

気象衛星センター技術報告

特別号 (2022)

METEOROLOGICAL SATELLITE CENTER
TECHNICAL NOTE

Special Issue (2022)

気象衛星センター

令和4年3月

METEOROLOGICAL SATELLITE CENTER

235, Nakakiyoto 3 Chome, Kiyose-shi

Tokyo 204-0012, JAPAN

MARCH 2022

気象衛星画像の解析と利用

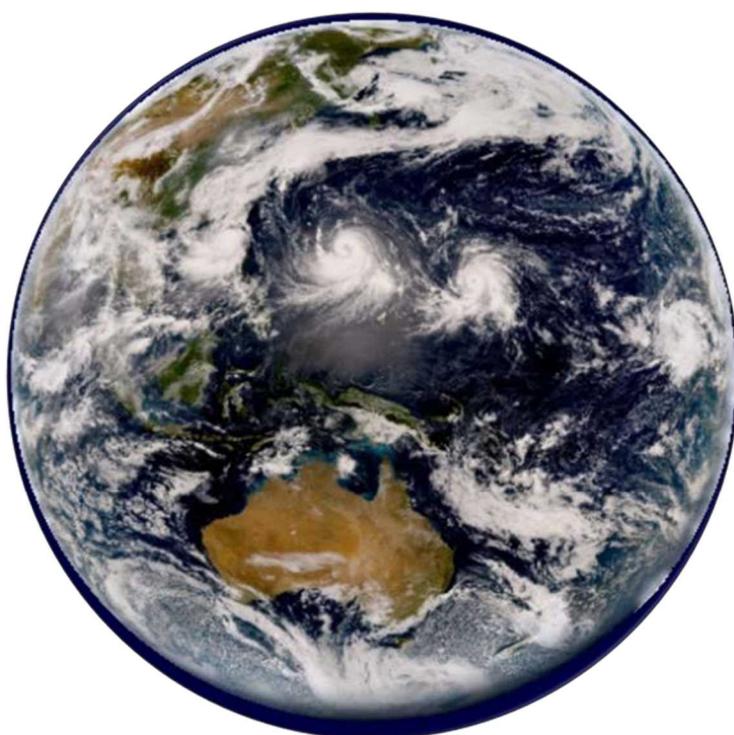
《2022 改訂版》

令和4年3月

気象衛星センター

気象衛星画像の解析と利用

《2022 改訂版》



気象衛星センター

目次

1. 気象衛星観測の概要.....	1
1.1. 気象衛星による観測.....	1
1.1.1. 衛星の軌道.....	1
1.1.2. ひまわり 8・9号の観測.....	1
1.1.3. ひまわり 8・9号の可視赤外放射計（Advanced Himawari Imager）.....	2
1.2. 各観測バンドの特徴.....	3
1.2.1. 可視画像.....	3
(1) 可視画像の特徴.....	3
(2) 可視画像の利用.....	4
1.2.2. 近赤外画像.....	7
(1) 近赤外画像の特徴.....	7
(2) 近赤外画像の利用.....	7
1.2.3. 赤外画像.....	12
(1) 赤外画像の特徴.....	12
(2) 赤外画像（窓領域）の利用.....	14
1.2.4. 水蒸気画像.....	17
(1) 水蒸気画像の特徴.....	17
(2) 水蒸気画像の利用.....	18
1.2.5. 各バンドの画像及び差分画像の特性.....	22
(1) 各バンドの画像特性.....	22
(2) 主な差分画像の特性.....	42
1.3. 画像の比較.....	56
1.3.1. 日中の画像.....	56
1.3.2. 夜間の画像.....	60
1.4. RGB 合成画像.....	63
1.4.1. RGB 合成画像の原理.....	63
1.4.2. 各 RGB 合成画像の特徴.....	63
(1) True color RGB 合成画像.....	63
(2) Natural color RGB 合成画像.....	64
(3) Dust RGB 合成画像.....	66
(4) Airmass RGB 合成画像.....	67
(5) Night microphysics RGB 合成画像.....	68
(6) Day Convective Storms RGB 合成画像.....	69
1.4.3. 各 RGB 合成画像の比較.....	71
(1) 赤外画像.....	71

(2) True color RGB 合成画像.....	71
(3) Natural color RGB 合成画像.....	72
(4) Dust RGB 合成画像.....	73
(5) Airmass RGB 合成画像.....	73
(6) Day Convective Storms RGB 合成画像.....	74
(7) B13 赤外画像（夜間）.....	75
(8) Dust RGB 合成画像（夜間）.....	75
(9) Night microphysics RGB 合成画像（夜間）.....	76
2. 気象衛星による雲型判別.....	79
2.1. 衛星画像による雲型判別の特徴.....	79
2.2. 雲型の分類.....	79
2.3. 雲型判別.....	79
2.3.1. 可視画像と赤外画像による判別.....	80
2.3.2. 形状による判別.....	80
2.3.3. きめによる判別.....	81
2.3.4. 動きによる判別.....	81
2.3.5. 時間変化による判別.....	81
2.4. 雲型判別の事例.....	81
2.4.1. 可視画像と赤外画像による判別.....	81
2.4.2. Cb 及び Cg.....	83
2.4.3. Ci と Cb の区別.....	84
2.5. 気象衛星で判別できる雲型と地上から観測される雲形.....	84
2.5.1. Ci のみの雲域（衛星から判別される雲型）.....	85
2.5.2. Ci と Cm が重なった雲域（衛星から判別される雲型）.....	88
2.5.3. Sc・Cu が重なった雲域（衛星から判別される雲型）.....	89
2.5.4. Sc のみの雲域（衛星から判別される雲型）.....	90
2.5.5. Cb、Cg、Cu が共存する雲域（衛星から判別される雲型）.....	91
2.5.6. Cu と Cg が共存する雲域（衛星から判別される雲型）.....	92
3. 雲パターン.....	95
3.1. Ci ストリーク（Ci streak）.....	95
3.2. トランスバースライン Transverse line.....	95
3.3. 地形性巻雲 Orographic Ci.....	97
3.4. かなとこ巻雲 Anvil Ci.....	100
3.5. バルジ Bulge.....	101
3.6. フックパターン Hook pattern.....	102
3.7. 波状雲 Lee wave cloud.....	102
3.7.1. 波状雲発生時の環境場.....	103

3.7.2. 波状雲の間隔と風速の関係.....	105
3.8. オープンセル Open cells.....	106
3.9. クローズドセル Closed cells.....	108
3.10. 筋状雲 Cloud streets.....	109
3.11. エンハンスト積雲 Enhanced Cu.....	110
3.12. クラウドクラスター Cloud cluster (Cb クラスター・Cb cluster)	111
3.13. CDO Central Dense Overcast	114
3.14. にんじん状 (carrot-shaped) 雲.....	115
3.15. 雲バンド Cloud band.....	118
3.16. 雲列 Cloud line	120
3.17. ロープクラウド Rope cloud.....	120
3.18. カルマン渦	121
3.19. 帯状対流雲	124
3.20. 航跡雲 Ship trails.....	131
4. 水蒸気パターン	133
4.1. 水蒸気パターン	133
4.1.1. 暗域.....	133
4.1.2. 明域.....	133
4.1.3. 暗化 Darkening	133
4.1.4. 乾燥貫入 Dry Intrusion.....	134
4.1.5. ドライスロット Dry Slot.....	135
4.1.6. 上層トラフ	136
4.1.7. 上層渦	137
4.2. バウンダリー	138
4.2.1. ジェット気流に関連したバウンダリー	139
4.2.2. ブロッキングの状態を表すバウンダリー	144
4.2.3. サージを示すバウンダリー	148
4.2.4. その他	152
4.3. 水蒸気画像による解析	154
4.3.1. 寒冷低気圧.....	154
4.3.2. U C L (Upper Cold Low)	155
4.3.3. 対流活動の助長	157
5. 総観規模の現象	161
5.1. 前線の解析.....	161
5.1.1. 前線概念	161
5.1.2. 温暖前線.....	163
5.1.3. 寒冷前線.....	165

5.1.3.1. アナ型寒冷前線	165
5.1.3.2. カタ型寒冷前線	167
5.1.3.3. 解析上の留意点	169
5.1.4. 閉塞前線.....	170
5.1.4.1. 閉塞点の決定.....	171
5.1.4.2. 寒冷型閉塞.....	172
5.1.4.3. 温暖型閉塞.....	173
5.1.5. 停滞前線.....	174
5.1.5.1. 寒候期の停滞前線.....	175
5.1.5.2. 暖候期の停滞前線.....	176
5.2. 低気圧の発達パターン分類.....	177
5.2.1. 通常型の発達.....	178
5.2.2. コンマ型の発達.....	182
5.2.3. インスタントオクルージョン型の発達	188
5.2.4. Tボーン型の発達.....	193
6. 気象現象の事例.....	199
6.1. 梅雨前線による大雨	199
(1) 前線対応の雲バンドと暖域の対流雲域.....	199
(2) まとめ	203
6.2. 北海道西岸小低気圧による大雪	204
(1) 衛星画像に見られる特徴.....	205
6.3. 強風.....	221
6.3.1. 寒冷前線通過時の強風.....	222
6.3.2. 画像から見られる強風時の着目点とその利用	226
6.4. 霧.....	226
6.4.1. 霧の一般的な特徴.....	226
6.4.2. 日中の霧（陸上と海上の霧）	227
6.4.3. 夜間の霧.....	229
6.5. 下層雲	231
6.5.1. 下層雲の一般的な特徴.....	231
6.5.2. 海上の下層雲.....	231
6.5.3. 大陸や南シナ海の下層雲	232
6.5.4. 日本付近の特徴的な下層雲.....	232
7. その他の現象の事例.....	241
7.1. 海氷.....	241
7.2. 積雪.....	242
7.3. 黄砂.....	244

目次

7.4. 火山噴火.....	247
7.5. 森林火災と煙.....	249
7.6. サングリント.....	252
7.7. 日食.....	254

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。

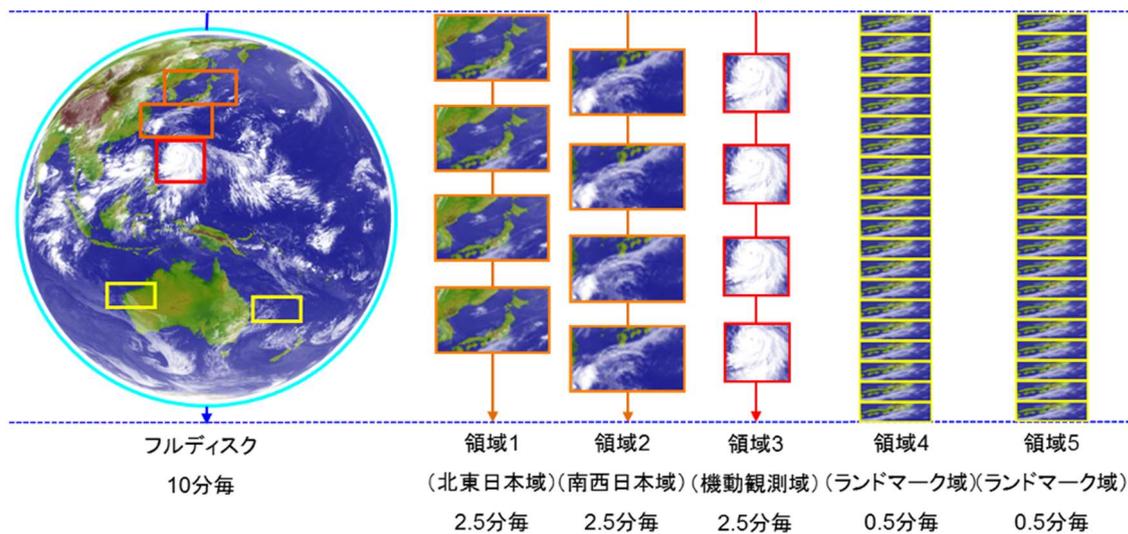


図 1-1-1 ひまわり 8・9 号による観測パターン

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 ₂
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。

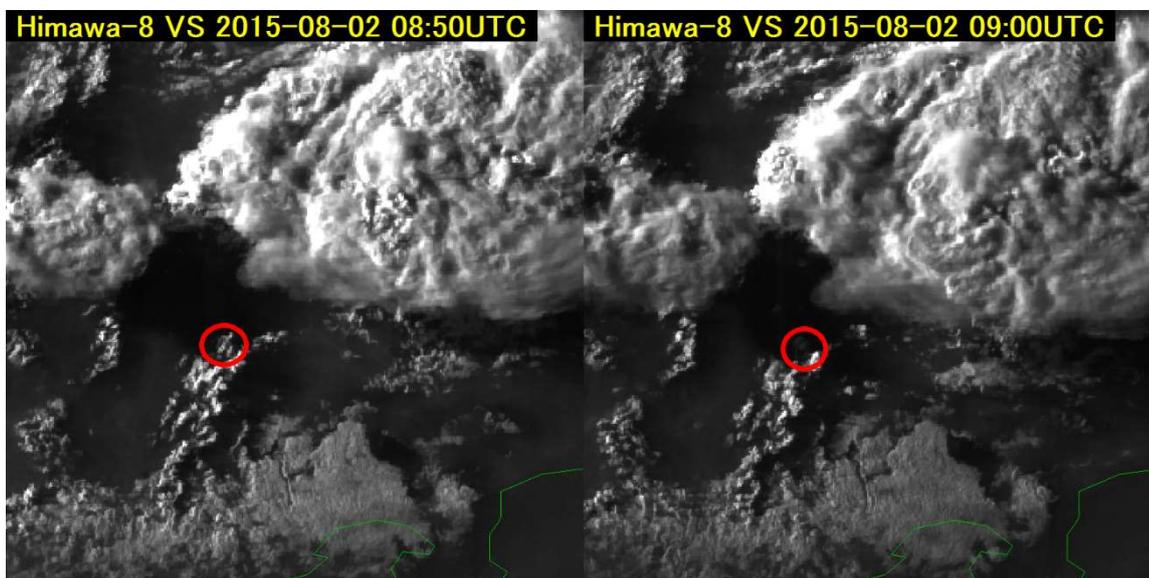


図1-2-1 積乱雲の影に入る下層雲（可視画像）
太陽高度の変化に伴い下層雲が積乱雲の影に入り観測が困難となる（赤丸付近）。

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。

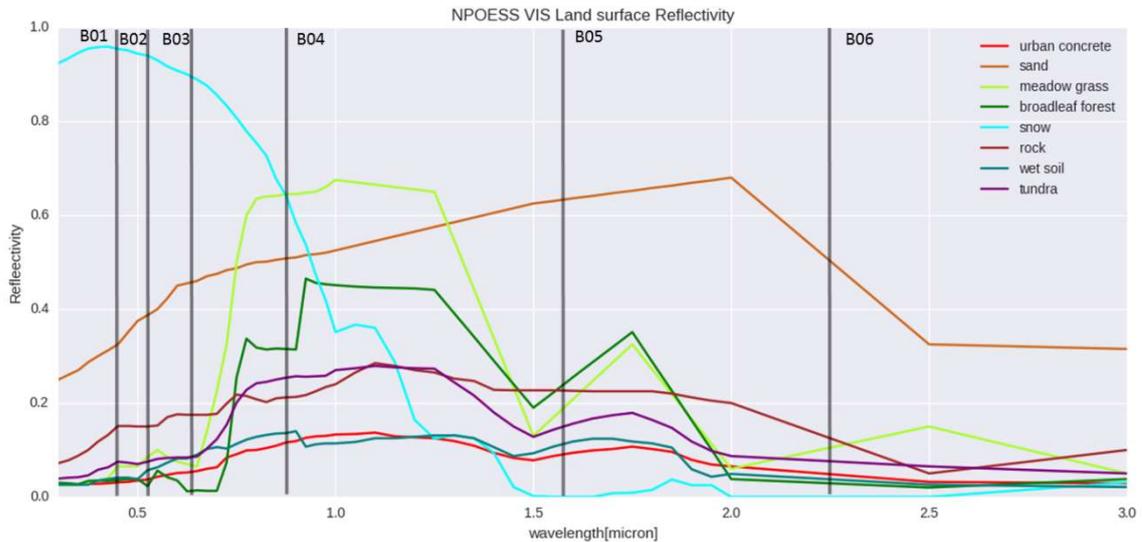


図 1-2-2 可視バンド及び近赤外バンド観測波長帯の反射特性

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)。

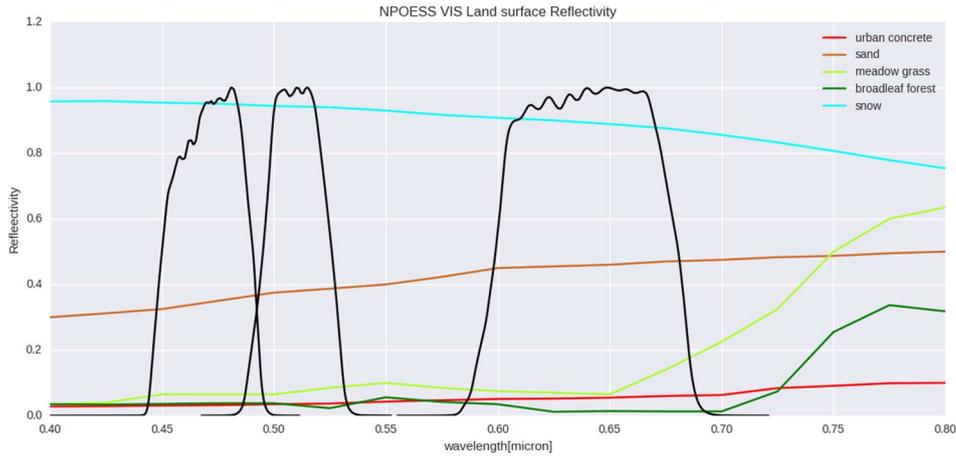


図 1-2-3 可視画像の観測波長帯における様々な地表の状態に対応する反射率
 CRTM (Delest P and Han Y, 2008) で使用している地表面の反射率 (凡例：都市部コンクリート (赤)、砂地 (茶)、広葉樹林 (緑)、牧草地 (黄緑)、積雪 (水色)、黒線はAHIの応答関数を示す) (出典：NPOESS)

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 μm 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 μm 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 μm 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。

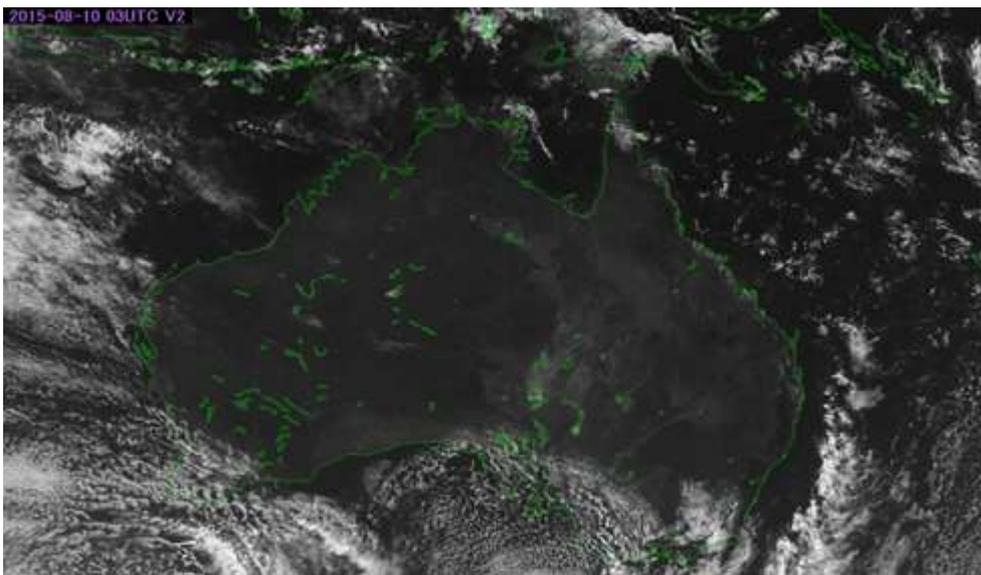


図 1-2-4 オーストラリア大陸付近のバンド 2 画像の例

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。

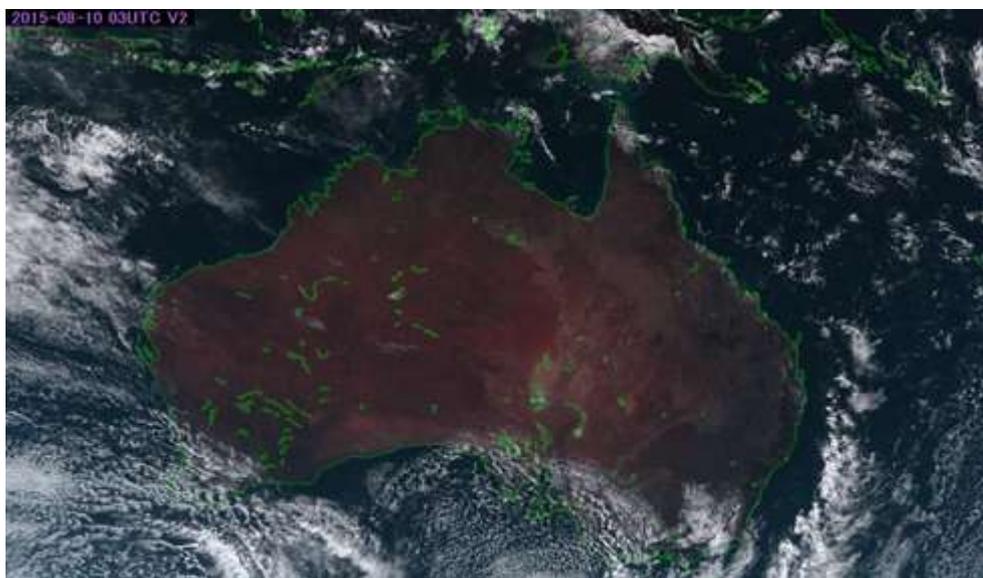


図 1-2-5 オーストラリア大陸付近における「True color (トゥルーカラー) RGB 合成画像」の例

- ・ 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。

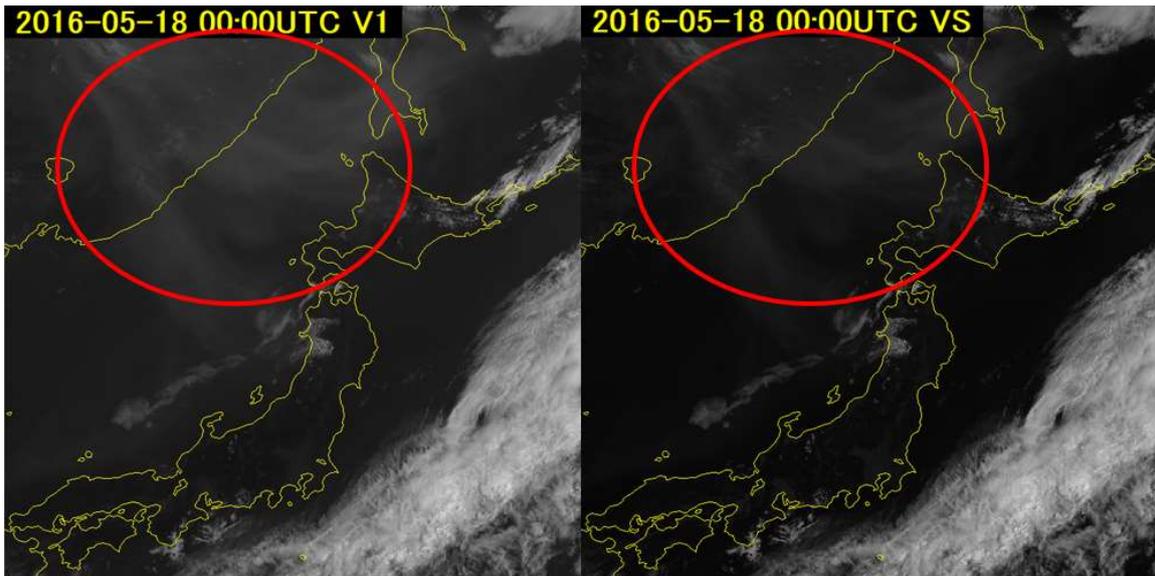


図 1-2-6 日本海から北日本にかけて大陸の森林火災による煙（エアロゾル）の事例
バンド1（左）とバンド3（右）の画像を比較すると、バンド1で煙が明瞭。

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。

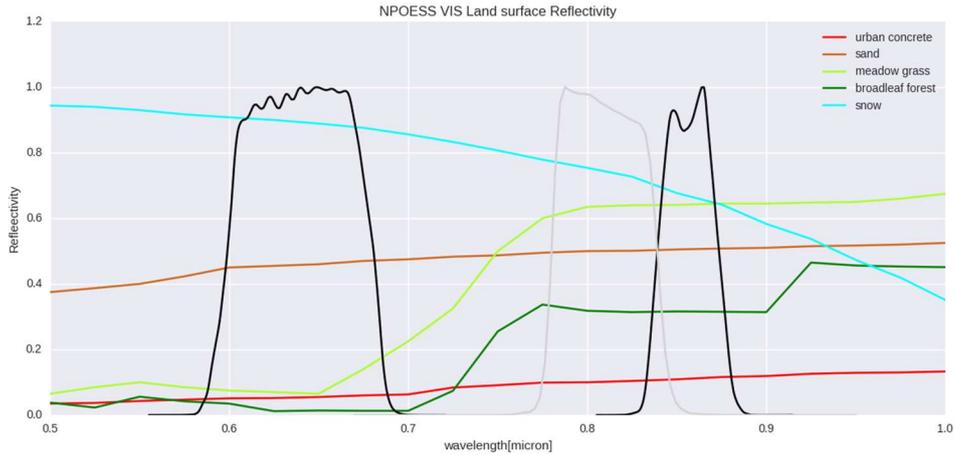


図 1-2-7 バンド 4 及びバンド 3 付近の観測波長帯における地表の状態別の反射率

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

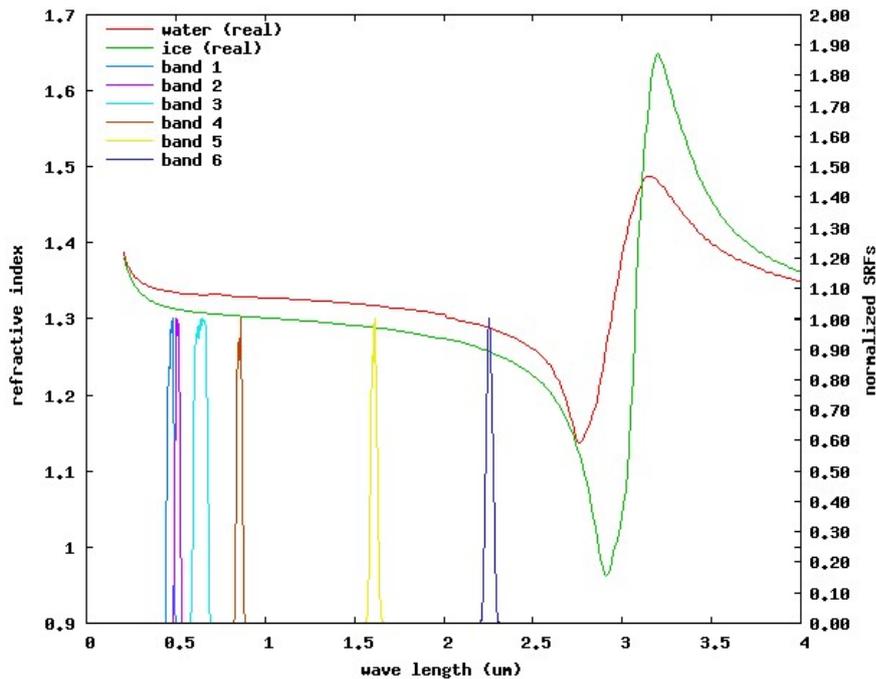
(凡例：都市部コンクリート (赤)、砂地 (茶)、広葉樹林植生 (緑)、牧草地 (黄緑)、積雪 (水色)、黒線は AHI、灰色線は EUMETSAT の運用気象衛星 Meteosat (搭載放射計 SEVIRI) の応答関数を示す)

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。



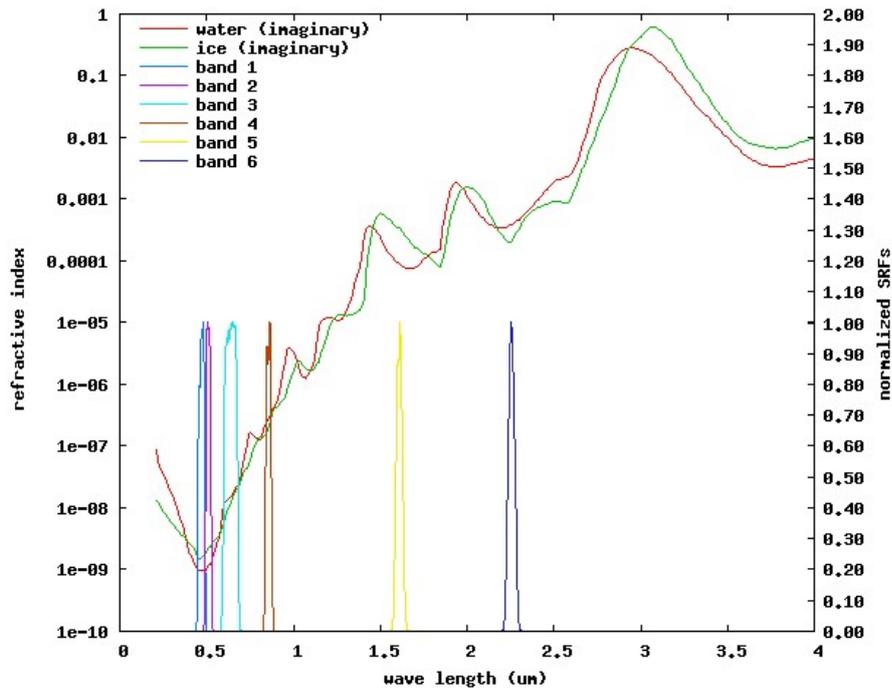


図 1-2-8 バンド 1 から 6 の応答関数と可視・近赤外領域における複素屈折率の波長依存性

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 と同様に、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。

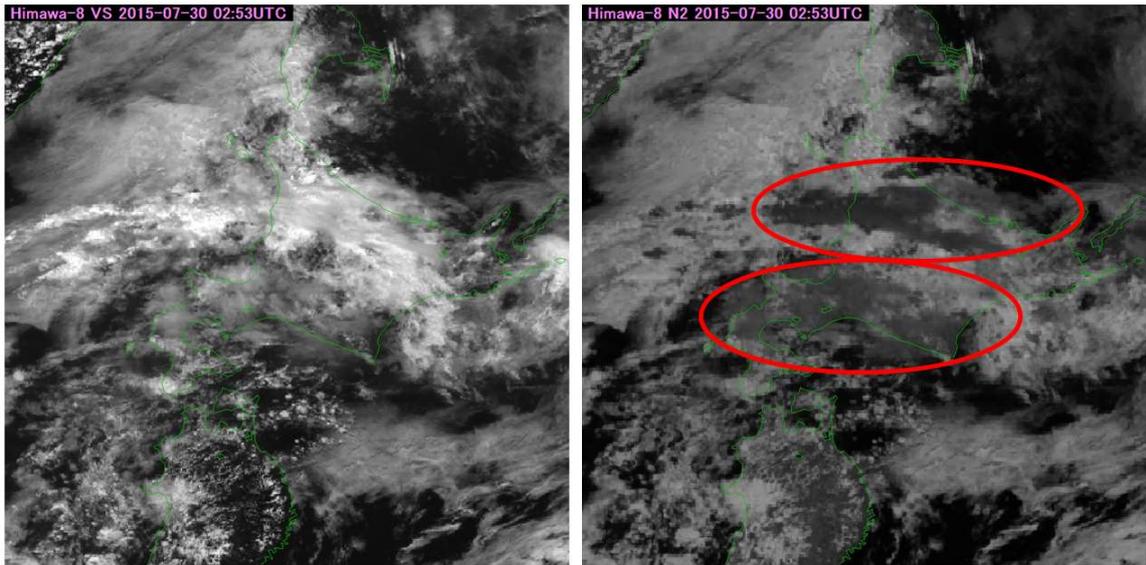


図 1-2-9 可視画像と近赤外画像（左：バンド3、右：バンド5）における雲（雲頂）の反射の違いの例

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 (τ) 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。

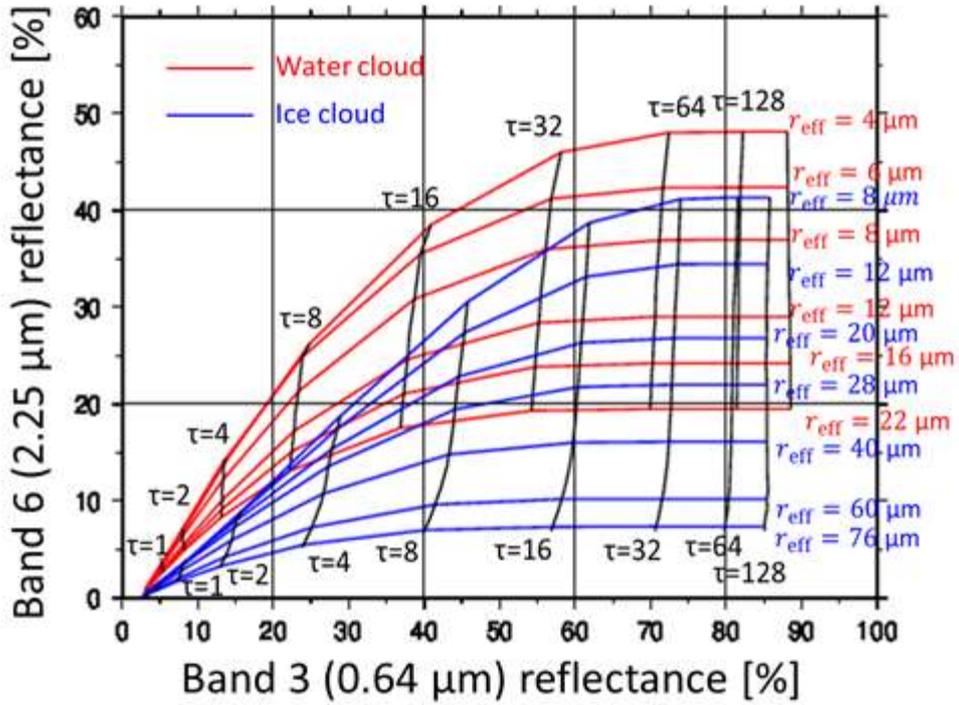


図 1-2-10 雲（水滴／氷晶）の光学的厚さ (τ) 及び有効半径 (r_{eff}) とバンド6とバンド3のそれぞれの大気上端 (TOA) 反射率との関係 (林, 2018)

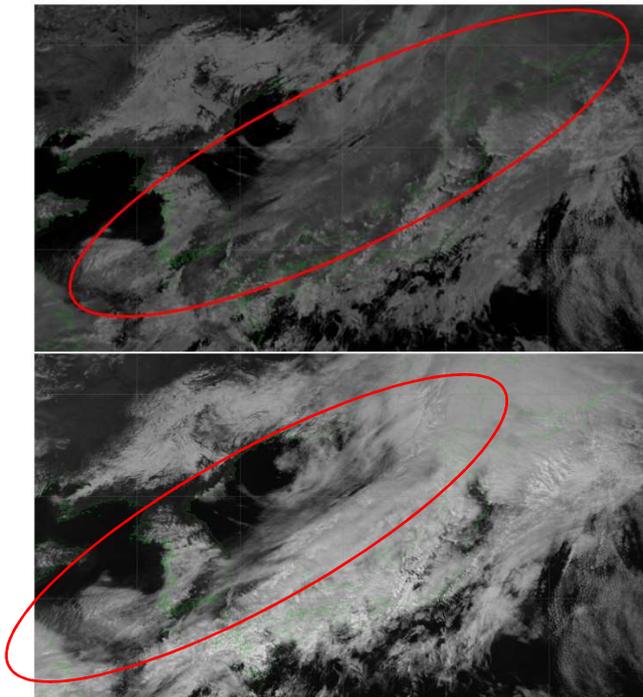


図 1-2-11 バンド6 (上) とバンド3 (下) 画像における上層雲の見え方の比較

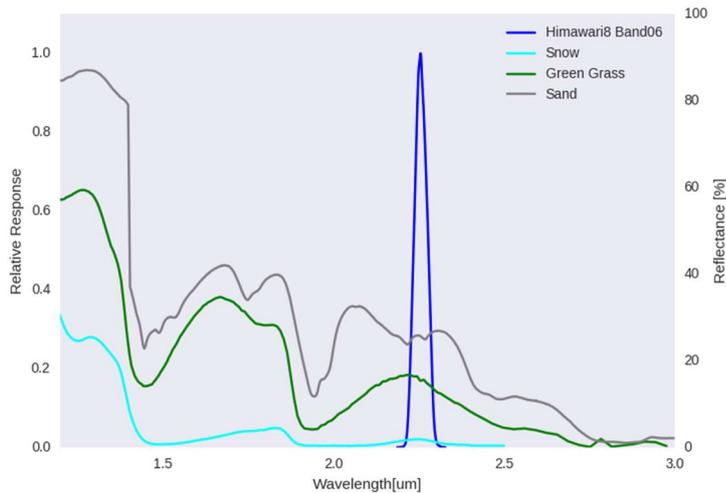


図 1-2-12 バンド 6 の観測波長帯付近の応答関数と地表面の各状態に対する反射率

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 μm)、バンド 11 (8.6 μm)、バンド 13 (10.4 μm)、バンド 14 (11.2 μm)、バンド 15 (12.4 μm) 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 μm 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。

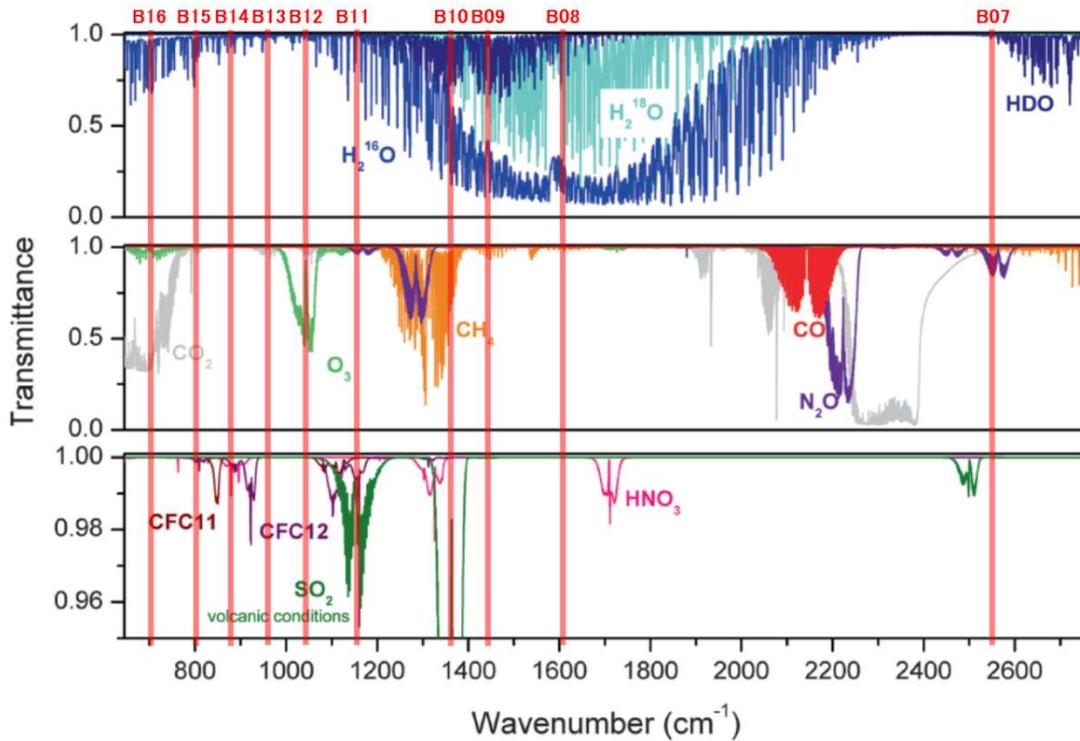


図 1-2-13 赤外バンド波長（波数）帯における大気中の気体分子による吸収特性
 縦軸は透過率、横軸は波数、赤線と最上段の赤字はひまわり 8 号の観測バンドを示す (Clerbaux et al., 2011 に一部追記)。

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 (SO₂) 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 (O₃) 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 (CO₂) 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。

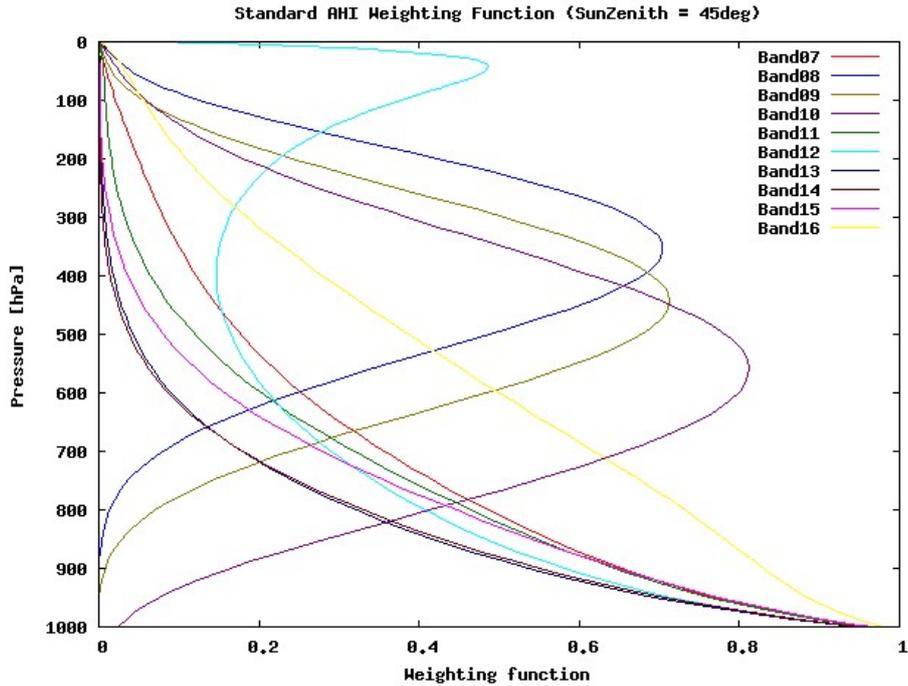


図 1-2-14 各赤外バンドの荷重関数 (縦軸：気圧、横軸：荷重関数)

(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。

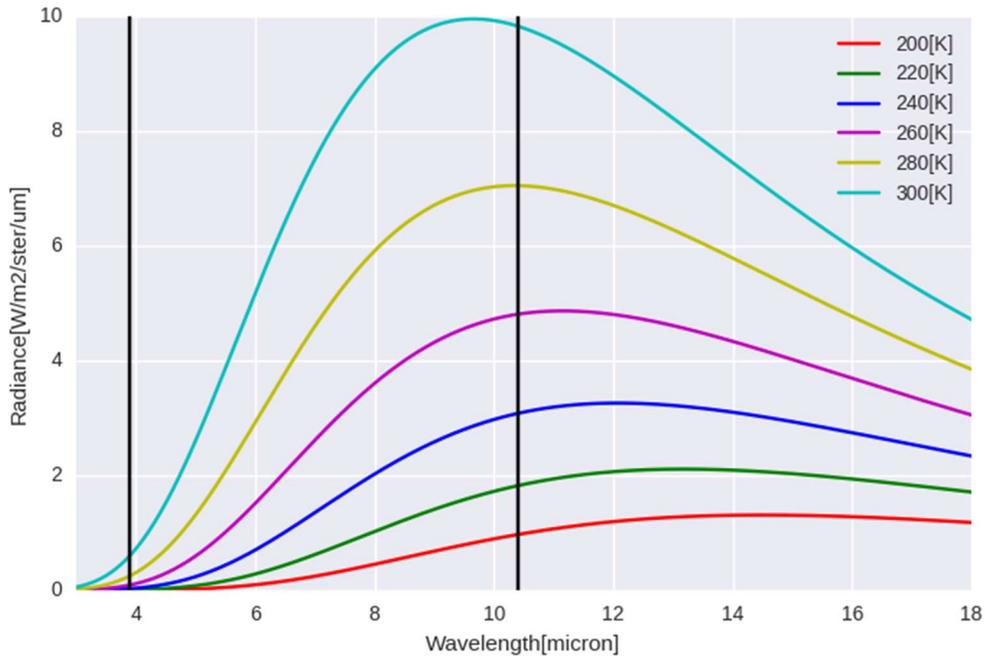


図 1-2-15 赤外波長帯における放射と温度の関係（縦軸＝放射、横軸＝波長）
黒線は AHI のバンド 7 とバンド 13 の中心波長を示す

1. 気象衛星観測の概要

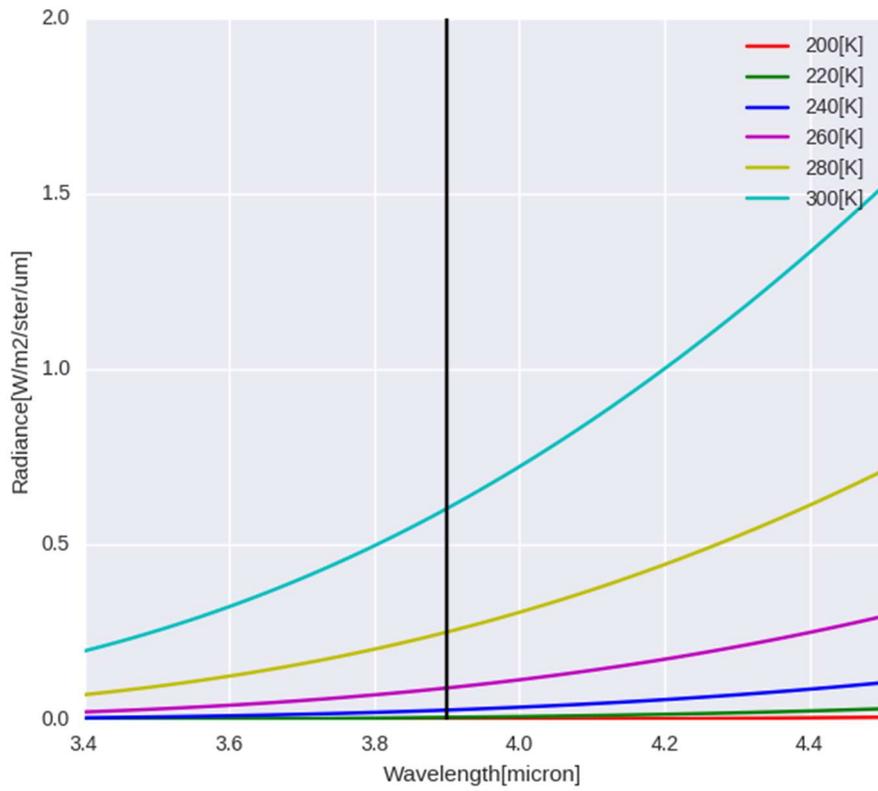


図 1-2-16 3.9 μm 帯付近における放射と温度の関係 (縦軸=放射、横軸=波長)

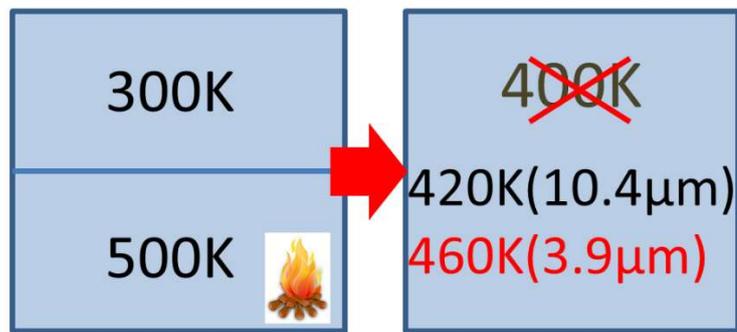


図 1-2-17 3.9 μm 帯と 10 μm 帯における画素中の高温領域の観測温度の違い

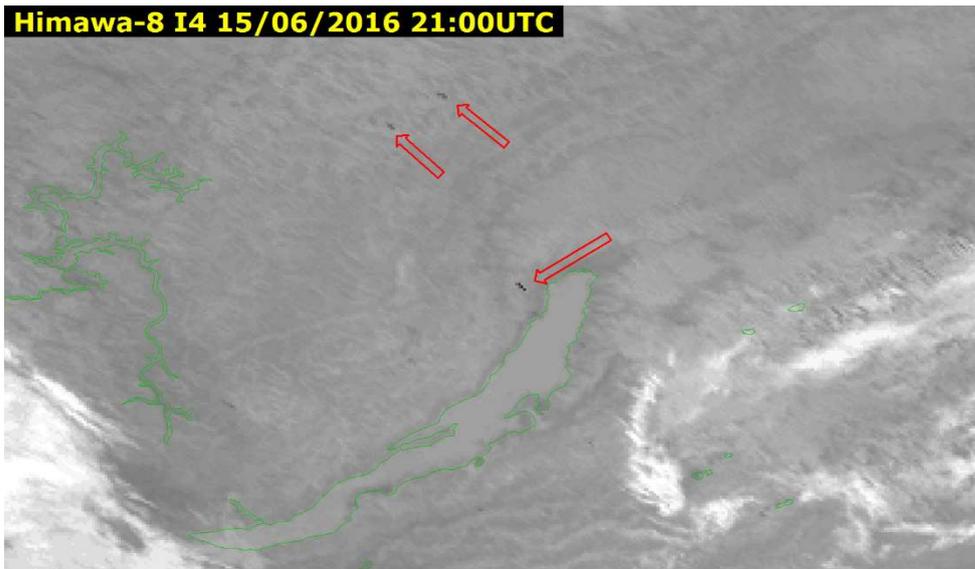


図 1-2-18 バイカル湖周辺における森林火災によるバンド7のホットスポットの事例
 図中矢印の先端がホットスポットにあたる

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。

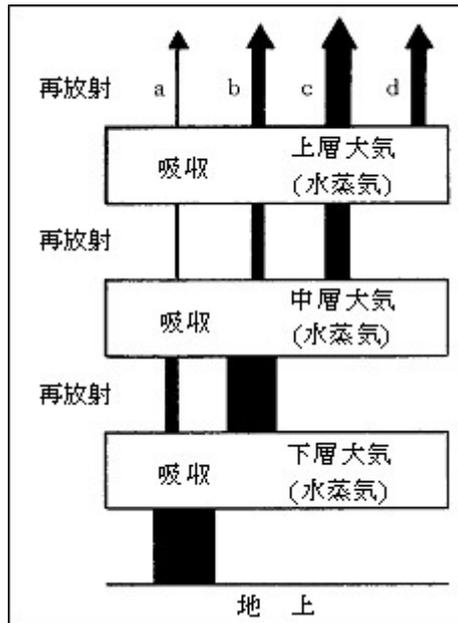


図 1-2-19 水蒸気画像における放射の概念図(岸本,1997)

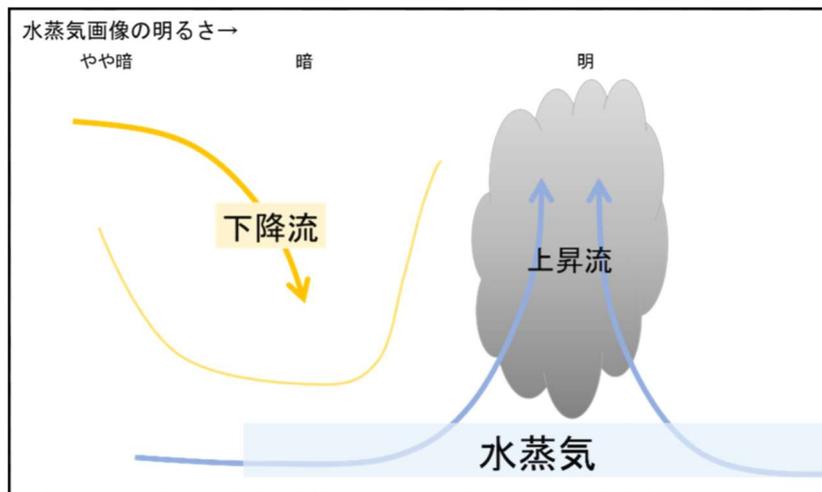


図 1-2-20 水蒸気画像と大気現象との関係の概念図
(気象衛星センター,2000 を元に作成)

(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。

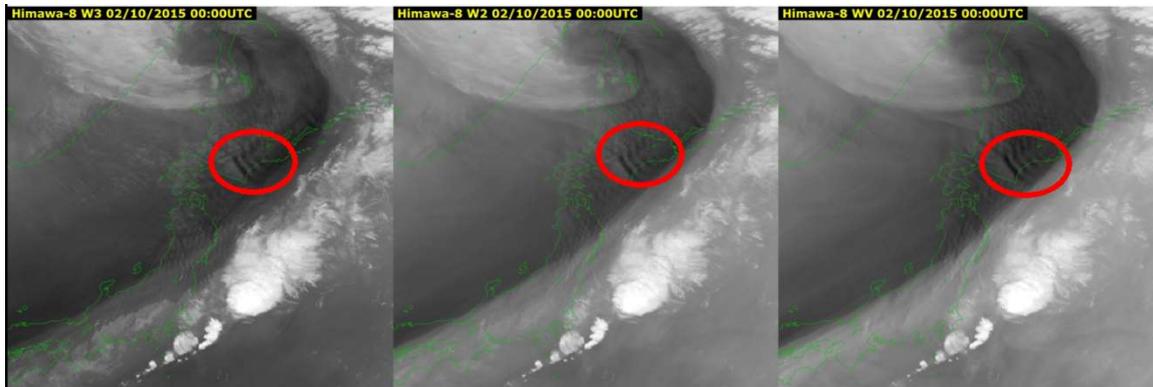


図 1-2-21 水蒸気画像における波状パターン（山岳波）の事例（図の赤丸付近）
左からバンド8、バンド9およびバンド10の画像

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 μm ）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 μm ）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。

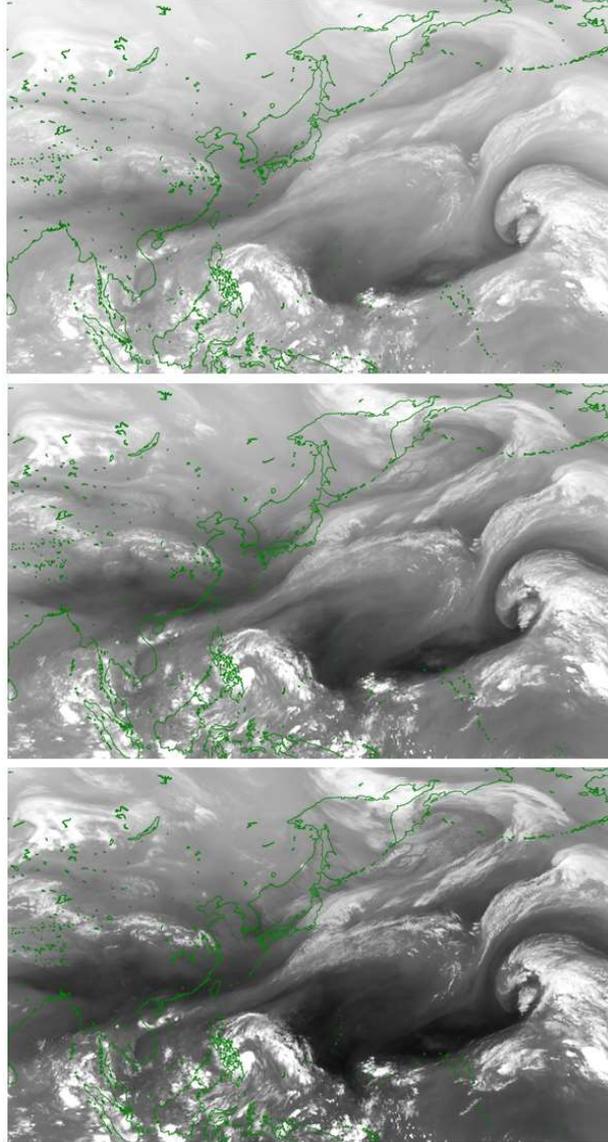


図 1-2-22 バンド 8 (上)、バンド 9 (中)、バンド 10 (下) の画像例

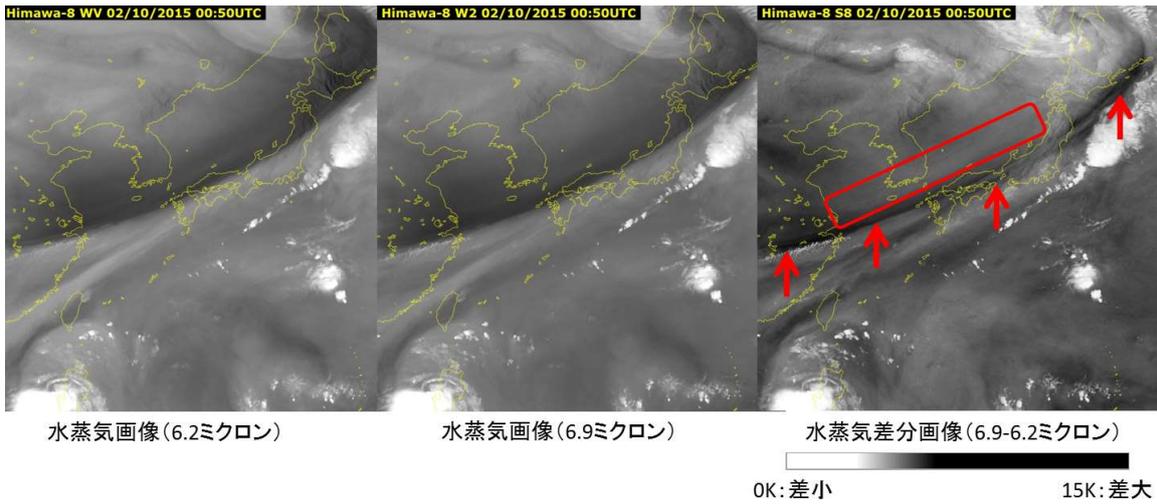


図 1-2-23 バンド 8 (左)、バンド 9 (中) 画像および水蒸気差分 (6.9-6.2 μm) (右) 画像の例

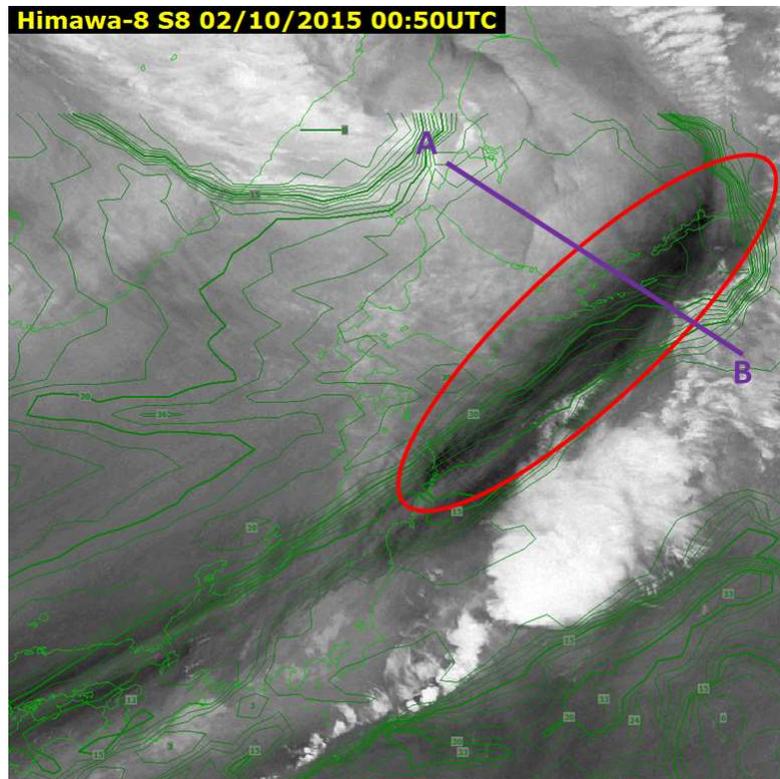


図 1-2-24 水蒸気差分画像 (6.9-6.2 μm) と 400hPa MSM 湿数 (T-Td) の重ね合わせ表示

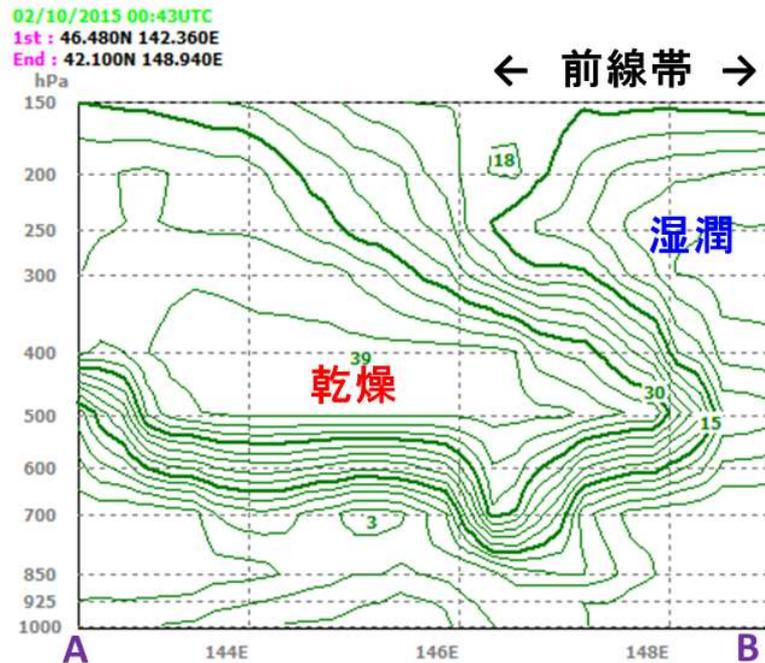


図 1-2-25 水蒸気差分画像 (6.9-6.2 μm) における A-B の MSM 湿数の断面図

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 μm)

バンド 1 は 0.47 μm 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 μm 帯) よりも波長が短い。中心波長である 0.47 μm 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 μm)

バンド 2 は 0.51 μm に中心波長を持っている。0.51 μm 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 μm)

バンド 3 は 0.64 μm 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 μm 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。

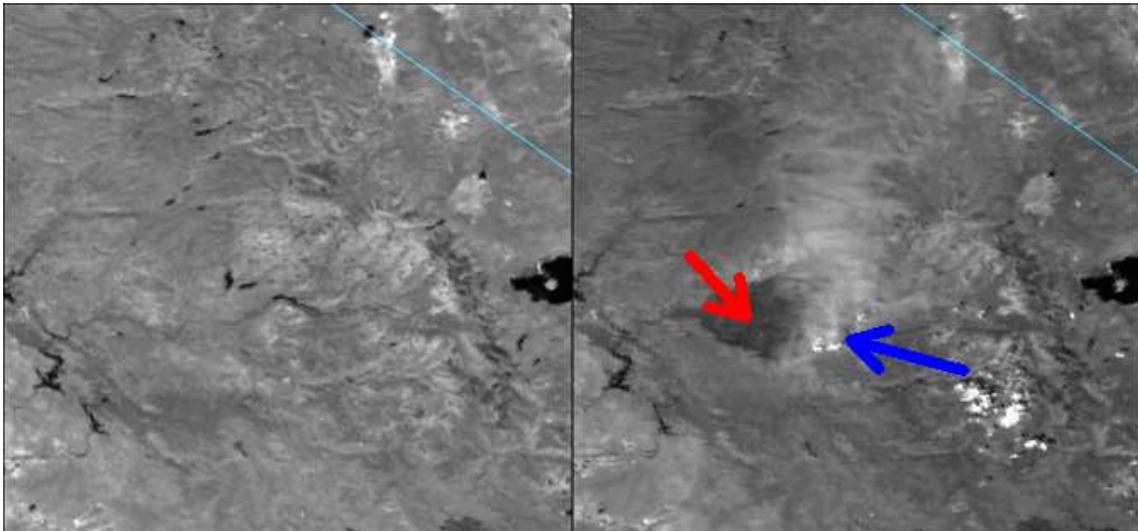


図1-2-26 S-NPP/VIIRSのM7バンド(0.865 μm)による画像(カリフォルニアで発生した山火事)

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))。

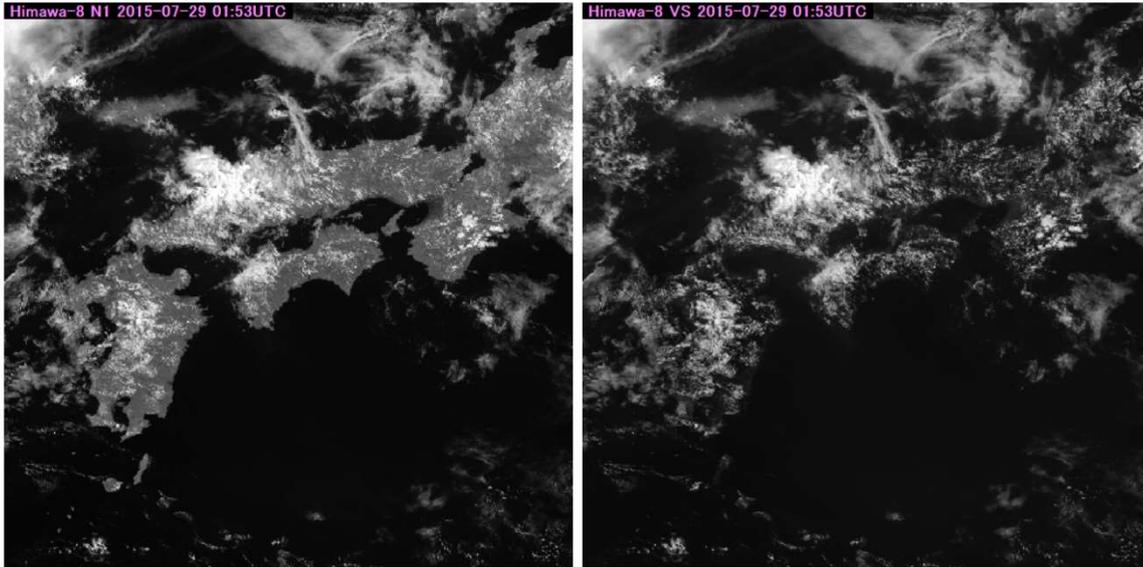


図 1-2-27 各衛星画像における海陸のコントラストの違いの例
バンド4 (左) は、バンド3 (右) に比べて海岸線が明瞭である。

e) バンド5 (1.6 μm)

バンド5は1.6 μm 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 μm)

バンド6は2.3 μm 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。

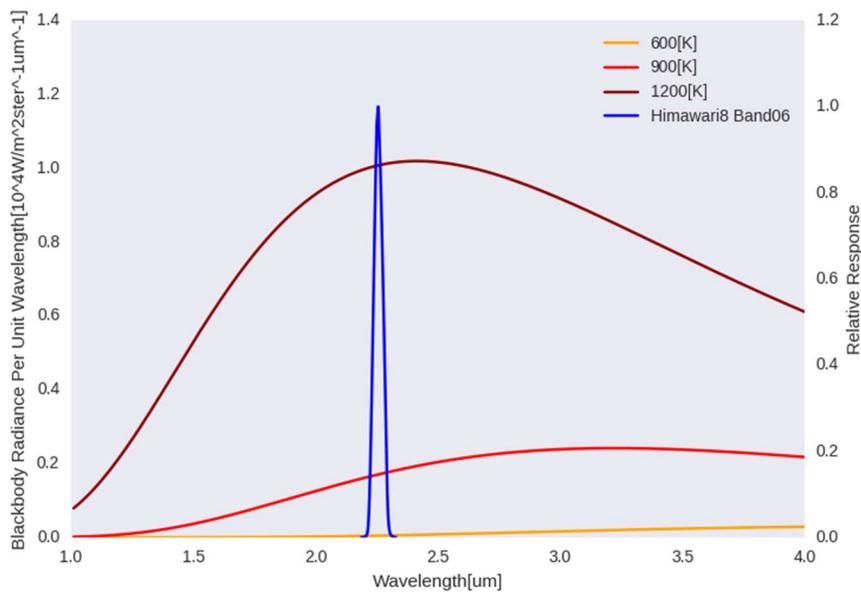


図 1-2-28 2.3 μm 帯における応答関数とプランク曲線
青色は AHI のバンド 6 の応答関数。

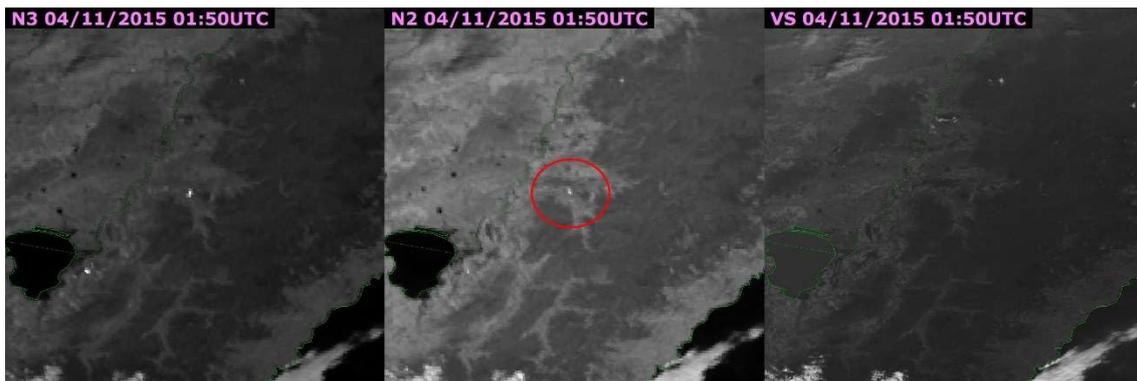


図 1-2-29 近赤外画像によるホットスポットの例 (2015 年 11 月 4 日の森林火災)
バンド 6 画像 (左) 及びバンド 5 画像 (中) の中央付近 (赤丸) にある明るいドット状の領域は、バンド 3 画像 (右) では見られないので高温の熱源 (火災) によるホットスポットと考えられる。

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)。

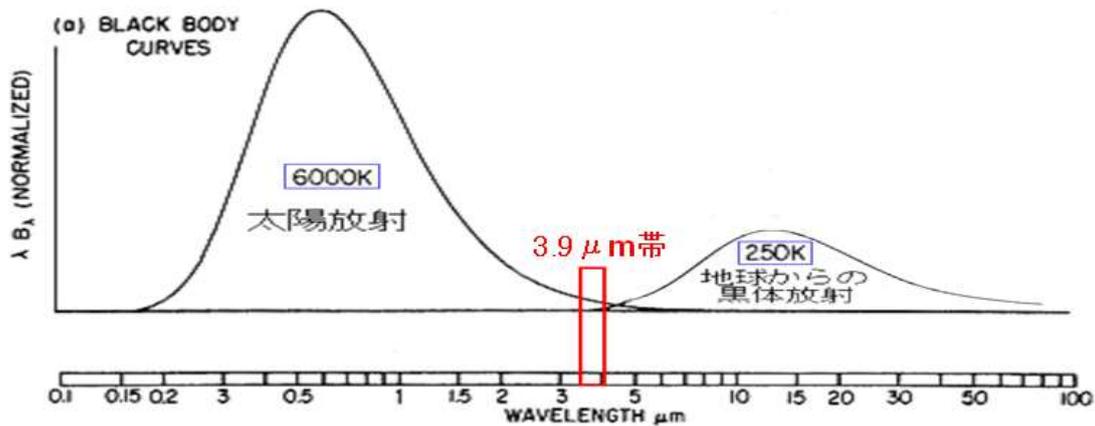


図 1-2-30 黒体放射のスペクトル (Goody and Yung, 1989 および気象衛星センター, 2005)

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。

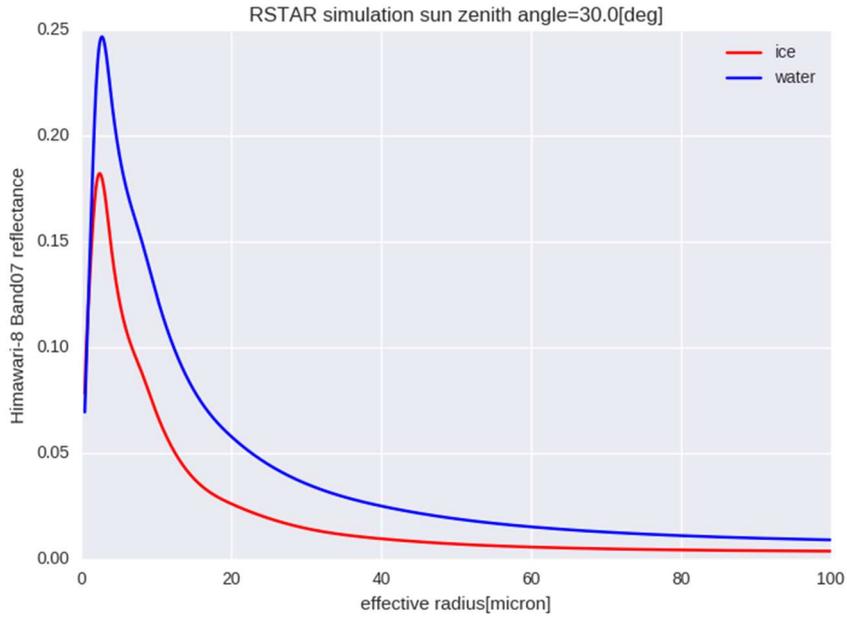


図 1-2-31 3.9 μm 帯での水雲と氷晶雲の反射特性 (横軸: 雲粒有効半径 縦軸: アルベド)
放射伝達モデル RSTAR (Nakajima and Tanaka (1986)、Nakajima and Tanaka (1988)、Stamnes et al. (1988)) によるシミュレーション

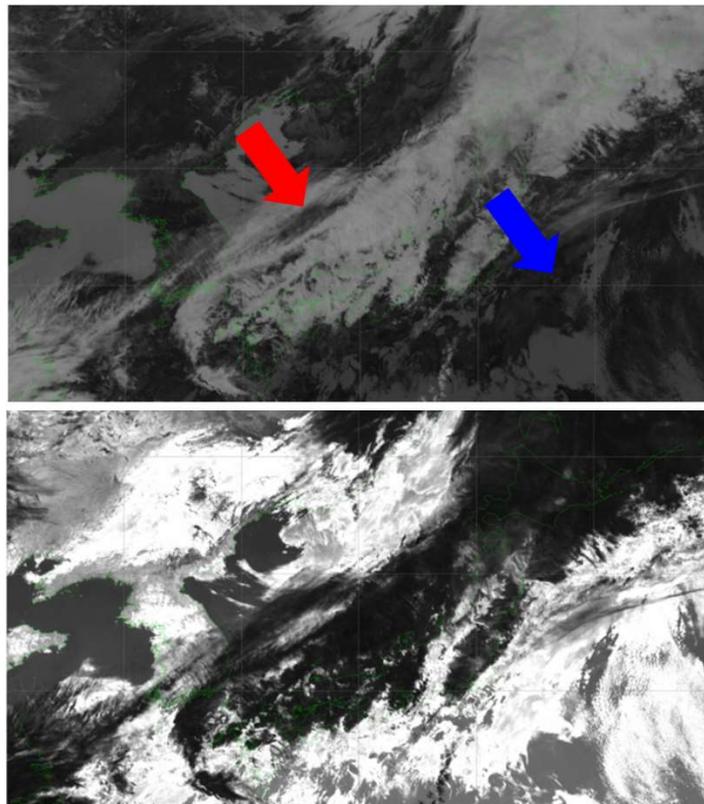


図 1-2-32a 日中のバンド7 (上) と EUMETSAT の手法を適用したバンド7太陽光反射成分 (下) の画像例

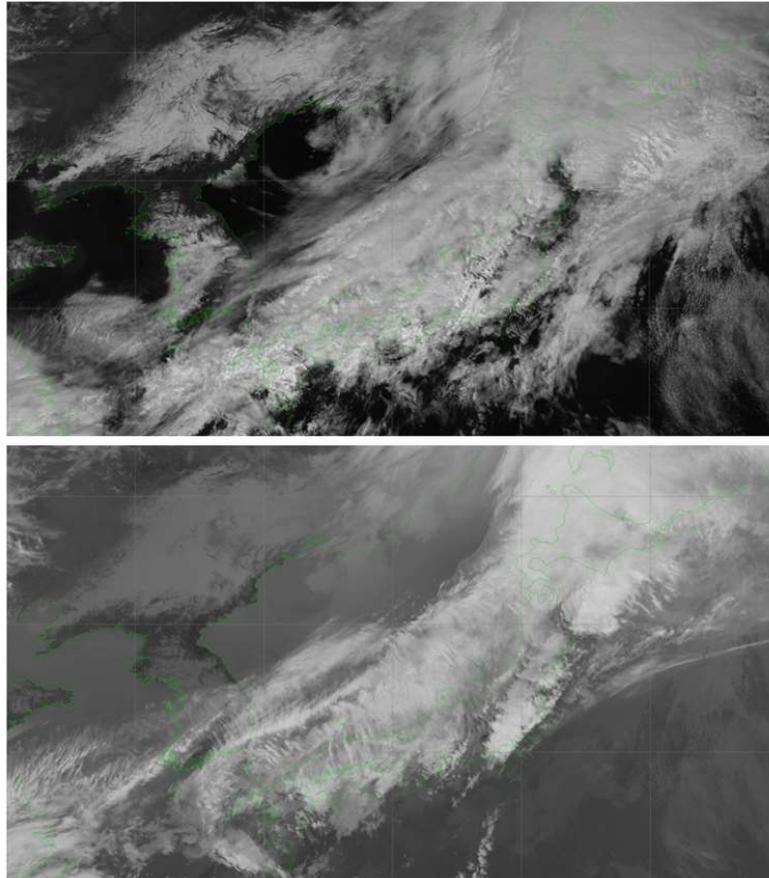


図 1-2-32b 図 1-2-32a の各画像と同時刻のバンド 3 (上) とバンド 13 (下) の画像例

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 $300\sim 400\ \text{hPa}$ 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 $400\sim 500\ \text{hPa}$ 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 $500\sim 600\ \text{hPa}$ 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 μm）（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。

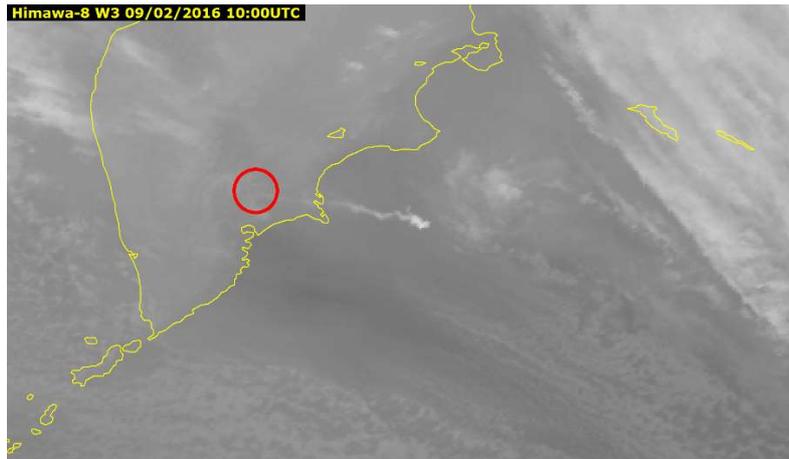


図 1-2-33a によるカムチャツカ半島のツパノフスキー火山（赤丸付近）の噴煙事例（バンド 10 画像）

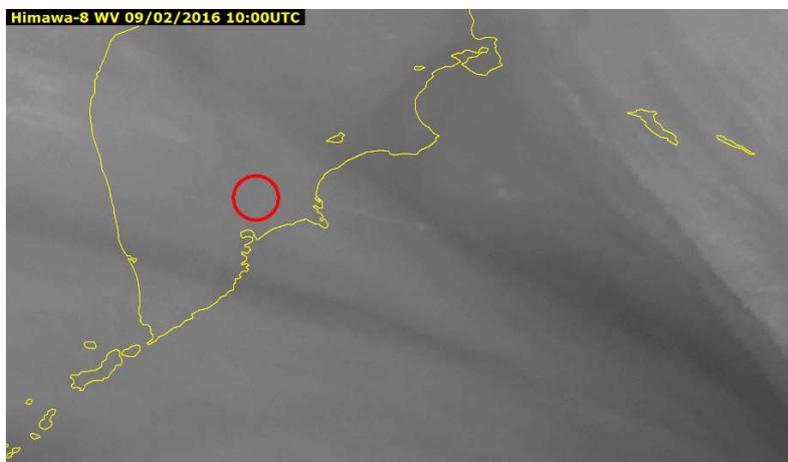


図 1-2-33b 上記噴煙事例（バンド 8 画像）

1. 気象衛星観測の概要

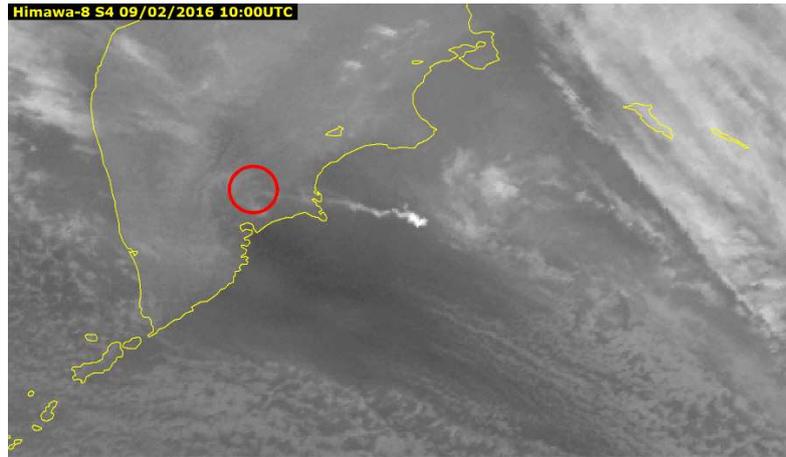


図 1-2-33c 上記噴煙事例 (バンド 10 とバンド 8 の差分画像)

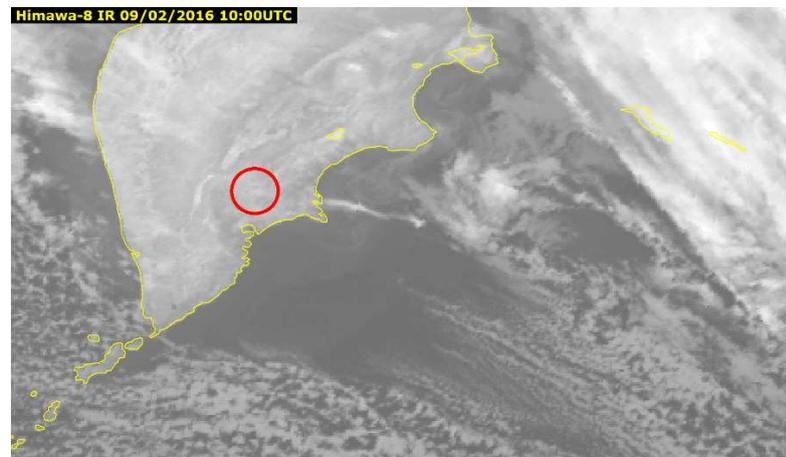


図 1-2-33d 上記噴煙事例 (バンド 13 画像)

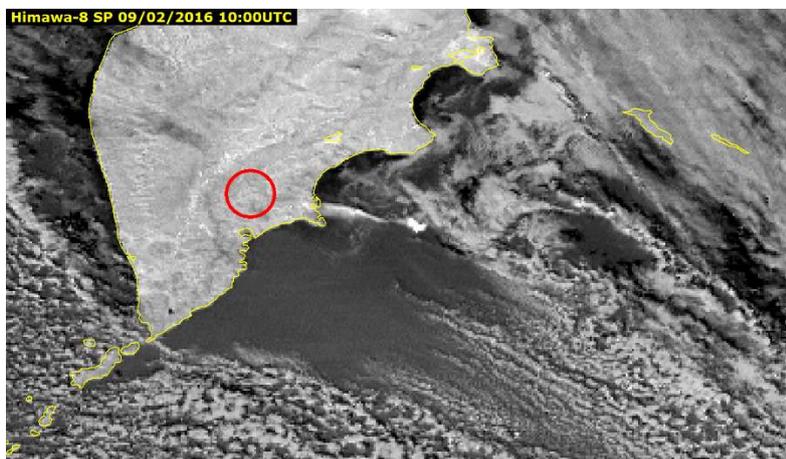


図 1-2-33e 上記噴煙事例 (バンド 13 とバンド 15 の差分画像)

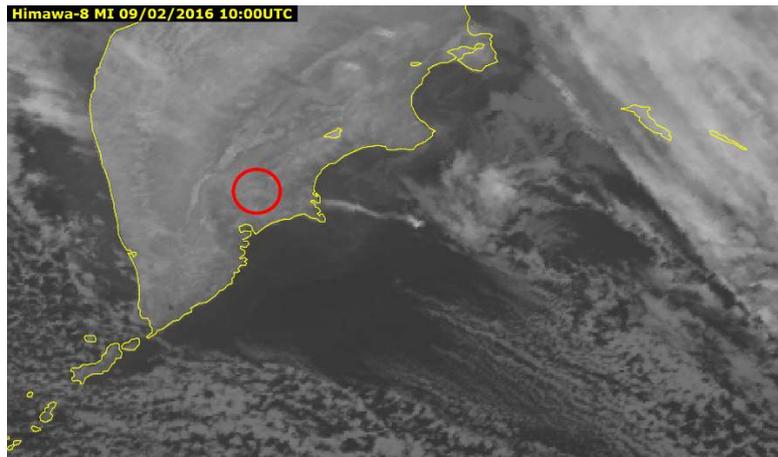


図 1-2-33f 上記噴煙事例 (バンド 11 画像)

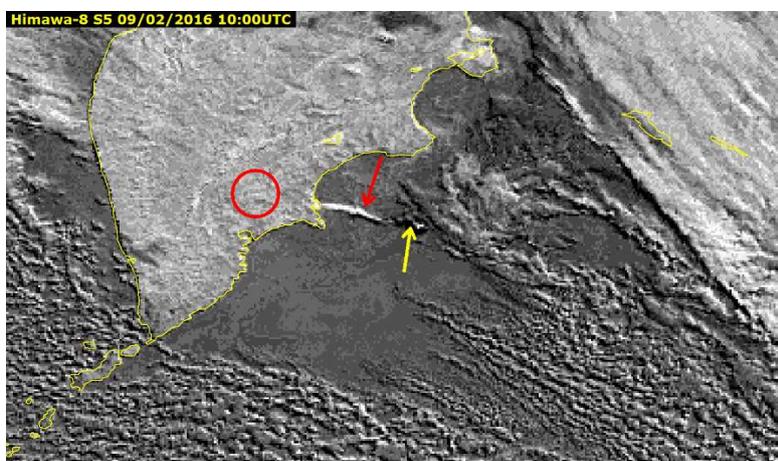


図 1-2-33g 上記噴煙事例 (バンド 13 とバンド 11 の差分画像)

k) バンド 11 (8.6 μm)

バンド 11 は 8.6 μm 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 μm 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 (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 SO_2 が多く含まれると推測される。

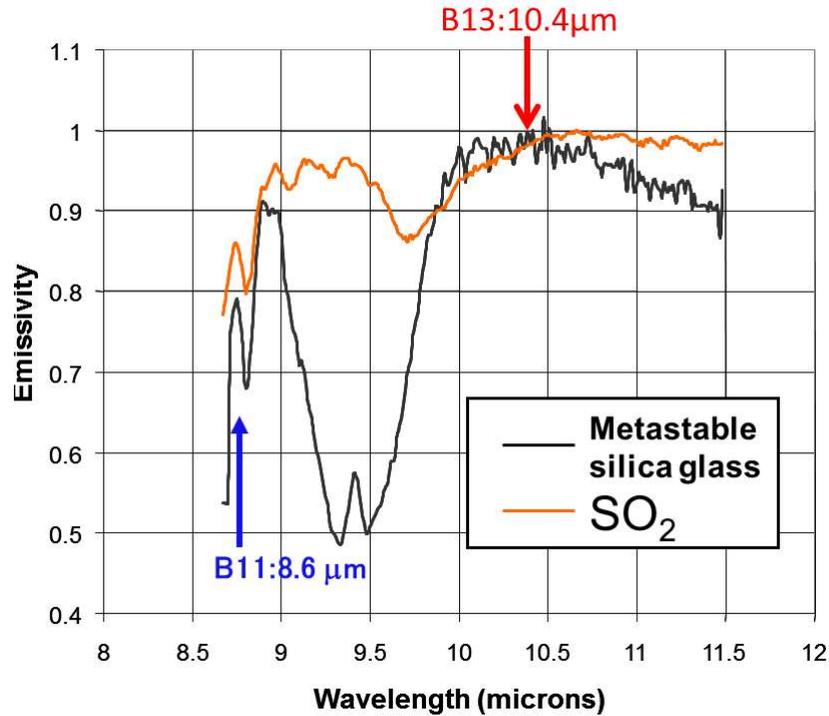


図 1-2-34 赤外波長領域におけるケイ素および二酸化硫黄の射出率 (縦軸：射出率、横軸：波長)
(Lucy, 2009 より一部改変)

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。

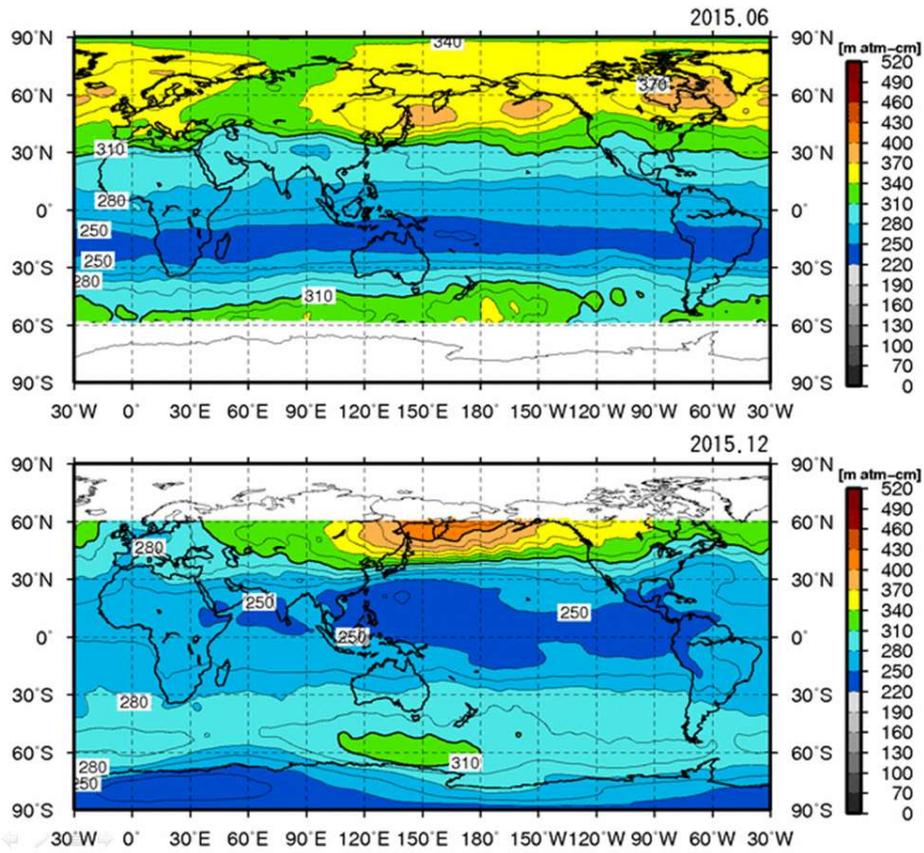


図 1-2-35 2015年6月と12月の月平均オゾン全量(m atm-cm) (気象庁ホームページより)

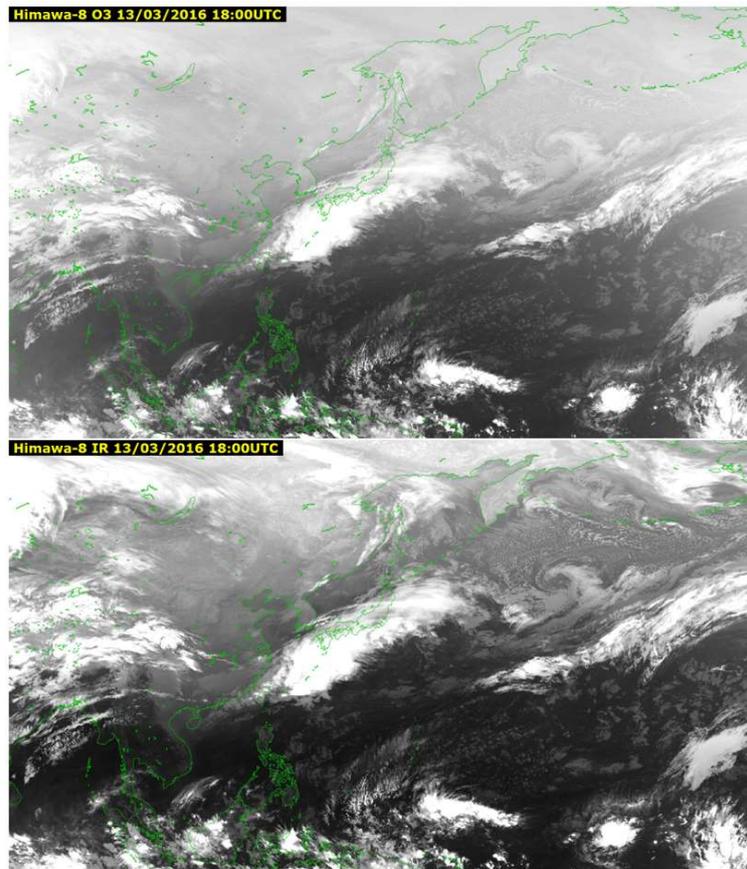


図 1-2-36 バンド12 (上) とバンド13 (下) の比較 (輝度温度の範囲はどちらも220~300 K)

m) バンド 13 (10.4 μm)

バンド 13 は 10.4 μm 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 μm) 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。

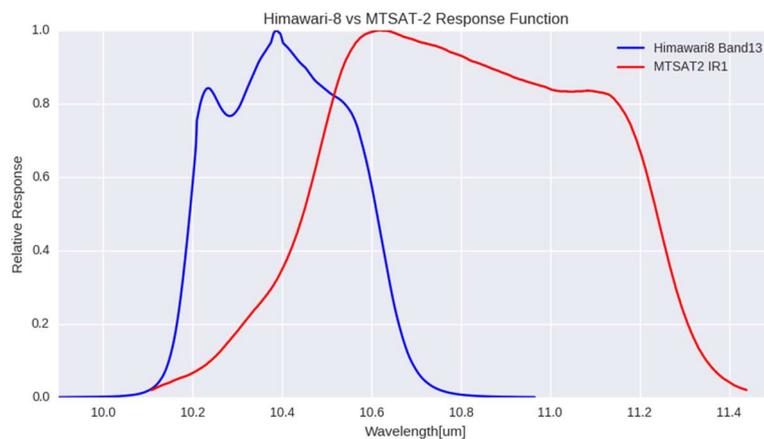


図 1-2-37 バンド 13 と MTSAT-2 の赤外 1 (IR1 : 10.8 μm) の応答関数 (縦軸 : 相対応答、横軸 : 波長)

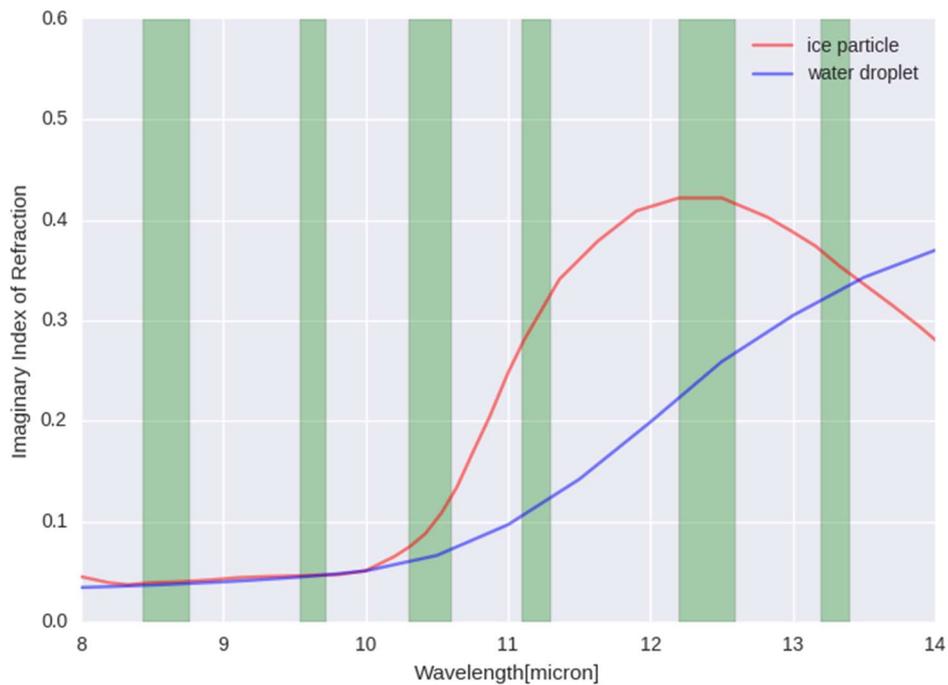


図 1-2-38 赤外域の各観測波長帯（緑色の波長帯）の水滴・氷晶に対する複素屈折率虚部（消衰係数：吸収に関わる）（縦軸：消衰係数、横軸：波長）（Hale and Query, 1973 (water)および Warren, 1984 (ice)より作成）

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）。

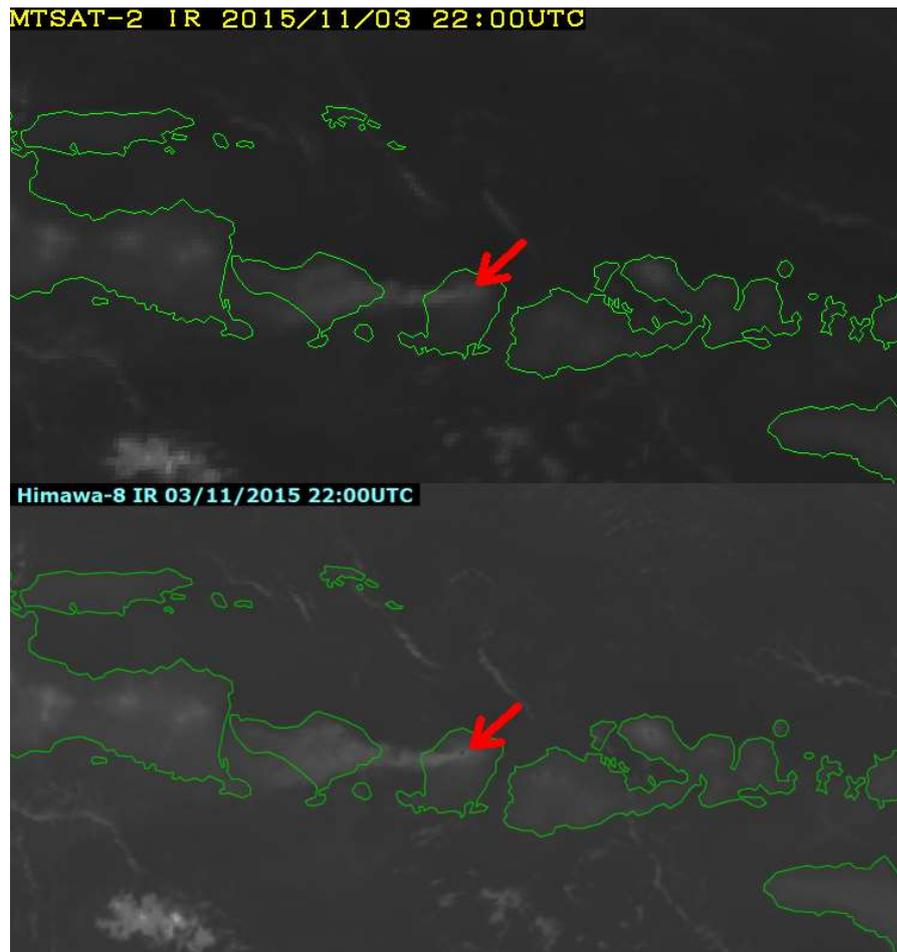


図 1-2-39 水平解像度の向上による微細な構造（火山火口のホットスポット）が識別できる例
MTSAT-2のIR1（10.8 μm ）画像（上）、ひまわり8号のバンド13画像（下）

n) バンド14（11.2 μm ）

バンド14は11.2 μm 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 μm 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 μm バンドの応答関数はバンド13、バンド14の間に位置しており、これら3つのバンドは画像特性もよく似ている。

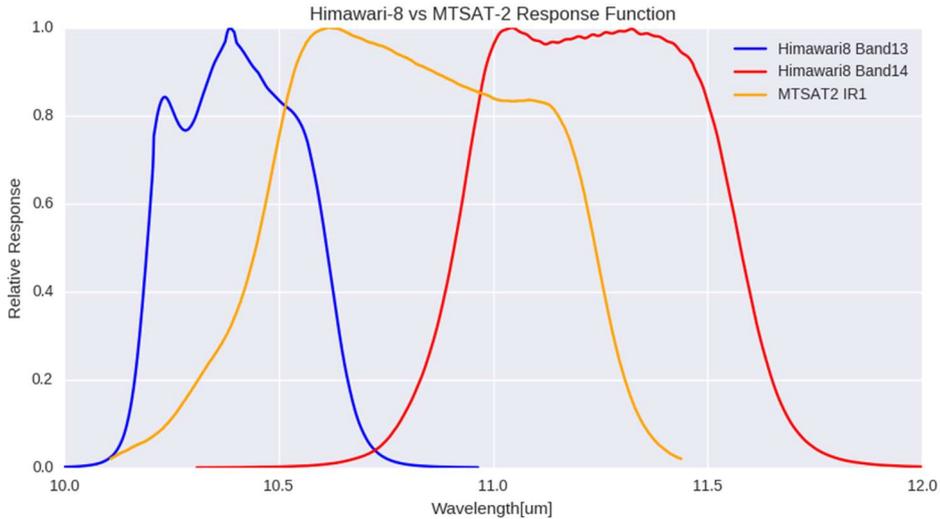


図 1-2-40 ひまわり 8号のバンド 13 とバンド 14 及びひまわり 7号の赤外 1 (10.8 μm バンド) の応答関数 (縦軸：相対応答、横軸：波長)

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

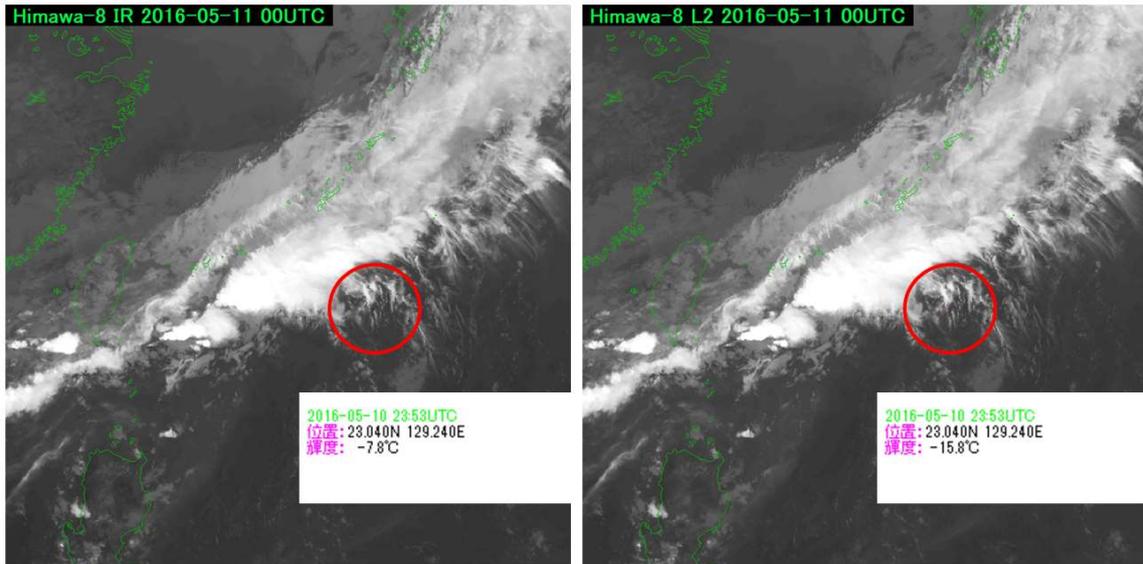


図 1-2-41a バンド 13 と 14 における観測輝度温度の比較
左図はバンド 13 (観測輝度温度: -7.8°C)、右図はバンド 14 (観測輝度温度: -15.8°C)

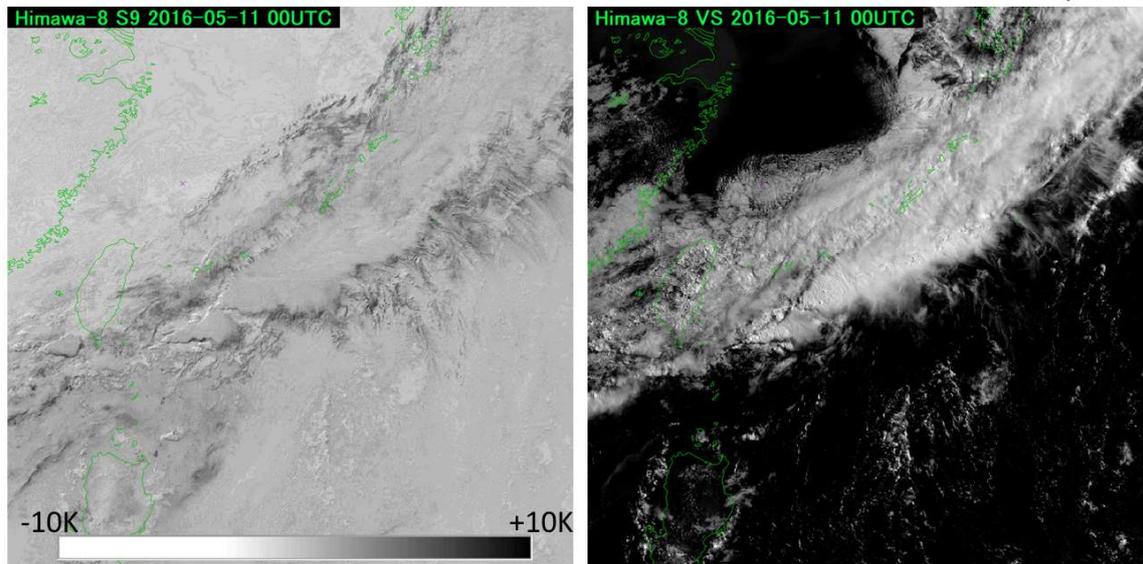


図 1-2-41b バンド 13 と 14 における観測輝度温度の比較
左図はバンド 13 と 14 の差分画像、右図はバンド 3 画像 (参考)

o) バンド 15 (12.4 μm)

バンド 15 は 12.4 μm 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。

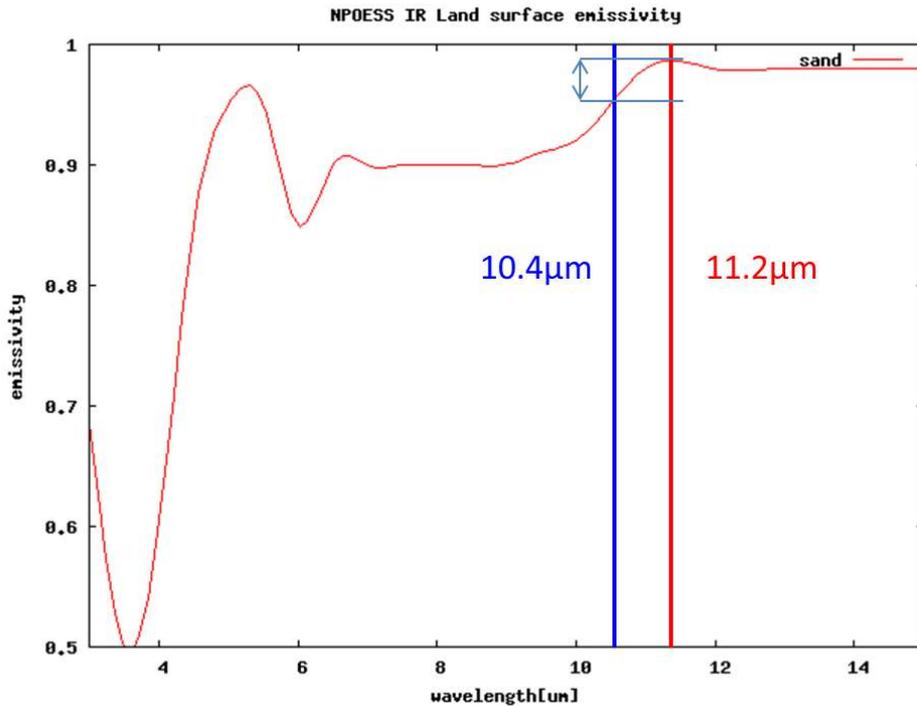


図 1-2-42 CRIM (放射伝達モデル) で使用している地表面の射出率 (砂地の例)

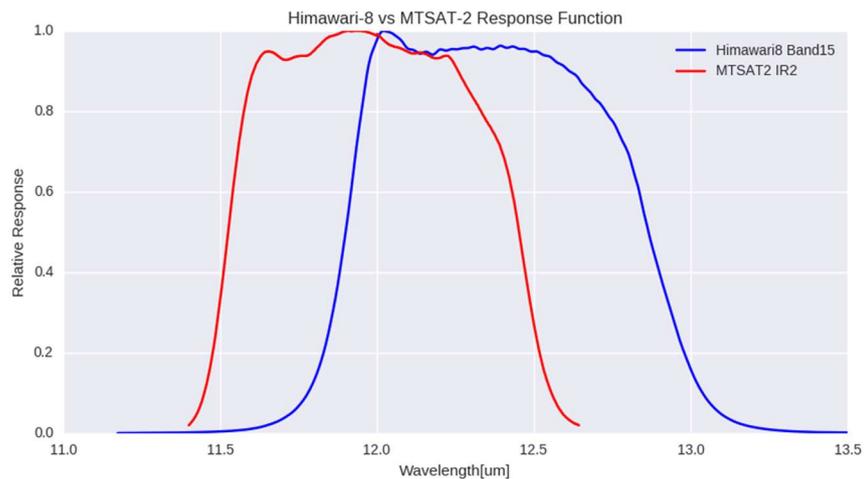


図 1-2-43 バンド 15 と MTSAT-2 の IR2 (12.0 μm) バンドの応答関数 (縦軸：相対応答、横軸：波長)

