

第1章 気象衛星の概要*

1.1 気象衛星の歴史

世界初の人工衛星であるスプートニクスが飛行してから3年後の1960年4月、最初の気象衛星TIROS-1が米国により打ち上げられた。TIROSシリーズはその後6年間に10機が打ち上げられ、衛星による様々な観測実験が行なわれた。TIROSシリーズは低高度を周回する軌道衛星であったが、1966年には初めての静止気象衛星ATS-1が米国により打ち上げられ、天気変化の監視に衛星観測が有効であることが確かめられた。

気象衛星観測の成功は、この新技術を利用し、気象学の発展や天気予報の改善を目指そうという気運を高めた。

1963年には世界気象機関(WMO)によりWWW(World Weather Watch:世界気象監視計画)が立案され、全世界をカバーする気象衛星観測ネットワーク構想がスタートした。この構想を受け各国では気象衛星を打ち上げ、1980年代初めまでに5機の静止衛星と2機の極軌道衛星(NOAA、METEORシリーズ)により全球をくまなく覆う観測網が確立した(表1-1-1)。その後、ロシアや中国が静止衛星を打ち上げ、1999年現在、気象衛星観測網は図1-1-1のようになっている。

なお、日本においては、1977年にひまわり(以下GMS)1号が打ち上げられた。GMSは5号まで運用されている。GMSの後継機としては運輸多目的衛星(以下MTSAT)が計画されている。

表1-1-1 気象衛星の年表

西 暦	項 目	国 名
1960年	最初の気象衛星 TIROS 1号打ち上げ	米 国
1967年	最初の静止気象衛星打ち上げ	米 国
1970年	NOAA シリーズ打ち上げ	米 国
1975年	GOES 打ち上げ	米 国
1977年	GMS, METEOSAT 打ち上げ	日 本, ヨーロッパ*
1982年	INSAT 打ち上げ	インド
1994年	GOMS 打ち上げ	ロシア
1997年	FY-II 打ち上げ	中 国

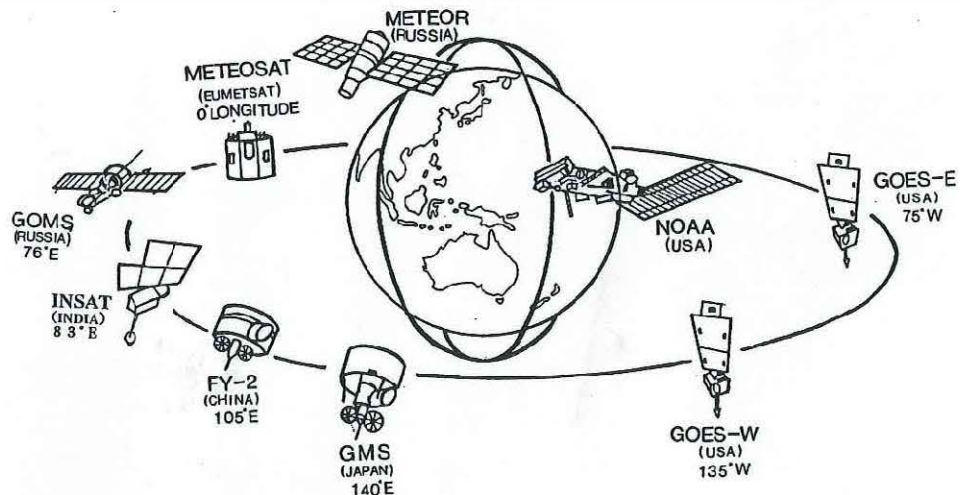


図1-1-1 気象衛星観測網

* 1.1, 1.2 田中 武夫 1.3 淵田 信敏, 江上 公, 山下 順也(南極事務室), 鈴木 和史
1.4 江上 公

1.2 気象衛星による観測

気象衛星（以下衛星）からの気象観測網の利点として、地球上すべての地域を空間的に均質に細かな密度で観測できることが挙げられる。このため台風や低気圧の雲域の変化や移動など短時間の大気現象の監視に有効である。また、地球全体にわたる資料を長期間蓄積し、気候変動の監視にも利用されている。

1.2.1 衛星の軌道

衛星では静止軌道及び太陽同期の極軌道が、これまで用いられている。

静止軌道衛星は、赤道上を地球の自転周期と同じ速度で周回する衛星で、地球から見て常に同じ場所に静止している（GMSの場合東経140° 赤道上36,000km）。GMSでは25分で北極から南極にいたる範囲を観測し、気象じょう乱等の監視・追跡に威力を発揮している。

極軌道衛星は低高度（NOAAの場合850km程度）を短い周期（NOAAの場合約100分）で南北に周回し、軌道を中心に約2,000kmの幅を観測する。極軌道衛星では同一地点の上空を1日2回通るのみであるが、静止軌道衛星で行えない極地方を観測できる。

1.2.2 放射の観測

地球から放射される光（電磁波）は、衛星に到達するまでの間、地球を取り巻く大気中を通る。光は波長によって大気に吸収され衛星まで届かないことがある。大気吸収の少ない波長帯は、大気の影響を受けずに地球表面からの放射を測定できるので“大気の窓”と呼ばれ、一般的にはこうした波長帯が雲や地表面の観測に用いられる。各波長の

大気による吸収率と衛星で観測する波長帯

波長帯を図1-2-1に示す。
波長0.55-0.90 μm 帯の可視光線や3.5-4.0 μm 帯・10.5-11.5 μm 帯・11.5-12.5 μm 帯の赤外線は、大気の窓である。

