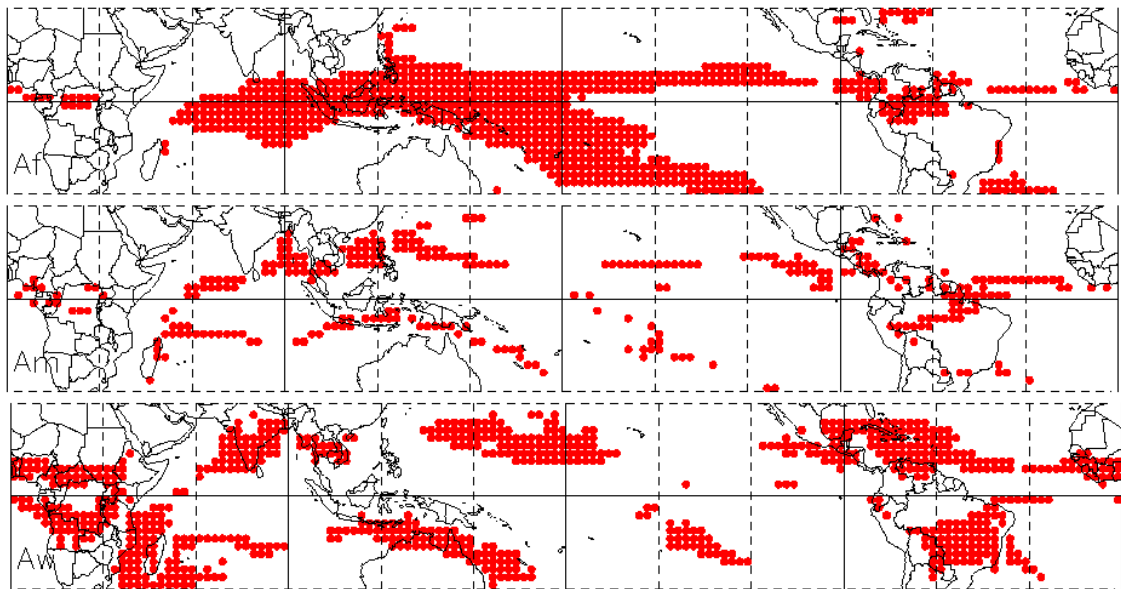


図 3.6: CMAP、および NCEP/NCAR Reanalysis 1 を用いて計算した Köppen の気候区分の Af、Am、Aw の拡大図。

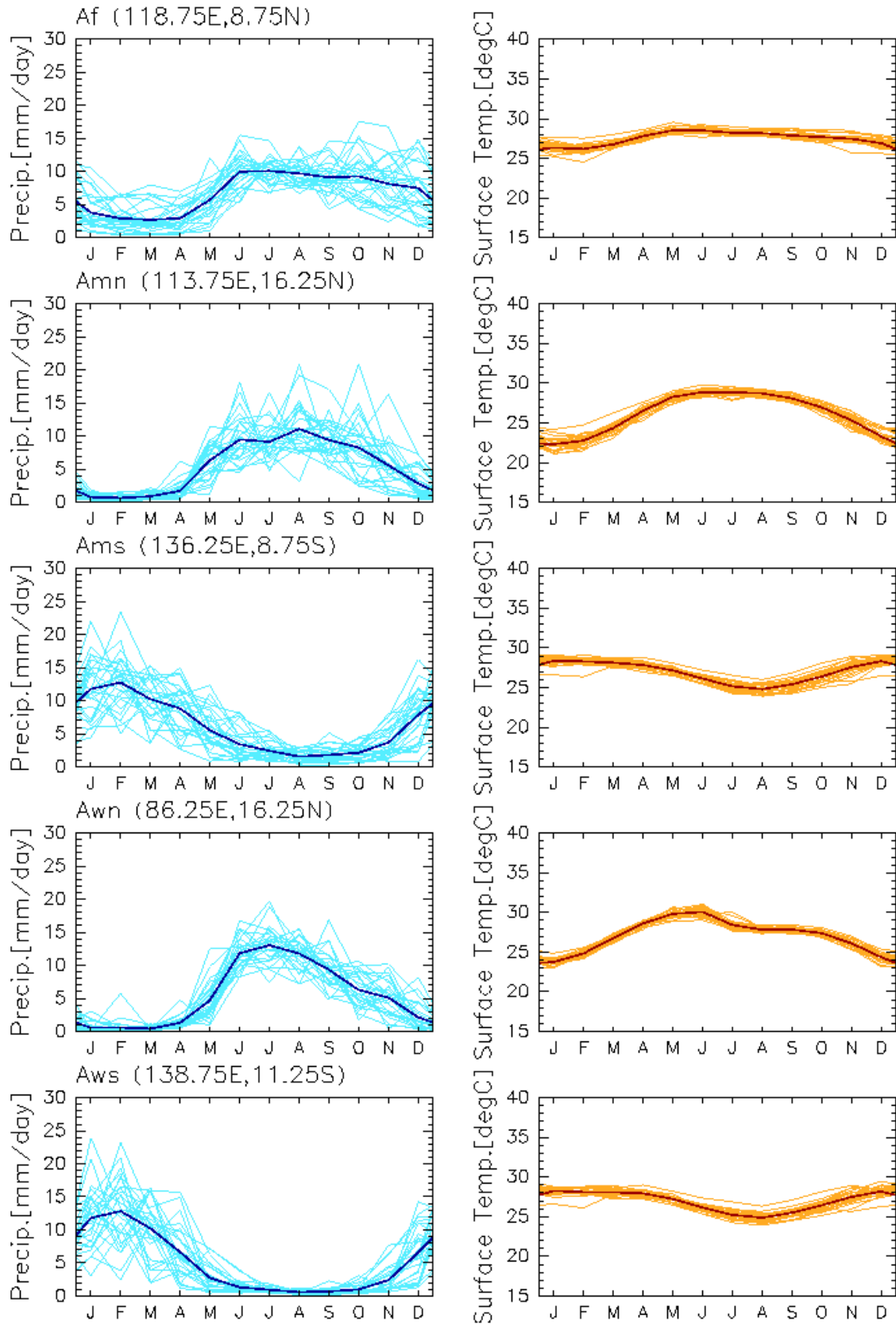


図 3.7: 図 3.6 の各領域における 1 点の月平均日降水量と地表面気温の季節推移。それぞれ濃い色の線は 1979 年から 2006 年までの平均を表している。

3.3 各地点降水量分布のガンマ分布へのフィッティング

次に、全球における降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせ、得られたガンマ分布のパラメータから、各地点の降水特性による分類を行った。ガンマ分布の特徴、頻度分布のガンマ分布へのフィッティングの方法等は A.3 を参照すること。

JJA におけるガンマ分布の形状パラメータ α の全球分布図が、図 3.8 である。ガンマ分布のパラメータにおいて最も重要な事は、形状パラメータ α が 1 を越えているかどうかである。1 以下ならば、その地点における降水量分布は指数分布のような単調減少を示し、1 を越えていれば、ガンマ分布は必ず原点を通り、左によった正規分布のような形状になる。図 3.8 において α の値が 1 以下である地域は、ジャワ島からオーストラリア北部にかけての地域、アフリカ中央部北緯 5 度付近を除くアフリカ大陸全土と、中東地域、南米大陸中央部と太平洋東部 (ITCZ を除く) である。それに対して α が大きいのは、低緯度においては、太平洋西部、中国南端、インド洋北部 (スマトラ島西) およびアフリカ大陸北緯 5 度付近、南米大陸赤道部である。中高緯度においては太平洋北部、大西洋北部のストームトラック周辺、南半球中緯度の海洋上である。

図 3.9 は、DJF における降水量頻度分布をガンマ分布によって推定した際の形状パラメータ α の分布図である。DJF において α が 1 以下となる地域は、オーストラリア中央部から西部およびオーストラリア西の海洋、インドシナ半島からインド中国西部、中東地域からアフリカ北部大西洋中央部、太平洋東部 (ITCZ の南)、そして北米大陸南西部である。一方、 α の値が大きい地域は、低緯度においては、JJA と比べ南半球側に移動しており、ジャワ島、ニューギニア島周辺からインド洋北部 (スマトラ島西)、アフリカ大陸南緯 10 度付近、南米大陸南緯 10 度付近である。この季節による α の変動の例として、南半球海洋大陸の点、東経 136.25 度、南緯 8.75 度における、JJA と DJF の降水量頻度分布と、推定されたガンマ分布を図 3.12 に示している。中高緯度においては、ストームトラック周辺、南半球中緯度の海洋上において α が大きいものの、太平洋北部のストームトラックにおいては α が大きい地域が JJA と比べて広がっている。一方、大西洋北部のストームトラックおよび南半球の中緯度海洋上においては、 α が大きい地域が JJA と比べて狭まっている。

次に、尺度パラメータ β の分布を見る。図 3.10 は、JJA における降水量頻度分布をガンマ分布によって推定した際の、パラメータ β の分布図である。 β の大きい地域は、ほぼ北緯 30 度から南緯 30 度に集中している。具体的には、ITCZ を除く太平洋赤道域東部、海洋大陸周辺、バングラデシュ、インド西の海洋、アフリカ大陸赤道域や大西洋赤道域などである。DJF については、図 3.11 に示している。 β の大きい地域は、太平洋赤道域日付変更線付近、オーストラリア北部、南シナ海、スリランカ周辺、アフリカ大陸赤道域、大西洋赤道域およびアンデス山脈である。傾向として JJA、DJF 共に β が大きい

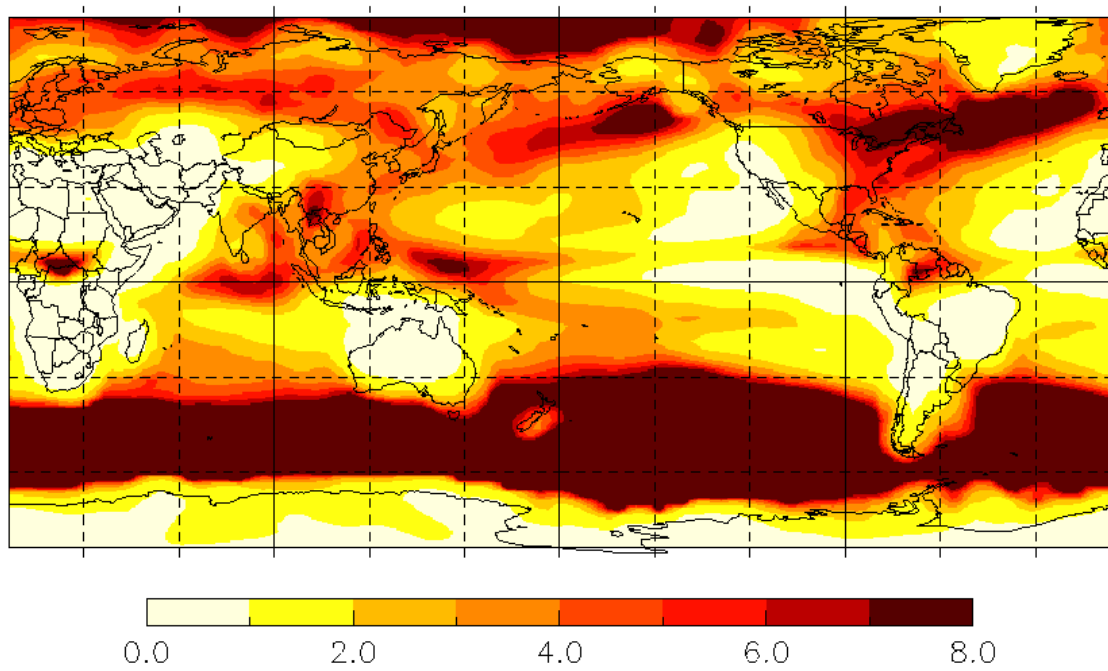


図 3.8: 1979 年から 2006 年までの JJA における月降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせた際のパラメータ α の分布図

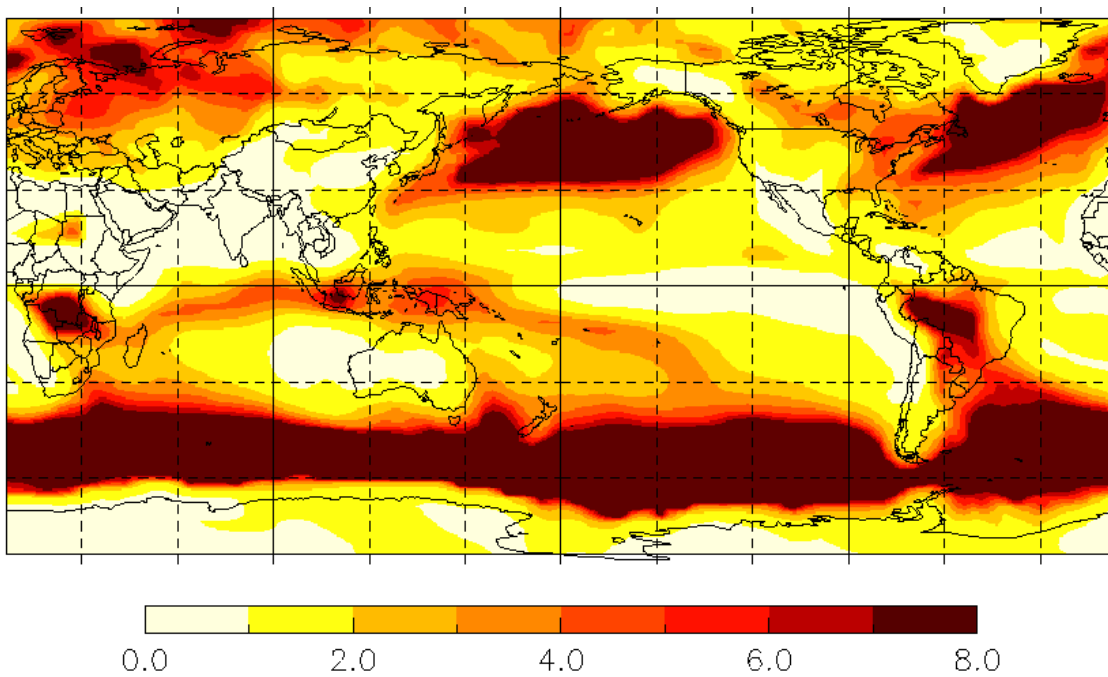


図 3.9: 1979 年から 2006 年までの DJF における月降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせた際のパラメータ α の分布図

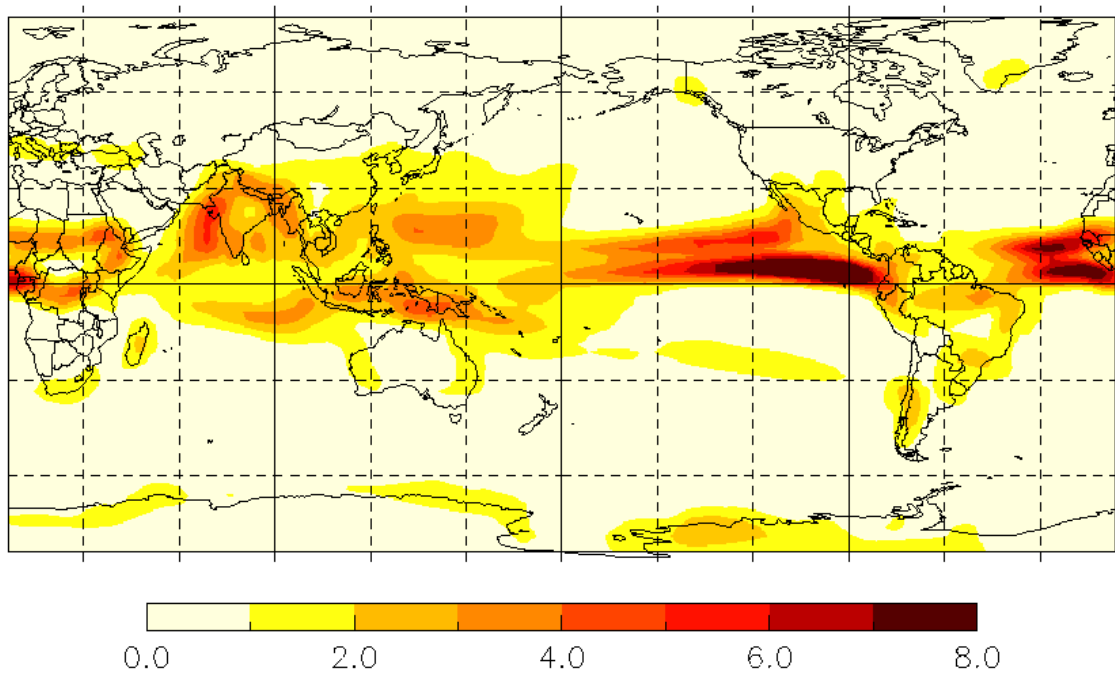


図 3.10: 1979 年から 2006 年までの JJA における月降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせた際のパラメータ α の分布図

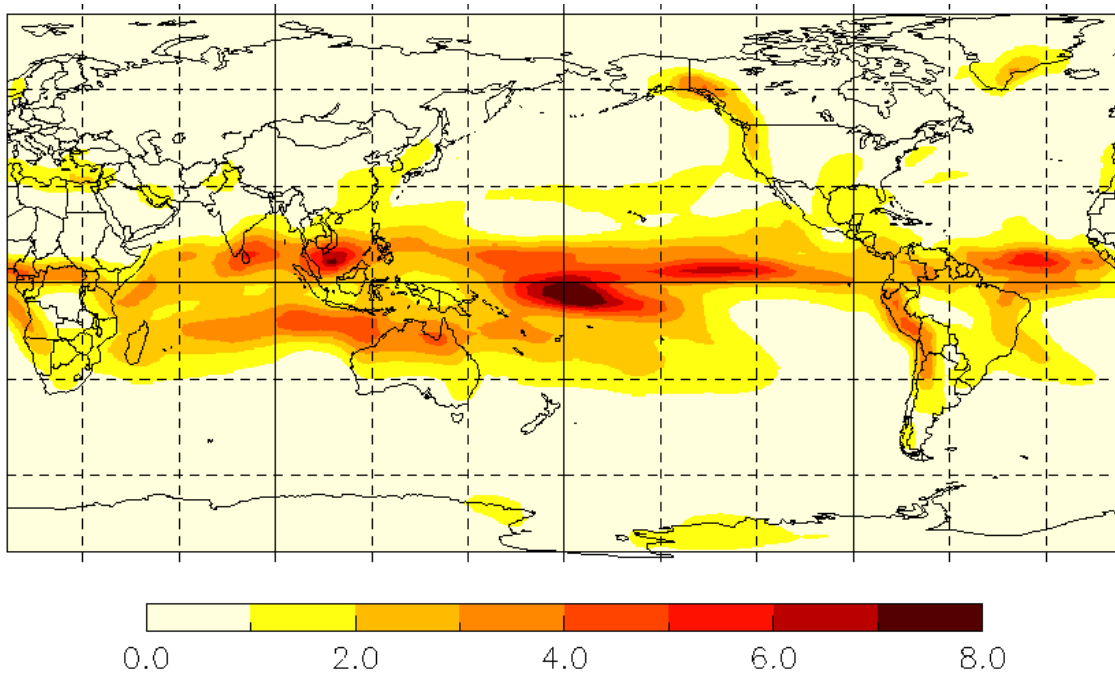


図 3.11: 1979 年から 2006 年までの DJF における月降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせた際のパラメータ α の分布図

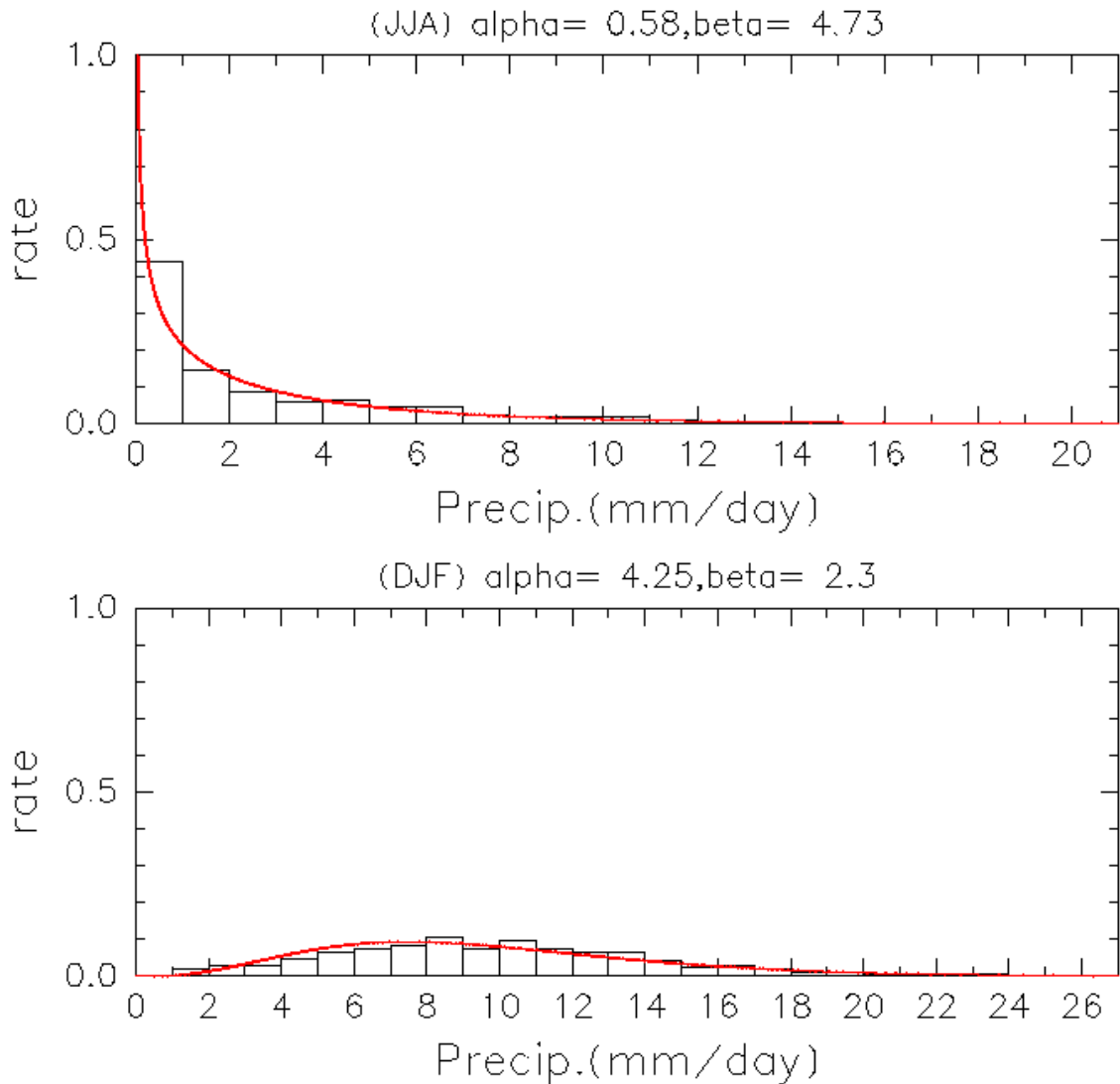


図 3.12: 東経 136.25 度、南緯 8.75 度の JJA(上) と DJF(下) における降水量頻度分布と推定されたガンマ分布。

地域は、 α の大きい地域を取り囲むように存在している。ただし大西洋赤道域のみ、周囲に α が大きい地域が存在しない。

次に、Husak et al.(2007) に倣い、図 3.8 から図 3.11 より得られた、JJA および DJF におけるパラメータ α 、 β を用いて、熱帯アジア域の降水特性による地域の分類を行った。図 3.13 は JJA、DJF におけるパラメータ α 、 β のスキャッター図である。これらをまず、平均降水量から (a) 月平均降水量が 50mm/month に満たない地域 (Regularly Dry)、(b) 月平均降水量が 250mm/month を越える地域 (Regularly Wet) に分類した。どちらにも属さない地域は α の大きい地域、 β の大きい地域と分類する。本研究では (c) $\alpha > \beta$ となる地域 (Shape Dominated)、(d) $\alpha < \beta$ となる地域 (Scale Dominated) とした。