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 μm)

バンド16は、13.3 μm 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 μm 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。

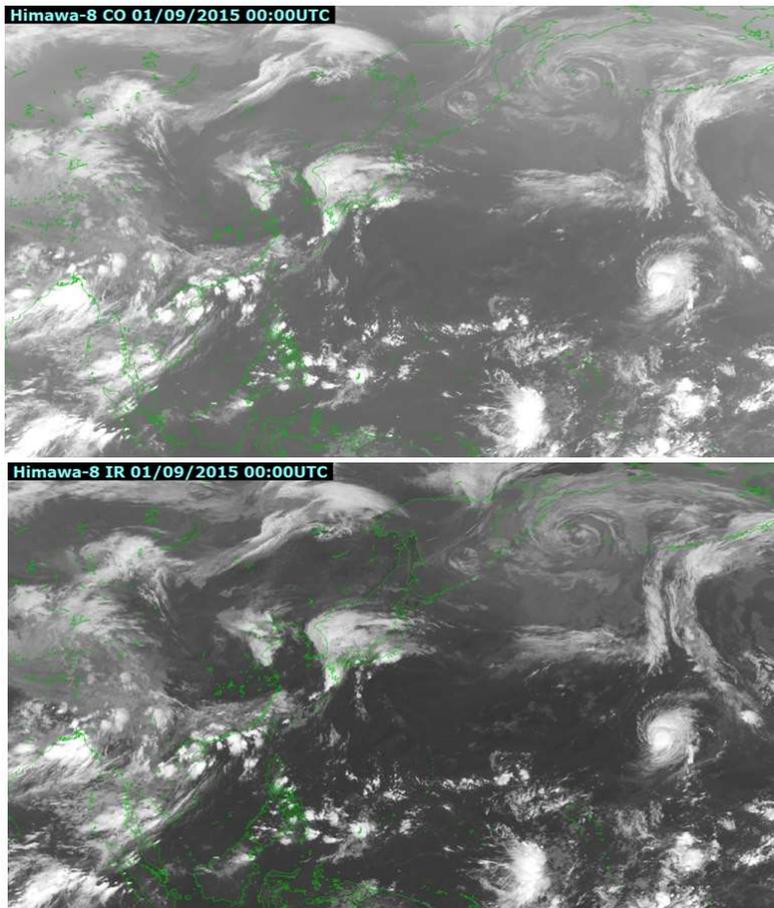


図1-2-44 バンド16（上）とバンド13（下）の画像比較

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。

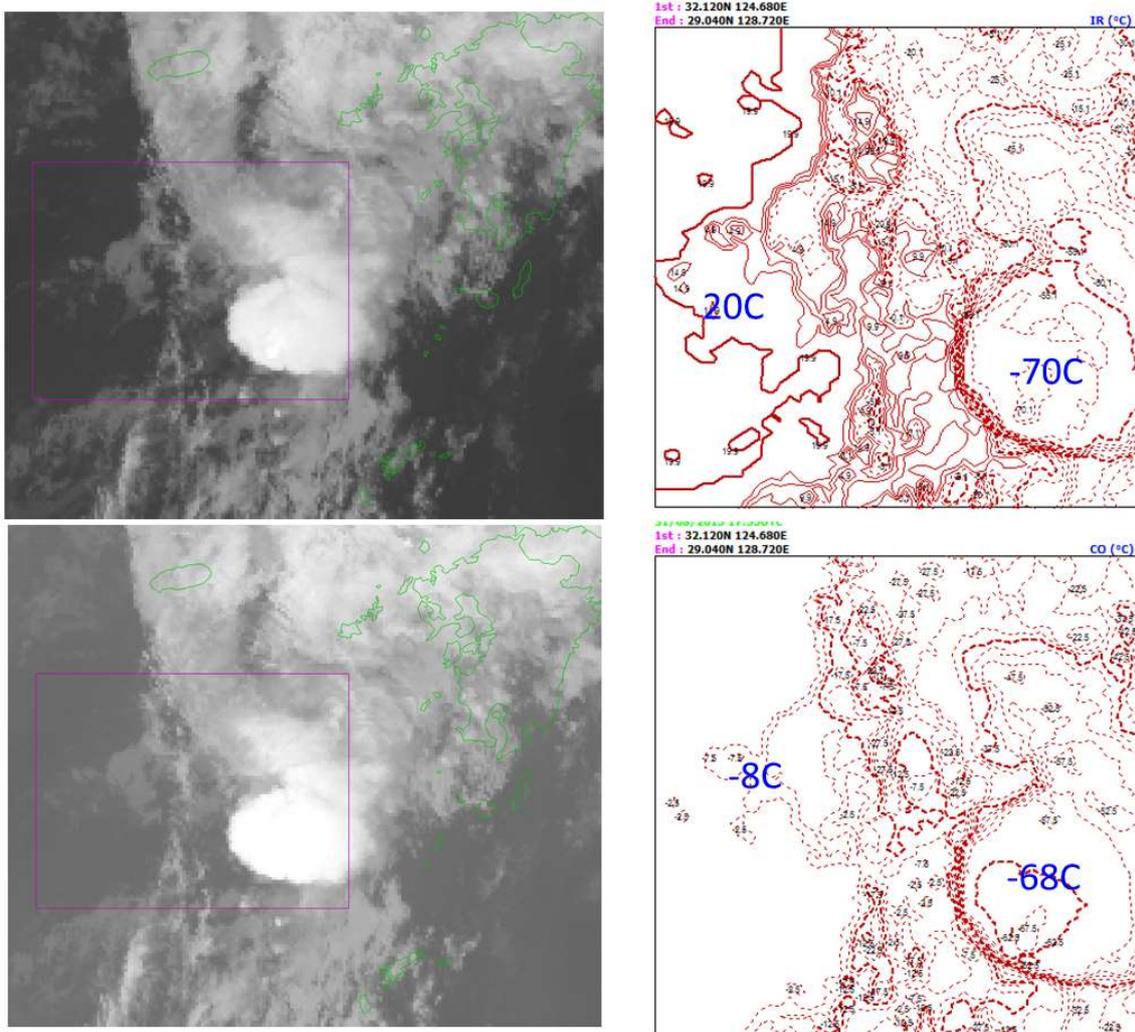


図 1-245 バンド 13 (上) とバンド 16 (下) の画像・輝度温度の比較
 右側の輝度温度の等値図は左側の画像の一部をそれぞれ拡大したもの

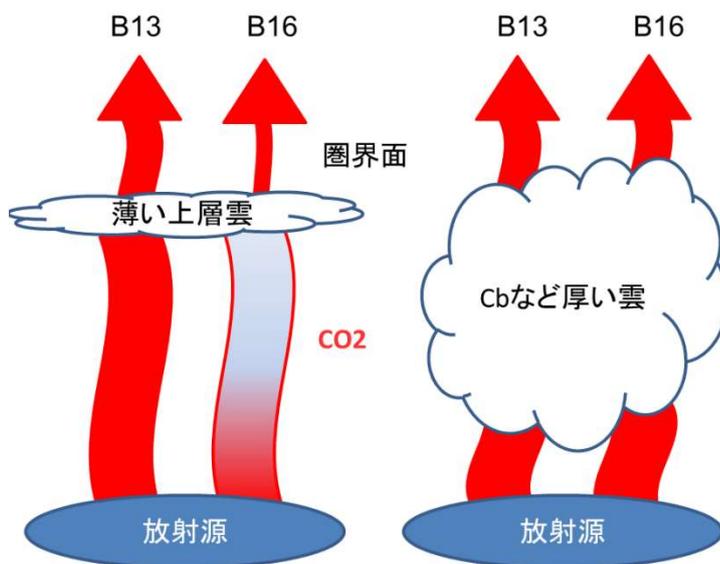


図 1-246 バンド 16 画像とバンド 13 画像の輝度温度の違い

(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 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。

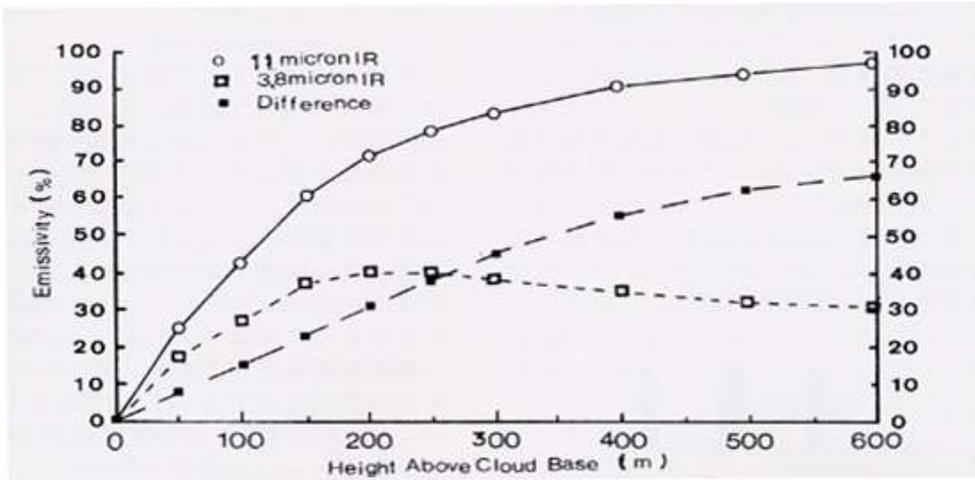


図 1-2-47 層積雲（雲水量 0.1 gm^3 ）の雲厚と射出率の関係（Ellrod, 1995）

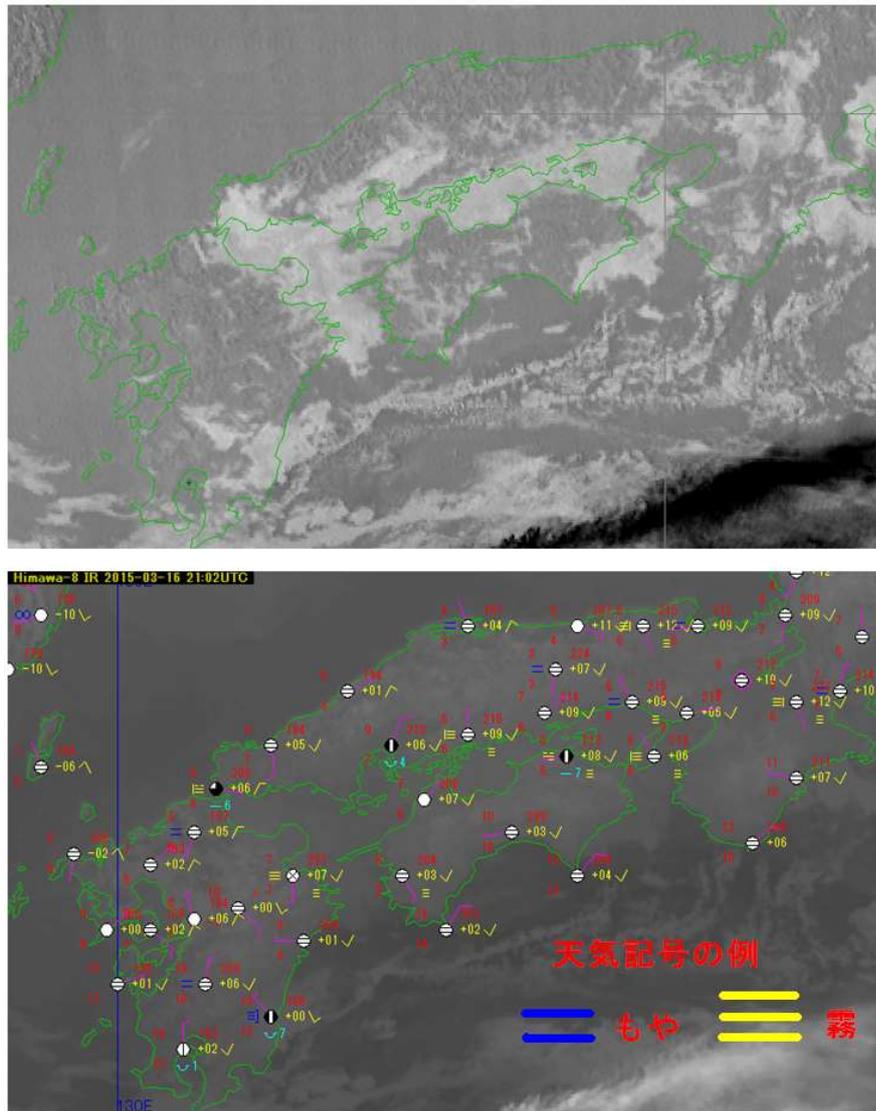


図 1-2-48 霧の事例

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。

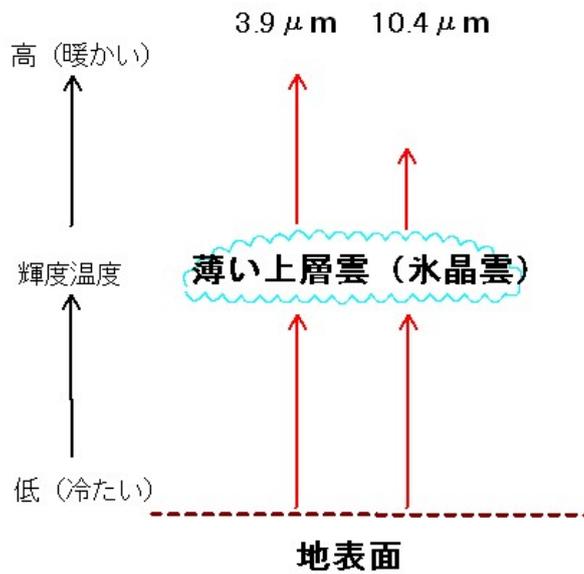
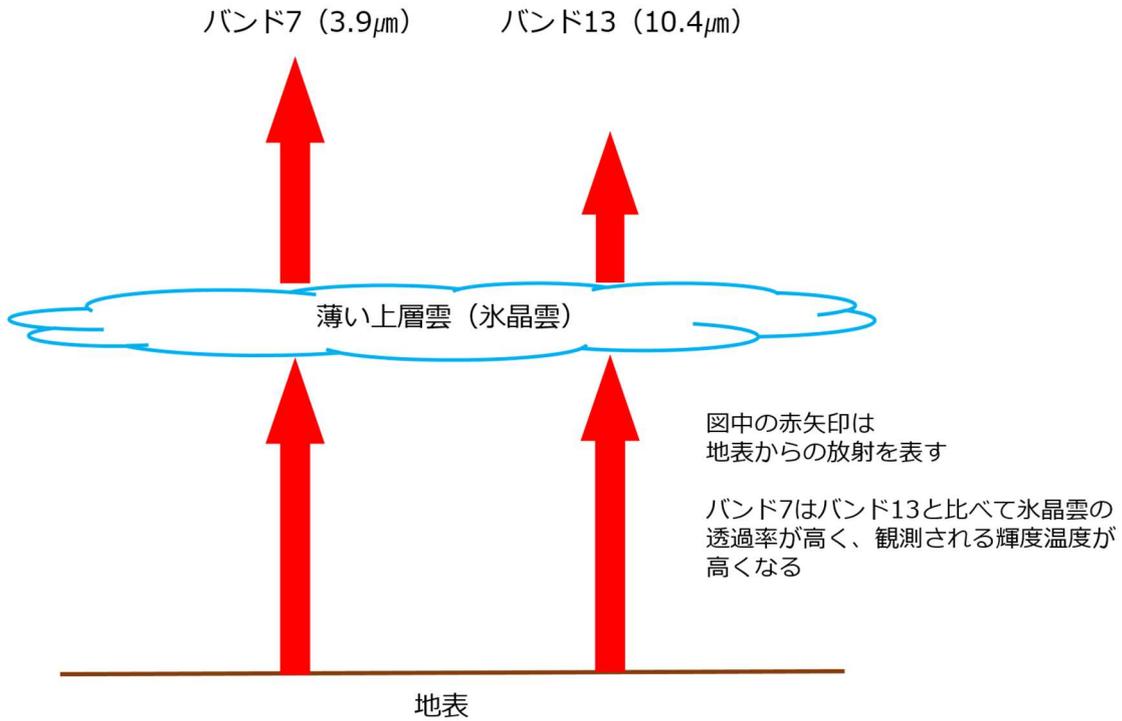


図1-249 バンド7とバンド13における薄い上層雲からの放射

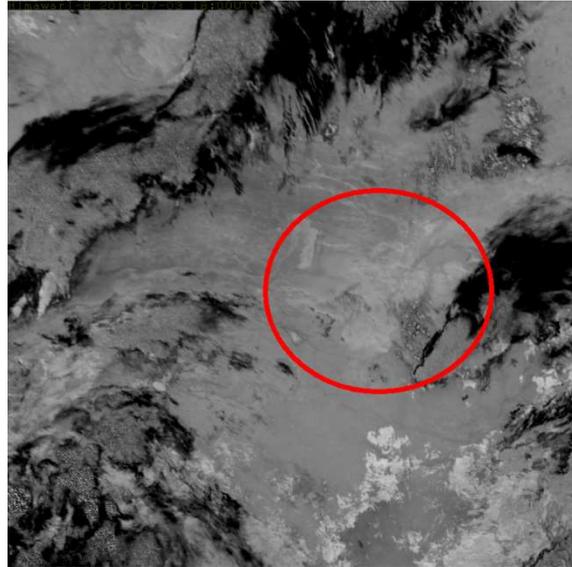


図 1-2-50 ゴビ砂漠付近の夜間のバンド7と13の差分画像
砂漠の領域（赤丸付近）がやや明るく表示されている。

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。

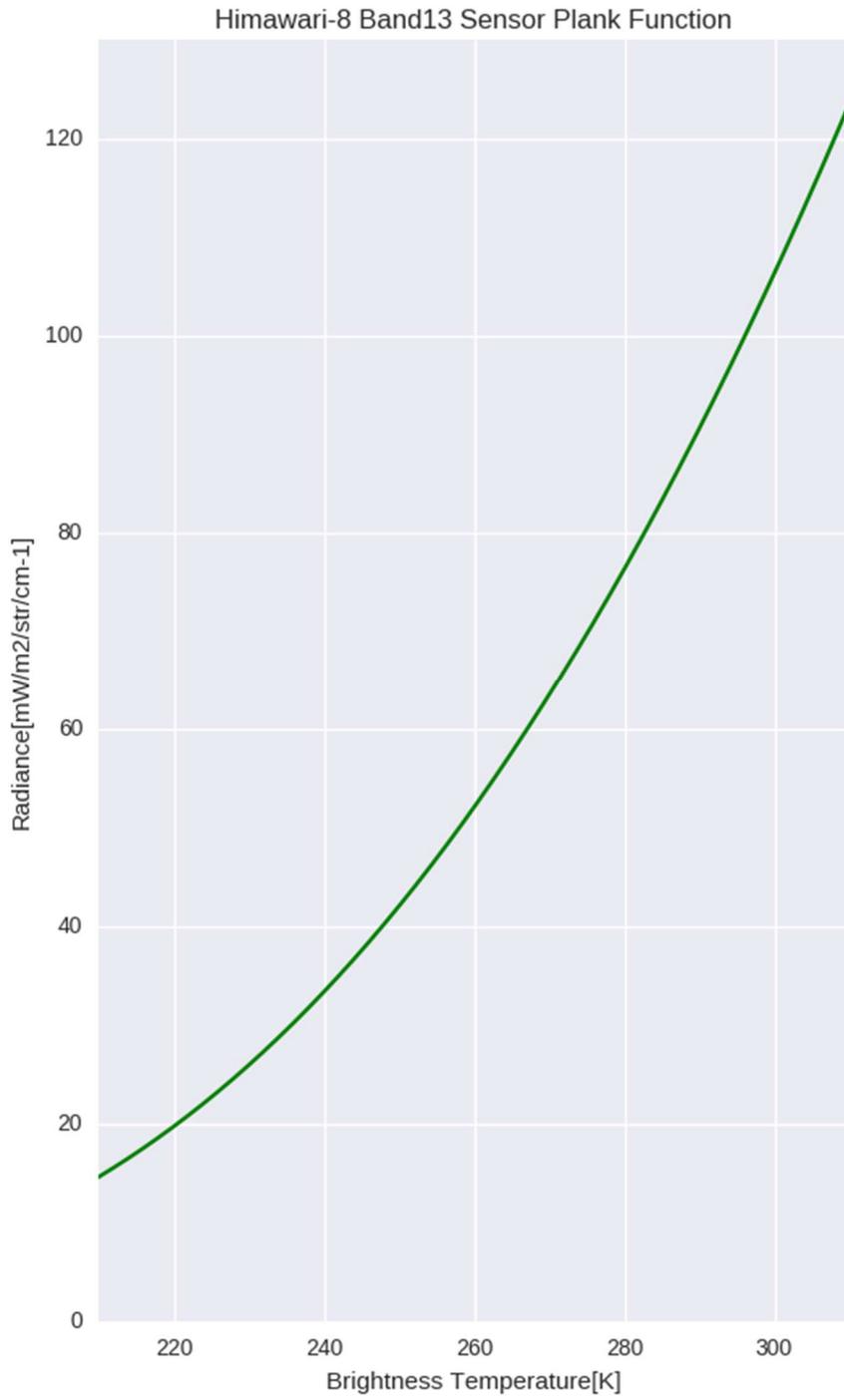


図 1-2-51 10.4 μm帯の温度と放射の関係（縦軸＝放射輝度、横軸＝輝度温度）

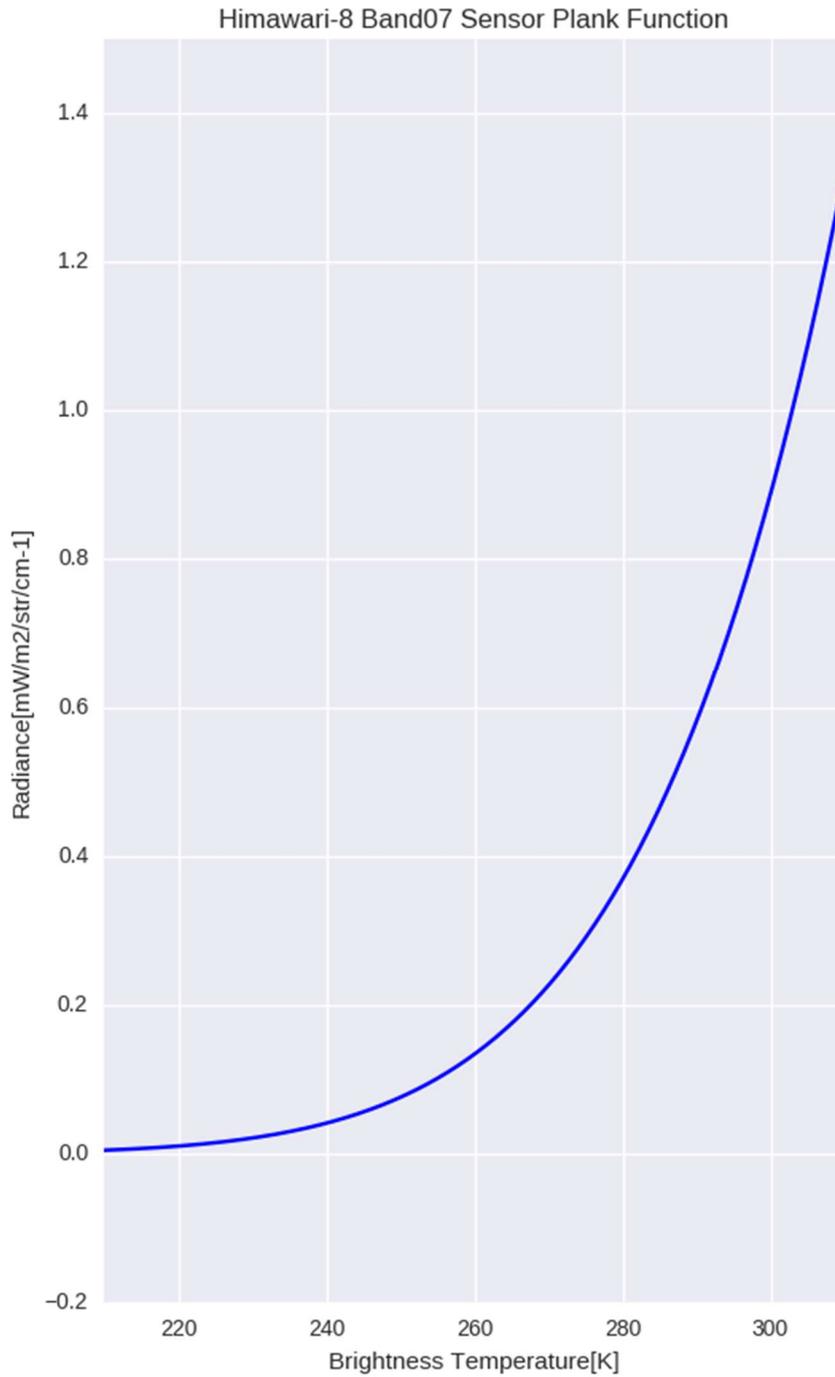


図 1-2-52 3.9 μm 帯の温度と放射の関係（縦軸＝放射輝度、横軸＝輝度温度）

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）。

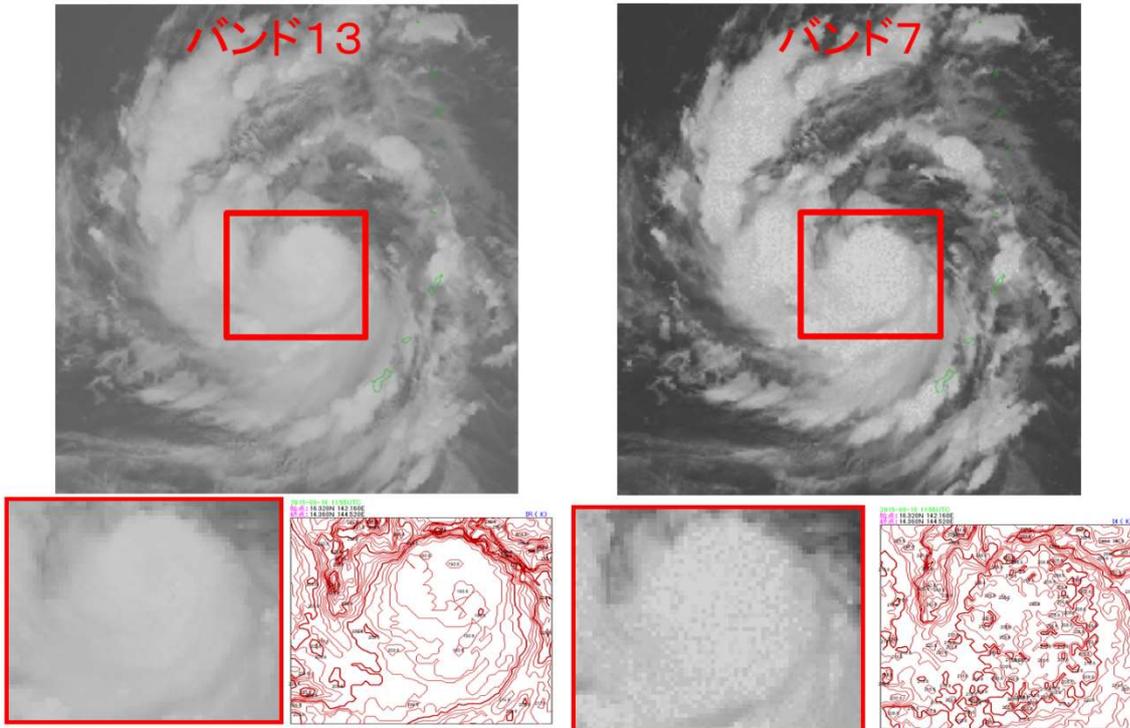


図 1-2-53 バンド 13 とバンド 7 の画像の低温域（2015 年台風 15 号の中心付近）の例
左側がバンド 13、右側がバンド 7

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 μm)」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 μm、バンド 11-バンド 13 : 8.6-10.4 μm）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。

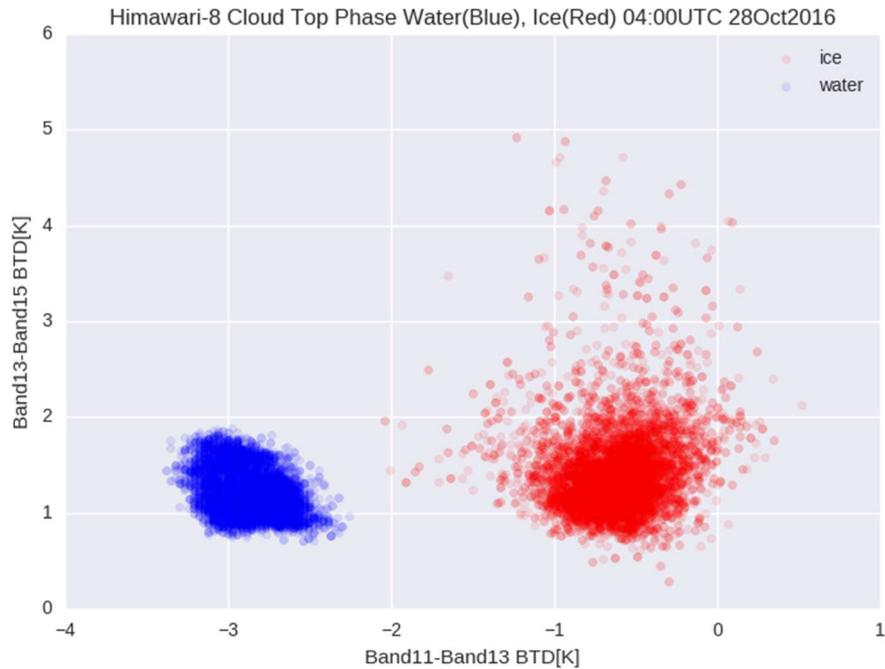


図 1-2-54 雲頂が水滴（青色）または氷晶（赤色）の雲域における輝度温度の差分の比較散布図
 (縦軸バンド 13-バンド 15 : 10.4-12.4 μm 、横軸バンド 11-バンド 13 : 8.6-10.4 μm)

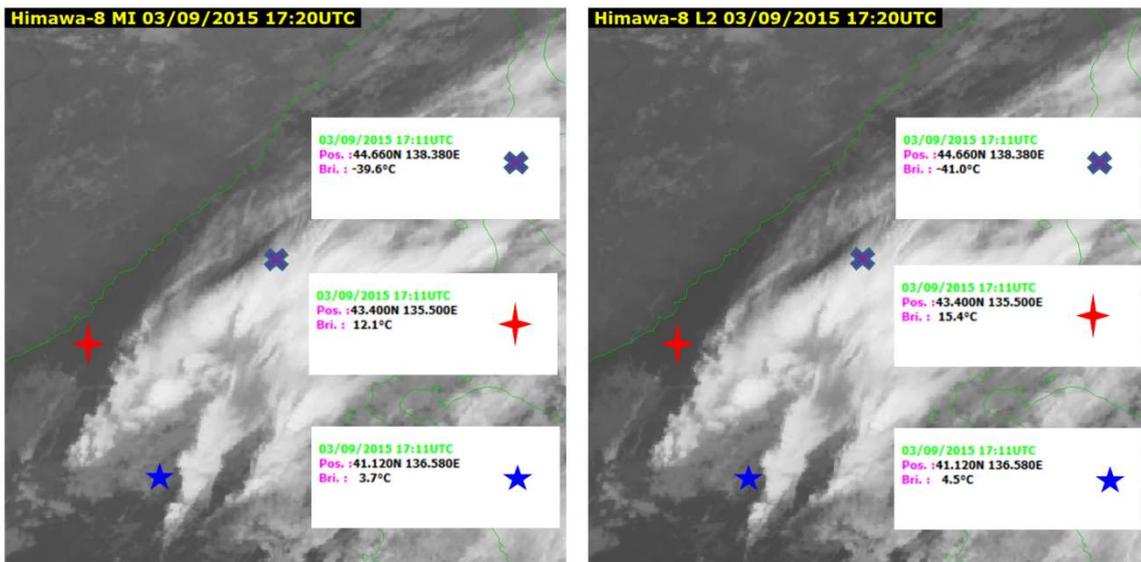


図 1-2-55 バンド 11（左）とバンド 14（右）の輝度温度比較の例

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 μm ）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で示す赤外の大气窓領域バンド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。

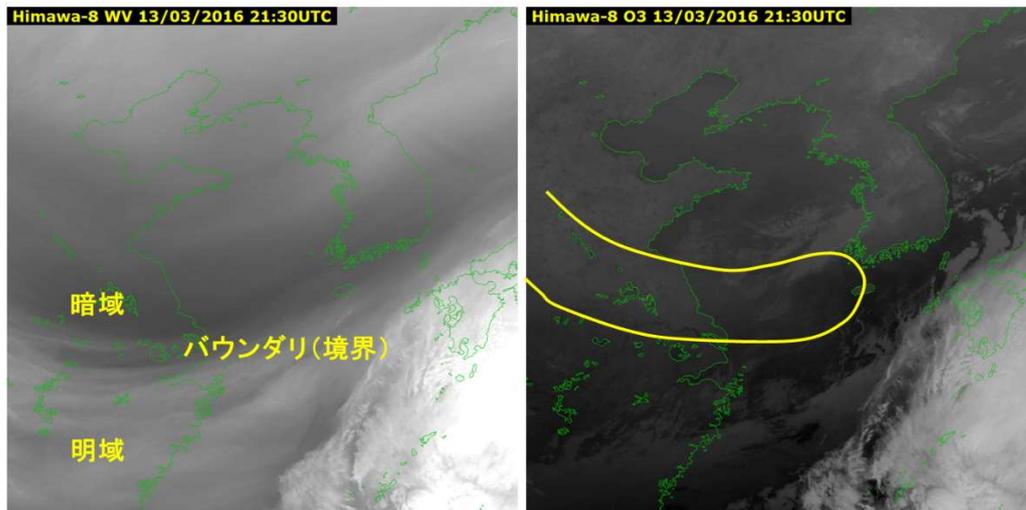


図1-2-56a バンド12画像における白色の筋（White stripes）の例（左図：バンド8、右図：バンド12）

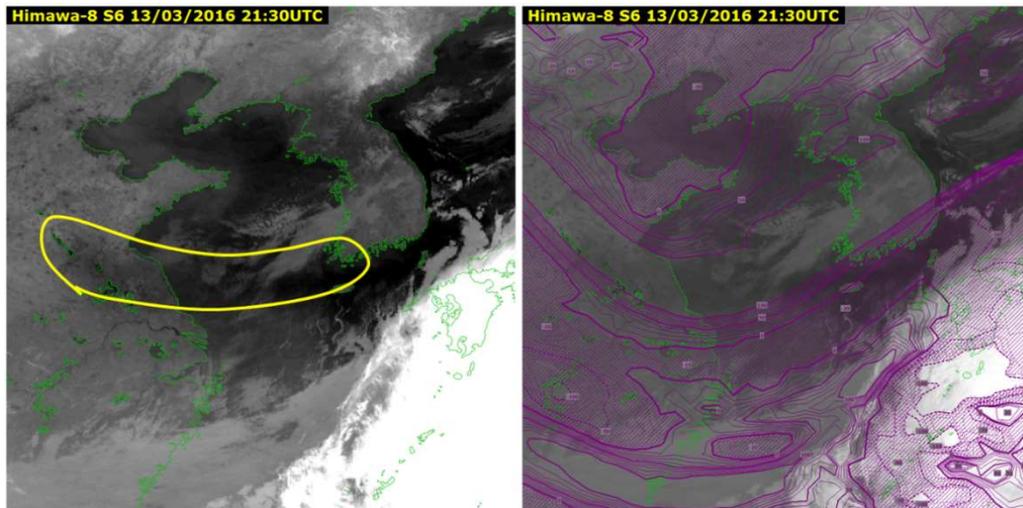


図 1-2-56b 左図はバンド 13 と 12 の差分画像、右図はバンド 12 に GSM (全球モデル) の 300 hPa 温度を重ね合わせて表示。ハッチ (斜線) の無い領域が正の渦度域に対応

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 における渦度域を重ね合わせると、おおよそ正の渦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

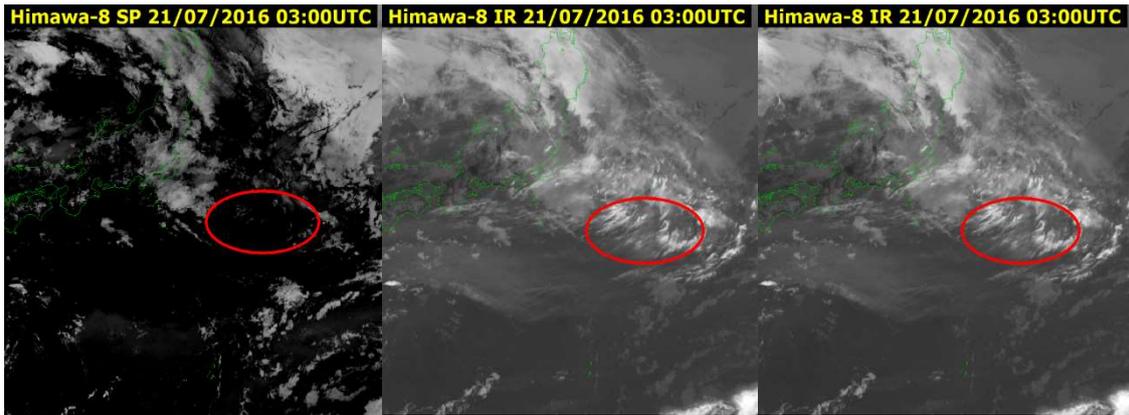
1.2.3 で述べた前述したように、バンド 15 ではバンド 13 に比べて大気中の水蒸気に対する透過率が低い (図 1-2-13)。また他の窓領域に比べて雲の相 (氷晶と水滴) の吸収に与える影響が大きい (図 1-2-38)。この特性により、バンド 15 では薄い上層雲は氷晶による吸収によってバンド 13 よりも輝度温度が低く観測される。バンド 13 との差分画像を差分値が大きいところを暗く、小さいところを明るく表示されるように作成すると (図 1-2-57a)、薄い上層雲に対応する雲域が暗く (黒く) なる (赤い丸枠)。

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）

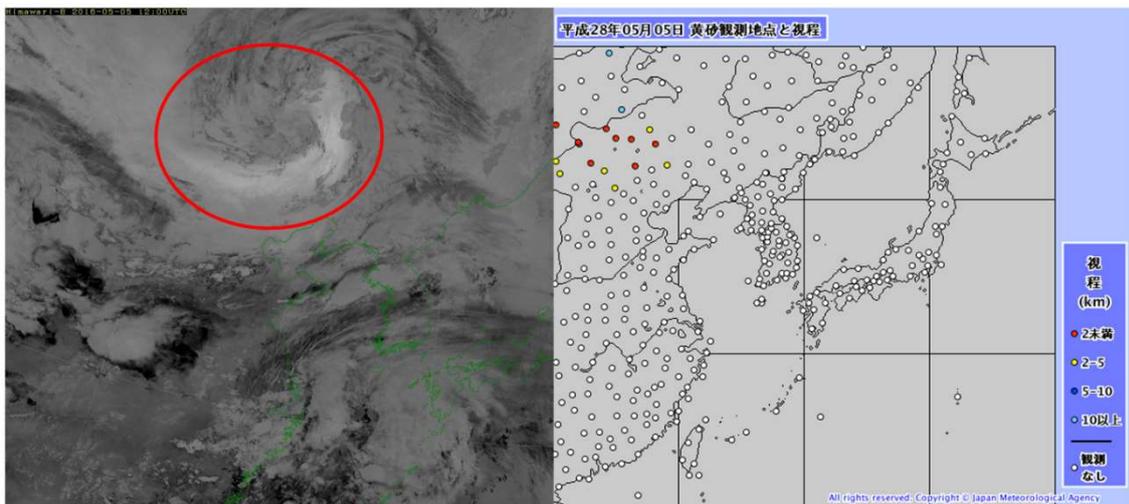


図 1-2-58 差分画像（バンド 13-バンド 15）による黄砂の判別の例

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。

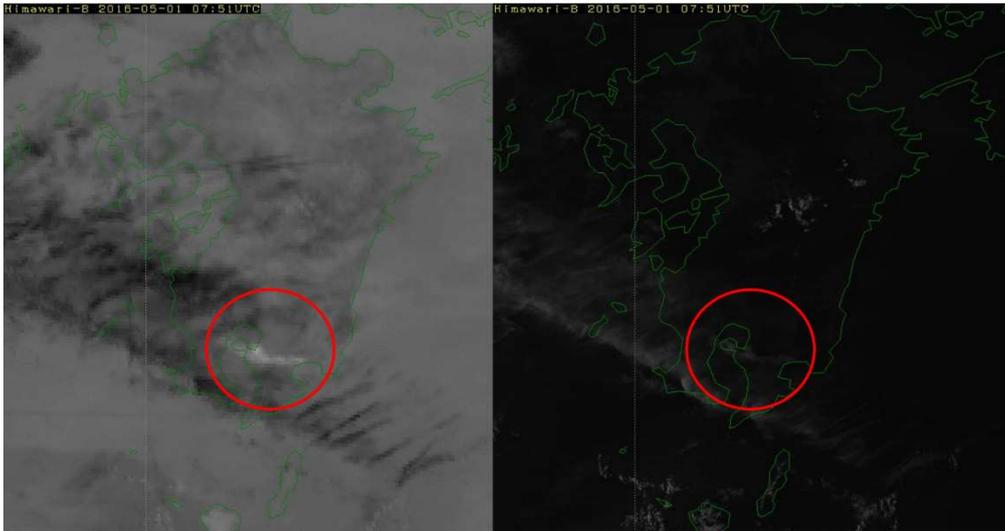


図 1-2-59 桜島の噴火事例（2016年5月）の事例

左図は差分画像（10.4 μ m-12.4 μ 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 μ 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

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

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- μ 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

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

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

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

【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,

(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

(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,

- 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。

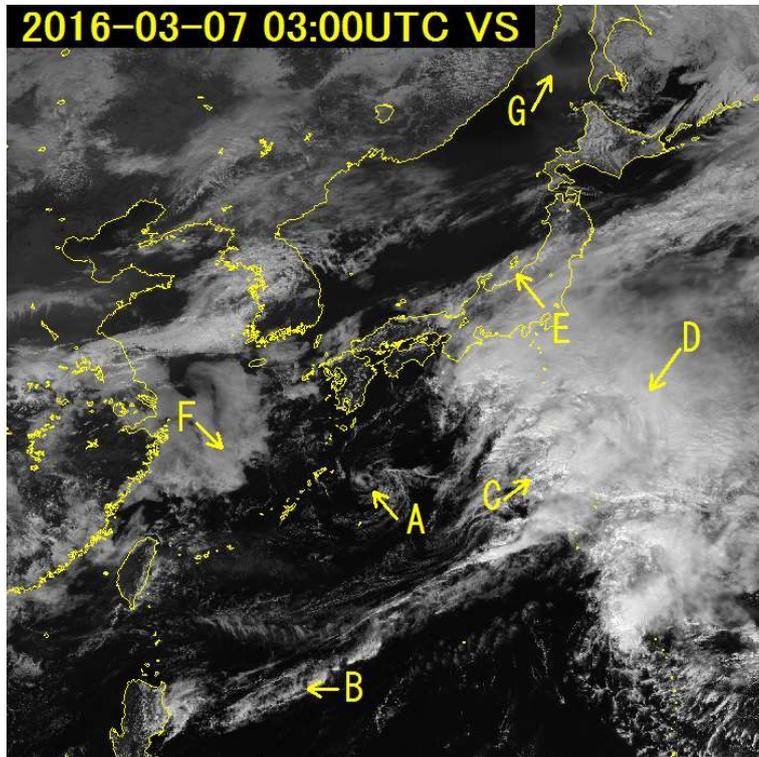


図 1-3-1 2016 年 3 月 7 日 03 UTC 可視画像 (B03)

1. 気象衛星観測の概要

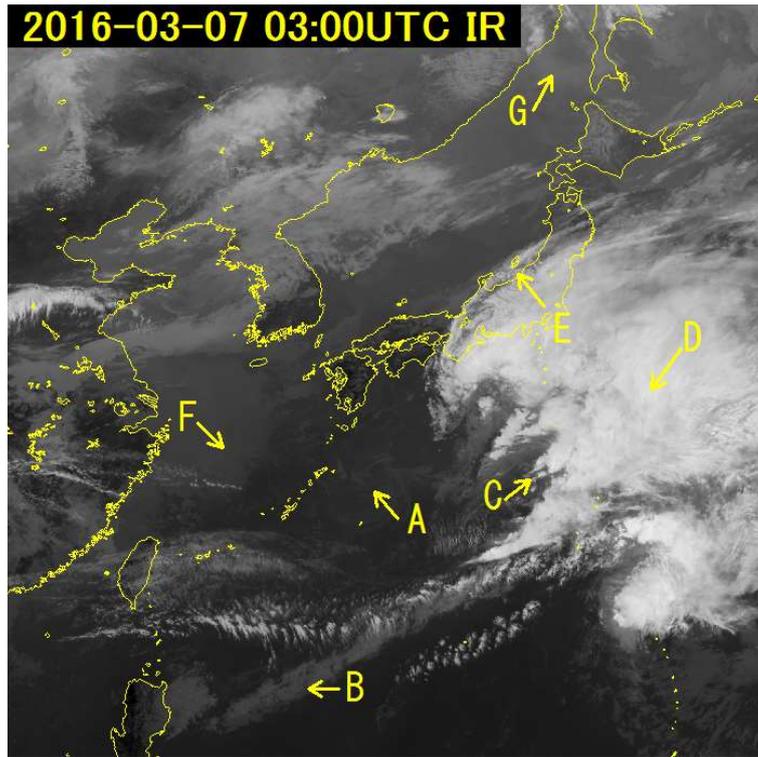


図 1-3-2 2016年 3月 7日 03 UTC 赤外画像 (B13)

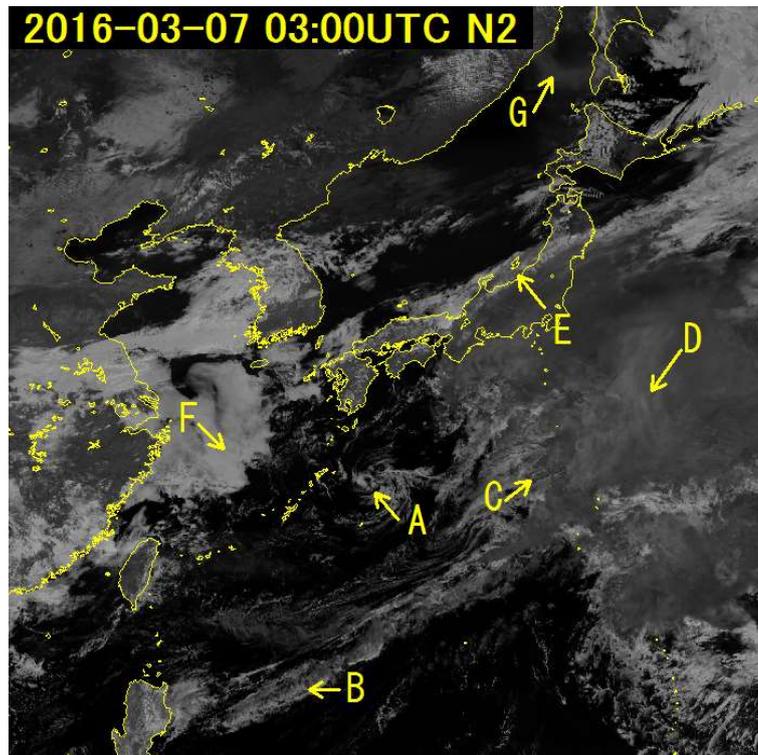


図 1-3-3 2016年 3月 7日 03 UTC 近赤外画像 (B05)

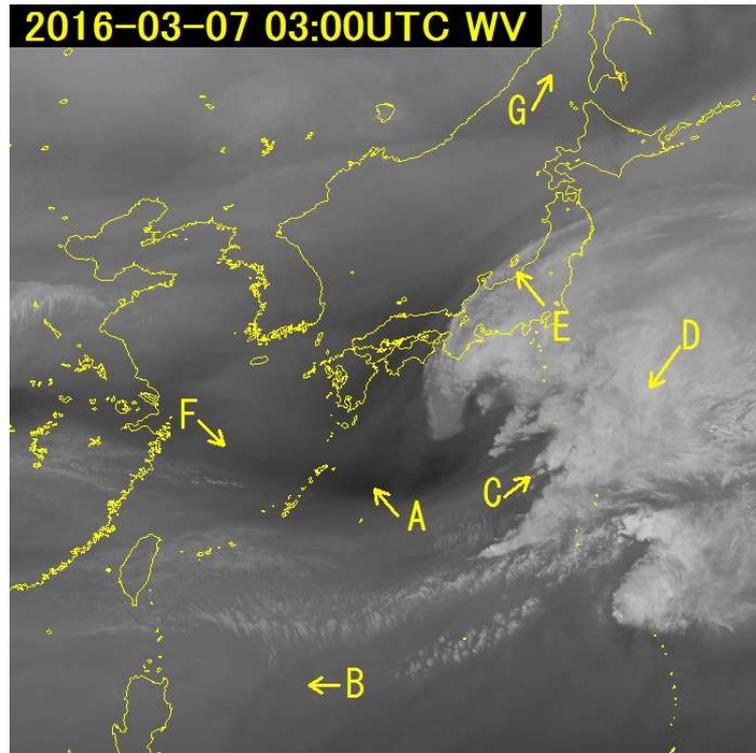


図 1-3-4 2016年3月7日 03 UTC 水蒸気画像 (B08)

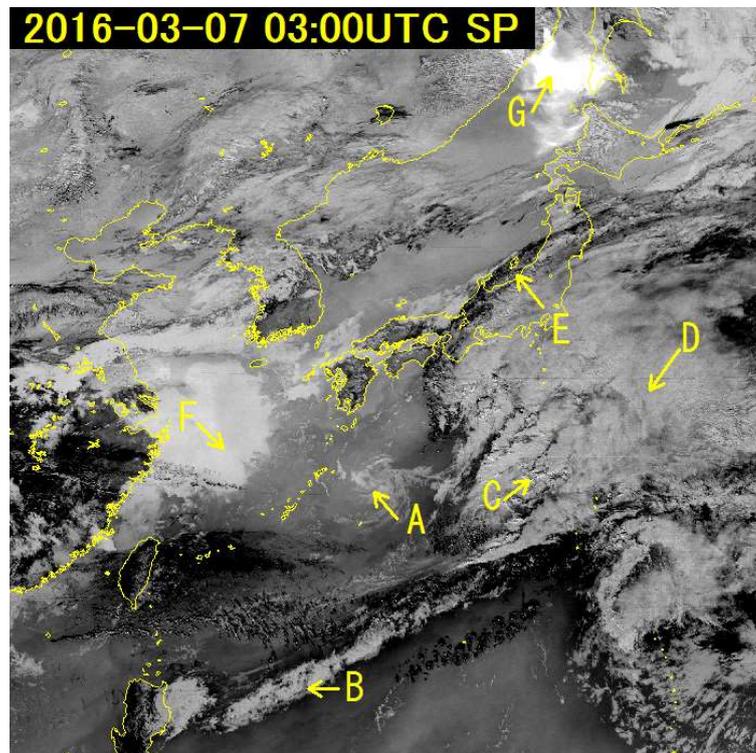


図 1-3-5 2016年3月7日 03 UTC 赤外差分画像 (B13-B15)

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。

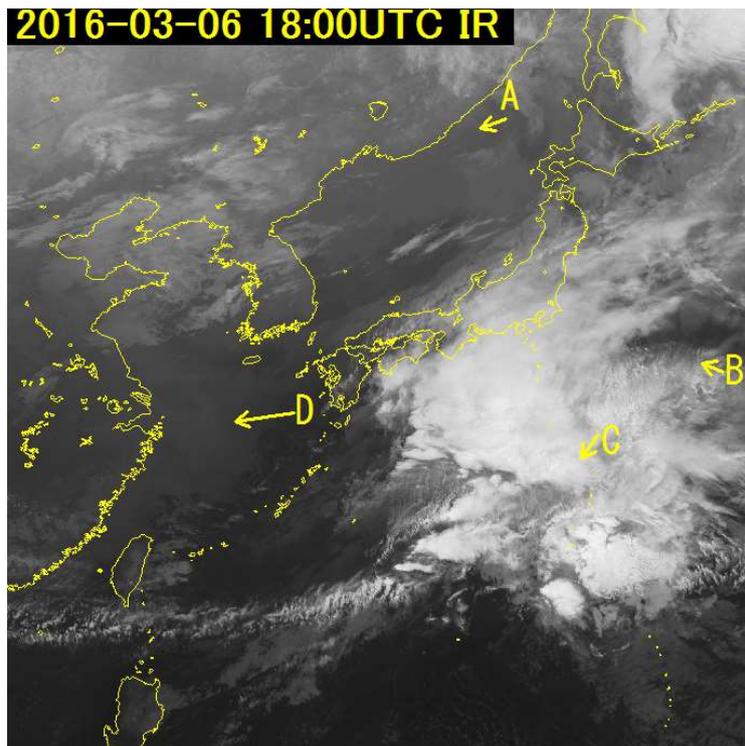


図1-3-6 2016年3月6日18UTC赤外画像（B13）

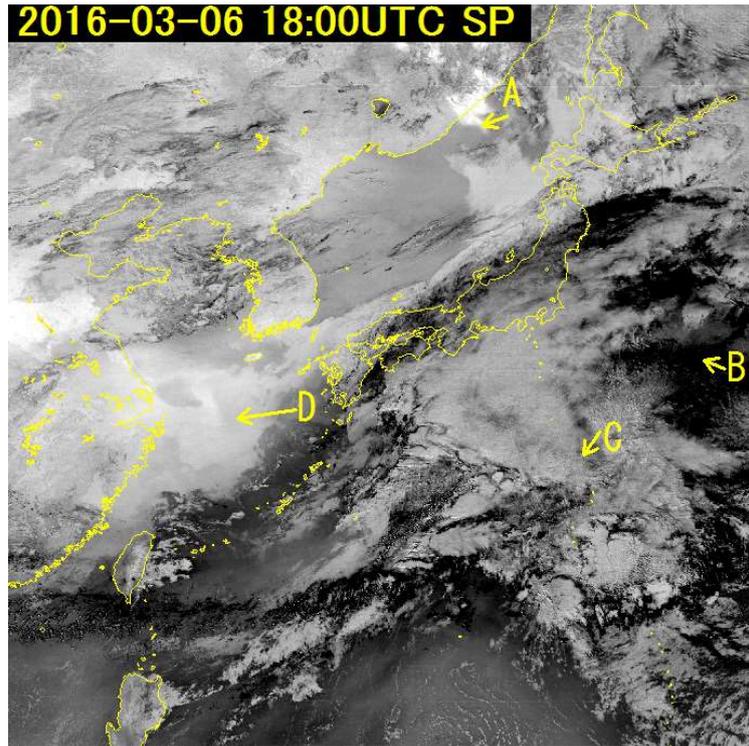


図 1-3-7 2016年 3月 6日 18 UTC 赤外差分画像 (B13-B15)

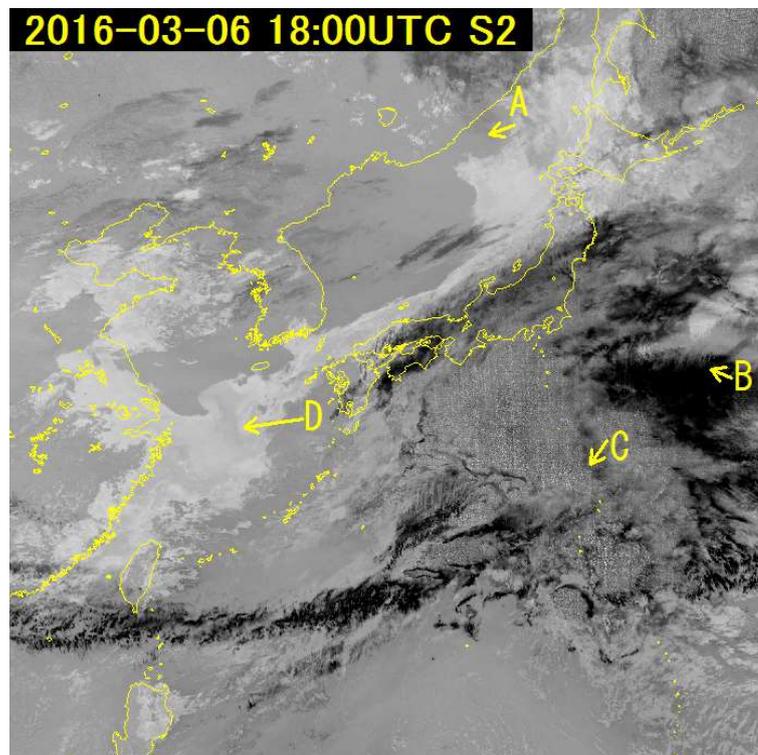


図 1-3-8 2016年 3月 6日 18 UTC 赤外差分画像 (B07-B13)

1. 気象衛星観測の概要

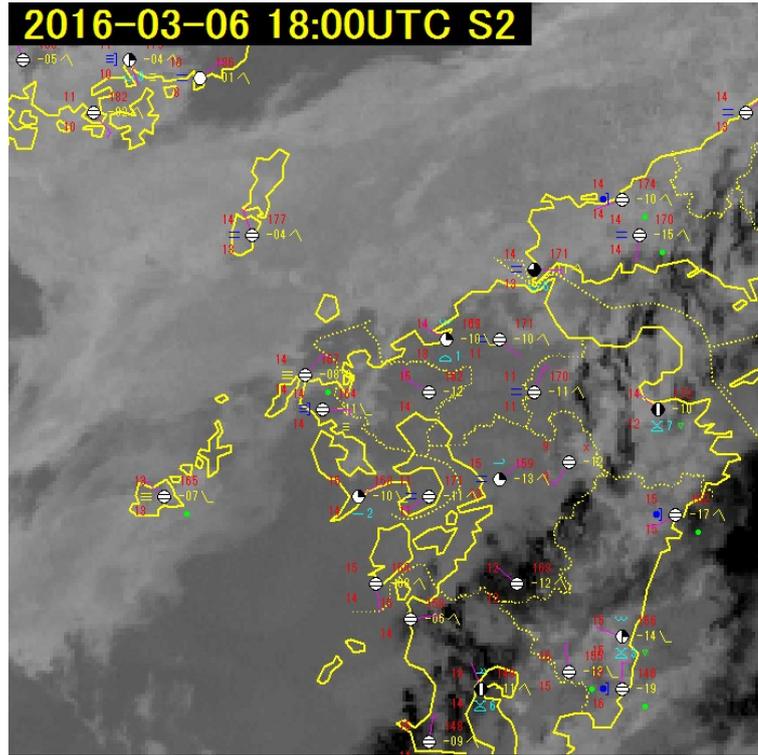


図 1-3-9 2016年3月6日18UTC 赤外差分画像 (B07-B13) と地上気象観測

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。

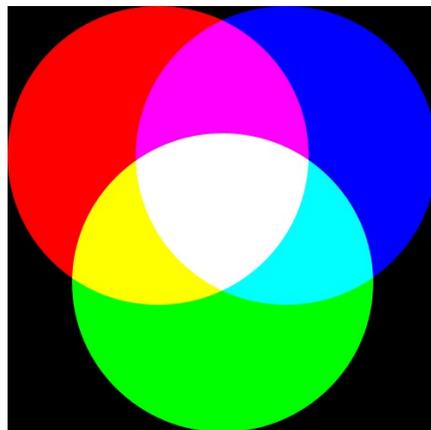


図 1-4-1 光の三原色

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 μm)、バンド 2 (0.51 μm)、バンド 1 (0.47 μm) 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。

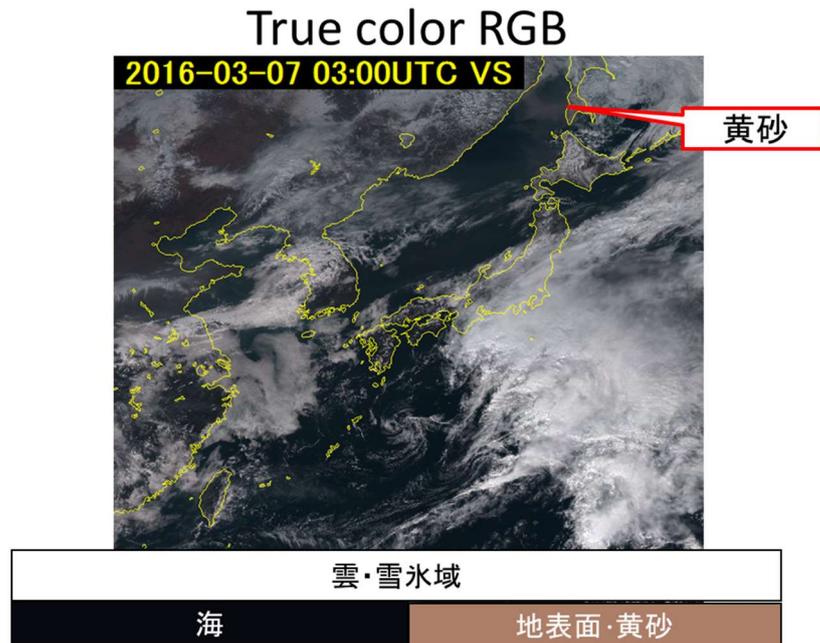


図 1-4-2 True color RGB 合成画像の色見本

(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。

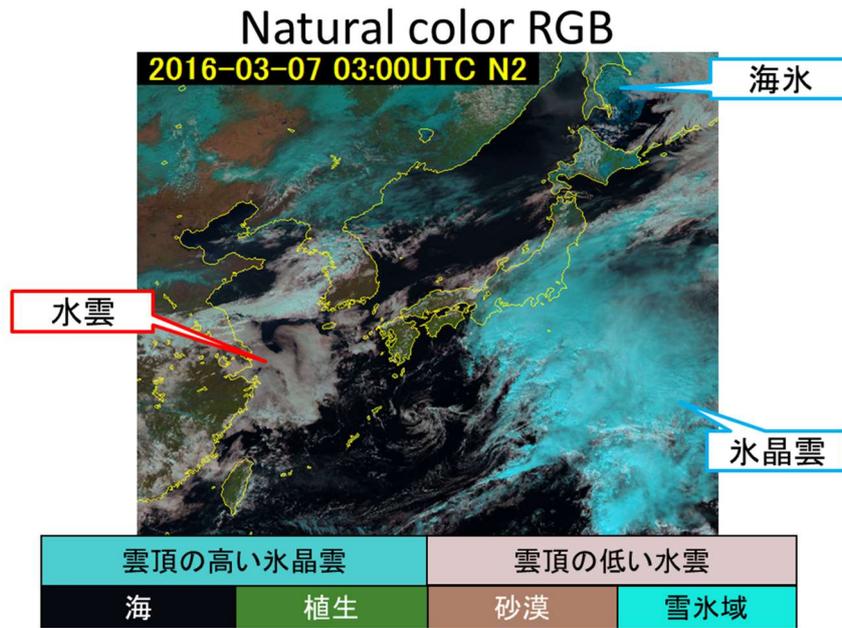


図 1-4-3 Natural color RGB 合成画像の色見本

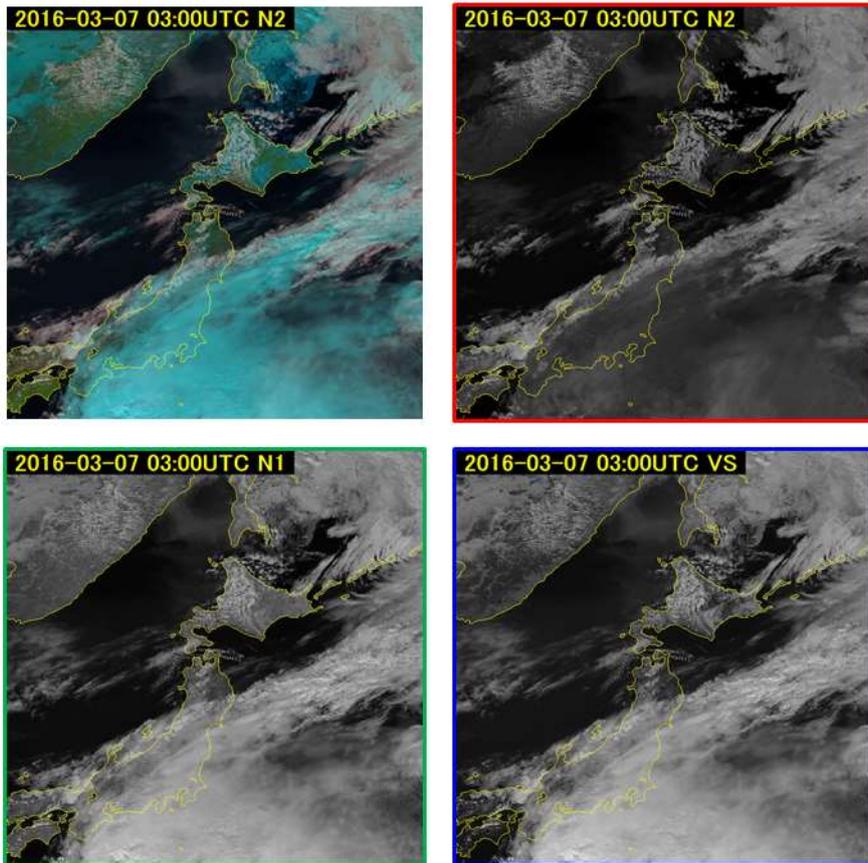


図 1-4-4 Natural color RGB 合成画像 (左上) と合成に使われている画像 (右上: バンド5 (赤)、左下: バンド4 (緑)、右下: バンド3 (青))

(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)。

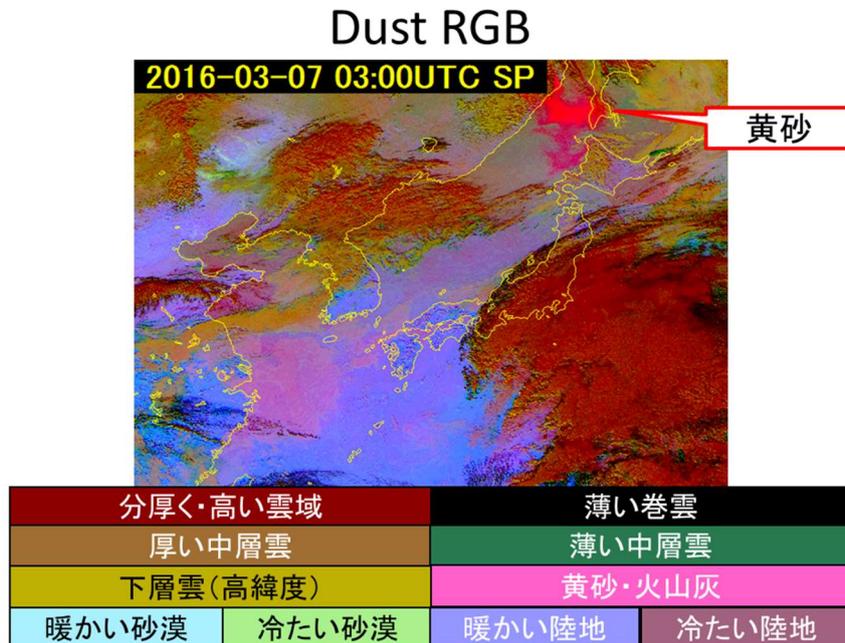


図 1-4-5 Dust RGB 合成画像の色見本

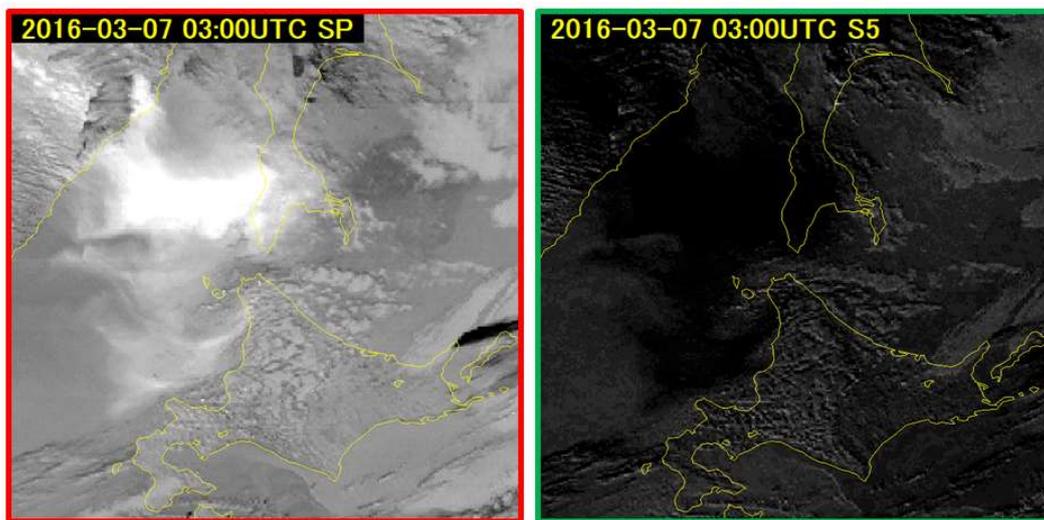


図 1-4-6 Dust RGB 合成画像に使われている差分画像

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 μm) とバンド10 (7.3 μm) の差分画像 (B08-B10)、バンド12 (9.6 μm) とバンド13 (10.4 μm) の差分画像 (B12-B13)、バンド8 (6.2 μm) 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。

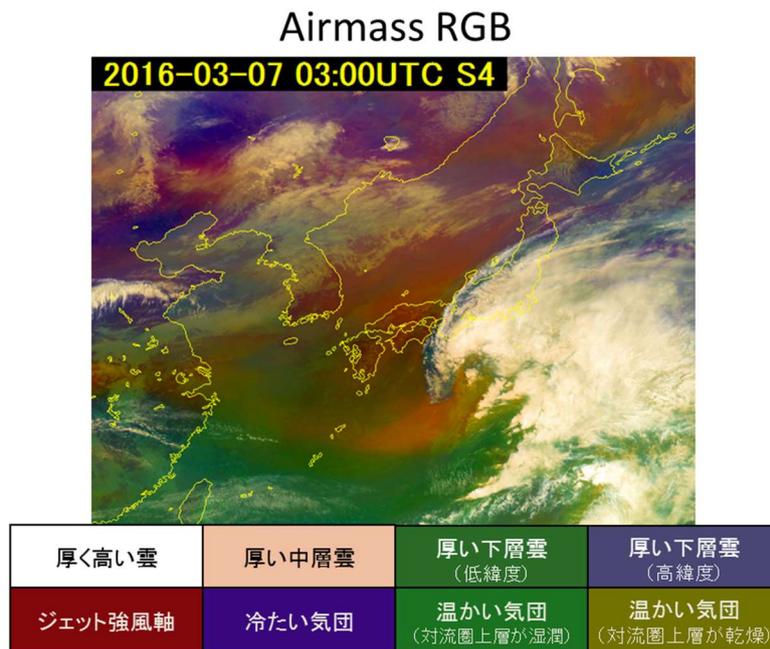


図 1-4-7 Airmass RGB 合成画像の色見本

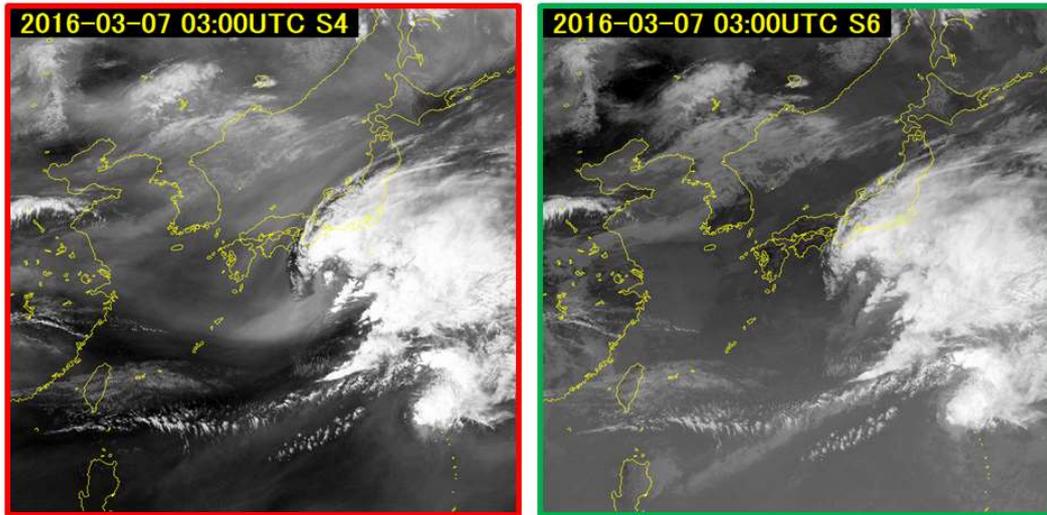


図 1-4-8 Airmass RGB 合成画像に使われている差分画像

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。

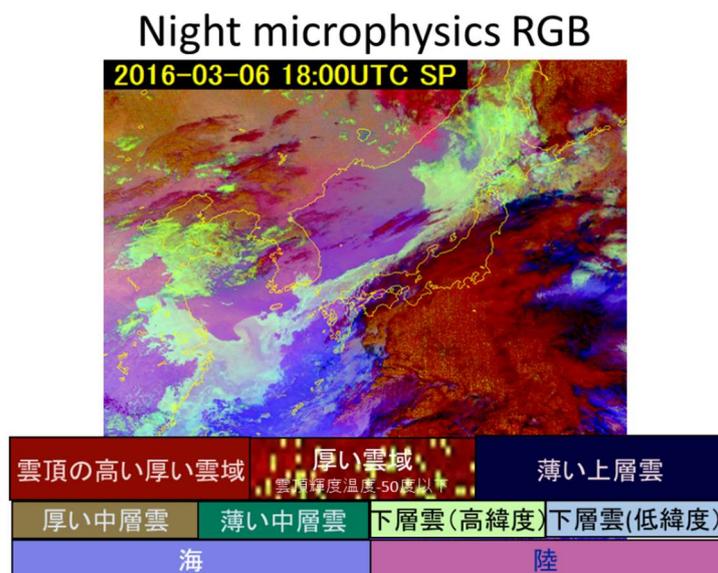


図 1-4-9 Night microphysics RGB 合成画像の色見本

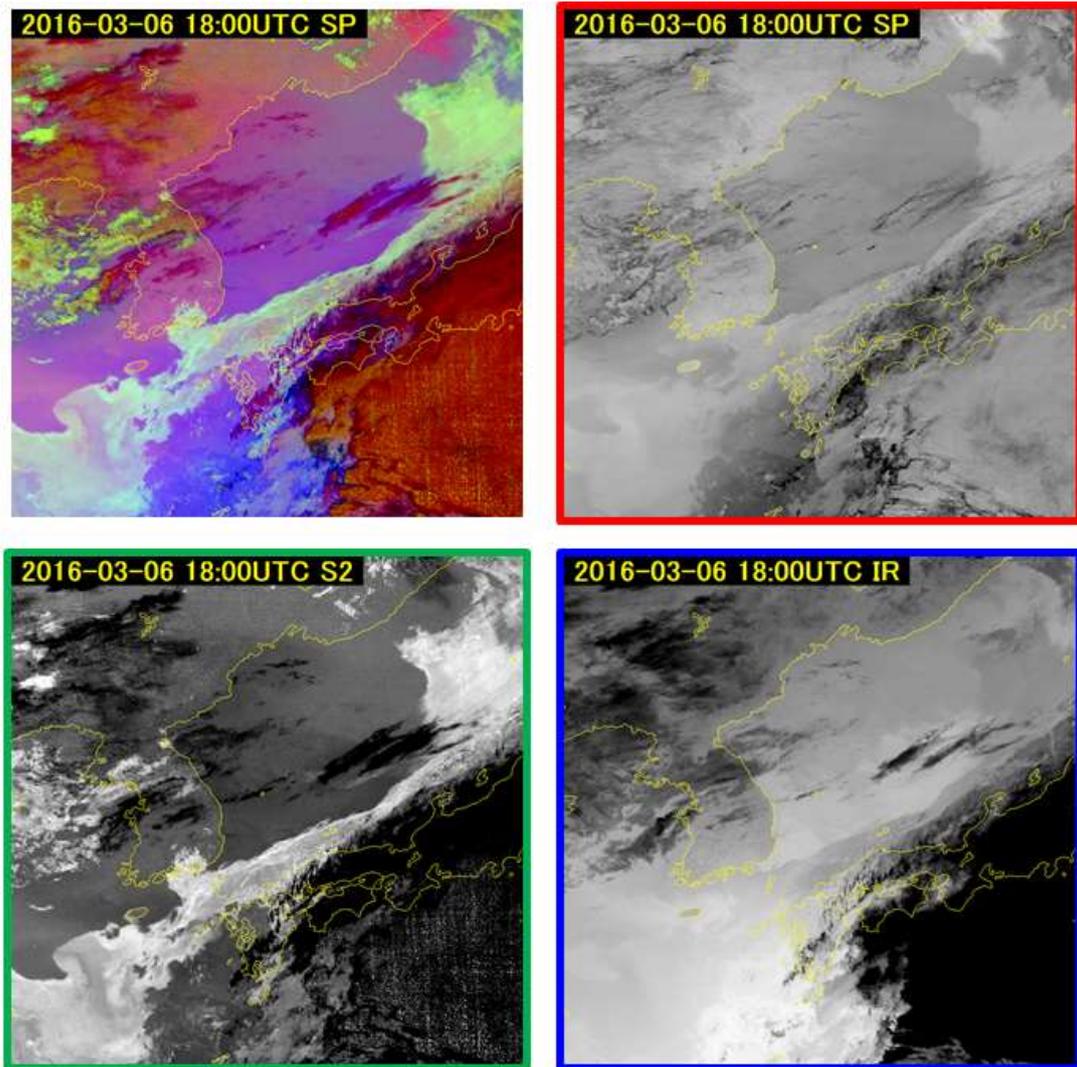


図 1-4-10 Night microphysics RGB 合成画像（左上）と合成に使われている画像
 右上：B15-B13の差分（赤）、左下：B13-B07の差分（緑）、右下：B13（反転）（青）

(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 1-4-11)。

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 1-4-12)
- ・ 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

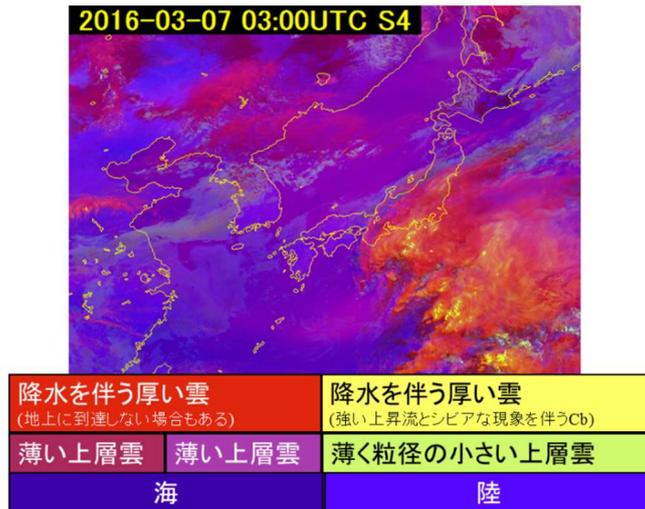


図 1-4-11 Day Convective Storms RGB 合成画像の色見本

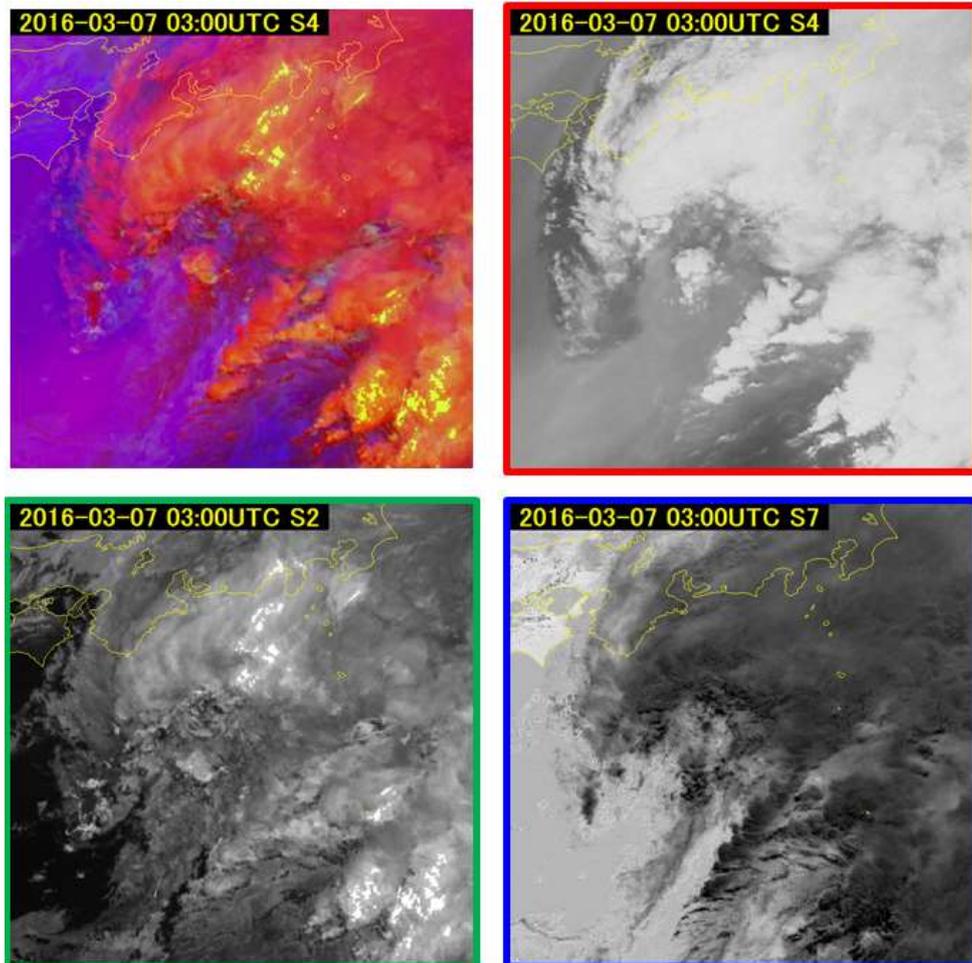


図 1-4-12 Day Convective Storms RGB 合成画像 (左上) と合成に使われている画像
 右上: B08-B10 差分 (赤)、左下: B07-B13 差分 (緑)、右下: B05-B03 差分 (青)

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。

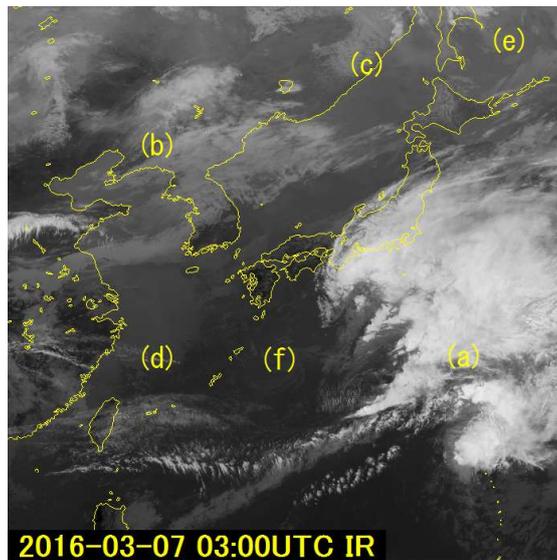


図 1-4-13 赤外画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(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。

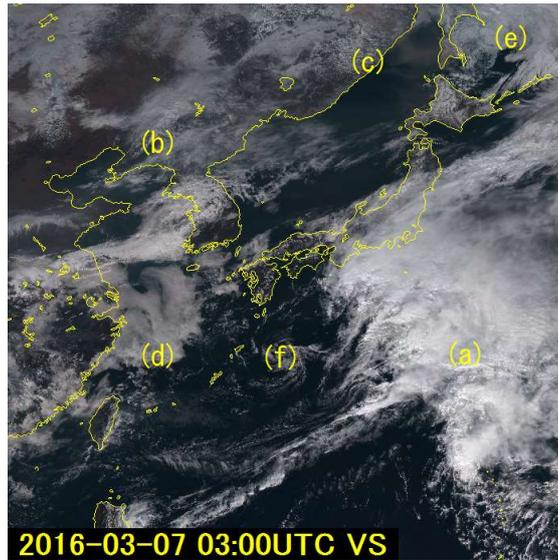


図 1-4-14 True color RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(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。

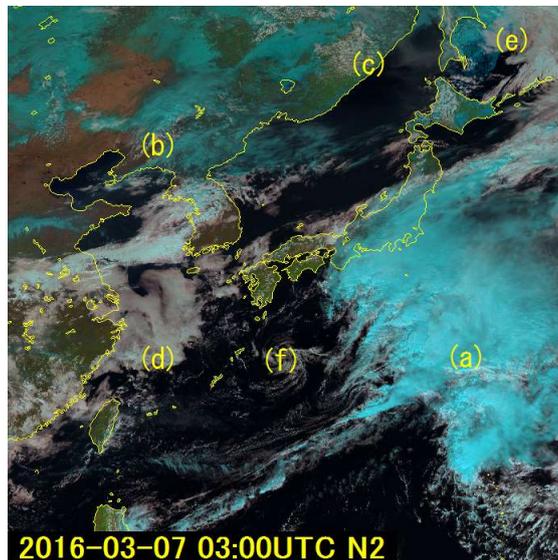


図 1-4-15 Natural color RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(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。

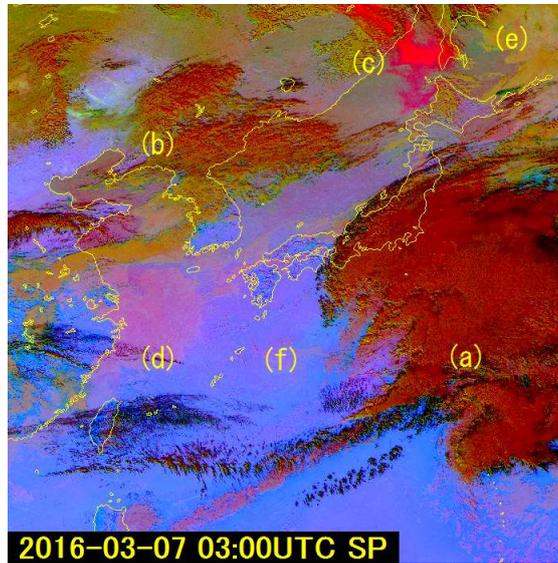


図 1-4-16 Dust RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(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。

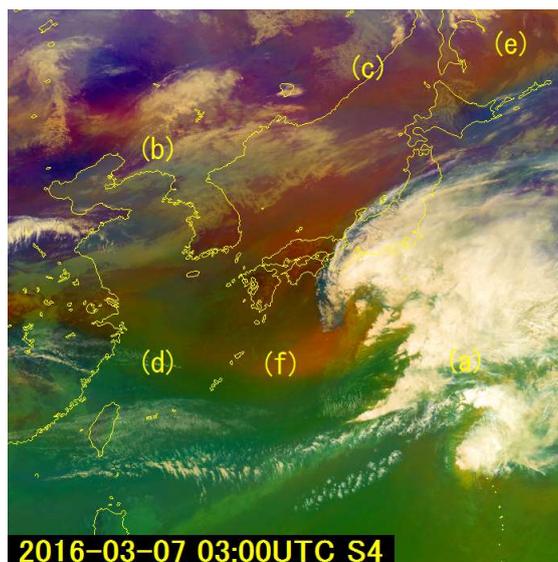


図 1-4-17 Airmass RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

(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。

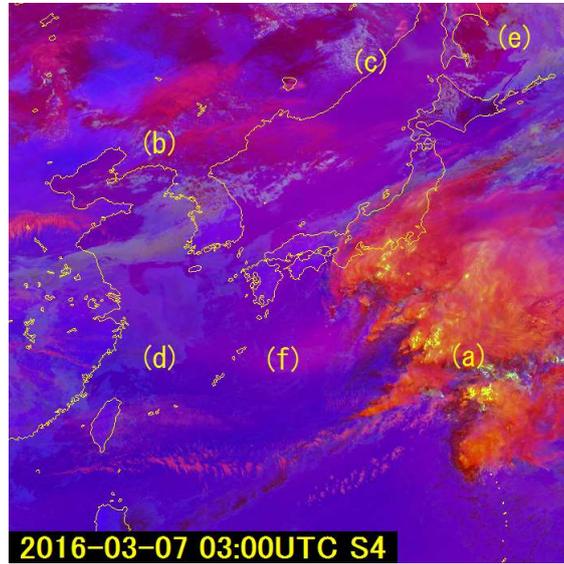


図 1-4-18 Day Convective Storms RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03 UTC

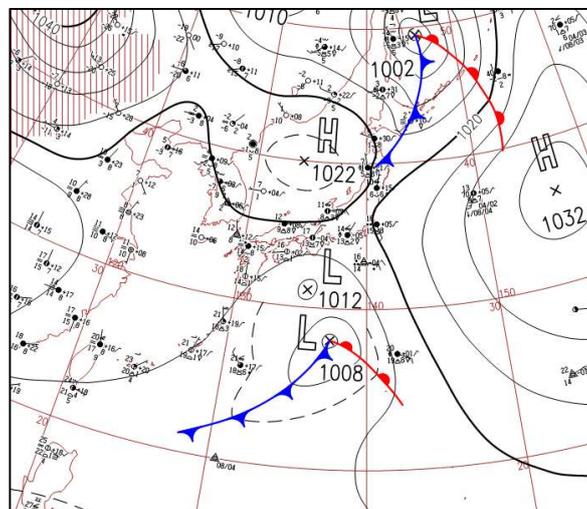


図 1-4-19 2016 年 3 月 7 日 00 UTC の地上天気図

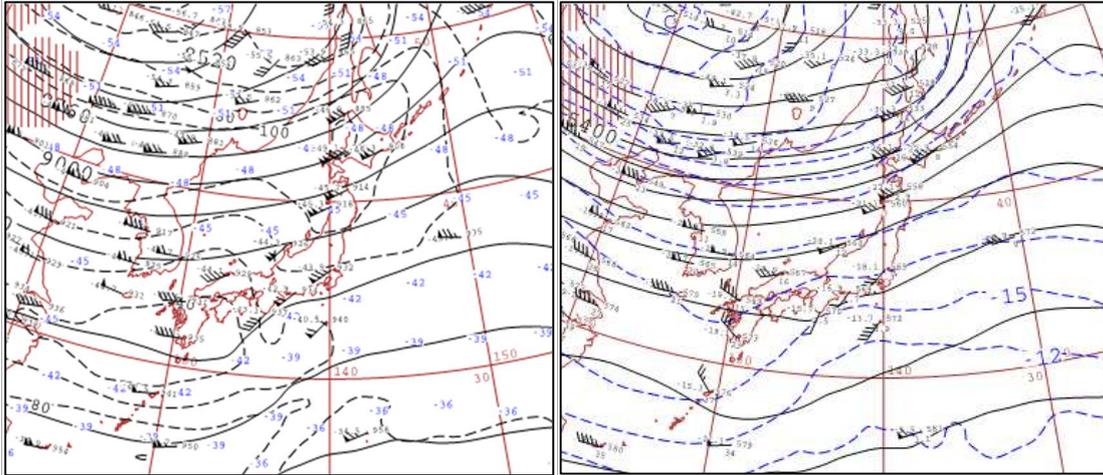


図 1-4-20 2016年3月7日 00 UTC の高層天気図 (左図は300 hPa、右図は500 hPa)

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。

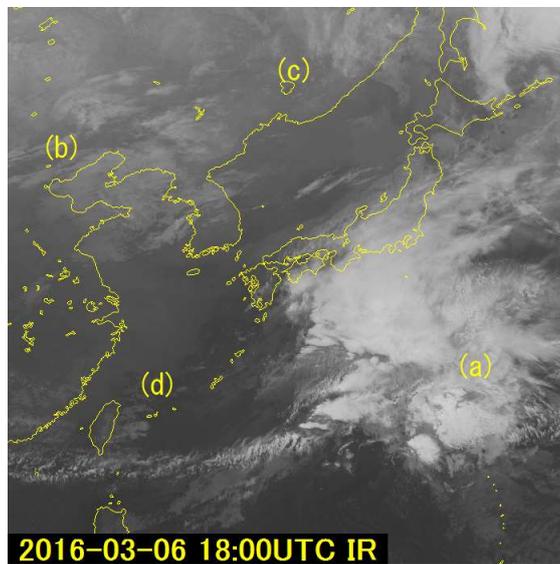


図 1-4-21 赤外画像 (B13) 2016年3月6日 18 UTC

(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。

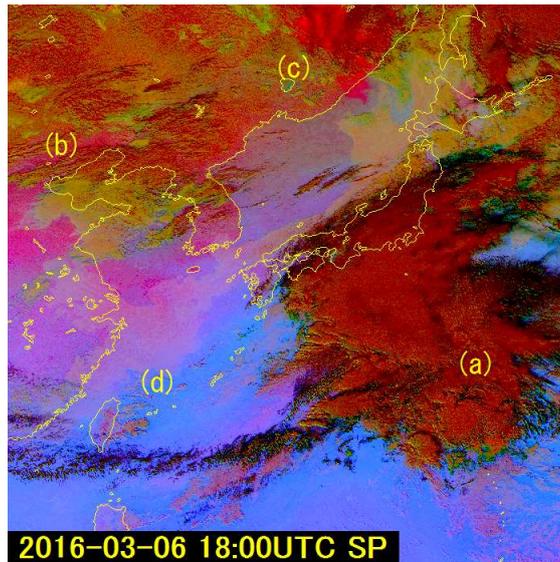


図 14-22 Dust RGB 合成画像 2016 年 3 月 6 日 18 UTC

(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。

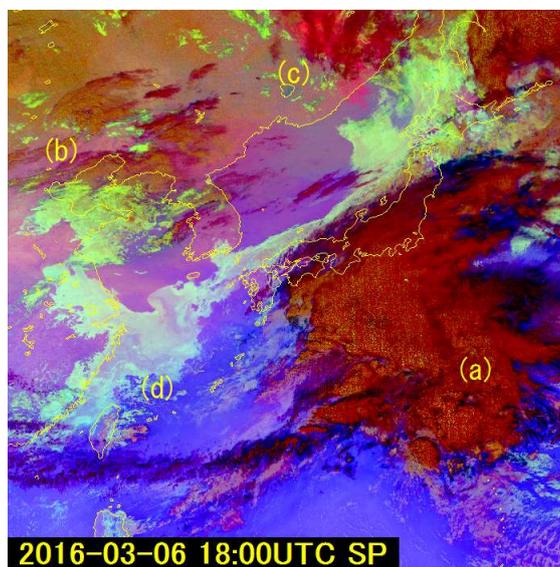


図 14-23 Night microphysics RGB 合成画像 2016 年 3 月 6 日 18 UTC

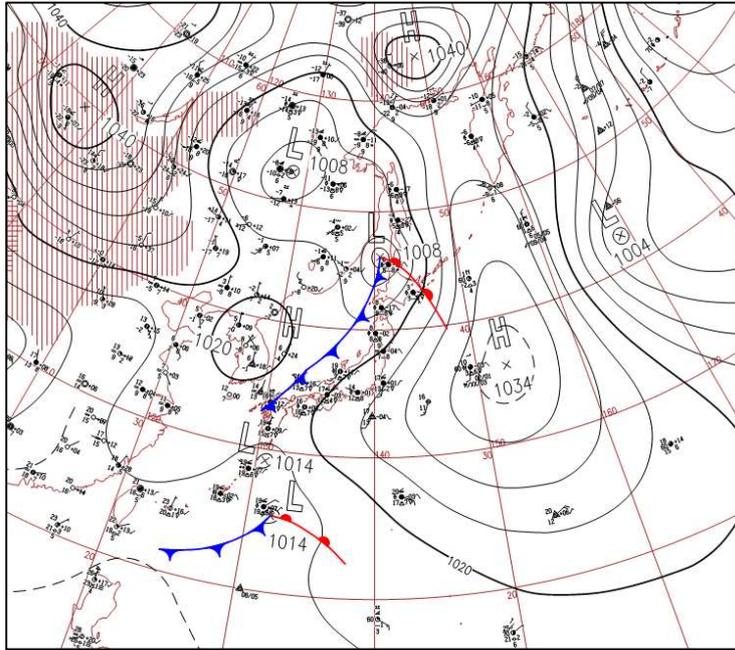


図 14-24 2016年 3月 6日 12UTC の地上天気図

1. 気象衛星観測の概要

2. 気象衛星による雲型判別

2.1. 衛星画像による雲型判別の特徴

衛星は、地上から目視で雲形を観察する場合と異なり、遙か地球の上空から雲頂の様子を観測している。また、衛星は、雲を下から目視する地上観測と異なり、地球の上空から雲頂の様子を観測する。そして雲と観測者の距離（100～10,000m のオーダー）から識別する地上観測に比べると、遙かに離れた衛星からの観測では識別できる最小のスケールにおいて劣る。これらの理由により地上から見た雲のタイプと衛星で判別できる雲のタイプとは分類の仕方が異なるのが特徴である。分類において雲のタイプの名称については便宜上、地上観測における雲のタイプ（雲形）と成因や構造的に類似したものを衛星画像での判別による雲のタイプへ準拠して適用している。なお、以後衛星から判別する雲のタイプを「雲型」、地上から見た雲のタイプを「雲形」として表記を区別する。

2.2. 雲型の分類

衛星による雲型判別は、一般に Ci（上層雲）、Cm（中層雲）、St（層雲／霧）、Cb（積乱雲）、Cg（雄大積雲）、Cu（積雲）、Sc（層積雲）の7種類に分類する（表 2-2-1）。これは地上気象観測の分類と異なるが、衛星観測特有の観点から慣例としてこのように記述する。また、便宜的に Ci は上層雲（High-level cloud）なので CH、Cm は中層雲（mid-level cloud）なので CM と表記する場合がある。

雲型は、雲の形状、成因、広がりの方角の観点では、層状雲（Ci、Cm、St）と対流雲（Cb、Cg、Cu）とに分類される。Sc は層状雲と対流雲との中間的な性格を持つため、どちらにも分類しない。層状雲は、鉛直方向の広がり（雲の厚さ）に比べ水平方向への広がりの方がはるかに大きく、「ひとまとまりの広がりを持つ雲域」「雲の表面が滑らかで雲頂高度の凹凸が少ない」などの特徴を持つ。一方、対流雲は層状雲に比べ、雲は厚く雲域は小さい。対流雲は「輪郭のはっきりした塊状の雲域」「雲域の表面は凹凸している」などの特徴を持つ。

衛星から観測する雲を高度の観点で上・中・下層雲と分類することもできる。ただし、雲底高度によって上・中・下層雲を分類する地上気象観測と異なり、衛星では雲頂高度によって上・中・下層雲に分類する。雲頂高度で分類すると、上層雲では 400hPa 以上、中層雲では 400～600hPa、下層雲では 600hPa 以下がおおよその目安となる。なお、雲頂高度は前章で言及したように、赤外画像における雲域の輝度温度と、客観解析値や数値予報値等を用いた気温の鉛直構造の推定によって得ることができる。上層雲（Ci）、中層雲（Cm）のほか、下層雲には Cu、St、Sc を含む。Cg、Cb は鉛直に発達し、複数の高度分類にまたがることから、一般にこうした分類に含めない。

表 2-2-1 衛星画像による雲型

雲型		分類	
上層雲	Ci	層状雲	上層雲
中層雲	Cm		中層雲
層雲/霧	St		下層雲
層積雲	Sc	----	
積雲	Cu	対流雲	----
雄大積雲	Cg		
積乱雲	Cb		

2.3. 雲型判別

人間の眼による雲型判別には、気象衛星が打ち上げられてから利用されている可視画像と赤外画像を使うのが一般的である。一方、計算機では、可視・赤外画像のほか近赤外・水蒸気・赤外差分画像も含めた雲型判別が用いられる。この節では、可視画像と赤外画像を利用した、人間の眼による雲型判別について述べる。

2.3.1. 可視画像と赤外画像による判別

可視画像は、反射された太陽光の強さを表す。雲では雲水量が多く厚い雲ほど反射が強い。対流雲は層状雲に比べ雲粒が多く厚いので、明るく見える。

対流雲でも、発達するほど雲が厚くなり反射強度が増し、Cu より Cg、Cg より Cb のほうが明るい。また、下層で形成される雲は上層で形成される雲より明るいことが多く、St、Sc および Cu のほうが Ci より明るい。

赤外画像は、温度の低い地点は明るく、温度の高い地点は暗く見える。一般に雲頂高度の高い雲ほど温度は低くなるため、層状雲の中では Ci が最も明るく、ついで Cm、St の順の明るさとなる。しかし薄い雲の場合、雲からの放射に加え、雲より下の放射も雲層を透過して観測されるので、実際の雲頂温度より高温となり、雲頂高度の判断を誤ることがある。例えば Ci は薄い雲であることが多く、赤外画像だけでは Cm と間違えやすい。逆に非常に濃密な Ci は Cb と同程度の雲頂温度を持ち、Cb との識別が難しいことがある。

雲頂高度が低い St は、地表面との温度差が小さく、赤外画像だけでは検出は難しい。対流雲では、発達の程度は雲頂高度で分類でき、赤外画像では輝度温度の低さ（画像での明るさ）に対応する。つまり発達した対流雲の雲頂高度は Cb が高く、赤外画像でもっとも明るい。次いで Cg が続き、発達程度が低い Cu は雲頂高度が最も低く、赤外画像では暗い。

可視画像と赤外画像による雲型判別ダイアグラムを図 2-3-1 に示す。この図は上述した関係を定性的に示したものである。

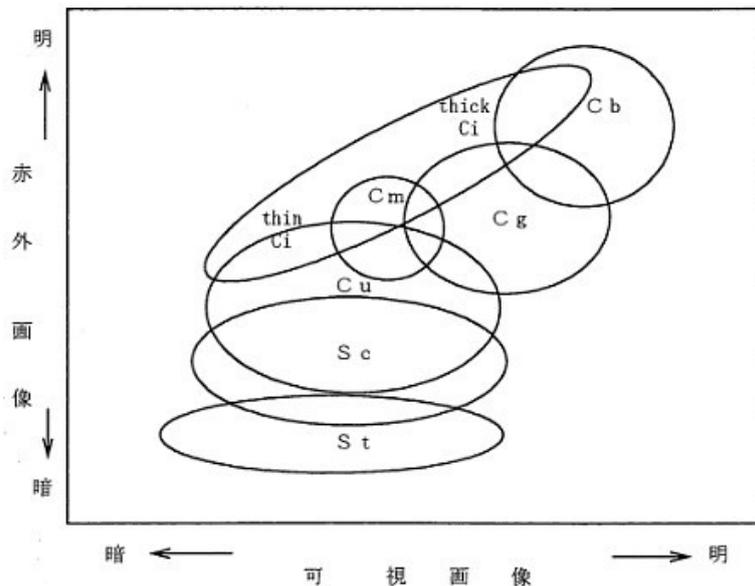


図 2-3-1 雲型判別ダイアグラム

2.3.2. 形状による判別

層状性の雲は一様な雲頂高度を持ち、かなりの広がりを持った雲域として存在しやすい。St は雲頂高度が一様なので、雲縁が陸上の山地等に接している場合、地形の等高線に沿った形状をすることが多い。

Ci は、筋状 (Ci ストリーク)、Cb から吹き出す羽毛状 (かなとこ巻雲)、流れに直交する小さな雲列 (トランスバースライン) などの特徴的な形状を示す。

対流雲は小さな雲の塊として存在することが多く、発達が進むにつれ、雲の厚みを増し併合するので、衛星から見ると雲域の面積は増大する。個々の雲の大きさについては一般に大きい順に Cb、Cg、Cu となる。雲列・にんじん状パターン・セル状パターンなどの特徴的なパターンを示す。

対流雲や下層雲の雲縁は、くっきりと明瞭である。一方、上層雲の雲縁は上層の強い風の影響で毛羽立ったり、ほつれた様子をしていて不明瞭である。

2.3.3. きめによる判別

可視画像は他の画種に比べ解像度が高いので、雲の表面の細かなきめ(texture)を把握するのに適している。

層状雲は滑らかで一様な表面をしている。一方、対流雲の表面は凹凸がありごつごつしている。なお、太陽光が斜めからあたっていている方が凹凸による影が現れて、雲の表面の状態がわかりやすい。

2.3.4. 動きによる判別

対流圏内では一般に上層ほど風が強いため、上層の雲は動きが速く下層の雲は遅い。従って St、Sc、Cu などの下層雲は Ci に比べ動きが遅い。Cb や Cg のように背が高く厚い雲も、おおよそ雲層の平均風速で移動するので、Ci に比べ動きは遅い。

2.3.5. 時間変化による判別

対流雲はライフタイムが短いので、短時間で雲の形状や雲頂高度が変化する。一方、層状雲は雲の形状や雲頂高度の変化は小さい。例えば Cb と Ci を比べたとき、形状やパターンに着目して時間変化の少ないほうが Ci となる。

2.4. 雲型判別の事例

2.4.1. 可視画像と赤外画像による判別

図 2-4-1 及び図 2-4-2 に雲型判別の例を示す。A~G は、図中の記号に該当する。なお、図中の記号 H,I については 2.4.3 節で説明する。

- (A) 北海道北部からオホーツク海にかけて、南西から北東方向にひろがる雲域Aは Ci である。赤外画像では明白色に見え、雲域の走向は別資料から確認したこの時の上層の風向に沿っている。赤外画像では白く見えるが、可視画像では Ci の下にある下層雲が透けて見える。したがって薄い Ci である。
- (B) 沖縄の南東海上で南西から北東に広がる雲域Bは Cm である。赤外画像では雲域Aより温度が高いため明灰色に見え、一様な広がりをもつ。可視画像では白く見える。雲域の走向は別資料から確認したこの時の中層の風向に沿っている。
- (C) 日本の東、東経 150 度付近にある雲域Cは St である。赤外画像では周りの雲域と比べて黒く、海面とほぼ同じ温度となり、ほとんど区別がつかない。可視画像では明灰色に見え、雲域の表面は滑らかに見える。
- (D) 九州の南西海上、東シナ海に広がる雲域Dは Sc である。赤外画像では暗灰色に見える。可視画像では明灰色に見え、境界ははっきりしている。

2. 気象衛星による雲型判別

- (E) 黄海から東シナ海にかけて、一部筋状の雲域Eは Cu である。赤外面像では雲域Dの Sc よりも明るい明灰色に見える。可視画像では明白色に見え、形状も塊状を成し、雲縁は明瞭である。
- (F) 小笠原諸島近海にある雲域F（矢印）は Cb である。赤外面像では西側の雲縁が明瞭であるが、東側は上層の風に流され不明瞭となっている。可視画像では最も白く見え、形状は塊状である。
- (G) 黄海付近に東西に伸びる帯状の雲域Gは、雲域Eと同様に、寒気に伴う雲域であるが、帯状の雲域は雲域Eの Cu よりも発達しており、Cb や Cg を含む雲域である。赤外面像や可視画像では、雲域Eよりも白く見える。

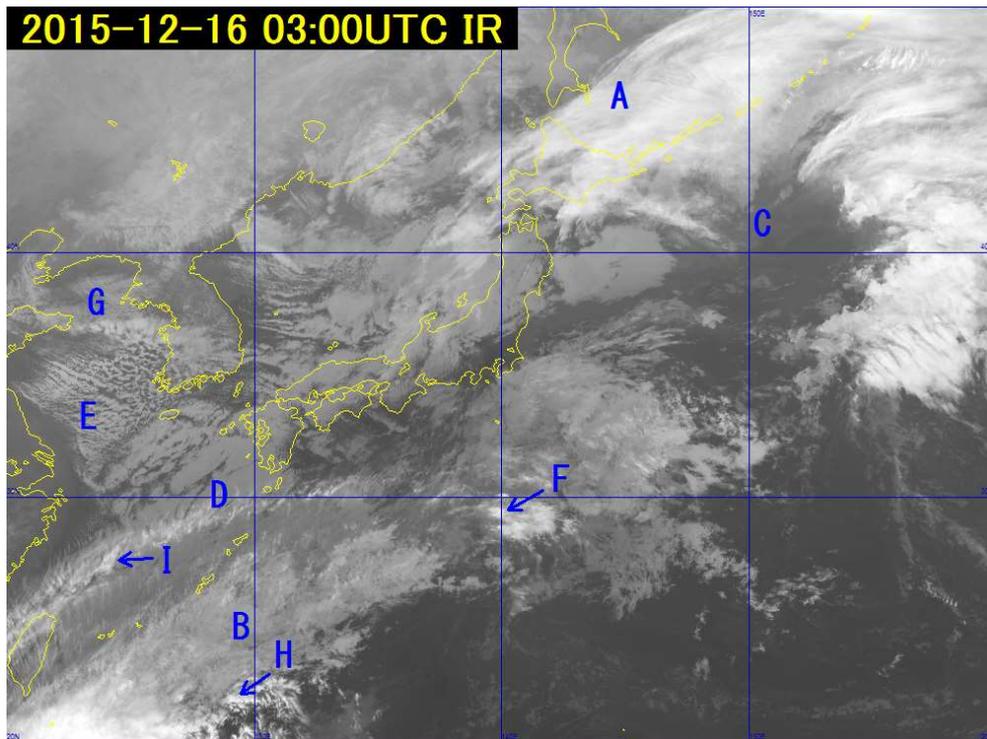


図 2-4-1 雲型判別の赤外面像 2015 年 12 月 16 日 03UTC

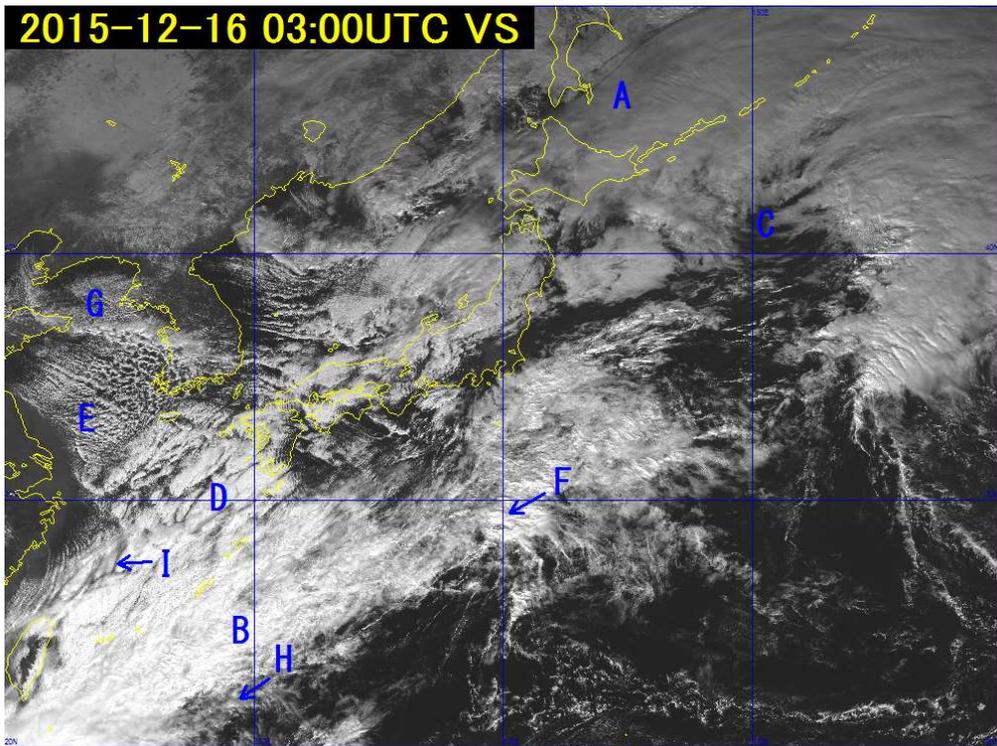


図 2-4-2 雲型判別の可視画像 2015 年 12 月 16 日 03UTC

2.4.2. Cb 及び Cg

図 2-4-3 及び図 2-4-4 に Cb 及び Cg の例を示す。

(K) 日本の南にある雲域 K (矢印) は Cb である。可視画像では白く見え、形状は塊状をしている。この Cb の西方向には Cg がライン状に連なっている雲域 J (矢印) が見える。赤外面像では、Cg に対する低温域が間隔をおいて並び塊状である。可視画像ではライン状の対流雲列の中で、間隔をおいた明白色の塊状として見える。

