5.1 事例検討¹

5.1.1 冬季の南岸低気圧

南岸低気圧は日本の太平洋側に大雪をもたらすおそ れのある現象であるが、その進路、速度、中心示度の 予測には依然、さまざまな困難がある。それに加え、 低気圧の進路が正しく予測できたとしても、降水種別 を左右する下層の気温予測にはさまざまな過程が関係 し、不確実性が非常に大きい。これらのことは、原ほ か(2013)で2013年1月14日に関東で大雪となった 事例の検証を通じて紹介している。

本稿では、その検証を踏まえた上で、2014年~2015 年の冬の南岸低気圧の事例を取り上げ、原ほか(2013) で述べたことがこれらの事例でも適用可能であるかを、 低気圧を含む総観場の予測、そして下層の気温の予測 の観点から述べる。

(1) 南岸低気圧の総観場の予測

まず、総観場の予測について述べる。図 5.1.1~5.1.4 には、2014年~2015年の冬の南岸低気圧の4つの事例 について、海面更正気圧と500 hPa のジオポテンシャ ル高度(Z500)の全球モデル(GSM)の予測と実況(全 球解析)に対する誤差を示す。

ここで示した事例に共通することは、Z500のトラフ の周辺で前面に正、後面に負の誤差が生じていること である。これは、Z500のトラフの東進の予測が、実 況よりも遅れていることを意味する。加えて、事例に よっては、トラフの深さが十分に予測できていないも のもある。Z500のこれらの予測に対応して、地上低気 圧の進行も遅れたり、発達の予想が不十分であったり している。また、48時間、24時間前それぞれを初期時 刻にした予測では誤差が小さくなる事例が多い。

このような傾向は、原ほか(2013)で紹介した2013 年1月14日に関東で大雪をもたらした南岸低気圧を はじめとしてここに示した以外の多くの事例でも見ら れ、冬季の南岸低気圧に対する現在のGSMの予測特 性とも言える。また、このような南岸低気圧やトラフ の東進の遅れ、発達が不十分な南岸低気圧や浅いトラ フといった傾向は、GSMを境界値として利用してい るメソモデル(MSM)でも見られる(図略)。

このように、南岸低気圧の予測については、特にリー ドタイムが長い予測では、東進が遅れることや、中心 示度の深まりが不十分である可能性があることを勘案 して利用していただきたい。また、これらの傾向はリー ドタイムが短くなるにつれて小さくなることが多いの で、複数の初期時刻の予測資料を比較し、新しい予測 の方が低気圧やトラフの進行が早まったり、トラフが より深くなる傾向がないかを確認していただきたい。 原ほか(2013)では、2013年1月14日における関東 での南岸低気圧による大雪の事例について、地上気温 の低下の予測とそのメカニズムを解説した。その中で 重要な冷却源の一つが雪の融解に伴う冷却であった。

雪の融解による冷却は、非常に強い冷却が短時間に 発生するのが特徴である。融解や寒気移流による冷却 によって気温が急激に下がったのちには、地表面温度よ りも相対的に気温が低くなり、地表面からの熱が輸送 され(熱の境界層輸送)、大気が加熱される。このよう に、融解や寒気移流に伴う冷却と熱の境界層輸送によ る加熱がほぼ釣り合い、降雪時には地上気温が時間的 に一定になることがよく見られることも特徴であった。

それらの知見を踏まえて、2015年2月18日に降雪の可能性が予想された事例について調べてみる。なお、降雪時の全球モデル(GSM)の下層の気温予測には、蒸発や融解それぞれによる冷却が10K/日に制限されていることで、気温予測には課題があることが分かっている(原ほか2013)。そのため、以下ではMSMの予測に焦点をあてる。

図 5.1.5 に降水量と地上風の実況及び MSM による予 測の時系列を、図 5.1.6 に東京における地上気温と降 水量の実況及び MSM による予測の時系列を示す。降 水量の実況と予測の間の一致は必ずしもよくなく、降 水が東京付近にもたらされる時間や量は異なっている。 このように、この事例に対する MSM の予測には大き な誤差があったものの、モデルの結果を解釈する上で いくつかの重要な示唆を含んでいる。

MSM の東京の地上気温予測の時系列を見ると、18 日 09~12JST ごろに気温が急激に下がっていること がわかる。また、このタイミングで、数ミリの降水を 予測している。原ほか (2013) や原 (2014) と同じよう に、モデルの中の各過程の時間変化率に注目すると (図 5.1.7)、1 km 以下の層の一部が急激に冷却されている (0 を示す赤線の高度が急激に下がっている)時間が 18日 06JST ごろと 12JST ごろの 2 回あり、これらは MSM で数ミリの降水が予測された時間に対応してい る。また、18日 12JST ごろの気温の急低下は、融解に よって強く冷却される層が地表にまで達したことに対 応している。

このように、比較的強い降水と融解による冷却、そ して地上気温の急低下は対応しており、また、その冷 却が短時間で生じることが特徴である。そのため、そ の寄与が実況よりも過大に予測されると、実況よりも かなり低い地上気温が予測される場合がある。地上気 温の急低下が比較的強い降水との対応がよい場合には モデル予測では融解による冷却が卓越している可能性 が高い。そのような場合に、低気圧の進行や降水強度 の実況と予測との対応に着目することで、その気温の

⁽²⁾ 南岸低気圧の接近に伴う下層の気温の予測

¹ 原 旅人



図 5.1.1 2014 年 12 月 16 日 21JST における海面更正気圧(上段、単位: hPa)と 500 hPa 面ジオポテンシャル高度(Z500) (下段、単位: gpm)の複数の初期値の GSM による予測値(黒色)解析値(緑線)予測値の解析値からの差(赤青塗り分 け)。左からそれぞれ 24 時間前、48 時間前、72 時間前の初期値からの予測。





図 5.1.3 図 5.1.1 と同じ。ただし、予測対象時刻は 2015 年 1 月 30 日 09JST。





図 5.1.5 2015 年 2 月 18 日 00JST から 15JST までの前 3 時間降水量(単位: mm/3 時間)と風(長い矢羽根 1 本が 10 kt に 対応)の実況(降水量は解析雨量、風はアメダスによる観測)と MSM の予測(初期時刻は 2015 年 2 月 17 日 03UTC)。解 析雨量のグレーの領域はレーダーの観測範囲外であることを示す。



図 5.1.6 2015 年 2 月 17 日 03UTC を初期時刻とする MSM が予測した、東京における前 1 時間降水量(上段)、地上気温(下 段)と、対応するアメダス観測の時系列。赤線: MSM 予測、黒線: アメダス観測。



図 5.1.7 MSM が計算した各過程による温位の時間変化率(前1時間平均、単位: K/s)の東京における鉛直時間断面図。合計 以外の図には温度の等値線(0 の等値線は赤線、2Kおき)、合計の図には温位の等値線(2Kおき)を合わせて示す。横軸 の時刻は JST(右端が 2/17 12JST に対応)で、右から左に時間が経過する。合計にはここには示されていない過程からの 寄与を含んでいる。

急激な低下の妥当性を見直す手がかりになりうると考 えられる。

この事例には、もう一つ特徴的なことがある。2013 年1月14日の関東の大雪事例では、MSMの予測およ び実況のいずれも、地上気温は急低下したあとにほぼ 時間的に一定になった。一方、この事例では、MSM が 予測した地上気温や1000m以下の気温は、急低下した あとに上昇している。その上昇をもたらしている主な 過程を図 5.1.7 で確認すると、温位の鉛直移流、すなわ ち、下降流に伴う断熱圧縮による気温上昇であること がわかる。この事例の MSM の予測では、18 日 12JST の比較的強い降水を東京付近にもたらしたあとは、低 気圧の後面となっている。低気圧の後面では一般には 下降流が卓越しているため、その下降流によって気温 が上昇したと考えられる。このように、降水域が低気 圧の後面に近い位置にある場合には、その降水に伴う 融解による冷却で気温が下がっても、気温が低い状態 は継続しにくい場合があることを示唆している。

5.1.2 モデル予測の低気圧の発達をめぐって

この項では、モデルが予測する低気圧一般の発達に ついて、いくつかの事例を紹介し、モデルの低気圧の 発達予測を解釈する上での着目点を示す。

低気圧の予測を巡っては、2007年11月まで短期予 報のための数値予報モデルとして運用されていた領域 スペクトルモデル(RSM)において、過大な低気圧の発 達が予測される事例が多く見られることが知られてい て、その調査や改善が行われてきた。RSM は現在で は運用されていないが、低気圧の過発達が生じるとき の特徴は、現在、短期予報モデルとして運用されてい る数値予報モデルの予測と共通する部分がある。そこ で、まず、RSMの予測における低気圧の過発達の問題 について振り返り、最近の MSM の予測で見られた小 さなスケールの低気圧の過発達の事例について取り上 げ分析する。

一方、現在運用されているモデルが予測する低気圧 の過発達には RSM で見られたような過発達の特徴に は合致しないものも見られ、また、全球モデル(GSM) とメソモデル(MSM)で発達の程度が大きく異なる場 合がある。そのような事例を2つとりあげ、モデル間 で予測に差が生じた原因の解析を通じて、モデル予測 の着目点を述べる。

また、3つの事例を通じて、低気圧の発達を渦位を 用いて理解することを試みる。渦位は断熱で摩擦がな い場合に等温位面上で保存する物理量で、渦位を用い て低気圧の発達を議論することができる。その渦位の 数値予報モデルでの表現を調べ、低気圧の発達の予測 の違いを議論する。 (1) 歴史的経緯: 領域スペクトルモデル (RSM) にお ける低気圧の過発達問題について

RSM が予測する低気圧の過発達については、さまざ まな調査が行われてきており、たとえば、中村(1997) では、理想実験を交えながら、低気圧を実況より発達 させすぎる一つの原因として下層の凝結による非断熱 加熱を挙げている。また、美濃(1999)では、初期値作 成に用いた地上付近の観測データの取り扱いに問題が あったことを指摘し、さらに、今泉(2001)では、初期 値の作成過程における物理量の要素変換によって、下 層の場が大きく歪められていることが低気圧の過発達 の一つの原因であることを示した。その後、モデルの 観点(細見 2002)、同化の観点(新堀 2003)からの改善 が行われてきた。

