

令和5年度 修士論文

日本海上における筋状降雪雲の日変動

北海道大学 大学院環境科学院
地球圏科学専攻 大気海洋物理学・気候力学コース
高野 茉依

令和6年1月29日提出

要旨

太陽放射加熱に起因する、海陸風や山谷風などの局地循環や雲・降水の日変動は、気象・気候における重要かつ普遍的な構成要素である (Wallace, 1975; Dai et al., 1999 など)。雲・降水の日周期変動は、世界各地で観測されている。日周期変動は特に低緯度域で顕著で、陸上の対流は、日射による大気下層の不安定化により夕方にピークとなり、海洋上の対流は早朝にピークとなることが、多くの研究で示されている (Chen and Houze 1997; Yang and Slingo 2001 など)。中高緯度の寒候期の雲・降水の日周期変動に関する研究は少ないが、日本では、冬の北西風卓越時、日本海側の降雪は明瞭な日変化を示し、早朝に強まるという報告が古くからある (宮沢 1957; 岡林 1966; 斎藤・清水 1971)。これらの研究は陸上における定点降雪観測に基づくもので、日本海上も含めた広域の雲・降水の日変動について調べた研究はない。

本研究は、気象衛星データなどを用いて、日本海上およびその沿岸域の降雪雲の日変動特性を把握し、そのメカニズムを明らかにすることを目的とした。2017 年～2022 年の冬季 (12 月～2 月)において、地上気圧分布、衛星画像をもとに、典型的な冬型の気圧配置時に、寒気吹き出しに伴う筋状の降雪雲が 1 日を通して広範囲に発生している日を抽出した。抽出した 33 日間の気象衛星ひまわりの赤外輝度温度 (Tbb) データや気象庁レーダアメダス解析雨量の時刻ごとのコンポジットデータを作成し、Tbb と雲量の日変化について調べた。なお、日本海上において Tbb が 270K 以下の領域を雲域と定義し、上層の雲によるものと考えられる低 Tbb 領域は解析から除外した。

解析の結果、日本海全域において、日中は平均 Tbb が高く雲量が少ない、明け方に平均 Tbb が低く雲量が多いという日変化が顕著に見られた。この変動には雲放射加熱の日変動 (昼間の短波放射による雲層の加熱、夜間の長波放射による冷却) によるものと考えられる。また、日本海沿岸部の気象庁レーダアメダス解析雨量では、一日を通した大きな負のトレンドがあり、明瞭な日変動は見いだせなかった。これは、解析において抽出されている日の多くが、寒気吹き出しが徐々に弱まりつつある日であることや、Tbb と異なり降水強度は特定のイベントに大きく影響を受けるためと考えられ、今後の検討の課題である。

大陸の沿岸部では、雲量の日変動が顕著で、夜間は比較的海岸から近い距離で筋状の雲が発生するのに対し、昼は筋状の雲が でき始める距離が大きかった。これは、大陸上の大気境界層の湿度・気温の日変動によるものと考えられる。以上の変動に加え、日本海上を南東方向に伝播する半日周期のシグナルが雲量と Tbb に見られ、大陸上の境界層の半日周期変動成分の影響が日本の沿岸部に伝播していることが示唆された。また、日本海の西部～中部では雲量に特徴的な日変化が見られ、これは日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に伴う雲の位置の変動が関係していると示唆された。

目次

第1章	はじめに	1
1.	1 背景	1
1. 1.	1 寒気吹き出しに伴う降雪雲	1
1. 1. 1.	降雪雲の日変動	2
1. 2.	研究の目的	4
第2章	研究手法	5
2. 1.	解析データ	5
2. 2.	抽出データ	5
2. 2. 1.	抽出方法	5
2. 2. 2.	抽出日	5
2. 3.	解析方法	6
第3章	結果と考察	7
3. 1.	Tbb・雲量・降水強度の日変化	7
3. 2.	伝播特性	9
3. 3.	地域特性	10
3. 3. 1.	温度帯毎の変動	10
3. 3. 2.	雲量	20
3. 3. 3.	降水量	22
3. 4.	考察および今後の課題	23
第4章	結論	24
	参考文献	25
	謝辞	26

第1章 はじめに

1. 1 背景

1. 1. 1 寒気吹き出しに伴う降雪雲

冬季モンスーン時、大陸から吹き出した寒気は日本海上で大量の顕熱と潜熱を受け、降雪雲が発生し、日本列島の日本海側に大量の降雪をもたらすことが良く知られている。降雪は貴重な水資源となる一方で、道路での車両滞留や列車の立ち往生などの交通障害を引き起こし、私たちの生活に大きな影響を及ぼす。

日本では、古くから冬季日本海上で発生する筋状の降雪雲や日本海寒帯気団収束帯 (Japan sea Polar air mass Convergence Zone : 以下 JPCZ) に伴う降雪、メソスケール低気圧などの気象擾乱について、多くの観測的、数値的研究が行われてきた。近年は、北極振動をはじめとした大規模循環場と豪雪の関連、地球温暖化に伴う降雪の気候学的変動など、様々な観点から研究が行われている。降雪雲の内部構造の観測は、日本の沿岸部に限られていたが、雲観測衛星の進展により、日本海上の広域の降雪雲についても、その構造や地域特性などが明らかにされつつある (West et al., 2019)。

図 1.1 に寒気吹き出し時の気象衛星ひまわりの衛星画像の例を示す。衛星画像では寒気の吹き出しに伴い、日本海を筋状の雲が覆い、日本海側の地域に流れ込む様子が確認できる。朝鮮半島の付け根にある長白山脈は寒気を分流することにより、JPCZ と呼ばれる収束帯を形成し、豪雪災害をもたらすことが知られている。衛星画像で JPCZ に伴う雪雲の帯が西日本の日本海側に流れ込む様子が確認できる。また、日本海北東部でも、ロシア沿海州の山岳の効果により収束帯が生じ、北海道西岸部に大雪をもたらすことが知られている (Ohtake et al. 2009)。

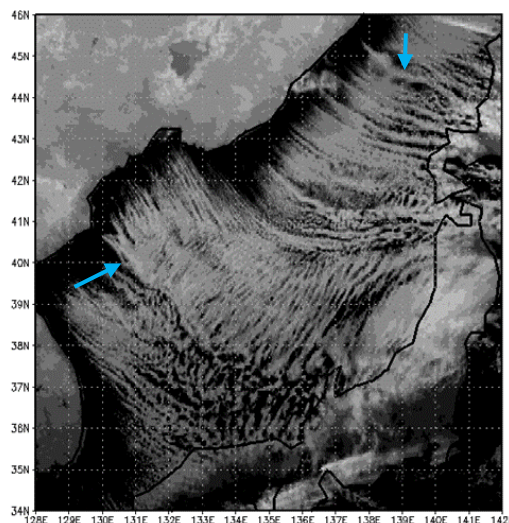


図 1.1 2020 年 12 月 15 日の衛星画像. 収束帯に伴う雲を矢印で示す.

1. 1. 2 降雪雲の日変動

太陽放射加熱に起因する、海陸風や山谷風などの局地循環や雲・降水の日変動は、気象・気候における重要かつ普遍的な構成要素である (Wallace 1975; Dai et al. 1999 など)。雲・降水の日周期変動は、世界各地で観測されている。日周期変動は特に低緯度域で顕著で、陸上の降水は、日射による大気下層の不安定化により夕方にピークとなることが知られている。一方、海上における降水は早朝に最大となることが、多くの研究で示されている (Chen and Houze 1997; Yang and Slingo 2001 など)。Yang and Slingo (2001) は、衛星の赤外輝度温度および赤外輝度温度から推測される降水の日周期変動について調べ、熱帯の海洋上の深い対流に伴う降水は早朝に最大となることなどを示した (図 1.2)。その原因として夜間の放射冷却に伴う雲層の不安定化 (Liu and Moncrieff 1998 など) が挙げられている。

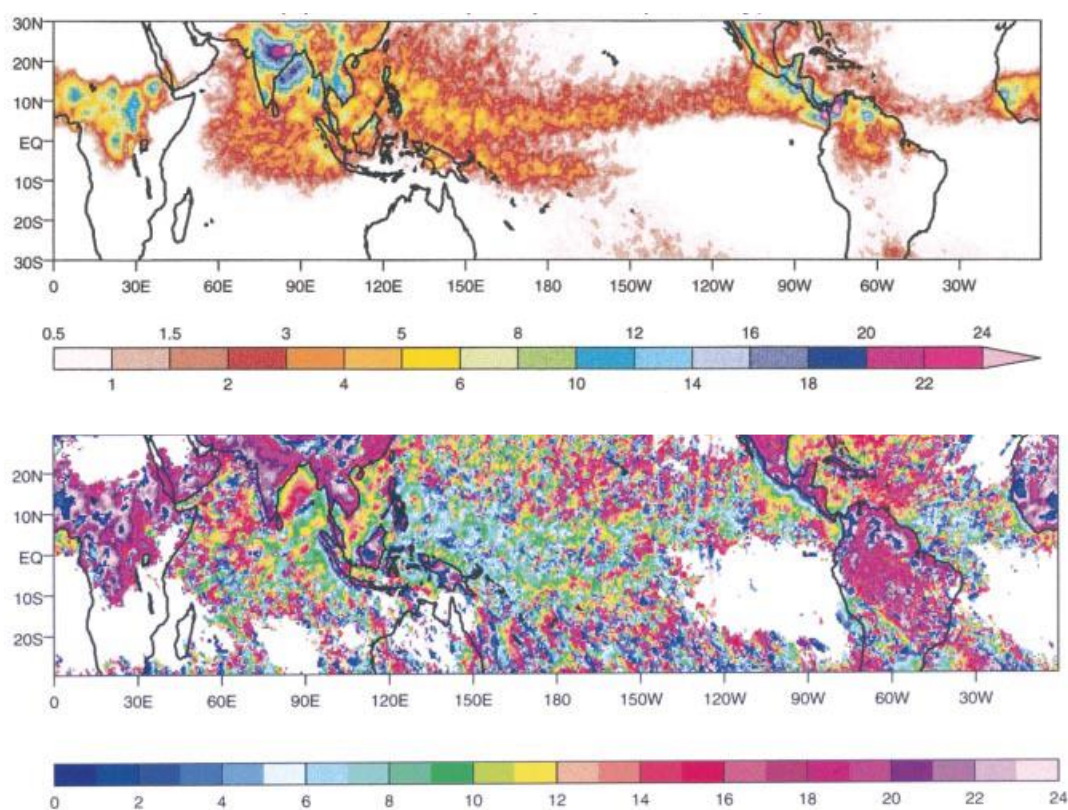


図 1.2 (上) 赤外輝度温度から推定された降水の日変動成分の振幅(mm/day).

