

2019. 5. 12

日本気象予報士会 長期予報利活用研究会 例会

2019 年甲府のスギ・ヒノキ花粉

暖候期予報資料を読む ― 着眼点と実際 ―

I 2019 年甲府のスギ・ヒノキ花粉 (1 月 20 日第 79 回例会の後始末)

1. はじめに
2. 2019 年甲府の花粉飛散総量 予測と実際
3. 2019 年スギ・ヒノキ花粉の本格飛散時期
4. 異常天候早期警戒情報の確率予測資料の成績
5. まとめ

II 暖候期予報資料を読む ― 着眼点と実際 ―

1. はじめに
2. 季節予報が対象としていること, 注目すること
3. 予報資料の特徴, 特性
4. 具体例 (暖候期予報資料の実際)
5. まとめ

I 2019年甲府のスギ・ヒノキ花粉（1月20日第79回例会の後始末）

1. はじめに

1月20日の第79回例会では、

- ・スギ・ヒノキ花粉飛散総量と前年夏の全天日射量との間に相関係数 0.83 の大きな正相関（危険率1%で有意）がある。
- ・9月初めには、直線回帰式を用いて、翌春のスギ・ヒノキ花粉飛散総量を推定することができる。
- ・7日平均花粉飛散量はその年初めて 30 個/cm³以上となった日を「花粉飛散が本格化するころ」とすると、7日平均気温はおよそ 6.5℃である。
- ・異常天候早期警戒情報の7日平均気温予測ガイダンスを利用できる可能性がある。

ことなどを指摘した。

2019年のスギ・ヒノキ花粉の時期もほぼ終わったので、2019年の甲府のスギ・ヒノキ花粉の飛散状況、甲府の気温等についてまとめた。

なお、スギ・ヒノキ花粉飛散量は、山梨県衛生環境研究所の website から、甲府の気温、異常天候早期警戒情報の確率予測情報は、気象庁の website から取得した。

2. 2019年甲府の花粉飛散総量 予測と実際

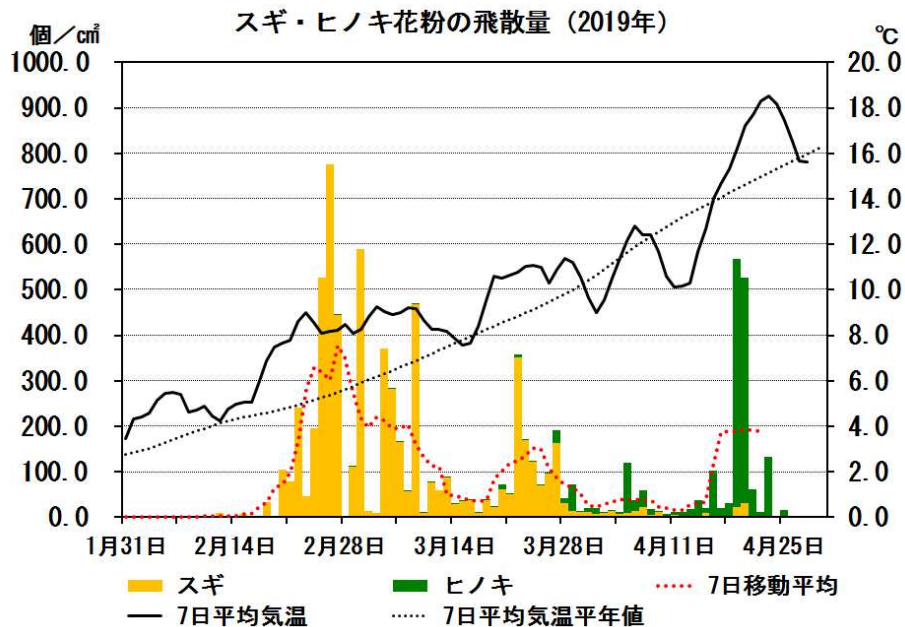
2019年、甲府では、1月17日に 0.5 個/cm³のスギ花粉が観測された。2日連続して 1.0 個/cm³以上観測されたのは2月12、13日（それぞれ 10.0、3.0 個/cm³）で、飛散開始日(*1)は2月12日である。

スギ花粉は、2月下旬から3月上旬にかけて大量に飛散した。また、3月下旬にも大量に飛散している。

ヒノキ花粉は3月下旬から飛散し始め、4月に入ってから飛散量が増え、とくに4月半ばに大量に飛散している（第1.1図）。

スギ・ヒノキ花粉の飛散総量は、8148.5 個/cm³（4月25日現在）で、2018年6～8月の全天日射量を用いた予測の 19366.4 個/cm³（全天日射量の日平均が 21.3MJ/m²・day と過去最大であったことから極端に大きな値となった）の半分以下と大きく下回っている。しかし、予測よりは少ないものの、過去20年では2005年（12999.1 個/cm³）に次いで2番目に多い値となっている。

1月の例会において、「花粉飛散総量が 6000.0 個/cm³以上と多かった年の翌年は飛散量が抑制される」ことを指摘したが、2019年は、前年2018年（6937.7 個/cm³）を上回る値となっている。



