

地上観測および衛星データに基づく、 中部山岳域における夜間の雲海発生傾向

小林 勇 輝*¹・上 野 健 一*²

要 旨

長野県富士見パノラマスキー場を利用した暖候期3年間にわたる定点カメラ・地上気象観測により、ハケ岳山麓における雲海の発生傾向と、発生日の山岳斜面に沿った局地気象の特徴を明らかにした。雲海には大規模雲海・東側・西側の3つの形態が存在し、大規模雲海は早朝に高頻度で観察される一般的な雲海であり、西側に偏る小規模雲海は大規模雲海の未発達なもの、東側に偏る小規模雲海は地形性滑昇雲であることが示唆された。定点カメラの画像とひまわり8号の夜間雲解析RGB画像を利用して、中部山岳域スケールで夜間下層雲の空間分布を経験的に検出するアルゴリズムを構築し、暖候期の本州中部における下層雲発生頻度分布を把握した。その結果、発生頻度は山岳域の谷沿いや内陸の地域で高く、海上や沿岸地域および標高2000mを超える地域で低いことが明らかとなった。下層雲の平均発生頻度が特に高かった12領域を特定し、6領域以上で雲海が発生した広域雲海発生日の67%で総観規模の高気圧に伴う沈降性逆転層の出現が高層気象データから確認された。富士見高原における2高度の定点カメラ画像から求めた大規模雲海の雲頂高度は、沈降性逆転層の高度とおおむね一致した。以上から、中部山岳域の山間部で早朝に発生する大規模雲海には、夜間の放射冷却とともに、総観規模の高気圧に伴う沈降性逆転層の存在が重要であることが示唆された。

1. はじめに

山岳域の特徴的な風景の1つに“雲海”があげられる。雲海とは高所から見下ろした時に雲が広がる景観(現象)で、主に早朝から午前中にかけて出現する。近年、この雲海が観光に活用されている。本州だけでも2019年の時点で、少なくとも14箇所で営利を目的とした観光対象として雲海を宣伝しており(雲海ビジネス)、雲海に浮かぶ城趾を町おこしに利用する取り組みや(越前大野城, <https://www.onocastle.net/skycastle/>, 2021.1.3閲覧)、鉄道を利用した観光ツアーの実施(西武鉄道, <https://www.seiburailway.jp/guide/>

[event-campaign-info/event/unkaitour.html](https://www.fujimipano.com/summer/2790-2/), 2021.1.3閲覧)、暖候期のスキー場活用としてゴンドラを早朝運行するなど雲海見物を目玉とする事業などがある(富士見パノラマリゾート, <https://www.fujimipano.com/summer/2790-2/>, 2021.1.3閲覧)。雲海の出現確率や地域を予報するいわゆる“雲海予報”も民間の気象サービスから提供されるようになった(雲海出現NAVI, <https://www.mitsubishi-motors.co.jp/special/weekend-explorer/unkai/>, 2021.1.3閲覧)。この予報は、雲海が期待される主な観光地で雲海の出現頻度と気象要素を機械学習などの手法で経験的に結び付けて出されている。

雲海を構成する“雲”は、地表付近の霧も含む層雲や層積雲からなる下層雲である場合が多い。霧は日本各地で観測され(水越・奥 1974; 細田・田口 2012)、移流・放射冷却・滑昇といったメカニズム毎の発現特性や発生予測に関する研究がある(Ohta and Tanaka 1986; Akimoto and Kusaka 2015)。内陸域の霧は放射

*1 (連絡責任著者) 筑波大学大学院生命環境科学研究科地球科学専攻(現:朝日航洋株式会社)。

kobayashi.yuki.sg@alumni.tsukuba.ac.jp

*2 筑波大学生命環境系。

—2020年3月27日受領—

—2021年4月8日受理—

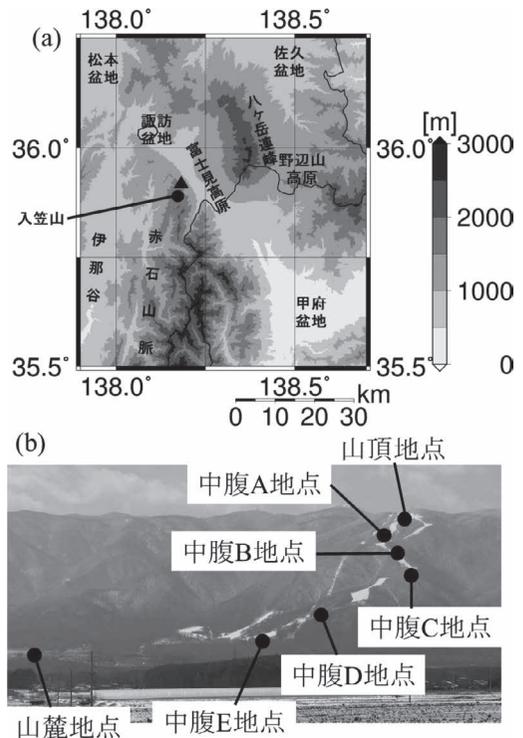
霧と理解されることが多いが (Mason 1982), 河川からの水蒸気供給や局地循環の影響を指摘する研究もある (小気候団体研究会 1994; 大橋ほか 2004). 一方, 下層雲は広域かつ長期に出現することもあり, 海陸面の放射バランスを左右する重要な雲形として注目されてきた (Rogers *et al.* 1995; Stage and Businger 1981). 安定な夜間境界層と共に発生し (Yamada 1979; Mahrt *et al.* 1979; Ueno *et al.* 2012; Bader *et al.* 1987; Bader and Mckee 1992), 形成要因として風の鉛直シアーによる乱流混合や下層ジェットに伴う寒気移流などが指摘されている (Zhu *et al.* 2001; Adler *et al.* 2019).

一方, “雲海”とは山岳域や丘陵地といった高所から眼下に平坦に広がる特異的な雲・霧の“景観”を示す名称であり, その場の天気ではない. 雲海の形成メカニズムを, 上記の霧や下層雲そのものの発生要因を代用して解説する場合が多いが, “気象の景観”としての雲海が, いつどのように生じるかを実際に観測し分析した研究例は少ない. 観測地点が雲の中であつたり見通しが悪い地点であつたりすると, “雲海”を目にすることができないため, 雲海形成には観測地点で雲や霧が発生していないという条件も必要となる. 雲海が長時間, 平坦に (海のように) 観測されるためには, 地形鞍部での安定層の形成・維持に対する総観場の影響も重要な条件と考えられる.

本研究では, 雲海ビジネスを手掛ける長野県・富士見パノラマスキー場 (以下, パノラマスキー場) にデジタルインターバルカメラを設置し, 八ヶ岳山麓の富士見高原周辺に発生する雲海の様子を2017-2019年の暖候期 (5-11月) にわたって記録した. 同時に, 標高差730mのスキー場斜面に沿って複数の自動気象観測装置を設置し, 局地気象の標高依存性を観測した. 本研究で対象とする雲海は, パノラマスキー場山頂地点のような標高2000m付近の山岳から俯瞰した, 中部山岳域の谷内で平坦に発生する下層雲とし, 1) 現地観測データとERA5客観解析データ (Hersbach and Dee 2016) を併用して雲海発生日の局地気象および総観気象の特徴を明らかにし, 2) 静止気象衛星の赤外データを利用した下層雲検出の経験的アルゴリズムを構築して, 中部山岳域における雲海の出現傾向を把握することを研究目的とした. さらに, 3) 現地観測結果と衛星データ解析を比較し, 雲海発生要因を考察した.

2. 富士見高原での気象観測

富士見高原は, 八ヶ岳連峰の西側の裾野の標高約900-1400mに広がる (第1図a). 2000mを超える八ヶ岳連峰から同高原に至るなだらかな斜面とは対照的に, 標高1955mの入笠山にかけた西側斜面は急峻で, 幅6km程度の谷地形が形成されている. 観測拠点としたパノラマスキー場はカラマツ林に覆われた入笠山の東斜面に位置し, 標高1780mのスキー場山頂地点 (以下, 山頂地点) から標高1050mの山麓地点まで標高差730mのグレンデが広がっている (第1図b). 本州の山岳域のほとんどは森林に覆われているため, 谷全体を見渡すことや, 山岳斜面に沿った気象の標高による違いを測定したり, 上空の放射量や局地循環を測定したりすることは難しい. しかし, スキー場のグレンデは数10mの幅で樹林が無く背の低いクマザサや草木が繁茂し, 夏季はスキー場の営業に利用されないため, 定点カメラや気象測器を斜面に沿った複数地点で設置することが可能である. 今回はパノラマスキー場



第1図 (a) 富士見高原の場所および周辺の標高分布. 三角はパノラマスキー場の位置. (b) パノラマスキー場における観測地点配置. 冬季に富士見高原中央部から南西方向を撮影.

の全面的な協力を得て、ゲレンデを使用していない5月下旬から11月上旬に異なる標高帯で自動気象観測を行い、インターバルカメラ（以下、定点カメラ）による雲海撮影も行った。さらに、山麓地点（牧草地、標高1000m、東経138.21度、北緯35.91度）でも気象観測を実施した。

観測は、斜面上の2地点における定点カメラによる雲海の撮影と放射収支観測、および斜面に沿った6地点での温湿度・風系観測から構成した。観測を実施した期間、地点、要素を第1表にまとめる。期間は2017年から2019年の暖候期（5-11月）に実施した。3年間の観測日数の合計は474日であった。観測構成の変更や機材の故障などの影響でデータに欠測期間が生じた。山麓地点でも温湿度観測を実施し、谷間の安定層の形成を把握した。温湿度計は自然通風式で、中腹C地点の放射計は下向き・上向き、短波・長波の計4成分を測定し、結露を防止するためのファンを駆動させた。いずれもソーラーパネルとバッテリーを組み合わせた自立式の自動観測で、10分間隔でデータを取得した。定点カメラには、2017年の8月以前はBrinno社製のガーデンウォッチカム（GW）を、それ以降は同社製TLC200Proを利用した。TLC200Proは夜間でも鮮明な画像を撮影できることが特徴で、夜半から発生・

発達する雲海の検出に威力を発揮した。山頂地点における定点カメラ（GW および TLC200Pro）の画像は、観測を行った474日の64.1%にあたる304日で得られ、雲海の発生を判別した21時から9時50分までの時間帯で、10分間隔で取得した画像の欠測率は、3年間の観測期間全体で38.8%であった。中腹B地点でもTLC-200Proを用いて2018年9月24日から11月3日に定点カメラ観測を実施し、42日間の画像データが得られた。この間の欠測はなく、山頂地点とあわせて2高度同時の観測となった。