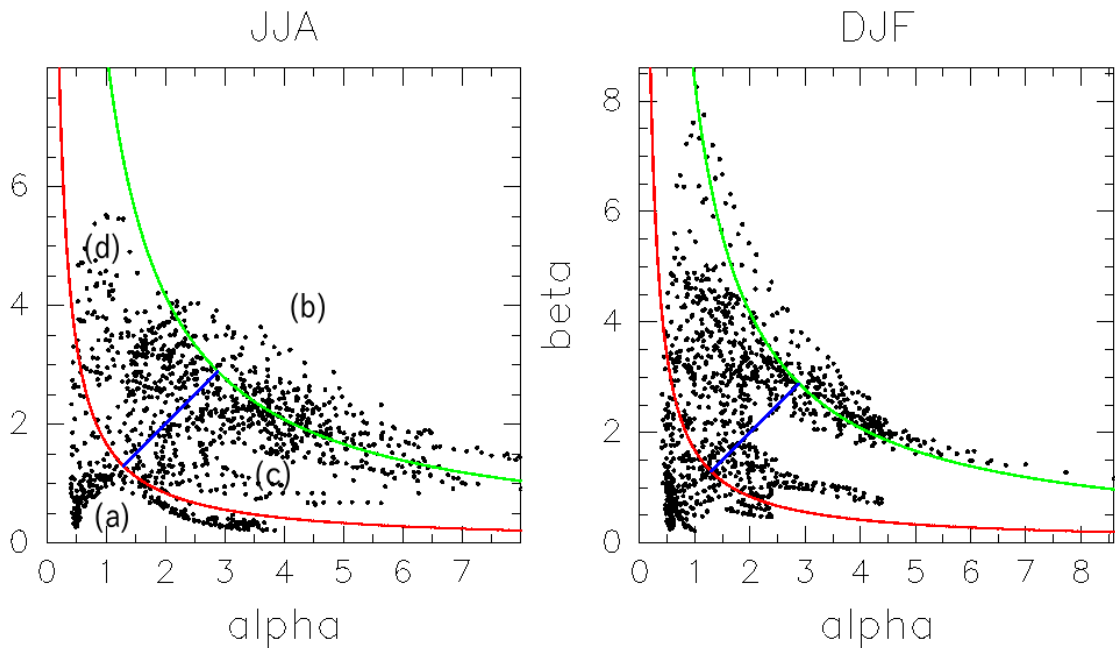


図 3.13: 図 3.8 から図 3.11 より得られた JJA および DJF におけるパラメータ α 、 β のスカッター図。赤、緑、青の線はそれぞれの分類のしきい値であり、JJA におけるアルファベットの分類名は Husak et al.(2007) による分類名であり、それぞれ (a)Regularly Dry、(b)Regularly Wet、(c)Shape Dominated、(d)Scale Dominated である。

図 3.13 より各地点の分類結果を図にすると図 3.14(JJA)、図 3.15(DJF) となる。JJA においては、ベンガル湾やインド洋東部、南シナ海、太平洋西部と言った北半球から赤道域の海洋上において Regularly Wet の地域が広がっている。インドネシア域周辺は乾季ではあるが、ある程度の降水があるため、Scale Dominated に属する。Shape Dominated にはカリマンタン島北部、スマトラ島北部、マレー半島、インドシナ半島などが含まれる。オーストラリアおよびその西の海洋は Regularly Dry に属している。DJF においては、インドネシア北東部など一部を除き、緯度によって降水特性が大まかに分類できている。

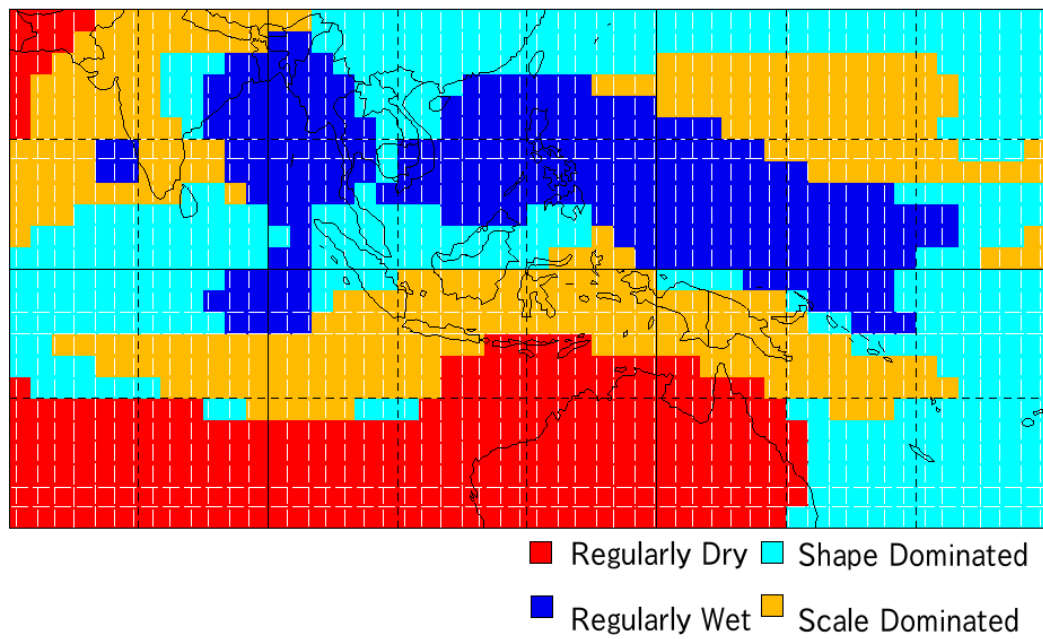


図 3.14: JJA におけるガンマ分布のパラメータによる分類図。

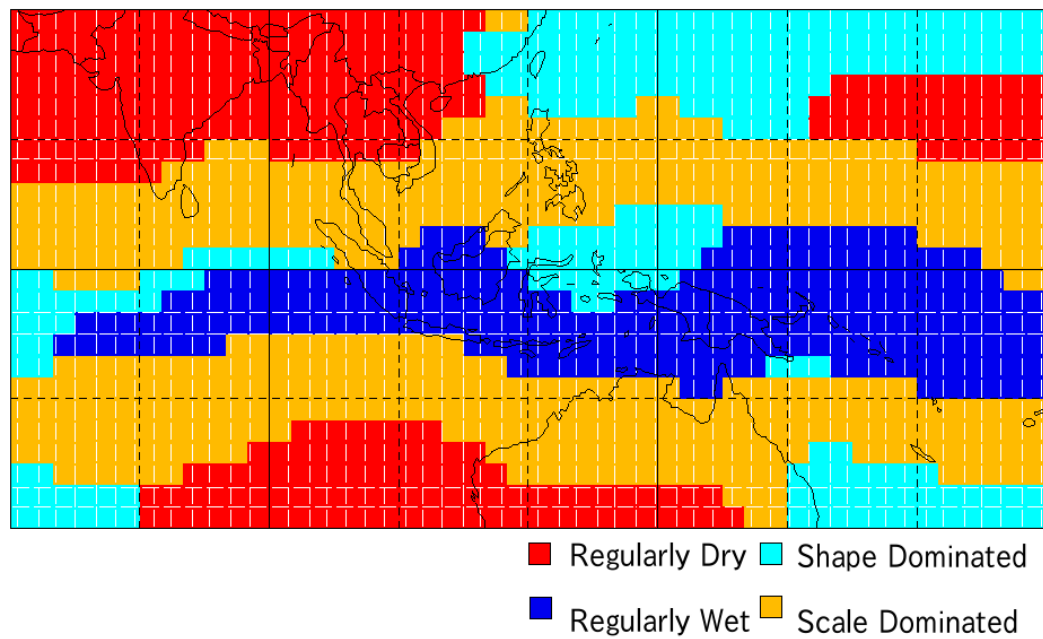


図 3.15: DJF におけるガンマ分布のパラメータによる分布図。

第4章 熱帯域における降水量変動と気候変動指標との対応

降水量変動と各気候変動指標との対応の度合を調べるため、重回帰分析を行う。この章においては、降水量変動は平年からのずれを解析対象とする。回帰分析の手法および注意点は A.1 を参照すること。

4.1 熱帯域における降水量変動の回帰分析

まず、全球の各地点において、降水量変動を 2.2 に示した各気候変動指標によって重回帰分析を行った。図 4.1 は、北緯 30 度から南緯 30 度の各地点において、重回帰分析で得られた気候変動の係数分布図である。ここでは、北緯 30 度から南緯 30 度の地域において、特に係数の大きな変動が見られた気候変動指標 (SST(3)、SOI、DMI、MTG) のみを取り出してある。また、表 4.1 には、この地域における上記に示した各気候変動指標の絶対値の最大値と、重回帰分析によって説明することができなかった変動 (残差) の大きさの最小値、およびそれらを記録した地点を示している。

SST(3) については、ITCZ において正の係数が高く、赤道域における最大値も記録している。それを囲むように南北に負の係数を取る地域がある。海洋大陸周辺においてはフィリピン周辺は負の係数を取っているが、海洋大陸周辺における係数は小さい。

SOI は SPCZ、タヒチ周辺において負の係数を取り、オーストラリアからインドネシア、インド洋、インド南部にかけての広い地域で正の係数を取っている。しかし、その中でもインドネシア、スマトラ島南部周辺においては、正の係数が小さくなっている。これはスマトラ島南部周辺が、他の海洋大陸と異なる降水量の変動成分を持つことを示唆している。また、SOI は SST(3) との相関が-0.7 と高いものの、SST(3) の分布図とは大きく様子が異なり、多重共線性が現れているとは考えにくい。

DMI については、インド洋東部 (スマトラ島西) において負の係数が大きい地域が見

説明変数	記録した値	経度	緯度
SST(3)	0.67	西経 118.75 度	北緯 3.75 度
SOI	0.34	東経 138.75 度	南緯 11.25 度
DMI	-0.32	東経 93.75 度	南緯 6.25 度
MTG	0.89	東経 81.25 度	北緯 23.75 度
epsilon	0.38	西経 176.25 度	南緯 3.75 度

表 4.1: 重回帰分析において、各気候変動指標の係数の絶対値が最大となった地点、およびその値。残差である epsilon のみ最小値、およびそれを記録した地点である。

られるが、前述の SST(3) や SOI と比べて、係数の絶対値が大きく地域は限られる。また、陸上において DMI の負の係数が大きいスマトラ島南部は、は SOI の正の係数が小さくなっている地域と同じであることが特徴である。

MTG については、インド北東部において正の係数が高くなっており、最大値は 0.89 である (記録した地点は東経 81.25 度北緯 23.75 度)。それに加えて、インド北東部からバングラデシュ、ミャンマーにかけて、係数が正・負・正の 3 極構造を取っている事も特徴である。

最後に、残差は全球を通じて大きい。SST(3) の係数の大きい ITCZ、SOI の係数が大きい海洋大陸周辺などにおいては、比較的残差が小さいものの、全球の平均は 0.9 を越える。残差が最小となる地点は西経 176.25 度、南緯 3.75 度で、その地点における残差は 0.37 である。

次に、図 4.1 における重回帰分析の推定値、および残差の変動の特徴を調べるため、図 4.1 において残差が最小となった点、西経 176.25 度、南緯 3.75 度における各気候変動指標、降水量、および推定された降水量と残差の変動を、図 4.2 に示している。この点においては、SST(3) による説明が気候変動指標全体による説明の大部分を占め、その係数は 0.526 となっている。実際の降水量変動と推定された降水量変動を比較すると、1982 年から 83 年、87 年、91 年から 92 年、97 年から 98 年など、El Niño の年と、降水量が平年に比べ増加した年が、時期としては一致している。しかし、その振幅の大きさは降水量変動の方が大きい。また、推定された降水量変動と残差の間にも未だ相関があり、これらのことから、降水量変動と気候変動指標の線型結合による推定には、限界があることが伺い知れる。

図 4.3 は、図 4.1 において、残差が最小となった点における降水量変動と SST(3) のスキャッター図、および SST(3) の 1 次関数による線型単回帰直線、2 次関数による非線型単回帰曲線である。この図より、SST(3) 偏差と降水量偏差には正の相関があることが分かるが、特に降水量偏差が大きい時にばらつきが大きい事が分かる。1 次関数による当

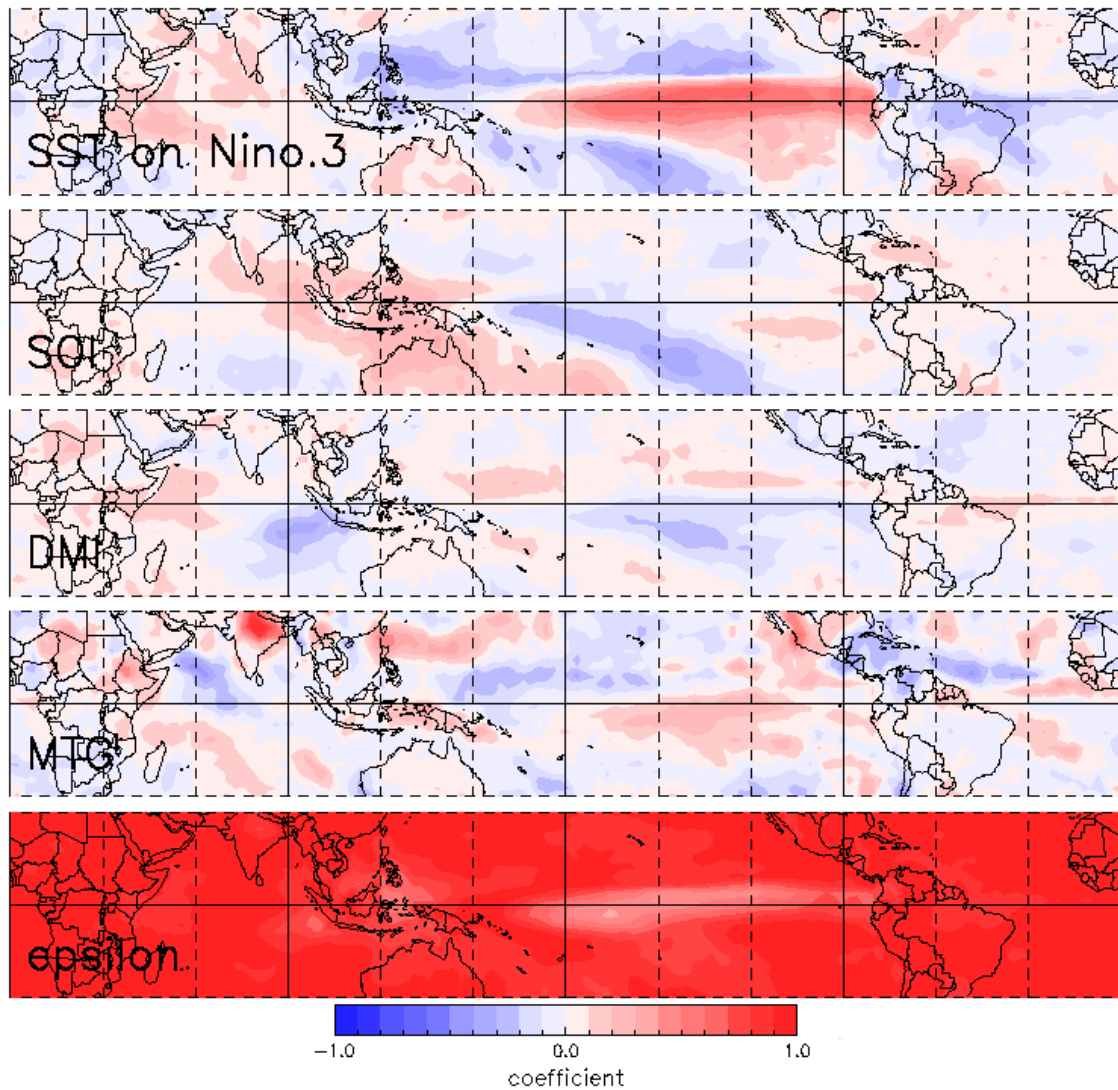


図 4.1: 月平均降水量の平年からのずれに対するインデックス (SST(3)、SOI、DMI、MTG) の回帰係数、および残差の分布図。

てはめは、SST(3) 偏差が-1 から+0.5 の時には、比較的よい当てはまりを示すものの、それ以外の時はよい当てはまりを示さない。2 次関数による当てはめは、降水量の少ない時においては比較的よい当てはまりを示すものの、降水量偏差の大きい時に関しては、特にばらつきが大きい事が分かる。

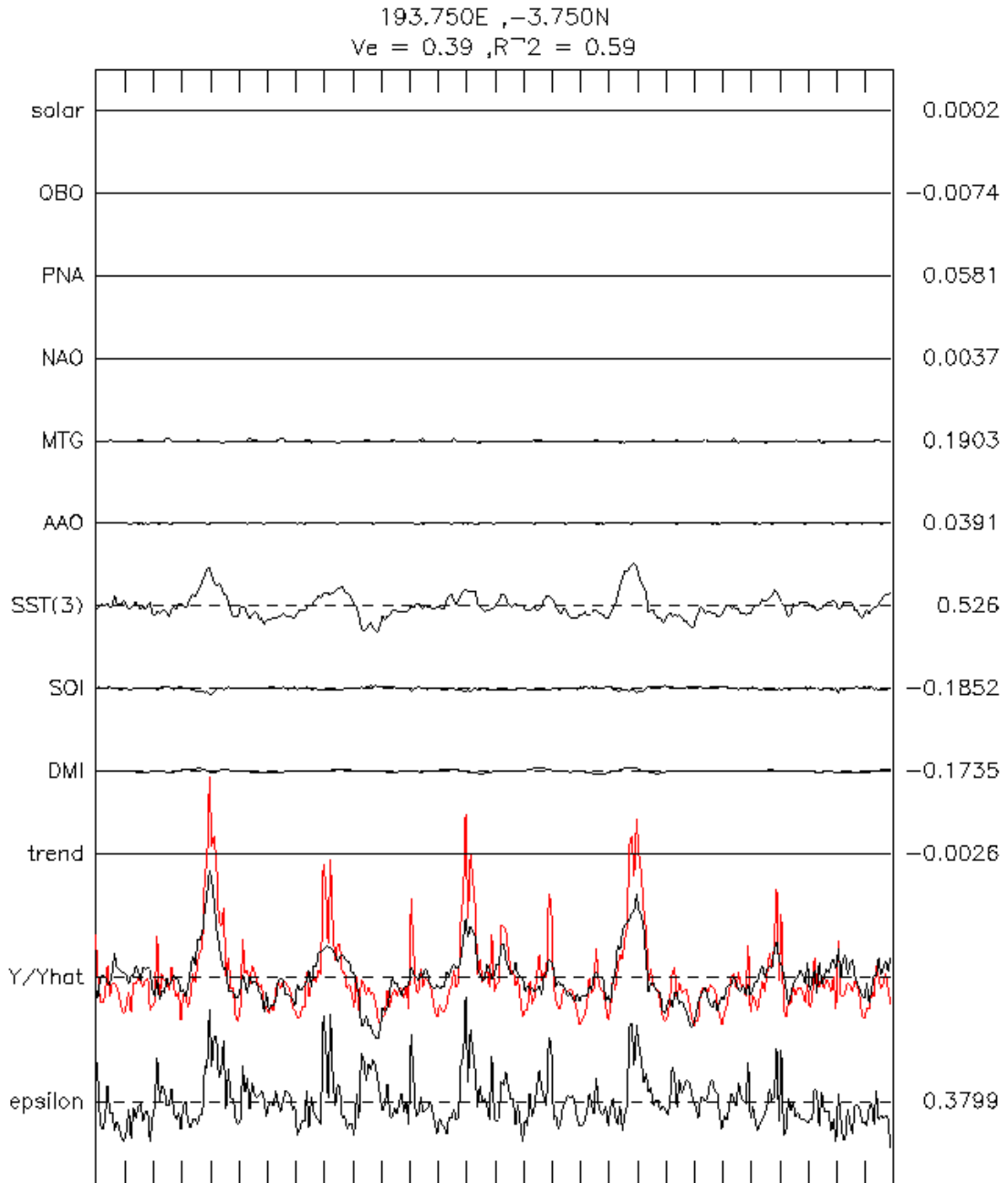


図 4.2: 4.1 において残差が最小となった点のインデックスによる説明、降水量変動、および残差。

4.2 まとめ

1979 年から 2006 年までの、降水量変動の平年からのずれに対し、各気候変動指標を用いて重回帰分析を行った。その結果、太平洋赤道域東部では SST(3) の、海洋大陸周

