

令和 6 年 課程博士学位請求論文

トランスバースバンドに伴う
乱気流の要因について

藤田 友香

トランスバースバンドに伴う乱気流の要因について

要旨

本研究は、日本付近で発生するトランスバースバンドの出現特性やそれに伴う乱気流の要因を明らかにして航空機の安全運航に役立てることを目的に、トランスバースバンドの統計調査、ラジオゾンデデータと数値シミュレーションによる解析を行なった。

6年分の日本付近で発生したトランスバースバンドのデータから、日本付近では主にジェット気流によって発生し、出現頻度や場所はジェット気流の季節変化に依存していることが明らかになった。また、ジェット気流に伴うトランスバースバンドは日中の出現件数が有意に多いことが示された。継続時間は2～4時間のものが多く、出現場所は主要な航空路が集中する北緯 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 、東経 $120^{\circ} \sim 150^{\circ}$ が多く、総出現時間の約 70% を占めていた。

トランスバースバンドに伴う乱気流が特定可能な 201 事例の分析より、日本付近で発生するトランスバースバンドの 95% 以上が乱気流を伴っていたことが示された。特に、雲列の雲頂に波状の模様「浪雲」が現れるトランスバースバンドは、**Moderate** の割合が有意に高く、トランスバースバンドの外でも同様の傾向が見られた。雲頂・雲底に近いほど強度の高い乱気流の割合が高く、雲頂・雲底から 4,000 ft (約 1.2 km) の範囲内までは **Moderate** の乱気流が含まれていた。

トランスバースバンドを観測していたラジオゾンデデータからは、**Moderate** の乱気流を伴う事例は、ケルビン・ヘルムホルツ不安定または鉛直シアのもとでの静的不安定のどちらかを満たしていることが確認された。シミュレーションでも両方の不安定に対応したトランスバースバンドが再現され、トランスバースバンドの形成に関連して発生した内部重力波が安定層を伝播する様子が見られた。浪雲が明瞭な時には雲頂付近でケルビン・ヘルムホルツ波の碎破による乱流の存在が示唆され、浪雲のあるトランスバースバンドの方が揺れやすいことを説明すると考えられる。日本付近で発生するトランスバースバンドの多くは、高さが異なるジェット気流が接近することで発生環境場が形成され、上下に存在する安定層を内部重力波が伝播することが関連して、乱気流がトランスバースバンド内だけでなく周辺にも及んでいると推測される。

トランスバースバンドの成因と見られるケルビン・ヘルムホルツ不安定や鉛直シアのもとでの静的不安定に加え、内部重力波を伝播させる安定層も乱気流の要因になっていると考えられる。本研究で得られた結果は、トランスバースバンドに伴う乱気流を回避するためのガイドラインになることが期待される。

On the Factors of Turbulence Associated with Transverse Bands

Abstract

The purpose of this study is to contribute to the safe operation of aircraft by clarifying the characteristics of the appearance of transverse bands (TVBs) occurring near Japan and the factors of turbulence associated with the TVBs.

From six years of data, it was found that TVBs near Japan are mainly generated by jet streams and that their frequency and location of occurrence depend on seasonal changes in jet streams. It was also found that the TVBs associated with jet streams occur more frequently during the daytime than during the nighttime.

An analysis of 201 cases, which the turbulence associated with TVBs could be identified, showed that more than 95% of the TVBs occurring near Japan were accompanied by turbulence. In particular, the proportion of Moderate turbulence was significantly higher for TVBs with wave-like patterns on cloud tops (WPC) than without WPC, and a similar trend was seen even outside of the TVBs. Regarding the TVBs with WPC, Moderate turbulence was observed within 4,000 ft ($\simeq 1.2$ km) above and below the cloud, indicating that turbulence area extended over a wide vertical range.

The radiosonde data confirmed that cases with moderate turbulence satisfied either the Kelvin-Helmholtz instability or the static instability under vertical shear. The simulations also reproduced TVBs corresponding to both instabilities and showed the gravity waves generated in relation to the formation of the TVBs propagating through the stable layer. When the WPC was clear, it was inferred that turbulence due to the breaking of Kelvin-Helmholtz billows existed near the cloud top.

Our analysis points toward the Kelvin-Helmholtz instability, thermal-shear instability, and stable layers as necessary factors of turbulence associated with the TVBs.

目次

1 章 序論	1
1.1 乱気流の種類	4
1.1.1 晴天乱気流	4
1.1.2 対流性乱気流	4
1.1.3 山岳波乱気流	4
1.1.4 低層乱気流	4
1.2 TVB の形成に関連する現象	7
1.2.1 ジェット気流	7
1.2.2 熱帯低気圧	7
1.2.3 メソ対流系	7
1.2.4 温帯低気圧	7
 2 章 TVB の時空間的特徴	11
2.1 TVB 発生関連要素の抽出・判別方法.....	11
2.2 発生数の親現象の割合と季節変動特性.....	15
2.3 空間的特性（領域別の出現頻度）	18
2.4 時間的特性（継続時間と時間帯別出現件数）	22
2.5 2 章のまとめ	26
 3 章 TVB と乱気流強度との関係	27
3.1 事例の抽出と解析方法	27
3.1.1 使用データ	27
3.1.2 対象事例の選出方法	31
3.1.3 親現象の分類と波長の計測方法.....	33
3.2 TVB の発生状況	34
3.3 TVB の中での乱気流強度	36
3.4 TVB の上下での乱気流強度	38
3.5 3 章のまとめ	40
 4 章 TVB や浪雲の発生環境と乱気流の要因	41
4.1 ラジオゾンデ観測データによる乱気流関連要素の分析	41
4.1.1 事例抽出と解析方法	41
4.1.2 最大鉛直シアと最小リチャードソン数.....	44
4.1.3 乱気流強度との関係	46
4.2 数値シミュレーションによる TVB と浪雲の環境場の解析	48

4.2.1 対象事例	48
4.2.2 解析方法	55
4.2.3 TVB と浪雲の再現性	57
4.2.4 TVB の発生環境と構造	60
4.2.5 浪雲の発生環境と構造	69
4.3 4章のまとめ	72
5章 議論	73
5.1. TVB の月別事例数の年々変動の要因	73
5.2 ジェット気流に伴う TVB の出現時間帯の特徴	75
5.3 浪雲の有無による乱気流強度とその分布の違い	75
5.4 TVB に伴う乱気流の成因と発生メカニズム	76
第6章 結論	78
謝辞	80
参考文献	81

図目次

図 1-1	浪雲がある TVB の例	3
図 1-2	乱気流の模式図	6
図 1-3	ジェット気流に関連した TVB (2017 年 12 月 31 日 9:00 JST)	9
図 1-4	熱帯低気圧に関連した TVB (2015 年 10 月 23 日 12:00 JST)	9
図 1-5	メソ対流系に関連した TVB (2016 年 9 月 11 日 8:00 JST)	10
図 1-6	温帯低気圧に関連した TVB (2016 年 2 月 28 日 22:00 JST)	10
図 2-1	対象範囲と区分領域	13
図 2-2	TVB の親現象の分類	14
図 2-3	親現象別の出現数と割合	16
図 2-4	月ごとの TVB 事例数	16
図 2-5	親現象別の季節ごとの事例数	17
図 2-6	全事例での領域ごとの TVB 月別出現時間数と総出現時間に対する割合	19
図 2-7	親事例別の領域ごとの TVB 月別出現時間数	20
図 2-8	日本付近の航空路	21
図 2-9	TVB 継続時間の事例数と全事例数に対する割合	23
図 2-10	親現象ごとの TVB 継続時間の割合	23
図 2-11	親現象ごとの TVB 時間帯出現件数	24
図 2-12	全期間における昼間と夜間の平均出現件数	24
図 2-13	月ごとの昼間と夜間の平均出現件数	25
図 3-1	ウィンドプロファイラ観測網	30
図 3-2	対象事例選出の流れ	32
図 3-3	浪雲の有無による TVB の発生状況の割合の比較	35
図 3-4	浪雲の有無による TVB 内の最大乱気流強度の割合	37
図 3-5	TVB 外での PIREP の対象領域と TVB からの鉛直距離（高度）と空の状態 による PIREP の抽出条件	39
図 3-6	TVB からの距離別の乱気流強度割合	39
図 4-1	ラジオゾンデによる高層気象観測地点	43
図 4-2	TVB 高度間における最大鉛直シアの箱ひげ図	45
図 4-3	TVB 高度間における最小リチャードソン数の箱ひげ図	45
図 4-4	TVB 高度間における最大鉛直シアと最小リチャードソン数との乱気流強度 の関係	47
図 4-5	2015 年 12 月 23 日のひまわり 8 号の赤外画像	50

図 4-6	TVB-U に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (8:00～11:00 JST)	51
図 4-7	TVB-U に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (12:00～15:00 JST)	52
図 4-8	TVB-M に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (12:00～14:00 JST)	53
図 4-9	TVB-M に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (15:00～17:00 JST)	54
図 4-10	計算領域	56
図 4-11	Domain2 の計算結果 (輝度温度) とひまわり 8 号の赤外画像 (13:00 JST)	58
図 4-12	Domain3 の計算結果 (輝度温度) とひまわり 8 号の赤外画像 (16:00 JST)	59
図 4-13	TVB-U の鉛直断面図 (温位・鉛直流・リチャードソン数・混合比)	62
図 4-14	10 km における温位の鉛直勾配が負の領域 (絶対不安定) の分布	63
図 4-15	TVB-U 内のレイリー数	64
図 4-16	TVB-U の鉛直断面図 (温位・混合比・鉛直シア)	65
図 4-17	TVB-M の鉛直断面図 (温位・鉛直流・リチャードソン数・混合比)	66
図 4-18	TVB-M の鉛直断面図 (温位・混合比・鉛直シア)	67
図 4-19	東経 135 度鉛直断面図 (15:00 JST) (温位・風速リチャードソン数・混合比)	68
図 4-20	浪雲を伴う雲列の鉛直断面図 (温位・鉛直流・リチャードソン数・混合比)	70
図 4-21	浪雲を伴う雲列の鉛直断面図 (温位・混合比・鉛直シア)	71
図 5-1	4 月の月平均 200hPa 高度および平年偏差	74
図 5-2	2021 年 4 月中旬の 10 日平均 200hPa 高度および平年偏差	74

表目次

表 3-1	乱気流の強さの判定基準	29
表 3-2	各高度の事例数	39
表 4-1	計算条件	56

1 章 序論

航空機の運航において、乱気流は安全性と快適性に影響を及ぼす。例えば、並程度の乱気流はキャビンサービスの中止や気分の悪化等に繋がり、強い乱気流なら乗客や客室乗務員が怪我をして航空事故になることがある。国内において過去 20 年間（2004～2023 年）に発生した大型機の航空事故の件数は 67 件で、そのうち 37 件（約 55%）は乱気流によって乗客または客室乗務員が重傷を負った事故となっている（運輸安全委員会 2024）。飛行中の安全性と快適性の両方を確保するために、パイロットは飛行前に気象情報を確認し、乱気流域を把握している。

乱気流を発生させる気象要因は様々なものが知られているが、その中のひとつにトランスバースバンド（以下、TVB）がある。TVB は、流れに対して垂直方向に伸びる複数の帯状雲のことで（NOAA 2009）、ジェット機の巡航高度にあたる対流圏上部で発生する場合は、多くの航空機が TVB の影響を受ける。TVB は、ジェット気流や熱帯低気圧等の数種類の現象に伴って発生し（Knox et al. 2010）、TVB と関連する現象の全球分布と TVB の発生日数の分布は相関がよく、特にジェット気流が存在する地域で発生日数が多いことが示されている（Miller et al. 2018）。TVB の成因として、ケルビン・ヘルムホルツ不安定（大野・三浦 1982）や鉛直シアのもとでの静的不安定（Kim et al. 2014, Trier and Sharman 2016, Yamazaki and Miura 2021）が指摘され、これらは TVB に伴う乱気流の発生メカニズムであると報告している（Trier and Sharman 2016）。アメリカ中央部で発生するメソ対流系に伴う TVB の中やその周辺で観測された乱気流の割合を調べた Lenz et al. (2009) によると、41 件のフライトのうち 44% が少なくとも 1 回は運航に影響が出る並以上の乱気流を伴っていたことが示されている。このように TVB については様々な研究が行われているが、日本付近で発生する TVB に関するものは少なく、どれほど航空機の運航に影響を与えているのかは明らかになっていない。また、他の乱気流に関連する現象と比較すると、TVB の発生や乱気流のメカニズムについては十分に理解されていないこと、数値予報モデルの上層雲の表現が不十分であることから、TVB に伴う乱気流の予測はまだ難しい（気象庁予報部 2018）。このため、気象庁では実況で発生が確認できる場合のみ、TVB に伴う乱気流の予報を発表している。

近年、気象庁の予報官が経験上、強度の高い乱気流が発生しやすいとして図 1-1 に示すような TVB の雲頂に現れる波状の模様に注目している。模様は TVB の帯状雲上に並び、波長は主に 10km 以下で、出現する際は数時間継続する。この模様は、気象庁の予報官が「浪雲」と呼んでいることから、本研究でも同様の名称を用いる。気象衛星センター（2002）では、巻雲でしばしば観測される非地形性の波状模様を浪雲と呼び、強い乱気流が発生しやすいとしている。しかし、気象衛星センター（2002）で示す浪雲は、TVB に伴ったものではなく、より短命かつ模様の並ぶ向きが流れに対して平行（TVB の浪雲は流れに対して直交）であることから、形は類似していても TVB の浪雲とは異なる。TVB の浪雲は、気象衛星ひまわり 8 号が可視赤外放射計を搭載して高解像度化した

2015 年以降、頻繁に観測されるようになった。筆者の知る限り TVB の浪雲に注目した研究はなく、乱気流との統計的關係は明らかになっていない。

調査されていない日本付近で発生する TVB の出現時の環境や特性の理解は、運航での対応時に役立つ。また、浪雲と乱気流の關係とその発生メカニズムが明らかになれば、衛星画像によってリアルタイムで乱気流域の把握が可能になり、乱気流予報の精度向上に繋がることが期待される。本研究では、日本付近で発生する TVB に伴う乱気流の要因について解明し、航空機の安全運航に貢献することを目的に、以下の 3 つのテーマに取り組む。

- (1) 日本付近で発生する TVB は、どのような時空間的特徴を持っているのか
- (2) TVB に伴う乱気流はどれほどの強さで、浪雲の有無によって差があるのか
- (3) 浪雲はどのようにして発生し、乱気流へ寄与しているのか

1 章の残りの部分では、乱気流の種類と TVB を形成に関連する現象について詳しく説明する。その後の 2 章では、6 年分の気象衛星ひまわり 8 号の赤外画像を用いて、日本付近での TVB の出現特性等を調査した結果を示す。3 章は、TVB に伴うと判断できる乱気流報告から、乱気流強度の割合や乱気流が及ぶ高度について統計を取り、浪雲の有無で比較する。4 章は、ラジオゾンデデータと数値シミュレーションを用いて、TVB に伴う乱気流や浪雲の発生環境場や乱気流の成因の解析を行う。5 章は、2~4 章の結果からの議論、6 章に TVB に伴う乱気流の要因について結論を示す。

なお、2 章の結果は藤田ほか (2023)、3 章の結果は Fujita et al. (2024) において公表済みで、4 章の結果の一部も藤田ほか (2025) に掲載予定である。

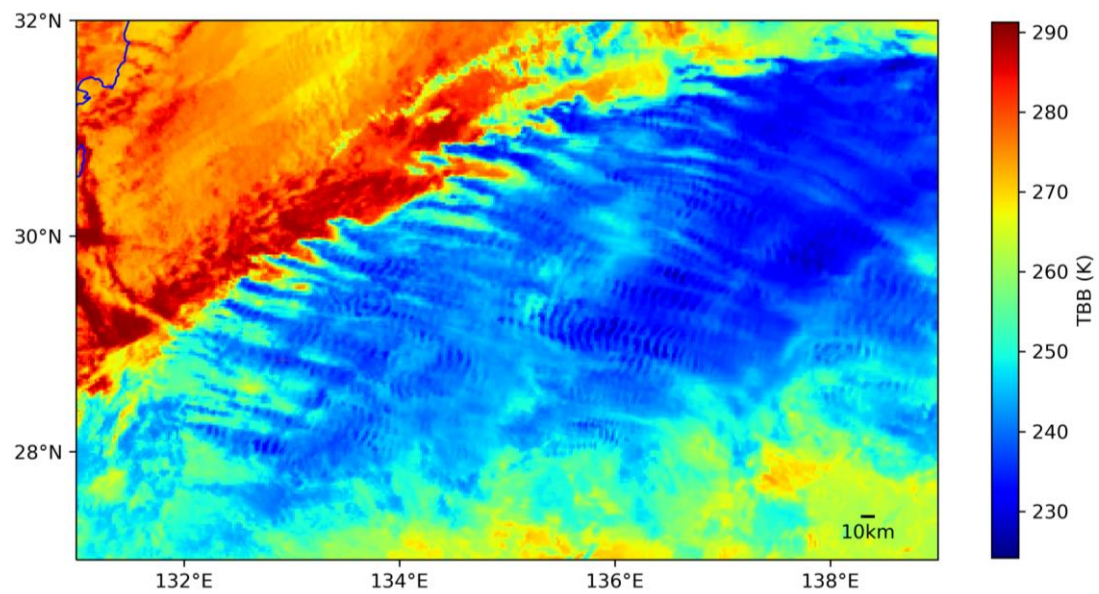


図 1-1 浪雲がある TVB の例. ほぼ東西に伸びる TVB 雲列の上部に現れる波状の模様を浪雲と呼ぶ. (ひまわり 8 号による $10.4\ \mu\text{m}$ 赤外画像)

1.1 乱気流の種類

乱気流とは、航空機の運航等に影響を与える気流の乱れのこと、乱気流を引き起こす乱流の水平スケールは 0.1~2km とされている (Lane et al. 2012)。乱気流を発生させる気象要因には様々なものがあり (図 1-2)、発生源によって種類が分けられることが多い。気象要因による乱気流について、Lester (1994)、Sharman and Lane (2016)、Kim et al. (2018) の内容を参考に分類をまとめる。

1.1.1 晴天乱気流

晴天乱気流は、ジェット気流や対流圏界面、前線面等で頻繁に発生する。雲のない場所で発生することから、晴天乱気流と呼ばれる (上層雲内で発生するものを含むこともある)。晴天乱気流の主な成因は、ケルビン・ヘルムホルツ波 (Shapiro 1980, Ellrod and Knapp 1992) で、ジェット軸の上下に存在する強い鉛直シアに起因したケルビン・ヘルムホルツ不安定によって発生する。

Lester (1994) では、TVB に伴う乱気流 (Ellrod 1985, Knox et al. 2010) をこの分類に含めている。TVB に伴う乱気流のメカニズムは、ケルビン・ヘルムホルツ不安定と鉛直シアの下での静的不安定の両方が指摘されている (Trier and Sharman 2016)。

1.1.2 対流性乱気流

対流雲等における強い上昇気流および下降気流に関連した乱気流のことで、通常は雲中 (MacPherson and Isaac 1977, Sharman and Trier 2019) と雲外 (Lane et al. 2012) で細分化される。雲近傍での乱気流は、対流に起因する重力波やその碎波、対流雲の雲頂に広がる TVB 等に関連している (Kim et al. 2018)。Sharman and Lane (2016) では、他の雲近傍乱気流の要因として、雲頂のシアが強まること、中層雲の雲底下での固体降水の昇華冷却に伴うベナール対流で発生する中層雲底乱気流 (Kudo 2013, Kudo et al. 2015) を説明している。中層雲底乱気流は、通常地上での降水を伴わない中層雲で発生する。

1.1.3 山岳波乱気流

この乱気流は、山岳波が風下や鉛直上方に伝播することで発生する (Lilly 1978, Shen and Lin 1999)。風下山岳波は、山頂付近で風が強く安定層が存在する時に発生し、鉛直伝播山岳波は、雲頂付近で風が強く直上で弱風域が存在する時に上空へ伝播した内部重力波が碎破することで発生する (東京航空地方気象台 2016)。

1.1.4 低層乱気流

この乱気流は、丘や建物のような起伏のある地形を風が通過する際の気流の乱れや前線が通過する際の低層ウィンドシアー、日中のサーマル等で発生する。その強度は、低

層の風速，安定度，地上からの高さ，地形の粗さによって決まる．他の分類の乱気流とは異なり低層で発生することから，離着陸時に影響を与えるおそれがある．

1.2 TVB の形成に関連する現象

衛星画像の解像度が向上したことで、TVB は複数の現象に関連して発生していることを確認できるようになった。Knox et al. (2010) では、TVB に関連する現象として、ジェット気流、熱帯低気圧、メソ対流系、温帯低気圧を挙げている。その内容を参考に、それぞれの特徴等を図とともに説明する。

1.2.1 ジェット気流

ジェット気流に伴う TVB は最も一般的で、ジェット軸の赤道側で発生する (図 1-3)。ジェット気流の巻雲に関する研究は 1960 年前後から行われており、当時の衛星画像でもその形を捉えている (Schaffer et al. 1955, Vizee et al. 1967)。ジェット気流に伴う TVB は数時間にわたって持続する。ジェット気流に関連した TVB は、大野・三浦 (1982) では、線形安定性解析よりケルビン・ヘルムホルツ波に由来するものと結論づけた。一方で、ジェット気流に起因する TVB を含むラジオゾンデデータを解析した Yamazaki and Miura (2021) では、不安定層と鉛直シアによる影響を報告している。

1.2.2 熱帯低気圧

熱帯低気圧に関連する TVB は、スパイラルバンドや中心付近の対流雲群による円形状の領域 (Central Dense Overcast: CDO) で発生する (図 1-4)。熱帯低気圧に伴う TVB は、ジェット気流に伴うものと異なり断続的に出現する。この TVB は、シミュレーションによって鉛直シアのもとでの静的不安定層と関連づけられている (Kawashima 2021, Yamazaki and Miura 2021)。Yamazaki and Miura (2021) では、不安定層が雲と放射の相互作用によって維持されていることを報告している。

1.2.3 メソ対流系

メソ対流系に関連する TVB は上層流の流出部で発生し、熱帯低気圧で発生する TVB と同様に中心付近から放射状に出現する。しかし、対流の中心から数 100 km 離れた場所で、非対称に発生する (図 1-5)。メソ対流系の周辺であればどこでも形成されるが、北側の縁に形成されることが多い (Knox et al. 2010)。シミュレーション結果より、メソ対流系の TVB も鉛直シアと静的不安定層に関連し、大気境界層における水平ロール対流と類似していると示しているが、TVB 形成に必ずしも雲と放射の相互作用が必要ではないとしている (Trier et al. 2010)。

1.2.4 温帯低気圧

TVB は温帯低気圧でも観測され、寒帯前線ジェット気流に埋め込まれたような形で現れることがあり、高緯度に向かって暖かく湿った空気を運ぶ流れであるウォームコンベアベルトに関連して現れることもある (Knox et al. 2010) (図 1-6)。温帯低気圧がジェッ

ト気流に関連して発生していることから，どちらに関連しているのか判断が難しい場合がある．熱帯低気圧が温帯低気圧化した際に生じた TVB をシミュレーションした Kim et al. (2014) では，雲と放射の相互作用による静的不安定な層と鉛直シアに関連して生じたとしている．

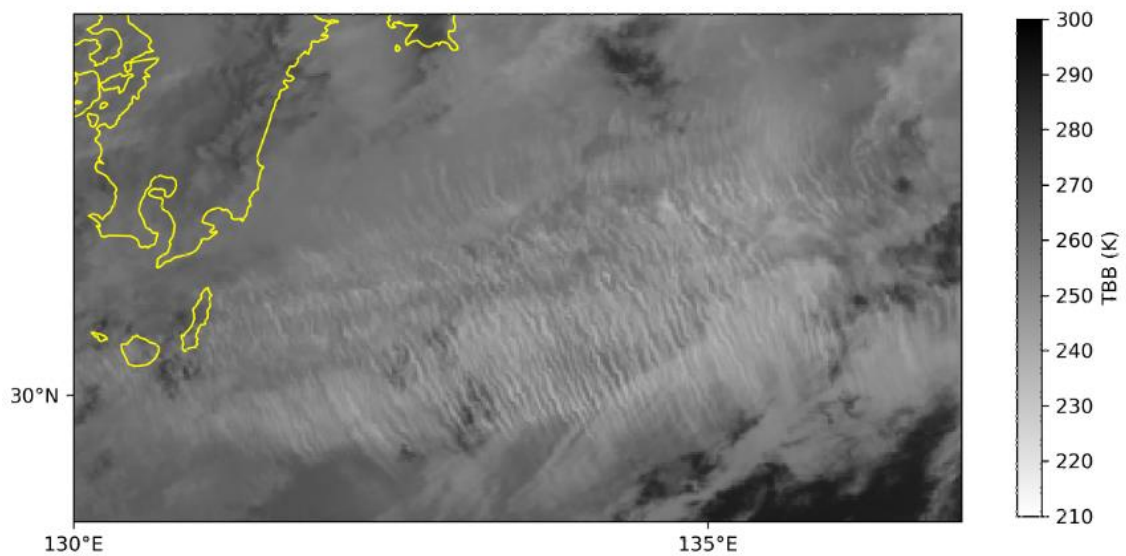


図 1-3 ジェット気流に関連した TVB (2017 年 12 月 31 日 9:00 JST). (ひまわり 8 号による 10.4 μ m 赤外画像)

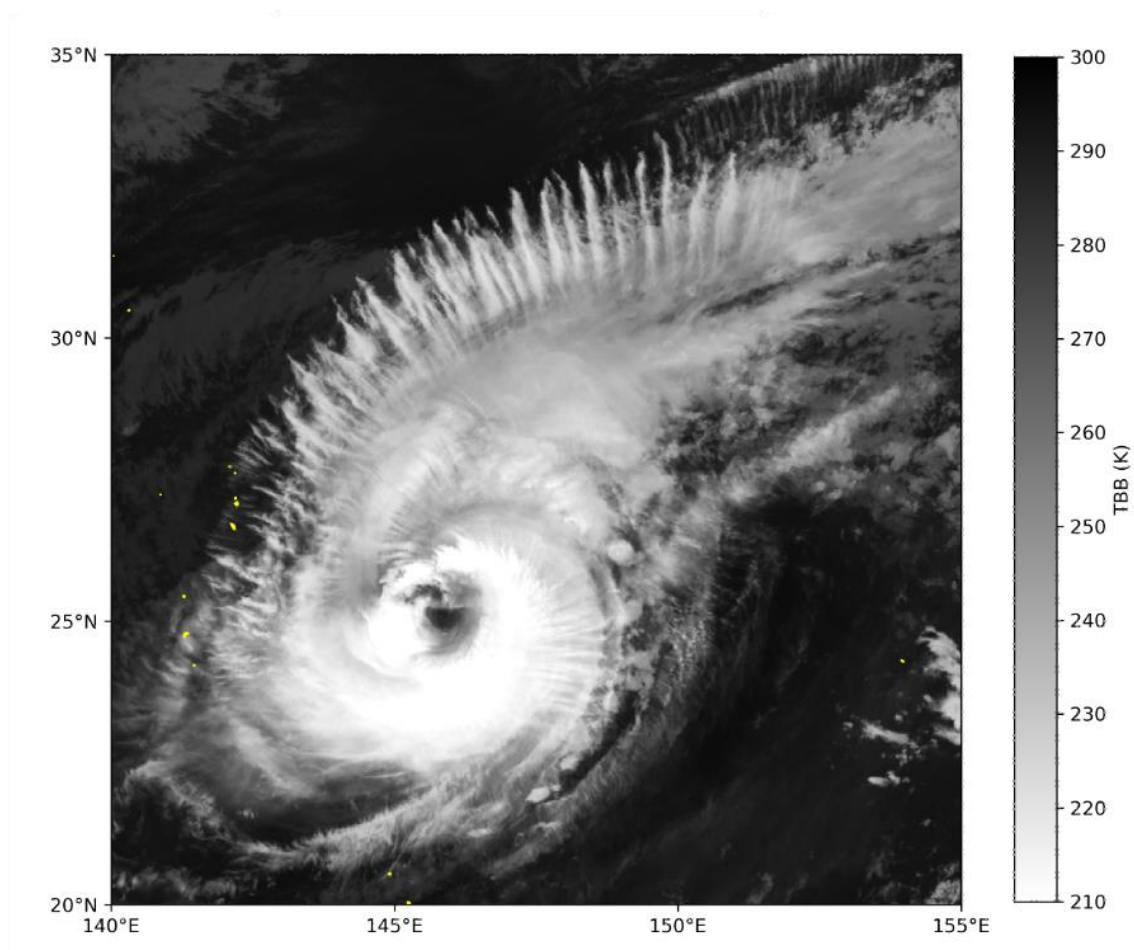


図 1-4 熱帯低気圧に関連した TVB (2015 年 10 月 23 日 12:00 JST). (ひまわり 8 号による 10.4 μ m 赤外画像)

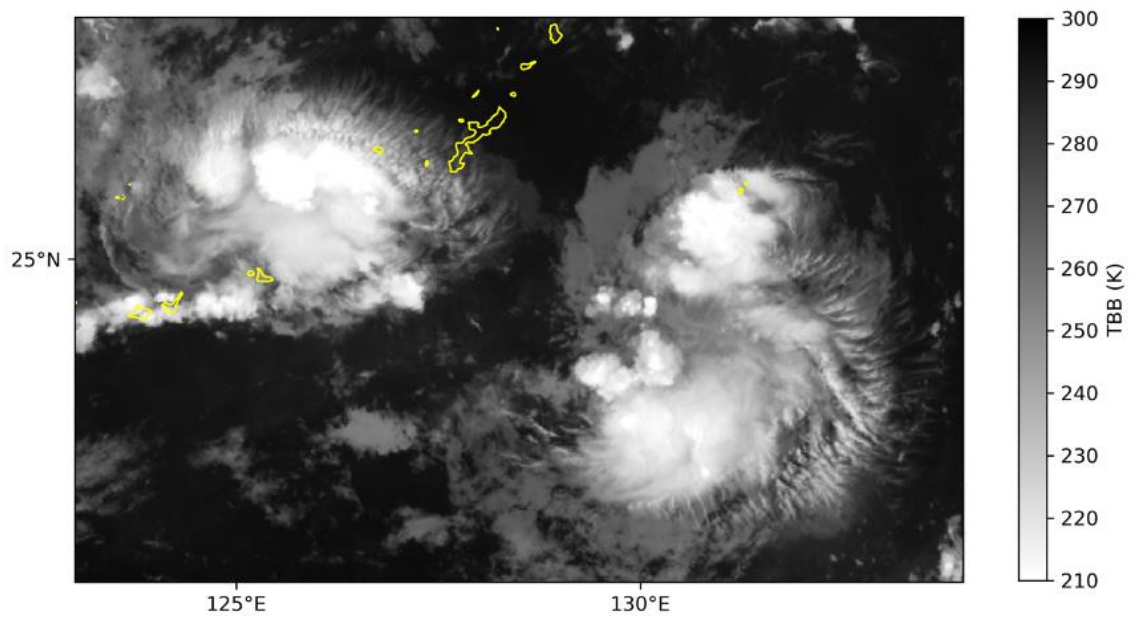


図 1-5 メソ対流系に関連した TVB (2016 年 9 月 11 日 8:00 JST). (ひまわり 8 号による 10.4 μ m 赤外画像)

