

気象衛星画像の解析と利用
－ 航空気象編 －



平成14年3月
気象衛星センター

表紙の画像（ひまわりの初画像）

ひまわりは、1977年7月14日米国航空宇宙局のロケットにより打ち上げられた。表紙の写真はひまわりが初めて撮影した画像である（1977年9月8日03UTC可視画像）。

画像では、沖縄の南海上を北上中の台風第9号が捉えられている。この台風は沖永良部台風と呼ばれ、同日00UTCに905hPaの最低気圧を記録している。

はじめに

我が国における気象衛星による観測も 25 年になろうとしている。

1976 年に気象衛星課（当時）で邦訳した「予報と解析への気象衛星資料の利用」（原題：ESSA TECHNICAL REPORT NES51 “Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting” Anderson *et al.*, 1974）を最初の技術書とし、その後も様々な技術書を刊行して雲解析の手引きとして大いに利用してきた。

2000 年 3 月には水蒸気画像など新しい画像の見方や最新の雲解析の知見をまとめた「気象衛星画像の解析と利用」を刊行した。

気象衛星画像は台風や低気圧などスケールの大きな現象ばかりでなく、局地的な顕著現象の把握や予測など多方面で利用されてきている。しかし、雲解析の技術は気象衛星センターに集約され、蓄積されてきたために、必ずしも一般的な技術として共有されていない部分もあった。

しかし、今後はそれぞれの気象官署において気象衛星の画像あるいは雲量格子点情報などの資料を用いて、現象をリアルタイムで把握し、理解するとともに、それを天気予報や防災などに直ちに活かしていくことが求められるようになる。

一方、航空気象の面でも気象衛星の資料はさらに一層有効に利用されることが期待されている資料のひとつである。航空機の運航上、広い大洋上で遭遇する晴天乱気流に関する情報などは極めて重要であり、こうした情報を気象衛星資料から入手することは航空関係者共通の願いである。

今回、これまでに「気象衛星センター技術報告」や「雲解析事例集」などで報告した事例、あるいは新たに調査して加えた事例を集大成して「気象衛星画像の解析と利用 — 航空気象編 —」を刊行する運びとなった。

本書には執筆担当者がこれまでこつこつと資料を収集し、調査を重ねて来たものが数多く含まれている。航空気象関係者だけでなく、全ての気象関係者にとって大変有用な内容であり、是非一読をお薦めしたい。

本書は第 1 章、第 2 章で気象衛星による観測の基本的な解説がされており、第 3 章以降で乱気流など個々の現象について詳細な解説がされている。基礎的な部分が理解できていれば、必ずしも章を追って読み進める必要はない。また、各章とも具体的な事例について画像を多く用いて比較的平易に解説することを心がけた。必要な時に必要な項目を再読されることもよいだろう。

気象衛星資料の解析と利用について、航空気象の視点から初めてまとめられた本書が、航空気象に関する予報技術の向上、安全運航の確保など多方面で有効に利用されるものと期待している。

最後に、本書の刊行に際して原稿の執筆にあたった解析課の関係者、また原稿に対して有益なコメントをいただいた本庁予報課及び東京航空、新東京航空、関西航空の各地方気象台の関係者、原稿の校正等に携わった関係者の労を多とするものである。

2002 年 3 月

気象衛星センター所長
福 井 徹 郎

目 次

第1章 基礎

1.1 気象衛星による観測	1
1.2 画像の特性	4
1.3 雲型判別	7

第2章 衛星画像で観測される雲パターンと水蒸気パターン

2.1 雲パターン	9
2.2 水蒸気パターン	18

第3章 乱気流とウインドシヤー

3.1 高高度の晴天乱気流(CAT)	27
3.1.1 衛星画像とCAT	27
3.1.2 浪雲	29
3.1.3 CATの指標となる雲パターン	30
3.1.4 CATの指標となる水蒸気パターン	45
3.1.5 山岳波	57
3.1.6 衛星画像によるCAT発生の判別と事例	63
3.2 中・下層の乱気流	89
3.2.1 バウンダリーと対流雲列	91
3.2.2 風下波による波状雲	101
3.3 低層の乱気流とウインドシヤー	107
3.3.1 LLWS発生時の雲の特徴	107
3.3.2 寒気場内の対流雲列(筋状雲)	116
3.3.3 山岳波に関連するLLWS	119
3.3.4 竜巻、ガストフロント及び海風前線	122

第4章 対流雲(積乱雲)

4.1 画像による対流雲の判別	127
4.2 対流雲の発達条件	132
4.3 総観規模の現象と対流雲の発達	132
4.4 テーパリングクラウド	144

第5章 地上風の推定

5.1 地上風を推定する方法	153
5.2 寒冷前線(対流雲列)	153
5.3 下層渦	164

第6章 寒気場内の現象	
6.1 寒気場内の雲パターン	167
6.2 帯状対流雲	173
6.3 寒気場の雲渦	181
第7章 霧	
7.1 衛星画像で見られる霧の特徴	193
7.2 内陸の霧（放射霧）	193
7.3 海上の霧（移流霧）	196
7.4 新センサーの利用	199
第8章 火山噴煙、黄砂及び大規模森林火災	
8.1 火山噴煙	201
8.2 黄砂	210
8.3 大規模森林火災	212
参考文献	215
索引	221
コラム	
TBB、雲頂温度及び雲頂高度	8
ジェット気流	14
「系に相対的な流線」と雲	23
衛星画像と変形域	26
CAT予測のインデックス	28
ケルビンヘルムホルツ波	35
雲解析事例集と気象衛星観測月報	56
衛星風	62
富士山の乱気流	90
捕捉された風下波とスコラー数	115
MCCと雲クラスター	126
大気的不安定	139
航空機の被雷	171
ドップラーレーダーが捕らえたシヤーライン	179
ドップラーレーダーが捕らえたガストフロント	180
黒い霧	192
カルマン渦	200
航空路火山灰情報センター	207

第1章 基礎*

1.1 気象衛星による観測

1.1.1 気象衛星による観測の特徴

静止気象衛星は、赤道上空約 36,000km の軌道にあって地球の自転と同じ周回周期を持つため、地球上からは赤道上空に静止して見える。静止軌道に位置する衛星の最大の利点は、地球表面の約 1/3 を視野に収めることができる観測範囲の広さと地球上の同じ領域を常に観測できることである。

静止気象衛星は、低気圧や前線に伴う数千キロのスケールを持つ総観規模の雲域から熱雷など数時間で変化するメソスケールの雲域まで、様々なスケールのじょう乱を常時監視できる。図 1-1-1 に、静止気象衛星の観測範囲を示す。雲解析に有効に利用される衛星画像の範囲は、仰角 10~20 度以上の領域 (GMS の場合) である。

極軌道衛星は、南北の極付近を通り赤道をかなり大きな角度で横切る軌道を持つ。これは、低高度 (NOAA の場合は約 850km) を短い周期 (NOAA の場合は約 100 分) で地球を南北方向に周回する

軌道である。この軌道を通る衛星は、地球上のある地点からみると、1日2回程度その地点の近傍上空を通ることになる。静止衛星に比べ低高度を飛行するため、高解像度の画像が得られるが、観測範囲は狭くなる (NOAA の場合、幅約 3,000km)。また極軌道衛星は、静止衛星による観測が難しい高緯度地方 (図 1-1-1 で緯度 60 度以上の極地方) を高頻度で観測することが可能である。

1963 年には、世界気象機関 (WMO) により世界気象監視計画 (WWW : World Weather Watch) が策定され、静止衛星と極軌道衛星とを組み合わせることで地球全体をカバーする気象衛星観測ネットワーク構想が打ち立てられた。それは、5 機の静止衛星と 2 機の極軌道衛星 (NOAA と Meteor シリーズ) を打ち上げることで、全球をくまなく観測しようというものである。米国 (GOES-E, GOES-W)、欧州宇宙機関 (METEOSAT)、日本 (GMS) が 1980 年初めまでに静止気象衛星を打ち上げて以後、現在までにインド (INSAT)、ロシア (GOMS)、中国の静止気象衛星 (FY2) 及び中国の極軌道衛星 (FY1) が加わっている (図 1-1-2)。

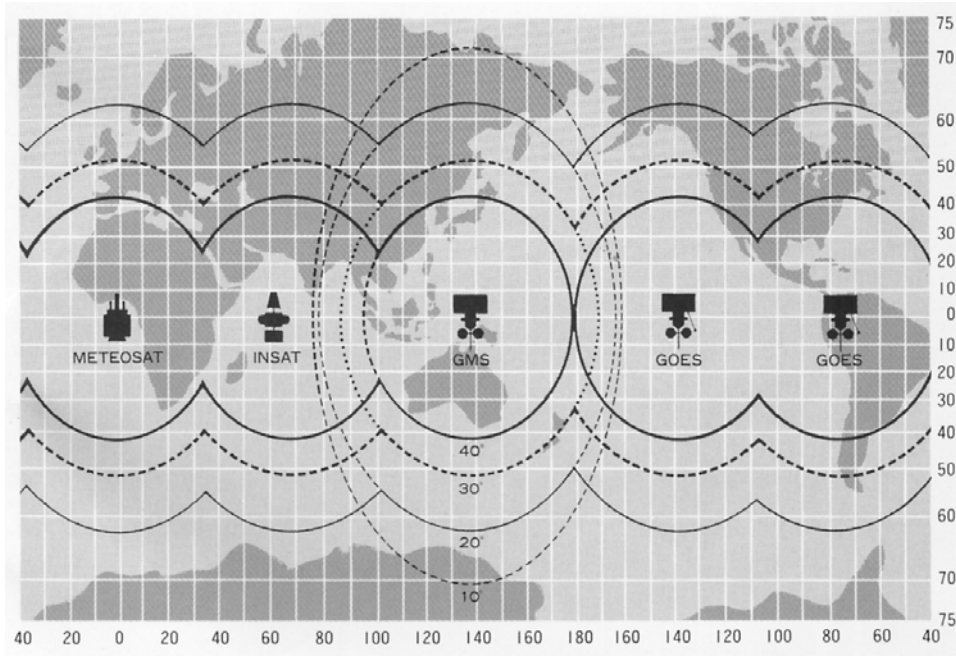


図 1-1-1 静止気象衛星の観測範囲 (衛星仰角) (気象衛星センター、1997)

実線 : 40 度 太破線 : 30 度 細実線 : 20 度 細破線 : 10 度

* 鈴木 和史 (現予報部予報課)

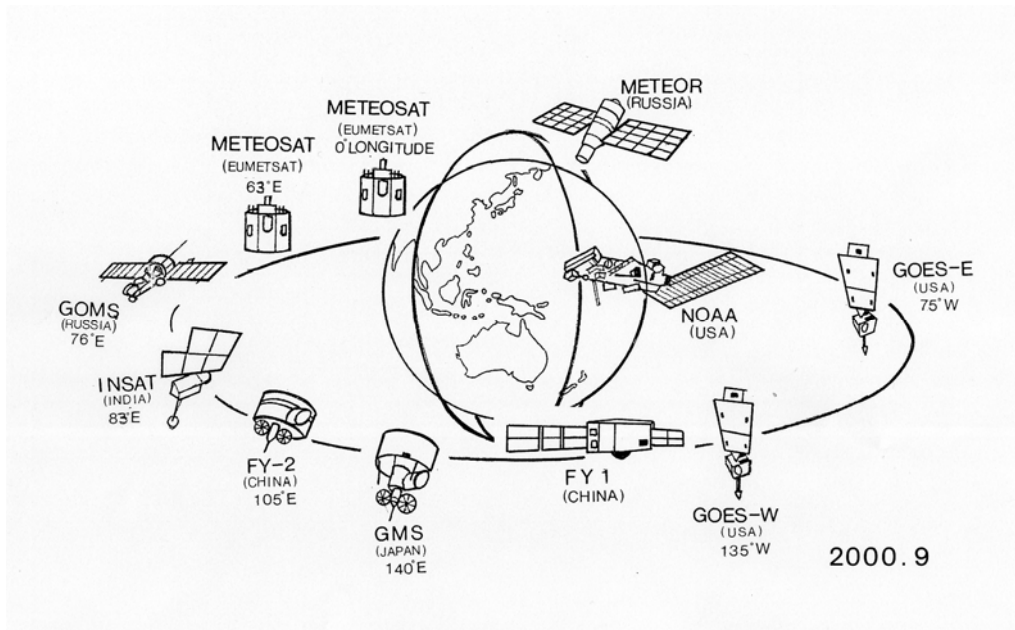


図 1-1-2 気象衛星観測網 (EUMETSAT (2000) に加筆)

GMS (愛称: ひまわり) は、1977年に1号機が打ち上げられて以来、現在までに5機が運用されてきた(表 1-1-1)。GMSの後継となる運輸多目的

衛星(MTSAT-1R)は、平成15年に打ち上げが予定されている。

表 1-1-1 GMSの関連年表

年	月日	事 項
1977	7.14	日本初の静止気象衛星「GMS」打ち上げ
1978	4.6	「GMS」の本格運用(3時間間隔観測)
1981	8.11	「GMS 2号」打ち上げ
1982	4.1	「GMS 2号」運用開始
1984	8.3	「GMS 3号」打ち上げ
"	9.27	「GMS 3号」運用開始
1987	3.1	北半球毎時観測(全球3時間間隔)開始
1989	1.5	全球毎時観測開始
"	9.6	「GMS 4号」打ち上げ
"	12.14	「GMS 4号」運用開始
1995	3.18	「GMS5号」打ち上げ
"	6.21	「GMS5号」運用開始

1.1.2 GMSによる観測

GMSはスピン安定方式といって、こまのように自ら回転することで、姿勢を安定させている。

GMSによる観測のしくみを紹介する(図1-1-3)。GMSは毎分100回転、つまり0.6秒で1回転している。GMSから地球を見た時の視野角は約18度で、1回転のうち地球方向を向く時間は、わずか0.03秒である。この短い時間に地球を西から東へ、

赤外センサー画素の大きさ(瞬時視野角)に対応する幅(角度140 μ ラジアン)で走査する。そして、GMSが地球以外を向いている間に、この幅と同じ角度だけセンサーの向きを南に動かす。こうした動作を回転毎に続け、2,500回転で地球の北から南までを観測する。全球の観測時間は25分になる。

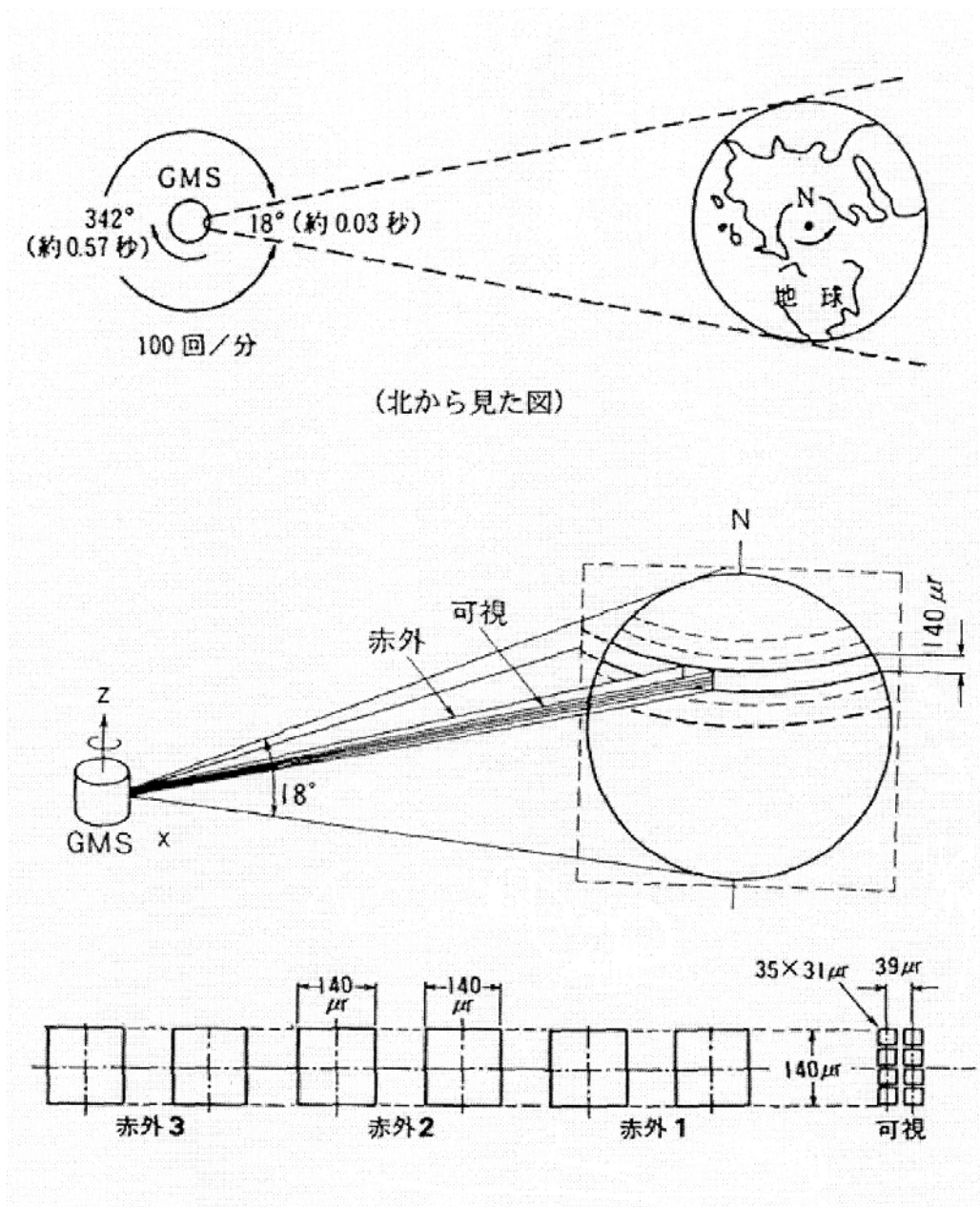


図1-1-3 GMSによる観測の模式図(小平編(1980)、鈴木(2000))

表 1-1-2 GSM-5 のセンサー

	可 視	赤 外	備 考
波 長 (μm)	0.55~0.9		
		10.5~11.5 (赤外 1)	
		11.5~12.5 (赤外 2)	
		6.5~ 7.0 (赤外 3)	
分 解 能	1.25km	5km	衛星直下点
画像階調	64 階調	256 階調	

GMS 5号は、可視・赤外 1・赤外 2・赤外 3の 4チャンネルのセンサーを搭載し、それぞれのセンサーは正・副の 2系を持つ。赤外の 3つのチャンネルセンサーは、 140μ ラジアン $\times 140\mu$ ラジアンの大きさの瞬時視野角を持つ。可視センサーは、赤外センサー（赤外の 3チャンネル）の約 1/4 の大きさになっている。こうした瞬時視野角は、衛星直下点の地球表面では、赤外 5km、可視 1.25km の水平距離分解能となる（表 1-1-2）。

1.2 画像の特性

1.2.1 可視画像

可視画像の特徴は次のとおりである。

- ① 通常のカメラで撮影したモノクロ写真と同じと考えてよい。
- ② 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・雲などを観測できる。
- ③ 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。
- ④ 雪面や雲は反射率が大きいので、反射率が小さい地面や海面と区別が可能である。

ただし、太陽高度によって見え方が異なることに注意が必要となる。朝夕や高緯度地方では、太陽高度が低くなり太陽光が斜めから当たるため、入射光が少なくなり反射量も少なくなるが、反面、雲頂の凸凹は分かりやすくなる。なお、太陽光の

当たらない夜間は観測できない。

GMS では、可視センサーは赤外センサーより水平距離分解能が高いので、可視画像は赤外画像に比べ、水平スケールの小さな雲や雲列などの識別が容易である。また、雲表面の状態を細かに観測できる。

1.2.2 赤外画像

赤外 1 と赤外 2 の画像は、人間の目による差はほとんどないので、通常、赤外 1 のセンサーから得られた画像を赤外画像として用いている。赤外画像は温度の分布を表すので、太陽光の反射を画像化している可視画像と違って昼夜を通した均質な観測ができる。雲や地面の温度を観測できることから、特に雲頂温度を雲頂高度に変換することによって、雲の発達程度を定量的に把握できる特徴を持つ（P8 のコラムを参照）。

1.2.3 水蒸気画像

水蒸気画像は、赤外 3 のセンサーから得られた情報を画像化したものである。赤外 3 のセンサーも赤外放射を観測しているので、水蒸気画像も温度を表している。同じように温度を測定している赤外画像との大きな違いは、赤外画像が大気による吸収が少ない波長帯（ $10\sim 12\mu\text{m}$ ）を利用してのに対し、水蒸気画像は水蒸気による吸収が多い波長帯（ $6.7\mu\text{m}$ ）を利用していることである。

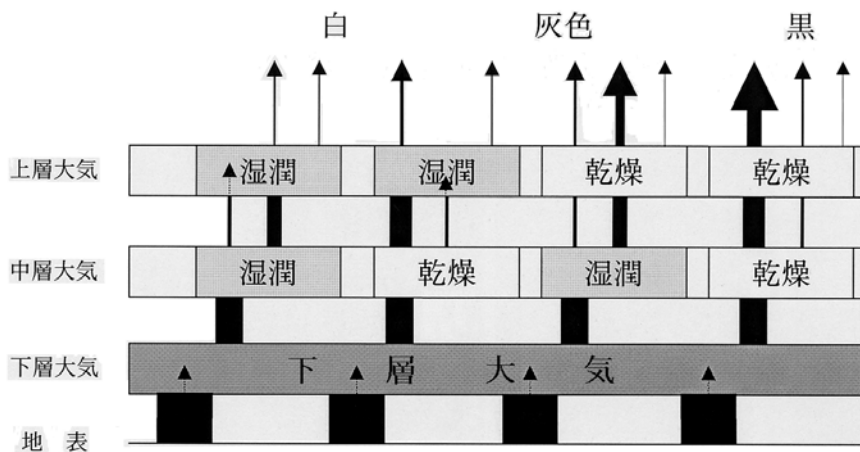


図 1-2-1 水蒸気画像における放射の吸収・射出の概念図
白、灰色及び黒は画像での相対的な明るさ

この波長帯における大気による放射に関しては、気温が高く水蒸気が多いほど射出が多く、また吸収が多いという性質がある。

この特性により、水蒸気画像では上・中層に存在する水蒸気の多寡を表すことができる。

大気を上・中・下層と3つの層に単純化した図 1-2-1 で、水蒸気画像における地表及び各層からの吸収・射出の概念を示す。まず地表からの射出を考える。地表からの射出は多いが、下層では相対湿度が低い状態でも水蒸気の絶対量は多いので、そのほとんどは下層大気に吸収される。次に上・中層大気の状態を4つの場合に分けて考える。

- ① 上・中層大気が湿っている場合（図の左）、下層大気からの射出は中層大気に、中層大気からの射出は上層大気に多くが吸収され、上層大気からの射出は少ない。その結果、衛星で観測される放射量は最も少ない。
- ② 上・中層大気が乾燥している場合（図の右）、下層大気及び中層大気からの射出の多くが上・中層大気を透過する。その結果、衛星で観測される放射量は最も多い。
- ③ 中層大気が乾燥で上層大気が湿潤な場合（図の左から2つ目）、下層大気からの射出の多くは中層大気を透過するが、上層大気により多くが吸収される。中層大気からの射出は少なく、上層大気に多くが吸収される。上層大気からの射出は少ない。その結果、衛星で観測される放射

量は少ない。

④ 中層大気が湿潤で上層大気が乾燥している場合（図の左から3つ目）、下層大気からの射出は中層大気で吸収されるが、中層大気からの射出の多くが上層大気を透過する。その結果、衛星で観測される放射量は多い。

画像では、放射量が多いほど暗く（黒く）、少ないほど明るく（白く）表現される。

このことは、次のようにいい換えることも

できる（図 1-2-2）。赤外3のセンサーで地球を観測するとき、観測経路上の水蒸気がある程度以上多くなるとそれより下層の状態は探知することができない。上・中層で湿っている場合、観測経路は短くなり、上層の状態を観測することになる（上層の温度は低いので、画像では白っぽくみえる）。一方、上・中層が乾燥している場合は観測経路が長くなり、より下の状態を観測することになる（上層に比べ温度は高くなるので、画像では黒っぽくみえる）。

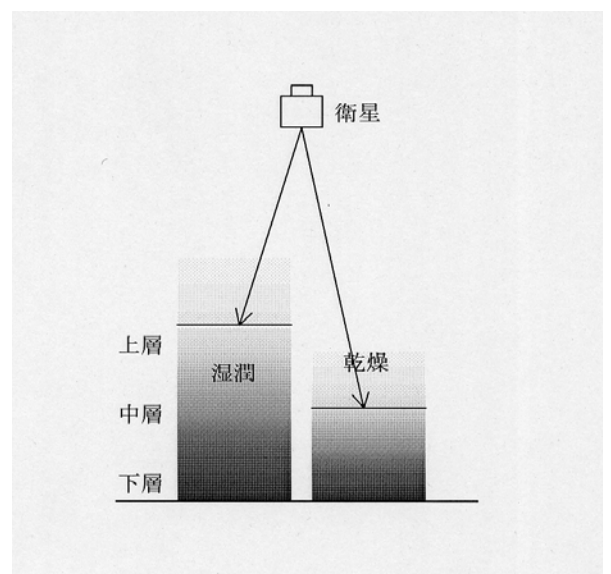


図 1-2-2 衛星が捕らえる水蒸気チャンネルの放射量陰影の濃淡は水蒸気量を表す。

水蒸気画像で、暗く（黒く）表される部分を「暗域」、明るく（白く）表される部分を「明域」と呼ぶ。図 1-2-3 に例を示す。暗域（図中D）は、周りに比べ相対的に暗く（黒く）表されている。明域（図中B）は、白あるいは灰色で表されている。なお、暗域や明域に定量的な基準はなく、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。また、注目している暗域が、時間が経過するにしたがって暗さ（黒さ）が増している場合、「暗化」と呼ぶ。この様な特徴を持つ水蒸気画像では、雲がなくても水蒸気をひとつの指標として上・中層の大気の流れが可視化され、「明・暗域のパターンから、上・中層のトラフ、リッジ、渦、ジェット気流の位置の推定」、「明・暗域の時間変化から上・中層のトラフの深まり／浅まりや沈降の強まり／弱まりの推定」等ができる。

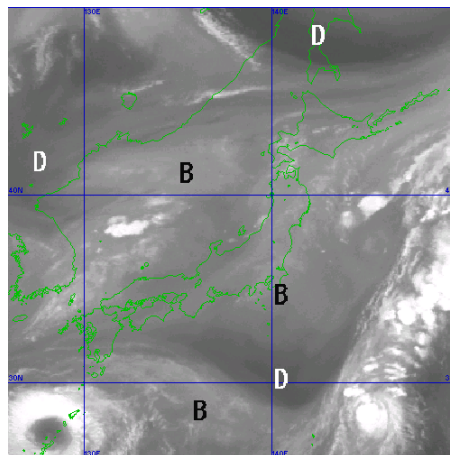


図 1-2-3 2000 年 8 月 8 日 00UTC の水蒸気画像
暗域 (D) と明域 (B)

1.2.4 赤外差分画像

赤外差分画像（スプリット画像とも呼ばれる）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 1 も赤外 2 も、大気窓と呼ばれる大気による吸収の少ない波長帯を用いているが、水蒸気や石英等（火山灰、黄砂）による吸収や散乱の特性がわずかに異なる。赤外差

分画像はこの特性を利用し、差が大きいほど暗くなるように画像化している（図 1-2-4）。

赤外差分画像の利用の一つは、火山噴煙の監視である。火山灰に含まれる石英は、赤外 1 や赤外 2 の波長帯では吸収や散乱の特性が水と逆であるという性質を持つ。水滴や氷晶で構成される雲は差が正かゼロで、画像では黒や灰色に表される。一方、石英物質を含む火山灰は逆に差分は負になり、画像では白っぽく表され、雲との区別が容易になる。

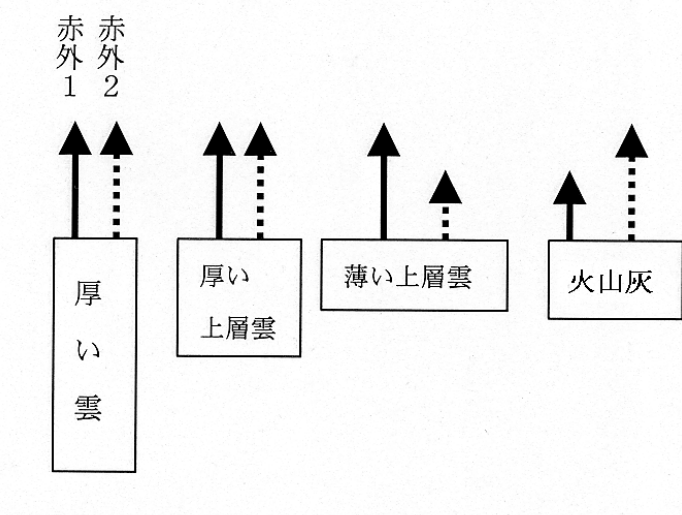


図 1-2-4 赤外差分画像の概念図（気象衛星センター、2000）

1.3 雲型判別

1.3.1 衛星による雲型分類

衛星からの雲の観測は、雲頂を観測していること及び分解能が粗い点が、地上からの雲の観測と異なっている。そのため衛星からの雲の観測（雲型）と地上からの雲の観測（雲形）は別のものである。

衛星画像による雲型判別では、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 1-3-1）。

雲型は、生成要因によって層状雲と対流雲に大別される。一般的には上層雲や中層雲は層状雲に分類されるが、粒状の上層雲やトランスバースライン等は例外である。以下、断りがない限り上記の雲型分類で記述する。

層状雲は、広い範囲にわたる弱い上昇流によって形成される。つまり、鉛直方向への広がり（雲の厚さ）に比べ水平方向の広がりがはるかに大きい。こうして層状雲は、「ひとまとまりの広がりを持つ雲域として認識される」「雲の表面が滑らかで雲頂高度の凹凸が少ない」という特徴を持つ。

対流雲は、狭い領域で強い上昇流によって形成される。つまり、水平方向の広がり（雲の厚さ）は同じ程度である。こうして対流雲は、「独立したセル状の雲域として認識される」「雲域の表面が凸凹している」という特徴を持つ。層状雲には Ci、Cm、St が、対流雲には Cb、Cg、Cu が、分類される。Sc は層状雲と対流雲との中間的な性質を持つ。

雲型は、上・中・下層雲にも分類できる。この場合、地表面から見上げて観測する地上観測では雲底高度によって上・中・下層雲に分類するが、宇宙から見下ろして観測する衛星では雲頂高度によって分類する。400hPa と 600hPa がそれぞれを分ける雲頂高度のおおよその目安である。上層雲には Ci、中層雲には Cm、下層雲には St、Sc、Cu が分類される。Cb と Cg は上・中層雲に相当する雲頂高度を持つ。

1.3.2 雲型判別

人間の眼による衛星画像の雲型判別には、可視画像と赤外画像を用いるのが一般的である。日中

表 1-3-1 衛星による雲型分類

雲 型	分 類	
上層雲 Ci	上層雲	
中層雲 Cm	層状雲	
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		—

は可視画像と赤外画像を併用し、夜間は赤外画像のみで雲型判別する。雲型判別の概念図を図 1-3-1 に示す。

可視画像は、反射される太陽光の強さを表す。雨粒や雲粒を多く含む厚い雲ほど反射は強くなるので、対流雲のほうが層状雲より白く見える。同じ対流雲でも、発達するほど背が高く厚い雲となるので、反射強度が増し白く見える。層状雲でも、一般的に下層雲のほうが多くの雲粒を含むので、上層雲より明るい場合が多い。

赤外画像は、雲頂温度の低い雲（雲頂高度の高い雲）は明るく、雲頂温度の高い雲（雲頂高度の低い雲）は暗く表される。層状雲の場合は、一般に Ci、Cm、St の順に明るい。St は雲頂高度が低いので海面や地面との明るさの差が小さい。特に雲頂高度がかなり低い St の場合には海面や地面との区別が難しい場合が多い。雲の厚さが薄い場合には、雲頂からの放射に雲層を通して下層からの放射も加わるため、雲頂高度が実際より低く解析される場合があるので注意して見る必要がある。対流雲は、発達程度を雲頂高度で判断できるので、Cu・Cg・Cb の区別は比較的容易である。例外的に春先に大陸で多く出現する濃密な Ci、粒状の Ci 及び停滞する地形性 Ci は、赤外画像でもかなり明るく表されるので Cb との判別が難しい場合がある。その場合には雲の移動速度で判別できる場合が多い。

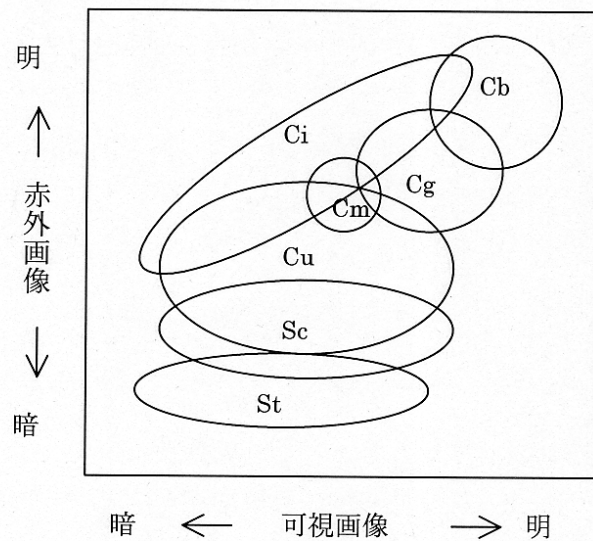


図 1-3-1 可視画像と赤外画像による雲型判別の概念図

TBB、雲頂温度及び雲頂高度

TBB とそれに関する雲頂温度や雲頂高度について、画像上での定性的な見方を説明する。

TBB (T_{BB} と表記される場合もある) とは Equivalent Blackbody Temperature (等価黒体温度) の略称である。観測された赤外線放射量が、黒体から放射されたと仮定した場合の黒体の温度である。Brightness Temperature (輝度温度) ともいう。

GMS-5 号では、赤外 1、赤外 2 及び赤外 3 (水蒸気チャンネル) のチャンネルによる TBB がある。本書では、特に断らない場合、TBB とは赤外 1 の TBB のことを指し、また赤外とは赤外 1 のことを指す。

赤外チャンネルは、上向き放射量の大气による吸収が少ない「大气の窓」の波長帯である。そのため、雲が厚くまた水平解像度以上の広がりを持つ雲の場合、雲頂からの放射がほとんど大气による減衰を受けずに衛星に到達するので、TBB が雲頂温度となる (厳密には、大气による僅かな吸収の補正が必要である)。したがって、上記のような雲の場合には、赤外画像上では「白いほど雲頂温度が低い」とみなしてよい。逆に薄い雲または解像度以下の小規模な雲の集まりの場合には、下方からの放射も衛星に到達するため、雲頂温度より高い温度が観測され、赤外画像上では、雲頂温度に対応する輝度より暗く表現される。

雲頂温度と雲頂の高度における大气の気温が等しいとして、高層観測や数値予報による気温の鉛直分布から雲頂高度が決まる。対流圏では一般に上層ほど気温は低い。すなわち、厚い雲で水平解像度以上の広がりを持つ雲の場合、白いほど雲頂高度は高いことになる。ただし、気温分布は緯度や季節及び気象条件によって異なることに注意が必要である。

このようなことから、赤外画像上で対流雲の輝度が増した場合、「雲頂高度が上昇し (雲頂温度が下がり)、対流雲が発達した」などということができる。

(伊藤 秀喜)

第2章 衛星画像で観測される雲パターンと水蒸気パターン*

2.1 雲パターン

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。そのため、大気の立体構造を把握する上で雲パターンの解析は重要である。

航空気象の分野では、乱気流に代表されるように、大気上層への関心が強い。特に Ci の特徴を細かに着目することが多い。したがって、本章では主に Ci のパターンについて述べる。

2.1.1 コンマ状の雲 (Comma clouds)

図 2-1-1 に示した雲域 C1、C2、C3 が「コンマ状の雲」である。C2、C3 は傾圧帯で発生・発達した低気圧に伴う総観スケールのコンマ状の雲である。

一方、C1 は C2 後面の寒気場内で、対流圏中層の正渦度移流の極大域付近で発生し、発達した。C1 のような雲は一般に「コンマ形雲」と呼ばれ、十分に発達すると地上低気圧が解析され、総観スケールの低気圧に発達することもあるが、多くは総観スケールよりはやや小さい（気象衛星センター、1993a）。C1 は総観スケールまで発達している。

本書では C2、C3 のような雲域を「低気圧に伴

うコンマ状の雲」、C1 のような雲域を「正渦度極大に伴うコンマ状の雲」と呼ぶ。

2.1.2 Ci ストリーク (Ci streaks)

細長く筋状の Ci を「Ci ストリーク」と呼ぶ。Ci ストリークは、ジェット気流に代表される上層の流れに沿うことが多い。上層トラフの前面に発生し、下層の雲域と重なって雲域全体が発達することもある。

加藤・山本 (1989) は、発達した雲域の極側縁に位置する Ci ストリークを調査した。それによると、Ci ストリークは等圧面上の流れではなく、等温位面における系に相対的な流線 (P23 のコラム参照) に一致し、ほぼジェット軸に対応していた。

図 2-1-2 (左) は Ci ストリークの例である。本州付近から東海上には濃密な Ci で構成された雲域、すなわち「Ci シールド」が広がっており、この極側縁には高気圧性曲率を示す Ci ストリーク C1 が見られる。また、日本のはるか東海上にも別の Ci シールドの極側縁に Ci ストリーク C3 が見られる。さらに北海道の東海上には単独のほぼまっすぐな Ci ストリーク C2 が見られる。このように、Ci ストリークには C1、C3 のように Ci シールドの極側縁に高気圧性曲率を持って発現するものと、C2 のように他の雲域とは別に単独で発現するものがある。

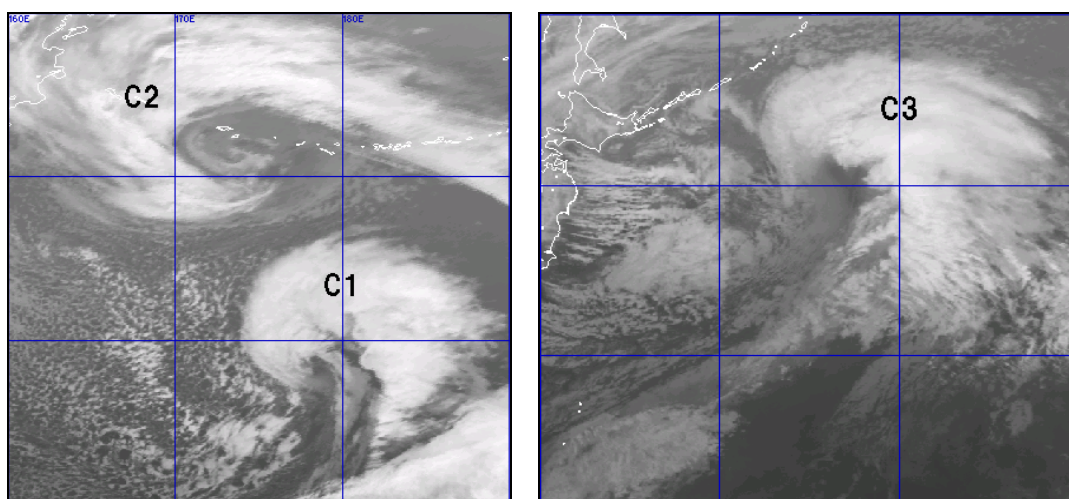


図 2-1-1 コンマ状の雲

(左) 1999 年 1 月 5 日 03UTC の赤外画像

C1 : 正渦度極大に伴うコンマ状の雲 (コンマ形雲)

C2 : 低気圧に伴うコンマ状の雲

(右) 1997 年 1 月 25 日 18UTC の赤外画像

C3 : 低気圧に伴うコンマ状の雲

* 池田 博文、江上 公 (現静岡地方気象台)

また、C1、C2、C3 はいずれも数値予報領域モデル (RSM) では、ほぼジェット気流 J1、J2、J3 に沿っている (図 2-1-2 右)。

図 2-1-3 は同時刻の RSM 鉛直断面図である。A-B に沿った断面図 (図 2-1-3 左) では、C1 に対

応してジェット気流 J1 が高度 250~300hPa、相当温位 320~325K に解析できるが、J2 は不明瞭である。

一方、C-D に沿った断面図 (図 2-1-3 右) では、C2 に対応して J2 が高度 300~400hPa、相当温位

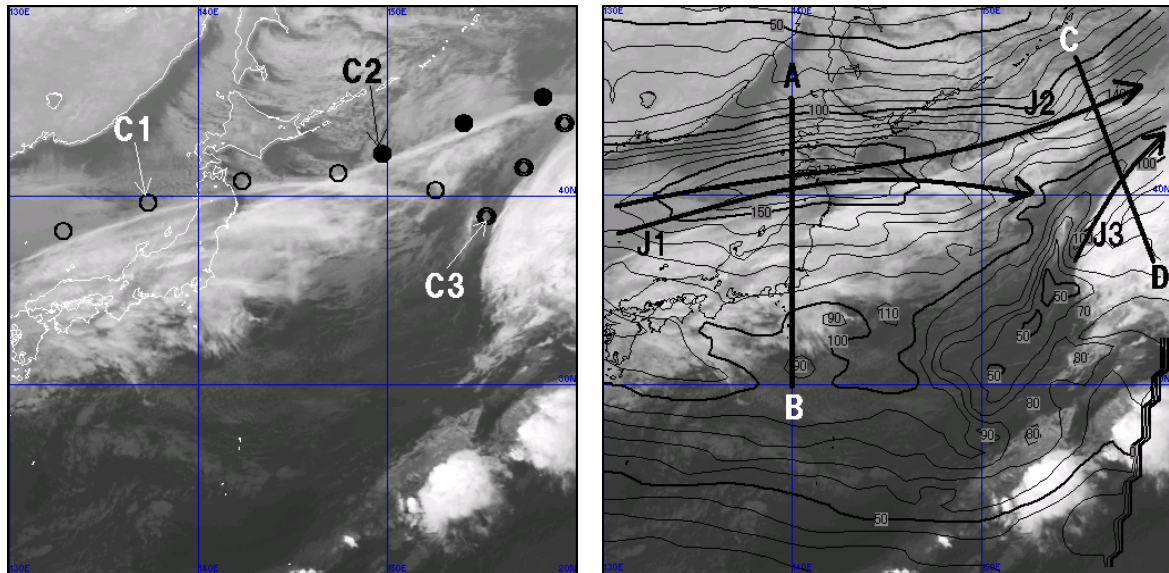


図 2-1-2 Ci ストリーク

(左) 1998 年 12 月 1 日 21UTC の赤外画像 ●印 C2 : 単独に発生した Ci ストリーク

○印 C1、◎印 C3 : Ci シールドの極側縁で発生した Ci ストリーク

(右) 同赤外画像と RSM300hPa の等風速線 (10kt 毎) の重ね合わせ

J1、J2、J3 : ジェット気流 A-B : 図 2-1-3 (左) の断面位置 C-D : 図 2-1-3 (右) の断面位置

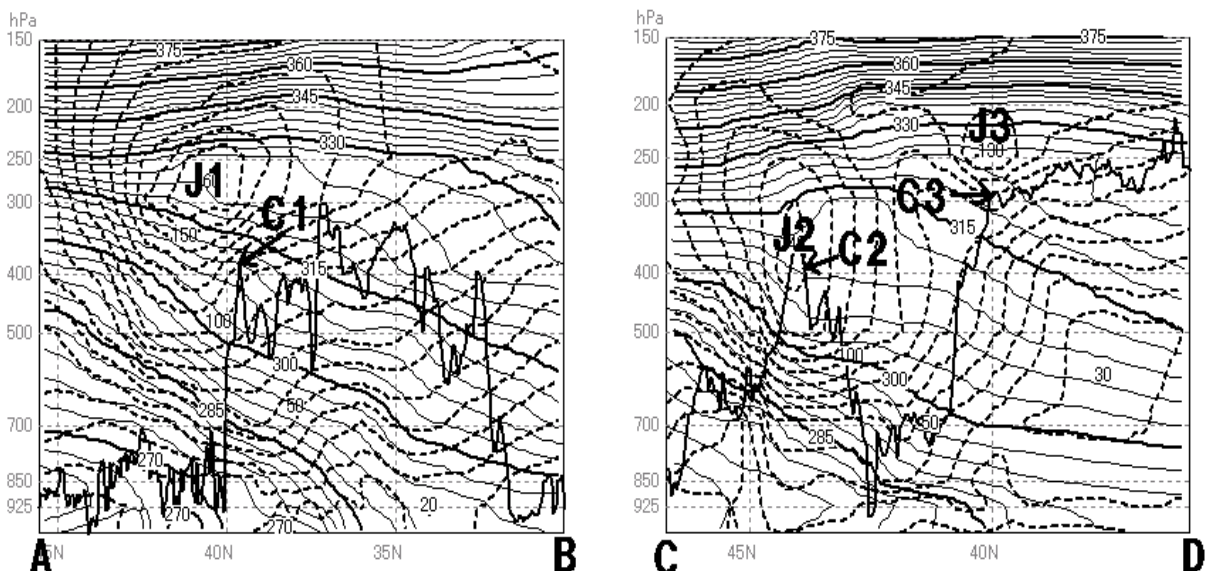


図 2-1-3 1998 年 12 月 1 日 21UTC の RSM 鉛直断面図

(左) 図 2-1-2 右の A-B に沿った断面 (右) 図 2-1-2 右の C-D に沿った断面

細実線 (15K 毎に太実線) : 相当温位 (K)

破線 : 等風速線 (kt) 太実線 : TBB

J1、J2、J3 : ジェット気流

C1、C2、C3 : Ci ストリーク対応の TBB の極大

310K 前後に、また、C3 に対応してジェット気流 J3 が高度 250hPa 付近、相当温位 320~325K に解析できる。したがって、相当温位の異なる J1 と J2 は別系のジェット気流である。

2.1.3 トランスバースバンド (Transverse bands)

衛星画像にはしばしば波状の雲列が見られる。ここでは、風の流れに対しほぼ直角方向に並んだ波状の Ci の雲列を「トランスバースバンド」と呼ぶ。トランスバースバンドには、ジェット気流に伴って発生するもの、雲バンドの東縁や南縁で発

生するもの、「デルタ型」の雲域で発生するものがある。

① ジェット気流に伴って発生するもの

図 2-1-4 (下) の雲バンド A 中に見られる A の走向に直交した雲列が、このタイプのトランスバースバンドである。モデル図 (図 2-1-4 左上) に示したように、ジェット軸に直交した方向の長さが 3~5° lat 程度、間隔が 20~30km の雲列が Ci 主体の A 中にみられ、約千 km にわたって存在している。この A の極側縁が、図 2-1-4 (右上) に示したジェット気流 J1 に対応している。

図 2-1-5 (左) では二つの Ci 域 B、C が見られ

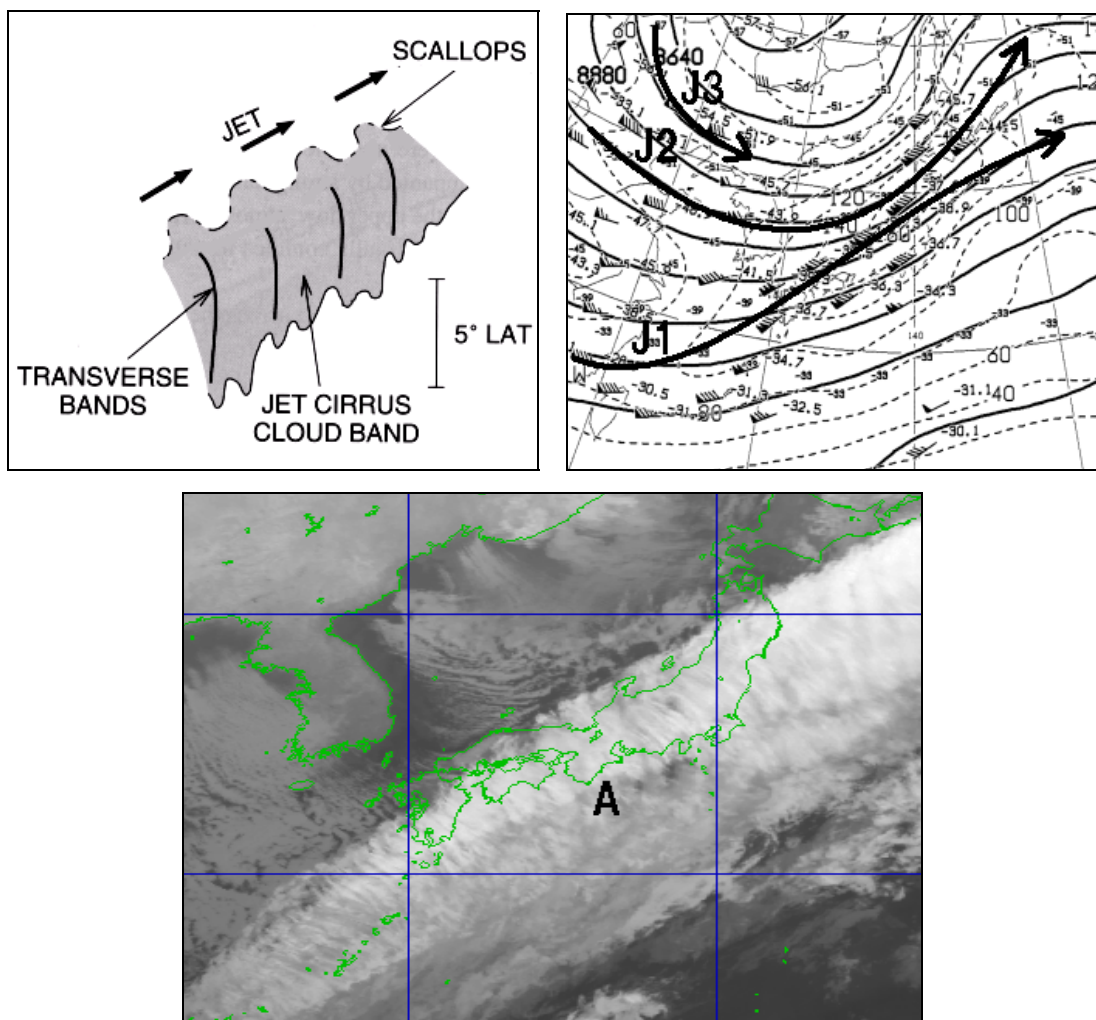


図 2-1-4 ジェット気流に伴って発生するトランスバースバンド

(左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正) 太矢印 (JET) : ジェット軸 陰影部 : 雲域

JET CIRRUS CLOUD BAND : ジェット気流に伴う Ci 主体の雲バンド

TRANSVERSE BANDS : トランスバースバンド SCALLOPS : 2.1.4 項参照

(右上) 1998 年 12 月 8 日 00UTC の 300hPa 天気図 矢印 J1、J2、J3 : ジェット気流

(下) 同赤外画像 A : 雲バンド (雲域中に多数のトランスバースバンドが見られる)

る。B は黄海から能登半島付近に東西に伸びており、図 2-1-5 (右) では 200hPa の強風軸 (亜熱帯ジェット気流のジェット軸に一致) にほぼ対応している。B 中には流れの方向にほぼ直交した多数の小さな雲列が見られる。この雲列もこのタイプのトランスバースバンドに含まれる。

B は図 2-1-4 (下) の A に比べると雲域の幅が狭く、トランスバースバンドもモデル図 (図 2-1-4 左上) のように長くない。B のようなトランスバースバンドを持つ全体としてライン状の雲を、特に「トランスバースライン (Transverse lines)」と呼んでいる。一般に、トランスバースラインはジェット気流に沿って発現し、80kt 以上の風速を伴っていることが多い。

トランスバースラインは、大野・三浦 (1982) によると、圏界面直下で励起されたケルビンヘルムホルツ (K-H) 波 (P35 のコラム参照) が可視化されたものである。また、庄司 (2000) は、圏界面及び前線内では鉛直シヤーが大きい場合に、また、上層トラフ後面では鉛直シヤーが小さくても前線面下にてできる低鉛直安定度層内でトランスバースラインが発現しているとしている。

このほか、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がある。台風の上層発散に伴う流れに関係していると思われるが詳しい調査は行われていない。図 2-1-5 (左) では、父島付近の台風からの吹き出しに対応してトランスバースライン C が見られる。

② 雲バンドの東縁や南縁で発生するもの

低気圧に伴うコンマ状の雲を含む雲バンドの東縁 (上層リッジの下流側に当たる) や、亜熱帯ジェット気流に沿った Ci 主体の雲バンド南側の負温度域に沿って列状に伸びる Ci をこのタイプのトランスバースバンドという (注 このタイプのみ、Ci の先端部の走向が上層の流れにほぼ平行であるが、Ellrod (1985) や Bader *et al.* (1995) はこれもトランスバースバンドと呼んでいる)。

図 2-1-6 (下) の雲域 A は上層リッジの下流側に現れたトランスバースバンドである。モデル図 (図 2-1-6 左上) に示したように、日本海から西日本にある厚い雲域から、東日本から日本の南にかけて、北西—南東の走向を持つ Ci が列状に伸びている。

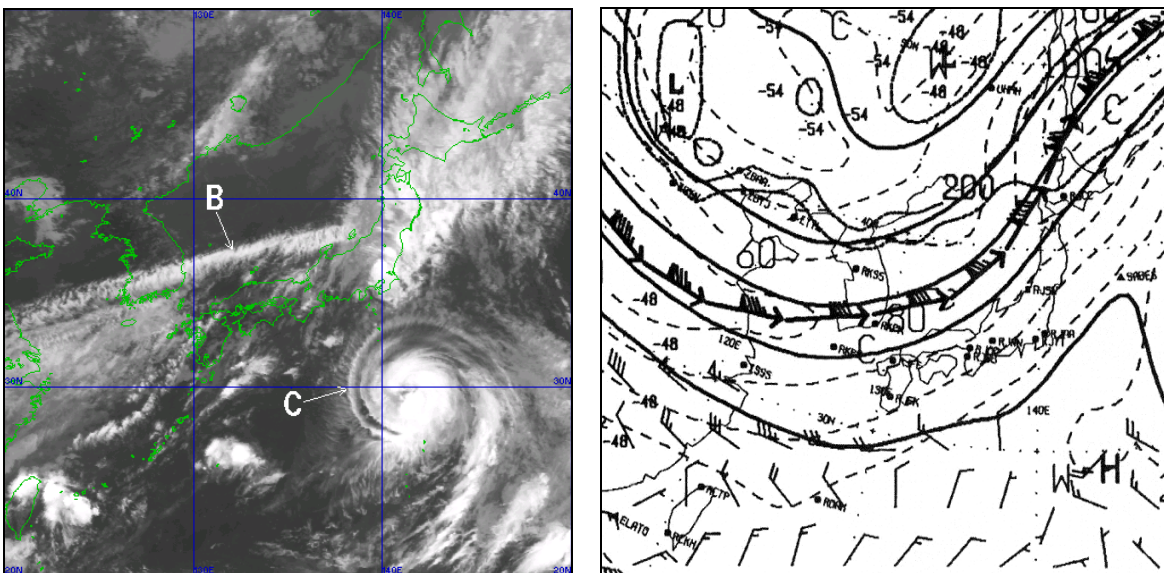


図 2-1-5 トランスバースライン

(左) 1998 年 8 月 30 日 03UTC の赤外画像 (右) 同日 00UTC の 200hPa 天気図

B : ジェット気流に伴うトランスバースライン

C : 台風の吹き出しに伴うトランスバースライン

矢印 : 200hPa の強風軸 (ほぼ亜熱帯ジェット気流のジェット軸に一致)

300hPa 天気図 (図 2-1-6 右上) を見ると、この Ci はジェット気流 J1 前面の東経 135 度付近にある上層リッジ付近から発生している。

図 2-1-7 (左) の Ci 域 A が負渦度域に伴うトランスバースバンドである。本州南岸を東西にひろがる Ci 主体の雲バンドから日本の南にかけて Ci が列状に伸びている。

200hPa 天気図 (図 2-1-7 右) を見ると、A は強風軸 (ほぼ亜熱帯ジェット気流のジェット軸に一致) 南側の水平シヤアの大きい領域、すなわち負渦度域で発生している。