0.55-0.90 μm 帯の波長帯を観測したセンサーで得られた画像は、可視画像と呼ばれ、太陽光の反射を観測したものである。10.5-11.5 μm 帯と11.5-12.5 μm 帯の画像は、それぞれ赤外1画像、赤外2画像と呼ばれ、物体から放射される放射量を観測したものである。通常、赤外画像というときは赤外1画像をさす。3.5-4.0 μm 帯の画像は3.7 μm 画像と呼ばれ、日中は太陽光の反射を夜間は輝度温度を主に観測したものである。一方、大気の窓とは逆に、水蒸気による吸収の多い6.5-7.0 μm 帯の画像は水蒸気画像と呼ばれ、上・中層の水蒸気の多寡を知ることができる。赤外1画像、赤外2画像、水蒸気画像、夜間の3.7 μm 画像では、測定した赤外放射量は輝度温度に変換して表される。輝度温度は、黒体に相当すると仮定した物体からの放射温度である。

黒体物質の放射 I_b は、ステファン・ボルツマンの法則で表される。

$$I_b = \sigma T^4 \quad (\sigma: \text{ステファン・ボルツマン定数、} T: \text{黒体の絶対温度})$$

黒体でない物質からの放射 I は、黒体物質からの放射との比である射出率 ϵ を用いて表される。

$$I = \epsilon I_b$$

赤外領域では海面や厚い雲の ϵ は1.0に近いが、薄い雲では大幅に変化するので、 ϵ が分かっていると海面や雲の正確な輝度温度は決定できない。

なお、以後本書では特に断らない限り「輝度温度」は単に「温度」と呼ぶことにする。

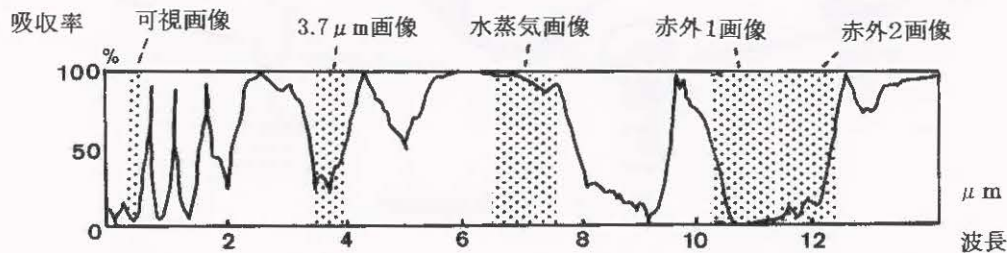


図1-2-1 各波長の電磁波の大気による吸収率と衛星で観測する波長帯

1.2.3 分解能

GMS-5に搭載するセンサーの特性を表1-2-1に示す。参考資料としてMTSATも合わせて示す。GMS-5の水平距離分解能は、可視画像1.25km、赤外画像5kmだが、これは衛星直下点での値である。直下点から離れるにつれ地球表面を斜めからみることになり分解能は低下する。日本付近では、およそ可視画像1.8km、赤外画像7kmの分解能になる。

GMS-5の画像の階調は、可視画像の場合6ビット(64階調)である。赤外画像では8ビット(256階調)となっており、おおよそ0.5～1.0℃程度の温度分解能となっている。

1.2.4 キャリブレーション

衛星の内部の温度変化などのために、センサーの出力である輝度レベル値と放射輝度(エネルギー)の関係が変化する。そのため、輝度が既知の物体を観測し、センサーの出力値を測定して、レベル値と放射輝度を関連づける事をキャリブレーションという。キャリブレーションは低輝度の物体と高輝度の物体の2点で行われる。低輝度の物体としては宇宙空間が、高輝度の物体は可視センサーの場合は太陽、赤外センサーの場合には衛星内部に持った既知の温度の黒体が利用される。赤外センサーのキャリブレーションは観測毎に行われる。

GMS-5の場合、キャリブレーションにより温度や反射率と観測したレベル値の対応が与えられ、

対応表(キャリブレーションテーブル)が提供される。したがって観測点の温度・反射率は、観測したレベル値に対応するキャリブレーションテーブルを参照することにより、知ることができる。

1.2.5 ナビゲーション

衛星画像を利用する場合には、画像上の位置と地球座標上の位置との対応を知ることが重要であり、このための作業をナビゲーションと呼ぶ。ナビゲーションには画像が撮影された時刻における衛星の正確な位置と姿勢を知る必要がある。

衛星の位置を知る作業を測距と呼ぶ。GMS-5の場合、1日4回6時間毎に地上の3点(埼玉県鳩山町、沖縄県石垣島、オーストラリアのクリブポイント)から衛星までの距離を測定し(3点測距)、衛星の軌道を決定する。決定した軌道からその後の衛星の位置を予測している。ナビゲーションに使用する衛星の位置は、この予測された位置である。

衛星の姿勢を知るには、計算機のスケジュールにより1日5回、可視画像上で選ばれた特定の地点(ランドマーク)の位置を可視画像上で対応させる。このランドマークの情報から衛星のスピン軸の方向を推定し(姿勢の傾き)、将来のスピン軸の方向を予測する。ナビゲーションに使用するスピン軸の方向は、この予測された方向である。

衛星の軌道や姿勢が所定の位置からずれた場合には、それを回復するための制御(南北・東西軌道制御など)を行う。

表1-2-1 GMS-5とMTSATの各センサーの比較

	GMS-5		MTSAT		備考
	可視	赤外	可視	赤外	
波長特性 (μm)	0.55～0.90		0.55～0.80		
		10.5～11.5(赤外1)		10.3～11.3(赤外1)	
		11.5～12.5(赤外2)		11.5～12.5(赤外2)	
		6.5～7.0(水蒸気)		6.5～7.0(水蒸気)	
				3.5～4.0(3.7 μm)	
分解能	1.25 km	5 km	1 km	4 km	直下点
画像階調	64	256	1024	1024	

1.3 画像の特性

1.3.1 可視画像

(1) 可視画像の特徴

可視画像は、雲や地表面から反射した太陽光の強弱を画像化したもので、海・陸・雲などの状態が観測できる。反射の大きいところは明るく、小さいところは暗く画像化している。一般に雪面や雲は反射率が大きいので明るく、地面は雲に比べ暗く、海面は反射率が小さいので最も暗く見える。ただし、観測する場所の太陽高度によって見え方が異なるので注意が必要である。朝夕や高緯度地方は、太陽光が斜めからあたるため入射光が少なくなり、反射量も少なく暗く見える。