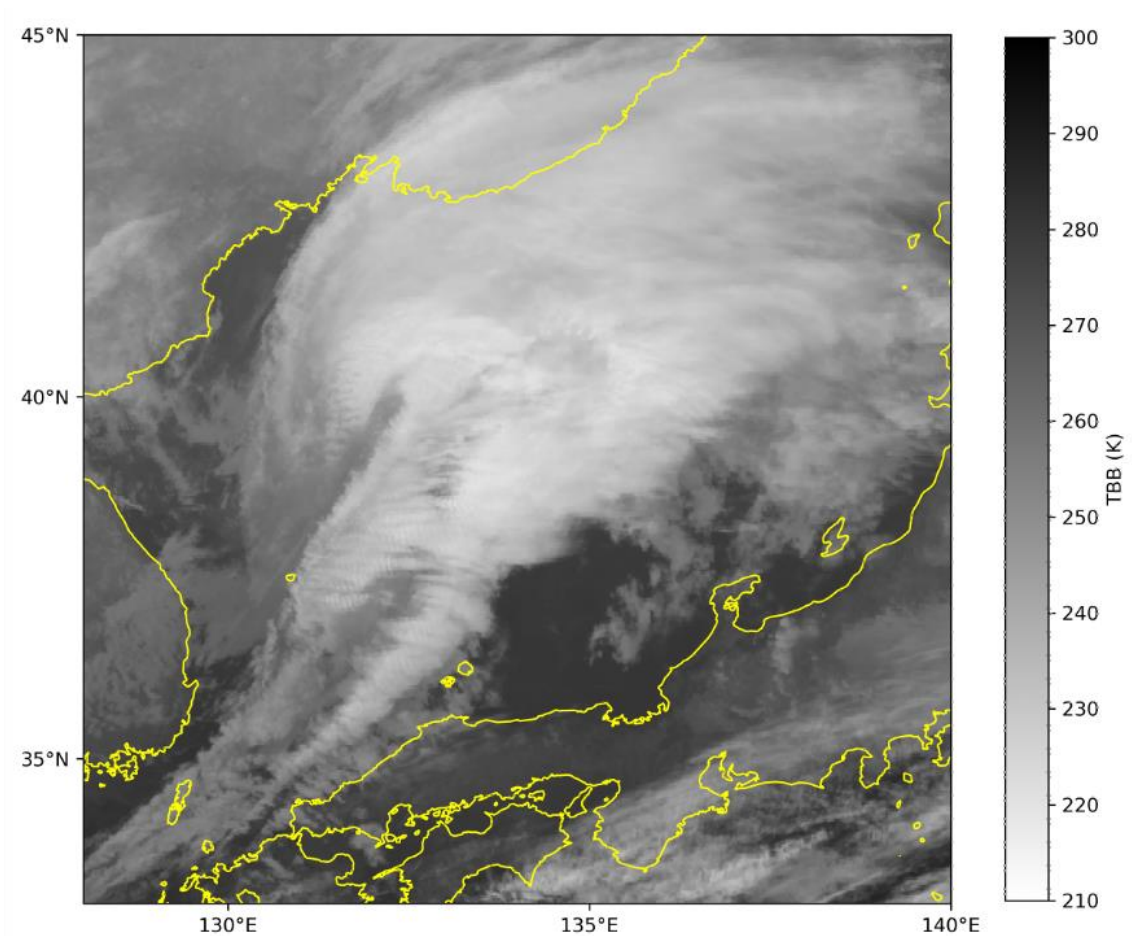


図 1-6 温帯低気圧に関連した TVB (2016 年 2 月 28 日 22:00 JST). (ひまわり 8 号による 10.4 μ m 赤外画像)

2 章 TVB の時空間的特徴

本章では、日本付近の TVB の発生状況について理解するために、TVB の時空間的特徴について調査した。日本付近は、ジェット気流や熱帯低気圧等の TVB を伴う様々な気象現象の影響を受けやすい。どの気象現象に伴って多く発生しているのか、どの季節にどの場所で発生しやすいのか等に注目をして解析を行った。

2.1 TVB 発生関連要素の抽出・判別方法

TVB の発生日時とともに各事例の発生場所・継続時間の統計を取り、各事例に関連していた気象現象を判別した。抽出した TVB 発生に関する要素の項目は、日時、継続時間（発生～消滅）、領域、関連する現象（以下、親現象と呼ぶ）である。

TVB の発生や領域の特定には、千葉大学環境リモートセンシング研究センターによるひまわり 8 号フルディスク gridded data（緯度経度直交座標系精密幾何補正済データ）Version 02（Takenaka et al. 2020）の毎正時の赤外面像（気象庁の可視赤外放射計バンド 13）を使用した。空間解像度は、約 2km である。雲の動きを確認する際には、情報通信研究機構（NICT）の「ひまわりリアルタイム Web」も同時に利用した。赤外面像を選んだのは、夜間と昼間の両方のデータを解析するためである。

対象期間は 2016 年 1 月 1 日～2021 年 12 月 31 日の 6 年間とした。衛星画像が高解像度化したのは 2015 年 7 月 7 日からだが、2015 年は全ての月が揃っていない。月ごとの比較を行うことから 2016 年以降を対象とした。

TVB を確認する際の TVB の定義は「上層雲で、同高度の流れに対し直交方向に伸びる複数の雲の帯」とした。雲の高さや同高度の流れは、気象庁の広域雲解析情報図（操野・渕田 1997）や連続した時間の画像による該当 TVB の動き等から判断し、発生した TVB を目視により手動で抽出した。TVB が同一現象で断続的に発生する場合は、毎正時で連続して追えるものをひとつの TVB として数え、同一時間に複数発生する場合は、雲列の方向や場所から同一 TVB か別の TVB かを判断した。近年では、Miller et al. (2018) によって深層学習を用いて可視画像から TVB を検出する技術が開発されたが、この手法が赤外面像に直接適用できるかは不明であること、小さいスケールのものや消滅前の形状が崩れたものの判定には改善が必要だと報告されていることから、本研究では目視で行った。

対象範囲は北緯 20～50°，東経 120～165°で、この範囲を緯度 10°，経度 15°ごとの 9 つの領域に細かく区分し、出現頻度の高い場所の調査も行った（図 2-1）。この領域は、日本が管制業務を管轄する福岡飛行情報区を含む。同時刻に複数の領域にわたって存在していた場合は、それぞれの領域で数えた。

親現象は、ジェット気流、熱帯低気圧、温帯低気圧、寒冷低気圧、メソ対流系で、いずれにも該当しないものはその他に分類した（図 2-2）。各現象の判別は Knox et al. (2010) を参考に、衛星画像の雲の形状および気象庁の高層天気図や地上天気図から総合的に判

断して行った．ジェット気流に伴って発生したと同定した TVB は，ジェット気流の流れの向き（北，北東，東，南東，南の 5 方向）での細かい分類も行った．なお，温帯低気圧はジェット気流に伴って発生しており，どちらが親現象かを見分けるのは難しい．このため分類上での温帯低気圧は，図 2-2（c）のように衰弱期にある温帯低気圧の中心付近にできる渦から発生しているもののみとした．

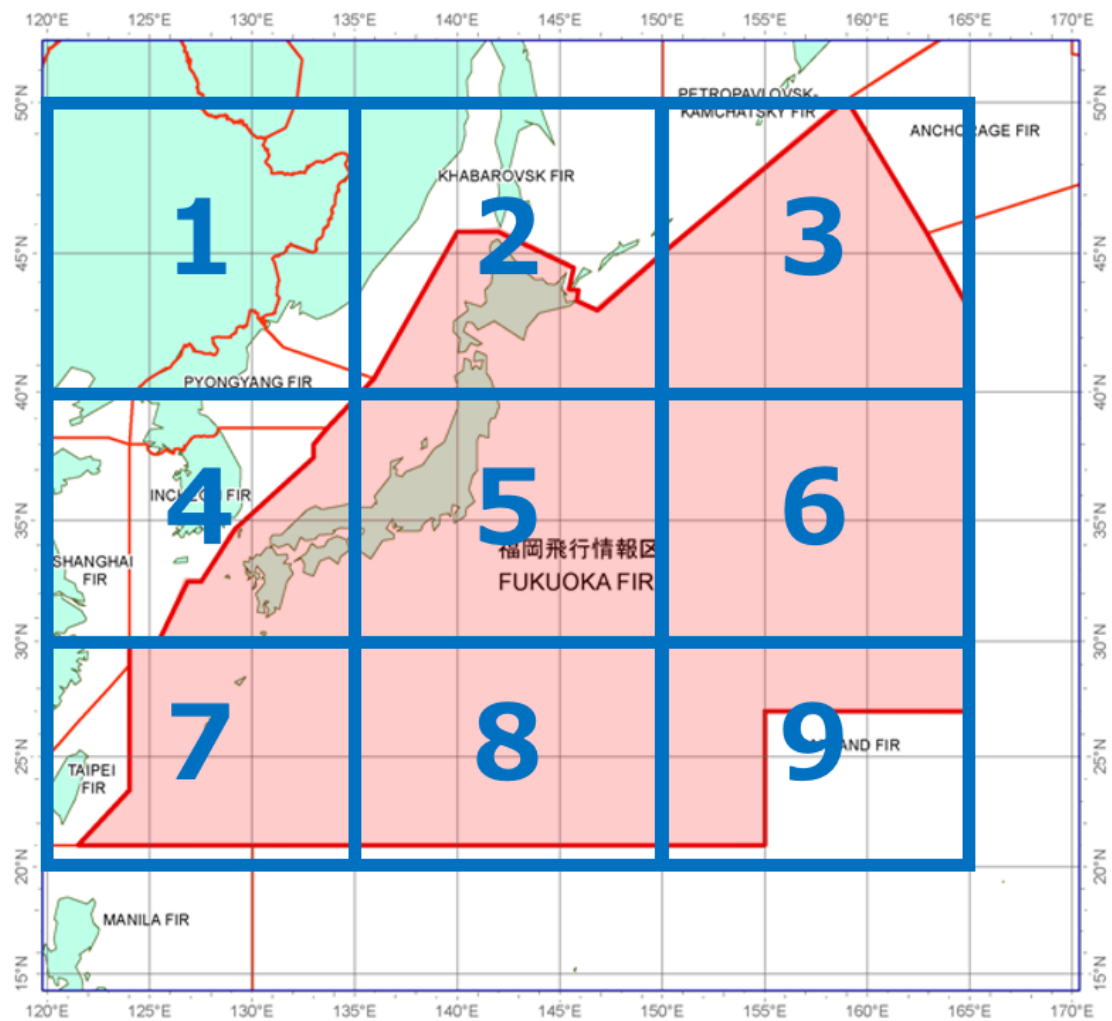


図 2-1 対象範囲と区分領域. 青太線と数字は区分領域の範囲と番号, 赤太線で囲まれ色塗りの領域が福岡飛行情報区を示す. (気象庁 HP から引用し, 一部加工)

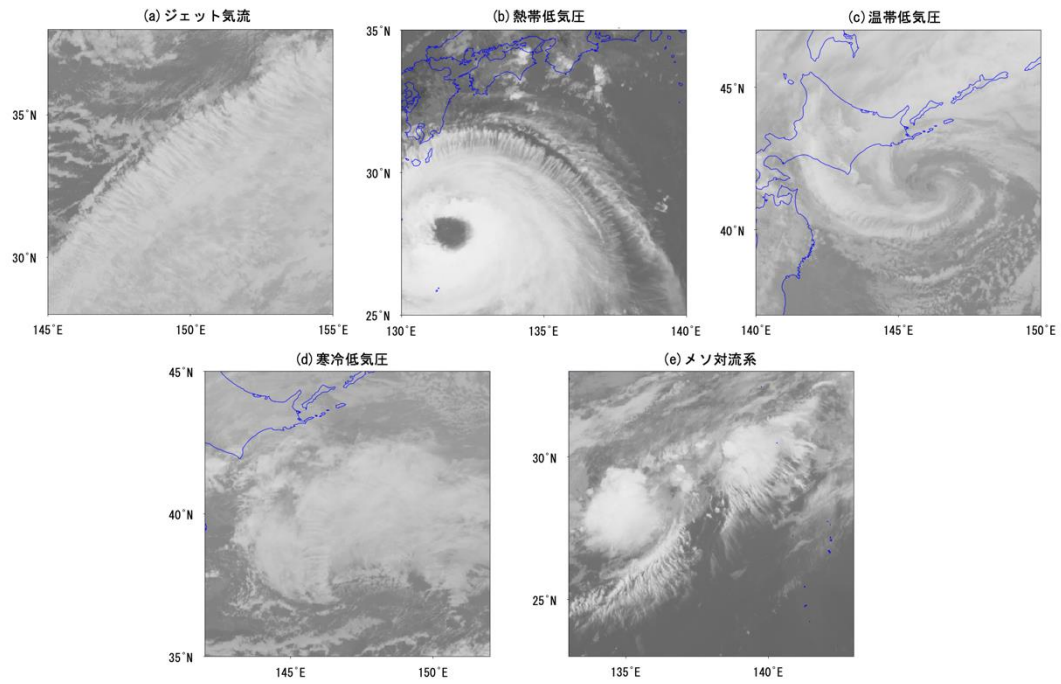


図 2-2 TVB の親現象の分類. (a) 2018 年 2 月 6 日 23:00 JST, (b) 2018 年 8 月 21 日 11:00 JST, (c) 2020 年 3 月 5 日 23:00 JST, (d) 2018 年 2 月 6 日 16:00 JST, (e) 2019 年 6 月 3 日 7:00 JST. (ひまわり 8 号による 10.4μm 赤外画像)

2.2 発生数の親現象の割合と季節変動特性

2016～2021 年で発生した TVB は合計 2856 事例で、年平均は 476 事例だった。親現象を見ると、最も多かったのがジェット気流に伴うもの（68.2%）で、続いて熱帯低気圧（10.4%）、メソ対流系（3.6%）の順で多かった（図 2-3）。1949 事例あるジェット気流に伴う TVB のうち 65.3% はジェット気流が北東に向かうもの（気圧の尾根の後面等）であった。続いて、東が 10.8%、南東で 10.2%、そのほかは数%程度であった。

TVB 発生事例数の季節変化を見るため、月ごとの事例数を図 2-4 に示す。3～5 月と 11 月が多く、7～8 月に少ない傾向が見られた。事例数が多い月は、年による変動が大きいという特徴があり、年による事例数の差が最も大きかったのは 4 月だった。

次に、親現象別の事例数を季節（冬：12～2 月、春：3～5 月、夏：6～8 月、秋：9～11 月）で分けたものを図 2-5 に示す。ジェット気流は、夏以外の季節での事例数が多く、春が最も多くなった。ジェット気流に伴う事例数が最も多いことから、図 2-4 の全体の傾向はジェット気流の特徴が現れていることが推測される。温帯低気圧も似たような傾向となり、夏の発生は 1 事例のみで、冬と春を中心に多くなった。寒冷低気圧は冬と春の事例が主で、強い寒気が流れ込みやすい時期に一致している。一方、熱帯低気圧は夏と秋に多く、日本付近に近づくコースを辿りやすい時期に多くなっていることがわかる。メソ対流系は梅雨前線付近で発生しやすかったこともあり、夏が最も多くなった。その他は春を中心に多い傾向が見られた。

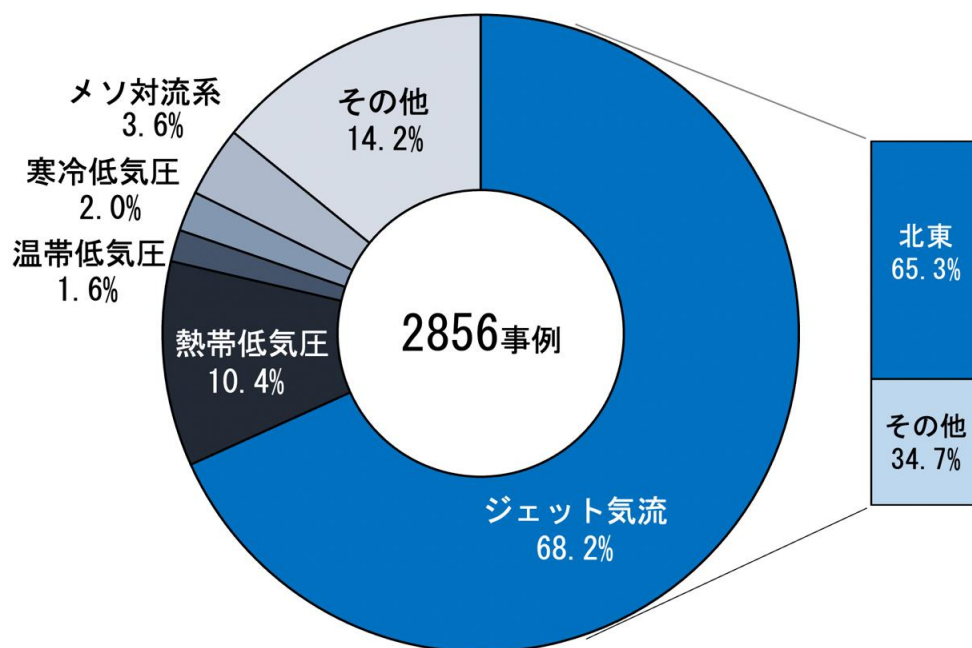


図 2-3 親現象別の出現数と割合．円グラフは全事例中の割合で，右の棒グラフはジェット気流で発生する事例のうち，さらに細かく流れの方向で分類した中での割合を示す．

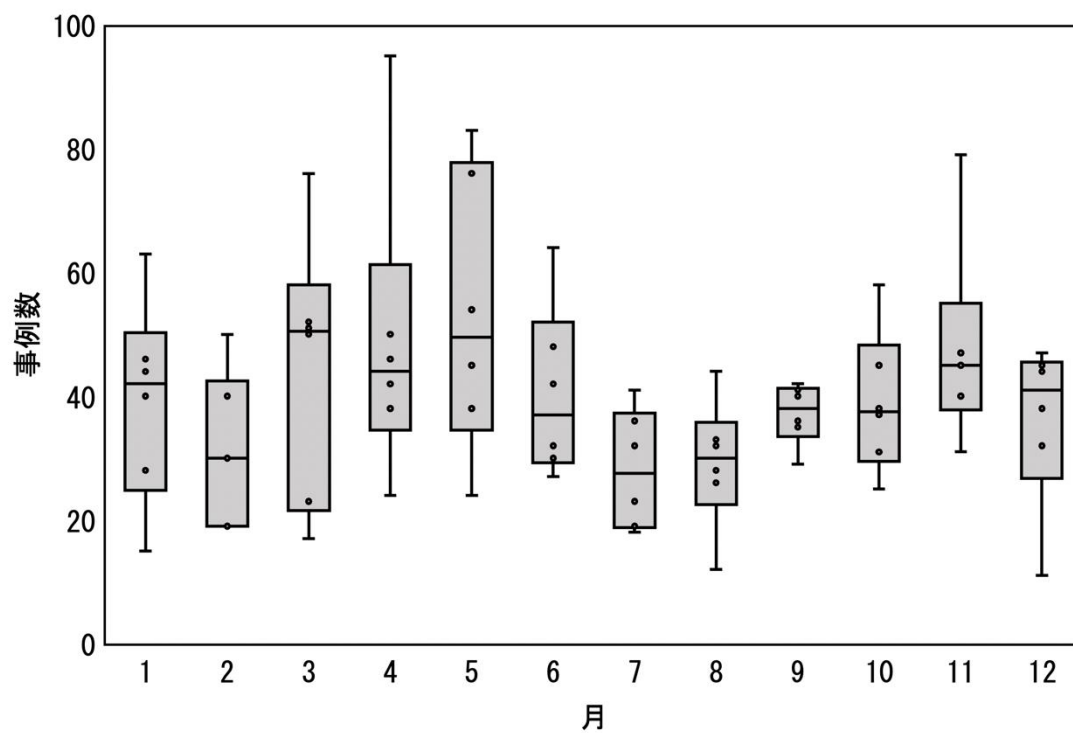


図 2-4 月ごとの TVB 事例数．箱の中の点は年ごとの値で，ひげが最大・最小，箱の中線が中央値を示す．

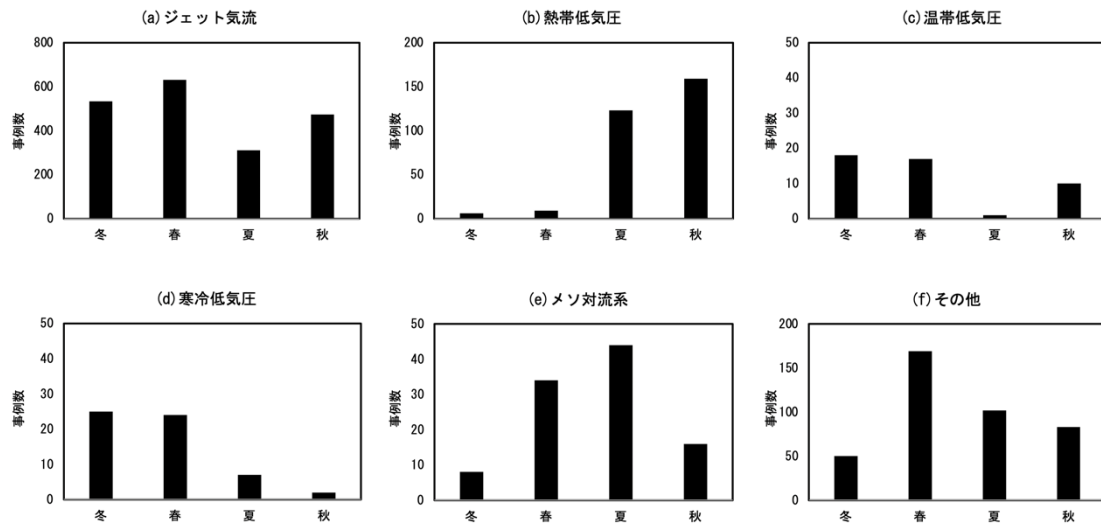


図 2-5 親現象別の季節ごとの事例数. 冬：12～2 月，春：3～5 月，夏：6～8 月，秋：9～11 月．縦軸の範囲は (a) が 0～800，(b) と (f) で 0～200，(c) ～ (e) は 0～50 で異なる．

2.3 空間的特性（領域別の出現頻度）

全事例の領域ごとの TVB 月別出現時間数・出現割合を図 2-6 に示す。最も出現時間が多かったのは領域 5 で、次いで領域 4、領域 6、領域 2 の順で多く、総出現時間での割合はそれぞれ 44.9%、33.0%、23.7%、21.0%だった（同時刻に複数領域で発生している事例もあり、各領域の割合の合計は 100%を超える）。特に出現数の多い領域 4、5 では、どちらか一方もしくは両方で出現している事例での時間数は、総出現時間の 67.1%となった。月別出現時間数では、7、8 月を除く期間で本州付近の領域 4～6 の出現時間数が多く、初夏や秋は北の領域 2、3、冬は南の領域 7、8 でやや増える傾向が見られた。

次に、親現象ごとの月別出現時間数を図 2-7 に示す。ジェット気流によるものは、全事例の結果と類似していて、初夏・秋の北の領域と冬の南の領域で増える傾向が顕著になっていた。これは、事例数の多いジェット気流の特徴が全事例の結果を反映していることと、南北へ移動するジェット気流の季節変化の影響が明瞭になったことを示し、出現域の季節変化の特徴から亜熱帯ジェット気流による事例数が多いことを表している。また、ジェット気流のみでは、夏～秋に本州付近と南の領域を中心に出現時間数が極端に少なくなっており、その時期には熱帯低気圧に伴う TVB の出現時間数が多くなっていた。そのほかジェット気流に比べると出現時間数は少ないものの、温帯低気圧・寒冷低気圧では冬～春に寒気が流入する北側の領域 2、3、5 を中心に、メソ対流系は春～夏に暖湿気が流れ込みやすい南西側の領域 4、5、7、8 で出現時間数が多くなる傾向が見られた。親現象が明確ではないその他によるものは、春に領域 5 の出現時間数が多いものの、あまり特徴的な分布にはならなかった。

以上のことから、領域 4、5 は年間通してジェット気流が位置しやすいうえ、他の親現象の影響も加わり、全体的に出現時間数が多くなっていたことが示された。今回の対象範囲は、日本が航空交通業務を行う福岡飛行情報区を含み、複数の航空路が設定されている（図 4-8）。出現時間数が多い領域は、主要な航空路が集中している領域と重なることから、日本付近を飛行する航空機は、TVB に遭遇する可能性が高いと見られる。

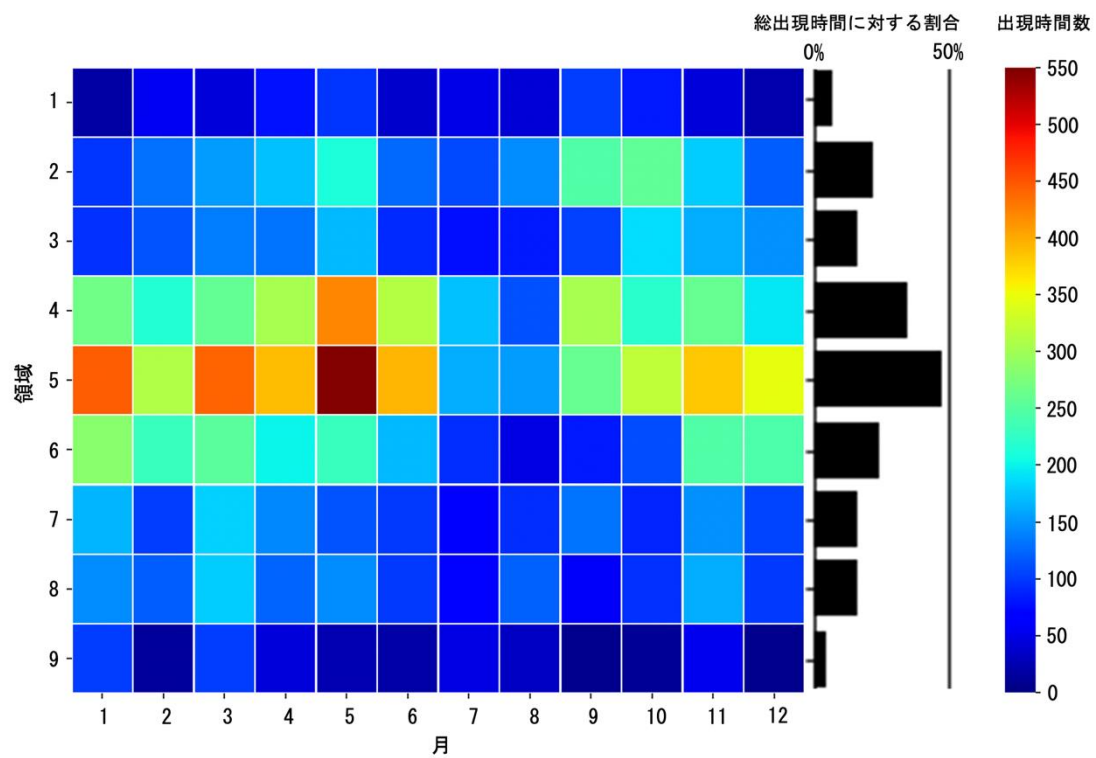


図 2-6 全事例での領域ごとの TVB 月別出現時間数と総出現時間に対する割合（出現時間数：ヒートマップ，割合：横棒グラフ）.