第 1.1 図 2019 年 甲府の日々のスギ・ヒノキ花粉飛散量
 黄：スギ花粉 緑：ヒノキ花粉 赤点線：スギ・ヒノキ花粉合計量の 7 日移動平均
 黒：7 日平均気温 黒点線：4 日平均気温平年値

3. 2019 年スギ・ヒノキ花粉の本格飛散時期

1 月の例会では、7 日平均花粉飛散量とその年初めて 30 個/cm³以上となった日を「本格飛散の開始」とみなし、過去 14 例の平均から、2 月 24 日ころ、7 日平均気温が 6.5℃となるころであることを示した。

2019 年もこれまでと同様で、2 月 18 日（を中心とする）7 日平均花粉飛散量が 33.1 個/cm³と 30 個/cm³以上になった。7 日平均気温は 6.9℃で、6.0℃を初めて越えた日であった。

4. 異常天候早期警戒情報の確率予測資料の成績

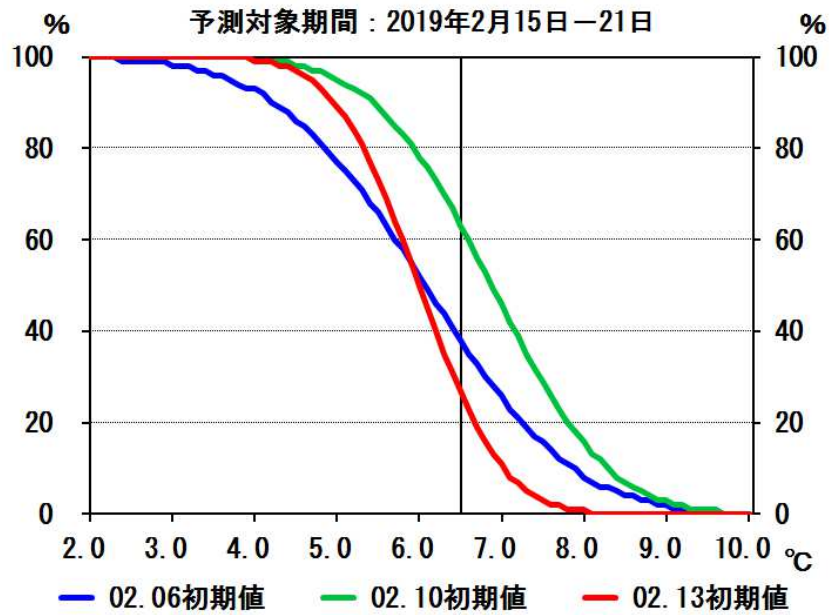
2 月 18 日を中心とする 7 日平均気温が 6.5℃以上となったことから、この 7 日平均気温の異常天候早期警戒情報の予測がどうであったか、検討する。この期間が対象となる予測は、2 月 6 日、10 日、13 日を初期値とする 3 回の数値予報である。

この 3 つの初期値による、2 月 15 日～21 日を対象とした 7 日平均気温の予測の超過確率を第 1.2 図に示す。

2 月 10 日初期値の予測が 6.5℃以上の確率が最も大きく 63%となっている。ついで 2 月 6 日初期値が 38%、2 月 13 日初期値は 27%となっている。予測対象期間に最も近い 2 月 13 日初期値が最も小さい確率値となっている。

2 月 10 日初期値資料からは、2 月 11 日月曜日に、「今週末からスギ・ヒノキ花粉の本格的飛散が始まりそう」という情報が提供できそうである。

しかしながら、直近の 2 月 13 日初期値の予測資料はよくない。6.5℃未満の確率が 73%であるから「はずれ」といってよい。



第 1.2 図 2 月 15 日～21 日の 7 日平均気温予測の超過確率

どのようなときに「スギ・ヒノキ花粉の本格的飛散」を判断するのがよいのか，検証を試みた。

異常天候早期警戒情報のガイダンスについては，伊藤（2008）の評価があるが，異常天候早期警戒情報が「かなり高い」，「かなり低い」ことを対象にしていることから，「かなり高い」，「かなり低い」の予測精度を評価している。今回の異常天候早期警戒情報の利用は，「6.5°C以上」が対象である。「6.5°C以上」という視点から評価したいが，2月の日平均気温の平年値は2月1日が2.9°C，28日には5.6°Cになる。季節変化を反映し，初期値が異なることにより「6.5°C以上」の出現の可能性が変わってくる。

