

## 1. 気象衛星観測の概要

### 1.1. 気象衛星による観測

気象衛星は、気象観測を行うことが困難な海洋や砂漠・山岳地帯を含む広い地域の雲、水蒸気、海水等の分布を一様に観測することが出来るため、大気、海洋、雪氷等の全球的な監視に有効である。特に洋上の台風の監視においては有効な観測手段である。

#### 1.1.1. 衛星の軌道

気象観測に用いられる衛星の軌道は、静止軌道と極軌道が代表的である。

静止軌道衛星は、赤道上を地球の自転周期に合わせて周回する衛星で、地球から見て常に同じ場所に静止している（ひまわり 8・9 号の場合、東経 140.7°の赤道上約 35,800 km）。ひまわり 8・9 号では約 10 分間で衛星から見える地球全体を観測でき、気象擾乱等の監視・追跡に威力を発揮している。

極軌道衛星は、静止軌道衛星に比べ低い高度を短い周期（NOAA の場合高度約 850 km、周期約 100 分）で南北の極付近を通って周回する衛星で、軌道を中心に 2,000~3,000 km の幅を観測する。静止軌道衛星に比べて、地球近くから観測するため解像度の高い画像を得られるが、同一地点の観測頻度は 1 日 2 回となる。

#### 1.1.2. ひまわり 8・9 号の観測

ひまわり 8・9 号は、観測装置（可視赤外放射計）内部のミラーを動かして地球を北から順に東西に走査しながら観測している。図 1-1-1 に、ひまわり 8・9 号の観測概要（観測する領域と数）を示す。ひまわり 8・9 号では、フルディスク観測と 5 つの領域観測とを合わせて 10 分以内に終わることができる。観測スケジュールは、この 10 分間を基本単位として組み立てられる。

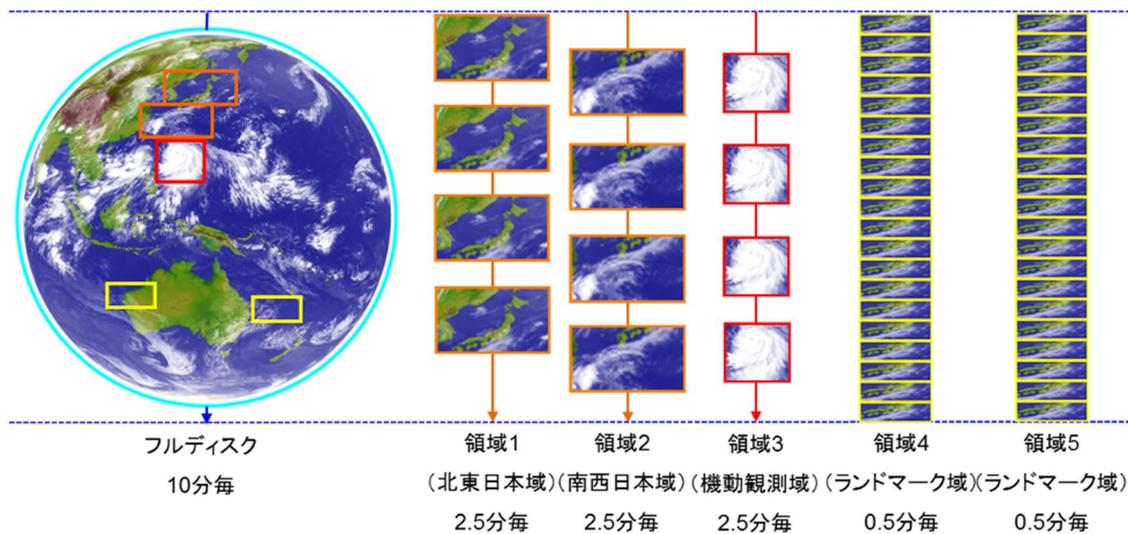


図 1-1-1 ひまわり 8・9 号による観測パターン

ひまわり 8・9 号では、フルディスク観測を 1 回実施する間に 5 つの領域観測を繰り返し実施している。領域 1 及び 2 (それぞれ東西 2,000 km、南北 1,000 km) では、2.5 分毎に観測が行われている。この 2 領域は日本域および日本周辺の固定された領域を対象としている。領域 3 (東西、南北とも 1,000 km) は、2.5 分毎に観測場所を変更することが可能で、台風や発達した低気圧、火山などの観測を対象としている。領域 4 及び 5 (それぞれ東西 1,000 km、南北 500 km) は、30 秒毎に観測場所を変更することが可能で、地球上の特徴的な海岸線(ランドマーク)画像を順次取得し、それらのランドマークの観測位置と予測位置との差から、衛星の姿勢パラメー

タを修正している。30秒毎の画像を取得できることから顕著現象をもたらす積乱雲の急発達などを観測することも可能である。

### 1.1.3 ひまわり8・9号の可視赤外放射計 (Advanced Himawari Imager)

ひまわり8・9号の可視赤外放射計 (以下AHI) は可視3バンド、近赤外3バンド、赤外10バンドの合計16バンド構成になっている。表1-1-1はひまわり8・9号とひまわり6・7号に搭載された放射計の観測バンドを比較したもので、最右列には観測データの用途についてバンド毎に例を挙げる。各バンドの詳しい特性については次節で述べる。

表1-1-1 ひまわり8・9号とひまわり6・7号の搭載バンドの比較

波長(μm)	ひまわり8・9号				ひまわり6・7号		想定される用途の一例
	バンド番号	空間分解能(km)	中心波長(μm)		バンド名	空間分解能(km)	
			ひまわり8号	ひまわり9号			
0.47	1	1	0.47	0.47	-	-	植生、エアロゾル、カラー合成画像
0.51	2	1	0.51	0.51	-	-	植生、エアロゾル、カラー合成画像
0.64	3	0.5	0.64	0.64	VIS	1	植生、下層雲・霧、カラー合成画像
0.86	4	1	0.86	0.86	-	-	植生、エアロゾル
1.6	5	2	1.61	1.61	-	-	雲相判別
2.3	6	2	2.26	2.26	-	-	雲粒有効半径
3.9	7	2	3.89	3.83	IR4	4	下層雲・霧、自然火災
6.2	8	2	6.24	6.25	IR3	4	上・中層水蒸気
6.9	9	2	6.94	6.96	-	-	中層水蒸気
7.3	10	2	7.35	7.34	-	-	中層水蒸気
8.6	11	2	8.59	8.59	-	-	雲相判別、SO <sub>2</sub>
9.6	12	2	9.64	9.63	-	-	オゾン
10.4	13	2	10.41	10.41	IR1	4	雲画像、雲頂情報
11.2	14	2	11.24	11.21	-	-	雲画像、海面水温
12.4	15	2	12.38	12.36	IR2	4	雲画像、海面水温
13.3	16	2	13.28	13.31	-	-	雲頂高度

空間分解能は、衛星直下点での値

## 1.2. 各観測バンドの特徴

前節で述べたように、AHIはひまわり7号の放射計よりも観測バンド数が大幅に増加した。これらは観測波長により可視領域、近赤外領域、赤外領域で分類・構成され、従来から利用されている5種類の画像に新たな観測バンドによる画像を合わせて16種類の画像がある。また、2種類の画像の同じ位置の各ピクセル値の差を画像化したものは差分画像と呼ばれ、それぞれの画像の性質の違いを強調してみることができる。本節では、16種類の観測バンドの解説に加えて、雲画像解析で広く用いられる差分画像と後述するRGB合成画像で用いられる差分画像について解説する。

### 1.2.1. 可視画像

#### (1) 可視画像の特徴

太陽光のうち、可視光の波長帯（おおよそ  $0.36\text{-}0.40\ \mu\text{m}$  から  $0.76\text{-}0.83\ \mu\text{m}$ ）の反射強度を画像化したものを可視画像と呼ぶ。可視画像では太陽光の反射の大きい所は明るく、小さい所は暗く画像化される。一般に鉛直方向に厚みのある雲や雪面などは反射が大きく、画像では明るく見える。地面は相対的に反射が少ないため暗く、海面は最も暗い。なお、観測地点の太陽高度の違いによって観測対象の見え方が違ってくることに注意が必要である。観測地点が朝や夕方時間帯や太陽光が低緯度の地域に比べてより低い仰角から入射する高緯度の地域では、単位面積当たりの入射量が少なく反射量も小さくなって、太陽高度の高い時間帯や低緯度での観測よりも暗く表示される。また、鉛直に発達した積乱雲などの影によって雲がある場所も暗く表示される場合がある。図1-2-1は積乱雲の影に入り、観測が困難になった下層雲（図の赤丸付近）の例である。また、太陽光のあたらない夜間は真っ暗な画像となる。

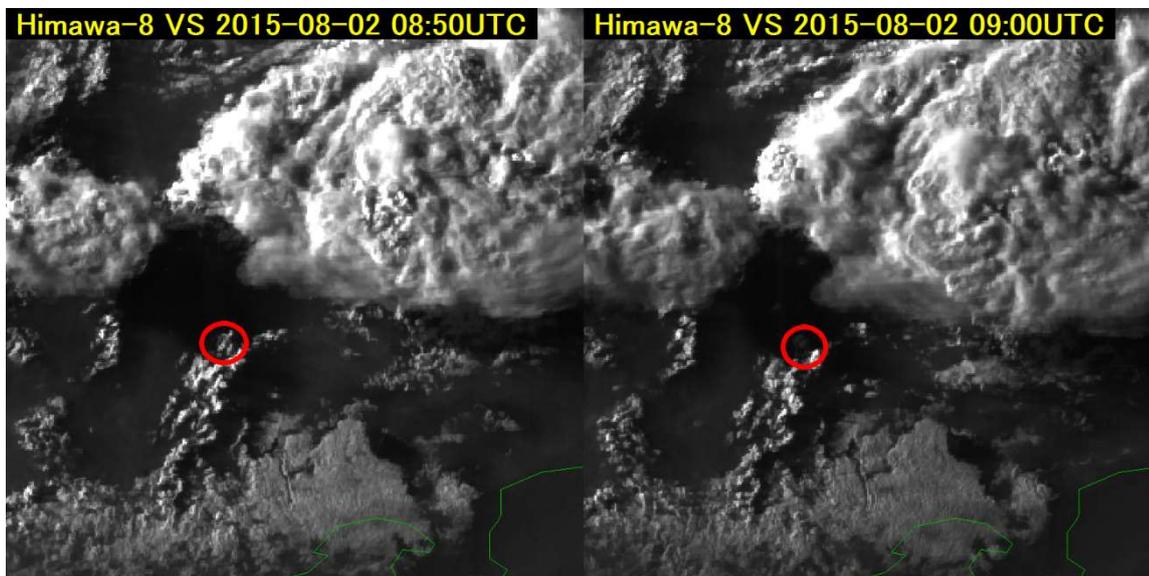


図 1-2-1 積乱雲の影に入る下層雲（可視画像）  
太陽高度の変化に伴い下層雲が積乱雲の影に入り観測が困難となる（赤丸付近）。

ひまわり7号の可視画像は観測バンドが1種類（中心波長約  $0.68\ \mu\text{m}$ ）だったが、ひまわり8・9号では3種類（中心波長約  $0.47\ \mu\text{m}$  : バンド1、 $0.51\ \mu\text{m}$  : バンド2、 $0.64\ \mu\text{m}$  : バンド3）となった。可視光域のうちバンド1は肉眼で青色、バンド2は緑色、バンド3は赤色に対応する波長帯となっている。このため、バンド1～3の画像を光の三原色である青緑赤にそれぞれ着色して合成すると、肉眼で宇宙から地球を見た場合に似た「カラー画像（True color RGB 合成画像）」を作成することができる。

可視バンド及び近赤外バンド観測波長帯における地表面の状態別の反射特性を図 1-2-2 に示す。同じ可視領域でも、観測波長帯の違いによってそれぞれ異なる反射特性を示していることがわかる。それぞれの詳細については「1.2.4 各バンドの画像及び差分画像の特性」で述べる。

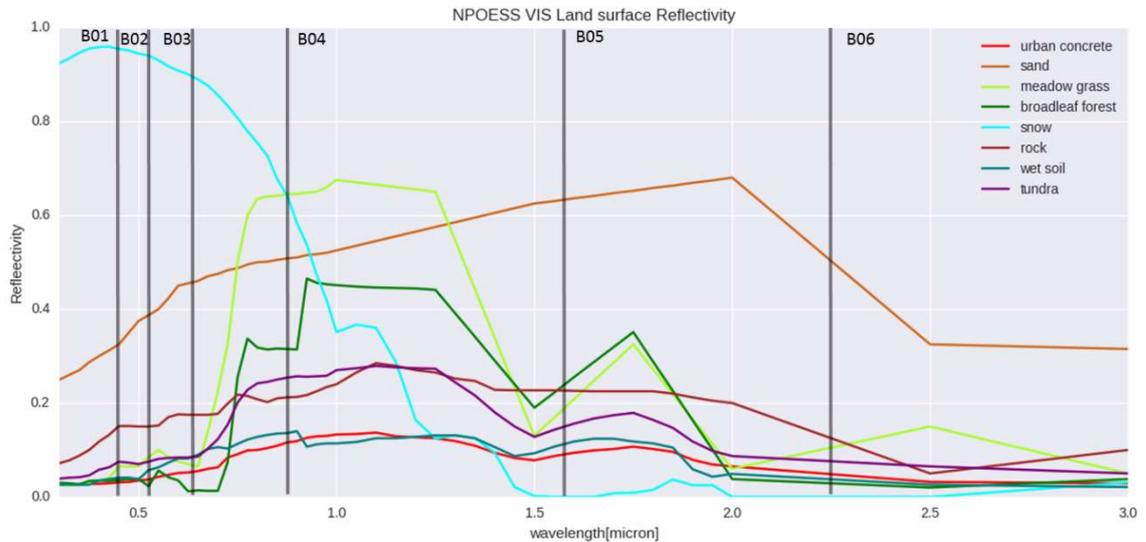


図 1-2-2 可視バンド及び近赤外バンド観測波長帯の反射特性

CRTM (Community Radiative Transfer Model. 共用高速放射伝達モデル) (Delest P and Han Y, 2008) で使用している地表面の反射率  
 凡例：都市部コンクリート (赤)、砂地 (茶)、牧草地 (黄緑)、広葉樹林 (緑)、積雪 (水色)、岩 (濃茶)、湿潤土壌 (濃青)、  
 ツンドラ (紫) (出典：NPOESS (National Polar-orbit Operational Environmental Satellite System))

## (2) 可視画像の利用

### ア 厚い雲と薄い雲の識別

雲の反射率は、雲に含まれる雲粒や雨滴の量や密度に依存する。一般に下層の雲は多くの雲粒や雨滴を含むので、上層の雲より反射率が高く、明るく見える。積乱雲のように、鉛直方向に発達した厚い雲は多くの雲粒や雨滴を含むので反射率が高く、明るく見える。薄い上層雲の場合は、下が透けて下層雲や陸地・海面の状態が分かることがある。

### イ 対流性と層状性の雲の識別

雲頂表面のきめ(texture)から対流性の雲と層状性の雲を識別できる。層状性の雲頂の表面は滑らかで均一であるのに対し、対流性の雲頂表面はでこぼことして不均一である。雲頂表面のきめは、太陽光がやや斜めからあたる時に対流性を示す雲の凹凸による影が長くなり観察しやすい。

### ウ 雲頂高度の比較

太陽光が斜めからあたる時、雲頂高度が高い雲から投影された影が雲頂高度の低い雲面や地表に映ることがある。この影により雲の高さを比較することが出来る。

### エ 地表面の識別

図 1-2-3 に可視画像観測波長帯での地表の状態に対応する反射率 (都市部コンクリート：赤線、砂地：茶線、広葉樹林：緑線、牧草地：黄緑線、積雪：水色線) を示す (出典は図 1-2-2 と同じ)。

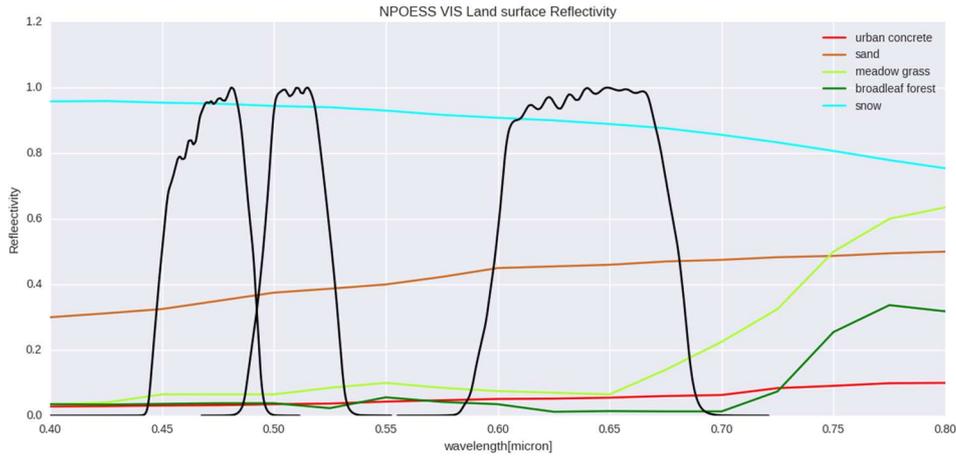


図 1-2-3 可視画像の観測波長帯における様々な地表の状態に対応する反射率  
 CRTM (Delest P and Han Y, 2008) で使用している地表面の反射率 (凡例：都市部コンクリート (赤)、砂地 (茶)、広葉樹林 (緑)、牧草地 (黄緑)、積雪 (水色)、黒線はAHIの応答関数を示す) (出典：NPOESS)

以下に冬のオーストラリア大陸を例にとりつつ、可視バンドでの地表面の見え方に関する主要な特徴を列挙する。なお、図 1-2-3 の AHI の応答関数のうち、左からバンド 1・2・3 である。

- 地表面の反射特性に注目すると、積雪に対する反射が大きいことがわかる。
- バンド 2 については、同時刻のバンド 2 画像 (図 1-2-4) を単独で示すと、オーストラリア大陸内陸のやや明るい領域 (砂漠等に対応) などを除き、陸地に対応する領域の反射が概ね少なく、画像としては暗く見えている。これには中心波長 0.51  $\mu\text{m}$  付近では植生からの反射が非常に小さいこと (図 1-2-3) が関連している。この波長領域付近では植生からの反射のピークは 0.55  $\mu\text{m}$  付近にあり、バンド 2 の応答関数はそのピークからほぼ外れている。したがって、バンド 2 の観測画像は植生域に対してはほぼ感度を持っていないことになる。
- 図 1-2-3 の 0.64  $\mu\text{m}$  付近 (もっとも右側の応答関数) の反射特性をみると、可視波長帯の中では砂地に対する反射が比較的大きいことがわかる。

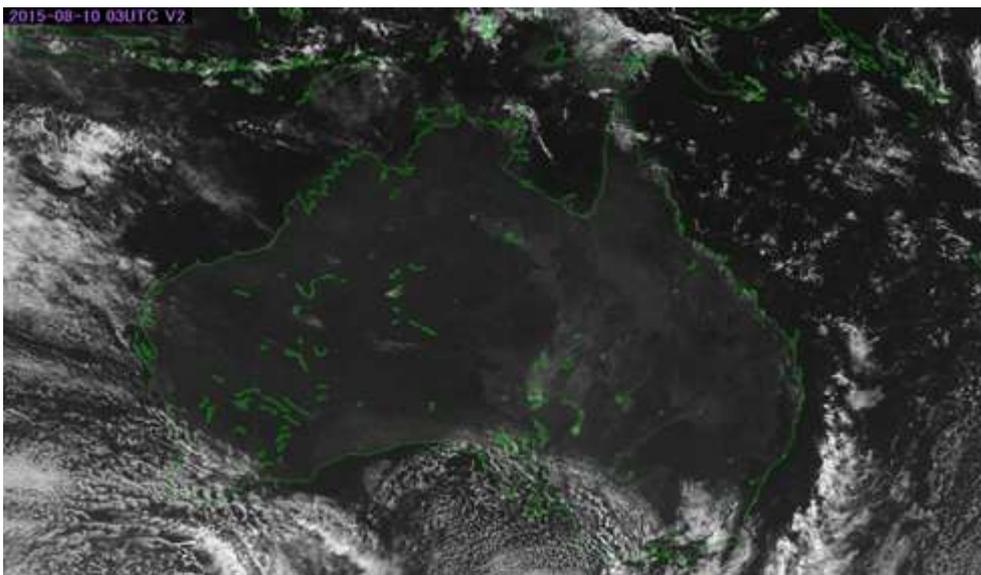


図 1-2-4 オーストラリア大陸付近のバンド 2 画像の例

以上の特性を理解しやすい例として可視3バンドを合成した True color RGB 合成画像 (図 1-2-5) を示す。

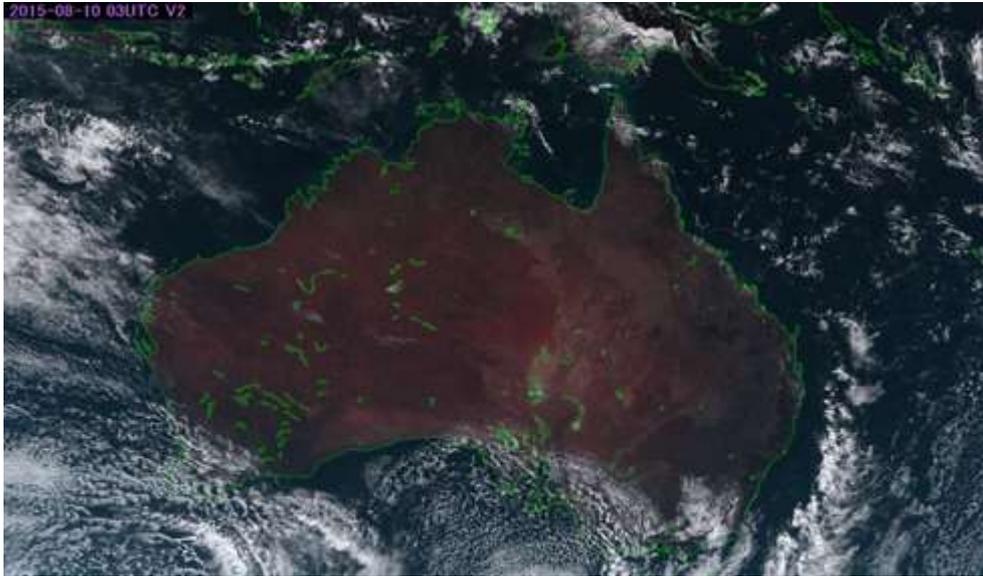


図 1-2-5 オーストラリア大陸付近における「True color (トゥルーカラー) RGB 合成画像」の例

- ・ オーストラリア大陸中央部の砂漠等では、青色のバンド1と緑色のバンド2の反射の寄与が赤色のバンド3に比べ相対的に少ないため、赤茶色で表示される。
- ・ 前述のように植生からの反射はバンド2において少ないため、熱帯雨林等の植生がある領域でも緑色の色調が確認できない。

#### オ エーロゾルの識別

バンド1では煙やダスト(塵、砂塵)などのエーロゾルが明瞭に識別できる。これは中心波長の短いバンド1においてエーロゾル等の粒子による散乱光が強く観測されるためである。図 1-2-6 は日本海から北日本にかけて大陸の森林火災による煙が見られる事例である。バンド3よりも、中心波長が短いバンド1の画像の方が比較的明瞭に煙を識別できていることが分かる。

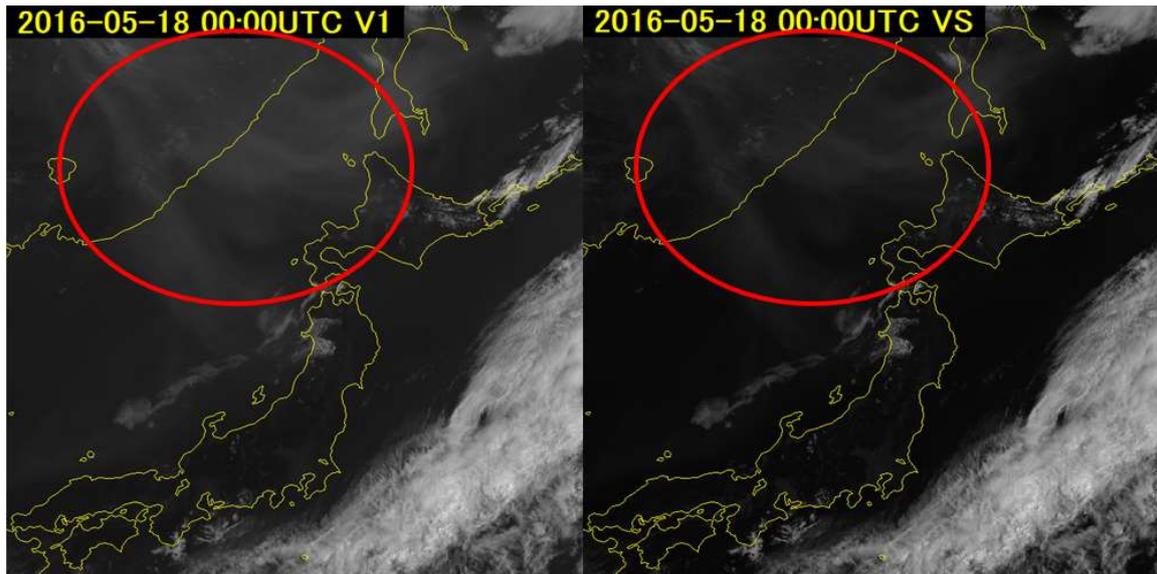


図 1-2-6 日本海から北日本にかけて大陸の森林火災による煙（エアロゾル）の事例  
バンド1（左）とバンド3（右）の画像を比較すると、バンド1で煙が明瞭。

## 1.2.2 近赤外画像

### (1) 近赤外画像の特徴

ひまわりシリーズでは、8号になって初めて近赤外バンドが搭載された。近赤外域は可視光の赤色波長領域より波長が長く、肉眼では確認できないが、光通信や家電のリモコン、生体内酸素量モニターなど身近なところで利用されている波長領域である。

衛星画像における近赤外画像は、可視画像と同様に観測された放射エネルギーを反射強度に変換して画像化している。そのため、可視画像と同様に日中（太陽光の当たる領域）で利用できる。一方、地表面の状態や雲に含まれる氷晶などに対してそれぞれ特徴的な反射の性質を有しているため（図 1-2-2）、それぞれのバンドの画像特性は可視画像と異なる。

### (2) 近赤外画像の利用

#### ア 植生の識別

バンド4画像は特に植生に対して高い反射率を示す特徴がある。バンド4及びバンド3付近の観測波長帯における地表の状態別の反射率を図 1-2-7 に示す。バンド4の観測波長付近では緑線や黄緑線で示される植生（牧草・広葉樹）からの反射率が高いことがわかる。

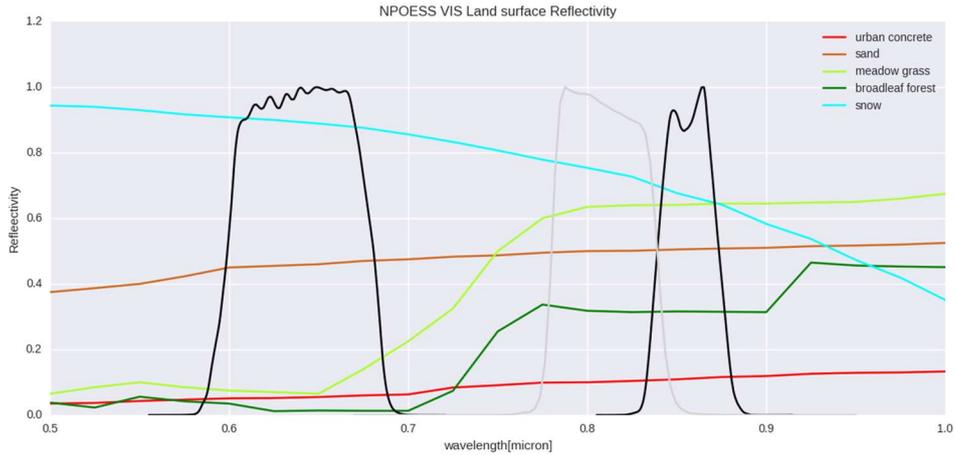


図 1-2-7 バンド 4 及びバンド 3 付近の観測波長帯における地表の状態別の反射率

CRTM (Delest P and Han Y, 2008) で使用している地表面の反射率

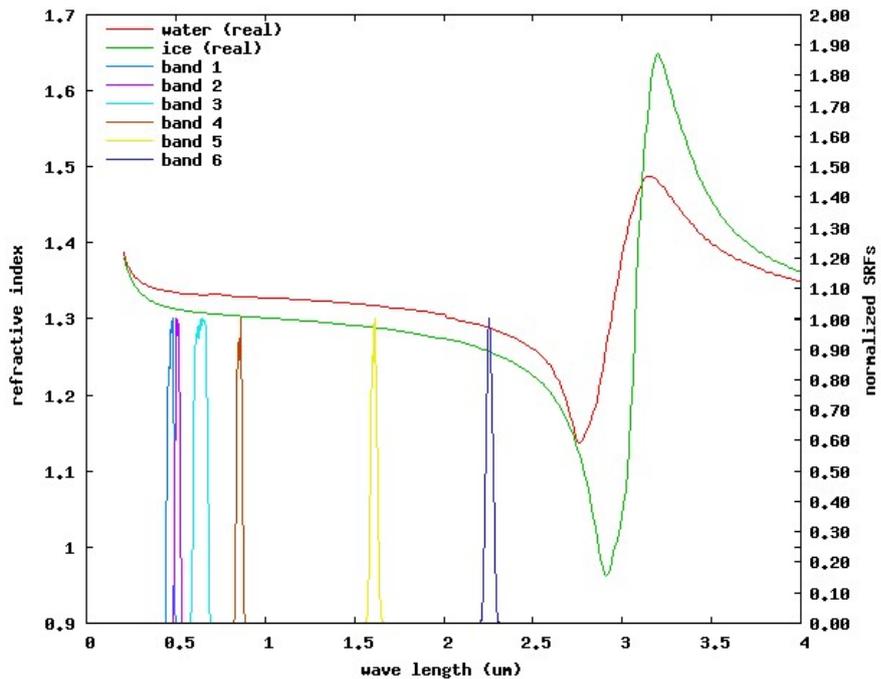
(凡例：都市部コンクリート (赤)、砂地 (茶)、広葉樹林植生 (緑)、牧草地 (黄緑)、積雪 (水色)、黒線は AHI、灰色線は EUMETSAT の運用気象衛星 Meteosat (搭載放射計 SEVIRI) の応答関数を示す)

イ 雲粒子の相・粒径判別

バンド 5、6 は雲 (雲頂) の粒子の相 (液体・固体) によって反射率が異なる。屈折率  $n_1$  の媒体から屈折率  $n_2$  の媒体の表面を光が垂直に入射する場合、反射率  $R$  は以下の式で表される。

$$R = \left( \frac{n_1 - n_2}{n_1 + n_2} \right)^2$$

雲粒子の相による反射率の違いは、屈折率を光の吸収が起こる物質に対して拡張した複素屈折率が液相と固相で異なること (図 1-2-8 にそれぞれの相での複素屈折率の波長依存性とバンド 1-6 の応答関数を示す) が原因で生じる。



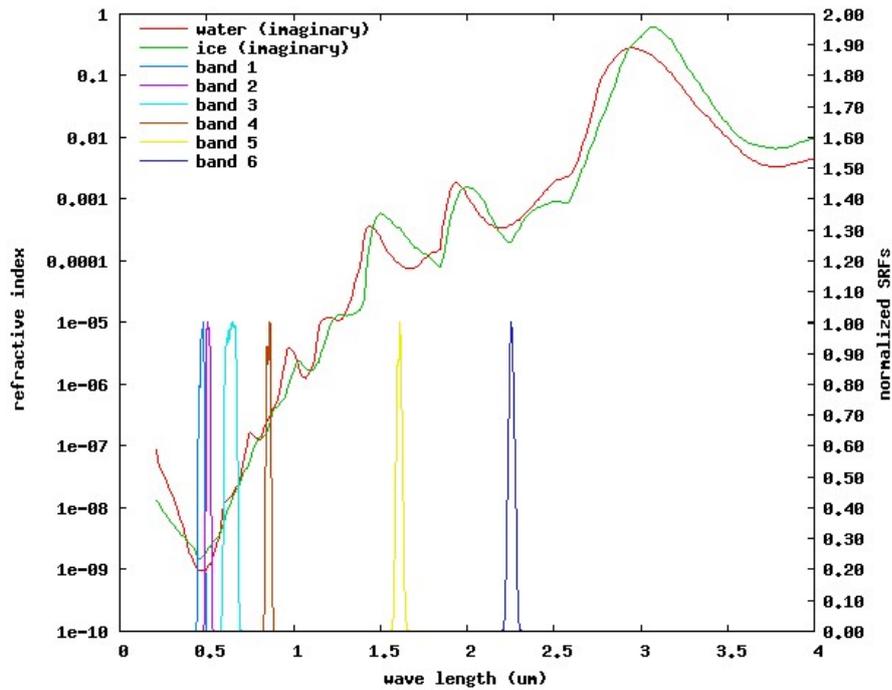


図 1-2-8 バンド 1 から 6 の応答関数と可視・近赤外領域における複素屈折率の波長依存性

上図：複素屈折率の実部 (real)。屈折率とも呼ばれる。

下図：複素屈折率の虚部 (imaginary)。(吸収に関わる) 消衰係数とも呼ばれる。図中のバンド 5 付近 (黄色矢印) 及びバンド 6 付近 (青色矢印) では、水滴と氷晶によって消衰係数の大きさが異なる。

図のうち、実部 (real) は屈折率、虚部 (imaginary) は消衰係数 (吸収に関わる) と呼ばれる。消衰係数は、バンド 5 とバンド 6 の観測波長付近で水滴または氷晶によって消衰係数の大小関係に違いが見られる。バンド 5 では氷晶に対する値が大きく (図中黄色の矢印付近)、バンド 6 では水滴に対する値が大きい (図中青色の矢印付近)。以下にバンド 5、

6 の特性についてそれぞれ説明する。

- ・ バンド 5 では、図 1-2-9 に示すように水滴からなる中下層雲の反射がバンド 4 と同様に大きいのに対し、上層雲など (図中赤い楕円内付近) 氷晶を含む雲頂からの反射は小さく観測される。この性質は先述の氷晶に対する消衰係数が大きいことが関係しており、氷晶が含まれる (高度の高い) 雲域と、それ以外の雲域の判別が容易になる。また、下層雲と雪氷域との判別も同様に容易である。地表面からの反射については先述の図 1-2-2 からわかるようにバンド 4 が積雪からの反射が大きいのに比べて、バンド 5 付近の波長領域では反射が小さく観測される。バンド 5 はバンド 4 同様に、地面 (砂地・岩地) からの反射率は大きく、植生についても比較的大きい。

