令和3年度地球惑星科学専攻(地球物理学分野) 修士論文

爆弾低気圧の予測可能性と降雪量との関係

大気科学分科 富田 涼介 (TOMITA, Ryosuke)

目次

第1章	序論	6
1.1	爆弾低気圧とは..............................	6
1.2	爆弾低気圧の気候学的分布.............................	8
1.3	日本付近での爆弾低気圧................................	14
1.4	降雪と爆弾低気圧との関係............................	21
1.5	海洋の熱フラックスと爆弾低気圧の応答..................	22
1.6	本研究の目的..................................	24
第2章	使用モデル,使用データ,解析手法	25
2.1	使用モデル	25
2.2	使用データ	28
2.3	解析方法	29
第3章	Lothar の予測可能性	36
3.1	Lothar とは	36

3.2	実験設定	37
3.3	低気圧 Lothar の予測可能性	39
第4章	2020/2021 年度冬季の日本付近の事例解析	43
4.1	2020/2021 年度の降雪量	43
4.2	気象予報 GPV を用いた予測可能性	49
第5章	まとめと考察	80
5.1	北西太平洋で発生し,強風災害をもたらした低気圧 Lothar	80
5.2	2020 年 12 月及び 2021 年 1 月に発生した爆弾低気圧の予測可能性	81

参考文献

温帯低気圧は,強風や高潮,強烈な降雨や降雪を伴うため,経済的損失や人 的被害を生じうる。特に短時間で急激に発達するものは爆弾低気圧と呼ばれ, 防災上正確な予報が求められている。本研究では,爆弾低気圧の予測可能性に ついて調べるため,強風をもたらした北西太平洋の爆弾低気圧と豪雪をもたら した日本付近の爆弾低気圧について,事例研究を行った。

1997年12月24日から27日にかけてヨーロッパを中心に倒木や建物の崩 壊をもたらした低気圧Lotharは,予測可能性の低い現象として知られている。 モデルは欧州中期予報センターの現業数値天気予報モデルのコミュニティ版 である OpenIFS を用い,モデルに与える初期値の初期時刻や解像度,物理パ ラメタを変化させてLotharの予報に寄与の高いパラメタを調査した。Lothar の進路は42時前予報では解像度を約4倍細かくしても精度の高い予報はでき ず,24時間予報のみがヨーロッパへの上陸を精度よく予報していた。一方,18 時間予報でも中心気圧の低下は解像度が低い予報では10hPaほど過小評価さ れていた。このことから,Lotharの進路を速い段階で予報するのは難しいが, 中心気圧の低下については解像度を細かくすることで精度を上げられることが わかった。

次に,2021年12月14日からから21日,2021年1月6日から1月11日 の2つの豪雪イベントと爆弾低気圧の関係について明らかにするため,京都 大学生存圏研究所のグローバル大気観測データに格納されている気象庁数値予

3

要旨

報 GPV と気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)を用いた予測可能性の調査を 行った。JRA-55 の再解析データを用いて爆弾低気圧の中心位置を追跡したと ころ,12月12日に関東沖で発生した爆弾低気圧はカムチャッカ半島沖で北か ら西に転向した後,さらに北東に転向してベーリング海に進んだ。また,13 日 06 UTC に小規模な低気圧が日本海で発生し,これに合流している。しか し,気象庁の予報には強い低気圧が太平洋側を通るパターンと日本海側を通る パターンが存在していた。これらの予報におけるジェットストリークの長さと 下層の傾圧性を調べたところ,低気圧が日本海側を通る予報ではジェットスト リークが短くなっており,これに伴い下層の傾圧性の高い領域が西に移動して いた。これにより,爆弾低気圧の進路が日本海を通るように変化したのだと考 えられる。

降雪量の予報を比較したところ,6時間積算降雪量では太平洋側を通る爆弾 低気圧が発生したパターンよりも日本海側を通る爆弾低気圧の方が多かった。 しかし,48時間積算降雪量では日本海側を通るパターンの方が降雪量は少な くなっていた。これは太平洋側の低気圧はカムチャッカ半島付近で転向した が,日本海で発生した低気圧は転向せずに北東へ進んだため,大陸からの寒気 を引き摺り込む時間が短かったためだと考えられる。

2021 年 1 月 6 日に発生した爆弾低気圧は日本海を通過したが,異なる初期 時刻の予報を比較すると 12 月 28 日 12 UTC を初期時刻とした予報では強い 低気圧が発生していなかった。この初期時刻からの 1 月 7 日 12 UTC の 6 時

4

間降雪量予報と1月7日12 UTC を初期時刻とした6時間降雪量予報を比較 すると,最大で4 cm以上過小評価されていた。これは12月14日から21日 の事例同様,大陸からの寒気の張り出しが爆弾低気圧の存在により強化されて いたためだと考えられる。310 K の等温面上の渦位を追跡したところ,渦位は 極越え気流により北西大西洋から移流されてきたことが分かった。12月28日 12 UTC を初期時刻とした予報では極越え気流によって運ばれる高渦位の空気 が少なく,対流圏界面の折れ込みが弱化していたため,強い低気圧が発生しな かったと考えられる。これら事例解析から,より正確な降雪量の予報には爆弾 低気圧の精度の高い予報が必要であることが示唆された。

第1章

序論

この章では,気象学における爆弾低気圧の位置づけ,爆弾低気圧の定義,爆弾低気圧の 気候学的特徴,北大西洋における爆弾低気圧の分類,爆弾低気圧と降雪量の関係,数値モ デルよる爆弾低気圧と黒潮続流域の熱フラックスの応答についての先行研究について述べ る。先行研究を踏まえて本研究の目的を説明する。

1.1 爆弾低気圧とは

低気圧は主に温帯低気圧と熱帯低気圧の2つに大別される。熱帯低気圧は凝結熱をエネ ルギー源とするため,主に熱帯域で発達する。一方で温帯低気圧は南北の温度差によって 発達するため,北側の寒気と南側の暖気の境界である中緯度で発達することが多く,前線 を伴うのが特徴である。温帯低気圧の中でも,短時間に急激に発達するものを爆弾低気圧 と呼んでいる。社会学的な視点でみると温帯低気圧は強風,海上暴風,高潮,強烈な降雨 や降雪,地すべり等の気象災害をもたらすため,経済的損失や死亡者数に影響を与えている (Nissen et al., 2010[21])。爆弾低気圧は正確な予報が防災上重要であるため,盛んに研究されている。

スウェーデンの気象学者 Tor Bergeron は,中心気圧が24時間に1hPah⁻¹以上の 割合で低下する低気圧を急速に発達する低気圧として定義した。Sanders and Gyakum (1980)[24] は Bergeron の定義はスウェーデンを通る 60°N であると推定して,正規化さ れた気圧低下率 (NDR, normalized deeping rate)を提案した。

$$NDR_{c} = \left[\frac{p_{c}(t - 12h) - p_{c}(t + 12h)}{24}\right] \frac{\sin(60^{\circ})}{\sin\phi_{c}}$$
(1.1)

ここで、 p_c 及び ϕ はそれぞれ時刻 t における中心気圧及び、緯度を表す。 60° は参照緯度 と呼ばれている。係数 $\sin(60^\circ)/\sin\phi$ により正規化することにより、地衡風近似の下で等 価な低下率としており、(赤道を除く) 任意の緯度で気圧低下率を評価できる。 NDR_c が 1 以上のものを爆弾低気圧と呼ぶ。

Reale et al. 2019[22] では, NDR_c を南半球に適用すると多くの不自然な低気圧が同定 される。式 (1.1) では,低気圧が発達しなくても気圧が低い領域に移動することで成長率 が増加する。そこで Lim and Simmonds (2002)[19] では低気圧の中心気圧から海面気圧 の気候値を引いた相対気圧を使って爆弾低気圧の成長率を定義した。

$$NDR_{r} = \left[\frac{p_{r}(t - 12h) - p_{r}(t + 12h)}{24}\right] \frac{\sin(60^{\circ})}{\sin\phi}$$
(1.2)

式 (1.1) と比較すると式 (1.2) 低気圧の中心気圧 $p_{\rm c}$ が低気圧の中心の相対気圧 $p_{\rm r}$ に置

き換わっている。 NDR_r を使うことで、純粋な低気圧の発達を評価でき、 NDR_c と併用した NDR_c/NDR_r を用いて低気圧の発達を評価することもある。

ラグランジュ的な低気圧中心気圧変化ではなく、より平易で扱いやすい低気圧の評価指 数も存在する。Kuwano-Yoshida (2014)[17] は Local Deeping Rate (LDR) を使った低 気圧の評価方法を提案している。

$$LDR = -\frac{\partial p}{\partial t} \left| \frac{\sin(60^\circ)}{\sin \theta} \right|$$
(1.3)

$$LDR24 = -\frac{p(t+12h) - p(t-12h)}{24} \frac{\sin 60^{\circ}}{\sin \theta}$$
(1.4)

p は解析対象地域の気圧, θ は各グリッドポイントの緯度を表す。特に24 時間の中央差 分を使ったものを LDR24 という (式 (1.4))。これには,日周期リズムや積雲対流などの 短時間スケールの気圧傾向を除去できるという利点がある。LDR,LDR24 は温帯低気圧 の開始点や終了点,寿命や強度といった情報をえることはできないが,水平方向の広がり を持つため,温帯低気圧の成長可能性を表したり,経路の気候学的分布を捉えることがで きる。

1.2 爆弾低気圧の気候学的分布

Reale et al. 2019[22] では低気圧の複数のトラッキング手法を用いて,低気圧の気候学的分布を解析した。トラッキングに使用された8種類の低気圧トラック手法は表1.1 に示す。Method は Neu et al. 2013[20] における通し番号である。

表 1.1: Reale et al. 2019 による低気圧のトラッキングに使用された手法一覧

Method	Reference
M02	Murray and Simmonds, 1991; Pinto et al., 2005
M06	Hewson, 1997; Hewson and Titley , 2010
M08	Trigo, 2006
M09	Serreze, 1995; Wang et al., 2006
M10	Murray and Simmonds, 1991; Simmonds et al., 2008
M16	Lionello et al., 2002; Reale and Lionello, 2013
M20	Wernli and Schwierz, 2006
M22	Bardin and Polonsky, 2005; Akperov et al., 2007