(下) 降水が最大となる時刻(LT). Yang and Slingo (2001) より.

中高緯度の寒候期の雲・降水の日周期変動に関する研究は比較的少ないが、冬の北西風卓越時、日本海側の降雪は明瞭な日変化を示し、早朝に強まるという報告が古くからある (宮沢 1957; 岡林 1966; 斎藤・清水 1971)。宮沢 (1957) は長野地方気象台の 1945~1956 年の 13 年間について、季節風時に 1 時間 1.1mm 以上の強い降雪が生じている事例を選び、降雪が最強となる時刻の度数分布を求めた。その結果、出現度数は 3 時から 10 時の間に多く、10 時から 18 時の間には少ないことを示した

(図 1.3 上段)。岡林 (1966) は札幌・倶知安・岩見沢の 1～2 月の降雪量について調べ、降雪は 3～9 時の間に最大となり、その後急激に減少することを示した (図 1.3 下段)。

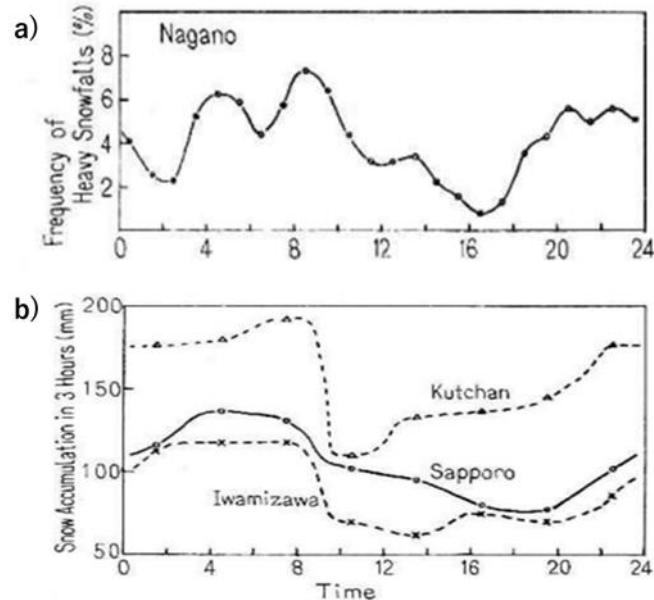


図 1.3 (a) 長野 (宮沢, 1957) と (b) 北海道 (岡林, 1966) の降雪強度の日変化。
齊藤・清水(1971)より。

斎藤・清水(1971)は、気圧配置に着目して長岡における降雪の日変動について調べた。その結果、季節風が卓越する冬型の気圧配置時の山雪型の降雪では、先行研究と同様に早朝に降雪のピーク見られるのに対し、季節風の弱い時に起こる里雪型の降雪では、降雪の日変化が不明瞭になることを示した(図 1.4)。

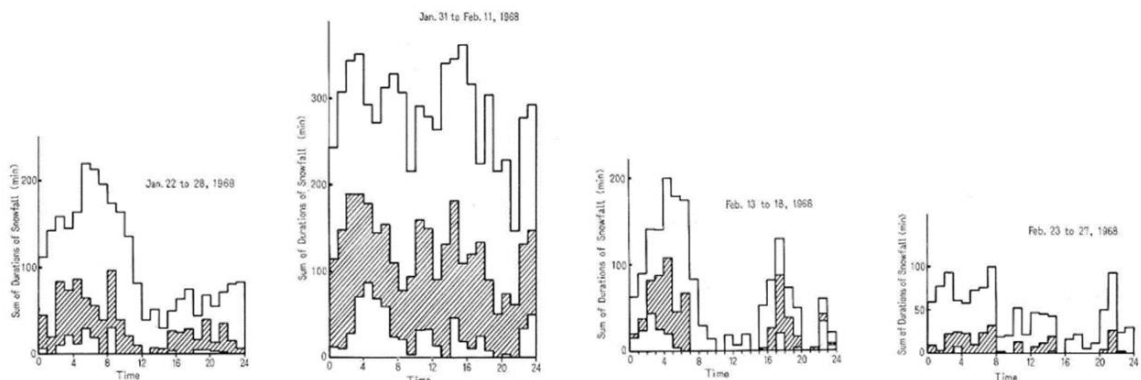


図 1.4 光学式降雪強度計による観測で得られた長岡における降雪強度の日変化 (齊藤・清水 1971) .
棒グラフは、値が高いものから順に、後方散乱光強度の記録値が 10, 40 (斜線), 70 以上になった時間 (分) の長さを表す. 左から順に、1968 年 1 月 22 日～28 日 (山雪型)、1968 年 1 月 31 日～2 月 11 日 (里雪型)、1968 年 2 月 13 日～18 日 (山雪型)、1968 年 2 月 23 日～27 日 (山雪型+里雪型) .

1. 2 研究の目的

先に述べたように、日本では、冬の北西風卓越時、日本海側の降雪は明瞭な日変化を示し、早朝に強まるという報告が古くからある（宮沢 1957; 岡林 1966; 斎藤・清水 1971）。しかし、これらの研究は陸上における定点観測に基づくもので、日本海上も含めた広域の雲・降水の日変動について調べた研究はない。上記の研究で示された降雪の日変動は、陸上だけでなく日本海上でも起きている可能性も考えられる。

図 1.5 は、寒気吹き出し時に伴う筋状の降雪雲が日本海上全域に継続して見られた、2020 年 12 月 15 日の 0000, 0600, 1200, 1800 JST（以降、時刻は全て日本標準時 JST を用いる）の気象衛星ひまわり 8 号の赤外輝度温度（Band 13, 波長 $10.4\ \mu\text{m}$, $0.02^\circ \times 0.02^\circ$, 以下 Tbb とする）を示したものである。大陸の沿岸付近に着目すると、0000JST および 0600 JST では筋状の降雪雲が発生する場所が岸に比較的近いのに対し、1800 JST は沿岸から離れた場所から雲が発生している。このような特徴は、他の寒気吹き出しの日についても確認できる。このように、風上の大陸に近い場所では、比較的明瞭な雲の日変動が確認できるが、その影響は風下の日本にまで到達している可能性も考えられる。

本研究は、気象衛星データなどを用いて、寒気吹き出し時の気団変質により生じる、日本海上およびその沿岸域の降雪雲の日変動特性を把握することを目的とする。

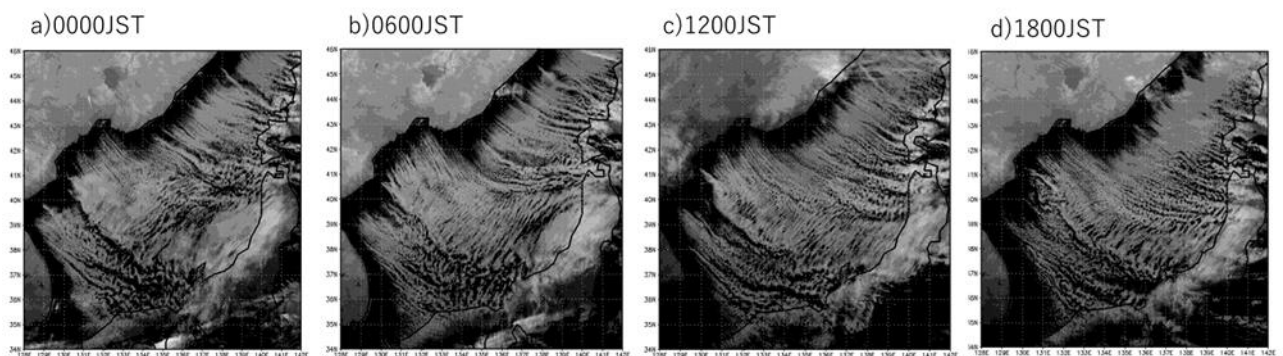


図 1.5 2020 年 12 月 15 日の気象衛星ひまわりの赤外輝度温度。左から順に 0000JST から 6 時間毎。

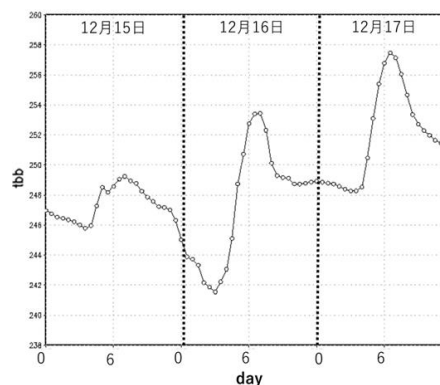


図 1.6 2020 年 12 月 15 日から 17 日における赤外輝度温度データ(Tbb)の日変化。

どこの場所を指しているかわかりません。また、横軸 (0, 6) がおかしいです。

第2章 研究手法

2. 1 解析データ

気象衛星ひまわり 8 号の赤外輝度温度 データ (波長 $10.4\mu\text{m}$, $0.02^\circ \times 0.02^\circ$), 気象庁の全国合成レーダー GPV の換算降水強度($1\text{km} \times 1\text{km}$)を用いて解析を行った。なお、データはともに 10 分毎であるが、解析には毎正時のデータを用いた。

2. 2 抽出データ

2. 2. 1 抽出方法

本研究では、2017 年 12 月から 2022 年 2 月の冬季(12 月・1 月・2 月)を対象期間と設定した。この期間から、大陸からの寒気吹き出しに伴い、日本海上で広範囲に降雪雲が発生していた日を抽出した。まず、寒気吹き出し日を抽出するため、札幌 - 福岡間の地上気圧差 (福岡-札幌) が 20 hPa 以上の日を抽出した。それらの抽出日の中には、日本海上に低気圧があり、それに伴う背の高い雲が確認できる日もある。そのような雲の移動により生じる変動を除外するため、天気図および気象衛星ひまわりの画像を確認し、低気圧が海上にある日は除外した。

2. 2. 2 抽出日

上記の方法により抽出を行った結果、本研究では、以下の 33 日間のデータを用いて解析を行った(表 1)。

表 1 抽出日.