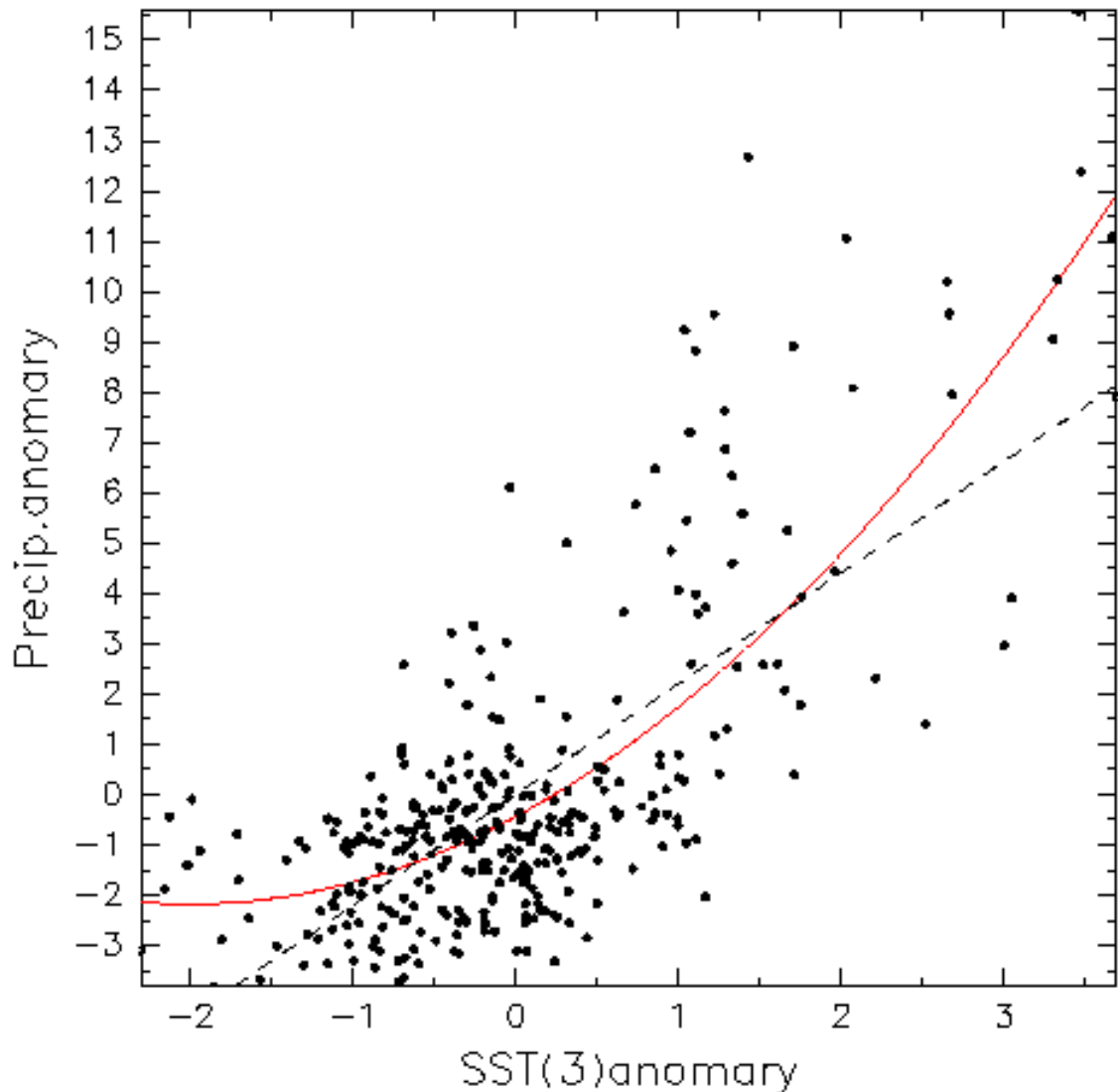


図 4.3: 4.1 において残差が最小となった点における SST(3) と降水量偏差のスキッター図。図の赤線、緑線はそれぞれ SST(3) の 1 次関数による単回帰直線と 2 次関数による非線形単回帰曲線。

辺においては SOI の、インド洋東部においては DMI、インド北東部においては MTG とのそれぞれ良い対応が得られた。しかし、重回帰分析で説明する事のできない残差が変動の多くを占めた。その残差の変動を調べた結果、気候変動指標と降水量変動の振幅の差から残差が生まれていることが分かった。その振幅の差を埋めるため、非線形単回帰曲線による当てはめを行った。その結果、降水量偏差の大小により、そのばらつきの大きさが異なることが分かった。このような結果から、正の降水量偏差の大きいケース、負の降水量偏差が大きいケースなどと分けて解析を行う必要があると考える。降水量偏差の大きい時のみを取り出し、その地理的、時間的分布についての解析は 6.2 において行う。

第5章 降水量変動の特徴

回帰分析の結果、気候イベントに関連する指標の線型結合では降水量変動を表すことには限界があることが分かった。よって、この章においては 3.2 で用いた Köppen の気候区分を用いて熱帯域を分類し、それぞれの気候帯ごとの降水量変動の特徴を、EOF 解析を用いて調べる。また、5.2 においては、相関解析を用い、各気候帯ごとに主要な降水量変動パターンを抽出し、その変動パターンの関連の深い領域を設定する。

5.1 気候帯ごとの降水量変動の EOF 解析

降水量の変動パターンのうち主要なものを取り出すため、EOF 解析を行う。まず、おおまかに総降水量や降水量変動パターンを合わせるため、3.2 で求めた Köppen の気候区分の内熱帯の 3 区分 (Af、Am、Aw) に分類した (分類の結果、As は地点数が不足していたため、今後の解析においては使用していない)。また、図 3.5 において、熱帯域はほぼ全ての点が北緯 30 度から南緯 30 度に位置しているため、EOF 解析の対象も同様の地域に限っている。今回の解析対象となった点は、図 3.6 に示している。EOF 解析の手法、および解析の際の注意点は A.2 を参照すること。

図 5.1 は、範囲内の Af の各地点における降水量変動の EOF 解析結果 (EOF、スコア、およびスコアのパワースペクトル分布図) である。第 1 モードは、この気候帯における 21.01% の変動を示している。このモードの EOF は、赤道をはさんで南北両半球で逆符号を取っている。ただ、インド洋においては最大南緯 10 度付近の点まで北半球と同様の変動を示すなど、例外もある。スコアについては明瞭な年周期を示し、その極大 (極小) は 8 月 (2 月) にある。第 2 モードは、インドネシア東部と日付変更線付近とを変動の中心とした東西パターンで、スコアは SST(3) との相関が高い。第 3 モードは、インドネシア中央部付近を境界に東西のパターンを持ち、スコアは年周期成分が強いが、明瞭な極大、極小を見ることはできなかった。

Am の降水量変動に対する EOF 解析の結果は、図 5.2 に示している。第 1 モードは、全体の分散の 51.11% を説明している。EOF は赤道を南北両半球で逆符号を取ってい

るが、南米大陸東の点においては、北半球においても強い負の係数を持っている。スコアは明瞭な年周期を示し、Af における EOF 解析のスコアと同じように、8 月に極大を迎えている。第 2 モードのスコアは年周期を示し、6 月に極大がある。第 3 モードのスコアは、明瞭な半年周期を示している。

Aw の降水量変動に対する EOF 解析の結果は、図 5.3 に示している。第 1 モードは、全体の分散の 50.44%を示す。また、EOF は Am と同様に、赤道を挟み南北両半球で逆符号を取っている。スコアは明瞭な年周期を示し、極大は 8 月である。第 2 モードのスコアも明瞭な年周期を示し、極大は 6 月である。第 3 モードのスコアは、半年周期を示している。

これらの結果より、熱帯域における全気候区分において、赤道を挟んで南北両半球による降水量変動が最も大きい変動要因であることが分かった。特に Am、Aw の両気候帯においては、その変動が全体の分散の半分以上を説明することが分かった。しかし、EOF 解析の問題点 (A.2.2 を参照) や、その解析範囲の取り方には恣意性があることから、この解析結果が熱帯アジア域において主要な変動パターンであると断言することはできない。よって、相関解析を並行して行うことにより、EOF 解析の結果の裏付けを行うとともに、各気候区分における主要な降水パターン、およびその地理的な広がりを探す。

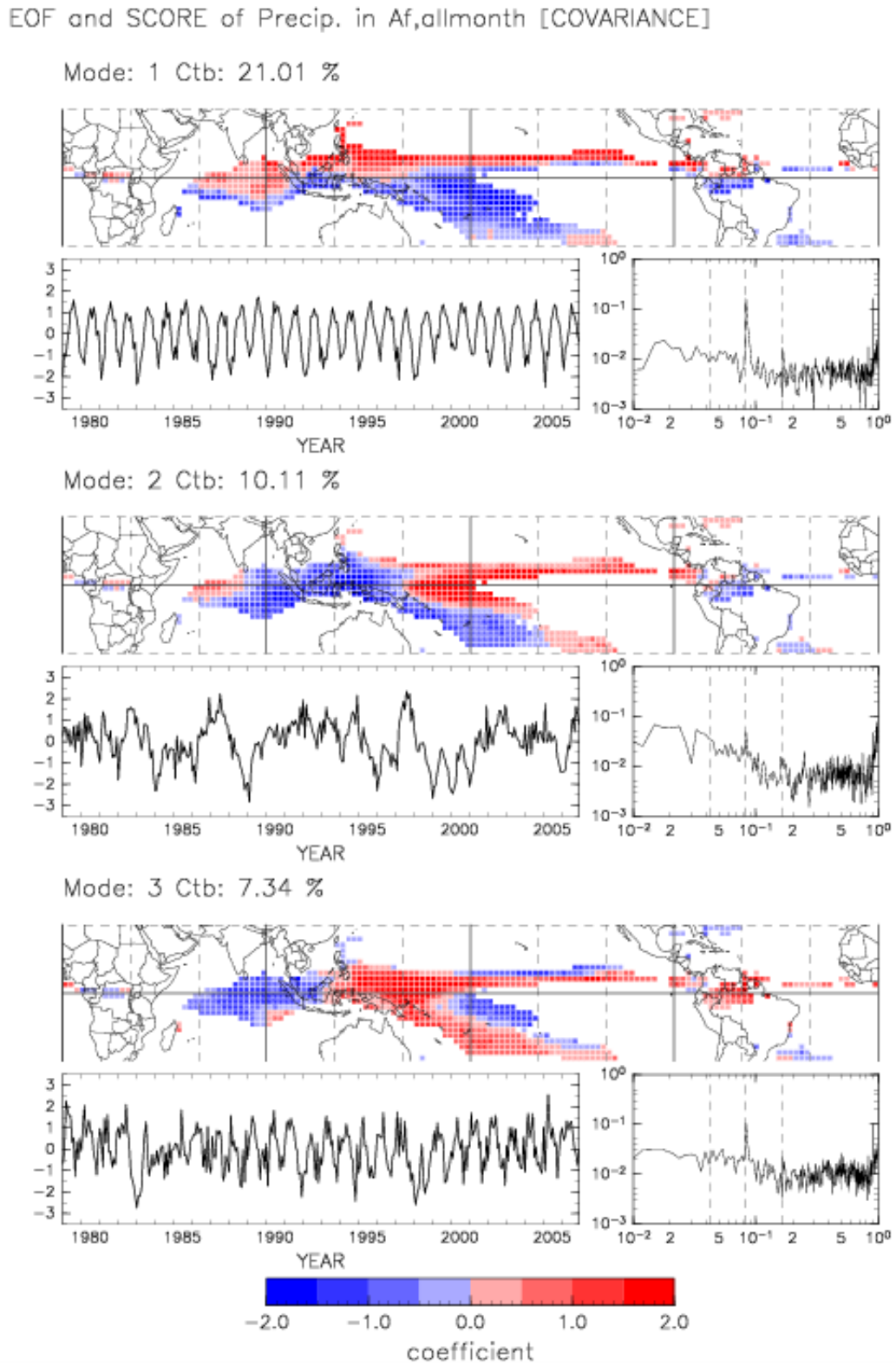


図 5.1: Af における降水量変動の EOF、スコア、およびスコアのパワースペクトル分布図。

EOF and SCORE of Precip. in Am,allmonth [COVARIANCE]

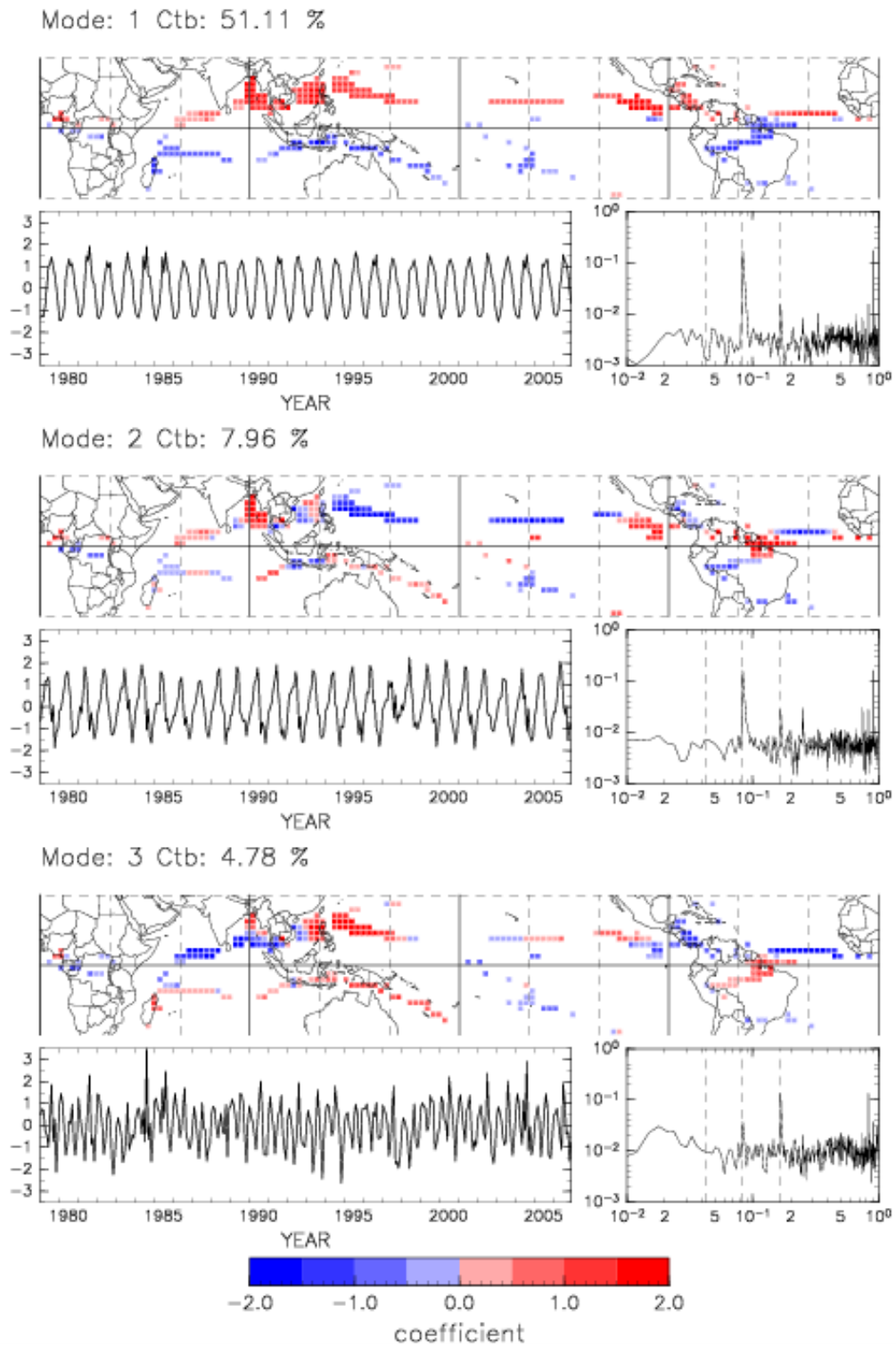


図 5.2: Am における降水量変動の EOF、スコア、およびスコアのパワースペクトル分布図。

EOF and SCORE of Precip. in Aw,allmonth [COVARIANCE]

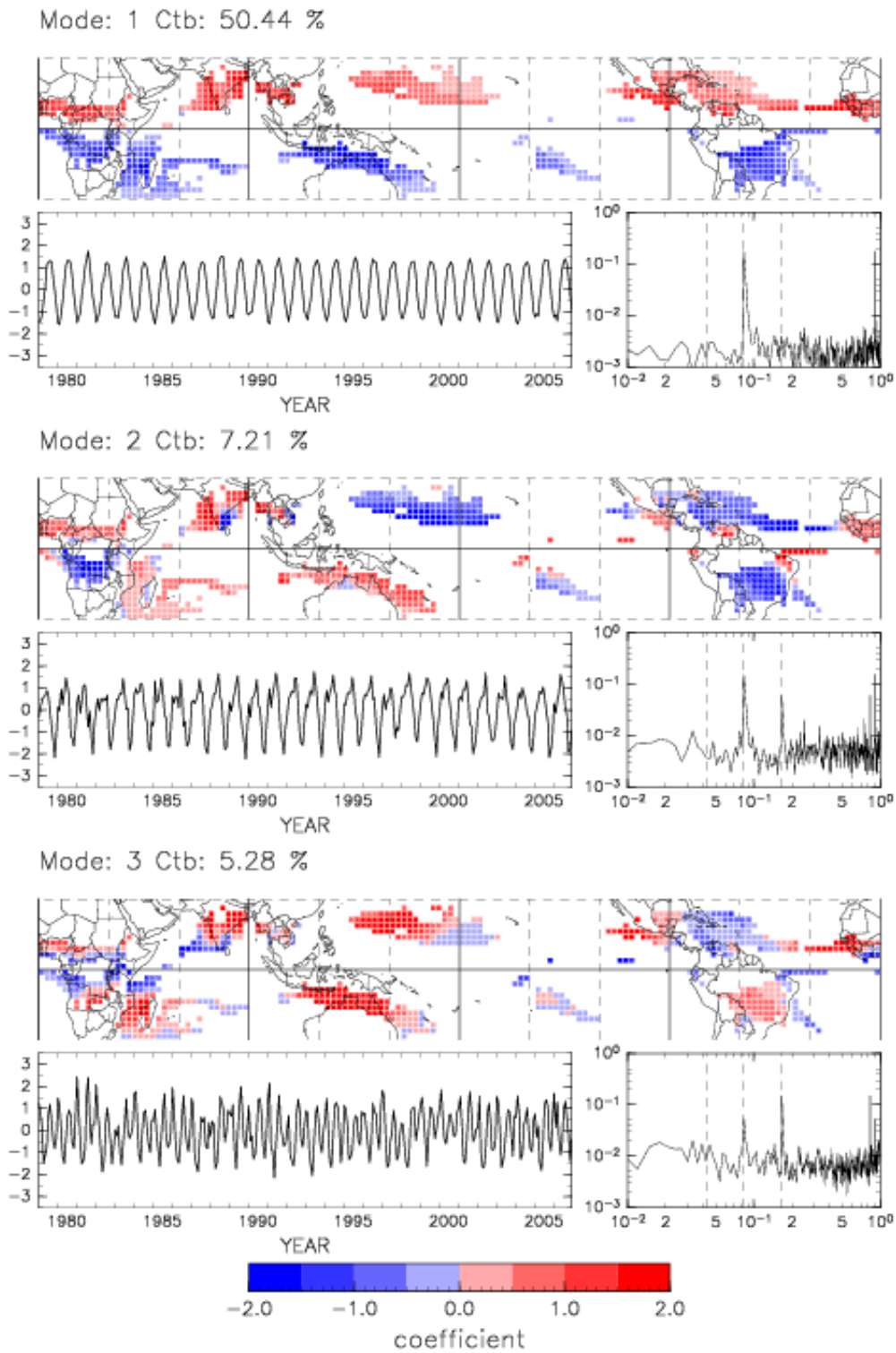


図 5.3: Aw における降水量変動の EOF、スコア、およびスコアのパワースペクトル分布図。

5.2 熱帯アジア域における気候帯ごとの降水量変動の相関解析

各気候区分内 (Am、Aw においては北半球、南半球でも区分している) の全ての点において 1 点相関を取り、0.7 以上の相関を取る点の数が最大となる点を、その領域における代表点とした。その結果、代表点は Af を除き熱帯アジア域に存在した。ただし、Af においてのみ熱帯アジア域における最高数を記録した点を代表点とした (Af における各地点からの相関と累積地点数のグラフを、図 5.4 に示している)。なお、各領域における代表点における降水量、地表面気温の季節推移は、図 3.7 に示している。

図 5.5 は、熱帯アジア域における Af 各地点において、0.7 以上の相関を持つ点が最も多かった点からの 1 点相関図である。その代表点は、東経 118.75 度、北緯 8.75 度、フィリピンのパラワン島付近に位置し、0.7 以上の相関を持つ点は、代表点から西に 10 度、東に 20 度の範囲で存在する。この代表点は、図 5.1 の第 1 モードの EOF において、正の係数が最も高い地域に属しており、0.7 以上の相関を持つ点も、第 1 モードの EOF において正の係数が高くなっている。