複数のトラッキング手法によって得られた低気圧発生数の経年変動を図 1.1 に示す。青 色が北半球,赤色が南半球を表し,太線は複数のトラッキング手法によって得られた爆弾 低気圧の個数の平均値,破線はデータの広がり,黒線は最小二乗法によるトレンドを示 す。これをみると,爆弾低気圧の発生個数に北半球では -0.2 の負のトレンドがあり減少 傾向,南半球で 0.4 の正のトレンドがあり増加傾向である。

また,爆弾低気圧の月別相対頻度を示したのが図 1.2 である。北半球は冬 (1 月,19 %) にピークがあり,南半球は夏 (7 月,12 %) にピークがあるのがわかる。

爆弾低気圧の半球ごとの分布や最大発達位置,発生場所について以下に示す。図 1.3 は,複数のトラッキング手法による爆弾低気圧のトラック分布を表す。カラーバーは低気 圧が領域内の 1.5×1.5°のセルを横切る確率(%)を表し,セルの大きさは各手法間の一 致度(正規化標準偏差)を表す。この図から,北半球の爆弾低気圧は主に大西洋から北米 東部,日本の海岸線付近での活動が多いことがわかる。一方南半球では,南アメリカ南部 の東海岸から南極大陸に向かう螺旋上に爆弾低気圧が集中している。



図 1.1: 北半球 (青) と南半球 (赤)の爆弾低気圧の経年変動。縦軸は爆弾低気圧の個数,横軸は解析 対象期間 1979 年から 2008 年を表す。太線は複数のトラッキング手法によって得られた爆 弾低気圧の個数の平均値,破線は全データの広がり,黒線は最小二乗法によって求められ たトレンドを示す (Reale et al. 2019)。



図 1.2: 北半球 (青) と南半球 (赤) における爆弾低気圧の決別相対頻度 (%) 箱の上端と下端は 75, 25 パーセンタイルをを表し,ひげの上端と下端は最大,最小値を示す (Reale et al 2019)。

図 1.4 の (a, b) は各領域で爆弾低気圧が発生する確率, (c, d) は各領域で爆弾低気圧 が最大発達する確率を表す。これにより,北半球では爆弾低気圧は,北米東部から日本の 沖合で発生し,メキシコ湾流沿いと黒潮続流上で最大発達することがわかる。南半球では 南アメリカ南部についでアフリカ南部で爆弾低気圧の発生地点が多く,南極周極流沿いで 発達するという特徴が見られる。



図 1.3: 爆弾低気圧の分布 (a): 北半球の複数のトラッキングによる爆弾低気圧のトラック分布。カ ラーバーは低気圧が領域内の 1.5 × 1.5 度のセルを横切る確率 (%) を表し, セルの大きさ は各手法間の一致度 (正規化標準偏差) を表す。(b): 同じ図の南半球 (Reale et al. 2019)

北半球を東太平洋,西太平洋,東大西洋,西大西洋の4つの地域に,南半球を南アメリカ南部,アフリカ南部,オーストラリア南部の3つの地域に分類し(図1.5)地域ごとの特



図 1.4: 図 1.3 と同様だが , (a , b) は爆弾低気圧の発生位置 , (c , d) は爆弾低気圧が最大発達した 位置を表す。(Reale et al. 2019)





図 1.5: 爆弾低気圧活動が多い地域の分類。西太平洋(青),東太平洋(赤),西大西洋(黄緑):(a), 東太平洋(ピンク)。アフリカ南部(青),南アメリカ南部(赤),オーストラリア南部(黄緑): (b) Reale et al. 2019

北半球では,大西洋の爆弾低気圧は太平洋の爆弾低気圧に比べて移動速度が速く,中心 気圧が低く,成長率も高い傾向が見られる。これには大西洋地域を特徴づける高度な傾圧 性と偏西風が関連していると考えられる。また大西洋,太平洋の両方で西側の方が成長率 が高い傾向にあった。これは,西側の方が海面上を移動する時間が相対的に長くなるため 水蒸気による凝結熱によって低気圧が発達しやすいからだと考えられている。

南半球の爆弾低気圧を比較したところ,オーストラリアで発生する爆弾低気圧はアフリ カ南部,南アメリカ南部と比較して短命であった。これは図1.3で見られた螺旋状の終端 部分にオーストラリアが位置するため,海面上を移動する時間が他の2つと比べて短く なっているためだと考えられている。一方で南アメリカ南部の爆弾低気圧は他の2つと比 較して弱い爆弾低気圧が多い傾向にある。

1.3 日本付近での爆弾低気圧

Yoshida and Asuma 2004[27] は,北西太平洋の爆弾低気圧を発生位置と最大発達位置 によって3種類に分類した。アジア大陸東部で発生し,日本海またはオホーツク海で発達 する爆弾低気圧は OJ (OKHOTSK-JAPAN SEA) タイプ,アジア大陸東部で発生し,北 西太平洋で発達する爆弾低気圧を PO-L (PACIFIC OCEAN-LAND) タイプ,北西太平 洋で発生し,北西太平洋で発達する爆弾低気圧を PO-O (PACIFIC OCEAN-OCEAN) タイプという (図 1.6)。

3 種類の爆弾低気圧は成長率と各月の発生数からも特徴づけられる(表 1.2, 図 1.7, 1.8)。PO-O タイプは爆弾低気圧全体の 5 割ほどを占めており, 3 タイプの中でも成長 率が高い。OJ タイプは最も割合が少なく,強い爆弾低気圧も少ない。また,図 1.8 を見 ると,爆弾低気圧全体では1月が最も多くついで12月,2月で発生頻度が高く,これは PO-O と PO-L タイプも同様の傾向が見られる。しかし,OJ タイプでは11月が最も多 く,それ以外の月の発生頻度はあまり高くない。

Intensification	OJ	PO-L	PO-O	Others	Total
ST	3	8	20	0	31
MO	15	24	47	6	92
WE	24	18	43	16	101
Total	42	50	110	22	224

表 **1.2:** 爆弾低気圧のタイプと成長率による分類。ST は成長率が 1.8 以上, MO は 1.8 未満 1.3 以 上, WE は 1.3 以下を表す。Yoshida and Asuma 2004



図 1.6: 日本付近の爆弾低気圧の分類。OJ (a), PO-L (b), PO-O (c) タイプの低気圧の経路。 三角形は発生位置,丸は最大発達率,十字は中心気圧の最小の位置を示す (Yoshida and Asuma 2004)。



図 1.7: Yoshida and Asuma 2004 による爆弾低気圧の最大成長率のヒストグラム。すべての爆弾 低気圧 (a), OJ (b), PO-L (c), PO-O (d)

また同論文では,それぞれの爆弾低気圧タイプごと大規模スケールの特徴を明らかにす るために1996年10月から1999年3月までの低気圧が最も発達した時間を解析対象とし た合成図解析を行った。

OJ タイプは上層に短波長のトラフと短いジェットストリークが存在している。下層で はオホーツク海付近にジオポテンシャルの最小部分が存在し,中国北部とアジア大陸東部 に傾圧帯が存在する。



図 1.8: 爆弾低気圧の月別発生頻度。すべての爆弾低気圧 (a), OJ (b), PO-L (c), PO-O (d)

PO-L タイプは,上層に長波長の上層トラフと日本南部や北西部太平洋上に帯状の ジェット気流が存在する。下層ではカムチャッカ半島にジオポテンシャル高度の最小部分 が存在し,日本の東側に傾圧帯が存在している。

PO-O タイプは, PO-L タイプと同様に上層に長波長の上層トラフとそれに伴うジェッ トストリークが存在するが,トラフの軸が北西太平洋に少し傾いている。下層でも PO-L タイプと同様にカムチャッカ半島にジオポテンシャル高度の最小部分が存在しているが, 日本の東に存在する低層の傾圧帯は PO-L と比べて弱くなっている。



図 1.9: OJ タイプの合成図。300 hPa (a), 500 hPa (c), 850 hPa (e) におけるジオポテンシャ ル高度 (細実線,単位 m,等値線間隔は 300 hPa で 120 m,500hPa で 60 m,850 hPa で 40 m),水平風ベクトル (矢印),風速 (太実線と影)。 300 hPa (b),500 hPa (d),850 hPa (f) における気温 (細実線,単位は K,等値線間隔は 4 K) と水平温度勾配 (太実線と陰影)。丸印は地表面気圧の中心。(Yoshida and Asuma 2004)



図 1.10: 図 1.9 と同じ。ただし, PO-L タイプ。

また,同論文ではタイプごとの爆弾低気圧の発達メカニズムを明らかにするため, Zwack-Okossi (1986)の発達方程式 (Z-O 方程式)[28] を使った解析を行った。この結 果,PO-O タイプの下層で極めて高い比湿が見られ,このことから PO-O タイプの発



図 1.11: 図 1.9 と同じ。ただし, PO-O タイプ。

達には海面からの水蒸気による凝結熱が深く関わっていると考えられている。実際に Kuwano-Yoshida and Asuma 2008[18] による数値実験において水蒸気の凝結熱をなくし たモデルと通常のモデルを比較したところ, PO-O タイプの発達が弱くなることが示さ れた。

1.4 降雪と爆弾低気圧との関係

Yamashita et al. 2012[26] では中部日本の日本海側の大雪発生と日本近海の爆弾低気 圧の関係について JRA-25, JCDAS を用いて解析を行っていた。多雪時と少雪時の爆弾 低気圧の経路を比較すると,多雪時は爆弾低気圧の経路が太平洋の黒潮領域と日本海に集 中する傾向が見られた(図 1.13)。また,同論文内で定義した48の豪雪イベントのうち, 44 件のイベントで爆弾低気圧が発生しており,爆弾低気圧と豪雪イベントの密接な関係 が示唆された。一方で,爆弾低気圧の発生だけでは豪雪イベントが発生しないことも述べ られており,爆弾低気圧が発生しても東西のSLP 傾度が弱い状態では豪雪イベントは発 生しないと指摘した。



図 1.12: 多雪時と少雪時の爆弾低気圧トラックの頻度分布 (Yamashita et al. 2012)

1.5 海洋の熱フラックスと爆弾低気圧の応答

冬季の西部黒潮・親潮西部混合水域のことであり,この地域は爆弾低気圧のトラックが 集中することが知られている (Yoshida and Asuma, 2004[27])。Hirata et al. 2016[15] では非静力学大気-海洋-波浪結合モデルを用いていくつかの爆弾低気圧事例に対して, WKOC を冷やすクールランと暖めるウォームラン,実際の海面水温を与えたコントロー ルランの比較を行った。