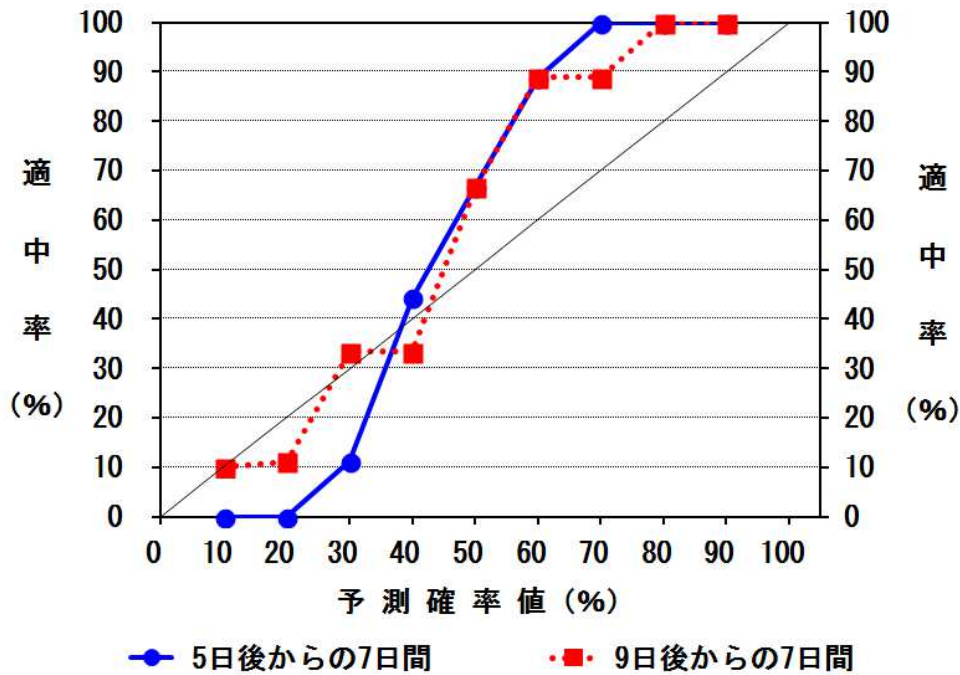
今回は，2019年1月20日，23日，27日，30日，2月3日，6日，10日，13日，17日を初期値とする9例について，初期値より5日後からの7日平均気温，9日後からの7日平均気温を対象に，それぞれの例に対し，超過確率値10%，20%，・・・，80%，90%ごとに気温を求め，適否を集約し，信頼度曲線を作成した（第1.3図）。すなわち，1月下旬から2月中旬の予測資料について，超過確率〇〇%というのはどのくらい確からしいか，という評価になる。

5日後（からの7日平均），9日後（からの7日平均）いずれも，確率値が大きくなるにしたがい適中率も大きくなる。予測超過確率値40～60%で適中率が急激に大きくなり，予測超過確率値60%では適中率が88.9%となっている。

ROC（Relative Operating Characteristics），損失軽減率も計算してみた(*2)。損失軽減率に用いるコスト・ロスモデルは，対策をとると損失が0（ゼロ）となるモデルを，気候値は信頼度曲線に用いた値（9初期値，各9例，計81例）から求めた。

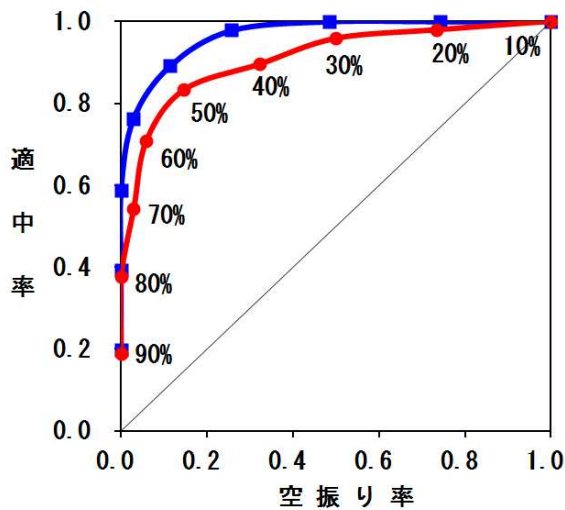
5日後からの7日間, 9日後からの7日間ともに, 確率値が大きくなるにしたがい適中率も大きくなる(信頼度曲線が右上がりである)こと, とくに予測確率値の30%から60%で適中率が大きくなることから, ROC曲線は左上に大きく膨らんでいる(第1.4図)。

5日後からの7日平均気温予測についての損失軽減率(第1.5図)は, 0.1~0.9の全てのC/L値において損失軽減率が0.5以上となっている。C/Lにより損失軽減率の最も大きな予測確率値は異なってくるが, いずれのC/Lに対しても有用であることを示している*3。