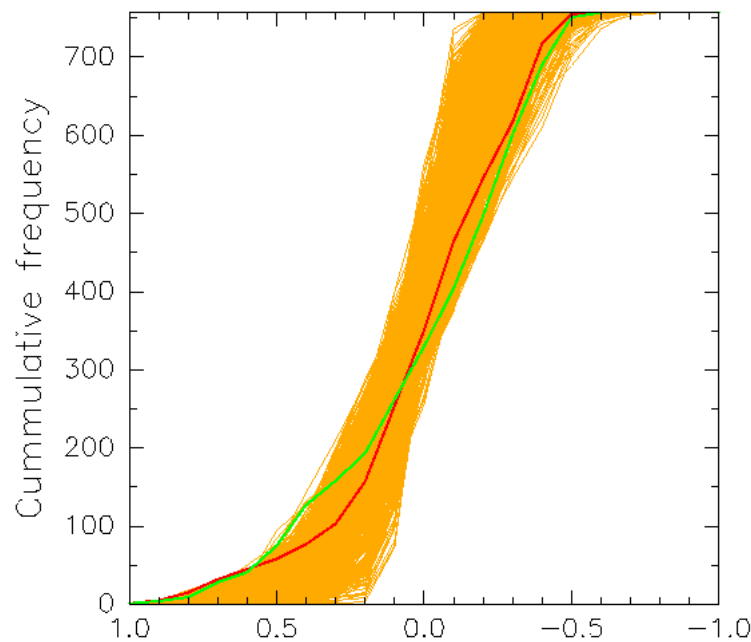


図 5.4: Af 各点からの相関係数とそれ以上の相関を示す点の累積数のグラフ。Af 上の全ての点における累積地点数を、オレンジ色の線で重ね書きしている。赤色の線は、全ての Af に属する点の中で、0.7 以上の相関を持つ点が最も多かった点における累積地点数、緑色の線が、熱帯アジア域における最多の点のものである。

図 5.6 は、北半球における A_m (以下 A_{mn}) 各地点において、0.7 以上の相関を持つ点が最も多かった点からの 1 点相関図である。代表点は、東経 113.75 度、北緯 16.25 度、南シナ海上に位置し、0.7 以上の相関を持つ点は、南シナ海、南部を除くベンガル湾、タイランド湾に存在する。東経 125 度以東に広がる地域は、距離的に比較的近いにもかかわらず相関が低いのが特徴である。

図 5.7 は、南半球における A_m (以下 A_{ms}) 各地点において、0.7 以上の相関を持つ点が最も多かった点からの 1 点相関図である。代表点は、東経 136.25 度、南緯 8.75 度、ニューギニア島南西の海洋上の点である。そこから 0.7 以上の相関を持つ点は、ジャワ島からニューギニア島南までの地域に存在するが、ジャワ島西部など、比較的近い範囲にあるにも関わらず、相関の低い点も存在している。これらの地域は、係数の最大値をとる点が似ていることや、ジャワ島西部の点の係数が異なること等から、EOF3 との関係が示唆される。

図 5.8 は、北半球における A_w (以下 A_{wn}) 各地点において、0.7 以上の相関を持つ点が最も多かった点からの 1 点相関図である。代表点は、東経 86.25 度、北緯 16.25 度、ベンガル湾西部に位置している。代表点から 0.7 以上の相関を持つ点は、インド西岸、インド北東部からベンガル湾西部、インドシナ半島の陸上の点に存在する。これらもインド南東部やマレー半島上の点、インドシナ半島東部における係数の違いなどから、EOF2 との関連が示唆される。

図 5.9 は、南半球における A_w (以下 A_{ws}) 各地点において、0.7 以上の相関を持つ点が最も多かった点からの 1 点相関図である。代表点は、東経 138.75 度、南緯 11.25 度、ニューギニア島南部の海洋上の点に位置する。代表点から 0.7 以上の相関を持つ点は、ジャワ島東部からニューギニア島南までの広い範囲に存在している。この地域は、EOF3 において正の係数が高い地域と関連しているように見える。

5.3 まとめ

この章においては、EOF 解析を用いて降水量変動の主要なパターンの抽出を行った。熱帯域の全気候区分において、南北半球の違いによって降水量季節推移の位相が半年ずれる変動成分が最も多くの分散を説明し、特に A_m 、 A_w 両気候区分においては、全体の分散の半分以上を説明している事が分かった。

さらに、相関解析を用い、各気候帯において主要な降水量変動パターン、およびその地理的な広がりを抽出した。各気候区分内において、0.7 異常の相関を持つ点が最も多い点を、その気候区分における代表点とした。その結果、 A_f を除く 4 領域において代表点

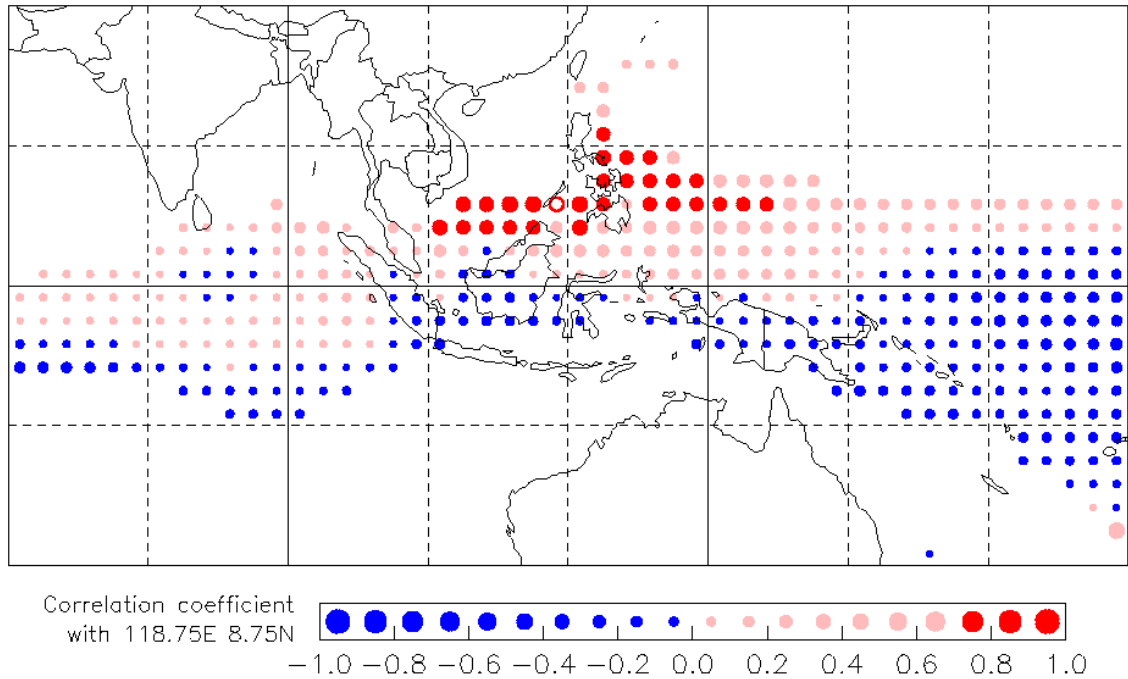


図 5.5: Af 各点における東経 118.75 度、北緯 8.75 度 (図の白抜きの丸) からの 1 点相関図。

が熱帯アジア域に存在した。次に、得られた各気候区分の代表点と相関の高い地域を調べた。それらの地域は、Af においては第 1 モードの係数が高い、つまり 8 月に極大を迎える変動成分の影響が強い地域であり、Awn においては 6 月に極大を迎える変動成分の影響が強い地域であり、Ams、Aws においては半年周期と関連の強い地域であることが分かった。

これらの代表点から、0.7 以上の相関を持つ地域 (図 5.5 から図 5.9 において赤丸で示した点) を、第 6 章における解析対象領域として扱う。

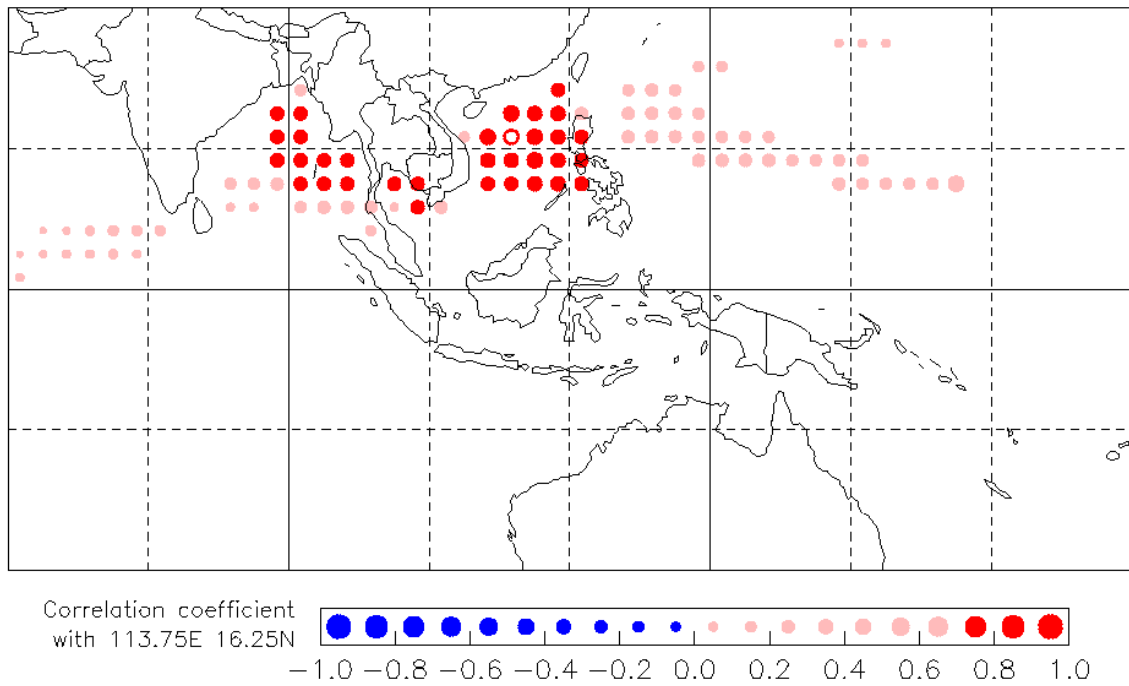


図 5.6: 北半球アジア域 Am(Amn) 各点における東経 113.75 度、北緯 16.25 度 (図の白抜き丸) からの 1 点相関図。

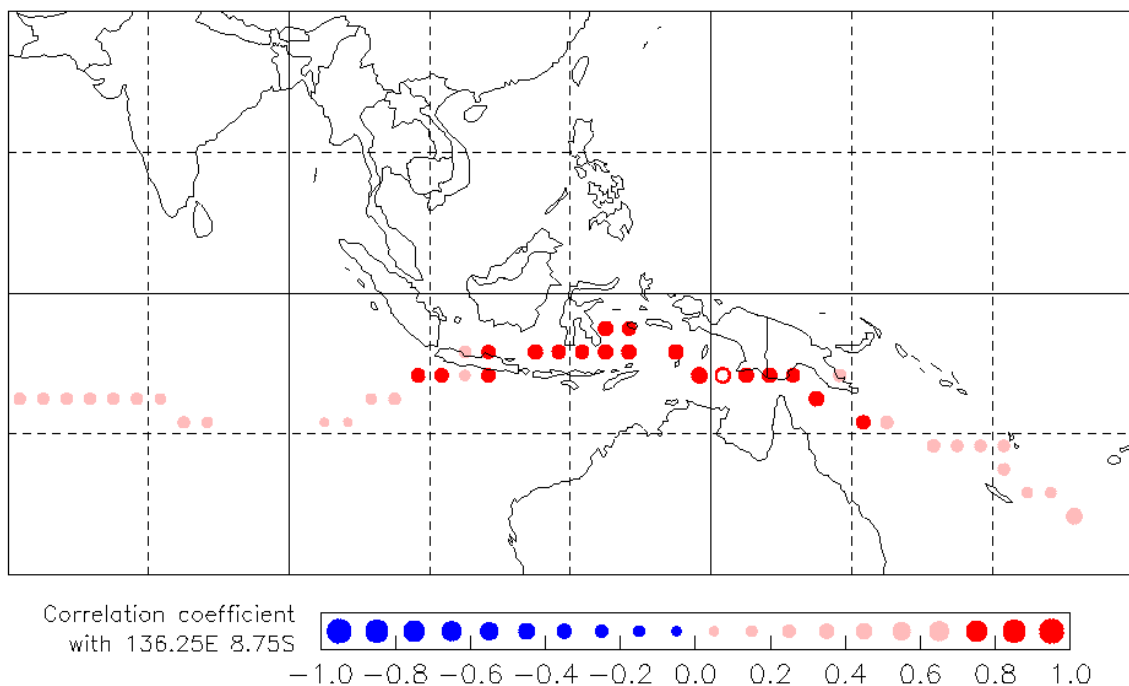


図 5.7: 南半球アジア域 Am(Ams) 各点における東経 136.25 度、南緯 8,75 度 (図の白抜き丸) からの 1 点相関図。

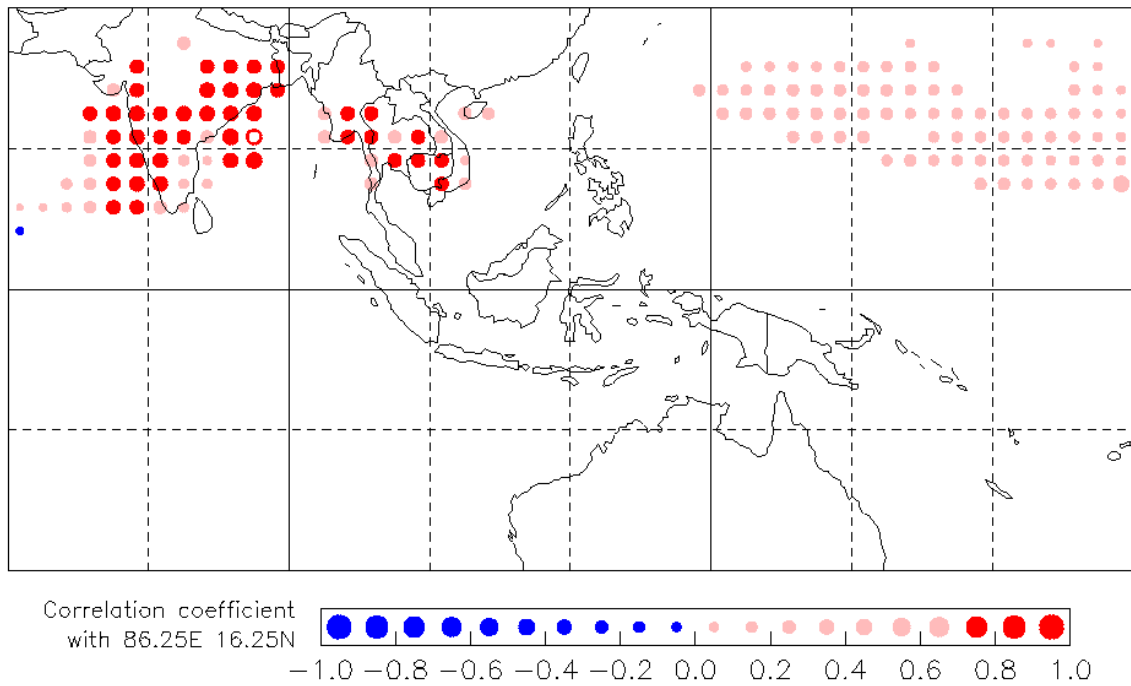


図 5.8: 北半球アジア域 $A_w(A_{wn})$ 各点における東経 86.25 度、北緯 16.25 度 (図の白抜き丸) からの 1 点相関図。

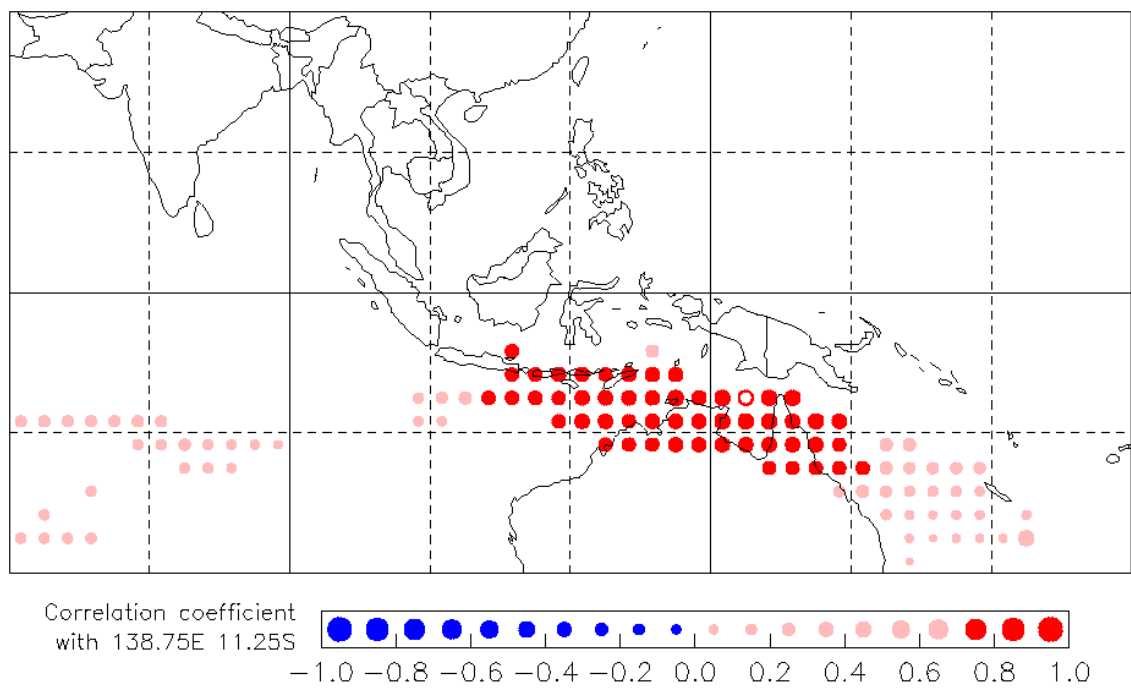


図 5.9: 南半球アジア域 $A_w(A_{ws})$ 各点における東経 138.75 度、南緯 11.25 度 (図の白抜き丸) からの 1 点相関図。

第6章 領域ごとの降水量頻度分布の解析と極致の統計解析

第5章で設定した各気候区分、半球ごとの領域において、降水量頻度分布のガンマ分布によるフィッティングを行う。6.1 においては、季節ごと、および気候イベント発生時によるガンマ分布の比較を行う。6.2 においては、得られたガンマ分布の上位 10%および下位 10%を取り出し、その地理的、時間的な分布の統計解析を行う。

なお、この章において解析対象となる領域は、図 6.1 に示した 5 領域であり、これは図 5.5 から図 5.9 において、各領域における代表点と、0.7 以上の相関を示した点である。

ガンマ分布の特徴、および頻度分布のガンマ分布によるフィッティングに用いる手法については、A.3 を参照すること。

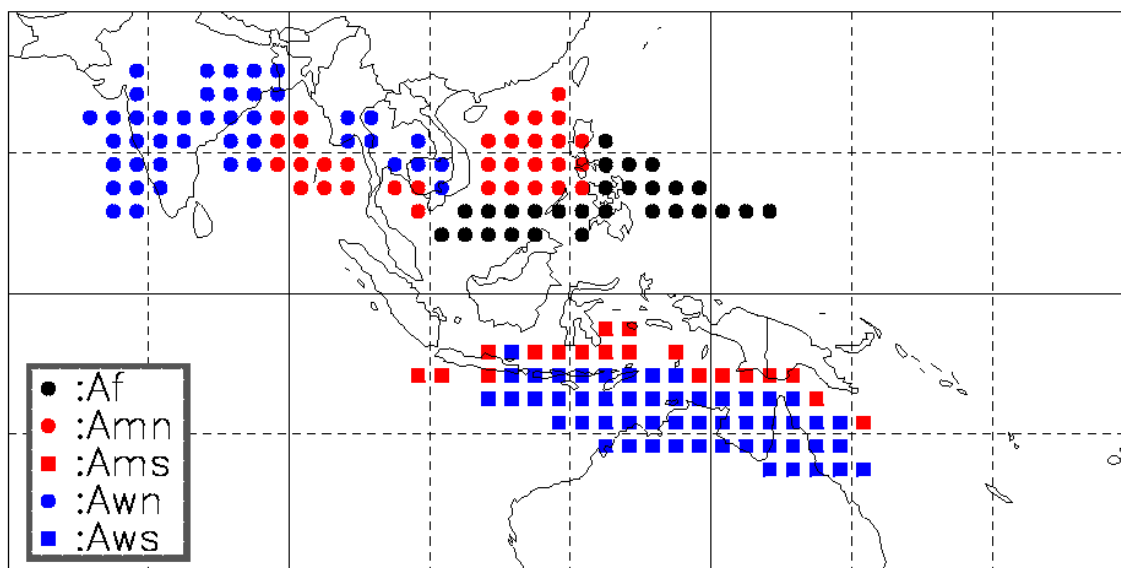


図 6.1: 図 5.5 から図 5.9 において、各領域における代表点と 0.7 以上の相関を示した点。これを第 6 章における解析領域とする。

6.1 領域ごとの降水量頻度分布の解析

図 6.1 に示した 5 領域において、領域ごとに全ての点を合わせた降水量頻度分布にガンマ分布をフィッティングさせ、それらの季節ごとの差および El Niño や、インド洋ダイポールモードイベントが起こっているか否かによる差を調べた。なお本節においては、季節、気候イベントごとの分布の差を調べる指標として

$$D = \max_x |F_1(x) - F_2(x)| \quad (6.1)$$

$$= \max_x \left| \int_0^x f_1(x') dx' - \int_0^x f_2(x') dx' \right| \quad (6.2)$$

を定義した。ここで $f_1(x)$ 、 $f_2(x)$ は、比較する 2 つのガンマ分布の PDF、 $F_1(x)$ 、 $F_2(x)$ は CDF である。この指標は、Kolmogorov-Smirnov 検定を拡張したものであり、D の値が大きいほど 2 つの分布の間の差が大きい事を示している。それぞれの条件における D の値は、表 6.1 にまとめている。

雨季・乾季によるガンマ分布の差

図 6.2 は、JJA、DJF における各領域の降水量頻度分布、およびフィッティングさせたガンマ分布である。Af においては、JJA は他の領域の雨季に比べ β の値が小さく、降水量のばらつきが少ない。北半球では一般的に乾季である DJF においても、ガンマ分布は α は 1 以下にならない。また、今回用いた 5 領域の中で、最も両分布の差である D の値が小さい。