コントロールランの解析により,地表面の乱流潜熱フラックスがベントバックフロント (後屈前線)付近で高く,その場所で凝結による潜熱量が高くなっていることが確認され た。ベントバックフロントの水蒸気がWKOCから輸送されていることを確認するため, 後方流跡線解析を行ったところ,多くの水蒸気を含んだ空気がWKOC地域からCCB (Cold Conveyor Belt)を経由してベントバックフロントに運ばれることが分かった。こ れにより,ベントバックフロントによる潜熱が強化され,低気圧中心の東西の非対称構 造が強化されることが指摘されている。ウォームランとクールランを比較した実験では, ウォームランではコールドランに比べて地表の潜熱フラックスが増加しており,それに 伴ってベントバックフロント周辺で低気圧が深くなることが確認された。

この結果は Hirata et al. 2015[14] で示された以下のフィードバックプロセスとも一致 しており,海洋からの熱フラックスと低気圧密接な関係が示された。

1. 低気圧の中心気圧が下がる。

- 2. 低気圧の中心の北側で CCB が支配的になる。
- 3. WKOC から低気圧への水蒸気の供給が強化される。
- 4. CCB を経由してベントバックフロントに水蒸気が輸送される。
- 5. ベントバックフロントで潜熱が放出されることで低気圧が強化される。 1 に

戻る。



図 1.13: WKOC(黒潮・親潮西部混合地点) における海面水温を温めたウォームランと冷やした クールランによる地表面乱流潜熱フラックスと SLP の差分

1.6 本研究の目的

本研究では,以下の2つを主な目的とする。

爆弾低気圧の予報が初期時刻や初期条件によってどのように変化するのかを全球数 値予報モデルを用いた数値実験により調べる。予報モデルには欧州中期予報センター (ECMWF)の現業数値天気予報モデルのコミュニティ版である OpenIFS を用いた。

最近の日本付近の事例である 2020/2021 年の 12 月中旬から 1 月初旬にかけての豪雪と 爆弾低気圧の関係について気象庁予報 GPV を使って解析を行い,豪雪の発生と爆弾低気 圧の関係を明らかにする。

本論文の構成は以下の通りである。第2章で,使用モデル,使用データ及び,解析手法 について述べる。第3章では予測可能性の低い現象として知られる,ヨーロッパで被害を もたらした低気圧 Lothar の予測可能性について述べる。第4章では2020/2021年12月 中旬から1月初旬にかけての爆弾低気圧に伴う豪雪事例についての解析結果を示す。最後 に第5章で本研究の結論を述べる。

24

第2章

使用モデル,使用データ,解析手法

2.1 使用モデル

モデルは欧州中期予報センター ECMWF の現業数値天気予報モデルのコミュニティ版 である,OpenIFSのバージョン Cy40r1v2を用いた。現業の予報モデルである IFS と同 じ予報ができるがデータ同化のシステムがないことが特徴である。

2.1.1 OpenIFS の力学コア

OpenIFS の力学コアは静水圧近似を仮定したプリミティブ方程式系を基づき,空間離散 化に球面調和函数によるスペクトル法,時間積分に2タイムレベルのセミ・ラグランジュ 法及びセミ・インプリシット法を用いている。地球大気はおよそ静水圧平衡に近く,非静 水圧効果は10km 程度のスケール以下で重要になり始めると考えられているため,全球 数値天気予報や気候予測では基礎方程式系としてオイラー方程式の近似としてプリミティ ブ方程式が広く用いられている[3]。

モデルの時間及び空間解像度に伴う誤差をそれぞれ $E(\Delta t)$ 及び $E(\Delta x)$ とし,注目する現象が移動する速さを c_1 , $c_0 = \Delta x/\Delta t$ とすると

$$\frac{E(\Delta t)}{E(\Delta x)} = \frac{c^2}{c_0^2} \tag{2.1}$$

と表すことができる (Robert, 1981)[23]。典型的な値として c = 15 m s⁻¹ に対して , 最も速い外部重力波の位相速度 300 m s⁻¹ と冬季の偏西風の風速 100 m s⁻¹ の和 c₀ = 400 m s^{-1} と考えると ,

$$E(\Delta t) \approx \frac{1}{700} \tag{2.2}$$

となる。つまり,時間の切り捨て誤差は空間の切り捨て誤差の700倍小さいことが示されている。このことは,計算の安定性を保ちつつ,大きなタイムステップを取ることができれば,計算効率の大幅な向上が可能である。

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} > C \tag{2.3}$$

オイラー法による計算では式 (2.3)の CFL 条件を満たすように,数値シミュレーショ ンにおいて情報が伝播する速さよりもタイムステップを短く取る必要がある。そのため, 水平解像度を細かくするとタイムステップを短く取る必要が生じ,計算コストが増大して しまう。

そこで, OpenIFS では移流にセミ・ラグランジュ法を用いてタイムステップを大きく

とる工夫がされている。通常のラグランジュ法では格子点ではなく,流体粒子を追跡する のが特徴であり,オイラー法に比べてタイムステップを長く取ることが可能である。しか し,オイラー法と異なり,粒子の移動に伴い非一様になるという欠点がある。そこで,セ ミ・ラグランジュ法では,オイラー法とラグランジュ法を組み合わせており,追跡する流 体粒子を時間積分のステップごとに取り替えている。そのため,計算の安定性を維持しな がらタイムステップを大きく取ることを可能にし,ラグランジュ法の欠点であった一定の 解像度を保てない問題を解消している。

他にも、タイムステップを短くとるため、セミインプリシット法を用いて気象学的に重 要でない重力波を遅くしている。数値解法スキームはエクスプリシット法(陽的解法)ま たはインプリシット法(陰的解法)の2つに分類される。エクスプリシット法は未来の値 を現在の値から求める。そのため、既知の量で直接的かつ平易な計算である反面、タイム ステップを短く取る必要が生じる。インプリシット法は未来の値を計算するのに未来の値 を使う方法で、解を求めるのに行列式や反復計算が必要になる。この反復計算を用いる 特性上、計算回数が多くなるのでエクスプリシット法に比べてタイムステップを長く取 ることが可能である。しかし、エクスプリシット法に比べては差が大きくなる欠点があ る。そこで、OpenIFSではインプリシット法とエクスプリシット法を使い分けている。 OpenIFSでは、全モードで静水圧近似を行っている為、運動モードはロスピー波と重力 波の2つに限定される。その重力波にのみインプリシット法を適用しており、これをセ ミ・インプリシット法と呼んでいる。重力波にのみインプリシット法を適用する理由とし ては、重力波はエネルギーが小さく、ノイズとみなされることが多く、気象学においては

27

多少の誤差が許容できること,重力波の位相速度はロスビー波に比べてワンオーダー大き いため,より短いタイムステップが必要とされるのを回避するためである。

水平離散化には球面調和函数によるスペクトル法が用いられている。スペクトル変換法 はセミ・インプリシット法によって生じるヘルムホルツ問題をスペクトル空間で解き,タ イムステップに関する無条件安定性を持つセミ・ラグラジュアン法と組み合わせることで タイムステップに関する制限を局所切断誤差のみにしている。

2.2 使用データ

本研究で使用したデータは次の通りである。

2.2.1 全球解析データ

解析値として, ERA5 (Hers et al., 2020) を使用した。これは ECMWF により作成された,全球大気再解析データである。使用したデータの概要を表 2.1 に示す。

水平	0.25°	$\times 0.25$	5°緯度経度格子
鉛直			地表面 1 層
解析時間			1 時間毎

表 2.1: 使用した ERA5 再解析データの概要

また, JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) を用いた。これは気象庁により作成された長 期再解析データである。使用した JRA-55 の概要を表 2.2 に示す。

表 2.2: 使用した JRA-55 の概要

水平	1.25° × 1.25° 緯度経度格子
鉛直	地表面1層
解析時刻	6 時間毎 (00, 06, 12, 18 UTC)

2.2.2 予報データ

データは京都大学生存研究所のグローバル大気観測データに格納されている気象庁数値 予報 GPV を用いた。使用した GPV の概要は表 2.3 に示す。降水量は 6 時間予報データ を用いた。

表 2.3: 使用した気象庁数値予報 GPV の概要

水平	$0.5^{\circ} imes 0.5^{\circ}$ 緯度経度格子
鉛直	12 層 $(1000$, 925 , 850 , 700 , 600 , 500 , 400 , 300 , 250 , 200 , 150 , $100~{\rm hPa})$
解析時刻	6 時間毎 (00, 06, 12, 18 UTC)

2.2.3 降雪量の観測データ

降雪データは気象庁アメダス [8] を用いた。

2.3 解析方法

本研究で用いた解析手法は以下の通りである。

2.3.1 爆弾低気圧のトラッキング

爆弾低気圧のトラッキングは爆弾低気圧データベース [11] を参考にしたラグランジュ 的なトラッキング手法を用いた。この際,球面上の2点間の距離は大円距離

$$D = R\cos^{-1}(\sin(\phi_2)\sin(\phi_1) + \cos(\phi_2)\cos(\phi_1)\cos(\lambda_2 - \lambda_1))$$
(2.4)

を用いて計算する。ここで,地点 A の座標を (ϕ_1, λ_1) ,地点 B の座標を (ϕ_2, λ_2) 地球 半径を R とする。

詳しいトラッキング手順は以下に示す。

- 1. 天気図から爆弾低気圧となる低気圧が発生した位置を目視で定め,仮の低気圧発生 位置に設定してアルゴリズムをスタートする。
- 最小値フィルタを使って東経 120°から 180°,北緯 20°から 60°の範囲で低圧部を 抽出する。小規模な低圧部を除外するため,低気圧の条件として周囲と比べて 0.5 hPa 以上気圧が低いを定め,これを満たすものを低気圧とした。
- 抽出した低気圧と、仮の低気圧発生場所の距離を求める。この距離が最も近いもの を仮の爆弾低気圧発生場所とし、値を更新する。球面上の2点間の距離は大円距離 を用いて計算する(式 (2.4))。
- 4. 仮の低気圧の発生位置を元に時間を巻き戻す方向に低圧部を探索する。これを低圧
 部が低気圧の条件を満たさなくなるまで繰り返すことで低気圧の発生時刻を特定す