(L・M) 雲域 L や雲域 M も Cb を含む雲域である。但し、雲域の全領域が Cb ではなく一部に Ci も含む。どの領域までが Cb なのかを判断するのは難しいが、赤外面像や可視画像の明るさや可視画像のきめを周りと比較することである程度判断することができる。

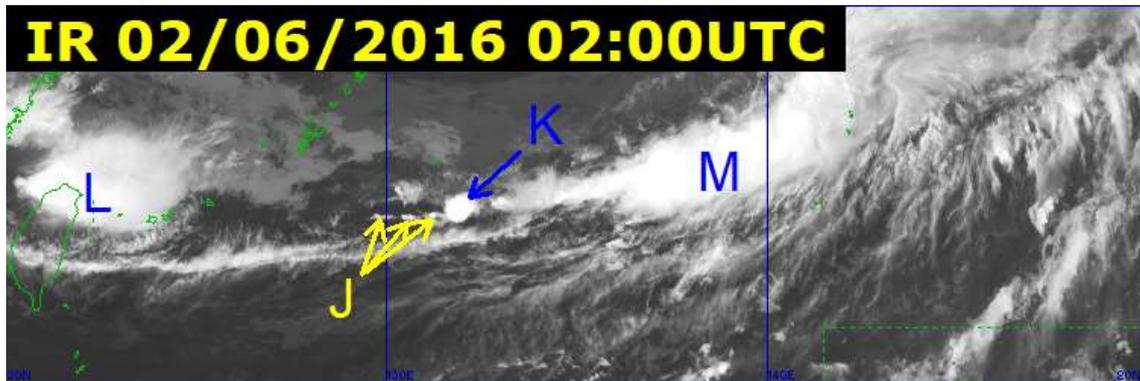


図 2-4-3 雲型判別の赤外面像 2016 年 6 月 2 日 02UTC

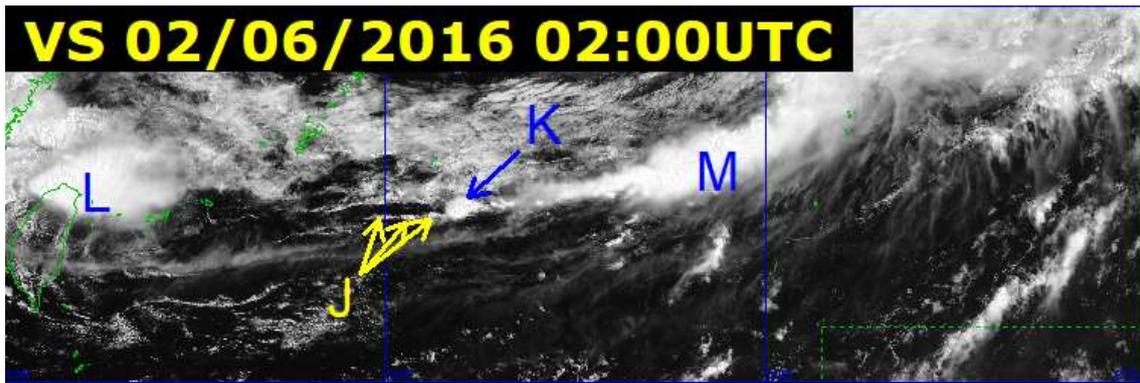


図 2-4-4 雲型判別の可視画像 2016年 6月 2日 02UTC

2.4.3. Ci と Cb の区別

Ci と Cb は、上述した各雲の形状、移動速度の違い及び総観場等を考慮して区別する。

(F・I・H) 図 2-4-1 及び図 2-4-2 において日本の東海上にある雲域 F (矢印) は、前述したとおり Cb である。これは動画で見ると、周りの雲域と比べ移動速度が遅いことが確認できる。Cb は中・下層の平均風速の影響を受けるため、移動は Ci より遅いが、形状の変化は速い。これと似たような雲域 I (矢印) が東シナ海に見られるが、これは Ci である。雲域の移動速度が速いことから判断できる。また、赤外面像で沖縄の南に見える粒状の雲域 H (矢印) も Ci である。両者とも形状及び雲頂温度から Cb と間違えやすい事例である。赤外面像だけでなく可視画像も利用し、形状の時間的変化が少ないことから、Ci と判別できる。

2.5. 気象衛星で判別できる雲型と地上から観測される雲形

ここでは、気象衛星から判別できる雲型と地上から観測される雲形がどのように識別されるか、比較をしながら説明する。

地上気象観測法では、雲底高度とその雲の外観によって雲形を 10 種類に分類している。一方、気象衛星では遙か地球の上空から雲を観測しているため、赤外面像で観測される雲の雲頂温度・雲のきめや、可視画像で観測される太陽光の反射強度・雲のきめによって雲型を判別している。ただし、先述のように衛星画像と地上観測とでは識別できる最小のスケールが異なるため、分類できる雲パターンも異なっており、巻層雲・巻雲、高層雲・乱層雲の判別は衛星画像上では困難である。

このため衛星画像では、上層雲と中層雲はそれぞれ一種類の雲として観測している。さらに、全体を層状性の雲と対流性の雲とその両方の性格を持った雲とに分類し計 7 種類に分けている。層状性の雲は、雲頂高度の高い方から上層雲 (Ci)、中層雲 (Cm)、層雲・霧 (St) に分ける。対流性の雲は背の高い順に積乱雲 (Cb)、雄大積雲 (Cg)、積雲 (Cu) に分類する。

Cg は衛星解析で使用する雲型で、地上気象観測における雄大積雲または無毛積乱雲に相当する雲である。層積雲 (Sc) は層状性と対流性の中間的な性格を持つ。その対比を表 2-5-1 に示す。

表 2-5-1 気象衛星から判別できる雲型と地上から観測される雲形

層	雲型判別	略語(衛星画像)	地上から観測される雲形		略語(地上観測)
上層	上層雲	Ci	巻雲	Cirrus	Ci
			巻積雲	Cirrocumulus	Cc
			巻層雲	Cirrostratus	Cs
中層	中層雲	Cm	高積雲	Alto cumulus	Ac
			高層雲	Altostratus	As
			乱層雲	Nimbostratus	Ns
下層	層積雲	Sc	層積雲	Stratocumulus	Sc
	層雲/霧	St	層雲	Stratus	St
(対流雲)	積雲	Cu	積雲	Cumulus	Cu
	雄大積雲	Cg			
	積乱雲	Cb	積乱雲	Cumulonimbus	Cb

以下に、地上から見た雲写真とほぼ同時刻の衛星画像（赤外面像・可視画像）を掲載して、比較を行う。

2.5.1. Ci のみの雲域（衛星から判別される雲型）

2.5.1.1 事例1

赤外面像（図 2-5-1）と可視画像（図 2-5-2）では関東平野にほとんど雲は見られないが、富士山付近から気象衛星センターのやや南まで東西に伸びる帯状の雲域が見られる。この雲域は赤外面像では比較的白く見えるが、可視画像では灰色に見え、陸地が透けて見えるので、薄い上層雲 Ci と判断できる。地上から見た写真（図 2-5-3）でも、気象衛星センター上空は晴れており、西から南に上層雲が広がっている。この例の場合、地上観測も衛星画像も同じ上層雲として判別できる。

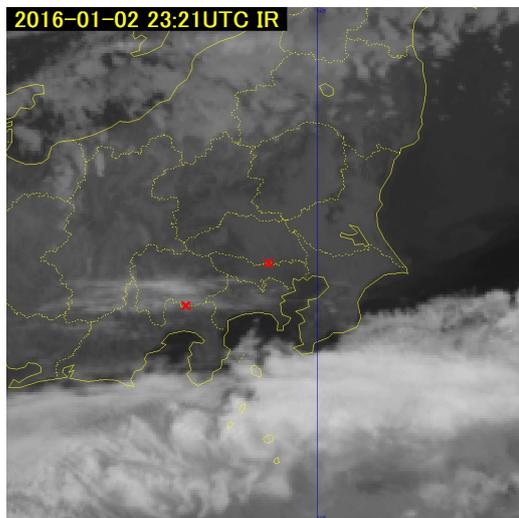


図 2-5-1 赤外面像 2016 年 1 月 2 日 23:21UTC
(×印：富士山と気象衛星センター)

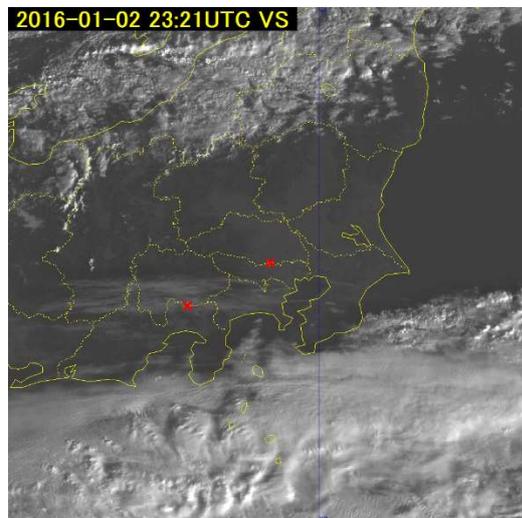


図 2-5-2 可視画像 2016 年 1 月 2 日 23:21UTC
(×印：富士山と気象衛星センター)

2. 気象衛星による雲型判別



図 2-5-3 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市、2016年1月2日 23:21UTC）
気象衛星センターから南西方向を撮影。地上からは上層雲 Ci を観測

2.5.1.2 事例 2

赤外面像（図 2-5-10）を見ると、白いライン上の雲域が気象衛星センター(清瀬市)のやや西から、千葉・茨城県に直線状に伸びている。可視画像（図 2-5-11）でも清瀬市付近の雲域は白く見えるが東に離れるほど薄く透けて見えているのが分かる。この雲域は上層雲で清瀬市付近ではやや厚く、東に伸びる雲域は薄い上層雲と判断できる。動画で見るとこの上層雲の西端はほとんど動いておらず、西端が発生点のように見える。この例の場合、地上観測では清瀬の西側で上層雲が途切れている部分を撮影している（図 2-5-12）。地上観測も衛星画像も同じ上層雲として判別できる。

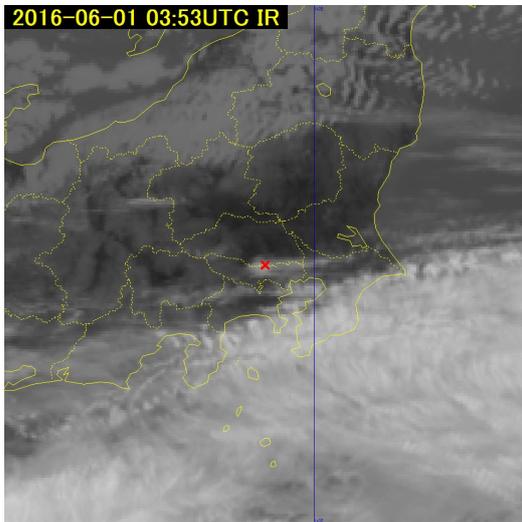


図 2-5-10 赤外面像 2016年6月1日 03:53UTC
(×印：気象衛星センター)

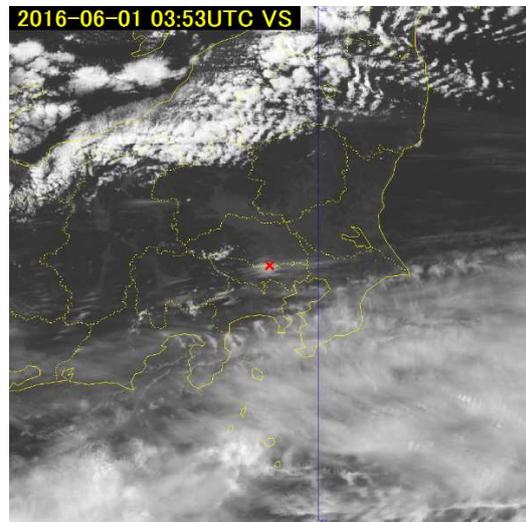


図 2-5-11 可視画像 2016年6月1日 03:53UTC
(×印：気象衛星センター)



図 2-5-12 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市） 2016 年 6 月 1 日 03:53UTC
 気象衛星センター付近から西方向を撮影。地上からは上層雲 Ci を観測

2.5.1.3 事例 3

赤外面像（図 2-5-16）を見ると、城ヶ島付近には西から、帯状の白い雲域がかかっている。この雲は可視画像（図 2-5-17）では灰色に見え、地面や海面が透けて見えることから上層雲と判断できる。地上から撮影された写真を見ると、北の方角にかけて薄い上層雲が広がっており、衛星画像で見られる上層雲の縁付近あるいは薄い領域に対応していると考えられる。また、海上からの写真ではあまり発達していない下層雲 Cu が海上の中央付近に見られるが、衛星観測の分解能ではこの雲を認識することはできない。

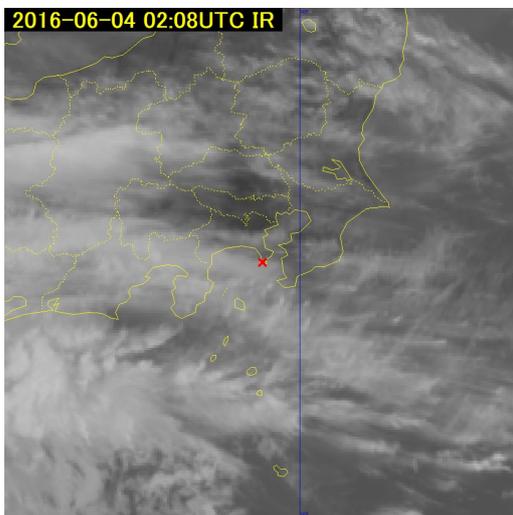


図 2-5-16 赤外面像 2016 年 6 月 4 日 02:08UTC
 (×印：神奈川県三浦市城ヶ島)

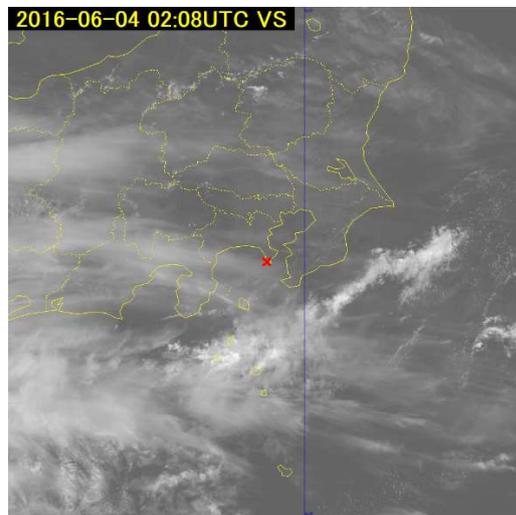


図 2-5-17 可視画像 2016 年 6 月 4 日 02:08UTC
 (×印：神奈川県三浦市城ヶ島)



図 2-5-18 地上から見た雲の写真（神奈川県三浦市）2016年6月4日02:07UTC
三浦市城ヶ島付近の海上から北方向を撮影。地上からは上層雲 Ci と下層雲 Cu を観測。

2.5.2. Ci と Cm が重なった雲域（衛星から判別される雲型）

赤外面像（図 2-5-4）を見ると、本州の南海上から、まとまった大きな厚い雲域が接近してきているが、この時間、清瀬付近は晴れ間もあり、厚い雲域はかかっていない。可視画像（図 2-5-5）で見ると陸地が透けて見えるので、薄い上層雲のみの雲域とも判断できる。しかし静止画像では判別が難しいが、動画で見ると移動速度の違う雲域が混在しており、上層雲と中層雲が重なった雲域と判断できる。この例の場合、地上観測も衛星画像も同じ上層と中層雲が重なった雲として判別できるが、写真の雲（図 2-5-6）は、薄い中層雲が主体のように見える。赤外面像の輝度温度は薄い雲の場合、地表面など雲の下からの放射が透過するため、実際よりも雲域の輝度温度が高く観測される。それゆえ輝度温度からだけでは雲頂の高さの判断が難しい。

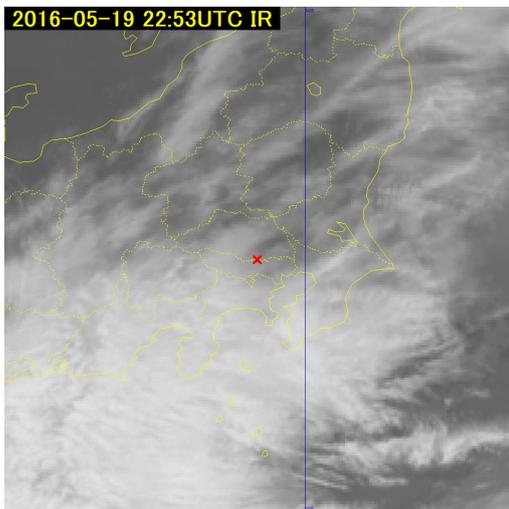


図 2-5-4 赤外面像 2016年5月19日22:53UTC
(×印：気象衛星センター)

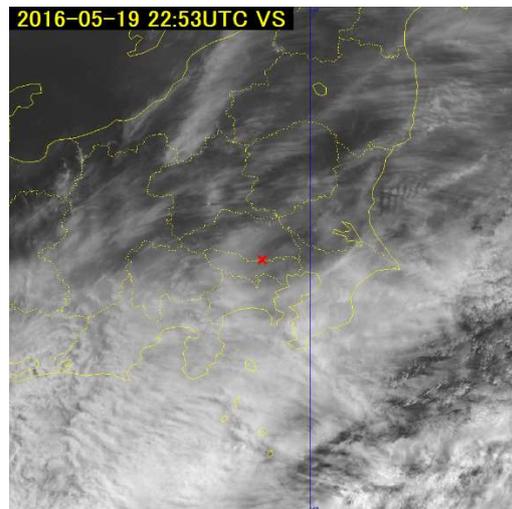


図 2-5-5 可視画像 2016年5月19日22:53UTC
(×印：気象衛星センター)



図 2-5-6 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市、2016 年 5 月 19 日 22:52UTC）
気象衛星センター隣の公園から東北東方向を撮影。地上からは上層雲 Ci と中層雲 Cm を観測。

2.5.3. Sc・Cu が重なった雲域（衛星から判別される雲型）

赤外面像（図 2-5-7）を見ると、左上（西北西）から右下（東南東）方向に薄い上層雲がかかっている。また灰色の下層雲が関東付近に広がっていることは判断できるが、地上気温との温度差が小さい所では、雲域と陸地との判別が難しい。可視画像（図 2-5-8）で見ると、雲域と陸地は明確に区別でき、関東平野中心に下層雲に覆われているのがよく分かる。この例の場合、地上観測では下層雲が全天を覆っているため、中層雲や上層雲が存在するかしないかは判断できない（図 2-5-9）。しかし衛星画像では下層雲だけでなく上層雲が存在していることが分かる。逆に衛星画像では、厚い上層雲が広がっている場合は、その下に中・下層雲が存在するかしないかの判断は難しい。

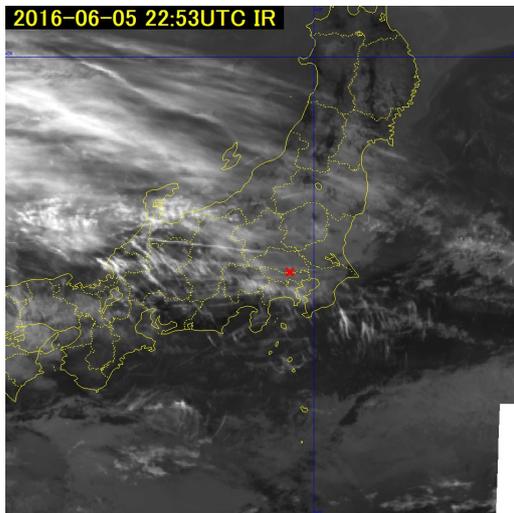


図 2-5-7 赤外面像 2016 年 6 月 5 日 22:53UTC
(×印：気象衛星センター)

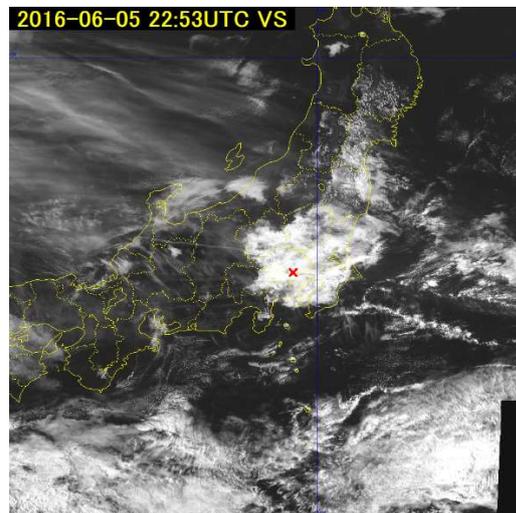


図 2-5-8 可視画像 2016 年 6 月 5 日 22:53UTC
(×印：気象衛星センター)

2. 気象衛星による雲型判別



図 2-5-9 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市）2016年6月5日 22:52UTC
気象衛星センター隣の公園から南西方向を撮影。地上からは下層雲 Sc・Cu を観測。

2.5.4. Sc のみの雲域（衛星から判別される雲型）

赤外画像（図 2-5-13）を見ると、東京地方を中心に、灰色の雲がかかっている。可視画像（図 2-5-14）でも、海上に広がる雲域よりやや灰色がかっているが、比較的白い雲域として見られ、波状の模様が確認できることなどから Sc と判断できる。この例の場合、地上観測も衛星画像も同じ下層雲として判別できるが、この例の場合、地上観測も衛星画像も同じ下層雲として判別できる。いっぽう衛星画像で見られる雲頂付近の波状の模様（間隔は 3~5 km 程度）は地上観測では確認できない。また地上観測（図 2-5-15）で見られる数百メートル程度の雲の小さな隙間などは、衛星観測の分解能では認識することはできない。

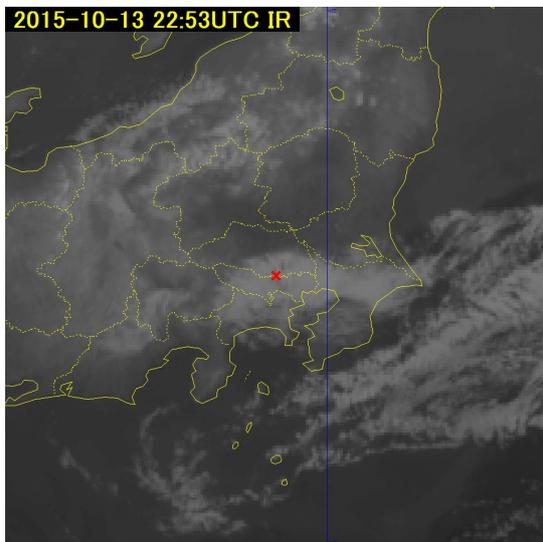


図 2-5-13 赤外画像 2015年10月13日 22:53UTC
(×印：気象衛星センター)

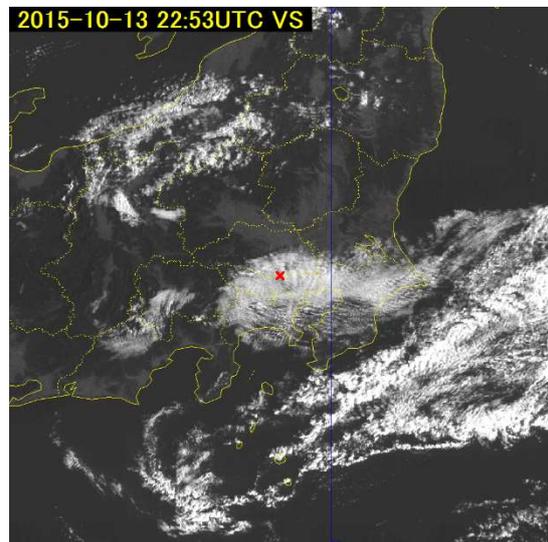


図 2-5-14 可視画像 2015年10月13日 22:53UTC
(×印：気象衛星センター)



図 2-5-15 地上から見た雲の写真（東京都清瀬市）2015 年 10 月 13 日 22:53UTC
気象衛星センター隣の公園から南西方向を撮影。地上からは下層雲 Sc を観測。

2.5.5. Cb、Cg、Cu が共存する雲域（衛星から判別される雲型）

赤外面像（図 2-5-19）を見ると、東京都と埼玉県東部の県境付近にひとときわ白い雲域が見られる。また、茨城県北部を中心に、白い領域が北東に広がっている。この雲域を可視画像（図 2-5-20）で見ると、夕方の画像なので、太陽光が西(左)側からあたっており、雲域の西(左)の縁が白く輝いていることから、周辺に比べ発達した雲域と判断でき、積乱雲 Cb を含む活発な対流雲域であると判断できる。地上観測（図 2-5-21）でも、Cb の頭部にはかなとこ状の巻雲が見られ、発達した雲域が大きく広がっていることが分かる。この時のこの雲域の輝度温度を測定してみると、最も低い輝度温度は -51.9°C で、GSM(GPV)データを使って高度に変換すると 196hPa(41,577ft：約 12,700m)となった。撮影場所から輝度温度が最も低い雲までの距離は、約 30km であった。

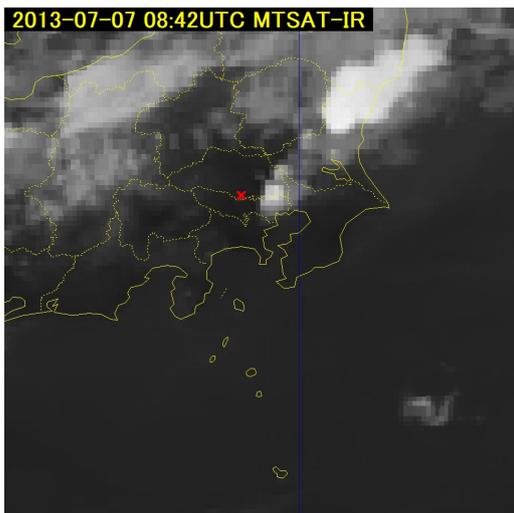


図 2-5-19 赤外面像 2013 年 7 月 7 日 08:42UTC
(×印：所沢市小手指駅付近)

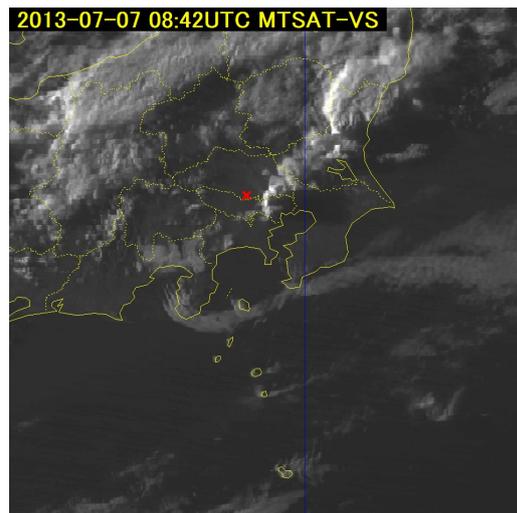


図 2-5-20 可視画像 2013 年 7 月 7 日 08:42UTC
(×印：所沢市小手指駅付近)



図 2-5-21 地上から見た雲の写真（埼玉県所沢市）2013年7月7日 08:42UTC
所沢市の小手指駅付近から東方向を撮影。地上からは下層雲 Cu と Cb・Cg を観測。

2.5.6. Cu と Cg が共存する雲域（衛星から判別される雲型）

赤外面像を見ると、埼玉県と千葉県の間境付近に白い雲域が見られる。この雲域を可視画像で見ると、夕方の画像なので、太陽光が西(左)側からあたっており、雲域の西(左)の縁が白く輝いていることから、周辺に比べ上空に発達した雲域と判断でき、活発な対流雲域であると判断できる。地上観測では、かなとこ状の巻雲は見られないが、発達した雲域が広がっており、雄大積雲(無毛積乱雲)Cg と観測できる。この時のこの雲域の輝度温度を測定してみると、最も低い輝度温度は -37.0°C で、GSM(GPV)データを使って高度に変換すると 340hPa(27,574ft : 約 8,400m)となった。撮影場所から輝度温度が最も低い雲までの距離は、約 40km であった。

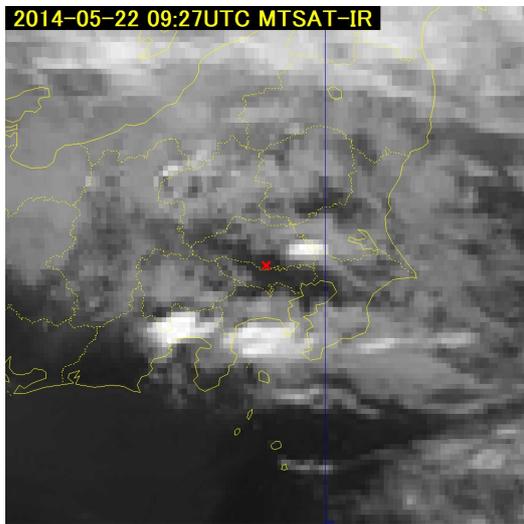


図 2-5-22 赤外面像 2014年5月22日 09:27UTC
(×印：所沢市小手指駅付近)

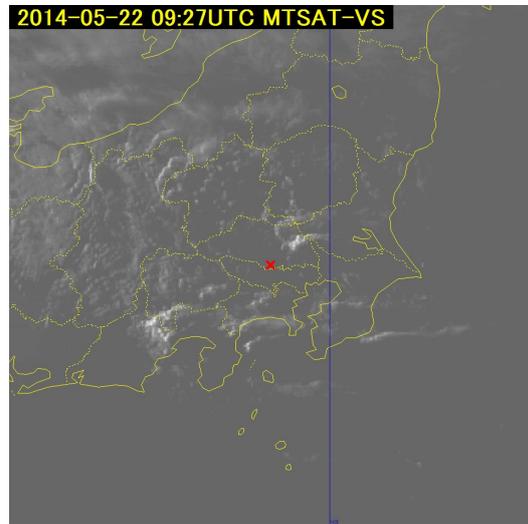


図 2-5-23 可視画像 2014年5月22日 09:27UTC
(×印：所沢市小手指駅付近)



図 2-5-21 地上から見た雲の写真（埼玉県所沢市）2014年5月22日 09:28UTC
所沢市の小手指駅付近から東北東方向を撮影。地上からは下層雲 Cu と Cg を観測。

2. 気象衛星による雲型判別

3. 雲パターン

視覚的に表現される雲パターンは、その場の大気の流れ、温度・水蒸気分布及び鉛直安定度などと密接に関連している。このため大気の立体構造を把握するうえで個々の雲パターンを解析することは重要である。

3.1. Ci ストリーク (Ci streak)

細長く筋状の Ci を「Ci ストリーク」と呼ぶ。Ci ストリークは、ジェット気流など上層の流れに沿って見られ、上層のトラフに対応して高気圧性曲率を示す。また下層雲域をエンハンスさせて雲域を発達させる場合もある。図 3-1-1 では、山東半島から渤海、および朝鮮半島付近に Ci ストリークが見られる（矢印）。図 3-1-2 には、図 3-1-1 と同時刻の 300hPa の高層天気図を示した。両図より Ci ストリークがジェットに沿って見られることがわかる。

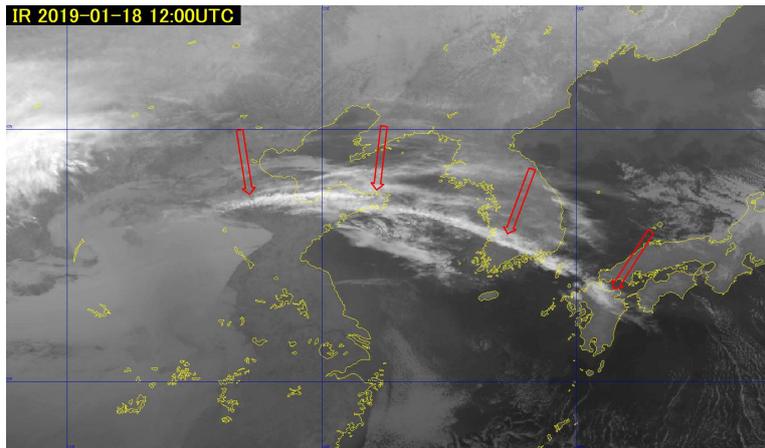


図 3-1-1 2019年1月18日12UTCの黄海付近における赤外画像 (B13)
(記号については本文参照)

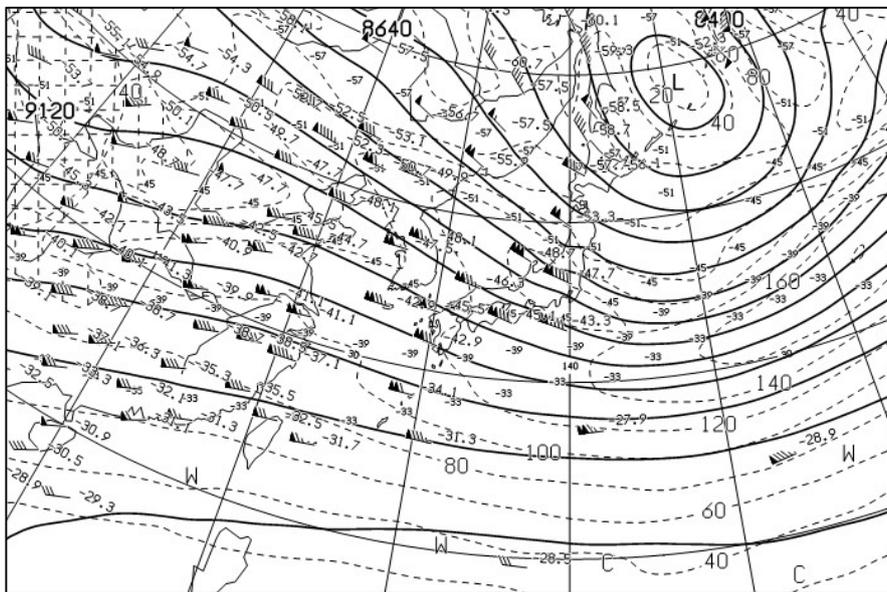


図 3-1-2 2019年1月18日12UTCの300hPa高度・気温・風・等風速線天気図

3.2. トランスバースライン Transverse line

流れの方向にほぼ直角な走向を持ち、小さな波状の雲列を持つ Ci ストリークを「トランスバースライン」と呼ぶ。通常、ジェット気流に沿って発現し、80kt 以上の風速を伴う。大野・三浦 (1982) によると、

3. 雲パターン

トランスバースラインは圏界面直下で励起されたケルビン・ヘルムホルツ波が可視化されたものである。

トランスバースライン付近では、乱気流の発生頻度が高いことが知られている。また発達中の台風から吹き出すトランスバースラインが見られる場合もあり、これは台風の上層発散に伴う流れに関係している。

図 3-2-1 では、本州付近に複数のトランスバースラインが見られる（矢印）。これらはジェットに伴う鉛直シアの増大に対応している（図 3-2-2）。また図 3-2-3 では、フィリピンの東海上にある台風 1622 号に伴うトランスバースラインが見られる（矢印）。

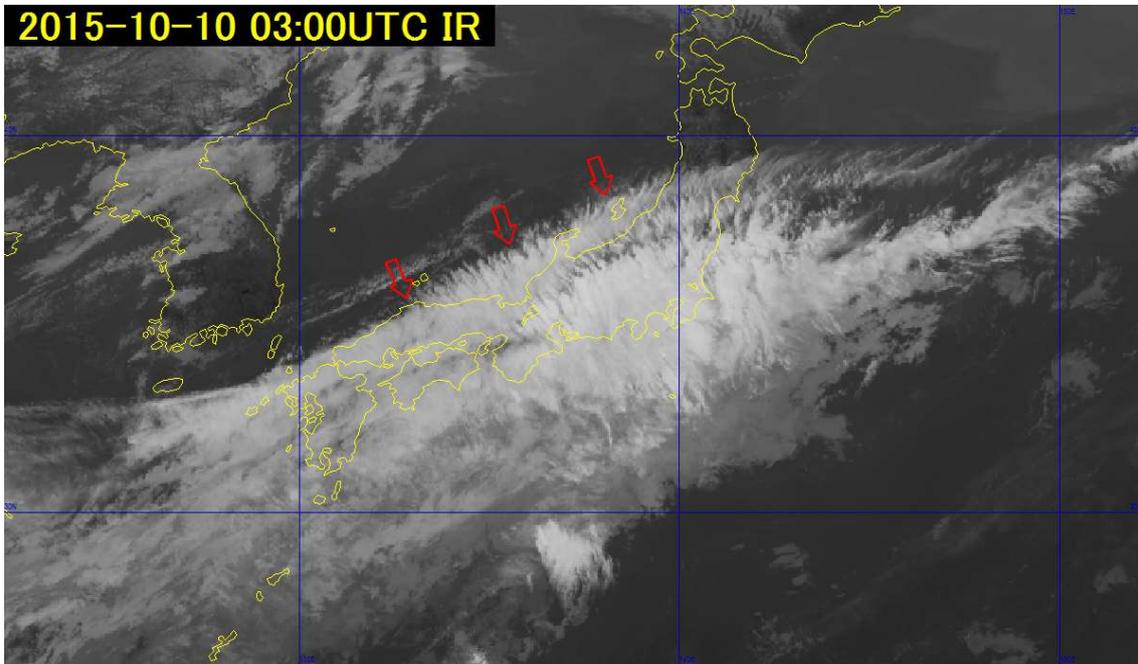


図 3-2-1 2015 年 10 月 10 日 03UTC の日本付近における赤外画像 (B13)

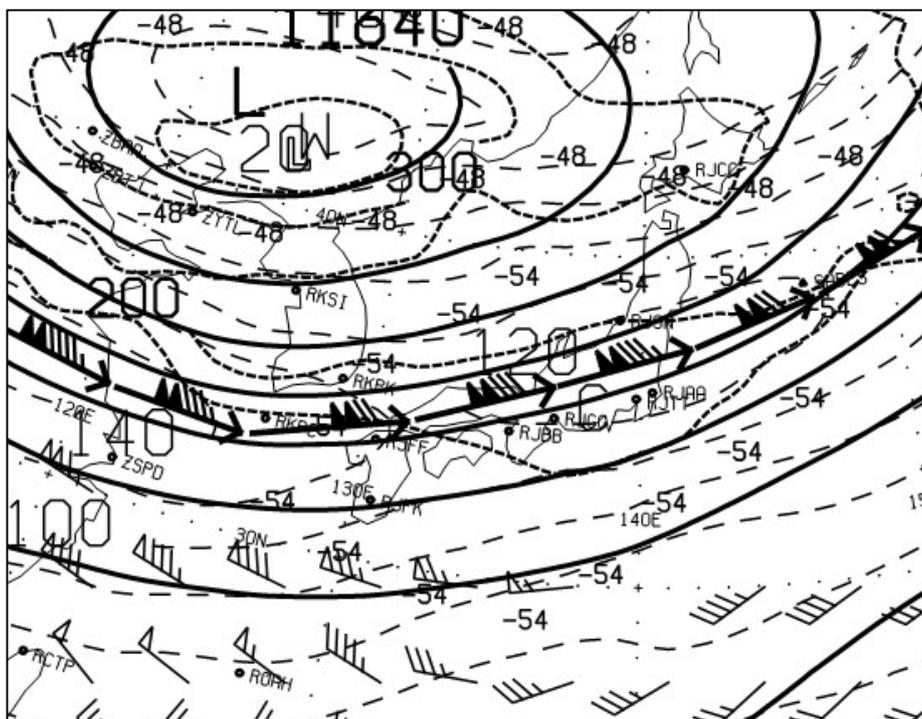


図 3-2-2 2015 年 10 月 10 日 00UTC の 200hPa 高度・気温・風・圏界面図
200hPa 高度・気温・風・圏界面図

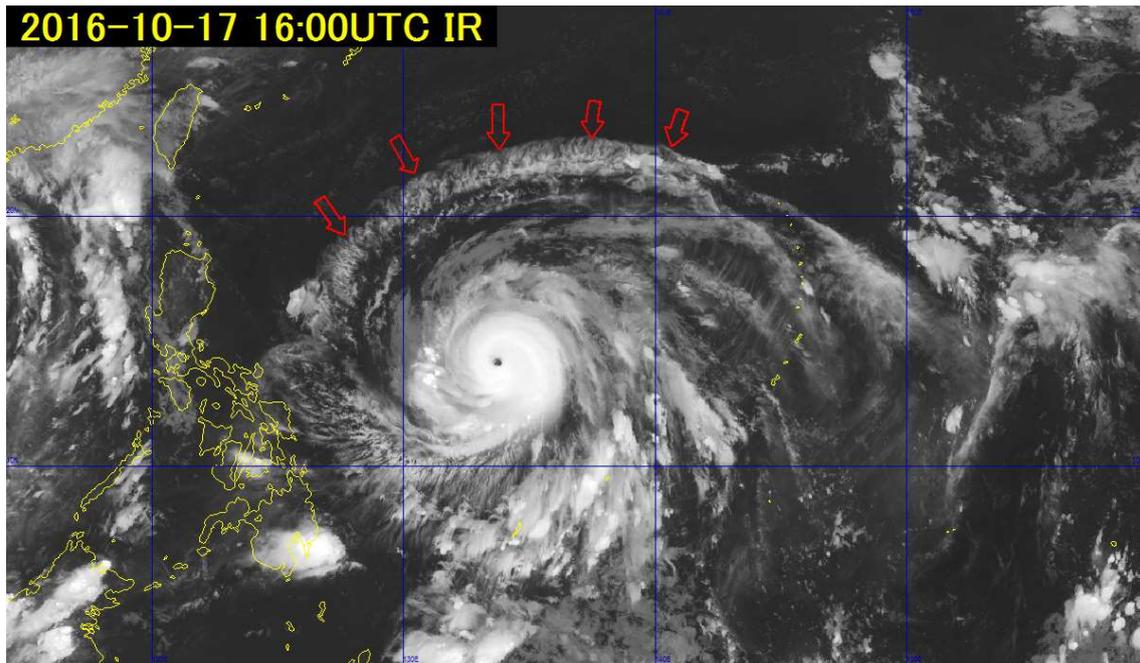


図 3-2-3 2016 年 10 月 17 日 16UTC のフィリピンの東海上における赤外画像 (B13)

参考文献

大野久雄, 三浦信男, 1982 : 圏界面直下におけるケルビンヘルムホルツ波の励起. 天気 29, 1235-1241.

3.3. 地形性巻雲 Orographic Ci

山脈の風下側に発生する停滞性の上層雲を「地形性巻雲」と呼ぶ。地形性巻雲は赤外画像では明るく表示され、風上側の雲縁が山脈と平行な直線状となり、風下側に長く伸びる。風上の縁はほとんど移動せず同じ場所に留まるので、動画で見ると地形性巻雲は容易に識別できる。

地形性巻雲の発生する条件は、山頂付近から対流圏上部までほぼ安定成層を成し、風向がほぼ一定であることが挙げられる (小花,1981)。こうした条件では、山脈により励起された波動が上層まで伝わり、上層が湿っていれば波動による上昇流域で地形性巻雲が発生する。波動は総観場が変わらなければ定在波として維持されるため、停滞性の上層雲を確認できる。

図 3-3-1 は、ひまわり 8 号の赤外画像(B13)で、奥羽山脈東の風下に発生した地形性巻雲を示した (矢印)。また図 3-3-2 には、同時刻の可視画像(B03)を示した。可視画像では、矢印で示した雲は下が透けて見えることから、上層に発生した巻雲であることがわかる。

図 3-3-3 には、当日 00UTC の仙台付近の数値予報格子点値(MSM)のエマグラムと温位エマグラムを示した。これを見ると、300hPa 付近の高度が湿っており、上層雲の発生を示している。また、風向の鉛直分布では、対流圏上部では強い西風が鉛直方向にそろって吹いている。

3. 雲パターン

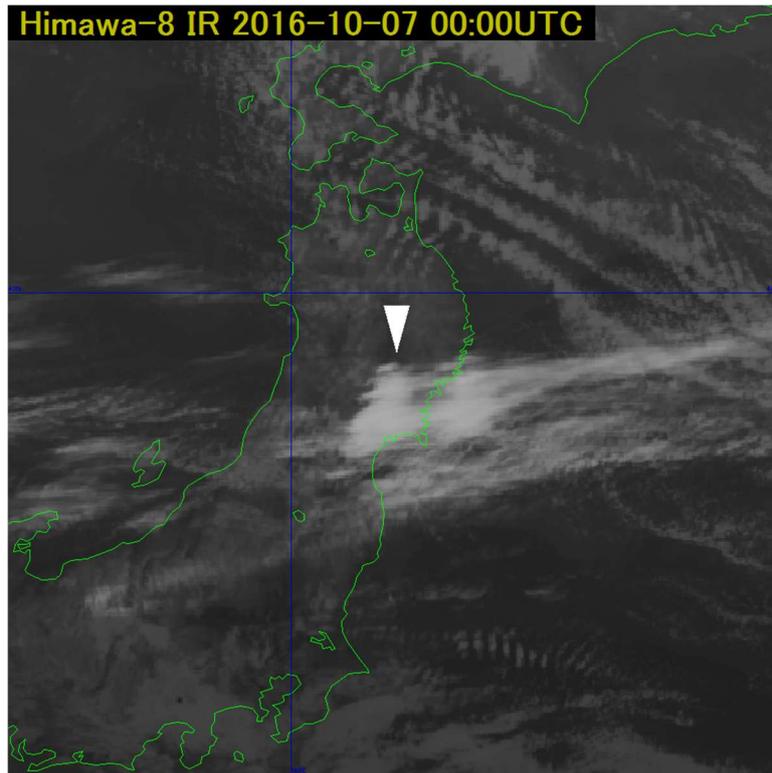


図 3-3-1 2016年10月7日00UTCの東北地方付近における赤外画像 (B13)

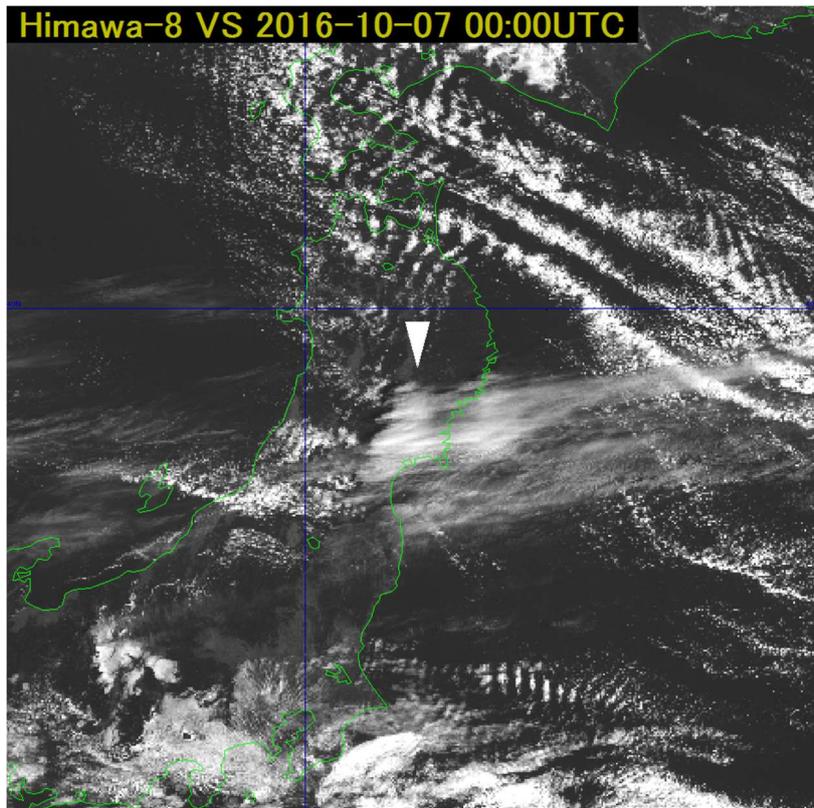


図 3-3-2 2016年10月7日00UTCの東北地方付近における可視画像 (B03)

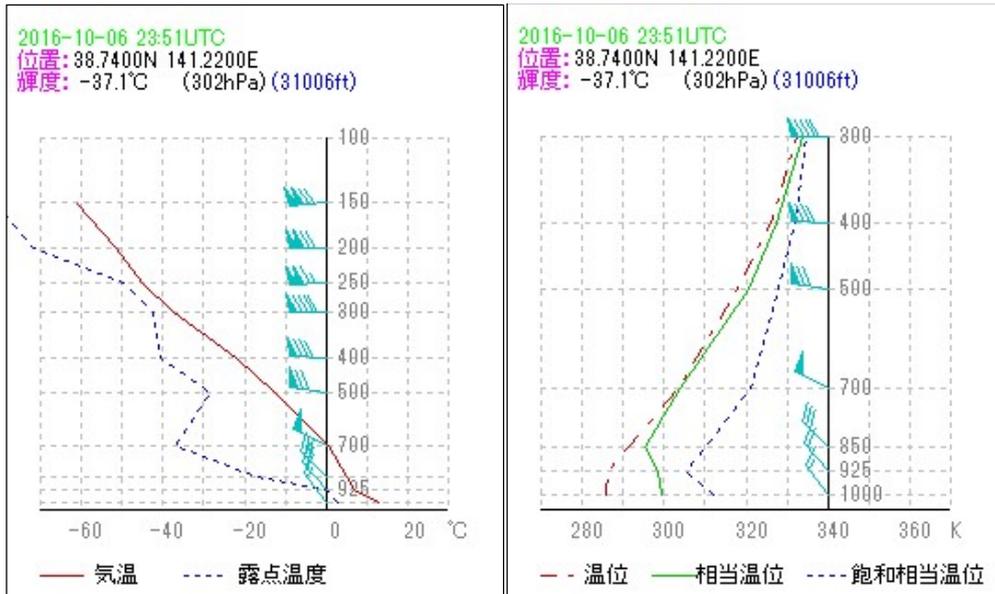


図 3-3-3 仙台付近の数値予報格子点値(MSM)のエマグラム (左) と温位エマグラム (右)
2016年10月7日00UTCのMSMモデルの初期値

なお、この地形性巻雲は、Day convective storms RGB 合成画像では図 3-3-4 で示すように強い上昇気流を伴った活発な積乱雲域と同じ色調となるため注意が必要である。地形性巻雲は、山岳越えの強い風の吹く安定成層中に発生するため、巻雲を構成する氷晶の粒径は小さく、強い上昇気流を伴った活発な積乱雲域の雲頂にある氷晶と同程度の大きさとなるためである。

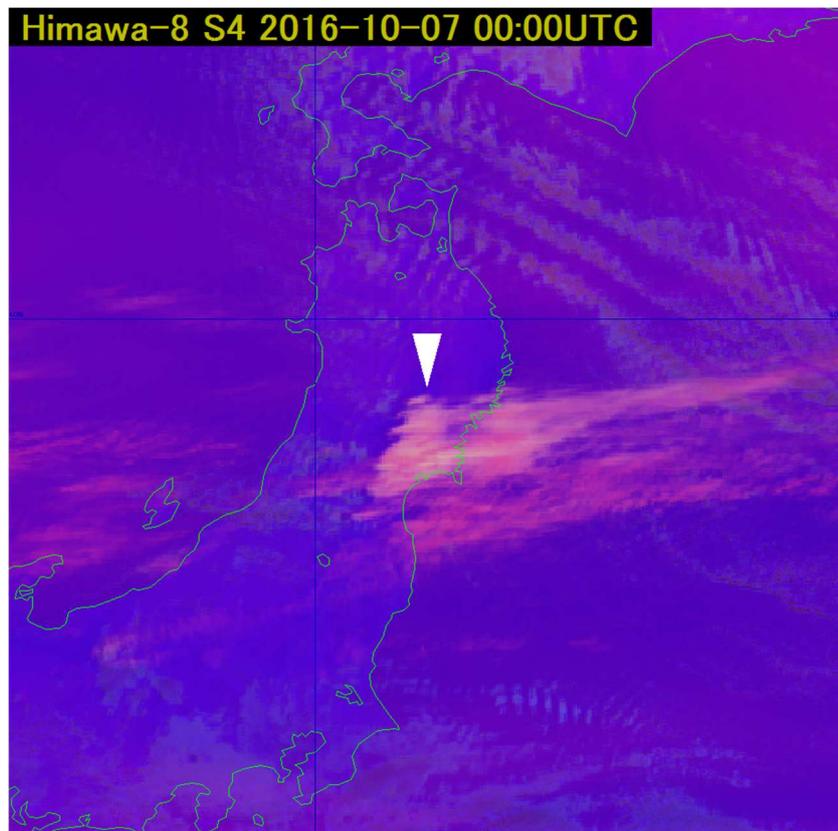


図 3-3-4 2016年10月7日00UTCの東北地方付近における Day convective storm RGB 画像

3. 雲パターン

参考文献

小花隆司, 1981: 雲画像の解析とその利用. 気象衛星センター, 251-257.

3.4. かなとこ巻雲 Anvil Ci

最盛期から衰弱期の積乱雲(Cb)は、圏界面によって雲頂が抑えられ上層雲(Ci)が水平方向に流れ出し「かなとこ」状の構造を形成する。この上層雲を「かなとこ巻雲」と呼ぶ。

かなとこ巻雲は積乱雲から主に風下側に羽毛状にのび、その雲縁は毛羽立った形状を示す(図3-4-1)。かなとこ巻雲の雲頂高度は、積乱雲の中心部と同程度であるが、強い雨を伴わないため、積乱雲中心部との区別が重要となる。

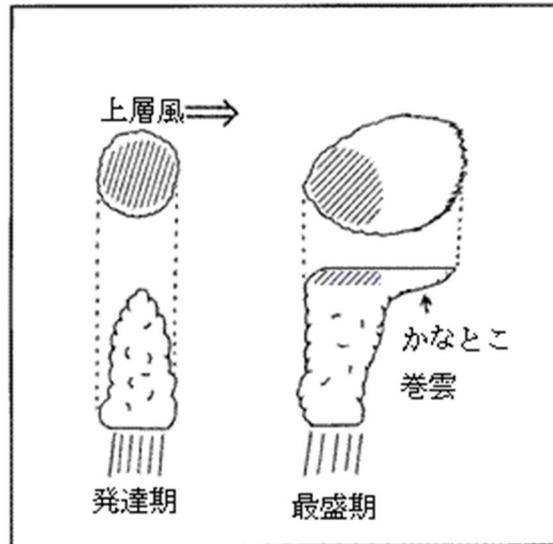


図3-4-1 かなとこ巻雲の模式図

図3-4-2及び図3-4-3は、千葉県房総半島に発生した積乱雲とその中心から伸びるかなとこ巻雲を可視画像(B03)及び赤外画像(B13)で示したものである(2016年8月4日05UTC)。可視画像で雲域の表面がでこぼこしているように見える部分が積乱雲の中心部である。

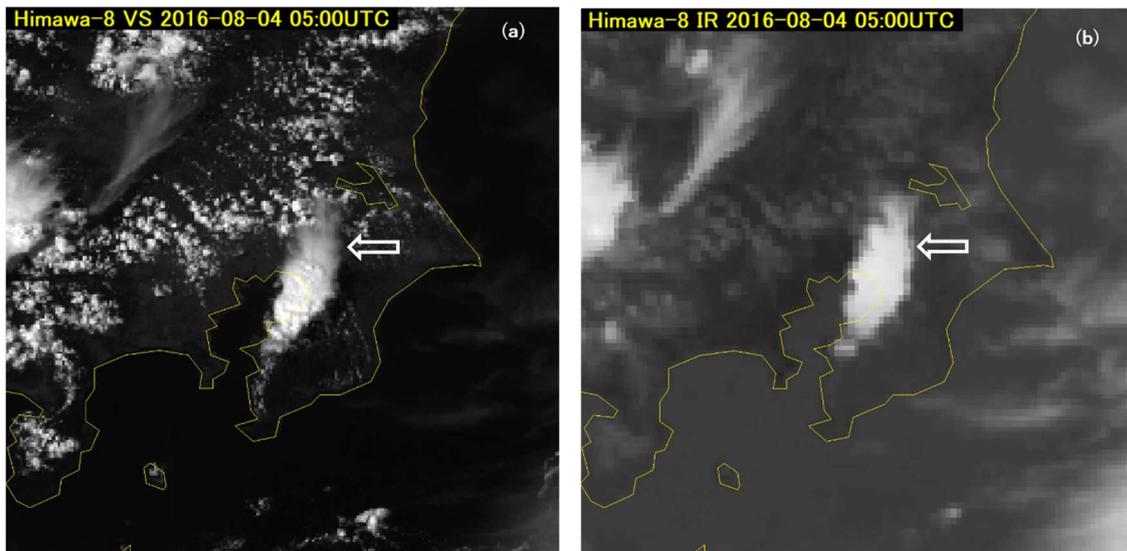


図3-4-2 2016年8月4日05UTCの関東地方付近における (a) 可視画像 (B03)、(b) 赤外画像 (B13)

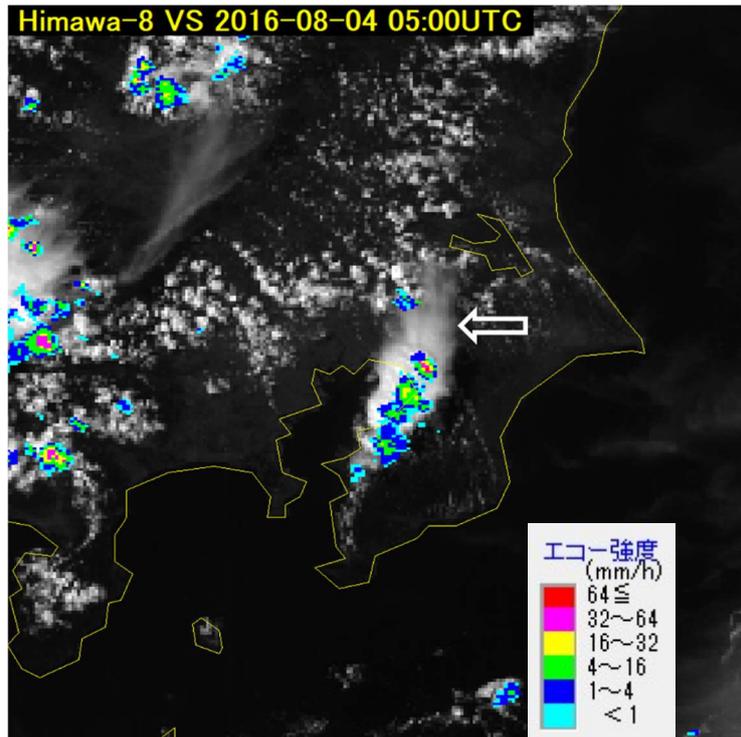


図 3-44 2016年8月4日 05UTC の関東地方付近における可視画像 (B03) とレーダー降水強度合成図

図 3-44 では、可視画像と同時刻のレーダー降水強度を重ね合わせて表示した。積乱雲の中心部は、降水を伴っている。一方、積乱雲の中心から北東に伸びるかなとこ巻雲は上層雲であるため降水を伴っていない。図 3-4-5 は、その時の様子を対岸の神奈川県から撮影した写真である。積乱雲の中心から左側手前に見えるのがかなとこ巻雲である。



図 3-45 図 3-4-4 に示した積乱雲とかなとこ雲 (2016年8月4日 14時頃 対岸の神奈川県から撮影)

3.5. バルジ Bulge

前線性雲バンドが、寒気側 (極側) に凸状に (高気圧性曲率を持って) 膨らむ現象を「バルジ」と呼ぶ。これはトラフの接近による前線波動や低気圧の発達に対応し、下層から暖湿な気流が上昇して雲域が発達していることを示す。雲域は発達するにつれ高気圧性曲率が増加する。なお、発達しない雲域でも寒気側に膨らむことがあるが、一時的なもので持続性がない場合はバルジとは呼ばない。

3. 雲パターン

図 3-5-1 では、平壤付近からハンカ湖付近にかけて、バルジが見られる（矢印先端付近。×印は次項 3.6 で説明するフック位置。）。

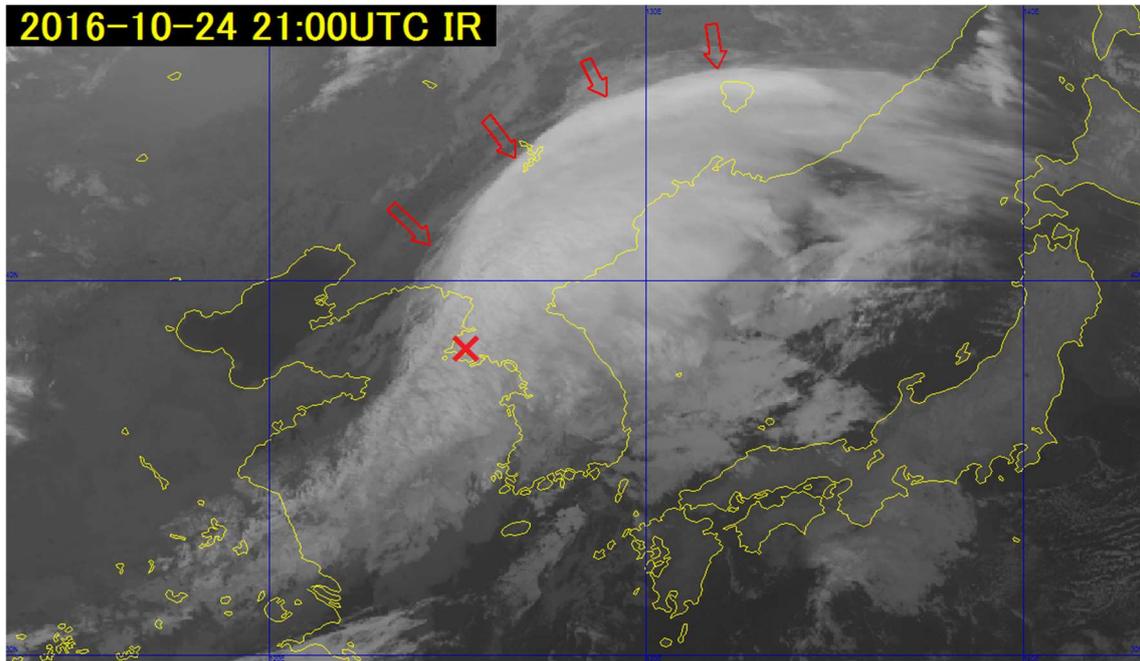


図 3-5-1 2016年10月24日21UTCの日本海付近における赤外画像（B13）

3.6. フックパターン Hook pattern

寒気場内において発達中の雲域の北縁が高気圧性曲率を増すと共に、南西縁が低気圧性曲率を示すようになる。こうした雲縁の曲率の変曲点を「フック」と呼んでいる。

フックの形成は、雲域後面からの寒気流入を示している。またフックと地上低気圧中心の位置にはおおよその対応関係が見られる（5.2.1 項を参照）。

なお、こうした形状をフックパターンと呼ぶのは日本だけの慣用である。諸外国ではレーダー観測も含めて、一般にコマ形状を呈するものに対しフックパターンと呼んでいる。図 3-5-1 は、朝鮮半島付近にフックパターンの雲域があり、雲域がもつ曲率の変曲点付近の×印をフックと呼ぶ。

3.7. 波状雲 Lee wave cloud

山脈や島などの風下に等間隔に並んだ雲域を「波状雲」と呼ぶ。図 3-7-1 では奥羽山脈に平行な積雲や層積雲などの雲列が等間隔に発生している。このように山脈のような細長い障害物の場合は、風下側に山脈に平行な走向を持つ波状雲が発生する。

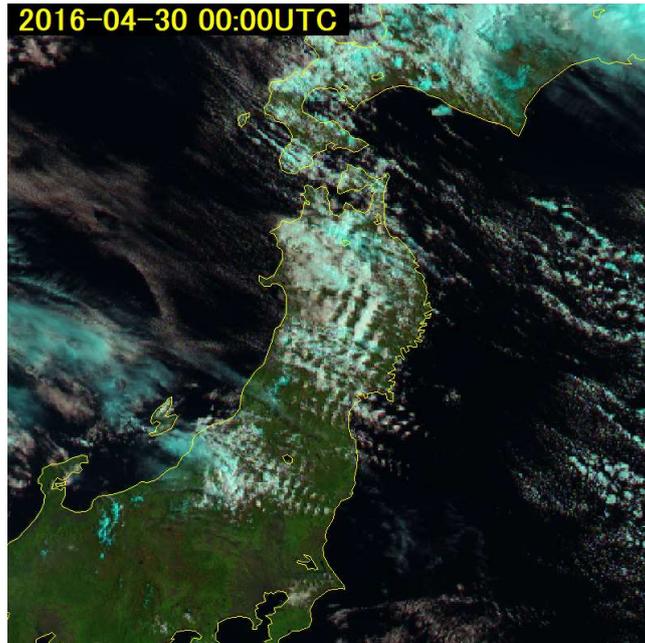


図 3-7-1 2016年4月30日00UTCの北日本付近における Natural Color RGB 画像

3.7.1. 波状雲発生時の環境場

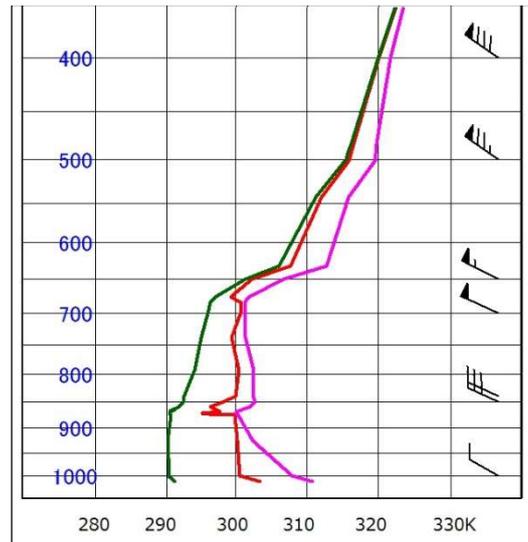
波状雲の発生については、次の五つの条件が挙げられる。

- ① 風向は上層まで厚い層にわたってほぼ一定であり、障害物の走向にほぼ直交している。
- ② 上層までの厚い層にわたって安定層が存在する。
- ③ 雲を形成するのに十分な水蒸気が存在する。
- ④ 山頂付近でおよそ 10m/s 以上の風速がある。
- ⑤ スコーラー数が減少している。

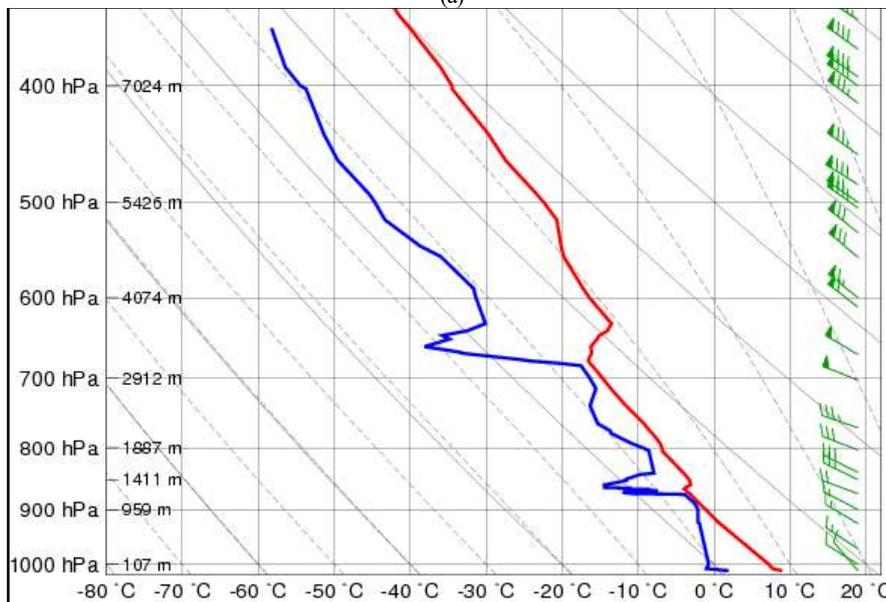
図 3-7-2 は、波状雲発生時の秋田の温位エマグラムである。この温位エマグラムには次の特徴が見られる。

- ① 風向は上層まで厚い層にわたって西北西～北西でほぼ一定であり、奥羽山脈の走向にほぼ直交している。
- ② 相当温位のプロファイルから 1000～670hPa 付近はほぼ中立で、その上は安定層となっている。
- ③ 925～670hPa 付近は湿度が 80%以上で湿っている。
- ④ 奥羽山脈の標高は 1500～2000m 程度で、この高度における風速は 14～17m/s である。
- ⑤ 下層から上層へ風速が増していることから、上層へ向けスコーラー数が減少している。

3. 雲パターン



(a)



(b)

図 3-7-2(a) : 2016年4月30日00UTCの秋田における温位エマグラム
 (緑線：温位、赤線：相当温位、ピンク線：飽和相当温位)
 (b) : 同時刻のエマグラム (赤線：気温、青線：露点温度)

また、後述する風下波の理論 (3.7.2 項) から、波状雲の雲列の間隔は風速に比例し、風速が強いと雲列の間隔が広がる。

波状雲が存在するとき、山岳波による乱気流が発生する可能性がある。山岳波に伴う乱気流の発生には、山頂付近での逆転層高度・鉛直安定度・山の形など風速以外の要素も関わってくるため、衛星画像で観測された波状雲の存在が乱気流に直接結びつくわけではないが、乱気流発生の目安として利用することができる。

なお、風下波は、山の上流側へも伝播するため、図 3-7-3 のように波状雲は風下側ばかりでなく、若干風上側にも発生する場合がある。

3.7.2. 波状雲の間隔と風速の関係

図 3-7-4 に赤外画像と波状雲の輝度温度を示した。図から波状雲の雲頂付近は約 -10°C であり、秋田の高層観測では、800hPa が -6.8°C 、700hPa が -14.7°C なので、図 3-7-2(b)のエマグラムにより波状雲の高度は約 2500m と推定できる。波状雲の雲列の間隔は風速に比例するため、その間隔から風速を推定することができる。

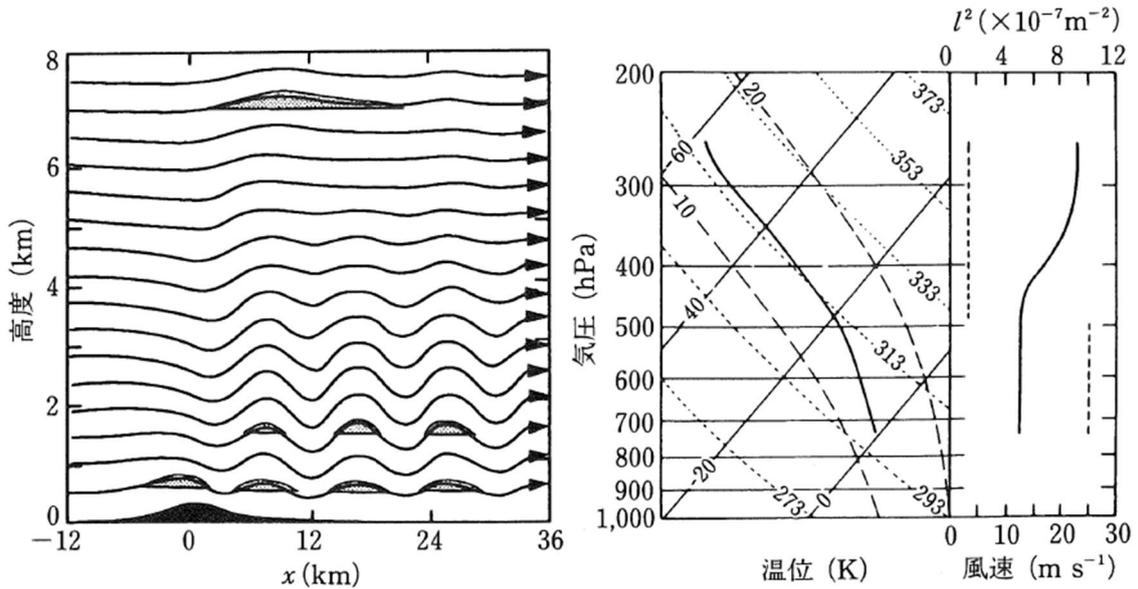


図 3-7-3 波状雲の模式図 (Durrant, 1986)

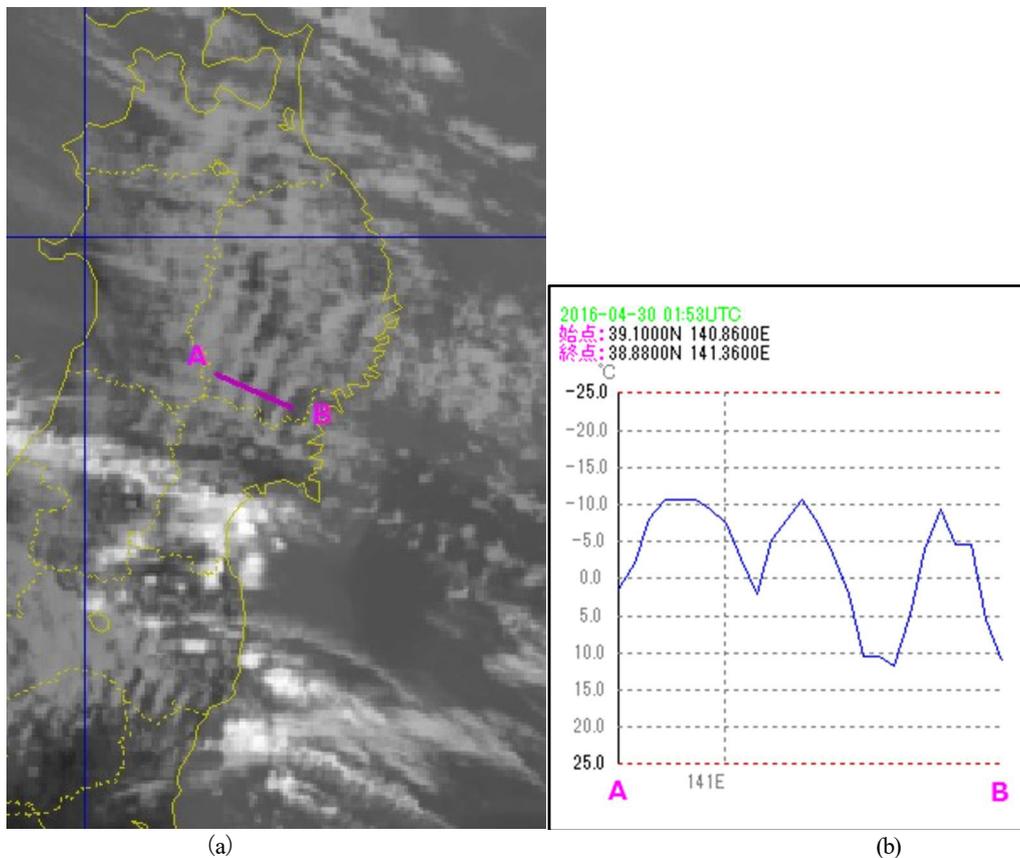


図 3-7-4 (a) 2016年4月30日 02UTC の東北地方付近における赤外画像(B13)、
(b) (a) 図の A-B に沿った鉛直断面における輝度温度

3. 雲パターン

【補足】

風速を U (m/s)、風下波の波長を λ (km)とすると、次のように G.A.Corby(1957)の関係式が成り立つ。

$$U = 1.7\lambda + 4.8$$

衛星画像で λ を測定してみると、

$$5\text{km} < \lambda < 10\text{km}$$

関係式に代入して計算すると、

$$13.3\text{m/s} < U < 21.8\text{m/s} \quad \lambda = 8 \text{ のとき、} U = 18.4$$

秋田の高層観測では、850hPa 14m/s、800hPa 17m/s、700hPa 26m/s であり、輝度温度から推定される波状雲の高さは約 2500m なので、関係式とほぼ合致している。

*スコロー数 (Scorer number)

山の高さを h 、静力学的安定度を s 、重力加速度を g 、風速を u 、高度を z としたとき、次の無次元量をスコロー数という。

$$h^2 \left(\frac{sg}{u^2} - \frac{1}{u} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$$

参考文献

Durrant, D.R., 1986 : Mountain waves. Mesoscale Meteorology and Forecasting, P.S. Ray ed., Amer. Meteor. Soc., 472-492

Corby, G.A., 1957 : A Preliminary Study of Atmospheric Waves using Radiosonde Data, Q. J. R. Meteor. Soc., 83, 49-60.

3.8. オープンセル Open cells

衛星画像で、雲のない領域を取り囲んだドーナツ状あるいはU字状の雲パターンをオープンセルと呼ぶ。図 3-8-1 のように対流性の雲から成るオープンセルは、雲のない領域で下降し、取り囲む雲壁で上昇する鉛直循環を持つ。風速や風向の鉛直シアが小さい時はドーナツパターンを維持するが、鉛直シアが大きくなる時、風速が強くなる時は環状部分が崩れ、オープンセルパターンにはならない。

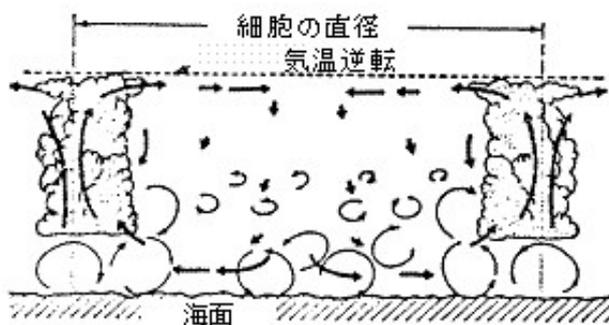


図 3-8-1 オープンセルのモデル図 (浅井 1983)

Bader et al. (1995) は、オープンセルの形状は下層の風速によって図 3-8-2 のように変化するとしている。これによると、下層の風速が 20kt 以下のときは、多角形またはドーナツ状に見えるが、風速が 20kt を超えると雲の無い部分を取り囲むリング形の雲が崩れ始め、U 字形状となる。風速が大きくなるのに従って不規則さを増し、流れに沿って広がる形が多くなる。

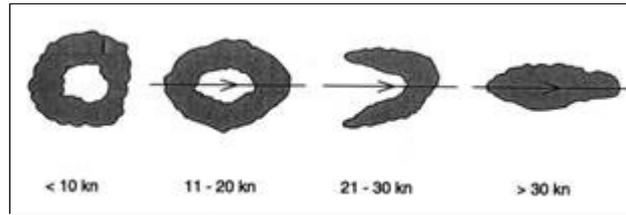
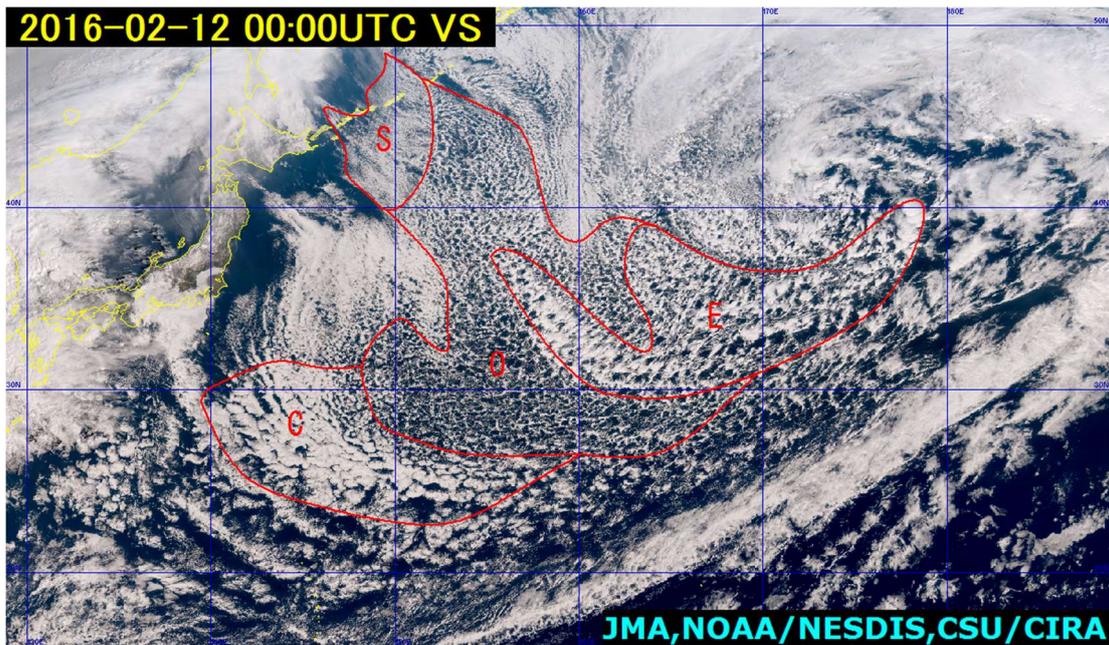


図 3-8-2 風速の増大によるオープンセルの形状変化
矢印は風向を示す (Bader et al. 1995)

オープンセルは、気温と海面水温の温度差が大きいときに発現する。これは、オープンセルが暖流域あるいは強い寒気場内で顕在化することを表し、発達した低気圧後面から流入する寒気の強さを推定する指標になる。

図 3-8-3 (a)は、2016年2月12日 00UTC の可視バンドによる True Color 再現画像で、寒気場となった日本の東海上には多種多様な雲パターンが出現している。その中の雲パターン O がオープンセルで、おおよそ低気圧性の循環内に存在している。図 3-11-2 (3.11 参照) は、同時刻の地上天気図である。また図 3-8-3(b)は、同時刻の GSM 初期値 500hPa 気温と海面水温との差で、ここでは、概ね -42°C 以下の強い寒気場内にオープンセルが対応している。



(a)

3. 雲パターン

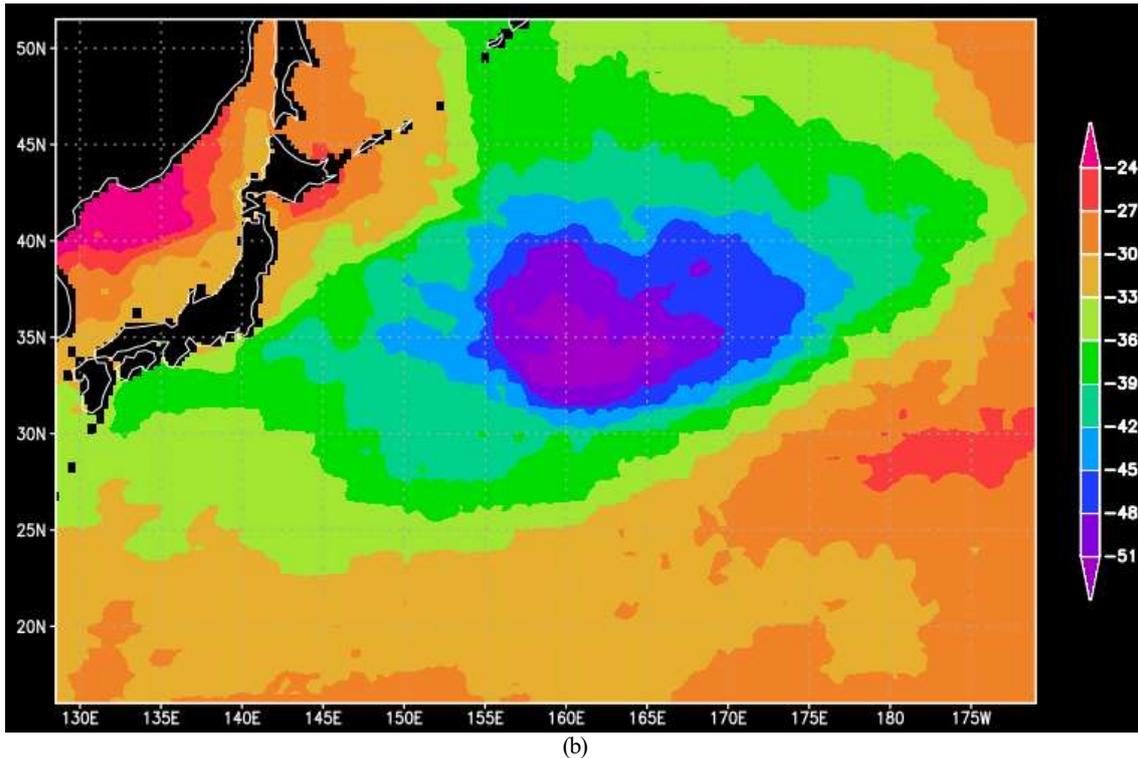


図 3-8-3 (a) 2016年2月12日00UTCの日本の東海上における True Color 再現画像
 (各記号で示された領域は各雲パターンの雲域を示す)
 (b) 同時刻の GSM 初期値 500hPa 気温と海面水温との差

参考文献

浅井富男, 1983 : 大気対流の科学. 東京堂出版, 220.

Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley, and A. J. Waters, 1995 : Images in weather forecasting, Cambridge Univ. Press, 499.

3.9. クローズドセル Closed cells

衛星画像で、多角形や塊状の雲が周辺部の晴天域で囲まれたセル状の雲をクローズドセルと呼ぶ。クローズドセルは層積雲で構成され、風速や風向の鉛直シアは小さく、風速も 20kt 以下のことが多い。雲頂は逆転層で抑えられ、高気圧の南東象限など下層の高気圧性の流れの領域で発現しやすい。図 3-9-1 のように、中心部の雲を形成する上昇気流が周辺部の晴天域で下降する鉛直循環を持つ。

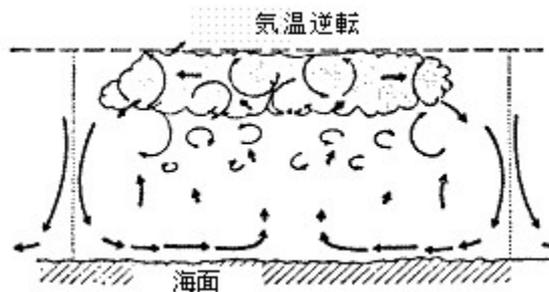


図 3-9-1 クローズドセルのモデル図 (浅井1983)

オープンセルに比べ、気温と海面水温の温度差が小さいとき発現する。寒気の流入が弱い場合はクローズドセルが形成される。また、流入した寒気が弱まった場合はオープンセルからクローズドセルに変化することがある。このように、オープンセルになるかクローズドセルになるかは、主に寒気の強さに対応する。オープンセルが存在する領域とクローズドセルが存在する領域の境界は、図 3-9-2 のように上層のジ

ジェット気流の位置を示唆すると言われている (Bader et al., 1995)。

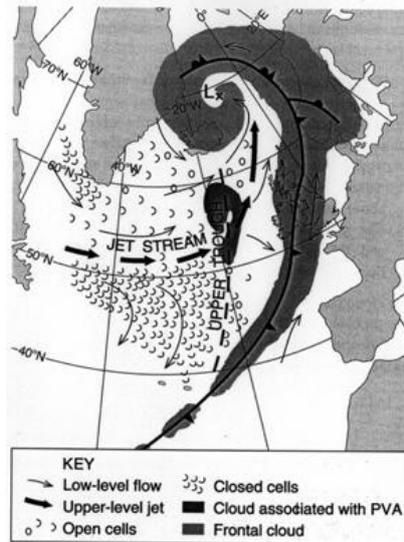


図 3-9-2 寒気場内の一般的なセル状雲パターンと総観場の模式図 (Bader et al. 1995)

図 3-8-3 (3.8 参照) で、雲パターン C がクローズドセルである。

3.10. 筋状雲 Cloud streets

衛星画像で、Cu や Cg で構成された多数の雲列が平行に並ぶパターンを「筋状雲」と呼ぶ。概ね下層風に平行な走向を持ち、雲頂高度はほぼ一定である。雲層内での風向の鉛直シアは小さいが、オープンセルやクローズドセルに比べ風速の鉛直シアは大きく、図 3-10-1 のように下層風の鉛直シアに平行なロール状の雲 (雲列や雲バンド) が形成される。この図では、ロール状の対流における空気塊の螺旋運動が示され、対流雲は上昇気流域の上部に形成されることを表す。

図 3-10-2 は、2016 年 2 月 11 日 00UTC の可視バンドによる True Color 再現画像で、雲パターン S が筋状雲である。

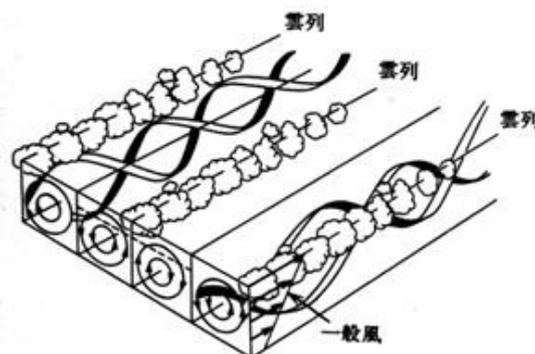


図 3-10-1 ロール状対流の模式図 (浅井 1996)
不安定流体中の鉛直シアが大きい場合は、シアに平行なロール状の対流となる。

3. 雲パターン

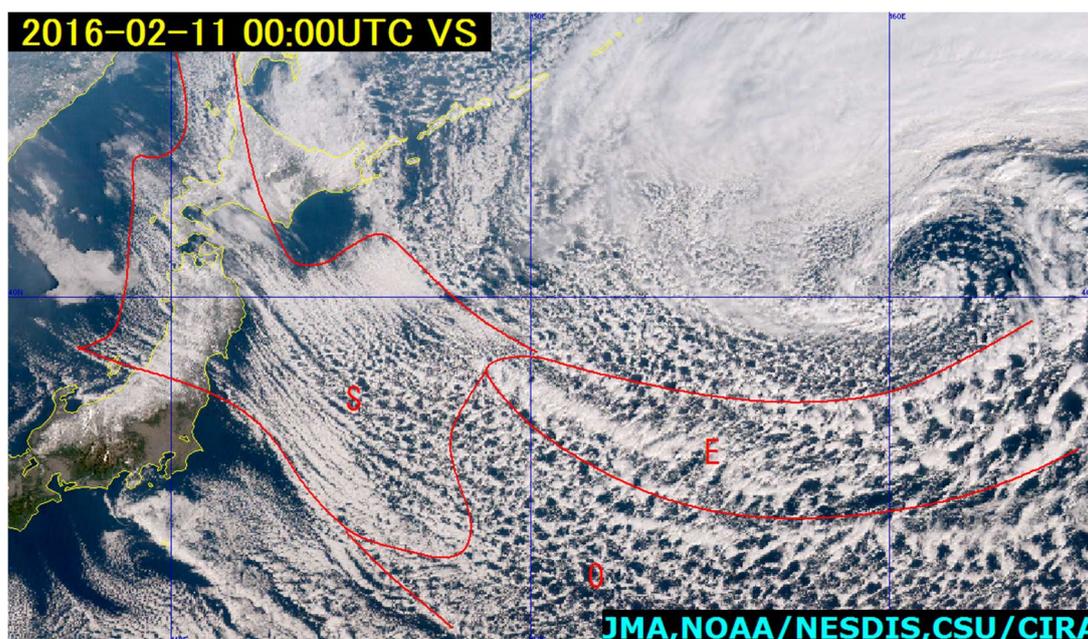


図 3-10-2 2016年2月11日00UTCの日本の東海上における True Color 再現画像
(各記号で示された領域は各雲パターンの雲域を示す)

参考文献

浅井富男, 1996: ローカル気象学. 東京大学出版会, 233.

3.11. エンハンスト積雲 Enhanced Cu

衛星画像で、低気圧後面の寒気場内に分布する Cu からなるオープンセルの領域内に、Cb や Cg が見られることがあり、これをエンハンスト積雲と呼ぶ。エンハンスト積雲は、発達した低気圧の後面から南下する強い寒気による不安定成層の中で Cu が発達し Cb や Cg に発達したものである。逆に、エンハンスト積雲から寒気存在・強さを推定できる。

図 3-11-1 は、図 3-8-3 (3.8 参照) と同時刻の Day Snow-Fog RGB 合成画像で、雲パターン E がエンハンスト積雲である。この図でオレンジ色の雲域は降水を伴う厚い雲域を表し、オープンセルの他の部分より雲頂高度が高く、かなとこ巻雲も見られ組織化している。図 3-11-3 は、2016年2月12日00UTCの500hPa高層天気図で、 -36°C 以下の寒気を伴ったトラフが日本の東に進み、対流不安定により Cu が Cb や Cg に発達している。

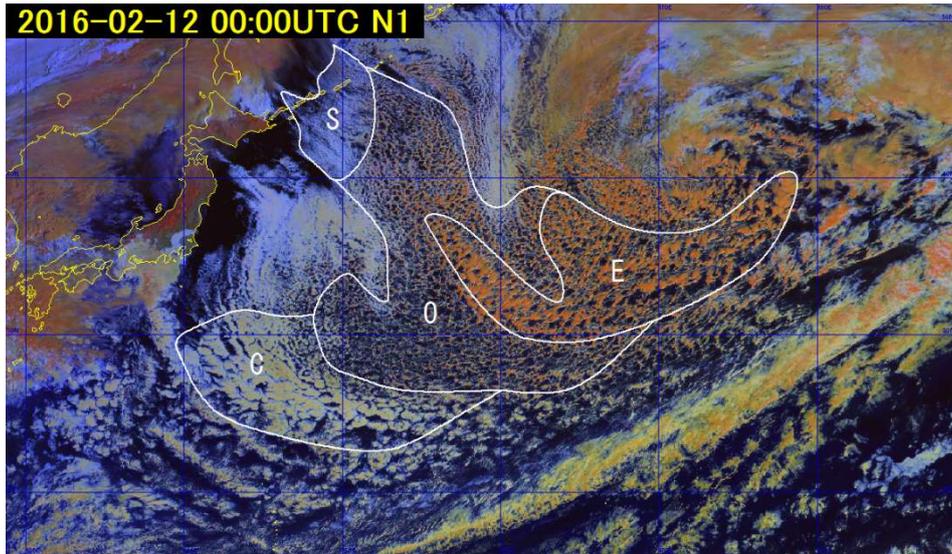


図 3-11-1 2016年2月12日00UTCの日本の東海上における Day Snow-Fog RGB 合成画像
(各記号で示された領域は各雲パターンの雲域を示す)

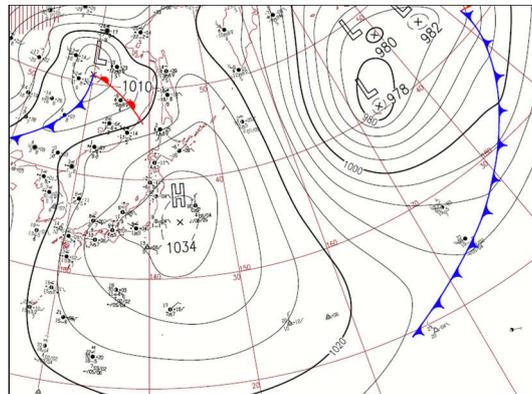


図 3-11-2 2016年2月12日00UTCの地上天気図

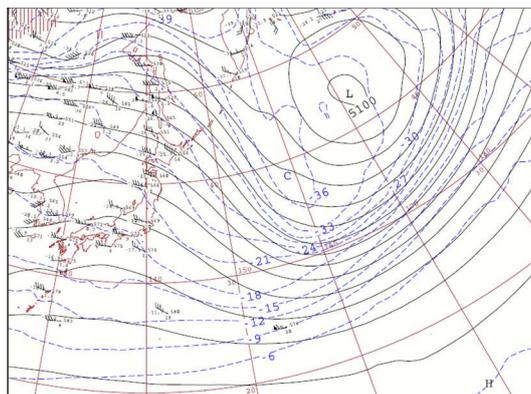


図 3-11-3 2016年2月12日00UTCの500hPa天気図

3.12. クラウドクラスター Cloud cluster (Cb クラスタ・Cb cluster)

一般には独立して存在することが多い Cb が、集合して巨大な塊を形成することがあり、この塊をクラウドクラスターあるいは Cb クラスタと呼ぶ。クラウドクラスターは様々なサイズや発達段階の対流雲で構成され、水平スケールは数百 km に達する。レーダー画像で認識できるメソ対流系システムとしてスコールラインやマルチセルなどが知られているが、クラウドクラスターは衛星画像で認識できるスケールの大きな

3. 雲パターン

対流系システムで、熱帯や夏の大陸上で見られることが多い。

Maddox(1980)は、北アメリカ大陸上で竜巻・ひょう・雷雨など激しい現象をもたらすメソ α スケールの対流システムとして、MCC(Mesoscale Convective Complex)を衛星から -32°C より低い雲頂温度の領域が10万 km^2 (直径およそ350km)以上の面積を持ち、6時間以上持続するほぼ円形(長径と短径の比が0.7以上)をした雲域と定義した。MCCは大陸上で発達するクラウドクラスターの典型の一つで、強い持続的な下層での暖気移流によってもたされる条件付き不安定な場のとき、夕方遅くから夜にかけて形成されやすい。図3-12-1及び図3-12-2はひまわり8号で観測されたMCCの例で、直径300km以上のほぼ円形のクラスター(図中Cの雲域)が中国大陸に存在している。

日本周辺のCbクラスターについては、岩崎・武田(1993)がメソスケール雲クラスターと呼んで、梅雨期の出現特性を調査している。この中でメソスケール雲クラスターを、輝度温度が -50°C 以下の雲域が円形ないし楕円形を呈し、その直径が100km以上であること、雲塊の縁(特に西側)で輝度温度の勾配が大きいく、及び中緯度で発生することと定義した。この調査によれば、日本周辺の梅雨期の雲クラスターの特徴として平均寿命は14時間未満、最大直径の平均は170kmであった。また、最大直径が大きいほど寿命が長いこと、最大直径が200km以上の大きな雲クラスターは大陸上に多く、小さい雲クラスターは海洋上で多く形成される傾向があった。日本付近で発生する大型のクラウドクラスターの多くは東シナ海で発生・発達し、九州地方に大雨をもたらすことがある。

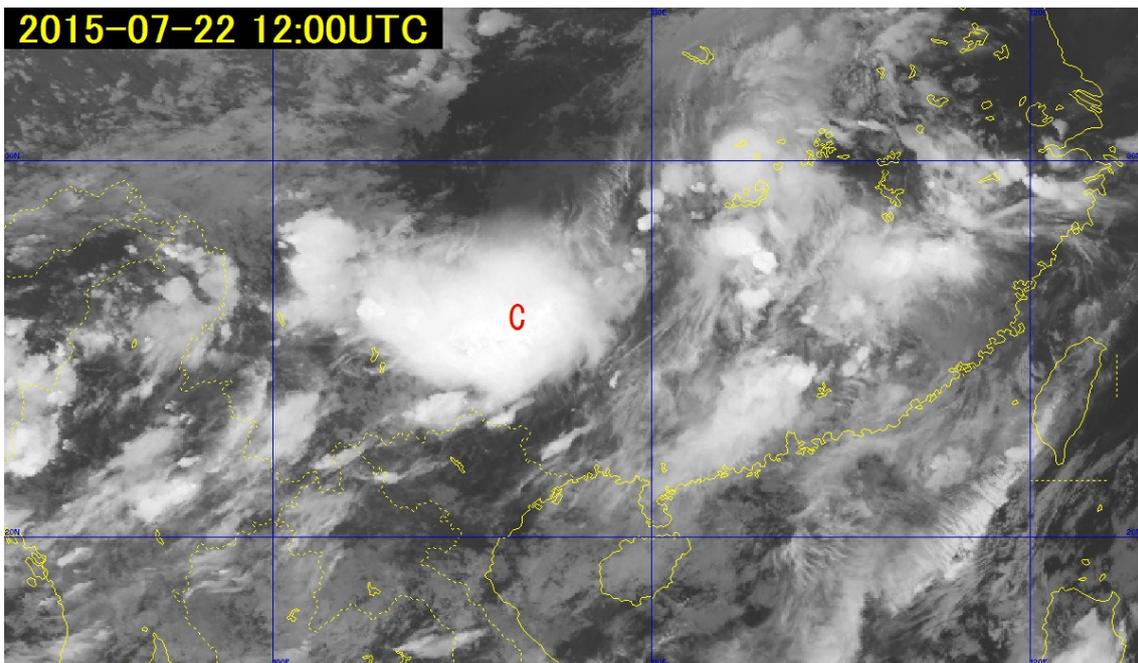


図3-12-1 2015年7月22日12UTCの華南付近における赤外画像(B13)

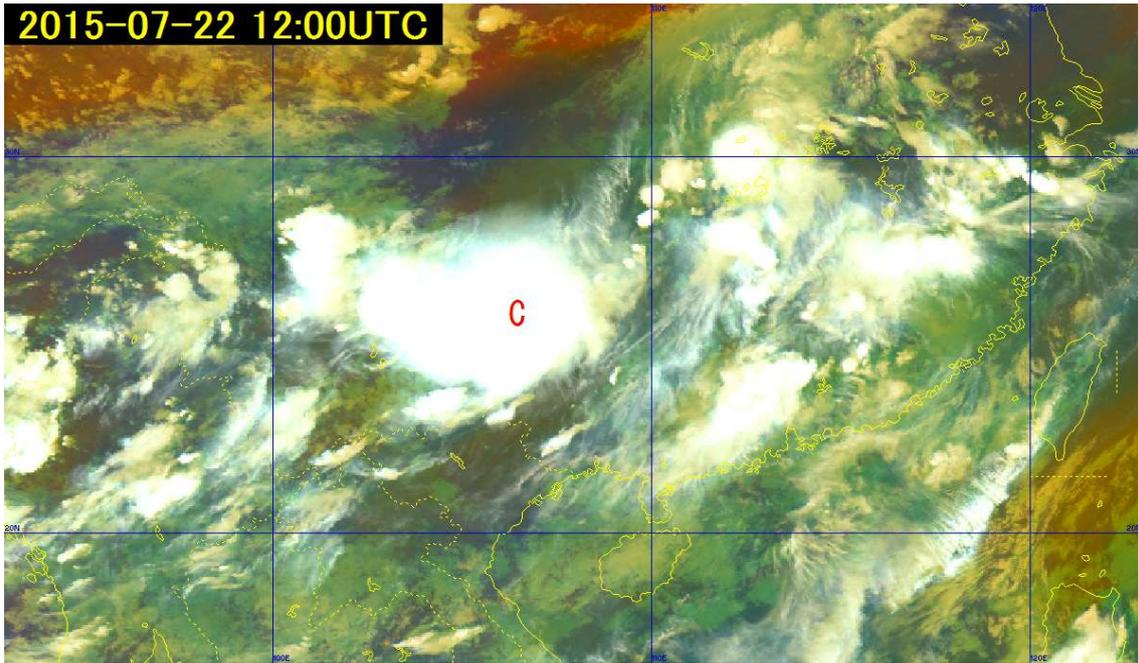


図3-12-2 2015年7月22日12UTCの華南付近における Airmass RGB 合成画像

図3-12-3は、メソスケール雲クラスターの例で、九州西岸にほぼ円形の雲クラスターが見られる。この雲クラスターのスケールはやや小さいが、ほぼMCCに匹敵するもので、その後東進を続け、九州中部を通過後衰弱した。この雲域により、長崎県雲仙岳では1時間に124.5mm、熊本県甲佐町では150.0mm、山都町でも126.5mmなどの猛烈な雨が降った。図3-12-4は、同時刻のAirmass RGB合成画像で、雲クラスター西側の赤茶色の領域は乾燥した成層圏起源の高渦位・低圏界面領域に対応し、中上層へ乾燥・低温気塊の流入により大気が不安定化し、雲クラスターの発達に寄与したと考えられる。図3-12-5は、そのときの地上天気図である。

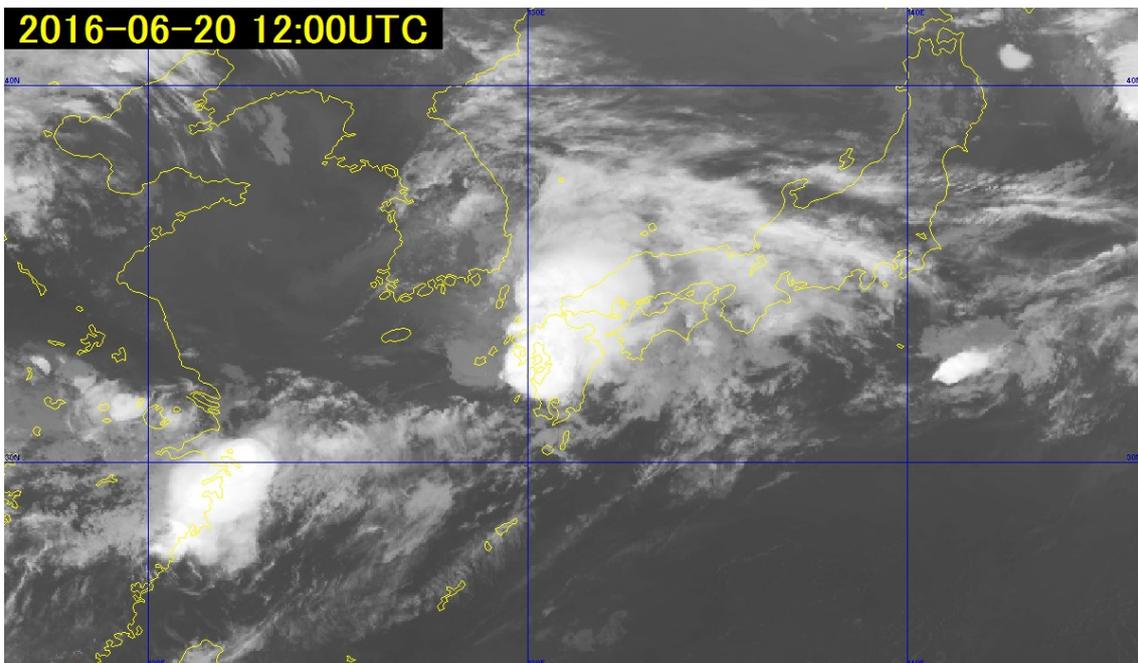


図3-12-3 2016年6月20日12UTCの西日本付近における赤外画像 (B13)

3. 雲パターン

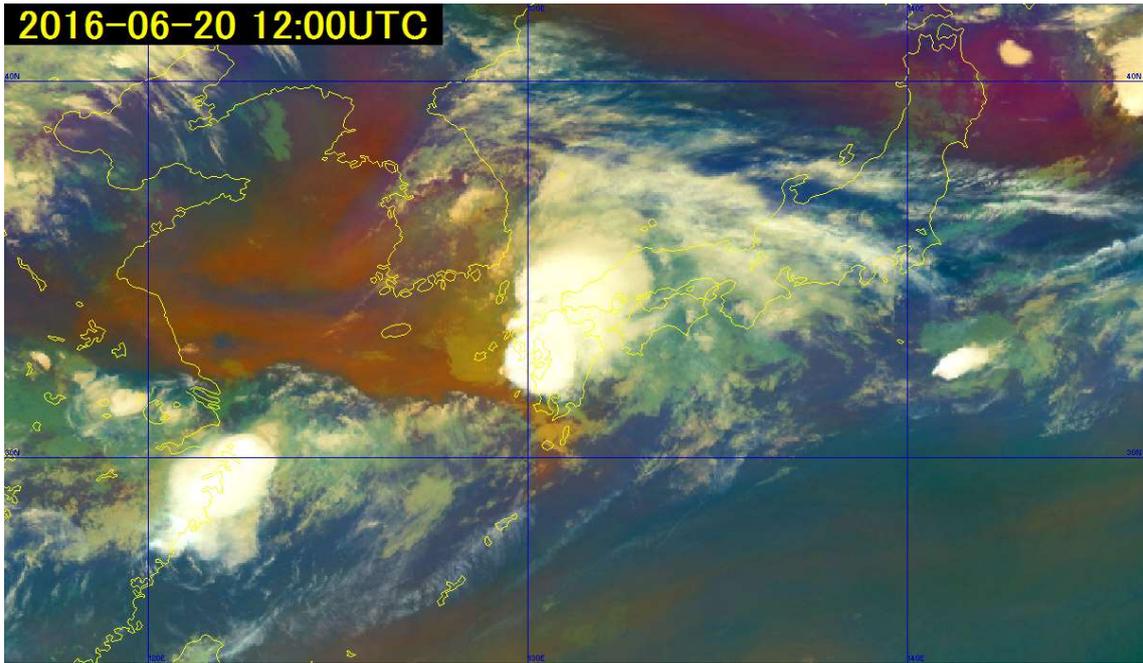


図 3-12-4 2016年6月20日12UTCの西日本付近における Airmass RGB 合成画像

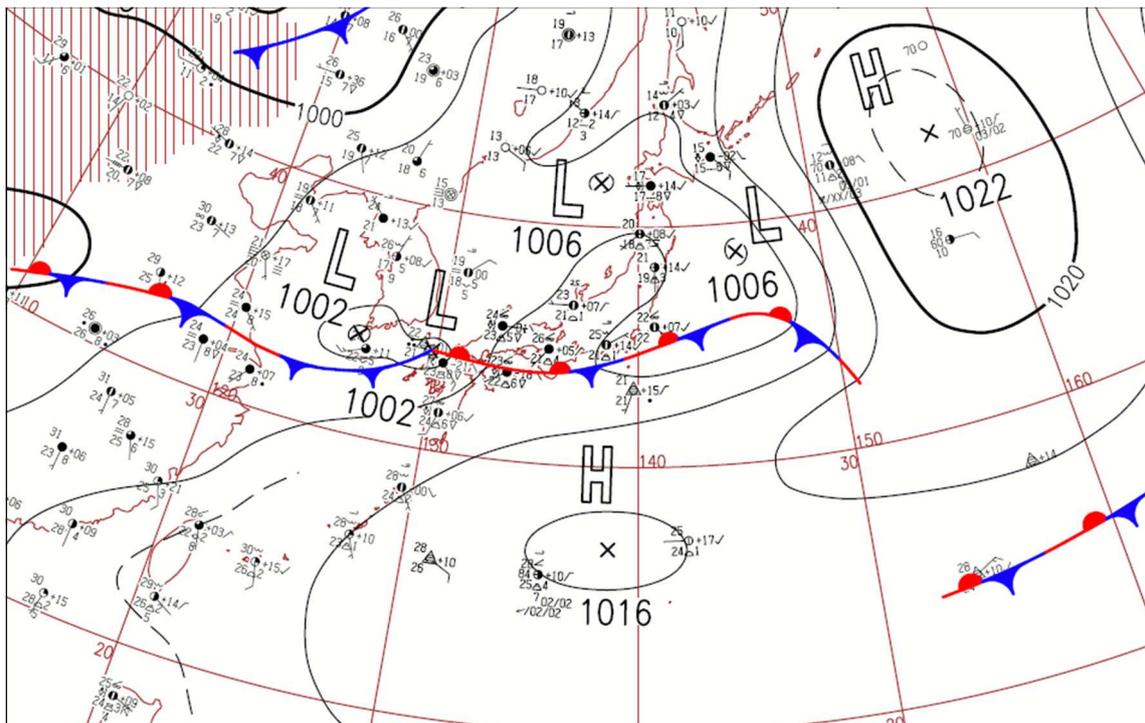


図 3-12-5 2016年6月20日12UTCの地上天気図

参考文献

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes, Bull. Amer. Met. Soc., 61, 1374-1387.

