

平成 24 年 度 季 節 予 報

研 修 テ キ ス ト

季節予報作業指針

～基礎から実践まで～

平成 25 年 3 月

March 2013

気象庁 地球環境・海洋部

(気候情報課)

【文書履歴】

2013年3月 初版

2015年3月 一部修正

2016年3月 一部修正

季節予報作業指針

～基礎から実践まで～

目次

はじめに

本書の読み方

1	季節予報とは	1
1.1	気象庁が発表している季節予報	1
1.2	季節予報に関係する大気の大規模な変動	3
1.3	季節予報の予測可能性	6
1.4	季節予報のための数値予報システムの現状	7
1.5	季節予報の今後	10
1.6	季節予報担当者に必要な知見	12
2	季節予報に関わる大気・海洋現象	14
2.1	はじめに	14
2.2	日本の天候の季節変化	17
2.3	日本の天候の季節変化をもたらす大気循環場の季節変化	28
2.3.1	日本付近のジェット気流の変化とその要因	28
2.3.2	日本付近の移動性擾乱の活動の変化とその要因	37
2.3.3	停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム	41
2.3.4	アジアモンスーンの季節変化	83
2.3.5	熱帯域大気循環・海面水温の季節変化	95
2.4	様々な時間スケールの大気・海洋の変動	103
2.4.1	偏西風の変動とテレコネクションパターン	103
2.4.2	熱帯季節内変動とその影響	112
2.4.3	エルニーニョ/ラニーニャ現象に代表される熱帯海洋変動とその影響	123
3	季節予報の予測システム	157
3.1	季節予報の予測可能性と確率予報	157
3.2	1 か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム	168
3.3	3 か月予報と暖・寒候期予報の予報システム	196
3.4	予報システムの今後の展望	216

4	季節予報作業	219
4.1	1 か月予報と異常天候早期警戒情報	219
4.2	3 か月予報と暖・寒候期予報	237
4.3	天候情報と天候のまとめ	265
4.4	季節予報の評価手法	271
5	季節予報に関わる現象のメカニズムを理解するための力学的な基礎知識	282
5.1	準地衡風近似による北半球中・高緯度大気の大規模な現象の理解	282
5.2	赤道 平面近似による低緯度の大気の大規模な循環の理解	306
5.3	熱帯大気と中・高緯度大気との関係	315
6	季節予報用語集	319

はじめに¹

日本の季節予報は、農業における冷害対策への利用を目的として始まった。その開始は意外と早く、中央气象台（気象庁の前身）が初めて1か月予報と3か月予報を発表したのは1942年（昭和17年）のことである。開始の背景は、1930年代から40年初めにかけて多発した冷夏による水稻の凶作であった。その後、1949年に中断されたものの4年後の1953年には再開し、2012年で日本の季節予報は70周年を迎えた。

この70年のうち開始からの約50年間、すなわち1990年代前半までは、全ての種類の季節予報は観測・解析値に基づく統計的（経験的）手法で行われていた。具体的には、エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候との統計的な関係を利用する方法、大気循環場の実況が似た年が将来も似ると仮定する類似法、大気循環場の実況経過の周期性を分析しそれを外挿する周期法などである。また、季節予報で用いられる大気循環場のデータは北半球の500hPa高度等の限られたものであった。季節予報の担当者は、それらの限られたデータで大気循環場の特徴を把握し、その天候への影響を評価・予測していた。

一方、現在の季節予報は、全球の大気・海洋の観測データに基づく解析値を初期値として、流体力学と熱力学の方程式に基づき将来の大気・海洋の状態を数値的に予測する数値予報モデルを用いた力学的な手法により実施している。数値予報モデルによる予測は完全ではないが、過去30年程度の大規模な予測実験によりあらかじめ予測特性を評価した上で利用している。また、初期値の小さな違いが将来の予測に大きな影響を与える大気のカオス的な性質に対処するため、初期値に観測誤差程度のバラツキを与えた複数の数値予報を行うアンサンブル手法も導入され、その結果をもとに不確実性に関する情報を含む確率予報を出せるようになってきている。さらに、季節予報に関わる大気・海洋現象とその予測可能性についての科学的知見

が蓄積され、季節予報の担当者はこれらの知見に基づき、大気や海洋の長期再解析データを用いて、また、数値予報モデルの予測を用いて、大気・海洋循環場の3次元的な構造の実況と予測を把握しつつ、それらの天候への影響を評価・予測できるようになった。

このように、以前とは比べ物にならないほど充実した資料を用いて作成される季節予報であるが、予報に対する社会からの強い要望に十分には応えていない。例えば、2010年に気象庁が製造業や小売業などの各産業分野を対象に実施した調査では、季節予報は「参考程度」に利用されるケースが多く、何らかの行動を起こすための「意思決定」に使われるケースは少ないと報告されている。今後、この状況を改善し、「意思決定」に季節予報がより使われるよう、気象庁は様々な取り組みを行っていく。この取り組みに欠かせないのが、さらなる技術開発による予測精度向上と、資料を使って予報を作成し、利用者に解説する季節予報担当者の能力向上である。

能力向上のための教科書として、「季節予報研修テキスト」を毎年度発行しているが、それは前年に行われた季節予報改善のトピックをまとめた「特論」的な性質が強く、季節予報全般については学べない。そこで、今年度は、特別に、季節予報の基礎から実践的な知識まで学べるテキストとして「季節予報作業指針」を発行することとした。本書では、季節予報の概要、季節予報に関わる大気・海洋現象、季節予報の予測可能性と現在の予測システム、季節予報作業、季節予報の用語に加え、季節予報に関する気象力学の基礎知識も解説した。

本書を読むことで、是非、季節予報の担当者としての専門性を高めて頂きたい。なお、身につけた専門性、特に、天候に関する知識、大規模な大気・海洋現象とそれらに関する気象力学の基礎知識は、短期予報や週間天気予報等の担当に移った場合にも役に立つことを言い添えておく。

¹ 横手 嘉二

本書の読み方

本書は、気象庁本庁、管区・沖縄気象台、及び地方予報中枢官署の季節予報担当者を主な読者と想定し、季節予報の基礎から実践的な知識まで学べる総合的なテキストとして作成した。このため内容が多岐に渡る。既に季節予報業務の経験のある方は、「第1章 季節予報とは」から順に読んで頂きたい（第5章は除く）が、季節予報業務を新たに担当する方は、図に示したようにまず第1章を読んだ後に、実践的な知識を身につけるために「第4章 季節予報作業」と「第6章 季節予報用語集」（この章は一読頂き、季節予報作業の中で辞書的に活用されたい）を先に読み、次に基礎的な知識を身につけるために「第2章 季節予報に関わる大気・海洋現象の基礎知識」と「第3章 予測システム」を読んで頂きたい。

本書の読者としては、地方気象台等で季節予報の解説を行う方、季節予報の概要は知っておく必要がある方、あるいは将来は季節予報を担当したいと考えている方なども想定している。読者の目的に応じて読む章を選択して頂きたい。地方気象台で季節予報の解説を行う方、あるいは季節予報の概要のみを知りたい方は、第1章は必ず読み、必要に応じて各章を抜き読んで頂きたい。季節予報の担当ではなく、当面は実践的な知識を必要としないが、季節予報に関する基礎的な知識を学びたい方は、第1章から第3章まで読んで頂きたい。

また、第2章の内容を中心にさらに勉強したい方や、「異常気象分析検討会」の異常気象に関する見解等をより深く理解したい方は、「第5章 季節予報に関わる現象のメカニズムを理解するための力学的な基礎知識」を読んで頂きたい。

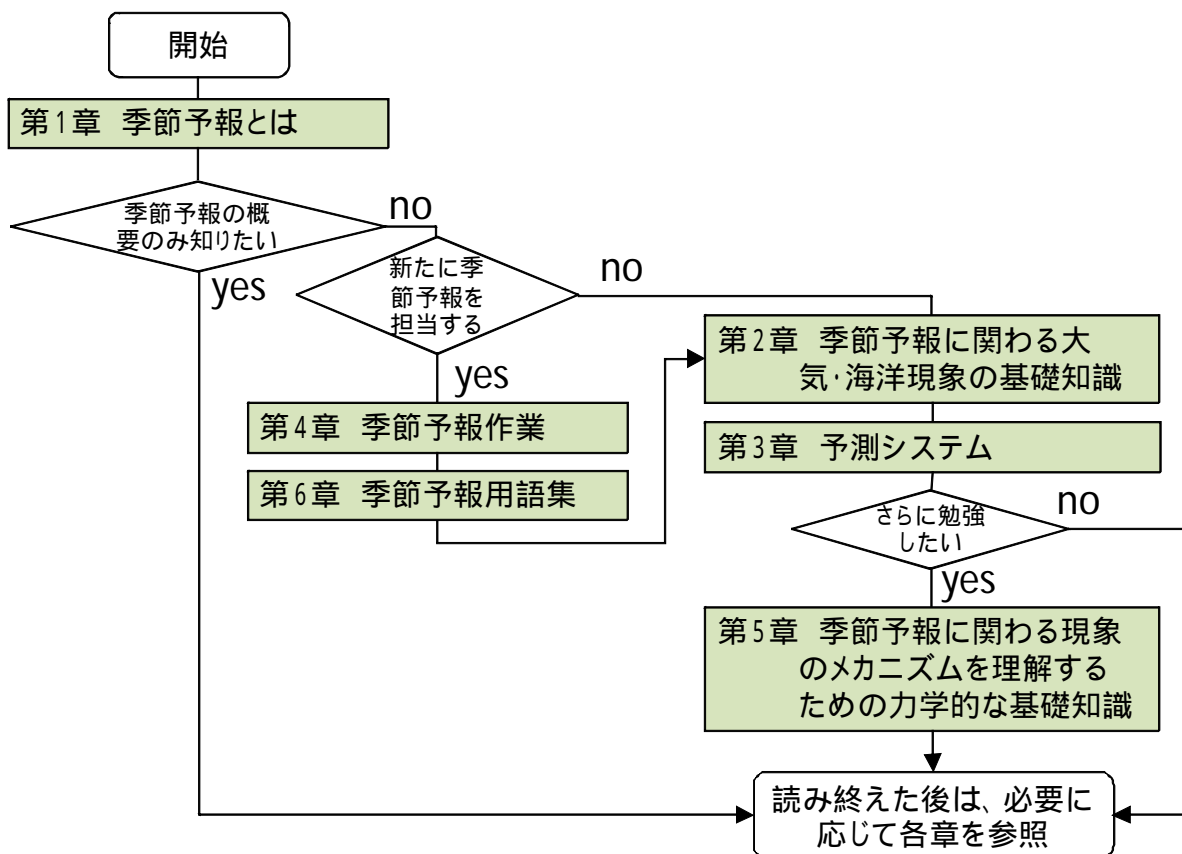


図 本書の読み方（季節予報業務経験者を除く）

1 季節予報とは¹

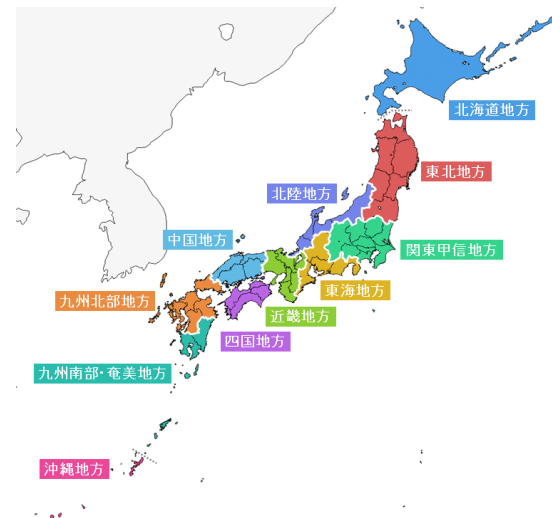
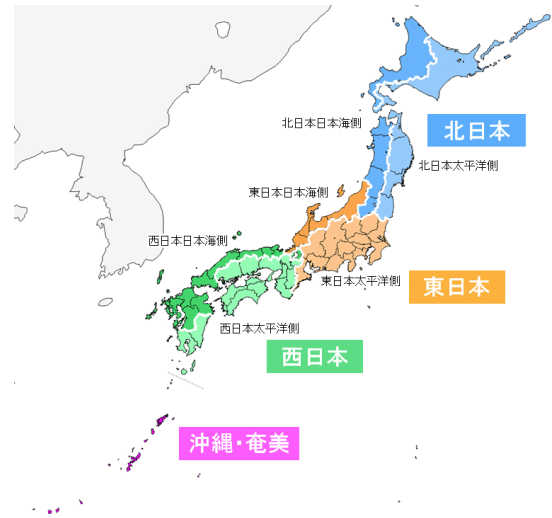
本章では、まず第 1.1 節で気象庁が発表している季節予報の概要（2012 年 12 月現在）を説明した後に、第 1.2 節～第 1.4 節でその科学・技術的な背景を解説する。次に第 1.5 節で季節予報業務の今後の展望について述べ、最後に第 1.6 節で季節予報担当者に求められる知見について述べる。季節予報とはどんな予報か、季節予報はなぜ可能でなぜ難しいか、季節予報の精度向上の鍵は何か、今後の季節予報はどう変わっていくか、といった季節予報の概要のみを知りたい方は、この章のみを読んで頂ければよい。

1.1 気象庁が発表している季節予報

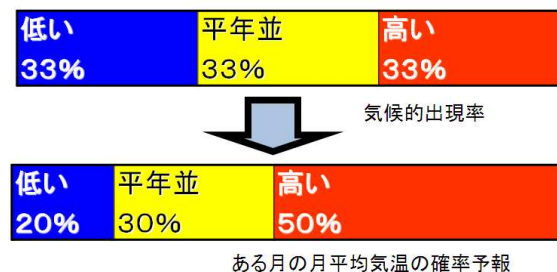
季節予報は、ある地域における数日間以上の平均的な天気の状態、いわゆる「天候」を対象とした予報である。予報する「天候」には、「曇りや雨の日が多い」といった天気の傾向と、「平均気温が低い」「降水量が多い」といった予報期間で平均（あるいは合計）した気象要素があり、現在は後者の気象要素の予報に重点を置いている。

季節予報の種類には、毎週金曜日に目先 1 か月間を対象として発表する 1 か月予報、毎月 25 日頃に翌月からの 3 か月間を対象として発表する 3 か月予報、2 月 25 日頃に夏を対象として発表する暖候期予報、9 月 25 日頃に冬を対象として発表する寒候期予報がある。それぞれ、全国を対象とした全般季節予報と、北海道地方、東北地方など全国の 11 の地方を対象とした地方季節予報がある（第 1.1.1 図）²。また、後述するとおり、2008 年に季節予報の一種として「異常天候早期警戒情報」の発表を開始した（第 1.1.1 表）。

「異常天候早期警戒情報」を除く現行の季節予報の大きな特徴は、平均気温・降水量などの気象要素を 3 つの階級（「低い（少ない）」、「平年並」、「高い（多い）」）に分け、予報期間の平均気温・降水量等がそれぞれの階級となる確率を予報している



第 1.1.1 図 季節予報で用いる予報区分
全般季節予報（上）と地方季節予報（下）。



第 1.1.2 図 確率予報の例

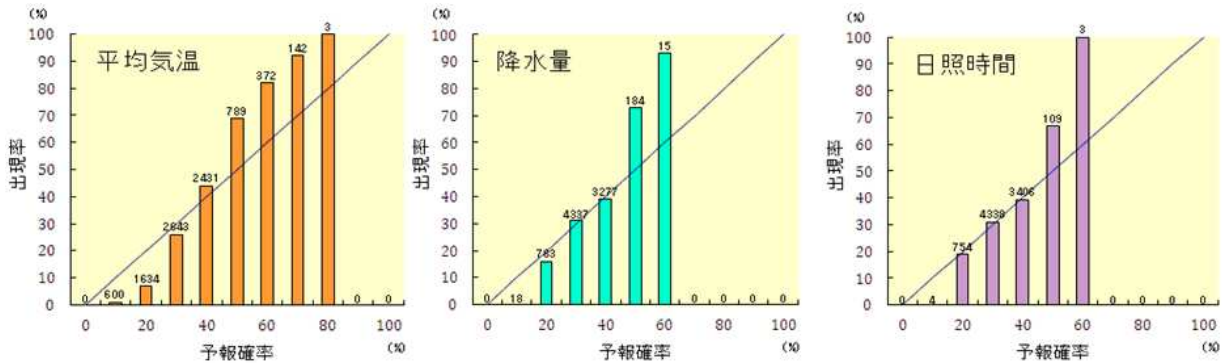
下の横棒は、ある月の月平均気温が、「低い」階級の確率 20%、「平年並」30%、「高い」50%と予報した例。上のグラフは、気候的出現率で、各階級ともに 33%。

¹ 前田 修平

² 地方季節予報は、例えば東北太平洋側、東北日本海側といったように地方を細分して発表することがある。

第 1.1.1 表 気象庁が発表している季節予報の種類と内容

種 類	内 容	発表日時
1 か月予報	1 か月平均気温、第 1 週・第 2 週・第 3～4 週の平均気温、1 か月合計降水量、1 か月合計日照時間、日本海側の 1 か月合計降雪量、1 か月間の天候	毎週金曜日 14 時 30 分
3 か月予報	3 か月平均気温、3 か月合計降水量、月ごとの平均気温、合計降水量、日本海側の 3 か月合計降雪量、月ごとの天候	毎月 25 日頃 14 時
暖候期予報	夏（6～8 月）の平均気温、合計降水量、梅雨時期（6～7 月、沖縄・奄美は 5～6 月）の合計降水量、夏の天候	2 月 25 日頃 14 時
寒候期予報	冬（12～2 月）の平均気温、合計降水量、日本海側の合計降雪量、冬の天候	9 月 25 日頃 14 時
異常天候早期警戒情報	発表日の 5～8 日後を先頭の日とする 7 日間平均気温が「かなり高い」あるいは「かなり低い」可能性が大きくなったときに発表	原則毎週火・金曜日 14 時 30 分



第 1.1.3 図 1 か月予報（各気象要素の確率）の精度

1 か月予報の 1 か月平均気温（左）、降水量（中）、日照時間（右）の 2007～2011 年の 5 年分の評価結果。各地方別の季節予報を集計。棒グラフは、「高い（多い）」、「平常並」、「低い（少ない）」の各階級の予報確率に対して、実際に各階級が出現した割合（出現率（%））、図中の数字は各確率の予報発表回数。気象庁ホームページより。

ことである。ここで、各階級のしきい値（境界）は 1981～2010 年の 30 年間に於ける出現率が等分（それぞれ 1/3）となるように決めてある。したがって、例えば「今年の 8 月の気温が高い確率が 50%」という予報の意味は、「今年の 8 月は、1981～2010 年の 30 年間で上位 1/3(33%)相当かそれ以上の高温となる確率が 50%」、あるいは「3 年に 1 回程度の高温となる確率が 50%」、あるいは「通常ならば 33%の確率で出現（気候的出現率）する高い階級の気温が、それよりも大きな 50%の確率で出現する可能性がある」ということである（第 1.1.2 図）。「確率予報」を行っている理由は、予

報時間が長い季節予報では避けることができない予報の不確実性を表現するためである。予報の不確実性の大きさを考慮すると、たった 3 つという粗い階級であっても、「この階級になる」といった断定的な予報は出来ない。

季節予報の精度は、予報した確率が適切であったかどうかで評価している。第 1.1.3 図は、1 か月予報の 1 か月平均気温、降水量、日照時間の 2007～2011 年の 5 年分の評価結果で、確率の信頼度を示している。棒グラフは、「高い（多い）」、「平常並」、「低い（少ない）」の各階級の予報確率に対して、実際に各階級が出現した割合（出現率

(%)、図中の数字は各確率の予報発表回数である。例えば「高い」の予報確率が40%のとき、実況で「高い」階級の出現率が40%であれば、確率の信頼度は高い(予報確率は適切)と言えるので、棒グラフの出現率が対角線(実線)に近いほど、確率の信頼度は高いことになる。平均気温については、対角線より傾きがやや急なものの予報確率が大きいほど出現率は大きくなり、確率の大きさはある程度信頼できるといえる。降水量と日照時間は、10%以下、50%以上の予報発表は少なかったものの、予報確率と出現率の対応は良く、おおむね適切な予報であったと言える³。

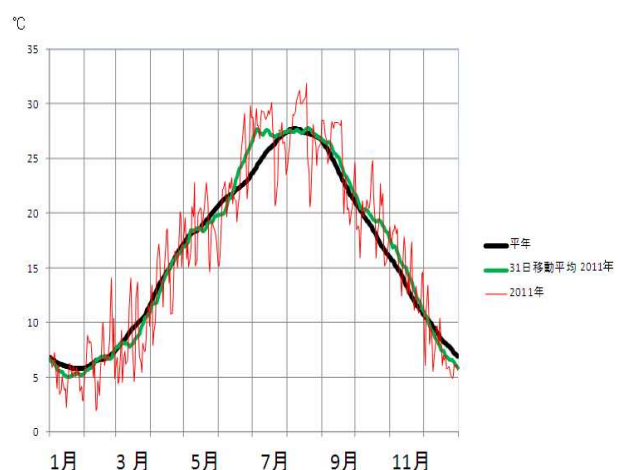
2008年に開始した「異常天候早期警戒情報」は、発表日の5～8日後を先頭の日とする7日間平均気温のいずれかで「かなり高い」あるいは「かなり低い」可能性が大きくなったときに発表する情報である。ここで可能性が大きいとは30%以上の確率であることを指す。「かなり高い(低い)」とは、1981～2010年の30年間の出現率が上位(下位)10%となるように決めている。すなわちこの期間で気温が3位以上(下位3位以下)の高温(低温)となることを示す。したがって、例えば高温に関する異常天候早期警戒情報が発表された場合は、「過去30年間で3位程度(上位10%)以上の高温となる確率が30%以上」となり、これは顕著な高温のリスクが大きくなっていることを意味している。従前の季節予報と比べ、社会・経済活動に影響を及ぼしやすい顕著現象の予測を行っていることから利用価値も高く、農業分野における対策の事前準備などを中心に利活用が進みつつある。2011年の夏からは、高温に関する異常天候早期警戒情報発表時に熱中症のリスクが大きいと判断した場合には、そのことを情報文に含めて対策を呼びかけるようにした。さらに、2012/13年の冬からは、日本海側を中心とした地方を対象に、低温に関する異常天候早期警戒情報発表時に降雪がかなり多くなる可能性が大きいと判断された場合、雪害に対する注意を呼びかけるようにした。

³ 客観的な数字(スコア)を用いた評価手法の詳細については第4章を参照のこと。

1.2 季節予報に関係する大気の大規模な変動

日々の天気予報、特に週間天気予報は、低気圧の影響で雨が降り、高気圧に覆われるから晴れるというように、主に総観規模の高・低気圧の予測に基づいて予報している。では、季節予報はどんな大気の変動の予測に基づいて予報しているのだろうか。

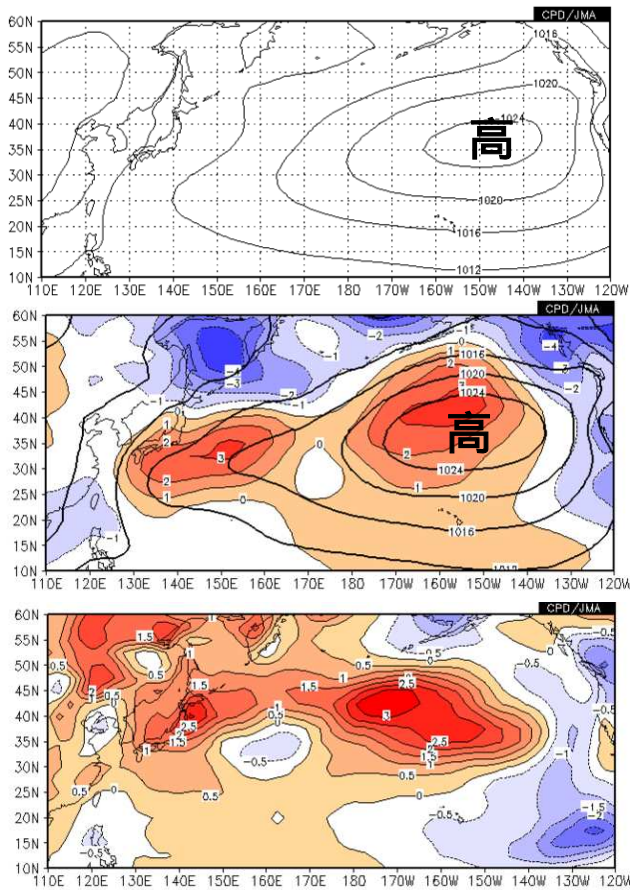
第1.2.1図の赤線は、2011年の東京の日平均気温を示す。主な特徴は、冬は気温が低くて夏は高いといった季節変化と日々の変化が明瞭なことである。季節変化は太陽高度の季節変化に伴うもの、日々の変化は主に日々の天気を支配する総観規模の高・低気圧に伴うものである。図の黒線は東京の日平均気温の平年値(1981～2010年の30年平均値)を示す。黒線と赤線を比較すると、ほぼ平年の季節変化の周りで日々の気温が変化していることがわかる。しかし、更に詳しく見ると、日々の変動に重なって、6月後半から7月前半、及び10月から11月を平均するとそれぞれ平年より気温が高く、一方、1月や12月は平均すると平年より気温が低いことがわかる。このことは、緑線で示した日平均気温の31日移動平均の変化を見ることではっきりする。31日移動平均、つまりほぼ月平均することによって日々の変動は消えて季節変化がより明瞭となるが、その変化を乱すように、



第1.2.1図 2011年の東京の日平均気温と平年値
赤線：2011年の日平均気温、緑線：31日移動平均気温、黒線：平年値(1981～2010年の30年平均)

平年より気温が高い時期と低い時期がある。季節予報は、日々の変動ではなく、「天候」と呼ばれるこのようなより長い期間にわたる気象要素の平年からの変動を予報するものである。

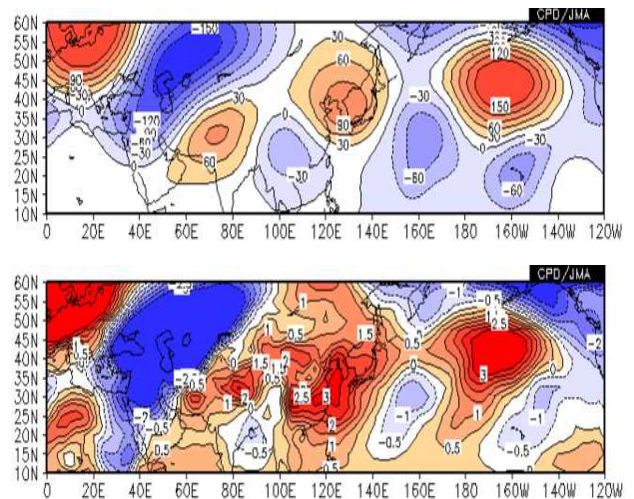
第 1.2.1 図で示した、東京で気温が平年より高かった 2011 年 6 月後半から 7 月前半で平均した海面気圧と平年偏差（平年値からの偏差）及び 850hPa 気温の平年偏差を第 1.2.2 図に示す。平年のこの時期の太平洋高気圧は日本の南海上に位置する（第 1.2.2 図上）が、2011 年は日本付近を広く覆っていることがわかる。日本付近から東海上にかけて海面気圧が平年より高く（正偏差）、その領域の東西幅は経度にして 40 度程度と、高・低気



第 1.2.2 図 東京が平年より気温が高かった 2011 年 6 月 16 日～7 月 15 日の 30 日間平均図
 上：海面気圧（等値線で間隔は 4hPa）の平年値
 中：2011 年の海面気圧（等値線で間隔は 4hPa）と平年偏差（陰影で間隔は 1hPa）
 下：2011 年の 850hPa 気温平年偏差（等値線で間隔は 0.5 ）

圧合わせて 40 度程度の東西幅を持つ総観規模の高・低気圧より空間スケールは大きい。平年より早い時期に太平洋高気圧に覆われた日本付近は、全国的に平年より気温が高く、北日本の太平洋側では 850hPa 気温の平年偏差が+2.5 以上とかなり高くなった。また、梅雨明けが平年より 2 週間程度早い地方が多かった。

次に、東京で気温が平年より高かった 2011 年 11 月の 200hPa 高度と 850hPa 気温の平年偏差を第 1.2.3 図に示す。日本を含む東アジアが広く 200hPa 高度と 850hPa 気温の正偏差に覆われている。東アジアの 200hPa 高度の正偏差は、ヨーロッパの正偏差、中東の負偏差、パキスタン付近の正偏差、インドシナ半島から中国南部の負偏差と連なる波列状の偏差パターンの一部をなすものである。200hPa は亜熱帯ジェット気流の中心が位置する気圧面であり、この偏差パターンは亜熱帯ジェット気流の南北の蛇行に対応している。波長にして 6,000km 以上のこの亜熱帯ジェット気流の蛇行の影響で、日本を含む東アジアの気温が高くなった。このような状態は 11 月初めから下旬前半まで持続した。



第 1.2.3 図 東京の気温が平年より高かった 2011 年 11 月 1 日～30 日の 30 日平均図
 上：200hPa 高度平年偏差（等値線間隔は 30m）
 下：850hPa 気温平年偏差（等値線間隔は 0.5 ）

ここで示した例のように、季節予報は総観規模の高・低気圧よりも時間スケールが長く、空間スケールが大きい変動の予測に基づいている。そのような変動としてどのような現象が知られているだろうか。第 1.2.4 図は、横軸に特徴的な時間スケール、縦軸に空間スケールをとった平面に、代表的な現象の名称をプロットした模式図である。大気の変動には、時間スケールが長いほど空間スケールが大きいという特徴があるので、それぞれの変動は左下から右上の方向に並ぶ。総観規模の高・低気圧より時間スケールが長く空間スケールが大きな現象には、

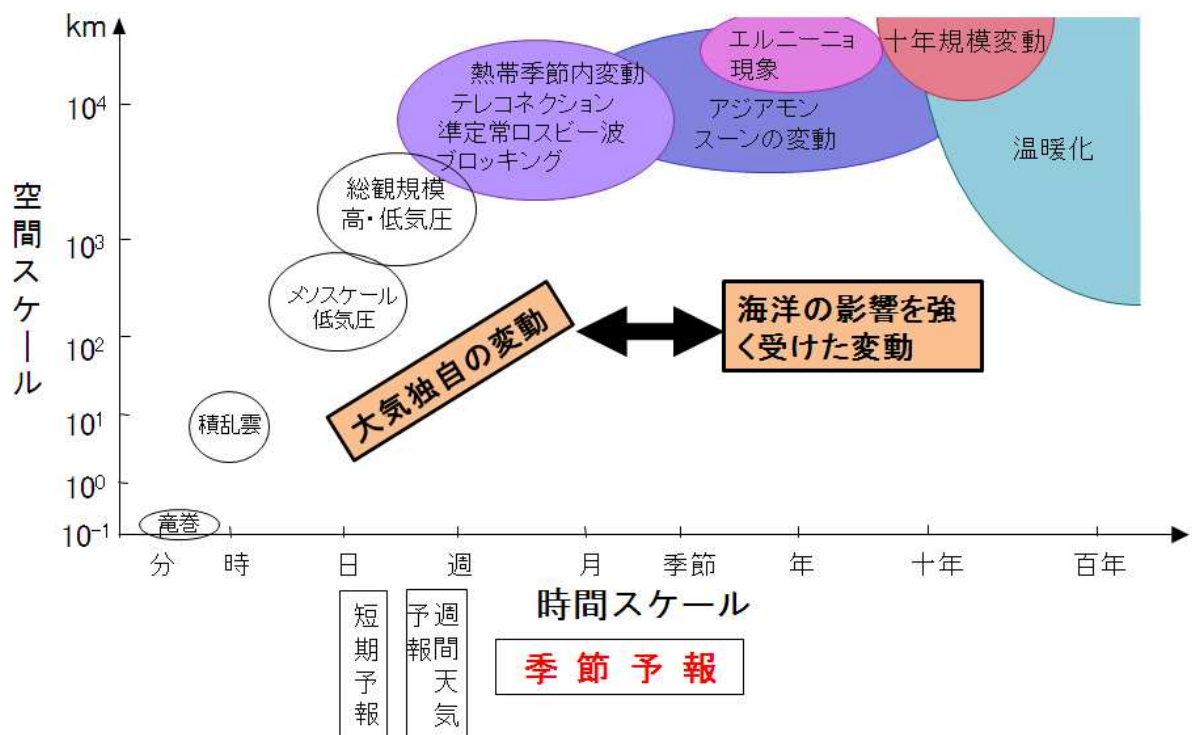
- (1) 数日以上持続する偏西風の蛇行をもたらすブロッキング高気圧や準定常ロスビー波
- (2) 地球上の遠く離れた地域の気象要素が関係して変動するテレコネクションパターン（北極振動やユーラシアパターンなど）
- (3) 熱帯域における大規模な積雲対流活動と大

気の大規模な赤道波が結合して数 10 日の周期で変動する熱帯季節内変動

などがある。これらは大気が主体の大規模な変動である。時間スケールが週～季節内の変動であるため、季節予報の中でも予報期間が短い異常天候早期警戒情報や 1 か月予報にとって重要な変動である。

上記の変動に比べ、時間スケールがさらに長く、年を超えるような変動がある。それらは熱容量が大きくて運動が遅い海洋が主体の変動、あるいは海洋と大気との相互作用による変動で、

- (4) 太平洋赤道域の海面水温の東西シーソー的な変動であるエルニーニョ/ラニーニャ現象
- (5) 太平洋十年規模振動などに代表される十年～数十年規模変動
- (6) 温室効果ガスの増加による地球温暖化などが挙げられる。特にエルニーニョ/ラニーニ



第 1.2.4 図 大気・海洋の変動の時間・空間スケールの模式図
横軸は代表的な時間スケールで分～100年、縦軸は空間スケールで100m～数万km。季節予報に直接関係する変動に色を付けた。図の下には、関係する予報名を付加した。

現象は、海洋と大気の相互作用による年々変動（年から数年単位の変動）のうち最も卓越するものであるとともに、熱帯域における大規模な積雲対流の活動を通して、中・高緯度の大気にも影響を与えることから、季節予報のうち、予報期間が長い3か月予報や暖・寒候期予報にとって重要な変動である。

なお、図ではこれらの変動を別々に書いたが、それぞれ相互作用しつつ変動する。特に、総観規模の高・低気圧と準定常ロスビー波やブロッキングとの相互作用は、後述する予測可能性への影響を含め季節予報にとって重要な過程である。

また、アジア大陸の東に位置する日本は、大陸規模の海陸分布に起因する熱的、あるいは力学的な影響で生じる季節風（アジアモンスーン）の影響を強く受ける。そのアジアモンスーンの活動は、先の（1）～（6）などに伴い様々な時間スケールで変動する。異常天候早期警戒情報から暖・寒候期予報までの全ての季節予報にとって重要な変動である。

季節予報の担当者は、このような変動と天候との関係、変動間の相互の関係、そしてそれらのメカニズムを知っておく必要がある。本書の第2章で詳しく説明する。

1.3 季節予報の予測可能性

明日・明後日の天気予報も季節予報も数値予報モデルによる大気の変動の予測に基づいて予報する、という点では同じである。両者の本質的な違いは予報時間の長さであり、予報時間が長くなると予測可能な変動が減ってくるということにある。このため、季節予報は「どんな変動が予測出来てどんな変動が予測出来ないか」、「予測の不確実性はどの程度なのか」といった予測可能性の問題に直面する。

大気の変動には、力学的不安定などによる大気独自の変動（内部変動）と、海面水温や海氷などの境界条件の影響を受ける外部変動がある。前者として代表的なものは、日々の天気を支配し、明日・明後日の天気予報や週間天気予報にとって重

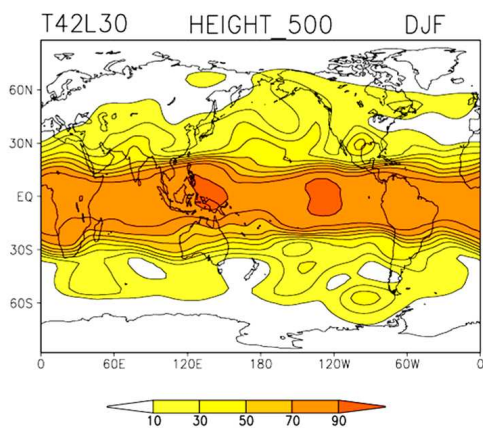
要な総観規模の高・低気圧である。これらの高・低気圧は、気温の南北の勾配に起因する大気内部の力学的な不安定、すなわち傾圧不安定で成長する。また、異常天候早期警戒情報や1か月予報にとって重要で、天候に大きな影響を与え、「異常気象」の主要因ともなる、第1.2節で示した（1）と（2）の変動、すなわちブロッキング高気圧、北極振動なども、日々の高・低気圧よりは時間スケールは長いものの大気の内変動動的な性質が強い変動である。これらの内変動の予測は、数値予報モデルを用いた大気の初期値問題として行うが、大気には初期値に含まれる小さな誤差が予報時間とともに大きく成長するカオス的な性質があるため、それが現象の変動と同程度の大きさとなってしまいうような1か月を超える長い時間の予測はほとんど出来ない。このため、3か月予報や暖・寒候期予報にとっては、内変動の多くは予測不可能な「ノイズ」となる。

一方、後者の海面水温や海氷などの境界条件による外部変動としては、第1.2節で示した（4）、すなわちエルニーニョ/ラニーニャ現象の影響を受ける大気の変動が代表的である。エルニーニョ現象発生時には中部・東部太平洋赤道域の海面水温が上がることで太平洋熱帯域における積雲対流活動域が平年よりも東に偏り、それによる大気の加熱の偏りのために熱帯のみならず中・高緯度の大気循環も変化する。エルニーニョ現象は、赤道域における海洋のゆっくりとした運動を主体とする、季節から年々の時間スケールの変動で、数か月先までは予測可能であり、その影響による大気的外部変動も予測可能である。また、熱容量の大きな海洋は大気に比べて一般に変動の時間スケールが長く、その影響による大気の変動も持続性が長い。3か月予報や暖・寒候期予報にとっては、このように季節から年々の時間スケールでゆっくりと変動する海面水温などの境界条件の影響による大気的外部変動が頼りである。すなわち、外部変動は3か月や暖・寒候期予報の「シグナル」となる。

では、「シグナル」と「ノイズ」の比はどのくら

いか。第 1.3.1 図に杉(2002)が数値予報モデルを用いた実験により見積もった冬(12~2月の3か月平均)の500hPa高度場の予測可能性を示す。500hPa高度場の変動のうち、海面水温の変動で説明できる割合を示したもので(ここでは、「シグナル」の分散/(「シグナル」の分散+「ノイズ」の分散))、日本付近は20~30%程度となっている。すなわち、大気の変動のうち20~30%程度が「シグナル」で残りの70~80%程度が「ノイズ」ということである。このように、予測できない「ノイズ」が大きいということが、季節予報が難しいことの根本的な理由となっている⁴。

本節の最後に、季節予報における時間平均の意味について触れておく。ここまで述べたとおり、季節予報にとっての「ノイズ」は、「シグナル」より時間スケールが短い大気の内変動に起因する。このため、時間平均することによって「ノイズ」の大きさをある程度低減できると考えられる。日々の天気図で見られる総観規模の高・低気圧が、月平均した天気図(月平均天気図)では消えてしまうことがその例である。一方、時間スケールが



第 1.3.1 図 冬(12~2月)における500hPa高度の3か月平均場の予測可能性の指標(R)等値線間隔は10%。ここで $R = S^2 / (S^2 + N^2) \times 100$ で、 S^2 はシグナルの分散、 N^2 はノイズの分散。杉(2002)より。

⁴ 1か月予報にとっては、ブロッキング高気圧や北極振動など、総観規模の高・低気圧よりは時間スケールが長い大気の内変動的な性質が強い変動が重要なシグナルとなる一方、主なノイズは総観規模の高・低気圧である。第3章で詳しく述べる。

長いエルニーニョ現象などに伴う外部変動の大きさ、すなわち「シグナル」の大きさは、時間平均してもあまり変わらない。このことは、時間平均することによって、「ノイズ」に対する「シグナル」の比が大きくなることを意味している。これが3か月予報や暖・寒候期予報が、1か月や3か月平均の気温などを予報していることの本来的理由である。また、1か月予報が1週間平均以上の気温などを予報対象としていることの本来的理由も、総観規模の高・低気圧による「ノイズ」の大きさを減らすためである。

本節で述べた「予測可能性」の問題は、季節予報を行う上で避けて通れない問題なので、本書の第3章で詳しく説明する。

1.4 季節予報のための数値予報システムの現状

本節では、季節予報のための数値予報システムの現状について、その特徴を中心に述べる。仕様や予測精度などの詳細は第3章で述べるので参照されたい。

1.4.1 観測と客観解析

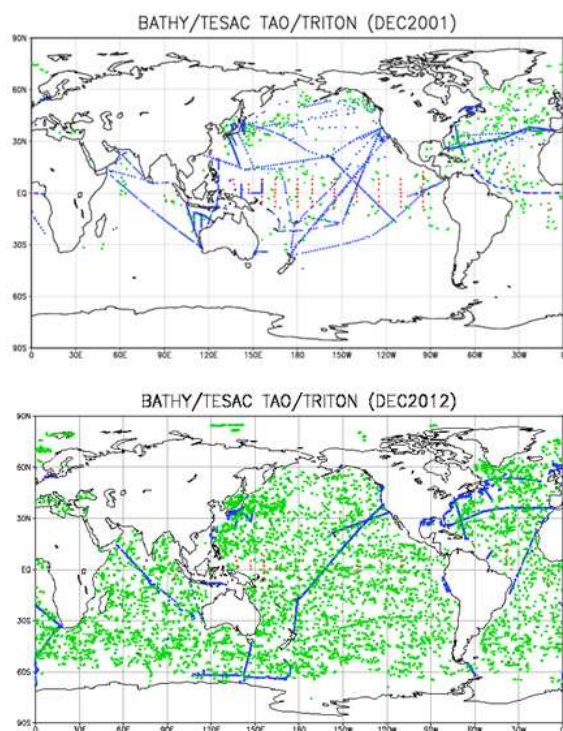
全ての季節予報の始まりは、全球の大気、海洋、陸面の観測である。観測から始まることは短期・週間天気予報と同じであるが、大きな違いは季節予報では海洋内部の観測が重要なことである。海洋内部の観測は2000年に始まったアルゴ計画で構築された全球の海洋観測網により、それ以前とは比較にならないほど充実した(第1.4.1図)。2012年現在、全球に3,500台以上のアルゴフロートが展開され、10日に1回、海面から深さ2,000mまでの水温と塩分を観測している。

観測データを収集・品質管理した後に、数値予報モデルの初期値とすることを目的として、モデルの3次元空間のすべての格子点で、ある時刻の気温、風、水温などの大気、陸面、海洋の状態を求める客観解析を行う。このうち、水温や海流などの海洋内部の解析値を求めることが、季節予報のための客観解析の特徴のひとつであり、現在は、気象研究所で開発した3次元変分法による全球海

洋データ同化システム(Usui et al. 2006)を用いている。

また、利用可能な過去の観測データと気象庁の数値予報解析システムを用いて作成した全球大気・陸面の客観解析値(長期再解析値)であるJRA-25(Onogi et al. 2007)と、JRA-25と同じ仕様の気象庁気候データ同化システム(JCDAS)によりリアルタイムで作成される客観解析値を用いていることも特徴である⁵。季節予報は「過去と比べてどういった天候となるか」を予報するものなので、その基盤的なデータとして、過去から現在までの長期間において一貫した品質を持つJRA-25/JCDAS データは非常に重要である。このJRA-25/JCDAS データは、

- (1) 3か月、暖・寒候期予報のための数値予報モデルの初期値
- (2) 全球海洋データ同化システムの境界条件
- (3) 過去の予報実験の初期値と評価用データ
- (4) 全球大気・陸面の実況監視用データ



第 1.4.1 図 海洋の表層観測点の分布
上：2001年12月、下：2012年12月。緑の点がアルゴフロートの観測点。

⁵ 気候データ同化システムをリアルタイムで運用している機関は、気象庁と米国海洋大気庁のみである。

など、現業的に様々な用途で利用されている⁶。なお、現在、JRA-25の後継として1958～2012年を対象とした、より長期間で高精度な気象庁55年長期再解析(JRA-55)を実施中であり、2013年中には完成する見込みである。季節予報のための数値予報システムでの利用データも、順次、これに切り替えていく。

1.4.2 数値予報と予測資料

(1) 季節予報のための数値予報

第1.3節で説明した通り、3か月予報や暖・寒候期予報とは、簡単に言ってしまうと、大気の変動のうち外部変動という「シグナル」を頼りに、内部変動による「ノイズ」の大きさも含めて予測することである。「シグナル」を予測するためには、熱容量が大きく運動も遅い海洋の変動を予測する事が本質的に重要である。一方、海洋の変動も大気の影響を受けることから、大気の変動、海洋の変動、そして両者の相互作用を予測できる「大気海洋結合モデル」が必要となる。また、「ノイズ」の大きさを予測するためには、予測の不確実性を適切に推定するためのアンサンブル予報システム(確からしさが同等な複数の数値予報を行うシステム。アンサンブルを構成する個々の数値予報をメンバーと呼ぶ)が必要である。これらを実現するために、気象庁では、長年、数値予報モデルの改良、大気、海洋、陸面初期値の改良、アンサンブル手法の改良等の技術開発を行ってきた。その到達点のひとつが、2010年2月に実施した、3か月予報と暖・寒候期予報への大気海洋結合モデルの導入である。これにより、それまで用いていた統計的に予測された海面水温分布を与えた大気モデルによる予測に比べ、特に、熱帯の海面水温の予測と、その影響による大気的外部変動、すなわち「シグナル」の予測精度が大きく向上した。具

⁶ JRA-25/JCDAS データは国内外の気象・気候の研究目的でも多く使われ、研究で得られた科学的な知見は、季節予報業務の高度化に大いに貢献している。なお、1か月数値予報のための初期値には、気象庁の全球速報解析値を用いている。

体的には、

ア．エルニーニョ現象の予測精度が世界最高水準となった⁷

イ．西部太平洋熱帯域、インド洋熱帯域、大西洋熱帯域の海面水温の予測精度について、平年偏差が続くと仮定する持続予報の精度を上回る

ウ．熱帯域の降水量の予測精度、特に夏のアジアモンスーン域の降水量と関連する循環の予測精度の向上が顕著（第 1.4.2 図）

などである。ただし、

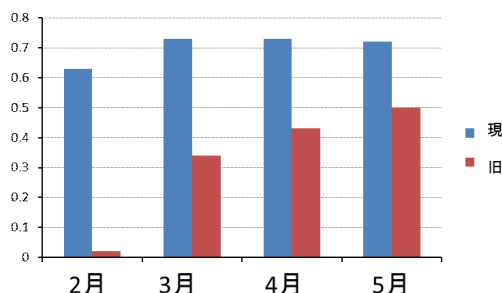
ア．エルニーニョ現象の振幅が自然に比べて大きすぎる

イ．エルニーニョ現象に伴う海面水温偏差のパターンが自然のパターンと異なる

ウ．中・高緯度の偏西風に大きな系統的な誤差がある

エ．熱帯域の「ノイズ」が小さすぎる

など、今後のモデルやアンサンブル手法の改善により克服すべき課題も多い。また、近年、天候への影響が注目されている北極海の海氷はモデルでは平年値を用いており、その年々変動の効果を取り入れることも課題である（気象庁 2010）。



第 1.4.2 図 夏（6～8月）のアジアモンスーン循環指数(DU2)の予測精度（アノマリー相関係数）
横軸は予測初期の月。1984～2005年の22年間のハインドキャストで評価。青：大気・海洋結合モデル（現モデル）、赤：旧モデル。ここでのアジアモンスーン循環指数(DU2)の定義は、850hPa 東西風平年偏差で（5°N～15°N、90°E～130°E）の領域平均と（22.5°N～32.5°N、110°E～140°E）の領域平均との差。東南アジアからフィリピン海にかけてのモンスーントラフの深さの指標。大気海洋結合モデルの導入で予測精度が大きく向上したことがわかる。

一方、1か月予報にとっては、大気の内変動のうち、第 1.2 節で述べたブロッキング高気圧、定常ロスビー波、北極振動、あるいは熱帯の季節内変動など、総観規模の高・低気圧に比べて空間スケールが大きく、時間スケールも長い変動（大気の長周期変動）をその不確実性も含めてきちんと予測することがより重要である。このため、1か月予報には、3か月予報などに用いている大気海洋結合モデルではなく、内変動の予測により適するように空間解像度を細かくした大気モデルを用いている。もちろん、予測の不確実性を評価するためのアンサンブル予報も行っている。気象庁が世界に先駆けて1か月予報に数値予報を導入したのは1996年のことで、以後、モデルやアンサンブル予報手法の改良を重ね、予測精度は着実に向上している⁸。また、予報作業を重ねる中で、1か月予報にとって重要な大気の長周期変動とその予測可能性についての理解も深まっている。現在の最も大きな問題は、1か月予報のうち後半の予報にとって特に重要な、熱帯の季節内変動のモデルによる再現性や予測精度が十分でないことである。

（2）数値予報資料

気象庁の季節予報のための数値予報システムの特徴のひとつは、数値予報モデルのバージョンアップに先立ち、モデルの予測特性を把握するために過去の事例を対象とした多くの事例の予報実験（ハインドキャスト）を行っていることである。

1か月予報、3か月予報、暖・寒候期予報ともに約30年分の予報実験を行っている。ハインドキャストをJRA-25長期再解析データなどで評価し、その結果を数値予報による予測の補正に用いたり、季節予報の現業作業において予報担当者が数値予報モデルの予測特性を確認するために使っている。

季節予報のための数値予報の予測図としては、ア．予測された「シグナル」を把握するための資料（アンサンブル平均図）と、「ノイズ」を

⁷ 第 2.4.46 図などを参照のこと。

⁸ 第 3.2.2 図などを参照のこと。

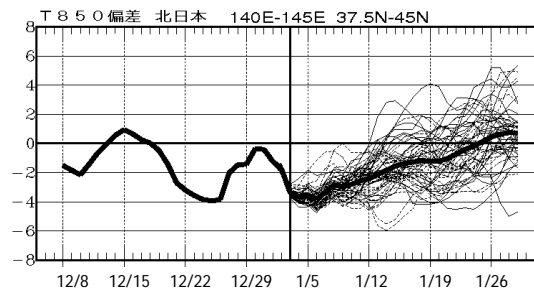
把握するための資料（メンバー間の予測のばらつきを示すスプレッド図）

イ．大規模な大気の流れの予測を把握するための、期間平均した北半球予想図や熱帯・中緯度予想図

ウ．大規模な大気の流れの時間変化を把握するための、領域平均した 850hPa 気温偏差などの各種指数の予測時系列図（第 1.4.3 図）

などが挙げられる。このうち、短期予報や週間天気予報では馴染みの薄い熱帯・中緯度予想図は、エルニーニョ/ラニーニャ現象などの熱帯域の海面水温分布の中緯度大気への影響を把握するために作成しているもので、3 か月予報、暖・寒候期予報の主要な予測天気図である。

数値予報の予測結果を発表する予報要素の確率（例えば、1月の東北地方の気温が高い確率）などに統計的に翻訳する、数値予報ガイダンスも作成している。この数値予報ガイダンスは、前述したハインドキャストの結果を用いた MOS(Model Output Statistics)方式による線形重回帰式を採用し、数値予報モデルの予測特性を反映したものとなっている。ただし、異常天候早期警戒情報と1か月予報に用いる数値予報ガイダンスと3か月予報、暖・寒候期予報に用いるものとは作り方が異なっている。どちらも MOS 方式による重回帰式であることには違いはないが、前者の予測因子としては対象とする地方に最も近い数値予報モデルの格子点値を用いているのに対し、後者は、予測精度の高い熱帯域の海面水温や帯状平均高度場等の予測を用いている。後者は、数値予報結果をより加工して用いているため利用に際しての解釈が難しくなるが、独立資料を用いた検証結果によれば、1か月予報と同じように数値予報の近くの格子点値を予測因子として用いるよりも予測精度が良かったことから採用した。数値予報ガイダンスは、季節予報の予報精度に直接影響を与え、季節予報の高度利用にも欠かせないデータであるため、今後も改良を重ねていく予定である。



第 1.4.3 図 数値予報の予測図の例

2013 年 1 月 3 日初期値の 1 か月予報資料で、北日本域（37.5°N～45°N、140°E～145°E の領域平均）の 850hPa 気温平年偏差のアンサンブル予測の時系列。7 日移動平均。横軸は 7 日移動平均の真ん中の日付け。細黒線：各アンサンブルメンバーの予測、太黒線：過去 1 か月間の解析とアンサンブル平均予測。例では予報初期の低温傾向が 2 週目までは続く可能性が大きいものの、次第にアンサンブルメンバー間のばらつきが大きくなり、予測の不確実性が大きくなることわかる。

1.5 季節予報の今後

第 1.5.1 表は最近 20 年程度の技術の進展と予報・情報の改善のトピックである。この 20 年間に、1 か月予報への数値予報の導入と確率予報の開始（1996 年）、大気海洋結合モデルによるエルニーニョ予測の開始（1999 年）、季節予報を含む気候情報の基盤的なデータである JRA-25 長期再解析の完了（2006 年）、数値予報ガイダンスの改良と異常天候早期警戒情報の発表開始（2008 年）、大気海洋結合モデルによる季節予報の開始（2010 年）などを実施した。このとおり、気象庁は、着実に季節予報技術を改善し、その成果を生かした業務改善を行ってきた。

しかしながら、予報に対する社会からの強い要望に十分には応えていないという状況は、大きくは改善されていない。例えば、2010 年に気象庁が製造業や小売業などの各産業分野を対象に実施した利用者ヒアリング調査では、季節予報は「参考程度」に利用されるケースが多く、何らかの行動を起こすための「意思決定」に使われるケースは少ないと報告されている（気象庁 2011）。今後の季節予報は、利用者が行動を起こすための「意思決定」により使われることを目指す。そのために必要なことは、

- (1) 数値予報モデルの改良を軸とする予報技術の改善による予報精度の向上
 - (2) 利用しやすい情報の作成と提供
- である。

(1) に関して1点述べておく。それは、1か月予報の後半や3か月予報の1か月目の予測の改善の鍵である、熱帯の季節内変動の予測精度向上である。これに関しては、雲を解像する高解像度の数値予報モデルを用いることで熱帯の季節内変動の予測精度が改善されたとする研究(Miura et al. 2007)もあり、また、この変動の予測を主なターゲットとした世界気象機関(WMO) / 世界気候研究計画(WCRP)の研究計画も2013年に開始される。大気の内変動に基づく予報の限界を伸ばすという重要な取り組みであり、国内外の研究者とも協力しつつ改善を図っていく。季節予報への数値予報モデルの導入が意味する最も重要なことは、その改良により、着実に予測精度の向上が図れることである。数値予報を含む季節予報システムの技術開発により、季節予報の精度は確実に向上する。

また、数値予報モデルの改良と並行して、季節予報に関わる変動とその予測可能性に対する調

査・研究を進めることも重要である。数値予報モデルによって予測された変動のメカニズムが理解できないと、季節予報作業においてモデルの予測を的確に利用できない。気象・気候研究の専門家で構成される異常気象分析検討会の委員など、国内外の研究者と協力しつつ、調査・研究を進めていく。

(2) に関して、前述した利用者ヒアリング調査で明確に意識された問題点は、季節予報の利用者が季節予報の内容や性質を正確に知らない一方、季節予報の作成者(すなわち気象庁)は各利用分野における天候の影響やその悪影響を軽減するための対策をほとんど知らない、ということである。利用を進めるためには、まず、季節予報の利用者と作成者の間の相互理解を深めることから始めなければならない。このような考え方に沿って、気象庁は、利用者、特に農業研究機関などの利用分野の専門家と連携して、また、マスコミなどの季節予報を一般に伝える中間的な利用者と相互理解のための対話を重ねつつ、プロダクトの改善や解説の強化、普及のための説明会の実施など、季節予報の利活用促進の取り組みを強化していく。

第 1.5.1 表 近年における主な季節予報技術の進展と業務改善

1995 年	海洋データ同化の開始
96 年	1 か月アンサンブル数値予報の導入と確率予報の開始
99 年	大気海洋結合モデルによるエルニーニョ予測の開始
2001 年	JRA-25 長期再解析に着手
02 年	陸面データ同化の開始
03 年	数値予報モデルによる 3 か月、暖寒候期予報の開始
06 年	JRA-25 長期再解析の完了
07 年	異常気象分析検討会の設置
08 年	MOS 方式の数値予報ガイダンスの作成と異常天候早期警戒情報の発表開始
09 年	エルニーニョ監視速報の拡充(インド洋熱帯域と西太平洋熱帯域の予測の追加)
10 年	大気海洋結合モデルによる季節予報の開始
12 年	異常天候早期警戒情報への降雪に関する情報の追加

1.6 季節予報担当者に必要な知見

本章の最後に、第 1.4 節で示した季節予報のための数値予報システムを含め、季節予報の作成から提供までの過程を第 1.6.1 図に示しつつ、季節予報担当者の役割と求められる知見を説明する。

第 1.6.1 図の緑の囲みで示したとおり、季節予報担当者の役割は、数値予報システムで作成されたデータなどに基づき、

- (1) 天候と、関連する大気・海洋・陸面の大規模な変動を監視し、状態を診断する
- (2) (1)や第 1.4 節で説明した数値予報に基づいて、予報や天候に関する情報を作成し、一般に提供する
- (3) 発表した予報や情報を利用者に解説することである。

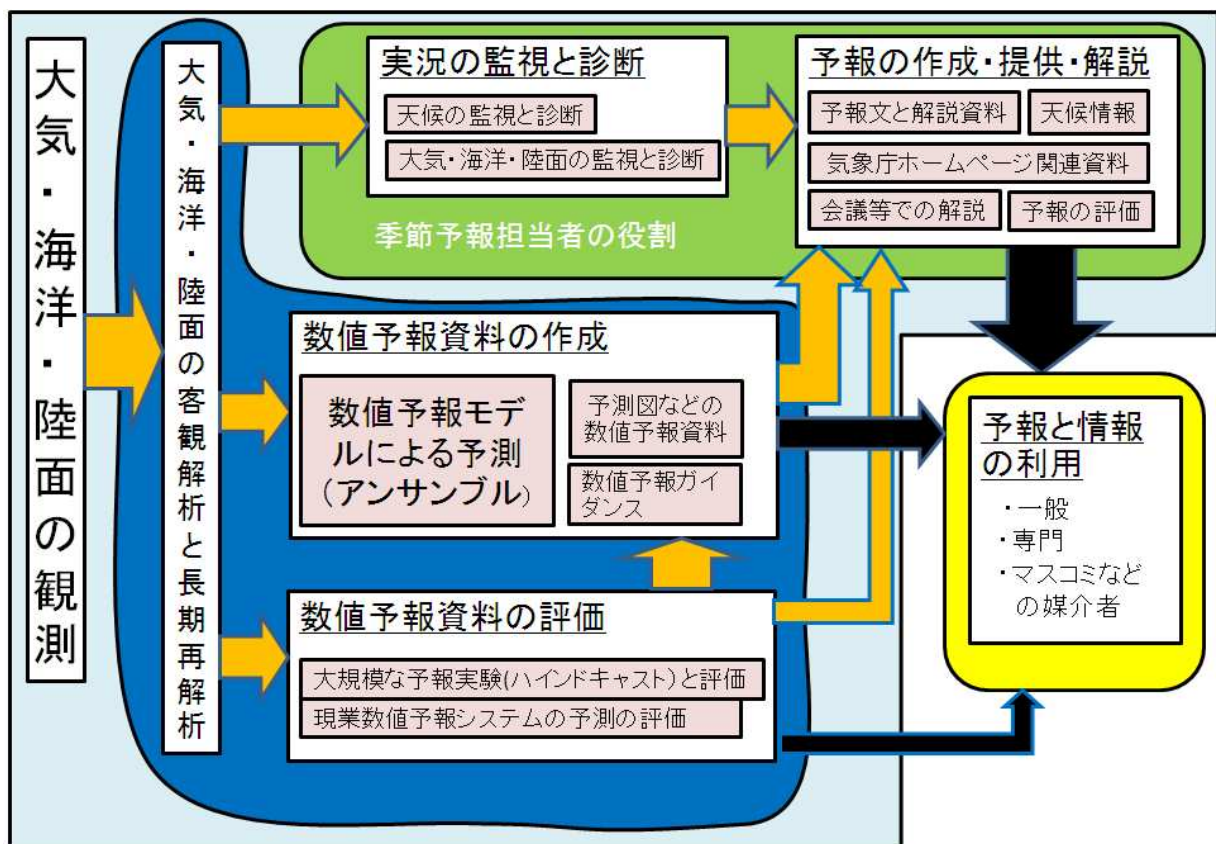
これらの業務を的確に実施するために必要とされる主な知見は、

- (1) 日本あるいは地方の天候に関する知見

- (2) 季節予報に関する大規模な大気・海洋の変動とそれらが天候に与える影響に関する知見
- (3) 季節予報に関する大規模な大気・海洋の変動の予測可能性に関する知見
- (4) 予測資料とその特性（予測精度を含む）に関する知見
- (5) 季節予報作業に関する具体的な知見
- (6) 天候が社会に与える影響と対策に関する知見

である。季節予報の担当者がこれらの知見を身に付け、数値予報資料を使いこなし、的確に予報を作成し解説することが、「季節予報が利用者の意思決定により利活用される」ために不可欠なことである。

季節予報担当者の能力向上のための教科書として毎年発行している「季節予報研修テキスト」は、前年に行われた季節予報改善のトピックをまとめ



第 1.6.1 図 季節予報の作成と提供の過程の模式図

た「特論」的な性質が強く、季節予報全般については学べない。そこで、今年度は特別に、近年の季節予報に関わる科学・技術の進歩の成果も含め、季節予報の基礎から実践的な知識まで学べるテキストとして、「総論」的な性質を持つ本書「季節予報作業指針」⁹を作成した。

本書では、上記した知見のうちの(1)~(5)までを総合的に解説した。この第1章では、全体のイントロとして季節予報の概要を述べた。第2章では、まず平年の天候について解説し、次に、平年の天候やその変動に関わる、すなわち季節予報に関わる大気・海洋現象について解説した。続いて、第3章では季節予報の予測可能性と現在の予測システムについて述べ、第4章では季節予報作業の実際について解説した。第4章までを読めば、季節予報について一通り学べる。さらに深く学ぶために、第5章では季節予報に関する気象力学の基礎知識を解説したので、必要に応じて読んで頂きたい。また、第6章には、季節予報に用いる用語解説を取りまとめた。本書を読むことで、季節予報の担当者としての専門性を高めて頂きたい¹⁰。

なお、身につけた季節予報についての専門性、特に、天候に関する知識、大規模な大気・海洋の変動とそれらに関する気象力学の基礎知識は、地球温暖化や異常気象分析などの気候情報の他の分野、短期予報や週間天気予報、海洋の分野、あるいは数値予報開発や気候研究の分野などに担当が変わった場合にも必ず役に立つものであり、役立

てて頂きたい。「季節予報の専門家」になるつもりはないと考えている方も、将来の糧になると考え学んで頂きたい。

参考文献

- 気象庁, 2010: 季節予報への大気海洋結合モデルへの導入. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 104pp.
- 気象庁, 2011: 2010 年平年値. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 131pp.
- 杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成 14 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
- Miura, H., M. Satoh, T. Nasuno, A. T. Noda, and K. Oouchi, 2007: A Madden-Julian Oscillation Event Realistically Simulated by a Global Cloud-Resolving Model. *Science*, **318**, 1763-1765.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.

⁹ この「季節予報作業指針」は、平成 24 年度季節予報研修テキストとして 2012 年 12 月現在の内容で発行する。以降の季節予報業務の変更は、今後発行される季節予報研修テキスト等でフォローしていただきたい。また、「季節予報作業指針」も適宜アップデートしていく予定である。

¹⁰ 本書の内容には、毎年発行している「特論」的な季節予報研修テキストの内容と重なる部分もあるが、それは「総論」的な性質を持つ本書を読むことで、季節予報に関する一通りの知見を身に付けて頂くことを狙ったためである。従って、これまでの特論的な「季節予報研修テキスト」の内容を理解されている方は、本書のうち必要と思われる箇所だけを選んで読んで頂ければよい。

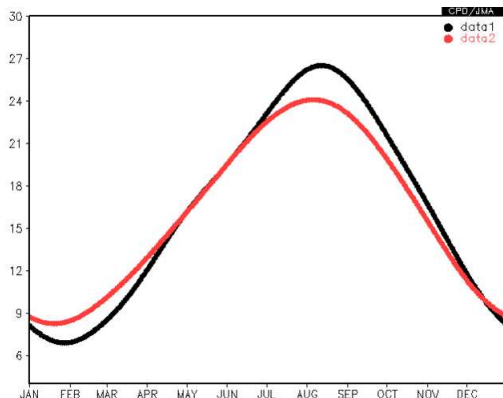
2 季節予報に関わる大気・海洋現象

2.1 はじめに¹

第1章で述べたとおり、季節予報は平年の天候からの偏りを予報するが、そのためにはまず、平年の天候の季節変化と年々の変動の特性を知り、加えて、それらの背景となる大気・海洋の大規模な現象を知っておく必要がある。本章ではそれらの事項について解説する。

第2.1.1図は、気象庁の長期再解析データ(JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007)で求めた $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ で平均した2m気温(地上から2mの気温)の平年値の季節変化である。赤線はすべての経度で帯状平均($0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ で平均)したもの、黒線は日本付近の $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ で平均したものである。どちらの気温も年周期での季節変化が明瞭である。気温の季節変化は、第一次近似としては太陽高度の変化が決めている。太陽高度が高い夏に気温が高く、太陽高度が低い冬に気温が低い。これはどの経度でも同じである。

日本付近と帯状平均とを比較すると、日本付近の方が季節変化の振幅が大きい。同じ緯度帯では帯状平均よりも日本付近の方が季節変化が大きい、ということである。このことには、冬と夏に卓越する季節風が寄与している。第2.1.2図は日本付

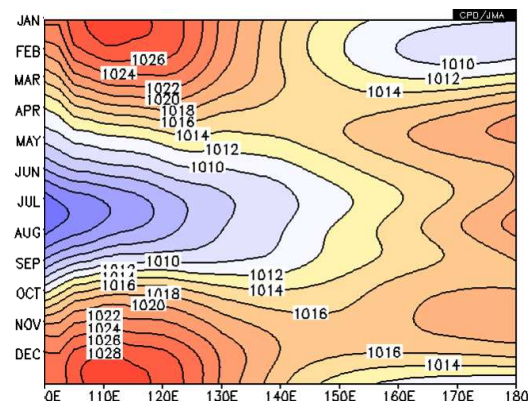


第2.1.1図 2m気温の平年値の季節変化

横軸は日で1月1日～12月31日まで。黒：日本付近($30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ で平均)。赤：帯状平均($30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ で平均)。長期再解析データの2m気温の平年値(1981～2010年の30年平均値)より。

近の緯度($30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ で平均)の海面気圧の経度時間断面図である。冬は日本の西の大陸側で気圧が高く、東の海洋側で低い。一方、夏は西で低く東で高い。この気圧配置は、海陸の熱容量の違いによる大気加熱の差(冬は陸でより冷やされ海洋で暖められ、夏は陸でより暖められ海で冷やされる)を主要因として形成される。この気圧配置の影響で冬は北寄りの、夏は南寄りの季節風が吹く。季節風は、本来、海陸の温度差を減らすように吹くが、西の陸域、東の海洋に挟まれた日本では、コリオリ力の影響で冬の季節風が北寄りの成分を持ち寒気移流となり、夏の季節風が南寄りの成分を持ち暖気移流となる。このことが、日本付近が帯状平均よりは気温の季節変化が明瞭となることの一因である。

また、第2.1.1図から、低温と高温のピークの時期が日本付近の方が帯状平均よりも遅いことがわかる。季節進行の観点からは、熱容量の大きい海洋の影響を日本付近の気温の方が帯状平均よりも受けていると言える。第2.1.3図に、7月と8月の2m気温の平年値の差を示す。8月には大陸では既に気温が下がり始めているが、日本海～日本～北太平洋にかけてはまだ上昇している。日本の天候が、熱容量の大きな海洋の影響を受けていることがよくわかる。また、第2.1.4図に、日本付近の緯度で平均した地上気温の変化率(5日間に

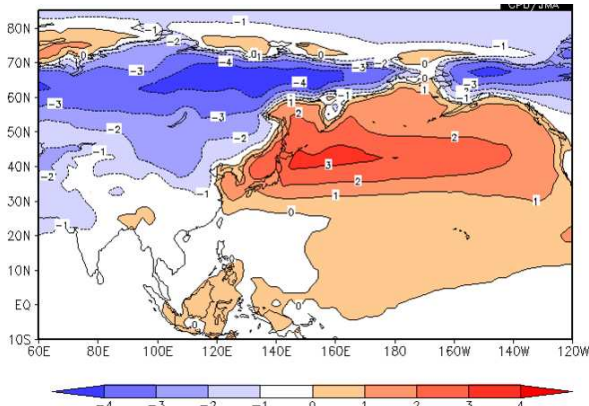


第2.1.2図 日本付近の緯度($30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$)で平均した海面気圧の経度時間断面図

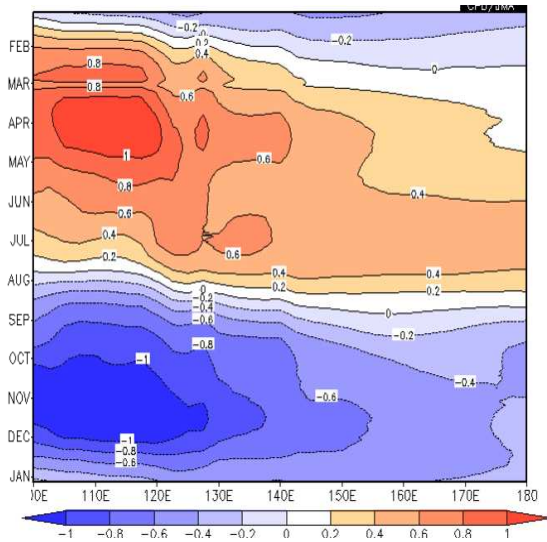
横軸は経度($100^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$)、縦軸は日付(上から1月1日～12月31日)。等値線間隔は2hPa。長期再解析データの海面気圧の平年値(1981～2010年の30年平均値)より。

¹ 前田 修平

おける変化)の経度時間断面図を示す。冬から春(夏から秋)の変化に注目すると、熱容量の小さな大陸上で先に気温が上がり(下がり)、熱容量の大きな海洋では高温(低温)のピークが遅れること、両者の間に位置する日本付近では等値線が左上から右下に傾いており、西から季節が変化していることが明瞭である。これも海陸分布の影響である。



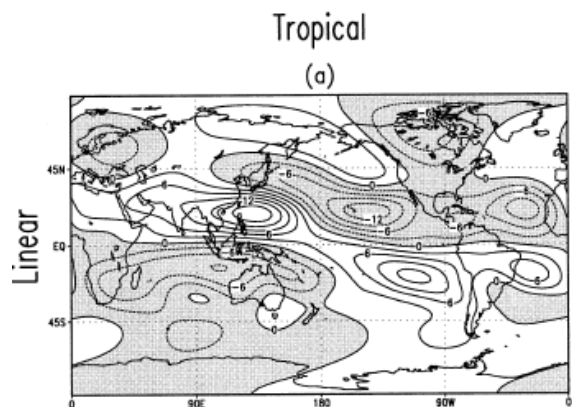
第 2.1.3 図 2m 気温の年平均値の 7 月と 8 月の差
等値線間隔は 1 で + は 8 月が 7 月より地上気温が高い領域。長期再解析データの 2m 気温の年平均値(1981~2010 年の 30 年平均値)より。



第 2.1.4 図 30°N~40°N で平均した 2m 気温の年平均値の 5 日当たりの変化率
等値線間隔は 0.2 (5 日で 0.2 の変化)で、+ は日付とともに気温が上昇する時期。縦軸の日付は 1 月 6 日~翌年の 1 月 5 日。1 月 6 日のところに 1 月 6 日と 1 月 1 日の気温の差を描画。横軸は経度で 100°E~180°。長期再解析データの 2m 気温の年平均値(1981~2010 年の 30 年平均)。

海陸分布は、その場所における熱容量の違いによる地表面加熱の差だけではなく、山岳に偏西風が当たることによって生成される大気の波動(第 5 章で説明する)を通して、熱帯の海面水温分布や熱帯の対流活動への影響を通して、あるいは、移動性高・低気圧の活動の局在化などを通じて、日本の平年の天候に影響を及ぼす。第 2.1.1 図~第 2.1.4 図にはそれらの影響も含まれている。例として、数値モデルを用いて冬(1 月)に平年の熱帯の対流活動が対流圏上層の大気の流れに与える影響を調べた結果を第 2.1.5 図(Held et al. 2002)に示す。日本付近は低気圧性の循環となり、1 月の熱帯の平年の加熱は日本付近の高度を局地的に下げる効果があることを示している。

このようにして形成される大気の状態になんらかの「揺らぎ(変動)」が生じると、日本の天候が平年から偏る。第 1 章で述べたとおり、大気の変動はその要因から 2 つに分けられ、1 つ目は海洋や陸面の状態のゆっくりとした変動の影響を受けた大気の変動であり、大気的外部変動と呼ばれている。その代表がエルニーニョ現象に伴う大気の変動である。2 つ目は、外部からの影響がなくても勝手に変動する大気の内変動である。熱帯の季節内変動や北極振動などがその代表であり、また、偏西風の蛇行もその性質が強い変動で



第 2.1.5 図 熱帯の対流活動に伴う大気加熱が対流圏上層(300hPa)の大気の流れに及ぼす影響(1 月)平年の帯状平均風を基本場として、熱帯域の平年の加熱を与えた場合の大気の線形応答。等値線は 300hPa の流線関数の帯状平均からの偏差で、値は任意。Held et al.(2002)の fig.9 を転載。

ある。

以上のことから分かるとおり、日本の平年の天候を理解するには、海陸分布の影響を受ける大気の季節変化について理解しておく必要がある。また、日本の天候の平年からの偏りを理解するためには、上記のことに加え、偏りをもたらす海洋や陸面の状態の変動とそれによる大気的外部変動、また、大気の内外部変動について理解しておく必要がある。

本章では、まず第 2.2 節で日本の平年の天候の季節変化と年々変動について記述する。続いて、第 2.3 節で日本の平年の天候に影響を及ぼす、大気と海洋の季節変化を中心に、その年々変動についても記述する。特に、日本付近を流れる偏西風、季節風に関係する停滞性の高・低気圧（シベリア高気圧など）、アジアモンスーン、熱帯大気と海洋の平年の季節変化について詳しく記述する。第 2.2 節と第 2.3 節は現象の「記述」が中心であるが、まずはデータ解析結果や天気図解析に基づき「現象を知る」ことが重要なので、そのような構成とした。一方、第 2.4 節では、日本の平年の天候からの偏りをもたらす主要な大気・海洋の変動である、偏西風の蛇行とテレコネクション、熱帯の季節内変動、エルニーニョ/ラニーニャ現象について、その実態とメカニズムを中心に解説する。数値予報の結果を評価しつつ季節予報を作成するためには、対象とする現象に関する「記述」的な知識に加え、「なぜそのように予測されているか」を力学的に理解する能力も求められることから、メカニズムについても説明する。ただし、季節予報に関する現象のメカニズムについては依然として十分に理解されていないことが多く、近年の研究により理解が日々進んでいるという状況である。このため、定説になっていないが、近年の重要な研究成果に基づいてメカニズムを説明することもある。その場合には「こうだ」と言い切らず、「このような研究がある」といった記述をするが、ご理解頂きたい。

特に断らない限り、この第 2 章で用いるデータは以下のとおりである。日本の天候に関しては、

気象庁の地上気象観測値と地域気象観測システム（アメダス）による観測値である。大気循環場データは気象庁の長期再解析値(JRA-25/JCDAS)である。積雲対流活動を推定するデータとして、米国海洋大気庁(NOAA)から提供されている極軌道衛星により観測された外向き長波放射量(OLR、単位: W/m^2)を利用した。海面水温は Ishii et al.(2005)の現場観測データを用いた気象庁の全球解析値(COBE-SST)、海洋内部のデータは、気象庁全球海洋データ同化システム(MOVE-G)により計算された値(Usui et al. 2006)である。平年値としては、1981~2010 年の 30 年平均値を用いた(気象庁 2011)。また、季節の表記については、特に断わらない限りは北半球の季節を指す。

参考文献

- 気象庁, 2011: 2010 年平年値. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部. 104pp.
- Held, I. M., M. Ting, H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling. *J. Climate*, **15**, 2125-2144.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and KOBE Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.

2.2 日本の天候の季節変化¹

季節予報では、予想される天候が平年の状態とどう違うのかが主眼である。しかし同時に、平年と隔たりがない場合にも、平年と同様にどのような天候が見込まれるかは、予報における重要な情報のひとつである。また、平年の天候からの隔たりを予報するためには、まず、平年の天候を知っておく必要がある。ここでは、平年の天候について、平年値（統計期間 1981～2010 年）をもとに見ていく。これら平年の天候状態をもたらず循環場のしくみは、第 2.3 節で詳しく述べる。

2.2.1 気温の季節変化

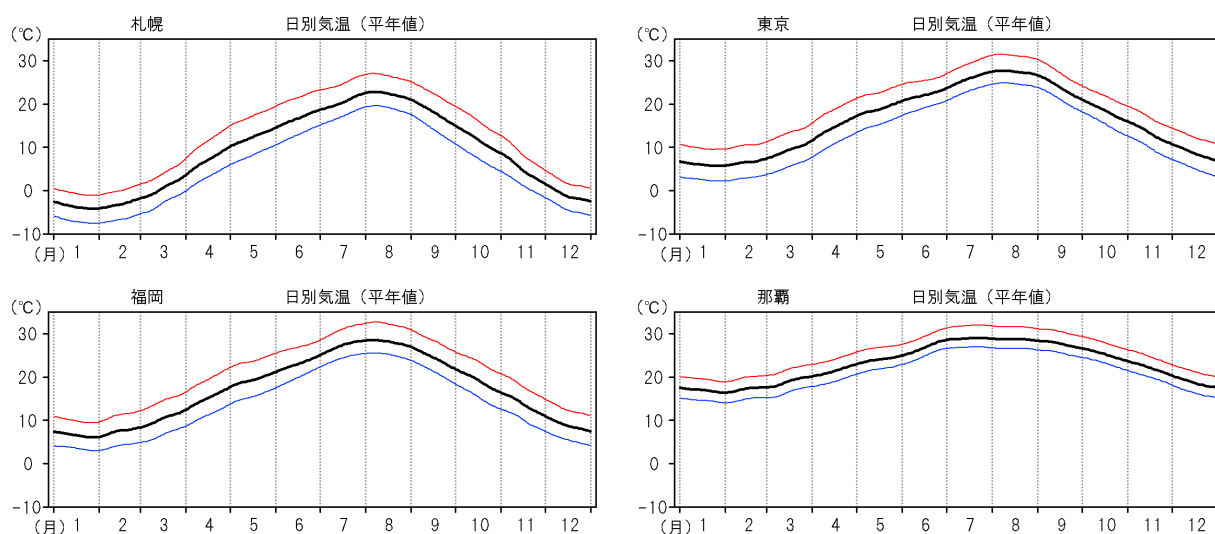
第 2.2.1 図は、緯度の異なる主要都市として札幌、東京、福岡、那覇における日平均、最高、最低気温の平年値の季節変化を示したものである。

年間で最も気温が高い時期は、札幌、東京、福岡では 7 月末から 8 月はじめ、那覇では 7～8 月である。年間で最も気温が低いのは、4 地点とも 1 月末～2 月はじめである。それぞれ、太陽高度が最も高い、あるいは低い時期よりも 1 か月程度遅い。札幌と那覇の夏季の気温差はおおよそ 5 程度だが、冬季には 20 弱と大きくなる。日最高気温と日最低気温との差は札幌、東京、福岡ではいずれも 10 弱だが、那覇は他地点と比べ小さい。

日を追っての気温の変化は、札幌、東京、福岡では 4 月と 7 月に上昇率が大きく、那覇では 3 月と 6 月に大きい。9 月以降の気温の下降は札幌、東京、福岡では 11 月にやや下降率の大きい時期があるが、那覇での下降率はおおむねなだらかである。どの地点も、春から夏への気温上昇よりも、秋から冬にかけての気温下降の方が速い。

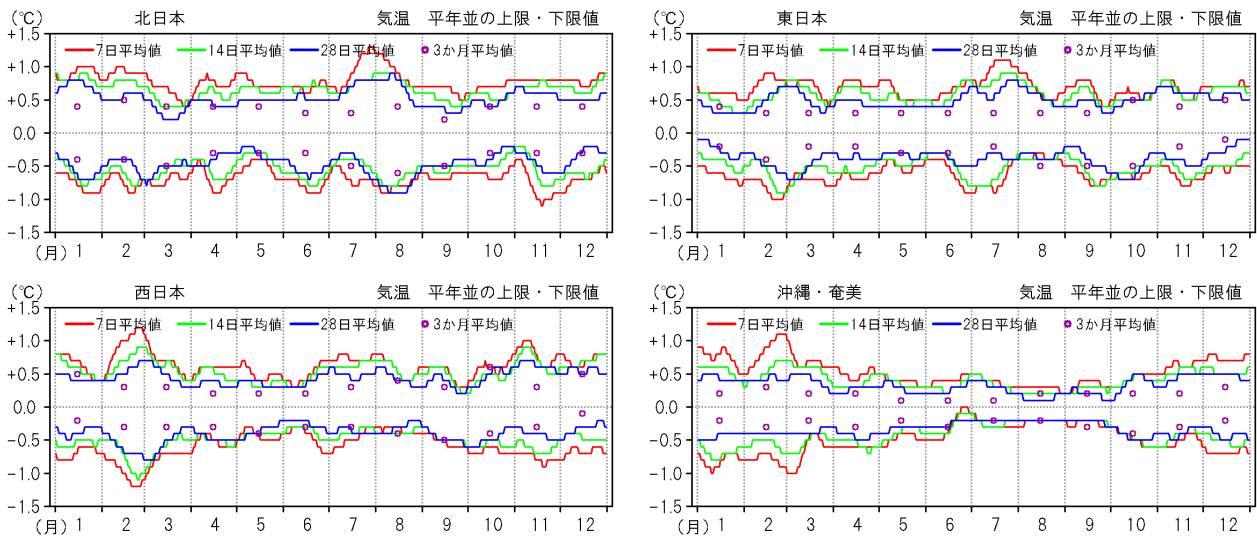
第 2.2.2 図に 7 日、14 日、28 日、3 か月平均気温の平年並の範囲（平年値期間における 30 年間の値を低い順に並べた時の、中程 10 個の値の範囲）を示す（それぞれ平均期間の中日でプロットしている）。平均期間が短いものほど年ごとの変動が大きいため、平年並の範囲も広い。7 日平均気温の平年並の範囲は ± 0.5 を超える時期が多いのに対し、3 か月平均気温の平年並の範囲は ± 0.5 を下回り、 $\pm 0.2 \sim 0.3$ のところもある。

平年並の範囲の大きさはその時期の年ごとの変動の大きさに対応しているが、年ごとの変動に影響を与える現象や影響の程度は地域や季節によって異なる。北日本では、7 月後半から 8 月前半にかけて 7 日平均気温の平年並の範囲が広い時期が見られ、また 11 月には 7 日平均気温の平年並の下限値が低い時期がある。一方、東日本では、2 月と 7 月に 7 日と 14 日平均気温の平年並の範囲が広く、西日本では、2 月と 11 月に平年並の範囲が



第 2.2.1 図 日最高気温（赤線）、日平均気温（黒線）、日最低気温（青線）の平年値

¹ 小林 健二

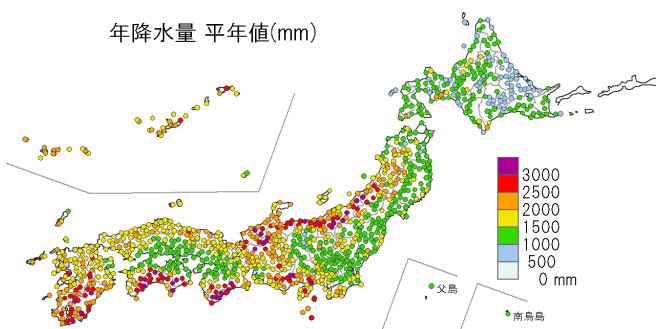


第 2.2.2 図 7 日（赤線）、14 日（緑線）、28 日（青線）、3 か月（紫丸）平均気温の平年並の範囲それぞれの平均気温の中日（3 か月平均気温は真ん中の月）でプロットしている。

広い時期がある。また、8 月や 9 月は 7 日平均から 3 か月まで平年並の幅に大きな差がない。沖縄・奄美では、平年並の範囲が冬に広く、夏に狭くなり、7 日平均では 2 月の終わりから 3 月のはじめに平年並の範囲が大きい。西日本と同じく 8 月や 9 月は 7 日平均から 3 か月まで平年並の幅に大きな差がない一方、冬季は差が大きい。

2.2.2 降水量の季節変化

年降水量平年値の分布を第 2.2.3 図に示す。



第 2.2.3 図 年降水量平年値の分布

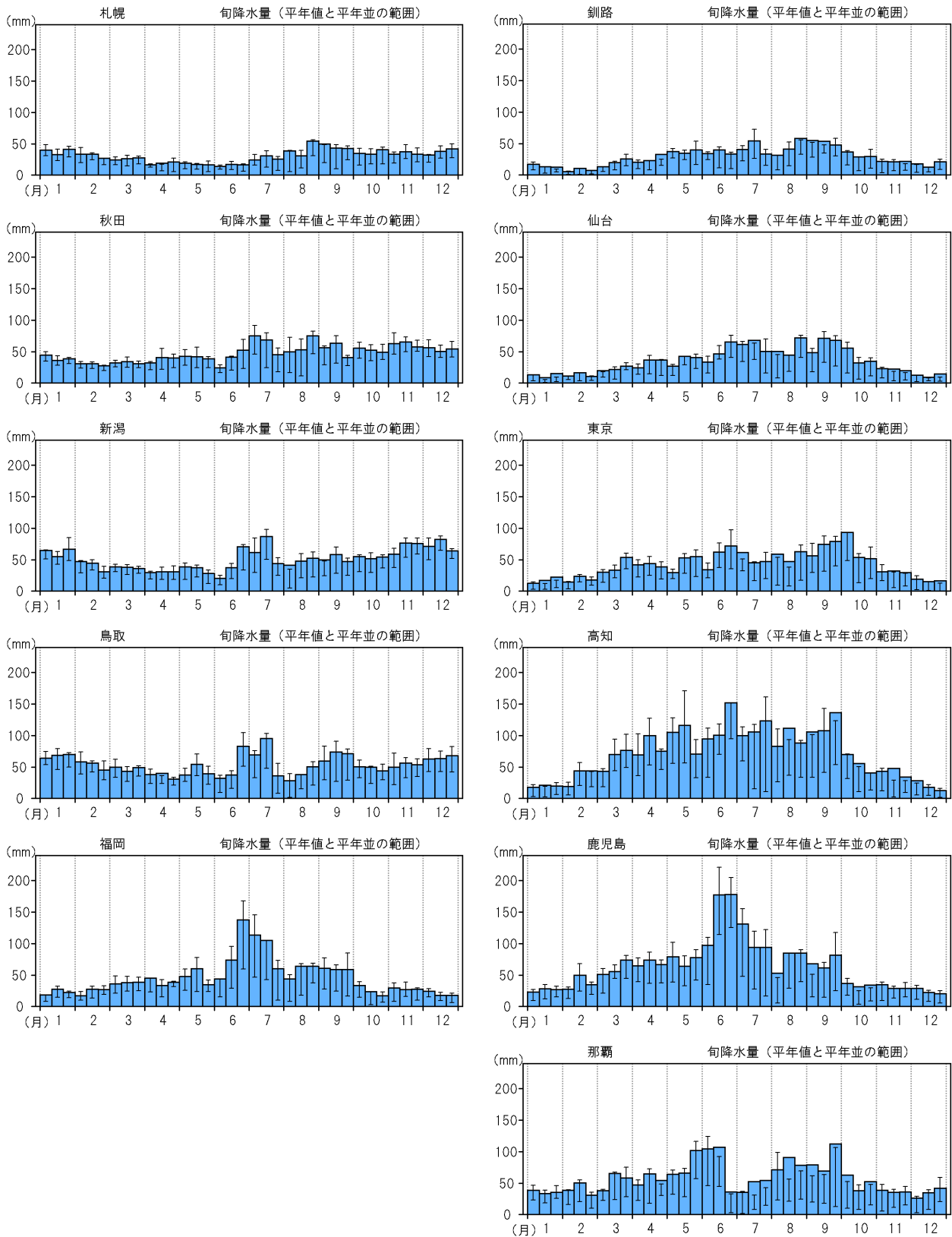
全国的にみて年降水量が比較的多い地域は、東北日本海側から北陸、山陰、九州北部にかけてと、東海から九州南部にかけての太平洋沿岸、そして沖縄・奄美であり、年降水量が 3,000mm を超える

地点もある。一方、北海道、東北太平洋側、関東甲信、そして近畿・中国・四国の瀬戸内側では降水量が比較的少なく、特に北海道ではオホーツク海側を中心に年降水量 1,000mm 未満の地点が多い。

第 2.2.4 図に、日本海側の各都市（札幌、秋田、新潟、鳥取、福岡）および太平洋側の各都市（釧路、仙台、東京、高知、鹿児島、那覇）における旬降水量の平年値を示す。

日本海側のうち札幌、秋田、新潟、鳥取では冬季の降水量がそれ以外の季節と比べ多いが、福岡では太平洋側の地点や那覇と同様、冬季の降水量は相対的に少ない。

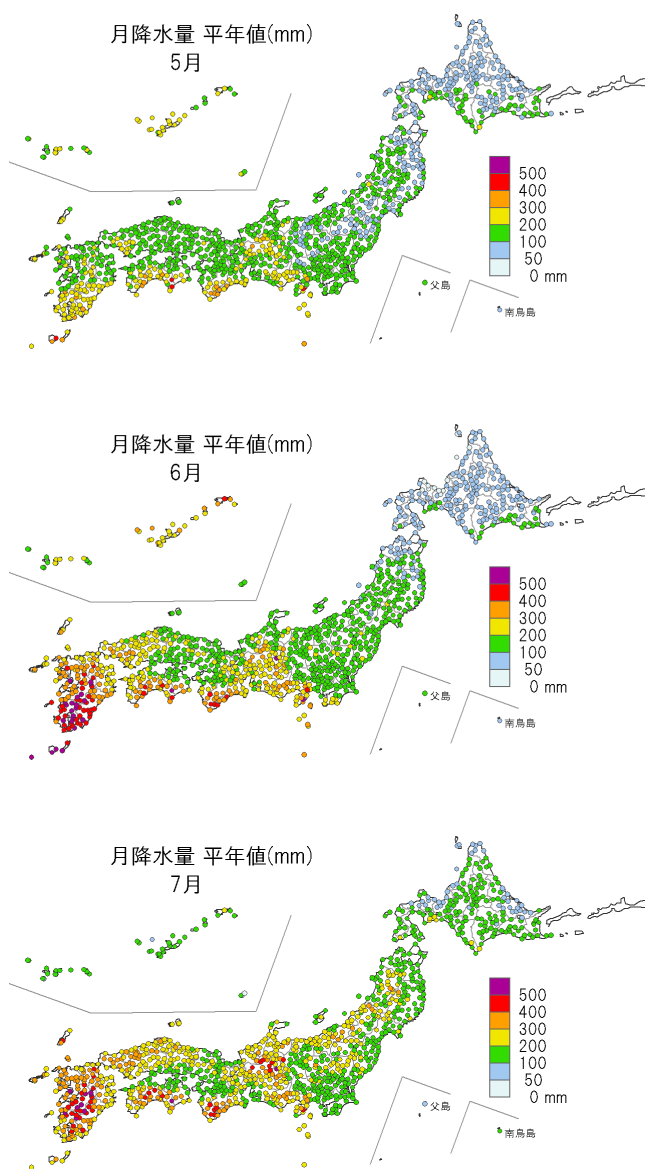
北海道を除く各地点で梅雨時期に相当する降水量の多い時期がみられ、那覇では 5 ~ 6 月、その他は 6 ~ 7 月が該当する。梅雨時期に相当する降水量のピークは、仙台、東京、高知ではあまり明瞭ではないが、福岡や鹿児島、那覇では明瞭である。また、秋雨の時期に当たる 9 ~ 10 月にも、釧路、仙台、東京、鳥取、高知、那覇では降水量の多い傾向がみられるが、5 ~ 7 月と比べると不明瞭である。ただし東京では、9 月中旬から 10 月上旬の降水量は梅雨時期の降水量より多い。福岡では 9 月までは比較的降水量は多いが、10 月に降水量が少なくなる。なお、高知、鹿児島、那覇では夏から秋にかけて、平年並の上限（黒い実線で示



第 2.2.4 図 旬降水量の平年値（左側が日本海側、右側が太平洋側の各都市）
縦の黒い線は平年並の範囲を示す。

された区間の上限)が平年値を下回る場合があり、極端な多雨の年が平年値を引き上げているものと考えられる。

梅雨期間に相当する5月、6月、7月の降水量の平年値を第2.2.5図に示す。



第2.2.5図 5月、6月、7月の月降水量の平年値

季節予報では、梅雨期間の降水量は沖縄・奄美は5月と6月の降水量の合計、それ以外の地方(北海道を除く)では6月と7月の合計としている。以下、月ごとに降水量の多い地点を見ていくと、まず5月は、沖縄・奄美と西日本太平洋側を中心

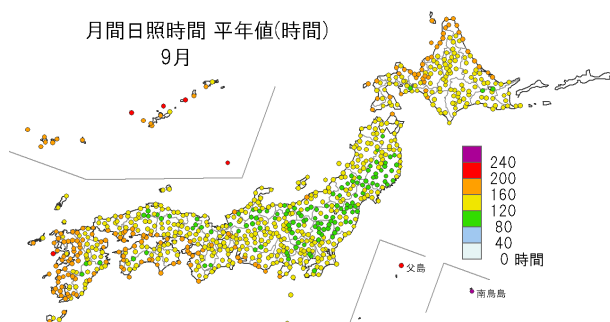
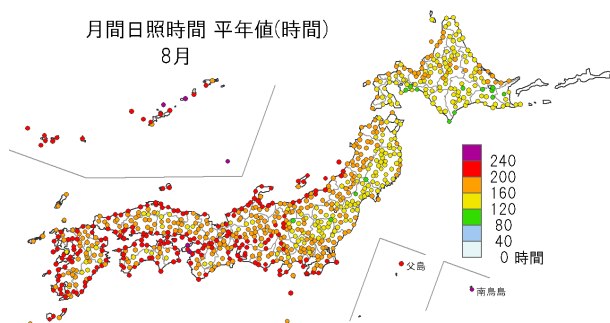
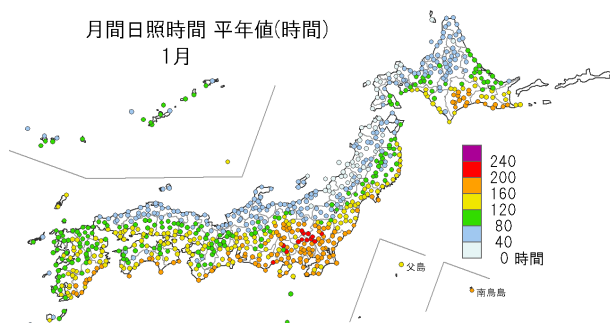
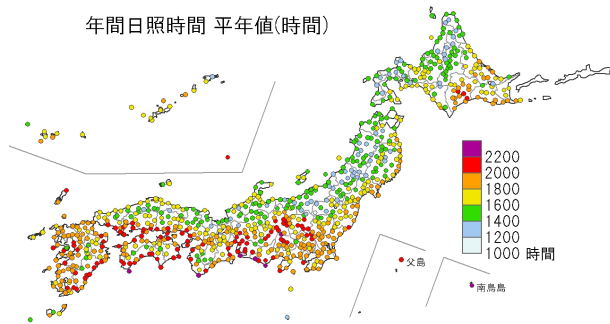
に200mm以上となる地点がある。6月は、沖縄・奄美と西日本太平洋側と西日本日本海側の一部、東日本太平洋側の一部で200mm以上の地点が多く、九州では500mmを超える地点が出てくる。7月になると、西・東日本日本海側や東北地方でも200mm以上の地点がみられるようになり、九州では6月に引き続き500mm以上の地点が分布する。一方、沖縄・奄美ではおおむね200mmを下回る。季節の進行に伴って降水量の多い地域が次第に北上する様子がわかる。

2.2.3 日照時間の季節変化

第2.2.6図に、年間日照時間、1月、8月、9月の月間日照時間の平年値の分布を示す。年間日照時間は、北・東・西日本太平洋側と沖縄・奄美で相対的に多く、1,600時間を超える地点が広く分布している。北・東・西日本日本海側で相対的に日照時間が少ないのは冬季の曇天のためであり、1月の月間日照時間の分布図では、北海道日本海側から山陰にかけて日照時間が少ない傾向が明瞭に現れている。一方、8月の月間日照時間は、北・東日本太平洋側で他の地域に比べやや少なくなっているのが認められる。9月は、全国的に8月より日照時間が少なくなる中、特に東北から関東甲信、北陸から山陰にかけて相対的に少ない領域が見られる。

第2.2.7図に、日本海側の各都市(札幌、秋田、新潟、鳥取、福岡)および太平洋側の各都市(釧路、仙台、東京、高知、鹿児島、那覇)における旬間日照時間の平年値を示す。

冬季は、日本海側の札幌、秋田、新潟、鳥取、福岡では日照時間が少ない一方、太平洋側では夏季とほぼ同様の日照時間となっている(ただし、太平洋側であっても鹿児島ではやや減少がみられる)。那覇は冬季には日本海側の地点と同様に日照時間は少なくなる。冬季の可照時間は夏季に比べ少なくなるので、晴れの日(季節予報では日照率=可照時間に占める日照時間の割合、が40%以上の日を“晴れの日”という)がどれくらいあるかについては、後述の晴れ日数を参照されたい。



第 2.2.6 図 年間日照時間、および 1 月、8 月、9 月の月間日照時間の平年値

札幌では 7 月中旬に日照時間が他の時期に比べやや少なくなるが、他の地点に比べ同時期の減少の程度は小さい。釧路では 6 ~ 8 月の日照時間が他の時期に比べ少ないが、前後の 5 月や 9 月と比べこの時期の降水量が特に多いわけではない。秋田から鹿児島にかけての各地では、梅雨に相当する 6 ~ 7 月の日照時間が少なく、仙台、東京、新潟、鳥取では 9 ~ 10 月にもやや不明瞭ながら日照時間の減少がみられる。一方、那覇では、冬季から 6 月中旬までの日照時間の少ない時期と、6 月下旬以降の日照時間の多い時期との違いが明瞭である。

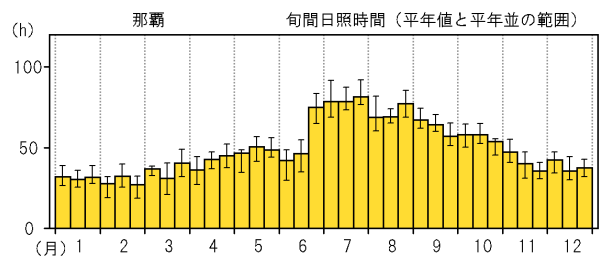
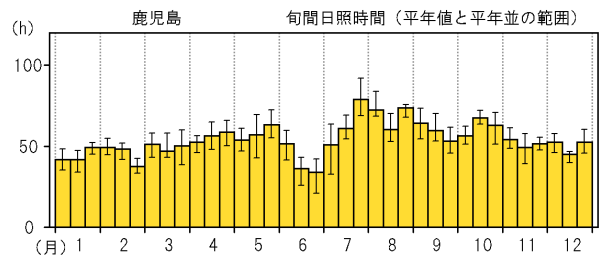
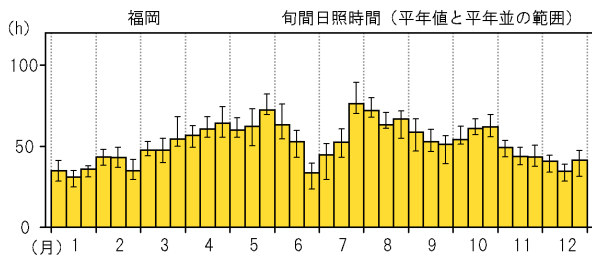
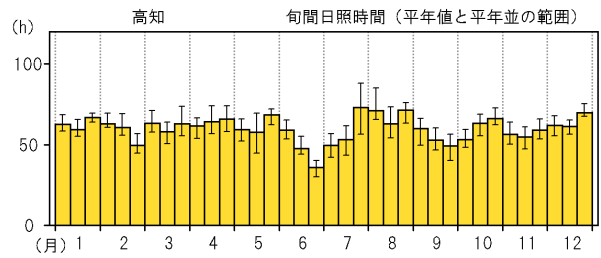
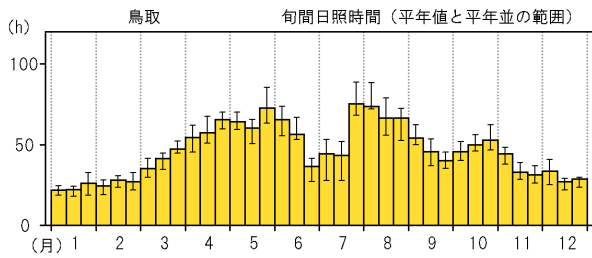
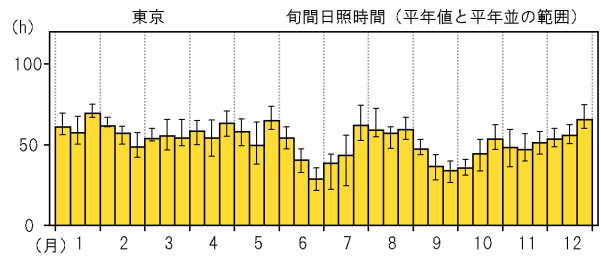
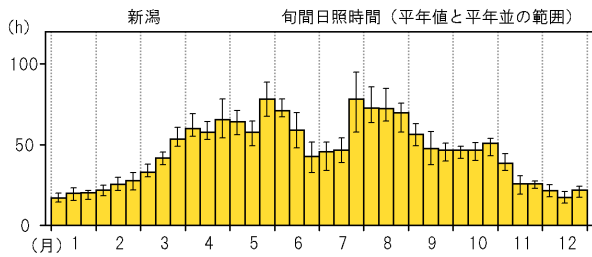
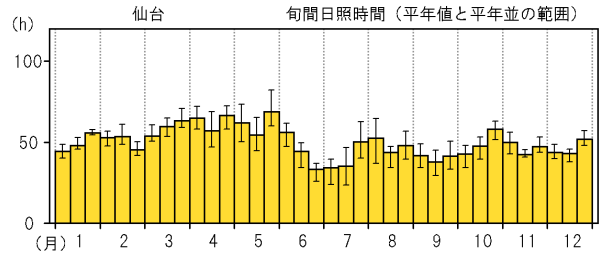
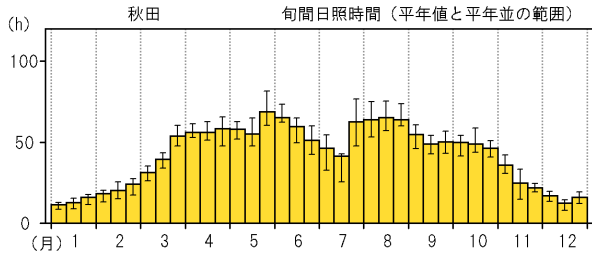
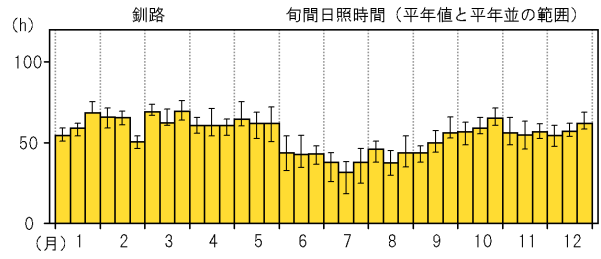
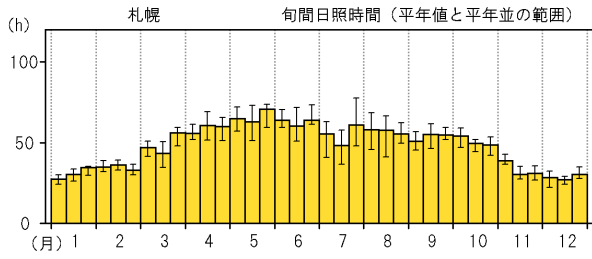
2.2.4 晴れ日数、降水日数の季節変化

季節予報では、日照率（その日の可照時間に対する日照時間の割合）が 40% 以上の日を「晴れの日」、降水量が 1.0mm 以上の日を「降水ありの日」と呼ぶ。それらの平年値期間における出現率を第 2.2.8 図および第 2.2.9 図に示す（日本海側の地方を左、太平洋側の地方を右に並べている）。

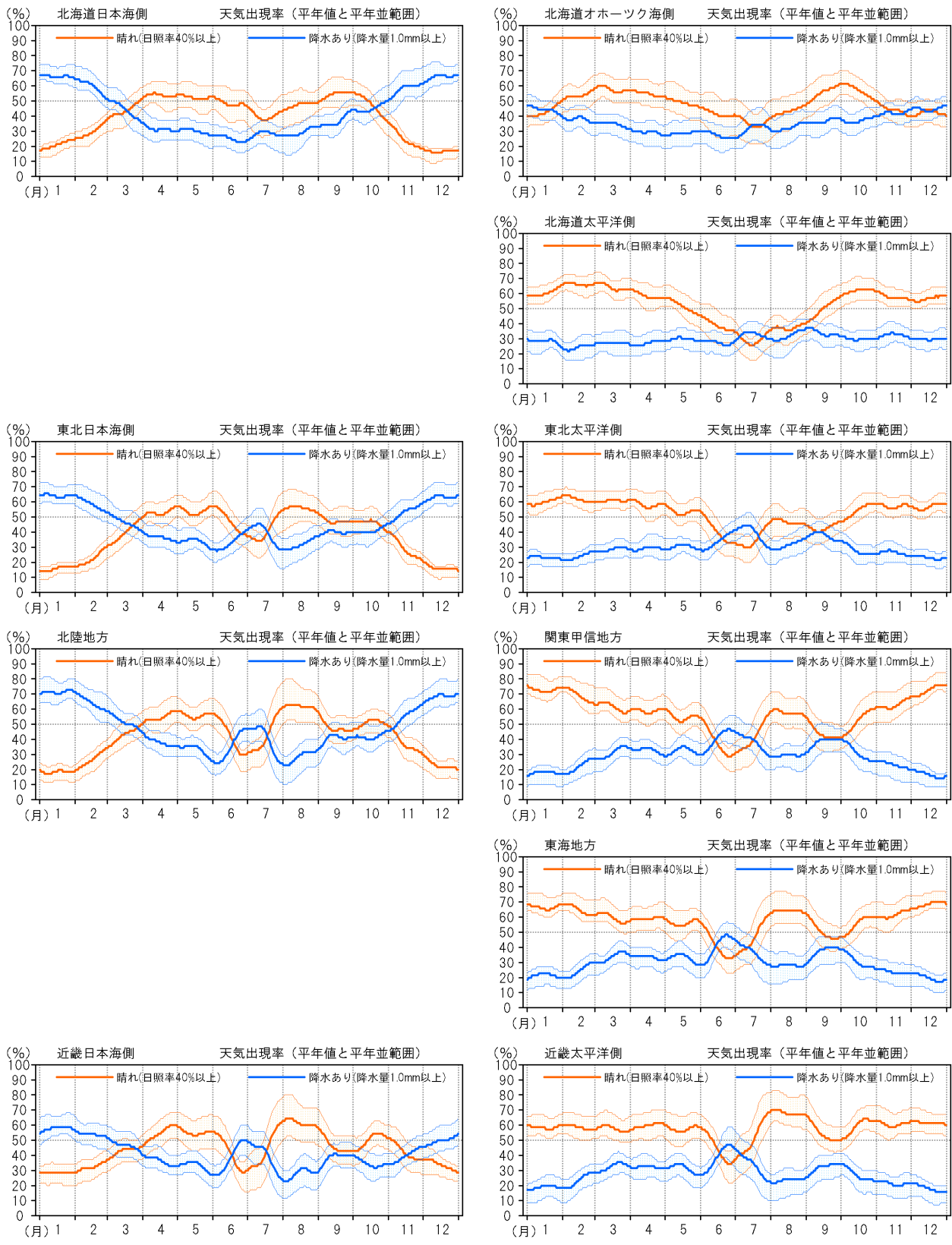
日本海側で冬季に晴れの日が少なくなる一方、降水ありの日が多くなるのは、降水量や日照時間の季節変化で見たのと同じ傾向である。なお九州北部では、冬季に晴れの日が少なくなり降水ありの日が多くなる傾向はあるものの日本海側の他の地域と比べ、その程度が小さい。奄美と沖縄は、冬季に晴れの日が少なくなる一方、降水ありの日が多くなり、日本海側の地域と同様の傾向を示す。

3 月は日本海側では晴れの日数の増加、降水ありの日の減少が顕著な期間にあたる。一方、東・西日本太平洋側では晴れの日が多いものの、3 月後半に前後の月と比べ降水ありの日が少し増える時期が見られる。4 月には日本海側でも晴れの日が多くなる。

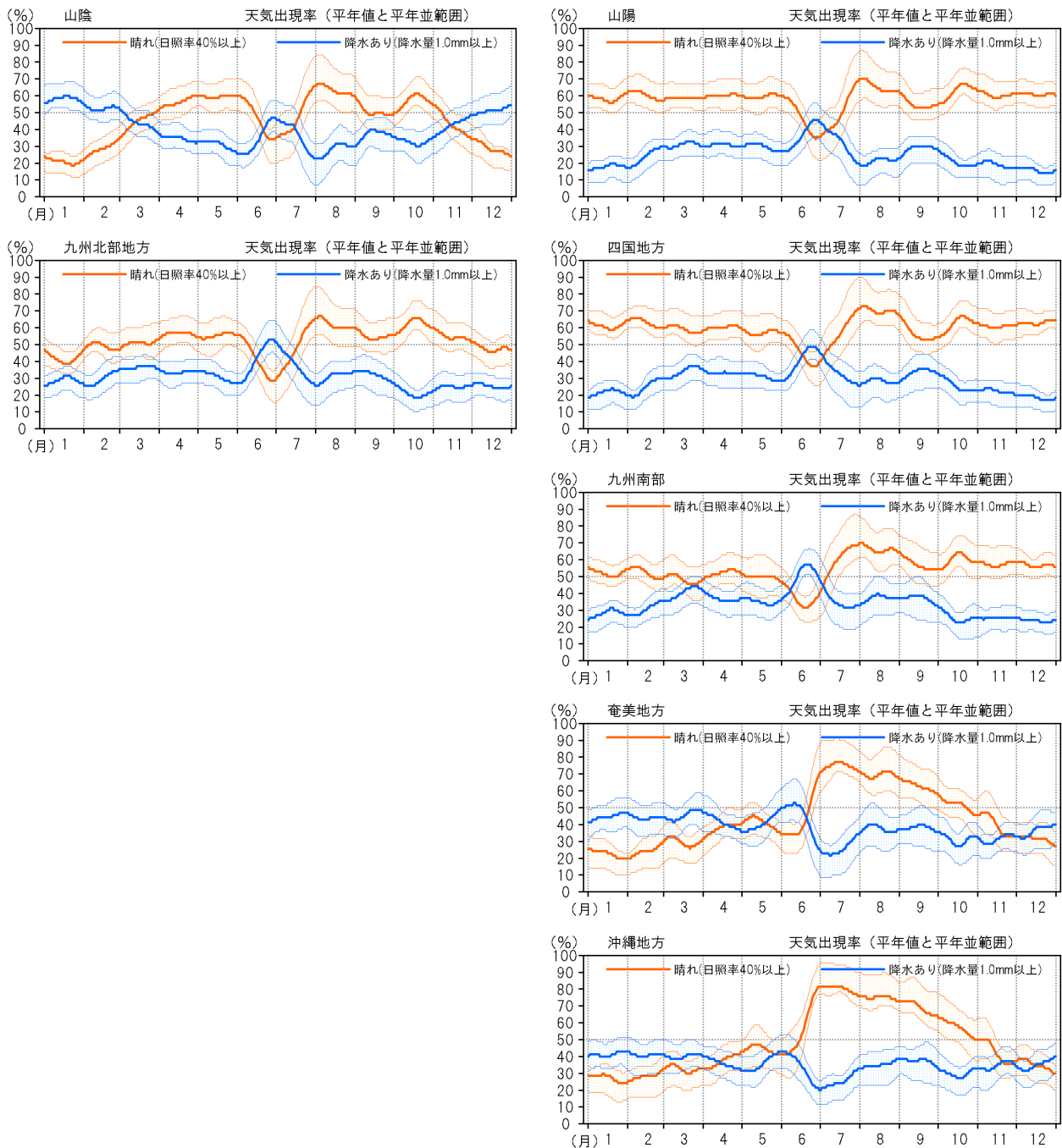
梅雨の時期に対応し、沖縄と奄美では 5 月 ~ 6 月前半、また東北から九州南部にかけては 6 ~ 7 月に、晴れの日が少なく降水ありの日が多くなる。ただし、沖縄と奄美では 5 月の前半に一時、晴れの日が多くなる時期がみられる。北海道では、日本海側では 7 月に晴れの日がやや不明瞭ながらも



第 2.2.7 図 旬間日照時間の平年値
縦の黒い線は平年並の範囲を示す。



第 2.2.8 図 「晴れ(日照率 40%以上)の日」「降水あり(降水量 1.0mm 以上)の日」の平年の出現率(北海道日本海側～近畿太平洋側)
 細かい実線は平年並の上限・下限を示す。該当日を中日とする 7 日間合計の予報区内の平均値を日別に集計し、それらの結果を平滑化(9 項移動平均を 3 回行う KZ フィルターを用いる)してある。



第 2.2.9 図 「晴れ(日照率 40%以上)の日」「降水あり(降水量 1.0mm 以上)の日」の平年の出現率(山陰～沖縄)

細い実線は平年並の上限・下限を示す。該当日を中日とする 7 日間合計の予報区内の平均値を日別に集計し、それらの結果を平滑化(9 項移動平均を 3 回行う KZ フィルターを用いる)してある。

少なくなる時期がある。北海道のオホーツク海側と太平洋側では 6～8 月にかけて、降水ありの日は他の季節と比べほとんど変わらないが、晴れの日には少なくなる。

奄美と沖縄は、6 月後半から晴れの日が急激に多くなり、7 月にはその出現率は、全国でも最も

大きい 7～8 割に達する。このほか、東・西日本では 7 月下旬から晴れの日が急激に多くなり 8 月にかけて多い状態が続く。

9～10 月に晴れの日が少なく降水ありの日が多くなるのは、東北から九州までの各地で比較的明瞭に見られ、関東甲信では最も明瞭である。

11 月は日本海側で晴れの日が次第に少なくなり、降水ありの日は次第に多くなる。

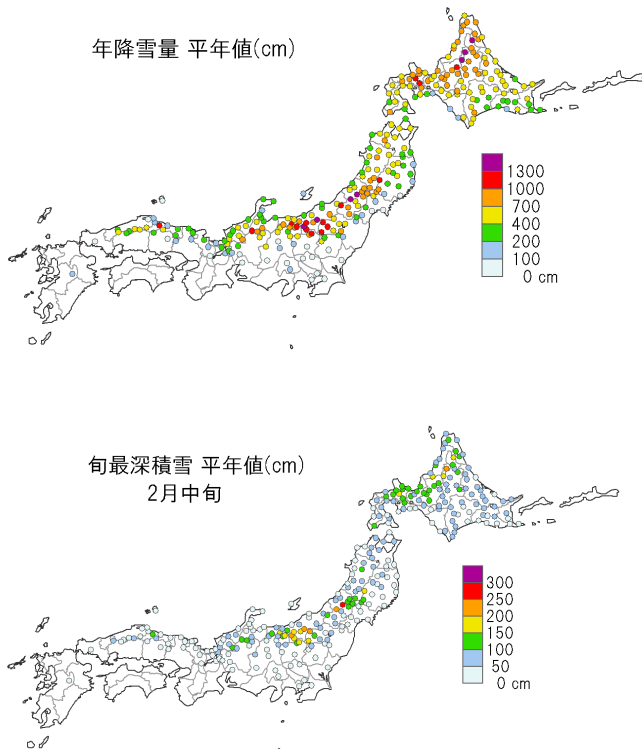
2.2.5 降雪量、積雪の深さの季節変化

第 2.2.10 図に年間降雪量平年値の分布図を示す。日本海側のうち、北海道から北陸にかけての山間部、岐阜県や鳥取県の山間部の一部で降雪量が多く、所々で年降雪量が 1,000cm を超えるところが見られる。また、東北北部から北海道にかけては一部を除いて年降雪量が 400cm 以上の地点が広く見られる。

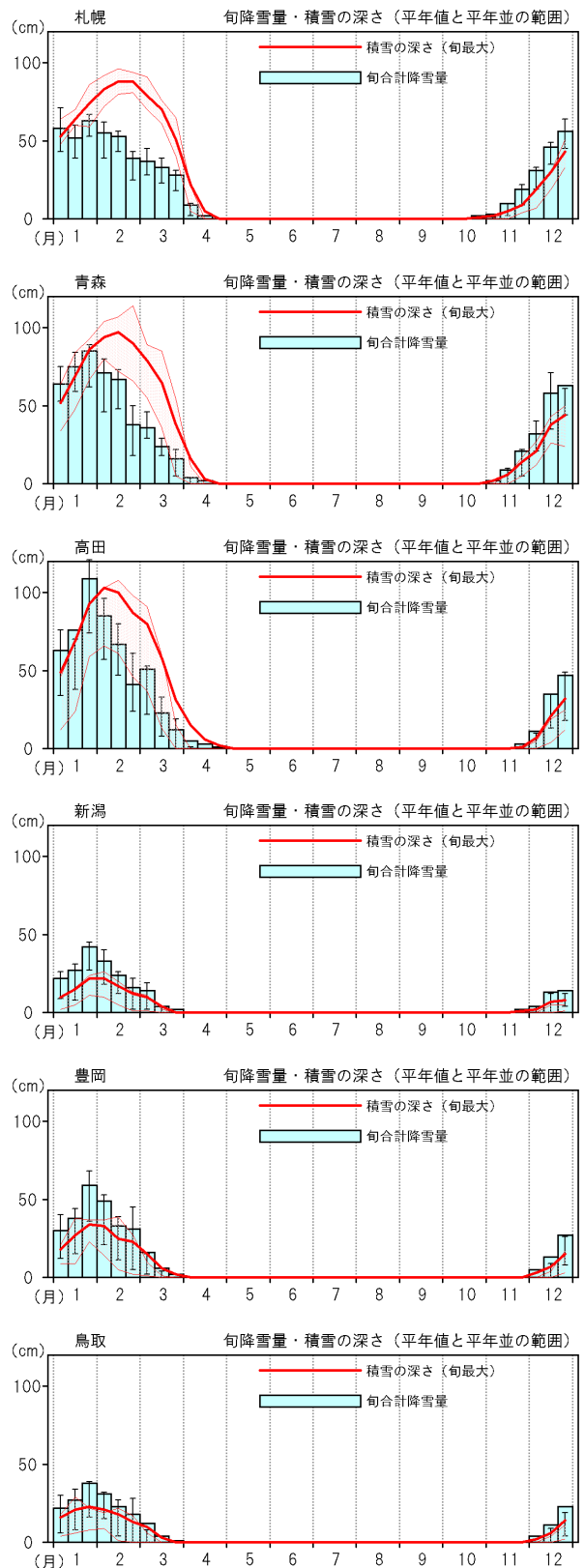
年間の最も積雪の深い時期に相当する 2 月中旬の平年の最深積雪は、北海道日本海側、東北日本海側、北陸と関東甲信北部に 150cm を超えるような地点がみられる。

第 2.2.11 図に、札幌、青森、高田、新潟、豊岡、鳥取における旬降雪量、旬最深積雪の平年値を示す。

降雪量や積雪のある期間は北日本ほど長いが、値は必ずしも北ほど大きいということではなく、



第 2.2.10 図 年降雪量および 2 月中旬の最深積雪の平年値



第 2.2.11 図 旬降雪量(棒グラフ)と旬最深積雪(折れ線グラフ)の平年値
縦の黒い線、細い折れ線は平年並の範囲を示す。

地形などの影響を大きく受ける。年間で降雪量の最も多い時期は、各地とも1月下旬となっている。積雪が最も多いのは、札幌と青森では降雪量のピークから遅れ2月中～下旬、高田では2月上旬、そのほかの新潟、豊岡、鳥取では降雪量のピークと同じ1月下旬である。降雪量に対する積雪の比は、札幌、青森、高田でほかの地点より大きい傾向が見られ、2月以降でより顕著である。

なお、旬降雪量、旬最深積雪とも、平年の値が平年並の上限値を上回っている場合があるが、これは平年値の算出に使った30年間のデータが、相対的に値の小さい年が多い一方、飛びぬけて値の大きな年が少数存在する、という特徴を持っていることによる。

初雪（寒候年に降雪を初めて観測した日）と終雪（寒候年に最後に降雪を観測した日）の平年値は、第2.2.1表のとおりである。おおまかには、初雪は北ほど早く終雪は北ほど遅いが、東京の初雪はこの中では最も遅く1月はじめで鹿児島とほぼ同じである。

第2.2.1表 札幌、仙台、新潟、東京、大阪、鳥取、福岡、鹿児島における初雪と終雪の平年日

地点	初雪(平年日)	終雪(平年日)
札幌	10月28日	4月19日
仙台	11月24日	4月7日
新潟	11月24日	3月30日
東京	1月3日	3月11日
大阪	12月22日	3月11日
鳥取	12月5日	3月25日
福岡	12月15日	3月5日
鹿児島	1月2日	2月16日

2.2.6 気温の変動度の季節変化

気温を数週間程度の期間で平均した値が平年並であっても、その期間内で高温の時期と低温の時期が交互に現れるなど気温の変動の大きな場合がある。気温の変動には、移動性低気圧や高気圧など総観規模の擾乱の通過に伴う短い周期の変動と、偏西風の大規模な蛇行や夏の太平洋高気圧の勢力、冬のシベリア高気圧の張り出しの変化などに伴う数日を超えるスケールの変動がある。

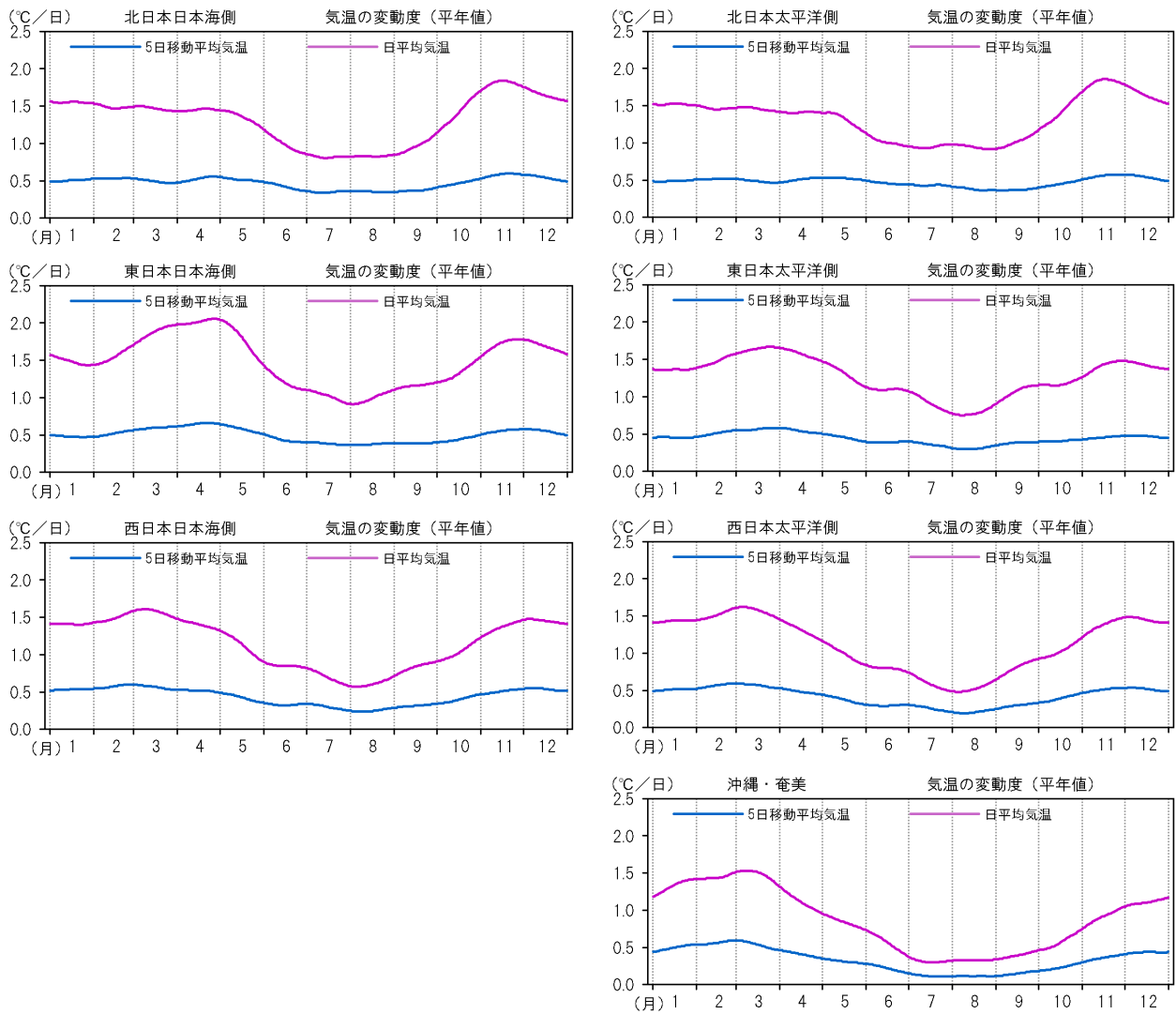
一定期間内（n日間）における気温の変動の大きさを以下の式で見積もり、「気温の変動度」と呼ぶことにする。

$$\text{気温の変動度} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |T_i - T_{i-1}|$$

ここで、i日目の気温（日別気温または5日移動平均気温）を T_i とし、それに日別気温を使えば結果は「日別気温の変動度」、5日平均気温を使えば「5日平均気温の変動度」となる。5日平均気温の変動度は、偏西風の大規模な蛇行の影響など数日以上周期の変動の大きさを表し、日別気温の変動度は5日平均気温の変動度に、低気圧や高気圧の通過に伴う短い周期の変動が加わったものとみることができる。

第2.2.12図に、地方ごとの気温の変動度（青線：5日平均気温の変動度、紫線：日別気温の変動度）の平年値の季節変化を示す。当然のことながら日別気温の変動度は、5日平均気温の変動度より大きく、夏季において、前者は后者の2倍程度、それ以外の季節は3倍程度となっている。

日別気温、5日平均気温、どちらの気温の変動度も季節によって値が変わる。どの地方もおおむね春と秋に極大、夏に極小がある。春の極大は西日本や沖縄・奄美では2～3月、東日本では3～5月、北日本では極大が不明瞭である。秋の極大は北日本では11月、東・西日本では11～12月で、沖縄・奄美では極大が不明瞭である。また、夏の極小は沖縄・奄美では他の地方より明瞭である。



第 2.2.12 図 地方ごとの気温の変動度（青線：5日平均気温の変動度、紫線：日別気温の変動度）の平年値

2.3 日本の天候の季節変化をもたらす大気循環場の季節変化

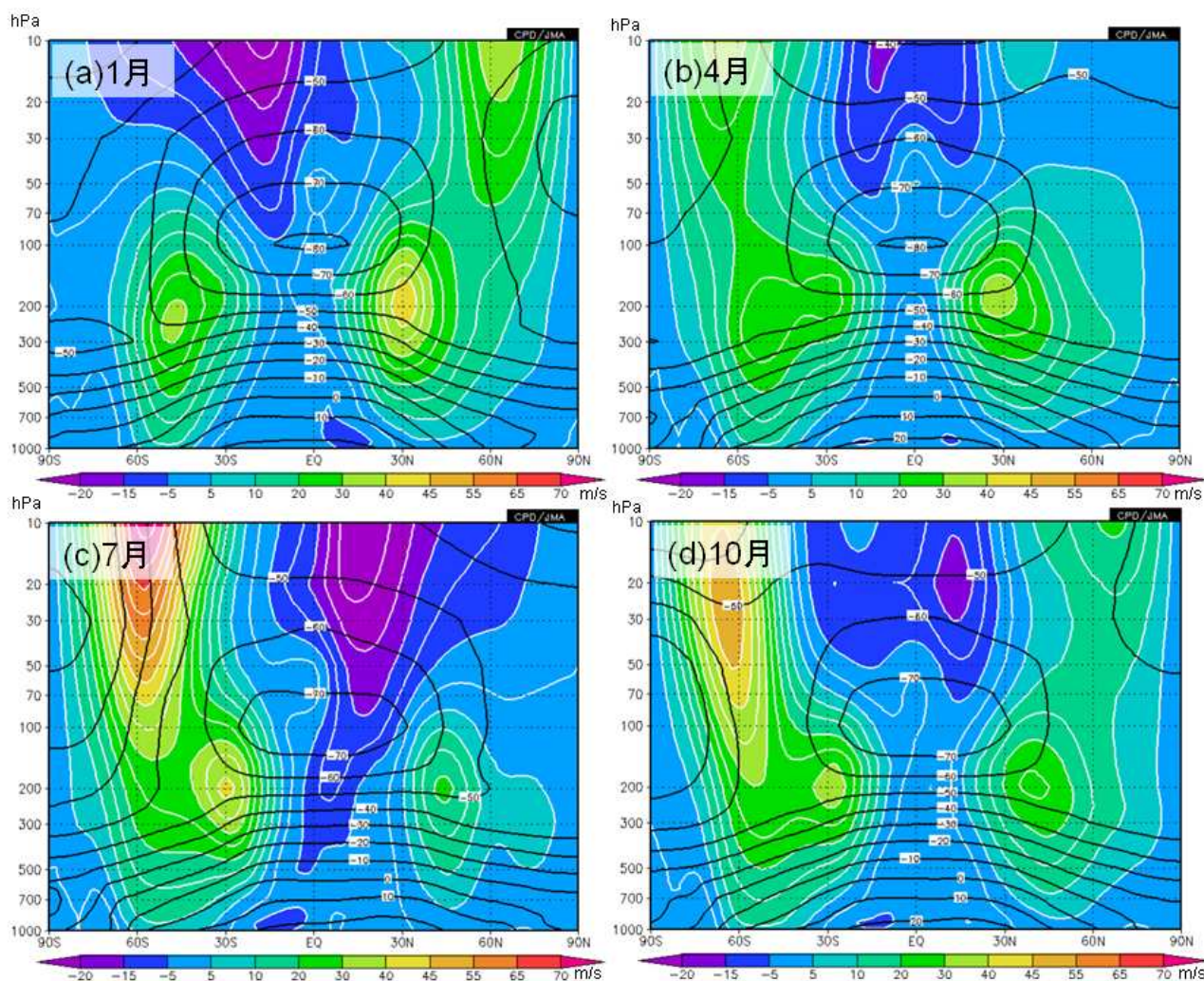
本節では、第2.2節で示した日本の天候の季節変化をもたらす大気循環場の季節変化について、その要因も含めて説明する。まず、第2.3.1項～第2.3.3項で、偏西風、移動性擾乱、太平洋高気圧など日本の天候に直接影響を与える現象の季節変化と年ごとの変動について述べる。続いて第2.3.4項～第2.3.5項では、これらの現象の変化の背景となる、アジアモンスーン、熱帯域大気・海洋循環場の季節変化について述べる。

2.3.1 日本付近のジェット気流の変化とその要因¹

本項は、中三川(2007)をもとに、2010年平年値を用いて、加筆・修正したものである。

(1) 偏西風とジェット気流

極を中心にして西から東に向かって吹く地球規模の帯状風を偏西風という。偏西風には中緯度帯の対流圏を吹くもののほか、成層圏や熱帯の上空で卓越する西風もあるが、ここでは中緯度帯の対流圏に注目する。第2.3.1.1図は帯状平均した東



第2.3.1.1図 帯状平均東西風平年値と帯状平均気温月平均平年値の鉛直分布(1000～10hPa)

(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月

白線は帯状平均東西風で等値線の間隔は5m/s毎、黒線は帯状平均気温。等値線の間隔は10毎。平年値は1981～2010年の30年平均値。

¹ 中三川 浩

西風および気温の季節別の分布である。この図で示されるように、偏西風は南北両半球の中緯度帯の対流圏を年間を通して吹いている。偏西風は中緯度帯を南北両半球取り巻くように帯状に幅を持って吹いているので、これらの地域を偏西風帯と呼んでいる。また、このうち、対流圏上部に見られる偏西風の特に強い部分をジェット気流と呼んでいる。その状態が、強い流れが幅の狭い領域に集中する気体の噴流に似ていることから、こう名付けられた(朝倉 1985)。気象解説では、「偏西風の軸」と呼ぶこともある。

偏西風帯には波動が観測され、偏西風は北にあるいは南に蛇行する性質があり、北半球では一般にもっとも北上したところが気圧の尾根、もっとも南下したところが気圧の谷に対応している。以下、偏西風の中でもっとも風の強い部分であるジェット気流について、詳しく解説する。

ジェット気流は、高緯度側の 300hPa 付近(上空約 9,000 メートル)に中心を持つものと低緯度側の 200hPa 付近(上空約 12,000 メートル)に中心を持つものに、明確に分かれて存在することがしばしば見られ、前者を寒帯前線ジェットあるいは極前線ジェット、後者を亜熱帯ジェットと呼んでいる。それぞれのジェットの成因は異なっており、以下のとおりである。

まず、亜熱帯ジェットの成因について説明する前に、その成因に重要な熱帯域での循環について簡単に述べておく。対流活動が活発な熱帯域では上昇気流が発生し、対流圏上層で極側に向かい 30°N 帯付近で下降する。対流圏下層では赤道側に向かう流れが見られる。このような低緯度における子午面方向の南北直接循環をハドレー循環という(第 2.3.5 項(3)参照)。この循環の上昇気流域は対流活動が活発な熱帯収束域に、下降気流域は亜熱帯高気圧域に対応する。このハドレー循環に伴い低緯度側の角運動量(西風運動量)が極向きに輸送され、収束することで、亜熱帯ジェット(強い西風)が形成される。一方、寒帯前線ジェットは、寒気と暖気が接し、等温線が集中して大きな水平温度傾度が生じる場所に、温度風の関係を満たすように形成される。

寒帯前線ジェットは、傾圧不安定波が亜熱帯ジェットの持つ西風運動量を北に運ぶことにより、維持・強化される。一方で亜熱帯ジェットは減速する。なお、亜熱帯ジェットも温度風関係を満たしているが、主な成因は前述の通り、角運動量の収束により説明される。第 2.3.1.1 図から、対流圏ではジェット気流付近で水平方向の温度傾度が大きく、温度風関係を満たしていることが確認できる。

次に、寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの変動性の違いについて説明する。寒帯前線ジェットは、主に寒帯前線に付随して現れることから、寒帯前線の移動や水平温度傾度の変化に応じて、比較的短時間に大きく蛇行したり、分流や合流を繰り返す性質がある。しかもその位置は年により大きく異なるため、平均図(平年図)では不明瞭となる。これを具体例で示す。

第 2.3.1.2 図は 200hPa の風ベクトルと東西風で、それぞれ、7 月の月平均の平年図(同図(a))、1981~2010 年の 30 年平均、以下同様)、2012 年 7 月の月平均図(同図(b))、2012 年 7 月 20 日の日平均図(同図(c))である。平年の月平均(7 月)と特定の年の月平均(2012 年 7 月)を比べると、特定の年の月平均のほうが、寒帯前線ジェットが明瞭に示されることがわかる。さらに、特定の日平均(2012 年 7 月 20 日)と月平均(2012 年 7 月)を比べると、特定の日平均の寒帯前線ジェットが明瞭で蛇行が大きいことがわかる。

一方、亜熱帯ジェットは、寒帯前線ジェットに比べて蛇行が小さく、位置の変化が小さいために、平均図でも明瞭である。第 2.3.1.2 図(a)~(c)を比較すると、いずれの図も亜熱帯ジェットが明瞭である。また、ほぼ同じ緯度帯で環状に取り巻いて存在しているため、帯状平均した図(第 2.3.1.1 図)でも明瞭に認められる。

亜熱帯ジェットは、冬は赤道寄りに位置し、年間を通じて最も強い。北半球の場合、平年の月平均帯状平均場(第 2.3.1.1 図(a))での風速はジェットの中心で 40m/s 程度となる。特に、寒帯前線ジェットと合流する日本付近からその東海上で最

も強く、月平均は平年で 70m/s 程度、年によっては 90m/s 近くに達する場合もある。当然、日々の変動はより大きく、100m/s を超えることも珍しくない。夏には、亜熱帯ジェット気流は高緯度寄りに位置し、弱くなる。帯状平均場での中心付近の風速は、北半球で 20m/s 程度である（第 2.3.1.1 図(c)）。

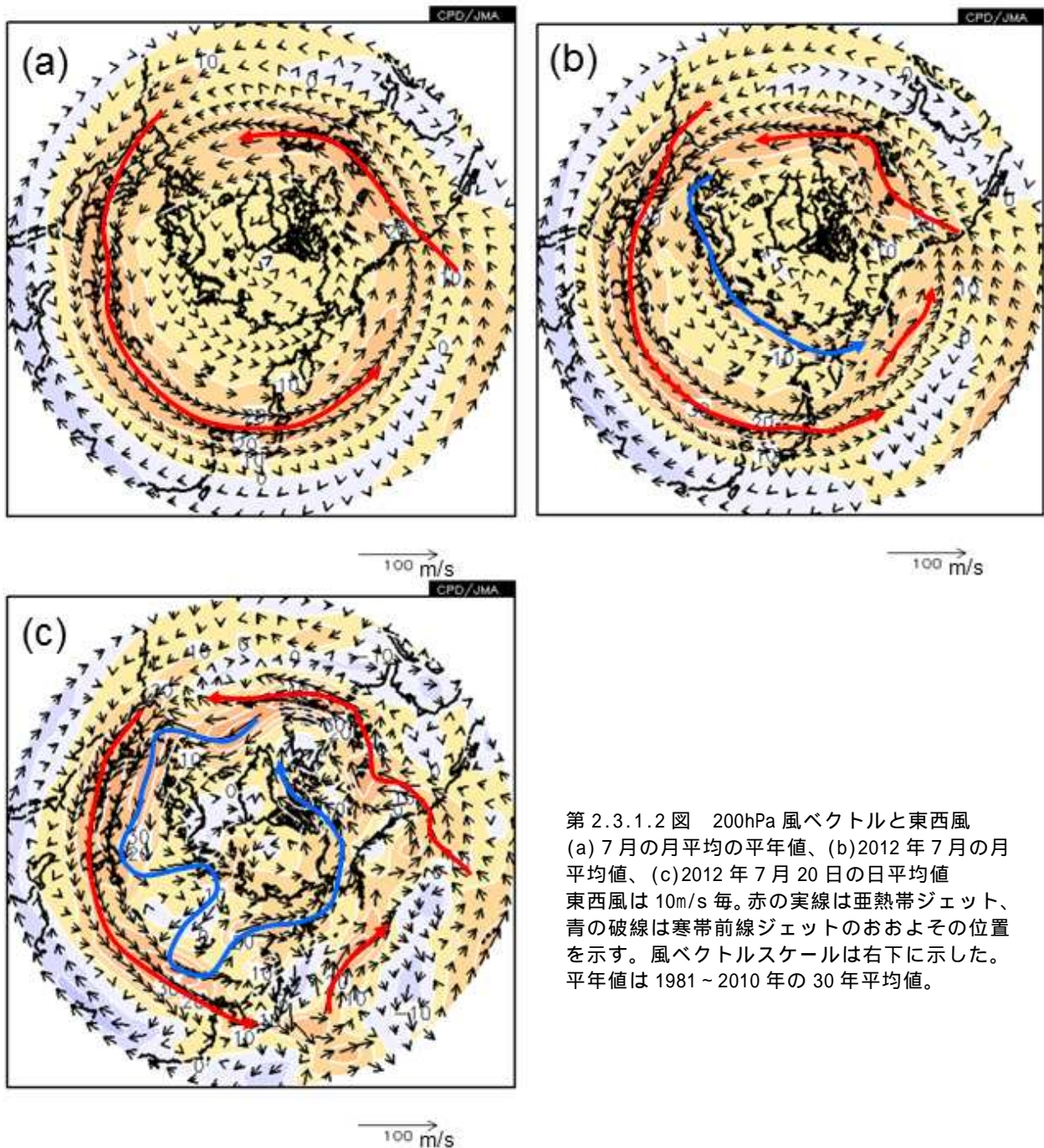
(2) 日本付近のジェット気流

ここでは、日本の天候に関係の深いユーラシア

大陸から北太平洋にかけてのジェット気流の季節変化などの特徴について解説する。

第 2.3.1.3 図は、ユーラシア大陸から日本付近の 200hPa の風ベクトルと東西風の平年値を季節別（1月、4月、7月、10月）に示したものである。

冬は 30°N 付近を吹く亜熱帯ジェット気流とユーラシア大陸上の 50°N~60°N 帯を吹く寒帯前線ジェット気流が日本付近で合流し、日本の南海上で 70m/s を超える強いジェット気流が形成されて



第 2.3.1.2 図 200hPa 風ベクトルと東西風
 (a) 7月の月平均の平年値、(b)2012年7月の月平均値、(c)2012年7月20日の日平均値
 東西風は 10m/s 毎。赤の実線は亜熱帯ジェット、青の破線は寒帯前線ジェットのおおよその位置を示す。風ベクトルスケールは右下に示した。平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

いることがわかる(第2.3.1.3図(a))。

春にはジェット気流は次第に北上し、日本付近でジェット気流の中心は西日本付近まで北上する(第2.3.1.3図(b))。また、チベット山岳付近ではその上流側や下流側に比べ東西風がやや弱まり、弱い蛇行がみられることから、亜熱帯ジェット気流がチベット山岳の南や北を迂回する傾向があることを示唆している。

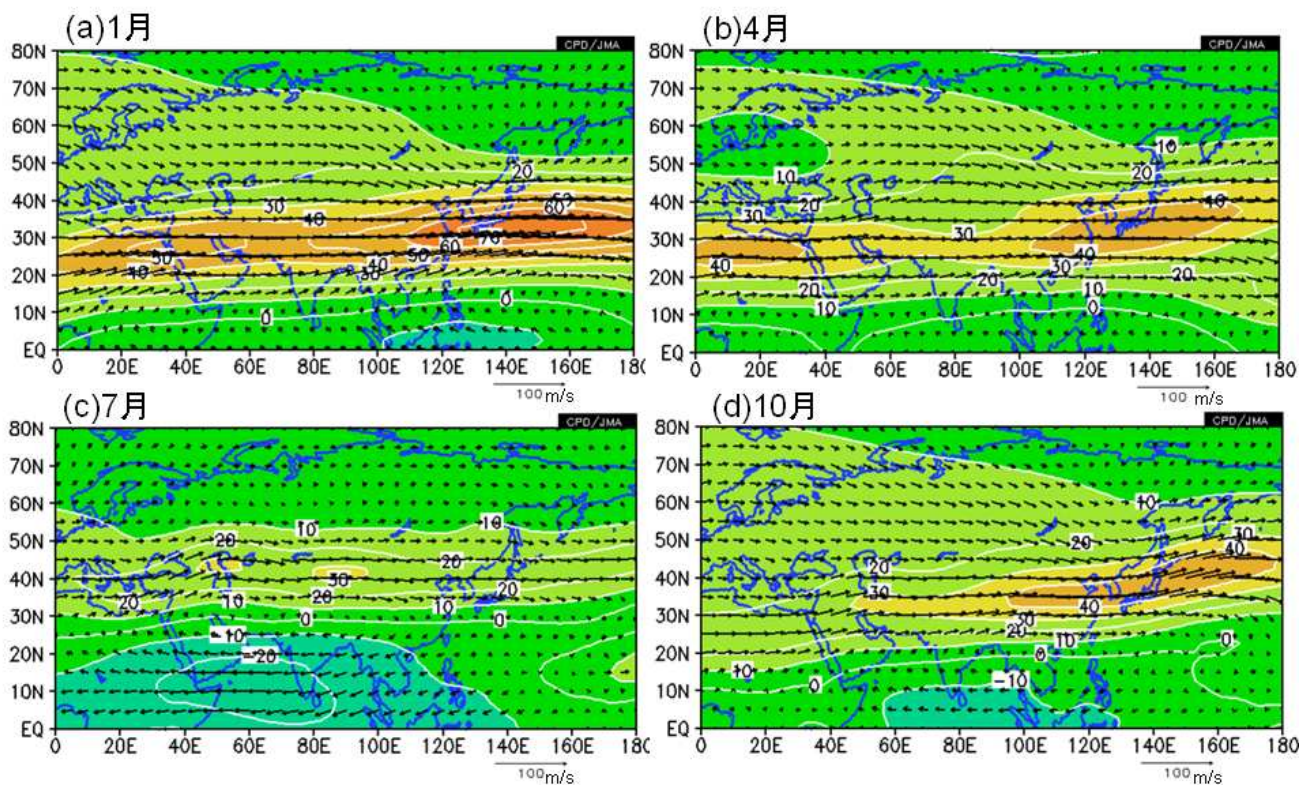
その後、ジェット気流は夏にかけてさらに北上し、その中心軸は7月には東北地方(第2.3.1.3図(c))に、8月には北海道の北まで北上する(図略)。夏の寒帯前線ジェット気流は、70°N付近に見られ、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流の日本付近での合流は見られず、他の季節に比べて分流傾向が明瞭となる。このため、他の季節と異なり、日本付近でジェット気流が強まるとい傾向は見られない。

8月以降、次第にジェット気流は南下し、10月

には東日本付近にジェット気流が位置するようになる(第2.3.1.3図(d))。

次に、日本付近でのジェット気流の季節変化を、140°Eに沿う200hPa東西風の平年の緯度時間断面図(第2.3.1.4図)を用いて連続的に見る。12月から2月までは位置の変化は殆ど無く、3月以降風速は弱まりながらゆっくり北上する。7月の中頃には、ジェット気流の軸は不連続に北上する。これが梅雨明けに相当する変化を示している。

第2.3.1.4図には現業的に亜熱帯高気圧の勢力の目安とされている500hPaの高度5,880mの等値線、および北への張り出しの状況が分かりやすいよう5,870mの等値線も記入した。この図では、6月中頃から7月中頃にかけて、亜熱帯高気圧の北上は緩やかとなっている。これは、梅雨前線がその北縁に位置し、本州付近では梅雨による曇雨天が続くことに対応している。一方、沖縄・奄美では亜熱帯高気圧の緩やかな北上の過程で6月下旬に



第2.3.1.3図 200hPaの風と東西風の月平均平年値の分布

(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月

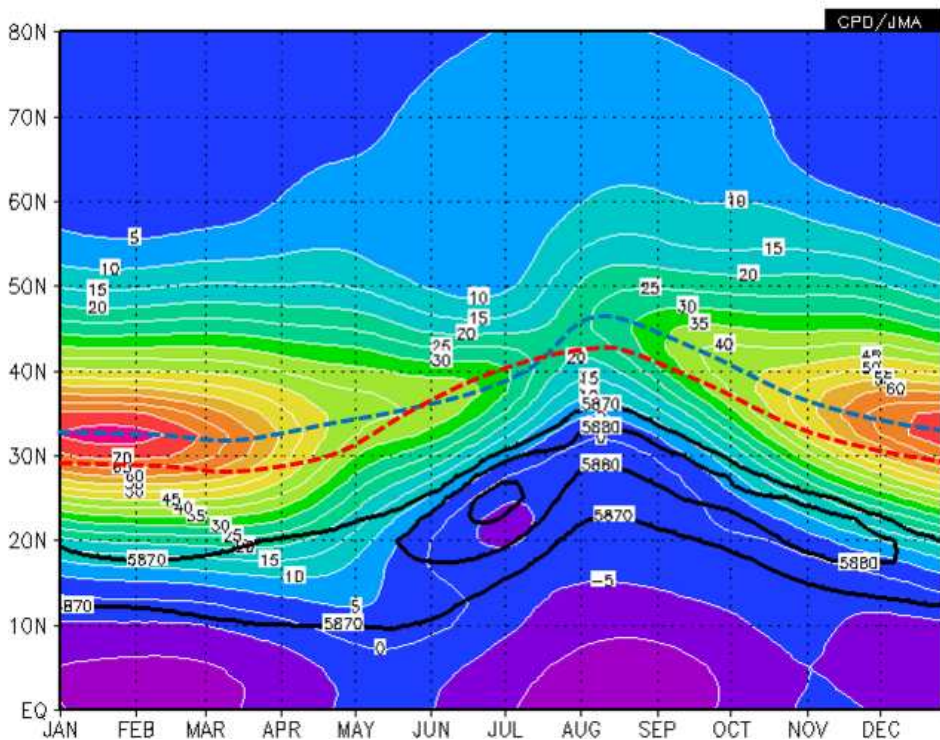
東西風の等値線間隔は10m/s毎。風ベクトルのスケールは右下に示した。平年値は1981~2010年の30年平均値。

その勢力下に入り、梅雨明けを迎える。7月下旬には亜熱帯高気圧の勢力が一気に強まり、本州付近はその勢力下に入る。同時に亜熱帯ジェット気流も北日本以北に北上する。これが、循環場から見た梅雨明けである。

日本付近で7月下旬に不連続にジェット気流が北上するのは、亜熱帯高気圧が急速に強まることと関連しているが、亜熱帯高気圧が急速に強まる理由として、次の研究がある。

梅雨明けに先立つ数週間前から、西部太平洋域で形成される亜熱帯高気圧の一部である小笠原高気圧が海上風速を弱め、海面水温が上昇することにより、この地域で7月下旬に対流活動が急速に発達する。それにより、小笠原帯高気圧がその北側で強まる(Ueda and Yasunari 1996)との考えである。この研究は、亜熱帯高気圧の強まりの要因を対流活動の変化に求めたものであるが、一方、

亜熱帯ジェット気流上を定常ロスビー波²が伝播し、西風が弱くなる日本付近で波が増幅し、小笠原高気圧が強まる(シルクロードパターン)といった研究もある(Enomoto 2004)。最近の研究では、Ueda and Yasunari (1996)が指摘した7月下旬の西部太平洋域での急速な対流活動の発達について、Wu and Chou(2012)は対流圏上層の循環の変化の影響も指摘している。すなわち、7月下旬の亜熱帯ジェット気流の急速な北上に先立ち、亜熱帯ジェット気流の弱まりがみられ、これに伴い下流側の循環が急速に変化し、日付変更線付近のミッドパシフィックトラフ域(第2.3.5項(3)参照)で対流圏上層の発散が強化されることや対流圏上層の高渦位が南下西進することなどにより、西部太平洋域の対流活動が活発化すると考えである。これらの効果とともに Enomoto(2004)が指摘したシルクロードパターンが影響して、循環の不連続



第2.3.1.4図 140°Eに沿う200hPa東西風平年値の緯度・時間断面図

等値線の間隔は5m/s毎。黒太線は5870m、5880m、5890mの等値線。5880mの等値線は亜熱帯高気圧の勢力範囲の目安として用いられる。140°E(100°E)の西風の強風軸を青(赤)破線で示す。平年値は1981~2010年の30年平均値。

² 地球の回転の影響で、大気中や海洋に存在する長いスケールの波をロスビー波と呼び、そのうち、波の位相が停滞するものを定常ロスビー波と呼ぶ。ロスビー波について詳しくは第5章を参照されたい。

な変化をもたらしている」と指摘している。このように、季節変化に伴う亜熱帯ジェット気流沿いの定常ロスビー波の増幅や西部太平洋域での対流活動の急激な強まりに対応して、7月下旬に日本付近で亜熱帯ジェット気流が不連続に北上する、と考えられる。

8月以降、ジェット気流は次第に風速を強めつつ南下する。南下のスピードは、春の北上に比べて早く、日本付近での冬から夏へのジェット気流の変化と夏から冬への変化は対称的ではない。こうしたジェット気流の季節変化の非対称性は、アジアモンスーンの地域的な季節変化と密接に関係している。すなわち、夏のアジアモンスーンに伴う対流活動の活発化は、3つのフェーズに分けられ、5月中頃からインドシナ半島、6月にはインドで、そして最後に7月下旬以降東アジアや西部太平洋で活発化する(Chou et al. 2011)。こうした対流活動の活発化やチベット上での加熱に伴いチベット高気圧が強化され、アジア大陸上ではジェット気流は順調に北上する(第2.3.1.4図に100°Eでのジェット気流の軸を赤線で示す)。これに対して、日本付近では、ジェット気流を大きく北上させる要因となる西部太平洋での対流活動の活発化は7月下旬以降であることから、ジェット気流の北上が大陸に比べ遅れる。一方、夏のモンスーン活動に伴う対流活動の弱まる時期は、地域的に大きな差がない(Wang and Ho 2002)。こうしたことから、大陸上ではジェット気流の北上や南下が比較的対称(第2.3.1.4図の赤線)であるのに対し、日本付近では夏のジェット気流の北上が遅くなる分、季節的なジェット気流の変化の非対称性が大きくなるといえる(第2.3.1.4図の青線)。このジェット気流の季節変化の非対称性が、第2.1節で述べた日本の気温の季節変化の非対称性と対応している。

(3) 回帰分析から見たジェット気流の変動と日本の天候

ジェット気流の変動と関連した北半球規模で卓越する変動として北極振動(AO)が知られている。

AOは、冬期に卓越し、北極域と中緯度域の気圧偏差が逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターンであり、成層圏にまで及ぶような背の高い構造をもつ(Thompson and Wallace(1998)や第2.4.1項(3)を参照)。

AOの変動と日本の天候は密接に関連しており、その変動の監視や予測は大変重要である。AOの指標として、気象庁では冬平均の500hPa高度場の主成分分析(非回転)の第1主成分を監視しており、そのスコアが正(負)の場合には、高緯度側の500hPa高度が負(正)偏差、中緯度帯が正(負)偏差となり、日本では暖冬(寒冬)となりやすい。AOは、寒帯前線ジェット気流の強弱に関連するジェット気流の南北振動パターンであるともいえ、前田ら(2006)は、記録的低温となった2005年12月のジェット気流の異常(ジェット気流が35°N付近で極端に強く、55°N付近で極端に弱い)とその維持、すなわち負のAOの維持の要因について考察を行っている。また、2009/2010年冬はエルニーニョ現象が発生していたが、負のAOが卓越したため、エルニーニョ現象に伴う日本付近への大気場への影響が不明瞭であった。

一方、夏のジェット気流の変動と日本の天候との関連では、記録的冷夏となった2003年の状況が特徴的であった。2003年夏の循環場の特徴として、帯状平均した寒帯前線および亜熱帯ジェット気流が平年に比べ明瞭であり、ダブルジェットの構造をしていたことが挙げられる。前田ら(2005)は、ユーラシア大陸で寒帯前線ジェット気流が明瞭であったことが、定常ロスビー波の導波管³の役割を果たしており、波のエネルギーの伝播により東シベリアで気圧の尾根が発達し、オホーツク海高気圧が維持されたことを指摘している。

このように、日本周辺でのジェット気流の位置

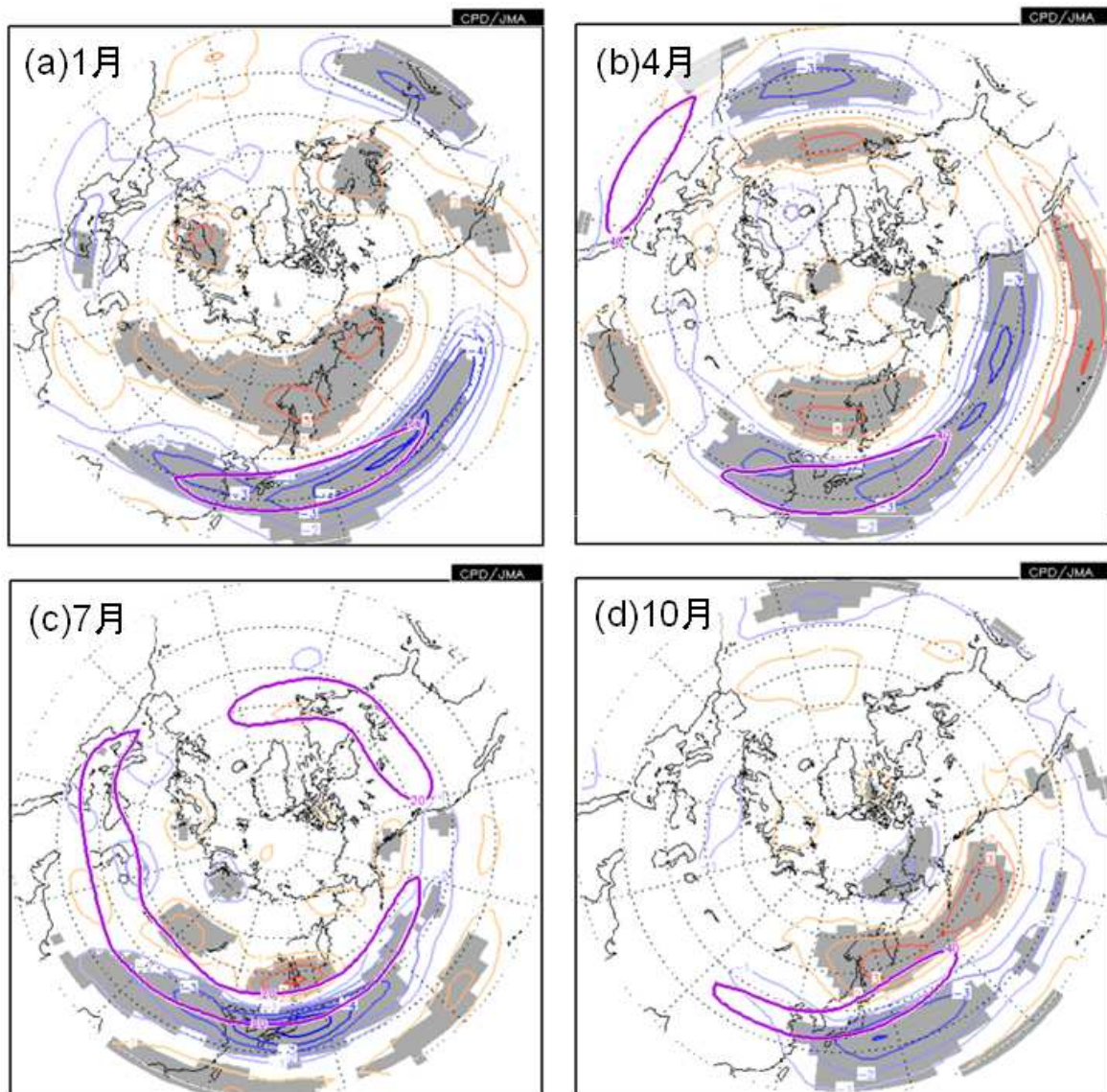
³ 中緯度に狭く強いジェット気流が存在すると、この緯度帯では、ある東西波長の定常ロスビー波は極向きに伝播する場合も赤道向きに伝播する場合も屈折し、ジェット気流の存在する緯度帯から外へ伝播できない。この様子が、工学の分野での光や波を閉じ込めて効率良く伝送することができる管と類似しているため、導波管という言葉が使われている。詳しくは第5.1.9項参照のこと。

や強さの変動と、日本の天候が密接に関連していることは、過去の様々な調査や研究から明らかとなっている。ここでは、日本の天候とジェット気流の南北変動や強さの関係を、気温や降水量と200hPaの東西風速の回帰係数分布により、解説する。なお、ジェット気流（偏西風）の蛇行も日本の天候に大きく影響するが、それについては、第2.4.1項で詳述する。

各季節の中間月（1月、4月、7月、10月）での200hPa東西風偏差について、地域平均した月平

均気温平年差（第2.3.1.5図）および月降水量平年比（第2.3.1.6図）との線形回帰係数を示す。ここでは東日本の月平均気温平年差および西日本太平洋側の月降水量平年比との関係のみ示す。回帰係数分布図は規格化した気温偏差（降水量平年比）が+1.0のときの200hPa東西風の偏差の分布を示している。t検定により5%の危険率で有意な領域を陰影で示している。また、平年の特定の東西風速の等値線を紫の線で示す。

気温に関しては、第2.3.1.5図(a)に示すように、



第2.3.1.5図 東日本の気温偏差と200hPa東西風の回帰係数

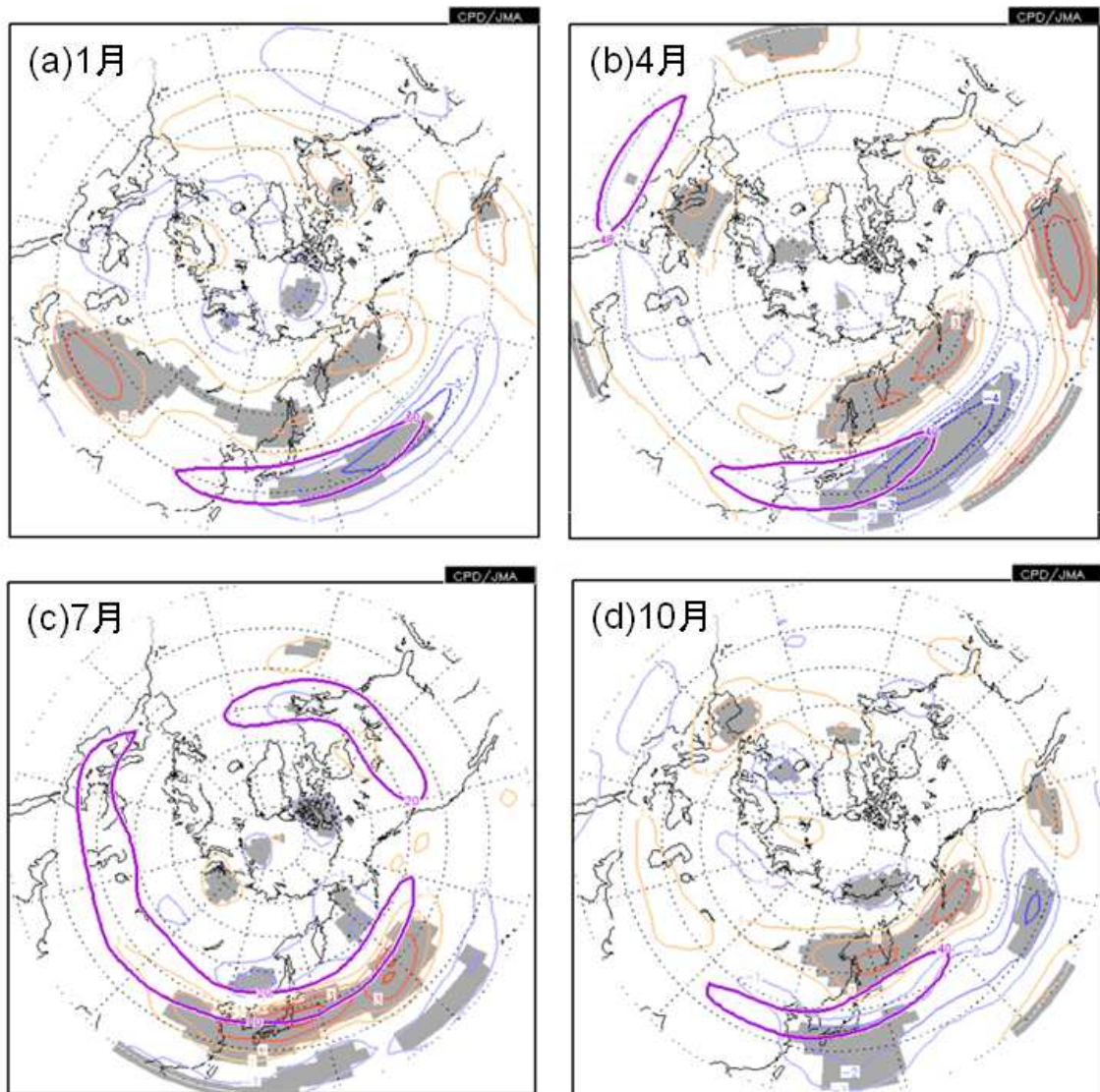
(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月

回帰係数の等値線の間隔は1m/s毎。気温が正偏差の場合に、青系統の線は東風偏差を、赤系統の線は西風偏差を表す。t検定により5%の危険率で有意な領域を陰影で示した。紫の線は、平年の(a)60m/s、(b)(d)40m/s、(c)20m/sの等値線を示す。統計期間は1981~2010年。

1月における東日本の気温の変動は、日本の南海上から太平洋上の 30°N 帯での西風とシベリアからアリューシャン列島の 60°N 帯での西風の強弱のコントラストと関連している。これは、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が日本付近で合流し、日本の南海上から太平洋上で平年より西風が南偏して強いときには東日本では低温となり、逆に、両者の合流が弱く平年より西風が北偏している場合には高温になることを表している。この傾向は概ね各季節に共通している（同図(b)～(d)）。図には示さないが、他の地域も、亜熱帯ジェット気流の直接の影響が見られなくなる夏の沖縄・奄美を除き、地理的位置の違いに応じて、回帰係数の南北方向のずれや大きさの違いは見ら

れるが、類似した偏差パターンが見られる。

さらに、季節進行の早さという観点から4月と10月のジェット気流の位置や強弱の関係を見る。4月の低温時には亜熱帯ジェット気流が中心付近で強い傾向がある(第2.3.1.5図(b))。第2.3.1.4図から亜熱帯ジェット気流が同緯度帯で4月よりも3月に強いことを考えると、4月の低温時は3月のジェット気流の特徴を有しており、循環場の観点から季節進行が遅いといえる。10月の低温時は、4月と異なりジェット気流の中心の南側で強い特徴がある(第2.3.1.5図(d))。第2.3.1.4図から10月から11月にかけては亜熱帯ジェット気流が南下しつつ強まることを考えると、10月の低温時は、11月の特徴を有しており、やはり循環場



第2.3.1.6図 第2.3.1.5図と同じ。ただし、西日本太平洋側の降水量平年比との回帰係数

の観点から、季節進行が早いといえる。

次に、降水量とジェット気流の関係について概観する(第2.3.1.6図)。1月の西日本太平洋側の降水量とジェット気流については、有意な相関の領域が少ないが、日本の南でジェット気流が弱い傾向が見られる。これは気温との関係で見られたように亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流の合流が弱いことに対応し、冬型の気圧配置が持続しにくく、その分擾乱の影響を受けやすいことを示唆している。これは他の地域の太平洋側の降水量とも共通している。4月と10月は気温と同様に、亜熱帯ジェット気流が南偏している場合には降水量が少なくなる。東日本太平洋側の降水量との関係でも、この東西風の特徴は共通している。7月になると、降水量が多いときに、亜熱帯ジェット気流が南偏しかつ強いことを示しており、4月や10月とは北偏・南偏という点では逆の関係となる。7月は梅雨時期にあたり、亜熱帯ジェット気流が南偏しているということは、梅雨前線の北上が見られない、あるいは遅いということに対応しているためとみられる。また、亜熱帯ジェットが強いということは、傾圧性が強く、擾乱の活動が活発であることを示唆している。Sampe and Xie(2010)は、梅雨期には大気中層のジェット気流は大陸の暖気を移流するために上昇気流をもたらし、対流不安定な成層と非断熱的な加熱を通じて活発な対流活動を形成することにより、梅雨前線の降水を維持していると指摘している。

なお、このような西日本太平洋側の特徴が他の地域に必ずしも共通して見られるわけではないことには注意が必要である。冬の日本海側の降水量は寒気の強さと関連が見られ、一方、盛夏期の沖縄・奄美での降水量は亜熱帯高気圧の動向と関連が強い。また、他の季節や地域においてもジェット気流の位置や強さと降水量の多寡に関連する低気圧の経路や活動が必ずしも連動しているわけではないので、降水量とジェット気流の関係は単純ではない。

参考文献

- 朝倉正, 1985: ジェット気流. 気候学・気象学辞典, 二宮書店, 742pp.
- 中三川浩, 2007: ジェット気流. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 12-20.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2005: 北半球ダブルジェット. 気象研究ノート, **210**, 40-45.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005年12月の日本の異常低温と大気大循環. 気象庁平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 74-86.
- Chou, M. -D., C. -H. Wu, and W. -S. Kau, 2011: Large-scale control of summer precipitation in Taiwan. *J. Climate*, **19**, 5081-5093.
- Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- Sampe, T. and S. -P. Xie., 2010: Large-Scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *J. Climate*, **23**, 113-134.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Ueda, H. and T. Yasunari, 1996: Maturing process of summer monsoon over the western North Pacific - A coupled Ocean/Atmosphere system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 493-508.
- Wang, B. and L. Ho, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386-398.
- Wu C. -H. and C. -D. Chou, 2012: Upper-Tropospheric Forcing on Late July Monsoon Transition in East Asia and the Western North Pacific. *J. Climate*, **25**, 3929-3941.

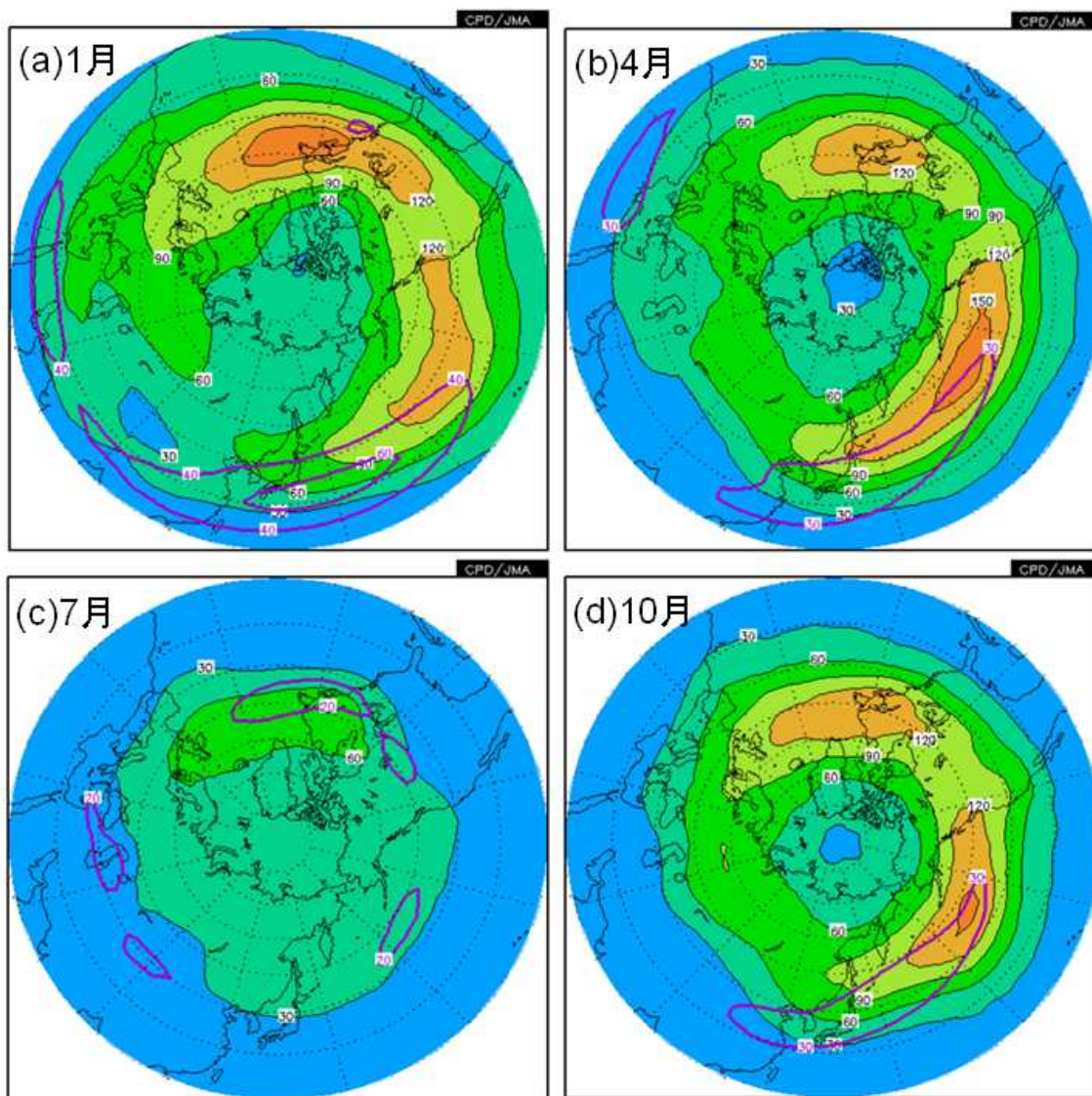
2.3.2 日本付近の移動性擾乱の活動の変化とその要因¹

本項は、藤川(2007)をもとに、2010年平年値を用いて、加筆・修正したものである。

(1) 移動性擾乱の気候的特徴

総観規模の移動性の低気圧や高気圧（傾圧不安定波）のことを移動性擾乱と呼び、中緯度帯では一般に偏西風に流され、西から東に移動する。こうした移動性擾乱は、傾圧不安定理論によれば、

成長率はコリオリ因子（ f ）や西風の鉛直シア（温度風平衡を通じて南北温度傾度に比例）に比例することが示されており、数日のスケールで発達する（中村 1995）。第 5.1.8 項で説明するとおり、移動性擾乱は、亜熱帯ジェット気流に伴う西風運動量を北向きに運ぶことや北向きの熱輸送を行い、鉛直シアを弱める一方、中緯度帯のジェット気流を維持・強化するという効果があり、ジェット気流と移動性擾乱は密接に関係している。2009/2010年冬は、記録的に大きい負の A0 が卓



第 2.3.2.1 図 300hPa の移動性擾乱活動度の月平均平年値の分布

(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月、(d) 10 月

等値線間隔は $30\text{m}^2/\text{s}^2$ 毎。紫線は 300hPa 東西風の平年の (a) 40m/s および 60m/s 、(b) (d) 30m/s 、(c) 20m/s の等値線を示す。統計期間は 1981～2010 年。

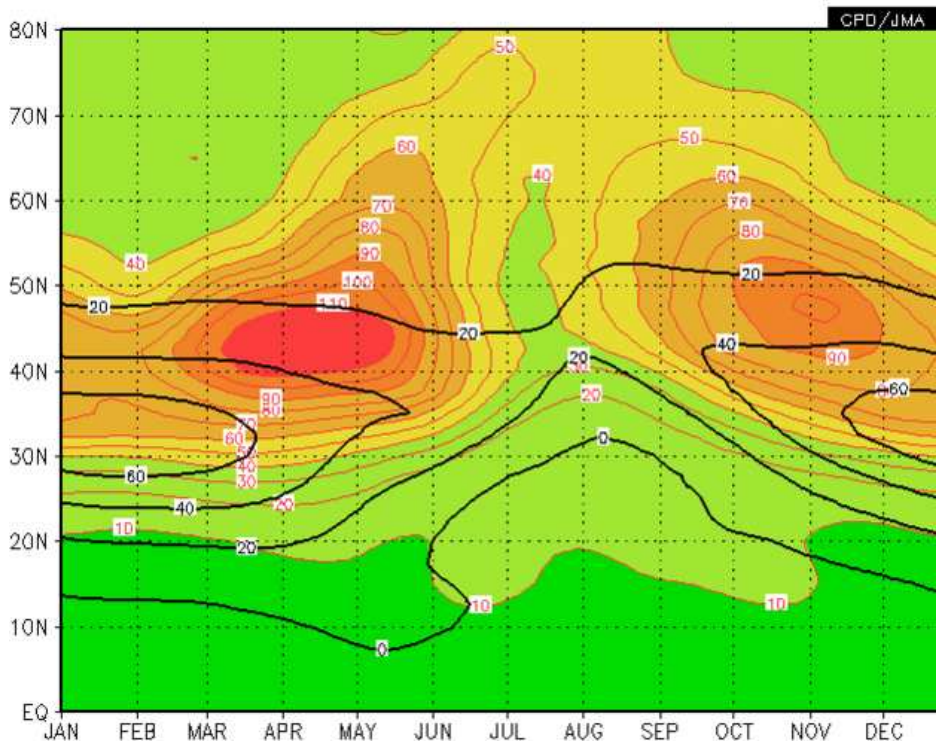
¹ 中三川 浩

越・持続し、北半球中緯度帯の各地で寒波に見舞われた。前節でも述べたように A0 は、ジェット気流の南北振動パターンであり、この年の冬の北半球は強い亜熱帯ジェット気流と弱い寒帯前線ジェット気流が特徴的であった。こうしたジェット気流の変動を維持・強化した要因として、移動性擾乱が一定の役割を果たしていたことが気象庁(2010)の解析で明らかとなっている。

このような移動性擾乱の平年の季節変化を見るために、第 2.3.2.1 図に各季節(中央月)の 300hPa の移動性擾乱の活動度²を示す。300hPa を使用するのには移動性擾乱の活動度が最も大きく、またジェット気流との相互作用が明瞭であるためである。擾乱の成長率が大きいのは大陸東岸沖のジェット気流が最も強いあたりであるが(中村と三瓶 2005) 擾乱は発達しながら東に移動するため、移動性擾乱の活動度の大きい場所はジェット気流の弱まる場所(いわゆるジェットの出口)の強風軸

のやや北側に位置している。具体的には、太平洋北部と大西洋北部にその極大域があり、これらの領域はストームトラックとも呼ばれている。日本付近での移動性擾乱の季節変化を連続的に見るために、140°E に沿う 300hPa の移動性擾乱の平年の緯度時間断面図を示す(第 2.3.2.2 図)。季節的にはジェット気流の強い春や秋に擾乱の活動度が大きく、夏は弱まる。ジェット気流の最も強まる冬には、擾乱の活動はかえって弱まるが、これについては傾圧不安定理論では説明が困難である。中村と三瓶(2005)は、冬期は擾乱の経路が擾乱を発達させる要因のひとつである海洋前線帯(海面水温の南北傾度の大きい領域)とずれていることや、強いジェット気流が対流圏上層の擾乱をより高い高度に捕捉し、地上の擾乱との結びつきを弱めるためと推察している。

次に、地上の低気圧の活動をより直接的に関係する 850hPa の移動性擾乱の活動度を見ると(第



第 2.3.2.2 図 140°E に沿う 300hPa の移動性擾乱活動度の平年値および 300hPa 東西風の緯度時間断面図
赤線は移動性擾乱活動度で等値線間隔は 10m²/s² 毎。黒線は東西風で等値線の間隔は 20m/s 毎。平年値は 1981 ~ 2010 年の 30 年平均値。

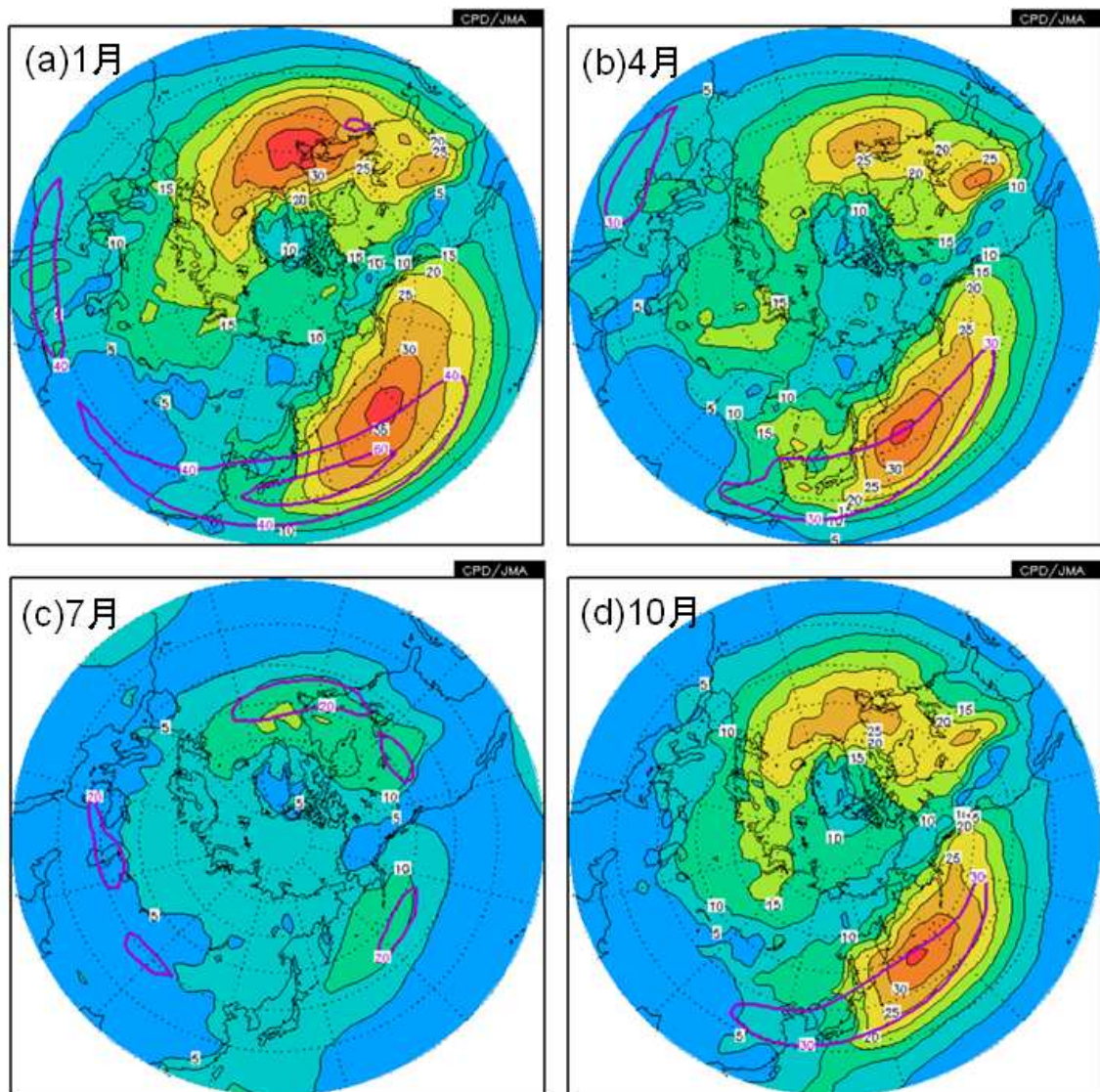
² 風の東西成分および南北成分に 2 ~ 8 日のバンドパスフィルターを施して抽出した高周波成分から求めた単位質量当たりの運動エネルギーを移動性擾乱の活動度と定義した。

2.3.2.3 図) 活動度が大きいのは各季節ともに300hPaの分布(第2.3.2.1図)よりも南西にずれた場所となっている。また、850hPaの移動性擾乱の活動度が日本付近で最も大きいのは春である。春には黄海や朝鮮半島付近でも移動性擾乱の活動が比較的活発であるが、秋から冬にかけては比較的活発でない。このことは、春は秋から冬に比べると、低気圧が日本の近傍でより発達しやすいことを示唆している。

(2) 日本の天候との関係

これらの移動性擾乱の活動が日本付近の天候と

どのように関連しているか、まず、季節変化という観点から述べる。日本付近で移動性擾乱の活発な春や秋には、低気圧や高気圧が頻繁に通る、あるいは発達した擾乱が通りやすいことに対応している。つまり、低気圧の前面(高気圧の後面)で暖気が入り、低気圧の後面(高気圧の前面)で寒気が入り、日々の寒暖の変動が大きくなりやすい。実際、日平均気温による気温の変動度(第2.2節の第2.2.2図)は、地域により若干の違いはあるが、春や晩秋に大きくなっており、これに概ね対応している。また、移動性擾乱が活発になるのに伴い、低気圧の影響を受けやすくなる春には、そ



第2.3.2.3図 850hPa 移動性擾乱活動度月平均年値の分布
 (a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月
 等値線間隔は $5\text{m}^2/\text{s}^2$ 毎。紫線、統計期間は第2.3.2.1図と同じ。

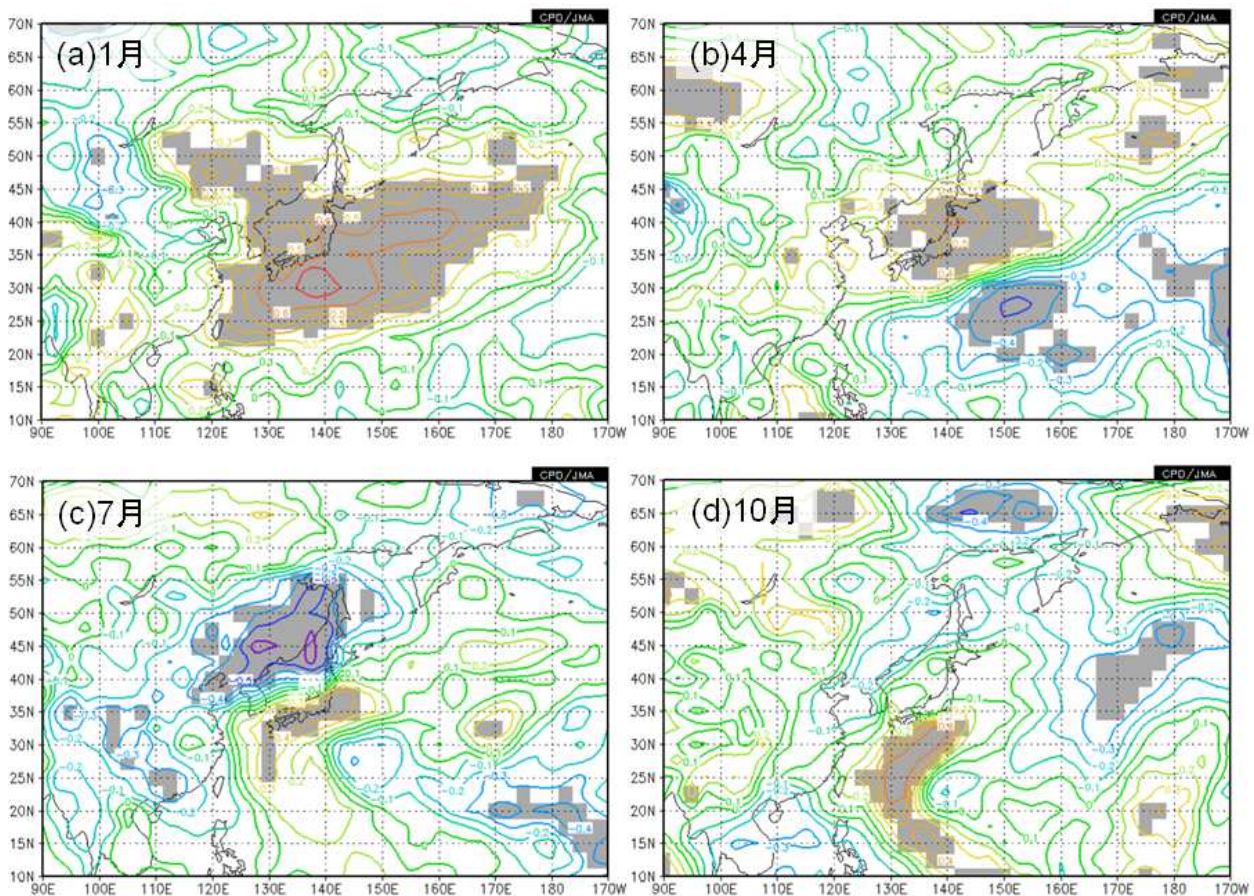
れまで少なかった太平洋側で降水日数が増えるという特徴が見られる（第2.2節の第2.2.8図と第2.2.9図）。

次に、年ごとの変動について、日本付近の移動性擾乱の活動度と降水量（東日本太平洋側）の相関関係から見てみる（第2.3.2.4図）。1月は本州の南岸で移動性擾乱との関係が大きく、南岸を進む温帯低気圧の影響が大きいと考えられる。4月は東北付近を中心に相関が大きくなっており、日本付近を発達して通過する温帯低気圧の影響が大きいと推察される。7月は、本州南岸で有意な正相関が見られる一方、沿海州付近で負の相関が大きくなっており、梅雨前線帯を進む低気圧の位置が平年より北偏あるいは南偏することに関係していると考えられる。一方、10月の図を見てみると、

日本の南海上から本州南岸にかけて高気圧性の曲率を持つように正の相関域が広がっている。このような傾向は9月の分布にも見られるものであり、太平洋高気圧の縁辺に沿った移動性擾乱の活動による影響が明瞭で、台風等の熱帯低気圧の活動の影響が大きいと推察される。

参考文献

- 気象庁, 2010: 2009/2010 年冬の北半球の寒波と北極振動. 気候系監視年報 2010, 127-135.
- 中村尚, 1995: 傾圧性波動擾乱の季節変化に関する観測的研究-1994 年度山本・正野論文賞受賞記念講演-. 天気, **42**, 751-762.
- 中村尚, 三瓶岳昭, 2005: 寒候期における極東域の低気圧活動の特徴. 天気, **52**, 760-763.
- 藤川典久, 2007: 日本付近の擾乱の活動. 平成 19 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 54-57.