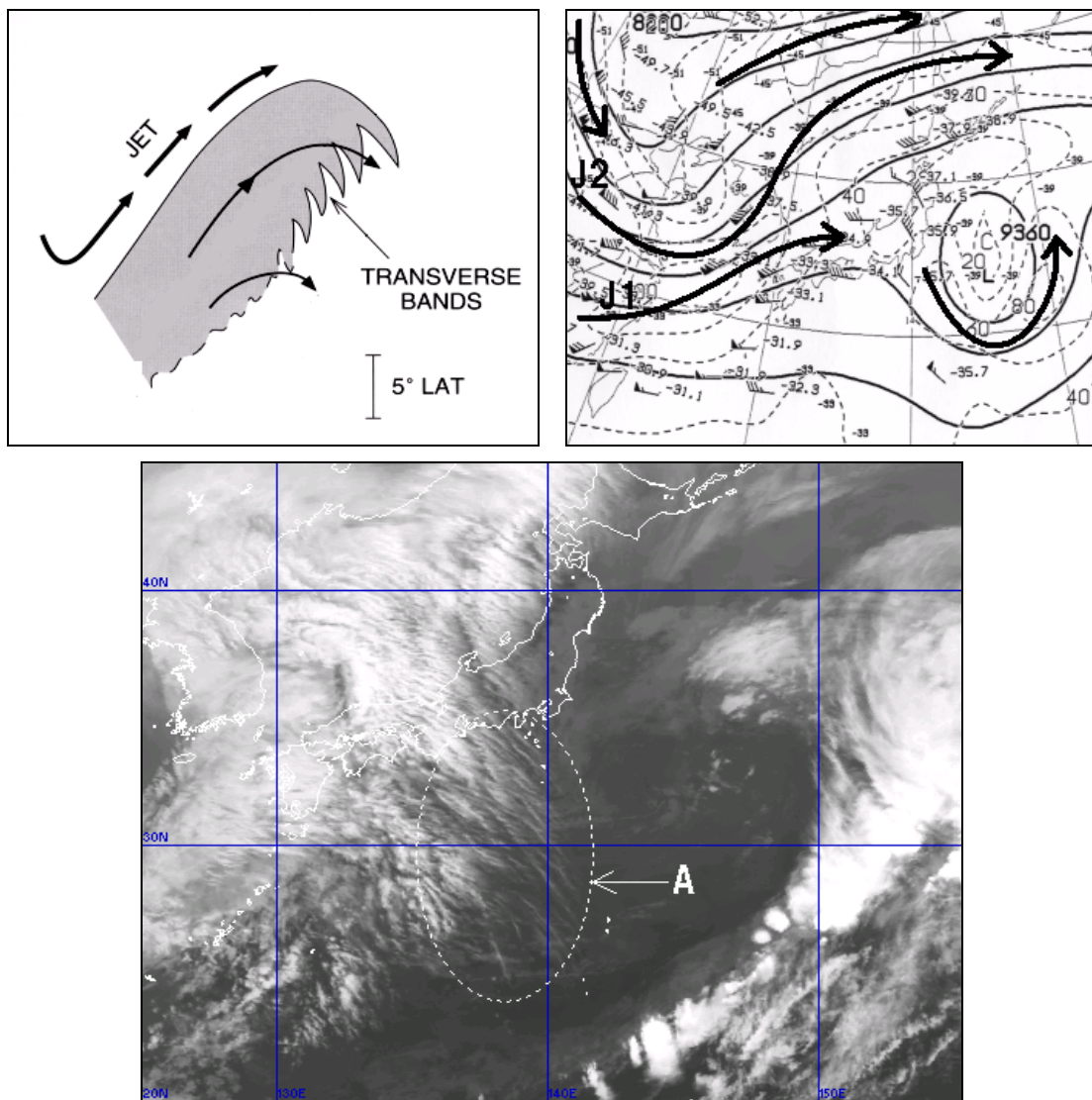


図 2-1-6 上層リッジの東側で発生するトランスバースバンド

(左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正)

TRANSVERSE BANDS : トランスバースバンド

(右上) 1999 年 4 月 12 日 00UTC の 300hPa 天気図

(下) 同赤外画像 A : トランスバースバンド

太矢印 (JET) : ジェット軸

細矢印 : 流線 陰影部 : 雲域

矢印 J1、J2 : ジェット気流

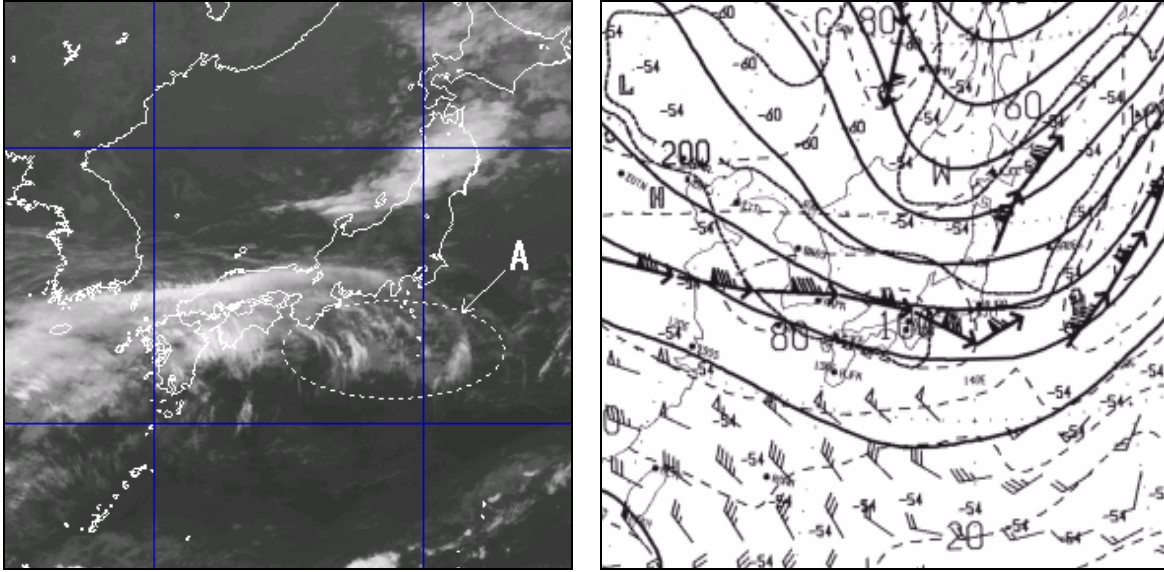


図 2-1-7 雲バンド南側の負渦度域で発生するトランスバースバンド

(左) 1998 年 10 月 10 日 01UTC の赤外画像

A : トランスバースバンド

(右) 同日 00UTC の 200hPa 天気図

太矢印と矢印 : 強風軸 (ほぼ亜熱帯ジェット気流の
ジェット軸に一致)

ジェット気流

WMO の高層委員会では「ジェット気流」を次のように定義している。

- ① 対流圏上部または成層圏内でほぼ水平な軸に集中している強く狭い風の流れである。
- ② 鉛直及び水平方向に強い風のシヤーを持ち、一つあるいはそれ以上の風速極大域 (ジェットコア) がある。
- ③ 数千 km の長さ、数百 km の幅、および数 km の深さを持っている。
- ④ 鉛直シヤーが 1km につき 5~10m/s、水平シヤーが 100km につき 5m/s 程度ある。
- ⑤ ジェット軸に沿う風速は 30m/s 以上である。

ジェット気流は、その成因によって寒帯前線ジェット気流 (Jp) と亜熱帯ジェット気流 (Js) に分類される。ジェット軸の高度は、おおむね Jp が 300hPa、Js が 200~250hPa である。ただし、ジェット軸は、南北に蛇行するとともにその高度も変動、すなわち 3 次元的な分布をしている。通常、その高度は上層トラフ付近で相対的に低く、上層リッジ付近で高くなるような分布である。したがって、ジェット軸の解析は、一枚の等圧面天気図 (例えば 300hPa 天気図) のみによる解析では難しく、断面図等を併用して決定するのが一般的である。

本書では便宜上、ジェット気流について 300hPa 天気図上で議論することが多い。ここでは断面図等を併用して 300hPa 面で解析したジェット気流を「300hPa のジェット気流」と呼び、この場合に限り 300hPa 天気図で見られる風速極大域を「300hPa のジェットコア」と呼ぶことにする。

一方、その他の等圧面 (例えば 200、250、400hPa) 上で風の流れを議論する場合には、強風帯の中心を「強風軸」、風速極大域を「強風核」と呼ぶことにする。

(池田 博文)

③ 「デルタ型」の雲域で発生するもの

図 2-1-8 (下) の雲域 A が「デルタ型」の雲域である。モデル図 (図 2-1-8 左上) に示したように、東シナ海北部から北西の流れに沿って南下する Ci 域 C と、その下流側で直交方向に広がる Ci 域 T (トランスバースバンド) で三角形の雲域を形成している。この事例では C と T の間に晴天域が存在しているが、すべてが雲域で覆われることもあり、湿りの状態によって様々である。デルタ

型の雲域は変形域の存在を示唆している。300hPa 天気図 (図 2-1-8 右上) では、東シナ海北部のジェット気流 J1 から分流した流れが減速しながら北西流となって沖縄付近に達している。天気図上では変形域は不明瞭であるが、画像を動画にして詳細に解析すると、雲の動きから変形域の存在が確認できる。詳しくは 3.1 節で述べる。

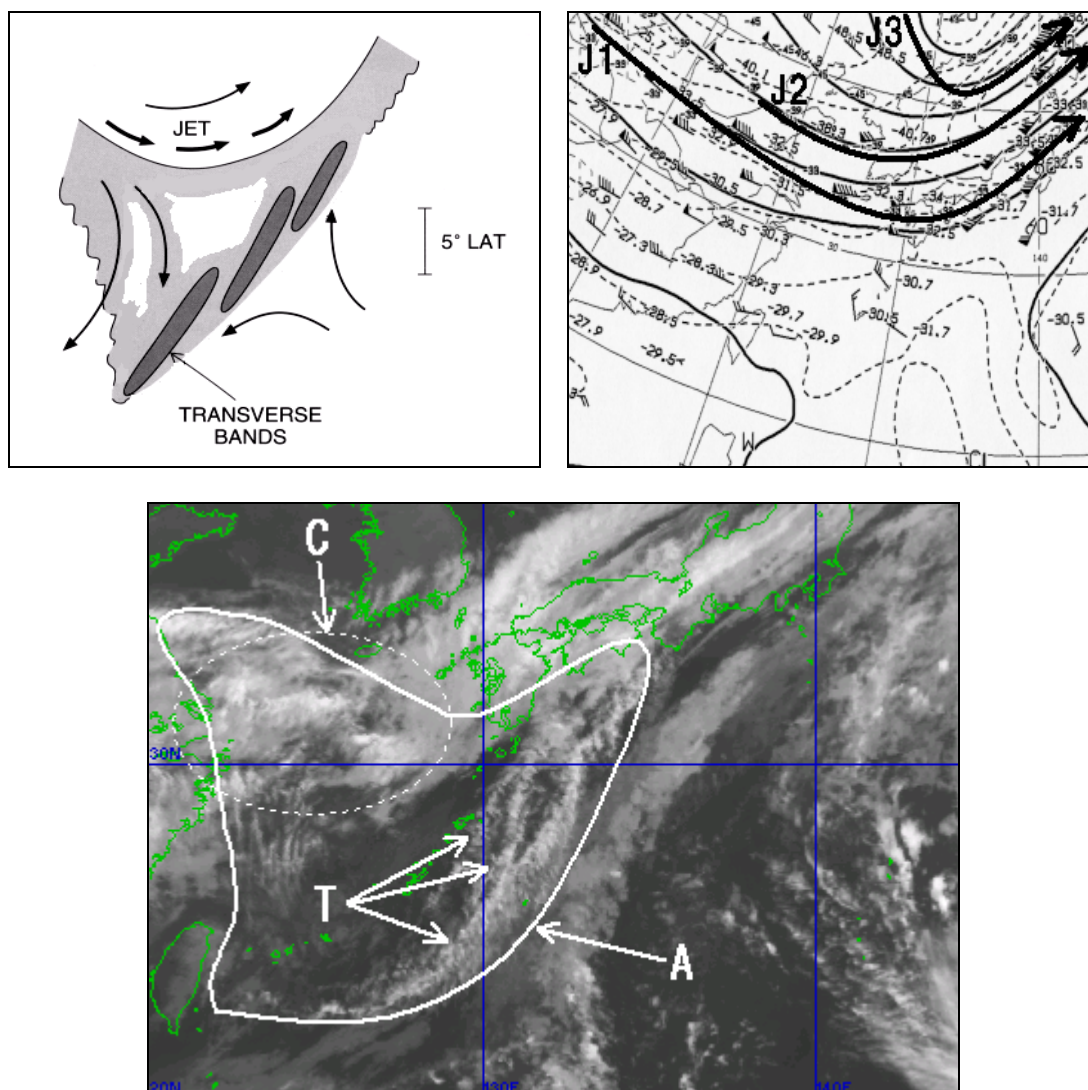


図 2-1-8 「デルタ型」の雲域とトランスバースバンド

- (左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正) 太矢印 (JET): ジェット軸
 細矢印: 系に相対的な流線 陰影部: 雲域
 (右上) 1998 年 10 月 19 日 12UTC の 300hPa 天気図 矢印 J1、J2、J3: ジェット気流
 (下) 同日 09UTC の赤外画像 実線 A: 「デルタ型」の雲域 破線 C: Ci 域
 T: トランスバースバンド

2.1.4 スキャロップ (Scallops) パターンの Ci

「スキャロップパターン」は、ジェット気流に伴う Ci 主体の雲バンドの極側縁が凸凹した状態を指す。図 2-1-9 (下) で示すように、雲域の極側縁が粒状の Ci が連なったように見える雲 A がスキャロップパターンの Ci である。モデル図 (図 2-1-9 左上) のようにトランスバースバンドとともに現れることが多く、この事例でも不明瞭ながらトランスバースバンド T が見られる。また、スキ

ャロップパターンの Ci は雲バンドとは離れて粒状の Ci として存在することもある。この場合は Cb との区別が難しい場合もある。一般に Ci のほうが Cb より速く移動するので、移動速度の違いにより、Ci か Cb かを判別する。

300hPa 天気図 (図 2-1-9 右上) では、A はほぼジェット気流 J1 に沿っている。また、Ci ストリーク B はジェット気流 J2 に対応している。

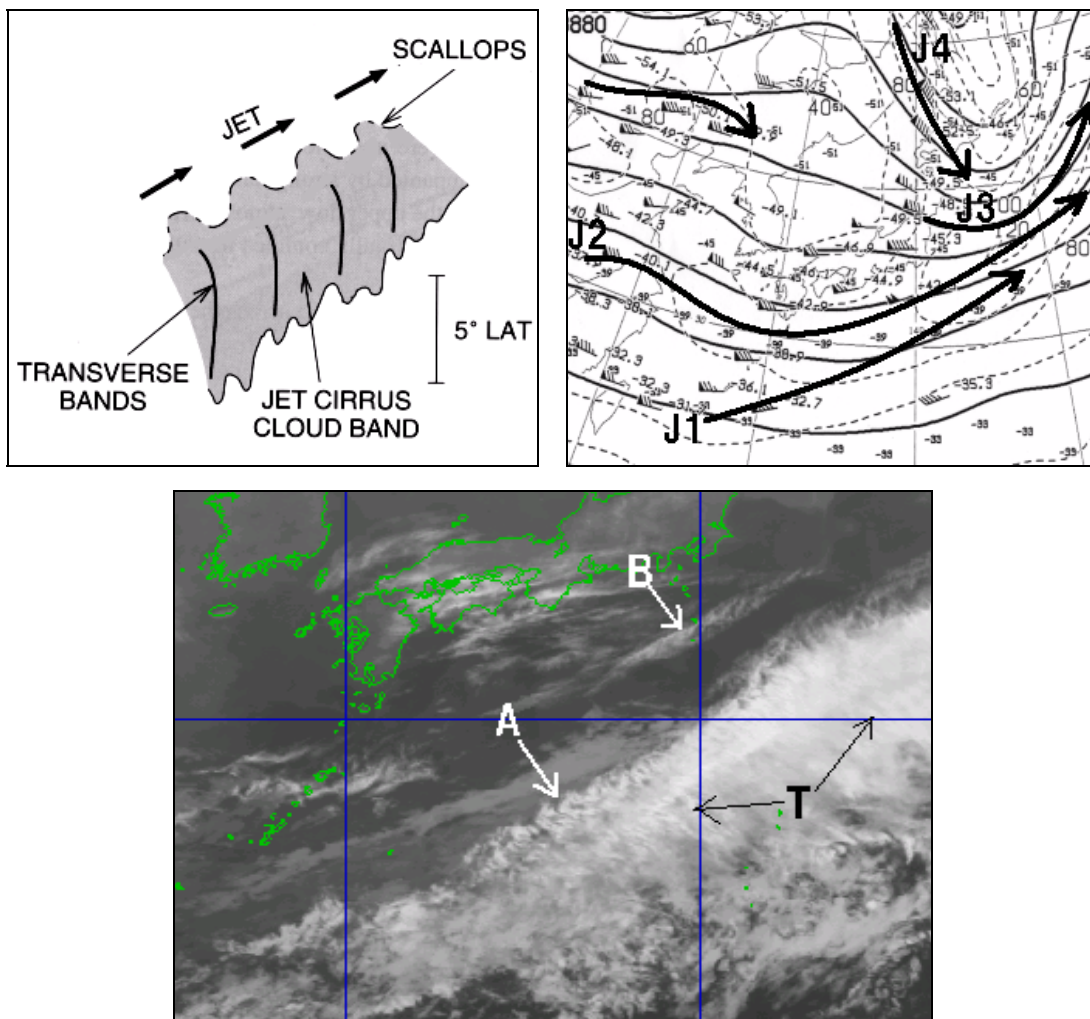


図 2-1-9 スキャロップパターンの Ci

(左上) モデル図 (Bader *et al.* (1995) を一部修正) 太矢印 (JET) : ジェット軸 陰影部 : 雲域

SCALLOPS : スキャロップパターンの Ci

TRANSVERSE BANDS : トランスバースバンド

JET CIRRUS CLOUD BAND : ジェット気流に伴う Ci 主体の雲バンド

(右上) 2000 年 4 月 8 日 12UTC の 300hPa 天気図 矢印 J1、J2、J3、J4 : ジェット気流

(下) 同赤外画像 A : スキャロップパターンの Ci B : Ci ストリーク

T : トランスバースバンド

2.1.5 Ciバルジ (Ci bulges)

「バルジ」は、前線性の雲バンドが高気圧性曲率を示す（寒気側に凸状に膨らむ）現象を指し、低気圧前面の活発な暖気移流により形成された背の高い厚い雲域で形成される。暖気移流の強まりにより凸状の膨らみは増す。このようにバルジは、低気圧の発達期に現れる現象を指すのが原義である。したがって、低気圧の発達を伴わない雲域の単なる膨らみは、バルジと呼ばないのが一般的である。

本書では、Ciだけの形状に着目し、Ciの極側縁が高気圧性曲率を示すパターンを「Ciバルジ」と呼ぶ。こうしたパターンは、上層トラフやジェット軸に伴って現れることが多い。図 2-1-10（左）は Ciバルジの例である。日本海北部からオホーツク海にかけて極側縁が極側に膨らんだ雲域 Aが見られる。

300hPa 天気図（図 2-1-10 右）では、この Ciバルジの極側縁はジェット気流 J3 に対応している。

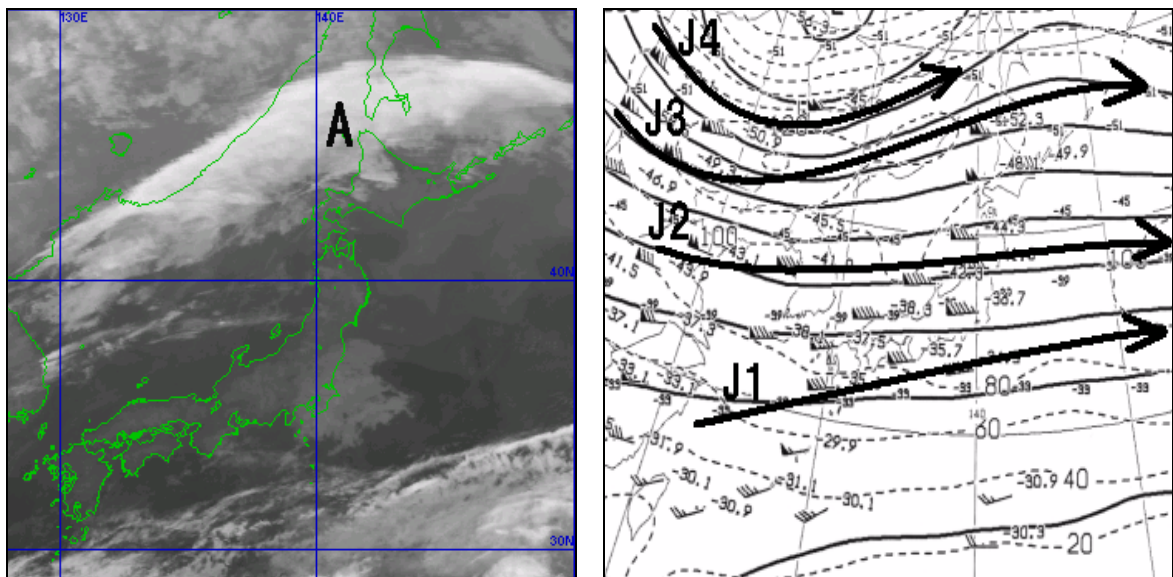


図 2-1-10 Ciバルジ

(左) 2000年11月7日00UTCの赤外画像

A : Ci主体の雲域

(右) 同300hPa天気図

矢印 J1、J2、J3、J4 : ジェット気流

2.2 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ーとして上・中層の気の流れを可視化できる。水蒸気画像で現れる明・暗域のパターンを水蒸気パターンという。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を示している。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、いくつかの特有なパターンを示す。

Weldon・Holmes (1991、(気象衛星センターによる和訳 (1993b) がある) は、バウンダリーを7種類のパターンに分類し(表 2-2-1)、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」「ブロッキングに関連するもの」「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。

以下、各バウンダリーについて述べる(リターンモイスターバウンダリーは本書には直接関係ないので除く)。

2.2.1 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、ジェット気流の動向の把握がある。一般に上・中層

では、ジェット気流を境に極側の気団は赤道側の気団より冷たく乾燥した暗域、赤道側では暖かく湿った(雲域が存在する場合もある)明域を形成することでバウンダリーが現れる。

図 2-2-1 に亜熱帯前線(Subtropical fronts)と寒帯前線(Polar fronts)の概念図(Ramond *et al.*, 1981)を示す。ジェット気流近傍の前線帯上空の極側では沈降が強く、乾燥域が圏界面から下方へ伸びる。ジェット気流極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を形成する。一般に亜熱帯前線は幅が広く傾斜も急なので、寒帯前線より幅が広く明瞭なバウンダリーが形成されやすい。ただし、気象衛星センター(1996)によれば、寒候期では亜熱帯前線対応のバウンダリーは水蒸気画像から判断できない場合が多い。

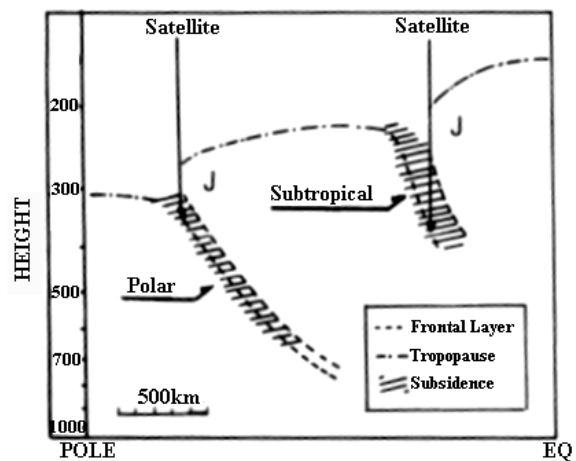


図 2-2-1 前線の概念図 (Ramond *et al.* (1981) に加筆)

J: ジェット気流 点線: 前線層
 一点鎖線: 圏界面 二重線: 沈降層

表 2-2-1 バウンダリーの種類

ジェット気流に関連した 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

(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、モデル図（図 2-2-2 左上）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、バウンダリーの西端は形状やコントラストが東端よりやや不明瞭だったり、ジェット軸と一致しないことがある。

図 2-2-2（右上、下）にジェット気流平行型バウンダリーの例を示す。日本海に見られるバウンダリー（図中○印）が黄海から日本海北部に伸びており、ほぼジェット気流 J1 に一致している。

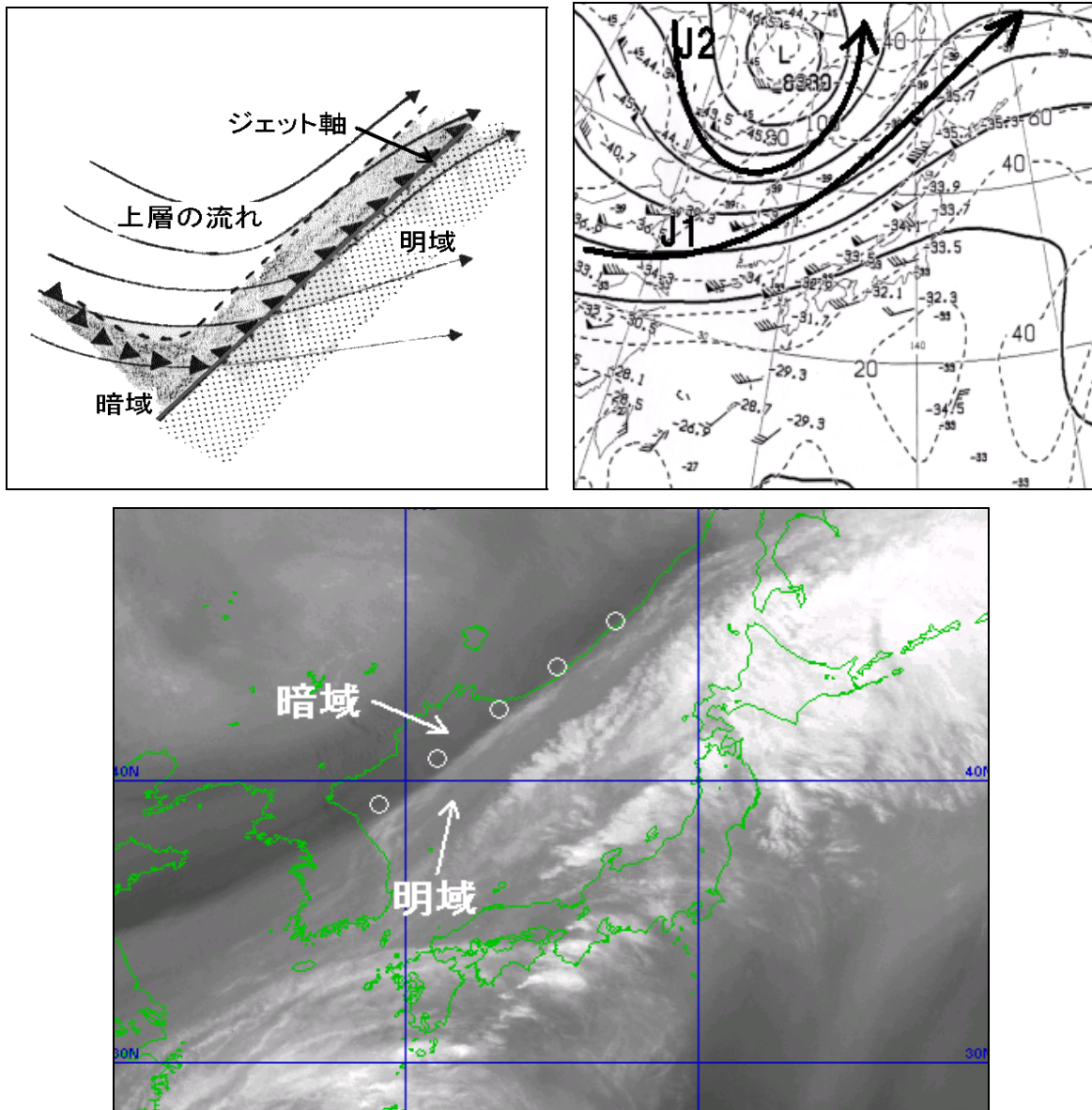


図 2-2-2 ジェット気流平行型バウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流れ 黒三角：ジェット軸

(右上) 1998年10月15日00UTCの300hPa天気図

矢印 J1、J2：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像

○印：ジェット気流平行型バウンダリー

(2) 傾圧リーフバウンダリー

傾圧リーフバウンダリーは、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)の極側のバウンダリーを指す。モデル図(図2-2-3左上)にあるように、低気圧の発達初期には暖湿な気流であるWCB(ウォームコンベヤベルト)により、トラフ前面で雲域がリーフパターンとなり、その極側のバウンダリーは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

だ境界付近はジェット軸と平行でない場合がある。

図2-2-3(右上、下)に傾圧リーフバウンダリーの例を示す。日本付近に発生期の低気圧に対応する木の葉状の雲域があり、極側縁には高気圧性曲率を持つバウンダリー(図中○印)がみられる。バウンダリーはほぼジェット気流J2に一致している。この例では近接して別系のジェット気流J3に対応するジェット気流平行型バウンダリー(図中□印)が見られる。なお、ジェット気流J1対応のバウンダリーは不明瞭である。

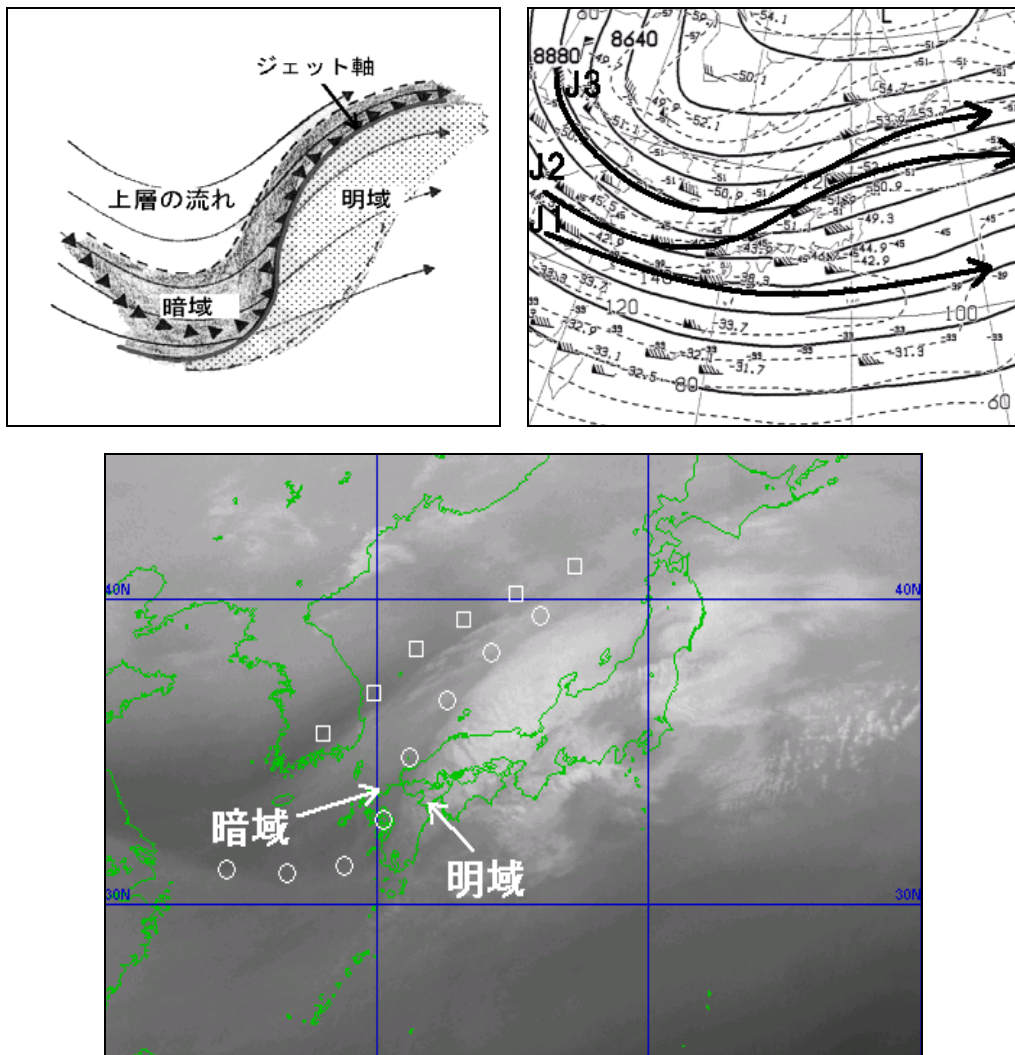


図2-2-3 傾圧リーフバウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流線 黒三角：ジェット軸

(右上) 1999年2月11日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印：傾圧リーフバウンダリー □印：ジェット気流平行型バウンダリー

2.2.2 ブロッキングに関連したバウンダリー

このタイプのバウンダリーは、上層の比較的弱風域内において、周囲の風と反対方向の風の場をもつ循環が発達することにより形成される。周囲の風を拒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分類される。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。

(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に伴う総観スケールの流れにより形成される。モデル図(図 2-2-4 左上)にあるように、低気圧により、

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極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が形成される。詳しくは 3.1 節で述べる。

ヘッドバウンダリーの例を示す(図 2-2-4 右上、下)。朝鮮半島から日本海にかけ、バウンダリー(図中○印)がみられる。これは九州北部付近にある上層渦Vの低気圧性循環に伴う東風と大陸からの北西風との境界で形成されたものである。天気図だけでは判断しにくい上層の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。

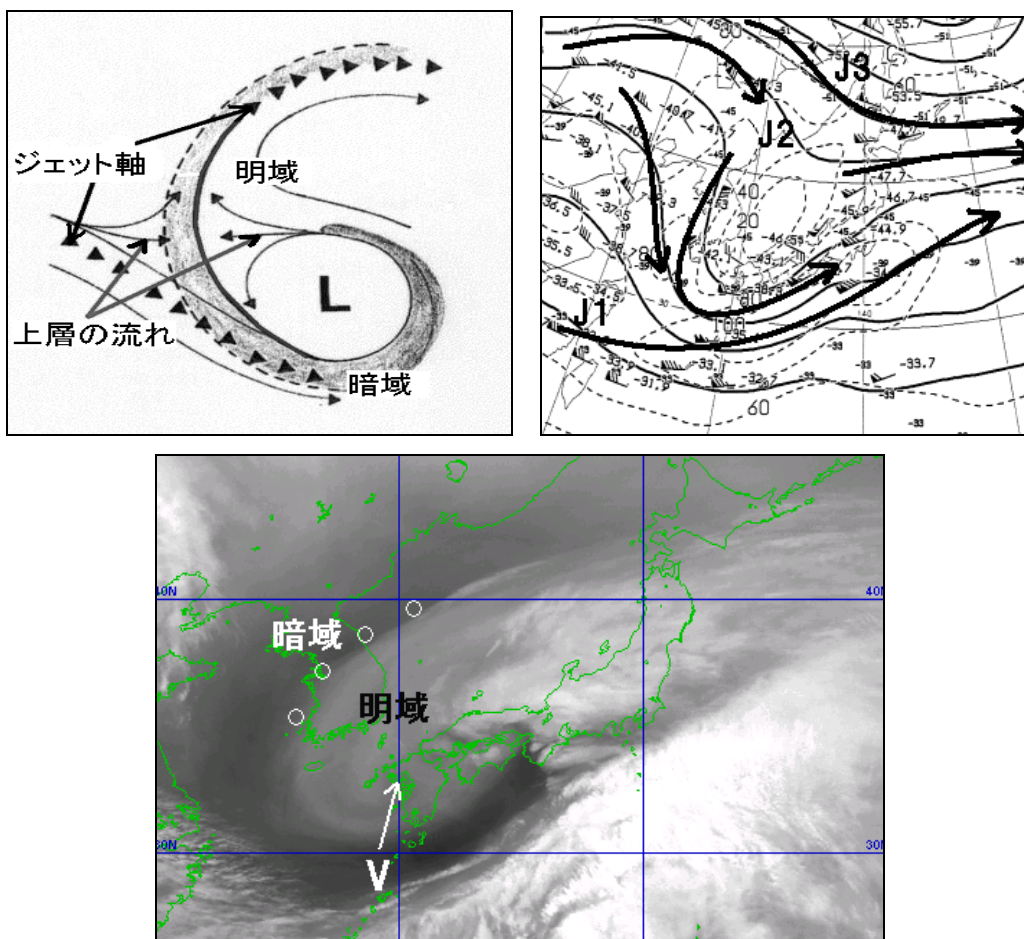


図 2-2-4 ヘッドバウンダリー

- (左上) モデル図. 陰影部が暗域、白い部分が明域を示す.
 太線: バウンダリー 細矢印: 上層の流れ 黒三角: ジェット軸
- (右上) 1999年4月10日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3: ジェット気流
- (下) 同水蒸気画像 ○印: ヘッドバウンダリー

(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時、上流側の上層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。モデル図(図 2-2-5 左上)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 2-2-5 (右上、下) にインサイドバウンダリー

の例を示す。大陸には東経 125~130 度線に沿って南北に伸びた上層リッジが発達し、ジェット気流 J2 が大きく蛇行している。この上層リッジに対応して、日本海西部には不明瞭ながら上層の高気圧 H に伴う高気圧性循環がみられ、下流側には暗域(乾燥域)が広がっている。この上層の高気圧に伴う高気圧性の流れとその上流側にあるトラフ前面の明域(湿った西風)との間にインサイドバウンダリー(図中○印)が形成されている。

なお、本州南岸から日本の東にはベースサージバウンダリー(図中●印: 2.2.3 項の (2) 参照)が見られる。

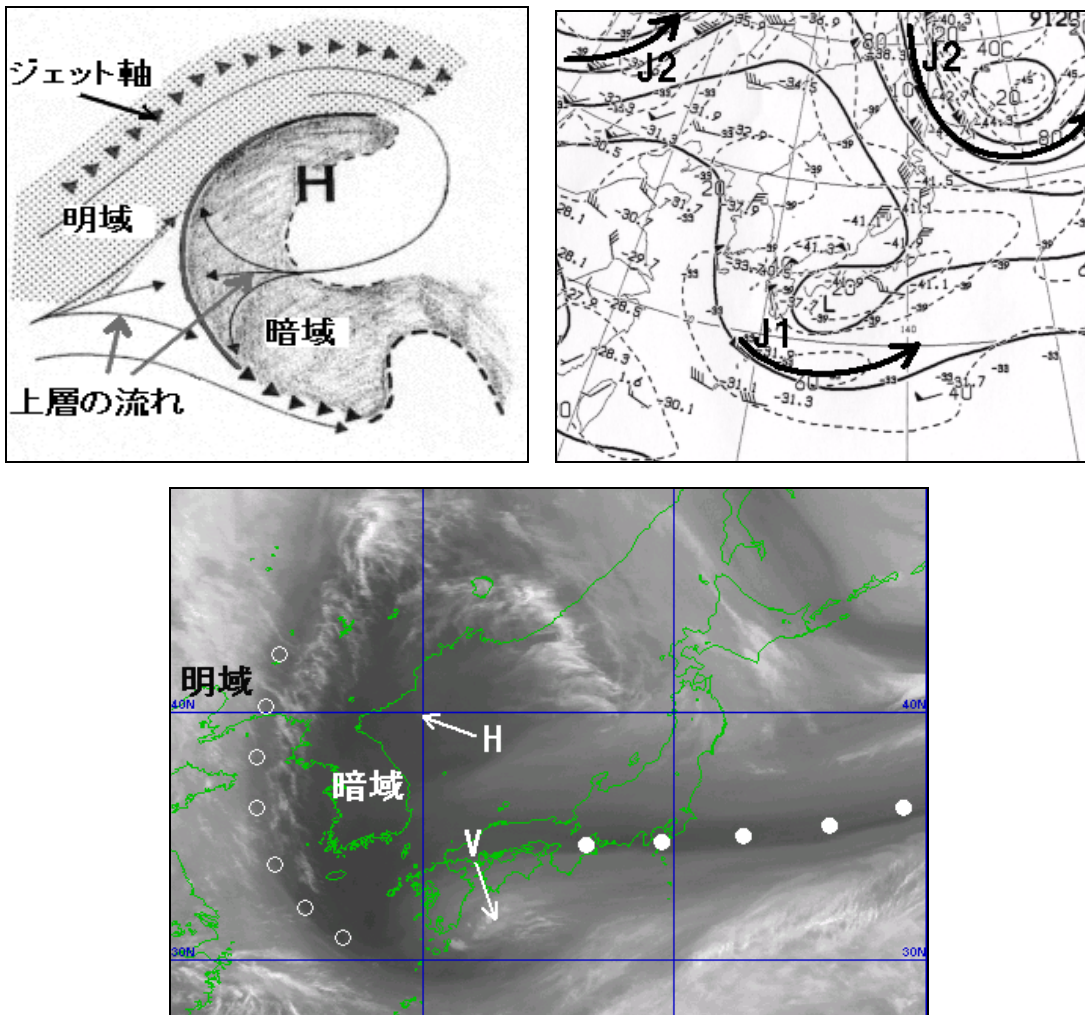


図 2-2-5 インサイドバウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線: バウンダリー 細矢印: 上層の流れ

黒三角: ジェット軸

(右上) 1998年5月21日12UTCの300hPa天気図

矢印 J1、J2: ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印: インサイドバウンダリー

●印: ベースサージバウンダリー

H: 上層高気圧 V: 上層渦

2.2.3 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は変形域の存在を示唆している。詳しくは3.1節で述べる。

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を伴ったりするため、水蒸気画像解析では重要な概念の一つである。

「系に相対的な流線」と雲

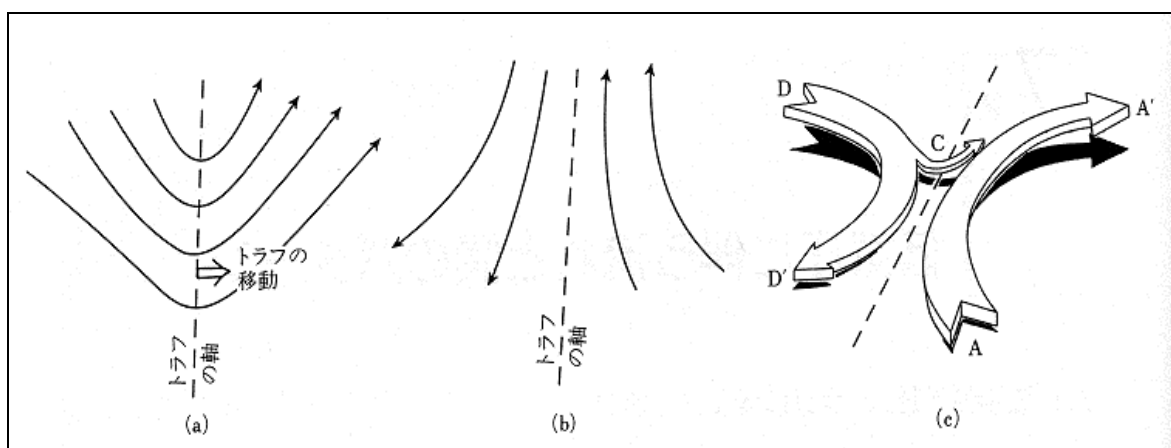
このコラムは、主として小倉（2000）からの引用である。

大気の流れと雲の関係を見る際には、系（じょう乱）に相対的な流れを考えると理解しやすい。付図（a）は中緯度の500hPa等圧面上のトラフに伴う流線（等高度）を示しており、流れは蛇行している。このトラフがある速度で東進しているとして、各地点の風速からトラフの移動速度を差し引いてトラフに相対的な流線を描くと付図（b）のようになる。この流線は付図（a）とは違ったものに見える。

さらに重要なことは、大気中の運動は3次元的に起こっており、ほとんどの場合に雲は上昇流を伴って発生し、下降流に伴って消滅していることである。したがって、流れと雲の関係を見るためには、付図（b）の流れに鉛直流を加える必要がある。流れが上昇または下降している場合には流れは等圧面を横切るから、等圧面天気図では現象を理解しにくい。その点で等温位面上で断熱運動をしている空気塊の流線解析を行うと理解しやすくなる。付図（c）は適当な等温位面上で3次元的な流れを描いたものである。トラフの前方には上昇流のベルト（A-A'の経路）が、後方には下降流のベルト（D-D'の経路）がある。これらをコンベヤーベルトと呼び、とくにA-A'は南方に発し暖気を北に運ぶので、ウォームコンベヤーベルト（WCB）と呼ばれ、雲をつくる主要な気流である。付図（c）ではトラフはトラフの軸上の風速と同じ速度で移動しているとして図を描いているが、風速の方が大きいときには、ある空気塊はD-C-A'のようなトラフを横切った経路をとる。

本書では、付図（c）のような3次元的な流れを真上から2次元的に見て描いたものを「系に相対的な流線」と呼ぶ。衛星画像を動画にした時に雲境界や湿潤境界で見られる流れは「系に相対的な流線」に沿っている。

（池田 博文）



付図 (a) : 500hPa の等圧面上のトラフにおける流線
 (b) : (a) からトラフの移動速度を差し引いたトラフに相対的な流線
 (c) : 移動中のトラフに相対的な等温位面上の流れを鳥瞰図的に示したもの（小倉、2000）

(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により形成される。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する。この境界はドライサージバウンダリーと呼ばれる。モデル図（図 2-2-6 左上）にあるように、バウンダリーは下流に向かって凸状となり、速い速度で動く。

ドライサージバウンダリーでは、上層の乾燥気塊が流入し対流不安定が強化される。下層に暖湿

な気塊が存在するとき、このバウンダリー付近では対流雲が発達する場合があるので注意が必要である。

図 2-2-6 (下) にドライサージバウンダリーの例を示す。大陸から南東進する暗域の先端が、三陸沖にある発達中の低気圧の雲域後面でバウンダリーを形成している。この暗域は乾燥した寒気に対応し、暗化しながら速い速度で南東進しており、低気圧後面での下降流が強いことを表している。

300hPa 天気図（図 2-2-6 右上）ではバウンダリーの上流にはジェット気流 J4 に伴うジェットコアが見られ、暗域付近は減速場となっている。

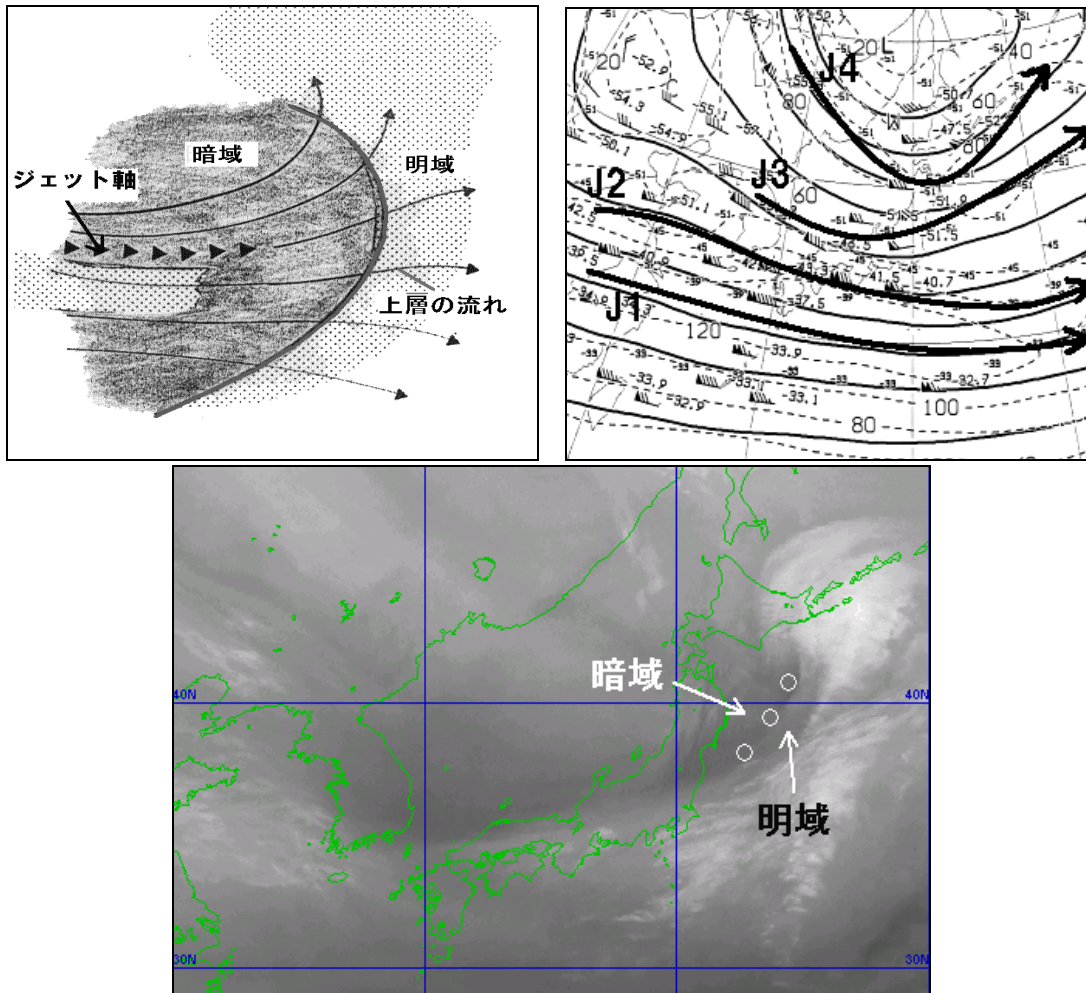


図 2-2-6 ドライサージバウンダリー

(左上) モデル図. 陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す.