る。また,初期の低気圧はあまり大幅な移動をおこなわないため,見つけた低圧部 が6時間の間に前の位置から300km移動していた場合は別の低気圧であると判断 する。

5. 求めた爆弾低気圧の発生位置と発生時刻から爆弾低気圧のトラッキングを行う。次の時刻の低気圧の座標は同様にして、最小値フィルタによって抽出した低圧部の中うち、低気圧の条件を満たしつつ、大円距離を使って前回の低気圧の座標から最も近いものを次の時刻の低気圧の座標とする。また、求めた低気圧の座標と中心気圧は2次の双2次補間によって格子点空間を内挿する。

トラック時間間隔は JRA-55, GPV ともに 6 時間ごとである。トラックした爆弾低気 圧の成長率は爆弾低気圧データベース [11] と同様に式 (1.1)の sin 60°を sin 45°で置き 換えた式 (2.5)を使って計算した。これは本研究の解析対象地域が中緯度に近いためで ある。

$$\left[\frac{p_{\rm c}(t-6{\rm h}) - p_{\rm c}(t+6{\rm h})}{12{\rm h}}\right] \frac{\sin(45^{\circ})}{\sin\phi_{\rm c}}$$
(2.5)

また, ラグランジュ的なトラッキングは低気圧が同時に発生した場合にトラックが大 きくずれてしまうことがあるので Kuwano-Yoshida (2014)[17] で提案された LDR24(式 (1.3))を補助的に用いて爆弾低気圧の規模や成長速度を比較した。

2.3.2 降雪と降水の分離方法

GPV では降水と降雪が分離されておらず,すべて降水量として出力されている。そこで,降水と降雪を分離する為に,2つの指標を参考にした。

1つ目は,地表で雪が降る目安として知られる 850 hPaの−6 °Cの等温度線である。
2つ目は,山崎1998 [29]で使用されている湿球温度による降雪,降水比の算出である。
菅谷1991[30]によると雨の割合(1 − s)は湿球温度 T_wを 1.1 °Cを中心とする標準偏差
0.6 °Cの正規分布の分布関数とみなせる為これを利用する。近似式を以下に示す。

$$s(T_{\rm w}) = 1 - 0.5 \exp(-2.2(1.1 - T_{\rm w})^{1.3})$$
(2.6)

 $(T_{\rm w} < 1.1^{\circ})$

$$s(T_{\rm w}) = 0.5 \exp(-2.2(T_{\rm w} - 1.1)^{1.3})$$

 $(T_{\rm w} \ge 1.1^\circ)$

ここで,湿球温度 $T_{\rm w}$,sは全降水量中の雪の割合である。

2.3.3 等温位面渦位解析

この節では,なぜ渦位は等温位面上で保存されるのか,本研究における渦位の活用方法 について述べる。

等温位面渦位の導出

等温位面上の渦位を導出する。

$$\frac{\partial \boldsymbol{v}}{\partial t} + \nabla_{\theta} \left(\frac{1}{2} |\boldsymbol{v}| + M \right) + (f + \zeta_{\theta} \boldsymbol{k} \times \boldsymbol{v}) = \boldsymbol{F} - \dot{\theta} \frac{\partial \boldsymbol{v}}{\partial \theta}$$
(2.7)

ここで $M \equiv c_p T + gz(c_p \ tildelta (C_p \ t$

$$\frac{d}{dt}(f+\zeta_{\theta}) + (f+\zeta_{\theta})\nabla_{\theta} \cdot \boldsymbol{v} = \boldsymbol{k} \cdot \nabla_{\theta} \times \left(\boldsymbol{F} - \dot{\theta}\frac{\partial \boldsymbol{v}}{\partial \theta}\right)$$
(2.8)

ここで, $rac{d}{dt}\equivrac{\partial}{\partial t}+m{v}\cdot
abla_{ heta}$ である。

$$\frac{dm}{dt} + m\nabla_{\theta} \cdot \boldsymbol{v} = -\dot{\theta}\frac{\partial m}{\partial \theta} - m\frac{\partial \theta}{\partial \theta} = -\frac{\partial}{\partial \theta}(m\dot{\theta})$$
(2.9)

連続方程式 (2.9) を用いて渦度方程式 (2.8) をから $\nabla_{\theta} \cdot v$ を消去すると

$$\frac{dP}{dt} = \frac{P}{m}\frac{\partial}{\partial\theta}(m\dot{\theta}) + \frac{1}{m}\boldsymbol{k}\cdot\nabla_{\theta}\times\left(\boldsymbol{F} - \dot{\theta}\frac{\partial\boldsymbol{v}}{\partial\theta}\right)$$
(2.10)

$$P \equiv \frac{f + \zeta_{\theta}}{m} \tag{2.11}$$

式 (2.10) は断熱 $\dot{\theta}$, 摩擦なし F = 0 の時に保存される (式 (2.11))。式 (2.11) に静力学 平衡 $m = -q^{-1}\partial p/\partial \theta$ を仮定すると

$$P = -g \frac{f + \zeta_{\theta}}{\partial p / \partial \theta} \tag{2.12}$$

が導かれる。この P が渦位である。

2.3.4 渦位の解析

渦位は等温位面上で一定である。そのため,等温位面上の空気のトレーサーとしての役 割が期待できる。渦位には可逆性が存在し,平衡条件を課し,参照場を仮定すると,適切な 条件を指定することで渦位から風や気温,温度を復元できる。(Hoskins et al. 1985)[16]。 爆弾低気圧データベースでは,310 K の等温位面渦位に注目しており,本研究でもこれを 使用する。310 K は北半球冬季において約 400 hPa の高さであり,310 K の等温位面に おける 2 PVU より大きいエリアを成層圏を特徴づける指標として扱う。また,渦位の値 が局所的に大きくなっている部分では対流圏界面が押し下げられていると考えられ,対流 圏界面の折れ込みの前面(東側)で低気圧が発生することが知られている。このことから, 渦位により低気圧発生の前兆現象を捉えることができる可能性がある。そこで,本研究 では GPV の出力から渦位を計算し,爆弾低気圧発生直前までの空気の起源の推定と,低 気圧発生前の前兆現象を観察した。渦位の単位は PVU (10⁻⁶ m² s⁻¹Kkg⁻¹) とし,GPV は,等温位面上のデータを含まないため,等温位面上のデータを線形補間により内挿した。
第3章

Lothar の予測可能性

本章では,Lotharの予報に対して寄与の大きいパラメタを調べるため,OpenIFSを用いた数値実験を行い,その結果について書く。

3.1 Lothar とは

本研究では,予測可能性の低い事例の一つとして知られる低気圧 Lothar を取り扱った。 Lothar は,1999年12月24日から27日にかけて発達し,ヨーロッパを中心に倒木や建 物の崩壊等の大きな被害をもたらした。Wernli et al. 2002[25]によると,これらの被害 は Lothar によりもたらされた風速の大きさに起因しており,スイスで最高風速55 m/s を記録している。



図 3.1: 崩壊したフランス東部バヴィリエ教会 [5]

3.2 実験設定

数値モデルに与える初期時刻,水平解像度,物理パラメタを変更した実験を行い,Lothar の予報への寄与を調べる。実験設定は表 3.1 に示す。

設定 (a) は,数値実験の基準となるデフォルト設定で,切断波数 T255,初期時刻 1999 年 12 月 24 日 12 UTC である。設定 (b) は設定 (a)の初期時刻を 12 月 25 日 12 UTC に 変更した。設定 (c) は切断波数を T255 から T511 に変更し,水平解像度を約 2 倍細かく した。設定 (d) は設定 (a)の切断波数を T1023 に変更し,水平解像度を約 4 倍細かくし

	切断波数,水平解像度	タイムステップ	初期時刻	重力波抵抗係数	地表面伝達係数
(a)	$\mathrm{T255}$, 80 km	2700 (s)	$12/24 \ 12 \text{UTC}$		
(b)	$\mathrm{T}255$, $~80~\mathrm{km}$	2700 (s)	12/25 12UTC		
(c)	$\mathrm{T511}$, $~\mathrm{40}~\mathrm{km}$	1350~(s)	$12/24 \ 12 \text{UTC}$		
(d)	$\rm T1023$, $~19.5~\rm km$	600~(s)	$12/24 \ 12 \text{UTC}$		
(e)	$\mathrm{T255}$, 80 km	2700 (s)	$12/24 \ 12 \text{UTC}$	0.5 倍	
(f)	$\mathrm{T}255$, $~80~\mathrm{km}$	2700 (s)	$12/24 \ 12 \text{UTC}$		20 % 減

表 3.1: OpenIFS の実験設定

た。切断波数を T255, T511, T1023 (T は東西波数と全波数の切断波数が等しい三角切 断)はそれぞれ,水平解像度は約 80 km と 40 km, 19.5 km に相当する。水平解像度に あわせて推奨タイムステップ [4] は T255 では 2700 秒, T511 では 1350 秒, T1023 では 600 秒とした。また, T1023 は,京都大学のスーパーコンピュータシステム System B を 用いて計算を行った。

設定 (e,f) は設定 (a) の物理パラメタを変更したものであり,それぞれ重力波抵抗係数 を半分,地表面伝達係数を 20 % 減少している。気象学の場合は地形性重力波がほとんど であり,重力波抵抗係数はこれを制御する。重力波抵抗係数が小さくすると,傾圧不安定 となることから低気圧が発生しやすくなり,偏西風が強化されることが考えられる。地表 面伝達係数は地表面との運動量,熱,水蒸気などの交換に関わる係数であり,減少させる ことで海面からの潜熱供給量が変化するため,低気圧の発達が抑制されると考えられる。 鉛直方向の層の数は全設定で共通に 60 とした。

3.3 低気圧 Lothar の予測可能性

初期時刻,水平解像度,物理パラメタを変更した結果 Lothar の予報結果を示す (表 3.1 参照)。

まず, ERA5 の再解析データを用いて Lothar の経路を調べた (図 3.2)。ERA5 の再解 析データにより, 12月 26日 06 UTC にパリ上空 (-3.250 E, 48.250 N) に低気圧の中心 が存在しているのがわかる。

再解析データにおいて, Lothar がパリ上空付近に存在している 1999 年 12 月 26 日 06 UTC における予報実験の結果を示す。図 3.3a は初期時刻を 1999 年 12 月 24 日 12UTC とした 12 月 26 日 12 UTC の予報 (設定 a) である。Lothar の中心座標はイギリスの西 海岸沖に存在し, ERA5 の再解析データと比べて中心座標が西に 500 から 600 km ずれ ている。

解像度を細かくした設定 (c)(図 3.3c),設定 (d)(図 3.3d) による予報でも Lothar は設 定 (a) と同様の経路を通っており,12月26日06UTCにおける中心座標は西に500か ら 600 km ずれている。

