

第3章 運輸多目的衛星新1号で取得できる各画像の特性*

この項では、可視画像、赤外画像、水蒸気画像、スプリット画像の特性と、それらの画像を利用して調査した雲パターンの一例を示す。

なお、 $3.7\mu\text{m}$ 帯の画像については、第4章以降で詳細に述べることにする。

3-1 運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)で取得できる画像および波長帯

運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)で取得できる画像とそれを利用して作成される差分画像及び波長帯を以下に示す。

- ①赤外1画像： $10.3\sim 11.3\mu\text{m}$ ----- $11\mu\text{m}$ (以下：赤外画像という)
- ②赤外2画像： $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ ----- $12\mu\text{m}$
- ③赤外3画像： $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ ----- $6.7\mu\text{m}$ (以下、水蒸気画像という)
- ④赤外4画像： $3.5\sim 4.0\mu\text{m}$ ----- $3.7\mu\text{m}$ (以下、 $3.7\mu\text{m}$ 画像という)
- ⑤可視画像： $0.55\sim 0.90\mu\text{m}$ ----- $0.6\mu\text{m}$
-----取得された画像を利用して作成できる画像-----
- ⑥赤外差分画像： $11\mu\text{m}-12\mu\text{m}$ ----- (以下、スプリット画像という)
- ⑦赤外差分画像： $11\mu\text{m}-6.7\mu\text{m}$ ----- (以下、水蒸気差分画像という)
- ⑧赤外差分画像： $3.7\mu\text{m}-11\mu\text{m}$ ----- (以下、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像という)

3-2 可視画像

(1) 可視画像の特徴

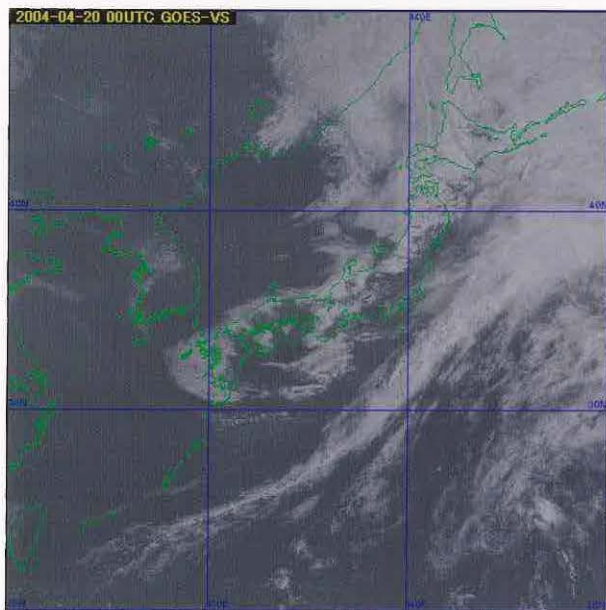


図 3-2-1 2004年4月20日00UTC
の可視画像

可視画像(図3-2-1)は、雲や地表面で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。反射の大きい所は明るく、小さい所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、その分反射量も少なく、同じものでも暗く見える。逆にサングリット(太陽光反射の最も明るい領域)は明るく輝いて見える。

(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、雲に含まれる雲粒や雨滴の量や雲の密度に依存する。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。また、積乱雲のように、鉛直方向に発達した厚い雲も多くの雲粒や雨滴を含むので明るく見える。逆に薄い上層雲の場合は、下が透けて見え下層雲や陸地・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凸凹として

* 澁田 信敏

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、雲頂高度の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できる。

3-3 赤外画像

(1) 赤外画像の特徴

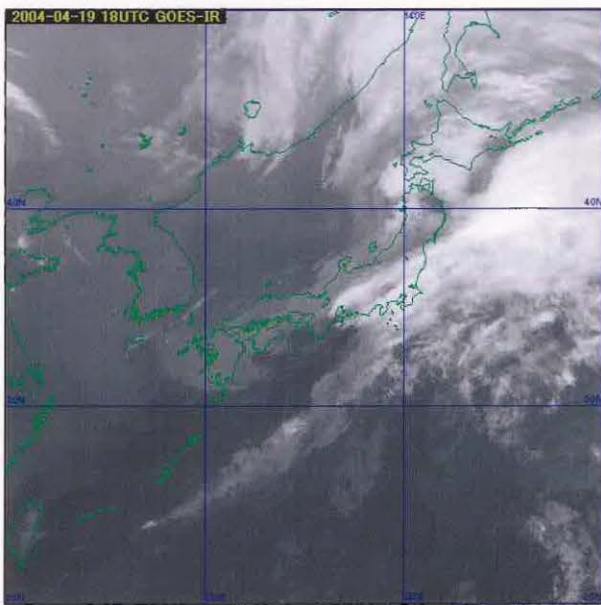


図 3-3-1 2004 年 4 月 19 日 18UTC
の赤外画像

赤外画像(図3-3-1)は雲頂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所を明るく、温度の高い所を暗く画像化してある(2-5-4章)。

(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、雲頂温度の時間変化から、鉛直方向の発達程度を監視できる。

ウ 雲パターン

赤外画像からは多くの雲パターンを解析することができる。なかでも、帯状の雲域の中のある領域が、高気圧性曲率をもって極側へ膨らむ現象を*バルジと呼ぶ。通常、この現象は500hPaのトラフの接近時に見られ気象現象解析の有効な手段として利用されている。画像上で、上層のトラフはバルジの西縁に、500hPa付近のトラフに対応する場所として解析される(気象衛星センター:1983)。

エ 地表面や海面温度の測定

赤外画像からは、雲頂温度のほか、晴天域における地表面や海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。

*バルジ: 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。

3-4 水蒸気画像

(1) 水蒸気画像の特徴

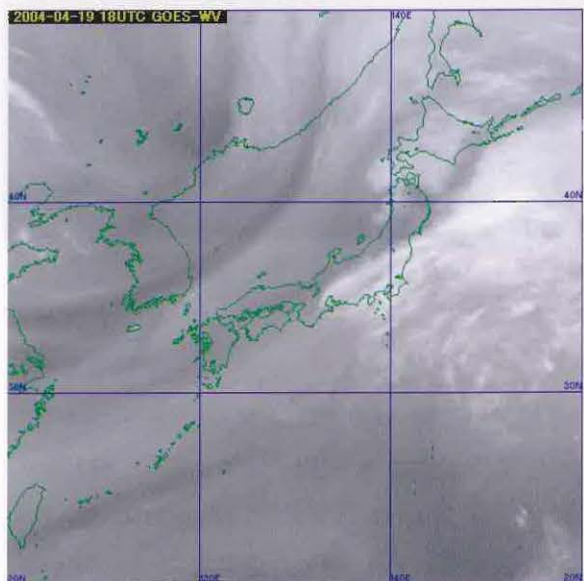


図3-4-1 2004年4月19日18UTCの水蒸気画像

水蒸気画像(図3-4-1)も赤外面像と同様に雲頂温度の分布を表し、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。

ただ、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・中層の水蒸気量の多寡に対応するという特徴を持つ。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3-4-2に示す。