RSM で見られたような下層の凝結を起源として低気 圧が過発達する場合の特徴として、以下のことが挙げ られる。

- 上空の気圧の谷や渦度と対応がよくないが、低気
 圧が発達する。
- 低気圧の周辺に強い降水域を伴っている。
- 大気の下層に暖気コアを伴い、上昇流が局所的に 強い領域が鉛直に伸びている。

同じような特徴を持つ低気圧が現在運用中の MSM の予測にも見られることを本項 (3) で事例を通じて説 明する。

(2) 渦位とは

渦位とは、絶対渦度と静的安定度(温位の鉛直傾度。 以下、安定度)の積であり、鉛直座標を高度や気圧の 代わりに温位にとった等温位面上で、断熱で摩擦がな い条件の下で保存する量である。等温位面における相 対渦度を ζ_{θ} ,コリオリ・パラメータをf、温位を θ 、気 圧をp、重力加速度をgとして、静力学平衡を仮定す ると、等温位面上の渦位 P_{θ} は

$$P_{\theta} = \left(\zeta_{\theta} + f\right) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p}\right) \tag{5.1.1}$$

と表される。

渦位の等温位面での保存性は渦位の大きな特徴の一 つであるが、他の特徴として、渦位の空間分布が与えら れれば、準地衡風近似におけるジオポテンシャルの空間 分布が診断的に求まることがある (Inversible principle と呼ばれる)。ジオポテンシャルの空間分布がわかれば 風速、温度などの大気の状態がわかるから、渦位の分 布が与えられることによって、大気の状態がわかるこ とになる。

たとえば、上空に渦位が周囲より高い領域、すなわ ち渦位の正偏差がある領域には、低気圧性循環がその 下層に誘起され、周囲と比べて温位が低く、また安定 度が小さい層がある。地表面付近に渦位の正偏差があ る場合には、そこでは周囲より温位が高く、下層の低 気圧が形成される。その上層にも低気圧性の循環があ り、その影響は圏界面付近にまで達する。一般的な低 気圧の形成、発達の過程では、上層の渦位偏差によって その東側の下層で暖気移流が卓越し、その下層の暖気 移流による高温位の空気の流入、およびそれに伴う凝 結による非断熱効果(加熱)によって²、上層の渦位偏 差の東側の下層に渦位偏差が生じる。一方、下層の渦 位偏差により誘起される上層の低気圧性循環によって、 その西側にある上層の渦位偏差域は南に移動する。こ れが上層のトラフが深まることに対応する。このよう に上層と下層の渦位偏差の相互作用によって、上層の トラフが深まり、下層の低気圧が発達する(Lackmann 2011; 黒良ほか 2014; 小倉 2015)。

渦位は等温位面上で保存するので、等温位面上での 渦位を追跡することで、空気塊の動きを追跡すること ができる。一方、非断熱効果があると渦位は保存しな いが、渦位の増減を見ることで非断熱効果が大気の状 態にどのような変化を与えているかをつかむことがで きる。等温位面における渦位の時間変化率 \dot{P}_{θ} は

$$\dot{P}_{\theta} = P_{\theta}^{2} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\dot{\theta}}{P_{\theta}} \right) \tag{5.1.2}$$

で与えられる。ここで、 P は P の時間変化率を表す。

以下の事例解析では渦位を用いてモデルによる低気 圧の発達予測を解釈することを試みる。渦位の解説 やその利用については、二階堂(1986a,b)や、小倉 (2000)、Martin (2006)、Lackmann (2011)、Hoskins and James (2014)、小倉(2015)などが詳しい。黒良ほ か(2014)には渦位の基本的な解説とともに、渦位の予 報作業での利用についても述べられている。また、氏 家・小泉(2012)には、低気圧が急発達した事例につい て、渦位の観点からモデルの予測について考察を加え ている。

なお、渦位の単位としては、PVU (Potential Vorticity Unit, 1PVU= 10^{-6} m²·s⁻¹·K·kg⁻¹) が慣例的に 使われており、本稿でもこれを使用する。

(3) 事例検証 1: MSM の小さなスケールの低気圧の 生成と過発達

最初の例は 2015 年 8 月 15 日から 16 日にかけての MSM の予測に見られた前線上のスケールの小さな低 気圧の過発達である。図 5.1.8 は、MSM による 2015 年 8 月 16 日 00JST の海面更正気圧、前 1 時間降水量、 風の予測(初期時刻: 2015 年 8 月 15 日 06JST)であ る。日本の南海上には前線が存在し、その前線に向かっ て暖かく湿った空気が流れ込んでおり、その前線の南 側の奄美大島の南西に小さなスケールで気圧傾度が大 きい低気圧が予測されている。しかし、実況ではこの ような低気圧は解析されていない(図略)。

MSM の予測では、この低気圧は石垣島の西側の強い 降水が予測された領域で顕在化し、周辺に 100 mm/h





 0.4
 1
 5
 10
 20
 50
 100
 図 5.1.8
 2015 年 8 月 16 日 00JST (初期時刻から 18 時間 後)を予測対象とした MSM の海面更正気圧 (等値線、単 位: hPa)、前 1 時間降水量 (塗り分け、単位: mm/h)、 風 (赤い矢羽根、長い 1 本が 10 kt に対応)の予測。

に近い非常に強い降水を継続的に予測しながら、奄美 大島付近に東進してきたものである(図略)。図 5.1.8 と同じ時刻のいくつかの気圧面における鉛直 p 速度を 見てみると(図 5.1.9)、各面のほぼ同じ場所に強い上 昇流が予測されて、また、周辺に比べて気温が高くなっ ている。上空の気圧の谷との対応もなく(図略)、RSM で問題とされた低気圧の過発達の様子とよく似ている ことがわかる。このように、RSM で見られた低気圧の 過発達と同様の特徴を持つ低気圧が、現在運用中のモ デル、特に MSM で見られることがある。

図 5.1.10 からはモデル予測の非断熱加熱域と強い上 昇流域がほぼ対応していることがわかる。この非断熱加 熱は潜在不安定である中で発生した積雲対流に伴うも のである。坂本ほか (2013) でも解説したように、MSM では潜在不安定によるエネルギー(いわゆる CAPE) が積雲対流パラメタリゼーションによって解消されず に蓄積され、その蓄積された大きなエネルギーが短時 間で強い上昇流に変換されることがある。その強い上 昇流に伴って、下層で収束場、上層で発散場となり、気 圧が低下し低気圧となる。下層での収束によって正渦 度が生成され(渦度方程式より)、その正渦度が移流す る場所には上昇流がある(ω -方程式)。その上昇流が 潜在不安定な層での強制上昇となり、連鎖的に積雲対 流が発生して、生成した低気圧を深めているものと考 えられる。

一方、GSM では潜在不安定があまり強くない段階 から積雲対流パラメタリゼーションの働きによって不 安定が解消される(坂本ほか 2013)。そのため、田宮 (2007)でも述べられているように、局所的な強い積雲 対流による低気圧の過発達は起こりにくいと言える。



450 - 300 - 150 0 150 300 450 45 45 46 - 315 - 310 - 215 - 310 - 215 - 450 - 300 - 150 0 150 300 450 355 - 28.0 - 27.5 - 27.0 - 28.5 - 28.0 - 25.5 20 5.1.9 2015 年 8 月 16 日 00JST (初期時刻から 18 時間後)を予測対象とした MSM の 850, 700, 500, 300 hPa 等圧面そ れぞれの鉛直 p 速度(単位: hPa/hour)、気温(単位: °C)の予測。



図 5.1.10 2015 年 8 月 16 日 00JST(初期時刻から 18 時間後)を予測対象とした MSM の(左)非断熱効果による温位の時 間変化率(前1時間平均、単位: K/s)(中)鉛直速度(単位: m/s)の予測の鉛直断面図、(右)海面更正気圧(単位: hPa) の予測。鉛直断面図は右図の線分 AB に沿った面のもので、それぞれの図に温位(単位: K)の予測値を黒の等値線で示した。

このように、ここで取り上げた小さな低気圧の生成 と過発達には、積雲対流によって生じる凝結による非 断熱加熱が強く影響している。これを渦位によって理 解してみる。図 5.1.10 のように、積雲対流発生に伴う 非断熱加熱は中層で極大となる。一般に、非断熱加熱 の極大域より下層では渦位は増加し、上層では渦位が 減少することが(5.1.2)式から分かる。渦位は絶対渦度 と成層安定度の積であるから非断熱効果によって生じ た渦位の一部は絶対渦度を変化させ、下層で強い正の 相対渦度、上層で負の相対渦度が誘起される。渦度の 生成は水平発散・収束と関係しており(渦度方程式よ り)、正渦度の生成は水平収束が、負渦度の生成は水 平発散があることを示唆する。この下層での水平収束、 上層での水平発散が地上気圧の低下をもたらす。この ようなプロセスを通じて低気圧が形成、および強化さ れた。

なお、このプロセスは、渦位を用いなくても、中層 の非断熱効果によるジオポテンシャル(高度)の変化、 すなわち、ジオポテンシャルの下層での低下、上層で の上昇からも容易に理解することができる。

以上の議論からわかるように、RSM と同様に MSM においても、小さなスケールの低気圧の形成および過 発達には局所的な強い積雲対流の発生による強い局所 的な非断熱加熱が関係している。強い局所的な積雲対



図 5.1.11 2015 年 8 月 17 日 15JST から 18 日 09JST (6 時間おき)の速報天気図(上段) ひまわり 8 号による赤外画像(中 段) 水蒸気画像(下段)。