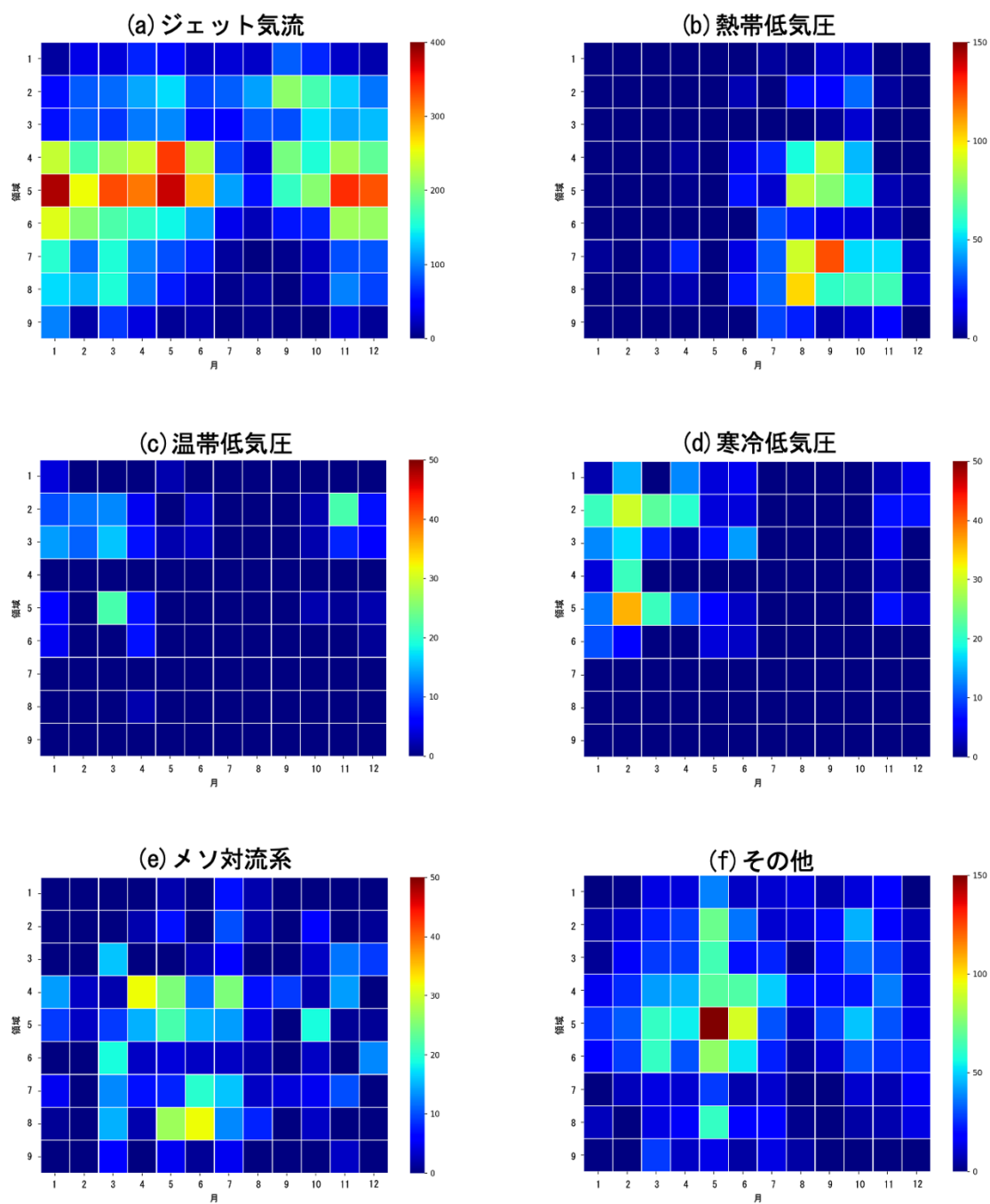


図 2-7 親事例別の領域ごとの TVB 月別出現時間数. 出現時間数の最大値は (a) が 400, (b) と (f) で 150, (c) ~ (e) は 50 で異なる.

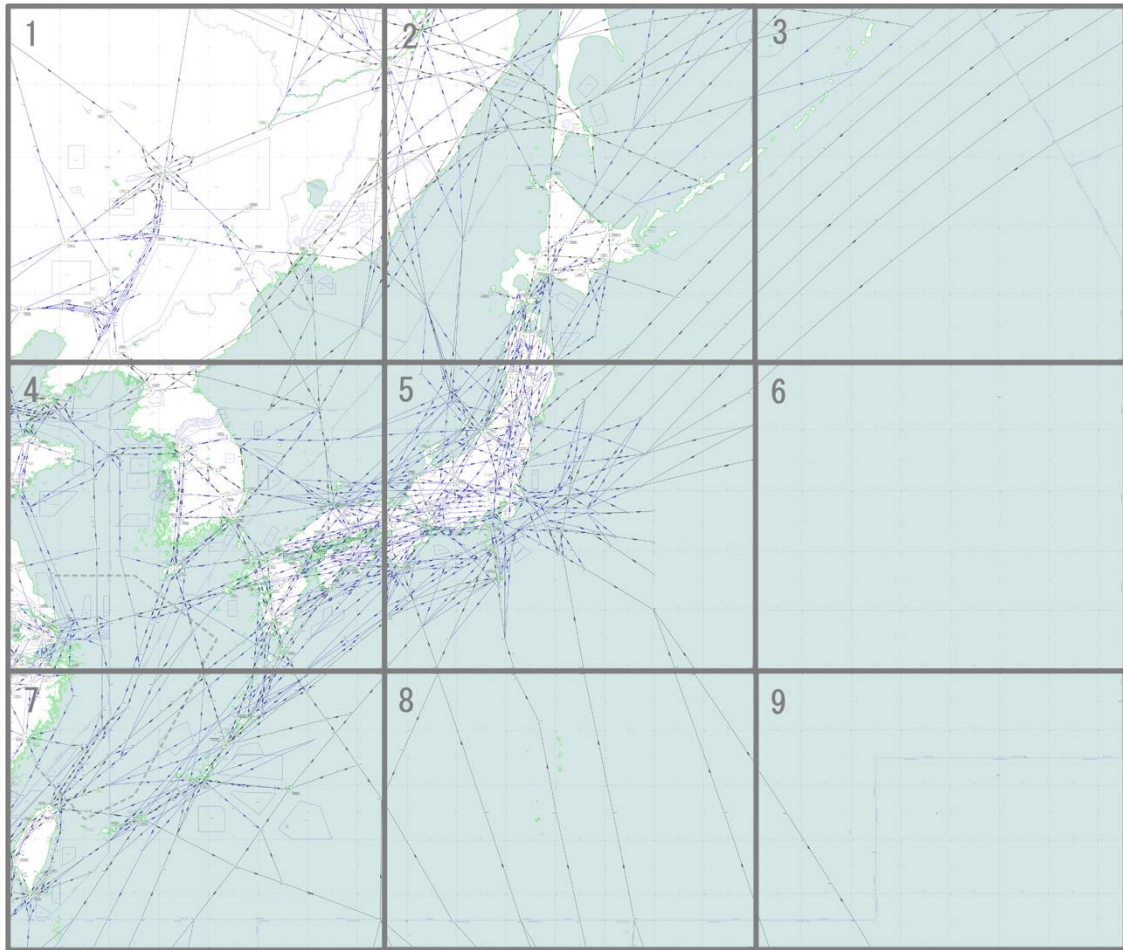


図 2-8 日本付近の航空路．青と黒の細線が航空路，灰色の太線と数字が調査領域の範囲と番号を示す．領域 6 には一日単位で設定される航空路が 2～5 本あるが，日単位で経路や数が変わるため省略している．（Skyvector HP : <https://skyvector.com> の画像を一部加工）

2.4 時間的特性（継続時間と時間帯別出現件数）

TVB の構造が発生してから消滅するまでの継続時間の事例数と全体の割合を図 2-9 に示す。最も事例数が多かったのは 3 時間で全体の 28.5%，次いで 2 時間が 23.0%，4 時間は 18.2% となり，2～4 時間継続していた事例数が 70% 近くを占めていた。親現象による違いを確認するため，継続時間を 3 時間ごとにわけた割合を親現象別にまとめた結果を図 2-10 に示す。親現象による大きな違いはなく，全て 3 時間以下が 50% 以上で，6 時間以下を含めると 90% 前後となった。継続時間が長いものでは半日以上持続していたが，24 時間を超えて持続するものはほぼなかった。また，ジェット気流によるものは，他の親現象に比べて 3 時間以下の割合が低く，4～6 時間と 7～9 時間を合わせた割合が高いことから，ジェット気流に伴って発生する TVB は他の親現象に比べて寿命がやや長い傾向がある。

次に，TVB が存在していた時間帯をまとめた時間帯別出現件数を図 2-11 に示す。TVB の成因が親現象によって異なる可能性を考慮し，親現象別に比較している。特徴的だったのはジェット気流に伴う TVB で，全ての時間帯で出現しているものの，日中に出現件数のピークが見られた。熱帯低気圧，温帯低気圧，寒冷低気圧，メソ対流系，その他は，事例数が多くないこともあり明瞭な傾向は見られなかった。

アメリカで対流雲に伴う TVB について調査した Lenz et al. (2009) では，平均 9 時間継続し，夜間に多く観測されていた。これは，昼過ぎから夕方に発生した対流雲が早朝まで持続し，成熟期から衰弱期に TVB が出現することが多かったためだと報告していた。本研究の結果とは異なるのは，アメリカでは竜巻をもたらすスーパーセル等の大規模な対流雲が発生しやすいのに対し，日本は比較的小型の対流雲であり，規模の違いが継続時間の長さに影響していると見られる。また，メソ対流系の発生数が多いアメリカに比べ，発生数が少ない日本では傾向が捉えられなかった可能性もある。

ジェット気流に伴う事例の特徴である日中と夜の出現件数の差を確かめるために，年間を通しどの領域でも昼間である 10～15 時と夜間である 22～3 時のグループに分け，昼間と夜間の出現件数の差の検定を行った。検定には，等分散性が仮定できない場合の 2 つの分布の平均の差を検定するパラメトリック検定である「ウェルチの t 検定」と，2 つの分布が異なるかどうかを検定するノンパラメトリック検定である「ラページ検定」の 2 種類の方法を用いた。その結果，通年の出現件数で両検定とも有意な差が見られ ($p < 0.01$) (図 2-12)，月ごとでも多くの事例数を含む春を中心に昼間の出現件数が有意に多くなり (図 2-13)，ジェット気流に伴う TVB の出現件数は夜間に比べて昼間が多いことが認められた。また，TVB の発生開始時刻 (TVB の構造が確認できる最初の時刻) の件数で同様の検定を行っても，通年の件数では昼間に発生開始となった事例が有意に多い結果が得られた。

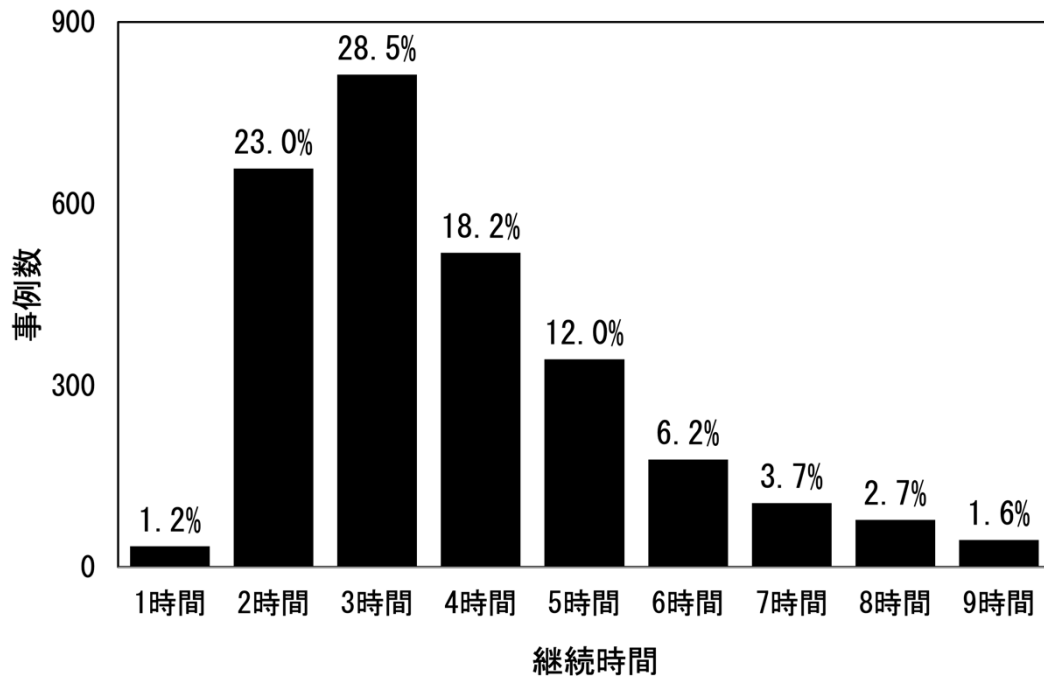


図 2-9 TVB 継続時間の事例数と全事例数に対する割合。棒グラフが事例数，上の数字は割合を示す。10 時間以上の各時間の事例数は 25 事例以下で，割合が 1%未満のため省略した。

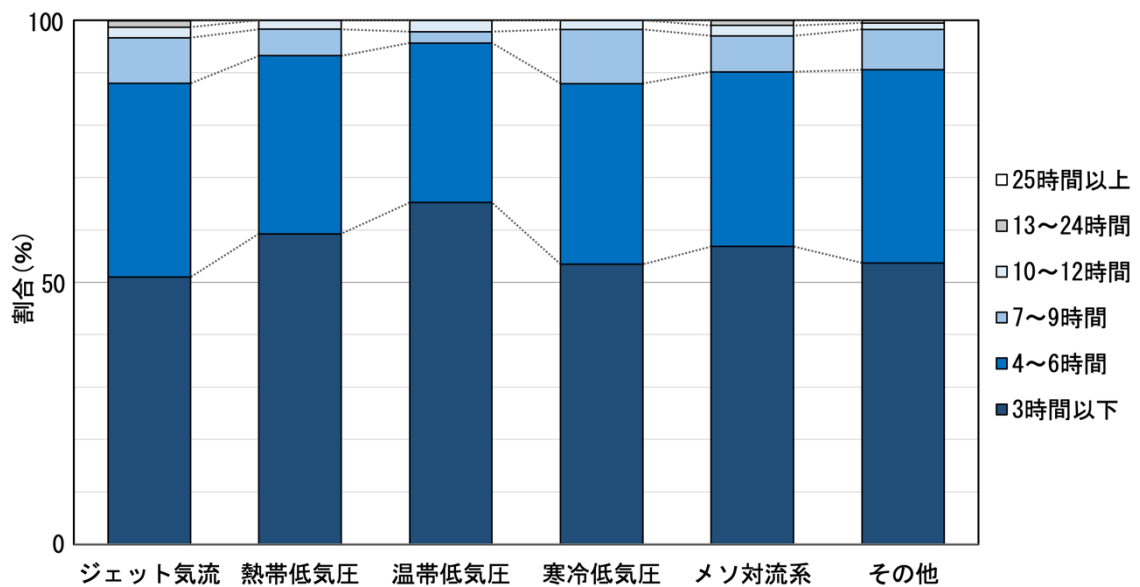


図 2-10 親現象ごとの TVB 継続時間の割合。

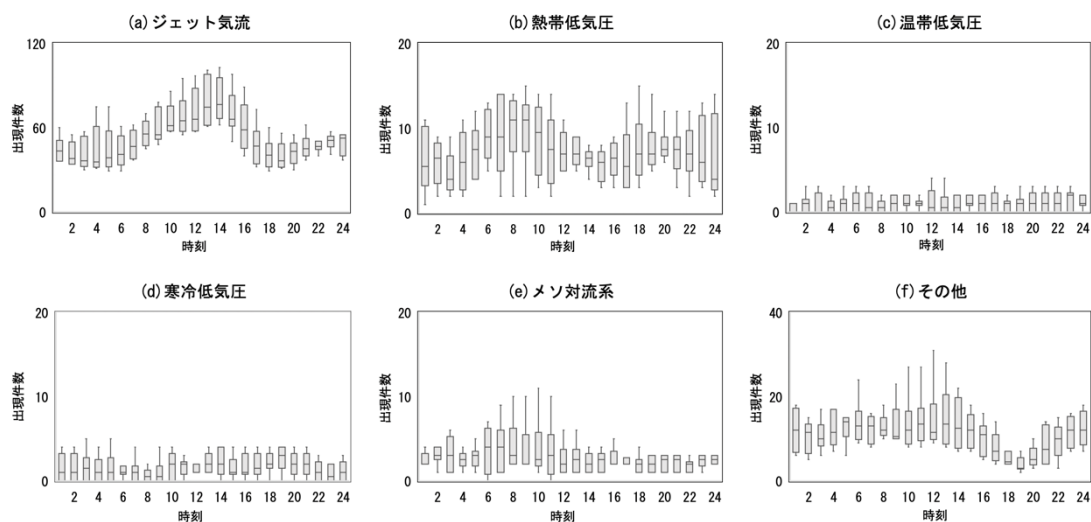


図 2-11 親現象ごとの TVB 時間帯出現件数. ひげが最大・最小, 箱の中線が中央値を示す. 縦軸の範囲は (a) が 0~120, (b) ~ (e) は 0~20, (f) は 0~40 で異なる.

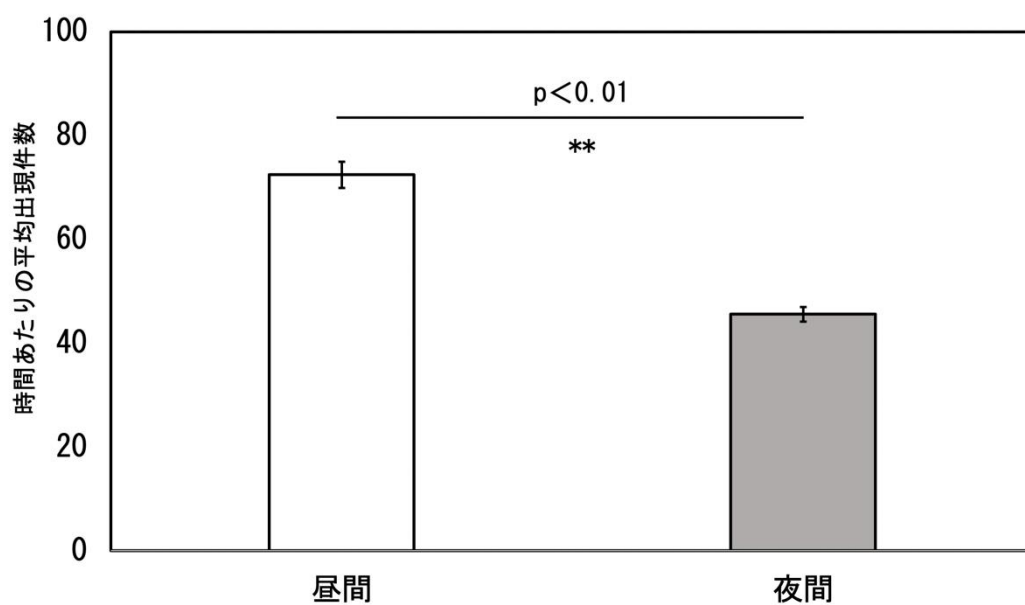


図 2-12 全期間における昼間と夜間の平均出現件数. 昼間: 10~15 時, 夜間は 22~3 時. 上部の p 値は昼間と夜間の出現件数の差の検定結果, エラーバーは標準誤差を示す.

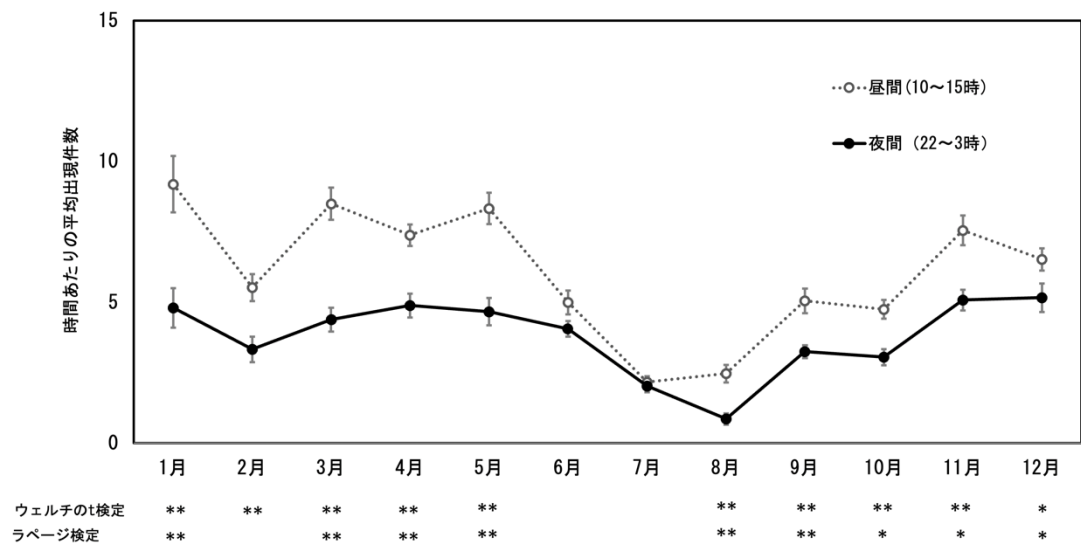


図 2-13 月ごとの昼間と夜間の平均出現件数. 昼間と夜間の出現件数の差の検定結果の p 値を** : $p < 0.01$, * : $p < 0.05$ で示す. エラーバーは標準誤差.

2.5 2 章のまとめ

日本付近で発生する TVB の季節・場所・時間帯等の 特徴を把握するために、衛星画像を用いて抽出した事例をもとに様々な側面から調査した。その結果、TVB の時空間的出現特性は以下のようにまとめられる。

TVB は、主にジェット気流によって発生し、出現場所や頻度はジェット気流の季節変化に依存していた。その影響で、事例数はジェット気流が日本付近に位置する春と秋を中心に多く、ジェット気流が弱まり北上する夏に少ない傾向が見られた。また、事例数が多い月は、年による変動が大きいという特徴があった。TVB の出現時間が多い領域は、領域 4, 5（北緯 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ ，東経 $120^{\circ}\sim 150^{\circ}$ ）で、総出現時間の約 70%を占めていた。

継続時間は 3 時間前後ものが約 70%で、発生から 6 時間以下で約 90%が消滅していた。また、ジェット気流に伴う TVB は日中の出現件数が有意に多かった。

TVB の月別事例数の年々変動の要因と、ジェット気流に伴う TVB の出現時間帯の特徴については 5 章で議論する。

3 章 TVB と乱気流強度との関係

本章では、TVB に伴う乱気流の強度とその範囲について調査した。気象庁の空域予報の予報官たちが経験上、運航に影響を及ぼす強度の乱気流が多いという「浪雲」の有無に注目した。

3.1 事例の抽出と解析方法

本章での対象 TVB は、日本付近で発生する TVB 事例のうち、雲頂および雲底高度が特定可能で、TVB の水平範囲内かつ雲頂～雲底の高度内で乱気流報告があるものを対象とした。これらを浪雲の有無でグループ分けをし、TVB の発生状況や乱気流強度の割合を比較する。3.1.1 項に使用したデータ、3.1.2 項で TVB の事例選出の詳細、3.1.3 項では発生に関連した現象の分類や TVB の波長の計測方法について示す。

3.1.1 使用データ

乱気流報告は、福岡飛行情報区で報告されたパイロットレポート (PIREP) を使用した。PIREP には、時刻、位置、高度、乱気流の強さ、空の状態等の情報が含まれている。日本での乱気流の強さは、表 3-1 に示す 6 段階 (Smooth, Light minus, Light, Light plus, Moderate, Severe) で表現される (運輸安全委員会 2012)。Moderate 以上は、歩行やキャビンサービスが困難または不可になるため運航に影響が出る。例えば、Moderate 以上の乱気流が発生または予想される場合は、乗客や客室乗務員が怪我をしないようシートベルトを着用させたり、乱気流回避のために高度や経路を変更したりする必要がある。PIREP には、時間や位置の不確実性 (水平方向で～50 km, 垂直方向で 70 m, 時間では 200 秒) があるが (Sharman et al.2006), TVB の時空間スケールよりはるかに小さいため、本研究では不確実性の影響は考慮しない。

TVB の発生や範囲の特定、浪雲の有無の判断には、2 章で使用したのと同じ千葉大学環境リモートセンシング研究センターによるひまわり 8 号の毎正時の衛星画像を使用し、本章でも夜間と昼間の両方のデータを解析できるよう赤外画像 (気象庁の可視赤外放射計バンド 13) を使用した。衛星画像からは雲底高度に関する情報が得られないため、TVB の雲頂・雲底の高度の特定には、気象庁が運用しているウィンドプロファイラを用いた。ウィンドプロファイラは、全国 33 カ所に設置されている (図 3-1)。ウィンドプロファイラは、十分な水蒸気が存在する場合には、高高度の風を観測できるが、乾燥している場合には観測ができない (加藤ほか 2003)。この特性を利用して、高高度で観測値が得られた場所には雲が存在すると仮定し、観測値の最上層の上下高度を TVB の雲頂・雲底の高度を特定した。ウィンドプロファイラで得られた雲頂高度が、広域雲解析情報図 (操野・湊田 1997) の雲頂高度や PIREP で報告されている空の状態や高度と概ね一致することも確認した。

衛星画像と PIREP を使用することから、期間はひまわり 8 号が運用を開始した 2015

年 7 月 7 日から新型コロナウイルス感染症によって航空機の便数が激減する前の 2020 年 3 月 31 日までとした。領域は 2 章と同様に，福岡飛行情報区（日本が管制業務を担当する領域）全域を含む北緯 20～50 度，東経 120～165 度を対象とした。

表 3-1 乱気流の強さの判定基準. (運輸安全委員会 2012 より引用)

揺れの強さの表現		判定指標		参考	
呼び方 (表現)	記述 略号	機体の変化の状況	機内の変化の状態	機内 サービス	ICAO 基準
SMOOTH	SMTH	機内の変化は全く、 若しくはほとんど無い。	地上にいるのと同ほ ぼ同様な状態であ る。	支障なく 実施できる	—
LIGHT MINUS	LGT M	L I G H T に分類される揺れの強さのうち、 比較的軽微な揺れについては Minus の表現を 付加することも可能。			L I G H T
L I G H T	L G T	高度および、または 飛行姿勢 (PITCH 、 ROLL 、 YAW の 3 軸) に 短時間、軽度の不規則 な変化を生じるが、 IAS に大きな変化 はなく、操縦の困難 性は感じない。	搭乗者は座席ベルト 若しくはショルダー ハーネスに僅かに締め 付けられるように感 じる。固定されてい ない物品は多少動く ことがある。歩行に支 障はないが、注意を要 する。		
L I G H T PLUS	L G T P	L I G H T に分類される揺れの強さのうち、 比較的強めの揺れについては Plus の表現を 付加することも可能。		実施には非常に注 意を要し、一時的 ではあるがサービ スの内容や方法を 変更したり見合わ せることもある。	
MODERATE	MOD	高度および、または 飛行姿勢に中程度の 変化は生じるが、機 は常に操縦可能な状 況下にある。 I A S に変化がある。	搭乗者は、座席ベルト またはショルダーハー ネスに明らかに締め 付けられる感じを受 ける。固縛されてい ない物体は動き回る。 歩行は困難である。	実施は困難	MODERATE
SEVERE	SEV	高度および、または 飛行姿勢が大きく急 変する。 I A S に大 きな変化がある。機 は操縦不可能な状態 になることがある。 また航空機の耐空性 に影響を及ぼす可能 性がある。	搭乗者は、座席ベルト 若しくはショルダー ハーネスに激しく押し 付けられたり、無重 力に近い状態に陥る。 固定されていない物 体は飛び跳ね回る。歩 行は不可能である。	実施は不可能	SEVERE

※同社オペレーションズマニュアルから抜粋。なお、この判定基準は、航空局および気象庁とデータを交換するシステムを採用している航空会社間では共通な基準である。

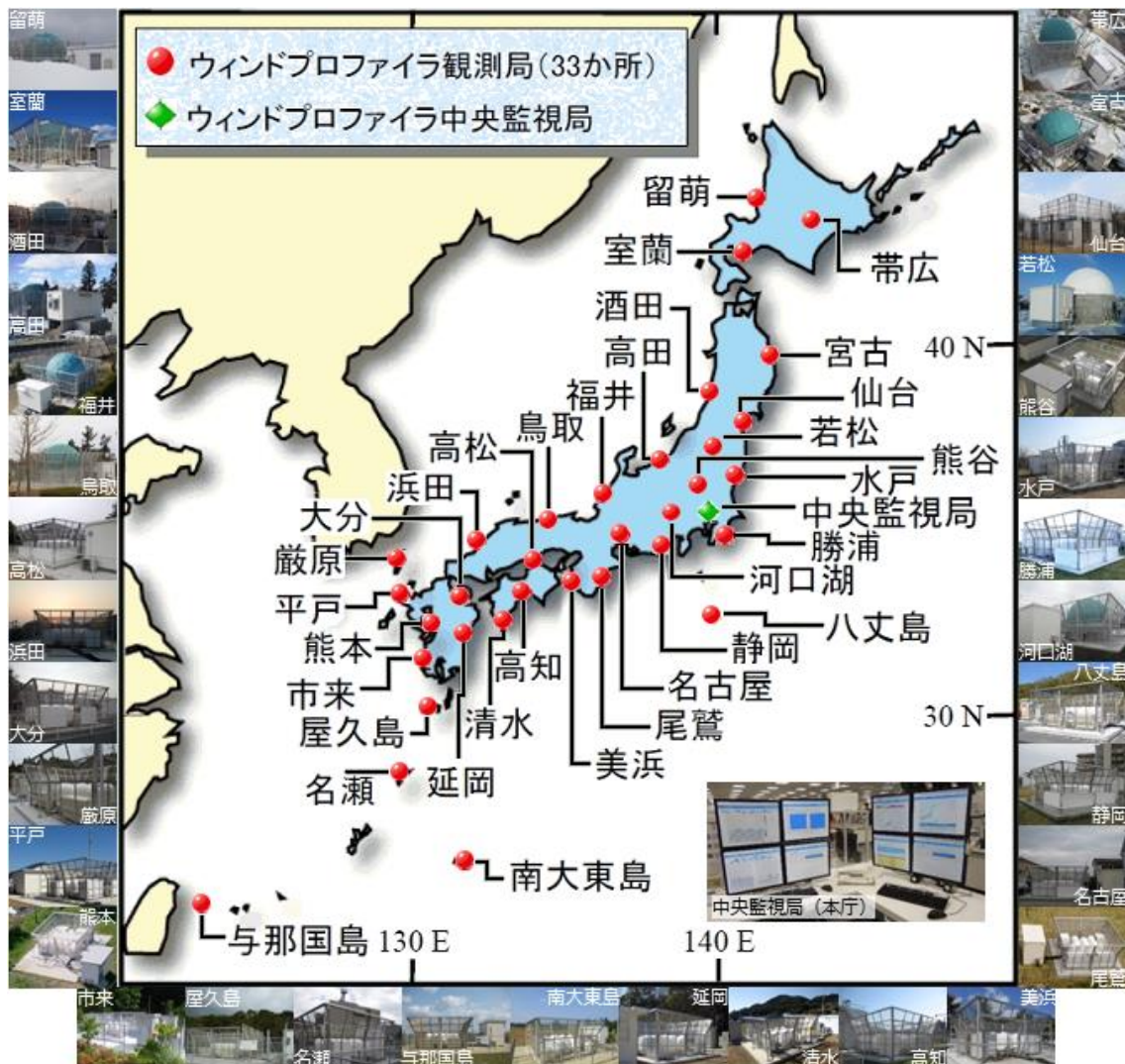


図 3-1 ウィンドプロファイラ観測網. (2014 年 4 月現在) (気象庁 HP より引用)