(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・雨滴の量・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・海面が分かることがある。

イ 対流性と層状性の識別

雲頂表面のきめ(texture)から雲型を識別できる。層状性の雲頂の表面は滑らかで一様であるのに対し、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が観察しやすい。

ウ 雲頂高度の比較

太陽光が斜めからあたる時、高さの異なる雲が共存していると、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。

1.3.2 赤外画像

(1) 赤外画像の特徴

赤外画像は温度の分布を表している。昼夜を通して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。赤外画像は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ある。

(2) 赤外画像の利用

ア 常時監視

赤外画像は可視画像と違って、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、鉛直方向の発達程度を監視できる。

ウ 地表面温度の測定

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測定できる。特に直接観測の少ない海面水温は、有益な情報となる。

1.3.3 水蒸気画像

(1) 水蒸気画像の特徴

水蒸気画像も温度の分布を表している。赤外画像と同様に、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。水蒸気画像の場合、水蒸気による吸収が支配的なので、画像の明暗は上・中層の水蒸気が多寡に対応するという特徴を持つ。

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1-3-1)。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、画像では暗くみえる。上・中層で水蒸気が多い湿った部分は、上・中層の水蒸気や雲からの放射量が多く寄与するので温度が低く、画像では明る

く見える。水蒸気画像でのこうした特徴を図1-3-2に示す。

(2) 水蒸気画像の利用

ア 上・中層の流れの把握

水蒸気画像の特徴は、上・中層に存在する水蒸気からの放射を観測できることである。つまり雲が無くても、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。水蒸気画像で現れる明・暗域の分布から、上・中層のトラフ・渦やジェット気流の位置を推定できる。

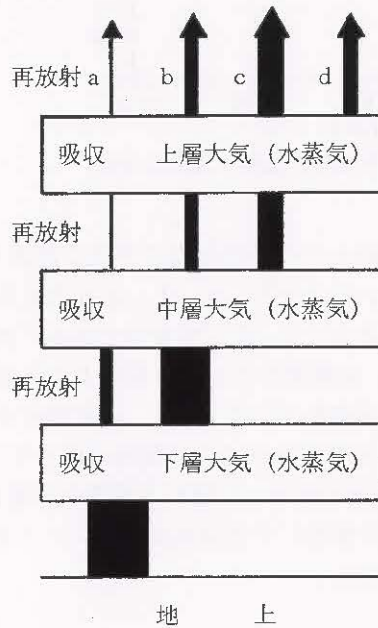


図1-3-1 水蒸気画像における放射の概念図 (岸本1997)

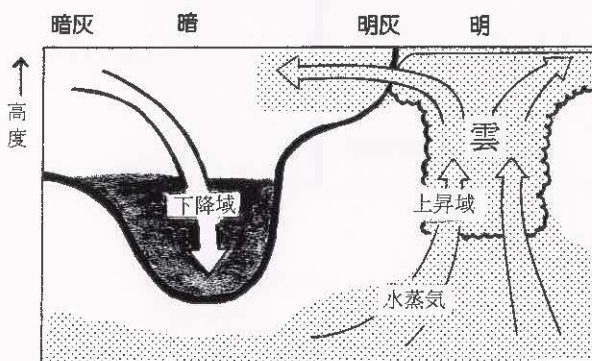


図1-3-2 水蒸気画像と大気現象との関係の概念図
ドット領域：水蒸気が多く含まれる領域
太線：平均射出高度 (画像上の色を決定する高度)

1.3.4 3.7 μm 画像

(1) 3.7 μm 画像の特徴

衛星で観測する放射量は、雲や地表面からの黒体放射と太陽の反射光の和である。3.7 μm の波長帯では、赤外1や赤外2の波長帯に比べ、地表面からの放射よりも太陽の反射光の方が大きい (図1-3-3)。このため、太陽がある日中は、画像は太陽の反射光の分布に近いものとなる。一方、太陽光による反射がない夜間は日中と異なる画像となる。夜間は雲などからの赤外放射を観測することになる。このように、3.7 μm 画像では昼と夜では画像の見え方が大きく異なるので、注意して利用しなければならない。特に日の出や日没頃は、太陽光の影響がどの範囲まで及んでいるのかを考慮することが必要である。

3.7 μm では、水から成る雲粒を持つ雲 (水雲) の射出率は赤外より小さい (図1-3-4) ことや氷晶に対しては太陽光の反射が小さいことなどの特性を持っており、こうした特性は雲の識別に利用される。

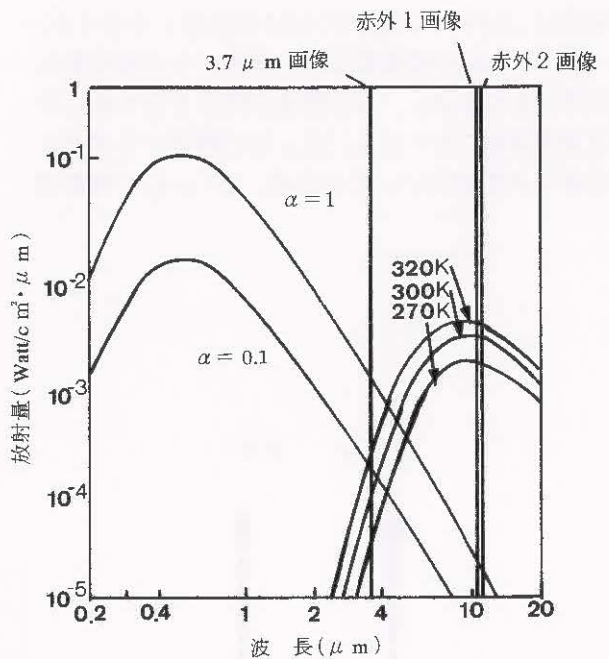


図1-3-3 太陽光の反射エネルギー (反射率 $\alpha = 1.0$ と 0.1) と黒体放射 (270K, 300K, 320K) の比較 (小平1980に加筆)