第2.3.2.4図 東日本太平洋側の月降水量と850hPa移動性擾乱活動度の月平均値との相関係数分布 (a)1月、(b)4月、(c)7月、(d)10月
等値線間隔は0.1で、t検定による危険率5%で有意な領域を陰影で示した。統計期間は1981~2010年。

2.3.3 停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム¹

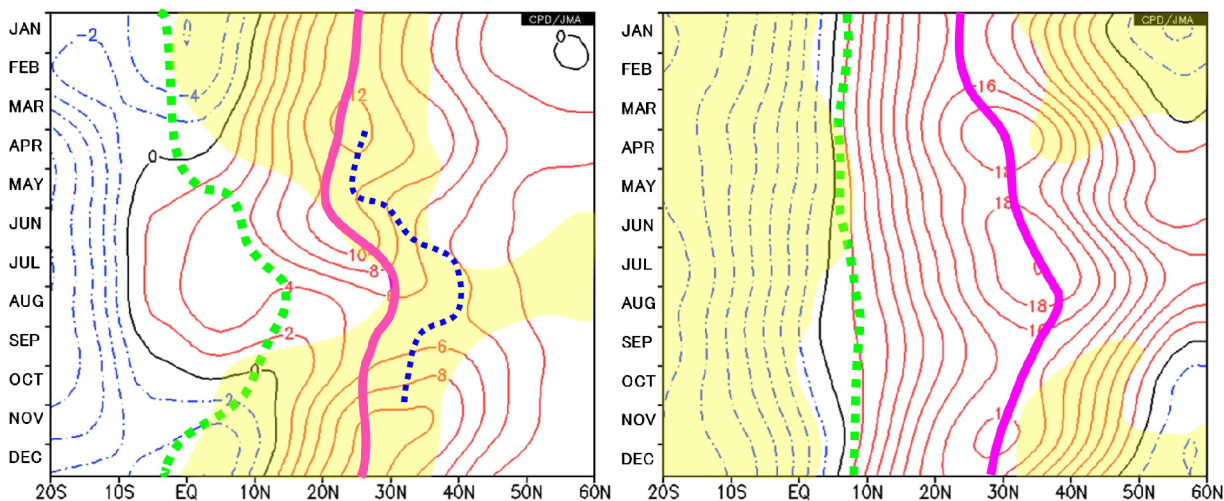
ユーラシア大陸と太平洋の境目の中緯度帯に位置している日本付近では、大陸と海洋の熱容量の違いに起因する、両者間の大規模な海陸風に相当するモンスーン（季節風）が夏と冬のそれぞれの季節に卓越する。これらのモンスーンの季節変化に伴い、日本付近は季節ごとに特徴的な気団の影響を受けている。日本に影響を与える気団は、熱帯低気圧襲来時の赤道気団を除けば、それぞれ名前を付けられた停滞性の高気圧と関連が深い。ここでは、日本付近における大気循環の季節変化を確認したのち、四季を演出する主役となっているこれらの高・低気圧等について、季節変化と年々変動の特徴を記述する。具体的には、比較的長い時間スケールで日本の天候に影響を与える太平洋高気圧（小笠原気団）、オホーツク海高気圧（オホーツク海気団）、シベリア高気圧（シベリア気団）及び、地上の気団とは対応しないが夏の天候と関連の深いチベット高気圧についても、その特徴について記述した。また、冬の北西モンスーンの主役の1つであるアリューシャン低気圧について、及び、5番目の季節として挙げられることもある、

梅雨をもたらす停滞前線（梅雨前線）についても、その特徴を記述した。

なお、本項において作成した図表類に使用したデータは、引用を除き、JRA-25/JCDAS、COBE-SST、NOAA-OLR（第6章の用語集参照）及び日本の地域平均気温等であり、平年値や標準偏差等は1981～2010年の30年（2010年統計）を用い、日本の天候との統計的關係も1981～2010年の30年から計算した。一方で、事例数を多くすることを優先して、循環場の変動については、1979～2012年のデータを用いて解析した。季節の表記については、特に断わらない限りは北半球の季節を指している。また、旬としてデータを見る際には、最も近い「暦日半旬の2半旬平均」をその旬とみなしている。

（1）日本付近の大気循環の季節変化

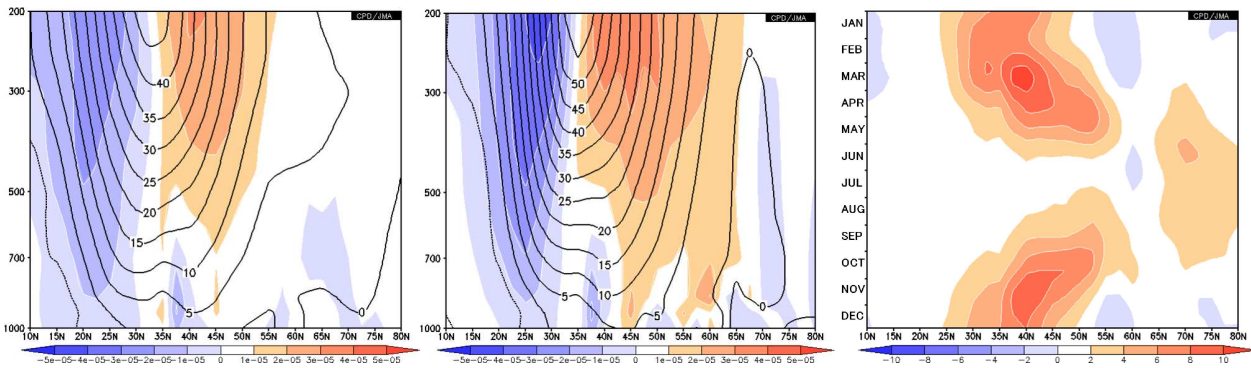
日本付近の下層循環の南北方向の季節変化を、時間緯度断面（第2.3.3.1図左）で見ると、第2.3.3.1図右は、比較のために掲載したものであるが、太平洋高気圧の中心が存在する150°Wでは、その盛衰が主要な季節変化であり、高気圧性循環の中心は比較的連続的な変化で8月に最も北の緯度に達する。一方、日本付近の経度帯（140°E）の変化は、



第2.3.3.1図 日本付近および太平洋東部の下層循環の季節変化（左：140°E、右：150°W）

等値線は、半旬平均925hPa流線関数平年値（間隔 $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）。実線（赤紫）は、925hPa渦度平年値の極大で見た高気圧の軸の位置、破線（緑）はOLR平年値極小で見た対流活動の軸の位置、点線（青）は700hPa上昇流平年値で見た前線帯の位置、黄陰影は200hPa流線関数の帯状平均からの差が正の領域を示す。平年値は1981～2010年の30年平均値。

¹ 藤川 典久



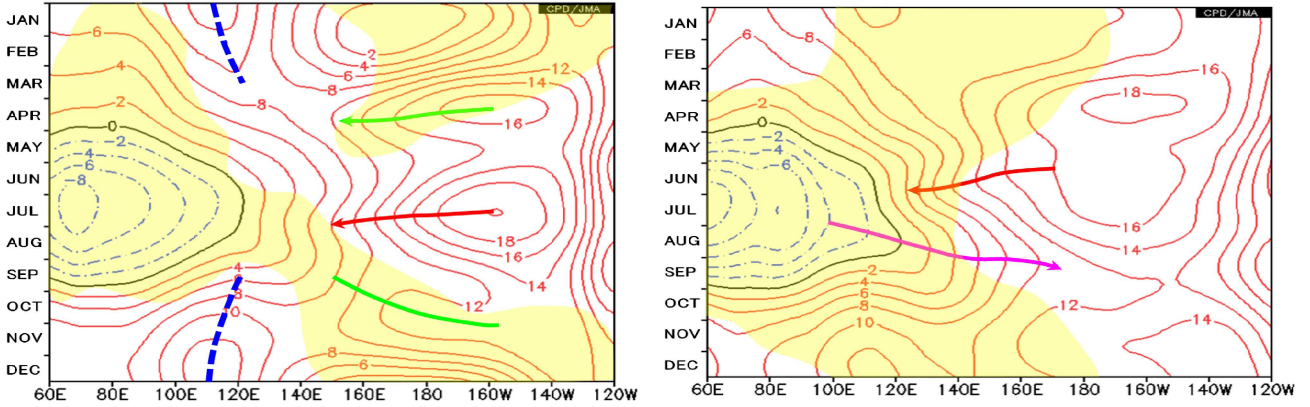
第 2.3.3.2 図 日本付近(140°E)の東西風と相対渦度の鉛直構造(左:4月、中:10月)と850hPaにおける高周波擾乱による熱の北向き輸送量の季節変化

左図と中図:等値線は月平均東西風速平年値(間隔5m/s)、色塗は月平均相対渦度平年値(単位1/sで、間隔は凡例参照)。右図:色塗りは半月平均850hPa高周波擾乱による熱の北向き輸送量平年値(単位Km/sで、間隔は凡例参照)。平年値は1981~2010年の30年平均値。

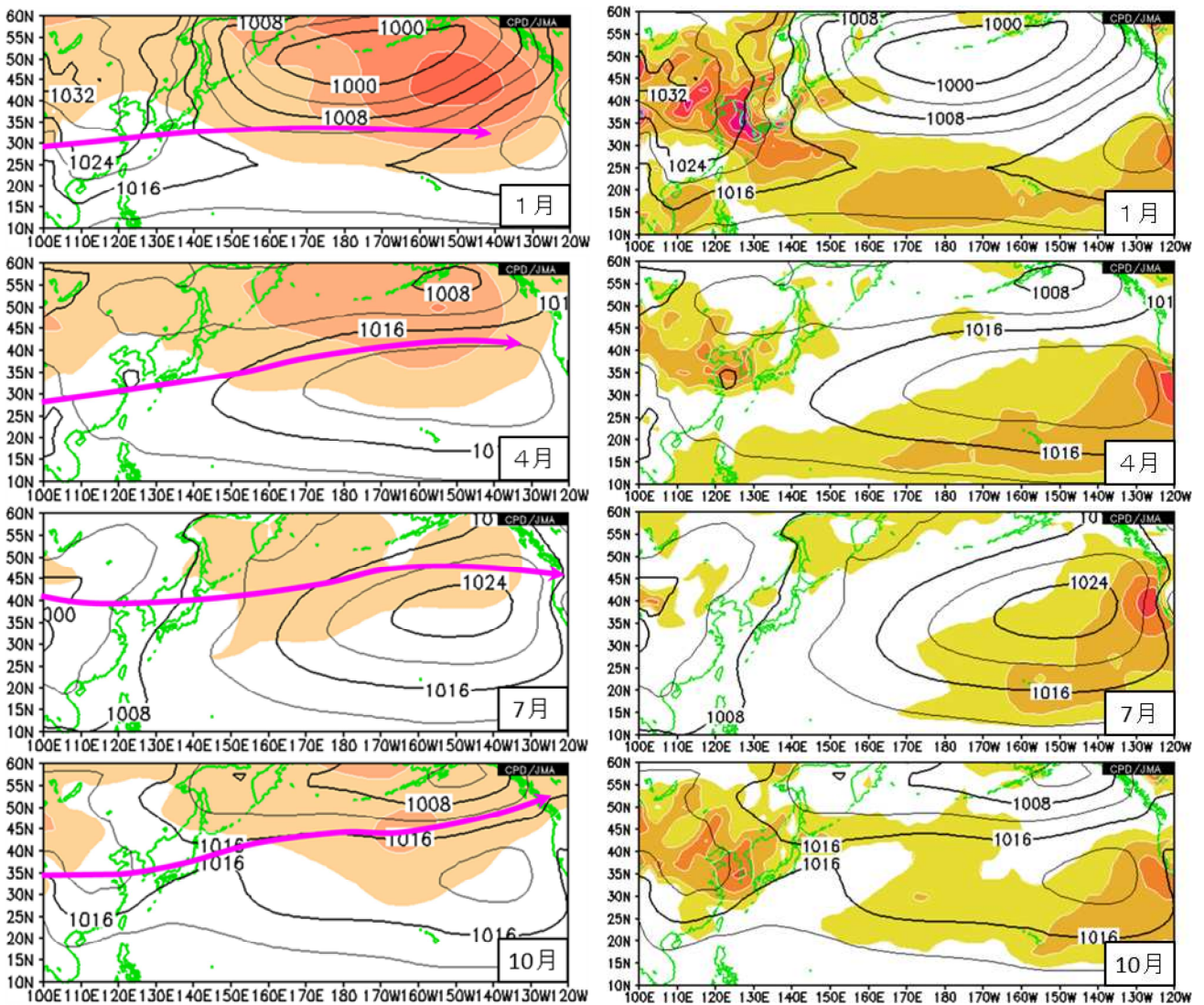
四季ごとに異なった特徴を示している。冬は、下層高気圧性循環とほぼ同じ緯度帯に上層の高気圧性循環(図中黄色陰影)が見られており、鉛直方向に位相が変わらない順圧構造の上、渦度軸と流線関数の軸が同じとなっている。一方、4月頃と秋には、順圧構造ではあるが、渦度軸が流線関数の軸の南側にずれるようになる。これは、第2.3.3.2図に示すように短期予報の現場で中間系と呼ばれている対流圏中層で明瞭な強風軸に伴う負の渦度帯(図中37.5°N付近)が現れる時期にあたり、下層の流線関数ではこの負の渦度帯が太平洋高気圧と一体となった表現になっているためである。つまり、非発散の風場を空間スムージングしたことになる流線関数では大きな高気圧性循環になっているが、実際は異なる性質の高気圧の間に挟まれた前線帯が隠れており、この前線帯に沿って移動する低気圧や高気圧(高周波擾乱)によって、春と秋における天気の変化がもたらされている。ちなみに、この強風軸の形成には、春の前半と秋の後半に40°N付近で活動が活発となる高周波擾乱が(第2.3.3.2図右)上層の亜熱帯ジェット気流の西風運動量を下層に輸送した結果と考えられる。高気圧性の渦度の軸は5月に最も南下した後、その北側の前線帯とともに、6月半ば以降急激に北上して、8月には最も北の緯度に達し、高さとともに少し南北に傾いた等価順圧の構造となる。この変化は、第2.3.3.1図に示すように南海上の対流活動中心緯度(OLR極小域)

の北上と同期しており、梅雨明け前後の亜熱帯ジェット気流の北へのジャンプやフィリピン東方海上の対流活動の北へのジャンプとも関係している(植田と安成1998)。一方、太平洋東部では軸の存在する緯度と対流活動中心緯度との関係は明瞭ではなく、高気圧の生成に大陸と海洋の地理的分布の影響も大きいものと考えられている(Miyasaka and Nakamura 2005)。

次に東西方向の下層循環の季節変化を時間経度断面(第2.3.3.3図)で見ると、本州付近の緯度帯(35°N~40°N、左図)では、4月から5月前半にかけて、150°Eから日付変更線付近では下層の高気圧性循環に重なるように上層の高気圧性循環(黄色陰影)が見られており、順圧構造の高気圧性循環が日本の東海上で勢力を強めた後(緑矢印)、6月に一旦東に後退する。7月から8月にかけては傾圧構造をもった高気圧性循環(太平洋高気圧)が東海上から本州付近に張り出し(赤矢印)、本州付近では上層でも西から張り出してきたチベット高気圧の勢力下にもなり順圧構造となる。9月後半から10月にかけては、110°E付近で傾圧構造をもった高気圧性循環(シベリア高気圧)が発達する(青点線)一方、150°E以東では順圧構造を持った高気圧性循環が現れ次第に東進する(緑線)。また、冬季には、日本の東海上では相対的に低気圧性循環(アリューシャン低気圧)が強まり、下層循環は冬型の気圧配置となるが、この緯度帯では傾圧構造となっている。一方、南西諸島の緯度



第2.3.3.3図 日本付近の下層循環の季節変化(左:35°N~40°N平均、右:20°N~30°N平均)
 等値線は、半月平均925hPa 流線関数年平均値(間隔 $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、黄陰影は、200hPa 流線関数の帯状平均からの差が正の領域、その他注目する特徴に線を付加(本文を参照)。年平均値は1981~2010年の30年平均値。



第2.3.3.4図 各季節における太平洋高気圧の様子
 1段目:1月、2段目:4月、3段目:7月、4段目:10月
 等値線は、月平均海面気圧年平均値(間隔4hPa)、色塗は、左:月平均海面気圧標準偏差(間隔2hPa)、右:700hPa下降流(間隔0.025Pa/s、下降流域のみ)、左図の太実線(赤紫)は、200hPa東西風速年平均値から解析した亜熱帯ジェット気流の軸の位置。年平均値は1981~2010年の30年平均値。

帯（ $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 、右図）では、5月後半に梅雨前線が明瞭化することにより高気圧性循環（太平洋高気圧）の勢力が一旦やや東に後退した後、6月後半から7月前半にかけて最も西に張り出す（赤矢印）。その後、8月から9月にかけては、モンスーントラフが東に伸長する（赤紫矢印）ことに伴って高気圧性循環が大きく東に後退する様子が見られる。10月から冬の前半にかけて 110°E 付近では高気圧性循環が強まり、平面図からはシベリア高気圧が張り出してくる様子が見られる（第2.3.3.4図）が、この経度帯の高気圧性循環を第2.3.3.3図で再確認すると、 $35^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ では傾圧構造だが、 $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ では亜熱帯ジェット気流軸の南側にあたることもあり順圧構造となっている。

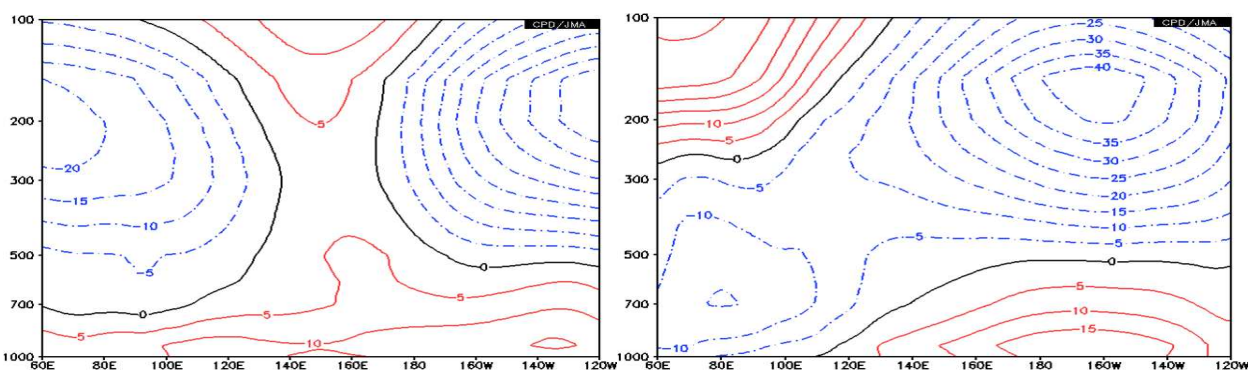
（2）太平洋高気圧

ア．太平洋高気圧の気候的特徴

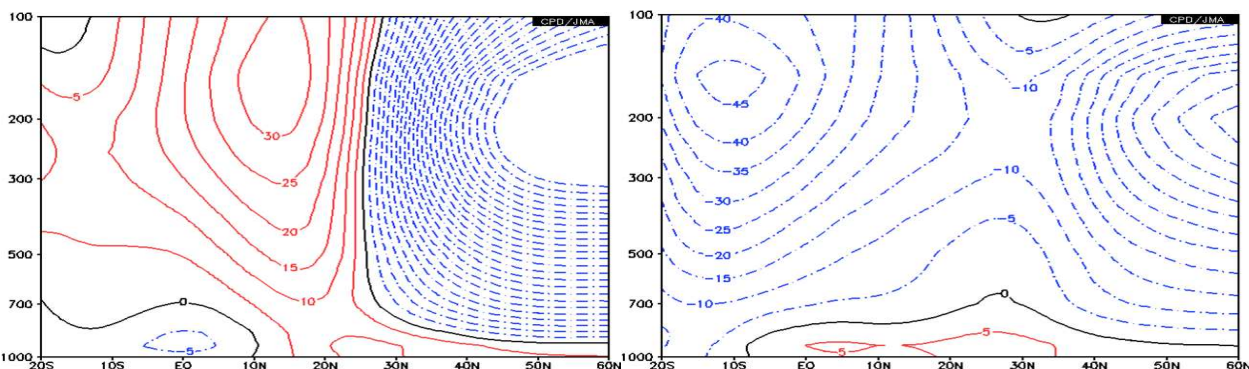
太平洋高気圧は、北太平洋の東部に中心を持つ亜熱帯高気圧である。通常、北太平洋に存在するものを単に「太平洋高気圧」と呼んでおり、気象

庁の予報現業では亜熱帯高気圧の省略形としてサブハイ(sub-tropical high)とも呼ばれている。夏季に日本付近を覆う亜熱帯高気圧は太平洋高気圧の一部であるが、日本の南海上に副中心を持つ場合にそれを小笠原高気圧と呼ぶことがあり、チベット高気圧の強まりとともに日本付近で順圧性が強くなったものを小笠原高気圧と呼んでいる例もある（榎本 2005）。また、500hPa 高度で見られる高気圧については、太平洋高気圧と呼ぶことはあまりなく、通常、亜熱帯高気圧（サブハイ）と呼んでいる。

第2.3.3.4図に見られるように、太平洋高気圧は冬季にハドレー循環の下降流域にあたる $10^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ に帯状に広がる。夏季に向かっては、本項（1）で述べたように対流活動中心緯度とは関係なく太平洋高気圧の軸は北上することからハドレー循環とは異なるメカニズムが次第に卓越することが示唆され、夏季は西部で $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 、東部で $15^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ に勢力を広げる。夏季の太平洋高気圧の発達については、Miyasaka and Nakamura(2005)



第2.3.3.5図 太平洋高気圧の鉛直構造（左：1月の $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 平均、右：7月の $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均）
等値線は月平均流線関数平年値（間隔 $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）。平年値は1981～2010年の30年平均値。



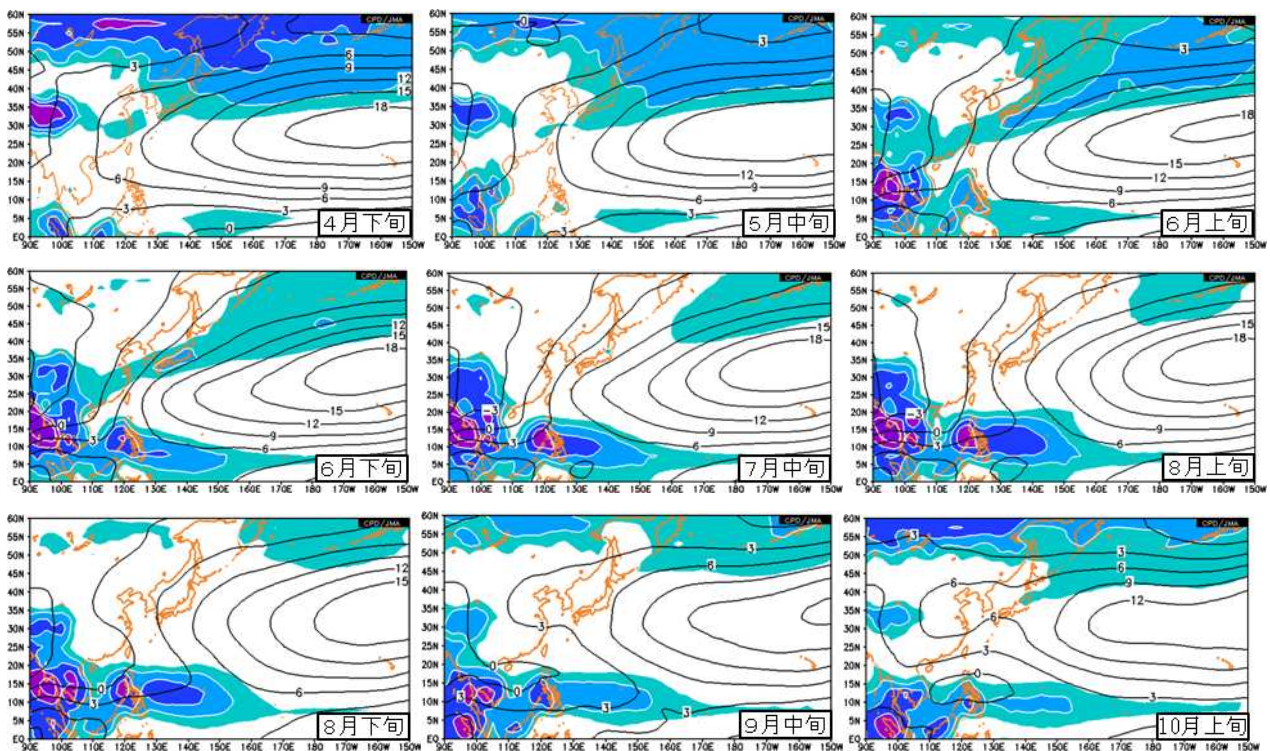
第2.3.3.6図 太平洋高気圧の鉛直構造（ $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ 平均、左：1月、右：7月）
等値線は月平均流線関数平年値（間隔 $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）。平年値は1981～2010年の30年平均値

では、カリフォルニア海流と北米大陸の熱強制による影響が大きいとされているほか、速度ポテンシャルや発散風の年平均分布（図略）からはアジアモンスーン域との大規模な東西循環による効果もあるものと考えられている。日本付近が太平洋高気圧の直接の勢力下に入るのは夏季のみで、本州以北では盛夏期のみとなるが、冬季においてもエルニーニョ現象時によく見られるようにフィリピン東海上で太平洋高気圧が強い場合、南西日本における季節風を弱める間接的な影響があることが知られている（安富と木本 1999）。標準偏差で見た年々変動は、全体的に小さいが、軸の北側で比較的大きな領域が広がっており、これは亜熱帯ジェット南北位置の年々変動と関連している。下降流域は、軸の南側を中心に広がっており、冬季には熱帯収束帯（ITCZ）の北側に帯状に広がる。夏季の北西太平洋では平均的には上昇流域となっており、日本付近も同様で、暑夏年にかろうじて

下降流域となる（図略）程度である。また、中心の東側の北米西岸沖では明瞭な下降流域が広がっており、カリフォルニア海流域での海洋性層積雲の発生の一因となっている。

流線関数の高度経度断面（第 2.3.3.5 図）と高度緯度断面（第 2.3.3.6 図）からその鉛直構造を見ると、太平洋高気圧の中心が位置する北太平洋東部では、上層は低気圧性循環が卓越した傾圧構造が明瞭である。一方、冬季の 160°E 付近と夏季の日本付近は傾圧性が弱くなっており、7月の 130°E ~ 140°E では上層のチベット高気圧の東への張り出しに伴い、高度とともに少し南北に傾いた等価順圧な構造となる。

日本付近の太平洋高気圧の季節変化を、本項（1）で示した時間断面図や旬平均図（第 2.3.3.7 図）から見ると、南海上の対流活動の北上と同期して、6月から北上し、8月に最も北まで張り出す様子が明瞭である。南西諸島の緯度帯（20°N ~



第 2.3.3.7 図 旬平均平年値でみた太平洋高気圧と対流活動の推移

上段： 左：4月下旬、中：5月中旬、右：6月上旬

中段： 左：6月下旬、中：7月中旬、右：8月上旬

下段： 左：8月下旬、中：9月中旬、右：10月上旬

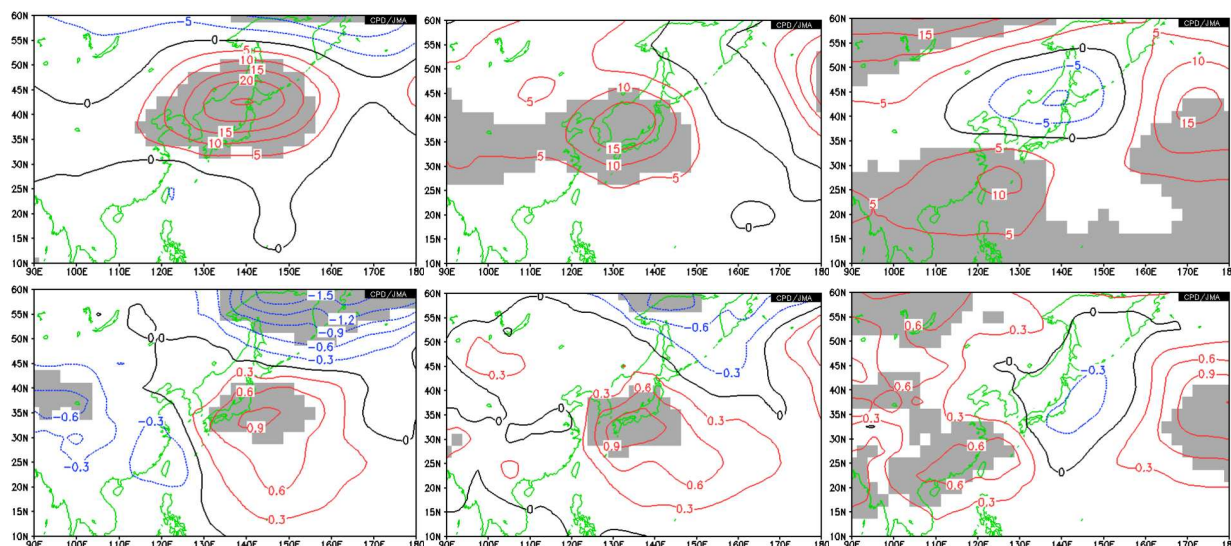
等値線は 925hPa 流線関数平年値（間隔 $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）、色塗は OLR 平年値（間隔 $10 \text{W}/\text{m}^2$ 、 $225 \text{W}/\text{m}^2$ 以下の領域のみ）、平年値は 1981 ~ 2010 年の 30 年平均値。

30°N)では、梅雨前線が明瞭となる5月後半に勢力が一旦やや東に後退した後、6月後半から7月半ばにかけて最も西に張り出し、沖縄では最も安定した夏となる。その後、モンスーントラフの東への伸長に伴って、8月から9月にかけては大きく東に後退する様子が見られる。一方、本州付近の緯度帯(35°N~40°N)では、7月から8月前半にかけて傾圧構造を持った太平洋高気圧が西に張り出し始めるが、第2.3.3.3図で見たように日本付近の経度帯では順圧構造となる。また、8月上旬や下旬の平均図では、モンスーントラフに伴うフィリピンからフィリピン東海上の対流活動活発域と日本付近に張り出した太平洋高気圧の気圧の尾根が見られており、暑夏年に顕著に現れるPJ

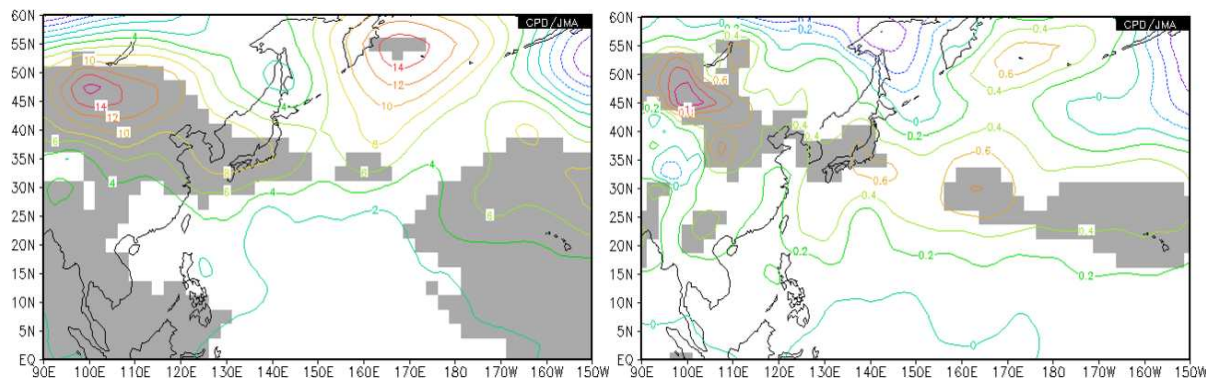
パターン(Nitta 1987)が平年値においても見ることが出来る。また、9月中旬になると、35°N~40°N帯では、東海上で高気圧性循環が強まって相対的に西谷となる一方(第2.3.3.3図)、黄海付近には下層の高気圧性循環が次第に現れて、10月前半にかけては南東海上に退きつつある太平洋高気圧との間に秋雨前線が明瞭となる(第2.3.3.7図)。

イ．太平洋高気圧の年々変動と日本の天候との関係

8月の地域平均気温と太平洋高気圧の関係をみると(第2.3.3.8図)、北から西日本にかけては、日本付近の太平洋高気圧の勢力との正の相関関係が有意であり、相関域の分布は500hPa高度が海面



第2.3.3.8図 8月の地域平均気温との回帰係数分布
左：北日本、中：西日本、右：沖縄・奄美、上：500hPa高度(単位m)、下：海面気圧(単位hPa)。
危険率5%で有意な領域に陰影を付加、統計期間は1979~2012年の34年間。

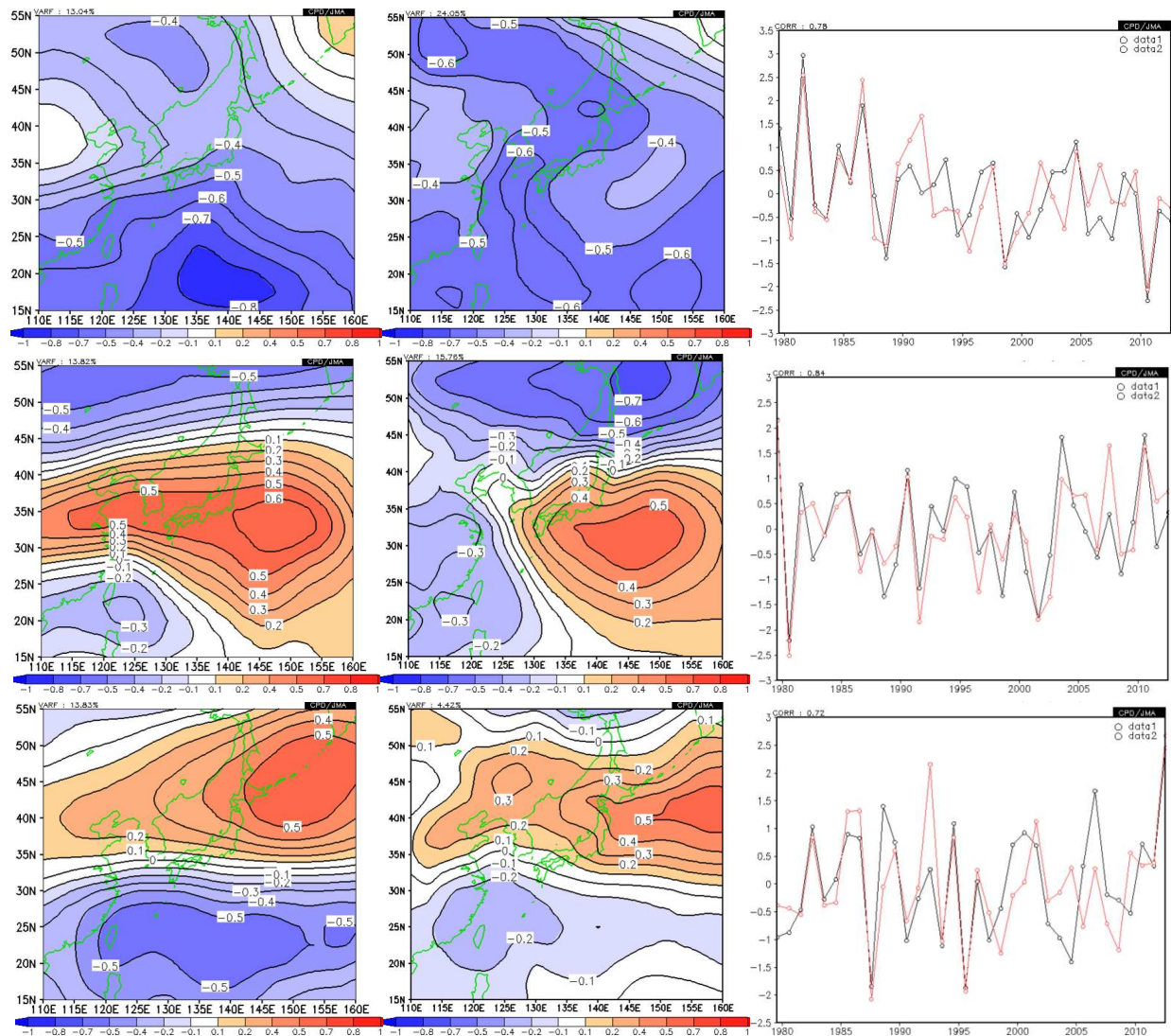


第2.3.3.9図 8月の500hPa高度(左)と海面気圧(右)のトレンド
西暦年との回帰係数分布(単位は、左:m、右:hPa)で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。

気圧よりも北側に位置していて、この時期における日本付近の南北に傾いた等価順圧構造の高気圧との関係が深いことを示している。また、特に北日本においては、オホーツク海高気圧との負の相関関係が有意であるのが目を引く。一方で、沖縄・奄美では、東シナ海南部の太平洋高気圧の勢力と有意な正相関が見られる。

8月の太平洋高気圧の最近34年間の長期変化傾向(トレンド)を見ると(第2.3.3.9図)海面気圧の正のトレンド域がハワイから華北にかけて少し右肩下がりになった帯状の領域として見られ、本州付近は5%の危険率で有意な上昇トレンド域となっている。500hPa高度においても、似たよう

な領域に正のトレンド域が広がっているほか、850hPa高度においても本州付近に負のトレンドが見られており(図略)8月の本州付近では太平洋高気圧が強まるトレンドが有意であるといえる。なお、亜熱帯ジェット気流の北偏トレンドに伴って500hPa高度の上昇トレンドが中緯度で帯状に見られる様子は、8月だけでなく、7月や9月にも現れているが、気候値にトレンドが重なる形で亜熱帯ジェットが変化することから、単純に順圧的な変化とはならず、海面気圧の分布に有意なトレンドが現れているのは8月だけとなっている。なお、以下のトレンド解析も同様であるが、34年間のデータから見積もったトレンドには、地球温



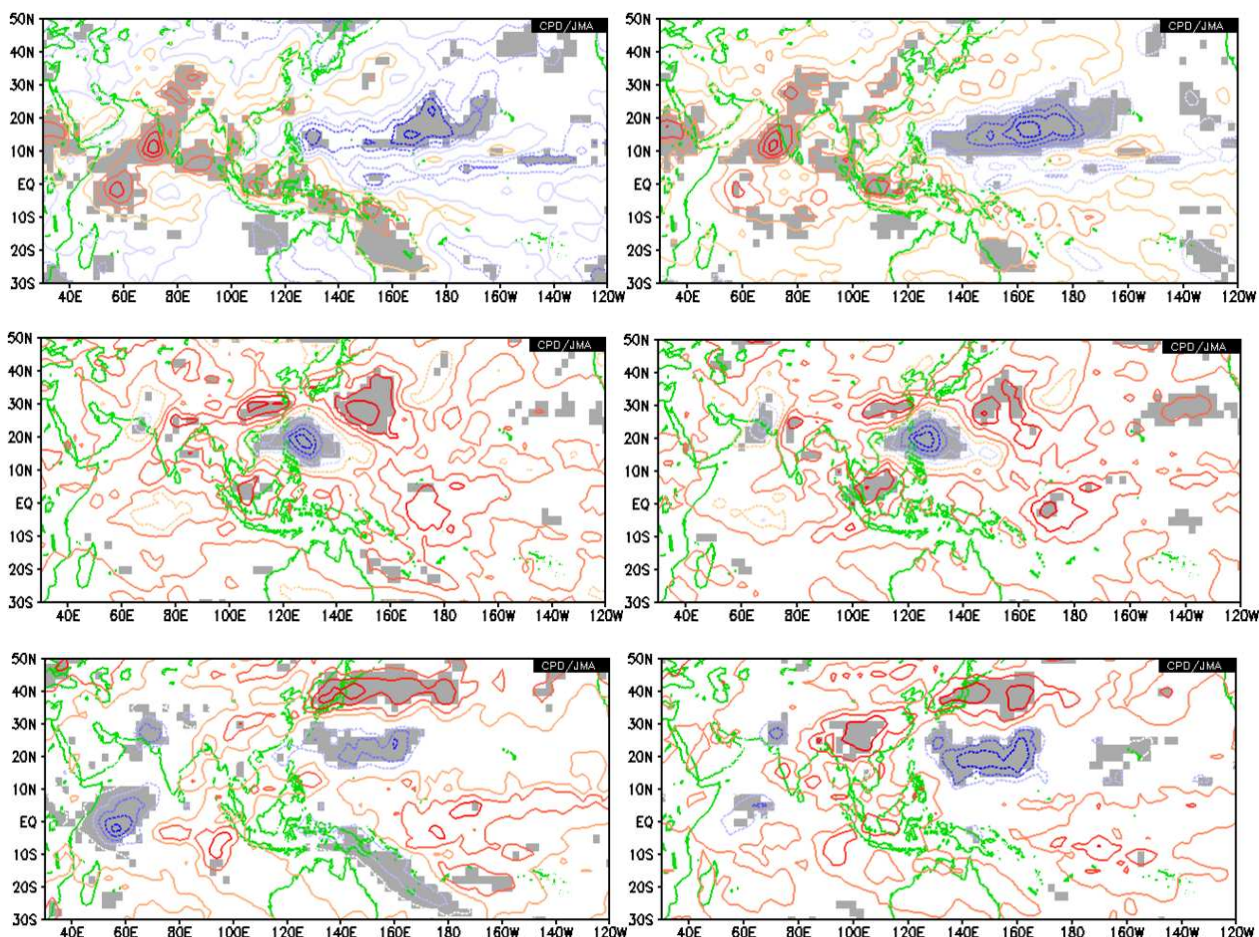
第2.3.3.10図 8月の500hPa高度と海面気圧のSVD解析による上位3モードの変動パターンとその年々変動
 上段: 第1モード(寄与率50.6%)、中段: 第2モード(寄与率30.1%)、下段: 第3モード(寄与率11.6%)
 左: 500hPa高度の異種相関係数分布、中: 海面気圧の異種相関係数分布、右: 500hPa高度のスコア(黒線)と海面気圧のスコア(赤線)。対象領域は110°E~160°E、15°N~55°N。統計期間は1979~2012年の34年間。

暖化に伴うトレンドだけでなく、10年～数10年規模の変動も含まれている可能性があるため、解釈には注意が必要である。

盛夏期の太平洋高気圧の構造的な年々変動を見るために、8月の日本付近の500hPa高度と海面気圧の特異値分解(SVD)を行った結果を第2.3.3.10図に、その主要変動モードと熱帯の対流活動の関係を第2.3.3.11図に示す。上位3モードの累積寄与率が90%を超えており、これらでほとんどの変動を説明できることになる。寄与率が50%と大きい第1モードは、500hPa高度、海面気圧ともに日本の南海上と沿海州が同符号で変動するパターンで、スコア時系列からは、これらが上昇トレンドを持っていることが分かる。ところが、このパターンは、第2.3.3.9図で確認したトレンドパター

ンとは全く異なり、単純なトレンドパターンではない。熱帯の対流活動との関係(第2.3.3.11図)では、ENSOと関係は見られず、10°N帯のインド洋と太平洋の対流活動がシーソーする変動との関係が明瞭である。インド洋海面水温の上昇トレンドや太平洋十年規模変動(PDO)との関係も示唆されるが、ここでは主に亜熱帯域を中心とした高度・気圧の上昇トレンドを持った年々変動で、沖縄・奄美の気温との関係が深いと整理しておく。

次に、第2モードであるが、3極子構造を持った帯状の500hPa高度と、華南、本州南東海上、オホーツク海に変動中心を持つ海面気圧から構成されている。このモードは、フィリピン北部付近の対流活動との関係が深く、PJパターンを表現した変動パターンである。西日本の地域平均気温との



第2.3.3.11図 8月の日本付近のSVDによる上位3モードの変動パターンと対流活動(OLR)の相関関係

上段：SVD第1モード、中段：SVD第2モード、下段：SVD第3モード

左：500hPa高度のスコアとの回帰、右：海面気圧のスコアとの回帰

各スコアとの回帰係数分布(等値線間隔 $2W/m^2$ 、ゼロ線は省略)で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979～2012年の34年間。

相関マップ（第 2.3.3.8 図）に非常に良く似ていることから、沖縄・奄美を除く地域の 8 月の気温を主に支配している年々変動パターンといえることができる。

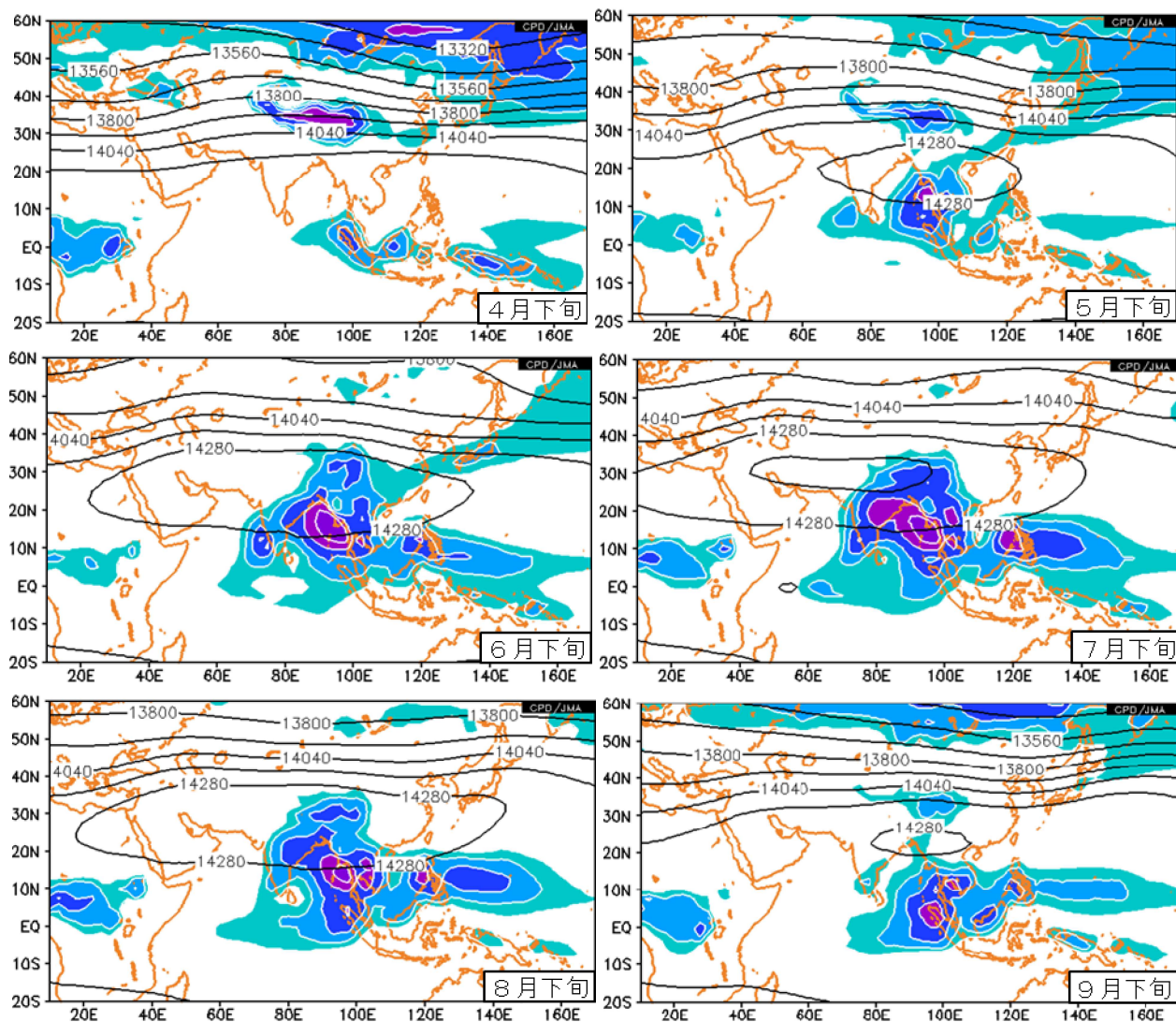
最後に、第 3 モードは、 35°N 付近を境として南北で符号が入れ替わる変動パターンで、極東域の亜熱帯ジェット気流の南北変動に伴った太平洋高気圧の南北偏及びミッドパシフィックトラフの日本の南海上への西伸の度合い（東西変動）を表現したものである。マリアナ諸島からマーシャル諸島にかけての 20°N 帯の対流活動と関係が深い、この対流活動がこのパターンの生成・維持にどの程度寄与しているかはわからない（この対流活動

が循環場の結果であることも考えられる）。さらには、インド洋のダイポールモード的な対流活動分布との関係も示唆されるが、詳細は不明であり今後の課題である。

（ 3 ）チベット高気圧

ア．チベット高気圧の気候的特徴

チベット高気圧は北半球の夏季を中心にアジア南部で発達する対流圏上層の高気圧であり、その中心がチベット高原付近に位置することからこのように呼ばれている。その生成は、チベット高原における直接・間接の大気加熱が原因とされてきたが、最近では夏のアジアモンスーンの活発な対



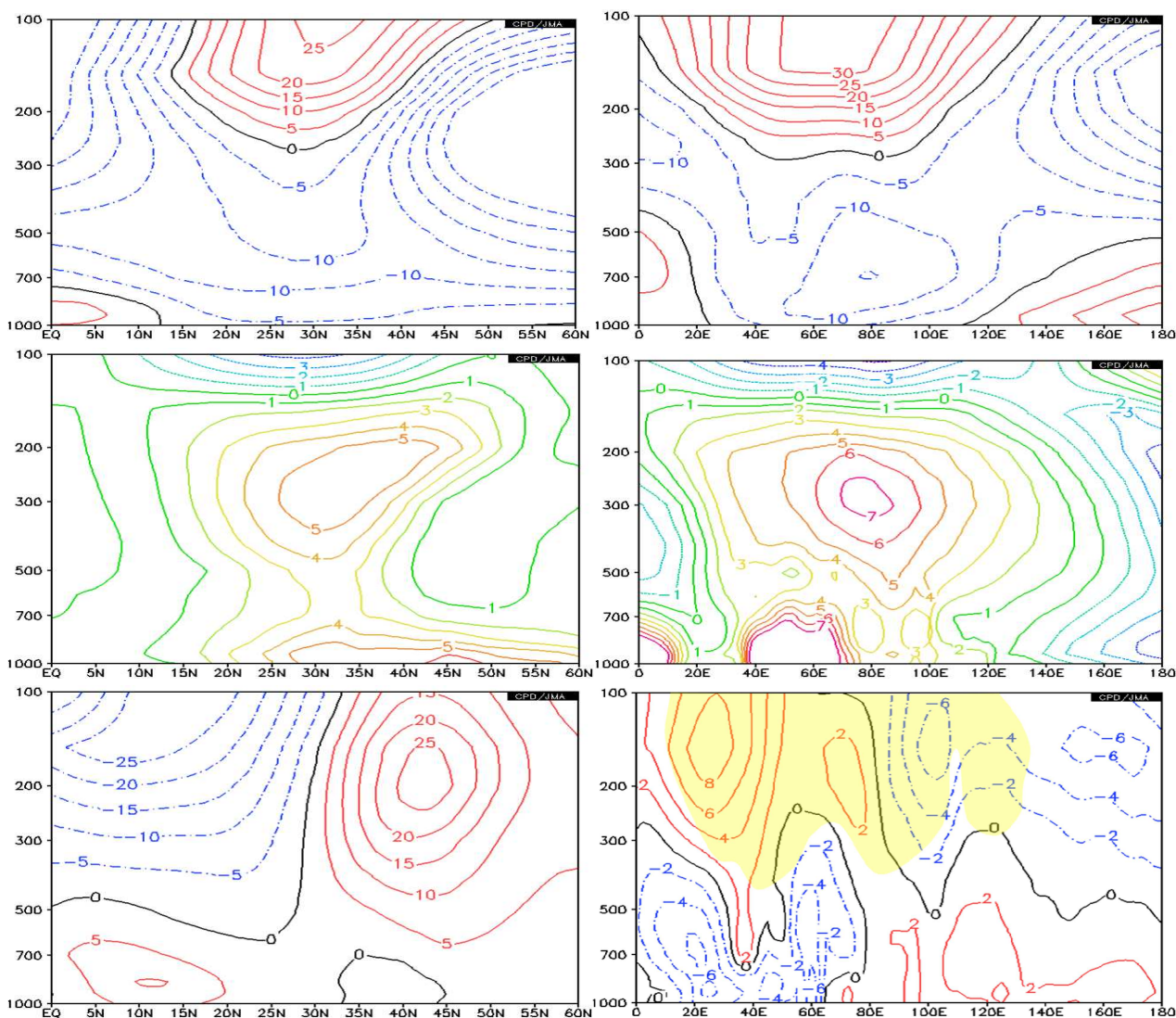
第 2.3.3.12 図 旬平均平年値でみたチベット高気圧の発達と対流活動の推移

左上：4 月下旬、右上：5 月下旬、左中：6 月下旬、右中：7 月下旬、左下：8 月下旬、右下：9 月下旬
等値線は 150hPa 高度平年値（間隔 120m）、色塗は OLR（間隔 $10\text{W}/\text{m}^2$ 、 $225\text{W}/\text{m}^2$ 以下の領域のみ）、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

流活動による大気加熱に伴う定常ロスビー波の応答も寄与していると理解されている(榎本 2005)。第 2.3.3.12 図に見られるように、チベット高気圧の発達とその南東側に位置する活発な対流活動域の推移と連動していることから、そのことと矛盾していない。

まず、チベット高気圧の勢力が最も強まる 7 月下旬における鉛直構造を高度緯度断面と高度経度断面(第 2.3.3.13 図)から見ると、およそ 400hPa を境にして、上層が高気圧性循環のチベット高気圧、下層が低気圧性循環のモンスーン低気圧という傾圧構造が明瞭である。チベット高気圧の循環

中心は、 30°N 、 75°E のインド北部(ほぼニューデリーの真上辺り)に位置しており、その勢力圏は、 $15^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $20^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$ の広大な範囲に広がる。鉛直方向には、100~150hPa の高さに循環中心が存在しており、それより下層の対流圏の大部分は周りと比べて高温となっている。なお、ちょうど圏界面付近となる 100hPa の気温は、モンスーンに伴う強い上昇流による断熱降温の効果により、周囲より低くなっている(つまり、100hPa で見ると、チベット高気圧は寒気を伴った循環となる)。また、チベット高気圧の北縁では強い偏西風(亜熱帯ジェット気流)が吹いており、南縁では偏東風ジェ



第 2.3.3.13 図 チベット高気圧の鉛直構造(7 月下旬の平年値)

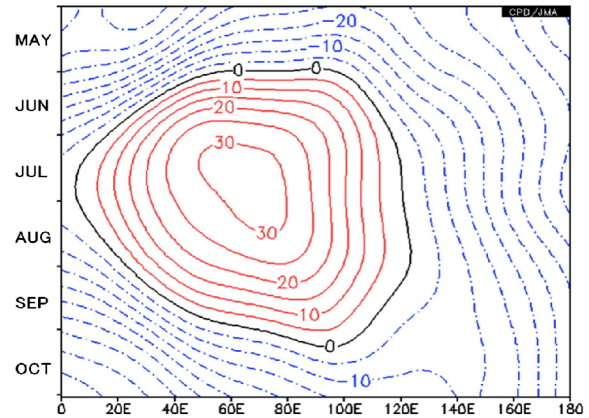
左: 高度緯度断面図 ($30^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均)、右: 高度経度断面図 ($27.5^{\circ}\text{N} \sim 32.5^{\circ}\text{N}$ 平均)

上段: 流線関数(間隔 $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、中段: 気温の帯状平均からの差(間隔 1)、下段: 風の東西成分(左: 間隔 5m/s)と南北成分(右: 間隔 2m/s、黄陰影は相対湿度が $-2 \times 10^{-5}/\text{s}$ 以下の領域)。

平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

ット気流が吹いている。チベット高気圧を回る南風は $0^{\circ} \sim 80^{\circ}E$ 帯で、北風は $80^{\circ}E \sim 180^{\circ}$ 帯で吹いているが、チベット高気圧内の小さな循環を見ると、その南北風の分布から $50^{\circ}E$ と $90^{\circ}E$ 及び $130^{\circ}E$ 付近の3ヶ所に高気圧性循環の中心を持つことが分かる。 $50^{\circ}E$ と $90^{\circ}E$ の循環はそれぞれイランモードとチベットモードと呼ばれるチベット高気圧の中心循環(Qiong Z. et al. 2002)である。これら3つの高気圧性循環は、チベット高気圧北縁を吹く亜熱帯ジェット気流上の定常ロスビー波によると考えられる。チベット高気圧が日本付近に張り出すような場合には、 $130^{\circ}E$ 付近の高気圧性循環が定常ロスビー波によって強められていることが多い(榎本 2005)。

次にチベット高気圧の季節変化を、旬平均平年値の推移(第 2.3.3.12 図)や時間経度断面(第 2.3.3.14 図)から見ると、5月のインドシナ半島の夏のモンスーン入りの頃に東南アジア上空で発達を始めた高気圧性循環は、インドでモンスーン入りする6月に入るとすぐにアラビア海北部~パキスタン上空を中心とした $50^{\circ}E \sim 80^{\circ}E$ で急速に発達する。しばらく同じ経度帯で強い状態が続いた後、北西太平洋域でモンスーン入りする7月後半になると $60^{\circ}E$ 付近では弱まり始め、高気圧性循環の最も強い場所は次第に東へ移っていき、8月の終わりには $90^{\circ}E$ 付近に達する。時間緯度断面図

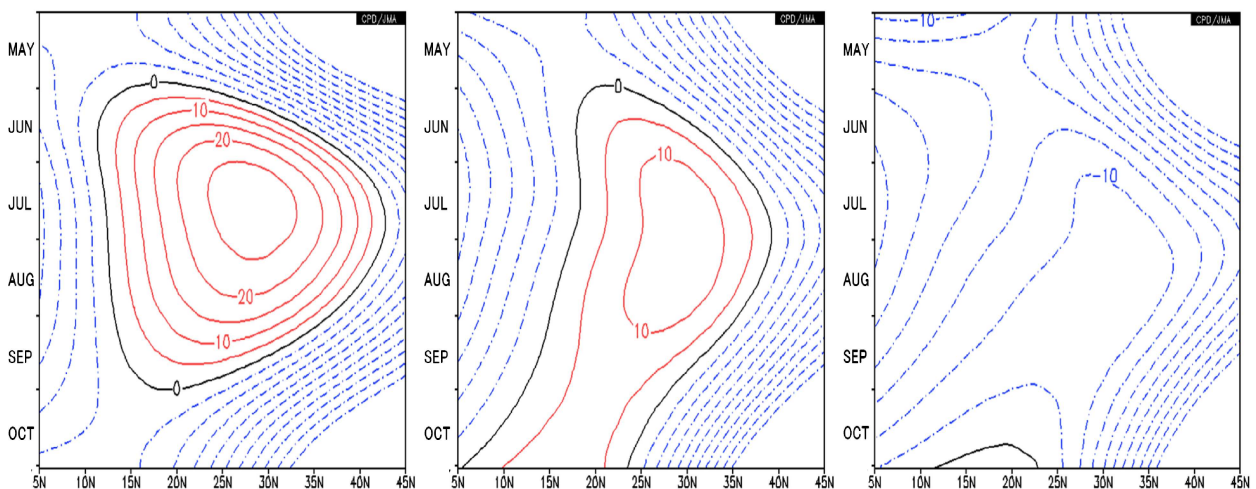


第 2.3.3.14 図 チベット高気圧の季節変化 ($25^{\circ}N \sim 30^{\circ}N$ 平均)
等値線は半旬平均 150hPa 流線関数平年値 (間隔 $5 \times 10^6 m^2/s$)。平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

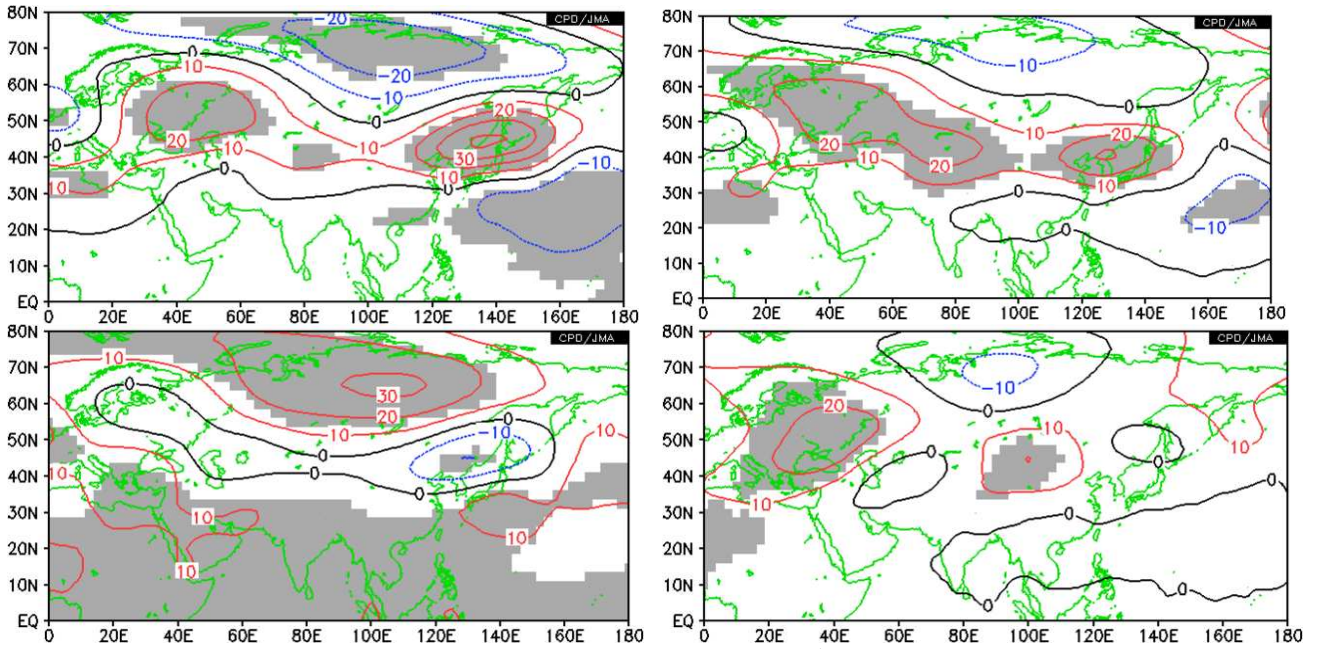
(第 2.3.3.15 図)から3つの経度帯で分けたチベット高気圧の最盛期を見ると、西領域では7月を中心として6~8月の3か月間、東領域では6月後半~9月前半の3か月間、日本付近の経度帯では、7月後半の亜熱帯ジェット気流の北上ジャンプ以降9月初めまでとなっている。

イ. チベット高気圧の年々変動と日本の天候との関係

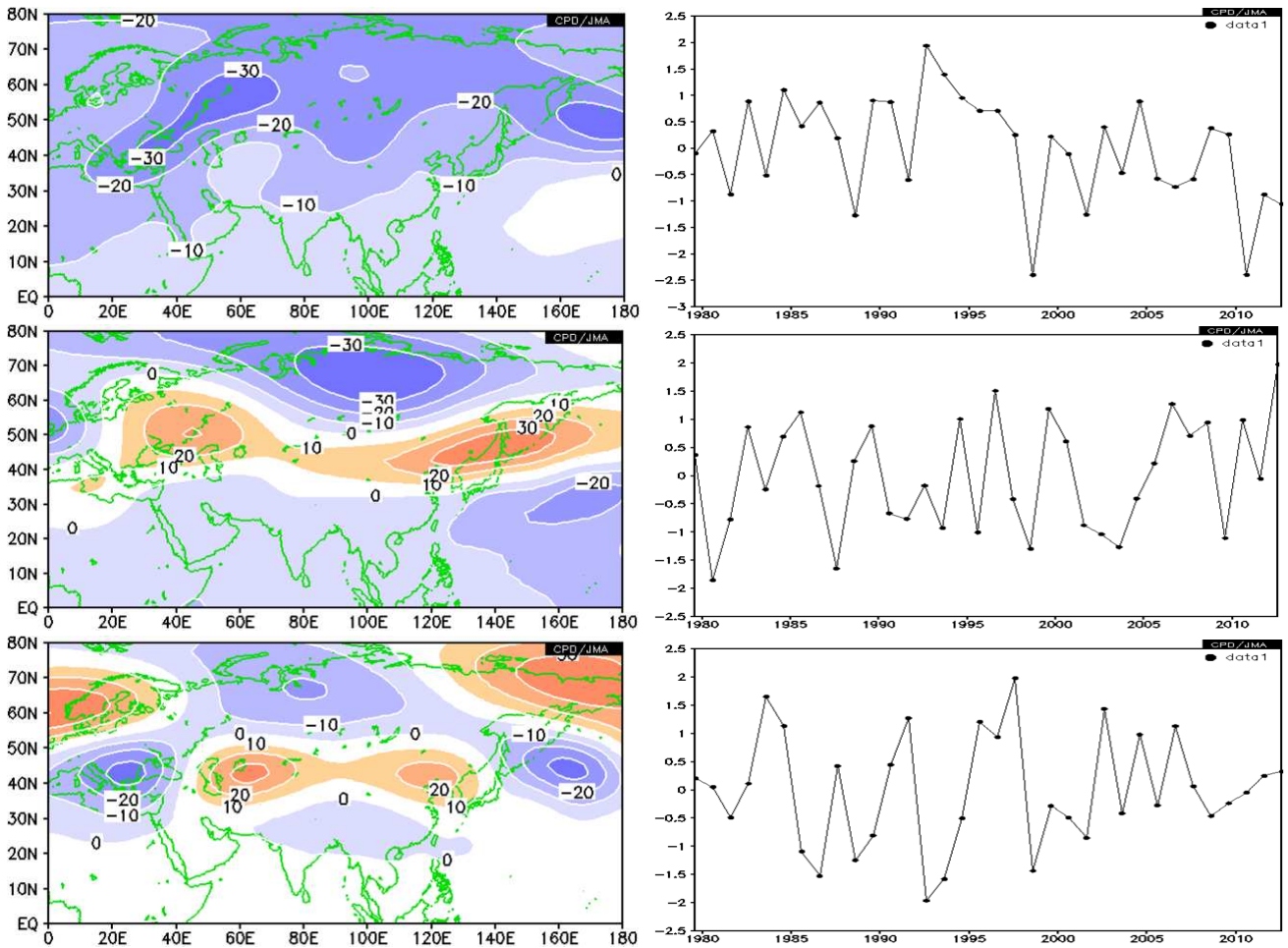
8月の地域平均気温とチベット高気圧の関係を見ると(第 2.3.3.16 図) 北日本から西日本にかけては、日本付近のチベット高気圧の勢力との正



第 2.3.3.15 図 チベット高気圧の季節変化
左: $30^{\circ}E \sim 60^{\circ}E$ 平均、中: $90^{\circ}E \sim 120^{\circ}E$ 平均、右: $120^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$ 平均
等値線は半旬平均 150hPa 流線関数平年値 (間隔は $5 \times 10^6 m^2/s$)。平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。



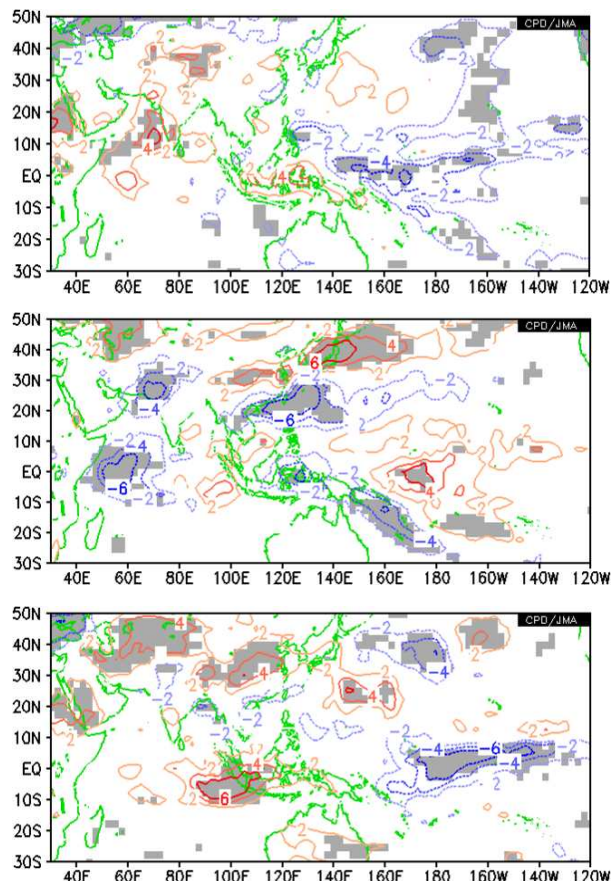
第 2.3.3.16 図 8 月の地域平均気温と 150hPa 高度との回帰係数分布および 150hPa 高度のトレンド分布
 左上：北日本、右上：西日本、左下：沖縄・奄美、右下：西暦年との回帰係数分布
 単位m、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加、統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。



第 2.3.3.17 図 8 月のユーラシア域の 150hPa 高度の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動
 上段：第 1 モード（寄与率 20.8%）、中段：第 2 モード（寄与率 17.0%）、下段：第 3 モード（寄与率 12.1%）
 左：固有ベクトル分布、右：各年のスコア。対象領域は 0°～180°E、Eq.～80°N。統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。

の相関関係が有意であるほか、ユーラシア上の 40°N~50°N 帯に広がる相関域は、大陸規模での亜熱帯ジェット気流の南北偏との関係があることを示している。一方で、沖縄・奄美では、北日本との関係を反転したような分布となっているが、有意な領域も反転して現れており、広い範囲での熱帯域及び高緯度の高度との正の相関が有意となっている。

盛夏期のチベット高気圧の年々変動を見るために、8月のユーラシア域の 150hPa 高度の主成分分析(EOF)を行った結果を第 2.3.3.17 図に、その主要変動モードと熱帯の対流活動の関係を第 2.3.3.18 図に示す。なお、上位 3 モードの累積寄与率が 50%であり、これらで変動の半分を説明できる。第 1 モードは、ほぼ全域同符号でユーラシア大陸の広い範囲にわたって変動が大きいというパターンである。このパターンは、第 2.3.3.16 図右下で見たトレンドパターン(ヨーロッパロシアとモンゴル付近に有意な上昇トレンドの領域が見られる)とは異なるものの、スコアの経年変化からは 1990 年代後半を境に高度が上昇する傾向が見られる。次に、第 2 モードは、ユーラシア大陸から太平洋中部にかけての 40°N~60°N 帯と、中央シベリアを中心とした高緯度及び北西太平洋を中心とした低緯度が逆に変動するパターンであり、主に亜熱帯ジェット気流の南北偏に伴う変動である。中央シベリアの負、沿海州の正、日本の南東海上の負と並ぶ分布は、寒帯前線ジェット気流経路での準定常ロスビー波束の南東への伝播および砕波によって、ミッドパシフィックトラフが強められる様子を表していると考えられる。このモードは、北西太平洋モンスーン域北部の対流活動との正相関が有意であるほか、パキスタン付近及びインド洋西部熱帯域の対流活動との正相関も有意である。このモードの正のパターンは、北西太平洋モンスーン域北部やパキスタン付近で対流活動が活発な時、すなわち、アジアモンスーンの活動が北偏して活発な場合に、亜熱帯ジェット気流が北偏し、それに対応してチベット高気圧も全般に北側に勢力を伸ばすことに関係していると考えられる。



第 2.3.3.18 図 8月のユーラシア域の 150hPa 高度の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンと対流活動(OLR)の相関関係

上: EOF 第 1 モード、中: EOF 第 2 モード、下: EOF 第 3 モード。各スコアとの回帰係数分布(等値線間隔 2W/m²、ゼロ線は省略)で、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。

る。また、この変動パターンは、北日本の気温と 150hPa 高度との回帰分布とよく似ており、北日本の気温変動を支配する特徴的なパターンといえることができる。また、このことは、夏のアジアモンスーンインデックス(SAMOI)(気象庁 1997)と北日本の気温に高い相関関係があることと関連している。最後に、第 3 モードは、亜熱帯ジェット気流に沿った波列状分布が特徴的な変動パターンである。このパターンは、シルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)と呼ばれており、本州付近に順圧構造の高気圧を発達させ、顕著な高温をもたらすことが知られている。西日本の気温と 150hPa 高度との回帰分布(第 2.3.3.16 図右上)は、第 3 モードの東アジア付近の分布とよく似て

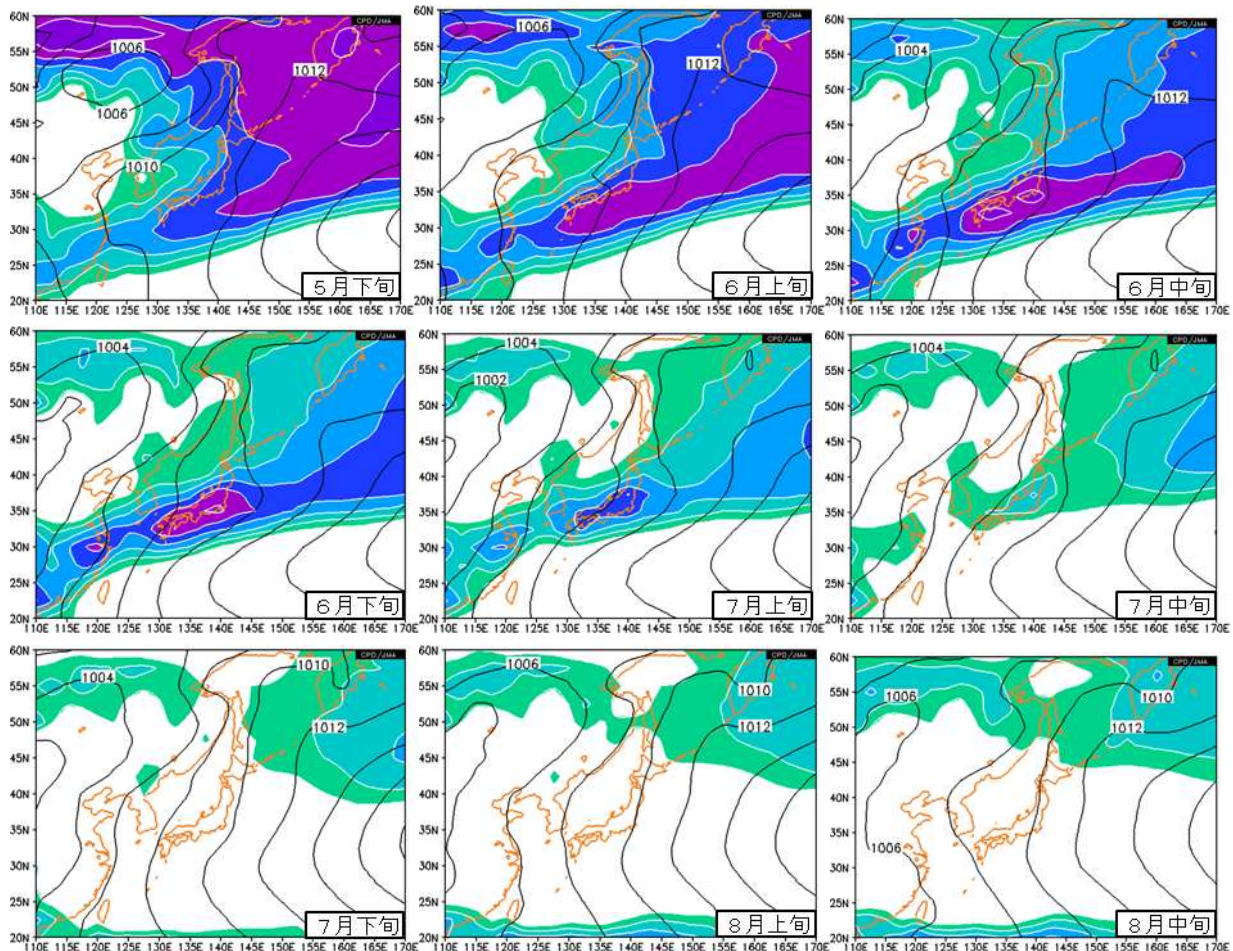
いることから、西日本の気温を支配する特徴的なパターンとすることができる。一方、第3モードとこの回帰分布図のヨーロッパロシア付近の特徴は異なるが、これはシルクロードパターンは西からどのような位相のロスビー波束が伝播してきたとしても、気候平均場との相互作用によって西アジアで循環を強めるような力学過程が働くため、東アジアの位相は固定される(小坂 2011)ことを示しているとみられる。また、インド洋北部から北西太平洋にかけて、対流活動と有意な相関関係のある領域が見られないことは、熱帯の強制によって直接励起される波列ではないことを示唆している。

(4) オホーツク海高気圧

ア．オホーツク海高気圧の気候的特徴

オホーツク海高気圧は、暖候期にオホーツク海付近に中心を持って現れる高気圧であり、その出現時には北日本～東日本に低温・寡照の天候をもたらし、特に農業に大きな影響を与える。夏になって暖まってくるユーラシア大陸と夏でも冷たいオホーツク海の地理的分布を背景に(Tachibana et al. 2004)、その発達には上空のブロッキング現象が深くかかわっており(Nakamura and Fukamachi 2004)、ブロッキング現象に伴って、オホーツク海高気圧が数週間にわたり持続、停滞することがある。

旬ごとの海面気圧平年値(第2.3.3.19図)を見ると、オホーツク海高気圧が平年値で現れてくる



第2.3.3.19図 旬平均平年値でみたオホーツク海高気圧の推移

上段： 左：5月下旬、中：6月上旬、右：6月中旬

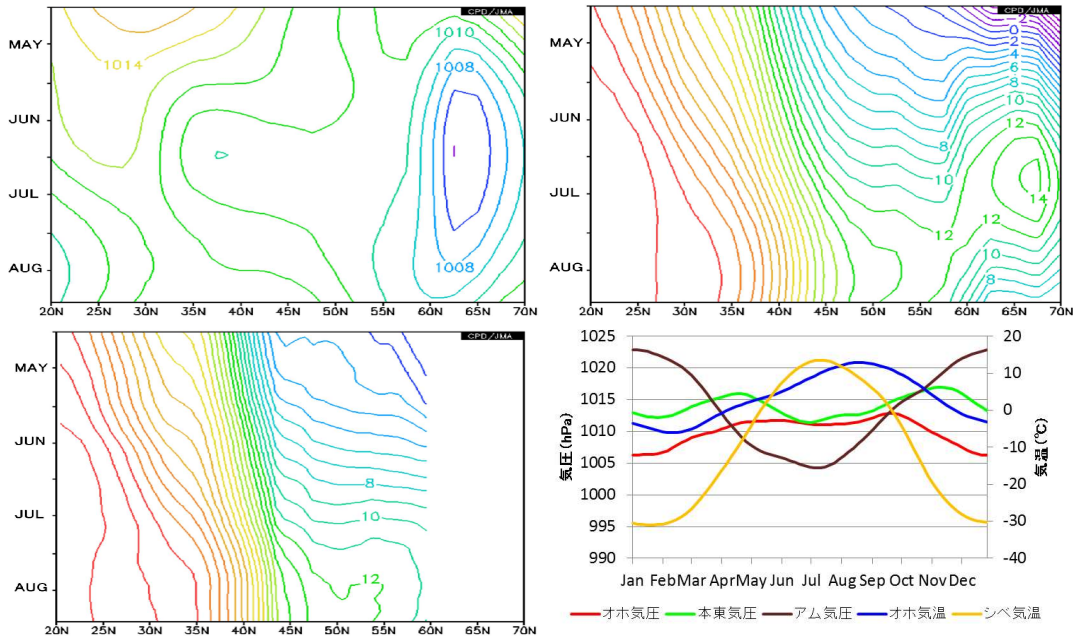
中段： 左：6月下旬、中：7月上旬、右：7月中旬

下段： 左：7月下旬、中：8月上旬、右：8月中旬

等値線は海面気圧平年値(間隔2hPa)、色塗はOLR(間隔4W/m²、232W/m²以下の領域のみ)、平年値は1981～2010年の30年平均値。

のは6月に入ってからで、6月下旬から7月上旬にかけてピークを迎えた後、次第に不明瞭となっていくが、8月上旬までは周囲よりは高圧部となっている。時間緯度断面(第2.3.3.20図)を見ると、オホーツク海の海面気圧は5~8月にかけて、

ほぼ1011~1012hPaの気圧が続く。一方、東シベリアやアムール川下流域では6~7月を低極とした変化を示し、5~8月の間はオホーツク海よりも気圧が低くなる。また、本州東海上も6月を低極とした変化を示しており、6月中旬から7月中

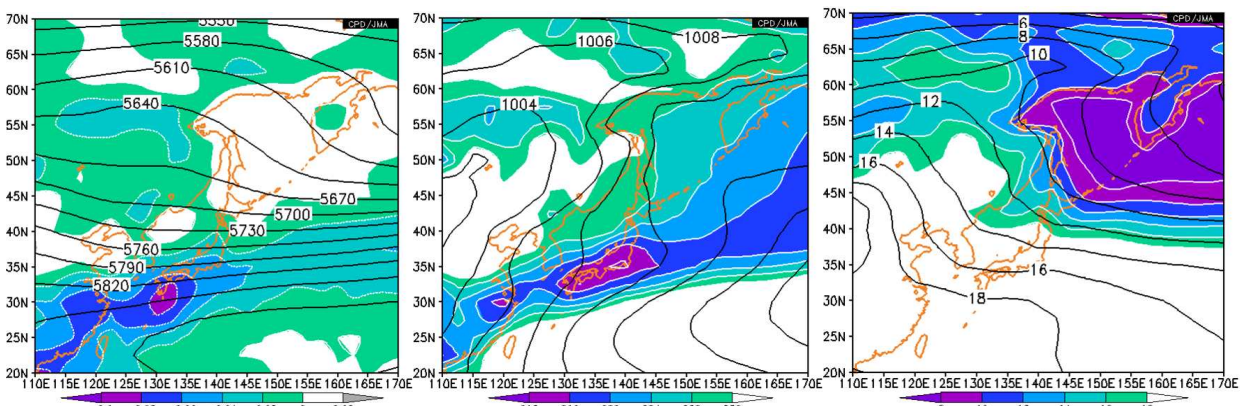


第2.3.3.20図 オホーツク海付近の海面気圧や地上気温等の季節変化

- 左上: 半月平均海面気圧平年値(間隔1hPa)(142.5°E~152.5°E平均の時間緯度断面図)
- 右上: 半月平均地上気温平年値(間隔1)(142.5°E~152.5°E平均の時間緯度断面図)
- 左下: 半月平均海面水温平年値(間隔1)(142.5°E~152.5°E平均の時間緯度断面図)
- 右下: 半月平均平年値による領域平均時系列

オホ気圧 = オホーツク海(45°N~55°N、145°E~155°E)平均の海面気圧
 本東気圧 = 本州東海上(30°N~40°N、145°E~155°E)平均の海面気圧
 アム気圧 = アムール川下流域(45°N~55°N、125°E~135°E)平均の海面気圧
 オホ気温 = オホーツク海(45°N~55°N、145°E~155°E)平均の地上気温
 シベ気温 = 東シベリア(60°N~70°N、145°E~155°E)平均の地上気温

平年値は1981~2010年の30年平均値。



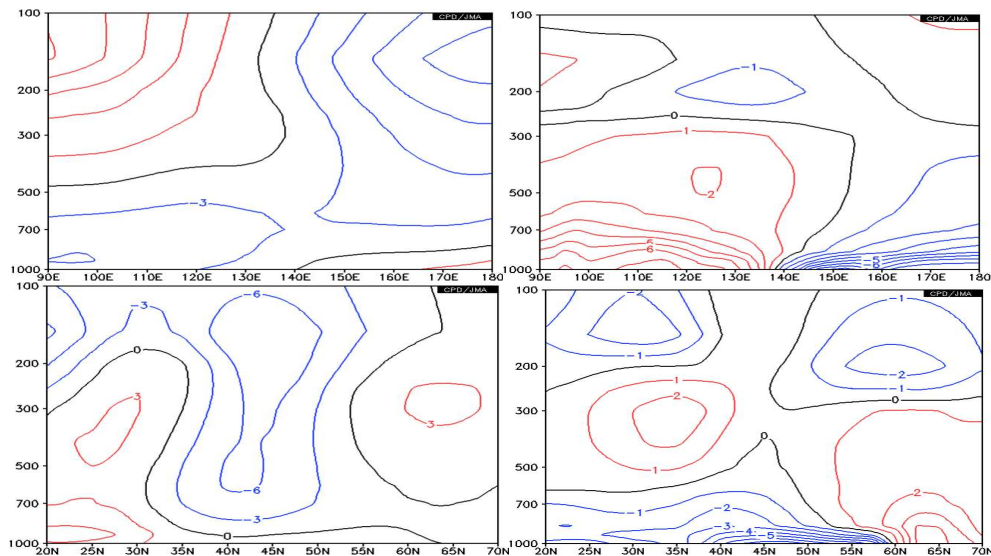
第2.3.3.21図 オホーツク海高気圧最盛期(6月下旬)の水平構造

- 左: 等値線は500hPa高度(間隔30m)、色塗は700hPa上昇流(単位Pa/s、間隔は凡例参照)
 - 中: 等値線は海面気圧(間隔2hPa)、色塗はOLR(単位W/m²、間隔は凡例参照)
 - 右: 等値線は850hPa気温(間隔2)、色塗は地上気温(単位、間隔は凡例参照)
- 平年値は1981~2010年の30年平均値。

旬にかけてオホーツク海の気圧と同程度か低くなる。このように海面気圧絶対値の変化だけで判断すると、気候値的には、オホーツク海で高気圧が発達するというよりは、周辺の気圧が下がることにより相対的に高気圧になると言える。このような海面気圧の変化は地上気温の変化と対応してお

り、5月下旬から7月下旬の期間はオホーツク海上の気温が北側の陸地である東シベリアの地上気温を下回る日が続く。

オホーツク海高気圧が最盛期となる6月下旬の様子を詳しく見る（第2.3.3.21図、第2.3.3.22図）と、日本付近は梅雨の最盛期で西日本から東



第2.3.3.22図 オホーツク海高気圧最盛期（6月下旬）の鉛直構造

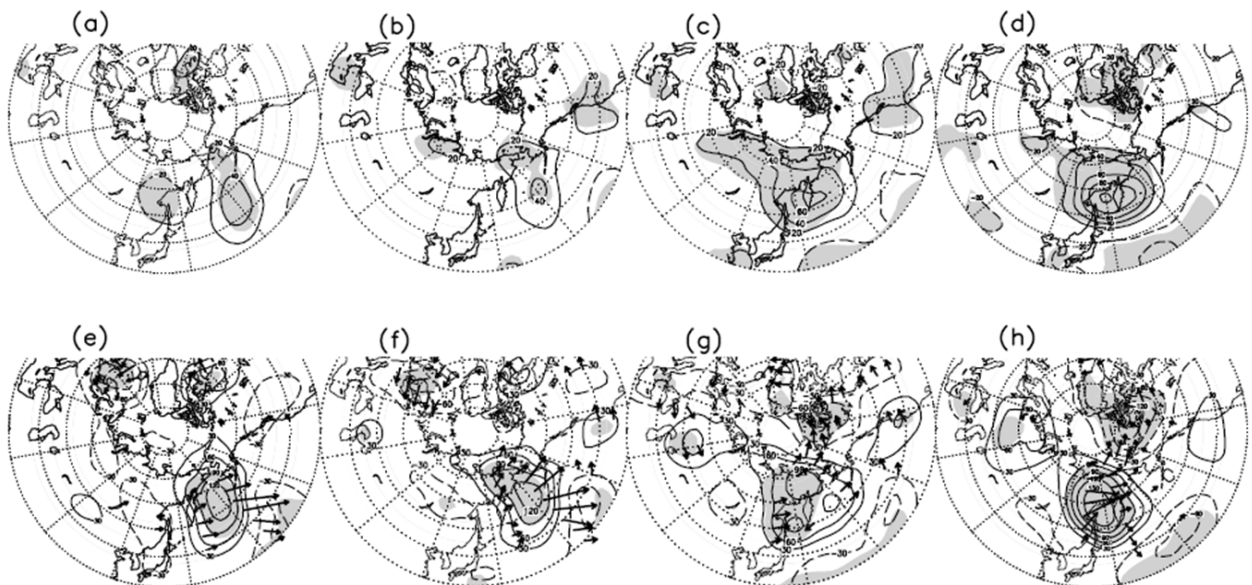
左上：流線関数平年値の帯状平均からの差（間隔 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）（ $45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$ 平均）

右上：気温平年値の帯状平均からの差（間隔 1°C ）（ $45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$ 平均）

左下：流線関数平年値の帯状平均からの差（間隔 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）（ $142.5^\circ\text{E} \sim 152.5^\circ\text{E}$ 平均）

右下：気温平年値の帯状平均からの差（間隔 1°C ）（ $142.5^\circ\text{E} \sim 152.5^\circ\text{E}$ 平均）

平年値は1981～2010年の30年平均値。



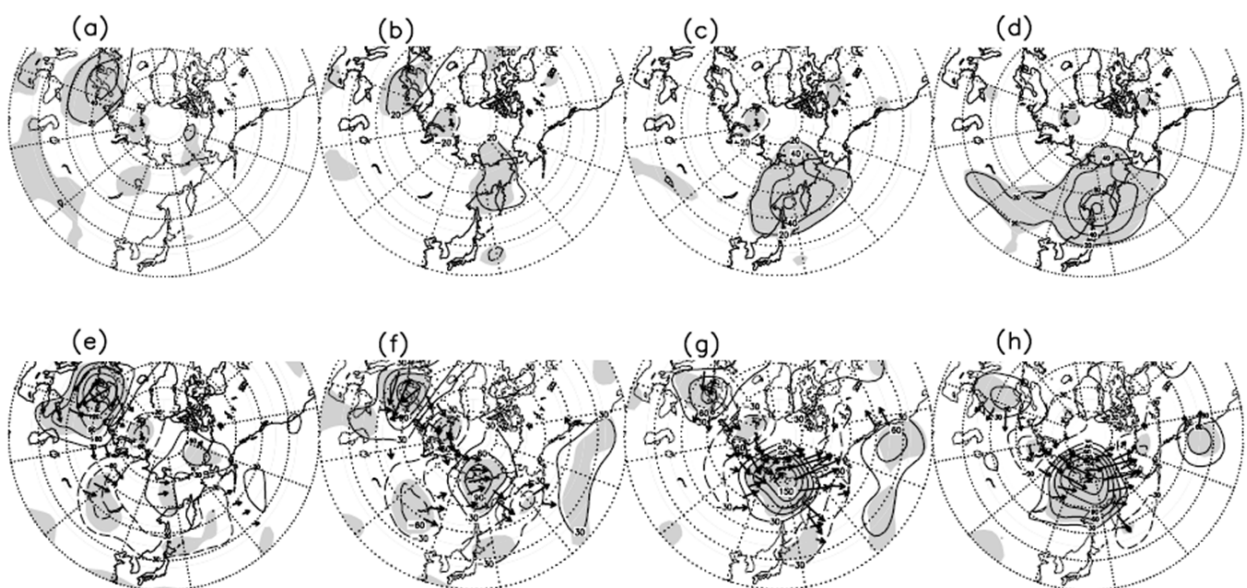
第2.3.3.23図 5月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図

上段は1000hPa高度偏差（20m毎：ゼロ線は略：線は低気圧性偏差）。(d)が地上高気圧のピーク時に対応。(c)はその2日前、(b)4日前、(a)6日前。下段は300hPa高度偏差（30m毎：ゼロ線は略：破線は低気圧性偏差）。矢印はTakaya and Nakamura(2001)に基づく定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分（ $10^8 \text{ m}^2/\text{s}^2$ に相当）。ロスビー波の局所的な水平群速度に平行。(h)が地上高気圧のピーク時に対応。(g)はその2日前、(f)4日前、(e)6日前。いずれも陰影は高度偏差が信頼度95%で有意な領域。NCEP/NCAR再解析データに基づく。Nakamura and Fukumachi (2003)より転載。

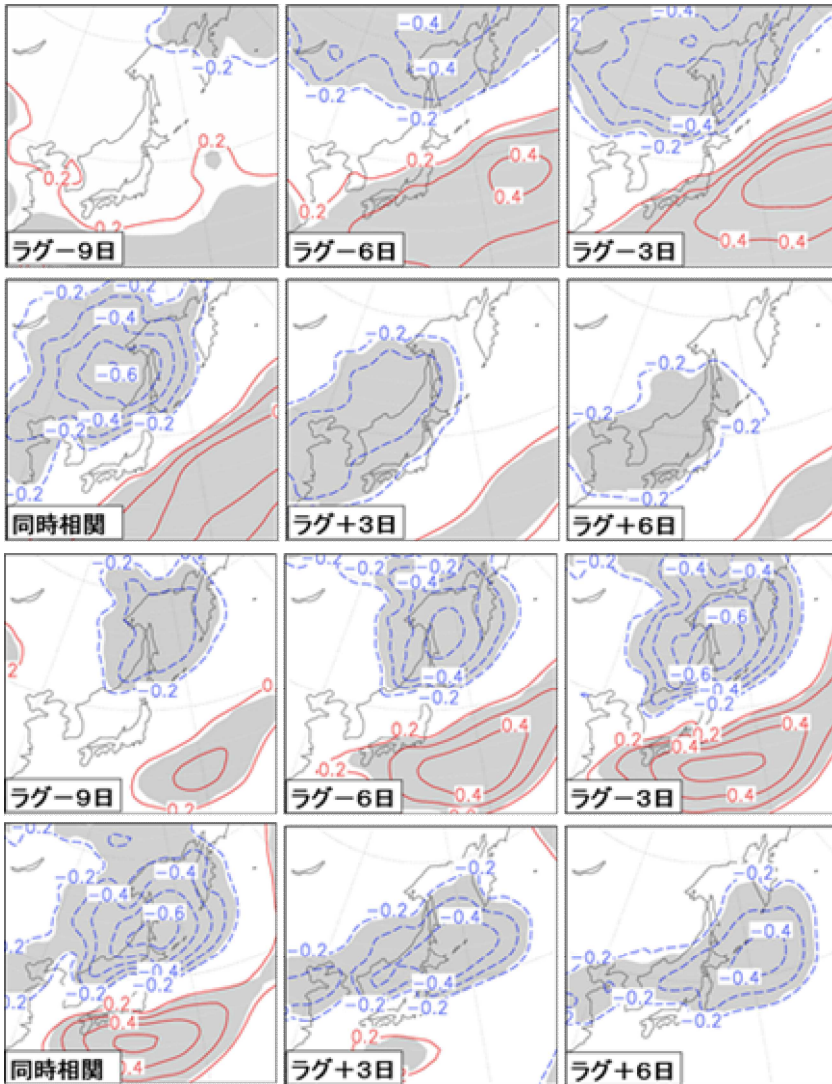
日本の東海上にかけて低圧部がくさび状に入り込んでおり、オホーツク海高気圧が明瞭となっている。500hPa 高度においては 130°E 付近にリッジが存在しており、50°N 帯の鉛直方向に見た高気圧性循環の軸はかなり西に傾いているほか、緯度断面図ではオホーツク海南部上空は低気圧性循環となっており、強い傾圧構造で高気圧性循環はごく地表付近に限られていることが分かる。また、この要因となっている対流圏下層の低温は、地表気温が 850hPa 気温より低くなっている（第 2.3.3.21 図右）、強い安定成層状態となっている。

気候値的な特徴は以上記述したとおりであるが、オホーツク海高気圧は初夏に定常的に見られるわけではなく、ブロッキング現象や準定常ロスビー波束の伝播といったイベントとして出現することが多い。そこでどのような過程でオホーツク海高気圧が発達するのかを、第 2.3.3.23 図及び第 2.3.3.24 図に示す。オホーツク海高気圧の発達過程については、初夏に起こりやすいアリューシャン方面からのブロッキングの西進によるもの（5 月型）と、梅雨期後半によく見られるヨーロッパ方面からの定常ロスビー波束伝播により東シベリアでブロッキングが形成されるもの（7 月型）の 2 つのタイプがある (Nakamura and Fukamachi 2004)。第 2.3.3.25 図は、東北の気温と海面気圧

のラグ相関を例にして、この 2 つのタイプのオホーツク海高気圧の発達及び衰弱の過程を見たものである。5 月中旬の場合、ベーリング海峡方面から現れた相関域が次第に高相関になりながら西進してくる。同時相関ではオホーツク海というよりはむしろ沿海州に中心を持つ高気圧となり、その後南下しながら急速に弱まる様子が見られる。一方、6 月下旬のものは、オホーツク海北部で現れた相関域が次第に高相関になりながらゆっくりと南下し、同時相関ではオホーツク海南部に中心を持ち、沿海州方面と三陸沖に高圧部が垂れ下がる典型的なオホーツク海高気圧となっている。その後は、弱まりながらゆっくりと三陸沖に南東進する様子が見られる。このようなオホーツク海高気圧の発達、南下のメカニズムは、Nakamura and Fukamachi (2004) で述べられているように、これまで述べてきた気候場を背景として、上層リッジ発達 > 下層高気圧性循環励起 > 励起された東風と東西気温勾配による下層寒気移流 > 地上高気圧の発達 > 地上高気圧の循環による下層寒気の南への移流 > 地上高気圧の南下というプロセスからなりたっており、上層リッジの停滞によって東風による下層寒気移流が下層寒気の南への移流を上回る場合には、オホーツク海高気圧が長期間持続することになる。



第 2.3.3.24 図 第 2.3.3.23 図と同様。ただし、7 月に出現した強いオホーツク海高気圧 15 例の合成偏差図



(a) 5月13～20日の7日平均した東北地方の気温と海面気圧の相関係数分布
等値線間隔0.1、正相関が実線、負相関が破線。1979～2005年の前後の7日平均も加えた81例の関係。陰影部は危険率1%で有意な領域。

(b) 6月23～30日の7日平均した東北地方の気温と海面気圧の相関係数分布
等値線間隔0.1、正相関が実線、負相関が破線。1979～2005年の前後の7日平均も加えた81例の関係。陰影部は危険率1%で有意な領域。

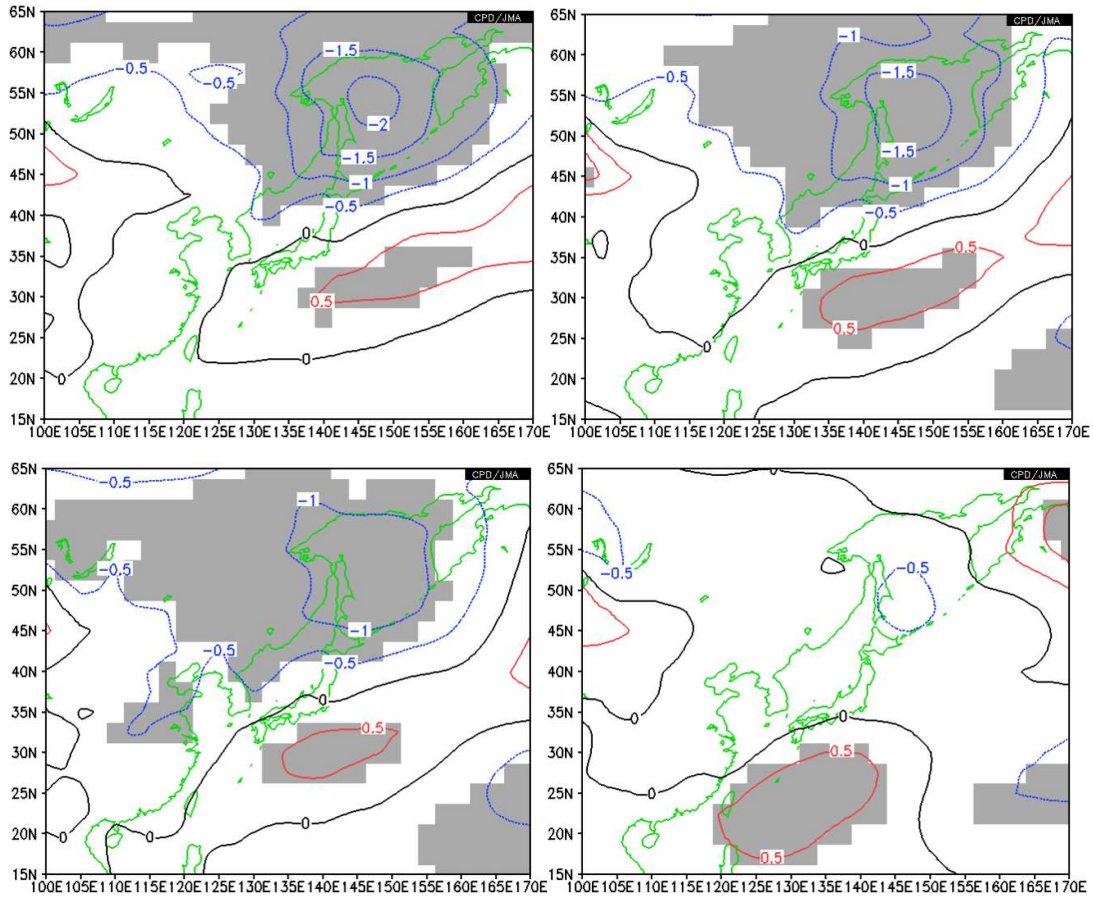
第 2.3.3.25 図 オホーツク海高気圧の発達・衰退の様子（平成 19 年度季節予報研修テキスト第 2.4.2.24 図より転載）

イ．オホーツク海高気圧の年々変動と日本の天候との関係

6月の地域平均気温とオホーツク海高気圧の関係を見ると（第 2.3.3.26 図）、北日本から西日本にかけては、オホーツク海との負相関、本州南海上との正相関が有意な領域が広がっている。負相関は北に行くほど明瞭となり北日本ではオホーツク海高気圧の変動が気温変動の主要因である一方、西日本では華中にも負相関域が広がっており、寒気を伴った移動性高気圧も西日本の気温に一定の寄与をしているものと推察される。また、沖縄・奄美ではオホーツク海高気圧の影響はなく、沖縄付近の太平洋高気圧の盛衰の影響を受けている。

オホーツク海高気圧の年々変動を見るために、

6月及び7月の極東域の海面気圧の主成分分析(EOF)を行った結果を第 2.3.3.27 図及び第 2.3.3.28 図に示す。6月は、オホーツク海高気圧を主な変動とするパターンが寄与率 29.0%の第 1 モードとして抽出され、オホーツク海高気圧は、6月の日本の天候を支配する主要な現象であることが分かる。この変動と熱帯の対流活動及び北半球の 500hPa 高度との関係を見ると（第 2.3.3.29 図上段）熱帯の対流活動とはそれほど有意な関係は見られないが、ベンガル湾北部からインドシナ半島、フィリピン東海上にかけて対流活動が活発で、6月にもかかわらずモンスーントラフが平年よりも東まで伸びる場合に、オホーツク海高気圧が現れにくい傾向が見られる。



第 2.3.3.26 図 6 月の地域平均気温と海面気圧との回帰係数分布
 左上：北日本、右上：東日本、左下：西日本、右下：沖縄・奄美
 単位 hPa、危険率 5% で有意な領域に陰影を付加、統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。

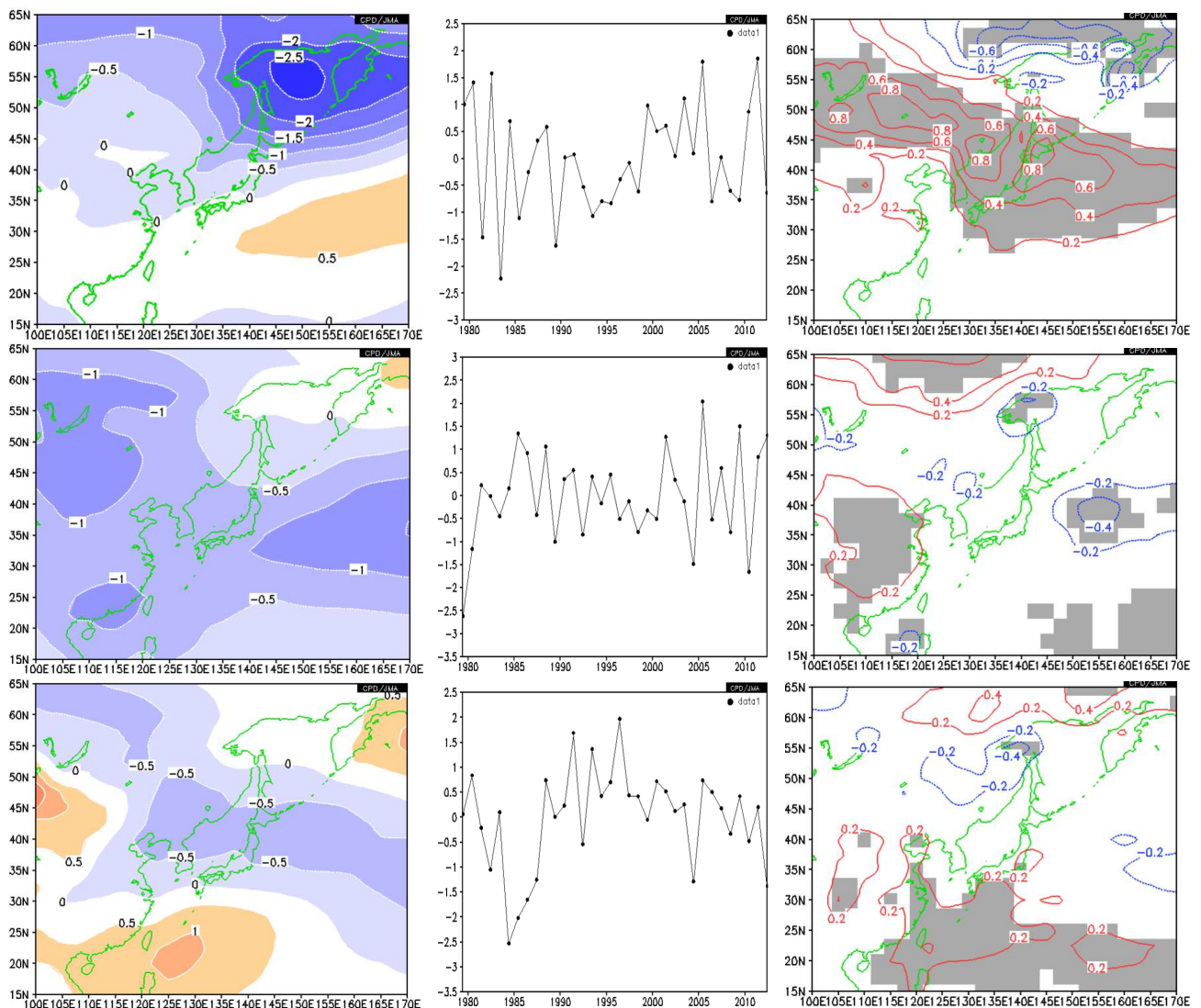
また、500hPa 高度との関係からは、東シベリアのリッジを中心とした極東の低指数循環との相関が明瞭である。東シベリアの相関域が日付変更線付近まで広がっていることや、ウラル山脈付近に見られる有意な相関域の存在からは、第 2.3.3.23 図と第 2.3.3.24 図で示されている 5 月型と 7 月型の発生メカニズムの双方の特徴を示しているように見える。

7 月に卓越する上位 3 モードは、いずれもオホーツク海に変動の中心を持つものであり、第 1 モード（寄与率 27.0%）はオホーツク海を中心に極東域全域で同符号で変動するモノポール型、第 2 モード（寄与率 18.2%）はオホーツク海南部から東に延びる 45°N 帯と日本の南海上の 25°N 帯が逆符号で変動するダイポール型、第 3 モード（寄与率 13.7%）はオホーツク海北部とフィリピン北部～台湾付近が同符号で、本州から東海上の 35°N

帯が逆符号で変動するトライポール型となっている。このうち、第 1 モードと第 3 モードが日本付近の地上気温と有意な相関があるが、北日本の太平洋側を中心に相関の高い第 3 モード（トライポール型）がオホーツク海高気圧の出現とより関係のあるパターンといえる。なお、第 1 モードについては、解釈に注意が必要であり、北日本の気温が +2.0 の顕著な高温となった 2010 年と -2.9 の顕著な低温となった 2003 年がどちらも大きな負のスコアを示した（第 2.3.3.30 図）。第 1 モード及び第 3 モードと熱帯の対流活動及び北半球の 500hPa 高度との関係を見ると（第 2.3.3.29 図中段、下段）第 1 モードは熱帯の対流活動との関係はそれほど明瞭ではない一方で、寒帯前線ジェット気流に沿ったロスビー波束の伝播に伴うアムール川河口域のリッジとの関係が明瞭である。逆に第 3 モードは、寒帯前線ジェット気流沿いには有

意な相関域は見られない一方で、東シベリアのリッジを含めたトライポール構造との関係が、熱帯の PJ パターンの対流活動分布との関係とともに見られる。これらのことは、7月におけるオホーツク海高気圧の日本の天候への影響は、寒帯前線ジェット気流沿いのロスビー波束の伝播が主な要因であるが、熱帯の対流活動の寄与も合わさると北日本～東日本にかけての地上気温に及ぼす影響が大きくなると推察される。

オホーツク海高気圧出現日数(藤川 2007)の経年変化を第 2.3.3.31 図に示す。年々変動が非常に大きく、5～8月の平均出現日数が多い年には30～40日出現するのに対し、少ない年は5日程度しか出現していない。経年変化を見ると、5月の出現日数にはやや増加傾向が見られるのに対して(危険率 10%で有意)、7月の出現日数では、10日以上出現した年は、1990年代前半以前では5年あったのに対して、それ以降は突出した出現日数



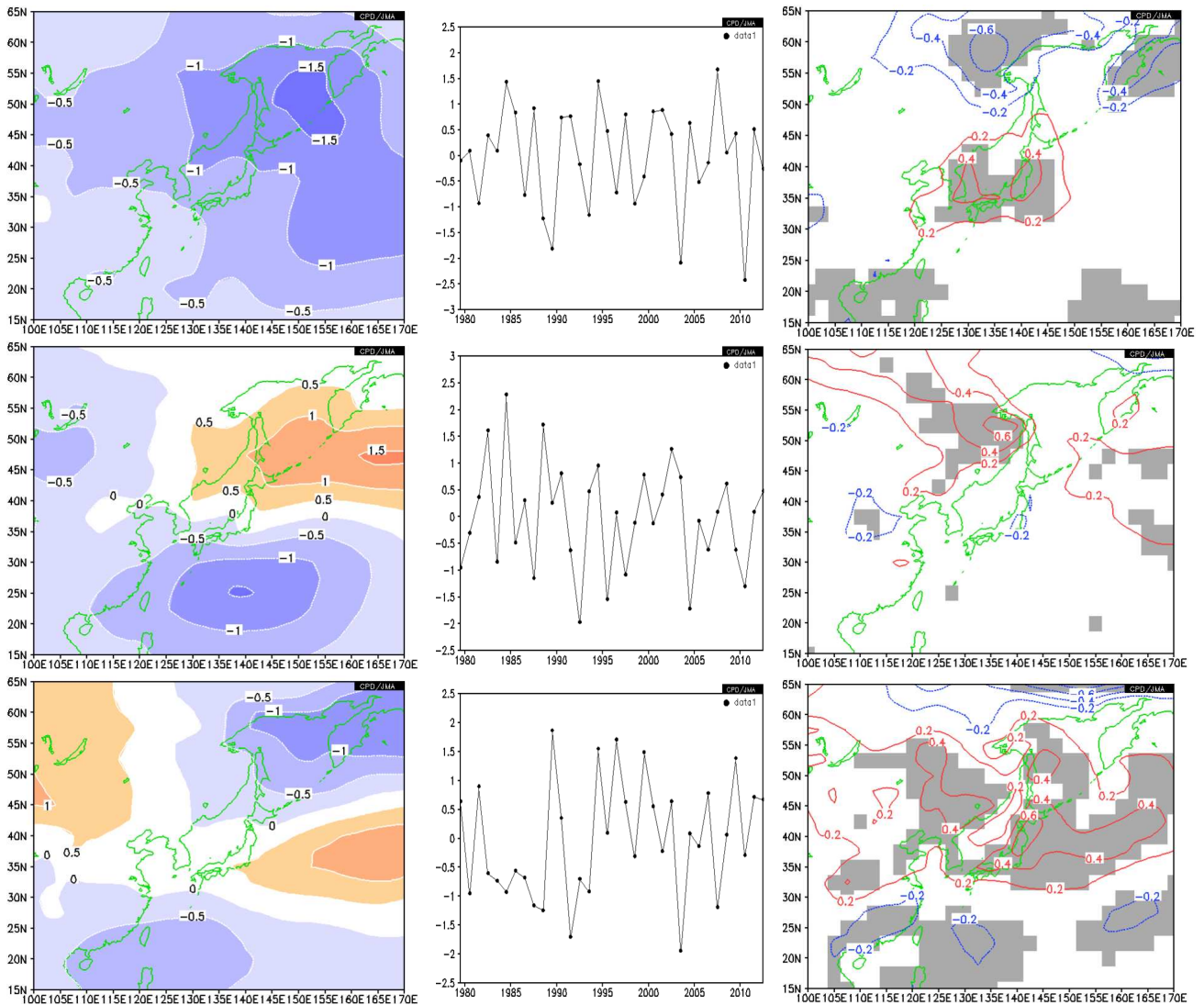
第 2.3.3.27 図 6月の極東域の海面気圧の主成分分析による上位3モードの変動パターンとその年々変動および地上気温との関係

上段：第1モード(寄与率 29.0%)、中段：第2モード(寄与率 23.0%)、下段：第3モード(寄与率 10.0%)
 左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数(単位：)。対象領域は 100°E～170°E、15°N～65°N。危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。
 統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。

が見られた 2003 年のみとなっており、顕著なオホーツク海高気圧の出現が少なくなっている。このことは、第 2.3.3.28 図に見られたように 1980 年代にトライポール型の循環パターンが現れやすかったことと整合している。

最後に、一度出現すると何日ぐらい維持・停滞を続けるのか確認しておく。連続してオホーツク

海高気圧の出現が認められた場合を一連の現象として、その継続日数をヒストグラムにした第 2.3.3.31 図（右下）から見ると、およそ半数の場合は 1 週間程度で消滅するが、全体の 15%ほどは 2 週間以上継続する。平均すると 2 年に 1 度の割合で 2 週間以上継続するオホーツク海高気圧が現れることになる。

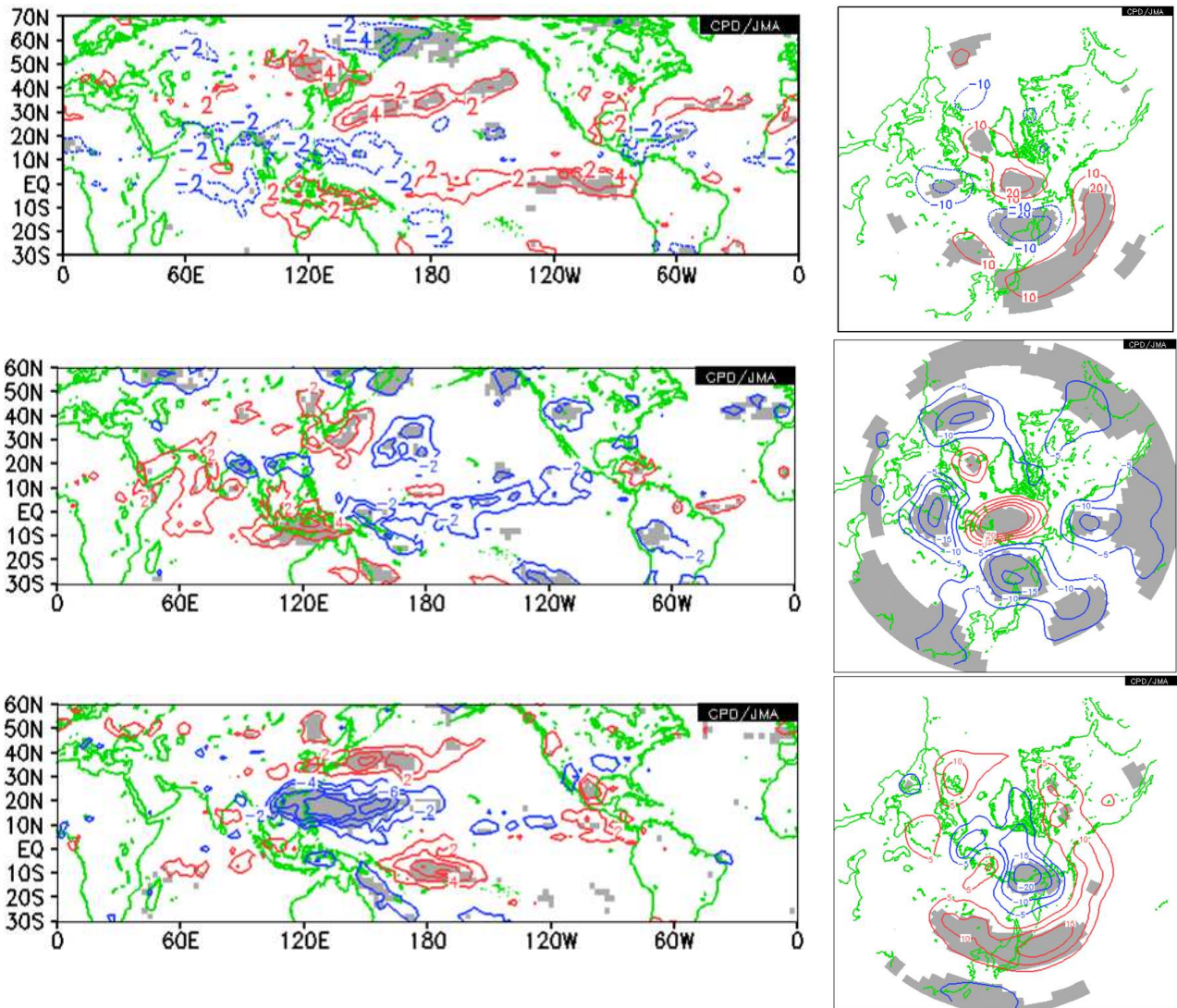


第 2.3.3.28 図 7 月の海面気圧の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動および地上気温と関係

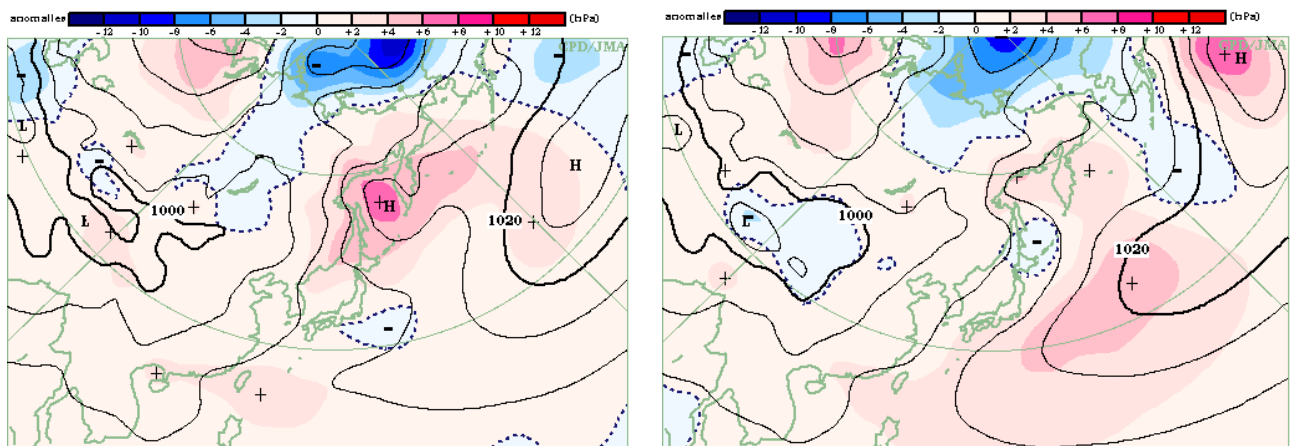
上段：第 1 モード（寄与率 27.0%）、中段：第 2 モード（寄与率 18.2%）、下段：第 3 モード（寄与率 13.7%）

左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数（単位： $^{\circ}\text{C}$ ）。対象領域は $100^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{E}$ 、 $15^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。

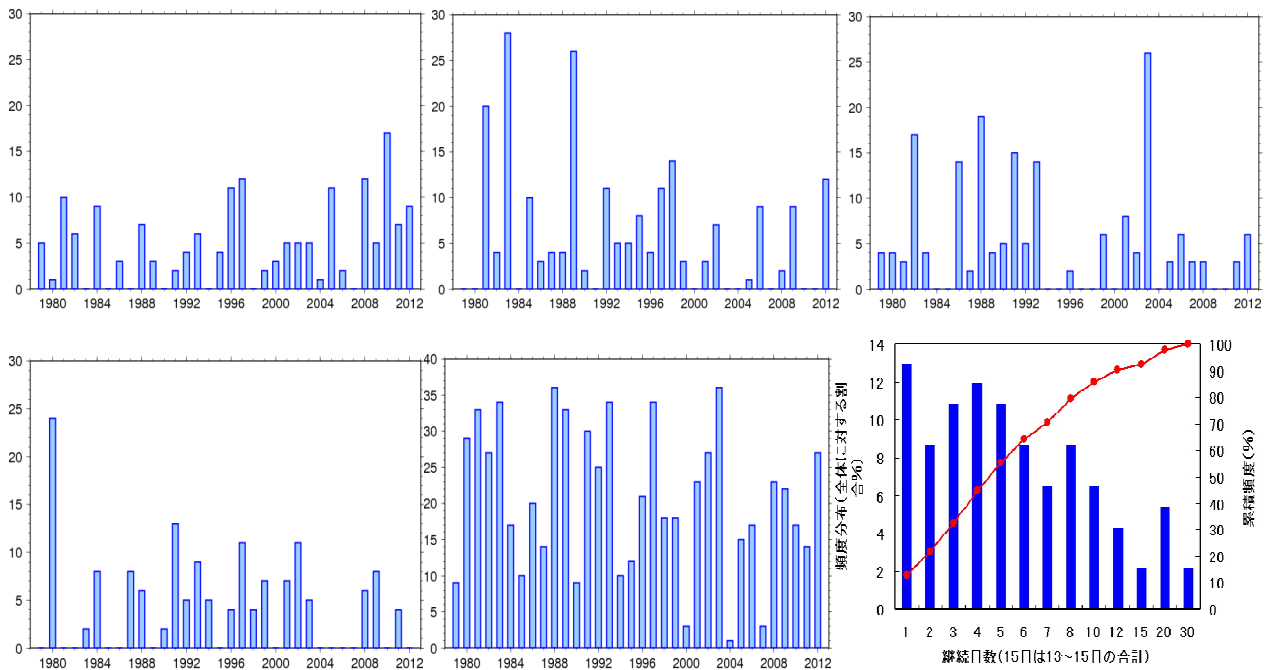
統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。



第 2.3.3.29 図 極東域の海面気圧の主成分分析の主なモードとの相関関係
 上段：6月の第1モード、中段：7月の第1モード、下段：7月の第3モード
 左：対流活動(OLR) (単位： W/m^2) 右：500hPa高度 (単位：m)
 回帰係数分布で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979～2012年の34年間。



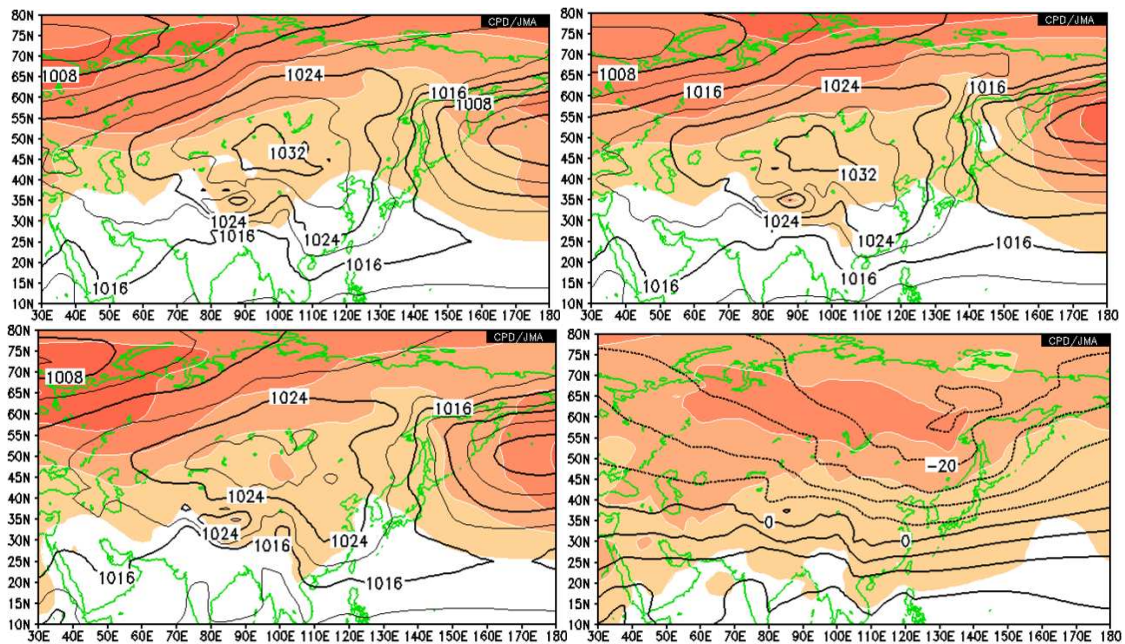
第 2.3.3.30 図 2003年7月(左)と2010年7月(右)の海面気圧分布
 等値線は海面気圧(間隔4hPa)、陰影は平年差(間隔2hPa)。平年値は1981～2010年の30年平均値。



第 2.3.3.31 図 オホーツク海高気圧出現日数の経年変化と継続日数のヒストグラム

縦軸：日数（経年変化）、頻度（ヒストグラム）

左上：5月、中上：6月、右上：7月、左下：8月、中下：5～8月合計



第 2.3.3.32 図 月平年値で見たシベリア高気圧の推移

左上：12月の月平均海面気圧平年値と標準偏差、右上：1月の月平均海面気圧平年値と標準偏差、

左下：2月の月平均海面気圧平年値と標準偏差、右下：1月の月平均 850hPa 気温平年値と標準偏差

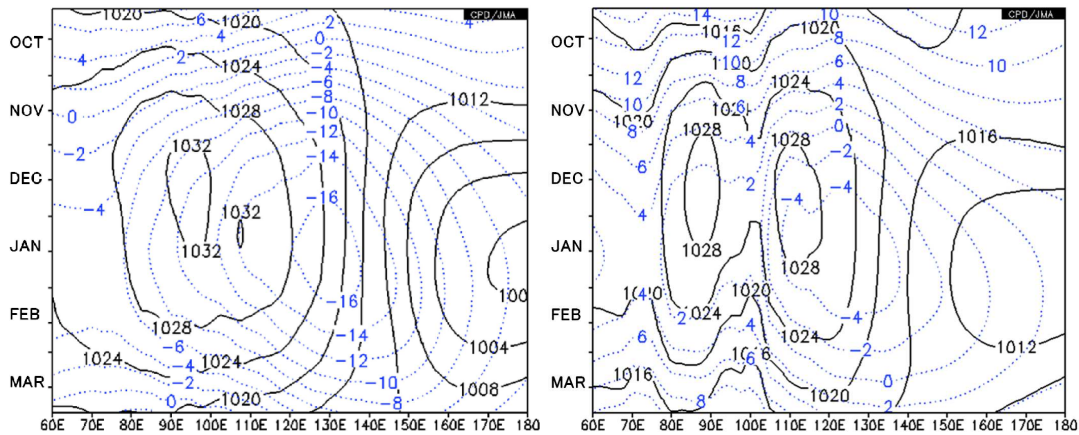
等値線は、海面気圧平年値（間隔 4hPa）または 850hPa 気温（間隔 5 ）。色塗は、それらの標準偏差で、間隔は 2hPa または 1 。平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

(5) シベリア高気圧

ア. シベリア高気圧の気候的特徴

シベリア高気圧は、北半球冬季にユーラシア大陸上で発達する高気圧であり、日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成する主役の1つである。第2.3.3.32図に見るように、中心はバイカル湖の南西付近にあり、1020hPaの等圧線で囲まれた領域は、東側では東シベリア～西日本～華南まで、西側ではカスピ海付近まで覆っている。時間経度断面(第2.3.3.33図)を見ると、10月後半から

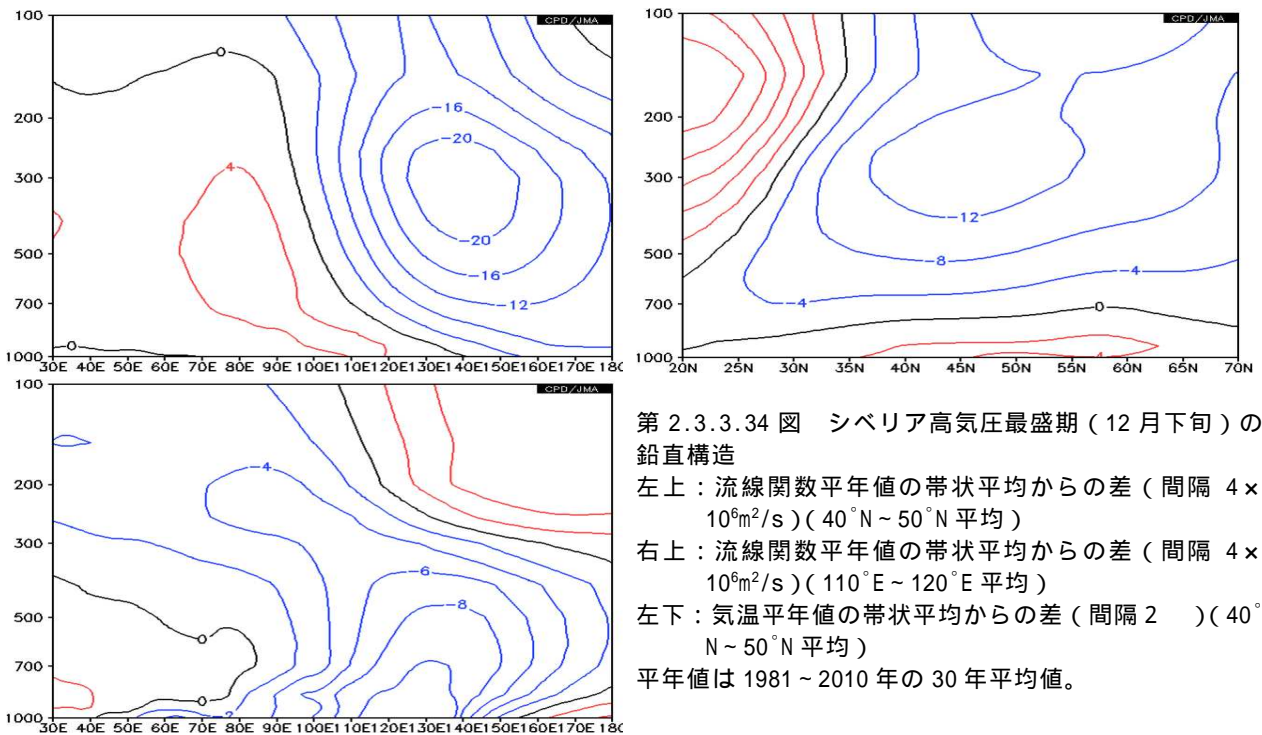
発達を始めたシベリア高気圧は12月には最盛期を迎え、その後2月前半まではほぼ同じ勢力を保った状態が続き、2月後半以降急速に弱まっていく。シベリア高気圧は、地表面の放射冷却を成因の1つとして発達するため、高気圧中心付近で下層の気温が最も低いことが期待されるが、実際の気温は東シベリアが低極となっており、同じ緯度帯で比較した場合でも130°E付近が最も低くなっている。一方、西高東低のもう1つの主役であるアリューシャン低気圧は、シベリア高気圧よりも



第2.3.3.33図 シベリア高気圧の季節変化

左：40°N～50°N平均、右：30°N～40°N平均

黒実線は半旬平均海面気圧年平均值(間隔4hPa)、青点線は半旬平均850hPa気温年平均值(間隔2°C)、年平均值は1981～2010年の30年平均值。



第2.3.3.34図 シベリア高気圧最盛期(12月下旬)の鉛直構造

左上：流線関数年平均值の帯状平均からの差(間隔4×10⁶m²/s)(40°N～50°N平均)

右上：流線関数年平均值の帯状平均からの差(間隔4×10⁶m²/s)(110°E～120°E平均)

左下：気温年平均值の帯状平均からの差(間隔2°C)(40°N～50°N平均)

年平均值は1981～2010年の30年平均值。

遅れて11月後半から発達を始め、1月に最盛期を迎える。このため、日本付近の850hPa気温が最も下がるのは、両者が最盛期を迎え、気圧傾度が最大となる1月となっている。

海面気圧で一旦ピークを迎える12月下旬のシベリア高気圧の鉛直構造を見ると(第2.3.3.34図)高気圧性循環の軸はかなり西に傾いた強い傾圧構造となっており、500hPaでのリッジは80°E付近に位置する。海面気圧の極大が存在する110°E~120°Eでは700hPaより下層のみが高気圧性循環となっている。一方、シベリア高気圧が西に張り出した部分(90°E以西)では上層まで高気圧性循環の順圧構造となっている。気温は、海面気圧極大域と上層低気圧の間となる110°E~140°E付近で対流圏下層を中心として低温となっている。オホーツク海高気圧の場合には、高気圧圏内の地表付近のみが極端な低温となっていたのに比べると、寒気は対流圏上層まで広がっているほか、東西に大きく傾いた鉛直構造が特徴的である。

シベリア高気圧の増幅には、対流圏上層のプロッキングを伴う循環偏差と、シベリア高気圧に伴う地表付近の循環偏差との相互作用が重要である。Takaya and Nakamura(2005)では、リッジの発達下層高気圧性循環の励起 東シベリアからの下層寒気移流 シベリア高気圧の発達 下層寒気の南下 高気圧の南への張り出しという、ほぼオホーツク海高気圧の発達メカニズムと同様の発達過程が示されているほか、オホーツク海高気圧の発達過程とは異なる点として、スケールが大きく鉛直構造が東西に傾いているために下層の循環偏差がロスビー波束として上層に伝播し、東側のトラフを深めて順圧的に下層の寒気を強めるというプロセスが正のフィードバックとして働くことが示されている。

イ．シベリア高気圧の年々変動と日本の天候との関係

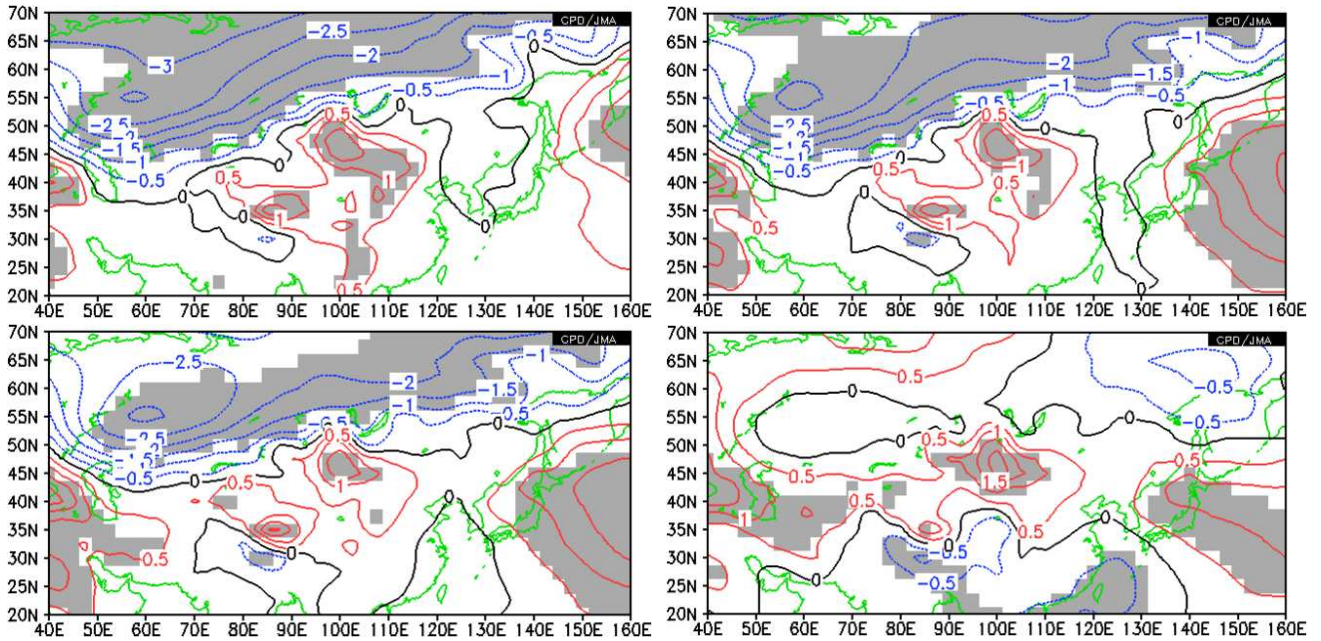
第2.3.3.35図に1月の地域平均気温と海面気圧との関係を示す。北日本から西日本にかけては、シベリア高気圧の中心付近から東側の領域の海面

気圧とはほとんど関係がなく東海上の低気圧の強さとの正相関及びシベリア高気圧北西部分との負相関が明瞭である。なお、バイカル湖南に正の有意な相関域が広がっているが、この付近の観測値がJRA-25に不適切に反映されている影響があるので、これについては無視する。

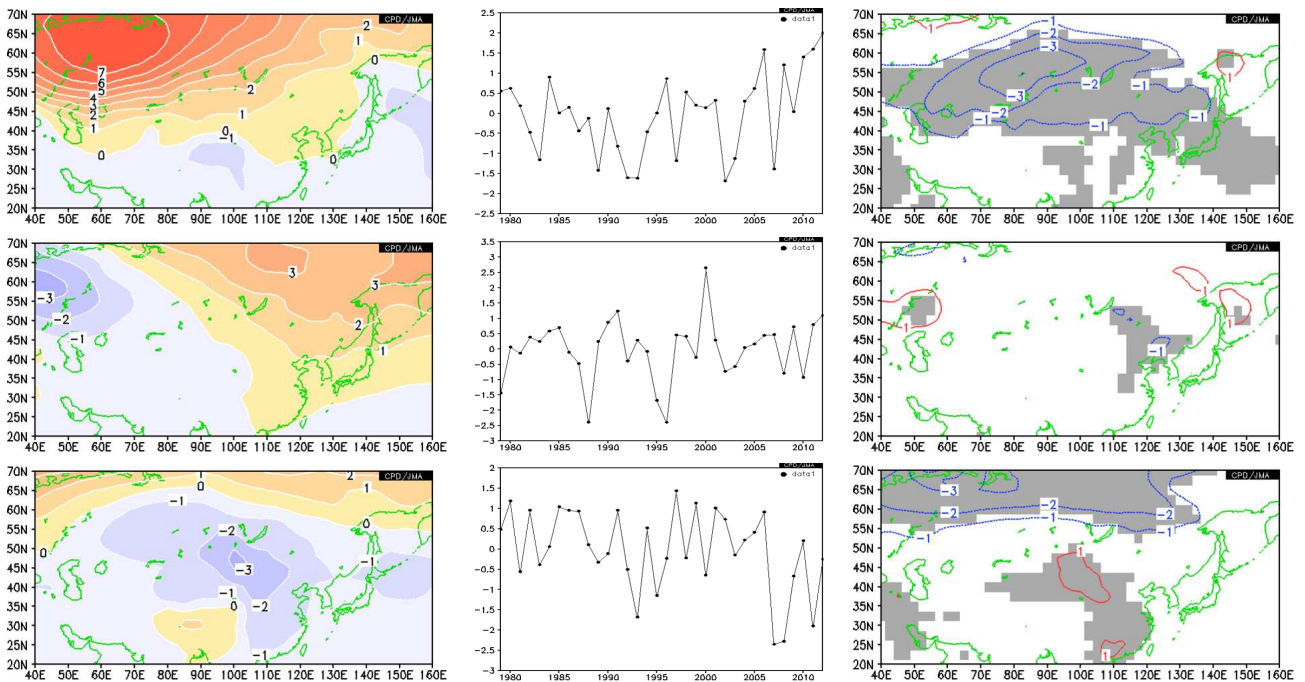
シベリア高気圧の年々変動を見るために、1月のユーラシア域の海面気圧の主成分分析(EOF)を行った結果を第2.3.3.36図に示す。シベリア高気圧全体が特に西シベリアを中心として変動するパターンとして、寄与率55.0%と突出した第1モードが抽出される。このモードと地上気温の相関を見ると、ユーラシアの40°N~60°N帯に大きく広がった有意な負相関域が、北日本から西日本にかけても覆っており、地域平均気温と海面気圧の相関マップ(第2.3.3.35図)とも整合的である。この変動と熱帯の対流活動及び北半球の500hPa高度との関係を見ると(第2.3.3.37図)OLRとの相関では、海洋大陸周辺の負相関とインド洋西部・日付変更線付近の正相関が大きく広がり、ENSOに関連した熱帯の対流活動との関係が認められる。また、500hPa高度との相関では、ロシア西部で正相関、ヨーロッパ西部と東アジアで負相関となっており、10度ほど西にずれているがEUパターン(Wallace and Gutzler 1981)の変動と関係が深い(CPC/NOAAのテレコネクションパターンではWestern Russiaパターンに該当する)。このことは、前述した対流圏上層の顕著なリッジによるシベリア高気圧の発達を見ているものと考えられる。つまり、これらの統計関係からは、1月のシベリア高気圧は、熱帯の対流活動の分布がラニーニャ現象時の特徴を示す場合に、また、正のEUパターンが卓越する場合に、ロシア西部を中心として全体的に発達する傾向があると言える。

第2モードは、海面気圧の東西シーソー的な変動を表したパターンであるが、地上気温との相関はほとんど見られない。

第3モードは、シベリア高気圧の中心付近が広く同符号で変動するパターンであり、極域とは逆符号となっている。このモードは、東アジアの地



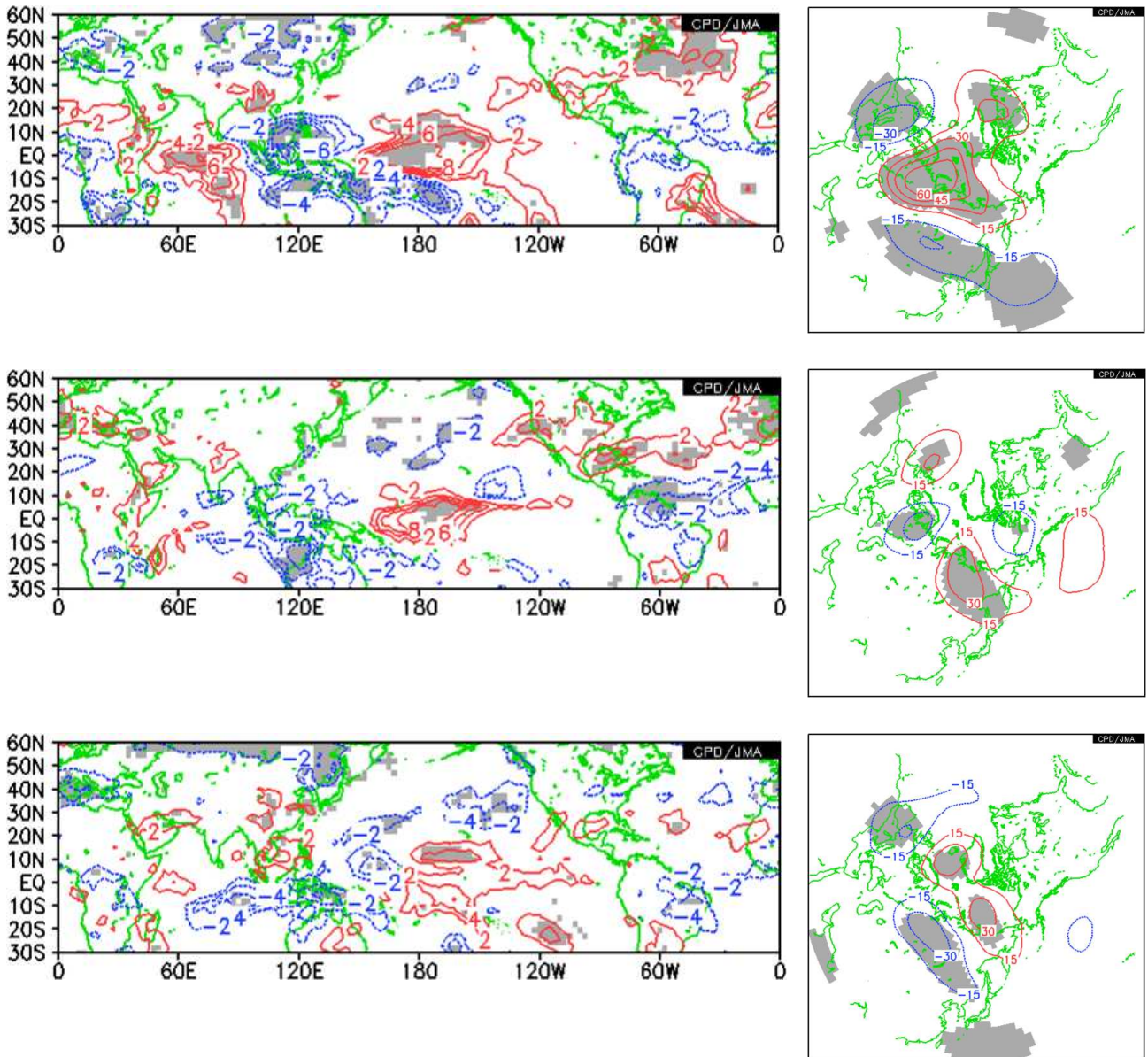
第 2.3.3.35 図 1 月の地域平均気温と海面気圧との回帰係数分布
 左上：北日本、右上：東日本、左下：西日本、右下：沖縄・奄美
 単位 hPa、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加、統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。



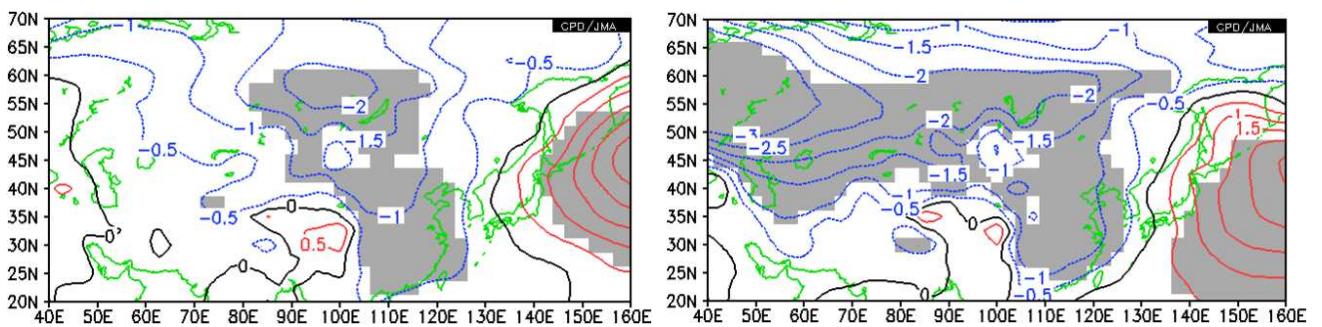
第 2.3.3.36 図 1 月のユーラシア域の海面気圧の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動および地上気温との関係
 上段：第 1 モード（寄与率 55.0%）、中段：第 2 モード（寄与率 13.2%）、下段：第 3 モード（寄与率 9.5%）
 左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数（単位： ）。対象領域は 40°E~160°E、20°N~70°N。危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。

上気温と有意な相関があり、シベリア高気圧の強弱に伴う、その東側の下層寒気の強さの変動を示している。500hPa 高度との相関からは、いわゆる

90 度リッジの発達に伴う変動であることが分かる。一方、熱帯の対流活動とは、インド洋東部からインドネシアの赤道~10°S 付近の有意な負相



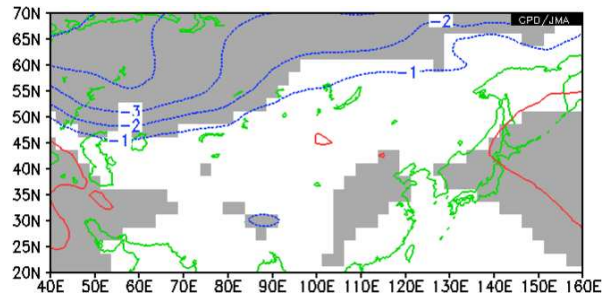
第2.3.3.37図 1月のユーラシア域の海面気圧の主成分分析の上位3モードとの相関関係
 上段：第1モード、中段：第2モード、下段：第3モード
 左：対流活動(OLR) (単位: W/m^2) 右：500hPa 高度 (単位: m)
 回帰係数分布で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。



第2.3.3.38図 東日本の地域平均気温と海面気圧との回帰係数分布
 左：12月、右：2月
 単位 hPa、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。

関が広がるが、太平洋中部との関係は明瞭ではなく ENSO との直接的な関係は見られない。通常、日本の気温に影響を与えるのはこのモードであると考えられるので、東日本の気温と海面気圧の関係を 12 月と 2 月についても確認したところ、期待した通り、シベリア高気圧の東アジアへの張り出しと、アリューシャン低気圧の発達との関係が明瞭に現れた（第 2.3.3.38 図）。

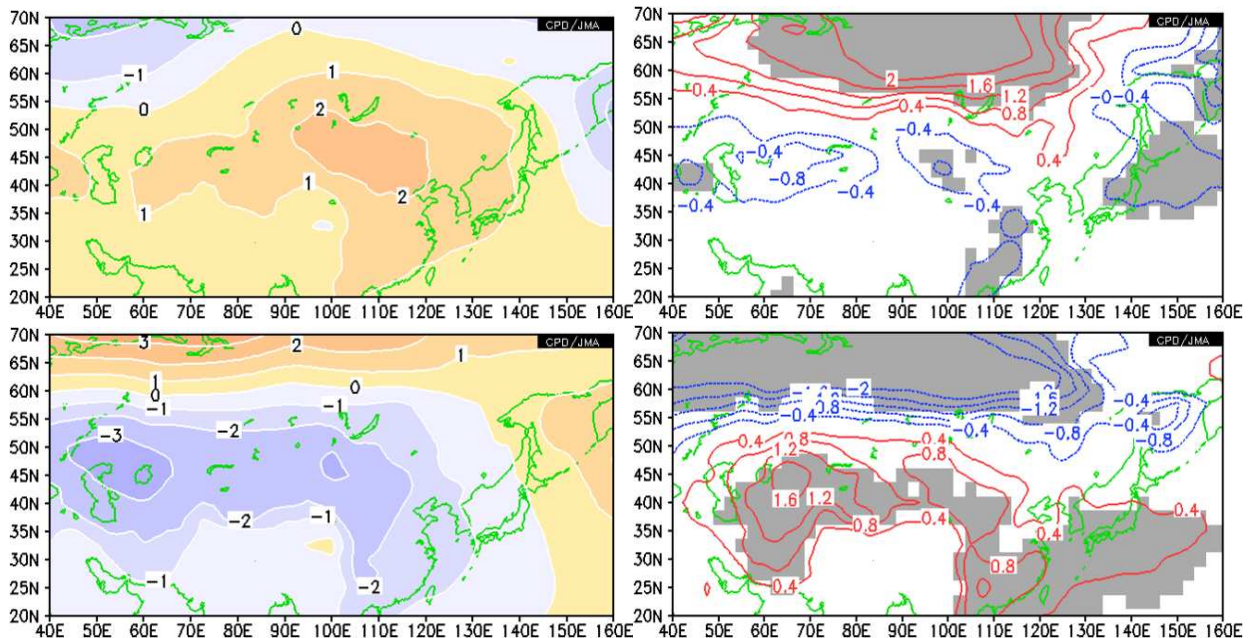
ここで、第 1 モードと第 3 モードの差について、再度確認する。図は省略するが、12 月及び 2 月についても海面気圧のユーラシア域の主成分分析を実施したところ、第 1 モードはいずれも 1 月の第 1 モードに似たパターンであり、特に 12 月については明瞭な北極振動のパターンとして抽出された。1 月の場合は、EU パターン的な 500hPa 高度との関係が明瞭であるが、北極振動指数と海面気圧の相関分布は第 1 モードの固有ベクトル分布と良く似ていることから（第 2.3.3.39 図）、1 月についても第 1 モードが北極振動と関係した変動であると考えられる（地上気温との相関分布も、北極振動との相関分布に類似している（図略））。なお、この統計関係から 1 月の北極振動と熱帯の対流活



第 2.3.3.39 図 1 月の北極振動指数とユーラシア域の海面気圧の相関関係
回帰係数分布（単位：hPa）で、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。

動の関係が示唆されるが、これまでそのような報告は見られなかったため、今後の検証が必要である。

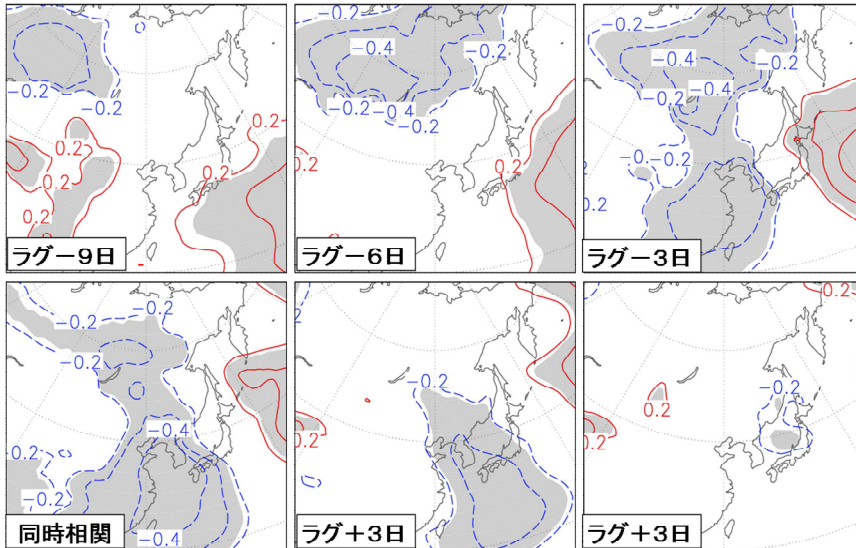
続いて、1 月の第 3 モードで表現されているシベリア高気圧の東アジアでの変動については、12 月は第 3 モードで、2 月は第 2 モードで抽出され、それぞれ、アリューシャン低気圧との逆符号が明瞭で、日本付近の地上気温との相関も高くなっている（第 2.3.3.40 図）。このモードが日本付近の冬型の気圧配置の強弱と関係したシベリア高気圧の変動を表していると考えられる。なお、12～2



第 2.3.3.40 図 海面気圧の主成分分析によるシベリア高気圧の東アジアへの張り出しモード

上段：12 月の第 3 モード（寄与率 10.7%）、下段：2 月の第 2 モード（寄与率 18.4%）。

左：固有ベクトル分布 右：地上気温との回帰係数分布（単位： $^{\circ}\text{C}$ ）。対象領域は $40^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 。危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。



1月20～27日の7日平均した東日本気温と海面気圧の相関係数分布
等値線間隔0.1、正相関が実線、負相関が破線。1979～2005年の前後の7日平均も加えた81例の関係。陰影部は危険率1%で有意な領域。

第 2.3.3.41 図 東日本の気温とシベリア高気圧の張り出しの推移（平成 19 年度季節予報研修テキスト第 2.4.2.33 図より転載）

月の3か月平均での主成分分析では、このモードは現れない。

最後に、東日本の気温変動と関係づけてシベリア高気圧の日本付近への張り出しの様子を見ると（第 2.3.3.41 図）気温低下の9日前にはバイカル湖北西で負の相関が見られるようになり、3日前まで次第に東に広がってくる。3日前になると大陸東岸付近に負の相関が現れ、同時相関では東シナ海との負相関が大きい。このように、シベリア高気圧が東シナ海までしっかりと南下する場合に、東日本の気温低下が見られる。

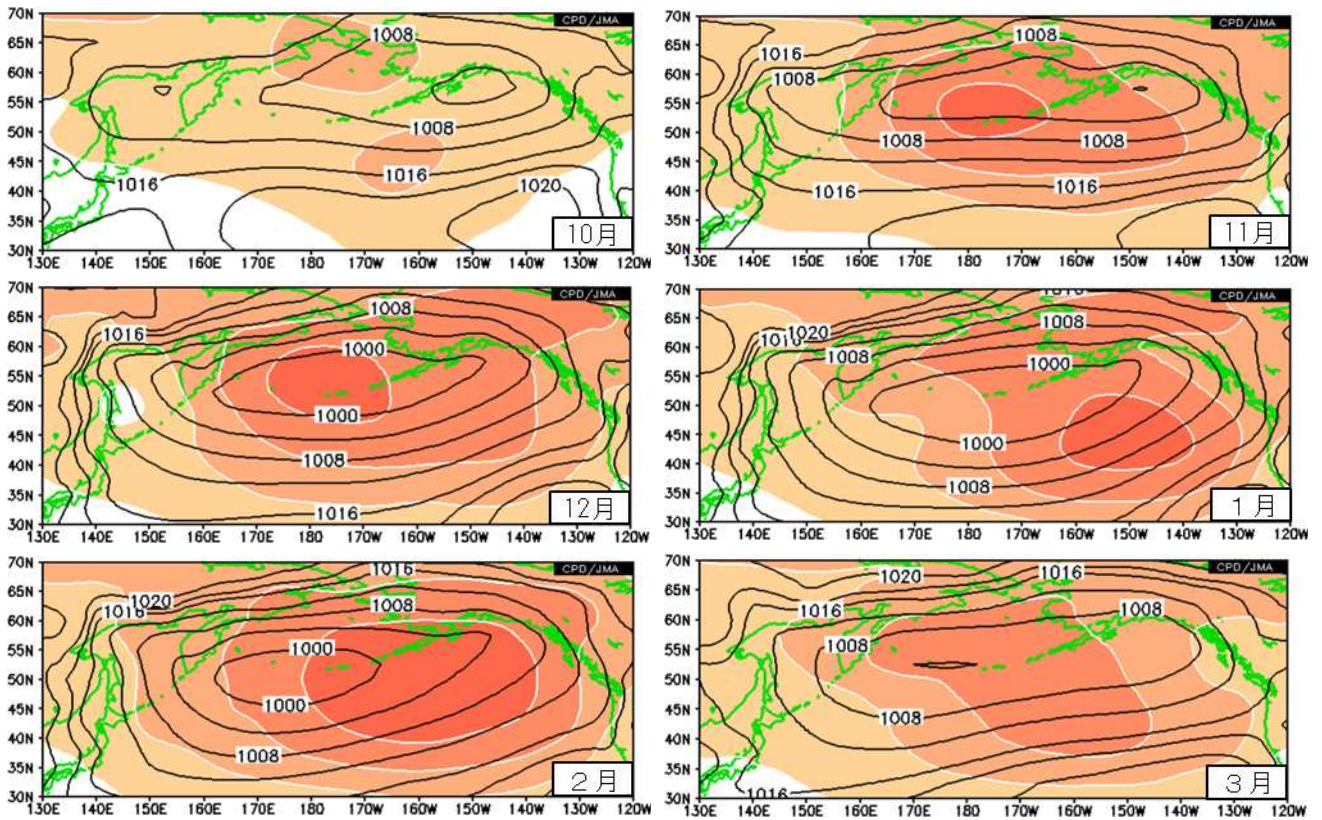
（6）アリューシャン低気圧

ア．アリューシャン低気圧の気候的特徴

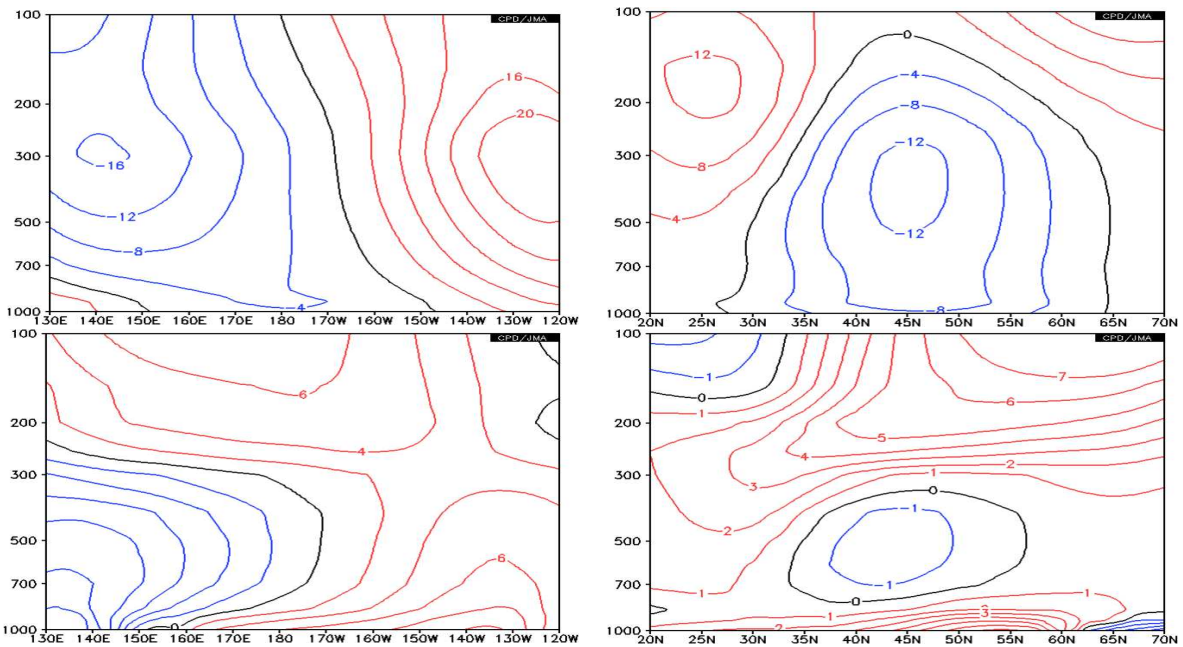
アリューシャン低気圧は、北半球冬季に北太平洋上で発達する低気圧であり、日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成するもう1つの主役である。季節変化を月平均海面気圧分布図で追いかけていくと（第 2.3.3.42 図）10月にアラスカ湾付近で深まり始めた後、次第に中心を西に移して、1月にかけてアリューシャン列島付近で示度を最も深める。2～3月は、中心がアリューシャン列島西部に移りながら、次第に弱まっていく。中心位置の季節変化とは逆に、気圧の標準偏差は、12月まではアリューシャン列島付近で大きい、1月以降は北東太平洋側で大きくなる。アリューシ

ャン低気圧の鉛直構造を見ると（第 2.3.3.43 図）流線関数では、地上の循環中心は日付変更線付近であるが、上層のトラフは $140^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$ に位置していて、かなり東西に傾いた構造となっていることが分かる（南北の傾きはほとんどない）。一方で、気温は複雑な構造となっており（この時期のこの緯度帯の対流圏界面は 250hPa 付近）対流圏中層を中心に寒気が入り込んでいるが、暖かい海面水温の影響を受けた地上付近はこの緯度帯では相対的にかなりの高温となっている。

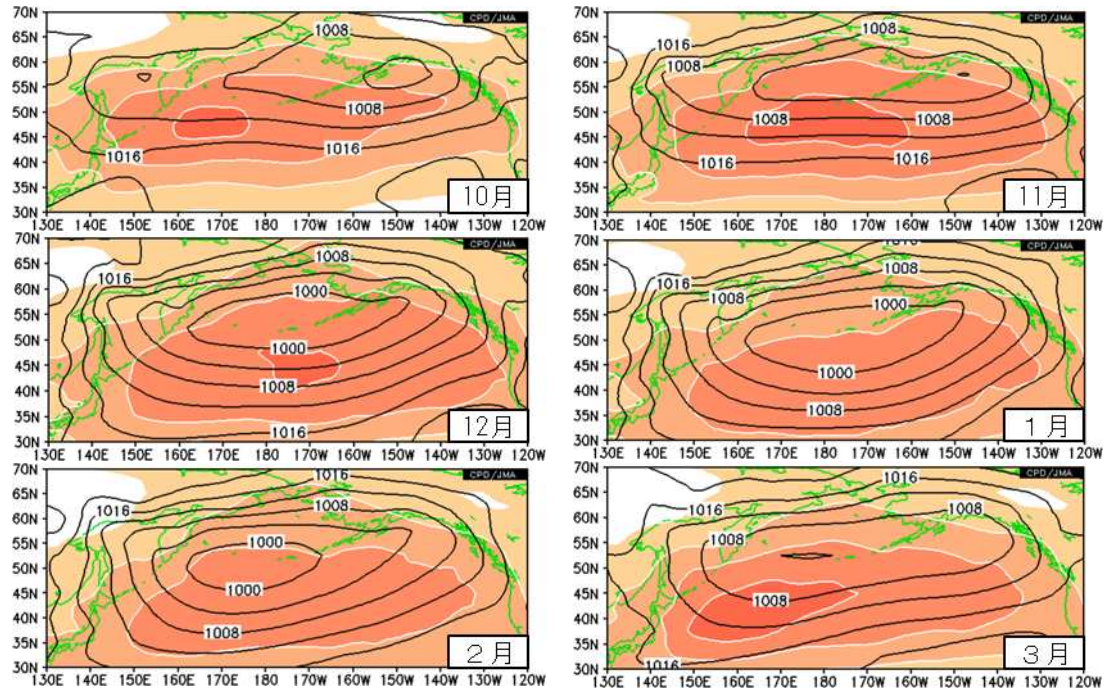
気候値として見えるアリューシャン低気圧は定常擾乱であるので、移動性の低気圧の活動の様子を第 2.3.3.44 図から見ると、10～11月及び3月はアリューシャン低気圧の南西側にあたるカムチャツカの南東付近で最も活動が強くなっているが、12～2月はアリューシャン低気圧の南側の日付変更線付近に活動の中心が移っている。このあたりの季節変化は、第 2.3.3.45 図の時間経度断面図からも確認することができる。偏西風及び高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送量の季節変化と対比させると（第 2.3.3.46 図）アリューシャン低気圧の南への勢力拡大は、偏西風帯の南下と同期している。高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送も偏西風帯と同期して変動しており、偏西風帯の軸付近で極大となる一方、アリューシャン低気圧の中心付近では南向き輸送となっていて、



第 2.3.3.42 図 月平均平年値で見たアリューシャン低気圧の推移
 左上：10月、右上：11月、左中：12月、右中：1月、左下：2月、右下：3月
 等値線は、月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）、色塗は、同標準偏差（間隔 2hPa、2hPa 以上の領域のみ）、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



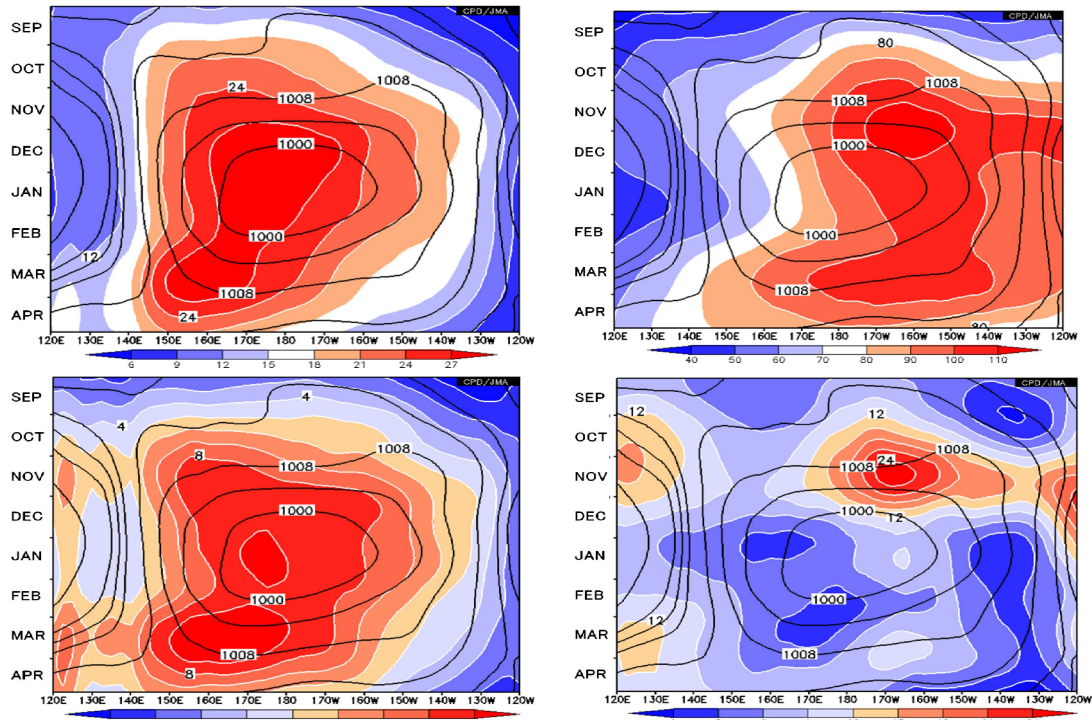
第 2.3.3.43 図 アリューシャン低気圧の鉛直構造（1月の平年値）
 左：高度経度断面図（45°N～55°N 平均）、右：高度緯度断面図（170°E～160°W 平均）
 上段：流線関数（間隔 $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）、下段：気温の帯状平均からの差（間隔 2 （左）、1 （右））
 平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



第 2.3.3.44 図 アリューシャン低気圧と北太平洋における高周波擾乱の推移

左上：10月、右上：11月、左中：12月、右中：1月、左下：2月、右下：3月

等値線は、月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）、色塗は、700hPa における高周波擾乱による運動エネルギー（間隔 $8\text{m}^2/\text{s}^2$ 、 $8\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の領域のみ）、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



第 2.3.3.45 図 アリューシャン低気圧の季節変化

等値線は、半月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）（ $45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$ 平均）、

色塗は、 $25^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$ で平均した、

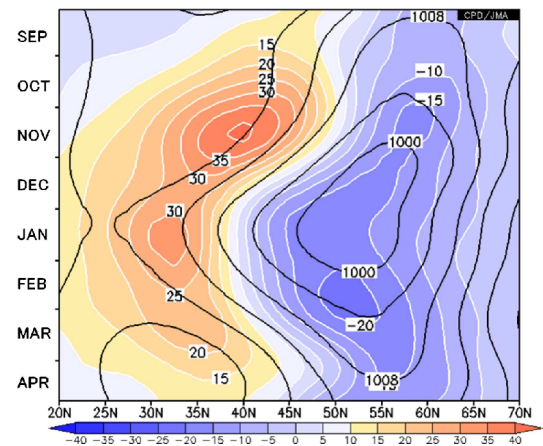
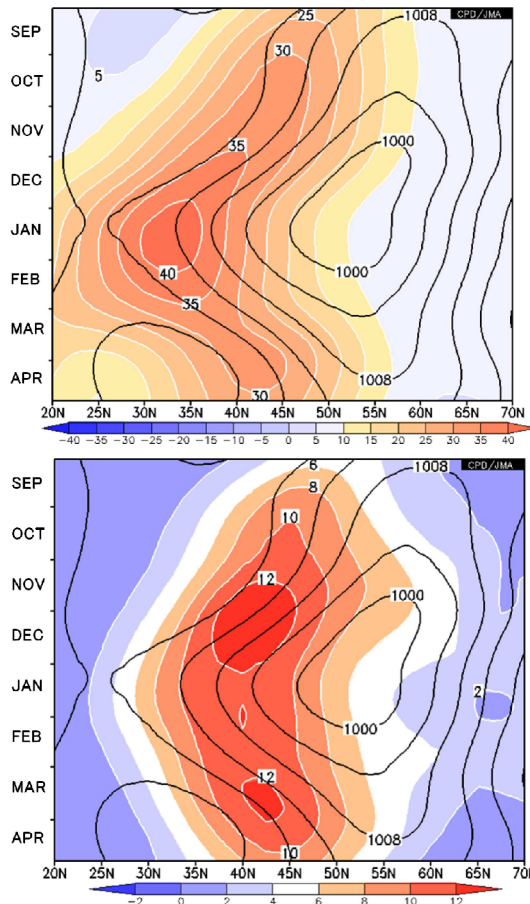
左上：850hPa 高周波擾乱運動エネルギー（単位 m^2/s^2 、間隔は凡例参照）

右上：300hPa 高周波擾乱運動エネルギー（単位 m^2/s^2 、間隔は凡例参照）

左下：850hPa 高周波擾乱による熱の北向き輸送量（単位 $\text{K} \cdot \text{m}/\text{s}$ 、間隔は凡例参照）

右下：300hPa 高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送量（単位 m^2/s^2 、間隔は凡例参照）

平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



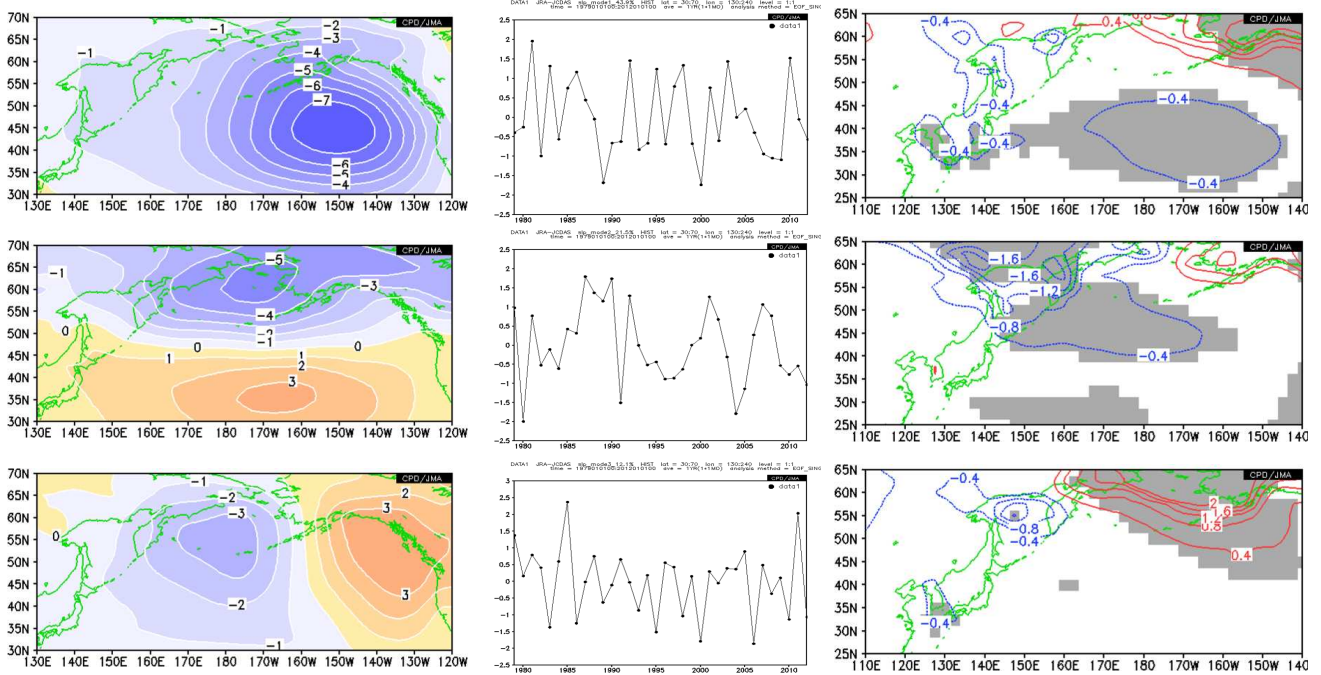
第 2.3.3.46 図 アリューシャン低気圧の季節変化
 等値線は、半月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）（ $180^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{W}$ 平均）。
 色塗りは、 $180^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{W}$ で平均した、
 左上：300hPa 東西風（単位 m/s、間隔は凡例参照）
 右上：300hPa 高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送量
 （単位 m^2/s^2 、間隔は凡例参照）
 左下：850hPa 高周波擾乱による熱の北向き輸送量（単位 $\text{K} \cdot \text{m}/\text{s}$ 、間隔は凡例参照）
 平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

偏西風帯の軸の北側で運動量の収束が起こって西風の生成（維持）に寄与している（第 2.3.3.45 図右下において、11 月頃に西風運動量の北向き輸送が大きくなっているのは、南向きの輸送が平均を取った緯度帯にかかっていないためであり、特筆すべき特徴を示したものではないことに注意）。また、高周波擾乱による熱の北向き輸送は、12 月から 2 月にかけても偏西風帯ほどは南下せずに 40°N 付近に留まっており、海面水温の南北傾度の大きな亜寒帯前線帯による影響が大きいことが推察される。

イ．アリューシャン低気圧の年々変動と日本の天候との関係

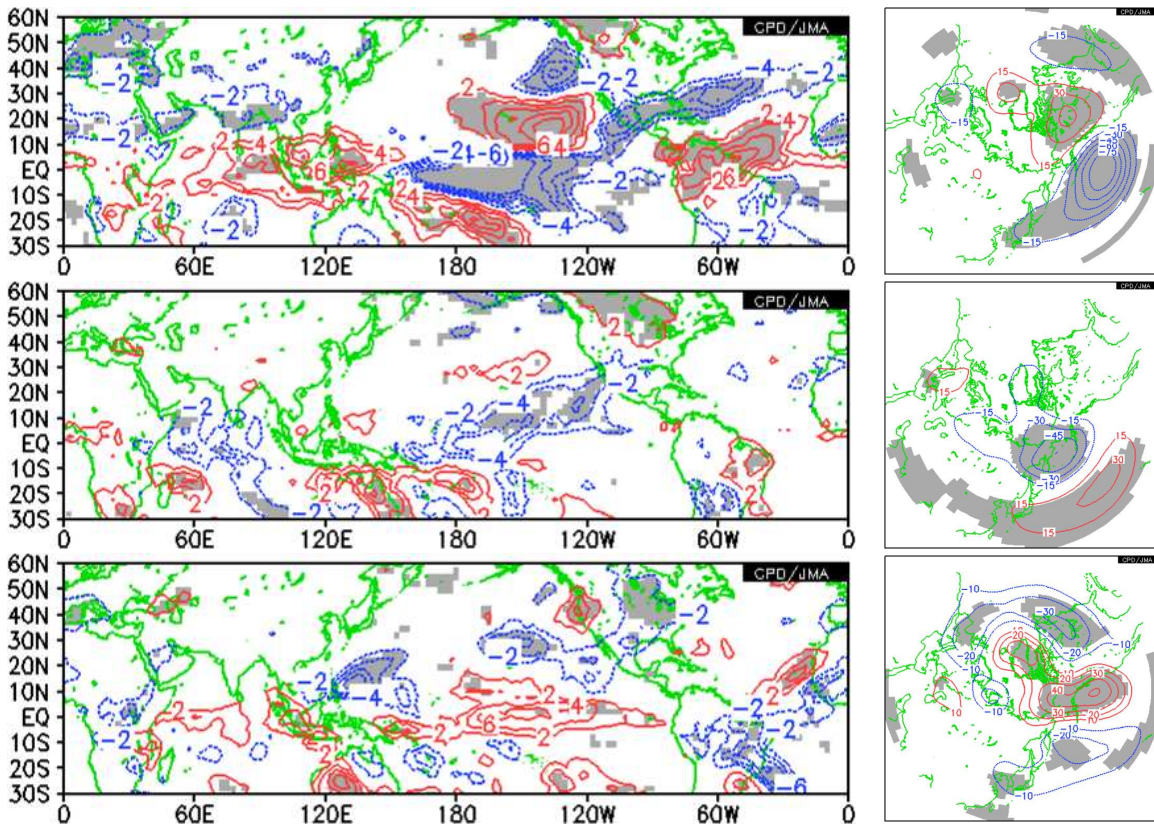
アリューシャン低気圧の年々変動を見るために、1 月の北太平洋域の海面気圧の主成分分析 (EOF) を行った結果を第 2.3.3.47 図に、各モードと熱帯の対流活動及び 500hPa 高度との相関関係を第 2.3.3.48 図に示す。第 1 モード（寄与率 43.9%）

は北太平洋全域が同符号で北東太平洋に中心を持つパターンであり、東部を中心としたアリューシャン低気圧の変動を示している。この変動は、中部太平洋赤道域及び海洋大陸付近の対流活動と相関が高いことから、ENSO の影響による変動であり、500hPa 高度の PNA パターンと一緒に現れる。この変動と地上気温との相関を見ると、北太平洋中緯度帯との相関が主要ではあるが、その一部が西に伸びて日本付近も有意な負相関となっている。第 2 モード（寄与率 21.5%）は、北太平洋の南北で逆符号となるパターンで、アリューシャン低気圧の南北の変動に関係したモードである。やや東にずれた 500hPa 高度の WP パターンを伴って現れやすいが、熱帯の対流活動との関係は第 1 モードと比べると明瞭ではなく、太平洋中部赤道域やインド洋西部赤道域の対流活動と弱い相関が見られる程度である。この変動はオホーツク海の地上気温と高い相関を示し、北暖西冷型の回帰係数分布とはなっているが、日本付近は有意な相関とはなっ



第 2.3.3.47 図 1 月の北太平洋域の海面気圧の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動および地上気温と関係

上段：第 1 モード（寄与率 43.9%）、中段：第 2 モード（寄与率 21.5%）、下段：第 3 モード（寄与率 12.1%）
 左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数（単位： $^{\circ}\text{C}$ ）対象領域は $130^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{W}$ 、 $30^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。



第 2.3.3.48 図 1 月の北太平洋域の海面気圧の主成分分析の上位 3 モードとの相関関係

上段：第 1 モード、中段：第 2 モード、下段：第 3 モード
 左：対流活動（OLR）（単位： W/m^2 ）、右：500hPa 高度（単位： m ）
 回帰係数分布で、危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。

ていない。これらの統計関係を、日付変更線付近や海洋大陸付近の対流活動との相関関係と比較する(図略)と、第1モードにインド洋東部から太平洋にかけての熱帯域の対流活動の変動がすべて取り込まれてしまっていて、例えば海洋大陸の対流活動との相関で明瞭に見られる WP パターンが第2モードで有意ではない結果となっている。このように、SLP の主成分分析からは、熱帯の対流活動の影響が分離できていない可能性があり、解釈には注意が必要である。

第3モード(寄与率 12.1%)は、北太平洋中部と東部で逆符号となるパターンであり、アリューシャン低気圧の東西偏に関係したモードである。PNA パターンが1/4波長西にずれた500hPa高度の分布と相関が高く、フィリピン東海上の対流活動とも有意な負相関が見られている。地上気温との相関域はアラスカがメインだが、アリューシャン低気圧の日本の東海上での変動も表わしているため、日本付近は負の回帰係数となっており、九州付近には有意な負相関域が見られる。

(7) 梅雨前線

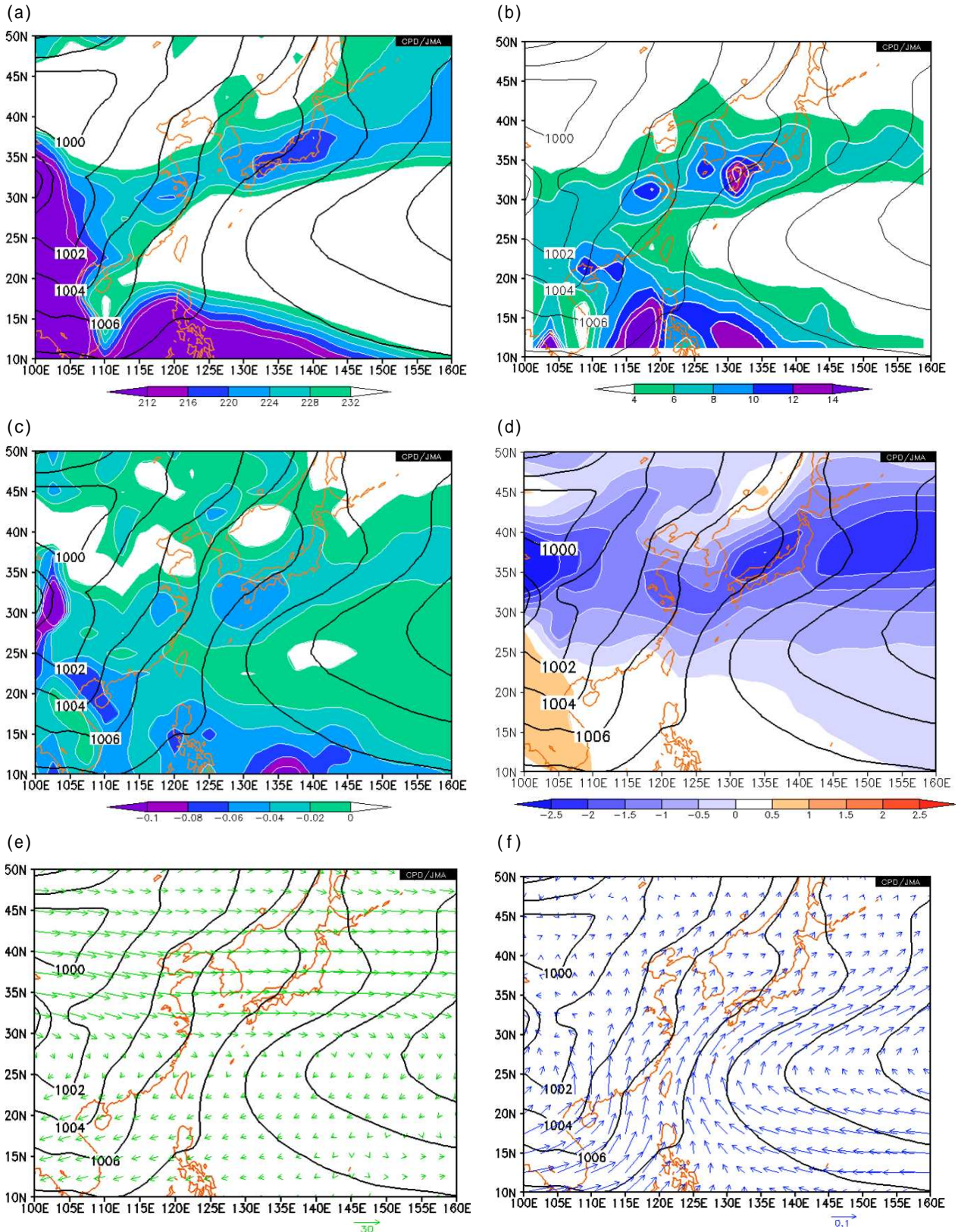
ア. 梅雨前線の気候的特徴

日本を含む東アジアでは、春から夏に向かう過程で曇りや雨の天気卓越する時期が現れ、第2.2節で見たように、本州では夏の前半にあたる1か月半の間に数100mmから一部では1,000mmを上回る降水が観測される。この降水は主に梅雨前線によってもたらされるものであるが、ここでは個々の前線の構造を見るわけではなく気候学的側面を確認するのが目的であることから梅雨前線帯と表記する。

西日本が梅雨最盛期となる6月第6半旬~7月第1半旬(6月25日~7月4日)の10日平均平年値で日本付近の循環場の様子を見てみると(第2.3.3.49図)、25°N帯を南西諸島方面に張り出した太平洋高気圧の北側の32.5°N~37.5°Nに海面気圧が相対的に低い領域が伸びている。梅雨前線帯に伴う対流活動活発域を示すOLRの小さな領域がこの低圧部のやや南側に(同図(a))、上昇流の

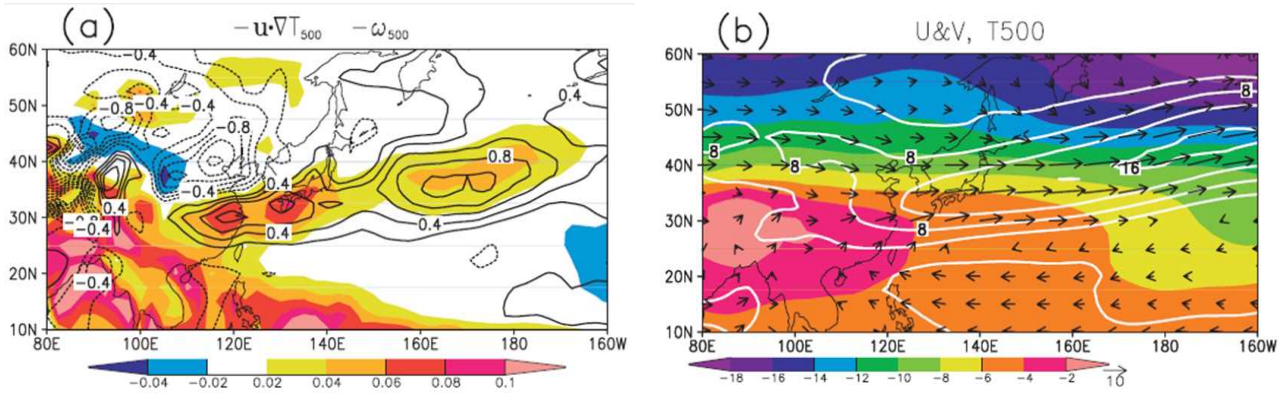
大きな領域がOLR極小域のさらに南側に広がっている(同図(c))。上昇流の分布に概ね一致すると期待される降水量の分布は、上昇流分布のやや北側でOLR分布のやや南側に分布している(同図(b))。なお、これはCMAPと呼ばれている降水量の解析手法(Xie and Arkin 1997)の特徴かもしれない。亜熱帯ジェット気流の強風軸は海面気圧の低圧部のやや北側の35°N~37.5°N付近に位置し(同図(e))、下層の相当温位の集中帯(南北傾度の大きな所)はほぼ海面気圧の低圧部と同じ32.5°N~37.5°Nに位置している(同図(f))。また、下層の水蒸気フラックスは、太平洋高気圧の縁辺を回る流れと南シナ海から北東に向かってくる流れが西日本付近で合流し、上昇流域と同じ緯度帯で収束している。

Sampe and Xie(2010)は、方程式での準地衡風近似的なバランス関係に見られるように、梅雨前線帯における上昇流は対流圏中層の地衡風による温度移流に概ね比例すること、東アジアにおいて偏西風による正の温度移流が起こるためには気温の東西傾度が必要で、その成因としてチベット高原における直接、間接の大気中層の加熱が気候的に重要であることを示した(第2.3.3.50図)。ただし、第2.3.3.51図に見られるように、上昇流の強さとチベット高原周辺の気温との関係はそれほど明瞭でなく(チベット上空の気温が高いほど日本付近の上昇流が強くなるとは言えない)上昇流の年々変動をもたらしているのは、西風の強さの年々変動、つまり偏西風の強弱や位置の南北偏である。高度断面図で西日本の経度帯の鉛直構造を確認すると(第2.3.3.52図)、東西風の強風軸が南北に大きく傾いていて、他の季節(第2.3.3.2図)と比べても特徴的な構造をしていることがわかる。亜熱帯ジェット気流に伴う正の相対渦度の軸もやや南北に傾いていて、下層では相当温位の集中帯と同じ緯度帯の37.5°Nに正渦度軸が位置しているが、この正渦度軸とは別の正渦度が32.5°Nのごく下層に見られ、この緯度帯における下層の強い西南西流に伴う水蒸気フラックスの収束や上昇流に対応している。これらは、亜熱帯ジ



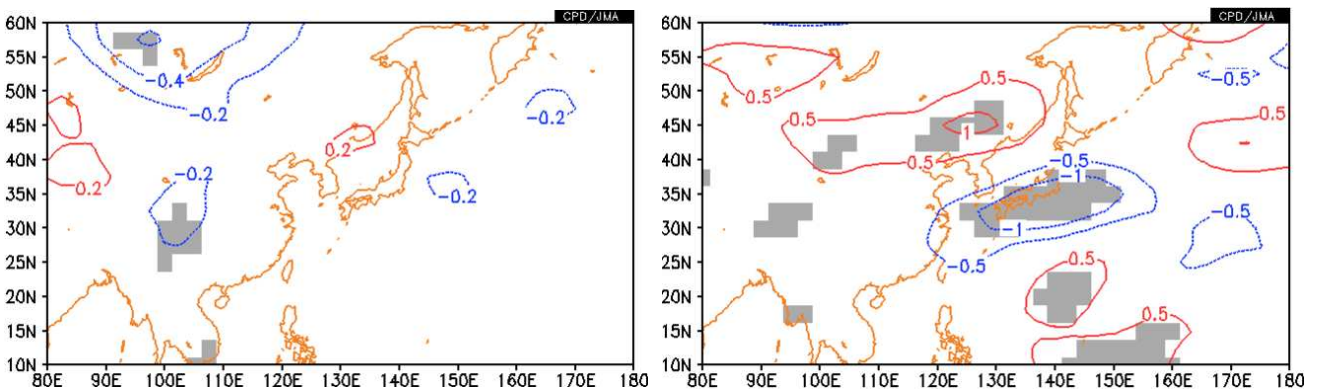
第 2.3.3.49 図 梅雨最盛期における日本付近の循環場（6月第6半旬～7月第1半旬の平年値）