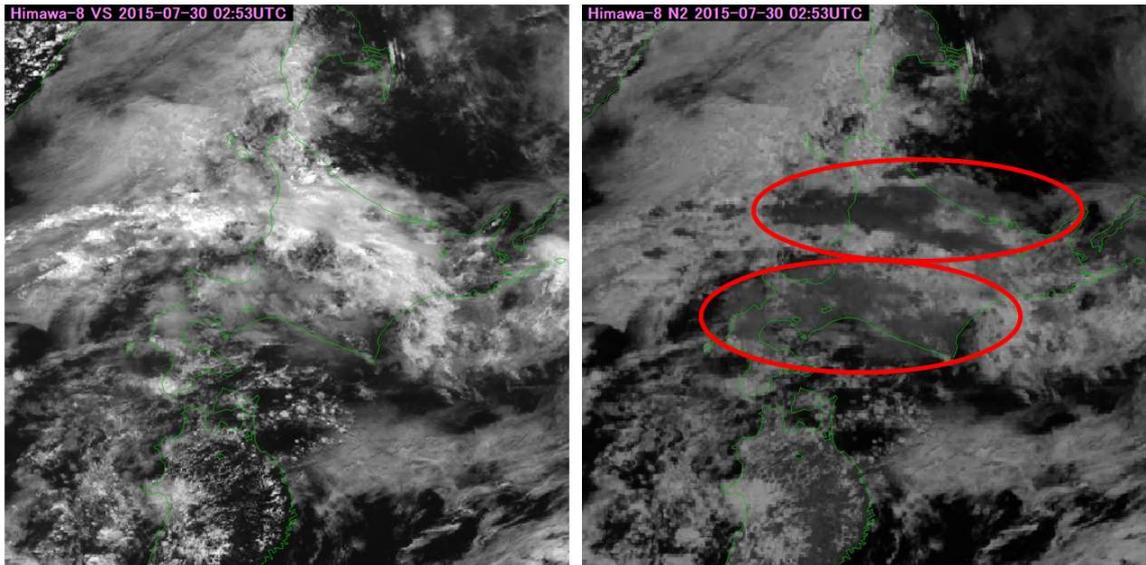


図 1-2-9 可視画像と近赤外画像（左：バンド3、右：バンド5）における雲（雲頂）の反射の違いの例

バンド 5 では水滴からなる中下層雲の反射が大きく明るいのにに対し、上層雲など（図中赤い楕円の領域付近）氷晶を含む雲頂からの反射は小さいため暗く観測される。

- ・ バンド 6 とバンド 3 における反射率が、雲全体の光学的厚さ ( $\tau$ ) 及び雲粒の有効半径（雲粒の断面積で加重平均した半径）の違いにより大気上端（TOA）の反射率がどう変化するかを図 1-2-10 に示す（林, 2018）。どちらのバンドも光学的厚さが大きいほど反射率が大きくなることは共通しているが、バンド 6（ここでは  $2.25 \mu\text{m}$ ）の反射率は粒径の大きさにも依存し、粒径が小さいほど反射率は高く、粒径が大きいほど反射率は低くなることがわかる。また、バンド 6 では光学的厚さが増すにつれ、粒径が同じであれば水滴よりも氷晶の場合のほうが高い反射率になる傾向にある。この性質は先述のバンド 6 における水滴と氷晶の消衰係数の大小に関係する。実際の雲画像を見ると（図 1-2-11）、厚い雲域にある氷晶からなる上層雲（図中赤い楕円内付近）においてバンド 3 で明るく反射している領域が、バンド 6 画像では反射率が低く暗い領域として表示されている。これはバンド 6 の反射率が雲粒子の相だけでなく雲粒子の粒径にも依存する（この場合は粒径が大きい）ためであり、バンド 6 画像単独で雲粒子の状態を見極めることは難しいことがわかる。さらに、地表面の反射は雪氷が小さく、砂地や植生で大きいという特徴がある。図 1-2-12 に  $2.3 \mu\text{m}$  帯の観測波長帯付近の応答関数と地表面の各状態（白色（石膏）の砂：薄茶色、植生：緑色、積雪：薄青色、青色の応答関数は AHI のバンド 6 のもの）に対する反射率を示す。

#### ウ ホットスポット

近赤外領域・赤外領域の画像では、火災などの高温の熱源が画像上にドット上の領域として現れる場合があり、これを「ホットスポット」と呼ぶ。このホットスポットはバンド 5、6 及び近赤外領域に隣接するバンド 7 の波長帯の画像で明瞭に現われることが多い。詳細については後述の「赤外画像（窓領域）の利用」で説明する。

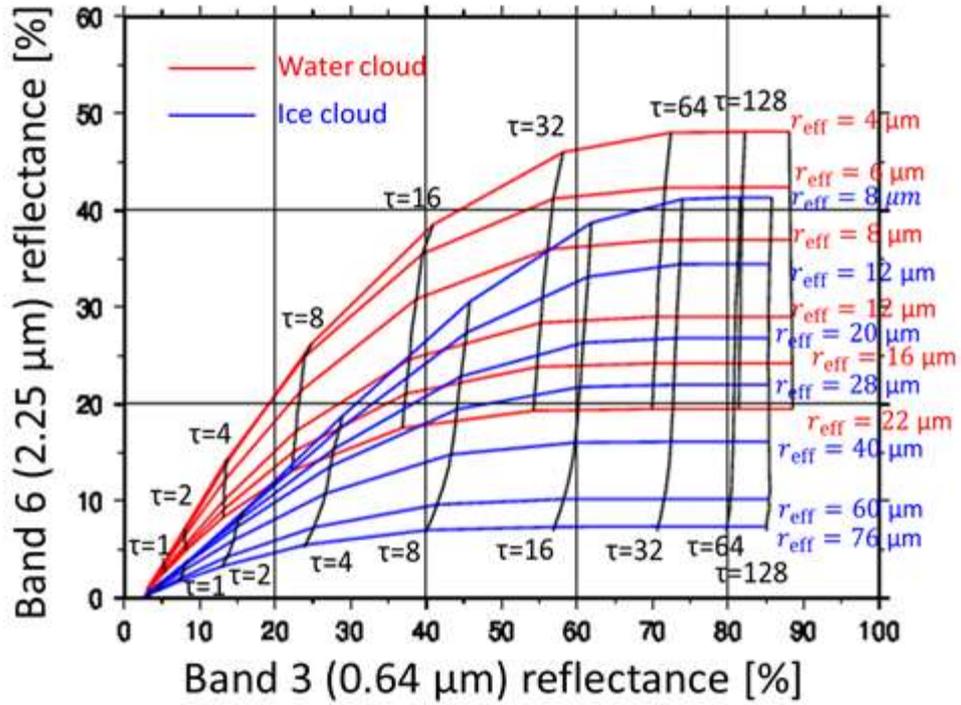


図 1-2-10 雲（水滴／氷晶）の光学的厚さ ( $\tau$ ) 及び有効半径 ( $r_{\text{eff}}$ ) とバンド6とバンド3のそれぞれの大気上端 (TOA) 反射率との関係 (林, 2018)

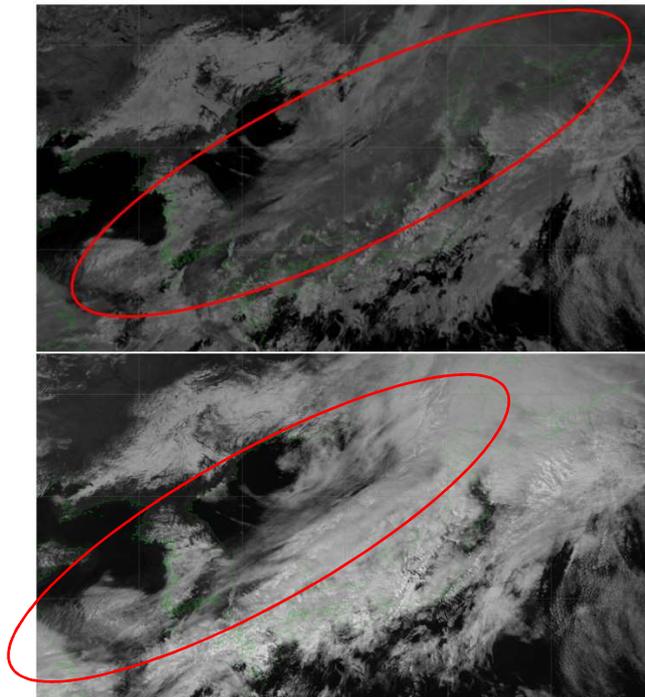


図 1-2-11 バンド6 (上) とバンド3 (下) 画像における上層雲の見え方の比較

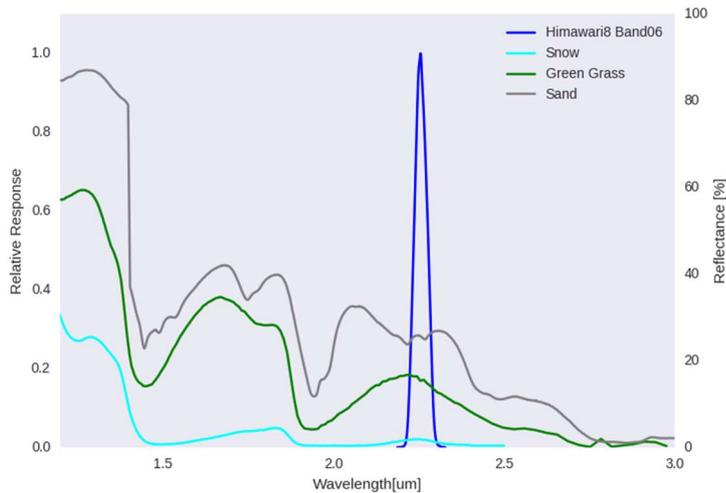


図 1-2-12 バンド 6 の観測波長帯付近の応答関数と地表面の各状態に対する反射率

凡例：白色（石膏）の砂（薄茶）、植生（緑）、積雪（薄青）、青色の応答関数は AHI のバンド 6 のもの（USGS Digital Spectral Libraries, USGS Spectroscopy Lab）。

### 1.2.3. 赤外画像

#### (1) 赤外画像の特徴

図 1-2-13 に各赤外バンドの応答関数と大気中に含まれる気体分子による吸収特性を示す（Clerbaux et al., 2011）。また、各赤外バンドの荷重関数（Weighting function：センサが主にどの高度に感度があるかを示す関数）を図 1-2-14 に示す。

AHI の 16 種類の観測バンドのうち赤外バンドは 10 種類を占める。赤外画像は観測された放射エネルギーをほぼ黒体放射であるとみなして輝度温度に変換し、温度分布を画像化したものである。一般に赤外画像を雲解析に用いる場合は、温度が低いほど明るく（白く）画像化しており、雲域は明るく地表や海面は暗く見える。したがって、赤外バンドは後述するバンド 7 を除いて昼夜を通してほぼ均質な観測が出来る。このため、雲や地表面の温度を常時観測するのに適している。

赤外バンドのうち、大気中の水蒸気による吸収の影響が少ない波長領域は「大気の窓」と呼ばれ、AHI の観測バンドではバンド 7 (3.9  $\mu\text{m}$ )、バンド 11 (8.6  $\mu\text{m}$ )、バンド 13 (10.4  $\mu\text{m}$ )、バンド 14 (11.2  $\mu\text{m}$ )、バンド 15 (12.4  $\mu\text{m}$ ) が大気の窓領域に対応する。本節では窓領域のバンドによる赤外画像について説明する。ただし、バンド 7 (3.9  $\mu\text{m}$  帯) は太陽放射の反射の影響も受けるため、日中は他の赤外画像とは性質が異なる。バンド 7 画像については差分画像とともに後述の「各バンドの画像及び差分画像の特性」で説明する。

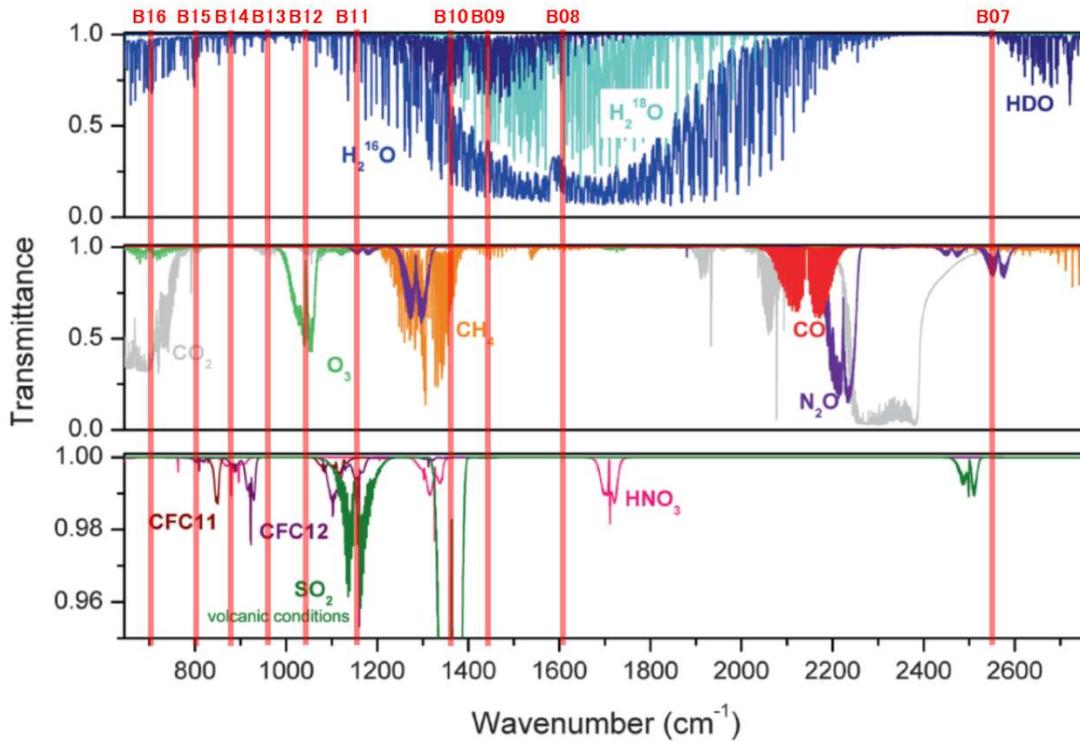


図 1-2-13 赤外バンド波長（波数）帯における大気中の気体分子による吸収特性  
 縦軸は透過率、横軸は波数、赤線と最上段の赤字はひまわり 8 号の観測バンドを示す (Clerbaux et al., 2011 に一部追記)。

バンド 8、9 及び 10 は大気中の水蒸気による吸収を大きく受けることから、これらのバンドによる画像は「水蒸気画像」と呼ばれる。水蒸気画像については次節で別途説明する。また、その他の特定の気体分子に特化した吸収特性を持つバンドとしては、二酸化硫黄 (SO<sub>2</sub>) の吸収の影響を受けるバンド 10 及びバンド 11 (8.6 μm)、オゾン (O<sub>3</sub>) による吸収の影響を受けるバンド 12 (9.6 μm)、そして二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) の影響を受けるバンド 16 (13.3 μm) がある。これらのバンドによる画像については後述の「各バンドの画像及び差分画像の特性」でバンドごとに説明する。

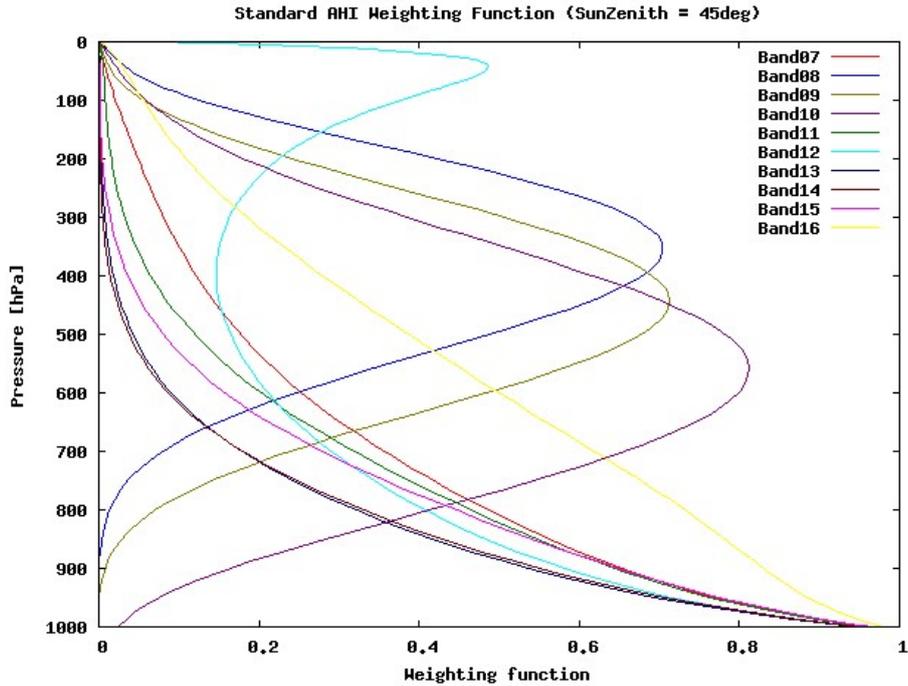


図 1-2-14 各赤外バンドの荷重関数 (縦軸: 気圧、横軸: 荷重関数)

## (2) 赤外画像 (窓領域) の利用

### ア 常時監視

赤外画像 (バンド7を除く) は可視画像と異なり、昼夜の別なく同じ条件で観測が可能である。これは、気象じょう乱を常時監視する上で、赤外画像の最も有利な点である。

### イ 雲頂高度の観測

赤外画像からは、雲頂温度を知ることが出来る。その場所における気温の鉛直構造が分かれば、雲頂温度を雲頂高度に変換することが出来る。気温の鉛直構造の推定には、客観解析値や数値予報値を用いることが多い。対流圏では逆転層を除き一般に上層ほど気温が低いので、雲頂温度が低い雲は雲頂高度が高いといえる。また、雲頂温度の変化から、鉛直方向の発達度合いを監視できる。

### ウ 地表面温度の推定

赤外画像からは、雲頂温度のほか、晴天域における地表面の温度を推定できる。特に直接観測の少ない海面水温は、有益な情報となる。

### エ ホットスポット

先述の「近赤外画像の利用」で説明したように、火災などの高温の熱源が画像上で明るいドット状の領域 (ホットスポット) として近赤外領域・赤外領域の画像で現われる場合がある。特にバンド7画像で明瞭なホットスポットとして現れることが多い。

図 1-2-15、図 1-2-16 にそれぞれ赤外波長域において放射源の温度による放射輝度の違いを示す。バンド13のような  $10\mu\text{m}$  帯付近では放射輝度は温度上昇に伴って線形に近い増加を示すが、 $3.9\mu\text{m}$  帯では温度とともに非線形に大きく増加する。すなわち  $3.9\mu\text{m}$  帯では、放射輝度は温度の大小に非常に敏感であるということがわかる。

この温度の大小に対する放射輝度の性質により、図 1-2-17 に示すように画素（衛星画像の最小単位）の領域のうち一部が特に高温（高い放射エネルギー）である場合、衛星が観測する温度は画素内の温度の単純平均にはならず、 $3.9\mu\text{m}$  帯では  $10\mu\text{m}$  帯と比べ高温を示す。このことにより、火災などの高温の熱源の存在が狭い領域であっても画素全体に強く反映されるため、画像で確認することができる。

図 1-2-18 にバイカル湖周辺における森林火災の事例を示す。火災が発生していると推測される領域付近が黒い（すなわち温度が高い）ドット状の「ホットスポット」領域として現われている。ホットスポットは火災のほか、火山の噴火口や冬季の工業地帯で見られる場合がある。

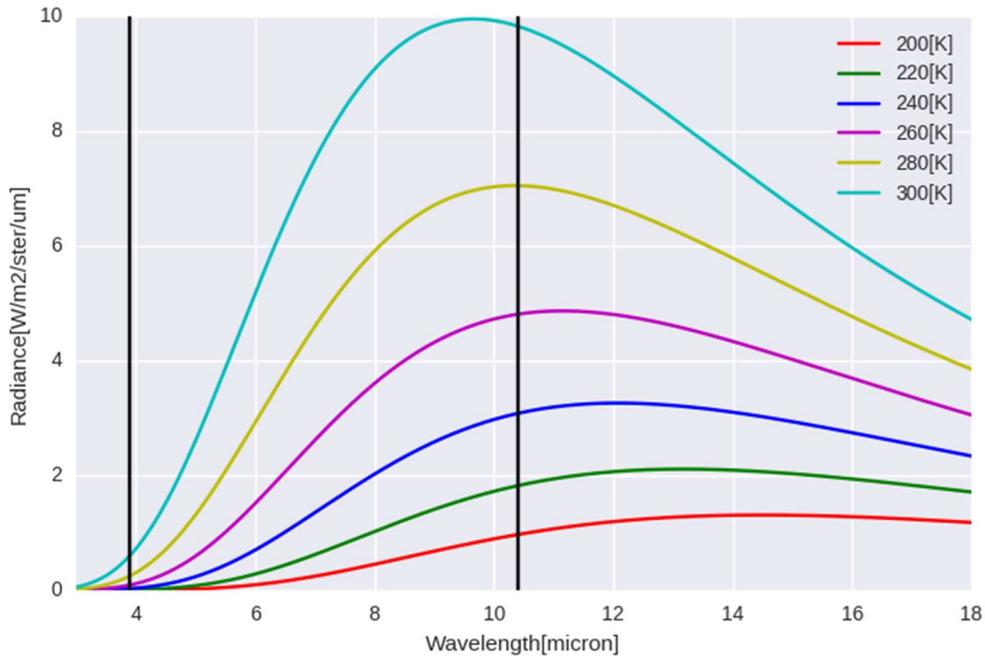


図 1-2-15 赤外波長帯における放射と温度の関係（縦軸＝放射、横軸＝波長）  
黒線は AHI のバンド 7 とバンド 13 の中心波長を示す

1. 気象衛星観測の概要

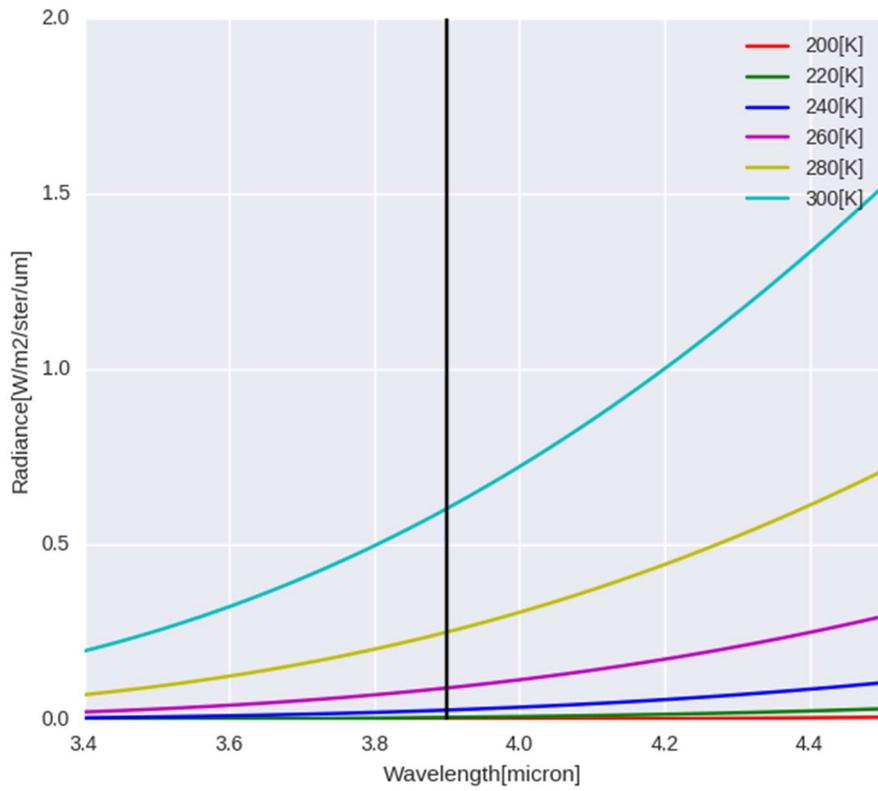


図 1-2-16 3.9 μm 帯付近における放射と温度の関係 (縦軸=放射、横軸=波長)

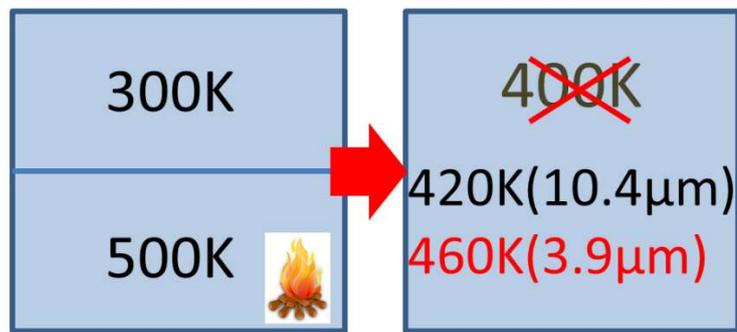


図 1-2-17 3.9 μm 帯と 10 μm 帯における画素中の高温領域の観測温度の違い

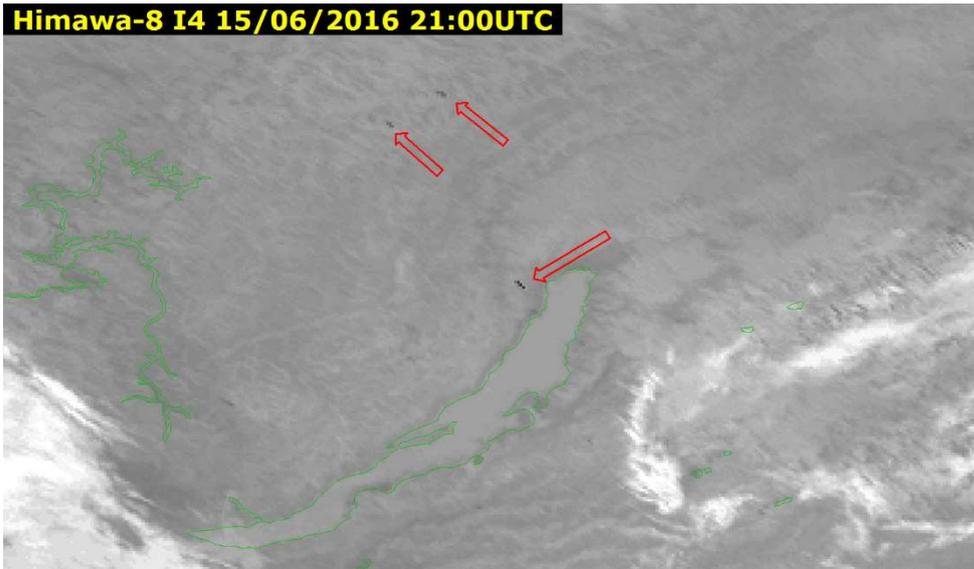


図 1-2-18 バイカル湖周辺における森林火災によるバンド7のホットスポットの事例  
 図中矢印の先端がホットスポットにあたる

#### 1.2.4. 水蒸気画像

##### (1) 水蒸気画像の特徴

大気中の気体分子による吸収特性の図 1-2-13 によれば、赤外領域の中には特に水蒸気の吸収を強く受ける領域がある。これは、AHIの観測バンドではバンド8 ( $6.2\ \mu\text{m}$ )、バンド9 ( $6.9\ \mu\text{m}$ )、バンド10 ( $7.3\ \mu\text{m}$ )に対応する。これら3つのバンドの画像は水蒸気画像と呼ばれる。水蒸気画像も他の赤外画像と同じく輝度温度の分布を表しており、温度の低いところを明るく、温度の高いところを暗く画像化しているが、この3バンドは大気中の水蒸気による吸収が支配的であるため、画像での明暗が対流圏上～中層の水蒸気の多寡に対応することが特徴である。3つのバンドの荷重関数を見ると(図 1-2-14)、それぞれ違った高度にピークを持っており、観測される水蒸気の高さもそれぞれ異なっていることが示唆される。ただし、荷重関数にあるようにピークのある特定の高度の水蒸気分布を示しているのではなく、衛星から見てある程度の深さを持った分布を示していることに注意が必要である(隈部, 2006)。

主に対流圏上層の水蒸気分布に対応するバンド8を例として、標準的な大気を上・中・下層と代表的な3つの層に単純化し、赤外線放射量の吸収・再放射を概念的に示す(図 1-2-19)。地表面付近から大気下層では気温が高く水蒸気量が多いので、放射される赤外放射量も多いが同時にそのほとんどが水蒸気に吸収され衛星に届く赤外放射量は少ない(図中 a, b)。高度が増すにしたがい気温が低く水蒸気量が少なくなるので、再放射される赤外放射量は減るが、水蒸気に吸収される量も減る(図中 c)。上層ではさらに気温が低く、水蒸気量も少ないので、再放射される赤外線はほぼ吸収されずに衛星に到達するが、衛星に届く放射量自体が少ない(図中 d)。

上・中層で水蒸気の少ない乾燥した部分は、より下層からの放射量が多く寄与するので温度が高く、画像では暗く見える。上・中層で水蒸気が多く湿った部分は、上・中層の水蒸気や雲からの放射量の寄与が大きいため温度が低く、画像では明るく見える。水蒸気画像のこうした特徴を大気現象に関連付けてまとめると、図 1-2-20 のように示される。

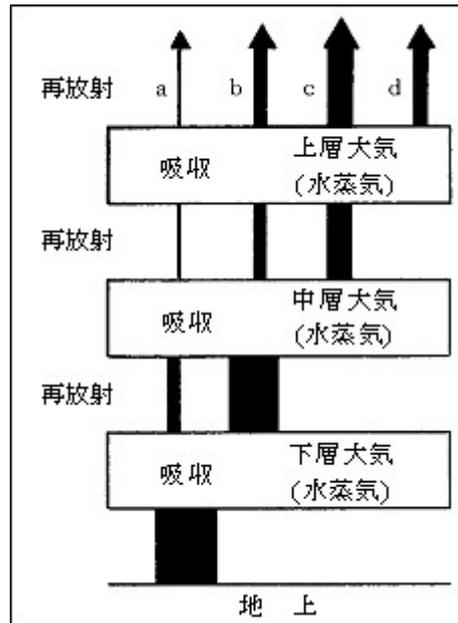


図 1-2-19 水蒸気画像における放射の概念図(岸本,1997)

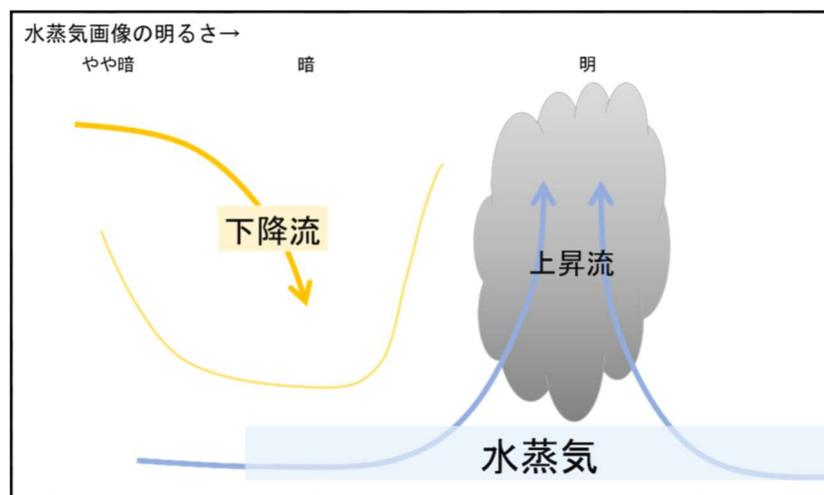


図 1-2-20 水蒸気画像と大気現象との関係の概念図  
(気象衛星センター,2000 を元に作成)

## (2) 水蒸気画像の利用

### ア 上・中層の流れの把握

大気中の水蒸気をトレーサとして上～中層の大気の流れを可視化することができ、水蒸気画像で現れる明・暗域の分布から、「上～中層のトラフ・リッジや渦、ジェット気流の位置」、明・暗域の時間変化からみた「上～中層のトラフの深まり、乾燥域の沈降の強さ」の推定等ができる。

### イ 解像度向上による波状パターンの観測

ひまわり 8・9号では解像度が従来の 4km から 2km (衛星直下点) に向上したことで識別が容易となった現象もある。たとえば図 1-2-21 に示すように水蒸気画像において波状パターン (図の赤丸付近) がたびたび

見出されるようになった。これは山岳波に対応する波動であると考えられる。山岳波は航空機の運航にとって重要な情報となるため（気象衛星センター,2002）、今後の詳細な調査が必要である。