岩崎博之、武田喬男, 1993: 日本周辺の雲クラスターの出現特性. 天気, 40, 161-170.

3.13. CDO Central Dense Overcast

台風の発達に伴い、台風の眼や中心付近にCbが集合して形成された滑らかな雲頂を持つ円形状の雲域をCDOと呼ぶ。CDOは台風の強度を衛星から見積もる際の指標の一つとなっている。図 3-13-1、図 3-13-2 及

図 3-13-3 は、2016 年の台風第 1 号の赤外画像 (B13) で、矢印で囲まれた雲域が CDO である。

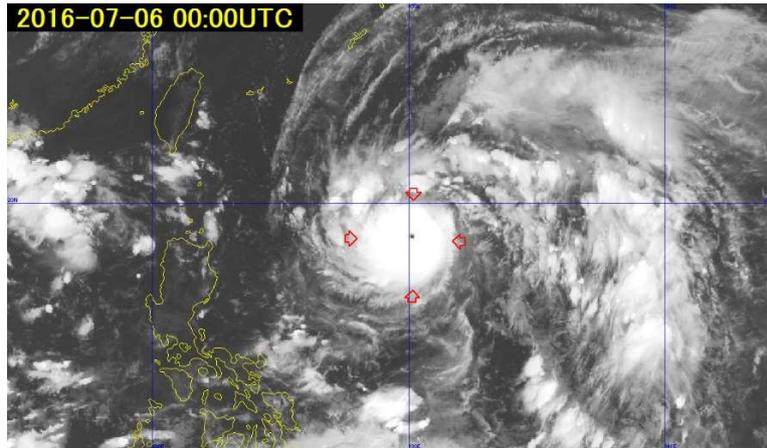


図 3-13-1 2016 年 7 月 6 日 00UTC のフィリピンの東海上における赤外画像 (B13)

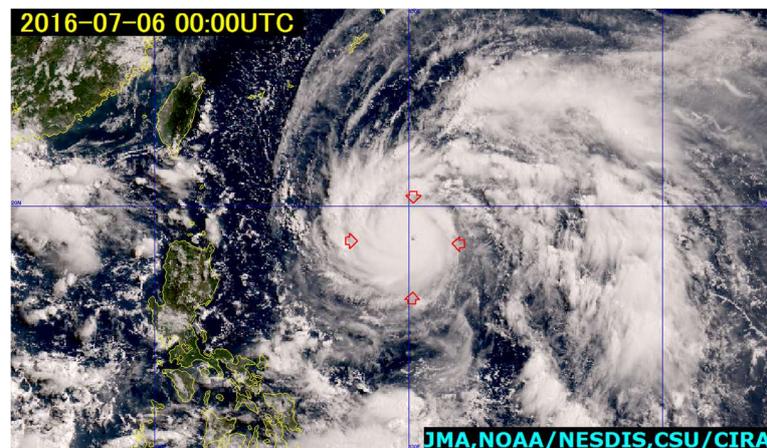


図 3-13-2 2016 年 7 月 6 日 00UTC のフィリピンの東海上における True Color 再現画像

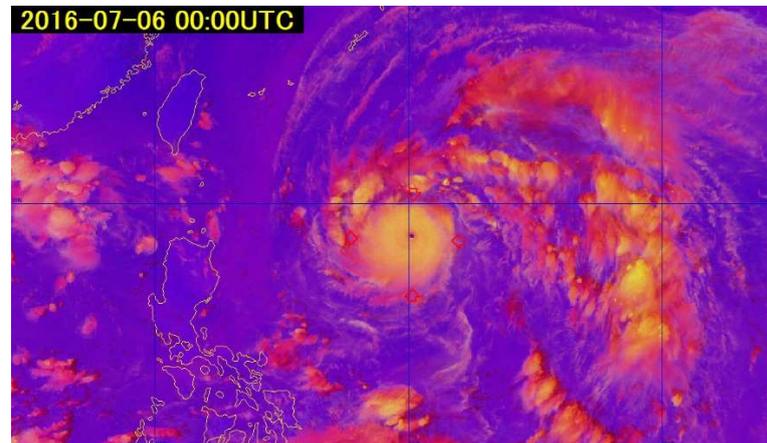


図 3-13-3 2016 年 7 月 6 日 00UTC のフィリピンの東海上における Day convective storms RGB 合成画像

3.14. にんじん状 (carrot-shaped) 雲

中・上層風上側に向かって、次第に細く毛筆状あるいは、にんじん状になっている雲域をにんじん状 (carrot-shaped) 雲 (以下にんじん状雲) と呼ぶ。これは、風上側から風下側に広がった Cb の雲列と、上層風に流されるかなとこ巻雲で構成されている。にんじん状雲は、特に穂先部分では豪雨、突風、雷、降雹などの顕著現象を伴うことが多く、その発生や移動を監視することは重要である。

3. 雲パターン

気象衛星センター(1991)によれば、にんじん状雲を構成する個々のCbを含む対流雲は中・上層風の下流側へ移動することが多いが、ほぼ停滞したり、時には風上側に伸びる対流雲列上に発生することもある。にんじん状雲のライフタイムは、ほとんどが10時間未満である。一般的に、にんじん状雲の発生しやすい主な状況は、以下の通りである。

- ① 発生場所は、主に海上で、地上低気圧中心付近や前線近傍・暖域である。
- ② 対流圏下層の暖湿気の流入(暖湿移流)とその上への乾燥空気の流入が顕著である。
- ③ 対流圏上層には、相対的な強風帯、明瞭な鉛直シア及び上層発散がある。

図3-14-1では、石垣島の南東には、○で囲んだ領域ににんじん状雲が見られ、かなとこ巻雲が北東方向に広がっている。また、可視画像(図3-14-2)ではCbラインが南の先端から北北東に延びている。図3-14-1の右上に示したレーダー観測画像では、Cbライン対応の降水強度32~64mm/hrのエコーが観測されている。

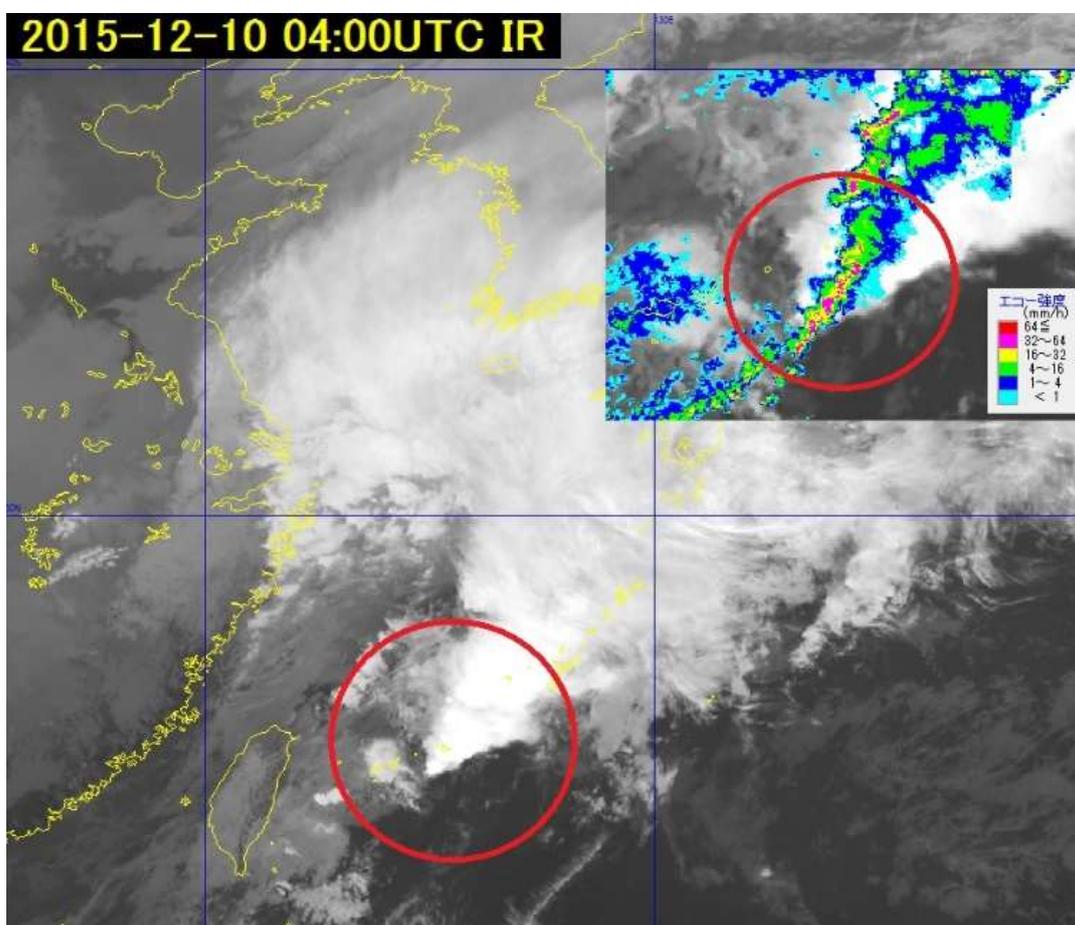


図3-14-1 2015年12月10日04UTCの東シナ海付近における赤外画像(B13)とレーダー降水強度

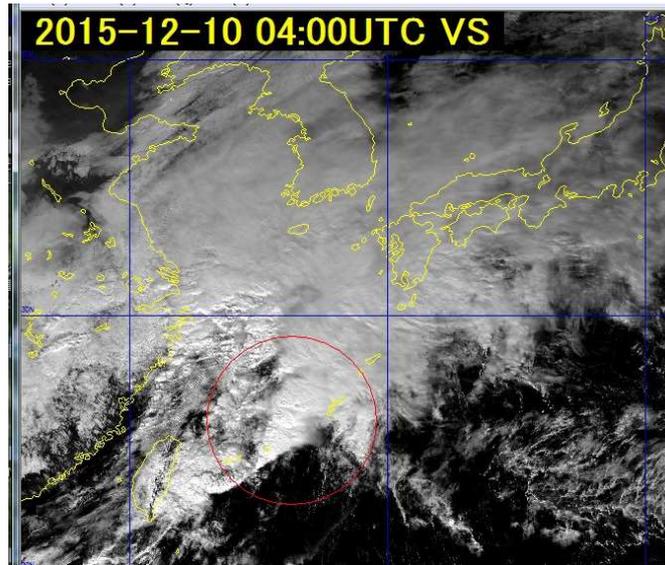


図 3-14-2 2015 年 12 月 10 日 04UTC の東シナ海付近における可視画像 (B03)
(記号については、本文参照)

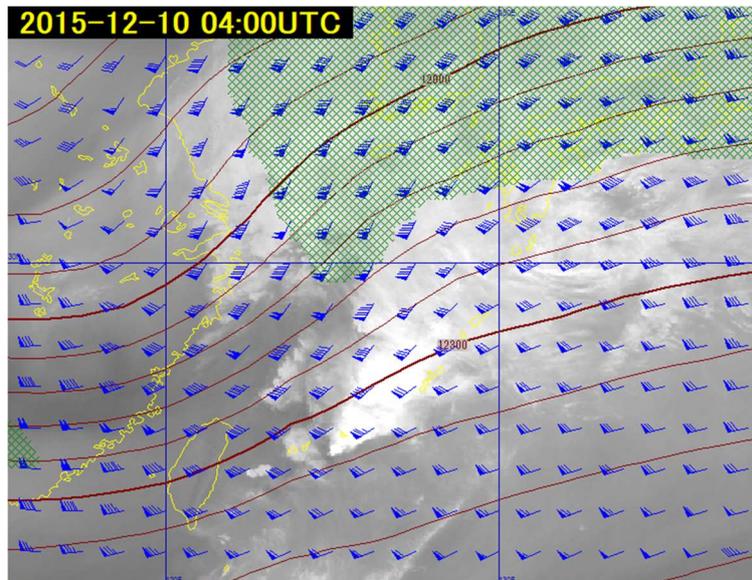


図 3-14-3 2015 年 12 月 10 日 04UTC の東シナ海付近における水蒸気画像 (B08) 及び GSM (初期値: 00UTC) による 200hPa 面の等高線 (60m 毎、茶色線)、風 (kt)、緑色のハッチは風速が 100kt 以上の領域

図 3-14-3 は、水蒸気画像 (B08) と 200hPa 高度と風を重ねたもので、にんじん状雲の風上から風下に向かって風速が強まる加速場 (発散域) であることが分かり、北側には 100kt を超える強風帯がある。水蒸気画像では、にんじん状雲は相対的な湿り域と乾燥域の境界に発生しており、風系から乾燥空気の流入を示している。

図 3-14-4 に 850hPa の相当温位と風を示した。にんじん状雲の発生域は、寒冷前線近傍の暖域内で 330K 以上の高相当温位域が南から進入している。図 3-14-4 のように鉛直断面をとると、上空に向かって強い風速のシアが見られ、前述した発生しやすい状況と一致する。

3. 雲パターン

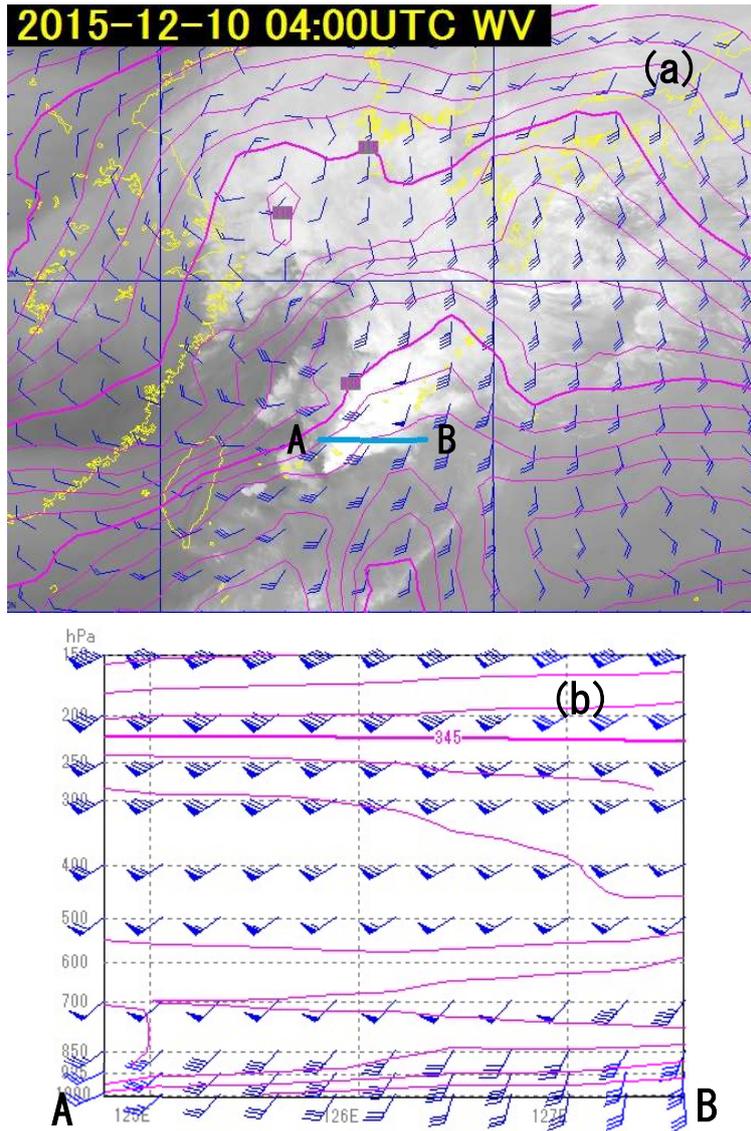


図 3-14-4 (a) 2015年12月10日04UTCの東日本付近における赤外画像 (B13) 及び GSM (初期値: 00UTC) による 850hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線)、風 (kt)
 (b) (a) 図の A-B 線に沿った鉛直断面図

3.15. 雲バンド Cloud band

前線に伴う中・下層、上・中・下層などの多層構造の帯状の雲域 (前線性雲バンドと呼ぶ)、及び対流性の雲による帯状の雲域のことを指す。

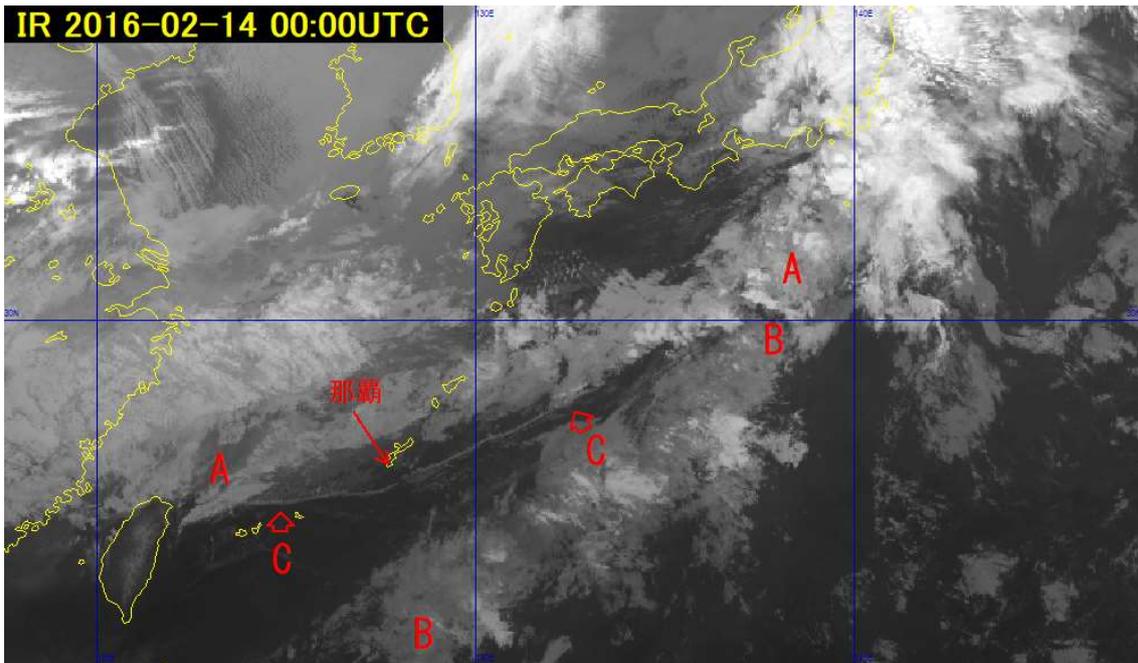


図 3-15-1 2016年2月14日00UTCの西日本付近における赤外画像 (B13)
(記号については、本文参照)

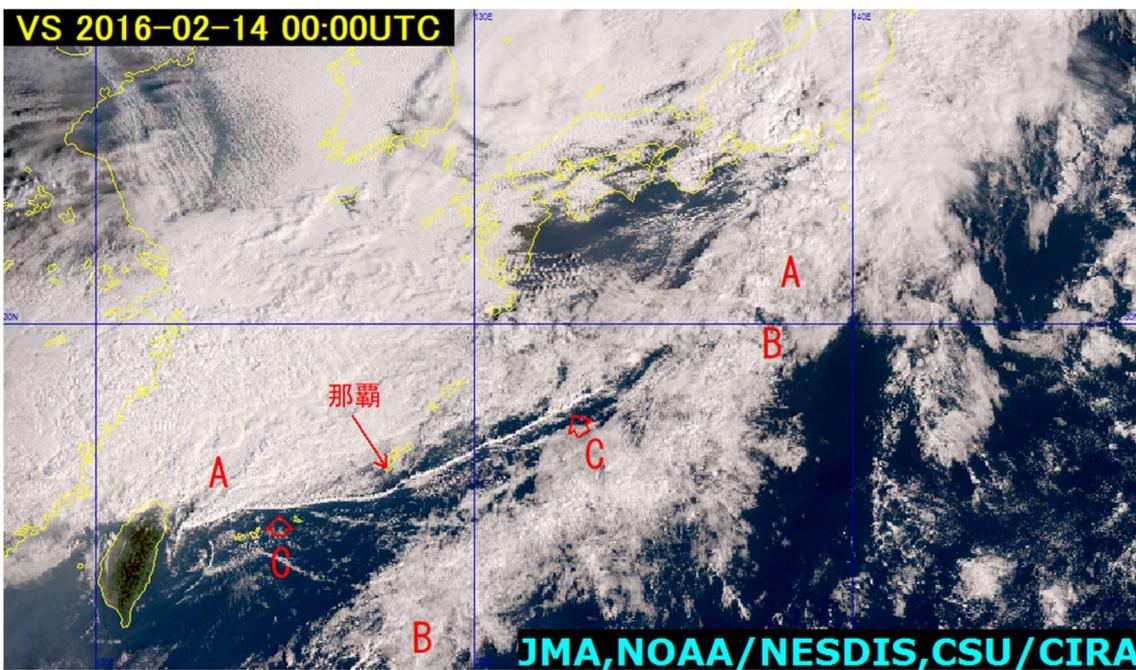


図 3-15-2 2016年2月14日00UTCの西日本付近における True Color 再現画像
(記号については、本文参照)

図 3-15-2 2016

図 3-15-1 及び図 3-15-2 では、関東地方付近から先島諸島まで東西約 2000km にも延びる、中・下層主体の幅 200~300km の前線性雲バンド (A-A) が見られる。また同様に、本州の南から沖縄本島の南まで延びる対流性の雲が主体の雲バンド (B-B) も見られる。

3. 雲パターン

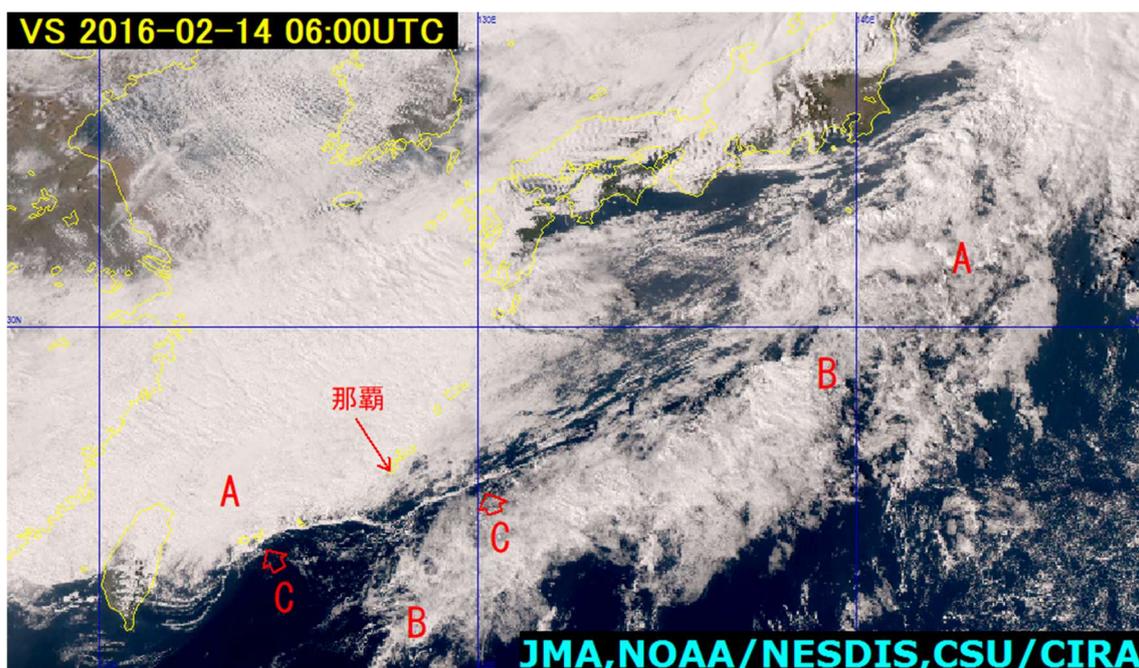


図 3-15-3 2016 年 2 月 14 日 06UTC の西日本付近における True Color 再現画像
(記号については、本文参照)

3.16. 雲列 Cloud line

列状に連なる雲のことを指し、対流性の雲から成る。この雲列において、Cb や Cg を含むものは Cb-Cg ライン、Cu のみから成る雲列は Cu ラインと呼ぶ。

図 3-15-1 及び図 3-15-2 では、雲バンド (A-A) の南縁に位置する先島諸島付近から四国沖まで、雲列 C-C が西南西～東北東方向に延び、Cu 程度の対流雲で構成される (Cu ライン)。

3.17. ロープクラウド Rope cloud

幅 10～30km 程度の細くて長い Cu の雲列を指し、長さは 2000～3000km にも及ぶ場合がある。ロープクラウドは、主に海上で寒冷前線に対応する雲バンドの暖域側に、雲バンドに沿って見られ、この雲列を挟んで風・気温が不連続に変化している。雲列内に Cb や Cg などの発達した対流雲は見られない。

図 3-17-1 の地上天気図では、日高沖に中心を持つ低気圧から寒冷前線が沖縄の南東海上まで伸び、伊豆半島付近に前線上のキンクが表現されている。この寒冷前線は図 3-15-3 の雲列 C-C に対応し、寒冷前線に対応する活発な対流雲列がロープクラウドに変化した例である。

このロープクラウドは、13 日 21UTC 頃に沖縄本島を通過した。那覇の風、気温の時系列変化図 (図 3-17-2) では、ロープクラウドの通過に伴い、風向の急変と気温の下降が観測された。その後、雲列 C は雲バンド (A-A) の衰弱と共に南下しながら弱まり始めた (図 3-15-3)。

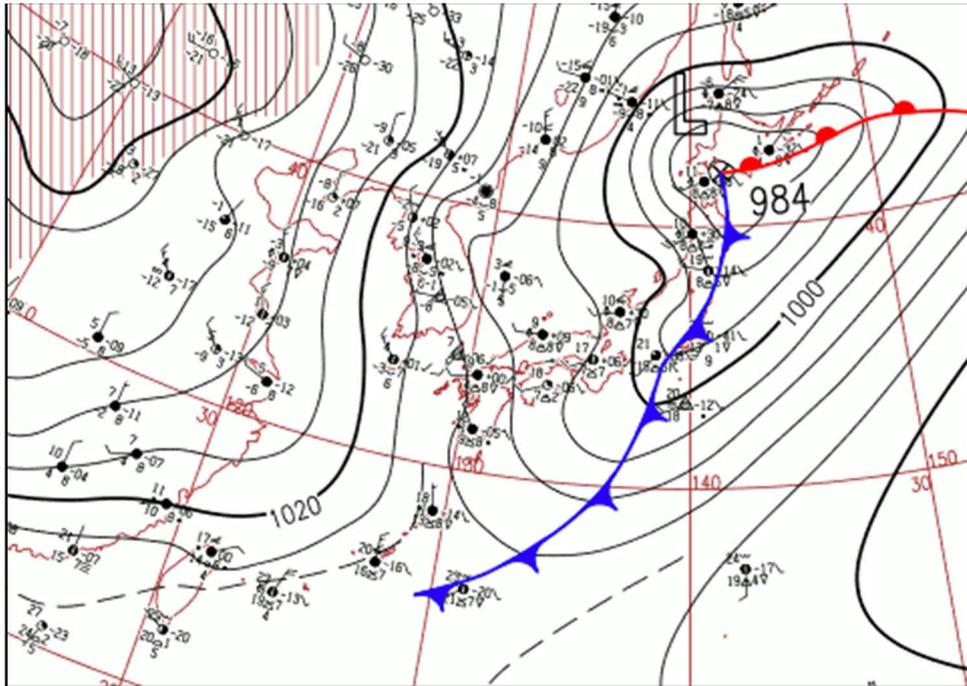


図 3-17-1 2016年 2月 14日 06UTC の地上天気図

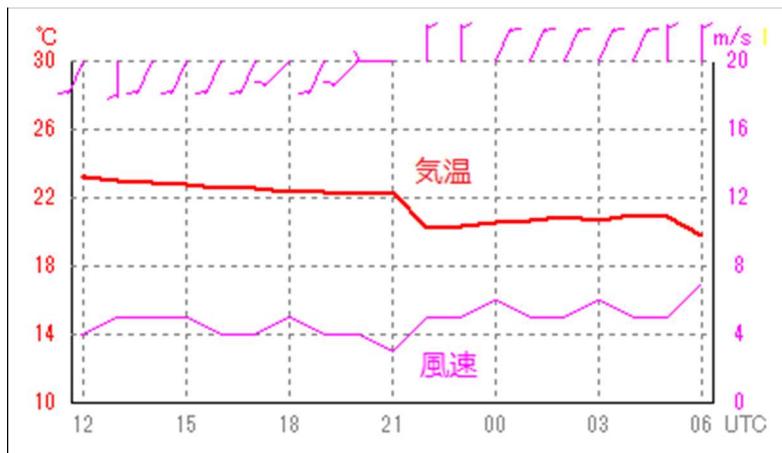


図 3-17-2 2016年 2月 13日 12UTC～14日 06UTC の那覇における気温、風向風速の時系列変化図

3. 18. カルマン渦

図 3-18-1 の地上天気図に見られるように冬型の気圧配置が崩れ、大陸の高気圧が移動性となって日本付近に張り出し、北西の風がやや弱まると、済州島や屋久島の風下側に下層雲で形成された渦が左右交互に並ぶ現象が見られることがある (図 3-18-2)。これをカルマン渦列、またはカルマン渦と呼ぶ。

3. 雲パターン

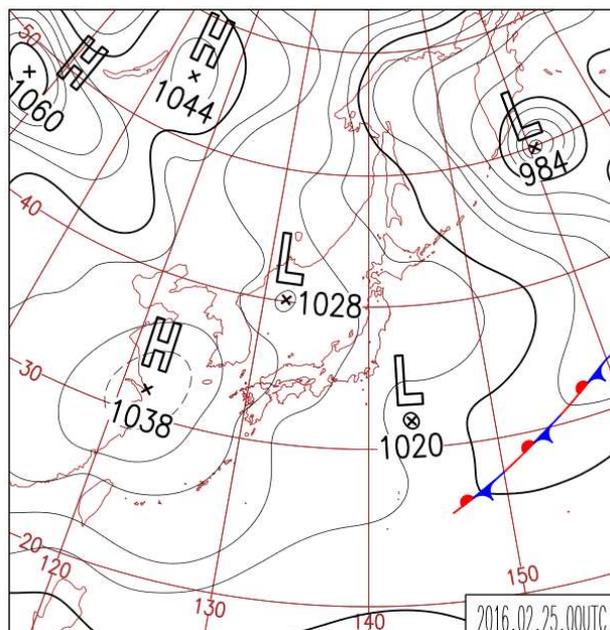


図 3-18-1 2016 年 2 月 25 日 9 時の地上天気図

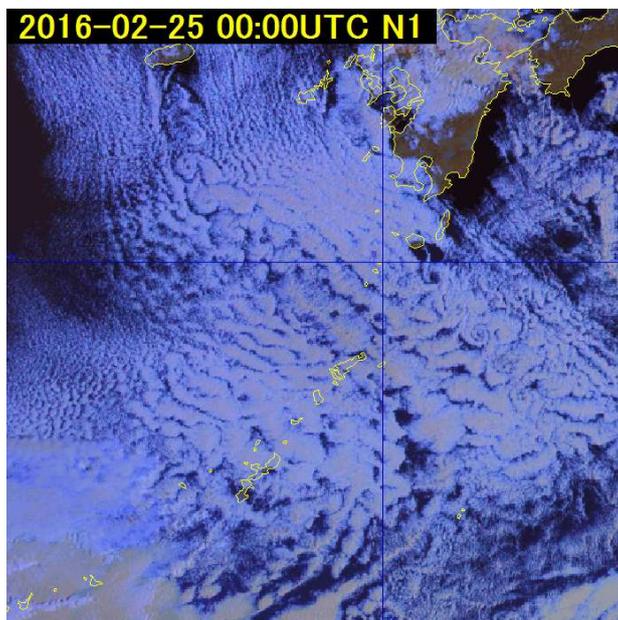


図 3-18-2 2016 年 2 月 25 日 00UTC の東シナ海付近における Day Snow-Fog RGB 合成画像

衛星画像におけるカルマン渦は、島の風下側に主として Sc から構成される雲渦が規則正しく列状に並んだものである。Hubert、Krueger(1962)及び Thomson、Gower、Bowker(1977) による衛星画像を用いた調査によると、カルマン渦の発生条件としては、主に次の3つが挙げられる。

- ①強い逆転層下にある St または Sc によって覆われた広い海域であること。
- ②下層で風向が一定な強い風が持続すること。
- ③逆転層の上へ数 100m 突き抜けている山岳を持つ島が存在すること。

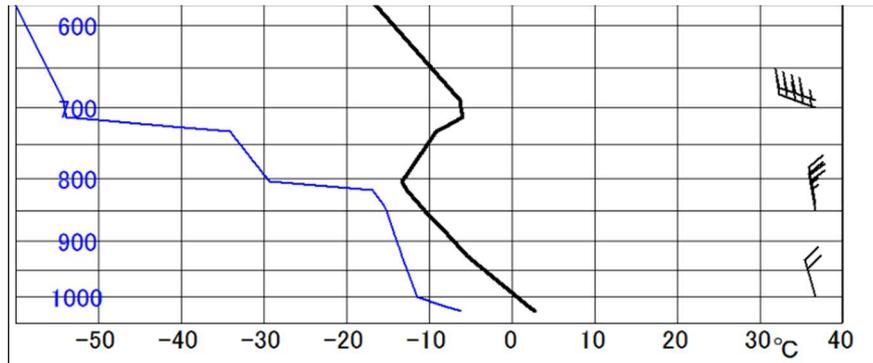


図 3-18-3 2016年2月25日00UTCのチェジュ島における気温、露点温度、風の鉛直プロファイル

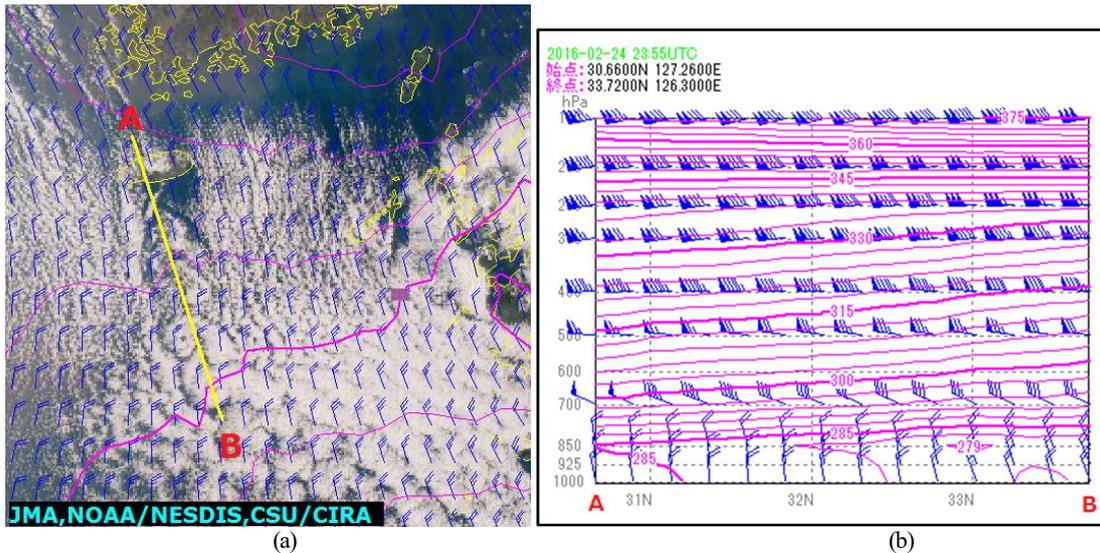


図 3-18-4 2016年2月25日00UTCの (a) 東シナ海付近における True Color 再現画像及び LFM (初期値: 00UTC) による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線)、風 (kt)、(b) (a) 図の A-B 線に沿った鉛直断面

2016年2月25日00UTCのチェジュ島における気温、露点温度、風の鉛直プロファイル(図3-18-3)では、800hPa~720hPa付近に顕著な逆転層があり、大陸からの寒気の流入及び海面から下層大気への熱と水蒸気の補給により、弱い対流が発生して、Sc系の雲を形成する基となっている。図3-18-4は、LFMによるカルマン渦付近の断面で、800hPaより下層では、一様な北風が卓越し、風向風速ともにシアーがない。これらの環境は発生条件と一致し、図3-18-5に示す模式図のようになっている。



図 3-18-5 カルマン渦の発生模式図
逆転層(黄色で塗られた層)の上に山頂が突き出ており、逆転層下の風は山を迂回している

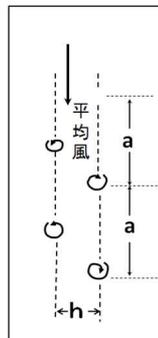


図 3-18-6 渦列の間隔 h と 同じ渦列中の渦と渦の間隔 a の説明図

3. 雲パターン

このような発生条件は、寒候期において流入した寒気が徐々に弱まる時期に満たされることが多い。カルマン渦の走向は、ほぼ下層風の流れに沿っている。日本付近では、チェジュ島（標高 1950m）、屋久島（1935m）、利尻島（1721m）、千島列島のウルップ島（1426m）及びパラムシル島（1816m）の風下などに多く見られる。

衛星画像（図 3-18-2）では、黄海から東シナ海にかけて寒気に伴う下層雲域が見られ、先島諸島付近では層状化が著しい。この中で、チェジュ島から南に向かって、右側は反時計回り、左側は時計回りをする 2 列の渦列（矢印）が見られる。この渦列の間隔 h と同じ渦列中の渦と渦の間隔 a との比は、Chopra、Hubert（1965）の調査によると、

$$0.28 < h/a < 0.52$$

である（図 3-18-6）。この事例では右・左の渦は交互に 3~4 つずつ並び、 Sc から構成され、 h/a の値は 0.5 程度である。

次にカルマン渦生成に関連したレイノルズ数を次式により求める。

$$Re = U \cdot d / \nu$$

ここで、 U ：自然流体の速度、 d ：障害物の直径、 ν ：流体の分子動粘性係数、 $\nu = \mu / \rho$ （流体の静粘性係数 / 流体の密度）である。分子動粘性係数の代わりに渦粘性値 $10^7 \text{cm}^2/\text{s}$ 、チェジュ島の直径を $30 \times 1000 \text{m}$ （ハルラ山の平均的直径）、高層データから下層の風速を 10m/s とすると $Re=300$ となり、山の風下にできるカルマン渦は $50 < Re < 300$ の範囲（木村 1985）となる。

参考文献

Hubert, L.F. and A.F. Krueger, 1962: Satellite pictures of mesoscale eddies. Mon. Wea. Rev., 90, 457-463.

Chopra, K.P. and L.F. Hubert, 1965: Mesoscale eddies in the wake of islands. J. Atmos. Sci., 22, 652-657.

Thomson, R.E., J.F.R. Gower and N.W. Bowker, 1977: Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Islands. Mon. Wea. Rev., 105, 873-884.

木村竜治, 1985: 改定版 流れの科学, 東海大学出版会, 13-16.

3.19. 帯状対流雲

冬期、日本海に北西風が卓越するとき、その風に沿った走行の筋状の雲が多く見られる。その中に朝鮮半島の付け根から日本の北陸、山陰地方を指向する発達した雲域がよく現れる。この雲域は帯状対流雲と呼ばれ、日本海側の大雪に深く関係している。図 3-19-1 の日本海付近における赤外面像画像(B13)、MSM による 925hPa 付近の風の分布を見ると、破線で囲まれた領域内の雲バンドの南西縁に沿って強い水平シ

アを伴う水平風の収束帯の存在を確認できる。この収束帯は日本海寒帯気団収束帯（JPCZ: Japan sea Polar air-mass Convergence Zone）と呼ばれ、白頭山付近の山脈や海陸分布などの影響によって形成されると言われている（吉崎、加藤 2007）。

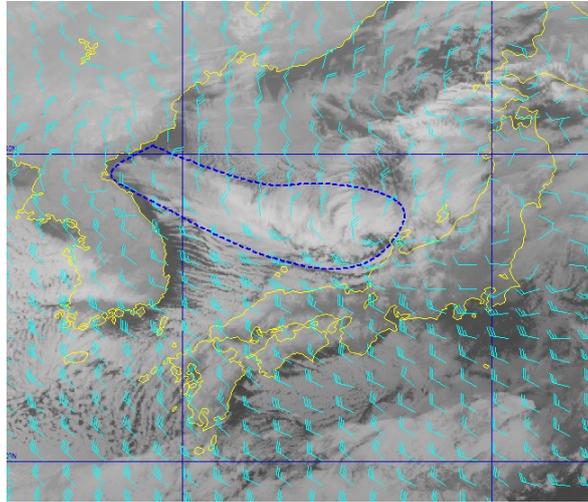


図 3-19-1 2016 年 1 月 23 日 18UTC の日本海付近における赤外画像(B13)、MSM（初期値：18UTC）による 925hPa 面の風 (kt)
（記号については本文参照）

帯状対流雲が発生する時には、上中層は日本付近で総観規模のトラフとなっていることが多い。帯状対流雲の中に下層渦が形成され、本州付近に上陸して大雪になることもある。下層渦はメソスケールの低気圧に対応し、発達して総観規模の低気圧にまで発達する場合もある。

以下に 2016 年 1 月 20 日～24 日の日本海西部における帯状対流雲の成長と衰弱過程を見る。なお、帯状対流雲全体に及ぶ南北の振動は、メソ α スケールのトラフの通過に伴うものであり、「帯状対流雲上にできる下層渦は、トラフ後面の寒気トラフ（700hPa）に対応している」との報告（気象衛星センター 1992）もある。

(1) 帯状対流雲の発生初期

20 日 00UTC の 500hPa 天気図では北海道の東海上に寒冷渦の中心があり、日本付近は深い気圧の谷の場となっている。日本海には -30°C 以下の強い寒気が流れ込み（輪島で -36.7°C ）、強風軸は朝鮮半島北部から紀伊半島付近に存在している（図 3-19-2）。

衛星画像を見ると、日本海、日本の南海上、東シナ海では、広く寒気に伴う筋状雲が広がっている。日本海にはまだ帯状対流雲の発生はないが、 C_g を含む雲頂高度の高い筋状の雲が中国地方を指向している。また、MSM による 925hPa 面では日本付近は北～北西流場が卓越しており、朝鮮半島の東側には破線で示したシアラインが形成され、赤色の破線は高相当温位の軸に対応している（図 3-19-3）。

3. 雲パターン

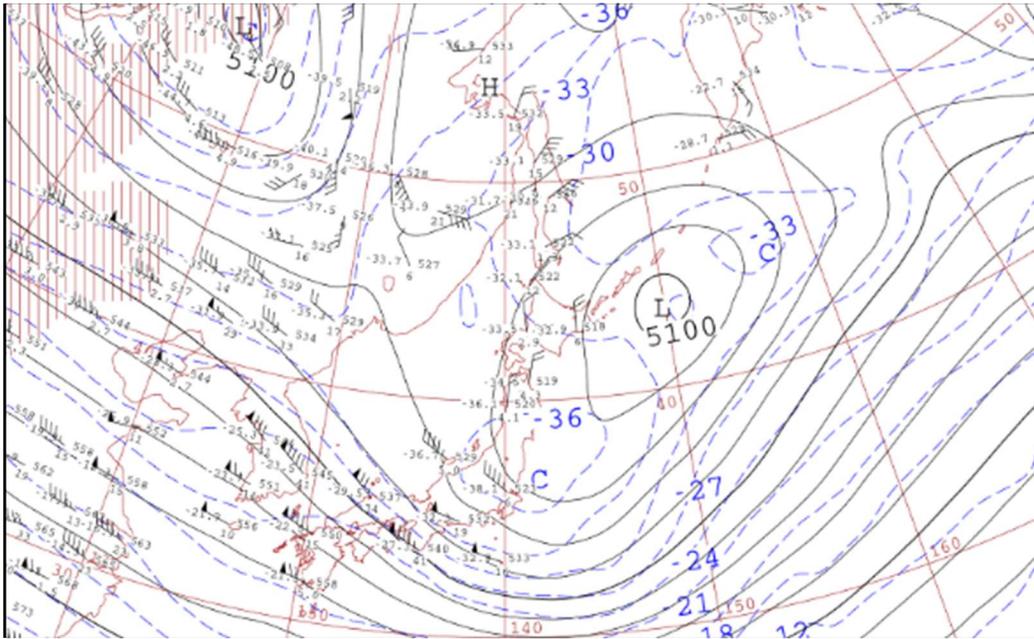


図 3-19-2 2016年 1月 20日 00UTC の 500hPa 天気図

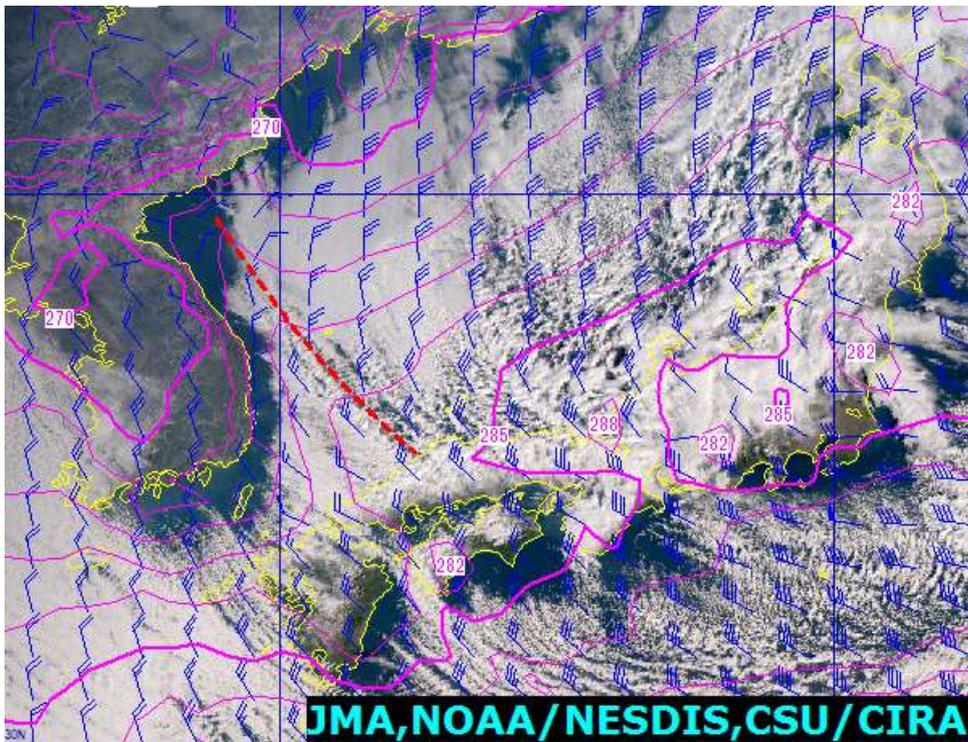


図 3-19-3 2016年 1月 20日 00UTC の日本海付近における True Color 再現画像、MSM (初期値 : 00UTC) による 925hPa 面の相当温度 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

(2) 発達期

赤外面像では 21 日 00UTC 頃から日本海西部の下層シア付近の雲域がバンド状に広がり、帯状対流雲が形成され、その西側では、Cg を含む対流雲が発達してきた (図 3-19-4)。

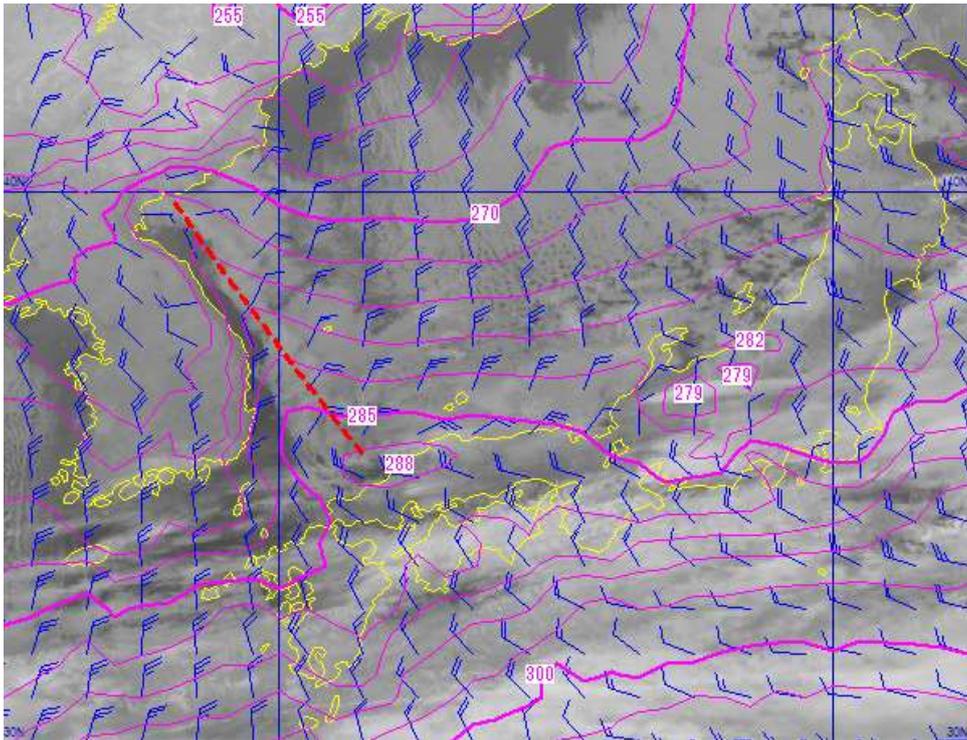


図 3-19-4 2016 年 1 月 21 日 18UTC の日本海付近における赤外画像(B13)、MSM) 925hPa の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

(3) 最盛期

23 日 00UTC の 500hPa 天気図(図 3-19-5)では、中心に -45°C 以下の強い寒気を伴う上層寒冷渦が中国東北区の北緯 41° 付近まで南下し、日本付近は西日本方面から上空に強い寒気が流れ込み始めている。また、この上層寒冷渦をまわる短波のトラフが日本海西部、黄海付近に解析できる。

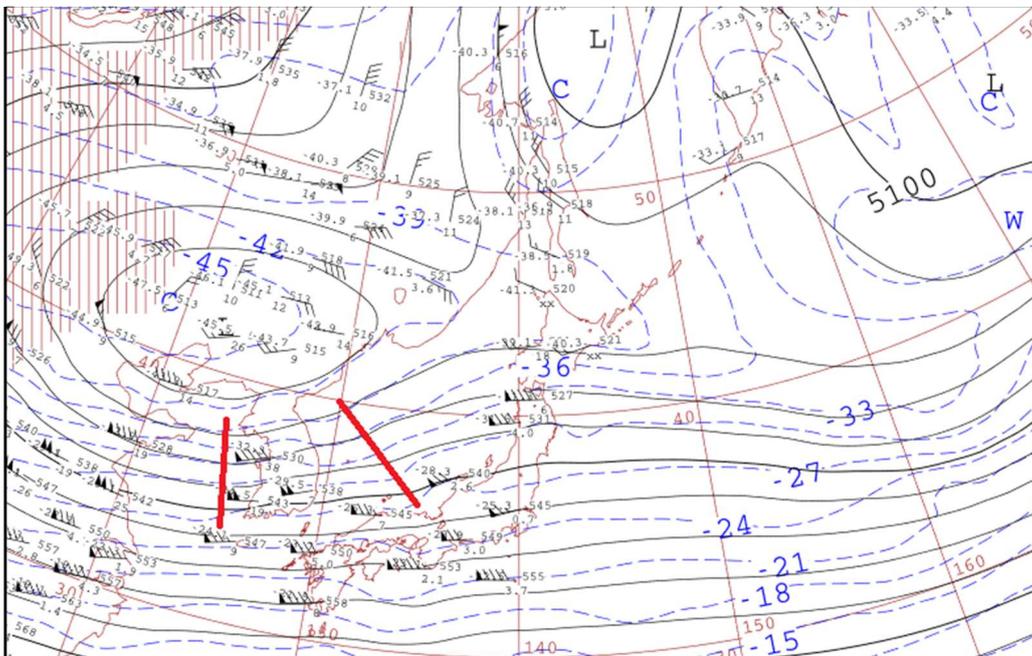
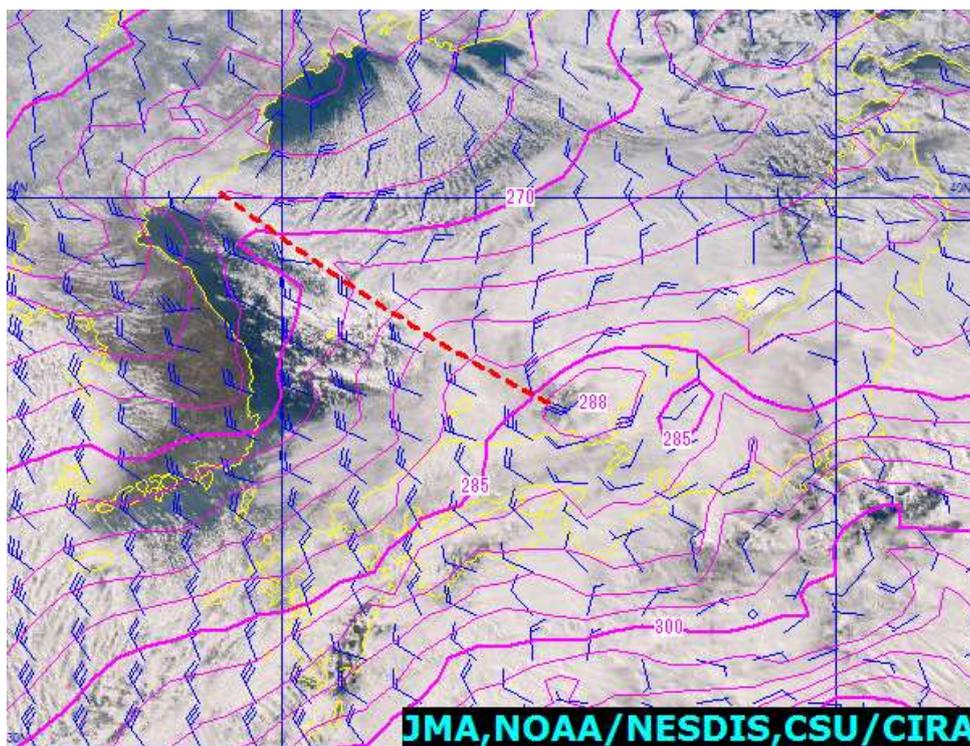
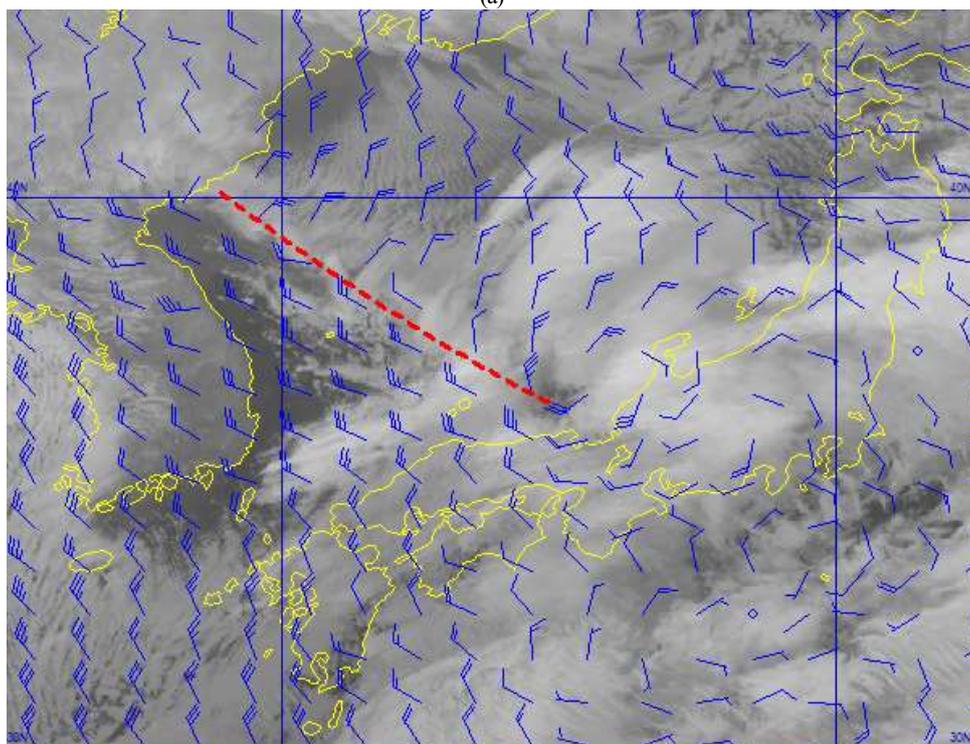


図 3-19-5 2016 年 1 月 23 日 00UTC の 500hPa 天気図

3. 雲パターン



(a)



(b)

図 3-19-6(a) : 2016年1月23日06UTCの日本海西部付近における True Color 再現画像、MSM (初期値 : 06UTC) による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

(b) : 同時刻の赤外画像(B13)、MSM による 925hPa 面の風(kt)

带状対流雲の東端は北上し、北陸方面を指向している。図 3-19-6 の破線付近では、北～北東の風と北西風が収束し、带状対流雲の南側（北緯 37°付近）には Cb、Cg を含む活発な対流雲が混在している。さらに、南縁（北緯 36°付近）には、メソ β スケールの雲渦が発生し、地上天気図でも若狭湾付近に小低気圧が解析

されている（図 3-19-7）。この小低気圧を含む帯状対流雲が北陸地方を指向している。

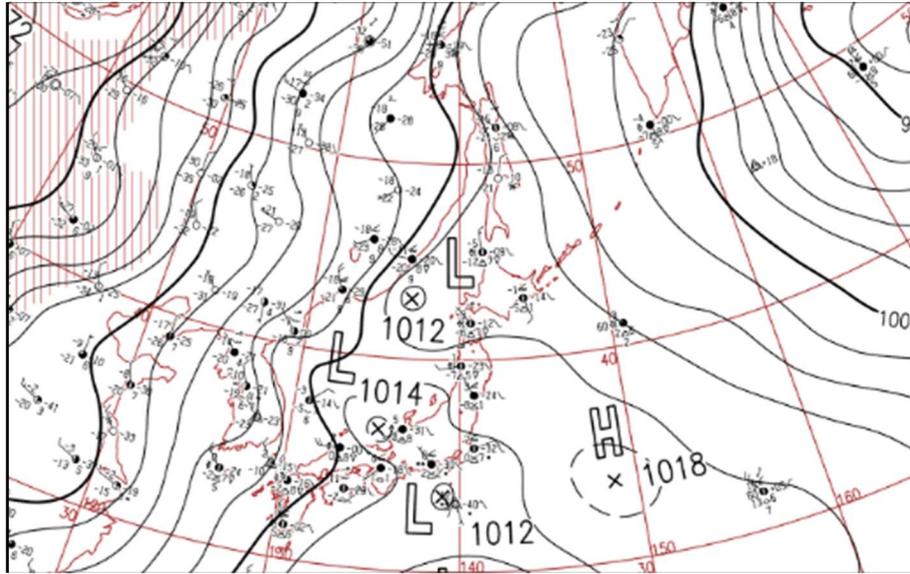


図 3-19-7 2016 年 1 月 23 日 06UTC の地上天気図

(4) 衰弱期

24 日 00UTC の 500hPa 天気図では、中国東北区の上層寒冷渦は、日本海まで南下し、中心付近に -42°C 以下の寒気を伴っている。トラフは東西に伸びた西谷で、強風軸は、太平洋沿岸付近まで南下し、本州付近は西～西南西流場となっている（図 3-19-8）。

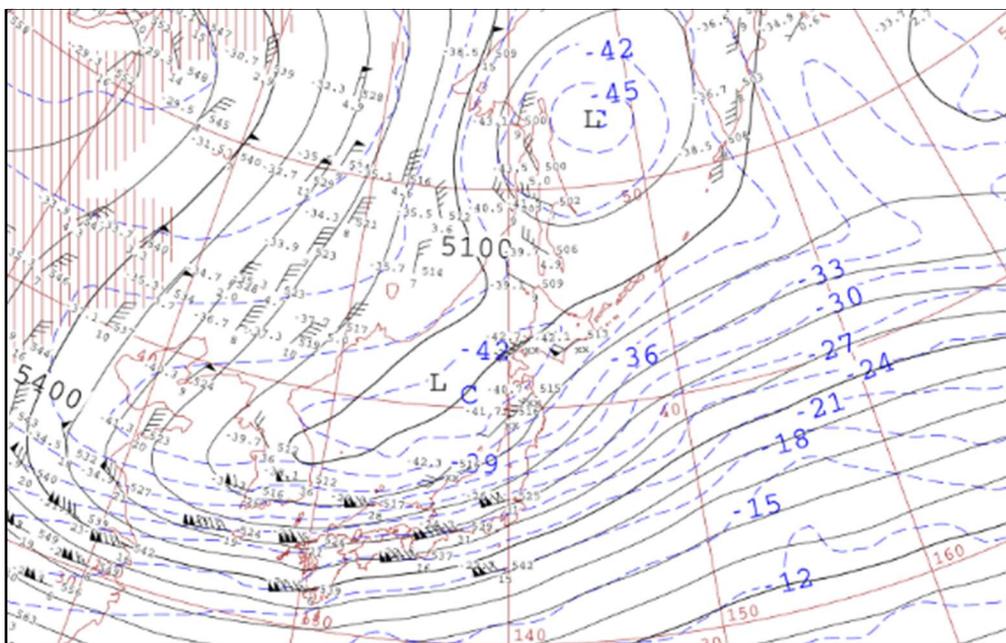


図 3-19-8 2016 年 1 月 24 日 00UTC の 500hPa 天気図

図 3-19-9 の赤外画像（B13）、MSM による 925hPa 面の相当温位と風によると、帯状対流雲は 925hPa に見られる下層のシアとともに、東西走行となって南下し、下層渦は北陸地方付近にある。同日 12UTC には、帯状対流雲はさらに南下し、Cg、Cb を伴ったまま日本海沿岸に接岸した（図 3-19-10）。Cb 域が広がった地方では 1 時間 10cm を超える降雪を観測した地点がある。なお、上陸した帯状対流雲は本州の脊梁山脈

3. 雲パターン

を越えられず、次第に衰弱した。

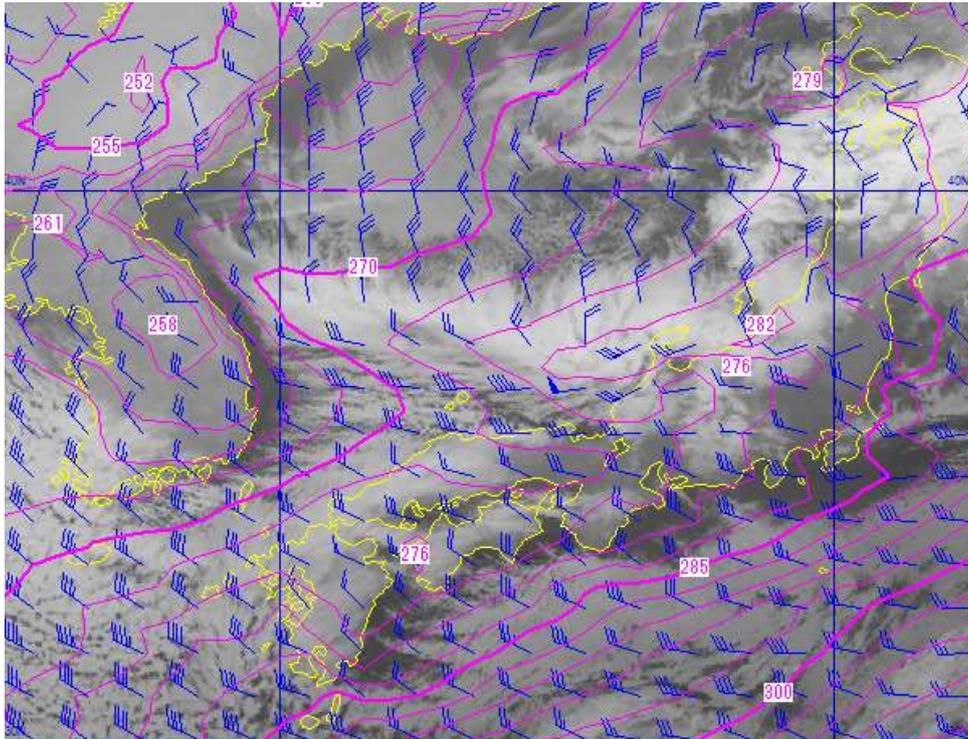


図 3-19-9 2016年1月24日 00UTC の日本海西部付近における赤外画像(B13)、MSM (初期値: 00UTC による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

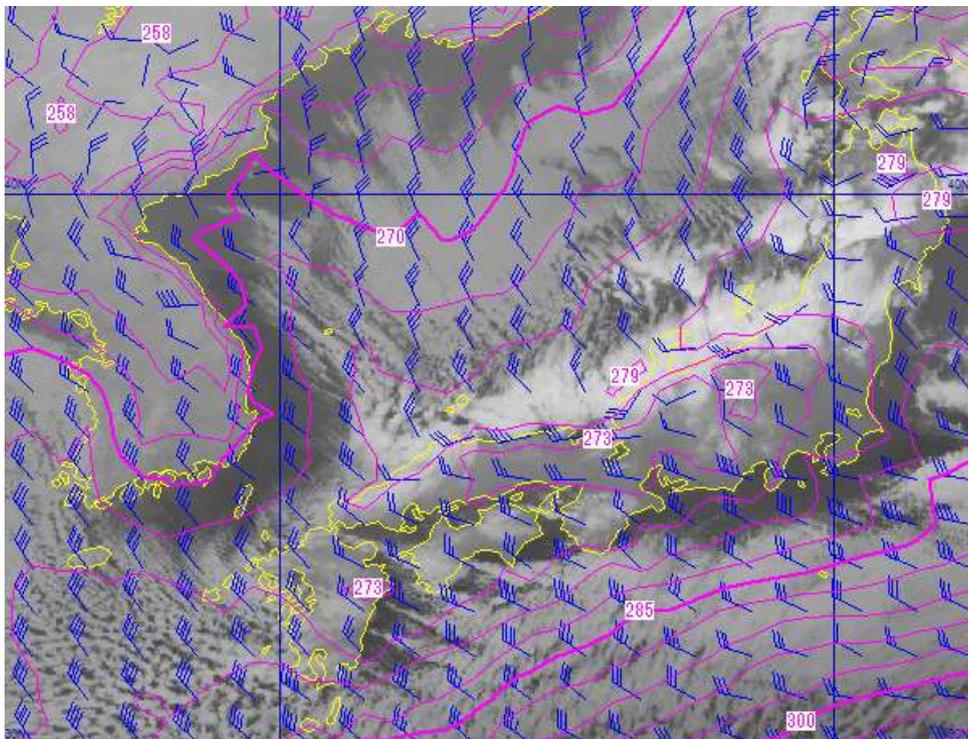


図 3-19-10 2016年1月24日 12UTC の日本海西部付近における赤外画像(B13)、MSM (初期値: 12UTC) による 925hPa 面の相当温位 (3K 毎、赤線) と風 (kt)

帯状対流雲の発生初期から衰弱期までの主な特徴をまとめると次のようになる。

- ・ 帯状対流雲は、日本海西部の下層シア付近に発生し、しだいに雲頂高度を上げながら、南東方向に伸びだす雲バンドを形成する。
- ・ 帯状対流雲の位置は、大規模な流れに並行になる傾向があり、進行してくる短波の位相が時間的空間的に変化するのに合わせて局所的な流れに従って指向する場所を移す。
- ・ 帯状対流雲は、気団変質が最大となる短波トラフの直下で、安定度が低下するため発達し、メソβスケールの下層渦を形成する場合がある。
- ・ 帯状対流雲は、上層寒冷渦やトラフの移動に合わせて、走向は東西となり、山陰から北陸地方へ上陸し消滅する。共に上陸した地点では降雪が強まる。

この消滅のしかたは、1事例であり、トラフ通過後、日本海で高度場が上昇し、対流圏の安定度が増し、海上の気団変質が減るにつれて、帯状対流雲も弱まり、消滅する場合もある。

参考文献

気象衛星センター，1992：平成3年度全国予報技術検討会資料，21-34

吉崎正憲、加藤輝之，2007：豪雨・豪雪の気象学(応用気象学シリーズ4)，141-145

3.20. 航跡雲 Ship trails

下層雲が存在する海域で、幅10～30km程度で長さが1000kmにも達する層積雲からなる雲列が見られることがある。船舶の航行と密接に関連していることから航跡雲と呼ばれ、人工的な要因による現象である。

航跡雲の発生は海霧が多発する7月頃に北太平洋域で多く見られ、複数の雲列が同時に数日継続する(高崎1984)。成因は航路上を航行する船から排出される排煙が小さい雲粒の核になり、多数の雲粒が形成されるため、自然に形成される海上の層積雲より雲粒の粒径が小さく、密度は大きい。このため可視画像や近赤外画像では周囲の下層雲より輝度が高い雲列としてみるができるが、赤外画像(B13)では雲頂が低いため識別が難しい。また、太陽光の当たる時間帯ではバンド7画像やバンド7とバンド13との差分画像でも航跡雲を識別できる。

図3-20-1の可視画像(B03)は、航跡雲の例である。この事例ではカムチャツカ半島の東海上約200km付近から、東方向に数100kmにもわたる雲列がいくつも見られる。図の中央のアッツ島周辺(楕円印)では地形の影響により、航跡雲の変形が見られる。図3-20-2のNatural Color RGB合成画像では楕円印付近等において半透明のシアン色の上層雲を透かして航跡雲を識別できる。

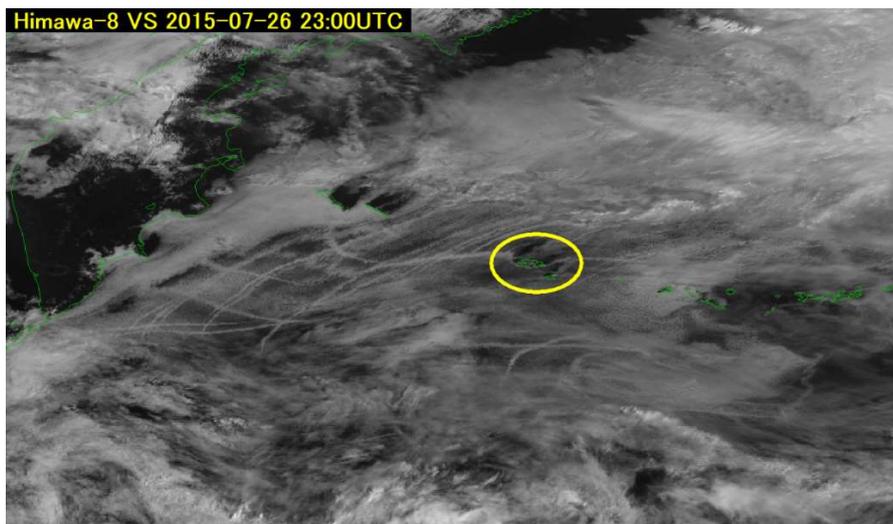


図3-20-1 2015年7月26日23UTCのカムチャツカ半島の東海上における可視画像(B03)
(記号については、本文参照)

3. 雲パターン

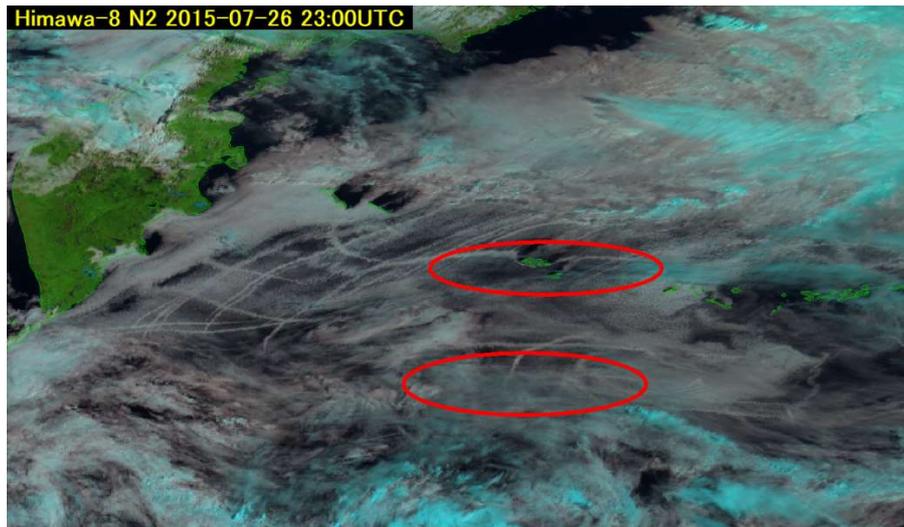


図 3-20-2 2015 年 7 月 26 日 23UTC のカムチャツカ半島の東海上における Natural Color RGB 合成画像
(記号については、本文参照)

参考文献

高崎洋見, 1984 : 北太平洋地域の特殊雲列. 天気, 31, 315-318.

4. 水蒸気パターン

4.1. 水蒸気パターン

水蒸気画像では雲がなくても水蒸気をトレーサとして上・中層の大気の流れを可視化できる。このため、水蒸気画像で現れる明・暗領域のパターンから、上・中層のトラフ・渦・リッジ、ジェット気流の位置を推定したり、明・暗域の時間変化から上・中層のトラフの深まりや浅まりを推定することができる。水蒸気画像では上・中層の状態は知ることが出来るが、下層の状態は水蒸気の吸収によりほとんど情報を得ることが出来ないことに留意しなければならない。

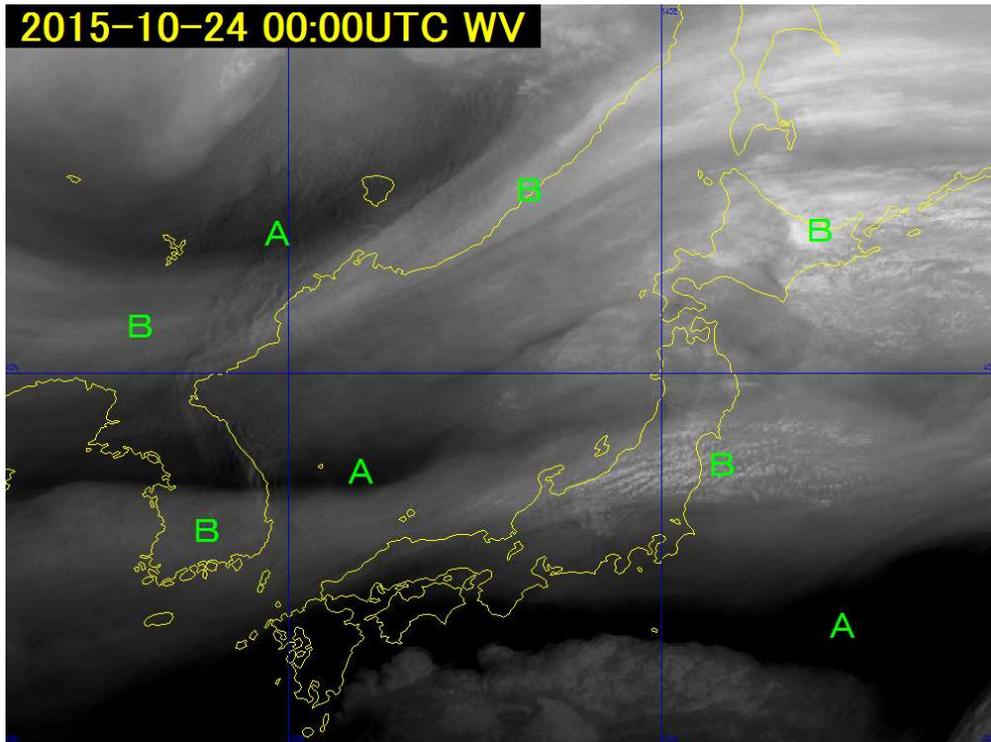


図 4-1-1 水蒸気画像 2015 年 10 月 24 日 00UTC

4.1.1. 暗域

水蒸気画像で黒く見える領域を暗域と呼ぶ。暗域は、輝度温度の高い領域を示し、上・中層が乾燥していることを表す。図 4-1-1 では A の部分がこれにあたる。

4.1.2. 明域

水蒸気画像で白くあるいは灰色に見える領域を明域と呼ぶ。明域は、輝度温度の低い領域を示し、上・中層が湿っているか、上・中層に雲頂を持つ雲域であることを表す。なお、明域・暗域は定量的な基準で判別されるものではなく、画像上で明るい部分や暗い部分を指す定性的な概念である。図 4-1-1 では B の部分がこれにあたる。

4.1.3. 暗化 Darkening

暗域が時間と共に暗さを増すことを暗化と呼ぶ。暗化域は活発な沈降場に対応し、トラフの深まりや高気圧の強まりを表している。図 4-1-2 の C と図 4-1-3 の C を比較すると、暗域が時間と共に暗さが増しているのがわかる。

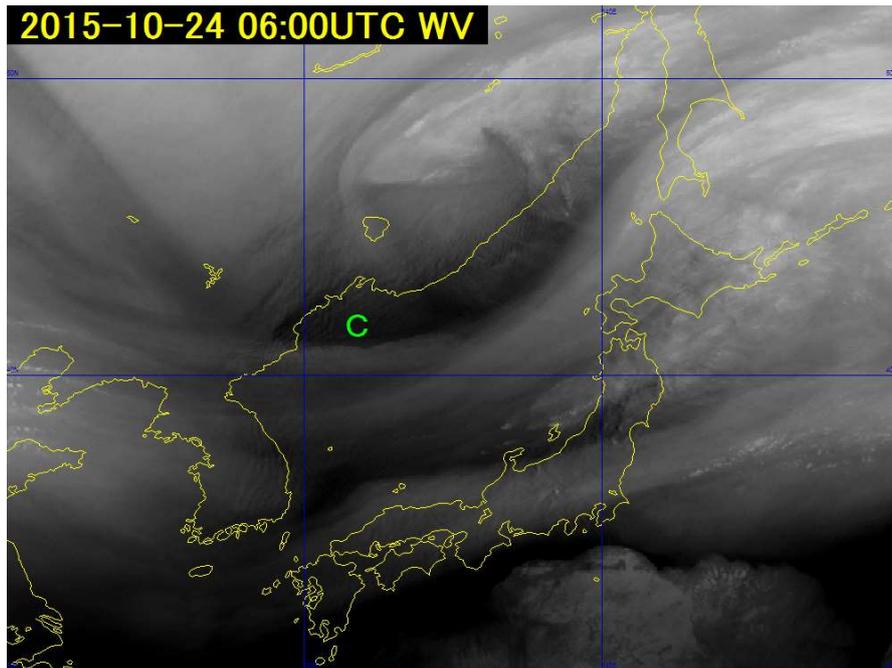


図 4-1-2 水蒸気画像 2015 年 10 月 24 日 06UTC

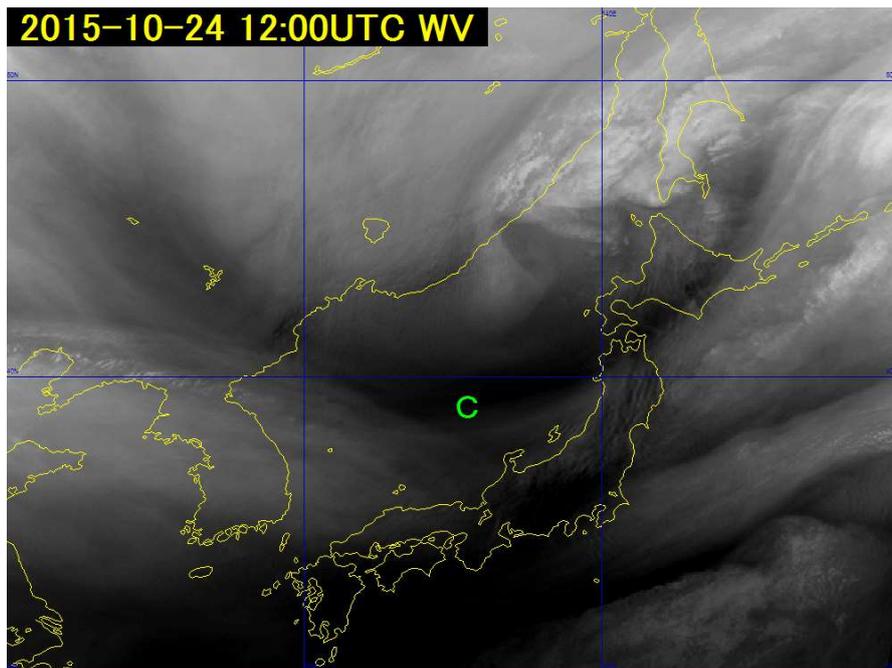


図 4-1-3 暗化の進んだ水蒸気画像 2015 年 10 月 24 日 12UTC

4.1.4. 乾燥貫入 Dry Intrusion

低気圧近傍の下層に下降してくる極めて乾燥した空気の流れを乾燥貫入と呼ぶ。水蒸気画像では、下降してきた乾燥気塊は明瞭な暗域や暗化域として認識でき、乾燥貫入の発達を知ることができる。キース・ブラウニング（1999）は、乾燥気塊は圏界面付近から下降してきていることや低い相当温位によって対流不安定及び対流の発生と密接に関連していることなどから、乾燥貫入が温帯低気圧の frontline・雲・降水の構造に及ぼす効果を強調している。

下降する乾燥気塊は、寒冷前線後面で低気圧中心に向かう流れと高気圧性の流れに分離する。この時、水蒸気画像では暗域が「hammer head」パターン（図 4-1-4）を示すことがある。

図 4-1-5 に乾燥貫入の例を示す。モンゴル付近にある低気圧に、北西から帯状の暗域が南東に向い、低気圧後面で分流し一方は低気圧中心に向かい一方は北緯 40 度付近を西南西に向かっている。この形状は「hammer head」パターンとなっている。

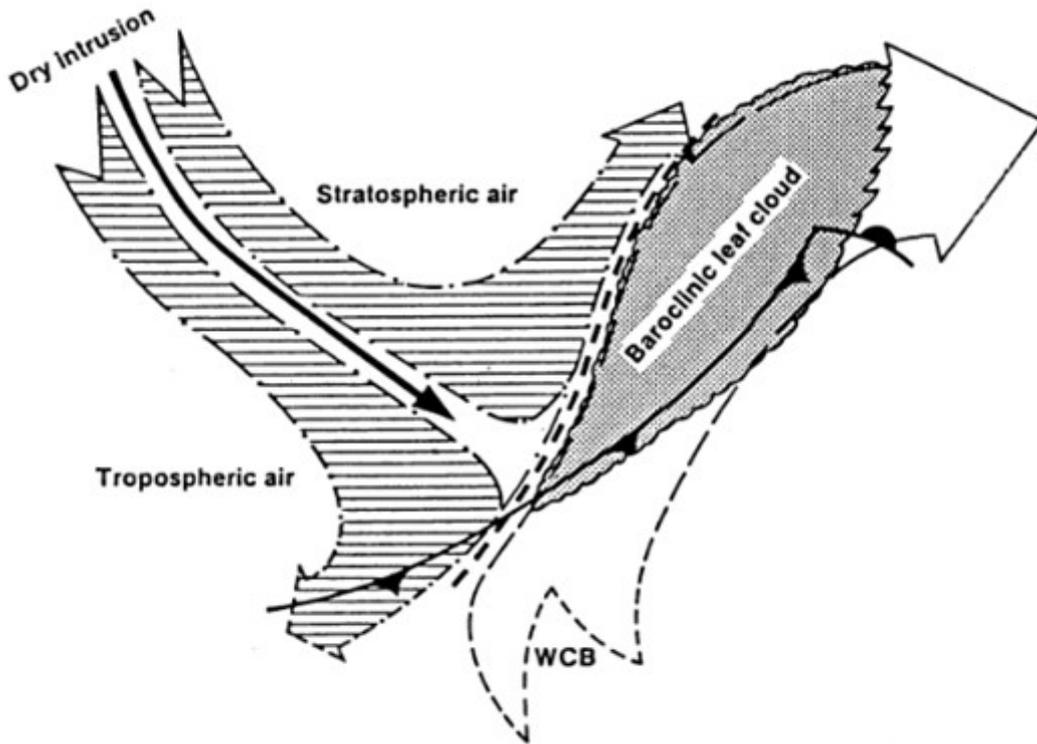


図 4-1-4 乾燥貫入及び hammer head パターンの模式図 (Young et al. 1987)

4.1.5. ドライスロット Dry Slot

発達中の低気圧中心に向かって寒気側から流れ込む乾燥気塊の流れをドライスロットと呼ぶ。水蒸気画像では、ドライスロットは低気圧中心に巻き込むような細長い溝状の暗域としてみられる。可視画像や赤外画像では、雲がない領域か下層雲域としてみられる。ドライスロットは乾燥貫入により形成される。

図 4-1-5、図 4-1-6 にドライスロットの例を示す。モンゴル付近にある低気圧中心の東側から南側の細長い暗域（矢印）がドライスロットで、「hammer head」パターンの一部である。可視画像では、この部分は雲がほとんど存在しない晴天域（矢印）となっている。

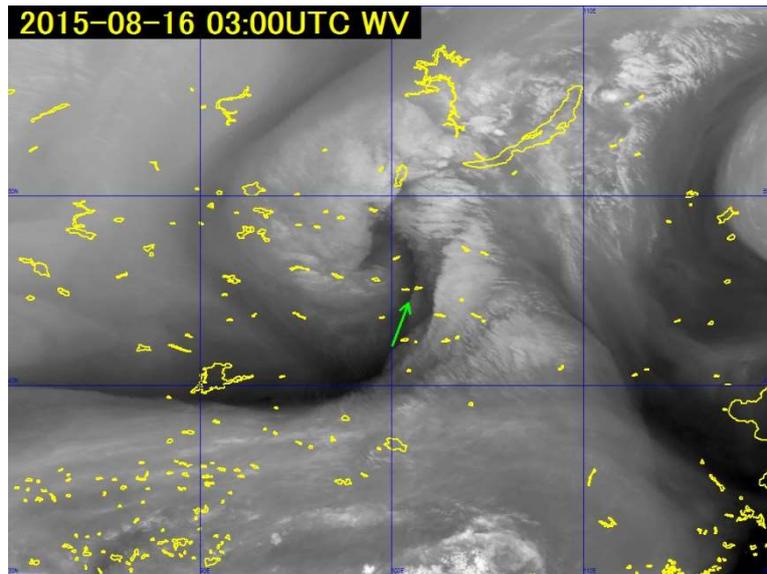


図 4-1-5 乾燥貫入(矢印:ドライスロット)の水蒸気画像 2015 年 8 月 16 日 03UTC

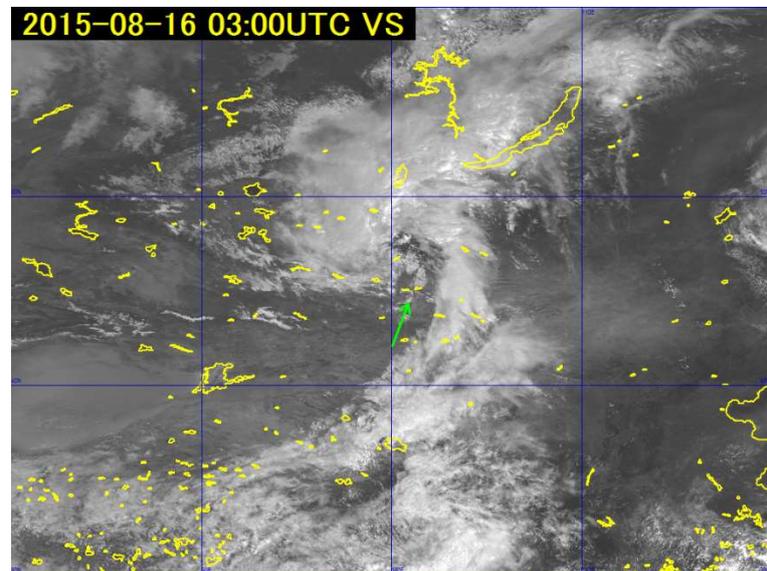


図 4-1-6 乾燥貫入(矢印:ドライスロット)の可視画像 2015 年 8 月 16 日 03UTC

4.1.6. 上層トラフ

水蒸気画像では、明域と暗域の境界であるバウンダリーの低気圧性曲率の極大（暗域が南側に凸）の場所にトラフを解析できる（図 4-1-7）。

水蒸気画像のバウンダリーの形から上・中層のトラフの把握、暗化の度合いからトラフの深まりや浅まりを推定できる。

図 4-1-8 では、バウンダリーの曲率から中国東北区にトラフが解析でき、GSM の 500hPa 等高度線からも同じ位置にトラフが解析される。

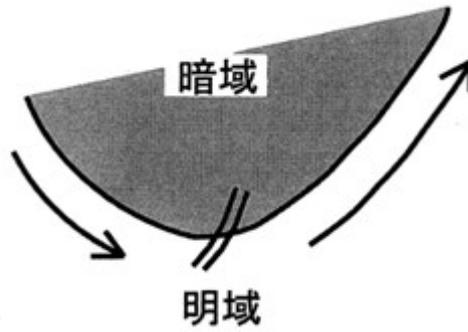


図 4-1-7 上層トラフの模式図

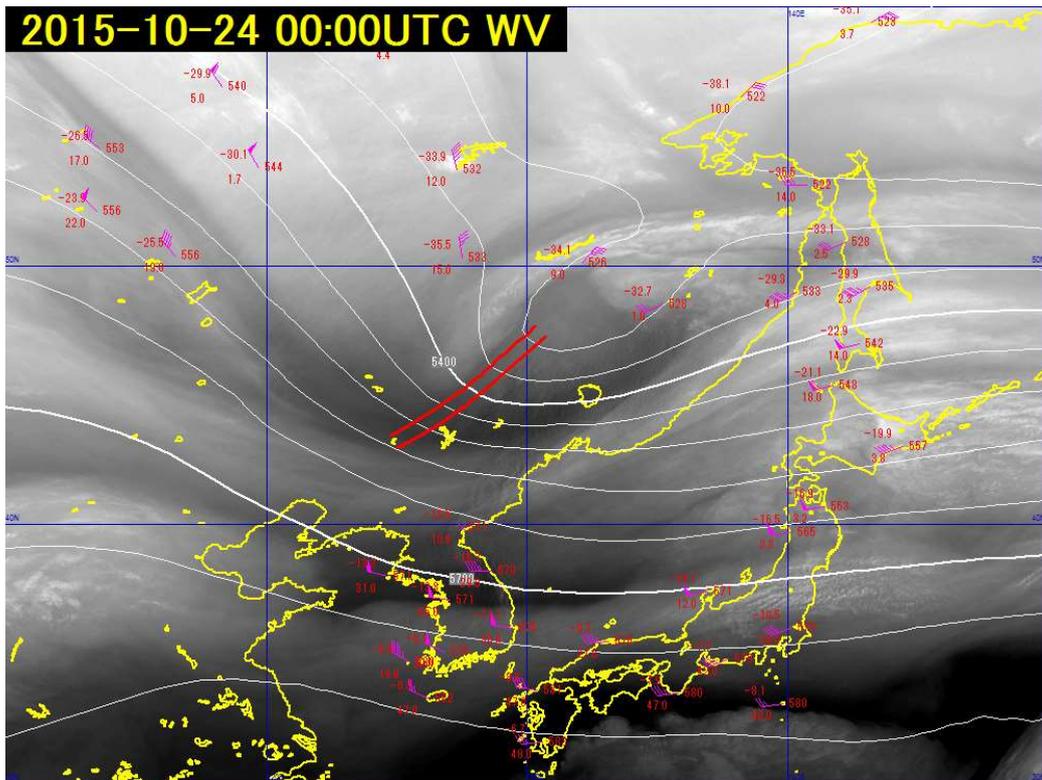


図 4-1-8 2015年10月24日00UTCの水蒸気画像
白実線：GSM 500hPa 等高度線(60m 毎)赤二重線：上層トラフ

4.1.7. 上層渦

水蒸気画像では多くの渦をみることが出来る。渦はスパイラル状に巻き込んでいる明域と暗域のパターンや、動画による明域や暗域の回転からも特定できる。水蒸気画像で特定できる渦を上層渦と呼ぶ。上層渦は、上・中層における低気圧やトラフを検出するのに有効である。図 4-1-9 は、スパイラル状に巻き込んでいる明域と暗域のパターンから特定できる上層渦（図中矢印）の例である。

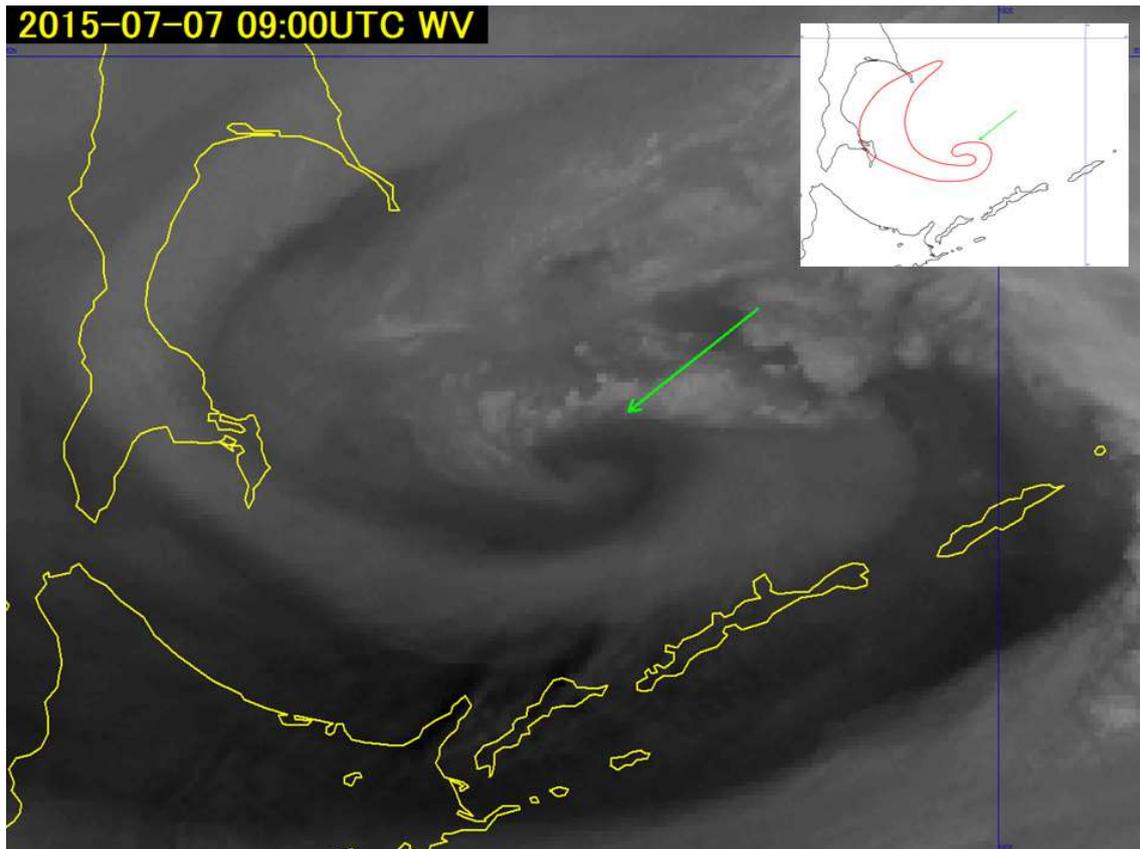


図 4-1-9 上層渦の水蒸気画像 2015年7月7日09UTC (矢印：上層渦)

4.2. バウンダリー

水蒸気画像における明域と暗域の境界をバウンダリーと呼ぶ。バウンダリーは、上・中層における異なる湿りを持つ気塊の境界である。空間的に湿りが著しく変化すれば明・暗域のコントラストが鮮明となり、バウンダリーは明瞭に現れる。水蒸気画像で現れるバウンダリーは、大気鉛直方向の運動や水平方向の変形運動により形成され、それぞれ特有なパターンを示す。

Weldon and Holmes(1991、気象衛星センターによる和訳(1993)がある)は、バウンダリーを7種類のパターンに分類し(表 4-2-1)、その特徴を述べている。これらのバウンダリーは、成因や構造から「ジェット気流に関連するもの」「ブロッキング状態を表すもの」「サージを示すもの」「その他」に分けられる。なおバウンダリーは常に同じ性質を保つものではなく変化する。例えばベースサージバウンダリーからインサイドバウンダリーに移行する場合や、バウンダリーの上流部分はドライサージバウンダリーだが下流部分は傾圧リーフバウンダリーである場合など、時間的にも空間的にも変化することに留意が必要である。ここではWeldon and Holmes が分類したバウンダリーに従い、それぞれを説明する。

表 4-2-1 バウンダリーの分類

ジェットに関連した バウンダリー	ジェット気流平行型バウンダリー
	傾圧リーフバウンダリー
ブロッキングに関連した バウンダリー	ヘッドバウンダリー
	インサイドバウンダリー
サージを示す バウンダリー	ドライサージバウンダリー
	ベースサージバウンダリー
その他	リターンモイスチャーバウンダリー

4.2.1. ジェット気流に関連したバウンダリー

水蒸気画像の最も有効な利用法のひとつに、ジェット気流の挙動の観測がある。一般にジェット気流を境に極側の気団は冷たく乾燥し、赤道側では暖かく湿っており前線に対応した雲域が存在して明域を形成することでバウンダリーが現れる。

図 4-2-1 にサブ系とポーラ系の前線帯の概念図 (Ramond et al.1981)を示す。ジェット近傍の前線帯上空の極側では沈降が強まり、乾燥域が圏界面から下方へ伸びる。ジェット北側の暗域はこの乾燥域に対応し、明瞭なコントラストを持つバウンダリーとなる。一般にサブ系の前線帯は幅が広く傾斜も急なので、ポーラ系の前線帯より幅が広く明瞭なバウンダリーとなりやすい。

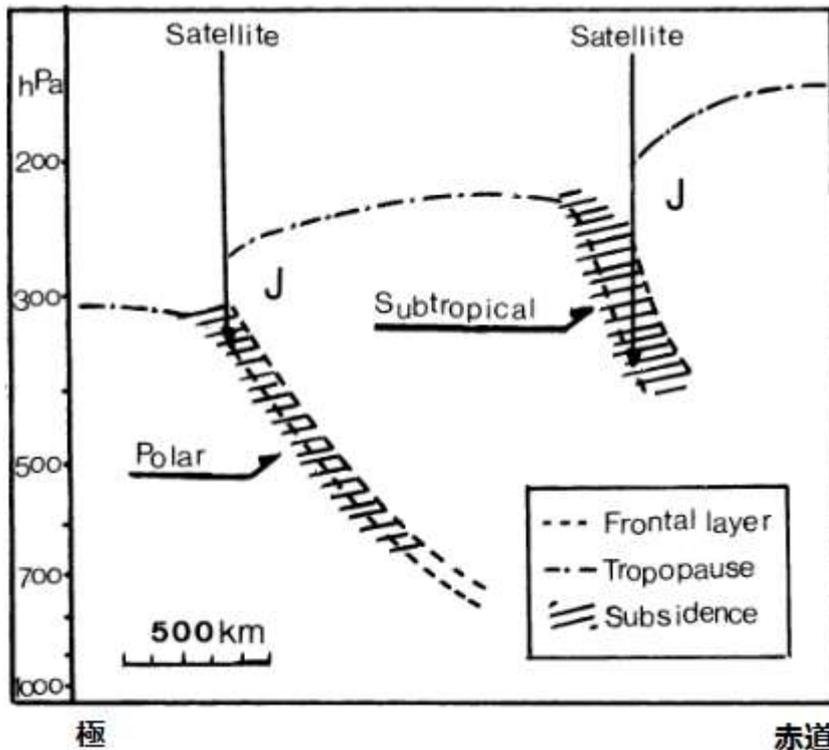


図 4-2-1 サブ系とポーラ系の前線帯の概念図 (Remond et al. 1981)

4.2.1.1. ジェット気流平行型バウンダリー

このバウンダリーは、図 4-2-2 の模式図にあるようにジェット気流に伴う雲域（明域）と極側の暗域との境界で形成され、コントラストは明瞭ではほぼ直線的な形状を示すことが多い。暗域はジェット気流の極側に帯状に現れることが多い。ジェット軸はバウンダリーの位置にほぼ一致するが、偏西風帯ではジェット軸の西端は変形場にあたることが多いので、バウンダリーの形状やコントラストは東端よりやや不明瞭だったり、ジェット軸と一致しなかったりすることがある。

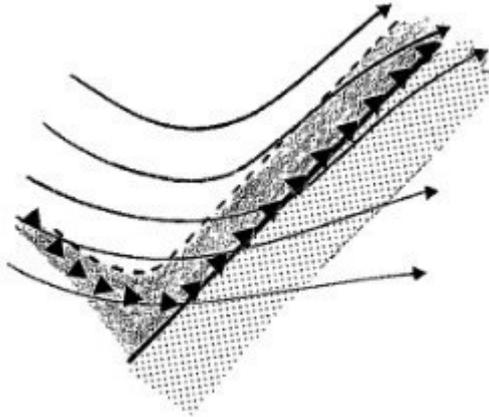


図 4-2-2 ジェット気流平行型バウンダリーの模式図
暗域（黒い部分）、明域（白い部分）、雲域（ハッチ部分）
バウンダリー（太線）、流線（細矢印）、強風軸（黒三角）

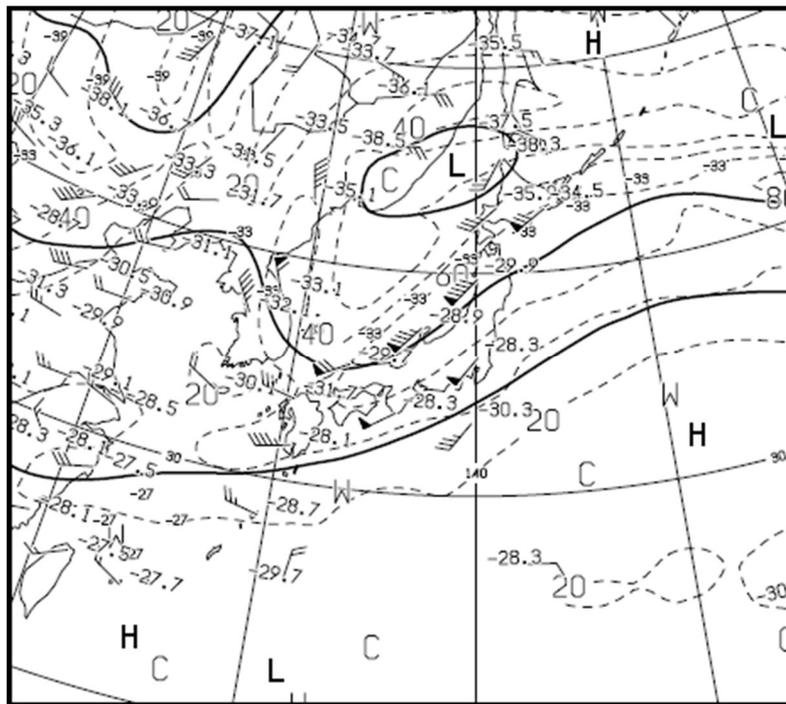


図 4-2-3 300hPa の高層天気図(2015年8月14日12UTC)

図 4-2-4 にジェット気流平行型バウンダリーの例を示す。山陰沖から秋田沖にかけて明瞭なバウンダリー（図中矢印）があり 80kt のジェットコアに対応している。バウンダリーは山陰付近からさらに九州北部を通り東シナ海まで伸びているが、同じように見えるバウンダリーでも、九州北部付近はジェットコア入口にあたるので、バウンダリーとジェット軸との対応は不明瞭である。

2015年8月14日12UTCの例では、図4-2-2の模式図と同じように明瞭なトラフの前面で、ジェット気流平行型バウンダリーと解析できる範囲は1000kmにも及ばないが、図4-2-5及び図4-2-6に示す2016年10月30日00UTCの例では、日本付近から東経180度付近まで少なくとも約4000kmにわたって明瞭なジェット気流並行型バウンダリーが見られる。

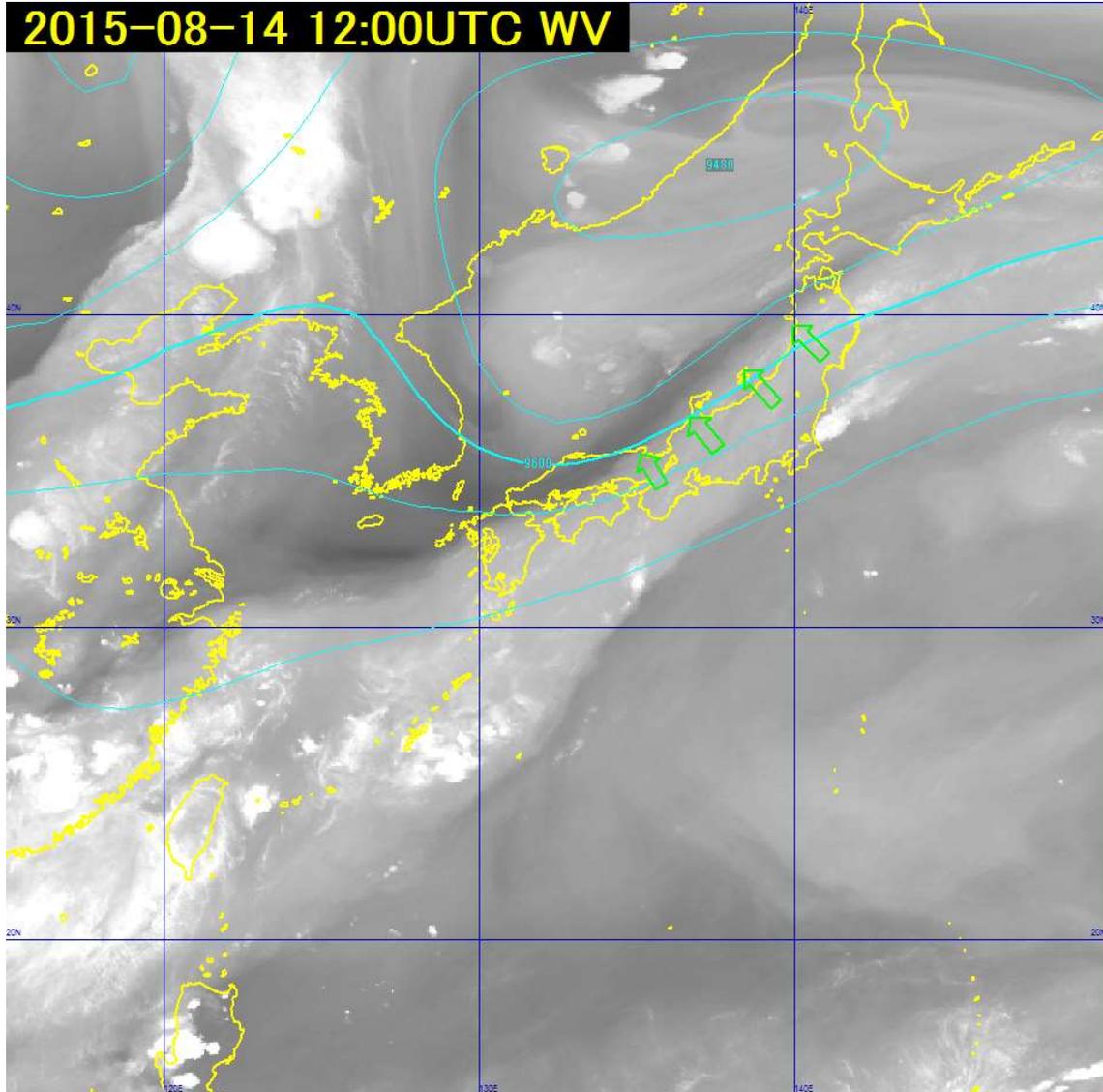


図4-2-4 ジェット気流平行型バウンダリー（矢印）水蒸気画像（2015年8月14日12UTC）
水色の線は、数値予報(GSM)300hPaの高度を示す。

4. 水蒸気パターン

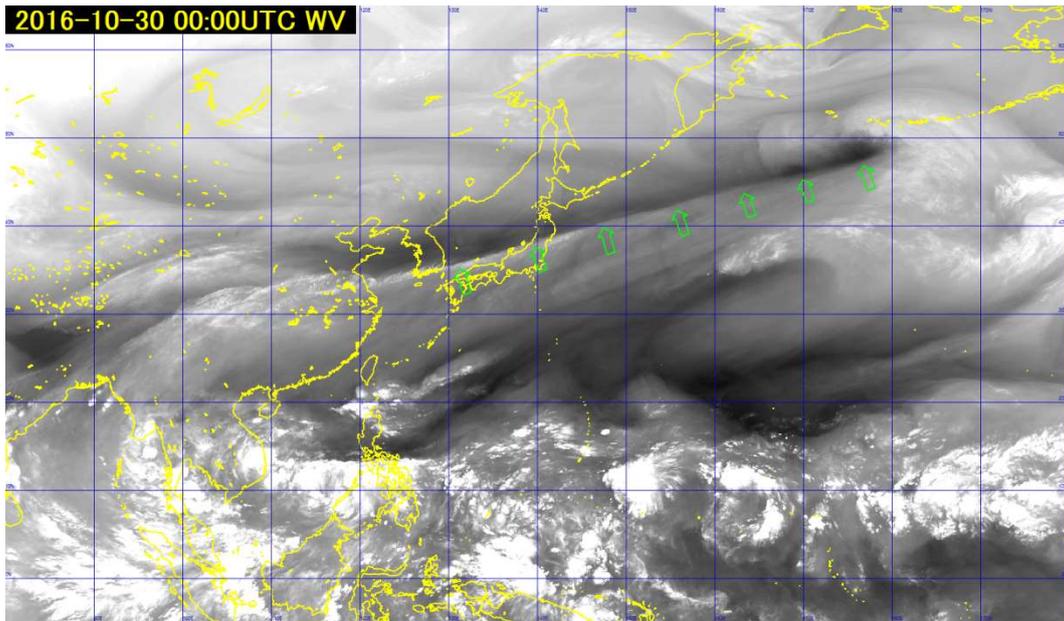


図4-2-5 ジェット気流平行型バウンダリー水蒸気画像 (2016年10月30日00UTC)