全ての図において、等値線は海面気圧（間隔 2hPa）。色塗は、(a)OLR（間隔 $4\text{W}/\text{m}^2$ 、 $232\text{W}/\text{m}^2$ 以下の領域のみ）(b)CMAP 降水量（衛星データと地上観測値を用いて解析した降水量）（間隔 $2\text{mm}/\text{day}$ 、 $4\text{mm}/\text{day}$ 以上の領域のみ）(c)500hPa 鉛直流（下向き正、間隔 $0.02\text{Pa}/\text{s}$ 、 $0\text{Pa}/\text{s}$ 以下の領域のみ）(d)925hPa 相当温位の南北勾配（間隔 $0.5\text{K}/\text{度}$ ）。矢印は、(e)200hPa 風ベクトル、(f)925hPa 水蒸気フラックスベクトル。



第 2.3.3.50 図 梅雨期における 500hPa の大気の流れ (6 月 15 日 ~ 7 月 14 日平均)

(a)等値線は水平温度移流 (間隔 0.2K/day)、色塗りは上昇流 (単位は Pa/s 間隔は凡例参照)、(b)等値線は水平風速 (間隔 4m/s)、色塗りは気温 (単位は °C、間隔は凡例参照)、矢印は風向風速 (単位は m/s、風速は凡例参照)、JRA-25 を用いた 1979 ~ 2004 年の 26 年平均値。Sampe and Xie(2010)より転載。



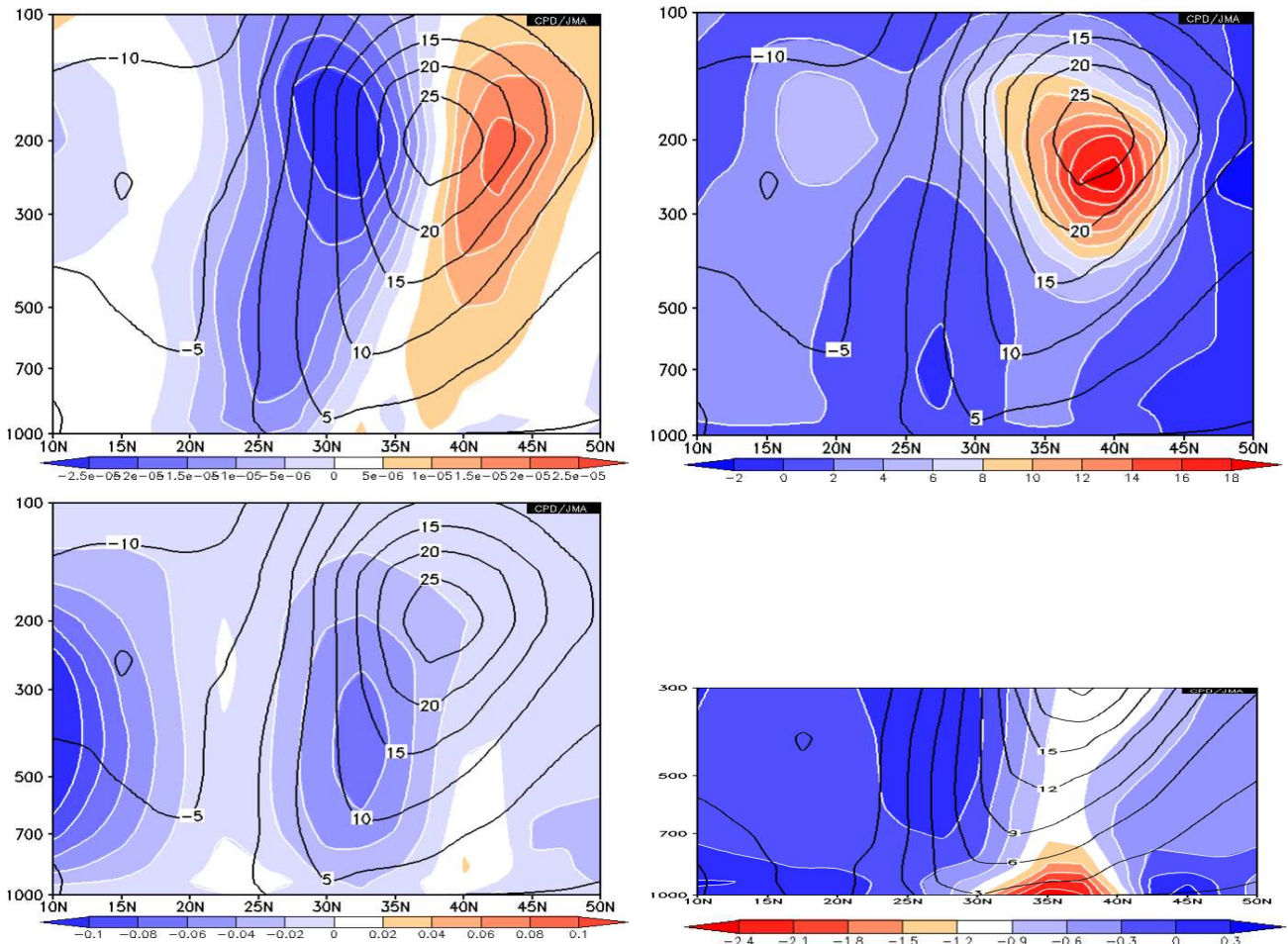
第 2.3.3.51 図 梅雨期における西日本付近の上昇流と気温および東西風の関係 (6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均)

30°N ~ 35°N、130°E ~ 135°E で平均した 500hPa 鉛直流 (下向き正) との回帰係数分布。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。左 : 500hPa 気温 (間隔 0.2K)、右 : 500hPa 東西風 (間隔 0.5m/s)

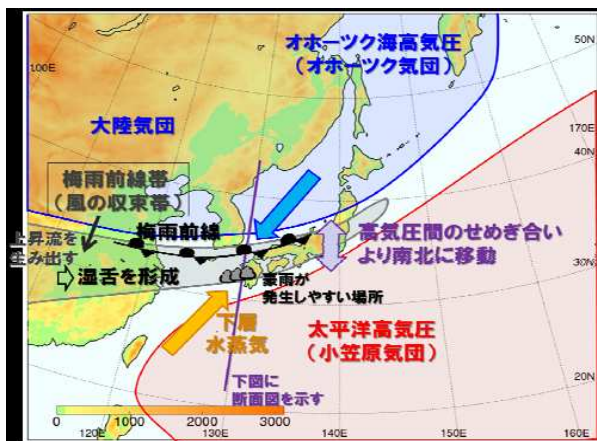
ジェット気流の傾圧性による前線帯とは別に、その南側に下層水蒸気収束が主要因となる降水帯が存在し、この降水帯が梅雨期間の降水量の多くをもたらしていることを示唆している。このような一面から梅雨前線帯は南太平洋収束帯 (SPCZ) などとともに亜熱帯前線帯と分類されることもあり (児玉と山田 2007)、実際、梅雨期の西日本の豪雨は梅雨前線帯南側の下層の高相当温位の流入が顕著な対流不安定域で発生することが典型的である (第 2.3.3.53 図)。

梅雨前線帯の推移を OLR の極小域の変化として第 2.3.3.54 図から見てみる。なお、OLR は外向き長波放射量つまり気象衛星から見える温度分布であるので、雲頂の温度と地表面の温度の差が明瞭ではない寒候期の緯度の高い地域 (この図の場合 4 月の本州以北や 5 月の北日本以北) における雲

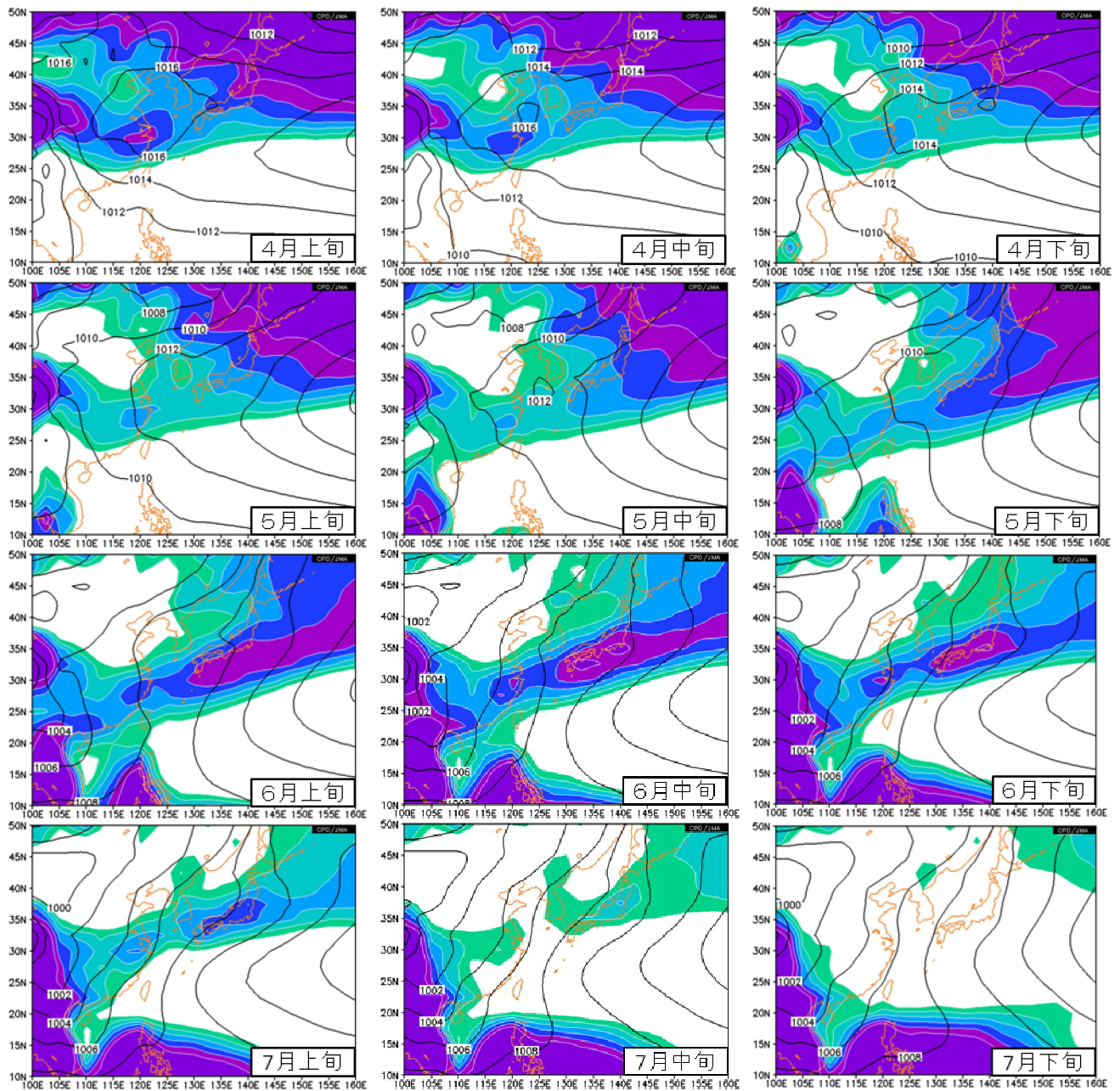
の認識には不向きであるので注意が必要である。4 月上旬に亜熱帯ジェット気流の傾圧帯として 30°N 付近に見られた OLR 極小域は次第に南下し、5 月上旬には東シナ海の 25°N ~ 27.5°N で明瞭となって、沖縄では梅雨入りを迎える。5 月下旬からは梅雨前線帯はゆっくりと北上しつつ、次第に活動が活発となり、6 月上旬 ~ 中旬には北海道を除き全国で梅雨入りとなる。OLR 平年値では 6 月中旬 ~ 下旬が最も値が小さくなり、7 月上旬、中旬とゆっくりと北上しつつ次第にその活動は弱まっていき、7 月下旬には不明瞭となる。時間緯度断面図 (第 2.3.3.55 図) で西日本付近の循環場の推移を見てみると、5 月中旬に 25°N ~ 27.5°N で強まった上昇流域が北上し、6 月中旬に 30°N で最も強まったのち、7 月中旬には 35°N に達して弱まっている。この推移は、下層の相当温位集中帯の北



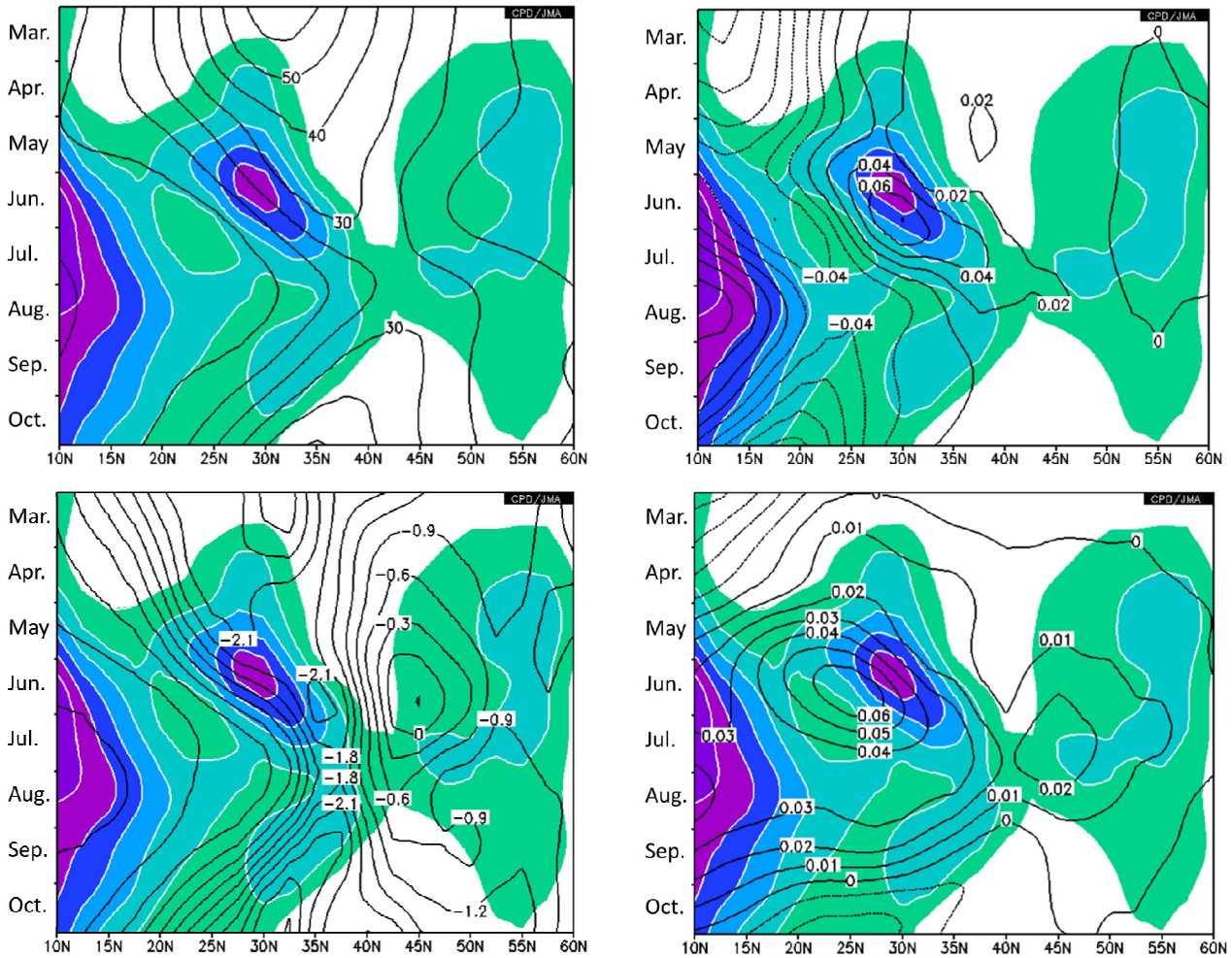
第 2.3.3.52 図 梅雨最盛期における日本付近の循環場の断面図（6月第6半旬～7月第1半旬の平年値）
 130°E～135°Eの平均。全ての図において、等値線は東西風（間隔 5m/s、右下のみ 3m/s）で、色塗は、
 左上：相対湿度（間隔 $5 \times 10^{-6}/s$ ） 右上：高周波擾乱による西向き運動量の北向き輸送（間隔 $2m^2/s^2$ ）
 左下：鉛直流（下向き正、間隔 0.02Pa/s） 右下：相当位位の南北傾度（間隔 0.3K/度）



第 2.3.3.53 図 梅雨期に豪雨をもたらす仕組み
 左図は梅雨期にみられる気圧配置。太平洋高気圧からの暖湿な空気と大陸気団～オホーツク海高気圧からの相対的に冷たく乾いた空気との間に風の収束帯が作られ、それが梅雨前線帯にあたる。前線帯では上昇流が生み出されるので、降水現象が生じて湿舌を形成する。右図は左図の 130°E 付近の緯度鉛直断面図。梅雨前線帯（湿舌域）での上昇流で、南方から流入した空気は上昇して積乱雲を発生させ、通常は梅雨前線帯の北側に梅雨前線が解析される。ただ、大量の水蒸気が流入すると、湿舌域の南縁で積乱雲が発生するために、その位置で豪雨となることが多い。気象庁報道発表資料「平成 24 年 7 月九州北部豪雨の発生要因について」より転載。



第2.3.3.54図 旬平均外向き長波放射量(OLR)でみた梅雨前線の推移
 等値線は、旬平均海面気圧平年値(間隔2hPa)。色塗は、OLR(間隔4W/m²、232W/m²以下の領域のみ)
 左: 上旬、中: 中旬、右: 下旬、1段目: 4月、2段目: 5月、3段目: 6月、4段目: 7月



第 2.3.3.55 図 西日本付近の循環場の時間緯度断面図 (3 ~ 10 月)

130°E ~ 135°E の平均。全ての図において、色塗りは 700hPa 鉛直流 (下向き正、間隔 0.02Pa/s、上昇領域のみ)

左上 : 200hPa 東西風 (間隔 10m/s) 右上 : 925hPa 水蒸気フラックスの東西成分 (間隔 0.02kg/kg · m/s)

左下 : 925hPa 相当温位の南北傾度 (間隔 0.3K/deg) 右下 : 925hPa 水蒸気フラックスの南北成分 (間隔 0.01kg/kg · m/s)

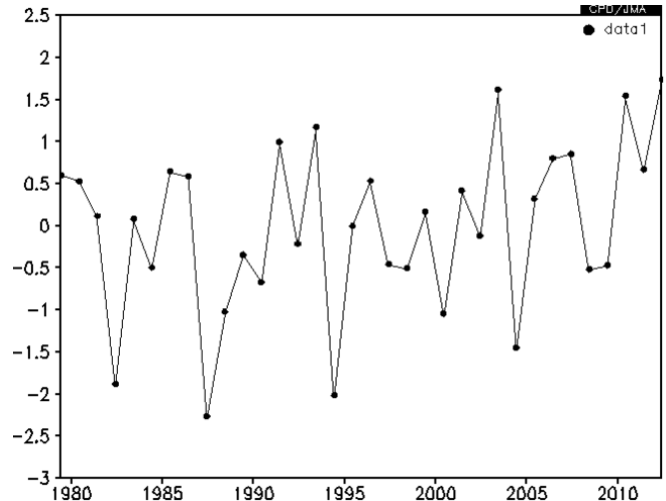
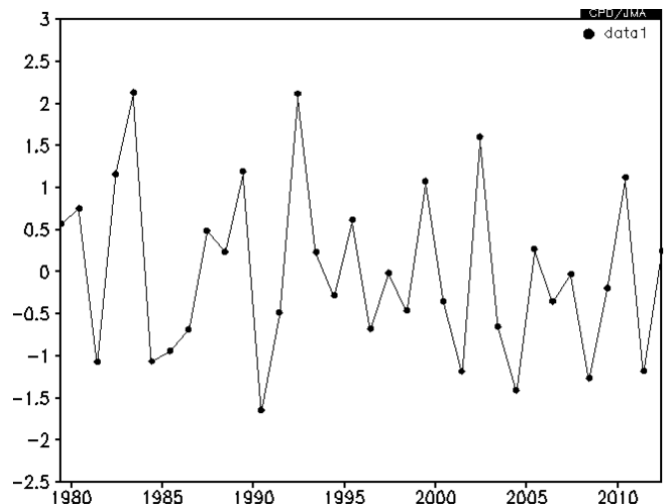
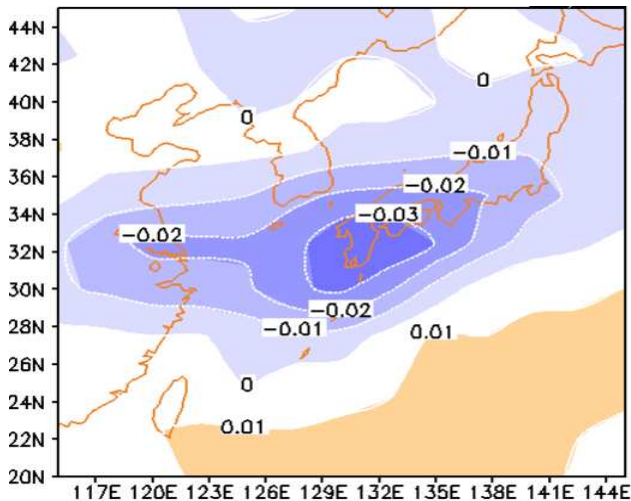
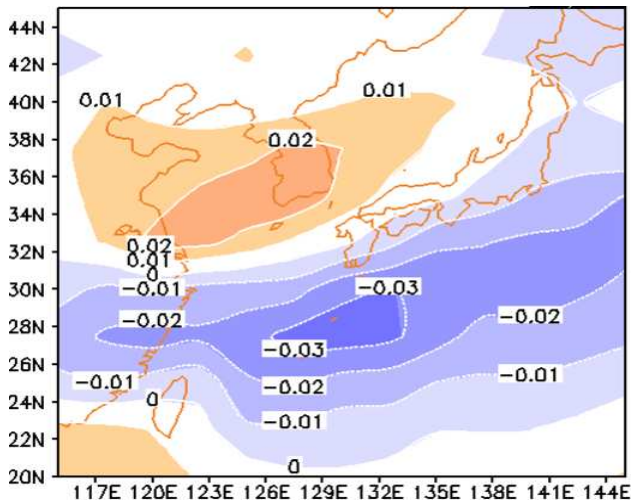
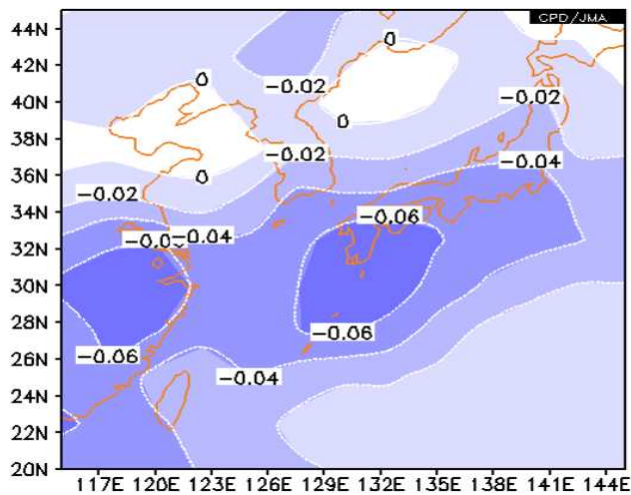
上や水蒸気フラックスの北上および強弱と同期しており、梅雨前線帯への下層水蒸気の供給が梅雨前線の活動と位置に大きな影響を与えていることを示している。第 2.3.3.54 図に見られるように、下層水蒸気フラックスの動向には、日本の南海上で西に張り出してくる太平洋高気圧や東南アジアからのモンスーン南西流が深く関係しており、両者が西日本付近で合流する 6 月下旬 ~ 7 月上旬に梅雨前線の活動は最盛期を迎える。

イ．梅雨前線の年々変動と日本の天候との関係

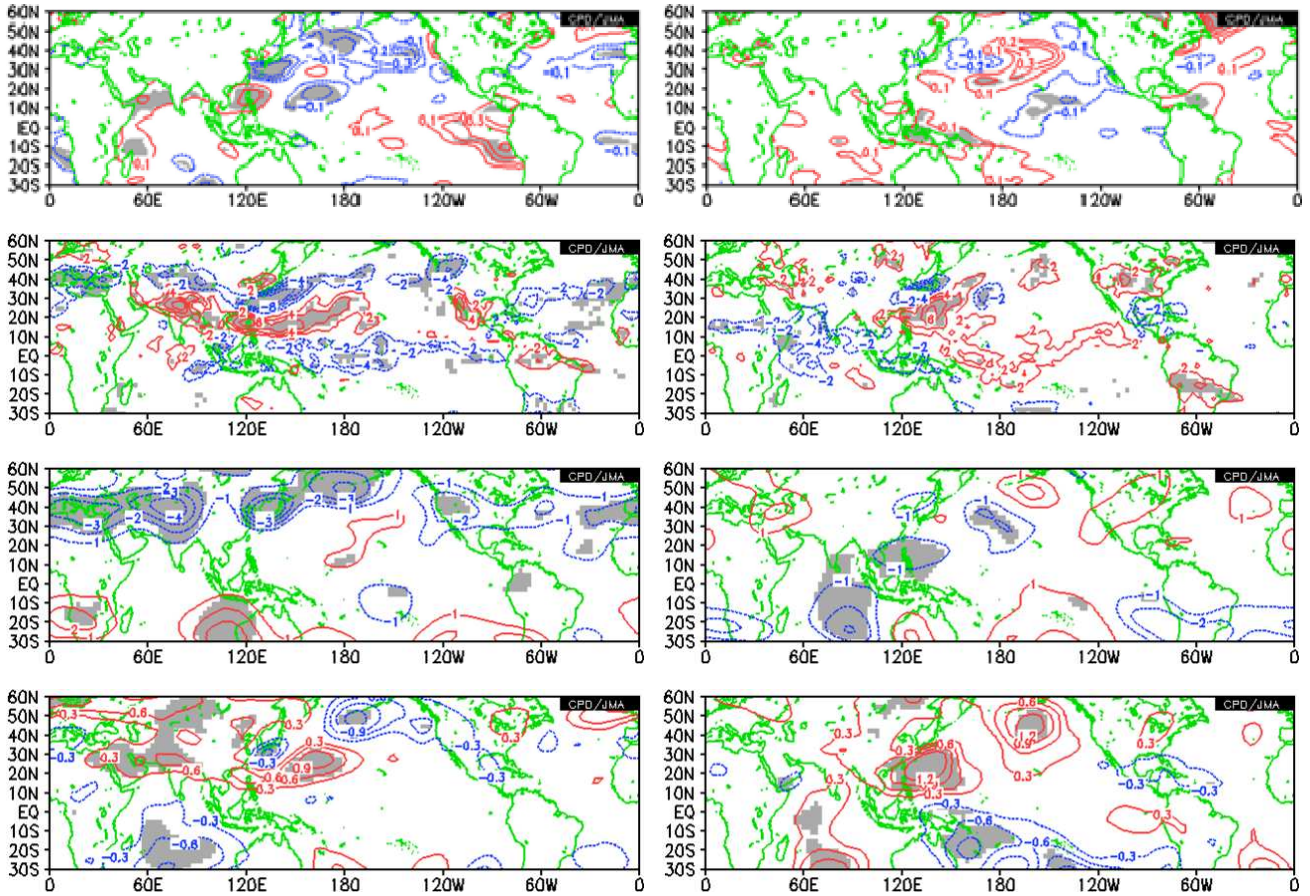
梅雨前線帯の年々変動を見るために、梅雨期(6 月後半 ~ 7 月前半)の日本付近の 500hPa 上昇流の主成分分析 (EOF) を行った結果を第 2.3.3.56 図に、

主要 2 モードと海面水温や熱帯の対流活動および循環との相関関係を第 2.3.3.57 図に示す。この時期の梅雨前線帯に伴う上昇流は、華中から本州南岸を中心軸として南北に緯度 10 度の幅を持って分布しているが、第 1 モード (寄与率 23.7%) は梅雨前線帯の南北偏を、第 2 モード (寄与率 16.8%) は平年の位置における梅雨前線帯の活動の強弱を表すものとして抽出される。

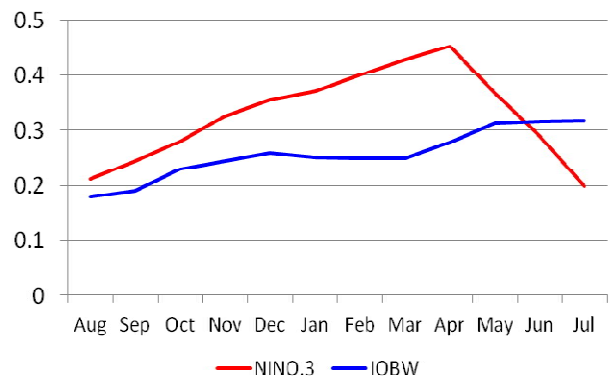
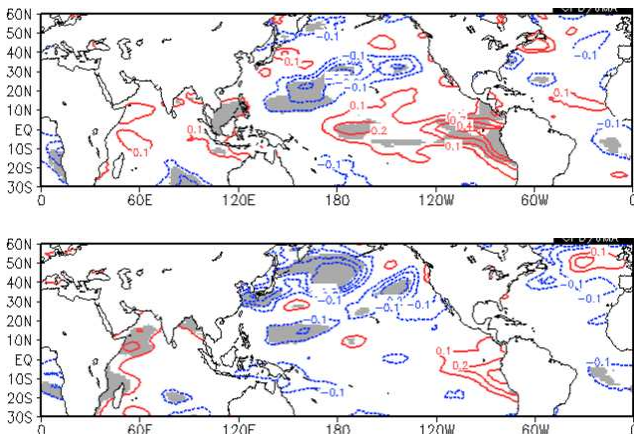
これらの 2 つのモードと熱帯の各要素との相関関係を見ると、第 1 モードにおいて梅雨前線帯が南偏している場合には、海洋大陸から太平洋中部にかけて対流活動域が赤道側に偏り、北半球中緯度帯では亜熱帯ジェット気流が带状に南偏する傾向がわかる。インド洋の対流活動との関係はあま



第 2.3.3.56 図 梅雨期（6 月第 4 半旬～7 月第 3 半旬平均）における日本付近の 500hPa 鉛直流（下向き正）の主成分分析による上位 2 モードの変動パターンとその年々変動
 上段：平年値（間隔 0.02Pa/s）、中段：第 1 モード（寄与率 23.7%）、下段：第 2 モード（寄与率 16.8%）。中段と下段で、左は固有ベクトル分布、右は各年のスコア。



第 2.3.3.37 図 梅雨期(6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均)における日本付近の 500hPa 鉛直流の主成分分析の上位 2 モードとの相関関係
 回帰係数分布で、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。左：第 1 モード、右：第 2 モード
 1 段目：海面水温 (SST) (単位：) 2 段目：対流活動 (OLR) (単位：W/m²) 3 段目：200hPa 流線関数 (単位：× 10⁶m²/s)
 4 段目：850hPa 流線関数 (単位：× 10⁶m²/s)



第 2.3.3.38 図 梅雨期(6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均)における日本付近の 500hPa 鉛直流の主成分分析第 1 モードとのラグ相関関係
 左は海面水温との回帰係数分布で単位は、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。左上が、ラグ - 6 半旬 (海面水温が 5 月第 4 半旬 ~ 6 月第 3 半旬の平均) で、左下が、ラグ + 6 半旬 (海面水温が 7 月第 4 半旬 ~ 8 月第 3 半旬の平均)。右はエルニーニョ監視指数 (NINO.3 および IOBW の 5 か月移動平均値) とのラグ相関係数の時間変化。

り見られないが、下層循環との関係ではインド洋の南北両半球で高気圧性循環が強まる傾向が有意である。海面水温との関係では、インド洋西部に正の同時および6半旬後のラグ相関関係が見られる一方、太平洋中部から東部にかけての赤道域の海面水温が6半旬前に高い場合に梅雨前線帯が南偏する傾向となる正の相関関係が見られる(第2.3.3.58 図左)。対流活動との相関分布からは、熱帯の対流活動が赤道付近に位置しているか 10°N ~ 20°N に位置しているかによって、その北側の亜熱帯ジェット気流の南北位置が変動しているように見えることから、30~60日周期で変動する赤道季節内変動(MJO)の年々の位相の違いによる循環場の変動を表しているようにも見える。一方で、海面水温やエルニーニョ監視指数とのラグ相関関係(第2.3.3.58 図右)も加味すると、これらの統計関係はインド洋キャパシター効果(Xie et al. 2009)を介した ENSO の遅れ応答によるシグナルも表れているものと考えられる。

次に第2モードにおいて、梅雨前線帯の活動が強い場合には、西部太平洋赤道域の海面水温が高く、太平洋西部の南北両半球に下層の高気圧性循環が強まる傾向が有意である。これに伴って、日本の南海上では太平洋高気圧や縁辺流が強まって、日本付近で梅雨前線帯の対流活動が活発になっている。このように、梅雨前線帯の対流活動の強弱とフィリピン東の下層循環には密接な関係が見られるが、第2モードと海面水温等とのラグ相関関係はほとんど有意な相関関係が見られないことから(図略)、第1モードとは異なり主にMJO等の季節内変動による循環場の変動が統計関係に表れているものと考えられる。

参考文献

植田宏昭, 安成哲三, 1998: 西太平洋上の海洋性モンスーンの季節進行と日本付近の夏季天候との関係. *天気*, **45**, 199-215.
 榎本剛, 2005: 盛夏期における小笠原高気圧の形成メカニズム. *天気*, **52**, 523-531.
 気象庁, 1997: 夏のアジアモンスーン OLR インデックス. 気候系監視報告, 平成9年6月号, 44-45.
 気象庁, 2012: 報道発表資料「平成24年7月九州北部

豪雨」の発生要因について. 平成24年7月23日.
 小坂優, 2011: シルクロードパターン再考. *天気*, **58**, 519-531.
 児玉安正, 山田広幸, 2007: アジアの梅雨・世界の梅雨. *天気*, **54**, 529-532.
 中村尚, 2003: オホーツクの冷たい海と大気循環変動. *天気*, **50**, 516-526.
 藤川典久, 2007: オホーツク海高気圧の年々変動と日本の天候との関係. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 34-35.
 安富奈津子, 木本昌秀, 1999: エルニーニョと日本の冬季気候との関係について. *グロースベッター*, **37**, 57-66.
 Miyasaka, T. and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the northern hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.
 Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1234.
 Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
 Qiong, Z., Guoxiong WU, and Yongfu Q., 2002: The Bimodality of the 100hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly over East Asia in Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 733-744.
 Sampe, T. and S. -P. Xie, 2010: Large-Scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *J. Climate*, **23**, 113-134.
 Tachibana, Y., K. Iwamoto, M. Ukisu, and M. Ogi, 2003: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1399-1415.
 Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
 Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
 Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
 Xie, S. -P., K. Ju, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.

2.3.4 アジामonsoonの季節変化¹

(1) アジामonsoonの特徴(概説)

モンスーンは季節風(季節的に交替する卓越風系)を意味し、広い意味ではこの季節風に伴う雨の変化(雨季・乾季)も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、日本を含むアジア域は最も典型的なモンスーン気候帯である。アジामonsoonは、基本的に大陸と海洋の熱容量の違い(陸上は暖まりやすく冷めやすい一方、海洋は暖まりにくく冷めにくい)による温度差で生じる大規模な風系である。例えば、夏のユーラシア大陸は、太陽高度が高く、太陽放射により地表が効果的に暖められ、インド洋や太平洋と比べて地表付近の気温が高く(気圧が低く)なり、海洋から大陸に向かって空気が流れる。その際、風は北半球ではコリオリ力によって進行方向の右側に曲げられながら大陸に吹き込む。ユーラシア大陸の南部にはヒマラヤ山脈、チベット高原などの広大な高山地帯が分布するため、インド洋からの大気はユーラシア大陸の内陸部に直接侵入することができず、チベット高原の周縁を反時計回りに流れることになり、インドからインドシナ半島付近等のアジア南部では南西あるいは西風(モンスーン偏西風)が、東アジアでは南寄りの風が卓越する。一方、冬のユーラシア大陸は太陽高度が低く、太陽放射による加熱より放射冷却が勝るため、海洋上より気温が低く(気圧が高く)なり、大陸から海洋に向かって空気が流れる。コリオリ力や地形効果により、東アジアでは北風あるいは北西風が、アジア南部では北東風あるいは東風が卓越する。

第2.3.4.1図は、平年の1月と7月における対流圏上層と下層の気圧配置と大気の流れ及び積雲対流活動を示す。

7月の地表付近の気圧配置と大気の流れ(第2.3.4.1図(b))は、西アジアからチベット高原付近を中心にユーラシア大陸には低気圧があり、この南側のアラビア海からアジア南部にかけてはモンスーン偏西風が卓越する。南インド洋の亜熱帯高気圧(マ

スカレン高気圧)から噴き出した空気は北西方向に進み、アフリカの東海上で強い流れとなって赤道を横切り、その後、東に向きを変えながらモンスーン偏西風となる。このアフリカ沖を流れる下層の強い風はソマリジェットと呼ばれ、南インド洋及びアラビア海で海洋から得た大量の水蒸気をインドなどアジア南部に輸送し、モンスーン降水をもたらす。北太平洋に目を向けると、北米西方海上を中心に高気圧(太平洋高気圧)が広く分布し、高気圧の軸は日本の南海上に伸びている。高気圧の軸(30°N付近)の赤道側は東風(貿易風)が分布し、フィリピン付近など北西太平洋熱帯域でモンスーン偏西風とぶつかり、トラフを形成(下層収束)し、活発な対流活動(同図(j))をもたらす。

1月(同図(a))は、ユーラシア大陸はバイカル湖の南西を中心に広く高気圧(シベリア高気圧)に覆われる一方、北太平洋北部では低気圧(アリューシャン低気圧)が広く分布する。このような気圧配置に対応して日本付近では東西方向の気圧傾度が非常に強まり(西高東低の冬型の気圧配置)、北寄りの風が卓越する。大陸の高気圧は中国南部や西アジアまで広がり、南シナ海やアラビア海付近では北東風が卓越する。

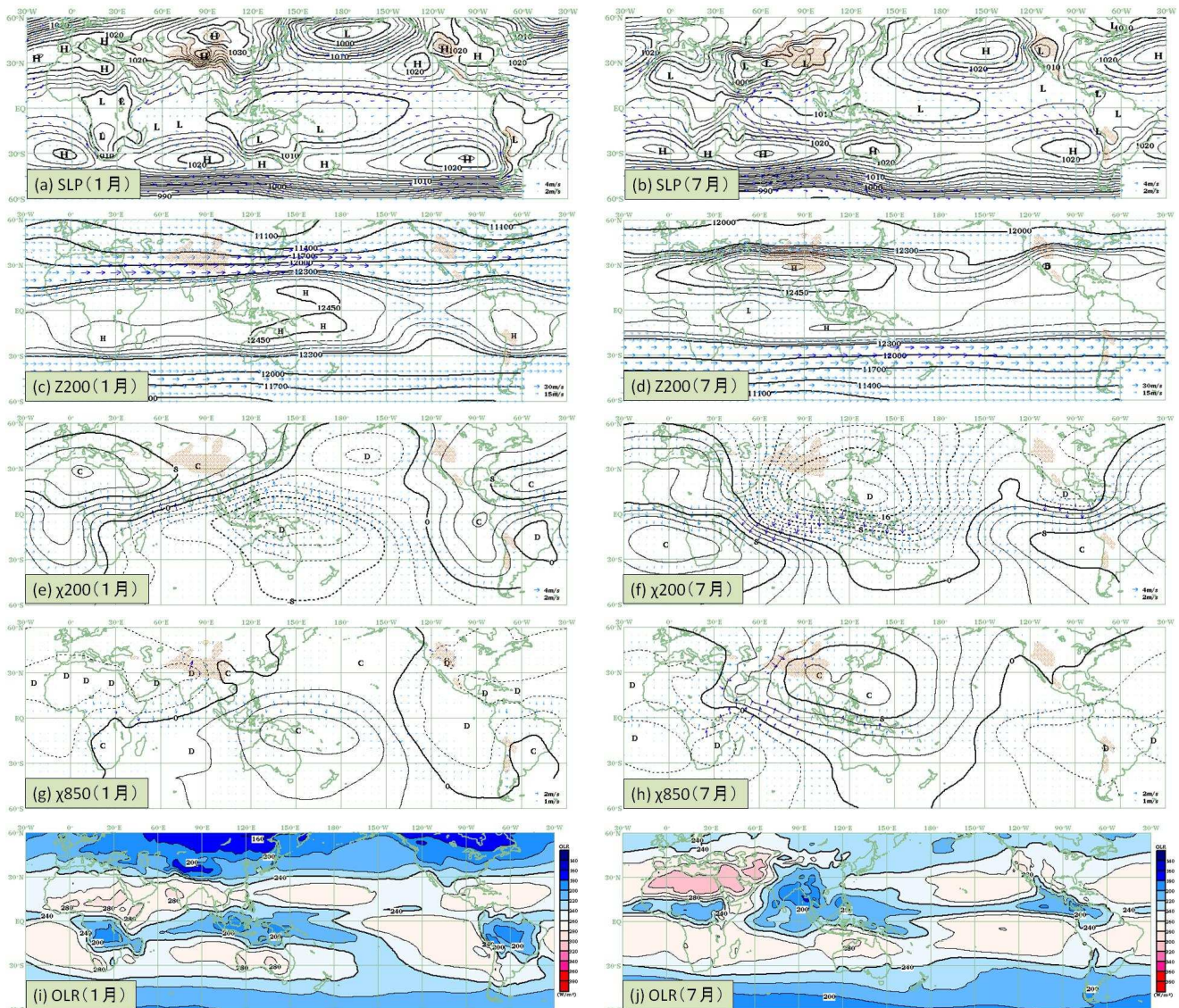
夏のアジामonsoonに伴う積雲対流活動は、インドからベンガル湾、インドシナ半島、フィリピン付近を中心に活発域が広がる(第2.3.4.1図(j))。この大規模な対流活動に対応して、上層(同図(f))では発散域、下層(同図(h))では収束域が分布する。積雲対流活動に伴う凝結熱により、上空の大気は暖められる。冬季になると、大規模な対流活動域(同図(i))は、インドネシア付近からオーストラリア北部、西部太平洋熱帯域(赤道域~南太平洋)に分布する。これに対応して上層(同図(e))の発散域と下層(同図(g))の収束域の中心がオーストラリアの北東付近に位置する。アジア・オーストラリアモンスーンに伴う大規模な対流活動域は、北西-南東方向に季節変化する。

夏のアジामonsoon期の対流圏上層には、チベット高原を中心にアジアから北アフリカまで及び東西に広い高気圧(チベット高気圧)が分布する(第

¹ 田中 昌太郎

2.3.4.1 図(d))。これは、チベット高原により対流圏中・上層の空気が効果的に暖められることやインドからベンガル湾、インドシナ半島、フィリピン付近にかけての大規模な積雲対流活動による加熱（凝結熱）によって形成された暖かい高気圧である（詳細は第2.3.3項（3）参照）。対流圏では赤道からチベット高気圧に向かって気温は高くなり、チベット高気圧の南側に位置するインドからインドシナ半島

付近等のアジア南部の対流圏上層では偏東風が分布する（第2.3.4.2図(b)）。一方、アジア南部の対流圏下層ではモンスーン偏西風が卓越することから、上空に向かうほど東風成分が強まる構造（東風鉛直シア）となる（第2.3.4.3図(b)）。ユーラシア大陸南部を流れる亜熱帯ジェット気流（アジアジェット）はチベット高気圧の北縁に位置する。チベット高気圧が明瞭に見られるのは6～9月であり、冬季



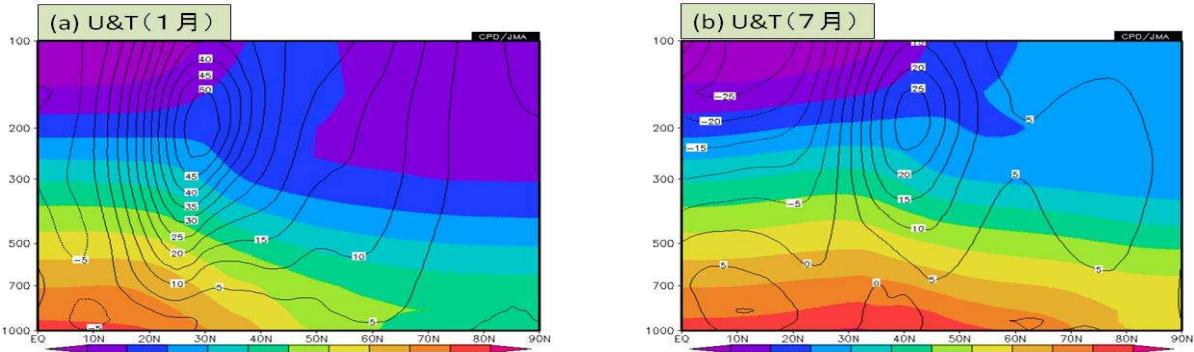
第2.3.4.1図 大気循環の月平均年平値

年平値は1981～2010年平均値。左列は1月、右列は7月。(a)と(b)等値線は海面気圧を表し、間隔は海面気圧が990hPa未満の場合10hPa、990hPa以上の場合2hPa。矢印は地上10mの風向・風速を表す。(c)と(d)等値線は200hPa高度を表し、間隔は高度が12300m未満の場合300m、高度が12300m以上の場合30m。矢印は風向・風速を表す。(e)と(f)等値線は200hPa速度ポテンシャルを表し、間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。矢印は200hPa発散風の風向・風速を表す。(g)と(h)等値線は850hPa速度ポテンシャルを表し、間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。矢印は850hPa発散風の風向・風速を表す。(i)と(j)外向き長波放射量(OLR)を表し、等値線及び陰影の間隔は $20 \text{W}/\text{m}^2$ 。OLRは雲の存在するところでは雲の上端から宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。値が小さいところほど、積雲対流活動が活発であると推定される。ただし、雪氷域や高緯度域は地表面温度が低いため、雲が存在しない場合でも値が小さくなることに留意する必要がある。米国海洋大気庁(NOAA)より提供されたデータを用いて作成。

は形成されない。これに対応して、夏季のアジアジェットはチベット高原の北部付近（ $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 付近）を流れるが（第 2.3.4.2 図(b)）、冬季は高原の南側（ $25^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 付近）に位置する（同図(a)）。このため、冬季は下層で東寄りの風が卓越するアジア

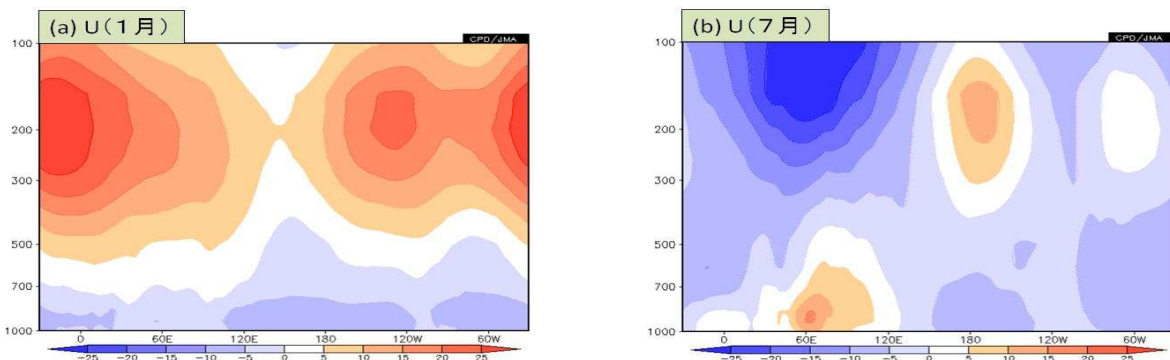
南部では西風鉛直シアーとなる（第 2.3.4.3 図(a)）。
 このように、アジアモンスーン域の大気の流れ・構造は、夏季と冬季で概ね反転する。

アジアモンスーンに伴う対流圏上層と下層の風の流れの季節変化を見る。



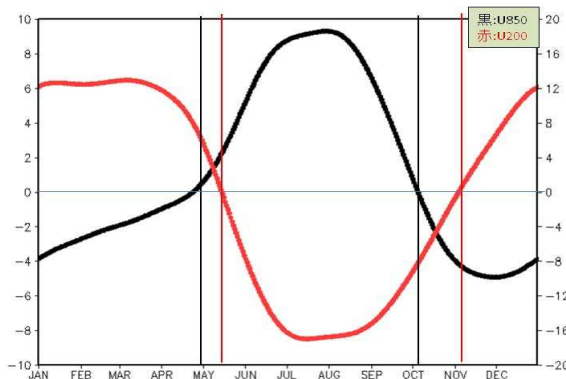
第 2.3.4.2 図 $60^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均した月平均東西風速及び気温平年値の高度 - 緯度断面図

等値線は東西風速を表し、間隔は 5m/s 。正（負）の値は西風（東風）を示す。陰影は気温を表し、間隔は 10 。 (a) は 1 月、(b) は 7 月。



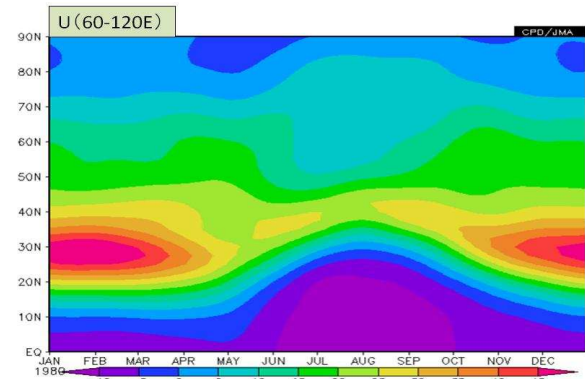
第 2.3.4.3 図 $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均した月平均東西風速平年値の高度 - 経度断面図

陰影は東西風速を表し、間隔は 5m/s 。正（負）の値は西風（東風）を示す。 (a) は 1 月、(b) は 7 月。



第 2.3.4.4 図 アジア南部（ $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $60^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ）で平均した 850hPa 及び 200hPa 東西風速平年値の季節変化（1 月 1 日～12 月 31 日）

黒（赤）曲線は 850hPa (200hPa) 東西風速の日平均平年値（単位： m/s ）の表し、正（負）の値は西風（東風）を示す。左側（右側）縦軸は 850hPa (200hPa) 東西風速のスケールを示す。黒（赤）の縦直線は 850hPa (200hPa) 東西風速が反転する時期を示す。



第 2.3.4.5 図 $60^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均した 250hPa 東西風速平年値の季節変化（1 月 1 日～12 月 31 日）

陰影は東西風速を表し、間隔は 5m/s 。正（負）の値は西風（東風）を示す。

アジア南部(10°N~20°N、60°E~120°E)で平均した下層の東西風速平年値は、4月終わり頃に東風から西風(冬の循環から夏の循環)に変わり、10月はじめ頃に西風から東風(夏の循環から冬の循環)に変わる(第2.3.4.4図の黒曲線)。一方、上層の東西風速平年値は、下層循環の反転からやや遅れて5月半ば頃に西風から東風(冬の循環から夏の循環)に変わり、11月はじめ頃に東風から西風(夏の循環から冬の循環)に変わる(第2.3.4.4図の赤曲線)。上層のジェット気流(アジアジェット)は、1~2月頃に1年のうちで最も南を流れるとともに、風速が最大となる(第2.3.4.5図)。アジアジェットは5月頃から急速に北上し、7月後半~8月前半頃に最も北を流れるとともに、風速は1年のうちで最も弱くなる。その後、アジアジェットは9~10月頃に急速に南下するとともに、風速が強まる。

(2) 夏のアジアモンスーンの推移

夏のアジアモンスーンの時間発展について、月ごとの特徴を中心に述べる(第2.3.4.6図)。

4月、太平洋の亜熱帯高気圧につながる対流圏下層のリッジがインドシナ半島付近まで伸びている。積雲対流活動の活発域は海洋大陸付近(インドネシア多島海付近)から西部太平洋熱帯域に分布する。下層のモンスーン偏西風はまだ見られない。

5月、太平洋から伸びる下層のリッジは南シナ海付近まで後退する一方、アジア南部は低気圧性循環となり、ソマリジェット及びモンスーン偏西風が形成される。インドシナ半島では、ベンガル湾からの湿った南西気流が流入し、対流活動が活発となる(インドシナ半島のモンスーン入り)。西部太平洋熱帯域の対流活動は4月と比べて南半球側(ニューギニア島付近)で弱まり、概ね赤道対称の分布となる。北半球側の活発域(フィリピン南東海上)の北への広がりは、冬から春にかけてあまり変わらない。

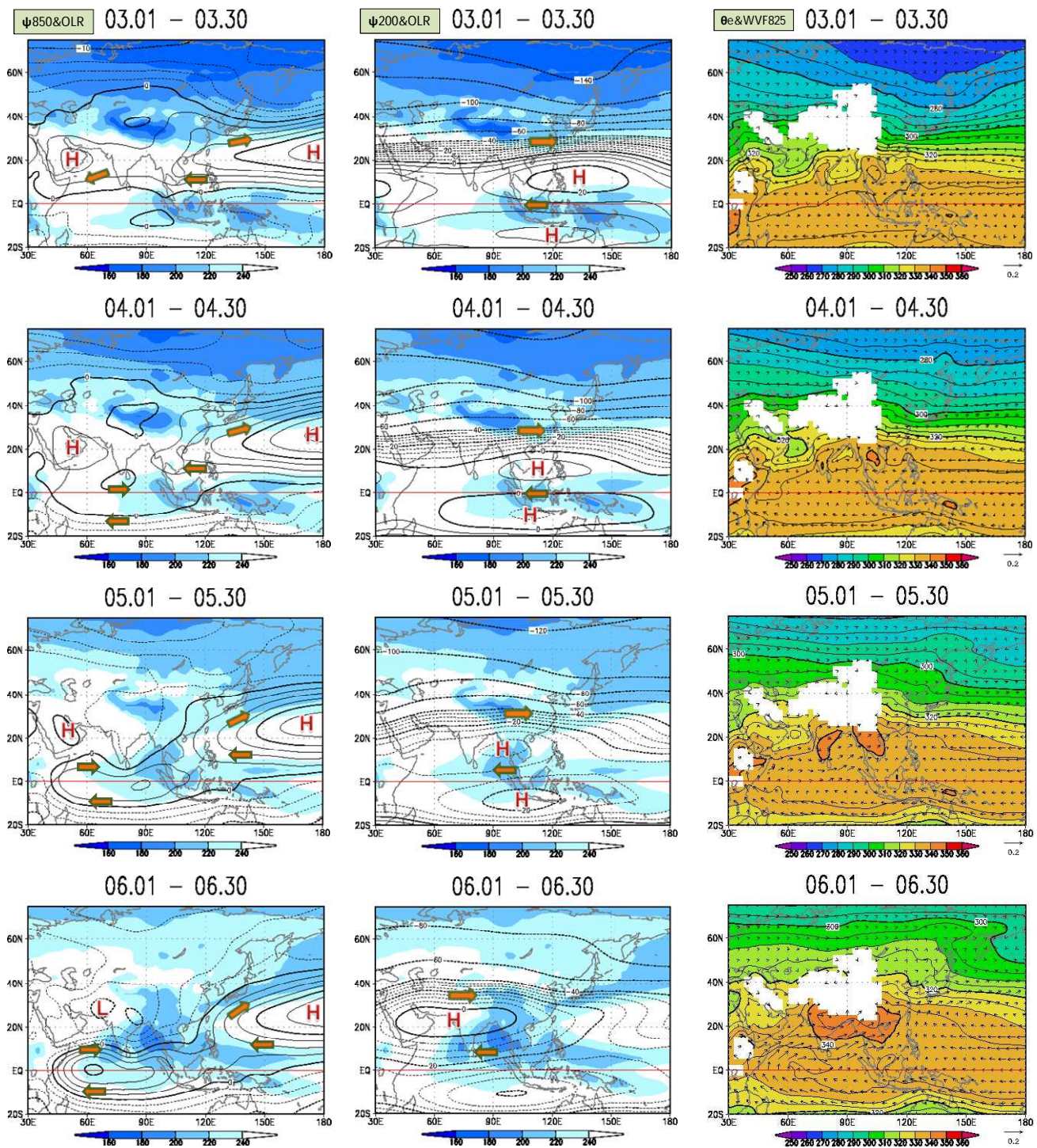
6月、アジア南部の下層低気圧は5月と比べて強まるとともに、中国南部まで広がる。モンスーン偏西風は明瞭になるとともに北上し、インド北部からインドシナ半島北部、フィリピン付近にかけてモンスーン・トラフが形成される。太平洋高気圧の軸は

フィリピン北東海上(20°N帯)に位置する。本州付近では、南シナ海方面からの南西気流と太平洋高気圧の西縁に沿った南からの気流が流入し、下層相当温位の南北傾度が大きい(梅雨前線に対応)。対流活発域はインドからベンガル湾まで北上する(インドのモンスーン入り)。インドシナ半島付近の対流活動は5月と比べて強まるとともに北に広がる。西部太平洋熱帯域の対流活動は北半球側(フィリピンの南東海上)で強まるとともに北上する。上層では、アラビア半島からインドシナ半島の北側に高気圧(チベット高気圧)が形成される。

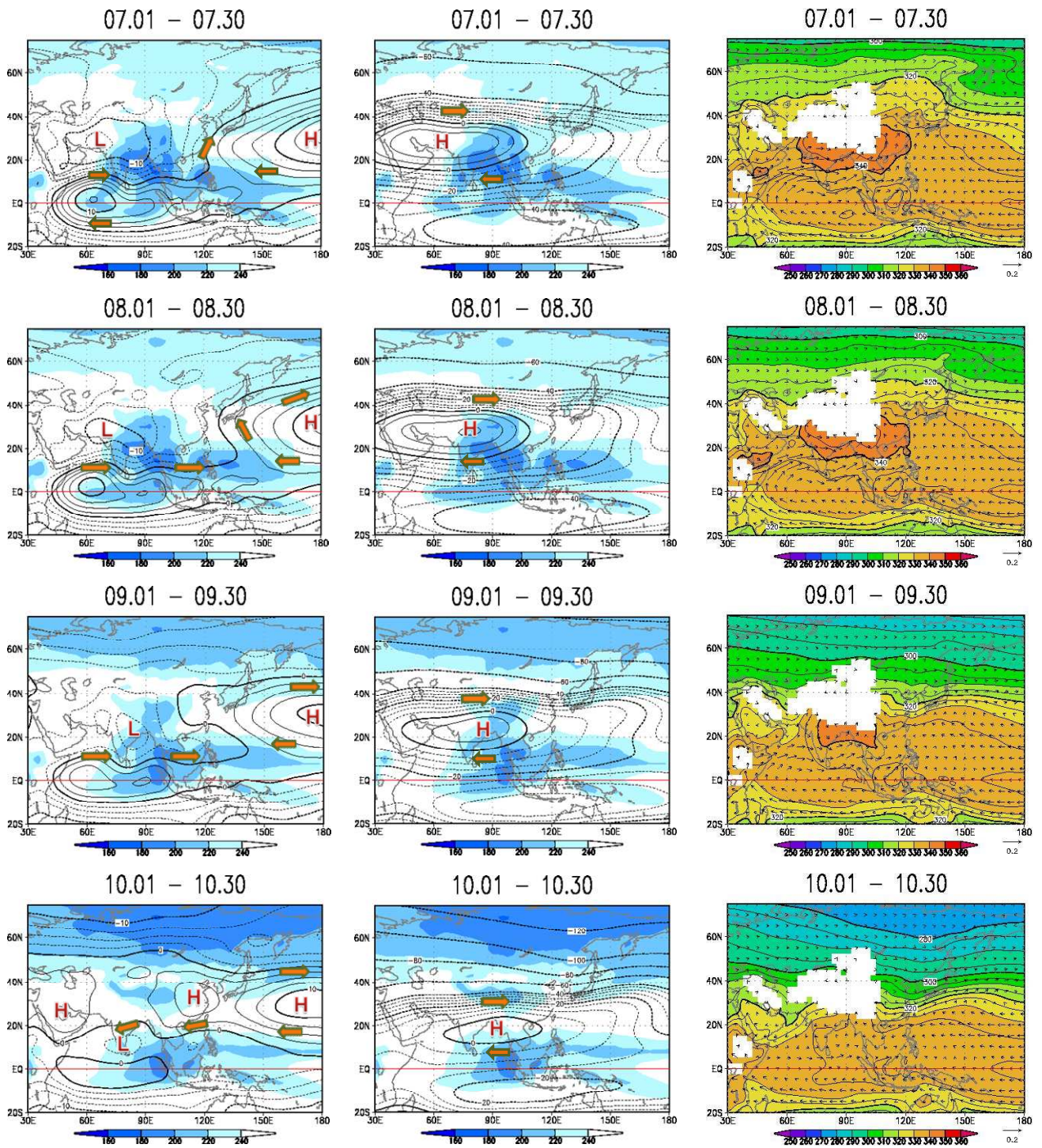
7月になると、モンスーン循環(モンスーン偏西風、チベット高気圧)と対流活動はさらに強まり、8月にかけて持続する。チベット高気圧の東側の軸は、7月末~8月末頃に本州上空まで広がる。南シナ海からフィリピン東方海上にかけてのトラフは、7月から8月にかけて北上・強化するとともに、東に伸びる。フィリピン東方海上の150°E付近では、7月下旬頃に対流活発域が急激に北上する(植田と安成 1998)。これに対応して太平洋高気圧の軸が北上し、本州付近は高気圧に覆われる(梅雨明けと盛夏期の到来)。

9月、モンスーン循環と対流活動は7月、8月の最盛期と比べて弱化し、対流活発域やモンスーン・トラフはやや南下する。フィリピン東方海上のトラフも同様にやや弱化・南下するが、引き続き明瞭である。9月後半から10月はじめ頃は、本州付近では、日本海で北寄りの風(寒気移流場)、南海上で南寄りの風(暖気移流場)が分布し、下層相当温位の南北傾度が大きい(秋雨前線に対応)(第2.3.4.7図)。

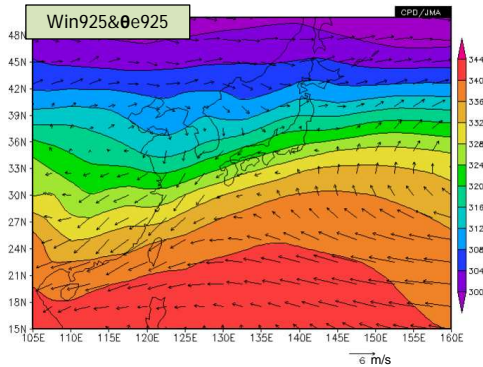
10月、モンスーン偏西風は不明瞭となる。南シナ海からインドシナ半島は東寄りの風に変わる。対流活発域はさらに南下し、インドからインドシナ半島の対流活動は弱まる(モンスーン明け)。フィリピン東方海上のトラフは不明瞭となり、対流活動は9月と比べて弱まるとともに南下する。



第 2.3.4.6 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値（3～10月の各月）
 左列は 850hPa 流線関数（等値線；間隔は $2.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）及び外向き長波放射量（OLR；陰影；間隔は $20 \text{W}/\text{m}^2$ ）、中列は 200hPa 流線関数（等値線；間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、ただし $-40 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 以下は $20 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）及び OLR（陰影；間隔は $20 \text{W}/\text{m}^2$ ）、右列は 850hPa 相当温位（等値線及び陰影；間隔は 10K ）及び水蒸気フラックス（単位： $\text{m}/\text{s} \cdot \text{kg}/\text{kg}$ ）。オレンジ矢印は風向を示す。“H”と“L”マークはそれぞれ高気圧と低気圧の中心を表す。右列図では、標高 1,500m 以上の領域は描画していない。



第 2.3.4.6 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値 (3 ~ 10 月の各月)(続き)



第 2.3.4.7 図 925hPa 相当温位及び風ベクトルの平年値（9月16日～10月5日平均）
等値線及び陰影は 925hPa 相当温位を表し、間隔は 4K。矢印は 925hPa 風ベクトル（単位：m/s）を表す。

（3）冬のアジアモンスーンの推移

冬のアジアモンスーンの時空間発展について、月ごとの特徴を中心に述べる（第 2.3.4.8 図）。

9月、アラビア半島からチベット高原付近は対流圏下層の気温が高く、地表付近では低気圧（熱的低気圧）となっており、ソマリジェット及びモンスーン偏西風は明瞭である（夏のモンスーン循環）。東アジアでは次第に大陸（中国付近）の気温が日本付近より低くなり始める。

10月、ユーラシア大陸の気温が低下し、大陸中央部は高気圧となる。夏のモンスーン循環は不明瞭となる（夏循環から冬循環への移行期）。東アジアでは中国北部を中心に高気圧が形成され、日本付近の海面気圧は相対的に低くなる。フィリピン東方海上の対流活動は弱まるとともに南下する。

11月、シベリア東部を中心に低温域が形成される。大陸の高気圧（シベリア高気圧）は強まり、拡大する一方、北太平洋北部の低気圧（アリューシャン低気圧）が明瞭となり、ユーラシア大陸と北太平洋の東西方向の気圧傾度（西高東低の冬型の気圧配置）が強まる。下層では、東アジアは北寄りの風、インドやインドシナ半島等のアジア南部は東寄りの風になり、南シナ海からインドシナ半島東岸では北東風が卓越する（冬のモンスーン循環）。対流活発域の中心はインドネシアの赤道付近に見られる。上層では赤道対称の高気圧循環が分布し、北半球側の中心はインドシナ半島付近に位置する。

12月、ユーラシア大陸の気温はさらに低下し、シベリアの低温域が強化される。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧が明瞭となり、日本付近の冬型の気圧配置が強まる（下層では北西風が卓越）。下層

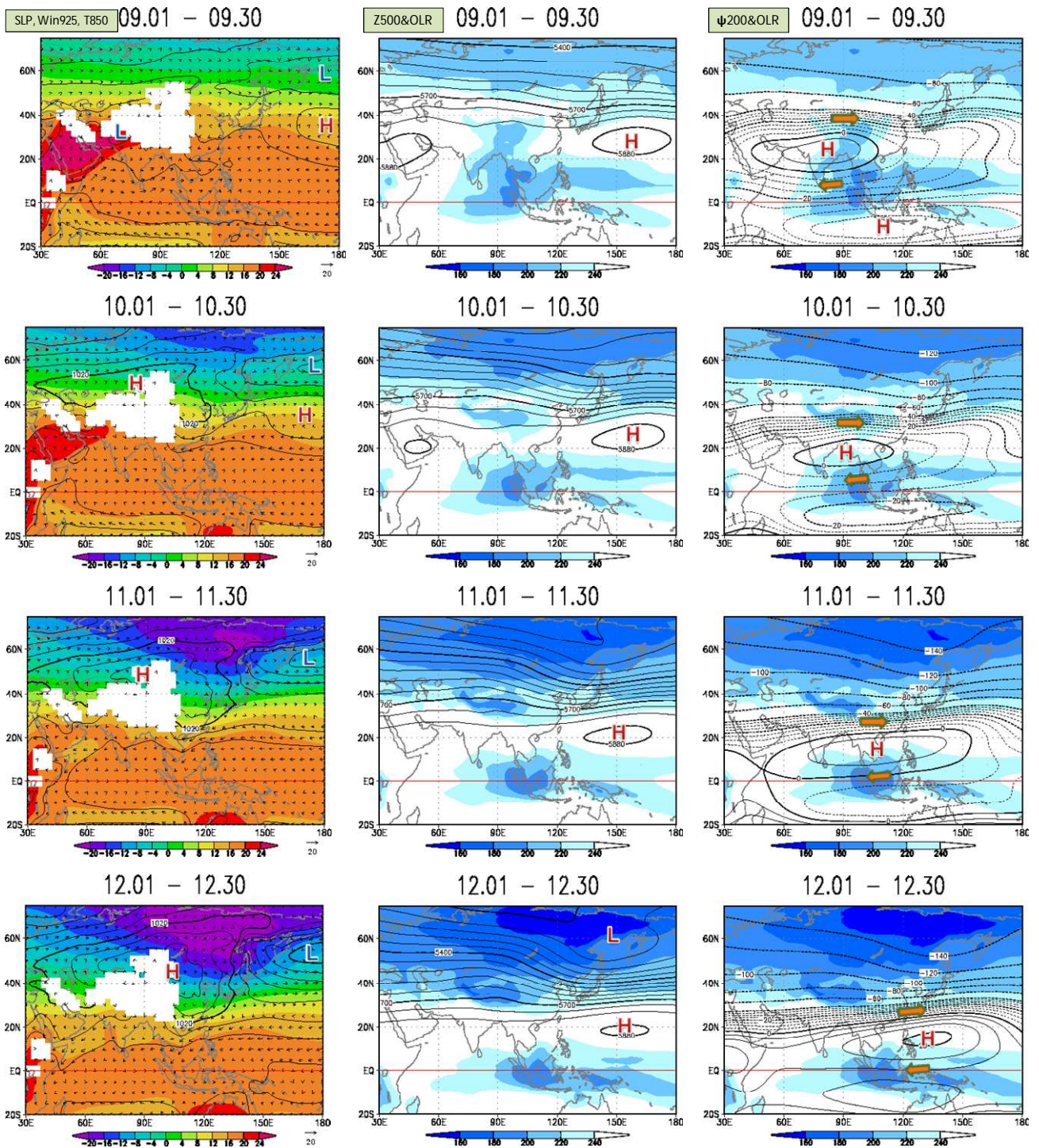
の北東風域はマレー半島東岸まで広がる。対流活発域の中心はインドネシアの南半球側に見られる。上層の高気圧性循環の中心は 11 月と比べて東に移動し、フィリピン東方海上に位置する。

1月、冬のモンスーン循環は最盛期を迎える。対流活発域の中心はインドネシアの南半球側からニューギニア島付近に分布する。上層の高気圧性循環の中心は、12 月と比べて東に位置する。

2月、シベリアから東アジアの循環は弱化する兆しが現れる。アジア南部では気温が上昇し始め、南シナ海付近の北東風は弱まる。対流活発域の中心は、インドネシア付近よりニューギニア島付近の方が明瞭となる。フィリピン東方海上にある上層の高気圧性循環の中心は、1 月と概ね同じ位置に見られる。

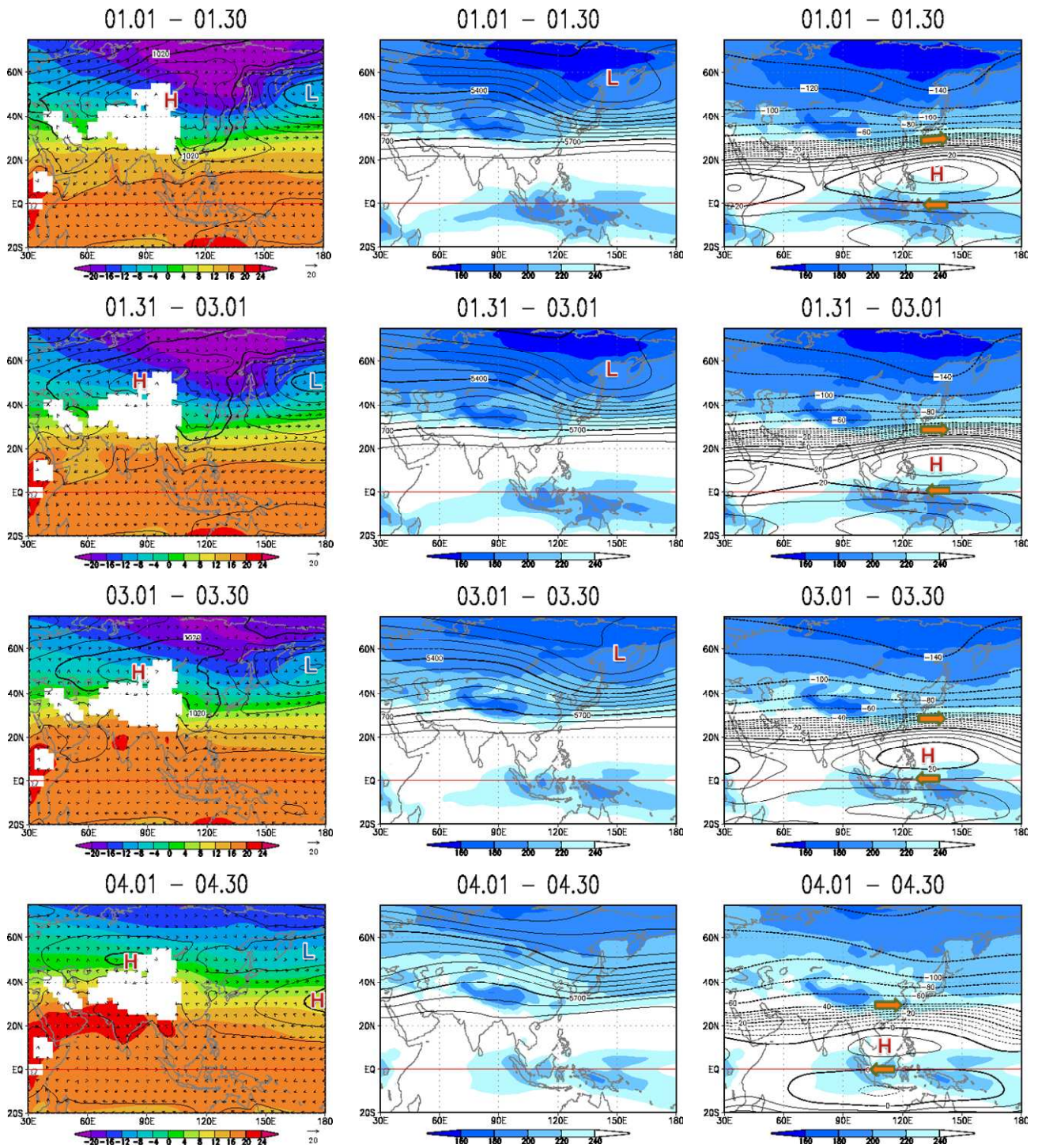
3月、ユーラシア大陸の気温は上昇し、シベリアの低温域は弱化・北上する。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧は弱まる（冬型の気圧配置の弱化）。南シナ海付近は東風になる。インドネシア付近とニューギニア島付近を中心とする対流活動は、2 月と比べて弱くなる。上層の高気圧性循環は、2 月と比べて弱まるとともに、中心はやや西に移動する。

4月、アラビア半島やアジア南部の気温は上昇し、インド洋より高くなる（南北方向の温度傾度が反転）。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧は不明瞭となる一方、太平洋の亜熱帯高気圧が明瞭となる。東アジアでは大陸（中国付近）の気温が日本付近より高くなる。日本付近の下層の風は北寄りから南寄りの風になる。インドネシアから西部太平洋赤道域にかけての対流活発域は、概ね赤道対称の分布となる。上層の高気圧性循環の中心は、フィリピンの西海上に位置する。



第 2.3.4.8 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値（9～4月の各月）

左列は海面気圧（等値線；間隔は 4hPa）850hPa 気温（陰影；間隔は 4 ）及び 925hPa 風ベクトル（単位：m/s）、中列は 500hPa 高度（等値線；間隔は 60m）及び外向き長波放射量（OLR；陰影；間隔は 20W/m²）右列は 200hPa 流線関数（間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、ただし $-40 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 以下は $20 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）及び OLR（陰影；間隔は 20W/m²）。オレンジ矢印は風向を示す。“H” と“L” マークはそれぞれ高気圧と低気圧の中心を表す。左列図では、標高 1,500m 以上の領域は描画していない。



第 2.3.4.8 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値 (9 ~ 4 月の各月)(続き)

(4) アジアモンスーンの年々変動

ア. ENSO との関係

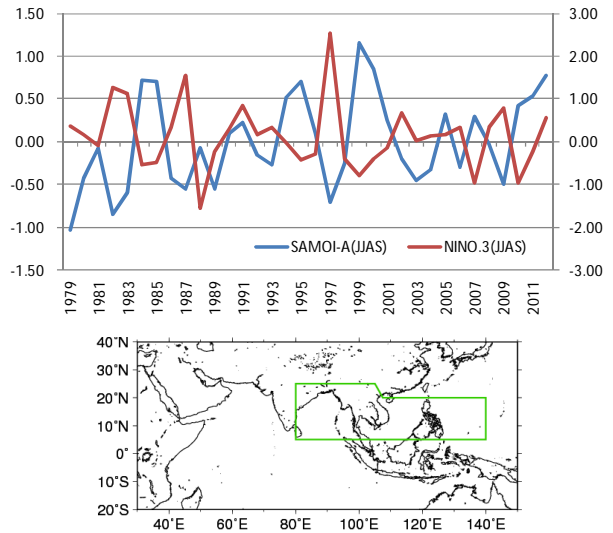
気象庁では、夏のアジアモンスーンに伴う広域の対流活動の指標として、夏のアジアモンスーン OLR 活動度指数(SAMOI-A)を定義し、現業監視に用いている(気象庁 1997)。第 2.3.4.9 図の青線は夏季モンスーン期(6~9月)で平均した SAMOI-A の 1979 年以降の経年変動を示す。SAMOI-A は数年あるいは 10 年くらいの時間スケールで不規則に変動しており、モンスーンに伴う対流活動は毎年異なる様相を呈している。第 2.3.4.9 図の赤線はエルニーニョ監視指数の経年変動を示す。SAMOI-A とエルニーニョ監視指数の間には有意な負の相関関係があり(第 2.3.4.1 表)、夏のアジアモンスーンと ENSO には関連があることを示している。ただし、アジアモンスーンと ENSO との相関関係は統計期間によって異なるなど、長期的に変化している(川村 2004)。

一般に、エルニーニョ/ラニーニャ現象は晩秋から初冬に最盛期を迎える場合が多く、夏のアジアモンスーンとはおおよそ半年のずれがある。また、エルニーニョ/ラニーニャ現象は春から夏にかけて発生する場合が多く、冬から春にかけて終息するケースが多い。このため、夏のアジアモンスーン期は ENSO の発達期と重なる場合もあれば、終息後(衰退期)に当たる場合もある。

夏のアジアモンスーン期を前期と後期に分けて ENSO との関係を調べると(第 2.3.4.1 表)、前期は前冬の ENSO と有意な負の相関関係があるが、同時期及び翌冬の ENSO とは有意な相関関係はない。一方、モンスーン後期は前冬の ENSO との相関関係はないが、同時期及び翌冬の ENSO とは有意な負の相関関係がある。Ailikun and Yasunari(2001)は、夏季モンスーンの初期は前の冬の ENSO と、中・後期は次の冬の ENSO と相関関係が高いことを示している。これらのことから、夏のアジアモンスーン前期はその前の冬あるいは春まで発生していた ENSO と、モンスーン後期は発達期の ENSO との関連が比較的強いのではないかと考えられる。

エルニーニョ/ラニーニャ現象が夏のアジアモンスーンに影響を及ぼすメカニズムについてはこれま

でに様々な研究がなされている。例えば、冬頃に最盛期を迎えたエルニーニョ/ラニーニャ現象が引き続く(終息後の)夏のアジアモンスーンに影響を及ぼす過程ではインド洋を介した説明が示されている(Yang et al. 2007; Xie et al. 2009 など)。



第 2.3.4.9 図 6~9月で平均した夏のアジアモンスーン OLR 活動度指数(SAMOI-A; 青線)及びエルニーニョ監視指数(NINO.3; 赤線)の経年変動(1979~2012年) SAMOI-A は下図の緑線で囲まれた領域で平均した OLR 平年差を平年期間(1981~2010年)の標準偏差で規格化し、符号を反転させたもので、正(負)の値は対流活動が平年と比べて活発(不活発)であることを示す。上図の値は月平均値から求めた指数を4か月平均した値である。エルニーニョ監視指数の詳細は第 2.4.3 項を参照のこと。

第 2.3.4.1 表 SAMOI-A とエルニーニョ監視指数(NINO.3)の相関関係

統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。ただし、翌冬 NINO.3 との相関係数は 2011/2012 冬までの 33 年間。太字は信頼度水準 95%で有意な相関係数を示す。

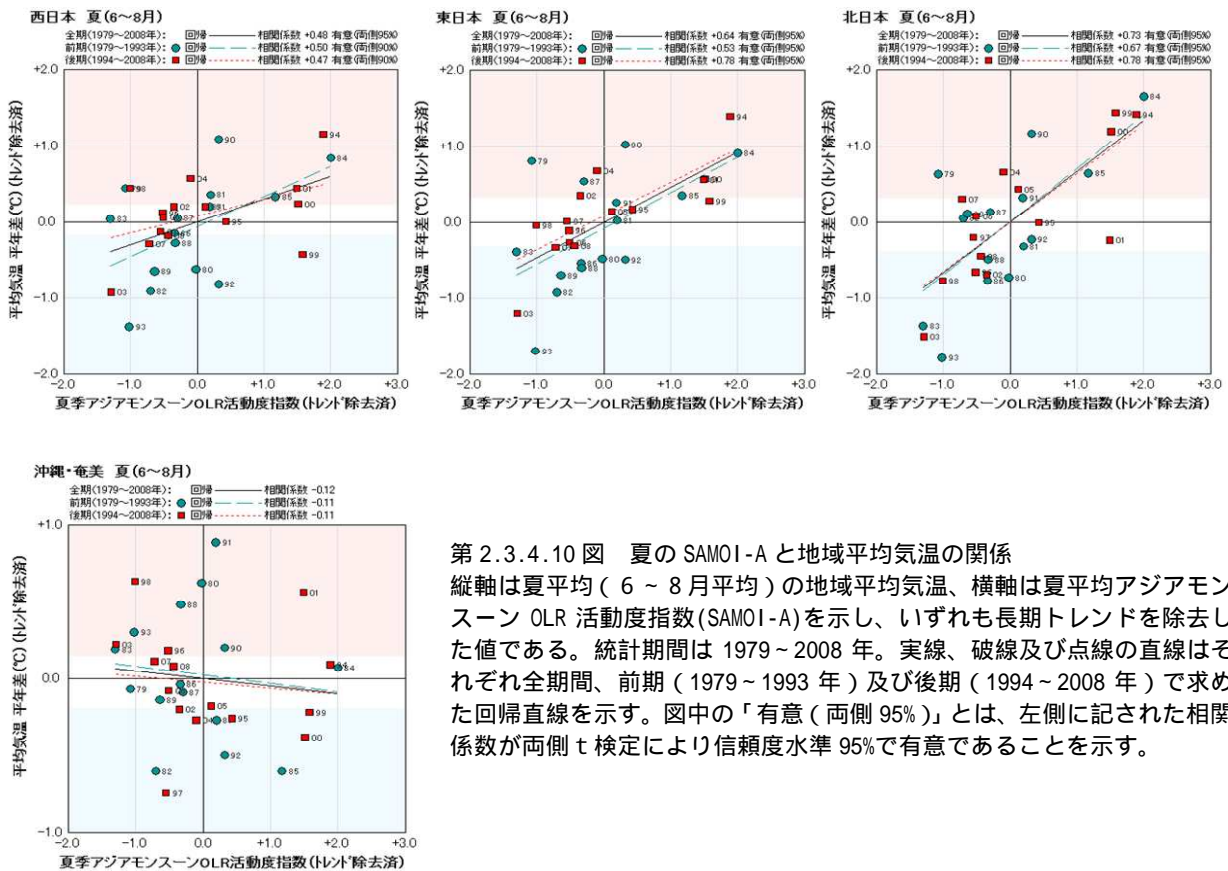
	前冬 NINO.3 (前年12月~2月平均)	同時 NINO.3 (6・7月平均 / 8・9月平均)	翌冬 NINO.3 (12月~翌年2月平均)
SAMOI-A (6~9月平均)	-0.57	-0.31	-0.59
SAMOI-A (6・7月平均)	-0.53	-0.28	-0.15
SAMOI-A (8・9月平均)	+0.05	-0.65	-0.68

イ．日本の天候との関係

夏（6～8月）平均した SAMOI-A は、北日本、東日本及び西日本の夏平均気温と有意な正の相関関係がある（第 2.3.4.10 図）。すなわち、ベンガル湾からフィリピン付近にかけての対流活動が活発（不活発）な場合、暑夏（冷夏）になりやすいと言える。これには、PJ パターン(Nitta 1987)やシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)を通じた、活発（不活発）な対流活動による日本付近の太平洋高気圧の強化（弱化）が背景にあると考えられる（詳細は第 2.3.3 項を参照）。

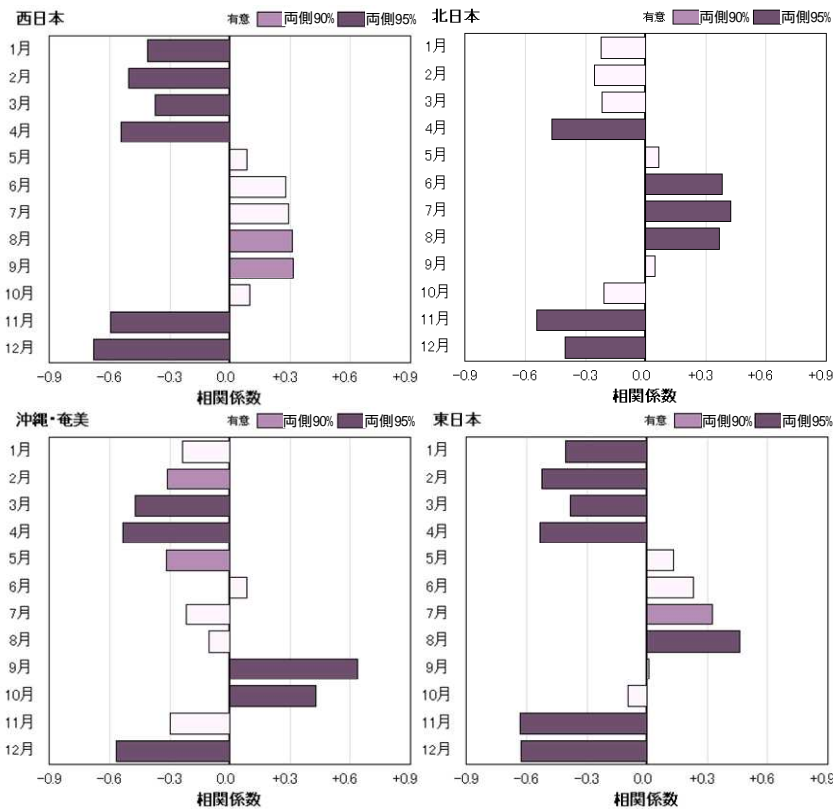
6～8月の月ごとの SAMOI-A と地域平均気温の相関係数（第 2.3.4.11 図）は、北日本ではいずれの月も有意な正の相関関係がある。東日本では6月は有意ではなく、8月が最も高い正の相関関係を示した。西日本では6月、7月は有意ではなく、8月、9月に有意な正の相関関係がある。沖縄・奄美では夏は有意な相関関係はないが、9月、10月は有意な正の相関関係がある。

他の季節の相関係数を見ると、東日本と西日本では11～4月の各月に有意な負の相関関係がある。これには、インド洋東部から東南アジアの活発（不活発）な対流活動によって励起された亜熱帯ジェット気流の蛇行（ロスビー波束伝播）に伴って、日本上空の偏西風が南（北）に蛇行する流れとなり、上空に寒気が流れ込みやすく（流れ込みにくく）なることが背景にあると考えられる。北日本では11月、12月及び4月に有意な負の相関関係がある一方、1～3月は有意ではない。このような東・西日本と北日本における負の相関関係の違いは、基本場としての偏西風の季節変化（詳細は第 2.3.1 項を参照）により、上記のような熱帯起源の蛇行パターンの平均的な現れ方に微妙な違いが生じることを反映している可能性がある。



第 2.3.4.10 図 夏の SAMOI-A と地域平均気温の関係

縦軸は夏平均（6～8月平均）の地域平均気温、横軸は夏平均アジアモンスーン OLR 活動度指数(SAMOI-A)を示し、いずれも長期トレンドを除去した値である。統計期間は 1979～2008 年。実線、破線及び点線の直線はそれぞれ全期間、前期（1979～1993 年）及び後期（1994～2008 年）で求めた回帰直線を示す。図中の「有意（両側 95%）」とは、左側に記された相関係数が両側 t 検定により信頼度水準 95%で有意であることを示す。



第2.3.4.11図 各月のSAMO1-Aと地域平均気温の相関係数
SAMO1-Aと地域平均気温はいずれもトレンドを除去した値を用いた。図中の「両側95%」とは、相関係数が両側t検定により信頼度水準95%で有意であることを示す。

参考文献

植田宏昭, 安成哲三, 1998: 西太平洋上の海洋性モンスーンの季節進行と日本付近の夏季天候との関係 1993年冷夏・1994年暑夏時の事例解析. 天気, **45**, 199-215.

川村隆一, 2004: 大気海洋相互作用とモンスーン. 気象研究ノート, **204**, 115-152.

気象庁, 1997: 気候系監視報告平成7年6月号.

Ailikun, B. and T. Yasunari, 2001: ENSO and Asian summer monsoon: persistence and transitivity in the seasonal march. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 145-159.

Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.

Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373 - 390.

Xie, S. P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary Jr, 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, **15**, 864-878.

Yang, J., Q. Liu, S. P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708.

2.3.5 熱帯域大気循環・海面水温の季節変化¹

(1) 熱帯域の海面水温

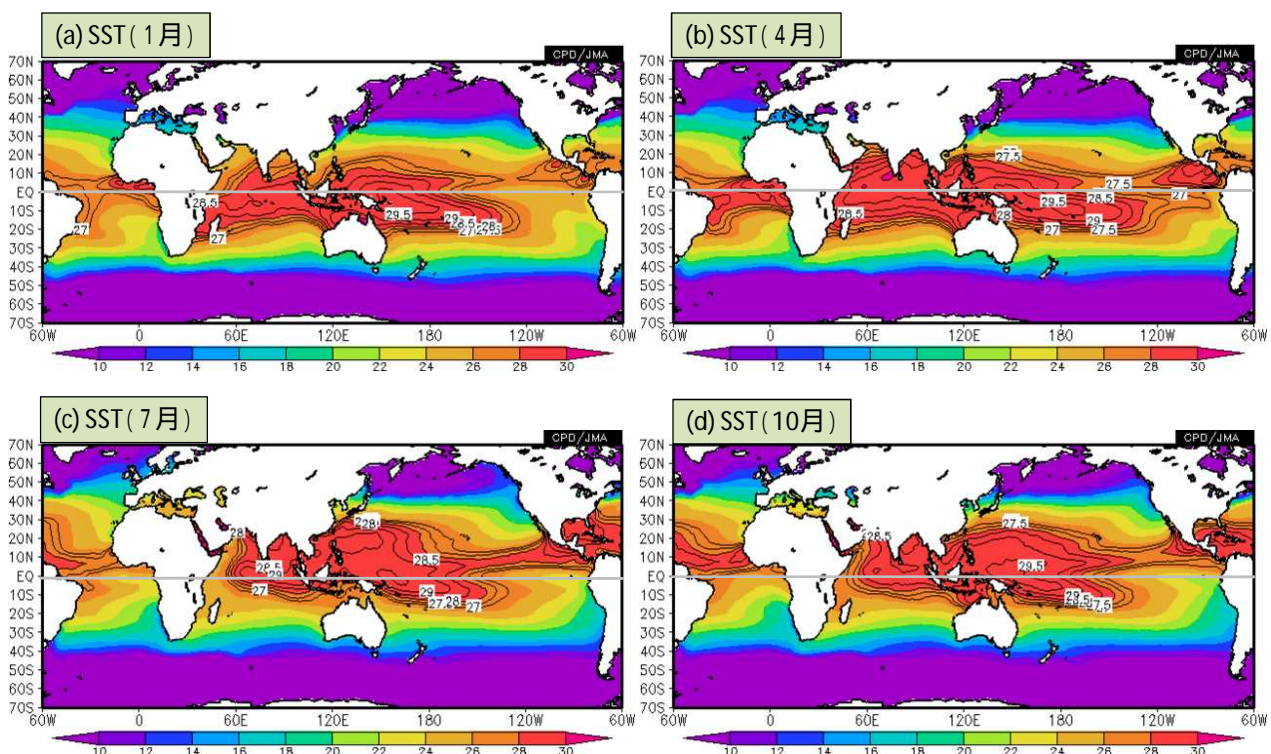
太平洋西部では、海面水温が1年を通じて29以上の領域が見られ、世界で最も海面水温の高い領域である(第2.3.5.1図、第2.3.5.2図(b))。太平洋西部の赤道域の高温は、太陽高度が最も高い春よりも1か月以上遅れた5月~6月前半にピークとなる。その後、高温域は北上し、フィリピン東方海上の15°N~20°N付近は6月後半~8月はじめに最も高くなり、29.5を超える領域が150°E付近まで広がる。海面水温の高いところの中心(29.5を超える領域)は夏前半に急速に北上する。28を超える領域はさらに北上し、7月終わり~9月前半は30°N以北まで広がる。秋になると高温域は次第に南下し、赤道域は太陽高度が最も高い秋よりも1か月以上遅れた11月頃に2回目のピークとなる。冬は高温域の中心が南半球側に移り10°S~15°S付近に分布する。

太平洋東部の赤道域は、1年を通じてその北側及び南側と比べて低い状態となっている(第2.3.5.1

図、第2.3.5.2図(c))。北半球側(5°N~15°N付近)では1年を通じて27以上の高温域が帯状に見られ、9月頃に最も北に広がる。春頃は北半球側と南半球側(15°S~5°S付近)の高温域は同程度の値となるが、それ以外の季節は北半球側の方が高い。

インド洋の赤道域は4~5月頃に最も高くなる(第2.3.5.1図、第2.3.5.2図(a))。高温域は次第に北に広がり、北インド洋の5°N~15°N付近は4月終わり~5月にピークとなり、30を超える領域が現れる。北インド洋は夏のモンスーン期になると8月頃を中心に一旦低下し、モンスーンが明けた10月頃に2回目のピークとなる。冬から春先にかけては高温域の中心が南半球側に移る。

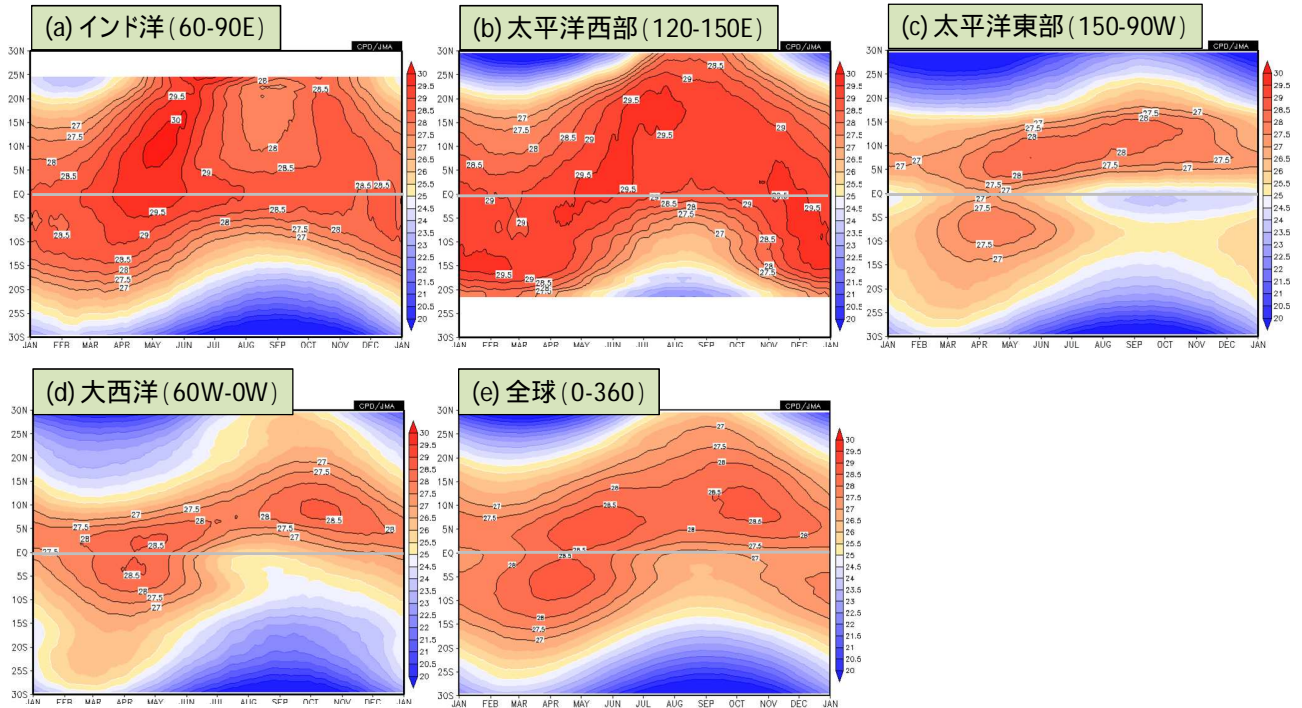
大西洋の赤道域は春頃に最も高くなる(第2.3.5.1図、第2.3.5.2図(d))。夏になると高温域の中心はメキシコ湾からカリブ海付近となり、秋にかけて高温域は東に広がる。冬になると高温域の中心はギニア湾に移る。



第2.3.5.1図 月平均海面水温年平値

年平値は1981~2010年平均値。(a)1月、(b)4月、(c)7月及び(d)10月を示す。等値線は海面水温を表し、間隔は0.5(27以上の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。

¹ 田中 昌太郎



第 2.3.5.2 図 東西平均した日平均海面水温年平値の季節変化

年平値は 1981～2010 年平値。(a)インド洋 (60°E～90°E) (b)太平洋西部 (120°E～150°E) (c)太平洋東部 (150°W～90°W) (d)大西洋 (60°W～0°) 及び、(e)全球 (0°～360°) を示す。等値線は海面水温を表し、間隔は 0.5 (27 以上の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。

(2) 熱帯域の対流活動

大規模な積雲対流活動域は、インド洋東部から太平洋西部、南米から中米、及び、アフリカ付近の 3 か所 (代表的なモンスーン気候帯) にあり、インド洋東部から太平洋西部が最も広域かつ活発な領域である (第 2.3.5.3 図)。これらの活発域の中心は冬から夏にかけて北上 (北西進) し、夏から冬にかけて南下 (南東進) する。

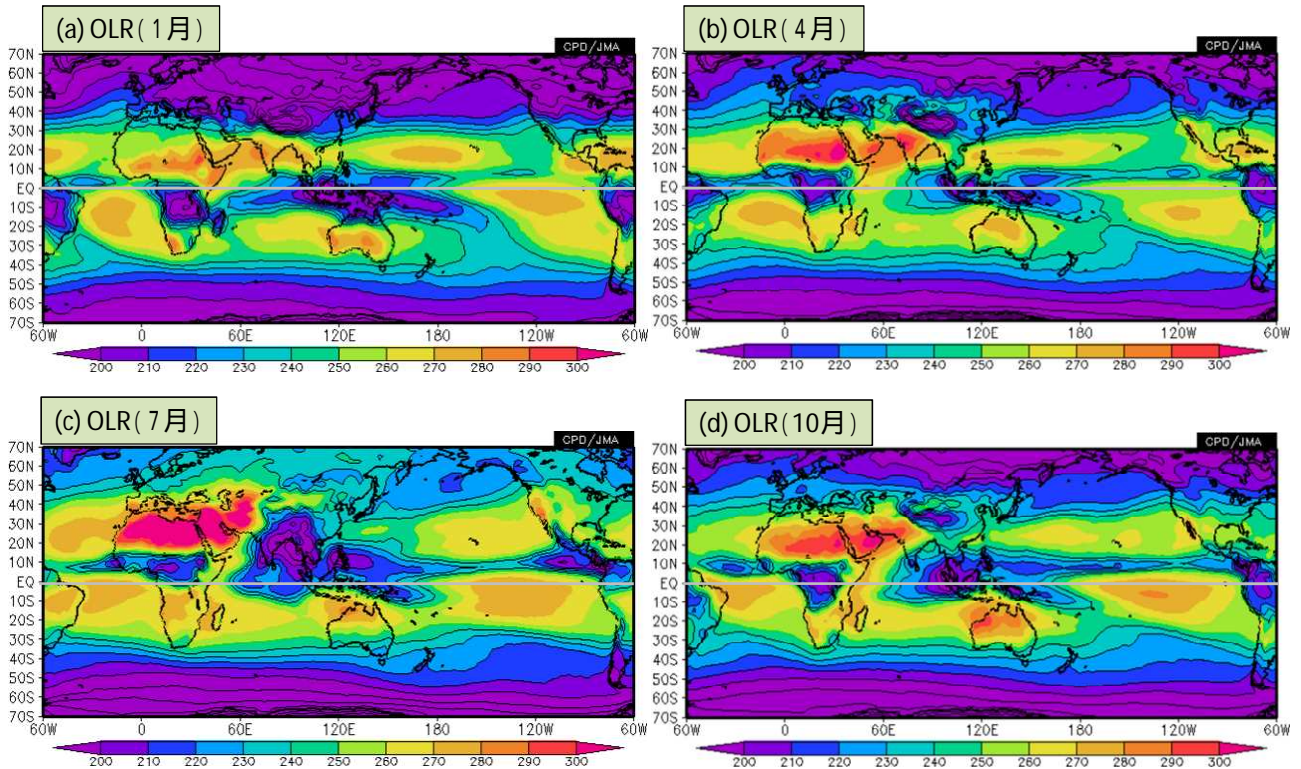
太平洋西部の赤道域は、1 年を通して積雲対流活動が活発である (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (b))。フィリピン東方海上の 10°N～20°N 付近は 6～10 月に活発な状態が続き、8 月前半に 1 年のうちで最も活発となるとともに活発域が最も北まで広がる。春の対流活発域の北上の速さは、秋の南下に比べると遅い。また、対流活発域の北上は、春は海面水温の北上と概ね同期しているが、夏前半は海面水温に遅れる (第 2.3.5.2 図 (b))。冬はオーストラリアの北方海上を中心に活発となる。

太平洋東部の対流活動活発域は、北半球側の 5°N～15°N 付近に限られている。この活発域は熱帯収束

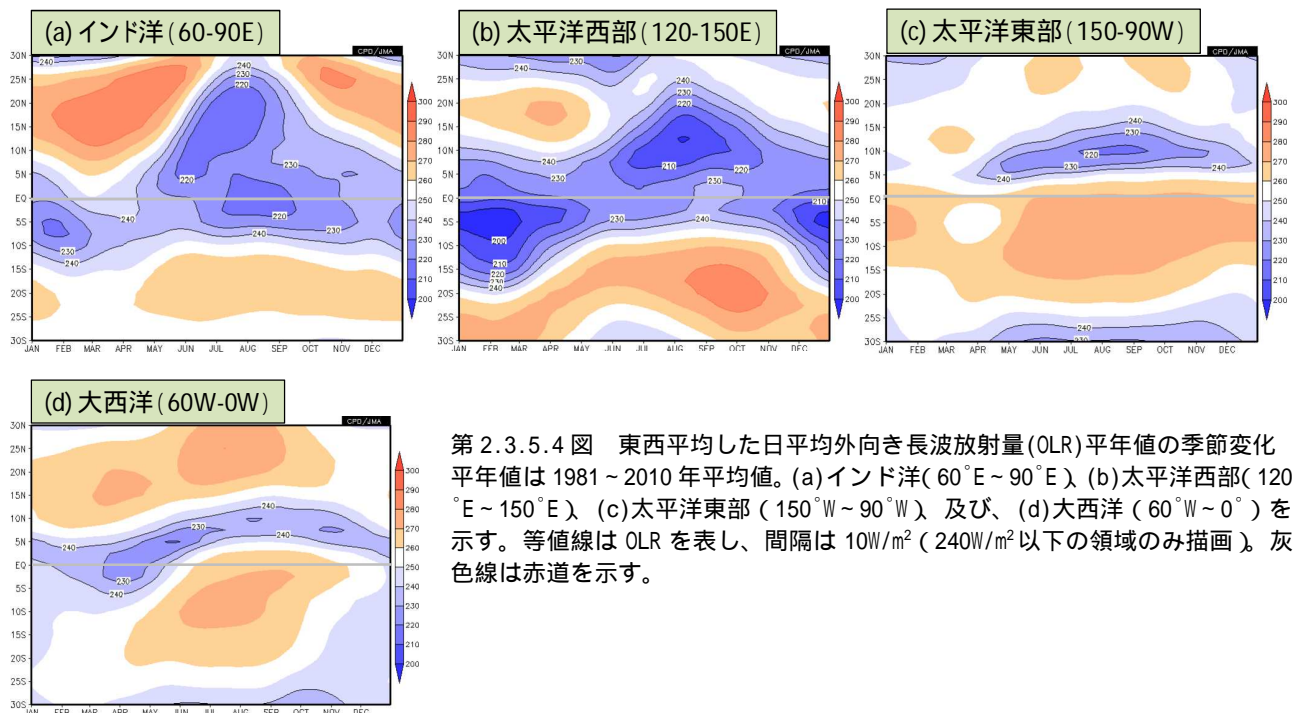
帯 (ITCZ) に対応している (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (c))。南半球側の 5°S 付近は、3～4 月に若干活発となる。これは、この時期だけに南半球側に現れる ITCZ に対応した活発域である (Zhang 2001)。

インド洋中・東部の赤道域は、概ね 1 年を通して積雲対流活動が活発である (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (a))。北インド洋では、5～7 月にかけて対流活動活発域が北上し、7 月後半～8 月前半に 1 年のうちで最も活発となるとともに最も北まで広がる。この活発域の北上は海面水温高温域の北への広がり (第 2.3.5.2 図 (a)) に対して 1～2 か月程度遅れている。冬～春前半は 5°S 付近を中心に赤道の南側で活発となる。

大西洋の赤道の北側 (0°～10°N 付近) は、概ね 1 年を通じて活発である (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (d))。60°W～0° で平均した対流活発域の季節変化は、同領域で平均した海面水温高温域の季節変化 (第 2.3.5.2 図 (d)) と概ね対応している。



第 2.3.5.3 図 月平均外向き長波放射量(OLR)平年値
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月及び(d)10 月を示す。等値線は OLR を表し、間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ ($240\text{W}/\text{m}^2$ 以下の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。



第 2.3.5.4 図 東西平均した日平均外向き長波放射量(OLR)平年値の季節変化
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a)インド洋 ($60^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{E}$)、(b)太平洋西部 ($120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) (c)太平洋東部 ($150^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$) 及び、(d)大西洋 ($60^{\circ}\text{W} \sim 0^{\circ}$) を示す。等値線は OLR を表し、間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ ($240\text{W}/\text{m}^2$ 以下の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。

(3) 熱帯域の大気循環

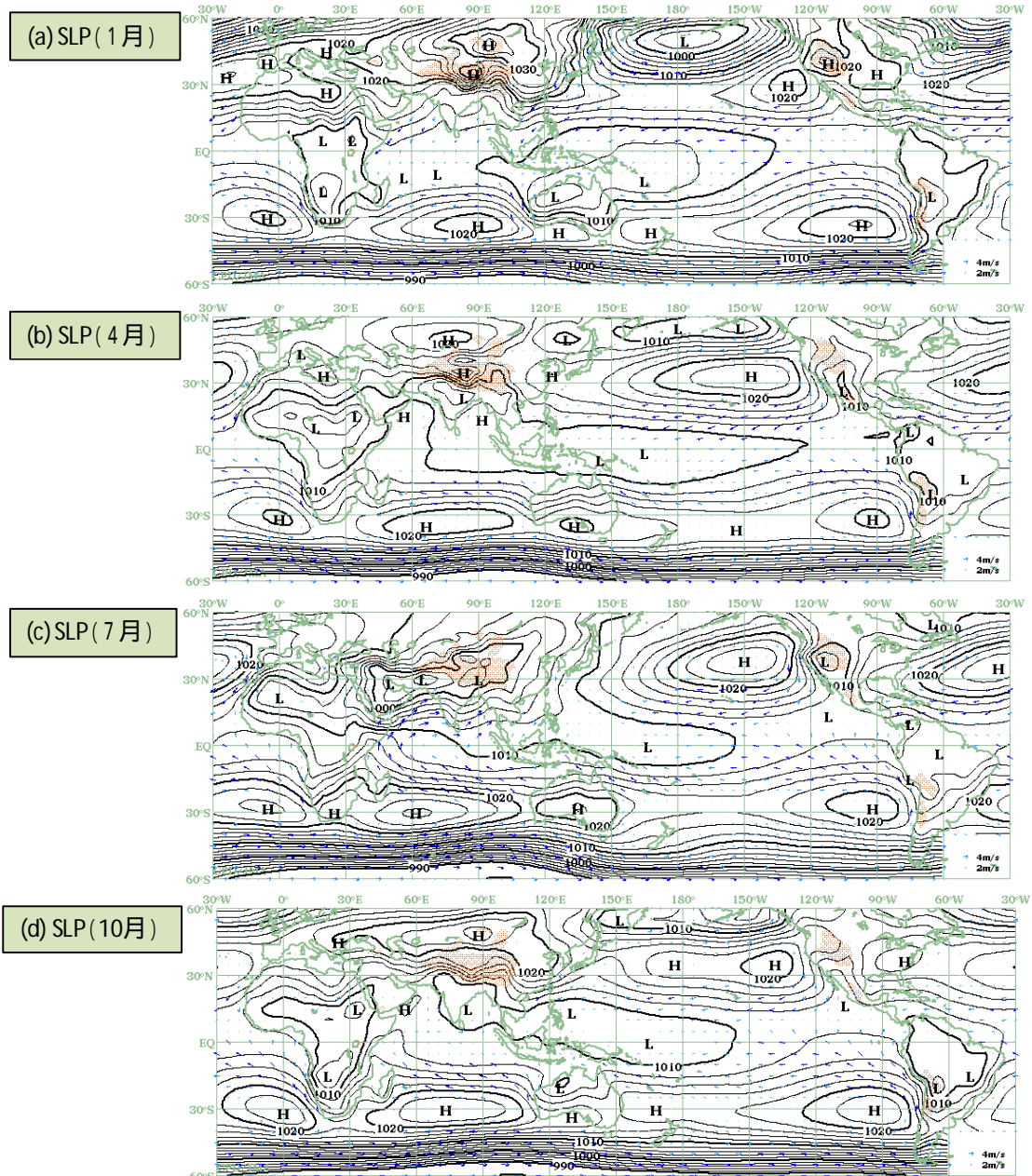
ア．対流圏下層の循環 (第 2.3.5.5 図)

南北太平洋、南北大西洋、及び、南インド洋の亜熱帯域では、 30°N 付近と 30°S 付近を中心に 1 年を通じて高気圧 (亜熱帯高気圧) があり、南北半球それぞれの夏季にもっとも発達し、冬季に弱まる。太平洋と大西洋の亜熱帯高気圧は、それぞれの海域の東部に中心があり、高気圧の中心より赤道側では東寄りの風 (貿易風; 北半球では北東風、南半球では南東風) が年を通じて卓越する。夏の東部海域の亜

熱帯高気圧の強まりには、大陸 (海洋の東側) と海洋の熱的コントラストが重要な役割を果たしている (Miyasaka and Nakamura 2005)。

イ．対流圏上層の循環 (第 2.3.5.6 図)

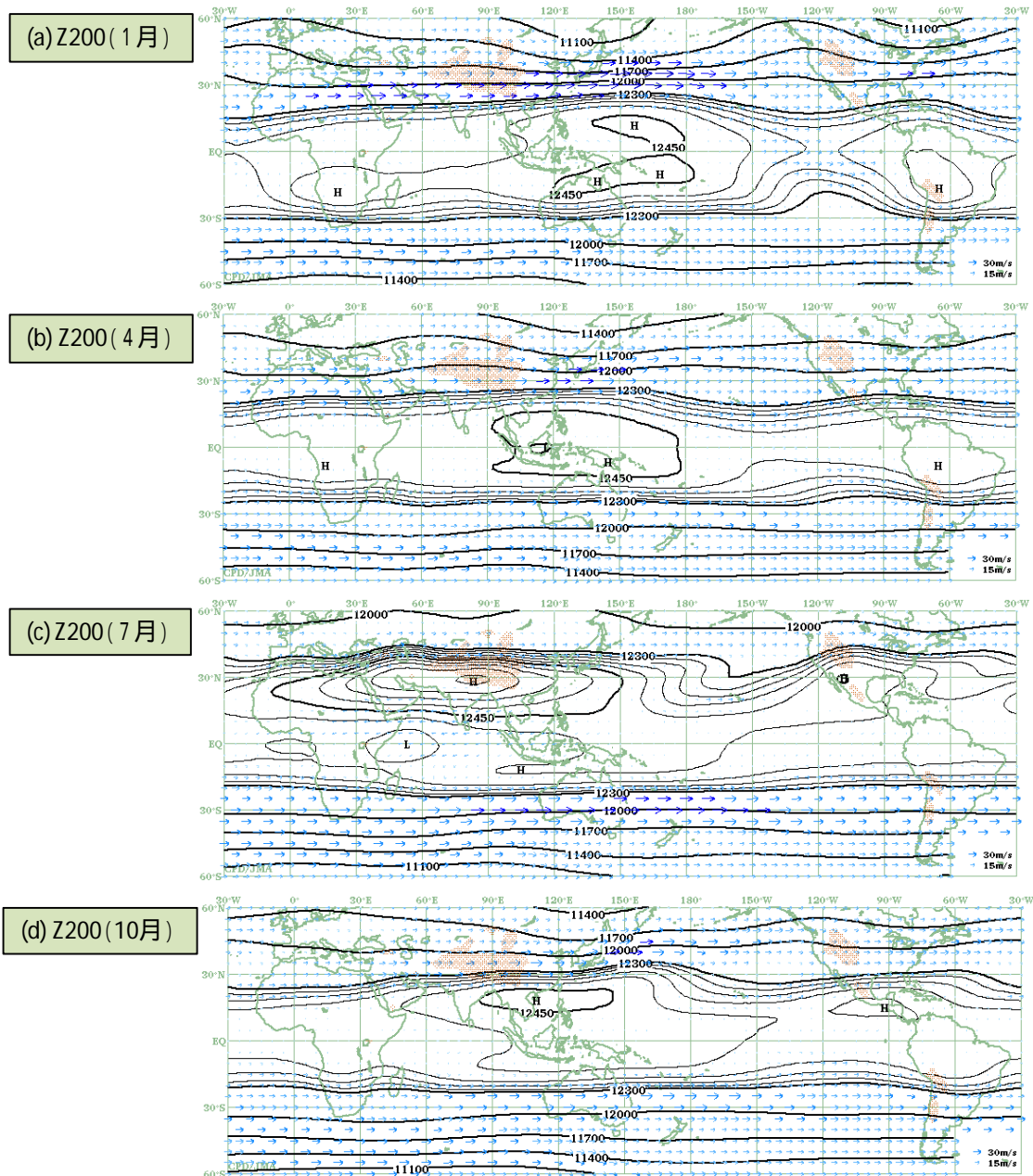
夏半球側の亜熱帯域では大陸付近に高気圧が分布する。具体的には、北半球の夏季はユーラシア大陸南部からアフリカ北部にかけて東西に広く明瞭な高気圧 (チベット高気圧) が形成される。また、メキシコ付近を中心に高気圧が見られる。一方、北半球



第 2.3.5.5 図 月平均海面気圧及び地表風ベクトル平年値
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月及び(d) 10 月を示す。等値線は海面気圧を表し、間隔は海面気圧が 990hPa 未満の場合 10hPa、990hPa 以上の場合 2hPa。矢印は地表 10m の風向・風速を表す。

の冬季はアフリカ南部、南米に高気圧が形成される。また、冬季の太平洋西部では、赤道を挟んで南北両半球の熱帯域に高気圧が分布し、南半球側の高気圧はオーストラリア北部まで広がっている。北太平洋中部と北大西洋中部の夏季には、亜熱帯域に明瞭なトラフが形成され、北太平洋のトラフはミッドパシフィックトラフと呼ばれる。冬季は、太平洋東部と大西洋中央部に赤道対称なトラフがあり、赤道域では西風が卓越する。

これらの熱帯域対流圏上層の高気圧の季節変化は、先に述べた3つの大規模な積雲対流活動域の季節変化に対応しており、定性的には対流活動に伴う熱源に対する松野 - ギル応答(Gill 1980)のロスビー波部分として理解できる(尾瀬 2004)。また、夏半球側の高気圧の方が明瞭なのは、対流活動活発域(熱源)が赤道から離れた夏半球側に偏っているため、赤道付近に熱源がある場合と比べてコリオリ力が強く働き、ロスビー波応答が強く現れた結果とみられ



第 2.3.5.6 図 月平均 200hPa 高度及び風ベクトル平年値
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月及び(d) 10 月を示す。等値線は 200hPa 高度を表し、間隔は高度が 12300m 未満の場合 300m、高度が 12300m 以上の場合 30m。矢印は風向・風速を表す。

る。同じ夏季でもオーストラリア付近の高気圧と比べてチベット高気圧の方が強く、また規模が大きいのは、大陸の規模、大陸の位置（赤道からの距離）、ヒマラヤ山脈等の大規模山岳の有無等が関連している（例えば、村上(1986)）。

ウ．赤道域の東西 - 鉛直循環（第 2.3.5.7 図）

太平洋西部には活発な積雲対流活動に対応した上昇流があり、対流圏上層に達した後、西向きと東向きの流れに分かれ、それぞれインド洋西部と太平洋東部で下降し、下層では太平洋西部に向かう循環となる。このような赤道域の東西 - 鉛直循環をウォーカー循環という。ウォーカー循環は、冬季は太平洋側で、夏季はインド洋側で明瞭となる。これは、赤道域における冬季と夏季の対流活動の分布や強さが異なることが関連している。すなわち、大規模な対流活動活発域の中心が、冬季は海洋大陸（インドネシア多島海）から西部太平洋赤道域（南半球側）にかけての赤道に近いところにある一方、夏季はアジア南部の赤道から離れたところ（北半球側）に分布する（第 2.3.5.3 図）ことに対応した循環の違いが反映されている。赤道付近の対流活動に対応したウォーカー循環の経年変動は、エルニーニョ/ラニーニャ現象と密接に関連する。

エ．帯状平均した南北 - 鉛直循環（第 2.3.5.8 図）

熱帯域では、対流圏下層が相対的に高温域となっている夏半球側に上昇流があり、低温域である冬半球側に下降流が分布する。上昇流は対流圏上層に達した後、主な流れは赤道を横切り（一部は高緯度側に向かい）、冬半球側（緯度 10~30 度付近）で下降し、下層では再び夏半球側（赤道）に向かって赤道を横切る循環となる。このような南北 - 鉛直循環（子午面循環）をハドレー循環という。上昇流域の季節変化は、太陽高度の季節変化に伴う大規模な対流活動の南北移動と対応する。

オ．赤道域の東西風及び南北風

赤道域の対流圏下層の東西風（第 2.3.5.9 図(a)）は、太平洋中・東部では年を通じて東風となり、冬

季に最も強まる。太平洋西部からインドネシア付近では、冬季は西風、夏季は東風となる。大西洋では、年を通じてギニア湾東部付近は西風、それ以外は東風となる。

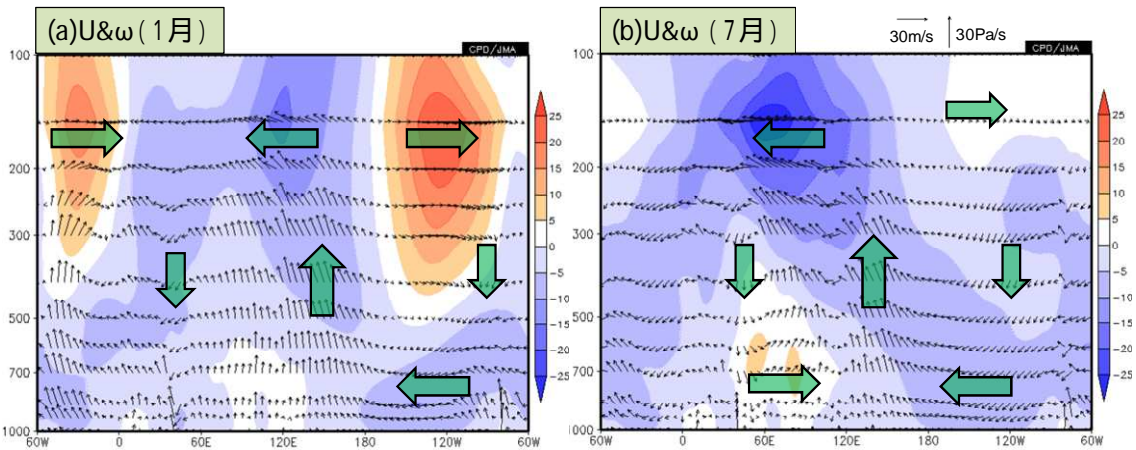
赤道域の対流圏下層の南北風（第 2.3.5.9 図(b)）は、太平洋東部では年を通じて南風で、9 月頃に最も強まり、3 月頃に最も弱まる。インド洋から太平洋の日付変更線付近では、12~3 月は北風、5~10 月は南風となり、4 月と 11 月に南北の風向が反転する。夏季のインド洋西部では、南風が非常に強まっており、これはソマリジェットに対応したものである。大西洋はギニア湾付近を中心に概ね年を通じて南風である。

赤道域の対流圏上層の東西風(第 2.3.5.10 図(a))は、インド洋から太平洋西部は 1 年を通じて東風となり、夏季に最も強まる。この夏季における東風の強まりは、チベット高気圧の南側の強い東風を反映している。太平洋中・東部では夏季に東風が分布し、秋季から春季にかけては冬季を中心に西風が卓越する。これは、太平洋西部付近の大規模な対流活動の季節変化に伴うウォーカー循環の季節変化に対応している。

赤道域の対流圏上層の南北風(第 2.3.5.10 図(b))は、大西洋の一部(30°W~0°)と太平洋東部の一部(120°W 付近)は 1 年を通じて北風で、それ以外の領域は夏季に北風、冬季に南風となる。

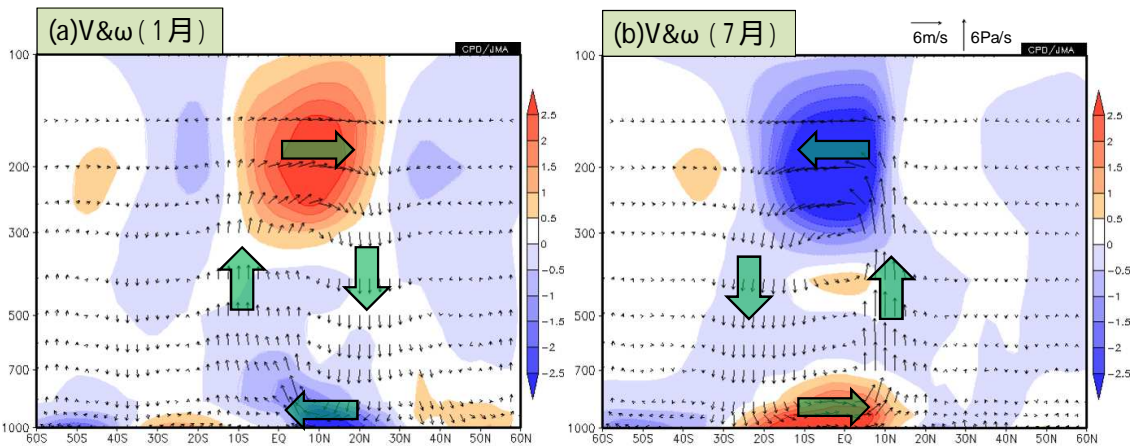
参考文献

- 尾瀬智昭, 2004: 気候の変動を理解するための基礎知識. 平成 16 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-24.
- 村上多喜雄, 1986: モンスーン - 季節をもたらす風と雨 - . 第 II 期気象学のプロムナード 3. 東京堂出版, 198pp.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Miyasaka, T. and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.
- Zhang, C., 2001: Double ITCZs. *J. Geophys. Res.*, 106 (D11), 11,785-11,792, doi:10.1029/2001JD900046.



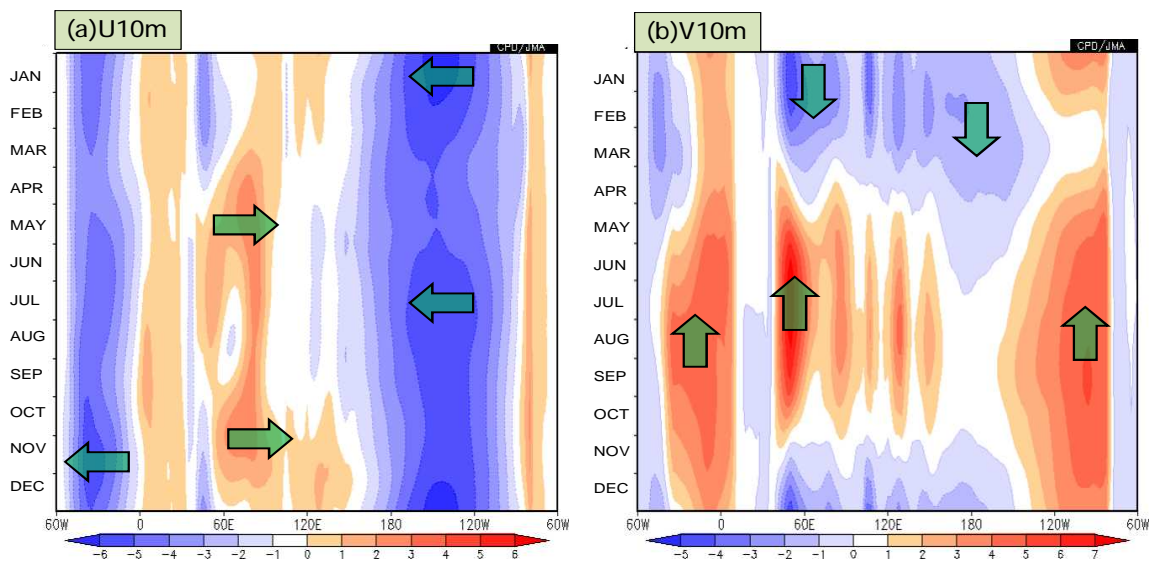
第 2.3.5.7 図 赤道域 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) で平均した月平均東西 - 鉛直循環

(a)は1月、(b)は7月を示す。矢印は東西 - 鉛直循環を表し、鉛直速度成分 (単位: Pa/s) は-300 倍した値。陰影は東西風速を表し、間隔は 5m/s 。正 (負) の値は西風 (東風) を示す。



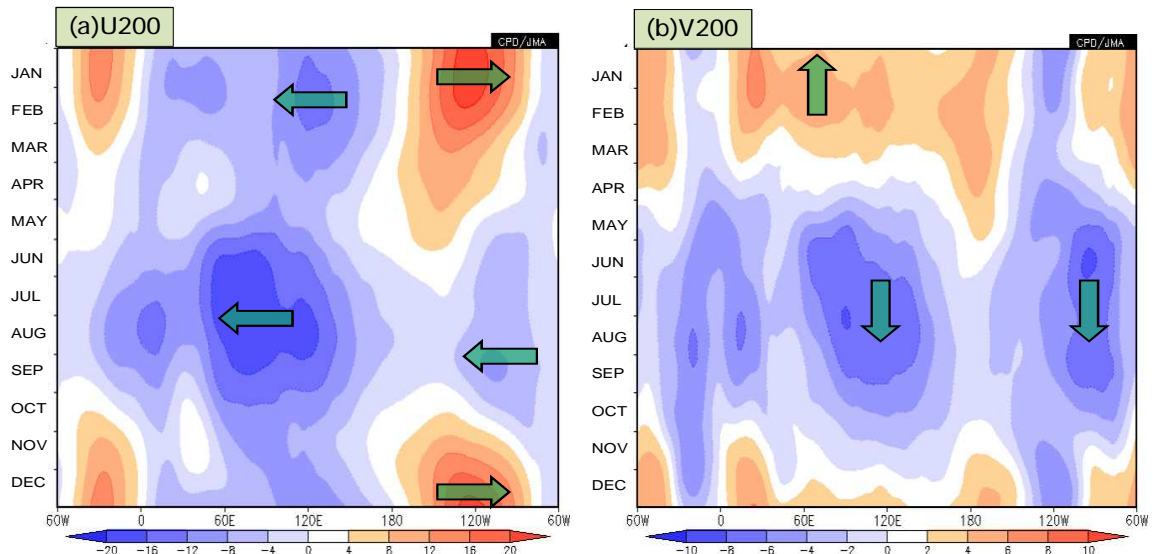
第 2.3.5.8 図 帯状平均した月平均南北 - 鉛直循環

(a)は1月、(b)は7月を示す。矢印は南北 - 鉛直循環を表し、鉛直速度成分 (単位: Pa/s) は-100 倍した値。陰影は南北風速を表し、間隔は 0.5m/s 。正 (負) の値は南風 (北風) を示す。



第 2.3.5.9 図 赤道域 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) で平均した日平均地表風年値の季節変化 (1月1日~12月31日)

(a)陰影は東西風速を表し、間隔は 1m/s 。正 (負) の値は西風 (東風) を示す。(b)陰影は南北風速を表し、間隔は 1m/s 。正 (負) の値は南風 (北風) を示す。



第 2.3.5.10 図 赤道域 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$) で平均した日平均 200hPa 風平年値の季節変化 (1 月 1 日 ~ 12 月 31 日)
 (a) 陰影は東西風速を表し、間隔は 4m/s。正 (負) の値は西風 (東風) を示す。(b) 陰影は南北風速を表し、間隔は 2m/s。
 正 (負) の値は南風 (北風) を示す。

2.4 様々な時間スケールの大気・海洋の変動

第2.3節では、日本の平年における季節変化をもたらす大気と海洋の季節変化について主に説明した。本節では、日本の天候の平年の状態からのずれ、すなわち平年偏差をもたらす様々な時間スケールを持つ大気・海洋の主要な変動について、そのメカニズムの要点と日本の天候への影響を説明する。

2.4.1 偏西風の変動とテレコネクションパターン¹

(1) はじめに

第2.3節で述べた日本の季節変化に関わるシベリア高気圧などの停滞性の高・低気圧の生成には、海陸分布や海面水温の分布などによる地表面からの加熱の不均一、ヒマラヤなどの山岳による力学的な効果が重要である。一方、平年の状態からの偏りは、中・高緯度を流れる偏西風の蛇行やブロッキング高気圧など、主に中・高緯度大気の力学に起因する変動によって大きく左右される。また、中緯度に位置する日本の上空には盛夏期を除くほぼ全ての季節において偏西風が流れている。このような理由で日本の天候は偏西風の影響を強く受けるため、季節予報作業や異常気象の監視を行う上では、偏西風の変動の特性とその要因に関する知識が非常に重要である。

偏西風の変動の形態は大きく2つに分けられる。1つは季節予報の現場で「偏西風の蛇行」と呼んでいる波列的な変動であり、もう1つは「偏西風の南偏・北偏」と呼んでいる変動である。両者を区別する明確な基準はないが、「偏西風の蛇行」よりも東西方向の空間スケールの大きな現象を「偏西風の南偏・北偏」と呼ぶことが多い。また、中・高緯度の循環偏差は、テレコネクションパターンと呼ばれる持続性の高いある特定の空間パターンを示すことがあるが、これにも偏西風の変動が深く関わっている。

これらの変動の背景となる主な力学的な過程は、
(a)ロスビー波の生成、伝播、増幅、砕波、減衰
(b)傾圧不安定波などによる偏西風の加速・減速
(c)熱帯の対流活動などによる偏西風の加速・減速である。主に、(a)が偏西風の蛇行に、(b)が偏西風

の南偏・北偏に関係する²。本項では、いくつかの実例を挙げつつ、これらの現象に関連するメカニズムの要点を説明する。なお、関係する基礎的な力学の理論については第5章で詳しく述べるので、適宜参照されたい。

(2) 偏西風の蛇行

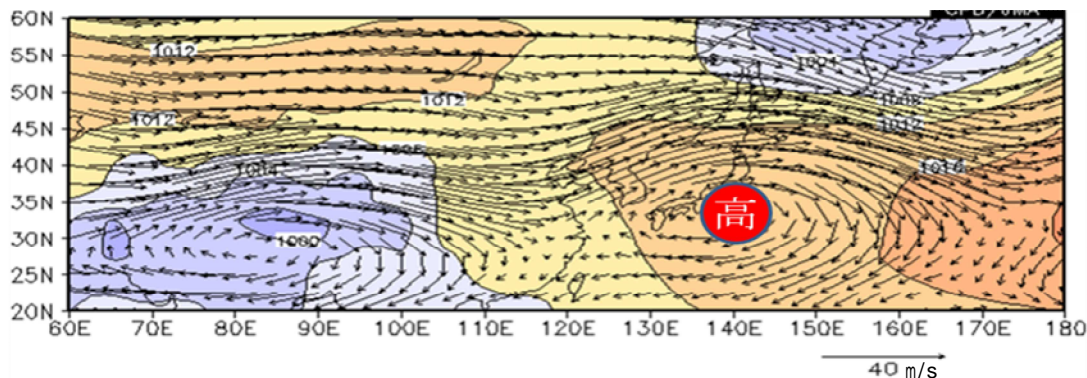
短期予報や週間予報で「偏西風の蛇行」と言えば、移動性の総観規模の高気圧や低気圧に関わる偏西風の蛇行、すなわち、傾圧不安定波のことを指すことが多い。実際、日々の天気図では傾圧不安定波に関わる偏西風の蛇行の振幅が大きい。しかし、この波は水平波長が4,000 km程度で、1日で1,000 km程度の速さで東向きに移動するため、1週間程度の時間平均を取ると消えてしまう。このため、1週間平均や1か月平均で見られる大気現象を予測対象とする季節予報では直接的には扱わない。季節予報で扱う「偏西風の蛇行」は時間的な変化が小さく、1週間程度の平均では消えない波長の長い現象である。

このような偏西風の蛇行の例を示す。第2.4.1図は、北・東日本中心に異常高温となった2010年夏の、特に高温が顕著だった8月後半～9月前半の31日平均の200hPaの水平風と海面気圧である。30°N以北では西寄りの風、すなわち偏西風が流れており、40°N付近を中心に風が強いところ、亜熱帯ジェット気流がある。ただしそれは東西に真っすぐに流れているわけではなく、中国大陸東部に南に、日本付近では北に蛇行している。2010年夏の後半はこの蛇行の顕著な状態が持続し、その影響で太平洋高気圧に覆われ続けた日本は記録的な高温となった。

このような持続的な偏西風の蛇行は、以下に述べる定常ロスビー波によりもたらされることが多い。地球の回転の大気への影響は緯度によって異なっている。ロスビー波とはその条件の下で、大気の流れになんらかの変化があった場合に、緯度による回転効果の違い(= 効果)を復元力として、渦位が保存するように発生する大規模な波である。詳しくは第5章で説明する。後述するように様々な理由で流れ

¹ 前田 修平

² ここでは限定的に書いたが、もちろん、(a)～(c)はどちらの変動にも関係する。



第2.4.1図 2010年8月16日～9月15日の31日平均200hPa風（矢印）と海面気圧（等値線）
等値線間隔は4hPa。

が乱されるため、大気中にはロスビー波がよく解析される。波の位相は地球の回転と逆方向、すなわち西向きに進むが、偏西風が吹いている場合にはそれによって東向きに流される。また、波長が長いほど西進速度が速い性質がある。このため、偏西風の強さとロスビー波の波長との兼ね合いで、波長が短いものは東向きに、長いものは西向きに進み、その中間の適当なものは停滞する。この停滞性の波を定常ロスビー波と呼んでいる。なお、日々の天気を支配する移動性高・低気圧には、傾圧不安定性で成長するロスビー波が関係しているが、波長が短いため東進する。

定常ロスビー波は、

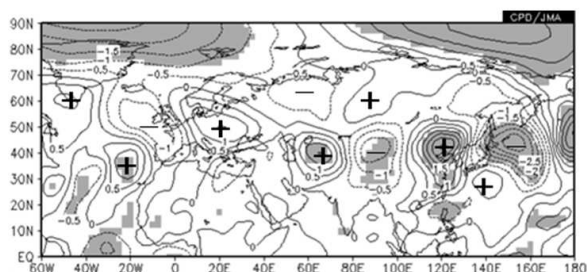
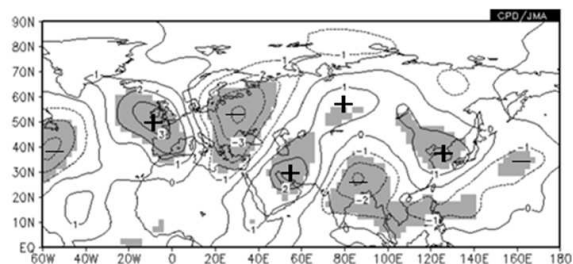
- (a) 位相速度は零であるが群速度は零でなく東向きである。つまり、波の位相は進まないが波のかたまり（波束）あるいはそのエネルギーは東向きに伝播する³
- (b) 偏西風の軸、すなわちジェット気流に沿って伝播しやすい
- (c) 西風中にしか存在できない
- (d) 中・高緯度では、圏界面付近で振幅が最も大きく鉛直方向に位相が変わらない「等価順圧⁴」な

³ ロスビー波は、波長によって位相速度が異なる分散性のある波なので、波長が少し異なる波のかたまり（波束）が個々の波の位相速度とは異なる速さで伝わる性質がある。この波束が伝わる速さを群速度といい、それは概ね波のエネルギーが伝わる速さでもある。以後、本項では群速度による波束の伝播のことを波束伝播とかエネルギー伝播とか呼ぶ。詳細は第5章参照。

⁴ ほぼ順圧という意味で「等価」と呼ばれている。英語では、equivalent barotropicである。

構造をしていることが多いという重要な性質がある。

(a)の性質のために、例えば動きが遅い熱帯の大規模な積雲対流活動によって強制され続ける定常ロスビー波が、そのエネルギー（の群速度での）伝播を通して遠隔地にまで影響を与えうる。ある地域と遠く離れた別の地域の気象要素の間に一定の関係がある場合に、この2つの地域にテレコネクションがあるというが、その成因には定常ロスビー波のエネルギー伝播が関係していることが多い。(b)は、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が流れる日本付近は、それらに沿って西からエネルギー伝播して



第2.4.2図 東日本の月平均気温と200hPa月平均南北風の回帰。1981～2010年の30年分で計算

上：1月、下：8月。等値線間隔は、上が1m/s、下が0.5m/sで、t検定で5%の危険率で有意な領域に影を付けた。

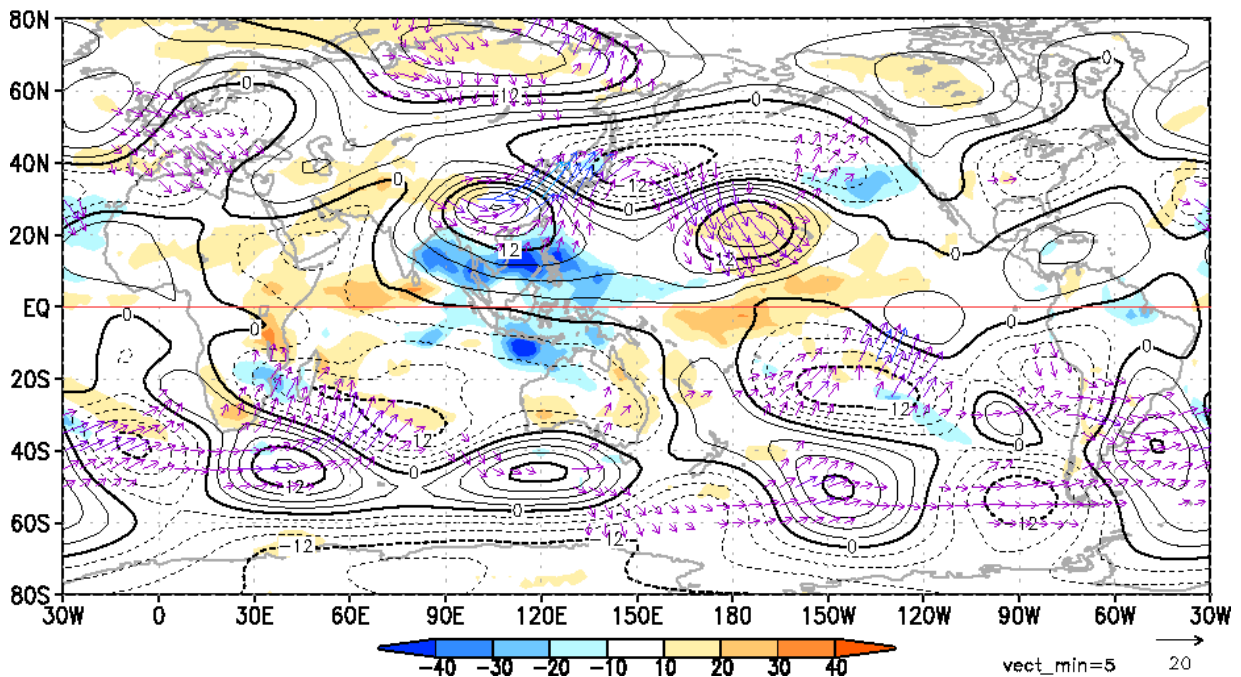
くる定常ロスビー波の影響を受けやすいことを意味する。実際に、以下の例に示すように日本の天候はジェット気流に沿ってエネルギー伝播する定常ロスビー波の影響をよく受ける。

第2.4.2図は、東日本の月平均気温と200hPaの南北風の回帰図である。前述の(d)の性質から圏界面付近の200hPaの等圧面を見ている。また、波の成分を強調するために南北風を用いた。1月も8月も、東日本の気温が正偏差の場合には、日本の西で南風偏差、東で北風偏差となっており、日本付近は高気圧性の偏差に覆われていることが分かる。これは偏西風が北に蛇行していることを示す。1月には、日本の西側にヨーロッパからユーラシア大陸南部にかけて波列状の偏差パターンがあり、日本付近の偏差につながっている。これはユーラシア大陸南部を東西に流れる亜熱帯ジェット気流に沿った定常ロスビー波の影響を表している。8月にも日本の西側には波列状の偏差パターンが見られるが、1月に比べて緯度が北にシフトしている。これは亜熱帯ジェット気流の季節変化に対応している。また、波列の波長も冬に比べて短いが、この主な理由は、冬に比べて亜熱帯ジェット気流が弱いためである（第5章参照）。

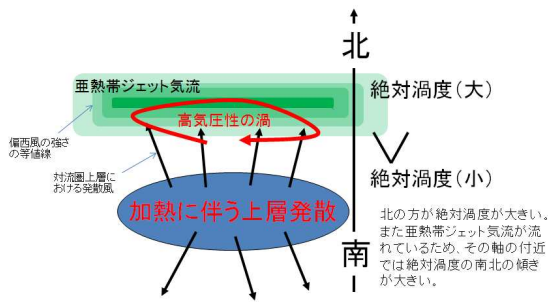
この定常ロスビー波が増幅あるいは顕在化する原因は、強い水平風シアーのもとでの気候平均場（基本場）から擾乱への順圧的な運動エネルギー変換や、傾圧不安定により発達する移動性高・低気圧の集団効果などの中・高緯度大気の内力学的な過程による増幅、海面水温の変動による積雲対流活動の変化・陸面状態の変化などの大気以外からの強制（外部強制）による増幅などである（尾瀬 2004）。

まず、積雲対流活動による定常ロスビー波の強制について、具体的な事例を用いて説明する。

2005年12月に日本は東・西日本を中心とする顕著な低温になったが、この低温にも亜熱帯ジェット気流沿いに波束伝播した定常ロスビー波が影響を与えた。第2.4.3図は、その2005年12月の外向き長波放射(OLR)と200hPa流線関数偏差である。この図のOLR偏差を見るとベンガル湾からフィリピン付近にかけて積雲対流活動が活発であることが分かる。標準偏差の3倍程度の偏差で、12月としては観測データがある1979年以後で最も活発であった。この積雲対流活動の活発な状態は月を通して持続した。積雲対流活動が強い領域の北側の、インドシナ半島から中国南部にかけての対流圏上層には、高気圧性循



第2.4.3図 2005年12月（1～30日の30日平均）の外向き長波放射(OLR)の平均偏差（影）、200hPa面の流線関数平均偏差（等値線）波の活動度フラックス（矢印）
OLRの単位は W/m^2 で、流線関数の等値線間隔は $3 \times 10^6 m^2/s$ 。波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)の単位は m^2/s^2 で、そのスケールは図の右下のとおり。



第2.4.4図 熱帯の対流活動の加熱に伴う上層の発散風が亜熱帯ジェット気流沿いに効果的に高気圧性の渦を作る模式図

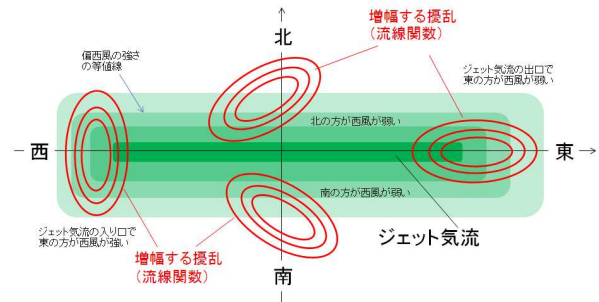
熱帯域から亜熱帯ジェット気流が流れる緯度にかけては、絶対渦度（相対渦度 + 惑星渦度）の南北の傾きが大きく、発散風によって低緯度側の小さな渦度が北向きに効果的に移流されることにより（渦度の小さな）高気圧性の渦が作られる。詳しくは本文参照のこと。

環の偏差がある。その東には、日本の東海上を中心とする低気圧性偏差、さらにその東には高気圧性偏差、という波列状の偏差パターンがある。対流活動と同様にそれぞれの偏差も非常に大きい。図には、この波列のパターンから計算される定常ロスビー波の活動度フラックス（第5.1.8項参照）を矢印で示した。このフラックスの向きは、定常ロスビー波の群速度の向きと一致する。つまり、波の活動度フラックスを見ることでエネルギー伝播の様子がわかる。図ではインドシナ半島から中国南部にかけての最初の高気圧性偏差から波のエネルギーが伝播している様子が明瞭で、この波列が定常ロスビー波であることがよく分かる。

日本の異常低温の要因の1つとなったこの定常ロスビー波は、ベンガル湾からフィリピンにかけての非常に活発な積雲対流活動により、以下のメカニズムで励起されたと考えられる（前田と佐藤 2007）。積雲対流活動が活発ということは、大気中の水蒸気が水に変化するときに放出する凝結熱による対流圏中層における大気加熱が平年に比べ強いということを意味している。この強い大気加熱は、対流圏上層に平年に比べ強い発散風を伴う。この平年に比べて強い発散風により、少し北のユーラシア大陸南部を流れる強い亜熱帯ジェット気流沿いに定常ロスビー波が励起された。第2.4.4図に示すように、熱帯域

$$\frac{\partial \overline{KE}}{\partial t} = -\overline{(u^2 - v^2)} \frac{\partial U}{\partial x} - \overline{uv} \frac{\partial U}{\partial y}$$

KE: 擾乱の運動エネルギー、 u : 擾乱の東西風、 v : 擾乱の南北風
 U : 基本場の東西風、 $\bar{\cdot}$: 全球平均



第2.4.5図 基本場からの順圧的エネルギー変換によって擾乱が増幅する過程の模式図

詳しくは本文参照のこと。図の上の式は、東西南北にシアアがある基本流 U の回りに線形化した順圧渦度方程式（第5章）から求めた、基本場からの微小なずれ（擾乱： u, v ）の運動エネルギー KE の時間発展の近似式。例えばジェット軸の北側の南西から北東に傾いた楕円型をした擾乱（流線関数で示している）は uv が正でその位置から U/y が負なので、右辺第2項は正となり、擾乱の運動エネルギー KE は増幅する。一方、西端の南北に伸びた擾乱は、 $u^2 - v^2$ が負で U/x が正なので、右辺第1項は正となり、やはり擾乱の運動エネルギー KE は増幅する。

から亜熱帯ジェット気流が流れる緯度にかけては、絶対渦度（相対渦度 + 惑星渦度）の南北の傾きが大きく、発散風によって低緯度側の小さな渦度が北向きに効果的に移流されることにより高気圧性の渦が作られる、ということである。

次の増幅メカニズムとして、強い水平風シアアが原因となり気候平均場（基本流）からの順圧的なエネルギー変換で波（擾乱）が発達する過程（尾瀬 2004）について説明する。第2.4.5図のような東西南北シアアを持つ偏西風（基本場）を考えると、

偏西風の軸、すなわちジェット気流の北側（南側）では南西（北西）から北東（南東）に伸びた擾乱（図中の式の右辺第2項に対応）

東（西）ほど西風が強いジェット気流の入口（出口）では南北（東西）方向に伸びた擾乱（図中の式の右辺第1項に対応）

が、それぞれ基本場からの運動エネルギーの変換で成長する。この関係は、東西南北にシアアがある基本場の回りに線形化した順圧渦度方程式（第5.1節

参照)から求めた、基本場からの微少なずれ(擾乱)の運動エネルギーの式から近似的に導出される(Simmons et al. 1983)。とともに、擾乱が水平シアアのある基本流(は南北シアア、は東西シアア)で移流される際に水平シアアのせいだ東西と南北の非対称性が小さくなる過程で擾乱の風が強まり、運動エネルギーが増加することを示している(Lindzen 1990)。実際にこの過程で擾乱が増幅するのは、アジア域の亜熱帯ジェット気流の出口付近の北太平洋、入口付近の北側の北アフリカから中東にかけてのことが多い。

他の増幅メカニズムとして、移動性擾乱の集団効果があげられる。これは、移動性擾乱による擾乱の渦輸送や熱輸送の収束・発散の時間平均が定常ロスビー波の強制となる、ことを意味している。上述した基本場からのエネルギー変換とは異なり、非線形の過程である。この過程は(3)で説明する偏西風の南偏・北偏にも大いに寄与する。

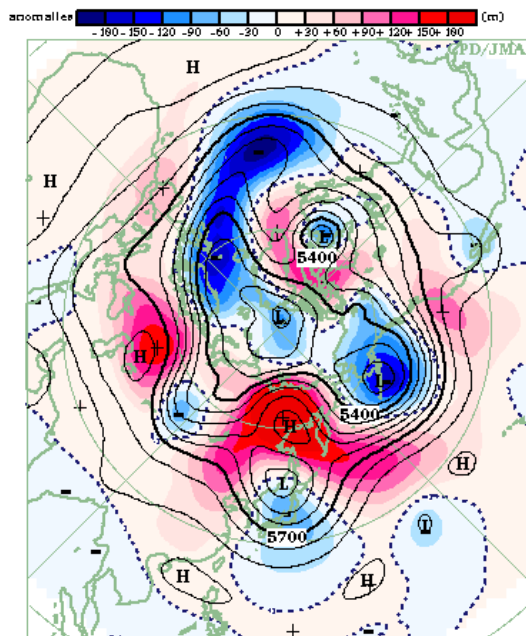
偏西風が南北に大きく蛇行して、もはや「波」の一部でなく孤立した「渦」となった状態が持続することを「ブロッキング現象」(以下、ブロッキング)と呼ぶ。その渦の水平スケールは大抵数 1,000km だ

ある。多くのブロッキングでは、北に高気圧性の渦(ブロッキング高気圧)が、南に低気圧性の渦(切離低気圧)が現れ、偏西風を分流させる(南の低気圧性の渦がない、型と呼ばれるブロッキングもある)。このため偏西風が弱まり、それに乗って東進する移動性高・低気圧の動きがブロックされるため、ブロッキングと名付けられている。第 2.4.6 図にブロッキングの事例を示す。東シベリアにブロッキング高気圧、日本付近に切離低気圧があり、偏西風が南北に大きく蛇行している。

ブロッキングの生成・成長にはいくつかのタイプがあることが知られている(中村 2002)。そのうちの 1 つは、定常ロスビー波の伝播が関連するものである。定常ロスビー波の伝播には偏西風の構造が影響するので、その局所的な変化に応じて、伝播の特性が変わり、波のエネルギーが収束・発散し、それにに応じて増幅・減衰することがある。特に西風が弱くなるため波の群速度が遅くなるジェット気流出口付近では、エネルギーが蓄積され波が大きく増幅して、ついには砕けて(砕波)孤立した渦となり、ブロッキングに発達することがある。他には、孤立した高気圧性の渦(ブロッキングの卵)が西進しつつ、その孤立渦の影響で分流した偏西風上の移動性擾乱からの強制で成長するというタイプがある。

ブロッキングの減衰は、ブロッキングの領域に蓄積された波のエネルギーのロスビー波束としての東向きへの放出によりもたらされることが多い。このため、例えばヨーロッパや大西洋でのブロッキング高気圧の衰弱に伴い、大振幅のロスビー波束が導波管(第 5.1.9 項参照)としての役割を果たすジェット気流に沿って東向きに伝播し、日本付近の天候にも大きな影響を与える、といったことがしばしば起きる(伊藤と前田 2006)。さらに、そのロスビー波束が北太平洋で増幅して、新たなブロッキングのもととなることもある。

なお、ここで示した定常ロスビー波やブロッキングの日本の天候への影響の実例については、前田と佐藤(2007)が詳しく説明している。また、ブロッキングについては、木本(1993)の優れた解説がある。



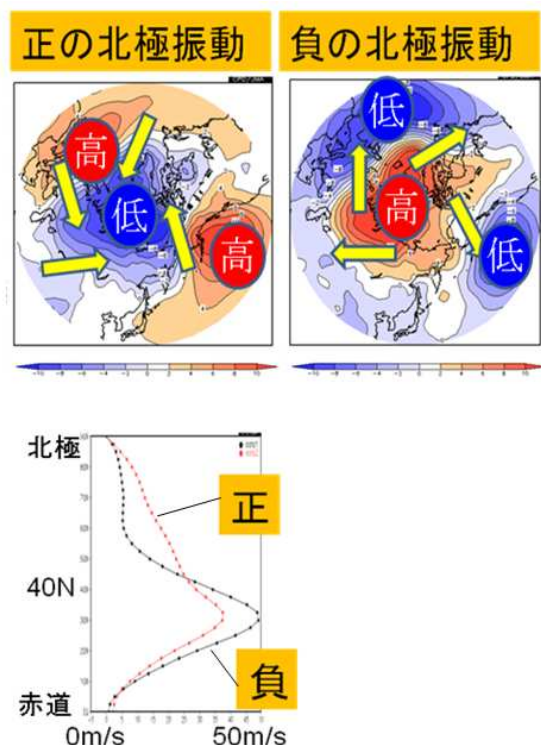
第 2.4.6 図 ブロッキングの例。2012 年 5 月 6 ~ 10 日の 5 日平均 500hPa 高度(実線)と平年偏差(色)等値線間隔は 60m。偏差はカラーバーのとおり。

(3) 偏西風の南偏・北偏

偏西風の変動として、「偏西風の蛇行」よりもさらに東西方向のスケールが長く、広い範囲で偏西風が南に偏って流れたり、北に偏って流れたりすることがある。単純なロスビー波の伝播では理解できないこのような南北シーソー的な変動の典型的なものが第2.3.1項でも説明した北極振動(Arctic Oscillation; AO)である。

北極振動という言葉をはじめて用いたのは、Thompson and Wallace(1998)である。彼らは20°N以北の北半球域で1947~1997年の冬季(11~4月)の月平均海面気圧偏差場の主成分分析を行ない、その第1主成分(寄与率は22%)、すなわち最も卓越する変動パターンが、北極域の海面気圧が負(正)偏差の時に中緯度で環状に正(負)偏差になる北半球規模の南北で対の変動であることを示し、それを北極振動と名づけた。

北極振動は、その形態から北半球環状モードとも



第2.4.7図 北極振動が卓越した冬の海面気圧年平均偏差と200hPaの東西風(帯状平均)

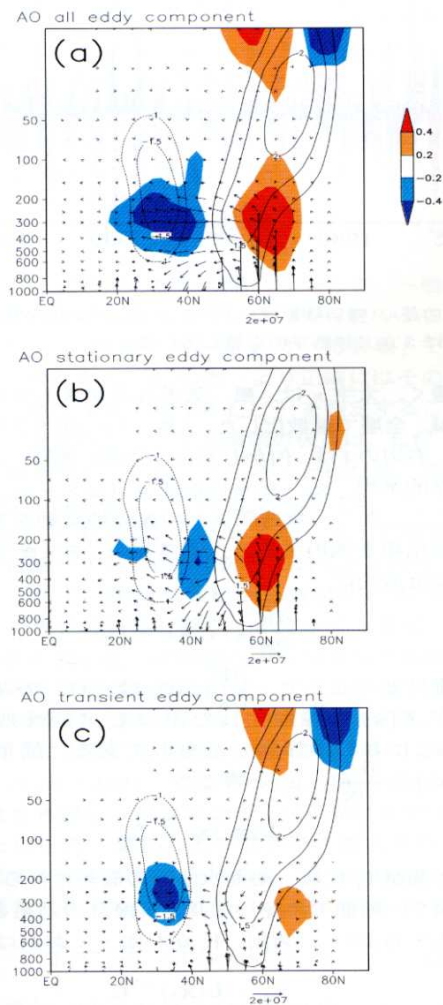
左: 海面気圧年平均偏差、1988/89年冬(12~2月)
 右: 海面気圧年平均偏差、2009/10年冬(12~2月)
 下: 帯状平均した200hPa東西風の緯度分布。赤: 1988/89年冬、黒: 2009/10年冬。

呼ばれており、帯状平均場の変動が卓越することが特徴である。また、海面気圧のパターンで抽出されるが、偏西風の変動も伴う。そこで、第2.4.7図に北極振動が卓越した冬の海面気圧年平均偏差と200hPaの帯状平均東西風を示す。高緯度の海面気圧が負偏差となる正の位相の北極振動(左上図)では、亜熱帯ジェット気流が弱く、逆に高緯度側では偏西風が強い(下図の赤線)。一方、高緯度の海面気圧が正偏差となる負の位相の北極振動(右上図)では、亜熱帯ジェット気流が強く、高緯度側で偏西風が弱い(下図の黒線)。このように帯状平均東西風の観点からみると、北極振動は偏西風の南北分布が絞まったり緩んだりする南北シーソー的な変動であると言える。

北極振動の変動には、このような帯状平均東西風の変動の力学が関係しているが、その中でも、東西平均からのずれ、すなわち擾乱による東西風の加速・減速の過程が重要である。第2.4.8図は、北極振動に伴う帯状平均東西風(等値線)の変動と擾乱による西風加速・減速(陰影)を示している(木本と渡部 2004)。上図(a)を見ると、対流圏上部での北極振動に伴う擾乱の効果は、帯状平均東西風偏差が負(東風)のところでは減速、正(西風)のところでは加速となっている。すなわち、擾乱は帯状平均東西風偏差を強める働きをしていることが分かる。さらに擾乱を月平均成分(定常擾乱成分)とそれからのずれ(非定常擾乱成分)に分ける⁵と、定常成分の方がよりその働きが強いことが分かる。

前段落では擾乱が帯状平均東西風に与える影響を述べたが、逆に帯状平均東西風が擾乱に与える影響はどうであろうか。DeWeaver and Nigam(2000)は気候平均場を基本場として、その周りに線形化した大気大循環モデルを用いて、北極振動 - 正確には北極振動とよく似た北大西洋振動(NAO) - に関連する帯状平均東西風偏差が定常擾乱に与える影響を診断的に求め、帯状平均東西風偏差が定常擾乱の振幅を強めていることを示した。前段落で述べたことを考え

⁵ ここでは擾乱を月平均成分(定常擾乱成分)とそれからのずれ(非定常擾乱成分)に分けたので、後者には、移動性高・低気圧などの移動性擾乱に加え、数日程度以上持続する準定常なロスビー波の一部も含まれる。



第 2.4.8 図 「北極振動」に伴う循環偏差の子午面断面図
等値線は帯状平均東西風 (0.5m/s 毎で、大きさは 1m/s 未満は未表示)。矢印は EP フラックスの偏差 (単位は m^2/s^2)。影はその発散・収束。正 (暖色系) の発散は西風加速に、負 (寒色系) の収束は西風減速に対応する。(a)全擾乱、(b)定常擾乱成分、(c)非定常擾乱成分。木本と渡部(2004)より。EP フラックスについては第 5 章参照のこと。

合わせると、北極振動に関しては、擾乱が帯状平均東西風偏差を強め、その帯状平均東西風偏差が擾乱を強めるといふ、平均流と擾乱との間の正のフィードバックが働いていることが分かる。

では、なぜ正のフィードバックが働くのだろうか。Kimoto et al. (2001)はこの正のフィードバックが働く理由を以下のとおり説明した。まず正の北極振動の対流圏上層のように北側で西風が強く南で弱いという南北双極子型の平均東西風偏差がある場を考える。そこに南北に伸びた擾乱が重なると、擾乱の軸

は平均東西風偏差の移流により北東 - 南西方向に傾き、西風運動量を北向きに運ぶ (第 5.1 節参照)。その結果、擾乱の北側の平均西風が強まり、南側の平均西風が弱まる。平均東西風偏差により変形された擾乱が、その東西風偏差を強める、ということである。これは、Tilted-trough メカニズムと呼ばれるもので、北極振動の場合には特に北大西洋でこのメカニズムがよく働く。

なお、このように擾乱と平均流との間で正のフィードバックが働く現象は持続性が良く、いわゆる長周期変動としてよく観測される。前述したブロッキングがその典型で、ブロッキング (平均流) によって経路を妨げられた移動性擾乱がブロッキングの維持に貢献するというメカニズムはよく知られている (Shutts 1983)。

ここでは北極振動を例に、中・高緯度大気の内部分動的な性質の強い偏西風の南北の変動について述べた。他にも、北大西洋の偏西風の変動に関する北大西洋振動 (NAO)、北太平洋の偏西風の変動に関する西太平洋 (WP) パターンなど、南北で対の偏西風の変動が知られている。

また、エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う熱帯域の対流活動の変化などでも、亜熱帯ジェット気流を中心に偏西風の南偏や北偏が見られることもある。これには、熱帯の対流活動の偏差に伴うハドレー循環 (第 2.3 節を参照のこと) の変化で、西風運動量の北向き輸送が変わる過程が関係している。

(4) テレコネクションパターン

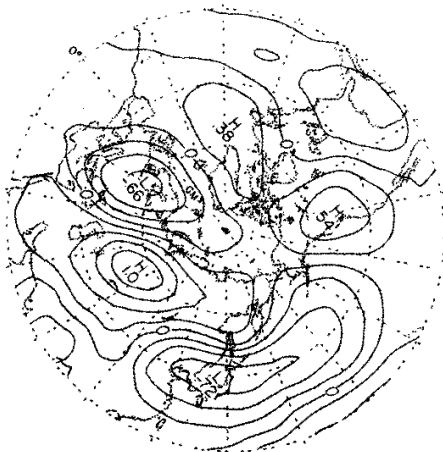
(2) でも述べたが、ある地域と遠く離れた別の地域の気象要素の間に一定の関係がある場合に、この 2 つの地域にテレコネクションがあるという。テレコネクションで有名な例は、熱帯における「南方振動」である。これは、第 2.4.3 項で説明するエルニーニョ / ラニーニャ現象に伴って、東太平洋のタヒチ島の海面気圧とオーストラリア北部のダーウィンの海面気圧が、一方が平年値より高くなる時には他方が平年値より低くなるという、シーソーのように変動する現象である。南方振動は熱帯のテレコネクションの例であるが、中・高緯度大気の循環にもテ

レコネクションがあることが知られており、統計的に現れやすいパターンが、テレコネクションパターンとしていくつか同定されている。

Wallace and Gutzler(1981)は、冬の月平均の等圧面高度データを用い、ある特定基点の時間変動と北半球の他の地点の時間変動との1点相関係数を求め、相関係数の高い組み合わせからテレコネクションの分布図を探し、北半球冬季には5つのテレコネクションパターンがあることを示した。太平洋・北アメリカパターン(PNA)、西太平洋パターン(WP)、西大西洋パターン(WA)、東大西洋パターン(EA)、ユーラシアパターン(EU)である。その他、(3)で述べた北大西洋振動(NAO)や北極振動(AO)など、多くのテレコネクションパターンが知られている。これら、中・高緯度に見られるテレコネクションパターンの生成や持続には、(2)と(3)で述べた偏西風の変動とそれに関連する力学的な過程が深く関わっている。

日本の冬季の天候に影響を与えるEUパターンは、第2.4.9図に示すように、ユーラシア大陸北部を通り日本まで伸びる波列状のパターンである。時間ラグ解析の結果(Blackmon et al. 1984)から、このパターンの形成にはヨーロッパ方面からシベリア中部を通る定常ロスビー波のエネルギー伝播が関わっていることがわかっている。

一方、(3)で述べたとおり、AOやNAOなどの南北シーソー型のテレコネクションパターンには、偏西



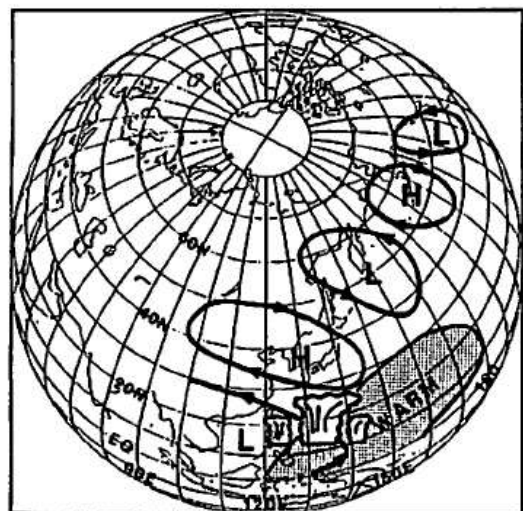
第2.4.9図 ユーラシア(EU)パターン
冬期500hPa高度場で同定されるテレコネクションパターンのひとつ。55°N、75°Eと他の地点との1点相関図。Wallace and Gutzler(1981)より転載。

風の南偏や北偏と擾乱との正のフィードバック過程が関係していることが多い。

熱帯の海面水温変動に関連した積雲対流活動などによって励起されやすいパターンもある。PNAパターンやWPパターンは、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う熱帯の対流活動の変化と関係して現れることが多い(尾瀬 2004)。

また、気候平均場の風の強い東西南北シアーに起因する流れの力学的な不安定である順圧不安定性(Simmons et al. 1983)や、ランダムな(あるいはそれに近い)強制に対する共鳴的な応答(第5.1節参照)も関係していると考えられている(木本と渡部 2004)。力学的不安定にせよ共鳴にせよ、テレコネクションパターンとして特定の偏差パターンが顕在化しやすいのは、気候平均場という「基本場」が固有の力学的なモードを持つから、という主張である。

テレコネクションパターンの説明の最後に、夏季の日本の天候に大きな影響を与えるPacific-Japan(PJ)パターンについて少し触れておく。Nitta(1986)は、衛星観測による雲量データを用いた統計調査を行い、夏季にフィリピン付近で対流活動が平年より活発で雲量が多く、日本付近の雲量が少ないという南北パターンが卓越することを見出し、それをPJパターンと名付けた。その後、Nitta(1987)はPJパターンと循環場との関係を調べ、



第2.4.10図 PJパターンの模式図
フィリピン付近の対流活動によって励起された定常ロスビー波が日本の天候に影響を与える。Nitta(1987)より転載。

フィリピン付近で対流活動が平年より活発になると、それによる大気加熱でフィリピン付近から北米に連なる定常ロスビー波が生成され、日本付近はそのうちの高気圧偏差に覆われ気温が高くなるというメカニズムを提唱した(第2.4.10図)。ただし、再解析データを用いた最近の研究(Kosaka and Nakamura 2006)では、PJパターンの形成メカニズムはより複雑であることが分かってきた。フィリピン付近は、対流圏上層は東風、下層はモンスーンの西風と偏東貿易風が収束する場所となっており擾乱にとっての「基本場」としては複雑である。このような複雑な基本場からの擾乱の運動エネルギーへの変換が、対流活動に伴うPJパターンの形成にとって重要な働きをすると考えられている。

参考文献

- 伊藤明, 前田修平, 2006: 2005年1月末の大西洋からアジアジェット沿いに伝播したロスビー波の実況と予報について. 平成17年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.
- 尾瀬智昭, 2004: 気候の変動を理解するための基礎知識. 平成16年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-30.
- 岸保勲三郎, 佐藤信夫, 1986: 新しい気象力学. 東京堂出版, 204pp.
- 木本昌秀, 1993: ブロッキング現象. 気象研究ノート「気象のソリトン・モドン - 気象現象中の孤立波(下)」第3部第1章, 179, 319-367.
- 木本昌秀, 渡部雅浩, 2004: 北極振動の中立モード理論. 気象研究ノート, 206号, 11-22.
- 中村尚, 2002: ブロッキング. 気象の事典, 朝倉書店, 202-206.
- 前田修平, 佐藤均, 2007: 定常ロスビー波とその影響. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 61-71.
- Blackmon, M. L., Y. -H. Lee, and J. M. Wallace, 1984: Horizontal structure of 500mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 961-979.
- DeWeaver, E. and S. Nigam, 2000: Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 3893-3914.
- Kimoto, M., F. -F. Jin, M. Watanabe, and N. Yasutomi, 2001: Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Lindzen, R. S., 1990: Dynamics in atmospheric physics. Cambridge University Press, 310pp.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 737-761.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363-1392.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally-varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 785-812.