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流れ 黒三角：ジェット軸

(右上) 1998年12月26日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3、J4：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像 ○印：ドライサージバウンダリー

(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、上層リッジの強化に対応してモデル図(図2-2-7左上)にあるように、乾燥域(暗域)が南下、拡大する。ベースサージバウンダリーは、ITCZ付近まで南下して対流活動を活発化させるなど、

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2-2-7(右上、下)にベースサージバウンダリーの例を示す。東経110~120度付近で発達した上層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を形成している。また、バウンダリーの上流にはジェット気流J1が見られ、暗域は減速場となっている。

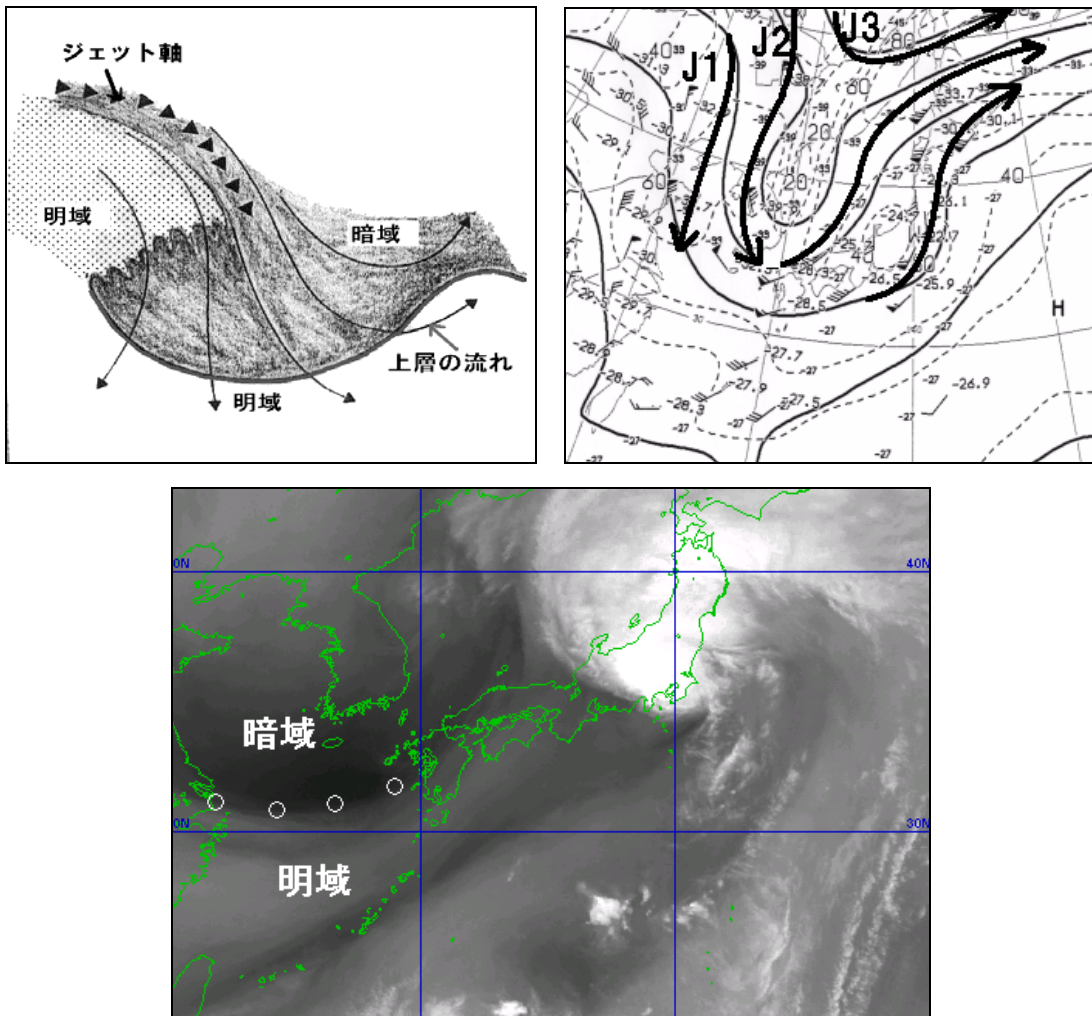


図 2-2-7 ベースサージバウンダリー

(左上) モデル図。陰影部が暗域、白い部分が明域、点彩域は雲域を含む明域を示す。

太線：バウンダリー 細矢印：上層の流線 黒三角：ジェット軸

(右上) 1998年9月16日00UTCの300hPa天気図

矢印J1、J2：ジェット気流

(下) 同水蒸気画像

○印：ベースサージバウンダリー

衛星画像と変形域

衛星画像では、変形域は雲境界や湿潤境界として明瞭に現れることがある。

付図 (a) は静止またはゆっくり動いている系における単純な変形域を示している。変形域の D1、D2 (陰影部) では、空気塊は一方向へ収縮するとともに、直交方向へ伸長する。D1 では東西方向が伸長軸、南北方向が収縮軸、D2 ではそれぞれ収縮軸、伸長軸になる。

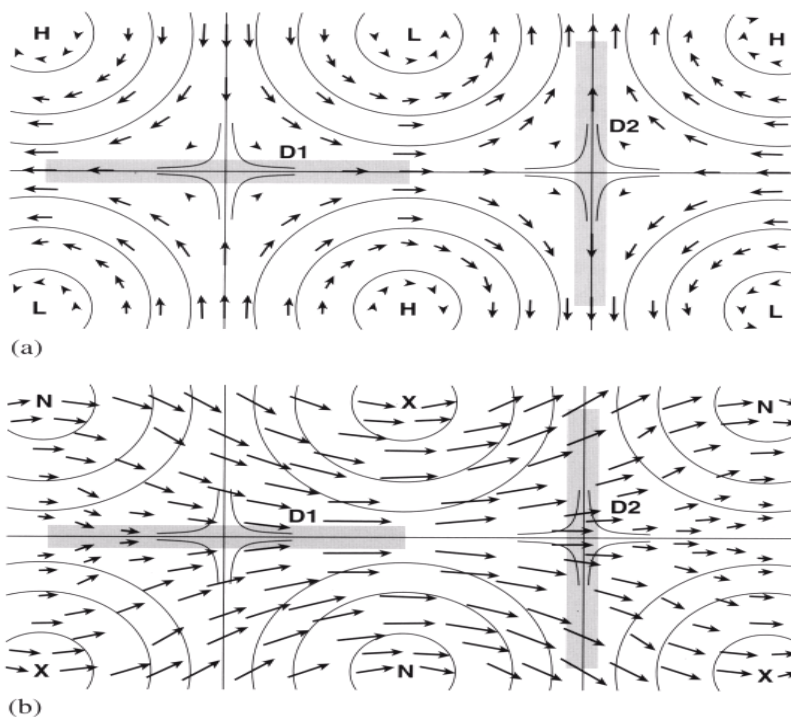
付図 (b) は、(a) に一様な西風を加えたものである。これは、(a) のパターンが一様な西風によって東に移動していることに相当する。(a) では変形域だった D1、D2 が、(b) ではそれぞれ合流場及び分流場となる。逆に言えば、合流場や分流場は、変形に一様な風が加わったものと見ることができる。

付図 (a) では、低気圧に正の渦度、高気圧に負の渦度が対応する。この渦度パターンは、一様な西風を加えた (b) でも変わらないので、(a) の実線は (b) における渦度の等値線でもある。

付図 (a) の D1 と D2 には、それぞれの図 3-1-4 (31 ページ) の D1 と D2 が対応し、付図 (b) では、D1 の下流側の合流による強風に図 3-1-4 のジェットコア A、B が対応すると見ることができる。実際の風の分布はこのような、変形に一様な風が加わるといような単純なものではないが (注)、図 3-1-4 のような雲パターンが出現している時には、逆にこの雲パターンから変形を推定できる。

注：風の場合は、回転 (渦度)、収束、変形及び併進運動 (一様な風) で表すことができる。

(池田 博文)



付図 変形域 (Badar *et al.*, 1995)

(a) 静止またはゆっくり動いている系

実線：等圧線 H：高気圧中心 L：低気圧中心 矢印：流れ

(b) 動いている系

実線：渦度パターン X：正渦度中心 N：負渦度中心

矢印：流れ ((a) の流れに系の移動速度を加えたもの)

第3章 乱気流とウインドシヤー*

乱気流とは大気の流れによって航空機に動揺を与える気流である。航空機の種類や飛行速度によって揺れの度合いが異なる。乱気流の強度は航空機の揺れを目安としたパイロットの体感に頼っており、強度の階級は「弱」、「並」、「強」に分けられる（表3-1-1：ICAO航空委員会で、この3段階の強度と、体感や加速度計の変動幅を対応させた乱気流階級表を設定している）。以下、ここでは強度「並」以上の乱気流について取り上げる。

乱気流は一般的に「晴天乱気流」、「雲中乱気流」、「山岳波による乱気流」の3種類に分けられる。さらに、ここではその発生高度によって次のとおり分類する。

「高高度」：フライトレベル24,000ft (FL240) 以上：航空規則で、新東京航空地方気象台の担当空域は亜音速巡航高度24,000ft以上の空域と定めている

「低層」：フライトレベル2,000ft (FL020) 以下：WMO技術規則ではウインドシヤー警報は1,600ftまでを対象としている。ここでは、気象庁の昭和63年度航空気象予報技術検討会で「低層ウインドシヤーと低層乱気流をおおむね2,000ft以下」と定義して収集した資料を用いているので2,000ft以下とした

「中・下層」：上記以外のフライトレベル2,000～24,000ft (FL020～240) とする。

なお、フライトレベルは通常、14,000ft以下には使用しないが、気象庁では作業をできるだけ単純化して混乱を防ぐために、高度はFLを前置した3文字（100ft単位の数値）を使用しており、本書で

もこれに従う。

また、低層で発生する鉛直または水平方向の風向・風速差を「低層ウインドシヤー」という。

これらについて以下①～④のように解説する。

① 晴天乱気流 (Clear Air Turbulence:CAT)

晴天域またはCi域で発生する乱気流で、Ciの特徴から視認できることもあるが、多くは突然遭遇する。晴天乱気流のうち高高度で発生するものについては3.1節で、中・下層で発生するものについては3.2節で述べる。

② 雲中乱気流

雲の中では強弱の違いはあるが上昇・下降気流が存在し、機体に動揺をもたらす。このうち「強」の乱気流を発生しやすい積乱雲(Cb)については第4章で述べる。

③ 山岳波による乱気流

強風が山を越えたとき、その風下側に山岳波による乱気流が発生する。このうち、高高度で発生するものは晴天乱気流に含まれるので3.1節で述べる。中・下層で発生するものについては3.2節で述べる。

④ 低層の乱気流とウインドシヤー

低層の強風、顕著な風向・風速の変化を伴う前線の通過、突風を伴う強風、発達したCbによって発生する。3.3節で述べる。

3.1 高高度の晴天乱気流 (CAT)

3.1.1 衛星画像とCAT

CATはケルビンヘルムホルツ波 (K-H波) の不安定が原因といわれている。K-H波が発達するためには、重力によって乱流を打ち消そうとする力よりも、風のシヤーによって生成される乱流のエ

表3-1-1 ICAO航空委員会による乱気流階級表

乱気流の強度	加速度計の変動幅	体 感
弱	0.5g 以下	やや動揺を感じるが腰が浮くほどではない
並	0.5～1.0g	航空機の姿勢や高度はかなり変動するが、制御可能。機速に小変動あり、歩行は困難、体はベルトで締め付けられる。固定していない物体は移動する
強	1.0g より大	航空機の姿勢や高度が急速に変わり、一時的に制御不能となる。機速の変動大、体はベルトで激しく締め付けられる。固定していない物体ははね回る

* 3.1、3.2.1 池田 博文 3.2.2 伊藤 秀喜、奥村 栄宏（現観測部管理課） 3.3 伊藤 秀喜

ネルギーの方が大きいことが必要である。具体的にはリチャードソン数（以下Riという）がそのパラメータとなる。Riは次式で与えられる。

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left/ \left(\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \right)^2 \right. = - \frac{1}{\rho \theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left/ \left(\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right)^2 \right.$$

g : 重力加速度 θ : 温位 z : 高度 V : 水平風ベクトル p : 気圧 ρ : 密度 Ri は静力学的な安定度が減少すれば小さくなり、また風の鉛直シヤー（以下VSという）が増加すれば小さくなる。理論的研究や室内実験の結果では、K-H波の不安定が発生するには、Riが0.25以下であることが必要とされている。

しかし、K-H波を直接捉えるには現在の高層観測網や数値予報の分解能は粗すぎ、これらで計算されるRiとの対応は良くない。したがって、CAT予報はポテンシャル予報の域を出ないのが現状であり、RiのほかVS、風の水平シヤーなどを総合してCATの可能性を判断することが多い。また、Riを小さくする要因としての中立成層の存在にも着目する。

しかし、K-H波を直接捉えるには現在の高層観測網や数値予報の分解能は粗すぎ、これらで計算されるRiとの対応は良くない。したがって、CAT予報はポテンシャル予報の域を出ないのが現状であり、RiのほかVS、風の水平シヤーなどを総合してCATの可能性を判断することが多い。また、Riを小さくする要因としての中立成層の存在にも着目する。

東京航空地方気象台（1998）の調査によると、高層実況でVSが10kt/1,000ft以上のとき「並」以上のCATが発生しやすく、15kt/1,000ftを超えると「強」のCATが発生しやすくなるとしている。ま

た、CATの約7割がRiが2未満で発生しており、「並」以上のCATについては、Riとの相関がVSのそれより高く、VSが小さい場合の指標になる場合があるとしている。

静止気象衛星画像は空間的、時間的に連続性をもったデータを提供してくれる。したがって、動画機能を活用することによって、CATに関連する総観スケールからメソスケールの現象の解析ができる。衛星画像と、Riなどの高層実況・数値予報から求められたパラメータを組み合わせることによって、CATが起りやすい領域をより正確に把握することが可能である。

衛星画像で観測されるCATに関する指標は大きく次の3つに分けられる。

- (1) 高解像度の可視画像のみで観測される浪雲として知られる波状雲
- (2) 水蒸気画像を含むすべての画像で観測される雲パターンや水蒸気パターンに関連した雲境界や湿潤境界
- (3) 山脈風下側の山岳波に伴い赤外画像で観測される地形性Ciまたは水蒸気画像で観測される暗域

CAT予測のインデックス

CATを数値予報から予測するためのインデックスとして、リチャードソン数（Ri）、風の鉛直シヤー（VS）の他、DuttonのインデックスやEllrodのインデックスなどがある。Duttonのインデックス（E）は風の鉛直シヤーと水平シヤーを組み合わせたもので、英国で使用されている。北太平洋乱気流調査で得たパイロット報告と数値予報をもとにして統計的に得られたもので、次式によって与えられる。

$$E = 1.25 \times Sh + 0.25 \times Sv^2 + 10.5$$

ただし、Shは水平シヤー（m/s/100km）、Svは鉛直シヤー（m/s/km）である。

また、Ellrodのインデックス（TI）は風の鉛直シヤーと水平変形を考慮したもので、米国で使用されている。変形は移流によって温度場が集中していく量と関係があり、気温傾度の増加は温度風の関係により鉛直シヤーの増大につながる。すなわち、現状でどのくらいの鉛直シヤーがあるかというだけでなく、それが増大する方向にあるか否かも考慮している。TIは次式で与えられる。

$$TI = VWS \times DEF$$

ただし、VWSは風の鉛直シヤー、DEF = $(\partial u / \partial x - \partial v / \partial y)^2 + (\partial v / \partial x + \partial u / \partial y)^2$ は変形である。

これら4つの予測インデックスRi、VS、E、TIについて、旧数値予報領域モデル（JSM）による検証結果では、TI、VSの順に精度が良かったという結果が出されている（長谷川ら、1993）。現数値予報領域モデル（RSM）での検証で発表されたものはないが、試験的な調査結果ではVSとTIの予想精度に有意な差は見られないとされている（大林、1998）。ただし、この種の調査では、その実況把握が困難であり、検証方法が問題となる。

2001年6月半ばから気象庁にカンパニーパイレップ（C-PIREP）データの入電が開始された。これは従来の特別機上観測報告等の乱気流実況資料に比べ、通報数が多い、強度「並」以上の揺れに加えて弱い揺れや揺れがないという情報が含まれる、フォーマットが決められており計算機で処理しやすい、等の利点がある（大林、2001）。今後C-PIREPデータを用いた各種インデックスの検証により、数値予報による乱気流予報の精度向上が期待される。また、衛星画像とCATの関係についても、より詳細な調査が可能となる。

（池田 博文）

3.1.2 浪雲 (Billow clouds)

「浪雲」は短命な非地形性の波状雲で、Ci中で観測されることが多い。Ellrod (1985) によれば、浪雲はK-H波の不安定が可視化されたものであり、この雲とともに「強」を含むCATが発生しやすい。

また、浪雲はジェット気流が前線性雲バンドや積乱雲列と交差するようなどころでよく見られ、その走向はほぼジェット気流に直交している。

2000年11月9日の日中、日本の南海上に多数の浪雲が現れた。図3-1-1は2000年11月9日04UTCの可

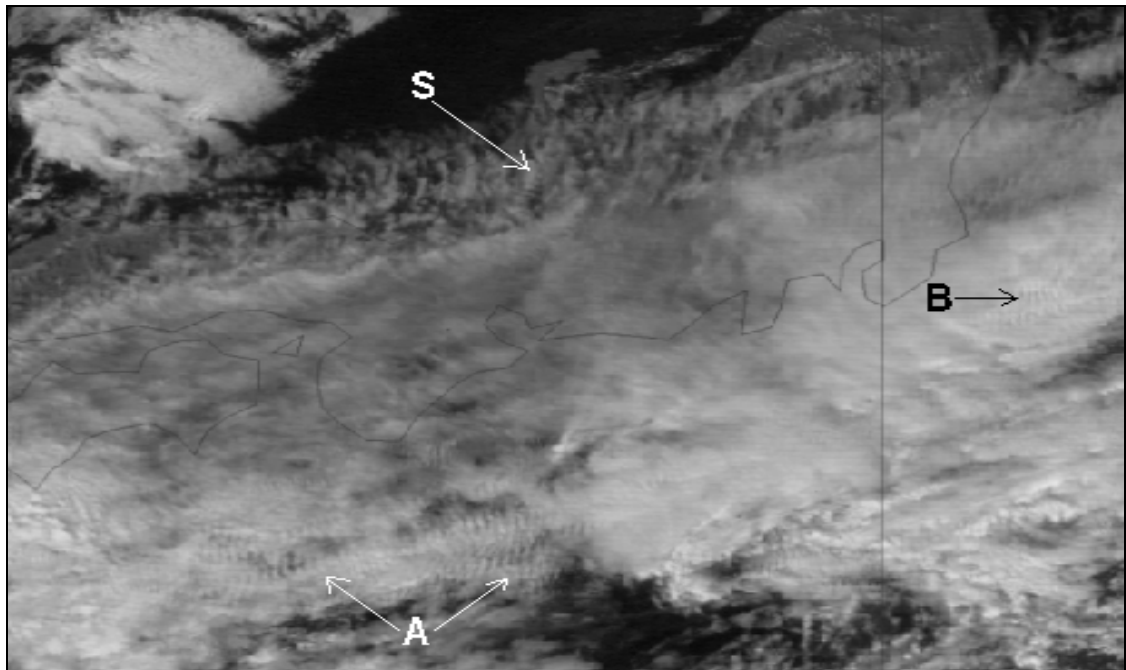


図3-1-1 2000年11月9日04UTCの可視画像。 紀伊半島沖Aと房総半島沖Bに浪雲が見られる。
S : スキャロップパターンのCi

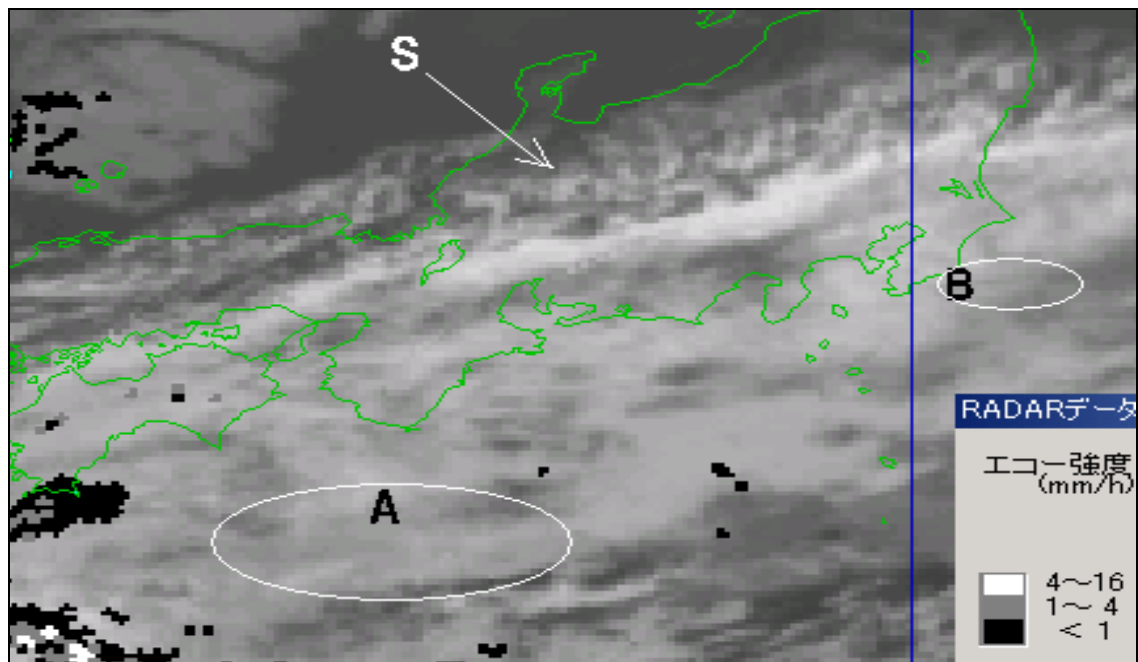


図3-1-2 2000年11月9日04UTCの赤外画像とレーダーエコー合成図
円内A、Bに浪雲は検出できない。 S : スキャロップパターンのCi

視画像、図3-1-2は同赤外画像である。可視画像では紀伊半島沖Aに波長8~9km、房総半島沖Bに波長6~7kmの浪雲が見られるが、赤外画像では南海上に所々下層雲・対流雲を含む上・中層主体の雲域が見られるもののその中に浪雲は検出できない。通常、浪雲はその波長との関係で赤外画像（解像度は日本付近で約7km）では解析できない。

一方、上・中層主体の雲域の極側縁には、スキヤロップパターンのCi (S)が見られる。Sは赤外画像（図3-1-2）では粒状で雲頂高度が高く、Cbのようにも見えるが、可視画像（図3-1-1）では薄く地上が透けており、また移動速度が速いことからCiと判断できる。このようなCiはジェット気流に対応していることが多い。

図3-1-3は2000年11月9日03UTCの水蒸気画像と数値予報領域モデル（RSM）である。水蒸気画像では、図3-1-2のSを含む明域と極側の暗域から成るバウンダリーが明瞭である。RSMでは、このバウンダリーは本州付近を流れるジェット気流のジェット軸Jにほぼ対応している。浪雲はこのジェット気流の赤道側に広がるCi域で発生した。なお、RSMを利用してTBBから求めたSと浪雲の雲頂高度はそれぞれFL300、FL200~270であった。

Ellrod (1989) は、個々の浪雲の寿命は短い（少なくとも1時間毎の画像では追跡することはできない）が、発生に好都合な状態が続く間はすぐ近

くに新しい浪雲が作られるとし、またCAT発生の可能性は浪雲の波長が大きくなるほど高くなり、5km以上になると「強」のCATが発生しやすくなるとしている。この事例では3~4時間にわたって浪雲が観測された。

3.1.3 CATの指標となる雲パターン

CATは総観スケールではジェット気流付近で発生しやすい。特に寒帯ジェット気流の極側及び下方（転移層）、または亜熱帯ジェット気流の極側及び上方（圏界面）でよく観測される。

また、CATは上層トラフの底、上層リッジの頂上付近、変形域（P26のコラム参照）などでも観測される。

一般的には上層の流れがまっすぐまたは緩やかに湾曲している場合、CATは発生しにくい。しかし、ジェット気流の合流や、メソスケールのトラフなどによって局所的に風のシヤーが大きくなっている場合は別である。

可視、赤外画像は、このようなCATの発生しやすい総観場を示唆する特有の雲パターンを映し出してくれる。トランスバースラインなどの波状の特徴を持つ雲や変形域に対応して現れる雲境界などがそれにあたる。

じょう乱（系）の移動が速いとき、従来の高層観測で変形域を見つけることは困難である。幸い、衛星画像では変形域で特徴ある雲とともに雲境界を作っているため、変形域を見つけることは容易である。

図3-1-4は発達した低気圧に伴うコンマ状の雲に関連して、変形域が最もよく現れる場所を示したものである（Ellrod, 1985）。変形域はコンマ状の雲の「頭」の極側と雲バンドからなる「尾」付近でよく見られる。ジェット気流の一部が変形域の境界に一致することが多いが、必ずしも図のような状態ではない。

雲パターンの解析はCAT発生の立体構造を把握する上でも重要である。

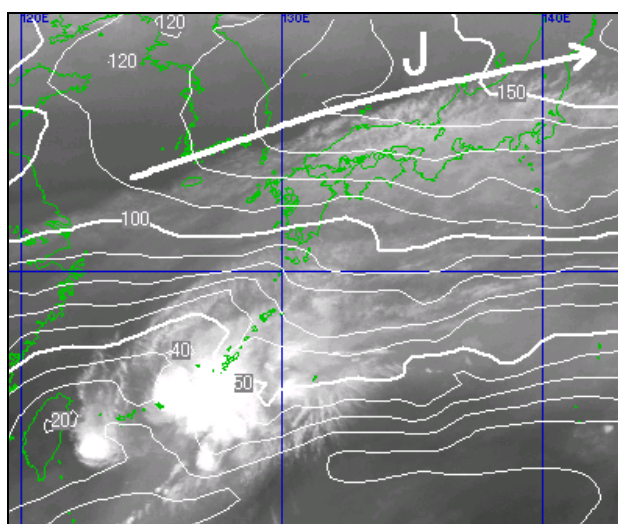


図3-1-3 2000年11月9日03UTCの水蒸気画像とRSM200hPaの風速
矢印J：ジェット軸 実線：等風速線 (kt)

(1) 山本・内藤のモデル

山本・内藤(1995)は、CATをジェット気流近傍で発生するものと変形域で発生するものに分け、赤外面像で観測された雲パターンと旧数値予報領域モデル(JSM)から次のような構造を提案した(図3-1-5:以下、「山本・内藤のモデル」という)。

① ジェット気流近傍で発生するもの

図3-1-5(左)はジェット気流近傍で発生するCATの鉛直構造を示している。ジェット気流の北側では上層から伸びる前線面に沿って空気塊が下降し、領域aが乾燥する。同時に上層の運動量が運ばれ、前線付近のVSが強まり、K-H波が不安定化し、前線面上方の領域A(図中×印)でCATが発生する。

一方、ジェット気流の南側では上昇流が生じ、領域bが湿潤化する。同時に下層の運動量が運ばれ、湿潤域上端付近でVSが強まり、領域B(図中○印)でCATが発生する。Ciがバンド状で幅広く、厚い場合にはA、B両方でCATが発生するが、Ciが比較的薄い場合にはAに限られる。

② 変形域で発生するもの

図3-1-5(右)は変形域で発生するCATの平面図を示している。Ciの先端付近では、Ciとそれに先行する雲域との境界で風速の減速場(水平収束域)ができる。気流はそれぞれ南北に別れ、南に曲がった流れは沈降する。その結果、図で示すよ

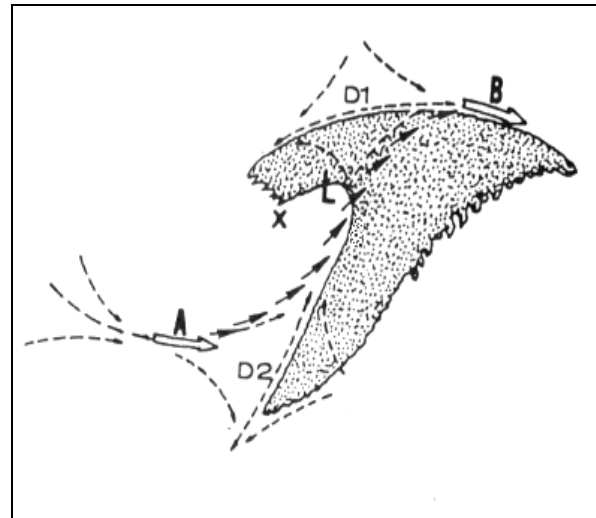


図3-1-4 発達した低気圧に伴うコンマ状の雲(陰影域)に関連した変形域の位置(Ellrod, 1985)
 D1:コンマ状の雲の「頭」で見られる変形域
 D2:コンマ状の雲の「尾」で見られる変形域
 大きな白抜き矢印A、B:ジェットコア
 実線矢印:ジェット軸
 破線矢印:系(雲システム)に相対的な流れ
 ×:中層の正渦度極大 L:地上低気圧

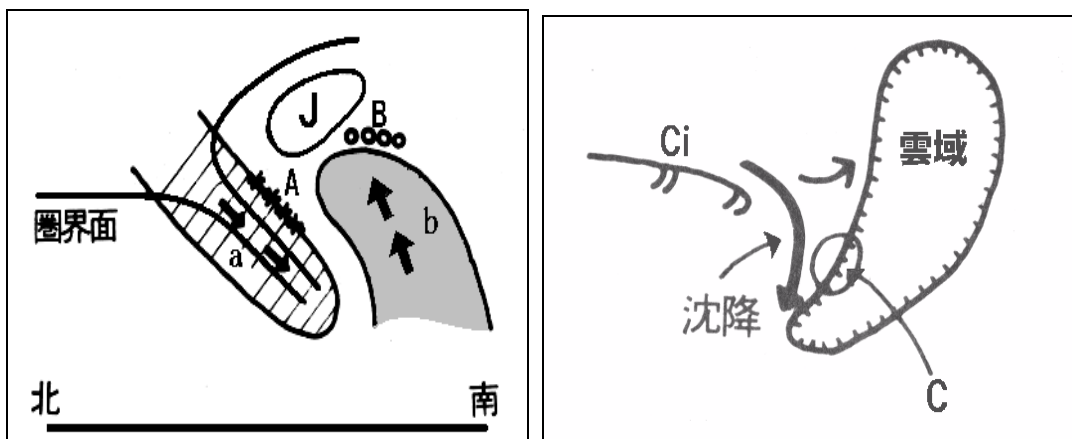


図3-1-5 山本・内藤のモデル(山本ら、1995)

(左) ジェット気流近傍で発生するCATの鉛直構造

J:ジェット気流 A(×印)、B(○印):CAT域 斜線域(a):乾燥域
 陰影部(b):湿潤域 矢印:鉛直断面上の流れ

(右) 変形域で発生するCATの平面図 楕円C:CAT域 矢印:平面上の流れ

うに沈降しながら南に曲がった気流域の上層では、風向の変化によるVSが生じ、CATが発生する（領域C）と推定できる。なお、上流から接近するCi周辺でしばしば乾燥域が見られるが、これは沈降による断熱変化の結果と考えられる。

(2) Ellrodの分類

Ellrod (1985) は、GOESの赤外画像から観測された8つの総観スケールの雲パターンとCAT域を経験的に関係づけている（図3-1-6）。これらの雲パターンは、前述したCATの発生しやすい場所であるジェット気流、上層トラフ、上層リッジ、変形域に関連して現れる。

以下、Ellrod (1985) を引用し、各雲パターンについて300hPa天気図、赤外画像及びRSMの鉛直断面図をもとに述べる。

なお、300hPa天気図上には「300hPaのジェット気流」（P14のコラム参照）を矢印で示した。また赤外画像上に示したCAT記号は、「弱」を \wedge 、「並」を \wedge 、「並」～「強」を \wedge ～ \wedge 、「強」を \wedge で示し、撮像時刻（正時の約20分前）±30分以内の報告のみを表示した。併せてその右上に高度（FL）を表示した。

鉛直断面図は300hPa天気図で示したA-B線に沿った断面図であり、風（矢羽：長矢羽10kt）、

等風速線（細実線（5本毎に太実線）：4kt毎）、相対湿度（破線：25%毎）、TBB（太実線：hPa）を表示し、さらにその右隣にはCAT域周辺の別要素の断面図を併せて示した。要素は、相当温位（細実線（5本毎に太実線）：1K毎）、VS（破線：3kt/1,000ft毎）、TBB（太実線：hPa）である。ただし、VSは近接の指定面間で計算した値をその指定面間の中間高度の値とし、等値線を描画している。

① タイプ1：コンマ状の雲に伴う変形域

このタイプは、発達中の低気圧や渦度極大に伴うコンマ状の雲の「頭」の極側で生じる変形域（図3-1-4のD1）である。CATは雲境界から極側の2～3° lat以内の晴天域と雲境界付近のCi中で発生しやすい。

事例 1999年4月11日09UTC

4月11日12UTCの300hPa天気図（図3-1-7左上）では、関東の南に切離した寒冷低気圧が見られる。また、三陸沖は上層リッジとなっており、その前面でジェット気流Jが明瞭化している。

赤外画像（図3-1-7右上）では、寒冷低気圧の前面にコンマ状の雲がみられ、上層リッジに対応してその頭にあたる極側縁は高気圧性曲率を呈している。図3-1-7（左上）では、コンマ状の雲の「頭」付近の双曲線流パターン、つまり変形域は不明瞭

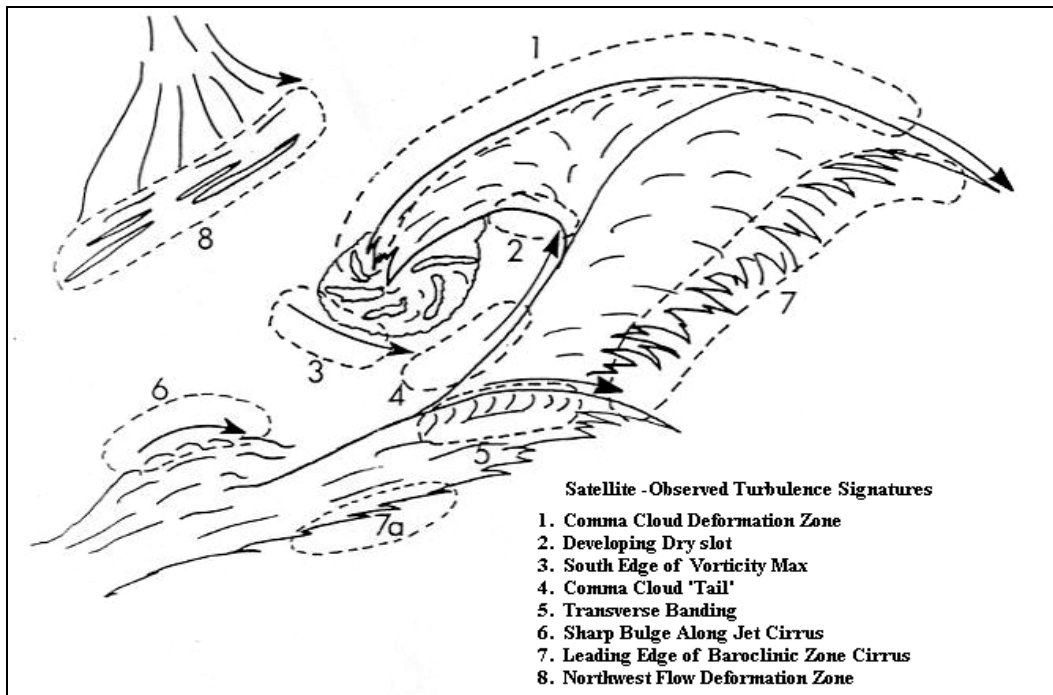


図3-1-6 赤外画像で観測されるCATの指標となる雲パターン（Ellrod, 1985）

点線：CAT域 矢印：ジェットコア

だが、赤外画像を動画にして詳細に解析すると、薄いCiの動きから矢印のような流れが見られ、変形域の存在が確認できる。このうち、コンマ状の雲の極側縁ではN点を中心に矢印のように寒冷低気圧に入り込む流れと外側への流れ、すなわち伸長軸が見られる。「強」を含むCATが終日、コン

マ状の雲の極側の一部トランスバースラインT (Jに対応) を含む薄いCi付近 (1) と、コンマ状の雲の極側縁のCi中 (2) で報告されている。

鉛直断面図 (図3-1-7下) によると、CAT域 (1) はJ近傍と、J下方の転移層の上端付近及びその間の中立的な成層 (等相当温位線が立っている) の部

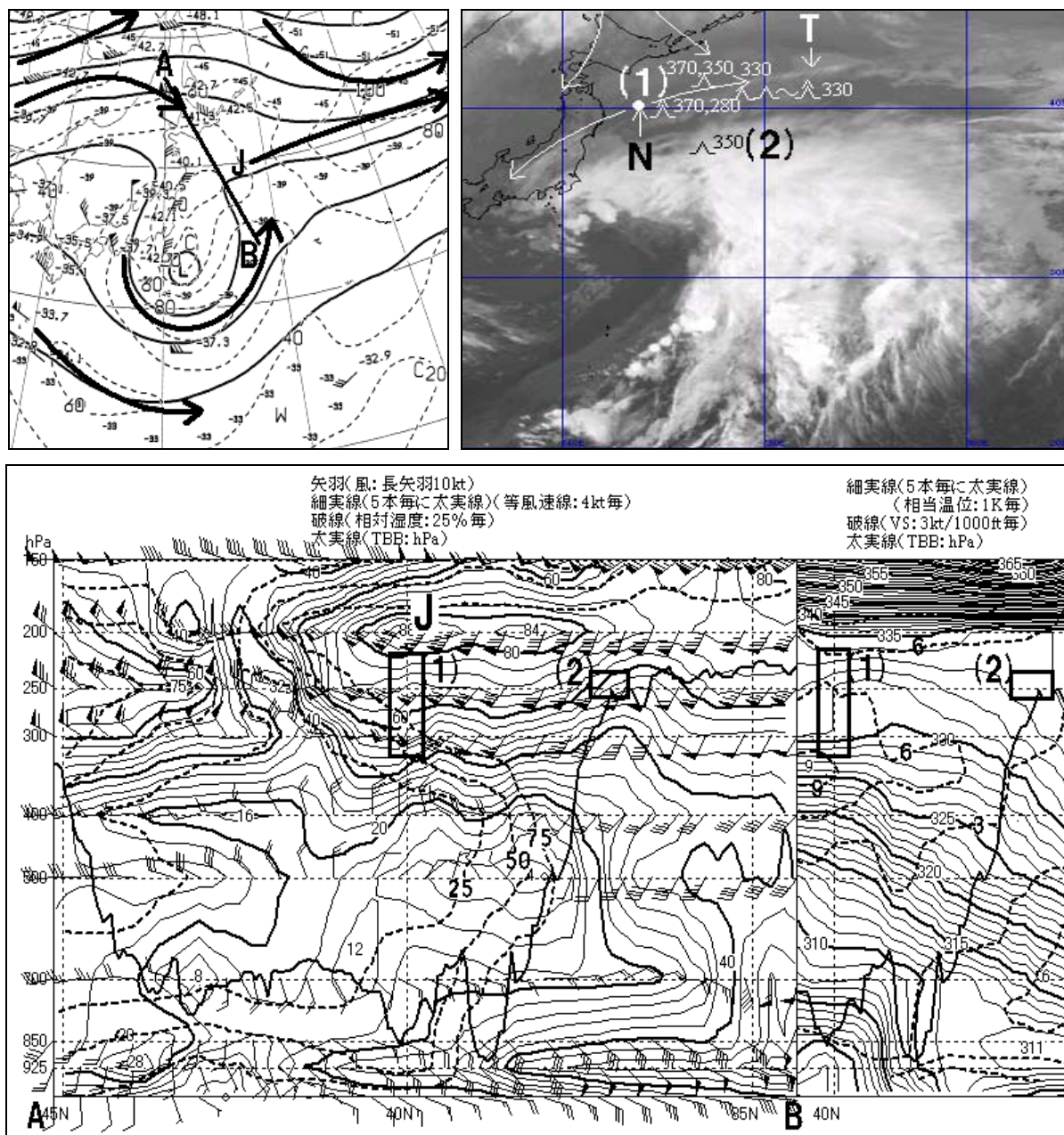


図3-1-7 タイプ1 (左上) 1999年4月11日12UTCの300hPa天気図 矢印J: ジェット気流
A-B: 鉛直断面図の断面位置
(右上) 同09UTCの赤外画像 (1)、(2): CAT域 T: トランスバースライン
矢印: 動画で見られる系に相対的な流れ (N点を中心としてコンマ状の雲の頭に沿って逆方向の流れが見られる)
(下) 同09UTCの鉛直断面図 四角(1)、(2): CAT域 J: ジェット気流

分である。VSは転移層付近で大きくなっているが、全体では3~9kt/1,000ftである。転移層の上端付近は山本・内藤のモデル(図3-1-5)のCAT域Aに対応する。一方、CAT域(2)はJの赤道側の湿潤な中立成層の部分である。VSは3~6kt/1,000ftである。なお、RiはJ下方の領域(1)、(2)を含む広い領域で1未満となっていた。

② タイプ2：発達中のドライスロット

発達中の低気圧に伴うコンマ状の雲の後面で、寒気側から流れ込む乾燥気塊によって形成される切れ込みを「ドライスロット」と呼ぶ。CATはこのドライスロットとの雲境界付近で発生しやすく、特に低気圧が急速に発達するときは顕著である。

事例 1999年4月10日21UTC

1999年4月11日00UTCの300hPa天気図(図3-1-8)

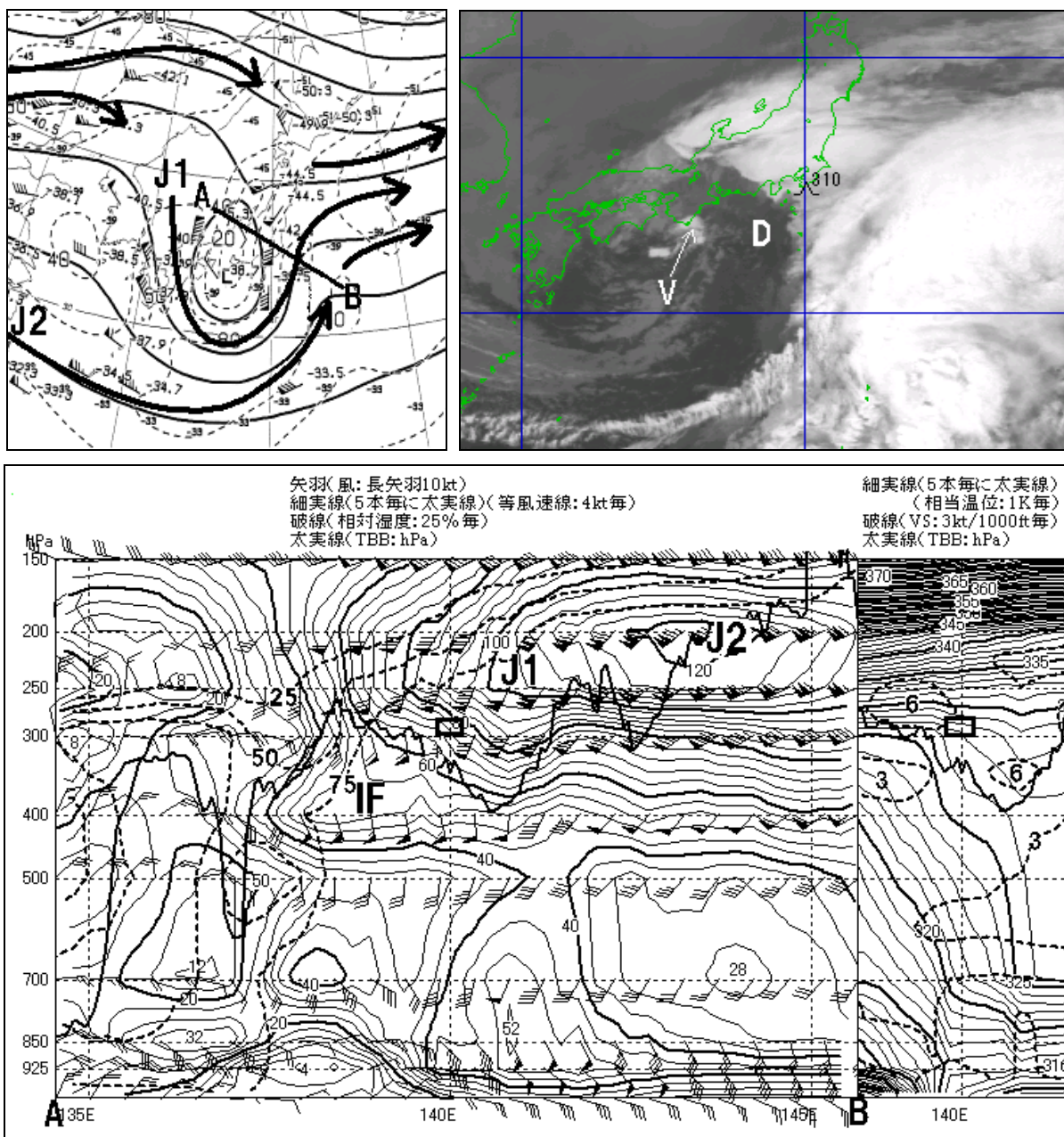


図3-1-8 タイプ2 (左上) 1999年4月11日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流

A-B：鉛直断面図の断面位置

(右上) 同10日21UTCの赤外画像 D：ドライスロット

(下) 同10日21UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流 IF：インフロー

左上)では、紀伊半島沖に切離した寒冷低気圧があり、その周辺に大きく湾曲したジェット気流J1が見られる。また、寒冷低気圧の前面は風速の急速な減速場となっている。

赤外面像(図3-1-8右上)では、寒冷低気圧直下の下層渦V前面にドライスロットDが見られる。D内はおおむね晴天域で下層雲が散在する程度である。CATはDの先端の雲縁付近で発生している。

鉛直断面図(図3-1-8下)では、このCATはTBBと相対湿度、さらに付近に対流雲が存在することから雲中乱気流の可能性もある。

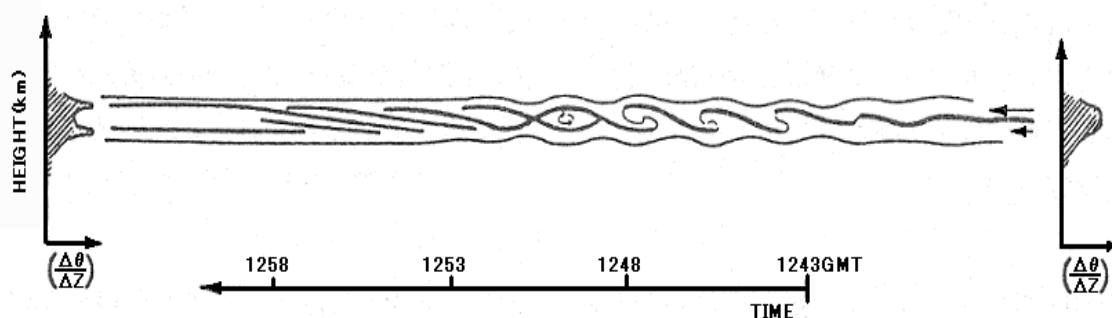
CAT域はJ1下方の転移層付近または中立な成層の上限の部分である。ここはVに流れ込む400hPa付近の北東風IFと250hPa付近の南西風J1との間の風向シヤアの大きい領域であり、VSは6kt/1000ft前後となっている。なお、Riは1未満であった。

ケルビンヘルムホルツ波

衛星画像でジェット気流を観測すると、ジェット気流に沿う方向(平行な方向)に雲列ができる場合と直交する方向に雲列ができる場合の2種類がある。平行に並んだ雲列を並行型雲列、直交する雲列を直交型雲列と呼ぶ。直交型雲列の代表的なものが、トランスバースラインである。トランスバースラインは強い晴天乱気流(CAT)を伴う事があり、航空機にとって警戒すべき現象である。大野・三浦(1982)によれば、トランスバースラインを引き起こすメカニズムは対流圏界面直下に形成されるケルビンヘルムホルツ(K-H波)不安定であり、このとき発生する卓越した波動がK-H波である。K-H波は、風の鉛直シヤア及び大気密度が鉛直方向に異なる(密度が上層で小、下層が大である)とき、その上下層の間(一般に有限な厚さを持ちシヤア層と呼ばれる)に形成される波である。K-H波の発生する為の必要条件は、リチャードソン数(Ri:密度成層の強さと鉛直シヤアの強さの比)が、 $Ri < 1/4$ のときである。

また、急速に発達するK-H波には次のような特性がある。水平波長はシヤア層の厚さに比例する(大雑把に6倍程度)。これは、実測と理論を比較する際に重要であり、トランスバースラインも大体こうした特性をもっている。位相速度はシヤアの強い層の中間における基本流速に等しく、振幅はシヤア層から上下に離れるにつれて急速に減衰する(小倉、1997)。

トランスバースラインの波長スケールとは異なるが、K-H波の観測実験として、レーダーによる渦の観測(Browning *et al.*, 1970)が行われている。結果を下図に示す。



図は、レーダー電波を上に向けて発射し上空を通過するCAT波動(K-H波)を観測したものである。この例では波動が発生し始めた1243UTCには単層のエコーだったものが、1258UTCには波動はなくなりエコーは2層になっている。両端に温位の鉛直傾度を示してあるが、わずかの間に状態曲線が大きく異なっている様子が分かる。(折口 征二)

③ タイプ3：渦度極大域の南縁

このタイプでは通常Ciは見られないが、らせん状の中・下層雲域の南縁でCATが発生しやすい。CATは強い寒気移流を伴い、南東方向へ移動する渦度極大域とともに頻発する。雲境界がほぼ寒帯前線系ジェット気流の位置に対応している。

事例 2000年3月29日01UTC

300hPa天気図（図3-1-9左上）では、黄海から南

へ落ち込み、東シナ海から日本の南にかけて大きく蛇行したジェット気流J1が見られる。また、対馬海峡から東シナ海北部には深い上層トラフが解析できる。

RSM400hPa（図略）では、上層トラフ前面の四国沖に東南東進する正渦度極大域×が見られる（水蒸気画像（図略）では上層渦が解析できる）。

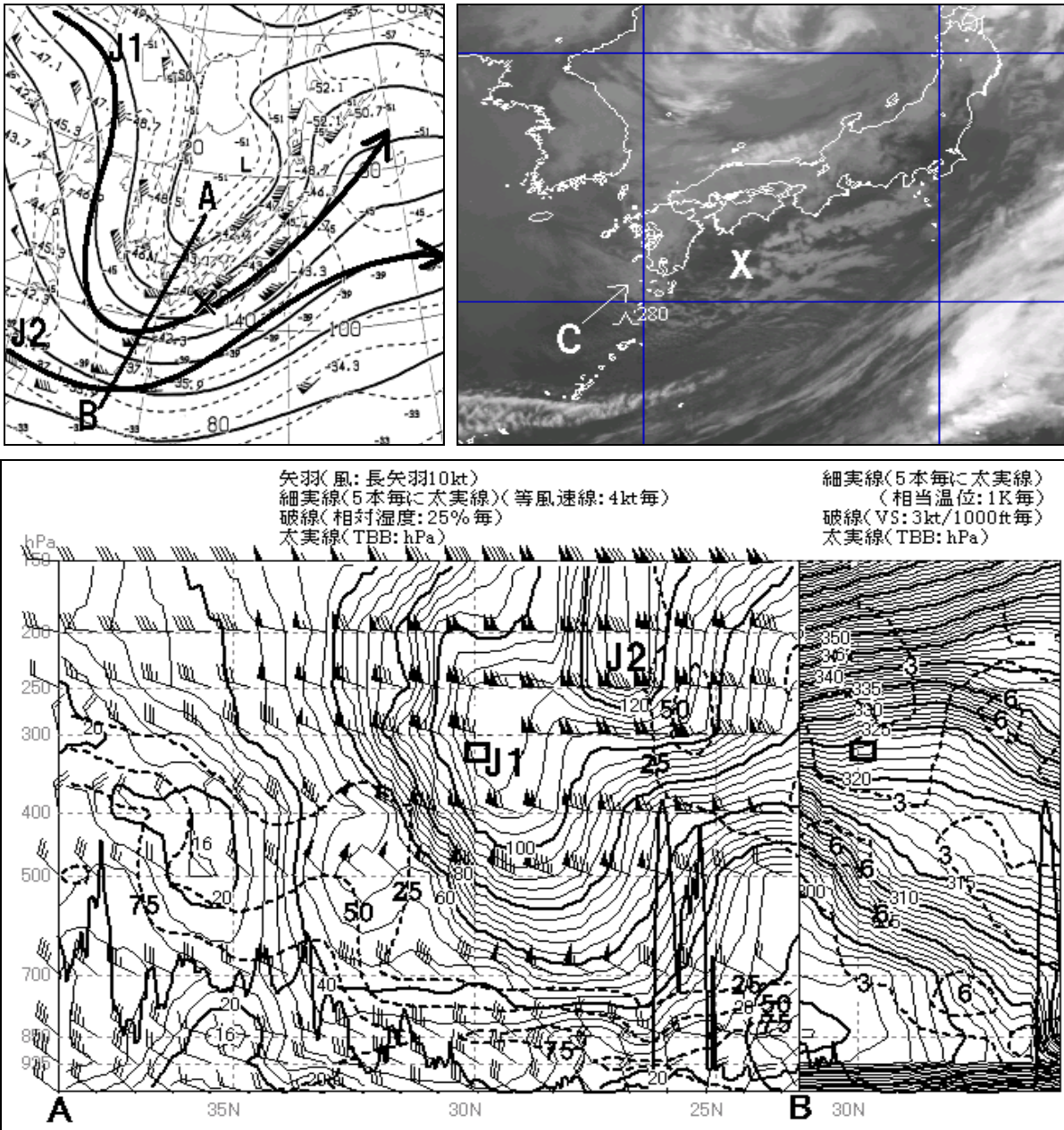


図3-1-9 タイプ3 (左上) 2000年3月29日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流
A-B：鉛直断面図の断面位置 ×：RSM400hPaの正渦度極大
(右上) 同日01UTCの赤外画像 C：寒気に伴う対流雲域 ×：RSM400hPaの正渦度極大
(下) 同日00UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流

赤外画像（図3-1-9右上）では、×前面の四国沖から紀伊半島沖に対流雲域、後面の九州の南海上には寒気に伴う対流雲域Cが広がっている。CATはCの南縁上空で発生している。

鉛直断面図（図3-1-9下）では、CAT域はJ1のすぐ極側の圏界面付近であり、また、J1の沈降により非常に乾燥した領域である。VSは3kt/1,000ft未満、Riは3以上であった。

④ タイプ4：Ci域の後縁

このタイプでは、CATはコンマ状の雲の「尾」部分に沿ったCi周辺で発生しやすい。このとき、Ciのすぐ西側には上層トラフが存在し、CAT域は流れの合流域となっていることが多い。

なお、このタイプは「コンマ状の雲の尾で見られる変形域」（図3-1-4のD2）に対応する。

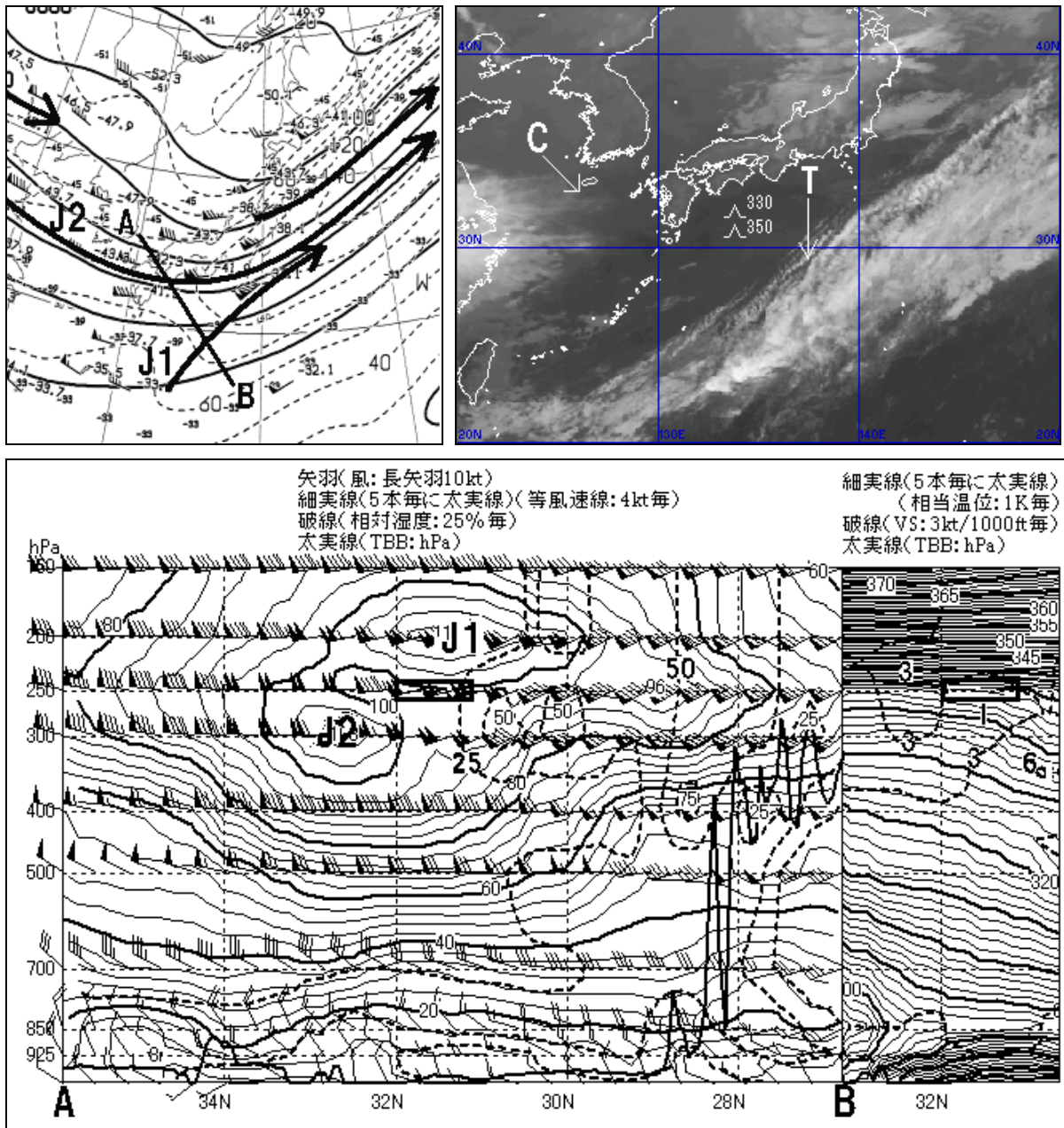


図3-1-10 タイプ4 (左上) 1999年4月14日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流

A-B：鉛直断面図の断面位置

(右上) 同赤外画像 T：トランスバースライン C：Ciストリーク

(下) 同鉛直断面図 赤四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流

事例 1999年4月14日12UTC

この事例はコンマ状の雲の「尾」の部分ではないが、流れの合流域という点でこのタイプに含まれる。

300hPa天気図（図3-1-10左上）では、日本の南から北上するジェット気流J1と大陸から西日本に流れるジェット気流J2が、日本の南で合流し、日本の東にかけて風速の加速場となっている。

赤外画像（図3-1-10右上）では、日本の南に南西～北東の走向を持つ雲バンドが見られる。この雲バンドの極側縁のうち、東経132度付近以東はJ1に対応しており、トランスバースラインTも見られる。また、東シナ海にJ2対応のCiストリークCが見られる。CATはCとTの間の晴天域で発生している。

鉛直断面図（図3-1-10下）によると、CAT域はJ2上方の圏界面付近である。南西風のJ1は200hPa

付近に、西風のJ2は300hPa付近にジェット軸を持っており、J2は沈降しながらJ1の下方へ進入している。CATはその間で発生しており、風向の違いによるVSが関与していると考えられるが、VSは3kt/1,000ft程度である。また、Riは3以上であった。

⑤ タイプ5：トランスバースバンド

図3-1-11のようなジェット気流に伴う雲バンドの中で発生するトランスバースバンドは、CAT発生の重要な指標である。トランスバースバンドの波長は浪雲のそれと違って、赤外画像で検出するのに十分な大きさである。トランスバースバンドは風速80kt以上の亜熱帯ジェット気流の赤道側で観測されることが多い。また、一般には高気圧性に湾曲していることが多く、大きなVSを伴っている。トランスバースバンドが幅広く厚い場合や、ニンジン形状を持つ場合には「強」のCATが発生しやすい。

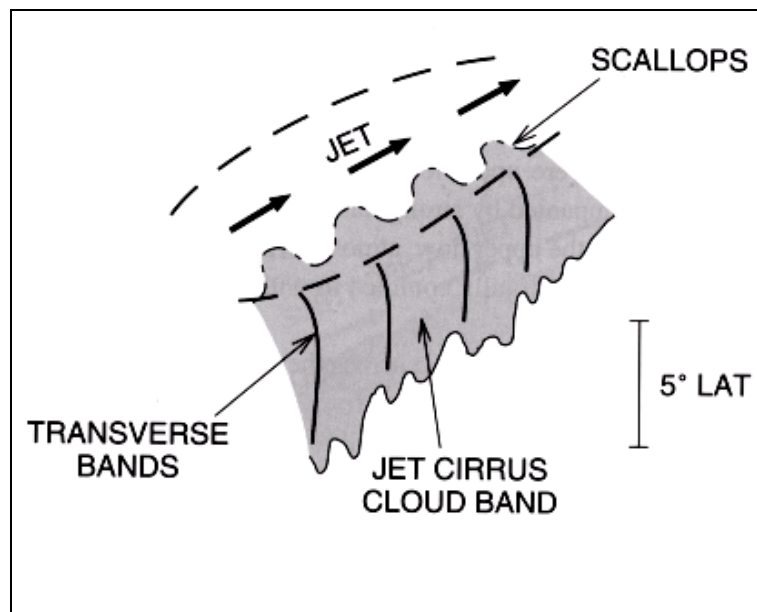


図3-1-11 ジェット気流に伴う雲バンド（JET CIRRUS CLOUD BAND）の中で発生するトランスバースバンド（TRANSVERSE BANDS）及びスキャロップ（SCALLOPS）パターンとCAT域の相関モデル図（Bader *et al.*, 1995）
太矢印（JET）：ジェット軸 破線：CAT域

事例 1998年1月23日10UTC

日本付近にはジェット気流J1、J2を含む3本のジェット気流が解析できる（図3-1-12左上）。

赤外画像（図3-1-12右上）ではJ1に沿って雲バンドTが見られ、このうち東シナ海から西日本にかけては厚いトランスバースバンドSを含んでいる。CATはトランスバースバンド付近で発生している。

鉛直断面図（図3-1-12下）によると、CATはJ1上方の圏界面付近である。山本・内藤のモデル（図3-1-5）のCAT域Bに対応する。VSはJ1下方の転移層付近で12kt/1,000ftの領域が見られるものの、CAT域では3~6kt/1,000ft程度となっている。Riは2前後であった。