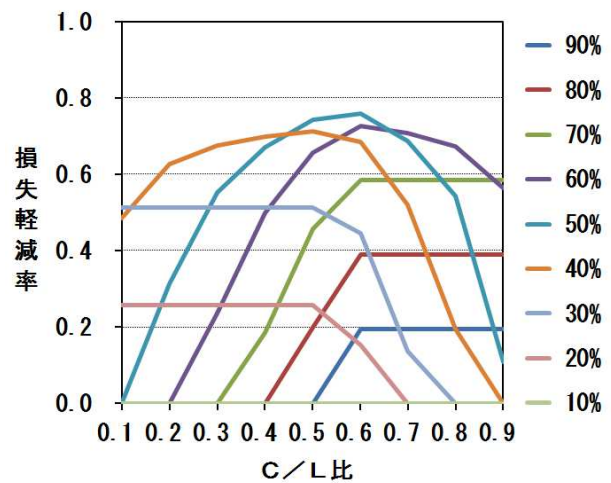


第1.3図 7日平均気温確率予測資料の信頼度曲線

2019年1月20日, 23日, 27日, 30日, 2月3日, 6日, 10日, 13日, 17日初期値の9例



第1.4図 7日平均気温予測のROC
青: 5日後からの7日 赤: 9日後からの7日



第1.5図 損失軽減率(*3)
5日後からの7日平均気温

5. まとめ

甲府の2019年のスギ・ヒノキ花粉の飛散総量は、8148.5個/cm²（4月25日現在）で、2018年6～8月の全天日射量を用いた予測の19366.4個/cm²を下回った。予測より少ないとはいえ、過去20年では2005年（12999.1個/cm²）に次いで2番目に多い値となった。

7日平均花粉飛散量がその年初めて30個/cm²以上となった「本格飛散の開始」日について、2019年も2月18日（を中心とする7日）と、過去の例と大きく違わなかった。また、7日平均気温も6.9℃で、これまでと同様であった。

この期間を対象とする異常天候早期警戒情報の確率予測資料では、2月10日初期値の予測資料において6.5℃以上の確率が63%と大きかった。

2019年1月下旬から2月上旬を初期値とする確率予測資料を用いて検証したところ、信頼度曲線、ROC、損失軽減率とも良好であった。

参考文献

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，28-34.

環境省，2014：花粉症環境保健マニュアル-2014年1月改訂版-

渡辺 典昭，2008：確率情報の評価指標，平成20年度季節予報研修テキスト，76-84.

*1 飛散開始日：公益財団法人日本アレルギー協会花粉情報標準化委員会が「1月以降に1平方センチメートルあたり1個以上のスギ花粉を、2日以上連続して観測した最初の日」と定め、環境省（2014）でもこれが用いられている。

*2 ROCや損失軽減率については、渡辺（2008）に計算手順のほか、信頼度曲線や予測頻度の違いによるグラフの違いなどの平易な解説がある。

*3 グラフの一部に水平の部分がある。これは、 $C/L < \text{気候値}$ 、かつ $\text{適中率} = 1$ のとき損失軽減率が $1 - \text{空振り率}$ と等しくなること、 $C/L > \text{気候値}$ 、かつ $\text{空振り率} = 0$ のとき適中率と等しくなるためである。

II 暖候期予報資料を読む — 着眼点と実際 —

1. はじめに

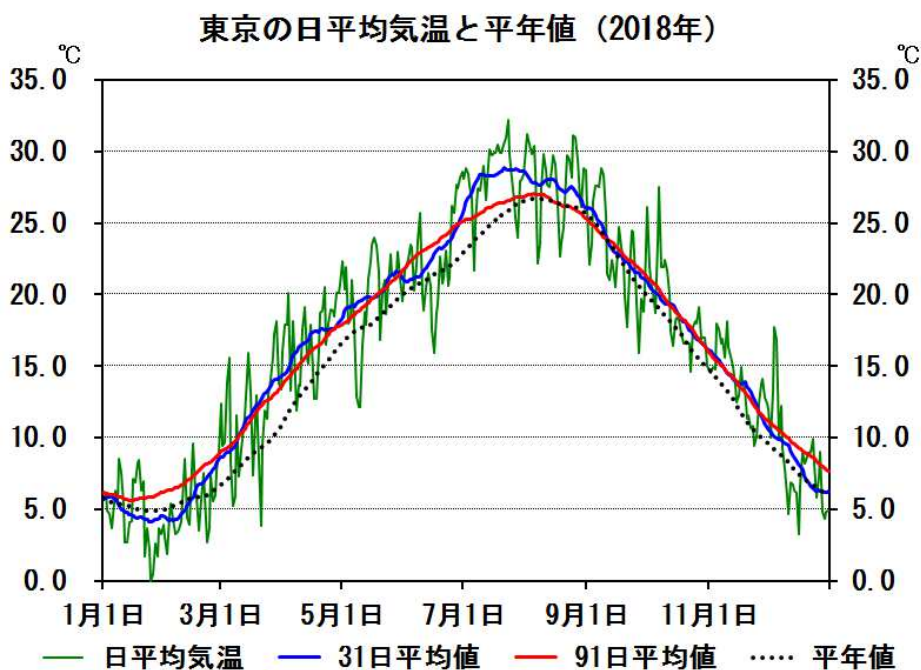
暖候期予報は毎年2月25日ころ発表になる。その後、3月25日ころ、4月25日ころに見直しを行っている。予報資料は2月、3月、4月と作成・配信される。暖候期の予報を考える際、これら予報資料の何に着目し、理解・分析するのか、4月に配信された資料を例に具体的に解説したい。