2017 年 12 月 12 日	2019 年 01 月 17 日	2021 年 02 月 02 日
2017 年 12 月 13 日	2019 年 01 月 21 日	2021 年 02 月 16 日
2017 年 12 月 26 日	2019 年 12 月 12 日	2021 年 02 月 18 日
2017 年 12 月 27 日	2019 年 12 月 31 日	2021 年 12 月 13 日
2018 年 01 月 10 日	2020 年 02 月 18 日	2021 年 12 月 18 日
2018 年 01 月 24 日	2020 年 12 月 15 日	2021 年 12 月 26 日
2018 年 01 月 25 日	2020 年 12 月 16 日	2021 年 12 月 27 日
2018 年 01 月 26 日	2020 年 12 月 17 日	2021 年 12 月 31 日
2018 年 02 月 17 日	2021 年 12 月 31 日	2022 年 02 月 05 日
2018 年 12 月 28 日	2021 年 01 月 08 日	2022 年 02 月 06 日
2018 年 12 月 29 日	2021 年 01 月 29 日	2022 年 02 月 21 日

2. 3 解析方法

抽出した 33 日間の Tbb データを用いて、日本海域における毎正時の雲量と Tbb のコンポジットを作成した。赤外画像や可視画像を確認すると、日本海上において、晴天域における Tbb は常に 275K 以上であることが確認された。本研究では、海上のある格子点において Tbb の値が 270 K 以下であった場合に、その点を雲域としてカウントし、雲としてカウントされた日数の全解析日（33 日）に対する割合を雲量として定義した。平均 Tbb は雲としてカウントされた Tbb の平均値である。ただし、局所的に存在する上層の雲の影響により Tbb が極端に低くなる点もある。そこで、本研究では、Tbb が 230K を下回る場合は、計算する際に除外した。すなわち、海上における 230～270K の範囲内の Tbb の平均値を平均 Tbb とした。大陸の沿岸付近など、雲域としてカウントされないデータが 33 日中 20 日間以上あった点については、平均 Tbb は表示しないこととした。

換算降水強度については、単純に表 1 の各時刻のデータを 33 日間分平均した。

第3章 結果と考察

3. 1 Tbb・雲量・降水強度の日変化

上述の解析で得られた Tbb の日平均値からの偏差を図 3.1 に、緯度 39~42 度、経度 132~139 度の領域で平均した Tbb 偏差を図 3.2 に示す。なお、海上・陸上を分けていないので、日本海上にのみ着目する。

日本海上において、平均して早朝に Tbb が低く、日中から夕方にかけて Tbb が高いという日変化が見られた。なお、領域平均の図を見てわかるように、0000 JST と 2300 JST の値が大きく異なっており、正のトレンドが見られるが、これは寒気吹き出しが徐々に弱まりつつある日が多く抽出されていることによるものと考えられる。日変動を考える場合は、このトレンドを差し引いて考える必要がある。

次に、雲量の日変化について調べた (図 3.3)。Tbb の日変化ほど明瞭ではないが、大陸の沿岸部では、夜間~午前中に雲量が大きく、日中~夕刻にかけ雲量が小さいことが分かる。これは、夜~午前中に比較的海岸から近い距離で筋状の雲が発生するのに対し、日中から夕刻にかけては比較的海岸から遠い距離で筋状の雲が発生することに対応する。また、岸から離れた日本海の中央部では、雲量は午前中(0800 JST)から昼(1200 JST)に最大となる。

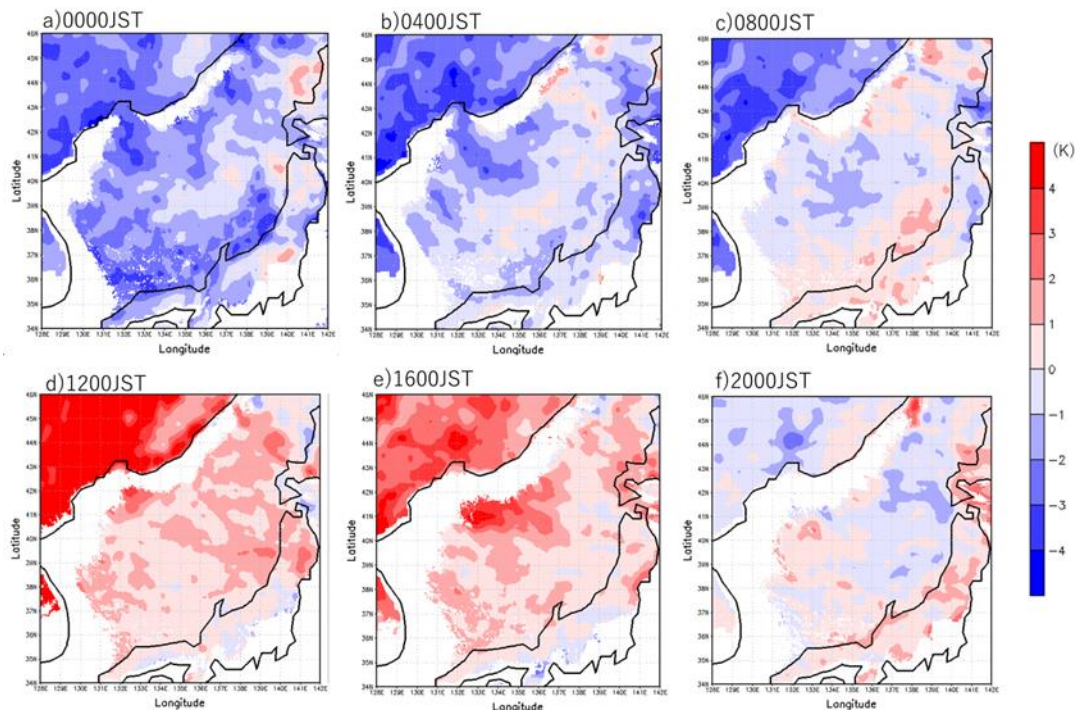


図 3.1 Tbb の日平均値からの偏差. 00JST から 4 時間毎に示す.

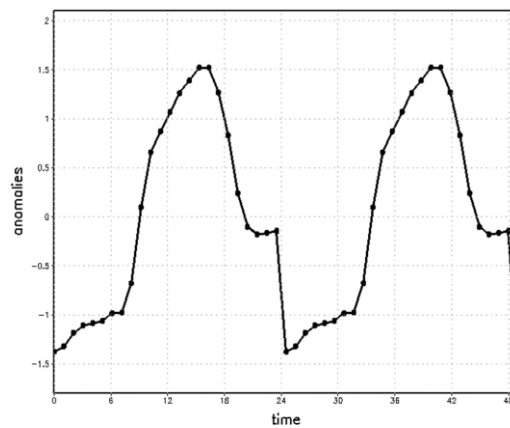


図 3.2 緯度 39~42 度、経度 132~139 度の領域平均での Tbb 偏差の日変化(2 周期分).
可能なら、00JST~23JST (1 周期分) の図に直してください。

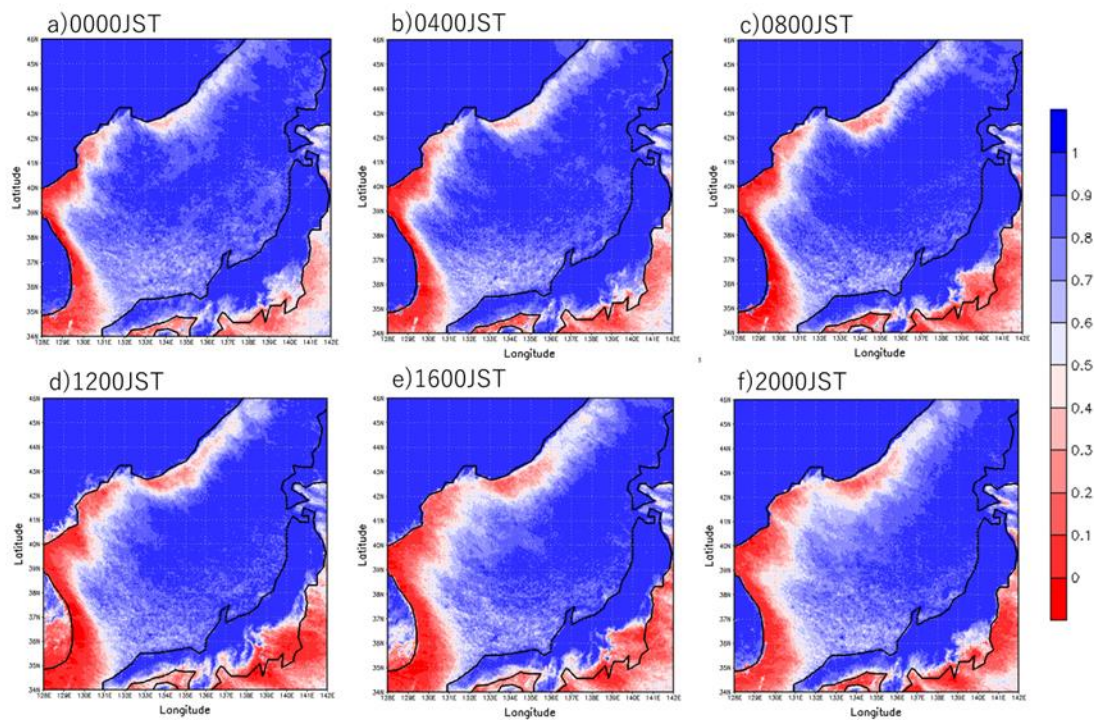


図 3.3 雲量の日変化. 00JST から 4 時間毎に示す.