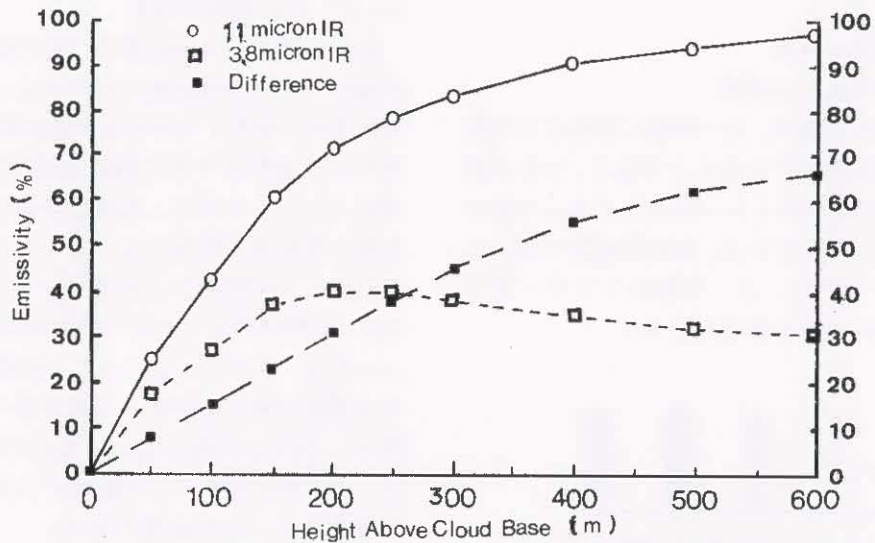


図1-3-4 層積雲（雲水量 $0.1\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ）の雲厚と射出率の関係（Ellrod,1995）

(2) $3.7\ \mu\text{m}$ 画像の利用

ア 夜間の下層雲の識別

$3.7\ \mu\text{m}$ 画像では、赤外画像では識別が難しい夜間の下層雲の検出精度が向上する。海上に存在する下層雲（水雲）を考えてみる（図1-3-5）。下層雲は、赤外1の波長帯ではほぼ黒体とみなせる。一方 $3.7\ \mu\text{m}$ の波長帯では、水雲からの射出率は赤外1より小さく、ある程度の厚さを持つ雲には透過率は0に近くなる。 $3.7\ \mu\text{m}$ で観測する水雲は黒体とみなせない。このため、 $3.7\ \mu\text{m}$ の雲頂

温度は赤外1での雲頂温度より低く観測される。海面については $3.7\ \mu\text{m}$ 、 $11\ \mu\text{m}$ の両波長ともほぼ黒体と見なせる。従って水雲である下層雲の場合、 $3.7\ \mu\text{m}$ 画像の方が赤外画像より下層雲頂と海面との温度差が大きくなり、検出精度が向上する。なお水雲であればこの関係が成り立つので、 $3.7\ \mu\text{m}$ 画像で検出した雲が下層雲か中層雲かは、赤外画像を併用して雲頂高度をチェックすることが必要である。

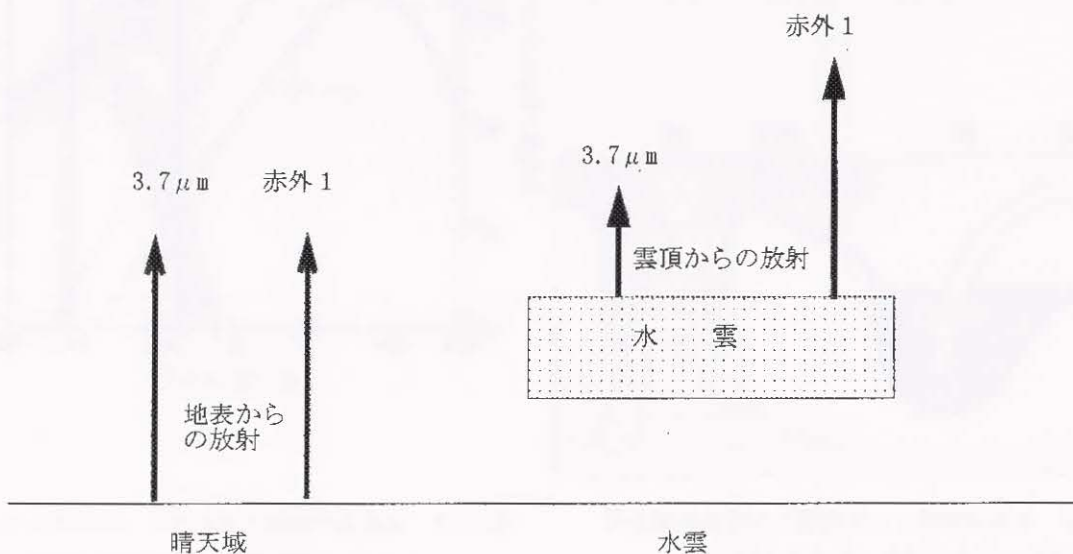


図1-3-5 水雲における $3.7\ \mu\text{m}$ と赤外1との放射の違い

イ 日中の雪氷域の識別

3.7 μmでは、雪氷面における太陽光の反射は、氷晶と同様に少ない (Kidder and Wu, 1984)。この特性を利用すると、可視画像だけでは共に強い反射を持つため判別が難しい雪氷面と雲域について、3.7 μm画像と比較することにより識別が可能となる。

1.3.5 3.7 μm 差分画像

(1) 3.7 μm 差分画像の特徴

3.7 μm 差分画像は、3.7 μmの温度から赤外1の温度を差し引いて画像化したものである。差分が正を暗く負を明るく表している。1.3.4項で述べたように、水雲に対し3.7 μmでは赤外1より雲頂温度を低く観測する。一方氷晶雲に対しては、3.7 μmの方が透過の効果が大きく雲頂温度は高く観測される。3.7 μm 差分画像では、3.7 μmと赤外1との特性の違いを強調してみることができる。