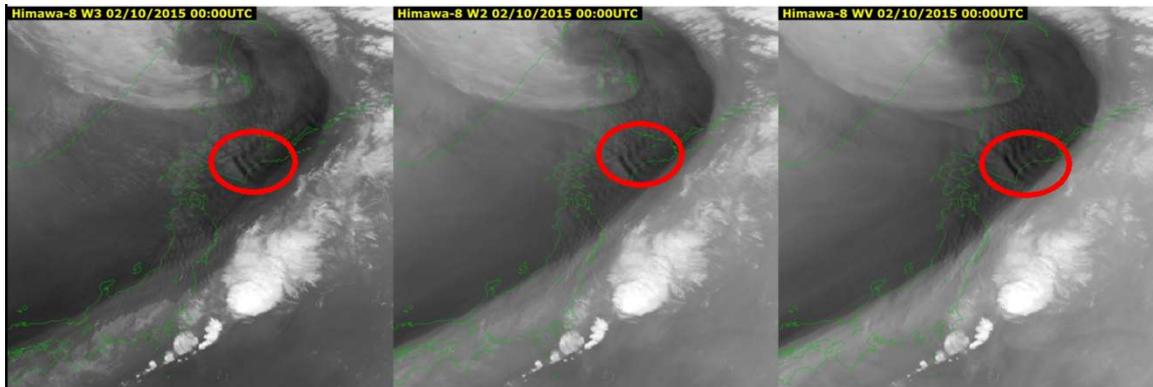


図 1-2-21 水蒸気画像における波状パターン（山岳波）の事例（図の赤丸付近）  
左からバンド8、バンド9およびバンド10の画像

#### ウ 大気中の水蒸気の鉛直構造の解析

複数バンドの水蒸気画像を比較することで大気中の水蒸気の鉛直構造を解析できる。以下にその実例を記載する。

バンド9の荷重関数（図 1-2-14）では、標準大気で400~500 hPa付近にピークが見られ、バンド8のピークに対応する高度よりやや低い。このような特性からバンド9画像ではバンド8画像よりやや低い対流圏上中層の水蒸気が多寡を捉えることができる。図 1-2-21 及び図 1-2-22 に画像の例を示す。画像の全体的な明暗を比較すると上層の水蒸気の影響をより多く受けるバンド8のほうが明るく（輝度温度が低く）、相対的にバンド9の画像は暗い（輝度温度が高い）。また、各観測波長帯の水蒸気に対する透過率（図 1-2-13）によればバンド9はバンド8よりも相対的に水蒸気の透過率が高いという特徴がある。図 1-2-23 にバンド8、9の画像と差分画像（6.9-6.2  $\mu\text{m}$ ）を示す。バンド8とバンド9の水蒸気画像のどちらも前線付近の明域（画像上で明るく見え輝度温度が低く湿潤な領域）とその北西側にある暗域（画像上では暗く見え輝度温度が高く乾燥した領域）、その間にあるバウンダリー（明暗パターンの長く延びる境目付近）が明瞭である。水蒸気差分画像では各バンドが感度を持つ高度の違いによる水蒸気分布の差を見ることができる。図の差分画像では、バンド8とバンド9の画像の明域・バウンダリー付近に並行する暗く帯状の領域（赤の矢印）がある。また赤の四角で囲った領域は、バンド8とバンド9の画像の両方（上中層）でおおむね乾燥していて差分差が小さく、明るい色で表示されている。その低緯度側にある暗い帯状の領域は差分値が大きくバンド8とバンド9の画像の明域にあたることから、上層は湿潤でより低い高度で乾燥していることが示唆される。ここで、水蒸気差分画像（6.9-6.2  $\mu\text{m}$ ）と400 hPa MSM 湿数（T-Td：気温と露点温度の差）の重ね合わせ（図 1-2-24）と差分画像におけるA-BのMSM 湿数（T-Td）の断面（図 1-2-25）を示す。差分画像の暗い帯状領域を断面で確認すると、上層が湿潤かつ低い高度（400~500 hPa）で乾燥している領域に対応しており、バンド8画像から中層付近の乾燥空気が前線帯に侵入・もぐりこんでいることが示唆される。

バンド10は荷重関数（図 1-2-14）では、標準大気で500~600 hPa付近にピークが見られ、水蒸気画像の中では最も低い。そのためバンド10画像ではバンド9よりもさらに低い対流圏中層付近の水蒸気が多寡を捉えることができる。図 1-2-21、図 1-2-22 の画像の例で明暗を比較するとバンド8、9のほうが明るく（輝度温度が低く）、相対的にバンド10の画像は暗い（輝度温度が高い）。そしてバンド8、9とは異なる高度の水蒸

## 1. 気象衛星観測の概要

気の状態がわかることから、バンド 8、9 と併せて利用することで水蒸気の立体的な分布をある程度考察することができる。

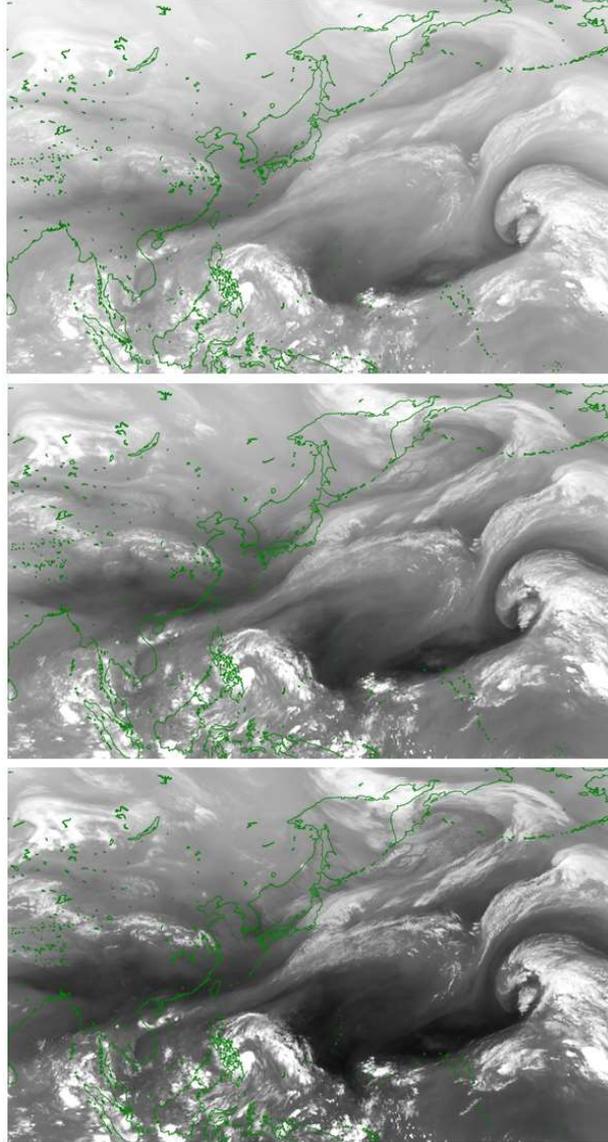


図 1-2-22 バンド 8 (上)、バンド 9 (中)、バンド 10 (下) の画像例

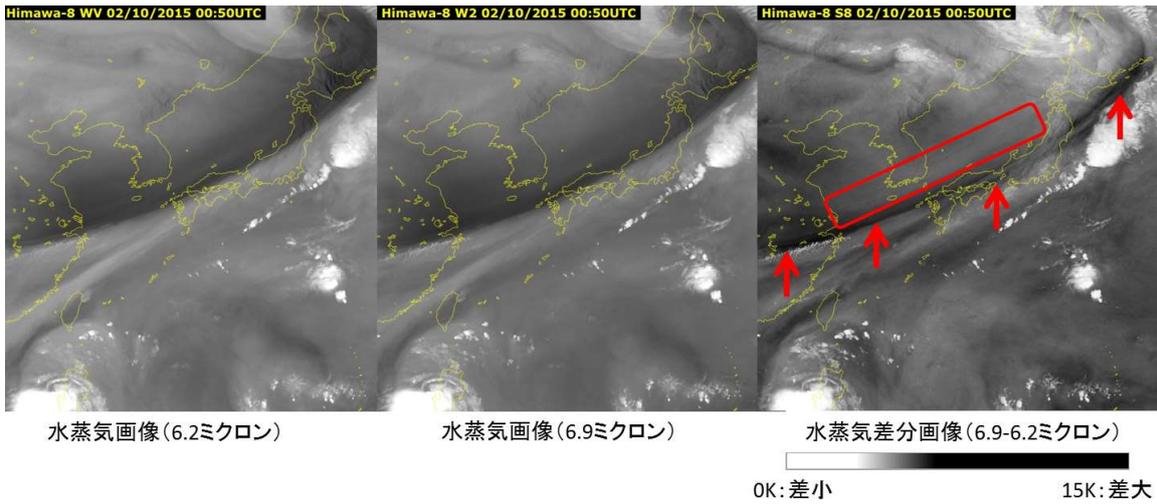


図 1-2-23 バンド 8 (左)、バンド 9 (中) 画像および水蒸気差分 (6.9-6.2 $\mu\text{m}$ ) (右) 画像の例

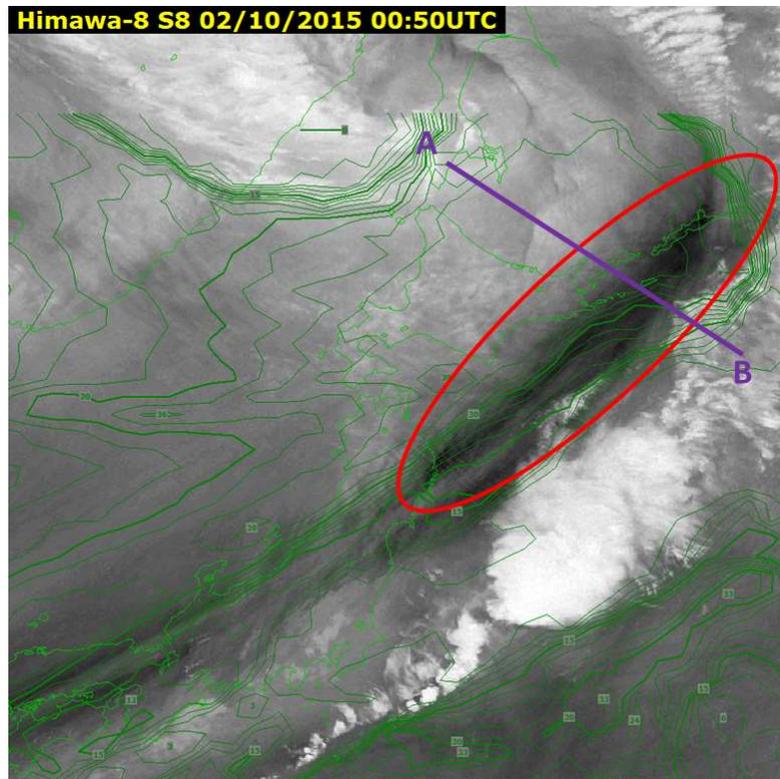


図 1-2-24 水蒸気差分画像 (6.9-6.2 $\mu\text{m}$ ) と 400hPa MSM 湿数 (T-Td) の重ね合わせ表示

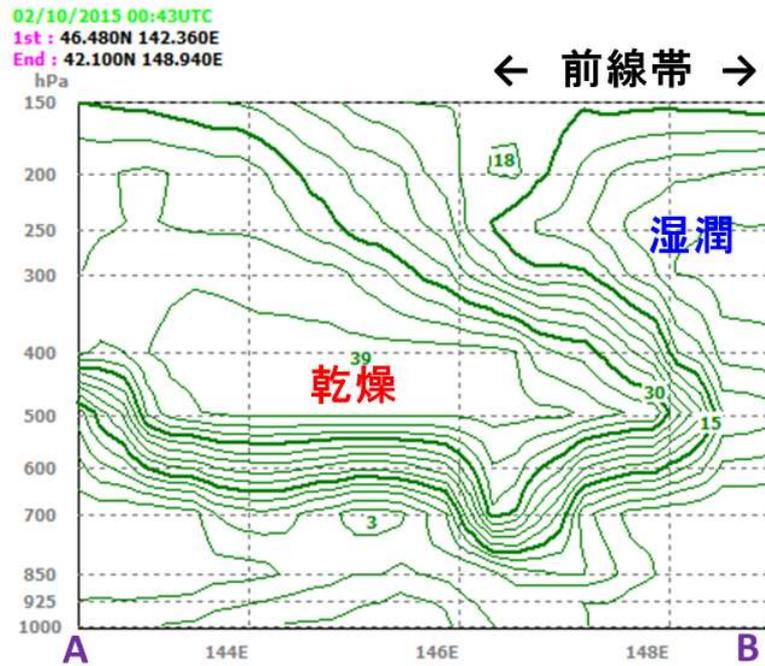


図 1-2-25 水蒸気差分画像 (6.9-6.2 $\mu\text{m}$ ) における A-B の MSM 湿数の断面図

### 1.2.5. 各バンドの画像及び差分画像の特性

この節では、ひまわり 8 号に搭載されている全 16 バンドの波長帯およびそれらを用いた差分画像について、それぞれ画像特性の詳細を述べる。

#### (1) 各バンドの画像特性

##### a) バンド 1 (0.47 $\mu\text{m}$ )

バンド 1 は 0.47 $\mu\text{m}$  に観測の中心波長を持っている。先に述べたようにバンド 1、2 及び 3 は「可視バンド」と称される。バンド 1 は 3 種類の可視バンドの中で最も観測波長が短く、従来利用されてきた可視画像 (0.68 $\mu\text{m}$  帯) よりも波長が短い。中心波長である 0.47 $\mu\text{m}$  は人間の肉眼で感じる可視光のうち、青色として感じる波長域に対応している。この波長帯は静止気象衛星としては初めて搭載された観測バンドである。

##### b) バンド 2 (0.51 $\mu\text{m}$ )

バンド 2 は 0.51 $\mu\text{m}$  に中心波長を持っている。0.51 $\mu\text{m}$  は人間の肉眼で感じる可視光のうち、緑色として感じる波長域である。バンド 1 と同様に従来利用されてきた可視画像よりも波長が短く、静止気象衛星としては初めて搭載された観測バンドである。AHI とほぼ同等の性能を持つ米国の GOES-16 (GOES-R) /ABI にはこの観測バンドは搭載されていない。

##### c) バンド 3 (0.64 $\mu\text{m}$ )

バンド 3 は 0.64 $\mu\text{m}$  に中心波長を持つ。可視光のうち人間の肉眼では赤色として感じる波長である。中心波長は 3 種類の可視バンドの中でひまわり 6 号・7 号における可視センサの観測波長 0.68 $\mu\text{m}$  と最も近く、画像としての特性がよく似ている。このため従来の可視画像と同様に太陽光の当たる領域での雲解析や雪氷域の識別などに利用される。なお、気象庁ホームページでは「可視画像」として公開されている。また、バンド 3 は全 16 バンドの中で最も高い水平解像度を持ち、衛星直下点で 500m である (バンド 1 及びバンド

2の水平解像度は1 km)。このため、従来の可視画像よりも雲域の表面の様子や形状が明瞭に識別できる。また、2.5分間隔の「高頻度観測」では、積乱雲の発達を精細に解析できる。

d) バンド4 (0.86 μm)

先述の通り、バンド4、5及び6は近赤外バンドと称される。バンド4の中心波長は0.86 μmである。欧州の衛星機関、EUMETSATが運用しているMSG（搭載放射計SEVIRI）にも中心波長・特性が近い観測バンドが搭載されており、すでに活用されている波長領域である。この画像からは植生の分布がわかるほか、森林火災などの焼け跡がわかる場合もある（図1-2-26）（GOES-R Program Office, 2015）。また可視画像と同様に海面からの反射率が小さいため、反射率の大きい陸地とのコントラストが大きく、海岸線を明瞭に識別できる（図1-2-27）。この特性を活用して、海岸浸食や洪水、津波被害の監視に利用できる可能性がある。このほか可視画像と同様に太陽光の当たる領域での雲域や霧、雪氷域を識別できる。

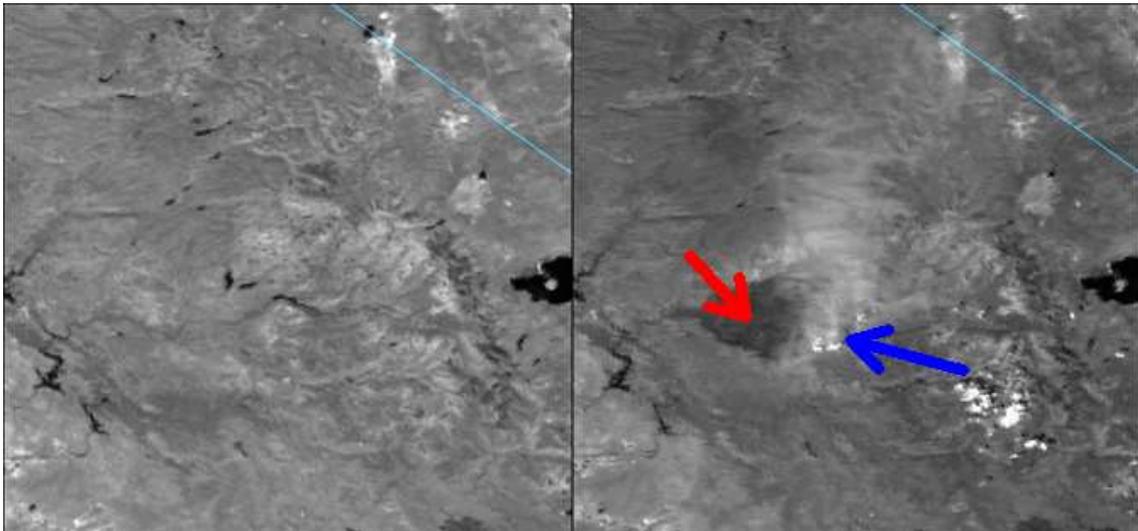


図1-2-26 S-NPP/VIIRSのM7バンド(0.865 μm)による画像(カリフォルニアで発生した山火事)

左側に山火事発生前の2013年8月13日、右側に山火事発生後の2013年8月30日の画像を示す。右側の画像中央付近に焼け跡の暗い領域(赤い矢印)があり、領域のふちに沿って火災による煙と「火災積雲(火災や火山活動に伴って生ずる濃密な積雲)」(青い矢印)が見られる(GOES-R Program Office, 2015-2016: ABI Bands Quick Information Guides, GOES-R ABI Fact Sheet Band 3 (The “vegetation” near-infrared band))。

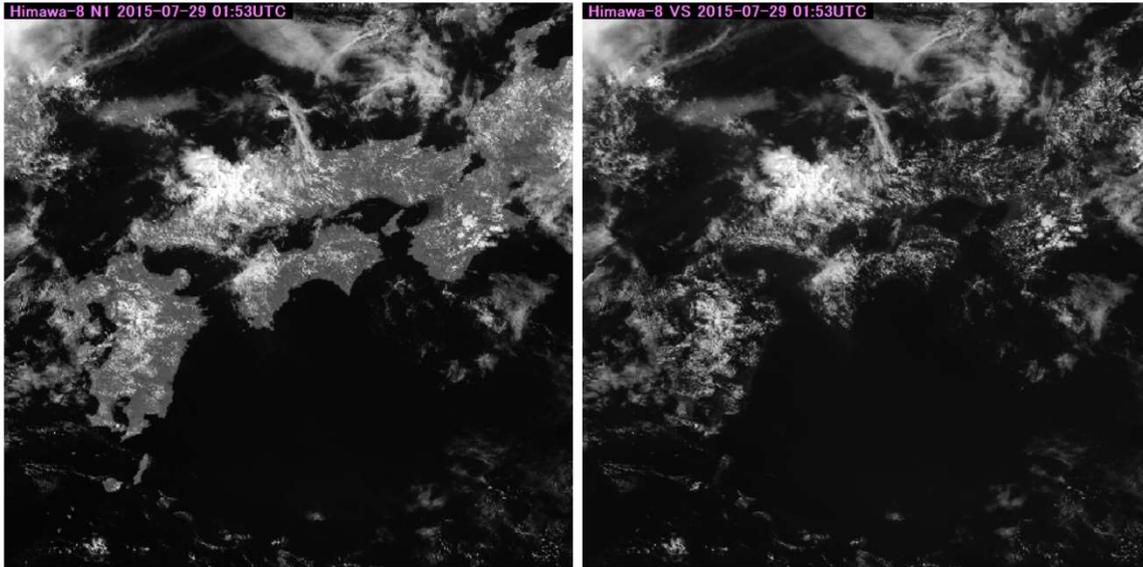


図 1-2-27 各衛星画像における海陸のコントラストの違いの例  
バンド4 (左) は、バンド3 (右) に比べて海岸線が明瞭である。

e) バンド5 (1.6  $\mu\text{m}$ )

バンド5は1.6  $\mu\text{m}$ に中心波長を持つ。バンド4と同様にEUMETSATのMSG/SEVIRIにも同等の観測バンドが搭載されている。1.2.2節で述べたとおり、粒子の相によって反射の性質が異なるのが特徴で、水滴からなる中下層雲の反射は大きく、上層雲など氷晶を含む雲頂からの反射は小さく観測される。

f) バンド6 (2.3  $\mu\text{m}$ )

バンド6は2.3  $\mu\text{m}$ に中心波長を持ち、3種類の近赤外画像のうち一番波長が長い。また、この画像では雲や陸面による反射だけでなく、高温の熱源が画像上に現われる場合がある。図1-2-28ではAHIのバンド6の応答関数とプランク曲線が示されており1,200 Kの黒体の放射輝度のピーク付近に対応していることから、火災などの熱源がホットスポットとして検知されることがわかる(バンド5ではより高温の熱源がホットスポットとして検知される場合もある)。図1-2-29に2015年11月4日の森林火災の事例を示す。ホットスポットについての詳細は先述の「赤外画像(窓領域)の利用」を参照。

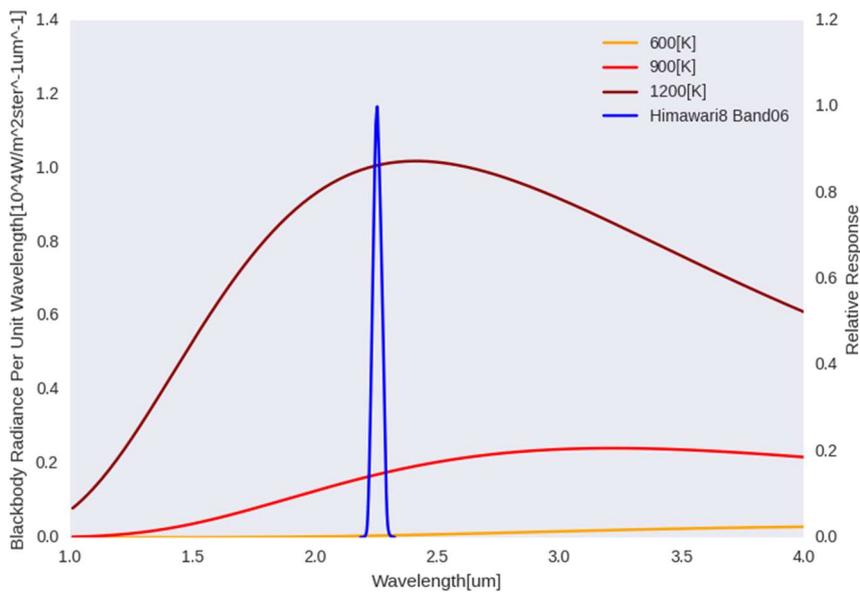


図 1-2-28 2.3 μm 帯における応答関数とプランク曲線  
青色は AHI のバンド 6 の応答関数。

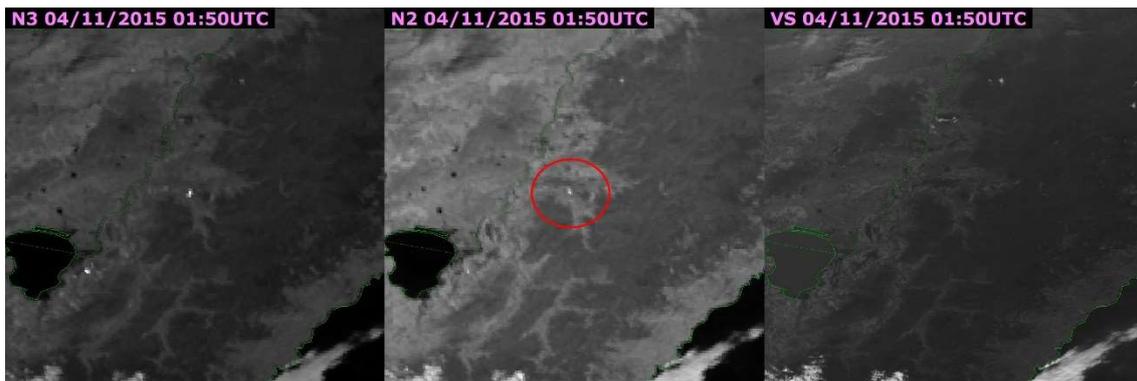


図 1-2-29 近赤外画像によるホットスポットの例 (2015 年 11 月 4 日の森林火災)  
バンド 6 画像 (左) 及びバンド 5 画像 (中) の中央付近 (赤丸) にある明るいドット状の領域は、バンド 3 画像 (右) には見られないので高温の熱源 (火災) によるホットスポットと考えられる。

g) バンド 7 (3.9 μm)

バンド 7 は赤外領域の短波長側の 3.9 μm に中心波長を持つ、ひまわり 6 号・7 号の 3.8 μm (赤外 4) の後継として利用されているバンドである。3.9 μm 帯の観測波長は地球黒体放射と太陽放射の両方が寄与する領域であるため、日中は太陽放射の反射の影響も大きく受ける (図 1-2-30) (Goody and Young, 1989 及び気象衛星センター, 2005)。そのため、日中 (太陽光の当たる領域) は地球表面や雲からの黒体放射と太陽光の反射の両方の合算が画像化される。一方、夜間の領域では太陽光反射エネルギーの寄与はないため、地球表面や雲からの黒体放射のみの赤外画像としての特徴を持つ。なお、ここでは日中のバンド 7 画像の反射特性について取り上げる (バンド 7 画像の夜間の射出特性については後述する差分画像の項「バンド 7 差分画像」を参照)。

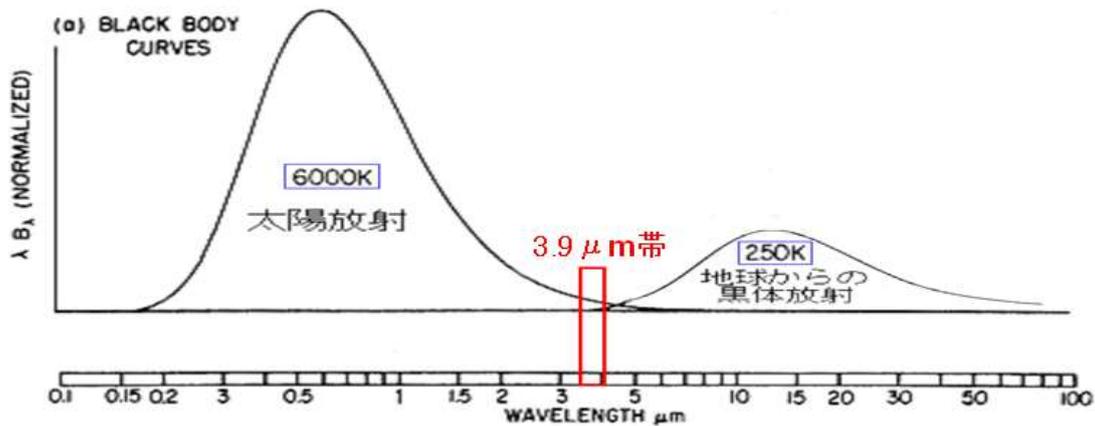


図 1-2-30 黒体放射のスペクトル (Goody and Yung, 1989 および気象衛星センター, 2005)

日中の  $3.9 \mu\text{m}$  の観測波長帯では、地球表面や雲から直接射出されるエネルギーと太陽光の反射の両方が観測される。図 1-2-31 に、 $3.9 \mu\text{m}$  帯における水雲と氷晶雲の反射特性を示す。 $3.9 \mu\text{m}$  帯の反射率は雲粒子のサイズ（粒径）と相（水相/氷相）に大きく依存しており、粒径については小さいほど反射率が大きい傾向を持つ。また同じ粒径の水滴・氷粒では水滴の反射率が大きいという性質を持つ。このため、小さな水滴を含む下層雲は氷晶雲（上層雲）よりも温かく（暗く）表示される。さらに、同じ下層雲でも海上の下層雲（粒径大）は陸上の下層雲（粒径小）より冷たく（明るく）表示される。このように  $3.9 \mu\text{m}$  帯の反射特性を利用することで、雲粒子の組成を判別することが可能である。しかし、先に述べたように日中は反射エネルギーのほか、地表面・雲などの黒体放射の合算値が観測されるため画像のみからでは判別が難しい。この問題を解決するため、 $10 \mu\text{m}$  帯などの窓領域観測データを利用して  $3.9 \mu\text{m}$  帯のデータから太陽光反射成分を近似的に抽出する手法が開発され MSG 画像で利用されている (Kerkmann, 2004)。図 1-2-32a に日中のバンド 7 と EUMETSAT の手法を適用したバンド 7 太陽光反射成分の画像を示す。図 1-2-32b には参考として雲域の分布を示すバンド 3 と赤外画像の例としてバンド 13 の画像を示す。バンド 7 画像では氷晶からなる上層雲（図中赤い矢印）は温度が低く明るく表示され、下層雲（図中青い矢印）は海面よりも温かく、暗い領域として表示される。同時刻の反射成分を画像化すると、氷晶からなる上層雲は反射が弱いため暗く、下層雲は反射が強いため海面よりも明るい。

バンド 7 太陽光反射成分を抽出した画像は、後述する RGB 合成画像でも活用される。

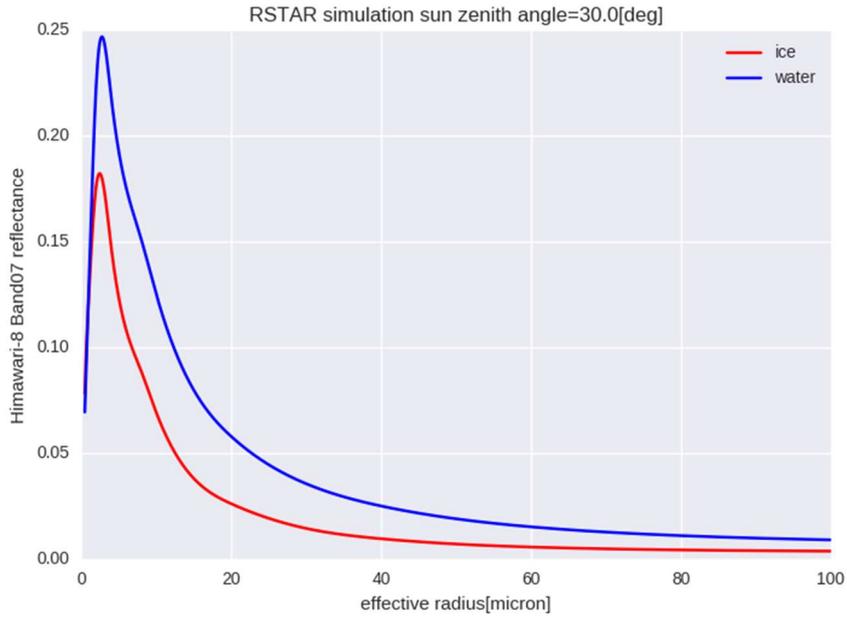


図 1-2-31 3.9 μm 帯での水雲と氷晶雲の反射特性 (横軸：雲粒有効半径 縦軸：アルベド)  
放射伝達モデル RSTAR (Nakajima and Tanaka (1986)、Nakajima and Tanaka (1988)、Stamnes et al. (1988)) によるシミュレーション

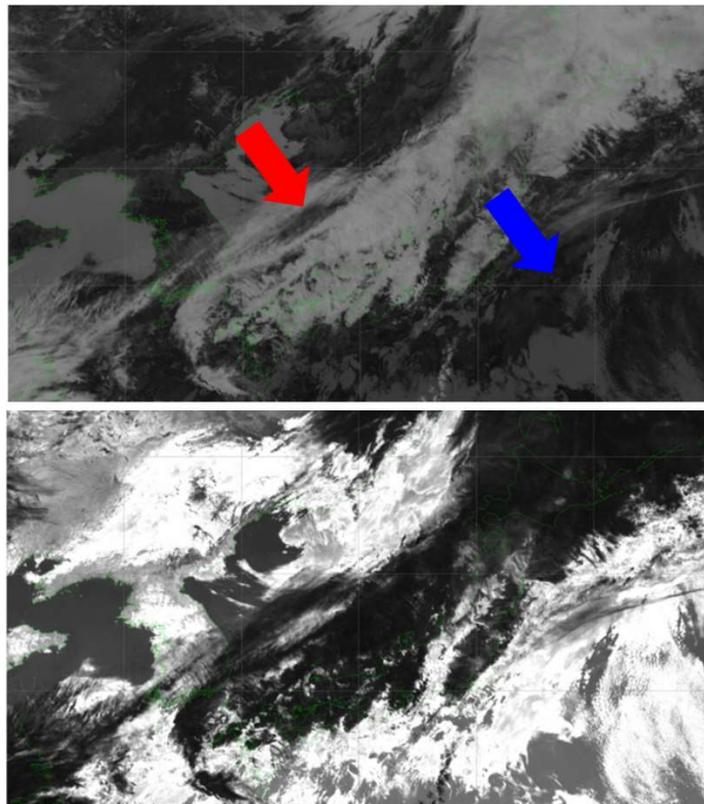


図 1-2-32a 日中のバンド 7 (上) と EUMETSAT の手法を適用したバンド 7 太陽光反射成分 (下) の画像例

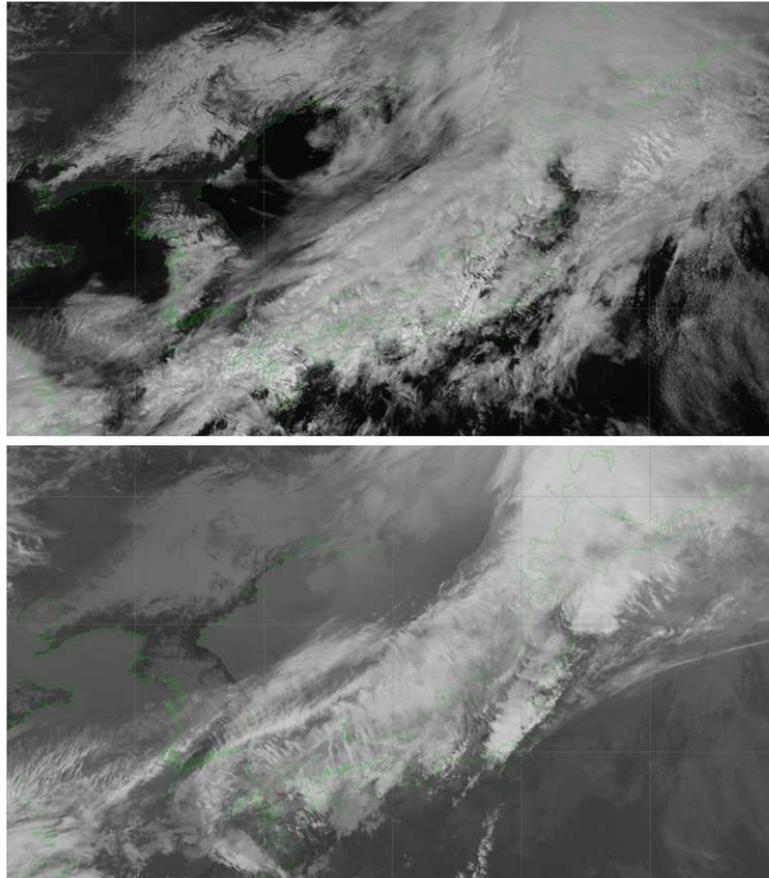


図 1-2-32b 図 1-2-32a の各画像と同時刻のバンド 3 (上) とバンド 13 (下) の画像例

h) バンド 8 (6.2  $\mu\text{m}$ )