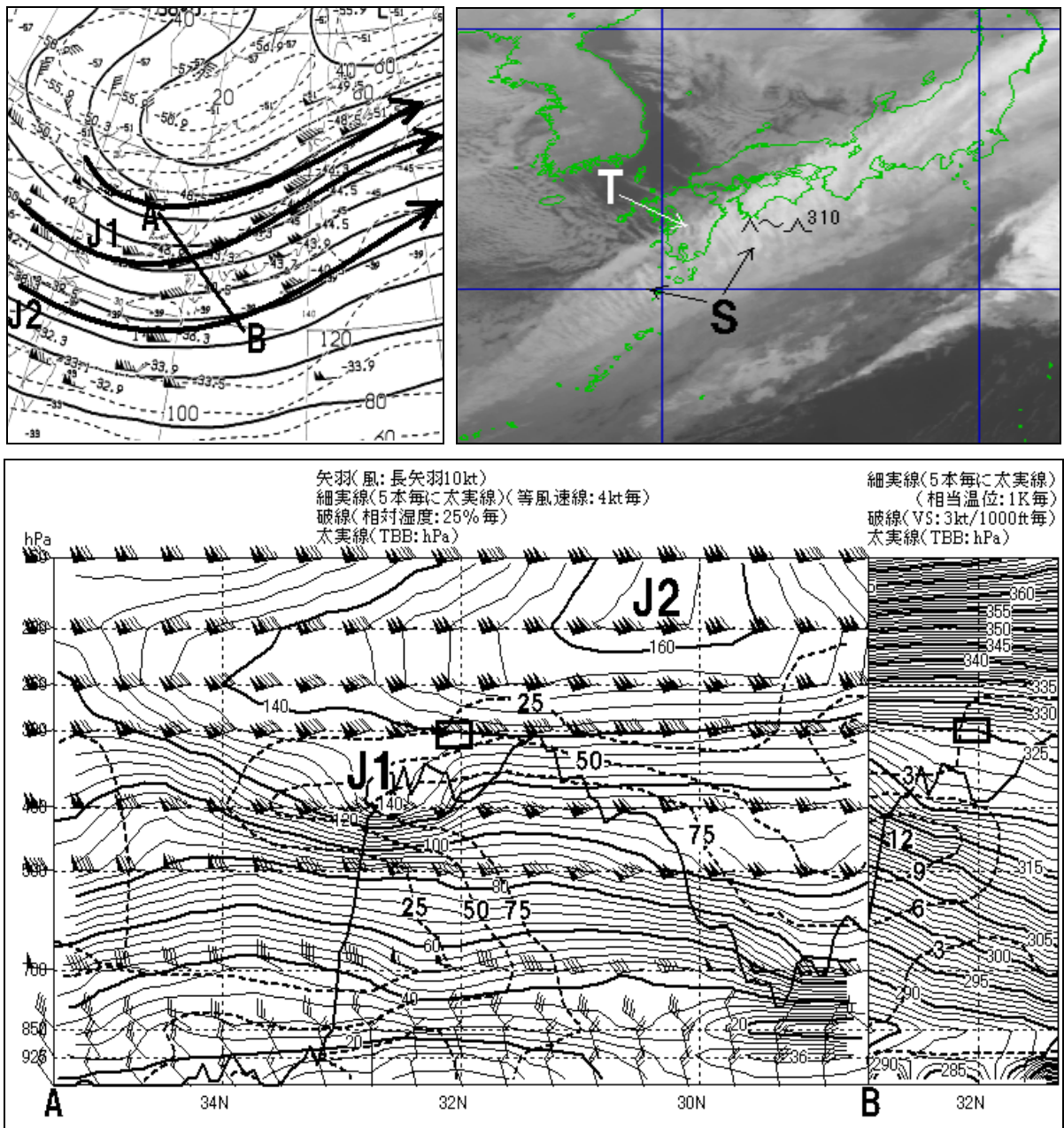


図3-1-12 タイプ5 (左上) 1998年1月23日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流
A-B：鉛直断面図の断面位置
(右上) 同日10UTC赤外画像 T：ジェット気流に伴う雲バンド
S：ニンジン状のトランスバースバンド
(下) 同日09UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流

⑥ タイプ6：ジェット気流に沿った鋭いCiバルジ

極側に鋭い高気圧性曲率をもったCiバルジ付近でCATが発生しやすい。Ciバルジの最も極側にはジェットコアが見られ、また、その形状は非地衡風加速によって説明できる。CATはジェット気流の風速が80kt以上で、Ciバルジのスケールが900km

程度以下のとき発生しやすい。また、Ciバルジの極側縁のCiはスキヤロップパターン(2.1.4項参照)を持っており、トランスバースバンドや浪雲が中に埋もれていることもある。CATはCiバルジの頂上付近から下流側の数百kmにわたって発生しやすい。

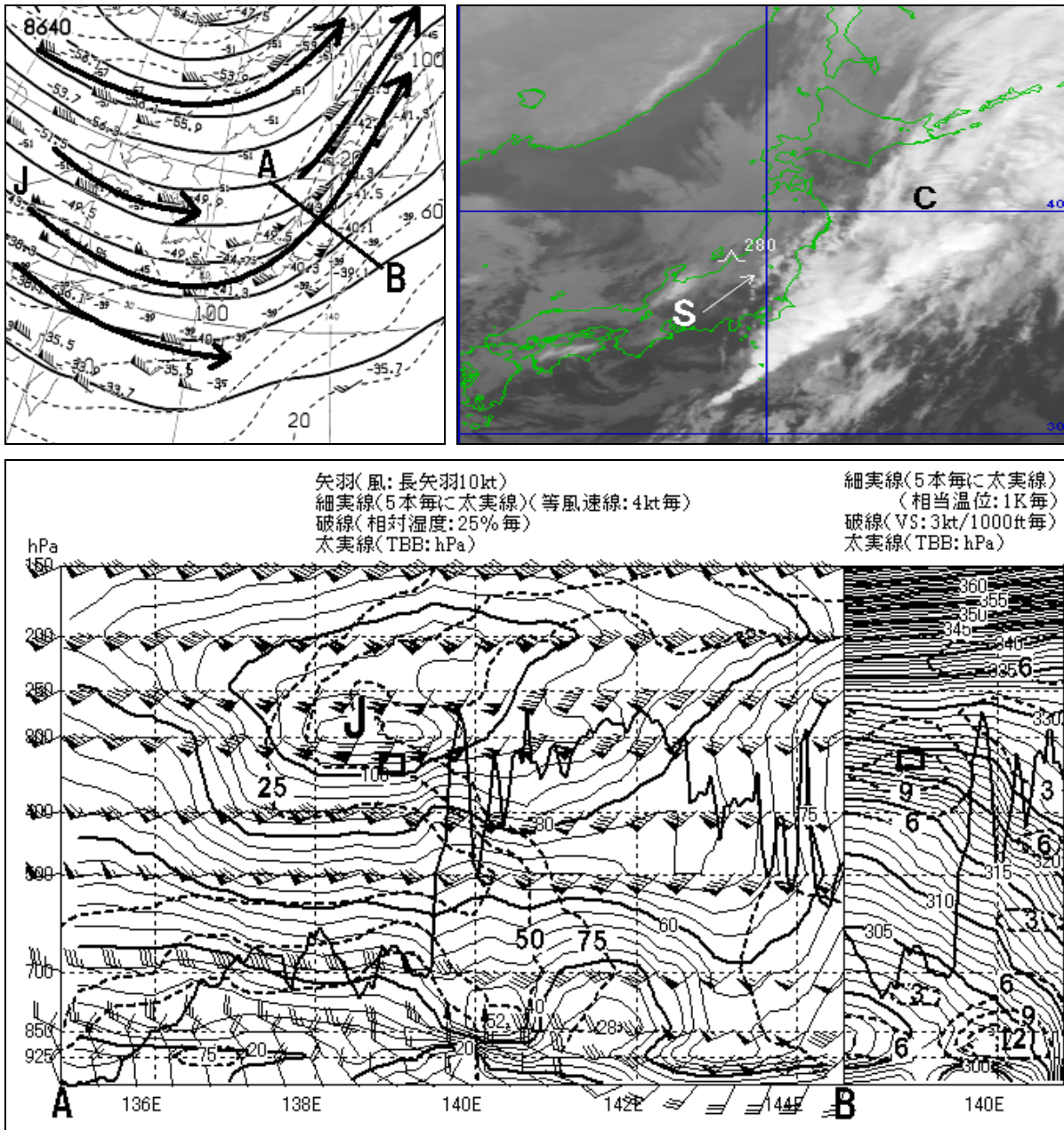


図3-1-13 タイプ6 (左上) 1997年11月30日00UTCの300hPa天気図 矢印J：ジェット気流
A-B：鉛直断面図の断面位置
(右上) 同日01UTCの赤外画像 C：コンマ状の雲 S：スキヤロップパターンのCi
(下) 同日00UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J：ジェット気流

事例 1997年11月30日01UTC

30日00UTCの300hPa天気図(図3-1-13左上)では、西日本に上層トラフが解析でき、その前面はジェット気流Jの加速場となっている。また、図では不明瞭だが、東北地方には120kt前後のジェットコアが解析できる。

赤外面像(図3-1-13右上)では、日本の東から房総半島付近にかけて厚い雲域Cが広がっており、関東地方から東北地方にかけては水平スケール800km程度のCiバルジとなっている。Ciバルジの極側縁には、ジェットコアに対応して高気圧性曲率をもつスキヤロップパターンのCi(S)が見られる。CATはこの近傍で発生している。

鉛直断面図(図3-1-13下)では、CAT域はJの下方の明瞭な転移層付近であり、乾燥域と湿潤域の境界付近である。山本・内藤のモデル(図3-1-5)のCAT域Aに対応する。VSは9kt/1,000ft以上、Riは1未満であった。

⑦ タイプ7: 傾圧帯に発生したCiの先端部

このタイプは、上層の流れを横断する多くの平行な列状のCi(トランスバースバンド)という特徴を持つ(図3-1-14)。CATはギザギザした雲の先端部から約200km以内で発生しやすい。総観的には上層リッジ軸や負渦度域に対応した高気圧性曲率を持つCiの近傍である。特にジェット気流前面の上層リッジの振幅が大きいとき、CATの可能性が高くなる。

ところで、列状のCiのうち最も極側のものはその先端部がとがることが多い。これはこのCiがジェット軸に対応していることを示している。

亜熱帯ジェット気流に沿うCi主体の雲バンド(図2-1-7左)の南縁(タイプ7a)で発生するCATもこのタイプに含まれる。

事例 1999年4月12日12UTC

300hPa天気図(図3-1-15左上)では、黄海付近に上層トラフ、日本の東に寒冷低気圧があり、その間の三陸沖は上層リッジとなっている。また、上層リッジの後面にはジェット気流J1が、寒冷低気圧付近にはジェット気流J2が見られる。

赤外面像(図3-1-15右上)では、Ciが上層トラフ前面のコンマ状の雲Cから東に広がり、上層リッジ付近から先は高気圧性曲率を呈している。その先端部は列状を成し、消散しながらゆっくり東進している。CATはこのCiの先端部で発生している。

鉛直断面図(図3-1-15下)によると、CAT域(1)は中立な成層の下限の部分である。また、同系のジェット気流J1、J1'が上層リッジをはさんで、大きく風向を変化させた結果生じたA-B方向の水平シヤアの大きい領域である。VSは3~6kt/1,000ftとなっている。一方、CAT域(2)はJ2近傍で、非常に乾燥している。雲パターンの特徴と鉛直構造からみてタイプ3(渦度極大域の南縁)とも考えられる。VSは6kt/1,000ft前後となっている。

なお、Riは両CAT域とも1程度であった。

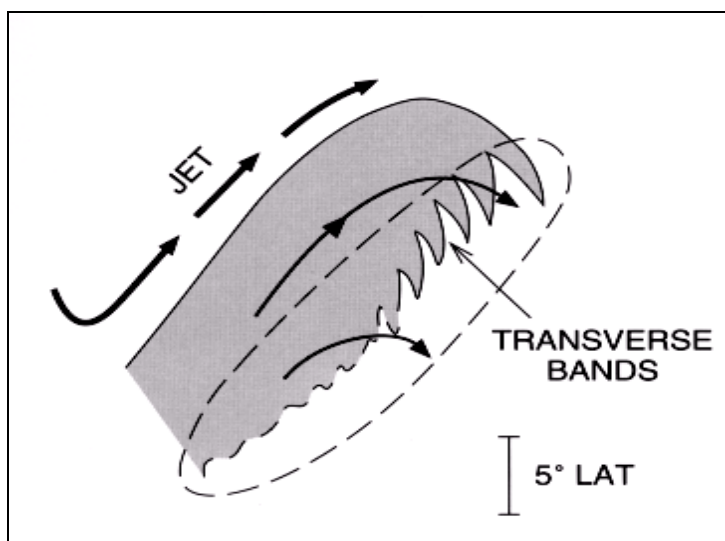


図3-1-14 傾圧帯に発生したCiの先端部(TRANSVERSE BANDS)とCAT域の相関モデル図(Bader et al., 1995)

太矢印(JET): ジェット軸 細矢印: 流線 破線: CAT域

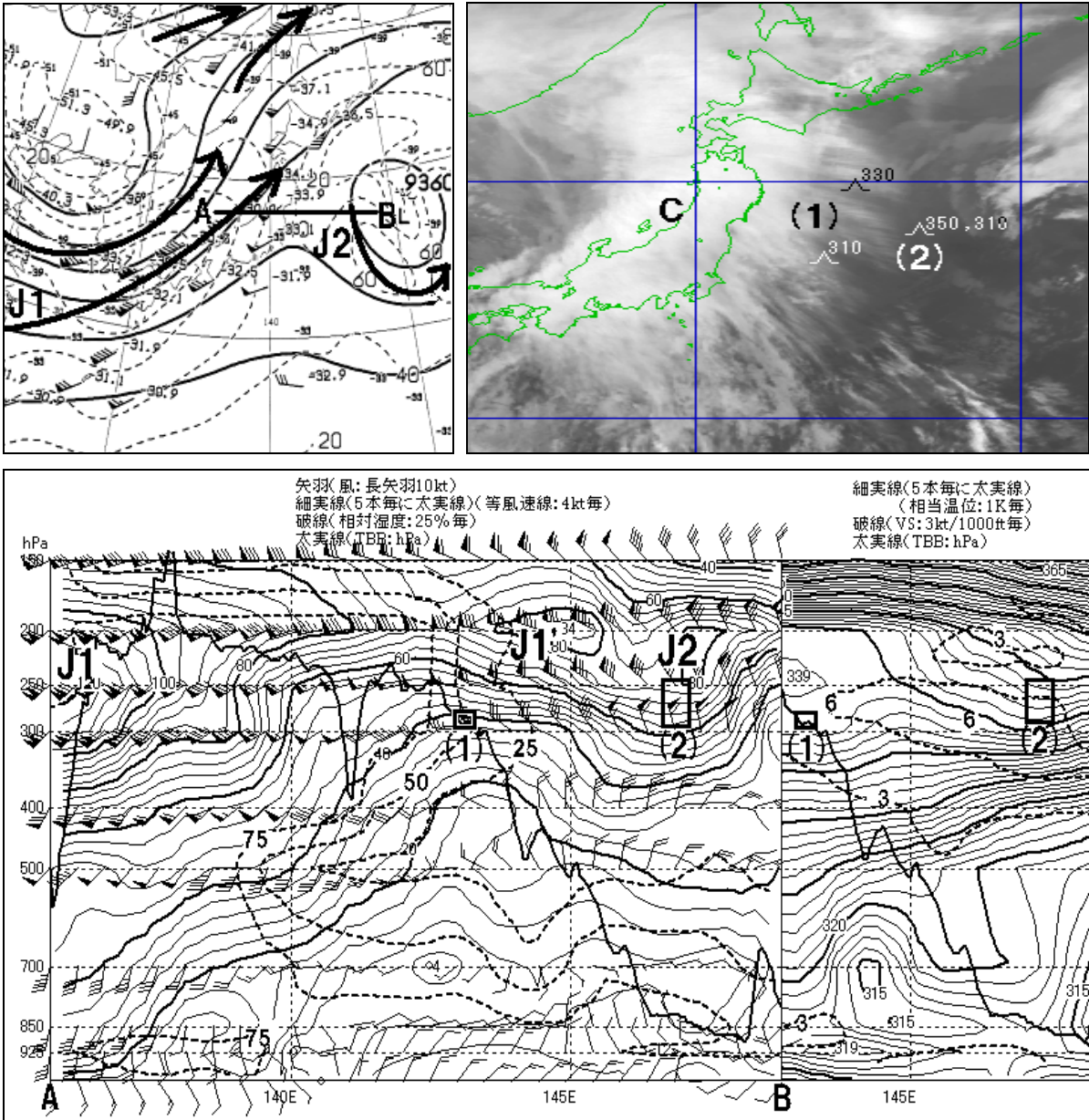


図3-1-15 タイプ7 (左上) 1999年4月12日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2:ジェット気流
 A-B:鉛直断面図の断面位置
 (右上) 同赤外画像 C:コンマ状の雲 (1)、(2):CAT域
 (下) 同鉛直断面図 四角(1)、(2):CAT域 J1、J1'、J2:ジェット気流

⑧ タイプ8：北西流の変形域

このタイプは、西または北西の流れの中で生じるといふ意味でタイプ1(コンマ状の雲に伴う変形域)とは異なる変形域であり、発達中の低気圧を伴わないことが多い。画像では流れの上流側のCiと、流れを横切る下流側のCi(トランスバースバンド)とで形成される「デルタ型」の雲域(図3-1-16)として現れる。この雲域の形状は湿りの効果によってかなり変化し、「デルタ型」は不明瞭なことも多い。

このタイプではジェットコアが上流側にあり、CAT域は減速場になっている。CATは図3-1-16のように、ジェット軸の赤道側で、かつ、トランスバースバンド付近から極側の2~3° lat(約330km)以内で発生しやすい。

事例 1998年8月15日07UTC

300hPa天気図(図3-1-17左上)では、ジェット気流Jが北日本で北西流となり、減速しながら日本の東に達している。

赤外画像(図3-1-17右上)では、Ci域Cの下流側に流れに直交した走向を持つCi域T、つまりトランスバースバンドが見られ、この2つのCi域で「デルタ型」の雲域を形成している。Tはモデル図(図

3-1-16)では変形域の伸長軸に沿って発生している。変形域は図3-1-17(左上)では不明瞭であるが、赤外画像を動画にして詳細に解析すると、Tの動きからN点を中心として逆方向の流れ(図3-1-17右上の矢印)、すなわちTに沿って伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できる。CATはCとTの間の晴天域で発生している。

鉛直断面図(図3-1-17下)によると、CAT域は200~250hPaに広がる中立成層の下限である。また、Jの先端部には、その沈降により形成されたと考えられる相対的な乾燥域が見られ、CATはその近傍で発生している。山本・内藤のモデル(図3-1-5)のCAT域Cに対応する。

VSはJ下方の転移層付近で大きくなっているが、CAT域では3kt/1,000ft前後に過ぎない。Riも3以上であった。したがって、東京航空地方気象台(1998)(3.1.1項参照)によれば、この付近でのCATは考えにくい。伊藤(1997)は、このタイプのCATは数値予報資料との対応が悪く、数値予報では表現しにくい時間スケール数時間、水平スケール数十キロ程度の現象が重要な役割を担っているとしている。

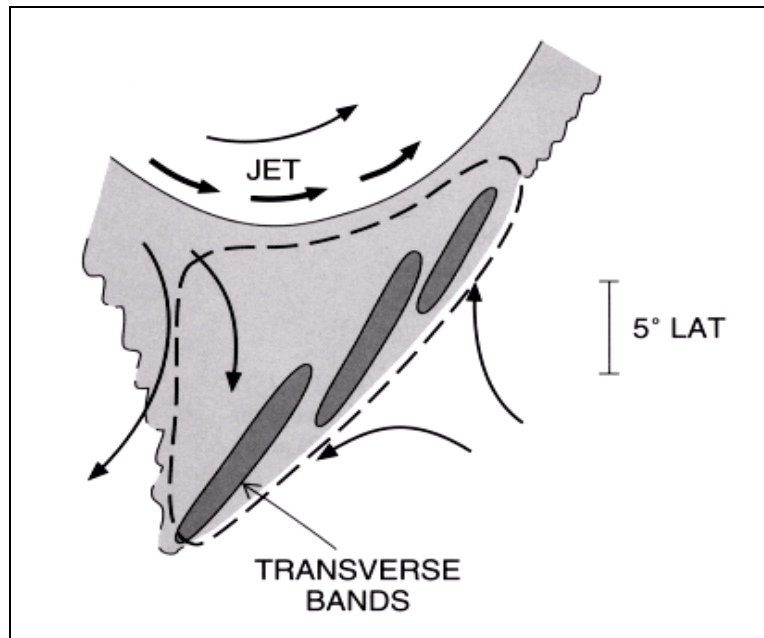


図3-1-16 「デルタ型」の雲域で見られるトランスバースバンド(TRANSVERSE BANDS)とCAT域の相関モデル図(Bader et al., 1995)

太矢印(JET)：ジェット軸 細矢印：系に相対的な流れ 破線：CAT域

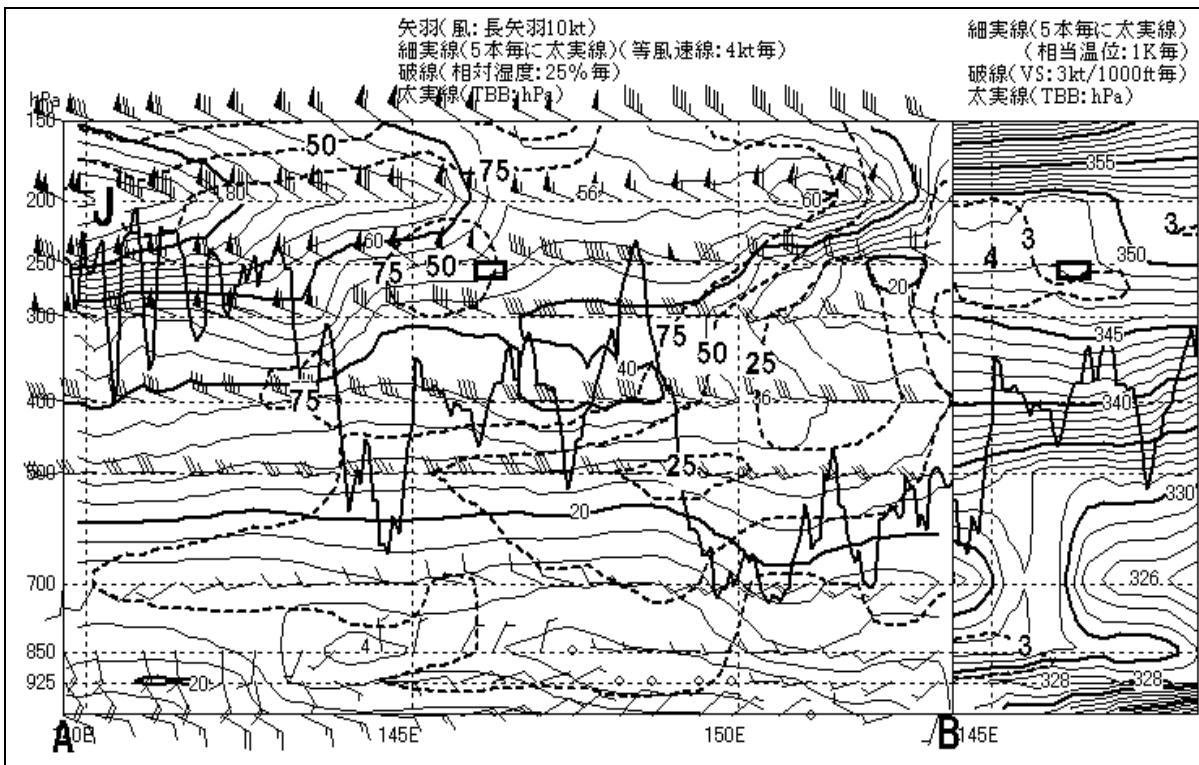
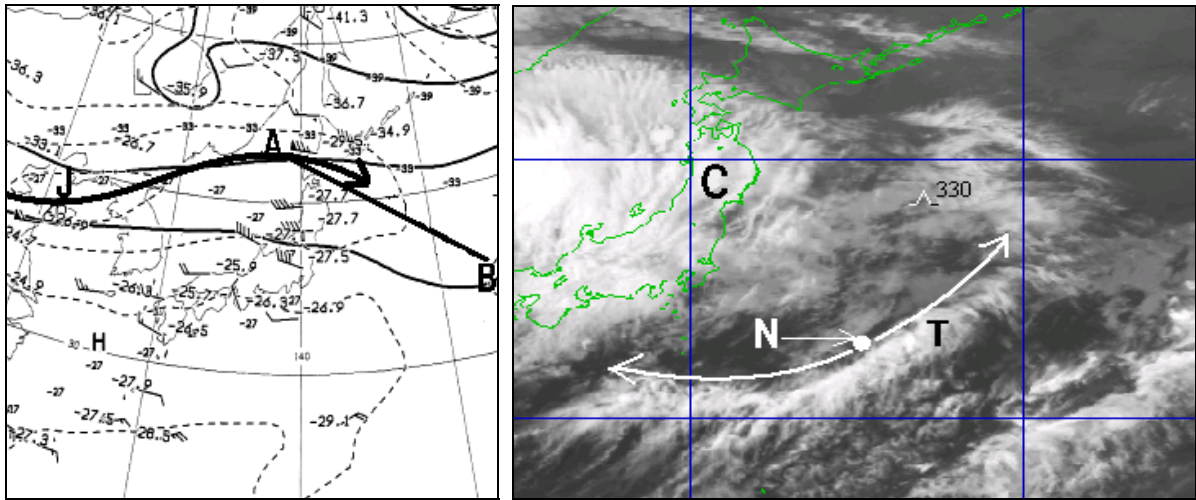


図3-1-17 タイプ8 (左上) 1998年8月15日12UTCの300hPa天気図 矢印J:ジェット気流
 A-B:鉛直断面図の断面位置
 (右上) 同日07UTC赤外面像 C: Ci域 T: トランスバースバンド
 矢印: 系に相対的な流線 (N点を中心としてTに沿って逆方向の流れが見られる)
 (下) 同日06UTCの鉛直断面図 四角: CAT域 J: ジェット気流

3.1.4 CATの指標となる水蒸気パターン

水蒸気画像では、雲パターンが不明瞭な場合でも水蒸気パターンによって上・中層の大気の動きを把握でき、CATの発生しやすい領域を知ることができる。たとえば、トランスバースラインやCistreekがなくてもバウンダリーによってジェット軸や上層トラフの位置を解析できるし、「デルタ型」の雲域が不明瞭でも変形域を見つけることができる。さらにジェット気流の合流場、メソスケールの上層トラフの位置などを解析できることがある。また、暗化域はCATの重要な指標である。

(1) バウンダリーとCAT

池田・奥村(1999)は、高高度のCATが発生したときのバウンダリーを四つのタイプに分類し(以下、池田・奥村の分類という:図3-1-18)、それぞれについてCAT域との対応を調査した。その結果、バウンダリーのタイプによってCATの発生位置に違いがあり、バウンダリーの把握がCATの予想に有効であることを示した。

第2章でも述べたように、バウンダリーにはジェット気流を伴うものと伴わないものがある。さら

にその形状から、曲率が高気圧性及び低気圧性のものに分類される。以後、ジェット気流を伴う高気圧性曲率のもの(タイプI-H)と低気圧性曲率のもの(タイプI-L)、ジェット気流を伴わない高気圧性曲率のもの(タイプII-H)と低気圧性曲率のもの(タイプII-L)と定義する。それぞれのバウンダリーは単独で現れることもあるが、むしろ、いくつかのタイプのバウンダリーが同時に存在することの方が多い。

以下、池田・奥村(1999)を引用し、各バウンダリーの特徴とCAT域との対応について述べる。なお、前にも述べたが、天気図上に示したジェット気流は「300hPaのジェット気流」(P14のコラム参照)である。

① タイプI-H

このタイプは、第2章で述べたジェット気流平行型バウンダリーや、傾圧リーフバウンダリーの高気圧性曲率の部分に相当する。バウンダリーはジェット気流の風速の加速域から極大域でみられ、VSが大きい。ジェット気流の合流場になっていることも多い。Ellrodの分類(図3-1-6)のタイプ5、6に対応する。

モデル図を図3-1-19(左上)に示す。ジェット

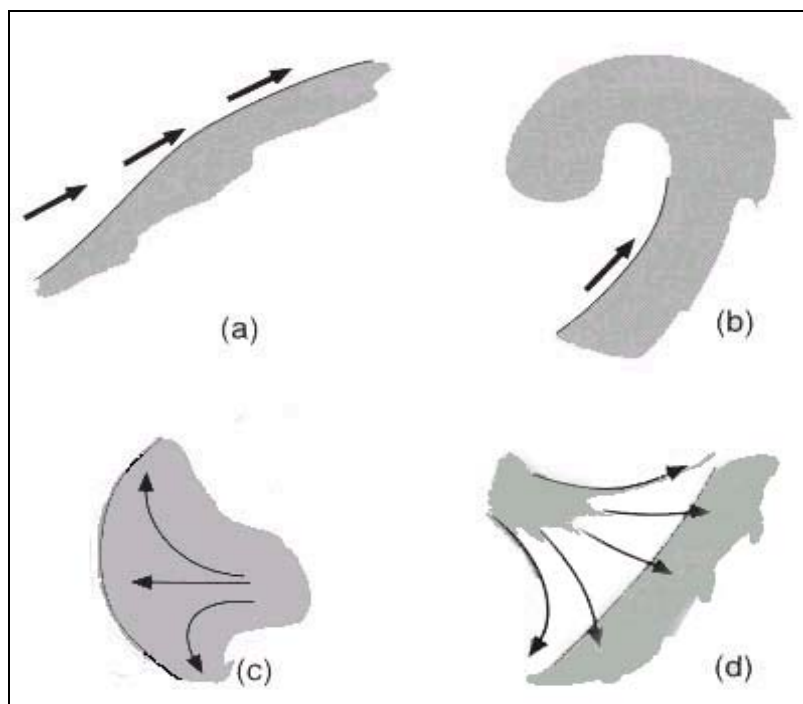


図3-1-18 池田・奥村の分類

(a) タイプI-H (b) タイプI-L (c) タイプII-H (d) タイプII-L
 実線: バウンダリー 矢印: (a) と (b) ではジェット気流、(c) と (d) では流線
 陰影: 明域(湿润域)

気流J1はバウンダリーBにほぼ平行で、赤外面像ではしばしばバウンダリーに沿ってトランスバースラインやCiストリークがみられる。CATはバウンダリーから極側約2度以内で発生することが多いが、バウンダリーの水平スケールが小さいほどその可能性が大きくなる。しかし、水平スケールが大きくても、モデル図のように別系のジェット気流J2が合流したり、上層トラフが接近したりする場合にはCATの可能性は大きくなる。

事例1 1998年12月21日00UTC

ジェット気流が合流する例である。300hPa天気図（図3-1-19右上）では、華中から本州付近のジェット気流J1に別系のジェット気流J2が朝鮮半島から合流し、本州付近は風速の加速場となっている。さらに、北日本からジェット気流J3が合流し、日本の東で160kt以上のジェットコアを形成している。

水蒸気画像（3-1-19左下）では、本州南岸にJ1

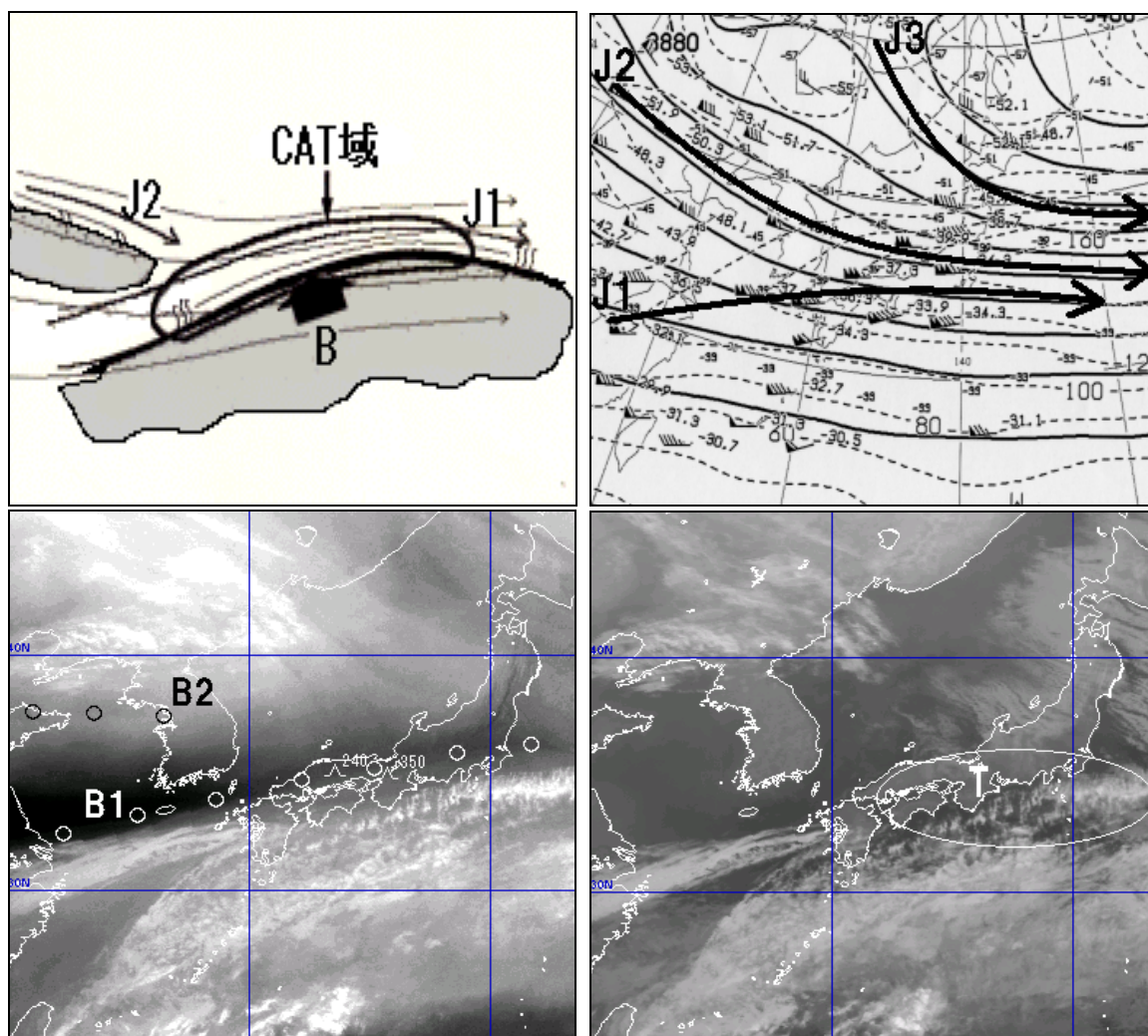


図3-1-19 タイプI-H

(左上) モデル図 実線B: バウンダリー 太矢印J1、J2: ジェット気流

細矢印: 流線 陰影部: 明域

(右上) 1998年12月21日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3: ジェット気流

(左下) 同水蒸気画像 ○印B1、B2: バウンダリー

CAT記号 \wedge は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。

(右下) 同赤外面像 T: トランスバースライン

対応のタイプ I-H のバウンダリー B1 が見られ、また、朝鮮半島付近には不明瞭ながら J2 対応のバウンダリー B2 が見られる。画像を動画にして解析すると、B1 と B2 によりジェット気流の合流する様子がわかる。

CAT は B1 付近で発生した。この事例では B1 は高気圧性曲率を持っているが、その水平スケールは 2,000km 以上と大きく、CAT は発生しにくいと考えられる。しかし、ジェット気流の合流により VS が強化され、CAT が発生した可能性がある。

00UTC の高層実況では、VS は米子の FL220~280 で 9~14kt/1,000ft、潮岬の FL200~340 で 9~13kt で

あった。

赤外画像 (図3-1-19右下) では、CAT の指標であるトランスバースライン T が J1 に沿って見られた。Ellrod の分類 (図3-1-6) のタイプ 5 に対応する。

② タイプ I-L

このタイプは第2章で述べたジェット気流平行型バウンダリーや、傾圧リーフバウンダリーの低気圧性曲率の部分に相当する。深い上層トラフや寒冷低気圧と関係があり、ジェット気流を伴っている。水平シャー、VS とともに大きい。Ellrod の分類 (図3-1-6) のタイプ 2、3、4 に対応する。

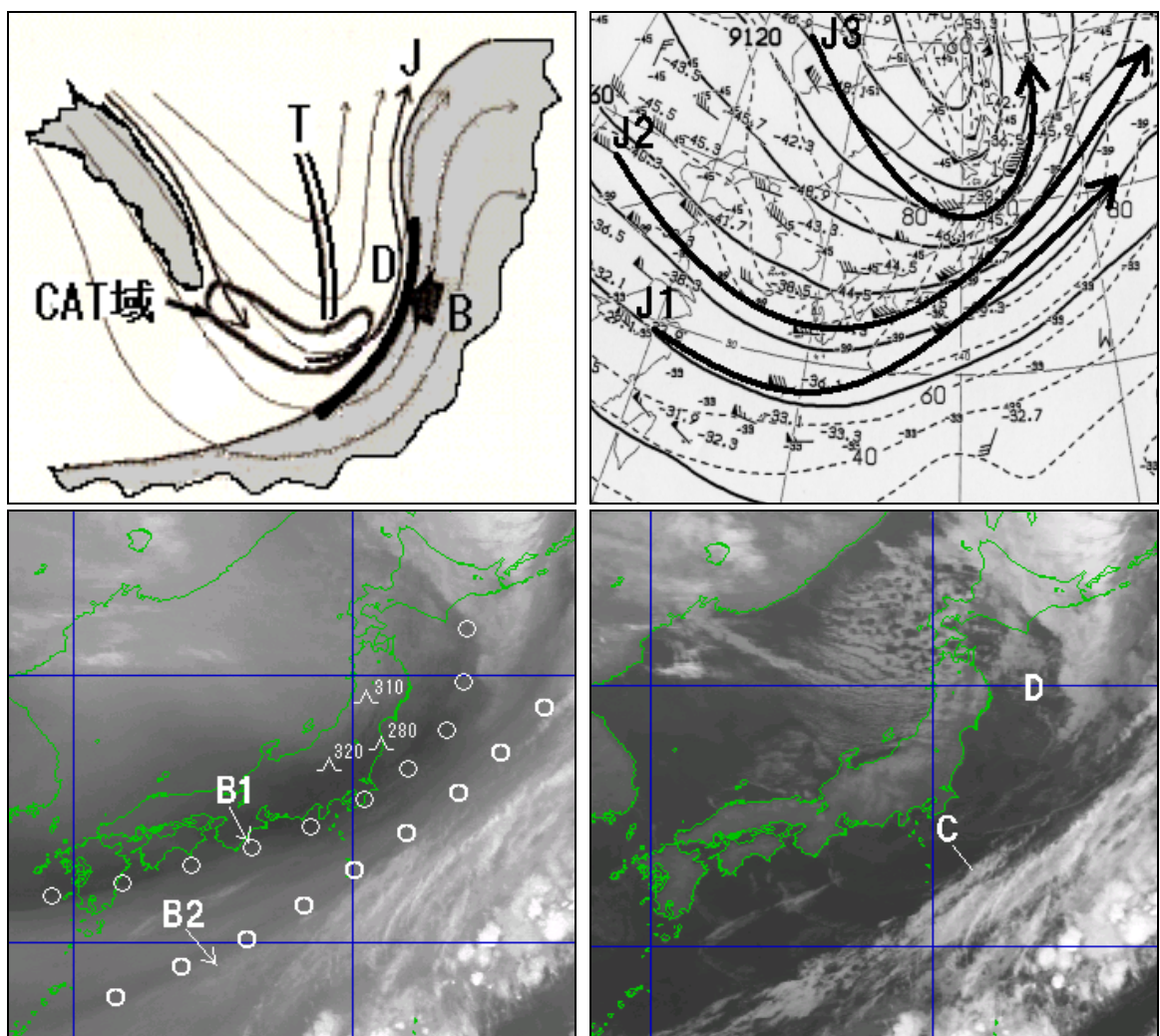


図3-1-20 タイプ I-L

- (左上) モデル図 実線B: バウンダリー D: ドライスロット 二重線T: 上層トラフ
 太矢印J: ジェット気流 細矢印: 流線 陰影部: 明域
- (右上) 1997年10月8日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3: ジェット気流
- (左下) 同水蒸気画像 ○印B1、B2: バウンダリー
 CAT記号△は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。
- (右下) 同赤外画像 D: ドライスロット C: Ciストリーク

モデル図を図3-1-20（左上）に示す。ジェット気流JがバウンダリーBと成す角度は極側の端付近では小さく、赤道方向に次第に大きくなっている。バウンダリーの後ろにはドライスロットDがあることが多い。通常はドライスロットの後ろに上層トラフTがある。CATは上層トラフの底から後面にかけての暗域で発生しやすい。

事例2 1997年10月8日12UTC

300hPa天気図（図3-1-20右上）では、日本海北部から北海道・三陸沖にかけては深い上層トラフとなっている。また、日本海中部から東北地方を流れるジェット気流J3が本州南岸から北上するジェット気流J2と日本の東で合流している。また、日本の南にはジェット気流J1が見られる。

水蒸気画像（図3-1-20左下）では、三陸沖から本州南岸にかけてバウンダリーB1が見られる。B1は上層トラフ前面の三陸沖から北海道の南ではJ3、それより西側ではJ2との対応が良い。また、日本の南にはJ1対応のバウンダリーB2が見られる。

CATはB1極側の暗域で発生した。ここは上層トラフの底から後面にあたる。赤外画像（図3-1-20右下）では、CAT域はドライスロットDの後面であるが、それ以外にはCATの指標になるようなCiは見られない。山岳波の影響も考えられるが、Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ3に似ている。

一方、B2に沿ってCi域が見られ、その後関東の南のものはトランスバースラインCとなっている。CATの報告はなかったが、重要な指標である。Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ4に対応する。

③ タイプII-H

このタイプは第2章で述べたヘッドバウンダリーに相当し、コンマ状の雲の「頭」部分の変形域で見られる。Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ1に対応する。モデル図を図3-1-21（左上）に示す。上層トラフTの深まりとともにその前面でリッジ

が強まる。バウンダリーBは上層リッジに対応したコンマ状の雲の極側縁のCiを含む湿潤域と、その極側の暗域との間で明瞭化する。CATはバウンダリーから 2° lat以内で発生することが多い。このタイプでは通常、バウンダリーはジェット気流を伴わないが、その東端のみジェット気流Jに対応することが多い。

事例3 1998年3月5日00UTC

300hPa天気図（図3-1-21右上）では、日本の南にジェット気流J1が、北海道付近にはジェット気流J4が解析できる。また、ジェット気流J2が沖縄付近から本州南岸を通過して日本の東に流れている。さらに、ジェット気流J3が大陸から東シナ海北部の上層トラフの南側を回り込み、日本海から日本の東へ流れ、J2、J4と合流している。

水蒸気画像（図3-1-21左下）では、タイプII-HのバウンダリーB1が日本海中部から東北地方北部にかけて見られる。画像を動画にして詳細に解析すると、N点を中心としてB1に沿って逆方向の流れ（図3-1-21左下の矢印）、すなわち伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できた。また、B1の東経135度以東はJ3に対応している。CATはB1付近で発生した。ただし、東端のものは他の2報告より発生高度が約10,000ft低い。ここはJ4との合流場であり、鉛直構造が異なっていると考えられる。また、東シナ海南部にはJ1対応のタイプI-LのバウンダリーB2が見られる。

赤外画像（3-1-21右下）では、B1は低気圧対応のコンマ状の雲Aの極側縁に対応しており、ドライスロットDの拡大とともにその高気圧性曲率を増し、CATが頻発した。

なお、この事例ではバウンダリー南側の明域は雲域を含んでいるが、そうでないことも多く、その場合には赤外画像のみでCAT域を検出することは困難である。

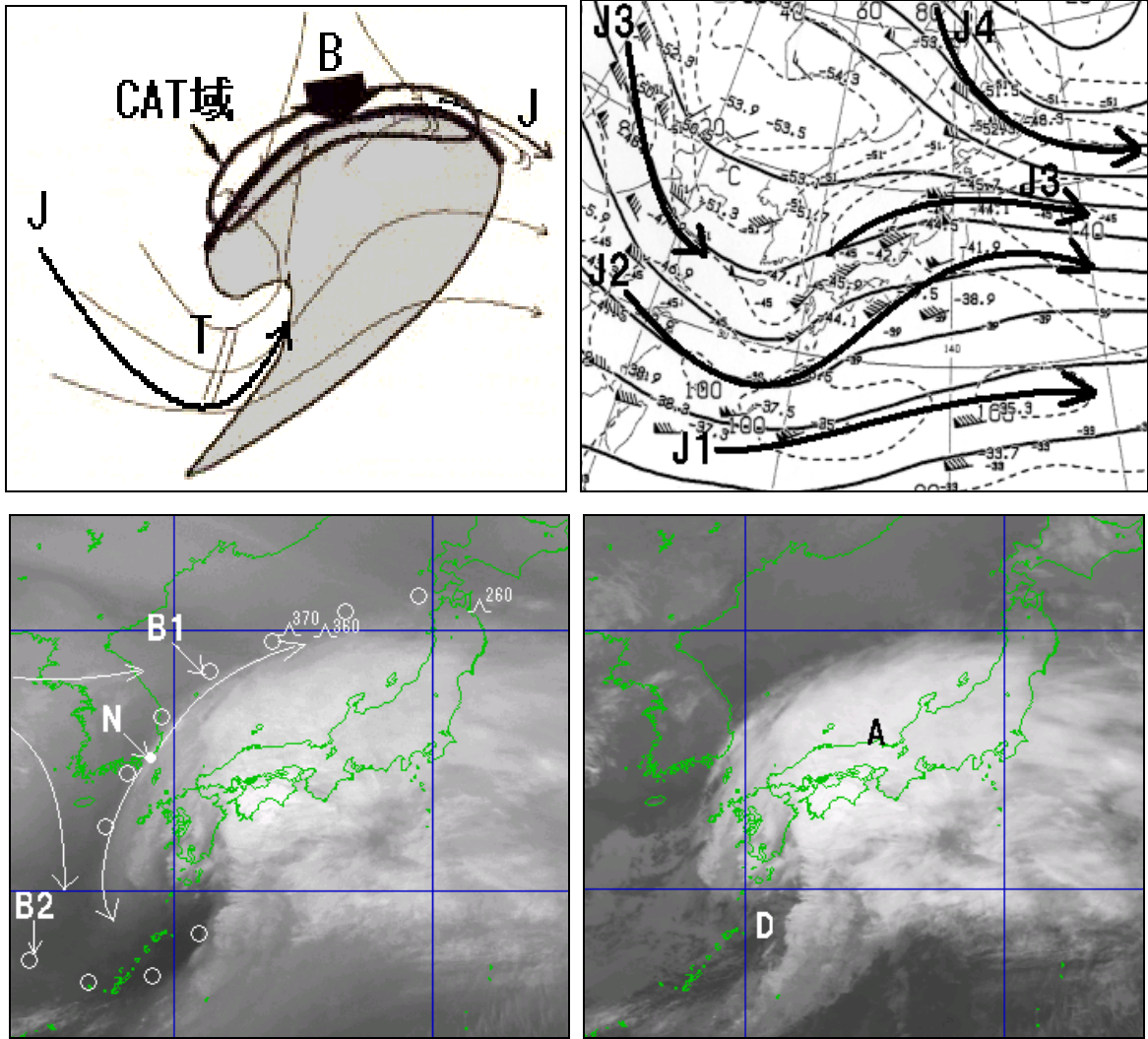


図3-1-21 タイプⅡ-H

- (左上) モデル図 実線B: バウンダリー 二重線T: 上層トラフ 太矢印J: ジェット気流
 細矢印: 系に相対的な流線 陰影部: 明域
- (右上) 1998年3月5日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3、J4: ジェット気流
- (左下) 同水蒸気画像 ○印B1、B2: バウンダリー
 細矢印: 系に相対的な流線 (N点を中心としてB1に沿って逆方向の流れが見られる)
- CAT記号△は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。
- (右下) 同赤外画像 A: 低気圧対応のコンマ状の雲 D: ドライスロット

④ タイプⅡ-L

このタイプは第2章で述べたドライサージ及びベースサージの各バウンダリーに相当する。西または北西の流れの急速な減速場で形成される変形場で明瞭化する。Ellrodの分類 (図3-1-6) のタイプ4と8に対応する。

モデル図を図3-1-22 (左上) に示す。上流側に

あるジェット気流Jから分流した流れが大きな角度でバウンダリーBを横切る。ジェット気流の先端付近にはCiを含む湿潤域と前面の暗域との間で形状が不規則な湿潤境界Cを形成する。CATはバウンダリーB極側の暗域付近から上流側の湿潤境界Cにかけての5~10° latの比較的広い領域で発生しやすい。

事例4 1999年4月15日12UTC

ドライサージバウンダリーに伴うCATの例である。300hPa天気図（図3-1-22右上）では、朝鮮半島付近でジェット気流J1とジェット気流J2が合流しており、100kt以上のジェットコアを形成している。その前面にあたる西日本から日本の南は風速の減速場となっている。また、風向シヤーから東海沖には上層トラフが解析できるが、変形域は不明瞭である。

水蒸気画像（図3-1-22左下）では、タイプII-LのバウンダリーB1が日本の南に見られる。B1はJ1から分流した流れの下流に形成されている。画像を動画にして詳細に解析すると、N点を中心としてB1に沿って逆方向の流れ（図3-1-22左下の矢印）、すなわち伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できる。CATはこの速い速度で東進するB1の上流側の暗域から湿潤境界の先端部にかけて頻発した。

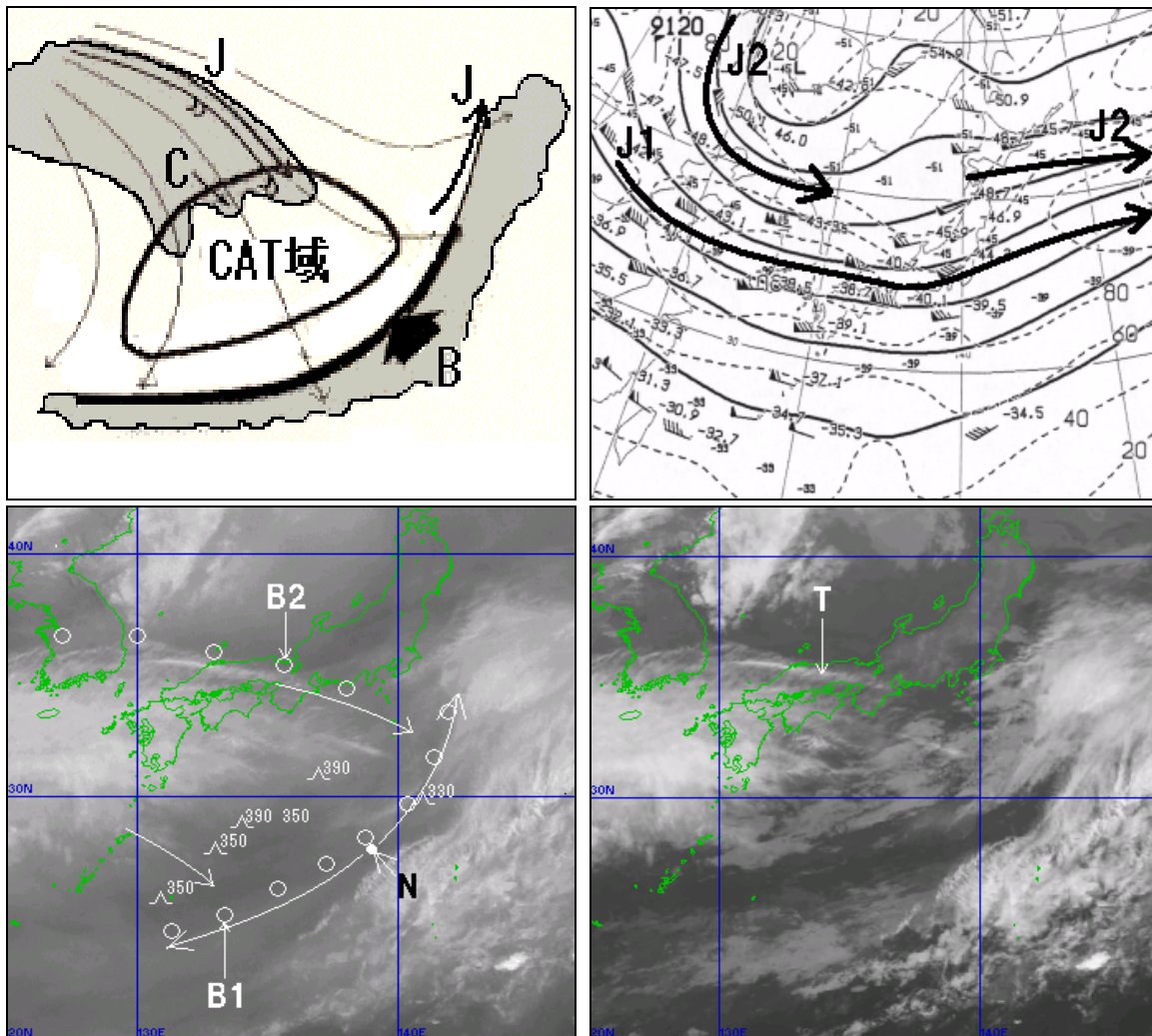


図3-1-22 タイプII-L

- (左上) モデル図
 実線B: バウンダリー
 太矢印J: ジェット気流
 C: 湿潤境界
 細矢印: 流線
 陰影部: 明域
- (右上) 1999年4月15日12UTCの300hPa天気図
 矢印J1、J2: ジェット気流
- (左下) 同水蒸気画像
 ○印B1、B2: バウンダリー
 細矢印: 系に相対的な流線 (N点を中心としてB1に沿って逆方向の流れが見られる)
- CAT記号 \wedge は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。
- (右下) 同赤外画像
 T: トランスバースライン

赤外画像（図3-1-22右下）では、B1付近には北端を除いてCi域は見られず、「デルタ型」の雲域は不明瞭である。CATが列状のCiの先端部で発生していることから、Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ7のようにも見えるが、このCiがジェット気流に沿っていることからタイプ8に含まれる。

なお、水蒸気画像（図3-1-22左下）では、J1に対応してタイプI-HのバウンダリーB2が見られ、また赤外画像（図3-1-22右下）ではB2に沿ってトランスバースラインTが見られる。CATの報告はなかったが、重要な指標である。Ellrodの分類のタイプ5に対応する。

（2）暗化域とCAT

前節で示したバウンダリーが現れたからといって必ずしもCATが発生するとは限らないが、バウンダリーの極側に現れる暗化域がCAT発生の良い指標となることが多い。なお、ここでいう暗化すなわち「暗さを増す」とは空気の流れにしたがって暗くなること（TBBが上昇すること）であって、

暗域が時間とともに広がっていくことではない。

Ellrod（1990）は水蒸気パターンの変化とCATとの関連を調べ、暗化域の動向がCATの予想に有効であるとしている。また、山本・内藤（1995）はNOAAの水蒸気画像とCATとの関係を調査し、上層トラフの前面以外で発生するCATは暗化域との対応が良いとしている。

暗化は対流圏上・中層の寒気移流や収束、変形と結びついており、その結果として生じる大気の沈降を意味している（Stewart・Fuelberg, 1986）。Ellrod（1990）は暗化を引き起こす収束、寒気移流、変形などの要素がCATの要因としての強いVSの生成と維持に重要であるとしているが、詳しい調査はなされていない。

図3-1-23は暗化域が現れやすい上層パターンを示している。暗化域は総観場では通常、上層トラフの後面に現れる。その上流側にはジェットコアがあることが多く、暗化域付近は減速場となっている。暗化域は一般にその先端部がバウンダリーに一致し、低気圧性曲率をもつバウンダリー（タ

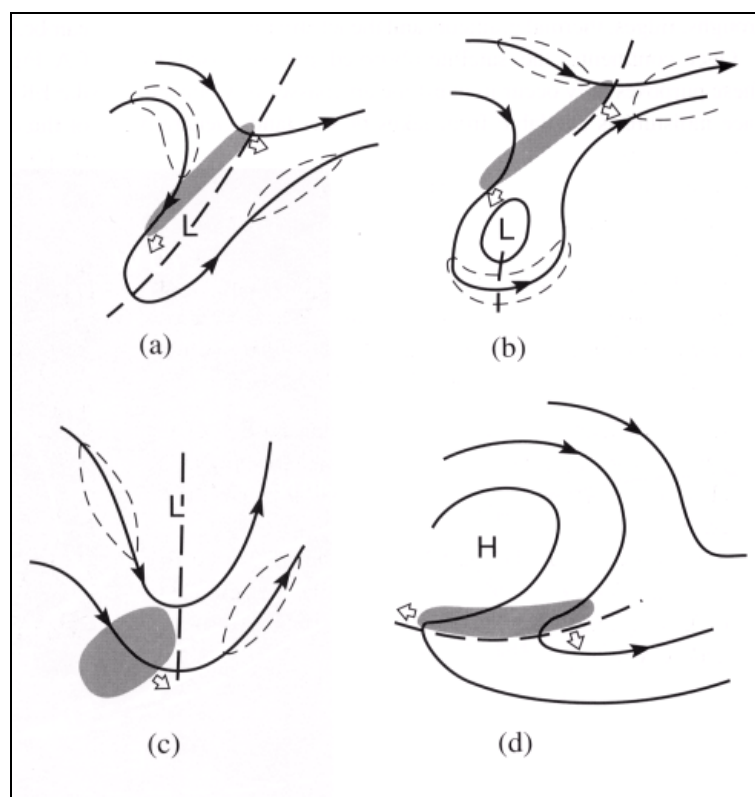


図3-1-23 暗化域が現れやすい上層パターン（Badar *et al.*, 1995）

矢印は流線、太点線は上層トラフ、細点線はジェットコアを示す。また、陰影部が暗化域を表し、白矢印の方向へ移動する。

イプ I-L、II-L) の極側に現れることが多い (池田・奥村, 1999)。一方、高気圧性曲率をもつバウンダリー (タイプ I-H、II-H) の場合、バウンダリー付近が Ci が覆われていることが多く、暗域が狭かったり、見えなかったりするため、暗化域が現れることは少ない。