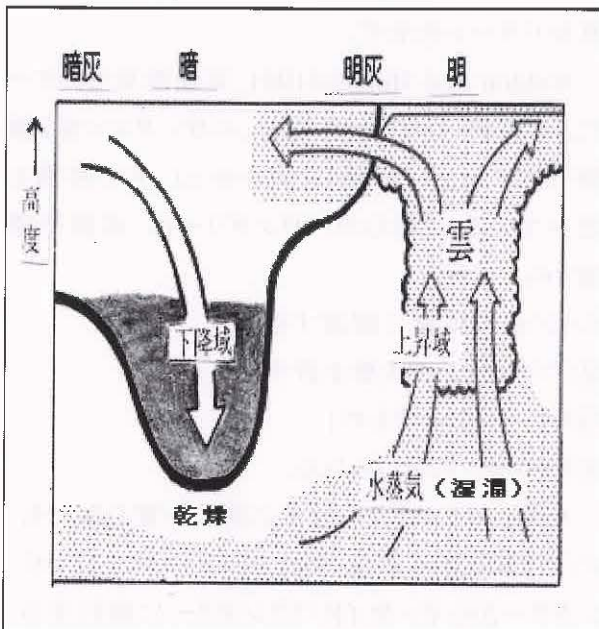


図3-4-2 水蒸気画像の特徴

標準的な大気を上・中・下層の3層に単純化し、赤外線(6.7 μ m帯)の放射量の吸収・放射を概念的に示す(図3-4-3)。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、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、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)。

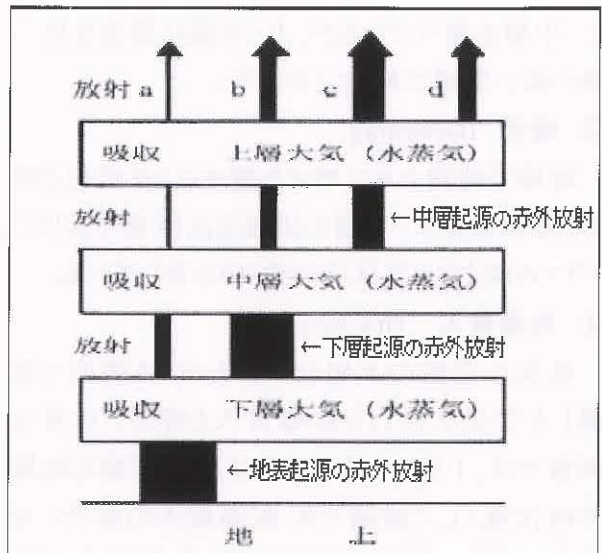


図3-4-3 上・中・下層の赤外線(6.7 μ m帯)の放射量の吸収・放射の概念図

(2)水蒸気画像の利用

ア 水蒸気パターン

水蒸気画像の特徴は、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ことである。

図3-4-3で示した原理により水蒸気画像では上・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。

なお、暗域・明域という表現を使用するが、暗域・明域は定量的な基準で判別されるものではなく、画像上で見える明るい部分や暗い部分を指す定性的な概念である。また、画像上の暗域は乾燥域を、明域は湿潤域を表している。

これまでに紹介した画像に比べ、水蒸気画像についての利用は難しいので、他の画像よりも詳しく水蒸気画像の表現や水蒸気画像のパターンについて説明する。

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、上・中層が乾燥していることを表す。

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、温度の低い領域を示し、上・中層が湿っているか、上・中層に雲頂を持つ背の高い雲域であることを表す。

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。暗化域は上・中層の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。

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、乾燥貫入の度合いを観測できる。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前線・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「かなづち頭 (hammer head)」パターン (Young et al.1987)を示すことがある。上層のトラフは、このパターンの後面 (西側)にあたる低気圧中心に向かう流れと高気圧性の流れに分離する付近に解析できる。

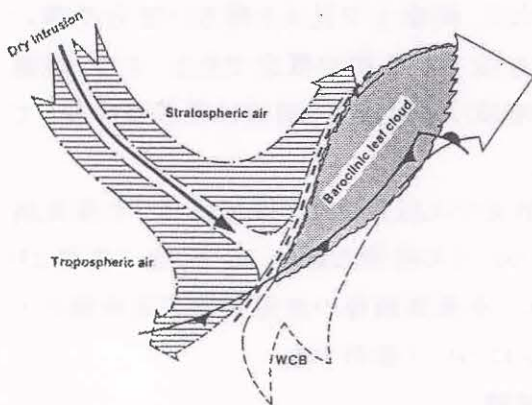


図 3-4-4 乾燥貫入及び hammer head パターンの模式図 (Young et al.1987)

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パターン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。

⑥ バウンダリー

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2-6-1)、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

- ①「ジェット気流に関連するもの」
- ②「ブロッキング状態を表すもの」
- ③「サージを示すもの」
- ④「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。

表 3-4-1

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	リターンモイスターバウンダリー

⑦ トラフ

トラフはバウンダリーの低気圧性曲率の極大

域(暗域が南側に凹)に解析できる(図 3-4-6、
 模式図参照)。赤外面像では、バルジの西縁
 近傍を 500hPa のトラフに対応する場所として
 解析してきた。これに対して、水蒸気画像で解
 析できるトラフは 400hPa 以上の上層の流れや
 トラフに対応している(気象衛星センター：
 1998)。

この他、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のほか、暗域の暗化の度
 合いからトラフの深まり/浅まりを推定する。この
 ことを応用して、数値予報の遅れ・進みや深ま
 り・浅まりをチェックすることができる。



図 3-4-5 上層トラフの模式図

(澗田他:1998)

⑧ 上層渦

水蒸気画像では上層で低気圧性に巻き込む
 渦や高気圧性に回転する多くの渦を観測できる。
 中でも、低気圧性に巻き込む渦は、スパイラル
 状に巻き込んでいる明域と暗域のパターンから
 特定できる。また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
 を上層渦と呼び、低気圧性に巻き込む渦は上・
 中層における低気圧やトラフ(400hPa以上の上
 層のトラフに対応:⑦項)を検出するのに有効で
 ある。

3-5 赤外差分画像

(1) 赤外差分画像の特徴

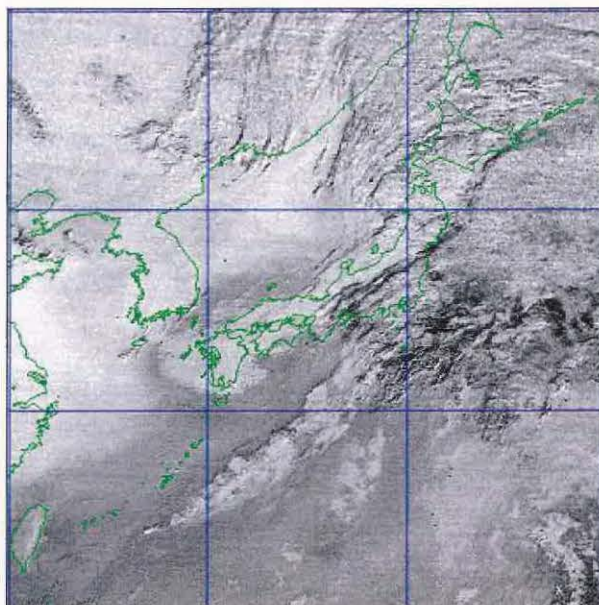


図 3-5-1 2004 年 4 月 20 日 00UTC

の赤外差分画像

赤外差分画像(図3-5-1)は、赤外の輝度温度
 から赤外2の輝度温度を差し引き、画像化した
 ものである。赤外(11 μ m)、赤外2(12 μ m)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
 の吸収が無視できるわけではない。また、赤外2
 の波長帯の方が赤外の波長帯より大気による吸
 収がわずかであるが大きい。したがって、赤外の
 値と赤外2の値の輝度温度差は大気中の水蒸
 気量に依存する。赤外差分画像は水蒸気差が
 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