バンド 8 は 6.2  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、水蒸気バンドのうち最も短い中心波長を持つ。先述の荷重関数 (図 1-2-14) では、標準大気で 300~400 hPa 付近にピークが見られる。バンド 8、バンド 9 及び 10 は水蒸気による吸収が多い特性を持つことから、1.2.4 節で述べたように水蒸気画像と呼ばれ、画像における明暗がバンド 8 では主に対流圏上層 (ただし先述のように特定の高度のみではない) の水蒸気の多寡に対応する。また AHI 搭載の水蒸気バンドのうち、従来利用されてきたひまわり 6 号・7 号における水蒸気センサの観測波長 (6.8  $\mu\text{m}$ ) ともとても特性がよく似た波長域であり (Murata et al., 2015)、従来からの水蒸気画像の利用者はバンド 8 画像を後継の水蒸気画像として利用している。

i) バンド 9 (6.9  $\mu\text{m}$ )

バンド 9 は 6.9  $\mu\text{m}$  に中心波長を持つ。先述のバンドの荷重関数 (図 1-2-14) では、標準大気で 400~500 hPa 付近にピークが見られ、バンド 8 のピークに対応する高度よりやや低い。このような特性からバンド 9 画像ではバンド 8 画像よりやや低い対流圏上中層の水蒸気の多寡を捉えることができる。

j) バンド 10 (7.3  $\mu\text{m}$ )

バンド 10 は 7.3  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、水蒸気バンドのうち最も長い中心波長を持つ。先述の荷重関数 (図 1-2-14) では、標準大気で 500~600 hPa 付近にピークが見られ、水蒸気画像の中では最も低い。そのためバンド 10 画像ではバンド 9 よりもさらに低い対流圏中層付近の水蒸気の多寡を捉えることができる。

また、バンド 10 は大気中の水蒸気だけでなく、二酸化硫黄による吸収の影響があるため、二酸化硫黄が含まれる火山性ガスの識別と追跡にも用いることができる。

図 1-2-33a～g にカムチャツカ半島のツパノフスキー火山の噴煙の事例（2016年2月9日 10UTC）を示す。バンド 10 画像（図 1-2-33a）で確認できる噴火による噴煙は、二酸化硫黄による吸収の影響を受けないバンド 8 画像（図 1-2-33b）では不明瞭である。バンド 8 とバンド 10 の差分画像（図 1-2-33c）では、バンド 10 の二酸化硫黄による吸収の影響が寄与するため噴煙が明瞭である。また、次節で述べるバンド 11（8.6  $\mu\text{m}$ ）（図 1-2-33f）でも二酸化硫黄による吸収があり、画像で噴煙が明瞭である。しかし、他の赤外バンドや後述するバンド 13 とバンド 15 の差分画像（図 1-2-33e）でも噴煙が確認できることから、この事例の噴煙はすべて二酸化硫黄ガスというわけではなく、水蒸気（または水蒸気が冷却された水滴や氷晶）や火山灰が含まれると推測される。

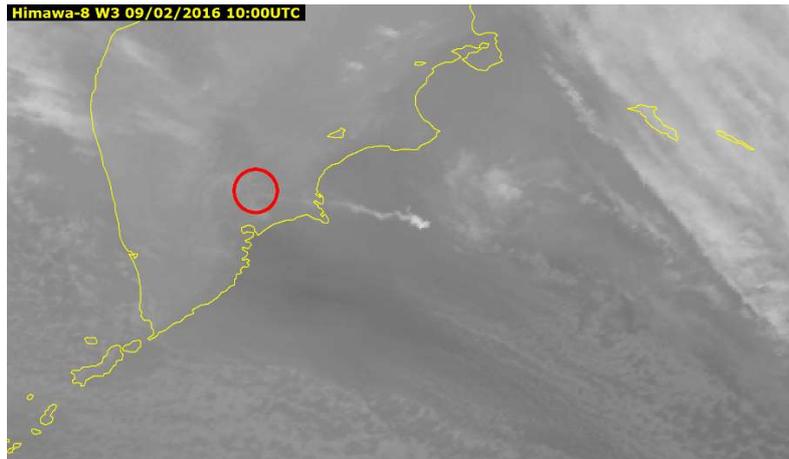


図 1-2-33a によるカムチャツカ半島のツパノフスキー火山（赤丸付近）の噴煙事例（バンド 10 画像）

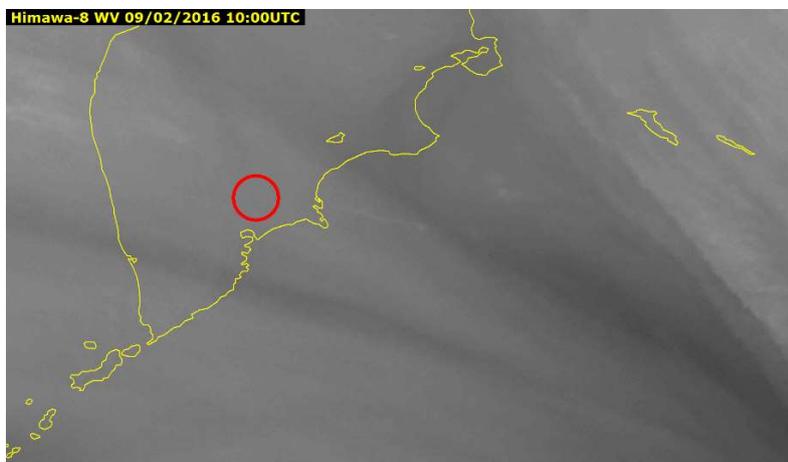


図 1-2-33b 上記噴煙事例（バンド 8 画像）

1. 気象衛星観測の概要

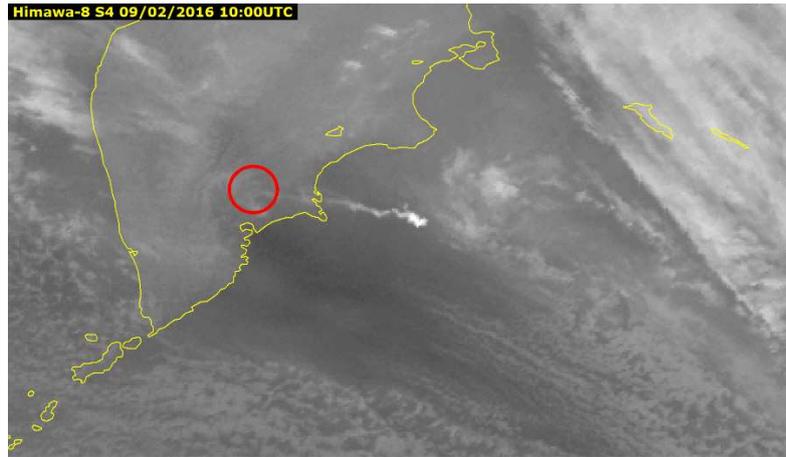


図 1-2-33c 上記噴煙事例 (バンド 10 とバンド 8 の差分画像)

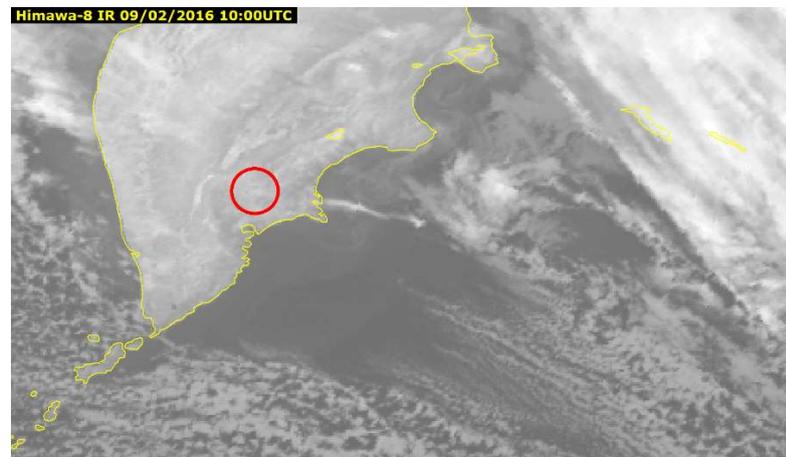


図 1-2-33d 上記噴煙事例 (バンド 13 画像)

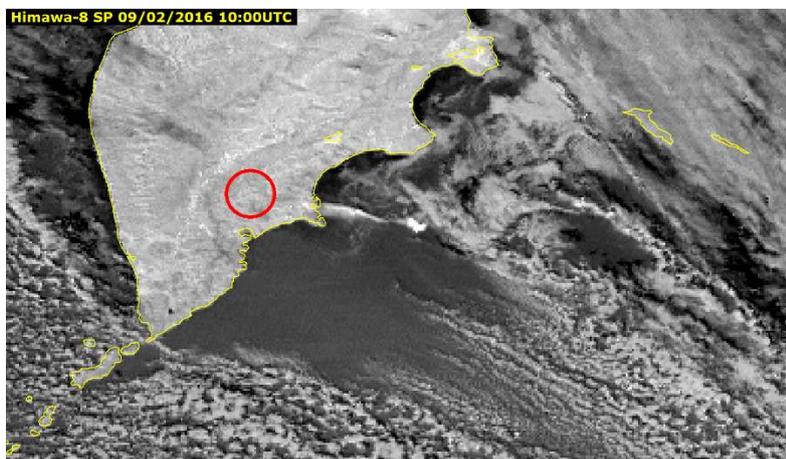


図 1-2-33e 上記噴煙事例 (バンド 13 とバンド 15 の差分画像)

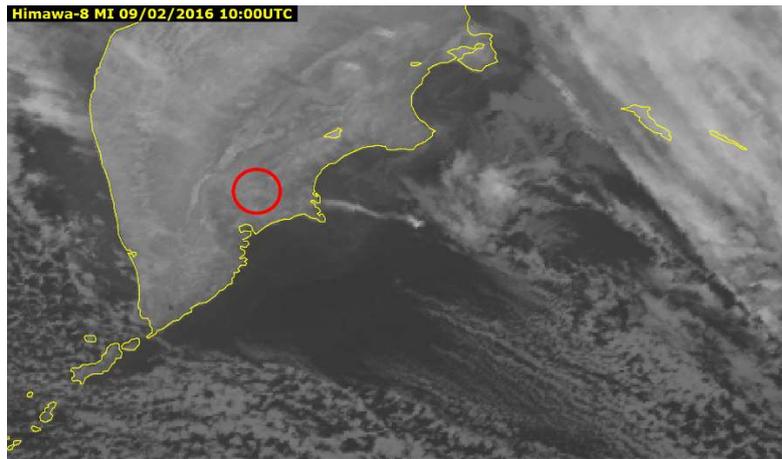


図 1-2-33f 上記噴煙事例 (バンド 11 画像)

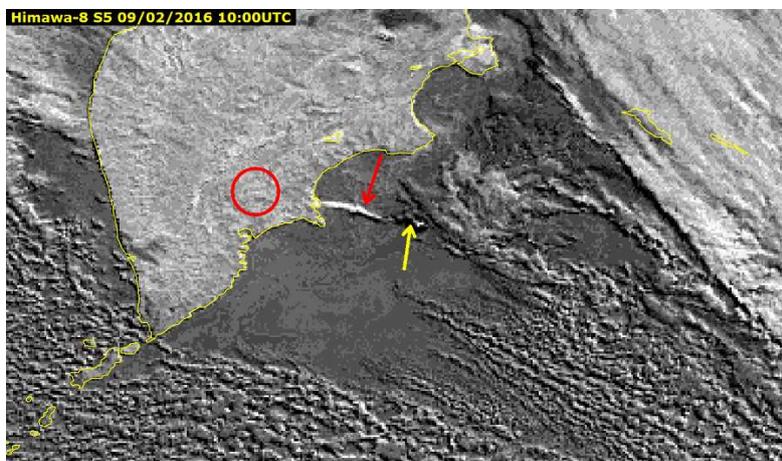


図 1-2-33g 上記噴煙事例 (バンド 13 とバンド 11 の差分画像)

k) バンド 11 (8.6  $\mu\text{m}$ )

バンド 11 は 8.6  $\mu\text{m}$  に中心波長を持つ。図 1-2-13 に示したように大気中の水蒸気の吸収の影響を受けにくい窓領域であるが、従来用いられてきた 10  $\mu\text{m}$  帯などよりも水蒸気の影響を受けるため、海外の資料などでは「汚れた (dirty)」窓領域などと表現される。このバンドは雲域の水・氷の相や、二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) に対して特徴的な性質を持つ。雲粒子の相に対する性質については後述する「バンド 11 差分」の項で説明する。

バンド 11 は二酸化硫黄による吸収の影響を受ける。このため前節のバンド 10 と同様に火山性ガス拡散の識別と追跡にも用いることができる。射出率についても他の赤外バンドに比べて小さく特徴的である (図 1-2-34) (Lucey, 2009)。

前に示した図 1-2-33 のカムチャツカ半島のツパノフスキー火山の噴煙の事例を再び確認すると、バンド 11 画像 (図 1-2-33f) だけでなく噴火による噴煙が見られる。同じく赤外窓領域のバンドであるバンド 13 (図 1-2-33d) でも比較的明瞭に噴煙が見られる。このことから、ここで見えている噴煙には水蒸気 (または水蒸気が冷却された水滴や氷晶) が含まれると考えられる。それに加えて、バンド 11 からバンド 13 の輝度温度を引いた差分画像 (図 1-2-33g) では、図中赤色の矢印で示すように噴煙に対応する領域が白く (差分値が小さく) 表示され、噴煙の先端付近 (図中黄色の矢印) は黒い (差分値が大き) ことから、先端付近では  $\text{SO}_2$  が多く含まれると推測される。

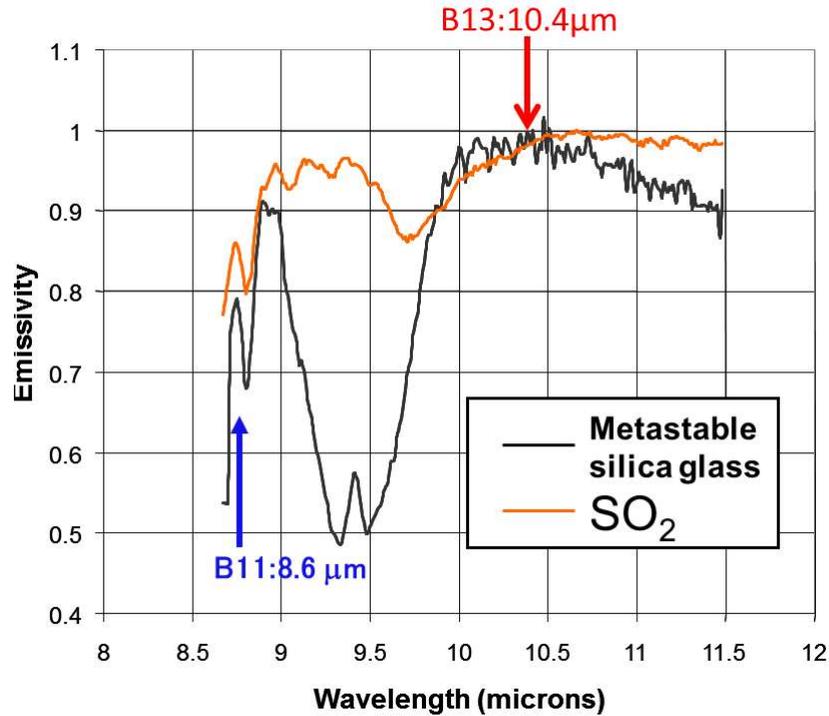


図 1-2-34 赤外波長領域におけるケイ素および二酸化硫黄の射出率（縦軸：射出率、横軸：波長）  
 (Lucy, 2009 より一部改変)

l) バンド 12 (9.6 μm)

バンド 12 は 9.6 μm に中心波長を持つ。このバンドは前章の図 1-2-13 に示したように大気中の水蒸気の吸収の影響を受けにくく、成層圏に多く存在するオゾンの吸収を受けるため、通称オゾンバンドとも呼ばれている。荷重関数を見ると（図 1-2-14）、他の赤外窓領域バンドと同様に対流圏下層にピークがあるほか、100 hPa 以上の高度にも第二のピークがみられるのが特徴で、オゾン層が存在する成層圏に対して高い感度を持つことが示唆される。

オゾンは低緯度の成層圏下部で生成されたのち、成層圏における大気循環（子午面循環）、いわゆるブリューワー・ドブソン循環によって極域へ輸送されると考えられている。図 1-2-35 に 2015 年の月平均オゾン全量の例を示す。これによれば、オゾン全量は季節ごとに変動し、平均するとオゾンホールを除いて極側に多く、低緯度側は少ない分布となっている。この分布を踏まえたうえでバンド 12 の画像例（図 1-2-36）を見ると、大気中の水蒸気等の影響の少ない赤外窓領域のバンド 13 画像に比べ、特に高緯度側が全体的に明るく（輝度温度が低く）見えており、オゾンの緯度ごとの分布とバンド 12 の輝度温度の分布が対応していることが示唆される。ただし、高緯度の輝度温度の低さは地表温度の影響なども考えられるため、オゾンによる吸収が全ての原因とは限らないことには留意が必要である。

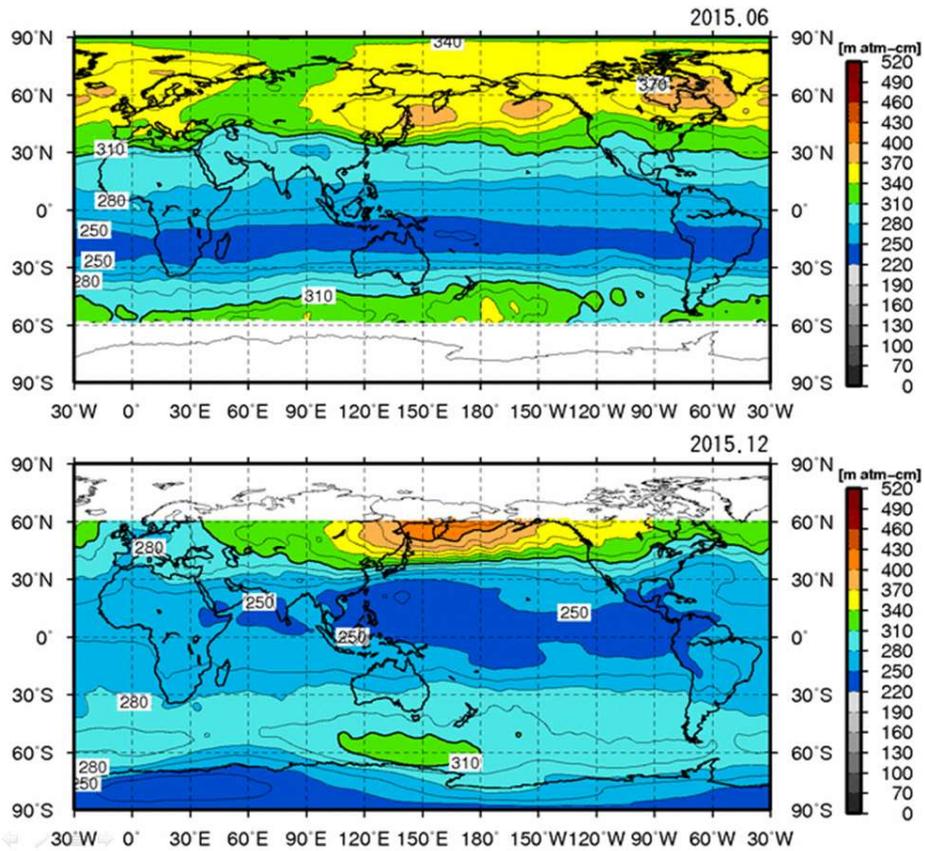


図 1-2-35 2015年6月と12月の月平均オゾン全量(m atm-cm) (気象庁ホームページより)

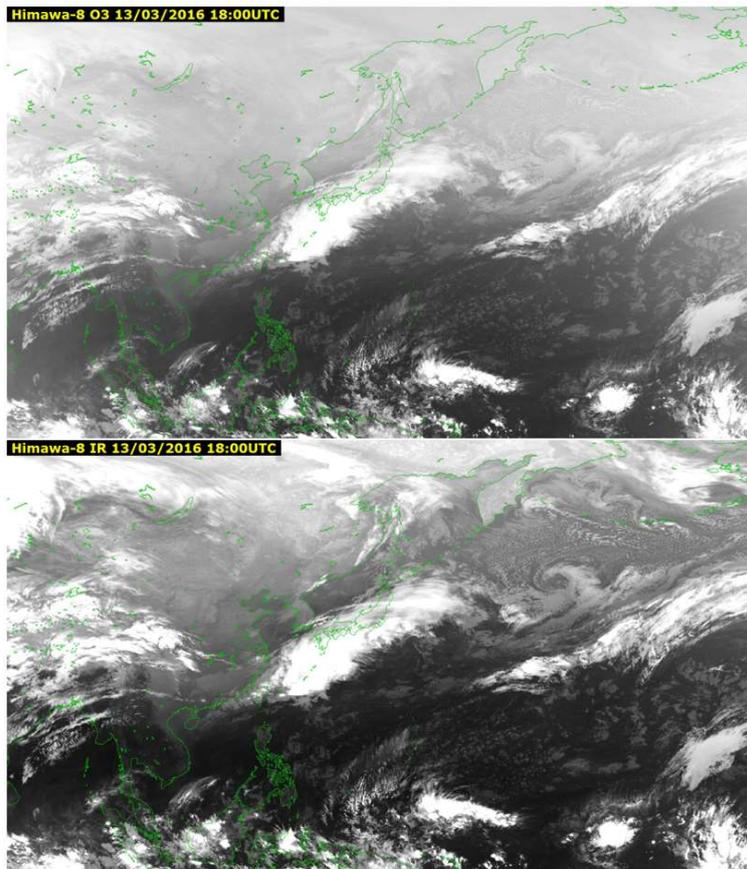


図 1-2-36 バンド12 (上) とバンド13 (下) の比較 (輝度温度の範囲はどちらも220~300 K)

m) バンド 13 (10.4  $\mu\text{m}$ )

バンド 13 は 10.4  $\mu\text{m}$  に中心波長を持つ。このバンドは図 1-2-13 に示すように大気中の水蒸気の吸収の影響を受けにくい大気の窓領域であり、その中でも特に水蒸気による吸収が少ない。バンド 13 と他の大気窓領域赤外バンドとの差分画像を作成することで様々な情報を得ることができ、バンド 13 は雲解析においてもっとも基本的な画像として重要である。

また MTSAT に搭載された従来からの赤外（赤外 1）画像とバンド 13 画像は性質が近く（Murata et al., 2015）、従来衛星の赤外画像の後継として利用されている。図 1-2-37 にバンド 13 と MTSAT-2 の赤外 1（IR1 : 10.8  $\mu\text{m}$ ）の応答関数を示す。2つのバンドの応答関数は重なり合う部分もあるが、バンド 13 の方が中心波長は短く、バンド幅も狭いという違いがある。

また、この波長帯での水滴・氷晶に対する吸収については（図 1-2-38）、より波長の長い他の赤外窓領域バンドと比較すると水滴・氷晶ともに吸収の影響が小さいことが示されている。

したがって、バンド 13 は MTSAT-2 の赤外 1 画像と同様に、画像から雲頂の温度を見積り、解析者による主観的な雲解析を行うことに適している。

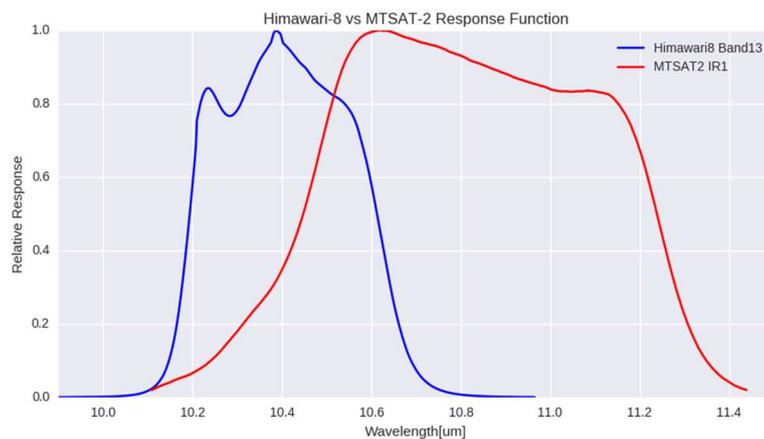


図 1-2-37 バンド 13 と MTSAT-2 の赤外 1（IR1 : 10.8  $\mu\text{m}$ ）の応答関数（縦軸：相対応答、横軸：波長）

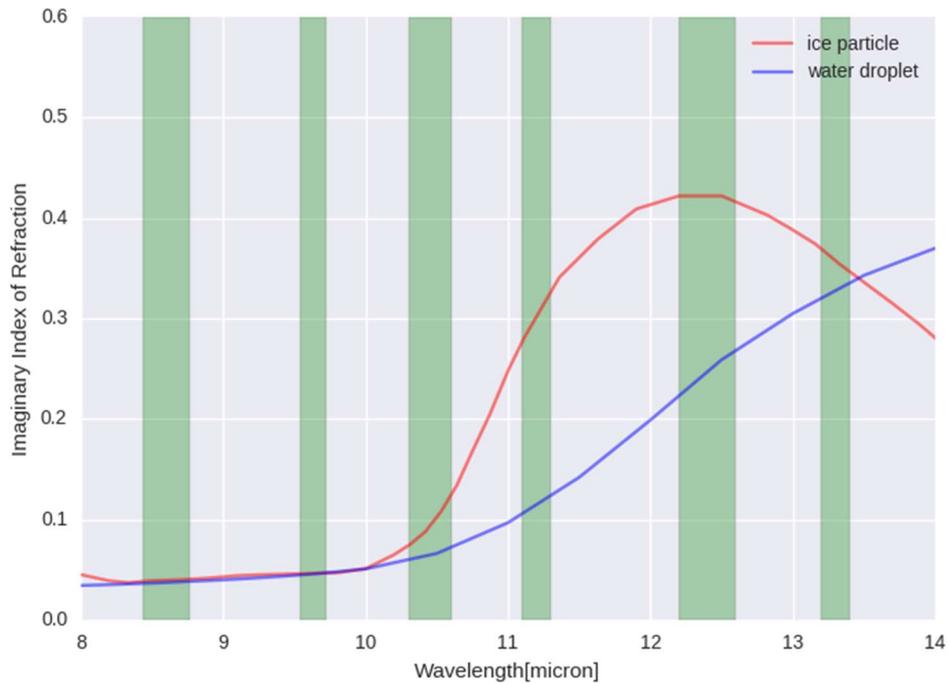


図 1-2-38 赤外域の各観測波長帯（緑色の波長帯）の水滴・氷晶に対する複素屈折率虚部（消衰係数：吸収に関わる）（縦軸：消衰係数、横軸：波長）（Hale and Query, 1973 (water)および Warren, 1984 (ice)より作成）

なお、バンド 13 の荷重関数（図 1-2-14）は地表付近に感度のピークがあり、大気の低い層の温度の情報が得られる。ただし、少ないとはいえ下層の水蒸気、その他の気体分子による吸収の影響があるため、観測される輝度温度が必ずしも地表面等の温度そのものに対応するわけではないことには注意が必要である。衛星プロダクトでは、バンド 13 の観測データは大気追跡風や高分解能雲情報の算出などで利用されている。

さらに、ひまわり 8・9号では、水平解像度（衛星直下点）が 4km から 2km に向上したことにより、従来の赤外画像では見られなかった微細な構造を見ることができるようになった。例えば、火山の火口で従来の解像度では捉えられなかったホットスポットが、ひまわり 8 号のバンド 13 では確認できるようになった（図 1-2-39）。

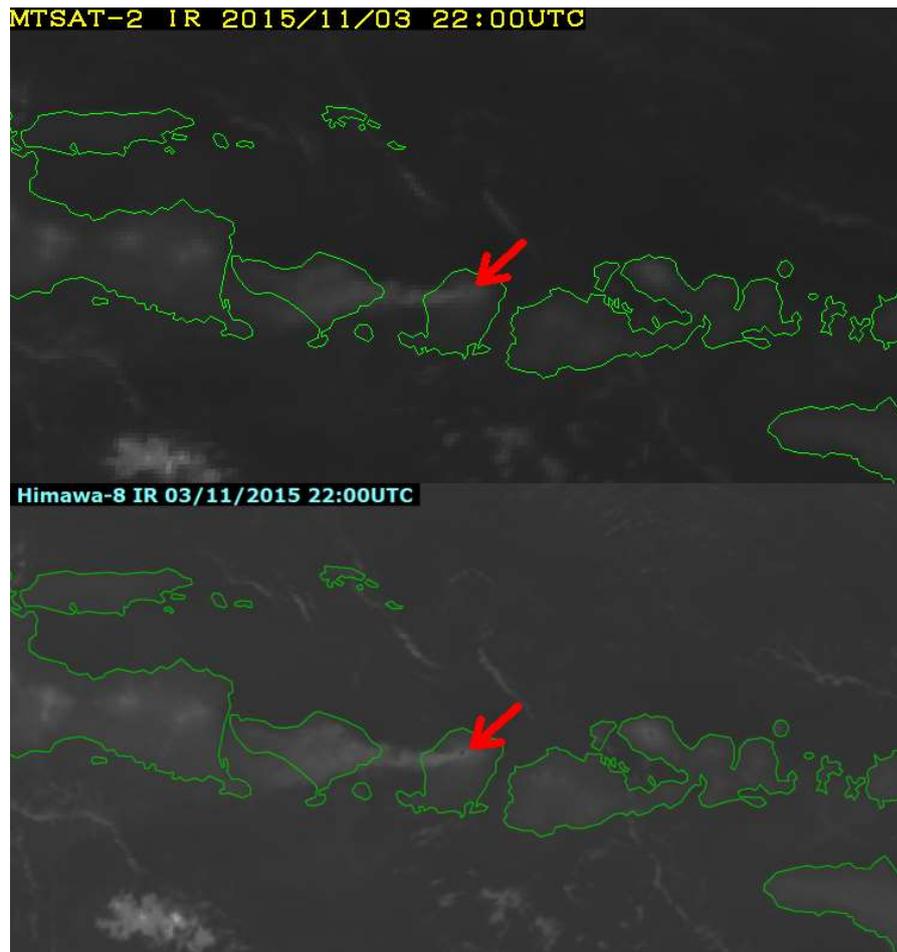


図 1-2-39 水平解像度の向上による微細な構造（火山火口のホットスポット）が識別できる例  
MTSAT-2の IR1（10.8  $\mu\text{m}$ ）画像（上）、ひまわり 8号のバンド 13 画像（下）

n) バンド 14（11.2  $\mu\text{m}$ ）

バンド 14 は 11.2  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、図 1-2-13 に示すように大気中の水蒸気の吸収の影響を受けにくい大気の窓領域である。バンド 14 とバンド 13、ひまわり 7号の赤外 1（10.8  $\mu\text{m}$  バンド）の応答関数を比較すると（図 1-2-40）、ひまわり 7号の 10.8  $\mu\text{m}$  バンドの応答関数はバンド 13、バンド 14 の中間に位置しており、これら 3つのバンドは画像特性もよく似ている。

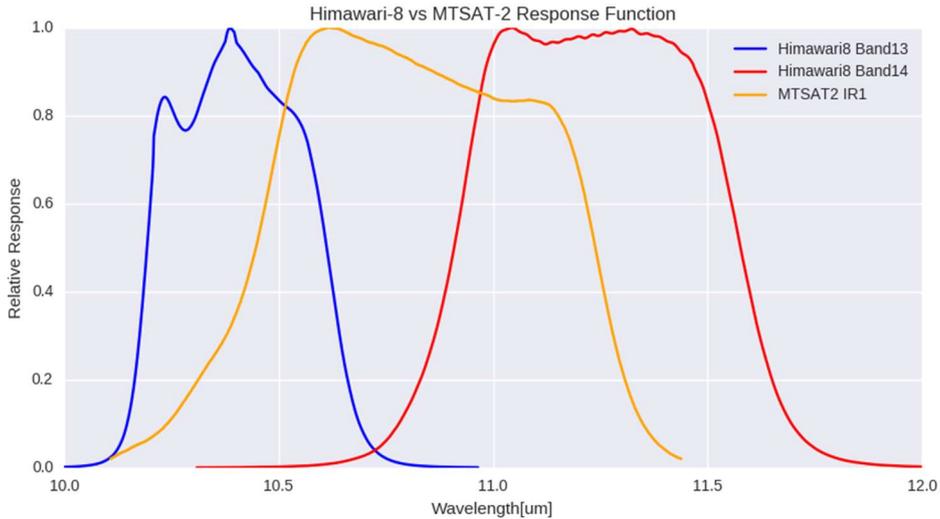


図 1-2-40 ひまわり 8号のバンド 13 とバンド 14 及びひまわり 7号の赤外 1 (10.8 μm バンド) の応答関数 (縦軸：相対応答、横軸：波長)

バンド 13、バンド 14 の画像を比べると (図 1-2-41a) 人間の見た目では区別が殆どつかないが、吸収特性や放射伝達モデルの射出率を見ると、バンドの性質がわずかながら異なる。図 1-2-13 に示される吸収特性によれば、バンド 13 に比べてバンド 14 の中心波長付近は若干低い透過率であることがわかる。また水滴・氷晶に対する吸収の影響を見ると (図 1-2-38)、バンド 13 に比べてバンド 14 は特に氷晶による影響が大きい。射出率についても差異があり、たとえば放射伝達モデルで利用されている射出率を見ると (図 1-2-42)、地表が砂地の場合の比較ではバンド 14 の射出率が大きいことがわかる。

これらを踏まえたうえで実際の画像をあらためて比較すると (図 1-2-41a、図 1-2-41b)、輝度温度の分布に大きな差異はないものの、上層雲に含まれる氷晶による吸収の影響で薄い上層雲については輝度温度が低く観測される。両バンドの差分画像を作成するとそのことがより明瞭となる。

このようにわずかなバンド特性の差はあるが、バンド 13 とバンド 14 はどちらも従来の赤外画像 (赤外 1) の後継として利用できる。気象庁ではバンド 13 を、衛星画像や多くの衛星プロダクトの入力データのため標準的に利用している。これは、ひまわり 7号及び 8号の擬似観測データによる調査 (Murata et al., 2015) の結果、バンド 13の方がわずかに赤外 1との相関が強いことと、ひまわり 7号の赤外 1と赤外 2の差分画像の比較でバンド 13とバンド 15の差分が最も相関が強いことが示されたためである。