3.1.2 対象事例の選出方法

対象事例選出の流れを図 3-2 に示す．まず，TVB の定義は「同高度の流れに対し直交方向に伸びる複数の雲の帯」として，衛星画像から TVB の発生事例を目視で抽出した．次に，抽出した事例中，解析対象として (1) 雲頂高度および雲底高度が特定できる，(2) 雲頂が上空 26,000 ft (約 8.0 km) 以上の対流圏上層にある，(3) PIREP が TVB の水平範囲内かつ雲頂～雲底の範囲内の高度にあり，空の状態を「雲の中」とする報告がある，の 3 つの条件を満たす事例を採用した．TVB の水平方向の範囲は，TVB 全体の外周を手動でトレースすることで決定し，その範囲内かつ衛星画像の時刻（毎正時）の前後 30 分間に報告された PIREP を使用した．雲頂の高度制限をつけたのは，TVB と類似する形状である対流圏下層に形成される地形性の雲列と区別するためである．また，(3) で空の状態を含めたのは，TVB 全域で雲頂・雲底高度が同一とは限らないため，PIREP が TVB の雲中から報告されたものかを確認するためである．

次に，浪雲を「TVB の帯状雲上に並ぶ波長が数 km～10 数 km の模様」と定義し，浪雲の有無の判別は，目視または雲列上での衛星画像の輝度温度に変換する前の生データであるデジタルナンバーの周期的な変化を定量的に解析することで判断した．TVB の発生期間内で 1 時間でも浪雲が出現していた場合は，浪雲あり事例とした．PIREP の数は，事例ごとに差があることから，各事例の発生期間中に報告された乱気流のうち，最も強い乱気流強度を「最大乱気流強度」として比較した．

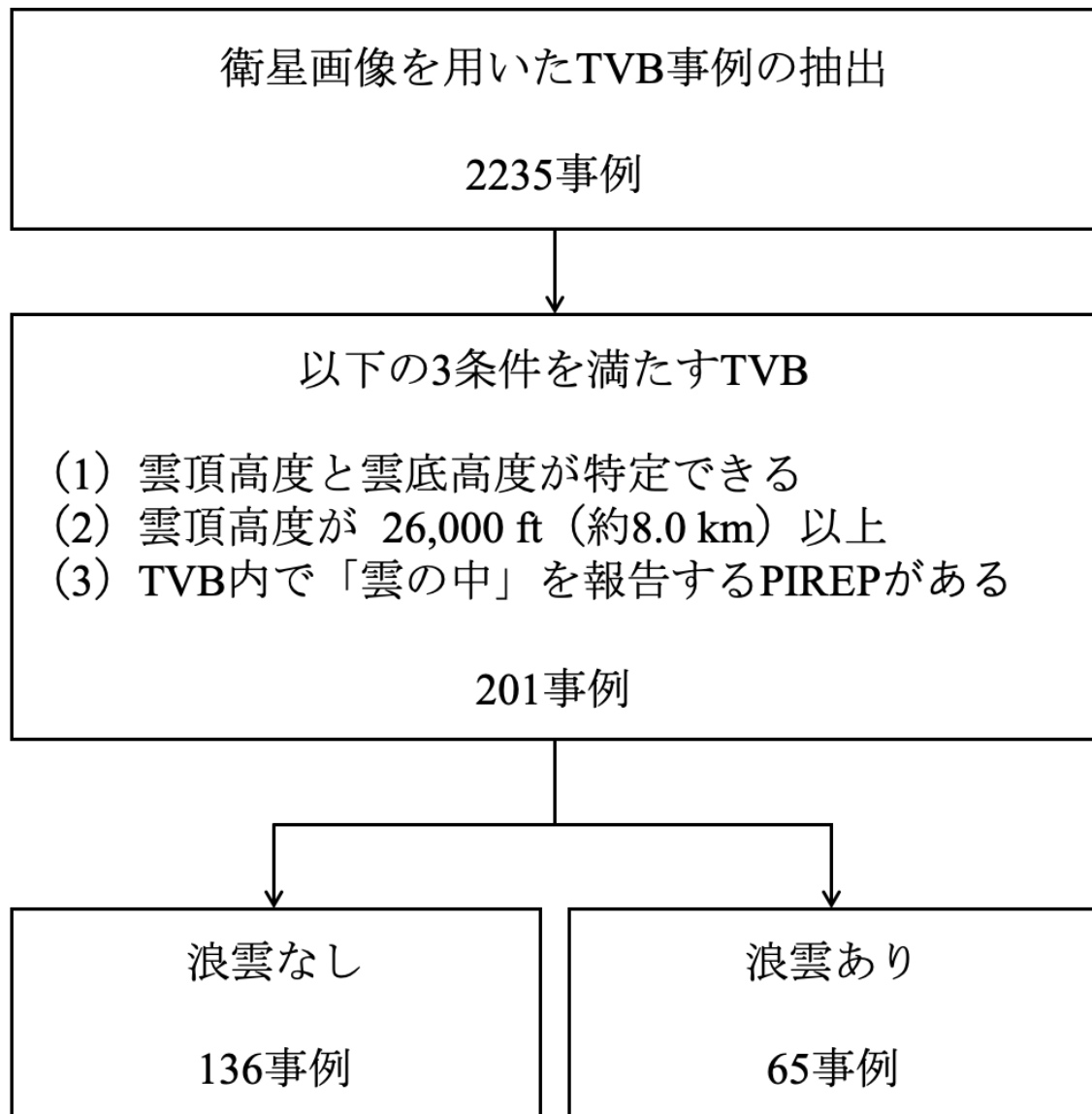


図 3-2 対象事例選出の流れ.

3.1.3 親現象の分類と波長の計測方法

浪雲の有無による TVB の発生状況を比較するために、親現象や波長（TVB の雲列間の距離）について調査した。親現象は 2 章の判別方法と同様で、本章ではジェット気流と温帯低気圧をジェット気流関連としてまとめ、熱帯低気圧、メソ対流系、その他の 4 種類に分類した。波長は、Yamazaki and Miura (2021) に準じて衛星画像に 2 次元高速フーリエ変換を行うことで算出した。本研究では、切り出した衛星画像の中心の緯度経度をもとに 1 ピクセルあたりの距離を算出し、TVB の波の方向と一致するパワースペクトルの最大パワーの波数を波長に変換した。TVB の波長は一つの事例で常に同じとは限らないため、TVB 発生期間中の毎正時の画像で計測した。

3.2 TVB の発生状況

期間中に日本付近で発生した 2235 件の TVB のうち、3.1.2 項で示した条件を満たす事例は 201 事例であった。そのうち、浪雲がない TVB が 136 事例、浪雲がある TVB は 65 事例だった。

親現象は、両者ともジェット気流関連が最も多く、浪雲なしで 77.9%、浪雲ありは 81.5% だった。残りは、熱帯低気圧が浪雲なしで 9.6%、浪雲ありは 12.3%、メソ対流系は浪雲なしで 0.7%、浪雲ありでは無く、その他は浪雲なしが 11.8%、浪雲ありで 6.2%と、両者に大きな差はなかった。

継続時間（発生～消滅の時間）は、浪雲の有無にかかわらずピークは 3～4 時間で、浪雲なしでは半日以上持続するものは少なかった（図 3-3 (a)）。平均継続時間は、浪雲なしが 5.4 時間、浪雲ありで 7.4 時間と、浪雲ありの方が 2 時間ほど長くなった。発生開始時刻は、全ての時間帯で発生しているものの、ともにピークは日本時間の午前 9 時～午後 3 時の時間帯で、両者の傾向は一致した（図 3-3 (b)）。TVB 波長の最頻値は、浪雲なしが 10 km 以上 20 km 未満、浪雲ありは 20 km 以上 30 km 未満と、浪雲がある TVB の方が長い傾向が見られた（図 3-3 (c)）。平均すると、浪雲なしで 22.0 km、浪雲ありは 25.7 km と、浪雲がある方が 3.7km 長い。

TVB の雲の厚みの最頻値は、浪雲なしが 2km 以上 3km 未満、浪雲ありが 3 km 以上 4 km 未満だった（図 3-3 (d)）（1 ft \approx 0.3048 m で計算）。平均すると、浪雲なしが 3.0 km (\approx 9,691 ft)、浪雲ありが 3.7 km (\approx 11,985 ft) と、浪雲ありの方が 0.7 km (\approx 2,300 ft) 程度厚いという結果となった。

以上の結果から TVB の発生状況は、浪雲の有無で親現象と発生開始時刻には差はないが、継続時間・波長・厚みは、浪雲がある TVB の方が長く・大きい傾向が見られた。このことは、浪雲ありの TVB の方が浪雲なしの TVB に比べ、時空間的スケールが大きいことを表している。

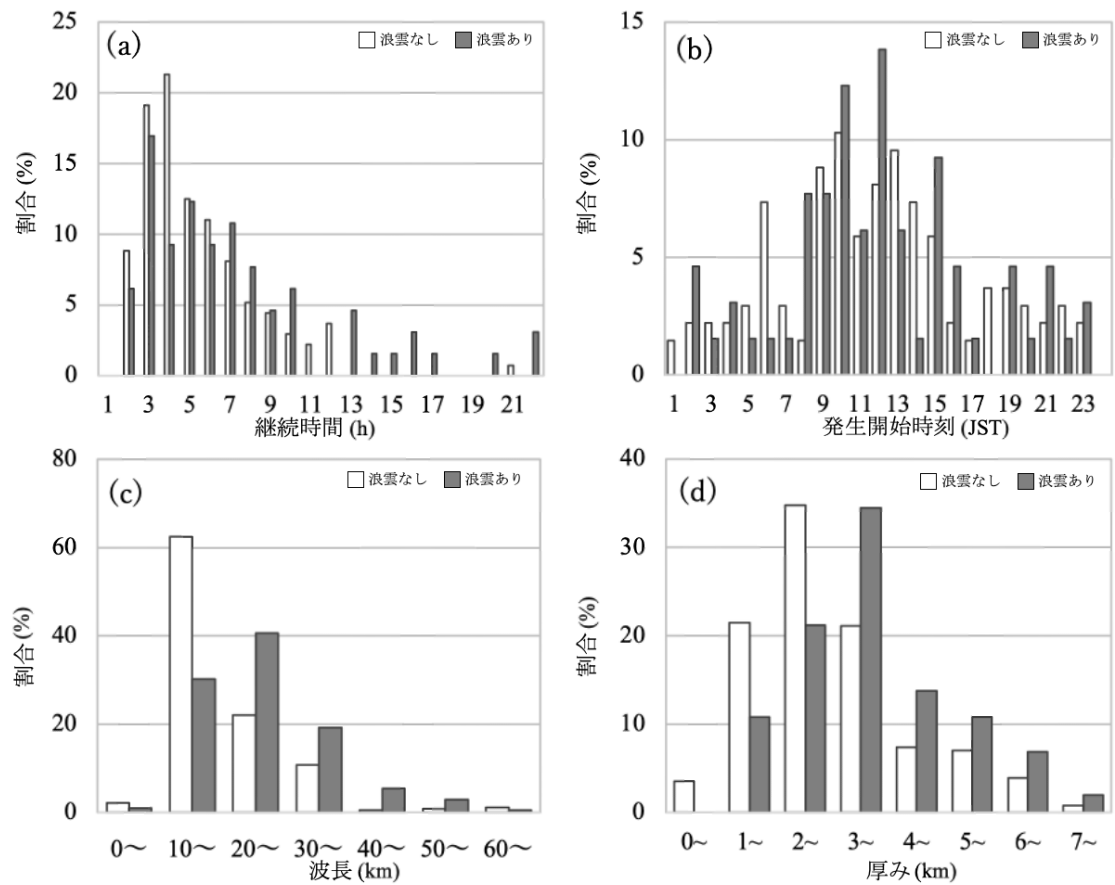


図 3-3 浪雲の有無による TVB の発生状況の割合の比較. (a) 継続時間, (b) 発生開始時刻, (c) 波長, (d) 厚み (雲頂～雲底).

3.3 TVB 中での乱気流強度

浪雲の有無別の TVB 中での最大乱気流強度の割合を図 3-4 に示す。揺れなしを示す Smooth の割合は、浪雲なしが 5.1%、浪雲ありで 1.5%と、両者ともほとんどの事例で Light minus 以上の乱気流を伴っていたことがわかる。乱気流の強度別で比較すると、Light と Moderate で差が見られた。特に Moderate は、浪雲なしが 8.8%であるのに比べ、浪雲ありは 40.0%と高く、気象庁の予報官の経験通りの結果となった。浪雲の有無と乱気流強度の割合に対し、独立性のカイ二乗検定を行い関連性が認められたため、残差分析を行った結果、浪雲ありでは有意に Moderate の割合が高く、Light の割合が低いことが示された ($p<0.01$)。

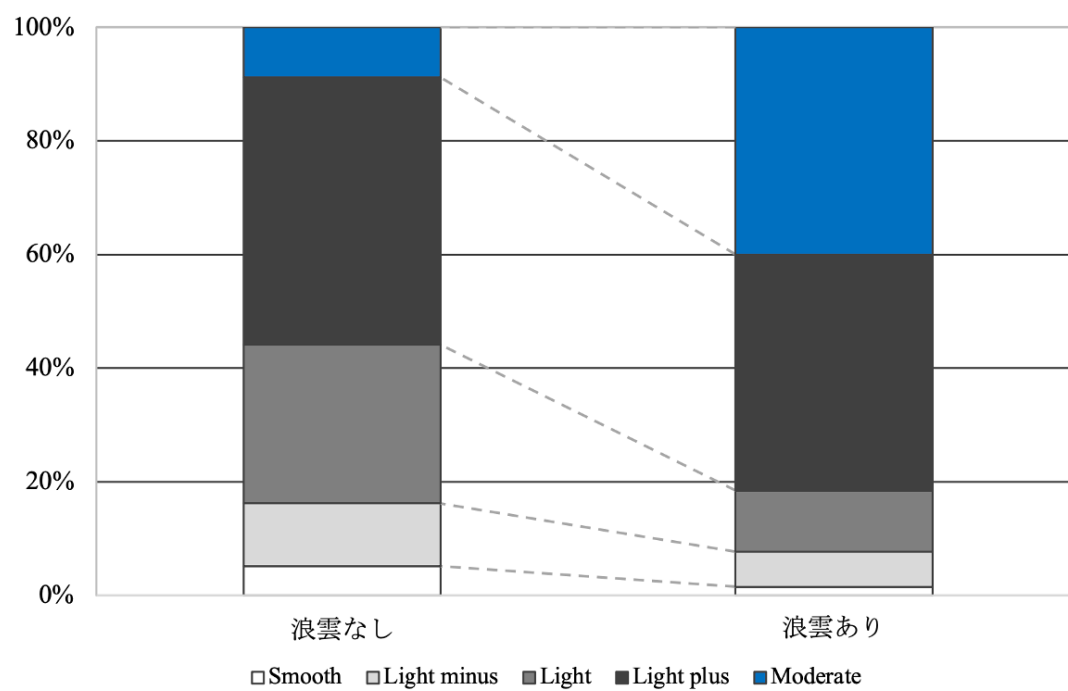


図 3-4 浪雲の有無による TVB 内の最大乱気流強度の割合.

3.4 TVB の上下での乱気流強度

航空機は行き先に応じて飛行経路が概ね決まっているため、乱気流の領域を回避する際は基本的に鉛直方向に回避する。このことから、TVB の上方と下方の乱気流強度の割合の調査も行った。対象範囲は、TVB の水平範囲内で TVB の雲頂～上方 6,000 ft (約 1.8 km) と雲底～下方 6,000 ft (TVB から±6,000 ft) とした (図 3-5 (a))。航空機の巡航高度の高度選定は、同一路線では基本的に 2,000 ft (約 0.6 km) ごとのため、対象範囲を 2,000 ft ごとに区切り、最大乱気流強度の割合を比較した。PIREP の抽出は、高度に加えて空の状態も含め、図 3-5 (b) に示すような条件 (雲頂～上方 2,000 ft : 雲の上, 雲底～下方 2,000 ft : 雲の下, それ以外 : 晴れ) で行った。この条件を加えたのは、他の雲による乱気流の影響を除外するためである。PIREP は、事例毎に各高度帯に必ずあるとは限らない。各高度帯の利用可能な PIREP がある TVB 事例数を表 3-2 に示す。

浪雲の有無による各高度帯の最大乱気流強度の割合を図 3-6 に示す。浪雲なしの TVB の下 4,000 ft 超～6,000 ft 以下を除き、両者とも TVB に近い高度ほど Light minus 以上の割合が高かった。また、TVB の上下 4,000 ft (約 1.2 km) 以内の範囲で報告された乱気流の数%は Moderate であった。この割合は、図 3-4 の TVB 内よりは低いが、それでも TVB 雲頂付近や雲底付近を中心に比較的強い乱気流が発生しやすいことを示している。TVB の上下 4,000 ft 以内での乱気流強度を浪雲の有無で比較すると、浪雲ありの方が Light minus 以上の割合が高かった。Moderate の割合に注目すると、浪雲ありの TVB では、雲の外側でも乱気流がより多く発生していた。Moderate の割合は、浪雲なしでは雲頂付近で 2.5%、雲底付近は 5.8%であるのに比べ、浪雲ありでは雲頂付近で 16.1%、雲底付近は 19.2%と、浪雲ありの TVB は雲から離れても Moderate に遭遇する割合が高いことがわかる。また、TVB の上方 2,000 ft 超～4,000 ft 以下の高度帯では、Moderate は浪雲なしでは観測されなかったものの、浪雲ありでは 5.7%を占めていた。この結果は、Moderate の乱気流を引き起こす要因が、浪雲のない TVB に比べて浪雲のある TVB の方がさらに雲頂の上空に広がっていたことを示している。

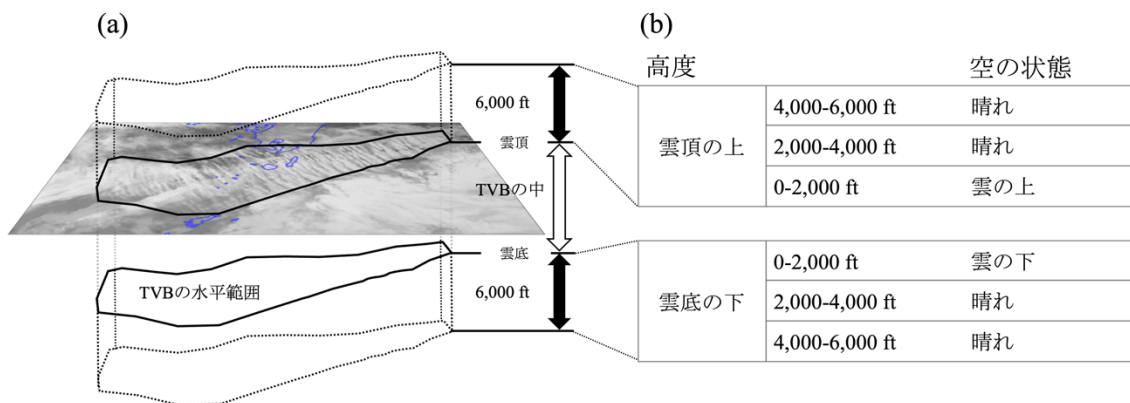


図 3-5 TVB 外での PIREP の対象領域と TVB からの鉛直距離（高度）と空の状態による PIREP の抽出条件. (a) 対象領域, (b) 抽出条件.

表 3-2 各高度の事例数.

高度		事例数	
		浪雲なし	浪雲あり
雲頂の上	4,000-6,000ft	40	31
	2,000-4,000ft	35	35
	0-2,000ft	40	31
雲底の下	0-2,000ft	52	26
	2,000-4,000ft	42	25
	4,000-6,000ft	36	20

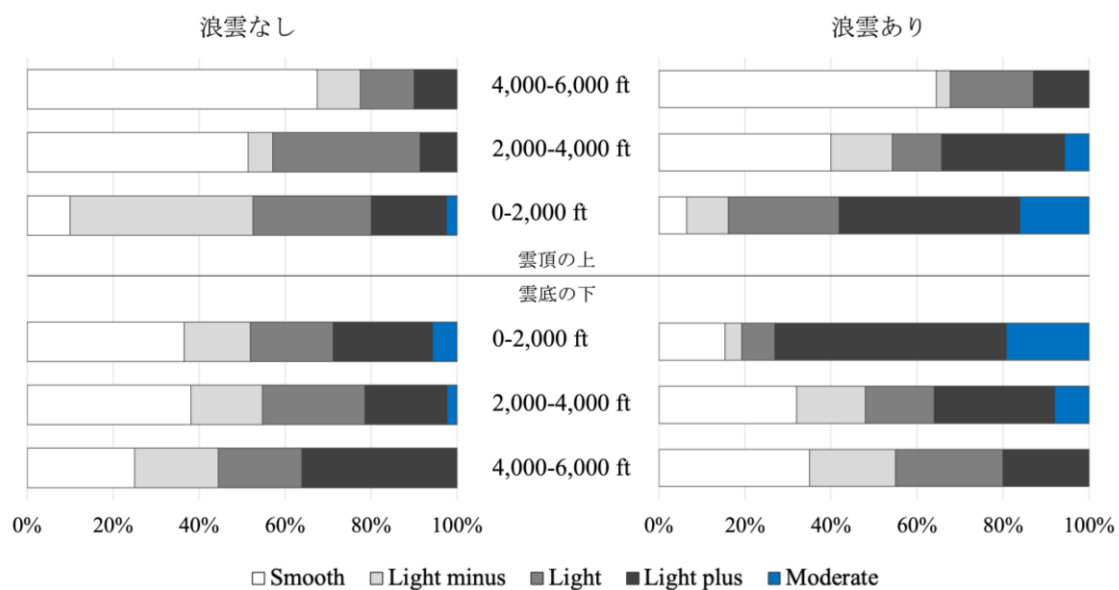


図 3-6 TVB からの距離別の乱気流強度割合. (左) 浪雲なし, (右) 浪雲あり.

3.5 3章のまとめ

本章では、TVBに伴う乱気流の強度とその範囲について、浪雲の有無に注目して調査を行った。

浪雲の有無による TVB の発生状況の比較では、親現象と発生開始時刻には差はないものの、継続時間・波長・厚みは、浪雲がある TVB の方が長く・大きい傾向が見られた。乱気流強度の割合からは、TVB の中では浪雲の有無にかかわらず、ほとんどの事例で Light minus 以上の乱気流を伴っていたことが示された。特に、浪雲ありの TVB の方が強度の高い乱気流の割合が高い傾向が見られ、Moderate は 40.0% と有意に割合が高いことが明らかになった ($p<0.01$)。

TVB の外での乱気流強度は、両者とも TVB に近い高度ほど Light minus 以上の割合が高い傾向が見られ、TVB の上下 4,000 ft (約 1.2 km) 以内の範囲で報告された乱気流の数%は Moderate であった (浪雲なしの TVB 上方 2,000 ft 超～4,000 ft 以下を除く)。TVB の雲頂付近や雲底付近を中心に比較的強い乱気流が発生しやすいことを示していた。Moderate の割合は浪雲ありほど高く、雲頂付近で 16.1%、雲底付近は 19.2% と、雲から離れても Moderate に遭遇する割合が高かった。また、TVB の上方 2,000 ft 超～4,000 ft 以下の高度帯では、Moderate は浪雲なしでは観測されなかった一方で、浪雲ありでは 5.7% を占めていた。浪雲ありの TVB の方が Moderate の乱気流を引き起こす要因が雲頂のより上空に広がっていたことを示唆していた。

浪雲の有無による乱気流強度とその分布の違いについては、5章で議論する。

4 章 TVB や浪雲の発生環境と乱気流の要因

3 章の結果，浪雲のある TVB ほど強度の高い乱気流を伴いやすく，TVB 内だけでなく TVB の雲頂付近や雲底付近でも比較的強い乱気流が発生していることが明らかになった．このことは，乱気流の成因が浪雲と関わっていることや TVB の周辺にも存在していることを示唆している．本章では，乱気流の成因になっている要素を特定するため，TVB や浪雲の発生環境を調査し，浪雲の有無によってどのような違いがあるのかに着目して解析する．発生環境の分析には，ラジオゾンデ観測データと数値シミュレーションを用いて行う．

4.1 ラジオゾンデ観測データによる乱気流関連要素の分析

気象庁が全国で観測しているラジオゾンデのデータを用いて，TVB の構造を分析した．3 章と同様に浪雲の有無によって分類し，乱気流関連要素との関係を調べた．

4.1.1 事例抽出と解析方法

事例の抽出方法は，3 章で扱った事例のうちラジオゾンデ観測時にラジオゾンデが TVB の範囲内を通過しているものを解析対象とした．ラジオゾンデ観測は全国 16 ヶ所で行われている（図 4-1）．

TVB に関連した乱気流のメカニズムとして，Trier and Sharman (2016) は，ケルビン・ヘルムホルツ不安定と鉛直シアのもとでの静的不安定の両方を指摘している．これらの不安定性の影響を評価するため，事例ごとに TVB の雲頂～雲底の間での鉛直シアの最大値とリチャードソン数の最小値を求め，浪雲なし・ありのグループで比較した．リチャードソン数 Ri は，大気の静的安定度と鉛直シアの比で (1) 式によって求められる．

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

ここで， g は重力加速度， θ は温位， z は高度， V は水平風ベクトルである．リチャードソン数は，正の値で 0.25 を下回るとケルビン・ヘルムホルツ不安定の条件となる．また，(1)式の分子に安定度があるため，静的不安定な場合は符号が負となる．このことから，リチャードソン数はケルビン・ヘルムホルツ不安定と鉛直シアのもとでの静的不安定のどちらの影響を受けているかを判断する目安となる．空気が飽和しているかどうかを正確に区別することは，安定性を評価する上で重要であるが，ラジオゾンデの湿度データは地上から -40°C まで（阿部 2015）で，TVB の雲頂付近のデータを得られない．このため，本研究では，温位で算出する (1) 式によるリチャードソン数を使用した．また，TVB の雲頂と雲底の高度は，ラジオゾンデ地点の最寄りのウィンドプロファイラの観測デー

タから推定した。

鉛直シアとリチャードソン数をラジオゾンデデータから算出する際、鉛直間隔の取り方によって値が変わる。中山（1996）によると、急速に発達するケルビン・ヘルムホルツ波の波長 λ と有限な厚さを持ったシア層の厚さ h との間には(2)式のような比例関係がある。

$$\lambda = 7.5 h \quad (2)$$

Browning（1971）では、波長が0.8～4 km（平均1.8 km）のケルビン・ヘルムホルツ波を観測した17事例で、データの鉛直間隔を200 mと400 mとしてリチャードソン数を計算すると、200 mではケルビン・ヘルムホルツ不安定条件とよく対応するが、400 mでは対応が悪くなったと報告している。Lane et al.（2012）では、大型民間航空機に乱気流を引き起こす運動の水平スケールは0.1～2 kmと報告していることから、乱気流をもたらすスケールのケルビン・ヘルムホルツ波を表現するには、(2)式より鉛直間隔が約266 m以下であることが必要である。そこで本研究では、線形内挿により高度約150 m間隔の気温、風を求めたうえで鉛直シアとリチャードソン数を算出した。乱気流強度は3章と同様に事例ごとに報告された最大強度のものを使用した。

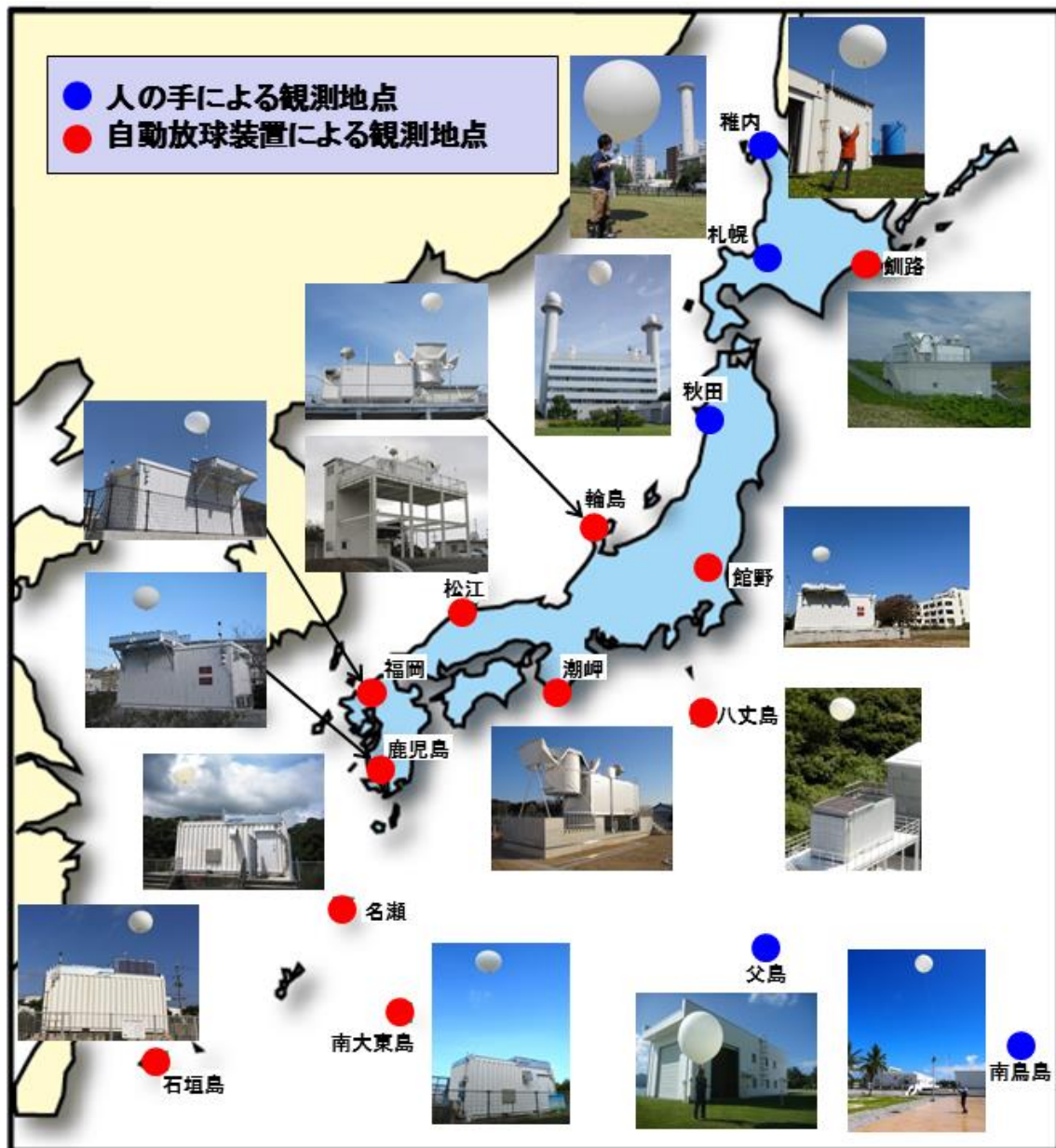


図 4-1 ラジオゾンデによる高層気象観測地点. (2023 年 4 月現在) (気象庁の HP より引用)