2.4.2 熱帯季節内変動とその影響¹

(1) はじめに

第5章で述べるように、熱帯域には1週間を超え季節内の周期で変動する赤道波（赤道ロスビー波とケルビン波）があり、これらの波動はしばしば対流と結合し、さらに長い周期の変動となる。その代表的なものが、30～60日の周期で地球を1周する、発見者の名前に因んで命名されているマッデン・ジュリアン振動(MJO)ある。

MJOは長い周期の赤道波が関係した変動なので、予測可能な期間が長いことが期待される。また、しばしば観測され中・高緯度の大気にも影響を与えるので、もしそれがきちんと予測できれば、1か月予報の後半や、3か月予報の2か月目の予報の重要な予報根拠となりうる。しかしながら、もし数値予報モデルで予測されるMJOが周期が短すぎるなど観測されるMJOと異なる性質を持てば、それは中・高緯度の大気の前報誤差の原因となってしまう。現状では、残念ながら後者の傾向が強く、予測の改善に向けた研究・開発が世界中で行われている。逆に言うと、MJOの予測が改善されれば1か月予報の後半や2か月目の予測精度が飛躍的に向上する可能性がある。

このMJOに代表される、熱帯域において10～90日程度の季節内の時間スケールの周期で変動する現象は総称して「熱帯季節内変動」(Tropical Intraseasonal Variability)と呼ばれている。明確な区別があるわけではないが、そのうち振動性が比較的はっきりしている現象は「熱帯季節内振動」(Tropical Intraseasonal Oscillation)と呼ばれることが多い。また、気象庁の前報用語集ではMJOに限定して「赤道季節内振動」と呼んでいる。ここでは、主にMJOについて説明するが、他の赤道波に関する季節内振動や赤道域から離れることがある夏の季節内変動についても説明に含めることから、項のタイトルとしては幅広く「熱帯季節内変動とその影響」とした。

¹ 前田 修平

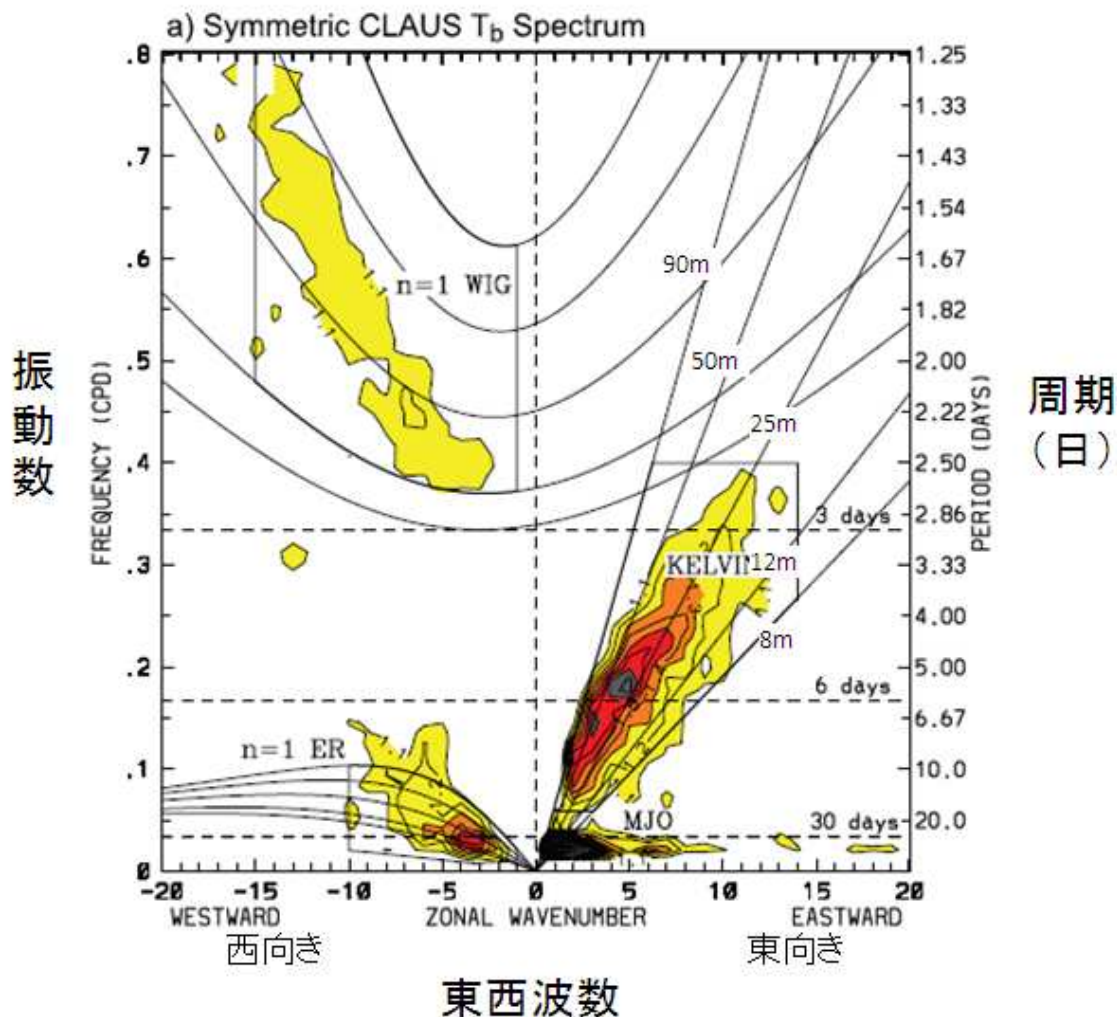
(2) 熱帯の対流活動と長周期の赤道波

第2.4.11図は、熱帯域の対流活動の強さの指標である衛星により観測された輝度温度(Tb)の南北対称成分の時空間パワースペクトルを示す。1983～2005年の23年間のデータについて15°S～15°Nで平均したもので、赤色ノイズ²のパワースペクトルとの比を描画しており、95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域に影が付けてある。波数を横軸に振動数を縦軸にとっているが、そのことには卓越する変動のパワースペクトルの分布と赤道波の理論的な分散曲線とを比較することにより、変動の背景となる赤道波の存在を抽出しよう、という意図も含まれている。そのため、補助線として、(赤道波の位相速度等に関係する)等価深度8、12、25、50と90mの赤道ケルビン波、n=1の赤道ロスビー波、n=1の慣性重力波の分散曲線が描かれている(ここで述べた等価深度、赤道波の種類とその分散曲線の意味については、第5.2節を参考にされたい)。

この図のうち周期3日以上に絞ると、変動の有意な領域が3つ見られる。1つは、図の中央下から右上に伸びる細長い領域である。赤道ケルビン波の分散曲線(赤道ケルビン波は分散性がないので直線だが)に沿っていることから分かります。その波が関係している東向きに進む対流活動である。対流と結合した赤道ケルビン波と呼ばれている(Kiladis et al. 2009)。そのうち季節予報に関係の深い周期の長いもの、すなわち波長の長いものは等価深度25m(=位相速度が約15m/s)の分散曲線に沿った変動の振幅が最も大きい。2つ目は、図の中央下から緩やかに左上に伸びる領域である。n=1の赤道ロスビー波の分散曲線に沿っていることから分かります。その波が関係する西向きに進む対流活動である(対流と結合した赤道ロスビー波)。そのピークは東西波数3～4で、周期が30日程度にある。3つ目が、図の中央下からやや右のかたまりである。周期が30日を超え、東西波数1で東進するものが中心である。

² 長周期成分のパワーが大きいノイズ。時間的に持続性がある系をランダムな強制で揺らすと発生するノイズ。例えば、大気のランダムな強制を受ける熱容量の大きな(すなわち持続性のある)海洋の変動には赤色ノイズが含まれる。

明らかに、赤道ケルビン波や赤道ロスビー波の分散曲線とは分布が異なったかたまりで、これが MJO に対応するものである。



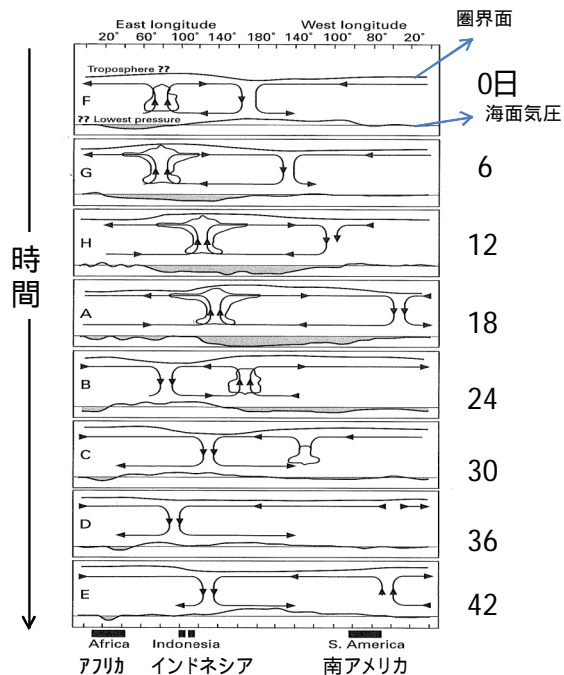
第 2.4.11 図 衛星から測った輝度温度の波数 - 振動数パワースペクトル
 赤道での東西波数が横軸、振動数が縦軸である。東西波数が正は東向き、負は西向きに移動する変動に対応。1983 年 7 月 ~ 2005 年 6 月の 23 年間のデータについて緯度毎に南北対称成分のパワースペクトルを求め、 $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$ で平均したもの。赤色ノイズのパワースペクトルとの比が記述しており、等値線間隔は 0.1 で、95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域 (1.1 以上) を記載。図中の曲線は、等価深度 8、12、25、50 及び 90m について、静止大気の浅水方程式から求められる赤道ケルビン波、 $n=1$ の赤道ロスビー波、 $n=1$ の慣性重力波の分散曲線である。赤道波の詳細については、第 5 章を参照のこと。Kiladis et. al.(2009)の figure1 に加筆。

(3) MJ0 の時空間構造

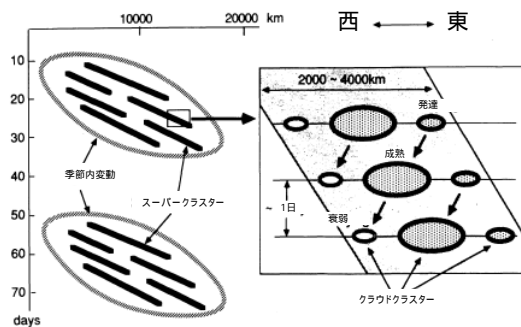
Madden and Julian(1971; 1972)は赤道域の地上気象観測、及び高層気象観測データのスペクトル解析から、赤道に沿って40~50日の周期で、地上気圧や東西風などの気象要素の変動が東進する地球規模の変動(MJ0)を発見した。第2.4.12図は、赤道に沿って東進するMJ0の経度-高度断面の模式図である(Madden and Julian 1972)。図の右には周期を48日とした場合の日付をMadden and Julian(2005)の本文になって加筆してある。F(0日目)では、東アフリカとインド洋で海面気圧が低く、インド洋では対流活動が活発化し始める。活発な対流活動の東の東西鉛直循環は、その先頭が日付変更線付近まで達している。G(6日目)になると、下層の東風偏差とともに地上の低圧部が東に伸びる。H(12日目)では、対流活動の中心はインドネシア付近に達し、A(18日目)には風の東西鉛直循環で見た東西波数1の構造が明瞭となる。B(24日目)~C(30日目)には対流活動は日付変更線付近で弱まり、インド洋では海面気圧が上がり始める。D(36日目)~E(42日目)には、対流活動が活発な領域は消え、上層発散域の東進の速度が速まり、太平洋でも海面気圧が上がる。これは、長期再解析データも衛星観測データも使っていない限られた現地観測データのみを用いた約40年前の解析であるが、驚くべきことに変動の特徴は現在の豊富なデータを用いた解析でもあまり変わっていない。

MJ0では大規模な対流活動が季節内の時間スケールで東進するが、それには階層構造がある。第2.4.13図に示すように、Nakazawa(1988)は、MJ0の中には、東西幅数1,000kmの東進する大規模な対流活動の固まり(スーパークラスター)が存在し、そのスーパークラスターは東西幅数100kmの西進する積雲の固まり(クラウドクラスター)から構成されることを発見した。このクラウドクラスターは連続的に発達~成熟~衰弱を繰り返し、個々のクラウドクラスターの寿命は1~2日しかない。この複雑な階層構造が、前述したMJ0の予測の難しさに関係している。

次に、MJ0の東西・南北方向と鉛直方向の3次元

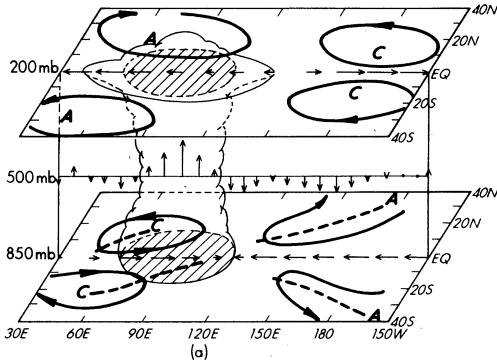


第2.4.12図 赤道域の経度-高度断面図によるMJ0の模式図
上から時間毎に並べてあり、周期を48日とすると1枚毎に6日進む。図中の矢印は東西風の偏差を、図の下の曲線は海面気圧の偏差を、上の曲線は圏界面高度の偏差を、雲のような形は対流活動とその強さを表す。Madden and Julian(1972)のFig. 16に加筆。



第2.4.13図 MJ0の階層構造の模式図
Nakazawa(1988)のFig.5に加筆。

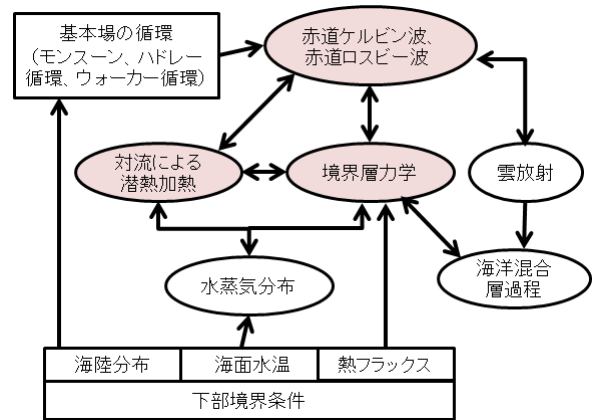
的な構造について、Rui and Wang(1990)に基づき説明する。彼らは、1979~1985年の7年間に発生した顕著なMJ0について合成図解析を行い、MJ0の3次元的な構造を解析した。



第 2.4.14 図 MJ0 の 3 次元構造の模式図
 対流活動がインド洋で活発な位相。対流圏上層(200hPa)と下層(850hPa)の風の回転成分と赤道に沿った東西風、中層の上昇・下降流、対流活動。A は高気圧性循環、C は低気圧性循環。Rui and Wang(1990)の Fig.8 から転載。

第 2.4.14 図はインド洋で対流活動が活発な位相における MJ0 の構造を示す。赤道中心の対流活動活発域の東端(120°E)を境に、赤道域には、西側に下層西風・上層東風、東側に下層東風・上層西風の東西鉛直の循環が見られる。一方、亜熱帯域には、西側の上層に南北対称の高気圧性循環の対と下層に低気圧性循環の対があり、東側の上層に低気圧性循環の対、下層に高気圧性循環の対がある。これらの構造は、東側の亜熱帯域の循環の対や、対流域の東西での赤道に沿った鉛直循環の長さの比が異なる³などの違いはあるものの、赤道域に定常加熱を置いた場合の松野 - ギルの定常応答(第 5.2 節の説明と第 5.2.3 図を参照のこと)に似ている。MJ0 の基本的な構成要素として「対流活動」、対流活動と結合した(あるいは強制された)「赤道ケルビン波」と「赤道ロスビー波」が挙げられることをこの図は示している。なお、対流圏下層での東西風の収束域と、中層(500hPa)の上昇流の中心はやや異なっており、下層の収束域の方がより東側に位置している。このことが松野 - ギル応答と MJ0 の決定的な違いである、「前者は定常だが後者は東進する」と関係している。

³ 松野 - Gill 応答は、加熱域の東側と西側の鉛直循環の東西幅長さの比が 3:1 だが、彼らが示した図ではこの比よりも東側が短い。



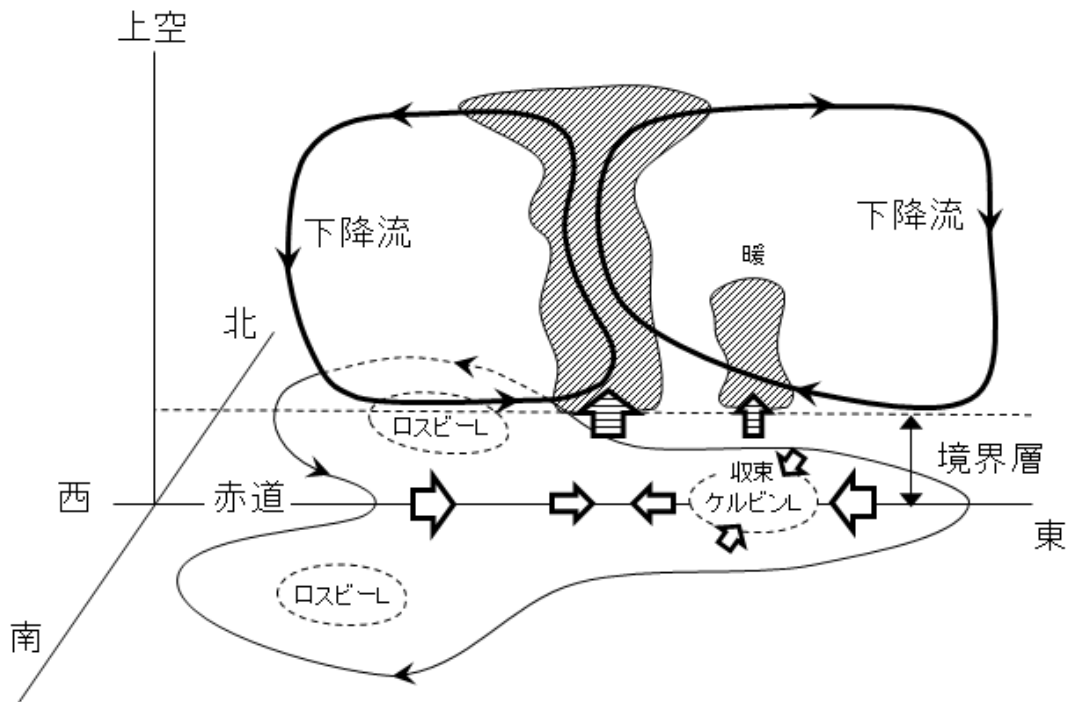
第 2.4.15 図 MJ0 に関する様々な過程とそれらの相互作用
 Wang(2005)の Figure 10.1 に基づき作図。

(4) MJ0 のメカニズム

MJ0 のメカニズムについては、完全には理解されておらず議論の余地が残されているものの、1970 年代の発見以来の多くの解析的・数値実験的・理論的研究により、第 2.4.15 図に示すような様々な過程とそれらの相互作用が関与することがわかってきた (Wang 2005)。

これらの中で特に重要な過程と考えられているのが、大規模な対流による潜熱加熱と赤道ケルビン波と赤道ロスビー波といった低周波数の赤道波との相互作用と、大気境界層における摩擦の影響(第 2.4.15 図に影を付けた過程) (Wang 2005)である。これらの過程による MJ0 の構造とその東進(第 2.4.16 図)のメカニズムは、以下のとおり説明される。

- (a)大規模な対流活動による加熱により、東進する赤道ケルビン波と西進する赤道ロスビー波が励起される。これらの波は加熱域から離れるに従い減衰し、下層には、加熱域の東側にはケルビン波に対応して赤道に沿って伸びる低圧部、西側にはロスビー波に対応して赤道から離れた緯度に中心を持つ南北対の 2 つの低圧部が出来る(上層にはケルビン波とロスビー波に対応した高圧部が出来る)。
- (b)これらの赤道波に伴う鉛直方向の循環で、もとも



第 2.4.16 図 MJ0 の構造の模式図

ケルビン波、ロスビー波は、赤道ケルビン波と赤道ロスビー波による下層の低気圧性循環を表す。図中の雲は対流活動を示す。赤道ケルビン波と赤道ロスビー波を励起する大規模な対流活動の東側に、境界層の摩擦の影響を受けた下層収束と弱い対流が出来る。Wang(2005)の Figure 10.13 に基づき作図。

とあった大規模な対流域の上昇流が維持される。

- (c) 一方、赤道波に伴う下層循環が、境界層による摩擦の影響を受けて大規模な対流域の東側の下層に上昇流域を作る⁴。
- (d) (c)の上昇流の影響を受け、大規模な対流活動とともに循環がゆっくりと東に進む。

このメカニズムの要点を簡単に言ってしまうと、大規模な対流と結合した赤道ケルビン波と赤道ロスビー波が、境界層による摩擦の影響を受けて、どちらの波の位相速度とも違う速度でゆっくり東進する、ということである。境界層による摩擦の影響で松野-ギル応答が変形を受け東進するモードになった、とも言える。

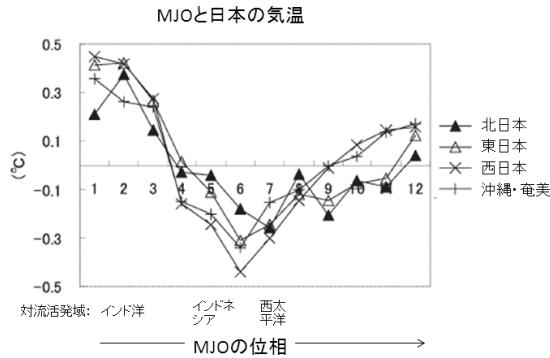
ここでは、かなり単純化して MJ0 のメカニズムの

⁴ エクマンバンピングで上昇流が出来るが、それがなぜ大規模な対流域の東側かを説明するのは簡単ではない。知りたい方は Wang(2005)を読みたい。

要点を説明したが、第 2.4.15 図で説明したとおり現実の MJ0 には様々な過程が複雑に関係している。また、第 2.4.13 図で説明したとおり、対流活動の階層構造もある。現象の発見後 40 年以上たった現在でも、MJ0 のメカニズムの詳細についての理解は十分ではない。

(5) MJ0 の日本の天候への影響 (冬期)

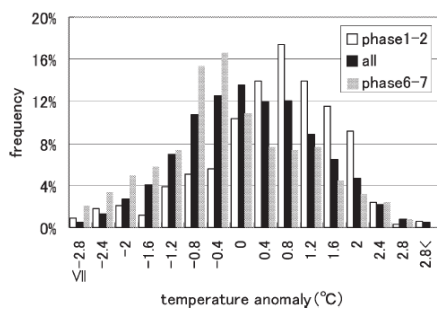
次に、MJ0 の日本の天候への影響を、遠藤と原田(2008)が行った、24 年間(1979/1980 年~2002/2003 年)の日別の地上気象観測データを用いた冬期(11~3月)を対象とした調査結果に基づき説明する。彼らは、20~70 日の周期変動を抽出するバンドパスフィルターをかけた対流圏上層の赤道域(20°N~20°S)の 200hPa 速度ポテンシャルの主成分分析に基づいて MJ0 の位相を同定し、その位相毎に気象観測データや循環場データを合成することにより、MJ0 と日本の天候との関係を調べた。



第 2.4.17 図 MJO の位相別 (1 ~ 12) に合成した地上気温偏差 ()
凡例に示す 4 つの地域平均値 (北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美)。20 ~ 70 日の周期帯。平年値は 1971 ~ 2000 年のもの。遠藤と原田 (2008) の第 5 図に加筆した。

第 2.4.1 表 第 2.4.17 図の統計的有意性
大きな字が危険率 5%、小さな字が危険率 10% で有意な位相を表す。左列が MJO の位相番号で + は正偏差、- は負偏差を表す。遠藤と原田 (2008) の第 2 表に加筆した。

Temperature (20-70 day)				
位相	北日本	東日本	西日本	沖縄・奄美
1		+	+	+
2	+	+	+	+
3		+	+	+
4				
5				
6		-	-	-
7	-	-	-	-
8				
9				
10				
11				
12				

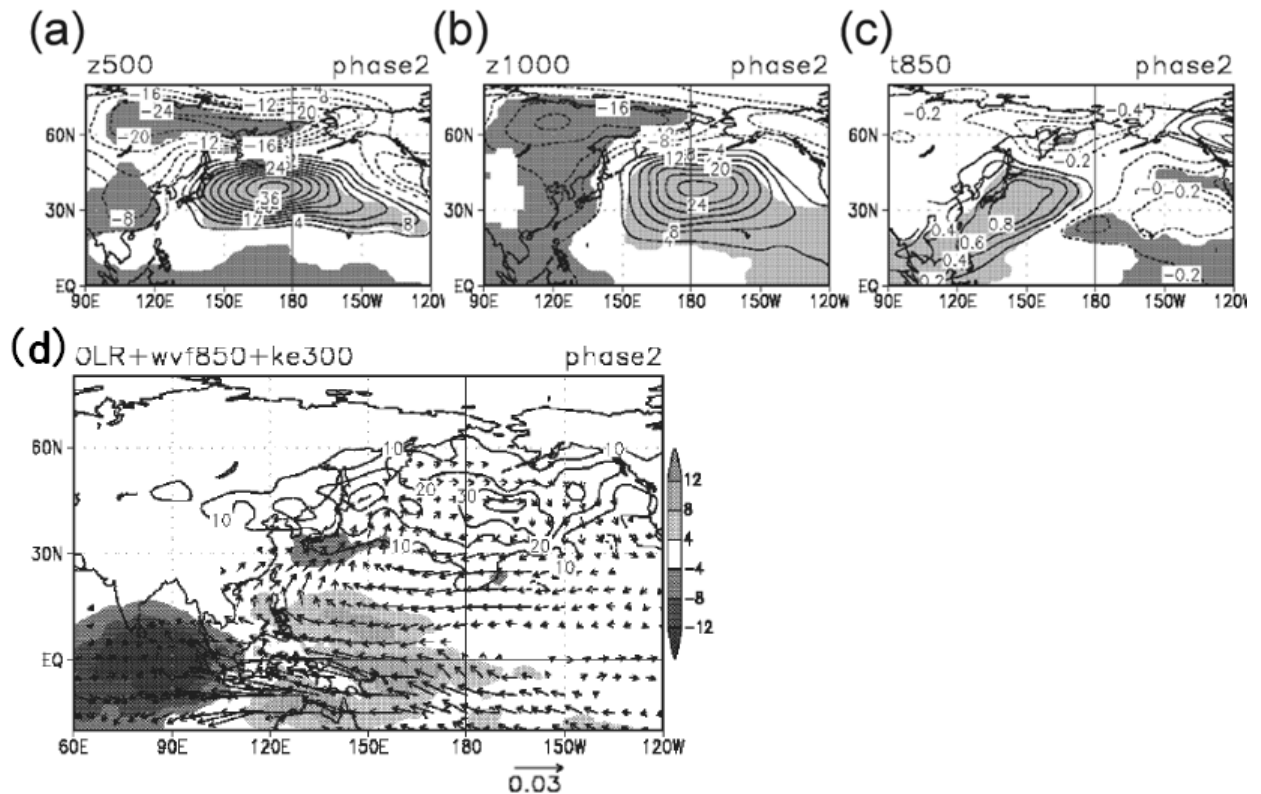


第 2.4.18 図 西日本気温偏差の階級別出現率
白抜きは位相 1 と 2 (インド洋で対流活動活発)、灰色は位相 6 と 7 (海洋大陸から西太平洋で対流活動活発)、黒色は全資料。20 ~ 70 日周期帯。遠藤と原田 (2008) の第 6 図より転載。

第 2.4.17 図は MJO の位相と地域平均気温との関係である。ここでは、位相を 1 ~ 12 に分けている。インド洋で対流活動が活発な位相 1 ~ 3 で全国的な高温傾向が、インドネシアから西太平洋で対流活動が活発な位相 6 ~ 7 で全国的な低温傾向が見られる。気温偏差の強さは ± 0.3 程度で、位相 1 ~ 3 では東日本 ~ 沖縄・奄美にかけての高温が、位相 6 ~ 7 では東日本 ~ 西日本にかけての低温が、それぞれ統計的に有意である (第 2.4.1 表)。地域間で比べると、西日本の変動が最も大きく、位相 1 と位相 6 の差は 0.89 ある。第 2.4.18 図はその西日本の気温の階級別 (0.4 毎) 出現頻度分布を、位相 1 と 2 の高温期、位相 6 と 7 の低温期に分けて示したものである。低温期の分布は高温期に比べて全体的に低温側に変位しており、-0.4 以下、+1 ~ +2 前後の階級ではその出現確率に 2 倍程度の違いが見られる。低温期の平均は -0.37、高温期の平均は +0.43、平年の標準偏差 = 1.15 であることから、低温期 (高温期) の平年からのずれは -0.32 (+0.37) である。この程度のずれでは「MJO がインド洋で対流活発な位相だから高温」とまでは言えないが、気温の出現頻度が明瞭に変わる程度の関係はある。

降水量と日照時間は統計的に有意な水準に達する位相や地方は少ないが、太平洋側地域を中心に系統的特徴を示し、位相 1 ~ 6 のインド洋からインドネシア付近に対流活発域が位置している時期に降水量が多く、それ以外の時期に降水量が少ない傾向がある。日照時間は、おおむね降水量とは反対の傾向がある。

このような日本の天候の偏りは、どのような循環場と関係して起きているのだろうか。まず、高温で太平洋側で多雨・寡照傾向の位相 2 (インド洋で対流活動が活発時) で合成した循環場を第 2.4.19 図に示す。(a) の 500hPa 高度、(b) の 1000hPa 高度ともに日本の東で高く、平年で見られる上空のトラフが浅く、地上では西高東低の冬型の気圧配置が弱く、北西の季節風が弱いことを示している。対応して、(c) の 850hPa 気温ではフィリピン付近から日本まで広く正偏差となっており、日本の高温傾向が、東アジア規模での循環偏差の一環としてもたらされている

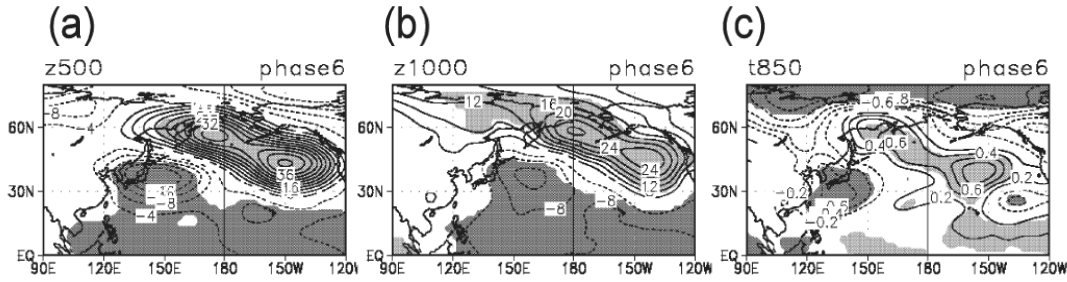


第 2.4.19 図 位相 2 (インド洋で対流活発) で合成した大気循環の年間偏差場
 (a)500hPa 高度、(b)1000hPa 高度、(c)850hPa 気温。等値線間隔は(a)4m、(b)4m、(c)0.2 で、危険率 5%で偏差が有意な領域に影を付けた。(d)外向き長波長放射(OLR) (影で単位は W/m^2)、850hPa の水蒸気フラックス (矢印でスケールは右下で単位は $kg/kg \cdot m/s$)、単位質量当たりの高周波擾乱の 300hPa の運動エネルギー (等値線で間隔は $10m^2/s^2$)、(a) ~ (c)及び(d)は遠藤と原田(2008)の第 7 図及び第 12 図にそれぞれ加筆。

ことが分かる。(d)では、インド洋で対流活動が活発な位相では、西太平洋で不活発で、対応してフィリピン東方海上から日本の南海上にかけて下層に高気圧性の循環偏差と日本の太平洋側への水蒸気フラックス偏差が見られる。この水蒸気フラックス偏差が収束する日本の太平洋側で OLR が負偏差で、この地域における降水量が多く日照時間が少ない傾向をもたらしていると考えられる。また、移動性の擾乱の活動も日本付近も含めて広く北太平洋の中緯度帯で活発であり、これも太平洋側の地方における多雨・寡照傾向と矛盾していない。これらの特徴を簡単にまとめると、インド洋で対流活発位相時には、冬型の気圧配置が弱く高温傾向で、太平洋側の地方では低気圧や前線の影響を受けやすく、多雨・寡照傾向になりやすい、ということである。ところで、(d)で示した下層の循環偏差は、熱帯の対流活動の偏差

と直接つながっていて理解しやすいが、(a)や(b)で示した等価順圧的な日本の東海上の正偏差の成因は何であろうか。インド洋で活発な対流活動や、西太平洋で不活発な対流活動によって励起される上空のロスビー波と、移動性の擾乱による運動量や熱の輸送が関係しているとは推察されるものの、きちんとは理解されていない。

次に、東日本～沖縄・奄美で低温傾向である位相 6 (インドネシアから西太平洋で対流活動が活発な位相) で合成した循環場を第 2.4.20 図に示す。(a)の 500hPa 高度、(b)の 1000hPa 高度ともに日本から東海上にかけて低くなっている。また、(c)の 850hPa 気温では東日本～沖縄・奄美にかけて負偏差となっており、これらの領域の低温傾向と矛盾がない。(a)を見ると、カムチャツカ半島付近から南東にかけて軸が傾いた正偏差があり、日本付近の偏差の形も勘



第 2.4.20 図 位相 6 (インドネシアから西太平洋で対流活発) で合成した大気循環の年平均偏差場 (a)500hPa 高度、(b)1000hPa 高度、(c)850hPa 気温。等値線間隔は(a)4m、(b)4m、(c)0.2 で、危険率 5%で偏差が有意な領域に影を付けた。遠藤と原田(2008)の第 7 図に加筆。

案すると、南西から北東方向へのロスビー波の伝播が示唆される(第 5 章参照)。対流活動の活発な位置を勘案すると、インドネシアから西太平洋で活発な対流活動によって励起されたロスビー波の影響がこの偏差パターンに現れていると考えられる。また、フィリピン東方海上から日本の南海上にかけて下層に低気圧性の循環偏差が見られ、沖縄・奄美における北東の季節風が強まり低温傾向に寄与する(図略)。MJ0 の位相が進むと中緯度の偏差パターンも東進し、低温の中心も東に移り、位相 7 では北日本も有意な低温傾向となる(第 2.4.1 表)。また、500hPa 高度では東谷の傾向となり、低気圧や前線の影響が弱まり、太平洋側の地方では少雨・多照傾向となる。

このように、冬期の MJ0 は、対流圏下層・中層・上層の大規模な循環偏差をもたらし、結果として日本の天候に影響を与えている。このため、気象庁の季節予報の現場では、ここで説明したような MJ0 の位相と振幅(定義は、Wheeler and Hendon(2004)によっている)の図などを用いた実況監視を行いつつ、中・高緯度への影響を含めた数値予報モデルによる予測に着目している。

(6) 北半球夏の熱帯季節内変動とその影響

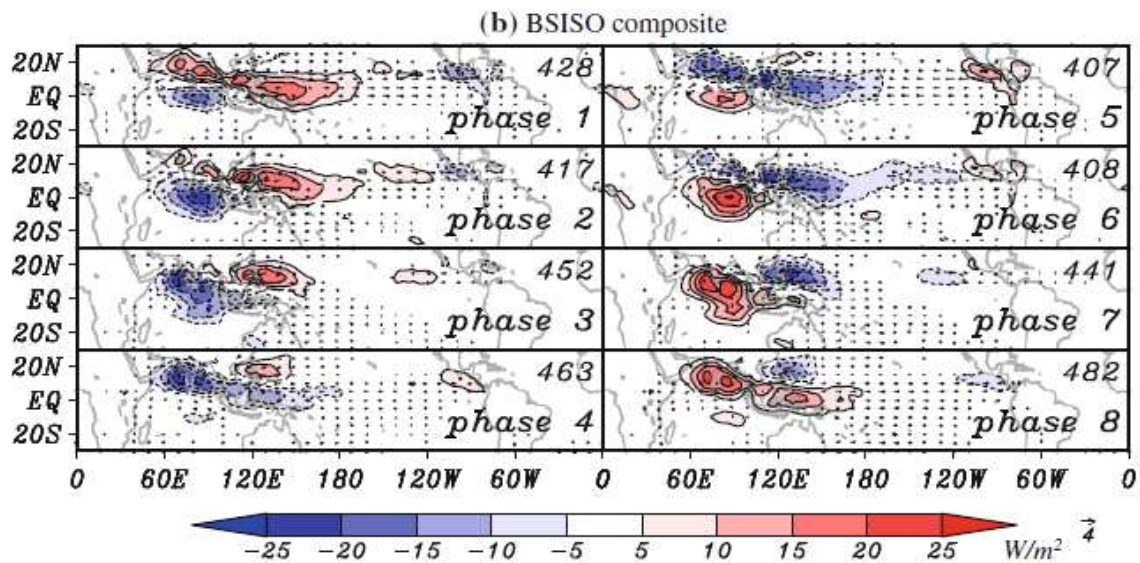
MJ0 が赤道域で最も強いシグナルを持つのは北半球の冬から春にかけてである(Madden 1986; Gutzler and Madden 1989)。北半球の夏は赤道から離れた熱帯域で対流活動の季節内変動の活動が活発で、また、北進したり北西進したりなど複雑な変化をする。このため、MJ0 と区別して、「北半球夏の季節内振動」(Boreal Summer IntraSeasonal Oscillation; BSISO)

とか「北半球夏の季節内変動」(Boreal Summer IntraSeasonal Variation; BSISV)などと呼ぶことが多い。

第 2.4.21 図は、Kikuchi et al.(2012)が 25~90 日のバンドパスフィルターをかけた夏(6~8月)の OLR から求めた BSISO のライフサイクルである。30°S~30°N における熱帯全域の OLR の拡張主成分分析(EOF: 時間ラグを考慮した主成分分析)で求められる 2 つの主成分スコアから位相を決め、位相毎に合成した図である。位相 1~8 (位相 X は各パネルの右下に phase X と書いてある)の順に時間が進み、周期を 40 日と仮定すれば、1 つの位相で 5 日分と考えてよい。赤道に沿って対流活動活発域がインド洋から西太平洋にかけて東進する MJ0 とは明らかに異なる変化をしていることが分かる。インド洋では、位相 1 では赤道域で対流が活発になり始め、位相 2~4 にかけて強まりながら北上しつつ、赤道域では東進する。その結果、位相 4 では、インド付近からインドネシア付近にかけて北西-南東の方向に伸びた帯状の活発域が見られる。位相 5 からは、位相 4 に見られた南東側の活発域が強まりながらフィリピン海や南シナ海を北上しつつやや西進する。このような夏期の熱帯対流活動の季節内変動は以前から良く知られており(例えば、Lau and Chan (1986))、巨大な海陸風であるアジアモンスーンの変動にも大きな影響を与える。

この BSISO のメカニズムについては、MJ0 のメカニズムと同様に様々な過程が関わっていることが言

⁵ 前述の MJ0 の位相とは定義が異なることに注意。



第 2.4.21 図 夏の季節内振動(BSISO)のライフサイクル

8つの位相に分けた OLR (影) と 850hPa 風(矢印でスケールは図の右下のとおり)の合成図。OLR 偏差が統計的に 1%以下の危険率で有意な領域のみ描画。各図の右上の数字はサンプル数。1979~2009 年のデータで作成。OLR の負(正)偏差が対流活動の活発(不活発)に対応。Kikuchi et al.(2012)より転載。

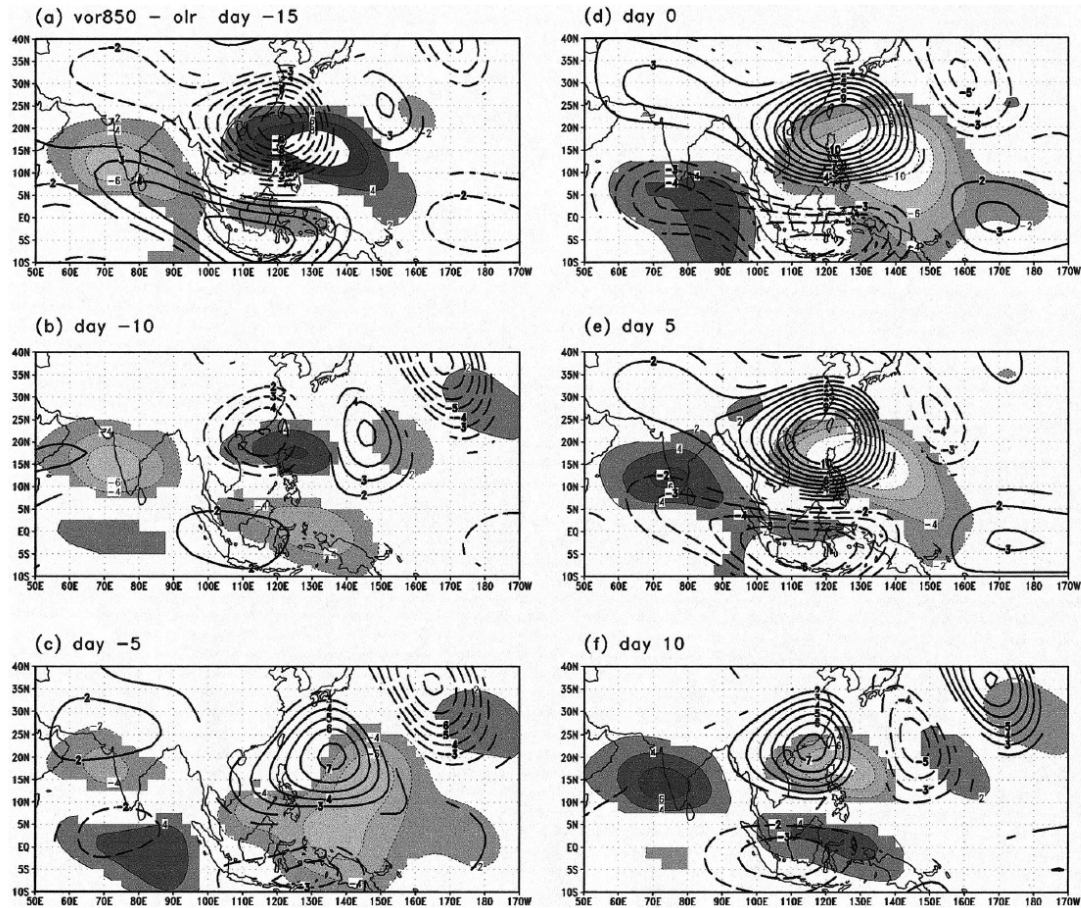
われているものの、しっかりと理解されているわけではない。特に重要な過程は、夏の東西風の鉛直構造(インド洋における強い東風シア; 対流圏上層が東風で下層が西風)対流と結合した赤道ロスビー波、境界層過程のようである(Goswami 2005; Wang 2005)。

BSISO は、西部太平洋における対流活動の変動に伴う太平洋高気圧の変動を通して、日本の夏の天候に影響を与える。そのことを示すために、第 2.4.21 図と情報の重なりがあるものの、西部太平洋の対流活動と下層循環場に焦点を絞った季節内変動の特徴を第 2.4.2.22 図に示す。「30~60 日周期を抽出するバンドパスフィルターをかけた OLR を西部太平洋の $0^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}$ 、 $120^{\circ} \text{E} \sim 160^{\circ} \text{E}$ で領域平均した値」を対流活動のインデックスとして、そのインデックスと OLR、850hPa の相対渦度とのラグ回帰を計算することで、循環場のパターンの時間変化を抽出したものである。6~8 月を対象としている。このインデックスで見て西部太平洋で対流活動が活発な時期の 15 日前には、南シナ海からフィリピン東方にかけて対流不活発域があり、それが 10 日前には北西進し弱まる一方、インドネシア付近の赤道域で対流が活発

となる。5 日前にはインドネシア付近の対流活発域が北進し、0 日(ラグなし)にはフィリピン東方海上で最も対流活動が活発となる。その後、5 日後から 10 日後にかけて対流活発域は弱まりながら北西進するとともに、インドネシア付近に不活発域が現れてくる。なお、インド洋も含めて見ると第 2.4.21 図と同様な変化を示すので、BSISO は西部太平洋の対流活動を鍵としても抽出される統計的に堅固な変動パターンであると言える。

図には、対流圏下層の 850hPa の相対渦度も描かれている。西太平洋では対流活発域(不活発域)の北西側を中心(0 日ではフィリピンの北が中心)とする低気圧性(高気圧性)の渦が見られ、これは対流活動による加熱によって強制されたロスビー波と考えられる。また、これらの高・低気圧性の渦から、北東側に日本の南海上にかけて渦の列が見られるが、これらも加熱によって強制され下層の西風に沿って伝播するロスビー波と考えられる。これら一連の渦の列が、太平洋高気圧の動向に影響を与え、結果として日本の天候に影響を与える(Kawamura et al. 1996)。

夏の熱帯季節内変動は、台風の発生にも影響を与



第 2.4.22 図 西部太平洋の対流活動のインデックス ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}N$, $120^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$ で平均した OLR) とのラグ回帰で見た、西部太平洋の対流活動と 850hPa の相対湿度の夏の季節内振動のライフサイクル (a)-15 日 (対流活動のインデックスに 15 日先行) (b)-10 日、(c)-5 日、(d)0 日、(e)+5 日、(f)+10 日 (対流活動のインデックスに 10 日遅れ)。影と細い線は OLR で等値線間隔は $2W/m^2$ 、太い線は 850hPa の相対湿度で等値線間隔は $0.4 \times 10^{-6}s^{-1}$ 。対流活動のインデックスが標準偏差分変動した時の値。統計的に 5%以下の危険率で有意な領域のみ描画。Hsu and Weng(2001)より転載。

える (Nakazawa 1986)。また、本項で示した BSISO よりも周期が短く 10~30 日の周期で西進するものもあり、特に夏の前半の日本の天候に影響を与える (Fukutomi and Yasunari 1999)。これらのことから分かるとおり、熱帯季節内変動は日本の季節予報にとっては非常に重要な現象である。しかしながら、数値予報モデルでは正確に再現・予測できていない。逆に言うと、本項の (1) で述べたように、もし予測できるようになれば、1 か月予報の後半や 3 か月予報の 2 か月目の予測精度が飛躍的に向上する可能性がある。熱帯の季節内変動の予測精度向上は、世界中の気象現業・研究機関の重要な課題である。この変動の予測を主なターゲットとした世界気象機関 (WMO) / 世界気候研究計画 (WCRP) の研究計画も 2013

年には開始される。

参考文献

- 遠藤洋和, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬期の日本の天候および循環場との関係, *天気*, **55**, 159-171.
- Fukutomi, Y. and T. Yasunari, 1999: 10-25 day Intraseasonal Variations of Convection and Circulation over East Asia and Western North Pacific during Early Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 3,753-769.
- Goswami, B. N., 2005: South Asian monsoon. Chapter 2 in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*, edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Springer, 436pp.
- Gutzler, D. S., and R. A. Madden, 1989: Seasonal variations in the spatial structure of intraseasonal tropical wind fluctuations. *J. Atmos.*

- Sci.*, **46**, 641-660.
- Hsu, H. -H. and C. -H. Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation during the boreal summer: Mechanism and structure. *J. Climate*, **14**, 3834-3850.
- Kawamura, R., T. Murakami, and B Wang, 1996: Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 867 - 890 .
- Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, **38**. 1989-2000, doi:10.1007/s00382-011-1159-1.
- Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy, 2009: Convectively coupled equatorial waves. *Rev. Geophys.*, **47**, RG2003, doi:10.1029/2008RG000266.
- Lau, K. M. and Chan P. H., 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing long wave radiation. *Mon. Wea. Rev.* **114**, 1354-1367.
- Madden, R. A., 1986: Seasonal variations of the 40-50 day oscillation in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3138-3158.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 2005: Historical perspective, Chapter 1 in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Springer, 436pp.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **66**, 823-839.
- Rui, H. and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 357-379.
- Wang, B., 2005: Theory, Chapter 10 in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Springer, 436pp.
- Wheeler, M. and H. H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

2.4.3 エルニーニョ / ラニーニャ現象に代表される熱帯海洋変動とその影響¹

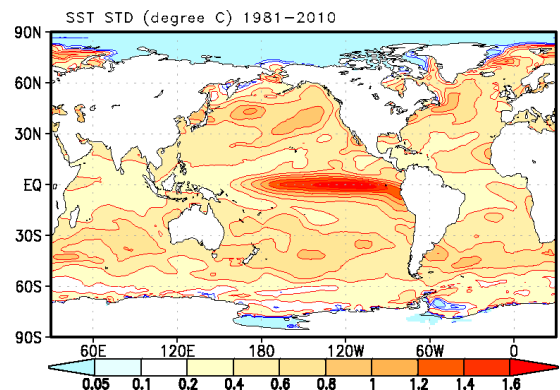
(1) エルニーニョ / ラニーニャ現象

太平洋赤道域の中部から東部にかけての海域は、世界の海洋の中でも最も海面水温の年々変動が大きいところである（第2.4.23図）。この変動は主にエルニーニョ / ラニーニャ現象によるものである。エルニーニョ現象は、この海域の海面水温が平年よりも高い状態が半年から1年半程度続く現象であり、ラニーニャ現象は逆に海面水温が低い状態が続く現象である。これらの現象は世界の天候に大きな影響を及ぼし、日本の季節予報にとっても重要なシグナルの1つである。

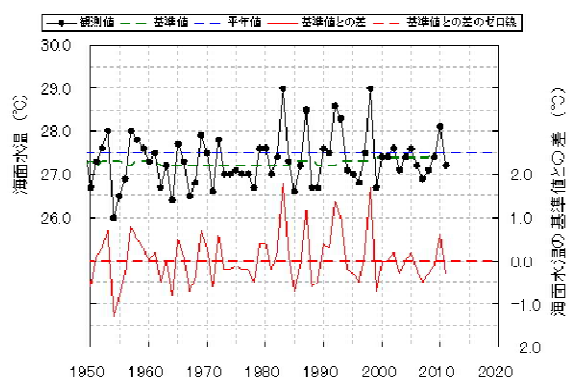
気象庁では、エルニーニョ / ラニーニャ現象を監視するため、海面水温解析データ(COBE-SST; Ishii et al. 2005)を作成し、それに基づくエルニーニョ / ラニーニャ現象の定義を定めている。

この海面水温解析は19世紀末からの海面水温の現場観測データを用いて、1891年以降の日毎の全世界の海面水温を緯度・経度1度毎に計算しており、長期にわたって空白域のない高い解像度を持つ、高品質の海面水温データである。このデータにより、太平洋赤道域をはじめ全世界の海面水温の長期変化を捉えることが可能となる。この解析値は、エルニーニョ / ラニーニャ現象や地球温暖化に関連した全世界の海面水温や気温の長期変化の監視に利用されるとともに、季節予報モデルへの入力値としても利用されている。

気象庁ではエルニーニョ / ラニーニャ現象の発生期間を定めるための指標として「エルニーニョ監視



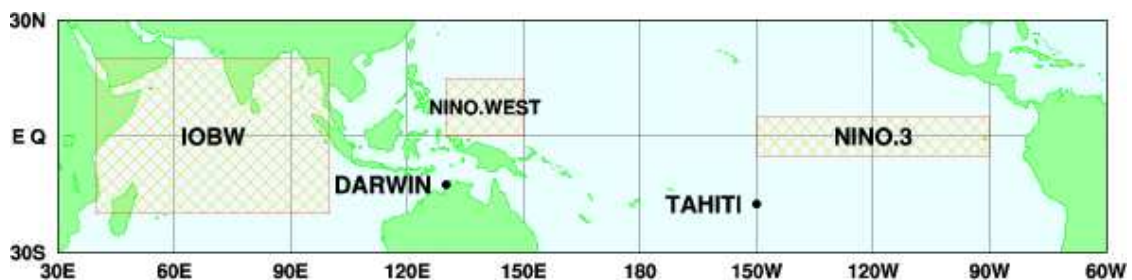
第2.4.23図 海面水温の1981～2010年までの12月の月平均値の標準偏差（単位：℃）



第2.4.25図 エルニーニョ監視海域の4月の海面水温（黒線）、その平年値（1981～2010年平均値；青破線）、基準値（前年までの30年間の平均値；緑破線）及び、海面水温の基準値との差（赤線）

海域」の海面水温の領域平均値を用いている。エルニーニョ監視海域は国際的に広く用いられているNINO.3と呼ばれる海域(5°S～5°N、150°W～90°W；第2.4.24図)である。

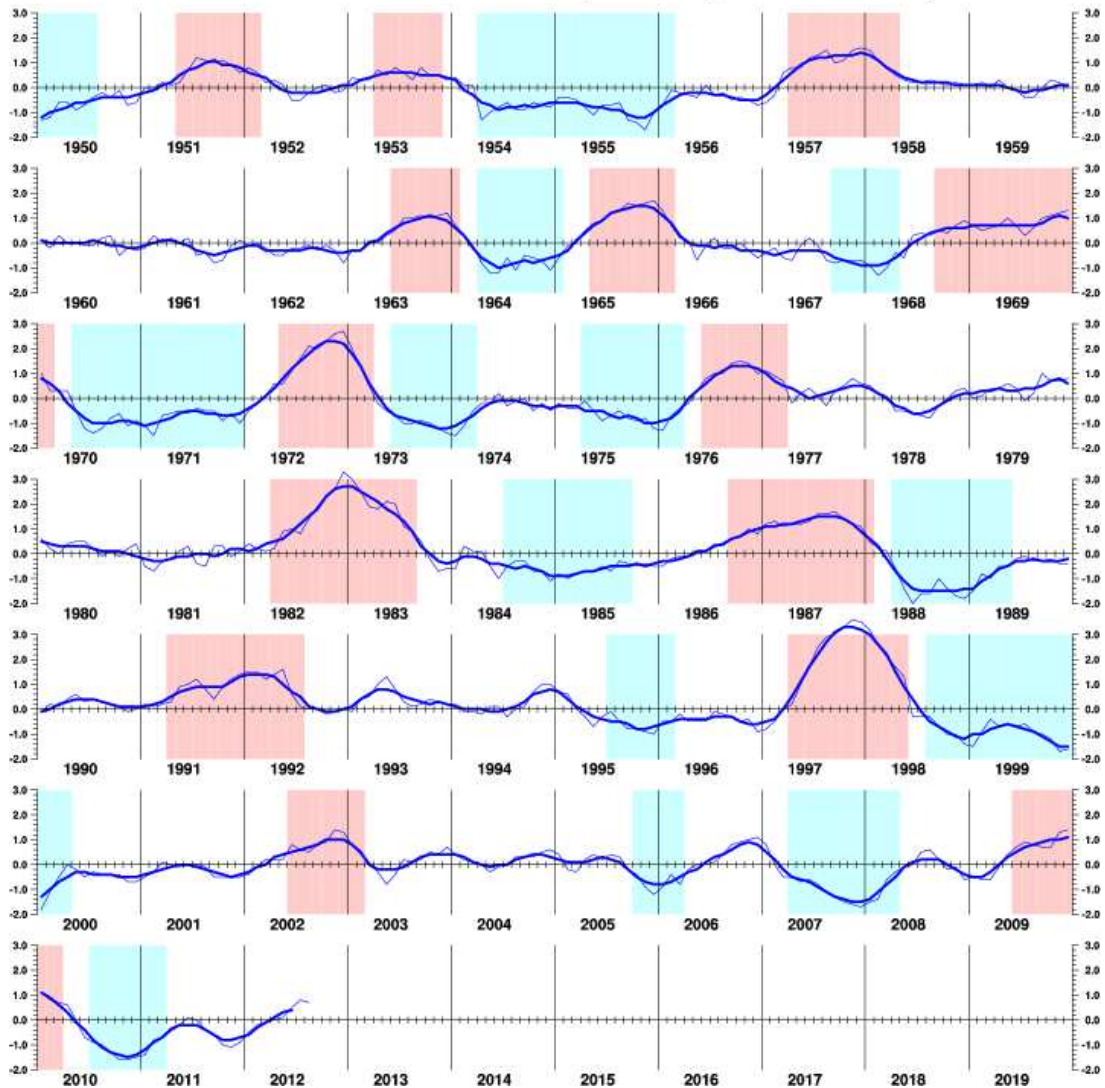
エルニーニョ / ラニーニャ現象の発生期間を定めるためには、この海域の水温が平常時に比べて高い



第2.4.24図 エルニーニョ監視海域（图中NINO.3と書かれた矩形の海域）

¹ 石川 一郎 ((1)～(7))、前田 修平 (8)

SST Deviation at NINO.3 (5S-5N,150W-90W)



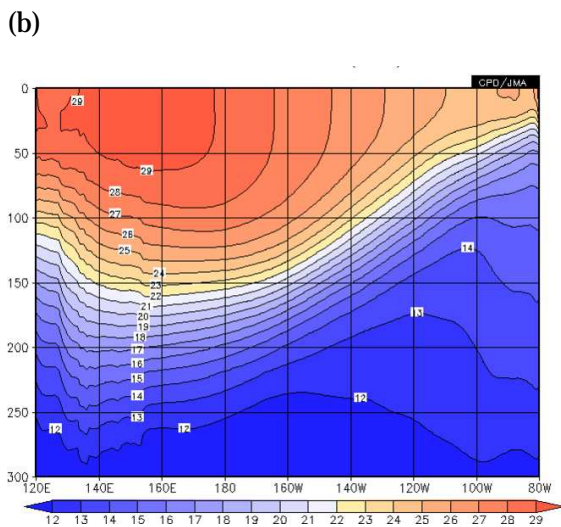
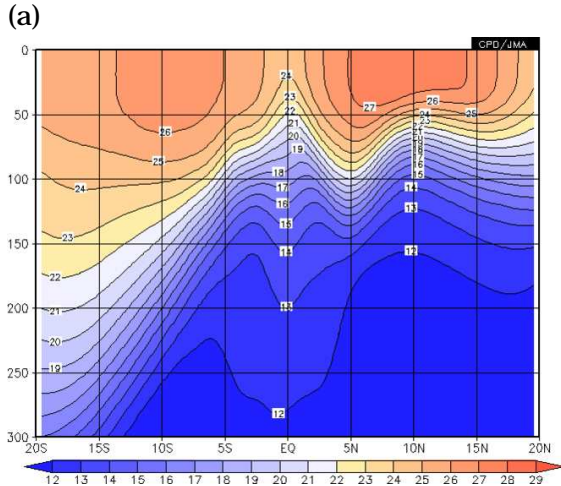
第 2.4.26 図 エルニーニョ監視指数(細線; エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差)とその5か月移動平均値(太線)

単位 。赤、及び、青の陰影を施した期間は5か月移動平均値がそれぞれ+0.5以上、あるいは-0.5以下が6か月以上続いた月を表す(これらの月を含む季節がエルニーニョ現象、ラニーニャ現象の発生期間となる)。

か低いかの基準が必要である。現在、気象庁で用いている平年値は1981~2010年の30年平均値であるが、第2.4.25図に示すように、長期的な昇温傾向があるため、過去に遡るにつれて、平年値より低い値の頻度が多くなってしまふ。こうした長期トレンドの影響を排除するため、平均期間を固定した平年値ではなく、前年までの30年間の平均値を基準値と定義し、海面水温の基準値との差をエルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間を定めるための指標として用いる。

以上の海面水温解析値、エルニーニョ監視海域、

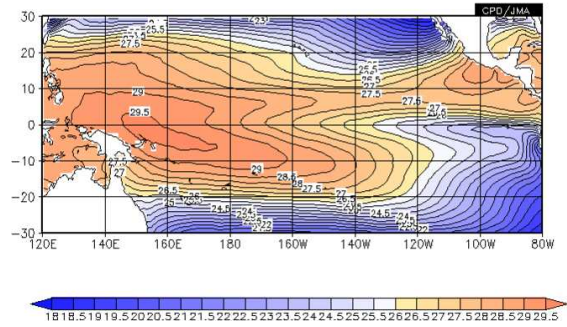
及び、その海面水温の基準値を用いて、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間を以下のように定義する。エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値との差をエルニーニョ監視指数とし、エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上の月が6か月以上続いた場合、その期間をエルニーニョ現象の発生期間とする。一方、5か月移動平均値が-0.5以下の月が6か月以上続いた場合、その期間をラニーニャ現象の発生期間とする。ただし、発生期間は季節単位で定める。つまり上記連続期間の最初の月が6~8月のいずれであっても現象の発生期



第 2.4.27 図 気象庁全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G) により計算された水温平年値 (年平均) の分布
(a) 120°W での南北断面、(b) 赤道に沿った東西断面 (5°S~5°N の平均)。等値線間隔は 1。

間は夏から始まったと記述する。

この定義に基づいて、1950 年以降のエルニーニョ / ラニーニャ現象の発生期間を定めると、第 2.4.26 図のようになる (陰影を施した期間はエルニーニョ監視指数の 5 か月移動平均値が +0.5 以上あるいは -0.5 以下が 6 か月以上続いた月を表し、これらの月を 1 か月でも含む季節が現象の発生期間となる)。最新しいエルニーニョ現象は 2009 年夏から 2010 年春まで、ラニーニャ現象は 2010 年夏から 2011 年春まで発生しており、いずれも持続期間は 4 季節だった。これらの現象については、海洋の健康診断表



第 2.4.28 図 気象庁全球海面水温解析 (COBE-SST) による太平洋赤道域周辺の海面水温平年値 (年平均) 等値線間隔は 0.5。

の総合診断表の「エルニーニョ現象」²に記述されている。

なお、エルニーニョ / ラニーニャ現象の定義として国際的に統一されたものはない。例えば、米国海洋大気庁 (NOAA) では、NINO.3.4 と呼ばれる海域 (5°S ~ 5°N、170°W ~ 120°W) における海面水温を指標として用いており、その基準値との差の 3 か月移動平均を Ocean Niño Index (ONI) と定義している。基準値は 5 年毎に平均期間をずらした NINO.3.4 海域の海面水温の各月の 30 年平均値である (1951 ~ 1955 年を対象の場合には基準値は 1936 ~ 1965 年の平均値、1956 ~ 1960 年は 1941 ~ 1970 年の平均値、1996 年以降は 1981 ~ 2010 年の平均値)³。ONI が 5 か月連続して +0.5 以上 (-0.5 以下) となった期間をエルニーニョ現象 (ラニーニャ現象) 発生期間としている。

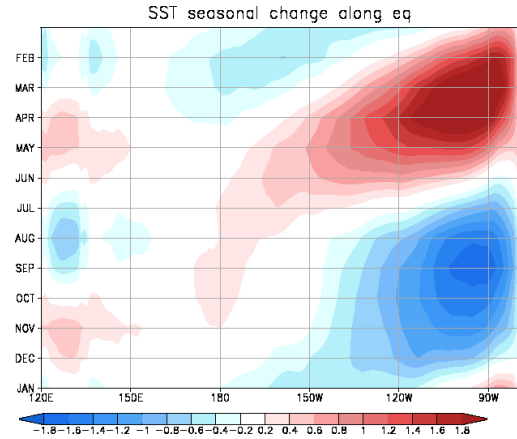
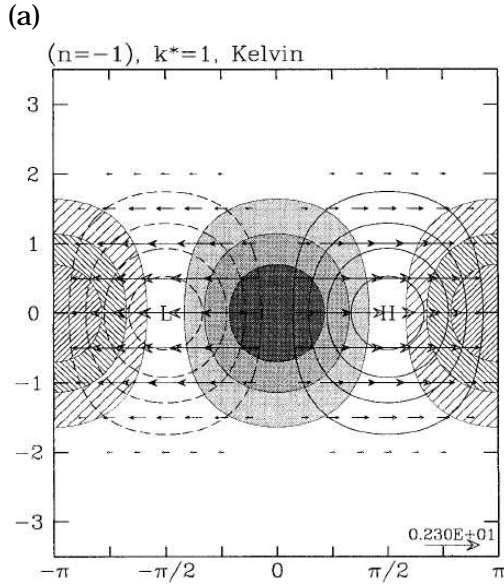
(2) 太平洋赤道域の基本場、赤道波と季節変化

低緯度から中緯度にかけての海洋には、海面からの深さ数 10 ~ 数 100m 前後に水温の鉛直勾配の大きい「水温躍層」が存在する。海水の密度は、水温・塩分・圧力によって決まるが、水温の寄与が大きく、水温躍層は密度躍層にほぼ一致する。この躍層によって海洋の運動は大きく規定され、第 1 傾圧モード⁴

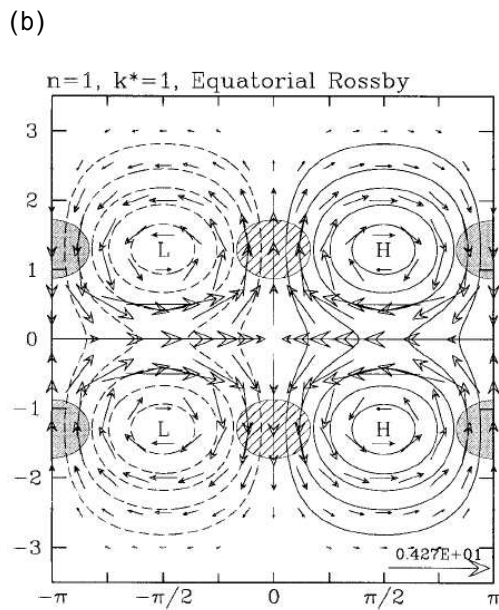
² <http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/sougou/html/2.3.html>

³ http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_change.shtml

⁴ 躍層を境にそれより浅い表層と深い深層との流れが逆になるような鉛直構造を持った運動の成分。この運動に伴って海面が上昇 (下降) する場所では躍層が深 (浅) くなる。



第 2.4.30 図 太平洋の赤道に沿った海面水温の季節変化
 気象庁全球海面水温解析 (COBE-SST) の月別平年値とその年平均値との差。等値線間隔は 0.2。



第 2.4.29 図 赤道ケルビン波(a)と赤道ロスビー波(b)の模式図 (Wheeler et al.(2000)より)
 実線は正の圧力(躍層が深い)、破線は負の圧力(躍層が浅い)を、矢印は流速を表す。陰影は発散、斜線は収束をそれぞれ表す。縦軸は赤道からの距離で、赤道ロスビー変形半径で規格化されている。

が卓越する。

太平洋赤道域の海上では東風(貿易風と呼ばれる)が卓越するため、海洋のエクマン層では、赤道の北側で北向き、南側で南向きのエクマン輸送⁵が生じる。

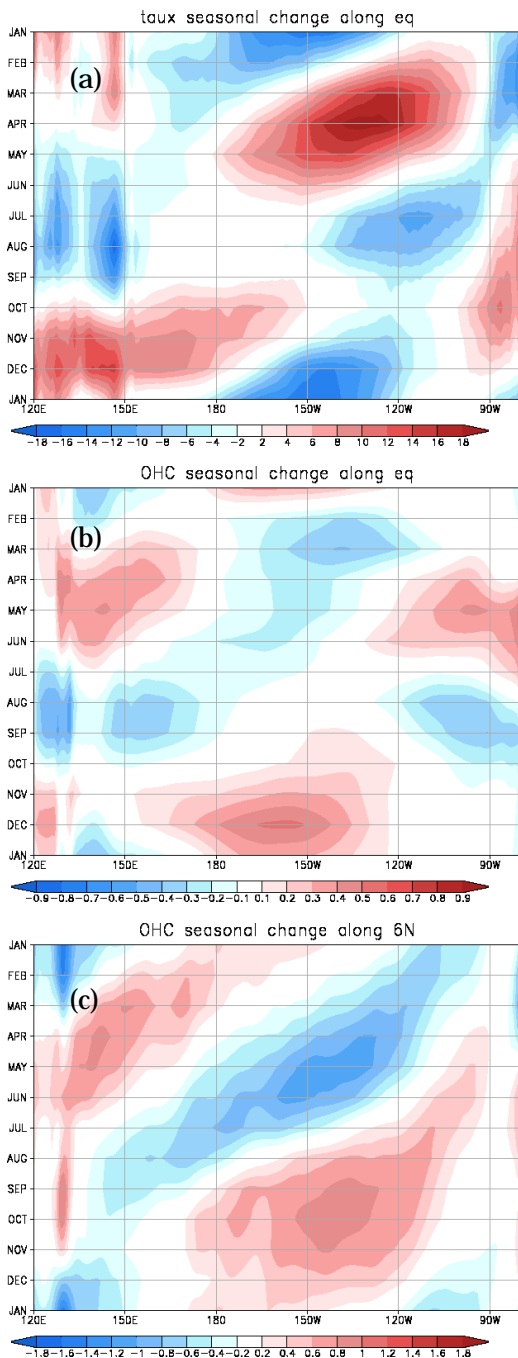
⁵ コリオリカの影響を受けた海面の摩擦境界層であるエクマン層では、海面の風応力に対して北半球では直角右向きに、南半球では左向きに質量輸送(流速のエクマン層内

その結果海面付近では発散場となり、それを補償する湧昇流がエクマン層の下では卓越して、赤道上では躍層がその南北に比べて浅くなる(第 2.4.27 図(a))。また、西端をインドネシア、東端を南米大陸によってさえぎられているため、東風によって海水が西へと吹き寄せられる結果、海面高度には西高東低の勾配があり、躍層はこれに対応して西で深く東で浅くなっている(第 2.4.27 図(b))。躍層深度の分布は海面水温にも反映し、赤道上では、その南北に比べて海面水温が低く、また、西高東低の勾配が見られる(第 2.4.28 図)。

赤道上では、コリオリ力がゼロであり、その南北でコリオリパラメータの符号が反転するという地理的な条件から、特有の波動が存在する(Matsuno 1966)。その中で、エルニーニョ/ラニーニャ現象を監視する上で重要なのは、赤道ケルビン波と赤道ロスビー波である(詳しくは第 5.2 節を参照のこと)。これらの波動の模式図を第 2.4.29 図に示す(理論上は南北波数の大きいロスビー波が無限に存在するが、ここでは最も単純な構造のものを示している)。

赤道ケルビン波は圧力(躍層深度)の変動が最も大きいところがちょうど赤道に当たり、赤道から離れるにつれ変動は小さくなる。流速の南北分布も同

での鉛直積分)が生じる。これを「エクマン輸送」と呼ぶ。



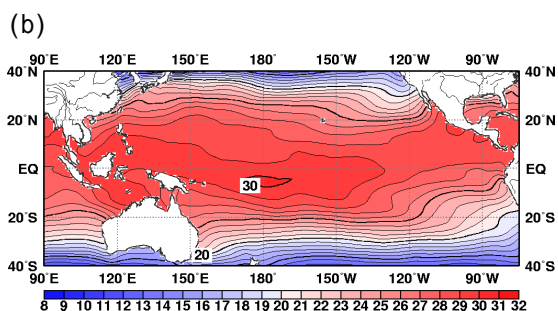
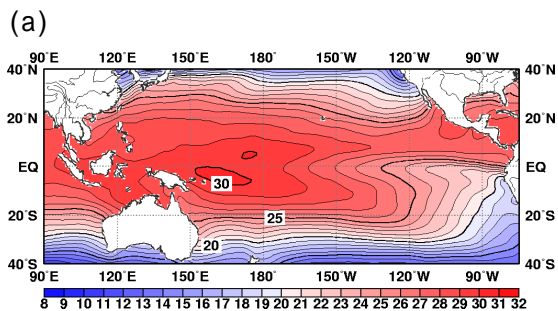
第 2.4.31 図 太平洋の赤道に沿った東西風応力(a)と、赤道(b)と 6°N(c)に沿った表層貯熱量(海面から 300m 深までの水温の鉛直平均値)の季節変化
 気象庁全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G)の月別平年値とその年平均値との差。等値線間隔はそれぞれ 0.002N/m²、0.1、0.2。

様である。南北の広がり⁶は赤道ロスビー変形半径⁶で決まり、海洋の第 1 傾圧モードでは 100 ~ 250km 程度である。東西方向にも圧力と流速の位相は一致している。位相速度は非回転系の重力波と同じであるが、東に伝播するものしか存在しない。分散性はなく、波長によらず位相速度は一定である。海洋の第 1 傾圧モードのケルビン波は太平洋を横断するのに約 2 か月かかる。

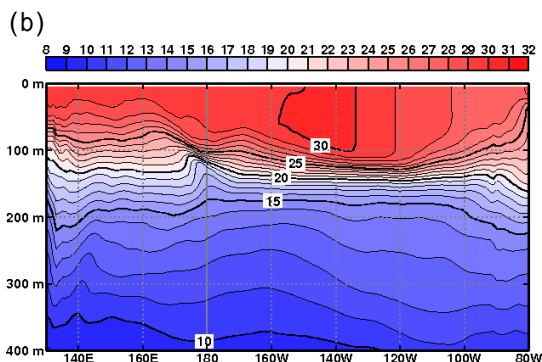
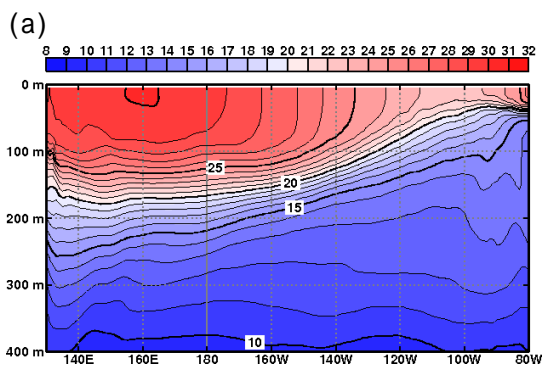
赤道ロスビー波は、圧力の変動が最大になるところが、赤道から南北に赤道ロスビー変形半径くらい離れている。流速の変動は赤道上で最大である。ケルビン波と逆に位相は西向きに伝播するものしか存在しない。長波では分散性は小さく、位相速度はケルビン波の約 1/3 である。

これらの波動は、太平洋赤道域の季節変動においても大きな役割を果たしていると考えられる(Yu and McPhaden 1999)。太平洋の赤道に沿った海面水温(第 2.4.30 図)は東部で年周期の変化が卓越しており、北半球の春に高く、秋に低い。この変化は海洋表層の貯熱量の東部における変化とほぼ対応している(第 2.4.31 図(b))。表層貯熱量は海面から深さ数 100m までの水温の鉛直平均値であり、躍層の深さとよく対応する(躍層が深ければ貯熱量は大きく、浅ければ貯熱量は小さい)。春に貯熱量が大きいのは、春先から中部~東部で東風が弱まる(第 2.4.31 図(a))のに対して、躍層が押し下げられ、それが(暖水)ケルビン波として東へ伝播する結果と考えられる。その後夏にかけて中部~東部で東風が強まって躍層が浅くなり、それがやはり東進して秋に東部の貯熱量を減少させると考えられる(冷水ケルビン波)。赤道ロスビー波は赤道から少し離れた緯度で躍層深度の変動幅が最大となる。赤道ロスビー波に伴う躍層深度の変動幅が最大となる緯度では、赤道ケルビン波による変動も小さくないため、赤道ロスビー波の西進を見るためには、さらに赤道から離れた緯度で見ることが多い。実際 6°N に沿った貯熱量の季節

⁶ $a_0 = (c/2)$ (c は位相速度、 a_0 はコリオリパラメータの南北方向の変化率)を赤道ロスビー変形半径と呼び、赤道に捕捉された運動の南北スケールに対応する。詳しくは第 5 章を参照のこと。

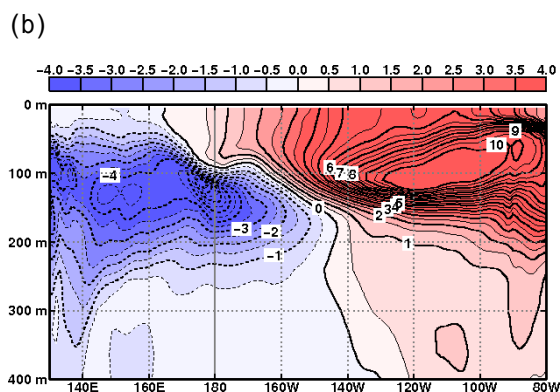
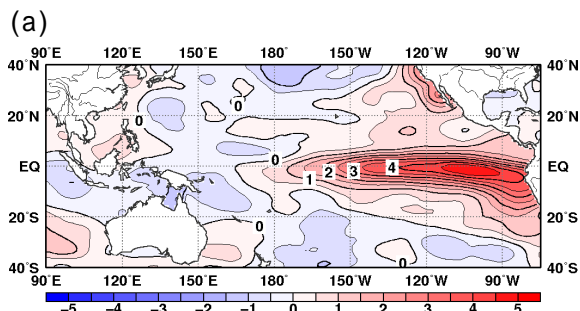


第 2.4.32 図 平常時 (a); 1990 年 11 月) とエルニーニョ現象時 (b); 1997 年 11 月) の太平洋の海面水温



第 2.4.33 図 平常時 (a); 1990 年 11 月) とエルニーニョ現象時 (b); 1997 年 11 月) の太平洋赤道断面の水温

変動 (第 2.4.31 図(c)) を見ると、西進するシグナルが明瞭である。最も顕著なのは、春先から中部～東部で東風が弱まるのに対する応答と見られる、冷水ロスビー波である。



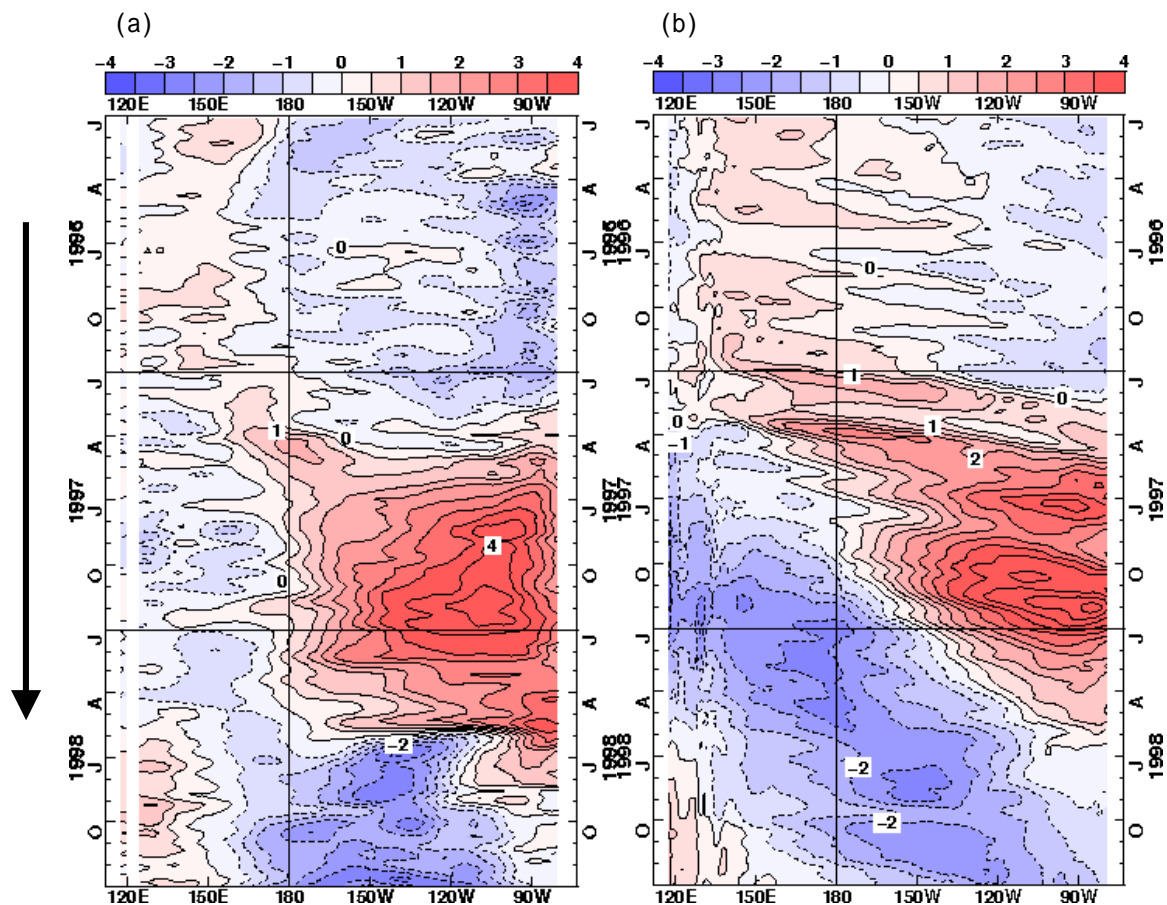
第 2.4.34 図 エルニーニョ現象時 (1997 年 11 月) の海面水温 (a) と太平洋赤道断面の水温 (b) の年偏偏差

(3) エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う海洋表層・大気の変動とその監視

前述のとおりエルニーニョ / ラニーニャ現象はエルニーニョ監視海域(NINO.3)の海面水温の変動によって定義されるが、太平洋赤道域の海面水温の変動は海洋内部や大気の変動と強く結びついており、これらをひとつの系として監視することが必要である。

本項(2)で示したように、気候的な状態では、太平洋赤道域の海面水温は西で高く東で低い、躍層深度は西で深く東で浅い分布を持ち、この分布は海上で卓越する東風により維持されている。エルニーニョ現象は中部から東部で海面水温が平常より高くなる現象であるが、これは海面水温と躍層深度の東西勾配が弱くなることを意味する(第 2.4.32 図、第 2.4.33 図)。年偏偏差で見ると、海面水温は西部で負偏差、東部で正偏差となる(第 2.4.34 図)。また、海上の東風は平常より弱くなる。ラニーニャ現象時には逆に、水温の東西勾配が強くなり、東風は強まる。

躍層深度の変動は表層貯熱量の変動に反映される。



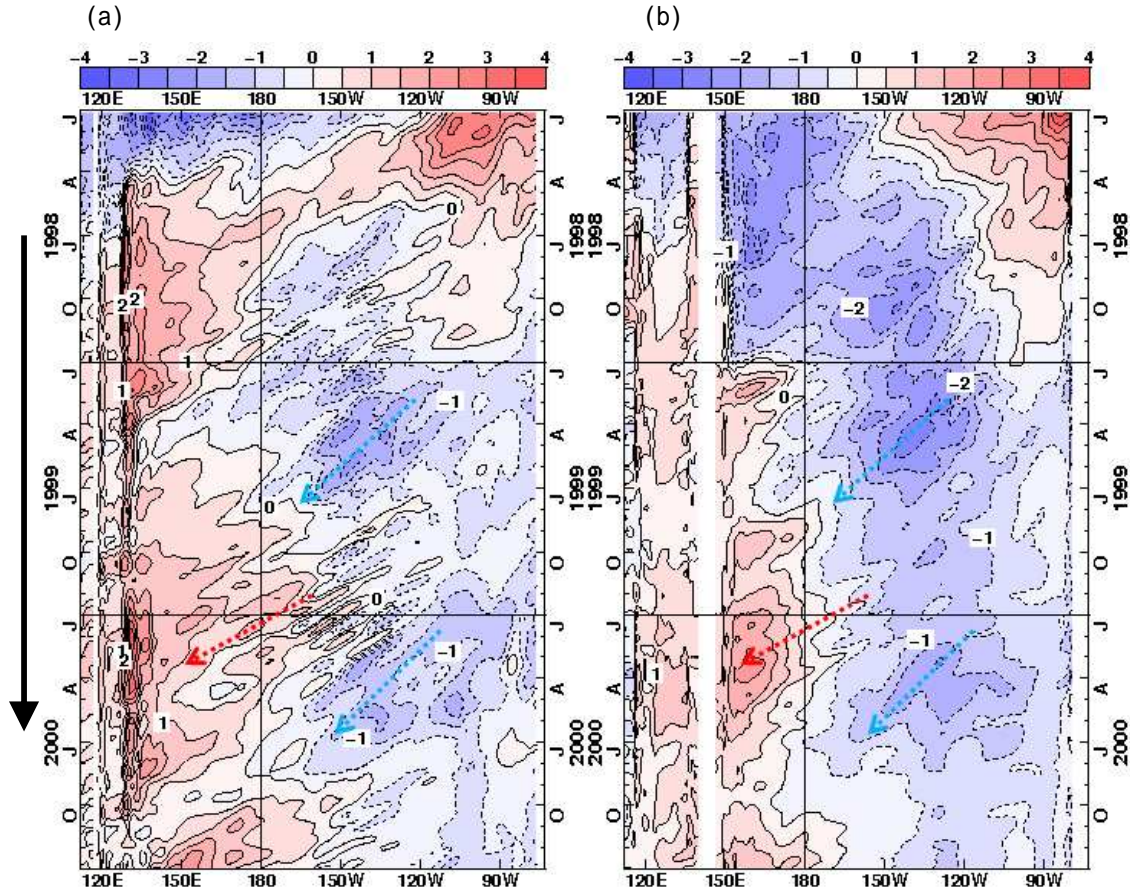
第 2.4.35 図 1997/98 年エルニーニョ現象前後 (1996 ~ 1998 年) の海面水温(a)と表層貯熱量(b)偏差の赤道に沿った時間経度断面図
等値線間隔は 0.5 。

季節変動を差し引いた表層貯熱量偏差の太平洋赤道域での東西分布には、エルニーニョ現象時には西部で負偏差、東部で正偏差の分布が見られる。さらに、貯熱量偏差の時間経度断面図 (第 2.4.35 図(b)) では、正負の偏差の東への伝播が見られる。これは、赤道ケルビン波に対応する。特にエルニーニョ現象の発生直前から初期にかけては、顕著な暖水ケルビン波の東進が見られ、躍層深度の分布に急激な変化が起こったことを示している。また、エルニーニョ現象の末期には冷水ケルビン波の東進が見られる。赤道ロスビー波の伝播は、 6°N 、 6°S に沿った表層貯熱量偏差の時間経度断面図で見られる。第 2.4.36 図は 1998/2000 年ラニーニャ現象前後の図であり、中部の東風偏差に対応して、西部では暖水が西進する様子が見られる。一方、東部の西風偏差に対応して中部から東部で冷水の西進が見られる。こうした

波動の伝播は海面水温偏差の時間経度断面図 (第 2.4.35 図(a)) では不明瞭であり、海洋内部の監視の重要性を示している。

東風の強さの指標として、オーストラリア北部のダーウィンと南太平洋のタヒチとの気圧差を指数化した南方振動指数(SOI)が良く用いられる。この SOI はエルニーニョ監視海域(NINO.3)の海面水温偏差と強い逆相関の関係にあることが知られている (第 2.4.37 図)。また、東風の強弱は対流活動の変化とも関係があり、エルニーニョ現象時には平常時に比べ、太平洋西部で対流活動が弱く、中部で強い。対流圏上層の東西風は下層とはほぼ逆の変動をする。つまり、エルニーニョ現象時に東風偏差、ラニーニャ現象時に西風偏差となる。

気象庁では、こうした変動を把握するため、海洋については、前述の海面水温解析に加え、海洋デー

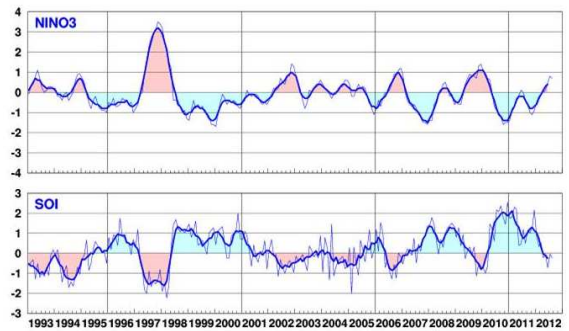


第 2.4.36 図 1998/2000 年ラニーニャ現象前後 (1998 ~ 2000 年) の (a) 6°N と (b) 6°S に沿った表層貯熱量偏差の時間経度断面図

等値線間隔は 0.5 。赤い矢印は暖水ロスビー波、青い矢印は冷水ロスビー波に対応すると考えられる西進シグナル。矢印は、赤道の南北両側で同時に比較的明瞭に見られるものを選んでつけたが、他にも同様のシグナルは多数見られる。

タ同化システム (MOVE/MRI.COM-G; Usui et al. 2006) を運用している。これは船舶やブイなどによる海洋表層の水温・塩分の現場観測、人工衛星による海面高度データ、及び海面水温解析を、大気的全球解析 (JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007) から求めた海面での熱・淡水・運動量フラックスにより駆動される海洋大循環モデルに同化するものである。

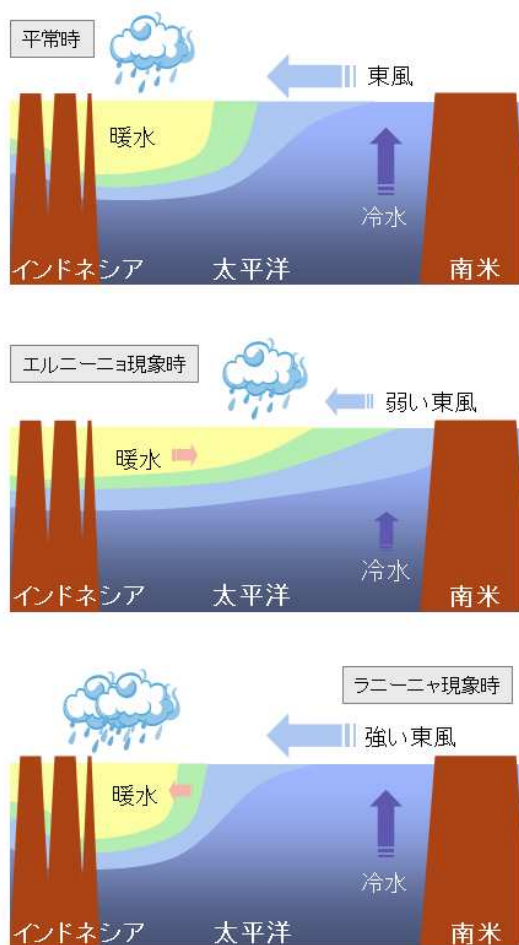
大気については、JRA-25 再解析とそのリアルタイム版である JCDAS の出力、及び、米国海洋大気庁 (NOAA) 提供の外向き長波放射 (OLR) データを利用している。SOI は地上月気候値気象通報 (CLIMAT 報) のデータを使用して計算した値を用いている (気象庁 2012)。



第 2.4.37 図 エルニーニョ監視指数 (上) と南方振動指数 (下) の月平均値 (細線) と 5 か月移動平均値 (太線)

(4) エルニーニョ / ラニーニャ現象の発生機構

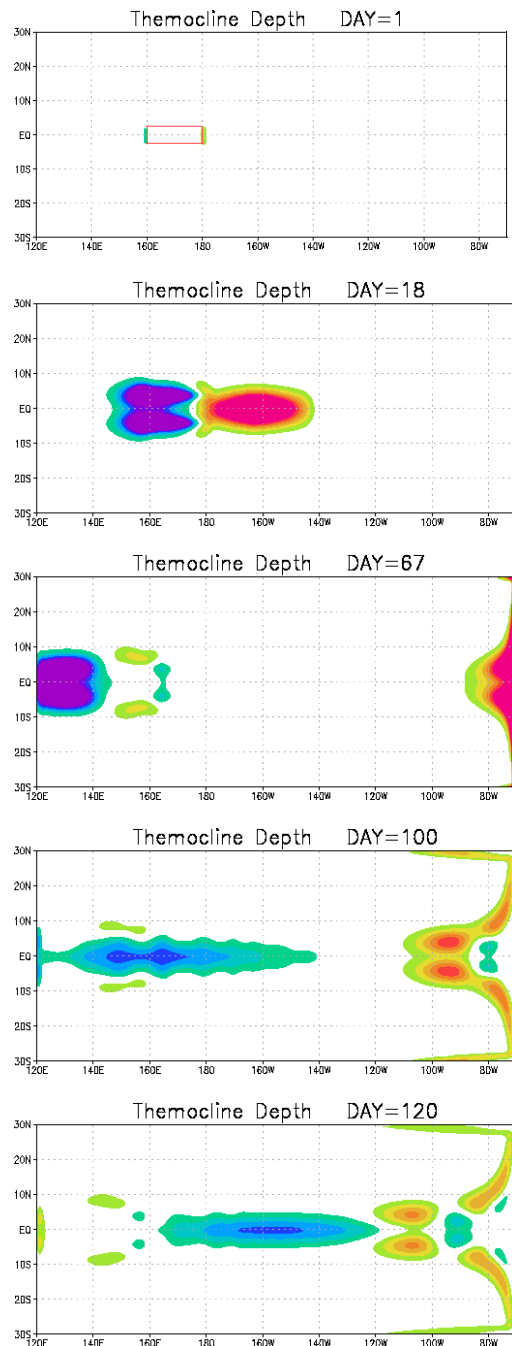
エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う海面水温、表層水温、及び海上風の変動は互いに影響を及ぼしあっている (第 2.4.38 図)。例えば、エルニーニョ



第 2.4.38 図 エルニーニョ / ラニーニャ現象時の太平洋赤道域の変動の模式図

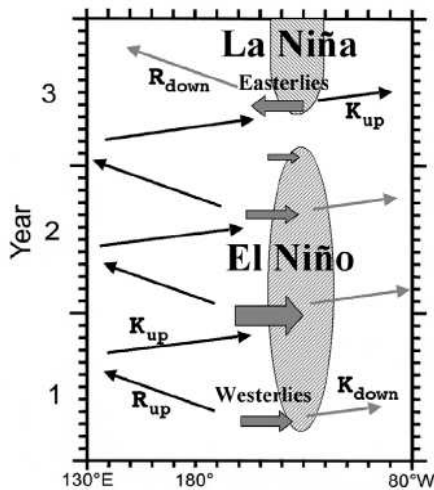
現象時に海面水温の東西勾配が小さくなると、対流活動の活発な海域が平常時よりも東に移動し、東風が弱くなる。東風が弱くなると、赤道湧昇と西部への暖水の吹き寄せが弱くなって、躍層深度の東西勾配が小さくなる。躍層深度の東西勾配が小さくなれば、海面水温の東西勾配の小さい状態が維持されやすくなる。以上のような過程で、正のフィードバックが働くと考えられる(Bjerknes 1969)。一方、ラニーニャ現象時には、海面水温の東西勾配が大きい東風が強い 躍層の東西勾配が大きい 海面水温の東西勾配が大きい、というやはり正のフィードバックが考えられる。

しかし、現実にはエルニーニョ現象とラニーニャ現象は数年程度の時間スケールで消長しており、このような変動が実現するためには、前段の説明では



第 2.4.39 図 太平洋赤道域で西風を吹かせた時の躍層の深さの変化 (reduced gravity model による数値実験) 寒色 (暖色) は躍層が初期値より浅い (深い) ことを示す。上から 1、18、67、100、120 日目。1 日目の四角の領域 (160 ~ 180°、2.5°S ~ 2.5°N) が西風を吹かせた領域である。

一見安定でありそうなエルニーニョ / ラニーニャ現象の状態を終わらせる機構が必要と考えられる。そのような機構として、様々なモデルが提案されてい



第 2.4.40 図 遅延振動子の模式図

Wang and Picaut (2004) から転載。縦軸は時間 (年) を示す。陰影部は海面水温偏差 (El Niño の部分は正偏差、La Niña の部分は負偏差)、中部の太い矢印は東西海上風速の偏差、細い矢印は海洋赤道波動の伝播 (K_{up} , K_{down} は冷水 (upwelling)・暖水 (downwelling) ケルビン波、 R_{up} , R_{down} は冷水・暖水ロスビー波) を示す。

るが、現在のところ簡単なモデルで現実の変動を首尾一貫して説明するものは現れていない (詳しくは Wang and Picaut (2004) のレビューなどを参照のこと)。

それらのモデルは 2 つに大別できる。1 つは太平洋赤道域の大気と海洋が相互作用して振動系を形成し、エルニーニョ現象とラニーニャ現象との間を往復するというもの (以下のア・とイ・)、もう 1 つは、エルニーニョ / ラニーニャ現象はやはり一種の安定な状態であり、大気のランダムな擾乱が加わることによって、一方から他方へ遷移するというものである (ウ・)。

ア．遅延振動子

遅延振動子の説明のため、まず、海上風の強制による赤道域の海洋波動の励起とその後の伝播について述べる。第 2.4.39 図は太平洋熱帯域を模した簡単な数値モデルで、初期に赤道域の海上で西風を吹かせたあとの海洋の状態の時間発展を計算した結果である。何らかの原因で太平洋赤道域の海上に西風偏差が生じると、偏差域から東へ暖水ケルビン波、西へ冷水ロスビー波が伝播する (第 2.4.39 図の 18 日

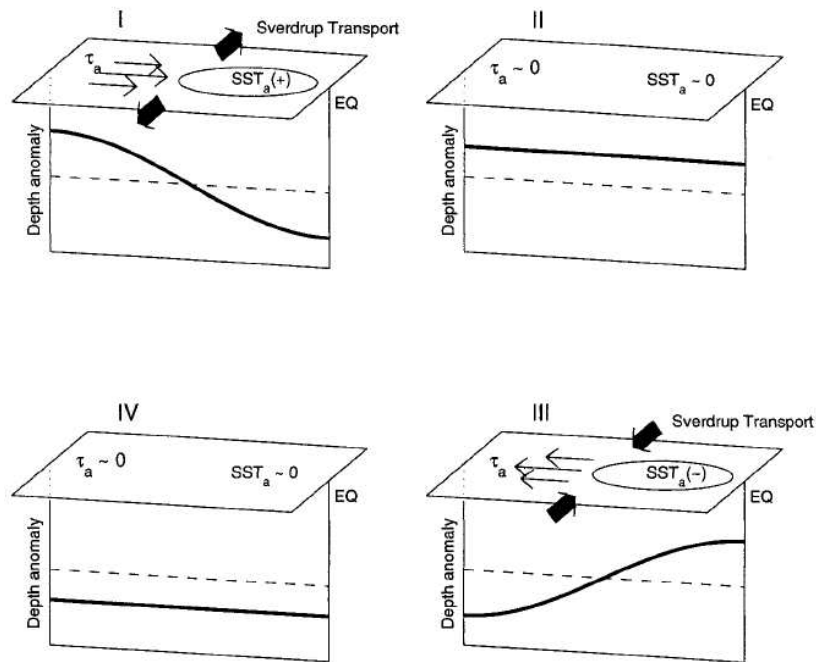
目)。こうした初期の応答は躍層の東西勾配を小さくするように作用する。冷水ロスビー波は西岸に到達すると反射して、冷水ケルビン波となる (第 2.4.39 図の 67 ~ 100 日目)。冷水ケルビン波は東進して (第 2.4.39 図の 120 日目)、初期には暖水ケルビン波に押し下げられた躍層を、逆に浅くする作用を及ぼす。この作用は、西風偏差が生じてから波動が西岸で反射して戻ってくるのにかかる時間だけ遅れる。一方、初期に東進していた暖水ケルビン波は東岸に達すると、一部は東岸に沿って南北に伝播し (沿岸ケルビン波⁷)、反射して赤道ロスビー波となるのは、残りの部分だけである (第 2.4.39 図の 67 ~ 100 日目)。従って、東岸での赤道波動の反射による遅延作用は比較的小さいと考えられる。

Suarez and Shopf (1980) はこのような赤道波動の遅延作用によって、エルニーニョ / ラニーニャ現象のサイクルを説明できるとするモデルを提案した。第 2.4.40 図はその模式図である。この図では、1 年目にエルニーニョ現象が発生しており、中部から東部にかけて海面水温の正偏差が現れている。これに伴って西風偏差が発生し、東へ暖水ケルビン波、西へ冷水ロスビー波が伝播を始める。冷水ロスビー波が西岸に達すると反射して冷水ケルビン波として東進を始める。冷水ケルビン波が中部に到達するまでの間は、正のフィードバックが働いて西風偏差は強まるが、その後は冷水ケルビン波による負のフィードバックと競合するようになる。西風偏差が持続する間は冷水ケルビン波が次々に東進し、正のフィードバック作用が飽和すれば、海面水温の正偏差は解消に向かう。ラニーニャ現象時には海上風偏差とロスビー・ケルビン波の符号が逆になるだけで、同様の経過を辿る。

イ．再充填振動子 (recharge oscillator)

Jin (1997) は赤道の南北におけるスベルドラップ

⁷ 回転系において理想化した海岸 (鉛直壁) に沿って伝わる波動が存在し、北半球では岸を右に見て進み、南半球では岸を左に見て進む。これを沿岸ケルビン波と呼ぶ。岸に直行する長さスケールはロスビー変形半径で決まる。岸に沿う方向の流速成分しか持たず、岸を赤道に置き換えれば赤道ケルビン波に構造が似ている。



第 2.4.41 図 再充填振動子の模式図

Meinen and McPhaden(2000)から転載。 I はエルニーニョ現象時、 II はエルニーニョ現象からラニーニャ現象への遷移期、 III はラニーニャ現象時、 IV はラニーニャ現象からエルニーニョ現象への遷移期。水平の四角は太平洋赤道域を表し、楕円は海面水温の偏差域、細い矢印は風応力偏差、太い矢印は赤道への熱輸送の偏差を示す。鉛直の四角は太平洋の赤道に沿った断面を表し、その中に描かれている実線は赤道に沿った躍層深度の東西分布を示す（破線が偏差 0 で、下向き正）。

輸送⁸による太平洋赤道域への熱の放出・蓄積が、エルニーニョ / ラニーニャ現象のサイクルにとって重要であるとすると、再充填振動子 (recharge oscillator) というモデルを提案した。第 2.4.41 図はこのモデルを模式的に描いたものである。

エルニーニョ現象時には東部における海面水温の正偏差にตอบสนองして、西部から中部にかけて西風偏差が生じ、東部で躍層が深くなる。東部で躍層が深まると海面水温偏差はますます増大するという正のフィードバックの結果、エルニーニョ現象は最盛期を迎える（第 2.4.41 図の I）。同時に、赤道の南北両側における極向きのスベルドラップ輸送（海上風の低気圧性の回転に対応）が太平洋赤道域全体の躍層を徐々に浅くし、東部での海面水温を下降させ、つ

いにはエルニーニョ現象を終息させる。こうした変化は赤道域からの表層貯熱量の放出と見ることもできる。この時、海面水温と風応力は平年並となり、従って、躍層の傾きも平年並となるが、エルニーニョ現象時の熱の放出によって、躍層深度は全体的に浅くなる（第 2.4.41 図の II）。躍層が全体に浅いことによって、平年並の風応力の下でも、赤道湧昇による海面の冷却は平年より強くなる。この効果は気候的に躍層の浅い東部で強く現れ、東部に海面水温の負偏差が生じ、ラニーニャ現象が発生する。以後エルニーニョ現象時と同様の機構により、ラニーニャ現象は最盛期を迎え（第 2.4.41 図の III）、ラニーニャ現象が終息した時には、躍層は全体に深くなる（第 2.4.41 図の IV）。そして、再びエルニーニョ現象が発生する。

このモデルによれば、エルニーニョ（ラニーニャ）現象が発生する条件として、太平洋赤道域全体の躍層がほぼ一様に深く（浅く）なっていることが必要である。これは、太平洋赤道域に熱が蓄積（放出）

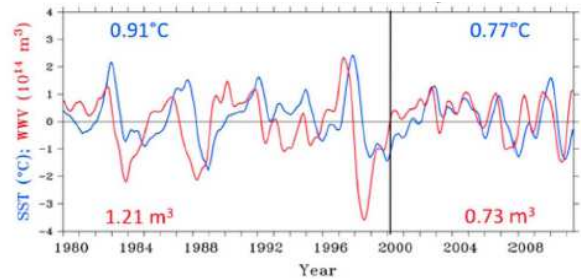
⁸ 海洋の内部領域（海岸付近を除く領域）では、風応力の回転 ($\text{curl} = \frac{\partial}{\partial x} \tau_y - \frac{\partial}{\partial y} \tau_x$) に比例する南北輸送が生じる ($V = (1/\rho) \text{curl} \tau$; V は南北流速を海面から海底まで積分したもの、 ρ は海水の密度)。この質量輸送をスベルドラップ輸送と呼ぶ。

されていることに対応する。このことは、海洋表層の状況を監視することが、海面水温の予測にとって重要であることを示している。実際、第2.4.42図を見ると、暖水の体積(Warm Water Volume)は概ね海面水温に先行するような変動をしており、再充填振動子と定性的には矛盾しない。ただし、その位相関係は変化しており、1980年台から1990年台には暖水の体積が2～3季節先行していたが、2000年以降には1季節くらいしか先行しないようになっており、また、変動の振幅が2000年以降には以前に比べて小さくなっている(McPhaden 2012)。こうした変化の要因は明らかではないが、暖水の体積をエルニーニョ/ラニーニャ現象の先行指標として用いることについては注意が必要である。

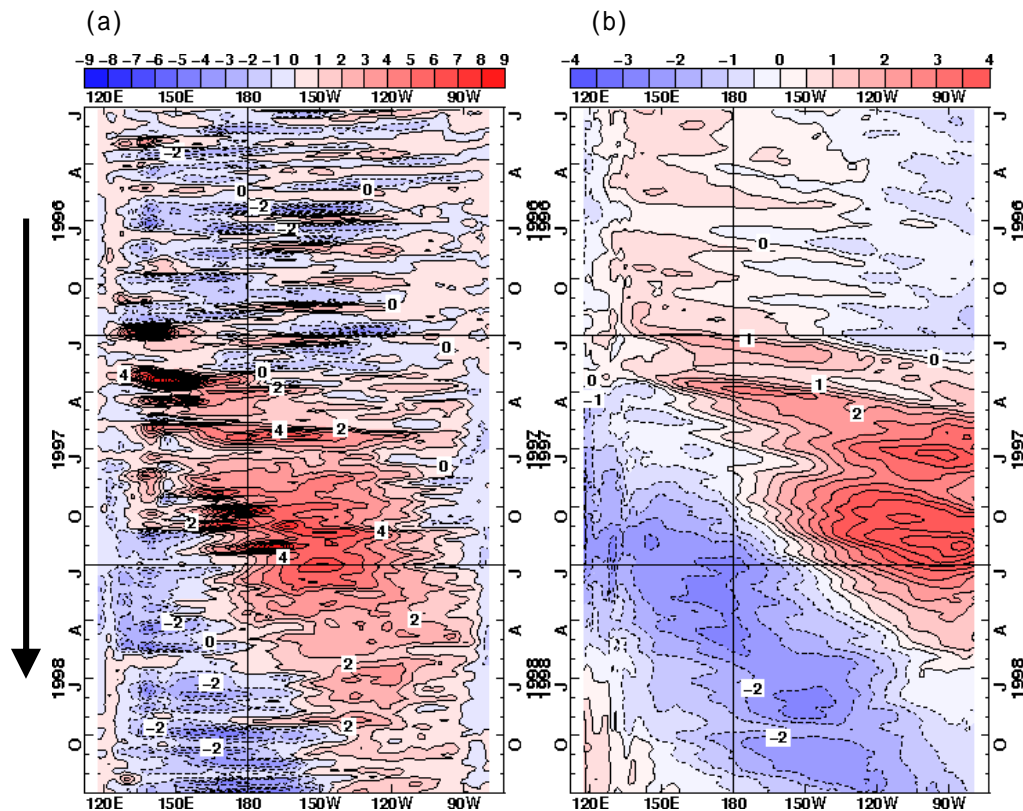
ウ．大気の短周期変動の影響

遅延振動子や再充填振動子はエルニーニョ/ラニーニャ現象の重要な側面を説明するものと考えられ

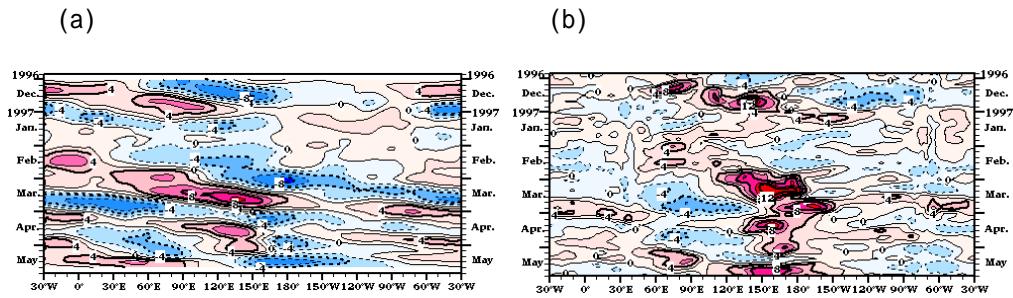
るが、例えば、現象の周期が一定でないことや、変動の大きさが個々の現象によって異なることなどは、これらのモデルで説明することは難しい。また、これらの振動子が実際に振動するためには、モデルの性質を規定するパラメータがある一定の範囲内にな



第2.4.42図 太平洋赤道域(5°S~5°N, 120°E~80°W)の暖水の体積(Warm Water Volume; 20以上の海水の体積; 赤線)とNINO.3.4海域の海面水温(青線)との平年偏差の時系列
McPhaden(2012)から転載。グラフ内の数値は、左が1999年まで、右が2000年以降のそれぞれ平均値で、いずれの時系列も振幅が最近小さくなっていることを示している。



第2.4.43図 1997/98年エルニーニョ現象前後(1996~1998年)の東西風応力(a)と貯熱量(b)との偏差の赤道に沿った時間経度断面図
風応力の実線は西風偏差、破線は東風偏差を表す。等値線間隔は(a)0.01N/m²、(b)0.5。 (b)は第2.4.35図(b)の再掲。



第 2.4.44 図 1997/98 年エルニーニョ現象前後の 200hPa 速度ポテンシャル(a)と 850hPa 東西風速(b)との偏差の赤道に沿った時間経度断面図
 速度ポテンシャルの実線(赤の陰影)は収束偏差、破線(青の陰影)は発散偏差を表す。東西風速の実線(赤の陰影)は西風偏差、破線(青の陰影)は東風偏差を表す。等値線間隔は(a) $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)2m/s。

けれどもならないが、現実の大気・海洋がそのようなパラメータの範囲に当てはまるかどうかは必ずしも明らかではない。

現実のエルニーニョ/ラニーニャ現象の消長には大気の短周期変動が重要な働きをしていると考えられている。実際、西部太平洋赤道域において一時的に強い西風が吹く現象(西風バースト)が、強い暖水ケルビン波の東進をもたらし、エルニーニョ現象の発生を促すということが観測されている(Seiki and Takayabu 2007)。

第 2.4.43 図を見ると、1996 年 12 月から 1997 年 1 月にかけてと、1997 年 3 月から 4 月にかけて、強い西風が西部太平洋赤道域で吹き、暖水ケルビン波の東進を引き起こしていることがわかる。特に 3 月頃の西風に対応する暖水ケルビン波が東部に到達したあと、しばらく貯熱量の正偏差が東部で続いており、エルニーニョ現象発生の直接の引き金になったと考えられる。

こうした西風は、赤道季節内振動(MJO; 2.4.2 項参照)としばしば関係していると考えられる。1997 年 2 月下旬の 150°E 付近から発散域(対流活発域に対応)が東へ移動していくのが見られ、3 月中旬には太平洋東部に到達している。上層の発散域の通過に伴って、太平洋西部では下層で西風偏差が生じている(第 2.4.44 図(b))。

赤道季節内振動は第 2.4.44 図(a)からも明らかのように、必ずしも常に規則正しく伝播しているわけではなく、また、西部の西風の全てが赤道季節内振動に関係しているとは限らない。このような大気の

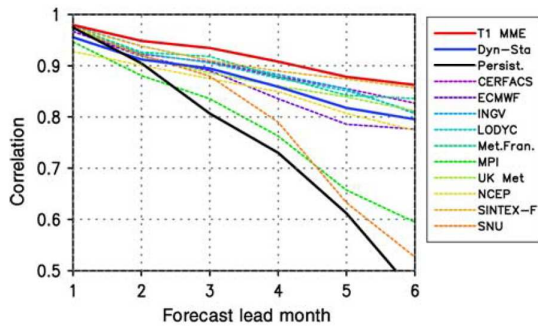
短周期変動が関わることによって、エルニーニョ/ラニーニャ現象の消長は不規則となり、長期に亘る予測は難しくなると考えられる(e.g. Kleeman and Power 1994)。

(5) エルニーニョ/ラニーニャ現象の予測

以上で述べてきたように、エルニーニョ/ラニーニャ現象の消長には大気と海洋の相互作用が本質的に重要な役割を果たしており、また、その相互作用は様々な要因が関係する結果、非常に複雑なものとなる。従って、現象の予測のためには、そうした複雑な相互作用を表現する精緻な数値モデルが必要である。予測モデルは、風が海面に及ぼす力、大気・海洋間の熱や水のやり取り、大気と陸面間の相互作用、大気の放射過程や海洋表層での放射の吸収、海水の運動などを適切に表現しなければならない。

また、本項(4)で述べたように、太平洋赤道域の海洋表層の状況はその後の大気・海洋系の変動に大きな影響を及ぼす。このため、予測モデルにおいて、海洋の初期値を適切に与えることは特に重要である。

気象庁気候情報課では、1999 年 8 月よりエルニーニョ予測モデル(JMA-CGCM; 通称「空海」)の運用を開始した。2003 年 7 月には「空海」のバージョンアップを行ない(JMA-CGCM02; 通称「空海 2003」; 北村 2003)、さらに、2008 年 2 月には、気象研究所と気候情報課との共同開発による新しいモデル(JMA/MRI-CGCM; Yasuda et al. 2007)を導入した。その後も、アンサンブル手法などの改良を行ない、



第 2.4.45 図 各国のモデルの NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度 (アノマリ相関)
Jin et al. (2008)より転載。対象期間は 1980~2001 年。

2010 年 2 月には 3 か月予報および暖・寒候期予報にこの結合モデルを導入した。予測モデルに与える海洋の初期値としては、本項 (3) で言及した全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G) の計算結果を用いている。

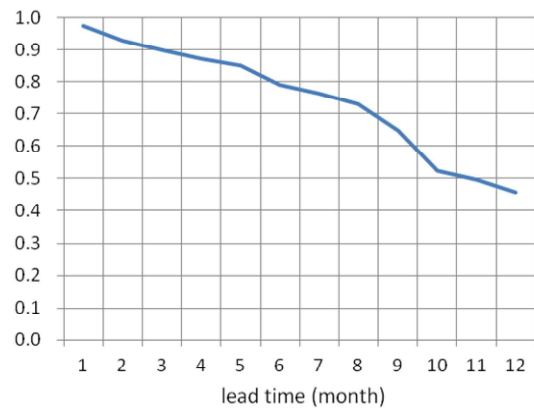
平井 (2009) によると、JMA/MRI-CGCM のエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の月平均海面水温の予測精度は、リードタイム 7 か月でアノマリ相関が 0.7 となっており、各国のモデルの予測精度と比べてほぼ互角である。ここでは、Jin et al. (2008) に示されている各国のモデルの予測精度 (第 2.4.45 図) と比較するため、1980~2001 年の NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度 (アノマリ相関) を示す (第 2.4.46 図)。これを見ても JMA/MRI-CGCM ではリードタイム 6 か月でアノマリ相関 0.8 程度となっており、Jin et al. (2008) に取り上げられているモデルと同等の精度であることが分かる。

今後、結合モデルの各コンポーネントの高解像度化・精緻化を行い、海洋モデルに北極海を入れて海水モデルを導入するなどして、さらなる精度向上を図る予定である。

(6) インド洋海洋変動の特徴 - 年平均と季節変動

次に、近年、大気への影響が目目されているインド洋の海洋変動について述べる。まずは、それを理解するための基本として、ここでは、年平均平年値と季節変化から見たインド洋の特徴を太平洋や大西洋と比較して記述する。なお、海面水温の季節変化

NINO34 ACC (1980-2001)



第 2.4.46 図 JMA/MRI-CGCM のハインドキャストにおける NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度 (アノマリ相関)
対象期間は 1980~2001 年。

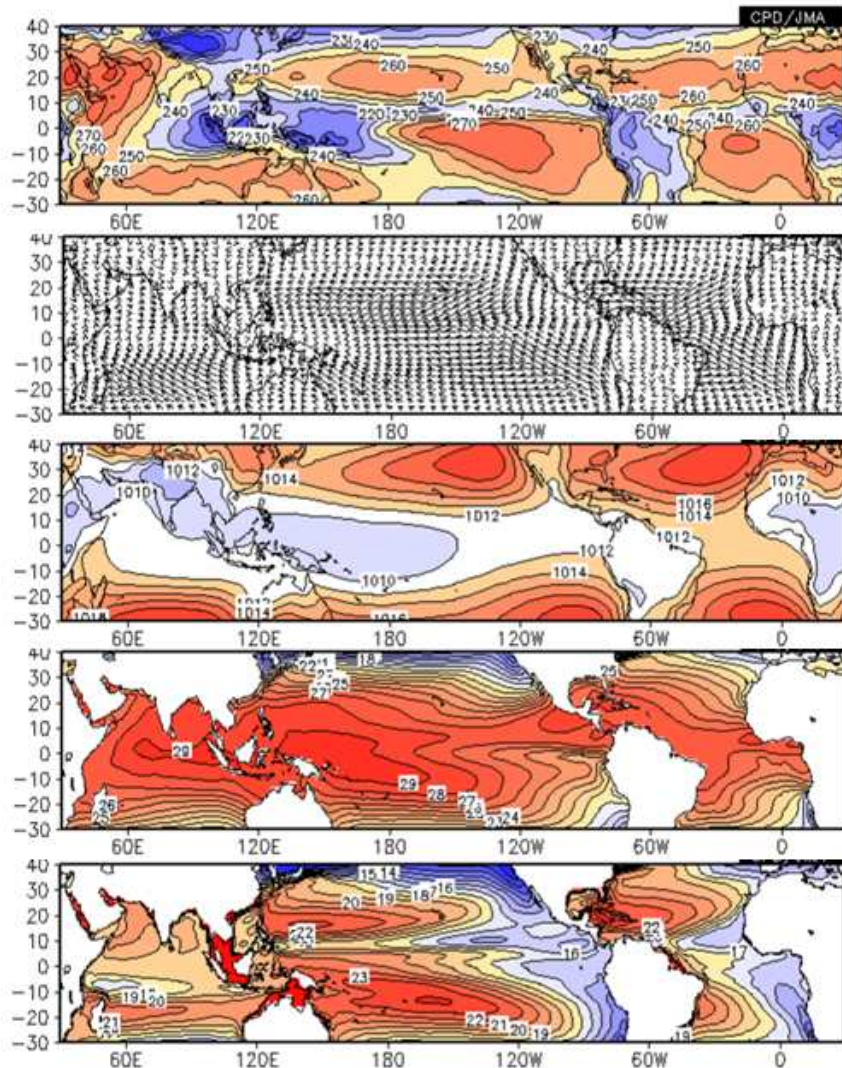
については既に第 2.3.5 項で記述しており説明が重なる部分もあるが、インド洋の海洋変動を理解するために必要であることから、ここでも記述する。

ア. 年平均場の特徴

インド洋熱帯域の特徴を把握するため、第 2.4.47 図に、OLR、地上風 (U; V10)、海面気圧 (SLP)、海面水温 (SST) および表層貯熱量 (OHC) の年平均平年値を示す。

熱帯の対流活発域は、インドネシア付近、南米およびアフリカに見られ、その中でもインドネシア付近が最も顕著である。太平洋と大西洋では、赤道の北側の熱帯収束帯 (ITCZ) が明瞭だが、インド洋では OLR の極小域が赤道域の東部に集中し、ITCZ は明瞭ではない。この対流活発域の分布と対応して、太平洋と大西洋の熱帯では東風 (貿易風) が卓越し、ITCZ に吹き込むように吹いているが、インド洋赤道域では弱い西風となっている。

こうした海上風の相違に対応して、赤道域の海水温の分布もインド洋と太平洋・大西洋とで明瞭に異なる。太平洋・大西洋では、貿易風によって生じる海洋表層の暖水層の厚さの東西勾配 (西で厚く東で薄い) と赤道湧昇の影響等で、東部の海面水温が低い。一方インド洋では、熱帯域赤道以北で弱い西風となっているため、表層水温には明瞭な東西コント



第 2.4.47 図 熱帯域の海洋気象要素の年平均年平値

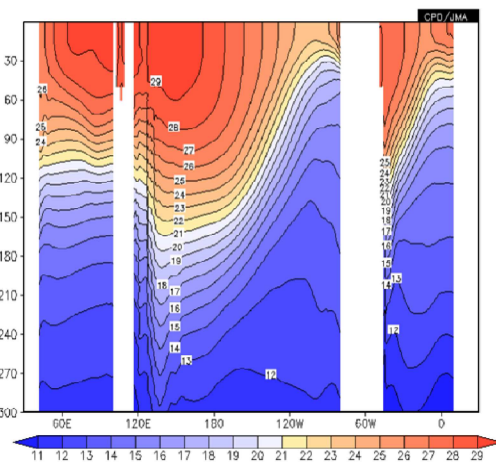
上から、外向き長波放射(OLR; W/m^2)、地上風(m/s)、海面気圧(hPa)、海面水温 (SST; $^{\circ}C$)、深さ 300m までの平均水温 (OHC; $^{\circ}C$)。陰影は、外向き長波放射では極小域に、海面気圧では極大および極小域に、海面水温と深さ 300m までの平均水温では極大域に施してある。年平値は 1981~2010 年の平均。

ラストは見られず、東部よりも西部の海面水温が低い。このような赤道域の水温分布の特徴は、第 2.4.48 図に示す赤道に沿った鉛直断面図にも明瞭に見られる。

亜熱帯の大気の高気圧性循環に駆動される海洋の亜熱帯循環に対応する OHC の極大域は、太平洋と大西洋の南北両半球に見られる(第 2.4.47 図)。一方、インド洋での OHC の極大域は亜熱帯高気圧がある南半球にしか見られない。

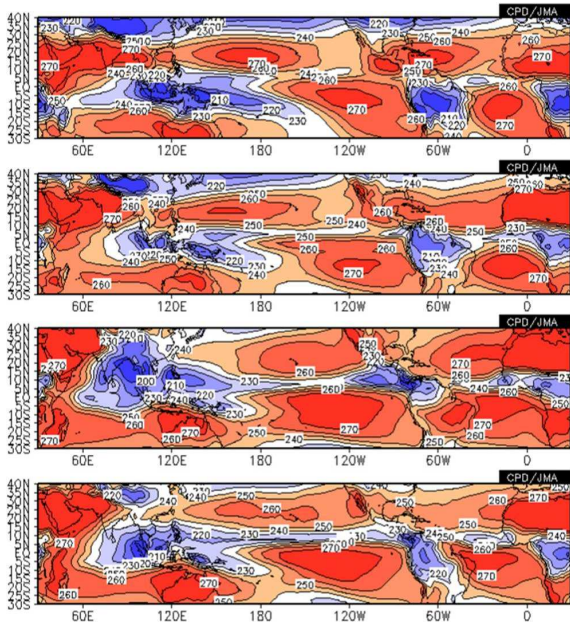
イ．季節変化の特徴

季節毎の特徴を見ると北側に陸地が広がるインド



第 2.4.48 図 赤道域における水温の年平均年平値 ($0.5^{\circ}S \sim 0.5^{\circ}N$ の平均)

等値線間隔は 1° 。図中白く抜けているのは陸。

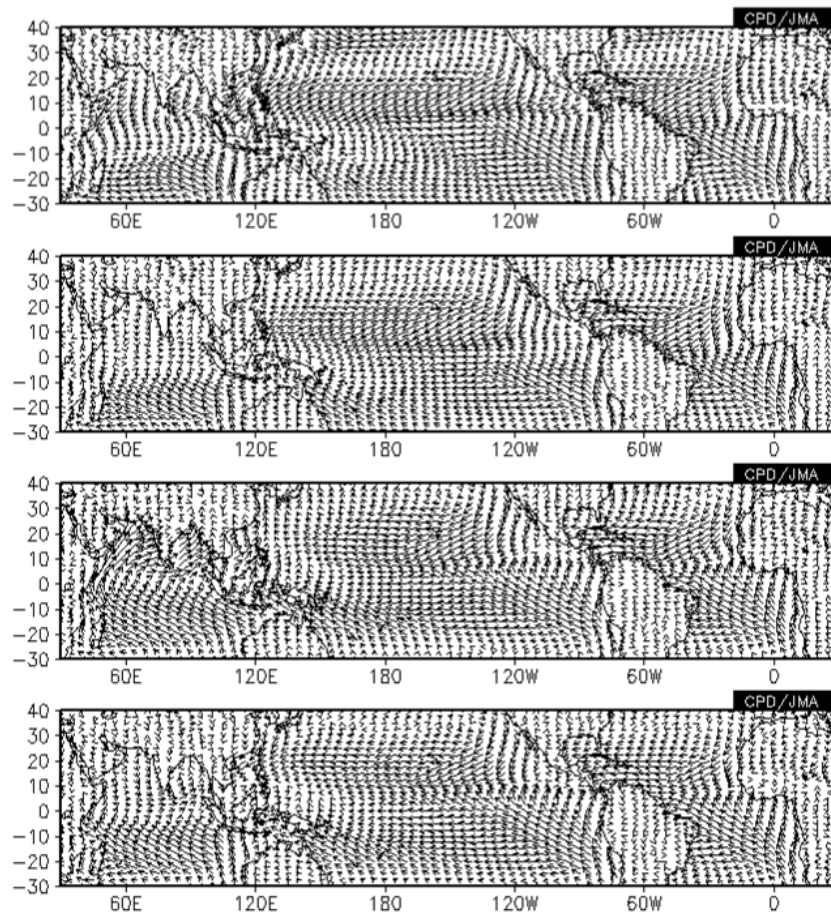


第 2.4.49 図 外向き長波放射の季節平均平年値
上から北半球の冬(12~2月)、春(3~5月)、夏
(6~8月)、秋(9~11月)。単位 W/m²。

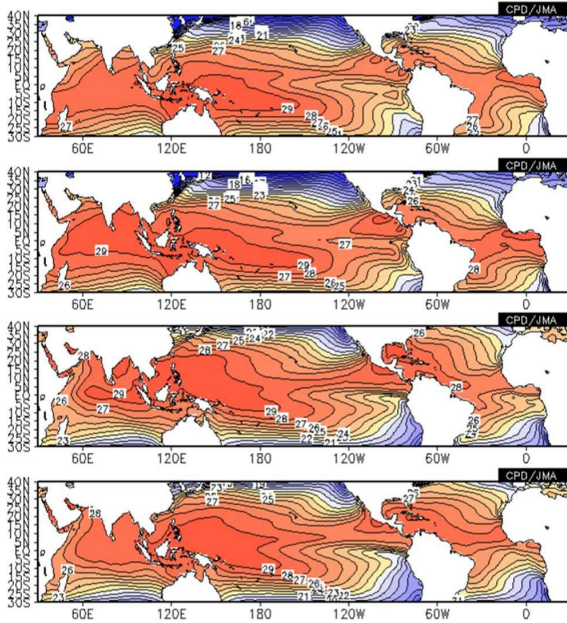
洋と他の大洋との違いがより明瞭となる。

インド洋では北半球の低緯度まで大陸が存在し、海陸コントラストの季節変化の影響が熱帯の海洋に広く及ぶことが特徴的である。対流活発域の中心は、北半球の冬や春にはインドネシア付近にあるが、夏にはベンガル湾付近に移動する(第 2.4.49 図)。地上(海上)風は、インド洋の南半球では赤道付近を除き、1年中南東風となっているが、インド洋から南シナ海にかけての北半球では冬に北東風、夏に南西風となり、季節により風向きが反転する(第 2.4.50 図)。

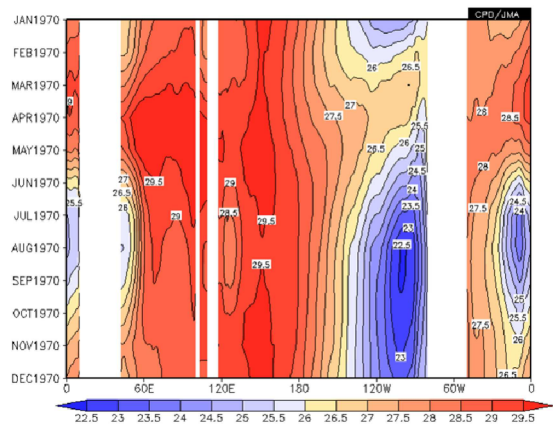
こうした大気の変化に対応して、海面水温の季節変化(第 2.4.51 図)には、以下のような特徴がある。太平洋の中部からインドネシア付近にかけての熱帯では1年を通じて 29 以上の高温域が見られる。一方、インド洋の熱帯では季節変化が大きく、北半球の春に海面水温が最も高くなり 29 以上の高温が



第 2.4.50 図 地上風の季節平均平年値
上から北半球の冬(12~2月)、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)。



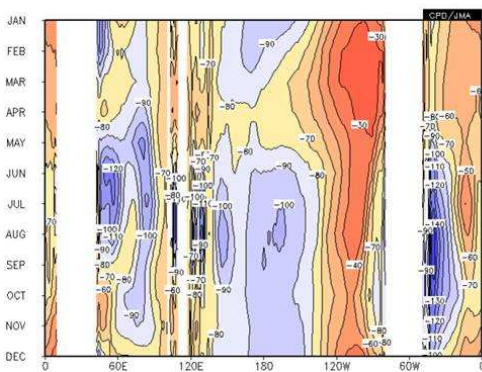
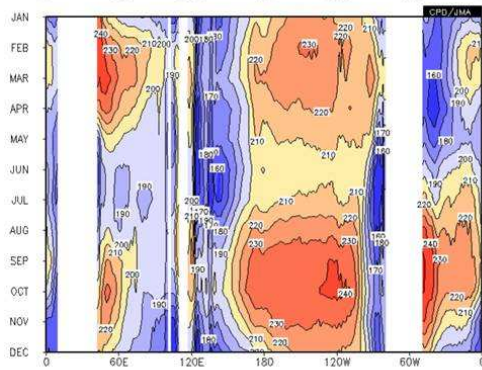
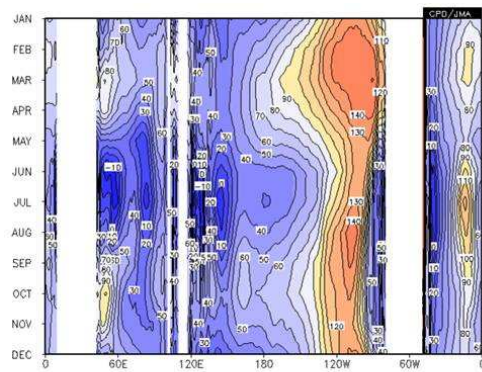
第 2.4.51 図 海面水温の季節平均平年値
上から北半球の冬（12～2月）、春（3～5月）、夏（6～8月）、秋（9～11月）。単位。



第 2.4.52 図 赤道における海面水温（ $0.5^{\circ}\text{S} \sim 0.5^{\circ}\text{N}$ の平均）の季節変化

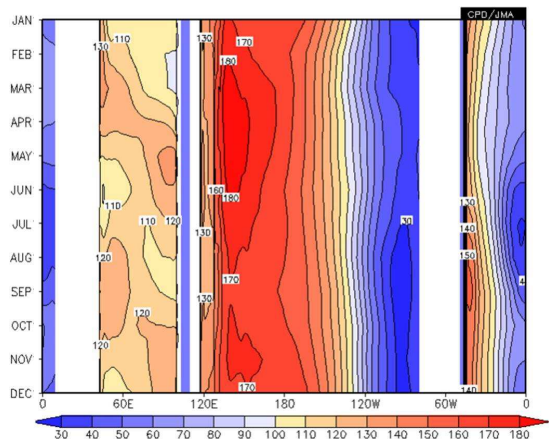
広範囲で見られるのに対し、夏には 29 以上の海域はベンガル湾の一部と赤道域東部やスマトラ島沿岸に限られる。北半球の秋・冬になるとインド洋では 29 以上の海域は見られない。28 以上の海域は、インド洋熱帯域の中部から東部で 1 年中見られる。

時間経度断面図（第 2.4.52 図）を見ると、西部太平洋では 5～6 月と 11～12 月の年 2 回の高温ピークがあるのに対し、インド洋、大西洋、および東部太平洋では年 1 回のピークで、3～5 月頃に最も高温となる。この時期には東西の海面水温差は小さくなる。

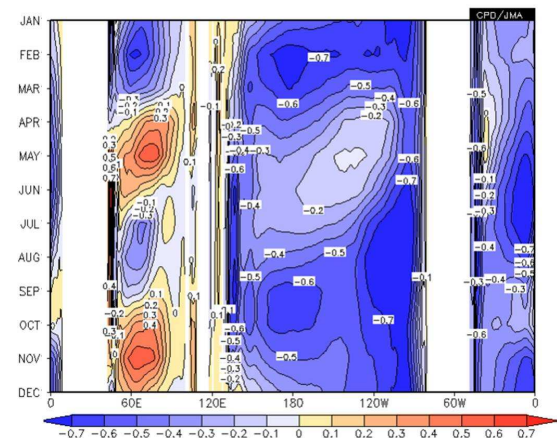


第 2.4.53 図 赤道における下向き熱フラックス（ $0.5^{\circ}\text{S} \sim 0.5^{\circ}\text{N}$ の平均）の季節変化
上：正味、中：短波放射、下：潜熱。単位 W/m^2 。

赤道域における熱フラックスの季節変化（第 2.4.53 図）を見ると、正味のフラックスには値の大きい短波放射の季節変化に対応した春と秋 2 回のピークが見られる。西部太平洋からインド洋にかけての暖水域 (warm pool) のうち、西部太平洋の年 2 回の海面水温の極大（第 2.4.52 図）は正味の熱フラックスの極大から 1 か月程度遅れて現れるが、インド洋では秋のフラックスのピークに対応する海面水温の極大が見られない。インド洋で海面水温の季節変化がフラックスと整合的でないのは、インド洋では海洋の南北移流が重要な役割を果たしている



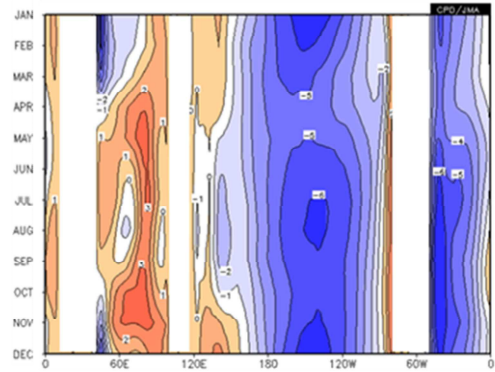
第 2.4.54 図 赤道における 20 水温の深度(0.5°S~0.5°N の平均)の季節変化
単位 m。



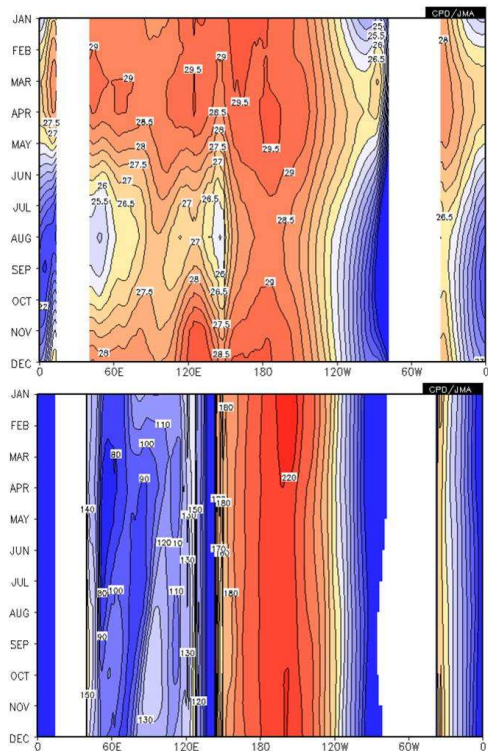
第 2.4.55 図 赤道における東西流(0.5°S~0.5°N の平均)の季節変化
海洋データ同化システムの第 1 層(深さ 1m)の流れ。
単位 m/s。

(Loschnigg and Webster 2000)からだと考えられる。

水温躍層の深さに相当する 20 水温の深度の時間経度断面図(第 2.4.54 図)には、太平洋と大西洋では西で深く(高温)東で浅い(低温)傾向が年を通して見られる。一方、インド洋では 3 月頃と 9 月頃を中心に西部に高温のピークが見られ、それに 2 か月程度遅れて 5 月頃と 11 月頃を中心に東部に高温のピークが見られる。インド洋のこのような季節変化の特徴は、海面付近の東西流の向きが季節によって反転するのに対応している(第 2.4.55 図)。太平洋と大西洋では、年を通して西向きの流れが卓越する。インド洋の季節的な東向きの流れ(Wyrtki Jet と呼ばれる; Wyrtki 1973)の時期は、海上の西風の



第 2.4.56 図 赤道における海上東西風(0.5°S~0.5°N の平均)の季節変化
単位 m/s。



第 2.4.57 図 10°S における海面水温(上)と 20 水温深度(下)の季節変化
9°S~11°S の平均。単位 (上)、m(下)。

ピークの時期に対応しており(第 2.4.56 図)、こうした季節変化が海上風によって駆動されていると考えられる。

インド洋では、年を通して 10°S 付近より北では東向きの赤道反流が流れ、南側では西向きの南赤道海流が流れている。そのため、マダガスカル島の北東沖では水温躍層が浅く、海洋表層の変化が海面水温

の変化の要因となり易い。このことがこの海域での大気と海洋の相互作用に影響すると指摘されている (Kawamura et al. 2003; Yamagata et al. 2004; Annamalai et al. 2005; Xie et al. 2002)。第 2.4.57 図は、 10°S に沿った海面水温、20 水温深度の時間経度断面である。 10°S の 150°E から 140°W の太平洋では年を通じて 27 以上の高温が維持されているが、インド洋では 7 月から 9 月にかけては西部を中心に広い範囲で 27 以下の低温となっている。20 水温の深度の季節変化 (第 2.4.57 図下) では、北半球の夏頃にインド洋中部で生じた極小域が西に伝播し、翌年の春から夏にかけて西部に達している。この西進はロスビー波の特徴を示す。この冷水域が海面水温の低温ピークに対応し、季節変化においても海面水温と海洋の内部構造が関係していることが分かる。

(7) インド洋の年々変動

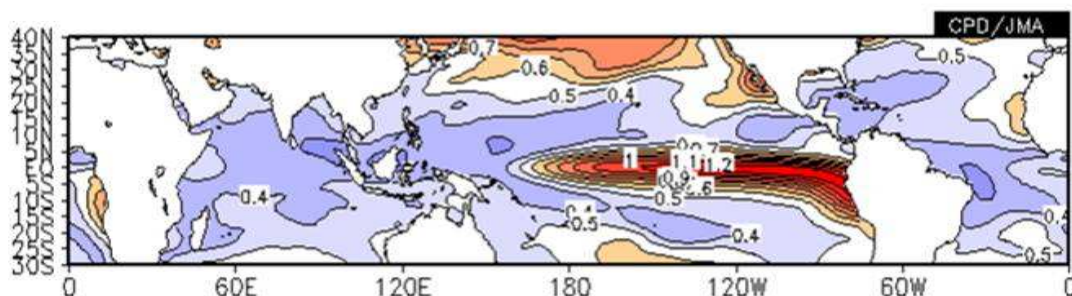
ア. 年々変動の大きさ

海面水温の変動の大きさ (第 2.4.58 図) は、太平洋赤道域の中部から東部にかけての変動が圧倒的に

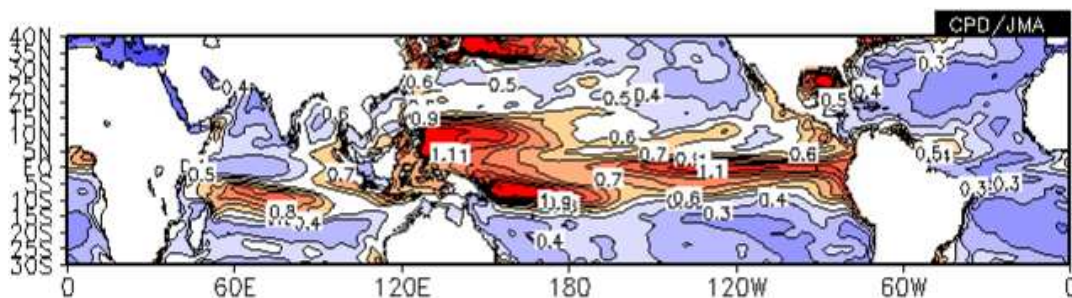
大きい (約 1.2 の極大値)。その他の熱帯域では東部大西洋の変動がやや大きい、それを除くと 0.4 程度で東部太平洋赤道域の極大値の 1/3 である。太平洋赤道域の変動の殆どは、エルニーニョ / ラニーニャ現象によるもので、熱帯海面水温の年々変動で大きな割合を占めている。インド洋では、ソマリア沖、アラビア海、ベンガル湾、マダガスカル島の北東沖および 10°S 以南の熱帯域に 0.4 以上の領域が見られる。赤道域では西部を除き変動が小さい。

OHC の変動の大きさ (第 2.4.59 図) は、太平洋赤道域の中部から東部の他、フィリピン東方とニューギニア島東方でも大きい。これらは、エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う海面下の変動の特徴を表しており、水温躍層深度の変動が、東部のみならず、西部でも大きいことを反映している。インド洋では、 10°S を中心として東西に変動の大きい領域が広がる。ソマリア半島沖やスマトラ島とジャワ島の沿岸の変動も大きい。

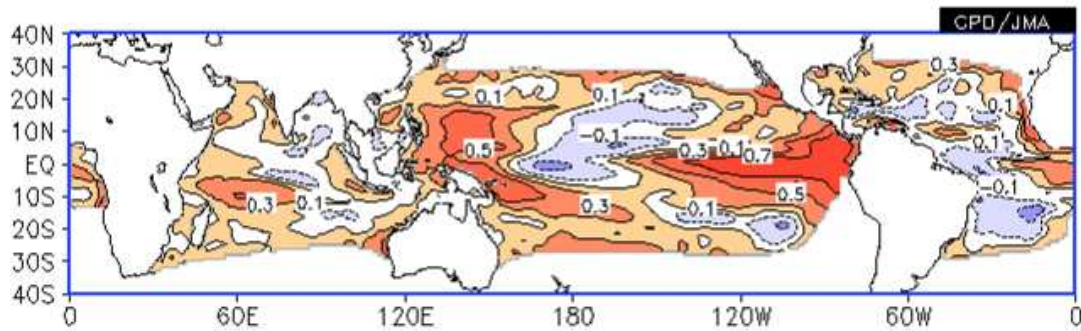
10°S 帯のマダガスカル島北東沖では、第 2.4.60 図に示すように水温躍層の深度の変化と海面水温変



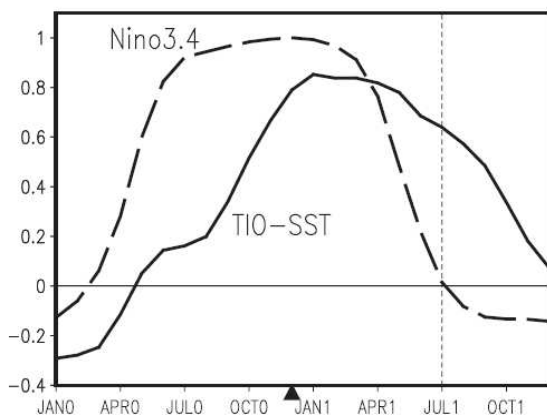
第 2.4.58 図 海面水温変動の標準偏差
1981 年 1 月 ~ 2010 年 12 月の月平均偏差より算出。単位 $^{\circ}\text{C}$ 。



第 2.4.59 図 表層貯熱量 (深さ 300m までの平均水温) 変動の標準偏差
1981 年 1 月 ~ 2010 年 12 月の月平均偏差より算出。単位 $^{\circ}\text{C}$ 。



第 2.4.60 図 海面水温と 20 深度の相関係数
1981 年 1 月 ~ 2010 年 12 月の月平均偏差より算出。



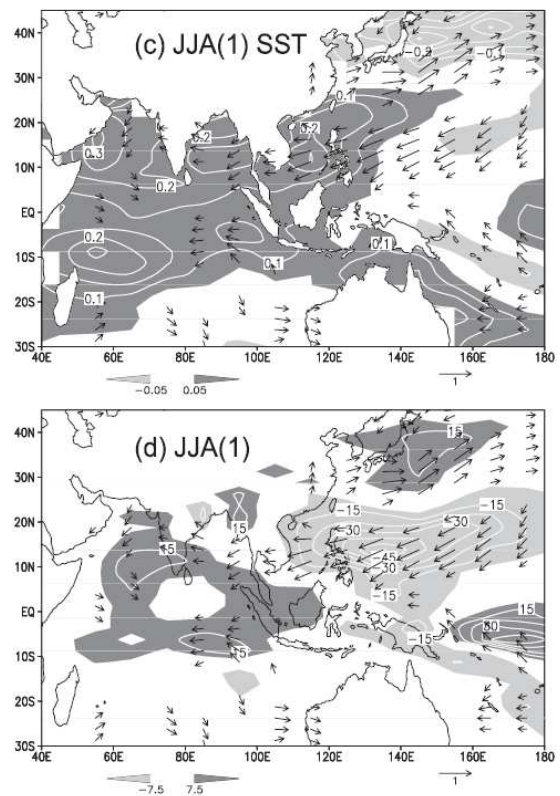
第 2.4.61 図 インド洋熱帯域 (TIO; 20°S ~ 20°N, 40°E ~ 100°E) と NINO.3.4 海域の海面水温の 11 ~ 1 月までの 3 か月平均とのラグ相関係数 (実線) と NINO.3.4 自身のラグ相関係数 (破線)
Xie et al. (2009) より転載。

動の相関が周囲よりも大きくなっている。

水温躍層深度と海面水温の相関は、海洋の力学が海面水温の変動とどの程度関係があるかの目安となる。海洋の力学が重要な役割を果たしているエルニーニョ現象に関わる東部太平洋赤道域や西部太平洋の熱帯域では、海面水温と 20 水温の深度との相関が高く、それぞれに 0.7 以上と 0.5 以上の値が見られる。

イ. エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴うインド洋熱帯域の海面水温変動

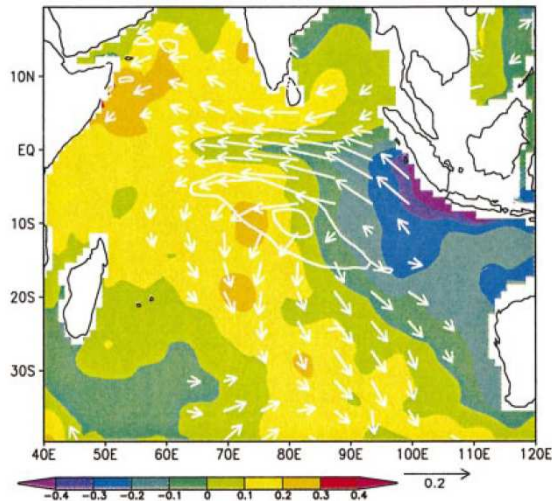
インド洋熱帯域の海面水温は、エルニーニョ現象の発生にやや遅れて高温になる傾向があることが知られている。第 2.4.61 図を見ると、エルニーニョ現象の発達が春頃であるのに対して、インド洋熱帯域



第 2.4.62 図 NINO.3.4 海域の海面水温の 11 ~ 1 月の 3 か月平均に対するインド洋から西太平洋にかけての翌夏 (6 ~ 8 月) の海面水温 (上;) と降水量 (下; mm/month) (ベクトルは海上風; m/s) の回帰係数
Xie et al. (2009) より転載。

の昇温は夏から秋にかけて見られる。また、エルニーニョ現象が春に終息した後も、インド洋では夏まで高温が続く傾向があることが分かる。逆に、ラニーニャ現象発生年の翌年の夏にはインド洋熱帯域は低温になる傾向がある。

エルニーニョ (ラニーニャ) 現象発生年の翌年の夏のインド洋熱帯域の高温 (低温) 傾向は、第 2.4.62



第 2.4.63 図 ENSO 指数 ($3^{\circ}\text{S} \sim 3^{\circ}\text{N}$ 、日付変更線 $\sim 140^{\circ}\text{W}$ の海面水温の 10~12 月の 3 か月平均) に対するインド洋の 10~11 月の海面水温 (陰影) 風応力 (ベクトル) および 20 深度 (等値線) の回帰係数
Xie et al. (2002) より転載。

図に示されるように、インド洋熱帯域のほぼ全域に及ぶ。

エルニーニョ現象時のインド洋熱帯域の昇温について、Klein et al. (1999) はエルニーニョ現象に伴う熱帯域の大気循環の変化によって、インド洋では東部を中心に下降流場となり、日射の増加と海上風の変化に伴う潜熱の増加 (熱の放出の弱まり) が多くの海域で寄与していると指摘した。しかし、インド洋熱帯域の南西部ではこのような熱フラックスの変化では説明できず、海洋のプロセスが働いていることが示唆されている。

Xie et al. (2002) はインド洋熱帯域の南西部における昇温に寄与する以下の海洋のプロセスを見出した。第 2.4.63 図に示されるように、エルニーニョ現象時の秋には、インド洋赤道域は東風偏差となる傾向があり、それに伴って南半球側に高気圧性の海上風の偏差が生じる。この風の強制によって 20 深度の正偏差 (海洋表層の暖水) の傾向が生じるのが同図に示されている。第 2.4.64 図には、ENSO 発生年から翌年にかけての 20 深度と海面水温の傾向が示される。同図(a)では、前述の海洋表層の暖水が、その後、 10°S 付近の緯度帯をロスビー波として西進するのが見られる。また、第 2.4.64 図(b)では、表

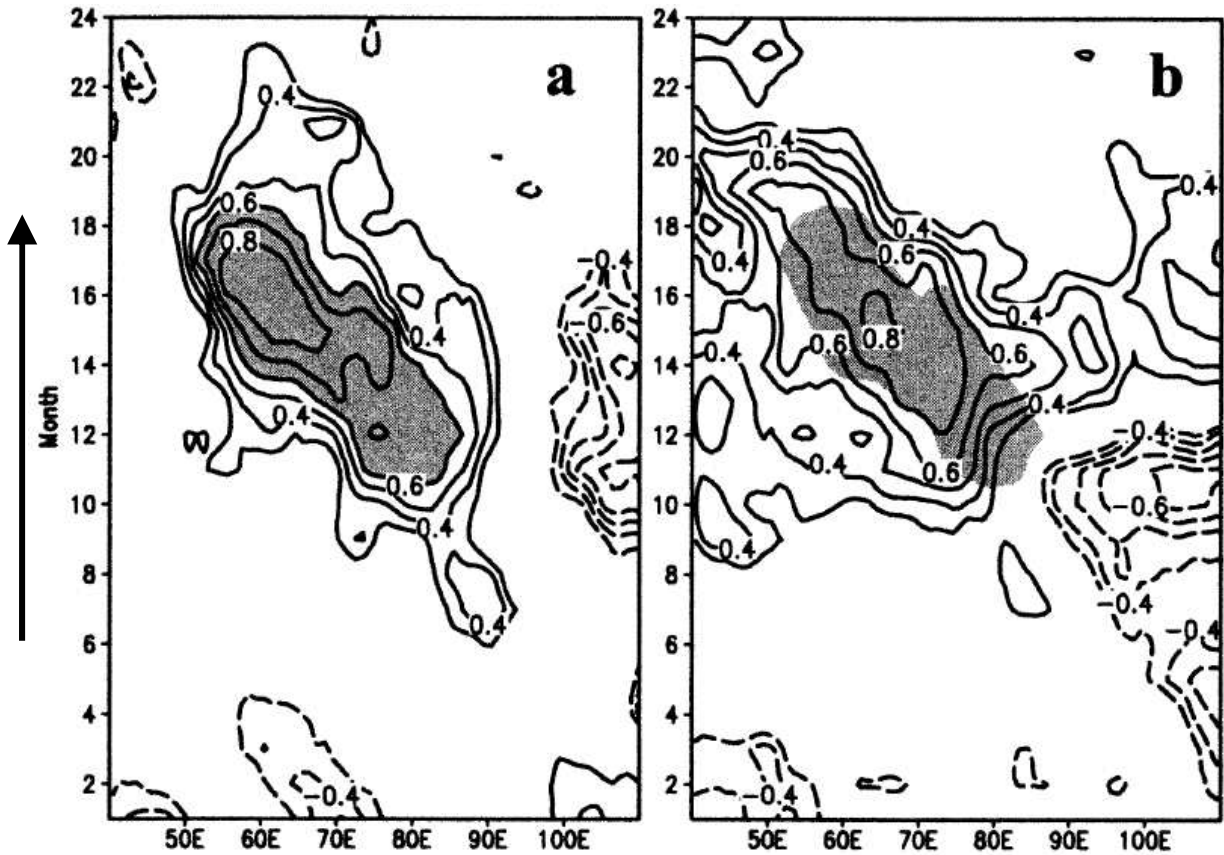
層の暖水の西進にほぼ対応して、海面水温の高温偏差も西へ伝播するのが見られる。この緯度帯のロスビー波がインド洋の中部から西岸付近まで伝播するのに半年以上を要するため、エルニーニョ現象終息後の夏までインド洋熱帯域の南西部の高水温を維持するのに寄与すると考えられる。Du et al. (2009) はさらに、インド洋熱帯域の南西部の昇温が、春から初夏にかけて、赤道の北側で北東寄り、南側で北西寄りの非対称な海上風の偏差をもたらし、北側の偏差は 5 月以降平均風を弱めることから、この時期のインド洋北部の高温化に寄与することを見出した。

Yang et al. (2007) や Xie et al. (2009) は、エルニーニョ現象最盛期の翌夏にインド洋熱帯域の海面水温が高い状態が持続することの影響を調べ、エルニーニョ現象発達の翌夏 (北半球) にフィリピン付近から東にのびる少雨域が見られ (第 2.4.62 図下) 、その北西側には高気圧性の大気循環場が形成される (第 2.4.62 図では、日本の南で海上風の時計回りの回転が見られる) ことを指摘した。一方、フィリピン付近の対流活動は日本の夏の天候に影響することが知られている (Nitta 1987)。これらの関係から、エルニーニョ現象発生の翌年の夏に北日本を中心に不順な天候が現れやすくなっていると考えられる。

このように、エルニーニョ / ラニーニャ現象に関係するインド洋熱帯域の海面水温変動と日本付近の天候との関係についての知見が蓄積されたこと、また、結合モデルによる海面水温の予測精度が向上したことから、気象庁は、平成 21 年 (2009 年) 7 月からエルニーニョ監視速報でインド洋熱帯域の海面水温の監視・予測情報を発表している (倉賀野 2009)。

ウ．インド洋ダイポールモード現象

Saji et al. (1999) は、インド洋熱帯域の海面水温には、形態としてはエルニーニョ / ラニーニャ現象に似ているが、エルニーニョ / ラニーニャ現象とは独立した固有の変動があることを報告した。Webster et al. (1999) もケルビン波やロスビー波といった赤道波による海面水温変動を伴うインド洋固有の変動がありえることを示唆している。

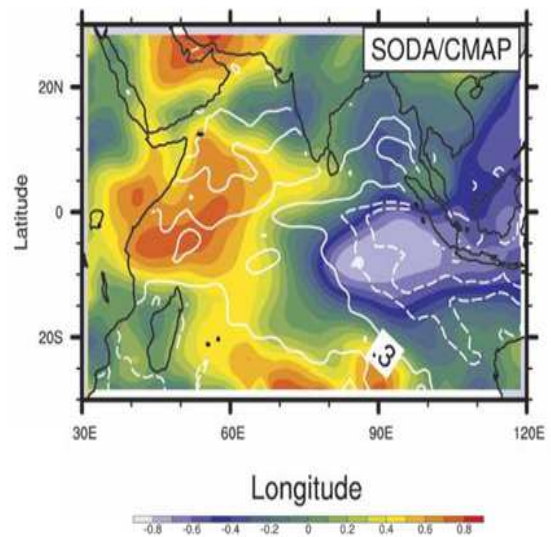


第 2.4.64 図 ENSO 指数 ($3^{\circ}\text{S}\sim 3^{\circ}\text{N}$ 、日付変更線 $\sim 140^{\circ}\text{W}$ の海面水温の 10 \sim 12 月の 3 か月平均) に対するインド洋の 8 \sim 12 $^{\circ}\text{S}$ 平均の 20 深度(a)と海面水温(b)のラグ相関係数
横軸は経度、縦軸は暦月 (下から上、13 \sim 24 は ENSO 指数の翌年の 1 \sim 12 月)、陰影は 20 深度の相関係数が 0.6 を超えるところ。Xie et al. (2002)より転載。

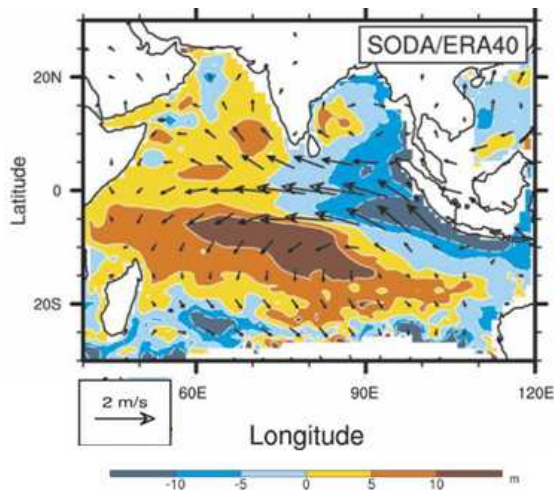
Saji et al. (1999)が提唱した現象は、インド洋ダイポールモード現象 (IOD) と呼ばれ、夏から秋にインド洋東部のスマトラ沖で平年より海面水温が低下し、インド洋熱帯域の西部で平年より海面水温が上昇する特徴を持つ (これを正の IOD と呼び、逆の偏差パターンの場合を負の IOD と呼び)。この変動パターンは、インド洋の海面水温変動の経験直交関数 (EOF) の第 2 モードとして現れる (Yamagata et al. (2004) など)。

スマトラの南西沖では、気候的に 4 月から 10 月にかけて南東風が卓越し、夏にピークとなる。この時期にはインド洋の東部では湧昇が強まって水温躍層が浅くなり、表層水温の変動が海面水温に影響しやすい状態になっている。

正の IOD 発生時には、インド洋熱帯域では海面水温の偏差パターンに対応して、降水量の偏差にも東西双極パターンが現れる (第 2.4.65 図)。このため、



第 2.4.65 図 インド洋ダイポールモード現象発生時の 9 \sim 11 月の降水量 (陰影) と海面水温 (等値線) の特徴
等値線は ± 0.3 、0.6、および 0.9 (破線は負)。Saji et al. (2006)より転載。



第 2.4.66 図 第 2.4.65 図に同じ、ただし 20 深度（陰影）と海上風（ベクトル）の特徴
9～11 月の 20 深度の第 1 主成分に対する回帰係数。Saji et al. (2006) より転載。

対流不活発な東部から対流活発な西部へと東寄りの海上風偏差が生じる（第 2.4.66 図）。この海上風偏差はさらに東部の湧昇と海面水温負偏差を強める。このようにして、正のフィードバックが働き、冬に気候的な海上風が大きく変わるまで IOD が維持されやすくなると考えられる。

インド洋ダイポールモード現象の世界の天候への影響については多くの研究がなされている。例えば、統計的な調査によって、アフリカ東岸における 10～12 月の雨季には、正の IOD 発生時に多雨の傾向となる関係が見出されている (Black et al. 2003; Clark et al. 2003; Saji and Yamagata 2003)。また、降水量偏差の双極パターンからのテレコネクションにより中高緯度の天候へも影響を及ぼす可能性があり、インドや東アジアの夏季モンスーンなどへの影響が指摘されている (Ashok et al. 2001; Guan and Yamagata 2003)。

(8) エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候
ア. はじめに

気候システムの中で最も卓越する年々変動であり予測も可能なエルニーニョ/ラニーニャ現象は、中・高緯度大気のカオスの性質の影響を強く受ける日本の季節予報にとって、最も頼りになる拠り所である。このため、統計的手法により季節予報を実施していた数年前までは、エルニーニョ/ラニーニャ現象の日本の天候への統計的な影響を適切に抽出して、予報資料として生かすことが、季節予報担当者にとっての技術的な最重要課題のひとつであった。

現在は、大気・海洋結合モデルによる数値予報に基づき 3 か月予報と暖・寒候期予報を行っているが、予測可能性の源としてエルニーニョ/ラニーニャ現象が重要であることは、統計的予測手法の時代と変わりはない。季節予報作業が大きく変わったのは、数値予報資料を解釈して、インド洋などの他の海域の影響も含め「今年のエルニーニョ/ラニーニャ現象の特徴はどうで、どう影響が出そうか」といった検討が出来るようになったことである。この検討の際に役に立つのが、エルニーニョ現象の影響が大気の循環にどう現れ、その結果、日本の天候にどう影響するかといった、エルニーニョ現象の日本の天候への影響に関する、そのメカニズムも含めた知識である。季節予報にとってのエルニーニョ/ラニーニャ現象の統計的な調査の主な目的も、以前の「予報資料としての利用」から、「数値予報資料の解釈に利用」に変化した。

このような観点から、ここでは、主にこれまで行われた気象庁の統計調査に基づき、エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候との関係の主要な特徴を簡単に述べた後、その背景となる大気循環場の特徴について重点的に解説する。エルニーニョ/ラニーニャ現象の指標として主にエルニーニョ監視指数⁹を用いた統計調査の結果だが、説明したメカニズムの要点は、最近よく発生する中部太平洋に変動の中心を持つエルニーニョ現象や、他の海域の影響がある場合にも応用できるものである。

⁹ エルニーニョ監視指数の定義は、(1) で示した通りエルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差である。

イ．日本の天候の特徴

第 2.4.67 図は、日本の地域平均(北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美)の平均気温と、エルニーニョ監視指数の 5 か月移動平均との相関係数を示す。統計期間は、1979～2008 年(冬は 1979/80 年～2008/09 年)の 30 年である。ここでは、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の影響による年々変動に注目するため、地球温暖化等による長期的な変化傾向(トレンド)が明瞭な気温については以下の方法によりその影響を除いている。

(A) 統計期間の 1979～2008 年(冬は 1979/80～2008/09 年)の各地域の平均気温データを直線で近似する。

(B) 気温データと近似された直線との差を「気温の変動」として扱う。

このように処理して求めた日本の地域平均気温とエルニーニョ監視指数との関係の大まかな特徴は以下のとおりである。

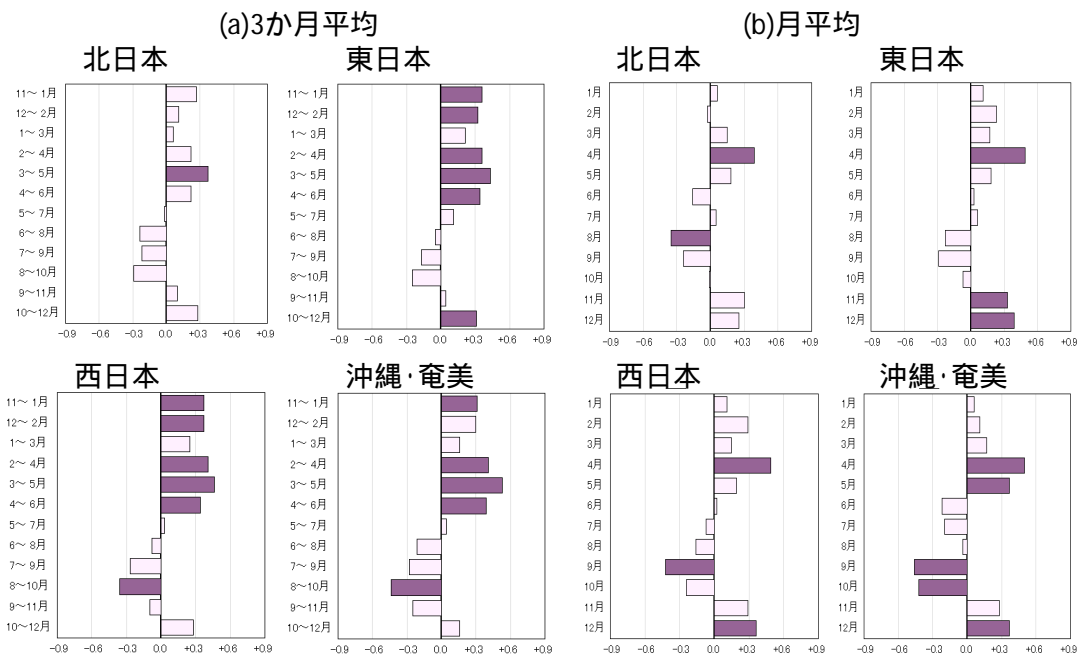
- (a) 各地方・各季節ともに、相関係数は 0.6 以下と相関関係は強くはない。
- (b) 北日本は他の地域に比べ関係が弱い。
- (c) エルニーニョ監視海域の海面水温が高い、すなわ

ちエルニーニョ現象の傾向の場合には、ほぼ全国的に 11～5 月は高温傾向、7～9 月は低温傾向がある。

これらの特徴のうち、(a)は日本の天候がエルニーニョ/ラニーニャ現象のみでは決まらないという、ごく当然のことを示している。ただし、5%の危険率で相関関係が有意な地域や季節も多くあり、「日本の気温とエルニーニョ/ラニーニャ現象とは、強くはないが関係はある」とも言える。なお、相関係数が 0.6 であることは、気温の変動の 3 割強がエルニーニョ/ラニーニャ現象と関連していることを意味している。

(b)については、緯度が高くなることで、熱帯の現象であるエルニーニョ/ラニーニャ現象の影響が小さくなる、ということで理解できよう。ただし、月別には 8 月は北日本の気温のみが統計的に有意な負相関を持つ。8 月には熱帯からのテレコネクションが、東日本以南よりも北日本で大きなシグナルがあるとすれば理解できる。

(c)は、エルニーニョ現象時には暖冬～暖春・冷夏傾向に、ラニーニャ現象時にはその逆の寒冬～冷春・暑夏傾向になることを示している。言い換え



第 2.4.67 図 エルニーニョ監視指数と地域平均気温年差との相関係数

グラフの横軸は相関係数地域の定義は気象庁(2012)を参照のこと。統計期間は、1979～2008 年。(a) 3 か月平均、(b) 月平均。3 か月平均のうち、11～1 月、12～2 月は 1979/80～2008/09 年の統計。エルニーニョ監視指数は 5 か月移動平均。5%の危険率で相関関係が統計的に有意な地域・月に影を付けた。

ばエルニーニョ現象は季節変化の振幅を小さくし、ラニーニャ現象は振幅を大きくする傾向があることを意味し、これまでも良く知られている興味深い関係である。ただし、夏の低温傾向は冬と春の高温傾向ほど明瞭ではない。

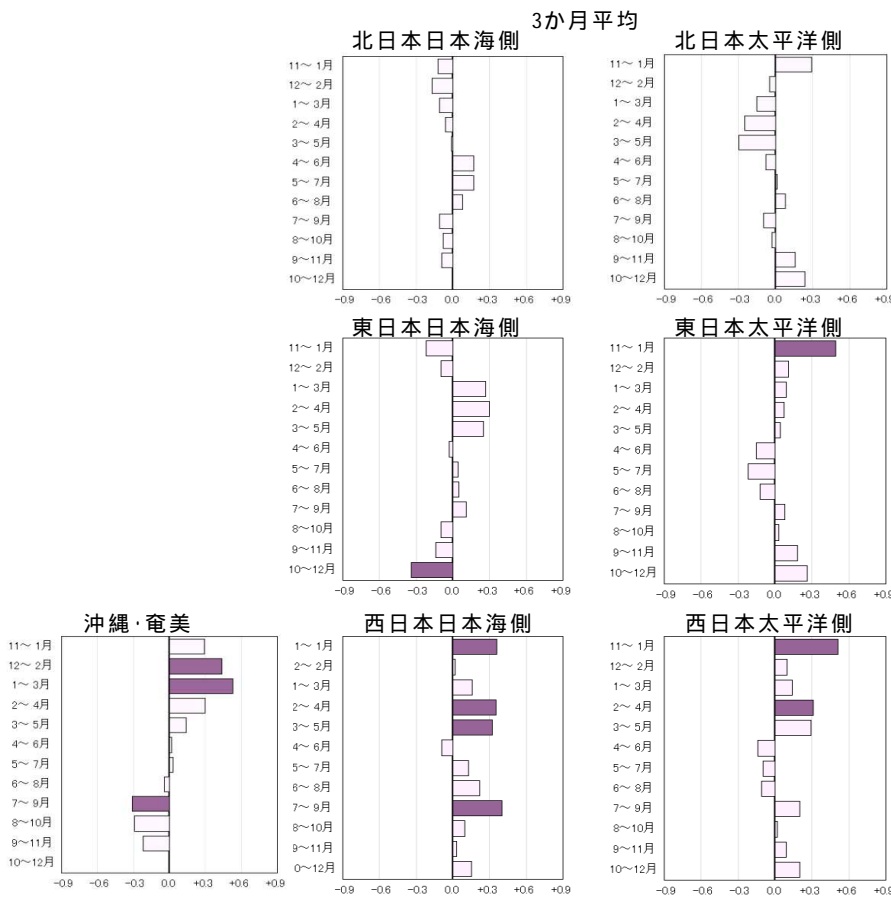
第 2.4.68 図は、エルニーニョ監視海域の海面水温と地域平均降水量年比との相関係数を示す。統計期間等は、第 2.4.67 図で示した気温と同じである。ただし、降水量は長期間のトレンドが明瞭でないため、それを除去していない。また、気温とは地域区分が異なっている。気温よりもさらに相関関係が弱いが、それでも、統計的に有意な特徴として、11～1月の東日本太平洋側と西日本の多雨傾向、12～3月の沖縄・奄美の多雨傾向、2～4月の西日本の多雨傾向等があげられる。

エルニーニョ現象の衰弱後にもその影響がインド洋など他の海域に残り、その結果、日本の天候に影響

が出る可能性が指摘されている。Yang et al.(2007)や Xie et al.(2009)は、エルニーニョ現象終息後に、インド洋の海面水温の高い状態が維持され、それが日本の天候に影響を与える西太平洋熱帯域での対流活動を抑制するとしている。このようなことを考慮し、気象庁ではインド洋熱帯域で平均した海面水温偏差 (IOBW; Indian Ocean Basin Wide: 20°S ~ 20°N, 40°E ~ 100°E で平均した海面水温で、該当する年の 30 年前から前年までの 30 年間のトレンドからの偏差で定義している) を用いて現業的にインド洋熱帯域の状況を監視している。

第 2.4.69 図は、5 か月移動平均した IOBW と地域平均気温との相関係数を示す。この図から読み取れる特徴は、基本的には第 2.4.67 図と同様であるが、沖縄・奄美の年の前半の正相関や、北日本の夏期の負相関が強くなっている。

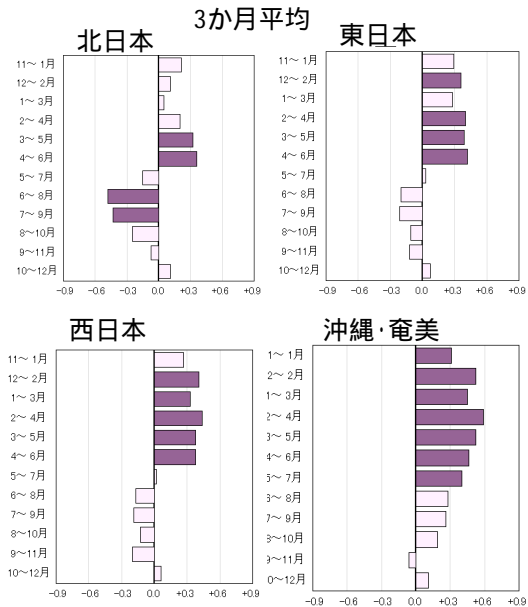
ここまではエルニーニョ監視指数や IOBW と日本



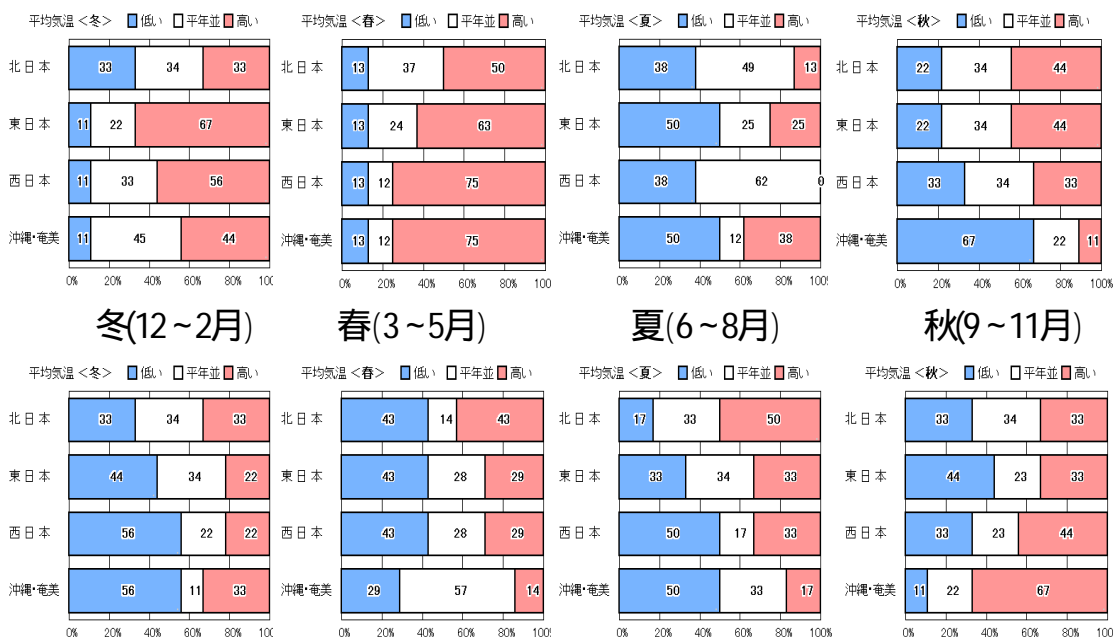
第 2.4.68 図 第 2.4.67 図と同じ、ただし、エルニーニョ監視指数と地域平均降水量年比との相関係数 3 か月平均のみ。

の天候との統計的な関係を、相関係数を用いて述べた。これはエルニーニョ/ラニーニャ現象と天候との関係が線形的に表裏のものであると仮定した上での説明である。第一次近似的にはその仮定でよいと考えられるが、もちろん正確には表裏ではない。そのことを確認するために、第2.4.70図に「エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上(-0.5以下)」の時の、統計対象期間の1979~2008年(冬は1979/80~2008/09年)における気温の「低い」、「平年並」、「高い」階級の出現率を示す。3つの階級のしきい値はこの30年間で低い:平年並:高い=10年:10年:10年となるように決めてある。エルニーニョ監視指数と気温の正の相関が各地域で統計的に有意な春のケースでは、エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上の場合には全国的に高温傾向がある一方、-0.5以下の場合にはやや低温傾向は見られるものの明瞭ではない。このことは春の正相関は主にエルニーニョ現象時の高温傾向を反映したものであることを示している。他の季節も同様に、日本の天候とエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係は表裏でない。本来は別々に評価することが望ましい一方、両者に分け

てしまうとサンプル数が減ってしまう。このため、本稿ではこのような問題点を考慮しつつ、サンプル数を確保することを重視して、主に、エルニーニョ監視指数と気温等の相関関係に基づいて説明を進めていく。



第2.4.69図 第2.4.67図と同じ、ただし、10BWと地域平均気温との相関係数3か月平均のみ。

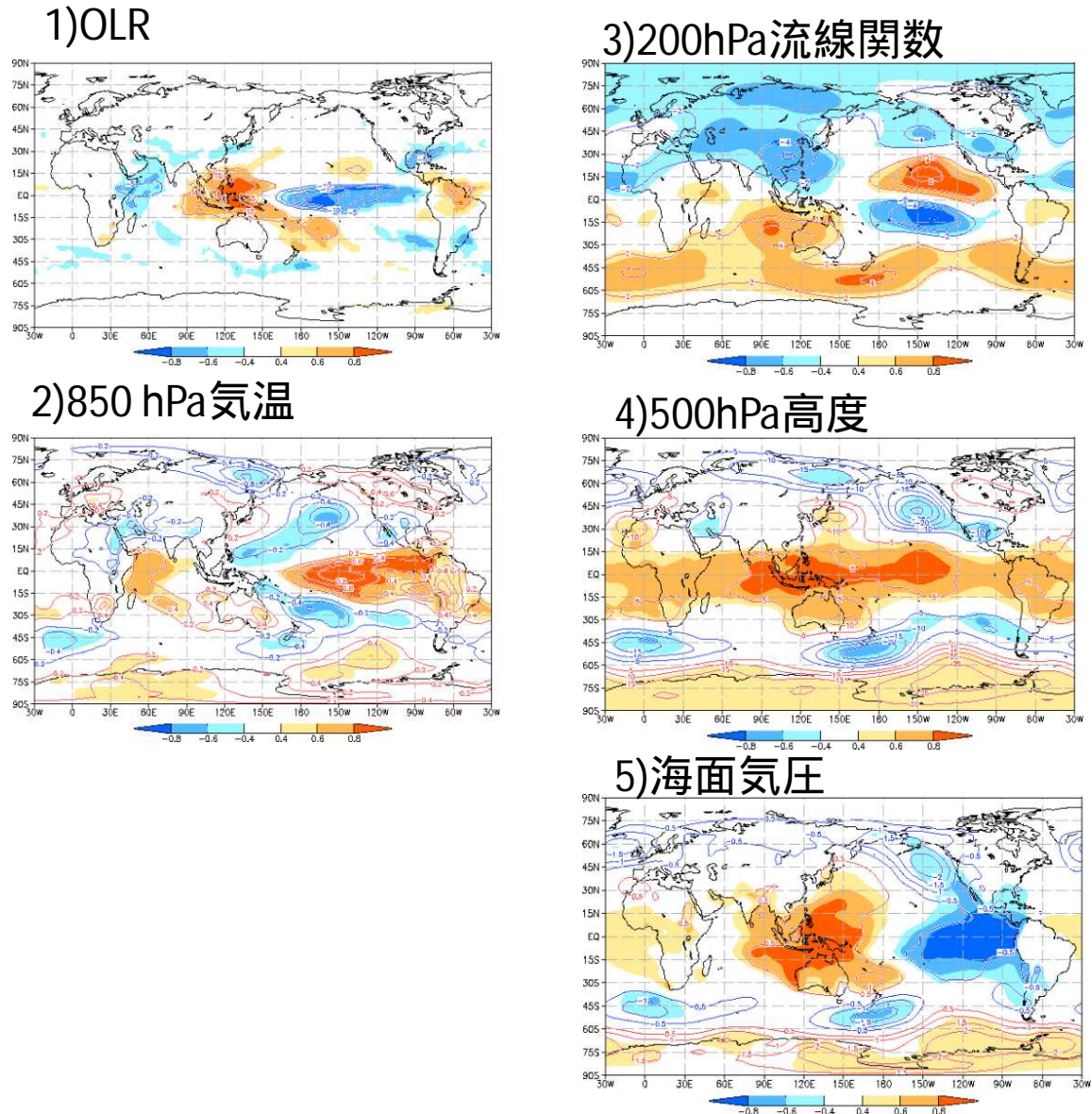


第2.4.70図 エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上(-0.5以下)の場合の、気温が「低い」、「平年並」、「高い」階級の地域毎の出現率
上:+0.5以上、下:-0.5以下。左から冬(12~2月)、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)。

ウ．大気循環場の特徴

ここでは、イ．で述べたエルニーニョ／ラニーニャ現象と日本の天候との関係をもたらす大気循環場の特徴について、主にエルニーニョ監視指数（5か月移動平均）と大気循環場との線形回帰分布に基づいて述べる。大気循環場のデータとしては、JRA-25長期再解析(Onogi et al. 2007)と、米国の極軌道衛星 NOAA によって観測され米国地球システム研究所

(ESRL)が解析した外向き長波放射量(OLR)を利用した。平年値はいずれも1981～2010年の30年間の平均値である。なお、回帰係数の算出には1979～2008年¹⁰の30年間のデータを用いた。以後の回帰図では相関係数が+0.4以上、-0.4以下の領域に影を付けた。サンプル数は30個なのでt検定でほぼ5%以下（相関係数±0.36で5%）の危険率で有意な領域に影が付いていると考えてよい。なお、統計的に確認できる



第 2.4.71 図 エルニーニョ監視指数（5か月移動平均）と大気循環場の回帰図（11～1月）

1979/80～2008/09年の30年間で計算。大気循環場は11～1月の3か月平均場。等値線が回帰係数で、規格化した指数が+1.0の時の値。また、相関係数が+0.4以上と-0.4以下の領域に影を付け、影の濃さはカラーバーのとおり。1)OLRで等値線間隔は $5\text{W}/\text{m}^2$ 、2)850hPa気温で0.2、3)200hPa流線関数で、 $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、4)500hPa高度で5m、5)海面気圧で0.5hPa。

¹⁰ イ．の日本の天候に関する調査に合わせて、この期間（1979～2008年）としている。

大気循環場の特徴の要因についても過去の研究結果等を参考にしつつ述べる。

冬と春の高温傾向、冬の東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美の多雨傾向

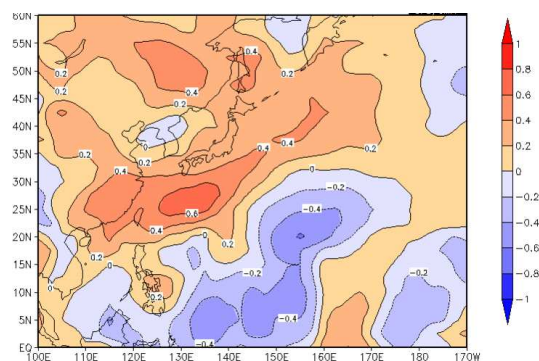
まず、冬の高温傾向に関連する大気循環場の特徴について述べる。第 2.4.71 図は、エルニーニョ監視指数と東・西日本と沖縄・奄美の気温との間に有意な正相関がある、11～1月の3か月平均の大気循環場の回帰図である¹¹。熱帯の対流活動の指標である OLR は海洋大陸からフィリピンの東方海上にかけて正で、エルニーニョ現象に対応して対流活動が不活発であることを示している。対流圏上層(200hPa)の流線関数では、この対流活動の不活発な領域のやや北西側(中国南部)と南西側(オーストラリアの西)に中心を持つ低気圧性の循環の対が赤道を挟んで見られる。海洋大陸からフィリピンの東方海上にかけて対流活動が不活発なことに伴う冷却によって強制された赤道ロスビー波(第 5.2 節参照)の現れであろう¹²。この中国南部の低気圧性の循環偏差の北東側の日本から東方海上にかけて、統計的に有意ではないものの高気圧性の循環偏差が見られる。この高気圧性の循環偏差は、対流圏中層の 500hPa 高度と地上気圧にも見られ、それぞれ統計的に有意である。すなわち、順圧的な構造をした高気圧性の偏差が見られるということである。これは、前述した傾圧的な赤道ロスビー波が偏西風の影響で変質し、順圧的な定常ロスビー波束としてジェット気流に捕捉されて東向きに伝播したものと考えられる(第 5.3 節、あるいは Jin and Hoskins(1995)を参照のこと)。日本付近はもともと暖かい高気圧偏差に覆われること、また、海面気圧の図から分かるようにこの高気圧性の偏差の影響で冬型の気圧配置が弱まることも加わって、高温傾向となっていると考えられる。

¹¹ 12～2月の3か月平均に比べてエルニーニョ監視指数と気温/降水量との相関関係が強いのでこの3か月を選んだ。12～2月でも大気循環場の回帰図の特徴は大きくは変わらない。

¹² 図の海面気圧で確認できるように下層は高気圧性の偏差であり、対流圏の上下層で循環偏差が逆の傾圧的な構造をしている。

一方、これら一連の循環偏差とは別に、海面気圧ではフィリピン付近から日本の南海上にかけて高気圧性の偏差が見られる。やはり、前述した対流活動が不活発なことに伴う下層の赤道ロスビー波の表れと考えられる(第 5.2 節参照)。この循環偏差は東シナ海からフィリピン東方海上における冬の北東モンスーンを弱める循環で、沖縄・奄美の高温傾向に寄与していると考えられる。

統計的には 11～1月には東日本太平洋側と西日本の多雨傾向が見られるが、これは第 2.4.71 図の OLR において東日本以西の太平洋側における東西帯状の負偏差域(対流活発域)としても確認できる。太平洋側の地方を中心に移動性の低気圧の影響を受けやすく多雨傾向になっていると推察される。2～8日のバンドパスフィルターをかけて抽出した高周波擾乱を対象に、対流圏下層(850hPa)の擾乱による北向きの熱フラックスとエルニーニョ監視指数との相関分布(第 2.4.72 図)を見ると、確かに日本の南海上を中心に東西帯状の正相関域が見られる。エルニーニョ監視海域の海面水温が高い時に移動性の高・低気圧の活動が活発になる傾向がある、ということを示している。なぜ、移動性の高・低気圧の活動が活発化するかは明確には分かっていないが、日本の南海上の下層循環の変化に伴い水蒸気フラックスが多いことや、東谷が弱まり平均場の下降流が弱まることと関係している可能性がある。冬型の気圧配置が弱ければ太平洋側は低気圧の影響を受けやす



第 2.4.72 図 エルニーニョ監視指数と 850hPa における高周波擾乱(2～8日のバンドパスフィルターで抽出)による北向き熱輸送の相関図

1979/80～2008/09年の30年間で計算。11～1月の3か月平均。相関係数の等値線間隔は0.2。正は実線、負は破線。

く、平年に比べ降水量が多い傾向がある、ということである。

図は略すが、春の高温傾向に関する大気循環場の特徴も冬と同様である。ただし、冬に比べて、東日本以西での OLR の負相関は明瞭ではない。

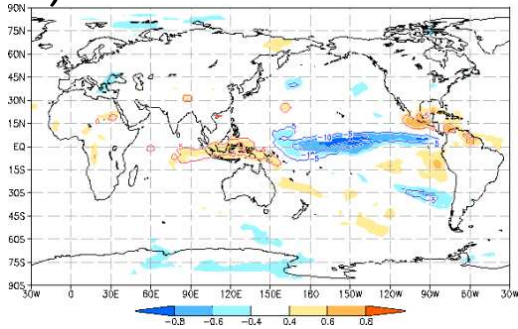
エルニーニョ/ラニーニャ現象の影響は熱帯中心に現れるが、ロスビー波束の伝播等に伴うテレコネクションで中・高緯度にも現れる。第 2.4.71 図の 500hPa 高度の回帰図で、相関関係が有意な領域を見ると分かるように、中・高緯度の中では冬の日本域はエルニーニョ/ラニーニャ現象の影響を受けやすい地域であると言える。それは、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴って変動する熱帯の対流活動域の

ひとつ、すなわち海洋大陸付近に近いためと、その対流活動によって励起され、アジア大陸南部を流れる亜熱帯ジェット気流沿いに東向きに伝播するロスビー波束の影響を受けやすいため、と言えよう。

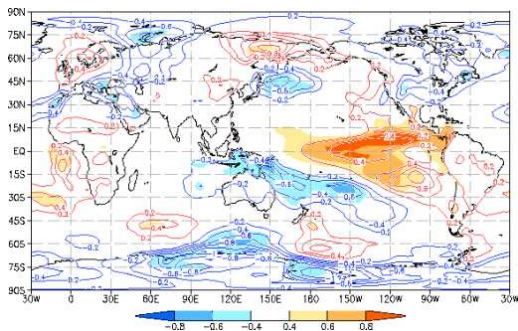
夏後半～秋前半の低温傾向

次に夏後半～秋前半の低温傾向に関する循環場の特徴について述べる。第 2.4.73 図は第 2.4.71 図と同じ要素の回帰図で、7～9月の3か月平均場のものである。エルニーニョ/ラニーニャ現象の振幅が最も大きな冬期に比べて、この季節は有意な相関関係にある領域が全球的に小さい。日本周辺も同様であるが、北日本から東海上にかけて東西に伸びる

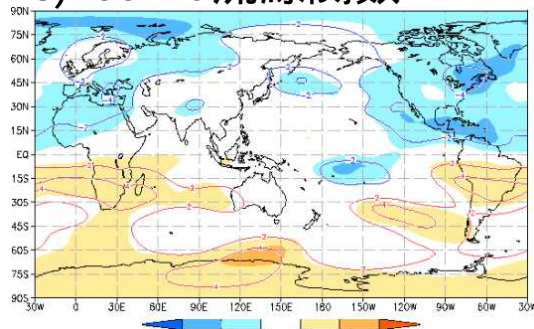
1) OLR



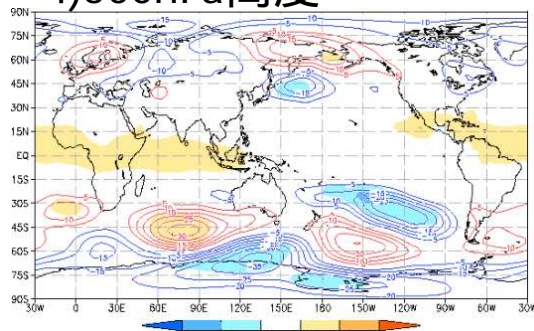
2) 850 hPa 気温



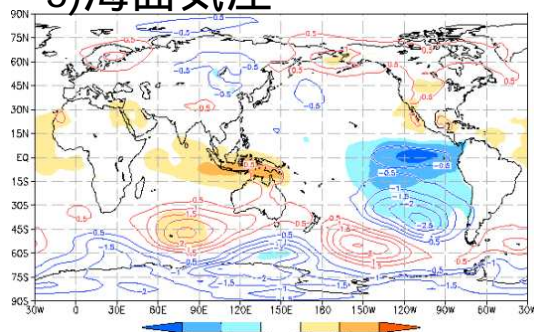
3) 200hPa 流線関数



4) 500hPa 高度



5) 海面気圧

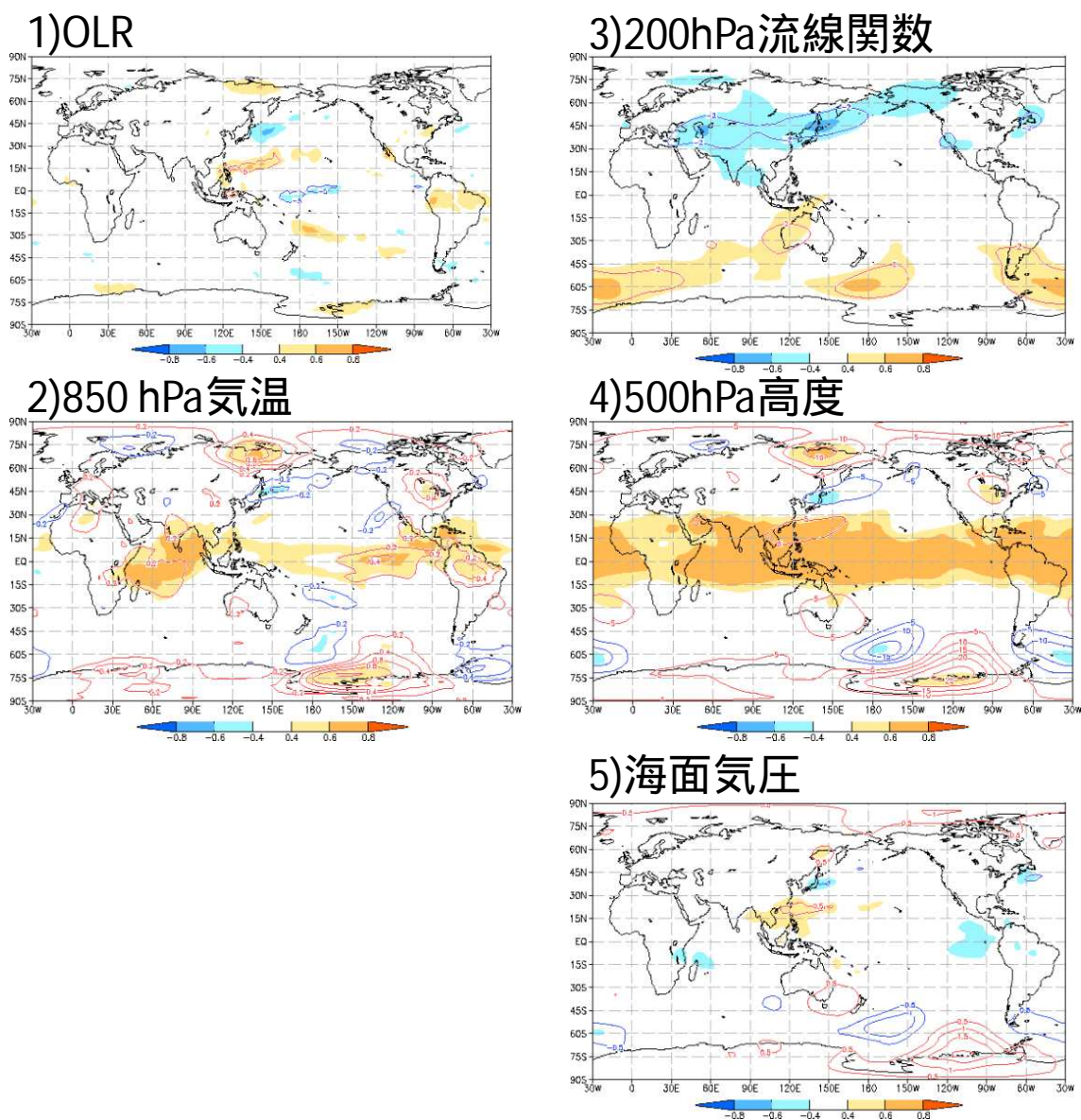


第 2.4.73 図 第 2.4.71 図と同じ、ただし期間は 7～9 月

500hPa 高度と 850hPa 気温の負相関の領域が見られ、これが北日本の低温傾向と関係している。この負相関をもたらすメカニズムはよくわからないが、後述するとおりエルニーニョの夏に、北半球の中緯度帯の対流圏で帯状平均高度が下がる (Robinson 2002) ことが関係している可能性がある。

エルニーニョ / ラニーニャ現象の長引く影響と考えられるインド洋熱帯域の海面水温と循環場の関係 (Xie et al. 2009) についても述べておく。第 2.4.74 図はインド洋熱帯域で平均した海面水温 (10BW) と循環場の回帰図で 6 ~ 8 月の 3 か月平均である。特徴

のひとつは、フィリピンから東方海上に伸びる OLR の正相関域、すなわち 10BW が正偏差の時にこの領域で対流活動が不活発になるということである。この領域の対流活動は太平洋高気圧の動向に影響を与える。海面気圧を見ると、確かに対流活動の不活発域のやや北西で海面気圧が高く、その北の日本付近で海面気圧が低い傾向がある。すなわち、太平洋高気圧が日本の南で西に伸び、日本付近、すなわち北への張り出しが弱い、ということである。500hPa 高度でも日本付近は負偏差であり、その中心は北日本で、この地方での低温、寡照傾向 (図略) と関係してい



第 2.4.74 図 第 2.4.73 図と同じ、ただし、インド洋熱帯域海面水温 (10BW) との回帰で、期間は 6 ~ 8 月

る。200hPa 流線関数も北日本を中心とする低気圧性の循環偏差が見られる。このように、日本付近の回帰のパターンは冬のエルニーニョ監視海域の海面水温との回帰のパターンと同じく順圧的な構造をしているが、符号は逆である。

IOBW とフィリピン付近の対流活動との関係について Xie et al. (2009) は次のとおり説明している。すなわち、インド洋の高温による加熱で強制された（地上付近では）低気圧性のケルビン波が西太平洋の赤道域に楔状に伸び、その低圧部にフィリピン海から風が吹きこむことで、フィリピン海が下層発散場になり、対応する下降流で対流が抑えられる、という主張である。

IOBW との力学的な関係はよくわからないが、この図でもうひとつ注目したいのは、500hPa 高度に見られる東シベリアの正相関と、海面気圧に見られるオホーツク海の正相関である。この分布はオホーツク海高気圧が出現しやすいことを示唆している。関連して 500hPa 高度では、日本を挟む南北の三極構造 (Hirota and Takahashi 2012) が見られる。この回帰分布の構造から、対流活動に伴う加熱により強制された南からの単純なロスビー波束の伝播とは考えられず、むしろ北からの伝播も示唆され、その成因が興味深い。Hirota and Takahashi (2012) は、強制の微細な構造には支配されない東アジア域に固有の大気の力学的モードと主張している。さらにもうひとつ注目したいのが 200hPa 流線関数に見られる、アジア大陸から日本の東海上にかけての帯状の負相関域である。亜熱帯ジェット気流の南偏を意味しており、日本の低温傾向と整合的である。

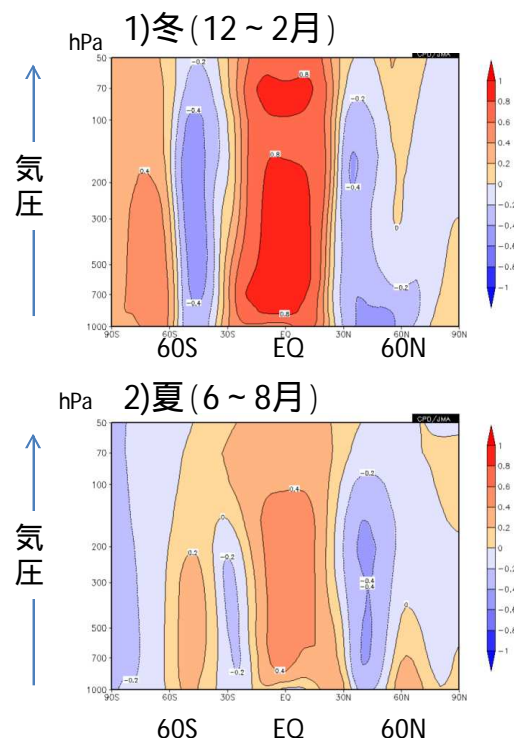
エ．エルニーニョ現象と季節変化の振幅

イ．で、エルニーニョ現象時の日本は、冬から春は高温傾向、夏は低温傾向があるとの統計関係を述べ、ウ．ではそれぞれの統計関係に関わる循環場の特徴を述べた。この統計関係は、エルニーニョ現象時に季節変化の振幅が小さくなることを意味しているが、そのことをもう少し単純に理解できないだろうか。

エルニーニョ現象の影響で熱帯の対流活動が赤道

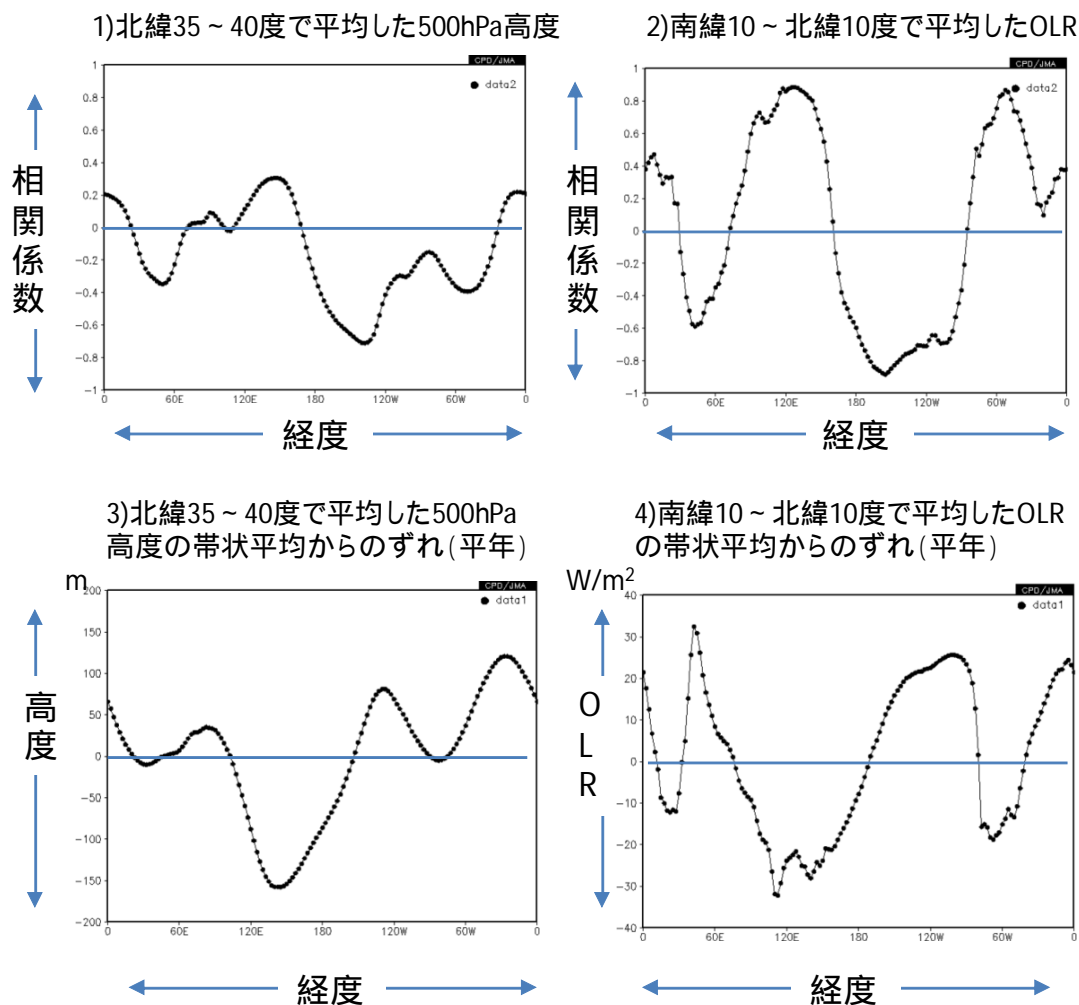
に寄る、すなわち対流活動の季節による南北の変動幅が小さくなるので、その影響が帯状平均場の季節変化を小さくしている可能性がある。そこで、まず、帯状平均場とエルニーニョ現象との関係を確認する。第 2.4.75 図はエルニーニョ監視指数と帯状平均高度場の相関係数を示す。北半球中緯度の対流圏では夏も冬も負相関である。このことは、帯状平均だけを考えれば、エルニーニョ現象時には日本は夏も冬も低温傾向になることを意味している。期待されたような、夏は負相関（帯状平均偏差の影響で低温）で冬は正相関（帯状平均偏差の影響で高温）という相関関係ではない。

一方、第 2.4.76 図に示すとおり、冬の 35°N ~ 40°N で平均した 500hPa 高度とエルニーニョ監視指数との相関係数の経度分布は波数 3 程度で波打っており、冬には日本付近の経度帯で正相関でエルニーニョ現象時には高度が高い傾向を示している。帯状平均では負相関だが、帯状平均からのずれ（ここではそれを定常擾乱と呼ぶ）の影響で正相関となる、という



第 2.4.75 図 エルニーニョ監視指数と帯状平均高度との相関係数

1) 冬 (12 ~ 2 月) 2) 夏 (6 ~ 8 月)。相関係数の等値線間隔は 0.2。統計期間は、冬は 1979/80 ~ 2008/09 年、夏は 1979 ~ 2008 年の 30 年間。



第 2.4.76 図 1)エルニーニョ監視指数と 35°N～40°N で平均した 500hPa 高度との相関係数の経度分布、2) 1)と同じで 10°S～10°N で平均した OLR との相関係数の経度分布、3) 35°N～40°N で平均した 500hPa 高度の帯状平均からのずれの平年値、4) 10°S～10°N で平均した OLR の帯状平均からのずれの平年値
統計期間は、1979/80 年～2008/09 年の冬(12～2月)の3か月平均。

ことである。図の 3)には帯状平均からのずれ、すなわち定常擾乱の平年値も示す。100°E から東は図の 1)の相関のグラフとほぼ逆の位相の定常擾乱が見られる。すなわち、エルニーニョ現象に伴い、北半球中緯度の定常擾乱の振幅が小さくなる傾向がある、ということである。同様に 10°S～10°N の赤道域で平均した OLR を見ると、やはり図の 2)のエルニーニョ監視海域との相関係数と図の 4)の帯状平均のずれの平年値は逆位相である。エルニーニョ現象に伴い、赤道域の対流活動の東西の偏りが小さくなる、ということである。これらのことから、平年値では海洋大陸付近に局在化した対流活動に伴う大気加熱があり、それに強制される定常擾乱が中緯度にあるが、対流活動の東西の偏りが小さくなるエルニーニョ現

象時には、それに関連して強制される定常擾乱¹³の振幅が小さくなりその影響で日本は高温傾向となると考えられる。この考えは、第 2.1.5 図に示した Held(2002)における熱帯加熱に対する線形応答の結果からも支持される。一方、夏はどうだろうか。6～8月の3か月平均について冬の第 2.4.76 図と同様な図を書いても、帯状平均の負相関を打ち消したり、強めたりするような卓越した定常擾乱は見られない(図略)。

¹³ 平年値に見られる定常擾乱の生成には、ヒマラヤなどの大規模な山岳に偏西風が当たることによる強制、移動性擾乱による強制、海陸の熱コントラストによる強制などが複雑に関係しているが、局在化している熱帯の対流活動も寄与している。Held(2002)が明快に説明しているので、興味のある方は一読されたい。

これらの結果を大雑把にまとめると、エルニーニョ現象時の日本は、

冬：帯状平均の負<定常擾乱の正で、高温傾向

夏：帯状平均の負で、低温傾向

といえる。

もちろん、こんな単純な理解では不足で、特に夏は Xie et al. (2009) の主張するような熱帯での下層循環の影響も重要であろう。エルニーニョ現象に遅れてインド洋熱帯域の海面水温が高い年には、前述した Hirota and Takahashi (2012) の三極構造や、やはり Kosaka and Nakamura (2006) が固有な力学モードと主張する PJ パターン (Nitta 1987) が、冷夏傾向をもたらす符号で励起されやすい、といったことも重要だろう。また、冬もイ . で述べたとおり、フィリピン海の下層循環の影響も大きいと考えられる。

オ . おわりに

一口にエルニーニョ現象といっても、事例により強さは違い、東部太平洋赤道域で変動の大きな典型的なエルニーニョ現象もあれば、最近よく観測される中部太平洋に変動の中心があるエルニーニョ現象もあり、それぞれ大気への影響は異なる。また、インド洋や大西洋などの他の海域の状況によっても、エルニーニョ現象の大気への影響の現れ方も変わると考えられる。気候システムの十年規模変動や地球温暖化の影響も受けるであろう。

このようにエルニーニョ現象の影響は単純ではないものの、ここで説明したメカニズムの要点を応用することによって、理解できることも多いと考えられる。

季節予報作業では、51 メンバーのアンサンブル数値予報の結果を用いている。数値予報のメンバー間におけるエルニーニョ / ラニーニャ現象の予測のばらつきは、現象の変動の大きさに比べて小さいので、毎回の季節予報作業では、大気のカオス的性質を含めて、「個別のエルニーニョ / ラニーニャ現象と日本の天候」との関係性を評価しているとも言える。予報担当者には、その評価を実施する能力が求められる一方、予報作業の過程で関係する知見が着実に蓄積されていくはずである。

参考文献

- 気象庁, 2006: エルニーニョ / ラニーニャ現象と日本の天候エルニーニョ / ラニーニャ現象と北半球循環場. 平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-69.
- 気象庁, 2012: 気候系監視年報 2011. 69pp.
- 北村佳照, 2003: エルニーニョ予測モデルの改善. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 77-86.
- 倉賀野連, 2009: エルニーニョ監視速報の拡充. 平成21年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-6.
- 平井雅之, 2009: エルニーニョ予測システムの概要と予測精度. 平成21年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 82-88.
- Annamalai, H., P. Lu, and S. P. Xie, 2005: Southwest Indian Ocean SST Variability: Its Local Effect and Remote Influences on Asian Monsoons. *J. Climate*, **18**, 4150-4167.
- Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499-4502.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Black, E., J. Slingo, and K. R. Sperber, 2003: An observational study of the relationship between excessively strong short-rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 74-94.
- Clark, C. O., P. J. Webster, and J. E. Cole, 2003: Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean Zonal Mode and East African coastal rainfall anomalies. *J. Climate*, **16**, 548-554.
- Du, Y., S. P. Xie, G. Huang, and K. Hu, 2009: Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean warming. *J. Climate*, **22**, 2023-2038.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1544, doi:10.1029/2002GL016831.
- Held, I. M., M. Ting, H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling. *J. Climate*, **15**, 2125-2144.
- Hirota, N. and M. Takahashi, 2012: A tripolar pattern as an internal mode of the East Asian summer monsoon. *Clim Dyn* doi: 10.1007/s00382-012-1416-y.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and KOBE Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Jin, E. K., J. L. Kinter III, B. Wang, C. -K. Park, I. -S. Kang, B. P. Kirtman, J. -S. Kug, A. Kumar, J. -J.

- Luo, J. Schemm, J. Shukla, and T. Yamagata, 2008: Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Clim. Dyn.*, **31**, 647-664.
- Jin, F. -F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811-829.
- Jin, F. -F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka, 2003: Equatorially Symmetric Impact of the El Niño-Southern Oscillation on the South Asian Summer Monsoon System. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1329-1352.
- Kleeman, R. and S. B. Power, 1994: Limits to predictability in a coupled ocean-atmosphere model due to atmospheric noise. *Tellus*, **46A**, 529-540.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. C. Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**, 917-932.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and Dynamics of the Summertime Pacific-Japan Teleconnection Pattern. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Loschnigg, J. and P. J. Webster, 2000: A Coupled Ocean-Atmosphere System of SST Modulation for the Indian Ocean. *J. Climate*, **13**, 3342-3360.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- McPhaden, M. J., 2012: A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09706, doi:10.1029/2012GL051826.
- Meinen, C. S. and M. J. McPhaden, 2000: Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*, **13**, 3551-3559.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Robinson, W. A., 2002: On the midlatitude thermal response to tropical warmth. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8), 1190, doi:10.1029/2001GL014158.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H., S. P. Xie, and T. Yamagata, 2006: Tropical Indian Ocean Variability in the IPCC Twentieth-Century Climate Simulations. *J. Climate*, **19**, 4397-4417.
- Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Climate Res.*, **25**, 151-169.
- Seiki, A. and Y. N. Takayabu, 2007: Westerly Wind Bursts and Their Relationship with Intraseasonal Variations and ENSO. Part I: Statistics. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3325-3345.
- Suarez, M. J. and P. S. Schopf, 1980: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283-3287.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.
- Wang, C. and J. Picaut, 2004: Understanding ENSO physics - A review. in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, Geophysical Monograph Series. Volume 147, Eds. C. Wang, S. -P. Xie, and J. A. Carton, pp. 21-48, AGU, Washington, D. C., 2004.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben, 1999: Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, **401**, 356-359.
- Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Webster, 2000: Large-Scale Dynamical Fields Associated with Convectively Coupled Equatorial Waves. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613-640.
- Wyrtki, K., 1973: An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, **181**, 262-264.
- Xie, S. P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary Jr, 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, **15**, 864-878.
- Xie, S. P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Yamagata, T., S. K. Behera, J. J. Luo, S. Masson, M. R. Jury, and S. A. Rao, 2004: Coupled Ocean-Atmosphere Variability in the Tropical Indian Ocean. in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. Geophysical Monograph Series, Volume 147, Eds. Wang, C., S. -P. Xie, and J. A. Carton.
- Yang, J., Q. Liu, S. P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708, doi:10.1029/2006GL028571.
- Yasuda, T., Y. Takaya, C. Kobayashi, M. Kamachi, H. Kamahori, and T. Ose, 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System, *CLIVAR Exchanges*, **No.43**, 18-24.
- Yu, X. and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal Variability in the Equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 925-947.