図1-3-6に、夜間に差分画像と赤外画像を用いた雲型判別図 (Liljas, 1989)を示す。差分画像と赤外画像との併用により薄い上層雲や下層雲が識

別できることがわかる。

(2) 3.7 μm 差分画像の利用

ア 夜間の下層雲の識別

下層雲は、周囲の晴天域との温度差が小さく、夜間は赤外画像のみによる探知は困難となる。3.7 μmでは赤外1の雲頂温度よりも低く算出され、両者の温度差は2~10度の負の値になる。3.7 μm 差分画像は、3.7 μm画像より晴天域と下層雲域の違いが強調されるので、夜間の下層雲の識別に利用される。

イ 上層雲の識別

氷晶から成る上層雲に対し、3.7 μmは可視光に近い性質を有し、雲を透過しやすい。夜間は、雲頂からの放射に温度の高い地上からの放射が薄い上層雲を通過して加わり、3.7 μmでは実際の雲頂温度よりも高く算出される。3.7 μmでは赤外1より透過の効果が大きいので、雲頂温度は赤外の温度よりも高くなり、両者の温度差は正の値になる。このため薄い上層雲の領域が識別できる。これにより例えば降水をもたらす積乱雲と降水をもたらさないかなと巻雲との区別が可能となる。

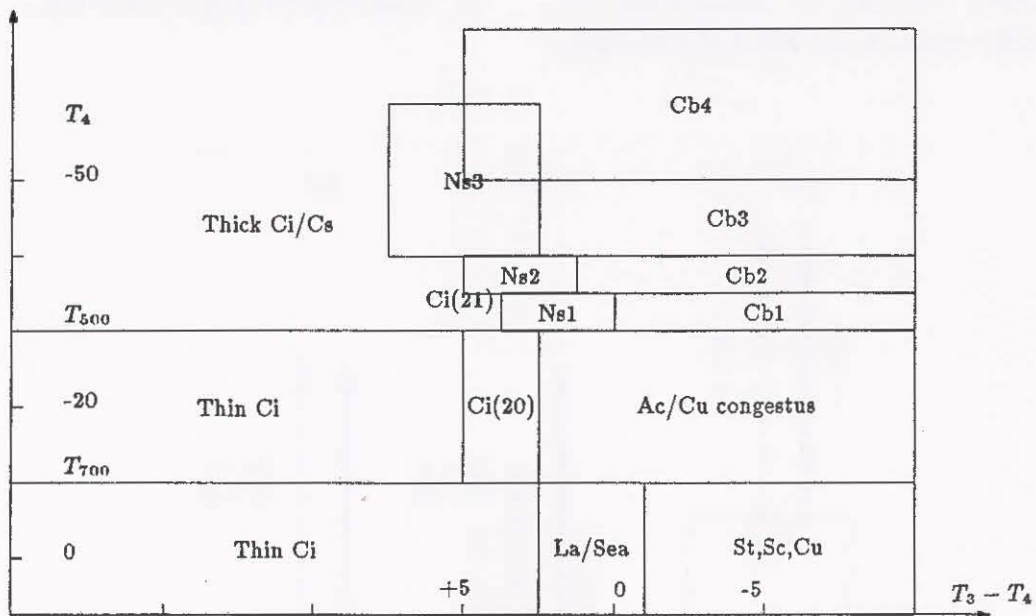


図1-3-6 3.7 μm 差分温度と赤外温度による雲型判別図 (Liljas,1989)

横軸：(3.7 μm- 赤外) 差分温度 縦軸：赤外温度

1.3.6 赤外差分画像

(1) 赤外差分画像の特徴

赤外差分画像は、赤外1の温度から赤外2の温度を差し引き、画像化したものである。赤外の波長帯は、大気の窓と呼ばれるように水蒸気など大気による吸収の少ない波長帯であるが、水蒸気の吸収は無視できるわけではない。赤外2の波長帯の方が赤外1の波長帯より吸収が僅かであるが大きい。赤外1の値と赤外2の値の差は大気中の水蒸気量に依存し、赤外差分画像はこの差が大きいほど暗くなるよう画像化している。

(2) 赤外差分画像の利用

ア 下層雲の識別 (図 1-3-7)

下層雲は、赤外1と赤外2では共に黒体に近くその差分は0である。雲頂より上方の放射経路は乾燥していると考えると、下層雲頂の差分量は小さい(a)。赤外差分画像は、もともと水蒸気吸収の少ない波長帯である赤外領域を2分割してその差をとっているのだから、かなりの量の水蒸気が存在しなければ、その差は大きくならない。大気中の水蒸気は一般に下層で多く上層では少ないため、下層における水蒸気量の多寡が赤外1と赤外2の差分の大小に影響する。湿った気層を持つ晴天域(b)と乾いた晴天域(c)では、赤外1と赤外2で吸収量に差が生じる。従って、赤外差分画像では、湿った下層大気中にある下層雲と晴天域は識別で

きる。

イ 薄い上層雲の識別 (図 1-3-8)

水晶では、赤外1と赤外2で吸収量が異なる。十分厚い雲の場合(d)(e)は、雲頂からの放射だけを観測するので、経路上の水蒸気量は少なく、赤外1と赤外2の値の差は小さい。一方薄い上層雲の場合(f)、上層雲より下方からの放射と雲頂における放射が観測される。雲頂からの放射は、厚い上層雲と同様に赤外1と赤外2の値の差は小さい。一方上層雲より下方からの放射は、上層雲の中を通過する時、上層雲を構成する水晶による吸収を受けるため、赤外1と赤外2の差を生ずる。したがって赤外差分画像では、厚い上層雲が存在するところでは差が小さく白く見え、薄い上層雲が存在するところは差が大きく黒く見える。