3. 気象衛星による夜間の雲形解析

静止気象衛星ひまわり8号は2014年10月7日に打ち上げられ、2015年7月7日に気象庁が運用を開始した（尾関・佐々木 2018）。ひまわり8号は16バンドのセンサーを有するAHI（Advanced Himawari Imager）を搭載し、観測時間間隔は全球で10分間隔である。

本研究では、千葉大学環境リモートセンシング研究センター（CEReS）公開のひまわり8号グリッドデータ（ftp://hmwr829r.cr.chiba-u.ac.jp/）を使用した。AHIが観測した画像座標上のデータが、0.02度×0.02度の等緯度経度グリッド上に座標変換されている（Yamamoto *et al.* 2020）。使用したデータはAHIの全

第1表 パノラマスキー場と山麓地点における観測地点、要素および期間。

地点	標高	観測期間	測定要素	使用センサー
山頂	1730m	2017年5月25日-11月11日 2018年5月20日-11月3日 2019年6月22日-11月6日	温湿度	Onset 社製温湿度計
			風向	Onset 社製風向計
			風速	Onset 社製三杯式風速計
			日射量	Onset 社製日射計
			気圧	Onset 社製気圧計
			降水量	Onset 社製転倒ます式雨量計
			画像	Brinno 社製定点カメラ ガーデンウォッチカム Brinno 社製定点カメラ TLC200Pro
		2017年7月2日-11月11日	放射量	KIPP & ZONEN 社製放射収支計 CNR4
中腹A	1640m	2017年5月25日-11月11日	温湿度	Onset 社製自動記録式温湿度計
中腹B	1480m	2018年9月24日-11月4日	画像	Brinno 社製定点カメラ TLC200Pro
中腹C	1390m	2017年5月25日-11月11日	温湿度	Onset 社製自動記録式温湿度計
			放射量	KIPP & ZONEN 社製放射収支計 CNR4
中腹D	1170m	2017年5月25日-11月11日	温湿度	Onset 社製自動記録式温湿度計
中腹E	1050m	2017年5月25日-11月11日	温湿度	Onset 社製自動記録式温湿度計
山麓	1000m	2017年5月25日-11月11日	温湿度	Onset 社製温湿度計
			風向	Onset 社製風向計
			風速	Onset 社製三杯式風速計
			日射量	Onset 社製日射計
			気圧	Onset 社製気圧計
			降水量	Onset 社製転倒ます式雨量計
		2017年6月24日-11月11日	降水量	Onset 社製転倒ます式雨量計

球スキャン領域（東経85-205度，北緯60度-南緯60度）のバンド7（中心波長3.9 μm ），バンド13（10.4 μm ），バンド15（12.4 μm ）である．解析に使用した期間は，2015年から2019年まで5年分の5月1日-11月30日（ただし，2015年はひまわり8号のデータが公開されている7月7日以降，2019年はデータ解析の都合上8月31日以前）である．10分毎のデータのうち，日本時間で21時から6時の毎正時1時間毎のデータを使用した．富士見高原付近における空間分解能は，東西約1.8km，南北約2.2kmに相当する．

AHIの多バンドデータを利用し，色調から夜間の雲形解析を行う手法が提案されている（寺坂 2015；木下ほか 2016）．この手法では，赤外域のバンド13とバンド15の輝度温度の差（以下，S1=バンド13-バンド15）を赤（R）に，バンド7とバンド13の輝度温度の差（以下，S2=バンド7-バンド13）を緑（G）に，バンド13の輝度温度（以下，IR=バンド13）を青（B）に割り当ててRGBカラー合成する．ここで，Bは通常の気象衛星画像と異なり，IRの輝度温度が高いほど画像の輝度値は高く，低いほど輝度値が低くなるよう，階調を反転させている．雲海を構成する水滴でできた下層雲では，バンド13に比べてバンド7の波長帯で射出率が低い（Ellrod 1995）ため，下層雲が存在する領域ではS2が負の値となり，Gの輝度値が大きくなる．高度が高い薄い氷晶雲における放射の射出率はバンド13よりもバンド15の方が高い．このため，氷晶雲が存在するとバンド15の波長帯が吸収されてS1が正の値となり，Rの輝度値が小さくなる．バンド13はより長波長の窓領域のバンドに比べて大気中の水蒸気や水滴・氷晶による吸収を受けにくいいため，バンド13の輝度温度は雲や地表面などの観測対象物の表面温度におおむね対応した値となる（志水ほか 2017）．このため，地表面や雲などの観測対象物の表面温度が高いとIRの値は大きくなり，Bの輝度値が高くなる．以上の特性から，RGB合成を行った画像では，夜間に下層

雲や霧が存在する領域は色調が青緑色や緑白色として識別される（志水ほか 2018）．ただし，S2に使用しているバンド7は太陽放射と地球放射にまたがる波長帯であり，日中のバンド7の輝度温度は日射の影響を受けた値となる．したがって，上記の特性を使用した下層雲の識別は太陽放射のない夜間のみ可能となる．本研究では，これらの原理を利用してS1，S2，IRの値から夜間の下層雲検出を行った（6章）．

上記で定義したS1，S2，IRの値をそれぞれ8ビット256階調の輝度値に変換し，RGBカラー合成した画像が夜間雲解析RGBである．ここで，輝度温度から輝度値への変換の際の階調範囲は第2表の通りとなる．一般的にデジタル画像では，入力信号と出力輝度

第2表 夜間雲解析RGBにおける配色と輝度値，輝度温度および輝度温度差の対応．

	配色	輝度値	輝度温度差 [K]
S1	R	0	6.7
		255	-2.6
S2	G	0	3.1
		255	-5.2
	配色	輝度値	輝度温度 [K]
IR	B	0	243.6
		255	292.6

(a) 雲海(大規模)



(b) 雲海(東側)



(c) 雲海(西側)



(d) 雲・雲海なし



第2図 定点カメラで撮影された谷内の典型的な景観の写真．a：大規模雲海（2018年10月25日6時50分），b：東側雲海（2018年9月11日6時21分），c：西側雲海（2018年5月31日3時31分），d：雲・雲海なし（2018年8月25日22時00分）．山頂地点から東北東方向を撮影．

値は指数関数で変換され、その際の指数部分はガンマ値と呼ばれる。夜間雲解析 RGB では、輝度温度から輝度値への変換の際のガンマ値は R, G, B ともに 1.0 であり、輝度温度と輝度値の対応は線形的である。したがって、S1, S2, IR の各値から R, G, B の各輝度値への変換式は、

$$(R \text{ 輝度値}) = -27.4 \times (S1) + 1.84 \times 10^2 \quad (1)$$

$$(G \text{ 輝度値}) = -30.7 \times (S2) + 95.2 \quad (2)$$

$$(B \text{ 輝度値}) = 5.20 \times (IR) - 1.27 \times 10^3 \quad (3)$$

となる。なお、RGB 輝度値は式 (1), (2), (3) の右辺の小数第 1 位を四捨五入し、整数値とする。ここで作成された RGB 画像は、雲海発生日における上層雲の有無の判別 (4 章・7 章) や、下層雲を検出する経験的なアルゴリズム作成 (6 章) に使用した。

4. 局地的な雲海の発生と局地気象の特徴

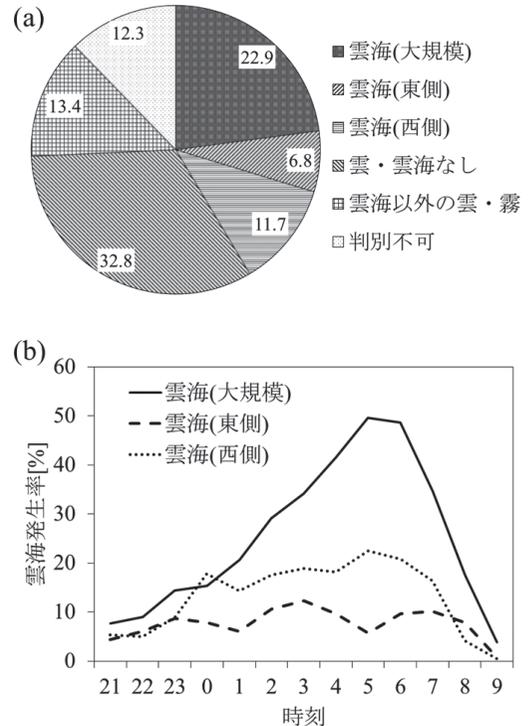
10分毎の定点カメラ画像を目視により判読し、雲海の有無および形状を分類した。雲海ありと判読された画像は、東西方向に入笠山山麓から八ヶ岳山麓まで、南北方向に山梨県北杜市方面から長野県茅野市方面まで、谷全体を埋め尽くす大規模雲海 (第 2 図 a) と、この基準よりは規模が小さいものの富士見高原周辺に雲海がみられた小規模雲海に区別された。さらに、小規模雲海は、谷内で八ヶ岳側 (東) に偏って出現するもの (第 2 図 b) と、パノラマスキー場側 (西) に偏って出現するもの (第 2 図 c) に区分できた。なお接地逆転層に伴って発生する谷底の地表面に沿った薄い霧は、定点カメラの画像からは識別できなかった。

上記の雲海形状の分類を基に、観測期間中の前日 21 時から 9 時 50 分までの定点カメラ画像において、入笠山山麓から八ヶ岳にかけた谷の中に、雲頂が平坦な下層雲、すなわち雲海が発生した雲海発生日を判別した。その際の基準は、谷を埋め尽くす雲海が 1 コマでも確認されれば大規模雲海発生日とし、これに該当しない日のうち、西あるいは東に偏った雲海の発生時間が各日の合計雲海発生時間の半分以上であった日をそれぞれ西側、東側雲海発生日とした。その結果、大規模雲海の発生日数は 62 日、東側雲海は 7 日、西側雲海は 18 日であった。3 形態の合計発生日数は 87 日であり、定点カメラの画像が取得された 304 日の 29% に相当する。なお、雲海を構成する雲や霧が地上に接地しているかどうかは判断基準になっていない。雲海発生

日の月別頻度を調べると、一般的に言及される秋 (9-10 月) に増加する傾向はみられたが、年により月別観測日数に差があるため、今回の観測では雲海が発生しやすい季節は特定できていない。