(3) 事例

1999年1月4日、暗化域を伴ったバウンダリーが本州付近を南下し、これに伴ってバウンダリー付近から極側の約5° lat以内の東日本から西日本に

かけてCATが頻発した (図3-1-24)。このときの暗化域は総観場では図3-1-23の (d) パターンに属する。

なお、CATが発生したのは晴天域で、トランスバースラインやCiストリークなどCATの指標となるような雲パターンは観測されなかった。

① 総観場

図3-1-25 (左) は1月4日00UTCの300hPa天気図である。日本海中部から東日本にかけてジェット気流J1が、北緯30° 付近にジェット気流J2が解析で

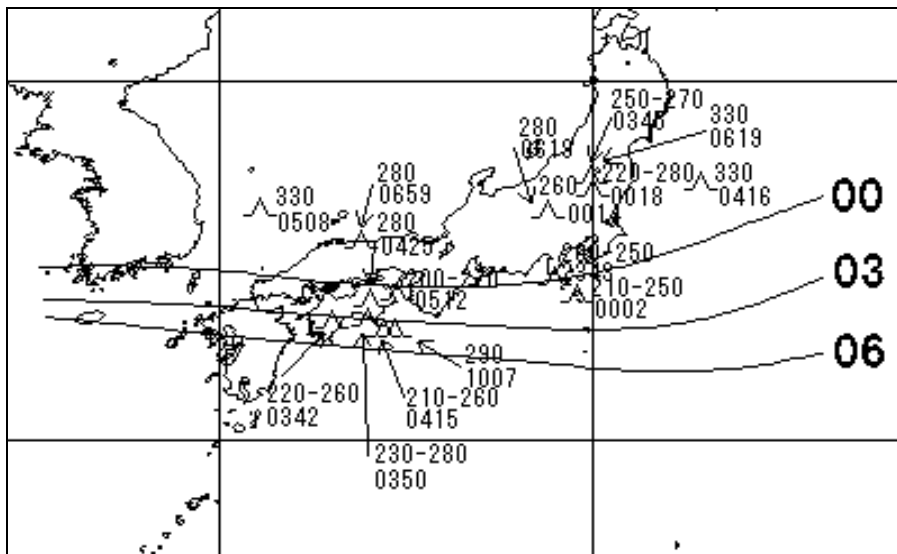


図3-1-24 バウンダリーの位置とCATの状況 (1999年1月3日23UTC~4日11UTC)

実線はバウンダリーの位置で、数字は時刻 (1999年1月4日00、03、06UTC) を示す。
CAT記号 A は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL)、右下に時刻 (UTC) を付加。

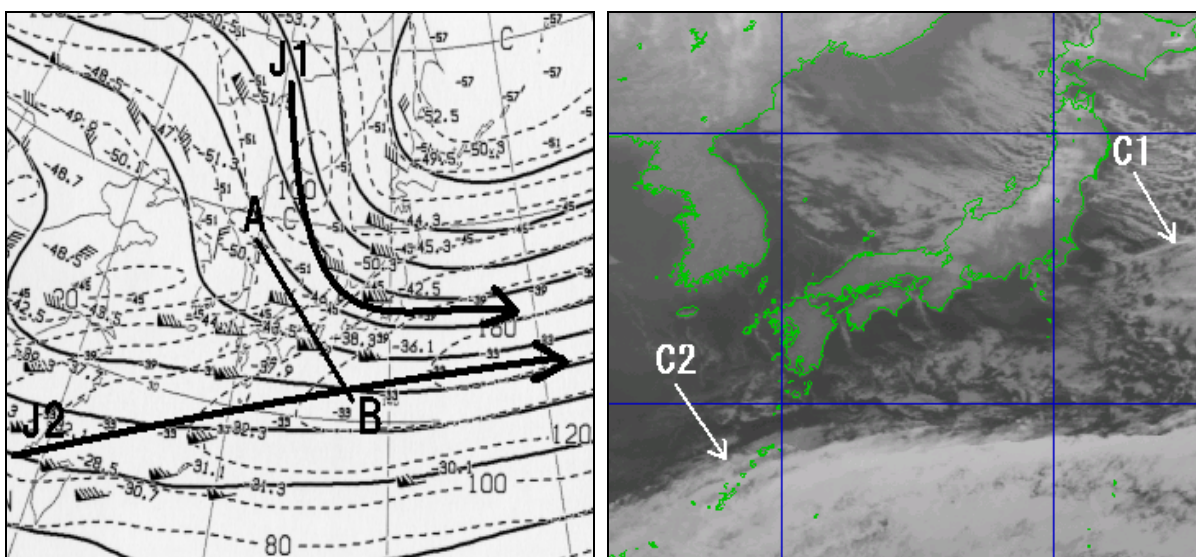


図3-1-25 1999年1月4日00UTCの300hPa天気図 (左) と同赤外面像 (右)

矢印 (J1、J2) : ジェット気流 A-B : 図3-1-28の断面位置 C1、C2 : Ciストリーク

きる。これら2つのジェット気流は日本の東で合流し、風速160kt以上のジェットコアを形成している。

本州付近には、J1を伴う上層トラフが解析でき、その上流側には100kt以上のジェットコアがある。また、朝鮮半島南部にも上層トラフがみられ、その上流側の日本海西部から朝鮮半島にかけてはJ1から分流した流れの減速場となっている。

② 画像上の特徴

図3-1-25(右)は1月4日00UTCの赤外面像である。日本の東にJ1系上層トラフ前面のCiストリークC1、日本の南にJ2対応のCiストリークC2が見られるが、CAT域付近は寒気に伴う対流雲や下層雲が広がっている程度である。

図3-1-26は同00UTC(上)、06UTC(下)の水蒸気画像(左)とTBB(右)である。なお、TBBは -20°C 以上を表示し、この領域をここでは暗域と定義する。また、図3-1-27は1月4日00UTCの東経130度に沿った鉛直断面図である。

00UTC(図3-1-26上)では、西日本から関東の南にかけて極側に狭い暗域をもった低気圧性曲率のバウンダリーB1(ほぼTBBの -20°C 線の南端に対応)が見られる。図3-1-25を参考にすると、B1のうち東経138度以東はほぼJ1に対応しているが、以西は対応していない。すなわち、前者がタイプI-L、後者がタイプII-Lのバウンダリーである。また、バウンダリーB2はジェット気流J2に対応し

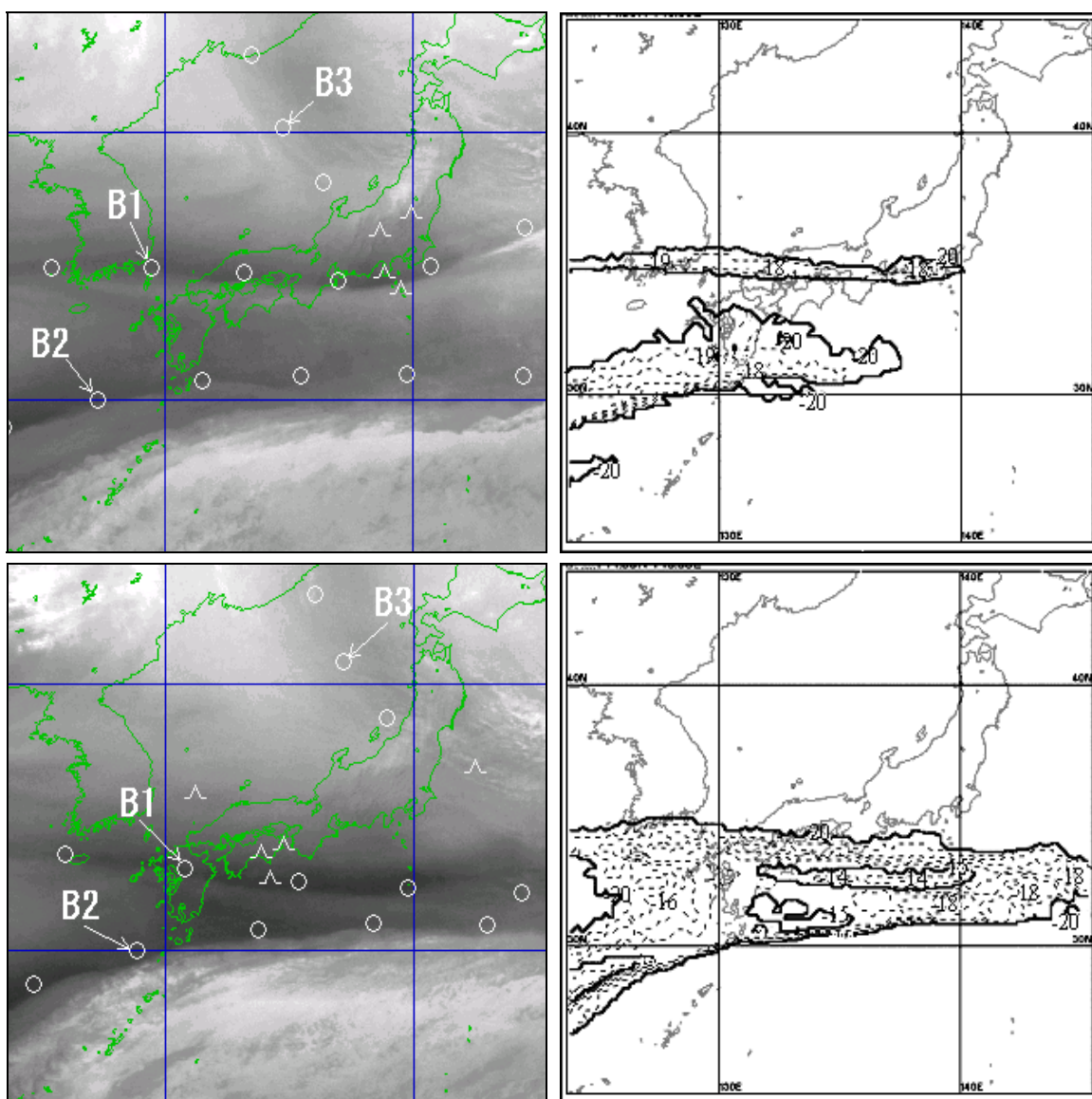


図3-1-26 1999年1月4日の水蒸気画像(左)と同TBB(右) 上:00UTC 下:06UTC

○印B1、B2、B3はバウンダリー、CAT記号(△)は強度「並」を示す。TBBは -20°C 以上を 1°C 毎に表示した。

たタイプ I-H、バウンダリーB3はJ1に対応したタイプ I-Lのバウンダリーである。B2はその極側に幅広い暗域を伴っているが、B3では対流雲による湿潤域によりぼかされてしまい、不明瞭である。CATは本州付近の上層トラフの通過に伴い、まず、B1付近から極側の東日本上空FL200~280で発生した。

06UTC (図3-1-26下) では、B1極側の暗域は暗化しながらゆっくり南下し、B2極側の暗域と併合した。図3-1-26 (右下) では、00UTCに対馬海峡から中国地方にあった暗域の中心(-18℃)は06UTCには本州の南まで南東進し、-15℃程度まで暗化している (中心は-14℃)。また、B2のすぐ極側も同時に暗化している。

CATはB1の南下に伴い、B1付近から極側の西日本上空FL200~330で発生した。CAT域と暗化域は必ずしも対応しておらず、そのすぐ極側でも発生している。

なお、B1から遠い位置にあたる東日本の山岳上空のFL250~330でCATが持続しており (図3-1-24)、これは山岳波の可能性が考えられる (3.1.5項参照)。

③ 暗化域の構造

空気塊は断熱で不飽和であれば温位が保存され、等温位面上を移動する。断面図が流れに沿っていけば、空気塊は等温位線上を移動する。このことにより、流れに沿った断面図上の風と等温位線の分布から、おおまかな上昇または下降流が推定できる。また等温位線の鉛直方向の間隔は、狭いほど静的に安定である。

図3-1-27は4日00UTCの東経130度に沿った鉛直断面図である。図3-1-25 (左) で、J1から分流し北風となった流れは、浦項 (47138) 付近から極側でかつ、300hPaより下層では、ほぼ断面図に沿っている。図3-1-27のA付近での風向、等風速線及び等温位線の分布は、極側から浦項 (47138) にかけて急速に減速しながら転移層 (315~345K) の下方

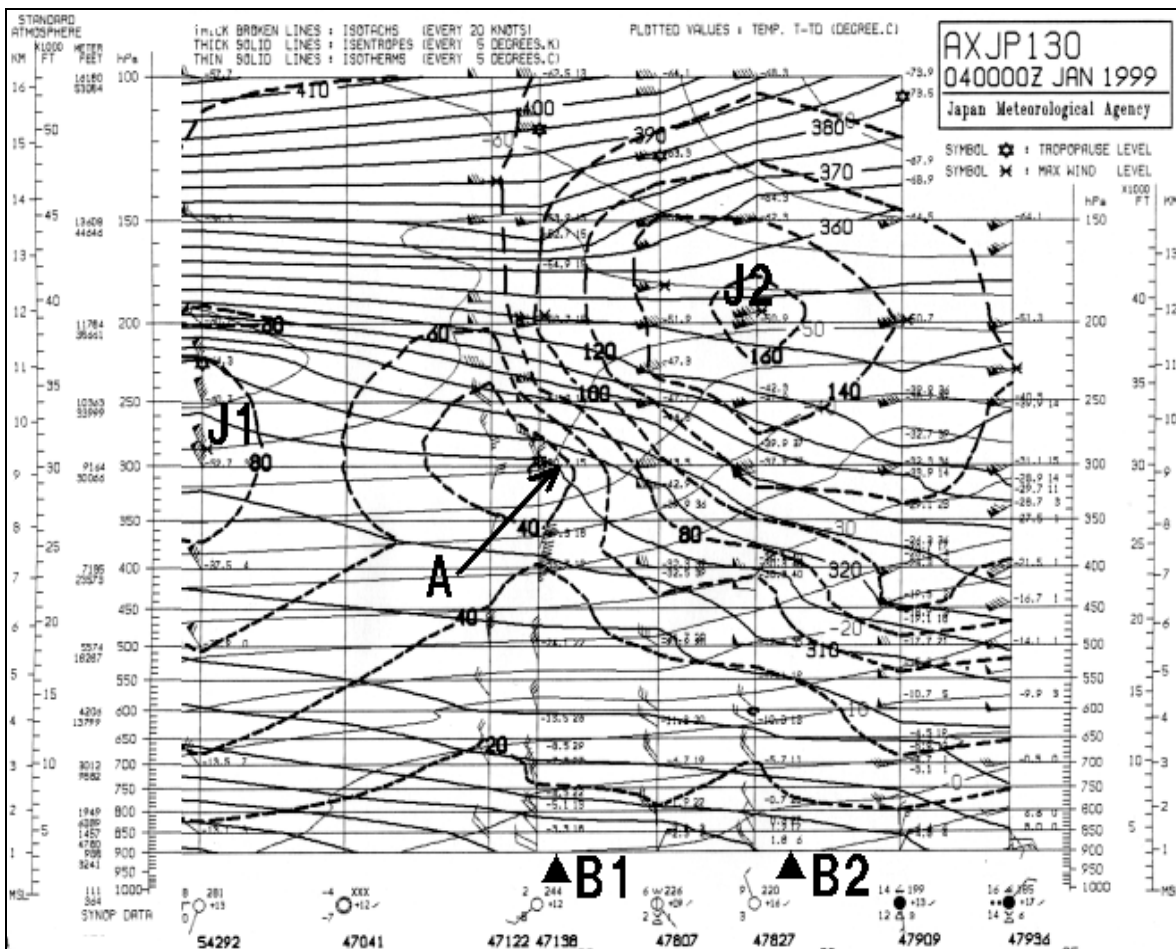


図3-1-27 1999年1月4日00UTCの東経130度に沿った鉛直断面図

J1、J2 : ジェット気流 ▲B1、B2 : バウンダリーの位置 A : 本文中の位置を示す。

へ沈降していることを示している。このうち、バウンダリーB1（図中▲）の位置の300hPaの下、FL230～300で等温位線の間隔が大きく、中立に近い層となっており、ちょうどこの付近が暗化域に対応している。すなわち、暗化域は空気の沈降による断熱変化の結果としての乾燥域を示すと推定される。A付近の下では静的安定度が小さい。これに暗化域が関連していると考えられるが、詳細は不明である。

西日本のCATは03～10UTCにかけてこの暗化域の通過に伴い、四国付近のFL200～290と、山陰地方から日本海西部のFL280、330で発生した。前者はB1のすぐ極側、すなわち暗化域付近であり、後者はさらに極側の明域との境界付近である。

図3-1-28は1月4日06UTCのRSM鉛直断面図である。CAT域は明瞭な転移層下部からその下方の中立に近い成層の部分である。なお、VSはRSMでは6～10kt/1,000ftであった。

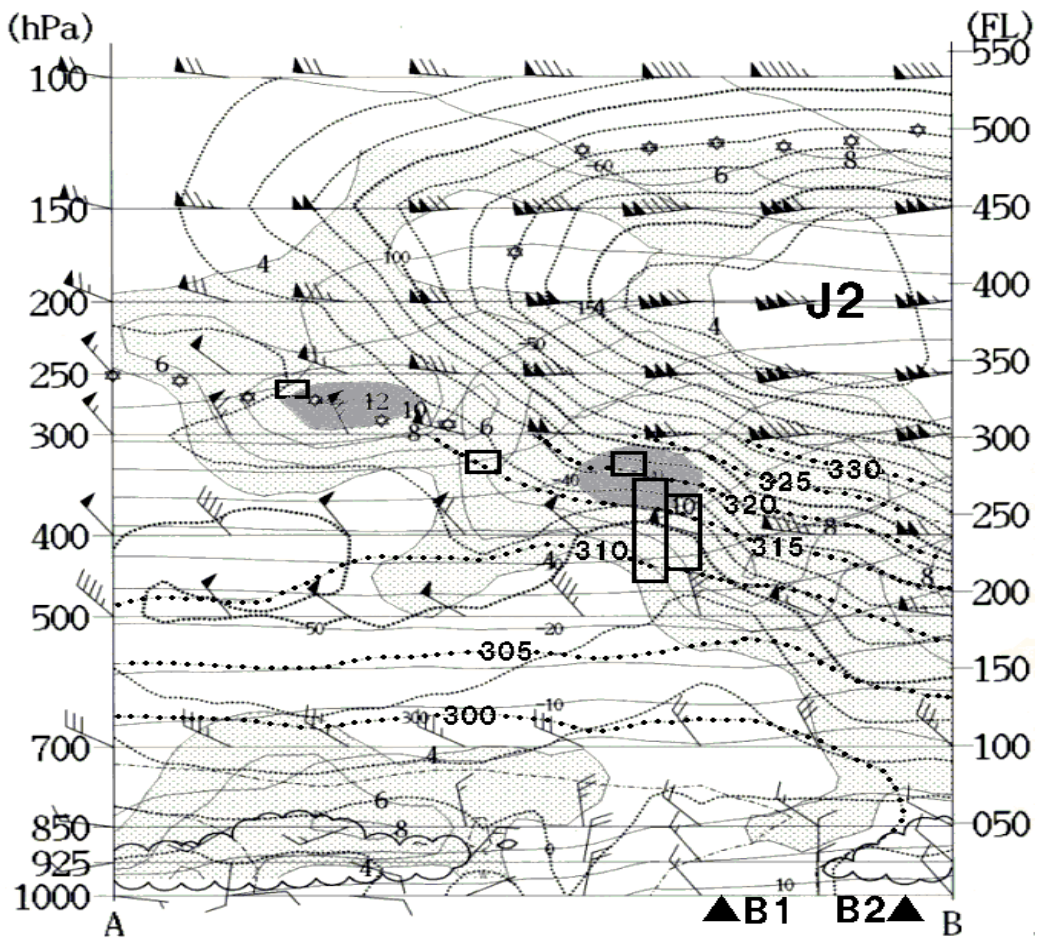


図3-1-28 1999年1月4日06UTCのRSM鉛直断面図（図3-1-25のA-Bに沿った断面）

J2：ジェット気流 ▲B1、B2：バウンダリー 細実線：気温（℃）
 太実線：等風速線（kt） 点線：相当温位（K） 矢羽：風（kt）
 点彩域：VSが4kt/1,000ft以上の領域 陰影域：VSが10kt/1,000ft以上の領域
 四角：CAT域

（東京航空地方气象台提供）

雲解析事例集と気象衛星観測月報

気象衛星センターでは、1年間の顕著事例の衛星画像に解説や概要を加えて収録した雲解析事例集CD-ROMを、1997年分から毎年発行している。2000年分までの4年間で94の事例を取り上げた。また、それとは別に「乱気流編」として15事例を収録したCD-ROMも発行した。

気象衛星観測月報 (Monthly Report of Meteorological Satellite Center) はCD-ROMに画像データなどを毎月収録し、1996年7月分から発行している。

両CD-ROMに収録された衛星画像は、同じCD-ROMに含まれる閲覧ソフトで表示することができる。

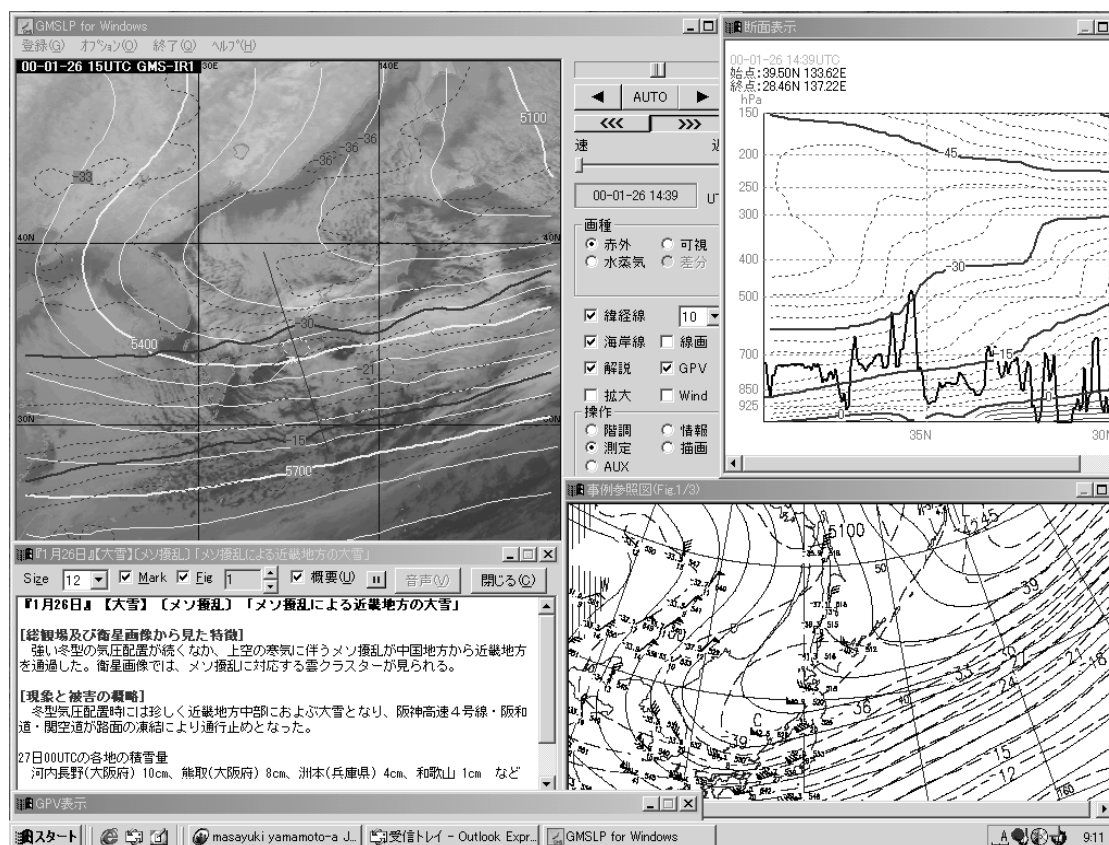
事例集のCD-ROMには、衛星画像の他に同時刻の地上・高層・アメダス・レーダー等の実況値や数値予報GPVのデータも収録されており、衛星画像との重ね合わせや、動画、断面図などの表示などが行える。

画像への線画や記号付加、印刷やファイルへの出力等にも対応し、様々な使い方ができるように工夫されており、調査・研究に利用できるだけでなく、雲解析技術の向上をはかるための自習教材としても活用できる。

また、月報CD-ROMの画像を用意し、気象庁天気図CD-ROMから地上・高層実況等を、気象庁月報からアメダスデータを読み込めば、画像との重ね合わせにより、独自の解析も可能であり、解説用資料の作成や、講演・展示などにも幅広く活用できる。

このように多くの利点を持つCD-ROMを大いに利用して頂きたい。

(山本 雅之)



事例集の表示例：画像とGPVとの重ね合わせや、解説・断面図・参照図の表示、独自の解析結果の付加などが可能

3.1.5 山岳波

(1) 地形性CiとCAT

山岳波に関連したCATは、山脈の風下側に発生した地形性Ciと、それに平行した狭い晴天域との間で発生する (Ellrod, 1989)。地形性Ciは日本では奥羽山脈、日高山脈の東側で最もよく観測される。

図3-1-29は2000年1月22日07UTCの赤外画像 (左)

と可視画像 (右) である。沿海州 (C1: シホテアリニ山脈の風下側)、東北地方 (C2: 奥羽山脈の風下側)、朝鮮半島 (C3: 太白 (テベク) 山脈の風下側) に地形性Ciがみられる。これらは赤外画像では西縁が鋭くきわだった白色で、ほとんど動きがないことから一見Cbのように見える。しかし、可視画像ではこれらの雲域は薄く、また、海岸線 (いずれの山脈も海岸線に平行である) に沿って

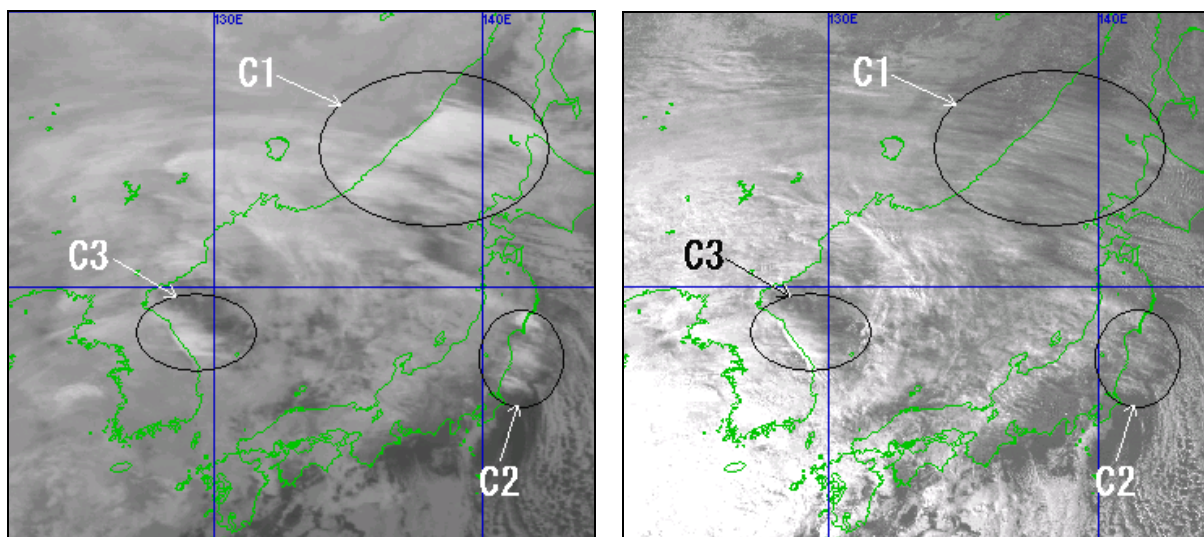


図3-1-29 2000年1月22日07UTCの赤外画像 (左) と可視画像 (右)

C1、C2、C3 : 地形性Ci

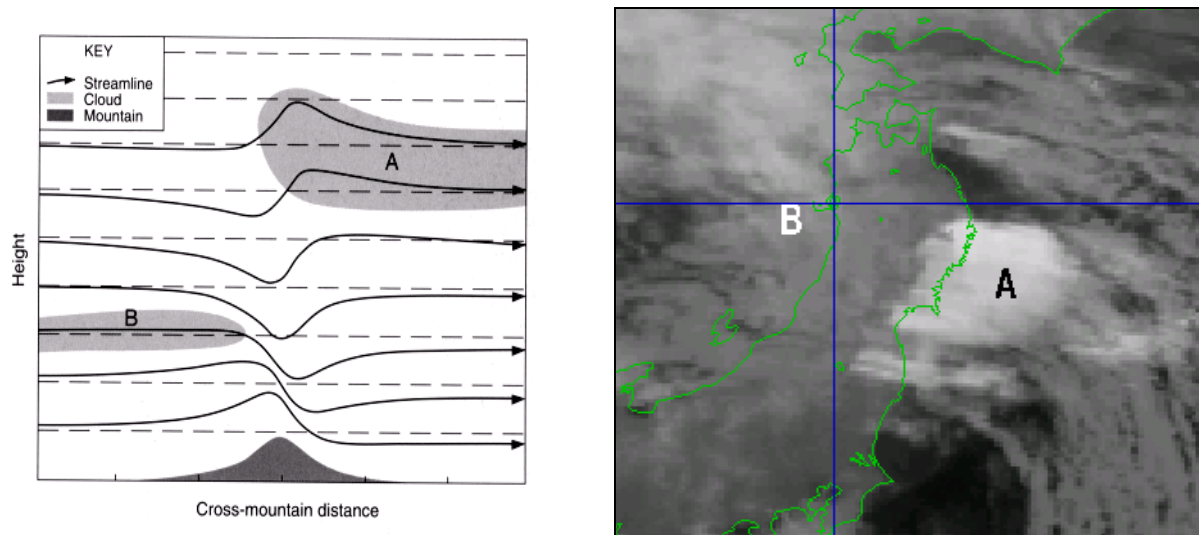


図3-1-30 地形性Ci

(左) 左右対称の山によって生ずる気流と地形性Ciのモデル図 (Durran, 1986)

陰影部A: 地形性Ci 陰影部B: Ci域 矢印: 流線

(右) 実例 (2000年1月22日10UTCの赤外画像)

A: 地形性Ci B: Ci域 (B付近は中・下層の雲域のように見えるが、画像を動画にして解析すると、薄いCiがある)

発生していることから地形性Ciであることがわかる。

安定成層をした乾燥大気中の気流が山脈に衝突すると、風上側の山腹で強制的な上昇を受ける。その気流内の空気塊は重力の復元作用でやがて引き戻され下降するが、平衡点を過ぎてから再び上向きに転ずるように、風下に流されながら上下振動する。こうして、一般的に山岳波と呼ばれる内部重力波が発現する。

山岳波の性状は山の形と大きさ、大気の静的安定度、風向風速とその高度分布などの気象条件に大きく影響される。山頂付近に強い逆転層があって、その上空に相対的に不安定な厚い層が存在し、風向がほぼ一定でVSが弱いとき、内部重力波が対流圏上部に鉛直に伝わっていく。

図3-1-30（左）は左右対称の山によって生ずる気流と地形性Ciの関係を示している。山脈風上のCi域Bが下降流により消散するのに対し、風下のBに比して高度の高いCi域Aが山頂付近の上昇流により発生している。このAが地形性Ciである。

図3-1-30（右）は図3-1-29の東北地方の地形性Ci（C2）が最も発達した時（2000年1月22日10UTC）の赤外画像である。西寄りの流れの中で、奥羽山脈の風下側には山脈に沿って雲頂高度の高い地形性Ci（A）がみられる。一方、風上側のCi（B）はAに比べて雲頂高度は低く、山脈に接近するにつれ

不明瞭化し、山頂付近ではほとんど消散している。なお、Aの雲頂高度は-44~-40℃であり、この温度は仙台（47590）の高層観測によると320~370hPaの高度に相当する。

小花（1981）は、地形性Ci発生時の大気の特徴として、次の①~⑤をあげている。以下にこの事例での対応を併せて記す。

① 山頂を越える風が山脈中腹から山頂付近の対流圏下層から上層までほぼ一様な風向を持ち、しかも山脈の走向にほぼ直角な方向になっている。

図3-1-31は2000年1月22日12UTCの仙台上空の風速（左）、風向（中）と安定度（右）の鉛直分布である。風向は最下層を除き、上層まで西~西北西で揃っており、この条件をみたしている。

② 山脈を越える風速が山頂付近で10m/s程度以上あること。

山頂付近（850~800hPa）の風速は図3-1-31（左）では約15m/sであった。

③ 山頂から対流圏上部まで安定成層をなしている。最下層を除き、下層から中層は絶対安定成層だが、上層ほど安定度を減ずる傾向にあり、雲層付近は湿潤断熱減率に近い。

図3-1-31（右）では全層安定である。山頂付近（800hPa）に強い安定層があり、上層（350hPa

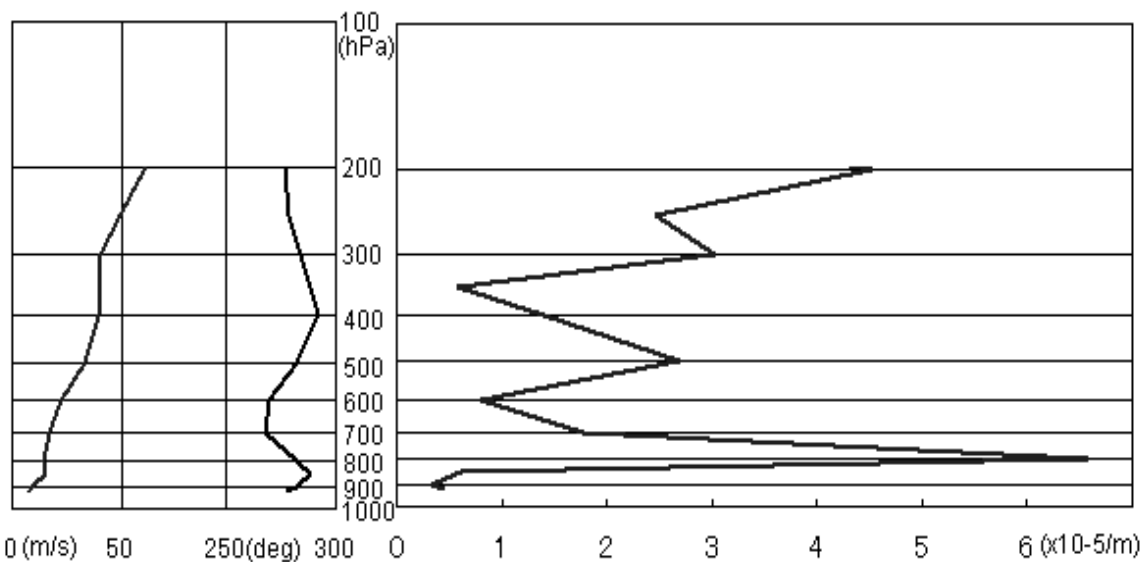


図3-1-31 2000年1月22日12UTCの仙台上空の風速（左）、風向（中）と安定度（右）の鉛直分布

横軸：左から風速（m/s）、風向（deg）、安定度 $\left(\frac{1}{\theta} \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta Z}\right)$ ($\times 10^{-5}/m$) 縦軸：高度（hPa）

付近) にやや安定度の小さい層がある。

- ④ Scorer数が減少していく気層の最上層付近よりやや高高度の、Scorer数が急激に増加している層の中で発生する。

Scorer数 (S) は次式で表される。

$$S = \frac{g}{u^2} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{u} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

ただし、g : 重力加速度 u : 水平風速 θ : 温位
z : 高度

第1項は気層の安定度に関係した項、第2項はVSの変化率に関係した項である。この事例では、図3-1-31 (左) からわかるように、VSの変化率は小さく、第2項は第1項に比べて小さい。したがって、Scorer数はほぼ第1項のみで決まり、Scorer数の鉛直分布は図3-1-31 (右) に似たものとなる。

300~350hPaにかけて安定度 (Scorer数) が急激に増加しており、地形性Ci (A) の雲頂高度320~370hPaにほぼ一致している。

- ⑤ 上層に水蒸気があること。

CATは山脈に直交する流れがわずかに高気圧性曲率を持った上層リッジの東側やジェット気流の南端付近の「おろし風」を助長するような総観場で、かつ、風速が山頂で35kt、ジェット気流の高

度で75kt以上のとき発生しやすい (Brown, 1986)。そして、図3-1-32のように山頂と地形性Ciとの間にギャップ (隔たり) がある時、Ciの西端 (晴天域の東) に沿ってCATが発生する (Ellrod, 1989)。ただし、日本では地形性Ci近傍でのCATの報告例は見当たらない。

(2) 山脈風下側の暗域とCAT

上・中層が乾燥している場合、地形性Ciは発生しないが、水蒸気画像で山岳波の場所を特定することができる。山岳の風下の、狭く定常的な暗域は、山岳波に関係する沈降場を示している。Ellrod (1989) はこのような暗域はCATの指標となり、この場合に発生するCATの80%が「強」であるとしている。

事例

図3-1-33は2000年3月29日20UTCの水蒸気画像 (左) と30日00UTCの300hPa天気図 (右) である。水蒸気画像では日本付近に二つのバウンダリーB1、B2がみられ、300hPa天気図ではそれぞれジェット気流J1、J2に対応している。また、奥羽山脈・越後山脈の風下側にあたる宮城県・福島県から関東地方にかけては暗域Dとなっている。ここはB1の南側であり、J1に伴う下降流による乾燥域を示唆している。このDのFL370で「並」~「強」のCATが発生した。

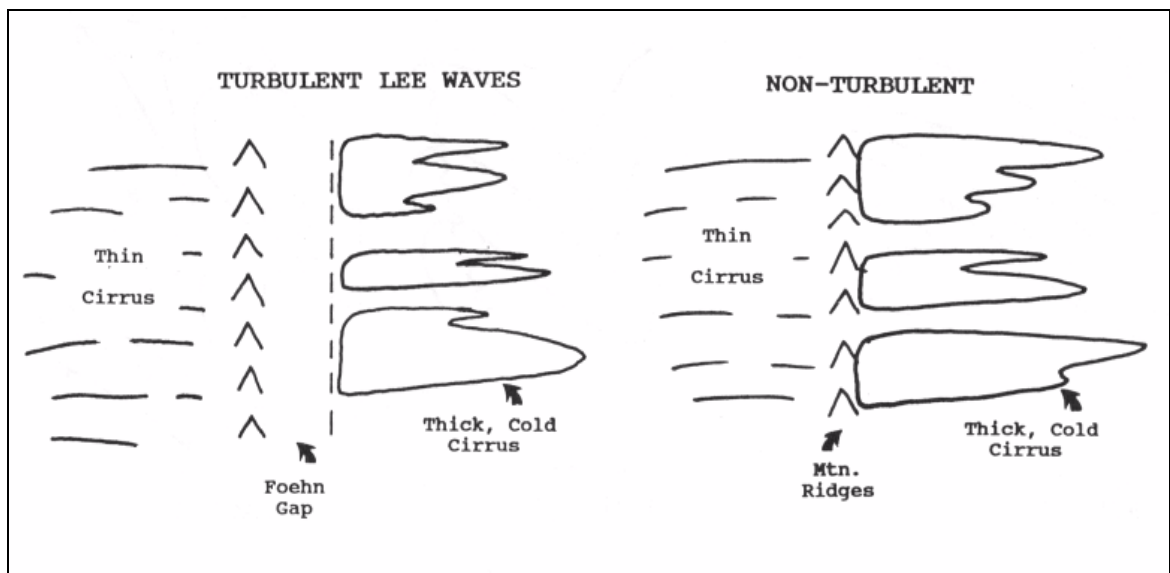


図3-1-32 地形性Ciの位置とCATの関係 (Ellrod, 1989)

山脈 (▲ : Mtn. Ridges) と地形性Ci (Thick, Cold Cirrus) との間に隔たり (Foehn Gap) があるときCATが発生しやすい (左) .

図3-1-34 (左) は図3-1-33 (左) を拡大し、明暗を強調した画像である。図では、暗域D中の奥羽山脈、越後山脈の風下側直近に、ひとときわ黒く、細長い暗域DLがみられる。すなわち、DLは山岳波に関連した強い下降流を示している可能性が大きい。CATは通常DLのような暗域の東端付近で発生する (Ellrod, 1989)。この事例ではCAT域 (×) はDLから離れている。しかし、やや明瞭さに欠けるものの、やはり阿武隈山地風下側の、より暗い暗域DAの東端である。

なお、同時刻の赤外画像 (図3-1-34右) では、

奥羽山脈の西側には発達した対流雲域C1が見られるものの、CAT域×付近には雲頂高度の低い対流雲域C2が見られる程度である。

図3-1-35は3月30日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図である。奥羽山脈の山脈上空から風下側にあたる秋田 (47582) から仙台 (47590) 上空12,000~15,000ftで等温位線が風下側へ急下降している (○印Q) 一方、秋田上空40,000~46,000ftと仙台上空30,000~39,000ftで等温位線が山型を呈しており (○印P)、上層の山岳波の存在を示唆している。秋田は奥羽山脈の風上側にあたるが、

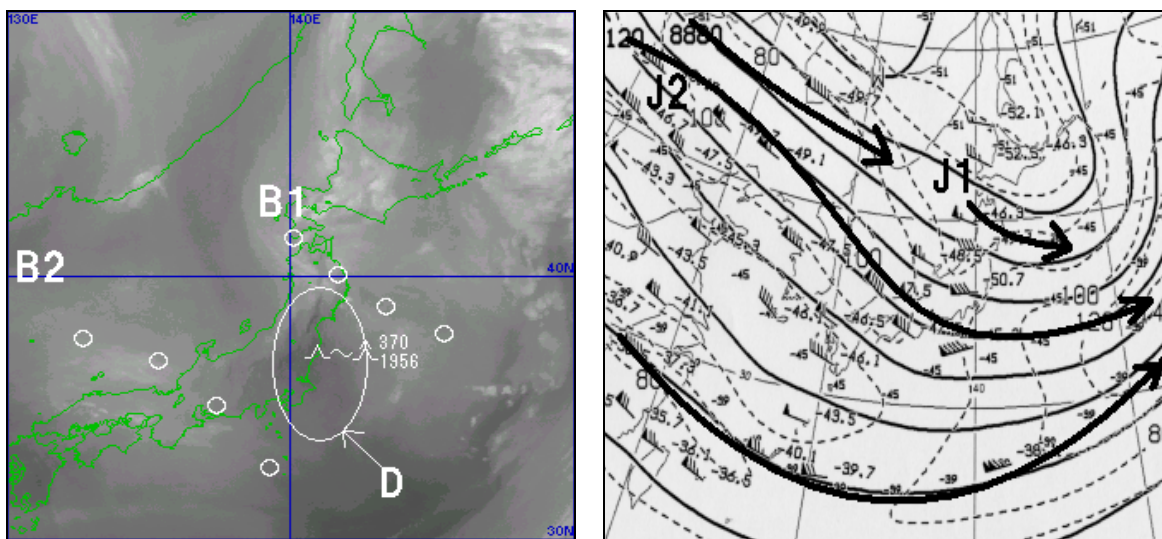


図3-1-33 2000年3月29日20UTCの水蒸気画像 (左) と同30日00UTCの300hPa天気図 (右)
○印B1、B2 : バウンダリー 楕円D : 暗域 矢印J1、J2 : ジェット気流

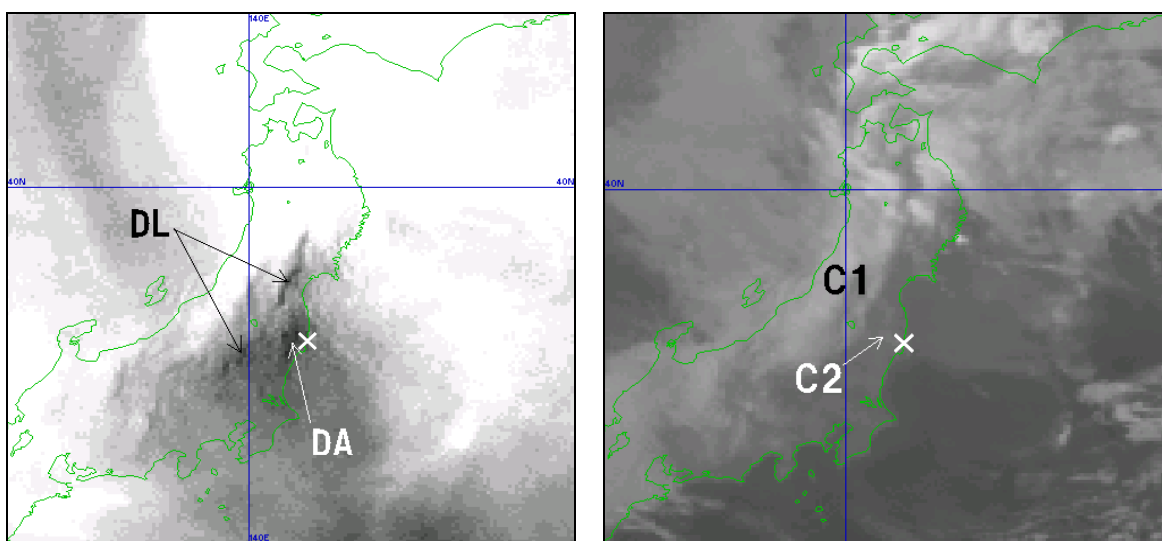


図3-1-34 図3-1-33 (左) を拡大し明暗を強調した画像 (左) と同時刻の雲を強調した赤外画像 (右)
× : CAT域 DL、DA : 暗域 C1、C2 : 対流雲域

秋田上空はおおむね西寄りの風であり、ゾンデが東へ流されることを考えると、少なくとも高高度においては山脈上空または風下側の鉛直分布を示している可能性が高い。

CAT域(四角)は仙台上空の山岳波の近傍であり、山岳波と関連している可能性がある。

なお、このときの風速は山頂付近の高度で50ktジェット気流の高度で65ktであった。

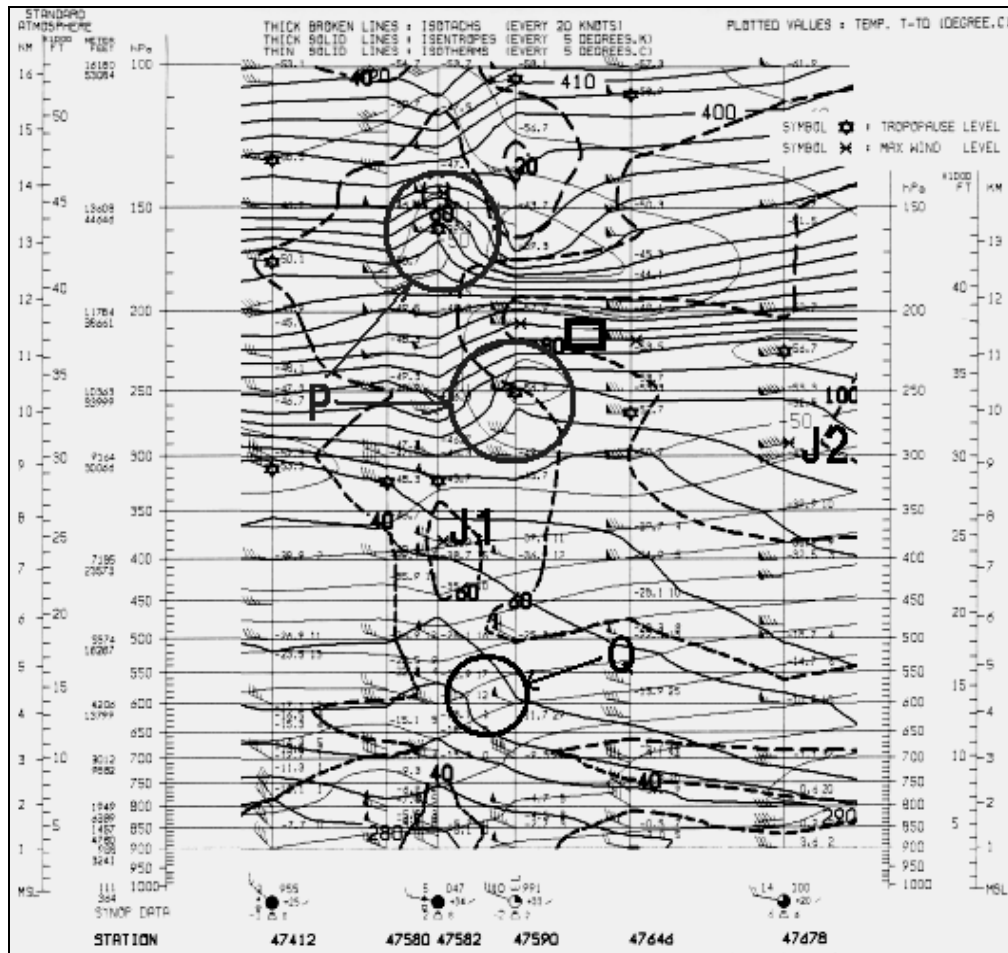


図3-1-35 2000年3月30日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図
 J1、J2：ジェット気流 ○印P：等温位線が山型の領域
 ○印Q：等温位線が急下降している領域 四角：CAT域

衛星風

衛星画像を動画にして観察すると、上層や下層の風に流されて雲パターンの変化する様子がよく分かる。実際この雲の動きを追跡して風のデータを得ることは、「ひまわり」をはじめとする気象衛星の重要な任務の一つで、世界中の気象衛星運用機関で「衛星風」が計算されている。気象衛星センターにおいても1978年のひまわり1号の運用とともに始まった最も古くからのプロダクトである。

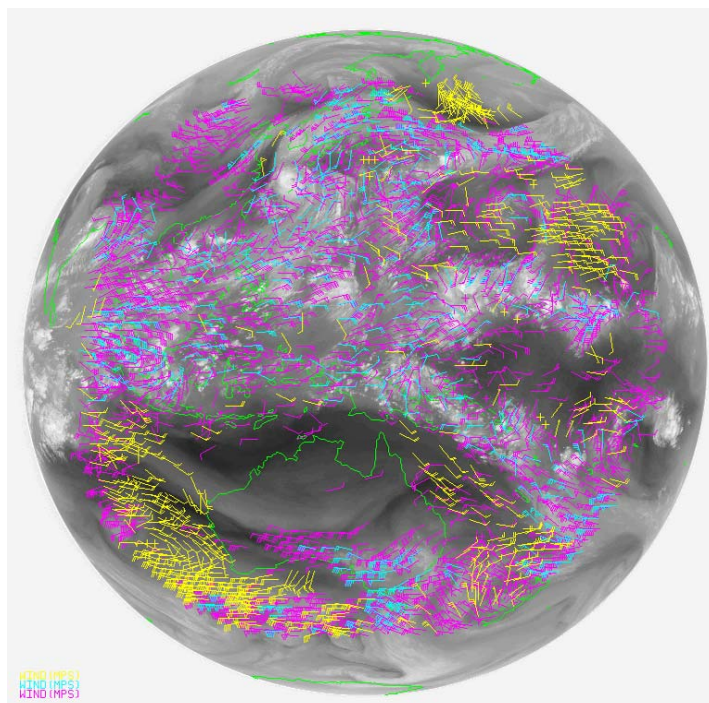
はじめの頃は映画のようなフィルムの投影画像で雲の動きを人が追いかけるやり方であったが、1987年からは計算機による自動追跡が主となっている。

「衛星風」は主に数値予報モデルの入力データとして用いられ、レーウィンゾンデ観測のまばらな海洋上の貴重なデータとなってきた。ひまわり5号からは雲解析情報図にも取り入れられ、予報官署や航空関係ユーザ等、人が見て利用する事のできるプロダクトとしても採用されている。

「衛星風」の発展は、ダウンバーストや藤田スケールなどメソスケール気象現象の研究で有名な藤田哲也氏に負うところが大きい (Menzel, 2001)。最初の衛星風は、アメリカで打ち上げられた気象衛星TIROS1号の画像を用いて同氏により計算された。静止衛星の画像が得られるようになった1967年以降も、同氏により、衛星風を利用した気象解析に関する研究の他、衛星風観測の精度評価や雲の追跡手法の開発など、現在の衛星風の基礎となる研究が行われている。地上観測、ゾンデ観測、飛行機観測及び地上からの写真撮影などを駆使して、雲追跡に適した雲のサイズ、最適な画像の撮影間隔、算出された衛星風が大気の運動を代表しているか、そうであればどのスケールの現象を表す風かなど、衛星風を算出・利用するために必要な多くの研究がなされている。

藤田哲也氏の「衛星風」がWorld Weather Watch (WWW) の衛星システム構築の重要な動機の一つであり、今日我々が安心して衛星風を利用できる基礎であることは間違いないことであろう。

(限部 良司)



水蒸気画像と衛星風

矢羽は赤外画像、可視画像及び水蒸気画像で求められた衛星風

3.1.6 衛星画像によるCAT発生の判別と事例

3.1.1～3.1.5項に示した雲パターンや水蒸気パターンが衛星画像で観測されたからといって、必ずしもCATが発生するとは限らない。これを補うものとして、Ellrod (1989) は衛星画像と高層実況を利用したCAT域を主観的に判別するための決定ツリーを提案した。

この手法は、まず高層天気図や衛星画像から上層の流れのパターンを3つに分け、それぞれのパターン毎に作成された決定ツリーに従って進むと、答え (CATの強度と信頼度) が得られるようになっている。この決定ツリーは米国で実際に使用されている (Ellrod *et al.*, 1994)。ただし、山岳地域では衛星画像で見られるパターンの特徴が不明瞭でもCATが発生する場合が多く、信頼度は低いとしている (Ellrod, 1989)。

ここでは、はじめにこの決定ツリーで使用される項目、すなわち画像上の特徴、雲域の移動速度及び等圧面上の水平収束と気温傾度について述べる。次に決定ツリーを示し、それを事例に適用した結果を示す。

(1) 決定ツリーで使用される項目

① 画像上の特徴

3.1.1～3.1.5項で示したCATに関する画像上の指標のうち、決定ツリーで用いられる主なものを以下に示す。なお、() 内のタイプは図3-1-6のものである。

・ 可視または赤外画像で確認できるもの

- (a) 雲境界が鮮明である。これはコンマ状の雲の「頭」(タイプ1)や「尾」(タイプ4)、ドライスロット(タイプ2)で適用される。
- (b) コンマ状の雲の「頭」が平らになりつつあるか、またはその極側縁のCiが急速に消散している(タイプ1)。
- (c) Ci域中に浪雲やトランスバースバンド、スキヤロップパターンのCiが見られる(タイプ5、6)。なお、浪雲は可視画像のみで検出できる。
- (d) 高気圧性曲率を持つCi域のスケールが $8\sim 9^\circ \text{ lat}$ 以下である(タイプ6)。
- (e) 傾圧帯に発生したCi域の前面に高気圧性曲率をもつ明瞭な列状のトランスバースバンドが見られる(タイプ7、7a)。
- (f) 「デルタ型」の雲域にトランスバースバンド

が見られる(タイプ8)。

(g) 風下側に山岳波による定常的な、山脈から離れた地形性Ciが見られる。

・ 水蒸気画像で確認できるもの

(h) 暗化している(タイプ1、2、3、4、8)。

(i) ジェット気流の合流が見られる。

(j) 山岳風下側に山岳波による定常的な狭い暗域が見られる。

② 水平収束と気温傾度

Kao *et al.* (1966) は航空機観測の結果、ジェット気流付近では水平収束とCATとの間に高い相関があり、「強」のCATの80%以上が収束域で発生しており、収束が $100 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-2}$ を超えると急激に増加するとした。また、Ellrod (1985) はCATと高層実況を対応させ、「並」のCATは収束が $40 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-2}$ 以上のときに発生し、 $60 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-2}$ を超えると「強」のCATも発生しやすくなるとした。

等圧面上の気温傾度とCATとの関連は、多くの研究者によって指摘されている。Sorenson *et al.* (1975) は上層の風向に沿った気温傾度が $5^\circ \text{ C} / 120 \text{ nm}$ 以上のときCATが発生しやすいとしている。また、Bender *et al.* (1976) は水平収束が大きくてもCATが発生しないことがあり、それは気温傾度が小さいときであるとし、大きな気温傾度がCATの発生には重要だとしている。

Ellrod (1989) は、これらを統合したCATの強度と水平収束及び気温傾度を対応させた主観的な表3-1-2を提案した。ただし、この表は総観場で明瞭な上層トラフが解析できるとき有効であり、衛星画像の特徴との関連は明確でないとしている。

なお、表中のCATの強度「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上の強度、「NSG」はCATなしを示しており、決定ツリーの中ではこれらの表現を使用する。

③ 雲域の移動速度

Ellrod (1985) は雲域の速い移動は、水平収束や気温傾度を局所的に増加させるとし、CATを発生させる雲域は少なくとも 25 kt 以上の速度で移動しているとしている。ただし、低気圧に伴うコンマ状の雲では、その「頭」の極側縁(雲境界)がほとんど動かなくてもCATが発生することがある。この場合、上流側からの上層トラフや別の変形域の急速な接近がCATを発生させる重要なメカニズム