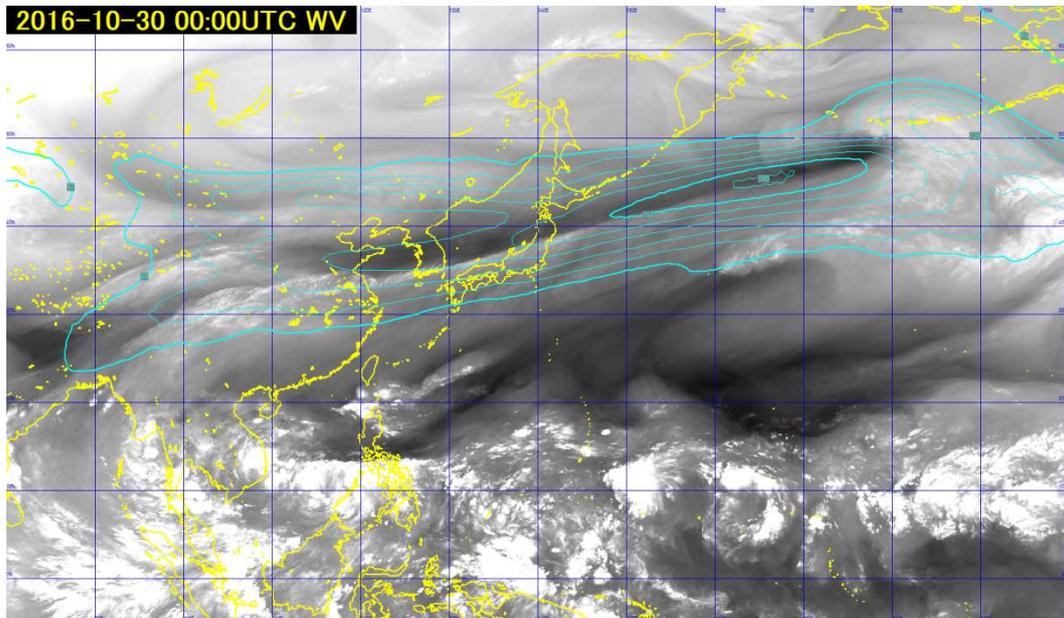


図4-2-6 ジェット気流平行型バウンダリー水蒸気画像 (2016年10月30日00UTC)
水色の線は GSM 300hPa の等風速線 60kt 以上 20kt 毎

4.2.1.2. 傾圧リーフバウンダリー

傾圧リーフは、ジェット気流平行型バウンダリーのうち、偏西風帯の中の低気圧の発達初期に現れる木の葉状雲域（クラウドリーフ）を伴う状態を指す。低気圧の発達初期には暖湿な気流である WCB（ウォームコンベアベルト、5.1 節参照）により、図 4-2-7 の模式図にあるようにトラフ前面で雲域がリーフパターンを形成し、バウンダリーは S 字形状を示す。一般に S 字形状を示す明域が極側に膨らんだ境界付近ではジェット軸に一致するが、赤道側にへこんだ境界付近は変形場に近くジェット軸と必ずしも平行ではない場合がある。

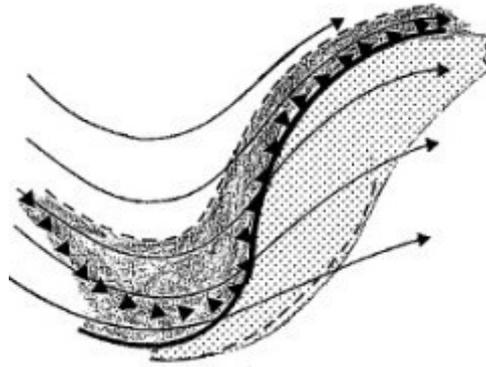


図 4-2-7 傾圧リーフバウンダリーの模式図
 暗域（黒い部分）、明域（白い部分）、雲域（ハッチ部分）
 バウンダリー（太線）、流线（細矢印）、強風軸（黒三角）

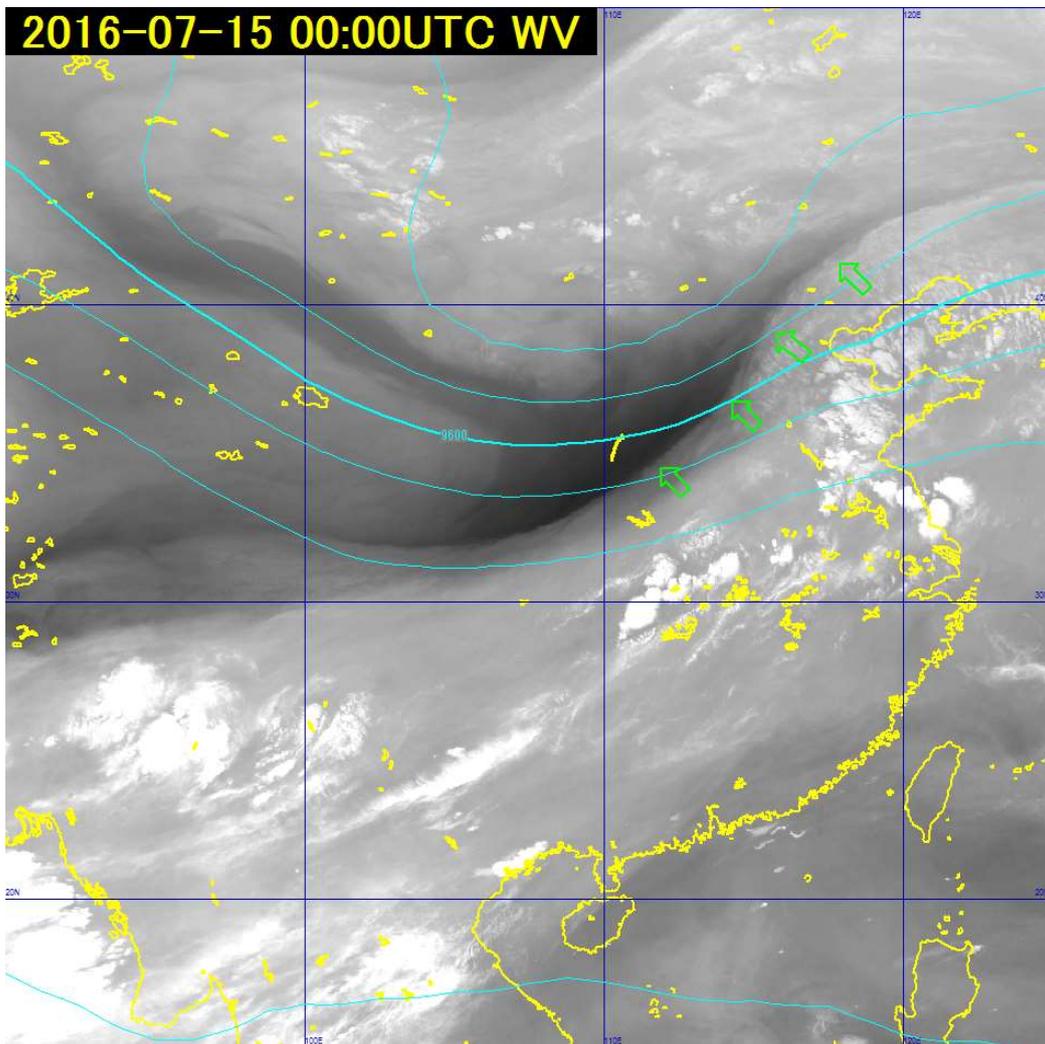


図 4-2-8 傾圧リーフバウンダリー（矢印）水蒸気画像（2016年7月15日00UTC）
 水色の線は、数値予報(GSM)300hPaの高度を示す。

図 4-2-8 に傾圧リーフバウンダリーの例を示す。ボツ海の西に発生期の低気圧に対応する木の葉状の雲域があり、北縁は高気圧性曲率を持ってジェット軸に一致している（図中矢印）。傾圧リーフが形成されるときは、ジェットの合流場にあたることが多い。

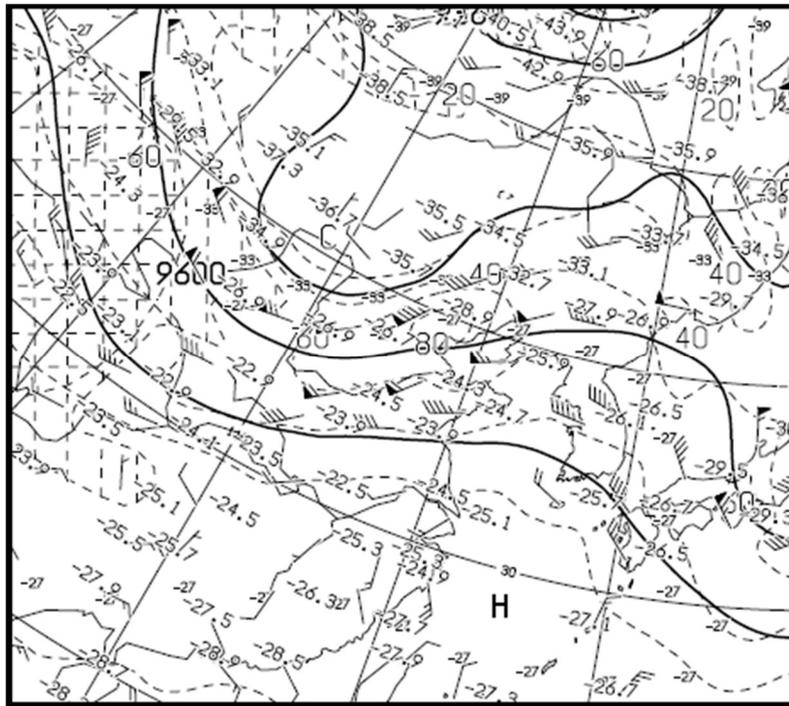


図 4-2-9 水蒸気画像と同じ時刻の 300hPa 天気図

4.2.2. ブロッキングの状態を表すバウンダリー

このタイプのバウンダリーは、上層の比較的風の弱い領域において、周囲の風と反対方向の風の間を持つ循環が発達することにより形成される。周囲の風を阻むような循環場が形成されることから、ブロッキングの状態を表すバウンダリーとして区別される。循環場の成因から、低気圧の形成に関連するヘッドバウンダリーと高気圧の形成に関連するインサイドバウンダリーがある。

4.2.2.1. ヘッドバウンダリー

ヘッドバウンダリーは、凸状の明域と周囲にある暗域との境界で形成される。バウンダリーの動きや変化は遅い。このバウンダリーは低気圧の発生に伴う総観規模の流れにより形成される。図 4-2-10 の模式図にあるように、低気圧の発生により下層から湿った気塊が上昇しヘッド状の明域を形成する。明域は低気圧に伴う流れと低気圧北側の高気圧性の流れへと分流する。この明域の流れは周囲の乾燥した西風にブロックされ、境界で下降流となる。上層の流れの場で見ると、変形場の伸長軸に沿ってバウンダリー形成される。

図 4-2-11 にヘッドバウンダリーの例を示す。カムチャツカ半島の南海上に明瞭なバウンダリーが見られる。これは 300hPa で千島の東にある低気圧循環に伴う東寄りの風とオホーツク海方面からの北西風との境界で形成されたものである。天気図だけからは判断しにくい上層低気圧の存在やそのスケールがバウンダリーを通して容易に推定できる。

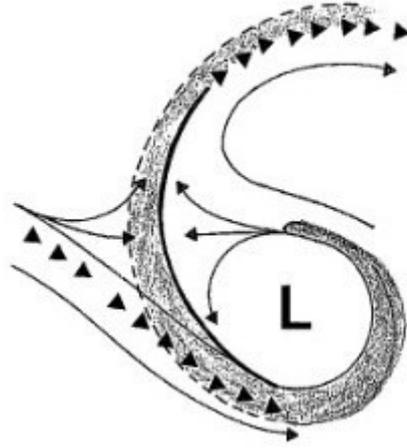


図 4-2-10 ヘッドバウンダリーの模式図
暗域 (黒い部分)、明域 (白い部分)、雲域 (ハッチ部分)、バウンダリー (太線)、流线 (細矢印)、強風軸 (黒三角)

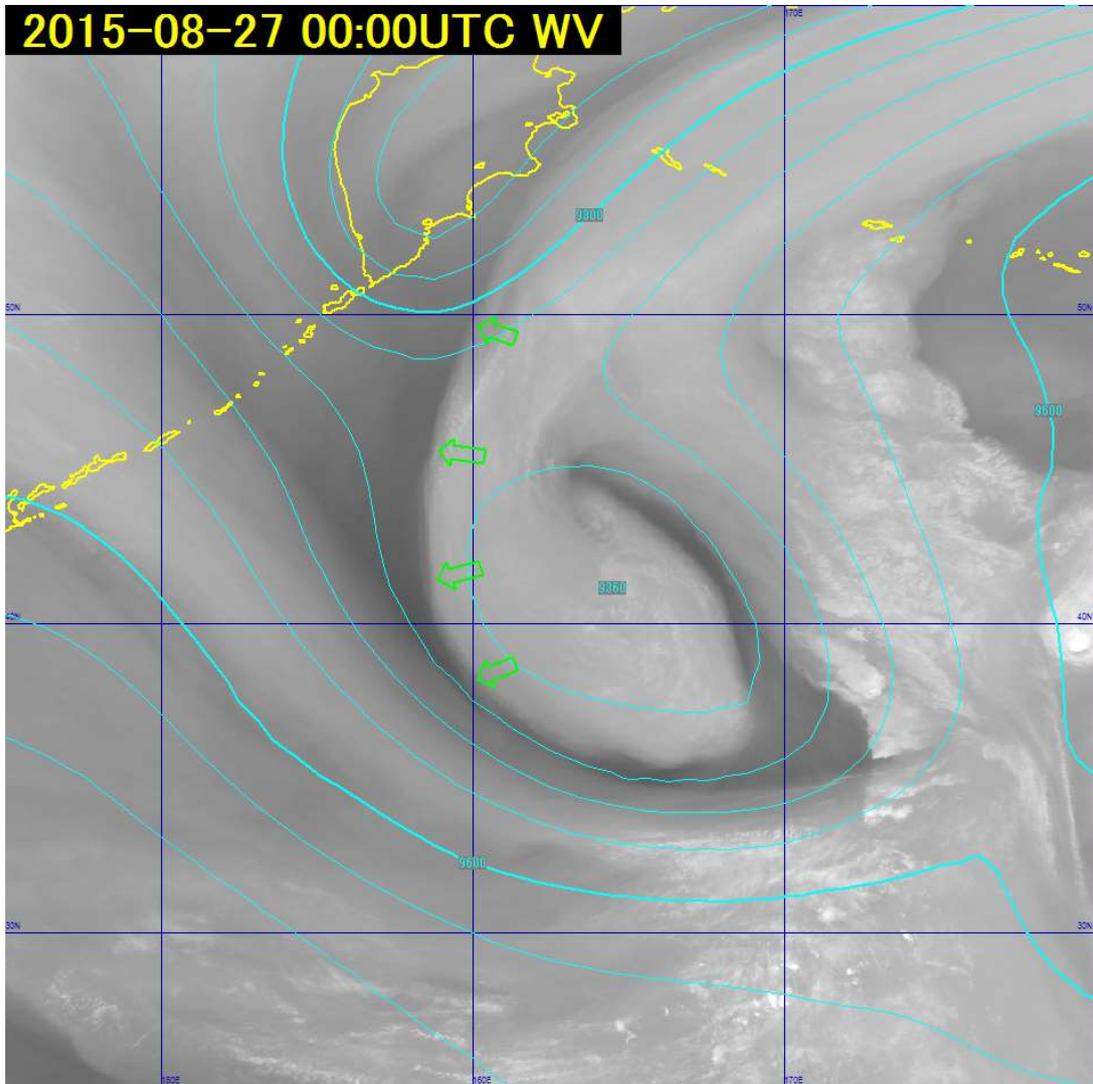


図 4-2-11 ヘッドバウンダリー (矢印) 水蒸気画像 (2015年8月27日 00UTC)
水色の線は、数値予報(GSM)300hPaの高度を示す。

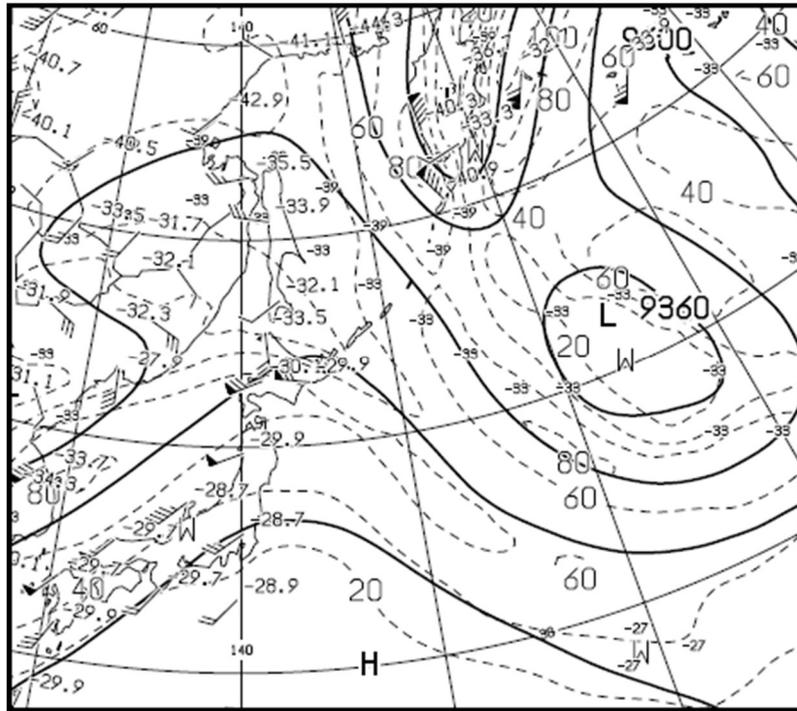


図 4-2-12 水蒸気画像と同じ時刻の 300hPa 天気図

4.2.2.2 インサイドバウンダリー

上層の高気圧による沈降で形成される乾燥域が広がるとき、上流側のトラフに伴う比較的湿った流れとの間で境界を形成する。高気圧性循環内の流れで形成されるこの境界を、インサイドバウンダリーと呼ぶ。図 4-2-13 の模式図にあるように、バウンダリーは上流側に向かって凸状の暗域と周囲の明域との間に形成される。バウンダリーの動きや変化は遅い。インサイドバウンダリーは、ブロッキング高気圧の消長や動向の監視に利用できる。

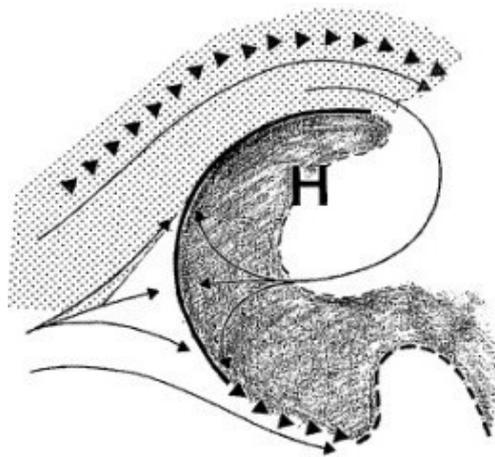


図 4-2-13 インサイドバウンダリーの模式図
 暗域 (黒い部分)、明域 (白い部分)、雲域 (ハッチ部分)
 バウンダリー (太線)、流線 (細矢印)、強風軸 (黒三角)

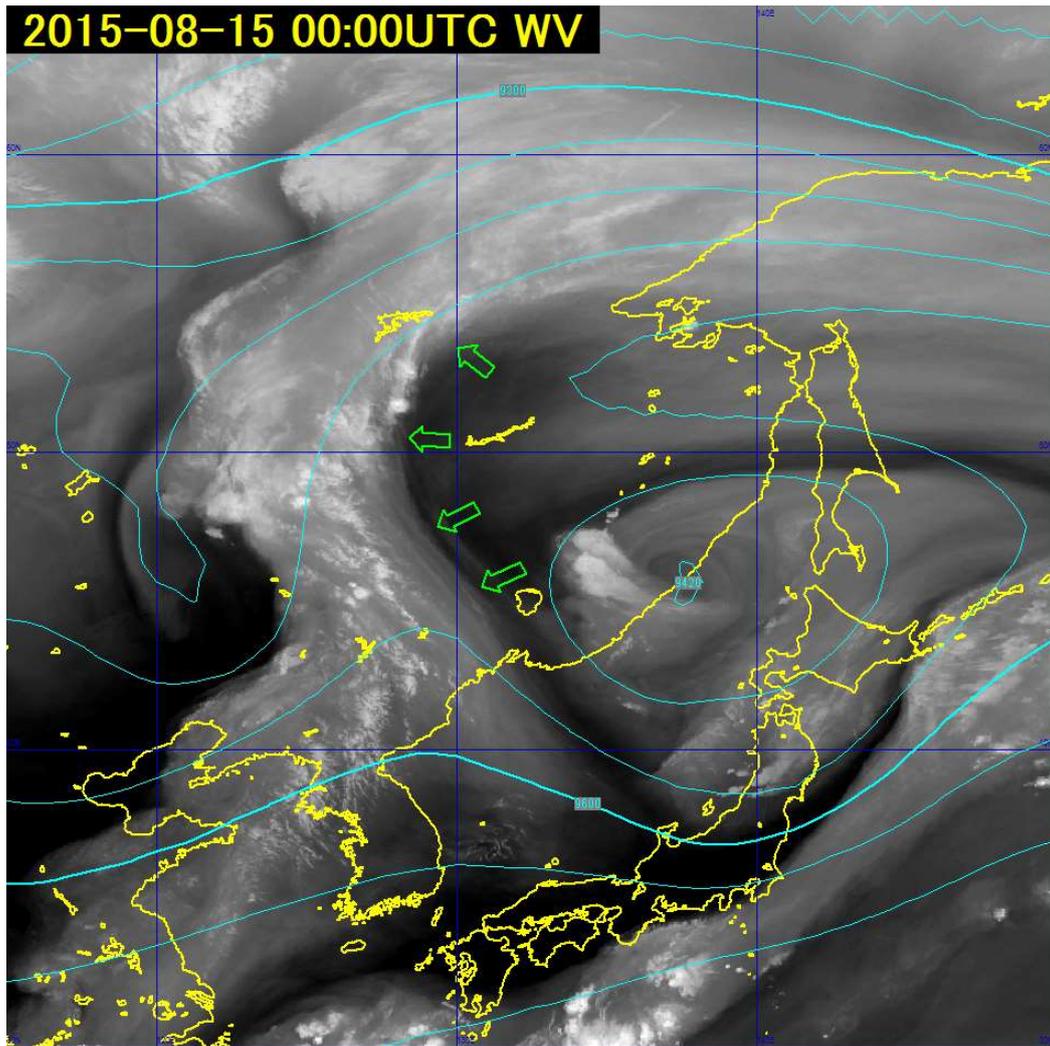


図 4-2-14 インサイドバウンダリー (矢印) 水蒸気画像 (2015年8月15日00UTC)
水色の線は、数値予報(GSM) 300hPa の高度を示す。

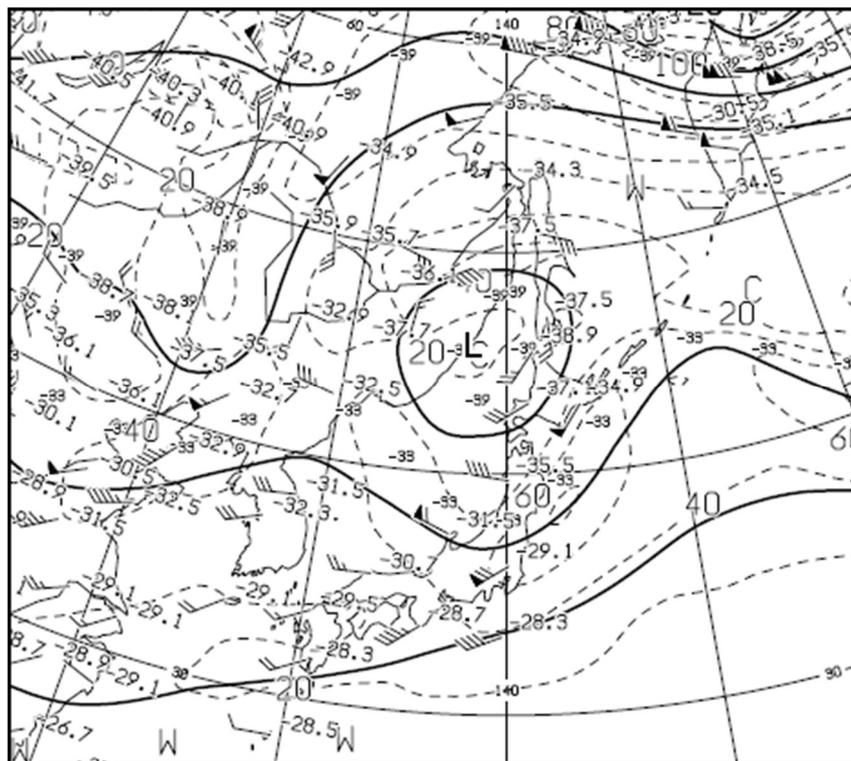


図 4-2-15 水蒸気画像と同じ時刻の 300hPa 天気図

図 4-2-14 にインサイドバウンダリーの例を示す。沿海州付近には上層の低気圧に対応した渦が見られるが、その北側はリッジで、逆位相の場となっている。300hPa 天気図 (図 4-2-15) だけでは分かりにくいですが、水蒸気画像に重ねた高度線を見ると、上層の低気圧の北側に、サハリン北部から西に張り出す上層の高気圧があることが分かる。この高気圧性の流れとその上流側にあるトラフ前面の湿った西風 (明域) との間に、インサイドバウンダリー (図中矢印) が形成されている。

4.2.3. サージを示すバウンダリー

水蒸気画像で暗域が流れに沿って上流から一気に押し寄せてくるようにみえることを、サージと呼ぶ。この暗域と進行前面の明域とで形成されるバウンダリーをサージバウンダリーと呼ぶ。サージバウンダリーには、暗域が東側に向かって凸状に広がるドライサージバウンダリーと暗域が赤道側に向かって凸状に広がるベースサージバウンダリーとがある。

サージに伴うバウンダリーは、上層に乾燥した気塊を伴うことにより対流活動を助長したり乱気流発生に関連するなど、水蒸気画像の解析では重要な概念の一つである。

4.2.3.1. ドライサージバウンダリー

ドライサージバウンダリーは、下降流の発達による急速な暗化が主要な役割を果たす。下降流を発達させる要因としては、「上・中層の寒気移流」「ジェットコア下流における減速」「発達した低気圧後面での沈降」などがある。こうした下降流に伴う暗域は、前面の低気圧システムに伴う雲域との間に明瞭な境界を形成し、ドライサージバウンダリーと呼ばれる。模式図にあるように、暗域は下流に向かって凸状となり、バウンダリーは速い速度で動く。

ドライサージバウンダリーでは、下層に暖湿な気塊が存在するときはサージに伴う上層の乾燥気塊が流入し不安定を助長しやすいため、バウンダリー付近では対流雲の発達に注意が必要である。また、このパウ

ンダリーと上流側の暗域との間では、CAT（晴天乱気流）などの乱気流が発生しやすいとされている（池田、奥村 1999）。

図 4-2-17 にドライサージバウンダリーの例を示す。沿海州付近から北海道を越えて東進する暗域の先端が、北海道の東海上に達している。オホーツク海を通り日本の東に延びるトラフの後面でバウンダリー（図中矢印）を形成している。この暗域は寒気を伴った乾燥気塊で、暗化を強めながら速い速度で東進しており、トラフ後面の減速域での下降流が強いことを表している。

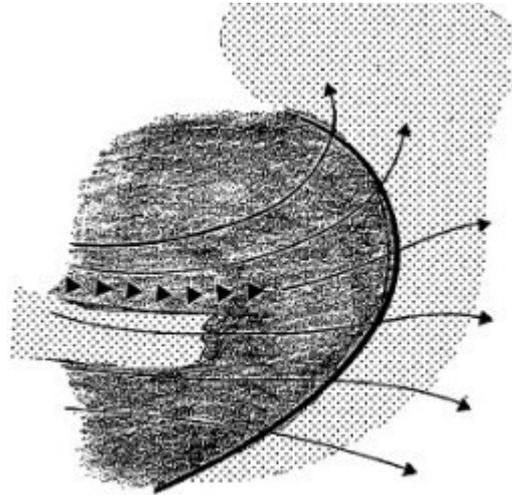


図 4-2-16 ドライサージバウンダリーの模式図
 暗域（黒い部分）、明域（白い部分）、雲域（ハッチ部分）
 バウンダリー（太線）、流線（細矢印）、強風軸（黒三角）

4. 水蒸気パターン

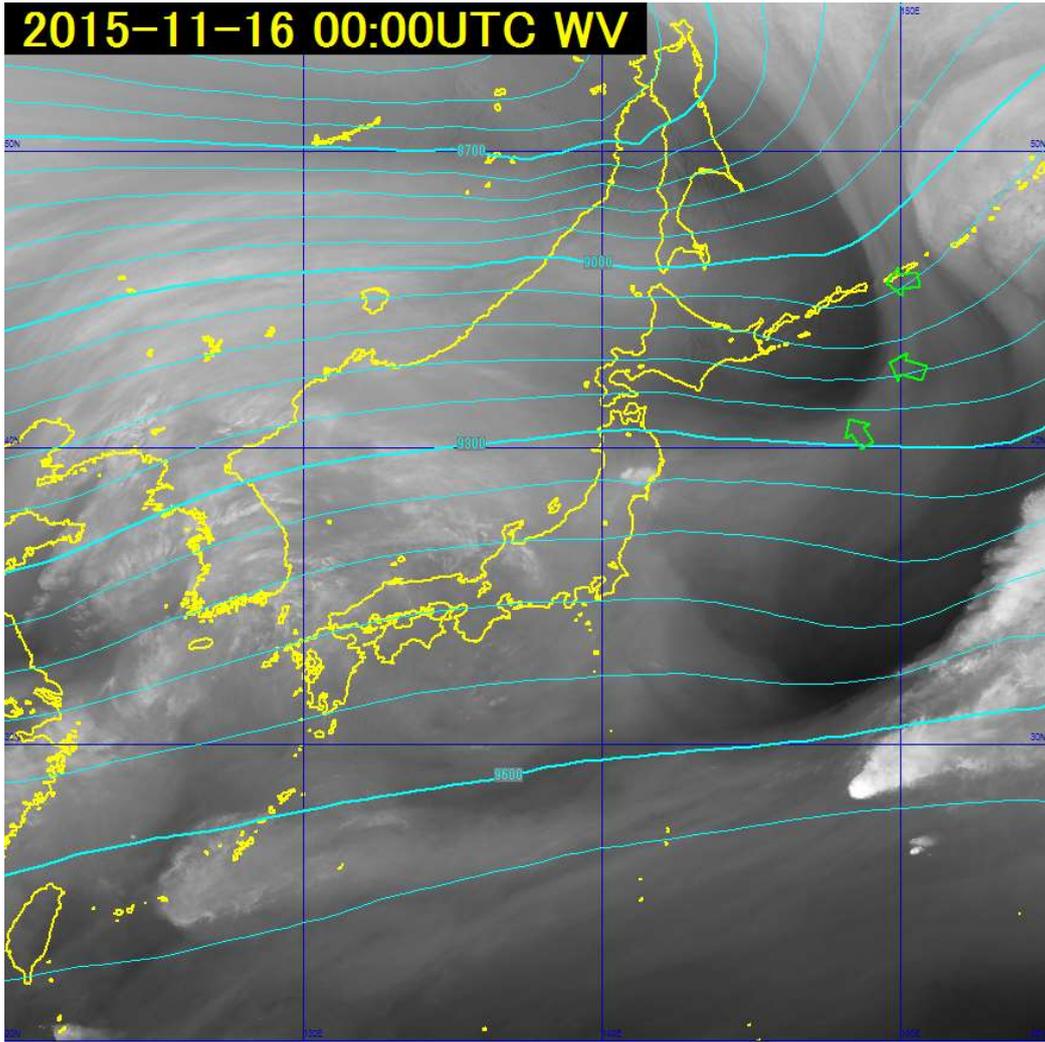


図 4-2-17 ドライサージバウンダリー (矢印) 水蒸気画像 (2015年11月16日00UTC)
水色の線は、数値予報(GSM)300hPaの高度を示す。

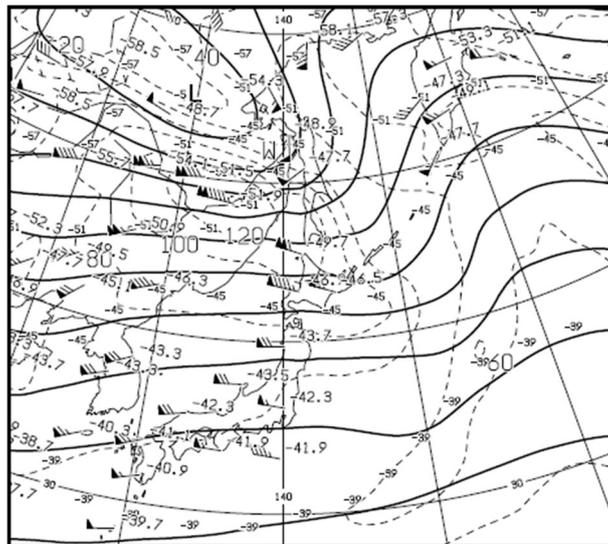


図 4-2-18 水蒸気画像と同じ時刻の 300hPa 天気図

4.2.3.2. ベースサージバウンダリー

ベースサージバウンダリーは、上層リッジの強まりによりリッジ東側で北風成分が増大し、乾燥気塊が南下して赤道側の湿潤気塊との間に形成される。当初バウンダリーは幅の狭い帯状の形態を示すが、リッジの強化に対応して図 4-2-19 の模式図にあるように、乾燥域（暗域）が南下・拡大する。ドライサージと同様にバウンダリーと上流側の暗域との間では、CAT など乱気流が発生しやすいとされている（池田、奥村 1999）。ベースサージバウンダリーは、ITCZ（熱帯収束帯）まで南下して対流活動を活発化させることがある。特に熱帯域では対流システムの発生・発達にこのバウンダリーの監視は重要である。

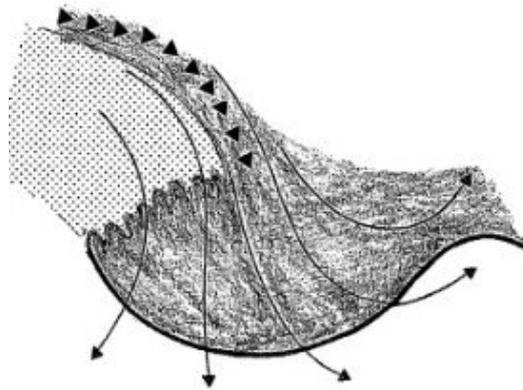


図 4-2-19 ベースサージバウンダリーの模式図

暗域（黒い部分）、明域（白い部分）、雲域（ハッチ部分） バウンダリー（太線）、流线（細矢印）、強風軸（黒三角）

図 4-2-20 にベースサージバウンダリーの例を示す。日本付近で発達したリッジから南下する乾燥気塊（暗域）が、その南にある湿潤気塊（明域）との間にベースサージバウンダリー（図中矢印）を形成している。

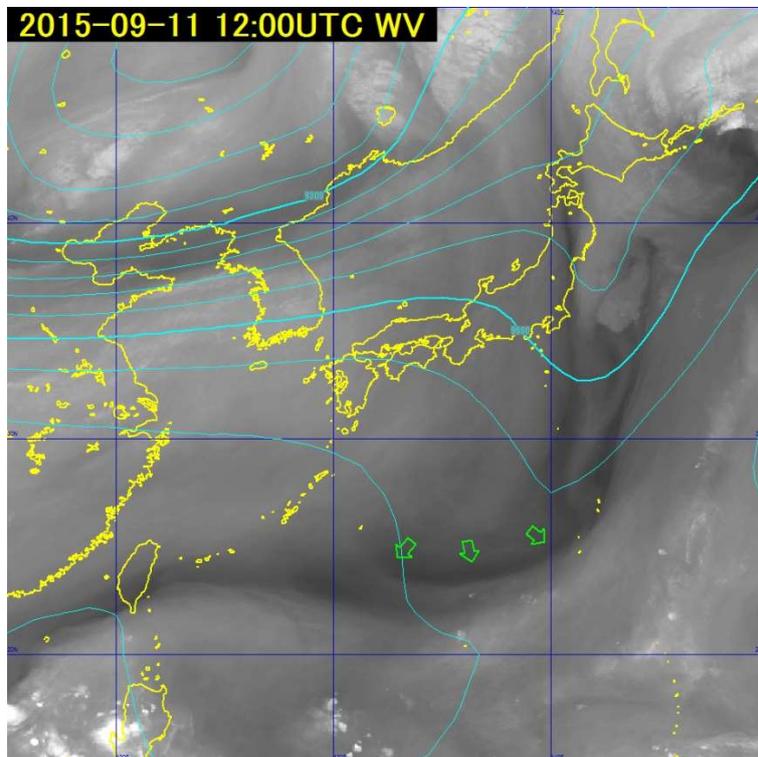


図 4-2-20 ベースサージバウンダリー（矢印）水蒸気画像（2015年9月11日12UTC）
水色の線は、数値予報(GSM)300hPaの高度を示す。

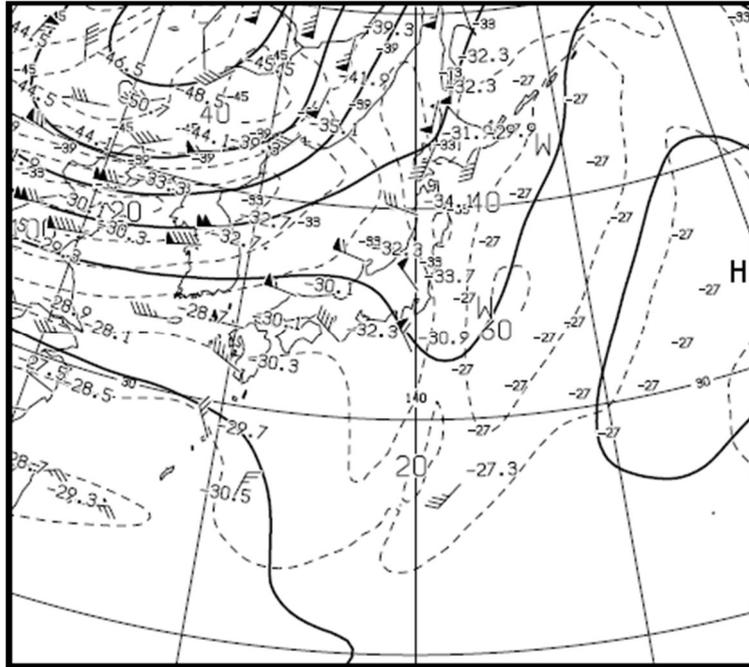


図 4-2-21 水蒸気画像と同じ時刻の 300hPa 天気図

4.2.4. その他

4.2.4.1. リターンモイスチャーバウンダリー

リターンモイスチャーバウンダリーは、上層リッジの東側で湿潤気塊（明域）が南下し乾燥域（暗域）との間に形成される。このバウンダリーは、上層の湿潤気塊が総観規模の鉛直方向の運動の影響を受けないで赤道方向に流れることにより形成される。トラフ前面で北上した湿りがリッジを乗り越え赤道方向に戻ることからこの名前が付けられた。リターンモイスチャーバウンダリーは、画像ではベースサージバウンダリーと明・暗域が逆のパターンとなるが、下降流に関連していない。また、前線や低気圧など顕著な気象じょう乱と対応することもない。

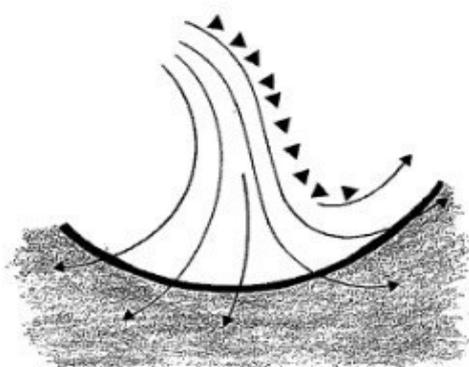


図 4-2-22 リターンモイスチャーバウンダリーの模式図暗域（黒い部分）、明域（白い部分）、雲域（ハッチ部分）
バウンダリー（太線）、流線（細矢印）、強風軸（黒三角）

図 4-2-23 にリターンモイスチャーバウンダリーの例を示す。日本の東から日本のはるか東にかけ赤道側に凸状の明域が、沿海州方面から日本のはるか東に伸びるジェット気流極側の暗域（乾燥域）との間でバウン

ダリーを形成している。この明域は、サハリンからオホーツク海に見られるリッジから南下する気流に関連している。

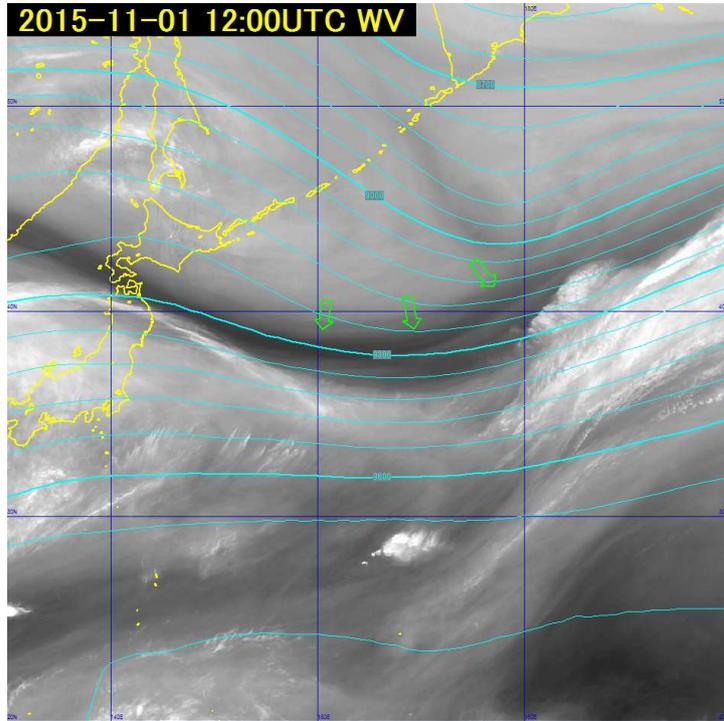


図 4-2-23 リターンモイスチャーバウンダリー (矢印) 水蒸気画像 (2015年11月1日12UTC)
水色の線は、数値予報(GSM) 300hPa の高度を示す。

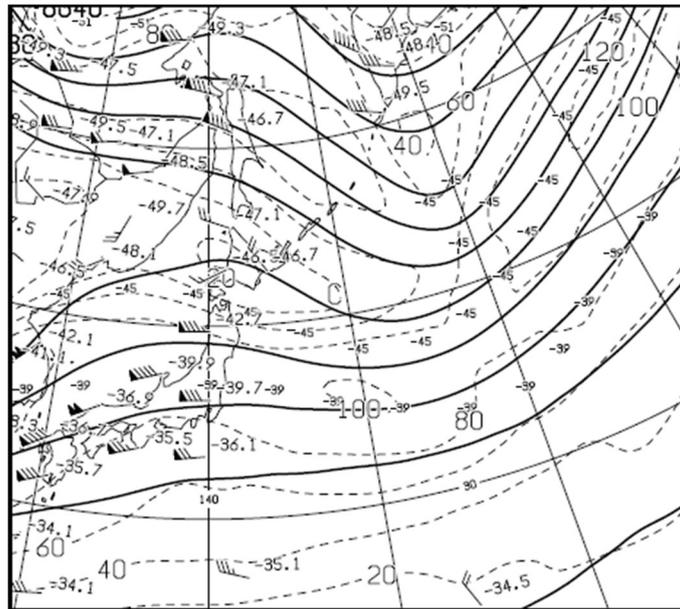


図 4-2-24 水蒸気画像と同じ時刻の 300hPa 天気図

4.3. 水蒸気画像による解析

4.3.1. 寒冷低気圧

水蒸気画像では、渦が水蒸気のパターンにより可視化されるため、雲がない場合でも上層渦として解析・追跡することができる。この上層渦は寒冷低気圧（寒冷渦）に対応することが多い。

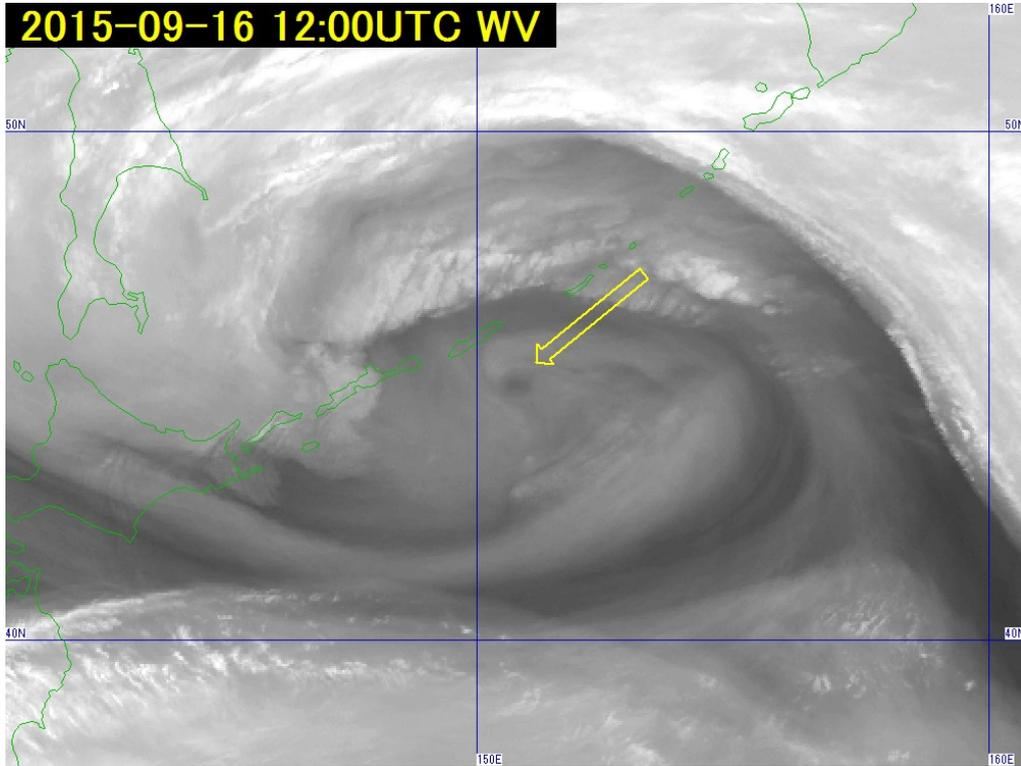


図 4-3-1 寒冷低気圧の水蒸気画像 2015年9月16日12UTC

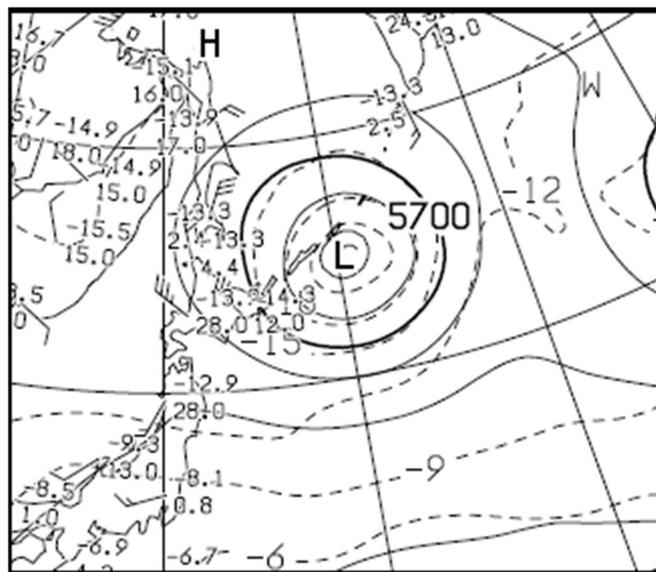


図 4-3-2 500hPa天気図 2015年9月16日12UTC

図 4-3-1 及び図 4-3-3 は、上層渦が千島近海から千島の東に移動した時の水蒸気画像である。この画像では、上層渦の中心（図中、矢印の矢先）が千島近海及び千島の東に見られる。図 4-3-2 及び図 4-3-4 は、その時の 500hPa 天気図で、上層渦の中心と寒冷低気圧中心（寒気核）がほぼ一致している。

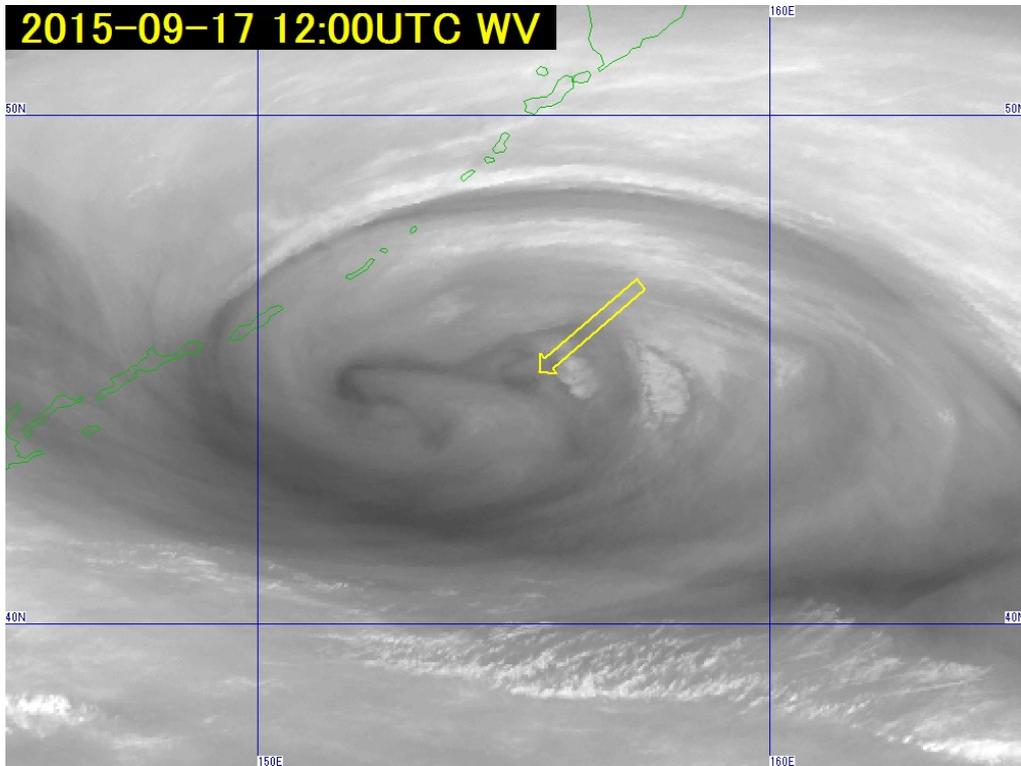


図 4-3-3 寒冷低気圧の水蒸気画像 2015 年 9 月 17 日 12UTC

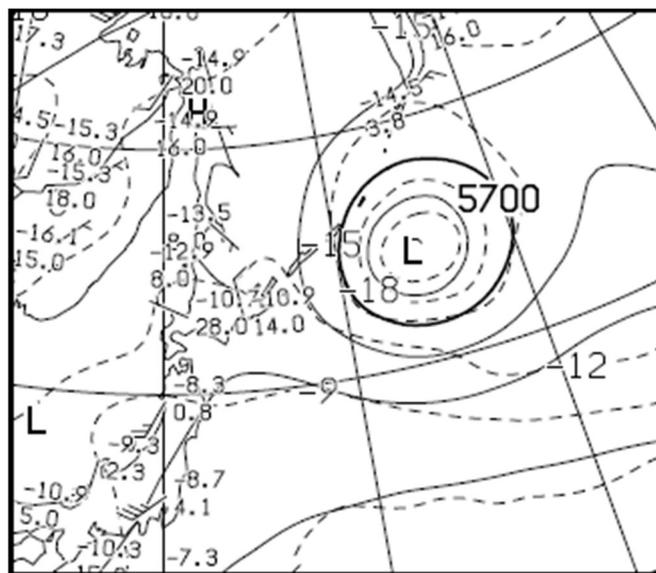


図 4-3-4 500hPa 天気図 2015 年 9 月 17 日 12UTC

4.3.2. UCL (Upper Cold Low)

寒冷低気圧のうち、熱帯域から亜熱帯域で解析される寒気核型低気圧性循環を Shimamura(1981)は、UCL (Upper Cold Low) と呼び、次のことを述べている。

- ① UCLの発生初期段階には、中層において中心の東側で湿潤域、中心付近とその西側に乾燥域がしばしば見られ、この乾湿分布と雲域との対応はよい。
- ② UCL周辺では対流雲が活発化し、この対流雲域付近で台風にまで発達することがある。
- また、内藤（1993）及び高嶺（1995）は、日本付近の上層から沈降しながら南下する気流と熱帯収束帯の上層から沈降しながら北上する気流により形成された熱帯対流圏上層トラフ（TUTT）に沿って、UCLはしばしば観測されるとしている。
- 以上のことから、熱帯じょう乱を監視する上で、このUCLを追跡することは重要である。

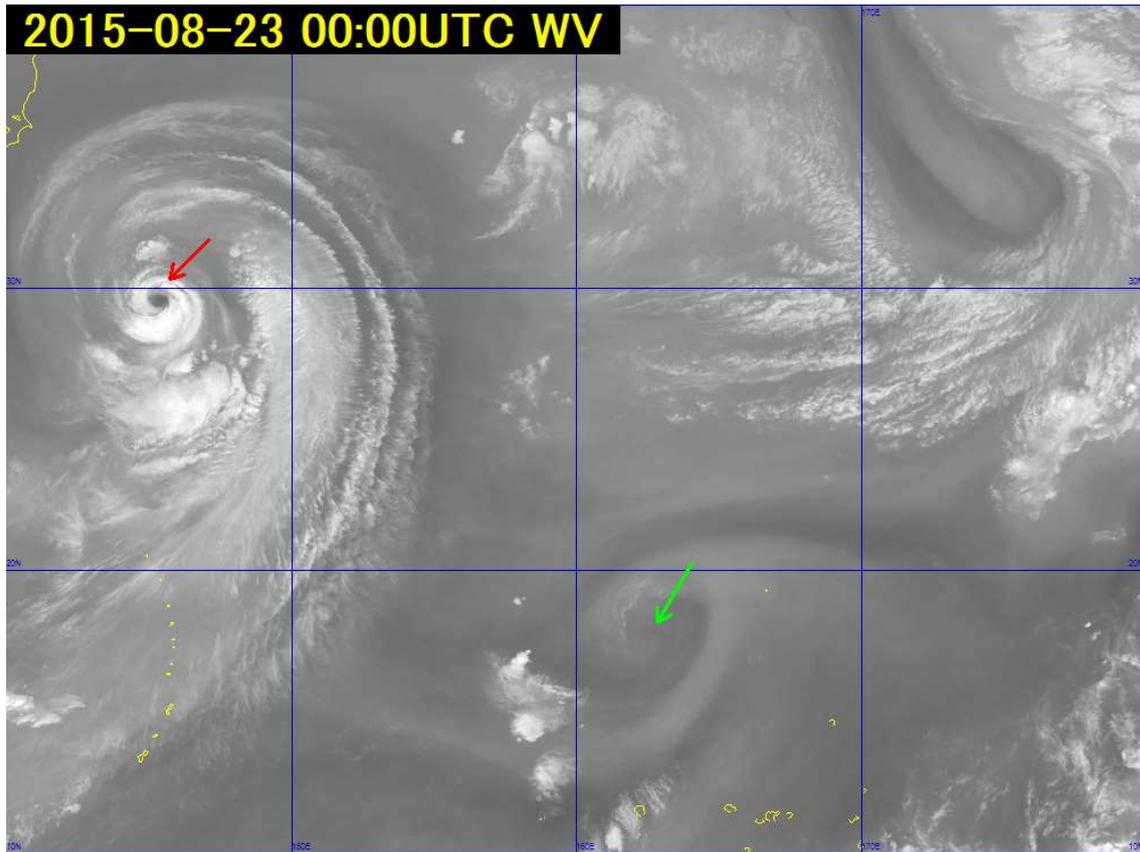


図4-3-5 UCLの水蒸気画像 2015年8月23日00UTC

図4-3-5は、UCLに対応した上層渦がウェーク島の西を西進した時の水蒸気画像である。この画像では、明瞭な上層渦の中心が、ウェーク島の西（図中、黄緑の矢印の矢先）に解析できる。図4-3-6はその時の250hPa天気図で、上層渦の中心と低気圧中心はほぼ同じ位置であることが確認できる。また、天気図のLスタンプの左上にCと示されているように、この上層渦周辺は周りに比べ気温が低いことが分かる。この例ではあまり顕著ではないが、上層の寒気により渦の周辺にはCbを含む対流雲域が発生・発達することも多い。一般的に、偏西風帯の寒冷低気圧が南下・東進するのに対して、偏西風帯から分離したUCLは日本の南や東海上を北上・西進しながら日本に接近することもあるので、注意が必要である。一方、父島近海（図中、赤い矢印の矢先）にも明瞭な渦が解析できるが、こちらはUCLでは無く台風に伴う渦である。大きな違いは250hPa天気図で見られるようにUCLと違って中心付近の上層に、寒気Cではなく暖気Wを伴っていることである。

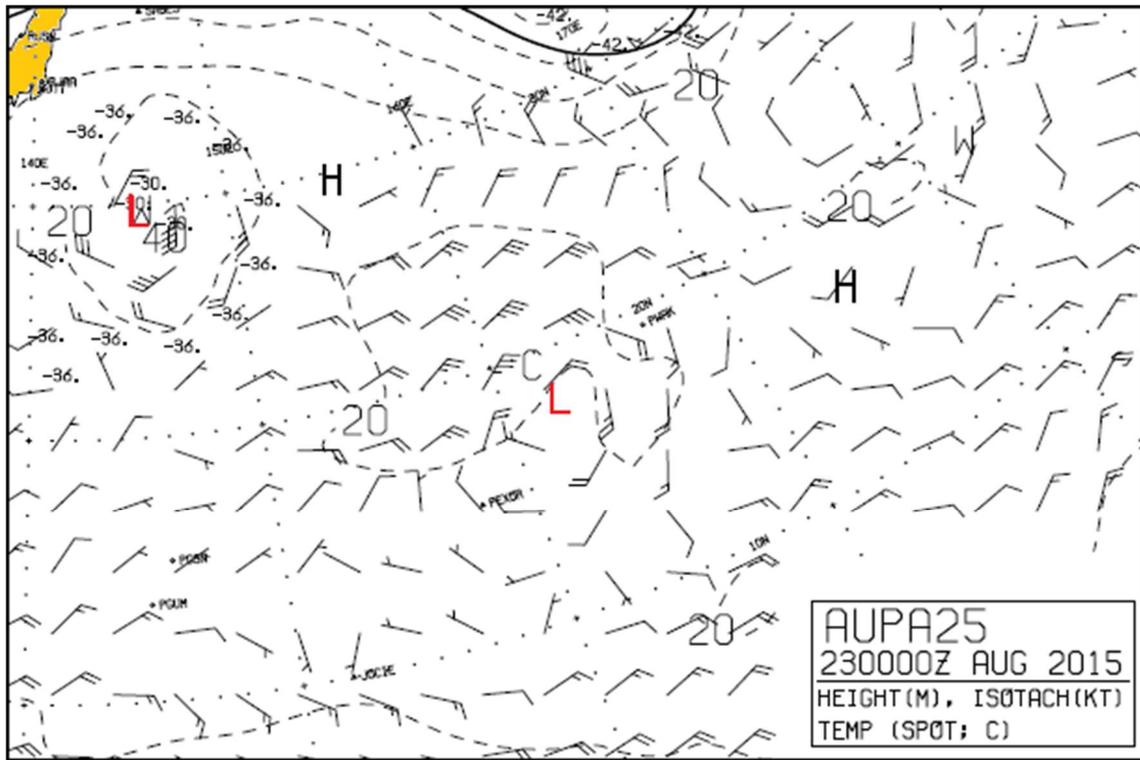


図 4-3-6 250hPa 天気図 2015 年 8 月 23 日 00UTC

4.3.3. 対流活動の助長

上層への乾燥気塊（暗域）の流入は、上層における低相当温位気塊の流入に対応するため、下層の状態が変わらなければ安定度を悪化させることに相当する。対流雲が存在する環境に暗域が流入すると、安定度の悪化により対流活動を助長する。暗域の進行前面ではこのような状態が生じやすく、バウンダリー付近で対流活動が活発化することがある。特にサージバウンダリーを形成する暗域は寒気を伴うことが多く、寒気による不安定度の増大の効果も加わり、対流雲を発達させやすい。

図 4-3-7～図 4-3-8 は、ドライサージバウンダリーの事例である。日本の南を東進する暗域の先端が、日本の南を閉塞しながら東進中の低気圧の雲域の後面でバウンダリーを形成している。この暗域は寒気を伴った乾燥気塊で、低気圧後面での下降流が強いことを表している。12UTC では対流活動はあまり活発ではないが、6時間後の 18UTC にはバウンダリー付近で Cb が発達・発生している。発達したこれらの対流雲は、6時間前には Cg・Cu 程度で、暗域の流入により対流活動が助長されたように見える。

4. 水蒸気パターン

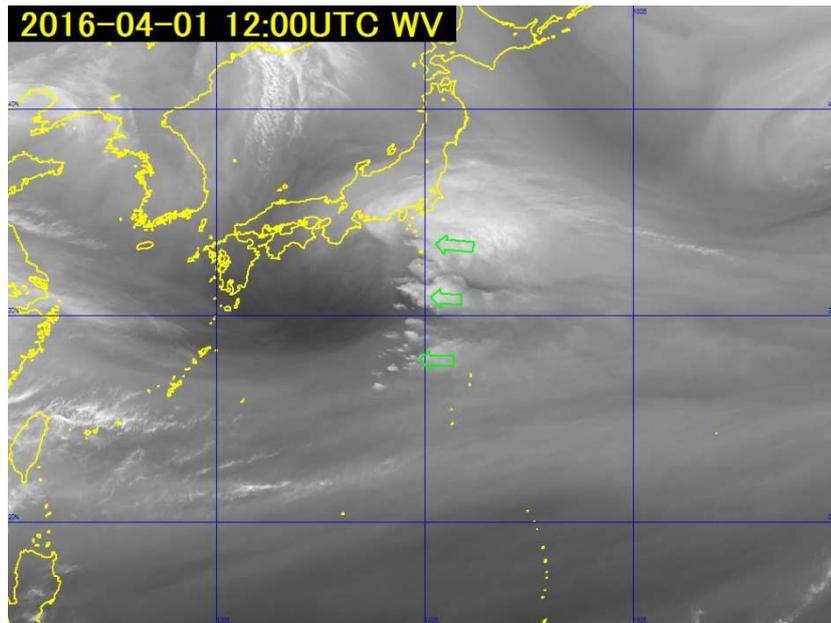


図 4-3-7 水蒸気画像 2016年 4月 1日 12UTC

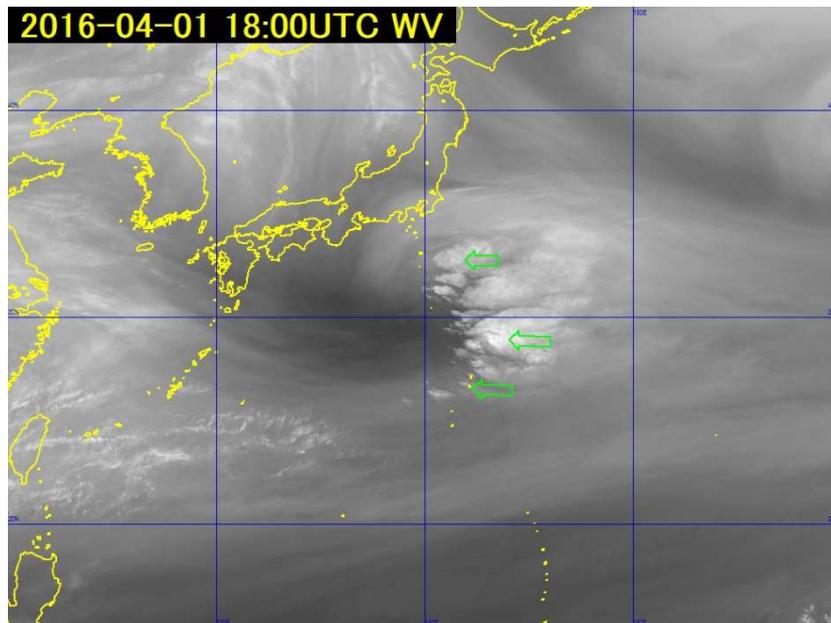


図 4-3-8 水蒸気画像 2016年 4月 1日 18UTC

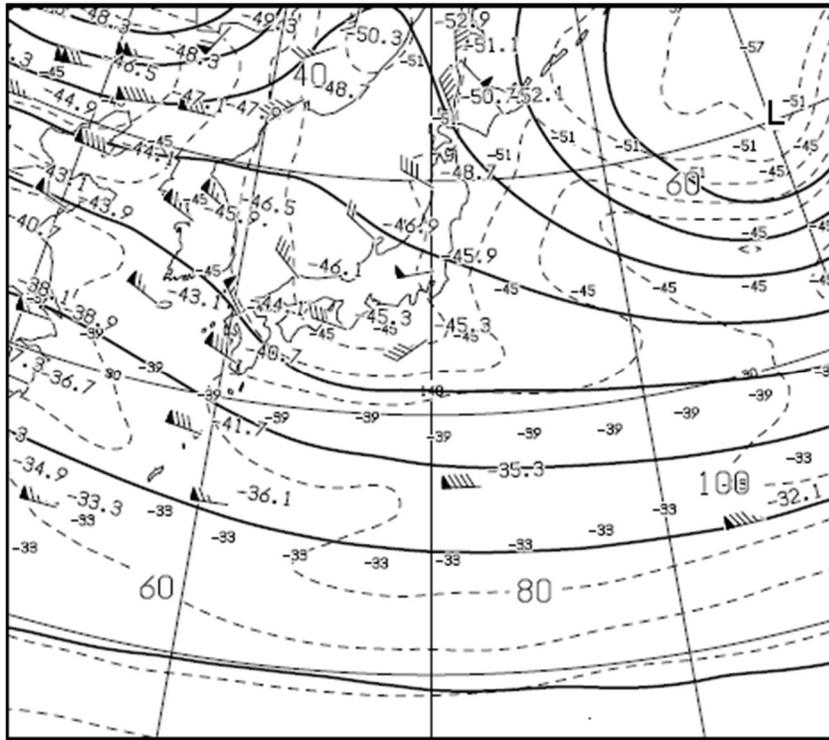


図 4-3-9 300hPa 天気図 2016年 4月 1日 12UTC

5. 総観規模の現象

5.1. 前線の解析

5.1.1. 前線の概念

前線は気団の境界として定義される。こうした境界では異なる密度を持つ気団の接触面に沿って鉛直循環が励起され雲が発生する。その結果、総観スケールの前線付近には帯状の雲域（雲バンド）が存在する。したがって衛星画像による前線解析では、まず大規模な雲バンドに着目することが手始めとなる。しかし、乾燥した大陸上では鉛直循環が励起されても雲が形成されず、上層雲のみの雲バンドが上層の強風で移流してくるなどの例外もあるために、雲バンドの有無だけでは前線を決定できない場合があるので注意が必要である。

Browning (1990) は擾乱の構造を説明するため、WCB (Warm Conveyor Belt) や CCB (Cold Conveyor Belt) などコンベアベルトの概念を提唱した。コンベアベルトは擾乱に相対的な座標系で見た大気の主要な流れをいう。Carlson (1980) は、WCB と CCB の概念を用いて低気圧や前線の構造を説明した (図 5-1-1)。

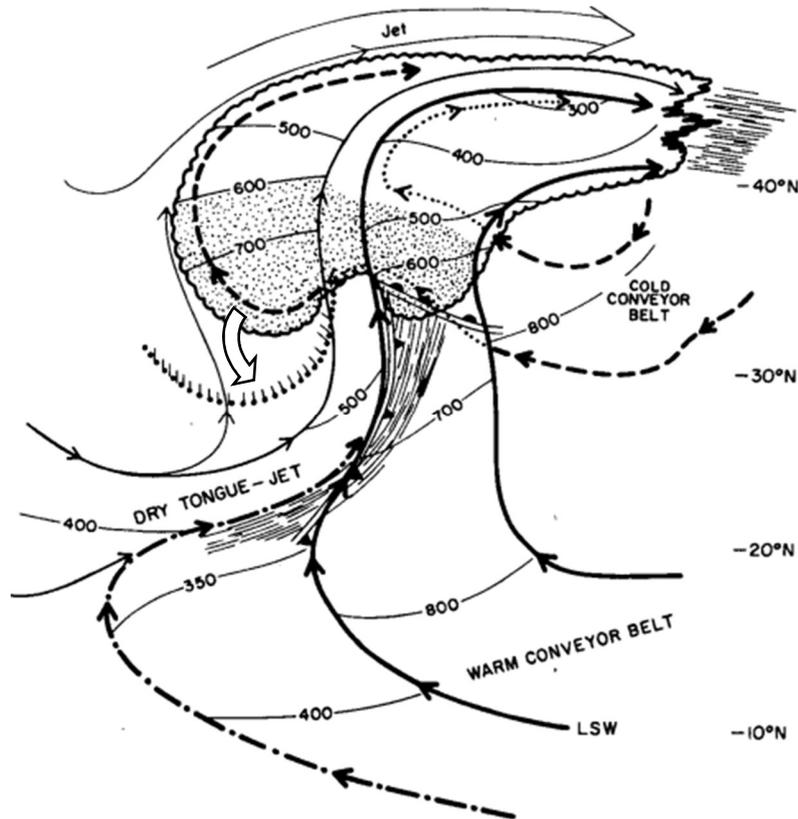


図 5-1-1 コンベアベルトモデル (Carlson (1980) に白矢印を加筆)
太い実線 : WCB、破線 : CCB、数字 : それぞれの気流の高度(hPa)、しっぽ付ドット : 下層雲縁

WCB は低緯度から高緯度に向かって暖かく湿った気塊を運ぶ大気の流れで、雲域の形成に強く関与する。WCB は高気圧縁辺の下層の南東風として発生し、低気圧の暖域内を北上し、次第に時計まわりの方向に向きを変える。この流れはトラフ前面の暖気移流に関連し、北上するにつれ次第に高度を上げる。WCB

5. 総観規模の現象

が凝結高度に達すると雲を発生させ、北へ進むほど雲頂高度は高くなる。上空のジェット気流軸に遭遇した WCB は、そこで北上を抑えられ東に向きを変える。

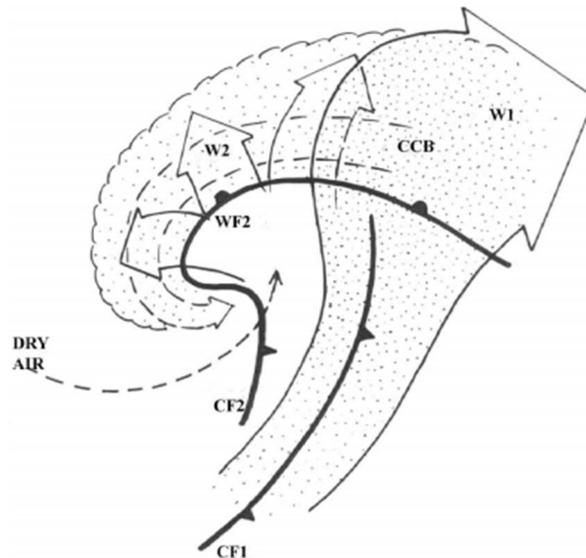


図 5-1-22 二次的な WCB のモデル (Browning (2004))
W1 が WCB、W2 が 2 次的な WCB

CCB は、温暖前線前面を前線と平行に低気圧中心方向に向かう流れである。衛星から見た場合、CCB はまず温暖前線前面の下層雲として認められる。CCB が西進すると WCB の下に潜り込むため衛星では確認できなくなるが、その後 WCB の雲バンド西縁から WCB と大きな角度で交差して、更に西にのびる中・下層雲主体の雲域として認識される。西にのびるにつれ、一部は高度を上昇させ高気圧性に流れを変えてジェット気流高度に達したところで東に向かう。一部は高度を上昇させず、中・下層雲のまま低気圧性の流れによって低気圧中心方向に向かう (図中の二重破線矢印)。Bader ら (1995) は、CCB のうち高度を上昇させ高気圧性曲率に変わる流れを二次的な WCB (W2) としている (図 5-1-2)。

W2 は、短波のトラフ前面での上昇流により WCB の下から発生するとしている。Bader らによれば、CCB は低気圧中心に向かう高度の低い流れのみを指す。

図 5-1-3 にコンベアベルトの例を示す。赤外面像において W-W で示した雲域が WCB に伴うものである。W-W は南ほど雲頂高度が低く、北へ行くほど雲頂高度が上昇し層状性雲域が広がっている。可視画像とも比べると、この雲域は厚い雲から成っている。雲域の東端 (E) では薄い Ci から成っており、WCB がジェット気流軸に遭遇し東に向きを変え、上層雲が先行していることを表している。C1-C2-C3 が CCB に伴う雲バンドである。C1 付近は CCB の上を滑昇する雲のため、上層雲が多くなっている。CCB は WCB より雲頂高度が低いので、WCB の下では確認できない。CCB は、WCB の雲バンドから西側に突き出したところ (C2 付近) で、再び確認できる。C2-C3 は西に進むほど雲頂高度が上昇し、ジェット軸に遭遇したところで東向きに流れを変え WCB と合流する。CCB から分流して低気圧循環に巻き込む流れ (C2 から d への流れ) も存在し、この流れの雲頂高度は低いままである。

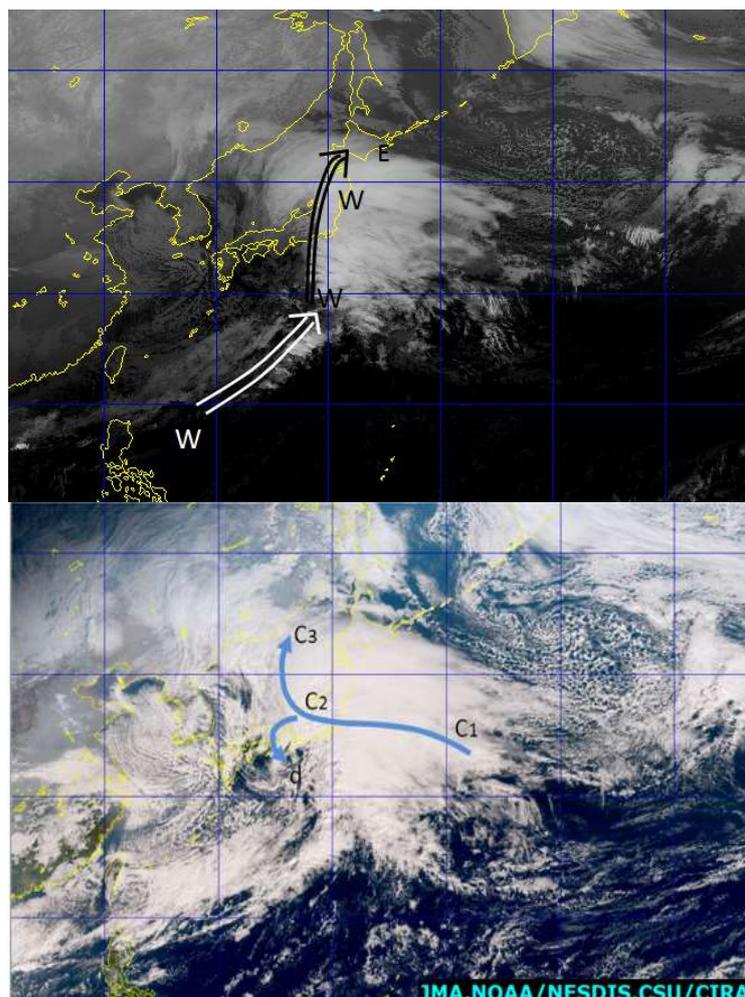


図 5-1-3 コンペアベルトの例 (2016年1月18日 00UTC)

上：赤外画像 (矢印は WCB)、下：True Color 再現画像 (矢印は CCB)、記号は本文参照

5.1.2. 温暖前線

温暖前線は寒気側へ移動する気団の境界と定義され、暖気が寒気をはい上げる構造をしている。これは CCB の上を WCB が滑昇していることで説明できる。暖域から北上する流れである WCB が低気圧中心に向かう寒気の流れである CCB の上を滑昇し始める境界を、温暖前線として解析できる。これは WCB に伴う流れの中で、層状性の雲が形成され始める南端にあたる。また Neiman (1993) が CCB と WCB の交差域付近の所々にメソスケール対流雲の存在を提唱しているように (エスカレータ・エレベータモデル、(図 5-1-4))、前線近傍では層状雲ばかりでなく対流雲も発生する。

このようなモデル構造を成しているとき、衛星画像では対流雲を含んだ広がりを持った雲域の南縁を温暖前線に対応させることができる。しかし、暖域内に雲が発生したり、上・中層雲に覆われたりして温暖前線に伴う雲域の南縁を決定しにくいことも多い。このため、一般に衛星画像から温暖前線を決定するのは難しい。また、発生期の低気圧やコンマ型低気圧 (次節参照) では CCB の形成が十分でなく、温暖前線に伴う下層雲が不明瞭なことが多い。

5. 総観規模の現象

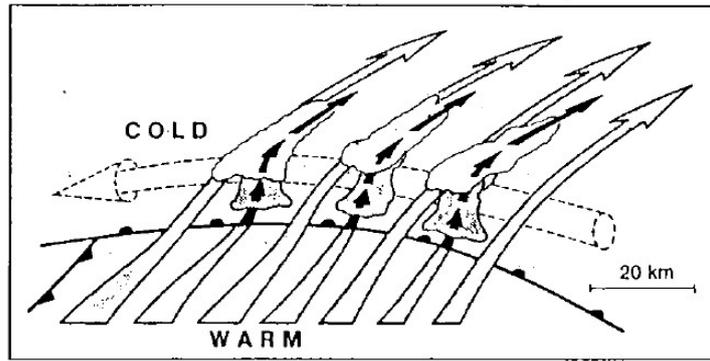


図 5-1-4 エレベータ、エスカレータモデル (Neiman (1993))

破線：CCB、白い実矢印：WCB (エスカレータ)

点彩域：雲を表す、黒い実矢印：メソ対流による上昇流 (エレベータ)

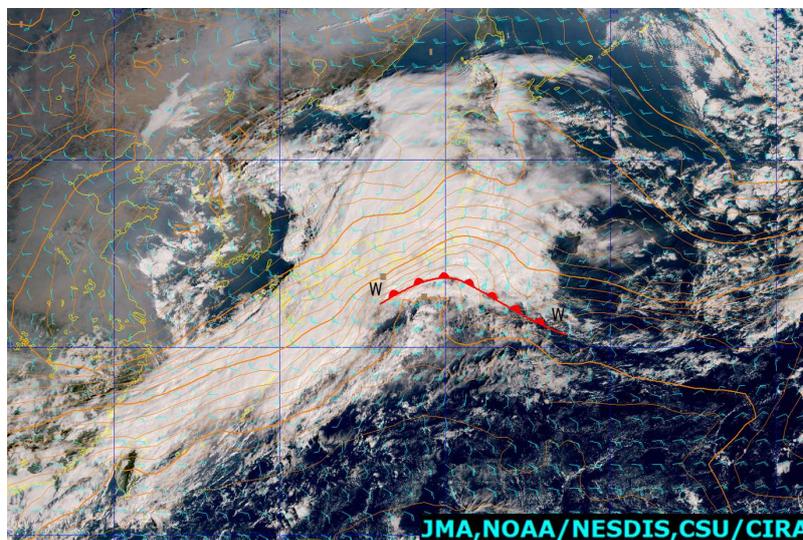


図 5-1-5 温暖前線解析例 (2015年 11月 2日 00UTC)

True Color 再現画像と客観解析による 850hPa の気温・風、記号は本文参照

図 5-1-5 は温暖前線の決定が比較的容易な例である。東海から関東地方にかけて低気圧に伴う雲域がみられる。雲域の南縁 (W-W) は明瞭で、所々に対流雲が並び、北の部分は上・中層雲から構成されている。衛星画像からは、雲域の南縁に沿って温暖前線を決定できる。温暖前線は客観解析による 850hPa の 12°C の等温線にほぼ対応している。

温暖前線に伴う下層雲が不明瞭な場合、低気圧の前面に広がる寒気場内の雲パターンから寒気領域を推定したり、下層雲の動きから風向を推定したりするなどの手法を用いることで温暖前線を決定できる。図 5-1-6 で、発達した低気圧の後面に広がる下層寒気の領域は、破線を南限と推定できる。この破線を西方に延長したところには W-W で示した下層雲域がある。W-W 付近の雲域は全体として東進していること、雲域を構成する個々の雲が北西に移動している (温暖前線前面の南東風の場合であると推定できる) ことから図に示す位置に日本付近を通過中の低気圧に伴う温暖前線を推定できる。

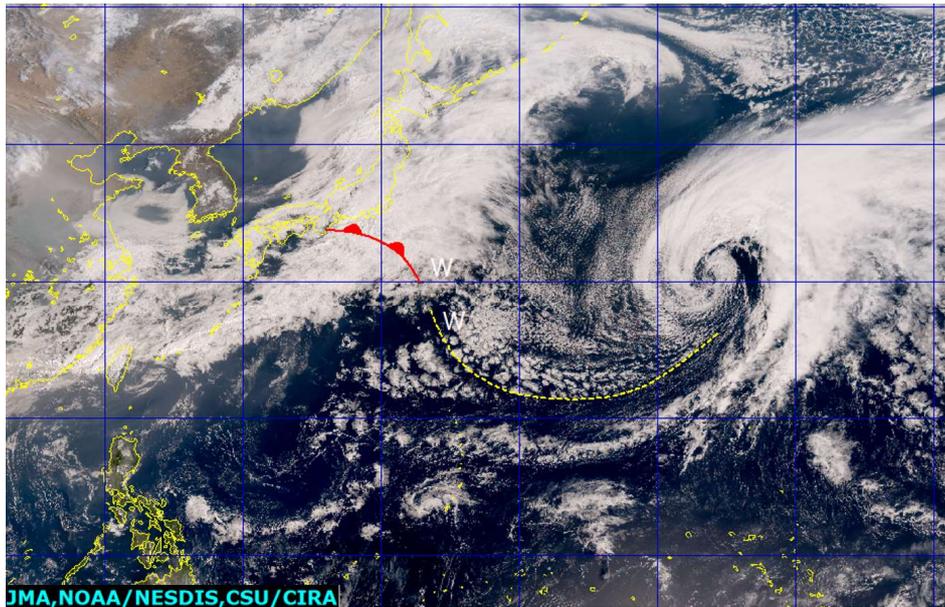


図 5-1-6 温暖前線の解析が困難な例
True Color 再現画像 2016 年 3 月 19 日 00UTC (記号は本文参照)

5.1.3. 寒冷前線

寒冷前線は、前線付近で気象の変化が激しい「アナ型」と気象の変化が穏やかな「カタ型」の2種類に分けられる。アナ型は教科書等で多く紹介され、アナ型構造で寒冷前線を解析することが多いが、カタ型の前線も多く見られる。ここでは衛星画像によるそれぞれの種類の特徴を示すと共に、寒冷前線を解析する上での留意点について述べる。

5.1.3.1. アナ型寒冷前線

アナ型寒冷前線は、Browning (1990) の後方傾斜上昇型 WCB モデルがあてはまる (図 5-1-7)。寒気流入が強い場合に相当し、WCB は寒気に対し相対的に後方に傾く。寒冷前線付近で強い上昇流が発生し、暖気は前線後面に向かって比較的緩やかに上昇する。前線を構成する雲バンドは、前縁 (暖気側) の狭い部分に活発な対流雲が並び (ラインコンベクション)、雲バンドの後縁は層状性の雲から成る。衛星画像でみれば、暖気側に対流雲が並ぶ構造をした雲バンドがアナ型に対応しており、寒冷前線の位置は雲バンド前縁の対流雲列に相当する。このほか、寒候期の海上では寒気の流れにより前線後面でセル状対流雲が発生・発達するので、雲バンド後面のセル状雲の有無や活動度からアナ型を判別する手がかりとすることもできる。

図 5-1-8 では、カムチャツカ半島の南の低気圧から南西にのびる雲バンドがある。雲バンドの南東縁 (暖気側) の C-C に活発な対流雲が連なっていることから、この雲バンドはアナ型と判断できる。寒冷前線の位置は、C-C に沿っていると推定できる。

5. 総観規模の現象

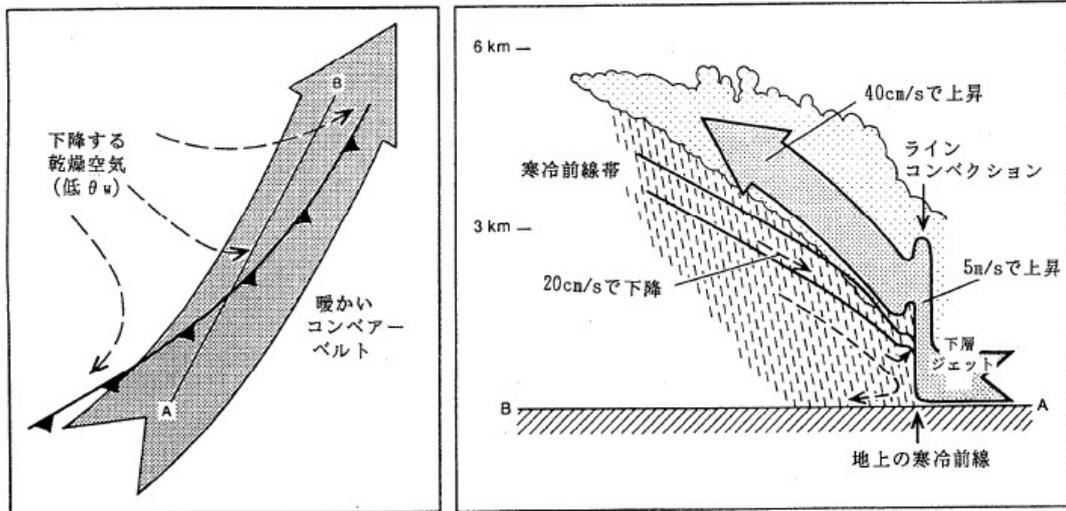


図 5-1-7 古典的なアナ型寒冷前線における流れの模式図 (北島ほか (1995) から引用)
 太い矢印は寒冷前線で後方傾斜上昇している WCB、その下方を寒気 (破線) が下降している
 (a) : 平面図 (b) : (a) の A-B に沿った断面

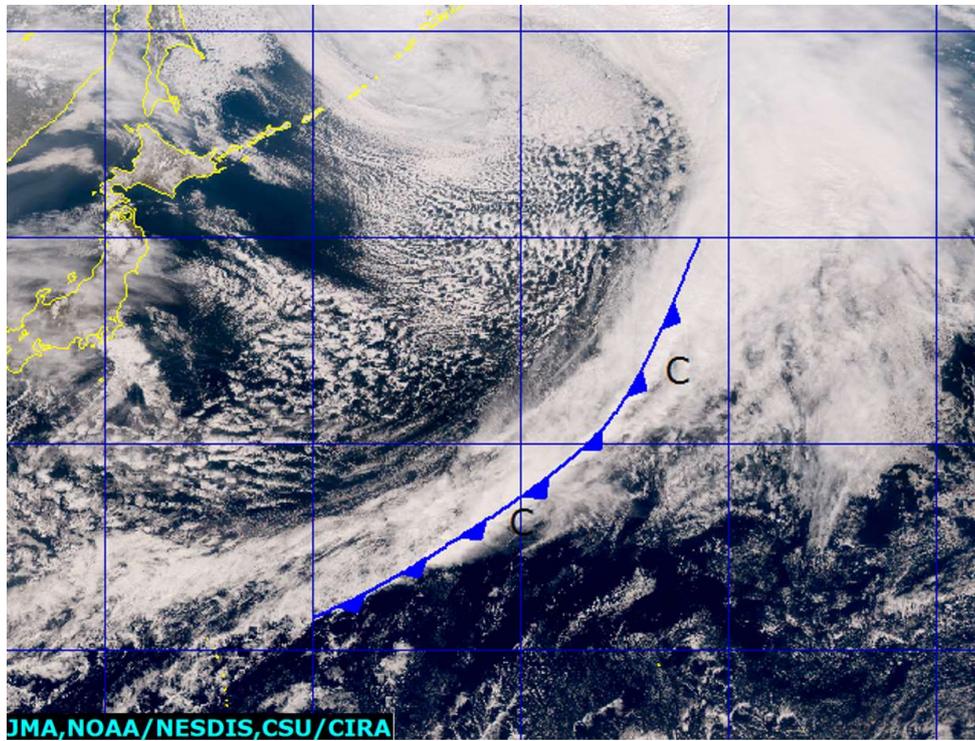


図 5-1-8 アナ型寒冷前線の例 (2016年3月16日00UTC)
 True Color 再現画像と寒冷前線の位置を示す (記号は本文参照)

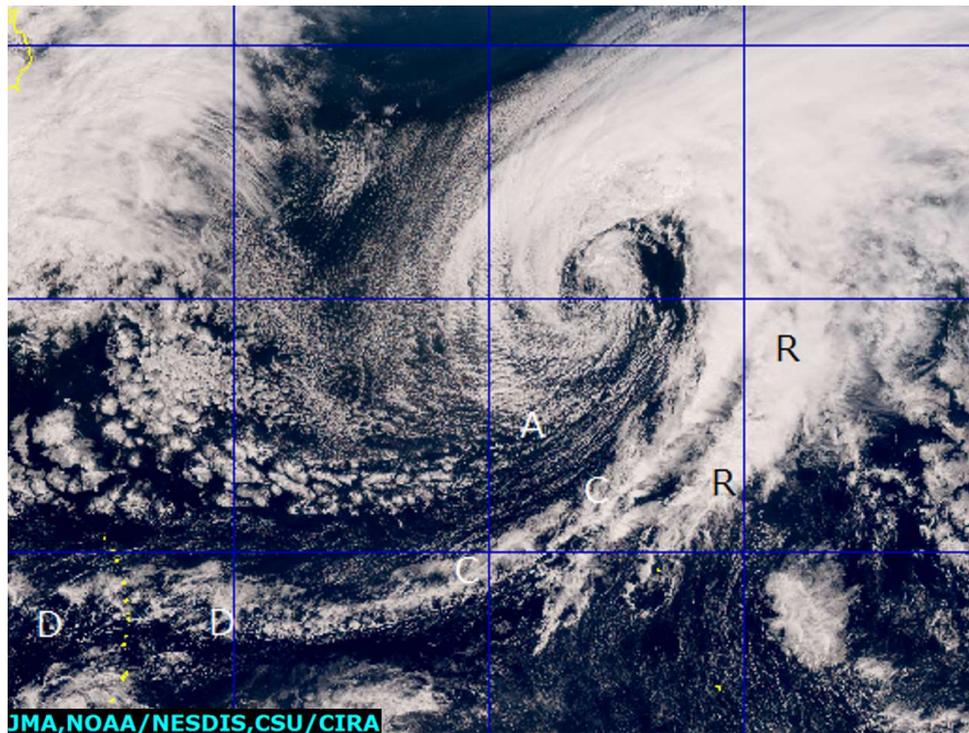


図 5-1-9 アナ型寒冷前線の例 (2016年3月19日00UTC)
True Color 再現画像と寒冷前線の位置を示す (記号は本文参照)

図 5-1-9 では雲バンド前縁の C-C にロープクラウドが見られる。ロープクラウドは、最盛期や衰弱期の低気圧からのびる雲バンドの進行前縁で観測されることが多い。この事例ではロープクラウドの位置に寒冷前線を推定できる。なお、C-C の西にも雲域 D-D が存在するが、雲バンドと離れていることや途切れ途切れになっていることから、寒冷前線に対応しているとは考えられない。前線後面の海上には強い寒気移流によりセル状対流雲 (A) が広がっている。ロープクラウドの前面に幅 100~200km 程度の活発な対流性の雲バンド (R-R) が見られる。これは暖域内のレインバンドである。暖域内ではしばしばこのようなレインバンドが見られるので、寒冷前線と誤って解析しないよう注意が必要である。

5.1.3.2. カタ型寒冷前線

カタ型寒冷前線は、Browning (1990) の前方傾斜上昇型 WCB モデルがあてはまる (図 5-1-10)。上空の乾燥した相当温位の低い気塊が下降して地上寒冷前線を追い越し、UCF (Upper Cold Front) が見られることもある。UCF はその下層に存在する WCB や暖域内の暖湿な気塊との間で対流不安定を引き起こし、レインバンドを発達させやすい。強雨や突風などシビアな現象はレインバンドに伴って現れる。レインバンドと地上寒冷前線の間には、弱い雨を伴った背の低い対流性の雲からなる領域 (SMZ : Shallow Moist Zone) が存在することがある。こうしたタイプのカタ型前線はスプリットフロント (split front) と呼ばれる。

カタ型寒冷前線では、レインバンドの通過に比べ、地上寒冷前線通過に伴う天気の変化は乏しい。衛星画像でも、レインバンドや UCF は明確に認識できるが、地上寒冷前線は下層雲から構成され雲の組織化も粗い場合が多く特定は難しい。

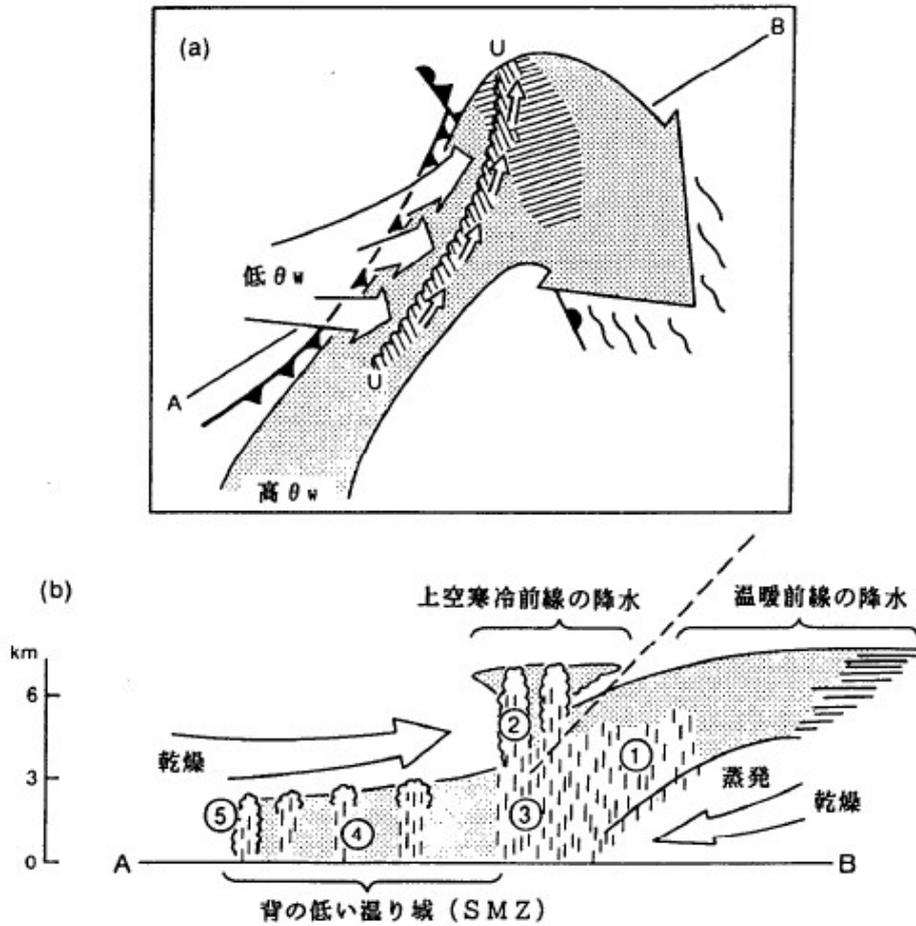


図 5-1-10 カタ型寒冷前線（スプリットフロント）のモデル図（北島ほか（1995）から引用）
 : 平面図. 点彩した太い矢印: 前方傾斜型の WCB. 白い矢印は乾燥気塊
 : (a) の A-B に沿う断面. 図中の番号は
 ①温暖前線の降水
 ②UCF ((a) で U-U で示される) に伴う対流性降水を生成する上空のセル
 ③UCF からの降水
 ④UCF と地上寒冷前線との間の背の低い湿り域 (SMZ)
 ⑤寒冷前線による背の低い降水

図 5-1-11 では、千島近海の低気圧から雲バンドが南西にのびている。背の高い対流雲 (A-A) があり、この雲域が地上寒冷前線に対応しているように見える。しかし、850hPa にみられる相当温位の集中帯と暖気の進入位置に着目すると、地上の寒冷前線は、対流雲 (A-A) の西側の背の低い雲域 (B、雲頂高度は 700hPa より低い) の西縁と合致する。鉛直断面図では、地上の前線の上空で 700Pa より上の層が乾燥しており、背の低い雲域 (B-B) はこの乾燥気塊によって雲頂を抑えられていた。この乾燥気塊は、中・上層の強い南西風によって地上寒冷前線を追い越したもので、カタフロント型前線の特徴を表している。この事例では、A-A は UCF に、B-B は SMZ に相当し、スプリットフロント構造を示している。

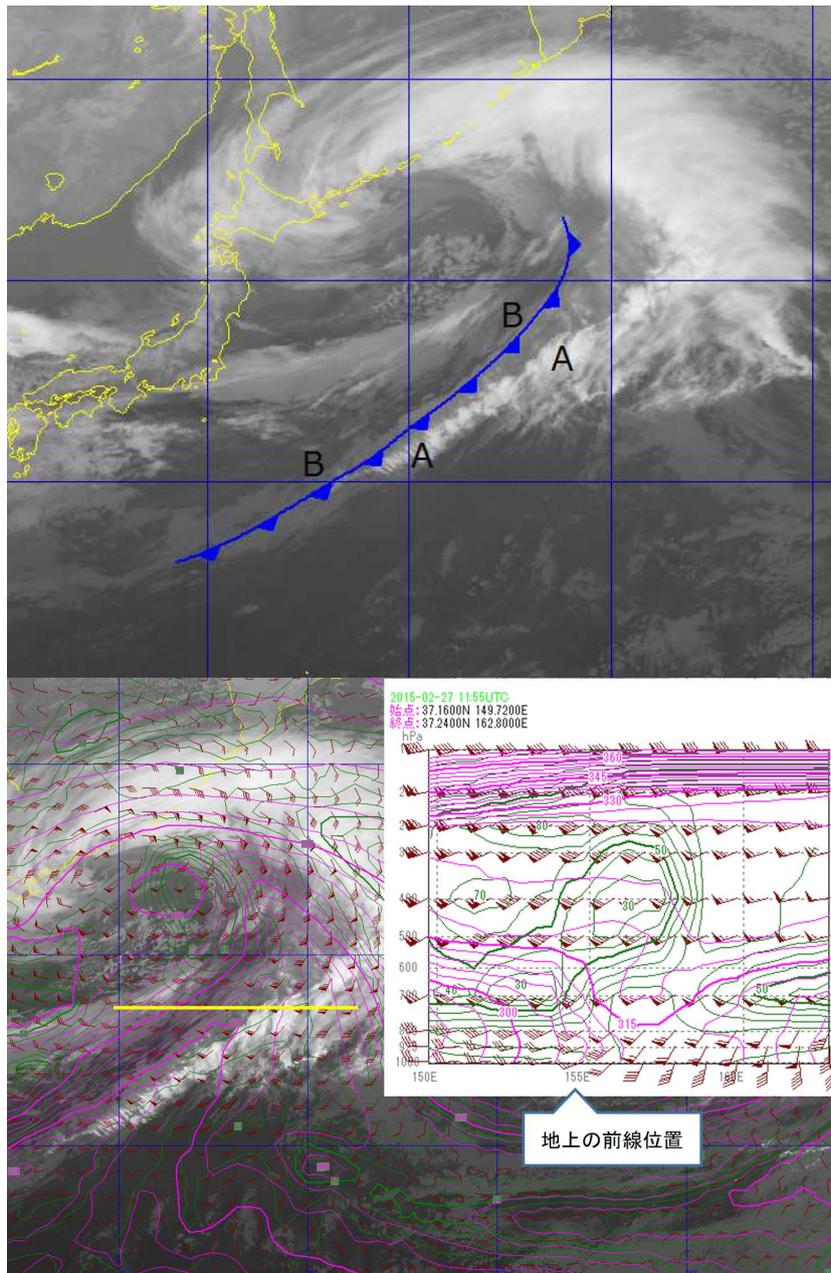


図 5-1-11 カタ型寒冷前線の例 (2015年2月27日 12UTC)

上：赤外画像と地上の寒冷前線 (記号は本文参照)

下：赤外画像と 850hPa相当温位・湿度、黄色い線の東西方向に切った鉛直断面図
 (ピンク線：相当温位、緑線：湿度、茶：矢羽根)

5.1.3.3. 解析上の留意点

寒冷前線の解析上の留意点を以下に示す (図 5-1-12 参照)。

- ① 一本の寒冷前線の中でも、低気圧中心に近い部分では上空からの乾燥気塊の降下によりカタ型構造を、低気圧中心から離れた部分ではアナ型構造を示しやすい。低気圧が発達期以降にこのような構造をする傾向が多い。従って発達している低気圧に伴う寒冷前線は、低気圧中心に近いところは雲バンドの西縁 (図中白矢印) に、遠いところは雲バンドの南縁 (図中黒矢印) に位置するのが一般的である。

5. 総観規模の現象

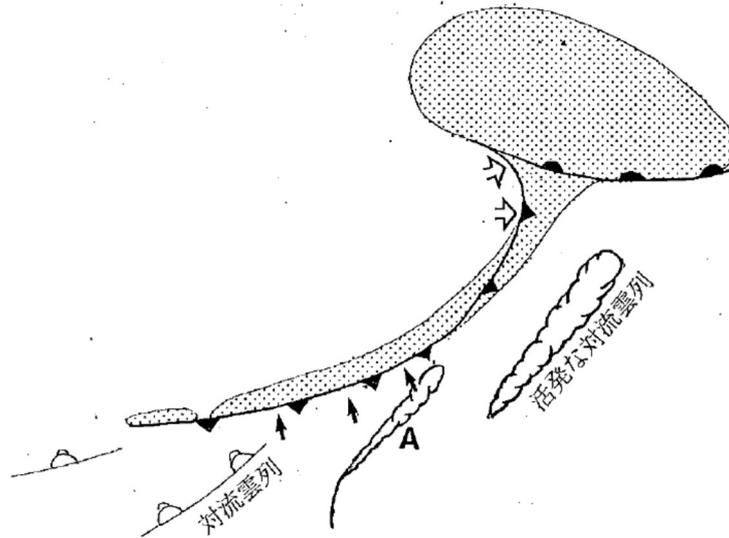


図 5-1-12 寒冷前線決定の留意点を示したモデル図
点彩域：雲域、太い実線：対流雲列、スキヤロップ：活発な対流雲列、記号・矢印は本文参照

- ② アナ型の場合、ロープクラウドの位置に前線が対応していることがある。ただし、ロープクラウドが複数存在する、前線が雲バンドを伴わない、暖域内の対流雲列とよく似た見え方をするなど様々なパターンがあるので、留意して解析することが必要である。
- ③ 暖域内では対流雲が卓越し、線状構造を示しながら高気圧縁辺流に沿って寒冷前線に合流する動きを示すことがある（例えば図中Aの雲）。このような対流雲列は寒冷前線と間違えやすい。この場合、対流雲が高気圧性の軌跡をたどったか、雲列が高気圧性曲率を帯びているかなどで、暖域内の対流雲列と判断できる場合がある。

5.1.4. 閉塞前線

閉塞には、寒冷型閉塞と温暖型閉塞があり、温度場や雲パターンからそれぞれ、人型、λ型と呼ばれている（図 5-1-13）。

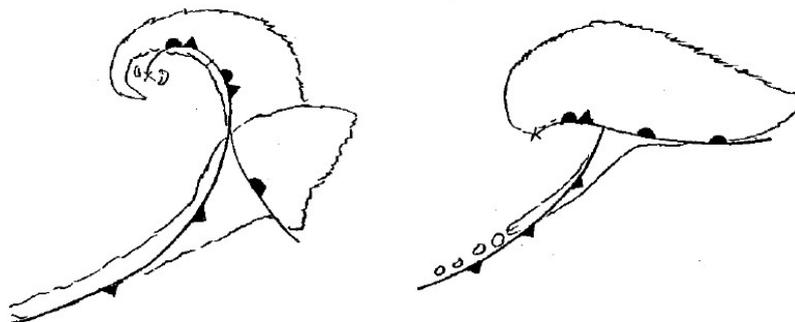


図 5-1-13 寒冷型閉塞モデル（人型）（左）と温暖型閉塞モデル（λ型）（右）

5.1.4.1. 閉塞点の決定

斉藤（1979）は、「低気圧の暖域が地上から消失している」という閉塞の特徴から、閉塞の判定条件として次の項目を挙げている。

- ・気圧降下が大きい
- ・500hPaのトラフと地表の低気圧の位相差が急速に減少する
- ・地上または850hPaの流れのシアあるいは気圧の谷が一本しかない
- ・上層のくさび状の暖気が谷線の真上か少し前方にあって同時にその暖気の周辺の温度傾度が増大しなくなっている
- ・上層の強風帯の位置が地上の低気圧中心よりも南にある

上の閉塞判定項目の中で、衛星画像から把握できるのは強風帯の位置である。強風軸は、水蒸気画像におけるバウンダリーや赤外画像におけるCiストリークの検出から、その位置を推定できる。このほか、強風軸にほぼ平行にのびる前線性雲バンド、この前線性雲バンドと交差して極側にのびるCCBに対応した雲バンドなどから前線を特定できる。

閉塞点を決定する一般的な手順を、図5-1-14を参照しながら以下に示す。

① 強風軸の決定

水蒸気画像でJJにジェット気流に対応したバウンダリーが見られる。このバウンダリーに沿って上空の強風軸を特定できる。

② 寒冷前線の決定

可視画像・赤外画像ともB-Bに沿って幅200-400kmの明瞭な雲バンドが認識でき、この雲バンドが寒冷前線に対応する。

③ 温暖前線の決定

可視画像でW1-O-W2はCCBに相当する雲バンドで、寒冷前線雲バンドの東側(W1-O)では温暖前線に対応する。この雲バンドは寒冷前線雲バンドと交差して極側にのびている(O-W2)。CCBの雲バンドは可視画像で見つけやすい。

④ 閉塞点・閉塞前線の決定

CCBの暖気側の南縁(W1-W2)とジェット気流に対応したバウンダリー(J-J)との交点(O)付近に閉塞点を推定する。なお、この例では雲頂の高い雲域(A)は、閉塞点より更に東側に進んでいる。閉塞が進み衰弱段階に移る頃に、こうしたパターンになりやすい。寒冷前線雲バンド(B-B)の極側から西方に延びるCCBに伴う雲バンド(O-W2)があり、この雲バンドの下層雲の南縁が閉塞前線に対応する。