なお、予報資料は、Sunny Spot および Tokyo Climate Center の web site から取得した。

2. 季節予報が対象としていること、注目すること

資料の解説の前に、季節予報が対象とすること、そのために留意することなどについて触れておく。

第2.1図は2018年の東京の日平均気温の経過を示したもので、日々の値のほかに、31日平均値、91日平均値、平年値を書き入れている。日々の平均気温の変動の周期が短く、変動幅が大きい。これに対し、31日平均値や91日平均値の変動は緩やかで、変動幅も小さい。季節変化の変動のほうが大きい。このため、「平年からのずれ」をみることで年々の変動などを捉える。



第2.1図 東京の日平均気温、31日平均値、91日平均値と平年値

大気の変動でも同じで、大雨をもたらすような現象は、領域も限られ、時間的にも短い。日々の天気を左右する高・低気圧も数日程度の周期で変動している。季節予報が対象とするような現象はもっとゆっくり変動しており、変動の振幅の大きな現象に隠れ、認識し難い(第2.2図)。解析、予測対象に応じた期間平均することで身近な変動を取り除いて、解析、予測する。

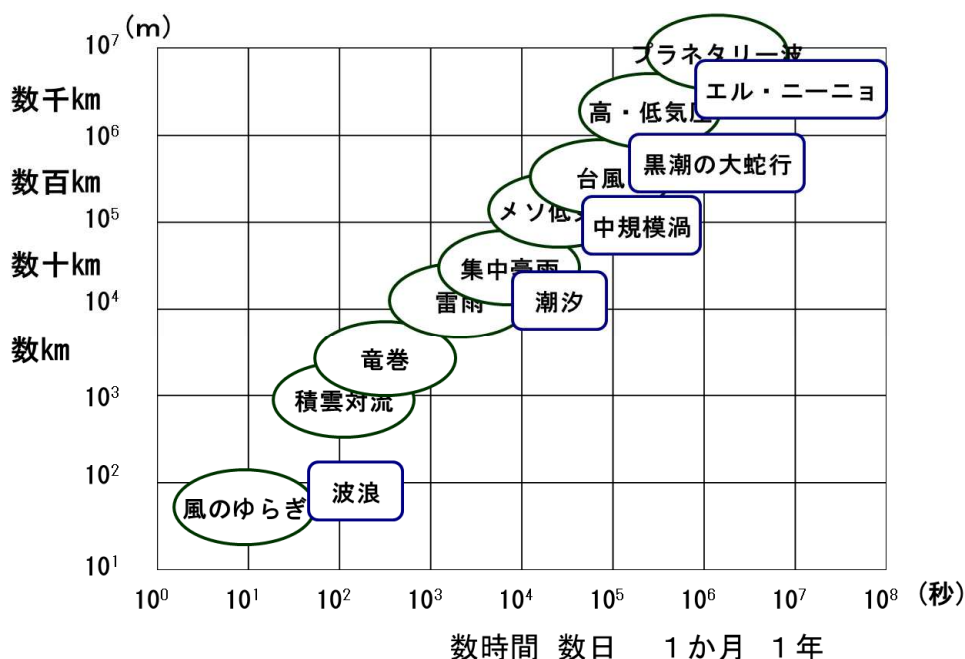
とはいうものの、ブロッキング、テレコネクションなど1か月程度の現象が天候を大きく左右している。アジアモンスーンも熱帯の季節内振動が関係するなど、簡単ではない。

海洋の変動にも同様のことがいえるが、時間・空間スケールの関係が大気と海洋とで異なり、海洋の現象は大気の現象と比べ、空間スケールに対して時間スケールが長い(第2.2図)。

大気、海洋含めた全体の理解を難しくする。反面、エル・ニーニョ現象やラ・ニーニャ現象に代表されるように、変動が遅いことで、海洋の現象は大気変動へのシグナルとなる。エル・ニーニョ現象では、中部太平洋や東部太平洋の海面水温が上昇し、継続することで大気が暖められ、対流活動により凝結熱が大気中に放出される。このようなことで対流圏の温度の上昇や、中緯度の大気の循環に影響を及ぼす。

このような現象の理解のためには、平年図から平年ではどのような循環なのかを探り、高温・少雨や低温・多雨などの顕著な年の状況は平年と何がどう違うのかを考えるのがよい。

数年前まで、季節予報研修テキストには、ほぼ毎年、前年に起こった顕著な天候について解説しており、参考になる。



第2.2図 大気、海洋現象の空間スケールと時間スケール

小倉 (1975), Storch et al. (1999), 古川ほか (2004) を参考に作成

3. 予報資料の特徴, 特性

季節予報も日々の天気予報と同様に数値予報を用いている。予報対象期間は日々の予報などよりはるかに先であり、数値予報モデルの積分時間が長い。予測誤差も大きくなり、日々の天気を左右するような変動についての情報はなくなる。長い時間を平均し、平均した期間の特徴、たとえば、ゆっくりと変動する海洋、海面水温の影響による変動などをとらえる。また、初期値に摂動を与え数多くの数値積分を実行している（アンサンブル手法）。期間平均したそれぞれの積分結果を、さらに平均することでランダムな変動を取り除く。