流に伴ってこの事例で示したようなスケールが小さな 低気圧を MSM が予測している場合には、過大に低気 圧の示度を深め、周囲の循環を強くしている可能性が あることに留意していただきたい。ただし、MSM が 小さなスケールの低気圧の形成・発達を予測している 場合には、MSM が予測するほどには発達はしないも のの、低気圧性の循環や低圧部ができやすい環境場で あることも多い。このような過発達の表現を見つけた らそれをすべて無視するのではなく、低圧部としての 表現の妥当性について検討していただきたい。

 (4) 事例検証 2: GSM と MSM の低気圧の発達予測の 間に差があった事例 (1)-2015 年 8 月 17 日~18 日の事例

次に、2015 年 8 月 17 日~18 日の事例を紹介する。 この事例では、西から明瞭な暗域が東進し、その前面 で発生した低気圧がやや発達しながら北上したが(図 5.1.11)、その低気圧の発達の予測が MSM と GSM(と もに初期時刻は 8 月 17 日 09JST)で大きく異なった (図 5.1.12)。MSM では 8 月 17 日 21JST から 18 日 03JST までに、日本海に顕在化した低気圧の中心気圧 が 1001 hPa から 993 hPa に急速に発達しているのに 対し、GSM では気圧の低下がほとんど見られない。18 日 09JST の天気図解析では、青森県の西に中心気圧 1000 hPa の低気圧を解析しているが、MSM が予測し たような非常に急速な発達は現実にはなく、MSM の 予測では低気圧を発達させすぎている。しかし、低気 圧の位置の対応は MSM の予測の方がよく、それに対 し、GSM の予測では低気圧の位置は解析よりも南寄り になっている。一方、降水分布を見ると、MSM では 低気圧を取り巻くように、低気圧の北西から北側に強 い降水を予測しているのに対し、GSM では低気圧中心 付近の日本海沿岸に予測している。

このように、結果的にはどちらのモデル予測も実況 を精度良くとらえていたとはいえないが、予測の妥当 性を判断するための着目点を明らかにするために、モ デルが表現していた低気圧の発達のプロセスやモデル 間で低気圧の発達の予測が異なった原因を考察する。

上層と下層を代表する温位として 350 K および 305 K を選び、それぞれの等温位面における渦位の時系列を 図 5.1.13 に示す。初期時刻に朝鮮半島から沿海州の上 空に大きな高渦位域があって、時間の経過とともに東 に進むことは GSM, MSM ともに共通であるが、より 詳細に見ると、MSM の方が初期時刻における上層の 高渦位域³ が GSM よりも南に下がっており、予測でも

³ モデルの解像度によって相対渦度の大きさやメリハリは異なる。GSM と MSM の解像度の違いによる相対渦度のメリ ハリの違いをできるかぎり除去するため、描画の際にスムー



図 5.1.12 8/17 09JST から 8/18 09JST (6時間ごと)を予測対象時刻とする GSM (左)と MSM (中) それぞれの海面更正 気圧(等値線、単位: hPa)と前 6時間降水量(塗り分け、単位: mm/6時間)の予測と、対応する時刻の解析雨量による前 6時間降水量(単位: mm/6時間)の実況(右)。



0.25 1.50 2.75 4.00 5.25 6.50 7.75

図 5.1.13 8/17 09JST から 8/18 09JST (6時間ごと)を予測対象とする GSM および MSM それぞれの 350 K および 305 K 等温位面における渦位(単位: PVU)。

同様になっている。また、下層の渦位については、初 期時刻では山陰の日本海沿岸から北陸にかけて、高渦 位域の分布(走向)がモデル間で異なっており、6時間 後の17日15JSTになるとその付近の高渦位域の走向 に明瞭な違いが見られる。これらの高渦位域は各モデ ルが予測した強い降水域(図5.1.12を参照)におおよ そ対応しており、さらに予測の時間が進むと、両モデ ルともそれぞれのモデル予測の強い降水域に対応する 領域に渦位の増加が見られる。

低気圧が顕在化し発達を始める 17 日 15JST にお ける低気圧の中心付近の渦位の鉛直構造を見ると(図 5.1.14) GSM, MSM ともに上層の高渦位域が垂れ下 がり、下層では高渦位域が 5500 m (500 hPa) くらい まで分布していることが確認できる。下層の高渦位域

ジングをしており、直接、値の大きさを比較しても問題ない と考える。



図 5.1.14 2015 年 8 月 17 日 15JST を予測対象とした GSM(左) および MSM(右) それぞれの渦位(単位: PVU)の鉛直断面 図(上段)、海面更正気圧(等値線、単位: hPa)と前 3 時間降水量(塗り分け、単位: mm/3h)(下段)。上段の断面図は下 段の図の線分 AB に沿った面によるもの。



図 5.1.15 図 5.1.14 と同じ。ただし、予測対象時刻は 2015 年 8 月 18 日 03JST で、上段の断面図は下段の図の線分 AB に沿っ た面によるもの。線分 AB を低気圧中心を通るようにとっているため、GSM と MSM で線分 AB の位置が異なっている。



図 5.1.16 2015 年 8 月 17 日 09JST を初期時刻とする GSM および MSM それぞれの予測で用いられた 850 hPa 面ジオポテ ンシャル高度(単位: gpm)と風(赤矢羽根、長い1本が 10 kt に対応)の初期値。それぞれについて、青破線でおおよその 気圧の谷の位置を示した。

はいずれも対流に伴う非断熱加熱を起源としているこ とを、モデルの温位の時間変化率で確認している(図 略)。上層の高渦位域の接近とともに、低気圧に流れ 込む下層の暖湿流によって潜在不安定になり、積雲対 流が発生して、その潜熱によって下層の渦位が生じた と考えられる。その中で、MSM 予測の下層の高渦位 域が、上層の高渦位域の東側のより近い場所に存在し ている。その結果、上層の高渦位域はその東側(進行 前面)の下層の暖気移流を強めて、下層の高渦位域は その西側(進行後面)の上層で高渦位の空気の北から のさらなる移流をもたらすという、上層と下層の相互 作用(カップリング)が MSM 予測では GSM 予測よ り強く表現され、低気圧の発達がほぼ最盛期⁴となっ た 18 日 03JST では、低気圧中心付近の下層の高渦位 域の強化、上層の高渦位域の垂れ下がりがより顕著に なっている(図 5.1.15)。

ここまでで、上層と下層の渦位の表現にモデル間で 違いがあることがわかった。すでに示したように、下 層の高渦位域は強い降水が予測された領域に対応して おり、モデルの強い降水予測の違いがその形成の違い につながっている。予測降水域のモデル間の違いは予 測初期から見られるが、その原因の一つは初期値の違 いにある。図 5.1.16 に、GSM および MSM それぞれ の 850 hPa 面のジオポテンシャル高度 (Z850)の初期 値を示す。これを見ると、気圧の谷(水平風のシアに も対応)の走向が初期値から異なっていることがわか る。17 日 15JST までの 6 時間では、GSM では山陰か ら能登半島付近まで海岸線に沿って強い降水を予測し ていたのに対し、MSM では強い降水帯が中国地方から 若狭湾沖、そして能登半島の北側へと伸びており(図 5.1.12)、それぞれのモデルの初期値の Z850 の気圧の 谷の走向とほぼ対応している。日本海上は中層に相当 温位が低い空気があり、下層の方が相当温位が高い状 態であったために対流不安定となっており(図略)、下 層の気圧の谷に対応する風の収束によって対流が発生 し、下層の気圧の谷の走向に沿って降水がもたらされ たものと考えられる。このように、下層の気圧の谷の 表現の違いが強い降水域の予測の違いをもたらし、強 い降水域によって形成された下層の高渦位域の予測に も違いが生じた。その結果、上層の高渦位域の東側の 近い場所に下層の高渦位域が形成されて、上層と下層 の高渦位域の相互作用が強くなり、急速に低気圧が発 達したと考えることができる。

一方、上層の渦位の分布の違いについては、非断熱 効果がない状況での渦位の保存性も考慮すると、初期 値での分布の違いがその後の予測にも大きく影響して いると考えられる。このように、上層および下層のキー ポイントになる物理量に初期値から違いがあったこと が予測差を生み出す原因となりうる。実際に、GSM と 同じ初期値を用いて MSM の予測を実行したところ、 MSM の初期値を用いたときほど低気圧は発達しなかっ たことから(図略)、ここで指摘した上層の渦位分布、 下層の気圧場の違いをはじめとする GSM と MSM の 初期値の差が低気圧の発達予測に大きな違いを与えて いる一因であることを強く示唆している。

GSM と MSM の予測に差が生じる一般的な要因と して初期値の違いがあることは、坂本ほか (2013) で も解説されている。そして、初期値がモデル間で大き く異なったことによって予測結果に大きな違いをもた

⁴ 図 5.1.15 に示した上層と下層の渦位はほぼ同じ位置にあ り、渦管が立った低気圧の最盛期の状態のものである。

らした事例として、2014年2月の関東での大雪の例を 原(2014)で簡単に紹介した。モデル間の初期値の違い は、モデル間の予測の差を説明する重要な点であるに もかかわらず、各モデルの初期値の妥当性を評価する のは難しいことが多い。たとえば、この事例で初期値 に差が見られた上層の渦位や下層の気圧場(および水 平風シア)を何らかの観測と比較しようとしても、比 較できる観測データがない場合のほうが多い。そのよ うな場合には、モデル間の初期値の違いを把握した上 で、解析雨量、衛星画像など、入手しやすい実況デー タをモデル予測と比較しながら、その妥当性を判断す ることになる。この事例では、初期値から6時間後の 8月17日15JSTの降水の実況(図5.1.12)を見ると、 中国地方から日本海に伸びる降水帯の実況は MSM の 予測の方が対応がよく、その降水域と対応する下層の 気圧の谷の表現、そして下層の高渦位域の形成は MSM 予測のほうが実況に近かった可能性が考えられる。た だし、高渦位域の渦位の大きさについての妥当性につ いては判断が難しく、不確実要素の一つである。

上層の高渦位域の初期値やモデル予測についての妥 当性の判断に使えると考えられる観測データはさらに 少なく⁵、モデル間で表現に違いがある場合には、不確 実性の一つとして考慮しなければならないだろう。さ らに、上層と下層の高渦位域の位置関係によって、相 互作用の大きさが異なることも考慮すべきことの一つ である。