となり、それらとコマ状の雲との相対速度が重要であるとしている。

(2) 決定ツリー

この決定ツリーは、最初に注目する領域について、数時間後に予想される総観場の上層パターンを、衛星画像の動画機能を使った解析や高層実況図、予想図から図3-1-36のように

- Z (Zonal) : まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ
- M (Meridional) : 鋭く湾曲した流れ
- D (Deformation) : 双曲線的な流れ (変形域)

の3パターンに分類し、その後衛星画像で観測された特徴などについて順次答えていくものである。

それぞれの上層パターンにおける決定ツリーを図3-1-37~42に示す。次にこれらをいくつかの事例に適用する。

なお、次項の各事例で使用するRSMは、高層実況に比して格子間隔が小さいため、特に収束などの極値は大きく表現される可能性がある。前述したように、表3-1-2は高層実況を使用して作成されているため、RSMで計算された収束などの値をこの表に当てはめる際には注意が必要である。

表3-1-2 CATの強度と収束 (CONV) 及び気温傾度 (DELTA-T) の対応表 (Ellrod, 1985)

CONV (注1)	DELTA-T (注2)	CAT
Strong	Large	M-S
Strong	Small	MOGR
Moderate	Large	MOGR
Moderate	Small	L-M
Weak	Large	L-M
Weak	Small	NSG

- (注1) Strong : $60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以上 (約50kt/4° lat以上の風速の減速に対応)
- Moderate : $40 \sim 60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ (約35~50kt/4° latの風速の減速に対応)
- Weak : $40 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 未満
- (注2) Large : $4^\circ\text{C}/3^\circ \text{ lat}$ 以上 Small : $4^\circ\text{C}/3^\circ \text{ lat}$ 未満

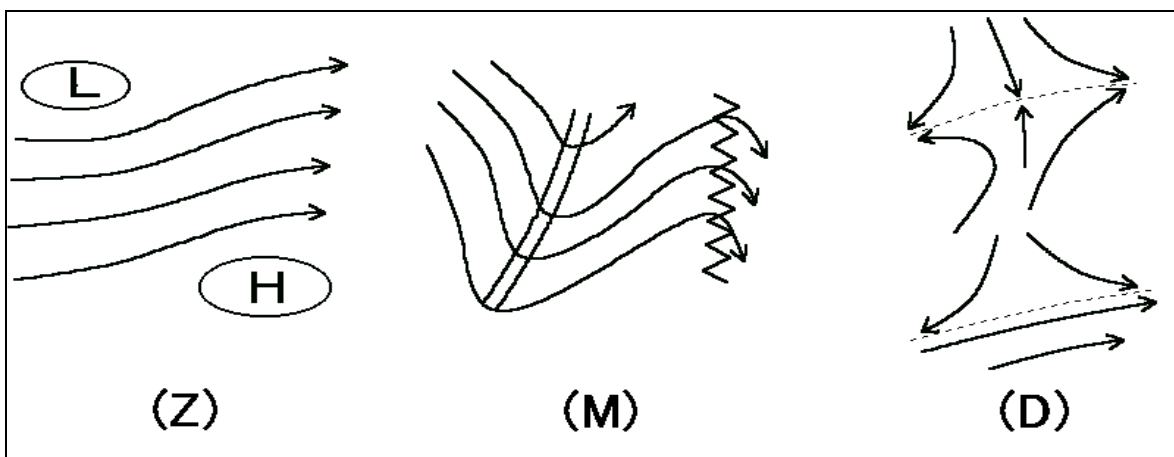


図3-1-36 上層パターンによる総観場の分類

- Z (Zonal) : まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ
- M (Meridional) : 鋭く湾曲した流れ
- D (Deformation) : 双曲線的な流れ (変形域)
- 矢印 : Z、Mでは流線、Dでは系に相対的な流線
- 二重線 : 上層トラフ
- ギザギザ線 : 上層リッジ
- 破線 : 伸長軸
- L : 低気圧
- H : 高気圧

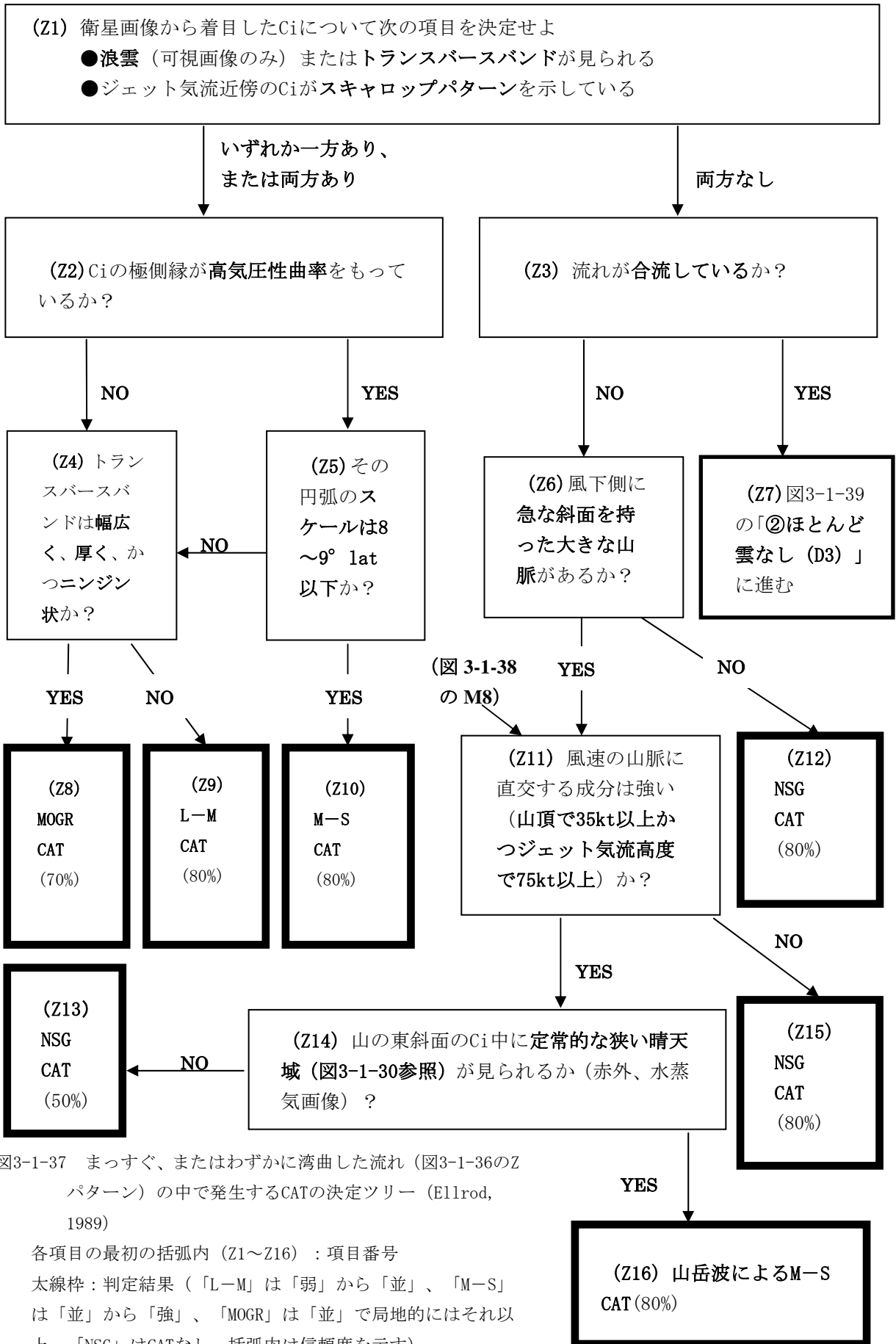


図3-1-37 まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ（図3-1-36のZパターン）の中で発生するCATの決定ツリー（Ellrod, 1989）

各項目の最初の括弧内（Z1~Z16）：項目番号
 太線枠：判定結果（「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す）

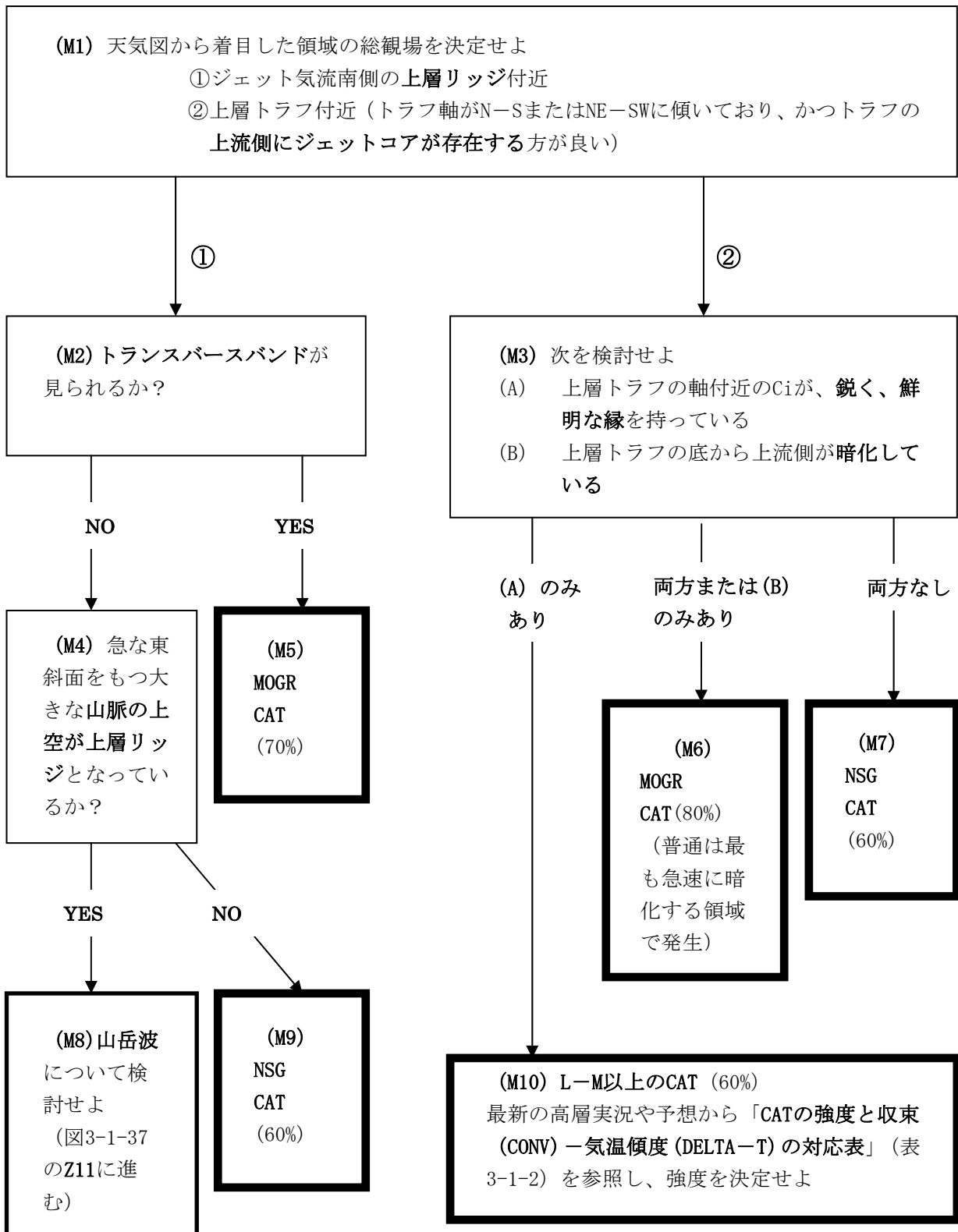


図3-1-38 鋭く湾曲した流れ(図3-1-36のMパターン)の中で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)
 各項目の最初の括弧内(M1~M10) : 項目番号
 太線枠 : 判定結果(「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

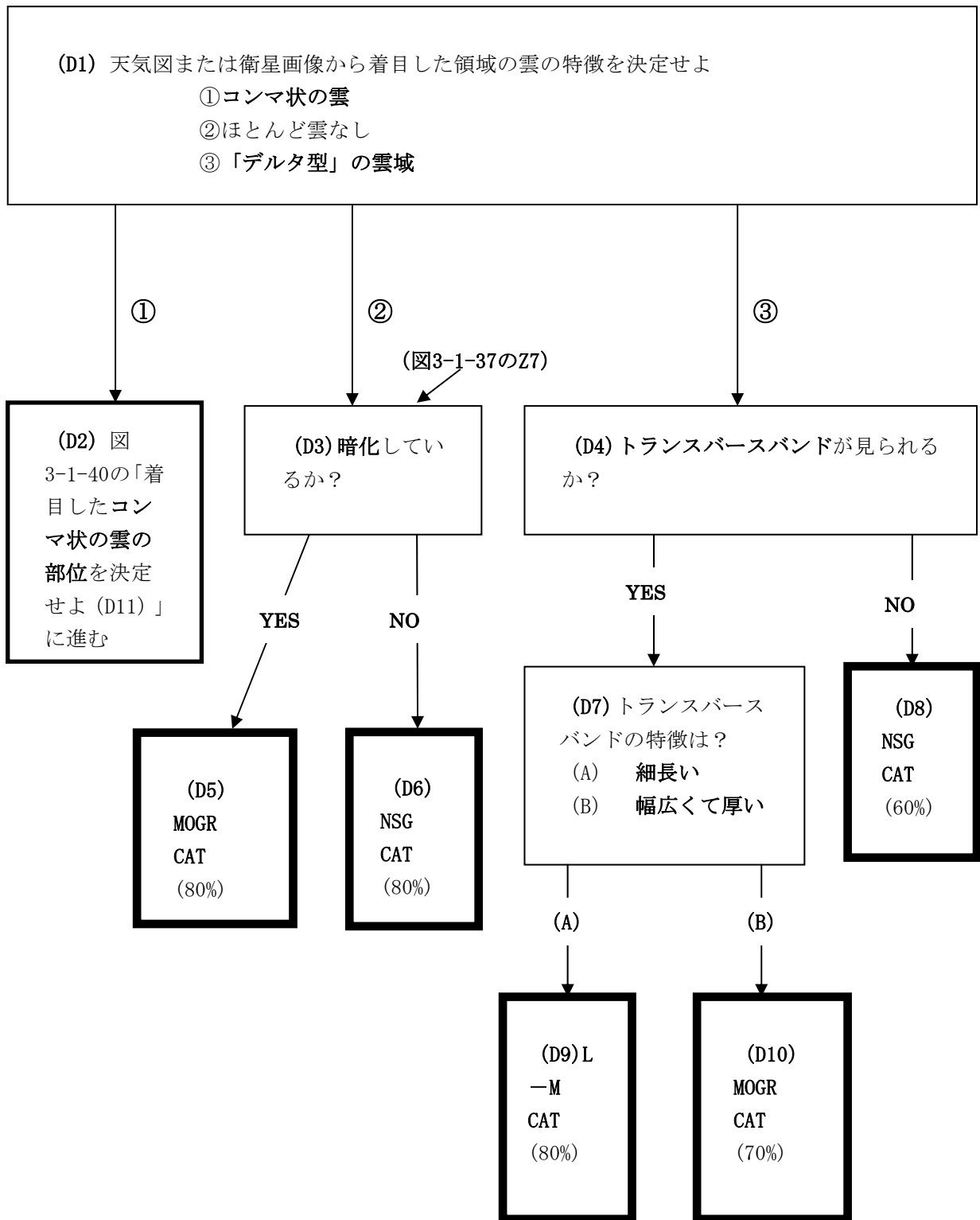


図3-1-39 双曲線的な流れ (図3-1-36のDパターン) の中で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)
 各項目の最初の括弧内 (D1~D10) : 項目番号
 太線枠 : 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、 「M-S」は「並」から「強」、 「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、 「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(D2) から

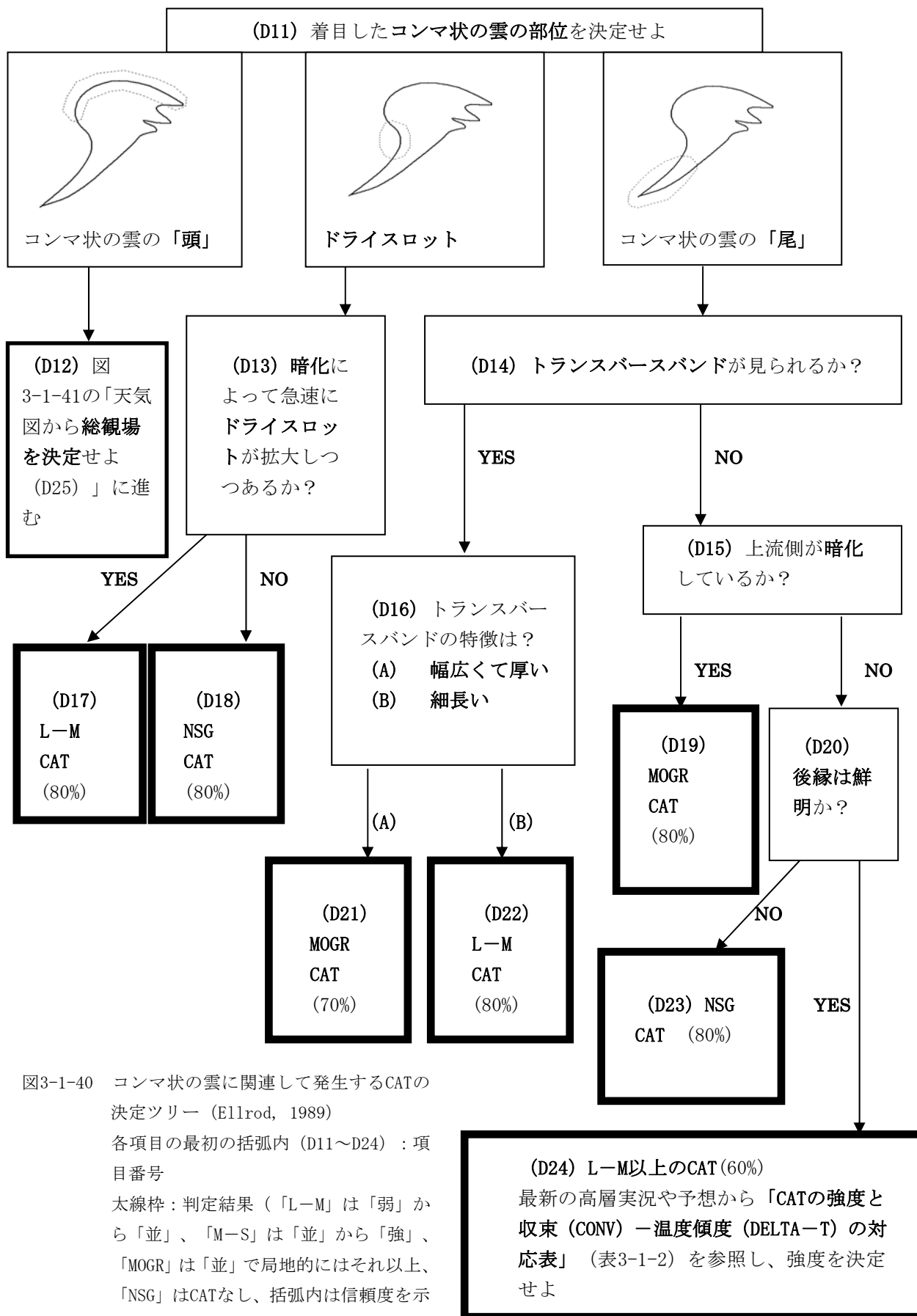


図3-1-40 コマ状の雲に関連して発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)

各項目の最初の括弧内 (D11~D24) : 項目番号

太線枠 : 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(D12) から

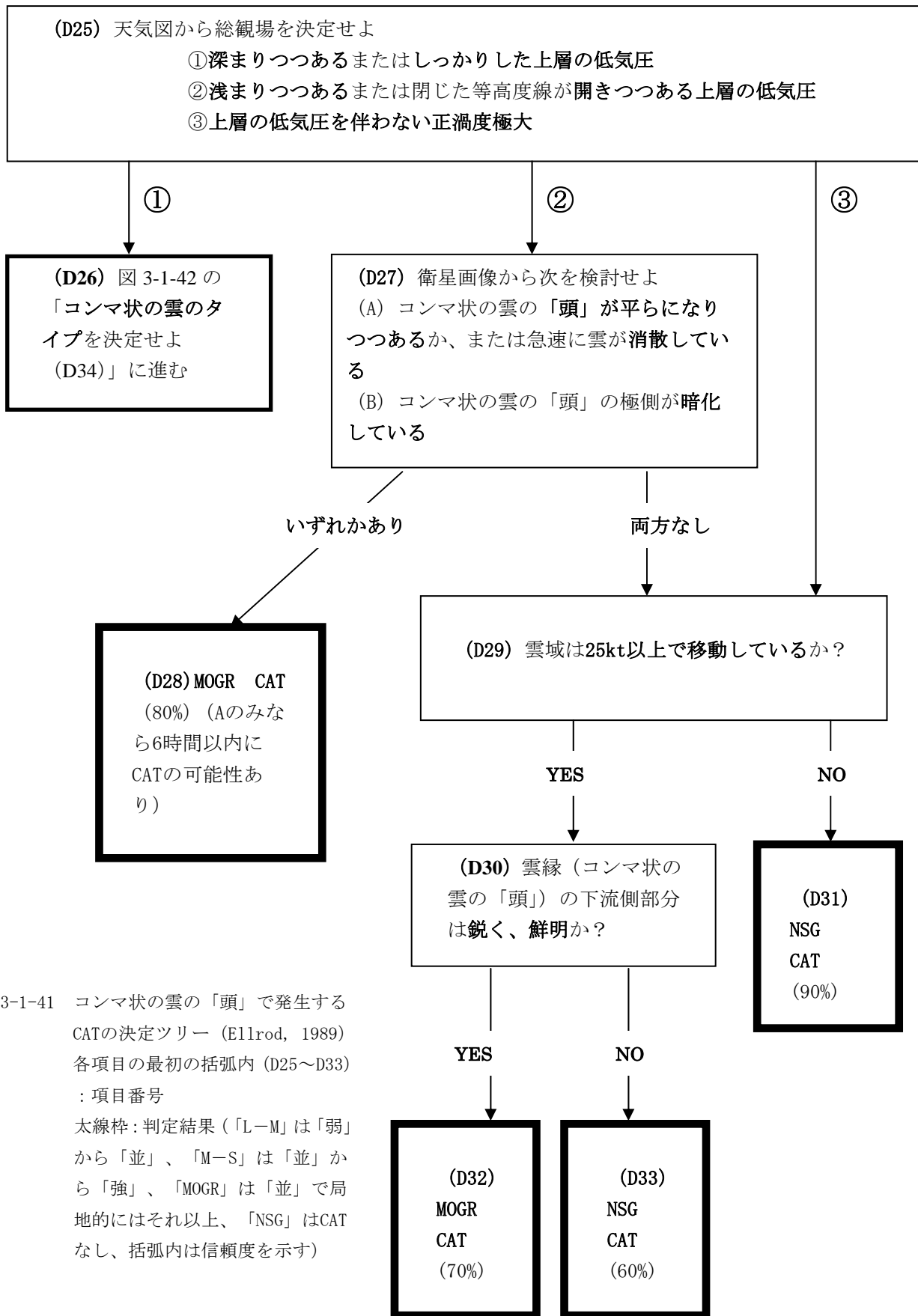
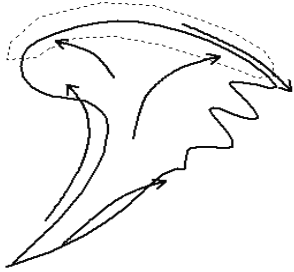


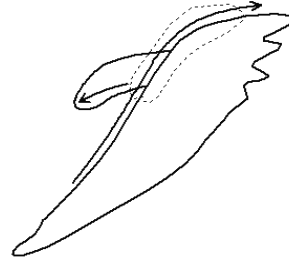
図3-1-41 コンマ状の雲の「頭」で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)
各項目の最初の括弧内 (D25~D33)
: 項目番号
太線枠: 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、 「M-S」は「並」から「強」、 「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、 「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(D26) から

(D34) コンマ状の雲のタイプを決定せよ



フルコンマ型 (点線内: CAT域、矢印: 流線)



シヤー型 (点線内: CAT域、矢印: 流線)

- (D35) 衛星画像から次を検討せよ
- (A) 雲縁が時間とともに**明瞭、鋭く**なっている
 - (B) 雲縁付近に**トランスバースバンド**または**浪雲**がある
 - (C) 晴天域に向かって**速く (25kt以上)**移動している

一つ以上あり

一つもなし

(D37) MOGR CAT
(二つ以上該当は
90%、その他は
70%)

(D38)
NSG
CAT
(80%)

- (D36) 流れが交差する付近から下流側の上層リッジのすぐ東側まで (上図の点線内) でMOGR CATの可能性あり
次に示す指標のいずれかが参考となる
- (A) ジェット気流近傍に**トランスバースバンド**または**浪雲**がある (80%)
 - (B) ジェット気流対応の雲縁の極側が**暗化**している (80%)
 - (C) Ciストリークが**鋭い高気圧性曲率**をもっている (80%)

図3-1-42 タイプ別(フルコンマ、シヤー型)のコンマ状の雲の「頭」で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)
各項目の最初の括弧内 (D34~D38) : 項目番号
太線枠: 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、 「M-S」は「並」から「強」、 「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、 「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(3) 決定ツリーの事例への適用

ここでは前項で示した決定ツリーを4事例に適用した結果を示す。

なお、各事例の総観場の説明の中で、300hPa天気図上に示したジェット気流は「300hPaのジェット気流」（P14のコラム参照）である。

また、画像上のCAT記号は「弱」～「並」を \wedge ～ \wedge 、「並」を \wedge 、「並」～「強」を \wedge ～ \wedge 、「強」を \wedge で示し、撮像時刻（正時の約20分前）から±30分以内の報告のみを表示した。併せてその右上に高度（FL）、右下に時刻（UTC）を表示した。

事例1 急速に明瞭化したトランスバースバンド付近で多発したCAT

① 概要

1998年12月7～8日にかけて、日本付近でジェット気流が合流するにつれ、日本の南にあったCi域が北上しながら急速に雲域を拡大し、西日本から東日本を覆った。このとき雲域中にトランスバースバンドが現れ、その近傍で多数のCATが報告された。

② 総観場

7日00UTCの300hPa天気図（図3-1-43左）では、3本のジェット気流J1、J2、J3と深い上層トラフTが解析できる。Tは深まりながら東進し、次第にJ1とJ2が合流した。

8日00UTCの300hPa天気図（図3-1-43右）では、Tが日本海北部まで進み、日本付近はJ1とJ2の合流場となっている。このうち西日本は風速の加速場

であり、またJ1の非地衡風成分が大きくなっている。

③ 画像上の特徴

図3-1-44は上から7日00UTC、12UTC、8日02UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

(a) 水蒸気画像

- ・ 日本の南のJ1対応のバウンダリーB1が、次第に高気圧性曲率を増しながら北上、明瞭化している。
- ・ 極側に暗化域を持つJ2対応のバウンダリーB2が、7日12UTCには日本海から西日本に南下している。B2は8日02UTCにかけてB1と併合し不明瞭化している。

(b) 赤外画像

- ・ Ci主体の雲域Cが拡大しながら北上し、次第に西日本から東日本を覆っている。7日12UTC以降はC中にトランスバースバンドが見られる。

④ CATの状況とCAT域の着目点

7日に日本の南で12件、8日に九州・四国から本州南岸で「強」1件を含む19件のCATが報告された。以下、CAT域の着目点を述べる。

（総観場）ジェット気流J1とジェット気流J2が合流し、風速の加速場を形成する。J1の非地衡風成分が大きい。

（水蒸気画像）極側に暗化域を持つバウンダリーB2が、バウンダリーB1と併合する。

（赤外画像）雲域C中にトランスバースバンドが見られる。

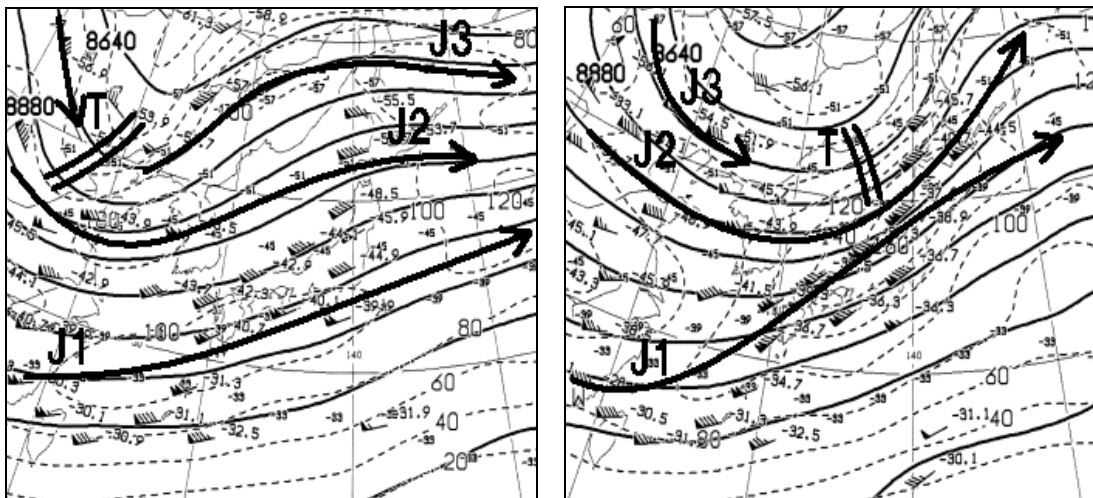


図3-1-43 1998年12月7日00UTC（左）と同8日00UTC（右）の300hPa天気図
矢印J1、J2、J3：ジェット気流 二重線T：上層トラフ

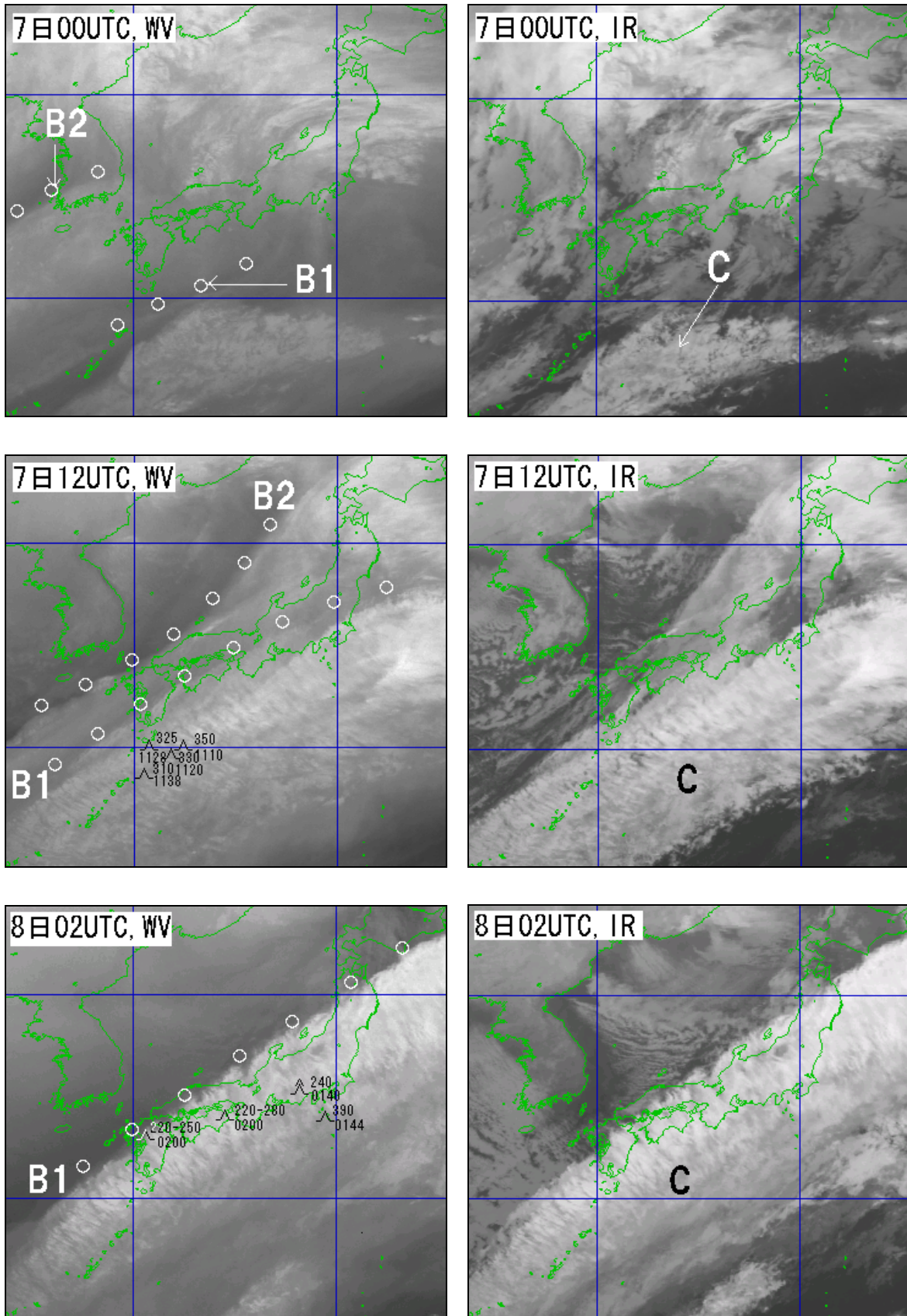


図3-1-44 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から1998年12月7日00UTC、7日12UTC、8日02UTC）
 ○印B1、B2：バウンダリー C：Ci主体の雲域 CAT記号は水蒸気画像のみに表示した。

(Ellrodの分類：図3-1-6) タイプ5「トランスバースバンド」に対応する。

(上層パターン：図3-1-36) まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ (Zパターン) とする。

なお、図3-1-44 (左中、左下) で見られるB1は、図3-1-18のタイプ I-Hに対応する。

⑤ 決定ツリーによる判定

【7日00UTC (図3-1-44上)】

日本の南の雲域Cに着目する。CはCiバルジとなっている。C中には浪雲やトランスバースバンド、スキャロップパターンは見られない。また、水蒸気画像ではジェット気流の合流は見られない。決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始すると

Z1「Ci中には浪雲やトランスバースバンドは見られず、またCiの極側縁はスキャロップパターンを示していない」→Z3「流れは合流していない」→Z6「風下側に急な斜面を持った大きな山脈はない」→Z12「NSG CAT (80%)」

となる。

この領域からのCATの報告はなかった。

総観場 (図3-1-43左) でも、ジェット気流の合流は見られず、また風速の加速・減速の程度も小さくCATは考えにくい。

【7日12UTC (図3-1-44中)】

雲域を拡大している日本の南のCに着目する。C中にはトランスバースバンドが現れている。Cの雲

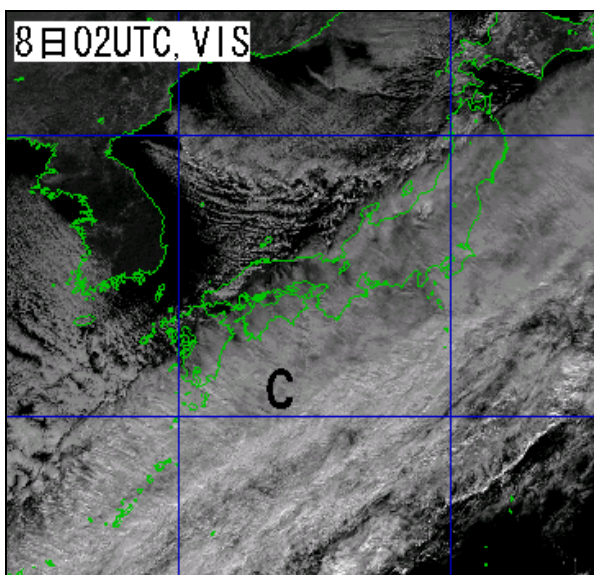


図3-1-45 1998年12月8日02UTCの可視画像

C: Ci主体の雲域

頂高度 (TBBを高層実況から換算した高度) は九州の南でFL320~370である。決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始すると

Z1「トランスバースバンドが見られる」→Z2「Ciの極側縁が高気圧性曲率を持っている」→Z5「その円弧のスケールが8~9° lat以上である」→Z4「トランスバースバンドは幅広く、厚く、かつエンジン状である」→Z8「MOGR CAT (70%)」

となる。

CATの報告は、トランスバースバンドが明瞭化し始めた7日08UTC頃から入り始め、夜半にかけて12件に達した。高度はFL310~350で雲頂高度にほぼ一致する。総観場で述べたようにJ1とJ2が合流し始めていることからCATは発生しやすくなったと推測できる。

【8日02UTC (図3-1-44下)】

さらに雲域を極側に拡大し、トランスバースバンドの厚みが増した本州南岸のCに着目する。このトランスバースバンドは形状と雲頂高度からCbのようにも見えるが、同時刻の可視画像 (図3-1-45) では日本付近が透けており、また、個々の雲の移動速度が速いことからCiと判断される。

なお、トランスバースバンドはこの頃をピークに次第に不明瞭化し、15UTCにはほぼ消散した。

7日12UTCと同様、決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始するとZ8「MOGR CAT (70%)」となる。

09UTC以降はトランスバースバンドが不明瞭化し、Z9「L-M CAT (80%)」となる。

CATは12UTCにかけて、FL330~390で12件、FL200~280で「強」1件を含む7件のCATが報告された。総観場 (図3-1-43右) でも述べたように西日本から東日本はJ1とJ2の合流場が持続しており、CATが発生しやすい状況である。

図3-1-46は8日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図である。00UTC前後には東経140度付近で2件 (FL390とFL240) のCATが報告された)。図に陰影部で示した雲域Cは、RSMを利用してTBBから求めた雲頂高度と、エマグラムの湿数から推定した雲底高度により決定した。FL390のCATはC上方の圏界面付近 (a) で発生している。FL240のCATはCの中 (b) で発生しており、雲中乱気流の可能性もある。

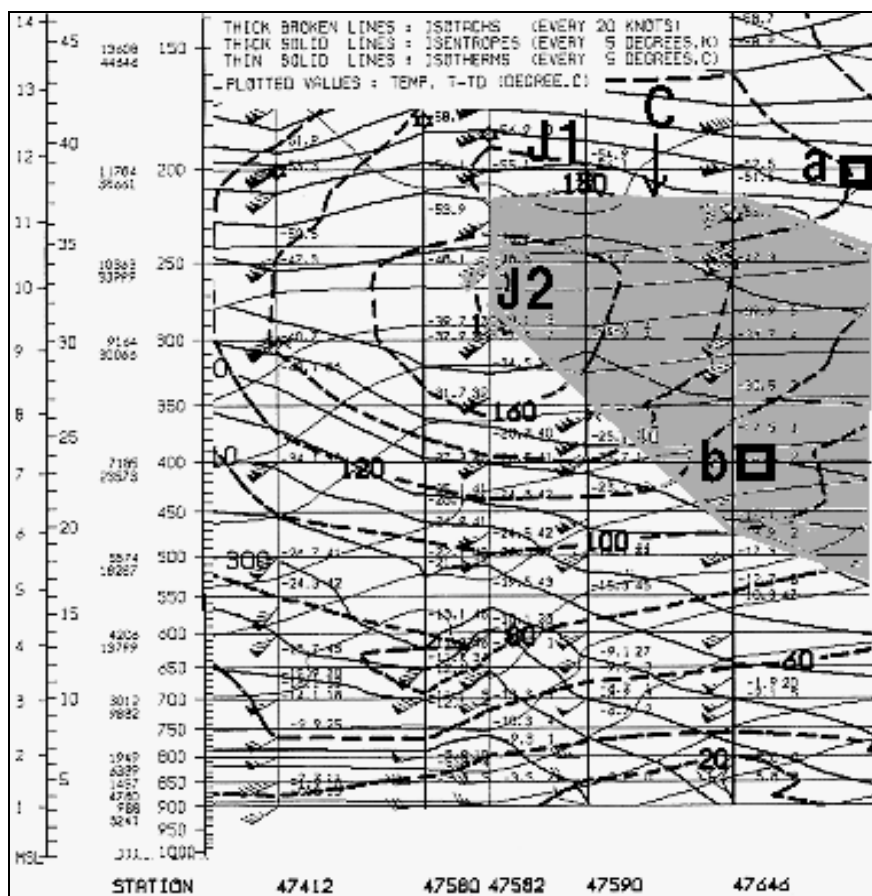


図3-1-46 1998年12月8日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図

破線：等風速線 (kt) 太実線：等温位線 (K) 細実線：等温線 (°C)
 J1、J2：ジェット気流 陰影部：TBBとエマグラムから決定した雲域C
 四角a、b：CAT域

事例2 深い上層トラフ周辺でのCAT

① 概要

2000年3月29日、深い上層トラフが本州付近を通過した。これにより、日本の南と中部地方で「並」～「強」以上2件を含む9件のCATが報告された。

② 総観場

29日00UTCの300hPa天気図（図3-1-47左）では、2本のジェット気流J1、J2と深い上層トラフT2が解析できる。T2が12UTC（図3-1-47右）にかけて深まりながら日本の南に進むとともに、次第にJ1とJ2が合流した。J1は非地衡風成分を増している。

また、12UTC（図3-1-47右）には、風向のシャワーから上層トラフT3が解析できる。

③ 画像上の特徴

図3-1-48は上から29日00UTC、06UTC、11UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

(a) 水蒸気画像

- 日本付近にはジェット気流J1対応のバウンダリーB1と、ジェット気流J2対応のバウンダリーB2が見られる。00～06UTCにかけてB2がB1に併合されるとともに、B1の極側が暗化し始め、この暗化は11UTCにかけて続いている。
- 上層トラフT2（500hPaで正渦度極大：図略）対応の上層渦V2が、00～06UTCにかけて対馬海峡から日本の南に進んでいる。同時にその南西側の暗域DAが、東シナ海北部から日本の南に達している。V2は06UTC頃に最も明瞭化し、また、DAは06UTC前後まで暗化しており、この頃がT2の深まりのピークであったことを示唆している。
- 00UTCには、日本海中部に寒冷低気圧対応の上層渦V3が見られ、その西側には明域BAが広がっている。BAは、V3の直下で発達したじょう乱に

伴う上昇流により形成された湿り域を示している。BAはV3を回るように南下し、11UTCには中部地方から近畿地方に達している。

(b) 赤外画像

- 00UTCには、沖縄の南にトランスバースラインEが見られ、11UTCにかけて厚みを増しながら日本の南まで伸びている。
- 九州の南から四国沖にかけては、寒気に伴う対流雲域Aが見られるものの発達はしておらず、上層は晴天域である。
- 11UTCに、上層トラフT3が本州中部の山岳部を通過する際、その上空でスケールの小さい濃密な列状のCi域Cが発生している。
- V3直下の下層渦Lはゆっくり東進し、11UTCにはその南側のCgを含む対流雲域が東北地方の日本海側から佐渡付近にかかる。また、後面の日本海には寒気に伴う対流雲域が見られる。

④ CATの状況とCAT域の着目点

図3-1-49は3月29日のCATの状況(左)とCAT域の模式図(右)である。CAT域は雲パターン及び水蒸気パターンから三つの領域Ⅰ、Ⅱ及びⅢに分類される。以下、各領域の着目点を述べる。なお、(a)は総観場、(b)は水蒸気画像、(c)は赤外画像、(d)はEllrodの分類(図3-1-6)、(e)は上層パターン(図3-1-36)を示す。

領域Ⅰ

09UTC頃に1件のCATが報告された。

- (a) ジェット気流J1とジェット気流J2が合流し、風速の加速場を形成する。J1の非地衡風成分

が大きい。

- (b) バウンダリーB1の極側が暗化している。
- (c) トランスバースラインEが見られる。
- (d) タイプ5「トランスバースバンド」に対応する。
- (e) まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ(Zパターン)とする。

領域Ⅱ

01~08UTCにかけて5件のCATが報告された。

- (a) 深まりつつある上層トラフT2の底から後面である。
- (b) T2対応の上層渦V2が見られ、その南西側の暗域DAが暗化している。
- (c) 寒気に伴う対流雲域Aが見られる。
- (d) タイプ3「渦度極大域の南縁」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ(Mパターン)とする。

領域Ⅲ

09~14UTCにかけて「並」~「強」以上2件を含む3件のCATが報告された。

- (a) 上層トラフT3付近である。
- (b) 上層渦V3が見られる。
- (c) 本州中部の山岳部上空に濃密な列状のCi域Cが見られる。
- (d) タイプ3「渦度極大域の南縁」に対応する(新潟付近のCATのみ)。
- (e) 鋭く湾曲した流れ(Mパターン)とする。

なお、図3-1-48(左中、左下)で見られるB1は、図3-1-18のタイプI-Lに対応しており、領域Ⅰ、Ⅱに関連している。

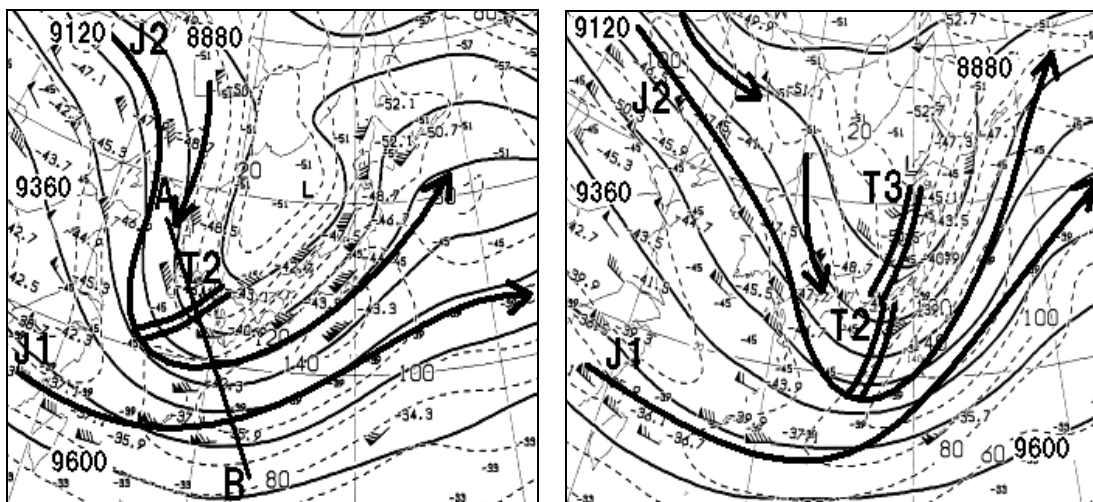


図3-1-47 2000年3月29日の300hPa天気図(左:00UTC 右:12UTC)

矢印J1、J2: ジェット気流 二重線T2、T3: 上層トラフ

A-B: 図3-1-50の断面位置

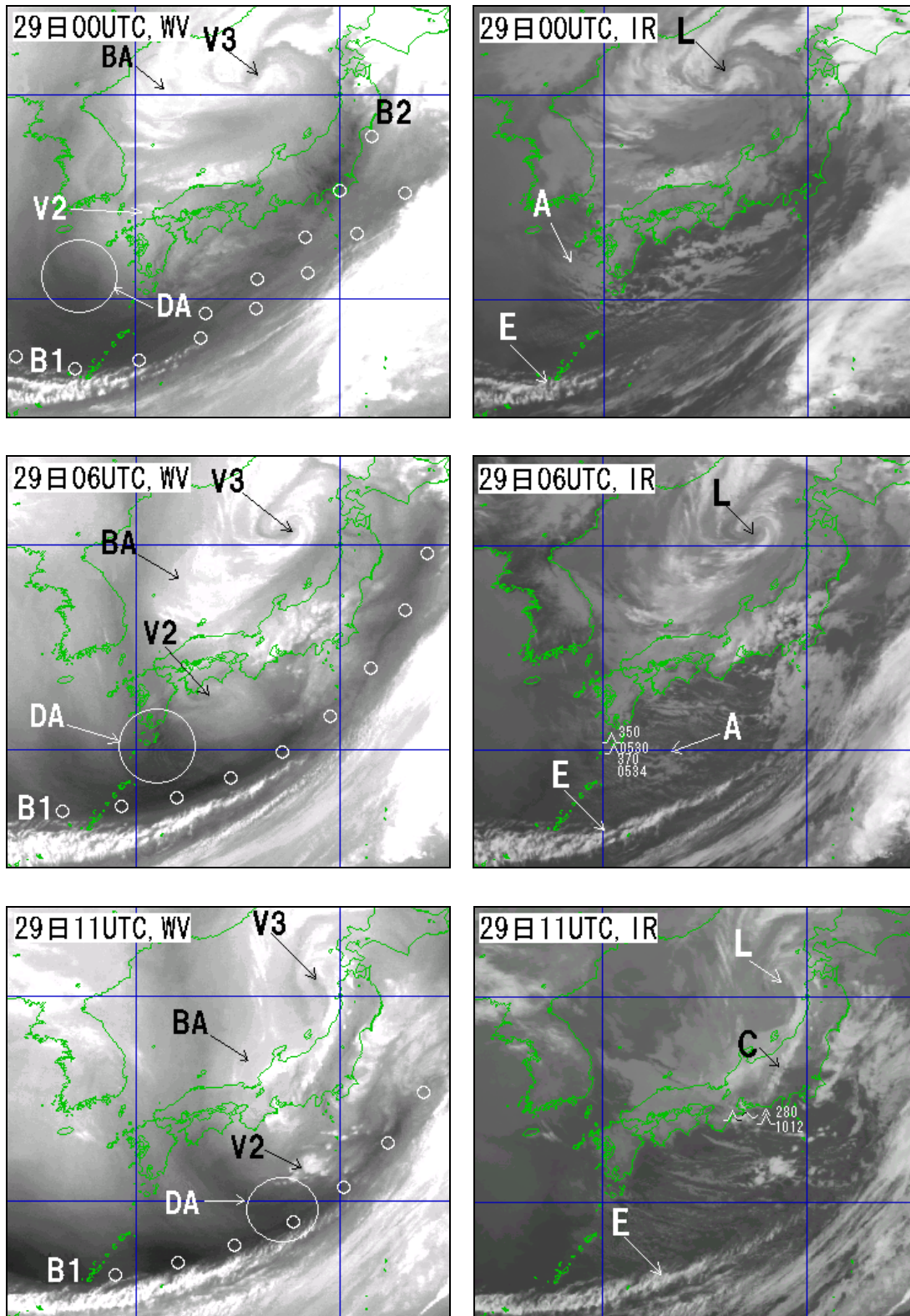


図3-1-48 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から2000年3月29日00UTC、06UTC、11UTC）
 ○印B1、B2：バウンダリー V2、V3：上層渦 DA：暗域 BA：明域
 L：V3直下の下層渦 C：Ci域 E：トランスパースライン
 A：寒気に伴う対流雲域 CAT記号は赤外画像にのみ表示した。

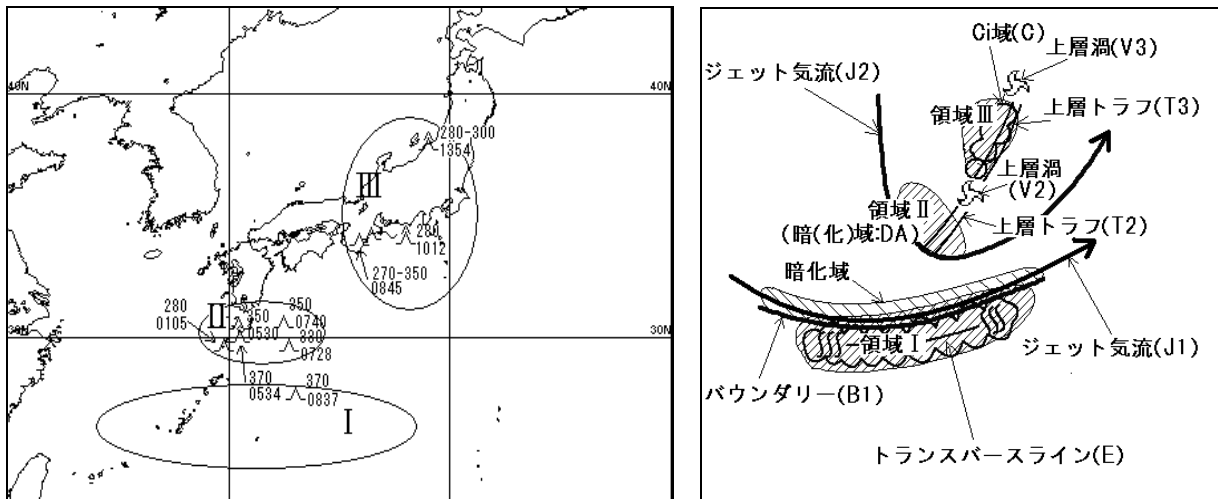


図3-1-49 2000年3月29日のCATの状況（左）とCAT域の模式図（右）

雲パターン及び水蒸気パターンからCAT域を3領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類した。
CAT印の右上は高度（FL）、右下は時刻（UTC）を示す。

⑤ 決定ツリーによる判定

【29日00UTC（図3-1-48上）】

領域Ⅰ

トランスバースラインEに着目する。決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始するとZ1「トランスバースバンドが見られる」→Z2「Ci極側縁が高気圧性曲率を持っていない」→Z4「トランスバースバンドは幅が広く、厚く、ニンジン状である」→Z8「MOGR CAT (70%)」となる。

CATは報告されなかったが、総観場（図3-1-47左）では上層トラフT2の深まりとともにその前面でジェット気流J1とジェット気流J2が合流し始めており、今後CATの可能性が大きくなると考えられる。

領域Ⅱ

T2付近にはCiが見られないので、暗域DAに着目する。DAは暗化している。決定ツリーは図3-1-38を適用し、項目番号M1から開始すると

M1「上層トラフ付近（トラフ軸がNE-SWに傾いている）である」→M3「上層トラフの底から上流側が暗化している」→M6「MOGR CAT (80%)」

となる。

CATは0105UTCに九州の南海上のFL280で1件報告された。総観場（図3-1-47左）でもT2は深まりつつあり、CATの発生しやすい状況である。

【29日06UTC（図3-1-48中）】

領域Ⅰ

やや厚みを増しながら東へ伸びつつあるEに着目する。決定ツリーでは引き続きZ8「MOGR CAT (70%)」となる。CATは0837UTCに沖縄東海上のE近傍のFL370で1件報告された。

領域Ⅱ

引き続き暗化しているDAに着目する。決定ツリーは図3-1-38を適用し、項目番号M1から開始すると00UTCに引き続きM6「MOGR CAT (80%)」となる。CATは05～08UTCにかけて、九州の南海上から日本の南のFL330～370で4件報告された。

図3-1-50は29日06UTCのRSM鉛直断面図である。領域ⅠのCAT域(b)はJ1上方の圏界面付近であり、またEの雲頂の上方でもある。領域ⅡのCAT域(a)はJ2上方の圏界面付近である。

【29日11UTC（図3-1-48下）】

領域Ⅰ

引き続き明瞭なEが存在しており、決定ツリーではZ8「MOGR CAT (70%)」となる。CATは前述した0837UTCの1件のみであった。トランスバースラインはCATの指標として良く知られており、航空機がこの雲域の高度を避けた可能性もある。

領域Ⅱ

DAの暗化は終了している。図3-1-38の決定ツリーを適用するとM7「NSG CAT (60%)」となる。

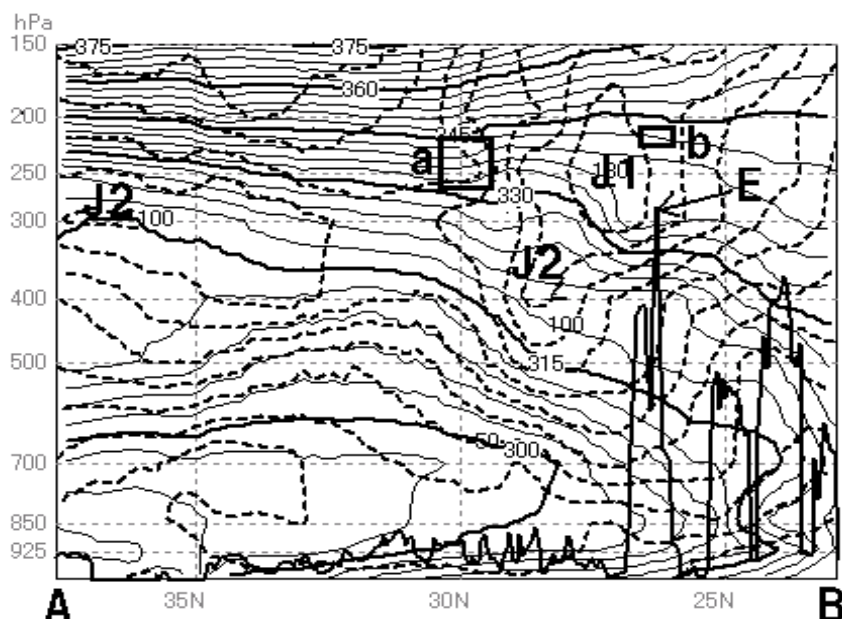


図3-1-50 3月29日06UTCのRSM鉛直断面図（図3-1-48左のA-Bに沿った断面）

細実線（5本毎に太実線）：相当温位（3K毎） 破線：等風速線（kt）
 太実線：TBB（hPa） J1、J2：ジェット気流 E：トランスバースライン対応のTBB極大
 四角a、b：CAT域