下層雲は一般に黒体に近く、赤外1と赤外2
 では同じ温度値を観測しその差分は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。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で、
 かなりの量の水蒸気が存在しなければ、その差
 は大きくなる。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と乾いた晴

天域では、赤外と赤外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(負となり白く見える)と晴天域は識別できる。

イ 薄い上層雲の識別

氷晶では、赤外と赤外2で吸収量が異なり、赤外の方が放射量が大きく(暖かく)なる。十分厚い雲の場合は、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、赤外と赤外2の値に差は小さい。一方薄い上層雲の場合、上層雲より下方からの放射と雲における放射が観測される。雲からの放射は、厚い上層雲と同様に赤外と赤外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、上層雲を構成する氷晶による吸収を受けるため、赤外1と赤外2に差を生ずる。したがって赤外差分画像では、厚い上層雲が存在する所では差が小さく白く見え、薄い上層雲が存在する所は差が大きく黒く見える。

ウ 火山灰・黄砂の識別

石英は、赤外と赤外2の波長帯では吸収や散乱の特性が水と比べ波長依存が逆であるという性質を持つ。このため、赤外2の方が放射量が大きくなる。

赤外と赤外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氷晶で構成される雲であり、温度差が負の場合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。

このア、イ、ウの概念図を図3-5-2に示す。

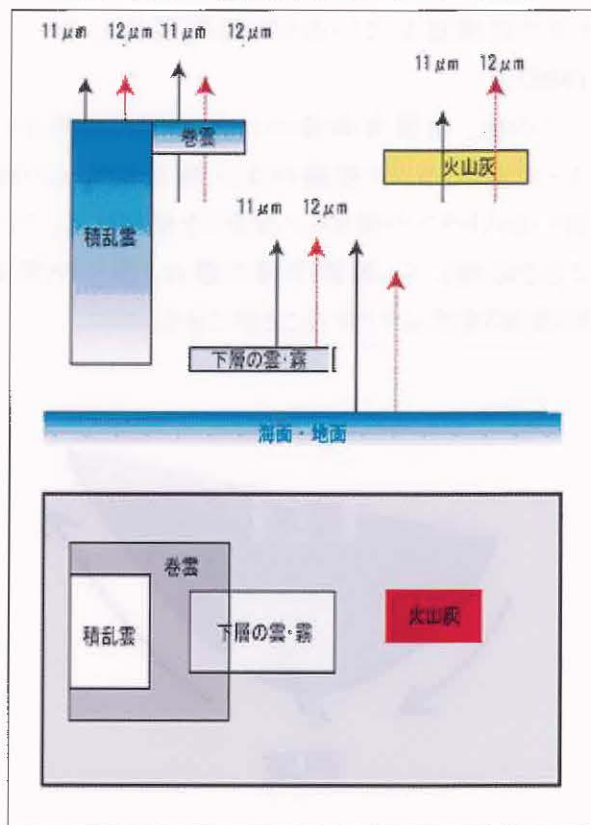


図3-5-2 赤外画像と赤外2画像の放射の概念図と赤外差分画像での雲や火山灰雲の見え方(火山灰雲は実際は赤ではなく、差分が負となるため白くざらざら輝く雲として見える)

3-6 赤外・可視・水蒸気画像を利用した雲パターンの解析

3-6-1 温帯低気圧の発達パターン(インスタントオクルージョン型)

各雲パターンの特徴については気象衛星画像の解析と利用(2000.3):気象衛星センターで詳細に述べているので、ここではその応用例として、温帯低気圧の発達パターン(インスタントオクルージョン)の解析例を取り上げ、赤外・可視・水蒸気画像の利用方法について紹介する。

気象衛星画像から見た温帯低気圧の発達パターンには大きく分けて、

①中緯度において前線波動から発達する低気圧

(通常型)

②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帯に接触する前に低気圧として発達する型(コンマ型)

③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帯に接触し前線帯雲バンドと併合し急速に閉塞パターンに移行する型(インスタントオクルージョン型)の三種類がある。