ウ 火山灰・黄砂の識別 (図 1-3-8)

石英は、赤外1と赤外2の波長帯では吸収や散乱の特性が水と比べ逆であるという性質を持つ。赤外1と赤外2の温度差を計算した赤外差分画像で、温度差が正の場合は水滴や水晶で構成される雲であり、温度差が負の場合(g)は石英を含む物質ということになる。気象学的に着目する雲と石英が主体の現象(例えば火山灰や黄砂)は赤外差分画像では区別が可能である。この特性を利用して、火山灰や黄砂の監視が可能である。

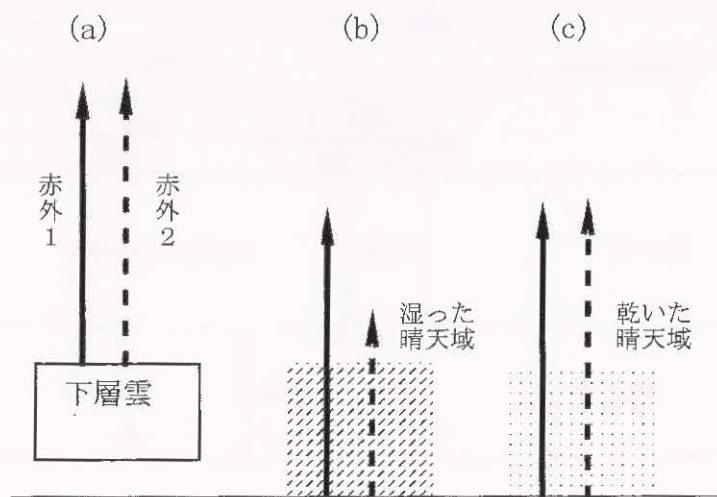


図 1-3-7 赤外差分画像における下層雲識別の概念図

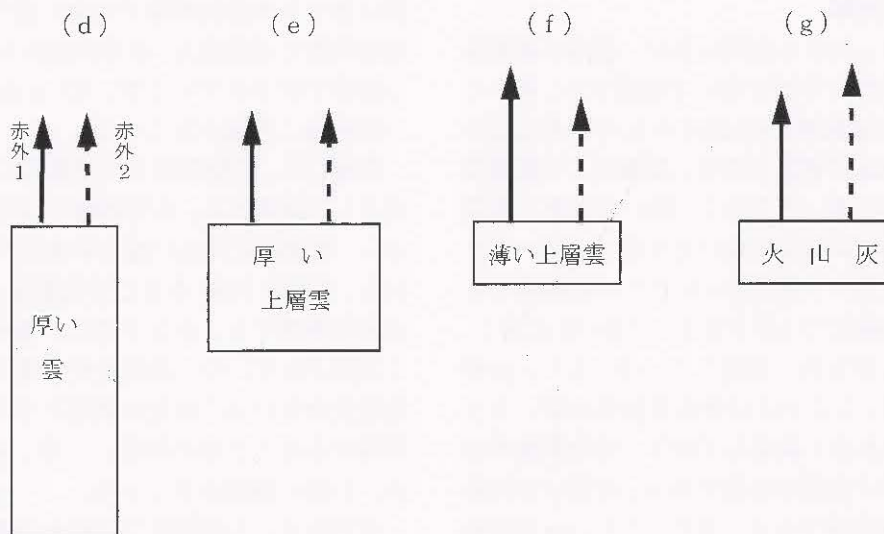


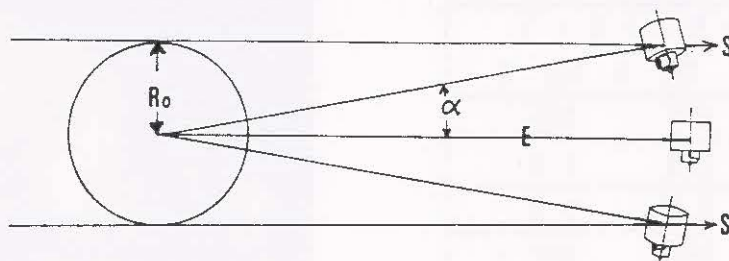
図 1-3-8 赤外差分画像における薄い上層雲および火山灰識別の概念図

食運用

静止衛星から見れば、地球の視直径は20度ほどの大きさであるのに対し、太陽は0.5度程度にしか見えない。太陽と地球と静止衛星がほぼ一直線上に並ぶような時期があれば、静止衛星から見て太陽が地球の背後に完全に入ってしまうことが起こる。このような地球による日食の現象は、春分や秋分の前後に発生する。この前後の期間は、付図1にあるように、春分や秋分を中心として太陽の方向と衛星の軌道面との角度がそのまま α の範囲である。軌道の半径を a 、地球の半径を R_0 とすれば、 α は $\sin \alpha = R_0/a$ で決定できる。軌道半径を地球半径の約7倍とすると、 $\alpha \approx 8.5$ 度が求まる。3月20日の春分を起点とした場合、太陽と軌道面のなす角が8.5度以内というのは、約50日弱となる。食が一番長いのは、春分または秋分当日であり、およそ70分ほどである。つまりこの頃は夜中の0時頃を中心に1時間以上は衛星に太陽の光が当たらなくなる。たとえわずかな時間であっても太陽光が当たらないと、太陽電池からの電力供給は一切無くなり、衛星は宇宙空間の中で急速に冷却する。従って食期間は、衛星の機能保持を努めることがまず第一となる。

食前後には、その準備や後処置を含め衛星の特別運用期間として、通常時とは異なる運用を行う。概ね2月下旬から4月上旬までと8月下旬から10月上旬までの食期間中は、14UTCおよび15UTCの観測を中止し、16UTCの観測を10分遅らせて行う（鈴木和史）。

【参考文献】 気象衛星センター技術報告特別号「気象衛星システムの概説」、1986年、気象衛星センター、pp57.