実況ではCATは報告されなかった。総観場（図3-1-47右）でもT2の深まりは終わり、CATのポテンシャルは小さくなっているといえる。

領域Ⅲ

T3付近には明瞭なCi域や暗化域が見られず、図3-1-38の決定ツリーを適用すると「NSG CAT（60%）」となる。しかし、T3通過の際、紀伊半島付近のFL270～350で「並」～「強」を含む2件、新潟付近のFL280～300で「強」1件のCATの報告があった。

ところで、11UTCに本州付近で興味深い雲が発生している。図3-1-48（右下）では、本州中部の山岳部上空でBAの先端部に沿ってCbと同じような外観を持つ列状の雲Cが見られる。この雲はレーダーではエコーが観測されないこと、また速度が速いことから濃密なCiと考えられる。Cは山岳部の東側に出て強まっており、山岳が影響している可能性がある。また、Cとは少し離れた紀伊半島上空でも同様なCi（Cに含める）が見られる。RSMを参考にするとCの雲頂高度は約FL250と推定され、Cが紀伊半島付近のCAT（FL280）と関連している可能性がある。

なお、新潟付近のCATは山岳部の風上側であり、またCはすでに東北地方太平洋側まで進んでいる

ことから山岳の影響は考えにくい。V3近傍であり局所的にVSが増大した可能性がある。

事例3 移動速度の異なる二つの雲域の間で発生したCAT

① 概要

1998年12月1日、移動の速い濃密な雲域が、それに比して遅い東側の雲域に次第に接近するとともに、これら2つの雲域の間で多数のCATが報告された。

② 総観場

1日00UTCの300hPa天気図（図3-1-51左）では、3本のジェット気流J1、J2、J3と上層トラフTが解析できる。このうちJ2は、ボツ海付近でJ3に合流して風速120kt以上のジェットコアを形成したあと分流し、非地衡風成分を持つ流れとなり、西日本に達している。Tの後面はJ2の減速場となっている。

12UTC（図3-1-51右）には、上記のジェットコアは風速を強めながら日本海へ進み、それに比して動きの遅いTに次第に接近している。T後面では風速の減速の程度が急速に増大している。

③ 画像上の特徴

図3-1-52は上から1日03UTC、11UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

(a) 水蒸気画像

- 日本の南から日本の東にかけて明瞭なバウンダリーが見られる。このうち北緯33度付近の変曲点より極側の高気圧性曲率の部分 (B1-Hと呼ぶ) はJ2に対応しているが、赤道側の低気圧性曲率の部分 (B1-Lと呼ぶ) はジェット気流に対応していない。B1-Lの極側には暗化域が見られ、その暗化域は11UTCにかけて北東側へ拡大している。画像を動画にして詳細に解析すると、N点を中心としてB1-Lに沿った逆向きの流れ (図3-1-52左上の矢印)、すなわち伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できる。変形域は300hPa天気図 (図3-1-51左) では不明瞭である。
- 日本海西部にJ2対応のバウンダリーB2が見られ、時間とともにB1に接近している。また、日本海から北日本にはJ3対応のバウンダリーB3が見られる。なお、J1は画像では不明である。

(b) 赤外画像

- 朝鮮半島から日本海西部には濃密なCi主体の雲域C2が見られ、約80ktで東進している。また、日本の東には厚い雲域C1が見られる。C1の東進速度は約30ktとC2に比して遅く、2つの雲域は急速に接近しつつある。
- 11UTCには、C2はその先端部が鋭さを増し、極側縁でCiストリークが明瞭化している。これはJ2の風速の強まりを示唆している (図3-1-51参照)。
- C1の後縁は鮮明である。

④ CATの状況とCAT域の着目点

図3-1-53は1998年12月1日のCATの状況 (左) とCAT域の模式図 (右) である。CAT域は雲パターン及び水蒸気パターンから三つの領域 I、II及びIIIに分類される。以下、各領域の着目点を述べる。なお、(a) は総観場、(b) は水蒸気画像、(c) は赤外画像、(d) はEllrodの分類 (図3-1-6)、(e) は上層パターン (図3-1-36) を示す。

領域 I

- 02~09UTCにかけて20件のCATが報告された。
- (a) 上層トラフTの後面であり、ジェット気流J2の減速場である。
- (b) バウンダリーB1-L極側で見られる暗化域の北西側である。
- (c) 雲域C1の「尾」の部分と雲域C2との間の晴天域で、C2のすぐ前面である。
- (d) タイプ8「北西流の変形域」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ (Mパターン) とする。

領域 II

- 09~15UTCにかけて「並」~「強」10件を含む35件のCATが報告された。
- (a) Tの後面であり、J2の減速場である。
- (b) B1-L極側で見られる暗化域の北西側である。
- (c) 後縁が鮮明なC1の「尾」の部分とC2との間の晴天域である。

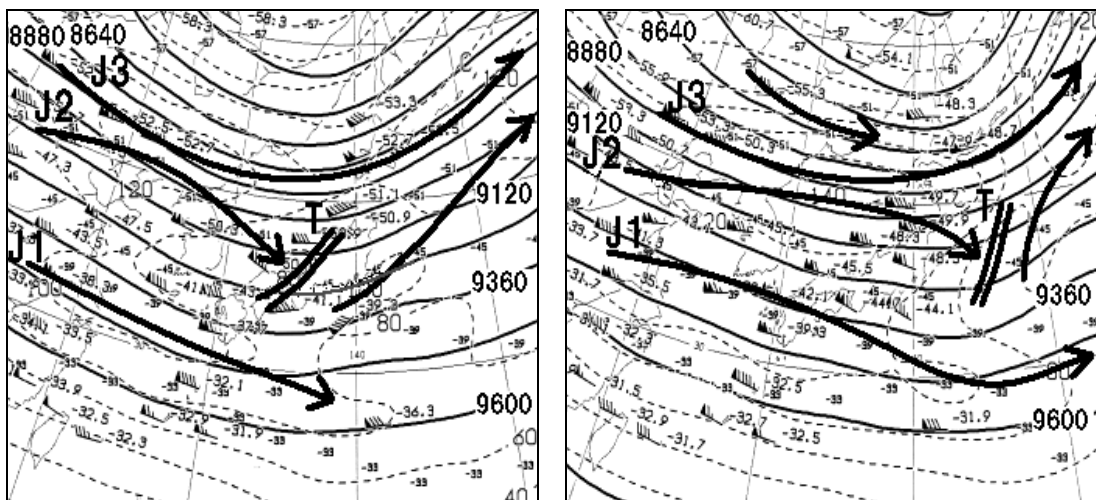


図3-1-51 1998年12月1日の300hPa天気図 (左: 00UTC 右: 12UTC)

矢印J1、J2、J3: ジェット気流 二重線T: 上層トラフ

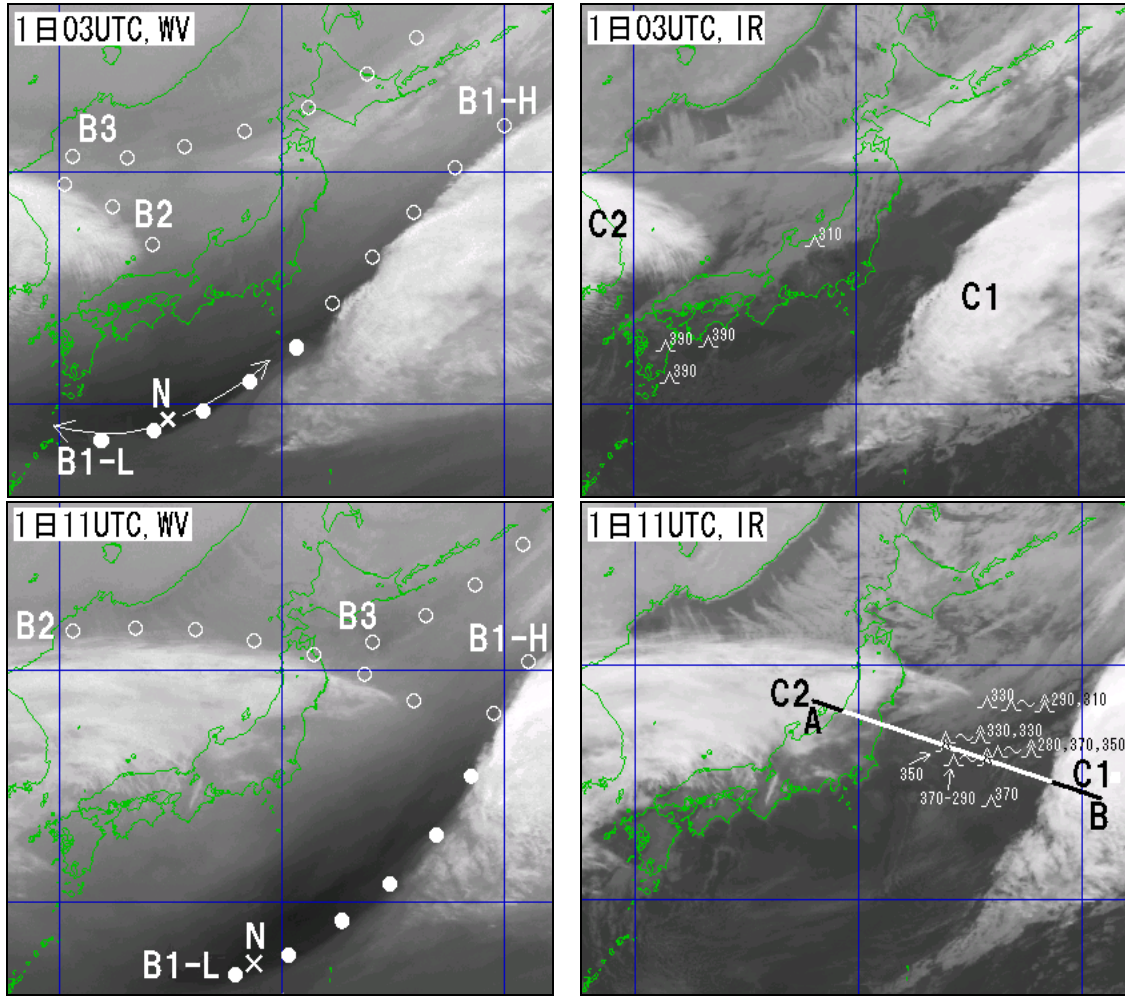


図3-1-52 1998年12月1日の水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から03、11UTC）

○印B1-H、B2、B3：バウンダリー ●印B1-L：バウンダリー C1、C2：雲域
 左上図の矢印：系に相対的な流れ（N点を中心として逆方向の流れが見られる）
 実線A-B：図3-1-54の断面位置 CAT記号は赤外画像にのみ表示.

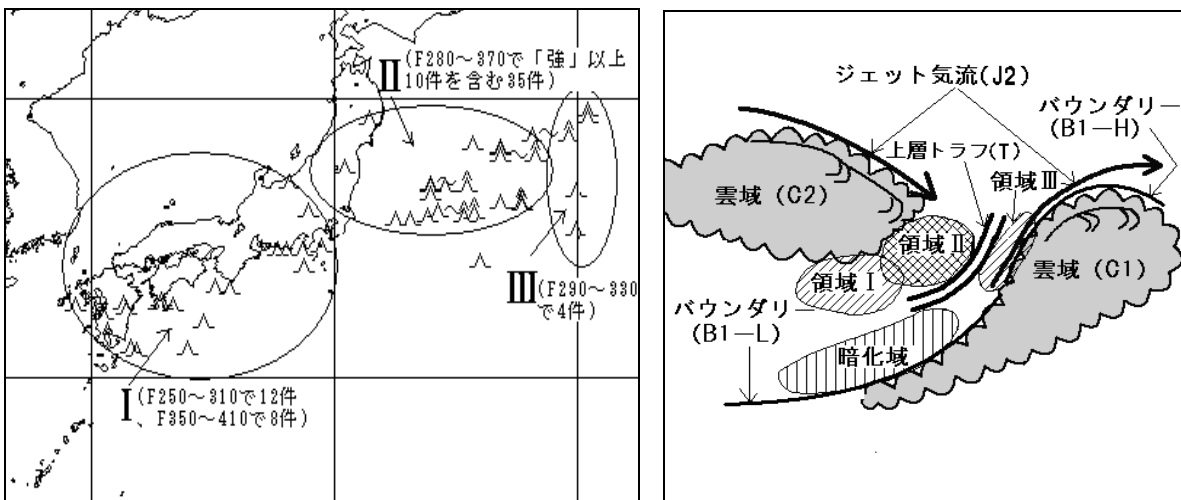


図3-1-53 1998年12月1日のCATの状況（左）とCAT域の模式図（右）

雲パターン・水蒸気パターンからCAT域を3領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類.

- (d) タイプ8「北西流の変形域」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ (Mパターン) とする。

領域Ⅲ

- 09～15UTCにかけて4件のCATが報告された。
- (a) Tの前面であり、J2の加速場である。
- (b) バウンダリーB1-Hが高気圧性曲率を増している。
- (c) 後縁が鮮明なC1の極側縁近傍である。
- (d) タイプ4「コンマ状の雲の尾」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ (Mパターン) とする。

なお、図3-1-52(左)で見られるB1-Lは図3-1-18のタイプⅡ-Lに対応しており、領域ⅠとⅡに関連している。また、B1-HはタイプⅠ-Hに対応しており、領域Ⅲに関連している。

⑤ 決定ツリーによる判定

【1日03UTC (図3-1-52上)】

領域Ⅰ

上層トラフTに着目し、図3-1-38の決定ツリーを適用、M1から開始すると、

- M1「上層トラフ付近 (トラフ軸がN-Sに傾いており、上流側にジェットコアを持っている) である」
- M2「上層トラフ付近にはCiはなく、暗化域も見られない」
- M7「NSG CAT (60%)」

となる。

CATは09UTCにかけてFL250～310で12件、FL350～410で8件報告された。これらのCATは、北西流の減速場である暗化域の上流で報告されており、このツリーでは判定できなかった。

このCAT域は、図3-1-18のタイプⅡ-Lの典型例であり、図3-1-22 (左上) で示したモデル図のCAT域に対応する。

なお、RSM鉛直断面図 (図略) では、CAT域はジェット気流J2下方の転移層付近と上方の圏界面付近であった。

【1日11UTC (図3-1-52下)】

領域Ⅱ

Tのすぐ前面に見られる鮮明な後縁を持つC1に着目し、図3-1-38の決定ツリーを適用、M1から開始すると、

- M1「上層トラフ付近 (トラフ軸がN-Sに傾いており、上流側にジェットコアを持っている) である」
- M2「上層トラフ付近のCiは鮮明な縁を持っているが、上層トラフの底から上流側は暗化していない」
- M10「L-M CAT以上 (60%) で表3-1-2を検討」

となる。

図3-1-54は、図3-1-52 (右下) のA-Bに沿ったRSMの鉛直断面図である。断面図のAから東経145

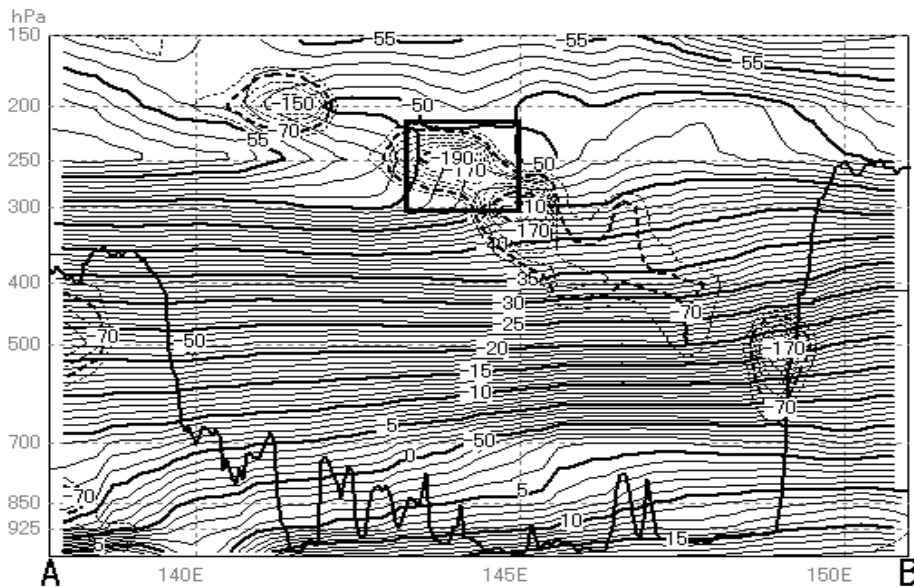


図3-1-54 1998年12月1日12UTCのRSM鉛直断面図 (図3-1-52右下のA-Bに沿った断面)

太実線：TBB 細実線：気温 (°C) で1°C毎、5°C毎に太線で表示
 破線：発散 (×10⁻⁶sec⁻²) で-40以下 (収束) を、20毎に表示
 四角：「並」～「強」以上のCAT域

度までは400～250hPaの風向にほぼ沿った断面であり、その間ではA-B方向の気温傾度が風向に沿った気温傾度となる。図では東経143～144度の300～230hPaにかけて、強い収束（ $-60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以下）及び風向に沿った大きな気温傾度（ $4^\circ\text{C}/3^\circ \text{lat}$ 以上）が見られる。これらの結果と表3-1-2を対比させると、ここは水平収束「Strong」、気温傾度「Large」で強度判定は「M-S CAT (60%)」となる。

CATの報告は08UTC頃から入り始め、09～11UTCにかけてFL280～370で「並」～「強」以上10件を含む35件が集中した。

領域Ⅲ

鮮明なC1の後縁に着目し、図3-1-38の決定ツリーを適用、項目番号M1から開始すると、領域Ⅱと同様にM10「L-M CAT以上 (60%) で表3-1-2を検討」となる。図には示さないが、C1の後縁に沿ったFL300付近に強い収束（ $-60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以下）が見られた。しかし、気温傾度はほとんどなく、これらの結果と表3-1-2を対比させると、ここは水平収束「Strong」、気温傾度「Weak」で強度判定は「MOGR CAT (60%)」となる。

CATはFL290～330で4件報告された。

ところで1日20UTC頃、日本の東のC1とC2の間で

興味深い雲がみられ、その周辺のFL330で「並」～「強」のCATが発生した。図3-1-55は1日20UTCの赤外面像（左）と、同21UTCの水蒸気画像にRSM250hPaの等風速線と発散の等値線を重ね合わせたもの（右）である。

赤外面像ではC1とC2が更に接近するとともに、南北に伸びるスケールの小さい線状のCi域C3が発生した。C3は寿命約3時間、長さ約200km、幅20～30km、移動速度約60kt（C1より速く、C2より遅い）である。なお、TBBをRSMの気温から変換した雲頂高度は320hPa（FL290）であった。ただし、雲域が濃密でない場合には、計算される雲頂高度は実際より低く計算される。この雲の場合も雲頂高度はもっと高い可能性がある。

水蒸気画像ではB1-Hはさらに高気圧性曲率を増している。RSMでは、C3は250hPaの強風核の風下側の急減速域にあたり、収束域の極大付近前面の上昇流域に対応していた。

このようにCATの発生しやすい総観場で、ここで示したC3や「事例2」で述べたCbの外観をもつCi（図3-1-48右下の雲域C）のようなスケールの小さいCiの発生が「並」～「強」以上のCATの指標となる可能性がある。

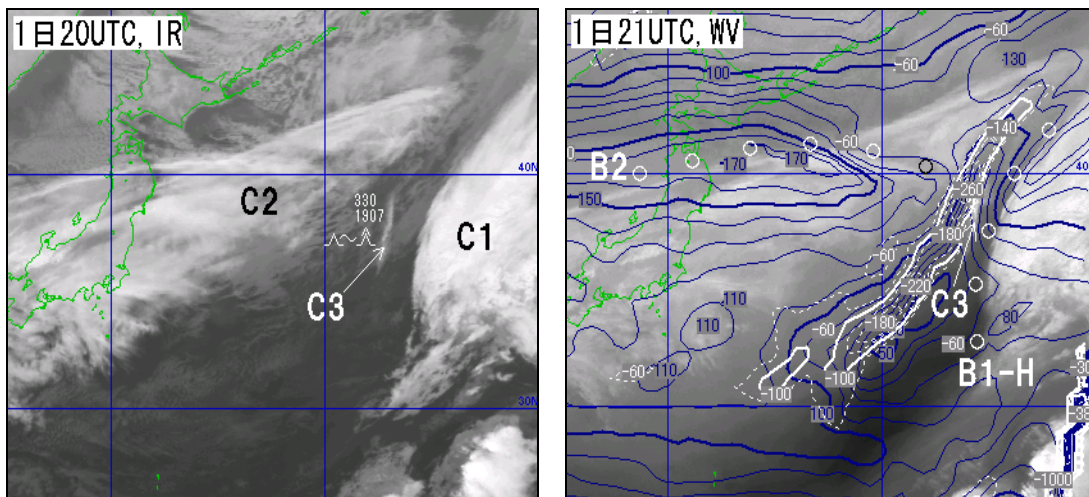


図3-1-55 1998年12月1日20UTCの赤外面像（左）と同21UTCの水蒸気画像にRSM250hPaの等風速線と発散の等値線を重ね合わせたもの（右）

C1、C2：雲域 C3：メソスケールのCi域 ○印B1-H、B2：バウンダリー
等風速線は10kt毎に、発散（ $\times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ ）は-60以下（収束）を40毎に表示。
CAT記号は赤外面像にのみ表示した。

事例4 発達中の低気圧に伴うコンマ状の雲周辺で発生したCAT

① 概要

1999年4月22日～23日にかけて、東シナ海から日本の南に停滞していた前線性の雲バンドに、正高度極大に伴うコンマ状の雲が併合・発達し、低気圧対応のコンマ状の雲となった。この雲の周辺で「並」～「強」3件を含む19件のCATが報告された。

② 総観場

図3-1-56は22日00UTC～23日12UTCの12時間毎の300hPa天気図である。

- ・ 22日00UTC (図3-1-56左上) では、日本の南岸にジェット気流J1が見られ、大陸東岸には上層

トラフT2が解析できる。また、ジェット気流J2が解析できるが、日本付近では不明瞭である。23日00UTC (図3-1-56左下) にかけてT2が深まるとともに、日本付近でもJ2が明瞭化している。また500hPa天気図 (図略) ではこの時刻以降低気圧が解析されている。

- ・ 23日00UTC (図3-1-56左下) にはジェット気流J3が新たに明瞭化し、J2との間で合流場を形成している。23日12UTC (図3-1-56右下) には、この合流場に対応して黄海で風速80ktのジェットコアが形成されている。T2の後面はJ2とJ3の分流場であり、このジェットコア前面の減速場となっている。

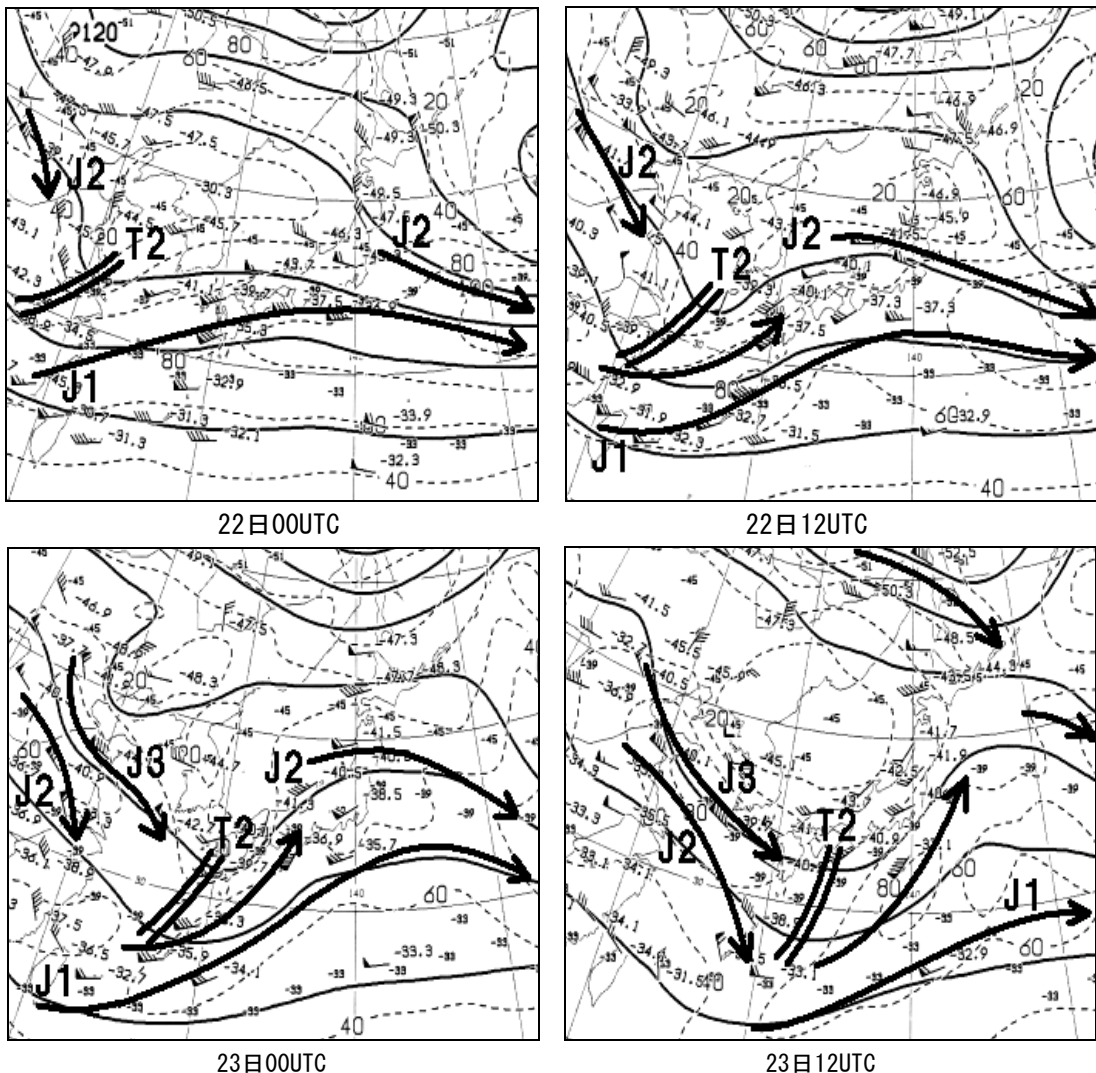


図3-1-56 1999年4月22日～23日の12時間毎の300hPa天気図 (左上：22日00UTC、右上：22日12UTC、左下：23日00UTC、右下：23日12UTC)
矢印J1、J2、J3：ジェット気流
二重線T2：上層トラフ

③ 画像上の特徴

図3-1-57は上から22日00UTC、12UTC、また図3-1-58は上から23日00UTC、14UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

(a) 水蒸気画像

- 22日00UTCにはバウンダリーB1、B1'、B2が見られる。B1、B1'はジェット気流J1に対応している。B2はジェット気流との対応は良くないが、23日00UTCにかけてB2が高気圧曲率を増すとともにジェット気流J2との対応が良くなっている。
- 22日12UTCには、上層トラフT2前面にJ2対応のバウンダリーB2'が現れ、23日14UTCにかけてB1'と併合している。また、朝鮮半島付近にバウンダリーB0が明瞭化し、23日00UTCにかけて拡大している。これはヘッドバウンダリー（2.2.2項参照）である。

照）である。

- 23日00UTCには上層渦V1が明瞭化し、ドライスロットDが拡大している。水蒸気パターンでは低気圧が最も発達した状態を示している。また、黄海にはジェット気流J3対応のバウンダリーB3が現れている。
- 23日14UTCには、B2'は三陸沖まで伸びている。B2'の北緯25度付近より北東部分はJ2に対応しているが、南西部分はジェット気流に対応していない。

図3-1-59は図3-1-58（左下）の枠内を拡大し、画像の明暗を強調させたものである。画像を動画にして詳細に解析すると、×を中心として図の矢印のようにB2'に沿った逆向きの流れ、すなわち伸張軸が見られ、変形域の存在が確認でき

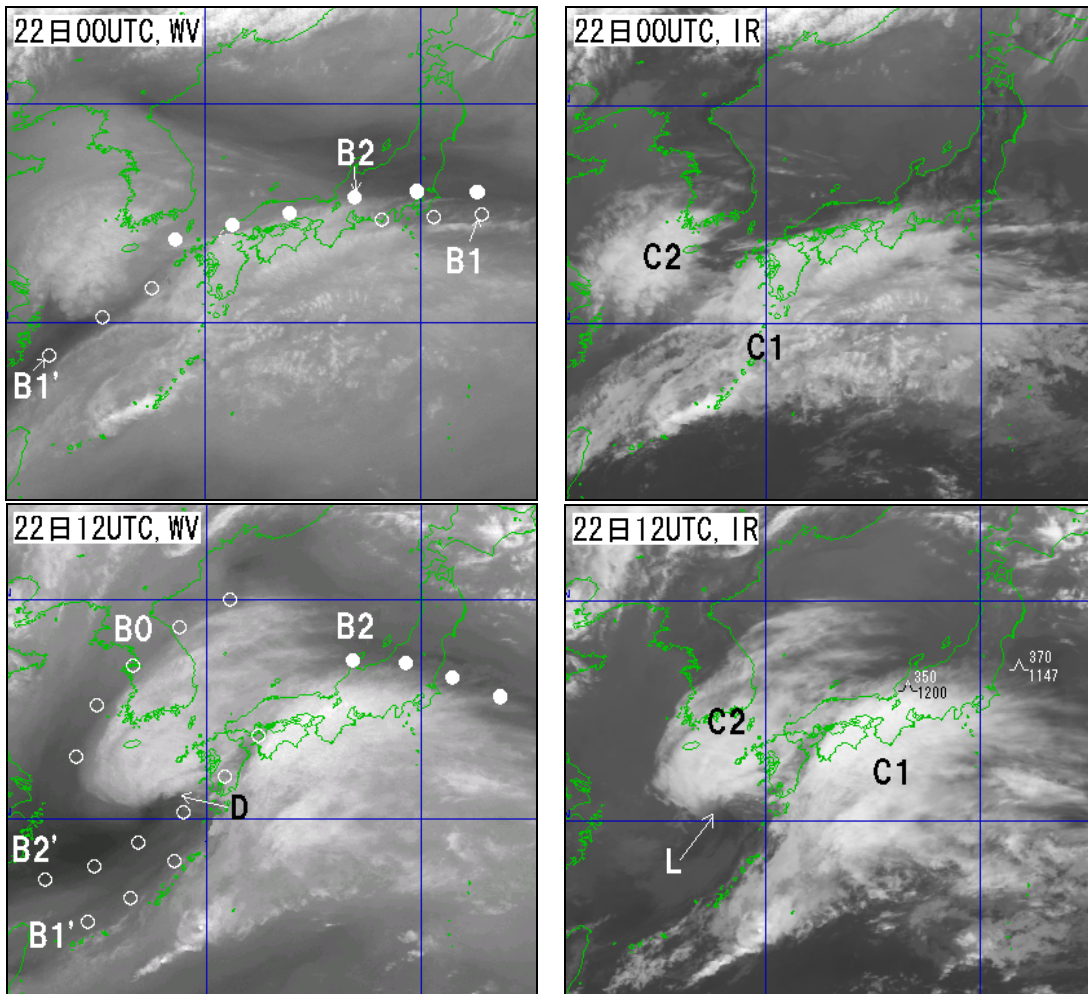


図3-1-57 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から1999年4月22日00UTC、同12UTC）

○印B0、B1、B1'、B2'、●印B2：バウンダリー C1、C2：雲域 D：ドライスロット
L：下層渦 CAT記号は赤外画像にのみ表示した。

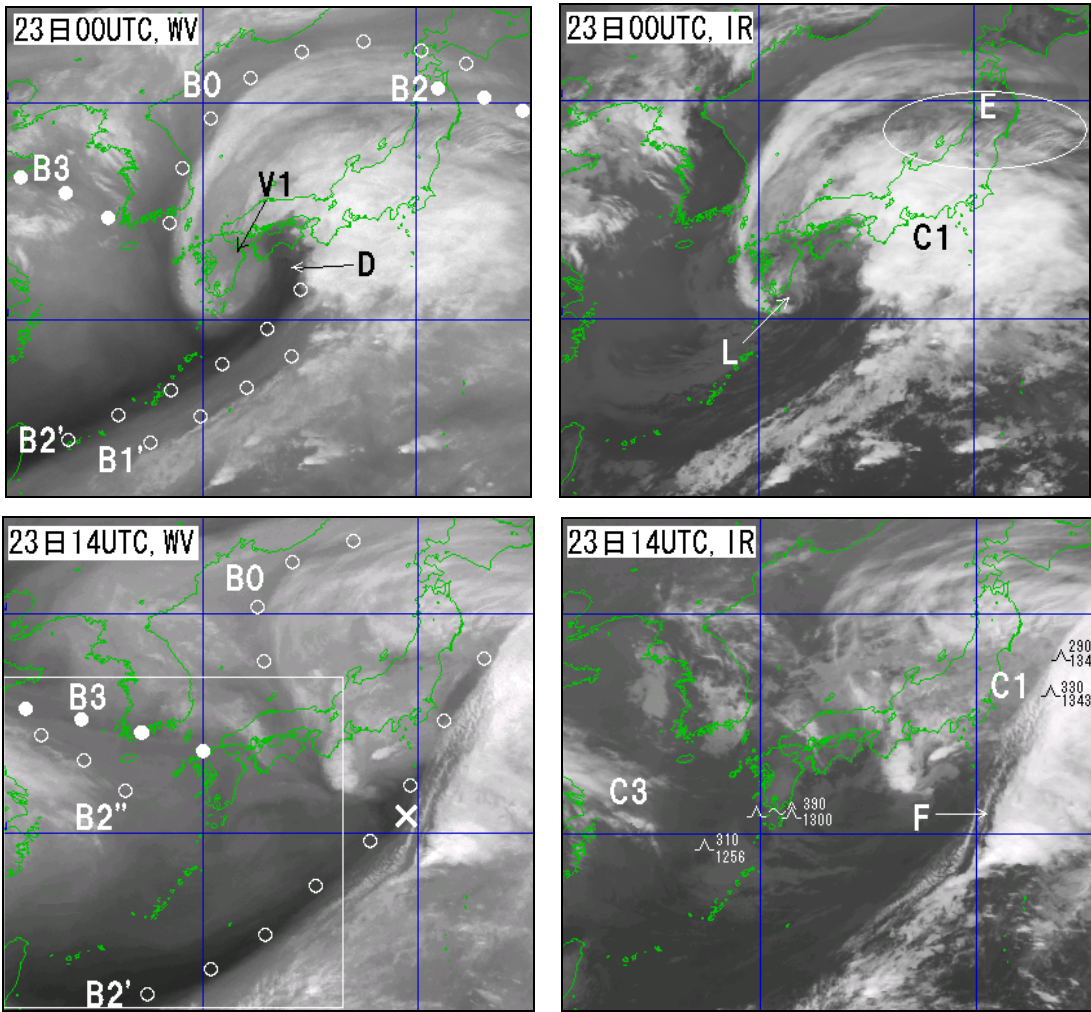


図3-1-58 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から1999年4月23日00UTC、同14UTC）
 ○印B0、B1'、B2'、B2''、●印B2、B3：バウンダリー C1：雲域 D：ドライスロット
 C3：Ci域 L：下層渦 E：トランスパースバンド F：トランスパースライン
 V1：上層渦 ×：B2'の変曲点 白線枠：図3-1-59の領域 CAT記号は赤外画像にのみ表示した。

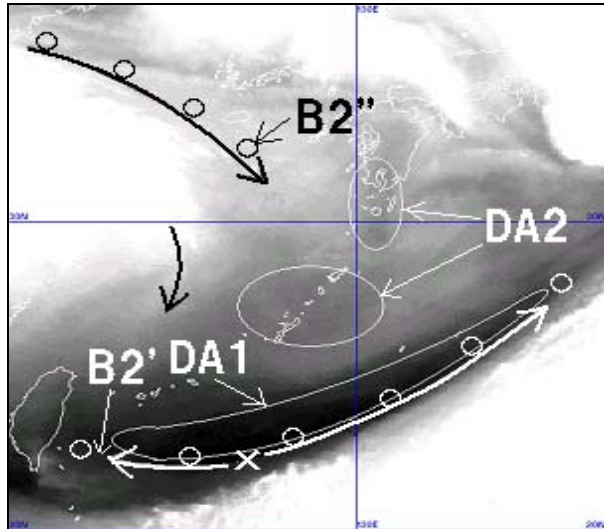


図3-1-59 図3-1-58（左下）の枠内を拡大し、画像の明暗を強調させたもの
 ○印B2'、B2''：バウンダリー DA1、DA2：暗化域
 矢印：流線（×を中心として逆方向の流れが見られる）

る。B2'の極側には暗化域DA1が見られる。

また、J2対応のバウンダリーB2''が明瞭化している。B2''の前面には移動の速い暗化域DA2が見られる。ここは上層トラフT2の後面にあたる。

(b) 赤外面像

- ・ 前線性のバンド状の雲域C1とT2前面の正渦度極大に伴うコンマ状の雲C2が併合し、雲域全体が発達している。以下、時系列的に述べる。

22日00UTC

日本の南にあるC1は、C2の接近に伴い雲域を極側に拡大している。

22日12UTC

C2はさらにCi域を極側に拡大しているが、コンマ形状は崩れ、雲域南端には下層渦Lが明瞭化しつつある。またC1はC2と併合し始めるとともに、極側縁で高気圧性曲率を増しながらさらに雲域を広げ、「シヤー型」のコンマ状の雲(図3-1-42参照)となる。

23日00UTC

C2は衰弱し、南端にLが明瞭化している。他方、C1はさらに発達し、二つの雲域は完全に併合「フルコンマ型」のコンマ状の雲(図3-1-42参照)となる。このことは、雲パターンでは低気圧が発達中であることを示している。

23日14UTC

C1はCi域が次第に雲域の本体からはがれ、「シヤー型」のコンマ状の雲となる。Ci域の極側縁には、J2に対応するトランスバースラインFが見られる。

- ・ 23日14UTCには東シナ海にCi域C3が現れている。

④ CATの状況とCAT域の着目点

図3-1-60は1999年4月22～23日のCATの状況(左)と模式図(右)である。CAT域は雲パターン及び水蒸気パターンから三つの領域Ⅰ、Ⅱ及びⅢに分類される。以下、各領域の着目点を述べる。なお、

- (a) は総観場、(b) は水蒸気画像、(c) は赤外面像、(d) はEllrodの分類(図3-1-6)、(e) は上層パターン(図3-1-36)を示す。

領域Ⅰ

23日04～15UTCにかけて「並」～「強」3件を含む13件のCATの報告があった。

- (a) 上層トラフT2後面であり、ジェット気流J2の減速場である。
- (b) バウンダリーB2'の極側とT2の後面に暗化域(DA1、DA2)が見られる。
- (c) 雲域C1の「尾」の部分と上流側のCi域C3との間の晴天域である。
- (d) タイプ4「コンマ状の雲の尾」からタイプ8「北西流の変形域」の領域である。
- (e) 23日00UTCでは双曲線的な流れ(Dパターン)、23日14UTCでは鋭く湾曲した流れ(Mパターン)とする。

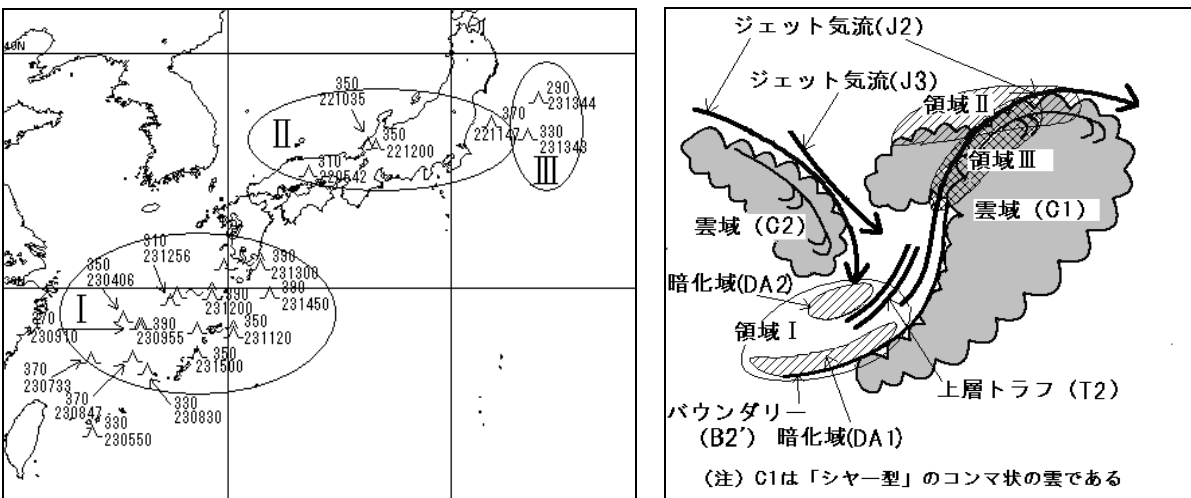


図3-1-60 1999年4月22～23日のCATの状況(左)とCAT域の模式図(右)

雲パターン・水蒸気パターンからCAT域を3領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類。
CAT印の右上は高度 (FL)、右下は日時 (UTC) を示す。

領域Ⅱ

4月22日05～12UTCにかけて4件のCATが報告された。

- (a) T2前面の上層リッジ付近である。
- (b) バウンダリーB2が高気圧性曲率を増している。
- (c) C1の極側縁が鮮明になっている。
- (d) タイプ1「コンマ状の雲（フルコンマ型）」に伴う変形域」に対応する。
- (e) 双曲線的な流れ（Dパターン）とする。

領域Ⅲ

23日13～14UTCにかけて2件のCATが報告された。

- (a) T2前面のJ2付近である。
- (b) B2'がC1の中まで伸びている。
- (c) C1中のCiストリークが明瞭で、高気圧性曲率を持っている。
- (d) タイプ1「コンマ状の雲（シヤー型）」に伴う変形域」に対応する。
- (e) 双曲線的な流れ（Dパターン）とする。

なお、図3-1-58（左下）で見られるB2'の変曲点（図3-1-58左下の×）付近から北東部分は、ジェット気流を伴う高気圧性曲率をもつ図3-1-18のタイプⅠ-Hのバウンダリーに対応しており、領域Ⅲに関連している。北緯25度付近より南西側はタイプⅡ-Lに対応しており、領域Ⅰに関連している。×から北緯25度付近まではタイプⅠ-Lに対応している。

また、図3-1-57（左下）で見られるB2と、図3-1-58（左上、左下）で見られるB0は、図3-1-18のタイプⅡ-Hに対応しており、領域Ⅱに関連している。

⑤ 決定ツリーによる判定

【22日00UTC（図3-1-57上）】

上層トラフT2の接近により、雲域C1は極側に拡大しつつあるが、CATの指標となる雲パターンは見られない。また、暗化域も見られない。

この時刻の前後にはCATの報告はなかった。

【22日12UTC（図3-1-57下）】

領域Ⅱ

コンマ状の雲となったC1の「頭」に着目する。決定ツリーは図3-1-39～42を適用し、項目番号D1から開始すると、

- D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の頭」→D12→D25「上層の低気圧を伴わない正渦度極大」→D29「雲域は25kt上で移動している」→D30「雲縁（コンマ状の雲の頭）の下流部分が鋭

く、鮮明である」→D32「MOGR CAT（70%）」となる。

CATは05～12UTCにかけて5件報告された。

22日12UTCの鉛直断面図（図略）では、CAT域はジェット気流J2下方の転移層付近であった。

なお、領域を拡大しつつあるドライスロットDに着目し、決定ツリーの図3-1-39～40を適用するとD17「L-M CAT（80%）」となる。CATの報告はなかったが、T2が深まっており、Dに伴う暗域とC1を含む明域との間の湿潤境界付近でCATが発生しやすい状況にある。図3-1-6のタイプ2「発達するドライスロット」に対応する。

【23日00UTC（図3-1-58上）】

領域Ⅱ

C1の「頭」の極側縁に着目する。C1の「頭」にはトランスバースバンドEが見られる。決定ツリーは図3-1-39～42を適用し、項目番号D1から開始すると、

- D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の「頭」に着目する」→D12→D25「深まりつつある、またはしっかりした上層の低気圧」→D26→D34「コンマ状の雲のタイプは「フルコンマ型」である」→D35「1つ以上あり」（雲縁付近にトランスバースバンドがあり、晴天域に向かって25kt以上で移動している）→D37「MOGR CAT（90%）」となる。

この領域は引き続きCATの発生しやすい状態が続いているが、CATは一件も報告されなかった。コンマ状の雲の「頭」の極側縁では、この段階が最もCATが発生しやすい（決定ツリー中で唯一信頼度が90%である）が、比較的CAT域を予想しやすい雲パターンであるため、航空機が回避した可能性もある。

領域Ⅰ

バウンダリーB2極側の暗化域DA1に着目する。決定ツリーは図3-1-39～40を適用し、項目番号D1から開始すると、

- D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の「尾」に着目する」→D14「トランスバースバンドは見られない」→D15「上流側が暗化している」→D19「MOGR CAT（80%）」

となる。

CATは06UTC頃B2極側で1件報告された。

【23日14UTC (図3-1-58下)】

領域Ⅰ

上層トラフT2後面の暗化域DA2に着目する。決定ツリーは図3-1-39を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「ほとんど雲はない」→D3「暗化している」→D5「MOGR CAT (80%)」

となる。

CATは08～15UTCにかけて「並」～「強」3件を含む12件が報告された。図3-1-61は23日12UTCの東経130度に沿った鉛直断面図である。東経130度付近のCAT域は、九州の南のFL390 (a) と南西諸島付近のFL310～350 (b) に分けられ、それぞれJ2上方の圏界面付近、J2下方の転移層付近に対応している。

領域Ⅲ

「シャー型」のコンマ状の雲C1中のCiストリー

クに着目する。決定ツリーは図3-1-39～42を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の「頭」に着目する」→D12→D25「総観場はしっかりした上層低気圧である」(500hPaでは閉じた低気圧が見られた)→D26→D34「コンマ状の雲のタイプは「シャー型」である」→D36「Ciストリークが鋭い高気圧性曲率を持っている」で「MOGR CAT (80%)」となる。

CATは2件報告された。

なお、CATの報告はないが、領域Ⅲのすぐ赤道側部分にトランスバースラインFが見られ、雲パターンからはCAT発生の可能性が高い。ここは図3-1-6のタイプ4「コンマ状の雲の尾」に対応する。

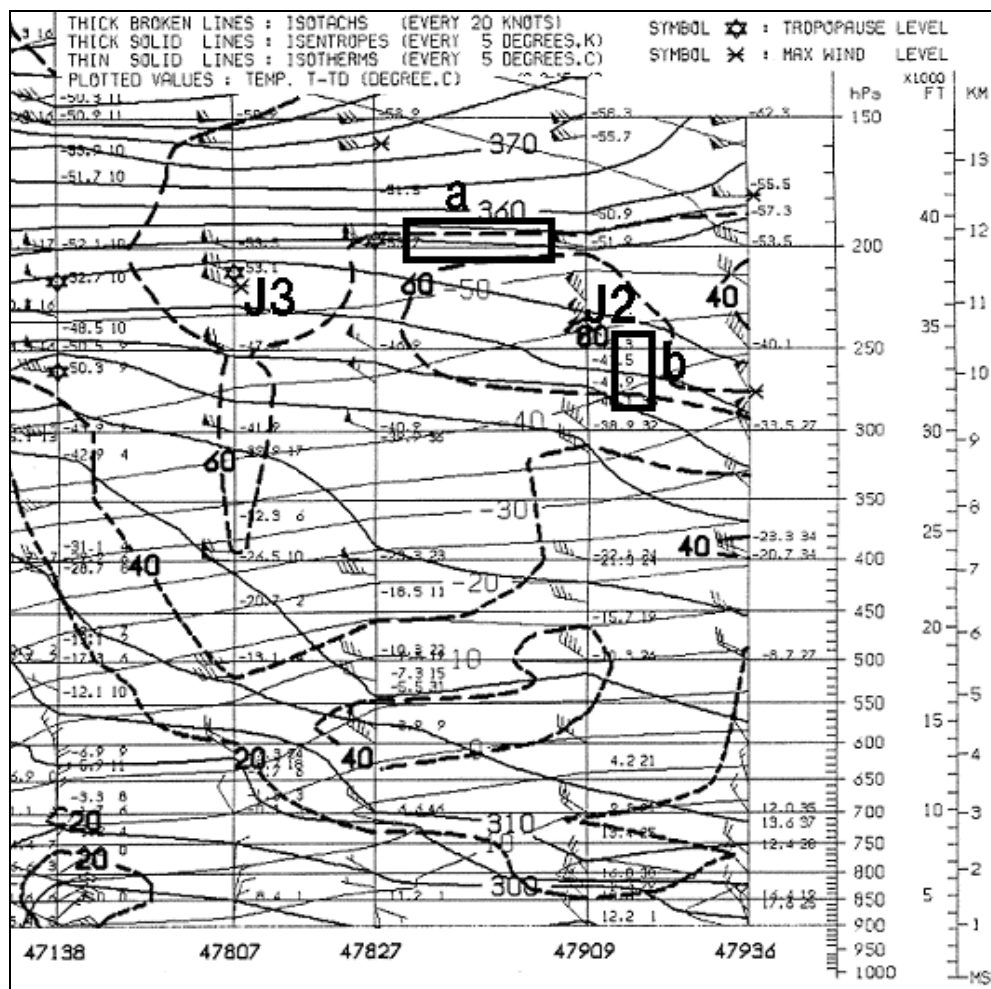


図3-1-61 1999年4月23日12UTCの東経130度に沿った鉛直断面図

破線：等風速線 (kt) 太実線：等温位線 (K) 細実線：等温線 (°C)
 J2、J3：ジェット気流 四角a、b：CAT域

3.2 中・下層の乱気流

高高度の晴天乱気流 (CAT) は、3.1 節で述べたように主に風の鉛直シヤーの大きくなる転移層や圏界面付近で発生しやすい。これに対して柴田 (1968) は、1965 年 1 年間に日本付近の中・下層 (FL200 以下) で発生した乱気流について調査し、中・下層の乱気流は風の鉛直シヤーに加えて、山岳波などの力学的要因、地表面付近の日射や寒気移流による鉛直流などの熱的な要因が複合的に作用して発生するとした。また、中・下層の乱気流は寒候期に多く発生し、季節風の吹き出しや発達した低気圧に伴うものが多いとし、次のようにまとめている。

① 「強」の乱気流と低気圧の中心位置との関係 (図 3-2-1)

「強」の乱気流の度数は、おおむね低気圧中心から約 100 マイル以内と南西象限の 400~600 マイルで多くなっている。前者は低気圧のじょう乱域、後者は強風による山岳波などの山越え気流、または前線の影響によるものと考えられる。

② 冬期季節風時の乱気流の発生率 (図 3-2-2)

冬期季節風時 (高度 1,000~15,000ft の平均風向が西の場合) においては、山岳地帯や山脈の風下側 (奥羽山脈の風下側、中部山岳からその風下側、九州山地からその風下側) では相対的に発生率が

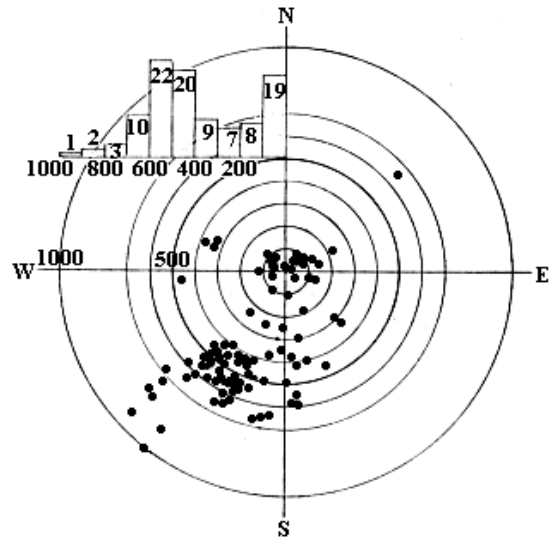


図 3-2-1 低気圧の中心と「強」の乱気流のあった位置及び距離による度数分布 (柴田、1968)

● : 乱気流発生地点

○ : 低気圧中心からの距離 (マイル)

棒グラフ : 横軸は低気圧中心からの距離、縦軸は「強」の乱気流の度数

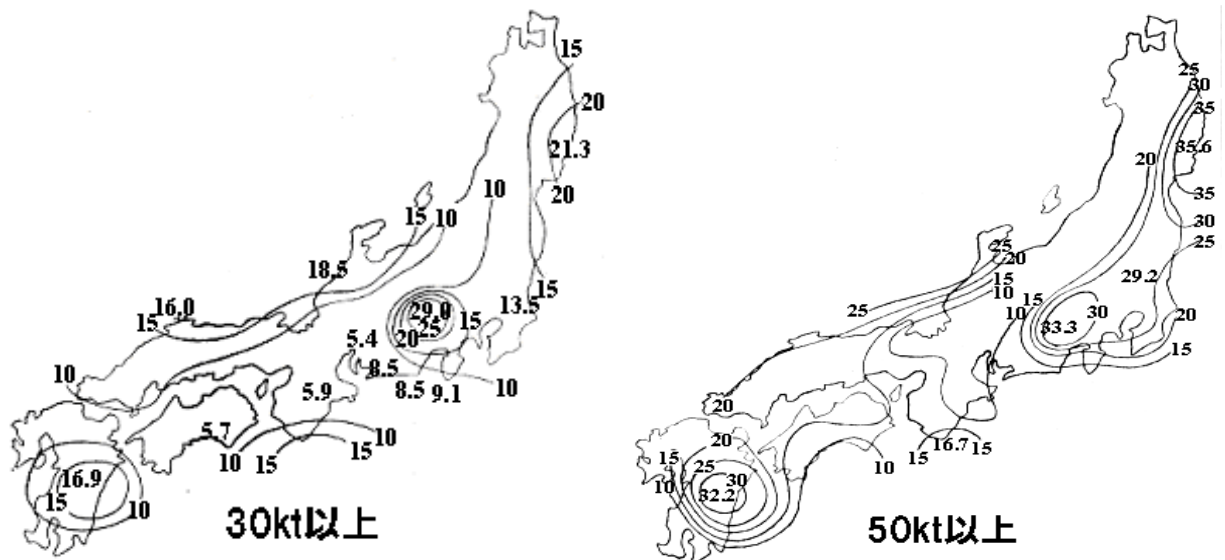


図 3-2-2 冬期季節風時における下層平均風速別の乱気流の発生率 (柴田、1968)

実線 : 下層 (高度 1,000~15,000ft) の平均風向が西で、平均風速が 30kt 以上 (左) と 50kt 以上 (右) の場合の「並」以上の乱気流の発生率 (%)

(本州付近を緯度と経度の 1 度間隔に細分し、その区域毎の乱気流遭遇回数とその区域の飛行回数で割ったもの)

高く、高度 1,000~15,000ft の平均風速が大きくなるほど乱気流の発生率（本州付近を緯度と経度の 1 度間隔に細分し、その区域毎の乱気流遭遇回数をその区域の飛行回数で割ったもの）が高くなり、平均風速が 50kt 以上の場合は 30kt 以上に比べて発生率が約 2 倍も大きい。

つまり、①では「強」の乱気流は低気圧中心付近の雲中や山岳の影響を受ける領域、転移層（前線帯）に沿った領域で発生しやすいことを、また②では冬期季節風時は山岳による乱気流が発生し

やすいことを示唆していると思われる。

なお、図 3-2-2 では北陸・山陰地方にも発生率の高い領域があるが、平均風速の強まりに比例して発生率が增大しないのはこれらの乱気流が雲中で発生したためと推測される。