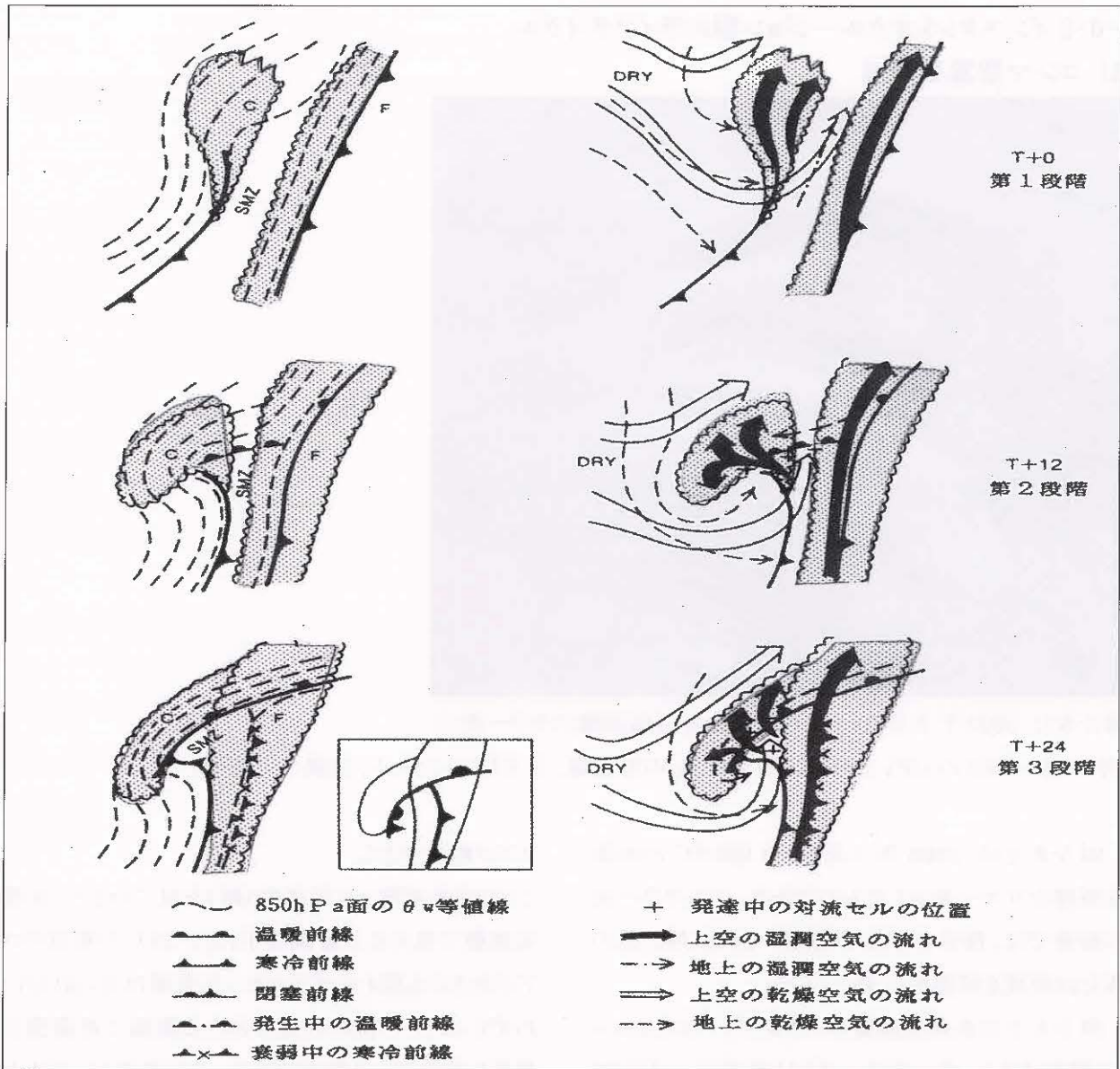


図 3-6-1 インスタントオクルージョンのライフサイクルモデル (McGinnigle et al.1988)

の図の雲域内にハッチを加筆(四角の中は第3段階を伝統的な前線記号で表したもの)

図 3-6-1 は、McGinnigle et al.(1988)が示したインスタントオクルージョンについての「3段階のライフサイクルモデル」で、寒帯前線対応の雲バンドの寒気側にあるおける渦度と雲バンドの暖気側の暖気移流の観点から、インスタントオクルージョンについ

て第1段階(コンマ型雲発生時)、第2段階(雲域併合前)、第3段階(インスタントオクルージョン時)のライフサイクルモデルを示している。この図に、コンマ型雲発生前の段階を加え、時間経過を追ってインスタントオクルージョンのライフサイクルの解析を行った。

3-6-2 インスタントオクルージョン型のライフサイクル

(1) コンマ型雲発生前

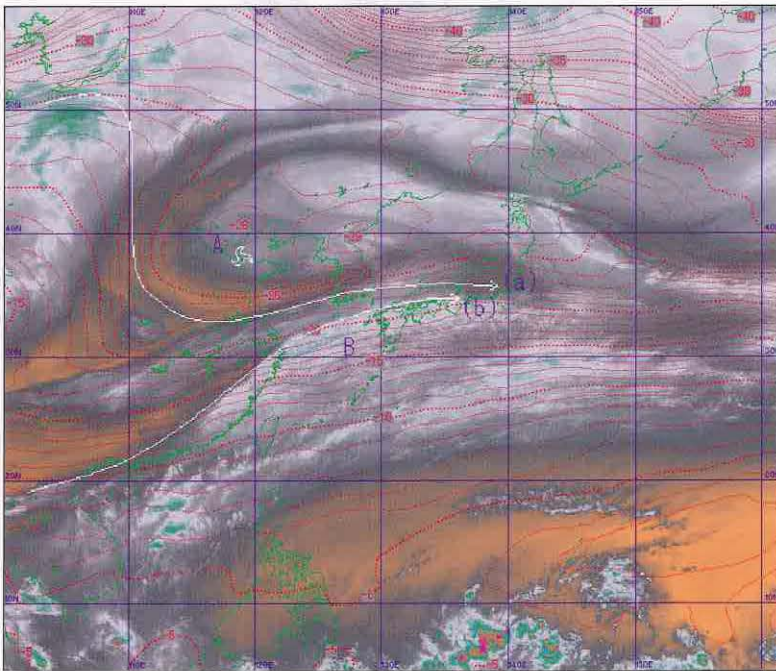


図 3-6-2 2003 年 3 月 24 日 00UTC の水蒸気画像のカラー表示

(赤点線=RSM の GPV から求めた 500hPa の等温線、白矢印=ジェット、白渦=上層渦)

図 3-6-2 は、2003 年 3 月 24 日 00UTC の水蒸気画像をカラー表示したものである。このカラー表示画像では、橙色の部分が暗域、それ以外の色の部分は明域を段階的に表している。

図 3-6-2 の水蒸気画像のバウンダリーからジェットを解析すると、ポーラジェット(a)とサブジェット(b)は白矢印のように解析できる。このジェットは日本付近で合流しており、RSM(日本を中心とする東アジアの領域を対象にした気象庁の領域スペクトルモデル=Regional Spectral Model の略、以下 RSM と呼ぶ)の初期値 GPV(大気中もしくは地表などに設定された格子点上気象要素などの値。格子点値=Grid Point Value 以下 GPV と呼ぶ)の風向・風速を参考にすると 300hPa の高さに対応している。

また、渤海湾付近には上層渦 A が、日本の南岸から南シナ海にかけては前線帯雲バンド B が解析できる。この上層渦 A はポーラジェット(a)に、前線帯雲バンド B はサブジェット(b)の流れにそれぞれ発生している。GPV を参考にすると、上層渦近傍には 500hPa の高さのトラフと 500 hPa で -28°C の寒気の

コアが解析できる。

ここで赤外画像と可視画像(略)を見てみると、水蒸気画像で見える上層渦直下には -28°C の寒気のコアがあるのも関わらずまとまった雲域は見られない。わずかに、この渦の前面にあたる黄海で対流雲が発生し始めている程度である。この原因としては上層渦直下が海上と違い陸地であるため、下層からの水蒸気の補給がないこと、上層の寒気がそれほど強くなかったことが原因と考えられる。このような現象は大陸上ではよく見られる現象である。

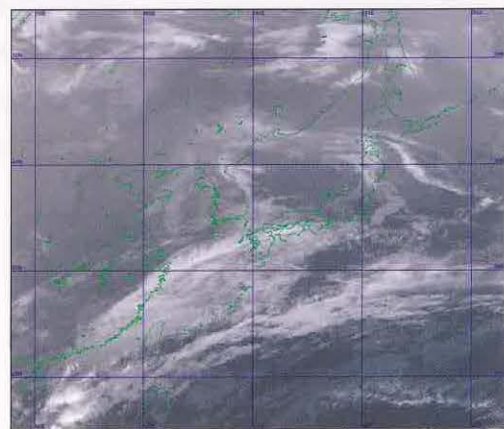


図 3-6-3 2003 年 3 月 24 日 00UTC の赤外画像

図 3-6-4 に赤外画像と可視画像及び水蒸気画像から求めたコンマ型雲発生前の模式図を示す。地上天気図では、日本の東海上から華中にかけては高圧帯となっており、上層渦直下は、鞍部となっている。