大規模または小規模雲海が発生した日の前日 21 時から当日 9 時 50 分までの全画像データに占めるこれらの雲海の出現割合は、大規模 22.9%、東側 6.8%、西側 11.7% となった。判別が不能な画像は 12.3%、雲海以外の雲の発生頻度は 13.4% であり、雲海ありと判別されなかった割合は合計で 59% であった (第 3 図 a)。大規模雲海および小規模雲海が発生した日に関して、同時間帯の全画像における時刻別の各雲海の出現割合を調べたところ (第 3 図 b)、大規模雲海が日の出前の 5-6 時ごろに極大を示す一方で、小規模雲海はいずれも夜半以降にほぼ一定の割合で推移した。この結果は、一般に同地域で早朝に目にする雲海の多くが大規模雲海であることを示す。

上記の 3 種類の雲海発生日に関して、上層雲の有無および現地で観測された地上気象要素の違いを分析し



第 3 図 (a) 全雲海発生日に取得された画像に占める各種景観の割合。(b) 大規模雲海 (実線)、東側雲海 (破線)、西側雲海 (点線) の発生率の時間変化。

た。まず、ひまわり8号のデータより作成した夜間雲解析RGB画像から識別された、下層雲以外の雲(巻雲・高層雲・中層雲)を全て上層雲と定義する。次に、富士見高原付近(東経138.25度、北緯35.95度を中心とした東西・南北それぞれ約1度の範囲)において、3時の画像上で上層雲の存在が確認された場合、当日に上層雲ありとし、上層雲が確認されなかった日を夜間晴天日とした。第2図に示した3形態の雲海の発生日における、上層雲の有無の内訳を第3表にまとめた。第3表より、各雲海発生日数に対する夜間晴天日の割合は、大規模雲海発生日で35%、西側雲海で28%、東側雲海発生日で14%であった。東側・西側の小規模雲海発生日に対し、大規模雲海発生日は上層雲が卓越しない割合が高い。したがって夜間晴天日では、夜間の放射冷却が卓越して雲海が広がりやすい(大規模雲海が発生しやすい)ことを示唆している。一方、東側雲海発生日では86%の割合で上層雲が存在し、放射冷却以外の雲海発生要因の存在が示唆された。

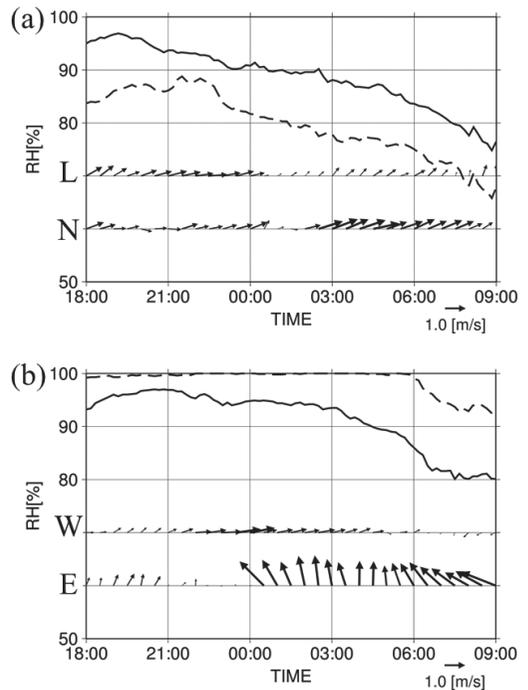
夜間晴天日(放射冷却が十分卓越すると想定される日)に関して、大規模雲海が発生した日(22日分)と非発生日(16日分)で、山頂地点で観測された相対湿度と風系の時間変化をそれぞれ平均して比較した(第4図a)。それぞれの対象日における相対湿度の標準偏差は、雲海が主に発生した0時-6時の期間中、ともに10-20%程度であった。雲海が発生しない夜間晴天日(破線・N)は、雲海発生日(実線・L)に比べて平均相対湿度が10%程度低く、風も強いことが分かる。2017年5-11月に斜面上に沿った6地点で実施した温湿度観測から、2017年の大規模雲海発生日(9日分)に関して温位と相対湿度の標高-時間断面図を作成した(図省略)。これによると、谷底付近の高度に安定成層や相対湿度97.5%以上の飽和した層が、全9事例で形成されていた。このうち定点カメラから雲海発生・消滅時刻を特定できた全4事例で、安定層や飽和した

層の形成・消滅時刻と雲海の発生・消滅時刻が異なることが確認された。このことは、局地的な安定層形成や谷内の水蒸気の飽和に伴って発生するいわゆる“盆地霧”と大規模雲海は異なる現象であることを示している。

次に、西側・東側で小規模雲海が発生した日(それぞれ18、7日分)の相対湿度と風ベクトル平均時系列を比較した(第4図b)。0時-6時における相対湿度の標準偏差は東側雲海発生日で5%以下、西側雲海発生日で10%以下であった。東側雲海発生日(破線・E)は観測地点付近の標高(1700m付近)で飽和に近い相対湿度となり、南から南東の強風が卓越している。山頂地点で暖候期平均の風配図を作成したところ、南西もしくは南南東-南東の風が卓越していた(図省略)。前者は赤石山脈から北に連なる標高1955mの入笠山を越えて伊那谷方面から谷内に吹き越す風系、後者は甲

第3表 パノラマスキー場の定点カメラ観測から得られた3形態の雲海発生日における、3時の夜間雲解析RGB画像から判別された上層雲の有無の割合。単位は%。括弧内はそれぞれの該当日数を示す。

上層雲	大規模	西側	東側
あり	65 (40)	72 (13)	86 (6)
なし	35 (22)	28 (5)	14 (1)
合計	100 (62)	100 (18)	100 (7)



第4図 (a) 上層雲のない夜間晴天日における大規模雲海発生日(実線・L)と雲海非発生日(破線・N)の平均相対湿度(太線)・平均風(ベクトル)。相対湿度は10分間隔の瞬間値、風ベクトルは30分毎の平均値。(b)は(a)と同様、ただし上層雲の有無にかかわらず西側雲海が発生した日(実線・W)と東側雲海が発生した日(破線・E)。

府盆地側から諏訪盆地に向けて谷を北上する風系と考えられる。今回、東側雲海発生日に卓越した南から南東の風は、後者の風系に対応する。第2図bを見ると、東側に発生した小規模雲海は西側の小規模雲海に比べて八ヶ岳斜面上で雲頂が比較的高い標高で出現している。同じ標高帯に位置するパノラマスキー場山頂地点で第4図bに示された高湿・南風が卓越していたことから、東側雲海は八ヶ岳の斜面による滑昇で形成された下層雲であると判断した。

第4図bの西側雲海発生日(実線・W)は、第4図aの大規模雲海発生日の傾向と似ており、弱風である。第2図cのように雲頂高度が大規模雲海より低いものも多く、谷底が西側に偏った谷地形の鞍部で形成されていた。2017年に中腹C地点で観測された正味放射量を大規模雲海発生日(10日)と西側雲海発生日(4日)で平均して比較すると(第5図)、西側雲海発生日の方が高い値となっており、夜間の放射冷却が相対的に弱かった事を示している。これは、第3表に示した上層雲が卓越する割合が、西側雲海発生日の方が高いことと整合的である。以上から西側雲海は、上層雲の出現を受け夜間の放射冷却量が減少し、安定層が薄く、大規模雲海が未発達な状態で雲頂が低くなることで、地形標高の低い谷の西側に偏った雲海が出現した結果と考えた。

霧の発生には直前の降水が関係しているとされ、日本国内では37%の霧が、アメリカ東部では36%の霧が降水に伴うものであるとの指摘もある(Tardif and Rasmussen 2007; Akimoto and Kusaka 2015)。これらの研究は、陸面の土壌水分が霧の水蒸気源として重

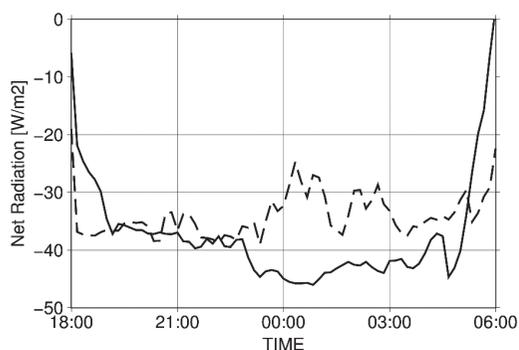
要な働きを持つことを示している。雲海発生日と前日降水の関係性を調べたところ、前日に山頂の雨量計で1 mm/day以上の降水が観測された割合は、大規模雲海発生日(62日)では44%、小規模雲海発生日(25日)では54%となった。夜間晴天日で雲海が発生しなかった日(16日)での前日の降水発生割合は25%であった。降水が観測された日の翌朝の方が雲海の発生確率は高いが、上記の割合の違いからは、前日の降水が必ずしも雲海の発生にとって必要条件であるとはいえない。

5. 雲海発生日の総観場の特徴

雲海発生日における総観規模の気象の特徴を分析した。2019年9月以前において、第2図に示した3つの形態の雲海が発生した日の朝6時における、ERA5再解析データによる地上気圧分布を調べた。この結果、大規模雲海発生日(43日)は74%、西側雲海発生日(18日)は78%、東側雲海発生日(7日)は100%の割合で中部山岳域は高気圧に覆われていた。

沈降性逆転層が存在すると層状性の下層雲が発生することが知られている(Possner *et al.* 2014; Clemesha *et al.* 2017)。そこで、富士見高原において雲海が発生していると推測される800-900hPa面付近の沈降性逆転層の有無を、各日の9時に輪島のゾンデ観測によって得られた気温と露点温度のプロファイルから調べた。その結果、大規模雲海発生日では63%、西側雲海発生日では53%、東側雲海発生日では50%の割合で雲海発生高度と考えられる800-900hPa付近に沈降性逆転層が確認された。4章で定義した夜間晴天日であった大規模雲海発生日(22日)に限定すると、82%にあたる18日で、800-900hPa付近に顕著な沈降性逆転層が確認された。この中には、後出の第7図に示す2017年10月26日や第12図に示す2018年9月28日が含まれる。沈降性逆転層が確認されたいずれの日においても、逆転層よりも下層では気温と露点温度の差が小さく、下層大気は湿潤であった。特に夜間の山間部に冷気が蓄積し安定層が形成されている場合、沈降性逆転層は強化される可能性がある。これを踏まえると、高気圧の卓越範囲で顕著な沈降性逆転層が前日夜から当日の朝にかけて存在し、それに伴って下層雲が中部山岳域の谷沿いに発生していたと考えた。

富士見高原において夜間に上層雲が卓越せず、定点カメラ画像にて大規模雲海が出現した22日間の中から、例として2017年10月26日における定点カメラ画像、衛星データから作成された夜間雲解析RGB画像、