4.1.2 最大鉛直シアと最小リチャードソン数

事例抽出の結果、解析対象は 37 事例で、そのうち浪雲なしが 19 事例、浪雲ありは 18 事例だった。浪雲なし・浪雲ありグループごとの最大鉛直シアの箱ひげ図を図 4-2、最小リチャードソン数の箱ひげ図を図 4-3 に示す。

最大鉛直シアは、浪雲ありの方が大きい傾向が見られ、中央値の差は約 4 kt/1000 ft だった。気象庁が Moderate の乱気流の目安としている 12 kt/1000 ft（東京航空地方気象台 2012）を超えていたのは、浪雲なしで 7 事例、浪雲ありは 12 事例だった。

最小リチャードソン数は、浪雲の有無によらず 0.6 未満と小さい値となった。中央値は同程度であったが、浪雲なしの方が値の幅が大きかった。正の値で 0.25 未満の事例は、浪雲なしで 9 事例、浪雲ありは 12 事例だった。また、両グループとも負の値が見られ、浪雲なしで 2 事例、浪雲ありは 4 事例だった。このことから、浪雲ありの事例では 18 事例中 16 事例（全体の 89%）でリチャードソン数が 0.25 未満となり、多くの事例でケルビン・ヘルムホルツ不安定もしくは静的不安定が発生しやすい層の存在が示された。

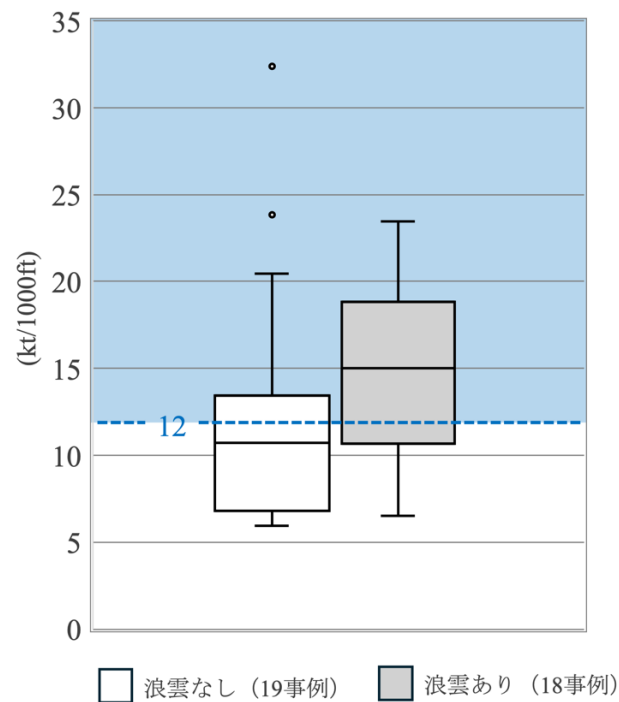


図 4-2 TVB 高度間における最大鉛直シアの箱ひげ図。(白：浪雲なし，灰：浪雲あり，丸プロット：外れ値)

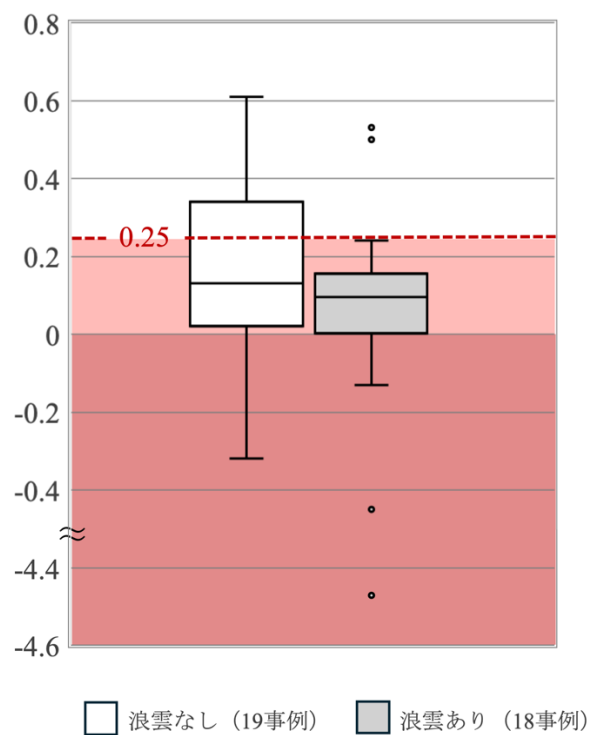


図 4-3 TVB 高度間における最小リチャードソン数の箱ひげ図。(白：浪雲なし，灰：浪雲あり，丸プロット：外れ値)

4.1.3 乱気流強度との関係

最大鉛直シアと最小リチャードソン数との乱気流強度の関係を図 4-4 に示す．最大鉛直シアが 12 kt/1000 ft 以上または最小リチャードソン数が 0.25 未満である事例は，浪雲なしで 13 事例（全体の 68%），浪雲ありで 17 事例（全体の 94%）となった．

乱気流強度に注目すると，Moderate の事例は浪雲の有無にかかわらず，全事例で最小リチャードソン数が 0.25 未満となっていた．Moderate の事例でリチャードソン数が負の事例は 3 事例あり，その全てで最大鉛直シアが 12 kt/1000 ft を超えていた．これは，Moderate の事例全てが TVB に関連した乱気流のメカニズム（Trier and Sharman 2016）の条件に該当していたことを表す．また，リチャードソン数が 0.25 未満かつ最大鉛直シアが 12 kt/1000 ft の事例は，乱気流強度が高い傾向を示し，Light が 1 事例のほかは全て Light plus 以上であった．

以上のことから，強度の高い乱気流にはケルビン・ヘルムホルツ不安定もしくは鉛直シアのもとでの静的不安定との関連が示唆された．

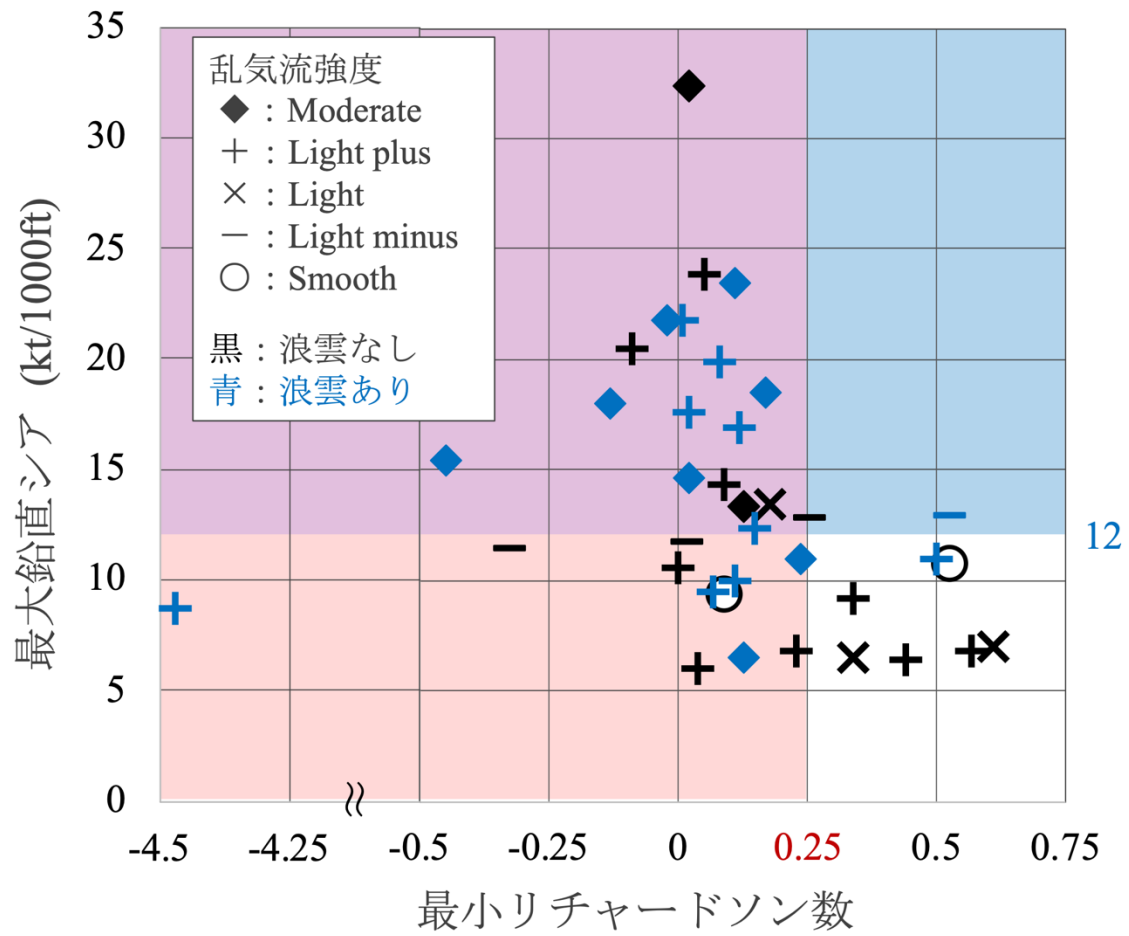


図 4-4 TVB 高度間における最大鉛直シアと最小リチャードソン数との乱気流強度の関係.

4.2 数値シミュレーションによる TVB と浪雲の環境場の解析

TVB の局地的な値であるラジオゾンデのデータだけでは、TVB や浪雲の発生環境場、乱気流の成因等を全て説明することは難しい。ラジオゾンデで把握できない立体構造や時間経過に伴う環境場の変化を理解するために、数値シミュレーションを用いた解析を行った。

4.2.1 対象事例

4.1 節の浪雲を伴う TVB の事例のなかで、シミュレーションによって再現がしやすい浪雲の波長が比較的大きく、さらに TVB の構造が長時間継続していた 2015 年 12 月 23 日の事例を対象とした。

対象の TVB は 2:00 JST 頃に東シナ海付近で TVB 構造が明瞭になり、15:00 JST までの 13 時間継続しながら西日本から東日本を横断した (図 4-5)。雲頂が 34,000ft (約 10.4 km) 前後、雲底は 25,000 ft (約 7.6 km) 前後で、平均波長は 22.6 km だった。また、浪雲の波長は 7 km 前後だった。この日は対象の TVB とは別に、もうひとつ浪雲を伴った TVB 状の雲が出現していた。こちらは降水を伴った対流雲で、12:00~16:00 JST 頃にかけて対馬海峡付近から山陰で明瞭になり (図 4-5 (b)), 16:00 JST 頃には北陸へ到達した。雲頂は、はじめは 20,000 ft (約 6.1 km) 程度で、時間とともに徐々に高くなり 15:00 JST 頃には 25,000 ft (約 7.6 km) 前後に達した。雲底は 4,000 ft (約 1.2 km) 付近にあり、前述の TVB よりも厚みがあった (この TVB は上層雲で構成されていないため 3 章の結果に含まれていないが、浪雲の成因を調査するため 4 章では TVB として扱う)。以降、前述の雲頂が上層の TVB を TVB-U、後述の雲頂が中層の TVB を TVB-M と表記する。TVB-M の平均波長は 54.7 km で、浪雲は赤外面像でもはっきり確認できるほど波長が大きく、波長は 9 km 前後であった。

これらの TVB に伴う乱気流は、発生期間中に雲中を中心に多数報告されていた。特に、運航に影響を及ぼす Moderate 以上の報告が多く、一時的に操縦が困難になることがあるほどの Severe の報告も数件あった。TVB-U に伴う Moderate 以上の乱気流報告を同時刻の衛星画像にプロットしたものを図 4-6 と図 4-7 に示す。乱気流報告は、毎正時の衛星画像から TVB の範囲を特定し、同時刻の前後 30 分 (1 時間) に TVB 範囲内で報告されたものをプロットしている。TVB-U の下には別の雲層が存在していたことから、これらの図では FL200 (約 6.1 km) 以上の報告のみ表示した (「FL: フライトレベル」は航空で用いられる飛行高度のひとつで、国際標準大気における高度を 100 ft 単位の数値で表記したもの)。

乱気流の発生高度は、TVB-U に対応して FL350 (約 10.7 km) にかけて雲中での報告数が多く、下の雲層との間にあたる高度では雲の外 (空の状態: 晴れ・雲頂付近・雲底付近) でも複数報告されていた (乱気流の報告形式は複数あり、航空局経由のものは空の状態の報告がない「不明」が多い傾向がある)。これらのうち 10:00 JST の FL280 (約

8.5 km) と 11:00 JST の FL320 (約 9.8 km) では Severe が報告されていた。ともに空の状態は「不明」であるが、TVB-U の雲中だと推測される (3 章の乱気流報告抽出時には、TVB との位置関係を厳密に分類するため抽出条件に空の状態を加えていたことから、この Severe の報告は結果に含まれていない)。また、TVB-M に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (図 4-8, 図 4-9) は、はじめ FL200 (約 6.1 km) 以下で雲中の報告が多かった。雲頂が高くなった頃からは、FL250 (約 7.6 km) 前後の雲中の報告が増え、(空の状態は不明だが) 雲頂よりも高いと見られる FL300 (約 9.1 km) 前後の報告が多数あった。このうち Severe の報告は 13:00 JST の上昇中 FL150~200 (約 4.6~6.1 km) 間と 16:00 JST の FL320 (約 9.8 km) の 2 件だった。こちらも空の状態は「不明」なものの、上昇中 FL150~200 は TVB-M の雲中、FL320 の報告は雲頂から数 1000 ft 上であると推測される。

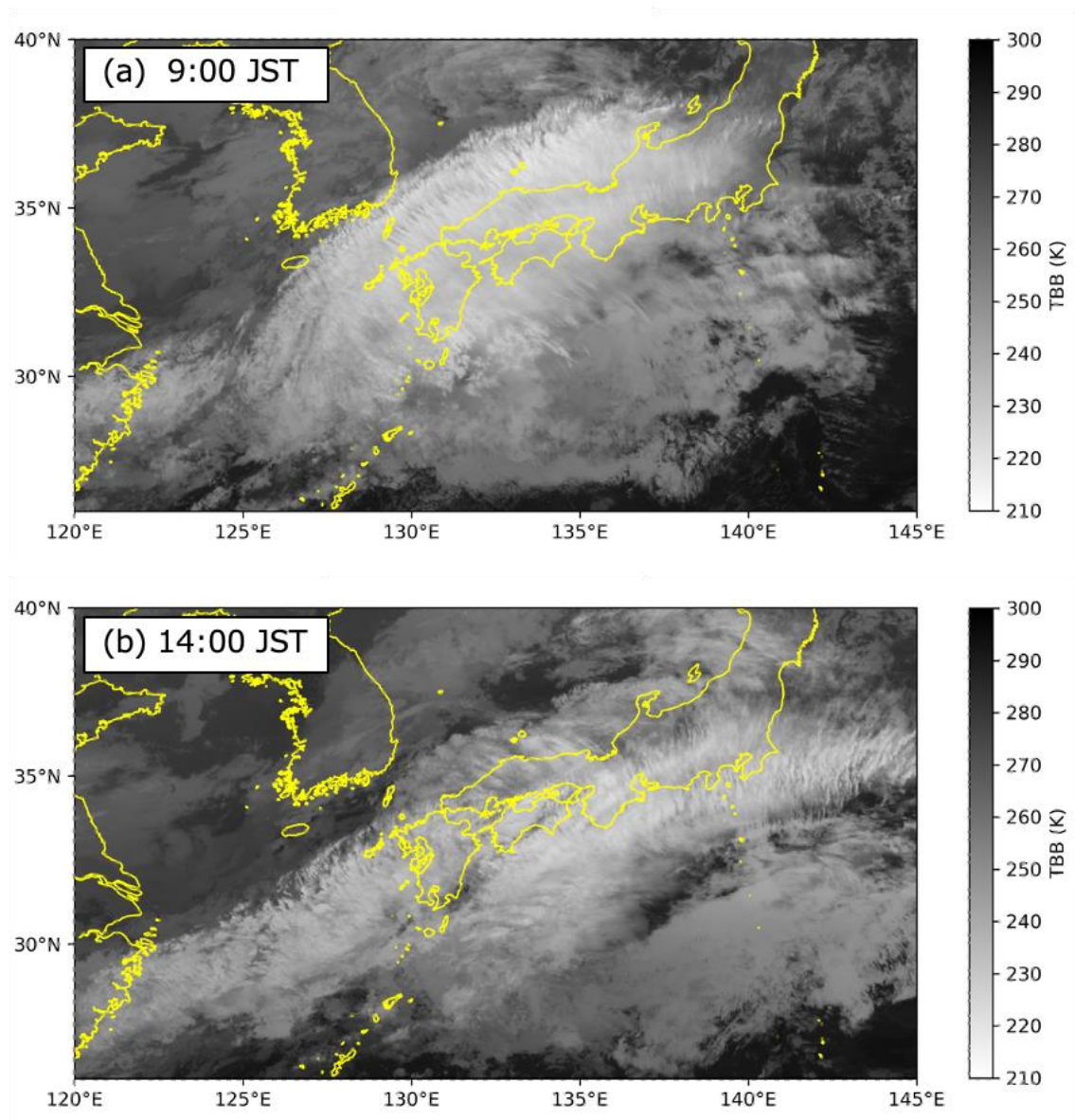


図 4-5 2015 年 12 月 23 日のひまわり 8 号の赤外画像. (a) 9:00 JST, (b) 14:00 JST.

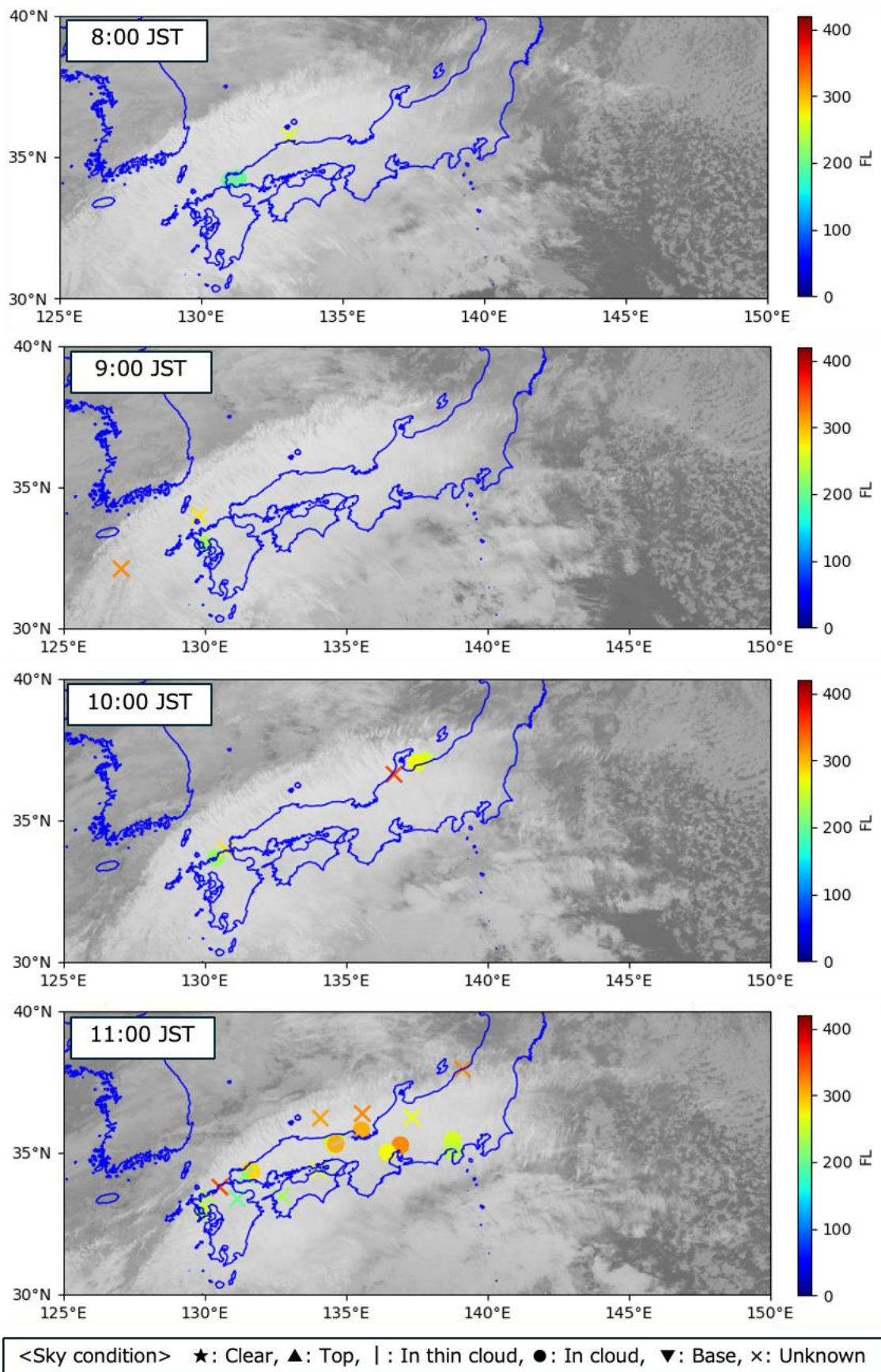


図 4-6 TVB-U に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (8:00～11:00 JST). 空の状態はマーク, 高度は色で表示 (点線で繋がっているものは区間を示す)

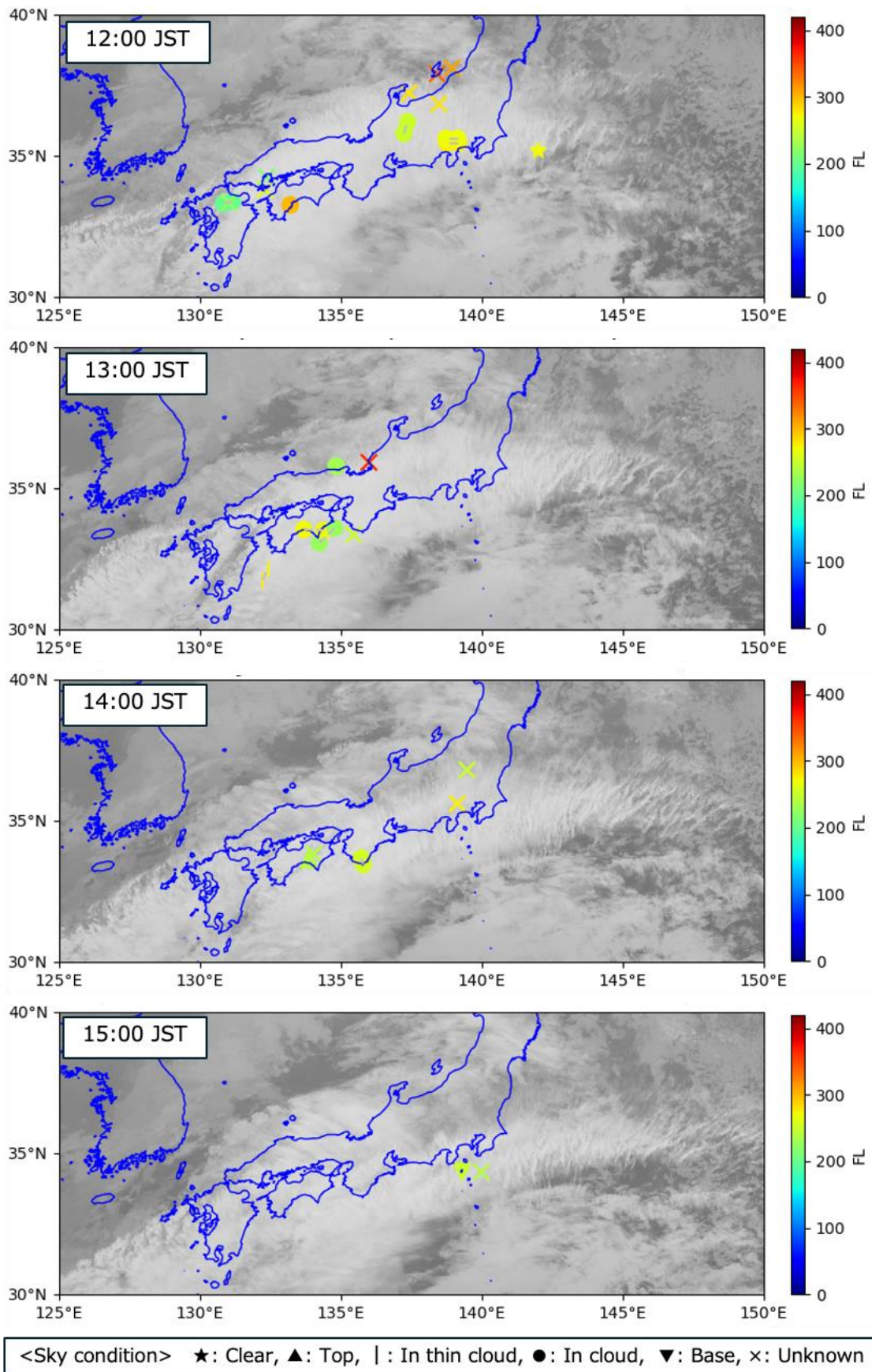


図 4-7 TVB-U に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (12:00～15:00 JST). 空の状態はマーク, 高度は色で表示 (点線で繋がっているものは区間を示す)

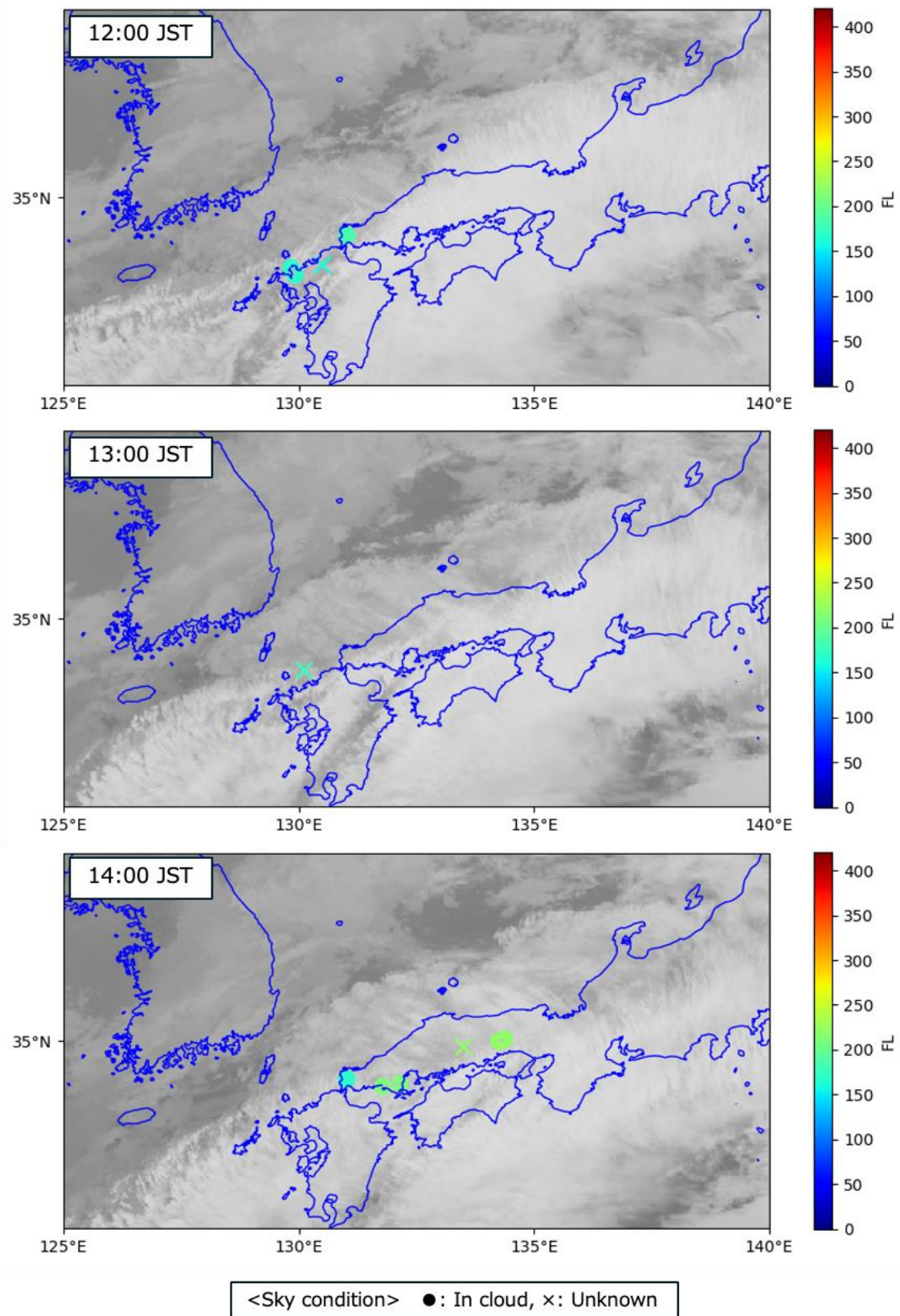


図 4-8 TVB-M に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (12:00～14:00 JST). 空の状態はマーク, 高度は色で表示 (点線で繋がっているものは区間を示す)

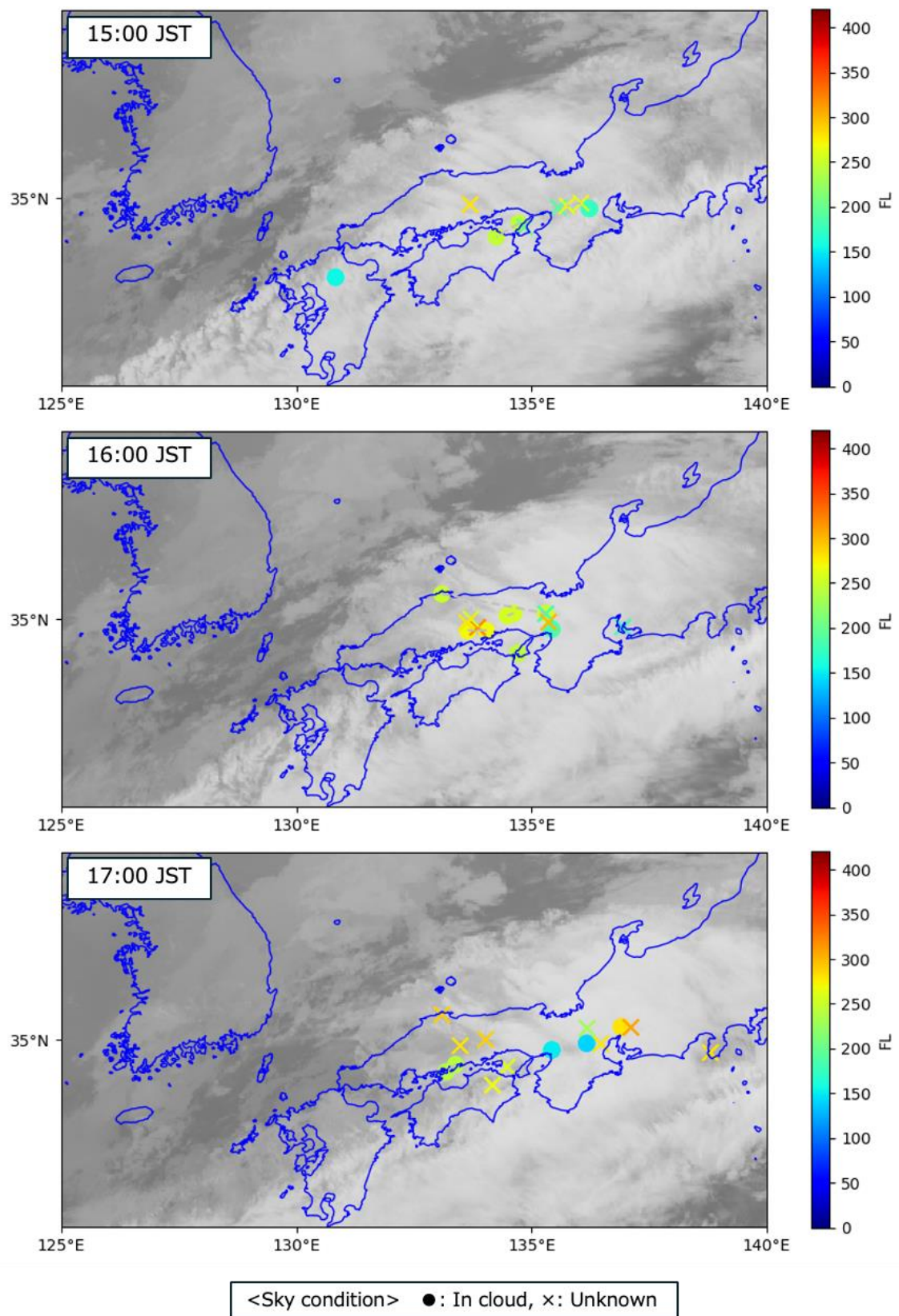


図 4-9 TVB-M に伴う Moderate 以上の乱気流報告 (15:00～17:00 JST). 空の状態はマーク, 高度は色で表示 (点線で繋がっているものは区間を示す)

4.2.2 解析方法

シミュレーションには領域気象モデル Weather Research and Forecasting (以下, WRF) (Skamarock et al. 2019) を使用した. WRF は完全圧縮の非静力学モデルで, 基本方程式は, 運動方程式, 連続の式, 状態方程式, 熱の保存式, 混合比の保存式等である. 本研究では Version 4.6.0 を利用し, 計算期間は両 TVB の発生時間を含む 2015 年 12 月 22 日 0:00 JST~12 月 23 日 21:00 JST の 45 時間とした.