## 1. 気象衛星観測の概要

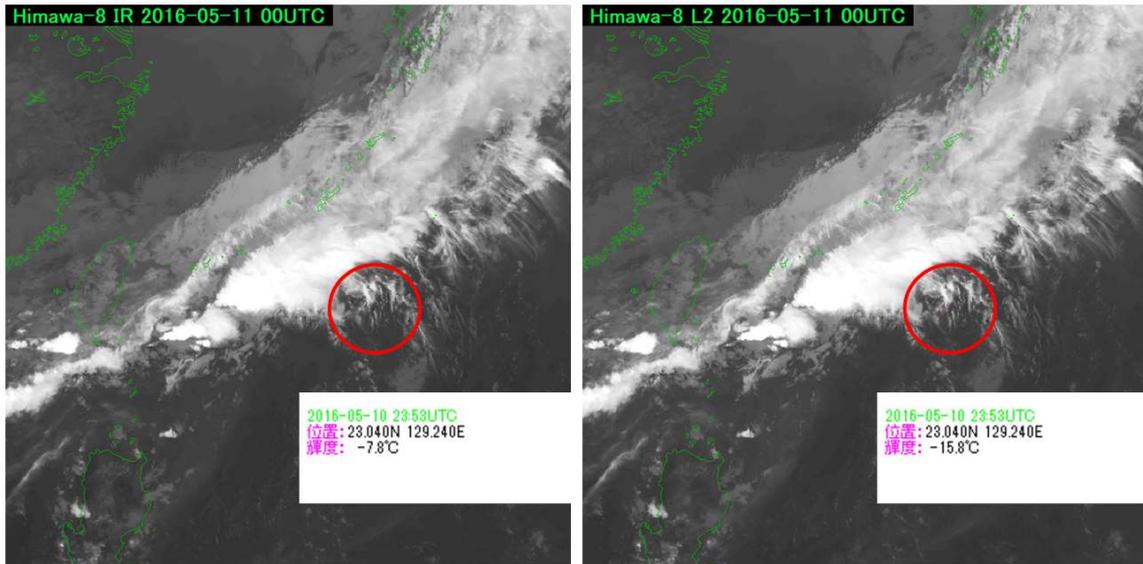


図 1-2-41a バンド 13 と 14 における観測輝度温度の比較  
左図はバンド 13 (観測輝度温度: -7.8°C)、右図はバンド 14 (観測輝度温度: -15.8°C)

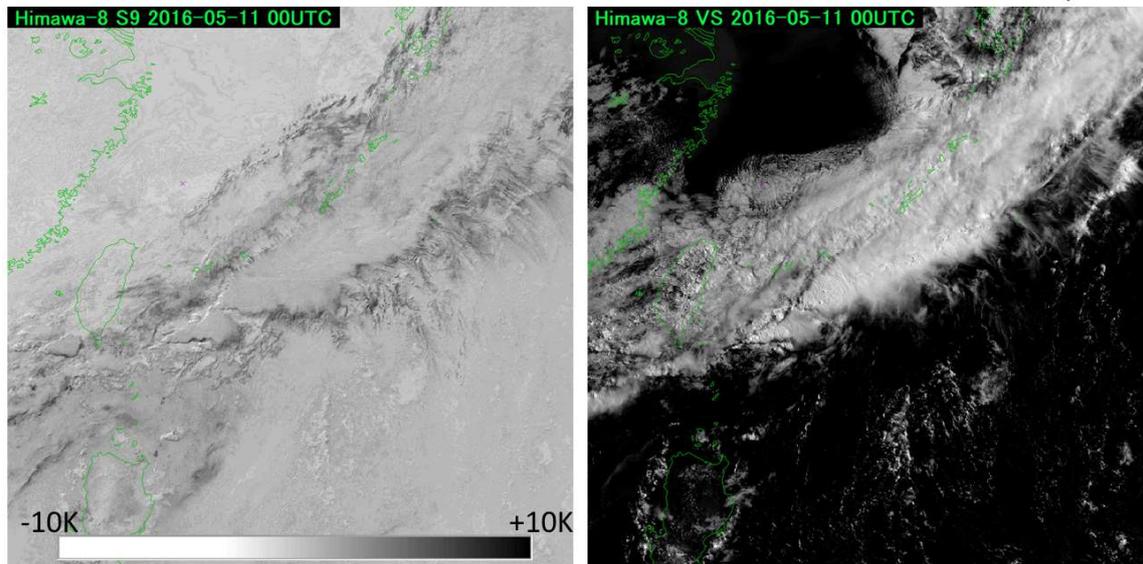


図 1-2-41b バンド 13 と 14 における観測輝度温度の比較  
左図はバンド 13 と 14 の差分画像、右図はバンド 3 画像 (参考)

### o) バンド 15 (12.4 $\mu\text{m}$ )

バンド 15 は 12.4  $\mu\text{m}$  に中心波長を持ち、赤外域の大気窓領域の長波長域に対応する (図 1-2-13)。MTSAT に搭載された従来からの赤外 (赤外 2) 画像とバンド 15 画像はバンドの性質が近い (Murata et al., 2015)、従来からの赤外 2 衛星画像の後継として利用されている。

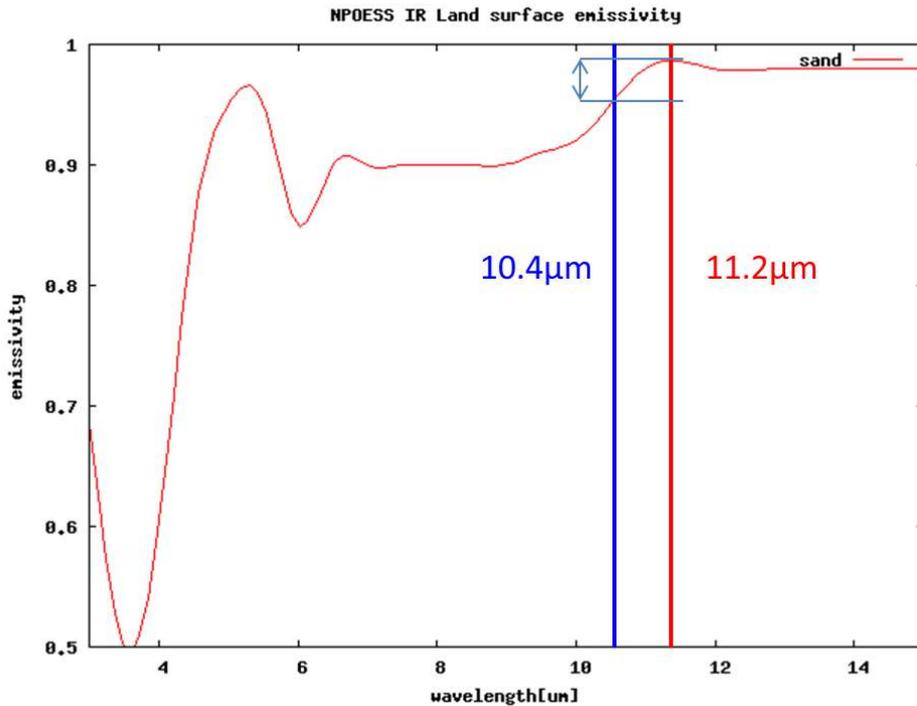


図 1-2-42 CRIM (放射伝達モデル) で使用している地表面の射出率 (砂地の例)

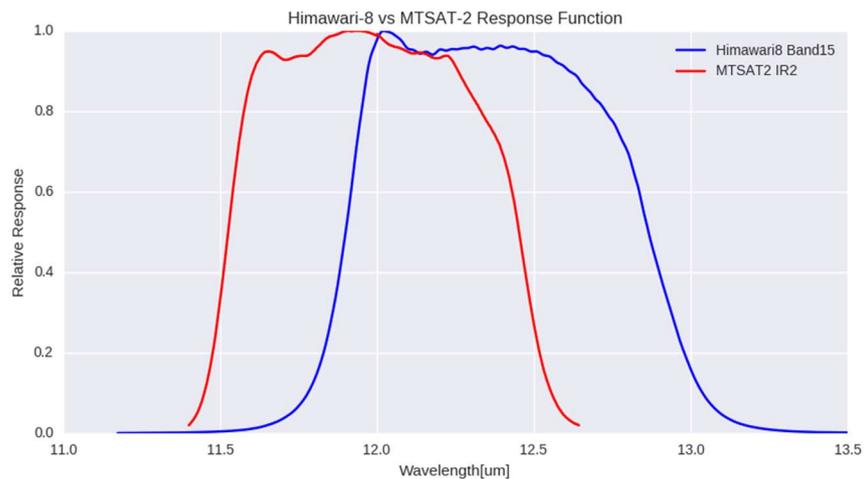


図 1-2-43 バンド 15 と MTSAT-2 の IR2 (12.0 μm) バンドの応答関数 (縦軸：相対応答、横軸：波長)

図 1-2-43 にバンド 15 と MTSAT-2 の赤外 2 (IR2 : 12.0 μm) の応答関数を示す。これら 2 つは応答関数が重なっている部分もあるが、バンド 15 の方がやや長波長側にある。また、大気中の水蒸気による透過率を見ると (図 1-2-13)、バンド 13 に比べてバンド 15 の中心波長付近は透過率が低いことがわかる。水滴・氷晶に対する吸収の影響については (図 1-2-42)、他の大気の窓領域に比べてバンド 15 は氷晶と水滴の影響が大きく、それぞれの差異も大きい。火山灰や黄砂などに含まれるケイ素に対しては後述の 2.4 節で示すように特徴がある。

以上のようなバンド 15 の性質は、バンド 13 との差分画像を用いると明瞭となり利用しやすい。差分画像については後述の「2.4 バンド 15 差分画像」で説明する。

p) バンド16 (13.3  $\mu\text{m}$ )

バンド16は、13.3  $\mu\text{m}$ に中心波長を持つ。このバンドは図1-2-13に示したように大気中の二酸化炭素の吸収の影響を受けるのが特徴である。そのため、他の衛星に搭載されている類似のバンド帯を含めて通称CO2バンドとも呼ばれている。バンド16画像をバンド13の画像と同じ輝度温度の範囲で比較すると（図1-2-44）、一様に輝度温度が低いため、画像全体が白みをおびている。これは前述のように13.3  $\mu\text{m}$ 帯は大気中の二酸化炭素（と水蒸気）による吸収の影響を受けるためである。

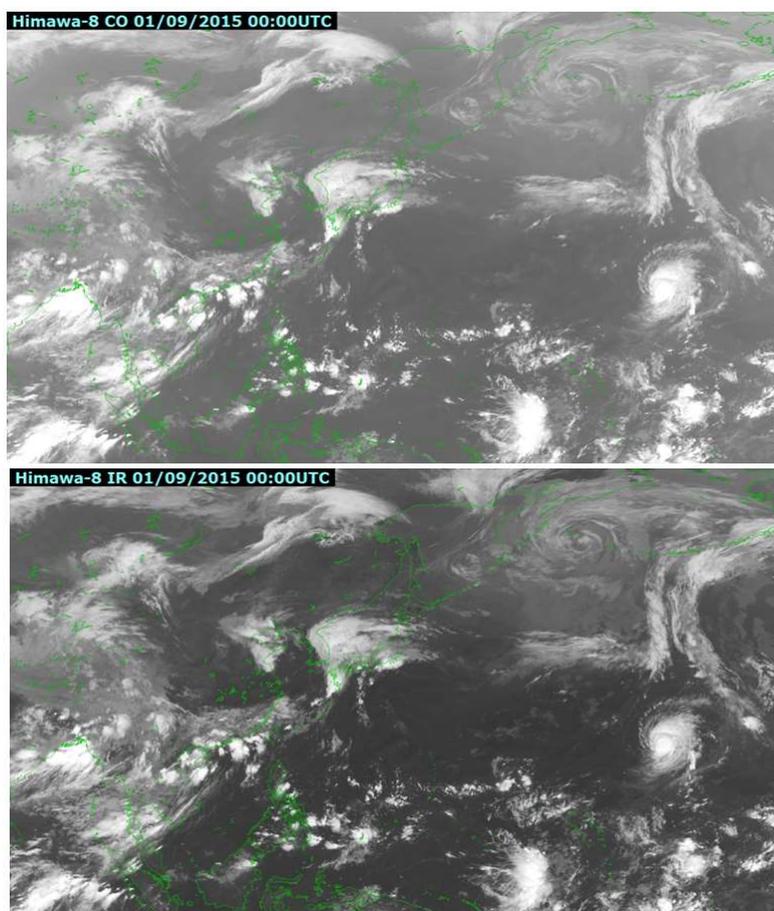


図1-2-44 バンド16（上）とバンド13（下）の画像比較

図1-2-45にバンド13とバンド16画像の輝度温度の比較を示す。Cbなどの厚い雲域ではバンド13とバンド16画像の輝度温度の差は小さいが、下層雲や雲のない海面などはバンド16画像の輝度温度は低く、バンド13との差が大きい。これは下層雲や雲のない海面などは、途中経路にある下層大気中の二酸化炭素等の吸収により輝度温度が低く観測されるためである（図1-2-46）。

二酸化炭素は対流圏におおよそ均質に分布しているが、対流圏では鉛直の気温構造や水蒸気の分布が絶えず変動しており、バンド16の情報のみで二酸化炭素の分布を推定することは困難である。

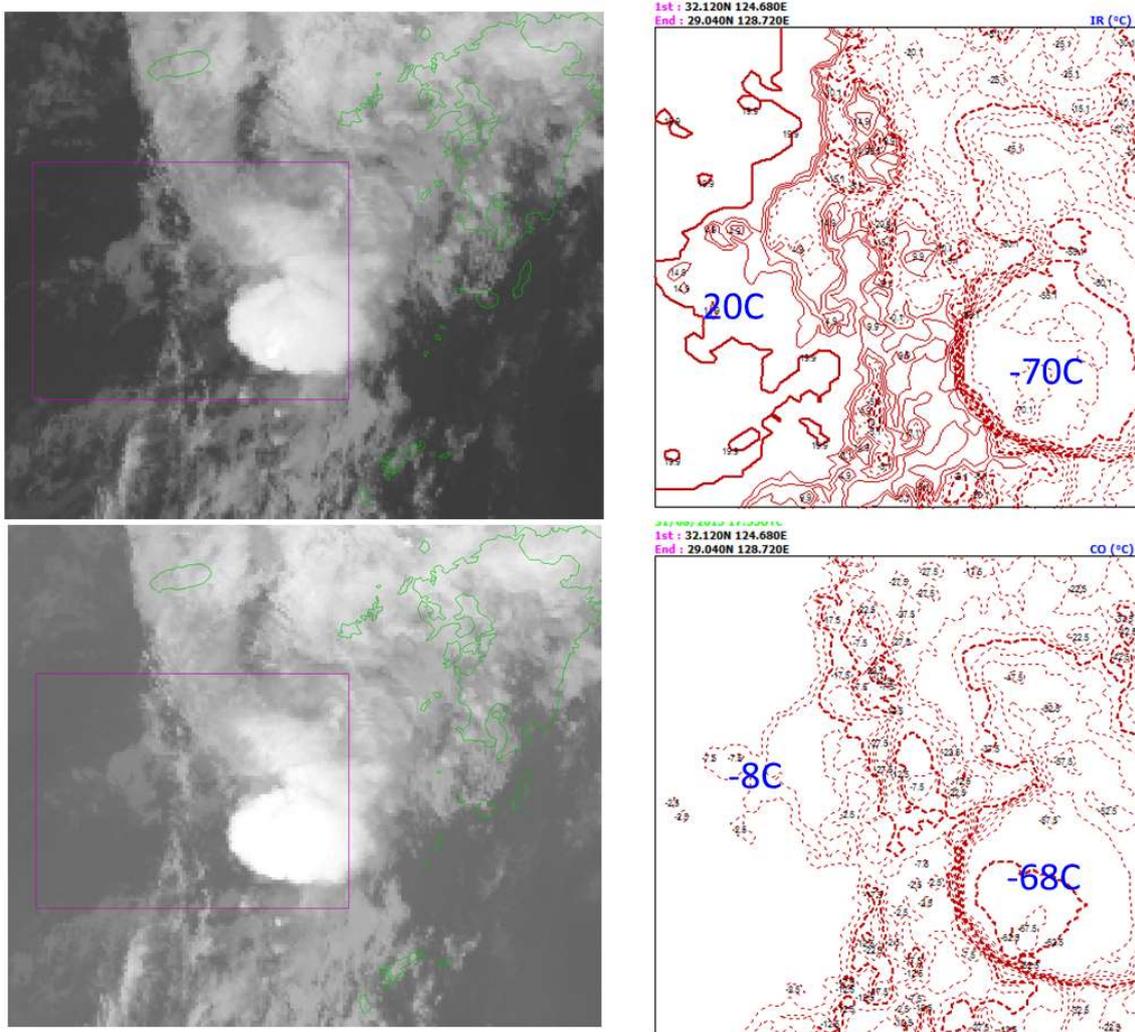


図 1-245 バンド 13 (上) とバンド 16 (下) の画像・輝度温度の比較  
 右側の輝度温度の等値図は左側の画像の一部をそれぞれ拡大したもの

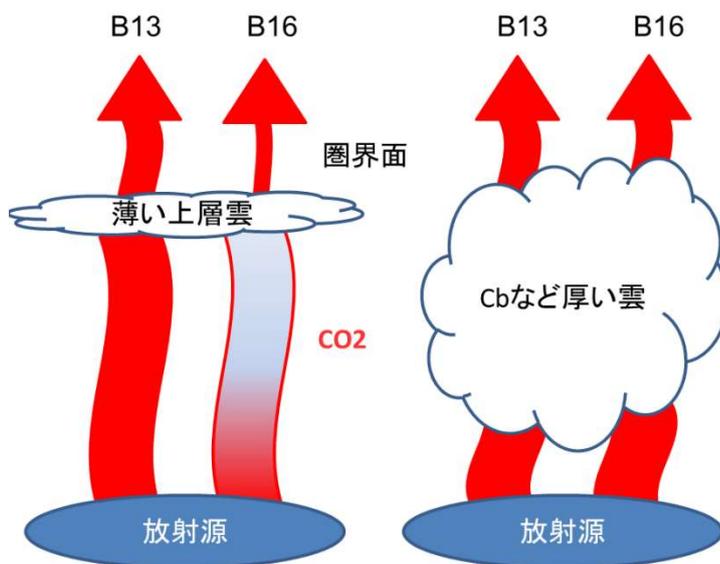


図 1-246 バンド 16 画像とバンド 13 画像の輝度温度の違い

## (2) 主な差分画像の特性

ここでは、ひまわり 8号に搭載されている全 16バンドの波長帯を用いた差分画像のうち、雲画像解析で広く用いられる差分画像と後述する RGB 合成画像で用いられる差分画像について画像特性の詳細を述べる。

## a) バンド7差分画像

図 1-2-47 に層積雲（雲水量  $0.1 \text{ gm}^3$ ）の雲厚と射出率の関係を示す（Ellrod, 1995）。このグラフから、水滴からなる厚い下層雲などでは  $10.4 \mu\text{m}$  帯（バンド 13）や  $11.2 \mu\text{m}$  帯（バンド 14）などの赤外の大気窓領域バンドより  $3.9 \mu\text{m}$  帯（バンド 7）の射出率が小さいことがわかる。バンド 7 では赤外の大気窓領域バンドよりも水滴からなる下層雲で観測される輝度温度が低く、バンド 7 の輝度温度からバンド 13 の輝度温度の差を取ると負の値になる。このため、負の値の領域が明るく、正の値の領域が暗く表示されるよう差分画像を作成すると、ある程度の厚さを持ち水滴からなる雲域や霧域は明るく明瞭に見えるため夜間の霧の監視に有効である。

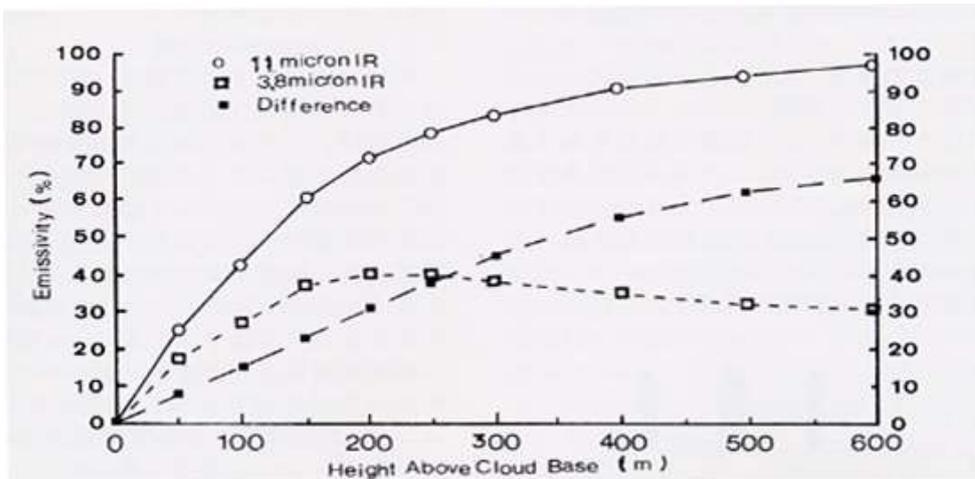


図 1-2-47 層積雲（雲水量  $0.1 \text{ gm}^3$ ）の雲厚と射出率の関係（Ellrod, 1995）

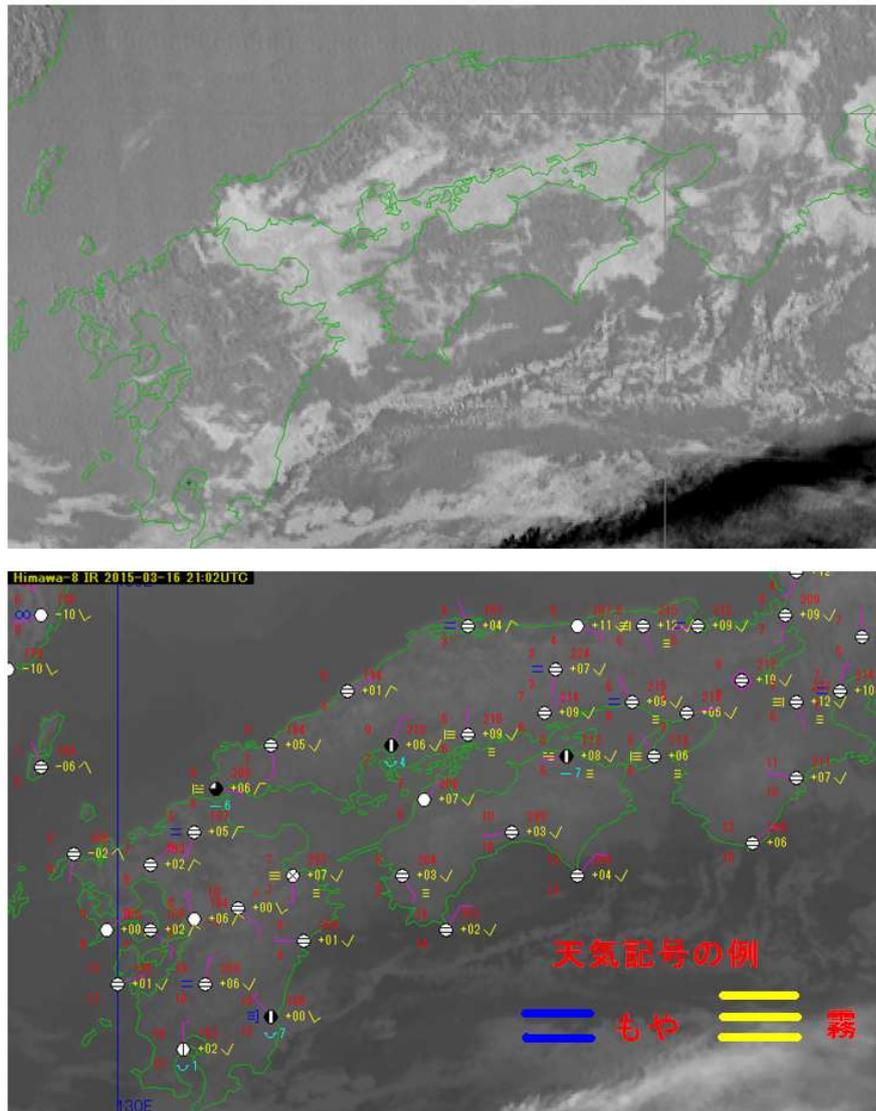


図 1-2-48 霧の事例

上図はバンド7とバンド13の差分画像、下図は同時刻のバンド13画像と地上観測。

瀬戸内海沿岸を中心に各地で霧・もやが観測されている。

図 1-2-48 に、瀬戸内海一帯に広がる霧または下層雲の事例を示す。地上観測では瀬戸内海周辺の各地で霧が観測されているが、下段のバンド13の赤外画像からは雲頂高度が低い霧または下層雲を識別することは困難である。上段のバンド7とバンド13の差分画像では瀬戸内海周辺に滑らかで縁が明瞭な明るい領域があり、これが霧または下層雲に対応すると考えられる。

一方、この差分画像は上層雲に対しては厚さによって画像上の見え方が異なる。薄い上層雲では下からの放射が透過するため、バンド7の輝度温度は実際の雲頂温度よりも高く観測される。これはバンド13、14などの赤外の大气窓領域バンドよりもバンド7の方が透過率が高いためであり、画像で比較するとバンド7はバンド13よりも暗く（高く）表示される（図 1-2-49 気象衛星センター、2005）。一方、厚い上層雲は下からの放射の影響を受けないため、バンド7でもバンド13でも雲頂の輝度温度は低くなる。しかしながら、バンド7のセンサの温度特性（後述）により画像上ではドット状の領域として見え、これは差分画像にも反映され

る。以上のような特性の違いを利用することで、バンド 7 差分画像では薄い上層雲の雲域と、厚い上層雲や多層構造を伴う雲頂高度の高い雲域を判別できる。

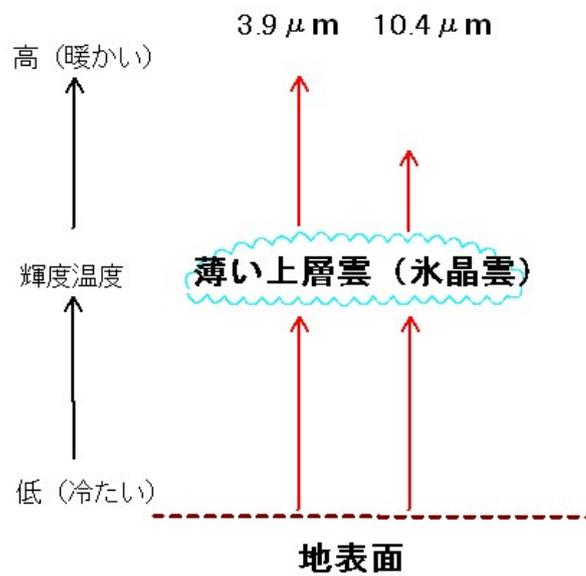
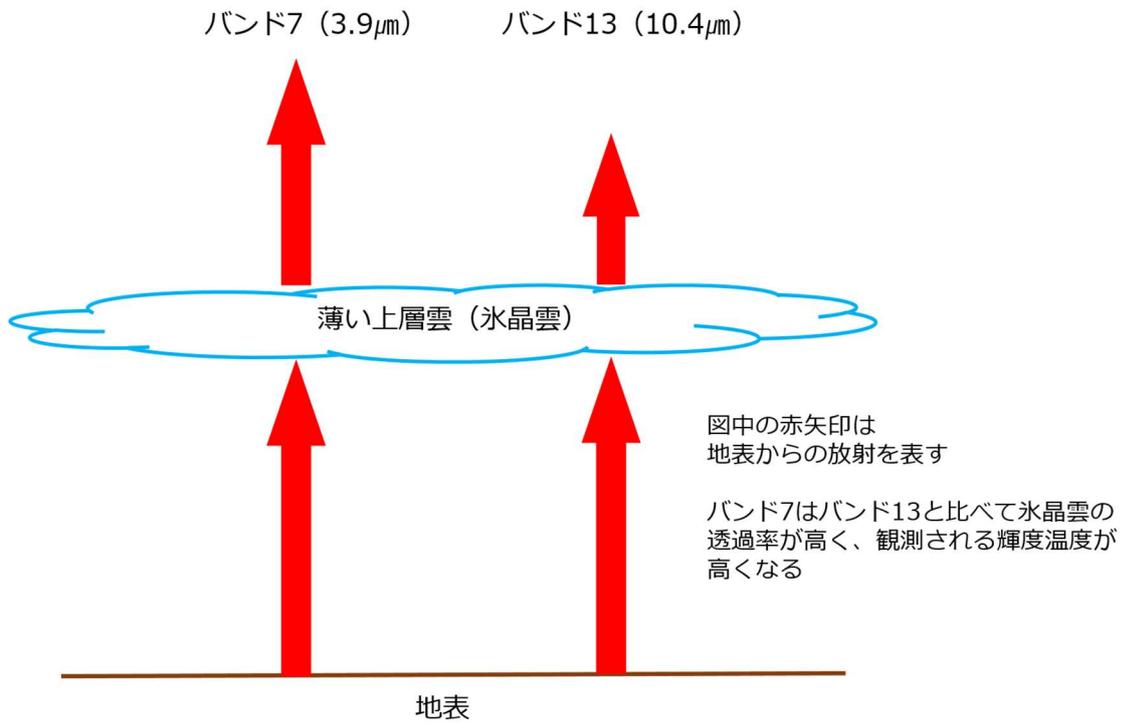


図1-249 バンド7とバンド13における薄い上層雲からの放射

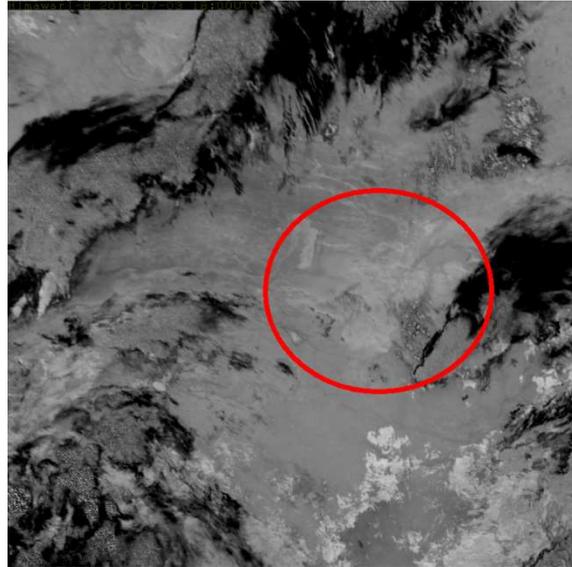


図 1-2-50 ゴビ砂漠付近の夜間のバンド7と13の差分画像  
砂漠の領域（赤丸付近）がやや明るく表示されている。

また、バンド7は砂地や植生のような地表面の違いに影響されて射出率が大きく異なり、特徴的な輝度温度を示す場合がある。図 1-2-42 に示した赤外波長帯における地表面（砂地）に対する射出率を確認すると  $3.9\ \mu\text{m}$  帯では砂漠に対して射出率が低く、特に夜間ではバンド13よりも輝度温度が低い。そのため、図 1-2-50 で示すゴビ砂漠付近の夜間の差分画像のように、砂漠の領域がやや明るく表示される。