第5図 2017年の大規模雲海発生日(10日間、実線)と西側雲海発生日(4日間、破線)でそれぞれ平均した中腹C地点で観測された正味放射量。

および客観解析データによる気象場の様相を第6図に示す。定点カメラの画像(第6図a)より、富士見高原周辺では典型的に大規模な雲海が発生していたことが確認できる。夜間雲解析RGB画像(第6図b)を見ると、この日は緑白色で識別される下層雲が長野県の上田盆地や松本盆地など内陸の中部山岳域の谷沿いに発生し、富士見高原ではその南端が大規模な雲海として観測されていたことが分かる。下層雲の分布は中部山岳域の中でも比較的日本海側に偏っており、山梨県内や長野県南部などには明瞭な下層雲域は見られない。この日6時の海面更正気圧(第6図c)を見ると、日本海を中心に日本列島は広く高気圧に覆われていたことが分かる。6時の850hPa面(第6図d)では、中部山岳域全体で弱い北寄りの風が卓越し、相対湿度は50%未満と低かった。前日21時と同日9時における輪島、館野、浜松のゾンデ観測によって得られたエマグラムを第7図に示す。気温プロファイルを見ると、高気圧の中心に近い輪島では前日21時では820hPa面付近に、当日9時では900hPa面付近に顕著な逆転層が

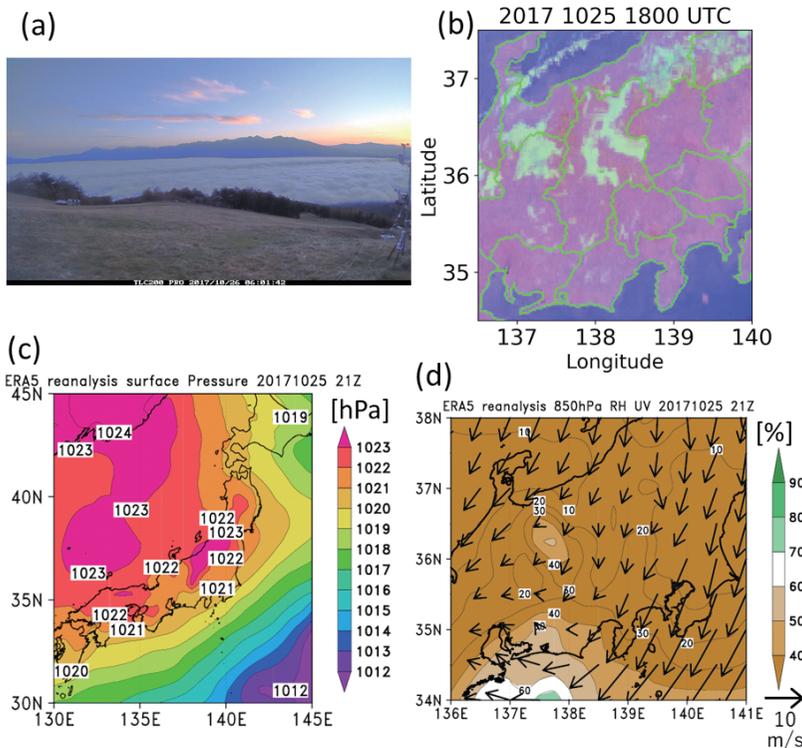
存在し、その下層で気温と露点温度の差が小さく大気が湿潤であったことが分かる。したがって、輪島では高気圧の沈降場に伴う沈降性逆転層が前日21時から当日9時まで継続して形成されており、第6図dで客観解析により示された乾燥域は、ゾンデ観測による乾燥層の広がりを示していたと考えられる。しかし高気圧の中心から離れた太平洋側の館野や浜松では前日21時には顕著な沈降性逆転は見られず、当日9時にかけて館野では下層大気で、浜松では830hPa以上で乾燥域の拡大が見られた。このため、中部山岳域でも高気圧の勢力範囲に近い日本海側寄りの地域のみで雲海が形成されていたと考えられる。

6. 衛星データによる夜間下層雲の検出

衛星データから下層雲の出現域を定量的に検出するために、色調から目視により下層雲や霧を識別できる夜間雲解析RGB(3章)を利用して、以下のような下層雲の自動検出アルゴリズムを考案した。まず、衛星の輝度温度データから夜間雲解析RGB画像を作成する。

次に、色調から目視で様々な雲形域や地表面を判別し、それぞれを代表するピクセルにおいて、RGBの各輝度値からS1, S2, IRの値を逆算する。現地観測にて大規模雲海が確認された日を含めた暖候期全体で、上記の手順を繰り返して各雲域や地表面におけるS1, S2, IRの各値を取得する。最後に、下層雲と判別された領域とそれ以外の領域のS1, S2, IRの値を、季節変化を考慮して区別する経験式を構築する。この経験式を中部山岳域に適用することで、下層雲の発生域を自動的に検出した。

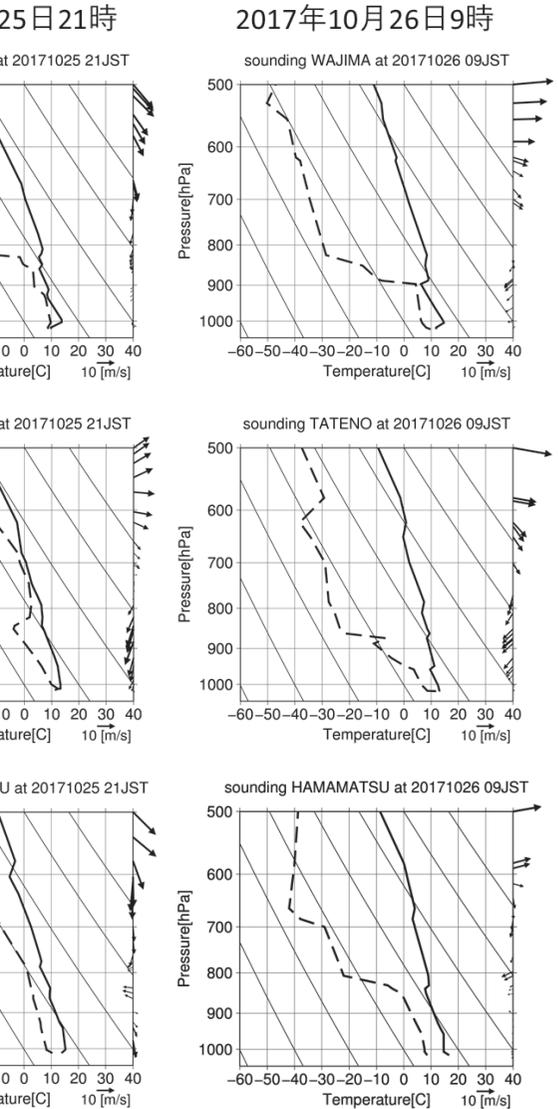
経験式を作成するための衛星データは、現地観測で連続的に定点カメラの画像を得ることができた2018年5月から11月のものを使用した。現地の定点カメラ画像によると、大規模雲海は3-7時に高頻



第6図 (a) 2017年10月26日6時の定点カメラ画像、(b) 同3時の夜間雲解析RGB画像、(c) 同6時の海面更正気圧、および(d) 同6時の850hPa面における相対湿度と風ベクトル。

度で発生した(第3図b). 日の出時刻以降は夜間雲解析RGBが利用できないことも考慮し, 1) 同年5月から11月における毎月10日, 20日, 30日に加え, 2018年の現地観測で大規模な雲海の発生が確認された23日分の3時(日本時間)における夜間雲解析RGB画像を用意した. 解析領域は中部山岳域を含む東経136.5-140度, 北緯34.5-37.5度とした. 東西・南北ともに0.02度グリッドのデータを使用し, 解析領域サイズは東西176ピクセル, 南北151ピクセルとなる. 次に, 2) 各画像上で, 志水ほか(2018)が作成した色調解釈の見本を参考に, 巻雲, 巻雲以外の高層雲, 中層雲, 下層雲, 地表面を判読した. 判読するピクセルは, 各雲域や地表面と明らかに判別できる領域の中から, それぞれ代表的な格子点を各雲域, 地表面について最大4ピクセルとした. 複数ピクセルを選択した理由は, 雲の厚さや発生高度, 地表面温度の空間的な不均一性に加え, 衛星観測ノイズに伴う輝度値のばらつきを考慮するためである. さらに, 3) 選択した各ピクセルに対し, 0から255までの256階調(8ビット)で表示され

るRGBの輝度値を読み取り, 各RGBの輝度値に対応するS1, S2, IRの値を, 以下の式(4), (5), (6)から算出した. 式(4), (5), (6)は, 3章の式(1), (2), (3)をそれぞれS1, S2, IRについて変形したものである. すなわち, 式(1), (2), (3)によってS1, S2, IRの各値からRGB輝度値を算出してカラー画像を作成した後, 色調から判別された各雲域や地表面における, 代表ピクセルのRGB輝度値を式(4), (5), (6)によってS1, S2, IRの各値に再変換した. これ



第7図 大規模雲海が発生した2017年10月26日における前日21時(左)と当日9時(右)の輪島(a), 館野(b), 浜松(c)におけるエマグラム. 実線は気温, 破線は露点温度, 細線は乾燥断熱線.