初期時刻を 12 月 24 日 12 UTC から 12 月 25 日 12 UTC に変更した設定 (b) の結果 を図 3.3b に示す。Lothar の進路予報が大幅に改善されており, 12 月 26 日 06 UTC に おける Lothar の中心座標がフランス上空付近にあるのがわかる。

モデルの設定ごとの Lothar の発達を比較するために,爆弾低気圧のトラッキングを 行った。トラッキングの結果を図 3.4 に示す。初期時刻が 12 月 24 日 12 UTC の予報 (図



図 3.2: 1999 年 12 月 26 日の ERA5 の再解析データによる海面気圧 (hPa) はコンター,風はベクトルで表す。 1999 年 12 月 26 日 (a) 00 UTC, (b) 06 UTC (c) 12 UTC, (d) 18 UTC

3.4a, c, d) と 12 月 25 日 12 UTC(図 3.4b) の予報を比較すると,初期時刻 12 月 24 日 12 UTC の予報では再解析データにおける進路よりもに緯度 10° ほど北を進んでいるの がわかる。トラッキングにより得た中心気圧の時間変化を図 3.5 に示す。中心気圧の変化 を比較したところ,初期時刻を 12 月 25 日 12 UTC に変更したことでトラッキングの精 度が向上した設定 (b) はデフォルト設定である設定 (a) と同様,中心気圧の低下を精度よ く予報できておらず,その差は約 10 hPa であった。しかし,水平解像度を細かくした予





図 3.3: 図 3.2 と同じ図。ただし, 1999 年 12 月 26 日 12UTC の予報。(a) から (d) は表 3.1 に対応する。

(a) 初期時刻12月24日 $12~\mathrm{UTC}$, 切断波数 $\mathrm{T}255$ としたデフォルト設定

(b) 初期時刻 12 月 25 日 12 UTC (c) 切断波数 T511 (d) 切断波数 T1023

報である設定 (c),設定 (d)は中心気圧の深まりを精度良く予報していた。このことから,

Lothar の正確な進路予報には解析値の精度, Lothar の強度の予報には解像度が重要であ

ると考えられる。

物理パラメタである,重力波抵抗係数を 0.5 倍した設定 (e),地表面伝達係数を変化させた設定 (f)の結果でも予報にほとんど変化は見られなかった。



図 3.4: Lothar の進路

緑: ERA5 による再解析データ。青: 表 3.1(a) 初期時刻 12 月 24 日 12 UTC, 切断波数 T255。水色: 表 3.1(b) 初期時刻を 12 月 25 日 12UTC に変更。赤: 表 3.1(c) 切断波数を T511 に変更。紫: 表 3.1(d) 切断波数を T1023 に変更



図 3.5: Lothar の中心気圧の時間変化。縦軸は気圧 (hPa), 横軸は刻を表す。 緑: ERA5 による再解析データ。青: 設定 (a) 初期時刻 12 月 24 日 12 UTC, 切断波数 T255。水色: 設定 (b) 初期時刻を 12 月 25 日 12UTC に変更。赤: 設定 (c) 切断波数を T511 に変更。紫: 設定 (d) 切断波数を T1023 に変更

第4章

2020/2021 年度冬季の日本付近の事 例解析

この章では 2020/2021 年冬季における爆弾低気圧と降雪量の関係について明らかにするため,気象庁予報 GPV を使った解析を行う。

4.1 2020/2021 年度の降雪量

この節では,降雪量の時系列変化を調べ,特に降雪量の多かった2020年12月14日から21日及び2021年1月6日から1月11日の2事例について記述する。

4.1.1 2020/2021 年度の概況

2020 年 12 月から 2021 年 2 月までを通して気象庁 [2] から以下のような概況が報告されている。

冬の前半(12月から1月上旬)はシベリア高気圧とアリューシャン低気圧の勢力がとも に強くかったため、冬型の気圧配置が強まっていた。そのため、北・東日本海側を中心に 曇りや雪または雨の日が多かった。特に12月の中旬から1月上旬にかけての累積降雪量 の傾きは例年と比べてかなり大きく、年末には強い寒波による低温が発生した(図4.1)。 12月中旬から1月上旬にかけての大雪と低温の要因として、気象庁の報道資料[12]は、 高緯度帯の偏西風と中緯度帯の偏西風がともに日本付近で南に蛇行したことで寒気が流れ 込みやすくなったと指摘しており、日本付近での偏西風の蛇行には、西シベリアのブロッ キング高気圧や熱帯のラニーニャ現象が影響していると述べている(図4.2)。

4.1.2 日本海側の累積降雪量

気象庁による豪雪地帯の累積降雪量 (図 4.1) からわかるように 2020 年 12 月中旬から, 1 月初旬にかけて降雪量が増大しており, Yamashita et al. 2012[26] により日本海側の豪 雪の発生と温帯低気圧活動が密接に関連していることを指摘している。そこで日本海側の 地域の累積降雪量を気象庁アメダス [8] を用いて調べた。データは福井県,石川県,富山 県,新潟県の観測点のうち降雪量のデータが存在するすべての観測点の累積降雪量の平均 を計算した。降雪量を取得した市町村を表 4.1 に示す。



図 4.1:豪雪地帯 (豪雪地帯特別措置法で定められた多雪地域)で平均した累積降雪量 [12]。



図 4.2: 大雪と低温をもたらした大気の流れの特徴 [12]。

表 4.1:	積算降雪量の平均に用いた地点
--------	----------------

福井県 5 点	大野,福井,小浜,今庄,敦賀
石川県 6 点	白山河内,金沢,珠洲,加賀菅谷,七尾,輪島
富山県6点	氷見,朝日,伏木,砺波,富山,魚津
新潟県 16 占	下関,守門,十日町,小出,柏崎,能生,津南,新潟,
机病末 10 黒	安塚,高田,新津,津川,湯沢,長岡,関山,相川

取得した合計 33 点の累積降雪量の平均を図 4.3 に示す。これにより,図 4.1 と同様に 日本海側の 4 県の平均累積降雪量においても,2020 年中旬から 2021 年 1 月の上旬の降雪 量がかなり多かったことがわかった。特に,12 月 14 日から 12 月 21 日にかけて 60 cm 以上の降雪,12 月 29 日から 1 月 2 日に 50 cm ほどの降雪,1 月 6 日から 11 日の間で 100 cm 近い降雪が見られた。本研究では降雪の多かった時期のなかでも同時期に爆弾低 気圧が発生していた 12 月 14 日頃,1 月 6 日頃の 2 事例について解析を行う。



図 4.3: 福井,石川,新潟,富山の降雪量の平均の積算値 (cm) 平年(青)過去10年平均(緑)2020/2021年(赤)

4.1.3 2020年12月14日から12月21日

2020 年 12 月 14 日から 12 月 21 日は,気象庁の災害をもたらした気象事例 [6] では以 下のことが発表されている。

この事例では,12月14日から21日にかけて強い冬型の気圧配置が続いたことで,上 空には強い寒気が流れ込み続けたため,北日本から西日本の日本海側を中心に断続的に雪 が降り,14日から21日までの期間降雪量が群馬県で278 cm,青森県酢ヶ湯で243 cm を記録している。この豪雪に伴い,関越自動車道で多数の車両の立ち往生(図4.4)や道路 の通行止め,鉄道の運休等の交通障害が発生した。



図 4.4: 2020 年 12 月 18 日における, 関越自動車道における立ち往生 [10]。

4.1.4 2021 年 01 月 06 日から 01 月 11 日

2021年01月06日から1月11日は気象庁の災害をもたらした気象事例[7]により以 下のことが発表されている。1月7日から8日朝にかけて低気圧が急速に発達しながら日 本海から北日本を通って千島近海に進んだ。この影響で日本の上空に強い寒気が流れこん だため,強い冬型の気圧配置が続いたことにより,北日本から西日本にかけて広範囲で大 雪・暴風が報告された。6日から11日にかけての期間降雪量は,新潟県高田で213 cm, 岐阜県白川で192 cm,福井県大野で158 cmといった豪雪を観測している。また,爆弾 低気圧に伴う暴風が観測されており,秋田県八森で7日に最大瞬間風速42.4 m/s,最大 風速28.1 m/sの観測史上1位の暴風を観測している(図4.5)。



また,この事例では JPCZ (日本海寒帯気団収束帯)が観測されている (図 4.6)。

図 4.5: 爆弾低気圧に伴う暴風によって倒壊した秋田県能代市竹生地区の電柱 [1]



図 **4.6:** 2021 年 01 月 07 日 06 UTC におけるひまわり可視画像 [9]。筋状の雲が日本海で収束しており, JPCZ が見られる。

4.2 気象予報 GPV を用いた予測可能性

この節では,降雪量の多かった 2020 年 12 月 14 日から 12 月 21 日,2021 年 1 月 6 日 から 1 月 11 日の 2 事例の予測可能性を調べた結果を示す。

4.2.1 2020年12月14日から12月21日の豪雪

この節では,気象庁予報 GPV を使用して 12月 14日から 12月 21の豪雪事例と同時 期に発達した爆弾低気圧の予測可能性と降雪量の関係について示す。 12月11日に発生した爆弾低気圧の進路

JRA-55 を用いた爆弾低気圧を進路をトラックした (図 4.7)。12 月 11 日 18 UTC に 関東沖で発生した爆弾低気圧はカムチャッカ半島沖で最大発達した。最大発達後には北 から西に転向し,その後さらに北に転向してベーリング海に進んだ。最低中心気圧は, 959.75 hPa,最大発達率は 1.6 を記録している (表 4.2,図 4.25)。



図 4.7: JRA-55 による 12 月 11 日 18 UTC に発生した爆弾低気圧の進路。トラックの間隔は 6 時間ごと。

表 4.2: JRA-55 の爆弾低気圧の中心気圧の追跡により得られた, 12 月 11 日 18UTC に発生した 爆弾低気圧の基礎データ

	時刻	中心座標	中心気圧	成長率
低気圧発生	12月11日18UTC	139.88E , 34.85N	1011.18 hPa	
成長率最大	12月13日12UTC	$157.48\mathrm{E}$, $47.58\mathrm{N}$	$969.17 \mathrm{hPa}$	1.60
中心気圧最低	12月13日18UTC	$156.48\mathrm{E}$, $48.80\mathrm{N}$	$955.79~\mathrm{hPa}$	0.773