5. 総観規模の現象

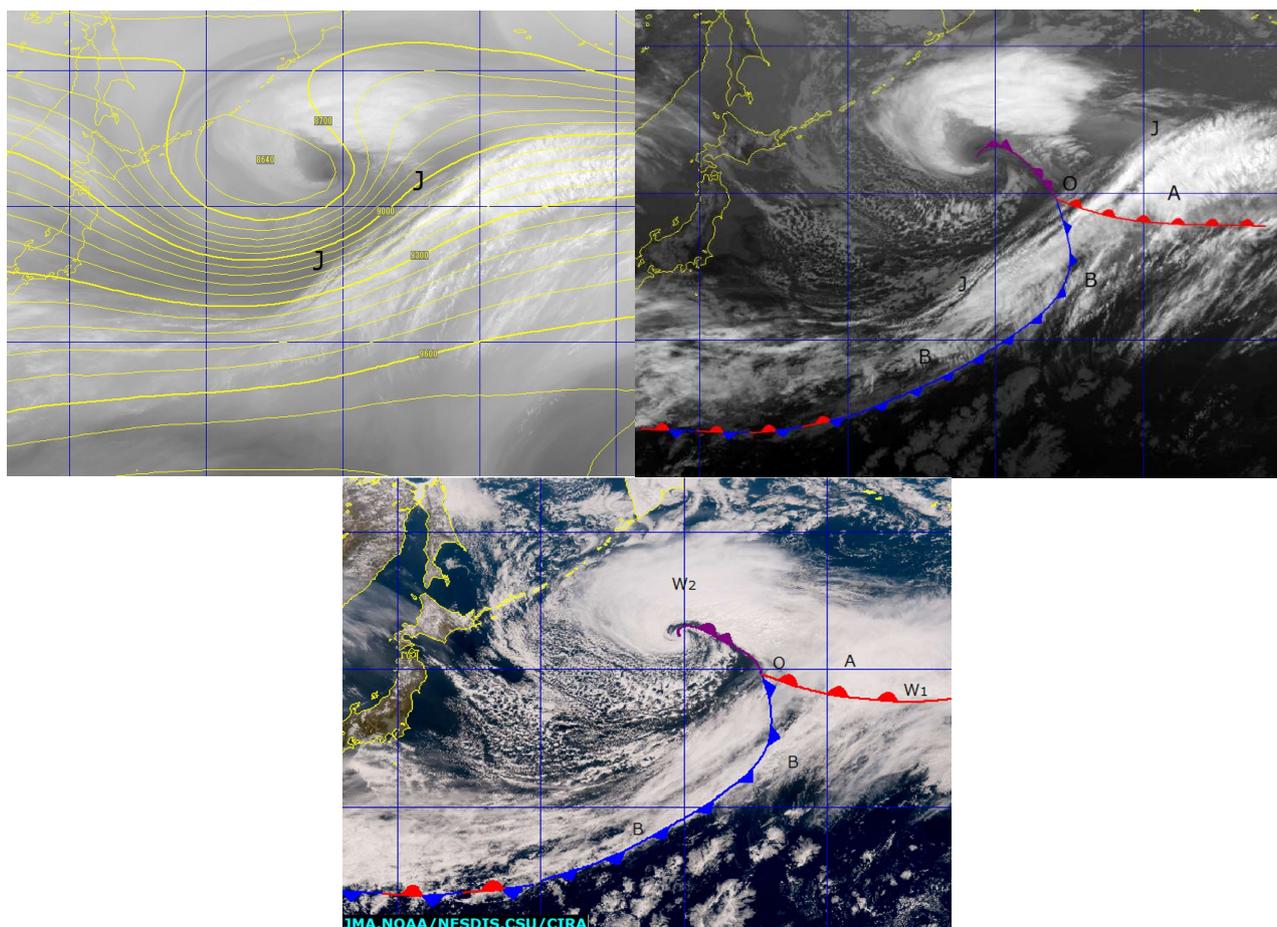


図 5-1-14 閉塞前線の決定手順 (2016年4月12日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、中：赤外画像、下：True Color 再現画像、記号は本文参照

5.1.4.2. 寒冷型閉塞

寒冷型閉塞は、極側から南下する強い寒気を伴ったトラフの前面で発達する低気圧に伴って見られることが多い。衛星画像における寒冷型閉塞の特徴は、「コンマ形状をした南北にのびた雲パターンとなる」、「寒冷前線に対応する雲バンドが明瞭である一方で温暖前線の特定は難しい」、「低気圧の後面には強い寒気に伴うセル状または筋状の対流雲が広がる」、「ドライスロットが明瞭に現れる」などが挙げられる。こうした特徴は、低気圧後面から強い寒気が流入していることを表している。一方、温暖前線構造は不明瞭なことが多く、CCB が不明瞭なので閉塞点の決定は難しい。

図 5-1-15 の間宮海峡にある低気圧は、「コンマ形状をしている」、「低気圧後面には寒気に伴う筋状の雲域 (B) が広がっている」、「ドライスロットが中心まで巻き込んでいる」などの特徴から寒冷型閉塞と判断できる。水蒸気画像で J-J はバウンダリーで、ジェット軸はこのバウンダリーに沿っている。温暖前線は下層雲がまばらで決定しにくい、高気圧の縁辺をまわる気流に対応するセル状の雲域の動向 (W-W 付近) から推定できる。

この事例では、暖域内のセル状の雲域は北を指向しているが、W-W 付近では北西方向を指向している。寒冷前線は雲バンド (C-C) に対応している。閉塞点 (O) は寒冷前線雲バンド (C-C) と温暖前線対応下層雲列 (W-W) との交点付近、あるいは上層の強風軸を表す J-J と W-W との交点付近に決定する。ドライスロットを形成する上空の乾燥気塊は、水蒸気画像の暗域として、閉塞点の北側を通過して低気圧中心に巻き込んでいる。この例では、ドライスロットは閉塞点を追い越して更に北側へ進んでいる。

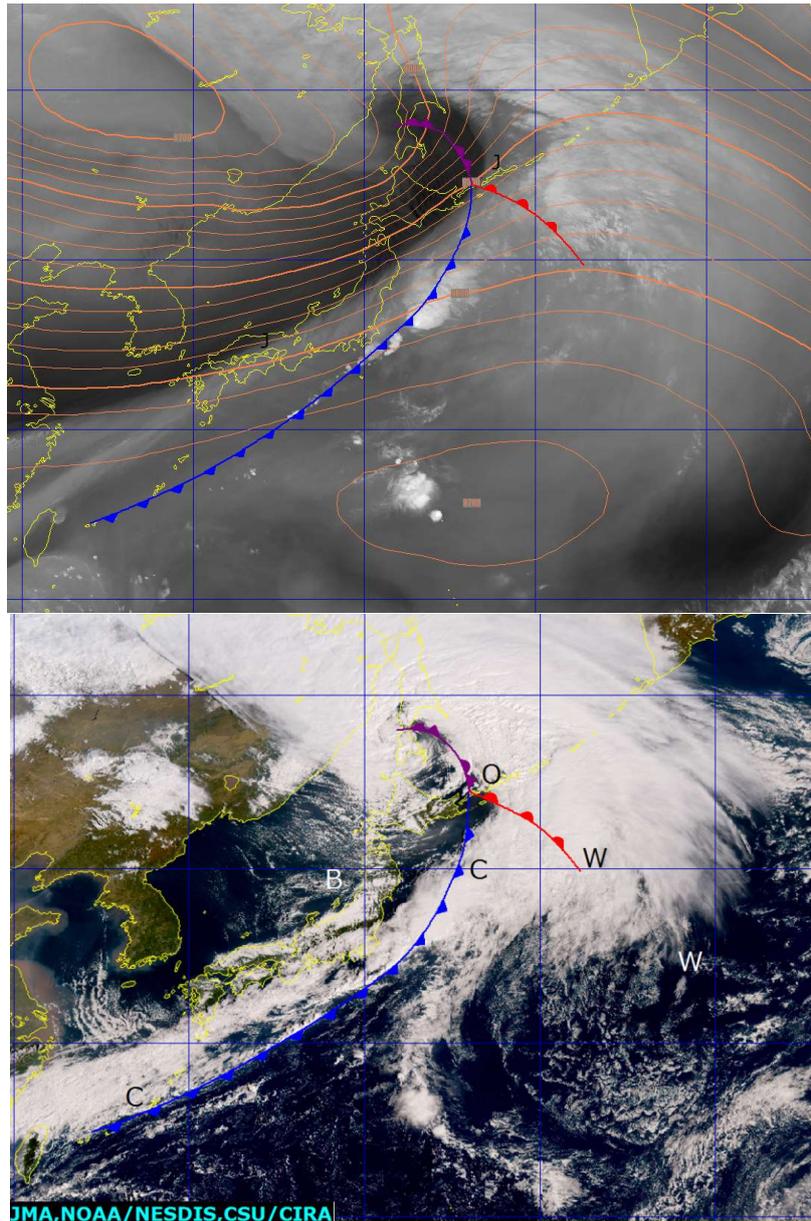


図 5-1-15 寒冷型閉塞の例 (2015年10月2日00UTC)
 上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (記号は本文参照)

5.1.4.3. 温暖型閉塞

温暖型閉塞は低気圧後面からの寒気の流入が弱い場合に相当する。衛星画像では「λ型あるいはT字型をした東西にのびた雲パターンとなる」、「寒冷型閉塞に比べ温暖前線に対応する雲バンドは明瞭である」、「ドライスロットは不明瞭な場合が多い」、「低気圧後面の寒気に伴うセル状雲は不明瞭で広がりも小さい」などの特徴を持ち、寒冷前線については活発な例もあれば不活発な例もある。これらの特徴は寒冷型閉塞の時と対照的であり、強い寒気の流入がないことを示している。

図 5-1-16 の日本の東にある低気圧は、「λ型の雲パターンをしている」、「低気圧後面が晴天域となってセル状雲が見られない」などから、温暖型閉塞と判断できる。水蒸気画像で J-J はバウンダリーで、ジェット軸はこのバウンダリーに沿っている。北西から南東に延びる雲バンドとジェット軸の交点に閉塞点を決める。閉塞前線は低気圧中心 (L) から雲バンドの南縁に沿って閉塞点までのびている。温暖前線に対応する

5. 総観規模の現象

雲域は(W-W)で、その延長線上の東側には停滞前線があり、気団の境界に対応している。寒冷前線に対応する対流雲列(C-C)の活動は弱いが明瞭に認識できる。

この例では、ジェットに対応するバウンダリーは比較的明瞭であったが、温暖型閉塞の場合、バウンダリーが不明瞭になっている場合が多く、閉塞点の決定には寒冷前線と温暖前線の交点から決めるのも有効である。

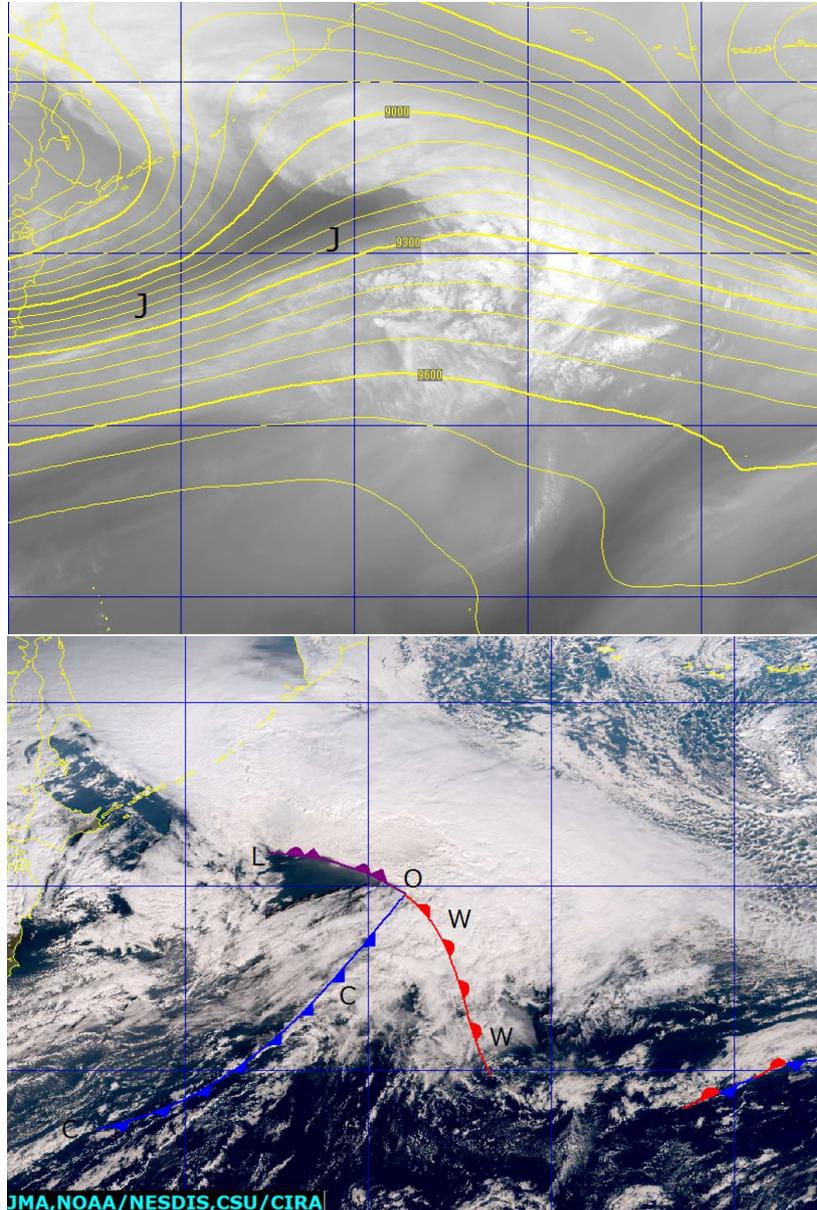


図 5-1-16 温暖型閉塞の例 (2015 年 12 月 4 日 00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (記号は本文参照)

5.1.5. 停滞前線

停滞前線は、前線の伸長軸と直角方向への変動が小さく、衛星画像では数千 km にわたる雲バンドとして認識される。停滞前線内に存在するメソスケール低気圧や前線上のキンク (kink : ねじれ) は、雲バンドの中の活発な対流雲の集合した雲域として、あるいは北縁に高気圧性曲率を持つ極側に膨らんだ雲域として認識できる。

寒候期の停滞前線は幅広く長大な雲バンドを形成することが多く、対流活動は不活発な傾向が強い。一方、暖候期の停滞前線は梅雨前線や秋雨前線などに代表されるように、南からの暖湿気の流入で活発な対流雲を伴うことが多い。

5.1.5.1. 寒候期の停滞前線

寒候期の停滞前線は、発達した低気圧からのびる寒冷前線につながる雲バンドとして形成される事が多い。上層のジェット軸と平行な走向を持ち、幅 500~1000km、長さ数千 km の長大な雲バンドとして存在する。主に上・中層雲からなり、対流活動は南縁を除いて活発でない。地上の停滞前線は雲バンドの南縁に相当し、雲バンドの北縁に対応する上層のジェット軸から緯度にして 5~10 度南に位置する。

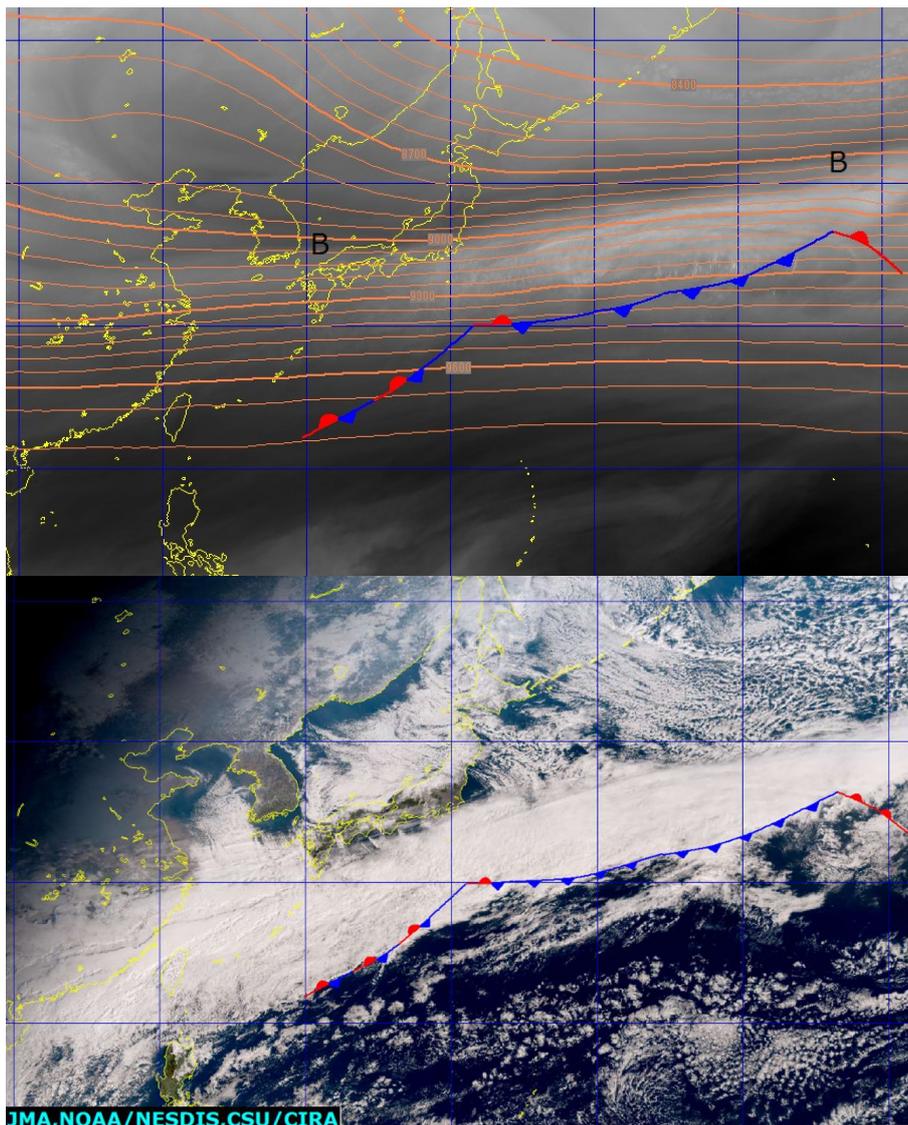


図 5-1-17 寒候期の停滞前線の例 (2016年2月2日 00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (記号は本文参照)

図 5-1-17 は寒候期の停滞前線の例である。日本のはるか東から日本の東には低気圧に伴う寒冷前線とそれにつながる停滞前線が沖縄の南まで達している。水蒸気画像では、上層のジェット気流に対応した暗域 (B-B) が、雲バンドと平行にその北縁に位置する。この雲バンドは幅 500~800km で主に上・中層雲から構成されており、活発な対流雲は見られない。雲バンド内の沖縄では層状性の雲からの降水 (1 時間 0~

5. 総観規模の現象

1mm 程度の雨) を観測している。停滞前線は雲バンドの南縁に解析される。地上観測では、雲バンドを挟んで風や温度に顕著な違いは認められない。地上の前線はジェット軸から緯度 7 度程南に位置する。前線面の傾きは 1/100 以下で一般的な温暖前線面の傾きよりやや急である (35 度帯で断面解析すると前線面の傾きは 4.5km/500km)。

5.1.5.2. 暖候期の停滞前線

梅雨前線は暖候期における日本付近の代表的な停滞前線である。前線付近において温度傾度よりも水蒸気量の傾度が大きいという特徴を持つ。梅雨前線は寒候期の停滞前線に比べ幅が狭く、対流雲が主体の雲バンドとして見られる。

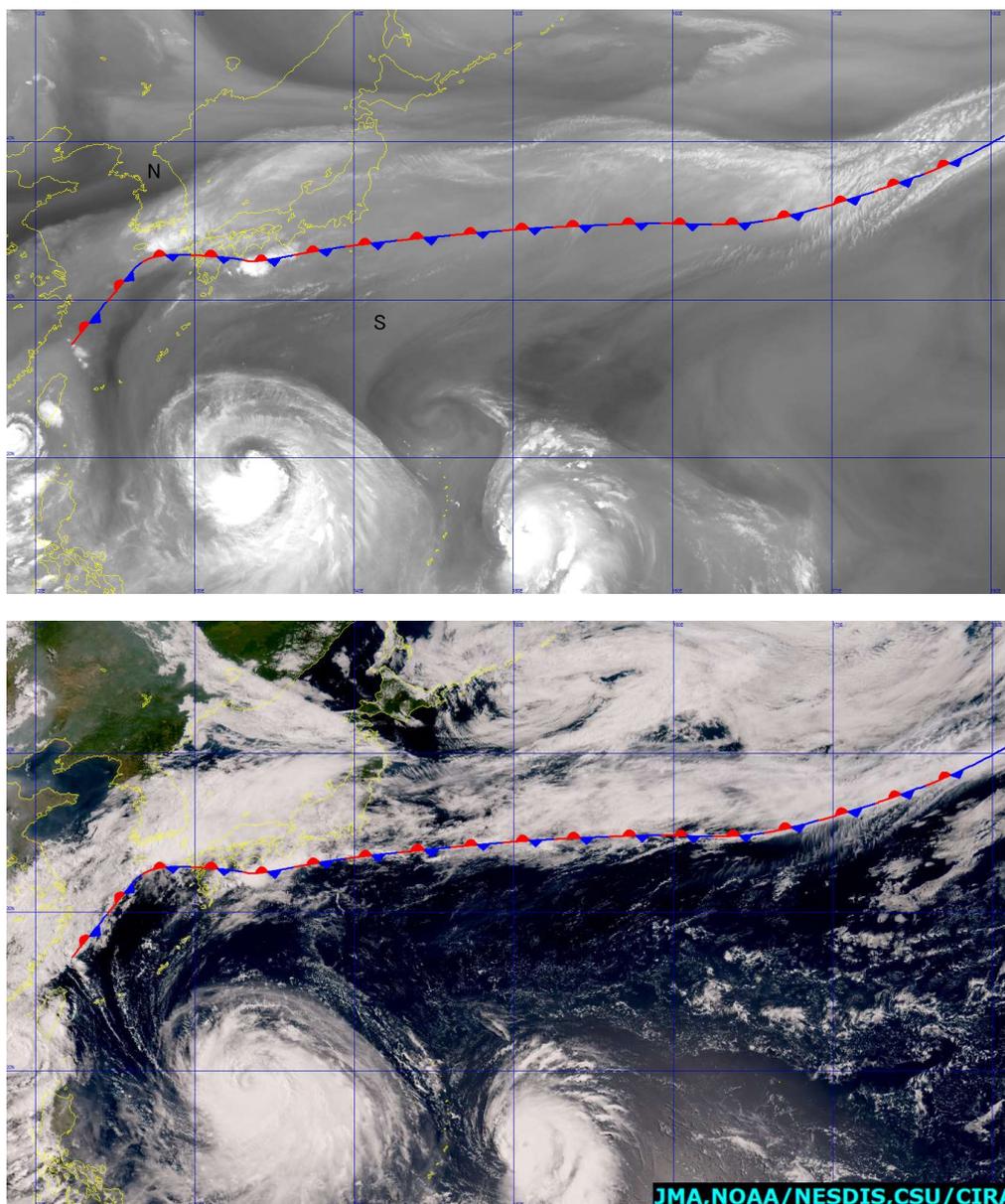


図 5-1-18 梅雨前線の例 (2015 年 7 月 8 日 00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、下：True Color 再現画像 (記号は本文参照)

図 5-1-18 は、梅雨前線の例である。幅 100km 程度の活発な対流雲を含む中・下層雲主体の雲バンドが華中から日本の東にのびている。梅雨前線は対流雲を連ねた位置に解析できる。温度傾度は大きくないので、上層の強風軸とは明瞭には対応していない。水蒸気画像では、梅雨前線に対応した細長い帯状の明域をはさ

んで朝鮮半島付近と日本の南に広がる太平洋高気圧に対応した暗域が存在している。北側の暗域 (N) は中緯度の高気圧に伴う沈降により形成された乾燥域である。南側の暗域 (S) は太平洋高気圧に対応している。

5.2. 低気圧の発達パターン分類

1920年代にJ.ビヤークネスとゾルベルグが提唱した「ベルゲン学派の低気圧モデル (以下「ビヤークネスモデル」)」は、現在でも最も一般的な低気圧の一生をモデル化したものである。主に地上観測資料からの洞察で作成されたこのモデルは、中緯度における前線波動から発達する低気圧を概念的に理解しやすく表現した優れたモデルである。このことは、低気圧の発達を衛星画像から観察すると、ビヤークネスモデルで説明できる雲パターンが最も多いことから分かる。このタイプの雲モデルを通常型と呼ぶことにする。

一方、衛星画像で低気圧の生涯を観察していると、通常型以外にも各種のパターンが見られる (図 5-2-1)。つまりビヤークネスモデルで説明できない発達パターンが衛星画像から分類できる。それらは、主に中緯度傾圧帯より極側で生起する現象であるコンマ型とインスタントオクルージョン型の発達である。コンマ型低気圧は、傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度前線帯に接触する前に低気圧として発達する。インスタントオクルージョンでは、傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度の前線に接触することで前線性雲バンドに併合して急速に閉塞パターンへ移行する。このほか Shapiro and Keyser (1990) は傾圧帯で発達する低気圧の一類型として、T ボーン型の雲パターンを持つ発達モデルを示した。T ボーン型では低気圧中心付近の構造が前線断裂や温暖核隔離などで示され、ビヤークネスモデルと異なる雲域が見られる。

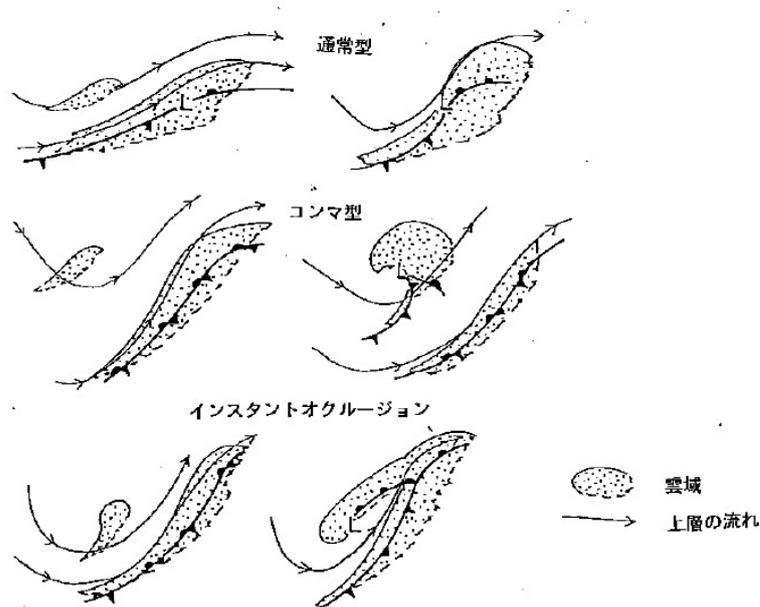


図 5-2-1 通常型、コンマ型、インスタントオクルージョン型のモデル

この章では、おもに総観スケールの低気圧の発達に伴う各種雲パターンの特徴を説明する。また、ビヤークネスモデル以外の多様な低気圧の発達様式が衛星画像から類型化できることを示す。これらの発達モデルは欧米で提唱されたものであるため、それより緯度が低く亜熱帯の影響を受けやすい日本での低気圧の振る舞いはこれらのモデルと異なるところもある。

5. 総観規模の現象

なお、ここでは「発達期」や「最盛期」という言葉を用いる。これらは衛星画像から判断した発達段階を示しており、天気図で示される低気圧の発達段階と必ずしも一致しない。衛星画像の最盛期は低気圧の最低気圧時期よりやや早く現れるとされる。また、前線描画についても衛星画像に主眼をおいた解析となっており、天気図とは必ずしも一致しない。

5.2.1. 通常型の発達

通常型は、山田・鈴木（1994）の調査によると、冬季に日本の東海上で急発達する低気圧の約 1/3 が該当し、発生から最盛期に達するまでの期間は約 3 日である。衛星画像では発生期・発達期において、「低気圧前面で暖気移流による雲域の形成・北上」、「低気圧後面で乾燥寒気の流入による雲域の消滅・南下」が、それぞれ特徴的である。これらの特徴は前線波動からの傾圧不安定の発達を表しており、ビヤークネスモデルで説明できる。岡林（1982）はビヤークネスモデルをふまえた低気圧発達の雲モデル（図 5-2-2）を示した。岡林モデルと比較しながら、以下で通常型の事例を紹介する。

なお、岡林モデルにおける低気圧の中心気圧の時間変化を図 5-2-3 に示す。発生期や発達期などは、事例の発達段階に対応している。

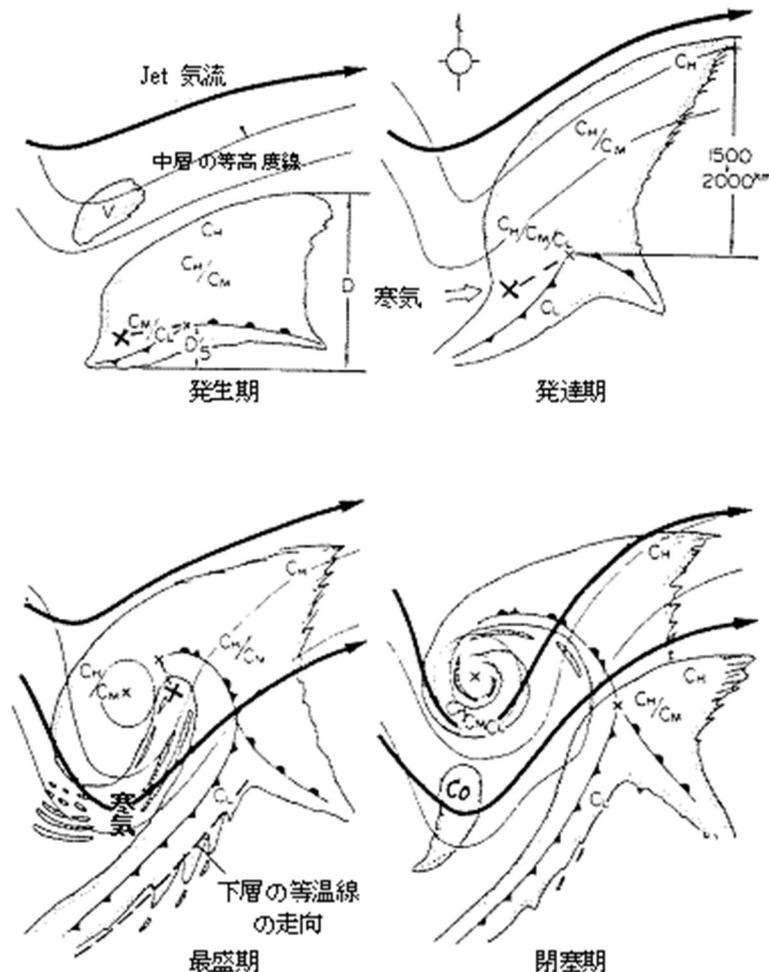


図 5-2-2 岡林（1982）の低気圧モデル図
 ×印は低気圧中心、×-×と示してあるのは、低気圧中心がこの範囲に入ることを意味し、
 Ch, Cm, Cl はそれぞれ上層雲、中層雲、下層雲を表す

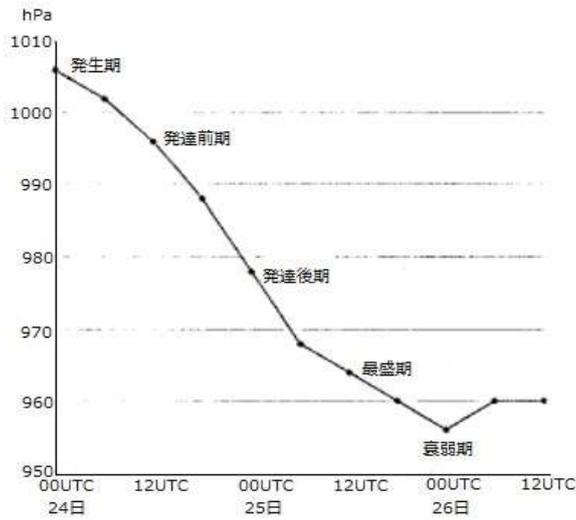


図 5-2-3 岡林モデルにおける低気圧の中心気圧の時間変化

① 発生期 (図 5-2-4)

傾圧帯における擾乱の発生期には、クラウドリーフ (baroclinic leaf ともいう) と呼ばれる S 字型の雲縁を持つ雲パターンが現れる。東シナ海から日本海にかけて広がる「木の葉状」の雲域がそれに相当する。この形状は Warm conveyor belt (以下 WCB と呼ぶ) の暖湿な流れにより形成されるもので、暖気移流が強まり始めたことを表している。

発生期の低気圧中心は雲パターンから特定しにくい。雲域のほぼ中央・南縁付近に位置することが多い。この事例では低気圧と前線が解析されている。岡林のモデルでは雲域の北縁とジェット気流とは離れて示されているが、両者はほぼ一致しているのが一般的である。この例でも、クラウドリーフの北縁が明瞭であることや水蒸気画像から解析したバウンダリーの位置からみて、ジェット気流はクラウドリーフの北縁と一致している。

岡林モデル (発生期) では、低気圧に伴う雲域の北西に V と名付けられた上層雲主体の雲域が接近する。ここで示した事例では見えないが、この雲域は上層のトラフに対応していることが多く、低気圧の雲域に追いついて発達させることがあるので、注目すべきものである。

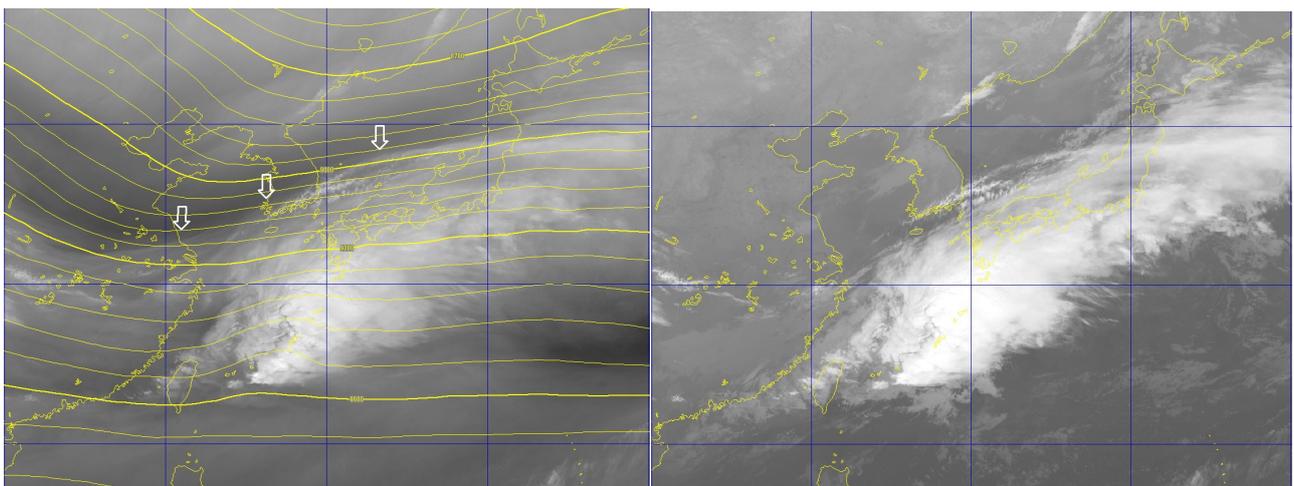


図 5-2-4 通常型、発生期 (2016年3月13日18UTC)

左: 水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像 (記号は本文参照)

5. 総観規模の現象

② 発達前期 (図 5-2-5)

発達前期の特徴は、バルジである。バルジはクラウドリーフより雲域が北へ膨らみ北縁が高気圧性曲率を増したパターンで、WCBによる暖気の北上やトラフ前面での上昇流の強まりを表している。これは傾圧性擾乱の発達期の特徴である。上層の強風軸に対応した水蒸気画像のバウンダリーは、発生期より南下しトラフの深まりを表している。

低気圧中心は、発生期に比べ雲域の中心より西方に移りバルジの西縁の立ち上がり付近を目安に決定できるが、雲パターンからの特定はまだ難しい。温暖前線・寒冷前線は発生期と同様、下層雲の南側に決められる。

この段階は、岡林モデルでは発生期と発達期の中間にあたる。

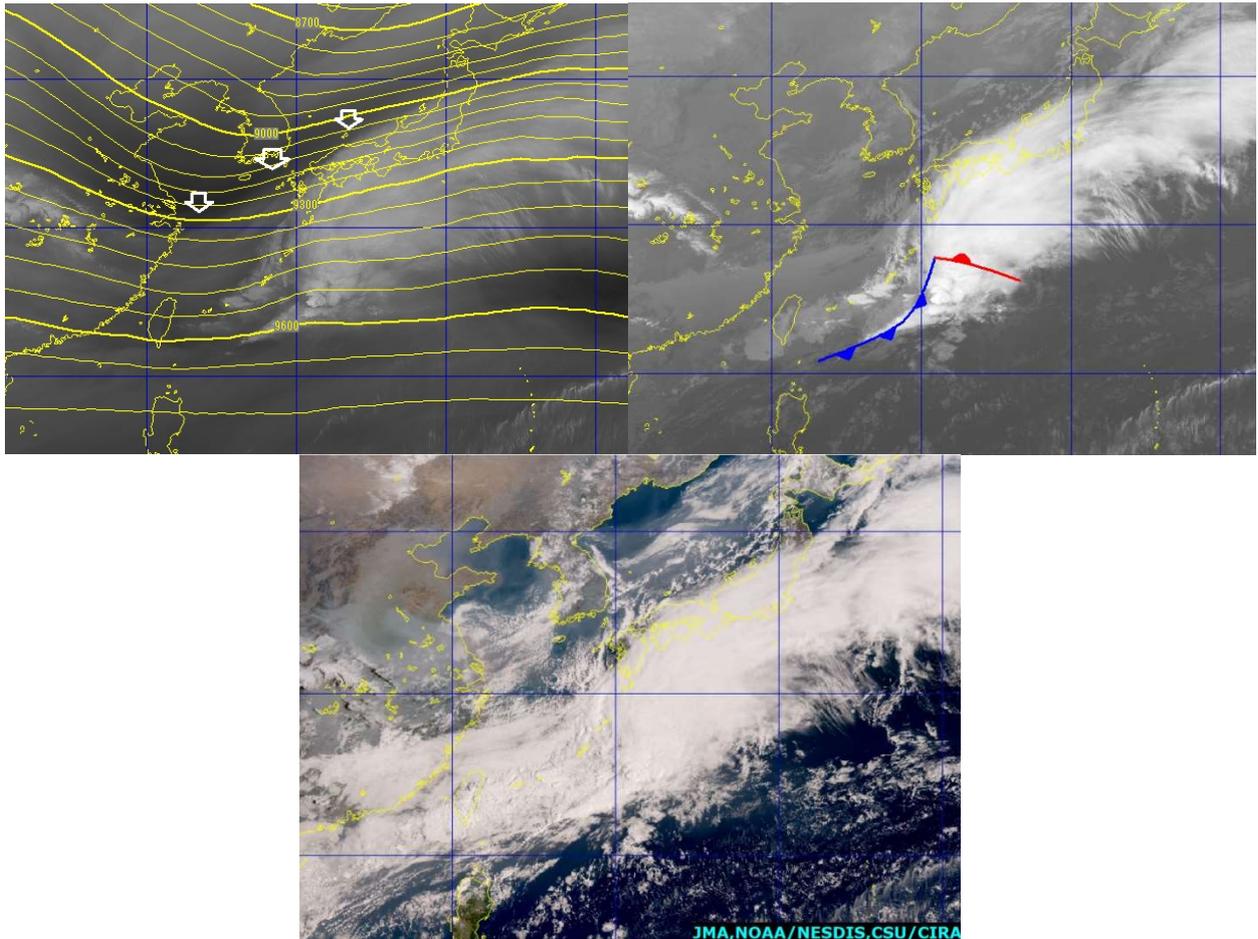


図 5-2-5 通常型、発達前期 (2016年3月14日00UTC)

上左：水蒸気画像と300hPa等高度線（矢印はバウンダリー）、上右：赤外画像、下：True Color 再現画像

③ 発達後期 (図 5-2-6)

岡林モデルでは発達期に相当する。バルジが更に明瞭となり、低気圧の後面では筋状雲が発生し、寒気が流入してきたことを示している。寒気の流入によりフックパターンが形成される。雲域は発達前期より更に南北方向に広がる。雲域の南北方向への伸長は、低気圧前面での暖気移流・低気圧後面での寒気移流がそれぞれ強まってきたことに対応している。

岡林モデルでは、「低気圧中心はこの段階においてもまだ雲域の中心付近に存在することもある」と述べているが、この事例では低気圧中心が発達前期に比べ雲域の西側へシフトし、雲域西縁のへこみ（フック）の位置に決定できる。また、寒気の流入に対応して寒冷前線に対応する雲バンドが明瞭になる。

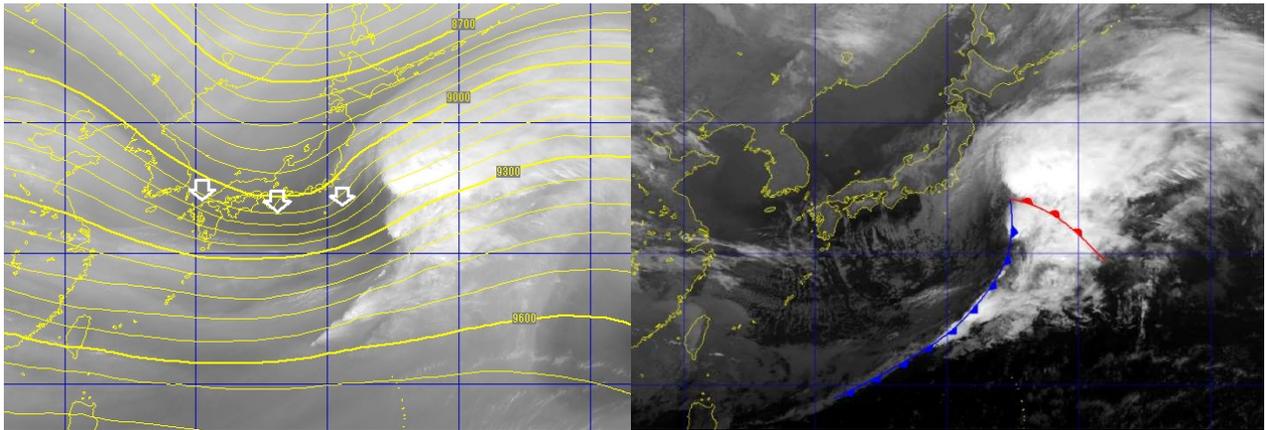


図 5-2-6 通常型、発達後期 (2016年3月14日18UTC)
左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線 (矢印はバウンダリー)、下：赤外画像

④ 最盛期 (図 5-2-7)

岡林モデルでは「最盛期」に相当する。ドライスロットが中心付近に入り込んでコンマ形状の雲パターンを形成する。衛星画像からは、雲縁が明瞭で雲頂高度も高く、最も発達していると判断できる。但し、低気圧の中心気圧はまだ低下を続けており、最低気圧には達していない。低気圧後面は筋状の雲域が広がり、強い寒気が入り込んでいることを示す。

低気圧中心は、ドライスロット近傍の下層渦から決定できる。閉塞前線はドライスロットと境を接する雲域の西縁に決めることが出来る。ドライスロットは、水蒸気画像からはバウンダリーの下流に位置する暗域で暗化が進んでいる様子が見える。暗化の進行は、発達した低気圧の後面で上層から乾燥気塊が下降してくるドライイントルージョンが起きていることを示唆する。この例では、閉塞前線は雲頂高度の高い部分の西縁ではなく、その後方の下層雲域の西縁に解析できる。ドライスロットが地上閉塞前線を追い越すとこのようなパターンになる。

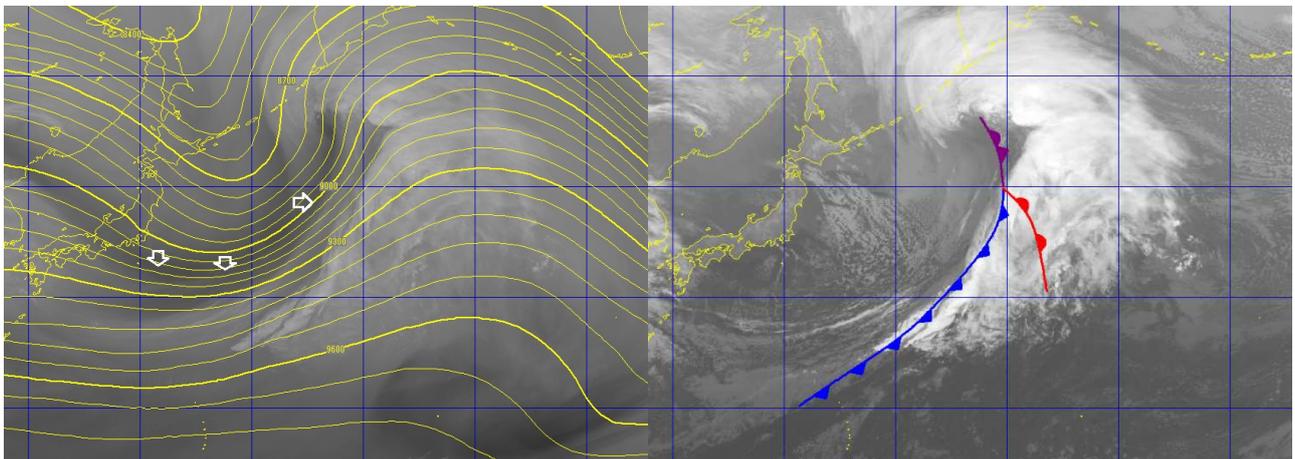


図 5-2-7 通常型、最盛期 (2016年3月15日12UTC)
左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線 (矢印はバウンダリー)、右：赤外画像

⑤ 衰弱期 (図 5-2-8)

岡林モデルでは「閉塞期」に相当する。低気圧中心では対流活動が衰えるとともに、雲頂高度が低下することで下層渦が現れる。低気圧後面から流れ込む短波のトラフに伴う寒気に対応して、エンハンスド Cu (E) が見られる (岡林モデルの Co の雲域に相当)。この後エンハンスド Cu からコンマ雲に発達すること

5. 総観規模の現象

がある。雲頂高度が高く対流活動の活発な部分は閉塞点付近に見られる。最盛期に地上閉塞前線を追い越していたドライスロットは低気圧中心に巻き込む動きにより、この段階では再び地上閉塞前線と一致している。

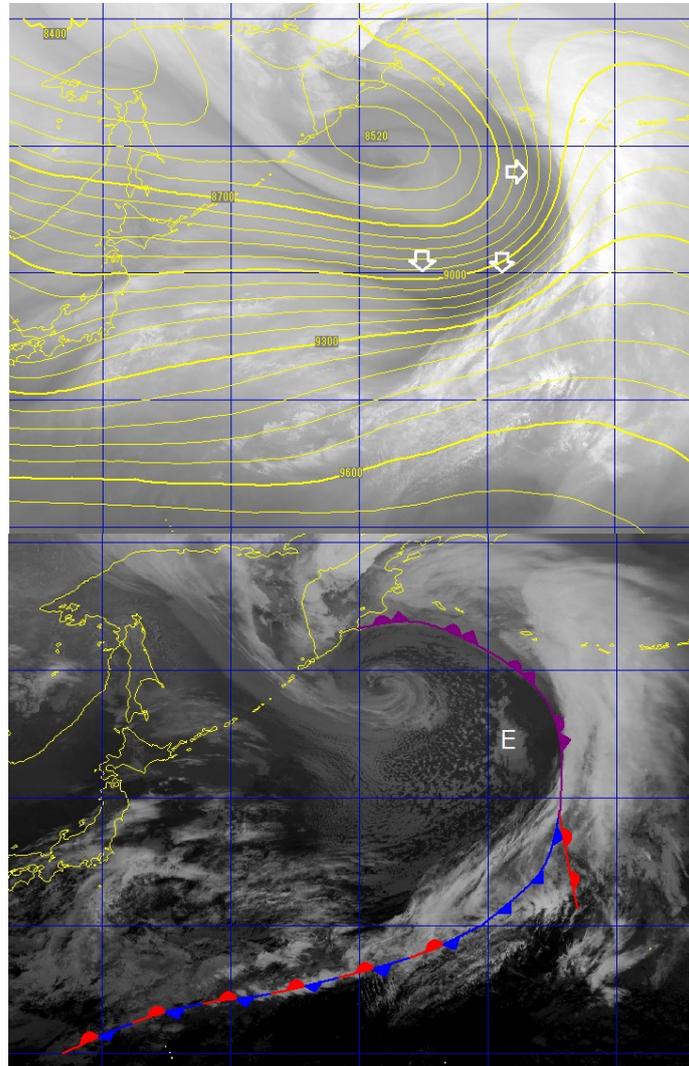


図 5-2-8 通常型、衰弱期 (2016年3月16日12UTC)
上：水蒸気画像と 300hPa 等高線 (矢印はバウンダリー)、下：赤外画像 (記号は本文参照)

雲域は全体として雲頂高度が下がり、雲縁もぼつれて不明瞭化しており、衰弱が始まっている。特に低気圧中心付近での雲頂高度の低下やドライスロットの暗化が止まり暗域が明るくなり始めたことが衰弱期の特徴である。しかし、多くの場合で衛星画像から見て衰弱が始まった直後からしばらくの間が低気圧の生涯の中で中心気圧が最も低い期間と対応することが多い。

5.2.2. コンマ型の発達

コンマ雲は、中緯度傾圧帯の極側で起きる現象で寒候期に多く見られる。コンマ雲に対応した低気圧はポーラーロー (Polar Low) とも呼ばれ、通常型の発達と異なる。コンマ雲の発達では、中層の正渦度移流による上昇流や暖かい海面からの顕熱・潜熱の補給が重要である。スケールの小さなコンマ雲は傾圧性の弱い領域で発生するが、総観規模の低気圧にまで発達するコンマ雲の場合は傾圧不安定の要素も加わる。ここでは総観規模スケールの低気圧に発達する事例を取り上げる。

Reed and Blier (1986) は、コンマ雲の発達モデルを示した (図 5-2-9)。発生期では、対流雲が正渦度近傍で発生する。この段階ではまだ組織化していない。発達期になるとコンマ型の雲が形成され、コンマの頭部には低気圧が解析される。雲域の前面で暖気移流が始まり、後面では寒気移流が強まる。最盛期には、コンマ雲は長波のトラフの前面に進み、コンマの尾の部分は寒冷前線の特徴を備える。

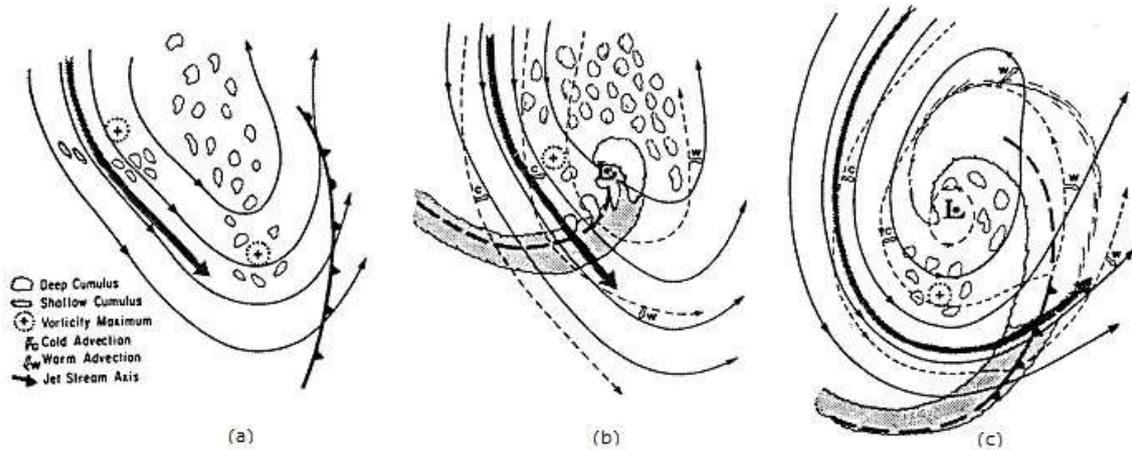


図 5-2-9 コンマ雲のモデル図 (Reed and Blier 1986)
 (a) 発生期、(b) 発達期、(c) 最盛期
 実線:500hPa 等高度線、破線:地上の等圧線

日本の東などの海洋上で発達するコンマ雲は、主要な傾圧帯から離れた寒気場内で発生する。発生当初の雲域は、短波のトラフに対応したオープンセルやエンハンスド Cu から形成される。これは、海面からの顕熱や潜熱の補給が発達に重要な役割を果たすことを示唆している。雲域は主要なトラフの前面に移動するにつれ、コンマ型に発達する。一方、大陸出口にあたる日本付近では、コンマ雲が非常に短い時間で発達しやすい。これは正渦度移流の場合でも乾燥した大陸では雲が形成されにくく、暖かい日本海に到達して始めて急速に雲が形成・発達するからである。鈴木・山田 (1994) によると、コンマ雲の場合は通常型に比べ発生から最盛期に達するまでの期間が半日程度短い。

(1) 海上で発達するコンマ雲

① 発生期 (図 5-2-10)

ベーリング海には発達した低気圧に対応する雲域 (B) があり、低気圧の後面には、寒気移流に伴うセル状の対流雲が広がっている。オホーツク海やカムチャツカの南東海上では、強い寒気に対応するオープンセル構造をした活発なセル状対流雲が混在している。また、上層雲を伴ったまとまりのある雲域 (A) が形成されつつある。これがコンマ雲の発生であるが、画像から分かるように発生期にはコンマ型をしていない。

5. 総観規模の現象

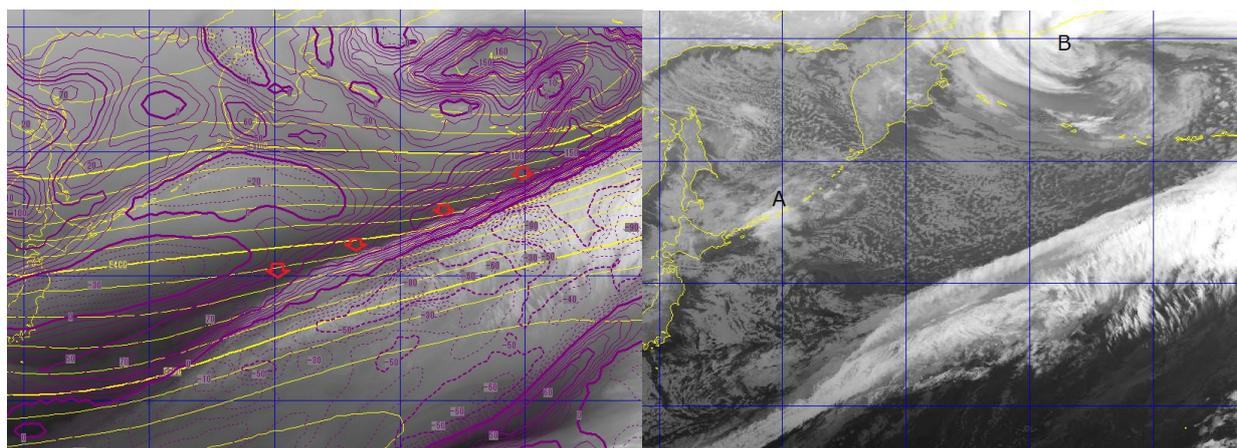


図 5-2-10 海上で発達するコンマ雲、発生期 (2015年12月18日12UTC)

左：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度（実線：正、破線：負）、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

この雲域はカムチャツカの東にあるコールドローの後面から回り込む短波トラフの前面における正渦度移流極大域 (PVAm_{ax}: Positive Vorticity Advection max) で形成されている。この段階では、雲密度が疎らであること、雲縁が高気圧性曲率を持っていないことから、雲域 (A) を組織的な雲域と見なせないので低気圧はまだ発生していないと考えられる。

② 発達前期 (図 5-2-11)

雲域 A は雲密度を増し、雲頂高度は高くなっている。雲域北縁では上層雲が高気圧性曲率を帯び、コンマ型を形成しつつある。雲域 A の西側にはエンハンスド Cu (E) があり、寒気コアの存在を表している。雲域 A はこの寒気コアの前面 (寒気を伴ったトラフの前面) にあたる。雲域の前面 (G) ではセル状雲が減少し、寒気が弱まっていることを表している。雲域の前面で寒気が弱まり (あるいは暖気移流に変わっているかもしれない)、後面に強い寒気が存在していることは、Reed and Blier (1986) のモデルと整合している。

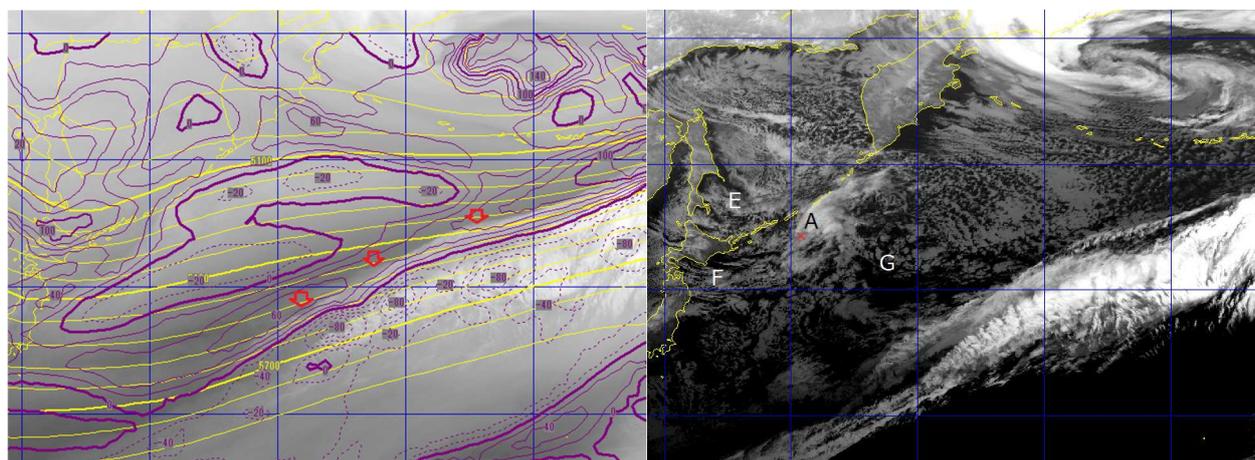


図 5-2-11 海上で発達するコンマ雲、発達前期 (2015年12月18日18UTC)

左：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度（正は実線、負は破線で示す）、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

このことから雲域 A は、傾圧的な発達過程に入ったと考えられる。コンマ型として雲域が組織化してきたこの段階では、コンマの南端に低気圧を解析できる。

PVAmax は、発生期より強まっている。コンマ雲域 A は、ジェット気流に対応するバウンダリーの北側に存在しており、中緯度前線帯の極側で発現する現象であることが分かる。

③ 発達後期 (図 5-2-12)

雲域の北縁が高気圧性曲率を増し、雲域全体としてコンマ形状が明瞭となった。コンマの頭に相当する部分はほぼ一様な雲頂高度を持つ背の高い雲域で構成され、コンマの尾に相当する部分は活発な対流雲を含む雲域で構成されている。コンマ形状への遷移は、雲域が組織的な擾乱へと成長してきたことを表している。コンマ雲は引き続き強い PVAmax に対応している。この段階でコンマの尾に相当する雲列が明瞭になってきている。

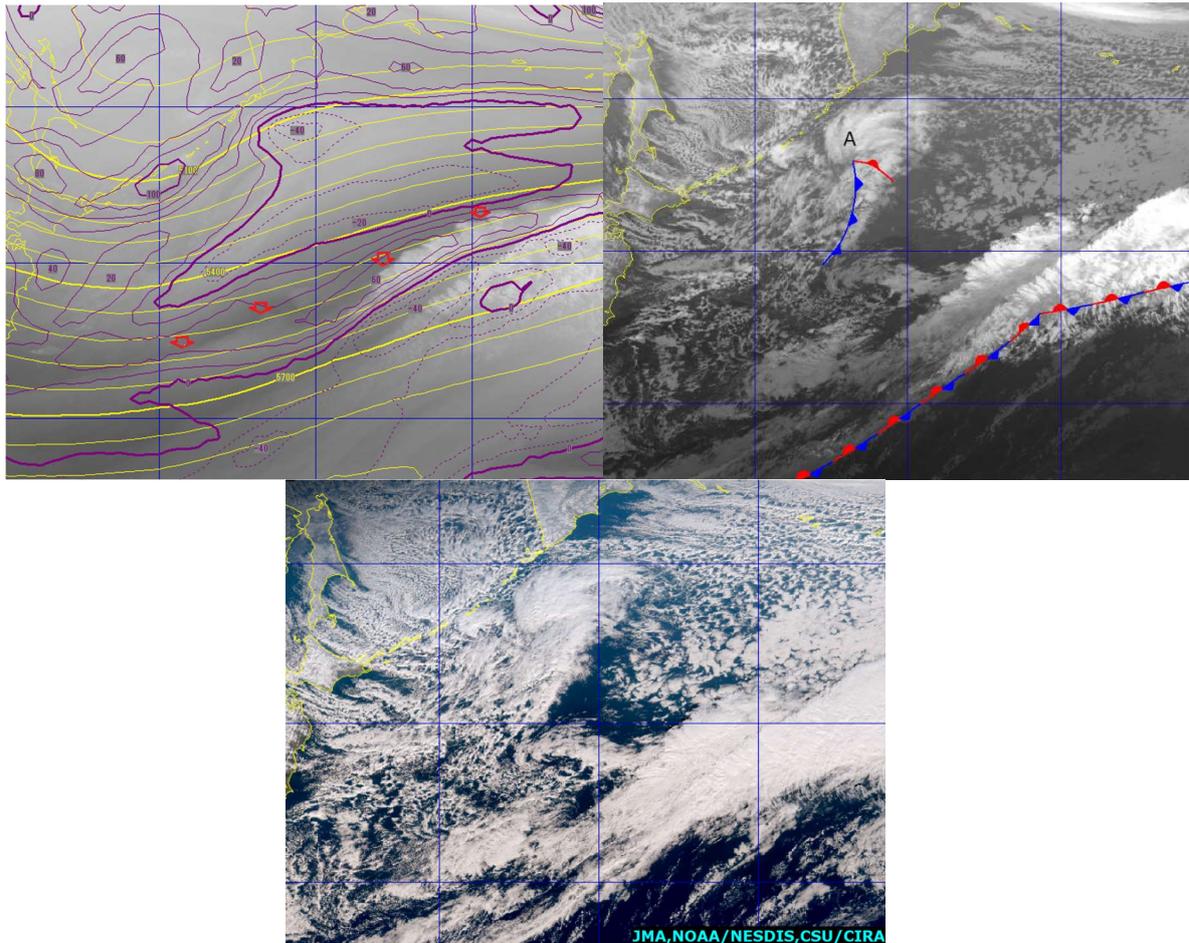


図 5-2-12 海上で発達するコンマ雲、発達後期 (2015 年 12 月 19 日 00UTC)
 左上：水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (正は実線、負は破線で示す) 矢印はバウンダリー、
 右上：赤外画像 (記号は本文参照)、下：True Color 再現画像

④ 最盛期 (図 5-2-13)

ドライスロットが明瞭となり、通常型の最盛期と同じパターンとなる。雲域は 1000~1500km のスケールを持つが、通常型の雲域に比べるとスケールは小さい。コンマ雲の発達は、カムチャツカ半島付近の寒冷渦をまわるトラフの深まりに対応している。通常型の最盛期と異なり、ジェット気流に対応するバウンダリーはこの時期もコンマ雲の南に位置している。コンマ型の発達では、地上低気圧として解析されてから最盛期に達するまでの時間は短い、衛星画像からは低気圧として解析される以前からまとまりのある雲域として認識することができる。

5. 総観規模の現象

なおこの例では、北緯40度帯には停滞前線に対応した雲バンドが存在していた。コンマ雲と雲バンドは近接していたが、それぞれ独立した雲域として発達した。もし相互に影響を及ぼし一つの雲域に組織化すれば、インスタントオクルージョン型の発達と見なされる。

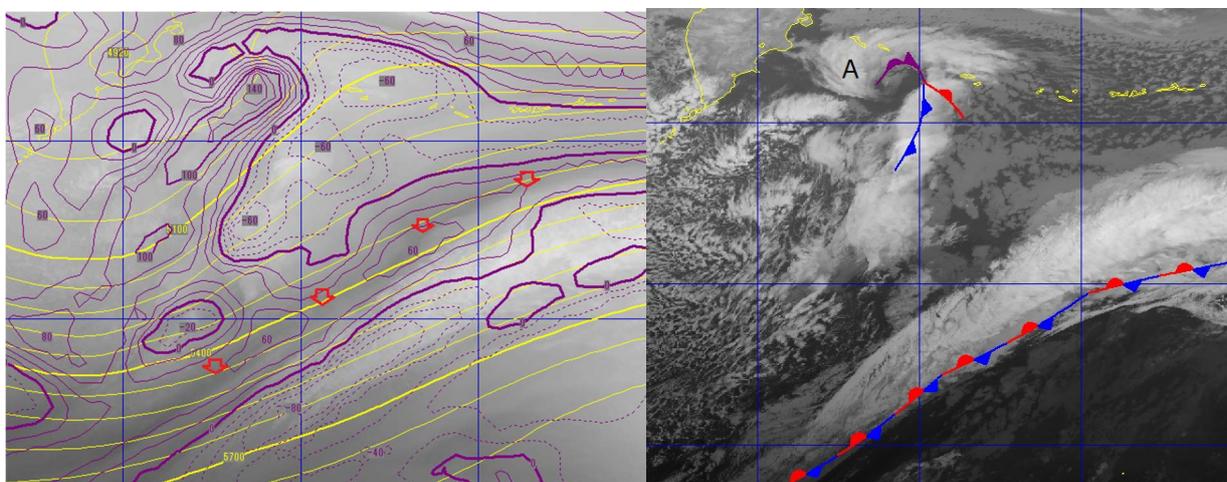


図 5-2-13 海上で発達するコンマ雲、最盛期 (2015年12月19日18UTC)

左：水蒸気画像と500hPa等高線・渦度（正は実線、負は破線で示す）、矢印はバウンダリー、
右：赤外画像（記号は本文参照）

(2) 日本付近で発達するコンマ雲

① 発生期 (図 5-2-14)

大陸から移動してきた Ci (A) が日本海に接近した時、日本海西部で対流雲を含む雲域 (B) が Cb 域として急速に発生する。この Ci は上層のトラフに対応しており、大陸から追跡できる。対流雲の発生は急速で、日本周辺では雲のない状態から3-6時間程度で組織的な雲域に発達することが多い（この事例では、朝鮮半島北方から Cu 系の雲域として東進し、Cb を含む対流雲域 (B) が発生したのは、この時刻より3-4時間前の15UTC頃）。雲域 (B) は、500hPa ではトラフ前面にあたり、PVAm_{max} による上昇流に対応する場所にある。対流雲の量が多くなり組織的な雲域としての形態をとり始めている。なお、この時点で、(x) 付近に低気圧と前線が解析できる。

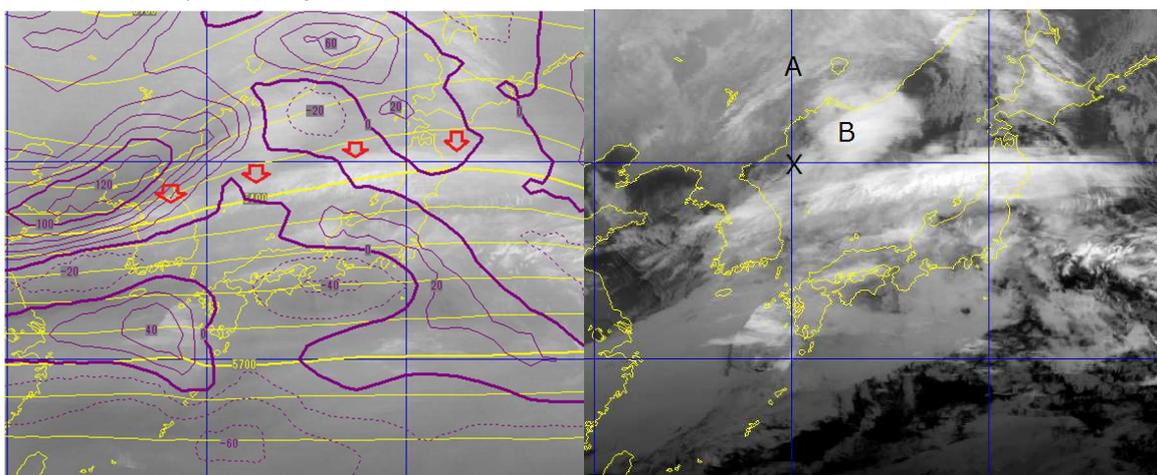


図 5-2-14 日本付近で発達するコンマ雲、発生期 (2014年12月15日18UTC)

左：水蒸気画像と500hPa等高線・渦度（正は実線、負は点線で示す）、矢印はバウンダリー、
右：赤外画像（記号は本文参照）

② 発達期 (図 5-2-15)

雲域はコンマ形状に組織化する。コンマ形状のへこみが明瞭となり、コンマの尾にあたる部分では対流活動が活発化し雲頂高度が上昇している。コンマ雲の後面には、寒気の流入に伴う筋状の対流雲列が現れている。コンマ雲は、500hPa のトラフの進行前面にあたり、引き続き PVAm_{max} に対応している。

先にも述べたように、日本付近のコンマ雲は、日本の東の海上で発生・発達するコンマ雲に比べ、雲域の発生から発達に要する時間が短いという特徴を持つ。これは大陸から移動してくる寒気が、暖かい日本海に流入して急速に不安定を引き起こすためと考えられる。コンマの尾に当たる部分では対流雲が急速に発達して寒冷前線構造が明瞭となり、風向の急変・突風・強雨などの現象が発現しやすいので、衛星による監視が最も重要である。

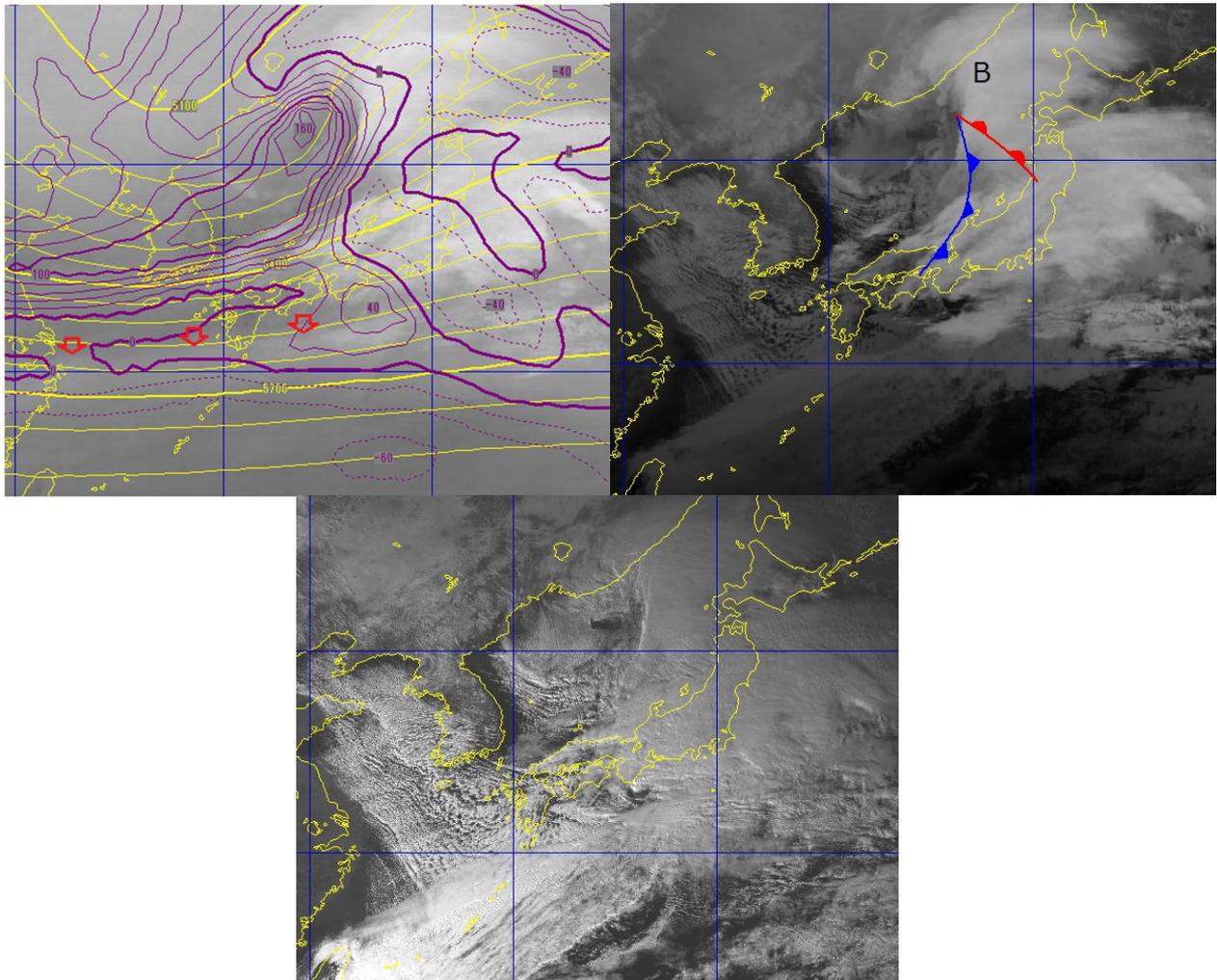


図 5-2-15 日本付近で発達するコンマ雲、発達期 (2014年 12月 16日 06UTC)
 左上：水蒸気画像と 500hPa 等高線・渦度 (正は実線、負は点線で示す)、矢印はバウンダリー、
 右上：赤外画像 (記号は本文参照)、下：可視画像

③ 最盛期 (図 5-2-16)

北海道の西海上にドライスロットが見られ、コンマの頭に当たる雲域では雲頂高度が上がり、最盛期に達したことが分かる。日本付近で急発達するコンマ雲は、強い寒気を伴っており、低気圧後面の筋状の対流雲

域がさらに発達していることが分かる。この後の発達は、日本の東などの海上におけるコンマ雲と同じである。

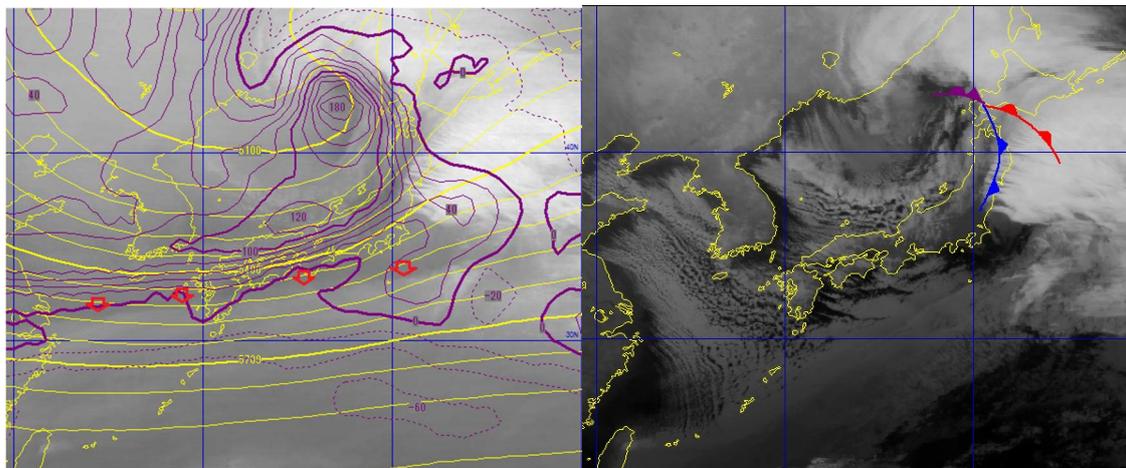


図 5-2-16 日本付近で発達するコンマ雲、最盛期 (2014年 12月 16日 12UTC)

左：水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (正は実線、負は点線で示す)、矢印はバウンダリー、右：赤外画像

5.2.3. インスタントオクルージョン型の発達

インスタントオクルージョンは衛星画像によって見つけられた低気圧の発達過程の一つで、コンマ雲と前線性雲バンドが併合して閉塞段階の雲パターンになることを指す。通常型と異なり、発達期のパターンを経ずいきなり閉塞の雲パターンに移行するためこの名称で呼ばれる。このパターンには Browning、Hill (1985) が提唱したモデル (BH モデルと呼ぶ) と McGinngle、Young、Bader (1988) が提唱したモデル (MYB モデルと呼ぶ) がある (図 5-2-17、北島 (1997))。BH モデルは、前線性雲バンドから極側に流れる下層の気流である PTCB (Polar-trough Conveyor Belt) が主要な役割を果たすとされ、コンマ雲に伴う傾圧性は重要視されない。一方 MYB モデルは、コンマ雲に伴う暖気移流と正渦度移流による上昇流が主要な役割を果たし、コンマ雲と前線性雲バンドとの間に新たに雲が発生して両者をつなぐような過程をたどって閉塞パターンに移行する。

BH モデルは低気圧が発達しない場合に、MYB モデルは低気圧が発達する場合が多い。ここでは BH モデルおよび MYB モデルにあわせた解析を試みる。

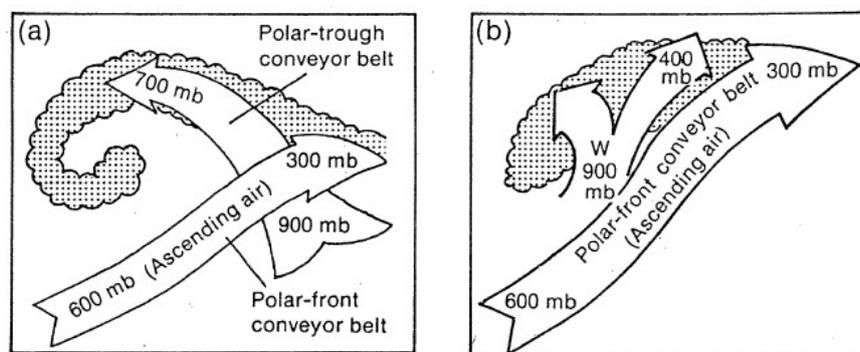


図 5-2-17 インスタントオクルージョンのモデル図 (北島 (1997) より)

(a) は BH (Browning-Hill) モデル、(b) は MYB (McGinngle-Young-Bader) モデル

(1) 発達しない場合 (BHモデル)

① 初期 (図 5-2-18)

コンマ型の雲域 (A) に対応した低気圧が日本の東にあり、東北東進している。一方、その南の北緯 30N 付近には南西-北東走向に、前線に対応した上・中層雲主体の雲バンド (D) がのびている。コンマ雲の接近によって、雲バンド北側のバルジがやや高気圧性曲率を帯びている。

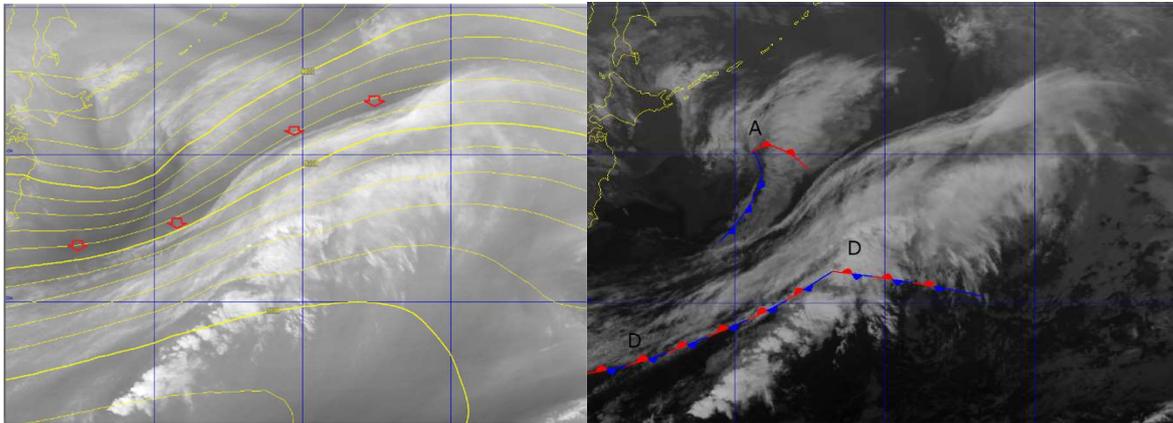


図 5-2-18 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 初期 (2011年4月25日18UTC)
左: 水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像 (記号は本文参照)

② 閉塞開始期 (図 5-2-19)

コンマ雲 (A) と雲バンド (D) の距離が接近してきた。コンマ雲は頭部の雲頂高度が上昇し尾部分が長く明瞭になったこと、雲バンドはコンマ雲に接する部分で雲密度が増したことや雲頂高度が上昇したことなどの特徴が見られる。これらの特徴は、コンマ雲と雲バンドとが相互作用を引き起こす兆しとみられる。但し雲バンドとコンマの尾との間には隙間があることから、PTCB がまだ十分形成されていないと見られ、閉塞パターンとは言えない。

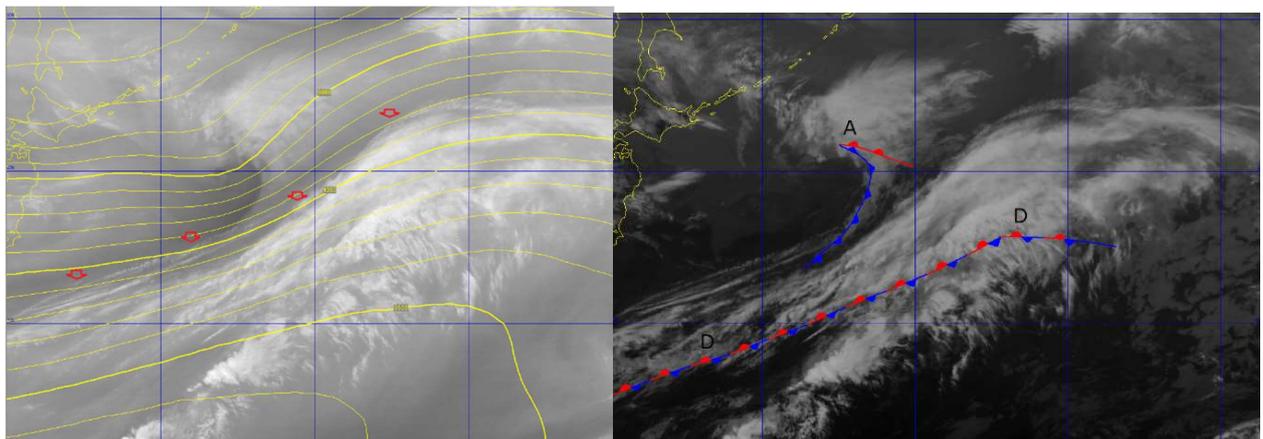


図 5-2-19 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 閉塞開始期 (2011年4月26日00UTC)
左: 水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右: 赤外画像 (記号は本文参照)

③ 閉塞完了期 (図 5-2-20)

雲バンド (D) につながるコンマ雲 (A) の尾の部分で雲頂高度が上昇して、組織的な雲バンドとなっているため、PTCB が形成されたとみられる。前線帯に対応する雲バンドは、コンマ雲の尾と接する部分で雲頂

5. 総観規模の現象

高度が急速に上がり、雲域の北縁が明瞭となり高気圧性曲率も増してきている。衛星画像からは、この時点でインスタントオクルージョンは完了したと言える。

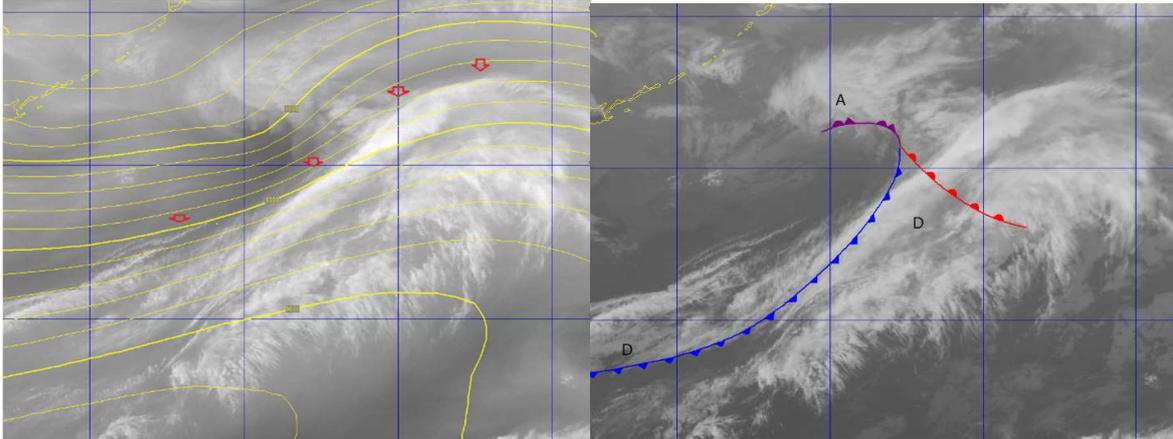


図 5-2-20 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 閉塞完了期
(2011年4月26日06UTC)

左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

④ 衰弱期 (図 5-2-21)

閉塞前線に対応する雲バンド (D) の雲頂高度が低下し、不明瞭になっていることから、閉塞パターンの雲域は衰弱傾向にある。低気圧の中心気圧は閉塞後もほぼ同じで、低気圧の発達は見られない。閉塞点はバウンダリーとの対応が良く、位置の推定は容易である。BHモデルでは、次に示す MYBモデルと違って閉塞後に発達することは少なく、衰弱段階に入るのも早い。

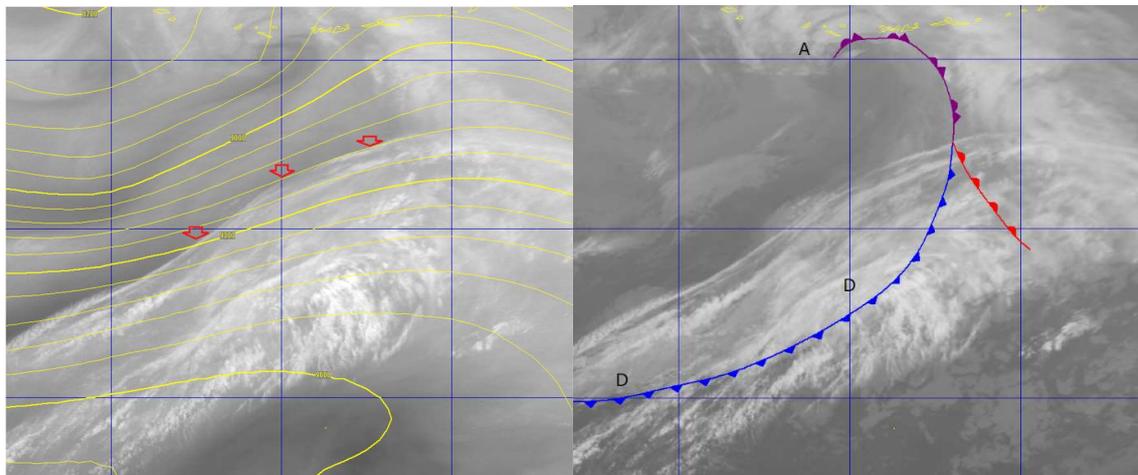


図 5-2-21 発達しないインスタントオクルージョン (BHモデル) 衰弱期
(2011年4月27日00UTC)

左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

(2) 発達する場合 (MYBモデル)

① 初期 (図 5-2-22)

前線性雲バンド (B-B) は、日本の南海上にあつて走向が西南西から東北東へのびている。コンマ雲 (N) (尾の部分は明瞭でない) は、北海道の東にあり雲頂高度が上昇しながら東北東進している。前線性雲バンドとコンマ雲との中間の三陸沖で、雲頂高度が高い雲域 (M) が発生し、北側のコンマ雲と南側の前線性雲バンドを結びつけるように発達している。コンマ雲に対応して低気圧 (×印)、雲バンドに対応

して前線がそれぞれ解析できる。850hPa や 700hPa では三陸沖で南西風が卓越して暖気移流が強く（図略）、コンマ雲からみた暖域側での雲域（M）の発達に対応している。これが MYB モデルの特徴である。

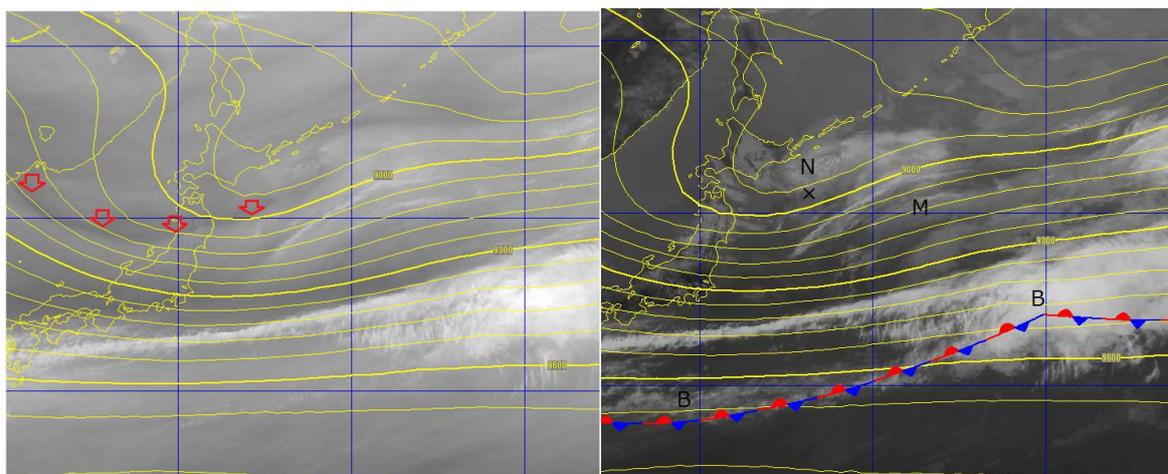


図 5-2-22 発達するインスタントオクルージョン（MYB モデル）初期（2015 年 5 月 10 日 06UTC）
左：水蒸気画像と 300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右：赤外画像（記号は本文参照）

② 閉塞開始期（図 5-2-23）

コンマ雲 N と三陸沖の雲域 M が併合を始めている。コンマ雲 N は、雲域北縁が高気圧性曲率を持ち雲頂高度が高くなり、発達していることがわかる。その南の前線性雲バンドも雲頂高度が高くなり、両者の雲域が接することで閉塞パターンに移行し始めている。コンマ雲と雲バンドは、それぞれ前線を伴った低気圧と停滞前線として解析できる。コンマ雲と雲バンドは雲頂高度の高い雲では完全につながっていないこと、雲バンドの高気圧性曲率が小さいことからまだ閉塞には達していないとみられる。

5. 総観規模の現象

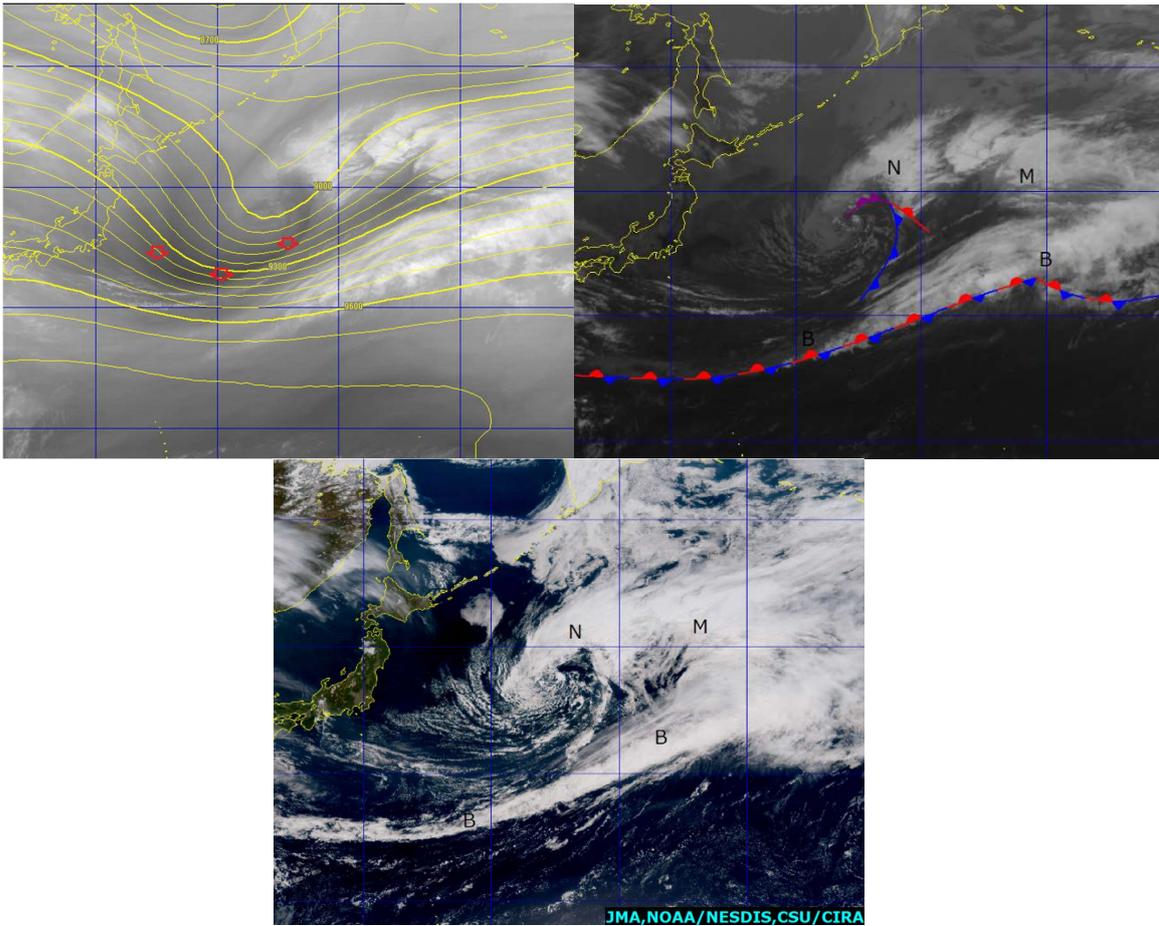


図 5-2-23 発達するインスタントオクルージョン (MYB モデル) 閉塞開始期 (2015年5月11日00UTC) 左上：水蒸気画像と300hPa等高度線 矢印はバウンダリー、右上：赤外画像、下：True Color 再現画像、記号は本文参照

② 閉塞完了期 (図 5-2-24)

前線帯の雲バンドの雲域ではコンマ雲と接する部分の雲頂高度が上昇し、両者は一つの雲域として認識できる。雲バンドの雲の北縁の高気圧性曲率 (F-F) が明瞭になり、ドライスロット (D) も見られ、この雲域は閉塞が完了したと言える。低気圧はこの後、通常型の最盛期と同じパターンを示す。

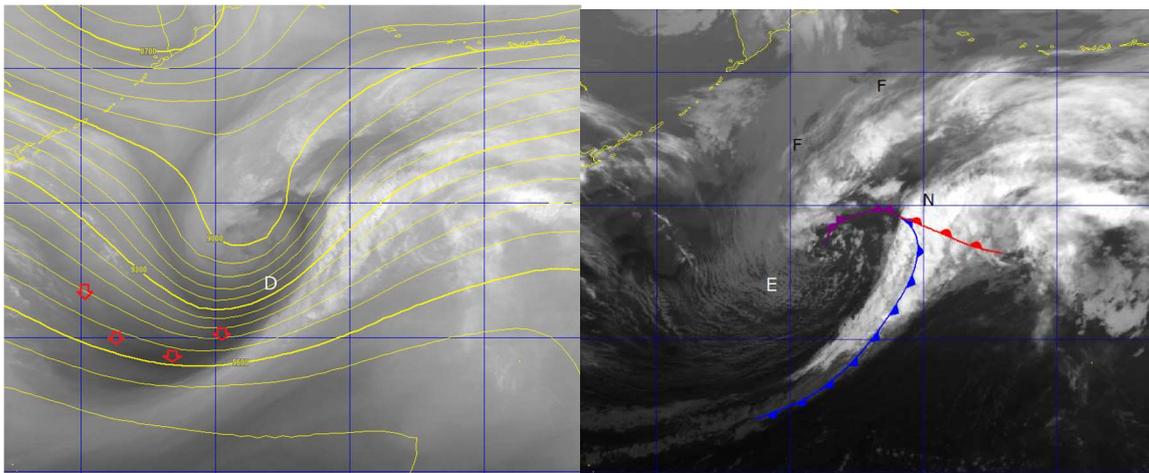


図 5-2-24 発達するインスタントオクルージョン (MYB モデル) 閉塞完了期 (2015年5月11日12UTC) 上：水蒸気画像と300hPa等高度線 矢印はバウンダリー、下：赤外画像、記号は本文参照

5.2.4. Tボーン型の発達

Shapiro and Keyser (1990) は、ビヤークネスモデルと異なる低気圧発達モデル (以後 SK モデルと呼ぶ) を示した (図 5-2-25)。その特徴は、「寒冷前線は温暖前線と接合しない (前線断裂 frontal fracture)」「低気圧中心では、後面の寒気が追いついて地上を寒気で満たす (閉塞 occlusion)」のではなく、暖気核が取り残される (温暖核隔離 warm core seclusion)」「低気圧中心から温暖前線が後面 (西方) にのびる (後屈温暖前線 bent back warm front) であって、閉塞前線ではない」ことである。

衛星画像からは、SK モデルに当てはまるとみられる Tボーン (T字型) の特徴的な雲パターン (このパターンは温暖型閉塞の雲パターンにも似ている) をしばしば見ることができる。ここでは Tボーン型を示した低気圧について、SK モデルにあわせた解析を試みる。なお SK モデルが低気圧の発達や構造をすべて説明できるわけではない。例えば後屈温暖前線で低気圧後面にのびる温暖前線の構造に関しては様々な議論がある。また、温暖核隔離期のように低気圧中心に幾重にも巻き込むような前線はなかなか解析されない。一方、前線断裂や温暖核隔離に関しては、衛星画像と温度場等を含む客観解析が一致する場合も多い。

SK モデルについては、メソスケール構造に立ち入った考察が必要で、天気図や衛星画像だけでは必ずしも詳細を認識できないことから、適用限界を含め、どのように天気図解析に利用できるかの検討が必要であろう。

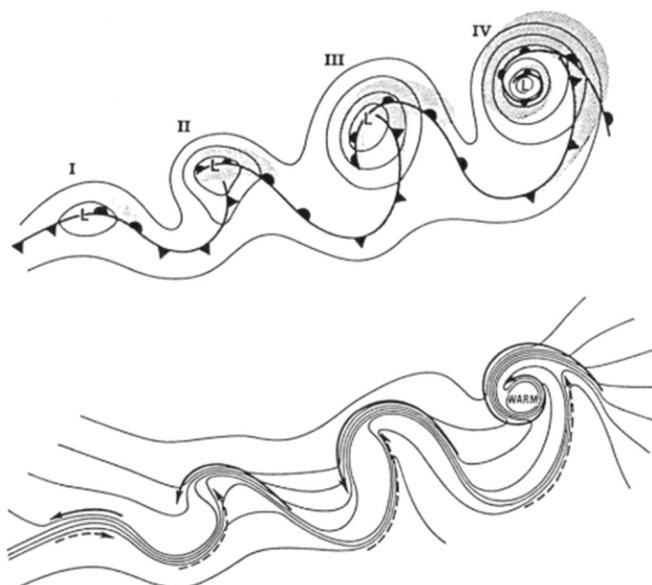


図 5-2-25 T ボーンモデル図 (Shapiro and Keyser (1990))

- I : 初期 (incipient frontal cyclone)
- II : 前線断裂 (frontal fracture)
- III : 後屈温暖前線 (bent-back warm front and T-bone)
- IV : 温暖核隔離 (warm core frontal seclusion)
- 上段 : 等圧線 (実線)、雲域 (ハッチ領域)
- 下段 : 温度 (実線)、寒気の流れ (実線矢印)、暖気の流れ (破線矢印)

① 初期 (図 5-2-26)

日本の東には、バルジを伴った雲域が東北東進している。通常型の発達前期と同じパターンや特徴を示している。

5. 総観規模の現象

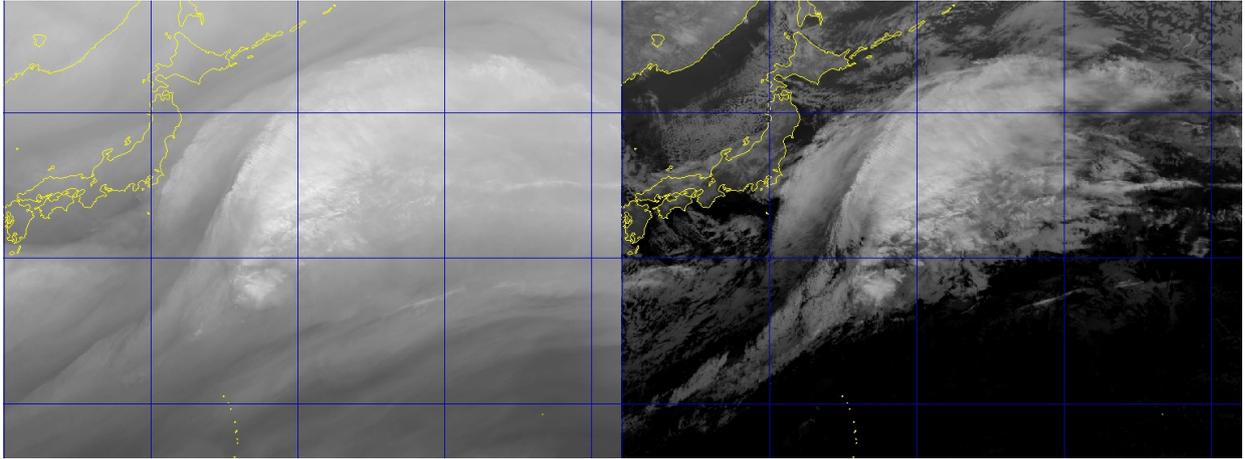


図 5-2-26 T ボーン型発達、初期 (2016年2月6日 18UTC)
左：水蒸気画像 右：赤外画像

② 前線断裂 (frontal fracture) (図 5-2-27)

日本の東を東北東に進んだ雲域は、通常型に比べて、東西にのびた形状となっている。北縁が高気圧性曲率を増し、西から雲のない領域が侵入して、雲域に食い込んだへこみ部分 (notch、図中矢印) が形成され始め、ここに低気圧中心を決定できる。画像からは温暖型閉塞パターンにも見えるが、850hPa の客観解析では寒気は南下しておらず、閉塞過程には入っていない。

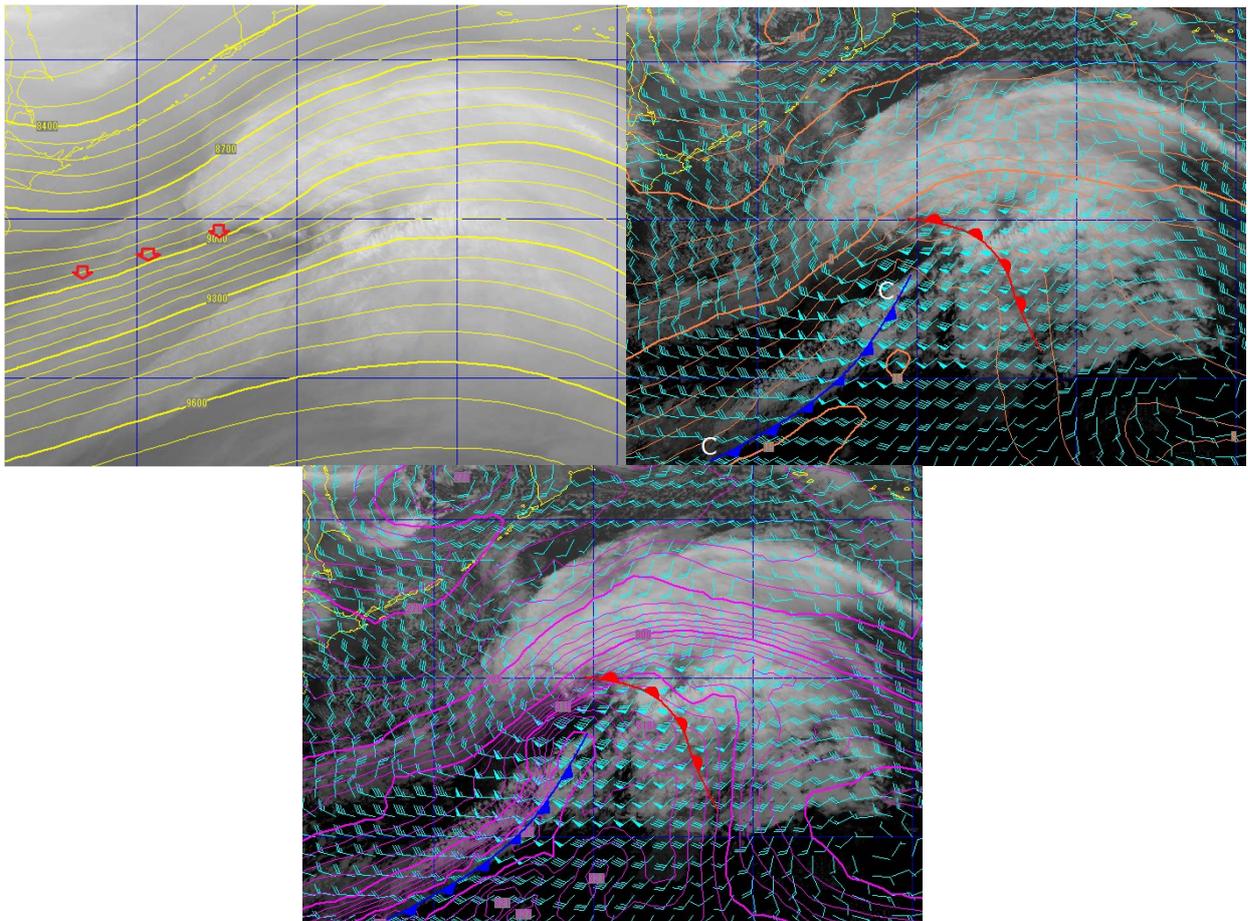


図 5-2-27 T ボーン型発達、前線断裂 (2016年2月7日 06UTC)
上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、中：赤外画像、850hPa 風・気温、

下：赤外画像、850hPa風・相当温位、記号は本文参照

地上の温暖前線は下層雲域の南縁に推定できる。寒冷前線に対応した対流雲を含む雲バンド（C-C）は、温暖前線に対応した東西にのびる雲域とほぼ直角に交わり南西方向にのびている。

客観解析による850hPaの温度や相当温位から、雲バンド（C-C）において寒気移流が強く寒冷前線構造が明瞭である。一方、それより北の部分の前線構造は不明瞭である。つまり寒冷前線は温暖前線と接する付近で温度傾度が弱まっており、これはSKモデルの前線断裂の構造に当てはまる。ただ衛星画像からは、断裂部分とそうでない部分の区別は難しい。

③ 後屈温暖前線（bent-back warm front）（図 5-2-28）

低気圧に伴う雲域は、千島の東に進んだ。温暖前線に対応する東西方向にのびた背の高い雲域（L-M-N）と、この雲域にほぼ直角に交差する寒冷前線対応の雲バンドがほぼ南にのび、T字パターン形状が明瞭になってきた。

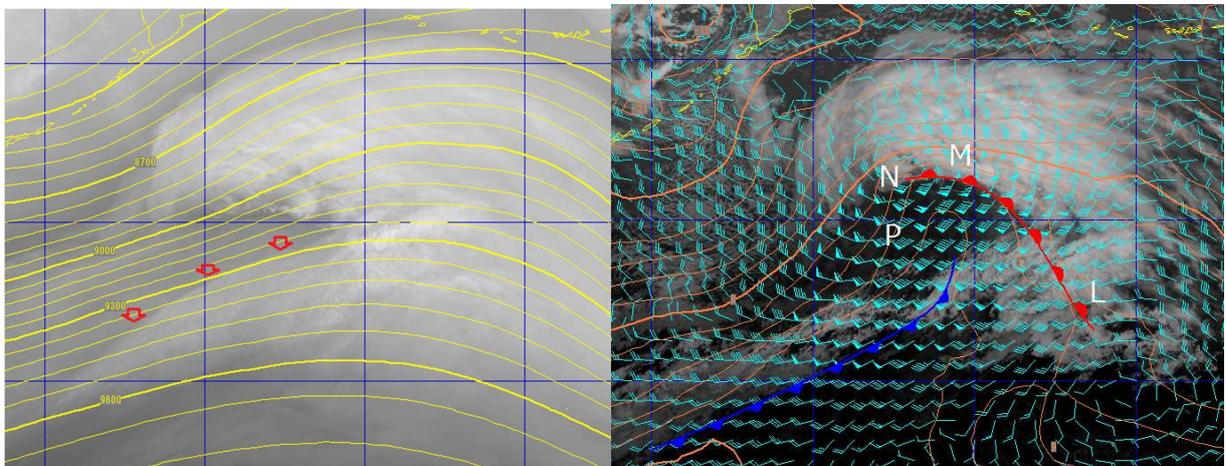


図 5-2-28 後屈温暖前線（2016年2月7日12UTC）

上：水蒸気画像、300hPa等高度線、矢印はバウンダリー、下：赤外画像、850hPa風・気温（記号は本文参照）

L-M-Nの部分は客観解析による850hPaの温度や相当温位から明瞭な温暖前線構造をしている。衛星画像ではNのすぐ南に下層雲渦が見られることから低気圧中心はN付近に解析することが出来る。SKモデルに従えば、後屈温暖前線はMからNの雲域の南縁あるいはNからさらに南にのびる下層雲域の東縁（N-P）にあたる。しかし、これらの雲域は寒気を伴い反時計回りに低気圧中心に巻き込むようにのびており寒冷前線的な構造をしていると考えられる。またSKモデルでは、断裂した寒冷前線を延長した温暖前線と交わるM付近に低気圧中心があるようにみえるが、この付近に低気圧中心がみられることは少ない。交点付近のMよりもっと西側のN付近に下層渦がみられ、そこに低気圧中心が解析されることが多い。

④ 温暖核隔離（warm core seclusion）（図 5-2-29）

衛星画像では、雲域の北縁や西縁の高気圧性曲率が明瞭となった。また下層雲渦も明瞭となって、ドライスロットがその雲渦に巻き込むように回り込んでおり、雲の形状からは閉塞に似た低気圧パターンを示している。雲域は今までと違って南北方向に広がりを見せ始め、温暖前線に対応する北側の雲バンドと南にのびる寒冷前線対応の雲バンドが交差し、引き続きT字パターンが現れている。下層雲渦は低気圧中心（L）に対応している。

このパターンはSKモデルにおける「温暖核隔離」が進行しているとみなせる。SKモデルに従えば、図に示したように中心を取り巻く雲の縁に温暖前線を解析できる。850hPa天気図の等温線では明瞭な温暖核を解析できないが、相当温位から中心に暖気核を解析できる。また、850hPaの風の場合より中心から離れた所（C）

5. 総観規模の現象

で寒気移流が強く、中心付近に相対的に暖かい気塊（温暖核）が残りやすい。衛星画像では温暖核に対応した Cu や Sc からなる下層雲渦が存在している。これらの雲域は対流活動が弱く、寒気の侵入により形成されるセル状対流雲とは異なることから、周囲より相対的に暖かい気塊で成り立っていることが推測される。

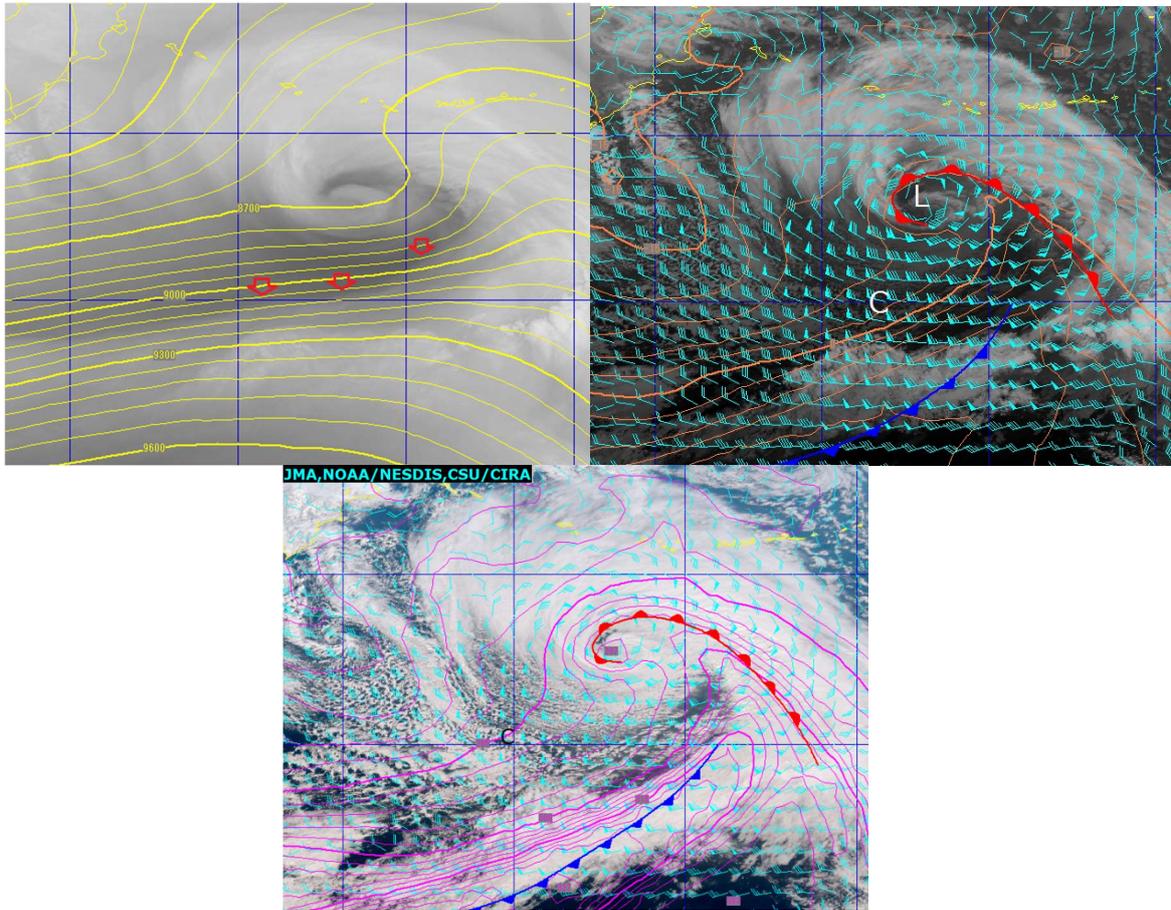


図 5-2-29 温暖核隔離 (2016年2月8日 00UTC)

左上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、矢印はバウンダリー、右上：赤外画像、850hPa 風・気温、
左下：True Color 再現画像、850hPa 風・相当温位、記号は本文参照

参考文献

- 北島尚子,金崎厚,海老原智,重岡博明,緒方洋一,出口一,上清直隆,牟田佳史,鈴木和史(1995) : Browning: 温帯低気圧—温帯低気圧における雲と降水の構造. 測候時報, 62, 1-31.
- 北島尚子 (1997) : 「Browning : 温帯低気圧—温帯低気圧における雲と降水の構造」に関する質問に答える. 測候時報, 64, 29-44.
- 岡林俊雄(1982) : 気象衛星資料の利用 (II) ,測候時報, 49, 185-250.
- 山田真吾・鈴木和史(1994) : 日本の東海上で急発達する低気圧の特徴:統計的調査, 1994年気象学会春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 65, 278.
- Bader, M.J., G.S.Forbes, J.R.Grant, R.B.E.Lilley and A.J.Waters(1995) : Images in weather forecasting , Cambridge Univ. Press, 499pp.
- Browning(1990) : Extratropical Cyclones , The Eric Palmen Memorial Volume, C.W.Newton and Holopaine Eds. American Meteorological Society, 129-153.
- Browning, K.A. and F.F.Hill(1985) : Mesoscale analysis of a polar trough and interacting with a polar front. Quart.J.Roy.Meteor.Soc., 111, 445-462.