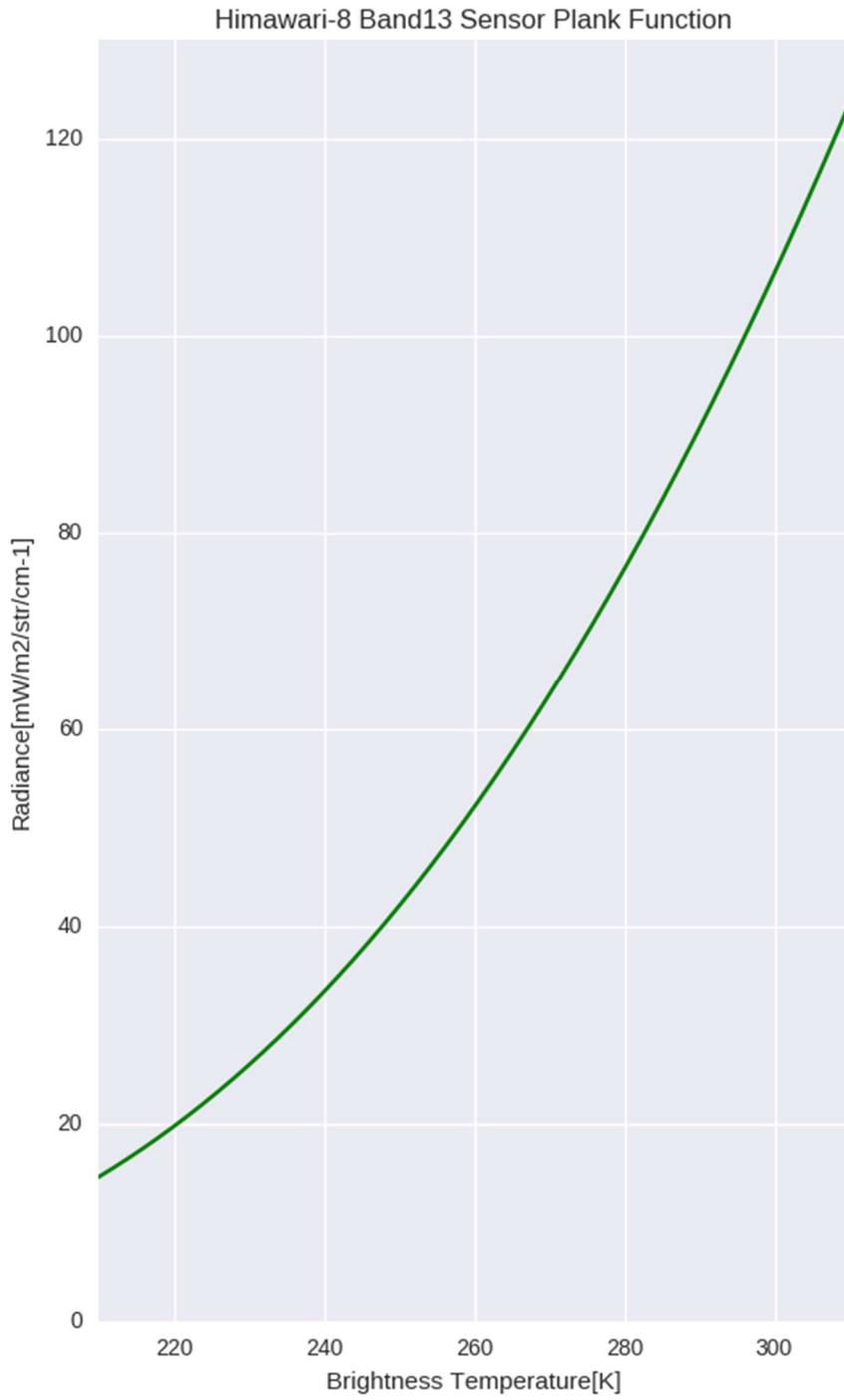


図 1-2-51 10.4 μm帯の温度と放射の関係（縦軸＝放射輝度、横軸＝輝度温度）

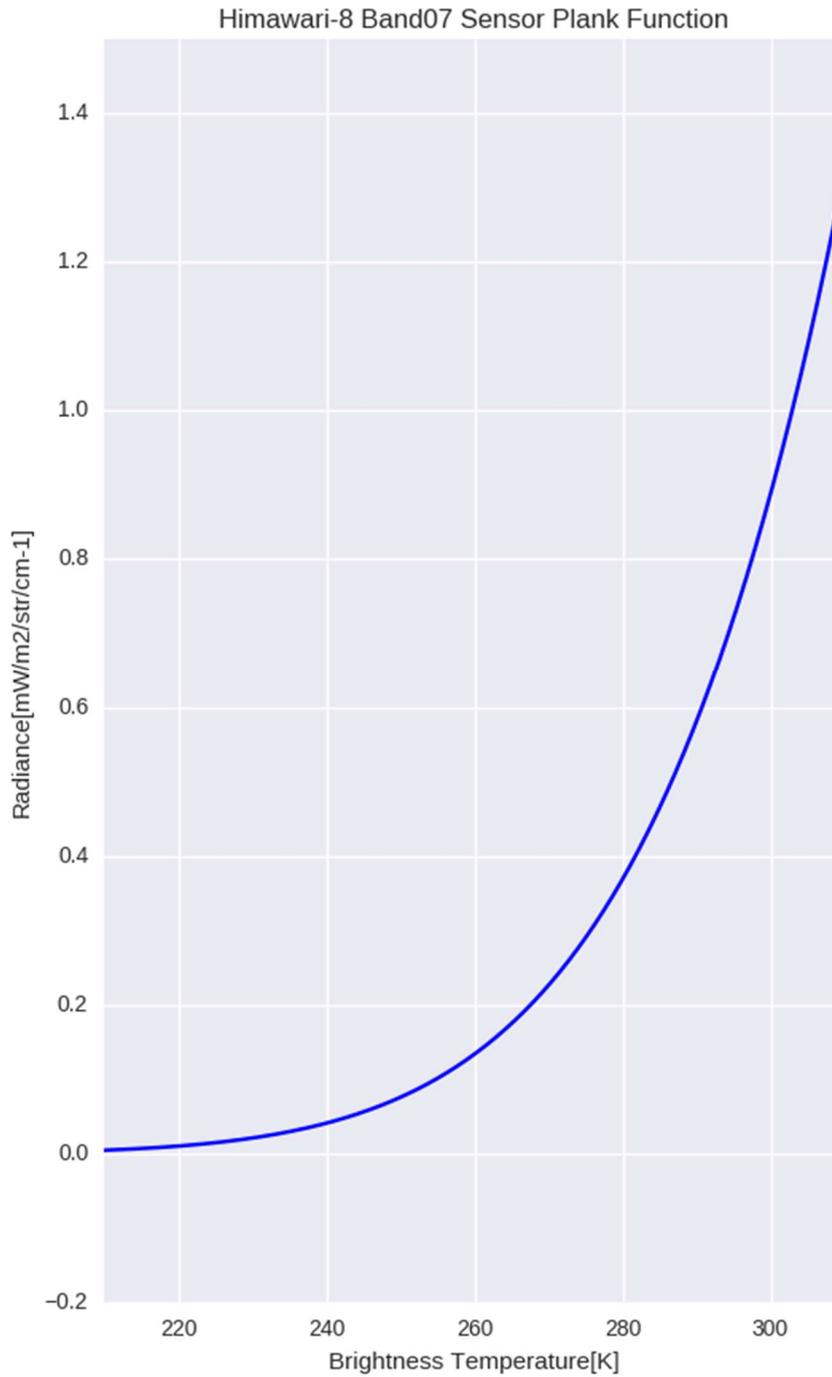


図 1-2-52 3.9 μm帯の温度と放射の関係（縦軸＝放射輝度、横軸＝輝度温度）

図 1-2-51、図 1-2-52 にそれぞれひまわり 8 号のバンド 13 とバンド 7 の輝度温度と放射輝度の関係を表す。バンド 13 では輝度温度（横軸）と放射輝度（縦軸）がほぼ線形的な対応のため、観測される放射輝度から得られる輝度温度は高温域から低温域までほぼ均一な精度になる。一方、バンド 7 の輝度温度と放射輝度の関

係では、放射輝度が小さいところではわずかな変化で輝度温度が大きく変化するため輝度温度の温度分解能が低下し、特に 230 K 以下の低温域では輝度温度の温度分解能の低下が著しい。このためバンド 7 の画像では、積乱雲や厚い上層雲などの低温域がドット状（輝度温度が低温域で不連続なため）に表現される（図 1-2-53）。

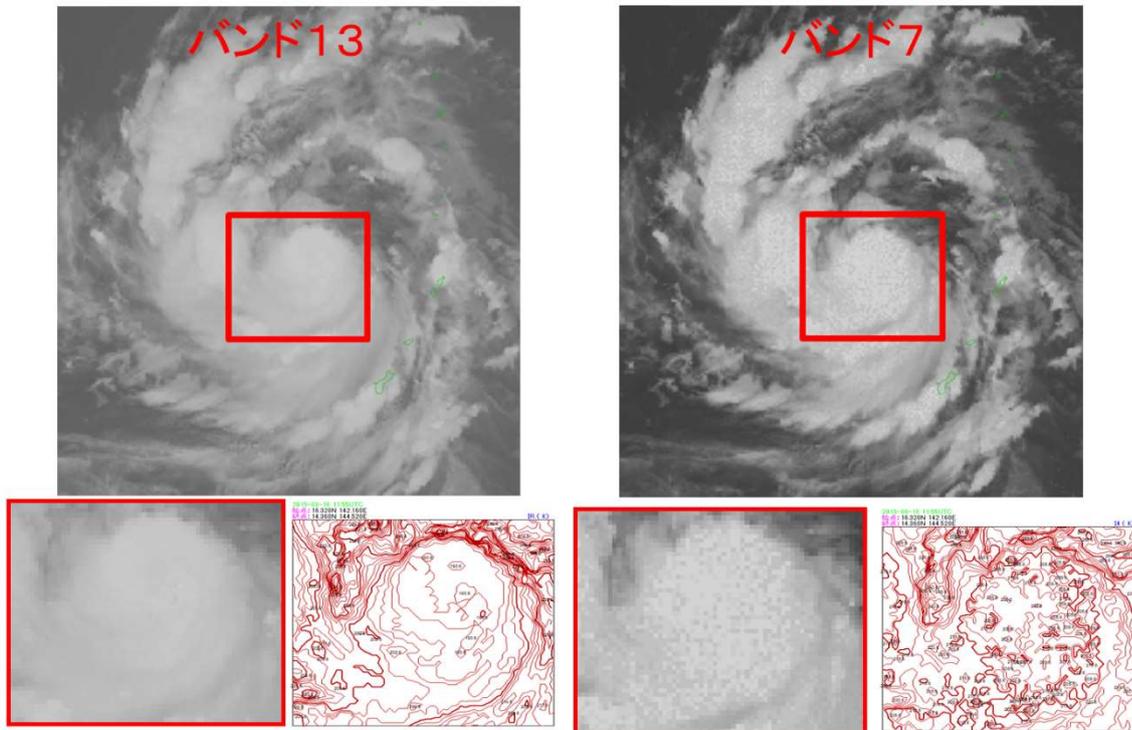


図 1-2-53 バンド 13 とバンド 7 の画像の低温域（2015 年台風 15 号の中心付近）の例  
左側がバンド 13、右側がバンド 7

次に、ひまわり 8 号のバンド 7 およびバンド 13 のセンサプラック関数から作図した図 1-2-15 及び図 1-2-16 から高温域における放射と温度の関係を整理する。図 1-2-15 から、バンド 13 等の赤外長波長領域では温度上昇に伴って、放射輝度は線形（比例関係）に近い増加を示すことがわかる（図 1-2-15）。一方、図 1-2-16 からバンド 7 では温度上昇とともに放射輝度は非線形に大きく増加することがわかる。したがって、バンド 7 で観測される放射輝度は、高温の観測対象の温度の変化に非常に敏感であるといえる。このことから、バンド 13 等の他の大気窓領域の赤外バンドに比べてバンド 7 では先述（1.2.3 の(2) - (エ)）のホットスポットが明瞭に現われる。

#### b) バンド 11 差分画像

1.2.5.(1)の「バンド 11 (8.6  $\mu\text{m}$ )」で触れたように、バンド 11 は雲粒子の相（水・氷）について特徴的な性質を持っており、この特徴はバンド 11 による差分画像で良く現われる。

図 1-2-54 に雲頂が水滴または氷晶の雲域における輝度温度の差分（バンド 13-バンド 15 : 10.4-12.4  $\mu\text{m}$ 、バンド 11-バンド 13 : 8.6-10.4  $\mu\text{m}$ ）の比較散布図を示す。ここで青色は雲粒の相が水滴、赤色は氷晶であることを表している。この図によれば、縦軸のバンド 13-バンド 15 では水滴と氷晶で差分の温度分布について顕著な差は見受けられない。しかし、バンド 11-バンド 13 では差分の温度分布について明瞭な差がみられている。

したがって、バンド 11-バンド 13 では雲粒の相によって温度分布が異なることを利用して、雲粒の相を判別できることが示唆される。

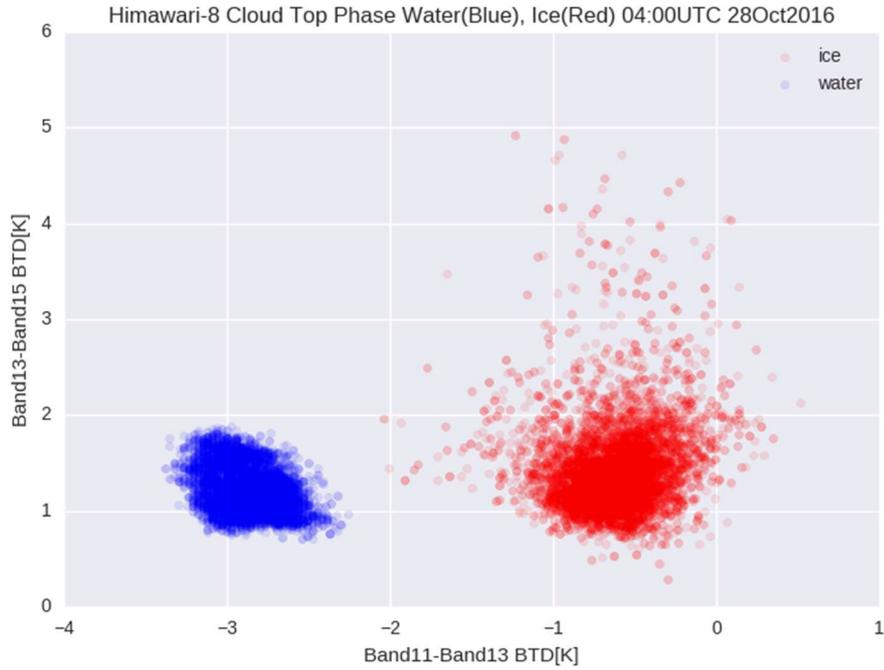


図 1-2-54 雲頂が水滴（青色）または氷晶（赤色）の雲域における輝度温度の差分の比較散布図  
 (縦軸バンド 13-バンド 15 : 10.4-12.4  $\mu\text{m}$ 、横軸バンド 11-バンド 13 : 8.6-10.4  $\mu\text{m}$ )

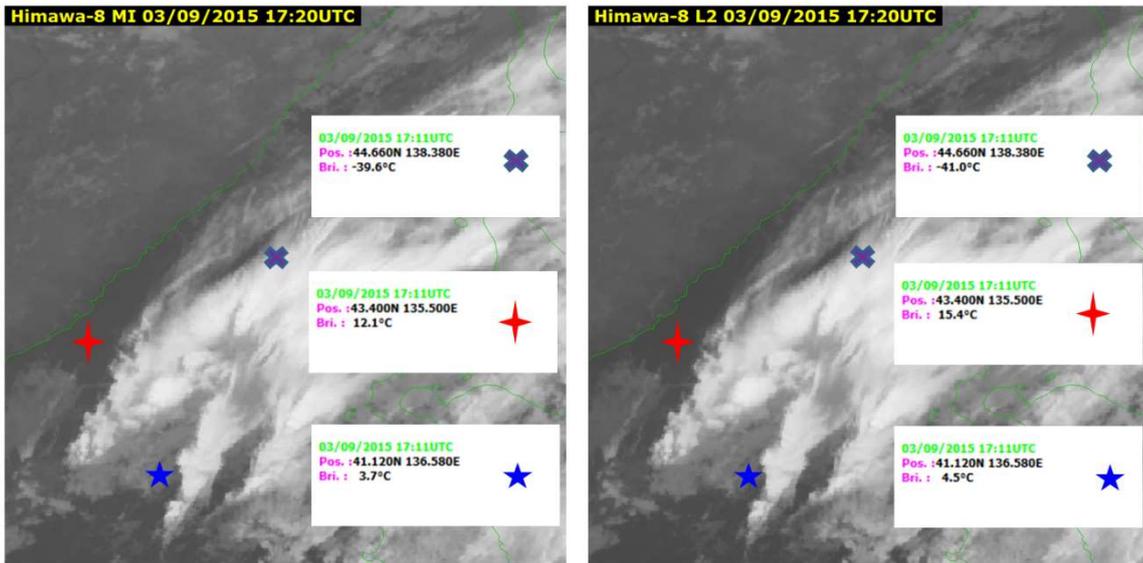


図 1-2-55 バンド 11（左）とバンド 14（右）の輝度温度比較の例

気象衛星センターで作成されている衛星プロダクトの高分解能雲情報では、雲粒の相の算出時にバンド 11 とバンド 14（11.2  $\mu\text{m}$ ）の輝度温度の違いを利用している。バンド 14 はバンド 13 と同じく赤外窓領域にあるバンドで、バンド 11 に対する性質は前述のバンド 13 と同様である。

ここで、実際にバンド11とバンド14の雲域の相による輝度温度の違いを図1-2-55の例で確認する。×印で示す、氷粒子を含む十分に厚い上層雲域では相対的にバンド11の射出率が高くなっており、観測される輝度温度がバンド14よりも高くなっている。一方、青色の星印で示す下層雲（水雲）や赤色の印で示す海面では下層の水蒸気の吸収と射出率の影響を受けるためバンド11で観測される輝度温度がバンド14よりも低くなっている。

したがって、図1-2-54で示した比較散布図のような雲の相による輝度温度差の違いが実際の衛星画像からも確かめられた。

c) バンド12差分画像

バンド12画像では、水蒸気画像の暗域のある領域に、白色の筋（White Stripes）が見られることがある（Zwatz-Meise, 2004）。図1-2-56aでは、水蒸気画像のバンド8で上層トラフ付近の暗域が見られるところに沿う形状で、バンド12では不明瞭な白い帯状の領域が見られている。図1-2-56bで示す赤外の大気窓領域バンド13との差分画像では黒い帯状の領域が見られ、これはバンド12で輝度温度が低くなっている領域に対応している。

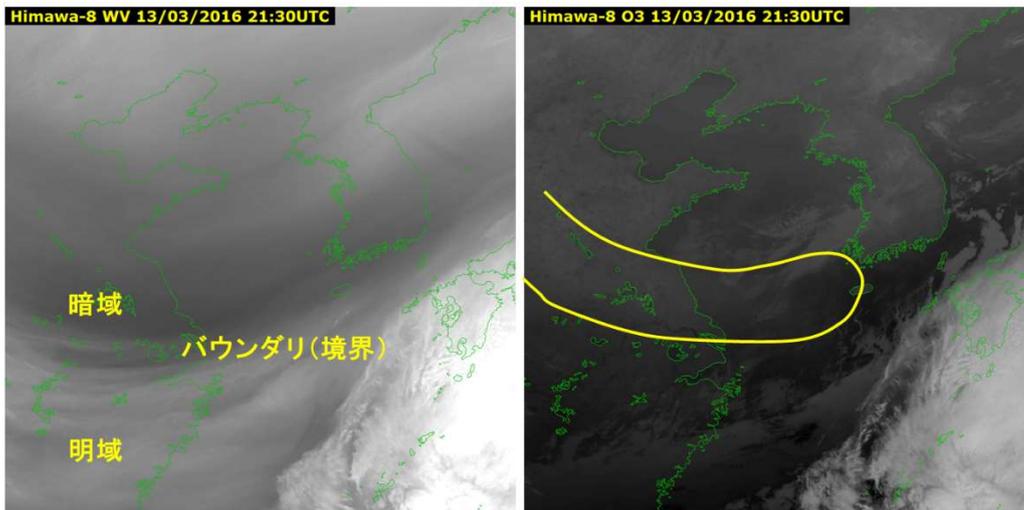


図1-2-56a バンド12画像における白色の筋（White stripes）の例（左図：バンド8、右図：バンド12）

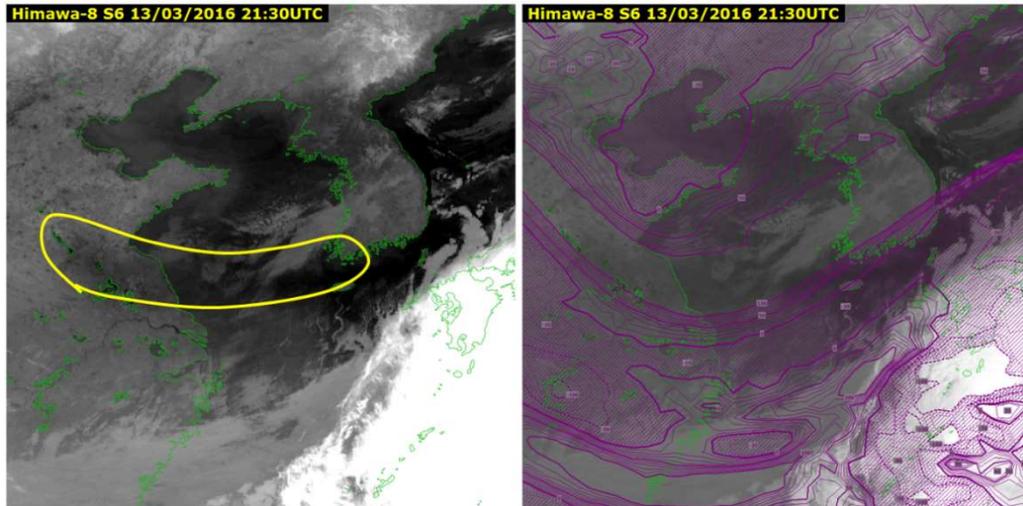


図 1-2-56b 左図はバンド 13 と 12 の差分画像、右図はバンド 12 に GSM (全球モデル) の 300 hPa 温度を重ね合わせて表示。ハッチ (斜線) の無い領域が正の温度域に対応

これらの領域は高濃度のオゾン領域に対応していると考えられ、画像と 300 hPa における温度域を重ね合わせると、おおよそ正の温度域と対応している。上層風の収束域などの対流圏界面付近の大気に関する要素と白い帯状の領域の分布にも相関が見られることから、ここでは圏界面が低い領域にある高オゾン領域が可視化されていると推測できる。なお、米国 NOAA 等の調査では、衛星データから算出した「オゾン量の勾配が大きな領域」で、調査用航空機により乱気流が観測されている (Li J. et al., 2001)。今後、バンド 12 のデータを用いたオゾンプロダクトによる調査が期待される。

#### d) バンド 15 差分画像

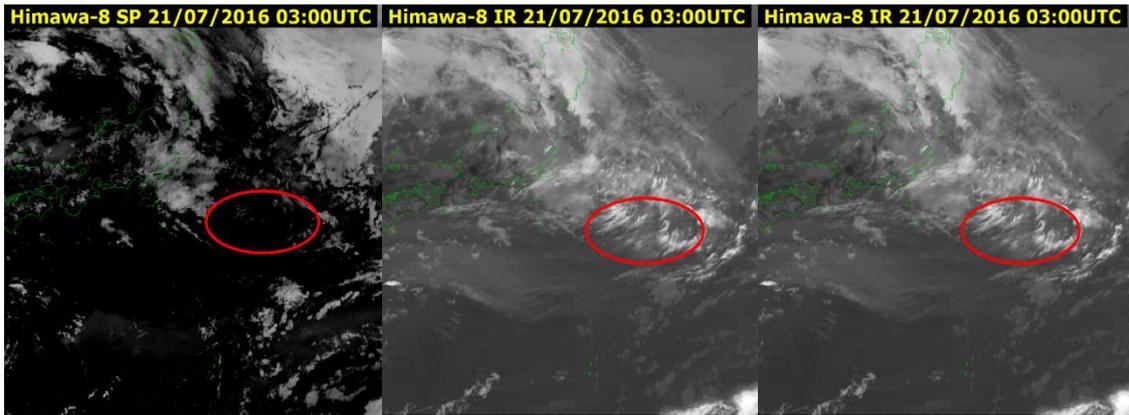
1.2.3 で述べた前述したように、バンド 15 ではバンド 13 に比べて大気中の水蒸気に対する透過率が低い (図 1-2-13)。また他の窓領域に比べて雲の相 (氷晶と水滴) の吸収に与える影響が大きい (図 1-2-38)。この特性により、バンド 15 では薄い上層雲は氷晶による吸収によってバンド 13 よりも輝度温度が低く観測される。バンド 13 との差分画像を差分値が大きいところを暗く、小さいところを明るく表示されるように作成すると (図 1-2-57a)、薄い上層雲に対応する雲域が暗く (黒く) なる (赤い丸枠)。

雲域の確認の参考として赤外画像 (図 1-2-57b) 及び可視画像 (図 1-2-57c) も参照のこと。

バンド 15 は火山灰や黄砂などに含まれるケイ素に対しても特徴があり、ケイ素の射出エネルギー (赤外放射エネルギー) はバンド 13 よりバンド 15 の方が大きくなる。実際に地表が砂地の場合の放射伝達モデルにおける射出率 (図 1-2-42) を比較すると、バンド 13 に比べてバンド 15 の射出率が若干大きいことがわかる。こうした特徴を利用して、バンド 13 とバンド 15 の差分画像は火山灰や黄砂の判別への利用が可能であり、図 1-2-58 に黄砂の実例を、図 1-2-59 に火山灰の実例を示す。

図 1-2-58 では、赤い丸で囲まれた明るい (白い) 領域が中国大陸内陸部で発生した黄砂に対応すると推定され、低気圧性循環に巻き込まれるような形で移動している。地上観測と照らし合わせると、実際に大陸内陸部の各地では黄砂が観測されている (気象庁ホームページ、2016)。

# 1. 気象衛星観測の概要



左：図 1-2-57a 上層雲の事例（バンド 13 とバンド 15 の差分画像）

中：図 1-2-57b 上層雲の事例（バンド 13 画像）

右：図 1-2-57c 上層雲の事例（バンド 3 画像）

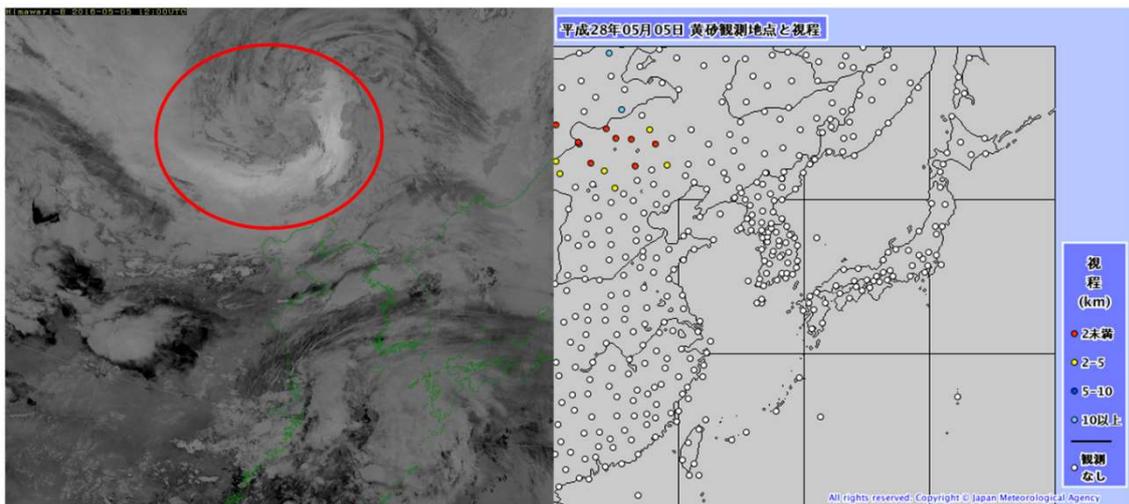


図 1-2-58 差分画像（バンド 13-バンド 15）による黄砂の判別の例

赤い丸で囲まれた明るい（白い）領域が中国大陸内陸部で発生した黄砂に対応。地上観測の結果を見ると、実際に大陸内陸の各地で黄砂が観測されている（右図は気象庁ホームページから抜粋。観測値は各観測地点での黄砂等の影響による最小視程）

図 1-2-59 は 2016 年 5 月の桜島の噴火事例で、赤い丸で囲まれた白い領域がケイ素を含む火山灰に対応する。可視画像（バンド 3）と比較すると桜島付近の上層雲は差分画像では黒い領域として表示されるため火山灰との区別が容易である。また可視画像と異なり太陽光のあたらない夜間の領域でも利用できるため、差分画像を用いることで火山灰の分布を 24 時間監視することができる。このようにバンド 15 画像は特に差分画像として火山灰や黄砂の識別に有用である。

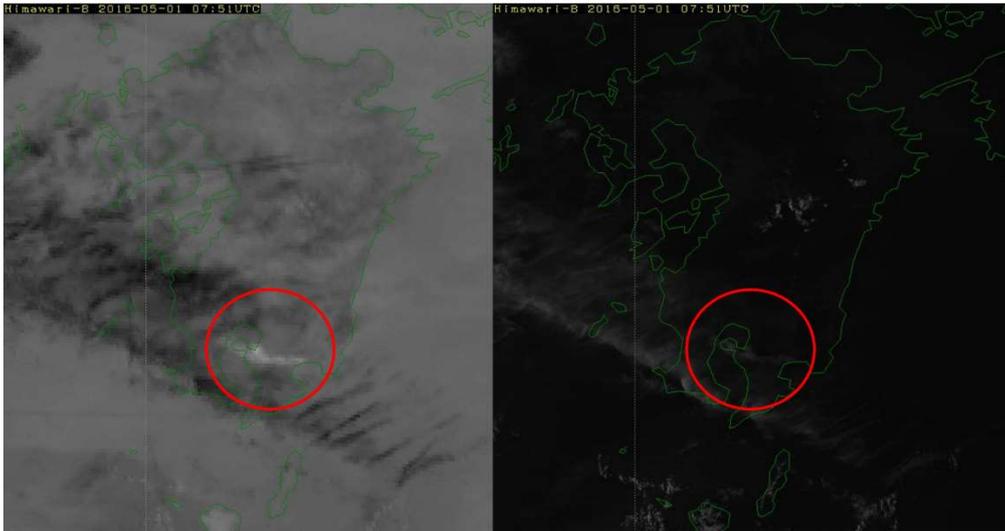


図 1-2-59 桜島の噴火事例（2016年5月）の事例

左図は差分画像（10.4 $\mu$ m-12.4 $\mu$ m）、右図はバンド3可視画像。赤い丸で囲まれた白い領域がケイ素を含む火山灰に対応。

【参考文献】

気象衛星センター,2000:「気象衛星画像の解析と利用」一般気象編,4-5.

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,27-28.

気象衛星センター,2005:「気象衛星画像の解析の利用」3.8 $\mu$ m帯画像の解析と利用編,23-24.

岸本賢司,1997:水蒸気画像の見方について,天気,44,357-361.

隈部良司(編集),2006:衛星からわかる気象-マルチチャンネルデータの利用-,気象研究ノート 第212号,51-54.

林昌宏,2018:ひまわり8号観測バンドにおける雲放射特性の計算方法とその応用 気象衛星センター技術報告 第63号,20-23.

横田寛伸,佐々木政幸,2013:静止地球環境観測衛星「ひまわり8号及び9号」の紹介 気象衛星センター技術報告 第58号,121-138.

Clerbaux C., Drummond J.R., Flaud J. and Orphal J., 2011: Remote Sensing of Tropospheric Composition from Space, Chapter 3 Thermal Infrared: Absorption and Emission –Trace Gases and Parameters, 137, available at [http://www.iup.uni-bremen.de/materials/remensingbook/03\\_Remote\\_Sensing\\_Thermal\\_IR.pdf](http://www.iup.uni-bremen.de/materials/remensingbook/03_Remote_Sensing_Thermal_IR.pdf)

Delest P. and Han Y., 2008: CRTM Technical Subgroup Report, 2, available at [https://cimss.ssec.wisc.edu/itwg/itsc/itsc16/presentations/04\\_13\\_CRTMWG.pdf](https://cimss.ssec.wisc.edu/itwg/itsc/itsc16/presentations/04_13_CRTMWG.pdf)

Ellrod G.P., 1995 : Advance in the Detection and Analysis of Fog at Night Using GOES Multispectral Infrared Imagery, Weather and forecasting, 10, 606-619.

GOES-R Program Office (NOAA Satellite and Information Service), 2015-2016: ABI Bands Quick Information Guides, available at <http://www.goes-r.gov/education/ABI-bands-quick-info.html>

Goody R. M. and Yung Y. L., 1989: Atmospheric Radiation Theoretical Basis Second Edition, Oxford University Press, 4.

Hale G. M. and Query M. R., 1973: Optical Constants of Water in the 200-nm to 200- $\mu$ m Wavelength Region, Appl. Opt. 12, 555-563.

Kerkmann J., 2004: Applications of Meteosat Second Generation (MSG) meteorological use of the SEVIRI IR3.9 channel, 80-81, available at [http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg\\_interpretation/PowerPoints/Channels/Channel\\_IR39.ppt](http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/PowerPoints/Channels/Channel_IR39.ppt)

Li J., Schmidt C.C., Nelson J. P., Schmit T. J., and Menzel W. P., 2001: Estimation of total atmospheric ozone from GOES sounder radiances with high temporal resolution, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 18, 157-168, available at [https://www.researchgate.net/publication/240685572\\_Estimation\\_of\\_Total\\_Atmospheric\\_Ozone\\_from\\_GOES\\_Sounder\\_Radiances\\_with\\_High\\_Temporal\\_Resolution](https://www.researchgate.net/publication/240685572_Estimation_of_Total_Atmospheric_Ozone_from_GOES_Sounder_Radiances_with_High_Temporal_Resolution)

Lucey P. G., University of Wisconsin GIFTS MURI, 2009, 19, available at [http://cimss.ssec.wisc.edu/muri/documents/presentations/workshop2/lucey\\_muri\\_may02.ppt](http://cimss.ssec.wisc.edu/muri/documents/presentations/workshop2/lucey_muri_may02.ppt)

Murata H., Takahashi M. and Kosaka Y., 2015: VIS and IR bands of Himawari-8/AHI compatible with those of MTSAT-2/Imager, Meteorological Satellite Center technical note, No.60, 1-18.

Nakajima, T. and Tanaka M., 1986: Matrix formulation for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 35, 13-21.

Nakajima T. and Tanaka M., 1988: Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 40, 51-69.

Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., and Jayaweera K., 1988: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, Appl. Opt., 27, 2502-2509.

Warren S. G., 1984: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave, Appl. Opt. 23, 1206-1225.