Am においては、雨季 (Amn;JJA および Ams;DJF) の頻度分布は、横に大きく伸びた形を取っているが、Amn;JJA の方が α が大きく、右に寄った形になっている。乾季 (Amn;DJF および Ams;JJA) においては雨季に比べ α の値は小さくなっているが、Ams;JJA においては、乾季であるにも関わらず α は 1 以下にならず、分布は単調減少を示さない。

Aw においては、Am と同様に雨季 (Awn;JJA および Aws;DJF) は横に大きく伸びた形となるが、Aws;DJF においては、雨季においても最頻値が 5.05mm にしかならず、5 領域の中で最も小さい値になっている。乾季 (Awn;DJF および Aws;JJA) は Am の分布よりも α の値が小さくなる。

また、雨季乾季における分布の差を見ると、北半球 (Amn および Awn) の方が、南半球 (Ams および Aws) より差が大きい事が分かる。

El Niño、La Niña によるガンマ分布の差

この節においては、JJA、DJF における各領域の降水量頻度分布を、さらに El Niño 期、La Niña 期、その他の時期に分け、それぞれの降水量頻度分布にガンマ分布をフィッティングさせた。それらのガンマ分布の領域、季節ごとに比較した図が図 6.3 である。Af の雨季 (JJA) においては、El Niño 期、La Niña 期の間の D は 0.08 となり、両者の降水量頻度分布の間に差は見られない。このような特徴は、同じ北半球の領域である Amn、Awn の雨季においても同様に見られる (D はそれぞれ 0.04、0.06)。一方、Af の乾季 (DJF) においては、El Niño 期と La Niña 期における D は 0.60 となり、降水量頻度分布の明瞭な差が見られる。この領域における La Niña 期の乾季における降水量頻度分布は、雨季の降水量頻度分布に匹敵するほど右に寄っていることが分かる。

Amn においては、雨季 (JJA) では、前述のように El Niño 期、La Niña 期において降水量頻度分布に差は見られない (D は 0.04)。しかし、乾季 (DJF) においては、La Niña 期における降水量頻度分布の方が β の値が高く、2mm から 10mm の雨が降る確率は La Niña 期の方が高い。 D の値は 0.18 となっているが、乾季であることを考えると、この値は両者の降水量頻度分布の間に差があると考えることが出来る。

Ams は、雨季 (DJF) において El Niño 期 La Niña 期の間に降水量頻度分布の明瞭な差が見られる。なお、この季節における D は 0.40 であり、雨季における降水量頻度分布の中で最も差が大きと言える。乾季 (JJA) においても両者の差は大きく、La Niña 期においてはガンマ分布の α は 1 を越える。このような時、頻度分布は指数分布の形を取らず、対数正規分布のような形を取っている。

Awn は、雨季、乾季ともに差が見られない (D の値はそれぞれ 0.06、0.01)。これより、Awn の領域においては、降水量は El Niño イベントの影響を殆ど受けないと言うことが出来る。一方、Aws においては、雨季である DJF においてのみ、降水量頻度分布の差が見られる。

これらの結果を季節毎にまとめると、JJA において降水量頻度分布に明瞭な差が見られたのは、Ams のみであった。一方、DJF は Awn を除く 4 領域において D が 0.1 以上となり降水量頻度分布の差が見られた。その影響は、Af、および南半球に存在する 2 領域において強いことが分かった。

インド洋ダイポールモードイベントによるガンマ分布の差

インド洋ダイポールモードイベントの有無によっても、同様に降水量頻度分布の差を調べた。JJA、DJF における DMI+、DMI-、どちらにも属さない期間、それぞれの期間における降水量頻度分布に、フィッティングさせたガンマ分布を示したのが図 6.4 である。JJA においては、図 6.3 とほぼ変わりはなく、Ams を除いてインド洋ダイポールモードイベントの有無によって、降水量頻度分布に差は見られなかった。DJF においては Af、Ams、Aws においては El Niño 期、La Niña 期の差に比べて、小さくなっている。

そして、図 6.5 では、MAM、SON におけるインド洋ダイポールモードイベントの有無による、それぞれの時期の降水量頻度分布にフィッティングさせたガンマ分布を示している。SON においては、Awn を除く全ての領域においてガンマ分布に明瞭な差が見られた。また、上記の 4 領域のガンマ分布において、他の季節より大きな差が見られた。

JJA vs DJF	
Af	0.51
Amn	0.89
Ams	0.77
Awn	0.89
Aws	0.80

図 6.2 を参照

El Niño vs La Niña		
	JJA	DJF
Af	0.08	0.60
Amn	0.04	0.18
Ams	0.34	0.40
Awn	0.06	0.01
Aws	0.06	0.29

図 6.3 を参照

DMI+ vs DMI-				
	JJA	DJF	MAM	SON
Af	0.04	0.31	0.06	0.39
Amn	0.01	0.24	0.03	0.25
Ams	0.36	0.14	0.17	0.45
Awn	0.08	0.05	0.02	0.07
Aws	0.06	0.03	0.13	0.22

図 6.4、図 6.5 を参照

表 6.1: 図 6.2 から図 6.5 の各図における両ガンマ分布の差 D を示した表。

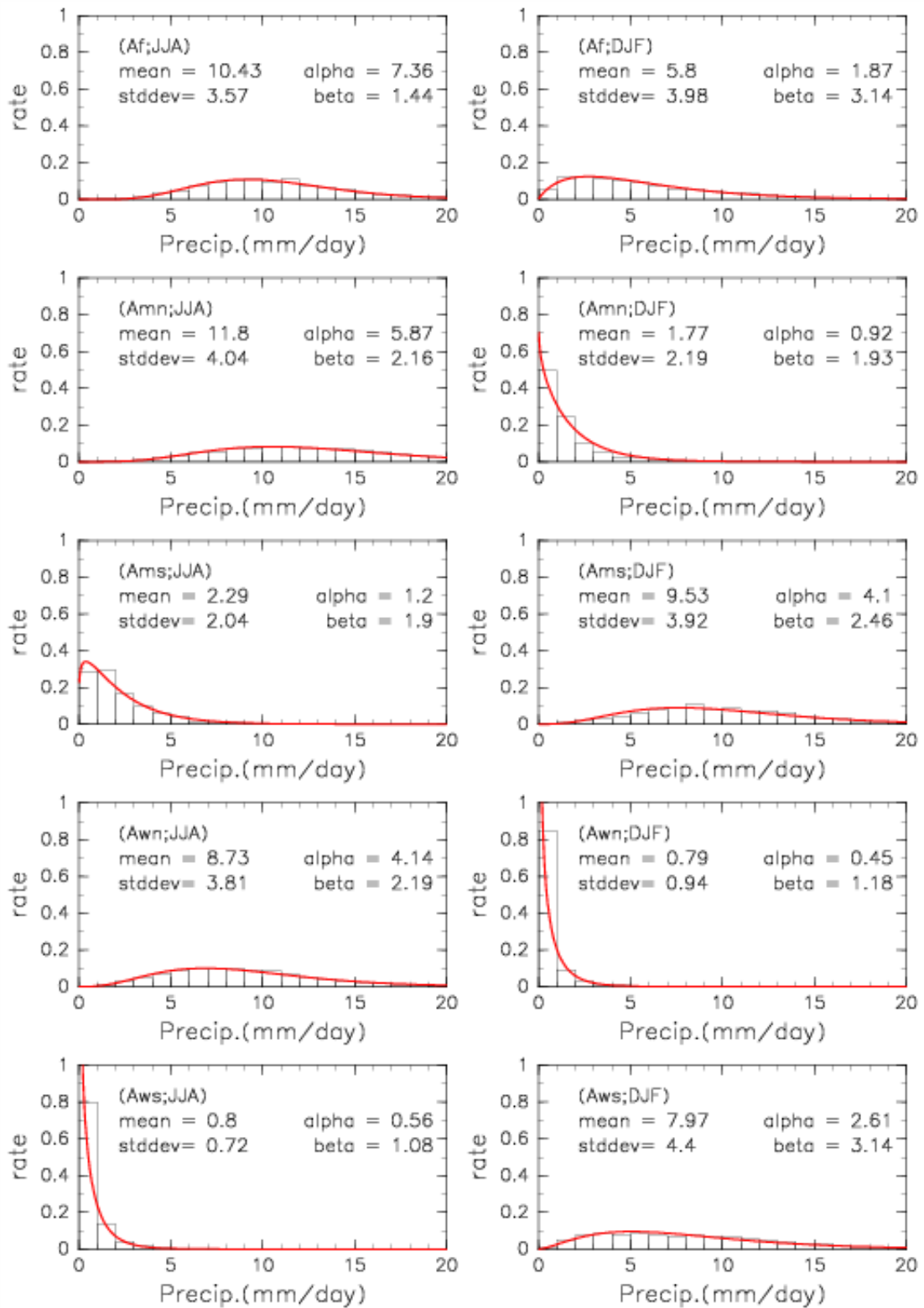


図 6.2: JJA、DJF における、領域ごとの降水量頻度分布と、推定されたガンマ分布。各図の左側に書かれた “mean”、“stddev” は頻度分布の平均分散、“alpha”、“beta” はガンマ分布の形状パラメータ、尺度パラメータである。

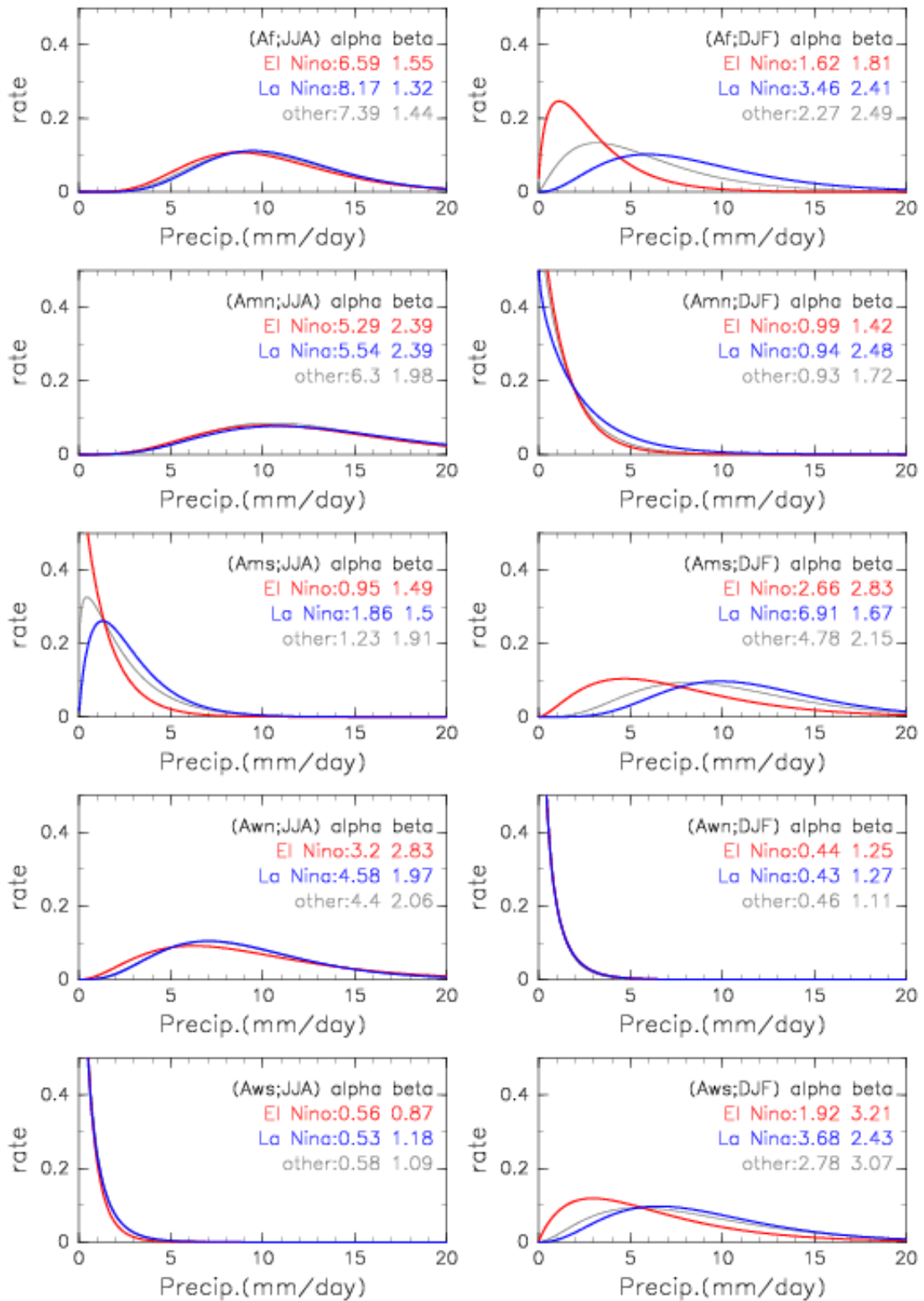


図 6.3: JJA、DJF における各領域ごとの降水量頻度分布から推定されたガンマ分布の、El Niño 期、La Niña 期、どちらにも属さない期間の違い。

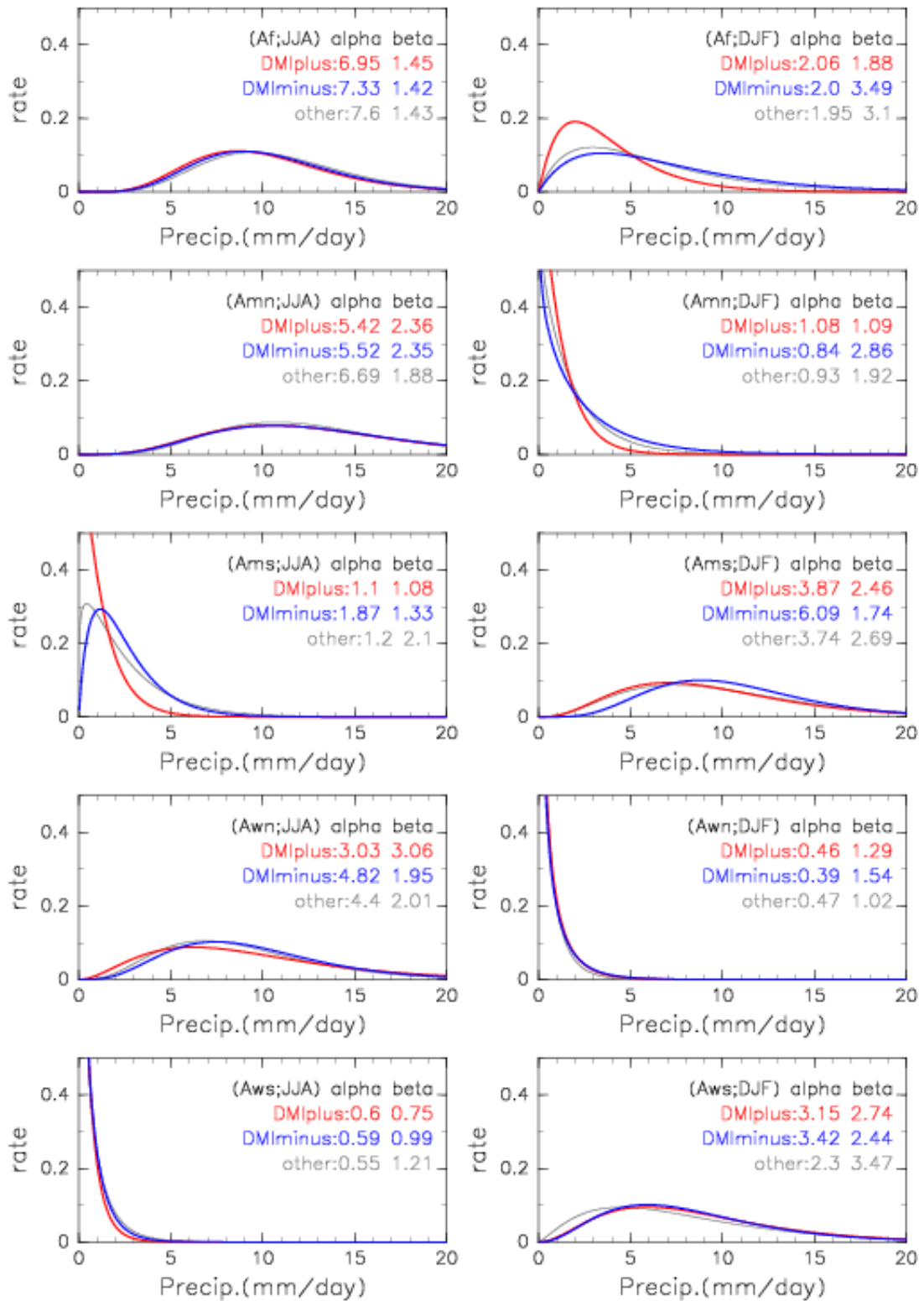


図 6.4: JJA、DJF における各領域ごとの降水量頻度分布から推定されたガンマ分布。インド洋ダイポールモードイベントが起こっている月と起こっていない月で期間を分けている。

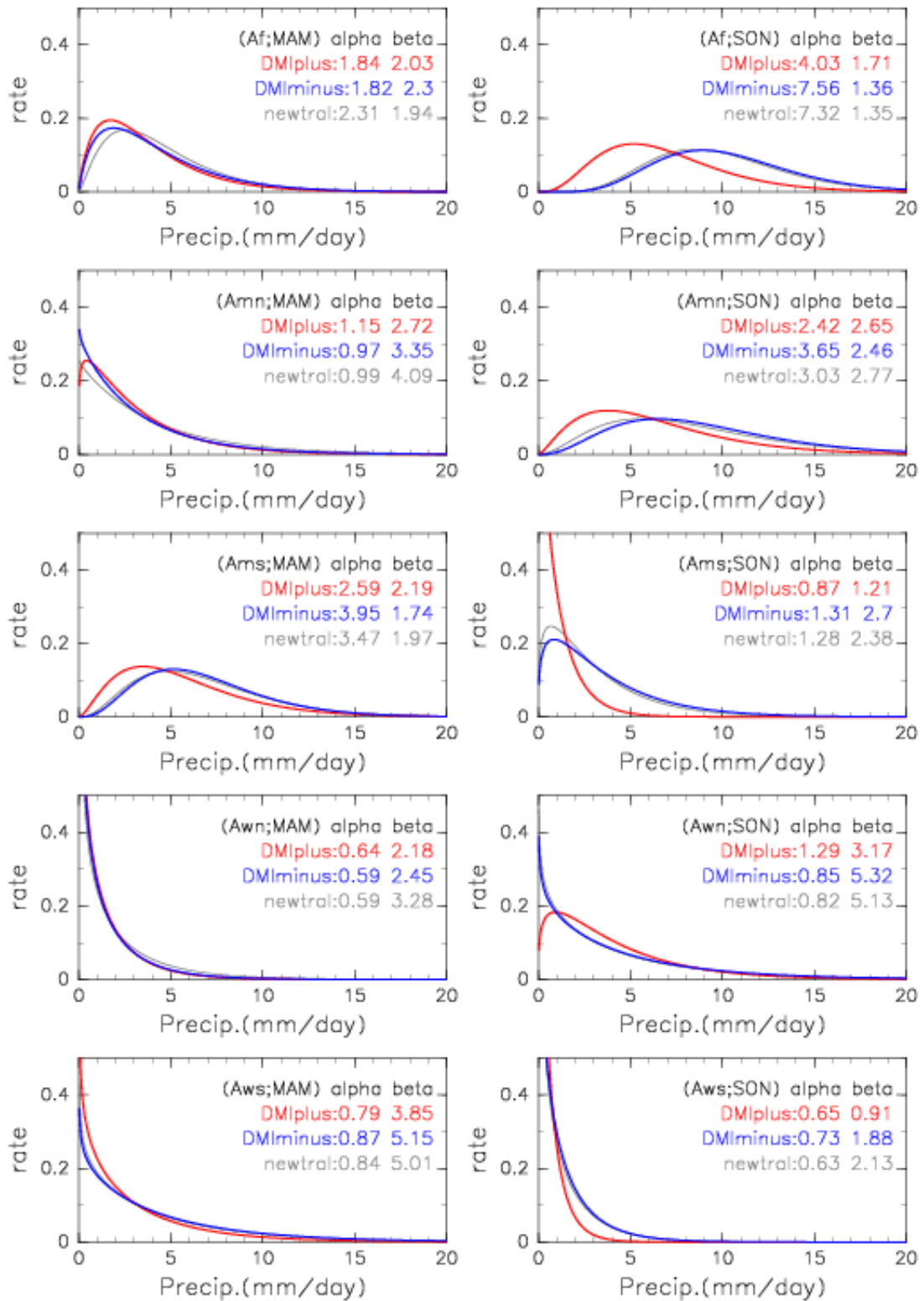


図 6.5: MAM、SON における各領域ごとの降水量頻度分布から推定されたガンマ分布。インド洋ダイポールモードイベントが起きているか否かによって期間を分けている。

6.2 領域ごとの極致の統計解析

この節では、第 4 章において気候変動指数からのばらつきが大きかった、降水量の多い月、および少ない月における地理的、時間的分布を調べる。各領域、季節 (JJA および DJF) ごとに、図 6.6 のように上位 10%、下位 10%に含まれる地点・月を定めた。各領域、季節ごとの上位 10%、下位 10%のしきい値は表 6.2 に示している。