予測精度は、熱帯域がよく、中緯度の精度はよくない（杉, 2002, 平井, 2014）。このため、予報資料では、熱帯（赤道）域の循環や海面水温、降水量などに注目する。また、日本付近など中緯度の循環場を見る際も、熱帯からの応答を意識する。

ガイダンスは、数値モデルの結果から統計的手法により気温、降水量を算出している。1か月予報のガイダンスは、日本周辺の数値予報格子点値（降水量, 2m気温, 850hPa の風, 500hPa の風, 500hPa の高度）を用いているが、3か月予報, 暖・寒候期予報のガイダンスは、モデルが大きな現象を予測対象としていることをふまえた仮予測因子を用いている（第 2.1 表 伊藤, 2013）。このような大きな循環場等をあらわす量と天候との関係については、若林ほか（2004）が参考になる。

この仮予測因子のなかから説明変数を選択し、値を算出している。東方海上高度、帯状平均高度、層厚換算温度は互いに相関があり、複数が選択されることは考えにくい。大きな場と降水量との関係は、東方海上高度と東日本日本海側、西日本日本海側の降水量に負相関といった例はあるが、気温ほど相関はない。

また、取捨される因子の違いから、隣接する地域でガイダンスが大きく異なることもある。

日本付近の循環場（気圧配置）との対応が理解し難いことがあっても、予想天気図（数値予報モデル）が何を表わしているのか、仮予測因子はどのようなものなのか、その結果ガイダンスがどのようなものなのか、ということを考える。

第 2.1 表 暖・寒候期予報ガイダンスの仮予測因子

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
フィリピン付近の対流活動の活動度	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

4. 具体例（暖候期予報資料の実際）

配信された暖候期予報資料（2019年4月11日初期値）を用い、主な資料の分析等を具体的に解説する。予報資料については、大久保（2013）が解説しているので参考にされたい。

4.1 QLVX60 寒・暖候期予報資料 アンサンブル平均予想図

◇左上 SST ANOMALY（海面水温平年差）

全球的に正偏差、赤道域では $150^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 付近で偏差が大きい。南米沿岸では偏差は小さいがエル・ニーニョ現象を示している。

◇右上 PRECIPITATION ANOMALY（降水量平年差）

海面水温に対応し、 $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ で正偏差が大きい。海面水温の正偏差の中心はもっと東（ 150°W 付近）だが、もともと海面水温は西部太平洋で高く、東部太平洋で低いため、西部のほうで対流活動が起きやすい。ベンガル湾、南シナ海でも平年を上回る降水量がある。

◇左 上から2番目, 3番目

200hPa STREAM FUNCTION AND ANOMALY（200hPa 流線関数・偏差）

850hPa STREAM FUNCTION AND ANOMALY（850hPa 流線関数・偏差）

流線関数は、変動の小さな熱帯域の循環の解析に用いられる。流線関数偏差は、（平年に比べ）高気圧性循環が強いのか、低気圧性循環が強いのかを示すことから、（正偏差、負偏差とはいわず）高気圧性偏差、低気圧性偏差という。

エル・ニーニョ現象が起こっており、特有のパターンを示しているので200hPa、850hPa両方を一括して説明する。降水が 150°E 以東で正偏差であることから、200hPa流線関数は北半球の熱帯域では 150°E 以東で高気圧性偏差、南半球でも低気圧性偏差（南半球なので高気圧）と赤道をはさみ南北で対照的になっている。また、 120°E 以西では、北半球で低気圧性偏差、南半球で高気圧性偏差と対照的になっている。赤道をはさんで南北、 150°E 付近をはさんで東西にそれぞれ対照的になっている。

850hPa流線関数は逆に、北半球の東で低気圧性偏差、西で高気圧性偏差、南半球は東で高気圧性偏差、西で低気圧性偏差と対照的になっている。

熱帯では下層と上層が逆の循環偏差になること、エル・ニーニョ現象時には東西のコントラストが明瞭になることから、今回、特徴的な予想天気図となった。

中緯度の200hPa流線関数は北半球全体で低気圧性偏差となっており、ジェットが例年より南であることを示唆している。

850hPa流線関数は、太平洋で広く低気圧性偏差となっており、太平洋高気圧の勢力は弱いことが想定される。日本の南海上から華南に向け高気圧性偏差となっており、西への張り出しが想定される。

◇右 上から2番目

200hPa VELOCITY POTENTIAL AND ANOMALY（200hPa 速度ポテンシャル・偏差）

発散の中心はフィリピン付近だが、平年に比べフィリピン付近からインドネシア付近で発散が弱く、150° E 以東から発散が強くなっている。海面水温、対流活動（降水量）の偏差と対応している。

◇中ほど

500hPa HEIGHT AND ANOMALY (500hPa 高度・偏差)

850hPa TEMPERATURE AND ANOMALY (850hPa 温度・偏差)

S. L. P. AND ANOMALY (海面気圧・偏差)

エル・ニーニョ現象が起きていることなどから、500hPa 高度、850hPa 温度は北半球全体で正偏差となっている。偏差に着目するのが季節予報だが、等高度線の走向に注意したい。たとえば、5880mであれば、日本付近に向かって凸か否か、5700mであれば谷の位置・深さ、5640mや5580mでは尾根有無や位置などである。