Zwatz-Meise V., 2004: Introduction into the Absorption Channels: Description of characteristics and content of the Ozone channel: Ch08: 9.7, 12-27, available at [http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg\\_interpretation/PowerPoints/Channels/O3guide.ppt](http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/PowerPoints/Channels/O3guide.ppt)

**【参考ウェブサイト】**

- ・ 気象庁ホームページ :

(ひまわり 8号のサンプル画像の公開について)

[http://www.jma-net.go.jp/sat/data/web89/himawari8\\_sample\\_data.html](http://www.jma-net.go.jp/sat/data/web89/himawari8_sample_data.html),

(月平均オゾン全量の世界分布図)

[http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/totozone\\_glbsat\\_monthave.html](http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/totozone_glbsat_monthave.html)

(黄砂実況図) <http://www.jma.go.jp/jp/kosa/>

- 気象庁／気象衛星センター：

(ひまわり 8・9号)

<http://www.data.jma.go.jp/mscweb/ja/himawari89/index.html>,

(バンド)

[http://www.data.jma.go.jp/mscweb/ja/himawari89/space\\_segment/spsg\\_ahi.html](http://www.data.jma.go.jp/mscweb/ja/himawari89/space_segment/spsg_ahi.html),

- USGS：

USGS Digital Spectral Libraries, USGS Spectroscopy Lab

<https://www.usgs.gov/labs/spec-lab>

## 1.3. 画像の比較

この節では前述の各画像の特徴を日中と夜間に分け、具体的な事例を用いて説明する。紹介する画像の一覧と階調の割り当てを表 1-3-1 に示した。バンド 13 とバンド 15 の差分画像（以下、B13-B15）・バンド 7 とバンド 13 の差分画像（以下、B07-B13）では差分の値が大きいほど暗く（黒く）、小さいほど明るく（白く）表現している。

表 1-3-1 画像での見え方

画種	画像での見え方				
	白	明灰	灰	暗灰	黒
可視(B03)	←	反射大		反射小	→
近赤外(B04,05)	←	反射大		反射小	→
水蒸気(B08,09,10)	←	湿潤		乾燥	→
赤外(B13)	←	低温		高温	→
B13-B15	←	負		正	→
B13-B07	←	負		正	→

## 1.3.1. 日中の画像

この節では 2016 年 3 月 7 日 03 UTC (12 JST) の可視 (図 1-3-1)、近赤外 (B05、図 1-3-2)、水蒸気 (B08、図 1-3-3)、赤外 (図 1-3-4)、赤外差分 (B13-B15、図 1-3-5) 画像を比較する。

奄美大島の東海上にある雲域 A は、可視画像では雲域 B と共に塊状の雲の集合体として観測されるが、雲域 B に比べて密集度が低く、筋状となっている。赤外画像ではやや高温（暗灰色）であること、水相の雲粒に感度を持つ近赤外画像で反射率が高くなる（白色）ことから、この雲域は発達していない対流雲 (Cu) 域と判断できる。

雲域 B は雲域 A に比べてやや低温（明灰色）であること、近赤外画像で反射率の低い雲（灰色）を含むことから、雲域 A の Cu 域よりも雲頂が高い雄大積雲 (Cg) を含む対流雲域と判断できる。A、B とも、上・中層の観測に適する水蒸気画像では全く見られないことから、雲頂がそれらの高度までは至っていないことが示唆される。赤外差分画像では雲域 A、B 共に白から明灰色で示されている。

雲域 C は、可視画像では全体的に厚みのある雲域として観測され、赤外画像では周囲の雲域よりも低温（白色）であること、近赤外画像で反射率の低い雲（灰色）を含むことから雲頂高度が高く厚みのある、Cb を含む対流雲域と判断できる。水蒸気画像でも明るい領域（明域）として表現されており、雲頂高度がかなり高いことが示唆される。赤外差分画像では、ほぼ黒体放射になるためほとんど温度差がない灰色で表示される。

雲域 D は赤外画像では低温（白色）、可視画像では反射大（白色）、近赤外画像では反射小（暗灰色）であることから雲頂が高く厚い雲域と判断できる。一方、雲域 E は、赤外画像では雲域 D 同様に低温（白～明灰色）ではあるが、可視画像では雲域 D よりも暗いことから薄い Ci を含む雲域であることがわかる。水蒸気画像では、赤外画像と同様の見え方であるが雲域の縁は不明瞭となっており、ここからも厚い雲域ではないことが示唆される。赤外差分画像では、雲域 D が小さな温度差（明灰色）であるのに対して、雲域 E は大きな温度差（黒色）を示すことから、薄い Ci 域と判断できる。また、可視・近赤外画像では薄い Ci の下に水相の下層雲域（白色）を確認できる。

領域 F は可視画像で白色、赤外画像では灰色、近赤外画像で白色であることから下層雲域であるとわかる。可視・近赤外画像で雲頂の表面が滑らかで広範囲にわたり同じ色調であることから領域 F は霧を含む下層雲域と推定できる。

領域 G には、可視・近赤外画像では灰色、赤外差分では白色の領域が確認できる。1.2 に述べた「黄砂」に対応する領域である。

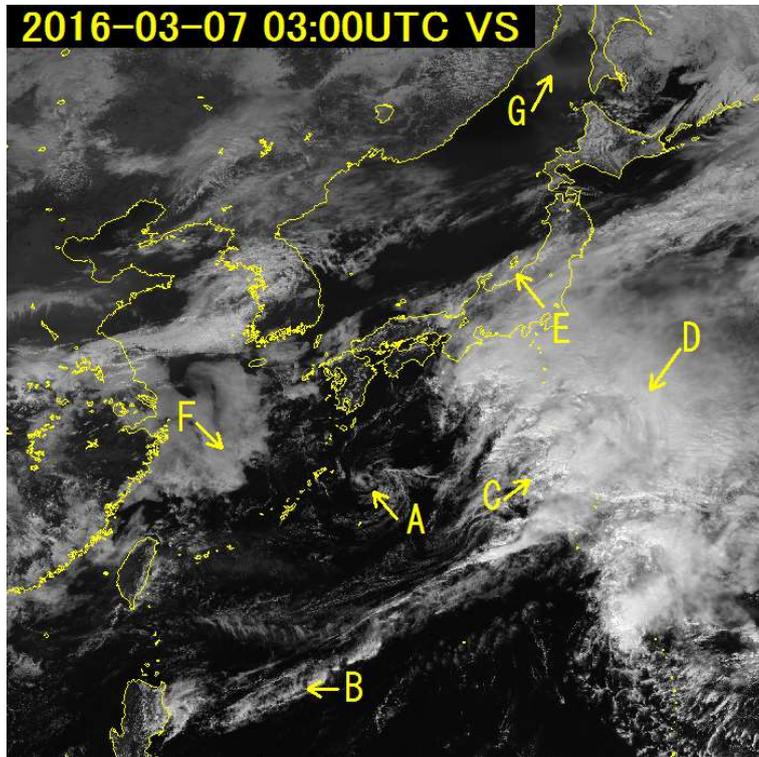


図 1-3-1 2016 年 3 月 7 日 03 UTC 可視画像 (B03)

1. 気象衛星観測の概要

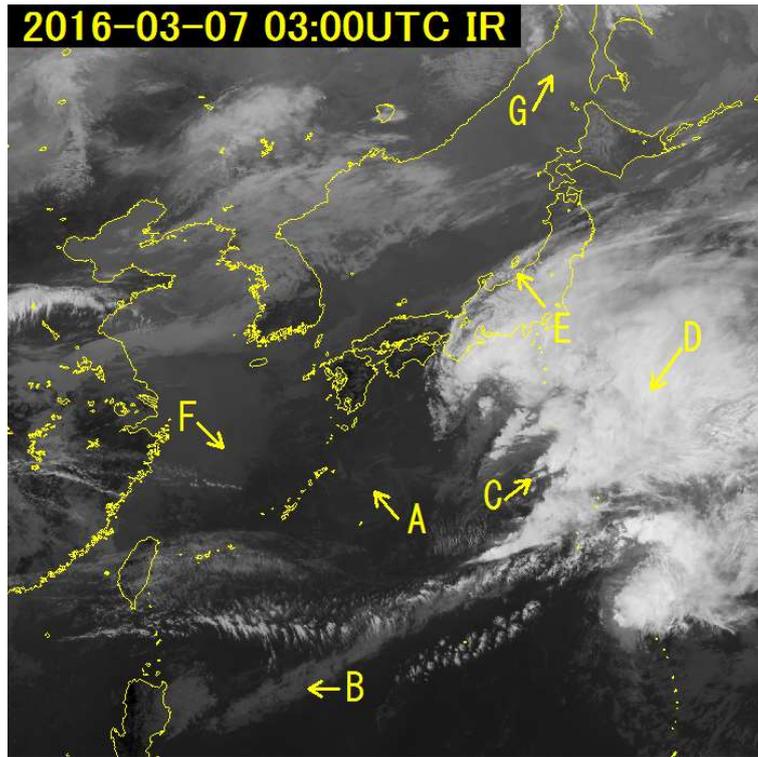


図 1-3-2 2016年 3月 7日 03 UTC 赤外画像 (B13)

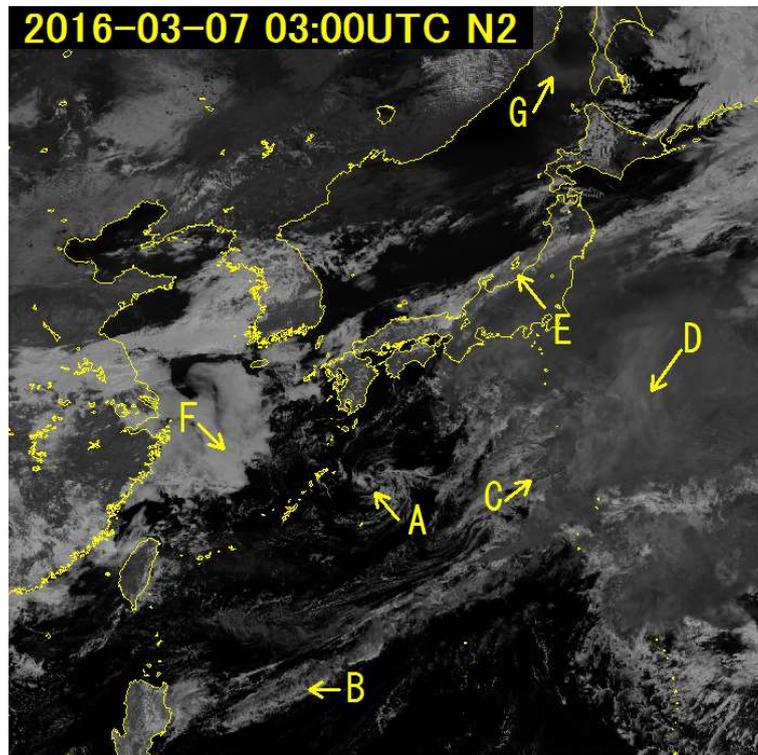


図 1-3-3 2016年 3月 7日 03 UTC 近赤外画像 (B05)

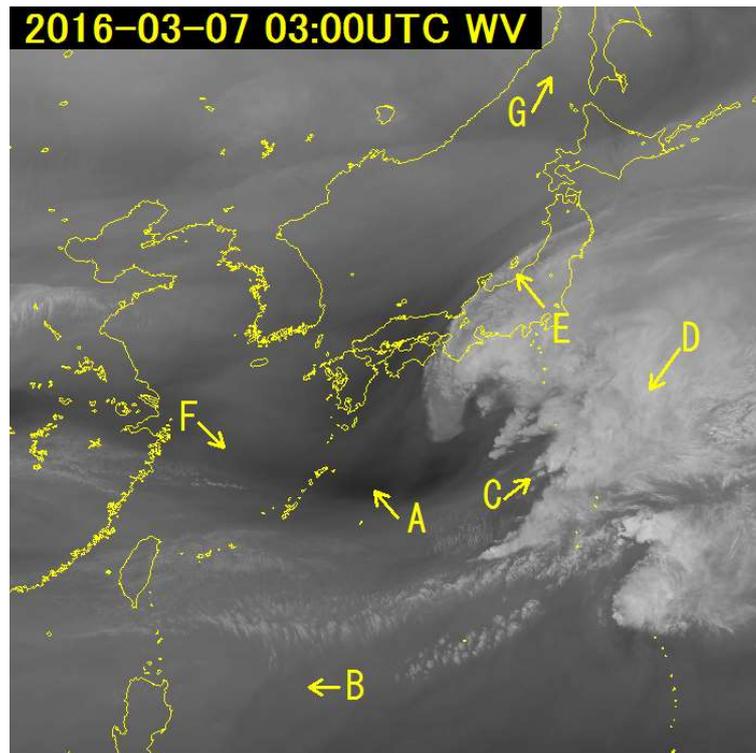


図 1-3-4 2016年3月7日 03 UTC 水蒸気画像 (B08)

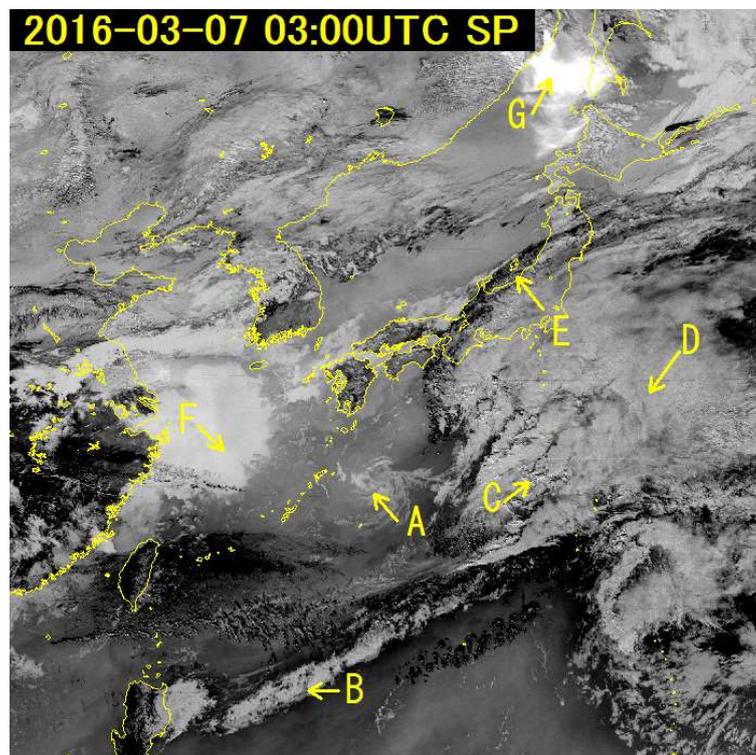


図 1-3-5 2016年3月7日 03 UTC 赤外差分画像 (B13-B15)

## 1.3.2. 夜間の画像

この節では2016年3月6日の18UTC（3月7日03JST）の赤外B13（図1-3-7）、B13-B15（図1-3-8）、B07-B13（図1-3-9）画像を比較する。

領域AにはB13-B15画像にのみ明るい領域が見られる。赤外画像などでは何も見えていないことを踏まえれば、この領域は前章に述べた「黄砂」に対応する領域であろうと推測される。

領域Bには赤外画像で明るく、2種類の差分画像では暗い領域がみえている。前節で述べたように、これらの領域は薄い上層雲に対応している。赤外画像では上層雲域の判別が困難であるが、B07-B13画像では下層からの放射が透過する薄い上層雲域は黒色で表示され、判別が容易である。

領域Cには赤外画像で明るく、B13-B15画像では灰色、B07-B13画像では斑点状に見られる領域を確認できる。これは積乱雲のような雲頂高度が高く、厚い雲域に対応している。これらの雲域は日本の南に存在する二つの低気圧の前面の領域に存在している。

領域DはB07-B13画像で白色～明灰色、赤外画像では灰色に見えるため、下層雲であるとわかる。図1-3-9をみると九州北部から対馬海峡に存在する観測点の多くで霧・もやを観測している。このことから、領域Dは霧を含む下層雲域であるとわかる。

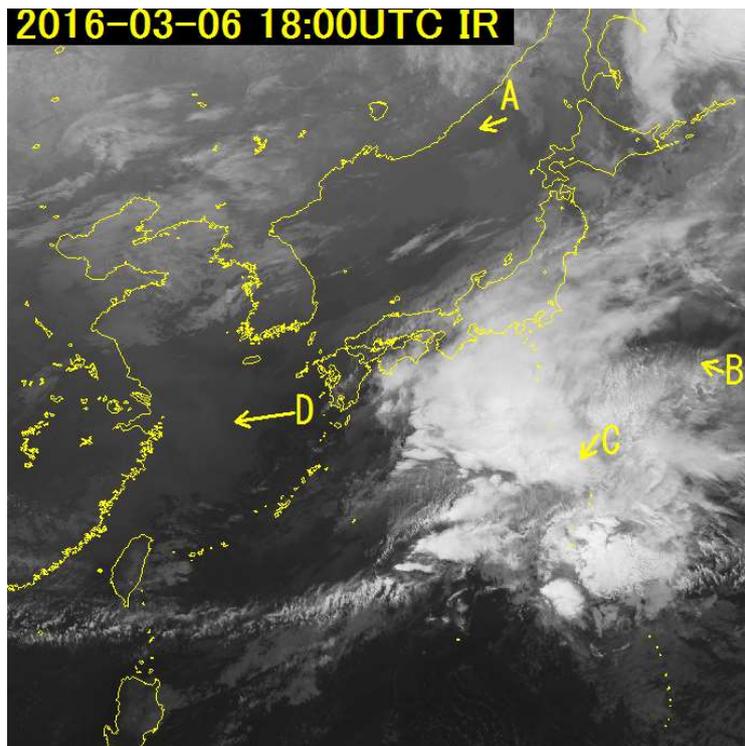


図1-3-6 2016年3月6日18UTC赤外画像（B13）

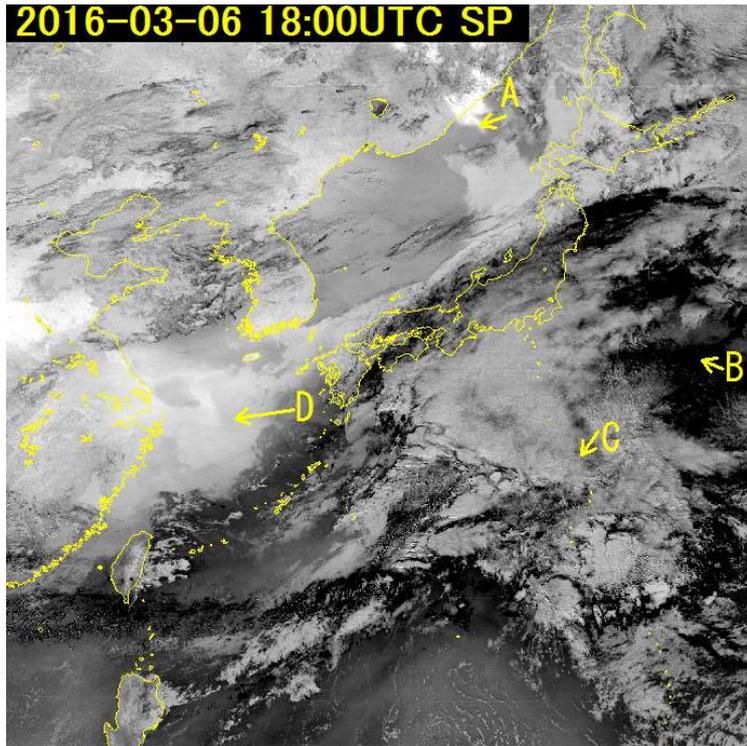


図 1-3-7 2016年 3月 6日 18 UTC 赤外差分画像 (B13-B15)

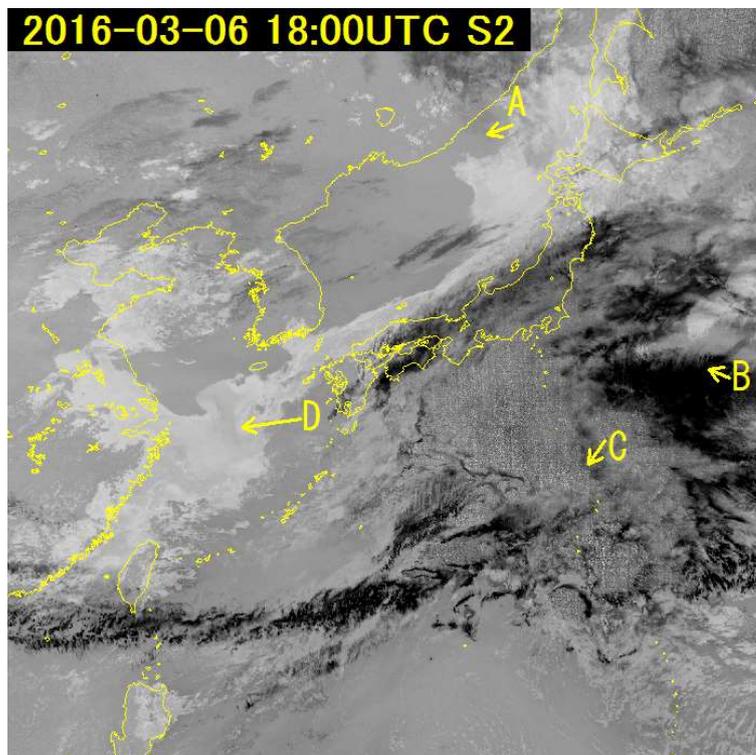


図 1-3-8 2016年 3月 6日 18 UTC 赤外差分画像 (B07-B13)

1. 気象衛星観測の概要

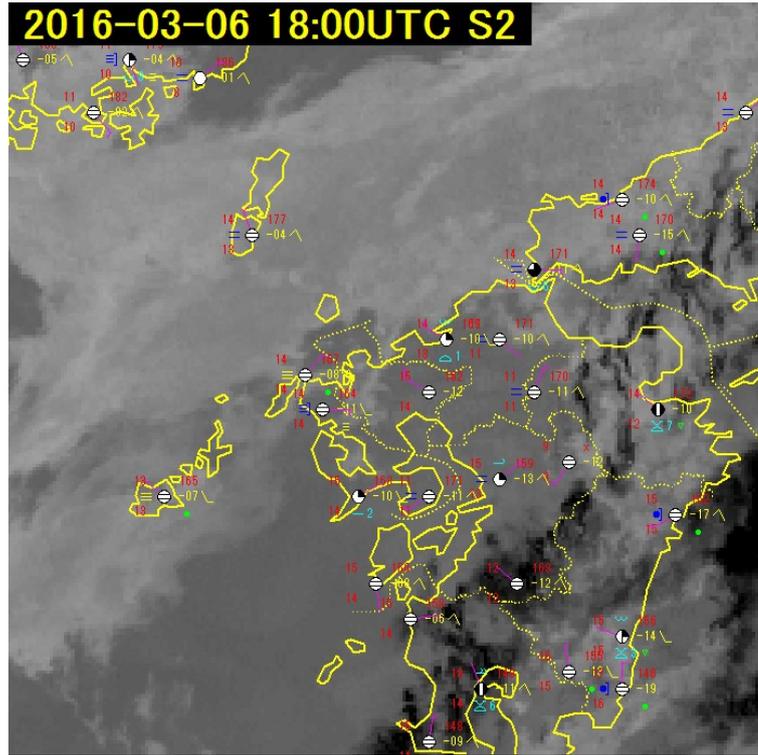


図 1-3-9 2016年3月6日18UTC 赤外差分画像 (B07-B13) と地上気象観測

## 1.4. RGB 合成画像

### 1.4.1. RGB 合成画像の原理

「RGB 合成画像」は光の三原色の性質（図 1-4-1）を利用し、3 枚の衛星画像に赤（Red）、緑（Green）、青（Blue）の色をつけて重ね合わせ、衛星画像が持つ情報を色として表示する手法である。

欧州で提唱されたこの手法により、各バンドの単独画像や差分画像それぞれを見ただけでは識別が難しい雲域や現象も、標準化された色調の解釈で容易になる事例もある。しかし、緯度や季節、衛星搭載の放射計の違いなどの条件によって標準的な色調から外れた表示となる場合があり、色調だけでは解釈が難しい例もある。そのため色調の解釈には、合成に使用するバンドの各特性を理解することが重要である。

なお、RGB 合成画像の基準が乱立しないよう WMO のワーキンググループでは RGB 合成画像の国際標準レシピを提唱している。

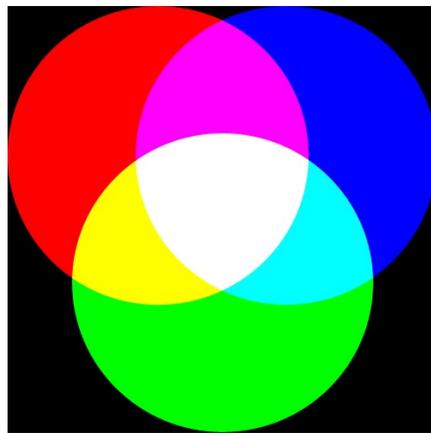


図 1-4-1 光の三原色

### 1.4.2. 各 RGB 合成画像の特徴

この節では WMO 標準の RGB 合成画像をいくつか紹介する。対象とした日時は日中については 2016 年 3 月 7 日の 03 UTC、夜間については 2016 年 3 月 6 日の 18 UTC である。先の節でも述べたように現象が必ずしも色解釈の見本どおりに見えるわけではないことに留意していただきたい。

#### (1) True color RGB 合成画像

バンド 3 (0.64  $\mu\text{m}$ )、バンド 2 (0.51  $\mu\text{m}$ )、バンド 1 (0.47  $\mu\text{m}$ ) の可視画像 3 種をそれぞれ赤、緑、青に着色し重ね合わせた画像である（図 1-4-2）。肉眼で見える色合いに近い表示となる。気象庁ホームページでは「可視カラー合成画像」として提供されている。

True color RGB 合成画像には以下の特徴がある。

- ・ 雲域と雪氷域がともに白色で表示され、陸地との判別が容易である。
- ・ 煙や黄砂・火山灰・塵などが見やすい。（図 1-4-2）
- ・ 可視画像を使っているため日中のみの利用となる。

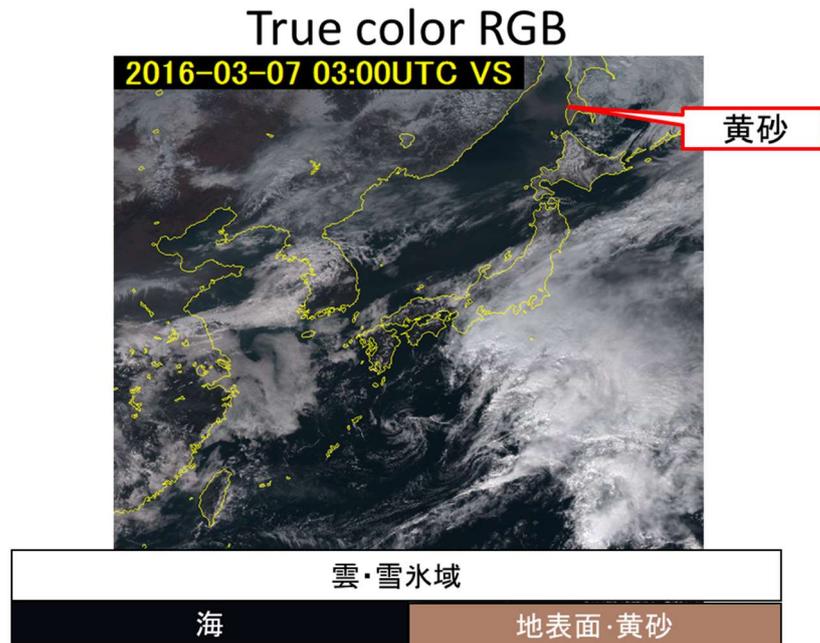


図 1-4-2 True color RGB 合成画像の色見本

## (2) Natural color RGB 合成画像

バンド 5 ( $1.6 \mu\text{m}$ )、バンド 4 ( $0.86 \mu\text{m}$ )、バンド 3 ( $0.64 \mu\text{m}$ ) をそれぞれ赤、緑、青色に着色し重ね合わせた画像である (図 1-4-3)。

Natural color RGB 合成画像には以下の特徴がある。

- 前節で説明したようにバンド 5 (赤) は氷晶に対して反射率が低い。その結果、上層雲や雪氷域は反射率が大きいバンド 4 (緑) とバンド 3 (青) が合成された水色の領域として表示される。(図 1-4-4)
- 3 バンド全てが水滴に対し高い反射率を持つため、霧や下層雲など水滴からなる雲域は 3 色が合成された白系の色で表示される。
- バンド 4 (緑) は他の 2 つのバンドと比べて植生に対して特に高い反射率を持つ。その結果、植生は緑色で表示される。
- 可視・近赤外画像を使っているため日中のみの利用となる。

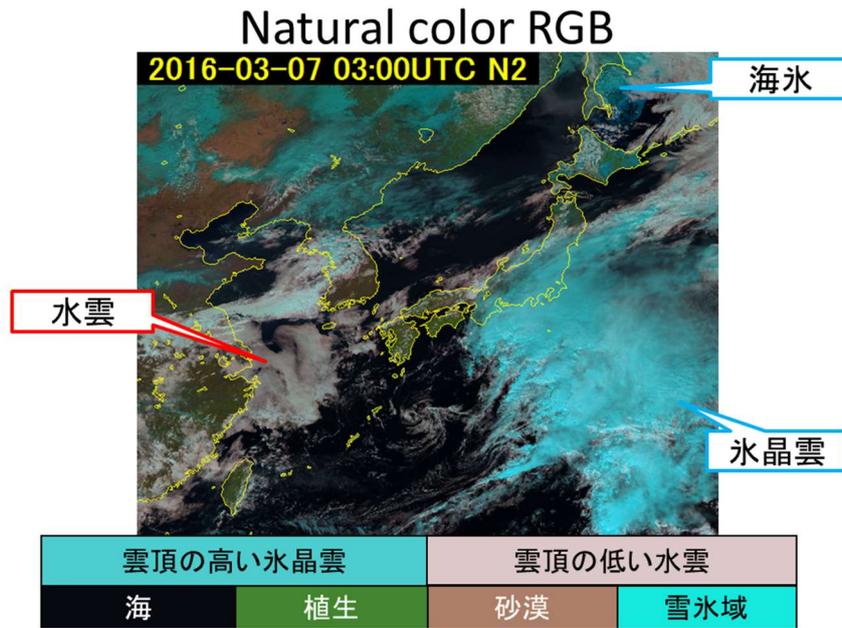


図 1-4-3 Natural color RGB 合成画像の色見本

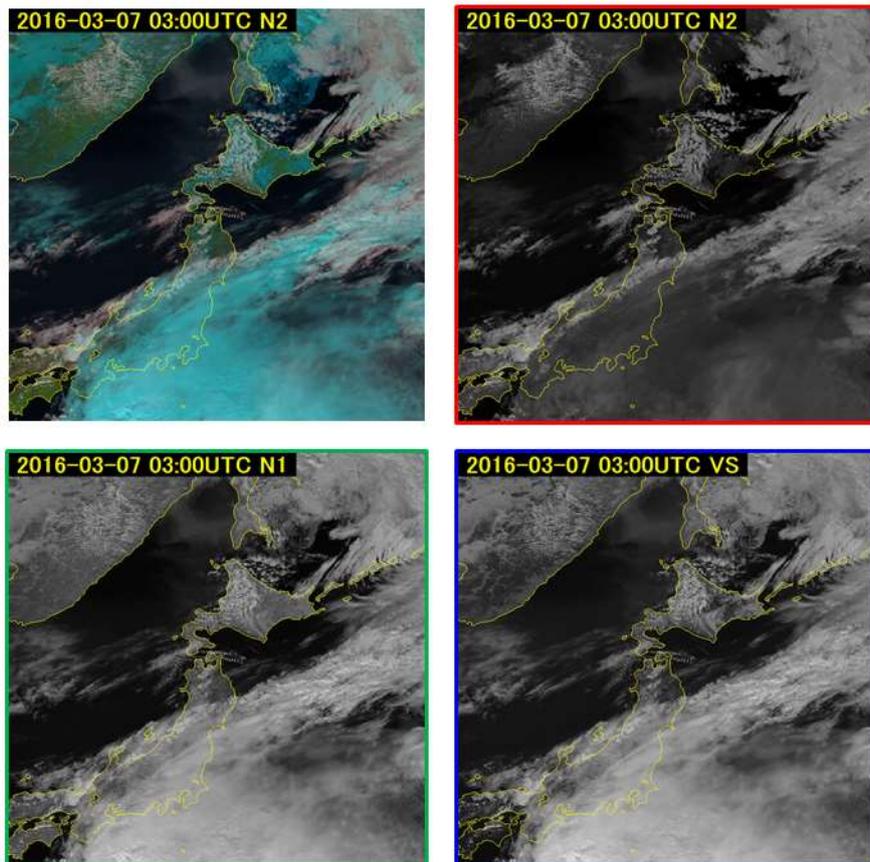


図 1-4-4 Natural color RGB 合成画像 (左上) と合成に使われている画像 (右上: バンド5 (赤)、左下: バンド4 (緑)、右下: バンド3 (青))

(3) Dust RGB 合成画像

バンド 15 とバンド 13 の差分 (B15-B13)、バンド 13 とバンド 11 の差分 (B13-B11)、バンド 13 の明暗反転画像 (輝度温度が高い領域が明るくなるように階調を調整した画像 (以降 B13 (反転) と記載する) を赤、緑、青色に着色し重ね合わせた画像である (図 1-4-5)。

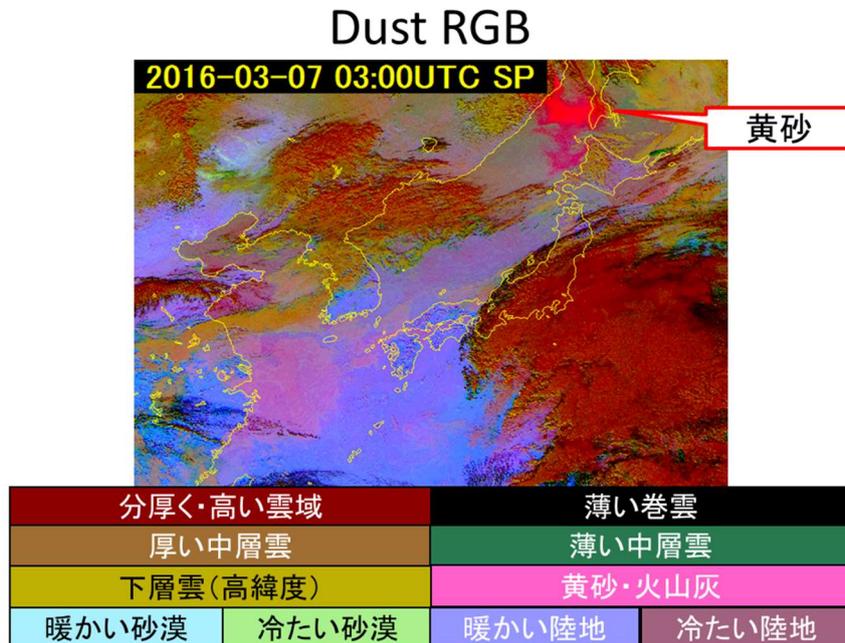


図 1-4-5 Dust RGB 合成画像の色見本

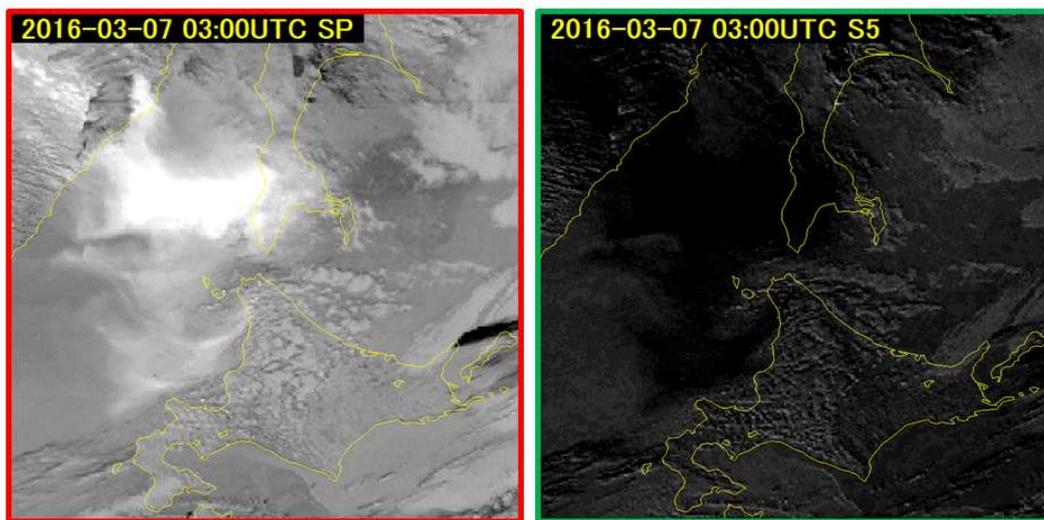


図 1-4-6 Dust RGB 合成画像に使われている差分画像

左 : B15 と B13 の差分画像 (B15-B13) (赤)、黄砂や火山灰は白く、明瞭に見える

右 : B13 と B11 の差分画像 (B13-B11) (緑)、黄砂や火山灰は黒く見える

Dust RGB 合成画像には以下の特徴がある。

- B15-B13 で黄砂や火山灰は明瞭に見えるが、B13-B11 では暗くなっている。この2つの差分画像により特に赤が強くなるため、黄砂や火山灰がマゼンタ色に見える。
- 表示階調やガンマ値を変えることで、火山灰を見やすくした「Ash RGB」や、雲判別がしやすくなる「24-hour Microphysics RGB」を作成できる。
- 可視・近赤外バンドを利用していないため24時間利用可能である。