図 4-10 に計算領域, 表 4-1 に計算条件を示す. 親領域の Domain1 は西日本を中心とした約 2160 km×1620 km の範囲, 子領域の Domain2 と Domain3 では両方の TVB が入る領域とし, 3 段階のネスティング計算をした. 計算格子を 9 km, 3 km, 1 km と変化させてダウンスケーリング解析を行った. 鉛直層は, 地表から 100hPa まで 82 層で高度が上がるほど鉛直格子間隔が大きくなり, 約 2 km より上では 230m 前後となる. 積雲対流過程は Domain1 のみ Kain-Fritsch (Kain 2004) を使用した. そのほか, 雲微物理過程は WRF Single-moment 6-class スキーム (Hong and Lim 2006), 境界層過程は Mellor-Yamada-Janjic スキーム (Janjic 1994, Mesinger 1993), 大気放射過程は長波放射で RRTM スキーム (Mlawer et al. 1997), 短波放射は Dudhia スキーム (Dudhia 1989), 地表面過程は Noah Land-Surface Model (Tewari et al. 2004) を全ての領域で用いた.

初期値と境界値には, 気象庁メソ数値予報モデルと米国環境予測センター (National Centers Environmental Prediction) 全球予報モデル (Global Forecast System) の解析値を使用した. 標高データは Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 : GMTED 2010 (Danielson and Gesch 2011), 土地利用データは MODIS IGBP 21-category data (Strahler et al. 1999) を用いた.

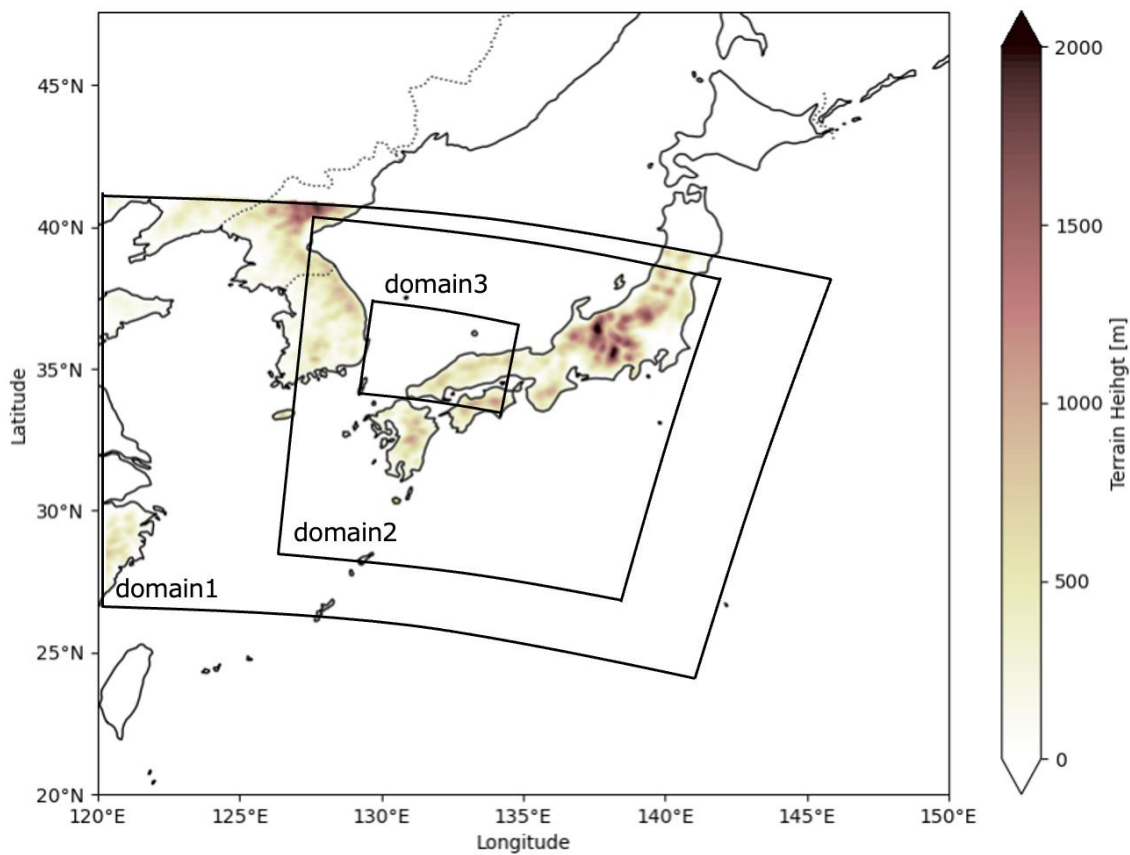


図 4-10 計算領域. 一番外側が気象庁メソ数値予報モデルの範囲を示す.

表 4-1 計算条件.

計算領域	Domain1	Domain2	Domain3
水平解像度	9km	3km	1km
水平格子数	240 × 180	409 × 436	457 × 310
鉛直層数		82層	
タイムステップ	54s	18s	6s
積雲対流過程	Kain-Fritsch		None
雲微物理過程		WRF Single-moment 6-class	
境界層過程		Mellor-Yamada-Janjic	
大気放射過程		長波：RRTM, 短波：Dudhia	
地表面過程		Noah	

4.2.3 TVB と浪雲の再現性

再現性を確認するため Domain2 の結果を実況と比較する．ともに TVB 構造は確認できたものの，TVB-U は構造が現れる時間が 3 時間ほどと短かった．発生は 14:00 JST 頃と実況よりもかなり遅く，消滅は 17:00 JST 頃と 2 時間ほど遅かった（図 4-11）．また，位置がやや北よりで，TVB の幅が狭かった．TVB-M は，出現時間・位置ともによく再現できていた．両 TVB とも，雲頂高度と雲底高度，波長は概ね一致した．

浪雲は，Domain3 の TVB-M で構造が現れた（図 4-12）．Domain3 では，TVB-M の雲列の向きが少しずれて波長がやや短くなっているものの，浪雲の波長は実況とほぼ同じで比較的よく再現できていた．浪雲の再現には，少なくとも 1 km 程度の解像度が必要だといえる．Trier and Sharman (2016) でも，解像度が 1km で浪雲に似たような構造を持つ TVB が再現できたと述べられている．TVB-U は，TVB の構造が現れるのが遅かったことから，Domain3 の範囲内で浪雲を確認することはできなかった．

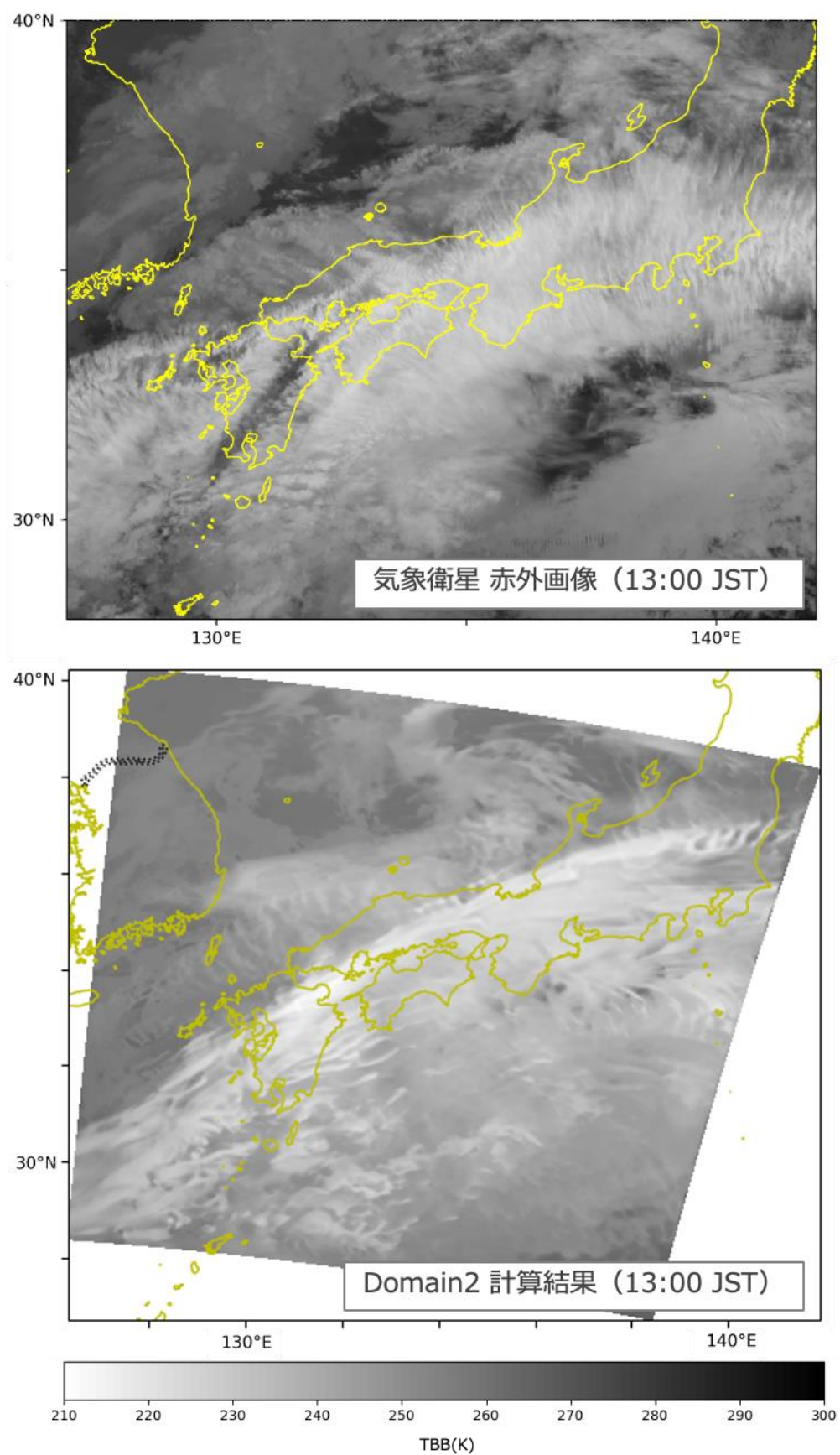


図 4-11 Domain2 の計算結果（輝度温度）とひまわり 8 号の赤外画像（13:00 JST）.（上：衛星画像，下：計算結果）

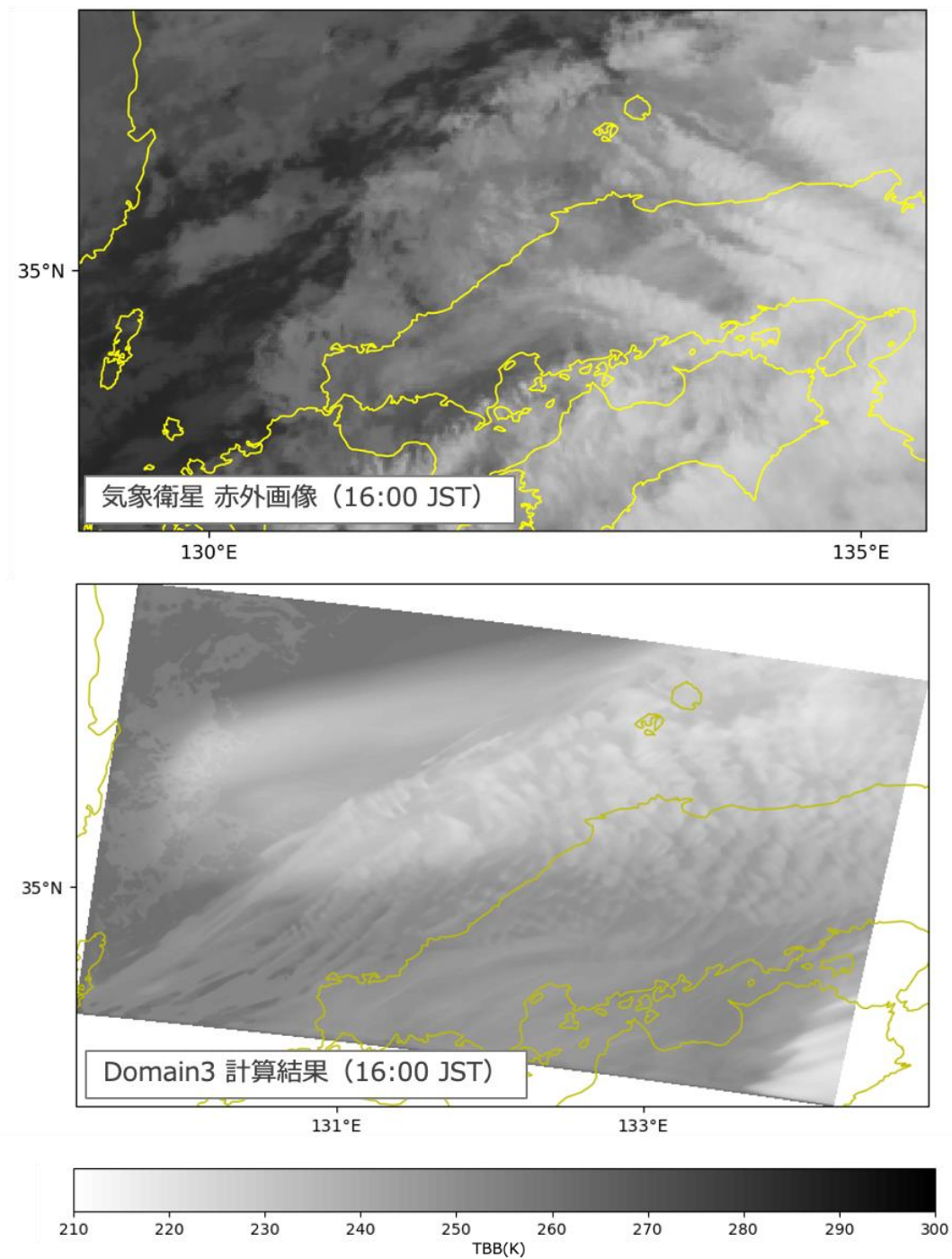


図 4-12 Domain3 の計算結果（輝度温度）とひまわり 8 号の赤外面像（16:00 JST）.（上：衛星画像，下：計算結果）

4.2.4 TVB の発生環境と構造

TVB の発生環境と構造を理解するために、Domain2 の計算結果から高さの異なる 2 つの TVB について、TVB の構造が現れる前と明瞭な時の状況を確認した。

TVB-U の鉛直断面図を図 4-13 に示す。高度 9～11 km 付近では、等温位線の間隔が広く安定度が低い一方で、その上下では安定度が高い状況が続いていた。TVB の構造が現れる前（図 4-13 上）の 10～11 km 付近では、リチャードソン数が 0.25 未満の領域が帯状に広がっていた。その中心付近は、リチャードソン数が負であることから不安定層が存在し、その下には上昇流域が広がっていた。TVB の構造が明瞭になると（図 4-13 下）、リチャードソン数が 0.25 未満の領域は散在する程度となり、安定度の低い高度帯の上昇流は TVB の雲列に概ね対応していた。図 4-13 と同時刻の 10 km における温位の鉛直勾配が負の領域（絶対不安定）の分布を図 4-14 に示す。温位勾配が -0.1 K/km 前後の不安定層は、ジェット気流の軸に沿うように存在していた。不安定層の形成にはジェット気流が関連していることが示唆される。不安定層は、TVB の構造が現れると時間とともに減少していることから、対流によって不安定層が解消したと見られる。この対流について評価するため、Kudo (2013) と同様の方法 (3) 式を用いて大気におけるレイリー数 Ra を計算した。

$$Ra = \frac{g\Delta\theta h^3}{\bar{\theta}K_M K_H} \quad (3)$$

ここで、 g は重力加速度、 $\Delta\theta$ は絶対不安定層における温位差、 h は絶対不安定層の厚さ、 $\bar{\theta}$ は絶対不安定層における平均温位、 K_M は運動量の渦拡散係数、 K_H は熱の渦拡散係数である、Kudo (2013) と同様に $K_M = K_H = 30 \text{ m}^2/\text{s}$ とした。図 4-13 上と同時刻・同断面でのレイリー数は、対流が発生する目安となる臨界値 657.5 に近い値になった所もあった（図 4-15）。鉛直格子間隔が約 230 m であるため、不安定層の厚みを過小表現している場合も考えられる。臨界値を超えることは十分あり得ることから、TVB 内でレイリー・ベナール対流が発生していた可能性はある。TVB 構造が現れてからは、雲頂の上 11～12 km 付近に弱いながらも鉛直流の波列が見られた。安定層内を伝わっていたことから、内部重力波の発生が示唆される。

図 4-13 と同時刻・同位置の鉛直シアを図 4-16 に示す。TVB 発生前から上下の安定層付近は 6 kt/1000 ft 以上と鉛直シアがやや大きく、TVB の構造が現れた後は雲頂・雲底付近で数 kt 強まっている様子が確認でき、雲頂付近の鉛直シアの大きい部分は雲列に対応していた。特に雲底は 20 kt/1000 ft 前後と強く、下の雲層の影響も加わっている可能性がある。この強い鉛直シアが TVB の雲底から下で報告されていた乱気流に関連していたと見られる。一方で、強い鉛直シアの領域とリチャードソン数 0.25 未満の領域の位置

の対応は悪く（特に雲頂付近）、これはリチャードソン数の低下に鉛直シアよりも安定度の方が影響していたことを示す。

次に TVB-M の鉛直断面図を図 4-17 に示す。TVB 構造が明瞭になる前（図 4-17 上）は、高度 5～6 km 付近で安定度が低く、その上下は安定度が比較的高いという TVB-U と同様の状況となっていた。TVB 構造が明瞭になると（図 4-17 下）、風下の D'側ほど雲列が発達し、等温位線の形状から雲列内で渦が生じていたことがわかる。リチャードソン数は、正の値で 0.25 未満の領域が雲頂付近に見られ、特に TVB 構造が現れてからはその傾向が明瞭だった。鉛直流は、雲列に対応して雲中に 0.6 m/s 前後の上昇流が存在していた。また、雲列の雲頂からは、内部重力波の鉛直伝播が明瞭だった。伝播による鉛直流が大きいのは、雲頂から 2 km 前後までの範囲が中心で、乱気流報告とも一致する。

図 4-18 の鉛直シア（図 4-17 と同時刻・同断面）は、TVB 構造が明瞭になる前では低安定度の層の上下の安定層にあたる 4 km と 6 km 付近で 12 kt/1000 ft 以上の鉛直シアの大きい領域が広がっていた。この領域は、TVB 構造が明瞭になると雲列の山と谷にあたる部分に集中し、20 kt/1000 ft 程度まで強まっていた。鉛直シアが強い領域とリチャードソン数 0.25 未満の領域は一致し、TVB-M 周辺でのリチャードソン数の低下には、鉛直シアの寄与が大きいことを示している。環境場の特徴からケルビン・ヘルムホルツ波が発生していた可能性が高い。

以上の結果から 2 つの TVB は、共通点として (1) TVB 構造が現れる前は TVB の高度帯の安定度が中立に近い（上下を安定層に挟まれる構造）、(2) TVB の雲列に対応して雲中に上昇流が存在、(3) 雲列の雲頂・雲底（山と谷）付近での鉛直シアの強化、(4) TVB の上方での内部重力波の伝播、の 4 点が挙げられる。(1) について、両方の TVB が同時に再現できていた 15:00 JST の東経 135 度の鉛直断面図から、大きなスケールでの環境場を確認する（図 4-19）。亜熱帯ジェット気流の軸が北緯 34～35 度間の高度 13 km 付近に位置し、その下に潜り込むような形で寒帯前線ジェット気流の軸が高度 9 km 付近に存在していた。寒帯前線ジェット気流の軸の南側にあたる高度 9～11 km 付近の TVB-U はこれらの前線面（安定層）に挟まれる形となっていた。北緯 36 度付近の高度約 7 km の TVB-M は、寒帯前線ジェット気流の前線面と北緯 36～37 度間にある 45 m/s ほどの強風軸に伴う安定層に挟まれていた。安定層に挟まれる構造は、ジェット気流等の強風軸が水平方向に接近することで形成されると見られる。また、(2)～(4) より、TVB 発生が鉛直シアの強化と内部重力波の発生に関連していることが推測される。

異なる点は、(i) TVB の高度帯の安定度（TVB-U：不安定、TVB-M：安定）、(ii) 低リチャードソン数の要因、の 2 点である。(i) はラジオゾンデのデータの結果とも一致し、これらは TVB の成因が複数ある可能性を示唆する。TVB-U はジェット気流に伴う上層雲、TVB-M は降水を伴う対流雲であることから、雲の成因が異なることが影響している可能性もある。

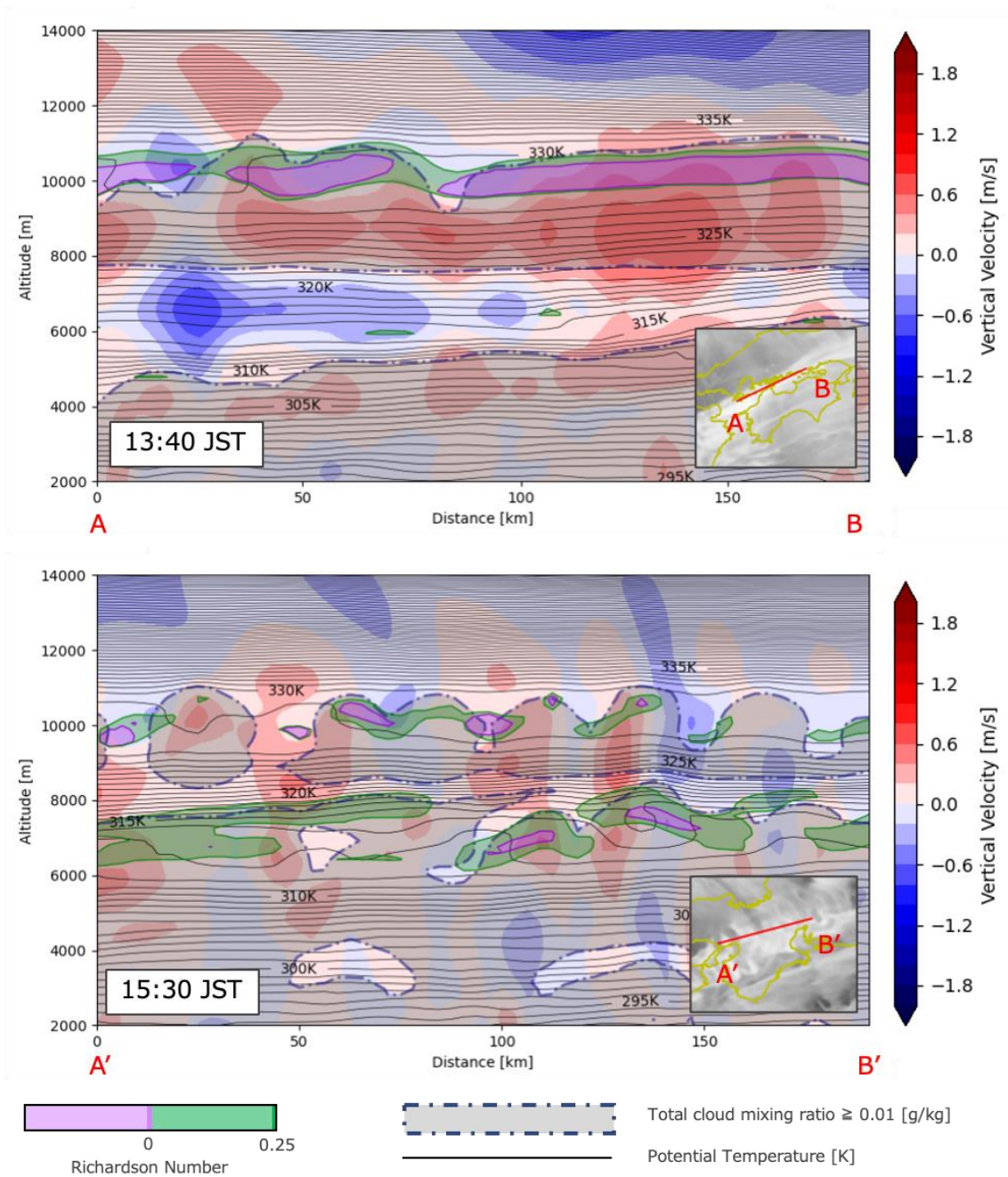


図 4-13 TVB-U の鉛直断面図 (温位・鉛直流・リチャードソン数・混合比). (上: 13:40 JST, 下: 15:30 JST)