図 3.4 に換算降水強度の日平均値からの偏差量の日変化を示す。全体として見れば、日本海上および日本海側の陸上では夜間から早朝にかけて降水量が多く、夕方に降水量が少なくなることがわかる。この結果は過去の研究結果と整合的に思える。しかし、日本の南岸には低気圧の寒冷前線によるものと思われる強い降水が見られるなど、降水の変動はかなり局地性が強く、特定の強い降水系、降水イベントの影響

を受けやすい。降水の日変動について議論するには、先に述べた抽出される日の傾向（寒気吹き出しが弱まりつつある日が多い）を考慮するとともに、より多くの日について解析を行う必要があると考えられる。

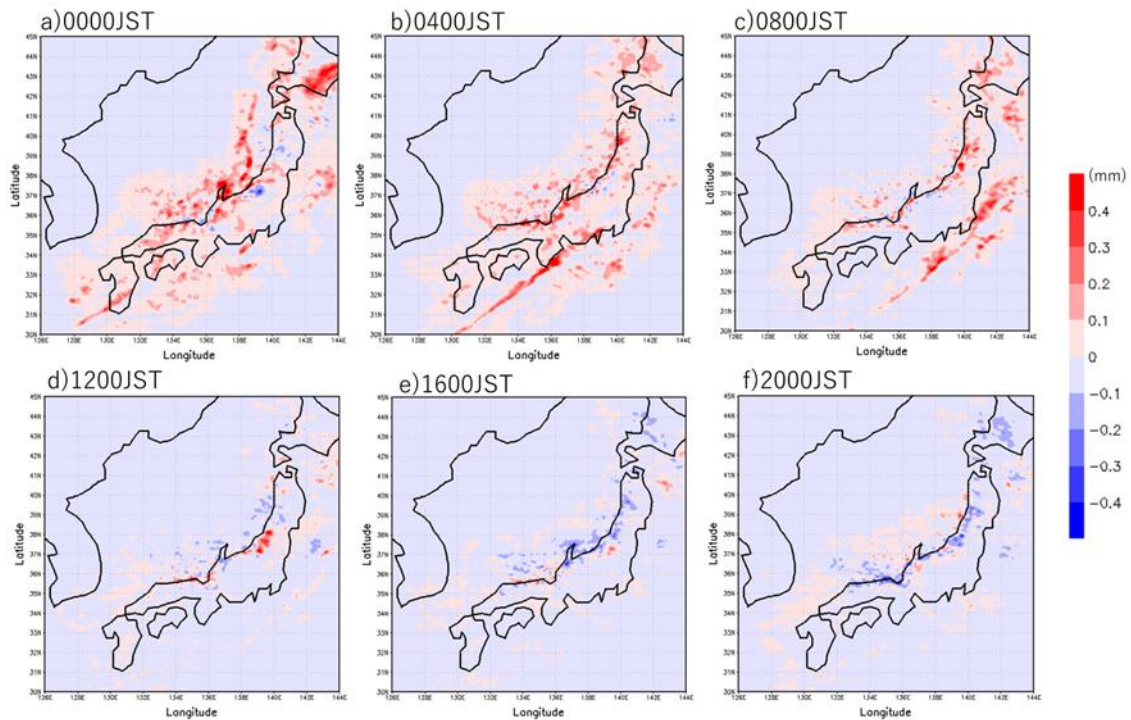


図 3.4 降水強度の日平均値からの偏差(mmh^{-1})..

3. 2 伝播特性

次に、Tbb 偏差の伝播特性について調べた。図 3.6 に、Tbb 偏差の距離-時間断面図を示す。断面は北西-南東方向で、位相の伝播を見やすくするため、各時刻における距離方向の Tbb 平均値も引いている。時間とともに南東方向への伝播が強く見える箇所があった。また、大陸の近くでは 1 日周期の変動が卓越しているが、特に風下の日本近くでは半日程度の周期の伝播性のシグナルも顕著である。伝播速度は約 10m/s と寒気吹き出し時の下層の風速と同程度である。

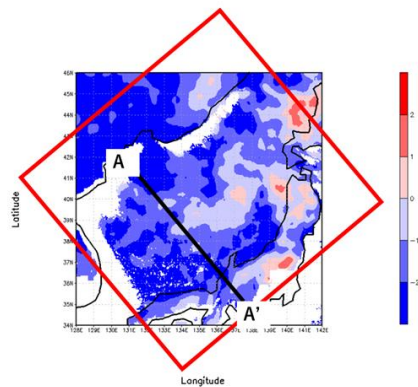


図 3.5 距離—時間断面の位置

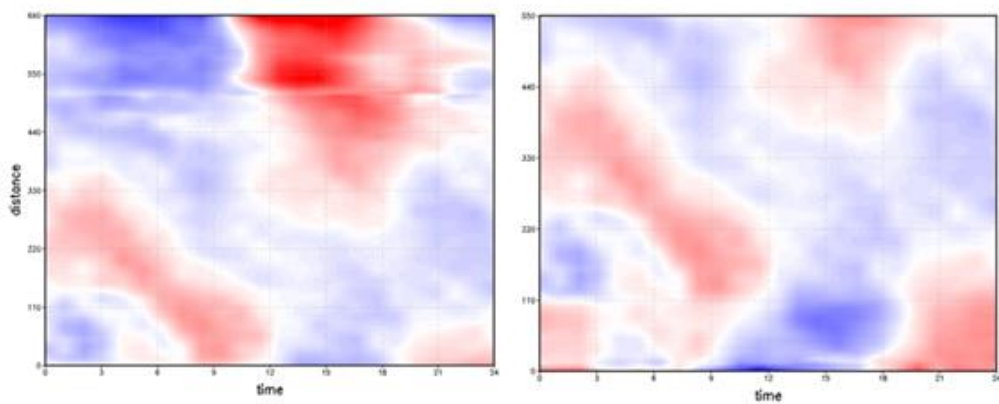


図 3.6 A-A' における Tbb 偏差の距離—時間断面図

どちらの図が A-A' の図なのでしょう？？

3. 3 地域特性

3. 3. 1 温度帯毎の変動

日変化の地域特性について調べるため、日本海全域を 8 つの地域 [(a)137~140° E, 43~46° N, b)131~134° E, 40~43° N, c)134~137° E, 40~43° N, d)137~140° E, 40~43° N, e) 129~132° E, 37~40° N, f) 132~135° E, 37~40° N, g) 135~138° E, 37~40° N, h)129~132° E, 34~37° N]に分けた(図 3.7)。

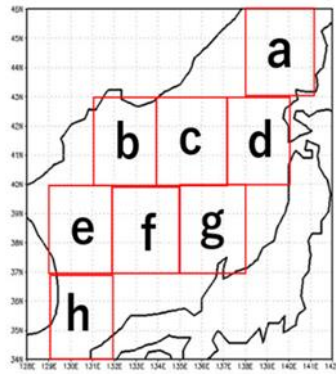


図 3.7 日本海域における地域分け.

図 3.8 に、各地域における $220\text{K} \leq \text{Tbb} \leq 270\text{K}$ の範囲における各 Tbb の占有率の日平均値を示す。領域 b, c, h 以外は、 250K 前後で占有率が一番高くなることがわかる。それに対し、領域 b, c 地点では、約 260K と 240K で極大となることがわかる。 260K 付近の極大は、この領域が筋雲のでき始めにあたるため、比較的雲頂高度の低い筋雲が多くカウントされることによると考えられる。また、領域 h では、約 $255\text{K} \sim 270\text{K}$ で一定の割合を占めることがわかる。全体として、北部にある地域の方が、 Tbb において低い温度帯が多く占めることがわかる。

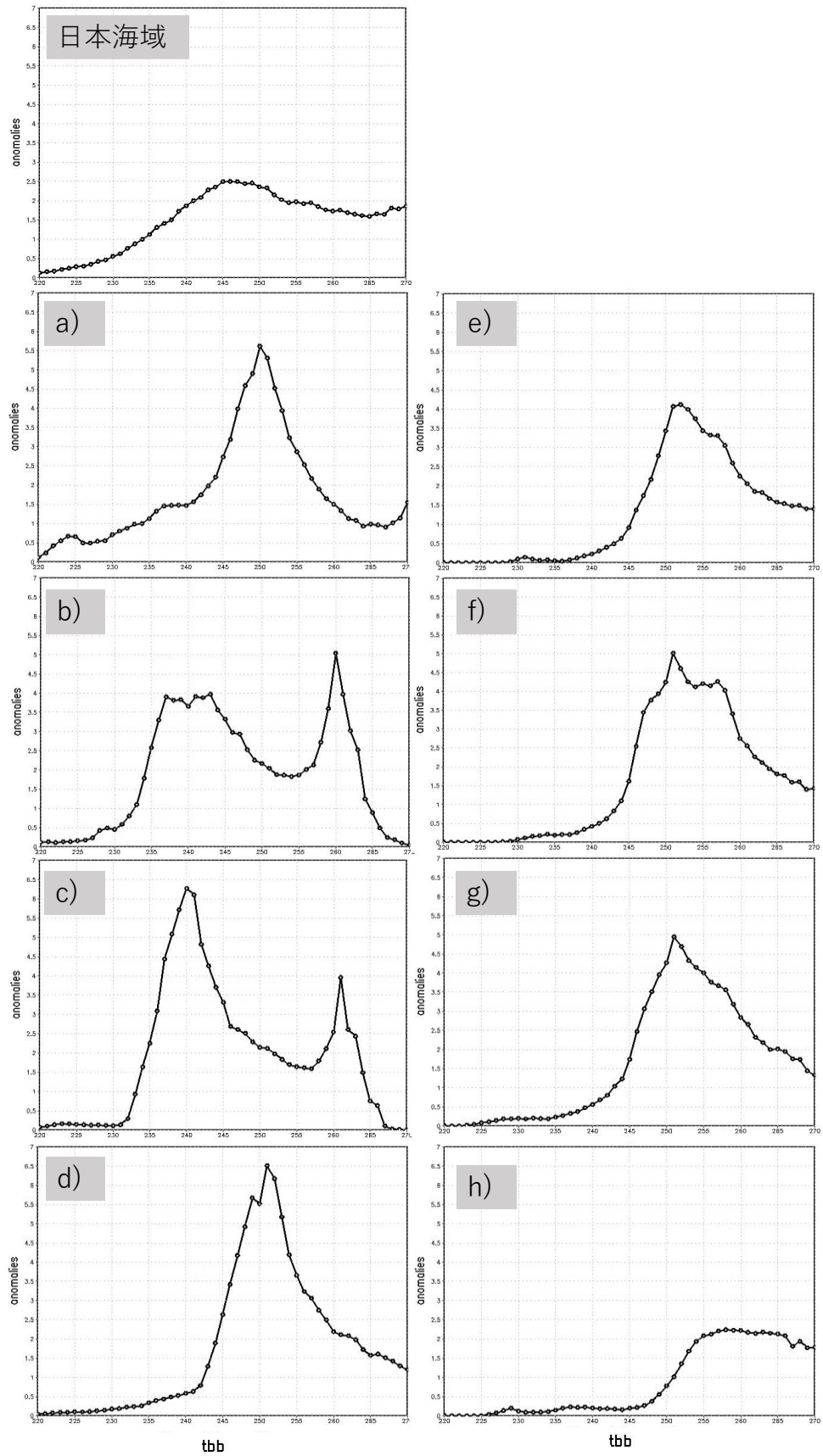


図 3.8 各地域における Tbb の占有率（日平均値）。

次に、Tbb を①220~230K ②230~240K ③240~250K ④250~260K ⑤260~270K の 1K 毎に分け、それぞれの温度帯が各地域において、どのくらい占めるか、また、どのような日変化をするか調べた。