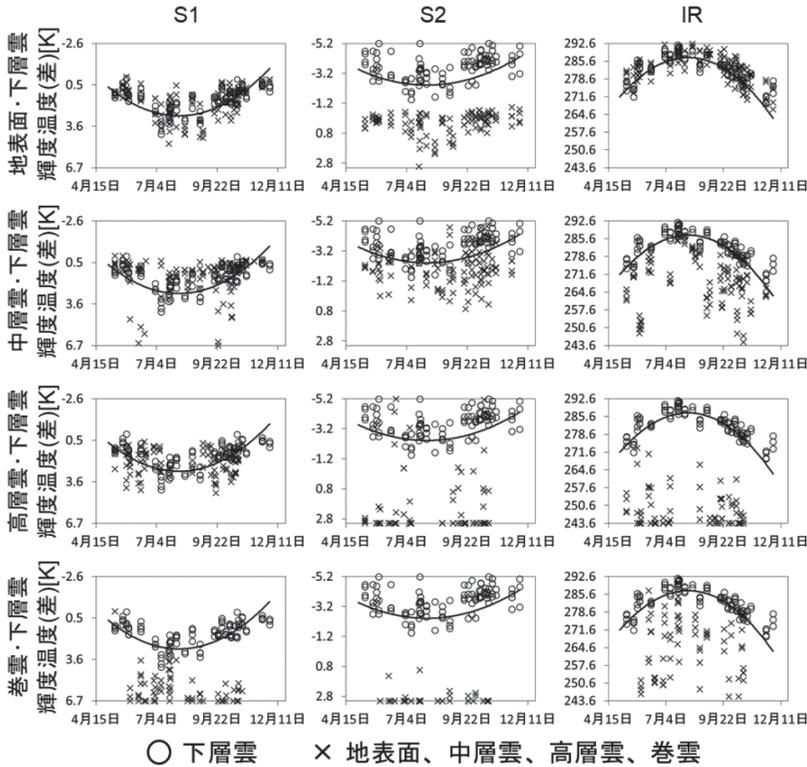
は, 色調から目視で行う下層雲域の解析を忠実に再現したアルゴリズムとするためである.

$$(S1) = -3.65 \times 10^{-2} \times (R \text{ 輝度値}) + 6.70 \quad (4)$$

$$(S2) = -3.25 \times 10^{-2} \times (G \text{ 輝度値}) + 3.10 \quad (5)$$

$$(IR) = 0.192 \times (R \text{ 輝度値}) + 2.44 \times 10^{-2} \quad (6)$$

第8図に, 式(4), (5), (6)によって算出したS1, S2, IR各値の季節変化を地表面, 中層雲, 高層雲, 巻



第8図 上から、地表面と下層雲、中層雲と下層雲、高層雲と下層雲、巻雲と下層雲に対するS1, S2, IRの輝度温度の季節変化。黒線は下層雲とそれ以外の雲・地表面を区分するために設定した閾値の季節変化を示す経験式(式(7), (8), (9))。縦軸はS1, S2では輝度温度差, IRでは輝度温度。

雲と判読されたピクセル毎に示す(×印)。各図には下層雲ピクセル(○印)の値も重ねている。地表面と下層雲の各値の分布(第8図, 1段目)を見ると, S1, IRでは解析期間全体で分布域が重複し, S1, IRともに地表面と下層雲の分布域の季節変動の傾向も類似している。これは、両者が氷晶を含まず、地表面と下層雲の表面温度の差が小さいことによると考えられる。しかしS2では、下層雲の分布と地表面の分布が大きく分かれており、下層雲の値の方が小さく、地表面の方が大きい。これは、S2に用いられているバンド7の波長帯では、地表面よりも水滴の雲の射出率が小さいためであると考えられる。中層雲と下層雲の輝度温度分布(第8図, 2段目)を見ると, S1, S2の分布域は若干の違いが認められるものの重複している部分もある。しかしIRでは分布域が異なり、下層雲で輝度温度が高く、中層雲で低い。このような分布となるのは、下層雲と中層雲がどちらも主に水滴で構成され、射出率の差が小さい一方、その発生高度の違いにより表面

温度が異なるためであるといえる。高層雲と下層雲の分布(第8図, 3段目)を見ると, S1では両者の分布域が重複している。しかしS2およびIRではともに、高層雲と下層雲で明瞭な分布域の違いが見られる。これは、高層雲に含まれる水滴が少ないこと、高層雲の発生高度が高く輝度温度が低いことが要因であると考えられる。巻雲と下層雲の輝度温度分布(第8図, 最下段)を見ると, S1, S2, IRともに明瞭な分布域の違いが認められる。要因として、巻雲は主に氷晶で構成され水滴はほぼ含まれないこと、巻雲の発生高度が極めて高く輝度温度が低いことが挙げられる。

上記のような輝度温度の分布域の特徴を踏まえ、第8図における×印と○印を区分するためのDOY (Day of Year; 1月1日を1とした積算日数)を変数とした経験式

をS1, S2, IRに関して作成することで、夜間の下層雲を検出する閾値を設定した。すなわち、任意のDOYに対してS1, S2, IRの閾値がそれぞれ1つの値に定まるよう、DOYを独立変数とした下層雲の輝度温度の2次近似式をS1, S2, IRそれぞれについて構築した。その際、各日の夜間雲解析RGB画像において下層雲として選択した最大4ピクセルのうち、S1, S2では輝度温度差の最大値, IRでは輝度温度の最小値を使用した。S1, S2, IRの閾値をそれぞれ $S1_{\text{threshold}}$, $S2_{\text{threshold}}$, $IR_{\text{threshold}}$ とすると、任意のDOYにおける各閾値を得るための式(第8図, 黒実線)は以下のようになる。

$$S1_{\text{threshold}} = -2.47 \times 10^{-4} \times \text{DOY}^2 + 0.11 \times \text{DOY} - 8.54 \quad (7)$$

$$S2_{\text{threshold}} = -1.27 \times 10^{-4} \times \text{DOY}^2 + 5.40 \times 10^{-2} \times \text{DOY} - 8.14 \quad (8)$$

$$IR_{\text{threshold}} = -1.71 \times 10^{-3} \times \text{DOY}^2 + 0.74 \times \text{DOY} + 2.07 \times 10^2 \quad (9)$$

S1, S2の輝度温度差がいずれも式(7), (8)によって得られる閾値よりも低く、かつIRの輝度温度が式(9)で得られる閾値よりも高い場合、対象ピクセルは下層雲と判別される。このアルゴリズムを、3章に示した5年分の5月1日-11月30日(ただし、2015年は7月7日以降、2019年は8月31日以前)におけるひまわり8号のデータに適用し、東経136.5-140.0度、北緯34.5-37.5度の範囲内における前日21時-当日6時までの毎正時1時間毎の夜間下層雲の有無を0.02度格子で検出した。なお、バンド7の輝度温度は太陽放射の成分を含む(3章)ため、太陽放射が発生する時間帯では夜間雲解析RGB画像で緑色に割り当てられているS2が非常に大きな値となる。この結果、雲形に拘わらずGの輝度値が極めて小さい値となり、画像全体が赤色系の色調となる。このため、夜間雲解析RGB画像およびそれを基に構築した本アルゴリズムから下層雲を検出することは不可能となる。前記の領域における2015-2019年の解析期間中毎日の1時間毎の下層雲検出ピクセル総数の解析から、日の出後30分程度は夜間と同程度に下層雲が検出されるものの、それ以降は下層雲検出ピクセル数の急激な減少が認められた(図省略)。一方で、2018年のうち日の出時刻が最も早い6月の毎日4-6時の1時間毎の夜間雲解析RGB画像と下層雲検出ピクセル分布の比較を行った結果、下層雲以外の対象物が誤検出されないことも確認された(図省略)。そこで、日の出以降であっても定点カメラ観測から示された雲海発生頻度が極大となる6時までのデータを含めることでサンプル数が増え、時空間的な下層雲発生傾向をより正確に把握可能となると考えた。これを踏まえ、5月から11月までの期間全体にわたり、前日21時-当日6時を解析対象期間と統一し、本アルゴリズムを適用して下層雲の検出を行った。

7. アルゴリズムの検証と夜間下層雲の分布

上記のアルゴリズムによる雲海検出の精度を検証するため、2017, 2018年に山頂地点で観測を実施した337日のうち、定点カメラで3-6時の鮮明な画像が得られた206日に対し、衛星データによる富士見高原周辺の下層雲検出ピクセルの有無と、4章で示した雲海発生の有無を比較した(第4表)。定点カメラで判別された雲海に関しては、大規模雲海、小規模雲海を合算し

た。衛星データによる下層雲の有無の判断基準は、6章に示したアルゴリズムで3-6時に一度でも下層雲が検出されたピクセルが、富士見高原付近(東経138.25度、北緯35.95度を中心とした半径約10kmの範囲)に10ピクセル以上出現した場合に、下層雲ありとした。ここでの中率を、全日数のうち、衛星データから検出した下層雲の有無が、実際の雲海発生の有無と一致していた割合と定義する。第4表における各該当日数をA, B, C, Dとおくと、的中率は、

$$(\text{的中率}) = (A+D) / (A+B+C+D) \times 100 \quad (10)$$

で得られ、その値は76.7%であった。これは、衛星データに基づいた下層雲検出結果は、約4分の3の割合で実際の雲海の有無を示していることを意味する。

空振り率を、衛星で下層雲を検出した日のうち定点カメラでは雲海が発生していなかった割合と定義する。的中率と同様に、第4表における各該当日数をA, B, C, Dとおくと、空振り率は、

$$(\text{空振り率}) = C / (A+C) \times 100 \quad (11)$$

で得られ、その値は35.5%であった。これは、衛星データで下層雲が検出された日のうち約3分の1は富士見高原では雲海が観測されないことを示している。このような事例は11日あり、その約64%に相当する7日では、定点カメラ画像で標高2000mを超える八ヶ岳連峰を覆う雲の存在が確認された。この雲が衛星から下層雲として検出されたと考えられ、パノラマスキー場の山頂地点よりも高標高の地点なら雲海が観察されていた可能性がある。

次に、定点カメラで観測された雲海が、衛星から下層雲として検出されない要因を考える。これには、上

第4表 2017, 2018年に定点カメラで3-6時の鮮明な画像が得られた206日における、雲海発生の有無と富士見高原周辺で検出された下層雲の有無の判別結果。表中A, B, C, Dは、本文中において的中率や空振り率を定義するため、各該当日数を置き換えた文字である。

		衛星		合計
		下層雲あり	下層雲なし	
定点 カメラ	雲海あり	20 (A)	37 (B)	57
	雲海なし	11 (C)	138 (D)	149
合計		31	175	206

層雲によって下層雲が検出できなかった場合と、主に小規模雲海では空間スケールが衛星の分解能に満たない場合が考えられる。2017、2018年に定点カメラで雲海を観測した57日に関し、大規模雲海・小規模雲海を区別して上層雲の有無を4章の基準を用いて分類した(第5表)。大規模雲海発生日では、上層雲が存在しない全19日で下層雲が検出された。上層雲が存在する場合は、大規模雲海が衛星から検出された日は無かった。したがって、夜間に上層雲が卓越しなければ大規模雲海を下層雲として検出可能であり、大規模雲海が検出されない要因は上層雲の存在であることが確認された。小規模雲海発生日では、小規模雲海を下層雲として検出できた日は22日のうち4日であった。上層雲が存在し小規模雲海が検出された1日(2018年6月19日、図省略)では、富士見高原周辺に巻雲の断片が確認されたものの、雲海発生域の直上に上層雲は存在しなかった。上層雲が存在しないにも拘わらず小規模雲海を検出できなかった2日について夜間雲解析RGB画像を見ると(図省略)、下層雲の空間スケールが極めて小さかったことが確認された。しかしこのような事例は全雲海発生日57日中2日(約3.5%)であり、全体に占める割合は低いといえる。

以上の結果から、上層雲が存在しないピクセルでは夜間の大規模雲海が衛星データから検出可能であると考え、雲海を構成する下層雲の出現特性を東経136.5-140.0度、北緯34.5-37.5度の領域で分析した。