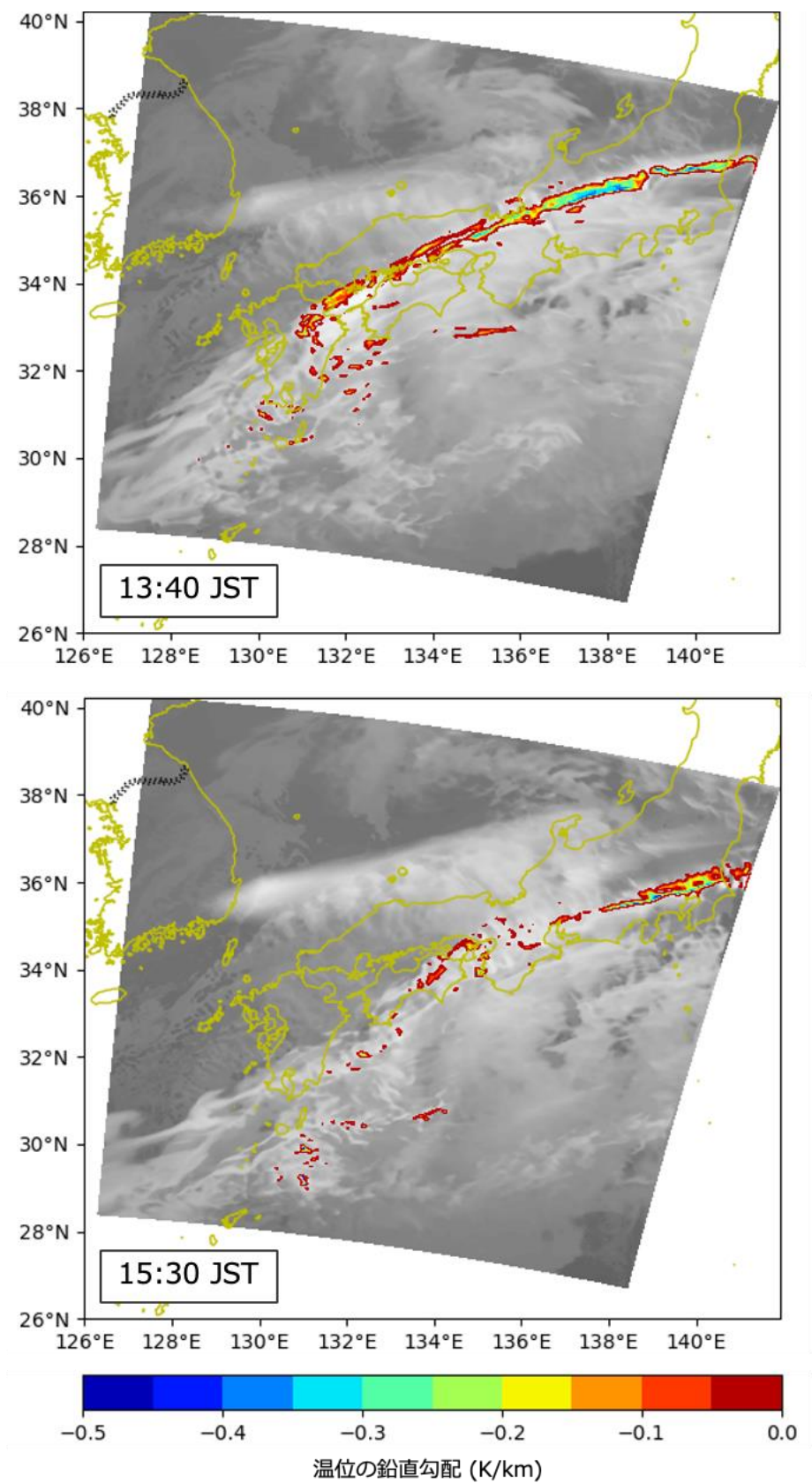


図 4-14 10 km における温位の鉛直勾配が負の領域（絶対不安定）の分布．（上：13:40 JST, 下：15:30 JST）

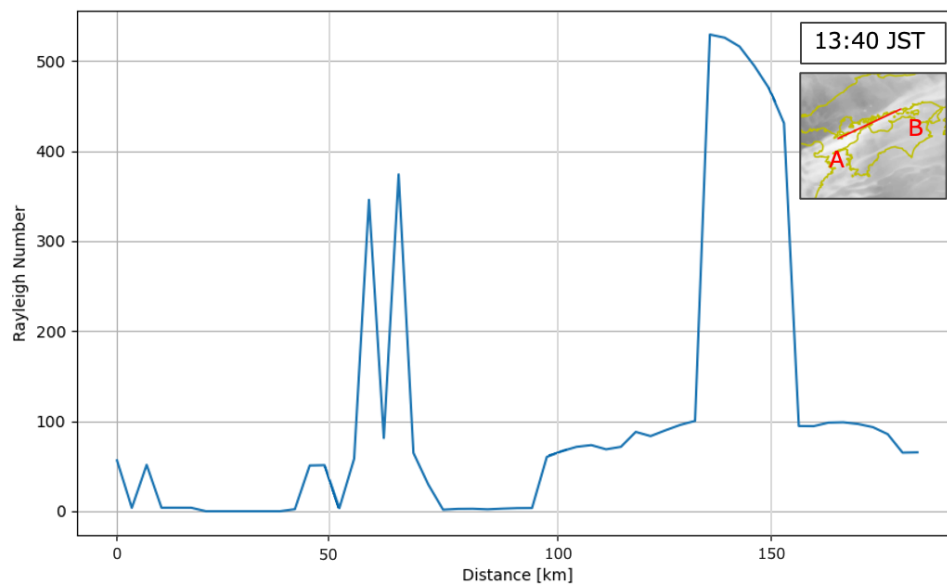


図 4-15 TVB-U 内のレイリー数. (図 4-13 と同時刻・同断面上の 7~12 km 間で計算)

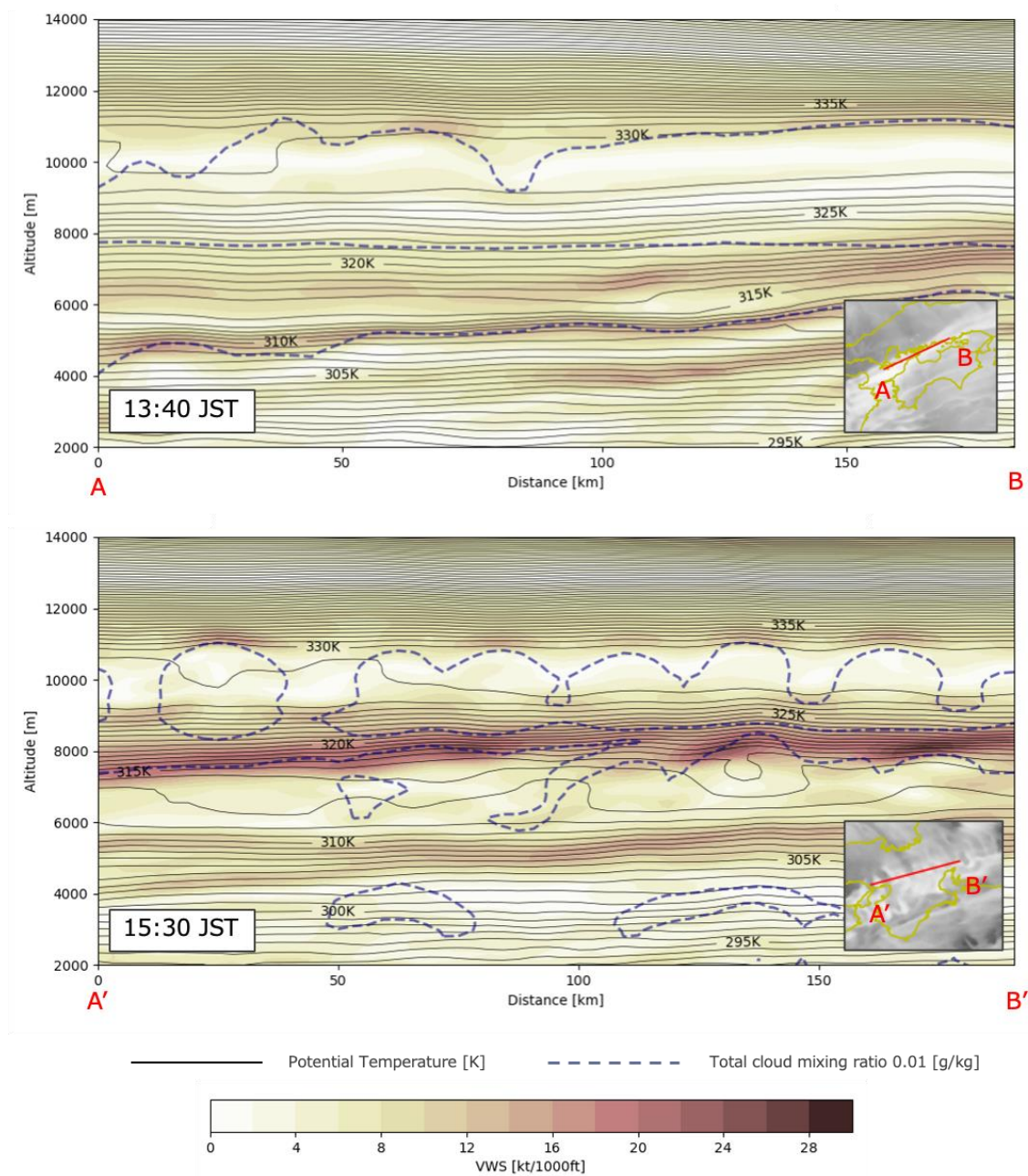


図 4-16 TVB-U の鉛直断面図 (温位・混合比・鉛直シア). (上 : 13:40 JST, 下 : 15:30 JST)

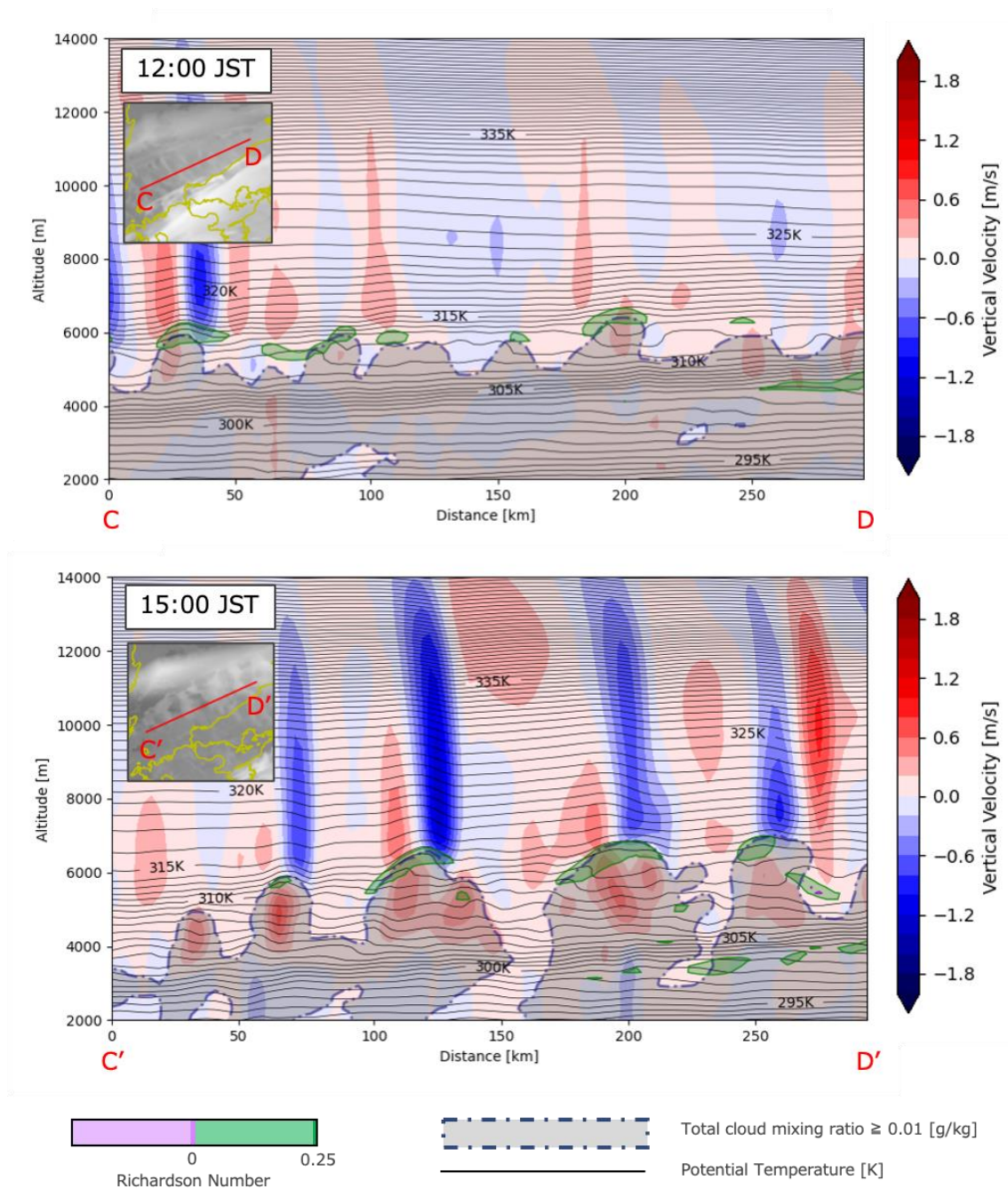


図 4-17 TVB-M の鉛直断面図 (温位・鉛直流・リチャードソン数・混合比)。(上 : 12:00 JST, 下 : 15:00 JST)

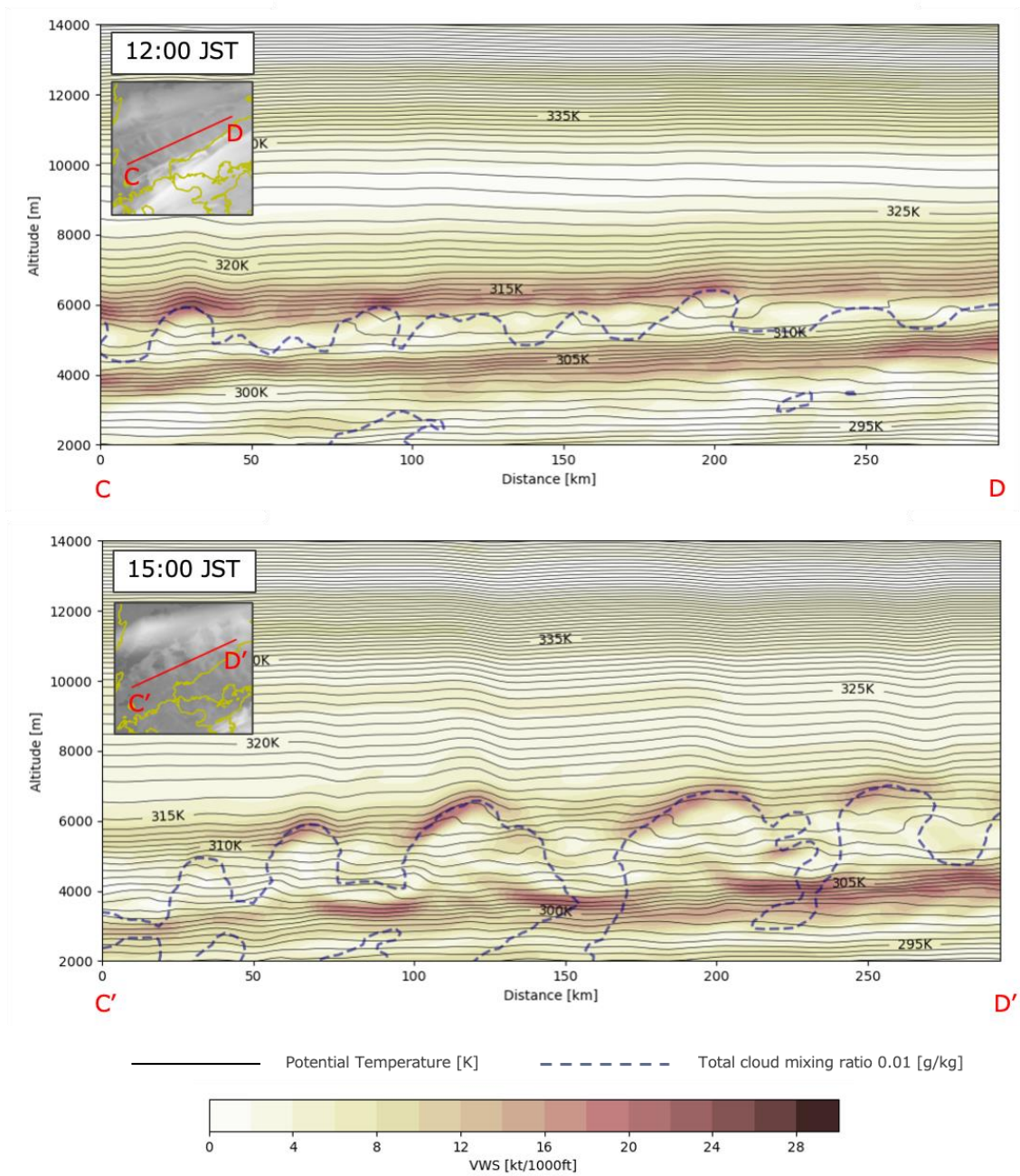


図 4-18 TVB-M の鉛直断面図（温位・混合比・鉛直シア）.（上：12:00 JST，下：15:00 JST）

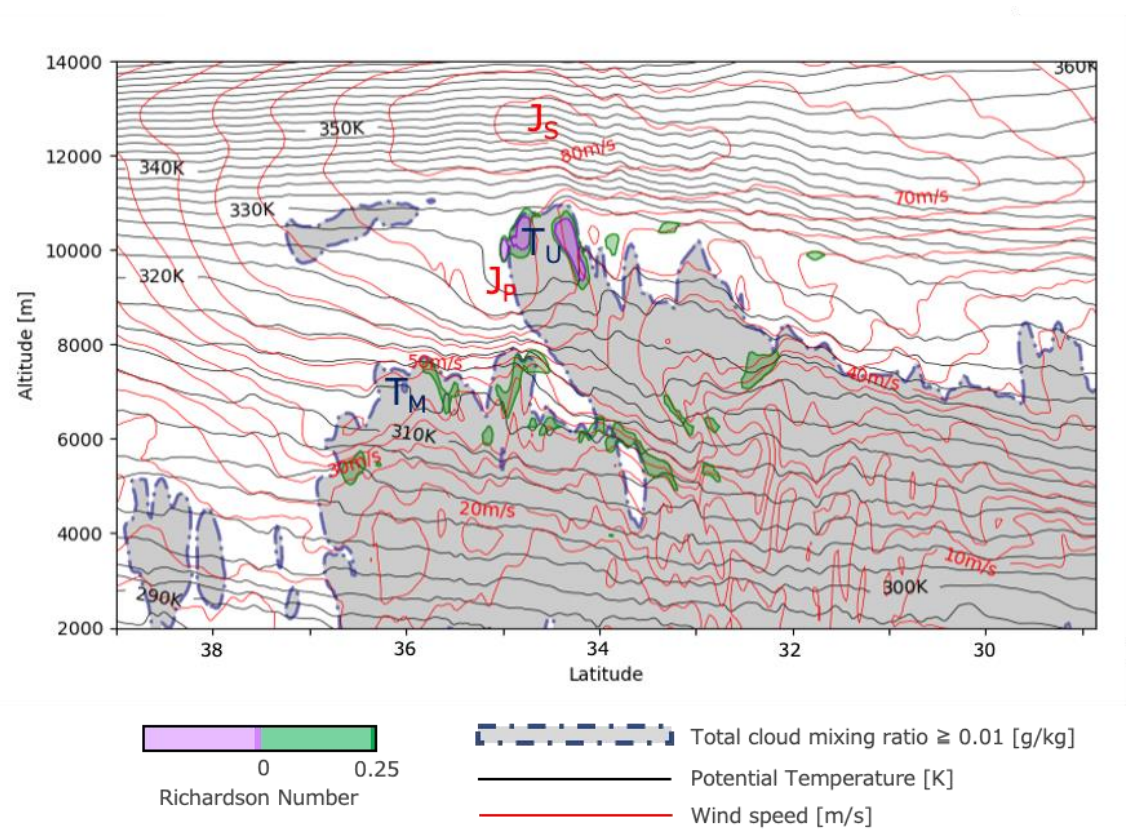


図 4-19 東経 135 度鉛直断面図 (15:00 JST) (温位・風速リチャードソン数・混合比). J_s , J_p , T_U , T_M は, それぞれ亜熱帯ジェット気流, 寒帯前線ジェット気流, TVB-U, TVB-M の位置を示す.

4.2.5 浪雲の発生環境と構造

浪雲に関連した乱気流の成因を調査するために、Domain3 で再現できた TVB-M の浪雲の発生前後の発生環境と構造を確認した。

同一の雲列を時間ごとに追った鉛直断面図を図 4-20 に示す。はじめ流れに平行な筋状の雲が発生し（図 4-20 上の輝度温度）、徐々に流れに直交方向の TVB の帯状雲が明瞭になり浪雲の雲列が形成されていた。安定度については TVB-M と同じ状況だが、リチャードソン数 0.25 以下の領域は、浪雲と雲列が明瞭になるにつれ雲列の雲頂に沿うように広がっていた。これは、TVB-M の雲列の雲頂にあった同様の領域が雲頂全体に存在していたことを表す。リチャードソン数が負の領域は、上昇流の強い所に局地的に見られる程度で、全体的には正の値で 0.25 未満の領域が広がっていた。雲列の雲頂付近は、ケルビン・ヘルムホルツ波が発生しやすい状況となっていたと言える。高度 5 km～雲頂付近では、雲列が明瞭になる前から等温位線が大きく波打っていて波が横に流れるような形になっていた。これは、ケルビン・ヘルムホルツ波の碎破と乱流の発生を示唆している。鉛直流に注目すると、安定度の低い高度帯では全体的に上昇流域となっていて、浪雲構造が明瞭になる時間帯には全体的に強まり、上昇流が 2 m/s に達する所もあった。また、雲頂から上方への内部重力波の伝播による鉛直流変動は、TVB の雲列が形成される前から見られた。雲列が現れ浪雲が明瞭になると、鉛直流がさらに強まり、雲頂から約 1.5 km にかけては 2 m/s 前後の所が多かった。重力波の波長と浪雲の山と谷の位置が対応していたことから、浪雲は内部重力波の振幅の大きさ（鉛直流の強さ）と関連している可能性がある。

図 4-20 と同時刻・同断面の鉛直シア（図 4-21）は、浪雲が出現する前は雲列の雲頂付近の高度 4 km と 6 km 付近で 12 kt/1000 ft 前後と強く、浪雲構造が明瞭になると同高度の鉛直シアは局地的に 20 kt/1000 ft を超える範囲が広がった。この鉛直シアの強い領域は、リチャードソン数 0.25 未満のエリアと対応していた。発生時の状況から、浪雲の雲頂付近ではケルビン・ヘルムホルツ波が発生している可能性が高く、これが乱気流と関連していると見られる。

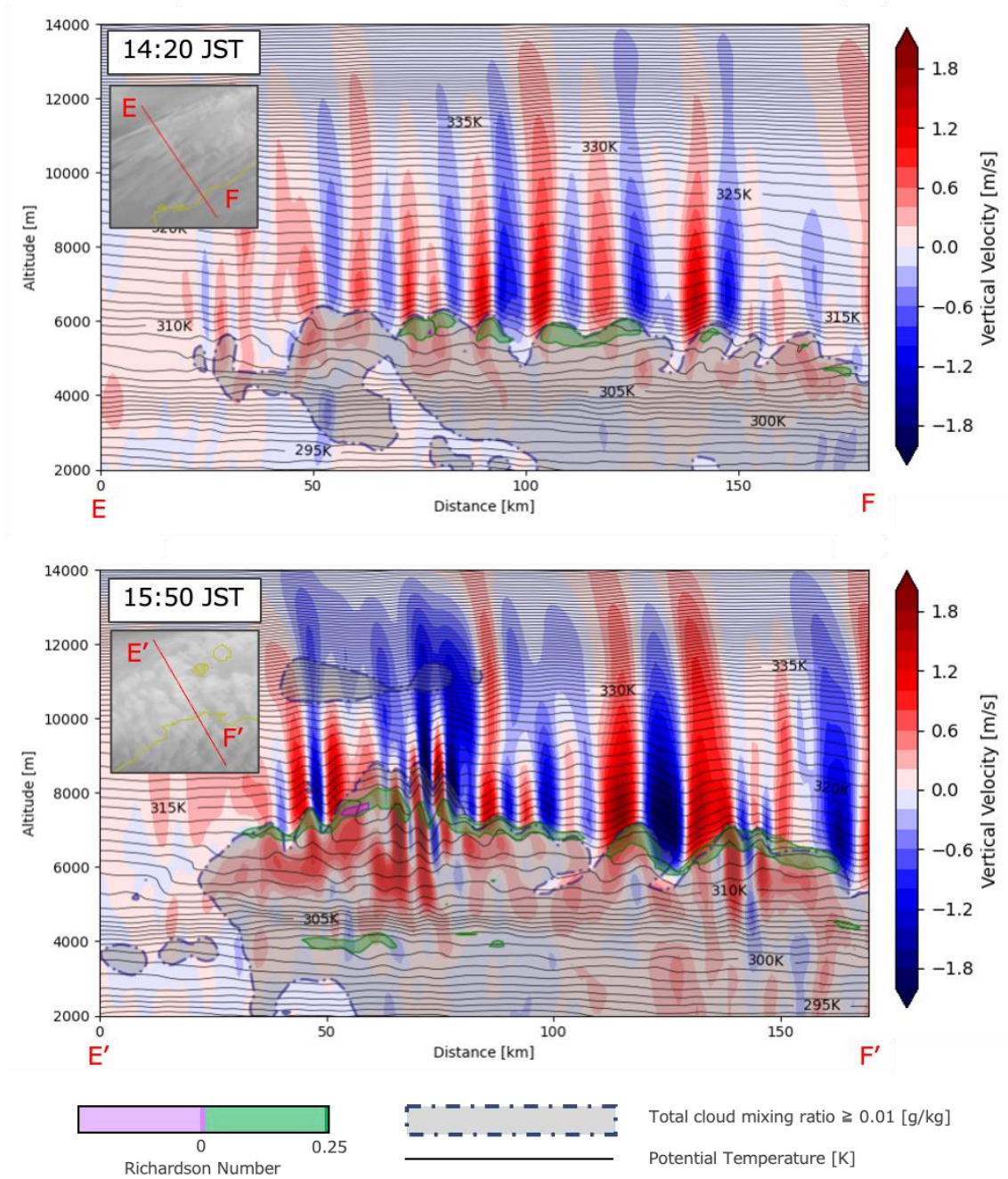


図 4-20 浪雲を伴う雲列の鉛直断面図（温位・鉛直流・リチャードソン数・混合比）．（上：14:20 JST，下：15:50 JST）

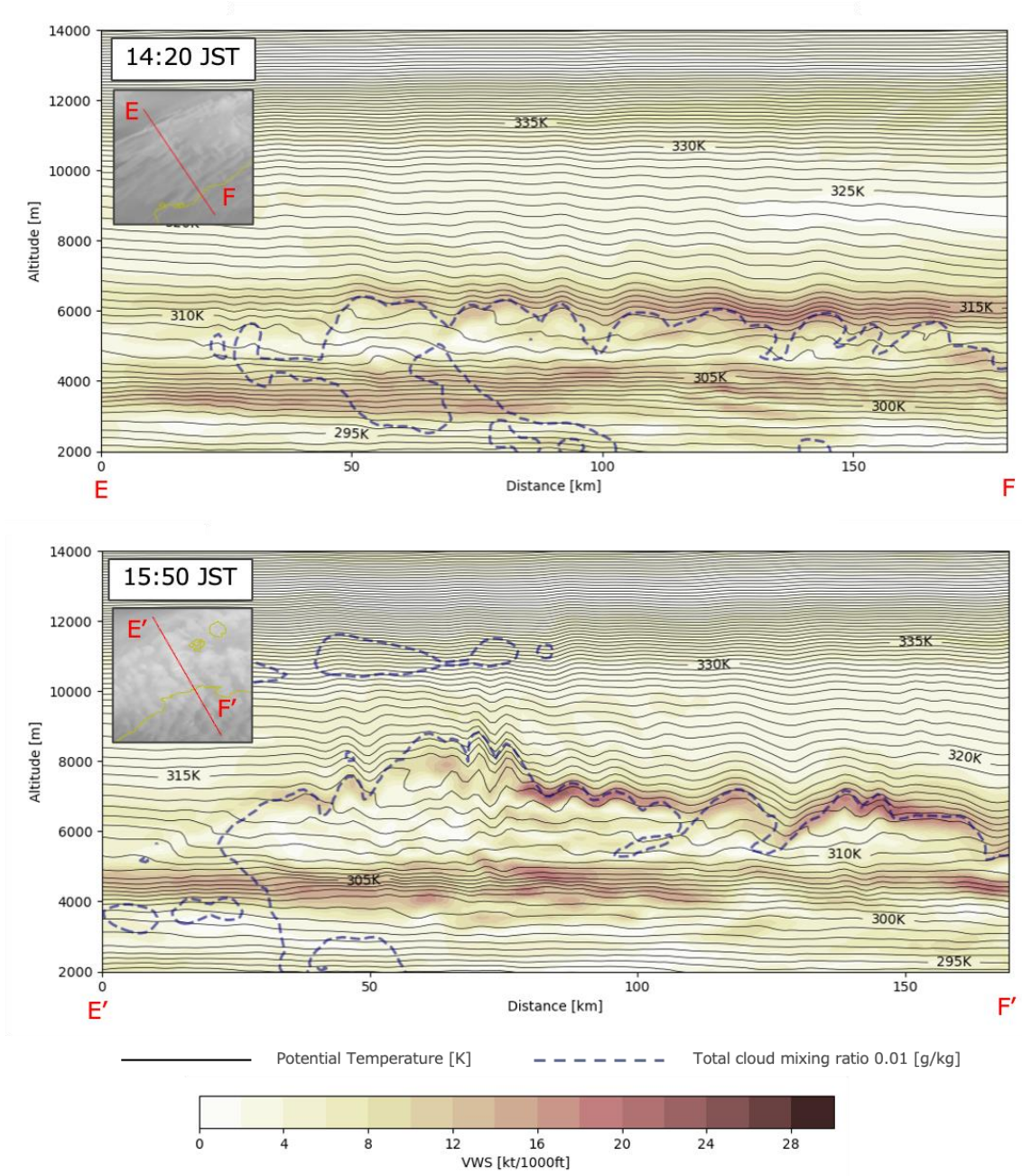


図 4-21 浪雲を伴う雲列の鉛直断面図（温位・混合比・鉛直シア）.（上：14:20 JST, 下：15:50 JST）

4.3 4 章のまとめ

TVB の発生環境場や乱気流の成因を理解するため、本章では観測時に TVB の範囲内を通過しているラジオゾンデデータと数値シミュレーションを用いて解析を行った。

ラジオゾンデデータの結果からは、浪雲ありの TVB の方が最大鉛直シアの値が大きく、最小リチャードソン数が 0.25 未満の事例数が多い傾向が見られた。浪雲ありの TVB の 94% が最大鉛直シア 12kt /1000 ft 以上またはリチャードソン数 0.25 未満となっていて、乱気流の成因に関連する条件を伴っていた。また、Moderate の乱気流を伴う TVB は、浪雲の有無にかかわらず全事例でリチャードソン数が 0.25 未満となっていたことから、ケルビン・ヘルムホルツ不安定または静的不安定が乱気流の要因である可能性が高い。

数値シミュレーションの結果からは、複数のジェット気流に伴う前線面に挟まれた低安定度の層内で、上昇気流に伴い TVB の雲列が形成される様子が確認できた。この上昇流を発生させる不安定性は、再現された 2 つの TVB で異なっていた可能性があるが、ともに雲列の発生に伴って雲頂・雲底付近で鉛直シアが強まり、TVB の上方には内部重力波が伝播していた。浪雲を伴う雲列は、雲中でのケルビン・ヘルムホルツ波の碎破や乱流の存在が示唆され、それに起因する内部重力波の上方伝播が明瞭だった。特に、浪雲が現れると内部重力波による鉛直流が強化されていたことから、浪雲の形成には内部重力波が関連している可能性がある。浪雲がある雲列の雲頂では、リチャードソン数が正で 0.25 未満の領域が広がっていた。浪雲に伴う重力波はケルビン・ヘルムホルツ波だと見られ、これらが乱気流に関連していると推測される。