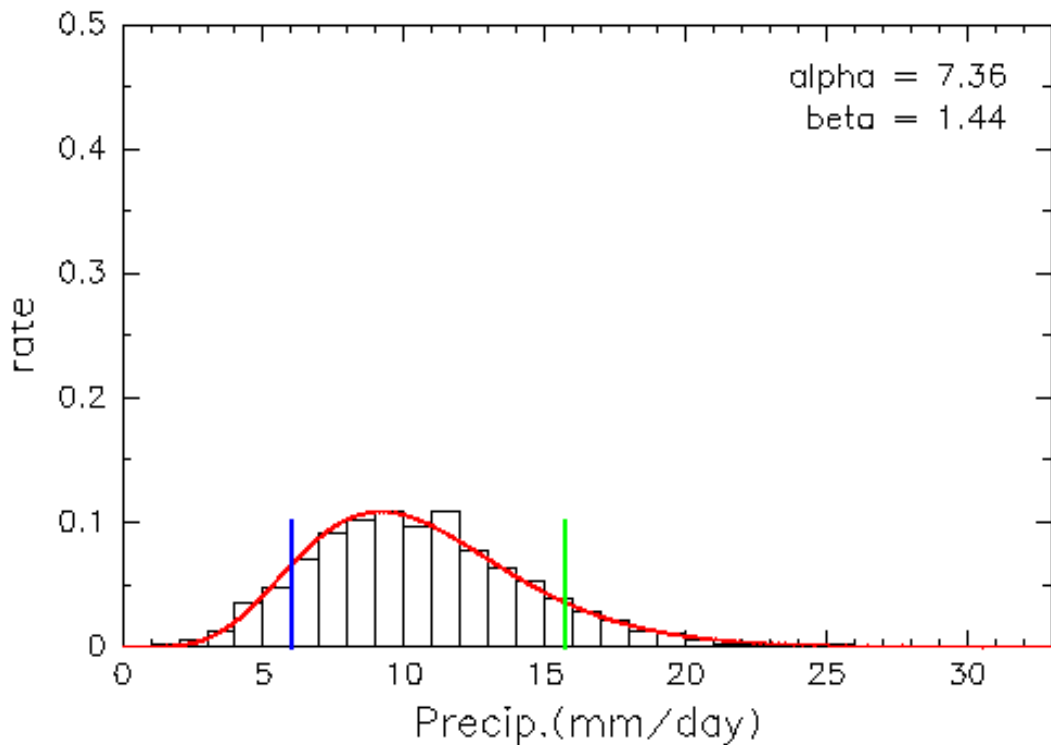


図 6.6: Af における JJA の降水量頻度分布および推定されたガンマ分布。緑の線が 10%上位の降水量のしきい値であり、これより右側に属する地点・月を極端に降水量が多い地点・月として扱う。青の線は 10%下位の降水量のしきい値である。

	JJA	DJF
Af	15.70	11.71
Amn	19.10	4.11
Ams	4.99	15.92
Awn	14.58	1.42
Aws	1.57	14.54

	JJA	DJF
Af	5.99	1.47
Amn	6.65	0.20
Ams	0.39	4.50
Awn	4.08	0.00
Aws	0.00	2.50

表 6.2: 図 6.7 から図 6.10 で使用した上位 10%(左) および下位 10%(右) のしきい値を示した表。単位は mm/day。

降水量上位 10%を記録した地点・月の地理的、時間的分布

降水量の上位 10%(つまり各領域・季節において、降水量が表 6.2 の値を越えるほど、降水量が多かった地点・月)に含まれる地点・月の地理的分布を図 6.7 に、時間的分布を図 6.8 に示している。Af においては、雨季 (JJA) には、フィリピン東の海洋上において降水量の多い月が多く、全体の 82%を占めている。乾季 (DJF) においては、南シナ海において降水量の多い月が多く、全体の約 6 割を占めているが、JJA ほど地理的に集中してはならず、フィリピン東の海洋上にも約 4 割存在する。また、月ごとに降水量の上位 10%を記録した割合を見ると、乾季においては La Niña 期に集中している事が分かる。

Amn においては、雨季 (JJA) は、ベンガル湾、南シナ海東部に降水量の多い月が多く見られるが、最も多く存在する点は、カンボジア上の地点である。乾季 (DJF) においては、南に行くほど降水量の多い月が多くなっている。雨季は 84 年-85 年の、乾季は 99 年-2000 年の La Niña 期に、それぞれ降水量の多くなった地点が多い。

Ams は、雨季 (DJF)、乾季 (JJA) とともに降水量の多い月が地理的に局在している。雨季においては、スラウェシ南の海洋上の 2 点において、54%を占めており、乾季においてはスラウェシ東の海洋上の 2 点において 28%を占めている。雨季、乾季共に、El Niño 期には降水量の多い地点は存在しないが、雨季は 87 年、乾季は 91 年などには降水量の多い点が多く存在し、これらは例外になる。

Awn においては、雨季 (JJA) はインド西岸において降水量の多い月が集中している。東経 73.75 度、北緯 11.25 度から 16.25 度までの 3 点に全体の 36%が集中している。乾季 (DJF) においては Amn と同様に南側に集中している。

Aws は雨季 (DJF) においては領域北西部および南東部に降水量の多い月が集中している。乾季 (JJA) においては北側に集中している。

これらをまとめると、降水量の多い月は、乾季においては、Ams を除いて領域の赤道側において多くなっている。雨季においては、Af は領域北東側、Amn はベンガル湾北部、南シナ海東部に加えて、カンボジアの地点に、Awn においてはインド西岸に、Aws においては領域北西部および南東部に集中していた。Ams においてはスラウェシ島の東部および南部に局在している。この Ams の雨季における降水量が多い月の集中は特筆すべき点であり、後に考察を加える。

なお、年ごとの特徴としては、乾期において、90 年から 93 年頃の期間に、Amn を除き降水量の多い地点が全く無い、もしくは殆ど見られない事が挙げられる。

降水量下位 10%を記録した地点・月の地理的、時間的分布

各領域において、下位 10%(つまり各領域・季節において、降水量が表 6.2 を値を下回るほど、極端に降水量の少なかった地点・月)を抽出し、その地理的分布を示したものが図 6.9、時間的分布を示したものが図 6.10 である。

Af は、雨季 (JJA) においてはフィリピン陸上の点、およびボルネオ島上の点において降水量の少ない月が集中している。乾季 (DJF) においてはフィリピン周辺、およびベトナム東の海洋上の点において降水量が少ない。また、El Niño 期に降水量が少ない月が集中している。

Amn は雨季 (JJA) においては南シナ海 (中央部を除く) に降水量の少ない点が集中している。乾季 (DJF) においてはベンガル湾に降水量の少ない点が集中している。

Ams は雨季 (DJF) においては、ニューギニア島南東の海洋上の点に降水量の少ない点が集中している。乾季 (JJA) においてはスラウェシ島南の 2 点に集中しており、子の 2 点で全体の 38%を占める。この 2 点は、雨季 (DJF) において降水量が多かった月が集中している点と同じである。また、雨季において El Niño 期は降水量の少ない月が多いが、平時においても降水量の少ない地点が集中する月が存在する。

Awn の雨季 (JJA) においては、インド中央部の点に降水量の少ない月が集中している。乾季 (DJF) においては、インド西岸、およびミャンマー南部において降水量の少ない月が多い事が分かる。時間的分布においては、雨季において El Niño 期に降水量の少ない地点が集中しているが、他領域に比べるとその傾向は小さい。

Aws は雨季 (DJF)、乾季 (JJA) 共に、オーストラリア北部において降水量の少ない月が多い。また雨季においては、El Niño 期に降水量の少ない月が集中しているが、97 年のみ、その傾向が見られない、という特徴がある。

これらの結果より、降水量の少ない月は、降水量の多い月の地理的分布とは異なり、乾季においても領域ごとに特有の分布を見せた。また、Ams の乾季において、雨季に降水量の多い月の過半数を占めた東経 118.75 度、121.25 度、南緯 6.25 度の 2 点において、降水量の少ない月が集中していた事も特筆すべき特徴である。時間的分布については、Af、Ams、Aws の DJF において、El Niño 期に降水量の少ない地点を多く記録したが、例外も数多く見られる。

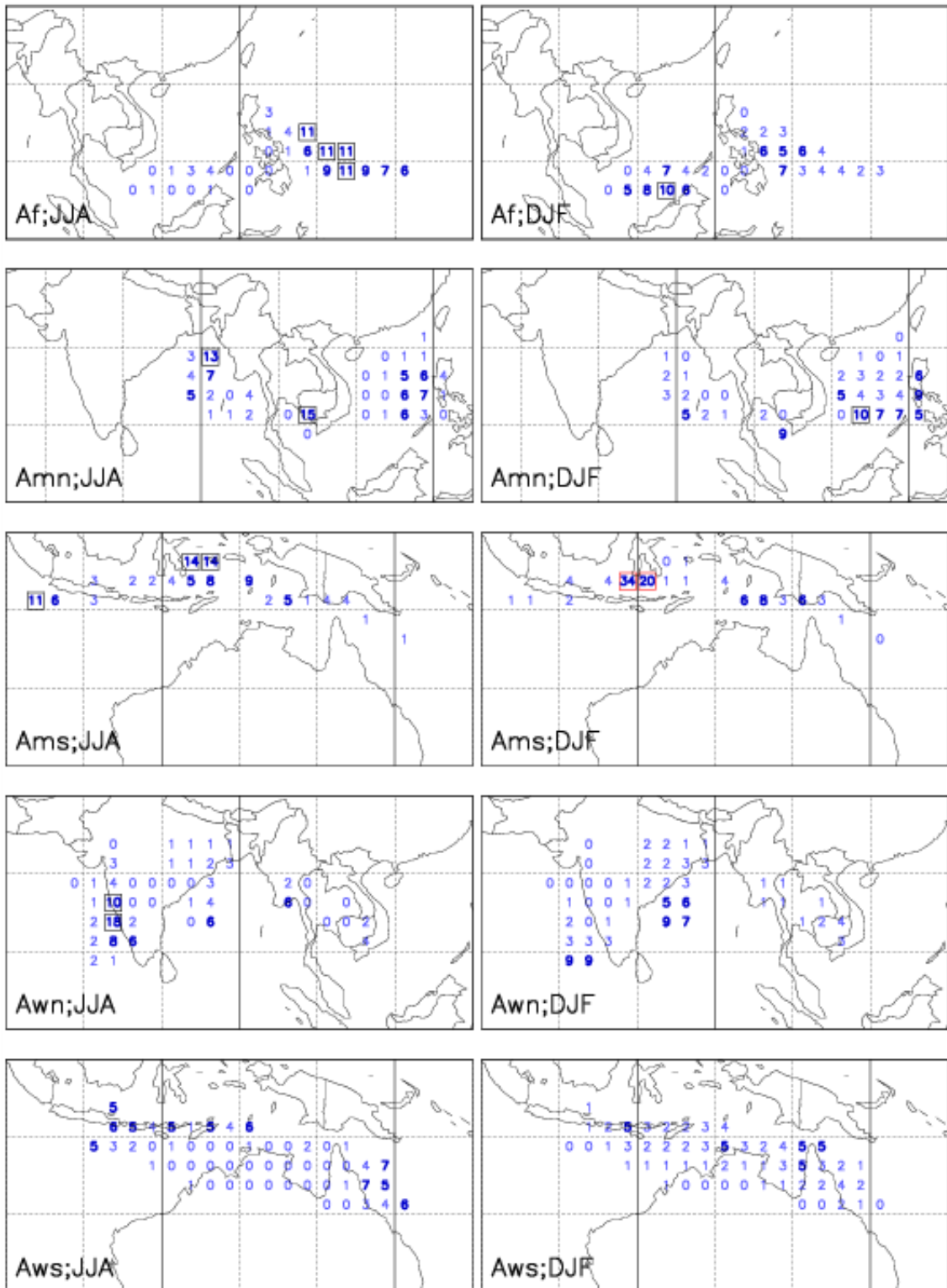


図 6.7: 領域ごと、JJA および DJF において、地点ごとに 10 % 上位の降水量を記録した回数の全体に対する割合。5%以上は太字で表示し、10%以上は黒い枠、20%以上は赤色の枠で囲っている。

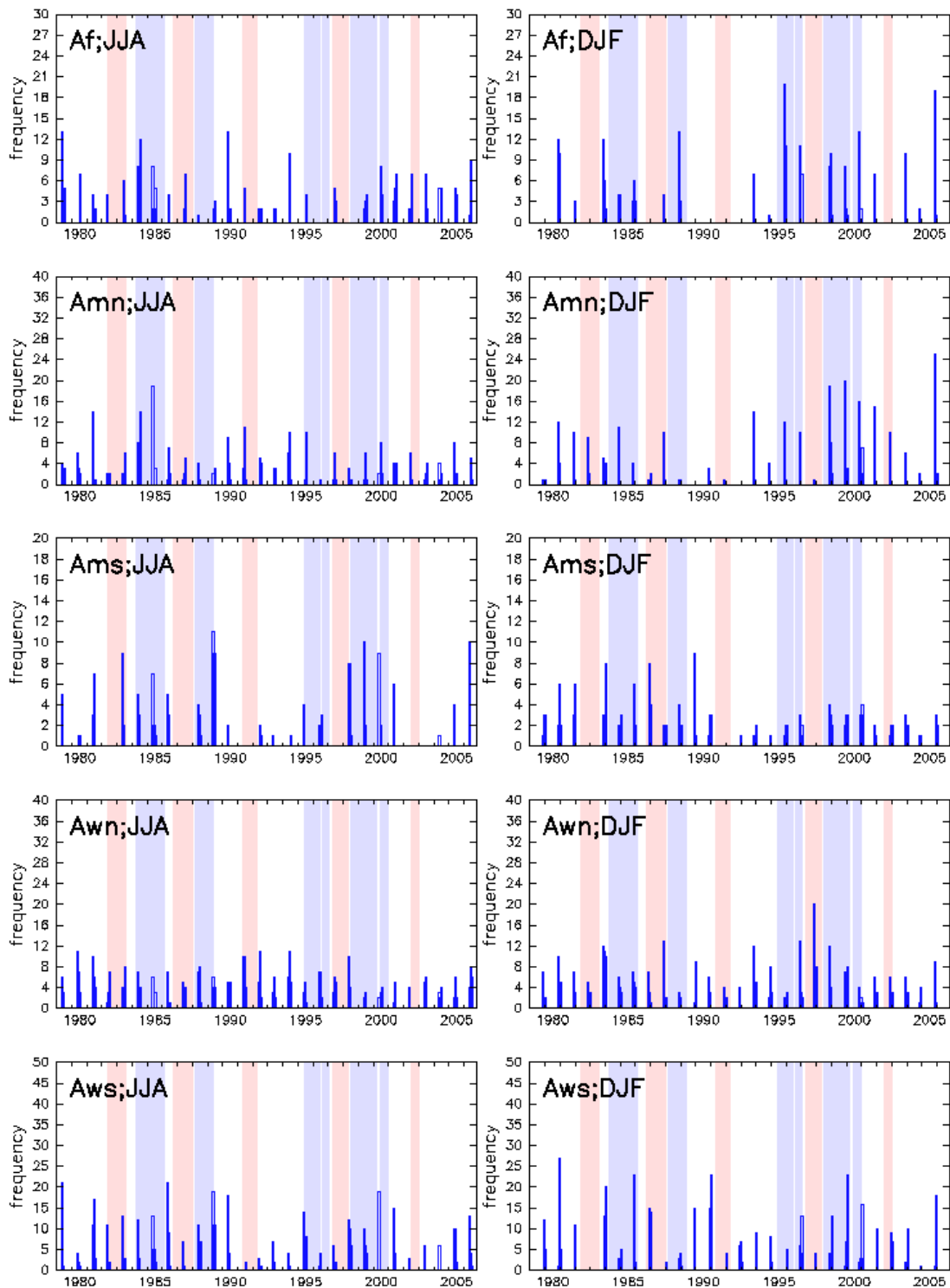


図 6.8: 領域ごと、JJA および DJF において、月ごとに 10 % 上位の降水量を記録した回数。図の薄い赤 (紫) の帯は El Niño (La Niña) 期を表している。

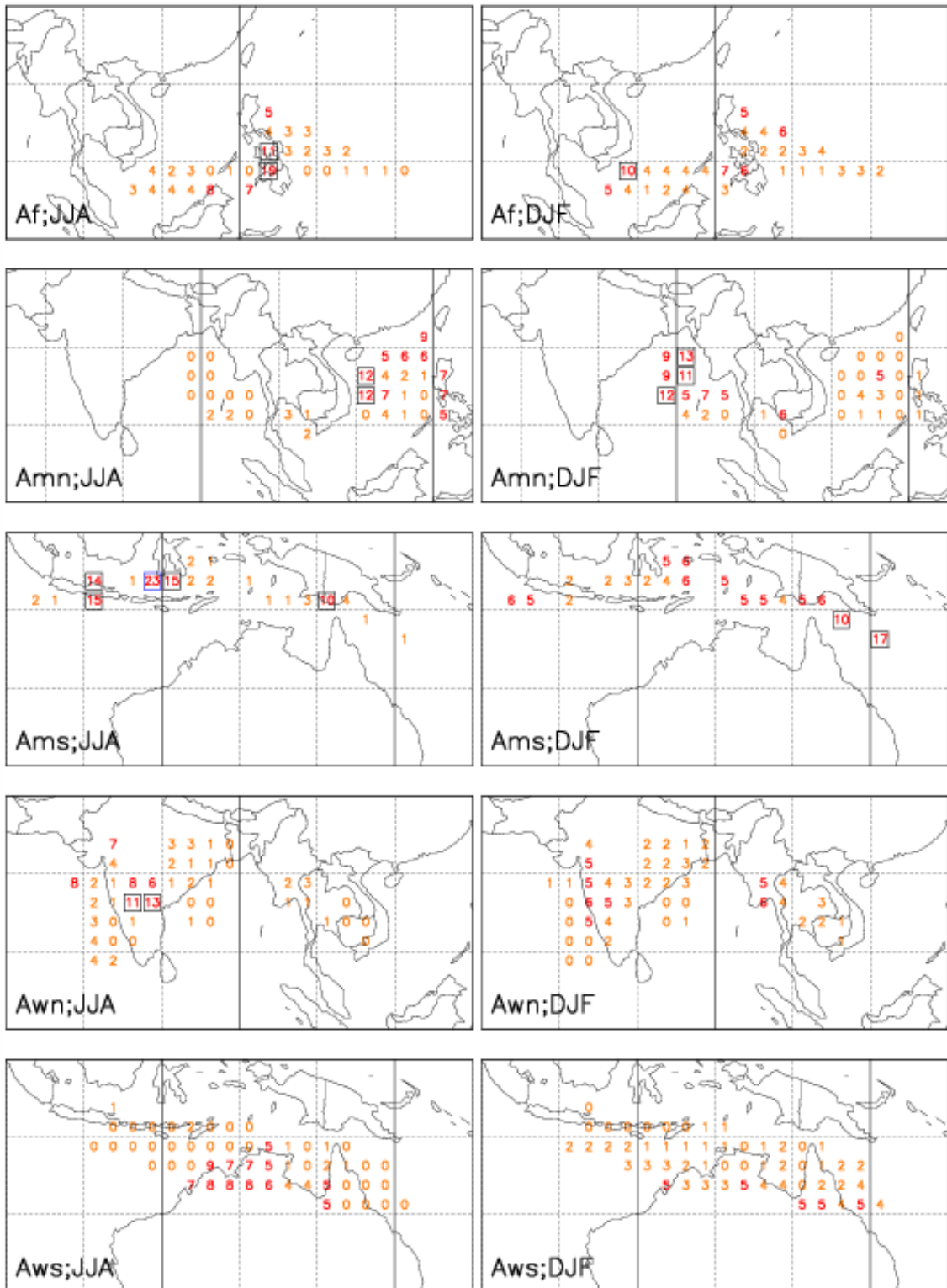


図 6.9: 領域ごと、JJA および DJF において、地点ごとに 10 % 下位の降水量を記録した回数の全体に対する割合。5%以上は太字で表示し、10%以上は黒い枠、20%以上は青色の枠で囲っている。

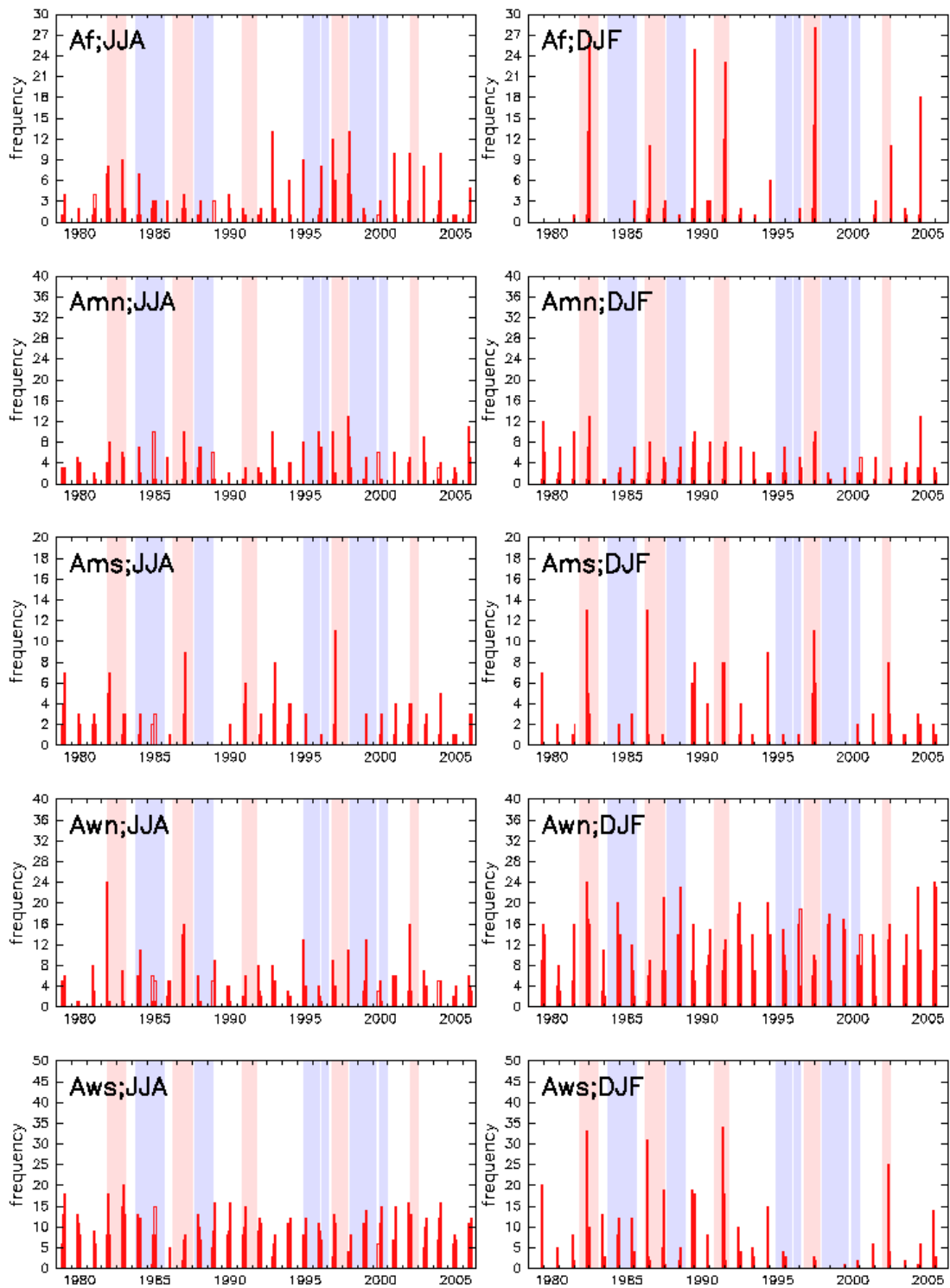


図 6.10: 領域ごと、JJA および DJF において、月ごとに 10 % 下位の降水量を記録した回数。図の薄い赤 (紫) の帯は El Niño (La Niña) 期を表している。