#### (4) Airmass RGB 合成画像

バンド8 (6.2 $\mu\text{m}$ ) とバンド10 (7.3 $\mu\text{m}$ ) の差分画像 (B08-B10)、バンド12 (9.6 $\mu\text{m}$ ) とバンド13 (10.4 $\mu\text{m}$ ) の差分画像 (B12-B13)、バンド8 (6.2 $\mu\text{m}$ ) をそれぞれ赤、緑、青色に着色し重ね合わせた画像である (図 1-4-7)。

Airmass RGB 合成画像には以下の特徴がある。

- B08-B10 では大気上中層が共に乾燥している、または共に湿っている領域が明るく表示される (図 1-4-8a)。
- B12-B13 では極側が暗く、赤道側が明るく表示されるように階調を調整している (図 1-4-8b)。この画像は、圏界面が下がりオゾンの量が増えるジェット強風軸付近で暗く見える特徴がある。

上記の差分画像の特徴により Airmass RGB 合成画像による気団やジェット強風軸のおおよその判別が可能となる (図 1-4-7)。また、可視・近赤外バンドを利用していないため24時間の利用が可能である。

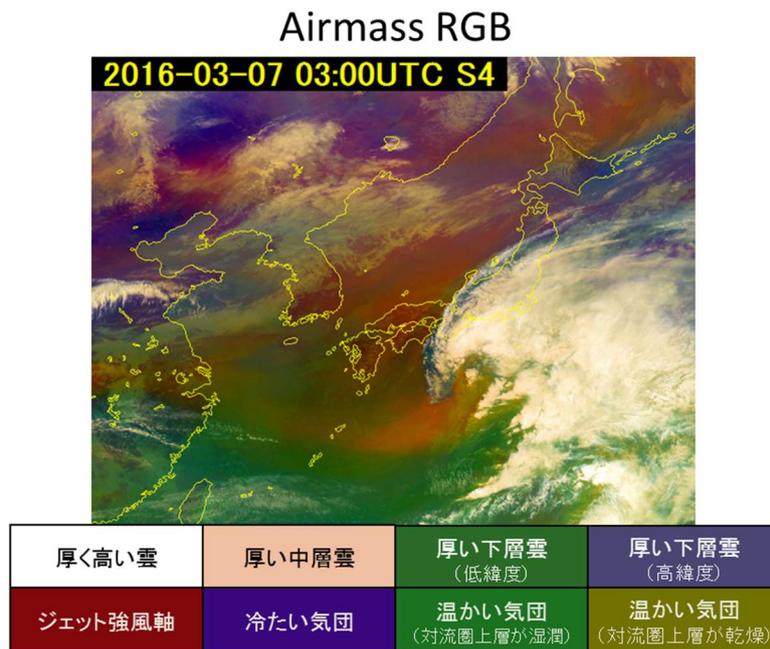


図 1-4-7 Airmass RGB 合成画像の色見本

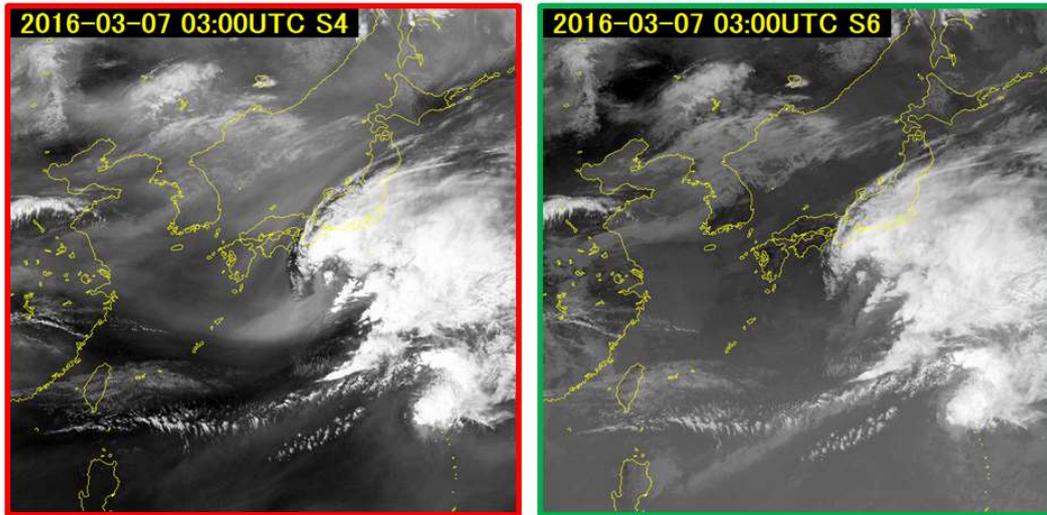


図 1-4-8 Airmass RGB 合成画像に使われている差分画像

左 : B08 と B10 の差分画像 (B08-B10) (赤)、右 : B12 と B13 の差分画像 (B12-B13) (緑)

(5) Night microphysics RGB 合成画像

B15-B13 の差分、B13-B07 の差分、B13 (反転) をそれぞれ赤、緑、青色に着色して作成する。(図 1-4-9)。

Night microphysics RGB 合成画像には以下の特徴がある。

- ・ 3つの画像すべてで霧・下層雲域は明るく表示されるため、霧・下層雲域は緑がかった白色に表示される (図 1-4-10)。
- ・ 温度の低い領域ではバンド 7 の温度分解能が悪く、B13-B07 の差分画像ではドット状に表現される。このため、積乱雲域など雲頂の高度が高く厚い雲域では黄色の斑点が見られる (図 1-4-10)。
- ・ バンド 7 が太陽光の影響を受けるため、夜間のみ利用となる。

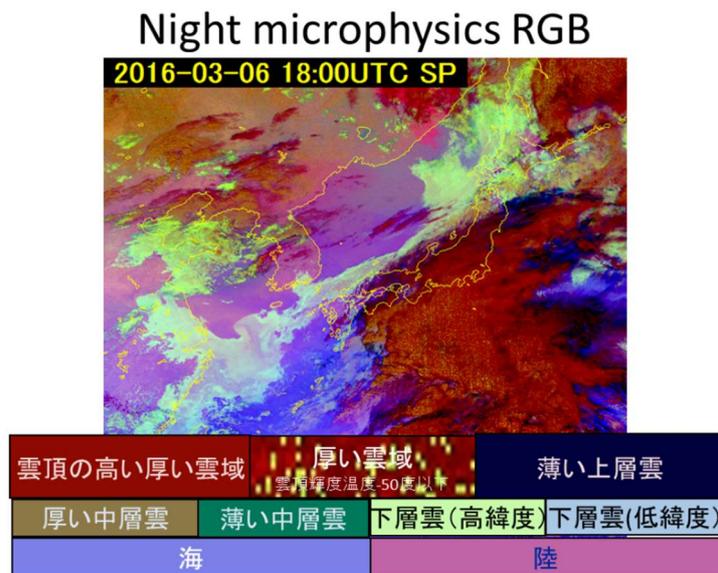


図 1-4-9 Night microphysics RGB 合成画像の色見本

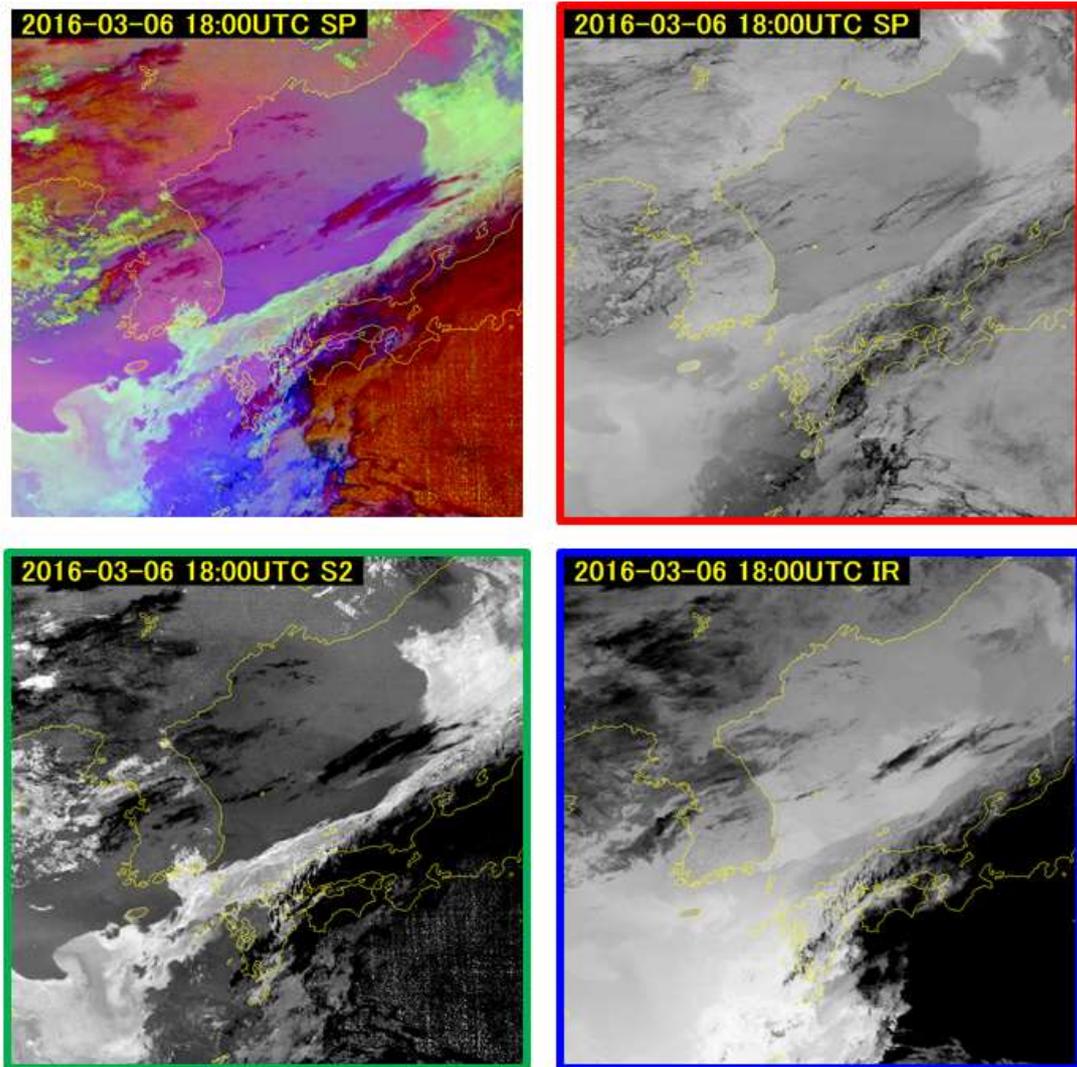


図 14-10 Night microphysics RGB 合成画像（左上）と合成に使われている画像  
 右上：B15-B13の差分（赤）、左下：B13-B07の差分（緑）、右下：B13（反転）（青）

#### (6) Day Convective Storms RGB 合成画像

バンド8 とバンド 10 の差分 (B08-B10)、バンド7 とバンド 13 の差分 (B07-B13)、バンド5 とバンド3 の差分 (B05-B03) をそれぞれ赤、緑、青色に着色して重ね合わせた合成した画像である (図 14-11)。

Day Convective Storms RGB 合成画像には以下の特徴がある。

- ・ 突風や竜巻等のシビア現象を伴う雲域では、強い上昇流により雲粒が成長するより早く雲頂まで持ち上げられる。その結果、対流活動が活発な雲域の雲頂には小さな氷晶が存在する。この雲域は B07-B13 と B08-B10 で特に明るく B05-B03 で暗いため、Day Convective Storms RGB 合成画像では黄色く表示される (図 14-12)
- ・ 可視・近赤外画像を利用しているため日中のみの利用となる。

## Day Convective Storms RGB

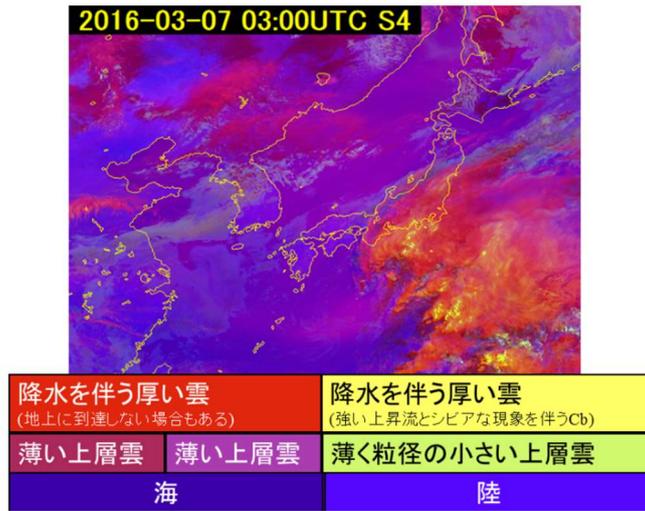


図 1-4-11 Day Convective Storms RGB 合成画像の色見本

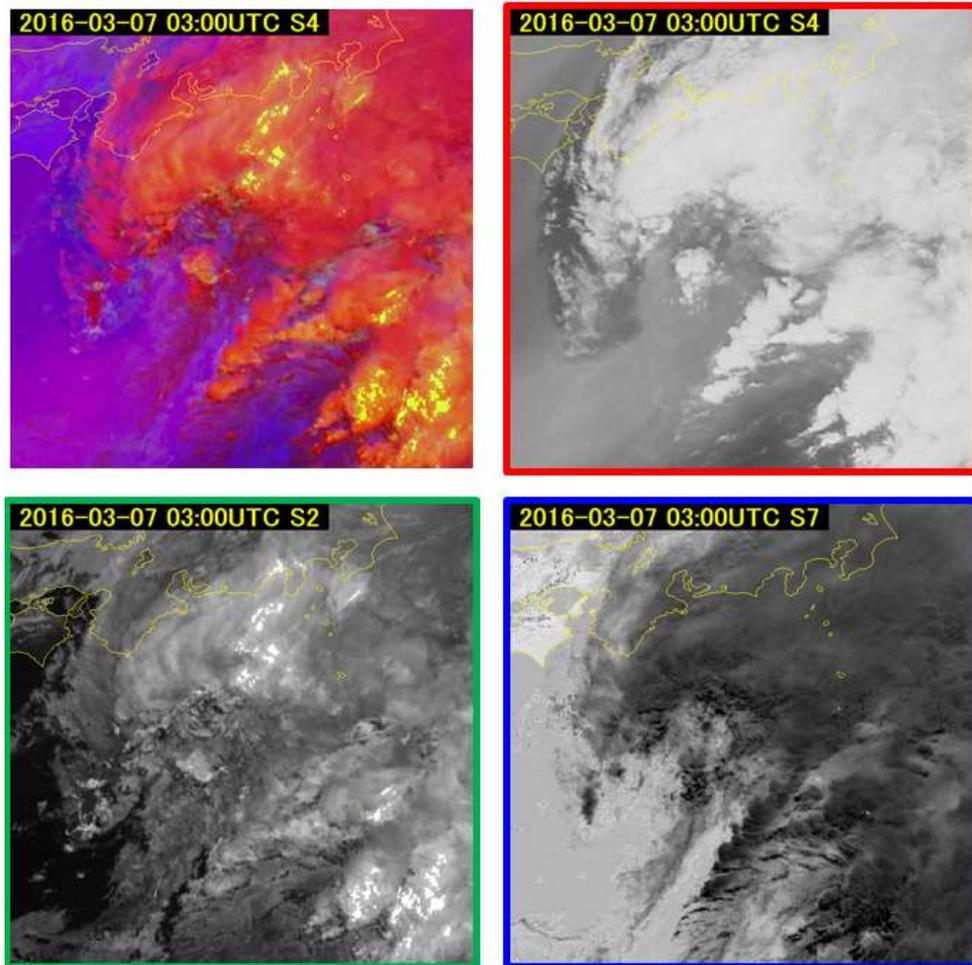


図 1-4-12 Day Convective Storms RGB 合成画像 (左上) と合成に使われている画像  
 右上: B08-B10 差分 (赤)、左下: B07-B13 差分 (緑)、右下: B05-B03 差分 (青)

### 1.4.3. 各 RGB 合成画像の比較

この項では今までに紹介した RGB 合成画像を比較し、それぞれの使用用途を検証する。まず、日中の事例を紹介する。対象とするのは 2016 年 3 月 7 日 03 UTC (12 JST) である (図 1-4-13~18)。また、図 1-4-19 と図 1-4-20 には当該時刻の地上及び高層天気図を示した。

#### (1) 赤外画像

赤外画像では、日本の南にある低気圧の前面に広がる雲域 (a) は明るく、雲頂高度が高い Cb や Ci が主体であるとわかる。一方、朝鮮半島から大陸にかかる雲域 (b) や (d) は (a) よりも暗く、(a) よりも雲頂高度が低い雲域であると推定できる。

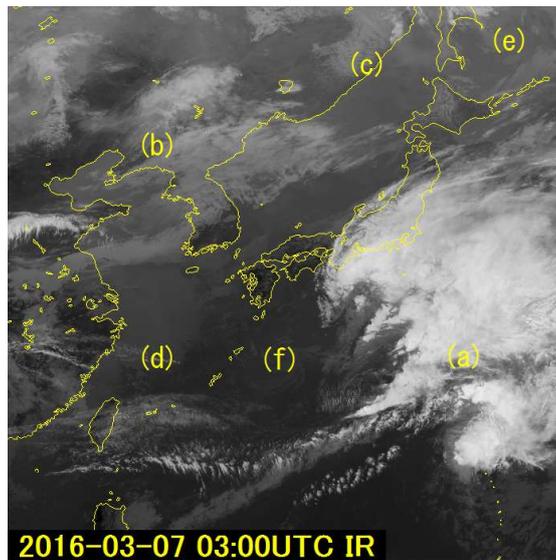


図 1-4-13 赤外画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

#### (2) True color RGB 合成画像

True color RGB 合成画像では、雲域 (a) は明るく見え、厚い雲が主体であることがわかる。一方、北海道からシベリアにかけて黄砂 (c) は茶色に見える。雲域 (d) は表面が滑らかであり、図 1-4-13 において形状が明瞭に確認されないことから霧・下層雲であると推測される。(e) には海氷と雲域が見えているがこの画像からだけでは両者を区別することは難しい。

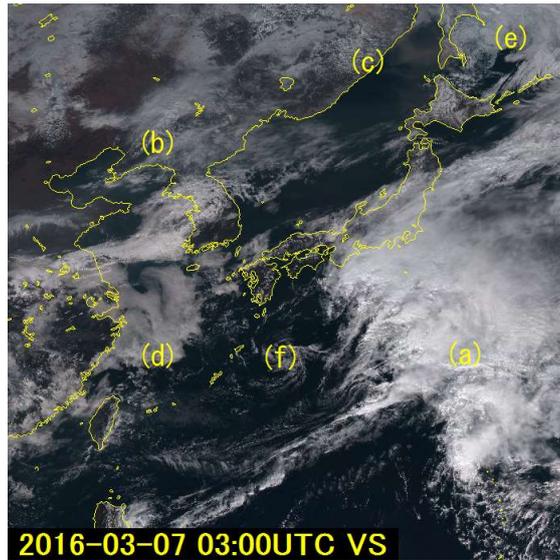


図 1-4-14 True color RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

### (3) Natural color RGB 合成画像

Natural color RGB 合成画像では、雲域 (d) の霧・下層雲は白色、雲域 (a) の雲頂が氷晶に覆われた雲域は水色で表示され、両者の識別が容易となる。黄砂 (c) は True color RGB 合成画像 よりも薄く表示されている。

(e) では地表の氷・海水は水色、下層雲は白色で表示されるため、両者の区別が容易となる。しかし、(b) では上層の雲と氷・海水が同じ水色に表示されているため、上層の雲と氷・海水との区別には赤外画像との比較や何枚かの画像を連続して確認することが重要である。

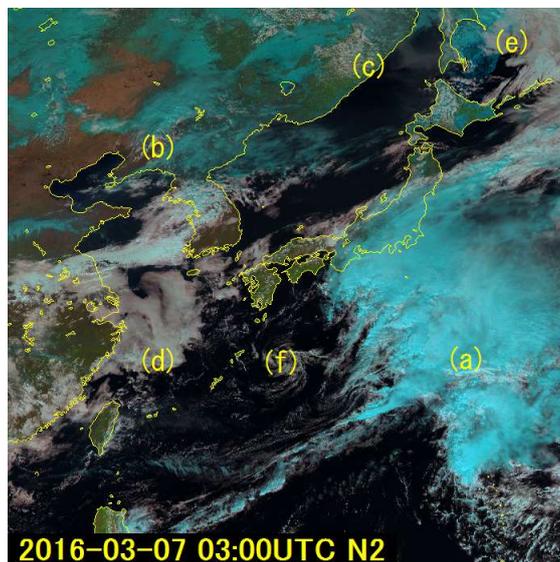


図 1-4-15 Natural color RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(4) Dust RGB 合成画像

Dust RGB 合成画像では、黄砂 (c) はマゼンタ色で見えるため、図 1-4-14、図 1-4-15 で見るよりも識別が容易である。

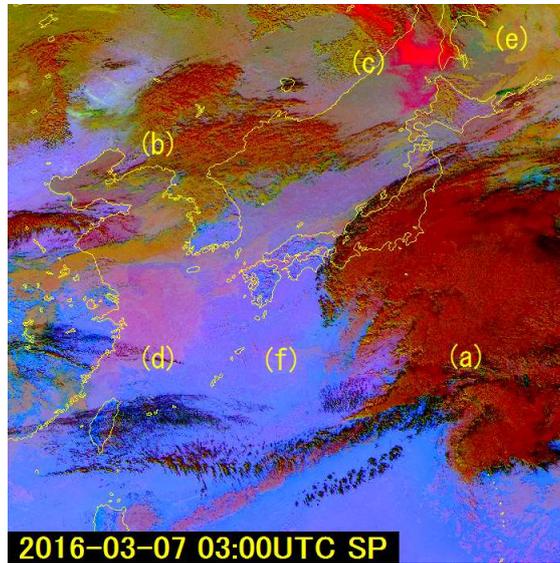


図 1-4-16 Dust RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(5) Airmass RGB 合成画像

Airmass RGB 合成画像では、雲頂高度が高い雲域 ((a) など) は白く表示される。赤色は乾燥大気が存在やジェットの高風軸に対応する領域である。この例では、(b) (c) (e) にかけて高層天気図 図 1-4-20 (左) に表現されているジェットの高風軸に対応する領域や、(d) (f) に高層天気図 1-4-20 (右) に表現されているトラフに対応する沈降域がオレンジ色で表示されている。

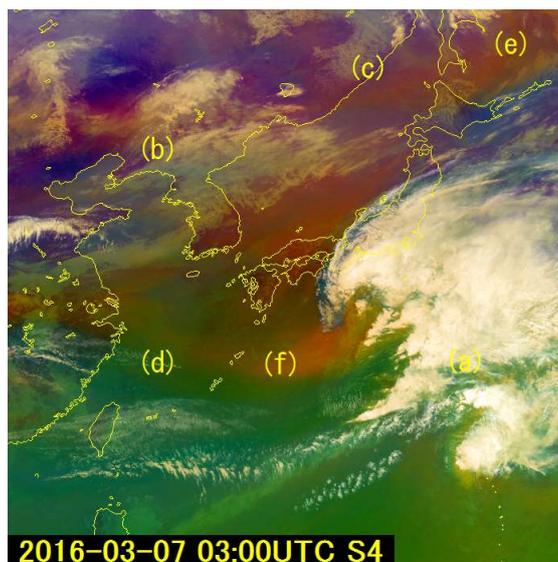


図 1-4-17 Airmass RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(6) Day Convective Storms RGB 合成画像

Day Convective Storms RGB 合成画像では、雲域 (a) で対流活動が特に活発な領域が黄色く表示されている。また、画像図 1-4-17 と同じ B08-B10 差分を使っているため、(d) (f) にトラフに対応する沈降域がマゼンタ色で表示されている。

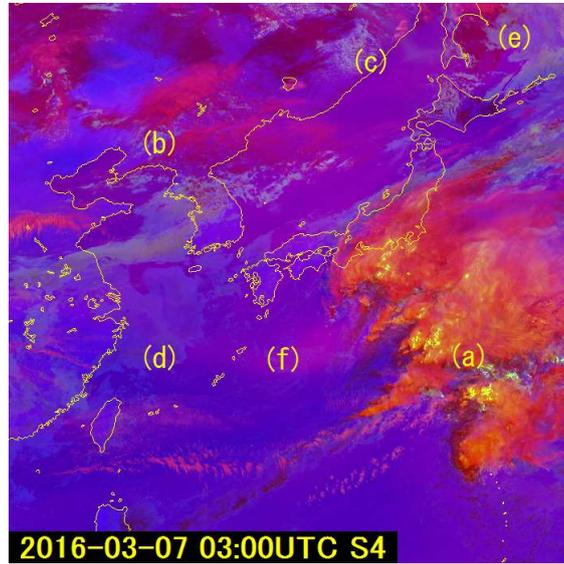


図 1-4-18 Day Convective Storms RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

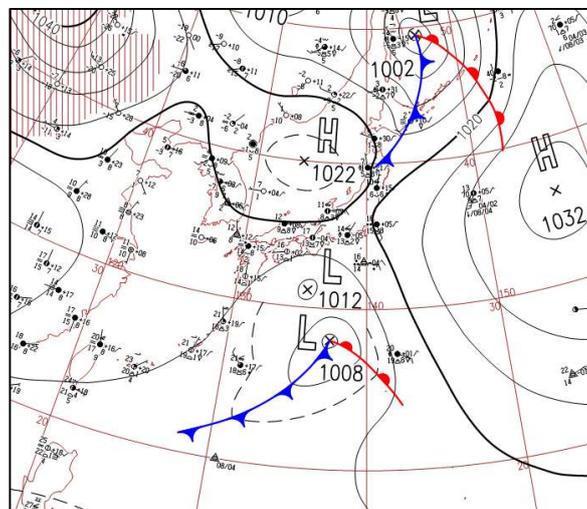


図 1-4-19 2016 年 3 月 7 日 00 UTC の地上天気図

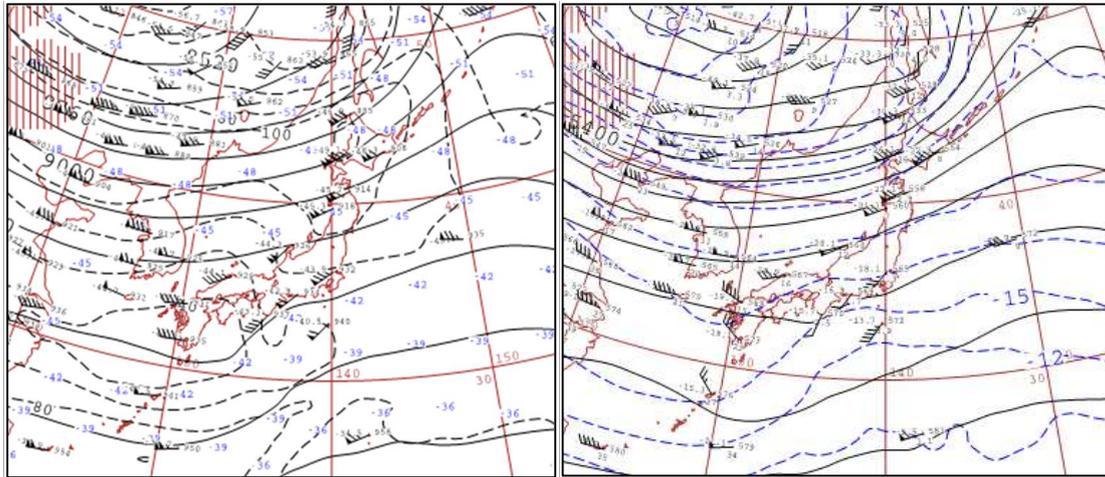


図 1-4-20 2016年3月7日 00 UTC の高層天気図 (左図は300 hPa、右図は500 hPa)

次に夜間の RGB 合成画像を比較する。また参考のため、図 1-4-24 に同時刻の地上天気図を示す。

(7) B13 赤外画像 (夜間)

赤外画像 (B13) では、日本の南にある低気圧の前面に広がる雲域 (a) は明るく、雲頂高度が高い Cb や Ci が主体であるとわかる。一方、朝鮮半島や大陸にかかる雲域 (b) は暗く、雲頂高度が (a) よりも低いとわかる。

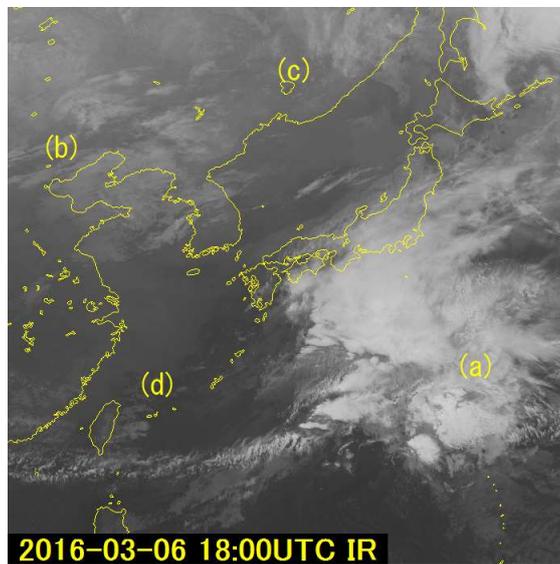


図 1-4-21 赤外画像 (B13) 2016年3月6日 18 UTC

(8) Dust RGB 合成画像 (夜間)

Dust RGB 合成画像では、ロシアや中国で黄砂に対応するマゼンタ色の領域 (c) を明瞭に確認できる。雲域 (a) は濃いオレンジ色に見える。一方、雲域 (b) は陸地と同じ色で表示されているため識別は難しい。

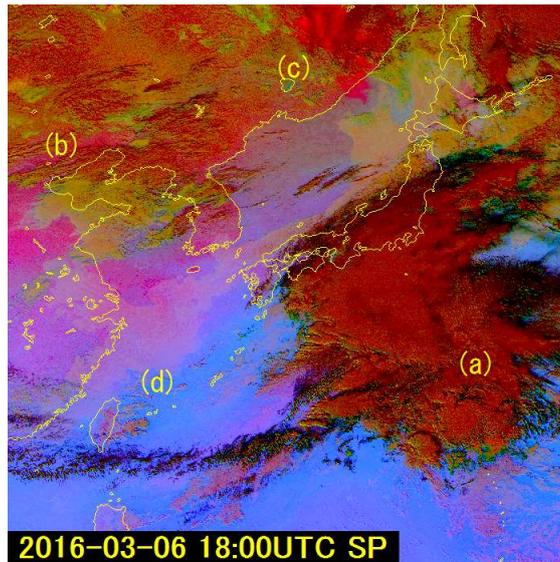


図 14-22 Dust RGB 合成画像 2016 年 3 月 6 日 18 UTC

(9) Night microphysics RGB 合成画像 (夜間)

Night microphysics RGB 合成画像では、霧・下層雲域 (d) が緑色を帯びた白色で表示されている。雲域 (a) は黄色い斑点を含む赤色に表示されており、特に圏界面に達している輝度温度の特に低い領域には黄色い斑点が見られる。また、Dust RGB 合成画像 と比べると雲域のコントラストに優れているため、朝鮮半島や大陸にかかるとの雲域 (b) が識別し易い。

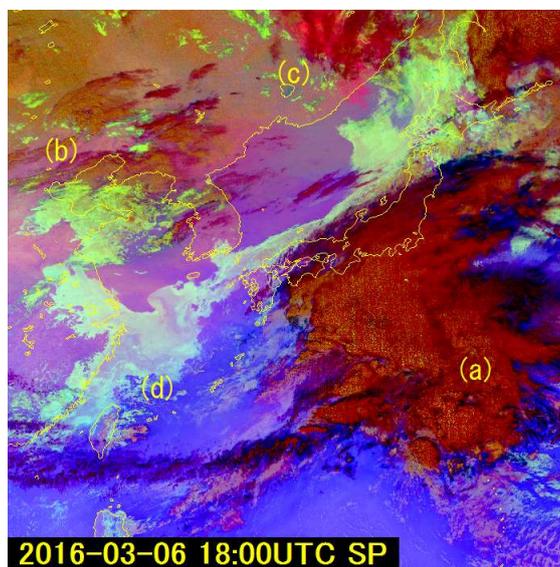


図 14-23 Night microphysics RGB 合成画像 2016 年 3 月 6 日 18 UTC

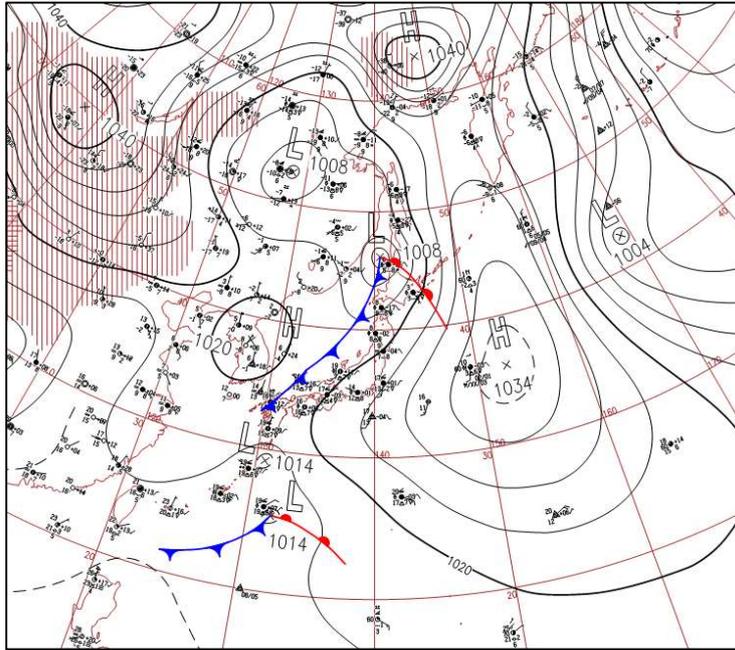


図 14-24 2016年3月6日 12UTC の地上天気図

## 1. 気象衛星観測の概要