付図1 食の起きる期間の地球と衛星の位置

E：春分・秋分時の軌道面

S：太陽光の入射方向

R_0 ：地球半径

1.4 画像の比較

この節では、日中と夜間に分け、前述の各画像の特徴を具体的に事例を用いて説明する。用いた画像は、水蒸気画像がGMS-5のものである以外は、全てNOAAの画像である。階調は、可視画像では、反射率の高い方を白く、低い方を黒く表現し、赤外画像では温度の高い方を黒く、低い方を白く表現しており、通常用いられている階調である。赤外差分画像では差が大きい(正)ほど黒く、小さいないし負を白く表現している。3.7 μm 画像においては、ここでは日中は反射率の高い方を黒く、低い方を白く表現しており、可視画像の場合と異なるので注意が必要である。夜間は赤外画像と同じ階調表現である。また、3.7 μm 差分画像では、差が正の場合を黒く、負の場合を白く表現している。(表1-4-1)

1.4.1 日中の画像

図1-4-1～1-4-5それぞれ日中の同時刻の可視、赤外、水蒸気、赤外差分、3.7 μm 画像で、ここでは津軽海峡から北海道南海上の雲域A、新潟・富山県付近の雲域B、日本の南海上の台風中心付近の雲域C、この北東側の雲域D、及び台風東側の雲域Eに着目する。

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に比べて厚みがなく筋状となっている。赤外画像では雲域Aは暗灰色であることから、この雲域は発達していない対流雲(Cu)域と判断できる。一方、雲域Bは雲域Aに比べて明灰色であることから、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。両者とも、上・中層の観

測に適する水蒸気画像では全く見られない。赤外差分画像では雲域A、B共に白から明灰色のまだら模様で示されているが、3.7 μm 画像では、黒～暗灰色に表現されている。

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、赤外画像では白色であることから、雲頂高度の高い厚みのある対流雲域、すなわち、積乱雲(Cb)を含む対流雲域と判断できる。水蒸気画像でも、かなり明るい領域(明域)として表現されている。赤外差分画像では、ほとんど温度差がない白～灰色の表現となり、厚みのある雲域であることがわかる。一方、3.7 μm 画像では、白色に観測されている。

雲域Dは、可視画像では厚みがあり、赤外画像では白色であることから、上層雲を含む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同様に白～明灰色ではあるが、可視画像では雲域Dに比べて厚みが薄いことから、厚みのない上層雲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。赤外差分画像では、雲域Dが小さな温度差の明灰色であるのに対して、雲域Eは大きな温度差の黒色を示すことから、雲域Eは薄い上層雲域と判断できる。一方、3.7 μm 画像では雲域Dは白色に観測されているが、雲域Eは白から明灰色である。

表1-4-1 画像での見え方

画 種	画像での見え方				
	白	明灰	灰	暗灰	黒
可視画像	← 反射大			反射小 →	
赤外画像	← 低温			高温 →	
水蒸気画像	← 湿潤			乾燥 →	
3.7 μm 画像(日中)	← 反射小			反射大 →	
3.7 μm 画像(夜間)	← 低温			高温 →	
赤外差分画像	← 負			正 →	
3.7 μm 差分画像	← 負			正 →	