220~230K の低 Tbb の温度帯は、日本海全域ではあまり日変化が見られないのに対し、各地域での占有率と日変化が大きく異なることがわかる。図 3.8 からわかるように、南部にある 4 つの地域ではこの温度帯がほぼ存在しないといえるが、その中で、日本沿岸部に近い領域 g, h では夜間にわずかな値を占める。北部にある領域 a, b ではこの温度帯の雲もある程度あり、占有率は夜間に高く、日中にかけて減少している(図 3.9)。

230~240K の温度帯(図 3.10)では、日本海全域においては、日中に少し占有率が減少するという日変化を示した。領域 a, b, c 以外では占有率はほぼ 0 を示した。領域 a, b, c では夜間に最大となり、日中に減少するという日変化が見られた(図 3.10)。

240~250K の温度帯では、日本海全域において 230~240K と同様に、日中で少し減少するという日変化が見られた。領域 h では、占有率がほぼ 0 で日変化もあまり見られなかった。領域 a, d, e, f, g では、夜間に最大となり、日中に最小の値をとるのに対し、領域 b, c では、朝方から日中にかけて最大となる日変化が見られた(図 3.11)。

250~260K の温度帯では、日本海全域においてあまり日変化は見られなかった。各地点においても、明瞭な日変化は見られず、特に領域 a では占有率が 1 日を通してほぼ一定であることがわかる(図 3.12)。

260~270K の温度帯でも、250~260K と同様に、日本海全域において日変化は見られなかった。しかし、各地点ではその結果とは異なり、領域 b, c で日中から夜間にかけて増加するという日変化が見られた(図 3.13)。領域 b, c のこの温度帯の雲は、大陸に近い場所のでき始めの背の低い雲に対応している。

図 3.14 は縦軸に Tbb, 横軸に時間を取り、Tbb の占有率を陰影で示したものである。日本海域で平均すると、Tbb の頻度分布は、日中に 5K 程度に高温側にシフトすることがわかる(図 3.14a)。また、上に述べたように、領域 b, c では、260K と 240K 付近に占有率の極大があり、それぞれの温度帯で逆センスの日変動をしていることが見てとれる。

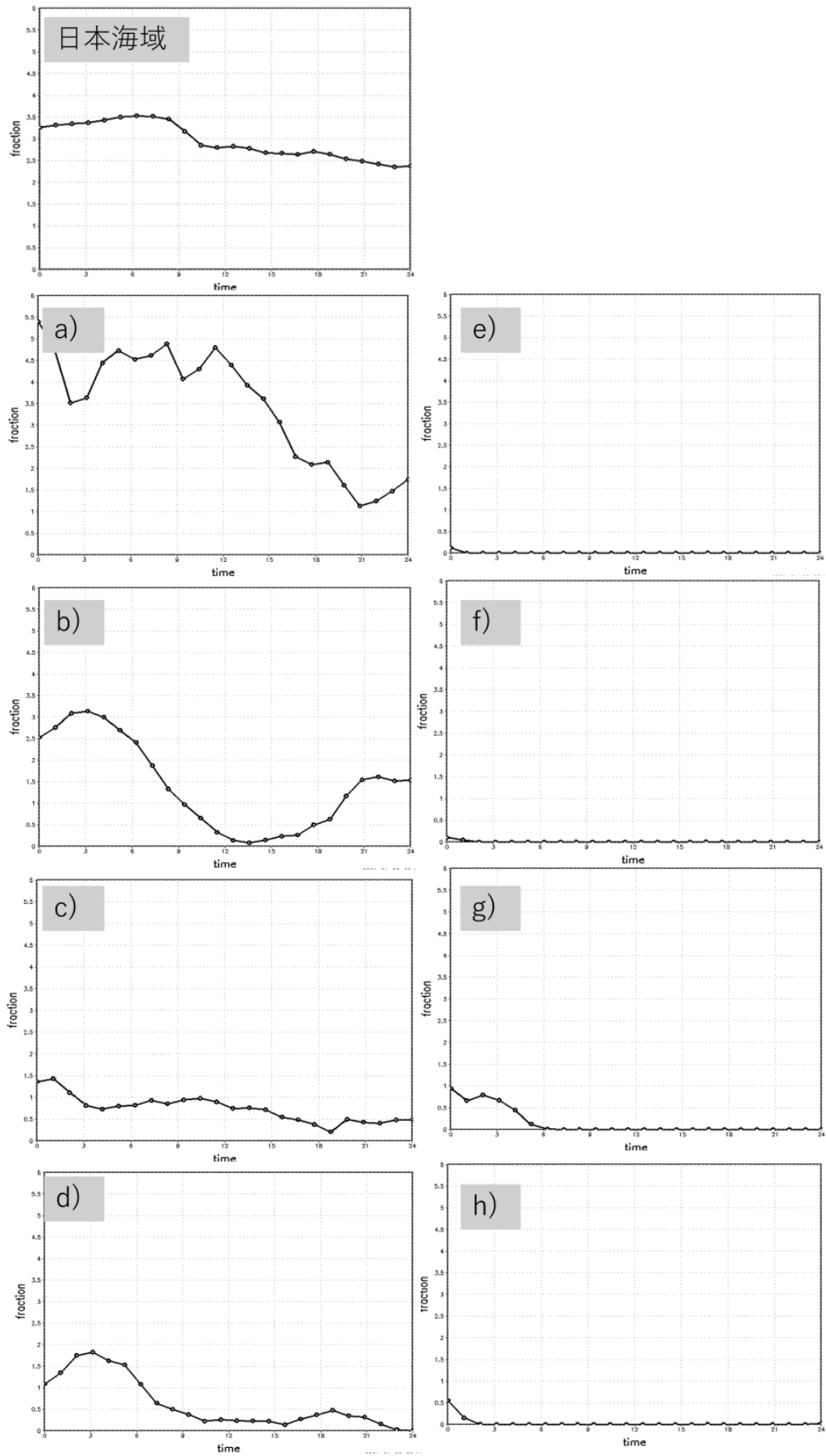


図 3.9 各地域における $220\text{K} < T_{bb} < 230\text{K}$ が占める割合の時間変化.

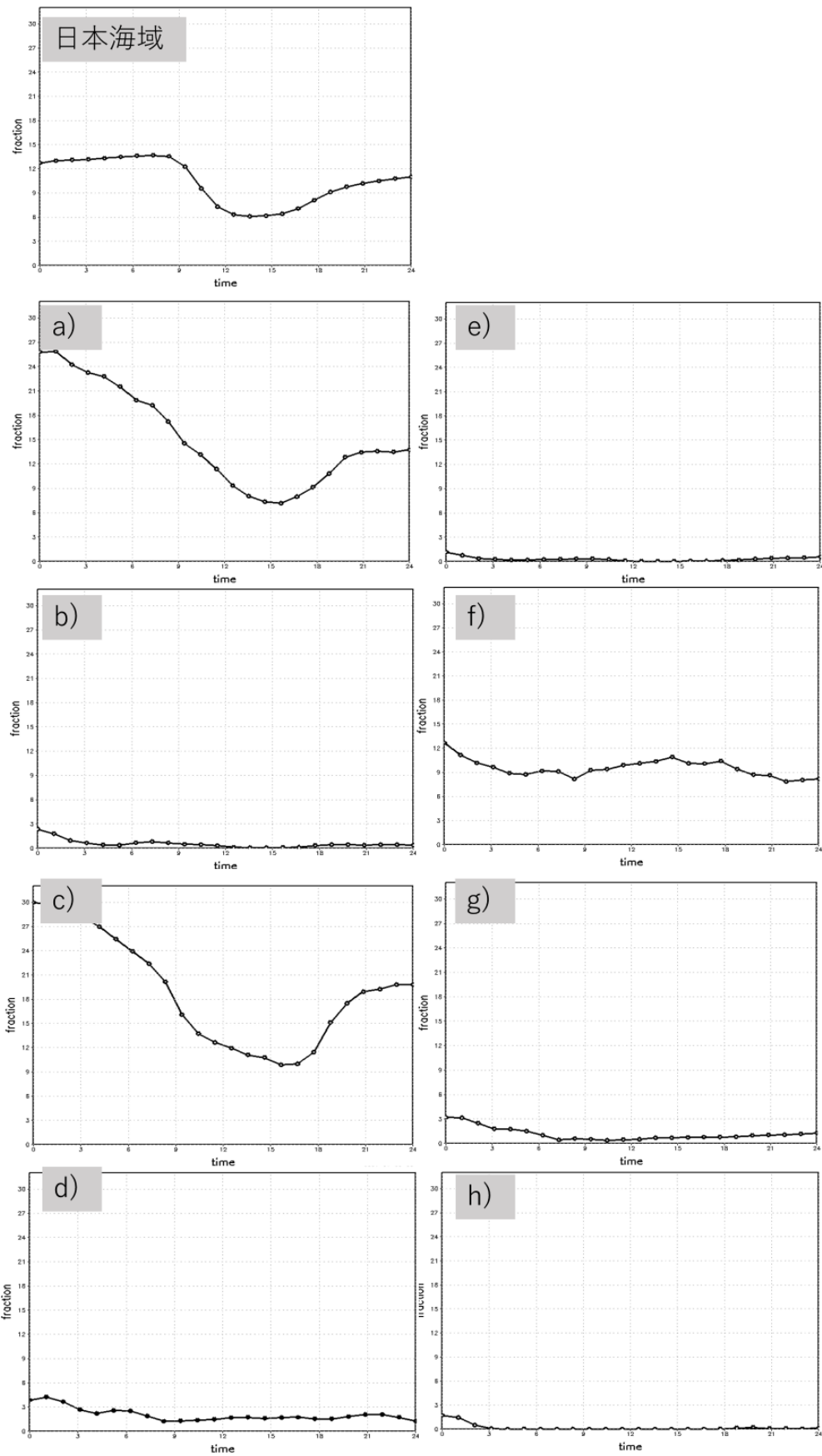


図 3.10 各地域における $230\text{K} < T_{bb} < 240\text{K}$ が占める割合の時間変化.