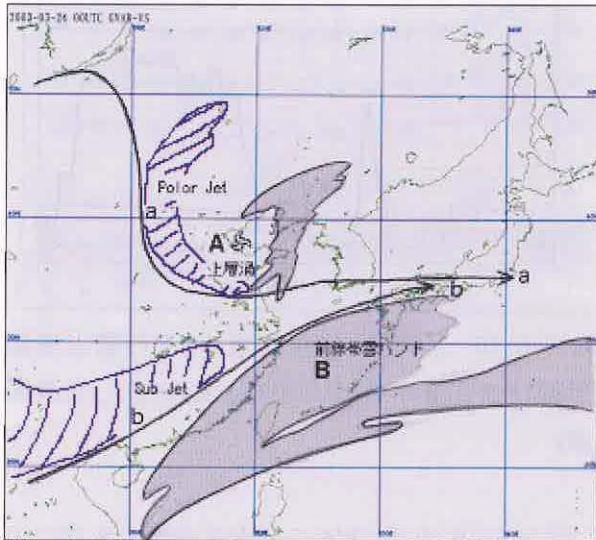


図 3-6-4 2003 年 3 月 24 日 00UTC の模式図
(图中 青の斜線部分は暗域を表す)

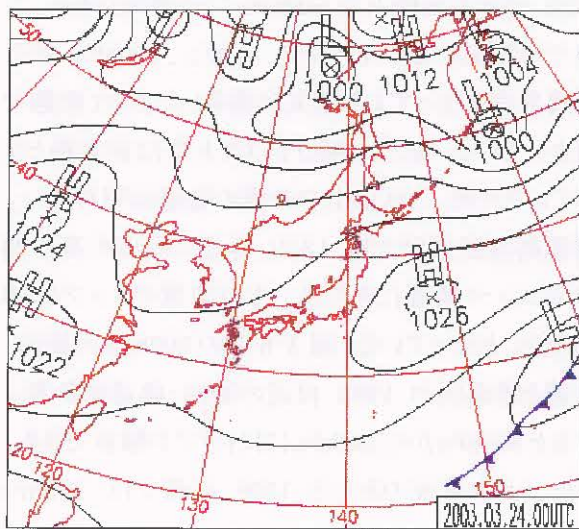


図 3-6-5 2003 年 3 月 24 日 00UTC
の地上天気図

(2) コンマ型雲発生

①コンマ型雲と前線帯雲バンドの解析

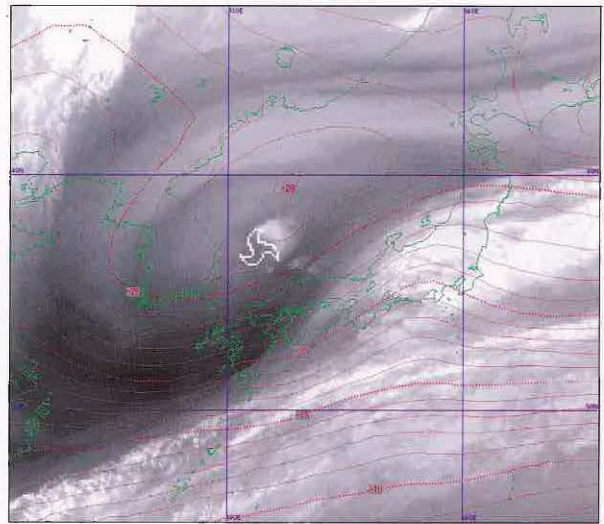


図 3-6-6 2003 年 3 月 25 日 00UTC の水蒸気画像
(赤点線は RSM の 500hPa の等温線)

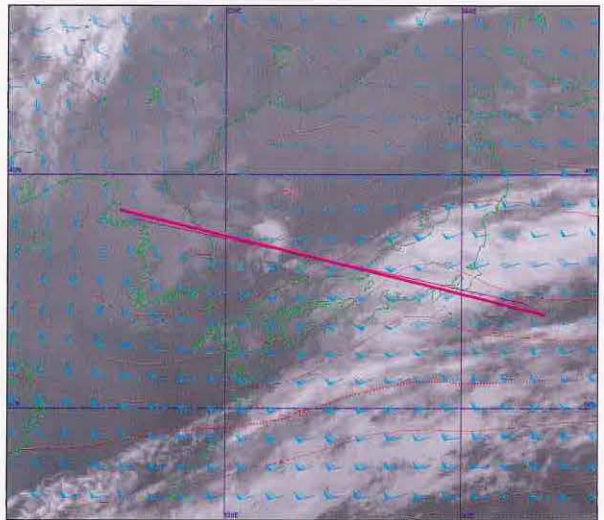


図 3-6-7 2003 年 3 月 25 日 00UTC の赤外画像
(赤点線は RSM の 500hPa の等温線、青矢羽は 500hPa の風向・風速、紫線は断面線)

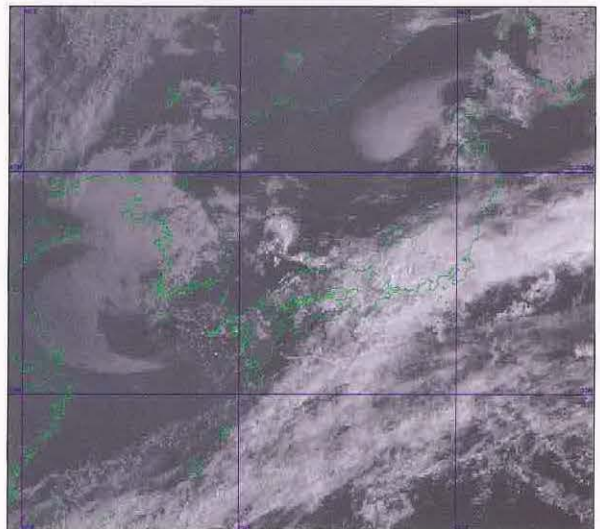


図 3-6-8 2003 年 3 月 25 日 00UTC の可視画像

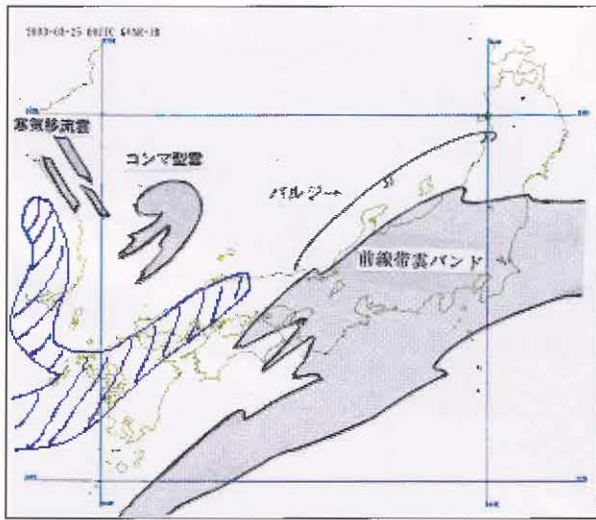


図 3-6-9 2003 年 3 月 25 日 00UTC の模式図

25 日 00UTC になると上層渦は日本海西部まで進んできた。この上層渦は 500 hPa で -28°C の寒気のコアを伴っている。赤外面像や可視画像では、日本海西部にある雲域の前面にメソスケールのコンマ型雲が発生しているのがわかる。毎時間の動画で見るとコンマ型雲の頭部を中心に低気圧性の回転が見られる。一方、前線帯雲バンドは上層渦(トラフ)の接近により極側に膨らみバルジ(前線帯雲バンドが寒気側(極側)に凸状に高気圧性曲率を持って膨らむ現象。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。)を強めている。図 3-6-7 の 500hPa の等温線を見ると暖気は前線帯雲バンドに沿うようにして四国の南から入り込んでいる。コンマ型雲の後面にあたる日本海北西部には寒気移流による下層雲も発生し始めている。水蒸気画像を見ると、この両雲域間には暗域が入り込んでいる。このことは、この両雲域間に乾燥した気塊が流入していることを表しており、コンマ型雲と前線帯雲バンドは別の雲システムであることがわかる。