3 季節予報の予測システム

この章では、季節予報の予測システム（数値予報とガイダンス）の概要について、その予測精度も含めて解説する。

第3.1節では、季節予報の予測可能性について、初期値に含まれる小さな誤差の成長による予測可能性（「第1種の予測可能性」）と海面水温等境界値に伴う予測可能性（「第2種の予測可能性」）に分けて解説し、季節予報は確率的な表現で行う必要があることを述べる。また、そのためにはアンサンブル予報が重要であり、それを実行する数値予報の予測システムの概要を解説する。

第3.2節では、1か月予報と異常天候早期警戒情報の予測システムについて、第3.3節では3か月予報と暖・寒候期予報の予測システムについて、それぞれのシステムの特徴や予測特性、プロダクトのひとつである数値予報ガイダンスの作成方法や精度等について解説する。

第3.4節では、数値予報システムの技術向上に向けた今後の展望について述べる。

3.1 季節予報の予測可能性と確率予報¹

3.1.1 はじめに

季節予報は、今日・明日といった短期予報や週間予報と同様に、数値予報モデルに基づいて行っている。季節予報では数日スケール以上の現象を対象とし、予測地域も地方単位であるなど、短期予報とは様々な違いがあるが、最も大きく違うのは予報期間が長いことである。予報期間の長い予報では、大気のカオス的性質による予測可能性が問題となる。技術の進歩により、数値予報モデルが大気の状態をきわめて正確に予測できるようになっても、初期値にわずかにでも誤差が含まれると時間とともに誤差が急激に成長するため、決定論的な予報は困難である。本節では、こうした季節予報の予測可能性と確率予報の必要性について解説する。

なお、本解説の執筆にあたっては、高野(1994;

¹ 中三川 浩（第3.1.1～4項）、平井 雅之（第3.1.5項）

1999; 2003)、楠(2000)、前田と中三川(2008)などの予測可能性に関する解説を参考にした。

3.1.2 第1種の予測可能性

大気は、基本的に流体力学の基本方程式に従って運動しており、この方程式に正しい初期値を与えれば、その後の運動はすべて正確に予測することが原理的には可能である。しかし、現実には短期予報も含めて、必ず当たるというわけではない。その理由のひとつは、大気の状態を予測する数値予報モデルでは、様々な近似や仮定をしており、その大気の状態を完全に記述できていないことが挙げられる。それでは、技術が進歩して、大気の状態を完全に記述できるようになれば、1か月先や3か月先の予報が正確に決定論的に予報できるようになるかといえば、それも困難である。なぜなら、我々が手に入れられる初期値には必ず誤差が含まれ、その誤差が時間とともに急激に増大する性質があるため、ある時間ののちに、自然の変動を超える差が出てしまうためである。技術の進歩とともに初期値に含まれる誤差も小さくすることはできるが、原理的に直接の観測にはわずかにいへ誤差が避けられないし、空間的にくまなく観測をすることは困難である。たとえリモートセンシングの技術を駆使して空間的に稠密な解析値を得られても誤差は避けられない。このように、初期値のわずかな誤差が時間とともに急激に増大し、ついには予測不可能な混沌とした状態になる性質をカオスと言い、特に決定論的なニュートン力学によってみられるものを力学的カオスという。

ここで、このような大気を持つカオス的性質を端的に示すために、有名なローレンツモデルを紹介する。以下の式は、レイリー・ベナル型対流がロール状の対流パターンの時の方程式を簡略化した方程式である。

$$dx/dt = -10x + 10y$$

$$dy/dt = rx - y - xz$$

$$dz/dt = -8/3 z + xy$$

ここで、個々の変数 x, y, z は、流体の速度や温度等に関係した量で、時間(t)の関数である。 r はレ

イリー数（自然対流における熱伝導を特徴づける無次元数）に相当²するもので、 r が1より小さければ運動を伴わない熱伝導状態で、それより大きいと対流が起こる。第3.1.1図は $r=28$ の時の運動の軌跡を表したものである。第3.1.2図は、わずかに初期値の異なる2つのローレンツモデルの x 成分の時間変化を表している。両者はある時間までほとんど一致しているが、ある時間を過ぎると急激に差が増大し、その後は全く違ったふるまいをしていることが分かる。第3.1.2図の青線を実況、赤線を予測として考えると、ある時間から誤差が大きく発展してしまうということに相当する。

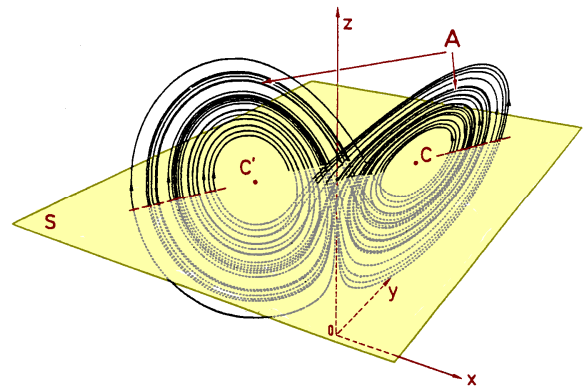
それではこの誤差の増大する時間は、初期値の場所によって変わらないのであろうか。第3.1.3図(a)~(c)は、あるリングで示した初期値から出発した点の時間変化を表している。(a)は一定時間たっても点の広がりが小さいのに対し、(a)に比べ(b)は一定時間後に点の広がりが急激に大きくなり、(c)では(b)に比べ早い時間から点の広がりが極端に大きくなってゆく。左側が気温の低い状態、右側が気温の高い状態と見なすと、一定時間後の（低い、高い）の割合の予測は、(a)は初期の誤差が進展せず(0%, 100%)、(b)はおおよそ(70%, 30%)、(c)はおおよそ(50%, 50%)となる。このように、初期値の場所によって、誤差の成長しやすいケースとそうでないケースがあることが分かる。

この結果は、なんらかの方法でいくつかのわずかに異なる初期値を与えてやることで、予測の誤差が増大する時間（予測の有効時間）を推定できる可能性を示している。

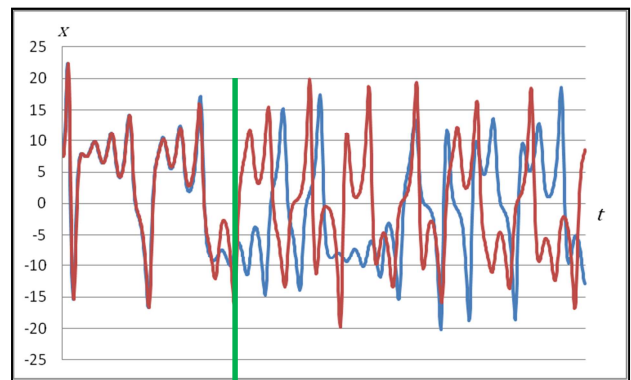
真の初期値を (x_0, y_0, z_0) 、観測値を (x_{01}, y_{01}, z_{01}) とし、 t 時間後の実況値と予測値をそれぞれ $(x(t), y(t), z(t))$ 、 $(x_1(t), y_1(t), z_1(t))$ とする（第3.1.4図に概念図を示す）。 t 時間後の2乗平均誤差（予測誤差） R は、

$$R = (x_1(t) - x(t))^2 + (y_1(t) - y(t))^2 + (z_1(t) - z(t))^2$$

² r は流体の上下の温度差に相当すると思ってもよい。温度差が十分小さければ対流は起きない。



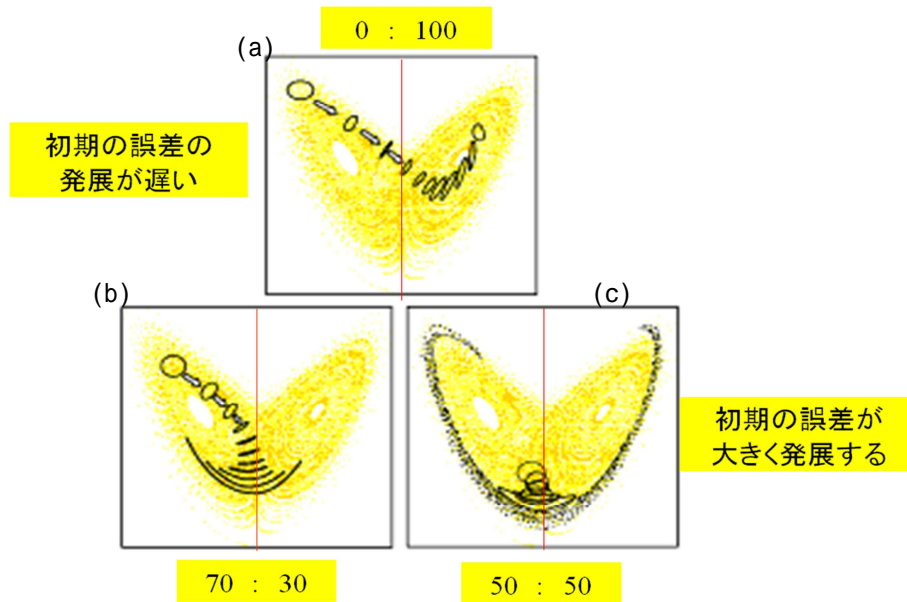
第3.1.1図 ローレンツモデルの (x, y, z) のとる軌跡
ベルジェら(1994)の図に、 x, y 平面を着色。



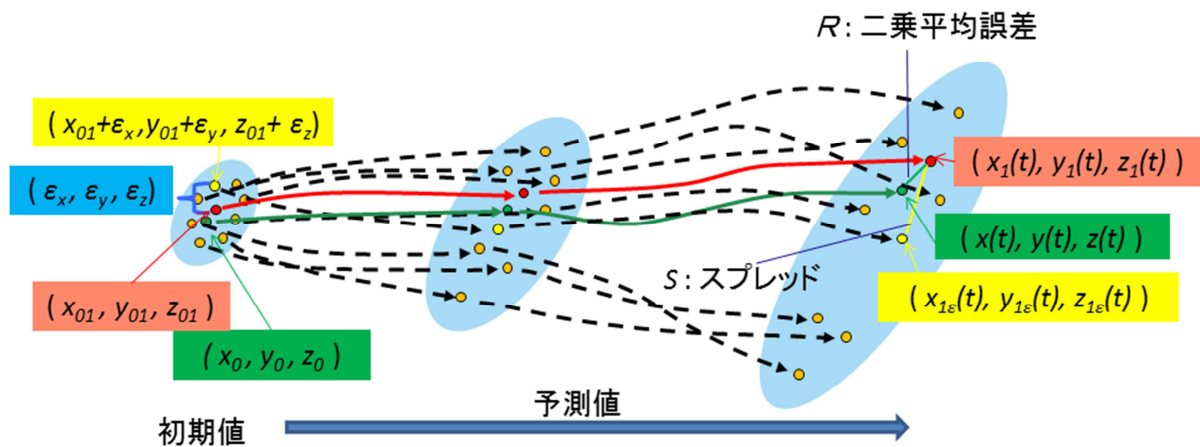
第3.1.2図 わずかに初期値の異なる2つのローレンツモデルの x の値の変化
縦軸は x の値、横軸は時間。緑線を境に両者の値が大きく異なっている。

となる。この値は予測をする時点では t 時間後の実況値が解らないことから、あらかじめ求めることができない。そこで、観測値に人工的な誤差（観測誤差程度の大きさ）を付加したものを初期値とする数値予測を行い、それから得られる予測値を $(x_{1\varepsilon}(t), y_{1\varepsilon}(t), z_{1\varepsilon}(t))$ とする。次の式で表される誤差の付加していない予測値と誤差 $(\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z)$ を付加した予測値の差の2乗をスプレッド S と定義する。

$$S = (x_{1\varepsilon}(t) - x_1(t))^2 + (y_{1\varepsilon}(t) - y_1(t))^2 + (z_{1\varepsilon}(t) - z_1(t))^2$$



第 3.1.3 図 リングで示した初期値から出発した点の集合の時間変化
Palmer(1993)を改変。図中の数値は、一定時間後の気温の(低い割合(%):高い割合(%))
を表す。詳しくは本文を参照。



第 3.1.4 図 アンサンブル予測の概念図
緑丸は真の値、赤丸は観測値、黄丸は観測値にわずかな誤差($\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z$)を与えた値。橙丸も黄丸と同様に観測値にそれぞれ異なるわずかな誤差を与えた値。初期値が予測時間とともに広がってゆく様子を示したもの。それぞれの値の詳細は本文を参照。

この値は実況値を含まないことから、あらかじめ求めることができる量であり、予測結果のばらつきの程度を表す。 (x, y, z) が誤差の大きくなる場所に差し掛かった場合、 R が大きくなるとともに、 S も大きくなると期待される。同様に複数の異なる誤差を与えて S を求めれば、予測誤差 R をより精度よく推定できるといえる。このようなわずかに

初期値が異なる多数の予測のことをアンサンブル予報という。また、それぞれ個々の予報をアンサンブルメンバー、すべてのメンバーの平均をアンサンブル平均と呼ぶ。十分に多数の予測を行えば、その広がりが実現可能性を表す確率分布を表すといえる。

このようにローレンツモデルは、ひとつの初期

値から得られる決定論的予測には限界があることを示しており、未来の予測はアンサンブル予報を用いて確率的に行う必要があることを示している。ローレンツモデルは、自由度がわずか3つのモデルであり、自由度の大きい現実の大気への適用には限界がある。しかし、ローレンツモデルの示す周期的のようにみえるが周期的ではない、あるいは、ある値に収れんするわけではないがある有限の範囲をとるといった特徴は、実際の中高緯度の総観規模以上の現象と類似しており、大気の特徴を端的に示すモデルといえる。

このようにある有限の時間の範囲であれば、アンサンブル予報によって、初期場に含まれる誤差が増大する時間やその大きさを確率的に見積もることができることを示したが、アンサンブル予報では、アンサンブル平均による予測精度は単独メンバーの予測精度を統計的に上回ることや、アンサンブル平均するメンバー数が一定程度までは多いほど誤差が小さくなるという利点もある。アンサンブル平均による予測精度は単独メンバーの予測精度を統計的に上回ることについて、詳しくはMurphy(1988)や Brankovic(1989)、高野(2002)に示されているが、以下にポイントのみを示す。まず、予測誤差に関して、アンサンブル平均の予測誤差(Em)と単独メンバーの予測誤差(e)の関係は、アンサンブル予報システムが完全(モデルの系統誤差がなく各メンバーの予測がアンサンブル平均の周りにランダムに分布)と仮定した場合、

$$Em^2 = \left(1 - \frac{N-1}{2N}\right)e^2$$

(N はアンサンブルメンバー数)となり、予測誤差に見られるアンサンブル平均の予測精度は、単独メンバーの予測を上回る。アンサンブル平均のアノマリー相関に関しては、各メンバーのアノマリー相関の平均を ρ 、アンサンブル平均のアノマリー相関を ρ_m とすると、

$$\rho_m = \rho \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{\Delta^2}{f^2}}}$$

(Δ^2 はスプレッドの2乗、 f は個々のメンバーの

予測値の分散)の関係があり、単独メンバーでアノマリー相関が正となる場合は、アンサンブル平均の方がアノマリー相関は高くなる。

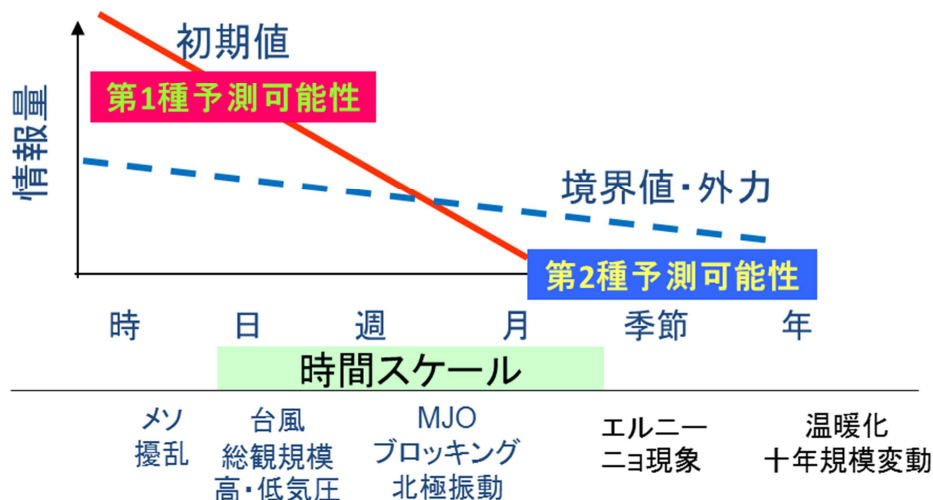
ここまで述べた、初期値に含まれる小さな誤差の成長による予測可能性の問題は、「第1種の予測可能性」と呼ばれている(Lorenz 1974)。

3.1.3 第2種の予測可能性

前項の「第1種の予測可能性」は、1か月予報では重要であるが、1か月を超えるような予報では、大気の初期値をもとにした予報は意味を持たなくなる。そこで、時定数の長い海面水温や海氷、積雪や土壌水分といった海面や陸面の状態(境界値)から大気が強制されることにより状態が変化することをシグナルととらえ、予測を行うことが重要となってくる。初期値問題として得られるものを「第1種の予測可能性」と呼ぶのに対し、境界値問題として得られるものを「第2種の予測可能性」と呼ぶ。第3.1.5図に、予測に含まれる情報量(シグナル)の相対的な大きさを示す概念図を示す。2週間程度までは大気の初期値に頼って予測を行うことになるが、それ以上の時間の予測では、境界値に頼って予測を行う必要があることを示すものである。

境界条件の中でも、熱帯の海面水温の変動の予測が季節予報にとって重要である。つまり、熱帯の海面水温の変動は熱帯域の対流活動に影響し、その対流活動に伴う熱帯大気の変動が、中高緯度の大気に影響を及ぼすことがしばしば見られる。熱帯の海面水温の変動で、最も影響を与える現象は、エルニーニョ・南方振動(ENSO)である。エルニーニョ現象やラニーニャ現象が冬期に発生しているときには、北米に太平洋・北アメリカ(PNA)パターンと呼ばれるテレコネクションパターンが現れやすい。北西太平洋で変動の大きい西太平洋(WP)パターンも同現象発生時には現れやすく、日本の天候に影響を与える(詳しくは第2.4.1項参照)。

ただし、これらのテレコネクションパターンは、海面水温により強制され発現する側面と、大気の



第 3.1.5 図 予測の時間スケールに応じた初期値および境界値（外力）による相対的な情報量（シグナル）の大きさ

内部変動により発現する側面があり、また、WP パターンは PNA パターンに比べると、大気の内変動により発現することが多い。したがって、エルニーニョ現象（ラニーニャ現象）が発生していても、WP パターンが発生するとは限らず、必ずしも日本で暖冬（寒冬）になるわけではないことには注意が必要である。

海面水温などの強制力により生じる大気の変動の偏りを先に示したローレンツモデルを例に説明する。初期条件が全く同一であった場合、海面水温の変動に相当するような時間に依存しない一定の強制力 f_0 を以下のように付加する (Palmer 1997)。

$$dx/dt = -10x + 10y - f_0$$

$$dy/dt = rx - y - xz - f_0$$

$$dz/dt = -8/3 z + xy$$

強制力を与えたものとそうでないものの x 成分の値の変化を第 3.1.6 図に、それぞれの頻度分布を第 3.1.7 図に示す。強制力を与えたものが、そうでないものに比べ正の値をとりやすくなることわかる。つまり、強制力が無い場合には、ローレンツ系の内部変動に従って運動し、負の状態が現れやすい状態が続くが、これに強制力が加わると、偏りが生じて正の状態が現れやすくなること

を示している。しかし、正の状態をとりやすくなるものの、内部変動の影響も受けるため負の状態が現れることもある。つまり、海面水温などの強制力のみで状態は決まるものではなく、予測不可能な内部変動の影響を受けることを示している。

3.1.4 気候のシグナルとノイズ

高野(2003)は、大気の初期値に関連する第 1 種の予測可能性と境界値に関連する第 2 種の予測可能性を予測可能なシグナルと予測困難なノイズに分けて、次のように系統だてて説明している。

1 か月予報では、第 1 種の予測可能性に対応する大気の内変動が重要な予測対象であり、また実際の大気の変動は、第 2 種の予測可能性である境界値の影響を受けており、その影響も同時に予測対象である。

X を大気の実際の変動、 R を境界条件によりコントロールされている変動、 I を内部変動とすると、

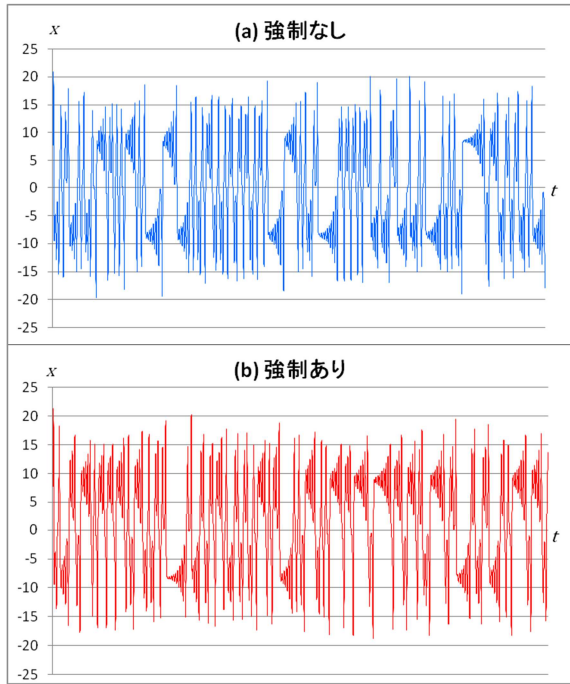
$$X = R + I$$

と表すことができる。

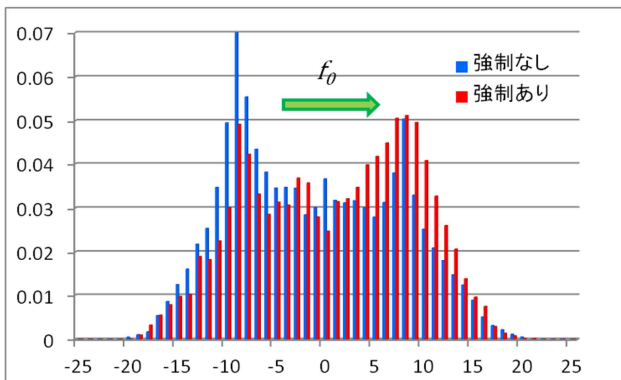
内部変動 I は、さらに初期値問題として予測可能な部分 I_s と不可能な部分 I_n に分けることができ、

$$X = R + I_s + I_n$$

と表すことができる。



第 3.1.6 図 ローレンツモデルに強制力を与えない場合と与えた場合の x の値の変化
 (a) 強制力を与えない場合、(b) $f_0=4$ という強制力を与えた場合
 (a) (b)ともに $r=28.5$ とした。



第 3.1.7 図 ローレンツモデルに強制力を与えない場合と与えた場合の x の値の頻度分布
 第 3.1.6 図の x の値の頻度分布を示す。青棒：強制なし、赤棒：強制あり

数値予報モデルが完全（初期値の誤差に起因する以外の誤差を持たない）であると仮定すると、アンサンブル予報の各メンバーの予報 F_i は、実況の変動と同様に、

$$F_i = R + Is + In_i$$

と表すことができる。

In_i は各メンバーでランダムと考えられ、メンバ

ー数の十分大きなアンサンブル予報のアンサンブル平均 F_{ens} では、打ち消されて、

$$F_{ens} = R + Is$$

となる。このようにアンサンブル平均をとることにより、初期値および境界条件に伴うシグナルを取り出すことができる。

一般に、2週間程度先までは、中高緯度では Is の方が R より大きく、

$$F_{ens} \approx Is$$

となり、1か月を超える予報では、初期値に基づくシグナルは弱くなり、

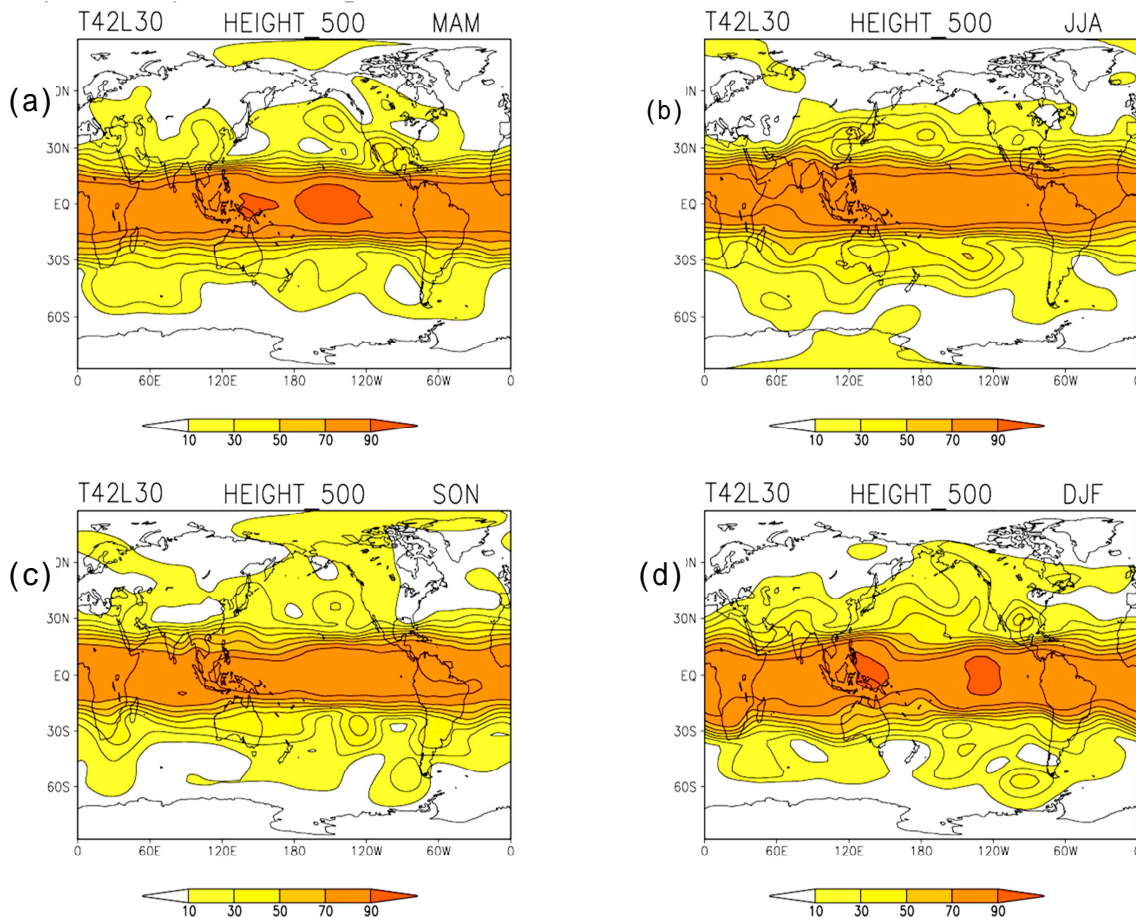
$$F_{ens} \approx R$$

となる。第 3.1.5 図でいえば、赤線が Is に、青破線が R に対応している。

第 3.1.8 図は杉(2002)による季節平均場による 500hPa 高度の予測可能性を示したものである。500hPa 高度場の変動のうち、海面水温の変動で説明できる割合(ここでは「シグナル」の分散 / (「シグナル」の分散 + 「ノイズ」の分散))を示したものである。ここでは、観測された海面水温を与えているので、シグナル R は「海面水温が完全に予測できた場合」の第 2 種の予測可能性を表しているといえる。熱帯の予測可能性は大きいですが、日本を含む中高緯度は相対的に予測可能性は小さく、予測できる変動 R は、全体の変動 X の 30%程度である。このことは、海面水温が完全に予測できた場合の日本付近でのアンサンブル平均と観測値の相関の上限は、相関係数で 0.5~0.6 程度であることを意味している。

以上のように、季節予報においては、数値予報モデルの性能や初期場の推定技術がどんなに向上しても、大気にカオス的な性質があるために、予測不可能な変動があることが明確となっている。このため、この予測不可能な変動を表現するためには、予報を確率的な表現で行う必要があることがわかる。

言い換えれば、長期的な予報は、予測不可能な変動が含まれることは避けられないが、シグナルを捉えることによって確率的な表現であれば予測が可能といえる。また、確率的な表現で予報する



第 3.1.8 図 3 か月平均 500hPa 高度場の全変動に対するシグナルの強さ (R) の割合の空間分布 (a) 3 ~ 5 月、(b) 6 ~ 8 月、(c) 9 ~ 11 月、(d) 12 ~ 2 月
等値線の間隔は 10%。この図は解析された海面水温を与えた大気モデルによるアンサンブル 50 年ランから得られたものであり、海面水温によるシグナルのみを表す (杉 2002)。

ことによって、一定のスキルを持った情報として発信でき、数値予報モデルの技術の発展により、現状より成績をまだまだ向上させることが可能であるとみえる。そして、精度向上に並行して、確率的な情報をリスクマネジメントなど社会の具体的な行動に結びつけることができるようになれば、その情報価値を大きく高められるであろう。

3.1.5 季節予報のための数値予報

(1) 数値予報モデル

現在の状態から、物理法則 (運動方程式・熱力学の式・連続の式・水蒸気保存の式など) に従って数値計算を行って、将来の状態を予測することを「数値予報」といい、数値予報のためのプログ

ラム群を「数値予報モデル」という。モデルでは、数値計算が扱いやすいような規則正しく配置された格子における状態 (気温、風、比湿など) について、微小時間ごとの時間積分を繰り返して、将来の状態を予測する。原理的に、モデルにおける物理法則の表現が完全なら、格子点間隔が細かいほど、時間積分の間隔が短いほど、予測精度が高くなる。数値予報モデルの基本的な事項は気象庁予報部 (2012) に、また最新の数値予報モデルの開発に関しては、気象庁予報部から毎年刊行される「数値予報研修テキスト」や「数値予報課報告・別冊」に報告されているので参照していただきたい。

数値予報モデルのうち、大気の状態を予測する

モデルのことを「大気モデル」という。同様に、海洋の状態を予測するモデルのことを「海洋モデル」という。大気モデルと海洋モデルの間で物理量をやり取り（結合）することで、大気と海洋の変動と両者の相互作用を考慮できる「大気海洋結合モデル」も開発されている。

(2) アンサンブル予報

これまでの予測可能性の解説のように、予測時間（リードタイム）の長い季節予報では、決定論的な方法で予測はできず、不確実性を考慮した確

率的予測を行う必要がある。そのため、数値予報では、複数の予測結果の集合により将来の予測を確率的に推定する、「アンサンブル予報」が行われる。具体的には、予測開始時の状態を示す初期値に含まれる解析誤差程度のわずかなばらつきや数値予報モデルの不完全性に基づくばらつきなどを考慮し、初期値を変えて複数の数値予報を行う。このばらつきのことを「摂動」、特に初期値に与える摂動のことを「初期摂動」という。

アンサンブル予報の手法は、「初期値アンサンブル予報（初期値に含まれる不確実性を織り込

第 3.1.1 表 主なアンサンブル手法

初期値アンサンブル	時間ずらし平均法(LAF法 ¹)	概要	複数の初期時刻における予測結果を組み合わせる。
		長所	簡単。計算機資源の負荷分散。
		短所	古い予測を用いることによる精度低下。
	成長モード育成法(BGM法 ²)	概要	直前の短時間予報で成長した摂動のモードを初期摂動として利用。半日から1日程度の短時間予報のサイクルで、予測誤差成長が大きい方向を繰り返し選んで、最成長モードを抽出(BGMサイクル)。
		長所	比較的簡単(予測モデルを用意すればよい)。
		短所	予測を行わない日でもBGMサイクルを維持する必要あり。
	特異ベクトル法(SV法 ³)	概要	予測開始直後に線形的に成長率の高い誤差パターンを抽出する。
		長所	予測直後に大きく誤差成長するパターンが必ず抽出できる。
		短所	予測時間が長くなった時に誤差の成長率が高いとは限らない。線形化したモデルと時間方向に過去に向かうモデルを作る必要があり、開発コストが重い。
	アンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)	概要	アンサンブル予報とデータ同化(解析)が融合した手法。データ同化サイクルを引き継ぎながら、解析誤差分散に相当する初期摂動を動的に推定。
		長所	初期摂動に解析誤差を反映できるとともに、誤差成長の情報をデータ同化に反映させられる。SV法で必要となる線形化したモデルと時間方向に過去に向かうモデルが不要。
		短所	モデルに誤差があると解析誤差が大きくなるおそれがある。現段階では、予測時間が長い時の誤差成長率が過小。
物理アンサンブル	確率的物理過程強制法	概要	物理量の変化量のうち、パラメタリゼーションによって見積もられた変化量に対し乱数を掛けることで、摂動とする。
		長所	予測時間が長くなったときにスプレッドを確保できる。1つのモデルでモデルアンサンブルが実行可能。
		短所	乱数の与え方の選定が難しい。
	マルチパラメタリゼーション法	概要	メンバーごとに異なる物理過程のパラメタリゼーションで予測する。
		長所	単独の数値予報センターで導入が可能。
		短所	各パラメタリゼーションによる予測の不確実性は不明。
マルチモデルアンサンブル	概要	異なる数値予報モデルによるアンサンブル。	
	長所	複数のモデルの結果を入手できれば、容易にアンサンブル予測が可能。モデル間の独立性が高い。	
	短所	単独の数値予報センターでは困難。各モデル固有の不確実性は不明。	

¹ Lagged Average Forecast method

² Breeding of Growing Modes method

³ Singular Vector method

んだ複数の初期値を用意して複数の予測を行う)、「物理アンサンブル予報」(予測モデルの不完全性を考慮したアンサンブル手法)、マルチモデルアンサンブル、「境界値アンサンブル予報」(境界値の不確実性を考慮したアンサンブル手法)の4つに大別できる。このうち、初期値アンサンブル、モデルアンサンブル、マルチモデルアンサンブルに分類される、主なアンサンブル手法を、第3.1.1表にまとめる。

第3.1.2項でも述べたが、アンサンブル予報を構成している個々の予測のことを「メンバー」という。特に、摂動を含まない初期値による予測やその予測結果のことを「コントロールラン」と呼び、摂動を含む予測と区別することがある。全メンバーの予測の平均のことを「アンサンブル平均」という。

また、アンサンブル予報プロダクトの利点は、各メンバーの予測による確率分布が得られることである。特に、第3.1.2項で詳しく述べているようにメンバー間の予測の標準偏差で表されるばらつきの大きさは「スプレッド」とよばれ、予測の不確実性を示す代表的な指標である。アンサンブル予報システムとしては、統計的にスプレッドと予測誤差が同程度で、スプレッドが大きいほど予測の不確実性が増しアンサンブル平均の予測誤差が大きくなる傾向(スプレッドとアンサンブル平均の予測誤差の正相関)が期待される(高野 2002)。実際の予報システムでどの程度実現されているかは、1か月予報システムを例に、第3.2.3項で示す。

(3) 季節予報のための数値予報システム

気象庁では、1か月の時間スケールの季節予報業務を支援する「1か月予報システム」と、1か月を超える季節予報業務(3か月予報、暖・寒候期予報)とエルニーニョ監視予測業務を支援する「季節予報システム」の、2つのシステムを運用している。それぞれの予報システムは、アンサンブル予報を行う「アンサンブル予報システム」と「プロダクトの作成」に大別できる。第3.1.2表

に、アンサンブル予報システムの概要を示す。両システムの大きな違いは、使用するモデルと解像度である。1か月アンサンブル予報システムでは、大気の状態の時間発展を予測する「大気モデル」を、季節アンサンブル予報システムでは、大気と海洋の両者の時間発展を予測する「大気海洋結合モデル」を用いる。1か月アンサンブル予報システムでは、海洋の変動を直接的に予測しない大気モデルを用いる分、解像度を細かくし、大気の内部分動の予測精度を向上させることをねらっている。季節アンサンブル予報システムでは、解像度は粗いものの、大気・海洋の変動と両者の相互作用を考慮することができる大気海洋結合モデルを用いる。

1か月予報システムと季節予報システムの詳細は、第3.2節、第3.3節にそれぞれ示す。

(4) ハインドキャスト

季節予報では、予測対象期間が長いため、常に数値予報システムの持つ予測精度を考慮する必要がある。そのため、現業化する前にあらかじめ多数の過去事例による予測実験(ハインドキャスト)を行い、モデルの予測精度や特性を把握する必要がある。また、ハインドキャストにより、系統誤差補正やモデル平年値を算定し、天気図画像ファイルなどの予測マップなどに利用される。さらに、ハインドキャストによりアンサンブル予報の確率分布を補正する、数値予報ガイダンスも作成される。このように、ハインドキャストの実行は、季節予報の現業システムとして必須といえる。以下の第3.2節、第3.3節に示す1か月予報システムと季節予報システムの予測特性は、ハインドキャストによって得られた知見に基づいている。

ハインドキャストで予測計算する事例数は多いほど望ましい一方、事例数に応じた計算資源が要求される。世界気象機関(WMO)によって提示された長期予測のための標準検証システム(Standardised Verification System for Long-Range Forecasts; SVSLRF)という国際的な基準では、20年を超える期間とすることが推奨され

第 3.1.2 表 季節予報のためのアンサンブル予報システムの概要 (2013 年 3 月現在)

		1 か月アンサンブル予報システム	季節アンサンブル予報システム
主な目的		1 か月予報 異常天候早期警戒情報	3 か月予報、暖・寒候期予報 エルニーニョ監視速報
モデル	概要	大気モデル	大気海洋結合モデル
	解像度	・大気モデル (全球) 水平 : 約 110km; 1.125° 鉛直 : 60 層 (上端は 0.1hPa)	・大気モデル (全球) 水平 : 約 180km; 1.875° 鉛直 : 40 層 (上端は 0.4hPa) ・海洋モデル (75°S ~ 75°N) 水平 : 東西 1.0° × 南北 0.3 ~ 1.0° ・大気・海洋の結合 1 時間ごと、フラックス修正あり
	時間積分の 間隔	30 分	30 分 (大気・海洋モデルとも)
予報時間		最大 34 日	7 か月
初期条件 と境界条件	大気 初期条件	全球大気データ同化	気候データ同化
	陸面 初期条件	陸面解析値から予測	気候値から予測
	海洋 初期条件		全球海洋データ同化
	境界条件	海面水温 : 前日偏差持続 海水分布 : 気候値	海洋モデル領域外の海面水温 : 気候値 海水分布 : 気候値
アンサン ブル予報 システム	手法	BGM 法と LAF 法の併用	BGM 法と LAF 法の併用
	メンバー数	50 (25 メンバー × 2 初期時刻、1 日 ごと LAF)	51 (9 メンバー × 6 初期時刻、5 日ごと LAF)
実行頻度		・ 1 か月予報 : 週 1 回 (毎週水、木 12UTC) ・ 2 週間予報 : 週 1 回 (毎週日、月 12UTC)	・ 5 日毎に実行 プロダクト作成は月 1 回、実行日指定
現バージョン 運用開始年月		2011 年 3 月	2010 年 2 月

ている (WMO 2010)。気候情報課では、平年値を算定するのと同程度のおよそ 30 年間を対象にハインドキャストを行っている。ハインドキャストの実行には、過去から現在までの均質である解析データが初期値として必要で、均質で精度の良い長期再解析データ (例えば JRA-25; Onogi et al. 2007) はハインドキャストの実行に不可欠なものとなっている。

参考文献

気象庁, 2012: 数値予報の基礎知識と最新の数値予報システム. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 116pp.
楠昌司, 2000: 力学的季節予報の背景. 平成 12 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部,

2-18.
杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成 14 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
高野清治, 1994: 1 か月数値予報と大気の予測可能限界. 平成 6 年度長期予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-13.
高野清治, 1999: 大気の予測可能性について - 確率予報の必要性 -. 平成 11 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, 201, 77-103.
高野清治, 2003: 予測可能性と確率予報. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 4-10.
ベルジェ, P., Y. ボモウ, Ch. ビダル, 相沢洋二訳, 1994: カオスの中の秩序 乱流の理解へ向けて. 産業出版, 309pp.
前田修平, 中三川浩, 2008: 異常天候早期警戒情報が対象としている現象の特徴と予測可能性. 平成 20

年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，11-27.

- Brankovic, C., T. N. Palmer, F. Molteni, and U. Cubasch, 1989: Extended range predictions with ECMWF models. . Time lagged ensemble forecasting. Technical Memorandum, 153, ECMWF, Shinfield Park, Reading, June 1989.
- Lorenz, E. N., 1974: Climatic predictability. In the Physical Basis of Climate and Climate Modelling. GARP Publication Series No.16, 132-136.
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasting on predictability. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 114, 463-494.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369-432.
- Palmer, T. N., 1993: Extended-range atmospheric prediction and the Lorenz model. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74, 49-65.
- Palmer, T. N., 1997: Predictability of the atmosphere and oceans: From days to decades. (Based on a set of lecture given at the NATO advanced Study Institute, 'Decadal Variability: Dynamics and Predictability', Les Houches, Feb 1995.). Springer, 84-141.
- WMO, 2010: Standardised Verification System(SVS) for Long-Range Forecasts(LRF). Attachment II-8 to the Manual on the GDPFS(WMO-No.485), Volume I. 190pp.

3.2 1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム¹

3.2.1 はじめに

1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システムは、予測対象とする期間が異なる以外は同じである。ここでは、「1か月予報システム」と表記する。1か月予報システムは、数値予報モデルによるアンサンブル予報を行う「1か月アンサンブル予報システム」と、実際の予報作業に用いる「プロダクトの作成」に大別できる。第3.2.2項では1か月アンサンブル予報システムの概要について示す。1か月予報システムや季節予報システムでは、多数の過去事例を対象とする予測実験（ハインドキャスト）による検証や予測特性の把握が重要である。第3.2.3項では、ハインドキャストや現業システムのルーチ的な検証から、1か月予報システムの予測特性を示すので、予測結果の利用時に参考にしていきたい。第3.2.4項では、プロダクトの1つである数値予報ガイダンスについて示す。なお、1か月予報システムのプロダクトである数値予報天気図類のプロダクトに関しては、第4.2節で解説する。

3.2.2 1か月アンサンブル予報システム

(1) 1か月アンサンブル予報システムの概要

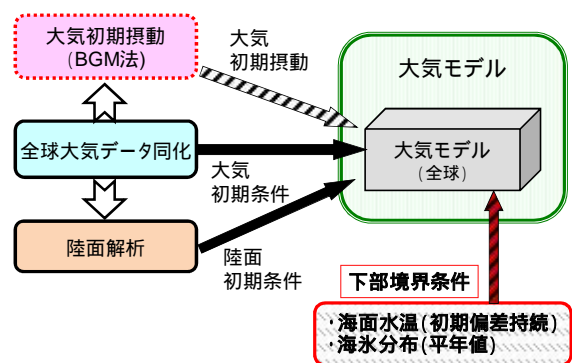
第3.1節で述べた予測可能性の議論のように、数値予報では、予測時間（リードタイム）が長くなるにつれ、初期値が持つ情報による予測可能性は小さくなり、海面水温などの境界値に対する大気の影響が予測可能性において重要になってくる。1か月予報では、予測の前半ほど初期値の影響が大きい一方、後半ほど海面水温などの境界値の影響が大きくなる。すなわち、1か月予報システムでは、初期値・境界値のいずれの影響も重要であるといえる。また、1か月予報では、海面水温分布による影響に加えて、ブロッキング現象・偏西風の蛇行・北極振動など大気の内変動が支配的である現象に関しても、どの程度不確実かを含め

て確率的に予測されることが要求される。

1か月アンサンブル予報システムの模式図を、第3.2.1図に示す。1か月アンサンブル予報システムでは、大気モデルによるアンサンブル予報を行っている。この大気モデルは、短期予報や週間アンサンブル予報システムに用いられている全球数値予報モデルと同様である。ただし、短期予報や週間予報より水平解像度を低くして、予測計算が長くなることによる必要な計算資源の使用増加を抑えている。

大気モデルの予測計算にとって海面と地表面は下部境界値であり、予測計算の間、外部強制として与える必要がある。このうち、地表面に関しては、陸面（地表面と土壌）の時間発展を考慮する陸面モデルが組み込まれており、予測計算の中では大気と地表面の相互のやり取りも考慮されている。海面に関しては、予測期間中の海面の状態（海面水温と海水分布）を、下部境界値として外部から与える必要がある。予測計算をするために必要な情報である、初期値と初期摂動に関しては本項（2）に、海面の下部境界値を本項（3）に示す。

1か月アンサンブル予報システムの更新履歴を第3.2.1表に示す。1か月アンサンブル予報システムは、1996年3月に現業化されて以降、多くの改良を重ねてきた。最近では、2006年3月に大気モデルとして気象研究所/気象庁統一全球モデル（統一モデル）を導入し、その後も物理過程の改



第3.2.1図 1か月アンサンブル予報システムの概念図

¹ 平井 雅之（第3.2.1～3項）、伊藤 明（第3.2.4項）

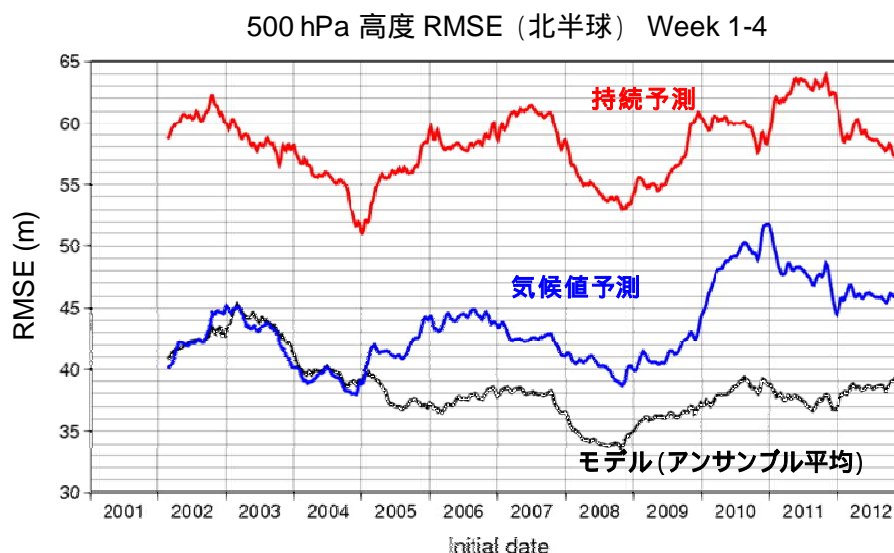
第3.2.1表 1か月アンサンブル予報システムの更新履歴（2013年3月現在）

運用開始年/月	大気モデル		アンサンブル手法		備考
	解像度	バージョン ¹	メンバー数 ²	手法	
1996/3	T63L30 (上端:10hPa)	GSM9603	10	SV法	(気象庁 1996) ・力学的予報開始
1997/1	T63L30 (上端:1hPa)	同上	同上	同上	(気象庁 1997) ・モデル上端の引き上げ
2001/3	T106L40 (上端:0.4hPa)	GSM0103 (松村 2000)	26	BGM法(北半球)	(萬納寺と前田 2001) ・物理過程の大幅な更新、解像度増強
2002/2	同上	同上	26	BGM法(北半球+熱帯)	・熱帯への初期摂動の導入(経田 2002)
2002/4	同上	同上	同上	同上	・陸面解析開始(徳広 2003)
2003/4	同上	同上	同上	同上	・マイクロ波放射計SSM/Iによる積雪解析の利用開始
2003/6	同上	GSM0305 (中川 2004)	同上	同上	(新保ほか 2003) ・積雲対流スキームの改良 (対流性下降流の精緻化; 中川 2004) ・積雪上アルベド変更
2005/3	同上	GSM0407	同上	同上	(気象庁 2005b) ・雲氷落下スキームの改良、層積雲スキームの導入(川合 2004) ・氷床上のアルベド変更(平井と坂下 2005)
2006/3	TL159L40 (上端:0.4hPa)	GSM0603C (北川 2006)	50	同上	(気象庁 2006a) ・統一モデルの導入 ・セミラグランジュ法の導入 ・晴天放射スキームの改良 ・海面水温の境界値としてCOBE-SSTの利用を開始 ・メンバー数増強
2007/3	同上	GSM0711C ³ (北川 2007)	同上	同上 ただし、熱帯の初期摂動を改良	・積雲対流スキームの改良(DCAPEによるトリガー関数の導入) ・晴天放射スキームの改良(水蒸気短波吸収の改良) ・エーロゾル気候値の更新 ・熱帯初期摂動の作成手法の改良(Chikamoto et al. 2007)
2008/3	TL159L60 (上端:0.1hPa)	GSM0801C (気象庁予報部 2007)	同上	同上	(気象庁 2008) ・鉛直解像度増強 ・積雲対流スキームの改良(DCAPEの評価法の改良; 気象庁 2007) ・重力波抵抗スキームの定数変更 ・ハインドキャストに用いる陸面初期値の改良
2009/3	同上	同上	同上	同上	・ハインドキャスト実験期間の延長
2011/3	TL159,L60 (上端:0.1hPa)	GSM1011C	同上	同上	・適合ガウス全球モデルの導入(岩村 2008) ・エーロゾル気候値の更新

¹ 大気モデルのバージョンとして、1か月アンサンブル予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を4桁の数字として示す。ただし、2006年3月のシステムでは、時間積分法としてセミラグランジュ法を導入しているか否かが、短期予報向けのモデルと異なる。また、2006年3月以降は、物理過程の一部が短期予報向けのモデルと異なるため、末尾に添え字Cを付けて表記する。

² 実際には連続する2日間の予測結果の組み合わせであり、ここでは組み合わせたメンバー数の総和を示す。

³ 2007年11月の短期予報モデルの更新に先行して1か月アンサンブル予報システムが更新された。



第 3.2.2 図 北半球 500hPa 高度(4 週平均場)の、現業 1 か月アンサンブル予報システム(黒)、気候値予測(青)、持続予測 (赤) の 2 乗平均平方根誤差 (RMSE; 単位 m) の時系列前 52 週平均のスコアの時系列を示す。

良を重ねてきた。また、初期摂動の作成手法の改良も進められた。現業の予測システムにおけるスコアの時系列を第 3.2.2 図に示す。これまでの予測システムの更新により、長期的なスコアの向上が見られる。これは、大気モデルの改良に加え、数値予報課により大気初期値に用いる全球解析が継続的に改善されている効果も大きいことがわかってきている(Adachi et al. 2011)。例えば、2005 年 2 月の全球解析への 4 次元変分法の導入 (気象庁 2005a) と 3 月のシステム更新時には、気候値予測に対する予測精度の顕著な改善が見られる。

(2) 初期値と摂動の作成

大気初期値は、短期予報、週間予報システムなどにも用いられている、全球大気データ同化システムの速報解析の等圧面・等緯度経度データを、モデルの格子系に変換して用いる。「データ同化システム」とは、様々な観測データを基に、モデル上に規則的に配置された格子点上の特定時刻における物理量を推定するための解析技術のことで、その値を解析値という。実際には、前回の解析時刻の解析値を初期値にしたモデルの予測値をもとに(これを第一推定値という) 様々な観測データを用いて、物理的なバランスを崩さないように(拘束条件) 第一推定値の場を修正する。初期時刻の

解析値が、モデルの初期値として利用される。全球大気データ同化システムは、数値予報課により継続的に改良を重ねられており、その詳細は気象庁予報部から毎年刊行される「数値予報研修テキスト」や「数値予報課報告・別冊」に報告されている。

陸面初期値は陸面解析を用いる。陸面解析は毎日実行され、全球大気データ同化システムの降水、放射、気温などから陸面過程モデルを動作させて求める(徳広 2003)。第一推定値は、積雪深に関しては積雪深解析を用いる一方、土壌温度・水分に関しては前日の陸面解析値をそのまま用いる。積雪深解析は、前日の陸面解析における積雪を第一推定値とし、SYNOPT(地上実況気象通報)とマイクロ波放射計センサーSSM/Iによる積雪域データを用いて解析する。

摂動は、大気初期値に与えており、成長モード育成法(Breeding of Growing Mode method; BGM法)(Toth and Kalnay 1997; 経田 2000)により作成する。BGM法は、短期間予測の繰り返し(摂動作成サイクル)において、直近で成長する誤差パターンを求め、初期摂動として利用するものである。1 か月アンサンブル予報システムでは、摂動を北半球の中・高緯度(20°N~90°N)と熱帯(20°S~20°N)のそれぞれの領域に対して求め、摂動

作成サイクルの間隔はそれぞれ 12、24 時間としている。北半球の中高緯度では、主に傾圧不安定波動の誤差成長に伴う初期誤差を推定するため、500hPa 高度の誤差成長をもとに初期摂動を求めている。一方、熱帯では、気候情報課と京都大学防災研究所の共同研究において開発された方法(Chikamoto et al. 2007)を採用する。この方法では熱帯域の 200hPa 発散場(速度ポテンシャル)の誤差成長をもとに摂動を求めており、熱帯の季節内振動に関連した比較的長い時間スケールで成長する摂動を生成できる。なお、場合により成層圏上部の摂動の成長率が対流圏を上回り、意図せず成層圏上部に大きな摂動が求まることがある。そのため、摂動作成サイクルにおいて、成層圏上部の初期摂動を強制的に抑制する処理も加えられている。

(3) 境界値

大気モデルでは、予測期間中の海面水温(SST)と海水分布を下部境界値として与える必要がある。1か月アンサンブル予報システムでは、予測期間中の1日ごとの海面水温を、次のように与える。予測初期の海面水温は、予測計算開始時点で最新である、初期日前日の速報全球海面水温解析(COBE-SST²)を用いる。予測期間中は、平年の海面水温の季節変化に、初期の海面水温の年間偏差を加算して、モデルへ与えている(すなわち初期偏差持続)。

また、海水分布は、COBE-SSTの海水密度の年間値を用いる。モデルの中では、部分海氷格子(格子内に海氷域と開水域が共存している状態)は考慮せず、密度55%をしきい値として海氷の有無を判別している³。

² 気候監視のための SST の客観解析システムで、1度格子の日別の SST を最適内挿法により解析する。解析には、解析日前後3日分の船舶・ブイなどの現場観測データと海水密度の解析データを使用する。COBE-SSTの解説や特性は気象庁(2006)を、処理の詳細は Ishii et al. (2005)などを参照していただきたい。

³ 55%というしきい値は、Nomura(1995)の海水密度気候値を用いている短期予報と週間アンサンブル予報システムを引き継いだためである。野村(1996)によると、

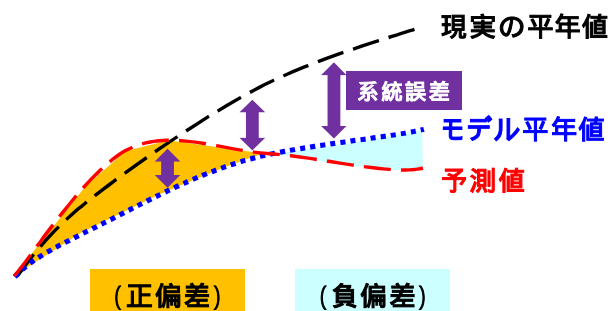
(4) 運用

1か月アンサンブル予報システムでは、連続する2初期日(1か月予報のために毎週水・木曜日、異常天候早期警戒情報のために毎週日・月及び水・木曜日)の予測結果を組み合わせたアンサンブル予報を行っている。1か月予報のメンバー数は、各初期日につき25メンバー(コントロールランを含む)で、2初期日分の50メンバーの予測結果を組み合わせる。同一初期日の25メンバーの大気初期値は、北半球摂動25パターン、熱帯摂動4パターンの組み合わせにより得る。

(5) 系統誤差補正とモデル年間値

1か月予報のように予測時間(リードタイム)が長くなると、モデルの不完全さに起因する系統的な誤差(系統誤差)の影響を考慮する必要がある。そこで、あらかじめ系統誤差を推定しておき、それを補正した予測値をプロダクトに使用している。すなわち、モデルと現実の気候場のずれを考慮しながら、予測された場のモデル気候場に対する偏差傾向を予測することになる(第3.2.3図)。

系統誤差の推定には、現実の気候値として解析の気候値を、モデルの気候値としてハインドキャ



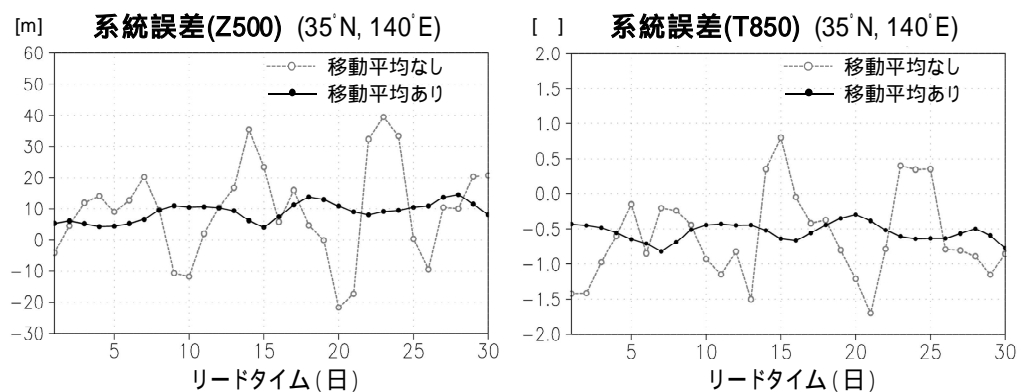
第3.2.3図 予測値の系統誤差補正と予測偏差の概念図

系統誤差(紫矢印)は、現実の年間値(黒破線)とモデルの年間値(青点線)の差で表される。この例では、モデルが負の系統誤差をもつ。ここで、プロダクトに示される予測偏差は、予測値(赤破線)とモデル年間値の差(オレンジや水色の陰影)により得られる。

海水密度気候値のしきい値55%が、マニュアル解析における海氷の有無の判別と良く一致することから採用された。詳しくは、野村(1996)の解説を参照していただきたい。

スト(第3.1.5項(4))を利用する。1か月予報システムにおいては、以下のように系統誤差の統計を作成する。系統誤差補正值は、リードタイム(日単位)に依存する統計値とする。初めに、ハインドキャストを実行した各初期日に対するリードタイムごとの系統誤差を、ハインドキャストのモデル平年値と対応する期間の解析平年値の差により求める。ただし、そのままでは、予測誤差の大きい特定の事例の影響でスケールの小さい誤差パターンが目立ってしまう。そこで、系統誤差を前後6日のリードタイムに対する平均(13日移動平均)することで、誤差の分布を滑らかにした値を系統誤差補正值とする(第3.2.4図)。なお、任意の初期日に対する系統誤差補正值は、ハインドキャスト実験を行った前後2つの初期日の同一リードタイムの系統誤差補正值を線形内挿することで求める。

なお、プロダクトに利用されるモデル平年値に関しても、上記の系統誤差補正の統計値と同様にして作成する。



第3.2.4図 初期日1月10日の予測に対する、(35°N、140°E)の500hPa高度(左)と850hPa気温(右)の系統誤差

破線はモデル平年値と解析平年値の差で表されるリードタイム(日単位)の系統誤差を示す。黒実線は、前後6日のリードタイムにおける系統誤差を平均(13日移動平均)したもので、1か月アンサンブルシステムの系統誤差補正值はこの値を用いる。具体的には、予測n日目の系統誤差補正值を、

$$\frac{[\text{予測 } n-6, n-5, n-4, \dots, n, n+1, \dots, n+5, n+6 \text{ 日目のリードタイムごとの系統誤差の和}]}{\div 13}$$
により求める。ただし、移動平均に予測0日目以前のリードタイムごとの系統誤差を必要とする場合(予測1~6日目) 予測0日目以前の系統誤差はゼロと見なす。例えば、予測1日目の系統誤差補正值は、

$$\frac{[\text{予測 } 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 \text{ 日目の系統誤差の和}]}{\div 13}$$
とする(÷7でないことに注意)。

3.2.3 1か月アンサンブル予報システムの予測特性

ここでは、現行の予測システムに対するハインドキャストや現業システムのルーチ的な検証に見られる、1か月アンサンブル予報システムの予測特性を示す。将来の予測システムの更新により検証スコアなどの予測精度は変わるものであるが、予測システムのバージョンによらない予測特性もある。ここでは、一般的と思われる1か月アンサンブル予報システムの予測特性を、(1)で検証スコアに見られる予測精度の特性について、(2)でモデル気候場に見られる予測特性について示す。

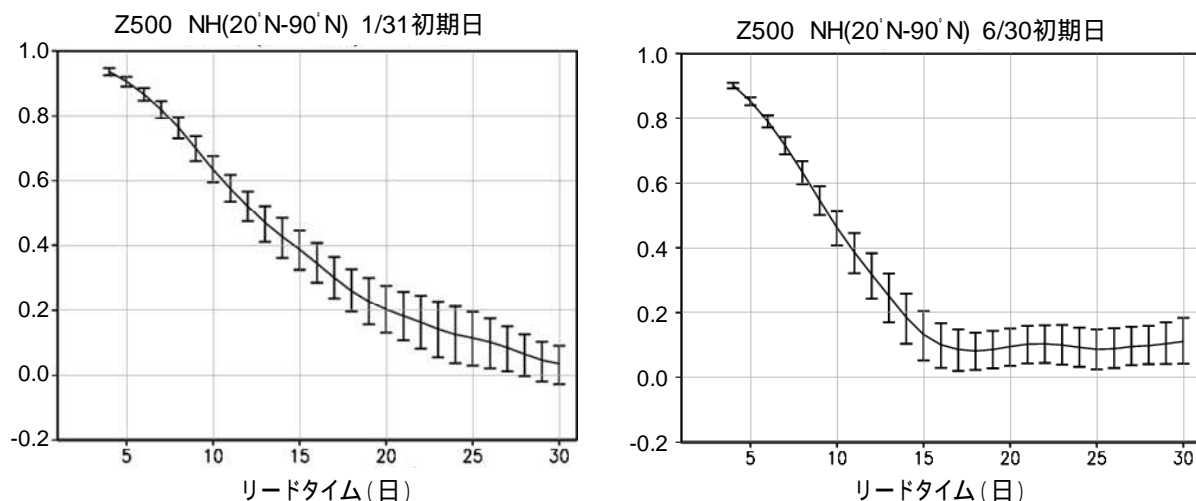
(1) 検証スコアに見られる予測特性

第3.2.5図は、ハインドキャストによるリードタイムごとの北半球500hPa高度のアノマリー相関⁴を示す。大気のもつ強いカオス性とモデルの不完全性により、予測開始直後から予測精度は急速に低下する。予測2週目に入ると決定論的な予測の限界の目安となる0.6を下回るものの、その後

予測4週目でも、値は小さいものの正の相関がある。これは、後で示すような熱帯の対流活動の予測可能性や海面水温偏差の持続性により、ある程度の予測精度が確保されていると考えられる。

また、予測精度には季節依存性があることが知られている。第3.2.6図は、北半球の冬と夏における500hPa高度のアノマリー相関と2乗平均平方根誤差(RMSE)の分布を示す。アノマリー相関は北半球では夏より冬の方が高いことが知られている。これは、北半球中・高緯度の冬では、夏に比べて相対的に予測可能性の高い水平スケールの大きな構造が卓越しやすいためと思われる。熱帯や南半球では、北半球の冬にENSOの持続性が高く、アノマリー相関も高くなると思われる。また、RMSEは、気候学的な変動度が大きい冬半球側で大きくなる。

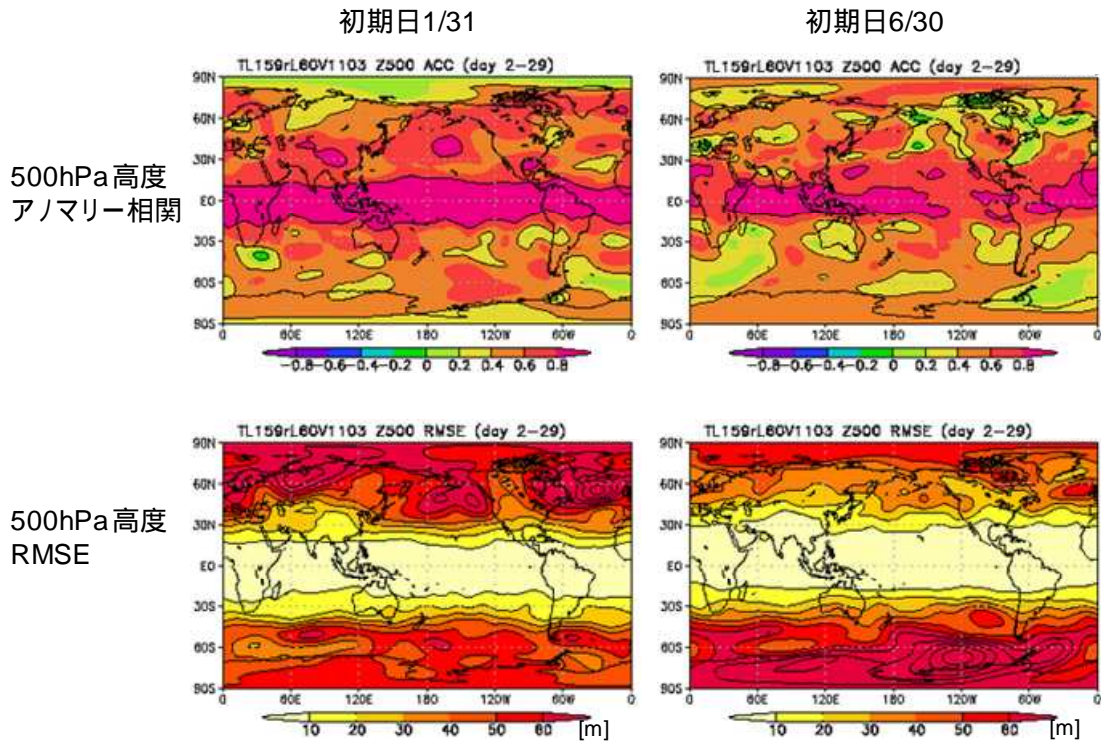
次に、1か月予報にとって重要なマッデン・ジュリアン振動(MJO)の予測特性を見る。第3.2.7図は、Matsueda and Takaya(2012)による、ハインドキャストにおけるMJOインデックス⁵の検証を



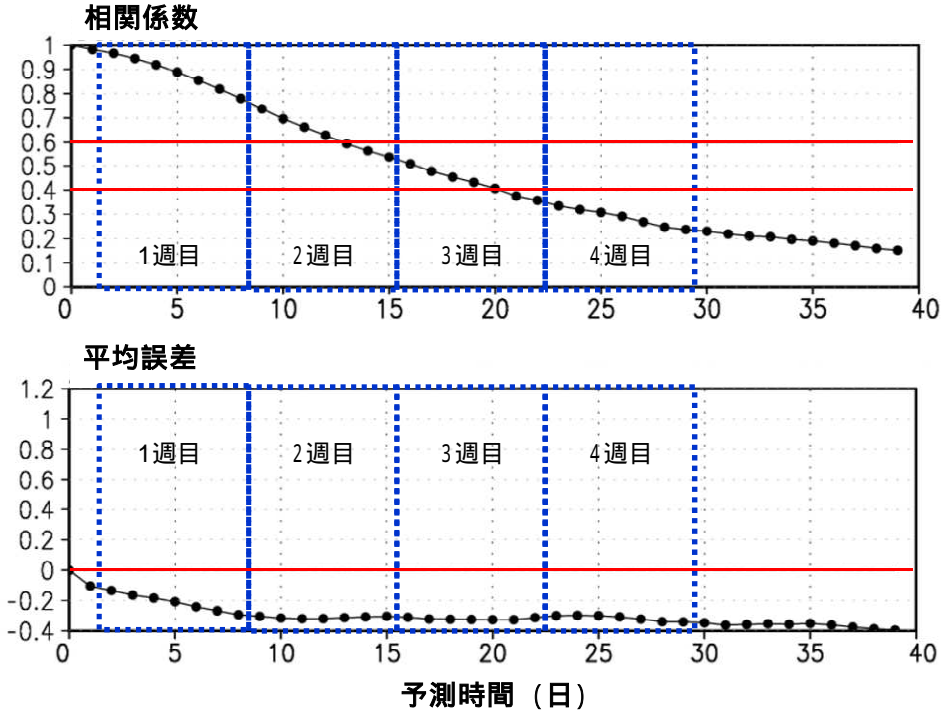
第3.2.5図 1か月アンサンブル予報システムによる、リードタイム別の500hPa高度のアノマリー相関
1か月予報ハインドキャスト(対象期間は1979~2010年の32年間)における、左が1月31日初期日、右が6月30日初期日のスコアを示す。7日平均場。エラーバーは、対象年をリサンプリングしたブートストラップ法による95%信頼区間を示す。

⁴ 予測値の平年偏差と実況値の平年偏差との相関係数で、数値予報モデルの予測精度を表す際によく用いられる指標の1つ。-1~+1の値をとり、アノマリー相関が大きいほど、偏差の年々変動の傾向の予測が解析と近いことを意味する。

⁵ MJOに関連した対流活動活発な位相の領域とその活動を指数化したもの(Wheeler and Hendon 2004)。第2.4.2項を参照のこと。



第 3.2.6 図 1 か月アンサンブル予報システムによる、4 週平均場の 500hPa 高度のアノミー相関（上）と 2 乗平均平方根誤差（RMSE；単位は m）（下）
 1 か月予報ハインドキャスト（対象期間は 1979 ~ 2009 年の 31 年間）における、左が 1 月 31 日初期日、右が 6 月 30 日初期日のスコアを示す。

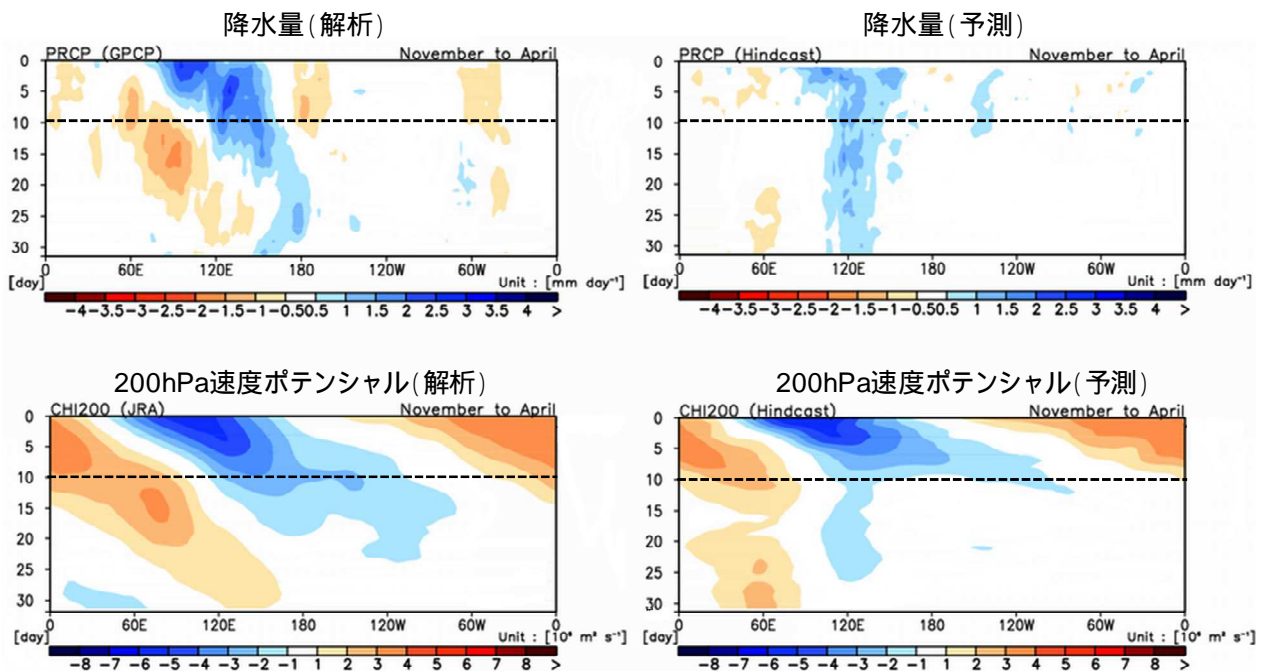


第 3.2.7 図 1 か月アンサンブル予報システムによる、MJO インデックスのリードタイム別の予測精度
 上が MJO の位相に関する相関係数、下が MJO の振幅の平均誤差（標準偏差の大きさを 1 とする）を表す。
 対象期間 1979 ~ 2001 年の 23 年間のハインドキャストデータからスコアを算出。

示す。これによると MJ0 の位相に関わる相関係数は予測 2 週目に 0.6、予測 3 週目に 0.4 を下回り（第 3.2.7 図上）予測初期から、振幅が過小となる傾向が見られる（第 3.2.7 図下）。また、MJ0 に関わる予測精度は、対流活動の活発位相が海洋大陸付近を越えるときに特に低下することが知られている (Seo et al. 2009)。実際、予測初期に MJ0 の対流活動活発な位相がインド洋東部 (Phase 3) にあるときの合成図解析を見ると、解析（観測）では降水量の正偏差が東へ伝播する様子が見られるが、予測では対流活動の活発域が海洋大陸付近まで東進した後、同じ経度帯に留まる傾向が見られる（第 3.2.8 図上）。また、速度ポテンシャルでは、日付変更線の東側で、観測に比べて東への伝播速度が速く、対流と結合していない赤道ケルビン波と思われる波も見られる（第 3.2.8 図下）。一方、MJ0 の対流活発位相が太平洋東部 (Phase 7) に

あるときは、赤道ケルビン波と思われる波も見られるものの、予測 2 ~ 3 週目にかけて対流活動の活発域がインド洋へ東進する傾向が再現できる（図略）。

第 3.2.2 表は、循環指数等のアノマリー相関を示す。1 か月平均の熱帯の対流活動を反映した降水量の予測精度は、有意な要素が多い。これに関連して、熱帯の対流活動の影響との関連がある小笠原高度や極東中緯度高度のような、東西に幅広い領域における平均的な高度偏差を表す指数は、予測後半でもある程度の予測精度がある。冬の天候への影響の大きい北極振動の動向を示す 500hPa 高度第 1 主成分も、予測後半である程度の予測精度がある。一方、40°N 西谷指数や東西指数のように、大陸スケールより水平スケールの小さな高度場の偏差を示す指数は、予測後半に精度が有意でなくなる。



第 3.2.8 図 予測初期にインド洋東部に MJ0 に関連した対流活発位相がある事例に対する、赤道付近 (15°S ~ 15°N) の降水量偏差 (上; 単位は mm/day) と 200hPa 速度ポテンシャル (下; 単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$) の時間経度断面の合成図

左が解析、右が 1 か月アンサンブル予報モデルのハインドキャストによる予測。合成した事例は、予測初期日が 11 ~ 4 月のうち、初期日の MJ0 の位相が phase 3 (インド洋東部で対流活発) かつ振幅が 1.0 より大きい場合。縦軸は初期日を基準にした経過日。参考のため、初期日から 10 日目に破線を示す。

第 3.2.2 表 1 か月アンサンブル予報システムによる循環指数等のアノマリー相関

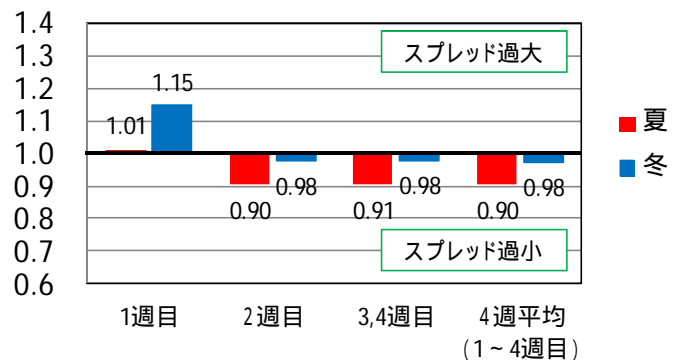
統計期間は 1979～2009 年の 31 年間。図中の陰影で示した要素は、アノマリー相関が 0.31（黄色）0.6（オレンジ）0.8（赤）以上であることを意味する。有意水準 5%（片側）の t 検定で評価した場合、アノマリー相関が 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測と解析の間に統計的に有意な正の相関があると言える。降水量に関しては、検証に用いた解析データの仕様上、4 週平均のスコアしか算出できない。なお、循環指数等の定義は、第 4.2.2 表を参照していただきたい。

初期日	夏（5/31, 6/30/, 7/31 初期日の平均）				冬（11/30, 12/31, 1/31 初期日の平均）			
	4 週平均	1 週目	2 週目	3～4 週目	4 週平均	1 週目	2 週目	3～4 週目
500hPa 高度 小笠原高度	0.73	0.91	0.59	0.56	0.71	0.94	0.74	0.42
500hPa 高度 極東中緯度高度	0.54	0.94	0.53	0.23	0.74	0.95	0.75	0.38
500hPa 高度 沖縄高度	0.53	0.87	0.24	0.18	0.55	0.81	0.66	0.19
500hPa 高度 40°N 西谷指数	0.42	0.85	0.54	-0.01	0.59	0.89	0.49	0.30
500hPa 高度 東方海上高度	0.49	0.87	0.52	0.18	0.72	0.93	0.68	0.41
500hPa 高度 極東東西指数	0.44	0.86	0.43	0.10	0.71	0.93	0.60	0.30
500hPa 高度 第 1 主成分	0.53	0.91	0.40	0.08	0.75	0.95	0.67	0.50
降水量 C11 （インドモンスーン域）	0.29				0.48			
降水量 C12 （東南アジアモンスーン域）	0.55				0.72			
降水量 SAMOI	0.35				0.73			
降水量 海洋大陸付近	0.56				0.07			
降水量 日付変更線付近	0.63				0.78			
850hPa 気温 北日本	0.54	0.83	0.48	0.08	0.73	0.89	0.59	0.50
850hPa 気温 東日本	0.62	0.84	0.50	0.17	0.72	0.91	0.57	0.44
850hPa 気温 西日本	0.63	0.82	0.41	0.38	0.72	0.91	0.55	0.32
850hPa 気温 沖縄・奄美	0.58	0.81	0.40	0.43	0.65	0.88	0.55	0.20

最後に確率予測としての特性を示す。第

3.2.9 図は、ルーチンにおけるスプレッドと 2 乗平均平方根誤差 (RMSE) の比を、第 3.2.10 図に両者の散布図を示す。アンサンブル予報システムとしては、統計的にスプレッドと RMSE が同程度で、スプレッドが大きいくほど予測の不確実性が増しアンサンブル平均の RMSE が大きくなる傾向（スプレッドとアンサンブル平均の予測誤差の正相関）が期待される。現状では、スプレッドと RMSE は概ね同程度の大きさとなっているが、夏は予測 2 週目以降にスプレッドが過小になる傾向が見られる。これは、夏にモデルにおける変動度が小さくなるためと考えられる。また、統計的にスプレッドが大きいくほど RMSE が大きいという正相関があるものの、冬の予測 3～4 週目は事例によるスプレッドの違いが小さく、スプレッドスキルとの関係が不確実性を見

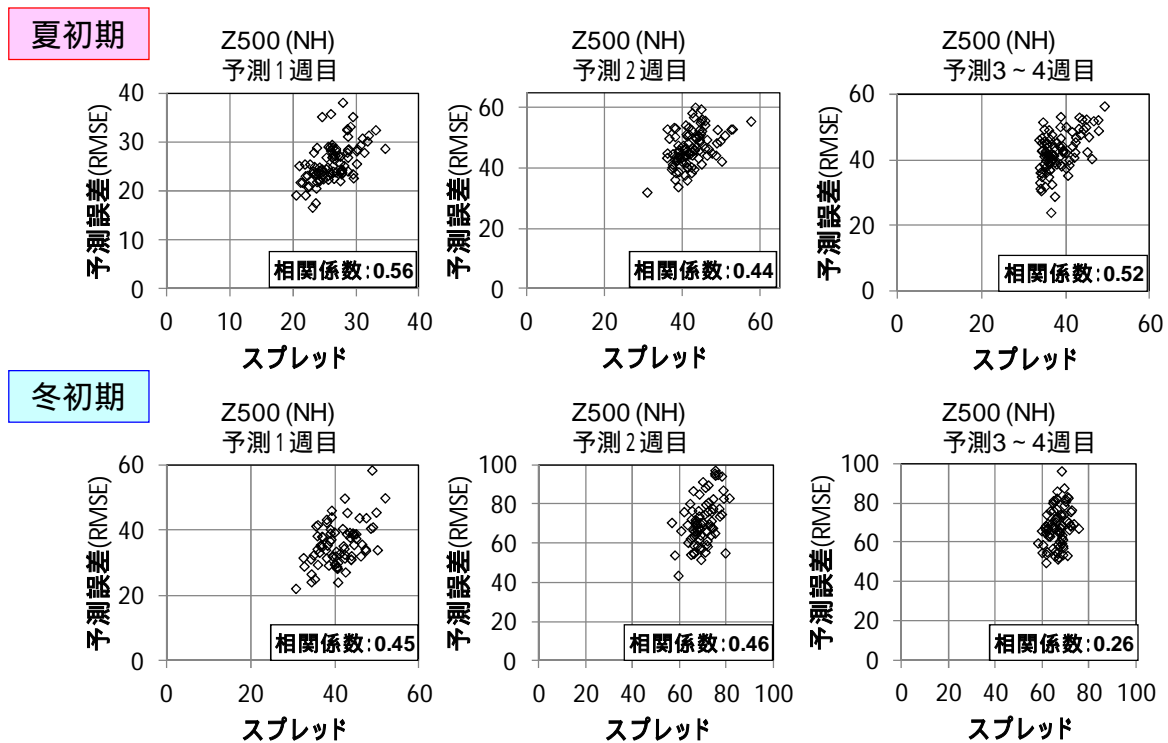
(スプレッド) / (予測誤差) の比



第 3.2.9 図 現業 1 か月アンサンブル予報における、北半球 (20°N～90°N) 500hPa 高度のスプレッドと予測誤差 (RMSE) の比

左から予測 1 週目 (予測 2～8 日目)、予測 2 週目 (予測 9～15 日目)、予測 3～4 週目 (予測 16～29 日目)、4 週平均 (予測 2～29 日目) の値を示す。赤が 2007～2012 年の 6 年間の夏 (6～8 月)、青が 2006/07 年から 2011/12 年冬 (12～2 月) の初期日の現業 1 か月アンサンブル予報の事例を集計したもの。値が 1.0 を上 (下) 回るとき、スプレッドが予測誤差に比べて過大 (過小) であることを意味する。

る良い指標ではなくなる。これは、アンサンブルメンバーによる確率分布の表現が不十分であることを意味しており、確率分布を補正したガイダンスを用いることで、確率予測の精度改善を図っている（第3.2.4項）。



第3.2.10図 現業1か月アンサンブル予報における、北半球(20°N~90°N)500hPa高度のスプレッドと予測誤差(RMSE)の散布図

左から予測1週目(予測2~8日目)、予測2週目(予測9~15日目)、予測3~4週目(予測16~29日目)の値(単位はm)を示す。上が2007~2012年の6年間の夏(6~8月)、下が2006/07年から2011/12年の6年間の冬(12~2月)の初期日の現業1か月アンサンブル予報の事例を集計したもの。

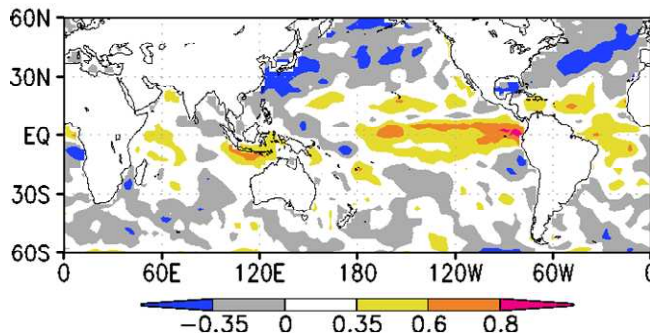
(2) 気候場に見られる予測特性

1か月アンサンブル予報システムのような大気モデルの一般的な予測特性として、降水量が直下の海面水温に対して敏感すぎる海域があることに留意すべきである。第3.2.11図は、6月30日初期日の1か月予報における海面水温と降水量の相関係数を示している。熱帯域では、現実にも正相関（海面水温が高いほど降水量が多くなる傾向）が見られる領域が多いものの、モデルでは正相関が顕著で広範囲に広がるのがわかる。特に、日本の夏の天候に影響のあるアジアモンスーン領域では、現実には1か月平均では海面水温と降水量の相関がなく、現実と予測の違いが顕著である。このような特性は気象庁モデルに限ったものではなく、対流活動と海面水温の負のフィードバック（対流活動が活発になって海面水温が低下する効果）が考慮されない大気モデルによる予測では共通の特性である(Wang et al. 2005)。この影響で、熱帯の対流活動分布に関わるスプレッドが予測後半ほど過小に見積もられるおそれがある。

さらに、モデルでは降水を局所的に集中させる傾向が見られる。モデルによる降水量は、熱帯域で局所的に年々変動が極端に大きく降水量の大きな正バイアスが見られる一方、その周囲では降水量の負バイアスと変動の過小な領域が見られる（第3.2.12図上・中）。ただし、偏差の相関係数であるアノマリー相関に見られる予測精度は、熱帯域は概ね高い（第3.2.12図下）。これは、モデルでは、熱帯の大規模な対流活動活発域の予測はある程度できるものの、降水を局所的に集中させる傾向があることを示唆している。

1か月アンサンブル予報システムで仮定されている、予測期間中の海面水温偏差の持続は、実際にはどの程度成立するのだろうか。第3.2.13図は、7月20日を基準にした海面水温のラグ相関を示す。いずれの期間とも、全球的には高い相関があり、1か月アンサンブル予報システムで仮定されている海面水温の初期偏差持続の過程は妥当といえる。ただし、フィリピン近海のように、夏のモンスーン期間に当たる領域では、他の季節に比べ

解析

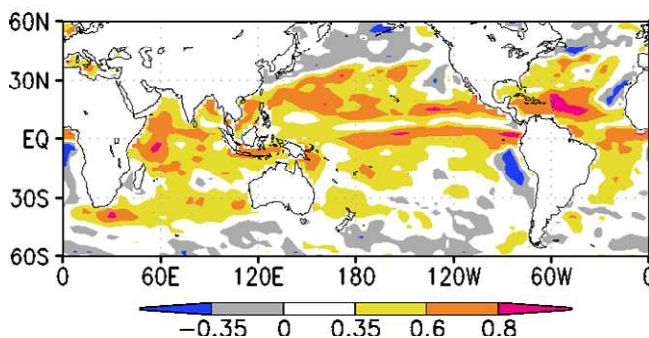


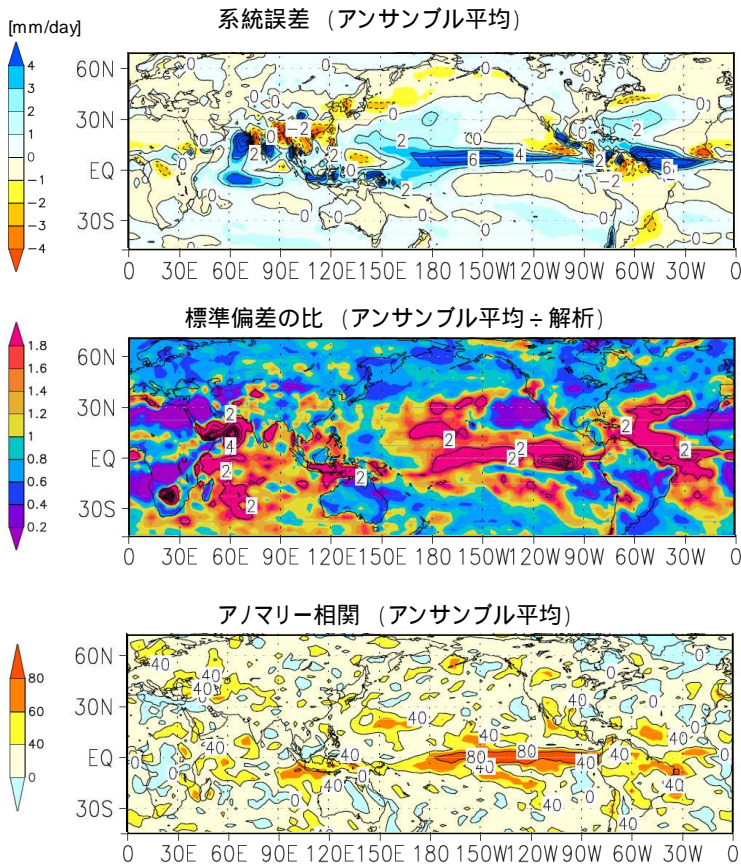
第3.2.11図 解析(上)と1か月アンサンブル予報(下)の1か月平均場における、海面水温と降水量の相関係数

1か月アンサンブル予測モデルのハインドキャストによる1979~2010年の32年間の6月30日初期日の事例を集計したもの。解析はCOBE-SST(海面水温)とCMAP(降水量)を、予測は1か月予報ハインドキャストによる1か月平均。有意水準5%(両側)のt検定で評価した場合、相関係数が0.35以上(-0.35以下)のとき、要素間に統計的に有意な正(負)の相関があると言える。

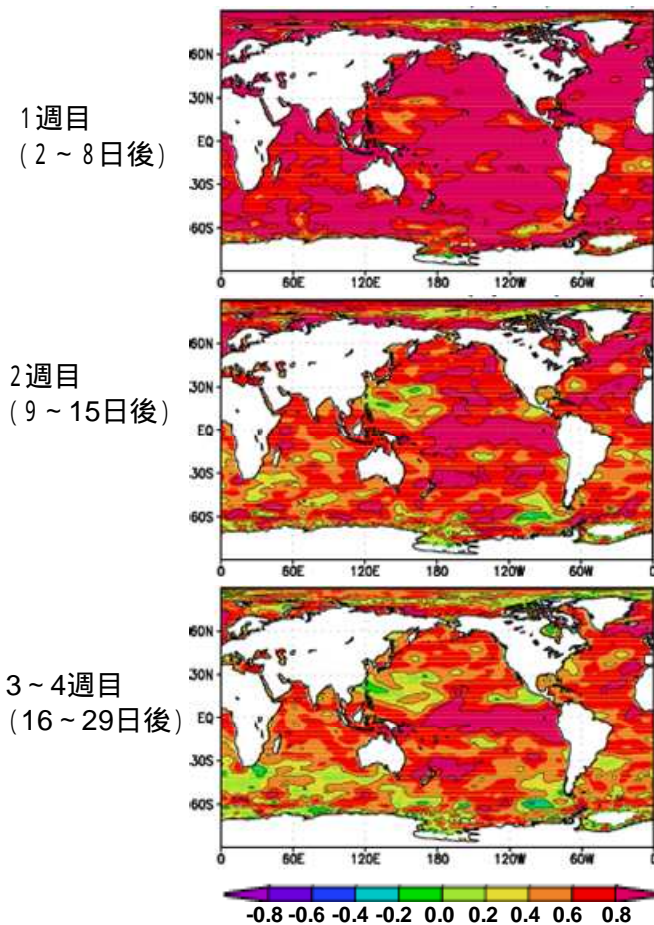
予測

1か月予報システム

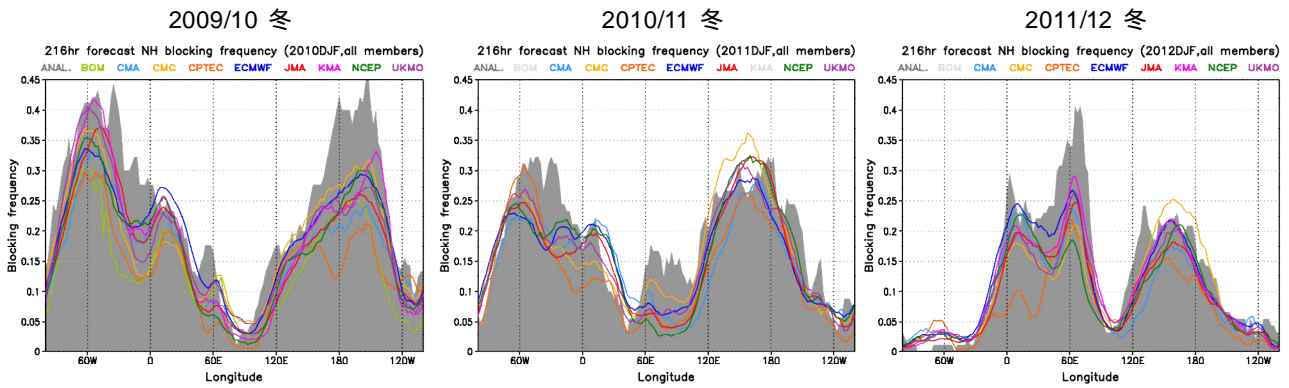




第 3.2.12 図 1 か月アンサンブル予報における、降水量予測の系統誤差(上)、年々変動の標準偏差の比(アンサンブル平均÷解析; 中)、アノマリー相関(下) 1 か月予報ハインドキャスト(対象期間は 1979~2009 年の 31 年間)における、6 月 30 日初期日のスコアを示す。アノマリー相関は 100 倍した値を示す。



第 3.2.13 図 7 月 20 日を基準にした海面水温のラグ相関 COBE-SST の海面水温解析値による、上から 1 週目(2~8 日後)、2 週目(9~15 日後)、3~4 週目(16~29 日後)の海面水温と基準日(7 月 20 日)の海面水温のラグ相関を示す。統計期間は 1979~2004 年の 26 年間。



第 3.2.14 図 TIGGE プロジェクトにおける、気象庁を含む週間予報システムにおける 9 日予測と実況の経度別ブロッキング頻度の比較

陰影は、実況、実線は TIGGE プロジェクトに参加している各モデルのブロッキング頻度で、気象庁モデルは赤線。本検証図は、2013 年 2 月現在の TIGGE の web サイト(<http://tparc.mri-jma.go.jp/TIGGE/>)から転載したもの。ブロッキング頻度の算出法は、Matsueda(2008)を参照のこと。

て相対的に偏差の持続性が低くなることに留意する必要がある。

次にブロッキング頻度の特性について示す。第 3.2.14 図に、TIGGE⁶プロジェクトにおける各現業機関の週間予報システムによる予測 9 日目におけるブロッキング頻度を示す。これは各現業機関の週間予報システムにおける評価を示したものであるが、1 か月予報システムに関しても同様の特性があると見てよい。ブロッキング頻度の分布は、年々変動は大きいものの、日付変更線付近と大西洋からヨーロッパ付近の経度帯が極大となる。気象庁のモデルを含むどのモデルでも、ブロッキング頻度は現実と比べてやや過小となっている。また、大西洋からヨーロッパ付近のブロッキング頻度の極大域では、日付変更線付近と比べて東西方向のずれが大きい傾向が見られる。

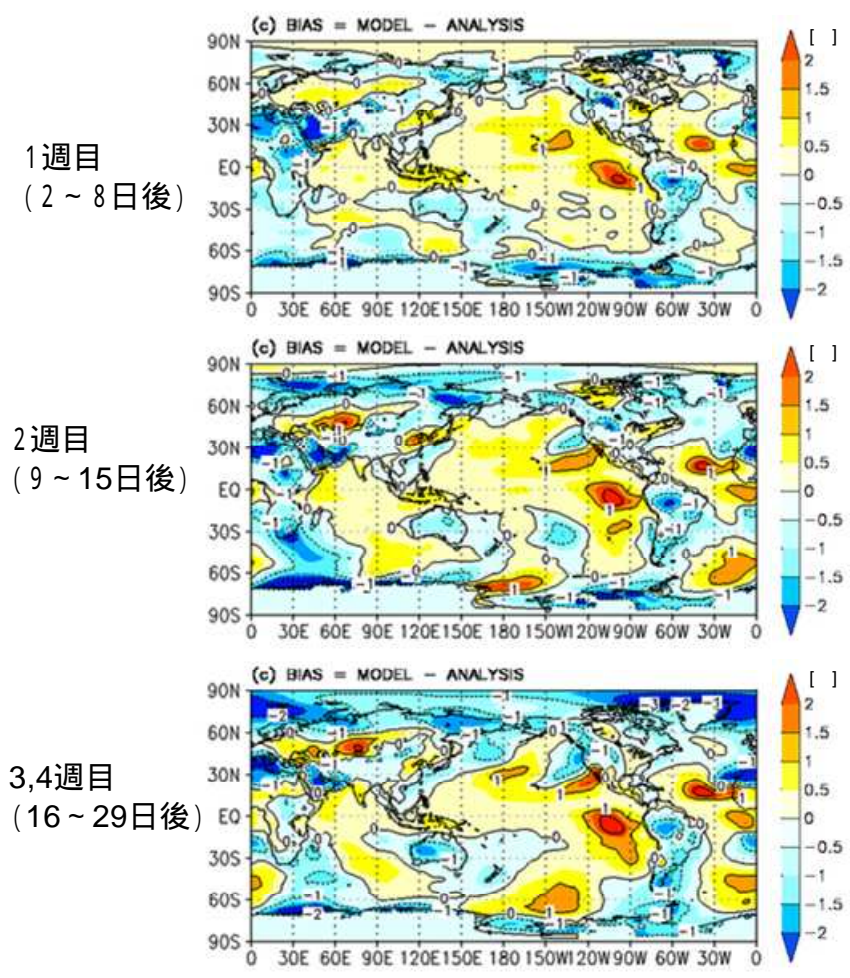
最後に、系統誤差特性について示す。第 3.2.15 図は、6 月 30 日初期日における 850hPa 気温の系

統誤差をいくつかのリードタイム別に示したものである。日本付近に見られる負の系統誤差（低温バイアス）など、リードタイムが変わっても系統誤差に似たパターンが見られることは興味深い。この低温バイアスは、長年にわたりモデル開発者の懸命の調査と開発が施され続けているものの、現段階でも短期・週間及び 1 か月の各予測システムにおける共通の課題である。

なお、こうした系統誤差は、プロダクトの作成時には補正されているため、予報担当者が予測マップなどのプロダクトに示される 850hPa 気温偏差の予測をさらに上方修正するような措置は必要ない。ただし、系統誤差が大きくなると、大気の変動パターンそのものが歪められてしまうおそれがある。例えば、モデルに海洋大陸で対流活動が不活発になるバイアスがあると、日本周辺での太平洋高気圧の勢力や偏西風の位置などの予測にも悪影響を与える可能性がある。また、系統誤差補正は初期日とリードタイムにより決められているが、実際には梅雨期・盛夏期など季節進行とともに系統誤差特性が変わることがある。例えば、現在のモデルでは、梅雨前線帯に相当する領域で低温バイアスが大きくなる傾向が見られ(第 3.2.15 図)、盛夏期への移行時期が平年とずれるような年は、系統誤差補正が有効に働かない可能性もある。

⁶ 観測システム研究・予測可能性実験 双方向グランド全球アンサンブル(THORPEX Interactive Grand Global Ensemble)。1 日から週間予報の改善を目的とした世界天気研究計画(WWRP)の下で実施されている研究プロジェクトである観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX)のサブプロジェクトの 1 つ。世界の主要な数値予報センターの現業週間予報システムの複合的な利用に関する研究や、モデルの相互比較が行われている。

このように、系統誤差補正によるモデルの予測値の修正には限界がある。季節予報のための数値予報モデルのさらなる改善のためには、系統誤差特性に見られるモデルの問題点を把握し、その要因を分析して(これが非常に困難なことであるが)モデルの開発に結び付けることが重要である。



第 3.2.15 図 1 か月アンサンブル予報システムにおける、850hPa 気温の系統誤差 (単位は) 1 か月予報ハインドキャスト (対象期間は 1979 ~ 2009 年の 31 年間) における、6 月 30 日初期日のスコアを示す。リードタイムは、上から 1 週目 (予測 2 ~ 8 日目)、2 週目 (予測 9 ~ 15 日目)、3 ~ 4 週目 (予測 16 ~ 29 日目)。

3.2.4 1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイダンス

(1)はじめに

季節予報作業においてガイダンスは、数値予報結果から客観的な予測式に基づいて各地域の予測値や確率値へ翻訳する重要な予報資料のひとつである。本項では1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイダンス（以後、1か月予報ガイダンスと呼ぶ）における作成手法や予測精度について主に述べる。また、第3.3.4項では3か月予報と暖・寒候期予報のためのガイダンスについて述べるが、両者は仮予測因子が異なる以外は本質的には同じものといえる。

その手法は、Model Output Statistics(MOS)方式というもので、気象庁では短期予報のガイダンスとして1970年代から開発が始まり、1990年代前半まで天気予報ガイダンスに採用されていた（瀬上ほか1995）。現在は、短期予報や週間予報のガイダンスはニューラルネットワークやカルマンフィルターといった逐次学習型が主流となっている（松下2012）。これを聞くと、1か月予報ガイダンスは古い技術を使い続けていると思われるかもしれない。確かに逐次学習型のガイダンスは、予測と実況の差に応じて係数を調整することで誤差の軽減を図り、数値予報モデルの変更に際しても新しいモデルの予報特性に柔軟に対応できるといったメリットがある。一方、MOS方式は事前に行う過去事例を対象とした予報実験（以後、ハイノドキャストと呼ぶ）の結果と過去の観測値との統計的関係に基づく予測式を用いる。MOS方式のメリットは、数値予報モデルの変更前にガイダンスを作成することができ、ガイダンスの特性や予測精度を確認する時間が多くとれることである。なぜその時間が必要かという点、1か月予報や3か月予報は短期予報に比べて予測精度が高くないことから、予報作業においては予想された循環場や実況の推移などを考慮してガイダンスを修正することが頻繁に生じるためである。ただし、ガイダンスを修正するためにはその特性を理解していることが必須であることから、予報担当者はガイ

ダンスについての十分な理解が必要といえる。また、数値予報モデルの系統誤差などの予報特性は季節変化するので、逐次学習した予報特性が次の初期値の予報でも同じである保証はないということも、MOS方式を使っている理由の1つである。

ガイダンスのプロダクトについては、ユーザーがより定量的に使いやすいように確率密度関数の提供を行っている。確率密度関数は季節予報が対象としている3階級の確率値だけでなく、任意の閾値以上の確率を得ることのできるメリットがあり、異常天候早期警戒情報の確率予測資料は気象庁のホームページでも公開されている⁷（1か月予報の確率予測資料についても2013年3月に気象庁ホームページにて公開予定）。また、この確率密度関数はガイダンスの予測精度に依存した広がりを持ち、2週目の気温のように精度が高い場合は気候値の分布に比べて幅の狭い確率分布となる一方、1か月間の降水量など精度が高くない場合は幅の広い気候値に近い分布となる。なお、ハイノドキャストによる多数の過去事例を集計すると、ガイダンスと観測値の頻度分布が一致するように確率分布の幅が設定されている。

(2)ガイダンスの役割

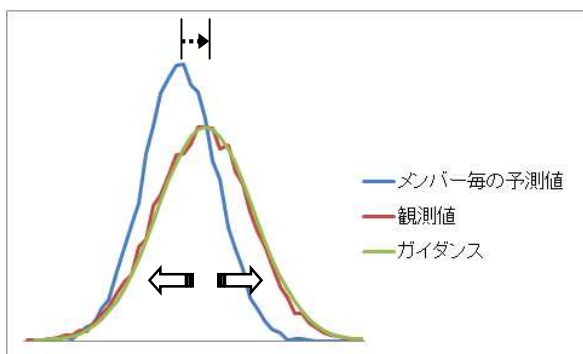
ガイダンスは数値予報モデルの予測結果を地上気温や降水量などの予報要素へ翻訳するアプリケーションである。役割は主に2つ挙げられ、1つはモデルの予測した格子点値から予報要素を計算することであり、その際にモデルの系統的な誤差は予測式によって取り除かれる。2つ目はモデルのスプレッドを補正することである。第3.2.3項で述べられているように、気象庁のアンサンブル予報システムは予測誤差に比べてスプレッドが小さいという問題があり、各メンバーの予測から直接には適切な確率分布を得ることはできない。そこで、現在のガイダンスは既定の確率分布を仮定

⁷ 気象庁ホームページ「各種予測資料(異常天候早期警戒情報・1か月予報)」(2013年3月現在)
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/probability/index.html>

してスプレッドを大きくすることで観測値の確率分布と合致するような補正を行っている（第3.2.16図）。

(3) ガイドンスの要素と予報期間

1か月予報資料に掲載しているガイドンスの要素と期間および対象地域を第3.2.3表に示す。1か月予報資料には、7要素すべての28日平均ガイドンスと、週別の予報を行っている気温および予報文の天候表現に関わる天気日数の一部については7日平均と14日平均ガイドンスも掲載



第3.2.16図 ガイドンスの役割（イメージ図）
ガイドンスは系統誤差とスプレッドの両方を補正する役割があることを示す。

している。また、気温・降水量・日照時間・降雪量は3階級の確率値を表示しているが、天気日数については2階級の確率値と平年値および平年からの差を掲載している。これは、向こう1か月の天候を予報するためには、季節進行による平年の天候の変化と、予報資料に基づく平年からのずれの両方を把握する必要があるためである。

(4) 作成手法

ガイドンスの作成手法は、異常天候早期警戒情報の運用を始めた2008年3月に導入したもの(伊藤 2008)と基本的には同じで、対象とする地域近傍の格子点値を仮予測因子とする線形重回帰式である。ただし、その後の運用中に次のような変更を行い予測精度の向上を図ってきた。第1に、仮予測因子の空間解像度を2.5度格子から1.25度格子へ細かくして、対象とする地域のより近傍の格子点値を用いる変更を行った(出原 2011a)。次に、平年値更新による新しい地域平均累年値を目的変数として予測式の再計算を行った(出原 2011b; 気象庁 2011a)。さらに、仮予測因子として850hPa

第3.2.3表 1か月予報資料に掲載しているガイドンスの要素と対象地域

予報期間	要素
28日(1か月)平均	気温、降水量、日照時間、降雪量、晴れ日数、降水日数、雨日数
1週目	気温
2週目	気温、晴れ日数、降水日数
3～4週目	気温、晴れ日数、降水日数

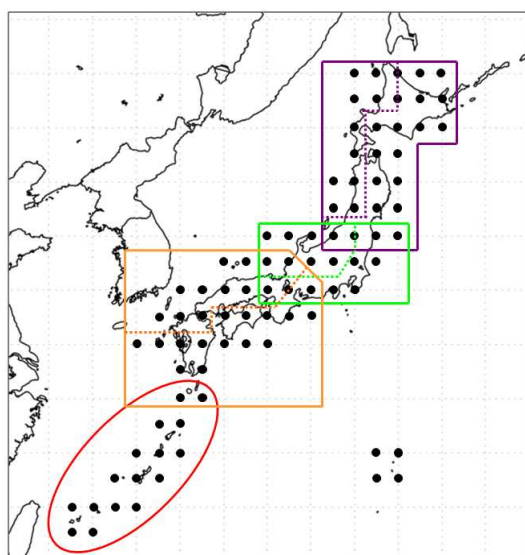
全国予報区	地方予報区(細分地域)
北日本 北日本日本海側 北日本太平洋側	北海道地方(北海道日本海側、北海道オホーツク海側、北海道太平洋側) 東北地方(東北日本海側、東北太平洋側、東北北部、東北南部)
東日本 東日本日本海側 東日本太平洋側	関東甲信地方 北陸地方 東海地方
西日本 西日本日本海側 西日本太平洋側	近畿地方(近畿日本海側、近畿太平洋側) 中国地方(山陰、山陽) 四国地方 九州北部地方
沖縄・奄美	九州南部・奄美地方(九州南部、奄美地方) 沖縄地方

気温の代わりにモデルの地上 2m 気温を導入した（宮脇ほか 2012；気象庁 2011b）。特にこの地上 2m 気温の導入により、1993 年や 2003 年のやませによる冷夏や、2010 年の強い太平洋高気圧による猛暑など、顕著な現象に対する気温の予測精度が大きく改善された。一方、地上 2m 気温の導入により気温と降雪量ガイダンスは海面水温の影響を受けやすくなり、850hPa 気温との間に不整合が生じる事例がみられ、今後の課題の 1 つである。

ここでは過去の季節予報研修テキストの内容と重複するものを含めて、季節予報作業を行う上での基礎知識として必要なガイダンスの作成手法について述べる。

第 3.2.4 表 仮予測因子の内容

略号	気象要素	高度
Rain	数値予報モデルの降水量	地上
NW850	風の北西成分	850hPa
NE850	風の北東成分	850hPa
T2m	地上 2m 気温	地上
NW500	風の北西成分	500hPa
NE500	風の北東成分	500hPa
Z500	高度	500hPa



第 3.2.17 図 仮予測因子に使われている格子点
全国予報区の仮予測因子が用いている格子点を表す（北から、北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美の順）。日本海側と太平洋側の境を点線で示す。

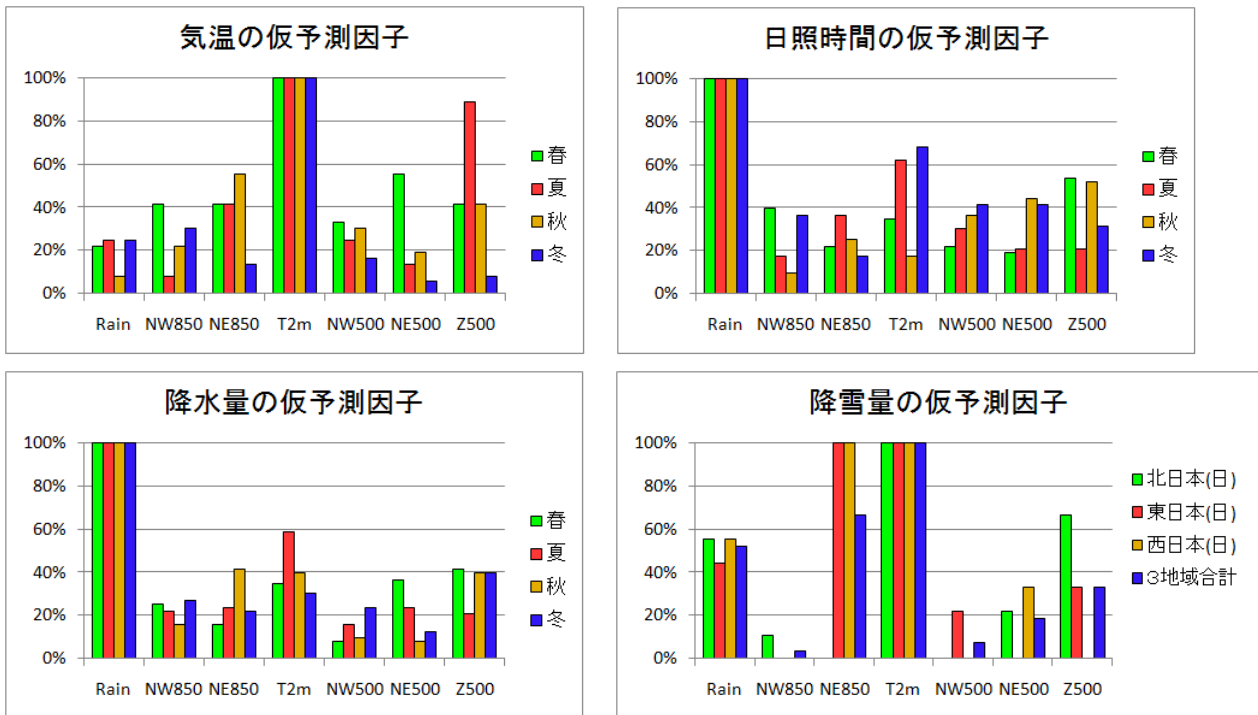
ア．仮予測因子

1 か月予報ガイダンスに用いられている仮予測因子を第 3.2.4 表に示す。現在の仮予測因子は、地上気温の予測に不可欠な地上 2m 気温や 500hPa 高度と、降水量や日照時間と関係が深く大気の流れの特徴を反映している 500hPa および 850hPa の風向・風速と、数値予報モデルの降水量（以下、モデル降水量）の 7 要素である。仮予測因子の格子点は数値予報モデルの解像度に近い 1.25 度間隔の値を用いて、対象とする地域近傍の領域平均をとっている（第 3.2.17 図）。

イ．予測式

ガイダンスの予測式はハインドキャストの予測結果と観測値との線形重回帰式である。ただし、両者の統計的な関係は地域や季節に依存することから、地域別に旬ごとの予測式を用意している。また、予報期間が 2 週目の終わり頃まではリードタイムとともにモデルの予測精度は低下し、予測値と観測値の関係も刻々と変化することから、予測式はリードタイム別にも用意している。このことは、各リードタイムで最高の予測精度が得られるように仮予測因子を選択することができる一方で、時間方向の予測値の連続性を考慮していない。このため、1 か月予報ガイダンスでは特定の説明変数を強制的に採用する方法をとっている。このような強制変数はガイダンスを時系列でみた場合に予測値のがたつきを抑える効果があり、異常天候早期警戒情報の確率予測資料において特に有効である。

予測式の説明変数は仮予測因子の中からステップワイズ法により 3 ~ 4 個を目安に選んでおり、その採用率を第 3.2.18 図に示す。気温と降雪量についてはモデルの地上 2m 気温を、その他の要素はモデルの降水量を強制変数としているので採用率は 100%となっている。それ以外に、それぞれの要素について採用率の高い仮予測因子をみていくと、気温は夏の 500hPa 高度の採用率が極端に高い。地上 2m 気温を仮予測因子へ導入した宮脇ほか (2012) によると、モデルの地上 2m 気温と観測され



第 3.2.18 図 1 か月平均ガイダンスの仮予測因子の採用率

春は 3 ~ 5 月初期値、夏は 6 ~ 8 月初期値、秋は 9 ~ 11 月初期値、冬は 12 ~ 2 月初期値を表す。

横軸の要素は第 3.2.4 表を参照。

集計した地域は全国予報区分で、気温は北・東・西日本と沖縄・奄美の 4 区分、降水量と日照時間は北・東・西日本日本海側と北・東・西日本太平洋側と沖縄・奄美の 7 区分、降雪量は北・東・西日本日本海側の 3 区分。

た地上気温との相関係数は夏に最も低くなることから、2 番目の因子として 500hPa 高度が採用されていると考えられる。次に降水量は、強制変数のモデル降水量以外に目立って採用されている因子は少ないが、夏の地上 2m 気温が 50% を超えていて、高温・少雨の関係が強いことを示唆している。日照時間についても降水量と同様に強制変数以外の主だった因子はみられないが、夏と冬の地上 2m 気温が 60% を超えて用いられている。降雪量は強制変数の他に東・西日本日本海側で 850hPa 北東風が必ず使われており、その係数はすべて負であることから南西風で降雪量が多くなることを表している。予測式は重回帰式であり、複数の因子を採用するときは相殺する役割もあるので一概にはいえないが、北陸地方から山陰の気象官署は海岸沿いの平野に多く、日本海に収束帯が発生するような総観場の時に平野部の降雪量が多くなることを示唆している可能性がある。

ウ．確率分布

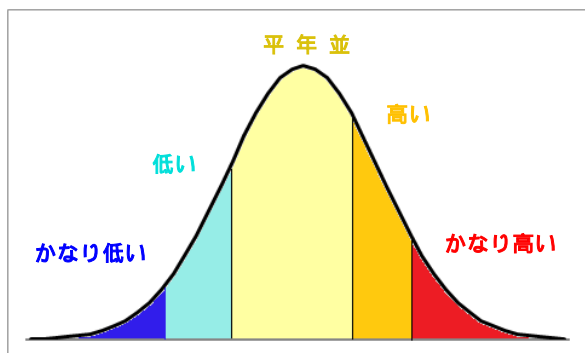
確率密度関数を求める場合に、数値予報モデルによるアンサンブル平均値の周りになんらかの確率分布を仮定する方法と、全てのアンサンブルメンバーから直接的に確率分布を求める方法とがある。前述の通り、後者は予測誤差に比べてスプレッドが小さいという今のアンサンブル手法の欠点が現れるため、前者を採用している。確率分布には正規分布を仮定して、その分散は重回帰式の残差分散とする(杉 2004)。すなわち、予測式で推定した値(シグナル)を予測値として、予測式で説明できない回帰誤差(ノイズ)を予測値の周りに分布させた確率密度関数といえる。5 階級の確率値は確率密度関数に階級区分値を適用して算出する(第 3.2.19 図)。

ガイダンスの確率分布に正規分布を仮定すると、観測値の分布が正規分布からずれている場合にはバイアスが生じることになる。実際、降水量や降雪量は正規分布ではなく多い側の裾が長い分布を

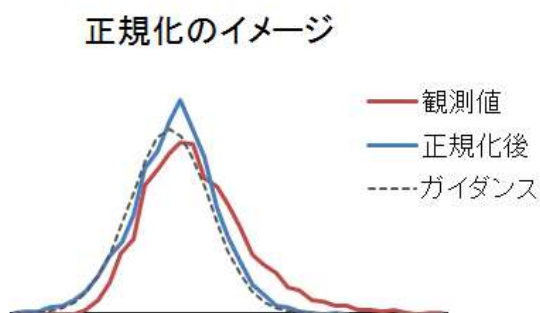
とることがわかっている。このため、正規分布を仮定したガイダンスの平均値と観測値の最頻値に差がありガイダンスに多雨（雪）バイアスが生じることとなる。これを避けるために、降水量と降雪量については観測値の4乗根をとることで、多い側の裾を縮めて目的変数の正規化を行いバイアスの軽減を図っている（第3.2.20図）。

エ．1か月予報システムにおけるガイダンスの計算方法

ハインドキャストから作成した予測式は5メンバーのアンサンブル平均値の予測精度や変動の大きさをもつため、現業1か月予報システムの予測結果にその予測式を適用すると、50メンバーの方がアンサンブル平均値の事例毎の変動幅が小さいために、アンサンブル平均値の変動の大きさにあたるシグナルを過小評価するおそれがある。したがって1か月予報システムに適用するときは、50



第3.2.19図 5階級確率のイメージ
それぞれの面積が確率値の大きさを示し、縦の線は階級区分値を表す。

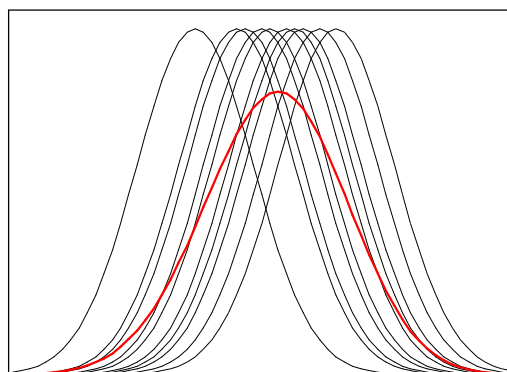


第3.2.20図 正規化のイメージ
降水量の分布は4乗根をとることで正規分布に近づけて、ガイダンスとの系統的な誤差を軽減している。

メンバーから5メンバーの組を順番に10回とりだしてそれぞれのアンサンブル平均値に予測式を適用し、最終的な確率分布は10組の正規分布の平均とする（第3.2.21図）。このようにすることで予測式の変動幅や予測精度を反映させるとともに、予報事例毎のスプレッドの大きさや各メンバーのばらつきをある程度活かした確率密度関数を得ることができる。

オ．地点ガイダンス

異常天候早期警戒情報や季節予報のように予測の対象としている現象の空間スケールが大きな情報は、予測精度の観点から地域平均を予報の対象としている。しかしながら、地点の予測についても利用者からの要望が多く、異常天候早期警戒情報に限り気象庁ホームページにて地点の予測値も公開している。一般に、地点の変動幅は地域平均値の変動に比べて大きい。その増加分は地点ごとの特性に依存するため解像度の粗い現在の1か月予報モデルでは、地点間の差異を表現することは難しい。このため、地点ごとの変動幅の地域平均値に対する増加分はすべて予測不可能なノイズとして考え、シグナルは地域平均ガイダンスと同じであると仮定して地点ガイダンスを作成している。すなわち、地点ガイダンスは地方細分区の地域平均ガイダンスと同じ中央値をもち、その分布の広がりを地点の変動幅に合わせて補正したもの



第3.2.21図 現業予報システムの確率密度関数（イメージ図）
黒線が5メンバーのアンサンブル平均値によるガイダンスの確率分布を表し、赤線は10組の確率分布の平均を示す。

である。なお、前述のとおり地点の多くは地域平均値に比べ変動が大きいこと、残差分散の補正量は1より大きいことが多い。ただし、沿岸部などの変動の小さい地点では、地域平均に比べ分散が小さく幅の狭い分布となる。いずれにせよ、地点の階級区分値はその地点の変動の大きさを反映しているため、地点の5階級確率は地域平均のそれと大きく変わらないと考えられる。

(5) 予測精度

ここでは、1981～2010年の毎月10日、20日、月末を初期日とするハインドキャストを用いて作成した予測式の予測精度を評価した結果について述べる。これらの予測精度はハインドキャストから評価したものであるが、独立資料で検証しており現業1か月予報システムのガイダンスの精度の目安となる。検証方法は、アンサンプル平均値に対する決定論的なものと、確率分布を評価する信頼度曲線やROC曲線を用いた。なお、検証図の詳細な見方については第4.4節を参照してほしいが、ここでも確率的な評価手法の特徴を簡潔に述べておく。

信頼度曲線は、横軸に予測確率値、縦軸に実況出現率をとり、予測確率値ごとの実況出現率を結んだ線で、信頼度曲線が傾き45度の対角線に近いほど（予測確率値と実況出現率が近いほど）予測確率が適切で確率予報の信頼度は高いといえる。また、予測頻度をあわせて描くのが一般的で、どのくらい予測の確率値がばらついているかを見ることができる。気候的出現率（3階級の場合は33%、「かなり高い」及び「かなり低い」はそれぞれ10%）から離れた予測確率値の予測頻度が大きいほど「決定論的予報」に近く、不確定性の大きな予測では気候的出現率に近い値の頻度が大きくなる。このような確率値に対する指標の1つがブライアスコア(BS)であり、予測確率値の2乗平均誤差で定義される。このブライアスコアは確率の信頼度や分離度（信頼度曲線と気候的出現率の差の2乗に対応）の項に分けることができ、信頼度曲線が対角線に近く、かつ気候的出現率から離れた確率

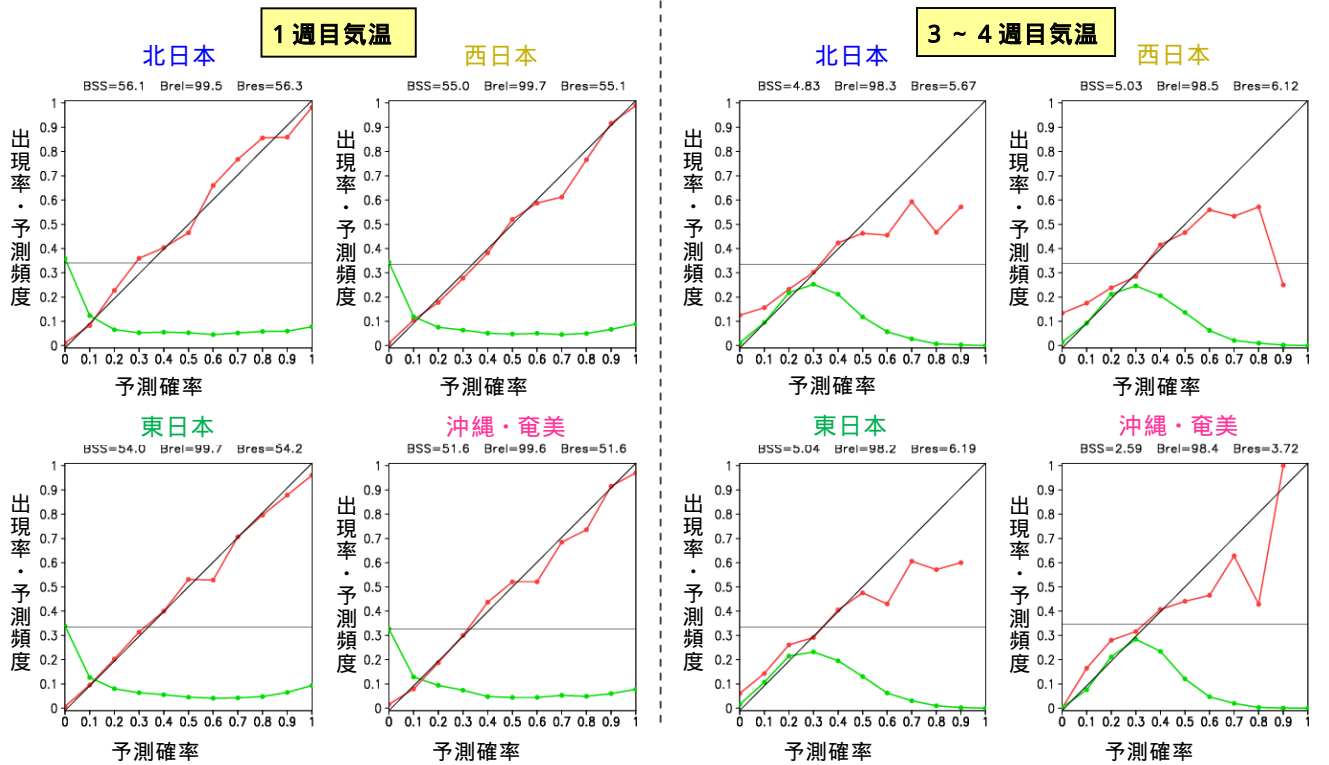
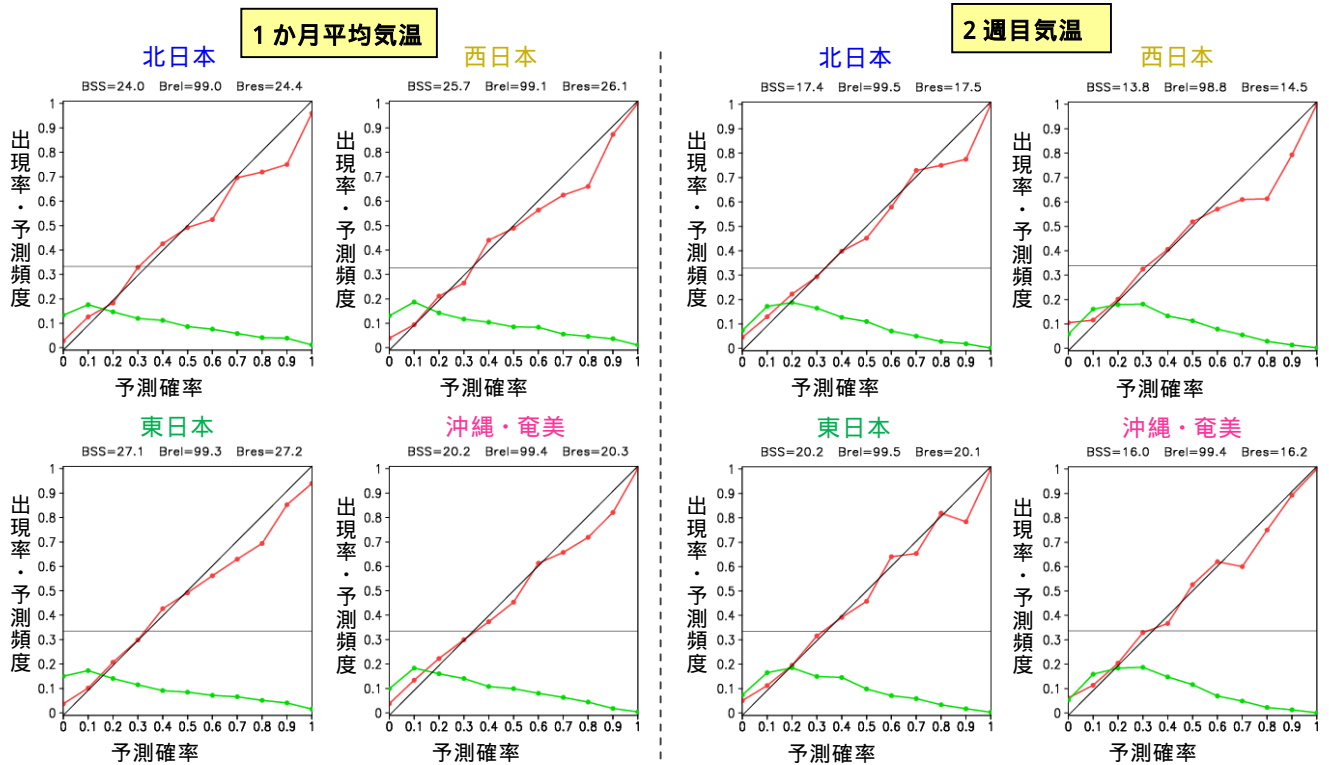
の予測頻度が多いほど予測精度が高いといえる（第4.4節を参照）。そして、気候値予報のブライアスコアからの改善率をブライアスキルスコア(BSS)といい、ガイダンス開発の指標の1つとして用いている。

一方、ROCは「誤発表率」（現象が「出現しなかった」ときに予報「あり」だった割合）と「捕捉率」（現象が「出現した」ときに予報「あり」だった割合）を用いて予報を評価する方法である。まず、確率の閾値をいくつか決め（ここでは10%刻み）閾値より予測確率値が高いときを予報「あり」、低いときを予報「なし」として閾値ごとに「誤発表率」と「捕捉率」を計算する。「誤発表率」を横軸、「捕捉率」を縦軸にとってプロットし、閾値の順に線で結んだものがROC曲線である。ROC曲線の図において、傾き45度の対角線は「捕捉率」＝「誤発表率」であることを示しており、この対角線上では予報として情報価値が低く、対角線から左上に離れる（捕捉率が大きく、誤発表率が小さい）ほど情報価値が高いということになる。このことから、ROC曲線より右下の領域の面積割合（～1.0）をROC面積スコアとして予報の評価に用いている。スコアが1.0に近いほど適切な予報ということになる。異常天候早期警戒情報のように現象の「あり」と「なし」を予測確率の閾値を基に発表の有無を判断する情報の場合は、このROC曲線はある閾値以上の確率による捕捉率や誤発表率が得られるので評価資料として優れている。

ア．1か月予報

(a) 気温

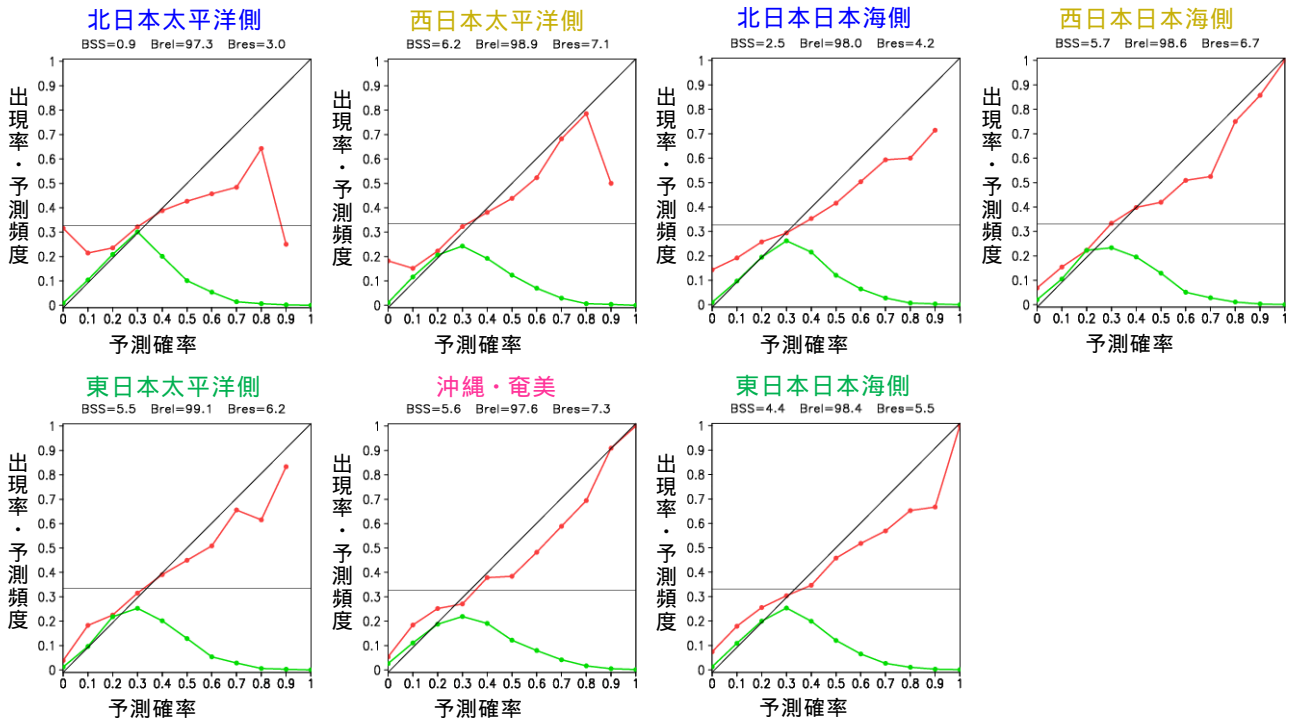
第3.2.22図にそれぞれ気温の1か月平均、1週目、2週目、3～4週目の信頼度曲線と予測頻度を示す。1か月平均気温は予測確率が大きい場合に出現確率が予測確率をやや下回っているが概ね良好な信頼度が得られている。このため、実際の季節予報作業においてはガイダンスの確率に近い値で発表することが発表予報の確率の信頼度を上げるために有効といえる。予測頻度は確率10～20%が最大となり、確率が大きくなるほど緩やかに



第 3.2.22 図 気温の信頼度曲線

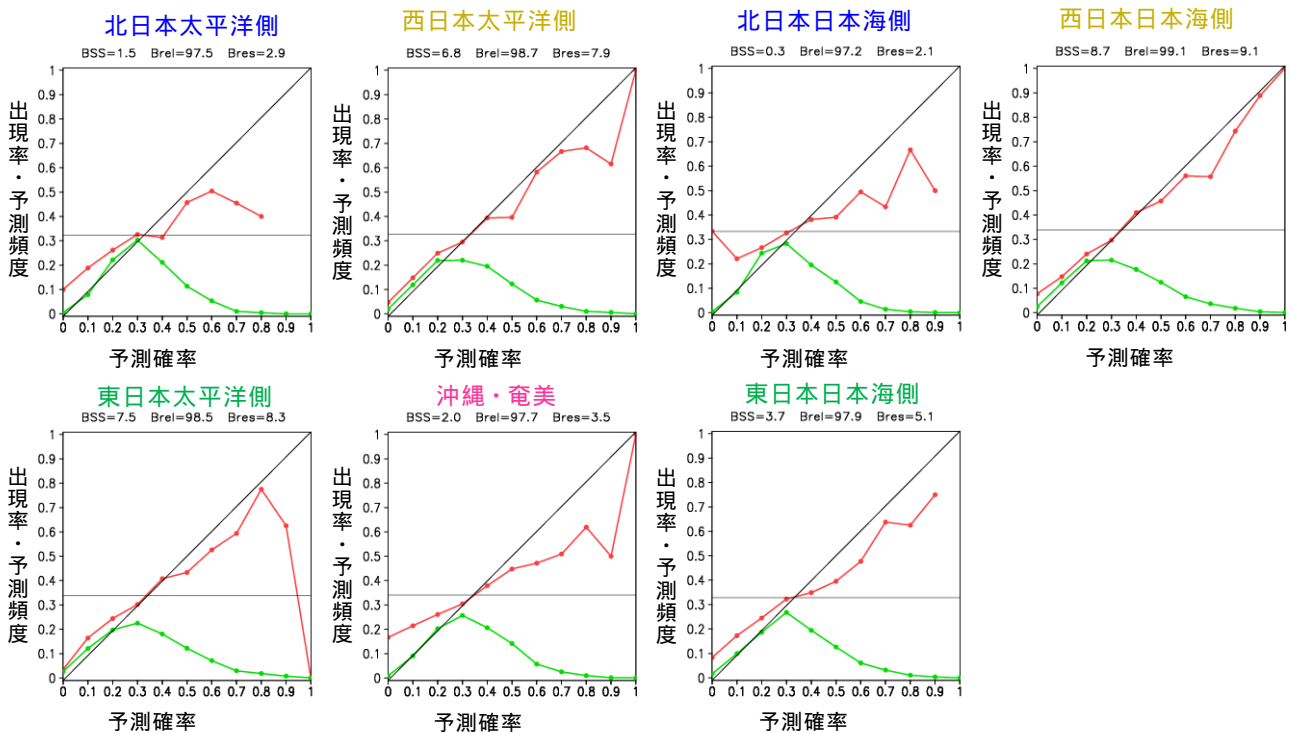
ハンドキャストの全事例（1981～2010年の月3回で計1080事例）による「高い」確率と「低い」確率を集計した信頼度曲線（赤色）と予測頻度分布（緑色）を表す。横軸が予測確率、縦軸が出現率を表す。例えば、0.5は50%を表す。図の上にあるBSSはプライアスキルスコア、Breiは信頼度のスキルスコア、Bresは分離度のスキルスコアを示す（全て100倍したもので最大で100となる）。詳細は第4.4節を参照。軸の数字の単位は%/100。

1 か月間降水量



第 3.2.23 図 降水量の信頼度曲線
第 3.2.22 図と同じ。ただし、1 か月間の降水量の予測精度を表す。

1 か月間日照時間



第 3.2.24 図 日照時間の信頼度曲線
第 3.2.22 図と同じ。ただし、1 か月間の日照時間の予測精度を表す。

減少しているが、70%以上の大きな確率の頻度も合わせて15%程度ある。1週目の気温は、信頼度曲線はほぼ対角線に沿っており信頼度はかなり高い。予測頻度は0%が最大で100%に近い確率の頻度も多くその間の確率が少ないことから、決定論的な予報がある程度可能なことを表している。2週目の気温は、確率の信頼度は高いが予測頻度の分布が1週目の気温と大きく異なり確率10~40%の頻度が多い。2週目の予測精度は1週目と比べると低いので、仮に循環場の予想が1週目と2週目で同じであったとしても2週目の方が気候的出現率に近い確率となる。これがMOS方式の大きな特徴であり、予測精度に見合った確率を算出するガイダンスとなっている。3~4週目の気温は信頼度曲線が対角線から離れているところもあり、確率が0~10%や60%以上ではガイダンスを補正する必要があることを示している。補正の程度としては、信頼度曲線と対角線の差が目安となり、およそ10~20%程度を気候的出現率に寄せる必要があるが、事例毎の予想の信頼度などを勘案して予報担当者が判断することが望ましい。

(b) 降水量

第3.2.23図に1か月間の降水量の信頼度曲線と予測頻度を示す。信頼度曲線は北日本を除き対角線にほぼ沿っており信頼度はある程度高いが予測頻度は確率10~50%が多く、3~4週目の気温と同等の予測精度といえる。一方、北日本のBSSは小さく気候値予報をわずかに上回る程度であり、信頼度曲線は対角線から大きく離れているところもある。このことは、予報作業をする上では10%や50%以上の確率は予測精度の面からはつけにくいことを表している。

(c) 日照時間

第3.2.24図に1か月間の日照時間の信頼度曲線と予測頻度を示す。日照時間も予測精度の地域差が大きく、東・西日本はある程度の信頼度が得られているが、北日本と沖縄・奄美は信頼度曲線の傾きが小さく確率の信頼度は低い。

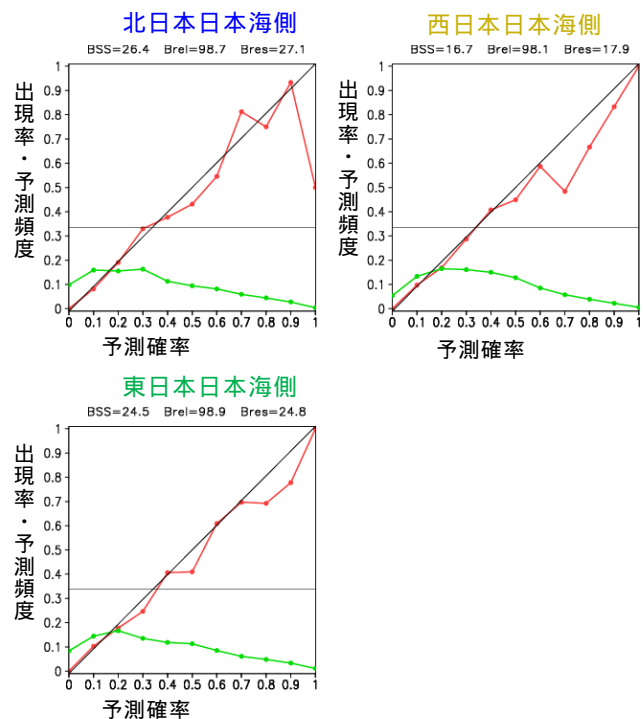
予測頻度の出現傾向は降水量とほぼ同様である。このように降水量と日照時間は気温に比べて予測精度が高くないことから、季節予報作業においては予想された循環場の特徴やガイダンスの精度等を考慮して、ガイダンスの値を修正して発表する機会も多い。

(d) 降雪量

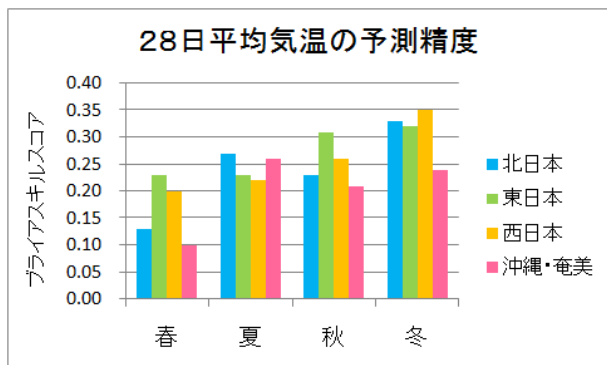
第3.2.25図に日本海側の1か月間の降雪量の信頼度曲線と予測頻度を示す。降雪量は1か月平均気温に並ぶほどの高い信頼度があり、大きな確率の頻度も多い。降雪量は気温との相関が高く、仮予測因子に気温と同じ地上2m気温を強制変数としていることから高い精度があると考えられる。

(e) 季節別の予測精度

確率的な評価の最後に、季節別の1か月平均気温のBSSを第3.2.26図に示す。第3.1節で述べたように、1か月予報の時間スケールでは大気初期値の情報が予測可能性の主であり、波長が長く持



第3.2.25図 降雪量の信頼度曲線
第3.2.22図と同じ。ただし、1か月間の降雪量の予測精度を表す(12~2月初期値)。

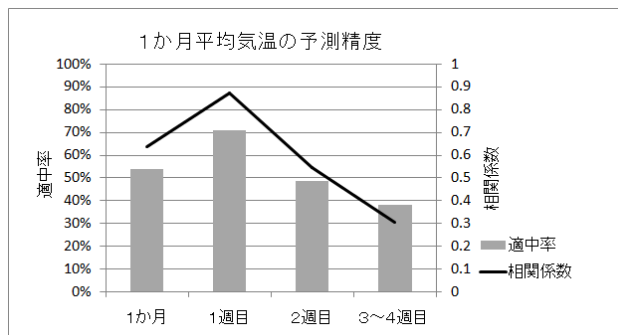


第 3.2.26 図 気温の季節別の予測精度
28 日平均気温の季節別のブライアスキルスコアを表す。対象とする事例は第 3.2.22 図と同じ。

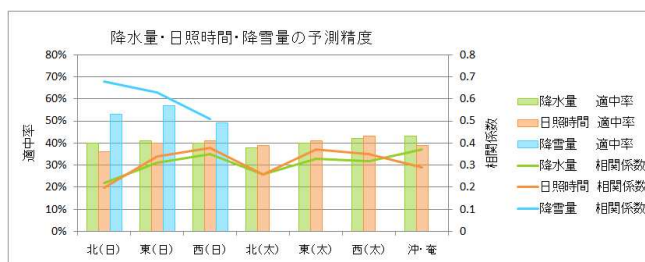
続性の高い冬の方が循環場の予測精度は高いと考えられる。実際にハインドキャストを用いて評価した日本付近の 850hPa 気温の相関係数は冬が最も高く、ガイダンスも冬の精度が最も良い。次いでガイダンスの精度は秋と夏が高く、春が最も低くなっている。循環場の精度にはこのような傾向はみられないことから、特に春の精度が低いことについては、ガイダンスの手法や仮予測因子の選別に問題のある可能性がある。一方、第 3.3.4 項で述べるように、3 か月予報ガイダンスの予測精度は夏が最も高く、1 か月予報とは様相が異なる。3 か月予報の予測可能性の源は熱帯域の対流活動偏差であり、その影響が日本付近へ及びやすい夏は精度が高いと考えられている（前田 2002；杉 2002）。

(f) アンサンブル平均値の予測精度

季節予報は確率によって表現される情報であり、ガイダンスの評価は上で述べたような確率的なものが主体であるが、より一般的な予測精度の指標である相関係数と 3 階級の適中率について述べておく。評価するデータはガイダンスのアンサンブル平均値で確率密度関数の中央値に相当する。はじめに予報期間別の気温の予測精度を第 3.2.27 図に示す。1 週目が最も高く、次いで 1 か月平均と 2 週目が続き、3 ~ 4 週目が最も低い。1 か月平均の適中率は 54%であるが、これは 5 メンバー



第 3.2.27 図 予報期間別の気温の予測精度
対象とする事例は第 3.2.22 図と同じ。



第 3.2.28 図 予報期間別の予測精度
対象とする事例は第 3.2.22 図と同じ。

のハインドキャストに基づく精度であり、51 メンバーで運用している実際の 1 か月予報システムのガイダンスの適中率⁸は 63%と 10%ほど高い。この適中率の差は、メンバー数の違いや初期値として用いている全球客観解析値の精度の差に起因すると考えられる（足立ほか 2012）。

次に降水量と日照時間および降雪量の 1 か月間の予測精度を第 3.2.28 図に示す。降雪量以外は全体的に相関係数が 0.3 ~ 0.4 程度で適中率は 40%と精度は高くない。地域間の差をみると降水量と日照時間には同様の傾向がみられ、北日本の精度が低く東・西日本で相対的に高くなっている。一方、降雪量は確率的な指標と同様に気温に匹敵するほどの高い精度が得られている。

イ．異常天候早期警戒情報

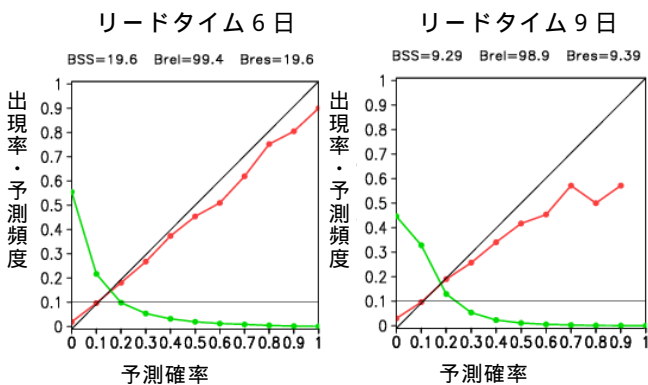
次に気温に関する異常天候早期警戒情報の予測精度について、信頼度曲線と ROC 曲線を用いて述

⁸ MOS 方式のガイダンスを導入した 2008 年 3 月 ~ 2012 年 2 月までの 4 年間の適中率。

べる。本情報は地方予報区を対象にしていることから、北海道地方から沖縄地方までの12地方予報区（九州南部・奄美地方は九州南部と奄美地方に細分）を集計して評価を行った。

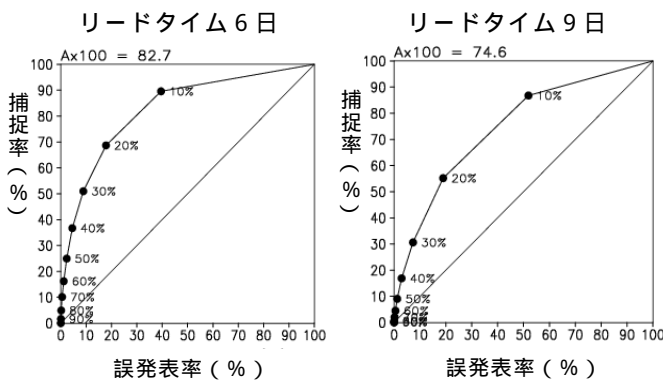
(a)信頼度曲線

はじめに7日平均気温の「かなり高い」と「かなり低い」を対象とした信頼度曲線を第3.2.29図に示す。本情報の対象初日に当たるリードタイムが6日の信頼度曲線はおおむね対角線に沿って



第3.2.29図 気温に関する異常天候早期警戒情報の信頼度曲線

ハインドキャストの全事例（1981～2010年の月3回で計1080事例）による「かなり高い」確率と「かなり低い」確率を対象とする信頼度曲線（赤色）と予測頻度分布（緑色）を表す。左図がリードタイム6日、右図がリードタイム9日を表す。12地方予報区（九州南部・奄美地方は九州南部と奄美地方に細分）を集計した。



第3.2.30図 気温に関する異常天候早期警戒情報のROC曲線

ハインドキャストの全事例（1981～2010年の月3回で計1080事例）による「かなり高い」確率と「かなり低い」確率を対象とするROC曲線。対象地域は第3.2.29図と同じ。横軸は誤発率率、縦軸は捕捉率を表し、図上部の数字はROC面積の100倍を表す。

おり信頼度は高いといえる。予測頻度は確率0%が最も多く確率が大きくなるほど頻度は急減しており、気候的に出現しにくい現象を対象とする場合、大きな確率で予測することは難しいことを表している。次に対象末日に当たるリードタイム9日の場合、予測確率が10%と20%は対角線に沿っていて確率の信頼度は高いが、30%以上になると信頼度曲線は対角線から徐々に離れ、確率50%の出現率は40%程度である。しかしそれ以上の確率においても信頼度曲線は対角線からは離れるが右肩上がり続けており、確率が大きくなるほど出現率が大きくなる性質をもっている。以上のことから、リードタイム6日では予測確率と出現率は概ね一致しており確率の信頼度は高く、リードタイム9日では確率の信頼度はやや落ちるが、大きな確率になるほど出現の可能性が増えることには変わりない。

(b)ROC 曲線

次に7日平均気温の「かなり高い」と「かなり低い」を対象としたROC曲線を第3.2.30図に示す。リードタイム6日では情報発表基準である確率30%以上の捕捉率は50%強であり、ガイダンスどおり発表すると2回に1度は現象の発生を捉えることができ誤発率率は10%程である。リードタイム9日では予測確率30%以上の捕捉率は30%程度で、リードタイム6日に比べ捕捉率が落ちて、見逃しが増えていること示している。ただし、誤発率率についてはリードタイム6日とほぼ変わらないことから、対象末日においても基準を超えた場合には空振りをおそれずに発表を検討することが望ましいと考えられる。

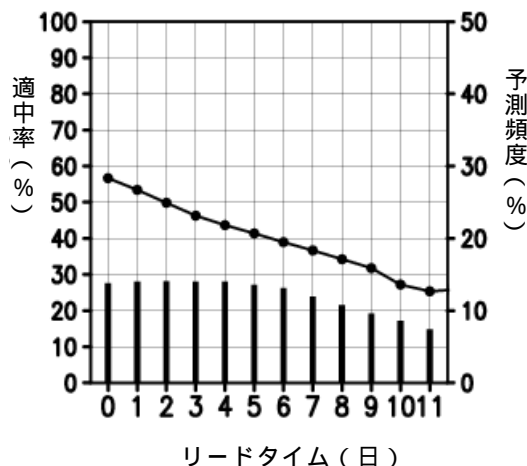
(c)リードタイムに依存した予測精度

次に適中率のリードタイム依存性を第3.2.31図に示す。リードタイムが延びるとともに適中率は直線的に低下して、対象期間の初日で40%、対象期間の終わりで30%程度である。第3.2.27図に示したように、3階級を対象としている1か月予報ガイダンスの適中率は、1週目が70%、2週目は50%程度であり、5階級の「かなり高い」と

「かなり低い」を対象としている異常天候早期警戒情報は予報がより難しいといえる。

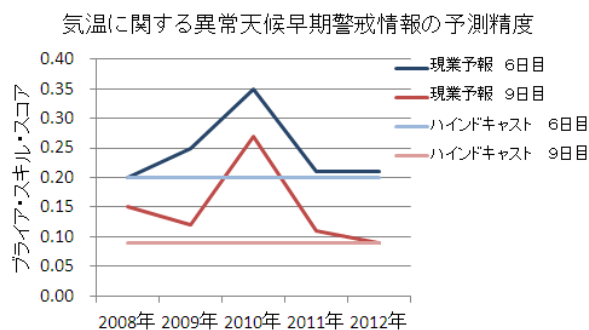
(d)本運用後の予測精度

これまで述べてきたことは5メンバーのハインドキャストに基づく予測精度であり、現業1か月予報システムでは初期値の改善やメンバー数増の



第 3.2.31 図 気温に関する異常天候早期警戒情報のリードタイム別の予測精度

7日平均気温が「かなり高い」または「かなり低い」の予測確率 30%以上の適中率(実線)と予測頻度(棒グラフ)を表す。適中率は左軸、予測頻度は右軸をスケールとする。対象地域と検証期間は第 3.2.29 図と同じ。適中率は、第 3.2.30 図の捕捉率とは異なるので注意。予測頻度は「かなり高い」と「かなり低い」の平均であり、異常天候早期警戒情報の発表頻度の目安としては、棒グラフで表わした頻度の2倍となる。



第 3.2.32 図 気温に関する異常天候早期警戒情報の予測精度

現業1か月予報システムとハインドキャストのガイダンスのリードタイム6日と9日のブライアスキルスコアを表す。対象地域は第3.2.29図と同じく12地方予報区で、サンプル数は各年1000~1200例程度。

効果により精度の上積みが期待できる。ただし、1か月予報システムはモデルの変更や平年値の変更が行われているので単純な比較はできないが、両者の予測精度をBSSで比較したものを第3.2.32図に示す。この5年間の現業システムの精度はハインドキャストの精度を上回っており、特に記録的な猛暑となった2010年は非常に精度が高くなっている。

(6)今後の開発方針

最後に1か月予報ガイダンスに関する今後の開発方針について述べる。気温については、前述したように地上気温を予測因子にすることで予測精度の向上を果たした。実際、2012年の異常天候早期警戒情報ガイダンスの確率的な予測精度は、従来の850hPa気温を用いたガイダンスに比べて改善している。今後は、平成25年11月からの運用を予定している異常天候早期警戒情報への降雪量の追加に向けて、降雪量を含む降水現象の予測精度の向上を図る。具体的には、大気不安定度や対流圏中層の気温や下層の相当温位など、大雨や大雪を診断的に表す要素の仮予測因子化を検討する予定である。また、日照時間については、モデル降水量を強制変数として用いていることで、目先の短期的な大雨を過大評価する傾向がみられることから、仮予測因子の見直しを図りたい。

また、第3.4節で述べるように、今後1か月予報モデルの高解像度化が計画されており、現在の主な予測因子である地上気温やモデル降水量の予測精度の向上が期待できる。先に高解像度化を行った週間予報モデルの検証結果によると、特に冬季の日本海側の地形性降水の再現性が大幅に改善したという報告もある(米原 2008)。一方、夏季のやませについても高解像度化による予測精度向上が期待される(伊藤 2012)。1か月予報モデルの解像度は、平成18年3月にスペクトル空間の切断波数を106から159へ上げているが、格子間隔は320×160格子のままであり、格子間隔の高解像度化は平成13年3月以来となる。モデルの高解像度化に伴い仮予測因子の格子間隔も細かく設定するこ

とが可能となり、地域毎に用いている格子点の選別も見直す必要がある。高解像度化に対応した新しいガイダンスについては今後の季節予報研修テキスト等で報告するので参照して頂きたい。

参考文献

- 足立典之, 高谷祐平, 平井雅之, 赤坂有史, 2012: 1 か月アンサンブル予報システムの予報スコアの再評価と改善要因の理解. 平成23年度季節予報技術開発資料, 気象庁地球環境・海洋部.
- 伊藤明, 2008: 異常天候早期警戒情報のためのガイダンスとその評価. 平成20年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 28-34.
- 伊藤明, 2012: 次期高解像度1か月予報モデルによるヤマセの予測. 第6回やませ研究会.
- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.
- 気象庁, 1996: 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 93pp.
- 気象庁, 1997: 季節予報(1か月予報)で利用する1か月数値予報モデルの変更について. 配信資料に関する技術情報第12号, 気象庁予報部・気候・海洋気象部.
- 気象庁, 2005: 全球数値予報モデル(GSM)のための解析手法の変更について. 配信資料に関する技術情報第183号, 気象庁予報部.
- 気象庁, 2005: 1か月予報モデルの変更. 配信資料に関する技術情報第187号, 気象庁気候・海洋気象部.
- 気象庁, 2006: 1か月及び3か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更について. 配信資料に関する技術情報第219号, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ(COBE-SST)の特徴. 気候系監視報告別冊第12号, 116pp.
- 気象庁, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報第275号, 気象庁予報部.
- 気象庁, 2008: 1か月アンサンブル予報システムの変更. お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2011: 季節予報における平年値の変更の詳細について. お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2011: 1か月予報ガイダンス・異常天候早期警戒情報ガイダンスの改良について. お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第286号及び第293号関連), 気象庁地球環境・海洋部.
- 北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 北川裕人, 2007: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 経田正幸, 2000: 週間アンサンブル予報システムの性能. 平成12年度数値予報研修テキスト, 数値予報課報告・別冊第47号. 気象庁予報部, 86-93.
- 経田正幸, 2002: 2002年2月に行ったEPSの変更. 平成14年度数値予報研修テキスト. 気象庁予報部, 30-31.
- 新保明彦, 佐藤均, 古林絵里子, 2003: 1か月予報モデルの変更とその影響. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 1-9.
- 杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
- 杉正人, 2004: 確率予報の利用. 平成16年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 76-80.
- 瀬上哲秀, 大林正典, 国次雅司, 藤田司, 1995: カルマンフィルター. 平成7年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-78.
- 高谷祐平, 2010: 予測精度に評価に用いた指標. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 91-93.
- 出原幸志郎, 2011: ガイダンスの高解像度化. 平成22年度全国季節予報技術検討会資料, 気象庁地球環境・海洋部.
- 出原幸志郎, 2011: 1か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのガイダンスの精度. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 55-61.
- 徳広貴之, 2003: 陸面解析の現業化. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 76-77.
- 中川雅之, 2004: 全球モデルの改良. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 43-50.
- 野村厚, 1996: SST・海氷. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 62-78.
- 平井雅之, 坂下卓也, 2005: 2004年7月の氷床アルベドの変更. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 70-71.
- 前田修平, 2002: 大気循環場の予測精度. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 28-37.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.
- 松村崇行, 2000: 全球モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-22.
- 萬納寺信崇, 前田修平, 2001: 1か月予報のための数値予報モデル. 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 35-47.
- 宮脇祥一郎, 出原幸志郎, 伊藤明, 2012: ガイダンスの改善. 平成23年度季節予報技術開発資料, 気象庁地球環境・海洋部.
- 米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-26.
- Adachi, N, Y. Takaya, M. Hirai, and Y. Akasaka, 2011: Understanding of Forecast Improvements in JMA's Operational 1 Month Forecast System: 2001-2010. The 5th International Verification Methods Workshop, Bureau of Meteorology, Australia, December 1-7, 2011. Available online at <http://cawcr.gov.au/events/verif2011/>.
- Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A.

- Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04806, doi: 10.1029/2006GL028450.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Matsueda, M., 2008: Blocking Predictability in Operational Medium-Range Ensemble Forecasts. *SOLA*, 2009, **5**, 113-116.
- Matsueda, S. and Y. Takaya, 2012: Forecast skill of MJO with the JMA's one-month ensemble prediction system. *WGNE Blue Book*, Sec.6, 11-12.
- Nomura, A., 1995: Global sea ice concentration data set for use with the ECMWF re-analysis system. *ECMWF Technical Report Re-Analysis Project*, **76**.
- Seo, K.-H., W. Wang, J. Gottschalck, Q. Zhang, J. -K. E. Schemm, W. R. Higgins, and A. Kumar, 2009: Evaluation of MJO forecast skill from several statistical and dynamical forecast models. *J. Climate*, **22**, 2372-2388.
- Takaya, Y. et al., 2007: New coupled forecast system at the Japan Meteorological Agency. The 32nd Annual Climate Diagnostics & Prediction Workshop, Tallahassee, FL, October 22-26, 2007.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297-3319.
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I. -S. Kang, K. Jin, J. Shukla, and F. Doblus-Reyes, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15711, doi:10.1029/2005G1022734.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

3.3 3か月予報と暖・寒候期予報の予報システム¹

3.3.1 はじめに

3か月予報と暖・寒候期予報（本節では「季節予報」と表記）の予報システムについて示す。季節予報システムは、数値予報モデルを用いたアンサンブル予報を行う「季節アンサンブル予報システム」と、実際の予報作業に用いる「プロダクトの作成」に大別できる。季節予報システムと1か月予報システムでは、アンサンブル予報システムによる確率予測を行うという点では同じであるが、用いる数値予報モデルが異なっている。1か月予報システムでは、大気単体のモデルを用いる一方、季節予報システムでは大気海洋結合モデルを用いている。第3.3.2項では、両モデルの違いと季節アンサンブル予報システムについて示す。第3.3.3項では、季節予報システムの予測特性を示すので、予測結果の利用時に参考にいただきたい。第3.3.4項では、季節予報ガイダンスについて示す。なお、季節予報システムのプロダクトである数値予報天気図類に関しては、第4.2節で解説する。

なお、本節は、平井(2009)、徳廣(2010)、高谷(2010a; 2010b)、気象庁(2010)をもとに、予測特性に関する新たな調査結果を加えたものである。

3.3.2 季節アンサンブル予報システム

(1) 季節アンサンブル予報システムの開発

季節予報が対象とする長い時間スケールの変動の予測にとって、熱容量が大きく変動の時間スケールの長い海洋の変動が季節予報の主たる手がかりとなる。中でも重要な手がかりであるエルニーニョ現象は、第2.4.3項で示したように、赤道付近の力学を背景とした大気海洋相互作用に支配されている。そのため、このような現象を予測するには、短期・週間及び1か月予報などで用いられる大気モデルと海洋の変動を予測する海洋モデルを結合させて大気・海洋の双方の変動と両者の相互作用を予測できるようにした「大気海洋結合モ

デル」が必要となる。

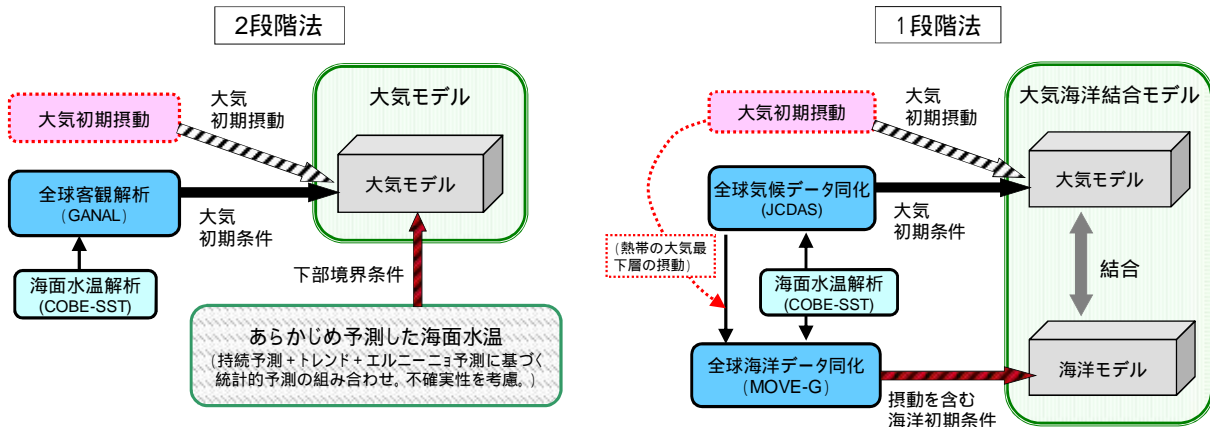
気象庁では、1980年代の後半からエルニーニョ予測のための大気海洋結合モデルの開発を進め、1999年にエルニーニョ予測システムとして現業化した(木本 1989; 吉川 1997)。エルニーニョ予測システムは大気海洋結合モデルを用いているので、現業化当時から大気予測結果を季節予報に利用することも可能であった。しかし、当時のシステムでは、季節予報に必要な大気予測精度が不十分であったため、季節予報に利用することはできなかった。そのため、最初(2003年)に現業化した季節予報システムは、あらかじめ季節予報の対象期間中の海面水温を推定し、それを境界条件として大気モデルへ与えて予測する形式(2段階法; Bengtson et al. 1993)であった。大気モデルに境界値として与える海面水温は、初期偏差持続、エルニーニョ予測などに基づく統計的予測²、の両者を組み合わせて推定していた(第3.3.1図左)。

その後、気候情報課では、季節予報システムとエルニーニョ予測システムを第3.3.1表、第3.3.2表に示すようにそれぞれ高度化していった。しかしながら、2段階法による予測には原理的な問題点が指摘されている。まず、熱帯域における海面水温と降水量の正相関が現実より強すぎる点である(Kitoh and Arakawa 1999; Kobayashi et al. 2005; Wu et al. 2006)。大気モデルでは、対流活動と海面水温の負のフィードバックが考慮されず、海面水温の高い領域で活発な対流活動が持続してしまう。次に、統計的予測を使用して大気モデルに境界値として与える海面水温を適切に推定するのは難しいことである。例えば、エルニーニョ現象後にインド洋熱帯域で遅れて昇温するような過程(第2.4.3項)は、2段階法で採用していたNINO.3海域の海面水温との同時線形回帰による海面水温の推定では反映することができない。

2008年2月にエルニーニョ予測システムとし

¹ 平井 雅之(第3.3.1~3項)、伊藤 明(第3.3.4項)

² エルニーニョ監視領域(NINO.3)の海面水温予測に基づく全球的な海面水温の同時線形回帰による統計に線形トレンドを加算したもの。



第 3.3.1 図 2 段階法（左）と 1 段階法（右）による季節アンサンブル予報システムの概要

左が、大気モデルを用いた 2 段階法によるシステムで、2010 年 1 月まで現業で使われていた方法。右が、大気海洋結合モデルを用いた 1 段階法によるシステムで、2010 年 2 月に現業に導入された

て導入された、気候情報課と気象研究所との共同開発による大気海洋結合モデル「JMA/MRI-CGCM」(Yasuda et al. 2007)では、海面水温の予測精度が改善されるとともに、大気予測の精度も当時の季節予報モデルと比べて改善されることが確認された(高谷 2010)。この結果を受け、2010 年 2 月のシステム更新では、従来の大気モデルによる 2 段階法に替わり、エルニーニョ予測システムと同じシステムとして大気海洋結合モデルを運用することになった。

(2) 大気海洋結合モデルの仕様

大気海洋結合モデルは、大気モデルと海洋モデルから構成され、両モデルの境界となる海面付近の情報を相互に交換しながら予測する仕組みになっている(第 3.3.1 図右)。ここでは、両モデルとその結合方法に関して示す。

ア．大気モデル

季節アンサンブル予報システムの大気モデルは、短期予報システムに用いられている全球数値予報モデルの低解像度版を基本としている。一般的に、大気海洋結合モデルによる予測では、海洋を境界条件とする大気モデルの予測と比べて、海面熱収支などの系統誤差(バイアス)によるモデル気候

場への影響がより大きくなる。そのため、現状では、オリジナルの大気モデルの持つ熱収支や降水の気候値分布、海上風の改善のため、積雲対流や雲水過程などの湿潤過程を中心に、モデル気候場を改善させるための調整が加えられている。

また、大気モデルで使用する二酸化炭素については、近年の増加トレンド(Hansen and Sato 2004; WMO 2009)を考慮した値を、予測期間を通して一定として全球一様に与える。

イ．海洋モデル

海洋モデルは、気象研究所海洋研究部で開発された MRI.COM(石川ほか 2005)を用いる。海洋モデルは水平方向の格子点の配置が大気モデルと異なる。大気モデルでは、東西南北の格子がほぼ均一に配置されているが、海洋モデルでは南北方向で格子間隔が一定でなく、赤道に近い緯度帯で解像度を上げている。これは、赤道付近で卓越する南北方向に小さいスケールを持つ波動や流れを数値モデルで解像する必要があるためである。鉛直層数は最大 50 層(水深が深い格子ほど層数が多い)で、海面に近いほど間隔が狭い。

第3.3.1表 季節アンサンブル予報システムの更新履歴（2013年3月現在）

運用開始年/月	システムの概要	モデルのバージョン ¹ (解像度)	メンバー数	備考
2003/3	2段階法 (大気モデル+予測海面水温)	GSM0103 (T63 L40)	31	(気象庁 2003) ・力学的予報開始
2006/3	同上	GSM0502 (TL95 L40)	同上	(気象庁 2006b) ・モデル更新 ・COBE-SST利用開始
2007/9	同上	GSM0711 (TL95 L40)	51	(気象庁 2007) ・物理過程の更新 ・予測海面水温に不確実性を考慮
2010/2	1段階法 (大気海洋結合モデル)	JMA/MRI-CGCM (大気: TL95 L40/ 海洋: 東西1°×南北0.3°~1°, L50)	同上	(気象庁 2010) ・エルニーニョ予報システムと統合 ・大気海洋結合モデルの導入

¹ 大気モデルのバージョンとして、季節アンサンブル予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を4桁の数字として示す。ただし、2007年9月以降は、物理過程の一部が短期予報向けのモデルと異なる。

第3.3.2表 エルニーニョ予報システムの更新履歴（2013年3月現在）

運用開始年/月	システム名称	メンバー数	大気モデル ¹ (解像度)	海洋モデル (解像度)	備考
1998/7	空海/ JMA-CGCM	6 (1メンバー× 6初期日、 15日ごとLAF)	GSM8911 (T42 L21)	ODAS ² に使用している海洋モデル (東西2.5°×南北0.5°~2.0°, L20)	(吉川 1997) ・エルニーニョ予報システム運用開始
2003/7	空海2003/ JMA-CGCM2	同上	GSM0103 (T42 L40)	同上	(北村 2003) ・空海2003現業化 ・ODASの改良 ³
2005/6	同上	12 (1メンバー× 12初期日、 5日ごとLAF)	同上	同上	・ODAS速報同化データの利用による、LAF法のラグ期間の短縮
2008/2	JMA/MRI-CGCM	同上	GSM0603 ⁴ (TL95 L40)	MRI.COM (東西1.0°×南北0.3°~1.0°, L50)	・JMA/MRI-CGCM現業化 ・海洋データ同化システム更新(MOVE-Gの現業化)
2009/2	同上	30 (5メンバー× 6初期日、 5日ごとLAF)	同上	同上	(平井 2009) ・海洋初期摂動の導入
2010/2	同上	51 (9メンバー× 6初期日、 5日ごとLAF)	同上	同上	(気象庁 2010) ・季節アンサンブル予報システムと統合 ・海洋初期摂動の改良 ⁵

¹ 大気モデルのバージョンとして、エルニーニョ予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を4桁の数字として示す。

² 1995年2月に運用が開始された海洋データ同化システム。

³ 海洋データ同化システム(ODAS)の更新は、2003年1月に先行して導入。

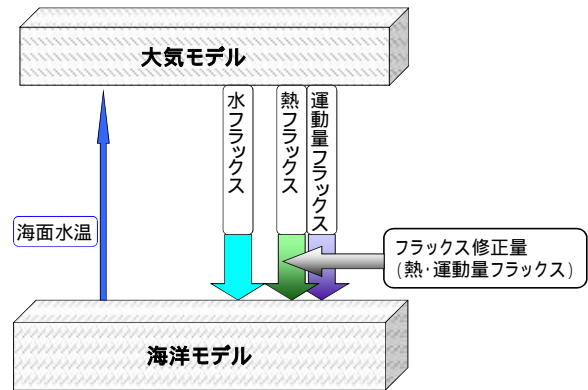
⁴ 大気海洋モデル向けの調整が施されており、物理過程が短期予報向けのモデルのものと一部異なる。

⁵ 海洋初期摂動の改良は、2009年11月に先行して導入。

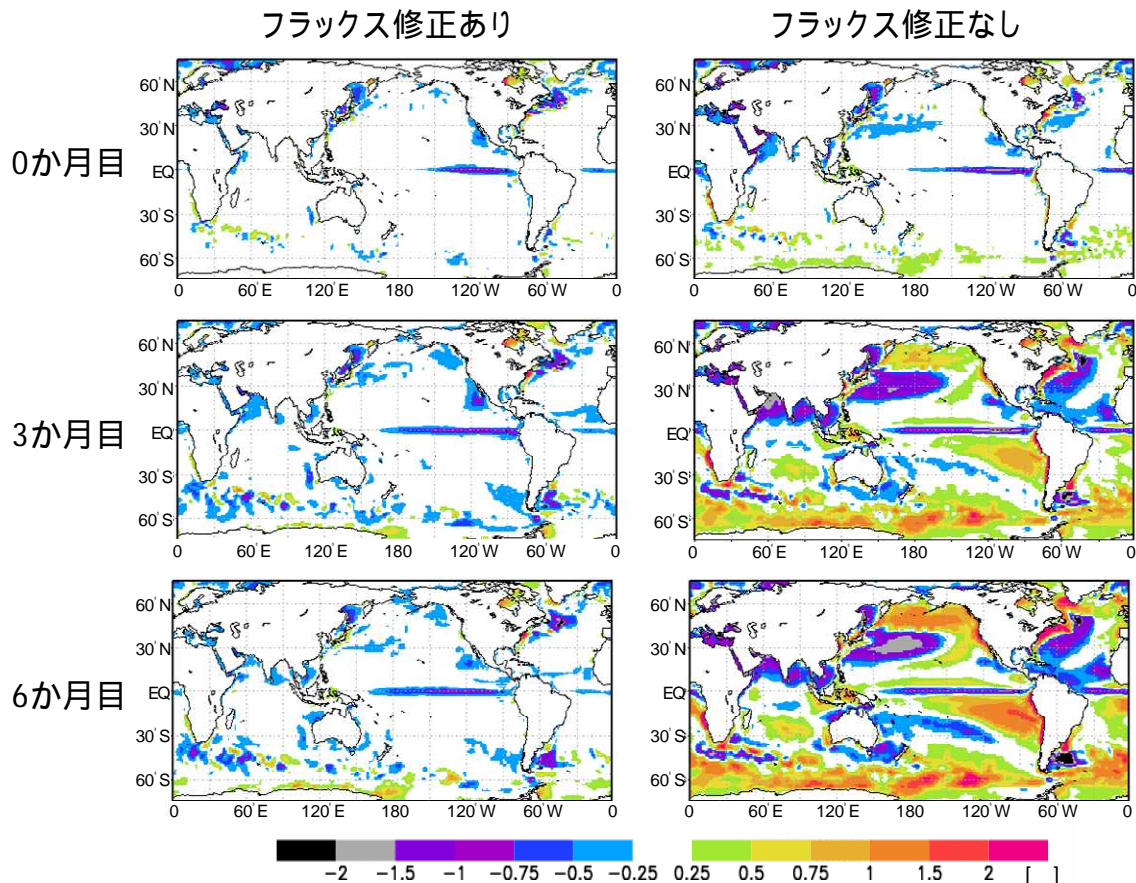
ウ．大気モデルと海洋モデルの結合方法

大気海洋結合モデルでは、大気モデルは海洋モデルから海面水温の情報を受け取り、海面における熱・運動量・淡水フラックスを海洋モデルへ与えている(第3.3.2図)。このような大気・海洋両モデルの結合は、予報時間中1時間に1回行われる。なお、現状では、大気・海洋モデルの双方に含まれる誤差の影響で、そのまま大気モデルと海洋モデルを結合すると現実的な気候状態から離れてしまう。これを軽減するため、大気モデルから海洋モデルに与える海面の熱と運動量フラックスに人為的補正を加えている(フラックス修正)。フラックス修正量は、予測対象月ごとの統計量として、あらかじめ大気海洋結合モデルを用いて次のように算出する。まず、フラックス修正量の統計年(現行のシステムでは1987~2003年)の各月を

初期日とする、大気海洋結合モデルの予測計算を行う。その際、海洋モデルに大気再解析(JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007)の海面風応力を

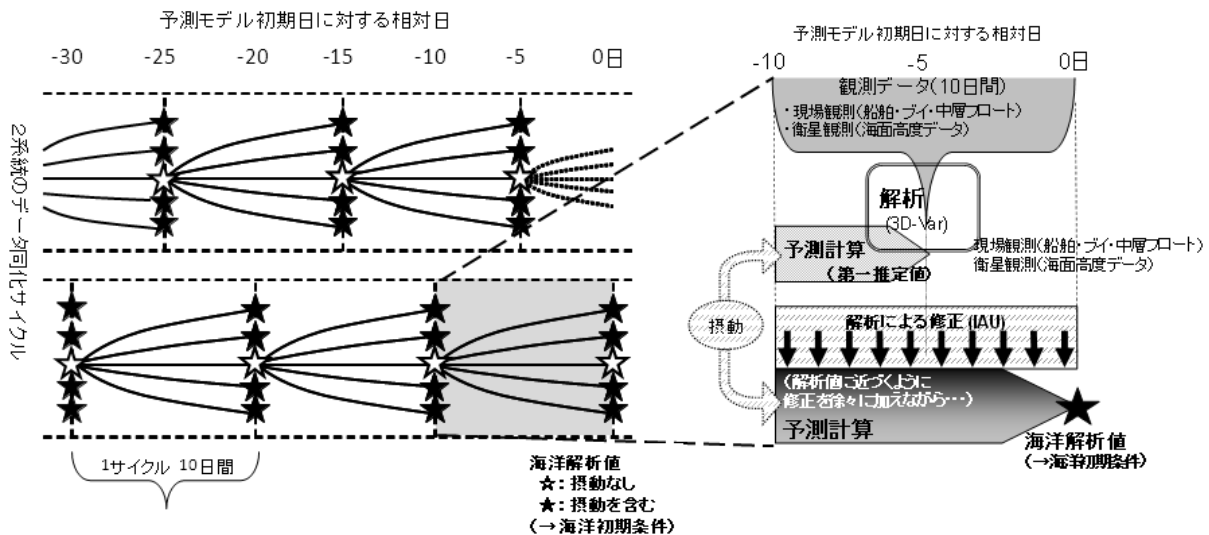


第3.3.2図 季節アンサンブル予報システムにおける大気海洋結合モデルの概要



第3.3.3図 フラックス修正の有無による海面水温予測の系統誤差の比較

左がフラックス修正をする場合(現業で採用している方法)、右がフラックス修正をしない場合。季節アンサンブル予報モデルのハインドキャスト(1979~2007年(29年間)、各年12事例、コントロールラン)による、COBE-SST解析値に対する系統誤差を示す(単位は)。



第3.3.4図 全球海洋データ同化システム(MOVE-G)のデータ同化サイクル(左)と各同化サイクルの概要(右)を示す模式図

を与え、大気モデルから出力される風応力との差を運動量フラックスの修正量とする。同時に、海面水温予測値から COBE-SST 解析値 (Ishii et al. 2005; 気象庁 2006b) へ緩和時間 0.5 日で近づけるような加熱量を評価し、これを熱フラックスの修正量とする。第 3.3.3 図は、フラックス修正の有無による海面水温の系統誤差を示す。フラックス修正により、海面水温の系統誤差が大幅に軽減されることがわかる。

(3) 大気・海洋の初期条件

大気海洋結合モデルに与えられる大気と海洋の初期条件は、大気と海洋それぞれのデータ同化システムにより作成する。

大気初期条件は、JCDAS を用いる。また、陸面の初期条件(積雪・土壌温度・土壌水分)は、オフライン陸面解析³による平年値とする。

海洋初期条件は、気象研究所海洋研究部で開発された全球海洋データ同化システム (Multivariate Ocean Variational Estimation / Meteorological Research Institute Community Ocean Model - Global: MOVE/MRI.COM-G; MOVE-G) (Usui et al. 2006; 石崎ほか 2009) を用いてい

³ 降水・放射・気温などにより、陸面過程モデルを駆動することで、陸面の状態を解析するシステム。

る。MOVE-G は、様々な観測データから海洋モデルの格子点の物理量をデータ同化により推定する客観解析システムと海洋モデル(MRI.COM)から構成される。MOVE-G では同化期間を 10 日間⁴とし、この同化サイクルを互いに 5 日間ずらしたものを 2 系統運用することで、5 日毎に解析値が得られる(第 3.3.4 図左)。

第 3.3.4 図右は、各同化サイクルの概要を示す。各同化サイクルでは、初めに 1 サイクル前の解析値を初期条件として、大気からの強制データとして JCDAS を用いて海洋モデルを駆動させ、第一推定値を得る。第一推定値の修正に使用する観測データは、船舶・ブイ・中層フロート⁵による現場観測の水温・塩分と、衛星観測による海面高度データを用いる。第一推定値から解析値を得る解析手法は、3次元変分法を採用しており、変分法の計算時に海域別の水温・塩分の鉛直パターンに基づく統計を考慮している点が特徴である。第一推定値から解析値への修正では、同化期間に徐々に修

⁴ 同化期間が 10 日間と大気の日データ同化システム(6 時間)より長いのは、慣性重力波成分など、モデルに対して悪影響を及ぼす可能性のある数日周期以下の短周期変動成分の影響を避けることと、データ同化に用いる観測データ数を確保するため。

⁵ 自動的に浮き沈みしながら水温・塩分を観測して、そのデータを衛星を經由して通報する観測機器。

正を加える IAU(Incremental Analysis Update; Bloom et al. 1996)という方法により、場の乱れを抑える。こうして得られた解析値を、大気海洋結合モデルの海洋初期条件として利用する。

なお、海水分布は、予測期間中、COBE-SST の解析に用いる海水データの日別平年値⁶とする。

(4) 初期摂動の作成

気象庁の季節アンサンブル予報システムの特徴の1つとして、初期摂動に関して大気の初期摂動に加えて海洋の初期摂動も考慮している点が挙げられる。このうち大気の初期摂動の作成方法は、1か月アンサンブル予報システムと同様である(第3.2.2項参照)。ここでは、海洋初期摂動の作成方法を示す。

海洋初期摂動に関しては、海洋モデルに与える外力としての海面フラックス(熱・運動量・淡水フラックス⁷)に熱帯大気の初期摂動の成分を加算または減算したものをを用いて、初期摂動を含む海洋初期条件を求める。熱帯大気の初期摂動を利用している理由は、熱帯大気の季節内振動と関連した海洋初期摂動が得られ、エルニーニョ現象の不確実性の評価の向上が期待されるためである。具体的には、大気の季節内振動は、西風バーストと呼ばれる赤道付近での西風を起こし、しばしばエルニーニョ現象の発生の引き金になると考えられている(第2.4.3項(4))。

(5) 運用

季節アンサンブル予報システムでは、BGM 法とLAF 法を併用する(BGM 法、LAF 法の概要は第3.1.5項参照のこと)。LAF 法を採用している理由は、同時に利用する計算機資源の節約と、海面水温予測において予測誤差に見合うメンバー間のばらつき(スプレッド)を確保するためである。現行のシステムでは、1つの初期日につき9メンバーの予測を実施し、その初期日は5日ごとに設定されて

いる。同一初期日の9メンバーは、大気北半球摂動9パターン、大気熱帯摂動5パターン、海洋摂動5パターンの組み合わせで得る。このように5日ごとに実施された9メンバーの予測について6初期日分の予測結果を用い、全部で51メンバーのアンサンブルとする(通常は最も古い初期日は6メンバー⁸のみ利用する)。

(6) 系統誤差補正とモデル平年値

季節予報のように予報時間の長い予測ほど、系統誤差の影響が大きくなる。第3.3.3項で示すように、一般に大気海洋結合モデルの予測では、大気単体のモデルの予測と比べて年々変動の再現性はよくなるものの、系統誤差が大きくなる傾向がある。そのため、気象庁の季節予報プロダクトに限らず、国際的に交換される季節予報プロダクトは系統誤差が補正されていることが多い。

季節予報システムにおいては、以下のように系統誤差の統計を作成する。系統誤差補正值は、初期日ごとにリードタイム(日単位)に依存する統計値とする。初めに、ハインドキャストを実行した各初期日⁹に対するリードタイムごとの系統誤差を、ハインドキャストのモデル気候値と対応する期間の解析気候値の差により求める。

ハインドキャスト非実行の初期日に対する系統誤差補正は、その前後のハインドキャスト実行初期日の系統誤差を以下のように時間内挿することで求める。

予測40日目まで:ハインドキャスト実行初期日の同じリードタイム同士の値を内挿(リードタイム依存性を考慮した内挿)。

予測51日目以降:ハインドキャスト実行初期日の同じ予測対象日の値を内挿(予測対象時刻(パ

⁸ 異常終了したメンバーがある場合は、最も古い初期日から最大9メンバー採用される。なお、最も古い初期日のメンバーの選択は、メンバー名のアルファベット順(すなわち、メンバー名00, 01m, 01p, 02m, 02p, 03m, 03p, 04m, 04p)。

⁹ 数値予報ルーチンでは予測計算が年73回(5日ごと)に実行するが、ハインドキャストでは、計算資源の制約のため、各年24初期日を対象に予測計算を行う。

⁶ 現在のシステムでは、1979~2004年の平年値。

⁷ 淡水フラックスは、海面における降水・蒸発、海水の生成融解などによる水の出入りを表す。

リッドタイム) 依存性を考慮した内挿)。

予測 41~50 日目: と による重みづけ平均 (リードタイムが長いほど の重みが大い)。

なお、プロダクトに利用されるモデル平年値に 関しても、上記の系統誤差補正の統計値と同様に して作成する。

3.3.3 季節アンサンブル予報システムの予測特 性

2010 年 2 月に、季節予報システムに大気海洋結 合モデルを導入し、従来の大気単体のモデルによ るシステムに比べて予測精度が大幅に向上した (気象庁 2010; 高谷 2010)。しかし、以下に示す ように、現行の大気海洋結合モデルでも不完全性 が残っている上、大気海洋結合モデルを使うこと で生じる問題もある。また、将来、どんなに精度 の良い数値予報システム (完全な予報システム) が作り上げられても、季節予報のようなリードタ イムの長い予測では、第 3.1 節で解説されたよう な自然の持つ潜在的な予測可能性を越えることは できない。

ここでは、現行の大気海洋結合モデルによる季 節予報システムに対するハインドキャストや現業 システムの定常的な検証結果をもとに、(1)では 検証スコアに見られる予測精度の特性、(2)では モデル気候場に見られる予測特性について示す。

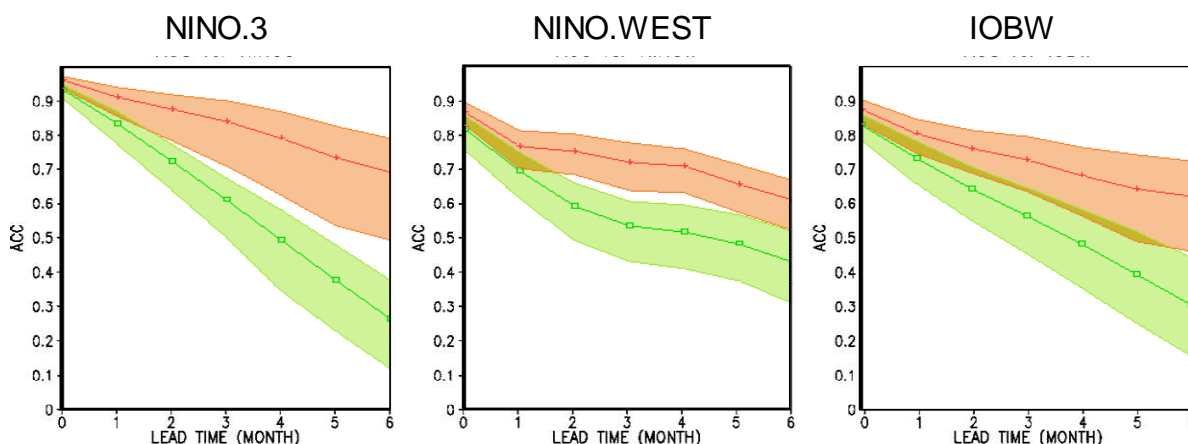
将来のシステムの更新により検証スコアなどの予 測精度は変わるものであるが、世の中のモデルに 共通する予測特性を以下に示す。

(1) 検証スコアに見られる予測精度の特性

ア. 海面水温の予測精度の特性

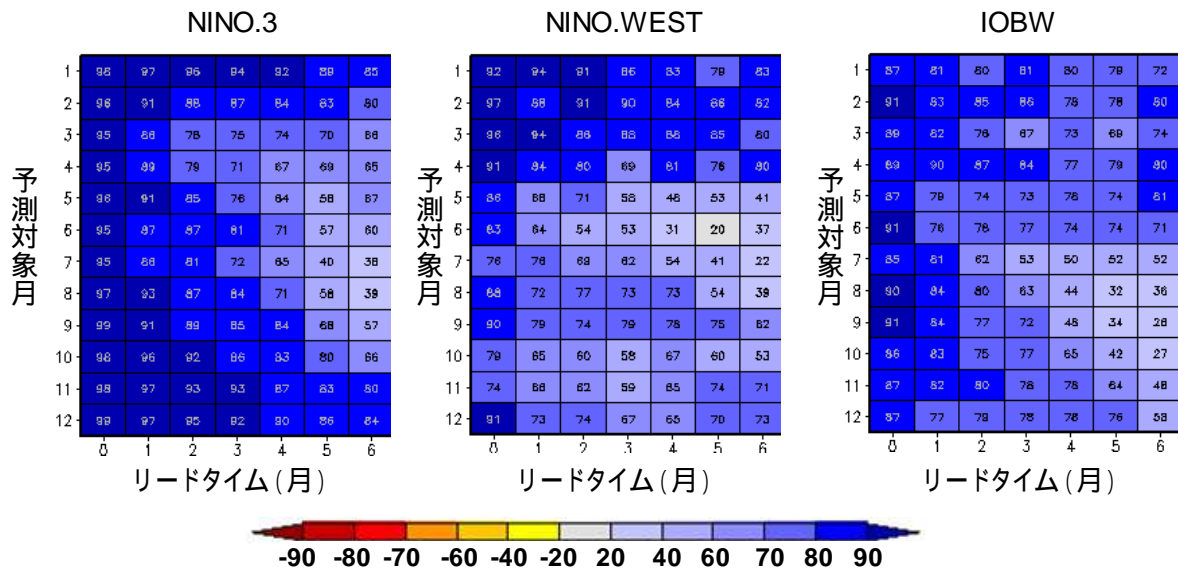
初めに、エルニーニョ監視業務で対象としてい る領域である、エルニーニョ監視海域(NINO.3)、 西太平洋熱帯域(NINO.WEST)、インド洋熱帯域 (IOBW)の平均海面水温のアノマリー相関による予 測精度を示す。第 3.3.5 図は、各海域の海面水温 のハインドキャストによる予測と偏差持続予測の アノマリー相関を示す。いずれの海域の予測とも、 持続予測に対する優位性は明らかである。特に、 エルニーニョ/ラニーニャ現象に関わる NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度は、世界の気 象機関のトップレベルである(第 2.4.45 図)。

各海域の海面水温のアノマリー相関に見られる 予測精度には、予測対象季節への依存が明瞭であ る。第 3.3.6 図は、各海域におけるアノマリー相 関を、リードタイムと予測対象月ごとに集計した ものである。例えば、9 月以降から予測された場 合に冬の NINO.3 海域の海面水温を良好に予測で きる。一方、予測対象月が春を超える場合には、 他の季節と比べて相対的に予測精度が低下する。 このように、春をまたぐ太平洋赤道域の中部から



第3.3.5図 各海域の海面水温予測のアノマリー相関

左列から、NINO.3、NINO.WEST、IOBW領域に対する、偏差持続予報(緑線)と季節アンサンブル予報システムのハインドキャストのアンサンブル平均(赤線)による予測精度を示す。集計した事例は、1979~2008年(30年間)、各年12初期日。陰影は、実験年をリサンプリングするブートストラップ法により見積もった90%信頼区間を示す。



第3.3.6図 季節アンサンブル予報システムによる、各海域の海面水温予測のアノマリー相関の予測時間・予測対象月に対する依存性
 左列から、NINO.3、NINO.WEST、IOBW領域に対する、季節アンサンブル予報システムのハインドキャストのアンサンブル平均による予測精度を示す。集計した事例は、1979～2008年（30年間）、各年12初期日。各格子の数字は、アノマリー相関を100倍した値を示す。

東部にかけての海面水温予測で、アノマリー相関に見られる予測精度が低下する点は「スプリング・バリアー」と呼ばれ、気象庁のモデルに限らず世界のモデルにも見られる共通の特性であり、世界中で調査・研究が進められているところである。その理由としては、この海域の海面水温偏差の持続性が大きく低下すること（図略）に加え、多くのモデルでエルニーニョ/ラニーニャ現象の周期の再現性が悪いことも指摘されている（Jin et al. 2008; Wu et al. 2009）。春はエルニーニョ/ラニーニャ現象の衰退期や発生期に当たるものが多く、春を超える予測精度が急速に低下する。