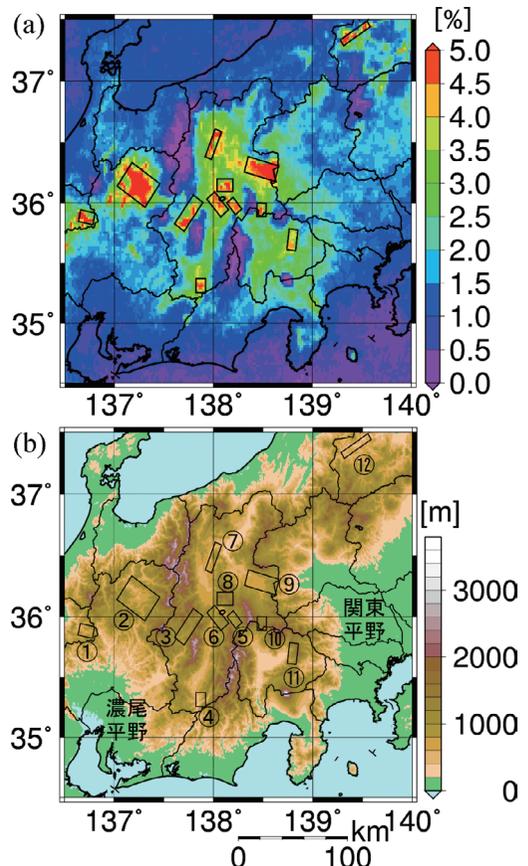
3章に示した解析対象期間全体における3-6時の全データに対するピクセル毎の下層雲の検出回数の割合の分布および解析対象領域の地形を第9図に示す。夜間のうち解析対象時刻をこの時間帯に設定した理由は、パノラマスキー場での定点カメラ画像の解析から、大規模雲海の発生頻度が顕著に高くなることが確認されたためである(第3図)。前記のように、上層雲

第5表 パノラマスキー場の観測によって得られた2017、2018年の雲海発生日における、夜間雲解析RGB画像から判別した3時の上層雲の有無と、作成したアルゴリズムによる富士見高原周辺の下層雲の検出結果。

		下層雲検出結果			
		大規模雲海		小規模雲海	
		検出	非検出	検出	非検出
上層雲	なし	19	1	3	2
	あり	0	15	1	16
合計		19	16	4	18

が存在すると下層雲を検出できないため、第9図aの割合は真値に対して過小評価されている可能性がある。また、衛星データから下層雲を検出できない日の出以降の一部の時間帯も解析対象時刻に含まれる。この時間帯では、下層雲以外の対象物を下層雲として誤検出する可能性も極めて低い(6章)ため、第9図aに過小評価の影響を与える可能性がある。しかし、長期にわたるデータを平均しているため、下層雲発生頻度の相対的な空間分布は正しく把握できていると考えた。

第9図aを見ると内陸で割合が高く、暖色域で識別される高頻度エリアの近傍の高標高地点から、雲海が高頻度で観察されることが推測される。発生頻度が



第9図 (a) 静止衛星データから検出された3-6時における全データに対するピクセル毎の下層雲検出回数の割合の分布と(b)解析対象領域の地形。両図には高頻度で雲海が発生する12の矩形領域を付記してある。

4.0%を超える高頻度域として、福井県の九頭竜湖周辺(①)、岐阜県の高山盆地周辺地域(②)、長野県の木曾谷(③)、飯田盆地南端部の天竜川峡谷部(④)、現地観測を行った富士見高原を含む諏訪盆地南東部(⑤)、諏訪湖南西部の辰野町周辺地域(⑥)、犀川峡谷部(⑦)、霧ヶ峰周辺地域(⑧)、佐久盆地周辺地域(⑨)、野辺山高原(⑩)、山梨県の甲府盆地東部の大菩薩嶺周辺(⑪)、福島県の只見町周辺地域(⑫)の12か所が特定された(第9図b)。一方関東平野や濃尾平野、静岡県中西部などの沿岸地域や平野部に加え、標高2000m以上の地域で割合が低い。

8. 中部山岳域における雲海発生と沈降性逆転

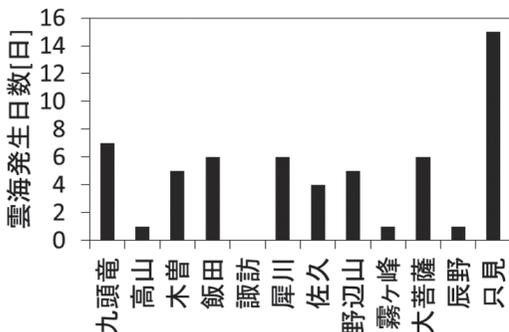
第9図で特定された12の高頻度エリア(矩形領域)における、5年間の衛星データ解析期間中の下層雲発生日を特定した。その際、1)各エリアの面積の50%以上を下層雲と判定されたピクセルが占め、2)前者の基準を3-6時のうち少なくとも2時間以上満たすことを発生日の基準とした。12エリアにおける下層雲発生日のうち、単一のエリアのみで下層雲発生と判定された日は、5年間の解析期間において全エリア合計で57日存在した。エリア別の発生数を第10図に示す。他のエリアと空間的に大きく離れた只見では15日と突出して多いのに対し、高山、辰野、霧ヶ峰ではそれぞれ1日、諏訪では0日と非常に少ない。その他のエリアでは4-7日である。第10図で高頻度となったエリアでは、単独で夜間の雲海が発生しやすいことを示している。

次に、6エリア以上で同時に下層雲が発生した日を特定した。このような日では、中部山岳域内に広域で同時に夜間の雲海が発生した可能性があり、5年間で15日抽出された。これらの日を広域雲海発生日と定義

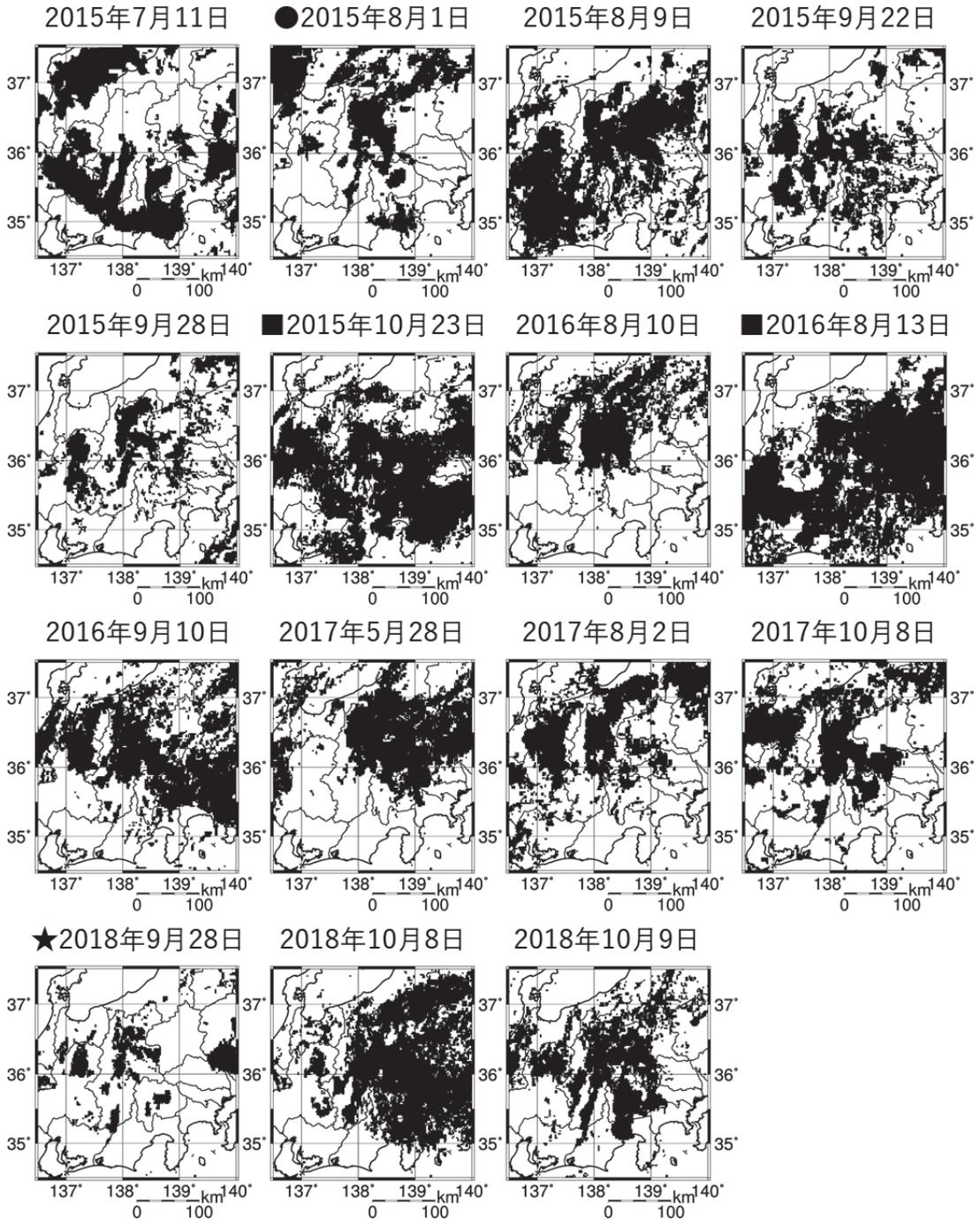
する。これらは、同領域で上層雲も卓越しなかった日に相当し、頻度としては極めて低い。全15日における、3-6時に一度でも下層雲が検出されたピクセルの分布を第11図に示す。分布は広範囲にわたるが、中部山岳域内の谷沿いの地域(第9図b)で下層雲が発生した事例(第11図●;2015年8月1日,第11図★;2018年9月28日)と、谷地形に依存せず2000mを超える高標高の山岳域を除いて広範囲で下層雲が発生していた事例(第11図■;2015年10月23日,2016年8月13日)がある。このように、事例によって下層雲の分布にはばらつきがあるものの、全15事例で2000mを超える山岳上(第9図b)では下層雲が検出されていない。したがって広域雲海発生日では、2000m以上の山岳から俯瞰した際に広域で雲海が形成されていたと考えられる。