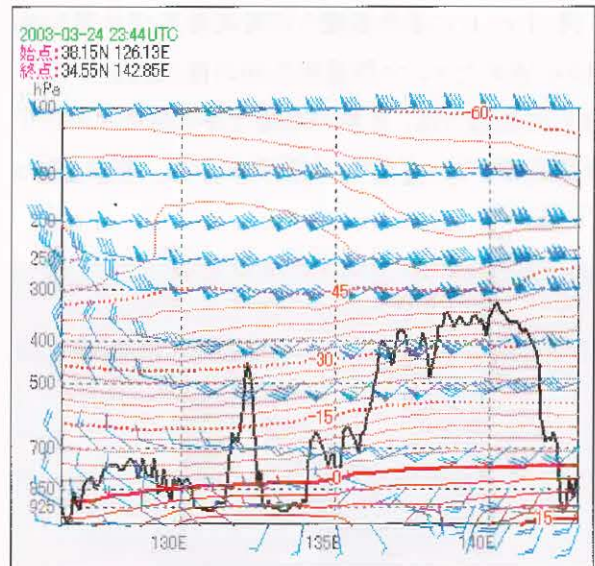


図 3-6-10 上層渦と前線帯雲バンドの雲頂高度(黒線)と各指定面高度の風向・風速(青)、気温図(赤)

図 3-6-10 は、図 3-6-7 の赤外面像の紫線で示した上層渦と前線帯雲バンドの雲頂高度と各指定面高度の風向・風速、気温図である。上層渦のある 132E 付近の西側上空 500hPa には寒気があり、下層では暖気が流入している。しかし、300hPa 付近は圏界面となっており暖気が蓋をしたような状態で被さっている。また、400hPa より上空は安定層となっているため、これ以上での雲の発達は望めない。雲頂高度断面図では 132E 付近の高度の高い部分がコンマ型雲にあたる。その雲頂のトップは約 430hPa となっている。図 3-6-7 の 500hPa の風向・風速と断面図の 130E 付近の風向・風速を参考にすると 500hPa から 300hPa にはトラフが解析できる。また、トラフ後面のあたる 130E 以西では、250hPa から下層にかけて北西風が卓越している。逆に、前線帯雲バンドの下層では南西から暖気が流入しており、315K の高相当温位域温位域(図略)となっている。地上天気図では、東海沖に地上低気圧が解析されている。また、サハリンの東、オホーツク海にも低気圧が解析されている。このため、北海道から日本海、東海沖を結ぶ線は気圧の谷となっている。コンマ型雲と前線帯雲バンドはこの気圧の谷の中にある。

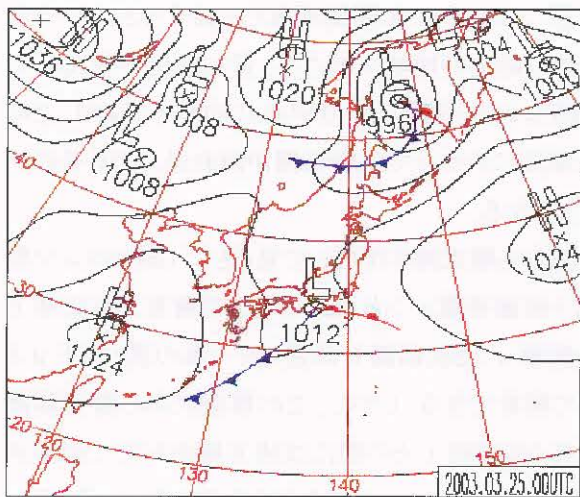


図 3-6-11 地上天気図 2003 年 3 月 25 日 00UTC

(3)コンマ型雲と前線帯雲バンドの併合前

26 日 00UTC になると前線帯雲バンドと上層渦を伴う雲域は接近し、赤外面像や可視画像で一見すると一つの雲システムに見える。しかし、前線帯雲バンドと上層渦を伴う雲域間には OPEN 域(黄矢印)があり、まだ完全に一体化はしていない。また、上層渦を伴う雲域の東端には地上の前線とは別に 2 次前線の雲列が解析できる。この雲列の後面には寒気移流に伴う筋状雲も出現している。図 3-6-15 は画像から解析した雲の模式図である。地上の前線を a、2 次前線を b、寒気側の対流雲列群を c で表している。雲域としては繋がっているが、雲システムとしては両雲域の厚さや構成している雲の構造の違い、雲域内の対流活動の違い(上層渦を伴う雲域は上層雲と積雲の 2 層構造、前線帯雲バンドは上層雲・中層雲・積乱雲及び積雲を含む 3 層構造の厚い雲域)から、上層渦を伴う雲域と前線帯雲バンドの雲域は別の雲域として解析される。地上天気図では、日本の東海上に低気圧が解析され、前線上にはすでに閉塞点も解析されている。

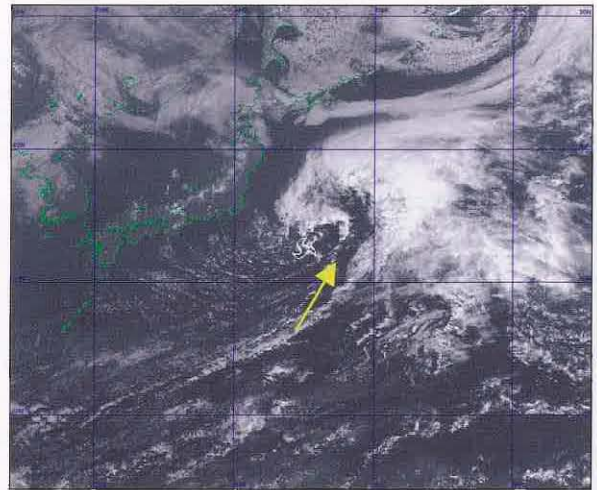


図 3-6-12 2003 年 3 月 26 日 00UTC の可視画像

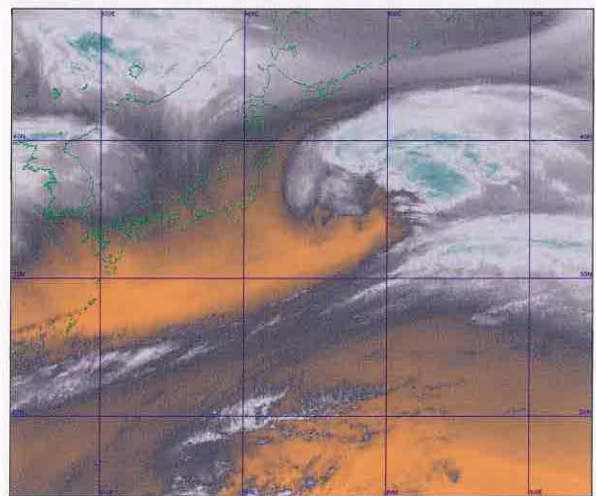


図 3-6-13 水蒸気画像(カラー表示)