以上より、降水に伴う下層の高渦位域の形成は MSM の方がよく予測していると考えられ、MSM が予測す るような低気圧の急速な発達の可能性を排除できない。 しかし、上層と下層の渦位の強さや位置、相互作用に ついてはモデル予測の妥当性を客観的に判断しにくい 不確実性があり、これらについていくつかのケースを 想定することが必要になるだろう。

(5) 事例検証3:GSMとMSMの低気圧の発達予測の間に差があった事例(2)-2015年4月15日の 事例

次に、2015年4月15日に日本の太平洋沿岸を北上し、北海道に接近した低気圧の事例を取り上げる。日本海から西日本は大きな寒冷渦に覆われ、その寒冷渦の 直下の日本海と、寒冷渦の東側の太平洋岸それぞれに低気圧があり、後者は発達しながら北上した(図5.1.17)。 大きな寒冷渦があることは、水蒸気チャンネルの衛星 画像で確認できる(図 5.1.18)。

以下では、GSM, MSM とも 2015 年 4 月 14 日 21JST を初期時刻とするモデル予測について議論する。太平 洋岸を進んだ低気圧が北海道に接近したときの GSM, MSM の予測を見ると(図 5.1.19)、GSM の予測のほ うが低気圧を発達させている(GSM 予測、MSM 予測 それぞれの中心示度: 996.8 hPa, 999.0 hPa)。この低 気圧の GSM 予測、MSM 予測の中心示度の時系列を 図 5.1.20 に示す。4 月 15 日 09JST から 12JST の 3 時 間で GSM では中心示度を下げているのに対し、MSM の予測では中心示度をほぼ一定に保っており、この 3 時間で両者の予測に差が生じた。

この事例では寒冷渦に伴う高渦位域の表現には大き な違いはなかったものの(図略) 4月15日09JSTか ら12JSTの3時間における下層の高渦位域と低気圧中 心の位置関係は GSM 予測と MSM 予測で異なってい る。図 5.1.21 に 288 K 等温位面の渦位と海面更正気圧 の予測を1時間ごとに示す。09JST では GSM 予測、 MSM 予測ともに地上低気圧の中心付近に下層の高渦 位域がある。GSM 予測では、低気圧が北上しても低 気圧の中心付近に高渦位域が存在しているのに対し、 MSM 予測では、低気圧の北上とともに高渦位域は低 気圧の南東象限にずれていくことがわかる。下層の高 渦位域の周りには低気圧性循環があり、下層の渦位の 増加は低気圧性循環の強化、そして低気圧の発達につ ながる。GSM 予測では中心付近で非断熱加熱による渦 位が生成され、その中心付近で気圧の低下が見られた のに対し、MSM 予測では低気圧の南東象限で渦位を 強め、そこで気圧を下げている(図 5.1.21)。

すでに述べたように渦位は断熱で摩擦がなければ等 温位面上で保存するが、非断熱効果があると(5.1.2)式 によって変化する。(5.1.2)式によって見積もった渦位 の非断熱効果に伴う前1時間の変化⁶を15日12JSTに ついて計算したのが図5.1.22(一番左)である。GSM 予測では高渦位域のほとんどで渦位の変化量が正になっ ているのに対し、MSM 予測では低気圧の進行前面の 北側で負、南側で正になっていて、モデル間に違いが あることがわかる。すなわち、低気圧の進行前面に注 目すると、GSM では非断熱効果によって渦位が増加、 MSM では減少している。

低気圧の進行前面における渦位と非断熱効果による 温位時間変化率の鉛直プロファイルを図 5.1.22(左か ら 2,3番目)に示す。MSM 予測では中層に冷却域(温 位時間変化率が負)があるのに対し、GSM 予測では 加熱域(温位時間変化率が正)になっている。この領 域での加熱のほとんどは上昇流に伴う水蒸気の凝結に よる潜熱の放出が、冷却のほとんどは降水の蒸発によ

⁵ 高渦位域は水蒸気チャンネルの衛星画像に見られる暗域と 対応するので、高渦位域の妥当性を判断する手段として、モ デルの予測値から作成する予想衛星画像(大和田・髙坂 2013) と実況の衛星画像の水蒸気チャンネルの画像を比較する方法 が考えられる。これによって明瞭な位置ずれなどは把握でき る可能性があるが、この事例のようにモデル予測が表現する 渦位の大きさ、垂れ下がりの妥当性が予想衛星画像で把握で きるかは明らかではなく(実際に、この事例では実況の衛星 画像と予想衛星画像の間に妥当性の判断ができる明瞭な違い は見られなかった(図略))、予想衛星画像の精度も含め、今 後のさらなる検証が必要である。

⁶ この計算は前1時間平均の非断熱効果による温位の時間変 化率とその時刻における渦位を用いて計算しているため正確 なものではないが、ある程度の傾向は見ることができる。



図 5.1.17 2015 年 4 月 15 日 03JST (左)と同日 12JST (右)における速 報天気図。



図 5.1.18 2015 年 4 月 15 日 03JST におけ る MTSAT-2 による水蒸気チャンネルの衛 星画像。



図 5.1.19 2015 年 4 月 15 日 12JST (初期時刻から 15 時間後)を予測対象時刻とした GSM (左)と MSM (右) それぞれに よる海面更正気圧 (等値線、単位: hPa)、前 3 時間降水量 (塗り分け、単位: mm/3h)の予測。



図 5.1.20 太平洋を北上する低気圧の GSM と MSM それぞ れによる中心(最低)示度(単位: hPa)の時系列。4月 15日 09JST が初期時刻から12時間後に対応。

る潜熱の吸収が寄与している(図略)。MSM 予測で降水の蒸発があることはそこに乾燥空気があること、一方、GSM 予測ではそのような乾燥空気はないことを示しており、実際に図 5.1.22(一番右)の相対湿度の プロファイルを見るとまさにそうなっていることがわかる。

その乾燥空気の起源を探るために、295 K 等温位面 における GSM 予測、MSM 予測それぞれの比湿の時系 列を図 5.1.23 に示す。295 K は図 5.1.22 の断面図の西 側に見られる乾燥空気の温位に対応する。相変化に伴 う水蒸気の消滅、生成、非断熱効果がなければ、比湿 は等温位面上を保存されながら動く。今は乾燥空気に 注目しているから相変化は無視できて、等温位面上の 乾燥域の動きを追うことでその乾燥空気の起源を見つ けることができる。



図 5.1.21 2015 年 4 月 15 日 09JST から 12JST を予測対象時刻とした 288 K 等温位面の渦位(塗り分け、単位: PVU)と海 面更正気圧(等値線、単位: hPa)の GSM(上段)と MSM(下段)それぞれによる予測。グレーでマスクした部分は最下 層の温位が 288 K 以上で 288 K 等温位面が存在しないことを示す。



図 5.1.22 2015 年 4 月 15 日 12JST を予測対象時刻とした GSM(上段)および MSM(下段)による予測の(左から)288 K 等温位面の渦位(等値線、単位: PVU)とその非断熱効果による前 1 時間の変化(赤青塗り分け、単位: PVU/hour、グレー のマスク領域の意味は図 5.1.21 と同じ)、渦位(単位: PVU)の鉛直断面、非断熱効果による温位の前 1 時間平均時間変化 率(単位: K/day)の鉛直断面、相対湿度の鉛直断面。鉛直断面は一番左の図の線分 AB に沿ったもの。各鉛直断面図には 温位の等値線(単位: K)も示している。なお、GSM 予測、MSM 予測それぞれの鉛直座標は気圧、高度と異なっているが、 ほぼ同じ高さを表示している。



図 5.1.23 2015 年 4 月 14 日 21JST (予測の初期時刻), 15 日 00JST, 06JST, 12JST における 295 K 等温位面の比湿 (単位: 10⁻³ kg/kg) と風(黒矢羽根、長い1本が10 kt に対応。) グレーでマスクされた領域は最下層の温位が 295 K 以上で 295 K 等温位面が存在しないことを示す。

図 5.1.23 を見ると、朝鮮半島南部に中心を持つ寒冷 渦周辺の比湿の小さな空気が、等温位面上の南西風に よって北東に移動していることがわかる。すでに述べ たように低気圧の西には大きな寒冷渦があり、その寒 冷渦内とその外の低気圧の領域では等温位面の高度が 大きく異なっていた。たとえば、295 K 等温位面の気 圧は、低気圧付近では 850 hPa であったが、寒冷渦で は 600 hPa 程度と高度に大きな差があり、その比湿の 小さな空気は寒冷渦の中層付近から下降しながら東進 している。また、それとは別に、寒冷渦の南を回って 南側から低気圧に向かって比湿の小さな空気が流れ込 んでいる。そして、15日 12JST に低気圧があること が予想されている下北半島の東側では、その時刻(図 5.1.23 の一番右)の比湿が GSM 予測よりも MSM 予測 の方が小さく、GSM 予測では西からの乾燥空気の流入 が MSM 予測よりも遅くなっている。このように、渦 位の分布にモデル間で違いを生じさせた中層の乾燥空 気の流入の違いが、太平洋側の低気圧の発達予測のモ デル間の差ができた大きな要因の一つであると考えら れる。

このような中層の乾燥空気の流入のモデル間の違い がどのようにして生じたかはまだ明らかではない。図 5.1.23 に示した 295 K 等温位面の風を見ると、寒冷渦 直下の日本海にある低気圧に対応する循環が見られる が、この循環の表現もモデル間で異なっている。この 循環の一部が寒冷渦にある比湿の小さな空気を北東に 移動させるのに寄与しているようにも見えるが、詳細 については、今後、さらに調査を進める必要がある。