図 4.8: JRA-55 による爆弾低気圧の中心気圧の追跡により得られた 12 月 11 日 18 UTC に発生 した爆弾低気圧の中心気圧 (青),成長率(緑)。ただし,成長率は式 (2.5) によって計算し ている。

JRA-55の海面気圧をコンター,LDR24(式 (1.3))をカラーで示す (図 4.9)。LDR24 は 13 日 00 UTC から 13 日 18 UTC 付近で低気圧の右上側を中心に値が大きくなってい た。また,12 月 13 日に小規模な低気圧が日本海で発生しており,カムチャッカ半島沖の 低気圧と合流していた。

気象庁予報 GPV の初期時刻が異なる予報による低気圧の進路を比較した (図 4.10)。 ただし,複数の低気圧が発生した場合には支配的な (中心気圧が低くなる) ものを優先し て図にプロットしている。これにより,JRA-55 により得られた進路低気圧とトラック大 きく異なる進路パターンが見られる。進路が大きく異なるパターンを大まかに4種類に分 類したものを箇条書きで示す。



図 4.9: JRA-55 による,海面気圧(コンター)LDR24(カラー) 2020年12月12日12 UTC (a),12日18 UTC (b) 13日00 UTC (c),13日06 UTC (d) 13日12 UTC (e),13日18 UTC (f) 14日00 UTC (g),14日06 UTC (h)

- 1. 関東沖で11日に発生するはずの爆弾低気圧が九州沖で発生する。低気圧は後屈せずにそのまま北東に抜ける。:初期時刻04日12UTCの予報(図4.12)。
- 太平洋側で低気圧が発生しない代わりに,日本海で発生した低気圧が強化されてカムチャッカ半島に進む。:初期時刻 05 日 12 UTC の予報 (図 4.13)。
- 3. 2 と同様に日本海の低気圧が強化されカムチャッカ半島に向かう。だが,関東沖付近で小規模な低気圧が発生しており,これは北東ではなく東進する。:初期時刻 06日 12 UTC(図 4.14),07 日 12 UTC,08 日 00 UTC,09 日 00 UTC の予報
- 4. 実際の現象と同様に関東沖で強い低気圧が発生してカムチャッカ半島に進み、その 後日本海で発生した弱い低気圧が合流する。:初期時刻 09 日 12 UTC(4.15),10
 日 12 UTC,11 日 12 UTC の予報

また,この4パターンのLDR24と海面気圧を(図4.12,4.13,4.14,4.15)に示す。これらを見比べることで,低気圧の経路によって低気圧が発達するタイミングが変化していることがわかる。

14日から16日における降水量の予測可能性

分類した低気圧の進路パターン毎の降雪量の比較した。12月14日12UTCを初期時 刻とした12月14日18UTCまでの6時間降雪量の予報を初期時刻を12月04UTC,05 日12UTC,06日12UTC,09日12UTCとした予報と比較した(図4.16)。カラーは 降水量を表し、グレースケールは湿球温度を用いて算出した降水中の雪の割合(式(2.6))、 青破線は850hPa等圧面上の気温-6°Cの等温線を表している。12月04日12UTCを



図 4.10: 12 月 14 日から 12 月 21 日の直前に発生した爆弾低気圧の進路の予測可能性。図のキャ プションは気象庁予報 GPV の初期時刻を表す。

初期時刻とした予報 (図 4.16b),05日 12 UTC を初期時刻とした予報 (図 4.16c)で日本 海側の降雪量が過小評価されている。逆に12月06日 12 UTC を初期時刻とした予報で は,日本海側の降雪量が過大評価されている。また,爆弾低気圧が太平洋側で発生した初 期時刻09日 12 UTC,11日 12 UTC では09日 12 UTC の予報 (図 4.16e,f)では若干降 雪量が過小評価されているものの,概ね正しい予報ができている。

12月14日12 UTC から16日12 UTC までの48時間降雪量を比較した。12月05日 12 UTC を初期時刻とした予報では6時間累積降雪量と同様に降雪量が過小評価されて いる。だが,6時間降雪量の多かった06日12 UTC の予報における48時間降雪量が若 干過小評価されていた。



図 4.11: 4.9 と同じ図。ただし, GPV の初期値により作成。



図 4.12: 4.9 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 04日 12 UTC の予報。



図 4.13: 4.9 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 05日 12 UTC の予報。



図 4.14: 4.9 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 06日 12 UTC の予報。



図 4.15: 4.9 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 09日 12 UTC の予報。



図 4.16: 12 月 14 日 12 UTC から 12 月 14 日 18UTC の 6 時間降水量 kgm²/6h(カラー), 湿球 温度によりもとめた降水中の雪の割合 (陰影)12 月 14 日 12 UTC の 850 hPa 等圧面上 の -6°C の等温線 (青破線)。 初期時刻 2020 年 12 月 14 日 12 UTC の予報 (a), 初期時刻 4 日 12UTC の予報 (b) 初期時刻 05 日 12 UTC の予報 (c), 初期時刻 06 日 12 UTC の予報 (d)

初期時刻 09 日 12 UTC の予報 (e),初期時刻 11 日 12 UTC の予報 (f)

850 hPa 等圧面

爆弾低気圧の進路予報が異なる予報間で降雪量の予報が大きく異なることが確認された。そこで,降雪量が変化した要因を調べる為,850 hPa 等圧面解析を行った。図 4.18 は気象予報 GPV の初期値による 850 hPa 等圧面における気温,風,湿数を表す。検証時



図 4.17: 12 月 14 日 12 UTC から 12 月 16 日 12 UTC の 48 時間降水量 kgm²/48h(カラー), 湿球温度によりもとめた降水中の雪の割合 (グレースケール), 12 月 15 日 12UTC の 850 hPA 等圧面上の -6°C の等温線 (青破線) 初期時刻 2020 年 12 月 14 日 12 UTC の予報 (a),初期時刻 05 日 12 UTC の予報 (b) 初期時刻 06 日 12 UTC の予報 (c),初期時刻 11 日 12 UTC の予報 (d)

刻は 12月 13日 12 UTC, 14日 12 UTC, 15日 12 UTC である。

関東沖で発生するはずの爆弾低気圧が九州沖で発生した 12 月 04 日 12 UTC を初期時 刻とした予報では降雪開始時である 14 日付近で大陸からの寒気の南下が過小評価されて いたことがわかった (図 4.19)。これは爆弾低気圧が日本付近で発達しなかったため,大 陸から寒気を引きずり込む力が弱かったからだと考えられる。爆弾低気圧が日本海でのみ 発達した 05,06 日 12 UTC を初期時刻とした予報では一時的に大陸からの寒気の南下 が強まっていたが長続きしていなかった (図 4.20)。爆弾低気圧が日本海に存在した影響 で短期的には寒気の南下が強まったため,6 時間降雪量は増大したが,爆弾低気圧がカム チャッカ半島で転向せずにベーリング海に進んだため,日本付近での寒気の南下は長続き



図 4.18: GPV の初期値における 850 hPa 等圧面における気温 (カラー), ジオポテンシャル高度 (コンター),風(矢), -6, -9°C の等温線 (青,緑破線),湿数 3°C 以下の湿潤領域 (ハッ チ) 12月13日 00 UTC (a), 12月13日 12 UTC (b)

- 12月14日00 UTC (c), 12月14日12 UTC (d)
- 12 月 15 日 00 UTC (e) , 12 月 15 日 12 UTC (f)



図 4.19: 4.18 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 04日 12 UTC の予報。

せず,48時間降雪量は過小評価されたと考えられる。一方,12月06日12UTCの予報 において降雪量が6時間予報において過大評価,48時間予報において過小評価された。 これは爆弾低気圧が日本海で発生したため,短期的には寒気を引きずり込む力が強かった が,転向せずにそのままベーリング海に進んだため,日本付近に影響を及ぼした時間が短 かったからだと考えられる。爆弾低気圧が関東沖で発生し,カムチャッカ半島で転向した



図 4.20: 4.18 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 05日 12 UTC の予報。

GPV の初期値,11日12 UTC を初期時刻とした予報では長期間に渡って寒気の南下が 継続していることがわかる(図4.18,4.22)。これらのことから,カムチャカ半島で爆弾低 気圧が転向したため,冬型の気圧配置が長期間に渡って継続し,豪雪をもたらしたと考え られる。



図 4.21: 4.18 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 06日 12 UTC の予報。

ジェットストリークと傾圧帯

予報における爆弾低気圧が日本海側で発達すると予報されたことで降雪量の予報が変 化することがわかった。そこで,爆弾低気圧の予報が大きく変化した原因を調べるため, Yoshida and Asuma (2004)[27]が指摘した日本付近で発達する低気圧を特徴づける下層



図 4.22: 4.18 と同じ図。ただし,初期時刻 12月 11日 12 UTC の予報。

の傾圧性と上層のジェットストリークを調べた。

図 4.23 は爆弾低気圧が最大発達した 12 月 13 日 12 UTC における 300 hPa の風速, 850 hP の気温勾配を比較したものである。図 4.23(a,b) は GPV の初期値, (c,d) は爆弾 低気圧が日本海で発達した 05 日 12 UTC を初期時刻とした予報, (e,f) は爆弾低気圧が太 平洋側で発達した 11 日 12 UTC を初期時刻とした予報を表す。図 4.23(a,c,e) を比較す ると日本海で爆弾低気圧が発達した 05 日 12 UTC を初期時刻とした予報 (図 4.23c) では 上層のジェットストリークが短くなっているのがわかる。気温の温度勾配を示しているの が図 4.23(b,d,f) である。東経 150° 付近で 40° から 50° にかけて南北に伸びる温度勾配 は低気圧に伴う前線に対応している。朝鮮半島付近の温度勾配は日本海付近で発生した低 気圧に対応している。日本付近の温度勾配の大きさを比較するため東経 125° から 145°, 北緯 30° から 45° の温度勾配のエリア平均を求めた。GPV の初期値から計算したエリア 平均は 1.99 K/100 km,初期時刻 11 日 12 UTC の予報で 1.98 K/100 km,初期時刻 05 日 12 UTC の予報で 2.14 K/100 km となり,日本海で爆弾低気圧が発生した予報が最大 となった。これは,Yoshida and Asuma 2004[27] が日本海で発達する OJ タイプの爆弾 低気圧の下層の傾圧帯は PO タイプと比べて強く,ジェットストリークが短いと指摘して いたことと一致する。このことから,12 月 11 日 18 UTC に発生した爆弾低気圧の予測 可能性が低かった原因の一つにジェット気流の予報がうまくできていなかったことが考え られる。