2003 年 3 月 26 日 00UTC

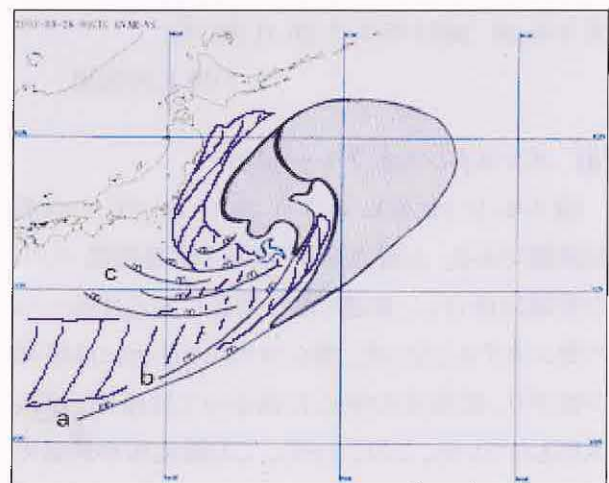



図 3-6-14 2003 年 3 月 26 日 00UTC の模式図
( は対流雲列。双こぶがある方が寒気側を表す。)

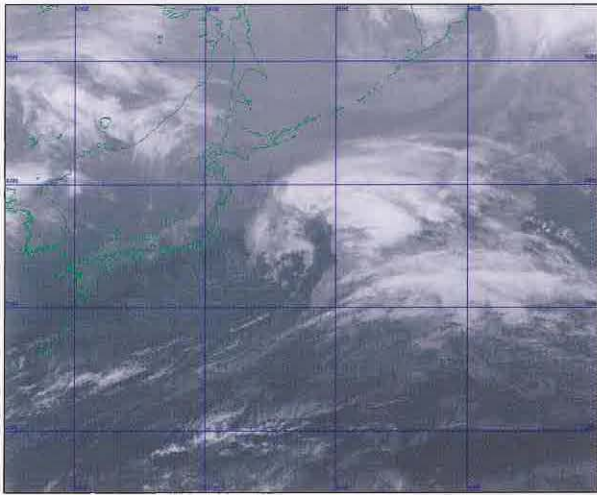


図 3-3-15 2003 年 3 月 26 日 00UTC の赤外面像

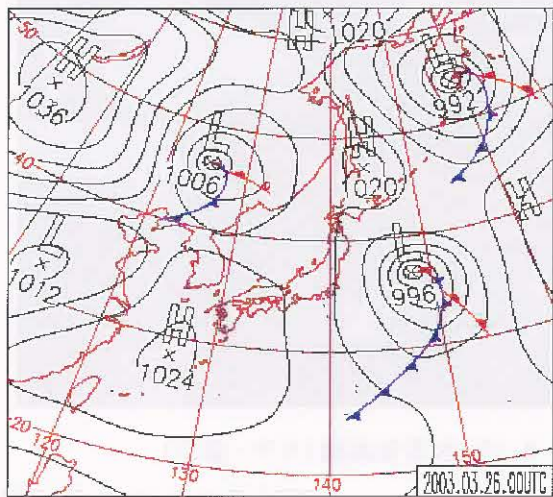


図 3-6-16 2003 年 3 月 26 日 00UTC
の地上天気図

(4) インスタントオクルージョン

図 3-6-17 は 2003 年 3 月 26 日 12UTC の水蒸気画像である。上層渦を伴う雲域と前線帯雲バンドの雲域は併合し、発達した低気圧に対応する一つの雲システムとなった。雲システムの後面には暗域が拡がり、低気圧の中心に向かっては暗域が深く入り込んでいる。このことから、この低気圧が最盛期の閉塞した低気圧であることが示唆される。図 3-6-18 は水蒸気画像をカラー表示したもので、赤 $-12.0^{\circ}\text{C} \sim -13.0^{\circ}\text{C}$ 、ピンク $-13.0^{\circ}\text{C} \sim -20.0^{\circ}\text{C}$ 、緑 $-20.0^{\circ}\text{C} \sim -25.0^{\circ}\text{C}$ 、水色 $-25.0^{\circ}\text{C} \sim -30.0^{\circ}\text{C}$ 、黄 $-40.0^{\circ}\text{C} \sim -50.0^{\circ}\text{C}$ 、白 -50.0°C 以下の温度をそれぞれ表している。

図 3-3-19 の水蒸気画像と比較すると、ピンクから赤の部分が暗域にあたる。最も暗化が進んでいる部分(赤)が低気圧の中心に向かっており、この低気圧に向かって乾燥気塊が流れ込んでいるのが良くわかる。

画像から模式図を作成して見ると、「(3)のコンマ型雲と前線帯雲バンドの併合前」で解析された地上の前線 a と 2 次前線 b は重なり一本の雲バンド d として解析できる。しかし、この後面にある寒気移流に伴う雲域群 c との間には晴天域があり、この晴天域は雲域の中心にまで入り込みドライスロットとなっている。地上天気図を見ると、日本の東海上の低気圧は 988hPa と急速に発達している。その南東側には閉塞点があり、そこから寒冷前線と温暖前線が解析されている。