夏季 Ams において、降水量上位 10%を記録した月が局在していた点における議論

DJF における Ams の降水量が多い月のうち、全体の 54%がスラウェシ島南の 2 点に集中していた。この 2 点のみに限定して、DJF における降水量が多い地点の時間的分布を見たものが図 6.11 である。80 年-81 年、87 年-88 年、98 年-99 年、および 99 年-2000 年 (図 6.11 において箱グラフが青色で塗りつぶされている年) においては、両方の点において 3ヶ月とも上位 10%、降水量が多い月に入っている。また、図 6.8 と同じく、82 年-83 年、91 年-92 年、94 年-95 年、97 年-98 年 (図 6.11 において”None” と書かれている年) には降水量が多い月は存在しない。両方の点において 3ヶ月とも降水量が多い月に入った 4 年と、降水量が多い月が存在しない 4 年の、925hPa、南緯 5 度における帯状風発散を比較したものが図 6.12 である。2 つの差を見ると、ボルネオ島とスラウェシ島の間、東経 120 度付近において、前者は収束しているのに対し、後者は発散していることが分かる。このことより、両方の点において 3ヶ月とも降水量が多い月に入った 4 年においては、スラウェシ島南における収束が強まり降水量が増えたものと考えられる。

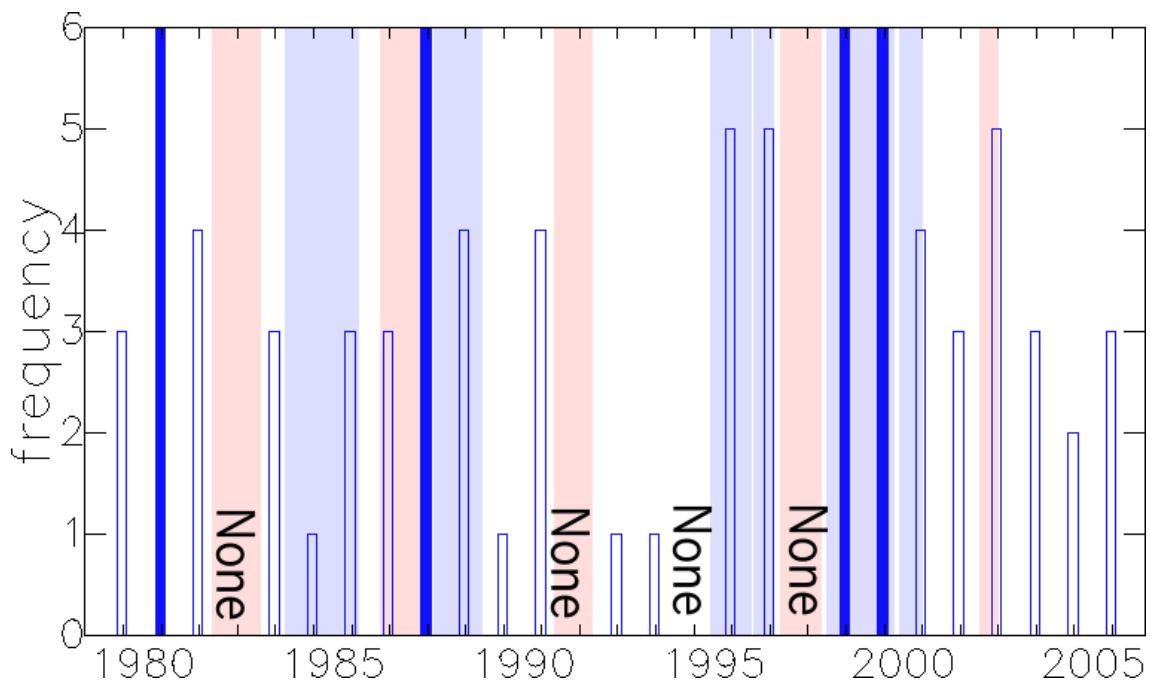


図 6.11: スラウェシ島南の 2 点における、降水量が多い地点の時間的分布。図 6.8 と異なり、年ごとにまとめた頻度を表している。図中の "None" は降水量が多い地点がないことを示す。

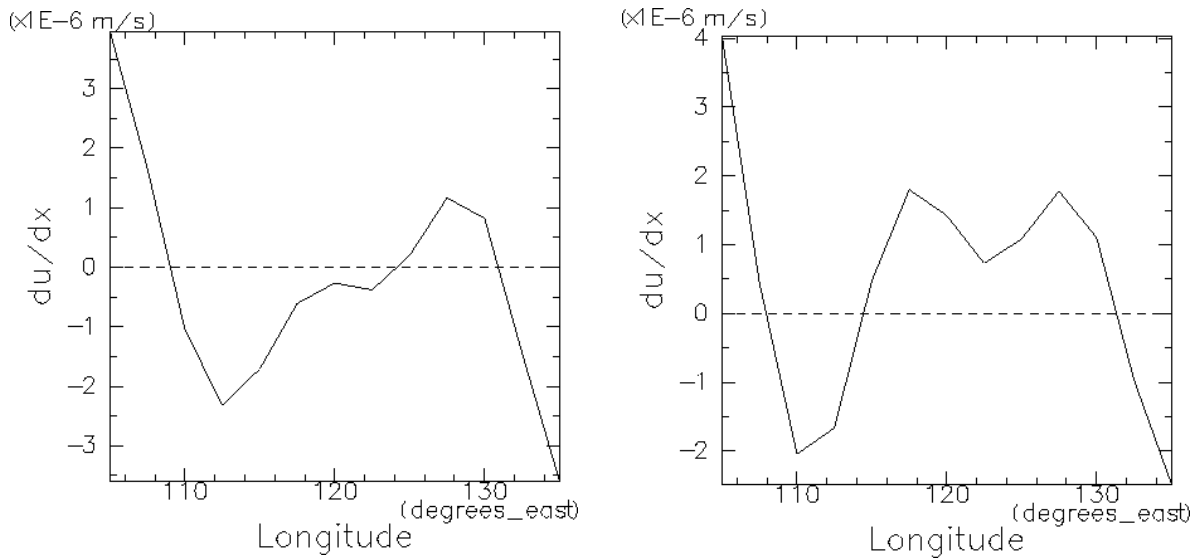


図 6.12: 図 6.11 において降水量が多い地点・月が多かった年 (左) と、降水量が多い地点・月が存在しなかった年 (右)、それぞれの 925hPa、南緯 5 度における DJF の帯状風発散のグラフ。

6.3 まとめ

この章においては、降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせ、その季節・年々変動を調べた。El Niño 期と La Niña 期におけるガンマ分布の差は、JJA においては Ams のみ差が見られ、DJF においては Af、Ams、Aws において明瞭な差が見られた。ダイポールモードイベントによる差は、各領域とも SON において差が最大となった。

また、降水量の多い (少ない) 地点・月の地理的、時間的分布を調べたところ、Amn の雨季においてはインド西岸に、Ams の雨季においてはスラウェシ島南に集中している事が分かった。また時間的分布については、Af、Amn、Ams においては、El Niño 期、La Niña 期と関連がある事が分かった。また、Af、Ams において、90 年から 94 年頃にかけて、降水量の多い月がほとんど見られない、という特徴があることも分かった。さらに、スラウェシ島南の 2 点における降水量が多い地点の時間的分布を調べ、降水量が多い月が最も多かった年と、全く存在しない年における、DJF の風系を比較した。その結果、前者はボルネオ島とスラウェシ島との間において帯状風が収束しており、この事より、スラウェシ島南における降水量の多い月は、帯状風の収束が強まった事は関連性があると考えられる。

第7章 おわりに

本研究では、降水量データ CMAP を用い、熱帯アジア域における降水量変動パターンの分類を行い、その特徴を探するため、降水量の季節・年々変動の特性についての解析を行った。

第3章では、降水量および地表面気温の年平均と月ごとの平均を用いて、それらの気候学的、かつグローバルな特徴を表記した。また、Köppen の気候区分において、熱帯における気候区分の区分基準として降水量の季節変動が用いられていることに着目し、海上を含めた全球において気候区分を行い、熱帯域の降水量変動の分類を行った。さらに、全球の各地点において降水量頻度分布をガンマ分布にフィッティングさせ、全球における降水量頻度分布の特徴を調べ、その分類を行った。

第4章では、降水量の年々変動に対して、El Niño、南方振動、インド洋ダイポールモード、アジアモンスーンの年々変動など、気候イベントに関連する指標を用いて、重回帰分析をおこなった。その結果、各気候変動指標に特徴的なパターンを見ることができたが、気候変動指標の線型結合で説明する事のできない変動(残差)が多くを占めた。そのずれの変動を調べたところ、残差と気候変動指標との間に、未だ高い相関があることが分かった。しかし、降水量の多い月は気候変動指標からのばらつきが大きいいため、降水量が極端に多い事象は、平時の降水量変動とは別に解析をする必要がある。

第5章では、第3章において行った Köppen の気候区分によって求めた各気候帯のうち、Af、Am、Aw の降水量変動において、EOF 解析を行った。その結果、各気候帯とも、ほぼ南北両半球に分かれた年周期の変動が第1モードとなることが分かった。特に Am、Aw においては、全体の分散の半分以上を、それで説明出来ることが分かった。次に Am、Aw を南北に分け気候帯を5つ (Af、Amn、Ams、Awn、Aws) とし、その中で0.7以上の相関を持つ点が最も多い点を探した。その結果、熱帯雨林気候を除く各気候帯において、該当する点が熱帯アジア域に存在する事が分かった。さらに、それらの点から0.7以上の相関を持つ領域を得た。その領域は、Amn においては6月に極大を迎える第2モードが、Ams、Aws においては半年周期を持つ第3モードと、空間的な広がりにも類似性が見られた。

第 6 章では、第 5 章で設定した各領域における降水量頻度分布にガンマ分布をフィッティングさせ、その季節による違い、および El Niño 期、La Niña 期による違い、またインド洋ダイポールモードイベントが起こっているときと平時との差を調べた。その結果、Af、南半球 Aw の各気候帯においては、雨季に El Niño 期と La Niña 期との間に大きな差が見られたが、北半球 Am、Aw においては明瞭な差は見られなかった。南半球 Am においては乾季においても明瞭な差が見られた。インド洋ダイポールモードイベントの有無における差は、各領域に程度に差は見られるものの、SON において最も大きな差が見られた。次に第 4 章の結果を受け、フィッティングさせたガンマ分布において、上位 10%、下位 10%の降水量を記録した地点・月の地理的、時間的分布を調べた。その結果、スラウェシ島の南において南半球 Am の降水量が多い月のうち 54%が記録された。これらの降水は、86 年-87 年を除く El Niño 期、およびインド洋ダイポールイベントが記録された 94 年には記録されていないが、86 年-87 年の El Niño 期、および 80 年-81 年、98 年-99 年、および 99 年-2000 年においては多く記録されていた。これら 2 つの時期における 925hPa、南緯 5 度における帯状風発散を調べたところ、多く記録された時期においてはスラウェシ島南部において帯状風の収束が起こっていた。この結果より、スラウェシ南における降水量が多い月の集中は、ジャワ海における風の収束が強まったため起こったと考えられる。

謝辞

本研究の遂行にあたり、絶えずご指導下さいました余田成男先生に深く感謝申し上げます。また、様々な面でご指導下さいました石岡圭一先生、内藤陽子先生をはじめとする京都大学気象学研究室のみなさまに感謝致します。

数値解析には GNU Scientific Library を、解析結果の可視化には地球流体電脳ライブラリを使用しました。解析データとして CMAP 降水量データ、NCEP/NCAR Reanalysis 1 を使用しました。

ここに記して謝意を表します。

付録 A 本研究で用いた解析手法・分布の詳細

この章では、本研究で用いた解析手法および分布の詳細を示す。なお、ここでは杉山(1983)、Wilks(2006)を参照した。

A.1 重回帰分析

重回帰分析とは、ある変数 y を、複数個の変数 x_1, x_2, \dots, x_p を用いて

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_p x_p + \epsilon \quad (\text{A.1})$$

という形の式で表すことを目的とする解析手法である。成分ごとに書くと

$$y_j = \beta_0 + \beta_1 x_{1j} + \beta_2 x_{2j} + \dots + \beta_{pj} x_{pj} + \epsilon_j \quad (j = 1, 2, \dots, N) \quad (\text{A.2})$$

である。 N は時間方向のデータの長さである。ここで x_i を説明変数、 y を従属変数と呼び、 β_i はそれぞれ定数である。これにより、 y が各説明変数 x_1, x_2, \dots, x_p によってどれくらい説明できるかを定量的に表すことが出来る。

なお、説明変数が 1 つの場合、単回帰分析と呼ばれる。

重回帰分析において、説明変数 x_i と残差 ϵ は以下の仮定を満たすものとする。

- 其々の説明変数 $x_i (= x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{in})$ は固定された値である。
- ϵ_j の期待値は 0 である。
- ϵ_j の分散は等しく一定である。
- ϵ_j と $\epsilon_k (j \neq k)$ との間には相関が無い。

このような仮定は推定量の区間推定や仮説の検証などの際に用いられる。

A.1.1 回帰分析の手順

今回の研究で実際に用いた手順を示す。SST(3)、SOIなどを説明変数とし降水量 y の回帰分析を行うと、任意の $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p$ において推定値

$$\hat{y} = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_p x_p \quad (\text{A.3})$$

が得られる。この \hat{y} を出来るだけ y に近づけるような $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p$ を求める。これは $(y - \hat{y})^2$ を最小にすることと同義である。以下は線型重回帰分析の手順および、図 4.3 で用いた 2 次関数による非線型単回帰分析の手順を説明する。

線型重回帰分析の手順

まず、 $E = (y - \hat{y})^2$ とおく。これを成分で表すと

$$E = \sum_j^N (y_j - \hat{y}_j)^2 \quad (\text{A.4})$$

$$= \epsilon_1^2 + \epsilon_2^2 + \dots + \epsilon_j^2 \quad (\text{A.5})$$

$$= \sum_j^N [y_j - (\beta_0 + \beta_1 x_{1j} + \beta_2 x_{2j} + \dots + \beta_n x_{pj})]^2 \quad (\text{A.6})$$

となる。上式は $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p$ の $p + 1$ 個の変数からなる関数としてみる事が出来る。よって $\sum_j^N (y_j - \hat{y}_j)^2$ を E とおくと、これを各係数 β_i で偏微分したものが 0、つまり

$$\frac{\partial}{\partial \beta_i} \left\{ \sum_j^N (y_j - \hat{y}_j)^2 \right\} = 0 \quad (i = 0, 1, \dots, p) \quad (\text{A.7})$$

という式を立てれば、 $p + 1$ 個の連立方程式を解くことによって $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_p$ が求められる。

まず β_0 について解くと、

$$\frac{\partial}{\partial \beta_0} E = -2 \sum_j^N \{y_j - (\beta_0 + \beta_1 x_{1j} + \beta_2 x_{2j} + \dots + \beta_p x_{pj})\} \quad (\text{A.8})$$

$$= 2 \left\{ n\beta_0 - \sum_j^N y_j + (\beta_1 \sum_j^N x_{1j} + \beta_2 \sum_j^N x_{2j} + \dots + \beta_p \sum_j^N x_{pj}) \right\} = 0 \quad (\text{A.9})$$

$$\longrightarrow \beta_0 = \bar{y} - \sum_{i=1}^p \{\beta_i \bar{x}_i\} \quad (\text{A.10})$$

$\beta_i (i \neq 0)$ について整理し、式 A.10 を代入すると、

$$\frac{\partial}{\partial \beta_i} E = -2 \sum_{j=1}^N x_{ij} \{y_j - (\beta_0 + \sum_{k=1}^p \beta_k x_{kj})\} \quad (\text{A.11})$$

$$= -2 \sum_j x_{ij} \left\{ (y_j - \bar{y}) - \sum_k \beta_k (x_{kj} - \bar{x}_k) \right\} = 0 \quad (\text{A.12})$$

$$\longrightarrow \sum_j x_{ij} (y_j - \bar{y}) = \sum_j x_{ij} \sum_k \beta_k (x_{kj} - \bar{x}_k) \quad (\text{A.13})$$

$$\longrightarrow \sum_j (x_{ij} - \bar{x}_i) (y_j - \bar{y}) = \sum_j (x_{ij} - \bar{x}_i) \sum_k \beta_k (x_{kj} - \bar{x}_k) \quad (\text{A.14})$$

となる。これを行列で表すと

$$\begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} & \cdots & s_{1p} \\ s_{21} & s_{22} & \cdots & s_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_{p1} & s_{p2} & \cdots & s_{pp} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \vdots \\ s_{py} \end{pmatrix} \quad (\text{A.15})$$

となる。ここで

$$s_{ij} = \sum_k (x_{jk} - \bar{x}_j)(x_{ik} - \bar{x}_i) \quad (\text{A.16})$$

$$\left(s_{ii} = \sum_k (x_{ik} - \bar{x}_i)^2 \right) \quad (\text{A.17})$$

$$s_{iy} = \sum_j (x_{ji} - \bar{x}_i)(y_j - \bar{y}) \quad (\text{A.18})$$

である。なお各変数の上にあるバーは平均値であることを示している。式 A.15 を

$$SB = S_y \quad (\text{A.19})$$

と表すと、 S の逆行列 S^{-1} を求めることで

$$B = S^{-1}S_y \quad (\text{A.20})$$

より β_i を求めることが出来る。

非線型単回帰分析の手順

2 次関数による非線型単回帰分析は目的変数 $Y (= Y_1, Y_2, \dots, Y_N)$ を説明変数 $x (= x_1, x_2, \dots, x_N)$ を用いて

$$Y = c_0 + c_1x + c_2x^2 + \epsilon \quad (\text{A.21})$$

で表すことを目的とする。式 A.6 は

$$E = \sum_j \{Y_j - (c_0 + c_1x_j + c_2x_j^2)\}^2 \quad (\text{A.22})$$

となる。 $\partial E/\partial c_0$ 、 $\partial E/\partial c_1$ はそれぞれ式 A.10、式 A.14 と同じ結果になる。 $\partial E/\partial c_2$ に関しては

$$\frac{\partial}{\partial c_2} E = -2 \sum_j x_j^2 \{Y_j - (\bar{Y} + c_1\bar{x} + c_2\bar{x}^2) + c_1x_j + c_2x_j^2\} = 0 \quad (\text{A.23})$$

となり

$$\sum_j (x_j^2 - \bar{x}^2)(Y_j - \bar{Y}^2) = \sum_j (x_j^2 - \bar{x}^2) \left[\sum_i \{c_i(x_j^i - \bar{x}^i)\} \right] \quad (\text{A.24})$$

よって式 A.15 は

$$\begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} \\ s_{21} & s_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} c_1 \\ c_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \end{pmatrix} \quad (\text{A.25})$$

$$s_{ik} = \sum_j (x_j^i - \bar{x}^i)(x_j^k - \bar{x}^k) \quad (\text{A.26})$$

$$s_{iy} = \sum_j (x_j^i - \bar{x}^i)(y_j - \bar{y}) \quad (\text{A.27})$$

となる。

なお m 次関数による非線型単回帰分析に拡張した場合においても同様に

$$\begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} & \cdots & s_{1m} \\ s_{21} & s_{22} & \cdots & s_{2m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_{m1} & s_{m2} & \cdots & s_{mm} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s_{1y} \\ s_{2y} \\ \vdots \\ s_{my} \end{pmatrix} \quad (\text{A.28})$$

$$s_{ik} = \sum_j (x_j^i - \bar{x}^i)(x_j^k - \bar{x}^k) \quad (\text{A.29})$$

$$s_{iy} = \sum_j (x_j^i - \bar{x}^i)(y_j - \bar{y}) \quad (\text{A.30})$$

$$c_0 = \bar{y} - \sum_{i=1}^m \{c_i \bar{x}^i\} \quad (\text{A.31})$$

を解くことで c_0, c_1, \dots, c_m が求められる。

A.1.2 回帰分析による推定誤差

回帰分析から得られた推定値と実際の従属変数の差を測るものとして残差分散 V_e と決定関数 R^2 が挙げられる。重回帰式では説明しきれない不規則な変動、つまり実際の値 y と推定値 \hat{y} の差は残差、

$$\sum_j (y_j - \hat{y}_j) \quad (\text{A.32})$$

として表される。残差分散とはこの残差をデータ数 N と説明変数の数 p の差で割ったものである。式で表すと

$$V_e = \frac{\sum_j (y_j - \hat{y}_j)^2}{N - p - 1} \quad (\text{A.33})$$

である。これは得られた推定値と実際の値との誤差の大きさがどの程度の幅に広がっているのかを示す値である。

このようにして求められた残差の平方和は、観測値の平方和から回帰による平方和を引いたものである。これより、観測値の平方和の中に占める回帰による平方和の割合を表す、重回帰式の決定関数 R^2 は

$$R^2 = \frac{\sum_j (y_j - \bar{y})^2 - \sum_j (y_j - \hat{y}_j)^2}{\sum_j (y_j - \bar{y})^2} \quad (\text{A.34})$$