4.2.2 2021 年 01 月 06 日から 01 月 11 日の事例解析

2021 年 01 月 06 日から 01 月 11 日における日本海側で降雪の多かった時期に日本海で 発生した爆弾低気圧と降雪量の関係について述べる。



図 4.23: 左: 300 hPa 等圧面のジオポテンシャル高度 (コンター) 風速 (カラー), 右: 850 hPa 等圧面の気温 (コンター) 風 (ベクトル) 気温の温度勾配 (カラー) 検証時刻 2020 年 12 月 13 日 12 UTC GPV 初期値 (a,b), 初期時刻 12 月 05 日 12 UTC の予報 (c,d), 初期時刻 12 月 11 日 12 UTC の予報 (f,g)

1月6日に発生した爆弾低気圧の進路

JRA-55 を用いて1月6日に発生した爆弾低気圧の進路をトラックした (図 4.24)。これにより,01月06日12 UTC に日本海で発生した爆弾低気圧が東北地方を通過し,黒 潮続流域に進んでいったことがわかる。また,爆弾低気圧の発生,最大成長率,最低中 心気圧を記録した時刻における低気圧の中心座標と中心気圧,成長率を表 4.3 に示す。 LDR24 でも同様に 07 日 06 UTC ぐらいから低気圧が急激に発達していることがわかる (図 4.26。



図 4.24: JRA-55 による 01 月 06 日 12UTC に発生した爆弾低気圧の進路。トラックの間隔は 6 時間ごと。

	時刻	中心座標	中心気圧	成長率
低気圧発生	01月06日12UTC	136.45E , 38.32N	1011.69 hPa	
成長率最大	01月07日06UTC	146.20E , 39.96N	993.07 hPa	1.413
中心気圧最低	01月08日18UTC	167.61E , $49.84N$	954.10 hPa	0.06

表 4.3: 01 月 06 日に発生した爆弾低気圧の基礎データ (JRA-55)

爆弾低気圧のトラック

次に, GPV の予報データを使い, 1月06日12 UTC に発生した爆弾低気圧の予測可能性を調べた (図 4.27)。



図 4.25: JRA-55 による爆弾低気圧の中心気圧の追跡により得られた1月6日12 UTC に発生した爆弾低気圧の中心気圧(青),成長率(緑)。ただし,成長率は式(2.5)によって計算している。

GPV の予報値によるトラックを JRA-55 と比較したところ,28 日 12 UTC を初期時 刻とした予報では日本海で強い低気圧が発生していないことがわかった。その他の時刻を 初期時刻とした予報値は JRA-55 と比較して全体的に北側を通る傾向が見られるが,数 10 km 程度の誤差にとどまっている。榎本 (2021)[13] で年末寒波が12月28日を初期時 刻とした以前の予報では予測できていなかったと指摘しており,この結果と一致する。

1月7日から9日における降雪量

爆弾低気圧の経路の変化による降雪量への影響を調べた。図 4.28 は,01 月 7 日 12 UTC から 18 UTC までの 6 時間累積降水量を比較したものである。GPV の初期時刻は それぞれ,1月07日 12 UTC,12月 28 日 12 UTC,30 日 12 UTC である。カラーは降



図 4.26: 2021 年 01 月 06 日 12 UTC から 01 月 08 日 12 UTC までの 6 時間ごとの海面気圧 (コ

ンター) と LDR24(カラー) 1月6日12 UTC (a), 18 UTC (b) 1月7日00 UTC (c), 06 UTC (d) 1月7日12 UTC (e), 18 UTC (f) 1月8日00 UTC (g), 06 UTC (h)


図 **4.27**: 気象予報 GPV の初期時刻が異なる 01 月 06 日 12 UTC に発生した爆弾低気圧の進路予 報。図のキャプションは気象庁予報 GPV の初期時刻を表す。

水量,陰影は湿球温度により求めた降水の中の雪の割合である。これを見ると,爆弾低気 圧の発生していない 28 日 12 UTC を初期時刻とした予報では日本海側での降水量が過小 評価されており,降水中の雪の割合が高いエリアに西日本の日本海側がかかっていないこ とがわかる。同様にして,01 月 06 日 12 UTC から 08 日 12 UTC までの 48 時間降雪量 を比較したが,12 月 28 日 12 UTC を初期時刻とした予報では,降雪量が減少していた。

850 hPa の天気図

28日 12 UTC を初期時刻とした予報における降水量は過小評価されていた原因を調べ るため 850 hPa 等圧面における気温,風,ジオポテンシャル高度,湿数 3°C 以下の湿潤 領域を示す (図 4.29)。これを見ると,28日 12 UTC を初期時刻とした予報では寒気の張 り出しが強化されており湿潤領域も広い。このことから,日本海で爆弾低気圧が発達した



図 4.28: 左: 01 月 07 日 12 UTC から 18 UTC までの 6 時間降水量 kgm²/6h (カラー), 湿球温 度によりもとめた降水中の雪の割合 (陰影), 01 月 07 日 12UTC の 850 hPA 等圧面上の -6°C の等温線 (青破線)

右: 01 月 06 日 12 UTC から 08 日 12 UTC までの 48 時間降水量 kgm²/6h (カラー), 湿球温度によりもとめた降水中の雪の割合 (陰影), 01 月 07 日 12UTC の 850 hPA 等圧 面上の -6°C の等温線 (青破線)

6 時間予報 (a), 12 時間予報 (b)

- 12月30日12UTCを初期時刻とした6時間累積降雪量(c),48時間累積降雪量(d)
- 12月28日12 UTC を初期時刻とした6時間累積降雪量(e),48時間累積降雪量(f)

ことで,寒気を引きずり込み,降雪量が増大したと考えられる。



図 **4.29:** 1月 07 日 12 UTC における 850 hPa 等圧面の気温 (カラー), ジオポテンシャル高度 (コ ンター), 風 (矢), -6, -9°C の等温線 (青, 緑破線), 湿数 3°C 以下の湿潤領域 (ハッチ) GPV 初期値 (a) 初期時刻 12 月 30 日 12 UTC における予報 (b) 初期時刻 12 月 28 日 12 UTC における予報 (c) 310 K の等温位面上の渦位

12月28日12 UTC の予報で低気圧が発達しなかった理由を調べるため,310 K 等温 位面上の渦位を調べた(図4.30,4.31,4.32)。GPV の初期値(図4.30)から,爆弾低気圧 が最大発達した01月07日の日本付近に存在した高渦位が北極点付近から輸送されてい ることがわかり,これは榎本(2021)[13]で指摘した極越え気流に相当すると考えられる。 初期時刻12月30日12 UTC から28日12 UTC を初期時刻とした予報の差分を取った ものが図4.33 である。これをみると,1月7日における渦位は30日12 UTC を初期時 刻とした予報と比較して爆弾低気圧が発生しなかった28日12 UTC を初期時刻とした予 報では日本付近の渦位の輸送が過小評価されていることがわかる。高渦位の空気が多いと いうことは,対流圏界面が下がっていることを示しており,対流圏界面の前面で上昇気流 が発生し,爆弾低気圧が発達したのだと考えられる。



図 4.30: GPV の初期値による 310 K 等圧面上の渦位 (カラー) 渦位 2 以上の領域 (ハッチ)

- (a) 2020年12月28日00 UTC, (b) 30日00 UTC
- (c) 2021 年 01 月 01 日 00 UTC, (d) 03 日 00 UTC
- (e) 05 \boxplus 00 UTC , (f) 07 \boxplus 00 UTC



図 4.31: 図 4.30 と同じ。ただし, 12 月 28 日 12 UTC を初期時刻とした予報。 (a) 2021 年 01 月 01 日 00 UTC, (b) 03 日 00 UTC (c) 05 日 00 UTC, (d) 07 日 00 UTC



図 4.32: 図 4.30 と同じ。ただし, 12 月 30 日 12 UTC を初期時刻とした予報。 (a) 2021 年 01 月 01 日 00 UTC, (b) 03 日 00 UTC (c) 05 日 00 UTC, (d) 07 日 00 UTC



図 4.33: 図 4.32d と図 4.31d の差分。検証時刻 2021 年 1 月 07 日 00 UTC。

第5章

まとめと考察

5.1 北西太平洋で発生し, 強風災害をもたらした低気圧

Lothar

低気圧 Lothar の予測可能性を調べるため,モデルに与える初期時刻,解像度,重力波 抵抗係数,地表面伝達係数を変えた予報実験を行った。初期時刻 1999 年 12 月 24 日から の 42 時間予報では,解像度を細かくしても予報は改善されななかった。だが,初期時刻 を 12 月 25 日 12UTC に変えた 18 時間予報では,経路が大きく改善され Lothar の上陸 を正確に予報することができていた。一方で Lothar の中心気圧の低下については初期時 刻を変えても最小中心気圧は 10 hPa ほど過小評価されており,解像度を細かくした予報 のみが Lothar の中心気圧の低下を予報できていた。このことから,Lothar の予測可能性 の低い現象であることが再確認され,Lothar の強度と経路を精度良く予報をするには解 析値の精度とモデルの解像度の両方が重要であることがわかった。

5.2 2020 年 12 月及び 2021 年 1 月に発生した爆弾低気圧の

予測可能性

日本海側で降雪量の多かった 2020 年 12 月 14 日頃及び, 2021 年 1 月 6 日頃と同時期に 発生した爆弾低気圧の関係を調べた。JRA-55 の解析値から 2020 年 12 月 11 日 18 UTC に発生した爆弾低気圧について以下のことがわかった。爆弾低気圧は関東沖合で発生し, カムチャッカ半島沖で最大発達した。最大発達後には北から西に転向した後, さらに北に 転向してベーリング海に進んだ。また, 13 日 06 UTC に小規模な低気圧が発生しこれに 合流していた。GPV の初期時刻の異なる予報を比較すると,太平洋側の低気圧よりも日 本海側の低気圧が強化される,爆弾低気圧の発生位置が九州沖にずれるといった予報が見 られた。

爆弾低気圧の予測可能性と降雪量の関係を明らかにする為,初期時刻の異なる降雪量予 報を比較した。すると,降雪量が過小評価された予報では,850 hPaの大陸からの寒気の 南下が過小評価されていた。このことから,爆弾低気圧が大陸からの寒気を引きずりこむ ことで降雪が増加したと考えられる。