- Browning, K.A. (2004) : The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 375-399.
- Carlson, T.N. (1980) : Air Flow through midlatitude cyclone and the comma cloud pattern, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1498-1509.
- McGinnigle, J.B. M.V. Young and M.J. Bader (1988) : The development of instant occlusion in the North Atlantic. *Meteor. Mag.*, 117, 325-341.
- Neiman (1993) : The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part II: Mesoscale Structure and Diagnostics. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2177-2199.
- Reed, R.J., and W. Blier (1986) : A Case study of comma cloud development in the Eastern Pacific. *Mon Wea Rev.*, 114, 1681-1695.
- Shapiro, M.A. and D. Keyser (1990) : Fronts, Jet Streams and the Tropopause. *Extra-tropical Cyclones: The Eric Palmn Memorial Volume*, C.W. Newton and E.O. Holopaine Eds. American Meteorological Society, 167-191.

5. 総観規模の現象

6. 気象現象の事例

6.1. 梅雨前線による大雨

梅雨前線の主な特徴は、水平の温度傾度は小さいが水蒸気傾度は大きいこと、下層ジェット及び暖湿気の流入（湿舌）が強いことなどが挙げられる。衛星画像ではこの前線に対応した雲バンドが東西方向にのびる様子が見られ、日々変化する雲バンドの幅・長さ・南北動、雲バンド内の対流雲域、雲バンドに侵入する対流雲の盛衰や移動など、前線の活動度の指標となる多くの情報が得られる。また衛星画像では、暗域・上層渦・活発な対流雲域の動向が継続的に可視化されるため、梅雨前線の大雨を監視する上で重要である。

ここでは、上層トラフと暖湿気の影響を同時に受けた梅雨前線の例（2016年6月20～21日）を用いて、梅雨前線における画像の特徴を説明する。なお、この事例では熊本県や長崎県で1時間雨量100ミリを超える猛烈な雨を観測した（熊本県甲佐150ミリ：観測史上1位、全国でも歴代4位）。

(1) 前線対応の雲バンドと暖域の対流雲域

（概観）

前線対応の雲バンドに上層トラフが接近すると、雲バンドの北縁が高気圧性曲率を持つバルジ状の雲域が形成され始める。一方、暖気側の下層では太平洋高気圧の縁辺を雲バンドに向かって高比湿空気塊が北上する。この中には発達した対流雲列が見られる場合がある。

（着眼点）

① トラフ対応の上層渦とバルジ状の雲域

上層トラフの接近により、雲バンドにはバルジ状の厚みを増す雲域が形成され始める。これは、低気圧の発生・発達時に見られる雲域の特徴と同じである。水蒸気画像で見られる上層トラフは、上層渦との対応が良い場合がある。

この事例の水蒸気画像（図6-1-1）では、ボツ海から黄海にかけてトラフ軸が解析できる。また九州の西側にも中層の乾燥域があり、トラフが解析できる。これは、500hPa渦度解析図（図6-1-2）の正渦度極大域（A、B）に対応する。赤外画像（図6-1-3）では、この前面の九州付近に活発な積乱雲がある。また、雲バンドの北縁で西日本から日本海西部にかけてバルジ状に膨んできている。

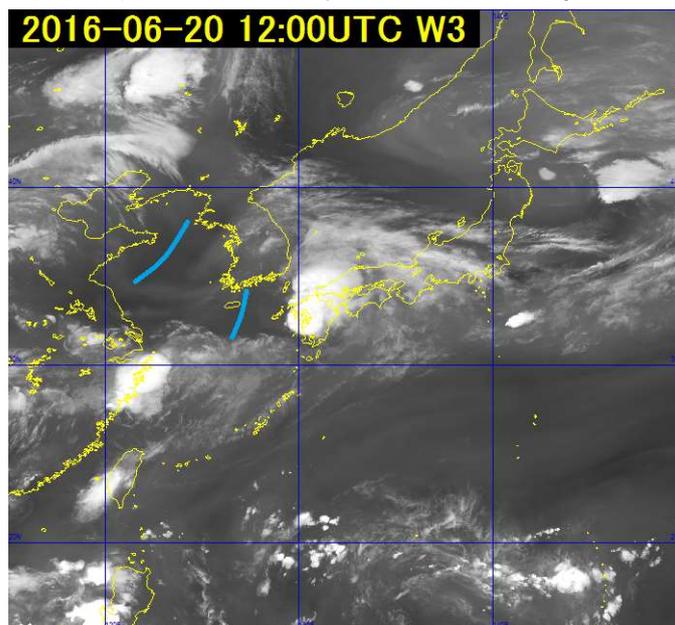


図 6-1-1 水蒸気画像 (B10) (2016年6月20日12UTC)

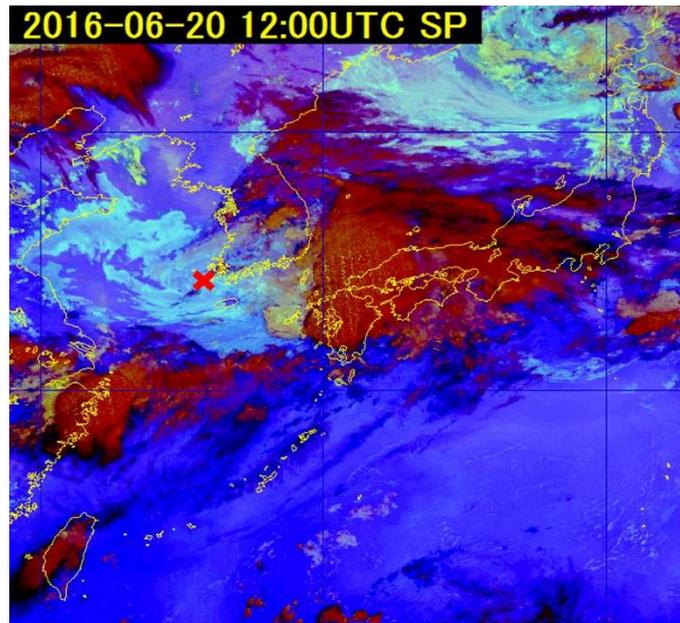


図 6-1-4 Night microphysics RGB 合成画像 (2016年6月20日12UTC)
×印は下層渦を示す

② 前線近傍と暖域の対流活発域

活発な対流雲域・雲列は、下層の収束及び高相当温位域に対応する場合が多い。

この事例の B13 赤外画像、Night microphysics RGB 合成画像 (図 6-1-3、6-1-4) では、チェジュ島の北西側にトラフ直下の低気圧対応の下層渦 (図中×印) が見られ、前線上の低気圧は前述した Ci バルジの南端に対応する。九州付近の Cb 域は暗域の東側にあたり、で拡大して見ると (図 6-1-5)、にんじん状の Cb 域を形成して、暗域 (前述した 500hPa のトラフ) の東進とともにゆっくり東に移動している。一方、Night microphysics RGB 合成画像では、前線性雲バンドに向かって点在する下層雲が北上しているのが見られる。

図 6-1-6 には、Airmass RGB 合成画像と数値予報 GPV(MSM) 925hPa の相当温位 (赤紫色) と風を示した。九州付近は高相当温位の暖湿流が南西から進入しており、Cb 域の北東付近で強い速度収束を示している。また、Cb 域の北東付近では、相当温位の水平傾度が大きく、風向が相当温位の等値線に直交していることから、最も移流が大きい領域にあたっていることがわかる。なお、九州の西では、50kt の南西風が見られ、熊本のウインドプロファイラでも 14UTC 頃から 500m 高度で 50kt の南西風を観測している (図省略)。

6. 気象現象の事例

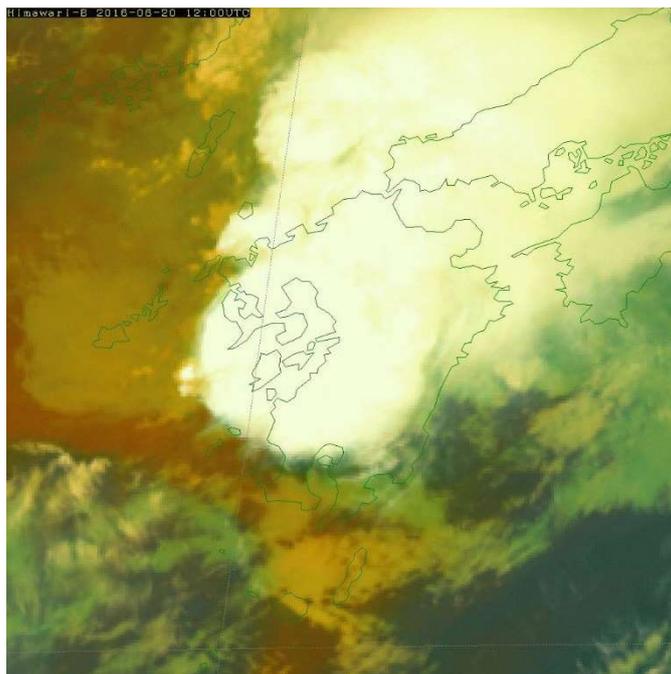


図 6-1-5 Airmass RGB 合成画像 (2016年6月20日 12UTC)

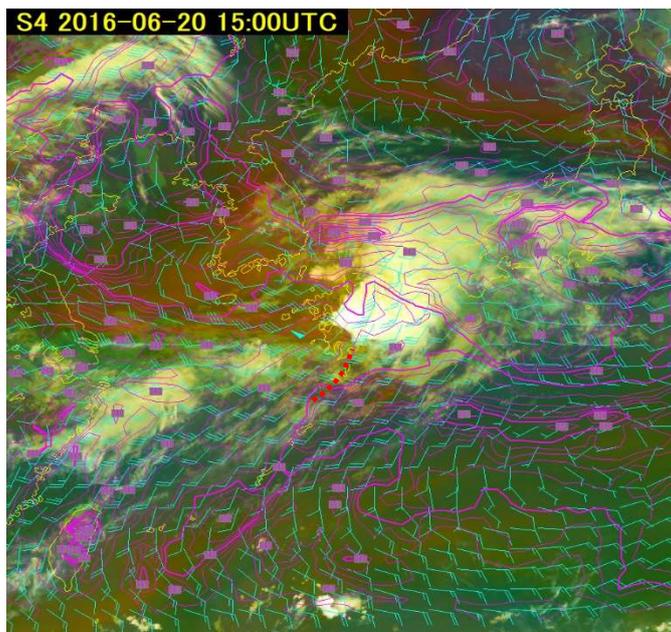


図 6-1-6 Airmass RGB 合成画像 (2016年6月20日 15UTC)

925hPaの相当温位(赤紫色)と風は同時刻を初期値とするMSMの客観解析

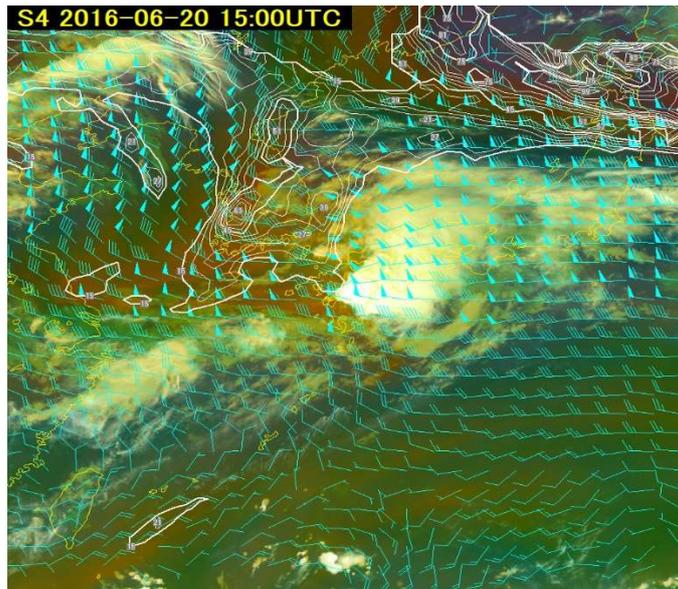


図 6-1-7 Airmass RGB 合成画像 (2016年6月20日15UTC)
250hPa風、等温位面 345K の渦位 (白色) は同時刻を初期値とする MSM の客観解析

③ 高渦位の進入と上層発散

図 6-1-7 は、Airmass RGB 合成画像に等温位面 345K の渦位と 250hPa の風を重ねたものである。

風の分布から、Cb 域付近では強い水平発散が見られ、にんじん状の Cb 域の発生条件と一致し、上層に強い発散があったことが分かる。また、渦位の分布では、上中層の暗域 (乾燥域) に対応した Airmass RGB 合成画像の茶色領域では、1.5 PVU 以上の高渦位域が北から南に広がり、その進行方向前面に対流雲が位置している。高渦位の移流域では、中層から上層にかけて上昇流を促すといわれている (平成 25 年度予報技術研修テキスト)。

以上、②と③から複数のにんじん状の Cb 域は、下層の前線近傍の相当温位の強い移流と上層の強い発散によって形成されたと言える。

(2) まとめ

① 梅雨前線により大雨となるための着目点を以下に示す。

イ) 対流雲を発生させる上昇流

低気圧前面での下層収束、前線近傍での相当温位の移流の強まり、地形効果

ロ) 対流雲が発達しやすい大気成層

下層、高相当温位の移流、輸送、前線北側の乾燥域の進入 (対流不安定)、上空寒気の進入 (潜在不安定)、上層発散

ハ) 水蒸気の十分な補給

前線に向かう高比湿塊の進入

ニ) 上記を維持する総観場

JET の位置、トラフ、低気圧、南海上の熱帯擾乱の存在、亜熱帯高気圧の勢力

② 大雨に着目した場合、梅雨前線の特徴を以下に示す。

イ) 上層トラフの接近により、前線対応の雲バンドにバルジ状の厚い雲域が形成される。

6. 気象現象の事例

- ロ) 下層の収束が明瞭な所で対流が活発になり、前線対応の雲バンドが形成される。
- ハ) 暖域では、太平洋高気圧の縁辺流による下層の高相当温位域で対流が活発になる。
- ニ) 縁辺流による暖湿移流の大きい所では、雲バンドの南縁において対流雲が活発となる。

6.2 北海道西岸小低気圧による大雪

冬季、沿海州とサハリン・北海道（およびオホーツク海の海氷野）との寒冷高気圧に挟まれる北海道の西海上は、相対的に暖域となり気圧の谷を形成する。間宮海峡から日本海北部にかけては、北西の季節風とサハリン・北海道（およびオホーツク海の海氷野）の寒冷高気圧から吹き出す北東風により南北に収束線を形成するようになる。この収束線上では、上昇気流の場となり収束雲（帯状雲）が発生する（図 6-2-1）。この帯状雲に上層トラフや正渦度極大域が接近すると、上昇気流が強まり活発な対流雲を含む下層渦が発生し、小さな低気圧や袋状の低圧部が解析されるようになる。

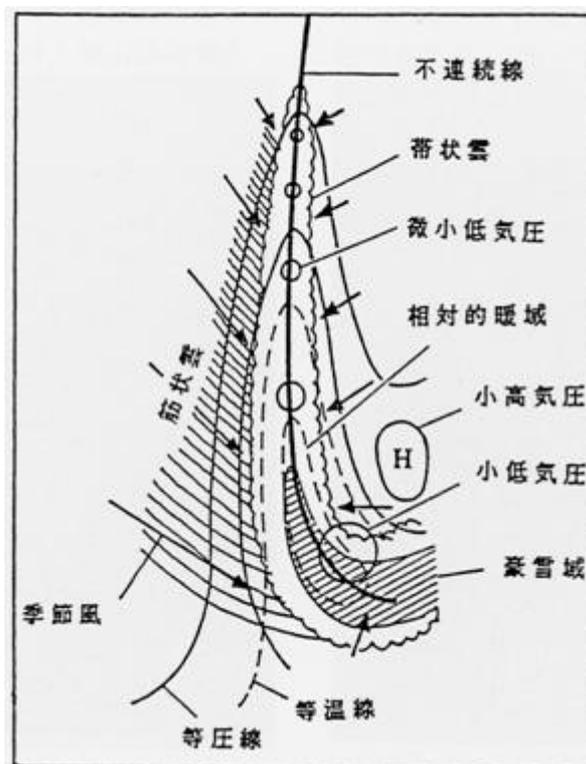


図 6-2-1 北海道西岸に発生する雲バンドのモデル図（岡林、1972）

矢印：下層の一般風、太い実線：収束線、波線で囲った領域：雲バンド、細い実線：等圧線、破線：地上の等温線

この北海道西岸に発生するメソスケールの下層渦は「北海道西岸小低気圧」と呼ばれ、そのうち石狩湾に発生するものを「石狩湾低気圧」と呼んでいる。メソスケールの下層渦は北西風や北東風の北の流れに乗って南下し、北海道日本海側に上陸してしばしば大雪をもたらす。「北海道西岸小低気圧」については、札幌管区気象台による「北海道西岸に発生する小低気圧の研究」（1989）があり、様々な面から調査されている。この中で、衛星画像に見られる特徴からその種類を帯状雲型と渦状雲型に大別し、各雲型を全部で7種類にわけて、その型別の発生のフローチャートや暴風雪の予測ワークシート等が作成されている。この節では、「北海道西岸小低気圧」の例を取り上げ衛星画像から着目すべき点を列記する。

(1) 衛星画像に見られる特徴

2016年1月13日14UTC前後に日本海北部で発生したメソスケールの二つの下層渦は、寒帯前線ジェット気流(JPn)上を進んできた上層トラフの影響を受け、留萌沖および積丹半島沖で急速に発達した。その後、これらの下層渦と渦周辺を回るスパイラル状の積乱雲は南東進しながら留萌地方と後志地方に上陸し、後志地方に大雪をもたらした。

①下層渦発生前

2016年1月13日12UTCの地上天気図では、津軽海峡の西に低気圧があつて東に進んでおり(図6-2-2)、また500hPa高層天気図では、 -42°C 以下の寒気を伴った上層トラフが沿海州付近に進んできている(図6-2-3)。赤外画像では、北海道の西方海上に帯状対流雲が見られ(図6-2-4)、この図で細い実線は帯状対流雲中の活発な対流雲を結んだもので、屈曲部E1も見られる。

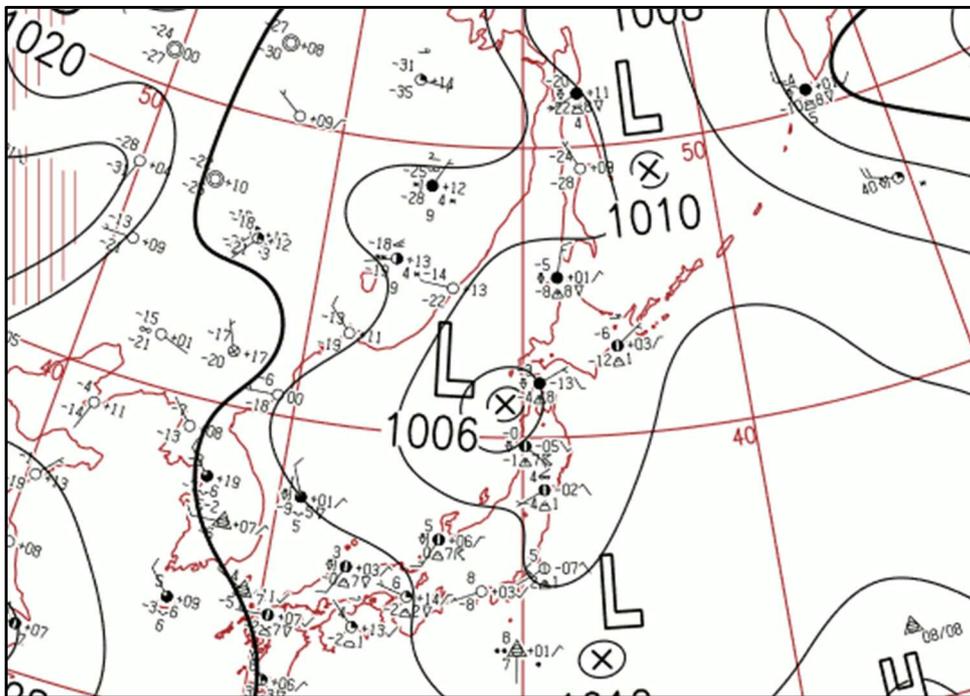


図 6-2-2 地上天気図 (2016年1月13日12UTC)

6. 気象現象の事例

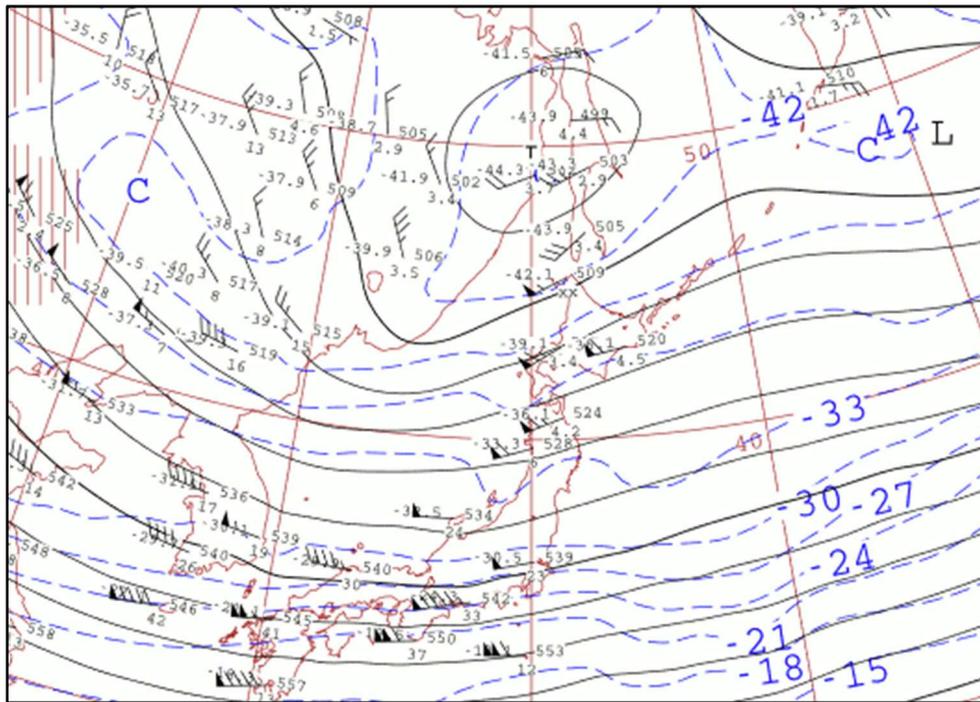


図 6-2-3 500hPa 高層天気図 (2016年1月13日 12UTC)

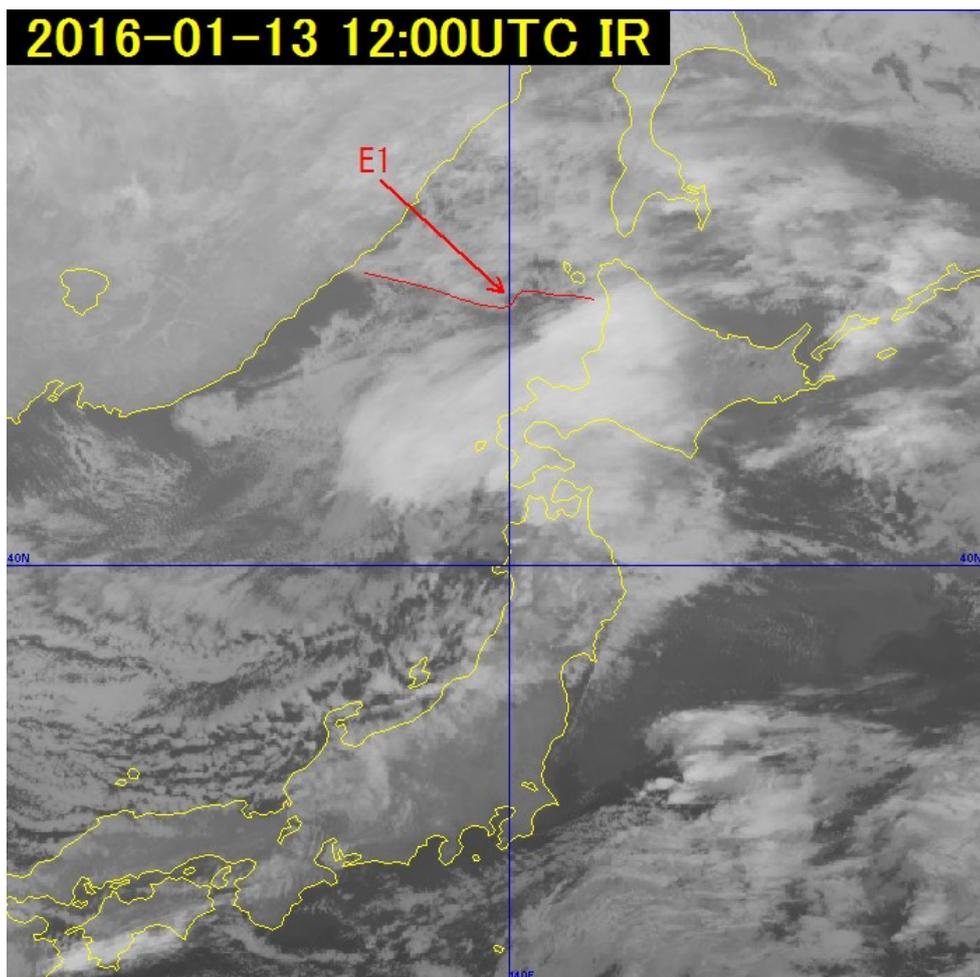


図 6-2-4 赤外画像 (B13) (2016年1月13日 12UTC)
記号は本文参照

② 下層渦発生期

2016年1月13日18UTCの地上天気図では、低気圧は日高沖に進み、日本付近は西高東低の気圧配置となった(図6-2-5)。赤外面像では、帯状対流雲はやや活発化しながら南下し、屈曲部E1は東南東へ進み上層雲と重なり不明瞭となった(図6-2-6)。500hPaの上層トラフは東北東へ進み、その前面の北海道の西方海上ではバルジが明瞭化し、その西にはメソスケールの下層渦E2が発生した。

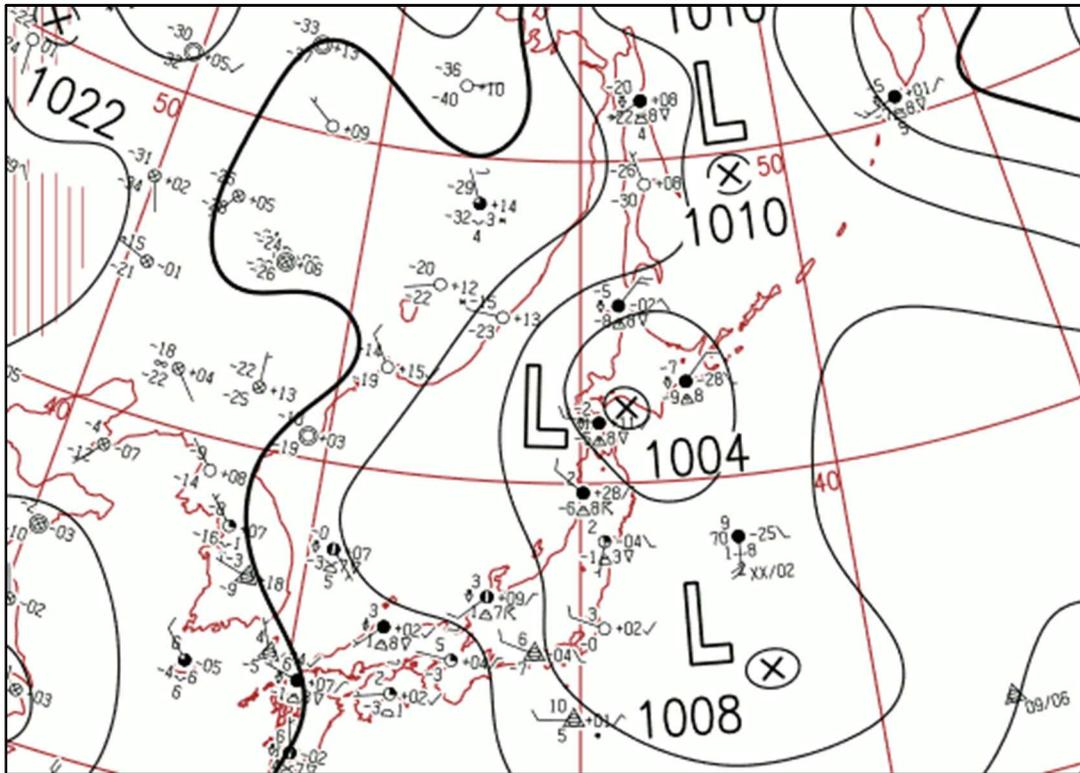


図6-2-5 地上天気図 (2016年1月13日18UTC)

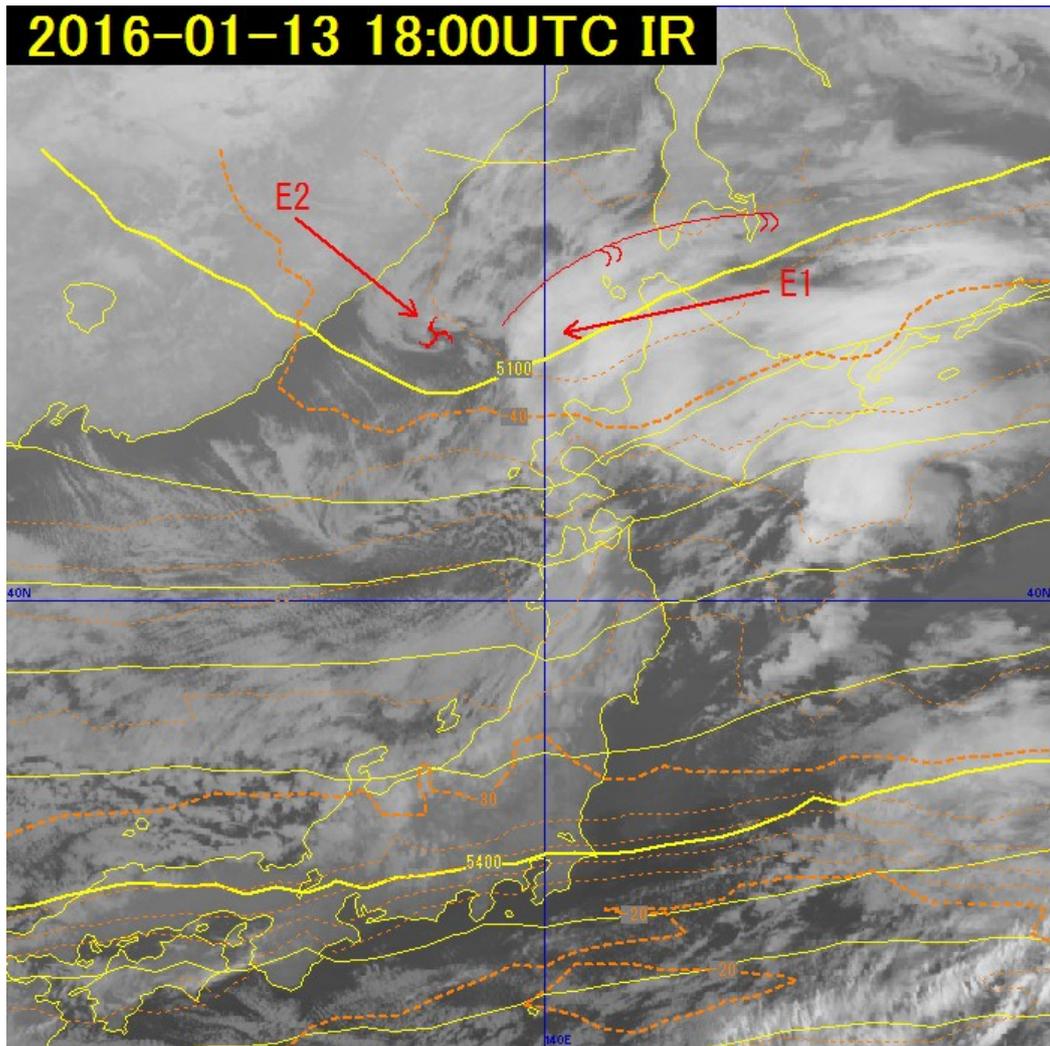


図 6-2-6 赤外画像 (B13) (2016年1月13日18UTC)
500hPa 高度および気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、記号は本文参照

③ 下層渦発達期

2016年1月13日21UTCの赤外画像では、北海道の西方海上の上層雲域は東北東へ進み、屈曲部 E1 は 500hPa の上層トラフと位相を合わせて留萌沖でメソスケールの下層渦として明瞭化した (図 6-2-7)。この下層渦周辺にはスパイラル状の積乱雲が見られ、レーダーのエコー強度も強まっている。

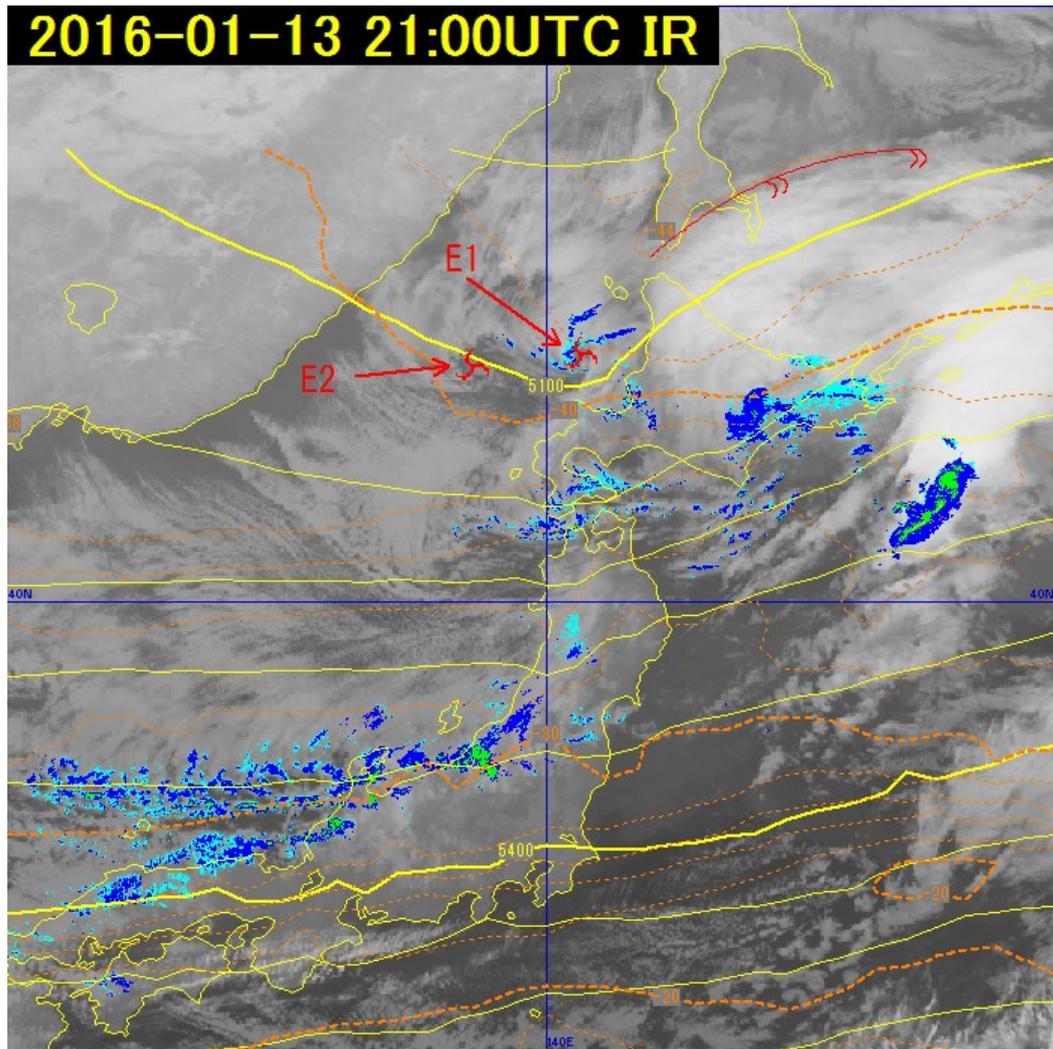


図 6-2-7 赤外画像 (B13) (2016年1月13日 21UTC)
500hPa 高度および気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、レーダーエコー、記号は本文参照

④ 下層渦最盛期

2016年1月14日00UTCの赤外画像では、下層渦E1およびE2の周辺には明瞭なスパイラル状の積乱雲を伴い、活発な対流活動を持続しながら東南東へ進んでおり(図6-2-8及び図6-2-9)、E1に伴う積乱雲の輝度温度は約 -33°C で雲頂高度はおおよそ4,000m(600hPa)に達する(図6-2-10)。

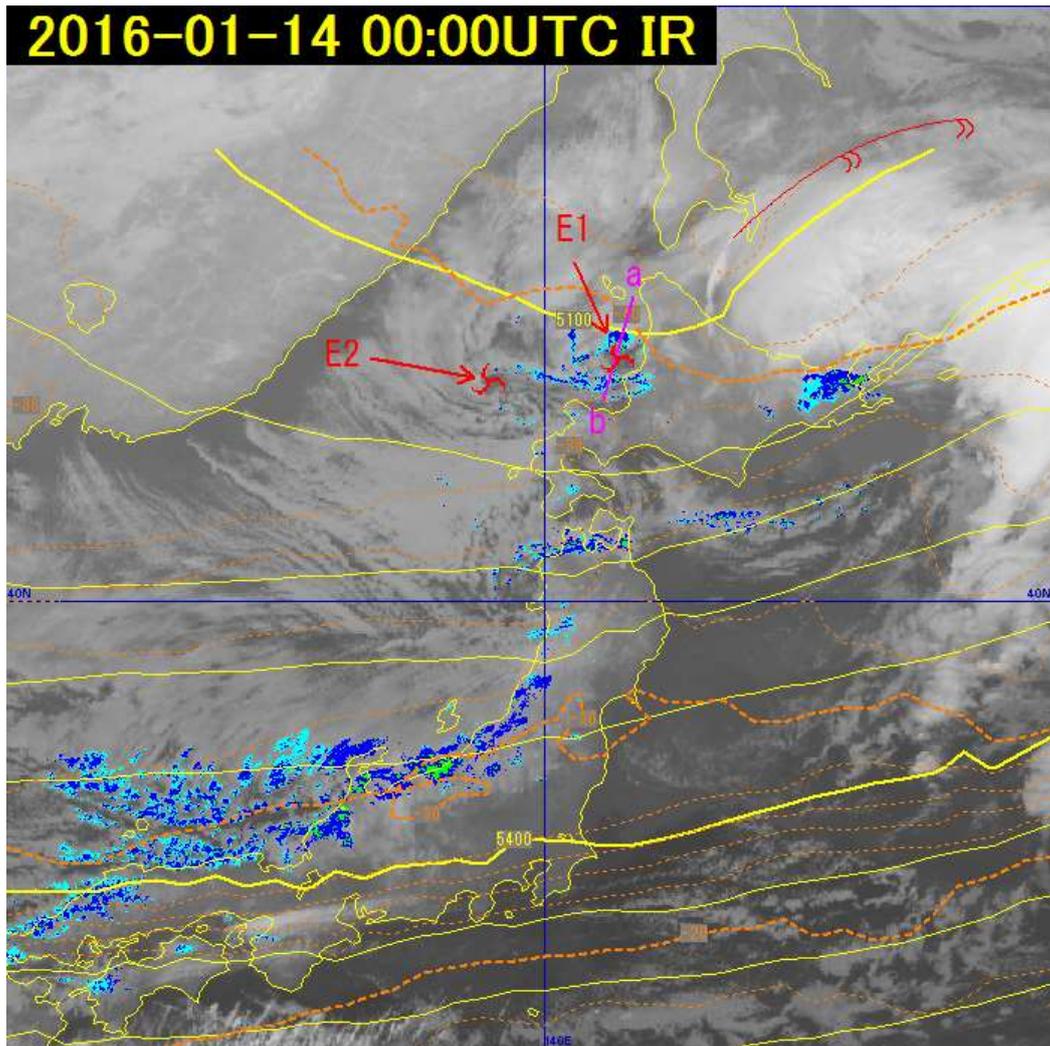


図 6-2-8 赤外画像 (B13) (2016年1月14日 00UTC)

500hPa 高度および気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、レーダーエコー、記号は本文参照

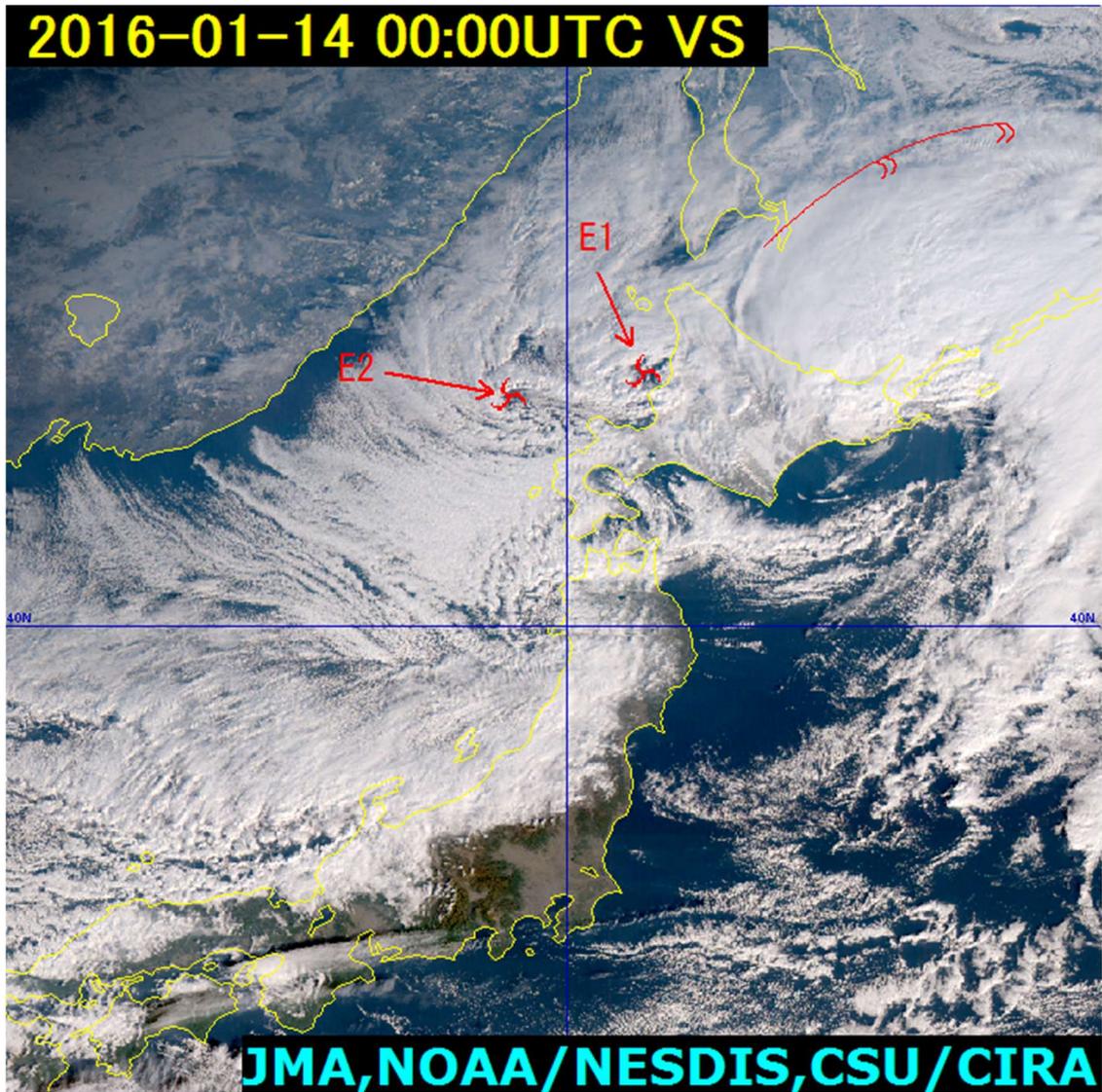


図 6-2-9 True color 再現画像 (2016 年 1 月 14 日 00UTC)
記号は本文参照

6. 気象現象の事例

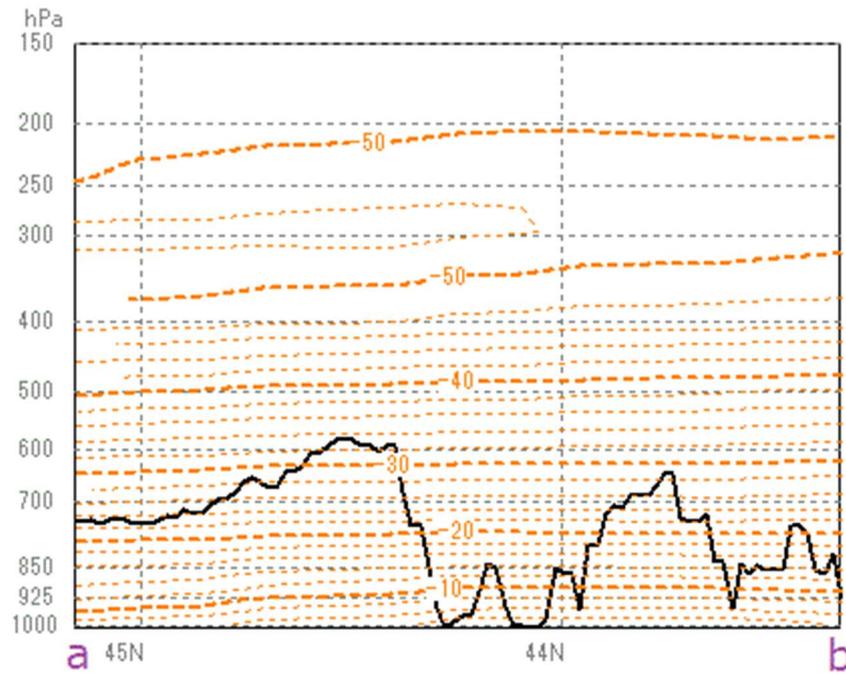


図 6-2-10 図 6-2-8 の a-b 間の鉛直断面図、橙破線は等温線で同時刻を初期値とする MSM の客観解析、黒実線は雲頂高度分布

⑤ 下層渦衰弱期

2016年1月14日06UTCの赤外画像では、下層渦 E1 は留萌市付近に上陸し周辺の対流雲も衰弱した（図 6-2-11）。また下層渦 E2 は積丹半島沖で不明瞭化した、新たにメソスケールの下層渦 E3 が発生し、周辺にスパイラル状の積乱雲を伴いながら東南東へ進み、積丹半島付近に上陸した（図 6-2-12）。

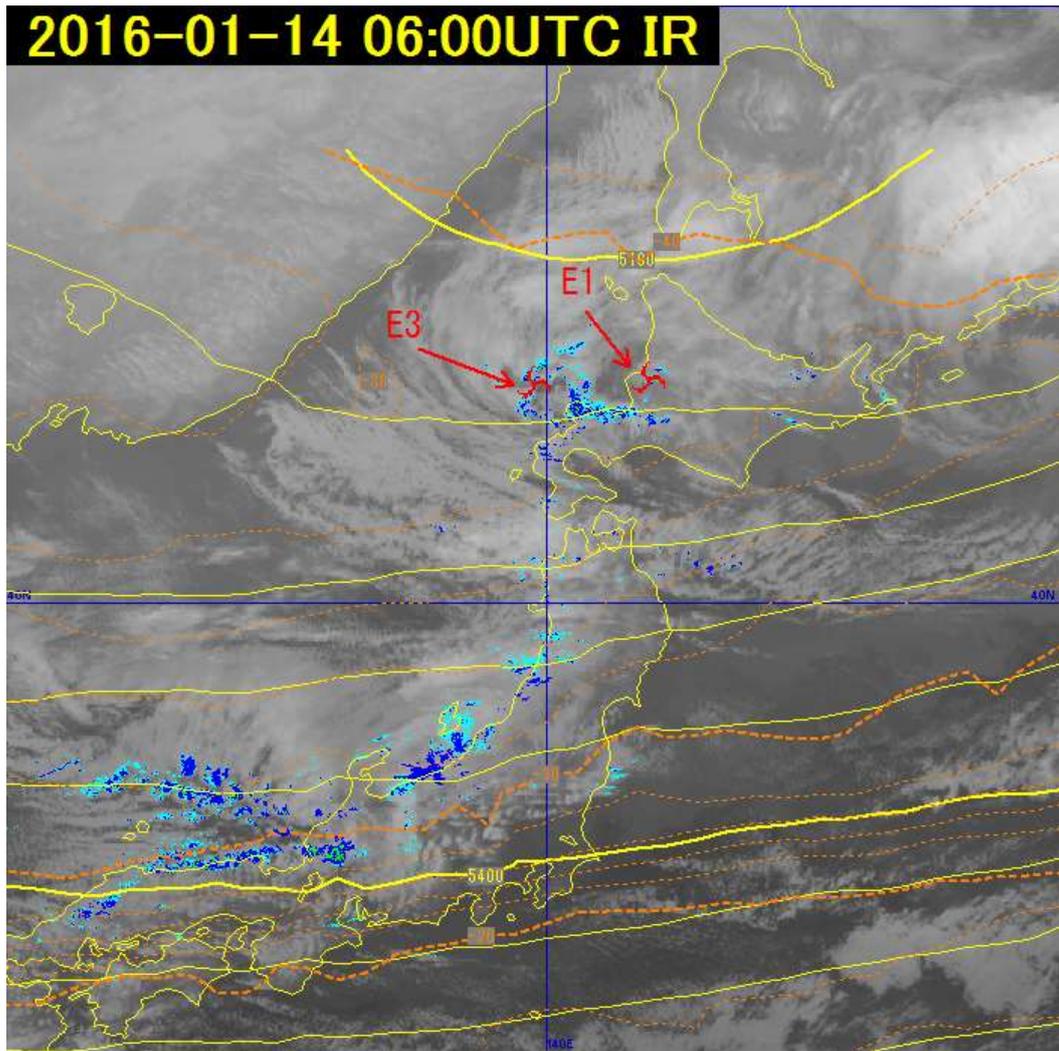


図 6-2-11 赤外画像 (B13) (2016年1月14日 06UTC)
500hPa 高度および気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、レーダーエコー、記号は本文参照

6. 気象現象の事例

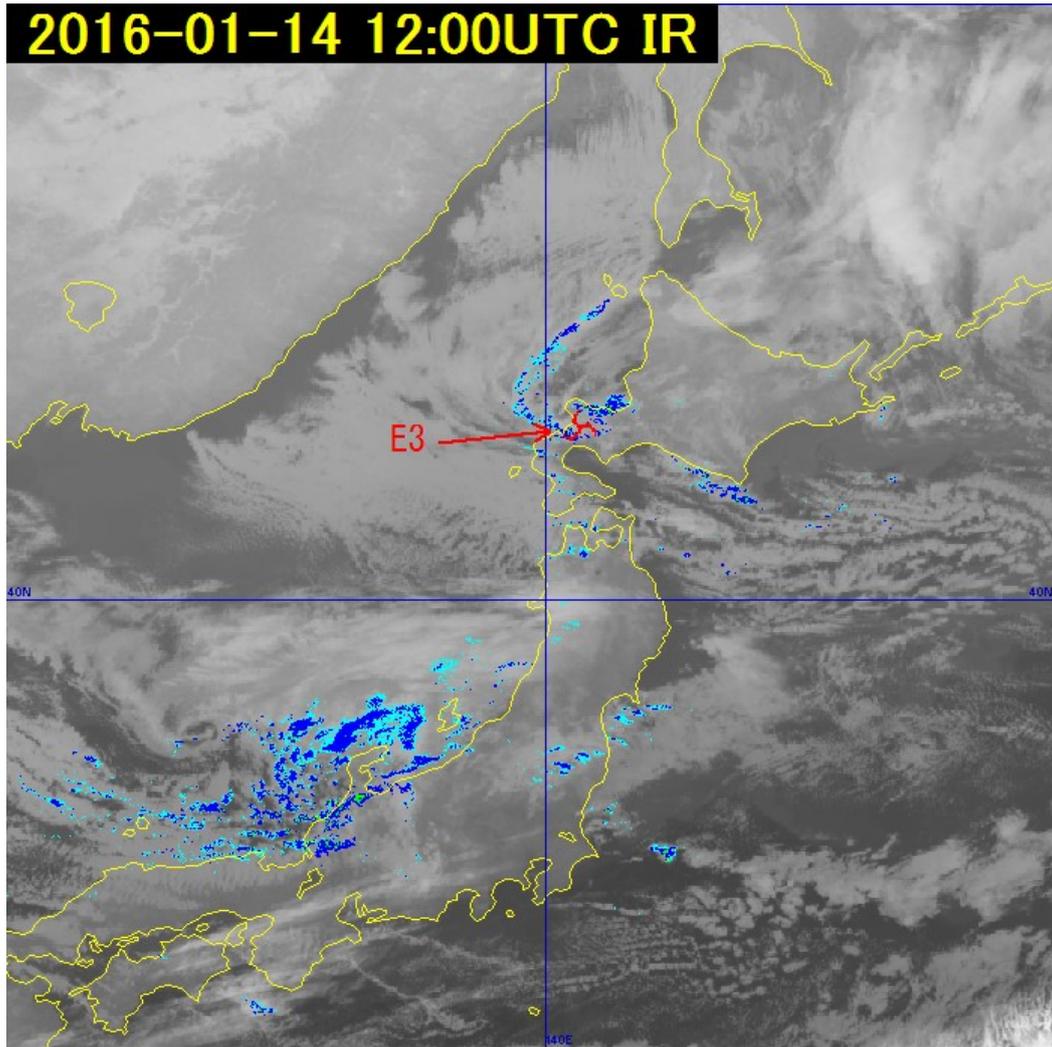


図 6-2-12 赤外画像 (B13) とレーダーエコー (2016年1月14日12UTC)
記号は本文参照

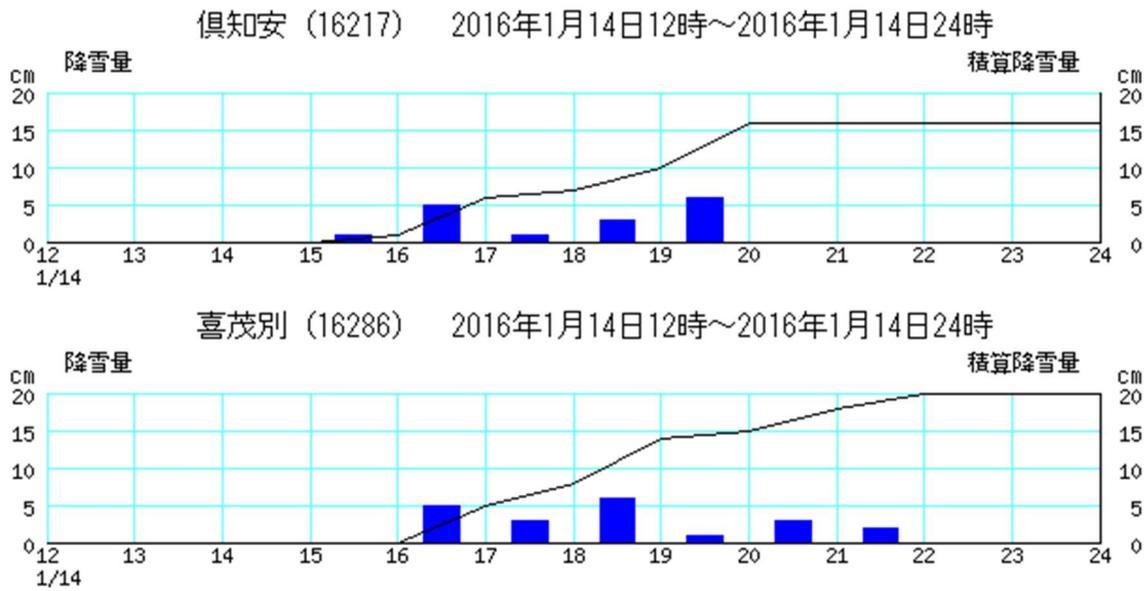


図 6-2-13 アメダス (倶知安および喜茂別) の降雪量時系列図

図 6-2-13 は、後志地方の倶知安および喜茂別のアメダスによる降雪量の時系列である。いずれも 14 日 16 時頃から 21 時頃（日本時間）にかけて、強めの降雪をもたらした。この例のように、日本海北部に発生するメソスケールの雲渦や雲バンドは、上陸した地点に大雪をもたらす可能性がある。このため、衛星画像の監視によるメソじょう乱の把握と、それに伴う活発な対流雲に注視する必要がある（図 6-2-14）。

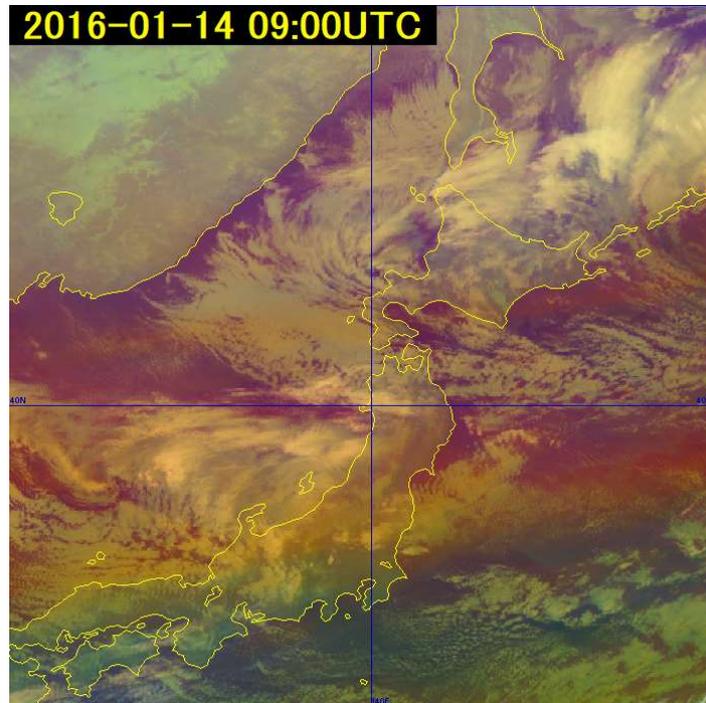


図 6-2-14 Airmass RGB 合成画像（2016 年 1 月 14 日 09UTC）

(2) 冬型の特徴

冬季の日本付近では、シベリアに寒冷な乾燥した高気圧、日本の東に低気圧がある西高東低の気圧配置が代表的である。その高気圧から低気圧に向かって吹く北西の季節風が日本海で顕熱と水蒸気の補給を受けて筋状雲が発生し、日本海側の山沿いに降雪をもたらすのが一般的である。しかし、ときには山沿いよりも海岸や平野部で大雪になることがある。このように、主に山沿いで大雪になる場合を山雪型の大雪、主に海岸や平野部で大雪になる場合を里雪型の大雪と呼ばれる。この節ではそれらに関して、筋状雲の走向と降雪の分布並びに地上天気図の等圧線及び 850hPa の風向との関係を見る。

なお、降雪の分布には筋状雲の走向の他にもいくつかの要素が関連しているが（例えば 500hPa 付近の寒気の強弱・動向等）、衛星画像の特徴である視覚で確認できる筋状雲の走向から記述した。

① 山雪型の大雪 2016 年 1 月 20 日

上層の寒気を中心は北日本にあって日本海は気圧の谷の後面に位置し、下層の寒気移流が顕著で、西高東低の気圧配置で気圧傾度が大きい。日本海の筋状雲の走向は北から南であることが多く、このようなときには強い北西の季節風が吹き、脊梁山脈の風上側で積乱雲が発達して大雪をもたらす（図 6-2-15）。この冬型の気圧配置による降雪は、北陸から山陰地方が中心である。

6. 気象現象の事例

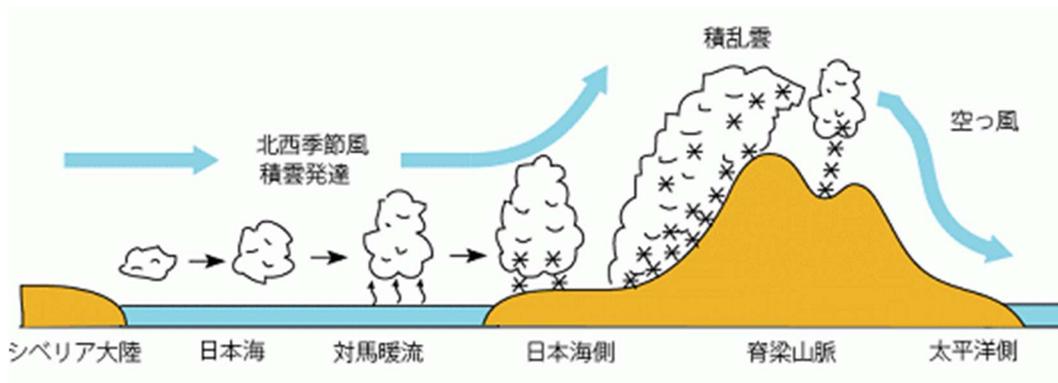


図 6-2-15 山雪型概念図 (松江地方気象台ホームページより)

19日 00UTC に日本海中部にあった低気圧が、20日 00UTC には千島近海に進み、日本付近は冬型の気圧配置が強まり、日本付近の等圧線の走向は南北となった (図 6-2-16)。また、筋状雲の走向は 850hPa の風向とほぼ同じである (図 6-2-17)。

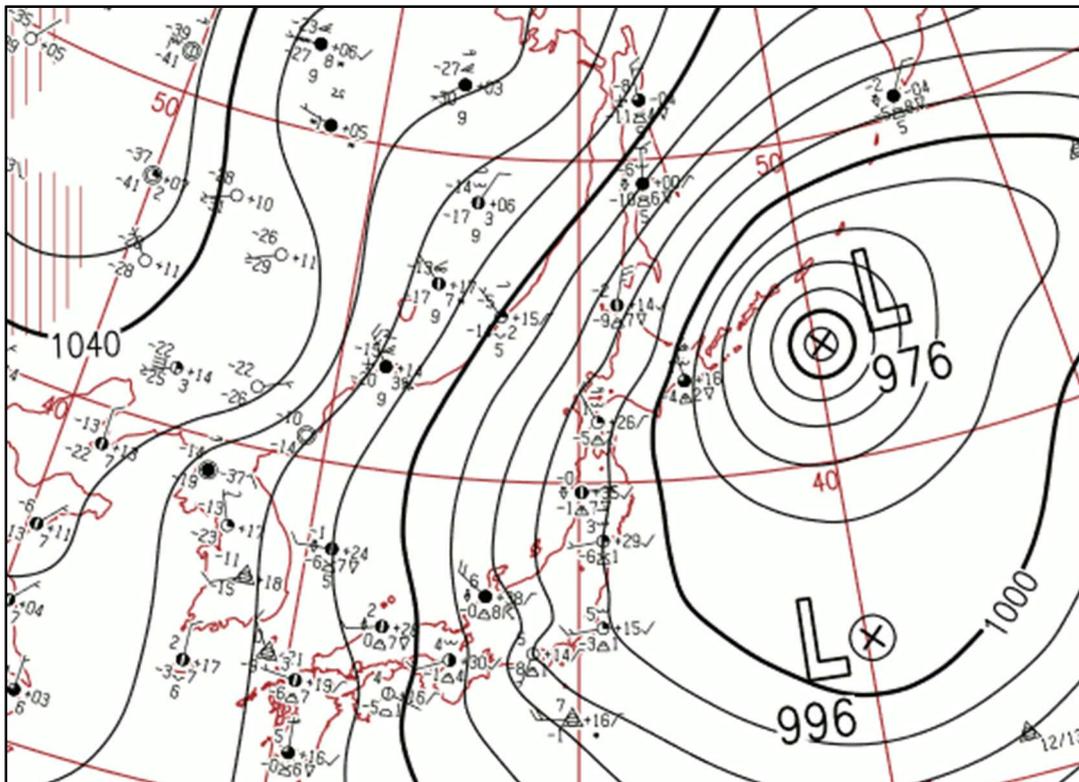


図 6-2-16 地上天気図 (2016年1月20日 00UTC)

20日 00UTC の赤外面像 (図 6-2-18) では、日本海には Cb を含む筋状雲が広がり、一部は関ヶ原、紀伊水道、豊後水道を抜けて太平洋側にも背の高い筋状雲が見られる。

20日 15UTC までの主な 24 時間降雪量の多い地点は、長野県菅平で 42cm、群馬県草津で 41cm などであった (図 6-2-19)。

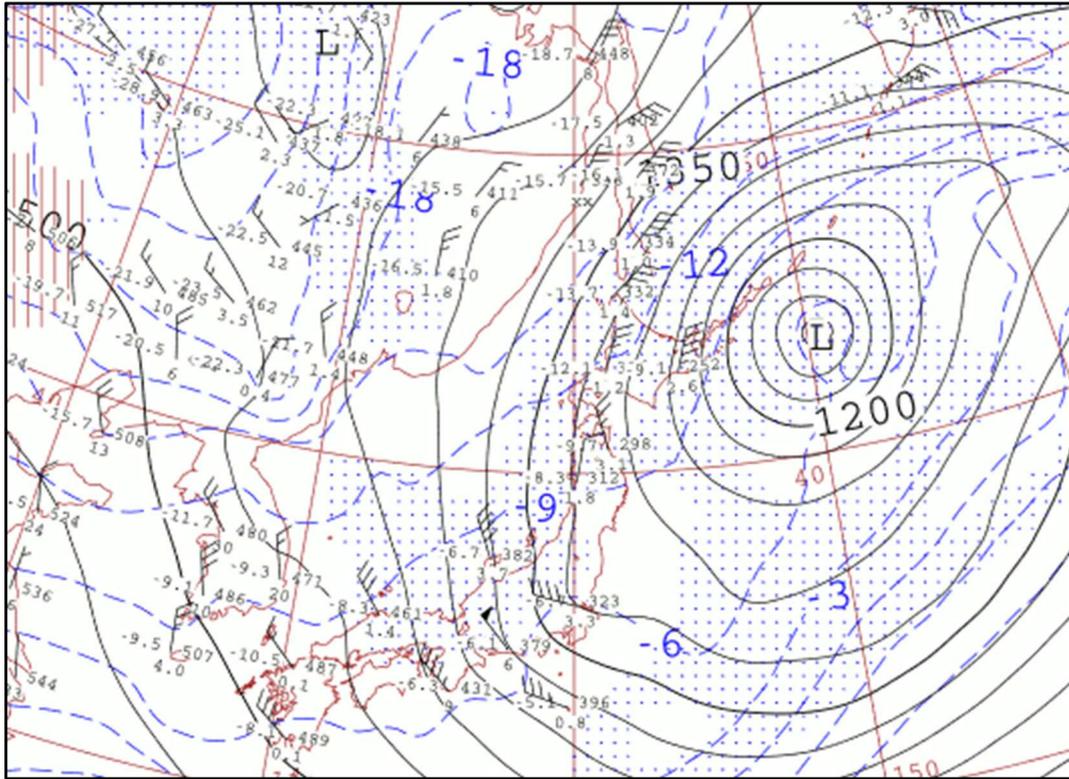


図 6-2-17 850hPa 高層天気図 (2016年1月20日 00UTC)

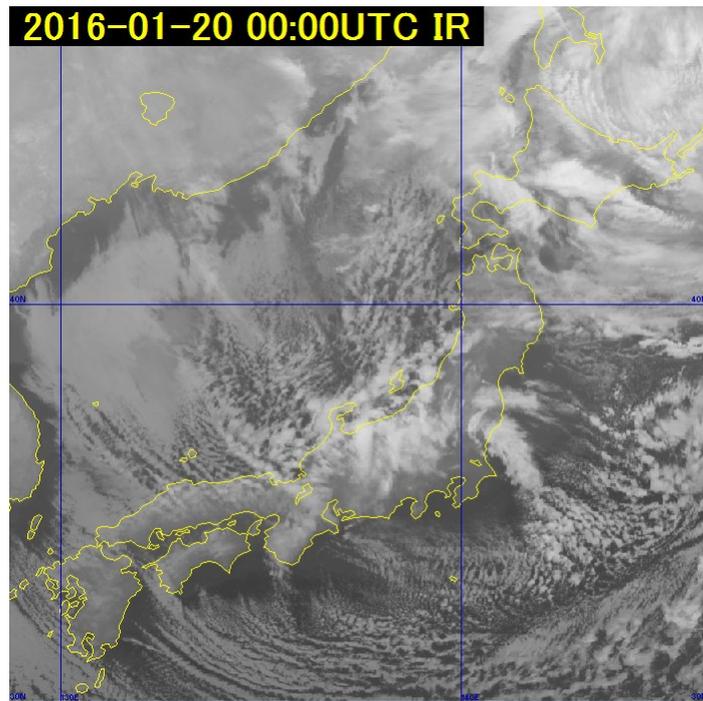


図 6-2-18 赤外画像 (B13) (2016年1月20日 00UTC)

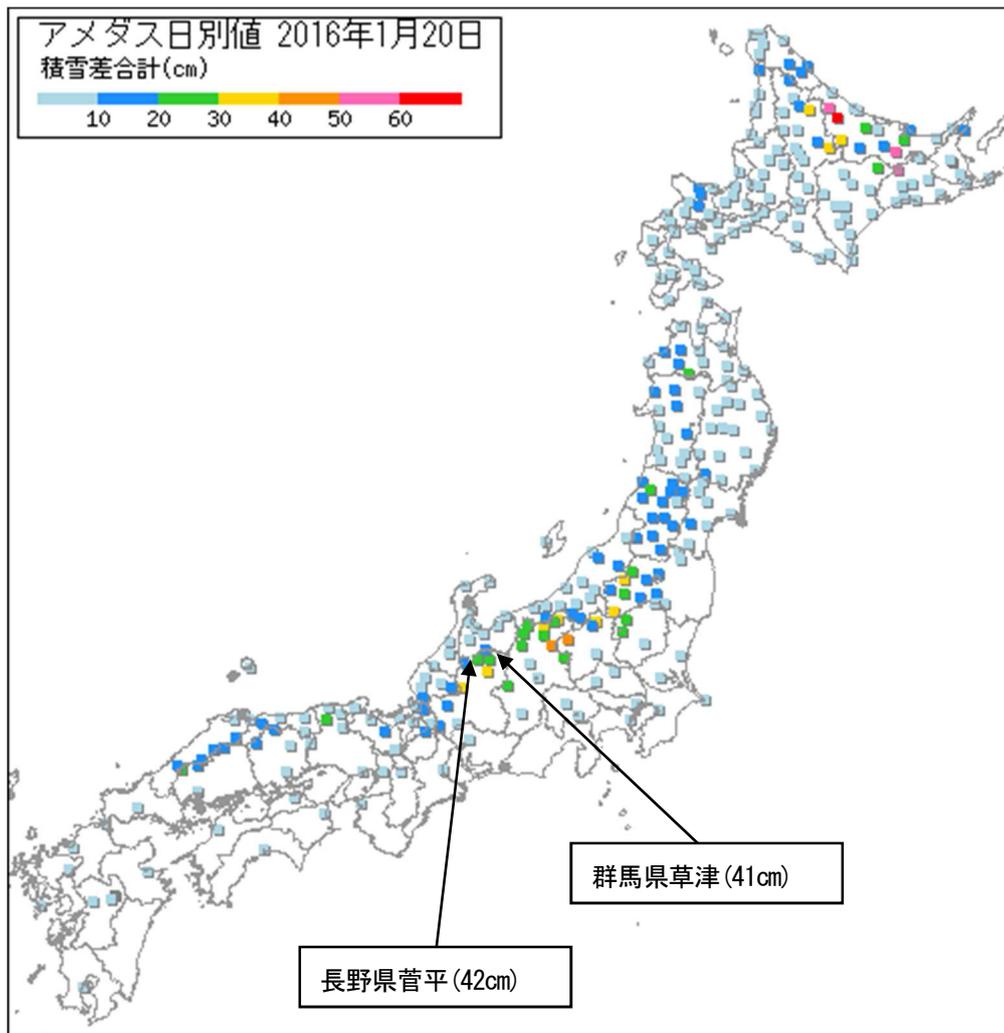


図 6-2-19 アメダスの24時間降雪量分布図

② 里雪型の大雪 2016年2月16日

西高東低の気圧配置だが、上層の寒気を中心は日本海西部にあって、日本海では気圧傾度が比較的緩く、等圧線が袋状になることがあり、地上の季節風は比較的弱い。西高東低の気圧配置による日本海の筋状雲の走向は西から東であることが多く、上層の寒冷渦が日本海に進むことで対流不安定もしくは地上に小低気圧が発生することがある。それにより積乱雲が発達して上陸し、海岸や平野部に大雪をもたらす（図 6-2-20）。この冬型の気圧配置による降雪は、東北地方の日本海側から北陸地方が中心である。

15日 00UTC に日本海北部にあった低気圧が、16日 00UTC には日本のはるか東海上に達し、また、大陸の高気圧の一部が華南方面から張り出し、日本付近は日本海西部に気圧の谷が残る冬型の気圧配置となった（図 6-2-21）。日本海北部の等圧線は北西から南東走向であるが、日本海中・西部では気圧傾度が緩み、等圧線はほぼ東西走向となっている。

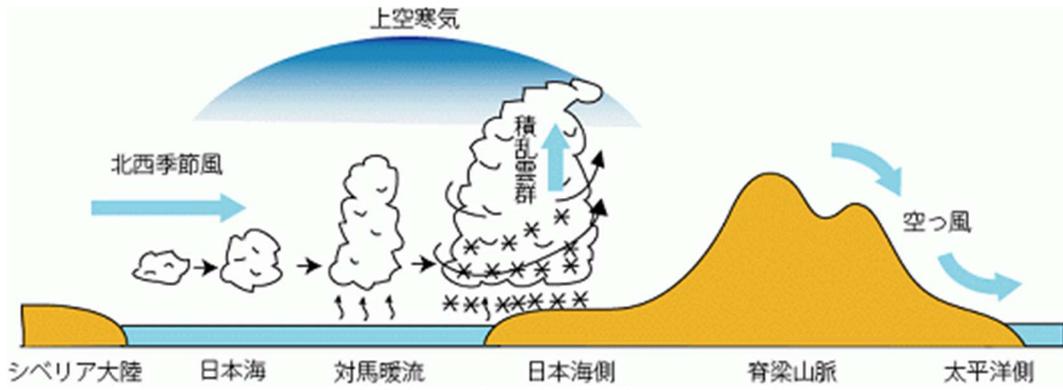


図 6-2-20 里雪型概念図 (松江地方気象台ホームページより)

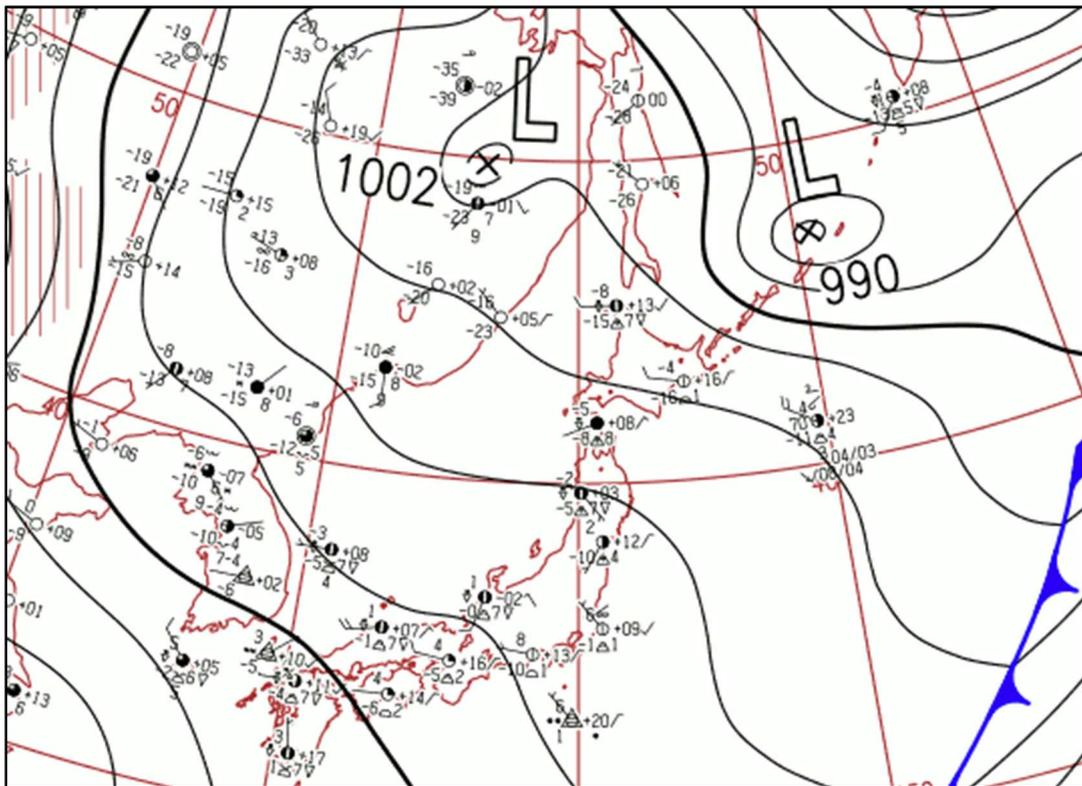


図 6-2-21 地上天気図 (2016年2月16日00UTC)

16日00UTCの赤外画像(図6-2-23)では、日本海西部には東西走向の筋状雲があり、その走向は等圧線や850hPaの風向とほぼ平行となっている(図6-2-22)。筋状雲が上陸している能登半島から東北地方の日本海側にかけてはCuや一部Cgが見られ、この雲域の下では降雪量が多くなっている。

16日15UTCまでの主な24時間降雪量の多い地点は、山形県大井沢で35cm、秋田県矢島で32cmなどであった(図6-2-24)。

6. 気象現象の事例

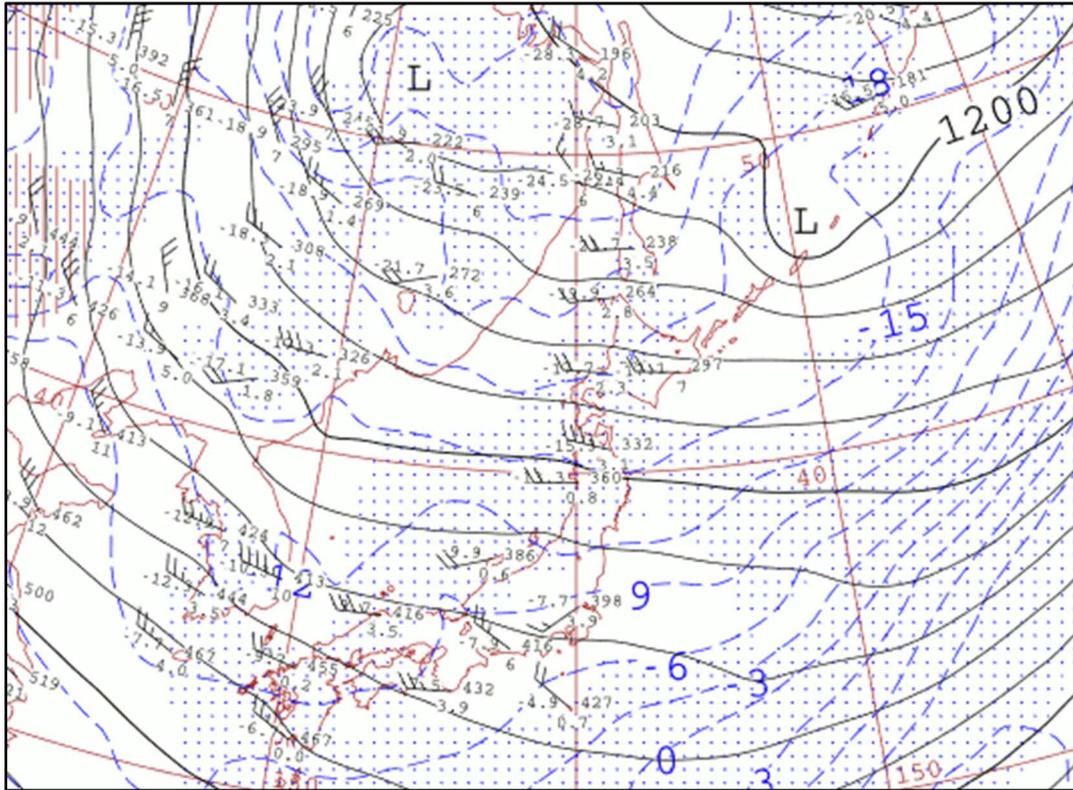


図 6-2-22 850hPa 高層天気図 (2016年 2月 16日 00UTC)

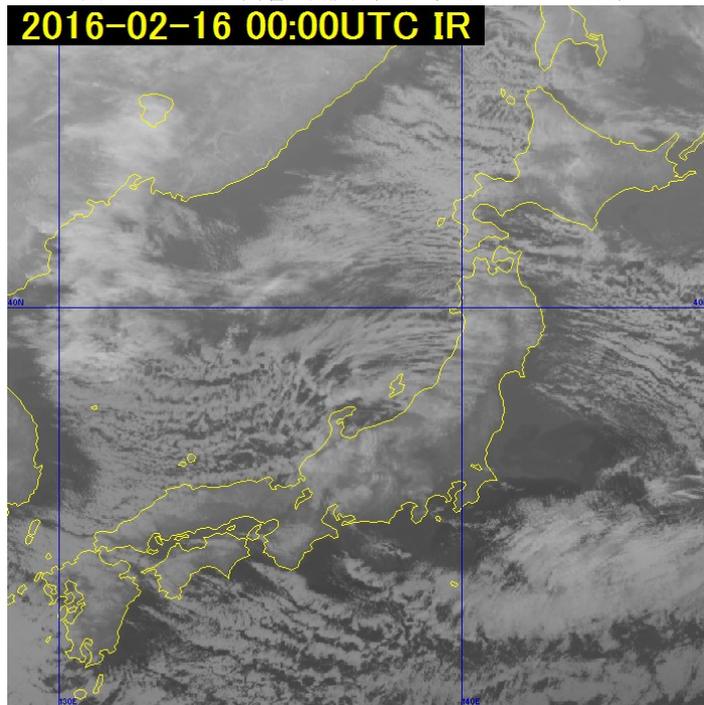


図 6-2-23 赤外画像 (B13) (2016年 2月 16日 00UTC)

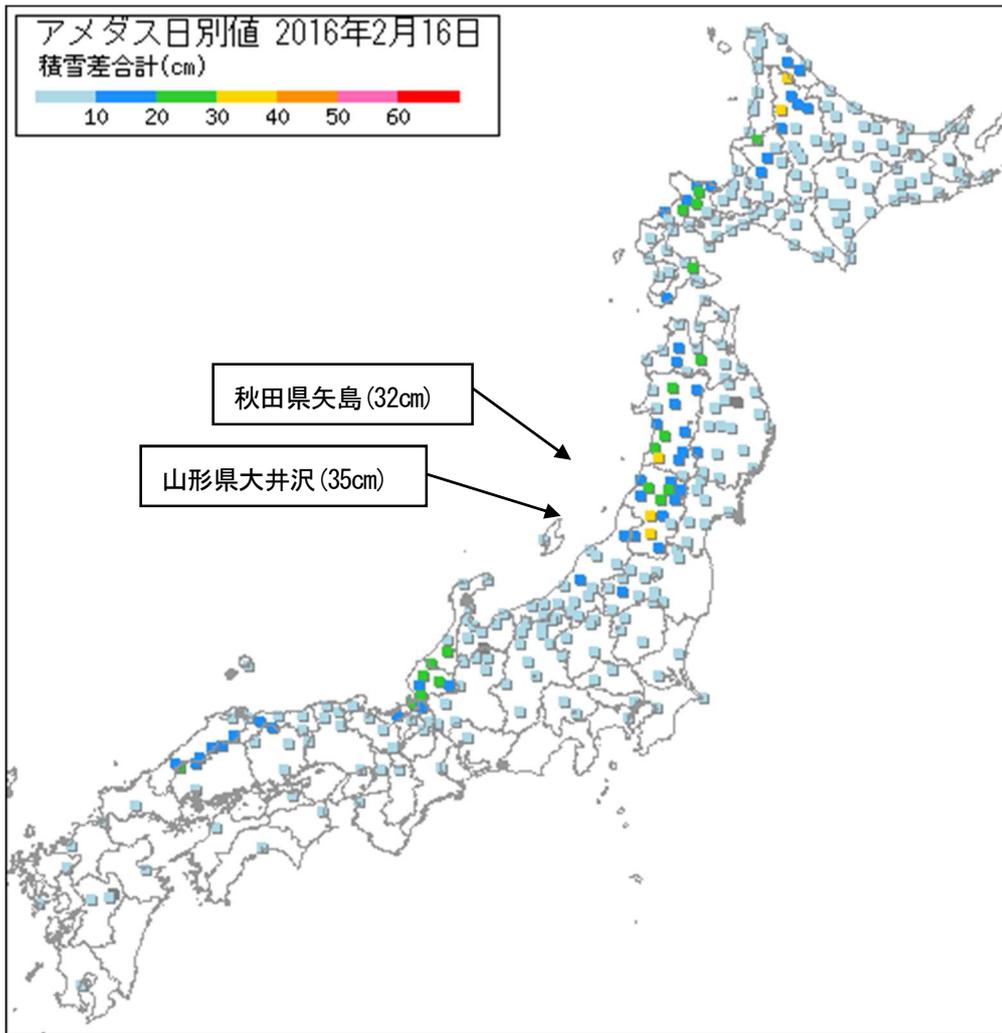


図 6-2-24 アメダスの 24 時間降雪量分布図

参考文献

- 岡林俊雄 (1972) : 気象衛星から見た雪雲と降雪についての研究への利用、気象研究ノート、113、74-106.
札幌管区気象台 (1989) : 北海道西岸に発生する小低気圧の研究、札幌管区気象台技術時報 (別冊 38 号)、137pp.

6.3. 強風

衛星画像から風の情報を得るには、連続する複数の画像を用いて雲のセルを追跡してその移動を計算するのが一般的であるが、その他、強風に伴い特徴的な雲パターンが現れることがある。例えば「寒気の吹き出しに伴い出現する対流雲が、筋状の形状を持つ対流雲列となると地上の風速は 20kt 以上となる (気象衛星課 : 1976)。」、「山脈の風下側に波状雲が出るようになると、山頂付近で 20kt 程度以上の風速がある。また、波状雲の雲列の間隔は風速に比例し、風速が強いと雲列の間隔が広くなる (小花 : 1983)。」等の報告がある。

この節では、寒候期の冬型における寒冷前線通過時の強風の例から下層の風に関する情報の抽出例を示す。

6. 気象現象の事例

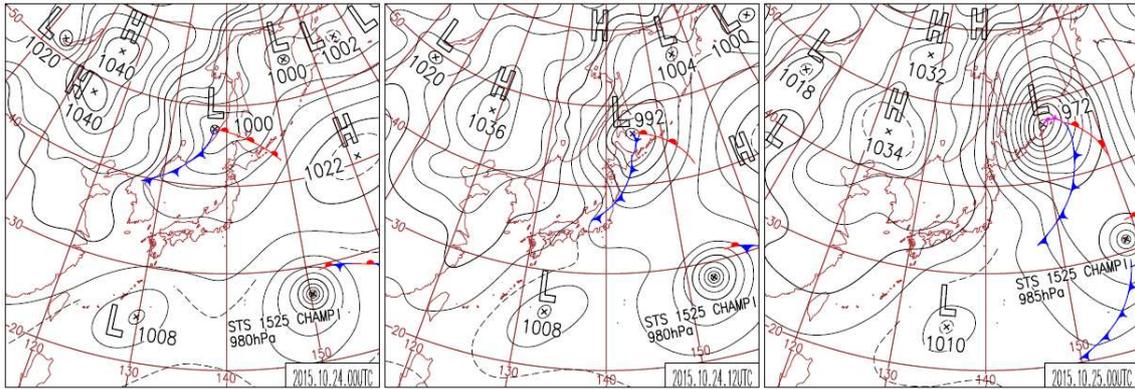


図 6-3-1 地上天気図 (左から 2015 年 10 月 24 日 00UTC、24 日 12UTC、25 日 00UTC)

6.3.1. 寒冷前線通過時の強風

2015 年 10 月 24 日から 25 日にかけて、沿海州付近にあった低気圧が急速に発達（中心気圧は 24 時間の 1 日で 28hPa 下降）しながら北海道の北を通過した。このため、日本付近は冬型の気圧配置となり、東京では 24 日 23 時 54 分に最大瞬間風速 13.3 メートル（北北西）を観測し、気象庁は「24 日に東京地方で木枯らし 1 号が吹いた」と発表した。

(1) 寒冷前線が日本海にある場合

24 日 00UTC の地上天気図（図 6-3-1）を見ると、沿海州付近に地上低気圧があり、寒冷前線が朝鮮半島北部にのびている。この時点では、寒冷前線は日本からかなり離れたところに解析されている。図は省略するが、この時点では寒冷前線に対応する雲域は、まだ組織化されておらず、衛星画像からは対応する雲域が見られなかった。

ここでは、日本海側にある寒冷前線に注目する。図 6-3-2 は、前述の説明から 9 時間後の赤外画像である。日本海側にのびる寒冷前線対応の雲域が明瞭化し、秋田県付近から山陰沖へと伸びる Cb-Cu ライン（A-B）として解析できる。この Cb-Cu ラインは、30~35kt で東南東～南東進している。寒冷前線後面にあたる日本海中部には、まだ寒気に伴う明瞭な筋状の対流雲域は発生していないが、日本海北部には寒気に伴う筋状雲が見られる。

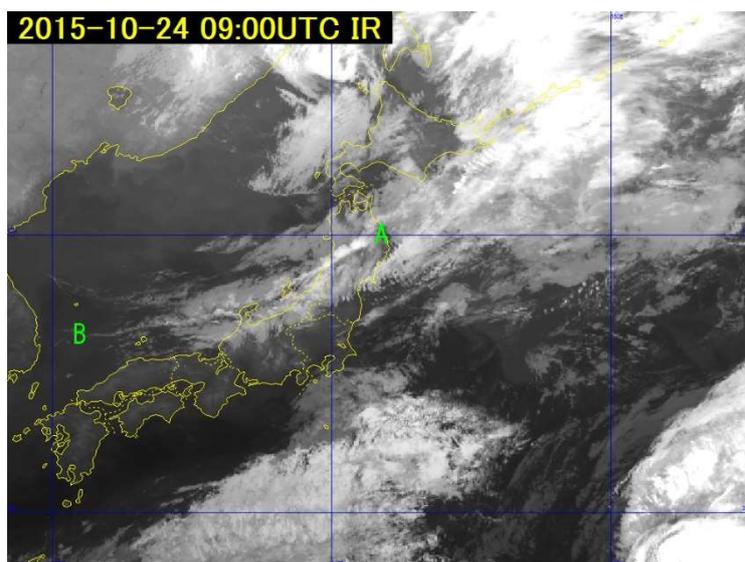


図 6-3-2 赤外画像 (2015 年 10 月 24 日 09UTC)

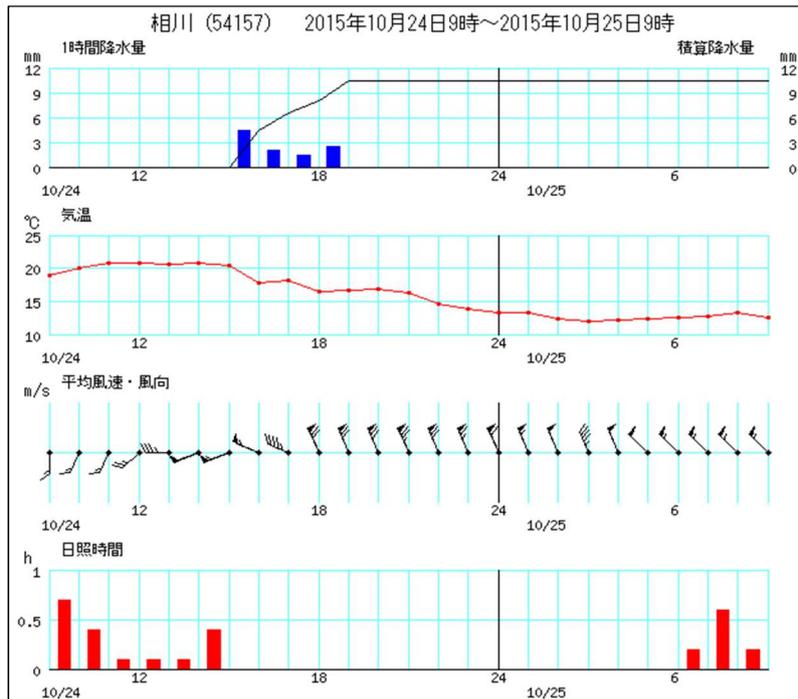


図 6-3-3 相川（新潟）のアメダス時系列図（2015年10月24日00UTC～25日00UTC）

Cb-Cu ラインの動きから、寒冷前線後面では西北西～北西の強風が推定される。この時の相川（新潟）のアメダス時系列図（図 6-3-3）を見ると、風向・風速・気温に2回の変化が見られる。

1. 風向が西南西から西北西に変化し風速が強まり、気温が下降した 07UTC（16時）頃
2. 風向が西北西から北北西に変化し風速が強まり、気温が下降した 09UTC（18時）頃最大瞬間風速 20.8m/s（40kt 北北西）が観測されたのは 0848UTC（17時48分）であることから、衛星画像から見られる Cb-Cu ラインに対応した変化は後者と考えられる。また、最大風速 15.9m/s（31kt 北北西）が観測されたのは 1128UTC（20時28分）であり、この風速は、Cb-Cu ライン（A-B）の移動速度（30～35kt）とほぼ一致している。

(2) 寒冷前線が内陸部にある場合

Cb-Cu ラインは脊梁山脈を越える時に不明瞭となり、内陸部では衛星画像から前線の位置を特定するのは難しくなった。ここでは、アメダスの時系列図により関東地方の前線通過時刻を推定する。東京のアメダス時系列図を図 6-3-4 に示す。図では1時間毎の値をプロットしてあるが、10分毎の値を見ると、24日 1230UTC（21時30分）には風向の変化（西南西→西北西）が見られる。また、風速は風向が西北西に変わってからも弱まる傾向だったが、1350UTC（22時50分）に 0.4m/s（1kt）だったものが 1510UTC（25日 00時10分）には 9.2m/s（18kt）に強まった。気温は日中をピークに夜間から朝方にかけてゆっくりと低下傾向で、前線通過による顕著な変化は見られなかった。このような地上実況から考えると、寒冷前線が東京付近を通過したのは24日 1230UTC（21時30分）前後と推定される。この事例の東京の場合、前線が通過したと思われる時間から風が強くなるまでに2～3時間の時間差があった。

6. 気象現象の事例

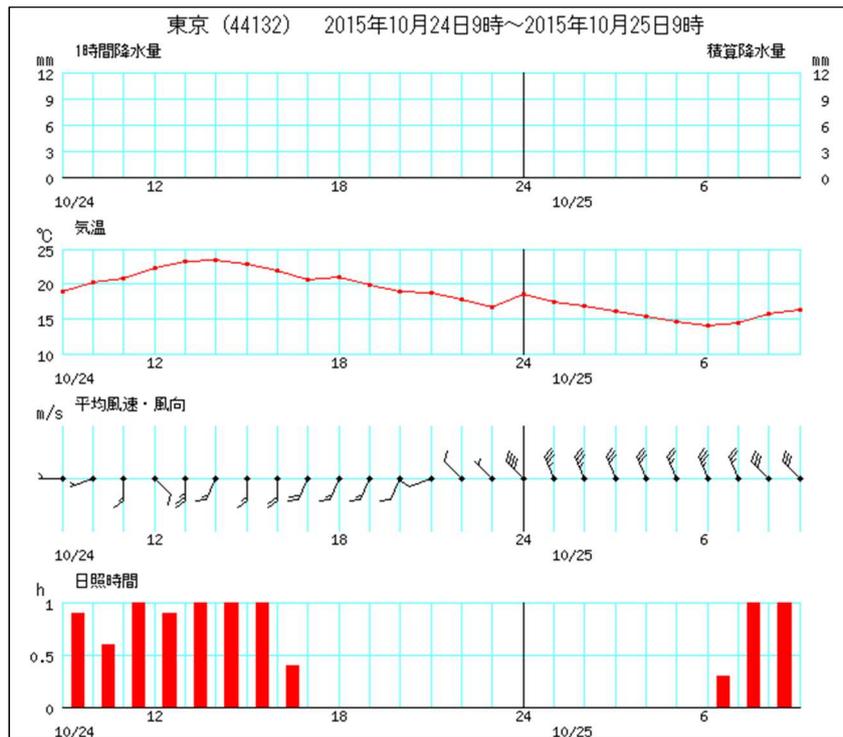


図 6-3-4 東京のアメダス時系列図 (2015年 10月 24日 00UTC～25日 00UTC)

この時刻に近い 12UTC の赤外画像 (図 6-3-5) から寒冷前線通過直前の特徴を見てみる。日本海側にかかっていた対流雲列は上陸し不明瞭となっている。しかし、海上ではそのまま追跡が可能であり、図中では A-B 付近に達している。日本海北部では、寒気に伴う筋状雲が発達・拡大しており寒気の流入を示唆している。また、佐渡島付近や中部地方、日本の東海上などに波状雲が見られ、上空の強風が推測される。

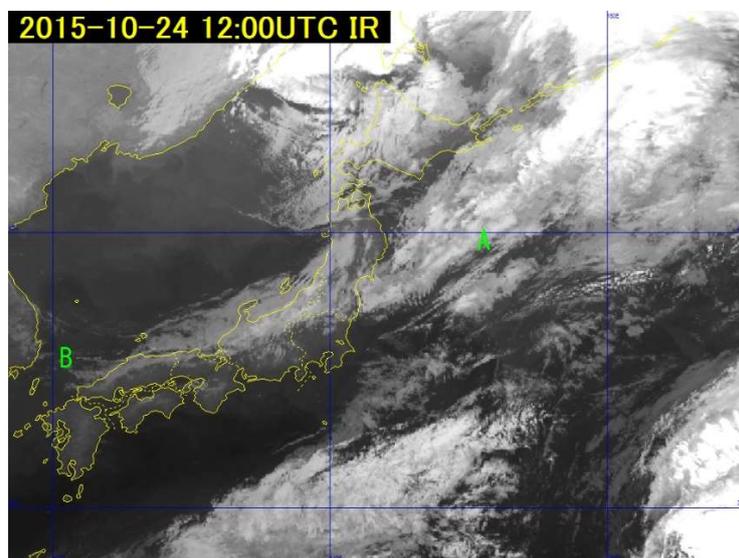


図 6-3-5 赤外画像 (2015年 10月 24日 12UTC)

波状雲の雲列の間隔は風速に比例するので、その間隔から風速を推定することができる (「3.7 波状雲 Lee wave cloud」参照)。今回の事例では佐渡付近で発生している波状雲について、G.A.Corby (1957) による関係式

$$\text{風速 } U \text{ (m/s)} = 1.7\lambda \text{ (km)} + 4.8$$

を使うと、風下側の波長 λ (km) を求めることで、風速 U (m/s) を推定できる。

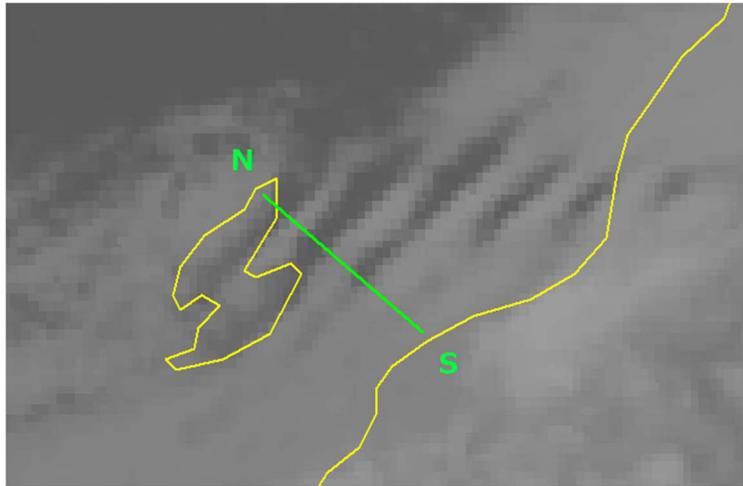


図 6-3-6 赤外画像 (2015年10月24日12UTC)
佐渡島付近を拡大 (黄緑の線 N-S は断面を測定した場所)

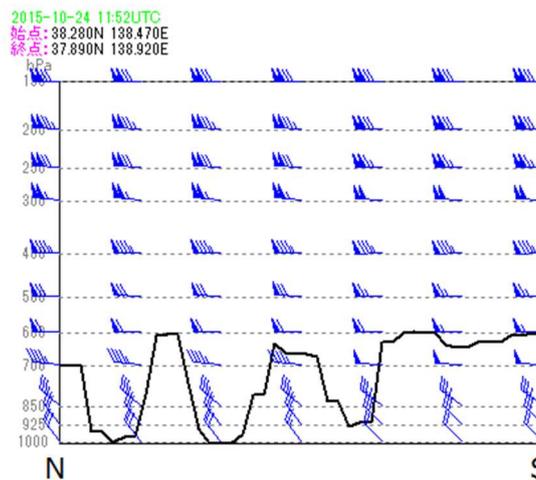


図 6-3-7 前図の線 N-S に沿った断面図 (2015年10月24日12UTC)
黒実線：輝度温度を同時刻の初期値による GSM の気温から気圧に変換したもの、
青い矢羽根：同時刻の初期値による GSM の風向風速 (kt)

波長は断面図 (図 6-3-7) で、輝度温度から推定される気圧を示す黒い線の山から山または谷から谷の距離を測定すればよい。同時刻の赤外画像 (図 6-3-6) では灰色の帯と帯の間の距離を測定すると約 15km となった。この値を関係式に代入すると、風速は 30.3m/s (59kt) と推定される。この値は、断面図において推定される波状雲の雲頂高度 (約 600hPa) の GSM の風速 60kt とおおむね一致している。

(3) 寒冷前線が太平洋上に抜けた場合

日本列島を前線が通過した後の 25 日 00UTC の赤外画像 (図 6-3-8) を見ると、関東地方の内陸部では脊梁山脈の影響を受け冬型特有の晴天域となっている。一方、北海道や東北地方では寒気と強風の影響を受け、日本海側から太平洋側に吹き抜ける筋状の対流雲列となっている。この時の対流雲セルの移動は日本海側の秋田沖で南東へ 25~30kt、太平洋側の三陸沖では南東へ 40~45kt であった。この風向・風速は GSM の下層 850hPa 付近の風向・風速とおおむね一致している。

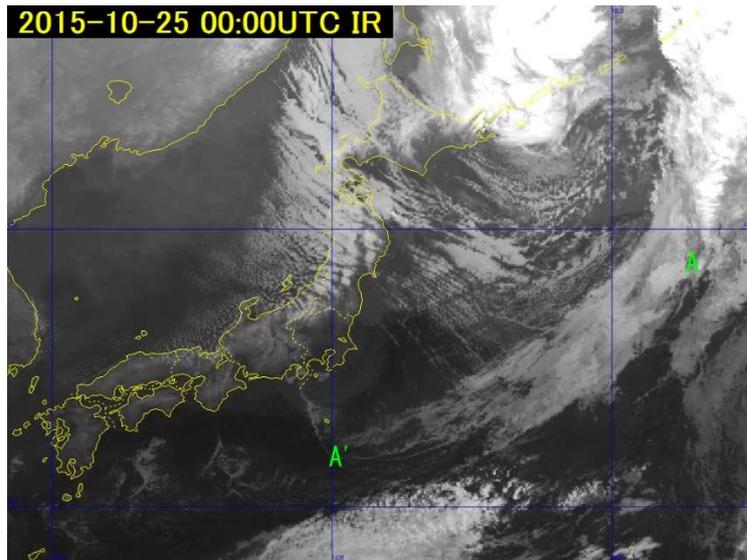


図 6-3-8 赤外面像、A~A'は衛星画像から解析した前線の位置（2015年10月25日00UTC）

6.3.2. 画像から見られる強風時の着目点とその利用

- (1) 寒気の吹き出しに伴い出現する Cu は、地上の風速が 20kt 以上となると筋状の形状を持つようになる。この筋状雲の個々のセルの移動を求め下層風を算出し、陸上や海上の風速を推定することができる。また、筋状雲の走向は地上や海上の風向に平行な雲列として形成されるため、筋状雲の走向から風向を推定することができる（気象衛星課：1976）。
- (2) 山脈の風下側に発生する波状雲は、山頂付近では 20kt 程度以上の風速がある。波状雲の雲列の間隔は風速に比例し、風速が強い程、波状雲の雲列の間隔は広くなるので、その間隔から風速を推定することができる（小花：1983）。

参考文献

気象衛星課(1976)：予報と解析への気象衛星資料の利用、105.

小花隆司(1983)：地形の影響による特殊雲、気象衛星ひまわりによる雲画像の解析とその利用、気象衛星センター、251-254.

Corby,G.A.(1957)：A Preliminary Study of Atmospheric Waves using Radiosonde Data, Q.J.Ror.Met.Soc., 83, 49-60.