このように、この事例での着目点の1つとなるのは、 中層の乾燥空気の流入であった。しかし、(4)で紹介し た事例同様、キーポイントとなる物理量のモデル予測 の妥当性を観測データから検証するのは困難を伴うこ とが多い⁷。たとえば、この事例でキーポイントとなる 中層の乾燥空気は、ゾンデ観測があればそれと比較す ることもできるが、時刻や地点が限られる。また、よ り広範囲、高頻度に観測データがある衛星画像を利用 できるとよいが、乾燥空気の上の層に雲が存在する場 合もあり、衛星画像から判別するのは一般的には難し い。しかしながら、モデル間に予測の差が生じる原因 を把握することで、新しい初期値の予測資料と比較す る際の着目点を絞ることが可能となるであろう。

5.1.3 まとめ

本節では、事例を通じて、冬季に南岸低気圧が日本 付近を通過する際のモデル予測の総観場の特性、降水 種別を左右する下層の気温のモデル予測とその着目点、 そして、MSM で見られることがある小さなスケール の低気圧の過発達、MSM と GSM の低気圧の発達予 測が異なった 2 つの事例における要因と着目点につい て述べた。

南岸低気圧通過時の総観場の予測については、2014 年~2015年の冬季によく見られたGSMのトラフの進 行や深まりの遅れについていくつかの事例を示した。こ の特性の原因は現時点では明らかではないが、頻繁に 見られ、かつ、天気予報に大きな影響を与えるので、原 因を追究し、モデルの改良につなげていく必要がある。

南岸低気圧通過時の下層の温度場の予測については、 2013年1月14日の関東での大雪事例を題材に原ほか

⁷ 実際に、この事例においても GSM と MSM それぞれの乾燥空気の流入について、予測の妥当性の検証ができていない。

(2013)で詳しく解析したが、そのフォローアップも兼 ねて、2015年2月の事例を取り上げた。2013年1月 14日の事例では、降水(雪)の融解による下層の冷却 が、下層気温の急激な低下に寄与していた。融解によ る冷却は短い時間に急激な冷却をもたらすことが特徴 であり、モデルの比較的強い降水予測と気温の急激な 低下が対応していれば、融解による冷却の可能性が高 い。一方で、モデルの降水予測が過大であれば、それ に対応する気温の低下も過大である可能性もあること に注意する必要がある。また、低気圧の後面では下降 流が卓越しており、その下降流に伴う断熱加熱によっ て気温の低下が妨げられることがあることも指摘した。

低気圧の発達の予測を巡っては、RSM でよく知ら れた低気圧の過発達の問題を振り返り、同様の特徴を もつ低気圧の発達が MSM で見られることがあること を紹介した。また、GSM と MSM で低気圧の予測が異 なった2つの事例を取り上げ、それぞれの事例で予測 に差が生じた原因を渦位を用いて考察した。渦位がモ デル間で異なる原因はこの2つの事例で異なっていた が、渦位に着目することで低気圧の発達のモデル間の 違いを把握する手がかりを与える可能性を示した。

原ほか(2013)や原(2014)でも事例解析を通じて 強調したが、本稿で事例解析を紹介した目的は、特定 の事例に対する解説ではなく、事例解析を通じて起こ りうるプロセスを示し、現象やモデル予測を物理的に 解釈することの大切さを示すことである。モデルの予 測結果の解釈を深めるために、モデルの予測を単なる ブラックボックスとしてとらえるのではなく、その背 景となる気象のプロセス、そして、そのプロセスのモ デルにおける表現に(本稿で用いた渦位も含めて)日 頃から目を向けていただきたいと考える。 参考文献

- 今泉孝男, 2001: 偽低気圧の発達問題. 平成 13 年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-25.
- 氏家将志,小泉友延,2012:事例検証-平成24年4月3 日・4日の、急激に発達した低気圧の予想について. 平成24年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 97-104.
- 大和田浩美, 高坂裕貴, 2013: 予想衛星画像. 数値予報 課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 76-80.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門. 東京大学出版会.
- 小倉義光, 2015: 日本の天気 その多様性とメカニズム. 東京大学出版会.
- 黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之, 2014: 予報作業における 渦位の利用について. 平成 25 年度予報技術研修テキ スト, 気象庁予報部, 49-61.
- 坂本雅巳,小泉友延,原旅人,2013:2013年4月6日か ら7日にかけて発生した低気圧.平成25年度数値予 報研修テキスト、気象庁予報部,90-106.
- 新堀敏基, 2003: 領域4次元変分法. 平成15年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 田宮久一郎, 2007: 留意すべき予報特性. 平成 19 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-28.
- 中村誠臣, 1997: 低気圧の発達しすぎの問題. 平成9年 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 37-42.
- 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 の原理 —. 天気, 33, 300-331.
- 原旅人、2014:最近発生した顕著事例に関する検討.平 成26年度数値予報研修テキスト、気象庁予報部、118-144.
- 原旅人,白山洋平,檜垣将和,氏家将志,2013:2013年1
 月14日の関東大雪.平成25年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,71-89.
- 細見卓也,2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に 向けて. 平成 14 年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,8-12.
- 美濃寛士, 1999: 事例検証(第9回合同マップディス カッション事例). 平成11年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部, 14-22.
- Hoskins, B. J. and I. N. James, 2014: *Fluid Dynamics* of the Mid-Latitude Atmosphere. Wiley.
- Lackmann, G., 2011: Midlatitude synoptic meteorology: dynamics, analysis and forecasting. Amer. Met. Soc.
- Martin, J. E., 2006: *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics*. Wiley.

5.2.1 はじめに

毎時大気解析²は、予報作業での大気の実況解析を 支援するための客観解析資料である(酒井 2001; 西嶋 2004; 藤田 2007)。この毎時大気解析を高解像度化する ことで、ユーザーの利便性を図るとともに、より詳細な 大気現象の把握に役立つ客観解析を目指して、高解像 度大気解析の開発を行っている。これまで毎時大気解 析は、気象庁の予報作業で利用されるとともに、その情 報価値の高さから、気象業務支援センターを通じて民 間気象事業者に、航空気象情報提供システム(MetAir) を通じて航空関係者に広く提供・利用されてきた(室井 ほか 2008)。このため、現在の毎時大気解析を高度化 させることは気象庁のみならず、多くの民間ユーザー にとっても気象業務を実施するうえでの有益な情報を 提供することになる。

気象庁では 2013 年 5 月 29 日から、水平格子間隔 2 km の局地モデル (LFM) による、1 日 24 回の高頻 度、高解像度な予測が開始された。これにより、毎時大 気解析で第一推定値として利用されているメソモデル (MSM)の予測 (水平格子間隔 5 km、1 日 8 回)よりも 最新かつ高解像度な予測が利用できるようになり、よ り高精度な客観解析の作成が可能となった。本節では 高解像度大気解析の意義(第 5.2.2 項)、概要(第 5.2.3 項)、高解像度大気解析を用いた広島市での大雨及び埼 玉県越谷市の竜巻の解析事例(第 5.2.4 項)をそれぞれ 述べ、最後にまとめについて述べる。

5.2.2 高解像度大気解析の意義

予報作業においては観測データによる実況監視は重 要であるが、観測データが空間的に不均一に分布して いるため、観測のみから大気の詳細な状態を把握する ことは困難である。一方、数値予報は空間的に均一な 格子点値を与え、その精度は年々向上しているものの、 突風や大雨などの顕著現象に対しては、必ずしも現象 を捉えるだけの十分な予測精度があるとは言えない。 また、データ同化サイクルの中では、観測時刻から当 該時刻の解析結果を配信するのに一定の時間が掛かる ため、実況監視という意味では速報性に欠けている。 毎時大気解析は、これらの欠点を補う目的で実行され ており、予報作業者が大気の状態をより迅速に、より 正確に把握するために有効活用されている。

近年、顕著現象による気象災害の予測に関する社会 的な関心が高まり、予報作業においても局地気象解析 の技術向上が求められている。局地気象解析では、府 県天気予報や注意報・警報を作成するうえで重要な大 気現象と、その環境場を明らかにすることを目的とし、

表 5.2.1 毎時大気解析と高解像度大気解析との主な仕様の 比較。

	每時大気解析	高解像度大気解析
解析手法	3次元变分法	
水平格子 間隔	5 k m	2 km / (200 m ⁻¹)
鉛直層数	48層	58層
解析範囲	日本全域とその周辺領域 / (100 km × 100 km ¹)	
第一推定値	メソモデル予測値	局地モデル予測値
解析要素	気温、水平風 (u, v)	気温、水平風 (u,v)、鉛直速度 (w)、 気圧、比湿、雲物理量、反射強度
観測	アメダス (気温,風)、ウインドブロファイラ、 衛星可視赤外イメージャ (大気追跡風) 航空機観測 (気温,風)、 ドップラーレーダー (ドップラー速度)	アメダス (気温,風)、ウインドブロファイラ、 衛星可視赤外イメージャ (大気追跡風, 輝度温度)、航空機観測 (気温,風)、 ドップラーレーダー (ドップラー速度, 反射強度)、地上GNSS (可降水量)、 SYNOP (地上の気温,風,気圧,比湿)、 METAR (地上の気温,風,気圧,比湿, 雪量情報)
解析頻度	1 時間間隔	30分間隔
1 メソサイクロンを伴う積利雪の調査用設定		

気温、風、海面更正気圧、湿度、降水、レーダー反射強 度などの平面図、時系列図及び鉛直断面図などを使っ て、空間的・時間的スケールを把握し、発生要因を推 定し、さらに盛衰や移動の予測を行っている。こうし た点で見ると現在の毎時大気解析は、気温と風のみを 客観解析の対象としていることから、降水の起源とな る水蒸気などの重要な情報が不足しており、局地気象 解析での利用には、まだ十分であるとは言えない。そ こで、このような様々な要素についても客観解析が得 られるよう毎時大気解析をさらに発展させる必要性が 高まっている。