TVB 内の安定度の違いを含めた、TVB に伴う乱気流の成因と発生メカニズムについては、5 章で議論する。

5 章 議論

5.1. TVB の月別事例数の年々変動の要因

2 章の月別事例数の調査より、春と秋を中心に TVB の事例数が多く、事例数が多い月は年による変動が大きいことが明らかになった。この変動の要因を調べるために、年ごとの差が最大の 4 月において事例数が最少だった 2018 年と、最多だった 2021 年の環境場を比較した。両年とも月事例数のうち最も多くを占めていた親現象がジェット気流であったことから (2018 年 87.5%, 2021 年 66.3%), 両年の 4 月の月平均 200hPa 高度および平年偏差から違いを見た (図 5-1)。日本付近に注目すると、少なかった 2018 年 (図 5-1 上) は広く正の偏差となっている一方, 2021 年 (図 5-1 下) は大陸から日本のはるか東にかけて正偏差と負偏差が並び, ジェット気流の蛇行が明瞭であった。

図 5-2 は, 2021 年 4 月の親現象がジェット気流の TVB が圧倒的に多かった中旬 (41 事例) の 10 日平均 200hPa 高度および平年偏差を示したものである。朝鮮半島や中国東北区付近は負の偏差, カムチャツカ半島付近に明瞭な正の偏差となっていて, ジェット気流が日本付近で南西から北東方向に存在しやすかったことがうかがえる。ジェット気流に伴う TVB は, このパターンでの事例数が多かったことから, 年による月事例数の差は, ジェット気流の蛇行等の位置の違いに起因していると考えられる。Ellrod (1985) では, 亜熱帯ジェット気流に伴う TVB がアメリカ南部でよく観測され, 高気圧性の曲率を持つことが多いことが報告されている。気候学的にリッジ後面が位置しやすい同地域での TVB の走向は北東方向が多いと推測されることから, 日本付近における今回の結果と類似している。

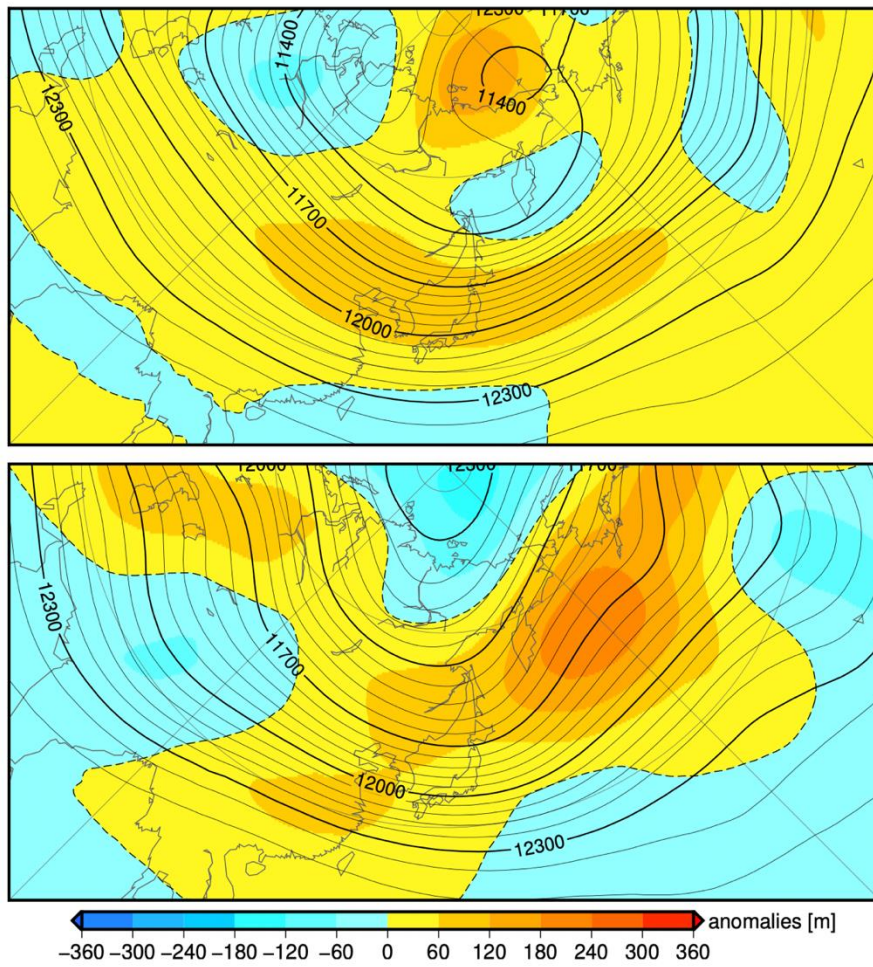


図 5-1 4 月の月平均 200hPa 高度および平年偏差. (上 : 2018 年, 下 : 2021 年). JRA-55 より作成.

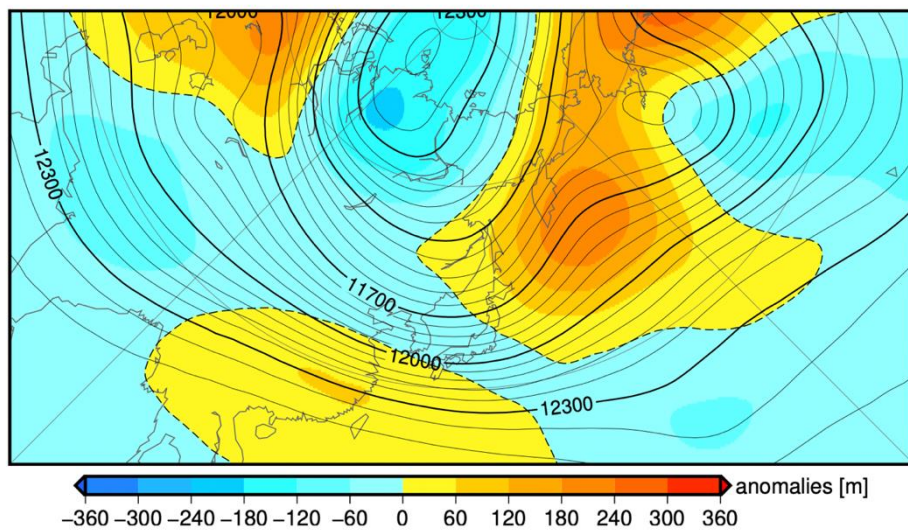


図 5-2 2021 年 4 月中旬の 10 日平均 200hPa 高度および平年偏差. JRA-55 より作成.

5.2 ジェット気流に伴う TVB の出現時間帯の特徴

TVB の時間帯別出現件数では、ジェット気流に伴う TVB のみ特徴が見られ、夜間にくらべて昼間の出現数が有意に多いことが認められた。TVB の成因としては、ケルビン・ヘルムホルツ不安定（大野・三浦 1982）と鉛直シアのもとでの静的不安定（Kim et al. 2014, Trier and Sharman 2016, Yamazaki and Miura 2021 等）が挙げられている。静的不安定を示す研究では、雲の放射が影響していることを指摘している。昼間に出現件数が多いことは日射の影響を受けると考えられ、雲の放射の観点からは逆の効果になる。4 章のシミュレーション結果では、ジェット気流が不安定層に関連している可能性が示された。先行研究は、熱帯低気圧等による TVB の事例も含まれているため、ジェット気流に伴う TVB の出現が日中に多くなる原因を明らかにするためには、日中にジェット気流に伴って発生した複数の事例に対し、物理過程を変化させた条件下でシミュレーションを行い比較することが必要だろう。

5.3 浪雲の有無による乱気流強度とその分布の違い

3 章の TVB に伴う乱気流の統計から、浪雲ありの TVB の方が強度の高い乱気流が発生しやすいことが明らかになった。Lane et al. (2012) によると、大型民間航空機から最も強い乱気流の応答を引き起こす水平スケールの運動は 0.1 km~2 km とされている。波長が数 km~十数 km の浪雲が雲頂に現れるということは、乱気流を引き起こすスケールに近い大きさの渦が雲頂付近で継続して存在している可能性が高い。これが浪雲ありの TVB 内と雲頂から上方 4,000 ft（約 1.2km）にかけて Moderate の割合を増加させる要因だと推測される。一方で、浪雲がない TVB 内でも約 95% の事例で Light minus 以上の乱気流を伴っていた。典型的な TVB の波長は、浪雲の有無によらず 20 km 前後で乱気流の直接的な原因としては大きすぎる。TVB は、水平ロール対流によって形成されることが指摘されていることから（例えば、Kim et al. 2014, Yamazaki and Miura 2021）、水平ロール対流の上昇気流と下降気流がエネルギーカスケード等を通して 1 km スケールの渦を発生させ、乱気流を引き起こしていた可能性も考えられる。

また、浪雲の影響は TVB の周辺まで及んでいることが示され、TVB に近いほどその影響を受けやすいことが明らかになった。浪雲によって発生した乱気流の成因が、TVB の周辺に伝わっていることを示唆している。浪雲のない TVB の雲底より下では、その傾向は明瞭ではなかった。これは、TVB 以外の乱気流の報告が含まれていたことが考えられる。全体の約 80% の親現象であるジェット気流は前線面を伴っていて、前線面付近の鉛直シアが乱気流の原因となっている可能性がある。しかし、この影響を考慮しても Moderate の乱気流は、TVB の上下 4,000 ft 以内に限定されていたことから、乱気流回避の目安となることが期待される。

今回の解析では、雲頂と雲底が特定でき、乱気流報告が利用可能な TVB の事例の一部に限定されていた。すべての事例を詳細に分析するには、海上での雲底高度を特定する

方法を見つける必要があるが、現在はまだ難しい。また、乱気流の強さを示す客観的な指標である渦消散率 (Eddy-Dissipation-Rate : EDR) (Sharman et al. 2014) を自動的に観測、報告、計算できるシステムを装備する航空機を増やすことも、乱気流予報の精度向上には必要である。

5.4 TVB に伴う乱気流の成因と発生メカニズム

4 章のラジオゾンデデータの解析から、TVB 内では乱気流のメカニズムとされるケルビン・ヘルムホルツ不安定もしくは鉛直シアのもとでの静的不安定 (Trier and Sharman 2016) の条件を満たしやすく、Moderate の乱気流を伴う事例は全てがどちらかを満たしていた。原因がどちらであるかは安定度によって判断ができるが、TVB 内の安定度は湿潤効果を考慮するかどうかで傾向が変化する。日本付近で発生した TVB を通過したラジオゾンデデータ 29 事例を解析した Yamazaki and Miura (2021) では、湿潤効果を考慮して安定度を評価すると全事例で静的不安定層が含まれ、湿潤効果を考慮しないと安定になった事例が多かったと報告している。また、湿潤効果が重要な一方で、湿潤層の仮定が必要なこと、対流圏上層のラジオゾンデの湿度の観測はしばしば誤差を伴うこと等も示している。4 章は湿潤効果を考慮していないため、安定 (リチャードソン数が正) だった事例が多くなった (図 4-3, 図 4-4)。静的安定度は飽和気圧の方が乾燥気圧よりも低くなるため、湿潤効果を考慮しなくても不安定だった事例が複数あることは、TVB 内の不安定層の存在を裏付ける。シミュレーションでも、TVB の発生に静的不安定な層が関連していることが示された (図 4-13 上)。湿潤効果を考慮すれば不安定層の厚みが増すことが予想され、その結果レイリー数の値が大きくなり、レイリー・ベナール対流が発生していた可能性が高まる。一方、TVB-M がケルビン・ヘルムホルツ波のような様相 (図 4-17 下) となっていたように、どちらの不安定であっても鉛直流が発生して TVB を形成する。今回の結果から TVB の成因を断定することは難しいが、鉛直シアのもとでの静的不安定とケルビン・ヘルムホルツ不安定のどちらの可能性もあり得ることを示唆する結果となった。TVB 内での乱気流は、鉛直シアによって発生したケルビン・ヘルムホルツ波や鉛直流が直接的または間接的な成因だと考えられる。

TVB 周辺での乱気流は、発生環境場を構成する安定層の存在が重要であると考えられる。シミュレーションの結果から、不安定層を伴う TVB も含め上方の安定層内を内部重力波が伝播している様子が確認できた (図 4-13, 4-17, 4-20)。鉛直シアやリチャードソン数の分布から、この内部重力波はケルビン・ヘルムホルツ波によって励起された可能性が高い。今回の計算結果には現れなかったが、TVB 構造の雲の下にも内部重力波が伝わることもある (Trier et al. 2010, Trier and Sharman 2016)。TVB の上下での乱気流は、TVB から発生した内部重力波の鉛直伝播が関与している可能性が高い。しかし、内部重力波の波長は TVB と同程度で、航空機を揺らすには大きい。Lane and Knievel (2005) は、シミュレーションでは、鉛直伝播する重力波の碎破が水平解像度に強く依存してい

ること、解像度 1 km では発生した重力波の水平波長を過大評価したことについて指摘している。今回の結果にも、乱気流をもたらすスケールの内部重力波やその碎破が存在している可能性が高く、それらが TVB の周辺での乱気流の成因であると推測される。

浪雲の成因は、環境場の解析から雲頂付近で発生するケルビン・ヘルムホルツ波に関連している可能性が高い。今回の浪雲の再現結果は、一般的な上層の TVB ではなく対流に伴う事例ではあるが、TVB の雲列に浪雲に似た構造をもつ上層雲を再現した Trier and Sharman (2016) でも、ケルビン・ヘルムホルツ波に関連している可能性が高いと報告している。浪雲の波長も乱気流を引き起こすには大きい。浪雲が発生している雲頂付近ではケルビン・ヘルムホルツ波の碎破による乱流の存在が示唆され、これが浪雲ありの TVB の方が強度の高い乱気流を伴う原因のひとつと考えられる。一方、碎破してしまうことは、ケルビン・ヘルムホルツ波が浪雲の模様を構成する直接の成因ではないことを示唆する。浪雲構造が明瞭な場合は、上方伝播した内部重力波による鉛直流が徐々に強まっていたことから、内部重力波が浪雲の形成に関与している可能性がある。

以上をまとめると、TVB とその周辺では次のようなメカニズムで乱気流が発生すると推測される。ケルビン・ヘルムホルツ不安定もしくは鉛直シアのもとでの静的不安定によって TVB が形成される際、鉛直流が強まることで TVB の雲頂・雲底付近で鉛直シアが強まり、内部重力波（おそらくケルビン・ヘルムホルツ波）が発生する。この内部重力波が TVB の上下に存在する安定層を伝播する。雲頂付近で励起される内部重力波の振幅が大きい（鉛直流が強い）ほど、浪雲の模様として現れる。

今回のシミュレーションは、TVB や浪雲の波長・高さは観測値と概ね一致していたが、乱気流の直接的な要因を示すことはできなかった。対流雲中の上昇気流やそれに起因する重力波の表現が解像度に依存すること (Lane and Knievel 2005)、解像度 35 m のシミュレーションでケルビン・ヘルムホルツ波の碎破による変動を伴う乱流渦の再現が可能であること (Yoshimura et al. 2023) から、TVB によって引き起こされる乱気流の原因の特定と詳細なメカニズムの解明には、同程度の解像度での再現が必要だろう。

第6章 結論

本研究は、日本付近で発生する TVB の出現特性や伴う乱気流の要因を明らかにすることを目的に、TVB の統計調査、ラジオゾンデデータと数値シミュレーションによる解析を行い、TVB の出現時の時空間的特徴や乱気流強度の分布とそのメカニズムについて以下のような結果を得た。

6 年分の日本付近で発生した TVB のデータから、日本付近の TVB は主にジェット気流によって発生し、出現頻度や場所はジェット気流の季節変化に依存していることが明らかになった。出現数は春を中心に多く、ジェット気流が弱まり北上する夏に少ない傾向で、国内の主要な航空路が集中する北緯 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 、東経 $120^{\circ} \sim 150^{\circ}$ での出現が総出現時間の約 70% を占めていた。継続時間は 2~4 時間のものが約 70% で、発生から 6 時間以下で約 90% が消滅していた。また、ジェット気流に伴う TVB は日中の出現件数が有意に多いことが示された。

TVB に伴う乱気流が特定可能な 201 事例の分析より、日本付近で発生する TVB の 95% 以上が乱気流を伴い、浪雲が現れる TVB ほど強度の高い乱気流に遭遇しやすいことが明らかになった。浪雲なしの TVB と比較すると、浪雲ありの TVB は Moderate の割合が有意に高く、TVB の外でも同様の傾向が見られた。TVB の外では、雲頂・雲底に近いほど強度の高い乱気流の割合が高かったが、浪雲ありの TVB であっても、雲頂・雲底から 4,000 ft (約 1.2 km) を超えて離れれば、Moderate の乱気流が回避できることが示された。

TVB を観測したラジオゾンデデータからは、Moderate の乱気流を伴う事例は、ケルビン・ヘルムホルツ不安定または鉛直シアのもとでの静的不安定のどちらかの条件を満たしていることが確認された。シミュレーションでも両方の不安定に対応して発生する TVB が再現され、TVB の形成により強まる鉛直流で雲頂・雲底付近の鉛直シアが強化されることで内部重力波が発生し、上下に存在する安定層を伝播する様子が確認された。浪雲は、雲頂付近で発生するケルビン・ヘルムホルツ波に起因した内部重力波の振幅が大きいと明瞭になると見られ、乱気流強度の統計結果も含め、衛星画像において浪雲が乱気流の指標となることが示された。

日本付近で発生する TVB の多くは、高さが異なるジェット気流が接近することで発生環境場が形成され、中立に近い層内で複数の不安定性によって発生していると見られる。上下に安定層が存在することで内部重力波が伝播し、乱気流の成因が TVB 内だけでなく周辺にも及んでいることが乱気流強度の統計結果にも現れている。このような特徴を持つ TVB に伴う乱気流の要因として、TVB の成因と見られるケルビン・ヘルムホルツ不安定と鉛直シアの下での静的不安定だけでなく、内部重力波を伝播させるための安定層も重要な役割を果たしていると考えられる。

本研究で得られた結果は、TVB に伴う乱気流を回避するためのガイドラインになることが期待される。Miller et al. (2018) による深層学習を用いた検出法を気象衛星ひまわり

の赤外画像に応用し、TVB や浪雲を検出することができれば、さらなる乱気流対策に繋がるだろう。また、数値予報モデルが 1 km 程度まで高解像度化することができれば、浪雲も事前に予測することが可能になると考えられる。しかし、TVB と浪雲の成因や乱気流の原因についての理解は十分とは言えず、TVB に伴う乱気流の予測精度を向上させるには、さらなる研究調査が必要である。

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である立正大学大学院地球環境科学研究科環境システム学専攻の渡来靖教授には、終始直接熱心なご指導をいただきました。ここに深く感謝の意を表します。同専攻の増田耕一教授、鈴木パーカー明日香准教授には、研究の進め方や論文の書き方等についてご助言をいただき、同専攻の教員の皆様には、たくさんのご支援をいただきました。深く感謝いたします。

気象庁の工藤淳氏には、多くの建設的なご助言とご協力をいただきました。ここに深く感謝の意を表します。東京大学の山崎一哉助教には、波長の計測方法に関するご助言とともに情報を提供していただきました。ここに感謝の意を表します。議論の場を提供していただき、多くのご助言をいただいた日本航空機操縦士協会航空気象委員会の皆様、防衛大学校の菅原広史教授と西暁史講師に感謝をいたします。

本研究は、気象庁との共同研究で実施しました。PIREP データは、日本航空株式会社の許可を得て使用しました。衛星画像のデータは、千葉大学環境リモートセンシング研究センター（CEReS）のひまわり 8 号グリッドデータを使用しました。

参考文献

- 阿部 豊雄, 2015 ; 気象庁における高層気象観測の変遷と観測値の特性 第1部 高層気象観測の変遷. 天気, 62 (3), 161-185.
- Browning, K. A. 1971 Structure of the atmosphere in the vicinity of large-amplitude Kelvin–Helmholtz billows. Q. J. R. Meteorol. Soc. 97, 283–299.
- Danielson, J. J., and D. B. Gesch, 2011: Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1073, 26pp.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., 46, 3077–3107.
- Ellrod, G. P., 1985: Detection of high level turbulence using satellite imagery and upper air data. NOAA Tech. Memo. NESDIS 10, 30 pp.
- Ellrod, G. P., and D. L. Knapp, 1992: An objective clear-air turbulence forecasting technique: Verification and operational use. Wea. Forecasting, 7, 150–165.
- Fujita, Y., Y. Watarai, and A. Kudo, 2024: Levels of turbulence intensity associated with transverse bands in the upper troposphere near Japan: Comparison with and without wave-like patterns on cloud tops. SOLA, 20, 306-312.
- 藤田 友香, 渡来 靖, 増田 耕一, 2023 : 気象衛星ひまわり 8 号データからみた日本付近で発生するトランスバースバンドの時空間的特徴. 地球環境研究, 25, 35–44.
- 藤田 友香, 渡来 靖, 工藤 淳, 2025 : 雲頂に波状の模様が現れるトランスバースバンドに関連する乱気流の要因. 地球環境研究, 27 (採択済み).
- Hong, S.-Y., and J. O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-Class microphysics scheme (WSM6), J. Korean Meteorol. Soc., 42(2), 129–151.
- Janzic, Z. I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Mon. Weather Rev. 122, 927–945.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor. 43, 170–181.
- 加藤 美雄, 阿保 敏広, 小林 健二, 泉川 安志, 石原 正仁, 2003 : 気象庁におけるウィンドプロファイラ観測業務, 天気, 50 (12), 891–907.
- Kawashima, M., 2021: A numerical study of cirrus bands and low static stability layers associated with tropical cyclone outflow. J. Atmos. Sci., 78, 3691–3716, doi:10.1175/JAS-D- 21-0047.1.
- Kim, J. H., Chun, R. D. Sharman, and S. B. Trier, 2014: The role of vertical shear on aviation turbulence within cirrus bands of a simulated western Pacific cyclone. Mon. Wea. Rev., 142, 2794– 2813, doi:10.1175/MWR-D-14-00008.1.
- Kim, J. H., R. Sharman, M. Strahan, J. W. Scheck, C. Bartholomew, J. C. H. Cheung, P. Buchanan, and N. Gait, 2018: Improvements in nonconvective aviation turbulence prediction for the World Area Forecast System. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99, 2295–2311, doi:10.1175/BAMS-D-17-

0117.1.

気象庁予報部, 2018: ガイドンスの解説, 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 248pp.

気象衛星センター, 2002: 気象衛星画像の解析と利用-航空気象編-, 気象衛星センター, 223pp.

Knox, J. A., A. S. Bachmeier, W. M. Carter, J. E. Tarantino, L. C. Paulik, E. N. Wilson, G. S. Bechdol, and M. J. Mays, 2010: Transverse cirrus bands in weather systems: A grand tour of an enduring enigma. *Weather*, 65, 35–41, doi:10.1002/wea.417.

Kudo, A., 2013: The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52, 819–833, doi:10.1175/JAMC-D-12-0232.1.

Kudo, A., H. Luce, H. Hashiguchi, and R. Wilson, 2015: Convective Instability Underneath Midlevel Clouds: Comparisons between Numerical Simulations and VHF Radar Observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54, 2217–2227, doi:10.1175/JAMC-D-15-0101.1.

操野 年之・瀧田 信敏, 1997: : 広域雲解析情報図について, 気象衛星センター技術報告, 34, 13–29.

Lane, T. P., and J. C. Knievel, 2005: Some effects of model resolution on simulated gravity waves generated by deep, mesoscale convection. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3408–3419, doi:10.1175/JAS3513.1.

Lane, T. P., R. D. Sharman, S. B. Trier, R. G. Fovell, and J. K. Williams, 2012: Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 499–515, doi:10.1175/BAMS-D-11-00062.1.

Lenz, A., K. M. Bedka, W. F. Feltz, and S. A. Ackerman, 2009: Convectively induced transverse band signatures in satellite imagery. *Wea. Forecasting*, 24, 1362–1373, doi:10.1175/2009WAF2222285.1.

Lester, P. F., 1994: *Turbulence: A New Perspective for Pilots*. Jeppesen Sanderson, 212pp.

Lilly, D. K., 1978: A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. *J. Atmos. Sci.*, 35, 59–77.

MacPherson, J. I. and G. A. Isaac, 1977: Turbulent characteristics of some Canadian cumulus clouds. *J. Appl. Meteor.*, 16, 81–90.

Mesinger, F., 1993: Forecasting upper tropospheric turbulence within the framework of the Mellor-Yamada 2.5 closure. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, 18, 4.28–4.29.

Miller, J., U. Nair, R. Ramachandran, and M. Maskey, 2018: Detection of transverse cirrus bands in satellite imagery using deep learning. *Comput. Geosci.*, 118, 79–85, doi:10.1016/j.cageo.2018.05.012.

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer

- for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long- wave. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16663–16682.
- 中山 章, 1996 : 最新航空気象-悪天のナウキャストのために-. 東京堂出版, 268pp.
- NOAA, 2009: National Weather Service Glossary. (Available online at: <https://w1.weather.gov/glossary/index.php?letter=t>, accessed 1 April 2024).
- 大野 久雄, 三浦 信男, 1982 : 圏界面直下におけるケルビンヘルムホルツ波の励起. *天気*, 29, 1235–1241.
- Schaffer, C. J., E. Hubert, William, V. J. Schaefer, and W. E. Hubert, 1955: A Case Study of Jet Stream Clouds. *Tellus*, 7 (1), 301–307, doi:10.1111/j.2153-3490.1955. tb01166.x.
- Shapiro, M. A., 1980: Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 994–1004.
- Sharman, R. D, L. B. Cornman, G. Meymaris, J. Pearson, and T. Farrar, 2014: Description and derived climatologies of automated in situ eddy dissipation rate reports of atmospheric turbulence. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1416–1432, doi:10.1175/jamc-d-13-0329.1.
- Sharman, R., and T. Lane, 2016: Aviation Turbulence: Processes, Detection, Prediction. Springer, 523 pp.
- Sharman, R. D., C. Tebaldi, G. Wiener, and J. Wolff, 2006: An integrated approach to mid- and upper-level turbulence forecasting. *Wea. Forecasting*, 21, 268–287, doi:10.1175/WAF924.1.
- Sharman, R. D., and S. B. Trier, 2019: Influences of gravity waves on convectively induced turbulence (CIT): A review. *Pure Appl. Geophys.*, 176, 1923–1958, doi:10.1007/s00024-018-1849-2.
- Shen, B. and Y. Lin, 1999: Effects of critical levels on two-dimensional back-sheared flow over an isolated mountain ridge on an f plane. *J. Atmos. Sci.*, 56 (18), 3286–3302.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. M. Barker, M. G Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2019: A description of the advanced research WRF version 4. NCAR Tech. Note., 128pp. doi:10.5065/1dfh-6p97.
- Strahler, A., D. Muchoney , J. Borak, M. Friedl, S. Gopal, E. Lambin, and A. Moody, 1999: MODIS Land Cover Product Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Version 5.0, Center for Remote Sensing, Department of Geography, Boston University Boston, MA, USA, (Available online at: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod12.pdf, accessed 12 November 2024).
- Takenaka, H., T. Sakashita, A. Higuchi, and T. Nakajima, 2020: Development of geolocation correction for geostationary satellite observation by phase only correlation method using visible channel, *Remote Sens.*, 12 (15), 2472, doi:10.3390/rs12152472.
- Tewari, M., F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, and R. H. Cuenca., 2004: Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. Proceedings of the 20th conference on weather analysis and

forecasting/16th conference on numerical weather prediction, Seattle, WA, USA, 10–15 January 2004.

東京航空地方気象台, 2012 ; 晴天乱気流 (CAT), 羽田空港 WEATHER TOPICS, 25, https://www.jma-net.go.jp/haneda-airport/weather_topics/rjtt_wt20121031.pdf (2024 年 6 月 19 日最終閲覧).

東京航空地方気象台, 2016 ; 山岳波の上方伝播による乱気流, 羽田空港 WEATHER TOPICS, 66, https://www.jma-net.go.jp/haneda-airport/weather_topics/rjtt_wt20161130.pdf (2024 年 11 月 21 日最終閲覧).

Trier, S. B., and R. D. Sharman, 2016: Mechanisms influencing cirrus banding and aviation turbulence near a convectively enhanced upper-level jet stream. *Mon. Wea. Rev.*, 144, 3003–3027, doi:10.1175/MWR-D-16-0094.1.

Trier, S. B., R. D. Sharman, R. G. Fovell, and R. G. Frehlich, 2010: Numerical simulation of radial cloud bands within the upper-level outflow of an observed mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.*, 67, 2990–2999, doi:10.1175/2010JAS3531.1.

運輸安全委員会, 2012 : 航空事故調査報告書, AA2012-5-4, <https://jtsb.mlit.go.jp/aircraft/rep-acci/AA2012-5-4-JA8569.pdf> (2023 年 10 月 24 日最終閲覧).

運輸安全委員会, 2024 : ～飛行中の突然の揺れに備えて～ 機体動揺による事故の防止に向けて, 運輸安全委員会ダイジェスト, 44, 24pp.

Viezee, W., R. M. Endlich, and S. M. Serebreny, 1967: Satellite-Viewed Jet Stream Clouds in Relation to the Observed Wind Field. *Journal of Applied Meteorology*, 6 (5), 929–935, doi:10.1175/1520-0450(1967)006<0929:SVJSCI>2.0.CO;2.

Yamazaki, K., and H. Miura, 2021: On the formation mechanism of cirrus banding: Radiosonde observations, numerical simulations, and stability analyses. *J. Atmos. Sci.*, 78, 3477–3502, doi:10.1175/JAS-D-20-0356.1.

Yoshimura, R., J. Ito, J., P. A. Schittenhelm, K. Suzuki, A. Yakeno, and S. Obayashi, 2023: Clear air turbulence resolved by numerical weather prediction model validated by onboard and virtual flight data. *Geophys. Res. Lett.*, 50 (12), e2022GL101286. doi:10.1029/2022GL101286