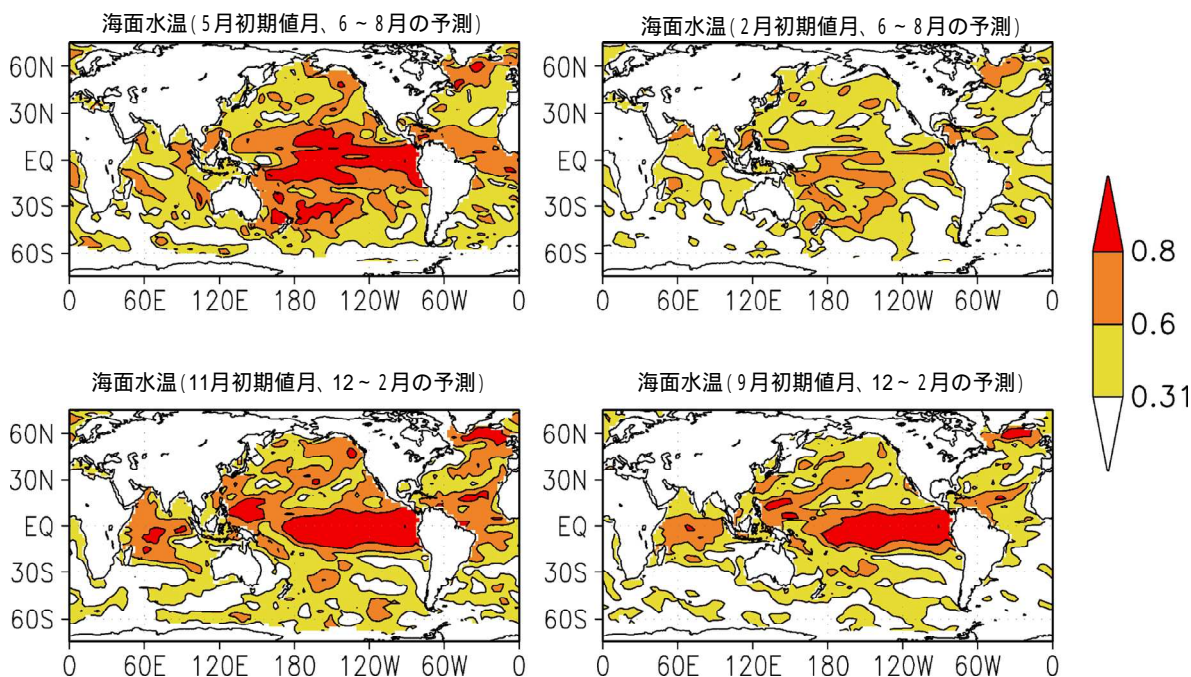
NINO.WEST 海域や IOBW 海域の海面水温の予測精度にも、季節依存性が見られる。NINO.WEST 海域のアノマリー相関に見られる予測精度は、冬から春にかけて高い傾向が見られる。エルニーニョ/ラニーニャ現象に関わる予測精度の低下が NINO.3 海域に比べて 1～2 か月遅れるのは、冬のエルニーニョ（ラニーニャ）現象が発生した後の春に、NINO.WEST 海域で風応力が減少（増加）し、

短波入射量が増加（減少）する傾向があり、その効果を大気海洋結合モデルが再現しているためと考えられている（Klein et al. 1999; Wang et al. 2000）。IOBW 海域のアノマリー相関に見られる予測精度は、春から初夏にかけて高くなる。これは、IOBW 海域の海面水温の変動がエルニーニョ/ラニーニャ現象にตอบสนองして、1～2 季節遅れて変動すること（第 2.4.3 項（7））と関連していると考えられている。

海面水温のアノマリー相関に見られる予測精度の全球的な分布は、第 3.3.7 図のようになっている。熱帯では中・高緯度に比べて予測精度が高い。これは、熱帯の海面水温が、エルニーニョ/ラニーニャ現象のように変動の時間スケールが長く予測可能性が高い一方、中・高緯度では時間変動スケールの短い大気変動の寄与が大きいためである。エルニーニョ/ラニーニャ現象に直接関わる太平洋赤道域の中部から東部にかけては、特に予測精度が高い。

【3か月予報】

【暖・寒候期予報】



第3.3.7図 夏（6～8月：上段）と冬（12～2月：下段）を予測対象とした海面水温のアノマリー相関。左が予測1～3か月目、右が予測4～6か月目のアノマリー相関で、それぞれ、3か月予報と暖・寒候期予報に対応する。統計期間は1979～2008年の30年間。なお、有意水準5%（片側）のt検定で評価した場合、アノマリー相関係数が0.31以上のとき、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。

イ．大気・予測精度の特性

第3.3.8図は、500hPa高度のアノマリー相関を示す。熱帯では、夏・冬の予測ともに0.6以上であり、予測精度が高いことが分かる。これは、主にエルニーニョ/ラニーニャ現象に関連した対流活動に伴う大気加熱による応答が予測できるためである。一方、中・高緯度では、熱帯に比べて相対的に予測精度が低い。これは、熱帯では大気の変動が予測精度の高い熱帯の海洋変動からの影響を強く受ける一方、中・高緯度では、大気の内変動の影響が大きいためである。中でも夏の日本周辺や冬の北米などでは、テレコネクションにより比較的予測精度が高い。中・高緯度の天候を予測する場合、そのようなテレコネクションを介したシグナルを予報に生かすことができる。そのために、予測対象地域の数値予報モデルの予測結果

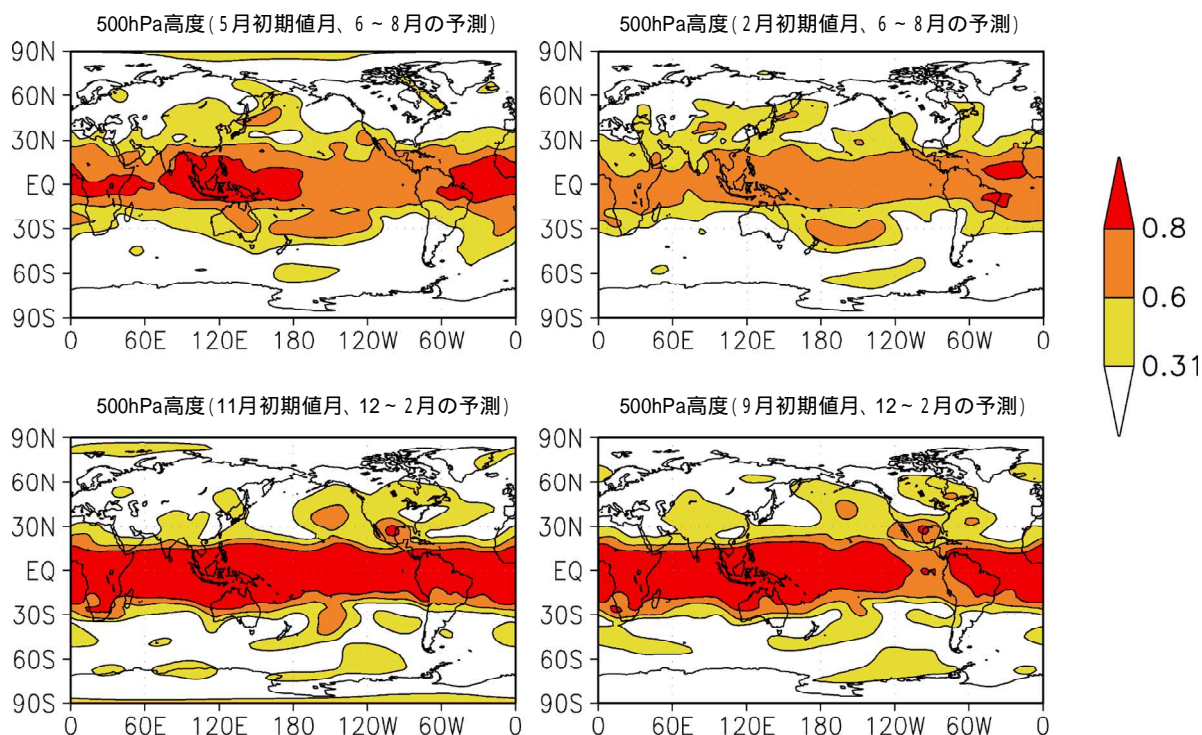
を参照するだけでなく、熱帯の大気・海洋変動と大気循環場の状況にも注目することが有用である。

第3.3.3表は、夏と冬を予測対象にした3か月予報と暖・寒候期予報に関わる循環指数等のアノマリー相関を示す。熱帯の各海域平均の海面水温のアノマリー相関は概ね大きい。ただし、夏の予測では、初期値月が古く予測時間が長くなるほどアノマリー相関が小さくなる傾向が、冬の予測に比べ明瞭に現れる。

熱帯の各領域の降水量の予測精度は、予測の難しいインド洋の対流活動の影響が大きいCI1領域（南アジアからベンガル湾付近の領域）を除いて各領域とも高い（第3.3.3表）。また、層厚換算温度の予測精度も概ね高い。これは、大気の帯状平均場へのENSOの応答が熱帯から中緯度に向けて

【3か月予報】

【暖・寒候期予報】



第 3.3.8 図 第 3.3.7 図と同様。ただし、500hPa 高度

遅れて現れる現象（第 2.4.3 項（8）参照）が、大気海洋結合モデルにより再現できているためと考えられる。

500hPa 高度の帯状平均は、熱帯の海洋変動の影響が大きい低緯度ほど予測精度が高い。また、夏の極東中緯度高度、小笠原高度、東方海上高度のように、太平洋やインド洋の熱帯域の対流活動に関連して現れやすい偏差パターンについても、予測精度が比較的高い。冬の北極振動に関連する 500hPa 高度第 1 主成分は、1 か月予報ではある程度の予測精度があったものの、季節予報の時間スケールでは予測精度が低い。また、偏西風の蛇行を表す東西指数や西谷指数、北極付近の寒気の蓄積・放出傾向を表す冬の北半球 500hPa 高度第 1 主成や北半球極渦指数など、大気の内変動に関する指数についても予測精度が低い。

（2）気候場に見られる予測特性

初めに系統誤差特性について示す。大気海洋結合モデルによる予測では、実況の海面水温を基に

推定した海面水温を境界値とする大気モデル単体の予測と比べ、系統誤差（バイアス）によるモデル気候場への影響がより大きくなる。第 3.3.9 図は、2 月初期値月の夏の 500hPa 高度の予測の系統誤差を示す。大気海洋結合モデルでは、大気単体モデルのもつ熱帯から亜熱帯の負バイアスが強調されていることが分かる。また、第 3.3.2 項で示したように、太平洋赤道域の中部から東部にかけて、予測初期から海面水温の大きな負バイアスが生じる（第 3.3.3 図）。ただし系統誤差はプロダクトの作成時には補正されているため、予報担当者が予測マップなどのプロダクトに示される海面水温偏差の予測をさらに上方修正するような措置は必要ない。

季節予報作業で注目するのは、モデル気候場に対する偏差パターンである。すなわち、モデル気候場には系統誤差が含まれているが、そのモデル気候場を基準として予測された場がどのような偏差分布を示しているかに注目する。ただし、系統誤差が大きくなると、大気の変動パターンそのも

第 3.3.3 表 夏（左）冬（右）における循環指数等のアノマリー相関

統計期間は 1979～2008 年の 30 年間。図中の赤・オレンジ・黄の陰影で示した値は、アノマリー相関係数がそれぞれ 0.8, 0.6, 0.31 以上であることを意味する。なお、有意水準 5%（片側）の t 検定で評価した場合、アノマリー相関が 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。循環指数等の定義は、第 4.2.2 表を参照。

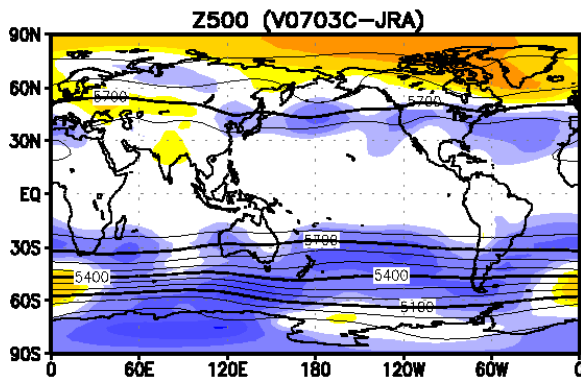
予測対象月 ----- 初期値月	夏：6～8月				冬：12～2月		
	5月	4月	3月	2月	11月	10月	9月
NINO.3 海面水温	0.86	0.78	0.69	0.50	0.96	0.94	0.91
NINO.WEST 海面水温	0.78	0.72	0.59	0.44	0.90	0.86	0.83
IOBW 海面水温	0.70	0.63	0.59	0.59	0.87	0.87	0.85
インド洋北部 海面水温	0.75	0.72	0.67	0.65	0.86	0.83	0.74
降水量 C11 領域	0.03	0.27	0.19	0.13	0.10	0.05	0.10
降水量 C12 領域	0.60	0.58	0.49	0.41	0.73	0.74	0.78
降水量 DL 領域	0.86	0.74	0.74	0.58	0.86	0.84	0.79
降水量 SAMOI 領域	0.24	0.49	0.36	0.19	0.78	0.80	0.82
500hPa 高度帯状平均 (20°N～30°N)	0.83	0.65	0.64	0.72	0.46	0.49	0.54
500hPa 高度帯状平均 (30°N～40°N)	0.68	0.55	0.64	0.70	0.40	0.40	0.47
500hPa 高度帯状平均 (40°N～50°N)	0.49	0.65	0.63	0.65	0.32	0.32	0.43
北半球東西指数	0.14	0.07	0.20	0.04	-0.08	0.05	0.21
極東東西指数	0.22	0.26	0.06	-0.36	0.10	0.09	0.13
東方海上高度	0.66	0.60	0.60	0.59	0.13	0.10	-0.05
オホーツク海高気圧指数	0.07	0.40	0.37	0.23	0.22	0.28	0.18
沖縄高度	0.53	0.28	0.00	0.41	0.31	0.20	0.32
北半球極渦指数	0.03	0.28	0.11	0.09	0.07	0.08	-0.06
極東極渦指数	-0.06	0.01	-0.11	0.26	0.15	0.15	-0.09
40 度西谷指数	0.22	0.19	0.20	0.30	0.04	0.19	0.16
極東中緯度高度	0.59	0.49	0.63	0.61	0.25	0.18	0.23
小笠原高度	0.77	0.57	0.57	0.65	0.41	0.43	0.53
北半球 500hPa 高度 第 1 主成分	-0.03	0.16	0.11	0.05	-0.04	0.06	0.23
北半球 500hPa 高度 第 2 主成分	0.48	0.44	0.41	0.45	0.37	0.27	0.19
850hPa 気温 北日本	0.55	0.24	0.42	0.48	0.17	0.24	-0.02
850hPa 気温 東日本	0.29	0.06	0.34	0.47	0.30	0.29	0.27
850hPa 気温 西日本	0.40	0.21	0.32	0.49	0.36	0.25	0.33
850hPa 気温 沖縄・奄美	0.30	0.19	0.36	0.20	0.44	0.33	0.43
北半球層厚換算温度	0.77	0.72	0.69	0.65	0.51	0.42	0.56
中緯度層厚換算温度	0.76	0.72	0.65	0.64	0.22	0.23	0.27

のが歪められてしまうおそれがあり、以前の季節予報システムでは、大気海洋結合モデルの採用を見送っていた経緯がある。2010 年 2 月に季節予報システムに導入した大気海洋結合モデルでは、熱帯に関わる多くの大気の指標のアノマリー相関に見られる予測精度が、従来の大気単体モデルによる 2 段階法に比べて向上した。これは、大気海洋

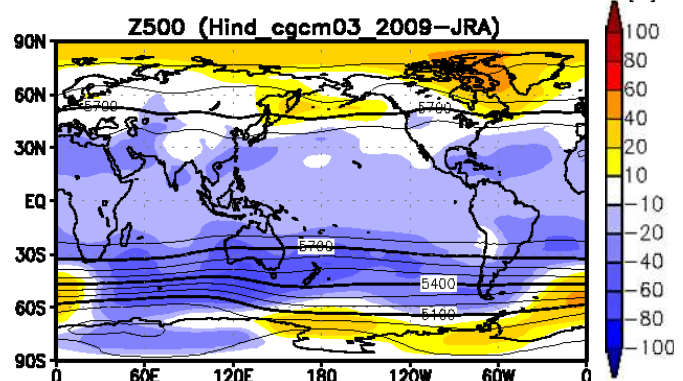
結合モデルの導入による熱帯大気循環場の再現性の向上効果が、系統誤差の拡大による悪影響に打ち勝っていることを意味している。

大気海洋結合モデルによる大気循環場の改善の 1 つが、夏の北西太平洋モンスーンの予測精度の改善である。C12 領域（南シナ海からフィリピンの東）の平均降水量の予測精度は、大気海洋結合

大気モデル

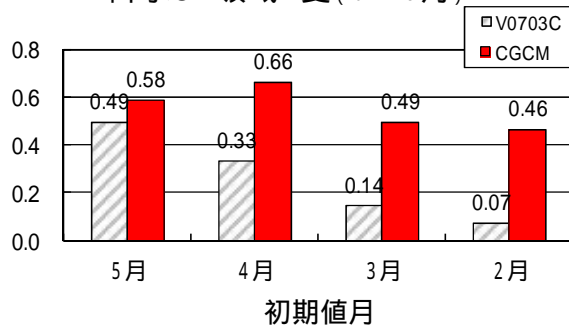


大気海洋結合モデル



第 3.3.9 図 大気モデル（左）と大気海洋結合モデル（右）による、2月初期値月の夏を予測対象とした500hPa高度の系統誤差（陰影、単位はm）と気候値（等値線、間隔は100m）対象期間は1984～2005年の22年間。大気モデルは、2010年1月まで運用していたもの（V0703C）。大気海洋結合モデルは2010年2月に現業化されたもの（JMA/MR1-CGCM）。

降水CI2領域 夏（6～8月）



第 3.3.10 図 初期値月別の、夏を予測対象としたCI2領域（10°N～20°N、115°E～140°E）の降水量のアノマリ相関
灰色斜線が大気モデル（V0703C）、赤が大気海洋結合モデル（JMA/MR1-CGCM）による予測。統計期間は1984～2005年の22年間。

モデルの導入によって予測精度が改善した領域である（第 3.3.10 図）。この背景の1つとして、第 2.4.3 項（7）に解説されているような、熱帯インド洋の対流活動を介したテレコネクションが挙げられる。

また、大気海洋結合モデルの導入による改善点として、大気単体のモデルによる2段階法の欠点であった海面水温と降水量の過大な正相関を解決できる点が挙げられる。第 3.3.11 図は、解析（観測）と6月末初期日の大気モデル・大気海洋結合モデルによる予測に見られる、7月の海面水温と降水量の相関を示す。大気モデルは、解析に比べ

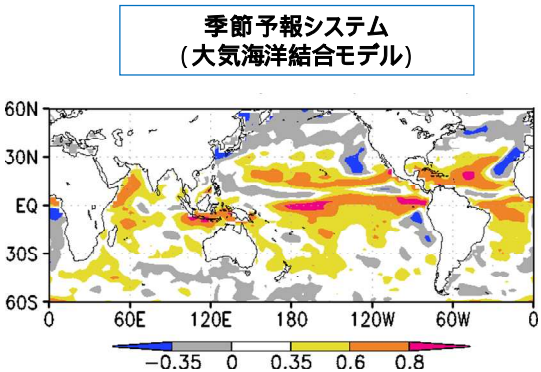
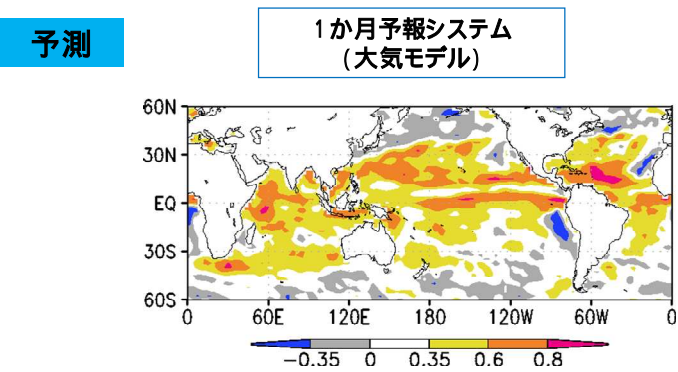
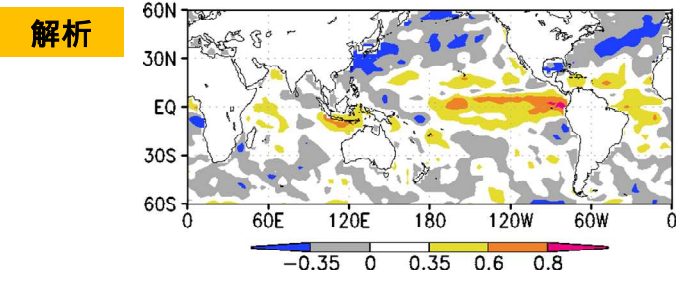
て明らかに正相関が過大である。特に、インド洋熱帯域から北西太平洋にかけては、解析で見られる海面水温と降水量の間の負相関を、大気海洋結合モデルでは大気単体モデルより再現できている。

このように、大気海洋結合モデルによって、特に ENSO と同時または遅れて発現する大気循環場の影響が再現できるようになってきた。しかし、現在の予測システムは解決の難しい課題を抱えている。このうち、季節予報作業においても留意すべき点をいくつか挙げる。

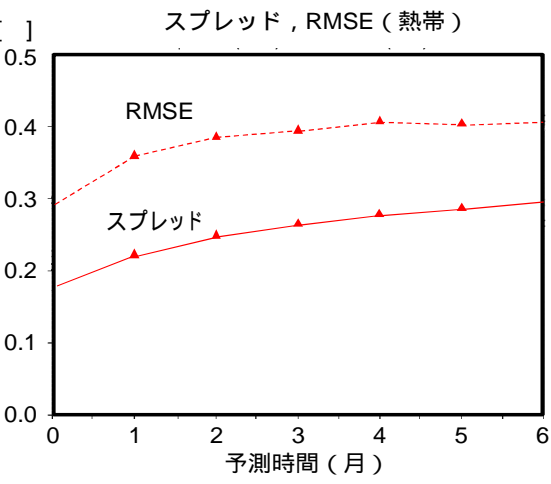
スプレッドが予測誤差と比べて過小

第 3.3.12 図は、熱帯域の海面水温予測のスプレッドと2乗平均平方根誤差（RMSE）の比を示す。現在のシステムでは、いずれの予測時間でもスプレッドが RMSE に比べて過小である。

第 3.3.13 図は、5月初期値月の夏（6～8月）の NINO.3.4 領域の海面水温と熱帯域の降水量予測に関する信頼度曲線を示す。NINO3.4 領域の海面水温の確率予測に関わる検証スコアであるブライアスキルスコアは 0.38 と気候値予測に比べてかなり良い値となっている。しかし、3階級予測の予測頻度（緑線）で「高い」確率が100%または0%となる事例が合わせて半分以上を占めることや、出現率（赤線）の傾きが完全予報（予測確率と出現率が一致）の45度の線（黒線）に比べて小さい



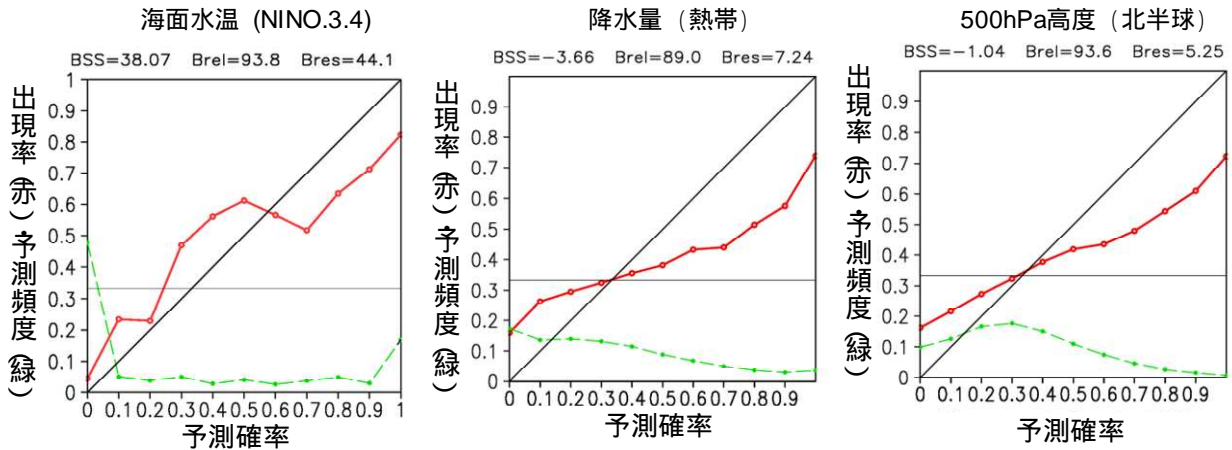
第 3.3.11 図 解析 (上)、1 か月アンサンブル予報 (左下)、季節アンサンブル予報 (右下) の 1 か月平均場における、海面水温と降水量の相関係数
 1979~2010 年の 32 年間の 6 月 30 日初期日の事例を集計。解析は COBE-SST (海面水温) と CMAP (降水量) を、予測はハインドキャストによる予測 1 か月目。有意水準 5% (両側) の t 検定で評価した場合、相関係数が 0.35 以上 (-0.35 以下) のとき、要素間に統計的に有意な正 (負) の相関があると言える。解析 (上) と 1 か月アンサンブル予報 (左下) は、第 3.2.15 図と同じ。



第 3.3.12 図 熱帯 (20°S~20°N) の海面水温予測のスプレッドと 2 乗平均平方根誤差 (単位は) ハインドキャスト (対象期間は 1996 年 5 月から 2006 年 1 月の年 4 初期月 (1/31, 5/1, 7/30, 10/28)、10 メンバー) におけるスコアを示す。

ことから、メンバー間のばらつきが小さい傾向が見られる。一方、熱帯域の降水量や北半球の大気の予測に関しては、NIN03.4 領域の海面水温ほど予測頻度の大きな偏りは見られないが、信頼度曲線の傾きが小さくスプレッド過小の傾向が見られる。

ENSO の周期が短い
 現行の大気海洋結合モデルの長期積分実験によると、モデル気候場における ENSO の周期が現実より短いことが分かっている。ハインドキャストを詳しく見ると、特にラニーニャ現象終息後にエルニーニョ現象へ移行しやすい傾向がある。これに関しては、フラックス修正を施すと ENSO の周期が短くなる傾向が顕著になることが指摘されている (安田と高谷 2008) (第 3.3.4 表)。フラックス修正が不要な大気海洋結合モデルの開発は重要な課題の 1 つであり、気候情報課と気象研究所で精力的に調査を進めている。



第 3.3.13 図 5 月初期値月の夏を予測対象とした NINO.3.4 領域の海面水温（左）、熱帯（20°S～20°N）の降水量（中）、北半球（20°N～90°N）500hPa 高度（右）の予測の信頼度曲線
 ハイノドキャスト（対象期間は 1979～2008 年の 30 年間、10 メンバー）における、「高い」確率を集計。横軸が予測確率、縦軸が出現率（赤実線）と予測頻度（緑破線）を表す。グラフの枠外上の数字は、ブライアスキルスコア(BSS)、信頼度のスキルスコア(BreI)、分離度のスキルスコア(Bres)を 100 倍した数字を示す。スコアの定義は、第 4.4 節を参照のこと。

第 3.3.4 表 フラックス修正の有無による、エルニーニョ現象の振幅・周期・表層貯熱量が西進する緯度帯の違い

安田と高谷(2008)の表 3 の一部を転載。大気海洋結合モデル JMA/MRI-CGCM でフラックス修正をした場合としない場合それぞれの長期積分のモデル気候場の解析をしたもの。

	フラックス修正	エルニーニョ現象の振幅	エルニーニョ現象の周期
JMA/MRI-CGCM	あり	1.01	2.2 年
JMA/MRI-CGCM	なし	0.89	3.7 年
解析(COBE-SST)		0.91	4～4.5 年

ENSO に関わる変動パターンのずれ

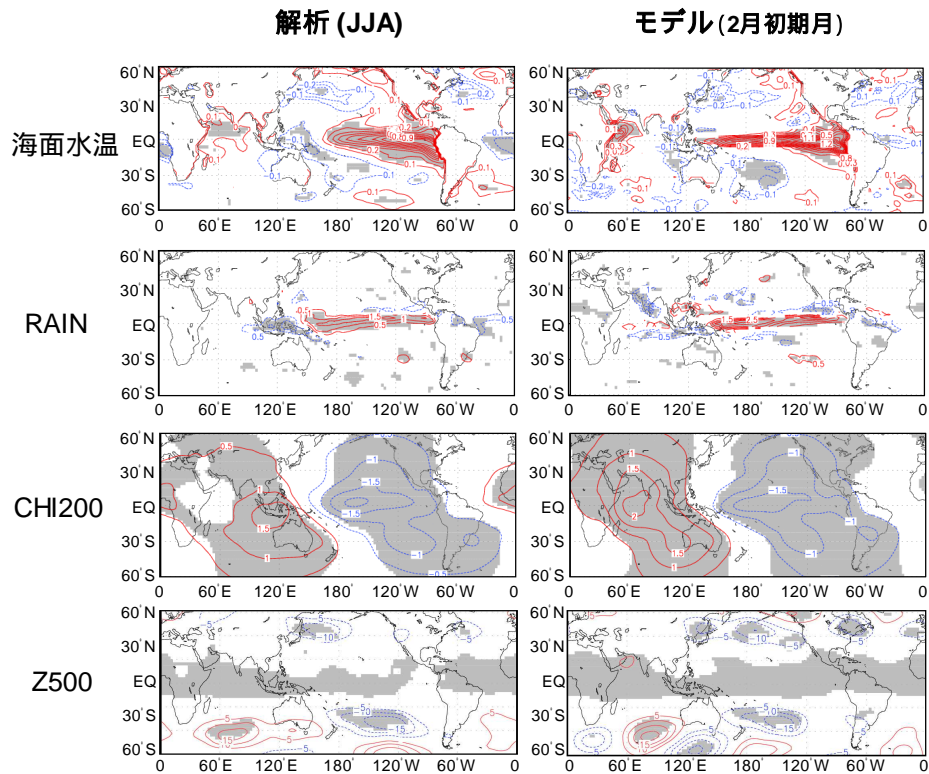
第 3.3.14 図は、解析と予測による、夏の NINO.3 領域の海面水温に対する全球の海面水温、降水量、200hPa 速度ポテンシャル、500hPa 高度の回帰分布を示す¹⁰。モデルでは、ENSO に関連した太平洋赤道域の中部から東部に見られる海面水温偏差域に比べて南北の幅が狭く（赤道寄り）、西に延び過ぎていることがわかる。この影響は ENSO に関わる大気循環場への応答にも及び、降水量のインド洋周辺での相関が解析より強く、200hPa 速度ポテンシャルの偏差パターンも西へずれている。また、モ

デルでは海面水温の変動度が解析より過大で、ENSO に大気循環場が過大に応答する可能性もある（例えば 500hPa 高度の北太平洋に見られる東西に延びた偏差パターン）。

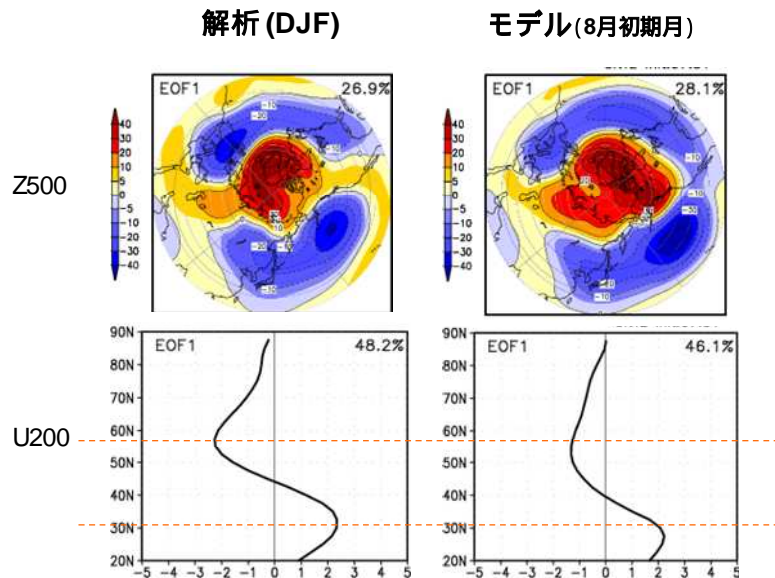
大気の内変動の歪み

第 3.3.15 図は、経験的直交関数(EOF)解析による、冬（12～2月）の 200hPa 東西風と 500hPa 高度の第 1 モードを示す。解析・モデルともに、第 1 モードは北極振動に関連するパターンを再現しているものの、モデルでは、強風軸の南偏や北極振動の極側の偏差パターンが低緯度側に広がる傾向が見られる。

¹⁰ この計算では、現実とモデル気候場を比較するため、アンサンブル平均ではなく単独メンバー（コントロール）を用いている。



第 3.3.14 図 NINO.3 領域の海面水温に対する、上から海面水温、降水量、200hPa 速度ポテンシャル、500hPa 高度に対する線形回帰係数と相関係数
 左は解析（海面水温は COBE-SST、降水量は GPCP、200hPa 速度ポテンシャルは JRA-25/JCDAS）、右は 2 月初期値月における夏の予測。線形回帰係数を等値線で示し、単位は海面水温が $^{\circ}\text{C}$ 、降水量が mm/day、200hPa 速度ポテンシャルが $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は、相関係数の絶対値が 0.39 以上の領域を示し、有意水準 5% の片側 t 検定で有意な相関のある領域を示す。



第 3.3.15 図 冬（12～2 月）の北半球の 500 hPa 高度（上段）、帯状平均の 200 hPa 東西風（下段）の EOF 第 1 モード
 左は解析（海面水温は COBE-SST、500hPa 高度と 200hPa 東西風は JRA-25/JCDAS）、右は 8 月初期値月における大気海洋結合モデルによる予測。200hPa 東西風の図における破線は、解析に見られる変動モードの極大の緯度帯を示す。

3.3.4 3か月予報と暖・寒候期予報のためのガイダンス

(1) はじめに

2010年2月に大気海洋結合モデルとともに季節予報へ導入した3か月予報と暖・寒候期予報の数値予報ガイダンス(以後、3か月予報ガイダンスと呼ぶ)の作成手法は、第3.2.4項で述べた1か月予報ガイダンスと同様のMOS方式の重回帰予測式である。ただし、仮予測因子の選択については対象とする地域近傍の格子点値を用いる1か月予報ガイダンスとは全く異なった考え方に基づいているので、本項ではそのことを中心に述べる。

(2) ガイダンスの要素と予報期間

はじめに、3か月予報資料と暖・寒候期予報資料に掲載しているガイダンスの要素と期間を第3.3.5表に示す。3か月予報資料には、3か月平均場の気温・降水量・日照時間・降雪量と、降雪量を除く月別の3階級確率値を掲載している。また、天候の見通しを把握するために、天気日数の平年値および平年より多い確率を掲載している。なお、向こう3か月の間に平年の天候が大きく変わる時期があることから、天気日数の3か月平均のガイダンスは作成していない。

(3) 仮予測因子を選ぶにあたっての基本的な考え方

季節予報が対象としている時間スケールにおいては、最も強いシグナルはエルニーニョ/ラニーニャ現象を含む熱帯の海洋変動による影響といえる。仮にモデルが完全で、また、アンサンブルメ

ンバー数が十分に大きければ、熱帯域の情報が中高緯度の循環に的確に反映されることから、日本周辺の格子点のみを用いることで適切なガイダンスの作成が可能である。しかしながら、実際にはモデルの不完全性やメンバー数の制約から、熱帯域の情報が日本周辺に的確に反映されていないことがある。例えば、第3.3.14図に示したように、NINO.3の海面水温と全球の循環場との回帰分布を見ると、解析場と予測場で位相のずれや振幅の違いがみられる(伊藤2009; 高谷2010)。このため、ガイダンスに熱帯域のシグナルを直接取り込むことで、モデルの不完全さを補う必要がある。言いかえると、第2.4.3項で述べられているようなエルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候との統計関係をガイダンスで表現しなければならない。こうした考えに基づき、日本の天候との関係が強く予測精度の高い仮予測因子を8つ選択した(第3.3.6表)。

第3.3.6表 仮予測因子

名称	定義
NINO.3の海面水温	150°W~90°W、5°S~5°Nの海面水温平年偏差
インド洋の海面水温	40°E~100°E、20°S~20°Nの海面水温平年偏差
沖縄近海の海面水温	120°E~130°E、20°N~30°Nの海面水温平年偏差
フィリピン付近の流活動の活動度	120°E~140°E、10°N~20°Nのモデル降水量の平年偏差
インド洋北部の対流活動の活動度	40°E~100°E、EQ~20°Nのモデル降水量の平年偏差
東方海上高度	140°E~170°Eで平均した40°Nの500hPa 高度偏差
帯状平均高度	20°N~30°Nで帯状平均した500hPa 高度偏差
層厚換算温度	30°N~90°Nで帯状平均した300hPa~850hPaの層厚換算温度

第3.3.5表 予報資料に掲載しているガイダンスの要素

対象地域は1か月予報と同じ(第3.2.3表を参照)。梅雨期間降水量は6~7月(沖縄・奄美は5~6月)の降水量を表す。

予報	予報期間	要素
3か月予報	3か月間	気温、降水量、日照時間、降雪量
	1か月間	気温、降水量、日照時間、晴れ日数、降水日数
暖候期予報	6~8月	気温、降水量、梅雨期間降水量
寒候期予報	12~2月	気温、降水量、降雪量

次に、それぞれの仮予測因子の役割について、季節別の採用状況(第3.3.7表)を基に解説する。気温は層厚換算温度の採用が圧倒的に多く、気温の上昇トレンドや ENSO の影響を反映している。次いで熱帯域の海面水温や対流活動の活動度が採用されており、熱帯域のシグナルを捉えることにある程度成功している。降水量と日照時間についてはまとめて採用される因子は見られず、表に掲載している因子間の採用率の差も小さい。このことは、日本の降水量や日照時間の予測に際立って有効な仮予測因子は無いことを示唆している。降雪量は上昇トレンドをもった層厚換算温度が負の係数で採用されており、1990 年代以降の少雪傾向を反映している。また、NINO.3 やインド洋の海面水温も採用が多く、エルニーニョ現象発生時はアリューシャン低気圧が東偏して日本付近の冬型の気圧配置が弱まる(長谷川 2009)ことに関連している。

(4) 予測精度

ここでは、1979～2008 年の毎月の中頃と月末頃を初期日とするハインドキャストを用いて作成し

たガイダンスの予測精度の評価結果について述べる。これらの予測精度はハインドキャストから評価したものであるが、独立資料で検証しており現業季節予報システムのガイダンスの精度の目安となる。ただし実際の現業季節予報システムのメンバー数は 51 個だが、ハインドキャストでは 10 個である。また、現業季節予報に用いる予測値のリードタイムは約 15～45 日だが、ハインドキャストの場合は約 30～45 日である。これらはいずれも、現業季節予報システムのガイダンスに比べてスキルを過小評価する要因であり、現業季節予報システムの予測精度はここで示すものより良いことが期待される。なお、本項では 3 か月平均の気温についてのみ示し、その他の要素や月別および暖・寒候期予報の予測精度については、2010 年平年値への更新の際に再計算を行った結果をまとめた伊藤(2011)を参照して頂きたい。

はじめに、3 か月平均気温の信頼度曲線を第 3.3.16 図(a)に示す。全国的に予測確率が 50%位までは対角線にほぼ沿っており、確率の信頼度が高いことを表している。ただし、それより大きな確率では信頼度曲線にがたつきがみられ、サンプル

第 3.3.7 表 仮予測因子の採用状況

全国予報区を対象地域とする予測式で、予測因子に選択された回数の多い仮予測因子を示す(左から多い順)。仮予測因子の定義については第 3.3.6 表を参照。降雪量は日本海側に限る。

なお、集計は 3 か月平均場と 1 か月平均場の予測式に用いられている仮予測因子を合わせた。

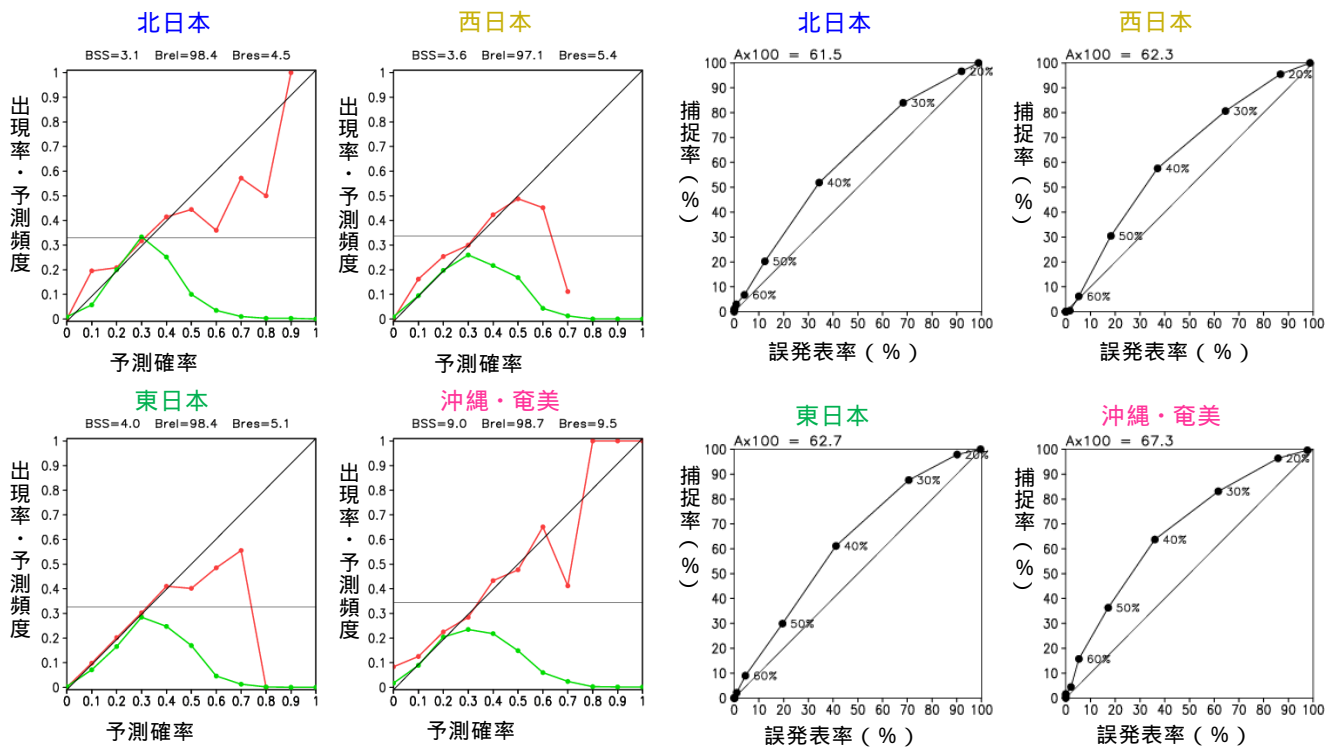
「春」は 12 月末、1 月末、2 月末日を初期値、「夏」は 3 月末、4 月末、5 月末初期値、

「秋」は 6 月末、7 月末、8 月末初期値、「冬」は 9 月末、10 月末、11 月末初期値を表す。

気温	春	層厚換算温度	インド洋の海面水温	帯状平均高度
	夏	層厚換算温度	インド洋北部の活動度	沖縄近海の海面水温
	秋	層厚換算温度	NINO.3 の海面水温	帯状平均高度
	冬	層厚換算温度	沖縄近海の海面水温	フィリピン付近の活動度
降水量	春	沖縄近海の海面水温	フィリピン付近の活動度	NINO.3 の海面水温
	夏	帯状平均高度	インド洋の海面水温	フィリピン付近の活動度
	秋	NINO.3 の海面水温	層厚換算温度	インド洋の海面水温
	冬	層厚換算温度	NINO.3 の海面水温	沖縄近海の海面水温
日照時間	春	東方海上高度	フィリピン付近の活動度	インド洋の海面水温
	夏	インド洋の海面水温	帯状平均高度	フィリピン付近の活動度
	秋	インド洋北部の活動度	インド洋の海面水温	フィリピン付近の活動度
	冬	NINO.3 の海面水温	沖縄近海の海面水温	層厚換算温度
降雪量	冬	層厚換算温度	NINO.3 の海面水温	インド洋の海面水温

(a) 信頼度曲線

(b) ROC 曲線



第 3.3.16 図 3 か月平均気温の予測精度

リードタイム 1 か月の 3 か月平均気温の (a) 信頼度曲線と (b) ROC 曲線を表す。図の見方は第 3.2.4 項を参照。

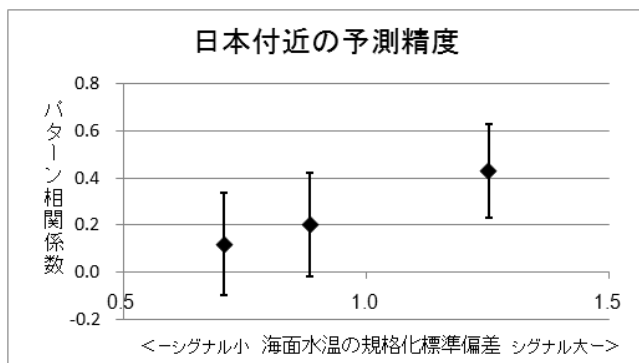
数が少ないことから精度を評価することは難しい。一方、予測頻度は確率 30% が極大の山型をしており、気候的出現率 (33%) に近い確率の頻度が多いことを示している。3 か月平均のような期間の長い予報は精度が高くないことから、MOS 方式のガイダンスでは極端な確率が出にくいといえる。次に 3 か月平均気温の ROC 曲線 (第 3.3.16 図 (b)) を見ると、すべての地域において ROC 曲線は対角線より上にふくらみ、気候値予報に比べてスキルがあることを示している。東・西日本の精度を例に詳しく見ると、確率 50% 以上の捕捉率は 30% 程度で誤発率は 20% 程度である。さらに、確率 60% 以上では捕捉率は 10% 以下だが誤発率は 5% 未満とゼロに近く、季節予報作業においてはこのような精度資料を勘案しつつ予報を組み立てる必要がある。

(5) 現状の課題と今後の開発に向けて

季節予報へ大気海洋結合モデルを導入して 3 年近くが経過し、予報担当者の予報資料を分析する

能力は着実に向上してきている。一方、ガイダンスについては課題の残る事例が多く、例えば、冬の予報資料は 3 年間続けてラニーニャ現象傾向の予測ということもあり西日本中心に寒気が南下する予想であったが、ガイダンスは北半球層厚換算温度の正偏差の予測を反映してやや高温傾向を示していた。結果は、西日本では 2011 年 1 月はかなり低く (冬平均は平年並) 2011/2012 年は冬を通して低くなった。2012/2013 年も執筆時点 (2013 年 1 月下旬) までは気温が低めに経過している。現在のガイダンスは日本付近の予想を使っておらず、仮に日本付近の予想が熱帯域からのシグナルによるものであっても考慮されないという弱点がある。また、熱帯域のシグナルについても、第 2.4.3 項で述べられているように東部太平洋赤道域で変動の大きな典型的なエルニーニョ現象に加えて、中部太平洋赤道域を変動の中心とするエルニーニョ現象もある。また、太平洋赤道域には目立ったシグナルがみられず、インドネシア付近が

対流活動の活発域の中心となる場合もあり、現在の仮予測因子ではそれらのシグナルを十分に捉えることができない。このような課題をクリアするために現在、仮予測因子の見直しに着手している。その狙いは、熱帯域からのシグナルが強い場合には日本付近の予想を採用するようなガイダンスを作ることである。そのようなガイダンスは日本付近の予想図との整合がある程度とれるはずであり、資料の解釈や予報の解説が現状より易しくなると期待できる。しかしながら、熱帯域からのシグナルが強い場合に限っても日本付近の 500hPa 高度の予測精度はパターン相関係数で 0.4 程度にとどまることから（第 3.3.17 図）、日本付近の予想を用いたガイダンスにおいても予測精度の大幅な向上は難しいと考えられる。



第 3.3.17 図 日本付近の予測精度

リードタイム 1 か月の 3 か月平均場の 360 事例（ハイノドキャスト）から、熱帯域（20°S～20°N）の海面水温の規格化標準偏差^{*1}が大きい順に 3 組に分けて、対応する日本付近（100°E～170°E、20°N～50°N）の 500hPa 高度のパターン相関係数の平均とばらつきを表す。エラーバーは約 70%の事例の範囲を表す。

^{*1} 規格化標準偏差は、各格子の偏差を標準偏差で規格化して、20°S～20°N の範囲での規格化偏差の 2 乗平均の平方根を指す。

参考文献

- 石川一郎, 辻野博之, 平原幹俊, 中野英之, 安田珠幾, 石崎廣, 2005: 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告第 47 号.
- 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76 特別号**, S1-S15.
- 伊藤明, 2009: エルニーニョ現象の影響の再現性. 平成 20 年度全国季節予報技術検討会資料, 気象庁地球環境・海洋部.
- 伊藤明, 2011: 3 か月、暖・寒候期予報資料. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 62-70.
- 尾瀬智昭, 北村佳照, 2003: 季節予報モデルの開発. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 11-23.
- 気象庁, 2003: 3 か月予報資料の解説. 配信資料に関する技術情報第 124 号, 気象庁気候・海洋気象部.
- 気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号, 116pp.
- 気象庁, 2006: 1 か月及び 3 か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更について. 配信資料に関する技術情報第 219 号, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2007: 3 か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更. お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2010: 季節予報 (3 か月、暖・寒候期予報) の改善について. 配信資料に関する技術情報 (気象編) 第 301 号関連お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 北村佳照, 2003: エルニーニョ予測モデルの改善. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 77-86.
- 木本昌秀, 1989: 大気海洋結合モデルの実現に向けて. 数値予報課報告・別冊第 35 号, 気象庁予報部, 74-111.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 10-14.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの予測精度. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 15-44.
- 徳廣貴之, 2010: 季節予報システムの概要. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 6-9.
- 長谷川寛, 2009: ENSO サイクルに関連した大気循環場の変動. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 36-52.
- 平井雅之, 2009: エルニーニョ予測システムと予測精度. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 82-88.
- 安田珠幾, 高谷祐平, 2008: 大気海洋結合モデルのフリーランにおけるエルニーニョの特徴. 平成 19 年度全国季節予報技術検討会資料, 29-38.

- 吉川郁夫, 1997: 大気海洋結合モデル「空海」. 平成9年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 21-29.
- Bengtsson, L., U. Schlese, E. Roeckner, M. Latif, T. Barnett, and N. Graham, 1993: A two-tiered approach to long-range climate forecasting. *Science*, **261**, 1026-1029.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. daSilva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Hansen, J. and M. Sato, 2004: Greenhouse gas growth rates. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **101**, 16109-16114.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62**, 155-170.
- Jin, E. K., L. Kinter, B. Wang, C.-K. Park, I. -S. Kang, B. P. Kirtman, J. -S. Kug, A. Kumar, J. -J. Luo, J. Schemm, J. Shukla, and T. Yamagata, 2008: Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Clim. Dyn.*, **31**, 647-664.
- Kitoh, A. and O. Arakawa, 1999: On overestimation of tropical precipitation by an atmospheric GCM with prescribed SST. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2965-2968.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. -C. Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**, 917-932.
- Kobayashi, C., S. Maeda, A. Ito, Y. Matsushita, and K. Takano, 2005: Relation between SSTs and Predictability of Seasonal Mean Precipitation over the Western Tropical Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 919-929.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) System: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-east Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate?. *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- WMO, 2009: WMO WDCGG Data Summary, GAW DATA Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases. Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organization, **33**, 105pp.
- Wu, R., B. P. Kirtman, and K. Pegion, 2006: Local air-sea relationship in observations and model simulations. *J. Climate*, **19**, 4914-4932.
- Wu, R., B. P. Kirtman, and van den Dool, 2009: An Analysis of ENSO Prediction Skill in the CFS Retrospective Forecasts. *J. Climate*, **22**, 1801-1818.
- Yasuda, T., Y. Takaya, C. Kobayashi, M. Kamachi, H. Kamahori, and T. Ose, 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System. *CLIVAR Exchange*, **12**, 4, 18-24.

3.4 予報システムの今後の展望¹

これまで解説してきた1か月予報システムと季節予報システムは、数値予報モデル、アンサンブル手法などによるアンサンブル予報システムと、ガイダンスの作成手法の改善により、着実に向上してきた。第3章の結びとして、アンサンブル予報システムの展望を述べる。

3.4.1 1か月アンサンブル予報システムの展望

季節予報のシステムの基盤を担うのは、予測計算を行う数値予測モデルである。これまで、大型計算機の性能向上とともに、現業のモデルで扱う分解能も上げていくことができた。モデルの分解能を引き上げることで、ブロッキング現象などのモデル気候場の再現性の向上が期待できる(Jung et al. 2012)。

また、モデルの系統的な誤差やそれに伴うテレコネクションのパターンの現実からのずれ、MJ0に関連した熱帯の大規模な対流活動などのモデル気候場の課題に対処するためには、モデルの構成要素や境界値の与え方の高度化も重要である。数値予測モデルは、これまでの技術開発の歴史の中で、個々のプロセスが精緻化されてきた。その結果、数値予測モデルは巨大なプログラム群で構成され、その開発には物理的にも計算機科学的にも高度な専門知識が一段と求められている。このような大規模なシステムの開発を進めていくには、庁内の連携を強化し、技術開発の効率化を進めていくことが必要である。現在、1か月予報システムに関しては、気候情報課・数値予報課の開発協力を強化しながら、週間から1か月の時間スケールを扱う、週間・台風・1か月の各アンサンブル予報システムの統合化に向けた開発を進めている。これは、同一の予測システムにより、週間から1か月の時間スケールの予測をすることを意味する。読者の中には、「予測システムの統合は、単に大気モデルの解像度さえ合わせて積分時間を長くするだけで、簡単に実現できるのではないか」と、思

われるかもしれない。しかし、システムにより境界値やアンサンブル手法などの違いがあり、統合するためには相違点を1つ1つ解消しなければならない。例えば、海水分布に関しては、週間予報システムでは初期の密接度偏差持続に対し、現行の1か月予報システムでは気候値を与えている。この場合、週間予報システムでの初期の海水密接度の偏差持続の仮定を、1か月先まで当てはめるのは適当ではない。そこで、初期の海水密接度の偏差から、1か月先までの海水分布を推定する技術を開発中である。また、アンサンブル手法に関しては、週間予報システムに既に導入されている確率的物理過程強制法を1か月予報システムにも導入するよう、調査を進めている。これにより、予測期間後半を中心としたスプレッドの過小傾向を軽減できることが期待できる。

こうした課題を克服してアンサンブル予測システムの統合化が実現すれば、同一のモデルに対して週間から1か月の幅広い時間スケールの観点から現業的に評価・検証され、今後のモデルの開発が効率的に進められる。実際、気象庁(2013)で示しているように、数値予報課と気候情報課が多方面からモデルを評価することで、モデルの改良に関わる多くの知見が得られることが期待できる。その結果、物理過程の効率的な開発が進み、系統誤差、MJ0、ブロッキングなどのモデル気候場の改善が進むだろう。また、統合化することで、週間から1か月予報のためのプロダクトを同一の予測システムから作ることができる点も、予報作業にとって有効である。

また、2013年は、季節内から季節時間スケール(2週間~2か月程度)の予測可能性、及び予測技術の研究を推進するための国際的な研究プロジェクト²が立ち上がる。ここでは、各国現業機関の

² 世界天気研究計画(WWRP)、観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX)、世界気候研究計画(WCRP)により共同で実施されるプロジェクト(Subseasonal to Seasonal Prediction Project)。実施計画は http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wrrp/new/documents/Implementation_plan_V6.4_nolinenos.pdf (2013年1月現在)を参照。

¹ 平井 雅之

1か月予報モデルのデータの相互比較や予測可能性などの研究が推進される。モデル相互比較は、モデルの特性を把握する上で有用である。例えば、現業の週間予報において行われている国際的なモデル相互比較プロジェクトである TIGGE(THORPEX 双方向グランド全球アンサンブル)では、MJO やブロッキング頻度など、多方面からの評価がされている。例えば第 3.2.14 図に示したブロッキング頻度の相互比較は、その成果を引用したものである。1か月予報で、このような大規模なモデル相互比較プロジェクトは前例がなく、ここでの知見がモデル開発へ活かされることが期待できる。

第 3.1 節の予測可能性の解説のように、1か月予報においては初期値と境界値の両方が重要である。初期値については、実際、数値予報課によるこれまでの全球大気データ同化の改良が、1か月予報の予測精度の改善に寄与していることが確認されている(Adachi et al. 2011)。一方、1か月予報は境界値、とりわけ海面水温の影響も大きいことは、第 3.2.3 項で例示したとおりである。第 3.2.13 図に例示したように、モンスーン期間に当たる領域では、他の季節に比べて相対的に海面偏差の持続性が低下する。より適切な海面水温を大気モデルに与えるために、将来的には、1か月予報システムでも、季節予報モデルと同様に大気海洋結合モデルの導入を検討したい。ただし、単に1か月予報システムでの大気モデルに海洋モデルを結合させても、無条件に予測精度が上がるものではない。第 3.3 節に示したように、一般に大気海洋結合モデルでは予測初期から大きな系統誤差が現れ、リードタイムが短いほど大気単体のモデルに比した優位性が損なわれる。現状では、大気海洋結合モデルによる1か月予報における予測精度は、予測 2～3 週目頃までは大気モデルを下回り、4 週目で同等となる程度である。1か月予報システムに大気海洋結合モデルを導入するためには、さらなるモデルの改良が必要といえる。そのほか、実際に大気海洋結合モデルを導入する場合

は、計算コストの増大³への対処や、海洋初期値のリアルタイムでの入手⁴を検討する必要がある。

3.4.2 季節アンサンブル予報システムの展望

季節アンサンブル予報システムは、気候情報課と気象研究所の協力により 2010 年 2 月に大気海洋結合モデルを導入し、大きな転換点を迎えた。特に、大気海洋結合モデルにより、アジアモンスーン域の大気循環場の予測精度が従来の大気モデルと比べて大幅に向上したことは、日本の季節予報にとって有益である。しかし、現在の大気海洋結合モデルでは、第 3.3.3 項で例示したように多くの課題がある。逆にいえば、現在の季節予報システムには以下のとおり多くの具体的な改善の余地があり、それだけ予測精度の向上が期待できるともいえる。

気候情報課では、まず、大気・海洋の両モデルの高解像度化と物理過程の改善を計画している。これにより ENSO の変動パターンや MJO などの再現性の向上、大気海洋の結合過程の改善など、様々な時空間スケールにおける改善が期待できる。

また、大気海洋結合モデルでは、大気と海洋の結合時に、大気モデルで計算された海面上のフラックスを補正しながら海洋モデルへ与えている(フラックス修正)。しかし、フラックス修正は人為的補正であり、ENSO の再現性などのモデル気候にも悪影響を及ぼすことが分かっている。将来的には、フラックス修正は使わず、予測結果に対する系統誤差補正のみを行ってプロダクトを作成することが望ましい。

現段階では、短期予報に用いられている大気モデルをそのまま海洋モデルと結合させると予測初期から大きな系統誤差が現れてしまう。これを軽減するため、海面熱収支のバイアスが軽減されるよう物理過程に調整を施した大気モデルを用いている。先に述べたように、短期から1か月予報のシステムの改善のために、数値予報課と気候情報

³ 現在の季節予報システムの大気海洋結合モデルでは、同解像度の気象モデルの約 2 倍の計算機資源が必要。

⁴ MOVE-G では、海洋解析値の入手は 2 日遅れ。

課で同じ大気モデルの開発を推進するための取り組みが始まっている。将来的には、数値予報課・気候情報課・気象研究所が協力して、季節予報などのより時間スケールの長い予測も含めた大気モデルの開発が進められることが望ましい。

海洋モデルに関しては、現行では極域が計算領域から外れているが、地球全体を対象にした海洋モデルの開発が気象研究所で進められている。海氷の気候場への影響の研究が進む中、海洋モデルに海氷過程を導入できるよう、開発が進められている。

また、海洋初期値は、大気初期値よりも計算結果に影響する時間スケールが長く、季節予報の時間スケールまで影響が残る。気象研究所では、大気海洋結合モデルに海洋の観測データを同化させる準結合同化システムの開発を進めている。これにより、予測初期の系統誤差成長の抑制や、海洋のスプレッドの確保が期待できる。

参考文献

- 気象庁, 2013: 物理過程の改善に向けて()。数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 印刷中。
- Adachi, N., Y. Takaya, M. Hirai, and Y. Akasaka, 2011: Understanding of Forecast Improvements in JMA's Operational 1 Month Forecast System: 2001-2010. The 5th International Verification Methods Workshop, Bureau of Meteorology, Australia, December 1-7, 2011. Available online at <http://cawcr.gov.au/events/verif2011/>.
- Jung, T., M. J. Miller, T. N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J. M. Adams, E. L. Altshuler, B. A. Cash, J. L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K. I. Hodges, 2012: High-Resolution Global Climate Simulations with the ECMWF Model in Project Athena: Experimental Design, Model Climate, and Seasonal Forecast Skill. *J. Climate*, **25**, 3155-3172.

4 季節予報作業

第3章では、季節予報の予測システム（数値予報とガイダンス）の予測精度や予測可能性などについて解説したが、実際の季節予報の検討・作成にあたっては、これらの特性を踏まえたうえで、数値予報プロダクトの循環場の予測やガイダンスを利用する必要がある。また、第2章で示した日本の天候に影響を及ぼす大気循環場の特性を踏まえた予報の組み立てが必要である。天候情報等を検討する際には、実況の天候推移の把握とともに、予測される天候を踏まえて、どのような災害が発生しており、それがどうなるか、あるいはどのような災害の発生が予想されるか、地域の天候と災害の関係を把握しておくことも重要である。

本章では、1か月予報と異常天候早期警戒情報および3か月予報、暖候期・寒候期予報に用いる各種予測資料について、第4.1節および第4.2節で、その概要を説明するとともに、利用方法や作業手順、留意事項等について、具体例を挙げながら解説する。また、第4.3節では、天候情報の作成作業や月や季節の天候のまとめ方の手順や留意事項等について解説する。さらに、第4.4節では、季節予報で用いる主な検証手法について、最近の確率ガイダンスの検証結果を例に挙げながら解説する。

季節予報は、気象庁地球環境・海洋部が発表する全国を対象とした全般予報と、地方予報区を担当する官署が発表する地方毎の地方予報に分けられる。異常天候早期警戒情報は地方予報区を担当する官署が地方毎に発表し、全国を対象とした情報の発表はない。本章では全般予報の作成作業例について記述する。また、気象庁が気象業務支援センターを通じて気象事業者等部外に配信している数値予報モデルで予測された循環場等を画像化したプロダクト（FAX資料）を主に用いて説明を行うが、予報作業上、それ以外に必要な資料は適宜言及する。数値予報ガイダンスのFAX資料の掲載や解説は一部を除き省略するが、その作成方法や特性等の詳細は第3.2節を参照されたい。

4.1 1か月予報と異常天候早期警戒情報¹

本節では、1か月予報と異常天候早期警戒情報の予測資料について概説するとともに、それらの利用方法や作業手順について、具体例を挙げながら解説する。

1か月予報では、週別の「低い（少ない）」「平年並」「高い（多い）」階級の確率を予報するのに対し、異常天候早期警戒情報は、予報発表日の5日先から8日先を初日とする7日間平均気温の「かなり低い（高い）」確率を予報するという点が異なるが、数値予報プロダクトの循環場の予測やガイダンスは共通のものを用いている。このため、数値予報プロダクトは1か月予報の解説を基本とし、具体例を用いる中で異常天候早期警戒情報に特化した解説を行う。

4.1.1 数値予報プロダクト

ここでは部外に配信している数値予報モデルで予測された循環場等を画像化したプロダクト（FAX資料）の説明を行う。1か月予報のFAX資料の解説は前田（1995）が行っているが、この解説を基本に適宜、最新の情報を加味して記述する。

数値予報モデルによる予測は、系統誤差が大きいので、過去31年（1979～2009年）の予報実験（ハインドキャスト）の結果から系統誤差を推定し、系統誤差を補正した値を予報資料に使用している。ただし、降水量は補正を行っていない。系統誤差補正については、第3.2.2項を参照されたい。平年偏差を計算するために用いる平年値は、JRA-25/JCDASの日別平滑平年値（1981～2010年）の期間平均値である。

（1）1か月予報のFAX資料

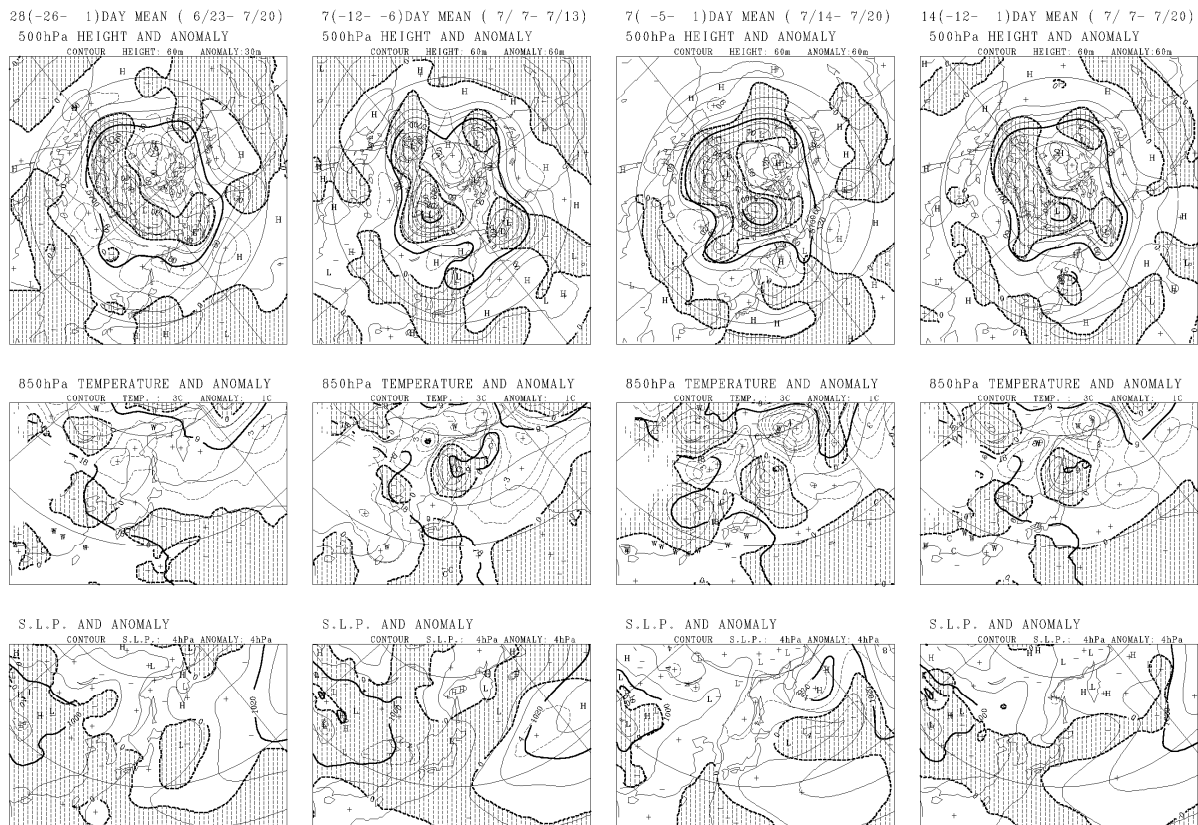
ア．実況解析図（第4.1.1図）

北半球500hPa高度、極東域850hPa気温、極東域海面気圧（それぞれ解析値と平年偏差）の予報発表日までの前4週平均、前々週の1週平均、前1週平均、前2週平均の実況解析図を掲載してい

¹ 中三川 浩

1 か月予報資料 (1) 実況解析図

初期値 : 2012. 7.19.12 UTC



第 4.1.1 図 1 か月予報資料 (1) 北半球実況解析図の例 (初期値 : 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

1 段目 : 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と平年偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、予報発表日までの前 4 週平均、前々週の 1 週平均、前 1 週平均、前 2 週平均の解析値。ただし、予報初期値の日および翌日の値は、モデルの予測値を利用している。

2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と平年偏差 (破線、1)。

3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4hPa) と平年偏差 (破線、1hPa)。

各図とも陰影は負偏差。

る。平年偏差の負偏差の領域に陰影を付している。ただし、予報初期値の日および翌日は解析値が得られないので系統誤差補正後の予測値を用いる。この図の利用目的は、最近の循環場 (偏西風の蛇行、ブロッキングの発生・発達、北極振動の発生の有無、太平洋高気圧 (亜熱帯高気圧) の強まりなど) とそれによりもたらされている日本の天候の関係を把握し、その特徴がどのように変化するかに着目できるようにするためである。また、数値予報の検証図としても利用できる。

500hPa 高度およびその偏差を利用する理由は、

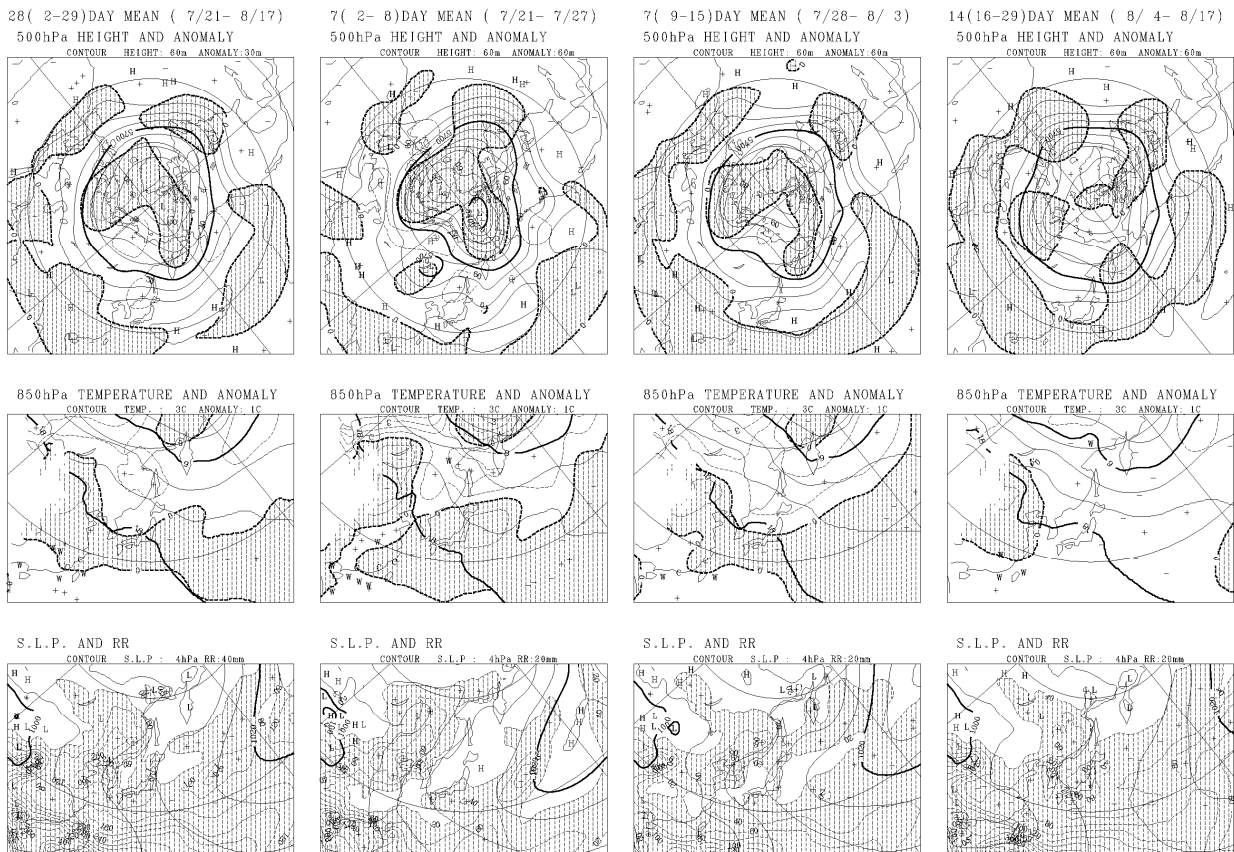
500hPa 高度が対流圏のほぼ中間の高度にあたり、順圧的な中高緯度の大気においては、偏西風の蛇行やブロッキングなどの大規模な大気の流れを代表しているとみなされること、500hPa 高度偏差と地上気温偏差との相関が高いことなどによる。

イ . アンサンブル平均図 (第 4.1.2 図)

北半球 500hPa 高度および平年偏差、極東域 850hPa 気温および平年偏差、極東域海面気圧および降水量の 1 か月平均 (4 週平均)、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均のアンサンブル平均

1 か月予報資料 (2) アンサンブル平均図

初期値 : 2012. 7.19.12 UTC



第 4.1.2 図 1 か月予報資料 (2) 北半球アンサンブル平均図の例 (初期値 : 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

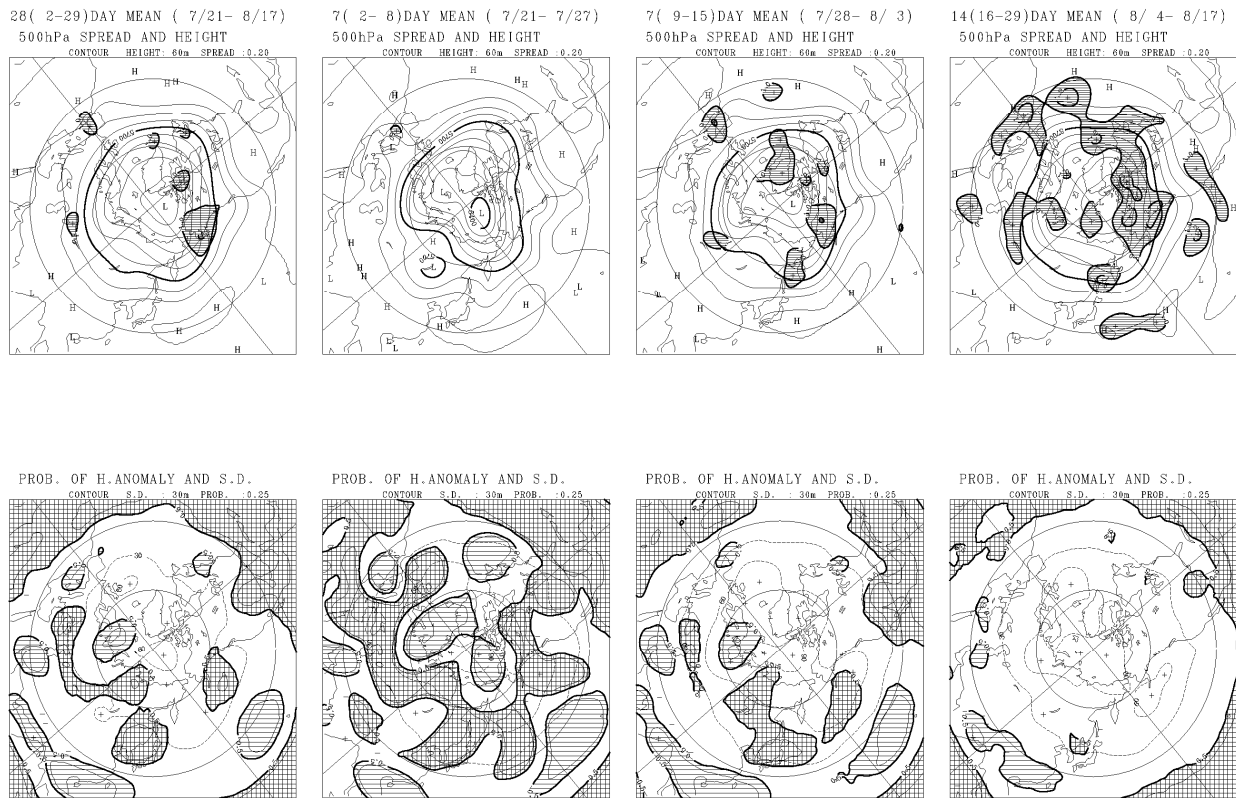
1 段目 : アンサンブル平均 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と平年偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、4 週平均、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均。
 2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と平年偏差 (破線、1)。
 3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4hPa) と降水量 (破線、4 週平均は 80mm 以上、第 1 週・第 2 週平均は 20mm 以上、第 3 ~ 4 週平均は 40mm 以上に陰影、等値線間隔は 4 週平均は 40mm、ほかは 20mm)。各図 (降水量を除く) とも陰影は負偏差。

図を掲載している。平年偏差の負偏差の領域に陰影を付している。アンサンブル平均予報は各メンバーの予報を平均したもので、最も実現する可能性の大きい推定値として利用する。通常、第 1 週に比べて第 2 週はメンバー間のばらつきが大きくなるため、偏差が実況値よりも小さくなる傾向がある。また、第 3 ~ 4 週は第 2 週より予報期間が長くなり、さらにばらつきが大きくなることから、さらに偏差は小さくなることに留意が必要である。例えば、第 1 週に比べて第 2 週の日本付近の下層の低温偏差が小さくなっていったとしても、低温傾向が弱まると即断してはいけない。ウ . のスプレ

ッドや高偏差確率、エ . の 850hPa 気温偏差時系列図などと併用して、そのばらつきの大きさも見ることで、低温の可能性を評価する必要がある。

ウ . スプレッド・高偏差確率 (第 4.1.3 図)

上段は、北半球 500hPa 高度(アンサンブル平均)および、スプレッドを解析値の標準偏差 (1981 ~ 2010 年の 30 年間で計算) で除した値の 1 か月平均 (4 週平均) の、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均図を掲載している。スプレッドが標準偏差(1.0)以上の値のみ陰影で示している。アンサンブル平均は、最も実現する可能性の大きい推



第 4.1.3 図 1 か月予報資料 (3) スプレッド・高偏差確率の例 (初期値 : 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

1 段目 : 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) とスプレッドを解析値の標準偏差で除した値 (スプレッドが 1.0 以上の領域を陰影で示す。等値線間隔 0.2)。左からそれぞれ、4 週平均、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均。

2 段目 : 500hPa 高度の高偏差確率 (正の高偏差を格子の陰影、負の高偏差を横縞の陰影で示す)。予測された北半球 500hPa 高度偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.5 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を表す。陰影は 50%以上で 75%の等値線を付している。左からそれぞれ、4 週平均、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均。

定値を表し、スプレッドはその分散を表す。アンサンブル予報の各メンバーの度数分布は一般に正規分布ではなく、歪んでいる。このため、スプレッドといった分散以外の度数分布を反映した指標も必要となる。その 1 つが、高偏差確率である。

スプレッドは、アンサンブル予報を構成しているメンバー間のばらつきの大きさを示す指標で、以下の式で定義される。

$$spread = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_m - \bar{x})^2}$$

ここで x_m は各メンバー (メンバー数 M)、 \bar{x} はア

ンサンブル平均で、

$$\bar{x} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_m$$

である。

スプレッドが小さいほどメンバー間のばらつき (分散) が小さく、したがって信頼性が高い。逆に、スプレッドが標準偏差を超えている (1.0 を超える) すなわち自然の変動よりも大きな領域は信頼性が小さい。第 3.2.3 項で述べているように、実際、スプレッドと予測精度 (信頼性) には一定の関係がみられる。また、スプレッドの等値線にアンサンブル平均の等値線を重ねて見ること

により、スプレッドがジェット気流の南北の位置や蛇行の大きさの予報の違いによるものなのか、ブロッキング高気圧の予報の違いによるものなのか等の判断ができる。

下段は、予測された 500hPa 高度 1 年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.5 倍を超える場合を高偏差と定義し、アンサンブルメンバーのうち、何割のメンバーがこのしきい値を超えているかを示している。期間は他の予測図と同様に、1 か月平均（4 週平均）、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均図を掲載している。解析値の標準偏差の正および負の側に 0.5 倍を超える 1 年偏差を持つメンバー数が全体の 5 割以上の領域に陰影を付している。割合が大きい領域ほど、高偏差となる確率が大きいことを示しており、確率予報のための資料のひとつとして利用する。

スプレッドと高偏差確率の利用にあたり、例えば、多くのメンバーが標準偏差の 0.5 倍以上の正偏差で、少数のメンバーが極端な負偏差を示す場合、平均としては弱い正偏差となり、スプレッド（分散）は大きい、正の高偏差確率は大きいということもありうる。この場合、アンサンブル平均の偏差は小さいが、正偏差になる信頼性は大きいと判断することができる。

エ．各種時系列（第 4.1.4 図）

850hPa 気温 1 年偏差の領域平均値、各種循環指数のアンサンブル平均およびメンバーの時系列図、500hPa 高度のスプレッド（標準偏差で規格化）の時系列図、アンサンブル平均の赤道域（5°N ~ 5°S）で平均した 200hPa 速度ポテンシャルの時系列図を掲載している。スプレッドを除き、実況経過および予測を示しており、予測初期値の日付の前 28 日の 7 日移動平均値から予測 25 日目の 7 日移動平均値をプロットしている。日付は 7 日移動平均の中日に対応している。予測初期日前後の 7 日移動平均には、解析値と予測値の両方が使用されている。

850hPa 気温 1 年偏差、各種循環指数の太線は解析値とアンサンブル平均値を、細破線は前日初期

値の前半 25 メンバーの値を、細実線は当日初期値の後半 25 メンバーの値を示す（初期値作成日等 1 か月予報システムの運用については、第 3.2.2 項参照）。各メンバーのばらつきが大きいほど、信頼性が低いと考えられる。予測結果が 2 つのグループに分かれる場合には、一般に構成メンバー数の多いグループの方が実現する可能性が高いと考えられる。

850hPa 気温 1 年偏差は、図の上に示した領域で平均したもので、上から順に北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美付近の値を表す。各種循環指数は日本の天候と相関の高い指数を示している。循環指数は解析値の標準偏差で規格化している。季節や地域によって関係の違いがあるものの東西指数、沖縄高度、東方海上高度が高（低）指数のときには概して高温（低温）になりやすく、夏季にオホーツク海高気圧指数が高指数のときは北日本太平洋側を中心に低温・多雨・寡照になりやすい。循環指数の特徴や日本への天候の関連についての詳細は、若林と濱田（2004）を参照されたい。

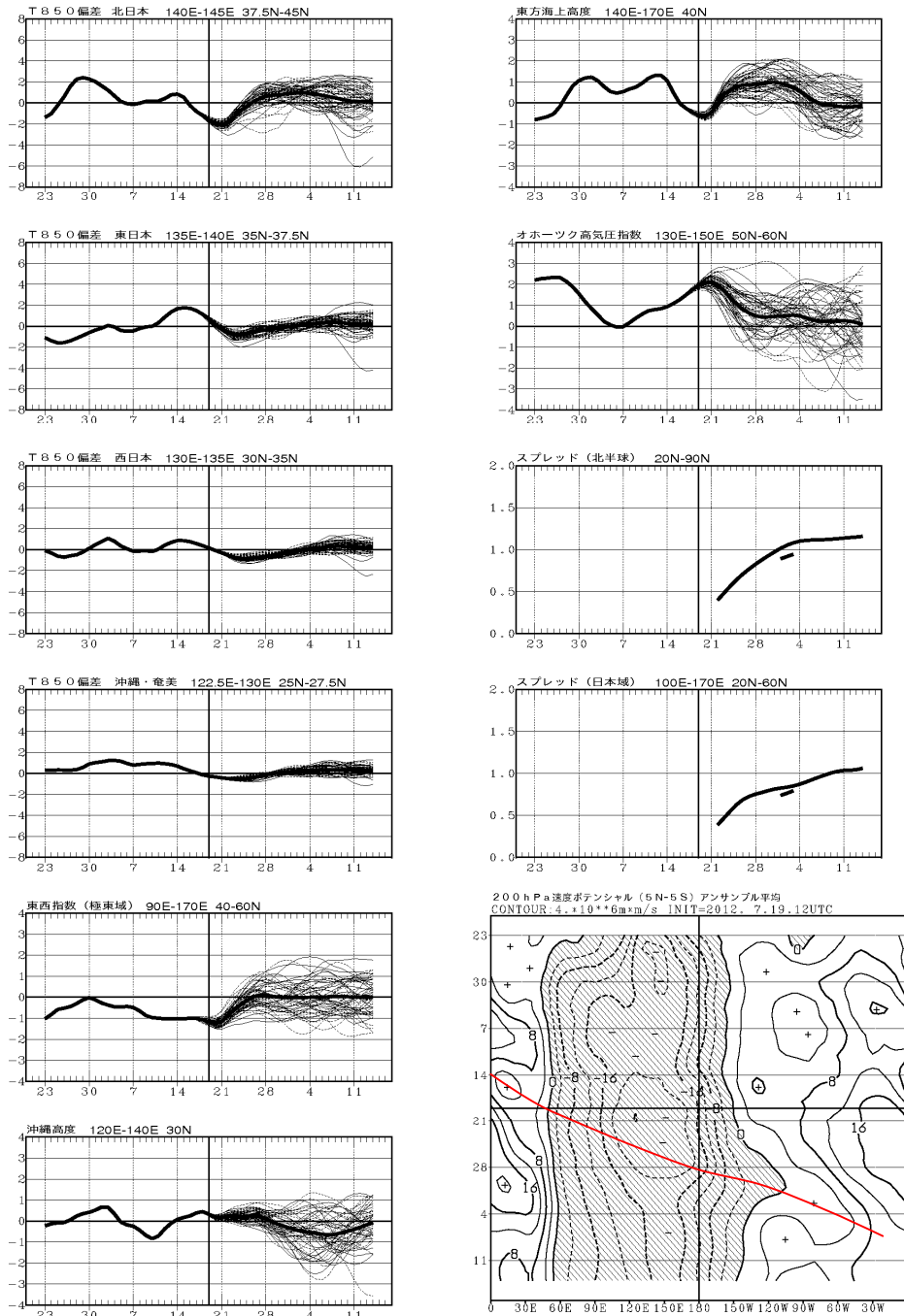
スプレッドの時系列図は、7 日移動平均および 28 日移動平均をプロットしている。日付は移動平均の中日に対応している。スプレッドが標準偏差を下回っている（1.0 を下回っている）期間はある程度予測精度が保たれていることが期待される。

200hPa 速度ポテンシャルの時系列図は、熱帯対流圏上層での大規模な発散の推移を示しており、熱帯域の季節内振動（MJO）の実況と推移を見るためのものである。速度ポテンシャルは、発散風の分布と強さを表す量で、大規模発散域の把握に役立つ。200hPa 付近における大規模な発散域は、上昇流が卓越した対流活発域におおむね対応する。速度ポテンシャルが周りよりも小さい場所では風が吹き出しており、大きい場所では吹き込んでい

また、その勾配の大きさと向きが発散風の強さと向きを表す。対流活動が活発な場所では、上昇した空気が対流圏上層で周囲へ吹き出しているため、速度ポテンシャルは周りよりも小さくなる。東西方向あるいは前後の時間よりも相対的に速度ポテンシャルの小さい領域の推移（第 4.1.4 図の

1か月予報資料(4) 各種時系列

初期値: 2012. 7.19.12 UTC



第 4.1.4 図 1 か月予報資料(4) 各種時系列の例(初期値: 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

左列 1 ~ 4 段目: 解析および予測された 850hPa 気温の 7 日移動平均時系列図(太実線は実況、アンサンブル平均予測、細い破線は前日初期値(例の場合は 7 月 18 日 12UTC)の各メンバーの予測。細い実線は当日初期値の各メンバーの予測)。日付は 7 日移動平均の中日に対応(例えば 7 月 28 日の値は、7 月 25 日 ~ 7 月 31 日の平均)。太い縦棒は初期値の日付で、縦棒の左側が実況、右側が予測。ただし、縦棒の前後 6 日間は実況と予測の平均となる。上から、北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美。それぞれグラフの上を示した領域で平均している。

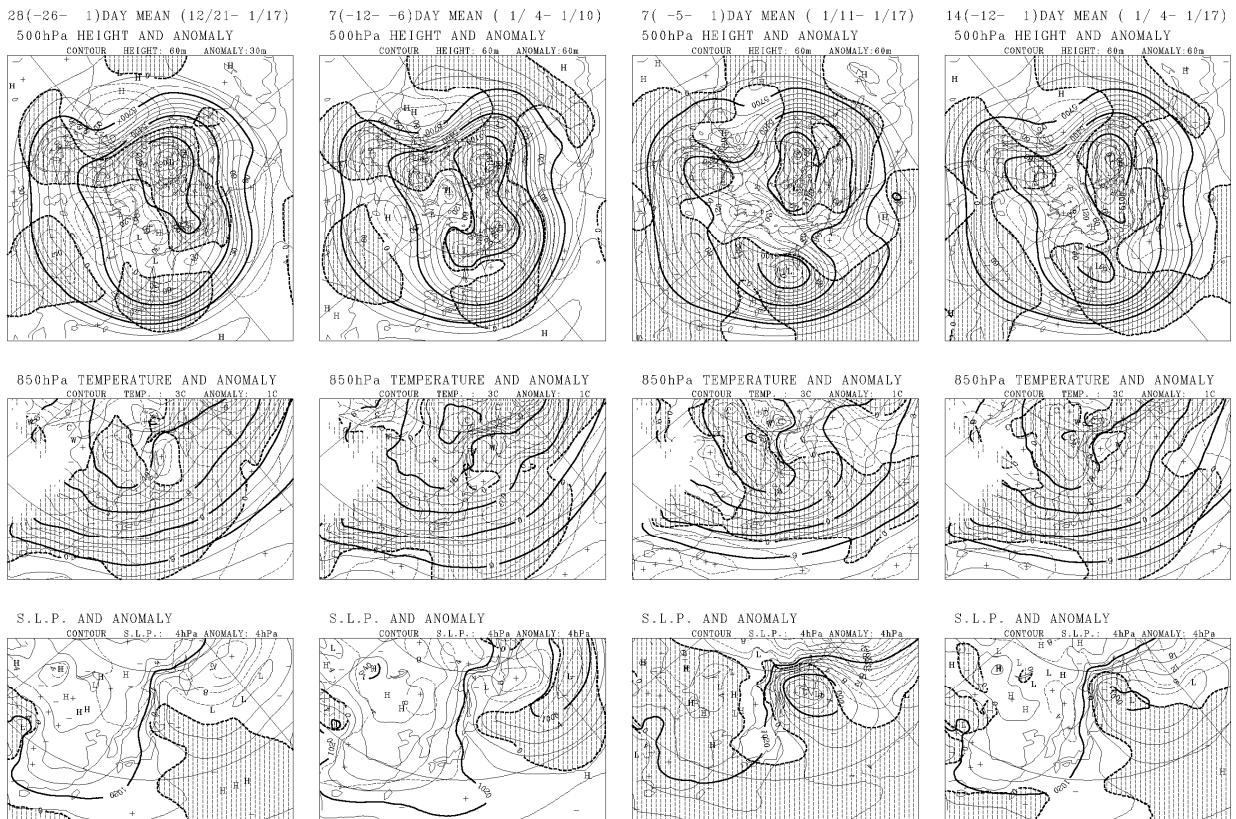
左列 5 ~ 6 段目、右列 1 ~ 2 段目: 左列 1 ~ 4 段目と同じ。ただし、それぞれ極東東西指数、沖縄高度、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数。

右列 3 ~ 4 段目: スプレッドの時系列図。3 段目は北半球、4 段目は日本域。それぞれグラフの上を示した領域で平均している。7 日移動平均および 28 日移動平均をプロットしている。日付は移動平均の中日に対応している。

右列 5 段目: 解析および予測された 200hPa 速度ポテンシャルの 7 日移動平均時系列図。予測はアンサンブル平均。等値線間隔は、 $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。赤道域(5°S ~ 5°N の領域)で平均。陰影は負の値(大規模発散)。太い横棒は、初期値の日付で、横棒の上側が実況、下側が予測。ただし、横棒の前後 6 日間は実況と予測の平均となる。赤線は本文を参照。

早期警戒情報資料（１） 実況解析図

初期値：2012. 1.16.12 UTC



第 4.1.5 図 異常天候早期警戒情報資料（１） 北半球実況解析図の例（初期値：2012 年 1 月 16 日 12UTC）
図の説明は第 4.1.1 図と同じ。

右列最下段の図中に赤線で示した)を見ることで、MJ0 に伴う対流活発な領域の移動の様子を知ることができる。MJ0 と日本の天候の関係は、第 2.4.2 項や遠藤と原田(2008)を参照されたい。

(2) 異常天候早期警戒情報の F A X 資料
ア．実況解析図（第 4.1.5 図）
本項（１）ア．と同じ資料である。

イ．アンサンブル平均・スプレッド・高偏差確率（第 4.1.6 図）
本項（１）イ．およびウ．と同じ要素を掲載しているが、第 1 週平均、第 2 週平均のみである点が異なる。

ウ．各種時系列（第 4.1.7 図）

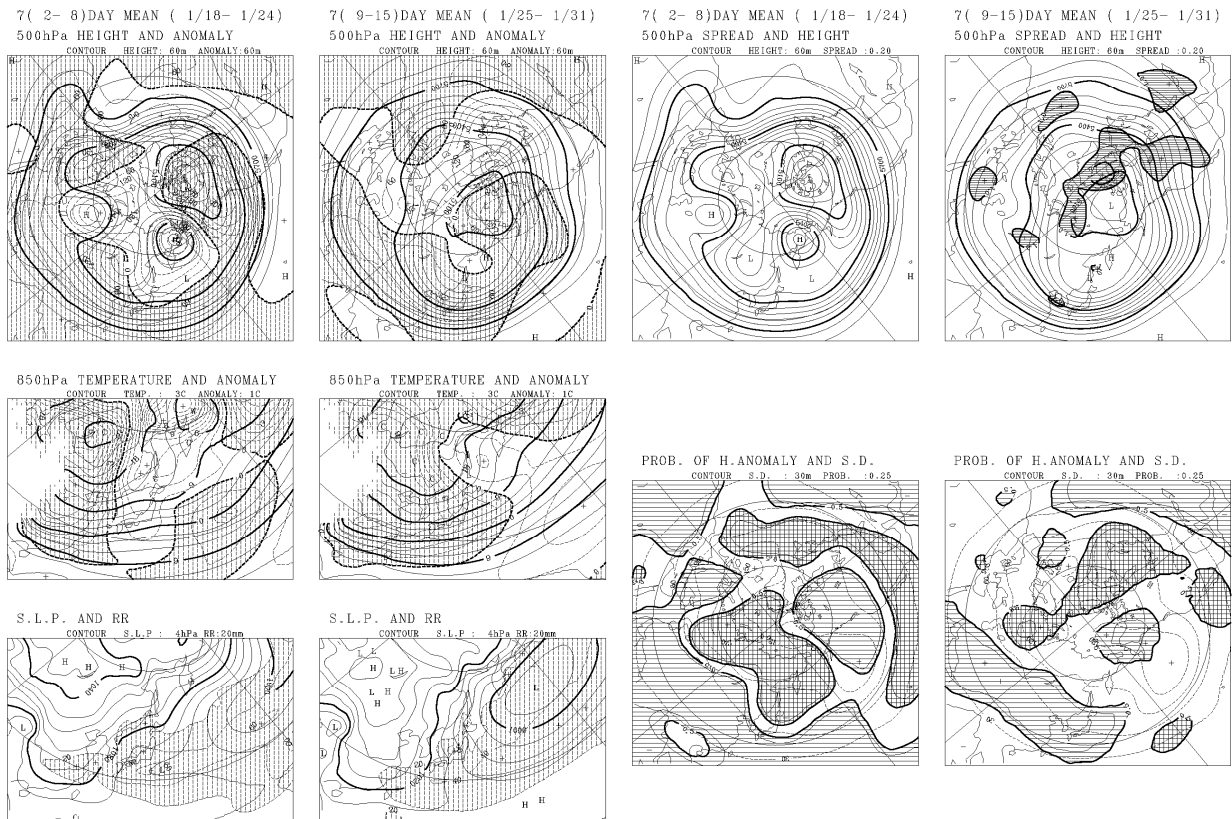
本項（１）エ．と同じ要素を掲載している。実況の掲載期間は、本項（１）エ．と同じ、予報初期値の日付の前 28 日の 7 日移動平均値からであるが、予報は、予報 11 日目の 7 日移動平均値までである。また、スプレッドには 28 日移動平均の掲載はない。

4.1.2 数値予報プロダクトを用いた 1 か月予報の作成作業

(1) 予報作業の概要

第 4.1.8 図は、1 か月予報および異常天候早期警戒情報に関する作成作業のおおまかな流れと、それぞれの作業の概要および着目点を示したものである。まず、最近の天候と循環場の状況を把握することから始め、今後、これまでの循環場がど

早期警戒情報資料（２） アンサンブル平均・スプレッド・高偏差確率 初期値：2012. 1.16.12 UTC



第 4.1.6 図 異常天候早期警戒情報資料（２） 北半球アンサンブル平均図の例（初期値：2012 年 1 月 16 日 12UTC）
 1 段目左 2 列：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と平年偏差（破線、30m）。左からそれぞれ、第 1 週平均、第 2 週平均。
 2 段目左 2 列：1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温（実線、3 ）と平年偏差（破線、1 ）。
 3 段目左 2 列：1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧（実線、4hPa）と降水量（破線、20mm）。
 各図（降水量を除く）とも陰影は負偏差。
 1 段目右 2 列：500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）とスプレッドを解析値の標準偏差で除した値（スプレッドが 1.0 以上の領域を陰影で示す。等値線間隔 0.2）。左からそれぞれ、第 1 週平均、第 2 週平均。
 2 段目右 2 列：500hPa 高度の高偏差確率（正の高偏差を格子の陰影、負の高偏差を横縞の陰影で示す）。予測された北半球 500hPa 高度偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.5 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を表す。陰影は 50%以上で 75%の等値線を付している。左からそれぞれ、第 1 週平均、第 2 週平均。

う変化するか特徴を把握し、それに伴う天候（気温、降水量、日照時間、晴れの日などの平年からの偏り）を予測する。予想される天候を定量的に判断する資料として、数値予報ガイダンスを用いる。これらの資料に基づき、1 か月予報や異常天候早期警戒情報を作成する。基本的な予報作業は FAX 資料により行うことができるが、予測された循環場のメカニズムの解釈や予測精度の確認には、

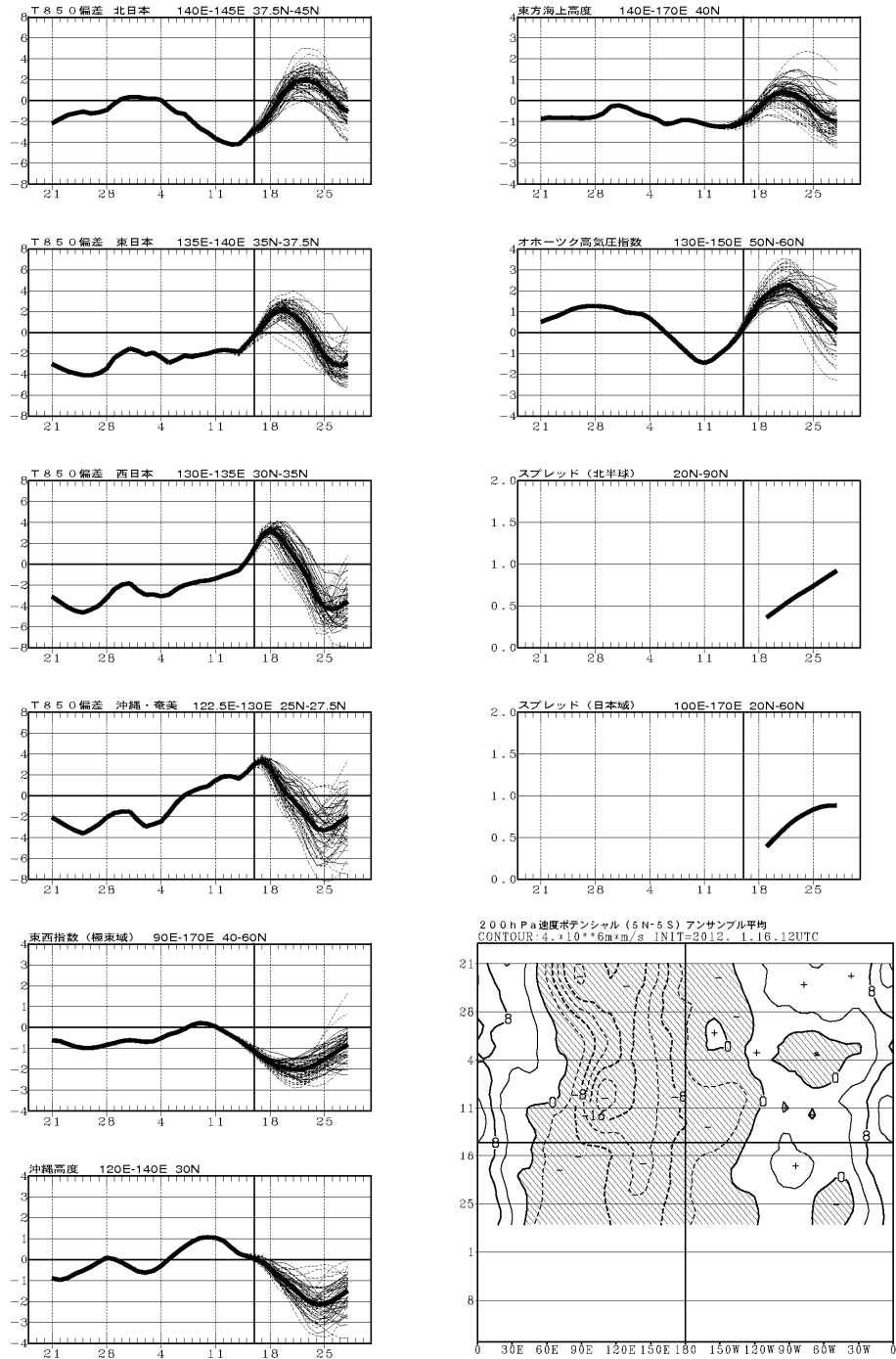
本節や第 3.2.3 項で述べた予測特性を参照したり、気象庁気候情報課で季節予報作業用に整備した資料を使用する。以下で、それぞれの作業ステージでの作業内容と着目点について記述する。

ア．実況の把握・解釈

予報作業においては、まず最近の日本の天候の実況を把握することが大切である。もし、社会的

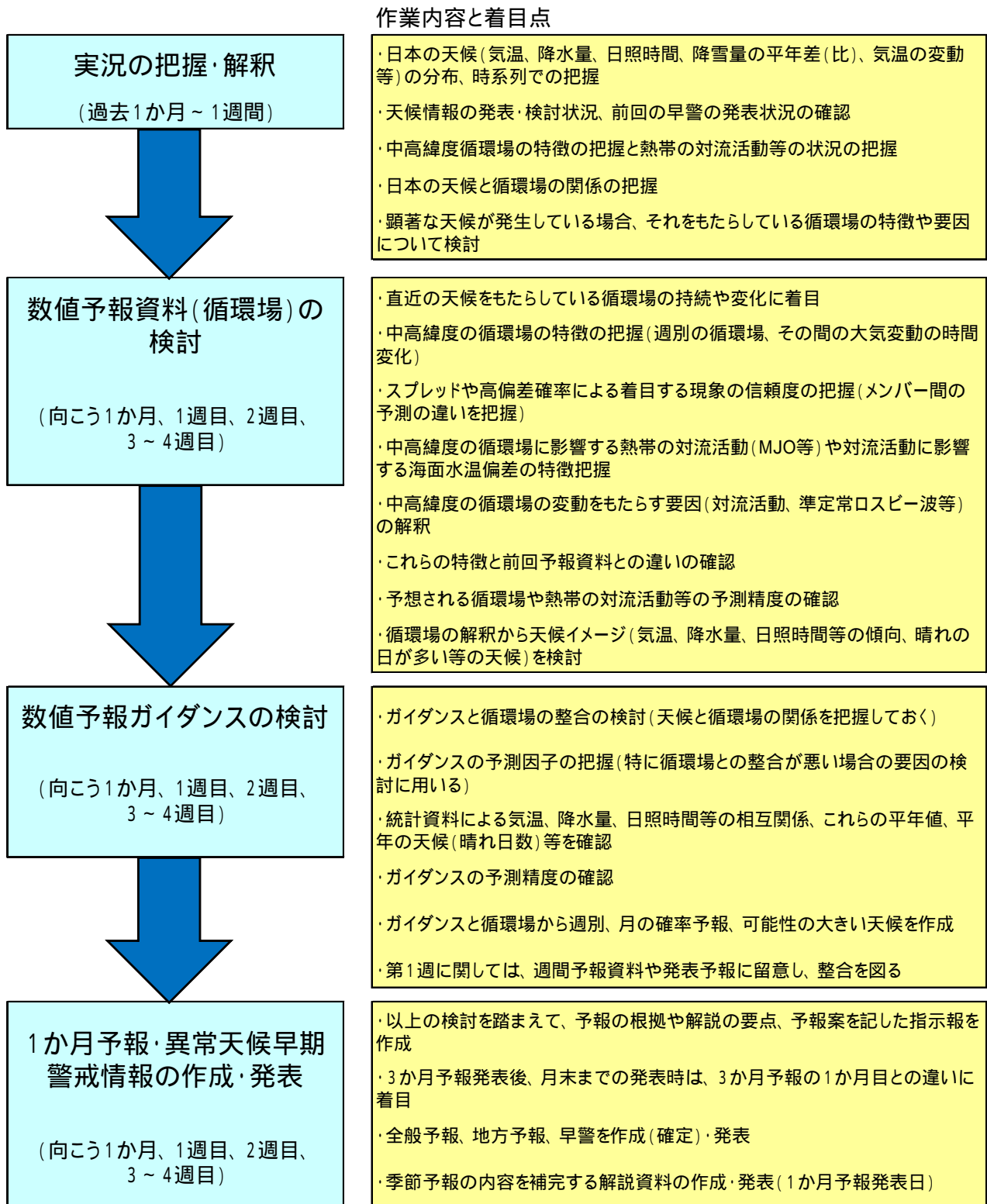
早期警戒情報資料（3）各種時系列

初期値：2012. 1.16.12 UTC



第 4.1.7 図 異常天候早期警戒情報資料（3） 各種時系列の例（初期値：2012 年 1 月 16 日 12UTC）
図の説明は第 4.1.4 図と同じ。

1か月予報・異常天候早期警戒情報作成作業の流れ



異常天候早期警戒情報は早警と記述

第 4.1.8 図 1 か月予報および異常天候早期警戒情報作成作業の流れ (作業内容と着目点)

影響が出るほどの顕著な天候（異常天候）が現れていれば、その状況がこの先、持続するのか、解消に向かうのかが、大きなキーポイントとなる。異常天候をもたらしている循環場の特徴を把握し、その特徴がどのように変化するかに着目して予報を組み立て、適切に解説する必要がある。異常天候が現れていなくても、直近の天候と循環場の関係を把握し、その天候をもたらしている循環場の特徴（偏西風の蛇行やブロッキング、夏季であれば亜熱帯高気圧の動向、冬季であれば極渦の南下の状況など）を解説できるようにしておくことが肝要である。

イ．数値予報資料の検討

1 か月予報や異常天候早期警戒情報では、月および週単位の平均状態の予測を行う。大気中の現象には様々な時間スケールのものがあり（第 1.2 節参照）日々の移動性高気圧や低気圧などの総観規模以下の現象は直接には予測の対象とならない。月や週単位で平均することにより、これら総観規模以下の現象は消え、ジェット気流の蛇行といった長波や超長波（プラネタリー波）の変動やブロッキング現象、ジェット気流の半球規模の南北変動など比較的持続性のあるゆっくりした変動が明瞭になる。また、海陸分布、海面水温の分布や山岳による地形の影響を受けて形成される停滞性の高気圧や低気圧（例えば、太平洋高気圧やシベリア高気圧、アリューシャン低気圧など）が明瞭となる。これらの現象の平年状態からの偏りに注目して、どのように日本の天候に影響を与えるかを予測する。

数値予報資料では、まずは FAX 図で上述したような月および週別の北半球規模での循環場の特徴を大まかに把握し、また時系列図を参考に、循環場の変動の時間変化にも着目する。さらに、スプレッドや高偏差確率図を利用して、日本の天候に影響を与えそうな領域の循環場の予測の信頼性について把握する。

このように日本の天候に影響を与える大きな場の特徴を把握したうえで、場の形成に影響を与え

ている要因について考察する。例えば 2 週目に亜熱帯ジェット気流の蛇行が大きくなり、日本付近に寒気が南下しやすいパターンが予測されたとき、中高緯度起源の準定常ロスビー波束の伝播の寄与が大きいか、あるいは熱帯季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相がインドネシア周辺に東進し、それに伴う上層発散風により、蛇行が強められているかなどを判断する。対流活動は海面水温により大きく影響を受けるので、海面水温の実況の推移（モデルに与えた海面水温）を把握することも重要である。

また、予報 1 週目にヨーロッパでブロッキング高気圧が発達した場合には、ブロッキング高気圧から準定常ロスビー波束が繰り返し射出され、アジアジェットに沿って伝播し、2 週目に日本付近の偏西風の動向に影響を与える可能性がある。なお、ヨーロッパや大西洋はブロッキング高気圧が発生しやすい場所であり、その崩壊に伴い、アジアジェットあるいは寒帯前線ジェット気流に沿って伝播するロスビー波束が、日本付近の偏西風の蛇行に影響を与えることはしばしばある。この過程は影響も大きいので、1 か月予報や異常天候早期警戒情報の作成作業における重要な着目点の 1 つである。

準定常ロスビー波束の伝播は対流圏上層の波の活動度フラックスにより、MJO に伴う対流活発域の推移は熱帯域の降水量偏差分布や 200hPa 速度ポテンシャルと発散風偏差の 7 日平均場の推移により把握することができる。また、MJO の予測精度は 2 週目までは比較的高い（第 3.2.3 項（1）参照）ことから、2 週目までにおいて熱帯の対流活動が影響しているときには、一般に信頼性が高いと見ることができる。主に中高緯度の内部変動に起因する冬季の北極振動などでも一定の予測精度があり、北極振動パターンが明瞭で日本付近で高温や低温が予想されているような場合には、一定の信頼性があるとみて予報を組み立てることができる。

なお、モデルの予測特性により、特に留意が必要な事項は、本項（2）で詳しく述べる。

これら予測される循環場を検討する過程で、前回までの予測資料と比較することで、最近のモデル予測の傾向を把握するとともに、今回の予報が前回と大きく異なった場合に、その理由を解説できるようにしておくことも必要である。

ウ．数値予報ガイダンスの検討

数値予報資料の循環場により、おおよその天候イメージの作成や信頼性を見積もりをしたうえで、数値予報ガイダンスを利用し、定量的な確率予報を作成する。循環場と日本の天候の統計的關係は、例えば若林と濱田(2004)などにより、あらかじめ日常的に把握しておくことが肝要である。ガイダンスと循環場から予測される天候にかい離がみられた場合には、ガイダンスの予測因子を把握し、その要因を検討する。また、季節によっては、気温、降水量、日照時間など要素間で相関関係が高いこともある(例えば盛夏期は気温が高い(低い)とき日照時間が多い(少ない))ので、それらの相互関係も参考にする。最も可能性の大きい天候(晴れの日が多い等)を作成する際には、その時期の平年の晴れ日数や降水日数などから、平年の天候を確認しておく。

また、1週目の予報の検討に際しては、ガイダンスを基本にしつつも、週間天気予報と整合を取るよう留意する必要がある。

エ．1か月予報・異常天候早期警戒情報の作成・発表

以上の検討を踏まえて、本庁では、

全般・地方季節予報案(1か月予報発表日のみ)

異常天候早期警戒情報発表の有無の方向性

実況・予報資料の理解と解釈

予報の根拠

解説のポイント

として整理した全般季節指示報を季節予報を担当する地方中枢官署向けに作成・送付する。3か月予報の発表後、その月内での1か月予報発表時には、3か月予報の1か月目の予報との違いに特に

留意し、その違いと根拠についても全般季節指示報に適宜記述する。なお、1か月予報発表日には、予報の根拠等を記した全般季節予報支援資料を、気象業務支援センターを通じて民間気象事業者等部外向けに配信している。

さらに、1か月予報発表日には、予報内容を補足する解説資料を作成し、予報とともに発表する。

(2) 予報資料解釈上の留意点

ここでは、1か月予報の予測資料を解釈する上での留意点について記述する。

第3.1節で述べたように、1か月予報では前半(第2週目まで)はブロッキング高気圧の発生・発達や上述した準定常ロスビー波束の伝播などによる高気圧や低気圧の強まりを初期値問題として予測することが十分可能である(第1種の予測可能性)が、その予測可能性が小さくなる後半(第3~4週目)は、海面水温など境界条件による第2種の予測可能性も頼りに予測を行うことになる。

しかし、1か月予報モデルでは、与える海面水温の初期偏差が持続すると仮定していることや、熱帯域での海面水温と降水量の相関が強すぎる(第3.2.3項(2))こと、期間後半のMJ0に伴う対流活発域の東進の予測精度が低い(第3.2.3項(1))ことから、1か月予報の期間後半において、対流活動の活発あるいは不活発な領域が固定される傾向にあり、その対流活動が亜熱帯ジェットのスラックスを固定化し、日本付近の偏差場の予測に悪い影響を与えることがある。MJ0は、それがよく予測できれば1か月予報後半の重要な根拠となりうるが、残念ながら現状では正確に予測できず、逆に1か月予報後半の誤差の要因となることも多い(第3.2.3項(1)参照)。MJ0の予測とその影響の評価は、1か月予報作業における重要なポイントである。

熱帯域では、夏季のフィリピン周辺など一部を除き、初期場の海面水温が1か月程度は持続する傾向があることから、一般的には初期場の偏差の傾向が持続するとみることが妥当である。しかし、1か月予報モデルでは海面水温と対流活動の相関

が強すぎることから、例えば海洋大陸周辺で海面水温が正偏差の場合、それに対流活動が強く応答して、海洋大陸で活発となる傾向がある。このとき、MJ0 の対流活発な位相が期間前半に海洋大陸を通過するタイミングであった場合、後半は不活発になる可能性が比較的大きいが、1 か月予報モデルでは対流活発な状態が続いてしまう傾向がある。寒候期であれば、この対流活動に応答して、亜熱帯ジェットへ影響が及び、亜熱帯ジェットが中国付近で北上し、日本付近で南下する傾向が出やすい。もし、この影響により日本付近で明瞭な低温が予想されていた場合には、モデルの予測特性を考えて、低温傾向を弱めることを検討する必要がある。

次に、夏季の例として、太平洋高気圧の予想への留意点について述べる。太平洋高気圧の強まりには、チベット高気圧北縁を流れる亜熱帯ジェット上を伝播する準定常ロスビー波束の伝播のほか、フィリピン付近の対流活動が関連している（第 2.3.3 項（2）と（3）参照）。夏季のフィリピン付近は実況と 3～4 週先の海面水温が弱い負相関であることから、初期場でフィリピン付近の海面水温が負偏差の場合で、期間前半、対流活動が不活発な場合には、期間後半は活発化する可能性を検討する必要がある。特に、MJ0 の対流活発な位相が西部太平洋を通過したあとに、対流活発域が北西進して、フィリピン付近で対流活動の活発な状態が一定期間持続することが実際にはよくある（第 2.4.2 項（6）参照）。このことから 2 週目に西部太平洋赤道域を MJ0 に伴う対流活発位相が通過するものの、3 週目以降、フィリピン付近で海面水温が平年より低いために対流活動が不活発な状態が続くと予想がされていた場合には、活発化する可能性を十分考慮する必要がある。

以上は熱帯域でのモデルの特性による留意点であるが、中高緯度循環場のモデル特性を踏まえた留意点として、第 3.2.3 項（2）で述べたようにブロックの予測は、実際の出現頻度に比べて小さい傾向にあることから、ブロックがある程度のメンバーで予想されていた場合には、その

発生や持続の可能性を十分踏まえた検討が必要となる。

以下、夏季と冬季の予測事例（前者は 1 か月予報、後者は異常天候早期警戒情報）を用いて、予報作業の要点を示すこととする。

（3）1 か月予報事例（夏季の例）

2012 年 7 月 19 日を初期値とする 2012 年 7 月 21 日～8 月 17 日の数値予報プロダクトをもとに予報の作成事例を示す。資料は、第 4.1.1 項の FAX 資料の解説で利用した第 4.1.1 図～第 4.1.4 図である。予測された循環場について解釈し、数値予報ガイダンスをもとに、予測される天候と気温、降水量などの確率予報を作成する。実況の解釈（第 4.1.1 図）については割愛する。

ア．1 か月平均場

第 4.1.2 図の 4 週平均場（7/21～8/17）によれば、ユーラシア大陸上には偏西風の蛇行に伴う正偏差と負偏差が交互に並ぶ波列が見られ、沿海州付近が気圧の尾根となり、日本付近は高気圧に覆われやすいと解釈できる。5,880m の等高度線で代表される亜熱帯高気圧（太平洋高気圧）は、日本の南東海上から本州付近に張り出すが、沖縄・奄美への張り出しは弱く、高気圧縁辺で湿った気流の影響を受けやすい可能性があるとして解釈できる。

地上気圧は、太平洋高気圧の軸が平年よりやや北に偏っている。これは後述するように、1 週目にオホーツク海から南下した高気圧が反映されていること、およびフィリピン周辺で降水量が多く予測されているように、フィリピン北東での対流活動の強まりに対する応答（PJ パターン（第 2.3.3 項（2）参照））と、期間内持続する沿海州での気圧の尾根の位相が影響している。期間後半の対流活動や気圧の尾根や谷の位相については信頼性が小さいことから、特徴はやや割り引く。ただし、日本周辺でのスプレッドは比較的小さく、本州付近は正の高偏差確率域に位置している（第 4.1.3 図）ことから、本州付近の高度が高い、すなわち高気圧に覆われやすいという信頼性は比較的大き

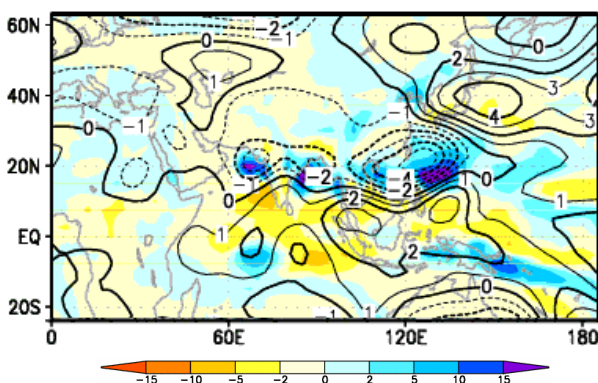
いと考えられる。

850hPa 気温は東・西日本は弱い負偏差となっているが、高気圧に覆われやすいことを考慮すると、ウ．で述べる理由もあり、正偏差にやや上方修正して考えたい。

イ．1週目平均場(7/21~7/27)

500hPa 高度は、ユーラシア大陸上で波列が明瞭であり、60°N 帯を吹く寒帯前線ジェットに沿う波束伝播により、沿海州からオホーツク海付近のリッジが強められている。これに伴い、地上では前半はオホーツク海高気圧が強められる。地上気圧では北海道の南東に高気圧があるが、この1週間でオホーツク海高気圧が次第に南下し、太平洋高気圧との気団差が小さくなり、北海道の南東で勢力を強めることに対応している。

850hPa 気温ではオホーツク海高気圧の南下に対応して、偏差-1 以下の領域が北・東日本から東海上に分布している。

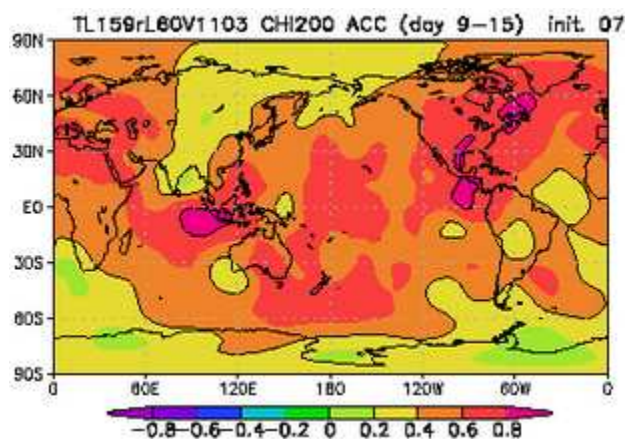


第 4.1.9 図 850hPa 流線関数偏差と降水量偏差 (2012年7月19日初期値の第2週)
実線(負の値は点線)は850hPa 流線関数偏差 ($1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、陰影は降水のモデル気候値からの偏差 (mm/day)。等値線間隔は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

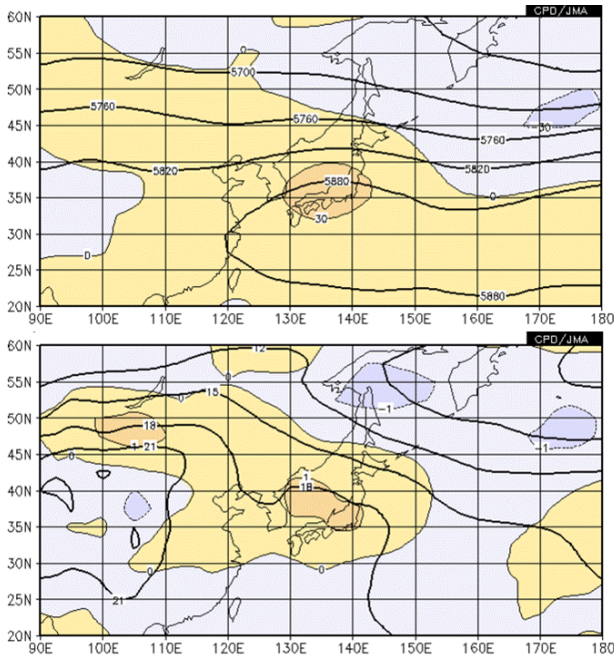
ウ．2週目平均場(7/28~8/3)

500hPa 高度は、5,880m の等高度線で示される亜熱帯高気圧の勢力が日本付近で強まり、東・西日本を覆うと予測されている。日本付近での正の高偏差確率が大きく、北~西日本が高気圧に覆われる確度は高いと評価できる。この高気圧の強まりには、フィリピン北部付近で対流活動が活発になる(第4.1.9図)ことが関係しているとみられる(PJパターン)。地上気圧でも500hPa 高度と同様、太平洋高気圧が本州付近を覆うと予測される。

第4.1.4図右下の200hPa速度ポテンシャルから、MJ0の対流活発な位相が、2週目にかけて西太平洋を通過すると予測(赤線で示した相対的な極大域が対流活発な場所に対応)されている。夏季には対流活発な位相が西太平洋に達した後、対流活発域が西太平洋を北西進することは現実の大気ではよくみられることから、フィリピン北部付近の対流活発域の予測についてはある程度信頼できる。また、1か月予報モデルのハインドキャストの結果では、この時期の第2週の対流圏上層の発散偏差の解析とモデルのアノマリー相関(第4.1.10図)は、PJパターンに係る領域(フィリピン周辺)で0.4~0.6程度あり、フィリピン付近の対流活動は2週目においても予測可能であるといえる。



第 4.1.10 図 200hPa 速度ポテンシャルの解析と1か月予報モデルの予測のアノマリー相関(7月20日初期値の第2週)
2011年(平成23年)3月に運用開始した1か月予報モデルのハインドキャストの結果に基づく。



第 4.1.11 図 東・西日本が 7 月下旬に亜熱帯高気圧に覆われた年の合成図
 上段：500hPa 高度（太実線、60m 毎）と偏差（細実線、30m 毎）
 下段：850hPa 気温（太実線、3 毎）と偏差（細実線、1 毎）
 500hPa で東日本、西日本ともに 5,880m 以上の年（1979, 1987, 1992, 1995, 1996, 2001, 2002, 2010 年）の合成図。

850hPa 気温は、東日本以西で負偏差となっている。通常 500hPa 高度と地上気温や 850hPa 気温の相関は高く、この時期に亜熱帯高気圧に覆われた場合には 850hPa 気温は正偏差となることが多い。第 4.1.11 図には 7 月下旬に東・西日本が亜熱帯高気圧に覆われたときの状況に関する合成図を示すが、高気圧の軸の北側では、850hPa 気温は正偏差となっており、個別の事例でもほぼ例外なく、本州上は正偏差となっている。これらのことから、信頼度の大きいフィリピン付近の対流活動の強まりによって日本付近の高気圧が強まり、北～西日本が高気圧に覆われるとみれば 850hPa 気温は正偏差と考えるべきであろう（実際、このときはモデル通り高気圧に覆われ、下層の気温も正偏差となった）。

なお、沖縄・奄美では、高気圧の縁辺にあたり、湿った気流の影響を受けやすいとみられる。

エ．3～4 週目平均場（8/4～8/17）

500hPa 高度場では、北半球中緯度帯全域で波列パターンが明瞭となり、極東域でも華北付近が気圧の谷となり、沿海州付近が気圧の尾根となる。これは、準定常ロスビー波束が亜熱帯ジェット気流上を伝播する、いわゆるシルクロードパターン（第 2.3.3 項（3）参照）に類似して、日本の北東で尾根を強めているように見える。3～4 週目ともなると、こうした気圧の尾根や谷の位置には、不確実性が大きくなるが、沿海州の尾根付近では正の高偏差確率も見られることから、気圧の尾根となる傾向は採用する。亜熱帯高気圧は、日本の南海上から東日本方面に張り出す予測となっており、この張り出しには、亜熱帯ジェット上の気圧の尾根および 2 週目にフィリピン付近で見られた対流活動の活発な状況がやや北上しつつ続いている（略図）ことが影響している。フィリピン付近の対流活動が活発な状態が継続するには、海面水温固定（フィリピン周辺で正偏差）の影響が大きく、この影響は多少割り引いて考える必要がある。

モデルの循環場通り考えれば、東・北日本は高気圧に覆われて晴れて高温と見込まれ、西日本や沖縄・奄美は高気圧周辺部にあたり、湿った気流の影響を受けやすく、気温はより天気のごずつく沖縄・奄美で低温傾向、西日本は平年程度と予測される。確率に翻訳する場合に、これらの特徴を全体にやや気候値に寄せて考える。

オ．数値予報ガイダンス

数値予報ガイダンスは、MOS 方式で作成されており、数値予報モデルの予報精度も織り込んだ確率となっていることから、基本的にはガイダンスに沿って作成すべきものである。ただし、地上気温を予測因子として利用しており、海上の格子も一部含まれている（総合的な成績は 850hPa 気温など下層の気温よりも地上気温を利用した方がよいことから、予測因子として採用している）。このため、初期場の海面水温が極端に高いあるいは低いときは、循環場が大きく変動する場合であっても、

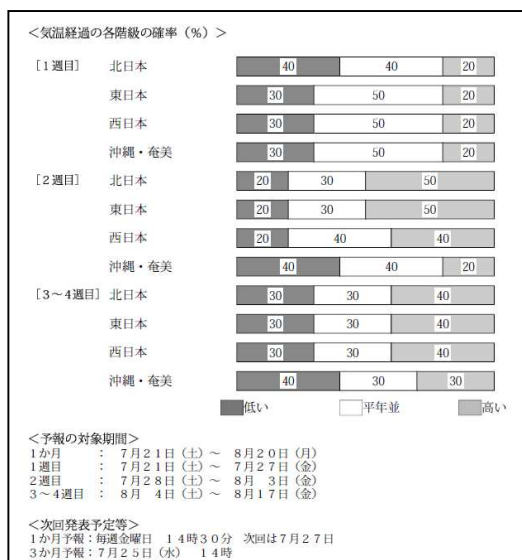
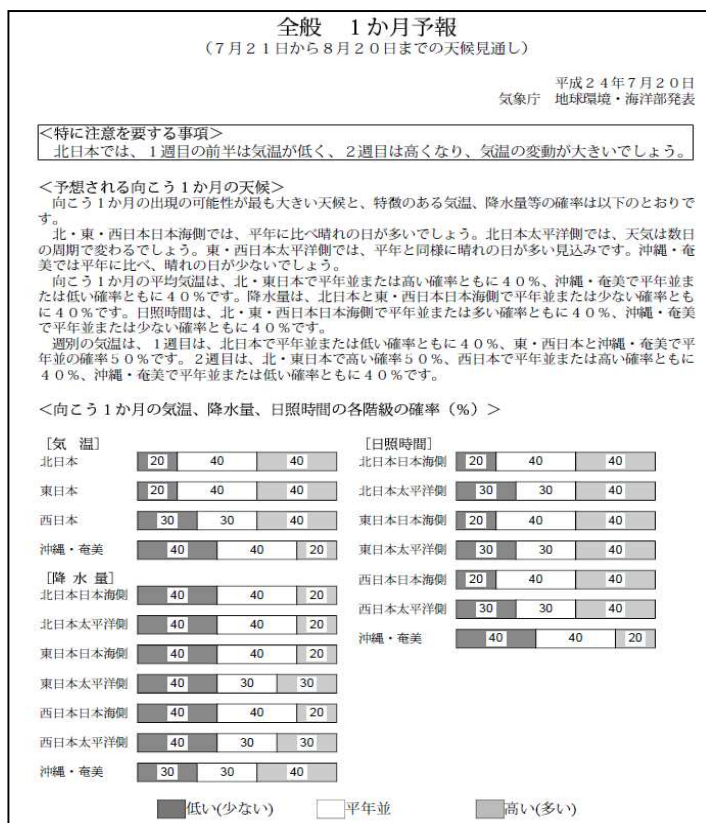
海面水温偏差が固定であるため、極端な海面水温の影響が反映され、特に期間後半は循環場の予測と矛盾する結果が出ることもある。その場合には循環場の予測の信頼性を加味しつつ、修正して利用することを検討する。この事例では、そのようなことはなく、概ね予測される循環場と矛盾はないことから、ガイダンスに沿った確率予報の組み立てを行う（ガイダンスの一覧は省略）。ただし、2週目は、500hPa 高度場の亜熱帯高気圧の強まりの予測を踏まえて、ガイダンスを高温側にシフトする、3～4週目はフィリピン付近の対流活動の持続などの不確定性を踏まえて、ガイダンスを多少気候値側に寄せるなどの微調整を行う。

また、1週目の気温の確率については、週間天気予報を考慮する必要がある。

同様に、月降水量及び月間日照時間の確率も検討する。ガイダンスは、北日本から西日本で少雨・多照傾向を沖縄・奄美で多雨・寡照傾向を予測しており、循環場や予測精度の高い気温との整合もよいことから、概ねガイダンスを採用する。

カ．予報の作成

以上を総合して、予想される天候と気温、降水量、日照時間などの確率予報を作成する。実際に2012年7月20日に発表した1か月予報（全般予報）を第4.1.12図に示す。「特に注意を要する事項」は、災害につながるような長期間の現象の継続や急激な変化等が予想される場合、異常天候早期警戒情報で早期の警戒を呼び掛けている場合、注意を喚起することを目的として必要に応じ記述する。本事例では、この時期の気温は稲作等農作物への影響が大きいことなどから、期間の前半、気温の変動が大きい北日本で、その旨記述した。予想される天候には、天気日数ガイダンスおよび平年値から想定される向こう1か月の天候について記述するほか、気温・降水量・日照時間等の確率予報で特徴のある最大確率の階級について記述する。



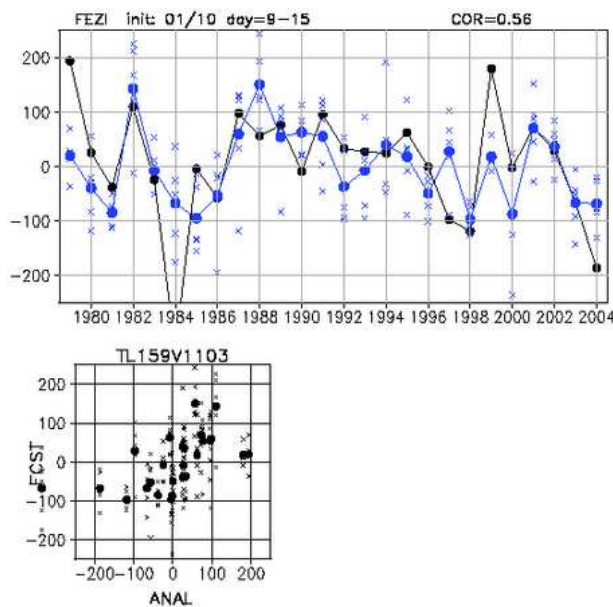
第4.1.12図 2012年(平成24年)7月20日発表の全般1か月予報
左図から右図に続く。

(4) 異常天候早期警戒情報事例(冬季の例)

2012年1月16日を初期値とする2012年1月18日～1月31日の数値予報プロダクトをもとに予報の作成事例を示す。資料は、第4.1.1項のFAX資料の解説で利用した第4.1.5図～第4.1.7図である。予測された循環場について解釈し、数値予報ガイダンスをもとに、異常天候早期警戒情報の発表基準である「かなり高い」あるいは「かなり低い」確率が30%以上であるか判断し、基準に達すると見込まれる場合に発表する。実況の解釈については本項(3)同様に割愛する。

ア. 対象期間の循環場

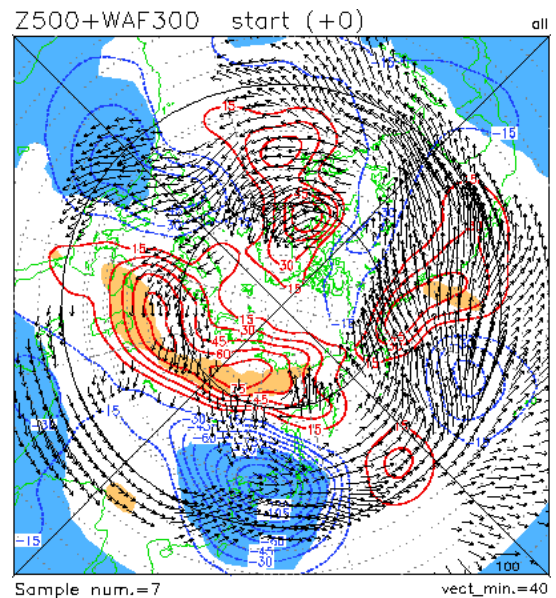
1週目から2週目にかけて、極東域では大きく見れば、高緯度側が正偏差、中緯度帯が負偏差の傾向が予測されている。このため、極東東西指数は、期間中低指数が継続する予測となっている。



第4.1.13図 極東東西指数の解析と1か月予報モデルの予測の時系列図および散布図(1月10日初期値の第2週)

上段: 時系列図(黒線は解析、青線はアンサンブル平均、×印は各メンバー)。1979～2004年、単位はm。右上の数値は相関係数。
 下段: 散布図(横軸は解析、縦軸は予報。黒丸はアンサンブル平均、×は各メンバー)。1979～2004年の26年分をプロット。
 平成23年(2011年)3月に運用開始した1か月予報モデルのハインドキャストの結果に基づく。

このモデルのハインドキャストによる極東東西指数のアンサンブル平均と観測との相関係数は冬季には0.6程度あり(第4.1.13図)。こうした帯状の偏差場の持続は十分予測可能である。その中で日本付近は、1週目にカムチャツカ半島の北にあるブロッキング高気圧が発達し、中緯度帯の偏西風の蛇行に伴う気圧の尾根が日本付近に東進する予測となっている。このため、1週目は北日本から西日本まで高温傾向となる。2週目にかけては、カムチャツカ半島のブロッキング高気圧は波束を射出し、次第に西進しつつ弱まると予測されている。一方、亜熱帯ジェット気流および寒帯前線ジェット気流沿いの準定常ロスビー波束伝播により、日本付近でトラフが深まると予測されている。日本付近でかなりの低温となり、その状態が約1週間以上持続するタイプの循環場(第4.1.14図)に近く、典型的な低温パターンを予測している。ス



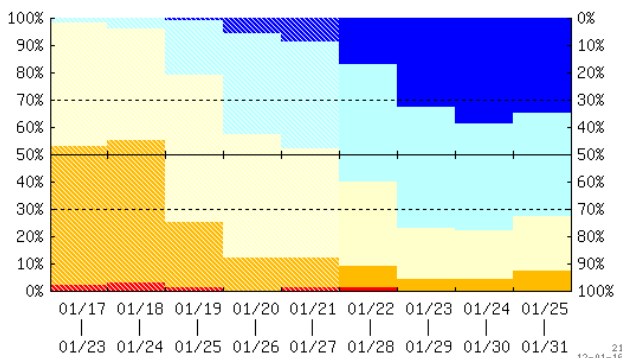
第4.1.14図 低温持続型の500hPa高度偏差の合成図(低温開始日)

正(負)偏差は赤(青)で示している。矢印は300hPaの波の活動度フラックス。単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}^2$ 。500hPa高度偏差の等値線間隔は15m。陰影は、t検定で5%の危険率で有意な高度偏差の領域を示す。
 7日間平均気温偏差が、「かなり低い」閾値を下回る期間が1週間以上継続する場合を1979/80年～2007/08年冬の期間で抽出し、「かなり低い」閾値を下回った初日の500hPa高度偏差の7日間平均場を合成した。

ブレッドが小さく、かつ日本を含む極東中緯度帯での正の高偏差確率を予測していることから、信頼度は大きいと判断される。

イ．数値予報ガイダンス

第 4.1.15 図に、北陸地方の確率予測資料を掲載する。7 日間平均気温のかなり低い確率が 1 月 23 日から 30%以上となっている。図には示さないが東北地方と北海道地方を除き、全国でかなり低い確率が 30%以上となっている。これらのことから、北日本を除き、低温に関する異常天候早期警戒情報を発表することが適当であると判断する。



第 4.1.15 図 2012 年 1 月 16 日初期値の 7 日平均気温確率ガイダンスの時系列図（北陸地方）
7 日平均気温の各階級に入る確率で、棒グラフの各色は以下の階級を表す。
青色：「かなり低い」、水色：「低い（かなり低いを除く）」、肌色：「平年並」、橙色：「高い（かなり高いを除く）」、赤色：「かなり高い」

ウ．異常天候早期警戒情報の作成

実際に 2012 年 1 月 17 日に発表した北陸地方の異常天候早期警戒情報を第 4.1.16 図に示す。

情報は、警戒期間、対象地域、警戒事項（「かなりの低温」「かなりの高温」）および確率（30%以上）と解説文で構成される。解説文には、これらの期間や地域等のほか、農作物の管理など注意事項を記述する。また、一定の条件を満たした場合には、夏季には熱中症への注意喚起（平成 23 年（2011 年）より）、冬季には降雪への注意喚起を付加する（平成 24 年（2012 年）11 月より）。なお、2 週間先までに、気温の変動が大きい場合、1 週間程度先までに顕著な低温や高温が予想されている場合、気温に関する天候情報が出されている場合には、その旨、解説を補足することもある。

参考文献

- 遠藤洋和, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬期の日本の天候および循環場との関係. 天気, 55, 27-40.
- 前田修平, 佐藤均, 渡部雅浩, 2007: 2005 年 12 月の熱帯対流活動と日本付近の異常低温. 気象研究ノート, 216, 89-94.
- 前田修平, 1995: アンサンブル予報のプロダクトと検証結果. 平成 7 年度長期予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-40.
- 若林正夫, 濱田啓次, 2004: 大気循環場と日本の天候. 平成 16 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 40-64.

低温に関する異常天候早期警戒情報（北陸地方）
平成 24 年 1 月 17 日 14 時 30 分
新潟地方気象台 発表

要早期警戒

警戒期間 1 月 23 日頃からの約 1 週間
対象地域 北陸地方
警戒事項 かなりの低温（7 日平均地域平年差 - 2.1 以下）
確率 30%以上

今回の検討対象期間（1 月 22 日から 1 月 31 日まで）において、北陸地方では、1 月 23 日頃からの 1 週間は、気温が平年よりかなり低くなる確率が 30%以上となっています。また、この状態は 1 月 25 日頃からの 1 週間まで継続する見込みです。

今後の気象情報に注意して下さい。

なお、北陸地方では、今後 1 週間程度気温は高いですが、2 週目には低くなる見込みです。

第 4.1.16 図 2012 年（平成 24 年）1 月 17 日発表の低温に関する異常天候早期警戒情報（新潟地方気象台発表）

4.2 3か月予報と暖・寒候期予報¹

本節では、季節予報担当者が行う3か月予報および暖・寒候期予報の作業内容について概説するとともに、予測資料の見方について具体例をあげながら解説する。

第4.2.1項では数値予測資料のFAX図を解説する。この項は、「平成22年度季節予報研修テキストの第1.3.1項」(竹川 2010)及び「配信資料に関する技術情報(気象編)第301号関連お知らせ季節予報(3か月、暖・寒候期予報)の改善についての第4.1節」(気象庁 2010)と内容的には同じものだが、本テキストでの参照などを加えて記述し直したものである。

第4.2.2項では統計的予測手法(最適気候値(OCN)手法)について解説する。この項は、「平成10年度季節予報研修テキストの第3.3節」(和田と石原 1998)をもとに1981~2010年で検証した表を追加している。

第4.2.3項では天候表現について解説する。

第4.2.4項では寒候期予報の具体例をもとに3か月、暖・寒候期予報の作成について説明する。この項は、「平成22年度季節予報研修テキストの第1.4節」(竹川 2010)をもとに、予報事例を暖候期予報から寒候期予報に換えて記述している。

4.2.1 FAX図の解説

第3.3節で述べたとおり、3か月予報および暖・寒候期予報に用いられている数値予報モデルは、大気と海洋を一体的に取り扱う大気海洋結合モデル(Coupled General Circulation Model; CGCM)である。季節予報資料(FAX図)は、CGCMの結果の出力図で、熱帯の海洋の動向、熱帯域を中心とした大気循環、中・高緯度循環に加えて各種循環指数などから構成されている。

なお、3か月予報および暖・寒候期予報で用いられているCGCMによる予測には系統誤差(バイアス)が含まれている(第3.3.3項参照)。僅かな年偏差をもとに予報する季節予報では、この系統

誤差は予報に対しての影響が大きい。このため、過去事例の予報実験(ハインドキャスト:30年分)の結果から系統誤差を推定し、それを補正した値をFAX図に使用している(ただし、偏差以外の3か月予報資料(2)~(4)の降水量と大気循環の予想図、および暖・寒候期予報の同要素は除く)。

以下の~では3か月予報のFAX図の詳細を示す。暖・寒候期予報のFAX図については、3か月予報に準じており、で簡単に解説し、第4.2.4項で予報作成事例のサンプルとして示す。から

には、標題に続いて各項の等値線間隔等の詳細、資料のサンプルなど、関連する図表の番号を付加したので参照されたい。また、各分布図の右上にN: として、図に使用したアンサンブルメンバー数を示す。通常はN:51となるが、数値予報に何らかの障害が発生した場合には、利用可能なメンバーを用いて図の作成を続行するため、51より小さな数となる。

なお、3か月予報のFAX図の(1)のOCNについては第4.2.4項で記述する。その他の関する図表類は本節の最後にまとめて掲載する。

熱帯・中緯度実況解析図(3か月予報資料(2) 1~4段)(第4.2.1表、第4.2.1図)

海面水温と大気循環の関係を中心とした実況を把握すること、および数値予報の検証に利用するための資料である。要素は、海面水温(Sea Surface Temperature; SST)、200hPa速度ポテンシャル、200hPa流線関数、850hPa流線関数、およびそれらの年偏差である。

平均期間は、予報発表月を含む前3か月平均と1か月平均である。ただし、予報初期値の日付から予報発表月の月末までは、実況値のかわりにアンサンブル平均予測値を用いる。年偏差の計算に用いる年値は、SSTについては船舶やブイなどの現場観測データに基づく全球海面水温解析(COBE-SST)の日別平滑年値の期間平均である。大気の前報資料には、大気長期再解析(JRA-25)および気象庁気候データ同化システム(JCDAS)の日別平滑年値の期間平均を用いるが、一部含まれ

¹ 大久保 忠之

る予報部分については過去事例の予報実験の平均値(数値予報モデル平年値)を用いている。なお、JRA-25の概要は、大野木(2007)を参照されたい。

速度ポテンシャルと流線関数とその平年偏差を、熱帯循環場と其中・高緯度への影響を把握するために掲載する。流線関数の中・高緯度と違って、熱帯域では対流圏の下層と上層で逆向きになることが多く、それを確認するために200hPaと850hPa面を用いている。また、大規模な対流活動に伴う対流圏上層の発散風が、地球回転の影響を受けて回転成分を強制し、それが波束伝播を通して中・高緯度の循環に影響を与えることが多いので、その過程を理解しやすいように、発散風に関する速度ポテンシャルと回転成分に関する流線関数を描画している。発散風は速度ポテンシャルの等値線に直交し、値の小さい方から大きい方に向かって吹き、等値線の間隔が狭いほど強い。一方、回転成分は、流線関数の等値線に沿って値の小さい方を左手に見て吹き、やはり等値線の間隔が狭いほど強い。両者の定義や発散風と回転成分との関係については第5.3.2項を参照して頂きたい。

実況および予想の時間 - 経度断面図(3 か月予報資料(2)の最下段)(第4.2.1表、第4.2.1図)

太平洋赤道域やインド洋赤道域のSSTの変化の特徴を把握し、風応力(海上風が海面を引きずるように働く力)の変動等に伴う赤道域の海洋貯熱量(Ocean Heat Content; OHC)の変動とSSTの変動の経過と予測について把握するための資料である。OHCは、海洋に貯えられている熱量の指標で、海面から深さ300mまでを鉛直平均した水温として定義される。OHCを監視することにより、SST平年偏差の実況や予測に対して、エルニーニョ/ラニーニャ現象などスケールの大きな変動との関係をつかむことができる。例えば太平洋赤道域におけるOHCの正偏差の東進は、エルニーニョ現象の発達や維持に関連している。OHC偏差には東西風応力偏差が寄与しており、西風(正)偏差はOHC正偏差の東進を、東風(負)偏差はOHC負偏差の東進を励起する要因となる(第2.4.3項(3) 参照)。

掲載図は時間 - 経度断面図で、要素は、赤道域におけるSST平年偏差($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$)、OHC平年偏差($0.3^{\circ}\text{S} \sim 0.3^{\circ}\text{N}$)、東西風応力平年偏差($0.15^{\circ}\text{S} \sim 0.15^{\circ}\text{N}$)である。期間は、6 か月前から3 か月先で、半旬平均データの3 半旬移動平均値(1:2:1の重みつき)の前6 か月の解析値と3 か月先までのアンサンブル平均予測値である。平年偏差を計算するために用いる平年値は、SSTについては、COBE-SSTの日別平年値の半旬平均である。OHCと東西風応力については、全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G)の半旬平年値である。

熱帯・中緯度予想図(3 か月予報資料(3)(4))(第4.2.1表、第4.2.2図、第4.2.3図)

SST平年偏差に対する熱帯および中緯度大気の平均的な応答を把握するための資料である。要素は、SSTの平年偏差、熱帯域の水蒸気の凝結による非断熱加熱偏差の予測を把握するための降水量平年偏差、200hPaの速度ポテンシャルと平年偏差、200hPaと850hPaの流線関数と平年偏差で、予測値はすべてアンサンブル平均値である。平均期間は、予報期間の3 か月平均と月平均である。3 か月平均と1 か月目の予測が1 枚に収められ、同様の形式で2 か月目と3 か月目の予測が1 枚に収められている。

平年値は、SSTについては、COBE-SSTの日別平年値の期間平均である。降水量と大気循環については、モデル平年値を用いている。

熱帯の大気循環場はエルニーニョ現象などのSSTの状態を反映した特徴的なパターンを示すことが多い(第2.4.3項(8)ウ. 参考)。

SST高偏差確率分布図、降水量高偏差確率分布図(3 か月予報資料(5)左上の2 段)(第4.2.1表、第4.2.4図)

SSTと降水量の確率的な予測を把握するための資料である。予測されたSST(系統誤差補正後)平年偏差と降水量平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の0.43倍を超える場合を高偏差と定義し、アンサンブルメンバーのうち何割のメンバーがこ

のしきい値を超えるかを示す。正規分布を仮定すれば、平年（標準偏差を計算した期間）の解析値の約33%が標準偏差の0.43倍のしきい値の範囲内に納まる。つまり標準偏差の0.43倍のしきい値は、解析値を「高い：並：低い=1:1:1」に分けるものである。高偏差確率は、メンバーのうち何割が「高い」あるいは「低い」階級を予測したかを示すものであり、割合が50%以上の領域を影で示す。平均期間は、予報期間の3か月平均である。

西太平洋熱帯域など、SST変動の標準偏差が小さく、平年偏差の値が小さくても平年との隔たりを大きく評価すべき領域が存在するが、高偏差確率は、こうした領域の傾向を把握することにも利用できる。

熱帯域海面水温偏差・降水量偏差・帯状平均500hPa高度偏差のヒストグラム（3か月予報資料（5）右上の3段）（第4.2.4図）

日本の天候と比較的相関の高い熱帯域のSSTおよび降水量の確率的な予測を把握するための資料と、北半球規模のジェット気流の北偏・南偏、亜熱帯高気圧の強さなどと関連する500hPa高度平年偏差の北半球帯状平均の確率的な予測を把握するための資料である。掲載する領域は、SST平年偏差については、NINO.3（エルニーニョ監視海域）、NINO.WEST（西太平洋熱帯域）、IOBW（インド洋熱帯域）、インド洋北部の4海域としている。降水量平年偏差については、C11領域（アラビア海東部～ベンガル湾）、C12領域（フィリピン付近～フィリピンの東）、DL領域（赤道の日付変更線付近）、SAMOI領域（夏季アジアモンスーン領域）である。以下、各領域の地理上の正確な位置は第4.2.2表に掲載した。帯状平均500hPa高度平年偏差については、日本が存在する緯度を含む20°N～30°N、30°N～40°N、40°N～50°Nの3つの緯度帯としている。これらの領域のSSTや対流活動(OLR)と日本の天候の関係は、若林と濱田(2004)に整理されているので参照されたい。また、それらのメカニズムについては第2.4.1項を参照されたい。

ヒストグラムは、各階級に入るアンサンブルメ

ンバーの全体に対する比率を表示しており、降水量平年偏差と帯状平均平年偏差については、標準偏差で規格化し、階級の幅は見やすさを考慮し標準偏差の1/4とした。SST平年偏差については規格化せず、階級の幅は、エルニーニョ監視海域が0.25、西太平洋熱帯域が0.075、インド洋熱帯域とインド洋北部が0.05とした。この階級幅は、これらの海域における標準偏差のおおむね1/4に相当する。なお階級値の比率が0.4を超えた場合、超過部分については表示されない。図の右下端には参考のため、平均0、分散1の正規分布、つまり標準正規分布のヒストグラムを付加した。これと比較することにより、気候学的な確率分布からのずれの大きさを把握することが出来る。

なお、降水量の標準偏差は、同様に予報期間の3か月平均から求めている。帯状平均500hPa高度の標準偏差は、JRA-25及びJCDASの日別値の90日移動平均の標準偏差を用いた。3か月予報資料（9）では標準偏差で規格化した循環指数類の30日移動平均時系列図を掲載しており、この資料との整合性を考慮し、3か月平均場の標準偏差は用いなかった。

熱帯域海面水温偏差時系列図（3か月予報資料（5）下から2段目の左から3つ）（第4.2.4図）

海洋の長期変動を考慮した上で、予測されるSST平年偏差を解釈するための資料である。要素はで示した領域のうちNINO.3、NINO.WEST、IOBWの3海域のSST平年偏差である。解析値については予報対象とする3か月平均について、予報前年までの過去30年分の時系列データを表示している。予測値は、3か月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅（スプレッド）を黒丸で表示している。

熱帯域海面水温偏差時系列図（3か月予報資料（5）最下段の左から3つ）（第4.2.1表、第4.2.4図）

最近のエルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生状況、それに伴うインド洋のSST変動を把握するた

めの資料である。要素は で示した領域と同じ NINO.3、NINO.WEST、IOBWの3海域のSST平年偏差である。解析値については予報初期月の過去60か月分の時系列データを表示している。予測値は、月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅(スプレッド)を黒丸で表示している。

北半球帯状平均500hPa高度偏差時系列図(3か月予報資料(5)下2段の右2列)(第4.2.4図)

月別に帯状平均場の変動の傾向を把握するための資料である。 で示した3つの緯度帯としている。

北半球実況解析図(3か月予報資料(6))(第4.2.1表、第4.2.5図)

循環場の実況を把握すること、および数値予報の検証に利用するための資料である。要素は、期間平均した500hPa高度、850hPa気温、海面更正気圧、およびそれらの平年偏差である。平均期間は、予報発表月の前3か月平均、予報発表月を含む前3か月平均、予報発表月の前1か月平均、予報発表月の1か月平均である。ただし、予報発表月を含む前3か月平均、予報発表月の1か月平均の資料に関しては、予報初期値の日付から予報発表月の月末までは系統誤差補正後のアンサンブル平均予測値を用いる。

北半球予想図(3か月予報資料(7))(第4.2.1表、第4.2.6図)

北半球中高緯度大気循環場の予測を把握するための資料である。要素は、アンサンブル平均(系統誤差補正後)した北半球域の500hPa高度と平年偏差、極東域の850hPa気温と平年偏差、極東域の海面更正気圧と平年偏差である。平均期間は、予報期間の3か月平均と月平均である。

北半球高偏差確率分布図(3か月予報資料(8)の上半分)(第4.2.1表、第4.2.7図)

北半球中高緯度大気循環場の予測の偏りや信頼

性を把握するための資料である。 と同様に予測された北半球500hPa高度(系統誤差補正後)平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の0.43倍を超える場合を高偏差と定義し、アンサンブルメンバーのうち何割のメンバーがこのしきい値を超えるかを示す。割合が50%以上の領域を影で示す。平均期間は、予報期間の3か月平均と月平均である。解析値の標準偏差は、平年値を作成したのと同じデータソースから作成した。ただし、3か月平均場については90日移動平均場の標準偏差を、1か月平均場については30日移動平均場の標準偏差をそれぞれ日別に求め、該当する日付の値(期間の先頭の日付からの90日および30日平均場の標準偏差)を用いた。

循環指数類ヒストグラム(3か月予報資料(8)の下半分)(第4.2.7図)

北半球中高緯度大気循環場の予測の分布状況を把握するための資料である。標準偏差で規格化した各種循環指数類(系統誤差補正後)のヒストグラムで、階級の幅は見やすさを考慮し標準偏差の1/4とし、階級に入るアンサンブルメンバーの全体に対する比率を表示している。循環指数類の種類は、北半球全体の大規模な循環の特徴を把握するための北半球東西指数・極渦指数・北半球500hPa高度の第1~3主成分スコア、日本の天候に特に関係の深い極東域の循環の特徴を把握するための東西指数(北半球)・東西指数(極東域)・東方海上高度・オホーツク海高気圧指数・沖縄高度・極渦指数(北半球)・極渦指数(極東域)・40度西谷指数・極東中緯度高度・小笠原高度である。図の右下端には、標準正規分布のヒストグラムを付加した。循環指数等の定義は第4.2.2表のとおりである。これらの循環指数類と日本の天候との統計的な関係については、若林と濱田(2004)に整理されているので参照されたい。標準偏差は、高偏差確率分布図と同じように、90日平均場の各循環指数について求めたものを用いている。

主成分分析は大気の大規模な循環パターンを同定するためによく使われ、気象庁では冬期の第1

主成分は北極振動(Arctic Oscillation; AO)の指標に用いている。また、主成分分析の作成には1958～2010年の30°N以北の各季節3か月平均(春:3～5月、夏:6～8月、秋:9～11月、冬12～2月)500hPa高度の年平均偏差について面積重みをかけた2.5度×2.5度の各格子点の共分散行列を用いた。通常の主成分スコアとは違い、計算した期間の分散が1になるよう各主成分スコアを固有値の平方根で割った値を用いる。各季節の第3主成分までの空間パターンと寄与率を第4.2.13図に示す。ただし、空間パターンは、共分散行列の固有ベクトルに固有値の平方根をかけたもので単位はmである。規格化した各主成分スコアが1のときの典型的な年平均偏差の空間分布を示していると考えてよい。予報値の主成分を計算するのに用いる固有ベクトルは、予報対象とする3か月のうち2か月以上含まれる季節のものを使う。例えば、1～3月の予報には冬の固有ベクトルを用いる。本来、該当する3か月平均場の主成分分析の結果を用いるべきとも考えられるが、主成分が毎月変わると予報資料として利用しにくいことを考慮してこのような扱いとした。

循環指数類30日移動平均時系列図(3か月予報資料(9)の上2段)(第4.2.8図)

日本付近の天候に関係の深い循環場などの季節内の時間スケールでの変動について、実況経過とアンサンブル平均、および各メンバーの予測のばらつきを把握するための資料で、解析、および予測(系統誤差補正後)された各種指数類の30日移動平均値の時系列図である。時系列の期間は約7か月分で、予報初期値の日付の前120日～前91日の30日平均値から予報91日～120日目の30日平均値までの212個の30日平均値がプロットしてある。日付は30日移動平均の中心に対応(例えば12月16日～1月15日の30日平均値は12月と1月の境界を示す縦線上に表示)している。図中の横軸の数字は月である。太実線は解析とアンサンブル平均予測、およびアンサンブル平均予測の標準偏差の幅を示している。細実線はアンサンブル予報の各メンバ

ーである。要素は、領域平均850hPa気温年平均偏差(北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美:1か月予報資料と同じ領域)、解析値の標準偏差で規格化した各種循環指数(極東域の東西指数、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度)である。循環指数類の標準偏差は30日平均場であることを除けばと同じである。

循環指数類3か月平均時系列図(3か月予報資料(9)の下2段の左から3つ)(第4.2.8図)

北半球中・高緯度大気循環場の経年変化について、実況経過とアンサンブル平均、および各メンバーの予測のばらつきを把握するための資料である。実況については予報対象とする3か月平均について、予報前年までの過去30年分の時系列データを表示している。予測値(系統誤差補正後)は、3か月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅(スプレッド)を黒丸で表示している。

要素は、解析値の標準偏差で規格化した各種循環指数(極東域の東西指数、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度)、北半球500hPa高度の第1～2主成分スコアである。循環指数類を求める際に使用する標準偏差、および主成分の求め方は、のヒストグラムと同じである。過去30年分の実況値も、平年値と同じデータソースから作成している。経年変化には、エルニーニョ現象などに伴う数年スケールの変動、数10年スケールの変動、気候ジャンプ、温暖化トレンドなどの様々な時間スケールの変動が含まれる。

層厚換算温度偏差1か月平均時系列図(3か月予報資料(9)の下2段の右端)(第4.2.8図)

帯状平均した対流圏の温度の変動について、実況経過とアンサンブル平均、および各メンバーの予測のばらつきを把握するための資料である。実況については予報初期の月の過去60か月分の時系列データを表示している。予測値は、月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅(スプレッド)を黒丸で表示している。初期

値の月も含む。平年値はモデル平年値である。要素は、30°N～90°Nと30°N～50°Nの帯状平均した対流圏の層厚（300hPa面と850hPa面間の層厚）換算温度平年偏差である。

暖・寒候期予報資料

暖・寒候期予報資料は、3か月予報資料にある3か月平均に関する資料と基本的に同じで、暖候期予報資料は6～8月、寒候期予報資料は12～2月の3か月平均を対象としている。ただし、暖候期予報用には、海面更正気圧と平年偏差について、沖縄・奄美の梅雨時期に相当する5～6月、沖縄・奄美以外の梅雨時期に相当する6～7月の2か月平均場の資料も掲載する。天気図類については、第4.2.4項（第4.2.9図～第4.2.11図）を参照されたい。

4.2.2 統計的予測手法（最適気候値(OCN)手法）

最適気候値(Optimal Climate Normal; OCN)とは、統計的手法の1つで、過去の気候状態がさらに継続すると仮定して、気候値（過去のある統計期間の平均状態）をそのまま予測値とする手法である。気温や降水量の実況から長期的なトレンドや数10年スケールの変動を把握して、それを延長して予報とする。年々変動より長い数10年変動スケールやさらに長期的な変動に基づく予測であり、気温のようにトレンドやジャンプが明瞭な要素について有効である。

具体的には、予測対象年の何年間かの気温平年差や降水量平年比の平均値をそのまま当年の予測値とするため、統計期間の選択が予測精度を左右する。統計期間を過去1年間から30年間とした場合のそれぞれの気候値と予測値の関係を調査し、最も予測精度の良い期間を最適な統計期間として選択する（最適年数）。予測対象は、各地域の月平均気温と3か月平均気温の平年差、月降水量と3か月降水量の平年比で、予測対象年の前10年間の各要素の観測値の平均を予測値とし、その予測値の属する階級をカテゴリー予測、10年間の観測値の階級別出現率を確率予測としている（和田と

石原 1998）。なお、最適年数についてNOAA Climate Prediction Centerでは、気温は10年、降水量は15年を用いている。

OCNの評価結果を第4.2.3表に示す。ここでは、RMSE(2乗平均平方根誤差)スキルスコア、Heidkeスキルスコア、およびブライアスキルスコアによる精度評価を示す。RMSEスキルスコアは、気温では北日本の冬・春・夏と沖縄・奄美の春を除いてスキルが認められる。降水量ではほぼ全国的にスキルはない。適中率を気候値予報（またはランダム予報）の適中率33%と比較した指標であるHeidkeスキルスコアは、気温では沖縄・奄美の秋を除いてスキルがあり、秋の北日本と冬の北・西日本と沖縄・奄美で適中率が高い。降水量では冬の西日本日本海側、春の西日本太平洋側と沖縄・奄美、夏の東日本太平洋側、秋の北日本日本海側、東日本太平洋側、沖縄・奄美で適中率が高いほかは適中率が低い。気候値予報との比較のブライアスキルスコアは、気温では秋の西日本と冬の沖縄・奄美でスキルが認められるほかはスキルがない。降水量では全国でスキルがない。なお、評価指標については第4.4節を参照いただきたい。

第4.2.3表 OCN（気温・降水量）の各季節の3か月間の精度一覧（1981～2010年）

各値は100倍。
スキルがあるところはオレンジ、スキルスコアが20を超えるところはピンクで着色。

（用語の解説）

RS：RMSEスキルスコア 10年間平均値と気候値（気温は0、降水は100）との比較

HS：Heidkeスキルスコア 10年間平均値の階級の適中率と気候値予報の適中率(33%)との比較

BS：ブライアスキルスコア 10年間の出現率のブライアスコアと気候値予報の(33:33:33)のブライアスコアとの比較

気温3か月												
予報対象期間 地域名・スコア名	冬(12~2月)			春(3~5月)			夏(6~8月)			秋(9~11月)		
	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS
北日本	-5	25	-13	-3	5	-17	-1	5	-4	7	30	0
東日本	3	5	-12	1	0	-12	4	5	-7	10	5	-3
西日本	3	20	-8	2	5	-10	3	5	-8	15	15	4
沖縄・奄美	10	20	3	-7	-19	-13	3	15	-1	8	0	-5

降水量3か月												
予報対象期間 地域名・スコア名	冬(12~2月)			春(3~5月)			夏(6~8月)			秋(9~11月)		
	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS
北日本日本海側	-5	-4	-16	-6	0	-3	-5	0	-22	-3	5	-9
北日本太平洋側	-4	-4	-17	-8	-4	-15	-6	-4	-12	-9	-14	-16
東日本日本海側	-4	0	-12	-6	0	-9	-5	0	-7	-7	-4	-10
東日本太平洋側	-5	0	-14	-6	0	-19	-5	5	-4	-8	5	-15
西日本日本海側	-10	5	-18	-7	-4	-14	-5	-4	-17	-7	0	-6
西日本太平洋側	-6	0	-12	-6	5	-12	-7	0	-15	-10	-9	-14
沖縄・奄美	-6	-9	-13	1	10	-9	-4	-4	-22	-5	15	-14

降水量の予測ではスキルのある地域・季節が少ない。これは降水量が気温と比べて気候トレンドやジャンプが小さい一方で、年々変動は大きいことが原因と考えられる。

OCN 手法による月別の予測値はリードタイム 1 か月～11 か月で同じ値なので、月平均気温や月降水量のスキルは予報期間の 1 か月目、2 か月目、3 か月目において同じである。予測精度がリードタイムによって変化しないことは、CGCM の精度が落ちてくる予測期間後半などにおいて、OCN 手法による予測資料が有用となり得る場合があることを示している。

4.2.3 天候表現の記述

季節予報では、予報期間中の天候の経過を説明するため、晴れや雨などの日数の多寡などや予想される天候の特徴について月を単位として記述している(平年の天候の経過については第2.2節を参照)。

季節予報が 1 か月単位で予報する天候表現の基準は、原則 1 か月(28 日換算)で、晴れ日数が 15.5 日以上を「晴れの日が多い」、晴れ日数が 12.4 日未満を「曇りや雨の日が多い」、周期変化の天候となる時期には「数日の周期で変わる」を用いている。平年と同様に現れる天候には、「平年と同様に……」(但し、「数日の周期で変わる」のみの場合は付加しない)、平年からの偏りがある天候には「平年に比べ……」を用いている。

また、1 か月の中で明瞭に前半と後半が分かれるような場合(梅雨入り / 明け近くの予報など)は、「前半は……」あるいは「後半は……」などを用いて表現している。この基準の作成には、平年値期間(1981～2010 年)のデータを使用し、任意の日から 14 日間の天気日数の地域平均値を算出し、対象とする 28 日間の前半 14 日間、後半 14 日間の「晴れ日数」の違いが 3.0 日以上あれば、前半・後半に分けて表現する。細分地域どうしを平滑化し、予報区内にある各細分地域の「晴れ日数」の違いが 1.5 日未満であれば、両者の平均値を、それぞれの地域細分の値に置き換える。違い

が 1.5 日以上であれば、各地域細分の値をそのまま使う。

以上のようなことを基本に表現しているが、予報発表の際には、その時々状況や地域に応じて表現を変える場合もある。

4.2.4 3 か月、暖・寒候期予報の作成

熱帯域の海洋は、大気と比べはるかに大きな熱容量を持ち、長い時間スケールで変動するため、CGCM での海水温の予測精度は各要素の中では高く、1 か月以上のリードタイムの予報には最も重要なシグナルとなる(第 3.3.3 項参照)。すなわち 3 か月、暖・寒候期予報は「熱帯域の海洋等のゆっくりとした変動を拠り所」に行なわれていることになる。3 か月、暖・寒候期予報では、CGCM を用いて、この海洋の変動の影響が熱帯域から中・高緯度へ伝わっていき、日本へどのように及ぶかを把握することが重要となる。また、数値予報ガイダンス(以下、ガイダンス)は、MOS 方式が導入され、予測因子には主に熱帯の海洋(SST 偏差)や熱帯の降水量偏差、大気の帯状平均等に関する指数が採用されている(第 3.3.6 表及び第 3.3.4 項参照)。これらのことから 3 か月、暖・寒候期予報を組み立てる予報作業の流れは、

- (1) 実況の把握
 - (2) 季節予報資料の把握と予測精度の確認
 - (2.1) 熱帯域の海洋の動向
 - (2.2) 熱帯の海面水温に伴う熱帯大気の応答
 - (2.3) 亜熱帯ジェット気流の蛇行やテレコネクションなどを介しての中・高緯度循環への影響
 - (2.4) それぞれの項目の予測精度の確認とモデルの採用 / 不採用の検討
 - (2.5) 日本付近の天候
 - (3) ガイダンスや統計資料の検討
 - (4) 予報の作成
 - (5) 解説資料の作成
- となる。

この項では、初めに予報作業上の留意点について概説し、次に 3 か月、暖・寒候期予報作業の流

れ（第4.2.4表）に沿い、2011年9月の寒候期予報を例に実際の予報作業手順を示す。

第4.2.4表 3か月、暖・寒候期予報作業の流れ

予報作業の流れ	作業内容と着目点
実況の把握	<ul style="list-style-type: none"> ・エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生の有無 ・インド洋、西太平洋熱帯域の海面水温 ・層厚換算温度(低・中・高の各緯度帯、及び北・南半球などの部分に熱があるのか) ・日本の天候経過と循環場 ・近年の傾向
季節予報資料の把握と予測精度の確認	<ul style="list-style-type: none"> ・熱帯域の海洋の動向 ・熱帯の海面水温に伴う熱帯大気の応答 ・亜熱帯ジェット気流の蛇行やテレコネクションなどを介しての中・高緯度循環への影響 ・それぞれの項目の予測精度の確認とモデルの採用/不採用の検討 ・日本付近の天候
ガイダンスや統計資料の検討	<ul style="list-style-type: none"> ・数値予報ガイダンス(予測精度) ・OCN ・統計資料や過去事例との比較
予報の作成	<ul style="list-style-type: none"> ・上記を総合的に判断して日本付近の天候を予測
解説資料の作成	<ul style="list-style-type: none"> ・予報の概要 ・予報根拠 ・最近の天候経過 ・各種資料

(1) 予報作業上の留意点

海洋の実況および予測の把握には、太平洋およびインド洋のSST平年偏差、海洋貯熱量(OHC)偏差(赤道)の経度 時間断面、東西風応力平年偏差(赤道)で、過去から未来への時間変化動向を把握する。その際、実況把握やCGCMの予測特性を総合的に評価し、作成する必要がある。エルニーニョ監視速報では、こうした点を総合的に検討した上で、季節予報にとって重要な太平洋とインド洋の熱帯海洋変動の今後の見通しを発表している。この考え方に沿って熱帯のCGCMの予測結果を解釈する。一般的にはCGCMの熱帯SST予測精度は高くそのまま採用できる場合が多い。しかし、時に実況の推移などから大きく修正して考える場合がある。その場合には、CGCMで表現されているSSTや対流活

動、循環場の特徴を割り引いて気候値に近づけること等の検討や、OCN手法による予測を重視して予報を組み立てる必要がある。季節予報資料の把握で特に重要なことは、エルニーニョ/ラニーニャ現象(あるいはその傾向)が予測されているか否かで、エルニーニョ/ラニーニャ現象が予測されていれば、SST偏差等に典型的な特徴が現れているのか、異なる場合はその特徴の相違点とそれが日本の天候に与える影響について整理する。また、インド洋熱帯域や西太平洋熱帯域の海面水温についても同様に日本の天候に与える影響について整理する(第2.4.3項(6)~(8)参照)。

熱帯域の海面水温偏差と降水量偏差の分布の関係について検討する時には、一般には、SSTの高温偏差に対応して降水量が多い偏差分布となるが、「SSTが高い」=「降水量が多い」という関係のみではないことに留意する。SSTの低温偏差領域で対流活動が活発というケースでは、対流活動が活発化することにより、日射が遮られたり、風により潜熱が奪われたりと、高温偏差だったSSTが下げられた結果が示されている場合がある。逆に、インド洋高温時の夏季などにみられるように、フィリピン付近のSSTが高い状態であっても、大気の循環を介してフィリピン付近での対流活動は不活発という状況が続く場合もある(第2.4.3項(8)ウ、参照)。従って、何故そこで降水量偏差が生じているのかを整理する必要がある。

熱帯の降水量偏差分布をもとに熱帯の大気循環を把握する時の留意点は次のとおりである。熱帯域では降水量が多い所では対流活動(積乱雲の発生・発達)が活発ということに対応する。対流活動の分布に対応して上層の発散/収束のパターン、これに伴う上・下層の大気循環について、それらの相互関係に対応させて理解する。この際、熱帯域の対流活動から大気循環に結びつけるためには、松野-Gill応答(第5.2.3項)に代表される熱帯の赤道波に関する知識が役に立つ。

熱帯の大気循環から北半球中・高緯度の循環に関係が深いものについて整理する(熱帯大気と中高緯度大気の関係については第5.3節、テレコネク

ションについては第2.4.1項も参照)。よく見られるのが熱帯域における局所的な加熱によって強制される(a)定常ロスビー波束の亜熱帯ジェット気流に沿った波束伝播やそれが関係するテレコネクションパターン、(b)赤道ケルビン波に伴う下層収束・発散による亜熱帯域の変動(太平洋高気圧の変動)や、下層の西風に沿った定常ロスビー波束の伝播、などである。一方、熱帯域の加熱により帯状平均場も変化する。例えばエルニーニョ(ラニーニャ)現象時には熱帯の対流圏気温が上がり(下がり)、中緯度で下がる(上がる)傾向がある。この帯状平均場の変動については、帯状平均した2つの等圧面の間的高度差を温度に換算した層厚換算温度で把握する。これは、おおそ対流圏の平均気温とみなすことができ、偏西風の蛇行等の影響を除いた平均的な状況を示している。

また、予報初期値や予報期間、領域によって異なるモデルの予測精度について、ハインドキャストの結果を参考に予測精度や予測特性について知っておく必要がある(第3.3.3項参照)。特に、現在の季節予報の数値予報システムは、熱帯の循環のスプレッドが小さすぎるという特徴があるので、熱帯の中・高緯度への影響が強く出過ぎることがあり、注意が必要である。また、予測されるテレコネクションパターンの特性が、現実のテレコネクションパターンと異なることもある。このように、数値予報システムには予測特性があり、予測資料ではそれを補正しきれていないことから、予報担当者は、その特性を把握しつつ予測資料を解釈する必要がある。

これらのことを考慮して予測図のなかで採用できる部分、できない部分を整理し、日本付近の大気循環についての特徴を整理する。

日本の天候の予報は、予測の不確実性(第3.1節参照)から確率予報の形で表現するのが最善で、確率の導出にはガイダンス(第3.3.4項参照)を用いる。ガイダンスは、過去の統計から天候と循環場との関係と予測精度の両方が考慮されており、重要な予測資料であるが完全ではなく、ガイダンスを修正する必要がある場合もある。3か月、暖・

寒候期予報ガイダンスは、熱帯の海洋(SST偏差)や熱帯の降水量偏差、大気の帯状平均等に関する指数が採用されているため、CGCMの結果の日本付近の大気の循環とは矛盾する結果となることがある。日本付近の循環が、予測精度の高い熱帯域の海面水温分布や対流活動の分布からの影響が大きく合理的な説明が出来る場合は、循環場の予測を考慮してガイダンスを修正する場合がある。また、降水量や降雪量のガイダンスの成績は十分ではなく、気温と降水量、気温と降雪量に強い相関がある地域や季節は、予測精度の高い気温ガイダンスの傾向から統計的な関係を用いて降水量や降雪量ガイダンスを修正する場合がある。

(2) 具体的な予報事例

2011年9月8日を初期値とする2011年12月～2012年2月の数値予報プロダクトをもとに寒候期予報の作成事例を示す。FAX図として出力される資料を第4.2.9図～第4.2.12図に示す。以下寒候期予報を組み立てる予報作業の流れに沿って記述する。

ア．実況の把握

3か月予報では、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生の有無、インド洋、西太平洋熱帯域の海面水温、層厚換算温度、日本の天候経過と循環場などを記述するが、暖・寒候期予報では、近年の傾向を記述する。

(近年の傾向)

冬(12～2月)平均気温は、沖縄・奄美では平年並か高温になった年が多い。北・東日本は、年々の変動が大きく、顕著な高温となった年がそれぞれ2年ある。最近10年で低温となったのは、北日本は2年、東日本で3年、西日本は2年で、沖縄・奄美は1年となっている。最近10年の日本海側の冬(12～2月)の降雪量平年比は、全国的に平年並か少雪になった年が多く、北海道日本海側では、5年間少雪が続いている。

イ．季節予報資料の把握と予測精度の確認

(a) 熱帯域の海洋の動向

第 4.2.9 図 5 段目の赤道域における時間 経度断面によると、本予報期間において、太平洋の東西風応力平年偏差は、東部を除いて東風偏差の所が多く、特に日付変更線付近で東風偏差が大きくなっている。これに対応して、太平洋の海洋貯熱量(OHC)平年偏差は、日付変更線付近から西側では正偏差が明瞭で、日付変更線より東側では 12 月から 1 月にかけて負偏差の東進が見られるほかは正偏差となっている。赤道域の SST 平年偏差は、太平洋中部から東部にかけては負偏差の所が多く、西部太平洋熱帯域からインド洋にかけては正偏差となっている。

エルニーニョ監視海域の SST は所々に正偏差が見られ、エルニーニョ/ラニーニャ現象時に見られる特徴は示していないが、エルニーニョ監視海域の周辺を見るとラニーニャ現象的な様子も見られる。エルニーニョ監視速報では「予測期間中、エルニーニョ監視海域の SST が基準値に近い値で推移すると予測している。このことから、秋から冬にかけては平常の状態が続く可能性が高い。一方、今後も太平洋赤道域の大気下層で平年より強い東風が続けば、ラニーニャ現象が発生することも考えられる。」としている。この結果は CGCM の予測をほぼ採用したものであることから、寒候期予報も熱帯域については CGCM の予測に基づいて検討作業を進める。

(b) 熱帯の SST に伴う熱帯大気の応答

第 4.2.9 図 1 段目(右)の降水量の予測は、SST 平年偏差に対応して、太平洋赤道域中部～東部にかけては降水量が平年より少なく、対流活動が不活発と予想されている。対流不活発に対応して、200hPa 流線関数は、太平洋中部で赤道域を挟む南北両半球に顕著な低気圧性循環偏差が見られ、また 850hPa 流線関数は、太平洋中部で赤道域を挟む南北両半球に高気圧性循環偏差が見られる(冷源に対する赤道ロスビー波の応答と考えられる)。一方、海洋大陸付近からインド洋にかけては対流活

動が活発で、200hPa 速度ポテンシャルでは海洋大陸からインド洋にかけては発散偏差が見られる。200hPa 流線関数はパキスタンから華南付近にかけて広く高気圧性循環偏差が見られ、850hPa 流線関数は、赤道を挟んでインド洋中部に低気圧性循環偏差が見られる(熱源に対する赤道ロスビー波の応答と考えられる)。

(c) 亜熱帯ジェット気流の蛇行やテレコネクションなどを介しての中・高緯度への影響

第 4.2.9 図 2 段目(左)の 200hPa 流線関数では、太平洋中部の低緯度に低気圧性循環偏差、太平洋北東部に高気圧性循環偏差が見られる。850hPa 流線関数では、太平洋中部の低緯度と太平洋北東部に高気圧性循環偏差が見られる。太平洋北東部では 500hPa で正の高偏差確率が見られ(第 4.2.11 図 1 段目(左))この正偏差については、熱帯からの影響も考えられる。この太平洋北東部の正偏差から北米北部の負偏差、北米中部の負偏差に連なる波列は、ラニーニャ現象時に現れやすい負の PNA パターンと考えられる。負の PNA パターンが見られるときには、アリューシャン低気圧が弱い傾向が統計的に見られるが、第 4.2.9 図 4 段目(右)の海面更正気圧でもアリューシャン低気圧の中心部が正偏差であることから、アリューシャン低気圧は本予測でも弱い傾向が見られる。

200hPa 流線関数でパキスタンから華南付近にかけて広く高気圧性循環偏差が見られるが、これに対応して、亜熱帯ジェット気流は、アジア大陸上では北に蛇行し平年より北寄りを流れると予想されている。反対に日本付近を流れる亜熱帯ジェット気流は南寄りを流れると予想されている。これらはスキルの高い熱帯からの応答と考えられるので採用する。

(d) 日本付近の天候

アリューシャン低気圧が弱いいため北日本では冬の季節風の影響が弱いと考えられる。一方、亜熱帯ジェット気流が日本の南海上では南寄りを流れることに対応して、第 4.2.9 図 3 段目(左)の

500hPa 高度平年偏差では日本から南に負偏差が広がり、東日本の東海上に負偏差の中心が分布する。このため本州以南では北からの寒気の影響を受けやすいことが示唆されるが、循環指数のうち比較的予測精度の高い第 4.2.11 図 2 段目（右端）の北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）（北半球中・高緯度の平均的な気温を示す）は、予測期間中正偏差で、前年の 2010/2011 年の冬と比べると正偏差が大きく前年よりは高温傾向が示唆される。

また、日本付近の 500hPa 高度平年偏差や S.L.P.（海面更正気圧）の CGCM の予測精度は、北極振動（第 2.3.1 項（3）参照）の影響を強く受けるが、北極振動の動向（第 4.2.11 図 3 段目、500hPa 高度第 1 主成分）についてはメンバー間で予測のばらつきが大きく、プラス（極周辺に寒気が蓄積して中緯度帯では高度・温度場が高い傾向）・マイナス（極周辺から寒気が放出されて中緯度帯では高度・温度場が低い傾向）のどちらかを明瞭に予測するシグナルは認められない。

ウ．ガイダンスや統計資料の検討

(a) ガイダンスによる予測（第 4.2.12 図）

気温

ガイダンスの予測因子としては、各地域とも北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）が採用されている。北半球層厚換算温度の高温傾向は高温に寄与しているが、北半球層厚換算温度にかかる係数が小さく、北日本から西日本で高温傾向が現れているものの平年からの偏りは小さくなっている。沖縄・奄美では $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 帯状平均 500hPa 高度も採用され、これも高い傾向を示していることから、高温が予想されている。

降水量

ガイダンスの予測因子としては、北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）を採用している地域が多い。北半球層厚換算温度の高温傾向が多雨に寄与しているが、北半球層厚換算温度にかかる係数が小さいことから、北・西日本太平洋側で少雨の確率が小さい傾向が見られるものの、全国的に平年から

の偏りは小さい。

日本海側の降雪量

ガイダンスの予測因子としては、北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）を採用している地域が多く、北半球層厚換算温度の高温傾向が少雪に寄与しているが、北半球層厚換算温度にかかる係数が小さいことから明瞭な傾向は現れていない。

(b) OCN による予測（第 4.2.5 表）

OCN の結果については最近 10 年間の冬（12～2 月）平均気温、降水量、日本海側の降雪量についての階級別出現率を示している。平均気温は全国的に低温の年が少なく、東日本以西では高温傾向が明瞭である。降水量は、北日本から西日本にかけては平年並～平年より多い傾向の所が多いが、東日本日本海側では傾向が見られない。沖縄・奄美では平年並の傾向が見られる。日本海側の降雪量は、各地方とも少ない傾向が明瞭である。

本事例は熱帯の海洋の予測に対応する大気の応答や中・高緯度への応答が良く表れているので、OCN による予測は補助的な資料として参考程度にとどめる。

(c) その他の統計資料や過去事例との比較

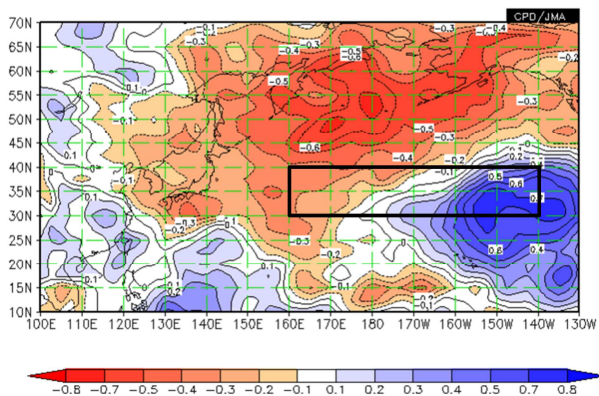
エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時には、それらが日本に与える影響に関する過去の統計資料を参照する（詳細は第 2.4.3 項（8）を参照）。本事例では、ラニーニャ現象の発生までは予想していないので、参考程度にとどめる。

気温と降水量、気温と降雪量、気温と日照時間等の統計関係を参照する。暖・寒候期や 3 か月予報では気温の予測精度が最も高いことから、気温と降水量の関係を考慮して降水量の確率を検討する。本事例では、循環場から沖縄・奄美の気温が低温傾向を示していることに対応して、降水量は少雨傾向を考慮する。

CGCM に現れている特徴的な事柄と過去事例との統計的な整合性を確認する場合もある。

本事例では、異常気象分析ツール（ITACS）を用い

て、北日本太平洋側の降水量が多雨傾向と見込まれることに関連して、日本の東海上のジェット気流（西風）と高周波擾乱との統計的な関係を確認している（日本の東方海上（黒四角囲み）で西風が弱いことに対応して、北日本からアリューシャン付近の高周波擾乱の活動が活発という統計的な関係が確認出来き、北日本太平洋側の多雨傾向との整合が見られる）（第 4.2.14 図）。



第4.2.14図 日本の東海上（四角囲み、30°N～60°N、160°E～140°W）の東西風(200hPa)と高周波じょう乱(700hPa)との相関係数（冬、1979～2010年）

エ．予報の作成

CGCM による予測結果は、西太平洋熱帯域高温時やラニーニャ現象時の平均的な循環場に近い一方、インド洋 SST 高温時の平均的な循環場とは明らかに異なっている。循環場については CGCM の結果を基本に以下の通り予報を組み立てる。

SST は、太平洋熱帯域では中部から東部にかけては負偏差の所が多く、西太平洋熱帯域からインド洋にかけては正偏差が予想されている。ただし、エルニーニョ監視海域では所々に正偏差も見られ、この期間はエルニーニョ/ラニーニャ現象の発生まではいかず、平常な状態が続く。太平洋域では、太平洋赤道域中部から東部にかけての対流不活発に関連して、負の PNA パターンが見られ、アリューシャン低気圧が平年より弱い傾向が見られる。PNA パターンと北日本の気温には有意な正相関があることを考慮する。西太平洋熱帯域からインド洋にかけての SST 正偏差に対応して、同領域では対流活動が活発となる。このため、亜熱帯ジェット気流はアジア

大陸で広く北偏し、日本付近で南偏傾向が見られる。

北半球層厚換算温度(30°N～90°N)、中緯度層厚換算温度(30°N～50°N)ともに平年より高い傾向。これら層厚換算温度は予測精度が高く、北半球層厚換算温度と北・東・西日本の気温との相関も高いため、層厚換算温度が高温傾向ということを検討する。

日本の冬の天候に密接に関連している北極振動については、明瞭なシグナルは認められない。

以上のことから、層厚換算温度が高く、負の PNA パターンが見られることから北日本付近の冬型の気圧配置は弱く、北日本で高温傾向を考える。偏西風の蛇行は不明瞭だが、日本の南では平年より南寄りを流れる傾向が見られる。このことから、日本付近は北からの寒気の影響を受ける可能性が示唆され、循環場の予測精度が比較的高い沖縄・奄美については低温傾向とするが、中緯度層厚換算温度の高温傾向を考慮して、東・西日本では平年並程度とする。降水量については、北日本太平洋側では低気圧の影響を考え多雨傾向、沖縄・奄美は低温で低気圧の影響を受けにくいことから少雨傾向とする。

実際に発表した寒候期予報を第 4.2.6 表に示す。

第 4.2.6 表 発表した寒候期予報（2011 年 2 月～2012 年 3 月）

		気温(%)		
		低並高	少並多	少並多
北日本	日本海側	20:40:40	30:40:30	30:40:30
	太平洋側		20:40:40	
東日本	日本海側	30:40:30	30:40:30	30:40:30
	太平洋側		30:40:30	
西日本	日本海側	30:40:30	30:40:30	30:40:30
	太平洋側		30:40:30	
沖縄・奄美		40:40:20	40:40:20	

オ．解説資料等の作成

解説資料には、予報内容、各種統計資料から予報の要点や予報の根拠、また近年の傾向について記述する。予報の要点には、予報確率やその解説、

天候の経過などを記述する。予報根拠では、短期予報の天気概況での記述と基本的には同じで、例えば、短期予報では「高気圧が日本の東の海上に去り西から気圧の谷が近づくため天気は下り坂に向かう見込み。」等とするのに対し、季節予報では、「偏西風は日本付近で北寄りを流れるため、南からの暖かい空気に覆われて全国的に高温傾向が見込まれる。」等と記述する。さらに詳しく、熱帯域の海洋の動向から日本付近に影響する大規模な高・低気圧（第2.3.3項参照）や偏西風（亜熱帯ジェット気流）（第2.3.1項参照）の動向などについて記述する場合もある。

本事例の予報根拠は、

アリューシャン低気圧が弱いことから、北日本では冬型の気圧配置が弱い。このため大陸からの季節風が弱く、高温傾向。

亜熱帯ジェット気流は日本付近では南寄りを流れ、その影響で日本の南東海上では平年に比べ気圧が低く、東・西日本や沖縄・奄美では冬型の気圧配置は平年並から強い傾向。特に、亜熱帯ジェット気流が南寄りを流れるため寒気の影響を受けやすい沖縄・奄美では低温傾向。

しかし、予測精度の高い北半球層厚換算温度が高温傾向であることから、東・西日本ではほぼ平年並。

である。

また、本事例では、近年の冬（12～2月）の天候の特徴、予報期間中の晴れ日数や雨日数など参考となる統計資料についても掲載している。

カ．おわりに

本事例で取り上げた2011/2012年冬は、北日本、東日本及び西日本で低温となり、寒気のピーク時には大雪となった。北日本から西日本の日本海側では最深積雪が多く、多くの地点で平年を上回った。

この要因について、平成24年（2012年）2月27日に開催された異常気象分析検討会²で、「亜熱帯

ジェット気流が日本付近で南に蛇行しやすかった一因としては、インド洋東部からインドネシア付近の積雲対流活動が活発だったことがあげられ、この活発化には熱帯域の海面水温がラニーニャ現象の傾向にあったこと（ラニーニャ現象の基準の期間を満たさず記録には残らない）が影響したとみられる。寒帯前線ジェット気流がユーラシア大陸上で蛇行しやすかったことは、北大西洋熱帯域の活発な積雲対流活動とラニーニャ現象の影響が合わさったことが関連した可能性がある。ユーラシア大陸中緯度帯の低温には、ラニーニャ現象が影響した可能性がある。シベリア高気圧の強化にはバレンツ海付近（ロシア北西海上）の少ない海氷が関連した可能性がある。」との見解（平成24年（2012年）2月27日気象庁報道発表資料）がまとめられた。

以上の通り、熱帯の対流活動に伴う亜熱帯ジェット気流の蛇行についてはその傾向を予測していたものの、寒帯前線ジェット気流の蛇行が予測できなかった。また、層厚換算温度もアンサンブル平均予測と異なり負偏差となった。このようなことが、寒候期予報と実況とのずれをもたらした。

参考文献

- 大野木和敏，2007：JRA-25の概要．平成19年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，3-4．
- 気象庁，2010：季節予報（3か月、暖・寒候期予報）の改善について．配信資料に関する技術情報（気象編）第301号関連お知らせ，気象庁地球環境・海洋部．
- 竹川元章，2010：数値予報プロダクト．平成22年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，45-60．
- 竹川元章，2010：数値予報プロダクトを用いた季節予報の作成事例．平成22年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，77-84．
- 若林正夫，濱田啓二，2004：大規模循環場と日本の天候．平成16年度季節予報研修テキスト，気象庁気候・海洋気象部，40-64．
- 和田高秀，石原幸司，1998：最適気候値(OCN)の日本への適用調査．平成10年度季節予報研修テキスト，11-15．

² 気象庁が平成19年（2012年）6月に設置。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、大学・研究機関等の専門家の協力を得て、異常気象に関

する最新の科学的知見に基づく分析検討を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表することを目的とする。