局地気象解析で重要な観測の一つとして、レーダー 観測が挙げられるが、予測を行う際に仮にこのレーダー によって、大雨をもたらす積乱雲の初期エコーが観測 されたとしても、それが実際に発達するかどうかを判 断することは非常に難しい。このような場合、観測デー タだけでなく、周囲の環境場も同時に把握する必要が ある。例えば、下層での水蒸気の蓄積があるか、上昇 流の要因となるシアが周囲に存在するか、大気安定度 を低下させる地上と上空の気温差があるか、など幾つ か当てはまれば、観測された積乱雲がさらに発達し、 大雨となる可能性が高くなる。すなわち、顕著現象の 発生予測の手掛かりを環境場から見つけ出すための詳 細な客観解析が有効であり、これについて高解像度大 気解析を想定している。

5.2.3 高解像度大気解析の概要

現段階の高解像度大気解析について、毎時大気解析 との主な仕様の比較を表 5.2.1 に示す。解析手法はどち らも3次元変分法を用いている。3次元変分法は、数 値予報モデルの初期値作成に用いられている4次元変 分法と比べ、低コストの客観解析手法であるため、高 速かつ高頻度の実行に適している。本稿では3次元変 分法の説明は省略するので、必要に応じて過去の数値 予報課報告・別冊や数値予報研修テキスト(露本 1997、

¹ 石川 宜広

² 解析要素は風と気温のみ、日本全域を対象とする1日24 回実施している。詳細については付録A.1.6を参照されたい。



図 5.2.2 2015 年 7 月 10 日 18UTC の台風第 9 号が沖縄本島地方本島中南部に接近した時の地上の風 (矢羽根) で、(a) はアメ ダスの風観測、(b) は毎時大気解析による客観解析、(c) は高解像度大気解析によるものである。風の単位は旗:50、長棒:10、 短棒:5 [knot]。



図 5.2.1 高解像度大気解析の解析範囲。

2002; 石川 2002; 竹内 2002; 本田 2010) などを参照し ていただきたい。客観解析の水平格子間隔と鉛直層数 は、第一推定値に使用している数値予報モデルの水平 格子間隔と鉛直層数に一致している。高解像度大気解 析の解析範囲は、図 5.2.1 に示すとおり、毎時大気解析 とほぼ同じ日本全域とその周辺の領域が対象である。

毎時大気解析の実行は気象庁のスーパーコンピュー ター上で行われるが、その開始は毎正時後20分である ため、利用できる観測データは観測時刻から入電する までの時間が短いものに限られる。高解像度大気解析 が現業化した場合も事情は同じで、現在の計画では30 分間隔での実行を予定している。毎時大気解析で利用 している観測データは、アメダスの気温と風、ウィン ドプロファイラ、衛星可視赤外イメージャの大気追跡 風、ドップラーレーダーのドップラー速度、航空機観 測の気温と風で、解析要素は気温と風のみである。高 解像度大気解析では、この解析要素に気圧、比湿、鉛 直速度、雲物理量、反射強度が加わることで、利用可 能な観測データもドップラーレーダーの反射強度、地 上 GNSS の可降水量、SYNOP や METAR の地上の気 温、風、気圧、比湿及び雲量情報、衛星可視赤外イメー ジャの輝度温度などが新たに追加された。

高解像度大気解析で使用する稠密な観測データは、 観測方法や周囲環境(地形等)の影響で、観測値のもつ 空間的代表性がそれぞれ異なっている。例えば、観測 方法が異なるウィンドプロファイラとドップラーレー ダーのドップラー速度の場合、ウィンドプロファイラ は、高・低気圧や前線といった総観スケールに及ぶ大気 現象の風を観測対象としているため、空間的代表性は 比較的広く、一方、ドップラーレーダーは、メソスケー ルの雨雲内の風を観測対象としているため、比較的狭 いと考える。このような観測データを一般的な3次元 変分法で使用する場合、近傍の観測同士で相殺し合い、 観測がもつ詳細な情報が失われ、実況監視に用いる資 料としての利用価値が半減してしまう。そこで高解像 度大気解析で使用する3次元変分法では、観測種別ご とに空間的代表性を考慮して、客観解析の修正量の広 がりや大きさを個別に設定することが可能で、それぞ れの観測データと整合した客観解析が作成される。

高解像度大気解析の特徴は、ドップラーレーダーの 観測データを高度利用している点である。客観解析で の離散化した格子点に、高分解能なレーダー観測の情 報を効率よく与えるため、全ての観測データを使って 格子点への内挿を行っている。具体的には、極座標形式 のレーダー反射強度やドップラー速度を2次曲線の最 小二乗法を使って、近接する格子点に当てはめること で、観測値に含まれるノイズが除去され、第一推定値 の水平格子間隔に適応した観測データが得られる。ま た、このドップラー速度の客観解析では、ドップラー 速度の鉛直速度を考慮することで、メソスケール擾乱 に対応する積乱雲内の上昇流や下降流が得られる。

さらに高解像度大気解析では、雲の解析を行い、3次 元の雲や降水場を解析している。この解析では、レー ダー反射強度、衛星可視赤外イメージャの輝度温度、 METAR の雲量情報のそれぞれの観測を組み合わせて

利用し、雲被覆率、降水種別、雲水、雲氷、雨、雪、雹 の混合比、雲内の鉛直速度、着氷指数、雲底と雲頂の 高度、雲内の比湿や気温などの雲に関する詳細な情報 を得ている。雲水、雲氷の混合比の計算には、閾値以 上の3次元雲被覆率の領域をもとに、1次元雲物理モ デル Smith-Feddes model (Albers et al. 1996) を使っ て、雲水、雲氷の混合比の計算を行っている。この計 算には、気塊の雲底から雲頂への輸送に関する湿潤断 熱条件が用いられており、上空での氷結やエントレイ ンメントの効果も考慮されている。3次元の雲種別の 判定には格子ごとの雲の厚み、周囲の気温、統計的な 安定度の関数を使用し、隣り合わせた領域での雲種別 と比較しながら決定している。3次元の降水種別の雨、 雪、雹の判定には、先ほど得られた雲種別をもとに診 断的に求めている。3次元の降水物理量の雨、雪、雹の 混合比は、この降水種別とレーダー反射強度との関係 式から直接求めている。雨の混合比 (qr) とレーダー反 射強度 (Z_r) との実験的な関係式は Kessler (1969) によ り式 (5.2.1) から定義され、また、雪、雹の混合比 (q_s, q_h) とレーダー反射強度 $(Z_{s,h})$ との実験的な関係式は Rogers and Yau (1989) により式 (5.2.2) から定義され る。ここで、 ρ は大気の密度 $[kg/m^3]$ を表す。

$$Z_{\rm r} = 1.73 \times 10^4 (\rho \, q_{\rm r})^{1.75}$$
 (5.2.1)

$$Z_{s,h} = 3.8 \times 10^4 (\rho q_{s,h})^{2.2}$$
 (5.2.2)

毎時大気解析と高解像度大気解析との客観解析の風の 比較を図5.2.2 に示す。同図は2015年7月10日18UTC の台風第9号が沖縄本島地方本島中南部に接近した時 の地上の風を表し、(a)はアメダスによる風観測、(b) は毎時大気解析による客観解析の風、(c)は高解像度大 気解析によるものである。アメダスだけでは、観測点 の風の状況しか判らないが、毎時大気解析の客観解析 では、島を取り囲む風の環境場が把握でき、さらに高 解像度大気解析では、海上・陸上での強風域の分布がよ り詳細に確認できる。高解像度な客観解析資料は、予 報作業の現場で威力を発揮すると期待される。

5.2.4 高解像度大気解析による解析事例

高解像度大気解析による広島市での大雨と埼玉県越 谷市の竜巻の2つの解析事例について紹介する。

(1) 2014年8月20日広島市での大雨

平成26年8月20日未明、広島市では午前2時から4時までの2時間に、200mmを超える局地的な降水がもたらされ、それに伴って発生した土石流が、山裾や谷間に広がる住宅地を襲い、74人の命が失われるなどの大きな災害をもたらした。その頃、広島と山口の県境付近では、次々と積乱雲が発生し、風下側に積乱雲が連なって線状降水帯が形成され、この降水帯が停滞することで局地的な大雨となった。

2014 年 8 月 19 日 16UTC (日本時間 8 月 20 日午前 1 時)の総観場について、高解像度大気解析による客観

解析を図 5.2.3 に示す。(c) には客観解析から推定した 前線を追加した。300 hPa 面では、華南から沿海州に かけて偏西風の強風の流れが解析された。本州の南に は寒冷渦が存在していたが陸地から離れていたため、 直接の影響は小さいとみられる。500 hPa 面では、こ の偏西風の強風軸に対応してトラフが黄海付近にあり、 日本海に向かって東進していた。日本の南にはサブハ イ (高度 5880 m 以上の領域)が存在し、沖縄の南まで 勢力を伸ばし張り出していた。地上では上海付近に熱 帯低気圧が、北海道の西に低気圧が解析され、この2 つを結ぶように中国大陸から対馬海峡を通って、北日 本に伸びる前線が推定された。また、日本の南海上で は太平洋高気圧が張り出し、沖縄・奄美や西日本の沿 岸部まで広がっていた。深夜にもかかわらず、こうし た地域では気温が26 以上と高かった。前線の南側 では、南西海上からの暖湿気の流れ込みにより、可降 水量で 60 mm を超える湿った細長い領域が存在して いた。反射強度では、この暖湿域に対応して強い降水 域が東シナ海や九州の北部、中国地方を中心に存在し、 日本海沿岸部から北海道まで広く散在していた。広島 市付近では線状降水帯が存在し、典型的な豪雨事例と 同様に暖湿域の南端にあたる前線から離れたところで 発生した。