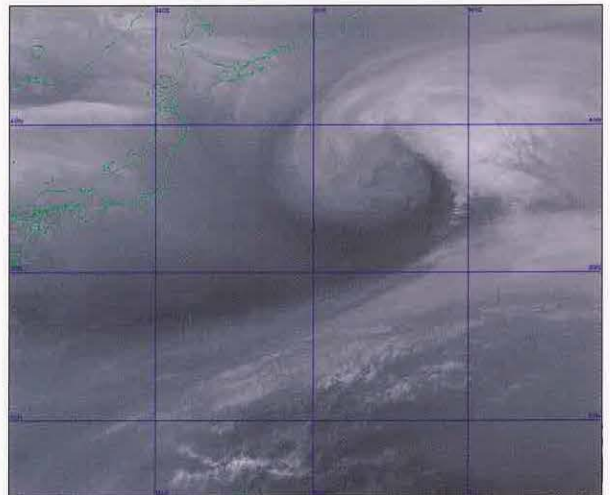


図 3-6-17 2003 年 3 月 26 日 12UTC

の水蒸気画像

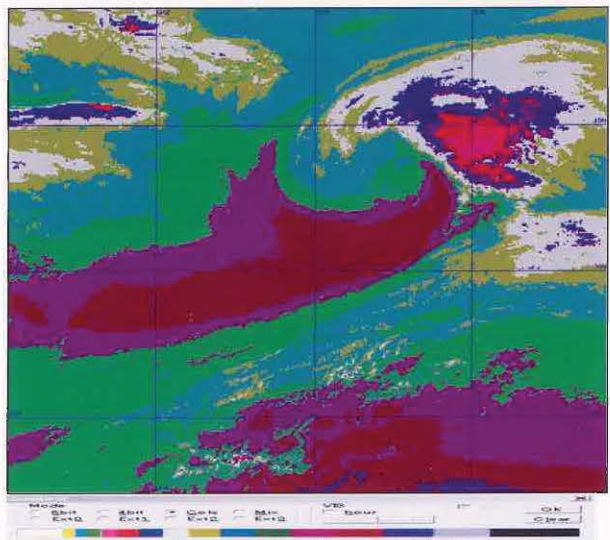


図 3-6-18 2003 年 3 月 26 日 12UTC の水蒸気画像のカラー表示とカラースケール

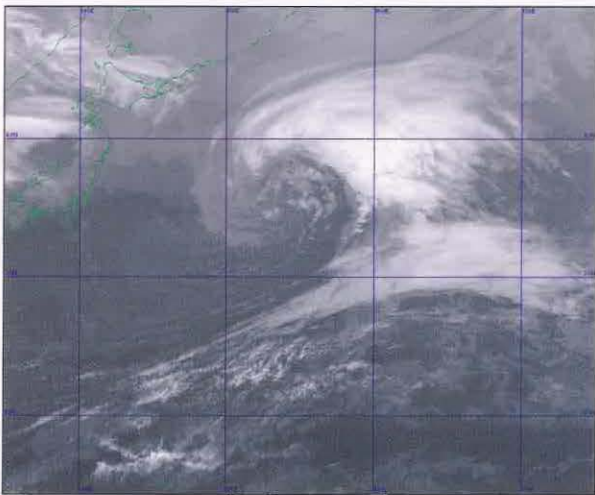


図 3-6-19 2003 年 3 月 26 日 12UTC の赤外面像

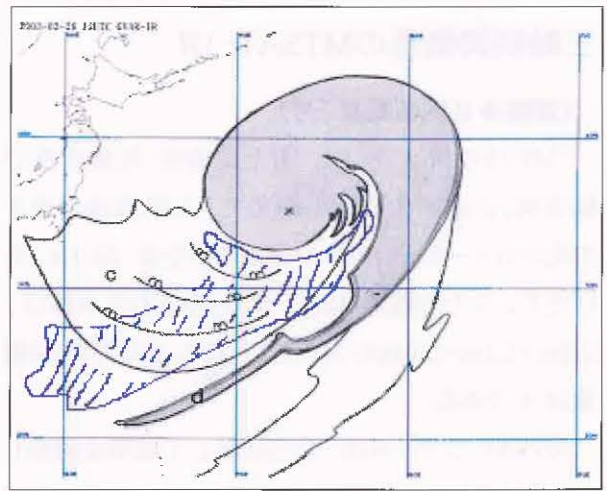


図 3-6-20 2003 年 3 月 26 日 12UTC の模式図

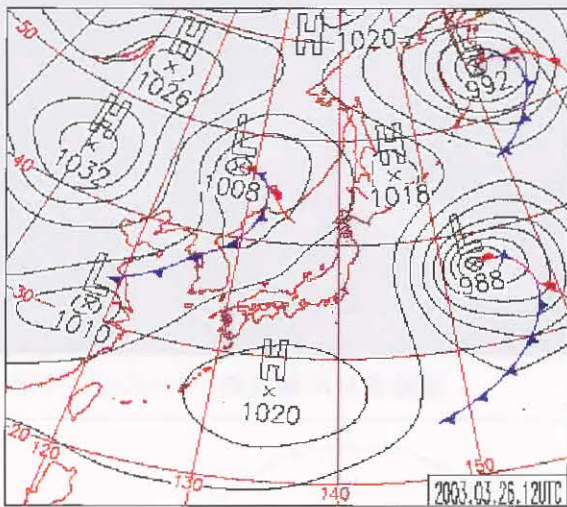


図 3-6-21 2003 年 3 月 26 日 12UTC
の地上天気図



三軸制御衛星のMTSAT-1R

(運輸多目的衛星新1号)

「MTSAT 新1号」は、国土交通省(気象庁及び航空局)が運用する静止衛星で、太陽電池パネルの先からソーラーセイルの先までが全長 33.1m、広げたアンテナの幅が 10m、バスと呼ばれる本体は、2.4m×2.2m×3.0mの大きさで、打ち上げ時の総質量は 3tである。

MTSAT シリーズは、自ら回転して地球を撮影している“スピン方式”の「GMS-5」に比べ、衛星の制御方式で基本的に異なり、常に地球の方向を向いている“三軸制御方式”となる。

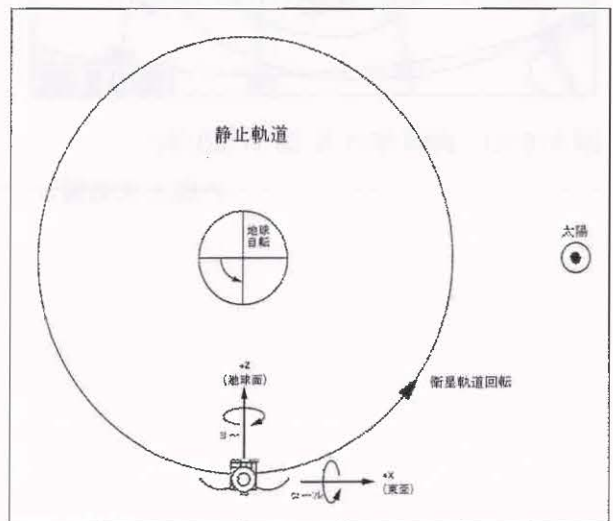
三軸方式は、衛星の重心を原点として直交する三つの軸各々について安定化を図った衛星で、太陽や地球の縁、星の位置を確認して姿勢センサーを動かし、地球に向く方向の微妙なずれを検出する。ずれを検出した場合は、モーメントム・ホイールという回転するコマを回して大きな角運動量を与えて三軸を制御することにより、高精度の姿勢制御を行い姿勢を安定させる方式である。また、大きくずれた場合は、スラスタというエンジンからガスを少量噴射して制御を行う。この結果、スピン衛星である「GMS-5」が、地球を走査する時間より圧倒的に宇宙の暗闇を見ている時間が長かったのに比べ、三軸衛星は雲画像を観測する“イメージャー”が常に地球を向いているので、観測時間間隔、観測時間ともに短くすることができる。

このため、多チャンネル(GMS-5 は 4 チャンネル、MTSAT-1R は5チャンネル)で観測することも可能となる。また、大きく広げられた太陽電池で大電力を得ることができるようになるため、航空機の管制用運用(航空ミッション)と気象衛星観測(気象ミッション)を同時に実施することができる。

(瀧田信敏)



運輸多目的衛星新1号(MTSAT-1R)



静止軌道上における MTSAT-1R の座標軸