と表される。 R^2 が 1 に近いほど、重回帰式の当てはまりがよいことを示している。

決定関数は、観測値 y と推定値 \hat{y} の相関係数の平方である。また、データ数 N が小さく、説明変数の数 p が N に近い時、重回帰式の当てはまりのよさは修正決定関数

$$R'^2 = \frac{N - 1}{N - p - 1} R^2 - \frac{p}{N - p - 1} \quad (\text{A.35})$$

で表す。

A.1.3 実用上のポイント

関数同士の相関が重回帰分析に与える影響

用いる説明変数同士の相関が 1、もしくは-1 に近い場合において、それぞれの係数 $\hat{\beta}$ と β の差を調べるため、以下のような関数を用意した。

$$y(t) = x_1(t) + x_2(t) + \epsilon \quad (\text{A.36})$$

$$x_1(t) = \sin\left(\frac{\pi}{6}t\right) \quad (\text{A.37})$$

$$x_2(t) = \sin\left\{\frac{\pi}{6}(t + \phi)\right\} \quad (\text{A.38})$$

ϵ は $-0.5 < \epsilon < 0.5$ を満たす乱数である。 ϕ を変化させることで x_1 との相関係数を変化させながら、関数 y の x_1 、 x_2 による回帰分析を行った。

図 A.1.3 は x_1 、 x_2 の相関係数を横軸に、 $\sum(\beta_i - \hat{\beta}_i)$ および決定係数を縦軸に取ったグラフである。乱数の形には左右されるものの、 x_1 、 x_2 の相関係数が ± 0.7 辺りまで正しく係数を分離できているのが分かる。また決定係数は -0.7 辺りから急激に落ち始める。これは相関係数が -1 に近づくとつれ関数同士が相殺し始め、乱数の影響が強くなるからである。

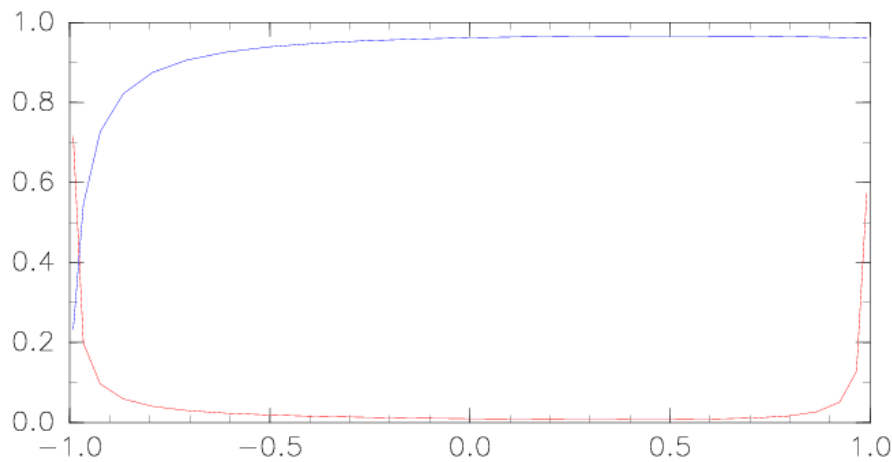


図 A.1: 説明変数同士の相関係数と、それらの説明変数を用いて行った重回帰分析の誤差。赤が $\sum(\beta_i - \hat{\beta}_i)$ 、青が決定係数。

A.2 EOF 解析

EOF(Empirical Orthogonal Function; 経験直交関数) 解析は、主成分解析 (Principal Component Analysis) と呼ばれ、大気データに対してよく用いられる解析である。EOF 解析とは、多数のデータから、モードと呼ばれる時間・空間関数を小数個取り出し、次元を減らすことによって元のデータの持つ意味を理解しやすくすることを目的とした手法である。

A.2.1 EOF 解析の手順

元のデータを $Z(N \times P)$ で表す。ここで N 、 P は時間方向、空間方向のデータ数である。ただし、 Z のそれぞれの点における時間方向の平均はゼロであるとする。(つまり、時間方向の平均からのずれを解析対象として扱うと仮定) EOF 解析を用いることで、元のデータ Z は以下のように表現される。

$$Z = \sum_{m=1}^M \vec{t}_m \vec{x}_m^T = \mathbf{T} \mathbf{X}^T \quad (\text{A.39})$$

ここで m はモードの番号、 M はモードの総数であり N 、 P のうち小さい方の数である。また t_m は P 要素の列ベクトルであり、第 m モードの時間関数 (スコア、主成分) と呼ばれ、 x_m は N 要素の列ベクトルで第 m モードの空間構造 (EOF) と呼ばれる。 T 、 X はそれぞれ $(N \times P)$ 、 $(P \times M)$ の行列である。

この制約だけでは各モードの EOF およびスコアは一意には決まらないため、通常 EOF 解析においては異なるモードのスコアは直行する、と言う仮定を設ける。つまり異なるモードにおいて $\vec{t}_{m_1}^T \vec{t}_{m_2} = 0$ となる。この仮定は、得られた空間構造が独立であれば成り立ち、EOF 解析はそのような仮定の上で行われている。この仮定が正しいかどうかは各モードの持つ意味を知らなくては判断することが出来ず、得られた空間構造において相関解析等によって妥当性を吟味する必要がある。

EOF 解析の手順は、まず元のデータの共分散行列 V (もしくは相関行列) を求める。式で表すと

$$V = Z^T Z \quad (\text{A.40})$$

となる。スコアが異なるモードにおいて直行するのであれば

$$V = \sum_{m=1}^M \lambda_m \vec{x}_m \vec{x}_m^T \quad (\text{A.41})$$

$$\lambda_m = \vec{t}_m^T \vec{t}_m \quad (\text{A.42})$$

で表される。自己共分散の空間方向の総和は領域全体における変動のエネルギーである。これは自己共分散行列のトレースで表すことができる。自己共分散行列のトレースは前式より $\sum_{m=1}^M \lambda_m$ で表すことができる。第 m モードの持つ分散は λ_m で表すことができるので、第 m モードの持つ分散の割合を第 m モードの寄与率と呼び、

$$R_m = \frac{\lambda_m}{\sum_{m=1}^M \lambda_m} \times 100\% \quad (\text{A.43})$$

で表される。

通常 EOF 解析は共分散行列の固有ベクトルとして空間構造を求める。この場合明らかに空間構造は互いに直交し、第 1 モードは時間関数が直交する線型結合の中で最も大きな分散を説明するという特徴を持つ。この固有値問題は

$$\mathbf{V} \vec{x}_m = \lambda_m \vec{x}_m \quad (\text{A.44})$$

である。固有値を対角成分荷物対角行列を Λ と置けば A.44 は

$$\mathbf{V} \mathbf{X} = \mathbf{X} \Lambda \quad (\text{A.45})$$

と書ける。固有ベクトルは互いに直交するので、固有ベクトルが規格化されていれば、時間関数は

$$\mathbf{T} = \mathbf{T} \mathbf{X}^T \mathbf{X} = \mathbf{Z} \mathbf{X} \quad (\text{A.46})$$

から求める事ができる。

A.2.2 実用上のポイント

共分散行列か相関行列か

EOF 解析は、共分散行列だけでなく、相関行列に対しても用いる事ができる。相関行列は各地点における時系列の分散を 1 に規格化しているため、地点ごとの変動の大小を無視していることになる。このような場合、変動ごとの空間的な広がりが考慮される。よって比較的振動の大きさが小さく、広く分布しているような現象に注目する場合有効である。

EOF 解析が課す制約による問題

EOF 解析は第一モードが説明する分散が最大で、残りの分散の中で第二モードが説明する分散は最大であるという仮定を置く。これは全変動エネルギーをなるべく少ない

モードで表現するには好ましいが、物理的なモードもそれと同じであるとは限らない。また異なるモードは時間関数だけではなく、空間構造も直交するという物理的に正当化できない制約を受ける。これらの特徴から第 1 モードが全領域で同符号、第 2 モードがダイポールという構造が人工的に生成されやすい。このような構造が得られた場合は相関・回帰分析などを行なって、構造の妥当性を吟味する方が安全である。

North の基準

EOF 解析に限らずデータ解析は有限長のデータを扱うため、実際の無限長のデータからのサンプリングエラーを考えなくてはならない。North et. al.(1982) では、EOF 解析の際に生じる固有値の誤差 $\Delta\lambda$ を、第 k モードの固有値における誤差を $\Delta\lambda_k$ とすると

$$\Delta\lambda_k = \lambda_k \sqrt{\frac{2}{n}} \quad (\text{A.47})$$

で表している。 n はデータの時間方向の長さである。つまり、時間方向の長さが長いほど固有値の誤差は小さい。実質的には隣接するモードの固有値 (寄与率でも実質的には同じである) が

$$\lambda_{k-1} - \Delta\lambda_{k-1} > \lambda_k + \Delta\lambda_k, \quad \lambda_k - \Delta\lambda_k > \lambda_{k+1} + \Delta\lambda_{k+1} \quad (\text{A.48})$$

を満たさなければ、第 k モードは誤差によるものである可能性が高い。

A.3 ガンマ分布と降水量のガンマ分布へのフィッティング

降水量分布は他の多くの大気変数と異なり、負の量をとらず、その頻度分布を取った場合左右非対称の形を取る。そのような分布の場合、正規分布などでは良い近似を得ることが出来ない。そこで月平均、もしくは季節平均降水量の頻度分布によく用いられているのが、ガンマ分布である。A.3.1 ではガンマ分布の形状および特徴を示し、A.3.2 では本研究で用いたガンマ分布のパラメータ推定の方法を示す。

A.3.1 ガンマ分布の形状および特徴

ガンマ分布の PDF(Probability Density Function; 確率密度関数)、および CDF(Cumulative Distribution Function; 累積密度関数) は、形状パラメータ α と、尺度パラメータ β (共に正) を用いて

$$f(x) = \frac{x^{\alpha-1} \exp^{-(x/\beta)}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \quad (\text{A.49})$$

$$F(x) = \frac{\Gamma(\alpha, (x/\beta))}{\Gamma(\alpha)} \quad (\text{A.50})$$

と表わされる。 $\Gamma(\alpha)$ 、 $\Gamma(\alpha, x)$ はそれぞれ (完全) ガンマ関数、不完全ガンマ関数と呼ばれ

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (\text{A.51})$$

$$\Gamma(\alpha, x) = \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (\text{A.52})$$

で表わされる。ガンマ関数は一般的に数値的に求められている。

ガンマ分布の PDF の形は形状パラメータ α に大きく依存している。 $\alpha < 1$ においては $f(x) \rightarrow \infty, 0(x \rightarrow 0, \infty)$ となり、 $f(x)$ は単調に減少する。 $\alpha = 1$ の時

$$f(x) = \frac{x^0 \exp^{-(x/\beta)}}{\beta^1 \Gamma(1)} \quad (\text{A.53})$$

$$= \frac{1}{\beta} \exp^{-\frac{1}{\beta}x} \quad (\text{A.54})$$

となり、 $f(x)$ は $1/\beta$ を母数に取る指数分布となる。 $\alpha > 1$ の場合、 $f(0) = 0$ となり、 α が大きくなると $f(x)$ は正規分布に近い形になっていく。 α は無次元数である。また尺度パラメータ β は $f(x)$ の「伸び縮み」に関与し、 x と同じ次元を取る。

ガンマ関数の平均、および分散はそれぞれ、 $\alpha\beta$ 、 $\alpha\beta^2$ で表わされる。また最頻値は $(\alpha - 1)\beta$ で表わされる。

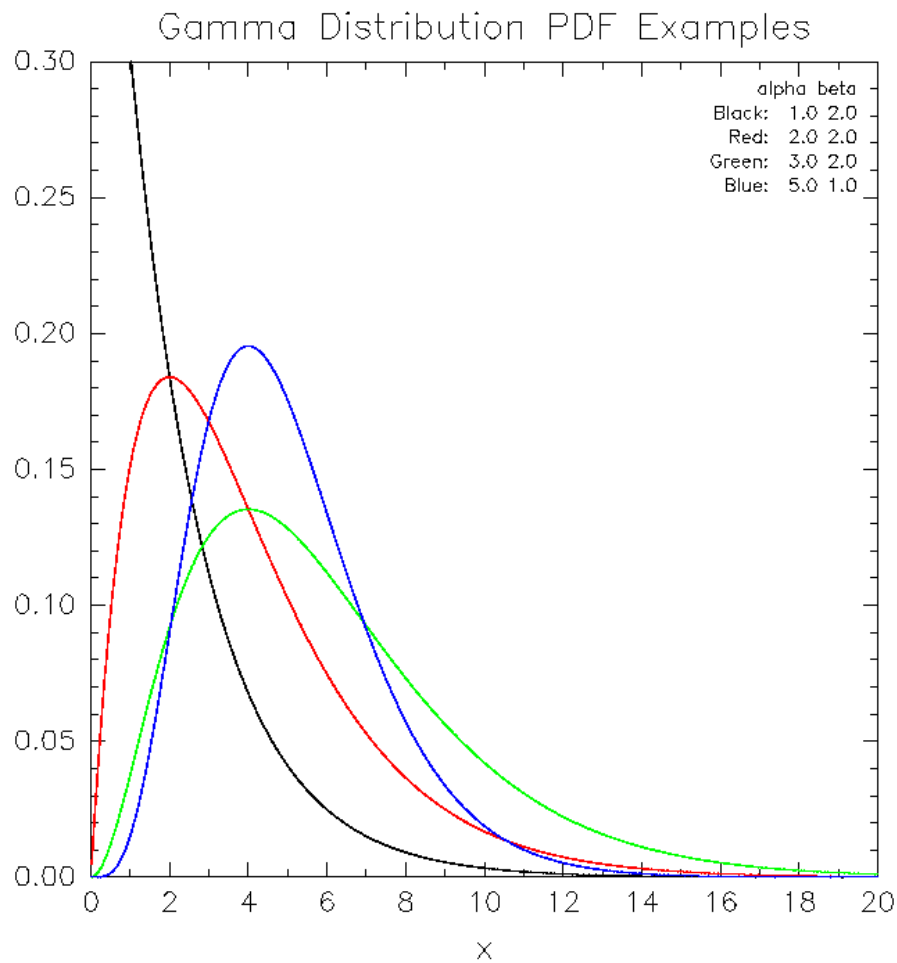


図 A.2: ガンマ分布の例。

A.3.2 ガンマ分布のパラメータ推定

降水量の頻度分布などからガンマ分布のパラメータを推定する方法として、最尤法が挙げられる。A.3.1 で示したガンマ分布の平均、分散とパラメータの関係からパラメータを推定する方法はモーメント推定法と呼ばれるが、 α が非常に大きい場合を除き、よい当てはまりを示さない事が知られており (Thom 1958; Wilks 1990)、本研究では採用していない。以降、この小節においては最尤法によるガンマ分布のパラメータ推定の方法を解説する。

ガンマ分布における対数尤度 L は

$$L(\alpha, \beta) = \ln \prod_{i=1}^n f(x_i | \alpha, \beta) \quad (\text{A.55})$$

$$= \sum_{i=1}^n \ln f(x_i | \alpha, \beta) \quad (\text{A.56})$$

$$= \sum_{i=1}^n \left[(\alpha - 1) \ln x_i + \left(-\frac{x_i}{\beta} \right) - \alpha \ln \beta - \ln \Gamma(\alpha) \right] \quad (\text{A.57})$$

$$= (\alpha - 1) \sum_{i=1}^n \ln x_i - \frac{1}{\beta} \sum_{i=1}^n x_i - n\alpha \ln \beta - n \ln \Gamma(\alpha) \quad (\text{A.58})$$

で表される。それぞれの係数で偏微分を行うと、以下のようになる。

$$\frac{\partial}{\partial \alpha} L = \sum \ln x_i - n \ln \beta - n \frac{\partial}{\partial \alpha} \ln \Gamma(\alpha) \quad (\text{A.59a})$$

$$\frac{\partial}{\partial \beta} L = \frac{1}{\beta^2} \sum x_i - \frac{n\alpha}{\beta} \quad (\text{A.59b})$$

求める推定値 $\hat{\alpha}$ 、 $\hat{\beta}$ を取ると式 A.59a および式 A.59b は 0 となる。式 A.59b より、

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (\text{A.60})$$

となる。 \bar{x} は平均を表す。式 A.60 を式 A.59a に代入し

$$\sum \ln x_i - n \ln \bar{x} + n \ln \hat{\alpha} - n\psi(\hat{\alpha}) = 0 \quad (\text{A.61})$$

ここで $\psi(\hat{\alpha})$ はディガンマ関数であり、

$$\psi(\hat{\alpha}) = \frac{\partial}{\partial \hat{\alpha}} \ln \Gamma(\hat{\alpha}) \quad (\text{A.62})$$

で表される。ディガンマ関数はガンマ関数と同様に数値的に求められる。Thom(1958) によると、ディガンマ関数 $\psi(\hat{\alpha})$ は

$$\psi(\hat{\alpha}) \approx \ln \hat{\alpha} - \frac{1}{2\hat{\alpha}} - \frac{1}{12\hat{\alpha}^2} \quad (\text{A.63})$$

と近似でき、これを式 A.59a に代入すると $\hat{\alpha}$ は

$$\hat{\alpha} = \frac{1 + \sqrt{1 + 4D/3}}{4D} \quad (\text{A.64})$$

$$D = \ln \bar{x} - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln x_i \quad (\text{A.65})$$

と表せる。その後 A.60 により $\hat{\beta}$ を求める事ができる。

0 を含む分布についてのガンマ分布のパラメータ推定

降水量など分布の中に 0 を含む場合は、前述の Thom(1958) による推定を使うことが出来ない。その場合は 0 を 0 を含まない最小の量に置き換えるか、もしくはモーメント推定法等によって求めたパラメータをニュートン法を用いて修正するといった方法が取られる (Wilks 1990)。ニュートン法により対数尤度をテイラー展開すると

$$L'(\theta^*) \approx L'(\theta) + (\theta^* - \theta)L''(\theta) \quad (\text{A.66})$$

となる。 $L'(\theta)$ は対数尤度の 1 次導関数、 $L''(\theta)$ は対数尤度の 2 次導関数、 θ は母数、 θ^* は修正によって求められる「真の」母数である。A.66 がゼロとなる θ^* は

$$\theta^* = \theta - \frac{L'(\theta)}{L''(\theta)} \quad (\text{A.67})$$

となる。ガンマ分布の場合、あらかじめ求めたパラメータを α 、 β 、修正されたパラメータを α^* 、 β^* とすると、式 A.67 は

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} \alpha^* \\ \beta^* \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 L}{\partial \alpha^2} & \frac{\partial^2 L}{\partial \alpha \partial \beta} \\ \frac{\partial^2 L}{\partial \beta \partial \alpha} & \frac{\partial^2 L}{\partial \beta^2} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \frac{\partial L}{\partial \alpha} \\ \frac{\partial L}{\partial \beta} \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \alpha \\ \beta \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} -n\Gamma''(\alpha) & -n/\beta \\ -n/\beta & n\alpha/\beta - 2\sum x/\beta^3 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sum \ln x - n \ln \beta - n\Gamma'(\alpha) \\ \sum x/\beta^2 - n\alpha/\beta \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (\text{A.68})$$

$$(\text{A.69})$$

となる。ここで $\Gamma'(\alpha)$ は $\Gamma(\alpha)$ の 1 次導関数であり、 $\Gamma'(\alpha) = \psi(\alpha)\Gamma(\alpha)$ で求められる。 $\Gamma''(\alpha)$ は $\Gamma(\alpha)$ の 2 次導関数であり、 $\Gamma''(\alpha) = \{\psi'(\alpha) + \psi(\alpha)^2\}\Gamma(\alpha)$ で求められる。 $\psi'(\alpha) = \frac{\partial^2}{\partial \alpha^2} \ln \Gamma(\alpha)$ はトリガンマ関数と呼ばれ、これも数値的に計算される。

参考文献

- Daniel S. Wilks (1990), Maximum Likelihood Estimation for the Gamma Distribution Using Data Containing Zeros, *J. Climate.*, **3**, 1495-1501.
- Daniel S. Wilks (2006), *Statistical methods in the atmospheric sciences -Second Edition-*, 627 pp, ACADEMIC PRESS.
- Daniel S. Wilks, Keith L. Eggleston (1992), Estimating Monthly and Seasonal Precipitation Distributions Using the 30- and 90-Day Outlooks, *J. Climate.*, **5**, 252-259.
- Gerald R. North, Thomas L. Bell, Robert F. Cahalan (1982), Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- Gregory J. Husak, Joel Michaelsen, Chris Funk (2007), Use of the gamma distribution to represent monthly rainfall in Africa for drought monitoring applications, *Int. J. Climatol.*, **27**, 935-944.
- 浜田純一, 山中大学, Tien Sribimawati (2002), インドネシアにおける雨季の地理・経年変動, *気象研究ノート*, **202**, 243-270.
- H. C. S. Thom (1958), A note on the gamma distribution, *Mon. Wea. Rev.*, **86**, 117-122.
- Herry H. Hendon (2003), Indonesian Rainfall Variability: Impacts of ENSO and Local Air-Sea Interaction, *J. Climate.*, **16**, 1775-1790.
- Khromov, S. P. (1957), Die geographische Verbreitung der Monsune, *Petermanns Geogr. Mitt.*, **101**, 234-237.
- Liew Juneng, Fredolin T. Tangang (2005), Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations in Indo-Pacific sector, *Clim. Dyn.*, **25**, 337-350.

- Markus Kottek, Jürgen Grieser, Christoph Beck, Bruno Rudolf, Franz Rubel (2006), World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated, *Meteorol. Z.*, **15**, 259-263.
- N. H. Saji, B. N. Goswami, Vinayachandran, T. Yamagata (1999), A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *NATURE*, **401**, 360-363.
- Rosanne D'Arrigo, Jason E. Smerdon (2008), Tropical climate influence on drought variability over Java, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L05707.
- Ryuichi Kawamura (1998), A Possible Mechanism of the Asian Summer Monsoon-ENSO Coupling, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **76**, 1009-1027.
- 杉山高一 (1983), *多変量データ解析入門*, 172 pp, 朝倉書店.
- Wayne C. Palmer (1965), *Meteorological Drought*, U.S. Department of Commerce , **45**.
- Webster, P. J.(1987), The Elementary Monsoon, in *Monsoons*, edited by J. S. Fein and P. L. Stephens, 3-32, John Wiley, New York, N.Y..

参考論文

湯浅拓也, 余田成男 (2009), 熱帯アジア域における降水量の季節・年々変動解析, 京都大学防災研究所年報, 52, B, 445-451.