メソスケールでの豪雨の発生要因を調査するため、 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 20UTC の高解像度大気解 析による客観解析での反射強度と地上風を図 5.2.4 に示 す。09UTCの頃には、南海上からの暖湿気の流入によ り、九州の山岳西部や北部、中国地方の西部で広く降 水域が解析されていた。この期間中、地上付近では太 平洋高気圧の西側縁辺流によって、南南西~南よりの 風が継続し、九州の西を通って対馬海峡に向かう風や、 豊後水道を通って瀬戸内海に向かう風が解析されてい た。11UTC~13UTC の頃には、九州の地形に沿って 発生した線状降水帯が北東方向に移動し、その東端に 近い山口と広島の県境付近から広島市付近に連なる線 状降水帯が発生した。14UTCの頃には、この線状降水 帯は一旦、不明瞭となるが、15UTCには、広島市付近 の緩やかな地形斜面で積乱雲が発達し、さらに土石流 の発生時間帯を含む 16UTC ~ 19UTC には、再び線状 降水帯が発生・発達した。シャープな線状構造を維持 しながら、ほぼ同じ場所で停滞したため、局地的な大 雨となり、短時間で大量の降水をもたらした。

豪雨発生時の山口と広島の県境付近の大気の状態を 把握するため、2014年8月19日16UTCの高解像度大 気解析による客観解析から計算したSkew-T diagram³ と大気安定度指数を図5.2.5に示す。大気安定度指数の 計算方法やその基準値については大野(2001)を参考に した。大気のプロファイルを見ると地上から 600 hPa 付近までは、わずかに飽和に達していない部分がある

³ 大気の熱力学的な状態を表す熱力学ダイアグラムの一種。 気温を skew(斜め)の線で、気圧を対数で表している。



図 5.2.3 2014 年 8 月 19 日 16UTC の高解像度大気解析による客観解析を示す。(a) は 300 hPa 面の高度場と風、(b) は 500 hPa 面の高度場と風、(c) は海面更正気圧 (Psea) と地上風、(d) は地上気温、(e) は可降水量、(f) は鉛直カラム最大値の反 射強度を示す。各要素の単位は高度場 [10 m]、風 (矢羽根 旗:25、長棒:5、短棒:2) [m/s]、Psea[hPa]、気温 []、可降水量 [mm]、反射強度 [dBz]。

ものの、ほぼ全層で湿っていたことがわかる。地上から 上空 200 hPa 付近までは南西風が卓越しており、対流 圏界面付近では風速が弱く、かなとこ雲が雲頂で円形に 広がり易い状態であった。大気安定度指数として、自由 対流高度 (LFC) が 500 m、浮力がなくなる高度 (LNB) が14 km であり、これは大量の水蒸気が流入しさえす れば、少しの上昇流でも積乱雲が発達し、雲頂が対流 圏界面付近まで到達することを意味している。可降水 量は積乱雲の直下点ということもあり、80 mm と大き な値で、大気の鉛直カラムが保有できる水蒸気量の最 大値に達している。対流有効位置エネルギー(CAPE) は 2800 J/kg で、「大気状態が非常に不安定 (基準値 2500 J/kg 以上)」に該当する。K 指数 (KI) は 41 で、 「 雷雨の可能性がほぼ 100 パーセント (基準値 40 以上)」 に該当する。また、激しい雷雨の発生度を表すシビア ウェザー指数 (SWEAT) は 325 で、「激しい雷雨の可 能性 (基準値 300 以上)」に該当する。このように豪雨 発生を示唆する激しい雷雨の存在や、大気の状態が非 常に不安定であったことが示された。高解像度大気解 析では、ゾンデ地点以外の場所でも、容易に大気のプ ロファイルを把握し、大気状態の安定指数を計算する

ことができる。

次に、広島市付近で発達した積乱雲の環境場を把握 するため、2014年8月19日09UTC~19UTC(2時間 間隔)の高解像度大気解析による客観解析の気温、風、 比湿、反射強度について、図5.2.5の線分A-Bを切片 とする鉛直断面図を図5.2.6~図5.2.8に示す。

図 5.2.6 に示す反射強度と水平風の鉛直断面図では、 図 5.2.4 の地上風と同様に、高度約 1 km までの下層で は南南西~南よりの風となっており、それより上層の 高度 1 ~9 km では南西風が卓越していた。また、発 達した積乱雲の南側、高度 9 km より上層では、西~ 北西の風によって上空寒気が流入する場となっていた。 積乱雲の発生に関して、下層の鉛直シアによる上向き の気圧傾度力や、中国山地の緩やかな地形が、下層の 暖湿気塊を上昇させる要因となっていたと推測される。 反射強度で見ると、09UTCの頃には、暖湿な南西気流 により中国山地の日本海側を中心に積乱雲が広がって いた。11UTC~13UTC には、広島市付近で最初の積 乱雲が発生・発達し、15UTCの頃には一旦、積乱雲は 緩やかな地形斜面に移動するが、17UTC~19UTC に は、図 5.2.4 の反射強度と同様に、再び広島市付近で



す。各要素の単位は反射強度 [dBz]、風 (ベクトル)[m/s]。



図 5.2.5 2014 年 8 月 19 日 16UTC の山口と広島県境付近の地点 の解析値から計算した Skew-T diagram と大気安定度指数 である。風の矢羽根は長棒:5、短棒:2 [m/s]。なお、図中の線分 A-B は図 5.2.6 ~ 図 5.2.8 の鉛直断面図の水平方向の切片を 表す。



図 5.2.6 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 19UTC (2 時間間隔)の高解像度大気解析による客観解析の反射強度と水平風の鉛直断 面図で、切片は図 5.2.5 の線分 A-B に対応する。各要素の単位は水平風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、反射強度 [dBz]。 は大雨発生地点。



図 5.2.7 2014 年 8 月 19 日 09UTC~19UTC (2 時間間隔)の高解像度大気解析による客観解析の比湿の鉛直断面図で、切片は 図 5.2.5 の線分 A-B に対応する。比湿の単位は [g/kg]。



図 5.2.8 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 19UTC (2 時間間隔)の高解像度大気解析による客観解析の気温の鉛直断面図で、切片は 図 5.2.5 の線分 A-B に対応する。気温の単位は []。



図 5.2.9 2014 年 8 月 19 日 17UTC の高解像度大気解析による客観解析で、(a) は 500 m 高度の風 (ベクトル) と風速、(b) は 500 m 高度の比湿を示す。各要素の単位は風速 [m/s]、比湿 [g/kg]。なお、塗りのない領域は地形標高 500 m 以上に相当。

積乱雲が発生・発達した。この2時間の間、45 dBz を 越える大きな反射強度の中心は、南北にほとんど動か ず、同じ場所に停滞していた。

図 5.2.7 に示す比湿の鉛直断面図では、09UTC の頃 には既に 12~13 g/kg 程度の比湿に相当する水蒸気が 瀬戸内海や中国地方を高度 2 km 付近まで広く覆って いた。その後、さらに多くの下層の水蒸気が四国の最 西部にあたる豊後水道付近から瀬戸内海を通って、中 国山地の南側の斜面に流れ込んでいた。このため、15 ~17UTC になると、高度 1 km 付近まで 16~21 g/kg の比湿に相当する大量の水蒸気が蓄積されていた。図 5.2.5 で見たように条件付不安定な成層状態のもと、大 量の水蒸気が下層に蓄積されており、少しの気塊の上 昇でも積乱雲が急速に発達する環境場であった。本事 例の場合、下層の水蒸気量の時間変化が豪雨の発生を 予測する手掛かりと言えよう。

図 5.2.8 に示す気温の鉛直断面図では、夕方から深 夜にかけて瀬戸内海を中心に地上気温が2~3 位低 下していたが、同様に上空の気温も低下していたため、 地上と高度6 km (500 hPa 面相当)の気温差は36 が維持され、大気の状態は不安定のままであった。図 中の破線で囲んだ中国山地の地形山頂部の気温は、周 囲に比べて低く、山裾では22 の等値線が窪み、時間 の経過につれて気温が低下していた。これは風上側に あった積乱雲によって、落下した雨滴が地形山頂部で 蒸発し、地表面で冷気塊 (コールドプール)を形成した と推測される。広島市付近での線状降水帯の発生・発 達には、下層の暖湿な空気塊の蓄積や鉛直シアが主な 要因と思われるが、このコールドプールについても線 状降水帯の発生や停滞の一因の可能性が考えられる。

ここで、豪雨をもたらした下層の暖湿気塊について 調べてみる。図 5.2.9 は 2014 年 8 月 19 日 17UTC の高 解像度大気解析による客観解析で、(a) は 500 m 高度 の風、(b)は500m高度の比湿を表す。500m高度の 風では、太平洋高気圧の張り出しによる縁辺流の一部 が、豊後水道の東側を通り抜け、進路が狭くなる広島 湾に流れ込むため、10~13m/sと比較的強い風となっ ていた。また、この強風域の西側と東側では、風が九 州山地と四国山地に遮られるため、0~2m/sの弱風域 となっていた。500m高度の比湿を見ると、下層の暖 湿気が強い風の流れにより広島市付近に運ばれた後、 周囲の地形に阻まれ、東西の弱風域によって拡散する ことなく、図 5.2.7と同様に広島湾付近を中心に大量の 暖湿な空気塊が蓄積されていたことがわかる。このよ うに水蒸気の局所的な集中が、積乱雲を繰り返し発生 させる要因の一つであったと考えられる。



図 5.2.10 2013 年 9 月 2 日 05UTC の高解像度大気解析による客観解析を示す。(a) は 500 hPa 面の気温、(b) は地上気温、 (c) は Psea と地上風、(d) は可降水量、(e) は 500 m 高度の比湿、(f) は鉛直カラム最大値の反射強度を示す。各要素の単位 は風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、Psea[hPa]、気温 []、可降水量 [mm]、比湿 [g/kg]、反射強度 [dBz]。

(2) 2013年9月2日 埼玉県越谷市での竜巻

2013年9月2日午後2時5分ごろから2時25分に かけて、埼玉県越谷市とその周辺で竜巻が発生した。 この竜巻によって負傷者64人、住家損壊1100棟の被 害がもたらされた。竜巻を発生させた積乱雲は小型な がらもスーパーセル⁴と推測され、その特徴であるメ ソサイクロン⁵も同時に観測された。越谷市付近には 竜巻発生前から局地的な前線があったが、この前線と 積乱雲のガストフロント⁶の渦が衝突し、渦が強めら れ、さらにメソサイクロンに伴う強い上昇流によって 渦が引き伸ばされ、竜巻が発生したと推測される。高 解像度大気解析では、基本的には竜巻を直接把握する ことは困難であるが、竜巻をもたらす積乱雲もしくは スーパーセルの環境場の特徴を事後解析によって、あ らかじめ理解しておくことは可能であり、今後の竜巻 等の突風予測に役立てられると考える。