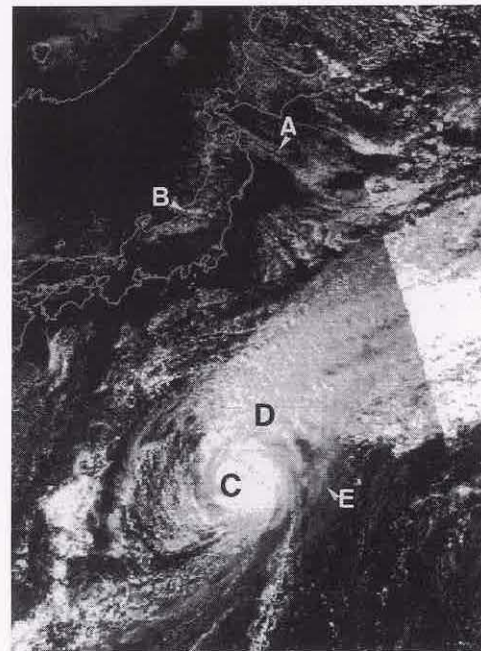


図1-4-1 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの可視画像

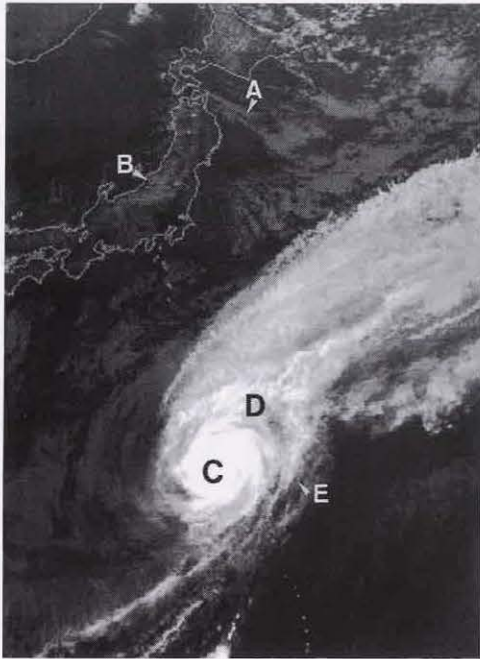


図1-4-2 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの赤外画像



図1-4-3 1997年11月7日05UTC GMS-5の水蒸気画像

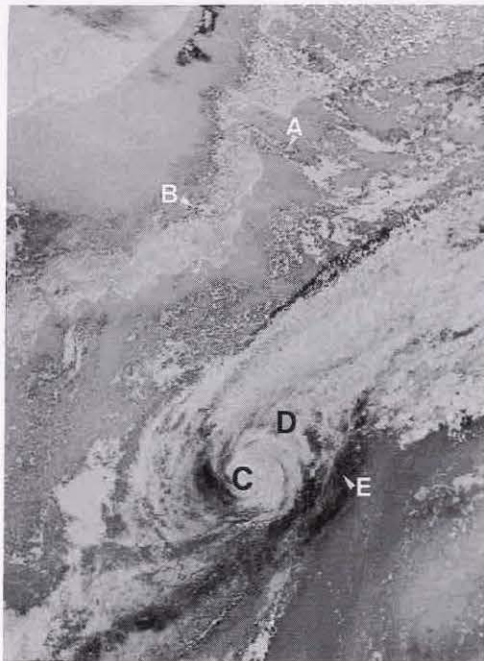


図1-4-4 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの赤外差分画像

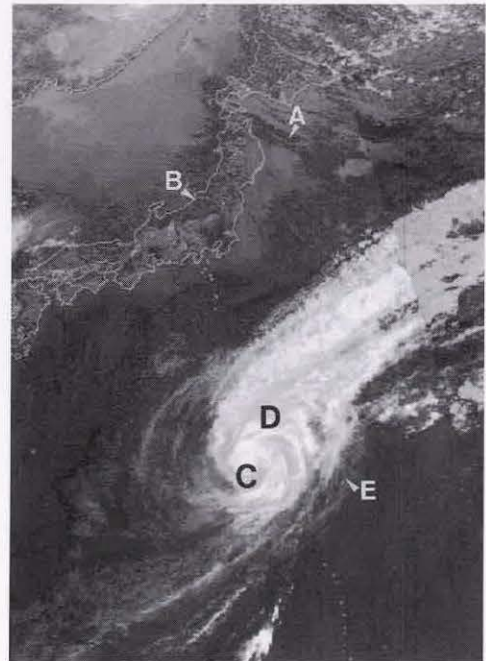


図1-4-5 1997年11月7日05UTC頃 NOAAの3.7 μm 画像

1.4.2 夜間の画像

図1-4-6～1-4-8は、それぞれ夜間の同時刻の赤外、 $3.7\mu\text{m}$ 、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像である。ここでは、十勝平野から根釧台地にかけて発生した霧を含む下層雲域Aを中心に述べる。

日中の霧を含む下層雲域は可視画像を用いることでの確に判別できるが、可視画像のない夜間においては図1-4-6の赤外画像のようにこの雲域を判別するのは困難である。図1-4-7の $3.7\mu\text{m}$ 画像では、日高山脈付近に比べやや明るい明灰色の領域Aが十勝平野から根釧台地にかけて見え、霧を含む下層雲域の判別がつく。さらに、図1-4-8の $3.7\mu\text{m}$ 差分画像では、 $3.7\mu\text{m}$ 画像に比べこの雲域が明瞭に白く観測され、容易に判別がつく。

なお、日本海北部から北海道地方北部にかけての下層雲域Bも、雲域Aと同様に、赤外画像や $3.7\mu\text{m}$ 画像に比べて、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像の方が周囲の階調と明瞭なコントラストを示す白色に観測されていることから、判別が容易である。

さらに、北海道の南海上の上層雲を含む雲域Cは、赤外画像では上層雲域の判別が困難であるが、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像では雲域の主に北側で上層雲域に対応した黒色の領域が見られ、判別が容易となっている。

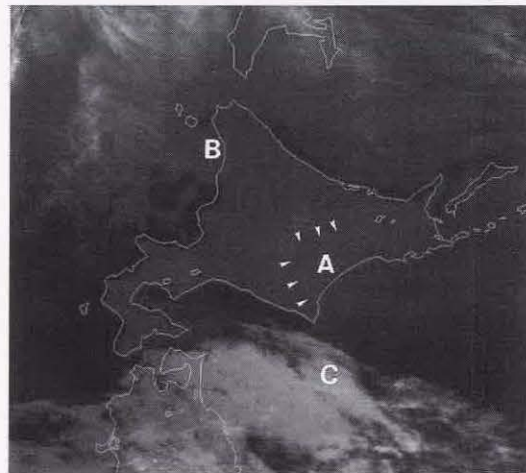


図1-4-6 1998年10月13日17UTC頃 NOAAの赤外画像

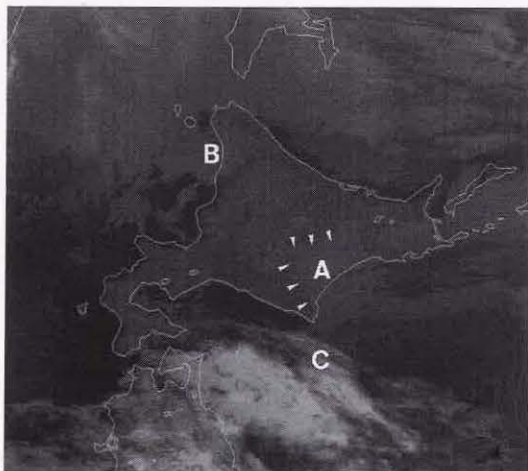


図1-4-7 1998年10月13日17UTC頃 NOAAの $3.7\mu\text{m}$ 画像

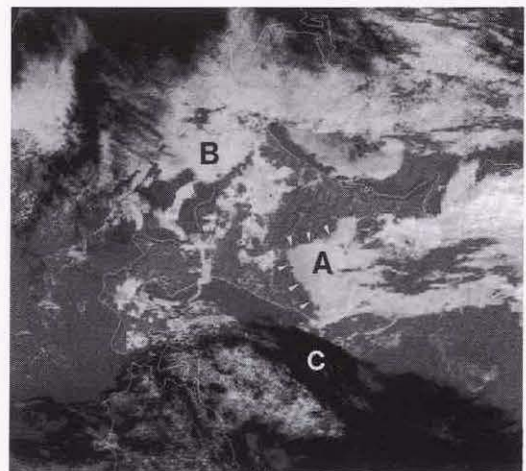


図1-4-8 1998年10月13日17UTC頃 NOAAの $3.7\mu\text{m}$ 差分画像