初期時刻の異なる予報によっては,太平洋側で発達する爆弾低気圧のではなく,日本海 側で爆弾低気圧が発生した理由を調べるため,日本付近の爆弾低気圧を特徴づける下層の 傾圧性と上層のジェットストリークを調べた。すると,日本海側の低気圧が発達していた

81

パターンでは上層のジェットストリークが短く,下層の傾圧性の高い領域が西に移動して いた。これは,Yoshida and Asuma 2004[27]が日本海で発達する OJ タイプの爆弾低気 圧のジェットストリークは短く,下層の傾圧帯が PO-L, PO-O タイプに比べて大きいと 指摘していたことと一致する。このことから,12月11日18 UTC に発生した爆弾低気 圧の予測可能性が低かった原因の一つにジェット気流の予報がうまくできていなかったこ とが考えられる。

同様にして,2021年1月06日12 UTC に発生した爆弾低気圧の予測可能性を調べた。 爆弾低気圧は日本海で発生し,東北地方を横切ってカムチャッカ半島を抜けていた。この 爆弾低気圧の初期時刻の異なる予報を比較すると,初期時刻12月28日12 UTC の予報 では低気圧がほとんど発達していなかったがそれ以外の予報では低気圧の経路は精度よく 予報されていた。

降雪量の予測可能性を調べると,爆弾低気圧の発生していない 12 月 28 日 12 UTC の 予報では降雪量が過小評価されていた。また同初期時刻による 850 hPa,500 hPa の気 温分布から大陸からの寒気の張り出しが弱くなっていることがわかった。このことから, 爆弾低気圧が発生したことで大陸から寒気を引き込み,降雪量が増加したことが考えら れる。

12 月 28 日 12 UTC の予報で低気圧が発達しなかった理由を調べるため,310 K の等 温位面上の渦位を調べた。すると,爆弾低気圧が最大発達した 01 月 07 日の日本付近で高 渦位が存在しており,これは北極地点付近から輸送されていたことがわかった。爆弾低気 圧が発生しなかった 12 月 28 日 12 UTC を初期時刻とした予報では 30 日 12 UTC を初

82

期時刻とした予報と比較して日本付近への高渦位の空気輸送量が少なかったため,対流圏 界面の折れ込みが弱く,低気圧が発達しなかったと考えられる。

これらのことから降雪量の精度の良い予報には爆弾低気圧の正確な予報が必要なことが示唆された。

謝辞

研究生活を通して,多くの方々にお世話になりました。

指導教員である榎本剛教授には,2年間にわたり様々なアドバイスやご指導をいただき ました。また,研究会での発表などの学外で研究発表をする機会をいただき,貴重な経験 を得ることができました。井口 敬雄助教授には気象学や議論や様々な知識と考え方を深 めることができました。

2021年の6月には新青丸に乗船し,船上観測を行う機会を頂きました。吉田 聡准教授には観測機の扱い方や気象学に関する知識を教えて頂きました。長期に渡る船上生活は初めてでしたが,貴重な経験をすることができました。滞在中,お世話になった皆様に心からお礼申し上げます。

最後に,修士の2年間学部時代を含めた6年間,学校生活を支えてくれた両親,友人や 先輩方に感謝申し上げます。

参考文献

- [1] 秋田魁新報社 2021年1月8日掲載。屋根飛び、電柱や鳥居倒れる...暴風の爪痕あち こちに.https://www.sakigake.jp/news/article/20210108AK0049/, (2022年 11月11日アクセス).
- [2] 2020 年 12 月から 2021 年 2 月の概況. https://www.data.jma.go.jp/obd/
 stats/data/stat/tenko2021djf_besshi.pdf, (2022 年 1 月 20 日アクセス).
- [3] Openifs: Dynamical core ecmwf confluence wiki. https://confluence.ecmwf. int/display/0IFS/3.1+0penIFS%3A+Dynamical+Core, (2022年1月20日アク セス).
- [4] Openifs: Horizontal resolution and configurations. https://confluence. ecmwf.int/display/0IFS/4.3+0penIFS%3A+Horizontal+Resolution+and+ Configurations, (2022年1月20日アクセス).
- [5] Shapiro and thorpe (2004). https://www.soest.hawaii.edu/MET/Faculty/ businger/courses/notes200/21ScaleInteraction.pdf, (2022年1月20日ア クセス).

- [6] 気象庁 各種データ・資料 強い冬型の気圧配置による大雪令和2年(2020年)12
 月14日~12月21日. https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/
 report/2020/20201224/20201224.html, (2022年1月20日アクセス).
- [7] 気象庁 各種データ・資料 発達した低気圧及び強い冬型の気圧配置に伴う大雪・ 暴風令和3年(2021年)1月7日~1月11日. https://www.data.jma.go.jp/ obd/stats/data/bosai/report/2021/20210115/20210115.html, (2022年1月 20日アクセス).
- [8] 気象庁過去のデータ・ダウンロード. https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/
 obsdl/index.php, (2022 年1月 20 日アクセス).
- [9] 高知大学気象情報頁. http://weather.is.kochi-u.ac.jp/, (2022 年 1 月 20 日 アクセス).
- [10] 大雪に対する国土交通省緊急発表 令和2年12月28日. https://www.mlit.go.
 jp/report/press/content/001381422.pdf, (2022年1月20日アクセス).
- [11] 爆弾低気圧データベース. http://fujin.geo.kyushu-u.ac.jp/meteorol_bomb/ algorithm/index.php, (2022年1月20日アクセス).
- [12] 報道発表資料 令和 2 年 12 月中旬の大雪と低温の要因と今後の見通し. https://www.jma.go.jp/jma/press/2101/15b/r02ooyuki.pdf, (2022 年 1 月 20 日ア クセス).
- [13] 2021 年度春季大会講演予稿集 p311. https://www.metsoc.jp/default/ wp-content/uploads/2021/12/2021_MSJ_Spring_Meeting.pdf, (2022 年 3 月

3 **日アクセス**).

- [14] Hidetaka Hirata, Ryuichi Kawamura, Masaya Kato, and Taro Shinoda. Influential Role of Moisture Supply from the Kuroshio/Kuroshio Extension in the Rapid Development of an Extratropical Cyclone. *Monthly Weather Review*, Vol. 143, No. 10, pp. 4126–4144, October 2015.
- [15] Hidetaka Hirata, Ryuichi Kawamura, Masaya Kato, and Taro Shinoda. Response of rapidly developing extratropical cyclones to sea surface temperature variations over the western Kuroshio–Oyashio confluence region. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, Vol. 121, No. 8, pp. 3843–3858, 2016.
- [16] B. J. Hoskins, M. E. McIntyre, and A. W. Robertson. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 111, No. 470, pp. 877–946, 1985.
- [17] Akira Kuwano-Yoshida. Using the Local Deepening Rate to Indicate Extratropical Cyclone Activity. Sola, Vol. 10, pp. 199–203, 2014.
- [18] Akira Kuwano-Yoshida and Yoshio Asuma. Numerical Study of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. *Monthly Weather Review*, Vol. 136, No. 2, pp. 712–740, February 2008.
- [19] Eun-Pa Lim and Ian Simmonds. Explosive Cyclone Development in the Southern Hemisphere and a Comparison with Northern Hemisphere Events. *Monthly Weather Review - MON WEATHER REV*, Vol. 130, , September 2002.

- [20] Urs Neu, Mirseid G. Akperov, Nina Bellenbaum, Rasmus Benestad, Richard Blender, Rodrigo Caballero, Angela Cocozza, Helen F. Dacre, Yang Feng, Klaus Fraedrich, Jens Grieger, Sergey Gulev, John Hanley, Tim Hewson, Masaru Inatsu, Kevin Keay, Sarah F. Kew, Ina Kindem, Gregor C. Leckebusch, Margarida L. R. Liberato, Piero Lionello, Igor I. Mokhov, Joaquim G. Pinto, Christoph C. Raible, Marco Reale, Irina Rudeva, Mareike Schuster, Ian Simmonds, Mark Sinclair, Michael Sprenger, Natalia D. Tilinina, Isabel F. Trigo, Sven Ulbrich, Uwe Ulbrich, Xiaolan L. Wang, and Heini Wernli. IMILAST: A Community Effort to Intercompare Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 94, No. 4, pp. 529–547, April 2013.
- [21] K. M. Nissen, G. C. Leckebusch, J. G. Pinto, D. Renggli, S. Ulbrich, and U. Ulbrich. Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: Characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 10, No. 7, pp. 1379–1391, July 2010.
- [22] Marco Reale, Margarida L.R. Liberato, Piero Lionello, Joaquim G. Pinto, Stefano Salon, and Sven Ulbrich. A Global Climatology of Explosive Cyclones using a Multi-Tracking Approach. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, Vol. 71, No. 1, p. 1611340, January 2019.
- [23] André Robert. A stable numerical integration scheme for the primitive meteoro-

logical equations. Atmosphere-Ocean, Vol. 19, No. 1, pp. 35–46, March 1981.

- [24] Frederick Sanders and John R. Gyakum. Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". Monthly Weather Review, Vol. 108, No. 10, pp. 1589–1606, October 1980.
- [25] Heini Wernli, Sebastien Dirren, Mark A. Liniger, and Matthias Zillig. Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar' (24–26 December 1999).
 Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 128, No. 580, pp. 405–429, January 2002.
- [26] Yoshitaka Yamashita, Ryuichi Kawamura, Satoshi Iizuka, and Hiroaki Hatsushika. Explosively Developing Cyclone Activity in Relation to Heavy Snowfall on the Japan Sea Side of Central Japan. 気象集誌. 第 2 輯, Vol. 90, No. 2, pp. 275–295, 2012.
- [27] Akira Yoshida and Yoshio Asuma. Structures and Environment of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. Monthly Weather Review, Vol. 132, No. 5, pp. 1121–1142, May 2004.
- [28] Peter Zwack and Benoit Okossi. A New Method for Solving the Quasi-Geostrophic Omega Equation by Incorporating Surface Pressure Tendency Data. *Monthly Weather Review*, Vol. 114, No. 4, pp. 655–666, April 1986.
- [29] 山崎剛. 厳寒地に適用可能な積雪多層熱収支モデル. 雪氷, Vol. 60, No. 2, pp. 131-141, 1998.

[30] 菅谷博. 寒候期降水中の雨 雪の判別 (その3)-湿球温度による推定. 平成3年度日本
 雪氷学会全国大会講演予稿集, Vol. 48, , 1991.