明らかに領域 b の図がおかしいです。日平均（図 3.8）では、領域 b でこの温

度帯の占有率も大きいです。

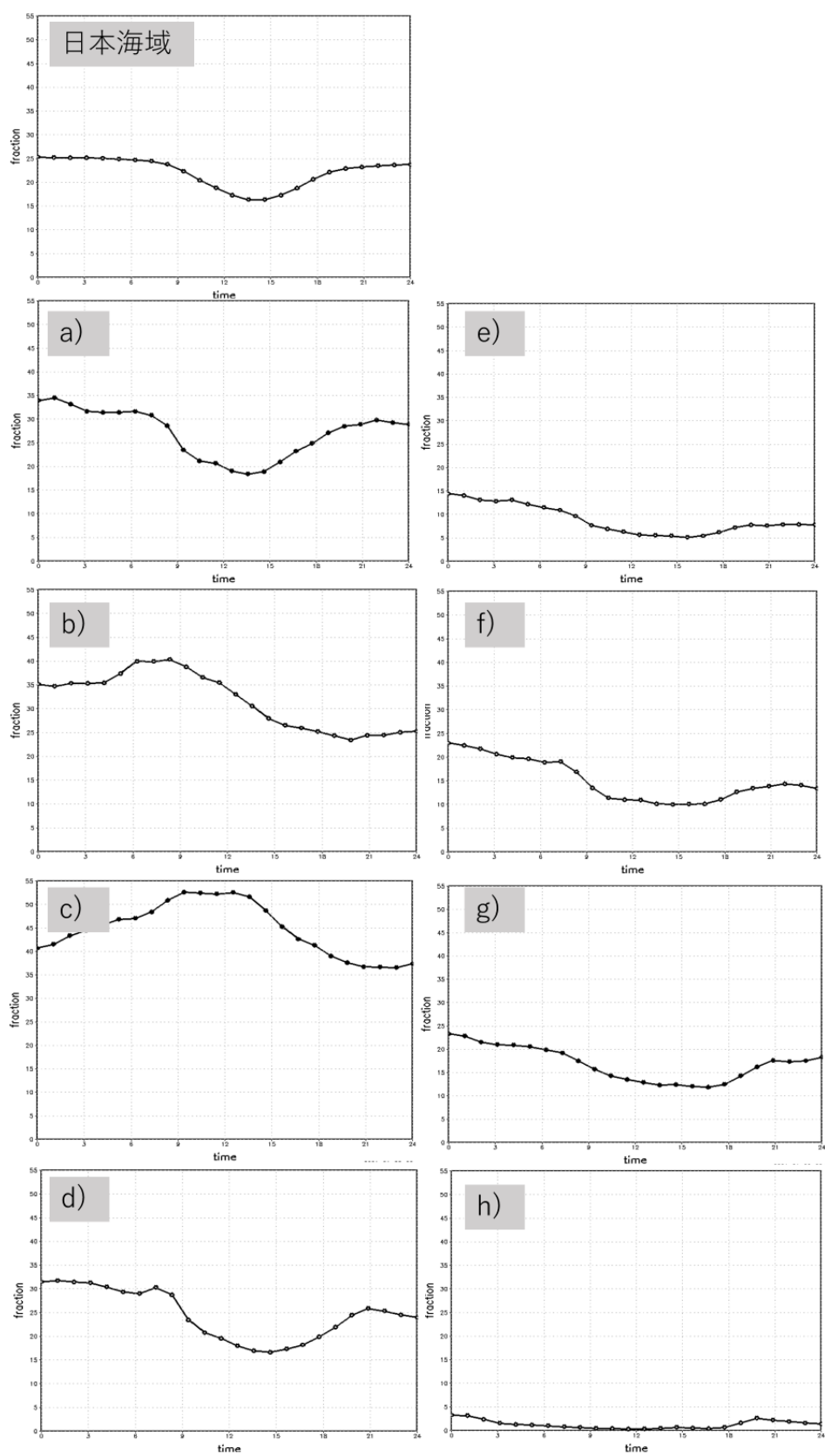


図 3.11 各地域における $240\text{K} < T_{bb} < 250\text{K}$ が占める割合の時間変化.

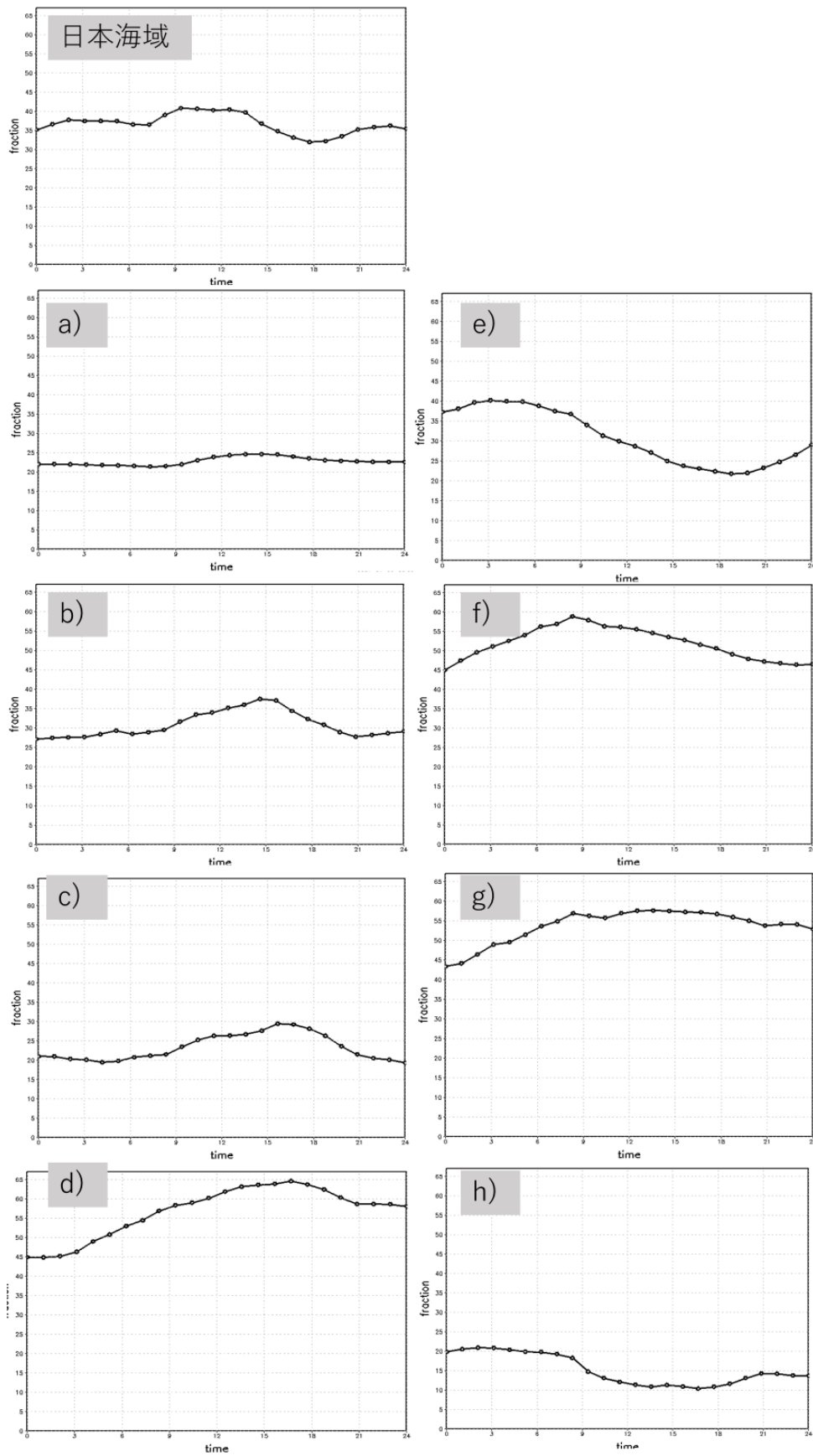


図 3.12 各地域における $250\text{K} < T_{bb} < 260\text{K}$ が占める割合の時間変化.

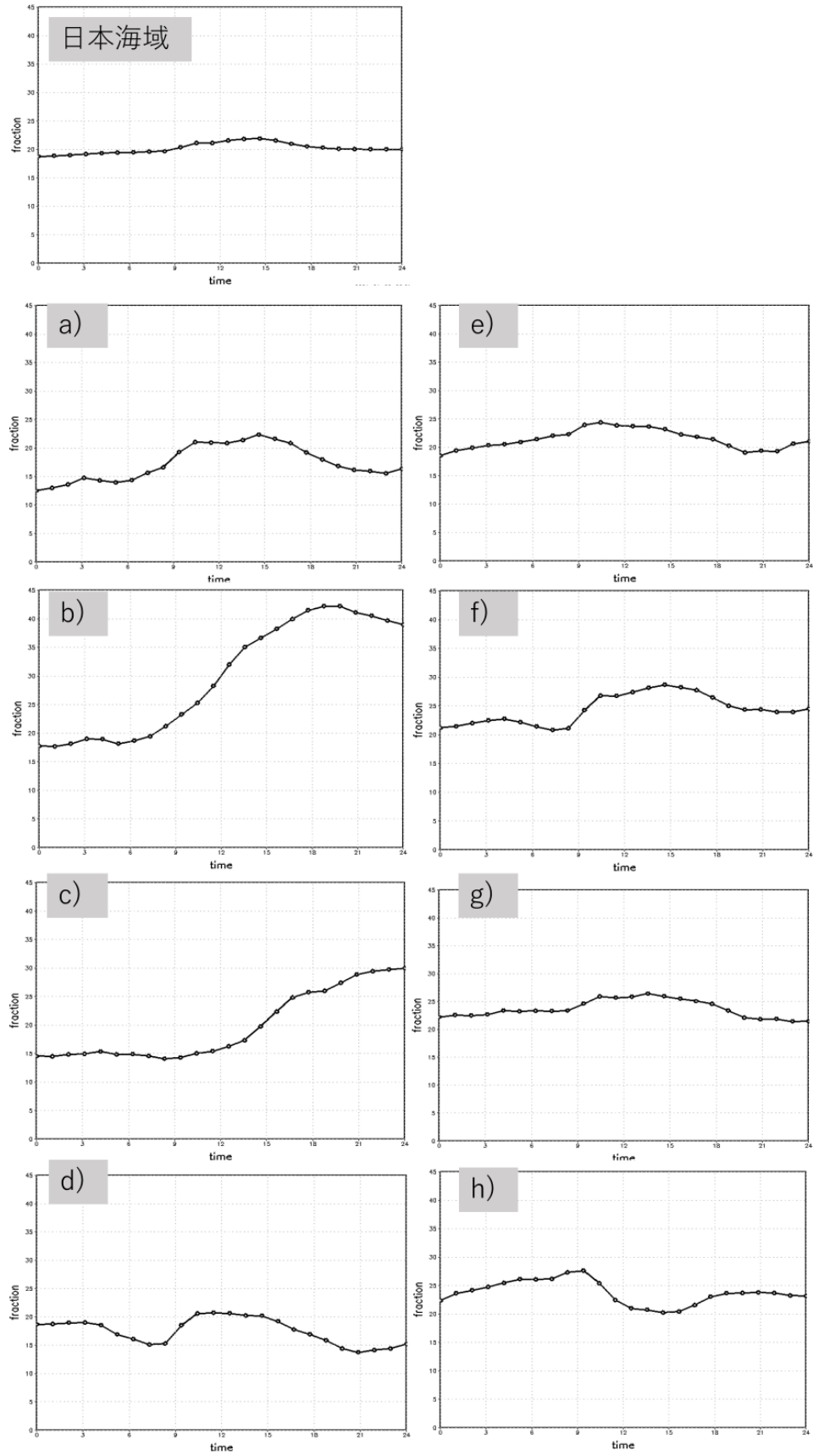


図 3.13 各地域における $260\text{K} < T_{bb} < 270\text{K}$ が占める割合の時間変化.