第 4.2.1 表 3 か月予報資料 (2) ~ (8) の分布図および時間 - 経度断面図の等値線間隔等の詳細

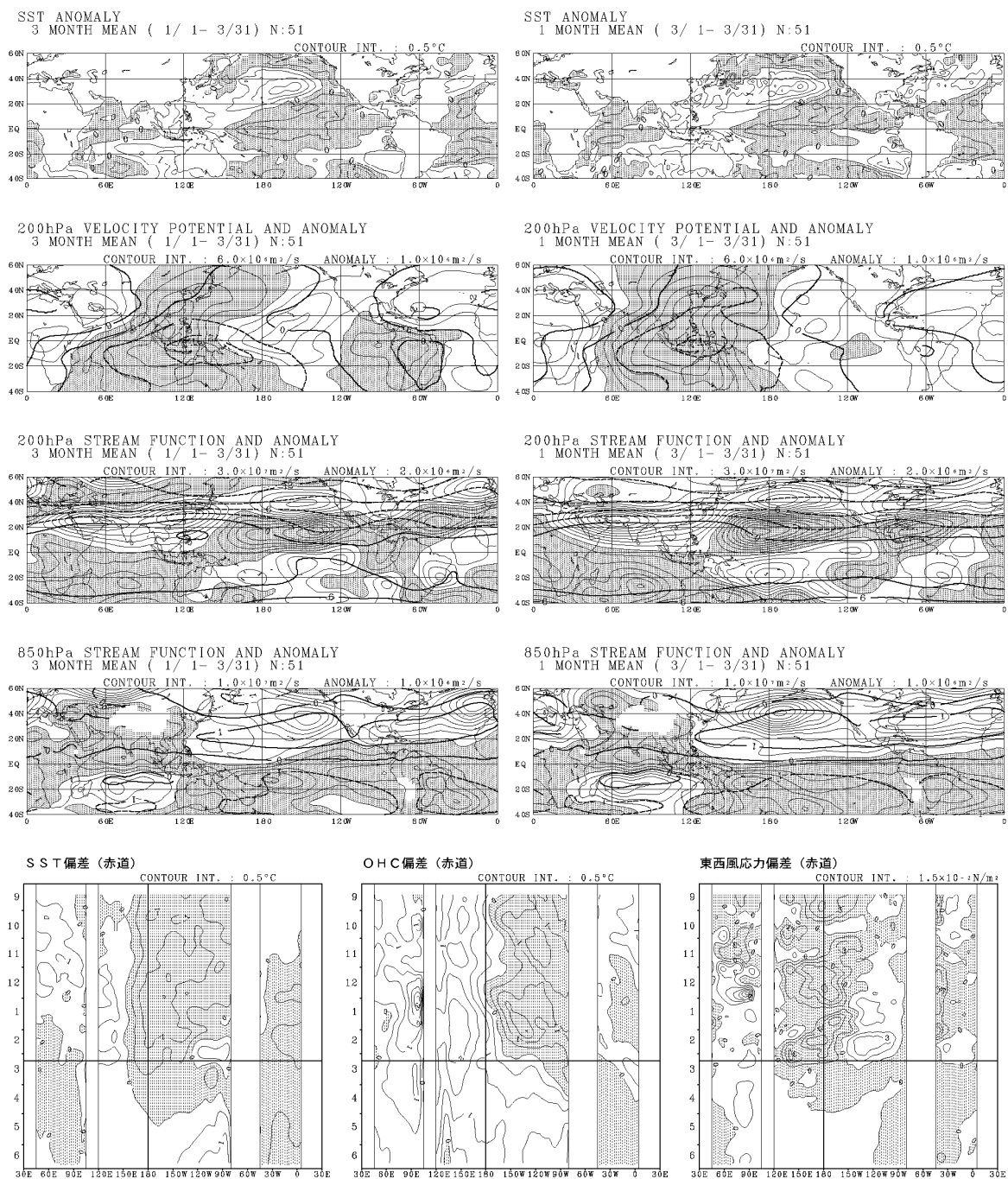
資料名	対象期間	要素	線種	等値線間隔	陰影
3 か月予報資料 (2) (熱帯・中緯度 実況解析図)	予報発表月 を含む 3 か 月平均およ び 1 か月平 均	SST 平年偏差	実線	0.5	負偏差
		200hPa 速度ポ テンシャル	正は太実線 負は太破線	$6.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	
		同平年偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差 (発散偏差)
		200hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$3.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
		同平年偏差	実線	$2.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差 (北半球低気圧性循環偏 差、南半球高気圧性循環偏差)
		850hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$1.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
	同平年偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差 (北半球低気圧性循環偏 差、南半球高気圧性循環偏差)	
	予報発表月 の前 6 か月 から後 3 か 月	SST 平年偏差	実線	0.5	負偏差
		OHC 平年偏差	実線	0.5	負偏差
		東西風応力平年偏 差	実線	$1.5 \times 10^{-2} \text{N}/\text{m}^2$	負偏差 (西向き応力 (東風) 偏差)
3 か月予報資 料 (3) (熱帯・中緯度 予想図 (3 か 月・月別))	予報発表月 の翌月から の 3 か月平 均と各月平 均	SST 平年偏差	実線	0.5	負偏差
		降水量平年偏差	実線	2.0mm/day	負偏差
		200hPa 速度ポ テンシャル	正は太実線 負は太破線	$6.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	
		同平年偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差 (発散偏差)
3 か月予報資 料 (4) (熱帯・中緯度 予想図 (月別))	予報発表月 の翌月から の 3 か月平 均と各月平 均	200hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$3.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
		同平年偏差	実線	$2.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差 (北半球低気圧性循環偏 差、南半球高気圧性循環偏差)
		850hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$1.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
		同平年偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差 (北半球低気圧性循環偏 差、南半球高気圧性循環偏差)
3 か月予報資 料 (5) (熱帯・中緯度 高偏差確率)	予報発表月 の翌月から の 3 か月平 均	SST 高偏差確率	実線	0.25(25%)	0.5(50%) 以上のみ表示し、正の高 偏差に格子、負の高偏差に横縞の 影
		降水量高偏差確率			
3 か月予報資 料 (6) (北半球実況 解析図)	予報発表月 の前 3 か月 平均、予報発 表月を含む 3 か月平均、 予報発表月 の前 1 か月 平均、予報発 表月を含む 1 か月平均	500hPa 高度	実線	60m	
		同平年偏差	破線	30m	負偏差
		850hPa 気温	実線	3	
		同平年偏差	破線	1	負偏差
海面更正気圧	実線	4 hPa			
	同平年偏差	破線	1 hPa	負偏差	
3 か月予報資 料 (7) (北半球予想 図)	予報発表月 の翌月から の 3 か月平 均と各月	500hPa 高度	実線	60m	
		同平年偏差	破線	30m	負偏差
		850hPa 気温	実線	3	
		同平年偏差	破線	1	負偏差
海面更正気圧	実線	4 hPa			
	同平年偏差	破線	1 hPa	負偏差	
3 か月予報資 料 (8) (北半球高偏 差確率)	予報発表月 の翌月から の 3 か月平 均と各月	高偏差確率	実線	0.25(25%)	0.5(50%) 以上のみ表示し、正の高 偏差に格子、負の高偏差に横縞の 影
		500hPa 高度	実線	60m	

第 4.2.2 表 各種循環指数等の定義

掲載予報資料の 3 か月は 3 か月予報資料、暖・寒候期は暖・寒候期予報資料

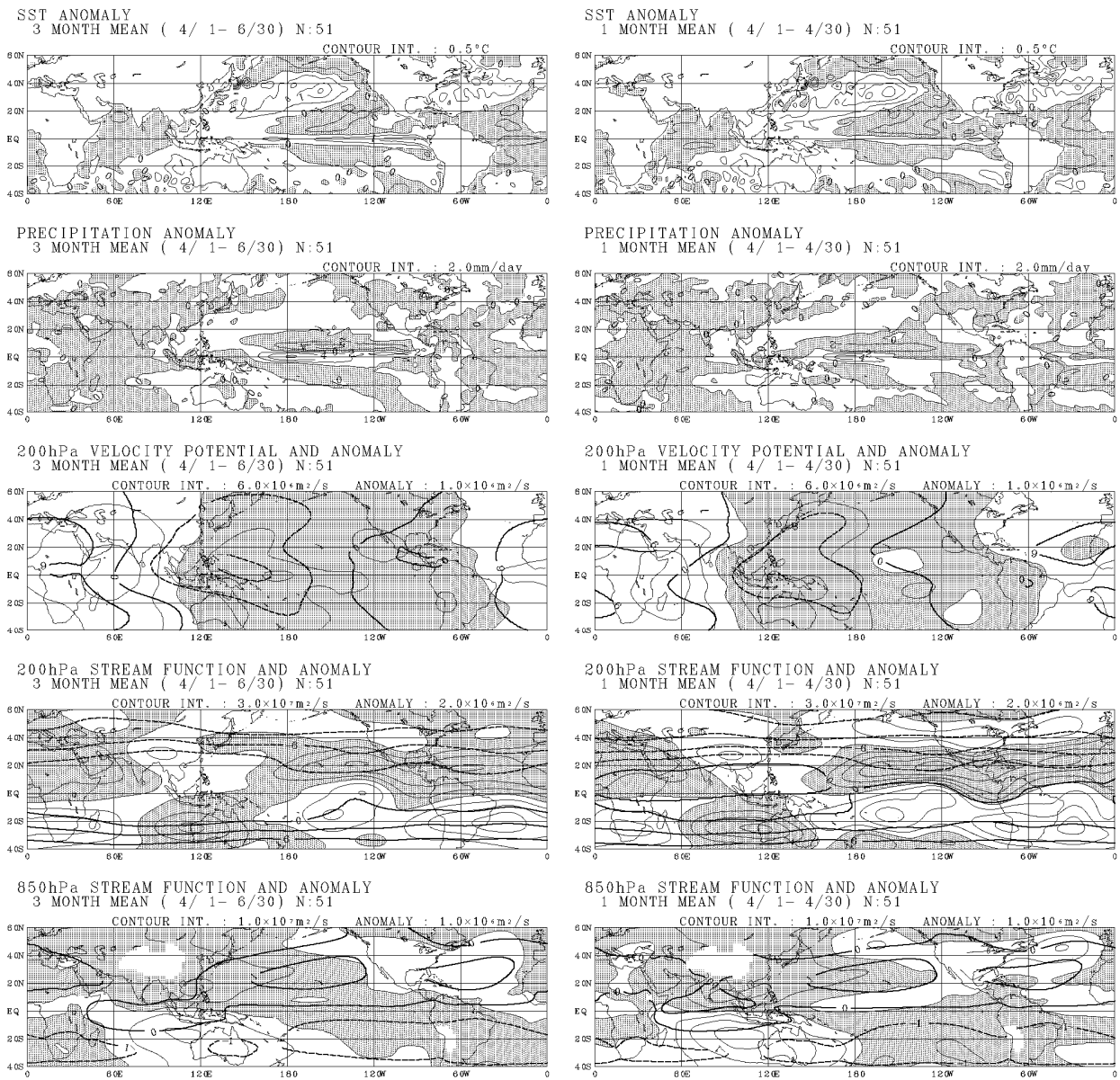
資料中の表示	定義	掲載予報資料
SST NINO.3	150°W~90°W、5°S~5°N の領域平均海面水温平年偏差	3 か月 (5) 暖・寒候期 (2)
SST NINO.WEST	130°E~150°E、EQ~15°N の領域平均海面水温平年偏差	
SST IOBW	40°E~100°E、20°S~20°N の領域平均海面水温平年偏差	
SST インド洋北部	40°E~100°E、EQ~20°N の領域平均海面水温平年偏差	
降水量 C11 領域	70°E~100°E、10°N~25°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 C12 領域	115°E~140°E、10°N~20°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 DL 領域	170°E~170°W、5°S~5°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 SAMOI 領域	80°E~105°E、5°N~25°N の領域平均降水量平年偏差 + 107.5°E~140°E、5°N~20°N の領域平均降水量平年偏差	
Z500 帯状平均 (20°N~30°N)	20°N~30°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	
Z500 帯状平均 (30°N~40°N)	30°N~40°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	
Z500 帯状平均 (40°N~50°N)	40°N~50°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	3 か月 (8) 暖・寒候期 (3)
東西指数	40°N における帯状平均 500hPa 高度平年偏差 - 60°N における帯状平均 500hPa 高度平年偏差 (高指数(正)は東西の流れが卓越)	
東西指数(極東域)	40°N における 90°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 - 60°N における 90°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 (高指数(正)は東西の流れが卓越)	
東方海上高度	40°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差	3 か月 (8) 3 か月 (9) 暖・寒候期 (3)
オホーツク海高気圧指数	130°E~150°E、50°N~60°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
沖縄高度	30°N における 120°E~140°E で平均した 500hPa 高度平年偏差	
極渦指数	70°N~80°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	3 か月 (8) 暖・寒候期 (3)
極渦指数(極東域)	90°E~170°E、70°N~80°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
40 度西谷指数	40°N における 100°E~130°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 - 40°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 (東谷が正)	
極東中緯度高度	90°E~170°E、30°N~40°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
小笠原高度	130°E~170°E、20°N~30°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
500hPa 高度 第 1 主成分	季節平均した 30°N 以北の 500hPa 高度平年偏差における共分散行列の第 1 主成分スコア。ただし、予報対象の中央の月が該当する主成分パターンを用いたもの	3 か月 (8) 3 か月 (9) 暖・寒候期 (3)
500hPa 高度 第 2 主成分	500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 2 主成分	
500hPa 高度 第 3 主成分	500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 3 主成分	3 か月 (8) 暖・寒候期 (3)
T850 偏差 北日本	140°E~145°E、37.5°N~45°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	3 か月 (9)
T850 偏差 東日本	135°E~140°E、35°N~37.5°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	
T850 偏差 西日本	130°E~135°E、30°N~35°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	
T850 偏差 沖縄・奄美	122.5°E~130°E、25°N~27.5°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	
北半球層厚換算温度	300hPa 面と 850hPa 面との高度差を温度に換算した量(層厚換算温度)の平年偏差の帯状平均を 30°N~90°N で平均	
中緯度層厚換算温度	北半球層厚換算温度と同様、ただし、30°N~50°N で平均	
SST 沖縄近海	120°E~130°E、20°N~30°N の領域平均海面水温平年偏差	(なし)
降水量 フィリピン付近	120°E~140°E、10°N~20°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 インド洋北部	40°E~100°E、EQ~20°N の領域平均降水量平年偏差	

3か月予報資料（2） 熱帯・中緯度実況解析図（一部予報値含む） 初期値：2012. 3. 7.00 UTC



第4.2.1図 3か月予報資料（2）（熱帯・中緯度実況解析図）の例（初期値は2012年3月7日00UTC）
 左列1段目～4段目：発表月を含む前3か月平均図。上から海面水温年間偏差（等値線間隔0.5）、200hPa速度ポテンシャル（太線、 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と年間偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）、200hPa流線関数（太線、 $3.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と年間偏差（細線、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）、850hPa流線関数（太線、 $1.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と年間偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。各図とも陰影は負偏差（速度ポテンシャルは発散偏差が負、流線関数は北半球で低気圧性循環偏差が負）。
 右列1段目～4段目：発表月の1か月平均図のほかは左列1段目～4段目と同じ。
 5段目：赤道域における時間-経度断面で、左からSST（海面水温）年間偏差（0.5）、OHC（海洋貯熱量）年間偏差（0.5）、東西風応力年間偏差（ $1.5 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$ ）。半旬値で前6か月の解析値と予報最終月までの予測値。陰影は負偏差（東西風応力年間偏差は西向き（東風）偏差が負）。縦軸は時間（上から下へ進む、数値は月）、横軸は経度。図中の細縦線は海陸の境界線、太縦線は日付変更線、太横線は解析値と予報値の境界線を表す。

3 か月予報資料 (3) 熱帯・中緯度予想図 (3 か月・月別) 初期値 : 2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.2 図 3 か月予報資料 (3) (熱帯・中緯度予想図) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)

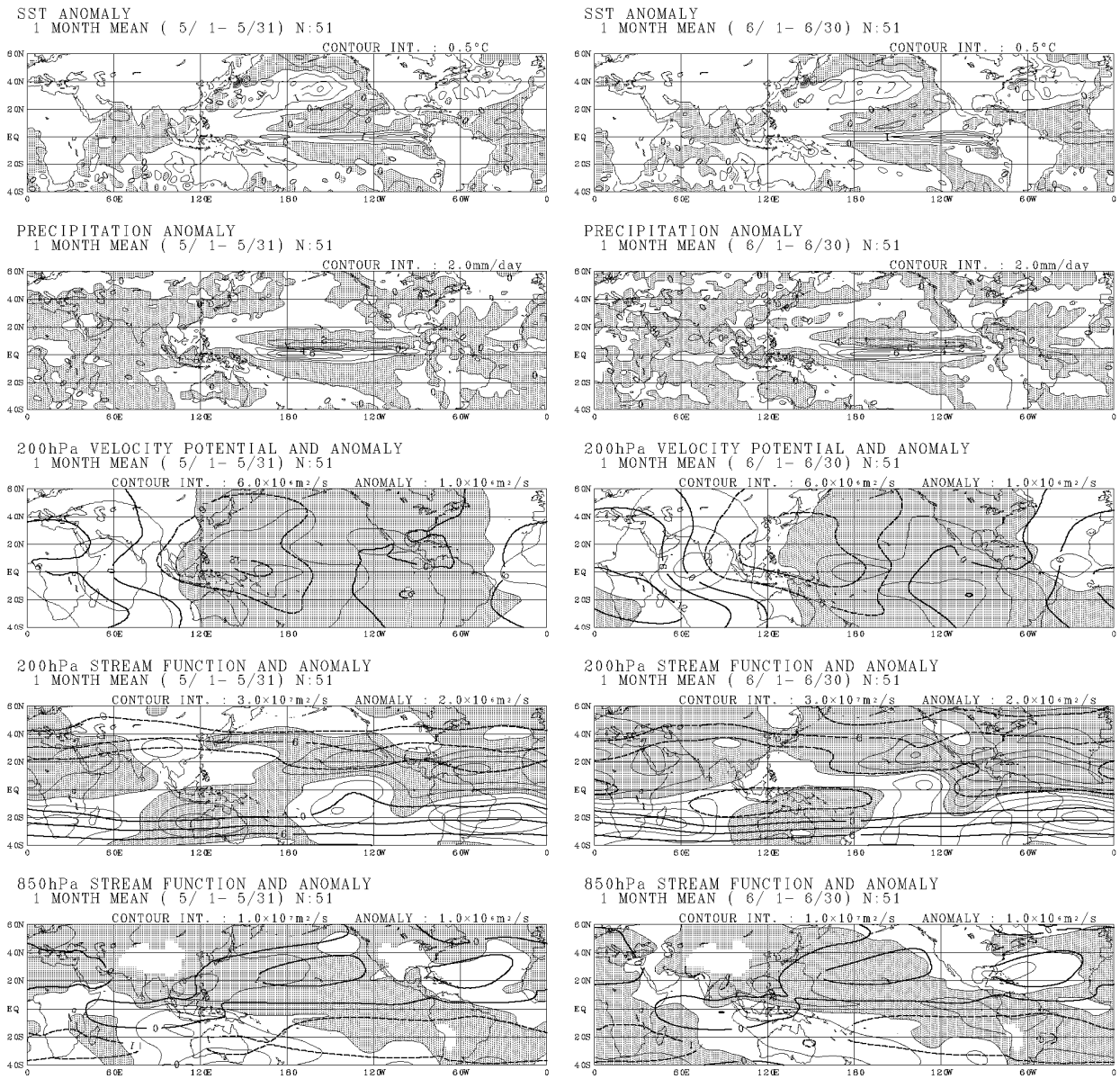
左列 : 3 か月平均予想図、右列 : 1 か月目予想図。

1 段目 : 海面水温年間偏差 (等値線間隔 0.5)、2 段目 : 降水量年間偏差 (2.0mm/day)、3 段目 : 200hPa 速度ポテンシャル (太線、 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) と年間偏差 (細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、4 段目 : 200hPa 流線関数 (太線、 $3.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$) と年間偏差 (細線、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、5 段目 : 850hPa 流線関数 (太線、 $1.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$) と年間偏差 (細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。

各図とも陰影は負偏差 (速度ポテンシャルは発散偏差が負、流線関数は北半球での低気圧性循環偏差が負)。

3か月予報資料（4）熱帯・中緯度予想図（月別）

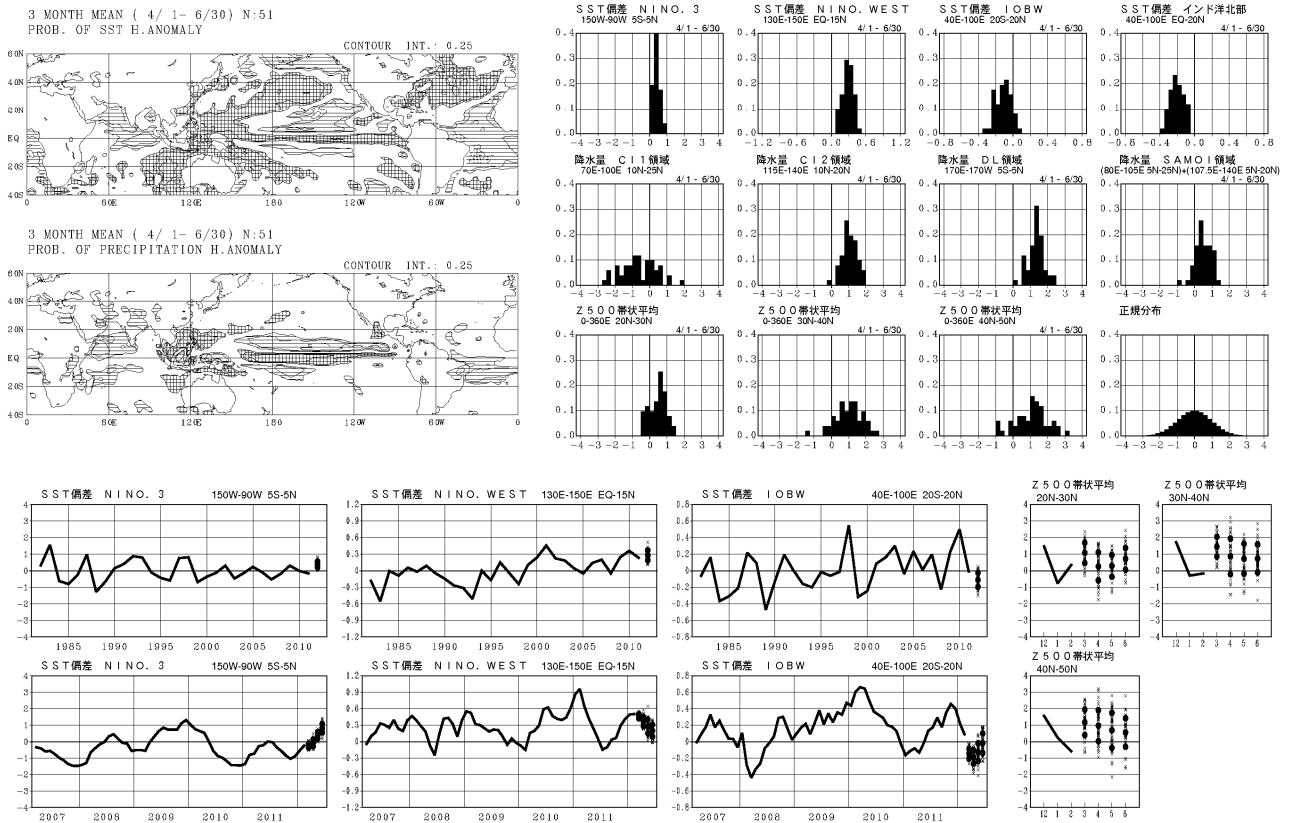
初期値：2012. 3. 7.00 UTC



第4.2.3図 3か月予報資料（4）（熱帯・中緯度予想図）の例（初期値は2012年3月7日00UTC）
 第4.2.2図と同じ。ただし、左列：2か月目予想図、右列：3か月目予想図。

3 か月予報資料 (5) 熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図

初期値: 2012. 3. 7.00 UTC



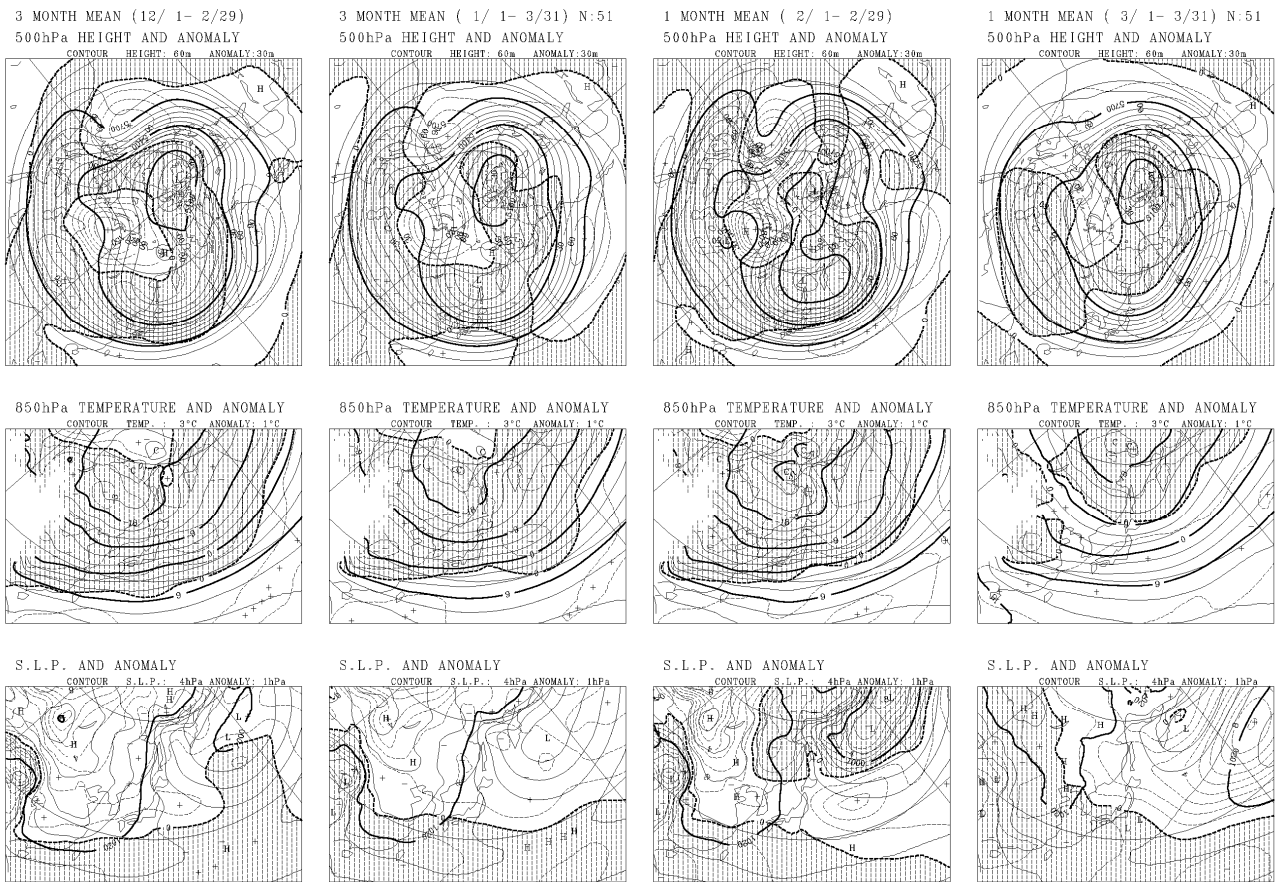
第 4.2.4 図 3 か月予報資料 (5) (熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)

上半分の左列: 上: 3 か月平均 SST 高偏差確率 下: 3 か月平均降水量高偏差確率 正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す。平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。

上半分の右 4 列: 3 か月平均ヒストグラム 1 段目: SST 平年偏差。左から NINO.3 (エルニーニョ監視海域)、NINO.WEST (西太平洋熱帯域)、IOBW (インド洋熱帯域)、インド洋北部。2 段目: 降水量規格化偏差。左から C11 領域 (アラビア海東部~ベンガル湾)、C12 領域 (フィリピン付近~フィリピンの東)、DL 領域 (日付変更線付近)、SAMOI 領域 (夏季アジアモンスーン域)。3 段目: 北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差 (左から、20°N~30°N、30°N~40°N、40°N~50°N)。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。横軸は、1 段目は SST 平年偏差で階級幅は NINO.3 が 0.25、NINO.WEST が 0.075、IOBW とインド洋北部が 0.05。そのほかは標準偏差比で階級幅は 1/4。

下半分の左 3 列: SST 平年偏差時系列図 1 段目: 前 30 年と 3 か月平均アンサンブルメンバー予測値 (左から NINO.3、NINO.WEST、IOBW)。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差 (スプレッド) を黒丸で表示する。2 段目: 前 60 か月と月別アンサンブルメンバー予測値 (海域は 1 段目と同じ)。解析値は過去 60 か月分、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差 (スプレッド) を黒丸で表示する。下半分の右 2 列: 北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差時系列図。前 3 か月と月別アンサンブルメンバー予測値 (左上 20°N~30°N、右上 30°N~40°N、左下 40°N~50°N)。解析値は過去 3 か月分、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差 (スプレッド) を黒丸で表示する。

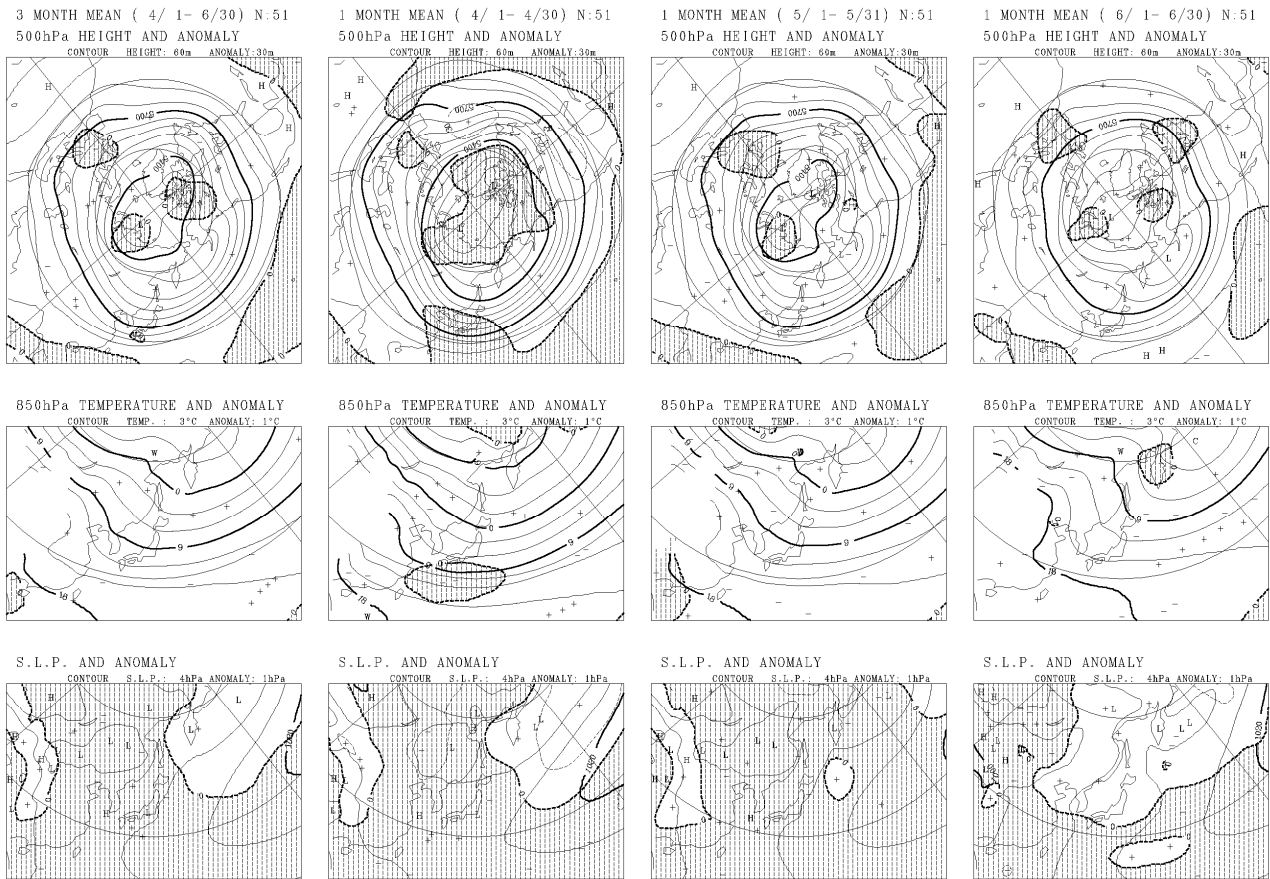
3 か月予報資料 (6) 北半球実況解析図 (一部予報値含む) 初期値 : 2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.5 図 3 か月予報資料 (6) (北半球実況解析図 (一部予報値を含む)) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)
 1 段目 : 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と平年偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、前 3 か月平均、予報発表月を含む前 3 か月平均、前 1 か月平均、予報発表月の 1 か月平均の解析値。ただし、予報発表月の発表日以降の値はアンサンブル平均予測値を利用している。
 2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と平年偏差 (破線、1)。
 3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4 hPa) と平年偏差 (破線、1 hPa)。
 各図とも陰影は負偏差。

3 か月予報資料 (7) 北半球予想図

初期値 : 2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.6 図 3 か月予報資料 (7) (北半球予想図) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)

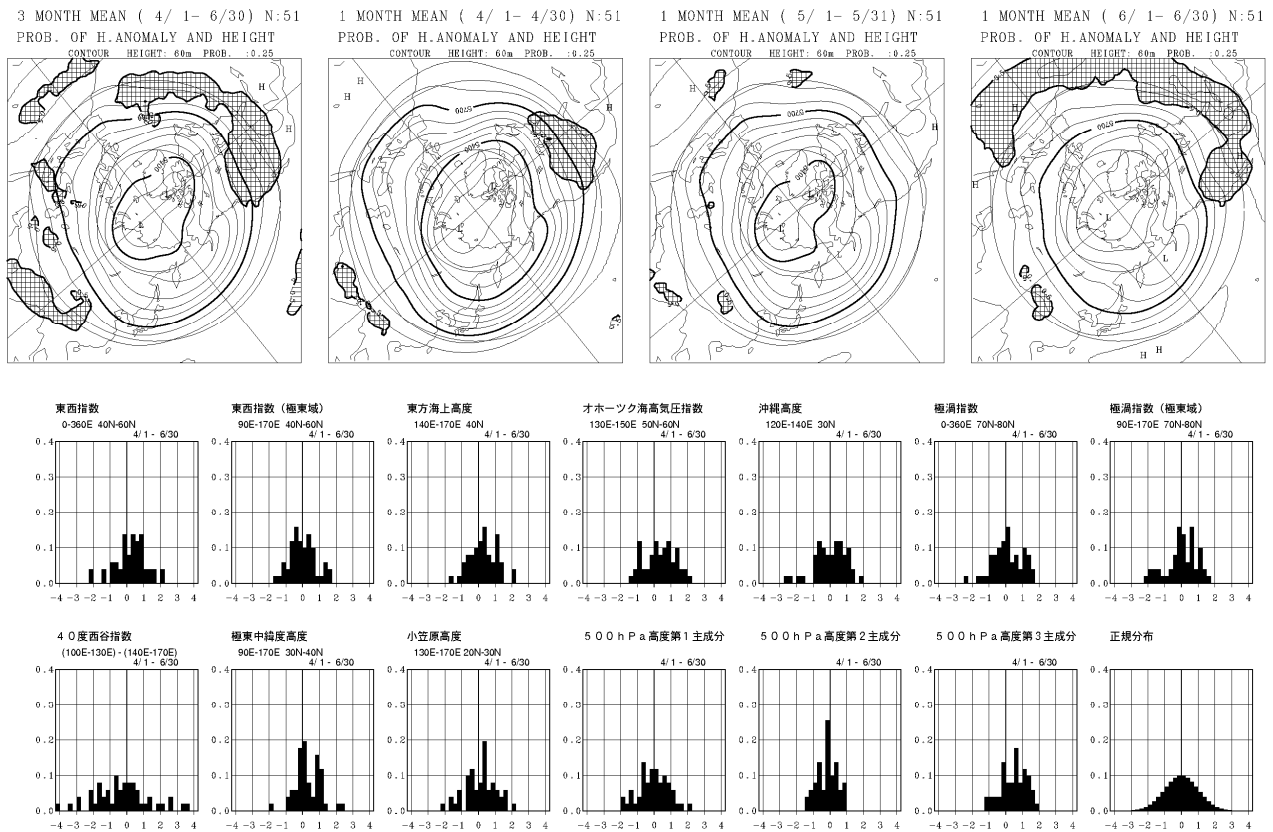
1 段目 : アンサンブル平均 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と年平均偏差 (破線、30m) 。左からそれぞれ、3 か月平均、予測 1 か月目、予測 2 か月目、予測 3 か月目。

2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と年平均偏差 (破線、1) 。

3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4 hPa) と年平均偏差 (破線、1 hPa) 。各図とも陰影は負偏差。

3か月予報資料（8）北半球 高偏差確率・ヒストグラム

初期値：2012. 3. 7.00 UTC

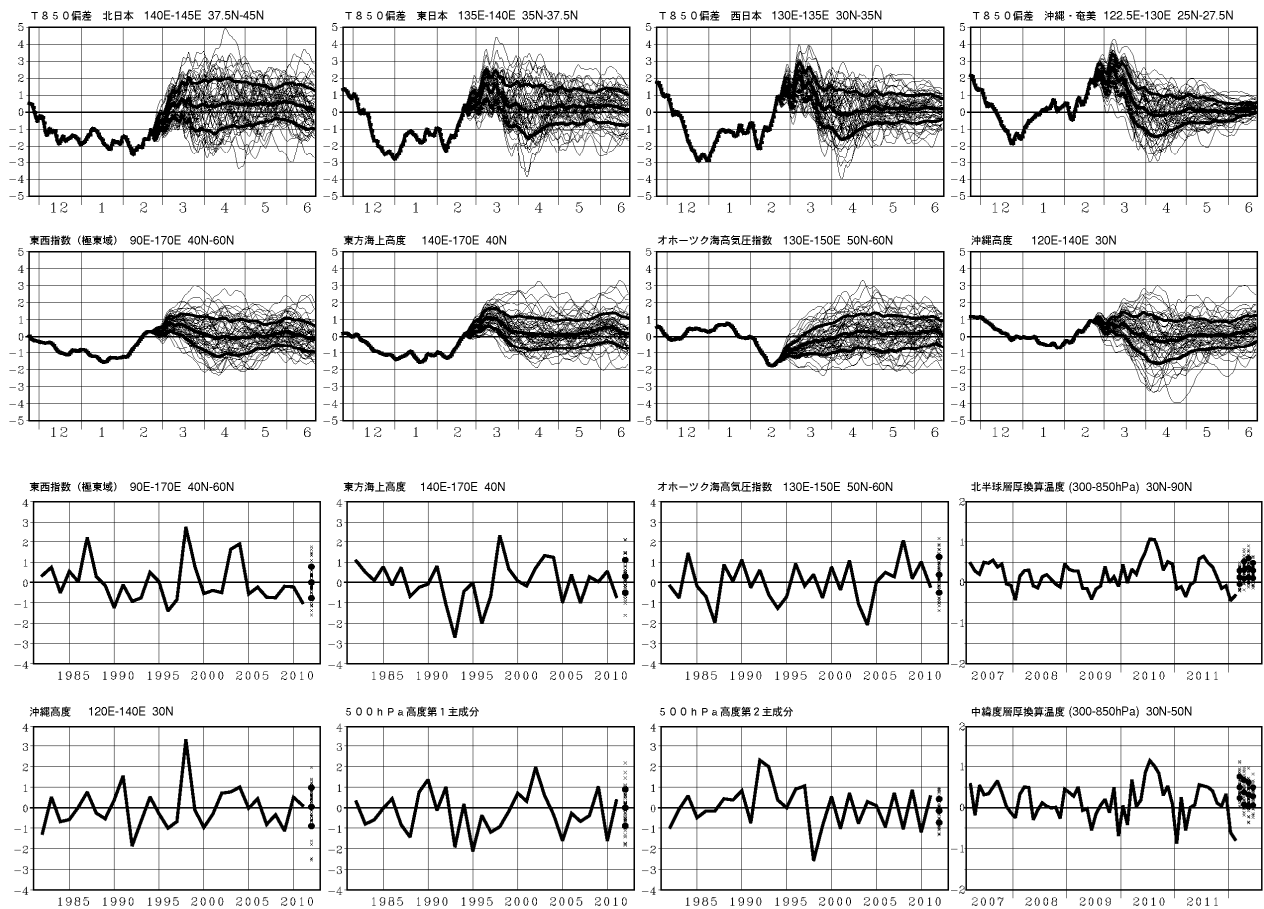


第 4.2.7 図 3か月予報資料（8）（高偏差確率・ヒストグラム）の例（初期値は2012年3月7日00UTC）

- 1 段目：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と高偏差確率（正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す）。左からそれぞれ、3か月平均、予測1か月目、予測2か月目、予測3か月目。予測された北半球 500hPa 高度年平偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。
- 2 段目：循環指数類ヒストグラム。予測3か月平均。左から、東西指数（北半球）、東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度、極渦指数（北半球）、極渦指数（極東域）。横軸は標準偏差比で階級幅は 1/4。
- 3 段目：2 段目と同じ。ただし左から 40 度西谷指数、極東中緯度高度、小笠原高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア、第 3 主成分スコア。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。循環指数類の定義等の詳細は、第 4.2.2 表を参照。

3か月予報資料（9）各種指数類時系列図

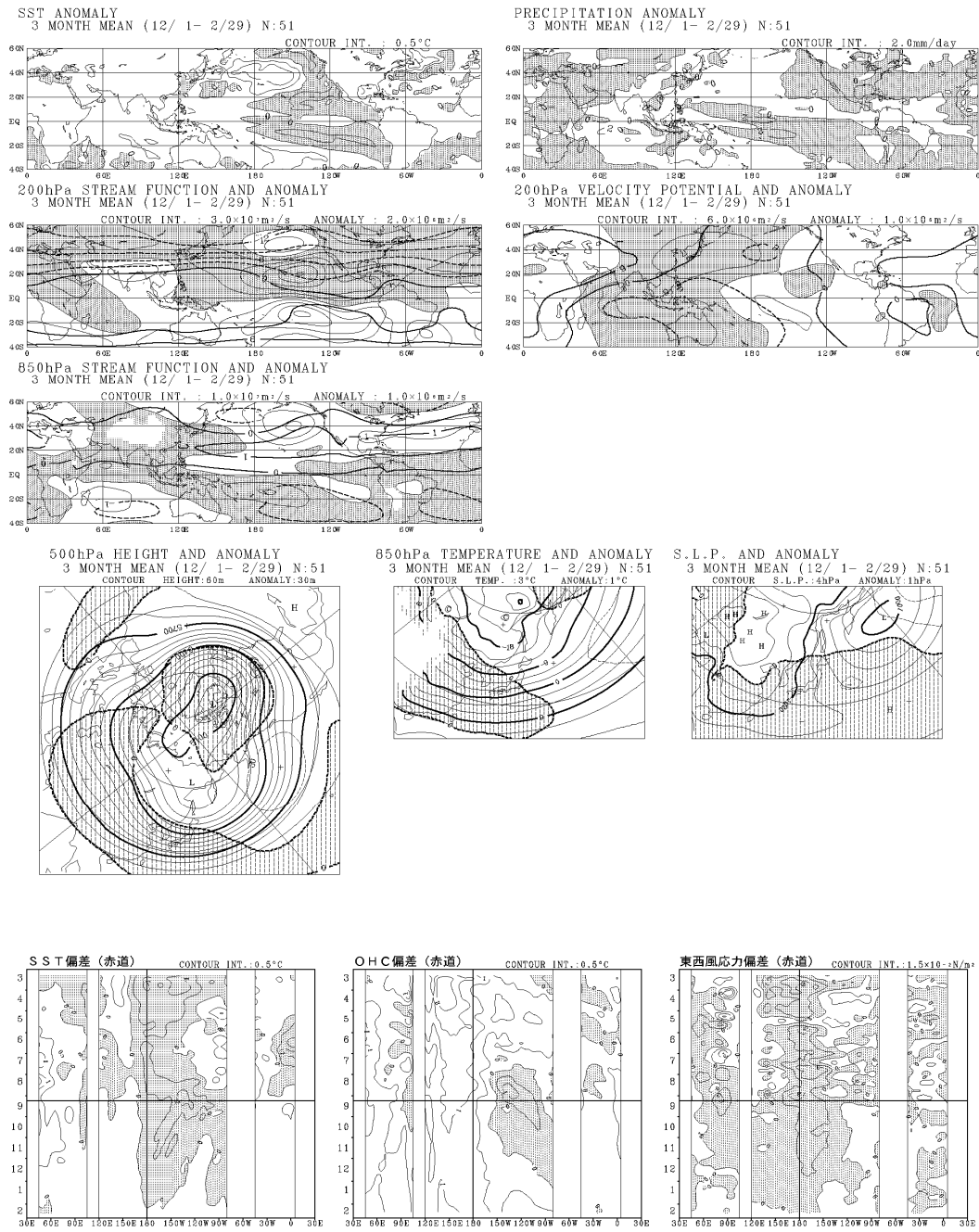
初期値：2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.8 図 3 か月予報資料（9）（各種指数類時系列図）の例（初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC）

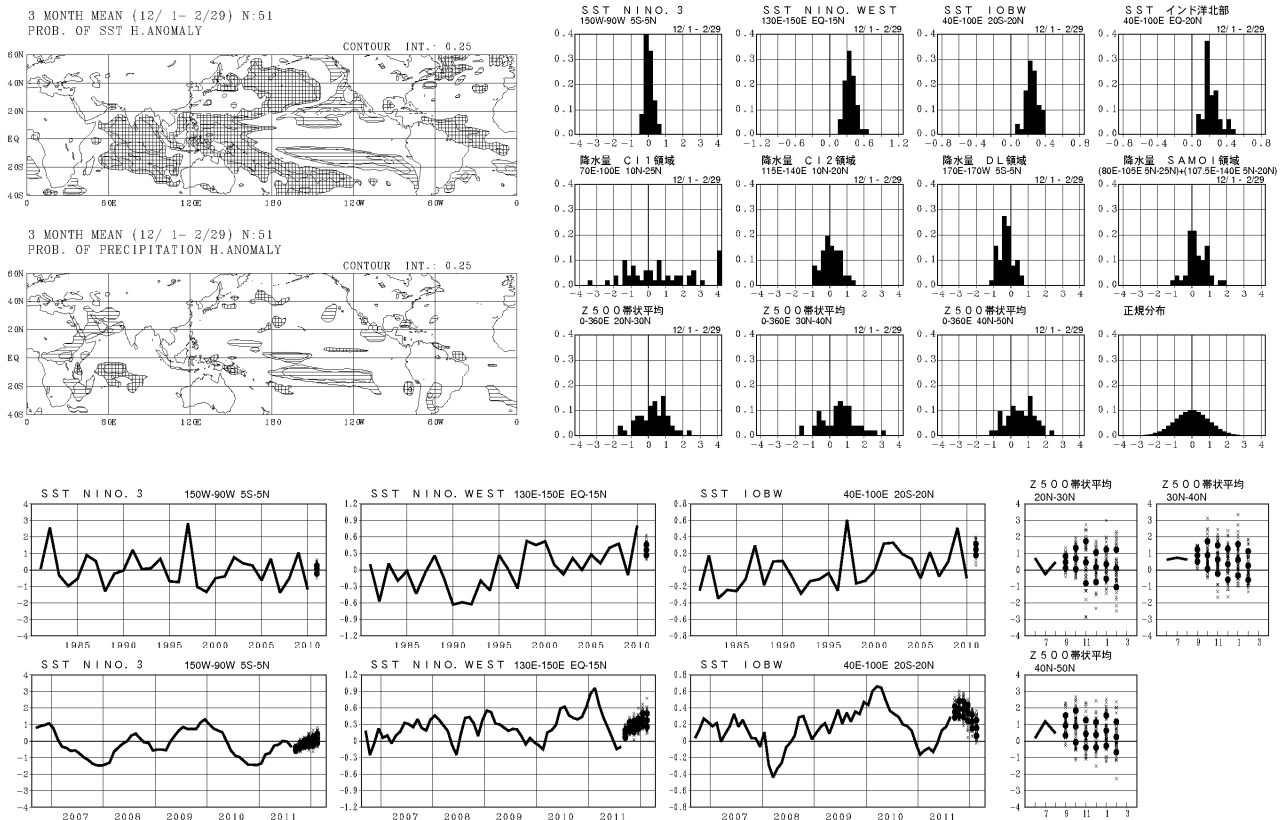
- 1 段目：解析、および予測された各種指数類の 30 日移動平均時系列図。太実線は解析、アンサンブル平均予測、およびアンサンブル平均予測 ± 標準偏差。細い実線は各メンバー。日付は 30 日移動平均の中心に対応（例えば 3 月 1 日～30 日の 30 日平均値は 3 月 15 日と 16 日の中間に表示）。解析値は、予報初期値の日から過去 105 日分。左から、北日本域、東日本域、西日本域、沖縄・奄美域の 850hPa 気温平年偏差。
- 2 段目：1 段目と同じ。ただし、左から東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度。
- 3 段目（左から 3 つ）：解析、および予測された各種指数類の予報期間と同じ 3 か月平均値の時系列。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分で、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。要素は左から東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数。
- 3 段目（右端）：解析、および予測された月平均の北半球（30°N～90°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）平年偏差。解析値は過去 60 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示。
- 4 段目（左から 3 つ）：3 段目の左から 3 つと同じ。ただし左から沖縄高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア。
- 4 段目（右端）：3 段目右端と同じ。ただし北半球中緯度（30°N～50°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）平年偏差。

暖・寒候期予報資料（１）アンサンブル平均予想図 初期値：2011. 9. 8.00 UTC



第 4.2.9 図 寒候期予報資料（１）（アンサンブル平均予想図）の例（初期値は2011年9月8日00UTC）

- 1 段目（左）：海面水温平年偏差（等値線間隔 0.5 ）、1 段目（右）：降水量平年偏差 (2.0mm/day)。
- 2 段目（左）：200hPa 流線関数（太線、 $3.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と平年偏差（細線、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。
- 2 段目（右）：200hPa 速度ポテンシャル（太線、 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と平年偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。
- 3 段目：850hPa 流線関数（太線、 $1.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と平年偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。
- 4 段目（左）：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と平年偏差（破線、30m）。
- 4 段目（中）：850hPa 気温（実線、3 ）と平年偏差（破線、1 ）。
- 4 段目（右）：海面更正気圧（実線、4 hPa）と平年偏差（破線、1 hPa）。
- 5 段目：赤道域における時間 - 経度断面で、左から SST（海面水温）平年偏差 (0.5)、OHC（海洋貯熱量）平年偏差 (0.5)、東西風応力平年偏差 ($1.5 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$)。半月値で前 6 か月の解析値と予報最終月までの予測値。陰影は負偏差（東西風応力平年偏差は西向き（東風）偏差が負）。縦軸は時間（上から下へ進む、数値は月）、横軸は経度。図中の細縦線は海陸の境界線、太縦線は日付変更線、太横線は解析値と予報値の境界線を表す。各図とも陰影は負偏差（速度ポテンシャルは発散偏差が負、流線関数は北半球での低気圧性循環偏差が負）。



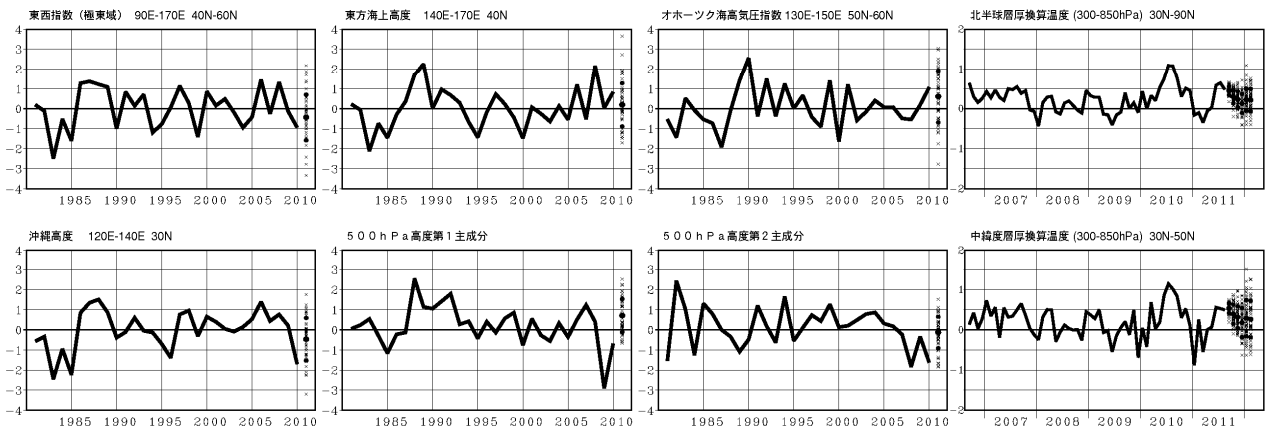
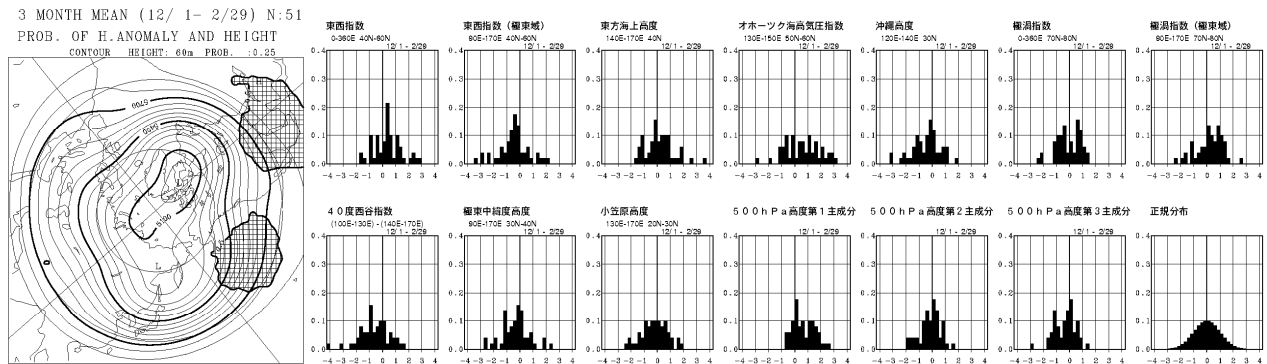
第 4.2.10 図 寒候期予報資料（２）（熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図）の例（初期値は 2011 年 9 月 8 日 00UTC）

上半分の左列： 上：3 か月平均 SST 高偏差確率 下：3 か月平均降水量高偏差確率 正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す。平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンプルメンバーのうちこのしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。

上半分の右 4 列：3 か月平均ヒストグラム 1 段目：SST 平年偏差。左から NINO.3（エルニーニョ監視海域）、NINO.WEST（西太平洋熱帯域）、IOBW（インド洋熱帯域）、インド洋北部。2 段目：降水量規格化偏差。左から C11 領域（アラビア海東部～ベンガル湾）、C12 領域（フィリピン付近～フィリピンの東）、DL 領域（日付変更線付近）、SAMOI 領域（夏季アジアモンスーン域）。3 段目：北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差（左から、20°N～30°N、30°N～40°N、40°N～50°N）。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。横軸は、1 段目は SST 平年偏差で階級幅は NINO.3 が 0.25、NINO.WEST が 0.075、IOBW とインド洋北部が 0.05。そのほかは標準偏差比で階級幅は 1/4。

下半分の左 3 列：SST 平年偏差時系列図 1 段目：前 30 年と 3 か月平均アンサンプルメンバー予測値（左から NINO.3、NINO.WEST、IOBW）。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分で、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンプル平均と ±標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。2 段目：前 60 か月と月別アンサンプルメンバー予測値（海域は 1 段目と同じ）。解析値は過去 60 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンプル平均と ±標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。

下半分の右 2 列：北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差時系列図。前 3 か月と月別アンサンプルメンバー予測値（左上 20°N～30°N、右上 30°N～40°N、左下 40°N～50°N）。解析値は過去 3 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンプル平均と ±標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。



第 4.2.11 図 寒候期予報資料（3）（高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図）の例（初期値は 2011 年 9 月 8 日 00UTC）

- 1 段目(左)：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と高偏差確率（正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す）。予測された北半球 500hPa 高度 1 年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうちこのしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。
- 1 段目(右上)：循環指数類ヒストグラム。予測 3 か月平均。左から、東西指数（北半球）、東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度、極渦指数（北半球）、極渦指数（極東域）。横軸は標準偏差比で階級幅は 1/4。
- 1 段目(右下)：1 段目右上と同じ。ただし左から 40 度西谷指数、極東中緯度高度、小笠原高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア、第 3 主成分スコア。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。
- 2 段目(左から 3 つ)：解析、および予測された各種指数類の予報期間と同じ 3 か月平均値の時系列。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分で、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。要素は左から東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数。
- 2 段目(右端)：解析、および予測された月平均の北半球（30°N ~ 90°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）1 年偏差。解析値は過去 60 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示。
- 3 段目(左から 3 つ)：2 段目の左から 3 つと同じ。ただし左から沖縄高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア。
- 3 段目(右端)：2 段目右端と同じ。ただし北半球中緯度（30°N ~ 50°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）1 年偏差。

寒候期予報資料（４） 数値予報ガイダンス（気温・降水量・降雪量）

初期値：2011年 9月 8日 0 UTC

	12月-2月 気温			12月-2月 降水量			12月-2月 降雪量		
	低	並	高	少	並	多	少	並	多
北日本	32	32	36	22	41	37			
北日本日本海側	32	28	40	24	40	36	35	30	35
北日本太平洋側	28	36	36	18	49	33			
東日本	32	26	42	21	50	29			
東日本日本海側	32	20	48	32	32	36	40	21	39
東日本太平洋側	32	27	41	20	49	31			
北海道地方	31	32	37	34	26	40			
北海道日本海側	36	30	34	29	40	31	39	22	39
北海道オホーツク海側	32	32	36	32	42	26			
北海道太平洋側	31	34	35	26	44	30			
東北地方	31	31	38	26	31	43			
東北日本海側	31	31	38	24	44	32	38	24	38
東北太平洋側	33	25	42	30	29	41			
東北部	32	29	39	30	28	42			
東南部	34	31	35	32	24	44			
関東甲信地方	34	26	40	20	47	33			
北陸地方	32	20	48	32	32	36	40	21	39
東海地方	32	22	46	19	43	38			
西日本	30	30	40	22	46	32			
西日本日本海側	30	29	41	23	40	37	31	33	36
西日本太平洋側	30	26	44	18	50	32			
沖縄・奄美	27	23	50	26	30	44			
近畿地方	36	26	38	23	47	30			
近畿日本海側	27	29	44	33	29	38	35	37	28
近畿太平洋側	35	26	39	17	47	36			
中国地方	34	29	37	27	36	37			
山陰	34	29	37	37	35	28	34	31	35
山陽	35	21	44	19	44	37			
四国地方	31	26	43	29	33	38			
九州北部地方	30	28	42	23	40	37			
九州南部・奄美地方	25	36	39	31	39	30			
九州南部	23	37	40	26	45	29			
奄美地方	29	29	42	23	26	51			
沖縄地方	27	17	56	30	30	40			

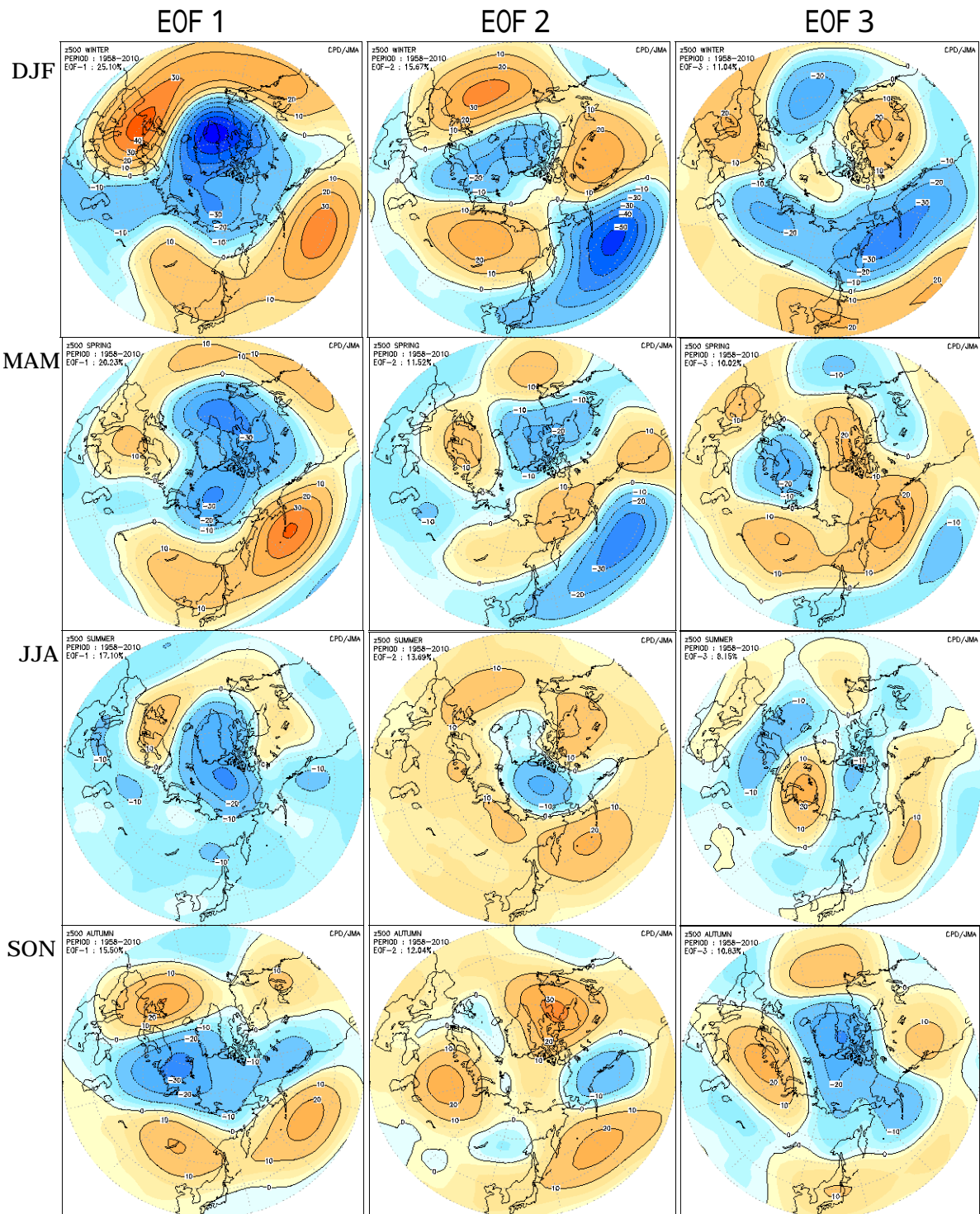
(注) 降雪量における西日本日本海側は九州北部地方を含まない。

第4.2.12図 寒候期予報資料（４）（数値予報ガイダンス）の例（初期値は2011年9月8日00UTC）

第4.2.5表 最近10年間（2000/2001年～2009/2010年）の気温、降水量の階級別出現率

縦線で囲まれた各期間の数値は、左から、10年平均値、10年平均値が該当する階級、10年間に出現した各階級の割合。

	12月-2月 気温			12月-2月 降水量			12月-2月 降雪量		
	低	並	高	少	並	多	少	並	多
北日本	0.3	並	30 : 20 : 50	111	多	20 : 30 : 50			
北日本日本海側	0.3	並	30 : 20 : 50	106	並	20 : 40 : 40	87	少	70 : 20 : 10
北日本太平洋側	0.3	並	30 : 20 : 50	115	多	10 : 50 : 40			
東日本	0.6	高	10 : 30 : 60	121	多	10 : 10 : 80			
東日本日本海側	0.5	並	10 : 40 : 50	101	並	40 : 20 : 40	62	少	50 : 50 : 0
東日本太平洋側	0.6	高	10 : 30 : 60	127	多	10 : 10 : 80			
北海道地方	0.3	並	30 : 20 : 50	105	並	30 : 40 : 30			
北海道日本海側	0.3	並	30 : 20 : 50	103	並	30 : 30 : 40	91	少	70 : 30 : 0
北海道オホーツク海側	0.4	並	20 : 30 : 50	103	並	50 : 20 : 30			
北海道太平洋側	0.3	並	30 : 30 : 40	108	並	20 : 50 : 30			
東北地方	0.4	並	20 : 30 : 50	118	多	0 : 40 : 60			
東北日本海側	0.4	並	20 : 40 : 40	113	多	10 : 10 : 80	80	少	60 : 30 : 10
東北太平洋側	0.3	並	30 : 40 : 30	122	多	0 : 50 : 50			
東北部	0.3	並	20 : 50 : 30	112	多	20 : 30 : 50			
東南部	0.4	並	20 : 30 : 50	124	多	0 : 40 : 60			
関東甲信地方	0.6	高	20 : 20 : 60	130	多	10 : 10 : 80			
北陸地方	0.5	並	10 : 40 : 50	101	並	40 : 20 : 40	62	少	50 : 50 : 0
東海地方	0.6	高	10 : 30 : 60	122	多	10 : 20 : 70			
西日本	0.6	並	10 : 50 : 40	114	並	10 : 20 : 70			
西日本日本海側	0.6	並	10 : 40 : 50	108	並	20 : 20 : 60	55	少	60 : 40 : 0
西日本太平洋側	0.6	並	10 : 50 : 40	118	多	10 : 20 : 70			
沖縄・奄美	0.7	高	0 : 20 : 80	92	並	30 : 60 : 10			
近畿地方	0.5	並	10 : 30 : 60	118	多	10 : 20 : 70			
近畿日本海側	0.6	高	10 : 30 : 60	110	多	30 : 0 : 70	57	少	80 : 10 : 10
近畿太平洋側	0.5	並	10 : 30 : 60	121	多	10 : 20 : 70			
中国地方	0.5	並	10 : 40 : 50	110	並	0 : 60 : 40			
山陰	0.5	並	10 : 50 : 40	102	並	30 : 30 : 40	52	少	90 : 10 : 0
山陽	0.6	高	10 : 40 : 50	119	多	10 : 50 : 40			
四国地方	0.6	並	10 : 40 : 50	116	多	10 : 20 : 70			
九州北部地方	0.7	並	10 : 50 : 40	110	多	10 : 30 : 60			
九州南部・奄美地方	0.7	高	0 : 40 : 60	113	多	10 : 20 : 70			
九州南部	0.7	高	0 : 50 : 50	118	多	10 : 20 : 70			
奄美地方	0.5	高	0 : 30 : 70	94	並	10 : 80 : 10			
沖縄地方	0.7	高	0 : 10 : 90	92	並	30 : 60 : 10			



第 4.2.13 図 500hPa の主成分の空間パターン

左から第 1 主成分、第 2 主成分、第 3 主成分。上から冬（12～2 月）、春（3～5 月）、夏（6～8 月）、秋（9～11 月）。ゼロ線（0 と表示）を境に符号が逆転する。等値線間隔は 10m。各図の左肩に寄与率を表示。データソースは、1958～1978 年については ERA-40（ECMWF（ヨーロッパ中期予報センター）が作成した再解析データ）、1979～2010 年については JRA-25/JCDAS を用いた。

4.3 天候情報と天候のまとめ¹

気象庁では天候の実況を監視しており、長雨や少雨、低温等が発生して、今後社会的影響が予想される場合、天候の予測も含めた総合的な情報を、いわゆる「天候情報」として随時提供している。また、前月の天候経過やその背景としての大気循環場の情報等からなる「天候のまとめ」も、出来るだけ早く、毎月初めに提供している。このほか、季節別、年別の天候のまとめも提供している。

4.3.1 天候情報

気象庁は、観測成果や予報事項に関する情報を気象情報として、一般及び関係機関に対して発表している²。気象情報には、防災活動の円滑な実施を支援する情報と社会的に影響の大きい天候に関する情報がある。前者は、警報や注意報に先立つ注意の喚起や、警報や注意報の補完のために発表する。後者は、長雨や少雨、低温等、平年から大きくかけ離れた気象状況が数日間以上続き、社会的に大きな影響が予想されるとき等に発表する。ここでは、後者（天候情報）について解説する。

2012年6月より用いている、平年から大きくかけ離れた気象状況の基準は、例えば気温では、「かなり低い」または「かなり高い」に相当し、出現率が10%以下(10年に1回以下)の現象、というものである。2週間あるいは4週間程度(少雨の場合は4週間あるいは6週間程度)平年から大きくかけ離れた気象状態が発生または予測されている場合に、天候情報の発表を検討する。この検討基準を採用したのは、各方面の行政機関のデータソースからリストアップした長期緩慢災害事例の9割程度がこの基準で捕捉できることによる(高山 2012)。

天候情報には、府県天候情報、地方天候情報、全般天候情報があり、それぞれ、現象の広がりや社会的影響の広がり等に対応して発表する。対象とする現象(影響を受ける主な対象)は以下のとおり。

- ・長期間の高温(農作物、水産物、人や家畜の健康)
- ・長期間の低温(農作物、人や家畜の健康、水道凍結、交通)
- ・少雨(農作物、生活用水、利水)

- ・多雨(農作物)
- ・日照不足(農作物)
- ・長期間の大雪(農作物、交通、除排雪)

さらに、これらの組合せ(低温と日照不足など)も含めて対象とする。天候情報の具体例を第4.3.1図に示す。

なお、異常天候早期警戒情報(第4.1節)と天候情報の目的は、共に長期緩慢災害の軽減ということで同じだが、異常天候早期警戒情報は、予測情報のみであるのに対し、天候情報は、天候の実況と予測や社会的な影響も含めた総合的な情報である。異常天候早期警戒情報は、異常天候の影響前の事前対策のために、異常天候の発生の可能性が平年に比べて一定以上大きくなったとき(平年から大きくかけ離れた気象状況の発生の可能性が30%以上となったとき)発表する情報で、天候情報に先立つ情報と位置付けられている。一方、天候情報は、実況も踏まえて、現象の発生確率が十分高いと判断されるときに発表する情報である。

以下では、天候情報の発表までの手順を説明する

東日本と西日本の長期間の低温に関する全般気象情報 第1号

平成24年12月19日14時00分 気象庁発表

(見出し)

東・西日本では、12月に入ってからは強い寒気に覆われることが多く、広い範囲で気温がかなり低くなっています。今後10日間程度は、気温の低い日が多く、23日頃からの数日は再び強い寒気が日本付近に南下するため、全国的に気温がかなり低くなる見込みです。農作物の管理や健康管理等に十分注意して下さい。

(本文)

東・西日本では11月はじめ頃から気温の低い状態が続いています。特に、12月に入ってからは日本付近を流れる偏西風が南に蛇行しているため、強い寒気に覆われることが多く、広い範囲で気温がかなり低く、12月1日から18日までの平均気温が平年に比べ2度程度低くなっています。

今後10日間程度は、気温の低い日が多く、23日頃からの数日は再び強い寒気が日本付近に南下し、全国的に気温がかなり低くなる見込みです。路面凍結による交通障害、農作物の管理、健康管理等に十分注意して下さい。

平均気温(12月1日から12月18日まで)(速報値)

	平均気温(度)	平年差(度)
東京	8.2	-1.3
新潟	4.8	-1.6
名古屋	5.8	-2.0
大阪	7.3	-2.0
広島	6.1	-2.2
福岡	8.3	-1.3

第4.3.1図 天候情報の具体例

¹ 榎田 貴郁

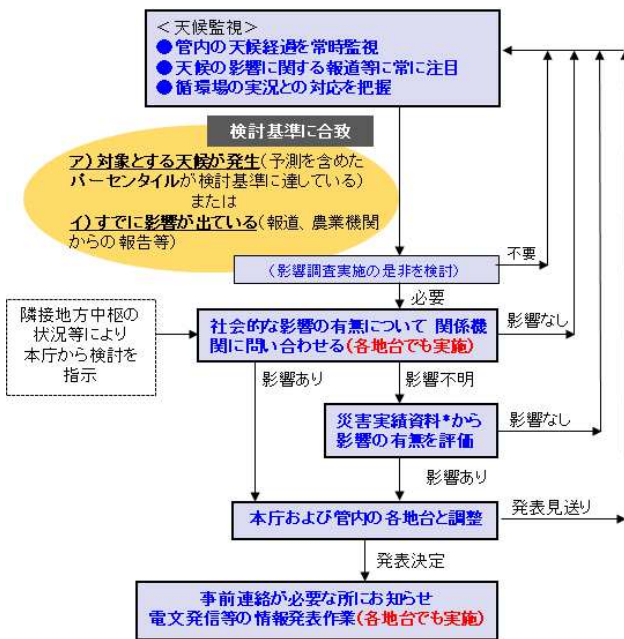
² <http://www.jma.go.jp/jp/kishojoho/>

(第4.3.2図)。平年から大きくかけ離れた気象状況かどうかの判断に、パーセンタイルを用いている。パーセンタイルとは、同一の月日を起点とする同一期間について、その時点からの過去30年分の中で、その年の観測値がどの順位にあるかを示すもので、0～100の整数値を取り、0はその年の観測値が過去30年で最小、100は最大であることを意味する(第4.3.3図)。地域、対象とする現象によって、検討基準を決めており、単独要素の場合は、出現率10%以下に対応して、パーセンタイルが10未満もしくは

90より大、組合せ(低温と日照不足など)の場合は単独より発生の可能性が低いいため、各要素のパーセンタイルが15未満もしくは85より大、としている(第4.3.4図)。実際の運用では、基準を超えているかどうか、気象庁のイントラで常時監視ソフトが作動しており、本庁気候情報課、地方官署の職員とも毎日チェックすることができる(第4.3.5図)。ただし、厳密に基準どおりに発表しているかというところではなく、既に社会的な影響が明白な場合は、基準超でなくても発表の検討をすることがある。

発表の検討においては、社会的な影響の有無を関係機関(自治体、農業機関など)に問い合わせる。問い合わせる内容は「現時点で影響が出ているかどうか」のみではなく、「(このような状態が)今後週間程度続いたらどのような影響の出ることが予想されるか」といったことも含まれる。その他、農林水産省作成の主要作物の生育表や、災害実績資料(経験則など)も参照し、影響を判断する。最後に、府県天候情報(地方气象台等)地方天候情報(管区・沖縄气象台、地方气象台)全般天候情報(本庁気候情報課)の間の相互の内容を調整した上、発表する。

天候情報は、報道機関等を通じ一般に提供されるが、関係行政機関、自治体へも伝えられている。農林水産省、自治体による農家への支援情報の提供や、国土交通省によるダムの渇水対策は、天候情報の利用例である。



第4.3.2図 天候情報の検討手順

$$\text{パーセンタイル} = \left(\frac{100}{N_{\text{all}} - 1} \right) \left(N_{\text{all}} - N_{\text{above}} - 1 - \left(\frac{N_{\text{even}} - 1}{2} \right) \right)$$

N_{all} : 30年間のデータ数(今年分も含む)

N_{above} : 今年より値が大きいデータ数

N_{even} : 今年と値が同じデータ数(今年分も含む)

※計算結果は四捨五入して整数化する

※データ数が10以上あるとき計算

順位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
パーセンタイル	100	97	93	90	86	83	79	76	72	69	66	62	59	55	52	48	45	41	38	34	31	28	24	21	17	14	10	7	3	0

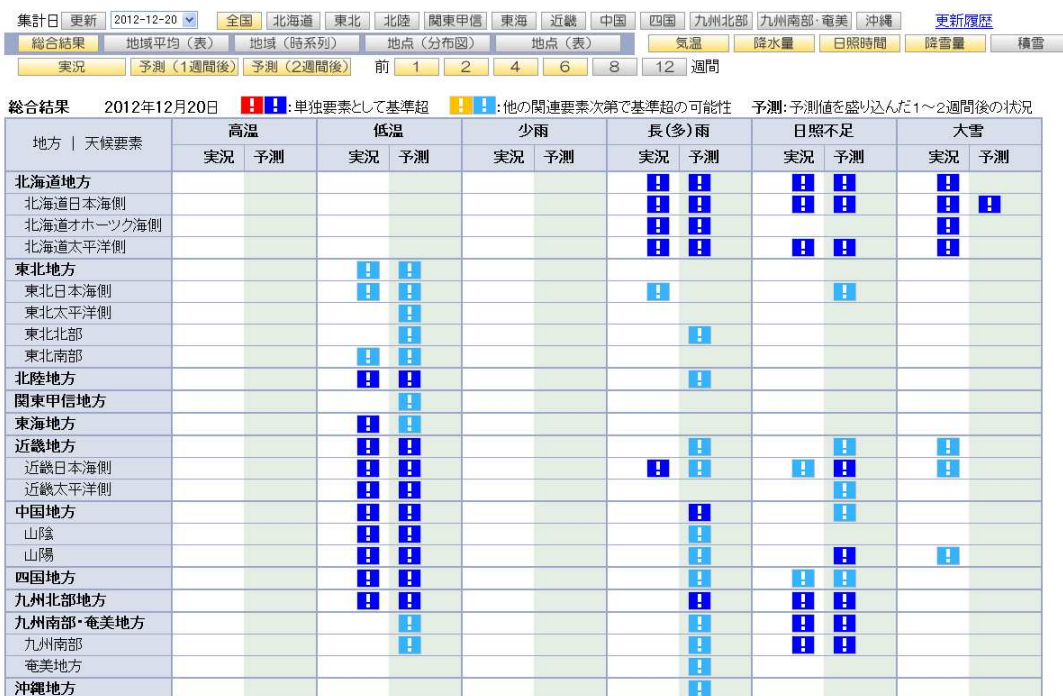
パーセンタイル	0	1～9	10～14	15～33	34～66	67～85	86～90	91～99	100
順位(30年間)	30	29～28	27～26	25～21	20～11	10～6	5～4	3～2	1
階級	極値	かなり低い	低い	平年並	高い	かなり高い	極値		

第4.3.3図 パーセンタイルの定義と意味

対象とする現象	発生のおそれがある社会的影響	(主な)気象要因	社会的影響の生じる可能性が大きい期間	TRS雪の目安; 単独要素	TRS雪の目安; 複数要素 (','は「または」を意味する)	対象とする現象
高温(暖候期)	農畜水産物・健康	勢力の強い高気圧	5~9月	T(2-4)>90	T(2-4)>85 & R(4-6)<15	高温(暖候期)
少雨	農作物・生活用水	勢力の強い高気圧	4~8月	R(4-6)<10		少雨
低温(主に暖候期)	農作物	寒気・気圧の谷・オホ高	4~8月	T(2-4)<10	T(2-4)<15 & S(2-4)<15 , T(2-4)<15 & R(2-4)>85 , S(2-4)<15 & R(2-4)>85	低温(主に暖候期)
日照不足	農作物	寒気・気圧の谷・オホ高	4~10月	S(2-4)<10		日照不足
長(多)雨	農作物	前線・気圧の谷・湿った気流	4~10月	R(2-4)>90		長(多)雨
低温(寒候期)	交通・健康	強い寒気(冬型)	12~2月	T(2-4)<10	T(2-4)<15 & 雪(2-4)>85	低温(寒候期)
大雪(北部山沿)	交通	強い寒気(冬型)	12~2月	雪(2-4)>90		大雪(北部山沿)

第 4.3.4 図 パーセントイルを用いた天候情報の発表の検討開始基準の一例(関東甲信地方)

T、R、Sは、それぞれ気温、降水量、日照時間のパーセントイルを示す。
2-4(4-6)は、2(4)週間あるいは4(6)週間程度の意味。



第 4.3.5 図 天候情報の発表の検討開始に向けて各要素をパーセントイルに基づき監視する気象庁イントラのソフト(デフォルト画面)

4.3.2 天候のまとめ

気象庁本庁では、気候系監視の一環として、日本の天候の状況を月別・季節別・年別にとりまとめて、公表している(観測部計画課情報管理室と地球環境・海洋部気候情報課が協力して作成している)。月別については、毎月のはじめに前月の天候のまとめを報道発表する。季節別は、3月、6月、9月、12月初めに、それぞれ冬、春、夏、秋の天候のまとめを報道発表する。年別は、毎年12月20日頃に速報(発表前日までのデータを集計)を、翌年の1月4

日頃に確定を、それぞれ報道発表する。気象庁本庁の報道発表資料は気象庁ホームページ³で閲覧することができる。

また、気象庁ホームページでは、月別・季節別・年別の天候のまとめだけでなく、大気の様々な図表類も閲覧することができる(月別:毎月14日頃更新、季節別:3月、6月、9月、12月の各月の14日頃更新、年別:1月14日頃更新)⁴。

³ <http://www.jma.go.jp/jma/press/tenko.html>

⁴ <http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/>

報道発表資料の天候のまとめは、

- ・ 概要
 - ・ 本文
 1. 概況
 2. 気温、降水量、日照時間等の気候統計値
 3. 天候経過
 4. 大気の流れの特徴
 5. 全国気候表
 6. 順位更新表
- といった構成になっている（年別は本文の「4. 大気の流れの特徴」は無い）。以下では、ごく簡単に、記述の方針を説明する。
- 概要は、囲み記事で、天候の特徴を端的に記述す

る。概要の具体例（2012年11月）を第4.3.6図に示す。気温、降水量、日照時間等の記録更新や災害をもたらした気象現象（大雨、暴風等）といった特記事項等を簡潔にまとめる。それぞれの要素（気温、降水量、日照時間等）をバランスよく記述するようにもしている。

本文の「1. 概況」では、概要で紹介した内容と、概要では取り上げなかった内容とを、時間の順番や、一連の現象かどうかができるように、また、すべての地域をカバーするよう注意しながら、記述している。「1. 概況」の具体例（2012年11月）を第4.3.7図に示す。読者が対象期間（月・季節・年）の日本の天候の特徴や経過の大まかなイメージを掴めるよ

2012年（平成24年）11月の特徴：

- 北日本と東日本日本海側では月降水量がかなり多く、月間日照時間がかなり少なかった
北日本と東日本日本海側では低気圧の影響を受けやすく、月降水量はかなり多く、月間日照時間はかなり少なかった。特に、北日本日本海側の月降水量の平年比は160%となり、1946年の統計開始以降最も多い値を更新した。また、北日本太平洋側の月間日照時間の平年比は77%となり、1946年の統計開始以降最も少ない値を更新した。
- 月平均気温は北日本で平年並、東日本以西では低かった
北日本では、月の前半は気温が平年を上回ったが、月の後半は平年を下回り、月平均気温は平年並だった。東日本以西では平年を下回る日が多く、月平均気温は低かった。

第4.3.6図 天候のまとめの「概要」の具体例（2012年11月）

1 概況

北日本と東日本日本海側では低気圧の影響を受けやすく、曇りや雨または雪の日が多かった。北日本と東日本日本海側での月降水量はかなり多く、月間日照時間はかなり少なかった。特に、北日本日本海側の月降水量の平年比は160%となり、1946年の統計開始以降最も多い値を更新した。また、北日本太平洋側の月間日照時間の平年比は77%となり、1946年の統計開始以降最も少ない値を更新した。

東日本太平洋側と西日本では、低気圧と高気圧が交互に通る天気は数日の周期で変わった。沖縄・奄美も天気は数日の周期で変わったが、上旬を中心に寒気の影響により曇りの日が多かった。

なお、月の中旬からは、低気圧の通過後に一時的な冬型の気圧配置となり、北・東日本では降雪となった日があった。旭川と網走（共に北海道）では18日に初雪を観測したが、11月に入っても暖かい日が続いた影響で、旭川と網走の初雪は統計開始（それぞれ1889年、1890年）以降最も遅い記録を更新した。また、26日から27日にかけては低気圧が北・東日本で発達し、北海道で暴風の被害があった。

気温は、北日本では、月の前半は暖かい空気に覆われたため平年を上回ったが、月の後半は平年を下回った。東日本以西では、概ね月を通じて気温は平年を下回った。

第4.3.7図 天候のまとめの本文の「概況」の具体例（2012年11月）

うに配慮している。

「2. 気温、降水量、日照時間等の気候統計値」は、平均気温、降水量、日照時間等の地域的な傾向や記録更新のまとめである。具体例(2012年11月)を第4.3.8図に示す。表や図で、各要素の平年差、平年比とその階級「かなり低い」、「低い」、「平年並」、「高い」、「かなり高い」の5階級)が一目でわかるように配慮している。

「3. 天候経過」は、天候の詳細を記述する。月別の天候のまとめは旬毎に、季節別は月毎に、年別は季節毎に、天候を記述する。年別の天候のまとめの季節毎の記述では、冒頭に特記事項を箇条書きする。

「4. 大気の流れの特徴」(年別の天候のまとめには無い)は、日本の天候に係る北半球の循環場(500hPa高度場)を解説する。天候の記述は主に平年との相違を対象としているが、この平年差は偏西風(上空のジェット気流)の位置や蛇行等に左右され、この把握に500hPa高度場が有効であるためである。具体例(2012年11月)を第4.3.9図に示す。500hPaの高度は対流圏のほぼ中間の高度にあたり、大気全体の流れを代表しており、負(正)偏差であれば、偏西風が南(北)へ蛇行していることに対応

しているが、500hPaの高度偏差と地上気温偏差には正相関があるため、偏西風の蛇行と地上気温偏差との関連に言及している。また、日本の西に気圧の谷(500hPa高度負偏差)がある状態(西谷)では、日本付近に南西の気流が流入しやすくなるため、平年より曇りや雨の日が多い傾向があるが、逆に日本の東に気圧の谷(500hPa高度負偏差)がある状態(東谷)では、日本付近に平年より北西の風が流入しやすく、低温になりやすい、日本付近で低気圧が発達しにくい、といった傾向がある。こうした関係に言及する場合もある。

「5. 全国気候表」では、全国の各地点毎の気温、降水量、日照時間、降雪・積雪のデータを表形式で記載している。「6. 順位更新表」は、全国各地点毎の平均気温、降水量、日照時間、降雪量・最深積雪の順位更新(3位以内)を表の形で記載している。

おわりに、現在の本庁での作業分担を述べておく。概要と本文の1、3、4は主に気候情報課が、本文の2、5、6(図表など)は主に計画課情報管理室が、それぞれ担当している。両課で相互にチェックしあい、最終原稿が完成する。

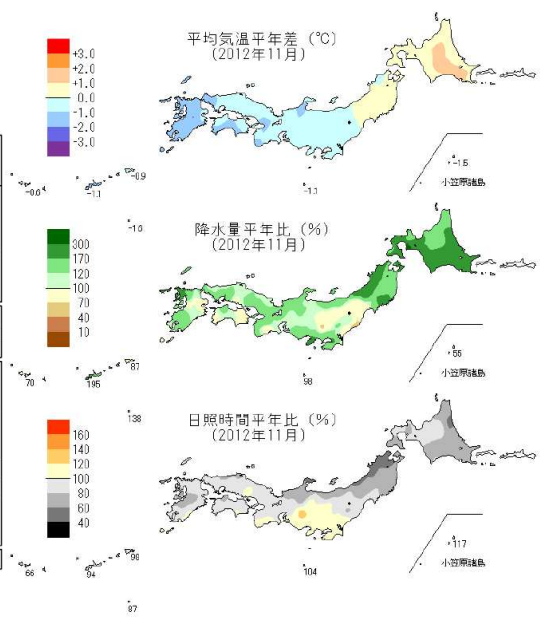
なお、社会経済に極めて大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、気象庁は、その特徴と要因

地域平均平年差(比)と階級(2012年11月)

	気温 平年差 ℃(階級)	降水量 平年比 %(階級)	日照時間 平年比 %(階級)		気温 平年差 ℃(階級)	降水量 平年比 %(階級)	日照時間 平年比 %(階級)
北日本	0.4(0)	178(+)* 日 160(+)* 太 194(+)*	75(-)* 日 73(-)* 太 77(-)*	北海道	0.7(+)	201(+)* 日 157(+)* 才 215(+)* 太 250(+)*	76(-)* 日 80(-) 才 62(-)* 太 77(-)*
東日本	-0.6(-)	127(+) 日 134(+)* 太 125(+)	97(0) 日 68(-)* 太 105(0)	東北	0.1(0)	148(+) 日 165(+)* 太 136(+)	74(-)* 日 65(-)* 太 81(-)*
西日本	-1.0(-)	128(+) 日 134(+) 太 123(+)	90(-) 日 85(-) 太 93(0)	関東甲信	-0.5(-)	118(+)	108(+)
沖縄・奄美	-0.9(-)	112(0)	84(-)	北陸	-0.8(-)	134(+)*	68(-)*
				東海	-0.7(-)	134(+)	101(0)
				近畿	-0.9(-)	147(+) 日 137(+) 才 151(+) 太 123(+)	90(-) 日 88(-) 才 91(-) 太 87(-)
				中国	-0.5(-)	111(0) 陰 138(+) 陽 94(0)	80(-) 日 97(-) 太 93(-)
				四国	-1.0(-)	142(+)	86(-)
				九州北部	-1.2(-)	117(0)	94(0)
				九州南部	-1.3(-)	本 119(+)	本 94(0)
				奄美	-1.1(-)	本 108(0)	本 97(0)
				沖縄	-0.8(-)	113(0)	79(-)

階級表示 (-):低い(少ない)(0):平年並 (+):高い(多い)
 (*)はかなり低い(少ない)、かなり高い(多い)を表す

地域表示 日:日本海側 陰:山陰 本:本土(九州南部)
 才:オホーツク海側 陽:山陽 奄:奄美
 太:太平洋側



第4.3.8図 天候のまとめの本文の「気温、降水量、日照時間等の気候統計値」の具体例(2012年11月、一部抜粋)

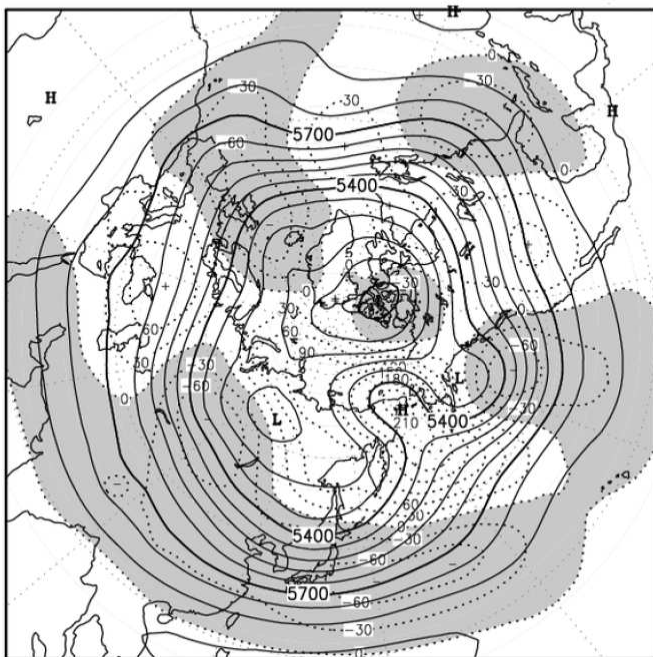
を分析して、臨時の報道発表を行ったり⁵、大学・研究機関等の専門家の協力を得て、異常気象に関する最新の科学的知見に基づく分析検討を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表する⁶場合もある（異常気象分析検討会、平成 19 年（2007 年）6 月 12 日に気象庁に設置）。

参考文献

高山大, 2012: 第 1 章 天候情報検討基準の見直し. 平成 23 年度季節予報技術開発資料, 気象庁地球環境・海洋部.

4 大気の流れの特徴

500hPa 天気図：ベーリング海から東シベリアにかけてブロッキング高気圧が見られ、極東の高緯度側は正偏差となった。一方、極東の中緯度帯では偏西風は平年より南寄りを流れ東西に帯状の負偏差となった。東日本以西では寒気の影響を受けやすく気温が低かったが、負偏差の小さかった北日本では気温が平年並となった。日本付近は気圧の谷となったため低気圧が短い周期で通過し、北日本や東日本日本海側を中心に低気圧の影響を受けやすく曇りや雨または雪の日が多かった。



2012 年 11 月の 500hPa 高度・偏差（等値線間隔 実況（実線）60m、偏差（破線）30m）
陰影域は負偏差

第 4.3.9 図 天候のまとめの本文の「大気の流れの特徴」の具体例（2012 年 11 月）

⁵ http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/extreme_japan/index.html

⁶ <http://www.data.kishou.go.jp/climate/extreme/index.html>

4.4 季節予報の評価手法¹

4.4.1 はじめに

季節予報で用いられる評価・検証には様々な手法がある。世界気象機関(WMO)の基礎システム委員会(CBS)では、世界各地の気象センターから提供される長期予報(LRF)について、その精度を共通の基準で評価するための標準検証システム(Standardized Verification System; SVS)が提案された。その中の検証手法として、MSSS(Mean Square Skill Score)やROC(Relative Operating Characteristic)などが挙げられており、気象庁の季節予報モデルもこの検証手法に基づいた検証を行っている。また、季節予報モデルを検証する手法としては、このほか、平均誤差(Mean Error; ME)、2乗平均平方根誤差(Root Mean Square Error; RMSE)、アノマリー相関係数(Anomaly Correlation Coefficient; ACC)などが挙げられる。これらの指標は高谷(2010)が簡潔に紹介しているほか、Jolliffe and Stephenson(2003)やWMO(2002)で詳しく解説されている。

また、発表予報やガイダンスの確率を評価する指標として、上述のROCのほか、確率値別出現率、ブライアスコア(Brier Score; BS)、RPスコア(Ranked Probability Score; RPS)などが挙げられる。これらのスコアは、中三川(1999)、渡辺(2008)などで解説されている。本節では、中三川(1999)を改訂する形で、確率値別出現率とこれに関連するスコア及びROCについて、それぞれ第4.4.2項、第4.4.3項で詳しく解説するとともに、そのほかの上述のスコアについても第4.4.4項で簡潔に解説する。

4.4.2 確率値別出現率グラフの指標となるスコア

確率値別出現率のグラフは、確率値と出現率が一致しているほど、また、気候値から離れた確率値をつけた予報回数が多いほど成績がよく、一見してある程度成績の善し悪しがわかる。しかし、

これだけでは要素や地域、評価対象期間が異なるデータ間の客観的な比較は困難である。総合的にはRPSやBSで成績が出るが、前述のやとこれらのスコアとの関係は自明でない。そこで、確率値別出現率のグラフとこれらの客観的指標となるスコア(BSから得られる信頼度、分離度)について解説を行う。

(1) 2カテゴリーのBSについて

BSは、RPSと並んで確率予報を総合的に評価するスコアとして用いられている。BSについては各種の解説がある(例えば、菊地原(1988))。以下の説明は、菊地原(1988)及びMurphy(1973)を参考にしている。

2カテゴリーのBS(b と表記する)は次式で定義される。

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - v_i)^2, 0 \leq p_i \leq 1, v_i \in \{0,1\} \quad (4.4.1)$$

ここで N は予報総数、 p_i は予報確率値、 v_i は予報した現象が出現したときは1、しなかったときは0となる。 b は完全予報(0%と100%のみを予報し、すべて適中)のとき最小値0となり、最悪予報(0%と100%のみを予報し、すべて不適中)のとき最大値1となる。

以後、予報確率が10%刻みの場合を想定して式の変形を行う。

まず、式(4.4.1)を確率値別に現象の出現、非出現の項に分けて書き換えると次の式を得る。

$$b = \frac{1}{N} \left\{ \sum_t (p_t - 1)^2 M_t + \sum_t (p_t - 0)^2 (N_t - M_t) \right\} \quad (4.4.2)$$

ここで、 $t=0 \sim 10$ であり各確率値に対応している(例えば $p_t=0.1$)。 M_t は各確率値において、予報した現象が出現した数(以下出現数という)、 N_t は各確率値の予報数をあらわす。式(4.4.2)を変形し、次の式を得る(式の変形は付録4.4.Aを参照)。

¹ 中三川 浩

$$b = \sum_i (p_i - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} - \sum_i (\frac{M}{N} - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} + \frac{M}{N} (1 - \frac{M}{N}) \quad (4.4.3)$$

ここで、 $M = \sum_i M_i$ であり、予報した現象が出現した総数である。

式(4.4.3)の右辺第1項は、信頼度(Reliability)と呼ばれている。これを $brel$ とする。

$$brel = \sum_i (p_i - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} \quad (4.4.4)$$

M_i/N_i は各確率値において予報数に対して予報した現象が出現した割合である(以下、出現率と呼ぶ)。予報確率値と出現率が一致する予報数が多いほど $brel$ は小さくなる。確率値別出現率のグラフとの関連でいえば、予報確率値と出現率が一致する45度のラインに乗っていれば、 $brel=0$ となる(第4.4.1図(a)と(b))。

式(4.4.3)の右辺第2項は、分離度(Resolution)と呼ばれている。これを $bres$ とする。

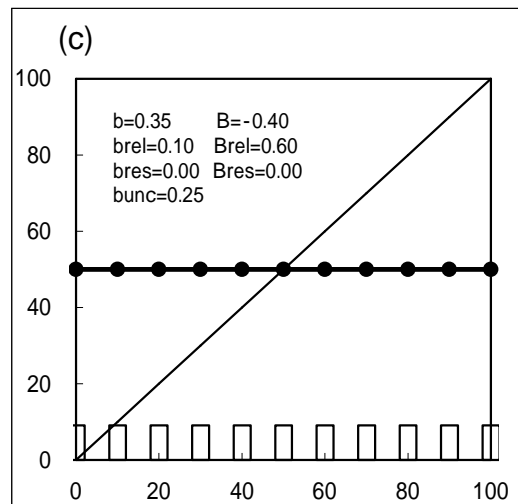
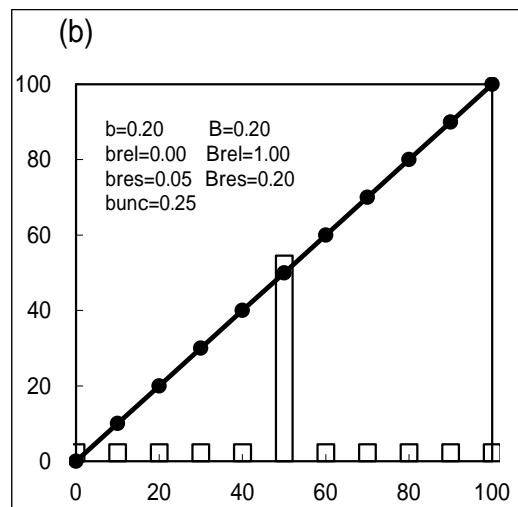
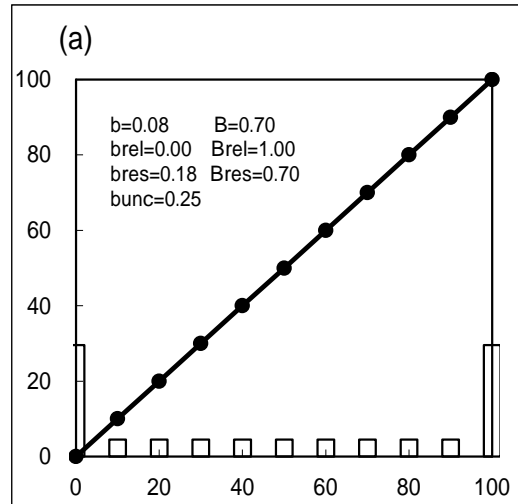
$$bres = \sum_i (\frac{M}{N} - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} \quad (4.4.5)$$

$bres$ の前の符号がマイナスであることから、 $bres$ は大きいほど成績が良いことになる。 $bres$ の大きな値は、各予報確率値の出現率が M/N すなわち予報した現象の平均的な出現率(平均出現率と呼ぶ。これは予報期間の気候値でもある)から離れていることで得られる。確率値別出現率のグラフとの関連では、出現率が M/N 一定のラインに乗っている場合 $bres=0$ となる(第4.4.1図(c))。また、例えば平均出現率が50%のときには、0%や100%に近い確率値の予報比率が多いほど $bres$ は大きくなる(第4.4.1図(a)の $bres$ は(b)より大きい)。

式(4.4.3)の右辺第3項は、uncertainty(不確定度)と呼ばれている。これを $bunc$ とする。

$$bunc = \frac{M}{N} (1 - \frac{M}{N}) \quad (4.4.6)$$

これは、平均出現率(予報期間の気候値)に依存する項である。平均出現率が0%や100%のとき、最



第4.4.1図 確率値別出現率の例

(a) $brel=0$ で0%や100%の予報が多いケース

(b) $brel=0$ で50%の予報が多いケース

(c) $bres=0$ ですべての確率値で平均実現率に等しいケース

横軸：確率予報値(%)

縦軸：折れ線グラフは確率値別出現率、棒グラフは確率値別予報割合(%)

小 ($bunc=0$) となり、50% のとき最大 ($bunc=0.25$) となる。また、常に平均出現率を予報 (例えば平均出現率が 50% のとき、常に 50% と予報) した場合は、 $bres=brel=0$ となり、 $b=bunc$ (例の場合 $b=0.25$) となる。

これらのスコアは、成績の相対的な善し悪しの判断はできるが、意味のある予報であるかどうかの判断ができない。その判断には、一般的に気候値予報に対する改善率が用いられることが多い。気候値予報の BS を bc と書くと、改善率は次式で定義できる。

$$B = \frac{bc - b}{bc} \quad (4.4.7)$$

B はスキルスコア (skill score) と呼ばれ、 $B < 0$ のとき、気候値予報より劣る。そして、完全予報のとき、最大値 $B = 1$ をとる。

同様に、式 (4.4.4)、式 (4.4.5) についても次のように定義する。

$$Brel = \frac{bc - brel}{bc} \quad (4.4.8)$$

$$Bres = \frac{bres}{bunc} \quad (4.4.9)$$

$Brel$ 、 $Bres$ とともに完全予報のとき、最大値 $Brel = Bres = 1$ をとる。 $Bres$ の分母を bc としなかったのは、完全予報のときは $b=brel=0$ より $bres=bunc$ となることを利用して、式 (4.4.8)、式 (4.4.9) とともに 1 が最大となるようにするためである。

第 4.4.1 図には、それぞれの例について B 、 $Brel$ 、 $Bres$ を示してある。

(2) 3 カテゴリーの BS について

本項 (1) では、わかりやすいように 2 カテゴリーのときの BS 及びスキルスコアについて説明した。実際には、季節予報における確率予報は 3 カテゴリーであるから、これらのスコアを 3 カテゴリーに適用できるように若干工夫をしなければならぬ。Murphy (1973) は、多カテゴリー予報についてベクトル表記を用いてこれらを説明しているが、ベクトル表記を避けて 3 カテゴリー用にこ

れらのスコアを書き直す次のようになる。式の変形は紙面の都合で省略し、結果だけを示す。式 (4.4.4)、式 (4.4.5)、式 (4.4.6) はそれぞれ、

$$brel = \frac{1}{2} \left\{ \sum_t \sum_m (p_t^m - o_t^m)^2 q_t \right\} \quad (4.4.10)$$

$$bres = \frac{1}{2} \left\{ \sum_t \sum_m (\bar{o}^m - o_t^m)^2 q_t \right\} \quad (4.4.11)$$

$$bunc = \frac{1}{2} \left\{ \sum_m \bar{o}^m (1 - \bar{o}^m) \right\} \quad (4.4.12)$$

となる。もちろん、 $b = brel - bres + bunc$ である。ここで、

$$o_t^m = \frac{M_t^m}{N_t}, \quad q_t = \frac{N_t}{N}, \quad \bar{o}^m = \frac{\sum_t M_t^m}{N}$$

N : 予報総数

N_t : t 番目の確率値の予報数

M_t^m : t 番目の m カテゴリーの出現数

p_t^m : t 番目の m カテゴリーの確率値

$$t = 1, 2, \dots, T, \quad T = \frac{1}{2} S(S+1)$$

S : 確率の細分数

実際の予報の確率は 10% 刻みなので $S = 11$ 、 $T = 66$ となる。つまり (0.0, 0.0, 1.0), (0.0, 0.1, 0.9), ... (1.0, 0.0, 0.0) の 66 通りの組み合わせがあるということをあらわしている。

$m = 1, 2, 3$: カテゴリーの識別番号で 2 が平年並となる。

式 (4.4.7)、式 (4.4.8)、式 (4.4.9) のスキルスコアは、式 (4.4.10)、式 (4.4.11)、式 (4.4.12) の値を適用することで得られるが、 bc は季節予報の気候的確率 (0.33, 0.33, 0.33) を代入して、

$$bc = \frac{1}{2N} \left[\sum_{i=1}^N \sum_{m=1}^3 (0.33 - v_i^m)^2 \right] \quad (4.4.13)$$

を用いる。ここで、 v_i^m ($m = 1, 2, 3$) は、式 (4.4.1) の v_i と同様の値である。式 (4.4.10) ~ 式 (4.4.13) はすべて係数として $1/2$ がかかっているが、BS の最大値を 1 とするための措置である。式 (4.4.1) を 3 カテゴリーの場合と同様に表記すると、

$$b = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \{(p_i^1 - v_i^1)^2 + (p_i^2 - v_i^2)^2\} \quad (4.4.1)'$$

となる。しかし、右辺第1項と右辺第2項は同じ値となるので、片方のカテゴリだけの表記を用いて式(4.4.1)の表現となっている。

(3) 1か月予報への適用

本項(1)と(2)で求めたBS及び関連するスコアを1か月予報の確率ガイダンスに適用した。予報対象期間は2007年1月～2011年12月の5年間である。対象とした予報は11地域の「地方予報区」とし、それぞれの予報区毎の予測値を1回の予報として数えた。「低い(少ない)」「平年並」「高い(多い)」の3カテゴリを合わせた成績である。

結果を第4.4.2図に示す。気温の確率ガイダンスのスキルスコアは、他の要素と比べて大きい。これは信頼度のスキルスコアが他の要素とあまり変わらない一方、分離度のスキルスコアが良いことから、気温のスキルスコアが他の要素に比べて良い要因のひとつとして、分離度が大きい、つまり降水量や日照時間に比べて、気候値から離れた0%や100%に近い確率を多く予想しているためと判断される。

4.4.3 ROCによる評価

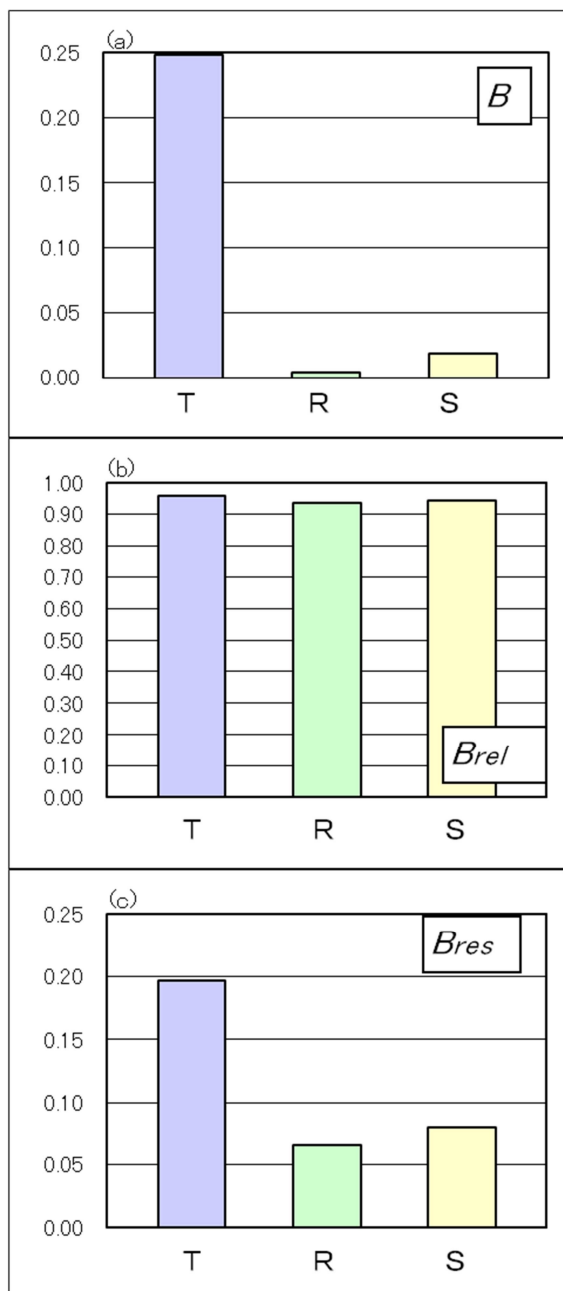
本項では、ROCについて、複数の例でROC曲線の形状の変化を見ながら、その特徴を説明するとともに、経済価値を考慮した評価の指標のひとつである損失軽減率の特性を説明する。

(1) ROCの意味

ROCについては、渡辺(2008)が解説しているが、SVSで用いられている重要な指標でもあり、改めてROCを求めた例をいくつか用いて解説する。

ROCとは、経済価値(ユーザーのコスト/ロス)を考慮した確率予報の図的検証評価法である。後述する「適中率」を縦軸に「空振り率」を横軸にとって描いた曲線を用いて評価する。

ここで、コスト/ロスモデルについてごく簡単に復習しておく。第4.4.1表に示すように、対策



第4.4.2図 B, Brel, Bresの各要素別スコア(3カテゴリ)(2007～2011年の5年間の地方予報区別の確率ガイダンス)

(a)スキルスコア(B)

(b)信頼度のスキルスコア(Brel)

(c)分離度のスキルスコア(Bres)

表中のT、R、Sはそれぞれ気温・降水量・日照時間の略号

費Cを投じておけば、ある予報した現象が出現しても損失は無いが、対策を立てずに出現すると、損失額 $L(C \leq L)$ の被害が生じるとする。現象の生起確率を $p(0 \leq p \leq 1)$ とすると、 $p \geq C/L$ のとき対

第 4.4.1 表 ユーザーの行動と実況に応じた
対策費 C ・損失 L の対応表

		実 況	
		Yes	No
行 動	対 策	C	C
	非対策	L	0

第 4.4.2 表 確率別の予報と実況有無の対応表

		実 況	
		Yes	No
予 報	100%	M_{10}	$N_{10} - M_{10}$
	p_i p_{i-1}	M_i M_{i-1}	$N_i - M_i$ $N_{i-1} - M_{i-1}$
	0%	M_0	$N_0 - M_0$

第 4.4.3 表 第 4.4.2 表で p_i 以上を現象が出現
すると予報したときの予報と実況の対応表

		実 況	
		Yes	No
予 報	Yes	A_i	B_i
	No	C_i	D_i

策をとることで利益をあげられる。つまり、コスト/ロスモデルとは $p \geq C/L$ のとき対策をとり、 $p < C/L$ のとき対策をとらないことである。

このモデルは予報の信頼度が完全であることを前提にしている。しかし、現実の予報では必ずしもそうっていない。つまり $p \geq C/L$ のとき対策を立てても必ずしも利益を得られないことになる。そこで、 $p \geq C/L$ で対策という前提をはずし、 p や C/L がそれぞれどのような値をとるときに最大の

利益が得られるか（損失が軽減されるか）を考える。

確率が p_i ($p_i = i/10, i = 0, 1, 2, \dots, 11$) 以上と予報されたときに対策を立てるとする（このときユーザーの C/L と確率が必ずしも一致している必要はない）。 p_{11} すなわち 110% は予報されないの
で、対策を一切立てないことを意味する。確率 p_i の予報数を N_i 、予報した現象の出現数を M_i とする（ただし $N_{11} = M_{11} = 0$ ）と、第 4.4.2 表のような確率別の予報・実況対応表となる。ここで p_i 以上のときに対策を立てるのであるから第 4.4.2 表中の、の合計が現象ありの予報数となる。

同様に、の合計が現象なしの予報数となる。結局、これは確率予報から断定予報への変換で、その 2×2 の分割表を第 4.4.3 表に示す。第 4.4.2 表の記号との関係は次の通りである。以後、 p_i を行動の有無を決定する「判断確率」と呼ぶ。

$$A_i = \sum_{t=i}^{10} M_t, \quad B_i = \sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t) \quad (4.4.14)$$

$$C_i = \sum_{t=0}^{i-1} M_t, \quad D_i = \sum_{t=0}^{i-1} (N_t - M_t)$$

ただし、 $i = 0$ のとき $C_i = D_i = 0$
 $i = 11$ のとき $A_i = B_i = 0$

とする。

ここで、この予報の成績の部分的な評価量として次の量を定義する。

$$hr_i = \frac{A_i}{A_i + C_i} = \frac{\sum_{t=i}^{10} M_t}{M} \quad (4.4.15)$$

$$fr_i = \frac{B_i}{B_i + D_i} = \frac{\sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t)}{N - M}$$

ここで

$$\text{予報総数} : N = \sum_{t=0}^{10} N_t$$

$$\text{現象出現総数} : M = \sum_{t=0}^{10} M_t$$

である。

hr_i は現象が出現したもののうち現象を予報していた割合を表し、「適中率」(hit rate) と呼ばれ

ている。一般的な定義から言えば「捕捉率」のほうが適当であるが、ここでは「適中率」と呼ぶ。 fr_i は現象が生じなかったもののうち現象ありと予報していた割合を表し、「空振り率(誤警報率もしくは誤発率)」(false alarm rate)と呼ばれている。

ここで対策費 C と損失額 L を使い、1 回あたりの平均的な損失を考える。

N 回の全体の損失 EA_i は、

$$EA_i = C(A_i + B_i) + LC_i$$

であるから、1 回あたりの平均損失を L で規準化したものを $e_i (= EA_i / NL)$ とすると、式(4.4.14)、式(4.4.15)の関係を使って、

$$e_i = fr_i \frac{C}{L} \left(1 - \frac{M}{N}\right) - hr_i \frac{M}{N} \left(1 - \frac{C}{L}\right) + \frac{M}{N}$$

(4.4.16)

と変形できる(式の変形は付録 4.4.B を参照)。

ここで $1 - M/N \geq 0$ 、 $1 - C/L \geq 0$ であるから、 e_i すなわち 1 回あたりの平均損失は、 fr_i に比例して増加し、 hr_i に比例して減少する。その比例係数は、平均出現率 M/N とユーザーの C/L から計算でき、予報の精度に依存しない。

任意の判断確率 p_i に対して fr_i と hr_i が読みとれるようなグラフを描いておけば、すべてのユーザーの平均損失を容易に計算できることになる。具体的には、「適中率」を縦軸に「空振り率」を横軸にとって、任意の p_i に対する fr_i と hr_i をプロットし、それを連ねた曲線(離散的分布のときには厳密には折れ線となる)を描く。この曲線を ROC 曲線と呼ぶ。

コスト/ロスモデルの前提である信頼度が完全であるという条件が適用できれば、ユーザーの C/L に対応する判断確率 $p_i (i/10 = C/L)$ を利用したとき最も損失(e_i) を軽減できることになる。

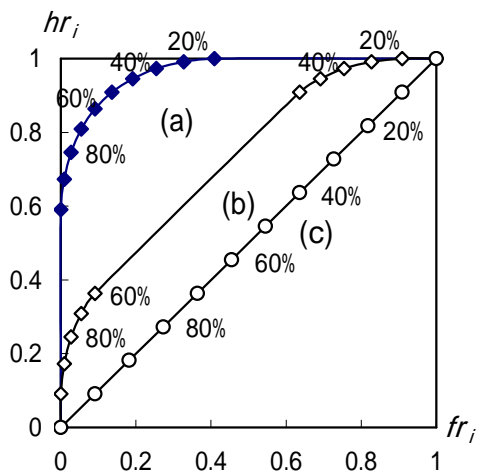
(2) ROC 曲線の特徴

ROC 曲線の形状とその意味するところについて、いくつかの具体例を示し解説する。

第 4.4.4 表は、3 例について各予報確率値別に予報した現象の出現(非出現)数を示したものである。(a)(b)(c)の 3 例は第 4.4.2 項(1)で扱っ

第 4.4.4 表 予報した現象の確率値別の出現数 (Y) と非出現数 (N) の分布例

確率	(a)		(b)		(c)	
	Y	N	Y	N	Y	N
100%	65	0	10	0	10	10
90%	9	1	9	1	10	10
80%	8	2	8	2	10	10
70%	7	3	7	3	10	10
60%	6	4	6	4	10	10
50%	5	5	60	60	10	10
40%	4	6	4	6	10	10
30%	3	7	3	7	10	10
20%	2	8	2	8	10	10
10%	1	9	1	9	10	10
0%	0	65	0	10	10	10
合計	110	110	110	110	110	110



第 4.4.3 図 第 4.4.4 表に対応した ROC 曲線

た第 4.4.1 図の(a)(b)(c)に対応している。この例の ROC 曲線を第 4.4.3 図に示す。

「空振り率(fr_i)」をできるだけ小さく、「適中率(hr_i)」をできるだけ大きくすれば損失が減るのだから、任意の p_i について $(fr_i, hr_i) = (0, 1)$ となるような予報であれば、ベストであるといえる。第 4.4.3 図からは(a)(b)はともに適切な確率値別出現率となっているが、(a)の方が任意の判断確率 p_i で(0, 1)に近いことから、(a)の方がより適切な予報といえる。なお、(a)(b)については 10%~90%

の予報数を0にすれば、すべて(0, 1)の点上に乗ることがわかる。これは完全予報であり、このときの損失は式(4.4.16)から、

$$e_p = \frac{M}{N} \frac{C}{L} \quad (4.4.17)$$

となる。

一方、(c)はどの予報値に対しても平均出現率(この期間の気候値)で、予報に情報がないといえる。この場合は $fr_i = hr_i$ の線上に乗ることがわかる。さらに、たとえば(a)のYとNの値を逆にすると、(0, 1)に近づく。(0, 1)に乗るのは0%と100%のみ予報し、出現率がそれぞれ100%と0%のとき(最悪予報)である。こうしてみると、ROC曲線の右下の面積が大きいほど適切な予報であることがわかる。

(3) 損失の軽減率の指標

次に、ユーザーが平均出現率(予報期間の気候値) M/N のみを知っていた場合の損失と予報を使った損失を比較し、その予報が利用価値のあるものかどうかの指標を求める。

ユーザーが常に対策を立てる場合、予報した現象はすべて出現すると仮定するので、第4.4.3表の C_i 、 D_i は0で、式(4.4.15)から $fr_i = 1$ 、 $hr_i = 1$ となり、式(4.4.16)から $e_i = C/L$ となる。一方、常に対策をとらない場合は、 $A_i = B_i = 0$ で、 $fr_i = 0$ 、 $hr_i = 0$ となり、 $e_i = M/N$ となる。ユーザーが予報期間の気候値のみを知っていた場合²、ユーザーの C/L が M/N より小さい場合は常に対策をとり、逆の場合は常に対策をとらないことで、損失を軽減できる。つまり、気候値を利用した損失額は、

$$e_c = \min\left(\frac{C}{L}, \frac{M}{N}\right) \quad (4.4.18)$$

となる。

予報を利用した損失額を気候値利用の損失額、式(4.4.18)と本項(2)で求めた完全予報の損失額、式(4.4.17)を使って次のように規準化する。

² 予報期間の気候値は予報期間が終わってからでないとわからないので、実際には気候的出現率(33%)を使用するのが適当である。

$$v_i = \frac{e_c - e_i}{e_c - e_p} \quad (4.4.19)$$

v_i の特徴として、 $0 \leq v_i \leq 1$ の範囲をとり、利用する予報が気候値予報と同程度の場合は $v_i = 0$ 、完全予報ならば $v_i = 1$ となる。 e_i が e_c を上回ることもあるが、そのときは気候値予報を用いればよいので、最大 $e_i = e_c$ である。この v_i を「損失軽減率」と呼ぶことにする。また、 v_i は、 $C/L = M/N$ のとき最大となり、その値は $hr_i - fr_i$ となる(導出は省略するが、式(4.4.19)を $C/L \geq M/N$ と $C/L < M/N$ の場合に分けて変形することで求まる)。

v_i は判断確率 p_i ごとに变化するが、利用する予報がとりうる最大の値は、

$$v = \max(v_0, v_1, \dots, v_{10})$$

で求めることができる。

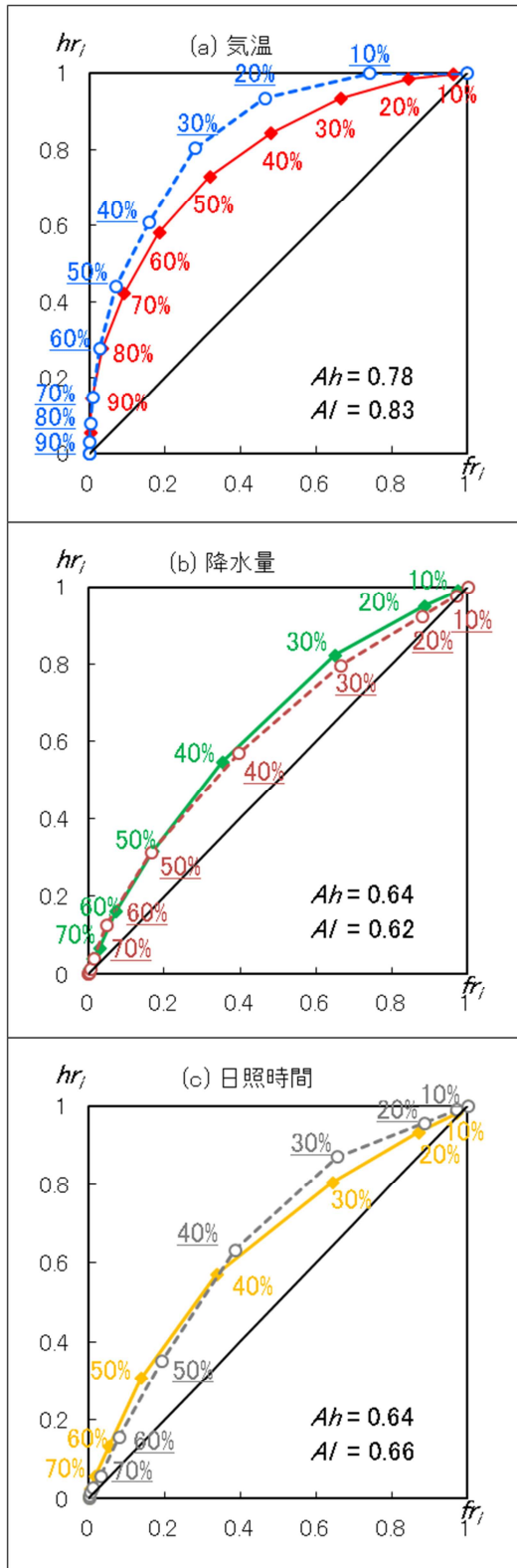
(4) 1か月予報へのROCの適用

第4.4.2項(3)と同じ期間・地域合計について、ROCを適用して、その特徴をみる。

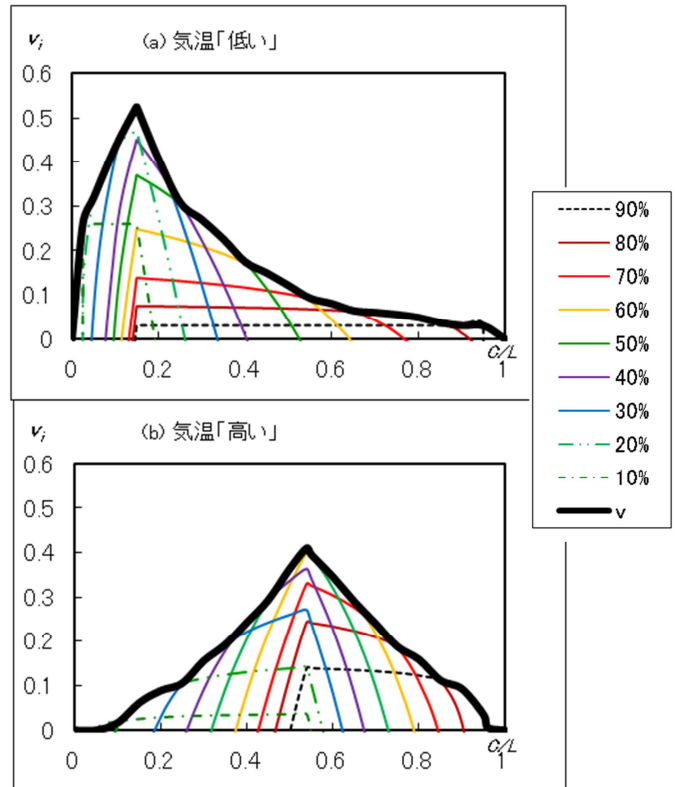
第4.4.4図は、確率ガイダンスのROC曲線である。判断確率 p_i を曲線上に示している。まず、すべての要素に共通しているのは、ROC曲線の面積が0.5以上でスキルのある予測となっている。気温は面積が大きく、特に「低い」で相対的に予測が優れていることがわかる。気温の「高い」と「低い」での判断確率の分布に着目すると、「高い」は20~90%程度まで曲線上にほぼ等間隔に分布しているのに対し、「低い」は0~40%程度の狭いレンジで大きく変化している。これは「低い」において50%以上の予報数が少ないことを表している。

次に、本項(3)で導入した損失軽減率 v_i を縦軸に、ユーザーの C/L を横軸にとり、「気温」についてグラフ化したものを第4.4.5図に示す。

同図(a)の気温の「低い」からグラフの意味を説明する。 C/L が0.5で0より大きい v_i が得られるのは、判断確率50~90%である。つまり、ユーザーが気候値予報より損失を軽減するためには、50~90%の判断確率を用いることが必要であることを示している。 C/L が0.2のユーザーは、20~90%の幅広い確率で予測の利用価値が得られる。それ



第 4.4.4 図 ROC 曲線 (2007 年 1 月 ~ 2011 年 12 月の 5 年間、地方予報区の合計)
 (a) 気温 青点線: 「低い」 赤線: 「高い」
 (b) 降水量 茶点線: 「少ない」 緑線: 「多い」
 (c) 日照時間 灰点線: 「少ない」 橙線: 「多い」
 右下の数値は ROC 曲線の面積 (Ai: 「少ない(低い)」 Ah: 「多い(高い)」)



第 4.4.5 図 判断確率 (p_i) 別 C/L と損失軽減率 v_i の関係 (2007 年 1 月 ~ 2011 年 12 月の 5 年間、地方予報区の合計)

(a) 気温「低い」
 (b) 気温「高い」

カラーの細線は判断確率別損失軽減率、太線は最大の損失軽減率

それぞれの C/L をもつユーザーがもっとも適切な判断確率を用いたときに得られる最大の損失軽減率 (v) が、グラフの太線で示した包絡線の値となる。

この包絡線の値があらゆるユーザー、つまりすべての C/L にわたって大きい方が、その予報の利用価値が大きいということになる。完全予報のときには、すべての C/L で $v=1$ となる。

気温の「高い」、「低い」とも v は 0.5 前後の損失軽減率を持つが、損失軽減率 0.3 以上でみると「高い」は 0.46 ~ 0.64 の C/L を持つユーザーに対して比較的高い利用価値があるのに対し、「低い」は 0.05 ~ 0.25 の C/L を持つユーザーに比較的高い利用価値があるといった違いがある。

ROC 曲線の右下の面積は気温の「低い」が「高い」に比べて大きく、「低い」の予測成績が良いが、 C/L に応じた損失軽減率という観点からみるとど

これらのカテゴリで利用価値が高いかは、ユーザーのC/Lに依存する。このように気温の「高い」「低い」で分布が大きく異なったのは、気候的出現率(33%)に比べ、「高い」の出現率は著しく大きく、逆に「低い」の出現率は著しく小さかったことが主たる原因である。つまり、「低い」で言えば、小さな確率の予報が多く、対策のコストの小さいあるいは損失の大きいユーザーでなければ利用しにくいということである。

4.4.4 そのほかの評価指標

この項では、系統誤差(ME)、2乗平均平方根誤差(RMSE)、アノマリ-相関係数(ACC)、RPスコア(RPS)について簡単に説明する。ME、RMSE、ACCは、高谷(2010)による付録を基本にしている。

(1) 平均誤差

平均誤差(ME)は、予測値の実況値からの偏りの平均で、系統誤差やバイアスとも呼ばれ、次式で定義される。

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - a_i)$$

Nは標本数、 f_i は予測値、 a_i は実況値である。平均誤差が0に近いほど、予測が実況(観測値)に近いことを意味する。

(2) 2乗平均平方根誤差

2乗平均平方根誤差(RMSE)は予測誤差の大きさを表す指標としてよく用いられ、次式で定義される。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - a_i)^2}$$

RMSEは最小値0に近いほど、予測が実況に近いことを示す。

(3) アノマリ-相関係数

アノマリ-相関係数(ACC)は、予測値の年間偏差と実況値の年間偏差との相関係数で、次式で定義される。

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^N (f_i - F)(a_i - A)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (f_i - F)^2 \sum_{i=1}^N (a_i - A)^2}}$$

ここで、F、Aはそれぞれ予測値と実況値の年平値を表す。ACCは、-1~+1の値をとり、ACCが大きいほど、偏差のパターンの予測が実況に近いことを示している。一般に、ACCが0.6以上であれば、両者の偏差パターンは似ているとされる。

(4) RPスコア

確率予報の評価指標のひとつであるブライアスコア(BS)は、次の欠点をもつ。たとえば3階級の確率予報の場合、予報Aが $F_a = (0.2, 0.3, 0.5)$ 、予報Bが $F_b = (0.3, 0.2, 0.5)$ で、実況は3番目の階級が実現した ($E = (0, 0, 1)$) とすると、1番目より2番目の確率値の大きい予報Aのほうが予報Bより、適切な予報と考えられる。しかし、BSはともに $(0.2^2 + 0.3^2 + 0.5^2) / 2 = 0.19$ と同じ数値になる。これはカテゴリ-の順序を考慮しないために起こる欠点である。Epstein(1969)はこの矛盾をなくす評価スコアとして、RPスコア(Ranked Probability Score; RPS)を提案した。

RPSを3カテゴリ-の場合に適用すると、

$$RPS_i = 1 - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^2 (R_j - D_{ij})^2$$

$$R_j = \sum_{k=1}^j P_k, [D_{ij}] = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

i : 実況のランク

P_j : 「低い」方から数えてj番目のランクの確率予報値

$$RPS = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N RPS_{i(k)}$$

先ほどの3階級予報でRPSを計算すると、予報A = 0.86、予報B = 0.83となり、AのほうがBよりよいスコアとなる。

また、気候値予報(0.33, 0.33, 0.33)の場合のRPS(RPS_r)の期待値は0.78となる。

RPSのスキルスコア(RPSS)は、

$$RPSS = (RPS - RPS_r) / (1 - RPS_r)$$

であらわされる。RPSは気候値予報で0をとり、完全予報で1となる。

各階級の確率値を10%単位で計算したRPSは第4.4.5表のようになる。この表に見られるように実況が平年並の場合、RPSは0.5~1.0にあるが、ほかの場合は0.0~1.0にあって、予報個々にスコアを比較する際には実況の階級を考慮しなければならない。

		確率 < 高い・多い >											
		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
確率 低い 少ない V	0	0	50	50	48	45	42	38	32	25	18	9	0
	10	60	59	57	55	51	47	41	35	27	19		
	20	68	68	66	63	60	56	50	43	36			
	30	75	75	74	71	68	63	57	51				
	40	82	81	80	77	74	69	64					
	50	88	87	86	83	80	75						
	60	92	92	90	88	84							
	70	96	95	94	91								
	80	98	98	96									
	90	100	99										
	100	100											

		確率 < 高い・多い >											
		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
確率 低い 少ない V	0	0	100	100	98	95	92	88	82	75	68	59	50
	10	100	99	98	95	92	87	81	75	67	59		
	20	98	98	96	94	90	86	80	73	66			
	30	95	95	94	91	88	83	77	71				
	40	92	92	90	88	84	80	74					
	50	88	87	86	83	80	75						
	60	82	81	80	77	74							
	70	75	75	73	71								
	80	68	67	66									
	90	59	59										
	100	50											

第4.4.5表 3カテゴリーの確率予報で各確率値10%単位の場合のRPS(100倍値)
 上表：実況が低い・少ない場合のRPS
 下表：実況が平年並の場合のRPS
 縦軸は低い(少ない)階級の確率、横軸は高い(多い)階級の確率(%)。実況が高い(多い)場合のRPSは左表の行列の値が入れ替わったものとなる。

付録4.4.A: 式(4.4.2)から式(4.4.3)への変形式(4.4.2)を展開して整理すると、

$$\text{式(4.4.2)} = \sum_i p^2 \frac{N_i}{N} - 2 \sum_i p \frac{M_i}{N} + \frac{M}{N} \quad (\text{A}) \quad (\text{B}) \quad (\text{C})$$

$$= \sum_i p^2 \frac{N_i}{N} - 2 \sum_i p \frac{M_i}{N_i} \frac{N_i}{N} + \sum_i \left(\frac{M_i}{N_i} \right)^2 \frac{N_i}{N} \quad (\text{D}) \quad (\text{E}) \quad (\text{F})$$

$$- \left(\frac{M}{N} \right)^2 \sum_i \frac{N_i}{N} + 2 \frac{M}{N} \sum_i \frac{M_i}{N_i} \frac{N_i}{N} - \sum_i \left(\frac{M_i}{N_i} \right)^2 \frac{N_i}{N} \quad (\text{G}) \quad (\text{H}) \quad (\text{I})$$

$$+ \frac{M}{N} - \left(\frac{M}{N} \right)^2 = \text{式(4.4.3)}$$

$$(\text{J}) \quad (\text{K})$$

$$(\text{A}) = (\text{D}), (\text{B}) = (\text{E}), (\text{C}) = (\text{J})$$

であるから、

$$(\text{F}) + (\text{G}) + (\text{H}) + (\text{I}) + (\text{K}) = 0$$

であることを示す。

まず、(F)と(I)は相殺される。(G)は

$$\sum_i \frac{N_i}{N} = 1 \text{ であるから、} (\text{K}) \text{ と同じ。} (\text{H}) \text{ は}$$

$$\sum_i \frac{M_i}{N_i} \frac{N_i}{N} = \frac{M}{N} \text{ であるから、} (\text{K}) \text{ を } -2 \text{ 倍したも}$$

のとなる。結局、(G) + (K) + (H) = 0となる。

付録 4.4.B : 式(4.4.16)の導出

$$e_i = \frac{C}{NL}(A_i + B_i) + \frac{C_i}{N}$$

(a) (b)

(a) は次の様に変形できる。

$$\begin{aligned} \frac{C}{L} \frac{\sum_{t=i}^{10} N_t}{N} &= \frac{C}{L} \left(\frac{\sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t)}{N - M} \frac{N - M}{N} + \frac{\sum_{t=i}^{10} M_t}{N} \right) \\ &= \frac{C}{L} \left(\frac{\sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t)}{N - M} - \frac{M}{N} \frac{\sum_{t=i}^{10} (N_p - M_p)}{N - M} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\sum_{t=i}^{10} M_p}{M} \frac{M}{N} \right) \\ &= \frac{C}{L} (fr_i - \frac{M}{N} fr_i + \frac{M}{N} hr_i) \end{aligned}$$

(b) は次の様に変形できる。

$$\frac{M - \sum_{t=i}^{10} M_t}{N} = \frac{M}{N} - \frac{M}{N} \frac{\sum_{t=i}^{10} M_t}{M} = \frac{M}{N} - \frac{M}{N} hr_i$$

これらを整理して、式(4.4.16)が得られる。

参考文献

- 菊地原英明, 1988: 気象予測の検証と評価. 気象研究ノート, **161**, 191pp.
- 高谷祐平, 2010: 予測精度の評価に用いた指標. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 91-93.
- 中三川浩, 1999: 確率予報の評価. 平成11年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 30-41.
- 渡辺典昭, 2008: 確率情報の評価手法, 平成20年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 76-84.
- Epstein, E. S., 1969: A scoring system for probability forecasts of ranked categories. *J. Appl. Met.*, **8**, 985-987.
- Jolliffe, I. T. and Stephenson D. B., 2003: Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. Wiley, 254pp.
- Murphy, A. H., 1973: A New Vector Partition of the Probability Score. *J. Appl. Met.*, **12**, 595-600.
- Strauss, B., A.Lanzinger, 1996: Verification of the Ensemble Prediction System(EPS). ECMWF

Newsletter, **72**, 9-15.
WMO, 2002: Standardised Verification System(SVS) for Long-Range Forecasts. New Attachment II-8 to the Manual on the GDPFS(WMO-No.485), Volume I.

5 季節予報に関わる現象のメカニズムを理解するための力学的な基礎知識¹

本章では、第2章で説明した季節予報に関わる現象のメカニズムを理解するために必要な基礎知識を解説する。特に、季節予報に用いる北半球天気図や熱帯域の天気図類を力学的に解釈する能力をより高めることを狙い、第5.1節では中・高緯度の現象、第5.2節では熱帯の現象、そして第5.3節では熱帯の現象と中・高緯度の現象の関係についての力学的な知識を解説した。いくつか数式が出てくるが、なるべく式が持つ物理的な意味、あるいは式と天気図との関係を説明するよう心がけた。数式に興味のない人は詳細にこだわらず、その意味するところの概要を理解していただければよい。

本章では、栗原(1979)、松野(1981)、Held(1983)、岸保と佐藤(1986)、James(1994)の教科書を主に参考にしつつ、力学的な知識を出来るだけ季節予報と関連付けるよう記述した。説明した個々の内容について詳しく勉強したい方は、これらの教科書を読んで頂きたい。

5.1 準地衡風近似による北半球中・高緯度大気の大規模な現象の理解

季節予報作業において主要な資料として利用している北半球の平均天気図を力学的に解釈する上で欠かせない知識が、準地衡風近似に基づく中・高緯度の大規模な大気の運動に関する知識である。ここでは、準地衡風近似の概要と、それをを用いた中・高緯度の大規模な大気の運動の力学について、特に季節予報にとって重要なロスビー波の特性を中心に解説する。準地衡風近似に関係する最も重要な理論のひとつは、日々の天気を支配する移動性の高・低気圧の発達に関わる傾圧不安定論であるが、直接的には季節予報の対象ではないのでここでは紹介しない。また、季節予報にとって重要な現象のひとつであるブロッキング現象についての説明も省略したが、それについては木本(1993)に優れたレビューがあるので参照されたい。

5.1.1 準地衡風近似

様々な時空間スケールの現象を扱う気象学では、調べたい現象のスケールに合わせたスケールアナリシスに基づき運動方程式などの基礎方程式を近似し、それにより理論的な考察を行うことが多い。準地衡風近似もそのひとつで、中緯度における総観規模現象以上の大規模な大気の運動を理解するためによく用いられる。導出の詳細については気象力学の教科書(例えば、栗原(1979)など)を参照して頂きたいが、この近似の要点は、「地球の回転の影響が大きい中・高緯度の大規模な運動は、コリオリ力と気圧傾度力が10%程度の違いでほぼ釣り合いつつ、その釣り合いからの小さなずれの影響で変化する」という特徴を考慮しつつ、地衡風からのずれ(非地衡風)による地衡風の変化を表す方程式系を導くことである。少し長くなるが、季節予報に関わる大規模な現象の捉え方の参考になるので、この準地衡風近似の導出について、栗原(1979)を参考にしつつ以下に説明する。すでに知っているという方は本項を読み飛ばされたい。

スケールアナリシスに基づく近似の過程は以下のとおりである。

スケールアナリシスを行う現象を明確にする。

時間、空間、風速、気圧などの変量について、着目している現象に特有な代表的スケールを決める。

これは実際の観測値の分析や理論的な考察に基づく。

特有なスケール(それらの組み合わせ)を尺度として方程式の各項を表し、元の方程式を無次元化した変数間の関係式に書き換える。

無次元化した変数(1の位(オーダー)となっている)をオーダー0.1の適当なパラメーターを使って展開し、方程式をオーダーごとに整理する。

¹ 前田 修平

この手続きに沿った、水平は局所直交座標(x, y)、鉛直は気圧座標での準地衡風近似の導き方の概要を示す。まず、スケールアナリシスを行う現象(の過程)としては、中緯度の総観規模現象以上の大規模な現象に絞る。このスケールの現象における特有なスケール(の過程)は、

U	水平風のスケール	~10 m/s
L	現象の水平スケール	~10 ⁶ m (=1,000km)
P	気圧	~10 ³ hPa
f ₀	コリオリ因子	~10 ⁻⁴ s ⁻¹

などである。時間のスケールTは、移流の時間スケールでT=L/U~10⁵s (~1日)とする。鉛直風のスケールWは、連続の式からW/P=U/Lで、W=UP/L~10⁻²hPa/s(~10⁻¹m/s)である。

これらの特有なスケールにより、運動方程式、熱力学方程式、連続の式の中の変数を無次元化する(の過程)ここでは、東西方向の運動方程式を例にこの過程を示す。摩擦のない場合の東西方向の運動方程式は、

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \mathbf{v} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y} + \omega \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p} - f\mathbf{v} = -\frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (5.1.1)$$

(加速度項) (移流項) (コリオリ項) (気圧傾度項)

で与えられる。ここで、u:東西風、v:南北風、ω:鉛直p速度、f:コリオリ因子、φ:ジオポテンシャル(高度×重力加速度)である。ここで、u=u'U、v=v'U、x=x'L、y=y'L、t=Tt'=L/U t'、ω=ω'W=ω'UP/L、p=p'Pと変数を無次元化すると、加速度項と移流項は、

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = \frac{U^2}{L} \frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial t'}, \quad \mathbf{u} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} = \frac{U^2}{L} \mathbf{u}' \frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial x'}, \quad \mathbf{v} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y} = \frac{U^2}{L} \mathbf{v}' \frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial y'}, \quad \omega \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p} = \frac{U^2}{L} \omega' \frac{\partial \mathbf{u}'}{\partial p'} \quad (5.1.2)$$

と無次元化できる。コリオリ因子fについては、適当な緯度におけるコリオリ因子f₀とコリオリ因子の南北変化に伴う微小量βy(ここでβ=∂f₀/∂y)に分けて、

$$f = f_0 + \beta y \quad (5.1.3)$$

とする。ここで、β~10⁻¹¹m⁻¹s⁻¹、y~L~10⁶mなのでβy~10⁻⁵s⁻¹であり、f₀~10⁻⁴s⁻¹より1桁小さい。βはロスビー因子と呼ばれている。このようにコリオリ項の緯度依存性をロスビー因子βで表すことが、準地衡風近似のポイントのひとつである。これによりコリオリ項を、

$$f\mathbf{v} = f_0 U \left(1 + \frac{\beta}{f_0} Ly' \right) \mathbf{v}' \quad (5.1.4)$$

と無次元化する。この近似では、成層状態(ジオポテンシャル、気温など)は、水平方向や時間方向には一定で高さにのみ依存する運動のない場(静止場)と水平・鉛直方向や時間方向に変動する運動場に分けられ、運動場による変化は小さいと仮定する。この仮定に基づきジオポテンシャルを静止場Φ(p)と運動場Φ*に分割してφ=Φ(p)+Φ*とおき、その上で運動場Φ*のみを以下のとおりf₀ULで無次元化する。

$$\phi = \Phi(p) + f_0 UL \phi' \quad (5.1.5)$$

ここでf₀ULを無次元化の尺度とするのは、運動方程式で気圧傾度力とコリオリ力がほぼ釣り合うことを考慮したためである。これにより、運動方程式の気圧傾度力の項は、

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = f_0 U \frac{\partial \phi'}{\partial x'} \quad (5.1.6)$$

となる。式(5.1.2)~式(5.1.6)を式(5.1.1)に代入し、コリオリ項の尺度f₀Uで割ると、無次元化された東西方向の運動方程式は、

$$\frac{U}{f_0 L} \left(\frac{\partial}{\partial t'} \mathbf{u}' + \mathbf{u}' \frac{\partial}{\partial x'} \mathbf{u}' + \mathbf{v}' \frac{\partial}{\partial y'} \mathbf{u}' + \omega' \frac{\partial}{\partial p'} \mathbf{u}' \right) - \left(1 + \frac{\beta}{f_0} L y' \right) \mathbf{v}' = - \frac{\partial}{\partial x'} \phi' \quad (5.1.7)$$

となる。

次に、 の過程である微小なパラメーターによる方程式の展開を行う。展開に用いるパラメーターとしては、ロスビー数と呼ばれる運動方程式における加速度項のコリオリ項に対する比： $R_0 = \frac{U^2}{L} / f_0 U = U / f_0 L \sim 10^{-1}$ 、を用いる。ロスビー数は惑星渦度に対する相対渦度の比でもある。このようにロスビー数は物理的な意味が明確であるし、式(5.1.7)の加速度項と移流項の係数としても使われているため、展開のためのパラメーターとしても適している。無次元化した変数 \mathbf{u}' などをこのロスビー数で以下のとおり、

$$\mathbf{u}' = \mathbf{u}_0 + R_0 \mathbf{u}_1 + R_0^2 \mathbf{u}_2 + \dots$$

と展開し、無次元化した変数間の方程式に変換した運動方程式と熱力学方程式に代入し、ロスビー数 R_0 で整理する。

R_0 の0次式は、東西方向の運動方程式では式(5.1.7)から分かるとおり、

$$v_0 = \frac{\partial}{\partial x'} \phi_0$$

となる。南北方向の運動方程式も同様に、

$$u_0 = - \frac{\partial}{\partial y'} \phi_0$$

となり、これらは時間的に変化しない地衡風の関係を示す。また、連続の式とこの地衡風の関係より、

$$\frac{\partial}{\partial x'} u_0 + \frac{\partial}{\partial y'} v_0 = \frac{\partial^2}{\partial x' \partial y'} (\phi_0 - \phi_0) = 0 = - \frac{\partial}{\partial p'} \omega_0$$

となる。 $p' = 0$ で $\omega_0 = 0$ とおけるので、どの気圧でも $\omega_0 = 0$ 、すなわち0次式では鉛直流は0である。また、この近似レベルでは熱力学方程式は考えなくていい。

次に、 R_0 の1次式を考える。これが準地衡風近似の式であり、この近似での渦度方程式、熱力学方程式と連続の式は、それぞれ以下のとおりである（渦度方程式は、運動方程式の回転をとって求める）。鉛直には気圧座標（ p 座標）をとっている。次元は戻してある。また、摩擦と非断熱加熱は0としている。

$$\frac{\partial}{\partial t} \zeta_g + \mathbf{v}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f_0 + \beta y) = - f_0 \left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} \right) \quad (5.1.8)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \mathbf{v}_g \cdot \nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = - S \omega_a \quad (5.1.9)$$

$$\left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega_a}{\partial p} = 0 \quad (5.1.10)$$

ここで、 ζ_g は地衡風に伴う渦度（ $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi$ ）、 \mathbf{v}_g は地衡風（ $\mathbf{u}_g = - \frac{1}{f_0} \frac{\partial \phi}{\partial y}$, $\mathbf{v}_g = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \phi}{\partial x}$ ）のベクトル表示、 u_a と v_a はそれぞれ非地衡風成分の東西風と南北風、 ω_a は鉛直 p 速度、 ϕ はジオポテンシャルの静止場 $\phi(p)$ からの偏差である。 $S = -\bar{\alpha} \frac{d \ln \bar{\theta}}{d p}$ は静止場の静的安定度（ $\bar{\alpha}$ と $\bar{\theta}$ は静止場の比容と温位）で、鉛直座標 p の関数ではあるが時間・場所によっては変わらない。ここで添字 g のつく地衡風成分と ϕ は R_0 の0次の項、添字 a のつく非地衡風成分は R_0 の1次の項（すなわち微小量）に対応する。渦度方程式が突然出てきた理由は、ロスビー数 R_0 が小さい中・高緯度の総観規模以上の大規模な現象の運動は、地球の自転の影響が強いために回転成分が

支配的であり、そのため渦度方程式を用いて議論することが適当ということである。

渦度方程式(5.1.8)は、右辺の非地衡風成分に伴うわずかな水平収束（発散）により渦管が伸びる（縮む）ことにより、地衡風に伴う渦度が増加（減少）することを表している。このように準地衡風近似では、渦度やそれを移流する風は地衡風で近似しておきながら、その変化は近似度を高めた非地衡風の水平発散から求める。少し理解しにくいのが、同じ程度の大きさの項を選択するというスケールアナリシスの見地からは、「状態は地衡風で表わされ、状態の変化は弱い非地衡風が支配する」という近似が許されるのである。熱力学方程式(5.1.9)も同様に、非地衡風成分のわずかな上昇・下降流により層厚 $\frac{\partial \phi}{\partial p}$ （層間の平均気温）が変化することを表している。

5.1.2 準地衡風渦位

式(5.1.8)～式(5.1.10)を適当に変形して非地衡風成分である ω_a を消去することで、以下のとおり、準地衡風近似の渦位方程式が得られる。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_g \cdot \nabla\right) \left\{ \zeta_g + f_0 + \beta y + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{s} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right\} = 0 \quad (5.1.11)$$

ここで、左辺の中カッコの中；

$$\mathbf{q} = \zeta_g + f_0 + \beta y + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{s} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f_0 + \beta y + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{s} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \quad (5.1.12)$$

は準地衡風渦位と呼ばれ、準地衡風近似を用いた理論的な研究の中核を担う基本的な量である²。

式(5.1.11)の意味するところは、準地衡風近似の範囲内では、摩擦と加熱がなければ、準地衡風渦位は地衡風に乗って動く粒子について保存する、ということである。言い換えれば準地衡風渦位の局所的な変化は、渦管の伸縮とは関係なく、地衡風による移流にのみもたらされる、ということである。ところで、第 5.1.1 項の始めに「非地衡風成分による地衡風の変化を表すのが準地衡風近似の要点」と述べたが、ここまで来て非地衡風成分が消えてしまった。不思議な気がするが、式(5.1.8)の非地衡風成分の鉛直流に伴う収束・発散による渦管の伸縮の項を、式(5.1.9)の非地衡風成分の上昇・下降流に伴う気温の変化による層厚の変化の項に置き換えたものと考えれば不思議ではない。準地衡風近似の渦位方程式は、運動方程式と熱力学方程式を、上昇・下降流と収束・発散の関係を示す連続の式を使って連結したものである。なお、渦位保存則は、準地衡風近似でなくても成り立つ、気象力学における基本的な保存則であることを注意したい。

ここで「渦位」とは、潜在的（ポテンシャル）な渦度ということでそのような名前が付けられている。式(5.1.12)の第 1 項の相対渦度、第 2 と第 3 項の惑星渦度（第 1 項～第 3 項を合わせて絶対渦度と呼ぶ）に、第 4 項の渦管の伸縮（ストレッチング）の効果を加えた量である。ストレッチング渦度と呼ばれるこの第 4 項は、層厚（比容）の気圧による微分で、（運動場の）安定度に関わる量である。この第 4 項があることから「渦位」と呼ばれる。渦位が保存しつつストレッチング渦度が相対渦度になる過程の例としては、対流圏中層に上昇流の中心があると、それに伴う中層の断熱降温で下層が不安定化（層厚が小さくなり）してストレッチング渦度が減り、その分、相対渦度が強まることあげられる。なお、渦位については、等温位面上で定義された渦位（Ertel の渦位）の方が物理的にずっとわかりやすいし、それは非断熱加熱や摩擦がない場合に保存することが何の近似もせず導かれる、流体の運動にとっての基本的な保存量でもある。二階堂

² 準地衡風渦位方程式まで理解しておく、季節予報に関係する大規模な現象に関する多くの力学的な論文や解説を読みやすくなる。例えば、本章では説明しないブロッキング現象についての木本(1993)のレビューは、同方程式に関する理解を前提として書かれている。そのため、本書では少しくどいほど説明した。

(1986a; b)の優れた解説があるので、興味のある方は参照されたい。

さて、準地衡風渦位 q には3つのパラメーター f_0 、 β 、 S が含まれている。それぞれ、地球の回転の影響を表すパラメーター(コリオリ因子)、地球の回転の影響の緯度による違いを表すパラメーター(ロスビー因子)、静止場の静的安定度に関わるパラメーターである。頭の整理のため、渦位の振る舞いのこれらのパラメーター依存性について少し議論しておく。式(5.1.12)の第4項から、 $\frac{f_0}{S}$ が大きい大気では、ジオポテンシャルの鉛直微分を含むストレッチング渦度の渦位 q への寄与が相対的に大きく、 q の鉛直間の関係が強いことが分かる。コリオリ因子が大きい(地球の回転が速いとか、緯度が北とか)ほど q の鉛直間の関係が強いし、成層が安定なほど鉛直間の関係が弱い、ということである。前者は、式(5.1.8)の渦度方程式で鉛直流に伴う収束・発散による渦への影響がコリオリ因子に比例していることから分かるであろう。極端な例え話をあげれば、そもそもフィギュアスケーターがスピンを始めていなければ(回転していなければ)腕を縮めても回りださない。後者は、式(5.1.9)の熱力学の方程式のとおり S が大きい(安定度が大きい)ほど弱い上昇流・下降流で熱的にバランスできることから理解できるであろう。地球の回転の影響の緯度による違い(β 効果)を表すパラメーターである β 因子は、式(5.1.11)を少し変形すると β の関係する項が $v_g\beta = \frac{1}{f_0} \frac{\partial\phi}{\partial x} \beta$ のみとなることから分かる通り、渦位方程式を東西と南北に非等方的なものとしている。後述するが、ロスビー波の位相速度が西向きというように「東西の向き」が選択的に選ばれるのは、この項による渦位方程式の非等方性のためである。もし地球が回転する球ではなくて、回転水槽実験のように回転する円盤だったら、コリオリ因子は一定でロスビー因子 $\beta = 0$ なのでこの非等方性はない。また、渦位方程式においては β は $\frac{\partial\phi}{\partial x}$ の係数なので、渦位の東西方向の関係を強める方向に働く。 β が小さい高緯度では大きな低緯度よりこの効果は小さく、東西に伝播するロスビー波も存在しにくく、極渦などの孤立渦ができやすい。

なお、式(5.1.12)から分かるように渦位 q はジオポテンシャルの1変数だけで表せるし、もちろん地衡風もジオポテンシャルだけで表せるので、式(5.1.11)から q の変化もジオポテンシャルだけで表される。これが、我々が季節予報で主に使う北半球天気図が、ジオポテンシャル高度 z (=ジオポテンシャル/重力加速度) の空間分布図であることの本質的理由である。もちろん、保存量である q の天気図を使う方がより直接的ではあるが、 q はジオポテンシャルの2階微分となっているので、空間構造が細かく使い難い。また、主に500hPa面を使うのは、対流圏の中層で発散・収束が弱い面であり、式(5.1.8)の渦度方程式から、絶対渦度の保存が成り立つと考えても大きな間違いはないからである。

5.1.3 上昇・下降流による地衡風の変化

この先、準地衡風近似の渦位方程式(5.1.11)に基づいて説明していくため、準地衡風近似において重要な働きを担っており、また、曇りや雨の日が多いといった季節予報の天候表現を考える上でも当然重要な上昇・下降流 ω は顕わには登場しない。そこで、渦位方程式に基づいた説明に入る前に、準地衡風近似における ω の役割や ω と地衡風との関係について、 ω 方程式(オメガ方程式)に基づいて簡単に説明しておく。

式(5.1.8)~式(5.1.10)を適当に変形して、今度は時間変化項を落とすことにより、 ω に関する診断方程式である、以下の準地衡風近似の ω 方程式が得られる；

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{S} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = \frac{f_0}{S} \frac{\partial}{\partial p} \{ \mathbf{v}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f_0 + \beta y) \} + \frac{1}{S} \nabla^2 \{ \mathbf{v}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial\phi}{\partial p} \right) \} \quad (5.1.13)$$

左辺は、 ω として水平方向には三角関数の形を仮定し、また、鉛直方向にも中層にピークを持つ三角関数の

形を仮定すれば $(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{S} \frac{\partial^2}{\partial p^2})\omega \propto -\omega$ と置ける。左辺が正の時、上昇流である。右辺の第 1 項は渦度移流の鉛直差、第 2 項は温度移流に関わる項である。

まず、第 1 項の渦度移流の鉛直差の項と上昇流との関係について考える。上層に正の渦度、下層に負の渦度が流れてきたとする。この場合この項は正である。ここで風と気圧場に地衡風の関係が成り立つためには、層厚を減らして、上層に低気圧性、下層に高気圧性の気圧場を作ればよい。そのためには中層に上昇流を与えて中層の気温を下げればよい。一方、上昇流は上層の発散と下層の収束を伴うので、上層の正の渦度を弱め、下層の負の渦度も弱める。このようにして適当な上昇流があると、上下各層に地衡風渦度が作られる。気圧の谷が高さとともに西に傾いている場合や、気圧の谷は鉛直に立っていても上空の方が渦を流す地衡風が強い場合の谷の前面の上昇流がこの過程に当たる。

次に、第 2 項の温度移流と上昇流との関係について考える。この項は ω と同じように、 $\frac{1}{S}\nabla^2\{\mathbf{v}_g \cdot \nabla(-\frac{\partial\phi}{\partial p})\} \propto \mathbf{v}_g \cdot \nabla(\frac{\partial\phi}{\partial p})$ と考えられ、正は地衡風による暖気移流と対応する。ここで中層に暖気移流があったとする。暖気移流によって層厚が大きくなり、上層に高気圧性、下層に低気圧性の気圧場が出来る。風と気圧場に地衡風の関係が成り立つためには、中層に上昇流を与えて下層収束で下層の正の渦度を強め、上層発散で上層の負の渦度を強めればよい。一方、上昇流は中層の気温を下げるので暖気移流による昇温を抑え、適当な上昇流のもとに地衡風の実現する。

両者とも、「上下層ともに地衡風の実現が成り立つためにはどんな ω でなければいけないか」ということである。考えてみれば当然のことだが、 ω は上層と下層をつなぐ役割を果たす。また、季節予報ではよく「500hPa 天気図が西谷なので曇天ベース」というが、これは、上層の正の渦度移流が強いことによる中層の上昇流と、南西風による暖気移流による中層の上昇流に対応して雲が多い、ということである。なお、梅雨前線に沿った上昇流は、より暖かいアジア大陸からの西風による暖気移流に関連していることが示されている (Sampe and Xie 2010)。また、ここでは非断熱加熱は考慮していないが、上昇に伴う水蒸気の凝結による加熱があった場合には、それとバランスし温度を下げるようにさらに上昇流が強まる、といった過程が働くこともある。

5.1.4 対数気圧 (logP) 座標での準地衡風渦位方程式

ここまで使ってきた鉛直の気圧座標は、季節予報現業で利用している天気図と同じ座標で慣れており、また、基本方程式が単純になるメリットがある一方、鉛直座標が実際の高さとは違い、下向きに正であることなど、直観的なイメージが掴みにくい。そこで、気圧座標のメリットを残しつつ以下のとおり対数気圧 (logP) 座標に変換する；

$$z = -H_0 \ln\left(\frac{p}{p_s}\right)$$

ここで p_s を地表気圧の標準値 (=1,000hPa)、 H_0 を大気の代表的スケールハイト ($H_0 = RT_s/g$ 、 R : 乾燥空気的气体定数、 T_s : 大気の代表的温度。 $T_s = 255K$ の等温大気では H_0 は約 7.5km) にとれば z は気圧が p になる実際の高さとほとんど同じになる。例えば、500hPa の $z \sim 5\text{km}$ 、100hPa の $z \sim 17\text{km}$ 、である。とは言え本質的には p 座標と変わらないので、「高さ 5km におけるジオポテンシャル高度 5,400m」といった不思議な感じの表現となってしまうが、それは慣れるしかない。さて、この logP 座標では式(5.1.12)の準地衡風渦位は、

$$\mathbf{q} = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f_0 + \beta y + \frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f_0 p}{N^2} \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (5.1.14)$$

と表現される。ここで $N^2 = \frac{R}{H_0} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \kappa \frac{\bar{T}}{H_0} \right) \sim g \frac{\partial \ln \bar{\theta}}{\partial z}$ はブラントパイサラ振動数 N の 2 乗で、 T : 静止場の温度、

$\kappa = \frac{R}{C_p}$ 、 C_p : 乾燥空気の定圧比熱、 R : 乾燥空気の気体定数である。 N の大きさは $\sim 10^{-2} \text{s}^{-1}$ である。地衡風

の流線関数 ; $\psi = \frac{1}{f_0} \phi$ を導入すると式(5.1.14)は、

$$\mathbf{q} = \nabla^2 \psi + f_0 + \beta y + \frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f_0^2 p}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (5.1.15)$$

となる。また、 N が z によらないと仮定すると式(5.1.15)は、

$$\mathbf{q} = \nabla^2 \psi + f_0 + \beta y + \frac{f_0^2}{N^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} \psi - \frac{1}{H_0} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (5.1.16)$$

となる。 N は対流圏より成層圏の方が大きい、大きさは対流圏では 10^{-2}s^{-1} 、成層圏では $2 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ 程度なので、高度によらないというこの仮定は的外れではない。このように静的安定度のパラメーターが高度によって大きく変わらないことも $\log P$ 座標系のメリットである。

なお、式(5.1.16)の右辺第 5 項は、

$$-\frac{f_0^2}{N^2} \frac{1}{H_0} \frac{\partial \psi}{\partial z} = -\frac{f_0}{N^2} \frac{1}{H_0^2} RT \propto -T$$

と、温度に比例することに注意したい。 $\log P$ 座標の準地衡風近似では、(運動場の)温度が低い方が渦位が大きいことを示している。この項は、後述するとおりロスビー波の伝播に影響を与える。なお、後ほどの参考のために $\frac{\partial \psi}{\partial z}$ と温位 θ との関係を書いておくと、 $\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{R p^\kappa}{f_0 H_0} \theta$ である。

式(5.1.11)と式(5.1.16)から、 N が一定と仮定した場合の $\log P$ 座標系の準地衡渦位方程式は、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_g \cdot \nabla \right) \left[\nabla^2 \psi + f_0 + \beta y + \frac{f_0^2}{N^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{1}{H_0} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right\} \right] = 0 \quad (5.1.17)$$

と書ける。以後しばらくはこの式に基づき、ロスビー波の伝播等について説明する。

5.1.5 ロスビー波の分散関係

流れに何らかの変化があった場合に、渦位が保存するようおきる運動がロスビー波である。ここでは、 $\log P$ 座標系の準地衡渦位方程式(5.1.17)から導出される分散関係式(振動数と波数の関係式)を使って、ロスビー波の伝播の特性について説明する。ロスビー波は、ロスビー数が大きくて準地衡風近似の枠組みでは議論できない赤道域にも、また、海洋にも存在する波でもあるが、ここでは中・高緯度における大気のロスビー波、特に位相速度の遅いロスビー波の特性について述べることにする。

まず、地衡風の流線関数 ψ を、南北と鉛直方向に構造を持ち東西方向には一様で時間的に変化しない基本場 $\bar{\psi}(y, z)$ と微小擾乱 $\psi'(x, y, z, t)$ に分け、準地衡渦位方程式(5.1.17)を線形化する。東西方向に一様な西風 $\bar{U}(y, z)$

($= -\frac{\partial}{\partial y} \bar{\psi}(y, z)$) の基本場のもとでの微小擾乱の振る舞いを調べよう、ということである。すると式(5.1.17)

は、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial}{\partial x}\right) \left\{ \nabla^2 \psi' + \frac{f_0^2}{N^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} \psi' - \frac{1}{H_0} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial \psi'}{\partial x} \left[\beta - \left\{ \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{f_0^2}{N^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{H_0} \frac{\partial}{\partial z} \right) \right\} \bar{U} \right] = 0 \quad (5.1.18)$$

となる。この式を基本場の渦位；

$$\bar{q} = \nabla^2 \bar{\psi} + f_0 + \beta y + \frac{f_0^2}{N^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} \right) - \frac{1}{H_0} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} \right\}$$

と擾乱の渦位；

$$q' = \nabla^2 \psi' + \frac{f_0^2}{N^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \psi'}{\partial z} \right) - \frac{1}{H_0} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right\}$$

で書いておくと、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial}{\partial x}\right) q' + \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = 0 \quad (5.1.19)$$

となる。式(5.1.19)の左辺第2項と式(5.1.18)の左辺第2項を見ると、基本場 \bar{U} が y 、 z 方向に構造を持つこと
によって、ロスビー因子 β が β も含む基本場の渦位の南北傾度 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}$ に置き換わる、ということが分かる。この

ように、基本場の渦位の南北傾度 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}$ が実質的に β と同じ役割を果たすことから、これを \bar{U} の東西鉛直の構造の
影響を受けた実質的な β ということで実効 $\beta(=\beta^*)$ と呼ぶこともある。

これから式(5.1.18)に基づいてロスビー波の伝播について議論する。なお以後の議論では、基本場を示す $\bar{\quad}$
と擾乱を示す $'$ は略す。まず、簡単のために \bar{U} が z にも y にもよらない一様な西風と仮定する。すなわち、 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \beta$
の場合である。ここで擾乱の流線関数 ψ を、

$$\psi = \psi_0 \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{i(kx + ly + mz - \sigma t)\} \quad (5.1.20)$$

と、東西波数 k 、南北波数 l 、鉛直波数 m 、角振動数 σ (以後、振動数と呼ぶ)の平面波の形に仮定して式(5.1.18)
に代入すると、この波の分散関係式(振動数と波数との関係式)

$$\sigma = kU - \frac{k\beta}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H_0^2} \right)} \quad (5.1.21)$$

が得られる。これがロスビー波の伝播の特性を決める分散関係式である。準地衡風近似の世界では、波は β

(\bar{U} が一様でない場合には β^*)を復元力とするロスビー波しか存在しえない。なお、波の振幅の係数 $\exp\left(\frac{z}{2H_0}\right)$
は等温大気の密度が高度とともに $\exp\left(\frac{-z}{H_0}\right)$ で減ることを考慮している。すなわち、波の振幅は高度とともに
 $\exp\left(\frac{z}{2H_0}\right)$ で急激に増えるが、振幅の2乗に密度をかけた波のエネルギーはあまり変わらないということであ
る。

この波の東西方向の位相速度 c_x は、式(5.1.21)で振動数 σ を東西波数 k で割って、

$$c_x = U - \frac{\beta}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H_0^2} \right)} \quad (5.1.22)$$

で与えられる。右辺第2項は正(β は正)なので、ロスビー波の位相速度は基本場の風 U に比べて西向きで
ある。また、第2項の分母に波数があることから分かるとおり、波数の小さい、すなわち波長の長い波の方

が西向きの位相速度が速い。このように位相速度が波数に依存するので、色々な波数の波が重ね合わさっている場合には、それらが時間とともに分散する。これらの、

- ・基本場の流れ U に比べて西向きの位相速度を持つこと
- ・波長の長い波の方が西向きの位相速度が大きい分散性の波であること

はロスビー波の重要な特徴である。

前者については、第 5.1.1 図のようにはじめに東西に並んだ高気圧と低気圧の列を考えることによって以下のとおり理解できる。

北半球では高気圧（低気圧）の西側では南風（北風）が吹く。

南風（北風）で小さな（大きな）惑星渦度が移流される（ β 効果）ため、相対渦度が小さく（大きく）なり、すなわち高気圧性（低気圧性）の回転が生じる。

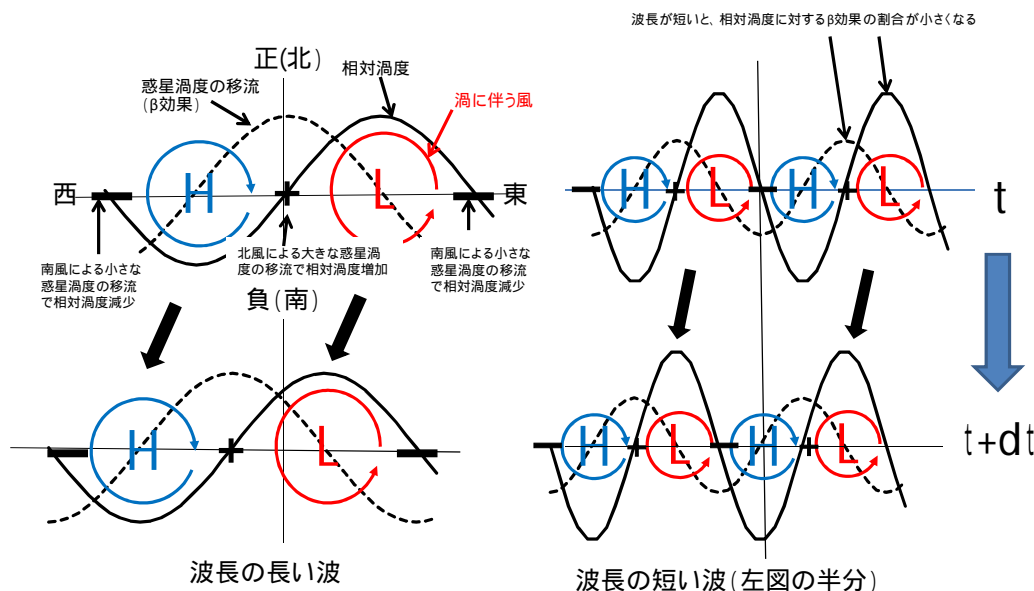
その結果、高気圧と低気圧の列は西に進む。

基本場の流れ U がある場合には、高気圧と低気圧は U で流されつつ、 U に比べ西に進む。

後者、すなわち長い波の方が西向きの位相速度が大きいこと理由は、図に示したように の過程がより長い距離を置いて働くことと、波長の長い波の方が β 効果がより「効果的」に働くためである。両者の効果の掛け算で、西向きの位相速度は波長の 2 乗に比例する（ただし、 $l=m=0$ で H_0 が無限大の場合）。

さて、季節予報や異常気象の解析では、ほぼ止まっているような位相速度の遅い波を対象とする。式(5.1.22)で言えば、 $c_x \approx 0$ の波、すなわち第 2 項が第 1 項と同程度の大きさの波である。ここで、中緯度でよく観測される水平の波長 8,000km 程度の波を考えて、式(5.1.22)の第 2 項の大きさを見積もろう。緯度は $45^\circ N$ とする。

この緯度では、 $\beta \sim 1.6 \times 10^{-11} s^{-1}$ 、 $(k^2 + l^2) \sim \frac{4}{(8 \times 10^6)^2} \sim 6 \times 10^{-13} m^{-2}$ 、 $\frac{f_0^2}{N^2} \frac{1}{4H_0^2} \sim \frac{10^{-4}}{4 \times (7.5 \times 10^3)^2} \sim 4 \times 10^{-13} m^{-2}$ 程度の大きさである。ここで、鉛直波数 m について、対流圏で位相が反転する、すなわち地上から圏界面まで半波長分程度となる波（波長 20km とする）を考えると、 $\frac{f_0^2}{N^2} m^2 \sim 10^{-4} \times \frac{4\pi^2}{(2 \times 10^4)^2} \sim 10^{-11} m^{-2}$ となる。これらを合



第 5.1.1 図 ロスビー波の西進を説明する模式図

ロスビー波は β 効果で西進する。波長の長い波の方が β 効果が「効果的」(相対渦度を変化させやすい)なので、西進速度が速い。詳細は本文参照のこと。

わせると第2項は、 $\frac{\beta}{k^2+l^2+\frac{f_0^2}{N^2}(m^2+\frac{1}{4H_0^2})} \sim \frac{1.6 \times 10^{-11}}{6 \times 10^{-13}+10^{-11}+4 \times 10^{-13}} \text{ms}^{-1} \sim 10^0 \text{ms}^{-1}$ となり、第1項の $U \sim 10^1 \text{ms}^{-1}$ よりも

1桁小さくなってしまふ。すなわち、基本場の風で流されてしまい止まれない。対流圏の上下層で位相が反転するような傾圧構造をし、かつ、ほぼ定常なロスビー波が中・高緯度において観測されないのはこれが理由である。

5.1.6 定常ロスビー波の鉛直構造

ヒマラヤ山脈のような大規模な山岳に西風が当たるとロスビー波が発生し、水平・鉛直方向に伝播する。西風が山を昇る時の上昇流で渦管が縮み、ストレッチング渦度が減少することに対応して、渦位が保存するように運動が発生するが、それもロスビー波である。今、山岳に西風が当たり続けて、十分時間がたって(摩擦などとバランスして)定常状態になった場合のロスビー波の鉛直構造を考える。すなわち、位相速度 $C_x=0$ の定常ロスビー波の鉛直構造である。この定常ロスビー波の鉛直伝播の特性を考えるために、分散関係式(5.1.21)で $\sigma=0$ と置き鉛直波数 m で整理すると、

$$m^2 = \frac{N^2}{f_0^2} \left\{ \frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2) - \frac{f_0^2}{4H_0^2 N^2} \right\}$$

となる。鉛直に波の構造となれる(伝播が出来る)のは m が実数($m^2 > 0$)のときである。この式から、波数 k の小さな波(波長が長い波)の方が鉛直伝播しやすい、 U が西風でなければ鉛直伝播できないが、西風が強すぎても伝播できない、ことが分かる。今、仮に南北波数 $l=0$ (南北方向に構造のない波)を仮定すると、 $m^2 > 0$ となるための東西波数 k の条件は、

$$k^2 < K_s^2 = \frac{\beta}{U} - \frac{f_0^2}{4H_0^2 N^2}$$

である。前項と同じように 45°N で $U \sim 25 \text{ms}^{-1}$ とすると、最大波数 K_s は、

$$K_s^2 = \frac{\beta}{U} - \frac{f_0^2}{4H_0^2 N^2} \sim \left(\frac{1.6 \times 10^{-11}}{25} - 4 \times 10^{-13} \right) \text{m}^{-2} \sim 2 \times 10^{-13} \text{m}^{-2}$$

で、波長にして約 $13,000 \text{km} (= 2\pi / K_s)$ で、 45°N で波数³²程度である。この K_s より波数の小さな地球規模の長い波しか鉛直に波の構造を持ってない。

もう少し現実的な基本場を考え、第5.1.2図に示すとおり U は対流圏で高度ともに線形で増加し、地上で 5ms^{-1} 、高度 10km で 25ms^{-1} となり、その上では一定とする(Held 1983)。すなわち、高度 10km までは $\frac{\partial U}{\partial z} = 2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ で風速が増す。この仮定は少なくとも下部成層圏までは 45°N での冬の観測に近い。この場

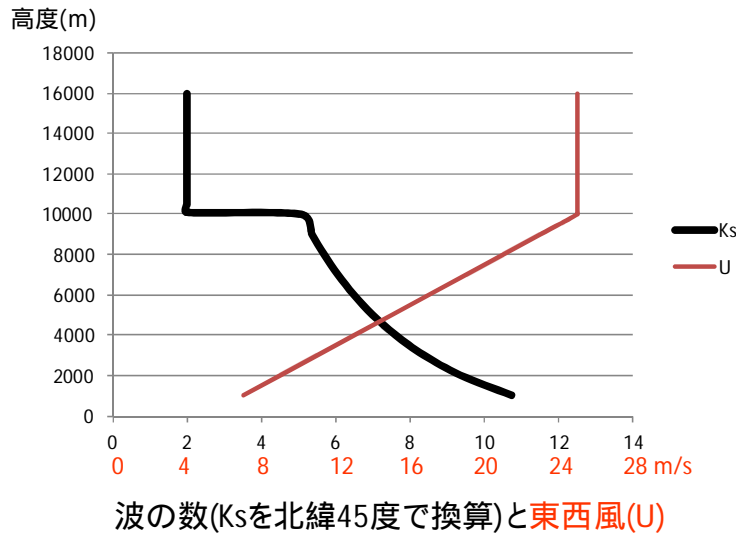
合、 U が高度 z に依存するので、 β の代わりに式(5.1.19)の右辺第2項の基本場の渦位の南北傾度 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}$ 、すなわち実効 $\beta (= \beta^*)$ を考える必要がある。高度 10km 以下では β^* は、

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \beta^* = \beta - \left\{ \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{f_0^2}{N^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{H_0} \frac{\partial}{\partial z} \right) \right\} U = \beta + \frac{f_0^2}{N^2} \frac{1}{H_0} \frac{\partial U}{\partial z} \sim 4 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$$

であり U が変化しない高度 10km 以上では、

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \beta^* = \beta \sim 1.6 \times 10^{-11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$$

³ ここでの波数は、 45°N における波の数のことで無次元である。一方、本章での東西波数 k 、南北波数 l 、鉛直波数 m は m^{-1} の次元を持つ量である。両者は異なるが、誤解される恐れもないので同じ「波数」という用語を用いた。



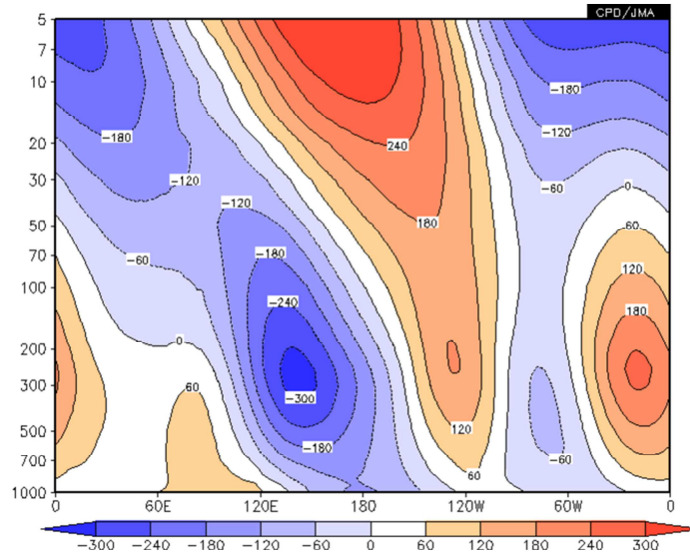
第 5.1.2 図 東西風Uの鉛直構造を赤線のとおり仮定した場合の鉛直伝播可能な最大波数 Ks の鉛直分布（黒線）45°Nでの東西方向の波の数で換算。横軸は東西風（赤色で表示）と Ks（黒色で表示）。詳しくは本文を参照のこと。

となる。高度 10km までの β^* は β の 2 倍強で、U の鉛直構造の影響で β 効果が 2 倍強になっている、ということである。これは β 効果としては地球の回転速度が 2 倍になったり、回転速度がそのままでも半径が 1/2 になったことに対応する（なお、成層圏では対流圏に比べ N^2 が 2 倍程度になるのでそれによっても β^* は変わる）。対応して、第 5.1.2 図に示すように、

$$K_s^2 = \frac{\beta^*}{U} - \frac{f_0^2}{4H_0^2 N^2}$$

は高度が上がるにつれて減少し、高度 10km では $K_s^2 \sim 1 \times 10^{-12} \text{m}^{-2}$ （～波数約 5、～波長 6,000km）となる。そして、西風の強さが一定となる高度 10km で不連続に小さくなり、それより上空では、 $K_s^2 \sim 2 \times 10^{-13} \text{m}^{-2}$ ～波長 14,000km（波数約 2）となる。

このことは、現実に近い偏西風を基本場とすると、大規模山岳の影響により地表付近で作られたロスビー波は、波長の長いものは成層圏まで伝播できるが、波長の短いものは伝播できずに対流圏内に捕捉されることを意味している。この基本場では、偏西風の強さがピークとなる高度 10km を境に、波長 6,000km～14,000km の波が鉛直に上向きに伝播出来なくなる。つまり、偏西風の強さがピークとなるジェット気流の軸付近の高度、すなわち対流圏界面を境に、 β^* が急激に小さくなるために波が鉛直に伝播しにくくなるということである。静的安定度(=N)を一定と置くなどのかなり大胆な仮定のもとに導いたロスビー波の鉛直伝播の特徴であるが、対流圏界面付近にロスビー波の鉛直伝播を妨げる壁があることは定性的には間違っていない。このことが対流圏界面付近で最も振幅が大きく、鉛直に位相が変わらない定常ロスビー波がよく観測されることの原因のひとつとなっている。なお、第 5.1.3 図には観測された平年の冬（12～2月）の 45°N におけるジオポテンシャル高度の経度 - 高度断面図（帯状平均からのずれ）を示す。成層圏には波数 1 程度の波長の長い波があるが、これは大規模山岳によって生成された定常ロスビー波が鉛直に伝播したものである。一方、対流圏界面付近で振幅が最も大きな波数 3 程度の波長の波があるが、これは対流圏に捕捉された定常ロスビー波である。



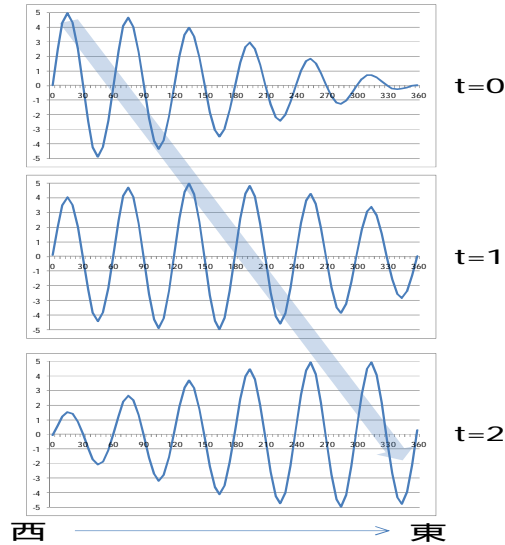
第 5.1.3 図 45°N におけるジオポテンシャル高度で帯状平均からのずれの経度高度断面図
等値線間隔は 60m。冬（12～2 月）の年平均値。

5.1.7 ロスビー波束の群速度

第 5.1.5 項で述べたとおり、ロスビー波は位相速度が波数に依存する分散性の波である。このような分散性の波は、波数が少し異なる波のかたまり（波束）が個々の波の位相速度とは異なる速さで伝わる性質がある。この波束が伝わる速さを群速度といい、それは概ね波のエネルギーが伝わる速さ（厳密には後述する「波の活動度」が伝わる速さ）でもある。今、振動数 σ 、東西波数 k の分散性の波を考えると、その波の東西方向の位相速度 C_x は $\frac{\sigma}{k}$ で与えられ、群速度 C_{gx} は $\frac{\partial \sigma}{\partial k}$ で与えられる（岸保と佐藤 1986）。短期予報の場合には低気圧の中心の移動など位相速度で伝わる波の位相を追うことが多いが、より長い時間スケールの現象を対象とする季節予報の場合には群速度で伝わる波束のエネルギーの伝播、特に位相速度が 0 だが波束のエネルギーが東向きに群速度で伝わる定常ロスビー波束のエネルギー伝播に着目することが多い。

位相速度と群速度の違いは、それを意識して天気図を見る習慣を付けると容易に実感できるが、意識していないとなかなか実感できない。そこで、定常ロスビー波束の伝播の説明の前に、簡単な例を対象に図を使って説明しておこう。第 5.1.4 図は、ロスビー波と同じように、一般風がない場合の位相速度が西向きで、波長の長い波の方がより早く西に進む「波束」の時間変化を示したものである。x 軸方向は東西方向を示し、0°～360°までの地球 1 周分を描いたと考えてよい（地球 1 周を越えて x 軸方向に無限に続くとしているが）、ここでの波束とは、東西方向に波数が 5.6～6.4 の同じ振幅の波を重ね合わせたものである。ただし、西向きの位相速度を持つ波数 6 の波が定常となるように、波数 6 の位相速度と同じ速さの西風を吹かせた。3 枚の図は上から等間隔に時間経過とともに並べた。この図を見ると、波の位相は動いていないが、波束の振幅の最も大きな場所は、 $t=0$ の時にはほぼ西端にあったものが、 $t=1$ には 150°付近、 $t=2$ には 300°付近に動いている。すなわち、波束がこの速度で東に動いていることが分かる。図に矢印で示したがこの波束が動く速さが群速度(C_{gx})である。この場合、「波数 6 の定常波束が群速度 C_{gx} で東向きに伝播している」といえる。

以下、定常ロスビー波束のエネルギー伝播を考える。基本場の東西風 U が南北鉛直方向に構造を持つ場合のロスビー波の分散関係式は、式(5.1.22)を少し変形すると、



第 5.1.4 図 定常波の波束伝播の様式図

ロスビー波と同じく位相速度は西向きで、波長の長い波の方が西向きの速度が速い波の集まり（波束。描画した領域で波数 5.6 ~ 6.4 の波）の時間変化。波数 6 の波が定常となるような西風 U を与えてある。時間 t は上から下に進む。太い矢印は振幅の最も大きな位置を結んだもので、その速度が群速度に対応する。

$$\sigma = k \left[U - \frac{\beta - \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{f_0^2}{N^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{H_0} \frac{\partial}{\partial z} \right) \right) U}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H_0^2} \right)} \right] = k \left\{ U - \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H_0^2} \right)} \right\} = k \left(U - \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^2} \right) \quad (5.1.23)$$

と書ける。ここで、 $K^2 = k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H_0^2} \right)$ とおいた。式(5.1.23)から、波数(k, l, m)のロスビー波の東西方

向の位相速度は、 $C_x = \frac{\sigma}{k} = \left(U - \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^2} \right)$ である。一方、波束の東西方向の群速度（= 振動数の東西波数による偏

微分）は $C_{gx} = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = C_x + \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^4} \times 2k^2$ で、南北方向の群速度は $C_{gy} = \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^4} \times 2kl$ 、鉛直方向は $C_{gz} = \frac{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^4} \times 2 \frac{f_0^2}{N^2} km$ である。

これらから、季節予報でよく取り扱う定常ロスビー波束、すなわち $C_x = 0$ の波束を考えると、

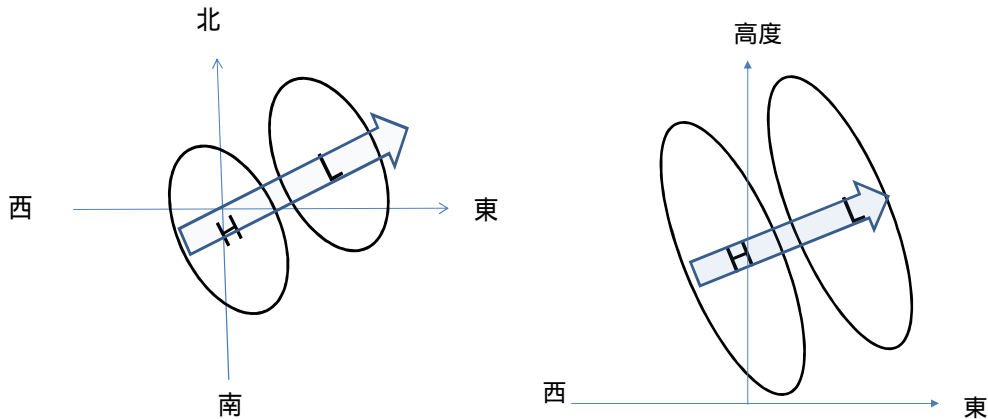
群速度は東向きである（ $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} > 0$ （通常はこの関係を満たす）の時）

東西方向の群速度と南北方向の群速度の比は、 $C_{gx} : C_{gy} = k : l$ となる。すなわち、定常ロスビー波束の水平方向の群速度は波の波数ベクトル(k, l)に平行（等位相を結んだ線（等位相線）に直交）である。

東西方向の群速度と鉛直方向の群速度の比は、 $C_{gx} : C_{gz} = k : \frac{f_0^2}{N^2} m$ となる。

このうち については、前述したとおりロスビー波が波長の短い波ほど西向きの位相速度が遅いことから理解できる。つまり、波長の短い波の方が長い波に比べて波のエネルギーが大きいが、西向きの位相速度が遅く相対的には東に進むので、波のかたまり（波束）のエネルギーも東向きに進むということである

（ $C_{gx} = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = C_x + k \frac{\partial C_x}{\partial k} = k \frac{\partial C_x}{\partial k} > 0$ ）は、第 5.1.5 図左のような形をした擾乱があると、矢印の方向（北東）に波束が伝播し時間とともに下流で振幅が大きくなることを示している。このような波束の伝播は、例えば



第 5.1.5 図 定常ロスビー波束の伝播の向きと波の形との関係の模式図

図の楕円は波の形で、矢印は群速度の向きを表す。左は水平方向、右は東西鉛直方向を示す。左図のように、北西から南東向きに傾いたロスビー波束は北東方向に伝播する。右図のように鉛直に西に傾いたロスビー波束は鉛直上向きに伝播する。詳しくは本文参照のこと。

1 か月予報の 500hPa 高度の予測図でしばしば見られる。も同様に、第 5.1.5 図右のように高さとともに西に傾いた擾乱は鉛直上向きに伝播する（伝播出来る波長の長い波のみ）。波の起源は対流圏にあることが多いので、西に傾いた波束が解析されることが多いが、圏界面付近で東に傾いた波束が解析されることもある。これは圏界面の上、すなわち成層圏から下向きに伝播してきたロスビー波束である。

5.1.8 擾乱の基本場への影響と波の活動度フラックス

ロスビー波（擾乱）はただ伝播するのみでなく、伝播しつつ熱や運動量を輸送して流れ（基本場）を変えるなど、大気大循環にとって重要な役割を果たす。例えば、亜熱帯ジェット気流（基本場）の構造は、ハドレー循環による運動量輸送に加え擾乱の影響を強く受けて形成されている。ここでは、関係する物理量を東西に帯状平均した東西一様な「基本場」とそれからのずれの「擾乱」に分けて、擾乱の基本場への影響を議論する。また、「擾乱の基本場への影響」と「基本場の影響を受けた擾乱の伝播」の両者に関わる、すなわち両者の相互作用に関わる診断量である Eliassen-Palm フラックス（以下、E-P フラックス）についても説明するとともに、その 3 次元への拡張版であり、季節予報現業でも使われている Takaya and Nakamura(2001) の「波の活動度フラックス」についてもごく簡単に紹介する。

まず、準地衡風渦位 q を、基本場（ここでは帯状平均場）の渦位 $\bar{q}(y, z, t)$ と擾乱の渦位 $q'(x, y, z, t)$ に以下のとおり；

$$\bar{q} = \nabla^2 \bar{\psi} + f_0 + \beta y + \frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f_0^2 p}{N^2} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} \right), \quad q' = \nabla^2 \psi' + \frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f_0^2 p}{N^2} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right)$$

と分けて、準地衡風渦位方程式(5.1.17)を書き直し、次にそれを帯状平均すると、

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial y} (\overline{q'v'}) \tag{5.1.24}$$

となる。この式は、基本場の渦位 \bar{q} は擾乱の渦位 q' の北向き輸送の南北方向の収束・発散で変化することを示している。ここで、 $u' = -\frac{\partial \psi'}{\partial y}$ 、 $v' = \frac{\partial \psi'}{\partial x}$ であることなどを用いて $\overline{q'v'}$ について式を書き下すと、

$$\overline{q'v'} = -\frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} + \frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f_0^2 p}{N^2} \overline{v' \frac{\partial \psi'}{\partial z}} \right)$$

とまとめられる。ここで、

$$\mathbf{F} = (0, F_y, F_z) = (0, -\overline{p u' v'}, p \frac{f_0^2}{N^2} \overline{v' \frac{\partial \psi'}{\partial z}}) \quad (5.1.25)$$

とおけば、 $\overline{q' v'} = \frac{1}{p} \nabla \cdot \mathbf{F}$ とかける。この \mathbf{F} は、 $\log P$ 座標系での E-P フラックスと呼ばれている。

式(5.1.25)を式(5.1.24)に代入すると、

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial y} \nabla \cdot \mathbf{F} \quad (5.1.26)$$

となる。基本場の渦位 \bar{q} は E-P フラックス収束で変化することを示している。E-P フラックスの中身を見ると、南北成分は擾乱による西向き運動量の北向き輸送、鉛直成分は擾乱による熱の北向き輸送 ($v' \frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{R}{f_0 H_0} \overline{v' T'}$ なので) である。すなわち、擾乱による運動量や熱輸送の収束が基本場の渦位を変える、ということである。

次に、ロスビー波の伝播と、運動量輸送、熱輸送との関係を考えよう。擾乱を平面波の重ね合わせと仮定して、式(5.1.20)のとおり、

$$\psi' = \psi_0 \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{i(kx + ly + mz - \sigma t)\}$$

とおく。このように表記する場合には、暗黙にその実部をとる、すなわち；

$$\begin{aligned} \psi' &= \frac{1}{2} [\psi_0 \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{i(kx + ly + mz - \sigma t)\} \\ &\quad + \psi_0^* \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{-i(kx + ly + mz - \sigma t)\}] \end{aligned}$$

とすることを仮定している。ここで、 ψ_0^* は ψ_0 の複素共役である。擾乱の風は、

$$\begin{aligned} u' &= -\frac{\partial \psi'}{\partial y} = \frac{1}{2} [-il\psi_0 \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{i(kx + ly + mz - \sigma t)\} \\ &\quad + il\psi_0^* \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{-i(kx + ly + mz - \sigma t)\}] \\ v' &= \frac{\partial \psi'}{\partial x} = \frac{1}{2} [ik\psi_0 \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{i(kx + ly + mz - \sigma t)\} \\ &\quad - ik\psi_0^* \exp\left(\frac{z}{2H_0}\right) \exp\{-i(kx + ly + mz - \sigma t)\}] \end{aligned}$$