海面気圧・偏差では、北・東日本から東方海上が負偏差となっている。等圧線にも着目すると、オホーツク海付近への張り出しが見え、また、1008hPa の等圧線は南西方向に延びている。

4.2 QLVX61 寒・暖候期予報資料 熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図

◇左上, 2 番目

PROB. OF SST H. ANOMALY (海面水温高偏差確率)

PROB. OF PRECIPITATION H. ANOMALY (降水量高偏差確率)

0.43 σ 以上の大きな偏差を予測するメンバーが50%以上の領域に陰影がかかっている。さらに、75%の等値線が描かれる。陰影のかかっている領域は、半数以上のメンバーが大きな偏差を予測しており、信頼度が大きいと考えられる。OLVX60 の図とあわせて用いる。

海面水温は、近年、海面水温の高いことを反映し、ほぼ全球で正の高偏差が50%以上となっている。

降水量では、ニューギニア付近から東にかけて正の高偏差の大きいことが目立つ。その他では、インドシナ半島の東西に正の高偏差確率50%以上の領域がある。SAMOI (Summer Asia Monsoon Indices) 算出のための領域の一部である。

◇ヒストグラム

51メンバーの予測の分布のバラツキ（分散）や偏りなどを見る。

熱帯の降水量に関するもののみを記述する。日本の天候との相関は、若林ほか（2004）による。

CI2（東南アジアモンスーン）：OLR-PH とほぼ同じ領域。正偏差のメンバーは少なく、平年程度のメンバーが多い。大きな負偏差のメンバーもある。北～西日本の気温と正の相関、南西諸島では負の相関。

DL（日付変更線付近）：エル・ニーニョ現象時であり、正偏差（降水量多い）、それも1 σ 以

上のメンバーがほとんど。

SAMOI（夏季アジアモンスーン）：正偏差のメンバー多いが、負偏差のメンバーも。北～西日本の気温と正の相関がある。

4.3 QLVX62 寒・暖候期予報資料 北半球 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図

◇左上

PROB. OF H. ANOMALY AND HEIGHT (500hPa 高度高偏差確率)

平均図では全域で正偏差だが、高偏差確率は沿海州から東などの中高緯度域で50%を下回っている。

◇ヒストグラム

東方海上高度、オホーツク海高度、沖縄高度について記述する。500hPa 高度が全体に高く予測されていることを反映している。日本の天候との相関は、若林ほか（2004）による。

東方海上高度：0.5 σ 以上の正偏差のメンバーが多く、負偏差のメンバーは少ない。北～西日本の気温と正の相関。東・西日本日本海側の降水量と負の相関。

オホーツク海高度：正偏差のメンバー多い。南西諸島の気温と正の相関、北・東日本太平洋側の降水量と正の相関。

沖縄高度：多くのメンバーが1 σ 以上の大きな正偏差。南西諸島の気温と正の相関、東日本太平洋側の降水量と負の相関。

4.4 QLVX63 寒・暖候期予報資料 数値予報ガイダンス

気温ガイダンスは、説明変数に層厚換算温度が用いられることが多い（伊藤，2012）ことから、高温（暑い夏）を示唆している。エル・ニーニョ現象で全球的に昇温していることなどが反映されており、熱帯の降水量や流線関数偏差の予想図から受ける印象と異なっている。

降水量は、東日本太平洋側と西日本太平洋側が対照的な値となっている。東日本太平洋側では、東日本の気温と負の相関があることから、何がしらの高温のシグナルを取り込んでいるのかもしれない。西日本太平洋側でも、西日本の気温が高いと降水量は少ない傾向があるが多い傾向となっている。有意ではないものの、西日本太平洋側の降水量とIOBWとは正の相関がみられ、この点が反映されているのかもしれない。

IOBWは東日本日本海側でも正の相関を示し、さらに、北日本では日本海側、太平洋側ともに有意な正相関であるが、これらの地方では多雨傾向は明確でない。

西日本日本海側は東方海上高度の負相関があり、この点が影響しているのかもしれない。

4.5 解釈・議論

2019年2月25日配信のFCXX94 全般季節予報支援資料には、予報資料の解釈として、

- ④ 下層の循環（850hPa 流線関数、海面気圧）は、フィリピンの東での不活発な対

流活動に対応して、フィリピンの東で高気圧性循環偏差、本州付近で低気圧性循環偏差となる逆位相のPJパターンが現れる予測。このため、太平洋高気圧は日本の南東で強く、日本付近への張り出しは弱い。

⑤ オホーツク海高気圧については、一時的に現れる時期がある予測（6・7月平均海面気圧を参照）。一般的にオホーツク海高気圧の予測精度は低いが、逆位相のPJパターンのときは、東シベリアからオホーツク海の上空はリッジとなる傾向があり、今回の予測とは整合的。このため、北日本を中心にオホーツク海高気圧の影響を受ける可能性を予報に考慮する。