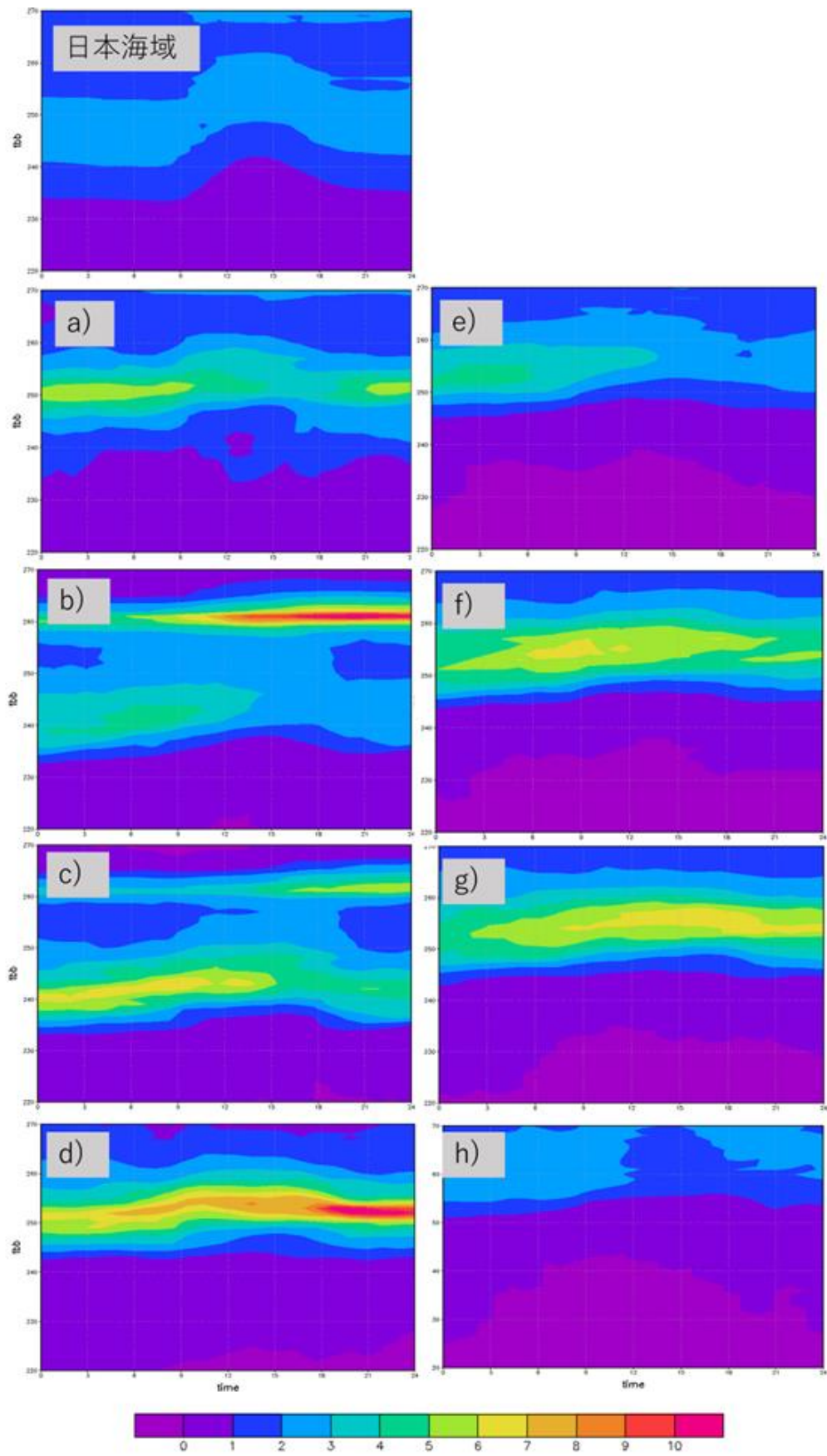


図 3.14 各地域における各温度帯が占める割合 (%) の日変化.

3. 3. 2 雲量

Tbb 温度帯と同様に、雲量($\leq 270\text{K}$)における地域ごとの日変化を調べた(図 3.14)。大陸に近い領域 b,c,e においては午前中に雲量が多く、夕方に雲量が少ないという日変化が見られた。他の領域でもわずかにそのような傾向に見られる。しかし、図 3.7 からもわかるように、各温度帯による占有率が大きく異なるのに対し、雲量では、それほど大きい変化は見られないことがわかる。特に日本に近い領域 d,g では常に雲量大しく、日変化が見られない。衛星画像を確認すると、大陸に近い場所で JPCZ に伴う雲の位置は、しばしば一日程度の周期で東西に振動することが確認できた(図 3.15)。領域 e の雲量の日変化は、JPCZ の位置の日変動が関係していると示唆される。

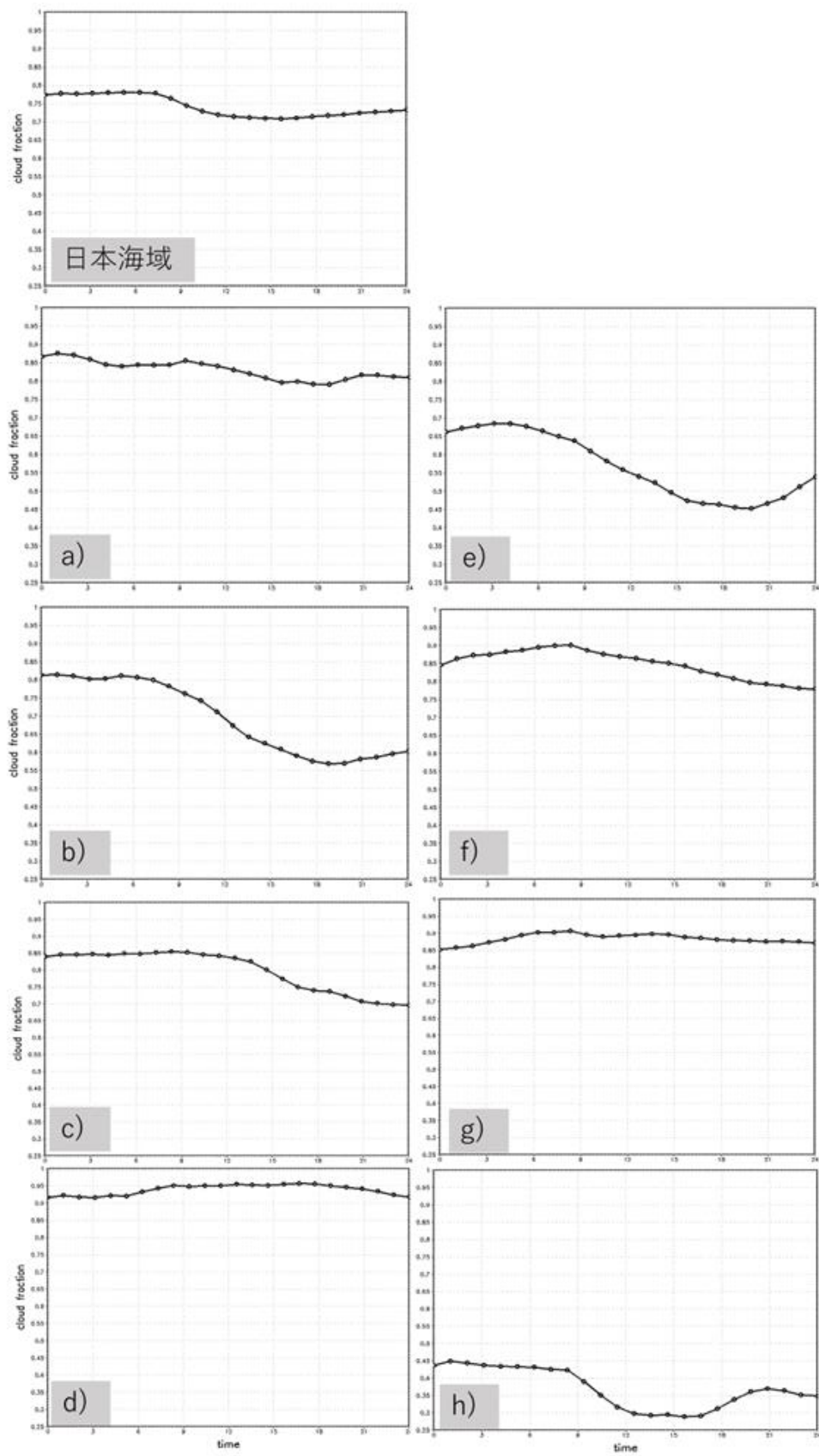


図 3.14 各地域における雲量が占める割合の時間変化.