となるので、擾乱による運動量輸送は、

$$\begin{aligned} \overline{u' v'} &= \frac{1}{4} [kl\psi_0^2 \exp\{2i(kx + ly + mz - \sigma t)\} \\ &\quad + kl\psi_0^{*2} \exp\{-2i(kx + ly + mz - \sigma t)\} - 2kl\psi_0\psi_0^*] \exp\left(\frac{z}{H_0}\right) \end{aligned}$$

である。前2項は東西波数 $2k$ の波としての変動を表し、第3項は直流成分である。この運動量輸送を東西方向に1波長分平均すると波の成分が消えて、直流成分である第3項のみ残り、

$$\overline{u' v'} = -\frac{1}{2} kl\psi_0\psi_0^* \exp\left(\frac{z}{H_0}\right) = -\frac{1}{2} kl|\psi_0|^2 \exp\left(\frac{z}{H_0}\right)$$

となる(ここでは1波長分の平均としたが、地球1周分の東西平均としてもほぼ同じことなので、以後—は、これまでどおり地球1周分の東西平均として用いる)。これは第5.1.7項で示したロスビー波の南北方向の群

速度と、

$$Cgy = -\frac{4\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^4|\psi_0|^2} \times \exp\left(\frac{-z}{H_0}\right) \times \overline{u'v'} \quad (5.1.27)$$

と関係付けられる。通常、 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} > 0$ なので、 Cgy は $\overline{u'v'}$ とは逆符号となる。このため、例えば第 5.1.5 図左のようにロスビー波束が北東向きに伝播している場合、すなわち波の軸が北西から南東に傾いている場合には、波束が西風運動量を南向きに輸送している。極向きの熱輸送も $T' = \frac{f_0 H_0}{R} \frac{\partial \psi'}{\partial z}$ から同様に

$\overline{T'v'} = \frac{f_0 H_0}{2R} km|\psi_0|^2 \exp\left(\frac{z}{H_0}\right)$ となり、鉛直方向の群速度と、

$$Cgz = \frac{f_0 R}{H_0 N^2} \frac{4\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^4|\psi_0|^2} \times \exp\left(\frac{-z}{H_0}\right) \overline{T'v'} = \frac{4\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}{K^4|\psi_0|^2} \times \exp\left(\frac{-z}{H_0}\right) \times \frac{f_0^2}{N^2} \overline{v' \frac{\partial \psi'}{\partial z}} \quad (5.1.28)$$

と関係付けられる。第 5.1.5 図右のようにロスビー波束が上向きに伝播している場合、すなわち波が高さとともに西に傾いている場合には、擾乱が熱を北向きに輸送している、ということである。ところで、ロスビー波の群速度と運動量輸送、熱輸送との関係を表す式(5.1.27)と式(5.1.28)と式(5.1.25)の E-P フラックスを比較すると、

$$F_y = Cgy \times p \frac{K^4|\psi_0|^2}{4\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}} \times \exp\left(\frac{z}{H_0}\right), \quad F_z = Cgz \times p \frac{K^4|\psi_0|^2}{4\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}} \times \exp\left(\frac{z}{H_0}\right) \quad (5.1.29)$$

であり、ロスビー波の群速度と E-P フラックスの向きはお互いには平行であることが分かる。すなわち E-P フラックスはロスビー波束の南北、鉛直方向の伝播の向きも表している。

なお、ロスビー波束の伝播の向きを表す E-P フラックスの収束で基本場の流れが変わるということから分かるとおり、ロスビー波にはそれに伴う運動量がある。実は、ロスビー波に限らず一般的に波はそのエネルギーを $E (> 0)$ 、位相速度を c 、波を流す一般流を U とすると、 $\frac{E}{c-U}$ に比例する運動量（擬運動量と呼ばれている）を持つ（松野 1981）。第 5.1.5 項で述べたとおり、ロスビー波は基本場の流れ U に比べ西向きの位相速度を持つので、擬運動量は負（ $c-U < 0$ なので）、すなわち西向きの擬運動量を持つ。このため、ロスビー波束の収束、すなわち E-P フラックスの収束は西向きの擬運動量の収束に対応し、結果として基本場の西風を減速することとなる。逆に E-P フラックスの発散は西風加速となる。

次に、振幅の変化も含めたロスビー波の強さの変化について議論する。一般に、波の振幅が小さい時（線形近似が成り立つ時）、波の振幅の 2 乗に比例し、かつ、符号が定まった量を、波の強さを表す量という意味で波の「活動度」という。ロスビー波の場合には渦位の 2 乗（エンストロフィーと呼ばれる）を実効 β で割った量が「活動度」のひとつとして知られている。

今、 $\bar{U}(y, z)$ の周りに線形化した渦位方程式 (5.1.19) を再掲すると、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial}{\partial x}\right) q' + \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = 0$$

であり、それに $p q' / \frac{\partial \bar{q}}{\partial y}$ を乗じて帯状平均し、 $\overline{q'v'} = \frac{1}{p} \nabla \cdot \mathbf{F}$ であることを考慮すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{2} p \frac{\overline{q'^2}}{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}} \right) + \nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{\partial}{\partial t} A + \nabla \cdot \mathbf{F} = 0 \quad (5.1.30)$$

となる。ここで、 $A = \frac{1}{2} p \frac{\overline{q'^2}}{\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}}$ である。摩擦や非断熱加熱がない場合には、 A は E-P フラックス収束のみで変化

する。また、

$$\overline{q^2} = \frac{1}{2} K^4 |\psi_0|^2 \exp\left(\frac{z}{H_0}\right)$$

なので、

$$F_y = C_{gy} \times p \frac{K^4 |\psi_0|^2}{4 \frac{\partial q}{\partial y}} \times \exp\left(\frac{z}{H_0}\right) = C_{gy} \times A$$

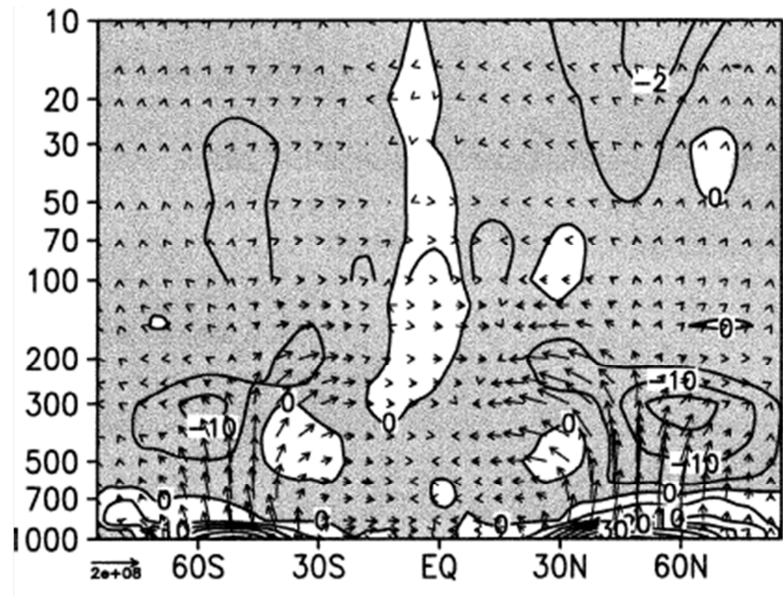
$$F_z = C_{gz} \times p \frac{K^4 |\psi_0|^2}{4 \frac{\partial q}{\partial y}} \times \exp\left(\frac{z}{H_0}\right) = C_{gz} \times A$$

となる。これを式(5.1.30)に代入すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} A + \nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{\partial}{\partial t} A + \nabla \cdot (C_g A) = 0 \quad (5.1.31)$$

となる。定義から A は渦位の 2 乗を実効 β で割った量で、ロスビー波の「活動度」である。ロスビー波の活動度 A は、E-P フラックス収束、あるいは群速度 C_g による A のフラックス収束のみで変化する保存量である。この意味で、E-P フラックスはロスビー波の「活動度フラックス」でもある。

これまで説明してきたように、E-P フラックスとその収束を見れば、帯状平均ではあるものの、擾乱（ロスビー波）が基本場に及ぼす効果と、ロスビー波の「活動度」の生成・伝播・消滅の過程が分かる。参考に、気象庁 / 気象研究所の大気モデルを用いてシミュレーションした冬（12～2月）平均の E-P フラックスとその発散を第 5.1.6 図に示す。なお、第 5.1.6 図に示す E-P フラックスは、厳密には、ここで述べた準地衡風近似の E-P フラックスではないが特徴は同じである。北半球対流圏に注目すると、中緯度の地表から対流圏下層で E-P フラックス（すなわち、「波の活動度フラックス」）が発散（西風加速）し、対流圏上層で収束（西風減速）しているが、これは、ロスビー波の観点からは、下層で生成された移動性の擾乱（日々の天気支配する移動性の高低気圧。これらも傾圧不安定性で増幅するロスビー波である）と停滞性の擾乱（定常ある



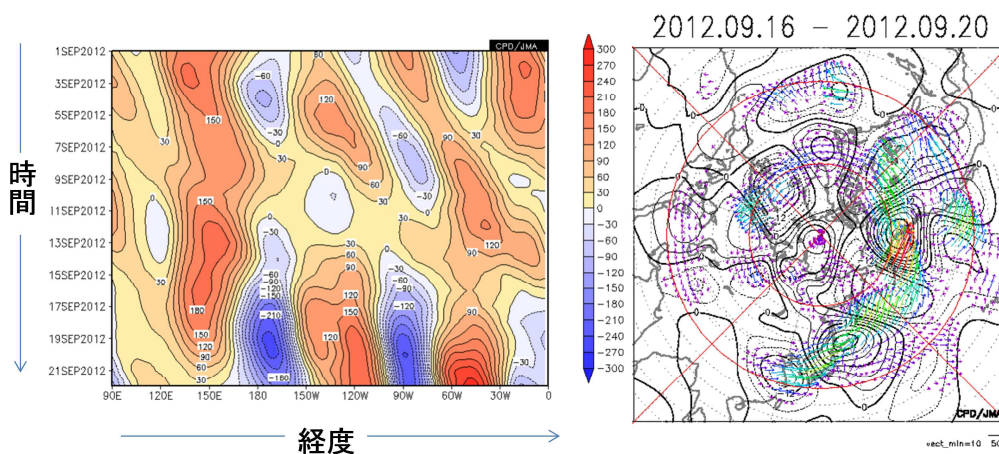
第 5.1.6 図 E-P フラックス（矢印）とその発散（等値線と影）

気象庁 / 気象研究所の大気大循環モデル(MRI/JMA98-GCM)による冬のシミュレーションより計算。E-P フラックスの東西方向のスケールは図左下に表示し、単位は kgs^{-2} 。鉛直方向はフラックスの向きが実際に伝播している向きと等しくなるように 460 倍している。E-P フラックス発散の等値線間隔は、100hPa より下は $5\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 、上は $1\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 。Tanaka et al. (2004) の Fig.2 から転載。

いは準定常なロスビー波)が鉛直に伝播し、対流圏上層で収束していることに対応している。E-P フラックスの鉛直成分は擾乱による北向きの熱輸送にも対応するので、対流圏内では擾乱による北向き熱輸送が行われ、西風の鉛直シアが弱められていることが分かる。対流圏上層では、40°N 付近から南で E-P フラックスが β^* の大きな南向きに向きを変えており、ロスビー波が南向きに屈折していることを示している。これにより、ロスビー波は北向きに運動量を運んで亜熱帯ジェット気流を弱めている。このロスビー波は、亜熱帯ジェット気流の軸を横切ってさらに南向きに伝播し、基本場が東風になる低緯度で吸収され弱まっている。ここでも西風を減速している。一方、中・高緯度の 50hPa 以上の成層圏では、E-P フラックスの収束による西風の減速が見られるが、これは鉛直上方に伝播できた波長の長いロスビー波がこの領域で吸収されるためである。冬に起きる成層圏突然昇温には、この過程が関係している。

このように E-P フラックスは、理論的にも現象の解析にとっても重要な診断量である。ただし、弱点は「帯状平均」であること、すなわち、東西方向に関する情報がない南北・鉛直方向の 2 次元のフラックスであることである。季節予報や異常気象の解析で欲しいのは、東西方向の情報も含む、3 次元の波の活動度フラックスである。また、基本場としては帯状平均場ではなく、東西方向に非一様な平年値に取りたいし、それからの偏差(平年偏差)を擾乱と考えたい。その条件を満たすように E-P フラックスを 3 次元に拡張したものが、Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックスである。彼らは、準地衡風近似におけるロスビー波の活動度を、上述した波のエンストロフィーに基づく活動度と、波のエネルギーに基づく活動度の和で定義することによって、東西方向に非一様な基本場のもとでのロスビー波の「波の活動度フラックス」を近似的に求めた。導出に当たっては空間平均も時間平均も取らないので、定常ロスビー波にも移動性のロスビー波にも適用可能である。気候系の監視・診断に大変適したものであるため、気象庁で 3 次元的な平年値を基本場に平年偏差を擾乱として、ロスビー波の位相速度を 0 と仮定する、Takaya and Nakamura(2001)の定常ロスビー波の「波の活動度フラックス」を、季節予報や気候系監視の現業に活用している。

第 5.1.7 図左には、北日本で記録的な残暑となった 2012 年 9 月上旬～中旬にかけての、40°N～60°N で平均した 300hPa 高度の平年偏差の時間経度断面図を示す(5 日移動平均)。日本付近の 140°E を中心に強い正偏差が持続的に見られる。これが、残暑をもたらした亜熱帯ジェット気流の北への蛇行の持続、すなわち強いリッジの持続を表している。そのような状況の中で、9 月 15 日頃からは日本付近の正偏差から東側に負偏



第 5.1.7 図 2012 年 9 月の記録的な残暑と定常ロスビー波束の伝播

左) 300hPa のジオポテンシャル高度の平年偏差。40°N～60°N で平均した時間経度断面図。2012 年 9 月 1 日～9 月 22 日。5 日移動平均。等値線間隔は 30m。右) 300hPa の Takaya and Nakamura(2001)の定常ロスビー波の「波の活動度フラックス」(矢印)。水平成分のみ。2012 年 9 月 16 日～9 月 20 日の 5 日平均。ベクトルのスケールは図の右下を参照で、単位は m^2/s^2 。等値線は、300hPa の流線関数平年偏差で、単位は $10^6 m^2/s$ 。等値線の間隔は $4 \times 10^6 m^2/s$ 。

差、正偏差、負偏差、正偏差と、波長が経度にして90度ぐらいの波列状の偏差が見られるようになった。この波列状の偏差パターンは東西に動かず、偏差の強さが次第に東に動く、定常ロスビー波束の伝播の特徴を示している。この伝播に伴い、日本付近の経度における偏差は9月下旬に入って弱まり、対応して記録的な残暑も終わった。このことを Takaya and Nakamura(2001)の定常ロスビー波の「波の活動度フラックス」で確認する。第5.1.7 図右は9月16~20日の5日平均場の300hPaの「波の活動度フラックス」と流線関数偏差を示す。日本付近から北太平洋、北米にかけて波列状の偏差パターンと強い東向きの「波の活動度フラックス」が見られ、振幅の大きな定常ロスビー波束が伝播していることが確認できる。図は略すがその前の時期にはこのような波列や「波の活動度フラックス」は見られない。北日本に記録的な残暑をもたらした亜熱帯ジェット気流の持続的な北への蛇行は、下流に大振幅の定常ロスビー波束を射出することによって次第に弱まった、ということが分かる。

5.1.9 順圧ロスビー波の伝播

第5.1.5 項や第5.1.6 項で述べたとおり、季節予報や異常気象の解析で取り扱う、ほぼ定常かつ地球規模ほどは波長が長くないロスビー波は、成層圏までは伝播できず、また、対流圏では鉛直にほぼ立った順圧的(対流圏界面付近でもっとも振幅の大きな)な構造をしている。このため、地衡風が鉛直方向について一様であると仮定し、準地衡風渦位方程式(5.1.17)をさらに単純化し、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_g \cdot \nabla\right) (\nabla^2 \psi + f_0 + \beta y) = 0 \quad (5.1.32)$$

とする非発散順圧渦度方程式や、山岳や大規模加熱による強制やエクマン層における摩擦を考慮する発散順圧渦度方程式；

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_g \cdot \nabla\right) (\nabla^2 \psi + f_0 + \beta y) = -\frac{f_0}{H} \mathbf{v}_g \cdot \nabla h - f_0 D - \varepsilon \nabla^2 \psi \quad (5.1.33)$$

を用いてロスビー波の伝播や生成についての力学的な考察をすることもある。ここで、H は平均的な層の厚さ、h は山岳の標高(H に比べて十分低いとする)、D は水平発散、ε はエクマン層における摩擦による相対渦度の減衰係数である。式(5.1.33)の右辺第1項は、風が大規模な山岳に当たってできる上昇流で渦管が縮む効果を表している。第2項は、大規模な対流活動などに伴う発散風によって渦管が広がる効果を表している。大規模な山岳や対流活動が渦度を変位させる、すなわちロスビー波を強制する、ということである。なお、準地衡風近似ではβ = 一定としているが、それを実際の地球のようにβ自身が緯度によって変化する(緯度が低くなるにつれ大きくなる)ことを考慮する場合もある。この順圧渦度方程式から季節予報に関わる多くのことの理論的考察が可能となる。

例えば、一様な基本場の西風 U が山に当たり続けることによってできる微小な定常応答を考える (James 1994)。式(5.1.33)を U の回りに線形化する ($(u_g, v_g) = (U - \frac{\partial \psi'}{\partial y}, \frac{\partial \psi'}{\partial x})$) とおき、非線形項を落とす。以下、微小擾乱の記号 ' は省く) と、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x}\right) \nabla^2 \psi + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = -\frac{f_0 U}{H} \frac{\partial h}{\partial x} - \varepsilon \nabla^2 \psi \quad (5.1.34)$$

となる。山の標高は $h = h_0 \cdot \exp(ikx + ily)$ と波の形をしていると仮定する。十分時間がたって定常状態になった場合に、ψ も波の形 $\psi = Z \cdot \exp(ikx + ily)$ を仮定し、式(5.1.34)に代入すると、ψ の振幅 Z は、

$$Z = \frac{f_0 U \left\{ \left(U - \frac{\beta}{k^2} \right) + \frac{i\varepsilon}{k} \right\} h_0}{\left\{ \left(U - \frac{\beta}{k^2} \right)^2 + \left(\frac{\varepsilon}{k} \right)^2 \right\} H k^2} \quad (5.1.35)$$

となる。ここで、 $K^2 = k^2 + l^2$ である。この定常応答の振幅の絶対値は、

$$|Z| = \frac{f_0 U}{\left\{ \left(U - \frac{\beta}{K^2} \right)^2 + \left(\frac{\varepsilon}{k} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} H K^2} h_0 \quad (5.1.36)$$

となる ($h = h_0 \cdot \exp(ikx + ily)$)としたが、これは実際の地形をフーリエ展開したうちの1成分と思ってもよい。

鍵となるパラメーターは $\frac{\beta}{UK^2}$ である。もし、エクマン層における摩擦がない、すなわち $\varepsilon = 0$ とすると、

$\frac{\beta}{UK^2} = 1$ の場合には式(5.1.36)の分母が0となり、定常応答の振幅が無限大になってしまう。つまり、共鳴である。

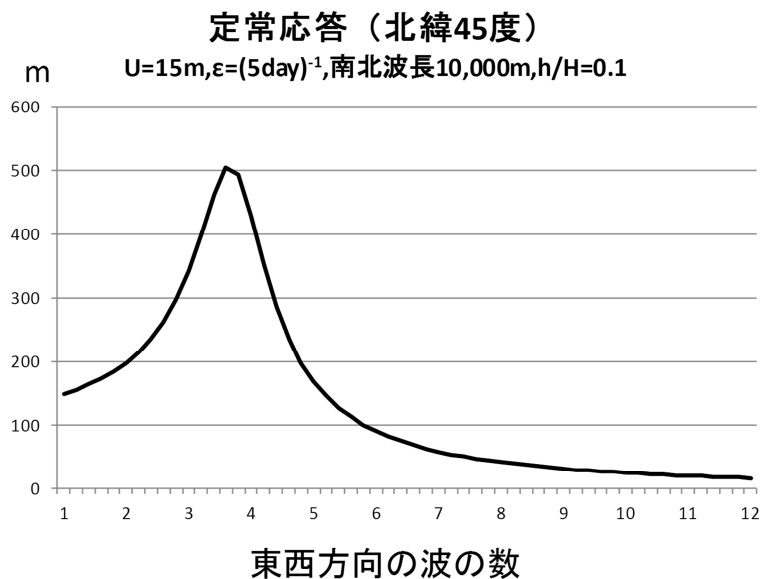
実際には ε は0ではないので共鳴は起きないが、 $\frac{\beta}{UK^2} = 1$ あるいはこの条件に近い波数の波の振幅が大きくなり、卓越することは起こり得る。今、 45°N で、 $U=15\text{m/s}$ 、南北方向の波長 $\sim 10,000\text{km}$ 、すなわち $l=6.3 \times 10^{-7}\text{m}^{-1}$ の波を考え、エクマン層における摩擦による減衰の時定数を5日、すなわち $\varepsilon = \frac{1}{5\text{日}} = 1/(5 \times 86400)\text{s}^{-1}$ 、 H と h_0 の比を $1/10$ とし、式(5.1.36)の $|Z|$ の東西方向の波数に対する変化(第5.1.8図)を計算すると、確かに $k^2 = \frac{\beta}{UK^2} - l^2 \sim 6 \times 10^{-14}\text{m}^{-2}$ (\sim 波長 $8,000\text{km} \sim 45^\circ\text{N}$ での波数4弱)の近辺で振幅が大きくなっている。山の強制に対する実際の大気への応答は当然複雑ではあるが、こういった共鳴的な応答は現実の大気にも起きていていると考えられている(平年値で見られる偏西風の蛇行など)。

次に、限られた場所にある山岳や対流による加熱などによって強制されるいろいろな波長の定常ロスビー波束が、南北方向に構造を持つ基本場 $U(y)$ のもとでどのように伝播するかを考える。この基本場の場合、式(5.1.32)を基本場 $U(y)$ の周りに線形化した非発散順圧渦度方程式は、

次に、限られた場所にある山岳や対流による加熱などによって強制されるいろいろな波長の定常ロスビー波束が、南北方向に構造を持つ基本場 $U(y)$ のもとでどのように伝播するかを考える。この基本場の場合、式(5.1.32)を基本場 $U(y)$ の周りに線形化した非発散順圧渦度方程式は、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} \right) \nabla^2 \psi + \left(\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (5.1.37)$$

となる。波の伝播を考えるので右辺は0としている。ここで擾乱の流線関数 ψ を、



第5.1.8図 一様な東西風 $U(=15\text{m/s})$ の回りに線形化した発散順圧渦度方程式における山岳の強制に対する定常応答。南北方向の波長 $\sim 10,000\text{km}$ 、エクマン層における摩擦による減衰の時定数を5日、 H (平均的な層の厚さ)と h_0 (山の高さ)の比を $1/10$ 、 45°N とし、式(5.1.36)の $|Z|$ を東西方向の波数毎に書いた。詳しくは本文参照のこと。

$$\psi = \psi_0 \exp\{i(kx + ly - \sigma t)\}$$

のように、東西波数 k 、南北波数 l 、振動数 σ の波の形に仮定して式(5.1.37)に代入すると、順圧ロスビー波の分散関係式；

$$\sigma = kU - \frac{k(\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2})}{k^2 + l^2} \quad (5.1.38)$$

が得られる。ここで定常な強制に対する定常な応答（すなわち、 $\sigma = 0$ ）を考えると、分散関係式は南北波数 l の診断式、

$$l^2 = \frac{\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}}{U} - k^2 = Ks^2 - k^2 \quad (5.1.39)$$

となる。 l が虚数の場合には、強制によって作られた擾乱は波としては伝播できず、強制から離れると減衰する。式(5.1.39)から分かるとおり、東西波数 k の波が伝播できる条件は $Ks = \{\frac{\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}}{U}\}^{\frac{1}{2}}$ に依存している。 Ks が実数で k より大きい場合に伝播可能である。

今、ロスビー波束が緯度とともに変化する Ks の場の中を伝播することを考えよう。ここでは、東西波数 k と南北波数 l 、振動数 σ は、1 波長あるいは 1 周期程度の範囲では大きくは変わらないものの、時間的・空間的に変化する、と仮定する⁴。あらためて分散関係式を $\sigma = \sigma(k, l, \beta^*)$ とおき、群速度 (C_{gx}, C_{gy}) で移動する系に乗って σ 、 k 、 l の時間変化を考える。ここで、波の位相 θ を $\theta = kx + ly - \sigma t$ と置くと、定義から

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = k, \quad \frac{\partial \theta}{\partial y} = l, \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\sigma \text{ なので } \frac{\partial k}{\partial t} = -\frac{\partial \sigma}{\partial x}, \quad \frac{\partial l}{\partial t} = -\frac{\partial \sigma}{\partial y}, \quad \frac{\partial k}{\partial y} = \frac{\partial l}{\partial x}, \quad C_{gx} = \frac{\partial \sigma}{\partial k}, \quad C_{gy} = \frac{\partial \sigma}{\partial l}, \quad \beta^* \text{ は } y \text{ だけの関数、}$$

であることを用いると、

$$\frac{D_p \sigma}{Dt} \equiv \left(\frac{\partial}{\partial t} + C_{gx} \frac{\partial}{\partial x} + C_{gy} \frac{\partial}{\partial y} \right) \sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{\partial k}{\partial t} + \frac{\partial \sigma}{\partial l} \frac{\partial l}{\partial t} + \frac{\partial \sigma}{\partial \beta^*} \frac{\partial \beta^*}{\partial t} + \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{\partial \sigma}{\partial x} + \frac{\partial \sigma}{\partial l} \frac{\partial \sigma}{\partial y} = \frac{\partial \sigma}{\partial \beta^*} \frac{\partial \beta^*}{\partial t} = 0$$

$$\frac{D_p k}{Dt} = \frac{\partial k}{\partial t} + \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{\partial k}{\partial x} + \frac{\partial \sigma}{\partial l} \frac{\partial k}{\partial y} = -\frac{\partial \sigma}{\partial x} + \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{\partial k}{\partial x} + \frac{\partial \sigma}{\partial l} \frac{\partial k}{\partial y} = -\frac{\partial \sigma}{\partial \beta^*} \frac{\partial \beta^*}{\partial x} = 0$$

$$\frac{D_p l}{Dt} = \frac{\partial l}{\partial t} + \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{\partial l}{\partial x} + \frac{\partial \sigma}{\partial l} \frac{\partial l}{\partial y} = -\frac{\partial \sigma}{\partial \beta^*} \frac{\partial \beta^*}{\partial y} \neq 0$$

である。ここで、 $\frac{D_p}{Dt} \equiv \left(\frac{\partial}{\partial t} + C_{gx} \frac{\partial}{\partial x} + C_{gy} \frac{\partial}{\partial y} \right)$ である。 β^* が南北方向のみに依存するため、すなわち、波が伝播する「媒体」が南北方向には変化するので南北波数 l は変化するが、東西方向には変化しないので東西波数 k は変化せず、時間的にも変化しないので振動数 σ は変化しない。

ここまで準備しておいて、東西波数 k で振動数 $\sigma (=0)$ の定常ロスビー波束の伝播を考える。分散関係式

(5.1.38) から $C_{gx} = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = \frac{\beta^*}{K^4} \times 2k^2$ 、 $C_{gy} = \frac{\partial \sigma}{\partial l} = \frac{\beta^*}{K^4} \times 2kl$ なので、伝播の向きが x 方向となす角 α は、

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{C_{gy}}{C_{gx}} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{l}{k} \right)$$

となる。 β^* は y だけに依存するので、群速度で移動する系に乗って考えると、前述したとおり $k = \text{一定}$ 、 $\sigma = \text{一定} (=0)$ で、 l が局所的に分散関係式を満たすように、すなわち全波数 $K^2 (=k^2 + l^2)$ が Ks^2 となるように変化する。このとき、

⁴ 大きく変わると「波」として呼べなくなってしまう。実は平面波を考える場合にはこれまでもこの仮定を使ってきたが、「大きく変わらない」ことから k 、 l 、 σ があらわに時間変化するとは説明してこなかった。

$$\frac{D_p k}{Dt} = 0$$

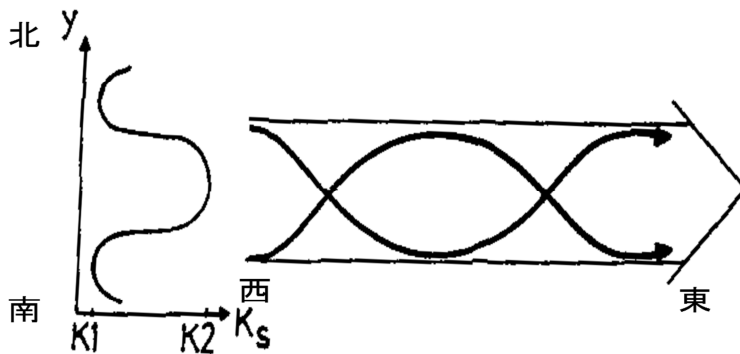
$$\frac{D_p l}{Dt} = \frac{\partial K_s}{\partial l} \times \frac{D_p K_s}{Dt} = \frac{K_s}{l} \times C_{gy} \times \frac{\partial K_s}{\partial y} = \frac{K_s}{l} \times \frac{U \times 2kl}{K_s^2} \times \frac{\partial K_s}{\partial y} = \frac{2Uk}{K_s} \times \frac{\partial K_s}{\partial y}$$

なので、

$$\frac{D_p \tan \alpha}{Dt} = \frac{2U}{K_s} \times \frac{\partial K_s}{\partial y}, \text{ あるいは、 } \frac{D_p \alpha}{Dt} = \frac{2Uk^2}{K_s^3} \times \frac{\partial K_s}{\partial y} \quad (5.1.40)$$

である。式(5.1.40)から、 $\frac{\partial K_s}{\partial y} > 0$ の緯度では α が増え、 $\frac{\partial K_s}{\partial y} < 0$ では α が減ることが分かる。このため、第5.1.9

図の左のように、 K_s がある緯度で極大値 K_2 を持ち、その南北で極小値 K_1 を持つような緯度分布をしている場合には、東西波数 $K_1 \sim K_2$ の定常ロスビー波束は極大域からあまり離れられず⁵、第5.1.9図の右のように光学でいうところの「導波管」に閉じ込められたようにその緯度帯に沿って東西方向に伝播する。この導波管に捕捉された波は、南北方向に拡がらないので減衰も小さく、東向きに遠方まで伝播する。



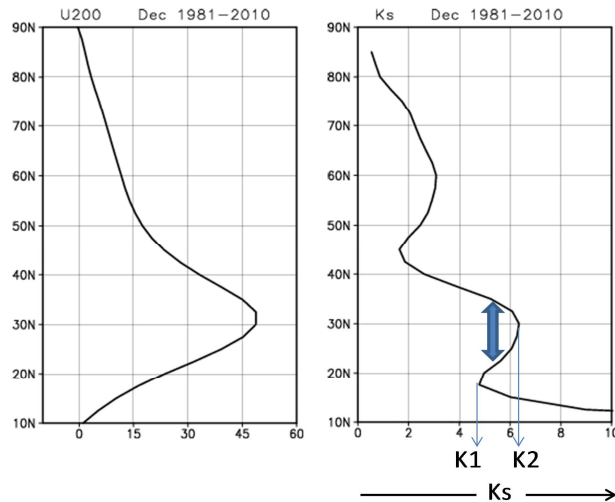
第5.1.9図 定常ロスビー導波管の模式図

定常波の最大波数 K_s が左のような南北分布をしている場合には、東西波数 $K_1 \sim K_2$ の定常ロスビー波は右図のように K_s の極大域に捕捉されて伝播する。Hoskins and Ambrizzi(1993)の Fig.2 より転載。

実際に解析された帯状平均 ($0^\circ \sim 180^\circ E$ の平均) の東西風 U とそれから計算した K_s を第5.1.10図に示す。ここで K_s は地球の半径で無次元化しており、赤道における波数と同等となっている。12月の200hPaの平年値 (1981~2010年の30年平均値、JRA-25/JCDAS) である。ロスビー因子 β が赤道域に向かって大きくなることに対応して K_s も大きくなるが、東西風の南北分布の影響で歪み、東西風 U の極大である $32.5^\circ N$ 付近、すなわち亜熱帯ジェット気流の軸のやや南側の $30^\circ N$ に K_s の極大値がある。これは亜熱帯ジェット気流の中心付近では U の緯度分布が上に凸⁶なので $\frac{\partial^2 U}{\partial y^2}$ が負で実効 β が大きくなるためである。図に示すように東西波数 5~6 強、すなわち波長 7,000~9,000km 程度の定常ロスビー波束がこの亜熱帯ジェット気流から離れられず東に伝播する。すなわち、これらの波長の定常ロスビー波束にとっては亜熱帯ジェット気流が導波管として働くのであ

⁵ K_1 の緯度では東西波数 k_1 の波束の α が符号を変える、すなわち波束の南北の伝播の向きが変わる。

⁶ 第5.1.10図右で緯度を横軸にとった場合を考えると U の緯度分布が上に凸になっている、すなわち U の y による2階微分が負ということである。



第 5.1.10 図 12 月の 200hPa 帯状平均（ここでは $0^{\circ} \sim 180^{\circ}E$ で平均）東西風（左）から計算した K_s の緯度分布（右）東西風は平年値を使用。左図の横軸は東西風(m/s)、右図の横軸は K_s で赤道における波数。詳しくは本文参照のこと。

る。また、 $45^{\circ}N$ 付近に K_s の極小が見られるが、これは亜熱帯ジェット気流の北側で U の緯度分布が下に凸で $\frac{\partial^2 U}{\partial y^2}$ が正で実効 β が小さくなるためである。これにより、亜熱帯ジェット気流の導波管の北側の壁が高くなるとともに、さらに北側の $60^{\circ}N$ 付近を中心とする 2 本目の導波管の形成に寄与している。 K_s は $20^{\circ}N$ から南では急激に大きくなるが、これは主に東西風 U が弱くなるためである。さらに南、 $10^{\circ}N$ 付近には U が 0、すなわち定常ロスビー波の位相速度と U が一致する場所が見られるが、ここは特殊な領域で、定常ロスビー波が吸収されたり、あるいは反射したりする領域（臨界緯度と呼ばれている）であり、解釈には注意が必要な緯度である。

ここまでは基本場の東西風 U が経度方向には変化しないとして説明してきたが、Hoskins and Ambrizzi (1993) は、 U が経度方向にも変化する場合にも拡張して調べた。基本場の東西風 U が南北風 V よりも十分大きく、かつ、基本場の渦度の緯度方向の変化の方が経度方向の変化よりも十分大きいと仮定して局所的な U を用いて計算した K_s の分布で、観測や順圧モデルを使った実験により得られる定常ロスビー波束の伝播がある程度理解できることを示した。

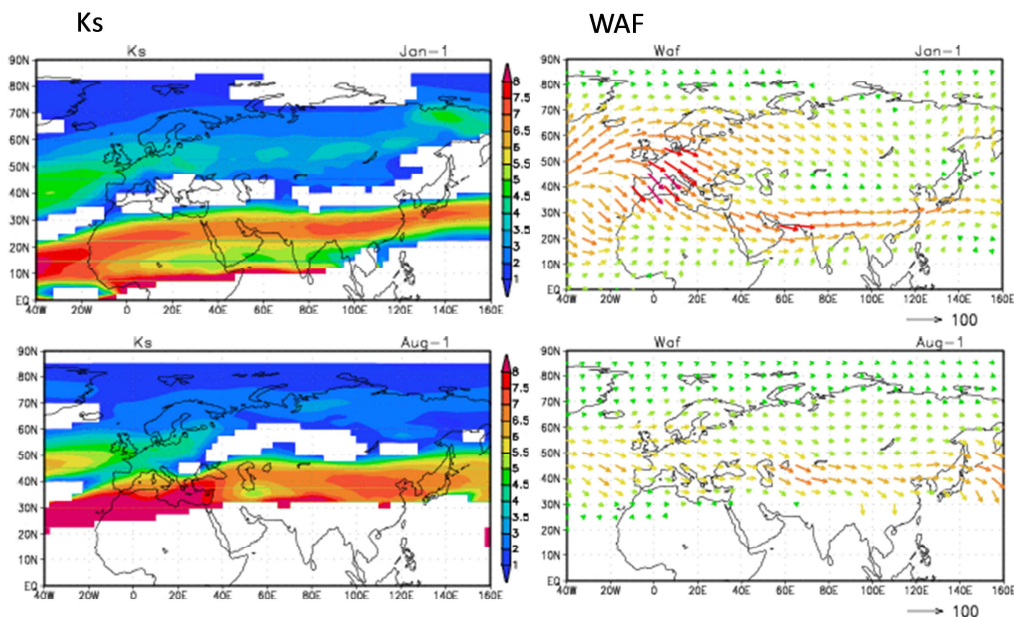
第 5.1.11 図の左上には、Hoskins and Ambrizzi (1993) にしたがって、1 月上旬の平年値から計算した 200hPa の K_s の分布を示す（白抜きは、 $K_s^2 < 0$ 、すなわち定常ロスビー波が「波」として伝播できない領域）。北アフリカからユーラシア大陸南部を通り太平洋中部まで、アジアジェットに沿って K_s の極大域、すなわち定常ロスビー波の導波管が東西に長く伸びている様子が分かる。 K_s の極大値は約 7 で、 K_s の南北分布から、東西波数 $k = 4$ 以上の波はこの導波管に捕捉される。例えば、東西波数 $k = 6$ （波長 7,000km 弱）の波は、 $K_s = 7$ の緯度で $l = 3.6$ 、群速度 C_g の x 軸からの傾き $\alpha = \tan^{-1}(l/k) \approx 30^{\circ}$ と見積もられ、少し屈折しつつ東向きに伝播することが分かる。

第 5.1.11 図の右上には、Takaya and Nakamura (2001) の定常ロスビー波の「波の活動度フラックス」の水平成分の 1 月上旬の平年値を示す（旬平均の平年偏差から「波の活動度フラックス」を作成し、それを 1981 ~ 2010 年の 30 年平均した）。左の K_s と合わせて見ると、亜熱帯ジェット気流の導波管に沿って、アフリカの北部からユーラシア大陸南部を通して、日本の南にかけて、東向きの「波の活動度フラックス」の大きな領域が見られ、亜熱帯ジェットの導波管に捕捉された定常ロスビー波束がこの時期によく伝播することが分かる。一方、ユーラシア大陸北部にも北欧から中部シベリアにかけて「波の活動度フラックス」の大きな領

域が見られるが、これは北側の導波管に沿って伝播するものである。なお、ヨーロッパから地中海にかけて南東向きに「波の活動度フラックス」が見られるが、これはヨーロッパや大西洋における振幅の大きなロスビー波（ブロッキング高気圧の崩壊に伴い形成されたものなど）が、亜熱帯ジェット気流の北側の Ks が小さくて伝播しにくい領域を乗り越えて、亜熱帯ジェット気流の導波管内に侵入して来るものである。このロスビー波が導波管内で東向きに屈折し、日本まで伝播し、しばしば日本の天候に大きな影響を与える。第 5.1.11 図下には、更に 8 月上旬の Ks と「波の活動度フラックス」の平年値を示す。亜熱帯ジェット気流の北上に伴い、導波管も 40°N 以北まで北上していること、冬に比べ導波管の南側の壁が明瞭でなく「波の活動度フラックス」も南向きの成分を持つ傾向があることなどが分かる。

なお、ここで示した局所的な Ks は、東西風 U が大きく変わるジェット気流の入口や出口付近では実際の Ks とは異なるし、実効 β も東西風の鉛直構造などを考慮すると実際の Ks とは異なるので、これを使った厳密な議論は避けるべきであることは注意したい。ただし、ジェット気流が導波管となりその導波管に捕捉されたロスビー波束が東向きによく伝播することは間違いない。

このような定常ロスビー波が顕在化するのは、第 2.4.1 項で説明したとおり、大規模な山岳や積雲対流活動などの強制がある場合と、強い水平風のシアーによる順圧不安定や短い周期の波の集団効果など大気の内部分動が原因となる場合とがある（尾瀬 2004）。また、西風ジェットの出口など、U が東西方向に大きく変わる領域では、単純な伝播ではなく、群速度が遅くなることによる波の局所的な増幅や、それに引き続く砕波が発生したりする。



第 5.1.11 図 200hPa の Ks (左) と Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックス (右) 1981~2010 年の 30 年平均。左の Ks は赤道における波の数で色で表示。30 年平均の 200hPa 東西風から計算。白抜きは、Ks が虚数となり定常ロスビー波が存在できない領域。上：1 月上旬、下：8 月上旬。右の波の活動度フラックスは各年について計算した後に平均した。ベクトルのスケールは図の右下のとおりで単位は m^2/s^2 。

5.2 赤道 β 平面近似による低緯度の大気の大規模な循環の理解

地球の回転の影響が小さい低緯度では地衡風の関係が成立たず、これまでのような準地衡風渦位方程式に基づいた議論は成立しない。一方、赤道においてコリオリ因子 f は 0 となるが、その緯度変化であるロスビー因子 β は最も大きくなり、その影響を受けた運動が起きる。そこで、運動方程式においてコリオリ因子 f を赤道のロスビー因子 β を使って $f = \beta y$ と置き換える「赤道 β 平面近似」のもと、低緯度の大規模な運動について議論することが多い。また、風が弱く、温度の水平方向の傾度が小さいので移流項が小さいため、静止大気を基本場とする線形化した方程式に基づき擾乱の特性について考えることも多い。以下、松野(1981)や Matsuno(1966)に沿って、静止大気の周りに線形化した「赤道 β 平面近似」の方程式系を用いて赤道域における大規模な運動について説明する。やはり、数式が出てくるが、それを一つ一つ追う必要はなく、要点を掴んでもらえればよい。

5.2.1 赤道 β 平面近似と浅水方程式

この近似による、摩擦と非断熱加熱を無視した場合の $\log P$ 座標の東西方向と南北方向の運動方程式、連続の式、熱力学の方程式はそれぞれ以下のとおりである。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v = - \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (5.2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u = - \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (5.2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{p} \frac{\partial (pw)}{\partial z} = 0 \quad (5.2.3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + N^2 w = 0 \quad (5.2.4)$$

式 (5.2.3) と式 (5.2.4) から鉛直流 w を消すと、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{p} \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \frac{p}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \right\} = 0 \quad (5.2.5)$$

が得られる。ここで、式(5.2.1)、式(5.2.2)、式(5.2.5)は u 、 v 、 ϕ を未知数とする閉じた方程式系となっている。 z に関する微分や z の係数は式(5.2.5)の左辺第 3 項にのみ含まれており、それを(定数) $\times \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)$ と置ければ、水平方向と鉛直方向に分離して議論することが可能となる。また、重力の影響を受けた回転する球面上の運動なので、それを水平方向と鉛直方向に分けて議論することは合理的である。このようなことを考慮して変数を

$$\mathbf{u} = \tilde{u}(x, y, t) \chi(z), \quad \mathbf{v} = \tilde{v}(x, y, t) \chi(z), \quad \phi = \tilde{\phi}(x, y, t) \chi(z) \quad (5.2.6)$$

と分離すると、次の式の組を得る。

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} - \beta y \tilde{v} = - \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \quad (5.2.7)$$

$$\frac{\partial \tilde{v}}{\partial t} + \beta y \tilde{u} = - \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial y} \quad (5.2.8)$$

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial t} + gh \left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{v}}{\partial y} \right) = 0 \quad (5.2.9)$$

$$\frac{1}{p} \frac{d}{dz} \left(\frac{p}{N^2} \frac{d\chi}{dz} \right) = -\frac{1}{gh} \chi \quad (5.2.10)$$

式(5.2.7)～式(5.2.9)は擾乱の水平構造と時間変化を決め、式(5.2.10)は鉛直構造を決める方程式である。式(5.2.10)の鉛直構造を満たす擾乱は、式(5.2.7)～式(5.2.9)の水平構造を持つ、ということである。ここで変数分離のための常数を $-\frac{1}{gh}$ と置いた理由は、式(5.2.7)～式(5.2.9)において仮に $\bar{\phi} = g\eta$ と置くと、深さ h の海における表面の変位 η についての回転系の浅水方程式(波長に比べ十分浅い水の動きを表す方程式)と同じになるためである。浅い海において水が集まって表面が η だけ盛り上がる式(5.2.9)と、それに伴う圧力勾配に応じ、コリオリ力の影響を受けた運動(式(5.2.7)と式(5.2.8))が生じる。このようなことから h を「等価深度」と呼ぶ。

ここで、等温大気を仮定するとプラントサイラ振動数 N は一定となるので式(5.2.10)の解は、

$$\chi(z) = \exp\left(\frac{z}{H} \pm imz\right)$$

と求められる。ここで m は次の関係を満たす；

$$h = \frac{N^2}{g(m^2 + \frac{1}{4H^2})}$$

H は前述した等温大気のスケールハイトである。仮に、熱帯の対流圏で地表と圏界面付近(16kmとする)で符号が反対となる擾乱を考える。大規模な積雲対流活動により対流圏中層に加熱があった場合の応答として、下層に低気圧、上層に高気圧という鉛直構造をした擾乱がよく見られる(第1傾圧モード)が、それを考えるとといったことである。この場合、 $m = \pi/16\text{km}$ となるので、前述のとおり $H = 7.5\text{km}$ 、 $N^2 = 10^{-4}\text{s}^{-2}$ とすると、等価深度 h は $\sim 240\text{m}$ となる。すなわち、こういった鉛直構造を持つ擾乱は、水平方向には、深さ 240m の海における浅水方程式に従った振る舞いをする。なお、この深さの海の重力波の位相速度は、 $\sqrt{gh} \sim 50\text{m/s}$ である。

5.2.2 赤道ロスビー波と赤道ケルビン波

水平構造の方程式(5.2.7)～(5.2.9)から \bar{u} と $\bar{\phi}$ を消して、 $\bar{v}(x, y, t)$ についてまとめると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{gh} \left\{ \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial t^2} + (\beta y)^2 \bar{v} \right\} - \left(\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} \right) \right] - \beta \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} = 0 \quad (5.2.11)$$

となる。ここで、 $\bar{v}(x, y, t) = V(y) \exp(ikx - i\sigma t)$ と置くと式(5.2.11)は、

$$\frac{d^2 V}{dy^2} + \left(\frac{\sigma^2}{gh} - k^2 - \frac{\beta k}{\sigma} - \frac{\beta^2}{gh} y^2 \right) V = 0 \quad (5.2.12)$$

と書き換えられる。 $V \rightarrow 0 (y \rightarrow \pm\infty)$ を境界条件とすると、この方程式は以下の分散関係；

$$\frac{\sigma^2}{gh} - k^2 - \frac{\beta k}{\sigma} = (2n + 1) \frac{\beta}{\sqrt{gh}} \quad (5.2.13)$$

を満たす場合に、

$$V_n(y) = H_n \left(\left(\frac{\beta}{\sqrt{gh}} \right)^{\frac{1}{2}} y \right) \times \exp \left(-\frac{\beta}{\sqrt{gh}} \frac{y^2}{2} \right) \quad (5.2.14)$$

の解を持つ。ただし、 $n=0, 1, 2, \dots$ である。ここで、 $H_n(Y)$ は n 次のエルミート多項式；

$$H_n(Y) = (-1)^n \exp(Y^2) \frac{d^n}{dY^n} \exp(-Y^2)$$

である。これから分かるように、 $V_0(y)$ は $\exp\left(-\frac{\beta}{\sqrt{gh}}\frac{y^2}{2}\right)$ で表わされる赤道に最大振幅を持つ波で、 $V_1(y)$ は $y \exp\left(-\frac{\beta}{\sqrt{gh}}\frac{y^2}{2}\right)$ で赤道で0かつ両側に一对のピークを持つ波、といったように n は波の南北構造を特徴づける値である。エルミート多項式の y に係る係数の逆数 $le = \left(\frac{\sqrt{gh}}{\beta}\right)^{\frac{1}{2}}$ は「赤道変形半径」と呼ばれている。式(5.2.14)から分かるとおり、これらの波の南北の拡がり「赤道変形半径」の範囲に限られている。上述した鉛直構造を持つ擾乱（等価深度 $h=240\text{m}$ ）では、赤道変形半径 le は、 $\left(\frac{\sqrt{gh}}{\beta}\right)^{\frac{1}{2}} \sim \left(\frac{50}{2.3 \times 10^{-11}}\right)^{\frac{1}{2}} \sim 1,500\text{km}$ である。これらの波の南北幅は赤道を挟んだ南北の緯度 15 度程度ということであり、そのことからこれらの波を赤道域に捕捉された波という意味で「赤道波」と呼ぶ。分散関係式(5.2.13)は振動数 σ に関する 3 次式なので、その根は 3 つあるが、それらは振動数が大きいもの（左辺第 1 項が卓越するもの）と小さいもの（左辺第 3 項が卓越するもの）に分けられ、近似的に、

$$\sigma \cong \pm \sqrt{ghk} \sqrt{1 + (2n+1) \frac{\beta}{k^2 \sqrt{gh}}} = \pm \sqrt{ghk} \sqrt{1 + (2n+1) \frac{1}{k^2 le^2}}$$

$$\sigma \cong \frac{-\beta k}{k^2 + (2n+1) \frac{\beta}{\sqrt{gh}}} = \frac{-\beta k}{k^2 + (2n+1) \frac{1}{le^2}}$$

と解ける。上の式は東・西進する慣性重力波の分散関係式に対応している。慣性重力波とは、位相速度 \sqrt{gh} の重力波が地球の回転の影響（ここでは β ）で変形したものである。下の式は β を復元力として西進するロスビー波の分散関係式に対応している。ただし、赤道域に捕捉されているので「赤道ロスビー波」と呼ばれている。分母の第 2 項は、第 5.1 節で説明したロスビー波の南北波数 l に対応する（実は、等価深度 h を通して鉛直波数 m とも関係している）。

ここで、例えば、 $h=240\text{m}$ 、 $n=1$ で、水平波数 $k = \frac{1}{\text{地球半径}} = \frac{1}{6.37 \times 10^6 \text{m}}$ の慣性重力波の周期を概算すると 1 日程度である。一方、同じ条件で赤道ロスビー波の周期を概算すると 30 日程度であり、季節予報にとっては周期が長い後者が重要である。なお、水平波数 k が小さい場合には、上述した赤道ロスビー波の分散関係を表す式の右辺の分母では第 2 項が卓越し、 $n=1$ の場合には分散関係式は $\sigma \cong -\frac{\sqrt{ghk}}{3}$ となる。等価深度 h の重力波の約 $1/3$ の位相速度で西進し、分散性は小さいということである。

なお、 $n=0$ の波は、東進する慣性重力波と西進する赤道ロスビー波の性質を合わせ持つ特殊な振る舞いをする波で「混合ロスビー重力波」と呼ばれている。同様な条件で西進周期を概算すると 3 日程度であり、季節予報で直接的に扱うことはあまりない（熱帯擾乱の発生とは大いに関係がある）。

これまでは南北風 \tilde{v} で整理して赤道波を考えてきたが、別の波の候補として $\tilde{v} = 0$ の波が考えられる。この場合、式(5.2.7)～式(5.2.9)は、

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} = -\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial x} \quad (5.2.15)$$

$$\beta y \tilde{u} = -\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial y} \quad (5.2.16)$$

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial t} + gh \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} = 0 \quad (5.2.17)$$

となる。これらの式の解として仮に、 $\tilde{u} = \check{u}(y) \exp\{i(kx - \sigma t)\}$ 、 $\check{\phi} = \check{\phi}(y) \exp\{i(kx - \sigma t)\}$ と置いて代入すると、

$$\sigma \check{u}(y) = k \check{\phi}(y) \quad (5.2.18)$$

$$\beta y \check{u}(y) = -\frac{d}{dy} \check{\phi}(y) \quad (5.2.19)$$

$$\sigma \check{\phi}(y) = ghk \check{u}(y) \quad (5.2.20)$$

となる。式(5.2.18)と式(5.2.20)から、分散関係はただちに $\sigma = \pm k\sqrt{gh}$ であり、この波は等価深度 h の重力波の位相速度を持つことが分かる。この関係式と、式(5.2.18)と式(5.2.19)から、

$$\frac{d}{dy} \check{u}(y) = \mp y \frac{\beta}{\sqrt{gh}} \check{u}(y)$$

なので、

$$\check{u}(y) = u_0 \exp\left(\mp \frac{\beta}{2\sqrt{gh}} y^2\right)$$

となるが、 y が大きくなったら発散する解は物理的に許されないので、結局、

$$\sigma = k\sqrt{gh}, \quad \check{u}(y) = u_0 \exp\left(-\frac{\beta}{2\sqrt{gh}} y^2\right) = u_0 \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{y^2}{le^2}\right), \quad \check{\phi}(y) = \sqrt{gh} u_0 \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{y^2}{le^2}\right)$$

が得られる。この波は、

重力波の位相速度 \sqrt{gh} で東進し、分散性がない(位相速度が波数によらない)。

赤道で最も振幅が大きく、赤道対称で、 $y = \pm\sqrt{2}le$ で振幅が赤道の $\exp(-1)$ 倍となる。

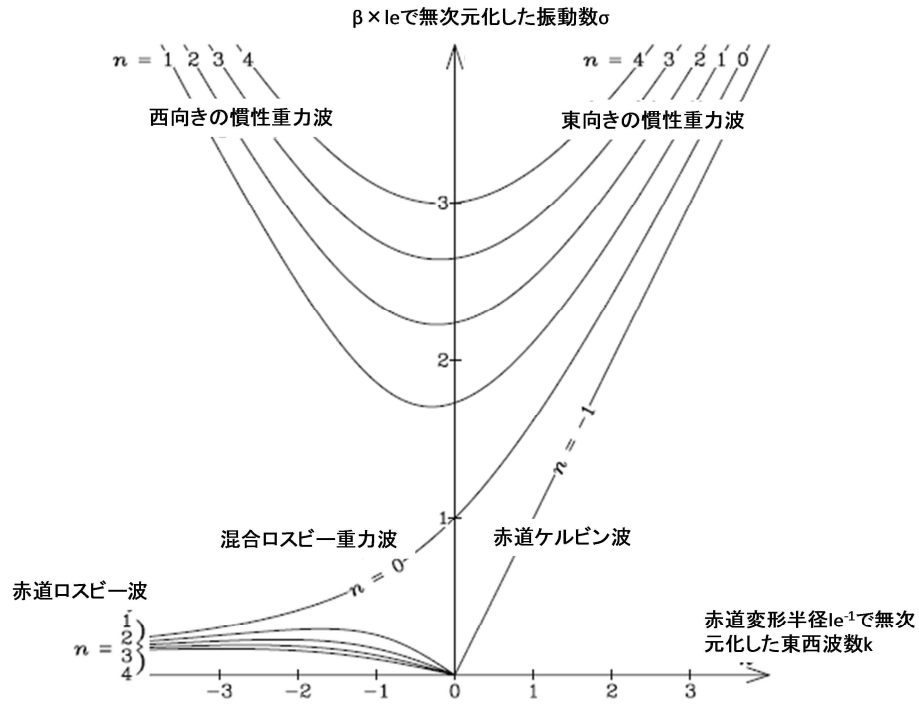
南北風は0だが、東西風とジオポテンシャルとの関係は地衡風的である。

といった特徴がある。北(南)半球の海洋では岸を右(左)手に見て動く「ケルビン波」と呼ばれる波の存在が知られているが、ここで示した波は、コリオリパラメータ f が0となる赤道を岸として、北半球では岸を右手に見て、南半球では左手に見て動く「赤道ケルビン波」と呼ばれているものである。前述した赤道ロスビー波と同じ条件の、等価深度 $h=240\text{m}$ で水平波数 $k = \frac{1}{\text{地球半径}} = \frac{1}{6.37 \times 10^6 \text{m}}$ の赤道ケルビン波の周期は概算で

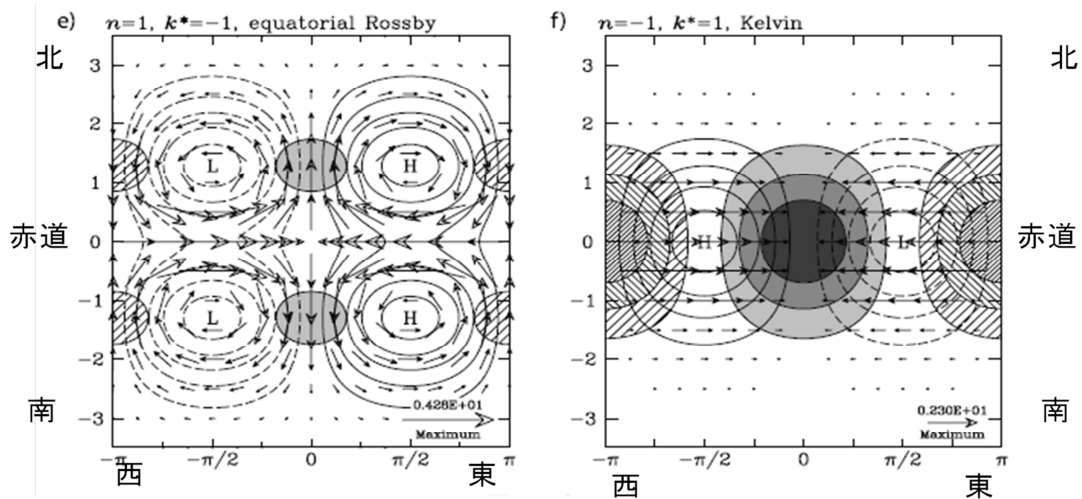
10日、位相速度は 50m/s である。このように時間スケールの長い赤道ケルビン波は、赤道ロスビー波と並んで、季節予報にとって重要な波である。

第5.2.1図には、これらの赤道波の分散関係の曲線を示す。横軸に無次元化した東西波数 k^* 、縦軸に無次元化した振動数 σ^* をとって、東西波数によって振動数がどう変わるか示したものである。等価深度 $h=240\text{m}$ の場合、縦軸の1は周期2日、0.1は20日程度、横軸の1は波長 $9,000\text{km}$ 、0.5は $18,000\text{km}$ 程度になる。これらのことと第5.2.1図から、季節予報の時間スケールでは、図の下の方の赤道ロスビー波と地球規模程度に波長の長い赤道ケルビン波が主な対象となることが分かるであろう。

$n=1$ の赤道ロスビー波と赤道ケルビン波の水平構造を第5.2.2図に示す。 $n=1$ の赤道ロスビー波は赤道から赤道変形半径程度(図の縦軸 $y = \pm 1$ あたり)離れた緯度にジオポテンシャルのピークを持つ赤道を挟む南北対称の分布をしており、ジオポテンシャルと風は赤道のごく近くを除き地衡風的な関係がある。東西風は赤道で最も強い。一方、赤道ケルビン波は、前述したとおり赤道にジオポテンシャルと東西風のピークがあり、ジオポテンシャルと東西風は地衡風的な関係がある。もちろん南北風は0である。高気圧の東にジオポテンシャルと同じ構造をした収束域があるが、この収束によって水面が上がり(ジオポテンシャルが大きくなり)、結果として高気圧が東に進む、すなわち赤道ケルビン波が東進することが分かる。なお、ここには示さないが、 $n=2$ の赤道ロスビー波は、ジオポテンシャルが赤道を挟んで南北反対称で風はそれと地衡風的な関係にあるが、赤道にはジオポテンシャルと対応のない循環がある。



第 5.2.1 図 赤道波の分散関係を示す曲線(n=4)まで
 縦軸はコリオリ振動数 $\beta \times 1e$ で無次元化した振動数 σ 。等価深度 h が 240m の場合、1 は周期約 2 日に対応する。横軸は、赤道変形半径の逆数 $1/e$ で無次元化した東西波数 k で、正は東進、負は西進する波。等価深度 h が 240m の場合、1 は波長約 9,000km に対応する。Kiladis et al. (2009) の figure.2 に加筆。



第 5.2.2 図 $n=1$ の赤道ロスビー波 (左) と赤道ケルビン波 (右) の水平構造
 無次元化した東西波数 $k=1$ の波。横軸は位相で 1 波長分。影やハッチのない等値線はジオポテンシャルで実線は正、波線は負。ハッチは発散、影は収束、矢印は水平風。すべて無次元化してある。Kiladis et al. (2009) の figure.3 に加筆。

5.2.3 定常加熱に対する松野-ギル応答

ここまでは、非断熱加熱のない場合の赤道波について説明してきたが、本項では、赤道付近の対流圏中層を中心に定常な非断熱加熱があった場合に、十分時間がたった後の熱帯大気の定常応答について説明する。熱帯の平年の循環やエルニーニョ現象に関わる循環などを力学的に理解する上で重要な松野 - ギル応答である。

式(5.2.7) ~ 式(5.2.9)に摩擦と非断熱加熱を加え、定常状態を考えるので時間変化項を 0 と置くと、

$$-\beta y \tilde{v} = -\frac{\partial \tilde{\Phi}}{\partial x} - \frac{\tilde{u}}{\tau} \quad (5.2.21)$$

$$\beta y \tilde{u} = -\frac{\partial \tilde{\Phi}}{\partial y} - \frac{\tilde{v}}{\tau} \quad (5.2.22)$$

$$gh \left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{v}}{\partial y} \right) = -\frac{\tilde{\Phi}}{\tau} - Q \quad (5.2.23)$$

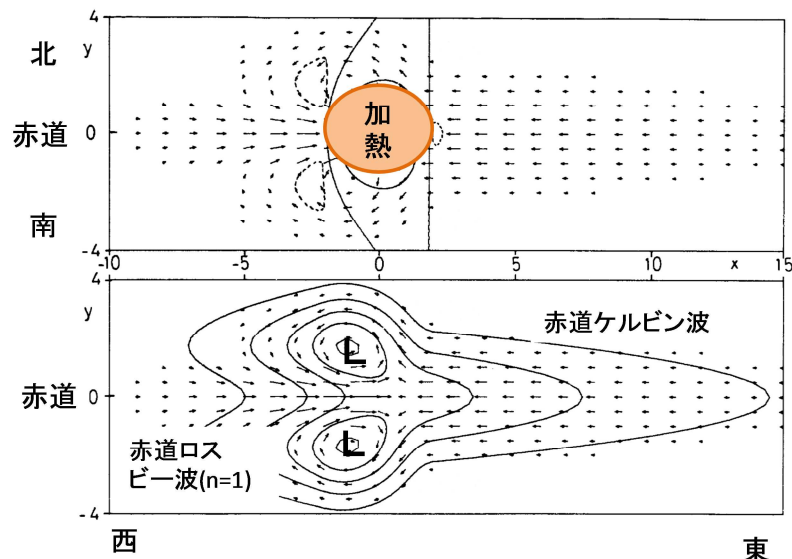
となる。ここで、 τ はレイリー摩擦あるいはニュートン冷却と呼ばれる過程による応答の減衰の強さを表す係数で、境界層での摩擦や長波放射による冷却などを最も簡単に表したものである。 Q は非断熱加熱に関わる量で、 Q が正の加熱は収束、負の冷却は発散に対応する。

Gill(1980)はこの方程式系に基づいて、赤道上の対流圏中層を中心に孤立した熱源 Q ;

$$Q(x, y) = Q_0 F(x) \exp\left(-\frac{\beta}{2\sqrt{gh}} y^2\right) = Q_0 F(x) \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{y^2}{le^2}\right)$$

$$F(x) = \begin{cases} \cos\left(\frac{\pi}{2\sqrt{2}le} x\right) & |x| < \sqrt{2}le \\ 0 & |x| \geq \sqrt{2}le \end{cases}$$

を置いた場合の応答を調べた。対流圏の中層における加熱に対する、対流圏で半波長分の鉛直構造を持った（すなわち下層と上層で逆の符号の）応答を考えよう、ということである。第5.2.3図には、 $\tau = \frac{10}{(2\beta\sqrt{gh})^{\frac{1}{2}}}$ (等



第 5.2.3 図 赤道域に孤立した非断熱加熱（上）を置いた場合の対流圏下層の大気の定常応答（下）

下の実線はジオポテンシャルを表し、値は全て負である。矢印は大気の定常応答における水平風を表し、2つの図とも同じものを描画している。対流圏中層を中心に非断熱加熱（例えば、大規模な積雲対流群による凝結加熱など）があった場合の対流圏下層の応答に対応する。東西・南北ともに、赤道変形半径 le を 2 の平方根で割った値で無次元化してある。Gill(1980)の figure 1 に加筆した。

等価深度 $h=240\text{m}$ の場合には、2～3日程度で $\exp(-1)$ となる減衰の時定数)とした場合の定常応答(ジオポテンシャルと水平風)を示す。対流圏下層の応答を見ている(上層はこの逆符号)。加熱域の東には、ジオポテンシャル・東西風ともに赤道に沿って最も振幅が大きく、赤道から離れるに従って南北対称に小さくなっており、南北風が0の応答が見られる。これは、加熱によって強制された赤道ケルビン波である。一方、加熱域の西には、赤道から離れた緯度に南北対称に低気圧とそれに対応する地衡風の循環が見られる。これは、 $n=1$ の赤道ロスビー波に対応している。この図に見られる定常強制に対する定常応答を松野 - ギル応答と呼ぶ。

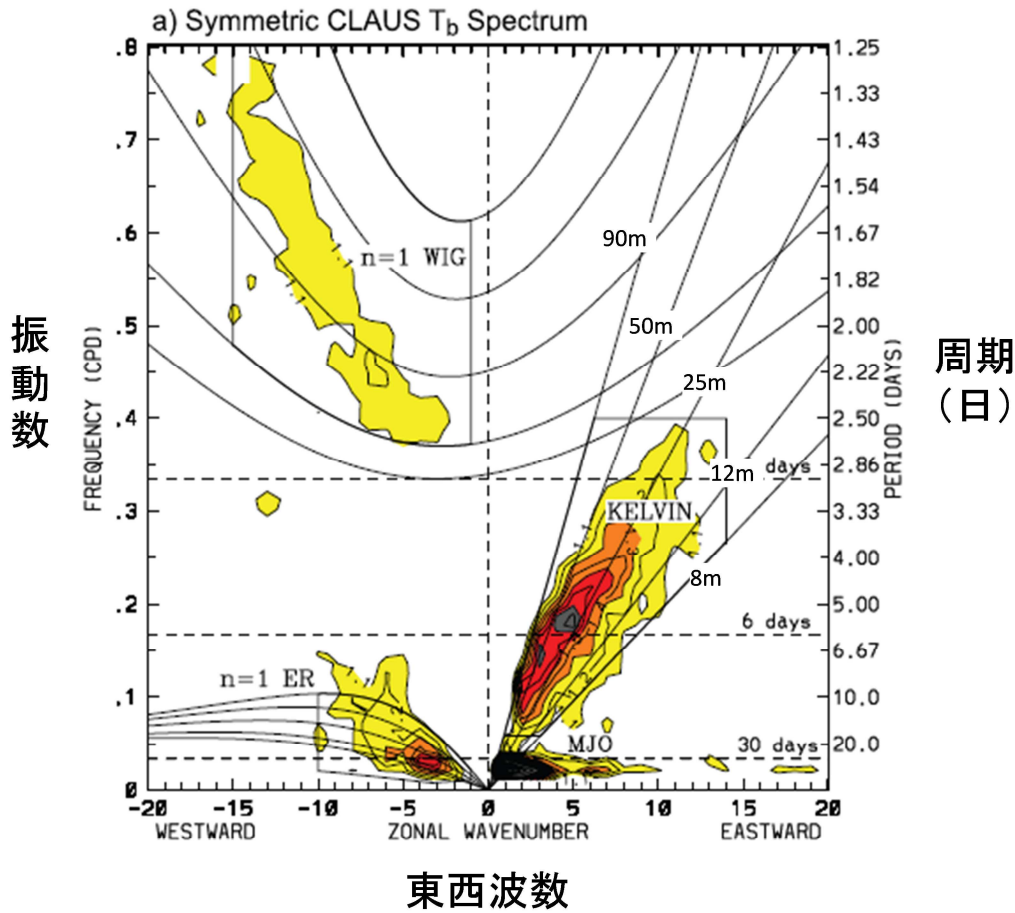
定常強制に対する応答なので、東西方向には、振動数の小さな、すなわち、東西波数が小さな(波長の長い)応答が「共鳴」的に卓越している。応答の東西方向の長さは減衰の時定数 τ に依存し、 τ が大きく減衰がゆっくりならば、東西方向により伸びた応答となる。また、加熱域の東側と西側の東西方向の長さの違いは、赤道ケルビン波と $n=1$ の赤道ロスビー波の位相速度の違いのためである。赤道ケルビン波に対応する東側の応答の方がほぼ3倍長い。なお、図では東西南北方向ともに赤道変形半径 le を2の平方根で割った値で無次元化してある。このため、例えば、等価深度 $h=240\text{m}$ の場合には le は $1,500\text{km}$ 程度なので、図の $y=1$ や $x=1$ は緯度にして10度程度に値する。この図では、南北方向には $40^{\circ}\text{S} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 、東西方向には経度にして250度分が描画してあると思えばよい。また、この等価深度の赤道ケルビン波の位相速度は 50m/s 程度なので、1日につき $4,000\text{km}$ 程度東進する。一方、ここでは前述したとおり振幅が $\exp(-1)$ となる時定数 τ は2～3日である。これらのことは、加熱の中心から $10,000\text{km}$ 程度東に離れたあたりの振幅が加熱域のその $\exp(-1)$ となる、ということの意味している。

ここでは、赤道を中心とする加熱域を置いたが、赤道から離れた緯度に置くと応答も異なって来て、加熱域の西側では赤道反対称の $n=2$ の赤道ロスビー波が卓越することもある。定常強制に対して、振動数の小さい赤道波の重ね合わせとして応答が現れるのであるが、それぞれの赤道波の重みは加熱の水平構造に対応する、ということである。一方、加熱域の東側では、振動数が小さい赤道波は赤道ケルビン波しかないので、定常強制に対する定常応答としてはそれだけが卓越する。

5.2.4 現実大気の赤道波

これまで、静止大気の回りに線形化した赤道 β 平面近似に基づいて赤道波の特性について議論してきたが、現実にはそのような波はあるのだろうか? 現実の大気の解析結果(Wheeler and Kiladis(1999)など)によれば、ここで紹介した分散関係を満たす赤道波は頻繁に解析されるが、等価深度 h はこれまで使ってきた「 240m 」と同程度の 200m を中心とするものと、それよりはかなり浅い「 25m 」を中心とするものがある。このうち前者は、第5.2.3項で紹介した対流圏で鉛直に半波長程度の赤道波に対応するものである。一方、後者は、対流と結合した赤道波に対応している。対流活動を伴うことや周期が長いことから、直接的には後者の方が季節予報にとってより重要である。

赤道域は対流不安定であり水蒸気が豊富なので、上昇流のある赤道波は積雲対流を伴う。第5.2.4図(第2.4.11図の再掲)は、赤道域の積雲対流の指標である衛星の輝度温度の波数 - 振動数パワースペクトルを示す(赤道対称成分のみ)。輝度温度を見ることで、積雲対流と結合した赤道波を抽出している。1983～2005年の23年間のデータについて $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$ で平均したもので、赤色ノイズのパワースペクトルとの比が描いてあり、信号が95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域に影が付けてある。南北対称成分のみ表示してある。補助線として、等価深度8、12、25、50と90mの赤道ケルビン波、 $n=1$ の赤道ロスビー波、 $n=1$ の慣性重力波の分散曲線が描かれているが、この図の波数 - 振動数空間内のうち周期3日以上に絞ると、変動が有意な領域が3つ見られる。1つは、図の中央下から右上に伸びる細長い領域である。赤道ケルビン波の分散



第 5.2.4 図 衛星から測った輝度温度の波数 - 振動数パワースペクトル (第 2.4.11 図の再掲)

赤道での東西波数が横軸、振動数が縦軸である。東西波数が正は東向き、負は西向きに異動する変動に対応。1983 年 7 月 ~ 2005 年 6 月の 23 年間のデータについて緯度毎に南北対称成分のパワースペクトルを求め、 $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$ で平均したもの。赤色ノイズのパワースペクトルとの比が記述しており、等値線間隔は 0.1 で、95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域 (1.1 以上) を記載。図中の曲線は、等価深度 8、12、25、50 及び 90m について、静止大気の浅水方程式から求められる赤道ケルビン波、 $n=1$ の赤道ロスビー波、 $n=1$ の慣性重力波の分散曲線である。Kiladis et al. (2009) の figure 1 に加筆。

曲線 (赤道ケルビン波は分散性がないので直線だが) に沿っていることから分かります、その波が関係している東向きに進む対流活動である。これは積雲対流と結合した赤道ケルビン波である (Kiladis et al. 2009)。そのうち季節予報に関係の深い周期の長いもの、すなわち波長の長いものは等価深度 25m (= 位相速度が約 15m/s) の分散曲線に沿った変動の振幅が最も大きい。2 つ目は、図の中央下から緩やかに左上に伸びる領域である。 $n=1$ の赤道ロスビー波の分散曲線に沿っていることから分かります、その波が関係する西向きに進む対流活動である (積雲対流と結合した赤道ロスビー波)。そのピークは東西波数 3 ~ 4 で、やはり等価深度 25m ぐらいの分散曲線に沿った変動の振幅が最も大きい。3 つ目のピークが、図の中央下からやや右の塊りである。周期が 30 日を超え、東西波数 1 で東進するものが中心である。赤道ケルビン波や赤道ロスビー波の分散曲線とは分布が異なった 3 つ目のピークであり、第 2.4.2 項で説明したマッデン・ジュリアン振動 (MJO) に対応するものである。

積雲対流と結合した赤道波の等価深度はなぜこんなに浅いのだろうか？ 鍵は、積雲対流に伴う凝結加熱にある。式 (5.2.4) の熱力学の方程式に、積雲対流に伴う凝結加熱 Q を加えると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + N^2 w = Q \quad (5.2.24)$$

となる。ここで、凝結加熱は上昇流と比例する、すなわち、 $Q = \alpha w N^2$ と仮定すると、式(5.2.24)は、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + (1 - \alpha) N^2 w = 0 \quad (5.2.25)$$

と変形できる。これを式(5.2.24)と比較すると、凝結加熱が静的安定度 N を $(1 - \alpha)^{\frac{1}{2}}$ の比率だけ小さく(不安定化)していることに相当する。等価深度 h は $h = \frac{N^2}{g(m^2 + \frac{1}{4H^2})}$ なので、このことは、 h を $(1 - \alpha)$ 倍にしていること

に相当する。解析では、前述したとおり対流と結合していない赤道波の等価深度 $h=200\text{m}$ 、結合した場合 $h=25\text{m}$ の波が卓越しているので、 $\alpha \approx 0.9$ ならばこの効果で説明できる。このことは、凝結加熱 Q の多くの部分が上昇流による断熱冷却とバランスするならば成り立つことを意味している。 α の正確な数字は別として、熱帯域では実際にそのようなバランスが成り立っている(Kiladis et al. 2009)。なお、 $(1 - \alpha)^{\frac{1}{2}}N$ を「実効静的安定度」(effective static stability)と呼ぶことがある。ただし、この効果以外に、「擾乱の鉛直構造が第1傾圧モードよりも浅い構造をしていれば等価深度も浅くなる」など、「実効静的安定度」を考えれば全ての問題が片付くといった単純な話ではないことに注意が必要である。

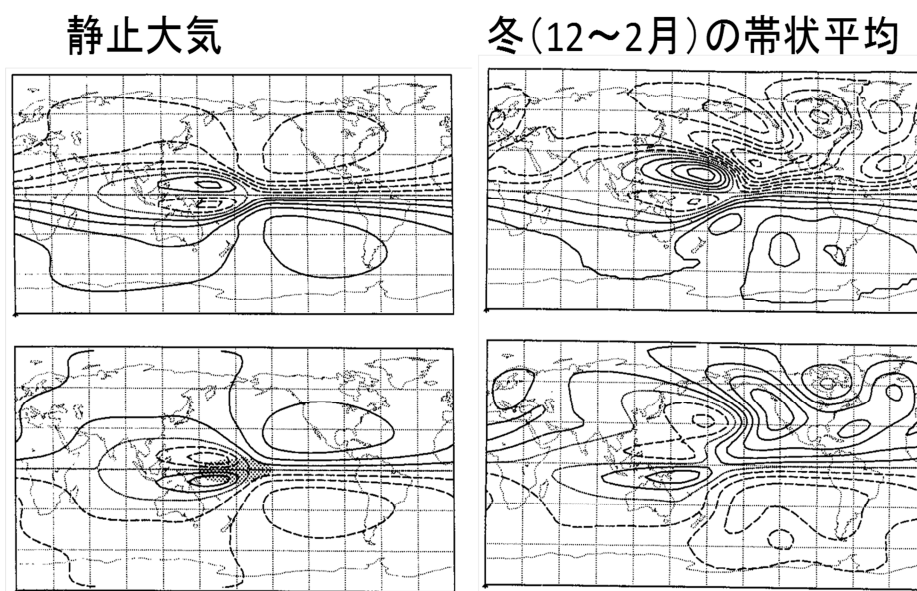
5.3 熱帯大気と中・高緯度大気との関係

第 5.1 節では準地衡風近似に基づき中・高緯度の大規模な大気循環の性質について、一方、第 5.2 節では赤道 β 平面近似に基づき熱帯域の大規模な大気循環の性質について述べた。では、両者はどのように関係するのだろうか？ 本節では、季節予報を作成する上で重要な、熱帯から中・高緯度大気への影響のうち、中・高緯度に見られる対流圏上層で最も振幅が大きい等価順圧⁷な構造をした擾乱への影響について説明する。

5.3.1 熱帯の熱源に対する直接的な応答

季節予報で扱う大規模な大気循環の特質は、熱帯と中・高緯度では大きく異なる。その要因の 1 つは、熱帯と中・高緯度における地球の回転の影響の違い、すなわちコリオリ因子 f の大きさの違いである。第 5.1 節で述べたように、 f が大きな中・高緯度では、擾乱の回転成分が強く、かつ、鉛直方向のつながりが強くて等価順圧（圏界面付近で最も振幅の大きい）な構造をしていることが多い。一方、第 5.2 節で述べたように f が小さな熱帯域の大規模な擾乱は発散成分が強く、かつ鉛直方向のつながりが弱く対流圏中層を節とする傾圧構造（第 1 傾圧モード）をしていることが多い。このため、熱帯大気の中・高緯度大気への影響を考える上では、熱帯域における発散及び第 1 傾圧モードの擾乱と、回転成分主体で熱帯とは異なる等価順圧な鉛直構造をした中緯度の擾乱が、どう関係するかを考えることが重要となる。

Jin and Hoskins(1995)は、全球プリミティブモデルを用いて、熱帯域の定常な加熱（積雲対流による加熱を想定し、対流圏中層を最大とする）に対する全球大気の応答を時間発展的に調べた。第 5.3.1 図は、日付変更線の赤道を中心とする東西に伸びた楕円形の加熱を与えてから 15 日後の応答である。左図にあるように、基本場が静止大気の場合には、加熱の北西側と南西側の上層に高気圧性循環、下層に低気圧性循環の対（赤道ロスビー波）、加熱の東側は赤道に沿って下層東風、上層西風（赤道ケルビン波）と第 5.2.3 図で示した松野 - ギル応答が熱帯域に見られる（第 5.2.3 図は海面気圧で第 5.3.1 図は流線関数なので違ったよう



第 5.3.1 図 熱帯の定常な凝結加熱に対する応答

日付変更線の赤道を中心とする楕円形の加熱（左下図の陰。加熱の鉛直方向の中心は 400hPa 付近で、加熱率は 5K/day）を与えて 15 日目の流線関数。上：対流圏上層の約 250hPa（等値線間隔は $10 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ）、下：対流圏下層の約 780hPa（等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ）。左の基本場は静止大気、右の基本場は冬（12～2月）の帯状平均場。Jin and Hoskins (1995) の Fig.2 と Fig.5 から図を選択して加筆。

⁷ 鉛直方向に位相は変わらないが振幅が異なる鉛直構造を等価順圧と呼ぶ。

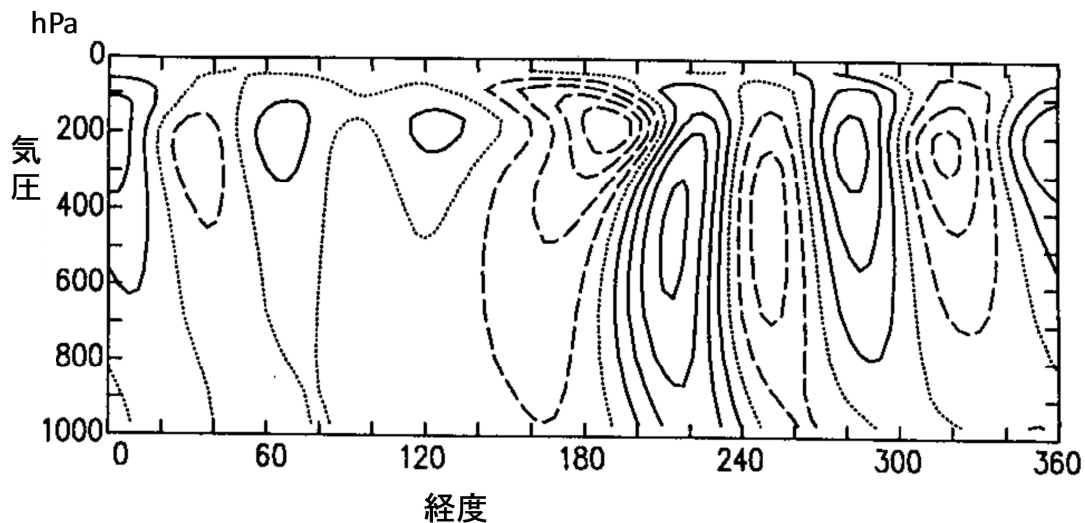
に見えるが応答の本質は同じである)。中緯度にはこれといった応答が見られず、静止大気では応答は熱帯に閉じることが分かる。

一方、冬の帯状平均を基本場とする(右図)と、熱帯域の応答は左図の静止大気の場合と似ているものの、北半球側の中・高緯度では全く異なっており、北東に伸びる波列状の応答が見られる。下層と上層の応答を比較すると、中・高緯度では上層で振幅の大きい等価順圧の構造となっている。第 5.3.2 図からも日付変更線から東での等価順圧構造が確認できる。帯状平均を基本場とすることによって、静止大気を基本場とするのと違い、熱帯の定常加熱によって中・高緯度に等価順圧の構造をした定常ロスビー波が強制された、ということである。これは、

熱帯で強制された第 1 傾圧モードの赤道ロスビー波の一部が、基本場の鉛直シアの影響を受けて中・高緯度で存在できる順圧的な定常ロスビー波に変換される。

西風が吹いているので中・高緯度に定常ロスビー波が存在しうる。

ことから理解できる。また、亜熱帯ジェット気流の存在により基本場の絶対渦度の南北勾配が強いため、熱帯域における加熱に伴う上層の北向きの発散風によって、低緯度側の小さな絶対渦度が効果的に亜熱帯域に移流され、それによって中・高緯度のロスビー波が強制されることも影響している。なお、南半球側の中・高緯度での応答が小さいことから、熱帯域における加熱の影響は、冬半球側でより受けやすいことが分かる。これは冬半球側の方が亜熱帯ジェット気流が赤道に近いためである。



第 5.3.2 図 熱帯の定常な凝結加熱に対する応答

加熱と基本場は第 5.3.1 図の右図と同じで、日付変更線の赤道を中心とする楕円型の加熱、基本場は冬(12~2月)の帯状平均場。時間積分開始後 15 日目の 32°N の南北風の経度高度断面図。等値線間隔は 0.3m/s で実線は正(南風)、点線が 0、破線が負(北風)。Jin and Hoskins(1995)の Fig.7 に加筆。

5.3.2 ロスビー波ソース

本節の最後に、Saradeshmukh and Hoskins(1988)にならって熱帯の加熱に伴う発散風による対流圏上層のロスビー波の生成について、単純な発散順圧方程式に基づいて説明する。

水平風は発散成分と回転成分に分けることができ(ヘルムホルツの定理)、スカラー量である流線関数 ψ と速度ポテンシャル χ とを使うと、回転成分 \mathbf{v}_ψ と発散成分 \mathbf{v}_χ は、

$$\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla\psi, \quad \mathbf{v}_\chi = \nabla\chi \quad (5.3.1)$$

と書ける。ここで \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトルである。回転風は流線関数の小さい方を左に見て流線関数に沿って吹き、発散風は速度ポテンシャルの小さい方から大きい方に向かって速度ポテンシャルと直交した向きに吹く。水平風を東西風 u 、南北風 v という 2 変数で表現するよりも、速度ポテンシャル χ と流線関数 ψ で表現した方が、発散風によるロスビー波、すなわち回転風の生成がわかりやすい。なお、短期予報で良く使う相対渦度 ξ 、発散 D と速度ポテンシャル χ 、流線関数 ψ とは、

$$\xi = \nabla^2 \psi, \quad D = \nabla^2 \chi \quad (5.3.2)$$

の関係がある。この式から分かるとおり、渦度や発散は流線関数や速度ポテンシャルのラプラシアンなので空間パターンが細かいため、季節予報で対象とする大規模な循環を把握するには、流線関数や速度ポテンシャルの方がより適している。

このように分けると、発散順圧渦度方程式は、

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \right) \zeta = -\zeta \nabla^2 \chi - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (5.3.3)$$

と書ける。ここで ζ は、 $\zeta = \xi + f$ で絶対渦度である。対流圏上層を考えているので摩擦は小さいとして無視した。ここで、速度ポテンシャルで表される発散風に関する項は、発散風による渦度移流項も含めて全てロスビー波の強制と考えて右辺に持って来た。右辺は、ロスビー波ソース；

$$S = -\zeta \nabla^2 \chi - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (5.3.4)$$

と呼ばれている(Sardeshmukh and Hoskins 1988)。これは、 $S = -\zeta \nabla^2 \chi - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi \zeta)$ ともまとめられる。式(5.3.4)のロスビー波ソース S の 1 つ目の項は、発散や収束による渦管の伸縮に関する項であり第 5.1 節でも説明した。発散ならば高気圧性の渦、収束ならば低気圧性の渦を作るといったことで分かりやすい。ただし、赤道では絶対渦度 ζ が小さい (f が 0 なので) のでこの項も小さい。2 つ目の項は、発散風による絶対渦度の移流項である。亜熱帯ジェット気流の南側では絶対渦度の傾きが大きいので、熱帯の対流活動に伴う発散風が効果的に小さい絶対渦度を北向きに移流し、高気圧性の渦を作る。第 2.4.4 図のポンチ絵で説明したのはこの項の効果である。この項があるので、熱帯での対流活動に伴う発散風がその中心から離れた中・高緯度に渦、すなわちロスビー波を効果的に強制することができる。式(5.3.3)を基本場(平年値など)のまわりに線形化した場合には、 S の偏差である S' は、

$$\begin{aligned} S' &= -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi' \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_\chi \zeta') \\ &= -\mathbf{v}_\chi' \cdot \nabla \bar{\zeta} - \bar{\mathbf{v}}_\chi \cdot \nabla \zeta' - \zeta' \nabla^2 \bar{\chi} - \bar{\zeta} \nabla^2 \chi' \end{aligned} \quad (5.3.5)$$

となる。ここで、 $\bar{\quad}$ は基本場、 $'$ は偏差を表す。季節予報でよく扱う、熱帯の対流活動の偏差に対する応答を考える上では、式(5.3.5)の右辺のうちの第 1 項と第 4 項が、すなわち発散風の偏差が関わる項が重要となる。

参考文献

- 尾瀬智昭, 2004: 気候の変動を理解するための基礎知識. 平成 16 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-30.
- 岸保勲三郎, 佐藤信夫, 1986: 新しい気象力学. 東京堂出版, 204pp.
- 木本昌秀, 1993: プロッキング現象. 気象研究ノート「気象のソリトン・モドン - 気象現象中の孤立波(下)」第 3 部第 1 章, 179, 319-367.
- 栗原宜夫, 1979: 大気力学入門. 岩波全書, 244pp.
- 二階堂義信, 1986a: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)-その 1 Q-map の原理-. 天気, **33**, 289-299.
- 二階堂義信, 1986b: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)-その 2 Q-map の実際-. 天気, **33**, 300-331.
- 松野太郎, 1981: 大気の波動とそれに伴う現象. 大気科学講座第 3 巻「成層圏と中間圏の大気」, 東京大学出版会, 168-255.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **106**,

447-462.

- Held, I. M., 1983: Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere :theory. Chapter 6 in *Large-scale dynamical processes in the atmosphere*, Academic press, pp.127-168.
- Hoskins, B. J. and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- James, I. N., 1994: Introduction to circulating atmospheres. Cambridge University Press, 424pp.
- Jin, F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy, 2009: Convectively coupled equatorial waves. *Rev. Geophys.*, **47**, RG2003, doi:10.1029/2008RG000266.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **44**, 24-43.
- Sampe, T. and S. -P. Xie., 2010: Large-Scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *Journal of Climate*, **23**, 113-134.
- Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonallyvarying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Tanaka, D., T. Iwasaki, S. Uno, M. Ujiie, and K. Miyazaki, 2004: Eliassen-Palm Flux diagnosis based on isentropic representation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2370-2383.
- Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wave-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.

6 季節予報用語集（平成 25 年 3 月版）¹

季節予報用語集は、季節予報担当者など季節予報の現場で必要とする用語を集めたものである。「気象庁が天気予報等で用いる予報用語」（平成 23 年 3 月現在）に掲載されているもののうち季節予報に関係の深い用語に加えて、季節指示報を理解するために必要な専門的な用語や解説資料で使われている用語、さらに季節予報研修テキストで使用されている用語も掲載した。

なお、項目立ては、「気象庁が天気予報等で用いる予報用語」と同じ形式とし以下の順で記述した。この用語集は技術や理解の進展、業務の変更などに対応するため随時見直すことにする。

時に関する用語

気象の要素に関する用語

- ・気圧に関する用語
- ・高気圧に関する用語
- ・低気圧に関する用語
- ・気団に関する用語
- ・前線に関する用語
- ・気圧配置、天気図に関する用語
- ・大気の流れなどに関する用語
- ・海洋に関する用語

- ・エルニーニョ現象に関する用語
- ・予報手法に関する用語
- ・気候に関する用語
- ・天気とその変化に関する用語
- ・風に関する用語
- ・気温に関する用語
- ・雨・雪の強さに関する用語
- ・日照時間に関する用語
- ・季節現象
- 予報、観測、予測資料に関する用語
- ・予報の名称に関する用語
- ・階級表現
- ・平年との比較の表現
- ・その他の表現
- ・気象災害に関する用語
- ・予報の評価に関する用語

地域名

略語

季節予報で用いている循環指数

参考文献

各ページにおいて用いられている記号の意味は以下の通り。

分類	無印	予報用語：気象庁が発表する各種の予報、注意報、警報、気象情報などに用いる用語。
		解説用語：気象庁が発表する報道発表資料、予報解説資料などに用いる用語。
		指示報等の内部資料や季節予報研修テキストなどに使用する用語。
	×	使用を控える用語（使用しない用語）。
区分	用例	用語の使い方の例。使用する際の注意事項。用語の運用の取り決め。音声伝達の用語。
	備考	その他のただし書き。
		内部資料向け用語や使用を控える用語（使用しない用語）に対して言い換える用語があることを示す。

「気象庁が天気予報等で用いる予報用語」には無く、本用語集に掲載した用語と区分の用例・備考にアンダーラインを付けた。

¹ 藤川 典久

分類	用語	区分	説明
時に関する用語			
	平年（値）		平均的な気候状態を表すときの用語で、気象庁では30年間の平均値を用い、西暦年の1位の数字が1になる10年ごとに更新している。
	例年		いつもの年。
		用例	例年だとこの季節には……。
	天気は数日の周期で変わる		天気は3～4日の周期的に変わると予想されること。
×	天気が周期的に変わる		天気は数日の周期で変わる。
	周期的		期間中に何回か繰り返される天気変化のこと。
		用例	気圧の谷が周期的に通る。
	～の日がある		a) 週間天気予報では、記述した現象の発現期間が予報期間内で1～2日あるとき。
			b) 季節予報では、記述した現象の発現期間が予報期間の1/2未満のとき。
		備考	暖・寒候期予報には用いない。
	～の時期がある		記述した現象が連続的に起こり、その現象の発現期間が予報期間の1/2未満のとき。
	～の日が多い		記述した現象が予報期間の1/2以上発現するとき。
		備考	平年に比べていうときは、その旨を明記する。
	盛夏		おおよそ梅雨明けから8月いっぱい期間。
		備考	ただし北海道ではおおよそ7月から8月いっぱい期間。
	暖候期		4月から9月までの期間。
		備考	暖候期予報では、3月から8月までを予報期間としている。
	寒候期		10月から3月までの期間。
		備考	寒候期予報では、10月から2月までを予報期間としている。
	春		3月から5月までの期間。
	夏		6月から8月までの期間。
	秋		9月から11月までの期間。
	冬		12月から2月までの期間。
	半旬		連続する5日の期間で、区切り方により通年半旬と暦日半旬がある。 通年半旬：毎年1月1日から始まる5日毎の期間。 暦日半旬：毎月を1日から5日毎に区切った期間。

分類	用語	区分	説明
気象の要素に関する用語			
気圧に関する用語			
	気圧の傾き		単位長さあたりの気圧の差。天気図上では等圧線の混みぐあいのこと。気圧の傾きが大きいところほど、天気図上では等圧線が混んでいる。
		用例	気圧の傾きが大きい(小さい)。気圧の傾きが緩む(急になる)。
×	気圧傾度		等圧線の間隔。気圧の傾き。
	海面気圧		観測あるいは解析された地上気圧を海面更正した気圧。英略称では、SLP(Sea Level Pressure)と記す。

分類	用語	区分	説明
高気圧に関する用語			
	気圧の尾根		低圧部と低圧部間の気圧が高い部分の稜線。
		備考	「気圧の峰」は用いない。
	リッジ		気圧の尾根。主に高層天気図において用いる。
		備考	日々の天気と関係する波数の大きな短波(傾圧不安定波)だけでなく、波数の小さな長波や超長波(ロスビー波)に対しても用いる。
	90°Eリッジ		寒候期にユーラシア大陸上の90°E付近に見られるリッジ。
		用例	500hPa高度の90°Eリッジの発達に関連してシベリア高気圧が強まり、日本付近へ寒気が流れ込む見込み。
	大陸の高気圧		主として寒候期に大陸に存在する高気圧。シベリア高気圧もこれに含まれる。
	シベリア高気圧		寒候期にシベリアやモンゴル方面に現れる優勢な高気圧。
		備考	シベリア高気圧は、北半球冬季にユーラシア大陸上で発達する高気圧であり、日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成する要素の1つである。中心はバイカル湖のすぐ南西付近にあり、中心から東側では下層寒気を伴う。冬平均気圧で1020hPaの等圧線で囲まれた領域は、東側では東シベリア～西日本～華南まで、西側ではカスピ海付近まで覆っている。
		用例	シベリア高気圧の勢力が強く、冬型の気圧配置になる日が多かった。

分類	用語	区分	説明
	チベット高気圧		春から夏にかけて、アジアからアフリカの対流圏上層に現れる高気圧。特に、100hPa（およそ高度15～16km）天気図で明瞭。
		備考	チベット高気圧は北半球の夏季を中心にアジア南部で発達する対流圏上層の高気圧で、その中心がチベット高原付近に位置することからこのように呼ばれている。その生成は、チベット高原における直接・間接の大気加熱が原因とされてきたが、最近では夏のアジアモンスーンの活発な対流活動による大気加熱に伴う定常ロスビー波の応答も寄与していると理解されている。チベット高気圧の循環中心は、30°N、75°Eのインド北部（ほぼニューデリーの真上辺り）に位置しており、その勢力圏は、15°N～45°N、20°E～130°Eの広大な範囲に広がる。鉛直方向には、150hPaの高さに循環中心が存在しており、それより下層の対流圏の大部分は周り比べて高温となっている。なお、100hPaの気温は周りより低くなっている。また、チベット高気圧の北縁には強い偏西風（亜熱帯ジェット気流）が吹いており、南縁には偏東風ジェット気流が吹いている。
		用例	上層のチベット高気圧が日本付近に張り出したことに伴い、本州付近で背の高い暖かい高気圧が形成された。
	亜熱帯高気圧		緯度20度～30度を中心に存在する高気圧。太平洋高気圧はその一部である。
		備考	対流圏下層から中層で発達する高気圧。500hPa天気図では5,880mより高度が高い領域を亜熱帯高気圧の勢力範囲の目安としている。
	<u>サブハイ</u>		sub-tropical high、つまり亜熱帯高気圧のこと。
	太平洋高気圧		夏期を中心に強まる高気圧で、その中心はハワイ諸島の北の東太平洋にある。
		備考	太平洋高気圧は、ハドレー循環の下降域の対流圏下層に発達する亜熱帯高気圧の1つであり、その中心はハワイ諸島の北の東太平洋にある。通常、北太平洋に存在するものを単に「太平洋高気圧」と呼んでいる。日本付近では高温・多湿の小笠原気団を伴う。500hPa天気図では太平洋高気圧と呼ばず、亜熱帯高気圧と呼ぶ。
		用例	日本付近は太平洋高気圧に覆われている。
	小笠原高気圧		太平洋高気圧の一部で、小笠原諸島から南鳥島方面に中心を持つ。
		備考	小笠原高気圧を、特に強調する必要がある場合に用いるが、通常は太平洋高気圧とする。 <u>夏季に日本付近を覆う亜熱帯高気圧は太平洋高気圧の一部であるが、日本～日本の南海上に副中心を持つ場合に、それを小笠原高気圧と呼ぶことがある。典型的なケースとしては、亜熱帯ジェット気流沿いの準定常ロスビー波束の伝播により上層でもチベット高気圧が張り出して等価順圧的な高気圧が発達し、いわゆる「鯨の尾型」の天気図となった場合の高気圧である(Enomoto 2003)。</u>

分類	用語	区分	説明
	アゾレス高気圧		北大西洋東部の 30°N ~ 35°N 付近を中心に存在する亜熱帯高気圧。夏季に発達し北に張り出すが、晩秋には勢力が弱まる。太平洋高気圧とともに、北半球の亜熱帯高気圧の一部を形成する。アゾレス諸島付近に中心が位置することが多いため、この名称がついた。北大西洋高気圧とも呼ぶ。
	オホーツク海高気圧		オホーツク海や千島付近で勢力を強める下層に寒気を伴った高気圧。梅雨期に現れることが多い。
		備考	オホーツク海高気圧は、暖候期にオホーツク海付近に中心を持って現れる停滞性の高気圧であり、その出現時には北日本～東日本の太平洋側を中心に低温・寡照の天候をもたらすことが多い。夏になって暖まってくるユーラシア大陸と夏でも冷たいオホーツク海の地理的分布を背景に、その発達には対流圏上層のブロッキング高気圧が深くかかわっており、数週間にわたり持続することがある。 オホーツク海高気圧の発達過程については、初夏（5月）に起こりやすいアリューシャン列島方面からの高気圧性偏差の西進により、ブロッキング高気圧が形成される場合と、梅雨期後半（7月）によく見られるヨーロッパ方面からの準定常ロスビー波束伝播によりブロッキング高気圧が形成される場合の2つのタイプに大きく分けられることが示されている（中村 2003）。
		用例	オホーツク海高気圧が出現して、北日本太平洋側を中心に低温となった。
	移動性高気圧		偏西風帯の比較的波長の短いリッジの東進に伴って、大陸から移動してくる高気圧。
	帯状高気圧		東西方向に長く帯状に広がっている高気圧。春、秋に多く現れ晴天が続く。
	高圧部		高さ（気圧）の同じ面で、周囲よりも気圧（高度）が高いが閉じた等圧線（等高度線）が描けないところ。
		用例	広い高圧部。高圧部に入る。
×	高圧帯		帯状高気圧。高圧部。

分類	用語	区分	説明
	<u>ブロッキング高気圧</u>		中・高緯度で偏西風の蛇行が非常に大きくなった場合、北側に蛇行したリッジが発達した場所では地上でも高気圧が発達し、停滞する。この高気圧をブロッキング高気圧という。
		<u>備考</u>	中高緯度で偏西風が大きく南北に蛇行、分流し、その状態が1週間以上続くことがあり、これをブロッキング現象という。偏西風が北に蛇行したところでは、対流圏全層にわたる背の高い高気圧が形成され、これをブロッキング高気圧という。ブロッキング現象が起こると、同じような気象状態が長期間継続して異常気象をもたらすことが多いため、ブロッキング現象は週間天気予報や季節予報の重要な予測対象である。
		<u>用例</u>	ベーリング海で偏西風が大きく蛇行してブロッキング現象が発生し、日本の東海上にはブロッキング高気圧が発達、停滞したため、日本付近をゆっくりと通過した低気圧は北北東進してオホーツク海で停滞した。
	<u>ポーフォート高気圧</u>		北極海の地表付近に見られる高気圧で、北半球冬季に最も明瞭となる。地表面の強い放射冷却が主な成因であり、海水分布が北極点を中心とした同心円ではなく、ノルウェー海側（大西洋側）で少なく、ポーフォート海側（太平洋側）で多いことから、その気候の中心はポーフォート海に位置する。通常、対流圏中層より上は低気圧となっていて、極うずと呼ばれているが、ブロッキング高気圧が極域に侵入した際には順圧的な高気圧として発達することがある。
	<u>アリューシャン高気圧</u>		北半球冬季成層圏でアリューシャン列島付近に見られる高気圧。ユーラシア大陸に起因する波数1のプラネタリー波の鉛直伝播が成因である。

分類	用語	区分	説明
低気圧に関する用語			
	気圧の谷		高圧部と高圧部の間の気圧の低いところ。
		<u>用例</u>	a) 日本付近は気圧の谷に入っている。 b) 気圧の谷は××日に通過する。
	トラフ		気圧の谷。主に高層天気図において用いる。
		<u>備考</u>	日々の天気と関係する波数の大きな短波（傾圧不安定波）だけでなく、波数の小さな長波や超長波（ロスビー波）に対しても用いる。
	低圧部		高さ（気圧）の同じ面で、周囲よりも気圧（高度）が低く循環が弱くて、中心が特定できないところ。

分類	用語	区分	説明
	<u>アリューシャン低気圧</u>		アリューシャン列島を中心にオホーツク海からアラスカ沿岸まで、北太平洋北部を東西に広く覆う準定常的な低気圧。冬季に発達し、夏季はほとんど消滅する。
		備考	アリューシャン低気圧は、シベリア高気圧とともに日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成するもう1つの要素であり、11月頃から発達を始め、1月に最盛期を迎える。
		用例	エルニーニョ現象の影響で、アリューシャン低気圧が平年より日本から離れた。
	<u>アイスランド低気圧</u>		北大西洋のアイスランドからグリーンランド南部付近を中心とする準定常的な低気圧。冬季に発達し、夏季はほとんど消滅する。
		用例	北極圏を中心とした高緯度では高気圧が発達する一方、アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧が平年の位置よりも南に位置するなど、中緯度帯では低気圧が優勢となった。
	<u>寒冷低気圧</u>		中心ほど気温が低い低気圧で、前線を伴わない。対流圏界面が周囲より低く、渦位が大きくなっている。渦位偏差は上層ほど大きく、ミッドパシフィックトラフから切り離された上層寒冷渦（UCLと呼ぶこともある）では、下層の循環はほとんどみられないこともある。
		備考	a) 寒冷渦ともいい、切離低気圧なども含まれる。 b) 「寒冷低気圧」は低気圧の温度構造に、「寒冷渦」は相対的に低温の空気が回転運動をしていることに、「切離低気圧」は偏西風の流れから分離した形状に、それぞれ着目した表現である。
		用例	動きの遅い寒冷低気圧が相次いで日本海から本州を通過した。
		—	上空に寒気を伴った動きの遅い低気圧が相次いで日本海から本州を通過した。
	<u>極うず</u>		極域上空に形成される低気圧のこと。
		備考	冬季は対流圏中層から成層圏までつながった構造となる。極域上空の成層圏においては、太陽光が射さない冬季（極夜）の間に、極を中心として非常に気温の低い大気の渦が発達する。これを極うずあるいは極夜うずという。
	<u>ミッドパシフィックトラフ</u>		アジアモンスーンに伴う対流圏上層発散風の北太平洋側の収束域にあたる太平洋中部～東部で暖候期に見られる準定常的なトラフ。亜熱帯ジェット気流の出口（風速が弱まる場所）付近にもあたり、伝播してきた準定常ロスビー波束が高気圧性の碎波を起こし、トラフの走行が北東～南西となることが多い。このトラフから対流圏上層で高渦位(High-Q)が亜熱帯域を西進して、日本の南海上で台風の発生に關与したり、日本列島に上陸して激しい雷雨をもたらすことがある。

分類	用語	区分	説明
	モンスーントラフ		夏季アジアモンスーンにおいて、インド洋からの下層西風と太平洋からの貿易風が収束する場所。5月にインドシナ半島で次第に明瞭となり、9月にかけてフィリピンの東海上まで東に季節変化する。

分類	用語	区分	説明
気団に関する用語			
	気団		広い範囲にわたり、気温や水蒸気量がほぼ一様な空気の塊。
	寒気団		相対的に寒冷な気団。
	暖気団		相対的に温暖な気団。
	北極気団		北極域に発現する低温で乾燥した気団。
	寒帯気団		寒帯に発現する冷たい気団の総称。
	熱帯気団		熱帯または亜熱帯に発現する気団の総称。
	シベリア気団		冬にシベリアや中国東北区に発現する大陸性寒帯気団。
	オホーツク海気団		梅雨や秋雨の頃にオホーツク海や三陸沖に発現する海洋性寒帯気団。
	小笠原気団		北西太平洋の亜熱帯高気圧域に発現する海洋性熱帯気団。
	長江（揚子江）気団		一般には移動性高気圧の通過に際して、日本付近を覆う大陸性亜熱帯気団。春と秋に長江流域で発現する。

分類	用語	区分	説明
前線に関する用語			
	前線帯		2つの気団の境界の領域。一般に、100km以上の幅を持っている。
×	前線帯となる		前線が停滞する。前線が形成されやすい。
	梅雨前線		春から盛夏への季節の移行期に、日本から中国大陸付近に出現する停滞前線で、一般的には、南北振動を繰り返しながら沖縄地方から東北地方へゆっくり北上する。
		備考	梅雨期とは、晩春と盛夏の間に曇天が続き、雨量の多い期間のことを指す。梅雨は日本列島のみに見られる現象ではなく、東アジア全域に渡って見られる現象（中国では Mei-yu、韓国では Changma と呼ぶ）である。特に、梅雨期に東アジア上に停滞する前線を「梅雨前線」と呼ぶ。梅雨前線は、太平洋高気圧に伴う湿潤・温暖な気団と、中国大陸の乾燥・温暖な気団あるいはオホーツク海周辺の湿潤・冷涼な気団との間に形成される。

分類	用語	区分	説明
	秋雨前線		夏から秋への季節の移行期に、日本付近に出現して、長雨をもたらす停滞前線。
		備考	東へ退く太平洋高気圧と、大陸に形成される冷涼な高気圧との間に形成される。
		用例	太平洋高気圧の勢力が日本の南で強く、秋雨前線は日本海から北日本で活動が活発化することがあった。
	寒帯前線		高緯度の寒気団と中緯度の暖気団との間の前線の総称。
	熱帯収束帯 (ITCZ)		南北両半球からの貿易風が合流する帯状の境界。 ITCZはInter-Tropical Convergence Zoneの略。
		備考	「赤道前線」は同じ意味。
	南太平洋収束帯 (SPCZ)		インドネシア海洋大陸から南東方向に南太平洋中緯度に向かって伸びる降雨帯のこと。 SPCZはSouth Pacific Convergence Zoneの略。
	亜熱帯前線帯		熱帯からの水蒸気収束が主要因となっている降雨帯であり、南太平洋収束帯が代表的であるほか、梅雨前線もこの性質を多分に持っている。

分類	用語	区分	説明
気圧配置、天気図に関する用語			
	西高東低の気圧配置		日本付近から見て西が高く東が低い気圧配置。冬期に典型的に現れる気圧配置。
	南高北低の気圧配置		日本付近から見て南が高く北が低い気圧配置。夏期に典型的に現れる気圧配置。
	冬型の気圧配置		大陸に高気圧、日本の東海上から千島方面に発達した低気圧がある気圧配置。
		用例	冬型の気圧配置が強まる（緩む、弱まる）。
		備考	時間的、空間的に小さな西高東低の気圧配置は「冬型の気圧配置」とはいわない。
×	冬型		冬型の気圧配置。
		備考	梅雨型、夏型などについても同様に「気圧配置」を付けて用いる。
	梅雨型の気圧配置		オホーツク海方面にオホーツク海高気圧、日本の南に太平洋高気圧があって、日本付近に前線が停滞する気圧配置。
	夏型の気圧配置		日本の南または南東海上に太平洋高気圧があって日本付近を覆い、大陸が低気圧となっている気圧配置。
	北高型の気圧配置		それぞれの地方から見て高気圧が北の方にあり、その地方の南に低気圧や前線がある気圧配置。
		備考	「高気圧が××地方より北にある、いわゆる北高型の気圧配置」などと説明を付ける。

分類	用語	区分	説明
	じょう乱		<p>一般には定常状態からの乱れをいう。気象学ではかなり広義に用いられている。例えば、</p> <p>a) 低気圧。</p> <p>b) まとまった雲や降水などを伴う大気の乱れ。</p> <p>c) 定常状態からの大気の偏り。</p>
		備考	<p>気象じょう乱とは、水平規模およそ 10km で 2 ~ 3 時間持続する積乱雲(雷雲)、中規模(メソ)である大雨をもたらす積乱雲の集団、総観規模である移動性の高・低気圧、台風、惑星規模であるブロッキング高気圧などである。</p>
	高周波じょう乱		<p>じょう乱のうち数日の周期で変動するもの。移動性の高・低気圧など。</p>
		用例	<p>日本海から北海道では傾圧性が平年より強く、高周波じょう乱の活動が平年より活発だった。</p>
	ストームトラック		<p>一般的には低気圧の移動経路のこと。</p>
		備考	<p>温帯低気圧の活動が強い領域、つまり温帯低気圧が通りやすい地域のことともいう。北半球では太平洋北部と大西洋北部に存在する。</p>
	上層、下層		<p>季節予報の解説においては、一般的に対流圏を上層、下層と分け、上層は 200hPa 前後、下層は 850hPa 前後を示す。</p>
	順圧構造		<p>鉛直の構造が一樣なことを言い、上層から下層まで高気圧または低気圧の構造のこと。パロトロピック構造とも言う。位相は一緒だが、振幅が上下層で異なるものを等価順圧構造といい、中・高緯度帯の長周期の変動によく見られる。</p>
		用例	<p>等価順圧構造の高気圧がしばしば形成され、この期間、多くの地点で猛暑日が観測された。</p>
		—	<p>背の高い高気圧。</p>
	順圧不安定		<p>風の水平シアーに起因する流れの不安定。</p> <p>ジェット気流の出口付近でじょう乱が増幅する場合には、順圧不安定が関係することがある。また、テレコネクションにも順圧不安定が関係していることがある。</p>
	傾圧構造		<p>鉛直の構造が傾いていること。季節予報では、熱帯の変動によく見られる、上層が高気圧(低気圧)で下層が低気圧(高気圧)の構造のことで、パロクリニック構造とも言う。</p>
	傾圧不安定		<p>南北の気温差が大きく、上層ほど西風が強く吹いている場合を傾圧性が大きいと言い、じょう乱は位置エネルギーを運動エネルギーに変換して発達する。そのような状態を傾圧不安定と呼ぶ。</p>
		備考	<p>傾圧不安定が強い領域では、移動性の高・低気圧が発達しやすい。その指標として、線形的な傾圧不安定モデルによる傾圧不安定波(Eady モード)の発達率を使うことがある。この発達率は、西風の鉛直シアーとコリオリ力に比例し、鉛直安定度に反比例する。</p>

分類	用語	区分	説明
大気の流れなどに関する用語			
	循環指数		大気大循環の状態をみるために、その特徴をよく表すように作られた指数。主に、500hPa 高度を用いて作られる。東西指数、極うず指数をはじめ、亜熱帯指数、沖縄高度指数、オホーツク海高気圧指数、小笠原高気圧指数、中緯度高度指数、東方海上高度指数、西谷指数などがある。
	東西指数		偏西風が南北に蛇行しているか（低指数）、あるいは東西の流れが卓越しているか（高指数）を示す指数で、特定緯度圏間の高度差またはそれを換算した地衡風速で表す。
		備考	季節予報では 40°N と 60°N の 500hPa 高度偏差から算出したものが代表的。
	南北流型		偏西風が南北に蛇行している。大規模な寒気の南下と暖気の北上の区域が交互に分布する。
	東西流型 (ゾーナルな流れ)		偏西風の蛇行が小さく東西の流れが卓越している状態。大規模な寒気の南下はなく、天気は数日の周期で変化する。
	西谷		地球をとりまく大きな流れの中で、日本の西に気圧の谷が形成されている状態。日本付近には南西の気流が流入しやすくなる。
	日本谷		地球をとりまく大きな流れの中で、日本付近に気圧の谷が形成されている状態。
	東谷		地球をとりまく大きな流れの中で、日本の東に気圧の谷が形成されている状態。日本付近には北西の気流が流入しやすくなる。
	逆位相の場		季節予報では、偏西風の分流・蛇行により、ある領域は気圧の谷で、その北方で気圧の尾根となるような大気の流れを言う。
		用例	東シベリア付近でブロッキング高気圧が形成され、日本付近は逆位相の谷場となった。
	北暖西冷型		気温分布型の 1 つ。日本を大きく北と西とに分けて北が平年より高く、西が平年より低い状態をいう。冬期に暖冬に関連して用いる。
		備考	「北冷西暑」など、暖（暑）、冷、並を組み合わせる。ただし、「暑」は西が平年より高い場合のみ。全国一様ときは、全国高温または全国低温などと表現する。
	北冷西暑型		気温分布型の 1 つ。日本を大きく北と西とに分けて北が平年より低く、西が平年より高い状態をいう。夏期に着目される。
	帯状平均		ある緯度帯の物理量を東西方向に地球 1 周して平均した値。
	層厚換算温度		2 つの等圧面間の高度差を温度に換算した量で、等圧面間の気層の平均気温を表す。
		備考	北半球全体と緯度帯別に帯状平均した 300hPa 面と 850hPa 面間の層厚換算温度を算出しており、おおよそ対流圏の平均気温とみなすことができる。季節予報では、その平年偏差を用いている。

分類	用語	区分	説明
	偏西風		極を中心にして西から東に向かって吹く地球規模の帯状風。
		備考	平均的には、赤道付近と極地方の下層部を除く対流圏は偏西風域である。
	偏東風		東から西に向かってほぼ定常的に吹く地球規模の帯状風。
		備考	赤道偏東風、熱帯偏東風、極偏東風などがある。熱帯偏東風は貿易風とほぼ同じ意味に用いられる。
	強風帯		周囲に比べて風速の大きな帯状の領域。規模の大きなものでは、対流圏界面付近で風速が最大になり、中緯度帯に沿ってほぼ地球を一周するジェット気流があり、逆に規模の小さなものでは、集中豪雨時に大気下層の700～850hPa付近によく出現する下層ジェットがある。
	強風軸		高層天気図などで強風帯の中心を連ねた線。ジェット気流の中心線は典型的な強風軸である。
	偏西風の軸		ある高度で偏西風の最も強いところ。前線帯や地上の低気圧の位置と密接に関連する。
	ジェット気流		対流圏界面付近を中心に対流圏上層を吹いている帯状の非常に強い風。通常は10kmくらい上空に強風の軸があり、中心の風速は寒候期には50～100m/sに達する。
		備考	北半球では、緯度30度付近にある亜熱帯ジェット気流と、その北側の中緯度帯にあり、寒帯前線をとまなう寒帯前線ジェット気流とがある。後者はポーラー・ジェット気流ともいわれる
		—	下に示す2つのジェット気流に言及しない場合は、「偏西風」を用いて解説することが望ましい。
	<u>寒帯前線ジェット気流</u>		ジェット気流のうち、高緯度側に位置し300hPa付近（上空約9,000メートル）に中心を持つもの。寒帯前線ジェット気流は、比較的短時間に大きく蛇行したり、分流や合流を繰り返しており、しかもその位置は年により大きく異なるため、平均図（平年図）では不明瞭となる。この蛇行は、寒候期には大規模な寒気の南下、暖候期にはオホーツク海高気圧の生成などに関連し、日本の天候に与える影響が大きい。
		備考	500hPa高度天気図からジェット気流に関する記述をすることもある。

分類	用語	区分	説明
	<u>亜熱帯ジェット気流</u>		ジェット気流のうち、低緯度側の 200hPa 付近（上空約 12,000 メートル）の偏西風帯に中心を持つもの。概ね熱帯の大気と中緯度の大気の境目を吹く。亜熱帯ジェット気流は、冬は赤道寄りに位置し、年間を通じて最も強い。北半球の場合、平年の月平均帯状平均場での風速は、ジェット気流の中心で 40m/s 程度となる。特に、寒帯前線ジェット気流と合流する日本付近からその東海上の経度で最も強く、月平均は平年で 70m/s 程度、年によっては 90m/s 近くに達する場合もある。日々の変動はより大きく、100m/s を超えることも珍しくない。夏は、亜熱帯ジェット気流は高緯度寄りに位置し、弱くなる。月平均帯状平均場での中心付近の風速は、北半球で 20m/s 程度である。
		備考	500hPa 高度天気図では見えないことがある。その場合には、200hPa を参考にする。
		用例	エルニーニョ現象や熱帯大気の気温が平年より高かったことが、亜熱帯ジェット気流の南偏と蛇行に影響し、太平洋高気圧の本州付近への張り出しを弱めた。
	<u>アジアジェット気流</u>		亜熱帯ジェット気流のうち、アジア上空を吹いている部分の別名。夏季はアジアモンスーンに伴うチベット高気圧の北縁に沿って吹く。
		用例	7月上旬はユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流（アジアジェット気流）の蛇行が大きく、日本付近の高気圧の強化に関係していたと考えられる。
	<u>ソマリジェット</u>		北半球夏季（夏のアジアモンスーン期）に、東アフリカの東海上からアラビア海にかけて見られる対流圏下層のジェット気流。ソマリアの東海上で最も強くなっていることから、ソマリジェットと呼ばれる。
		備考	南半球のインド洋西部に発して北西に向かい、アフリカ大陸の東海上で赤道を横切って北上し、やがて北東から東に方向を転じ、アラビア海で西風となる。 アラビア海のソマリ海流との相互作用も注目されている。
	<u>ダブルジェット</u>		亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が明瞭に分流すること。

分類	用語	区分	説明
	偏西風の蛇行		極の周りを西から東に流れる偏西風は、南と北の温度差を減少させるように南北に波を打ち蛇行する。偏西風の蛇行の様子は、地上の高・低気圧の動向および天気経過と密接に関連する。
		備考	a) 蛇行の大きな流れ：南北の熱の交換が大きく、強い寒気が南下することがある。南北流型あるいは低指数循環という。
			b) 蛇行の小さな流れ：南北の熱の交換は小さく、強い寒気が南下することは少ない。東西流型あるいは高指数循環という。
			c) <u>傾圧不安定波としての偏西風の蛇行は、南と北の温度差を減少させるために、その位置エネルギーを運動エネルギーに変換することによって生じ、地上の高・低気圧の動向および日々の天気経過と関連する。一方、準定常ロスビー波としての偏西風の蛇行は、波のエネルギーの伝播によって生じ、数日以上の天候経過に関連する。季節予報では、偏西風の蛇行の要因をロスビー波として説明することが多い。</u>
ブロッキング現象		長波の振幅が大きくなり、その位相が長期間停滞する現象。同じ天候が長く続くことから、異常気象の原因ともなる。長波の気圧の尾根をブロッキング高気圧という。	
	備考	偏西風の蛇行が大きくなると、対流圏中上層では低緯度の低渦位の気塊（高気圧性循環を持った暖かい空気）が高緯度側に取り残されて停滞し、偏西風はこの領域を迂回して流れるようになる。1週間から1か月近く続くこの現象をブロッキングと呼び、ブロッキング周辺の地域では、平年から偏った天候が続く。ブロッキングの低緯度側の低気圧が明瞭な場合を分流型（双極子型）、不明瞭な場合を（オメガ）型と呼ぶ。	
	貿易風		赤道付近で定常的に吹いている対流圏下層の偏東風。エルニーニョ現象発生時には貿易風が弱まる。
	<u>子午面循環</u>		子午線に沿う南北流と鉛直流からなる循環。帯状平均したときに得られる平均子午面循環をさすことが多い。代表的なものとしては、ハドレー循環、フェレル循環、極循環、プリューワー・ドブソン循環などがある。
	ハドレー循環		低緯度における子午面方向の南北直接循環。この循環の上昇気流域は対流活動が活発な熱帯収束域に、下降気流域は亜熱帯高気圧域に対応する。北半球が夏の時は赤道付近の対流圏下層では南風が、上層では北風が吹き、冬の時はその逆となる。
		備考	上昇流域の南北に2つの子午面循環セルが形成されるが、夏半球側のセルは冬半球側のセルに比べてかなり小さくなる。
	<u>局所ハドレー循環</u>		帯状平均ではなく、ある特定の経度帯で見られる南北直接循環。対流活動活発域からの上層発散風がある方向に局在化して収束して下降流となり、下層の高気圧を強めるケースに用いる。

分類	用語	区分	説明
	<u>フェレル循環</u>		中緯度に見られる子午面循環。中緯度における熱の北向き輸送を担っている傾圧不安定波を経度方向に帯状平均することによって見かけ上現れてくる子午面循環。
	ウォーカー循環		太平洋赤道域で見られる東西の循環。通常、対流圏下層で東風が、上層で西風が吹いており、インドネシア付近が上昇流域に、太平洋東部が下降流域になっている。エルニーニョ現象時にはこの循環が弱くなることが知られている。
		備考	エルニーニョ現象発生時には、ウォーカー循環が弱くなるとともに、大規模な対流活動活発域が海洋大陸から中部太平洋熱帯域へと移動する。
	テレコネクションパターン		ある特定の季節において、遠く離れた地域の例えば 500hPa 高度偏差が同じ（あるいは全く逆の）符号となる分布が統計的にいくつか見られる。その高度偏差パターンの総称のこと。北東太平洋から北米大陸にかけての PNA（太平洋・北米）パターンやユーラシア大陸から日本付近にかけての EU（ユーラシア）パターンなどがある。
		備考	テレコネクションとは遠隔結合を意味し、大気循環・気圧・気温・降水量などが、空間的に離れた複数の場所で互いに相関をもって変動することを言う。テレコネクションの形成には定常ロスビー波束の伝播が重要な役割を果たしていることが多いが、偏西風の帯状の南北変動が主となるテレコネクションの場合は傾圧不安定や高周波じょう乱からのフィードバック効果なども要因と考えられている。
	<u>PNA パターン</u>		北太平洋、北米大陸にかけて対流圏上層の正負の高度の偏差域が波列状に並ぶようなテレコネクションパターン。この領域の大気がとりやすいモードでもあり、熱帯からの強制がない場合でもたびたび見られる。正の PNA パターンを「北太平洋で高度が低い」とすると、正（負）の PNA パターンは、統計的にエルニーニョ（ラニーニャ）現象時の冬季に現れやすい傾向にある。 PNA は Pacific/North American の略。
		備考	エルニーニョ現象発生時には、熱帯の対流活動が平常とは異なる場所で活発となるため、熱帯域の大気の循環が変化する。平常と異なる場所で対流活動が活発となった変化は、定常ロスビー波として中・高緯度まで伝播し、対流活動の変化の要因となった海面水温の高い領域の位置の変化に応じた大気循環パターンを形成することが多い。PNA パターンは、エルニーニョ/ラニーニャ現象時に現れやすい傾向があるものの、エルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生していない年にも出現する。 振幅の大きなエルニーニョ/ラニーニャ現象の最盛期には、位相が 90 度東にずれた波列が卓越し、TNH(Tropical/Northern Hemisphere)パターンとも呼ばれているが、季節予報においてはこれも PNA パターンと呼ぶ。
		用例	2011 年 2 月には、負の PNA パターンが卓越した。

分類	用語	区分	説明
	<u>WP パターン</u>		<p>太平洋西部で 45°N 付近を境に、南北に双極子状の高度偏差が分布するようなテレコネクションパターン。</p> <p>Wallace and Gutzler(1981)によると、正の WP の時（「南側の高度が平年より低く、北側が高い」場合を正とする）にアリューシャン低気圧が弱く、日本付近のジェット気流も弱くなる。</p> <p>正（負）の WP パターンは、統計的にラニーニャ（エルニーニョ）現象時の冬季に現れやすい傾向にある。</p> <p>WP は Western Pacific の略。</p>
		<u>備考</u>	<p>ラニーニャ現象時に正の WP パターンが卓越すると、日本付近は東谷で低温傾向となる。WP パターンは、エルニーニョ / ラニーニャ現象時に現れやすい傾向があるものの、エルニーニョ / ラニーニャ現象が発生していない年にも出現することがある。</p>
		<u>用例</u>	<p>ラニーニャ現象時、極東は正の WP パターンが卓越し、日本付近は東谷で低温傾向となった。</p>
	<u>PJ パターン</u>		<p>フィリピン付近の西太平洋熱帯域と日本付近との間で対流圏下層の正負の高度偏差域が並ぶようなテレコネクションパターン。盛夏期の日本の天候に大きな影響を及ぼす。</p> <p>PJ は Pacific-Japan の略。</p>
		<u>備考</u>	<p>1980 年代後半に Nitta(1987)は、日本の夏の天候と北半球夏季における西太平洋熱帯域（フィリピン付近）での積雲対流活動との関係が深く、その対流活動は西太平洋熱帯域の海面水温の高低とも深い関係にあることを指摘している。西太平洋熱帯域の海面水温が平常よりも高い時に、フィリピン付近での対流活動が活発になり、大気を伝播する高低気圧の波列が生じて日本付近が高気圧に覆われる夏の様子を示したものである。この状況が現れると、日本域では晴天が続き、気温が高くなる。逆にフィリピン付近の対流活動が平年より不活発な場合には、日本付近は低気圧性偏差となり、気温が低くなる傾向がある。</p>
	<u>シルクロードパターン</u>		<p>夏季アジアジェット気流に沿って見られる波列パターン。</p>
		<u>備考</u>	<p>Enomoto et al.(2003)は、アジアモンスーンによるチベット高気圧の形成に関連して東地中海やアラル海で局地的に強化された下降流によって励起された定常ロスビー波束が、アジアジェット気流に沿って東に伝播し、西風が弱くなる日本付近で増幅・砕波し、背の高い高気圧を生成する、というメカニズムを提唱した。</p>

分類	用語	区分	説明
	<u>ユーラシア(EU)パターン</u>		ヨーロッパからユーラシア大陸北部を通り日本付近にかけて正負の高度の偏差域が波列状に並ぶテレコネクションパターン。 寒候期に見られることが多い。90°Eリッジの盛衰と関係している。 EUはEurasianの略。
		<u>備考</u>	ラグ解析の結果(Blackmon et al. 1984)からも、このパターンの形成には、ヨーロッパ方面からシベリア中部を通る定常ロスビー波束の伝播が関わっていることがわかっている(岸保と佐藤 1986)。
	北極振動(AO)		大規模な海面気圧偏差パターン(テレコネクションパターン)の1つで、北極域と中緯度域のあいだが逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターン。北極域の海面気圧が平年より高い(低い)とき、中緯度域で平年より低く(高く)なる。冬季に比較的長い期間続く場合には、成層圏にまで及ぶような背の高い構造をしていることが多く、極渦の強さと関係している。日本の天候を左右する要因の1つとして注目されている。 AOはArctic Oscillationの略。
		<u>用例</u>	2009/10年冬は顕著な負の北極振動となり、その影響で、北半球の中緯度帯では低温となった。
	<u>北大西洋振動(NAO)</u>		アイスランド低気圧とアゾレス高気圧がともに強まる(弱まる)テレコネクションパターンのこと。 NAOはNorth Atlantic Oscillationの略。
		<u>備考</u>	NAOがAOの主要部分であるとする見方がある。 NAOは大気の変動であるだけでなく、海洋にも影響を与え、北大西洋海面水温の長期変動はNAOと高い相関がある。NAOの正位相に伴い、大西洋の海面水温は、40°N付近を中心とする中緯度で正偏差、その高緯度側及び低緯度側に負偏差をもつ三極パターンになりやすい。NAOはこの三極パターンさらに赤道を挟んだ双極パターンを伴う大西洋全体にわたる海面水温の変動パターンとも関連しているといわれている。
	熱帯の対流活動		季節予報や気候系監視では、熱帯収束帯(前線に関する用語参照)に沿った積雲対流雲群など、熱帯における大規模な積雲対流群の活動を、熱帯の対流活動と呼ぶ。 熱帯域の積雲対流活動に伴う潜熱放出は、地球規模の視点で見た大気の流れを駆動する重要な熱源の1つである。
		<u>備考</u>	熱帯の対流活動はENSOや季節内変動、モンスーンなど熱帯域の大気と深い関係があるほか、中緯度の大気の流れに大きな影響を与える。
	<u>クラウドクラスター</u>		多くの積乱雲が比較的狭い範囲に密集している雲域。

分類	用語	区分	説明
	季節内変動		季節変化より短く 10 日程度より長い周期で強弱を繰り返す大気の変動の総称。このうち、赤道域を 30～60 日の周期で対流活動活発域等が東進する現象を赤道季節内振動、あるいは発見者の名前に因み、Madden-Julian 振動(MJO)と呼ぶ。
		備考	季節予報では、熱帯域の季節内変動に注目することが多い。そのうち赤道付近を東進するものが MJO であり、そのほかに西太平洋を北西進するものやインド洋を北進するものが知られている。これらの変動が太平洋高気圧やアジアモンスーン等の活動に影響を与えることから季節予報では重要な現象である。 熱帯域の季節内変動は、対流活動と赤道ケルビン波や赤道ロスビー波などの赤道波が相互作用したものであると考えられている。
		用例	北西太平洋では、赤道季節内変動(MJO)の通過後、対流活発域が北上するという典型的な経過をたどった。対流活動の活発化により、西部太平洋での局地的な子午面循環（ハドレー循環）が強化された可能性がある。
	大気の内変動		陸面や海面等の境界条件の変化やその影響による対流活動の変化に強制された大気の変動ではなく、大気の力学的不安定などによる大気独自の変動。
	モンスーン		季節的交替する卓越風系、すなわち季節風（いろいろな風に関する用語参照）を意味する。広い意味では、この季節風に伴う雨季も含めて、モンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン（季節風）気候帯と呼ばれる。代表的なものとしては、アジアモンスーン（インドモンスーンを含む）、オーストラリアモンスーン、アフリカモンスーン、南アメリカモンスーンなどがあり、アジアモンスーンに伴う対流活動の変動は日本の天候に大きな影響を与える。
	モンスーン・オンセット		モンスーン地帯での雨季入りのこと。
		用例	インド周辺では、アジアモンスーンに伴う下層循環が強く、アラビア海北部では、対流活動が平年より活発だった。なお、インド北中部のモンスーン・オンセットは、平年より 2 週間程度遅れた。
	流線関数()		大気の流れの回転成分の分布と強さを表す量で、低緯度の循環の強さの把握などに用いる。
		備考	流線関数()は、風の回転成分が、一定の線に平行に左手に が小さい値をみる方向に吹き、その速さは の勾配の大きさに等しい。これは、大気の大循環を診断する際によく用いられ、高気圧（低気圧）の強弱を把握するのに役立つ。 季節予報では、主にコリオリパラメーターが小さくジオポテンシャル高度では把握しにくい低緯度における回転成分の変動を把握しやすくするために用いている。

分類	用語	区分	説明
	速度ポテンシャル()		発散風の分布と強さを表す量。200～300hPa 付近における大規模な発散域は、上昇流が卓越した対流活発域におおむね対応する。
		備考	速度ポテンシャル()は、風の発散成分が、一定の線に垂直に が小さい方から大きい方向に吹き、その速さは の勾配の大きさに等しい。これは、大気の大循環を診断する際によく用いられ、大規模な発散・収束場の把握に役立つ。
	渦度()		流れの回転成分を示し、循環の強さを示す量。気象では、通常水平方向の循環の強さを示すときに用いる。
		備考	惑星渦度は、地球の自転による渦度。絶対渦度は、惑星渦度と相対渦度(地上から見たときの風による渦度)を足し合わせたもの。
	<u>渦度強制</u>		ロスビー波やブロッキング現象など大気中の渦の生成をもたらす過程。大規模対流活動に伴う対流圏上層での発散など。
		備考	ロスビー波ソースとも言う。
	<u>渦位</u>		絶対渦度と大気の安定度の積で表され、摩擦の無い断熱過程において等温位面上で保存される。PVU という単位が用いられ、MKS 単位系では $1\text{PVU}=10^{-6}\text{Km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ となる。等温位面においては、高緯度ほど渦位が大きくなっており、ロスビー波の碎波等によって高緯度の大きな渦位(High-Q と呼ばれる)が中緯度に南下することにより、顕著現象を引き起こす場合がある。また、慣習的に 2PVU の高度を対流圏界面として用いることが多い。
	<u>ベータ効果</u>		緯度によってコリオリパラメーターが変化することによる効果。相対渦度(地表から見たときの風による渦度)の変化を通して、大気の流れに影響を与える。
	<u>超長波(プラネタリー波)</u>		地球規模の大気の波。惑星波ともいう。東西波数 1～3 程度の波を指すことが多い。
		用例	プラネタリー波の対流圏から成層圏への伝播は、2010/2011 年冬は、2009/2010 年冬と比べて弱かった。

分類	用語	区分	説明
	<u>ロスビー波</u>		地球の回転の影響で、大気中や海洋中に存在する大規模な波。コリオリ力の水平成分の大きさは緯度によって異なり、これが復元力として働いている。偏西風が大規模な山岳にぶつかることや、広い範囲で海上の風の強さや向きが変化して水温躍層の深さが変わることなどによって励起される。ロスビー波自体の位相速度は西向きで、波長が大きいほど位相速度が大きい。
		備考	熱源や摩擦や収束発散がなければ、空気塊は絶対渦度（惑星渦度（コリオリパラメーター）+ 相対渦度）を保存しつつ運動する。ロスビー波は、コリオリパラメーターが緯度によって変化するという状況の下、絶対渦度を保存させるように起こる運動である。コリオリパラメーターの緯度変化がもたらす効果をベータ効果と呼んでいるが、ロスビー波はこのベータ効果のために存在する波であるといえる（言い換えれば、地球が回転する球であるために存在する波、ということである）。
	<u>定常ロスビー波</u>		ロスビー波の位相速度と背景風の速度が等しく、方向が逆向きであることにより、停滞しているように見えるもの。 定常ロスビー波としての位相速度は零であるが、群速度は零でなく東向きである。つまり、波の位相は進まないが、波束あるいはそのエネルギーは東向きに伝播するという重要な性質がある。
	<u>準定常ロスビー波</u>		定常ではないが、群速度に比べて位相速度が十分に遅いロスビー波。
		用例	亜熱帯ジェット気流に沿った準定常ロスビー波の波束伝播がしばしば見られ、亜熱帯ジェット気流の蛇行が明瞭だった。
	<u>波束</u>		波長の異なる波の合成で現れる包絡線で表現される波の集団。
	<u>波束伝播</u>		波束が群速度で伝わること。波束により波のエネルギーが東に伝わる。
		用例	ユーラシア大陸北部の寒帯前線ジェット気流に沿った定常ロスビー波束伝播が、オホーツク海高気圧の形成に重要な役割を果たしていた。
	<u>群速度</u>		波束の伝播速度。波のエネルギーの伝播速度。
		備考	分散性のあるロスビー波の場合は位相速度よりも東向きに進み、分散性のないケルビン波の場合は位相速度と一致する。
		用例	準定常ロスビー波束の群速度の向きを問わず波の活動度フラックスを計算すると、この波列状の偏差パターンは寒帯前線ジェット気流に沿った準定常ロスビー波束伝播に関連して形成されている様子がみられた。
	<u>波列</u>		準定常ロスビー波束の伝播に伴う循環場の偏差が正負交互に連なるパターン。
		用例	台湾付近を中心に高気圧性偏差、日本付近に低気圧性偏差、その東に高気圧性偏差となり、逆符号の偏差が波列状に並んだ。
		—	「偏西風の蛇行」で解説出来る場合がある。

分類	用語	区分	説明
	<u>波の活動度フラックス</u> (WAF)		波の活動の度合いを示すフラックス形式の物理量のこと。季節予報では、ロスビー波を対象とした活動度のフラックスを示すことが多く、その向きはロスビー波束の伝播方向（群速度の向き）に一致する。ロスビー波束の伝播やその流れへの影響を把握するのに役立つ（高谷 2009）。 WAF は Wave-Activity Flux の略。
		備考	波の活動度フラックスには様々な定義があるが、気候情報課では、準地衡風近似のもと東西非一様な基本場（平年値を採用）中の停滞性擾乱のために導出した Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックスを利用することが多い。波の活動度フラックスの発散は西風の加速に、収束は西風の減速に対応していることから、北半球規模で波の活動度フラックスが北向きになっている場合は偏西風を南偏させ、南向きになっている場合は偏西風を北偏させる。
	<u>導波管</u>		中緯度に狭く強い西風ジェット気流が存在すると、この緯度帯では、ある東西波長以下の準定常ロスビー波は極向きに伝播する場合も赤道向きに伝播する場合も屈折し、その緯度帯から外へ伝播できない。このような条件を満たす基本場の西風ジェット気流のこと（西井 2010）。
		備考	工学の分野での光や波を閉じ込めて効率よく伝送することができる管と類似しているため、導波管という言葉を使用している。
		用例	アジアジェット気流は、定常ロスビー波が伝播しやすい導波管としての役割を果たしている。
	<u>EP フラックス</u>		帯状平均した子午面内における波の活動度フラックス。水平成分はじょう乱による運動量輸送を、鉛直成分はじょう乱による熱輸送を表わす。 EP は、このフラックスを定義した人、Eliassen-Palm の略。
	<u>赤道ケルビン波</u>		赤道 面近似で導かれる赤道波の一種で、ケルビン波の性質を持ったもの。単にケルビン波と呼ぶことが多い。
		備考	もとは海洋潮汐論に関連してケルビンが論じた長周期波動の中の特別なもので、海岸で振幅が最大となり（北半球では）岸を右に見るようにして沿岸に伝わる波。進行方向には浅い海の重力波と同じようにふるまい、それと直角な方向には流速と圧力傾度（水面の傾斜）が地衡風平衡を保っている。赤道を境にコリオリ力の作用する向きが南北半球で逆転するため、赤道域の大規模な大気や海洋の運動にも赤道を岸とみなす赤道ケルビン波が存在する。東向きに伝播し、南北風はゼロで、東西風は地衡風。ロスビー波と違って分散性はない（位相速度と群速度は一致する）。
	<u>赤道ロスビー波</u>		赤道 面近似で導かれる赤道波の一種で、ロスビー波の性質を持つもの。
		備考	赤道付近の大規模な対流活動による松野・ギル応答の一部として、対流域の西側に赤道をはさんで南北両半球対となって形成される。活発な対流活動域を伴って西進し、そこから熱帯じょう乱が発生することもある。

分類	用語	区分	説明
	松野・ギル応答		赤道域に孤立した熱源を置くと、その応答として水平面内の大気循環は東に赤道ケルビン波、北西と南西に赤道ロスビー波が発生する。これを松野・ギル応答という。ロスビー波に対応して赤道の北側と南側では、下層は低気圧性循環、上層は高気圧性循環という傾圧構造が見られる。
	成層圏突然昇温		対流圏から上方に伝播してきたプラネタリー波が成層圏で砕波することにより、極夜ジェット（極夜うず構成している偏西風）が減速し、数日で数 10 に達する気温の上昇が起こること。10hPa より下層において 60 °N の帯状平均風が東風になる場合を大規模突然昇温(Major Warming)とよび、そこまでにはならず、前 7 日間の昇温が 25 を超える領域が見られる場合を小規模突然昇温(Minor Warming)と呼んでいる。 突然昇温の発生に伴って成層圏の循環が変わることにより、対流圏からのプラネタリー波の伝播の仕方が変化し、対流圏においてもブロッキング現象や負の北極振動の発達のきっかけとなることもある。
	準二年周期振動 (QBO)		赤道付近の下部成層圏で、東風と西風がほぼ 1 年交代で（約 2 年の周期で）交互に出現する現象のこと。 QBO は Quasi-Biennial Oscillation の略。

分類	用語	区分	説明
海洋に関する用語			
	海面フラックス		海面を通じて単位時間内に単位面積を通して輸送される物質やエネルギーなどの量。海面フラックスには、熱フラックス、風応力による運動量フラックス、蒸発量と降水量の差である淡水フラックス、二酸化炭素フラックスなどがある。
	風応力		海上風が海面を引きずる力。
	水温躍層 (サーモクライン)		水温が鉛直方向に大きく変わる層のこと。赤道域では表層の暖水と下層の冷水の境界にあたり、その深さは 20 の等温線の深さにほぼ相当する。
	風成循環		風応力により駆動される海洋の大規模な循環。
	熱塩循環		密度の違いによって形成される海洋の循環。
		備考	海洋では、海面における放射・水蒸気の蒸発・大気との熱交換などの過程により、主として南北方向に強い海面水温の傾度が形成されている。また、降水量・蒸発量・海水の生成消滅量も場所によって違い、これが海面における塩分量の違いをもたらす。海水の密度は水温・塩分・圧力によって決定されるので、たとえ海面に風が吹いていなくても、水平面上で十分強い密度の傾度があれば対流運動が起こることになる。この運動のことを熱塩循環と呼ぶ。

分類	用語	区分	説明
	<u>湧昇</u>		海洋中のゆるやかな上昇流。顕著なものには、赤道湧昇と沿岸湧昇がある。赤道湧昇は、赤道域で吹いている貿易風と呼ばれる東風によって海面付近の暖かい水が風の方向に力を受けるとともに地球自転によるみかけの力であるコリオリ力を受けて、南北に輸送されることで、それを補償するように深いところから冷たい水が海面近くに湧き上がってくる現象。沿岸湧昇は、北半球（南半球）の陸を左（右）にみて岸沿いに吹く風により、海面付近の暖かい水が風の方向に力を受けるとともにコリオリ力を受けて沖側に流されることで、それを補償するように深いところから冷たい水が海面近くに湧き上がってくる現象。
	<u>アルゴ計画</u>		アルゴ(Argo)計画は、WMO や UNESCO/IOC などの国際協力のもとで、全世界の海洋に約 3,500 個の中層フロート（自動的に浮き沈みし海水温や塩分を測定する観測測器）を展開し、全世界の海洋の状況をリアルタイムで監視する計画。我が国でも、気象庁・文部科学省などが連携して推進に努めている。気象庁は、「アルゴ国別データセンター」として、日本のアルゴフロートで取得した海水温・塩分のデータの品質管理と国際的なデータ交換にあたっている。
	<u>TAO アレイ</u>		米国海洋大気庁(NOAA)が行う、太平洋熱帯域の気象要素と深さ 500m までの表層水温などをリアルタイムで観測・通報する定置ブイ観測網。配列（アレイ）状に設置されている。
	海洋データ同化システム		数が少なく空間的、時間的に偏在している海洋観測データから、空間的、時間的に均質なデータを生成するシステム。
		<u>備考</u>	気象庁では、気象研究所が開発した MOVE/MRI.COM を運用している。
	<u>暖水プール</u>		海洋大陸周辺に広がる海水温の高温域のこと。 この辺りでは、海面水温が 29 以上であり、世界でも最も海水温の高い地域である。この海域のことを暖水プール(warm pool)と呼んでいる。この地域の海水温が高いのは、赤道付近を吹く東風(貿易風または偏東風)によって、強い日射によって加熱された赤道太平洋の表層付近の暖かい海水がここに吹き寄せられるためである。 この暖水プール上では対流活動が活発であり、テレコネクションを通じて日本の気象にも影響を与えている。

分類	用語	区分	説明
エルニーニョ現象に関する用語			
	エルニーニョ現象		東部太平洋赤道域で2～7年おきに海面水温が平年より1～2℃、ときには2～5℃も高くなり、半年から1年半程度続く現象。この影響は地球全体に及び、世界各地に異常気象を引き起こす傾向がある。
		備考	<p>a) 気象庁では、エルニーニョ監視海域のうち NINO.3 海域 (5°N～5°S、150°W～90°W) の月平均海面水温を用いて、エルニーニョ現象、ラニーニャ現象を次のように定義している。世界的に統一された定義はない。 エルニーニョ現象：NINO.3 海域の月平均海面水温の基準値(その年の前年までの30年間の各月の平均値)との差の5か月移動平均値が6か月以上連続して+0.5℃以上になった場合。 ラニーニャ現象：同じく5か月移動平均値が6か月以上連続して-0.5℃以下になった場合。</p> <p>b) 「エルニーニョ」は狭義には、クリスマスのころエクアドルからペルー沿岸に暖水が進入する現象を指すが、広域的な現象として「エルニーニョ現象」と同じ意味で用いられることもある。 季節予報などの解説で広域的な現象を指す場合は「エルニーニョ現象」を用いる。</p>
	ポスト エルニーニョ (Post El Niño)		エルニーニョ現象が終わった後の一定の期間を指す。北半球の冬にエルニーニョ現象がピークを迎えて終息した後の春から夏に現れやすい循環の特徴があることから、このように呼ばれている。インド洋のキャパシタ効果の要因の1つと考えられる。
	ラニーニャ現象		エルニーニョ現象とは逆に、東部太平洋赤道域の海面水温が平年より低くなる現象。
		備考	季節予報などの解説では「ラニーニャ」ではなく「ラニーニャ現象」を用いる。
	ポスト ラニーニャ (Post La Niña)		ラニーニャ現象が終わった後の一定の期間を指す。北半球の冬にラニーニャ現象がピークを迎えて終息した後の春から夏に現れやすい循環の特徴があることから、このように呼ばれている。インド洋のキャパシタ効果の要因の1つと考えられる。
	南方振動指数 (SOI)		南太平洋上のタヒチとオーストラリアのダーウィンの地上気圧偏差を基に、その差を指数化したもので、貿易風の強さの目安となる。エルニーニョ現象発生時にはマイナス(負値)となることが多い。 SOI は、Southern Oscillation Index の略。
	ENSO		エルニーニョ/ラニーニャ現象と南方振動とは、同じ現象を海洋と大気の側面からとらえたものと考えられ、エルニーニョ(El Niño)と南方振動(Southern Oscillation)のそれぞれの頭文字を取って ENSO (エンソ) と呼ばれている。

分類	用語	区分	説明
	エルニーニョ監視海域		気象庁がエルニーニョ現象を監視するために太平洋赤道域に設けた監視海域で、NINO.1+2、3、4、WEST 海域がある。 単に「エルニーニョ監視海域」と言う場合、エルニーニョ現象のシグナルとして最も重要な「NINO.3 海域 (5°N~5°S、150°W~90°W)」を指す。
		備考	米国海洋大気庁(NOAA)では、エルニーニョ・ラニーニャ現象の定義にはNINO.3.4 (5°N~5°S、170°W~120°W) の月平均海面水温を用いている。
	OLR 指数		外向き長波放射量(OLR: Outgoing Longwave Radiation)を使って求めた指数で、正の値は積乱雲が多いすなわち対流活動が平年よりも活発であることを、負の値は対流活動が平年より不活発であることを表す。指数を計算する領域には、フィリピン付近、インドネシア付近、日付変更線付近の3つがある。月毎の変動の他に、ENSO の状況にあわせて、数年周期の変動を示す。
		備考	OLR は、地表面や雲からの赤外線のエネルギー量。対流活動の強さの指標。OLR 指数を求める際に、OLR 平年偏差の符号を反転させており、正の値は対流活動が平年より活発であることに注意。
	赤道東西風指数		赤道付近の東西循環の指数の1つで、正(負)の値は西風(東風)偏差であることを示す。指数を計算する領域は、対流圏下層(850hPa)の西部太平洋赤道域、中部太平洋赤道域、東部太平洋赤道域と対流圏上層(200hPa)のインド洋、中部太平洋赤道域がある。月毎の変動の他に、ENSO の状況にあわせて、数年周期の変動を示す。
	暖水の蓄積		太平洋の赤道付近において、貿易風によって海面近くの相対的に暖かい海水(暖水)が、西部に吹き寄せられて厚く蓄積すること。一方、東部太平洋赤道域では、通常暖水の厚さは薄くなっている。エルニーニョ現象などに伴って、この水温構造は大きく変動する。
	海洋貯熱量(OHC)		海洋に蓄えられている熱量の指標で、季節予報では海面から深さ300mまで鉛直平均した水温として求めたものを使っている。海面水温(SST)偏差の実況や予報に対して、エルニーニョ/ラニーニャ現象などスケールの大きな変動との関係をつかむことができる。 OHCはOcean Heat Contentの略。
	西風バースト		対流圏下層の太平洋西部から中部にかけて赤道上で吹く強い西風のこと。ツインサイクロン(赤道を挟んで北半球と南半球のそれぞれに熱帯低気圧が発生すること)に伴って吹くことが多い。 エルニーニョ現象の発生に結びつくような海洋表層の変化をもたらすことがある。
	スプリングバリア		春を越えるエルニーニョ/ラニーニャ現象の予測精度が、他の予報期間に比べて低いこと。 気象庁のモデルに限らず、世界中のどの予測モデルにも見られる共通の特性である。

分類	用語	区分	説明
	エルニーニョ監視速報		エルニーニョ現象等の監視と予測に関して毎月1回発表する情報。予測情報として、向こう6か月までの「エルニーニョ現象等の今後の見通し」を記述している。
	インド洋のキャパシタ効果		エルニーニョ/ラニーニャ現象に遅れてインド洋の熱帯域の海面水温が変動すること。 気象庁では、この効果を監視するために、インド洋熱帯域の海面水温を平均したIOBW(Indian Ocean Basin Wide)という指数を利用している。過去の統計では、北日本の夏の気温と良い相関関係がある。
		備考	インド洋は、エルニーニョ現象に伴うエネルギーの一部をいわば“蓄電”した状態になっている。Yang et al.(2007)はこの(遅れること)状況を比喩して、インド洋のキャパシタ効果*と呼んだ。 *原著論文では“Indian Ocean capacitor effect”とされているのでcapacitorを“キャパシタ”とそのまま表記したが、日本ではしばしば“コンデンサ”と訳される。
	インド洋ダイポールモード現象(IOD)		インド洋熱帯域における海面水温が東西で正負逆の偏差を持つ現象。西部が高温(低温)偏差の時は正(負)。 IODはIndian Ocean Dipoleの略。

分類	用語	区分	説明
予報手法に関する用語			
	力学的手法		数値予報モデルを用いた予測手法。
	統計的手法		過去の観測資料を統計的に処理して、あらかじめ予測式を作成しておく予測手法。
	最適気候値(OCN)モデル		統計的手法の1つ。過去の気候状態がさらに継続すると仮定して、気候値(過去のある統計期間の平均状態)をそのまま予測値とする手法。統計期間の選択が予測精度を左右するため、統計期間を過去1年間から30年間とした場合のそれぞれの気候値と予測値の関係を調査し、最も予測精度の良い期間を最適な統計期間として選択する。 OCNはOptimal Climate Normalsの略。
	アンサンブル予報		初期値にある観測(解析)誤差程度のわずかな違いや数値予報モデルの不完全性に基づくばらつきなどをもとに複数の数値予報を行い、それぞれの結果を統計的に処理する予測手法。
		備考	近年では、初期値による不確実性を考慮し、初期値に初期摂動を加える「初期値アンサンブル予報」のほか、モデルの不確実性を考慮し、複数のモデルの数値予報モデルの集合を使う「モデルアンサンブル予報」が開発されている。「モデルアンサンブル予報」には「マルチモデル法」と週間アンサンブル予報システムに導入されている「確率的物理過程強制法」がある。

分類	用語	区分	説明
	<u>BGM 法</u>		成長モード育成法。アンサンブル予報の各メンバーの初期摂動を作成する方法の1つ。育成サイクルを用いて摂動を作成し、過去の育成サイクル期間において成長してきたモードから、初期摂動を作成する手法。 BGMはBreeding of Growing Mode methodの略。
		備考	季節アンサンブル予報システムで採用されている。
	<u>LAF 法</u>		時間ずらし平均法（複数の初期値日から予測計算を開始した結果を組み合わせる方法）。 LAFはLagged Average Forecasting methodの略。
		備考	1か月及び季節アンサンブル予報システムで採用されている。
	<u>SV 法</u>		特異ベクトル法。アンサンブル予報の各メンバーの初期摂動を作成する方法の1つ。接線形モデルにおいて、初期時刻からある未来の評価時間の間での成長率が大きな誤差ベクトルを求め、初期摂動を作成する手法。 SVはSingular Vector methodの略。
		備考	週間アンサンブル予報システムで採用されている。
	メンバー		アンサンブル予報を構成している個々の予報。
	コントロールラン		解析値から得られた初期値に人工的な誤差を与えないで計算した数値予報。
	アンサンブル平均		各メンバーを平均して求めた予測結果。
	スプレッド		アンサンブル予報を構成しているメンバー間のばらつきを示す指標。
	信頼度		アンサンブル予報から得られる予報の確からしさの目安。
	<u>高偏差確率</u>		予想される偏差の絶対値が自然変動の標準偏差の0.43倍（3か月予報資料）又は0.5倍（1か月予報資料）を上回る確率。ジオポテンシャル高度の高偏差確率を単に高偏差確率ということが多い。
	<u>ハインドキャスト</u>		過去事例の予報実験。ハインドとフォーキャストから作られた造語。数値予報モデルの系統誤差の計算やMOS形式のガイダンスの作成に用いられる。
	MOS		ガイダンスの作成手法の1つで、過去の数値予報結果の大気状態と雨量などの観測値との統計的関係式を求めておき、これを数値予報の結果に適用して予報資料を作成すること。 MOSはModel Output Statisticsの略。

分類	用語	区分	説明
気候に関する用語			
	気候		十分長い時間で平均した気温・降水量などの大気の状態。

分類	用語	区分	説明
	気候システム		気候の変動に直接影響を及ぼすのは大気であるが、大気や水の循環の変動には海洋・陸面・雪氷の変動が深く関わっている。そこで、大気と海洋・陸面・雪氷を相互に関連する1つのシステムとして捉えて気候システムと呼ぶ。
	気候ジャンプ (レジームシフト)		その土地あるいはその地域の気候が短期間で変化する現象。大気・海洋の10年～数10年規模変動の現象と関連する。
	CLIMAT		国際的に気象機関で交換される地上月気候値気象通報。
	日傘効果		雲やエアロゾルによる太陽放射の散乱により全天日射量が減少する効果。気候変動においては、大規模火山噴火によって成層圏に注入されたエアロゾルにより全天日射量が減少し、対流圏気温の低下をもたらす。1991年のピナツッポ火山の噴火後の1993年には層厚換算温度の明瞭な低下がみられた。

分類	用語	区分	説明
天気とその変化に関する用語			
	天気が崩れる		雨または雪などの降水を伴う天気になること。
		備考	季節予報の予報文には用いない。
	晴れの日	備考	季節予報の予報文には「晴れの日」、「晴れる日」を用いる。
	晴れる日		
	晴天の日		
	乾燥した		湿度がおよそ50%未満の状態をいう。
		備考	季節予報の予報文では乾燥注意報が発表されると予想されるときに用いることができる。
	天気日数		ある期間内の「晴れ」「雨」などの日数。
		備考	季節予報では、日照時間が可照時間の40%以上の日数、日降水量1mm以上の日数、日降水量10mm以上の日数をそれぞれ「晴れ日数」「降水日数」「雨日数」としている。
	天候		天気より時間的に長い概念として用いられ、5日から1か月程度の平均的な天気状態をさす。
		備考	5日以上平均的な天気状態を述べる季節予報、天候情報等に用いる。週間天気予報は7日間を予報対象期間としているが、基本的に1日ごとの天気状態を予報しているので「天気」を用いる。

分類	用語	区分	説明
風に関する用語			
	季節風		季節によって特有な風向を持つ風で、一般には大循環規模など空間スケールの大きなものをいう。
		用例	北西の季節風。
		備考	a) 日本付近では、冬期には大陸から海洋に向かって一般には北西の風が吹き、夏期には海洋から大陸に向かって一般には南東または南西の風が吹く。 b) 普通は、寒候期の北西の季節風に用いることが多い。
	季節風が吹き出す		季節風が吹き始めること。
		備考	「季節風の吹き出しが強まる」は用いず、「季節風が強くなる」などとする。
	北東気流		大気の下層に流れ込む、寒冷な東よりの気流で曇りや雨になることが多い。
		備考	主として、関東地方を中心に用いられる。
	やませ		春から夏に吹く冷たく湿った東よりの風。東北地方では凶作風といわれる。
		備考	主として、東北地方の太平洋側を中心に用いられる。
	縁辺流		太平洋高気圧の西端を回る暖かく湿った空気の流れ。
		備考	縁辺流が強い時には、前線や低気圧を伴わなくても大雨となることがある。
	暖湿流		暖かく湿った気流。

分類	用語	区分	説明
気温に関する用語			
	高温、低温		気温平年差の階級が「高い」あるいは「低い」こと。
	酷暑（寒）		厳しい暑（寒）さ。
	寒波		主として冬期に、広い地域に2～3日、またはそれ以上にわたって顕著な気温の低下をもたらすような寒気が到来すること。
	寒気		周りの空気に比べて低温な空気。
		用例	輪島の上空約5,000mには氷点下40度以下の寒気がある。
	寒気が入る（寒気の流入、寒気の南下）		寒気が流れ込むこと。このことにより気温が下がったり大気の状態が不安定になる。
		備考	季節予報では年間を通して用いる。
	寒気の吹き出し		冬型の気圧配置に伴い、シベリア方面の高気圧が張り出し、強い寒気が南下して来ること。
	寒さがゆるむ		「寒さが和らぐ」と同じ。

分類	用語	区分	説明
	暖気		周りの空気に比べて高温な空気。
		用例	低気圧に吹き込む暖気が……。
	熱波		夏期に、広い範囲に4～5日またはそれ以上にわたって、相当に顕著な高温をもたらす現象。
		備考	「相当に顕著な高温」としては、平年値が最も高い時期において顕著な高温(=かなり高い)となる気温を目安とする。
	残暑		立秋(8月8日頃)から秋分(9月23日頃)までの間の暑さ。
	寒い		季節予報では、主に寒候期(10～3月)に気温が「低い」こと。
	暑い		季節予報では、主に暖候期(4～9月、主に夏)に気温が「高い」こと。
	残暑が厳しい		季節予報では、主に立秋(8月8日頃)から秋分(9月23日頃)までの間に気温が「高い」こと。
	暖かい		季節予報では、夏を除き気温が「高い」こと。
	温暖な	備考	季節予報の発表文では「暖かい」と言い換える。
	暑夏		夏(6～8月)平均気温が3階級表現で「高い」夏。
	冷夏		夏(6～8月)平均気温が3階級表現で「低い」夏。
		備考	冷害と結び付けて受け取られやすく、影響が大きいので使用に注意する。例えば、季節平均気温が「かなり低い」夏、あるいは顕著な冷害が発生した夏、またはそのおそれがある夏などに対して用いるなどの配慮が必要。
	暖冬		冬(12～2月)平均気温が3階級表現で「高い」冬。
	寒冬		冬(12～2月)平均気温が3階級表現で「低い」冬。
	寒暖の変動が大きい		気温の高い期間と低い期間が交互に現れ、その差が大きいこと。
		備考	a) 季節予報では予報期間の平均気温が平年並のときに用い、その他のときには用いない。
			b) 「寒暖の」が適当でない場合には「気温の」と言い替える。
	ヒートアイランド		都市域の高温現象。人工排熱や都市環境などの影響で都市域が郊外と比較して高温となる現象。
		備考	夏季の猛暑においては、都市化に伴う海風の弱化の寄与が大きいことがヒートアイランド監視報告にて報告されている。

分類	用語	区分	説明
雨・雪の強さに関する用語			
	多雨、少雨、多雪、少雪		降水量平年比、降雪量平年比の階級が「多い」あるいは「少ない」こと。
	長雨		数日以上続く雨の天気。
		備考	気象情報の見出しなどに用いる。

分類	用語	区分	説明
	まとまった雨 (雪)		季節予報で少雨(雪)の状態が続いているときに、一時的にせよその状態が緩和されると期待されるときに用いる。
		備考	季節予報で用いる。
	少雨傾向		季節予報では対象期間、対象地域のかなりの部分で降水量が「少ない」状態。
		備考	明らかに少ない状態の場合は「傾向」は付加しない。
	豪雪		著しい災害が発生した顕著な大雪現象。
		用例	38 豪雪、56 豪雪、平成 18 年豪雪。
		備考	豪雨に準じた使い方をする。

分類	用語	区分	説明
日照時間に関する用語			
	多照、寡照		日照時間平年比の階級が「多い」あるいは「少ない」こと。
	日照時間		直射日光が雲などに遮られずに $0.12\text{kW}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上で地表を照射した時間。 ×.×時間とあらず。
	日照不足		日照時間が少ない状態が続くこと。農作物の生育に影響を及ぼすことがある。

分類	用語	区分	説明
季節現象			
	季節現象		ある季節にだけ現れ、その季節を特徴づける生物活動や大気・地面の現象。梅雨、春一番、桜の開花、秋雨、初霜、初雪、初氷、初冠雪など。
	春の訪れが早 (遅)い		季節予報では、3月の平均気温が「高い(低い)」と予想されるとき。
		備考	寒候期予報および3か月予報で用いる。
	菜種梅雨		菜の花の咲く頃の長雨。
	梅雨		晩春から夏にかけて雨や曇りの日が多く現れる現象、またはその期間。
		備考	梅雨前線のように「ばいう」と読む場合もあるが、単独では「つゆ」と読む。
×	梅雨のような天候	備考	いずれも意味が曖昧である。気温、降水量などを具体的に示して用いる。
×	梅雨らしい	備考	
×	顕著な梅雨	備考	
	梅雨のはしり		梅雨に先立って現れるぐずついた天気。
	梅雨入り		梅雨の期間に入ること。
	梅雨入り(明け)の発表	備考	数日から1週間程度の天候予想に基づき、地方予報中枢官署が気象情報として発表する。情報文には予報的な要素を含んでいる。「梅雨入り(明け)の宣言」は使用しない。

分類	用語	区分	説明
×	入梅		梅雨入り。
	梅雨の中休み		梅雨期間の中で現れる数日以上の晴れ、または曇りで日が射す期間。
×	梅雨寒		梅雨期間に現れる顕著な低温。
		備考	通俗的な用語のため予報、解説には用いない。
	陽性の梅雨		強い雨が降ったかと思うと晴天が現れたりするような、雨の降り方の変化が激しい梅雨。気温は高めになることが多い。
	陰性の梅雨		あまり強い雨にはならないが、曇りや雨の天気が長く続く梅雨。気温は低めになることが多い。
	空梅雨		梅雨期間に雨の日が非常に少なく、降水量も少ない場合をいう。
	梅雨明け		梅雨の期間が終わること。
×	出梅		梅雨明け。
	梅雨の戻り		梅雨明け後に現れる持続的な悪天。
	秋の訪れが早 (遅)い		季節予報では、9月の平均気温が「低(高)い」と予想されるとき。
		備考	暖候期予報および3か月予報で用いる。
	秋めく	備考	意味が曖昧なので発表文には使用しない。
	秋雨		秋に降る雨、長雨になりやすい。
		備考	a) おおむね、8月後半から10月にかけての現象だが、地域差がある。 b) 季節予報では主に解説などで用いる。予報文では「曇りや雨の日が多い」などとする。
×	秋雨模様の天気	備考	意味が曖昧なので用いない。
	秋の長雨		9月頃に現れる長雨(曇りの日があってもよい)。
	冬の訪れが早い		季節予報では、11月の平均気温が「低い」と予想されるとき。
		備考	寒候期予報および3か月予報で用いる。
	根雪		冬の期間中に積もった雪が、長期間消えずに残っている状態。
		備考	a) 積雪の継続期間は30日以上とする。 b) 気象庁の統計では「長期積雪」という。
×	終雪		この冬最後に降る雪。みぞれでもよい。
		備考	「初雪」に相対する用語だがあまり一般的ではない。
×	終雪日		冬から春にかけて、一番最後に雪の降った日。
		備考	専門的な用語のため、予報や解説には用いない。

分類	用語	区分	説明
予報、観測、予測資料に関する用語			
予報の名称に関する用語			
	季節予報		1か月、3か月および暖候期、寒候期の気温、降水量などの概括的な予報および異常天候早期警戒情報。
	1か月予報		次の土曜日から向こう1か月の気温、降水量などの総括的な予報。

分類	用語	区分	説明
	3か月予報		翌月から向こう3か月の気温、降水量などの総括的な予報。
	暖候期予報		3月から8月までの気温、降水量などの総括的な予報。
	寒候期予報		10月から翌年2月までの気温、降水量などの総括的な予報。
	異常天候早期警戒情報		情報発表日の5日後から14日後までを対象として、7日間平均気温が「かなり高い」または「かなり低い」となる確率や7日間降雪量が「かなり多い」となる確率が30%を超えると予測した場合に発表する情報。
	気候予報		季節予報を含み、更にそれより長い1年ないしそれ以上の予報。
		備考	季節予報のほかに、エルニーニョ現象等の今後の見通しを記述するエルニーニョ監視速報がある。
	気候値予報		平年の状態あるいは気候値を予測値とする予報。
	持続予報		現在の状態（と同じ階級）を予測値とする予報。
	カテゴリー予報		いくつかの事象のうちどれが起こるかを示す予報。
		備考	季節予報（異常天候早期警戒情報を除く）では、3つの階級のうち予想される確率値の最も大きな階級を示す。

分類	用語	区分	説明
警報、注意報、気象情報			
	天候情報		気象情報のうち、社会的に影響の大きい天候に関する情報のことをいう。
		備考	a) 少雨、長期間の高温や低温、日照不足などの長期緩慢災害を対象として、社会的な影響を踏まえ、現在までの実況と今後の予想を合わせて発表の検討を行う。
			b) 梅雨入り、梅雨明けの発表は、地方天候情報として発表する。

分類	用語	区分	説明
表現に関する用語			
	平年値		特に断りのない限り、1981～2010年の30年間の平均値を平年値として使用する。気象庁では10年ごと（西暦の末尾が1の年）に更新する。
	高め（低め）		高い（低い）、多い（少ない）と同じ意味。
	多め（少なめ）	備考	発表文では高い（低い）、多い（少ない）を用いる。
	早い、並、遅い	備考	気象現象の発現の平年や昨年との比較に用いる。
	高い（低い）	備考	気温の階級表現に用いる。
	多い（少ない）	備考	a) 降水量・日照時間などの階級表現に用いる。
			b) 晴れ・雨などの天気日数の表現に用いる場合は、平年との違いを明確にする。単に「多い（少ない）」とする場合は、対象期間の1/2より多い（少ない）ことを示す。
	平年並	備考	気温・降水量・日照時間などの階級表現に用いる。

分類	用語	区分	説明																		
	平年差(比)の階級表現		気温、降水量、日照時間について、平年との違いの程度を表す場合に使用する。																		
		備考	階級区分の基準は、次に示す累積相対度数および生起確率の範囲による。累積相対度数が0以上1/10以下または9/10を超えて1以下の状態をかなりの確度で予測できるときは、予報文中でそれぞれ「かなり低い(少ない)」または「かなり高い(多い)」を用いることができる。																		
			<table border="1"> <thead> <tr> <th>用語</th> <th>累積相対度数 (全体を1とする割合)</th> <th>生起確率 (全体を1とする割合)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>かなり低い(少ない)</td> <td>0以上 1/10以下</td> <td>1/10</td> </tr> <tr> <td>低い(少ない)</td> <td>0以上 1/3以下</td> <td>1/3</td> </tr> <tr> <td>平年並</td> <td>1/3を超えて2/3以下</td> <td>1/3</td> </tr> <tr> <td>高い(多い)</td> <td>2/3を超えて1以下</td> <td>1/3</td> </tr> <tr> <td>かなり高い(多い)</td> <td>9/10を超えて1以下</td> <td>1/10</td> </tr> </tbody> </table>	用語	累積相対度数 (全体を1とする割合)	生起確率 (全体を1とする割合)	かなり低い(少ない)	0以上 1/10以下	1/10	低い(少ない)	0以上 1/3以下	1/3	平年並	1/3を超えて2/3以下	1/3	高い(多い)	2/3を超えて1以下	1/3	かなり高い(多い)	9/10を超えて1以下	1/10
		用語	累積相対度数 (全体を1とする割合)	生起確率 (全体を1とする割合)																	
		かなり低い(少ない)	0以上 1/10以下	1/10																	
		低い(少ない)	0以上 1/3以下	1/3																	
		平年並	1/3を超えて2/3以下	1/3																	
高い(多い)	2/3を超えて1以下	1/3																			
かなり高い(多い)	9/10を超えて1以下	1/10																			
	なお、かなり**は、**の階級に含まれる。																				
	季節予報における確率表現		季節予報における確率予報では「低い(少ない)」、「平年並」、「高い(多い)」の3つの階級について、それぞれの予想される確率を表現している。なお、異常天候早期警戒情報においては、「かなり**」の階級を対象としている。																		
		備考	気候値予報では、各階級の確率はそれぞれ1/3、1/3、1/3であり、これを「気候的出現率」という。																		

分類	用語	区分	説明
平年との比較の表現			
	平年に比べ	用例	a) 平年に比べて晴れの日が多い。 b) 平年に比べて(平年よりも)低気圧や前線の影響を受けやすい。
		備考	天気日数などの出現率が平年よりも大きい(小さい)場合や天候の特徴が平年と異なる場合などに用いる。
	平年と同様に	用例	a) 平年と同様に晴れの日が多い。 b) 平年と同様に天気は数日の周期で変わる。
		備考	天気日数などの出現率や天候の特徴が平年と同じ場合などに用いる。
	地域平均気温平年差		地点ごとの気温平年差を平均して算出した値。
		備考	欠測地点などがあることを考慮し、地域平均気温は算出していない。
	地域平均降水量平年比		地点ごとの降水量平年比を平均して算出した値。
		備考	欠測地点などがあることを考慮し、地域平均降水量は算出していない。
	地域平均日照時間平年比		地点ごとの日照時間平年比を平均して算出した値。
		備考	欠測地点などがあることを考慮し、地域平均日照時間は算出していない。

分類	用語	区分	説明
	地域平均降雪量 平年比		地点ごとの降雪量平年比を平均して算出した値。
		備考	欠測地点などがあることを考慮し、地域平均降雪量は算出していない。天候監視や1か月予報、3か月予報等では気象官署の地点で地域平均を作成しているが、異常天候早期警戒情報が対象とする地域平均降雪量平年比についてはアメダス地点も含めた地域平均としている。
	平年偏差図		平年値からの差を表示した天気図。 平年値を上回る領域を「正偏差域(場)」、下回る領域を「負偏差域(場)」という。
	偏差		特に断りのない限り、平年値からのずれを示す。平年差と意味は同じ。

分類	用語	区分	説明
その他の表現			
	比較的		ある現象が現れやすいが、その程度が弱い場合に用いる。平年と比較する時はその旨明記する。あいまいさのある表現なので、発表文には用いない。
	～しやすい	備考	季節予報では、「～の日が多い」と言い換える。
	目立つ	備考	言い回しが適当でないので発表文には用いない。
	記録的		天候のまとめ等においては、地域平均値が歴代1位あるいは2位となった場合に用いる。
	顕著な		「かなり」と同じ意味で用いる。循環場等の現象に対して用いる際には、目安として標準偏差の1.28倍を超える偏差を対象とする。
×	やや		程度を表現する際には、「高い」「平年並」「低い」の3階級を用い、どちらの階級に属するかあいまいな「やや高い」等の表現は用いない。

分類	用語	区分	説明
気象災害に関する用語			
	異常気象		一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象で、人が一生の間にまれにしか経験しない現象をいう。大雨や強風等の激しい数時間の気象から数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。気象庁では、過去30年間に観測されなかったような値を観測した場合を異常気象と定義している。

分類	用語	区分	説明
	熱中症		高温、多湿、風が弱いなどの環境や、激しい労働や運動によって体にたまる熱などに体が十分に対応できず体内の水分や塩分のバランスが崩れ、また体温の調節機構が破綻するなどの原因で起こる症状の総称。 (参考：環境省熱中症保健指導マニュアル 2011 改訂版 URL http://www.env.go.jp/chemi/heat_stroke/manual.html)
		用例	では、今日日中の予想最高気温は×× になる見込みです。熱中症などに注意して下さい。

分類	用語	区分	説明
予報の評価に関する用語			
	予報誤差		予報値と観測値の差。
	2乗平均平方根誤差 (RMSE)		予報誤差を2乗しその総和を全予報回数で除した値(2乗平均)の平方根。予報誤差の標準的な大きさを示す。 RMSEはRoot Mean Square Errorの略。
	平均誤差 (ME)		予報誤差の総和を全予報回数で除した値。予報誤差の系統的な偏り(バイアス)を示す。 MEはMean Errorの略。
	<u>ブライアスコア (BS)</u>		確率予報の精度指標の1つ。 確率予報値(0~1)と実況値(現象が起きれば1、起きなければ0)の差を2乗して総和を全予報回数で除した値(2乗平均)。値が小さいほど確率予報の精度が良く、0%と100%のみを予報し、すべて適中(完全予報)の場合に最小値0、0%と100%のみを予報し、すべて不適中の場合に最大値1となる。 スコアには「確率予報値が大きくなるにつれ出現率が大きくなるかどうか(信頼度)」と、「大きな確率や小さな確率の予報をどれだけ多く発表しているか(分離度)」が大きく影響する。 BSはBrier Scoreの略。
	<u>ブライアスキルスコア (BSS)</u>		確率予報の精度指標の1つ。 気候値予報(気候学的出現率を予報値とした場合)のブライアスコアに対する改善割合で、気候値予報に比べて情報価値のある予報であるかどうかを評価する指標である。0より大きい値であれば、気候値予報より情報価値がある予報であり、完全予報では1となる。 年々変動や季節変動(予報の難易度)に関係なく、値の大小で精度の比較が可能である。 BSSはBrier Skill Scoreの略。
	アノマリー相関		予報の評価法の1つで、予報値の平年偏差と実況値の平年偏差の相関係数で表す。値が1ならば予報は完全に適中していることを示す。

分類	用語	区分	説明
	<u>系統誤差</u> (<u>バイアス</u>)		数値予報モデルの持っている系統的な誤差。ハインドキャストの結果と実況との平均誤差で見ることが多い。
	<u>信頼度図</u> (<u>Reliability</u> <u>Diagram</u>)		予報の確率値に対し、実際どのくらい現象が出現しているのかを示す図で、横軸に予報の確率値を、縦軸に予報の確率値に対する現象の出現率をとり、線で結んだものである。45°の傾きの直線に近いほど予報の確率値と実際の現象の出現率が等しく、確率予報の信頼度が大きいことになる。
	<u>ROC</u>		経済価値（ユーザーのコスト/ロス）を考慮した確率予報の図的検証評価法であり、「適中率」を縦軸に「空振り率」を横軸にとって描いた曲線（ROC 曲線）を用いて評価する。ROC 曲線の右下の面積が大きいほど適切な予報である。 ROC は Relative Operating Characterise の略。
	<u>RP スコア</u>		ブライアスコアにおけるカテゴリ分布の違いによって精度評価が適切に行われない欠点を補った評価スコア。気候値予報で 0、完全予報で 1 となる。 RP は Ranked Probability Score の略。

分類	用語	区分	説明
地域名			
	<u>全球</u>		地球全体。
	<u>高緯度</u>		北極圏、南極圏付近の領域。概ね緯度で 60 度より高緯度。
	<u>中緯度</u>		温帯などの領域。概ね緯度で 30 度～60 度の領域。
	<u>低緯度</u>		熱帯・亜熱帯の領域。概ね緯度で 30 度より低緯度。
	<u>海洋大陸</u>		インドネシアからニューギニア島にかけての諸島や海洋を含めた領域 インドネシア付近。
	北日本		北海道、東北地方。
		備考	梅雨の時期の降水量予報には北海道地方を含まない。
	北日本日本海側		北海道の日本海側とオホーツク海側（宗谷南部）、東北日本海側。
	北日本太平洋側		北海道の太平洋側とオホーツク海側（網走・北見・紋別地方）、東北太平洋側。
	東日本		関東甲信、北陸、東海地方。
	東日本日本海側		北陸地方。
	東日本太平洋側		関東甲信、東海地方。
	西日本		近畿、中国、四国、九州北部地方、九州南部。
	西日本日本海側		近畿日本海側、山陰、九州北部地方。
		備考	季節予報の降雪量予報には九州北部地方は含まない。
	西日本太平洋側		近畿太平洋側、山陽、四国、九州南部。

分類	用語	区分	説明
	沖縄・奄美		鹿児島県奄美地方、沖縄地方。
	本州付近		東北地方、東日本、西日本とその周辺海域。
	北海道地方		北海道全域。
	東北地方		青森県、秋田県、岩手県、山形県、宮城県、福島県。
	関東甲信地方		東京都、栃木県、群馬県、埼玉県、茨城県、千葉県、神奈川県、長野県、山梨県。
		備考	季節予報（異常天候早期警戒情報）における降雪に関する情報では「長野県北部・群馬県北部」を使用。
	東海地方		愛知県、岐阜県、三重県、静岡県。
		備考	季節予報、地方週間天気予報で寒候期に限り「岐阜県山間部」（美濃地方山間部と飛騨地方）を使用。
	北陸地方		新潟県、富山県、石川県、福井県。
	近畿地方		京都府、大阪府、兵庫県、奈良県、滋賀県、和歌山県。
	中国地方		鳥取県、島根県、岡山県、広島県。
	四国地方		香川県、愛媛県、徳島県、高知県。
	九州北部地方（山口県を含む）		山口県、福岡県、大分県、佐賀県、熊本県、長崎県。
	九州南部・奄美地方		宮城県、鹿児島県。
	沖縄地方		沖縄県。
	北海道日本海側		宗谷北部、利尻・礼文、上川地方、留萌地方、空知地方、石狩地方、後志地方、檜山地方。
	北海道オホ・ツク海側		宗谷南部、紋別地方、網走地方、北見地方。
	北海道太平洋側		根室地方、釧路地方、十勝地方、胆振地方、日高地方、渡島地方。
	東北日本海側		青森県（津軽地方）、秋田県、山形県、福島県（会津地方）。
	東北太平洋側		青森県（下北、三八上北地方）、岩手県、宮城県、福島県（中通り、浜通り地方）。
	東北北部		青森県、秋田県、岩手県。
	東北南部		山形県、宮城県、福島県。
	北陸東部		新潟県。
		備考	季節予報では用いるが、天気予報や気象情報では県名を括弧書きで特定して用いる。
	北陸西部		富山県、石川県、福井県。
		備考	季節予報では用いるが、天気予報や気象情報では県名を括弧書きで特定して用いる。

分類	用語	区分	説明
	近畿太平洋側		京都府南部、兵庫県南部、滋賀県南部、大阪府、奈良県、和歌山県。
		備考	季節予報で使用する。
	近畿日本海側		京都府北部、兵庫県北部、滋賀県北部。
		備考	季節予報で使用する。
	山陽		岡山県、広島県。
	山陰		鳥取県、島根県。
	九州南部		宮崎県、鹿児島県の本土、種子島、屋久島。
	奄美地方		奄美群島、トカラ列島。
	沖縄本島地方		本島北部、本島中南部、久米島。
	大東島地方		南大東島、北大東島。
	宮古島地方		宮古島市、多良間村。
	八重山地方		石垣島地方、与那国島地方。

分類	用語	区分	説明
略語			
	<u>AGCM</u>		大気大循環モデル(Atmospheric General Circulation Model)
	AO		北極振動(Arctic Oscillation)
	CGCM		大気と海洋を一体的に取り扱う数値予報モデル。3か月、暖・寒候期予報、エルニーニョ予測に用いられる。(Coupled General Circulation Model)
	<u>COBE-SST</u>		歴史的現場観測データに基づく海面水温解析値(Centennial in-situ Observation-Based Estimates of the variability of sea surface temperatures and marine meteorological variables - Sea Surface Temperature)
	<u>CPD</u>		気候情報課(Climatic Prediction Division)
	<u>DJF</u>		12月、1月、2月(December, January, February)
	ECMWF		ヨーロッパ中期予報センター(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)
	ENSO		エルニーニョ・南方振動(El Niño and the Southern Oscillation)
	<u>EOF</u>		経験(的)直交関数(Empirical Orthogonal Function)
	<u>ERA-40</u>		ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)で作成された対象期間40年(1957年9月~2002年8月)の大気再解析プロジェクト。このプロジェクトで作成されたデータセットを指す場合もある。
	<u>ESM</u>		地球システムモデル(Earth System Model)。大気・海洋に加え、化学過程や生態系もモデル化し、炭素、窒素などの物質循環を計算する。
	<u>EU</u>		ユーラシアパターン(Eurasia Pattern)
	<u>GCOS</u>		全球気候観測システム(Global Climate Observing System)

分類	用語	区分	説明
	<u>GFCS</u>		気候サービスのための世界的枠組み(Global Framework for Climate Services)
	<u>GPC</u>		全球長期予報プロダクトセンター(Global Producing Center for Long Range Forecasts)
	<u>GPCP</u>		全球降雨計画(Global Precipitation Climatology Project)
	<u>IOC</u>		UNESCO 政府間海洋学委員会(Intergovernmental Oceanographic Commission)
	<u>IPCC</u>		気候変動に関する政府間パネル(Intergovernmental Panel on Climate Change)
	<u>ISO</u>		季節内振動(Intra-seasonal Oscillation)
×	<u>ITACS</u>		異常気象分析検討会で用いている異常気象分析ツール(Interactive Tool for Analysis of the Climate System)
	<u>JCDAS</u>		気象庁気候データ同化システム(JMA Climate Data Assimilation System)。気象庁の気候データ同化システムのこと。JRA-25 と同等の全球数値解析予報システムを用い、準リアルタイムの気候データを作成している。
	<u>JJA</u>		6月、7月、8月(June, July, August)
	<u>JRA-25</u>		日本で行われた大気の長期再解析プロジェクト(JRA-25; Japanese 25-year Reanalysis)のこと。気象庁と(財)電力中央研究所が共同で実施。気候の推移を正確に把握することを目的とし、季節予報モデルの高度化や気候研究のための高精度の気候データセットを作成した。対象期間は1979～2004年で、このデータセットのことを指す場合もある。なお、1958～2012年を対象とした気象庁第2次長期再解析プロジェクトであるJRA-55が平成25年に完了予定。
	<u>MAM</u>		3月、4月、5月(March, April, May)
	<u>MJO</u>		マッデン・ジュリアン振動(Madden-Julian Oscillation)
	<u>MOS</u>		ガイダンスの作成手法の1つで、過去の数値予報結果の大気状態と雨量などの観測値との統計的関係式を求めておき、これを数値予報の結果に適用して予報資料を作成すること。(Model Output Statistics)
	<u>MOVE/MRI.COM</u>		気象研究所が開発した海洋データ同化システムの名称。(Multivariate Ocean Variational Estimation/MRI Community Model)
	<u>MOVE-G</u>		気象庁が運用している MOVE/MRI.COM の全球版
	<u>NAM</u>		北半球環状モード(Northern Annular Mode) SV-NAM
	<u>NAO</u>		北大西洋振動(North Atlantic Oscillation)
	<u>NCAR</u>		米国大気研究センター(National Center for Atmospheric Research)
	<u>NCEP</u>		米国環境予測センター(National Centers for Environmental Prediction)

分類	用語	区分	説明
	NOAA		米国海洋大気庁(National Oceanic and Atmospheric Administration)
	NSIDC		米国雪氷データセンター(National Snow and Ice Data Center)
	OHC		海洋貯熱量(Ocean Heat Content)
	OLR		外向き長波放射量(Outgoing Longwave Radiation)
	PDO		太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation)
	PNA		太平洋北米パターン(Pacific/North American Pattern)
	PPM		ガイダンスの作成方法の1つで、統計的関係式を求める際に観測値を用いて、得られた関係式に数値予報の予測値を用いる方式。(Perfect Prognostic Method)
	QBO		赤道域上空の成層圏の風の周期的な変化である準2年周期振動。(Quasi-Biennial Oscillation)
	RCC		WMOの枠組みにおける地域気候センター。(Regional Climate Centre)
	ROC		確率予報の評価のうち「補足率」と「空振り率」のふたつの比率を用いて予報を評価する指標。(Relative Operating Characteristics)
	SLP		海面気圧(Sea Level Pressure)
	SOI		南方振動指数(Southern Oscillation Index)
	SON		9月、10月、11月(September, October, November)
	SST		海面水温(Sea Surface Temperature)
	SV-NAM		季節変化する北半球環状モード(Seasonally Varying Northern Hemisphere Annular Mode) 北極振動(AO)
	TCC		アジア太平洋気候センター(Tokyo Climate Center)。WMO第 地区 RCC の1つとして気象庁が運営している。
	TRITON		海洋観測ブイネットワーク(Triangle Trans-Ocean buoy Network)
	UNEP		国連環境計画(United Nations Environment Programme)
	WCRP		世界気候研究計画(World Climate Research Programme)
	WDCGG		WMO温室効果ガス世界データセンター(World Data Centre for Greenhouse Gases)
	WGSIP		季節から数年スケールの予測に関する作業部会(Working Group on Seasonal-to-Interannual Prediction)
	WMO		世界気象機関(World Meteorological Organization)
	WP		西太平洋パターン(West Pacific Pattern)
	WWW		世界気象監視(World Weather Watch)

分類	用語	区分	説明
季節予報で用いている循環指数			
	SST NINO.3		150°W ~ 90°W、5°S ~ 5°N の領域平均海面水温偏差
	SST NINO.WEST		130°E ~ 150°E、EQ ~ 15°N の領域平均海面水温偏差

分類	用語	区分	説明
	<u>SST IOBW</u>		40°E～100°E、20°S～20°Nの領域平均海面水温偏差
	<u>SST インド洋北部</u>		40°E～100°E、EQ～20°Nの領域平均海面水温偏差
	<u>降水量 CI1 領域</u>		70°E～100°E、10°N～25°Nの領域平均降水量偏差
	<u>降水量 CI2 領域</u>		115°E～140°E、10°N～20°Nの領域平均降水量偏差
	<u>降水量 DL 領域</u>		170°E～170°W、5°S～5°Nの領域平均降水量偏差
	<u>降水量 SAMOI 領域</u>		80°E～105°E、5°N～25°Nの領域平均降水量偏差 + 107.5°E～140°E、5°N～20°Nの領域平均降水量偏差
	<u>Z500 帯状平均 (20°N～30°N)</u>		20°N～30°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
	<u>Z500 帯状平均 (30°N～40°N)</u>		30°N～40°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
	<u>Z500 帯状平均 (40°N～50°N)</u>		40°N～50°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差
	<u>東西指数</u>		40°Nにおける帯状平均500hPa高度偏差 - 60°Nにおける帯状平均500hPa高度偏差（高指数（正）は東西の流れが卓越）
	<u>東西指数（極東域）</u>		40°Nにおける90°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差 - 60°Nにおける90°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差（高指数（正）は東西の流れが卓越）
	<u>東方海上高度</u>		40°Nにおける140°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差
	<u>オホーツク海高気圧指数</u>		130°E～150°E、50°N～60°Nの領域平均500hPa高度偏差
	<u>沖縄高度</u>		30°Nにおける120°E～140°Eで平均した500hPa高度偏差
	<u>極渦指数</u>		70°N～80°Nで平均した帯状平均500hPa高度偏差（低指数は極渦が強い）
	<u>極渦指数（極東域）</u>		90°E～170°E、70°N～80°Nの領域平均500hPa高度偏差（低指数は極渦が強い）
	<u>40度西谷指数</u>		40°Nにおける100°E～130°Eで平均した500hPa高度偏差 - 40°Nにおける140°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差（東谷が正）
	<u>30度西谷指数</u>		30°Nにおける100°E～130°Eで平均した500hPa高度偏差 - 30°Nにおける140°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差（東谷が正）
	<u>極東中緯度高度</u>		90°E～170°E、30°N～40°Nの領域平均500hPa高度偏差
	<u>小笠原高度</u>		130°E～170°E、20°N～30°Nの領域平均500hPa高度偏差
	<u>西太平洋亜熱帯指数</u>		20°Nにおける130°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差 - 30°Nにおける130°E～170°Eで平均した500hPa高度偏差
	<u>500hPa高度第1主成分</u>		季節平均した30°N以北の500hPa高度平年偏差における共分散行列の第1主成分スコア。ただし、予報対象の中央の月が該当する主成分パターンを用いたもの

分類	用語	区分	説明
	<u>500hPa 高度第 2 主成分</u>		500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 2 主成分
	<u>500hPa 高度第 3 主成分</u>		500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 3 主成分
	<u>T850 偏差北日本</u>		140°E ~ 145°E、37.5°N ~ 45°N の領域平均 850hPa 気温偏差
	<u>T850 偏差東日本</u>		135°E ~ 140°E、35°N ~ 37.5°N の領域平均 850hPa 気温偏差
	<u>T850 偏差西日本</u>		130°E ~ 135°E、30°N ~ 35°N の領域平均 850hPa 気温偏差
	<u>T850 偏差沖縄・奄美</u>		122.5°E ~ 130°E、25°N ~ 27.5°N の領域平均 850hPa 気温偏差
	<u>北半球層厚換算温度</u>		300hPa 面と 850hPa 面の間の高度差を温度に換算した量（層厚換算温度）の偏差の帯状平均を 30°N ~ 90°N で平均
	<u>中緯度層厚換算温度</u>		北半球層厚換算温度と同様、ただし、30°N ~ 50°N で平均
	<u>SST 沖縄近海</u>		120°E ~ 130°E、20°N ~ 30°N の領域平均海面水温偏差
	<u>降水量フィリピン付近</u>		120°E ~ 140°E、10°N ~ 20°N の領域平均降水量偏差
	<u>降水量インド洋北部</u>		40°E ~ 100°E、EQ ~ 20°N の領域平均降水量偏差

参考文献

1) 全体を通して引用した主な参考文献

- 気象庁，2004：気候の変動と季節予報．平成 16 年度季節予報研修テキスト，気象庁気候・海洋気象部．
- 気象庁，2007：日本の天候に影響を与える循環場の特徴．平成 19 年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部．
- 気象庁，2009：エルニーニョ監視速報の充実（インド洋および西太平洋熱帯域の海洋変動と天候への影響）．平成 21 年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部．
- 日本気象学会編，2001：気象科学事典．東京書籍．
- 吉野正敏 他，1986：気候学・気象学辞典．二宮書店．

2) 本文中で引用した参考文献

- 岸保助三郎，佐藤信夫，1986：新しい気象力学．東京堂出版，204pp．
- 高谷康太郎，2009：「波の活動度」および「波の活動度フラックス」．天気，**56**，831-833．
- 中村尚，2003：オホーツク海の冷たい海と大気循環変動．天気，**50**，516-526．
- 西井和晃，2010：導波管．天気，**57**，421-422．
- Blackmon, M. L., Y. -H Lee, and J. M. Wallace, 1984: Horizontal structure of 500mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 961-979.
- Enomoto, T., B. J Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The

formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.

- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 785-812.
- Yang, J., Q. Liu, S. -P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708, doi:10. 1029/2006GL028571.