6.4. 霧

6.4.1. 霧の一般的な特徴

気象衛星による観測では、上空から雲域を観測するため、雲底が地面に接している場合（霧）と接していない場合（層雲）の区別はできない。このため気象衛星画像の雲解析では、通常は両者を一括し霧（あるいは St）として扱っている。以下に、その特徴を述べる。

霧は、赤外面像で暗灰色またはさらに暗い色調で表される。雲頂が低く周囲の地表（海表）面と温度差が小さいため、赤外面像から霧域を特定することは難しい。強い接地逆転が起きている時に存在する霧は、雲

頂温度が霧の無い周囲の地表面温度より高くなり、赤外面像では地表面より黒く見えることから「黒い霧 (Black Fog)」と呼ばれる。

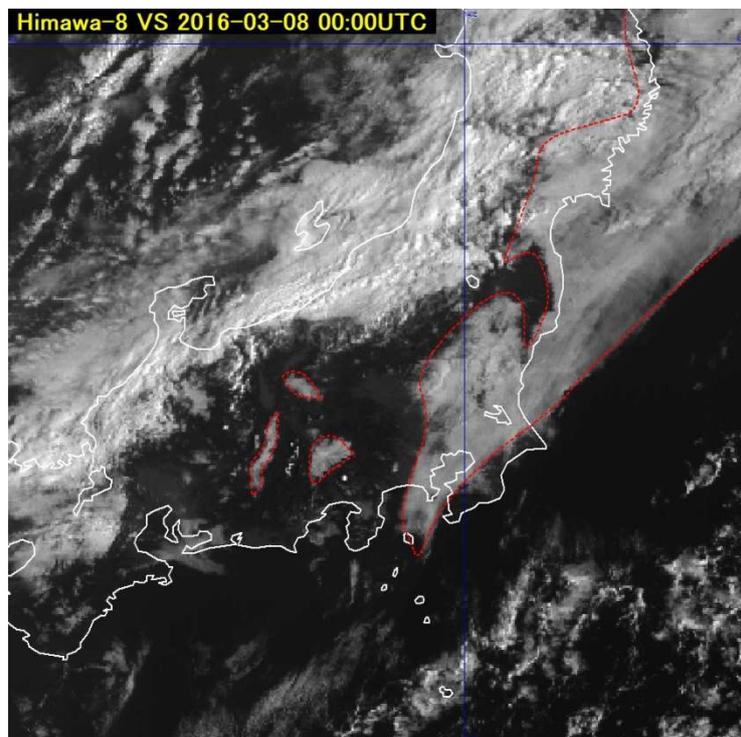
霧は、可視画像で灰～白色の雲域として見られる。霧域の雲頂表面は滑らかで一様である。雲頂高度はほぼ一定で、内陸に存在する霧域の境界は地形の等高線に沿った形状を示すことが多い。厚い上層雲や中層雲に覆われていない限り、可視画像による霧域の特定は容易である。下が透けて見える薄い上層雲に覆われている場合も霧の識別は概ね可能であるが、粒状の上層雲が覆った時は霧域の表面にその影を落とすため、ごつごつした対流性の雲と見誤ることがある。一般に霧の動きは遅く形状の時間変化も緩やかなので、霧の判別には動画による動きや形状の変化を確認することも有効である。

霧の厚さは一般に数百メートル以下なので、霧の厚さより高い山や丘などの障害物に遮られ、障害物の風下側に霧のない切れ間が現れることがある。このことから、その場所のおおよその風向を推定することができる。

6.4.2. 日中の霧 (陸上と海上の霧)

図 6-4-1 には、2016 年 3 月 8 日 00UTC の可視画像 (B03) に同時刻の地上気象観測データを重ね合わせて示した。また図 6-4-2 には、同時刻の Natural color RGB 合成画像を示した。これらの画像を見ると関東地方や山梨県、長野県の所々と関東の沿岸から三陸沖にかけてバール状の白い雲域 (図 6-4-1 の破線に対応) が見られ、これが霧を含む下層雲域である。関東地方北部や山梨県、長野県の霧は、夜間の放射冷却により発生する「放射霧」で、関東沿岸から三陸沖にかけての霧は、暖湿流の流入による「移流霧」である。また関東地方南部の霧は、「放射霧」と「移流霧」が混合した霧である。

関東地方北部や山梨県、長野県で発生した「放射霧」は、陸上の夜間における放射冷却による気温の低下で発生する。このため、谷や盆地などの地形に沿って発生することが多い。また霧域は時間の経過と共に同じ位置で拡大していく。朝になって太陽光が当たり始めると、霧域は急速に消散する特徴がある。



6. 気象現象の事例

図 6-4-1 可視画像 (B03) (2016年3月8日 00UTC)

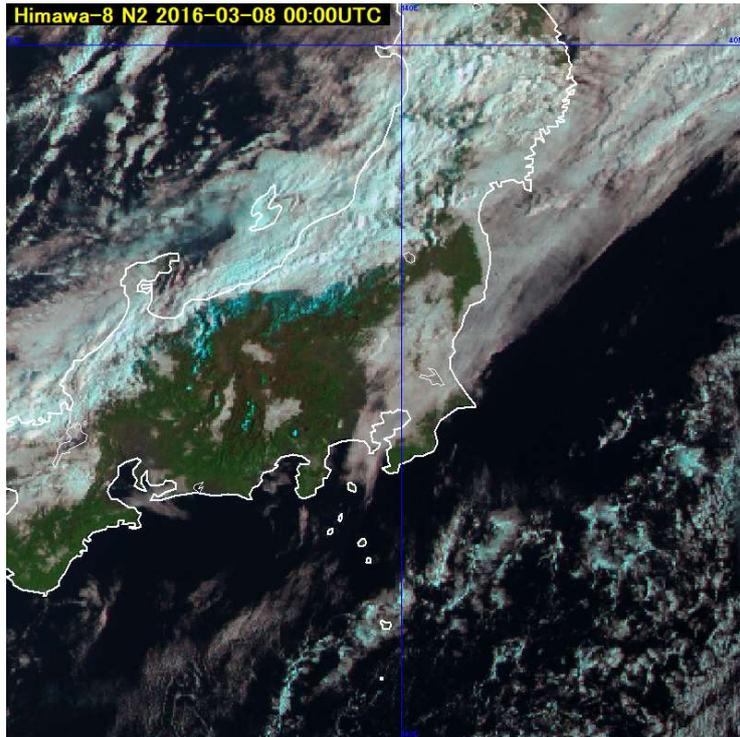


図 6-4-2 Natural color RGB 合成画像 (2016年3月8日 00UTC)

一方、関東地方の沿岸から三陸沖にかけての「移流霧」は、朝になって太陽光が当たり始めても急速には消散しない。時系列の衛星画像から霧域の時間変化を見ると、霧域の濃淡の様子が時間の経過と共に北上していることがわかる。この事例 (2016年3月8日 00UTC) では、冷たい海水の上に、南西からの暖かい湿った空気が入り下層大気が飽和・凝結して霧が発生したと考えられる。図 6-4-3 には 2016年3月8日 00UTC の地上天気図、図 6-4-4 には、数値予報 MSM925hPa の風と気温分布を、図 6-4-5 には海面水温の分布を示した。関東の東海上から三陸沖にかけての霧は、南西からの暖湿流の流入域と海面水温の低い領域が重なった領域で発生している。

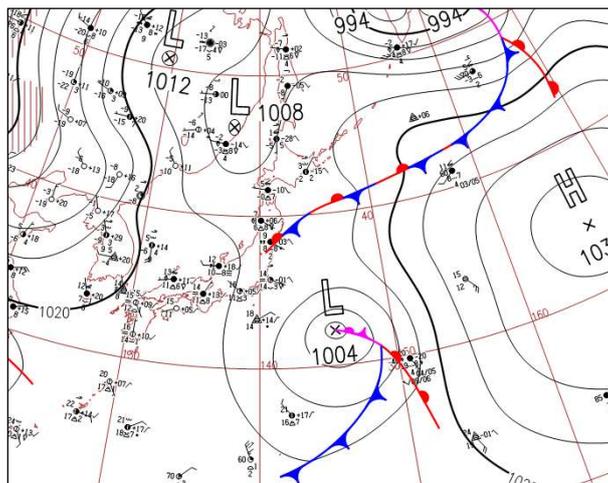


図 6-4-3 地上天気図 (2016年3月8日 00UTC)

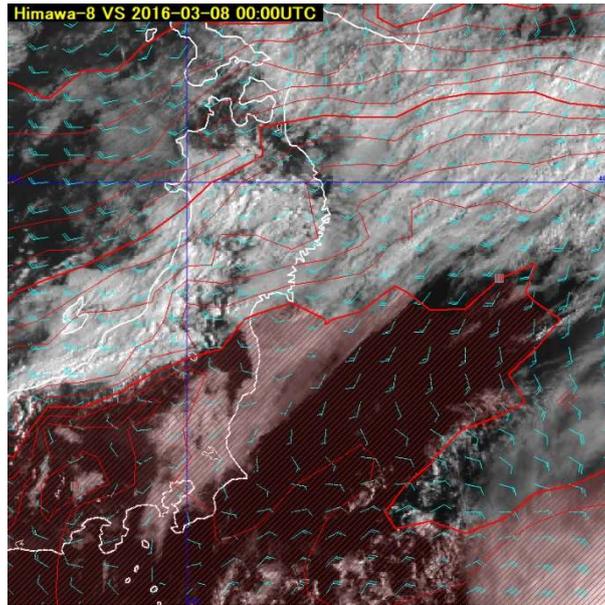


図 6-44 可視画像 (B03) (2016年3月8日00UTC)
925hPa 風と気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、斜線の領域は 10°C以上を示す

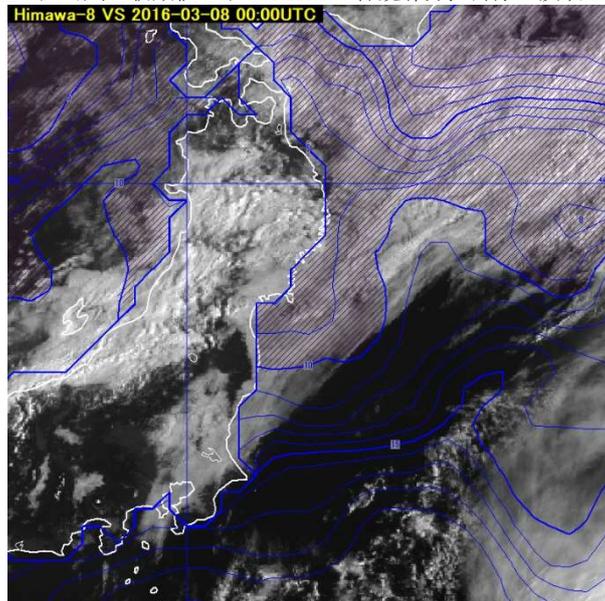


図 6-45 可視画像 (B03) (2016年3月8日00UTC)
同日の海面水温、斜線の領域は 10°C以下を示す。

6.4.3. 夜間の霧

夜間の霧は、ひまわり 6号や7号では、通常 3.8 μm (ひまわり 8号では B07に相当) と 10.8 μm (ひまわり 8号では B13に相当) の差分画像が利用されてきたが、ひまわり 8号では Night microphysics RGB 合成画像が見やすく便利である。

6. 気象現象の事例

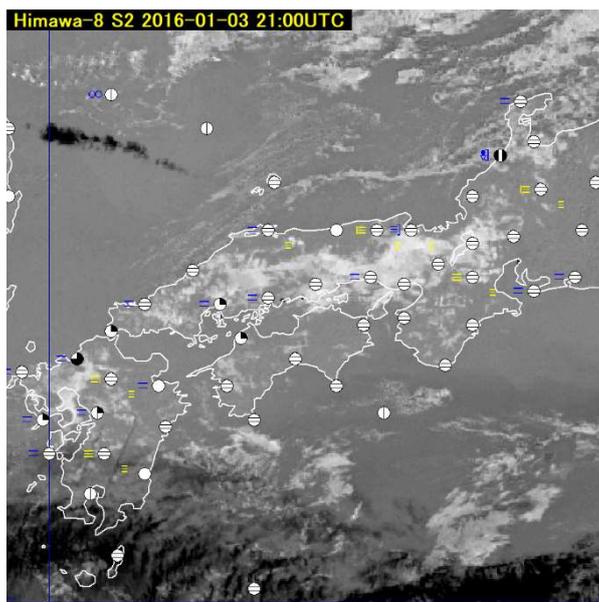


図 6-4-6 西日本各地に発生した夜間の霧
B07-B13 差分画像 (2016年1月3日 21UTC)

図 6-4-6 には、B07 (3.9 μm) と B13 (10.4 μm) の差分画像 (2016年1月3日 21UTC) と同時刻の地上気象観測データを重ねて表示した。西日本の各地には白く表示された領域があり、地上気象観測では所々で霧を観測している。

一方、図 6-4-7 には同時刻の Night microphysics RGB 合成画像を示した。Night microphysics RGB 合成画像では、西日本の各地に広がる霧は青緑色に表示されていてわかり易い。この RGB 合成画像は、ひまわり 8 号の赤外バンド B15 (12.4 μm) と B13 (10.4 μm) の差分、B13 (10.4 μm) と B07 (3.9 μm) の差分、そして B13 (10.4 μm) 画像を利用して、B07 (3.9 μm) と B13 (10.4 μm) の差分画像よりも多くの情報を含んでおり、夜間の霧や下層雲の監視に有効である。

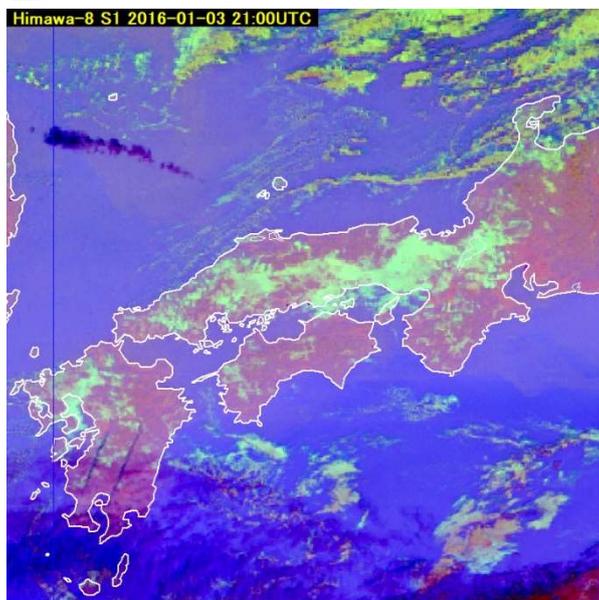


図 6-4-7 西日本各地に発生した夜間の霧
Night microphysics RGB 合成画像 (2016年1月3日 21UTC)

6.5. 下層雲

6.5.1. 下層雲の一般的な特徴

衛星画像において、「下層雲」と記述する場合は、2.2で述べたようにCu、Sc、Stを指す。これらの下層雲は、それだけでは顕著な気象災害を引き起こすものではないこと、赤外画像での識別が難しいことから、その判別には余り注意が払われてこなかったが、近年は天気予報における晴曇の判別に利用されるため、衛星画像による下層雲の識別が注目されている。

下層雲は、可視画像では灰色～白色の雲域として、赤外画像では灰色の雲域として見られる。形状の特徴に着目すると、海上では対流性の下層雲が現れることが多く、可視画像で房状または団塊状をした雲細胞が集合して広範囲に広がって見られる。赤外画像では空間分解能の関係から個々の雲細胞の境界が明瞭でなくなり、滑らかな表面を持った一様な雲域として見られる。陸上では層状性の下層雲が現れることが多く、可視・赤外画像共に滑らかな表面を持つ広範囲な雲域として見られる。衛星センター（1998）によると、同程度の雲頂高度を持つCuとScの区別は、Cuの方が形状や階調の変化が速いことから両者の区別が可能であるとしている。

6.5.2. 海上の下層雲

図6-5-1は、2016年1月21日03UTCのひまわり8号の可視画像（B03）を示した。海上には広範囲に発生した下層雲が見られる。冬季の海上ではオープンセルやクローズドセルなどセル状雲が発生しやすい。日本の東海上にはCuやCgからなるオープンセルがある。一方、北海道南東海上にはクローズドセルがあり、これは寒気の弱まりにより筋状の対流雲の対流活動が衰え、雲が水平方向に広がってScへ変質したものである。寒気が強いオープンセル領域のCuやCgに比べ、Scの方が雲域は水平に広い。

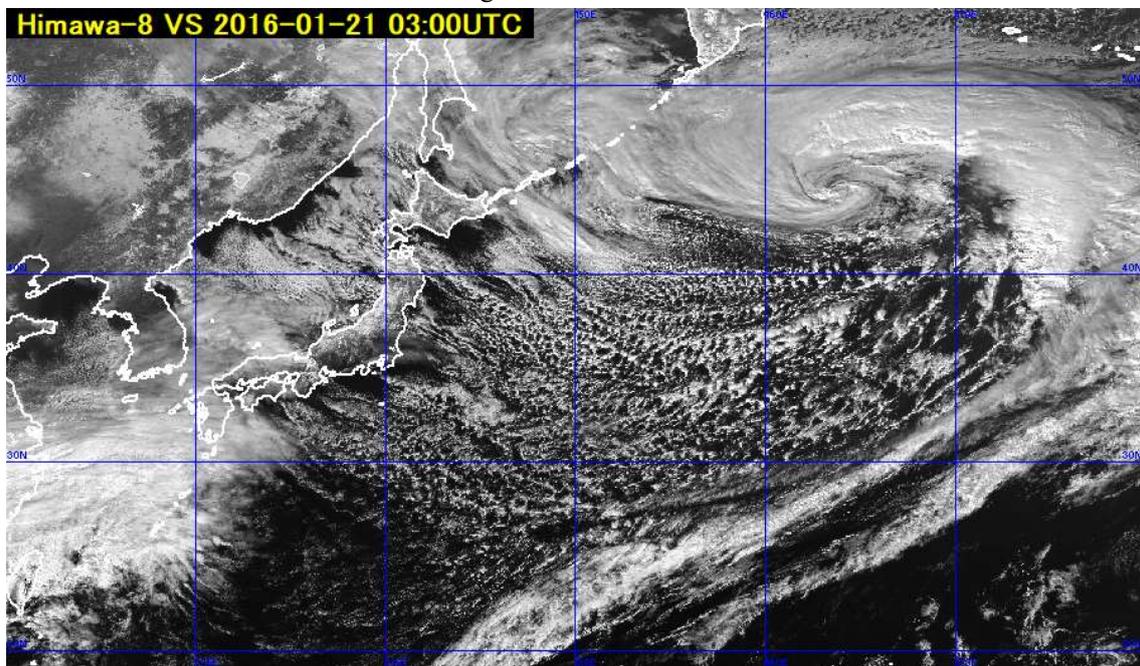


図 6-5-1 海上の下層雲 可視画像 (B03) (2016年1月21日0300UTC)

6. 気象現象の事例

6.5.3. 大陸や南シナ海の下層雲

図 6-5-2 には、2016 年 2 月 20 日に大陸や南シナ海で大規模に発生した下層雲の例（可視画像（B03）及び赤外画像（B13））を示した。大陸や東シナ海に広範囲に広がる雲域が下層雲（St、Sc）である。大陸や東シナ海では冬～春にかけて、しばしば広範囲に下層雲が発生することがある。

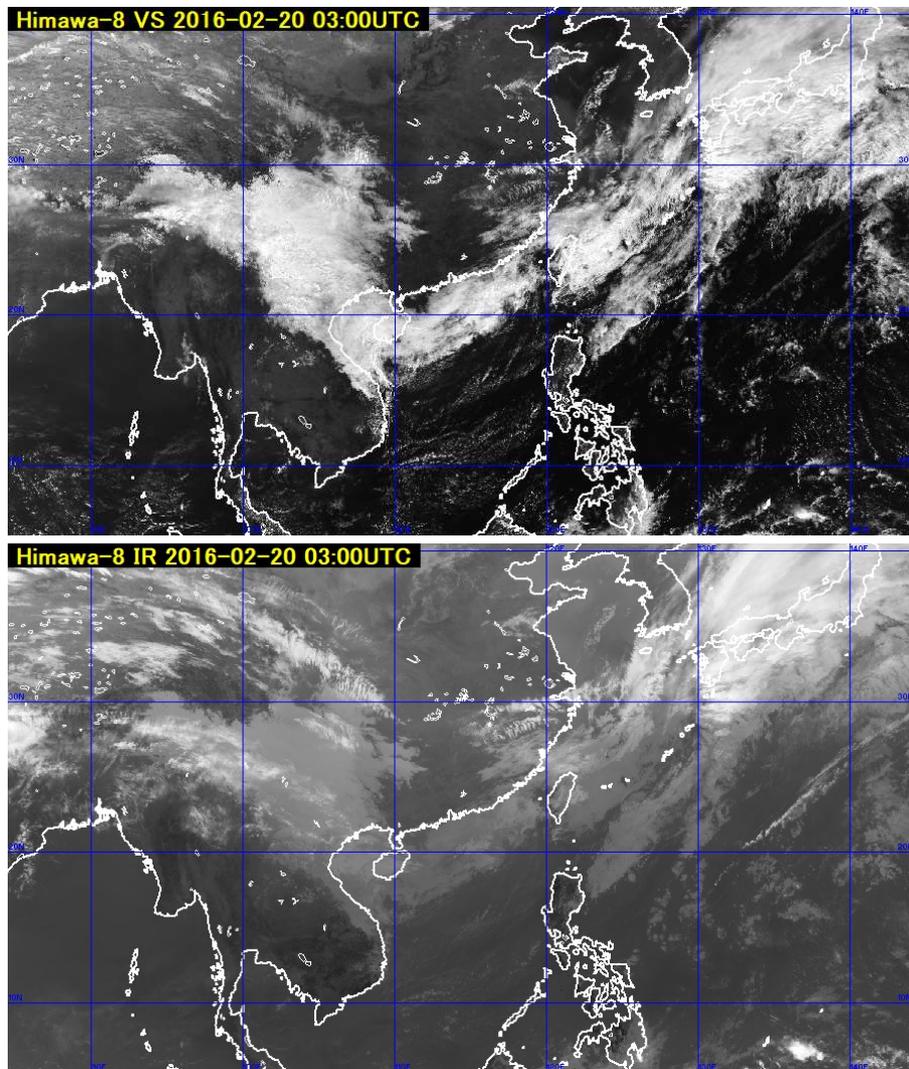


図 6-5-2 中国大陸の下層雲（2016 年 2 月 20 日 0300UTC）
上：可視画像（B03） 下：赤外画像（B13）

6.5.4. 日本付近の特徴的な下層雲

(1) やませ

やませは、初夏から盛夏にかけて北日本の太平洋沿岸に吹く冷たく湿った東または北東風を指す。この冷気流は、霧や層雲を伴い、時には霧雨を降らせ日射を遮る（図 6-5-3 卜蔵、1995）。

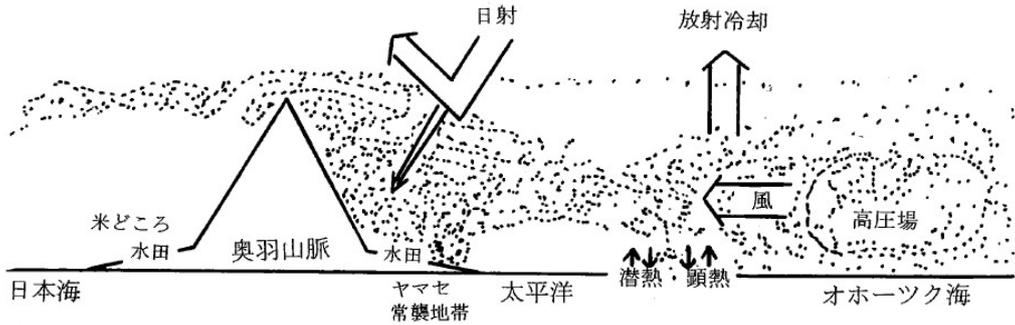


図 6-5-3 やませの概念図 (ト蔵, 1995 より)

衛星画像では、やませは三陸沖から北日本・東日本の太平洋沿岸に広がる St や Sc として認識できる。図 6-5-4, 図 6-5-5 は、オホーツク海に中心を持つ高気圧から吹き出す東～北東の風により、北海道の南東岸や東北地方の太平洋側沿岸は St や Sc に覆われていて、これがやませに伴う下層雲である。下層雲は北海道・東北地方の太平洋沿岸から内陸に広がっているが、山地に遮られて風下の日本海側へは広がっていない。

やませの下層雲は、海上に広範囲に連続的に広がるのではなく、沿岸近海から陸上に限られている。これは、やませの下層雲が沿岸近くで形成されたことを示唆している。可視画像での雲域の輝度は、海上よりも陸上の方が明るいという特徴がある。

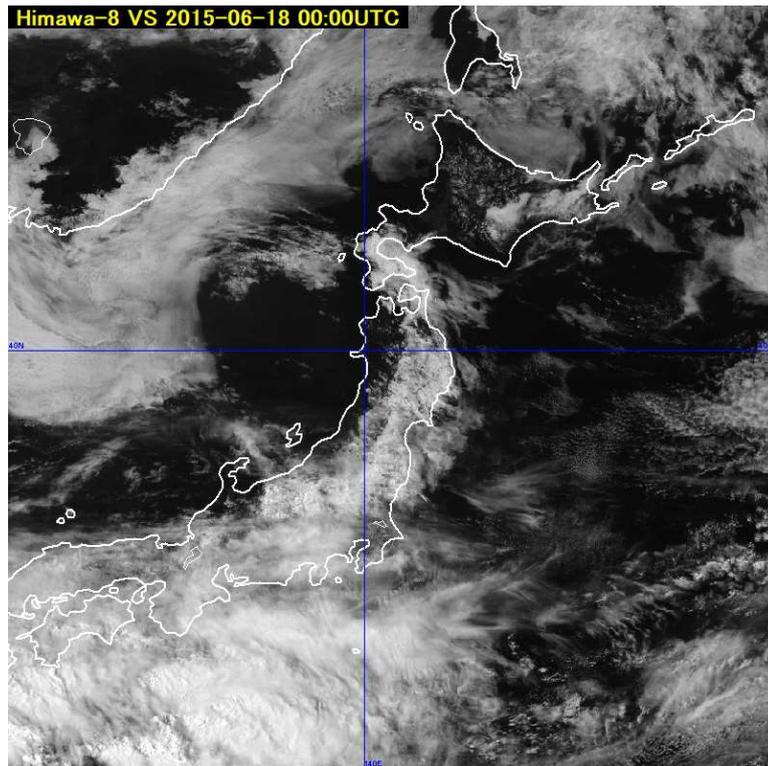


図 6-5-4 可視画像 (B03) (2015年6月18日00UTC)

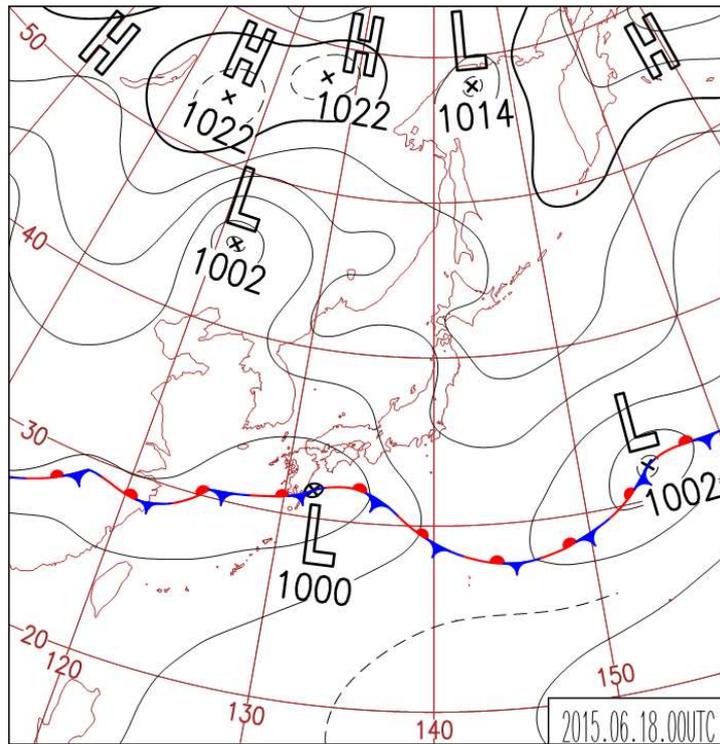


図 6-5-5 地上天気図 (2015年6月18日00UTC)

(2) 関東の南海上のシアーラインに伴う下層雲

寒候期に冬型の気圧配置が続くと、関東地方の南海上には中部山岳を分流した流れによりシアーラインが形成される。このシアーライン付近では特徴的な下層雲が形成される。鈴木・安藤 (1992) によると、「なまこ型」と「くらげ型」がこの種の雲域の代表例である。図 6-5-6 にこのモデルを示す。これらの雲域の形成には、中部山岳を迂回する二つの気流系により形成されるシアーラインが強く関与している。すなわち、中部山岳の北回りで鹿島灘方面から流れ込む北東風系と中部山岳の南回りで遠州灘方面から流れ込む西風系の気流により関東の南海上でシアーラインが形成されると、シアーラインに沿って対流雲が発生しその北側や東側に雲域を広げる。

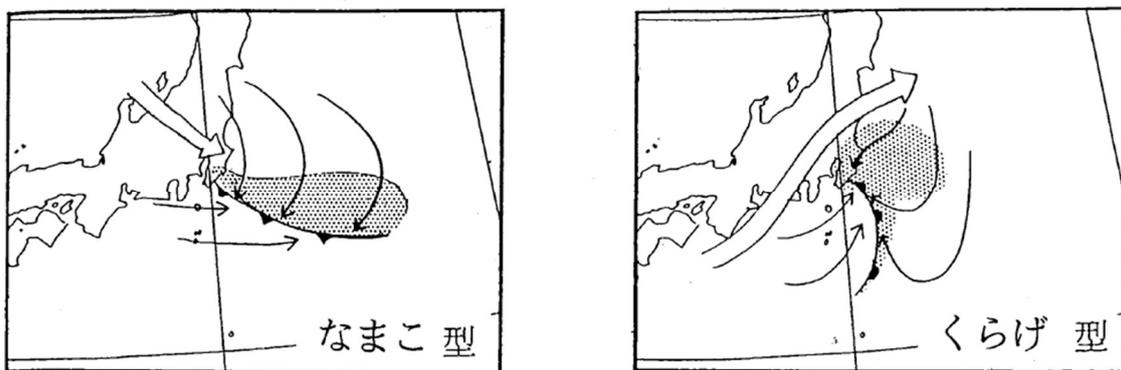


図 6-5-6 関東南海上のシアーラインに伴う下層雲のモデル (なまこ型とくらげ型) 鈴木・安藤 (1992) より
点彩域：雲域、細矢印：地上風、大矢印：安定層より上の風、シアーラインは前線の記号で示す

なまこ型の雲域は、雲域の長軸が東西方向にのび南縁は南に膨らんだ形状をした対流性の雲から成る。この雲域は東に移動する傾向があり、陸上に影響することは少ない。図 6-5-7, 図 6-5-8 には、なまこ型の雲域

が発生した2016年2月22日03UTCの可視画像(B03)とその時の地上天気図を示した。関東の南海上から南東海上にのびる下層雲域がなまこ型の雲域である。南縁に沿ってCuからなる雲列が東南東方向にのび、その北側はScからなる雲域が広がる。なまこ型の場合、降水は南縁のCu列に限定されやすいこと、雲域の西端が関東の南海上であることが多いこと、陸地から離れる方向に移動することから陸上に悪天をもたらすことは少ない。

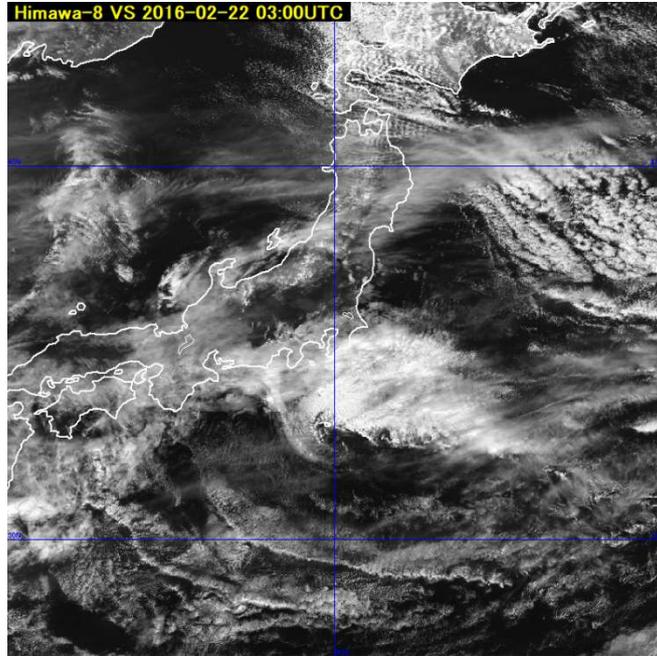


図 6-5-7 関東南海上のシアーラインに伴う下層雲（なまこ型）可視画像（B03）（2016年2月22日03UTC）

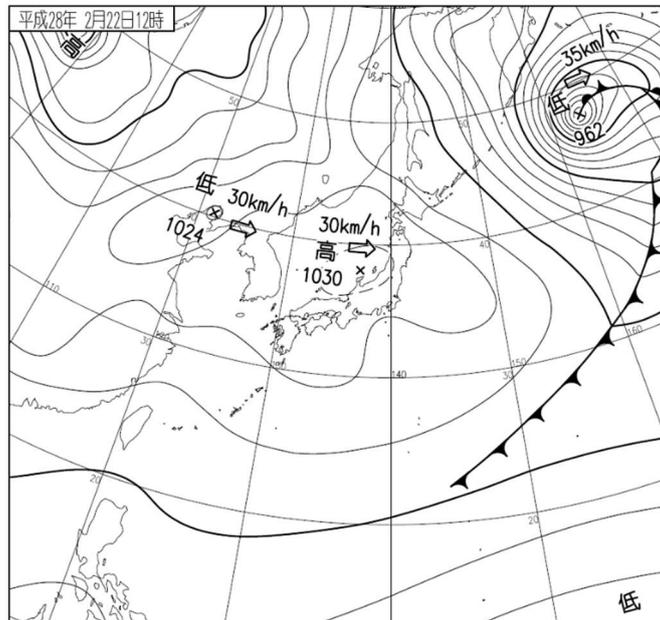


図 6-5-8 地上天気図（2016年2月22日03UTC）

くらげ型雲域は、雲域の長軸が南北方向にのび、南西縁はへこむが北縁は膨らむコンマ形状に似たパターンになる。雲域は下層雲から成り、特に南側・西側はCuであることが多い。雲域が発達すると、北側は上・中層雲が覆った多層構造の雲から構成される。この雲域は北上する傾向があり、関東地方に影響しや

6. 気象現象の事例

すい。図 6-5-9,図 6-5-10 には、くらげ型の雲域が発生した 2015 年 8 月 28 日 03UTC の可視画像 (B03) とその時の地上天気図を示した。関東地方にかかる雲域がくらげ型の雲域である。くらげの足に相当する対流雲列 (Cu) が雲域の南東や南海上から北西方向に延び、くらげの頭にあたる北側の雲域 (Cu や Sc) は面積を広げながら北上している。くらげ型の場合、降水は雲域の広範囲に観測されること、陸地に接近する方向に移動すること、上層のトラフと結びつき低気圧として発達する場合があることから、陸上に悪天をもたらしやすい。

なお、なまこ型の雲域はトラフの接近によりくらげ型の雲域に変化することがある (逆の変化はない) ため、衛星画像からパターンの変化を監視することは、予報上重要である。

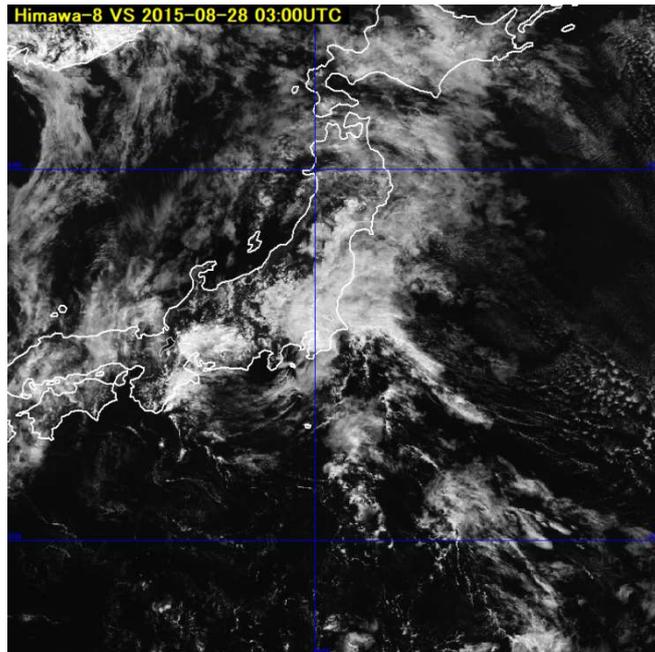


図 6-5-9 関東南海上のシアーラインに伴う下層雲 (クラゲ型) 可視画像 (B03) (2015 年 8 月 28 日 03UTC)

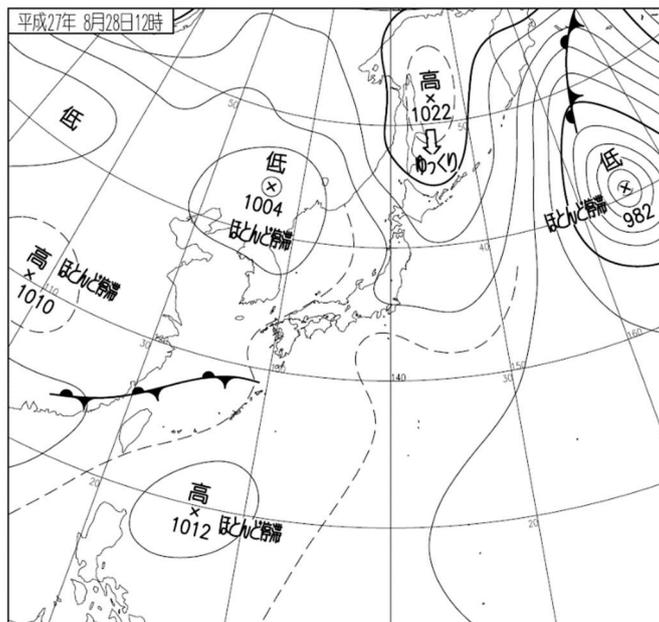


図 6-5-10 地上天気図 (2015 年 8 月 28 日 03UTC)

(3) 海陸風前線

ここでは、一般的な沿岸前線に比べてやや小規模ではあるが、夏季の海陸風が入る気象状態で海風の先端部分に発生する沿岸前線を取り挙げた。図 6-5-11 には 2016 年 7 月 14 日 03UTC の可視画像を、また図 6-5-12 には小規模な積雲が強調して表現される True color 再現画像を示した。さらに図 6-5-13 には、その時の地上天気図を示した。図 6-5-12 の True color 再現画像を見ると、関東地方の海岸からやや内陸に入った海風の先端付近に海岸に沿った形状の積雲列が見られる。

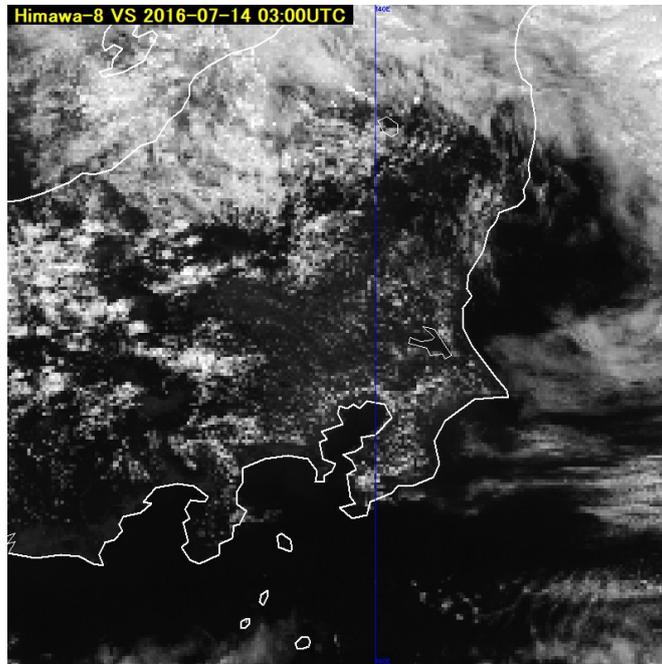
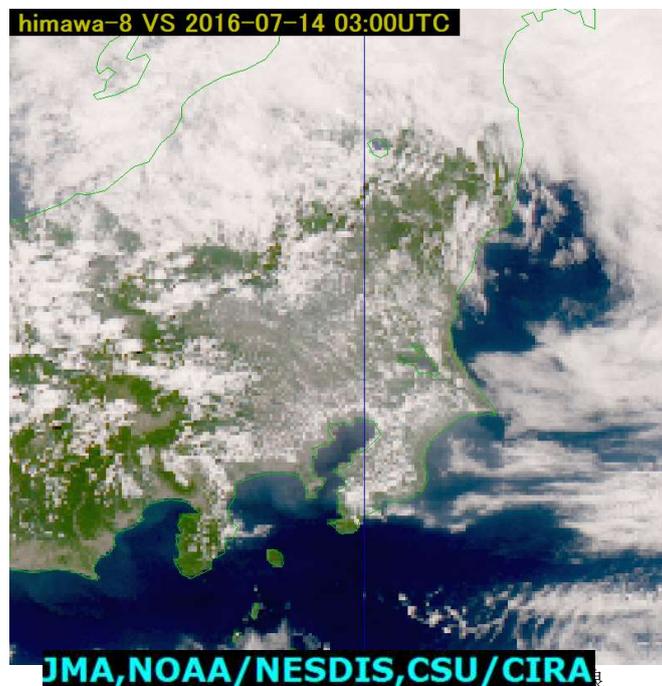


図 6-5-11 関東地方の海陸風（海風）による沿岸前線
可視画像（B03）（2016 年 7 月 14 日 0300UTC）



True color 再現画像（2016 年 7 月 14 日 0300UTC）

6. 気象現象の事例

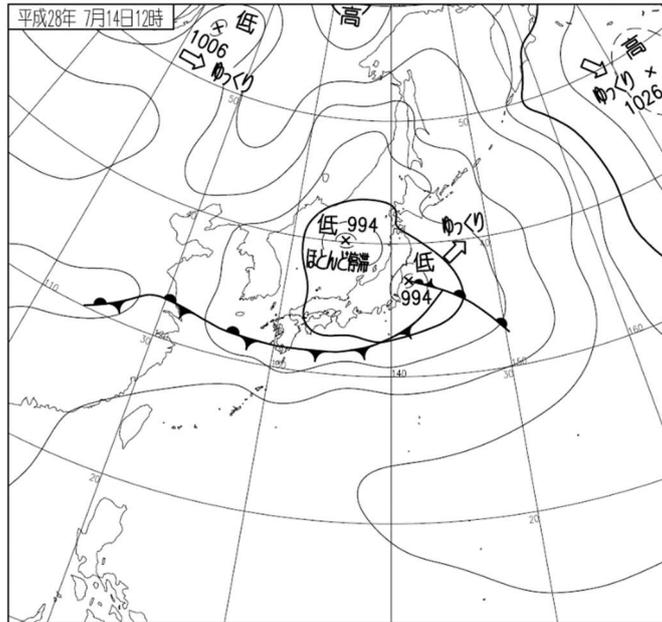


図 6-5-13 地上天気図 (2016年 7月 14日 03UTC)

(4) フェーンに伴う堰き止め雲

山の斜面に湿った気塊が吹きつける場合、気塊は斜面に沿って上昇し飽和して山の風上側で雲を発生させる。その後、風下側を吹き下る際には断熱昇温により乾燥し雲が消散する (図 6-5-14)。この現象はフェーンと呼ばれるが、衛星画像で見ると風上側の山の斜面で雲が発生し風下側では晴天域になる。フェーンに伴い風上側で発生する下層雲を「堰き止め雲 (Barrage Cloud)」と呼ぶ (Bader et al. 1995)。図 6-5-15 及び図 6-5-16 は、富山県でフェーン現象が顕著であった 2016年 4月 13日 00UTC の可視画像 (B03) と Natural color RGB 合成画像を示した。また図 6-5-17 には、その時の天気図を示した。

図 6-5-15 や図 6-5-16 の衛星画像を見ると近畿地方から関東地方にかけての太平洋側に下層雲が見られ、中部山岳の標高の高い山で堰き止められていることがわかる。特に図 6-5-16 の Natural color RGB 合成画像では、堰き止め雲が薄青色となっており、水雲主体の雲域であることがわかる。

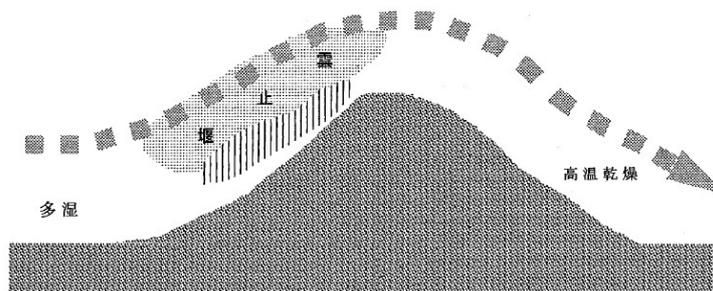


図 6-5-14 フェーンの模式図

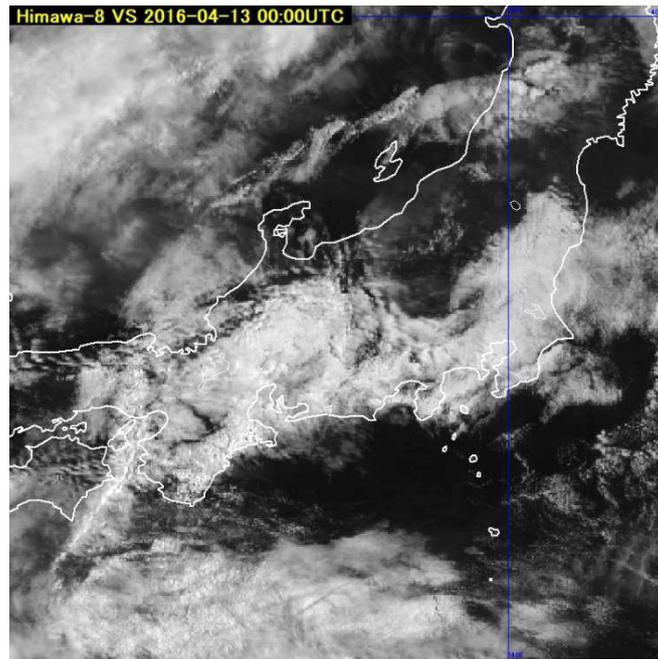


図 6-5-15 フェーンに伴う堰き止め雲
可視画像 (B03) (2016年4月13日 00UTC)

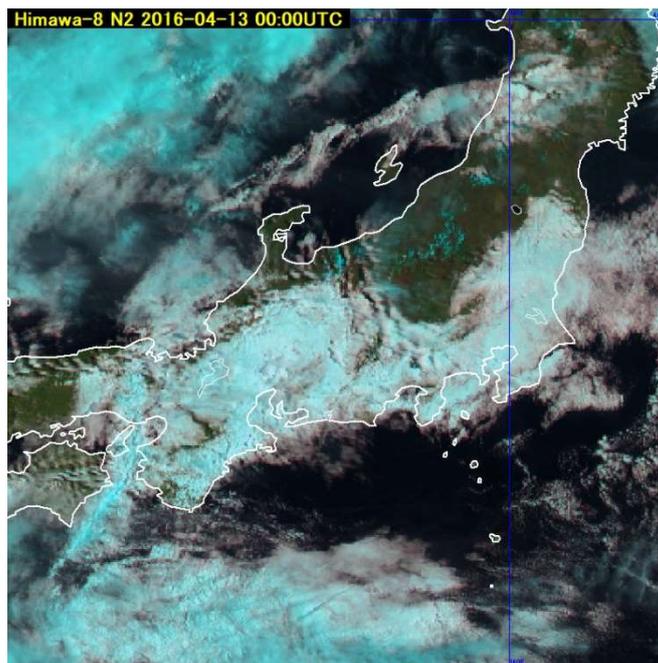


図 6-5-16 フェーンに伴う堰き止め雲
Natural color RGB 合成画像 (2016年4月13日 00UTC)

6. 気象現象の事例

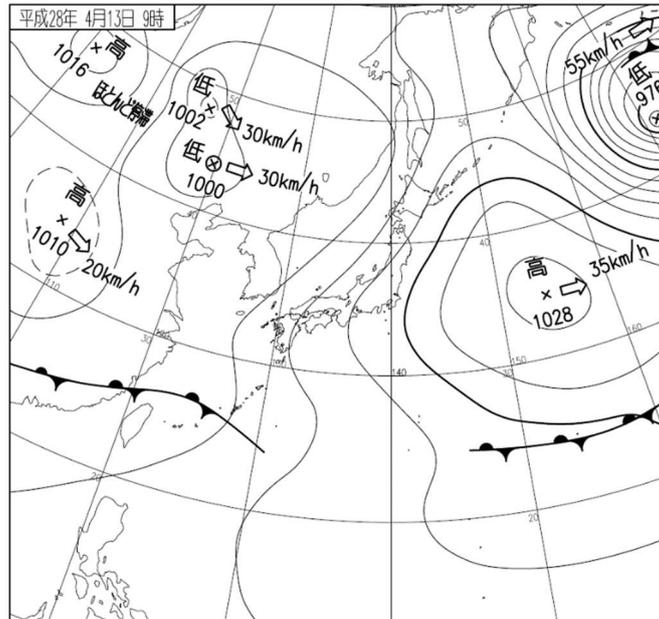


図 6-5-17 地上天気図 (2016年4月13日 00UTC)

参考文献

長谷川洋平(1998)：雲解析事例集、下層雲および霧の衛星画像上の特徴、気象衛星センター、1-5.

ト蔵建治(1995)：ヤマセと冷害、気象研究ノート「やませ」、第183号、15-30.

鈴木和史、安東義彦(1992)：関東地方に局地的悪天をもたらすメソ α スケール雲システムのメソ天気系モデル、研究時報、44、63-79.

気象庁予報部予報課、東京航空地方气象台、新東京航空地方气象台(1993)：航空気象予報におけるメソ天気系概念モデルの開発とその活用(第2報) —平成4年度航空気象予報技術検討会報告、研究時報、44、139-157.

7. その他の現象の事例

7.1. 海氷

日本付近の海氷域は、主にオホーツク海と間宮海峡付近で観測される。海氷の反射強度は雲と同程度で可視画像では明灰色～灰色にみえる。オホーツク海北部は高緯度に位置し太陽高度角が小さいため、海氷からの反射はやや少なく灰色にみえる。海氷域は下層雲と見誤ることがあるが、下層雲に比べ移動速度が極めて遅いため、動画により容易に識別できる。

図 7-1-1 及び図 7-1-2 は、オホーツク海にみられる海氷の例である。図 7-1-1 の可視画像ではサハリンの東海上や北海道の北東方面に海氷がみられる。一方、同時刻に観測された図 7-1-2 の赤外画像 (B13) では、周りの海面水温との温度差が小さいため、海氷と海面との区別は難しい。

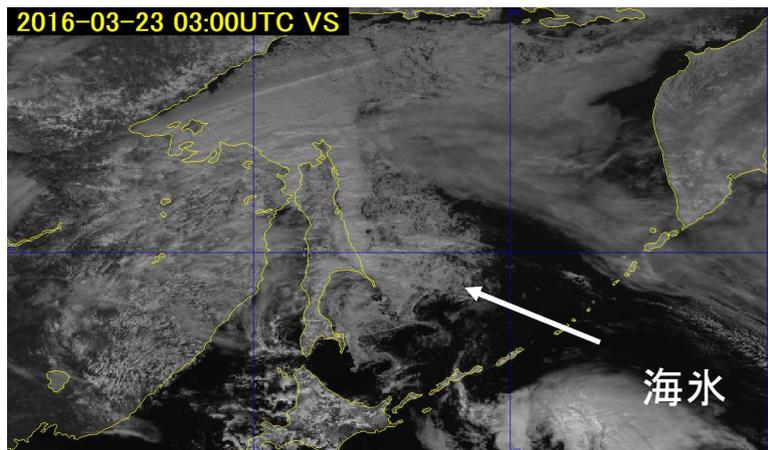


図 7-1-1 可視画像 (B03) (2016年3月23日03UTC)

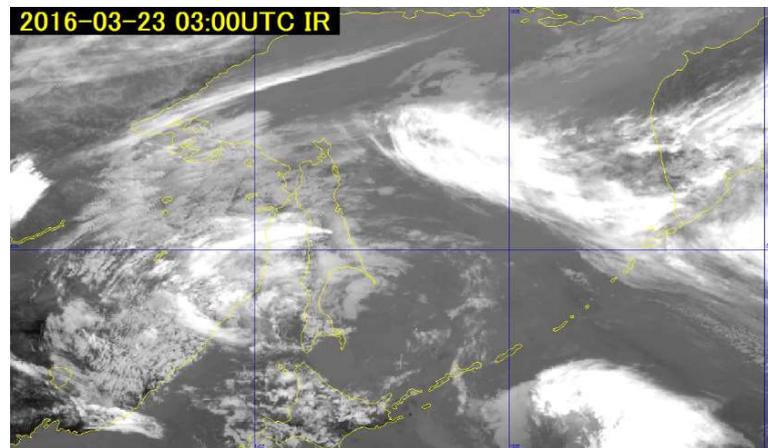


図 7-1-2 赤外画像 (B13) (2016年3月23日03UTC)

図 7-1-3 に 2016 年 3 月 23 日 05UTC の Natural color RGB 合成画像を示した。知床半島の北の海上には、直径が 15km 程度の「海氷の渦巻」があり、ひまわり 8 号の衛星画像でその様子が捉えられている。ひまわり 8 号の Natural color RGB 合成画像では、海氷は青みがかった色に表示され、雲との区別が付きやすい。この渦模様は、海面に浮いた流氷が潮流や風に流され、渦巻の形状となって現れたと考えられる。渦は巨大なため洋上や陸からは、その全体像を見ることはできないが、航空機や人工衛星による観測ではその様子がよくわかる。

衛星画像からは「全般海氷情報」などの情報も作成されており、船舶の安全航行に役立っている。

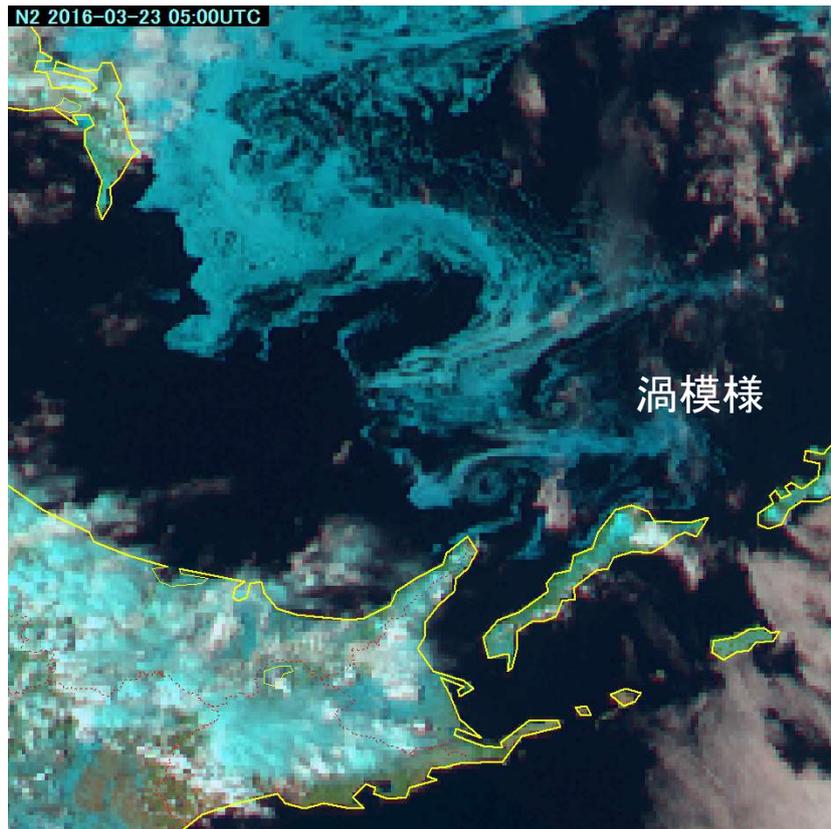


図 7-1-3 Natural color RGB 合成画像 (2016年3月23日05UTC)

7.2. 積雪

積雪は、可視画像 (B03) では太陽光反射の強度が大きいため、白色域として表示される。一方、赤外面像では積雪域とその周辺との温度差が小さいことが多く、積雪域の識別は難しい。可視画像の積雪域は表面が比較的滑らかに見え、同じような様相が長時間続くため、数日間の可視画像の変化から雲域と積雪域との識別ができる。

図 7-2-1 は、2016年1月19日03UTCの可視画像 (B03) である。関東地方は概ね晴れており、東京・埼玉・茨城・群馬・栃木に跨る白く見える領域が積雪域である。可視画像では、積雪も雲も白く表示されるので、静止画からは積雪域と雲域を区別するのは難しい。

図 7-2-2 に同時刻の赤外面像を示した。この画像でも、積雪域と周辺の温度差が小さいため、積雪域と雲域は区別できない。

図 7-2-3 には、同時刻の Natural color RGB 合成画像を示した。この画像は2種類の近赤外面像と可視画像を用いて作成されている。バンド 05 (観測波長: $1.6\mu\text{m}$) の近赤外バンドでは、水と氷で太陽光の反射強度が異なる (氷の反射強度は水より小さい) ことから、水と氷の判別が可能である。Natural color RGB 合成画像では、氷晶から構成される上層雲、積雪域、海氷など雪や氷の状態のものはシアン色に表示されるので、積雪域の識別ができる。

なお植生は緑色、陸地の地面は茶色、水の粒からできた雲や霧は白色に表示される。

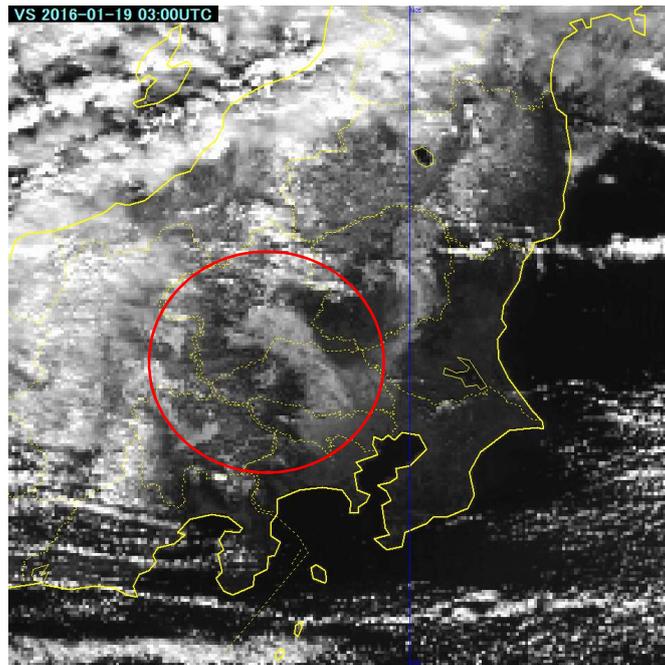


図 7-2-1 可視画像 (B03) (2016年1月19日03UTC)

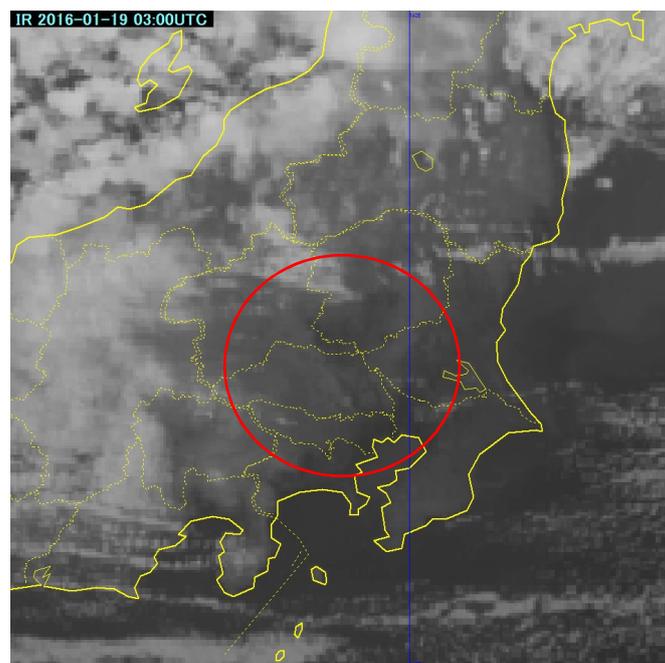


図 7-2-2 赤外画像 (B13) (2016年1月19日03UTC)

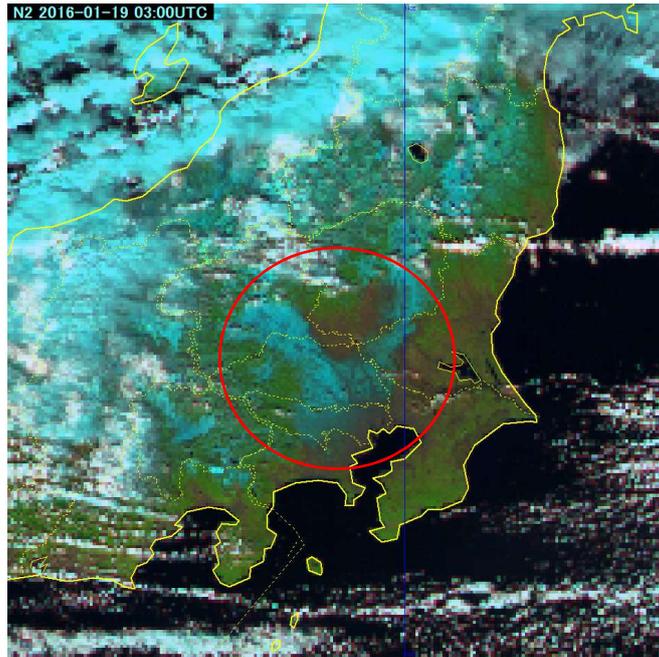


図 7-2-3 Natural color RGB 合成画像 (2016年1月19日03UTC)

7.3. 黄砂

黄砂は、中国奥地のタクラマカン砂漠やゴビ砂漠等で発生し、拡散しながら大気の流れにより運ばれて移動してくる。図 7-3-1～7-3-4 は、2015 年 6 月 9 日 09:30UTC のひまわり 8 号による画像である。ゴビ砂漠付近で低気圧が発達し、その強風のため土壌が巻き上げられている様子が確認できる。図 7-3-1 の可視画像 (B03) では画像中央付近で巻き上げられた土壌は灰色に表示されているが、図 7-3-2 の True color RGB 合成画像や図 7-3-3 の Natural color RGB 合成画像では茶色に表示されている。また黄砂の監視を目的に作成された Dust RGB 合成画像 (図 7-3-4) ではマゼンタ色に表示され、拡散しながら風に流されているのがよくわかる。

図 7-3-5～7-3-8 は黄砂が日本付近まで運ばれて来た時の事例 (2016 年 3 月 7 日 03UTC) である。図 7-3-5 は可視画像 (B03)、図 7-3-6 は True color RGB 合成画像、図 7-3-7 は Natural color RGB 合成画像、図 7-3-8 は、Dust RGB 合成画像である。Dust RGB 合成画像ではマゼンタ色に表示された黄砂の様子がよくわかる。

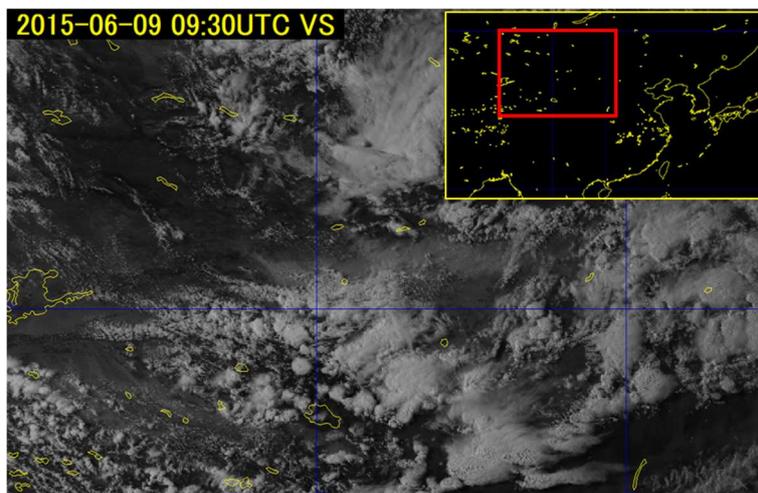


図 7-3-1 可視画像(B03) 2015年6月9日 09:30UTC および画像の領域(右上枠内)

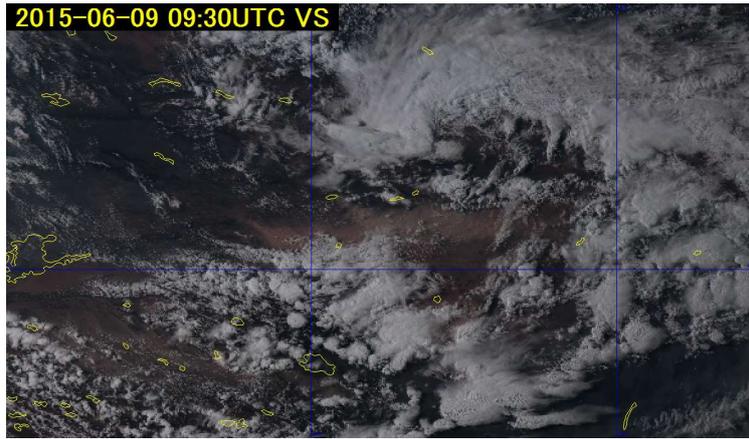


図 7-3-2 True color RGB 合成画像 2015年6月9日 09:30UTC

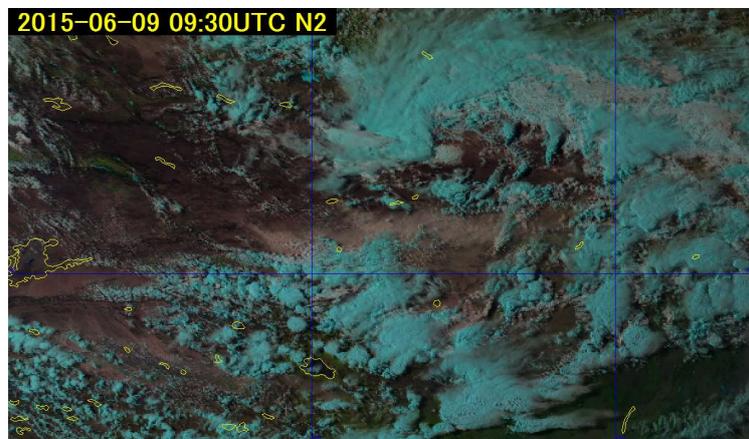


図 7-3-3 Natural color RGB 合成画像 2015年6月9日 09:30UTC

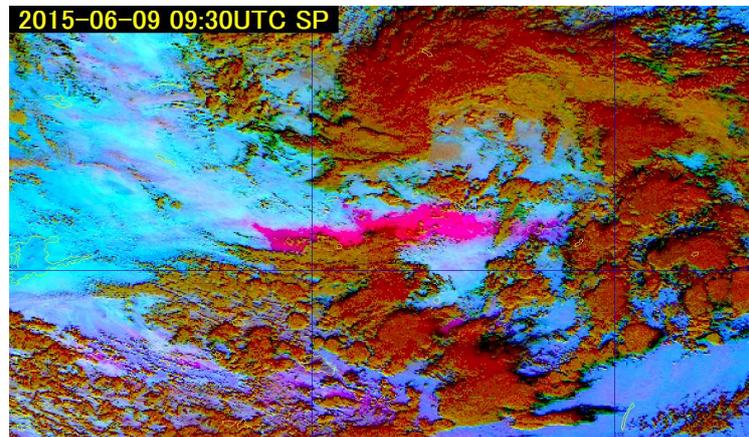


図 7-3-4 Dust RGB 合成画像 2015年6月9日 09:30UTC

7. その他の現象の事例

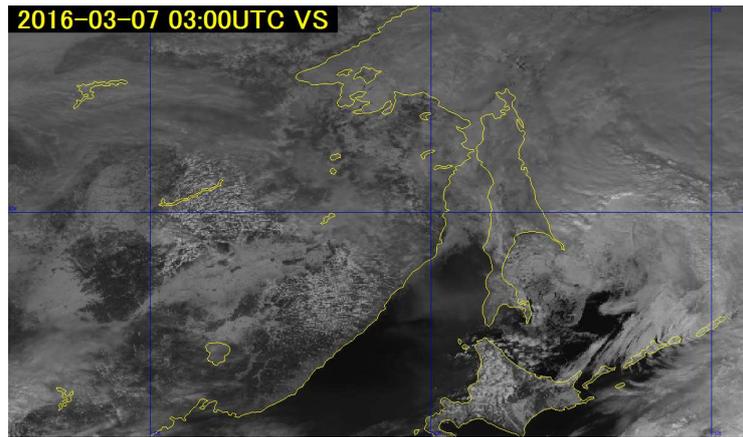


図 7-3-5 可視画像(B03) 2016年3月7日 03:00UTC

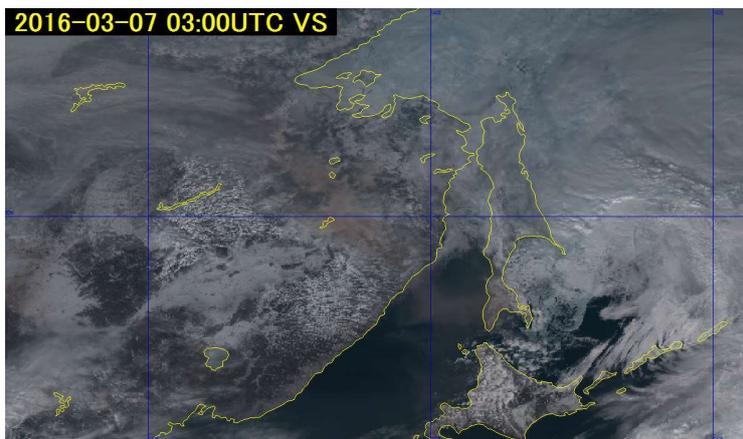


図 7-3-6 True color RGB 合成画像 2016年3月7日 03:00UTC

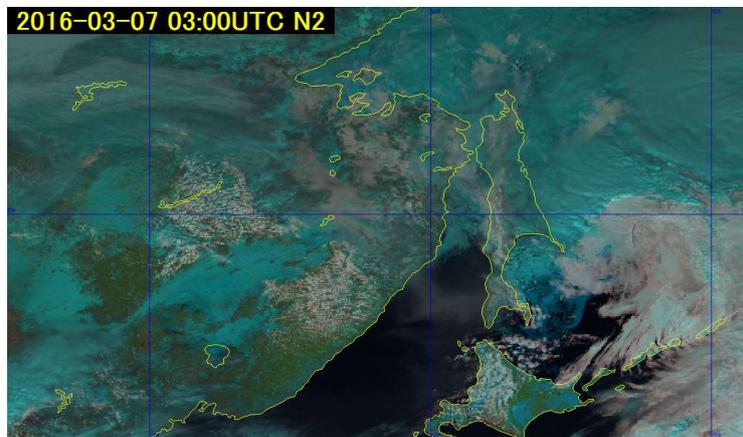


図 7-3-7 Natural color RGB 合成画像 2016年3月7日 03:00UTC

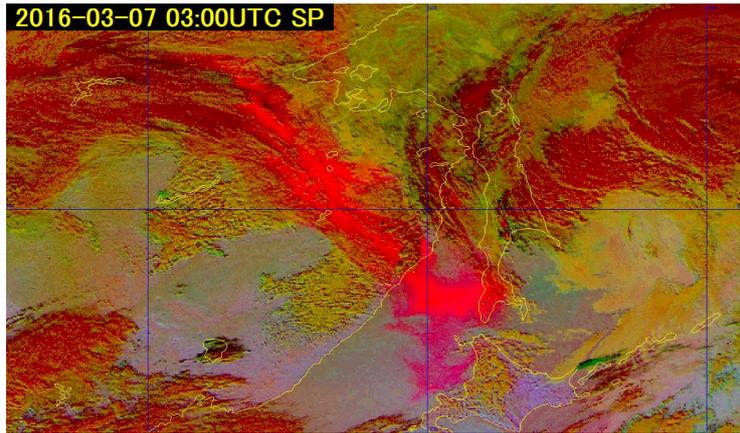


図 7-3-8 Dust RGB 合成画像 2016 年 3 月 7 日 03:00UTC

7.4. 火山噴火

火山が噴火すると、人体に有害な火山灰や火山ガスを含んだ雲が形成され、噴煙となり風により周囲に広がっていく。この噴煙に含まれる火山灰は航空機のエンジンに悪影響を与えるため、噴火後の噴煙の動きを把握することは航空機の運航に非常に重要となる。ひまわり 8 号では複数のバンドを組み合わせることで、火山灰や火山ガスの動きを把握することが可能である。

図 7-4-1 は口永良部島の噴火の例で、2015 年 5 月 29 日 02:10UTC の True color 再現画像である。単色の可視画像では周辺の雲との区別が難しいが、複数の可視画像を組み合わせることで茶色がかった噴煙が口永良部島の西方向と東南東方向に広がっている様子が確認できる。

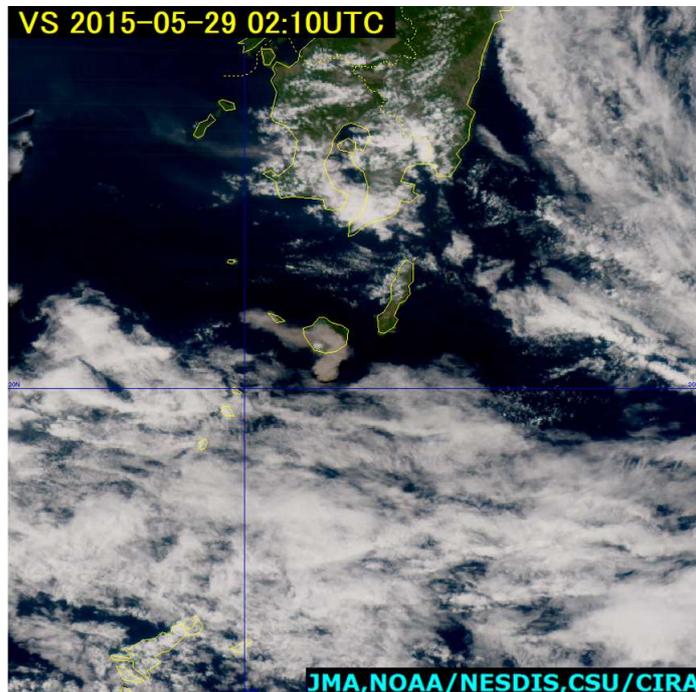


図 7-4-1 True color 再現画像 2015 年 5 月 29 日 02:10UTC

図 7-4-2 は火山灰や火山ガスを判別しやすくするための Ash RGB 合成画像である。火山灰があると温度が低くなる B13-B15 の差分画像（図 7-4-3）と火山ガスがあると温度が低くなる B13-B11 の差分画像（図 7-4-4）を組み合わせで作成している。Ash RGB 画像では火山灰がマゼンタ色、火山ガスが黄緑

色、両方あると黄色に見えるようになる。口永良部島の噴火では火山灰・火山ガス両方が見えていることがわかる。

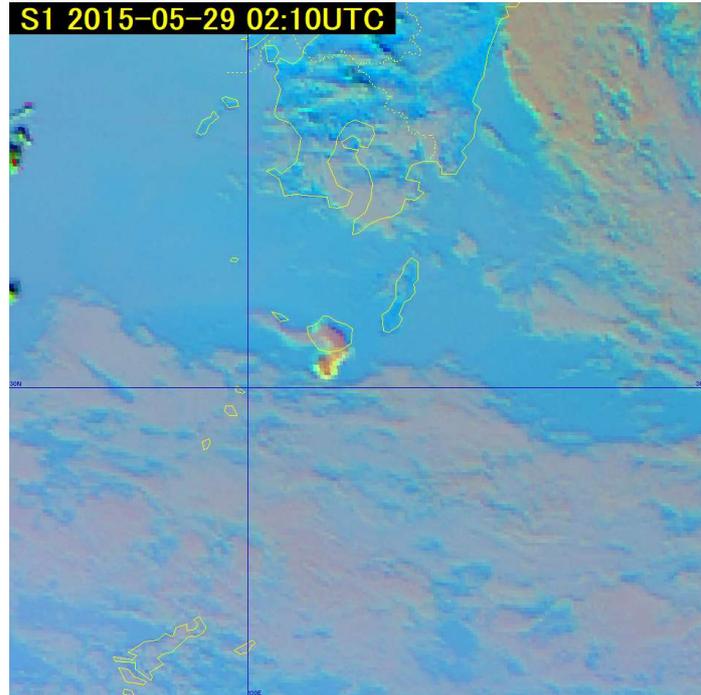


図 7-4-2 Ash RGB 合成画像 2015 年 5 月 29 日 02:10UTC

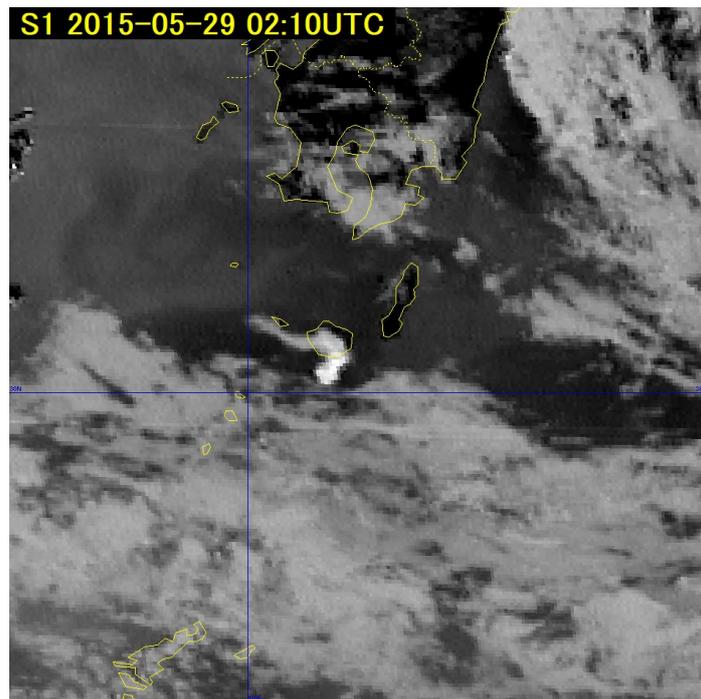


図 7-4-3 B13-B15 差分画像 2015 年 5 月 29 日 02:10UTC

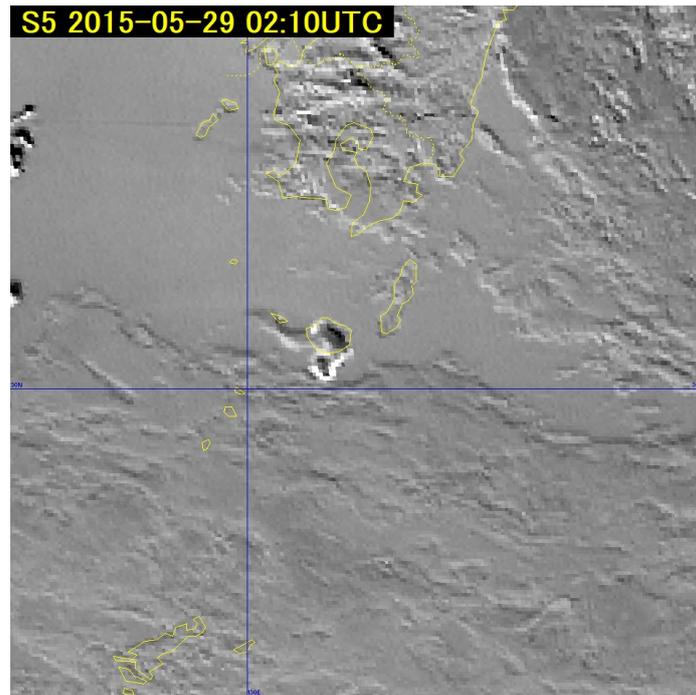


図 7-4-4 B13-B11 差分画像 2015 年 5 月 29 日 02:10UTC

7.5. 森林火災と煙

一般的に、解像度や観測頻度の制限のため、小規模の森林火災を衛星画像から検出することは困難である。しかし、大規模なものになると、可視画像で見られる煙や、近赤外・赤外画像に見られるホットスポット（「1.2 各観測バンドの特徴」参照）からその火元を推定することができる。

また、可視画像には火災による煙を確認できることもある。煙は広範囲に広がるとベール状となり、陸上や海上が透けて見える。一方、赤外画像では、煙はほとんど赤外放射の吸収に影響しないため確認できない。これらの特性を利用して煙を雲と識別することが可能である。

2016 年 4 月 30 日 07UTC のシベリアの火災の事例を紹介する。True color 再現画像中（図 7-5-1 左上）、四角で囲った範囲には一部地表面が透けた灰色の領域を見ることができる。これは赤外画像（B13）（図 7-5-1 右上）では確認されない。さらに、赤外画像（B07）（図 7-5-1 左下）では、赤外画像（B13）では確認できなかった火災のホットスポットとみられる黒い点を多数確認できる。このことから、（True color 再現画像に見られる灰色の領域は火災の煙であると推測できる。

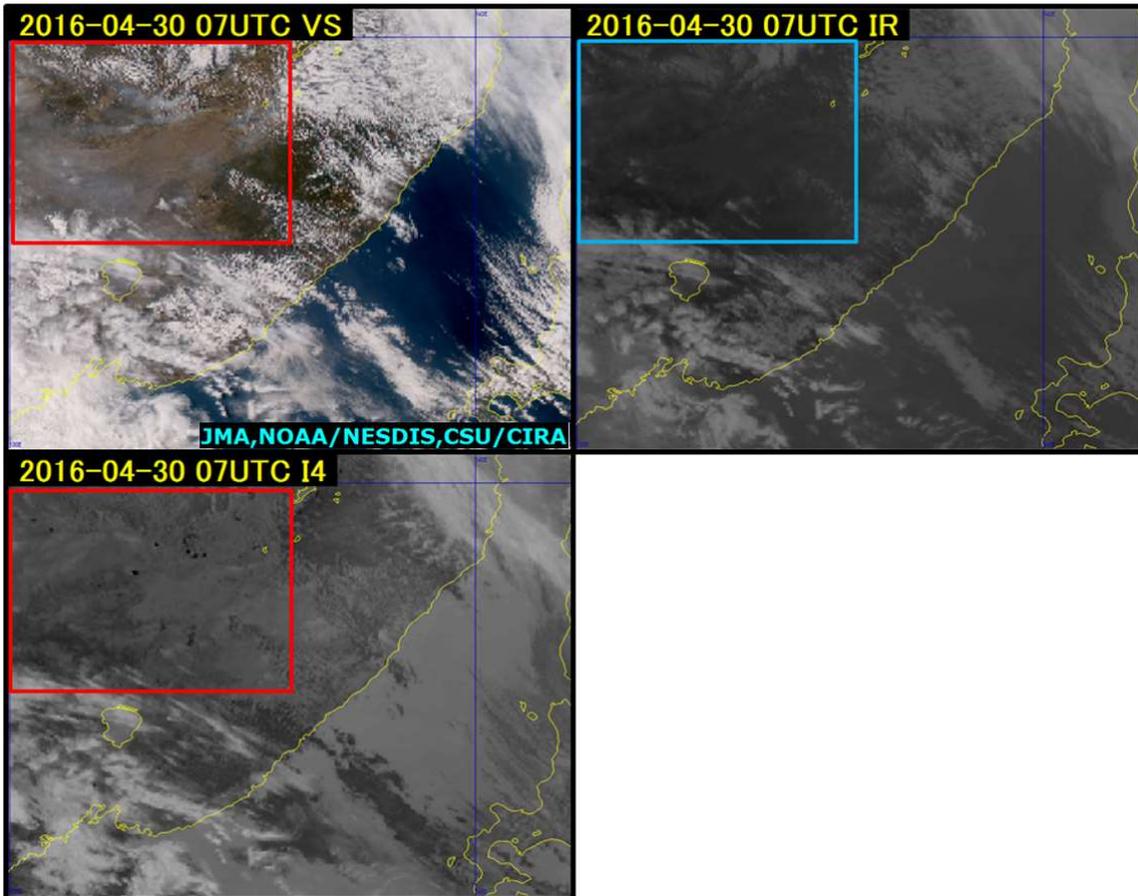


図 7-5-1 シベリアの火災 (2016年4月30日07UTC)
 (左上) True color 再現画像、(右上) 赤外画像 (B13)、(左下) 赤外画像 (B07)

シベリアの火災の煙は日本に到達することもある。2016年5月18日06UTCの事例を紹介する。True color 再現画像 (図 7-5-2 左) には、赤外画像 (図 7-5-2 右) に写っていない白色の領域が表示されており、日本海に見られる下層雲域の形状・色とも異なっていることから火災の煙であると推測できる。煙は北海道・日本海から北陸にかけて広がっている。また、煙の動きは MSM 850hPa 風向・風速とおおよそ一致している。

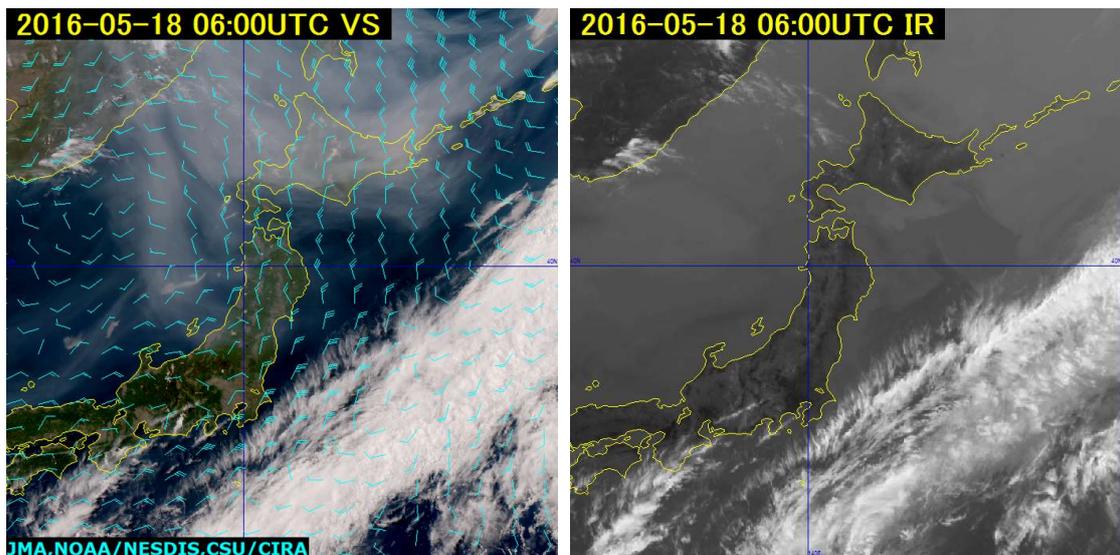


図 7-5-2 True color 再現画像、MSM850hPa 面の風 (左)、赤外画像 (B13) (右) (2016年5月18日06UTC)

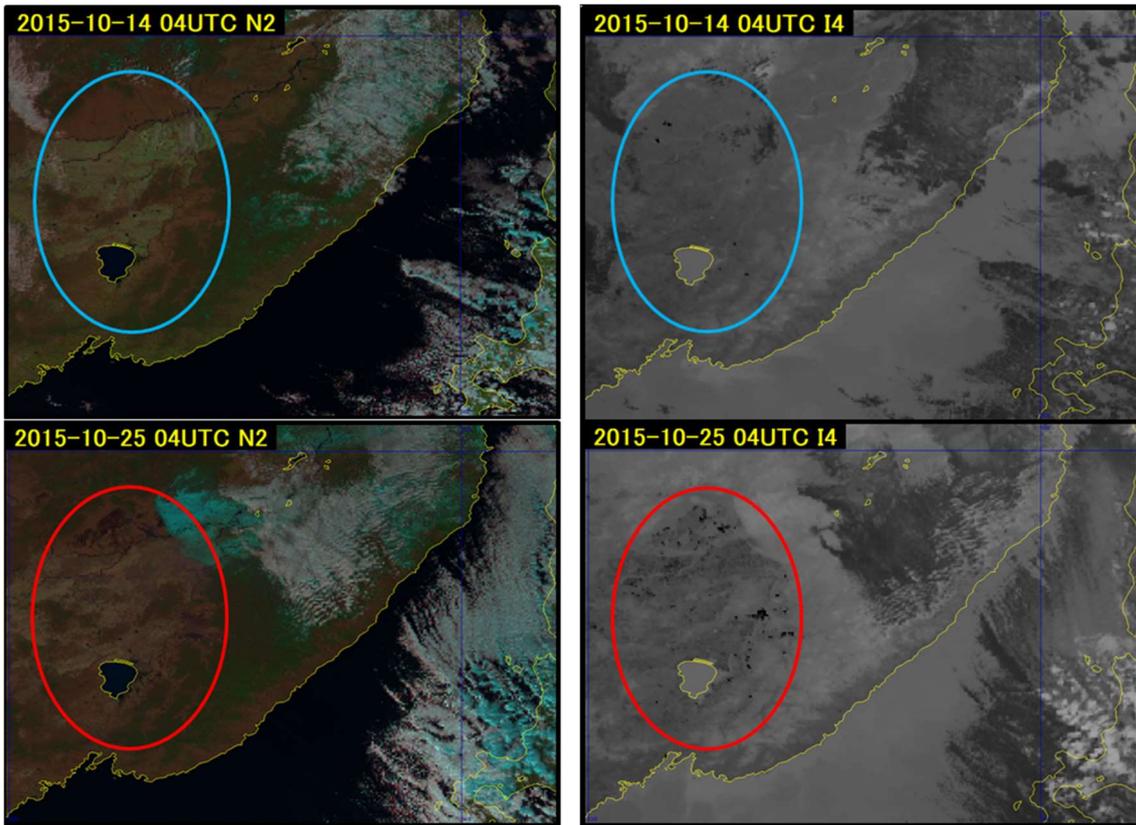


図 7-5-3 ハンカ湖付近の火災 Natural color RGB 合成画像（左列）、赤外画像（B07）（右列）（2015 年 10 月 14 日 04UTC）

植生の変化から延焼範囲を推定することも可能である。図 7-5-3 に中国大陸北東部・ハンカ湖付近の火災の変化を示した。10 月 25 日の Natural color RGB 合成画像（図 7-5-3 左列）では、円内の北側と東側に 14 日には見られなかった濃い茶色の領域を確認できる。赤外画像（B07）（図 7-5-3 右列）を比較すると 10 月 25 日にはハンカ湖の周辺に 10 月 14 日より多くのホットスポット（黒い点）を確認できる。濃い茶色の領域付近にホットスポットを多数確認できることから、濃い茶色の領域は火災の跡であると推測できる。

インドネシアでは毎年乾季になると森林火災が長期にわたって続く。特に 2015 年の夏から数ヶ月間はインドネシア各地で森林火災が発生した。このような大規模な森林火災の煙は衛星画像でも数ヶ月にわたって確認できる。

True color RGB 合成画像（図 7-5-4 左）ではボルネオ島からスマトラ島にかけて薄い茶色の領域を確認できる。赤外画像（B13）（図 7-5-4 右）ではこの領域を識別できないため、薄い茶色の領域は森林火災の煙であると推測できる。

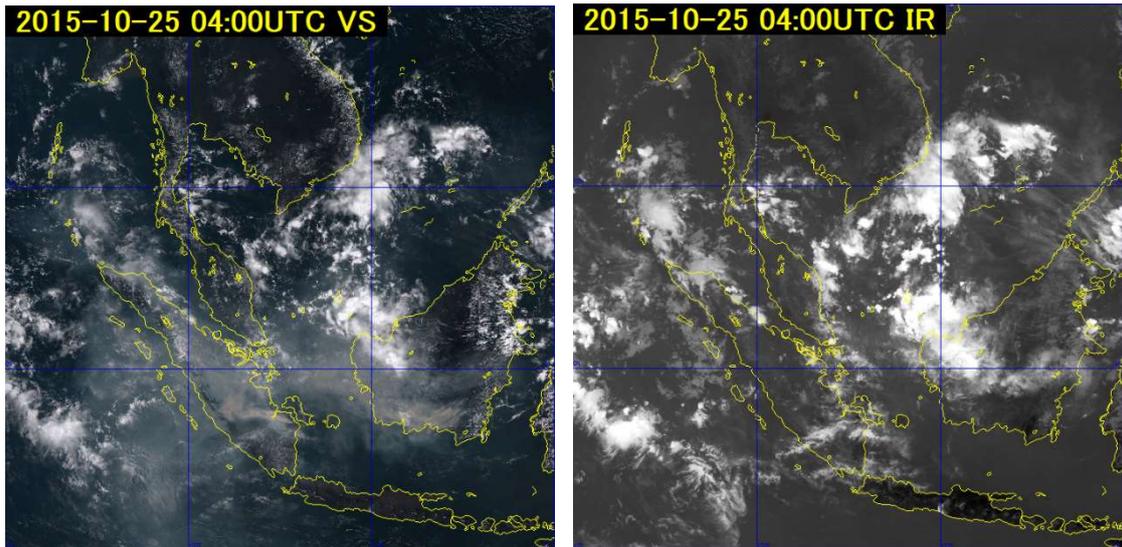


図 7-5-4 インドネシアの火災 True color RGB 合成画像 (左)、赤外画像 (B13) (右) (2015 年 10 月 25 日 04UTC)

7.6. サングリント

可視・近赤外画像で、海洋や大きな湖など水面上の明るい領域をサングリント (sun glint) と呼ぶ。サングリントは水面からの太陽光の反射なので、見える位置は季節及び時刻により異なる。

サングリントの大きさは太陽・地球・衛星の位置関係によって変化する。南北方向は 30km 程度で大きな変化はないが、東西方向では 40~120km 程度の大きさで変化する。また、水面の状態でサングリントの大きさや反射の強さが変化し、風が穏やかで波が立っていない水面ではサングリントは小さい。一方、風が強く波立っている水面ではサングリントは大きく暗くなる。つまり、サングリントを通して水面の状態がわかる。

図 7-6-1 にサングリントのメカニズムを示す。静かな水面は鏡と同じ役割を果たし、B地点では水面の反射により太陽光は衛星のセンサーに直接入射する。一方、A地点では、太陽光による反射は衛星のセンサーに直接入力しない。つまり、衛星はB地点において太陽光による反射を直接見ることであり、可視画像では最も明るい領域 (サングリント) として見える。サングリントは 1 日の中で、画像の上では東から西へ動く。また季節的には東経 140°付近において中心が北緯 11.75°から南緯 11.75°の間を移動する。

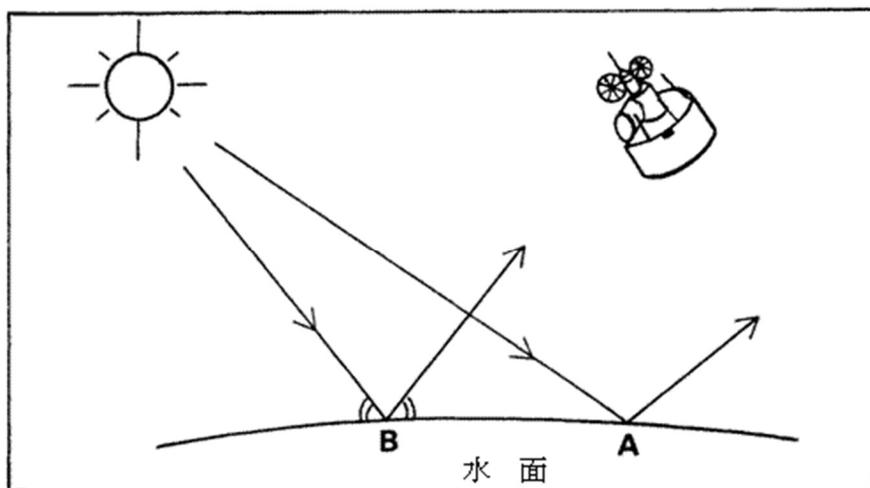


図 7-6-1 サングリントのメカニズム (実線矢印: 太陽光線 記号: 本文参照)

図 7-6-2 の可視画像 (B03) を見ると、北緯 10°、東経 150°付近 (図中矢印) に光り輝いている部分がある。これがサングリントである。図のようにサングリントが小さく明るいときは、この付近の海面が穏やかであると推測できる。画像の観測時刻が7月の午前10時過ぎ (日本時間) であるので、サングリントの位置は北半球側の東経 150°付近にある。図 7-6-3 は同じ時刻の True color RGB 合成画像で、海面に明るく輝くサングリントの様子がよくわかる。

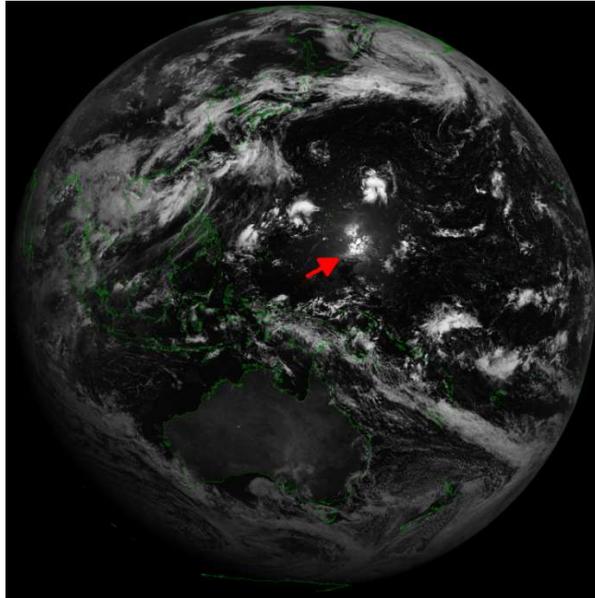


図 7-6-2 可視画像 (B03) 2015 年 7 月 19 日 01:20UTC

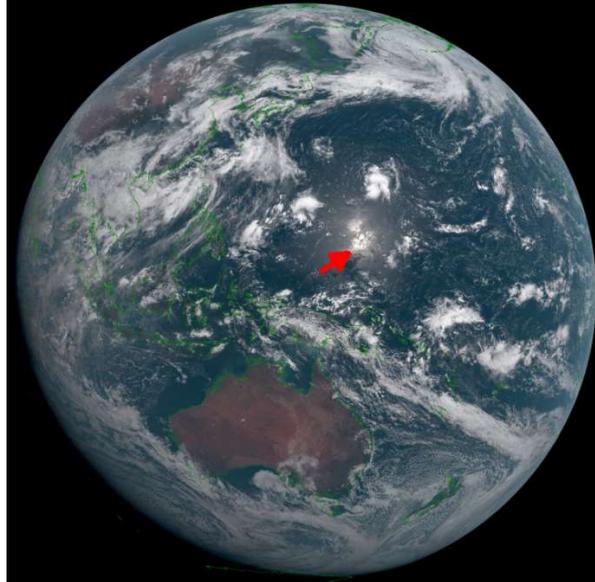


図 7-6-3 True color RGB 合成画像 2015 年 7 月 19 日 01:20UTC

12月になると、サングリントの位置は図 7-6-4 のように季節が夏の南半球側にあり、観測時刻が午前9時前 (日本時間) であるため、南緯 10 度、東経 160 度あたりに見られる (図中矢印)。図 7-6-5 は、同じ時刻の True color RGB 合成画像で、可視画像 (B03) と同様に南半球側にサングリントを確認できる。

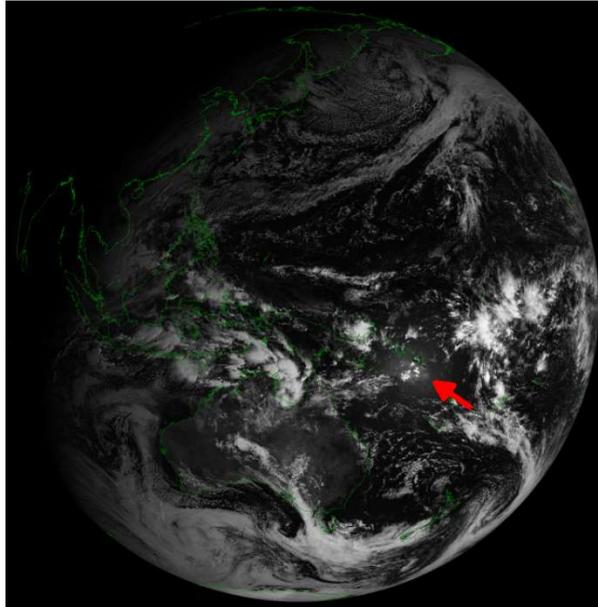


図 7-6-4 可視画像 (B03) 2015年12月19日 23:40UTC



図 7-6-5 True color RGB 合成画像 2015年12月19日 23:40UTC

(参考文献)

E. G. Emecen, G. Kara, F. Erdoğan and R. Gardashov, 2005: The Determination of Sun glint Locations on the Ocean Surface by Observation from Geostationary Satellites, TAO, Vol. 17, No. 1, 253-261., available at http://tao.cgu.org.tw/index.php/articles/archive/space-science/item/download/643_35eeb72969bfb86f14dfd41a0317dbbd

7.7. 日食

日食は地上からでは天候や位置に影響されるため、毎回観測することは難しい。しかし、静止気象衛星では観測範囲内に投影される月の影を必ず観測できる。

図 7-7-1 は 2016 年 3 月 9 日 02UTC の True color RGB 合成画像である。太平洋上に周囲より黒い部分がある。これが地球に映った「月の影」である。地上からの観測とは逆に、広範囲に雲が分布しているほうが明瞭に月の影が雲に映る。

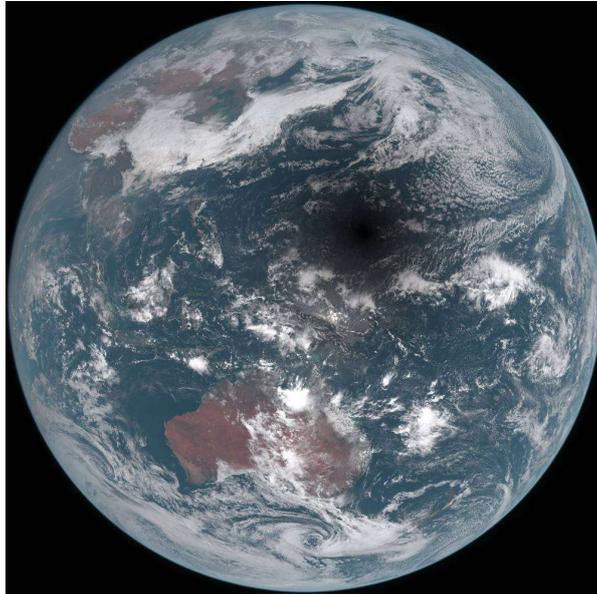


図 7-7-1 True color RGB 合成画像 2016 年 3 月 9 日 02:00UTC

影の中心を見るため、可視画像 (B03) を拡大したものが図 7-7-2 (左図) である。図 7-7-2 (右図) には反射率を等値線表示した。北緯 12°、東経 148°付近を中心として円形に輝度が減少しているため、影の中心がよく分かる。

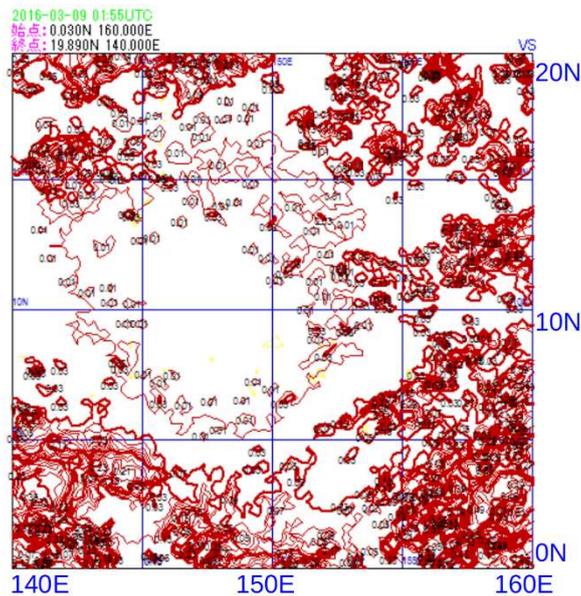


図 7-7-2 可視画像 (B03) (左)と等値線表示したもの(右) 2016 年 3 月 9 日 02UTC
反射率の低い領域が円形に広がっている様子がわかる。

図 7-7-3a～図 7-7-3c は、日食時のボルネオ島 (インドネシア側のカリマンタン) 付近を拡大した Night microphysics RGB 合成画像である。図 7-7-3a では雲域に可視光が反射しているため、Night microphysics RGB による雲判別はできない。しかし、図 7-7-3b 及び図 7-7-3c では日食により可視光が

さえぎられ、雲域が夜間と同じ色で確認できる。領域 A には降水を伴う厚い雲域(黄色い斑点混じりの
 橙色)を、領域 B には霧・下層雲(青みがかった白色)を確認できる。

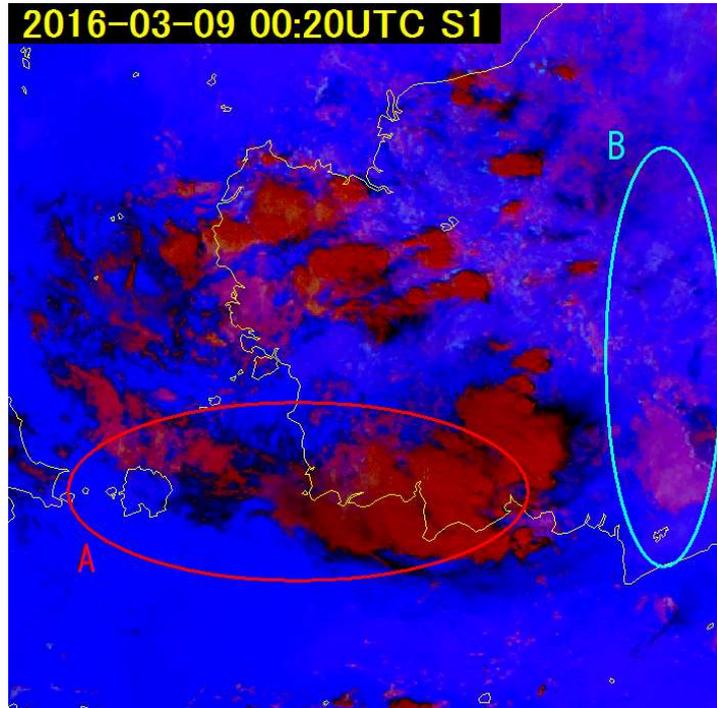


図 7-7-3a Night microphysics RGB 合成画像 2016 年 3 月 9 日 00:20UTC

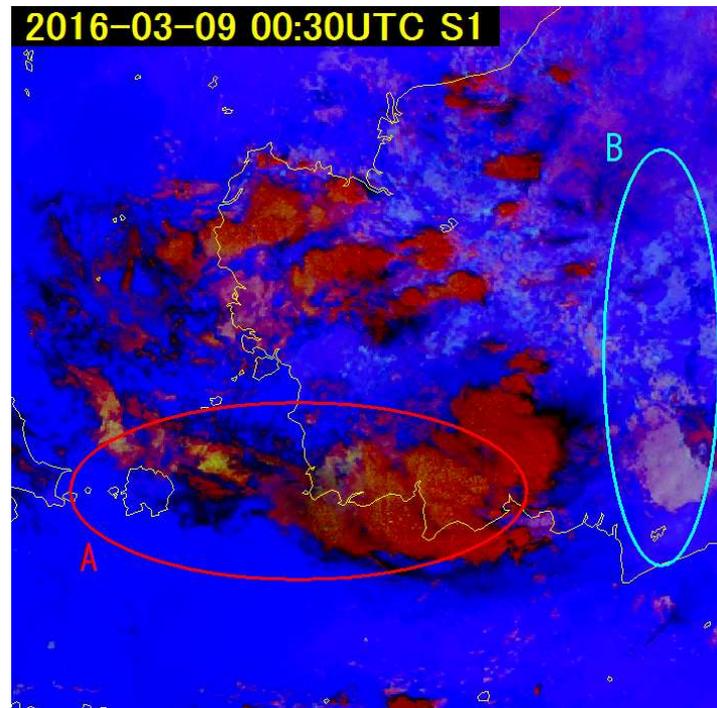


図 7-7-3b Night microphysics RGB 合成画像 2016 年 3 月 9 日 00:30UTC

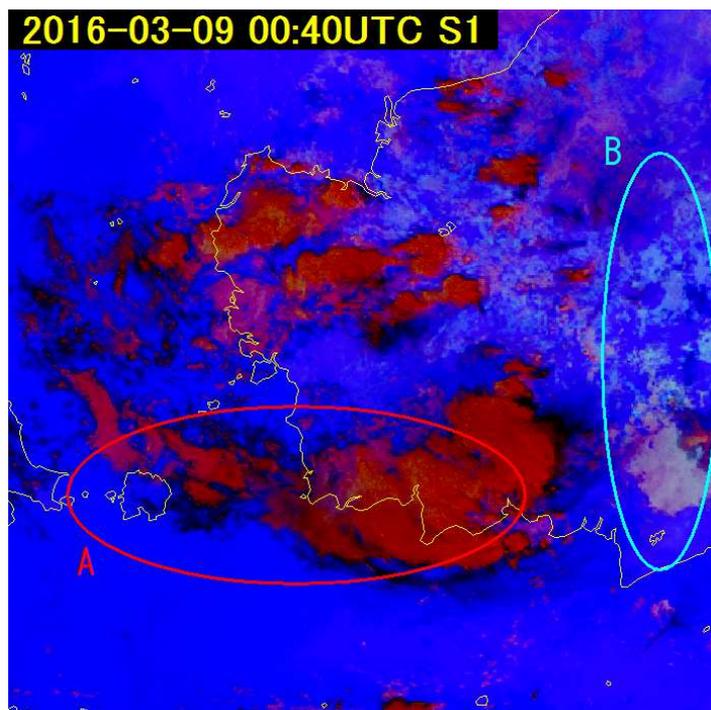


図 7-7-3c Night microphysics RGB 合成画像 2016年3月9日 00:40UTC

7. その他の現象の事例