広域雲海発生日15日分について、中部山岳を取り囲むゾンデ観測地点として輪島、館野、および浜松における9時の沈降性逆転層の有無および下面高度を第6表にまとめた。下面高度は、ゾンデ観測データの中で気温の極小を記録し、かつ露点温度が上層で低下した高度と定義した。第6表より、輪島では全15事例中86.7%にあたる13事例で沈降性逆転層が確認された。太平洋側では割合がやや低下し、館野では9事例(60.0%)、浜松では8事例(53.3%)で確認された。このうち、2018年9月28日9時の輪島におけるゾンデ観測データ(エマグラム)を第12図に示す。この日は4章で示した大規模雲海発生日にも該当する。800hPa面付近の沈降性逆転層よりも下層では風速が顕著に小さく、気温と露点温度の差(湿数)が小さいことから大気下層が湿潤であることが分かる。沈降性逆転層が確認された他の事例でも、同様の傾向が見られた(図省略)。この結果は、大規模雲海発生日(第7図)と広域雲海発生日で、同様の環境場が存在していたことを示している。

次に、海面更正気圧および下層大気の流れと相対湿度の場をERA5再解析データにより分析した。2018年9月28日6時の海面更正気圧および850hPa面における相対湿度と風ベクトルの分布を第13図に示す。第13図aより、中部山岳域は高気圧の圏内であったことが分かる。これはゾンデ観測結果(第12図)において沈降性逆転層が確認されたことと整合的である。第13図bを見ると、中部山岳域では高気圧に伴って北寄りの風が卓越しているものの、風速はおおむね5m/s以下であったことが分かる。相対湿度80%以上



第10図 各エリアで雲海発生と判定された日数。



第11図 広域雲海発生日全15日における、3-6時の間に一度でも下層雲が検出されたピクセルの分布。2015年8月1日には●、2018年9月28日には★、2015年10月23日と2016年8月13日には■をそれぞれ付記してある。

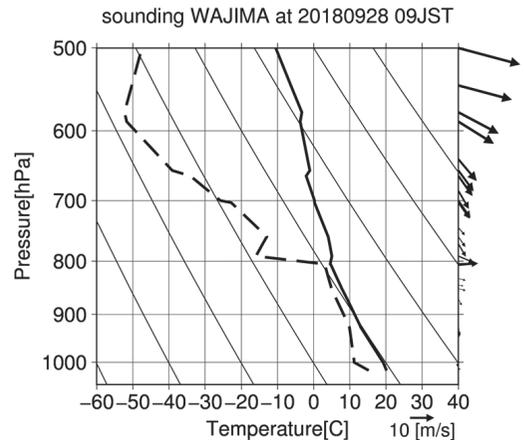
の湿潤域の分布とひまわり 8号のデータから検出された下層雲の分布(第11図★)に顕著な対応関係は見られない。このことは第12図で見られた沈降性逆転層の高度が、850hPa面の高度を上回った地域では大気が湿潤となり、下回った地域では乾燥していることを反映していると考えられる。中部山岳域が高気圧に覆われるとともに、下層雲の分布と850hPa面の湿潤域が一致しない傾向は、他の広域雲海発生日でも同様であった(図省略)。

第6表 広域雲海発生日15日分の輪島、館野、浜松のエマグラム(9時)で判定した沈降性逆転層の下面高度。-は沈降性逆転層が確認されなかった日。

	輪島		館野		浜松	
	高度 [hPa]	高度 [m]	高度 [hPa]	高度 [m]	高度 [hPa]	高度 [m]
2015年7月11日	798	2066	766	2409	-	-
2015年8月1日	-	-	791	2146	-	-
2015年8月9日	901	1006	891	1108	834	1670
2015年9月22日	821	1836	779	2266	-	-
2015年9月28日	-	-	772	2325	831	1726
2015年10月23日	850	1533	772	2327	810	1942
2016年8月10日	861	1384	-	-	847	1526
2016年8月13日	815	1846	850	1488	-	-
2016年9月10日	796	2056	838	1631	851	1498
2017年5月28日	834	1639	789	2089	-	-
2017年8月2日	815	1854	-	-	-	-
2017年10月8日	826	1837	-	-	-	-
2018年9月28日	805	1977	-	-	910	951
2018年10月8日	796	2056	-	-	785	2179
2018年10月9日	774	2285	-	-	864	1386

同事例日にパノラマスキー場の異なる2標高で撮影された定点カメラの画像を用いて、雲海の雲頂高度を推定した。具体的には、異なる2標高における雲海の見え方のずれを利用し、あらかじめ高度がわかっている地上目標物を含めた3次元空間における、2直線の交点の座標を求めるベクトル方程式を解くことで、雲頂高度を算出した。27日21時以降に画像が鮮明に取得された15コマ分のデータを使い算出した雲頂高度の時間変化を第14図に示す。雲頂高度は標高1300-1500mで推移し、深夜から日の出にかけて若干低下する傾向が見られた。第12図で示した28日9時の輪島における沈降性逆転層は海拔高度1977mと2120mの間に存在した。推定された雲頂高度は、若干低いもののこの高度とおおむね一致している。一般に衛星データから局地的に存在する下層雲の雲頂高度を定量化することは極めて難しい。今回の事例による比較解析から、衛星データから広域雲海として検出された下層雲が、内陸では1700mより眼下に広がる“雲海”であったことが確認されたといえる。もう1つの重要な点として、今回観測された広域雲海や大規模雲海が地表付近で形成されるいわゆる盆地霧ではなく、下層雲であるという認識である。これまでの盆地霧に関する研究では、夜間の時間進行とともに雲頂高度が高くなる(成長する)ことが示されてきた(田中ほか 2000; 田中ほか 2001)。今回の解析結果はこれと異なることも、両者の基本的な形成メカニズムが異なることを示唆している。

上記を踏まえると、日本付近に位置する高気圧に伴



第12図 2018年9月28日9時の輪島におけるエマグラム。実線は気温、破線は露点温度、細線は乾燥断熱線。

う沈降性逆転層によって下層雲が広域で発生し、その高度が中部山岳域の標高2000mを超える山岳を下回ったために、中部山岳域で広域に雲海が発生したと考えられる。

9. まとめと課題

2017年から2019年の暖候期に、長野県諏訪郡の富士見パノラマスキー場を利用して八ヶ岳山麓で発生する雲海の観測を行った。一方で、ひまわり8号の多バンドデータを用いた夜間雲解析 RGB 画像を利用して、夜間の下層雲を自動的に検出する経験的なアルゴリズム

ムを考案した。両者を組み合わせて、中部山岳域で夜間に発生する雲海の形態、時空間分布、および発生メカニズムを明らかにした。

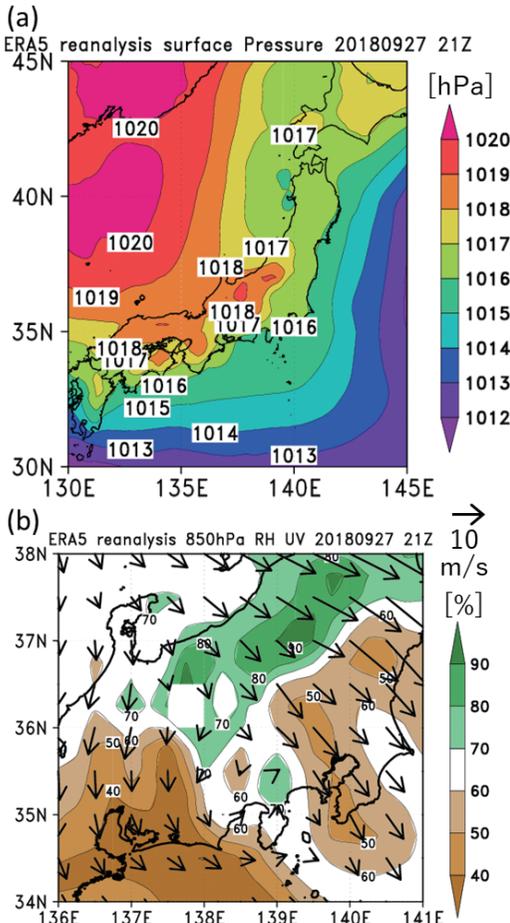
定点カメラ画像の分析により、富士見高原周辺で発生する雲海の形態を、谷全体を埋め尽くす大規模雲海と、谷の東側または西側に発生する小規模雲海に分類した。大規模雲海は発生日数が多く、早朝に発生頻度の極大を示すことから、観光資源に活用されることの多い一般的な“雲海”の形態であると考えられる。今回の観測地点（標高1700m 付近）より高高度で発生する夜間の上層雲の有無と雲海の発生および地上気象との関係を調べたところ、上層雲発生時にも雲海が出現する割合は高く、必ずしも夜間の放射冷却強度が雲海

発生日を決定するとはいえない。一方で上層雲がない日に限定すると、大規模雲海発生日は非発生日に比べて、弱風・高湿度であった。

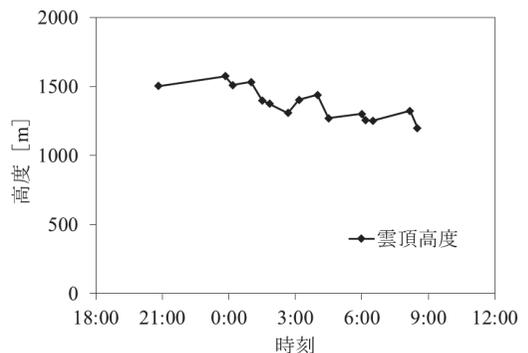
東側に小規模雲海が卓越した日は、他の雲海発生日に比べて高湿度で谷沿いに南風が卓越した。定点カメラの画像では西側の小規模雲海に比べて雲頂高度が高く、八ヶ岳斜面上を滑昇して形成された下層雲であると判断した。一方で西側に小規模雲海が発生した日は、大規模雲海発生時と気象条件が似ていた。しかし上層雲があり夜間の放射冷却量が小さい日にも高い割合で西側の小規模雲海が発生したことから、安定層が薄い日に雲海が大規模に発達せず、結果的に地形標高が低い谷の西側のみで雲海が観察されたものと考えた。2 高度の定点カメラ画像から算出した雲海の雲頂高度は、夜間1500m 付近に位置し低下する傾向が見られ、前日の降水の有無は必ずしも雲海発生の第一条件とはならなかった。したがって、注目した雲海は接地境界層で広域に発生する放射霧であるとは考えにくい。

定点カメラ画像にて大規模雲海が発生した事例における総観場を解析したところ、日本海に高気圧が張り出し、ひまわり 8 号の夜間雲解析 RGB 画像から識別された下層雲の発生地域は、これに応じて中部山岳で北偏していた。同日 9 時の輪島のゾンデデータでは大気下層に沈降性逆転層が観測され、高気圧に伴う沈降場が雲海形成に重要であることが示唆された。