2013年9月2日05UTC (日本時間9月2日午後2 時)の総観場について、高解像度大気解析による客観解 析を図 5.2.10 に示す。(c) には客観解析から推定した前 線を追加した。500 hPa 面では、サーマルトラフの東 進によって、上空の寒気が日本に接近し、本州全域で 以下となっていた。地上では東シナ海に台風第 - 6 17号が存在し、九州に向かって北東進していた。沖縄・ 奄美を含む日本の南海上や西日本・東日本の太平洋側 では気温が高く、特に関東では32 に達しており、上 空との大きな気温差により、大気の状態が非常に不安 定であった。可降水量では、60 mm を超える湿った領 域が台風の周辺やその北東側、九州の北部、瀬戸内海 や播磨灘などの内海とその沿岸部、四国沖に存在して いた。また、500 m 高度の比湿では、下層の湿った領 域が台風の周辺や太平洋上の暖湿な南西気流に対応し て高い値となっていた。反射強度による降水域を大ま かに解析すると、こうした湿り域と関連しており、台 風による沖縄・奄美での降水、トラフの接近による九 州から東北での前線性の降水、太平洋高気圧の縁辺の 暖湿流による西日本・東日本の太平洋側での降水とそ れぞれが対応していることがわかる。

⁴ 回転する非常に強い上昇気流を伴い、落雷や降雹、竜巻や 集中豪雨をもたらす 発達した積乱雲のこと。

⁵ スーパーセル発生時にしばしば現れる、低気圧性の循環構 造のこと。

⁶ 積乱雲からの冷たい下降気流が水平に吹き出し、周囲の暖 かい空気と衝突した際にできる小規模な前線のこと。



図 5.2.11 2013 年 9 月 2 日 05UTC の埼玉県越谷市で発生した積乱雲周辺での高解像度大気解析による客観解析を示す。(a) は 地上風と 2 km 高度の反射強度、(b) は (a) の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とする鉛直断面図の水平風、気温、反射 強度である。各要素の単位は水平風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、気温 (等値線)[]、反射強度 [dBz]。なお、局地的な前 線を (a) の破線で表す。



図 5.2.12 2013 年 9 月 2 日 05UTC の高解像度大気解析による客観解析の (a) 地上気温と (b) 地上比湿を示す。各要素の単位 は気温 []、比湿 [g/kg]。なお、 は埼玉県越谷市の位置を示す。

メソスケールの視点で竜巻を発生させた積乱雲の環 境場を把握するため、2013年9月2日05UTCの積乱雲 周辺での高解像度大気解析による客観解析を図 5.2.11 に示す。(a)は地上風と2km高度の反射強度、(b)は (a)の積乱雲の中心を通る東西を切片(赤線)とする鉛 直断面図の水平風、気温、反射強度である。(a)の中央 には発達した積乱雲が存在し、南側の南西風と西側の 北西風とのシアによって形成された局地的な前線(破 線)上に位置していた。(b)の鉛直断面図でも上空1km 位まではこのシアが明瞭に見られ、これより上層では 南西風が卓越していた。高度8kmの気温は-20 と 低く、地上では30 に達していたため、その気温差が 50 となり、越谷市付近の大気の状態は、非常に不安 定であった。このため、積乱雲の雲頂高度は、対流圏界 面より上層となる高度 20 km 近くまで到達していた。 強い反射強度の直下の東側では、地上から高度 6 km 位 のところに、弱い反射強度の領域が存在し、スーパー セルの特徴である強い上昇流の存在を示唆していた。 また、積乱雲の直下では、地上から高度 1 km 位のと ころで西風が鉛直方向に平行に並んでおり、ガストフ ロントに対応していたとみられる。

竜巻発生時の越谷市周辺の環境場を把握するため、 2013年9月2日05UTCの高解像度大気解析による客 観解析の地上気温と地上比湿を図5.2.12に示す。(a)の 越谷市付近の地上気温は、この周辺でも特に高く30 に達し、局地的な前線を境界とした急な温度勾配を形



図 5.2.13 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析によ る埼玉県越谷市に発生した積乱雲周辺の客観解析の 500 m 高度の風と 2 km 高度の反射強度を示す。各要素の単位は 風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、反射強度 [dBz]。



図 5.2.15 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析によ る図 5.2.13 の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とす る鉛直速度の鉛直断面図を示す。上向きを正とする鉛直速 度の単位は [m/s]。

成していた。この温度勾配は、前線の維持や熱輸送に よる渦の形成に寄与していたと推測される。また、(b) の地上比湿では17g/kg以上の比湿に相当する水蒸気 の流れが日本の南海上から東京湾を通って陸上にまで 達しており、この暖湿気塊と越谷市付近の高温で比較 的乾いた気塊とが接した場所で、積乱雲が急速に発達 した。

ここで、竜巻をもたらした積乱雲について、メソサ イクロンの詳細な情報を得るため、同じシステムを用



図 5.2.14 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析に よる図 5.2.13 の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) と する水平風と絶対渦度の鉛直断面図を示す。各要素の単位 は、風 (矢羽根 旗:25、長棒:5、短棒:2) [m/s]、絶対渦度 [10⁻⁵/s]。

いて、これまでの水平格子間隔を 2 km から 200 m に 設定を変更して客観解析 (ここでは 200 m 大気解析と 呼ぶ。)を行った。第一推定値には、局地モデルの予測 値を水平格子間隔 200 m に内挿したものを用い、解析 範囲は 100 km × 100 km に設定した。図 5.2.13 には 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析による積乱 雲周辺の 500 m 高度の風と 2 km 高度の反射強度を示 す。水平格子間隔 2 km では、ほぼ同心円のエコーで あったものが、水平格子間隔を 200 m にすることでメ ソサイクロンの特徴であるフックエコー⁷ やその近傍 での反時計方向の渦の場が詳細に解析された。

次に、積乱雲内部の風の構造を把握するため、図 5.2.13 の積乱雲の中心を通る東西を切片(赤線)と する鉛直断面図の水平風と絶対渦度を図 5.2.14 に示 す。積乱雲の直下の地上付近から高度 6 km 位までに 1500 (10⁻⁵/s)以上の大きな絶対渦度の領域があり、メ ソサイクロンの存在を示唆していた。実際にこの下で 竜巻が発生していた。図 5.2.15 には、同じ切片とする 鉛直速度の鉛直断面図を示す。積乱雲内部の鉛直速度 は、高度1~8 km には上昇流域が存在し、上向きの極 値が 50 m/s であり、また、高度8~18 km には下降流 域が存在し、下向きの極値が 55 m/s と非常に大きな 鉛直速度が解析された。これらの数値については、別 の方法で検証する必要があるが、いずれにせよ小型な がらもスーパーセルの環境場の特徴をもつ非常に発達 した積乱雲であることがわかる。

⁷ 降水強度が強い部分が鉤 (フック) または釣り針状に分布 しているものを指し、竜巻の前触れとされる。

5.2.5 まとめ

毎時大気解析の高度化を目指して開発中の高解像度 大気解析の概要等を説明し、2つの顕著事例について、 高解像度大気解析による客観解析資料を用いた大気の 実況解析例を紹介した。毎時大気解析では判然としな かった大気現象に関しても、高解像度な客観解析の風、 気温、気圧、湿度、反射強度などの多様な要素を用い ることで、詳細な環境場の把握ができ、顕著現象の発 生要因を物理的に理解するうえで有効な手段として活 用できる可能性が示された。

豪雨予測の難しさは、現象発生の不確実性にあり、そ の時間や場所を特定することが困難な点である。もち ろん、数値予報やガイダンスによって、比較的広い範 囲での大雨のポテンシャルを推測することができるが、 それだけでは、局地的な大雨の予測には不十分である。 顕著現象の発生には、地域性や地形等の影響を受けた 環境場が深く関わる場合が多いため、それを表現可能 な高解像度で高精度な客観解析資料が必要となり、そ の資料を全国の予報作業者が共有しながら、実況監視、 概念モデルや防災情報の作成等に活用していくことが 望まれる。高解像度大気解析は、こうしたニーズに対 応するもので、高解像度、高頻度を前提として、今後、 ひまわり8号などの高精度で多様な最新の観測データ を有効利用し、解析精度の向上を図って行く。

参考文献

- 石川宜広,2002: メソ4次元変分法.数値予報課報告・ 別冊第48号,気象庁予報部,37-59.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 96-177.
- 酒井喜敏, 2001: 毎時下層風解析. 平成 13 年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-63.
- 竹内義明, 2002: 全球 3 次元変分法. 数値予報課報告・ 別冊第 48 号, 気象庁予報部, 17-36.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報 告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 露木義,2002: 変分法によるデータ同化の基礎.数値予 報課報告・別冊第48号,気象庁予報部,1-16.
- 西嶋信,2004:毎時大気解析.平成16年度数値予報研 修テキスト,気象庁予報部,63-65.
- 藤田匡,2007:毎時大気解析の高度化.平成19年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部,98-101.
- 本田有機, 2010: 非静力学 4 次元変分法. 数値予報課報 告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 7-37.
- 室井ちあし,藤田匡,石川宜広,2008: 気象庁毎時大気 解析. 天気,55,401-408.
- Albers, S. C., J. A. McGinley, D.A. Birkenheuer, and J. R. Smart, 1996: The local analysis and prediction system (LAPS): Analysis of clouds, precipitation, and temperature. *Wea. Forecasting*, **11**, 401– 408.

- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteor. Mongr., Amer. Meteor. Soc.*, **10**, No.32.
- Rogers, R. R. and M. K. Yau, 1989: A Short Course in Cloud Physics. *Pergamon Press*, 293pp.