と記述されている。

この点が気象庁の予報の肝であると思う。「逆位相のPJパターンのときは、東シベリアからオホーツク海の上空はリッジとなる傾向」について、もっと詳しく書いてほしい、説明してほしい、と思う。

PJパターンについては、Nitta (1987) が、夏の海面水温により台風や熱帯低気圧など対流活発領域がフィリピン付近へとシフトすること、中国東部へと高気圧性偏差がのびることを指摘し、5日平均上層雲量の解析から波束伝搬とその反復により高気圧が強まることを指摘した。Tsuyuki & Kurihara (1989) は、夏を前半後半に分け、フィリピン付近の対流活動と循環場（500hPa高度）の応答が前後半で異なり、夏後半にはフィリピン付近で対流活動が活発であると日本付近の高気圧が強められることを示し、さらにモデルシミュレーションで確かめた。渡辺 (2008) は、8月1か月を対象に、フィリピン付近の対流活動と500hPa高度との相関からPJパターンを示している。オホーツク海高気圧についても、中村ほか(1997) や中村と深町 (2005) はその形成について、5～6月と7～8月は分けて議論している。3か月より短い時間で捉えるほうがよいように感ずる。

暖候期予報資料の予想循環場、3か月平均場の理解・解釈という点からは、よりフィリピン付近より広範囲における対流活動のSAMOIとジェットの北上を考えたほうがよいのではないか、と思う。3か月平均のSAMOIとジェットの北上は対応しており、日本の気温も北～西日本とに正の相関があり、北日本との相関が最も大きい。

SAMOIは全体の対流の活発度を示すA、南北、東西のどちらが活発かを示すN、Wがある。SAMOI_Aが同じであるなら、北で対流活動が活発である方がジェットは北上する。また、東で対流活動が活発であると日本列島付近でジェット北上、高気圧性循環となる。西で活発で、東で弱いと、大陸90～100°Eで尾根、その東で谷と蛇行することがある。

今回の予報資料では、SAMOI_Aは弱い正偏差であるが、南（赤道寄り）、西（ベンガル湾、インド洋）で降水量が平年上回っており、日本付近で高気圧が強まるパターンではない。

ただ、説明が煩雑で、却って理解し難いかもしれない。3か月平均のフィリピン付近の対流活動と海面気圧と地上気温の偏差パターンを示している小坂 (2019) のような例もあるので、PJとオホーツク海高気圧のみから説明したのかもしれない。

全般季節予報解説資料では、PJ パターンには触れておらず、対流活動が不活発で、ジェットが平年より南であることを説明している。ジェットが平年より南であるとき、極端な例として、前田ら（2005）のようなことが起こりうることを知っておいてもらえればと思う。

5. まとめ

暖候期予報資料を見る上での着眼点について、2019年4月11日を初期値とする実際に配信された資料をもとに解説した。

季節予報では、ゆっくり変動し、変動の振幅も小さい現象を対象とすること、モデル特性等を考慮し、数値予報モデルの結果を解析し、モデルの言わんとすることを理解することを話した。また、平年や極端な天候の年の天気図と比較することでどのような現象が起こりうるか、理解の一助となることを話した。

今回の暖候期予報では、

熱帯の対流活が弱く、ジェットが例年より南
ということが想定されており、関連した現象等を紹介した。

参考文献

古川 武彦, 酒井重典, 2004: アンサンブル予報, 東京堂出版.

平井 雅之, 2014: 3 か月予報と暖・寒候期予報の予報システム, 季節予報指針 (平成 24 年度季節予報研修テキスト), 196-210.

伊藤 明, 2013: 3 か月予報と暖・寒候期予報のためのガイダンス, 季節予報指針 (平成 24 年度季節予報研修テキスト), 211-215.

小坂 優, 2019: 熱帯大気海洋結合変動がもたらす東アジアへの遠隔影響, 天気, 66, 27-31.

前田 修平, 佐藤 均, 小林 ちあき, 2005: 2003 年夏の北半球ダブルジェット, 天気, 52, 586-590.

中村 尚, 深町 知宏, 2005: オホーツク海高気圧の成因と予測への鍵, 天気, 52, 591-598.

中村 尚, 泉 卓也, 新保 明彦: 1997, オホーツク海高気圧の形成に関わる上層のブロッキング高気圧の時間発展とその力学, 気象研究ノート, 189, 177-190.

小倉 義光, 1975: 展望一大気と海洋の相互作用, 海洋気象 (小倉義光, 浅井富雄 (編)), 1-6, 東京大学出版会.

大久保 忠之, 2013: 3 か月予報と暖・寒候期予報, 季節予報指針 (平成 24 年度季節予報研修テキスト), 237-264.

Storch, H. V., F. W. Zwiers, 1999: Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge Univ. Press, 494pp.

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, 2
-7.

Tsuyuki T., K. Kurihara, 1989 : Impact of Convective Activity in the Western Tropical
Pacific on the East Asian Summer Circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 231-247.

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,
40-64.

渡辺 典昭, 2008 : 天候・気候の監視, 気象予報士ハンドブック, 411-423, オーム社

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