雲海の空間分布をより広域で定量的に把握するため、ひまわり 8 号のデータから下層雲を検出する経験的なアルゴリズムを作成し、中部山岳域における下層雲発生ピクセルの検出を夜間に関して 1 時間毎に行った。1 日毎の検出結果と富士見高原における雲海発生の有無を比較したところ、上層雲のない夜間晴天日に



第13図 (a) 2018年9月28日6時の海面更正気圧および (b) 850hPa 面における相対湿度と風ベクトル。b では850hPa 高度が地形を下回る範囲の陰影をマスクアウト。



第14図 定点カメラの画像から算出した2018年9月28日の雲海の雲頂高度の時間変化。

限って雲海を下層雲として検出可能であることが確認された。このアルゴリズムを使用し、中部山岳域における下層雲発生頻度分布を作成したところ、海上や沿岸、標高2000m以上の地域で低頻度となり、内陸では全体的に高頻度であった。特に谷地形や盆地に依存して頻度が高く、発生頻度が4.0%を超える12の高頻度エリアを特定した。同一の日に発生しやすいエリアと単独で発生するエリアもあり、現地観測も加えて各エリアでの雲海形態の詳細を調べる必要がある。

5年間の解析期間中、6エリア以上で同時に雲海が発生した広域雲海発生日は15日抽出された。そのうち13日で、輪島ゾンデデータの800-900hPa付近に、中部山岳周辺に張り出す高気圧に伴って生じる沈降性逆転層が確認された。15日の中で富士見高原にて夜間に大規模雲海が生じた日にも、沈降性逆転層が輪島のゾンデデータから観測され、その高度は定点カメラ画像から算出された雲頂高度とおおよそ一致していた。以上から、中部山岳域まで張り出す高気圧に伴う沈降性逆転層が、中部山岳域の山間部に発達する夜間から早朝にかけての広域雲海に重要な役割を果たしていると考えられる。一般に沈降性逆転よりも上層では大気が乾燥し、山岳上の観測点が霧に覆われにくいことも雲海が目視できる重要な条件となる。

3年間にわたる現地観測では、年により雲海発生頻度が大きく変動した。特に近年の長雨や台風活動は秋季の雲海発生頻度に大きく影響した。一方で衛星データから日中の下層雲を定量的に検出することは今回の手法では困難であり、雲海の消滅過程や日中の雲海検出に関しては今後の研究課題となる。近年は安価なデジタルインターバルカメラを入手することが可能となり、今回特定された高頻度の夜間下層雲発生エリアに注目した長期の地上観測が期待される。特に、雲頂高度の決定因子は、下層雲が雲海と認識されるためにも重要な要素であり、沈降性逆転層と夜間の安定層発達および下層雲の発生・維持の関係を雲物理の観点から研究する必要がある。

謝 辞

本研究は富士見パノラマスキー場の協力により、3年間にわたる長期気象観測を行うことができました。スキー場事業部長の和田 諭様、荒木清孝様および施設課の林 秀光様をはじめ、多くの方のお力添えを頂戴しました。さらに、長野県諏訪郡の折井文明様には、山麓の気象観測サイトとして3年間にわたって牧草地

を使用させて頂きました。

本研究では、千葉大学環境リモートセンシング研究センター (CEReS) が公開する、ひまわり8号グリッドデータを使用しました。同研究センターの樋口篤志准教授には様々なご助言を頂きました。

この場を借りて皆様に厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- Adler, B., K. Baric, N. Kalthoff, F. Lohou, M. Lathon, C. Dione, X. P. Bagazgoitia and H. Andersen, 2019: Nocturnal low-level clouds in the atmospheric boundary layer over southern West Africa: an observation-based analysis of conditions and processes. *Atmos. Chem. Phys.*, **19**, 663-681.
- Akimoto, Y. and H. Kusaka, 2015: A climatological study of fog in Japan based on event data. *Atmos. Res.*, **151**, 200-211.
- Bader, C. D., T. B. Mckee and G. J. Tripoli, 1987: Mesoscale boundary-layer evolution over complex terrain. Part I. Numerical simulation of the diurnal cycle. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2823-2838.
- Bader, C. D. and T. B. Mckee, 1992: Mesoscale boundary-layer evolution over complex terrain. Part II: Factors controlling nocturnal boundary-layer structure. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 802-816.
- Clemesha, R. E. S., A. Gershunov, S. F. Iacobellis and D. R. Cayan, 2017: Daily variability of California coastal low cloudiness: A balancing act between stability and subsidence. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 3330-3338, doi:10.1002/2017GL073075.
- Ellrod, G. P., 1995: Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery. *Wea. Forecast.*, **10**, 606-619.
- Hersbach, H. and D. Dee, 2016: ERA5 Reanalysis is in Production. *ECMWF Newsletter*, **147**, ECMWF.
- 細田 浩, 田口 信, 2012: 長野県霧ヶ峰における霧の発現. *法政地理*, **44**, 3-14.
- 木下 仁, 成田正巳, 吉松雅行, 2016: ひまわり8号の画像を利用した霧の監視. 平成28年度予報技術研修テキスト, 量的予報技術資料, **22**, 94-133.
- Mahrt, L., R. C. Heald, D. H. Lenchow, B. B. Stankov and I. B. Troen, 1979: An observational study of the nocturnal boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **17**, 247-264.
- Mason, S. J., 1982: The physics of radiation fog. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 486-499.
- 水越允治, 奥 友親, 1974: 上野盆地における霧の局地気候学的研究. *地理学評論*, **47**, 313-325.
- 大橋唯太, 寺尾 徹, 宮田賢二, 田中正昭, 堀口光章, 林

- 泰一, 2004: 局地循環による水蒸気輸送と盆地霧発生の関連性—三次盆地を対象とした数値実験—. 天気, **51**, 509-523.
- Ohta, S. and M. Tanaka, 1986: A numerical study of the formation and the dissipation of radiation fogs. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 65-77.
- 尾関一頼, 佐々木政之, 2018: ひまわり8号及び9号の概要. 気象研究ノート, (238), 11-21.
- Possner, A., E. Zubler, O. Fuhrer, U. Lohmann and C. Schar, 2014: A case study in modeling low-lying inversions and stratocumulus cloud cover in the Bay of Biscay. *Wea. Forecast.*, **29**, 289-304, doi:10.1175/WAF-D-13-00039.1.
- Rogers, P. D., X. Yang, P. M. Norris, D. W. Johnson, G. M. Martin, C. A. Friehe and B. W. Berger, 1995: Diurnal evolution of the cloud-topped marine boundary layer. Part I: Nocturnal stratocumulus development. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2953-2966.
- 志水菊広, 齋藤幸太郎, 山本幹人, 2017: ひまわり8号・AHIの16バンド画像の特性. 気象衛星センター技術報告, (62), 39-71.
- 志水菊広, 齋藤幸太郎, 山本幹人, 2018: RGB合成画像. 気象研究ノート, (238), 59-72.
- 小気候団体研究会, 1994: 恵那地方の盆地霧の特性について. 天気, **41**, 23-35.
- Stage, A. S. and J. A. Businger, 1981: A model for entrainment into a cloud-topped marine boundary layer. Part II: Discussion of model behavior and comparison with other models. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2230-2242.
- 田中正昭, 宮田賢二, 米谷俊彦, 林 泰一, 伊藤芳樹, 堀口光章, 寺尾 徹, 岩田 徹, 大橋唯太, 2000: 三次盆地における霧の集中観測. 京都大学防災研究所年報, (43), 185-209.
- 田中正昭, 宮田賢二, 米谷俊彦, 林 泰一, 伊藤芳樹, 堀口光章, 寺尾 徹, 岩田 徹, 大橋唯太, 大原真由美, 宮下晃一, 橋口浩之, 手柴充博, 2001: 三次盆地における霧の集中観測 (第2報). 京都大学防災研究所年報, (44), 37-69.
- Tardif, R. and R. M. Rasmussen, 2007: Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1141-1168.
- 寺坂義幸, 2015: ひまわり8号RGB合成画像の基礎. 平成27年度予報技術研修テキスト, 量的予報技術資料, **21**, 123-136.
- Ueno, K., S. Sugimoto, H. Tsutsui, K. Taniguchi, Z. Hu and S. Wu, 2012: Role of patchy snow cover on the planetary boundary layer structure during late winter observed in the central Tibetan Plateau. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90C**, 145-155.
- Yamada, T., 1979: Prediction of the nocturnal inversion height. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 526-531.
- Yamamoto, Y., K. Ichii, A. Higuchi and H. Takenaka 2020: Geolocation accuracy assessment of Himawari-8/AHI imagery for application to terrestrial monitoring. *Remote Sens.*, **12**, 1372, doi:10.3390/rs12091372.
- Zhu, P., B. Albrecht and J. Gottschalck, 2001: Formation and development of nocturnal boundary layer clouds over the Southern Great Plains. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1409-1426.

The genesis tendency for a sea of clouds to occur at night in the Japanese Alps region derived by surface observation and satellite data

Yuki KOBAYASHI^{*1}, Kenichi UENO^{*2}

^{*1} (Corresponding Author) Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Ten-nodai, Tsukuba, Ibaraki, 305-8577, Japan (Present Affiliation: Aero Asahi Corporation).

E-mail: kobayashi.yuki.sg@alumni.tsukuba.ac.jp

^{*2} Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba.

(Received 27 March 2020; Accepted 8 April 2021)

Abstract

The tendency to form a sea of clouds (SOC) with surface meteorological conditions was observed for three-year warm periods at the foot of Mt. Yatsugatake by time-lapse camera and meteorological instruments at the Fujimi Panorama ski resort, Nagano Prefecture. In situ observation revealed large- and small-scale SOCs in the valley. Large-scale SOCs were commonly observed in the early morning, while small-scale SOCs in the eastern valley corresponded with low-level orographic clouds ascending over the slopes of Yatsugatake. An empirical algorithm was developed to detect the occurrence of nocturnal low-level clouds, corresponding to large-scale morning SOCs, using Himawari-8 images on an hourly basis with references to in situ camera observation. SOCs frequently occurred in the large-scale valley or basin in the inland areas of the Japanese Alps region, referred to as 12 target areas, and they were infrequent in the coastal areas or at high elevations over 2000m. When we defined days of wide-ranging SOC occurrence, in which SOCs occurred in half or more of the target areas, 67% were associated with a subsidence inversion layer by a synoptic-scale high pressure system. The low-level cloud-top height determined by two camera images at different altitudes almost corresponded with the height of the inversion layer observed by radiosounding data at the Wajima station. We concluded that the synoptic-scale subsidence inversion layer plays an important role in forming large-scale SOCs in the Japanese Alps region in addition to nocturnal radiative cooling conditions.