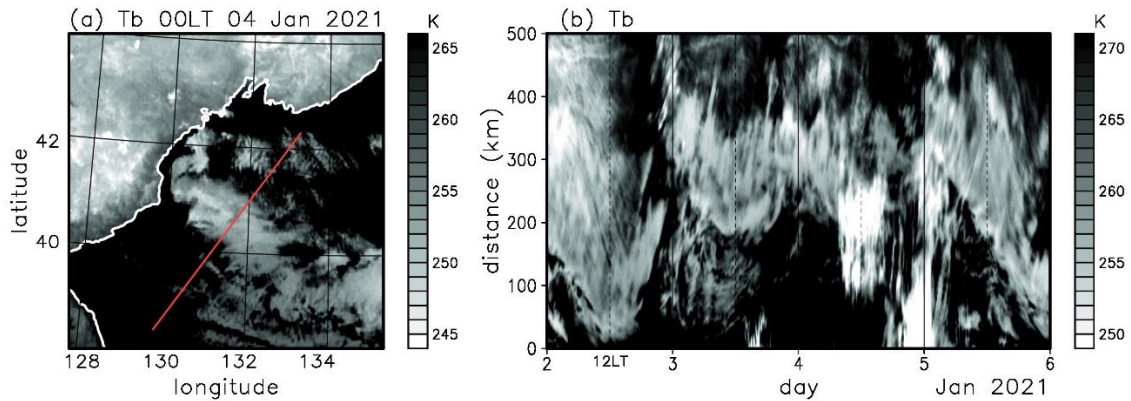


図 3.15 JPCZ に伴う雲の 1 日周期振動の例. 左図の赤い線における Tb の距離-時間断面(2021 年 1 月 2 日～6 日)を右に示す.

3. 3. 3 降水量

図 3.5 において、降水量の平均値からの偏差の日変化が顕著であった 2 つの地域(① $36\sim39^{\circ}$ N, $136\sim140^{\circ}$ E、② $41\sim46^{\circ}$ N, $140\sim146^{\circ}$ E)における領域平均の降水量の日変化(図 3.16)について調べた。

先に述べた抽出された日の傾向（寒気吹き出しが弱まりつつある日が多い）のためか、1 日を通して降水量は減少するという結果になった。また、降水強度は特定のイベントの影響を受けやすいことから、降水強度の日変動について議論するには、トレンドを除去し、日数を増やすなどして、改めて解析を行う必要がある。

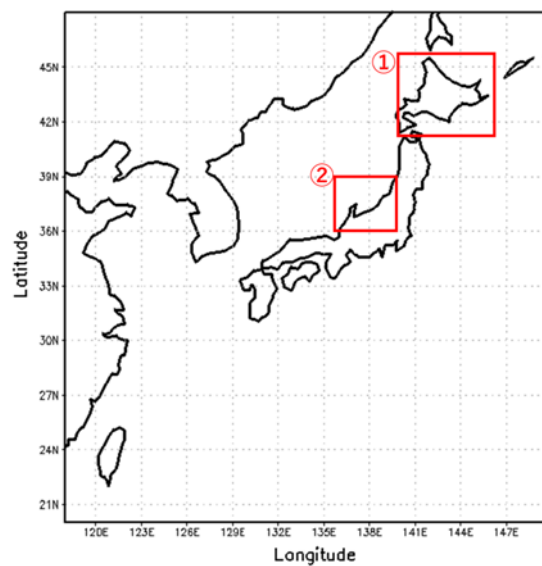


図 3.16 地域分け(① $36\sim39^{\circ}$ N, $136\sim140^{\circ}$ E、② $41\sim46^{\circ}$ N, $140\sim146^{\circ}$ E)

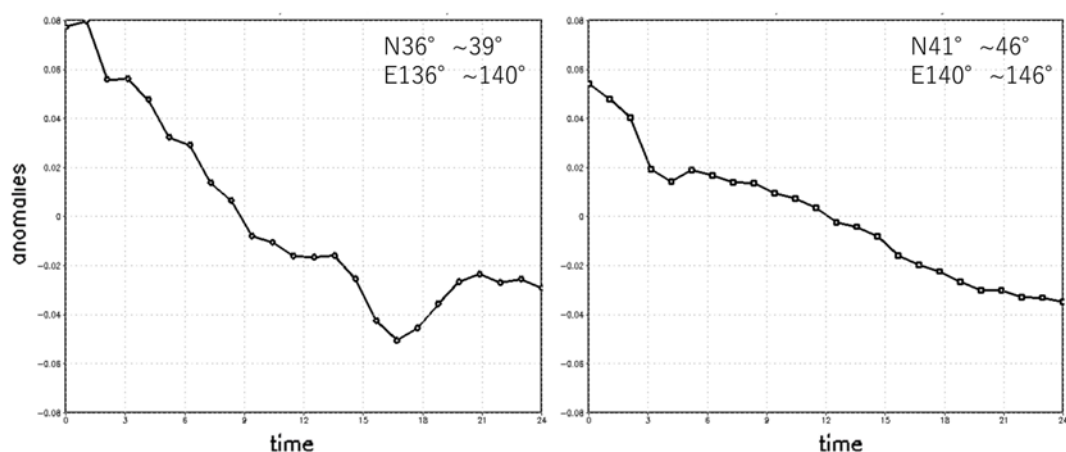


図 3.17 各地域における降水量の日変化.

3. 4 考察および今後の課題

Tbb・雲量の日変化から、早朝に Tbb は低く、雲量は多くなるという結果が得られた。Tbb を降水強度に直接結びつけることはできないが、通常、低い Tbb は背の高い活発な雲に伴うため、降水も大きいと考えられる。この結果は、早朝に降雪が強まるという過去の研究と整合性があると考えられる。

大陸に近い領域では、比較的高い温度帯（約 260K）と低い温度帯（240K）の両方で雲の占有率が極大となることがわかった。260K 付近の極大は、この領域が筋雲のでき始めにあたるため、比較的雲頂高度の低い筋雲が多くカウントされることによると考えられる。大陸に近い領域においては午前中に雲量が多く、夕方に雲量が少ないという日変化が見られた。午前中に雲量が多くなるのは、夜間の放射冷却により作られる低温・高湿度の寒気が流出するため、海上で雲ができやすくなるためと考えられる。

本研究では、日本海上全域に筋状の雲が出現している日を抽出し、低気圧などに伴う背の高い雲を除外して解析を行った。コンポジットの結果として、Tbb は 0000 JST と 2300 JST の値が大きく異なっており、一日を通した正のトレンドが見られたが、これは抽出されている日の多くが、寒気吹き出しが徐々に弱まりつつある日であることによるものと考えられる。レーダー換算降水強度については大きな負のトレンドが見られ、明確な日周期変動は確認できなかった。今後は、解析に用いる日数を増やすとともに、このトレンドを差し引いて考える必要がある。

日本海上全域の Tbb の日変動は、主として放射による直接的な効果（日中の短波放射による雲の加熱、夜間の長波放射による冷却）により起こると予想されるが、

解析により大陸の沿岸から南東方向に伝播する 1 日周期の変動の他、半日周期のシグナルも見出された。このような伝播する変動成分は、大陸上の大気境界層の変動が風下に伝播することで起こると考えられる。今後、寒気吹き出しの数値実験や、雲放射等に関する各種感度実験を行い、雲の日変化の具体的なメカニズムを検証していく必要がある。

第 4 章 結論

2020 年 12 月 15 日から 17 日にかけて、寒気吹き出し時に伴う筋状の降雪雲が日本海上に見られた。本研究では、2017 年 12 月から 2022 年 2 月の冬季を対象期間とし、気象衛星ひまわりの赤外輝度温度データ(Tbb)、気象庁アメダス解析雨量データを用いた解析から、日本海上における筋状の降雪雲の日変化について調査した。

日本海上全域において、Tbb の日平均値からの偏差の日変化より、平均して早朝に Tbb が低く、日中から夕方にかけて Tbb が高いという結果が得られた。雲量の日変化では、Tbb の日変化ほど明瞭ではないが、大陸の沿岸部では、夜間～午前中に雲量が大きく、日中～夕刻にかけ雲量が小さくなった。これは、夜～午前中に比較的海岸から近い距離で筋雲が発生するのに対し、日中から夕刻にかけては比較的海岸から遠い距離で筋雲が発生することに対応する。また、岸から離れた日本海の中央部では、雲量は午前中(0800JST)から昼(1200 JST)に最大となる。

換算降水強度は一日を通した大きな負のトレンドがあり、明瞭な日変動は見いだせなかった。これは、解析において抽出されている日の多くが、寒気吹き出しが徐々に弱まりつつある日であることや、Tbb と異なり降水強度は特定のイベントに大きく影響を受けるためと考えられ、今後の検討の課題である。

大陸の沿岸部では、雲量の日変動 が顕著で、夜間は比較的海岸から近い距離で筋状の雲が発生するのに対し、昼は筋状の雲が でき始める距離が大きかった。これは、大陸上の大気境界層の湿度・気温の日変動によるものと考えられる。以上の変動に加え、日本海上を南東方向に伝播する半日周期のシグナルが 雲量と Tbb に見られ、大陸上の境界層の半日周期変動成分の影響が日本の沿岸部に伝播していることが示唆された。また、日本海の西部～中部では雲量に特徴的な日変化が見られ、これは日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)に伴う雲の位置の変動が関係していると示唆された。

参考文献

斎藤博英, 清水増治郎, 1971 : 長岡における降雪の日変化. 国立防災科学技術センター 研究報告, **5**, 25—31

宮沢清治, 1957 : 長野地方における強雨（雪）の出現時刻について. 気象庁研究時報, **9**, 570—574.

岡林俊雄, 1966 : 西海岸の降雪について(第4報). 北部管区気象研究会誌, 21—23.

斎藤博英, 1969 : 赤外線を利用した降雪強度計の研究. 防災科学技術総合研究報告, **21**, 21—42

Chen, S. S., and R. A. Houze Jr., 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 357–388.

Dai, A. , F. Giorgi, and K. E. Trenberth, 1999 : Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous united state. *J. Geophys. Res.* , **104** (D6), 6377–6402.

Liu, C., and M. W. Moncrieff, 1998: A numerical study of the diurnal cycle of tropical oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2329–2344.

Mapes, B. E. , T. T. Warner, M. Xu, and A. J. Negri, 2003 : Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part I : Observations and context. *Mon. Wea. Rev.* , **131**, 799–812.

Ohtake, H. , M. Kawashima, and Y. Fujiyoshi, 2009 : The formation mechanism of a thick cloud band over the northern part of the Sea of Japan during cold air outbreaks. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 289–306.

Wallace, J. M. , 1975 : Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.* , **103**, 406–419.

West, T. K., W. J. Steenburgh, and G. G. Mace, 2019: Characteristics of sea-effect clouds and precipitation over the Sea of Japan region as observed by A-Train satellites. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **124**, 1322–1335

Yang, G. , and J. Slingo, 2001 : The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Wea. Rev.* , **129**, 784–801.

謝辭