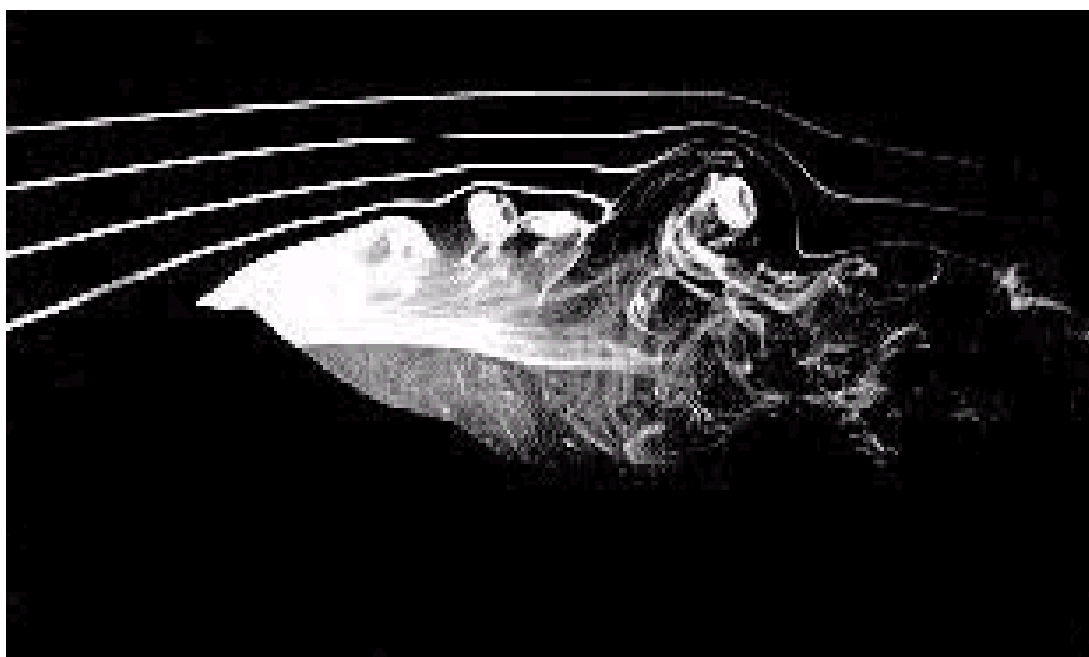
次項では中・下層の乱気流を単純に風下波に伴う波状雲の有無で分類し、波状雲が見られる事例については 3.2.2 項で、それ以外のバウンダリーと対流雲列が見られる事例については 3.2.1 項で述べる。

富士山の乱気流

1966 年 3 月 5 日 14 時 15 分、BOAC（英国航空）機が御殿場市上空 4,900m で突然破壊され、乗客乗員あわせて 124 名が機と運命をともにした。事故当日の富士山周辺一帯は、雲一つない快晴であった。しかし、風は非常に強く、14 時 15 分の富士山頂の風速は 10 分間平均値で 42.7m/s、最大瞬間値で 60.4m/s と台風なみであった。事故後直ちに原因の究明が行われたが、結論はやはり乱気流によるもの、ということであった。事故当初、まず浮かび上がってきたのは、この事故を引き起こしたのは山岳波ではないかということであった。富士山風下には山岳波がなければ生じ得ない「つばき雲」が時折見られることから、山岳波の存在は古くから知られていた。

この問題の究明のために相馬（1992）は、富士山を中心に据え、周辺に山々を若干配した地形模型を用いた風洞実験を行った。付図は実験例である。富士山頂のすぐ背後で気流は剥離を起こし、風下斜面上の気流は逆流となって山頂に向かって這い上がっている。それが山頂を越えてきた強い上層の気流とぶつかって渦を巻き、次第に乱気流に変わっている。このような気流パターン（「剥離型」とよぶ）は、山岳波とは全く異なっており、成層が中立で一般風が強い場合に生じていることが明らかになった。

（池田 博文）



付図 風洞実験（相馬、1992）

3.2.1 バウンダリーと対流雲列

事例 1 バウンダリー付近で多発した中層の乱気流

① 概要

1997年11月5日、上層トラフが西日本から東日本を通過した。これに伴い、本州南岸の FL150～230 で「強」2件を含む 27 件の乱気流が報告さ

れた(図 3-2-3)。乱気流域は水蒸気画像で見られるバウンダリー付近(赤外面像では晴天域)であった。

② 総観場

図 3-2-4 は 5 日 00UTC の 300hPa 天気図(左)と 500hPa 天気図(右)、図 3-2-5 は同 03UTC の RSM 鉛直断面図である。断面図を参考にする

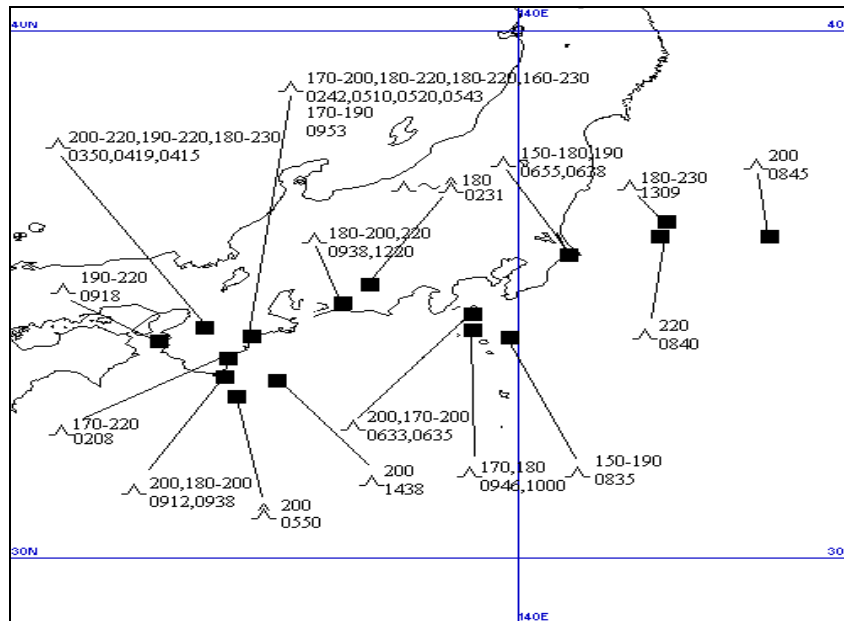


図 3-2-3 1997年11月5日の乱気流の状況

■：乱気流の位置・強度は「弱」～「並」(〰〰〰)、「並」(〰)、「並」～「強」(〰〰〰〰)、「強」(〰〰〰〰〰)で示し、その右上に高度(FL)、右下に時刻(UTC)を表示した。

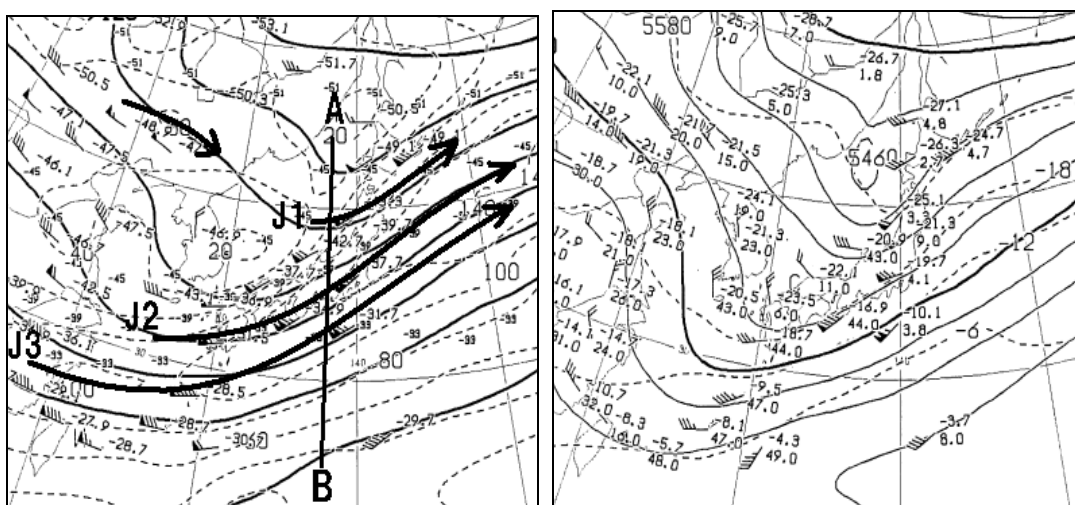


図 3-2-4 1997年11月5日00UTCの300hPa天気図(左)と500hPa天気図(右)

J1、J2、J3：ジェット気流 A-B：図 3-2-5、3-2-7 の断面位置

ジェット気流（P14 のコラム参照）は日本付近では J1、J2 及び J3 の 3 本が解析できる。J1、J2、J3 のジェットコアはそれぞれ高度 FL200（400～500hPa）付近、FL250（400hPa）付近、約 FL380（200hPa）付近にある。

500hPa 天気図では日本海北部の寒冷低気圧から北陸地方へ伸びる上層トラフと、西日本から東シナ海にかけての風向差の大きい上層トラフが解析できる。

③ 画像上の特徴

図 3-2-6 は 11 月 5 日 02UTC (上)、06UTC (中)、10UTC (下) の赤外画像 (左) と水蒸気画像 (右) である。02UTC の赤外画像では、日本海から北日本・北陸地方と西日本に対流雲が広がっているものの特に発達はしていない。また、日本の南には極側縁がスキャロップパターンでかつトランスバースバンドをもつ雲バンド C が見られ、ゆっくり

北上している。

水蒸気画像では、日本海北部に 500hPa の寒冷低気圧対応の上層渦 V1 が、西日本の上層トラフに対応して上層渦 V2 が見られ、V1 と V2 の間にはバウンダリー-B1 が明瞭化している。ここは 500hPa 天気図 (図 3-2-4 右) では、B1 付近で流れの方向が発散しており、変形域に対応している。また、本州南岸には東海付近でやや不明瞭ながら J2 対応のバウンダリー-B2 が見られる。さらに日本の南から J3 対応のバウンダリー-B3 が北上している。乱気流は 07UTC にかけて B2 近傍で多発した。

図 3-2-5 によれば、J2 対応の転移層に沿って風向差が大きく、VS は 10～14kt/1,000ft に達している。乱気流は VS の極大域で発生した。

06UTC には、赤外画像では C が房総沖まで北上しているが、西日本から東日本は引き続き対流雲が点在する程度である。C 中のトランスバースバ

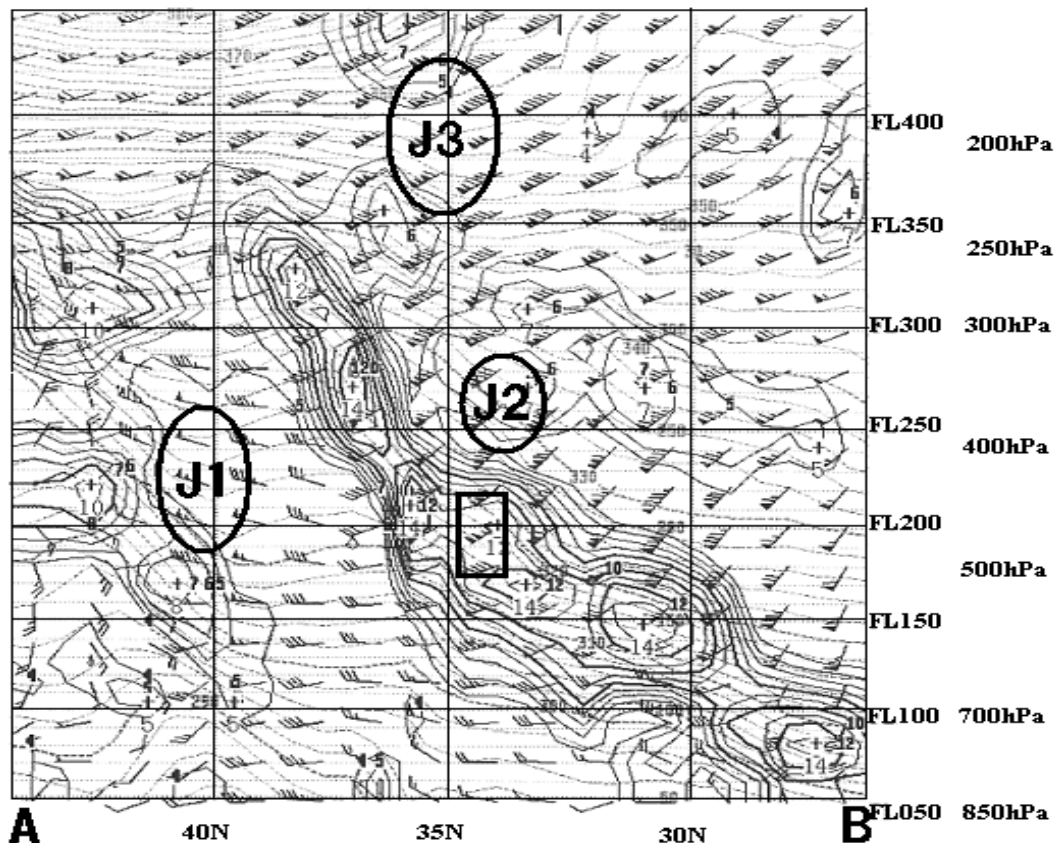


図 3-2-5 1997 年 11 月 5 日 03UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-4 左の A-B に沿った断面)

実線：VS (指定気圧面間の風をスプライン補間したものから計算されている) 破線：温位
 矢羽：風向風速 J1：ジェット気流 (円内は 50kt 以上) J2：ジェット気流 (円内は 130kt 以上)
 J3：ジェット気流 (円内は 150kt 以上) 四角：乱気流域 (新東京航空地方気象台提供)

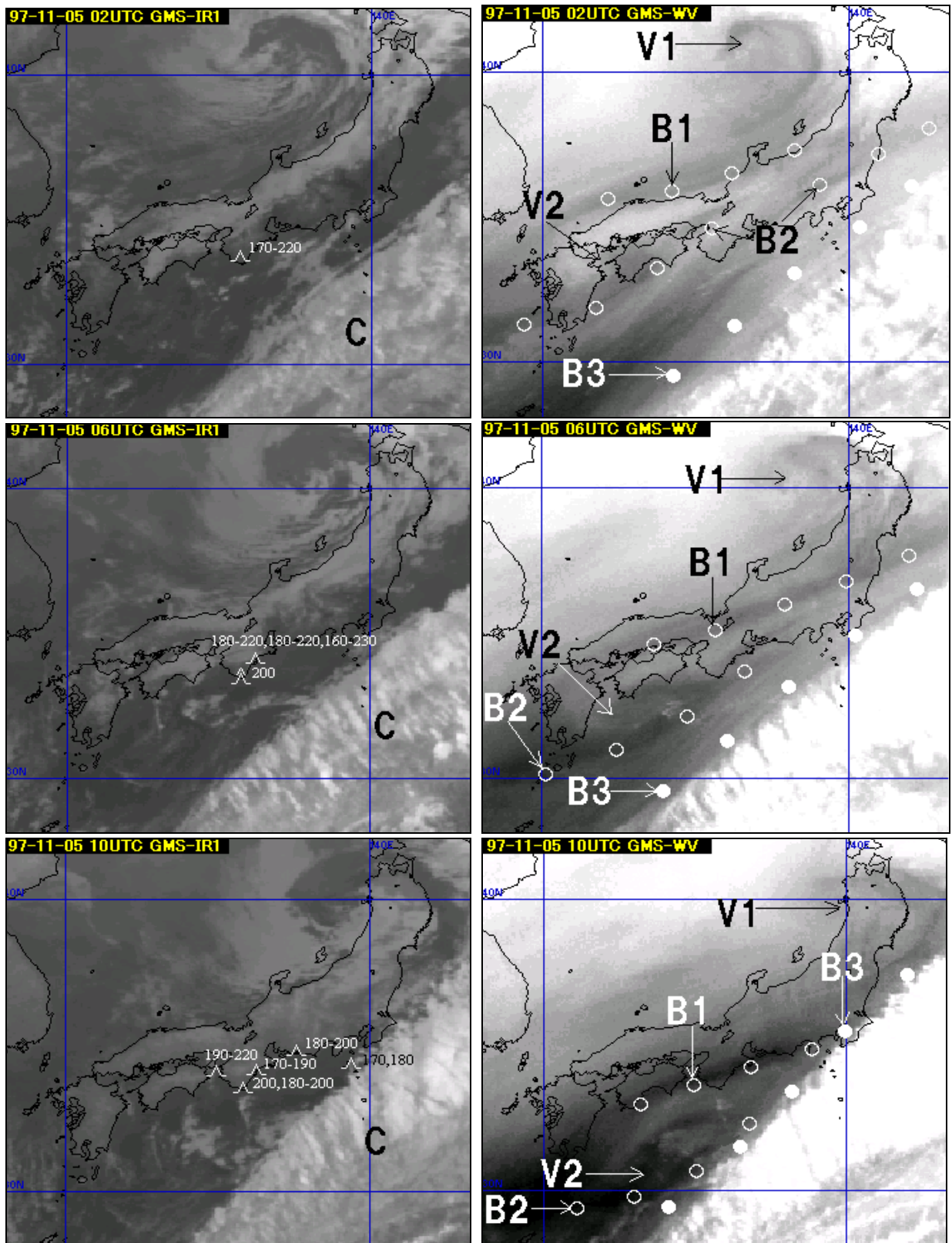


図 3-2-6 1997 年 11 月 5 日の赤外画像 (左) と水蒸気画像 (右) (上 : 02UTC 中 : 06UTC 下 : 10UTC)
 C : 雲バンド V1、V2 : 上層渦 ○印 B1、B2 : バウンダリー ●印 B3 : バウンダリー
 CAT 印 : 赤外画像に撮像時刻 (正時の約 20 分前) ±30 分以内の報告を表示し、その右上に
 高度 (FL) を表示した。

ンドは厚みを増しており、一部はニンジン状になっている。

水蒸気画像では V1 は東進し次第に不明瞭化している。四国沖の B2 はその極側が暗化しながら南下しており、上層トラフの深まりを示唆している。「強」1 件を含む 2 件の乱気流がこの暗化域の東端付近で発生した。なお、B2 は関東付近では不明瞭化している。一方、B1 はその極側が暗化しながら本州を縦断している。

10UTC には、赤外面像では西日本から東日本の対流雲はほとんど消散し晴天域となっている。C はさらに厚みを増しながら北上し、一部が房総半島にかかる。なお、C の雲頂高度は TBB から FL350～400 (250～200hPa) と推定され、J3 の高度にほぼ一致している。

水蒸気画像では V1、V2 ともに不明瞭化している。B1 はさらに極側が暗化しながら南下し、本州

南岸に達している。乱気流は 09～10UTC の 1 時間にこの暗化域付近で 6 件が集中して発生した。なお、B2 は B3 に重なり次第に不明瞭化した。

図 3-2-7 は 09UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-4 の A-B に沿った断面) である。B2 (不明瞭だが) は約 FL250 (400hPa) 付近のジェット気流 J2 に対応している。J2 下方の転移層 (FL150～200) 付近は、それに沿って風向差が大きく、VS が 10kt/1,000ft 以上の領域となっている。乱気流域では 10～13kt/1,000ft に達している。

なお、C 中のトランスバースバンドの明瞭化とともに J3 下方の転移層 (FL300～350) 付近の VS は、03UTC (図 3-2-5) の 7kt/1,000ft 未満から 09UTC (図 3-2-7) の 10～17kt/1,000ft に増大している。乱気流の報告はなかったが、トランスバースバンド (3.1.3 項参照) を含む C の近傍でもあり、高高度の乱気流の可能性が大きい領域と考えられる。

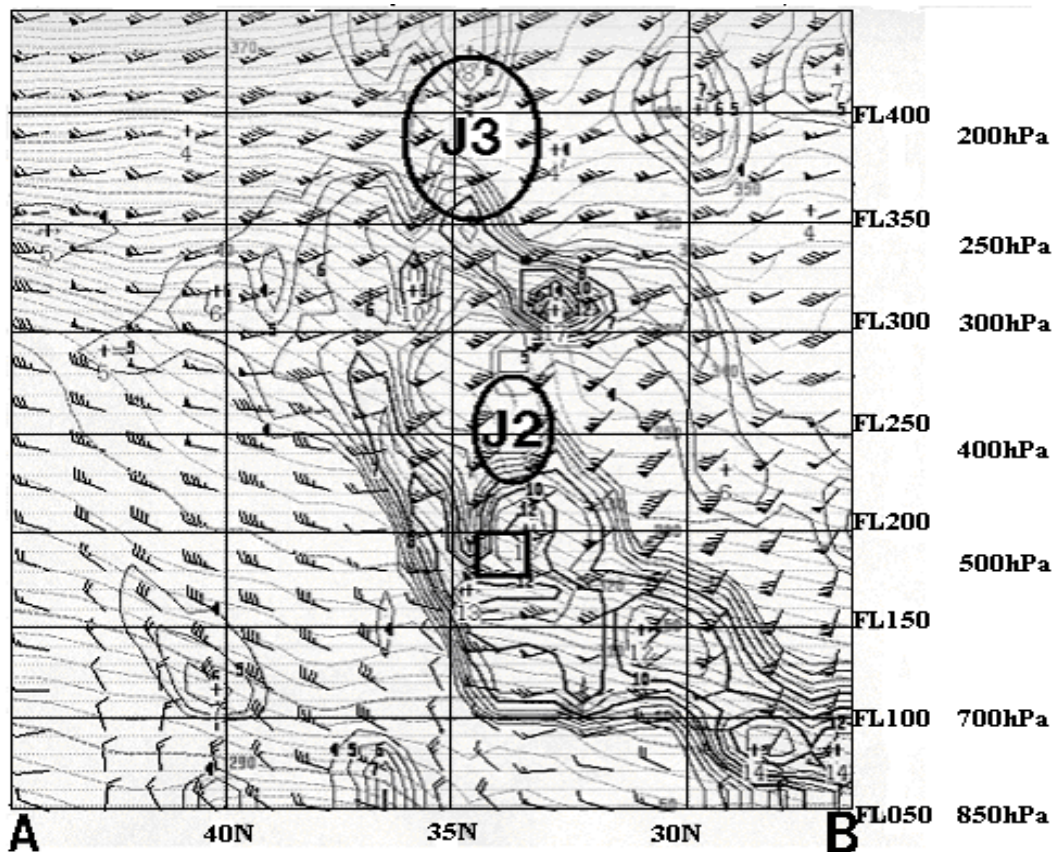


図 3-2-7 1997 年 11 月 5 日 09UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-4 左の A-B に沿った断面)

実線：VS (指定気圧面間の風をスプライン補間したものから計算されている) 破線：温位

矢羽：風向風速 J2：ジェット気流 (円内は 120kt 以上) J3：ジェット気流 (円内は 150kt 以上)

四角：乱気流域

(新東京航空地方気象台提供)

② 総観場

図3-2-9は24日00UTCの300hPa天気図である。300hPaのジェット気流は本州付近(J1)と日本の南(J2)に見られる。日本海から黄海付近にかけては上層トラフが解析でき、西日本はこの上層トラフを回る流れとJ1との合流場となっている。

③ 画像上の特徴

図3-2-10は24日の水蒸気画像とRSM400hPaの等風速線である。00UTC(図3-2-10左)では東シナ海北部から西日本・関東南岸にかけてJ1対応のバウンダリーB(○●印)が見られる。RSMでは

Bはほぼ400hPaの強風軸に対応している。Bのうち、東シナ海に見られる相対的に明暗が明瞭で、わずかに高気圧性曲率を持つ部分(●印:B-Hとよぶ)の凸の頂上付近には150ktの強風核が見られる。B-Hは09UTC(図3-2-10右)にかけて東進し、関東地方南部をかすめた後関東の東へ抜けている。

館野の高層観測(図3-2-11)によると、400hPa(FL240)の風速は00UTCに124ktであり、B-Hが最も関東に接近したと思われる06UTCには155ktに強まっている。その後12UTCには再び

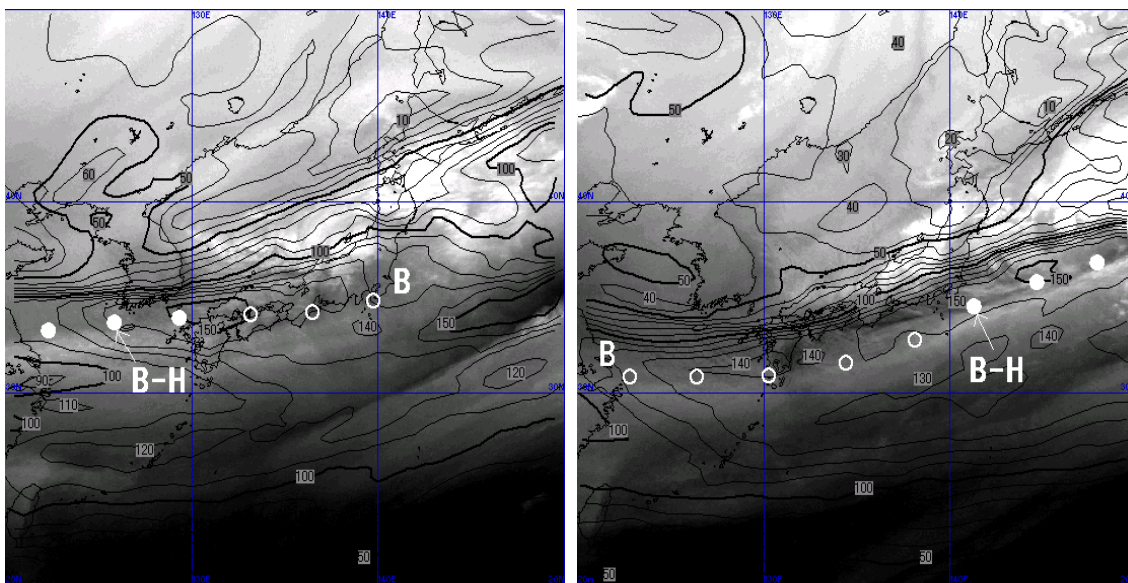


図3-2-10 1998年1月24日00UTC(左)と09UTC(右)の水蒸気画像とRSM400hPaの等風速線(kt)
○●印B:バウンダリー(●印B-H:Bの高気圧性曲率をもつ部分)

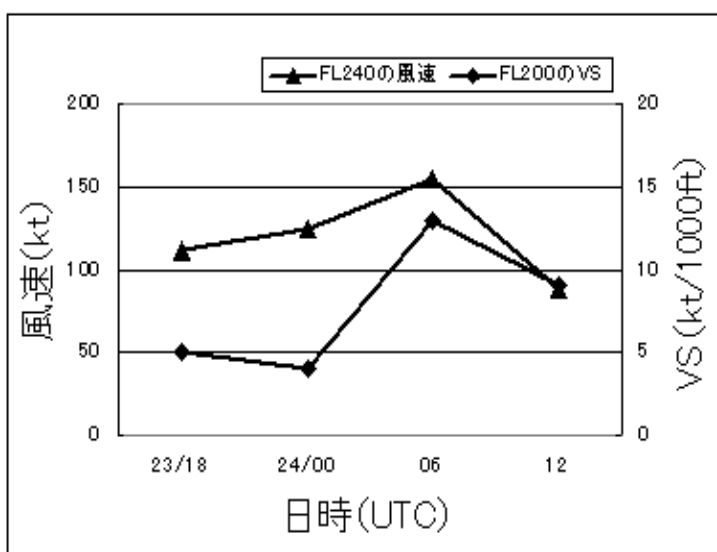


図3-2-11 館野の時刻別の400hPa(FL240)の風速(kt)とFL200のVS(kt/1,000ft)

88kt に弱まっており、前述した強風核が 06UTC 頃関東付近を通過したことを示唆している。また、この強風核の通過に伴い館野の上空 FL160~220 で VS が急激に増加し、06UTC には FL200 で 13kt/1,000ft に達している。

図 3-2-12 は同日 00UTC (上)、04UTC (下) の赤外画像 (左) と可視画像 (右) である。00UTC には、日本海側から中部山岳にかけて寒気に伴う対流雲域が見られるものの関東地方は晴天域とな

っている。

乱気流は、23 日 22UTC 頃から伊豆半島付近から相模湾上空の FL070~110 で発生し始めた。館野の高層観測では、FL080~100 の VS は 5~10kt/1,000ft 程度、RSM で 6kt/1,000ft 程度であった。また、乱気流域は富士山の風下側にあたるが、付近には波状雲は見られない。しかし、RSM では 700hPa で西北西 50kt 前後となっており、山岳の影響による乱気流の可能性が考えられる。

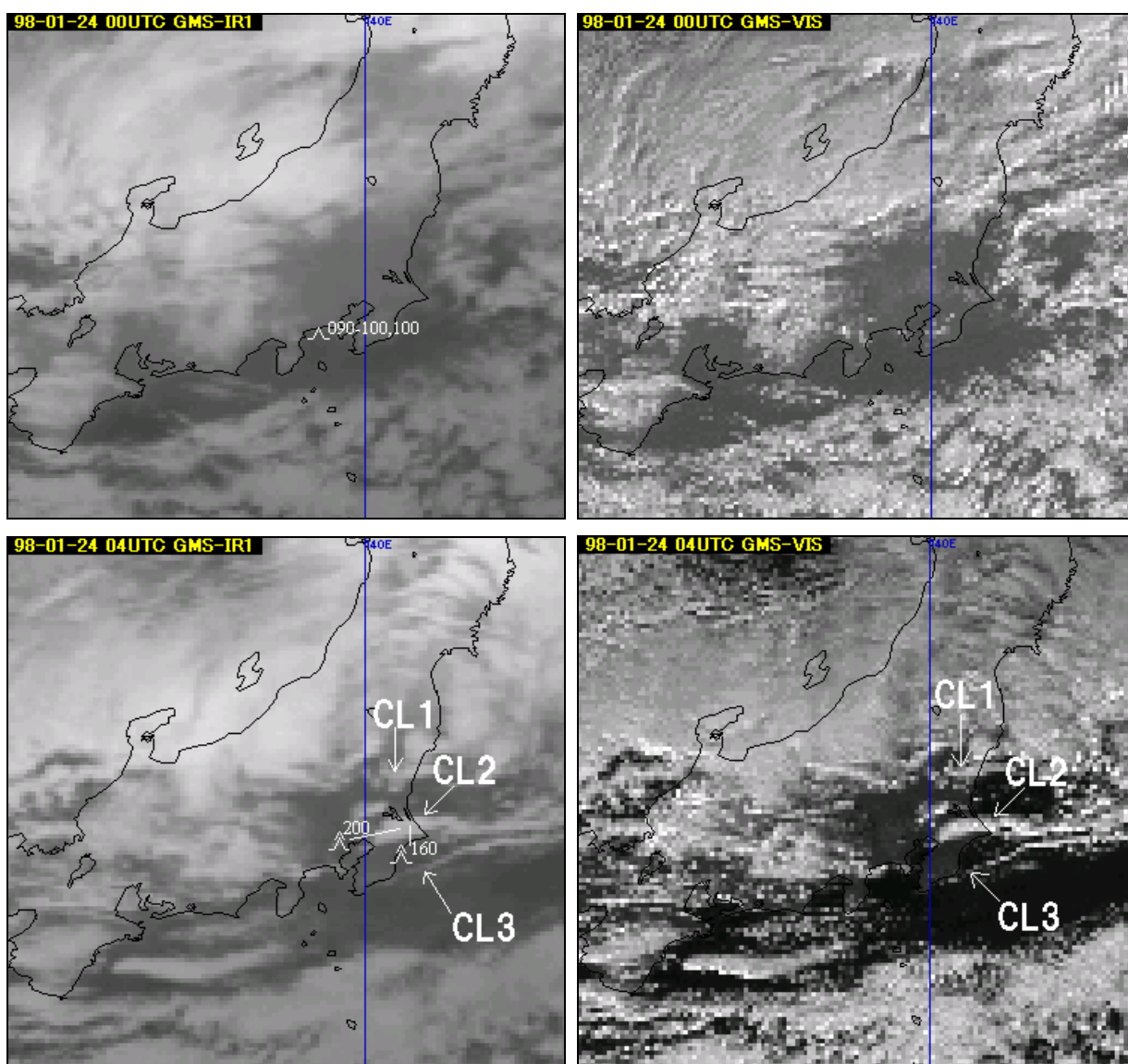


図 3-2-12 1998 年 1 月 24 日の赤外画像 (左) と可視画像 (右) (上 : 00UTC 下 : 04UTC)

CL1、CL2、CL3 : 対流雲列 乱気流印 : 赤外画像に撮像時刻 (正時の約 20 分前) ±30 分以内の報告のみを表示し、その右上に高度 (FL) を表示した。

04UTC (図 3-2-12 下) には、可視画像で3本の雲列 CL1、CL2、CL3 が関東地方で明瞭化している。これらは凹凸がありごつごつしており、対流雲域であることが分かる。赤外画像では CL1、CL2 の輝度はやや高く、Cg を含んでいる。最も明瞭な CL2 の南縁は中部山岳で分流した西南西と西北西の風の収束により形成された地上のシャーライン SL に対応している (図 3-2-13)。CL1、CL3 は 06UTC にかけて不明瞭化した。CL2 はやや衰弱しながらも千葉県北部に停滞した。

乱気流は、03UTC に CL1 付近の FL160 で「強」1 件、02~07UTC にかけて CL2 付近の FL130~200 で「強」3 件を含む 7 件、CL3 付近の FL110~120 で 2 件発生した。図 3-2-14 は 2 件の「強」の乱気流が発生した 04UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面) である。バウンダリー B に対応するジェット気流 J1 の下方に、明瞭な転移層に伴う VS の極大域が広がっており、「強」の乱気流域では約 9kt/1,000ft である。また、TBB から求めた CL2 の雲頂高度は約 550hPa (FL160) であり、「強」の乱気流はいずれも CL2 の雲頂付近からそのすぐ上方で発生している。

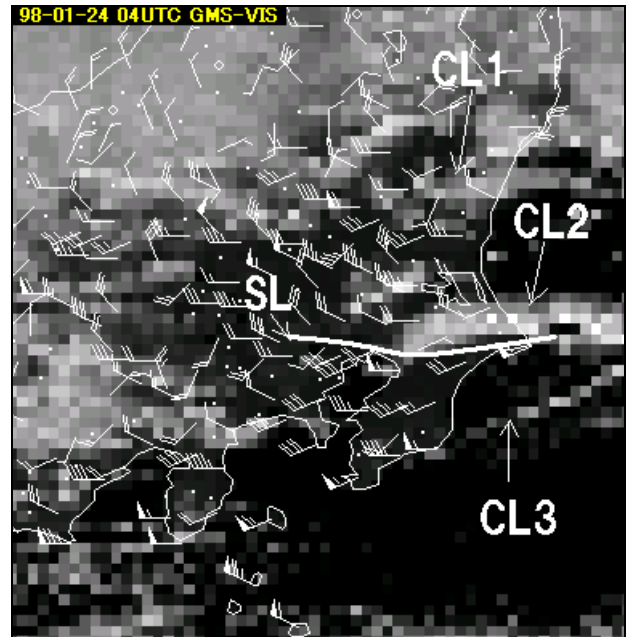


図 3-2-13 1998 年 1 月 24 日 04UTC の可視画像とアメダスの風
長矢羽：2 (m/s) 実線 SL：地上のシャーライン
CL1、CL2、CL3：対流雲列

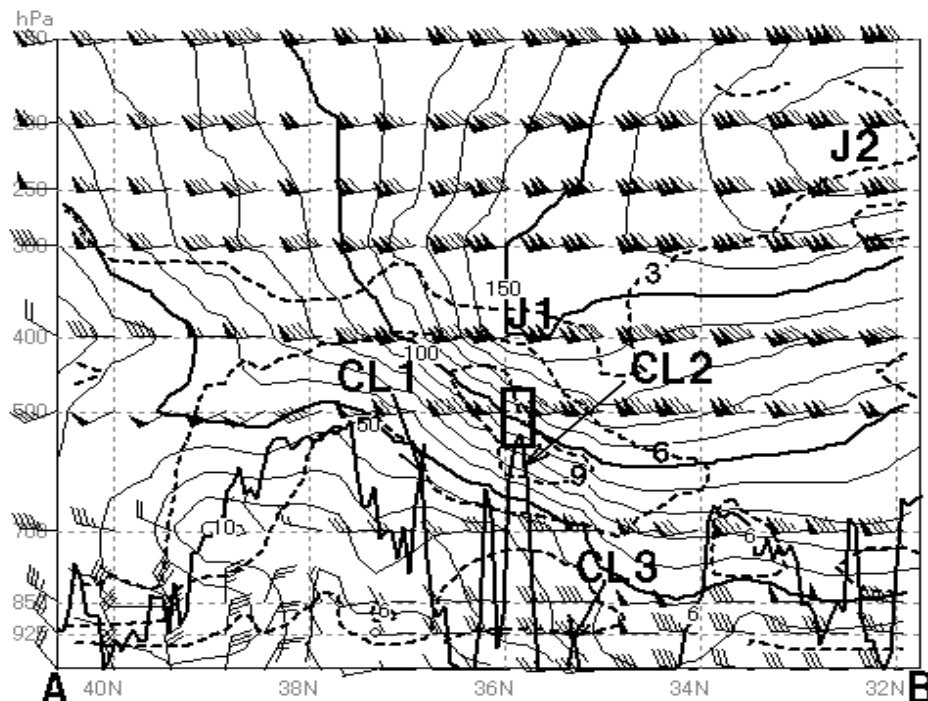


図 3-2-14 1998 年 1 月 24 日 04UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面)
実線：等風速線 (kt) 破線：VS (kt/1,000ft) J1、J2：ジェット気流
CL1、CL2、CL3：対流雲列対応の TBB の極大 四角：乱気流域

図 3-2-15 は同 07UTC (左) と 10UTC (右) の赤外面像である。CL2 は 06UTC 過ぎから再び発達しながら南下し始め、10UTC には房総半島南端に達している。この段階では CL2 は西風と北西風の風向差の大きい地上のシヤーライン SL に対応している (図 3-2-16)。

乱気流は 10UTC にかけて CL2 付近の FL100~150 で 6 件発生しており、このうち「強」の 1 件

はほぼ CL2 の発達のピーク時 (10UTC 頃) に対応していた。

図 3-2-17 は 10UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面) である。J1 は 04UTC (図 3-2-14) と比べると南下しており、風速もやや弱まっている。そして 500hPa (FL180) 付近にあった VS の極大域は弱まり、600hPa (FL130) 付近に移っている。04UTC の VS 極大域は鉛直方向の風

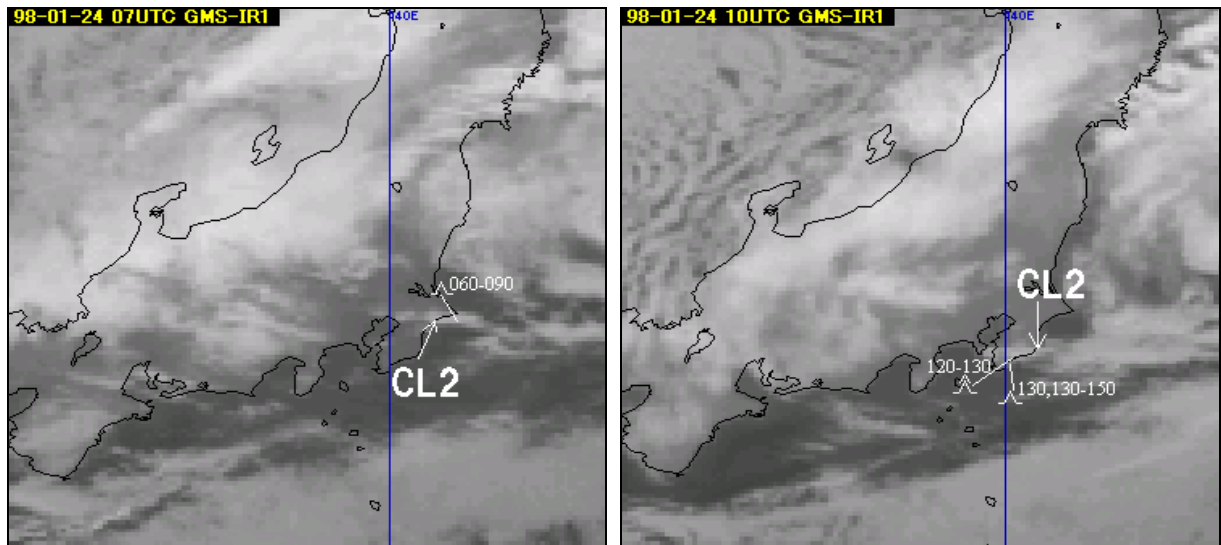


図 3-2-15 1998 年 1 月 24 日 07UTC (左) と 10UTC (右) の赤外面像

CL2 : 対流雲列 乱気流印 : 撮像時刻 (正時の約 20 分前) ±30 分以内の報告のみを表示し、その右上に高度 (FL) を表示した。

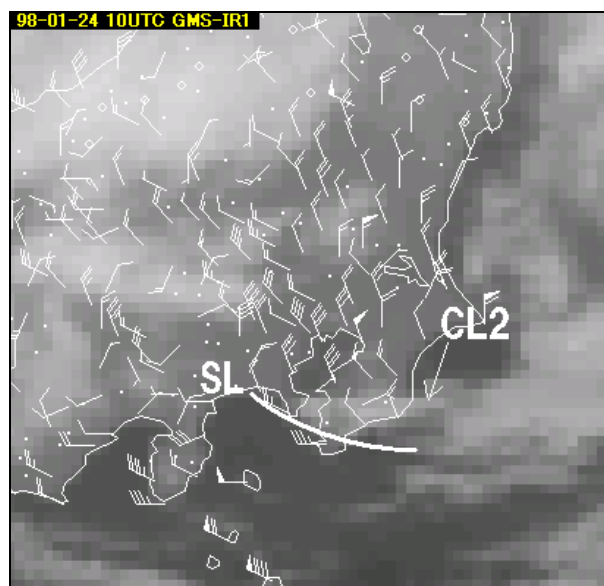


図 3-2-16 1998 年 1 月 24 日 10UTC の赤外面像とアメダスの風

長矢羽 : 2 (m/s) 実線 SL : 地上のシヤーライン CL2 : 対流雲列

向差がなく、主に前述した強風核の接近により生成されたものと考えられる。

一方、10UTC の VS 極大域は強風核の通過後であり、700hPa (FL100) 以下で見られる地形の効果による北西風 (図 3-2-18) と、それより上層の西風との風向差によって生成されたものと考えられる。

また、TBB から求めた CL2 の雲頂高度は約 550hPa (FL160) であり、「強」の乱気流は CL2

の雲頂付近で発生している。

平井 (1998) は急速に進む局所的な変形域 (VS の増大域) に下層の重力波が介在する場合は「強」の乱気流が発生しやすいとし、この事例ではシャーラインの形成・移動と「強」の乱気流の発生位置・時刻が対応しているように見え、下層収束の強まりがプラスの効果として働いた可能性があるとしている。

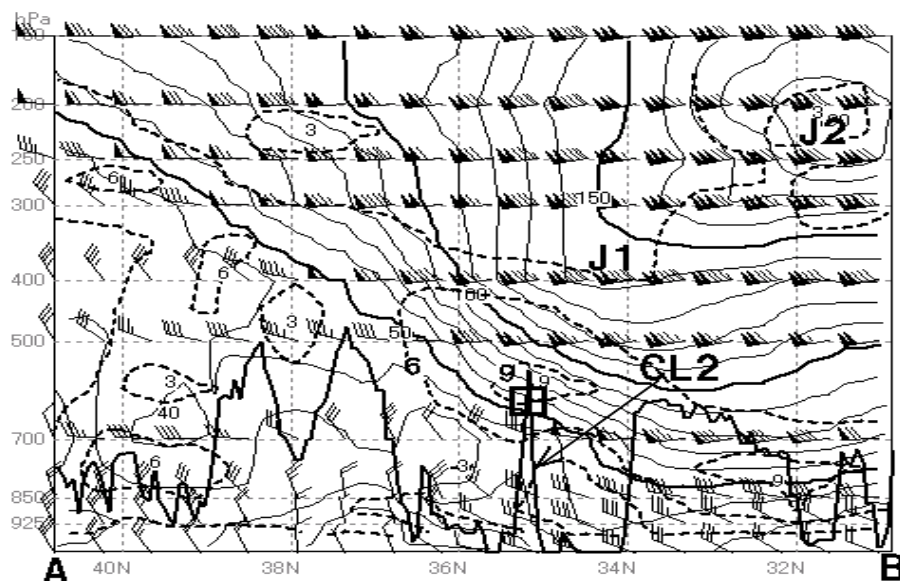


図 3-2-17 1998 年 1 月 24 日 10UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面)
 実線：等風速線 (kt) 破線：VS (kt/1,000ft) J1、J2：ジェット気流
 CL2：対流雲列対応の TBB の極大 四角：乱気流域

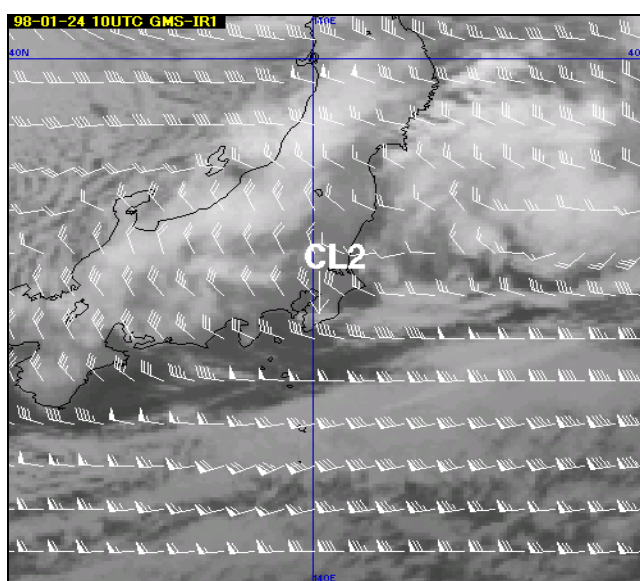


図 3-2-18 1998 年 1 月 24 日 10UTC の赤外画像と RSM700hPa の風 (kt)
 CL2：対流雲列

3.2.2 風下波による波状雲 (Lee Wave Clouds)

(1) 風下波による波状雲について

衛星画像で山岳波に関連して見られるものには、波状雲、地形性 Ci 及び山脈の風下側に現れる水蒸気画像の暗域がある。地形性 Ci 及び山脈の風下側に現れる水蒸気画像の暗域については、3.1.5 項で述べた。ここでは波状雲について述べる。

Durran (1986) によれば、上記の波状雲は「捕捉された風下波」によって発生する。「捕捉された風下波」とは、山岳によって生じた大気の波動(山岳波)のうち、地表と中層との間に捕捉され、風下側の遠くまで伝播する波動である。これが一般に言う風下波である(小倉、1997)。ここでも風下波を「捕捉された風下波」の意味で使う。「捕捉された風下波」や以下で述べるスコラー数については、P115 のコラムに説明がある。

なお、研究者によっては山岳波を風下波の意味で用いている場合もある。また風下波は風下山岳波とも呼ばれる。論文を引用する場合には、その論文で用いられている用語をそのまま引用した。

線形理論では山岳波がどのような形態となるかは、山の形状とスコラー数 (l) と呼ばれるパラメーターで決まる。図 3-2-19 に風下波の計算例を示す。図のような風下波の場合には、上昇流域で飽和すれば波状雲として可視化される。飽和しなくとも、事例 2 で示すように水蒸気画像で波状の模様として観測される場合もある。

気象衛星センター (1983) によれば、風下波に伴う波状雲の発生条件は次の通りである。

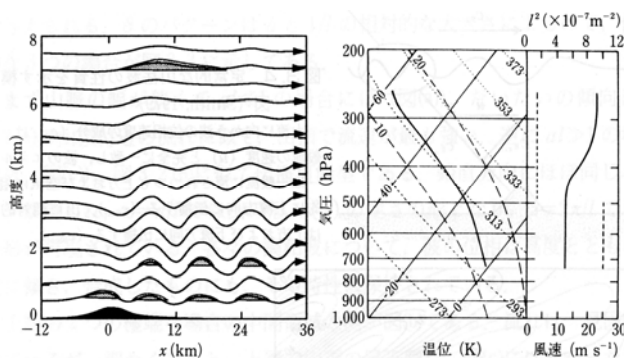


図 3-2-19 線形風下山岳波の計算例 (Durran., 1986)

左図：右図のスコラー数の高度分布の時、孤立したベル状山岳を越す定常的な流れの流線

右図：温度(左側の実線)と風速(右側の実線)の高度分布とそれから計算したスコラー数(右側の点線)の高度分布。小倉 (1997) から引用

- ① 山頂付近より上層まで、かなり深い層にわたって安定成層(絶対安定)をなす。
- ② 最下層を除き、全層にわたってほぼ一定風向であり、山脈の走向にほぼ直交した風向である。
- ③ 山頂付近で 10m/s 程度以上の風速である。
- ④ 雲を形成するに足る水蒸気が存在する。
- ⑤ スコラー数が減少する成層の中で発生する。

Corby (1957) は、英国での観測から、風下波の波長と風速とは密接な関係があり(相関係数 0.91)、対流圏の平均風速から波長をかなりの程度推定できるとしている(図 3-2-20)。また風下波の振幅は、特定の波長で大きいことを示し、それは風下波の波長と地形の波長とが一致するよなときの共鳴効果によるとした。また逆転層の中で振幅は最大となるとしている。

荒川 (1975) によれば、米国の山越え気流の立体観測で、

- ① 弱い山岳波の場合には波長が短く(4~10km)
- ② 発達した山岳波の場合には波長は長い(20~30km)
- ③ 発達した山岳波の場合には対流圏中層に逆転層が存在し、対流圏上部の風速の鉛直シヤーが大きい等とされている。

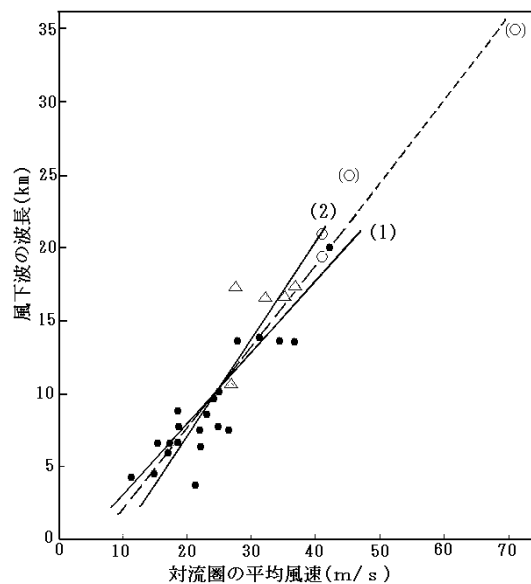


図 3-2-20 対流圏の平均風速と風下波の波長の関係
 黒丸：Corby (1957) のデータ、三角：衛星画像データ、直線 (1)：平均風速に対する波長の回帰直線、直線 (2)：波長に対する平均風速の回帰直線 (Anderson, 1966)。Atkinson (1981) から引用。破線は直線 (1) と (2) の平均と思われる。点線は破線を延長したもの。図中の白丸は後で示す事例 1、() 付き白丸は事例 2 で測定されたもの。

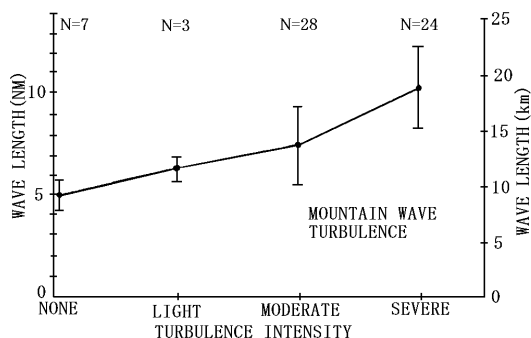


図 3-2-21 12,000ft 以下の高度の軽飛行機から報告された乱気流強度と GOES の画像で観測された波状雲の平均波長 (Ellrod, 1985) N はそれぞれの乱気流強度の報告数。

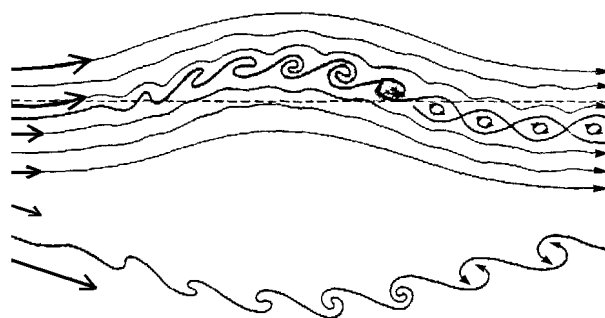


図 3-2-22 鉛直変位が与えられて発生した K-H 波
上側の図は上層側の風速が強い場合、
下側の図は下層側の風速が強い場合。
吉野 (1987) から引用。

Ellrod (1985) は、波状雲の波長と乱気流の関係进行调查し、波状雲の波長が長いほど乱気流の強度は強い傾向にあるとしている (図 3-2-21)。

上記のようなことが、そのまま日本の山脈にも当てはまるとは限らないが、波状雲 (風下波) の波長と、風下波の振幅及び乱気流とは密接に関連していると考えられる。

中山 (1989) は、Ludlam (1967) の写真観測の研究を引用し、「鉛直シヤーが大きい所にできる (風下波に伴う) レンズ雲の中には、それより波長の短いケルビンヘルムホルツ波 (K-H 波) が発生し、それによって乱気流がある (図 3-2-22 の上側の図)。この K-H 波は浪雲 (billow clouds) として観測される (この浪雲は写真で観測されたもので、3.1.2 項で述べた衛星で観測される浪雲の波長より短いものようだ)。一方、滑らかなレンズ雲では強い上昇・下降流はあっても乱気流はないのが普通である」としている。

吉野 (1987) は、上記の K-H 波の発生理論を紹介している。図 3-2-22 はそのモデル図である。上側の図は、上層側の風速が強い場合である。この場合は、風下波の谷から峰に向かう鉛直変位によって、風の鉛直シヤー (VS) が大きく (リチャードソン数 (Ri) は小さく) なり K-H 波が発生する。峰で Ri が最小となりそこで K-H 波が碎波する。下層側の風速が強い下段の図の場合には、谷で Ri が最小となりそこで K-H 波が碎波する。

(2) 事例

事例 1 2000 年 1 月 25 日の事例

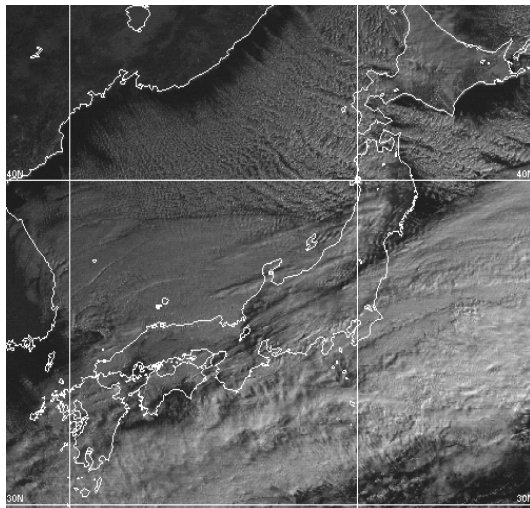
この事例では、風下波に伴う波状雲域で各 1 件の「並」と「強」の乱気流の報告があった。

図 3-2-23 に 25 日 00UTC の衛星画像を示す。本州南岸から南海上には前線に対応する雲バンドがあり、日本海中部から北日本の日本海沿岸には強い寒気に伴う筋状雲が広がっている。

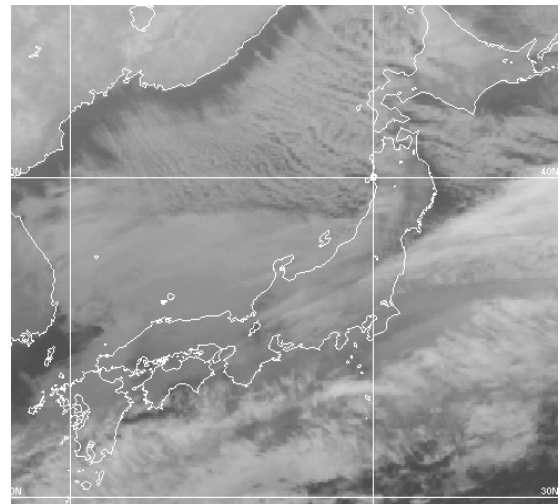
図 3-2-24 は、乱気流があった頃の 01UTC と 05UTC の拡大した画像である。乱気流は、それぞれ図中の円中心で発生した。円内及びその周辺付近には奥羽山脈によって発生したと思われる波状雲がある (佐渡島からその東側にも波状雲が見られる)。円付近では、可視画像のある 24 日 23UTC ~ 25 日 08UTC の長時間にわたって波状雲の存在が確認できた (赤外面像だけでは水平解像度から波状雲の識別は難しい)。

乱気流と波状雲及び VS などの観測結果を以下に示す。

- 仙台空港付近 (図 3-2-24 の円中心) で、0048UTC に FL070~090 で「並」の乱気流、0508UTC に FL060~090 で「強」の乱気流の報告があった。
- 乱気流の発生した領域には波状雲があり、その波長は 17~22km 程度で時間とともに長くなる傾向にあった。この波長は図 3-2-21 を単純に適用すると、「強」の乱気流が起こり得る波長である。
- この波状雲の TBB を測定すると、各時刻の最も低い TBB は -18~-19°C であった。図 3-2-25 (a) に示した仙台の気温 (実線) では、この TBB にはおおよそ 780~625hPa (約 FL070~130) の気温が対応する。気温と露点温度の差から見て、雲頂高度は 780hPa (FL070) または 700hPa (FL100) 付近と推定される。
- (a) と (c) から、乱気流は波状雲の出現している高度付近で発生したと推定される。

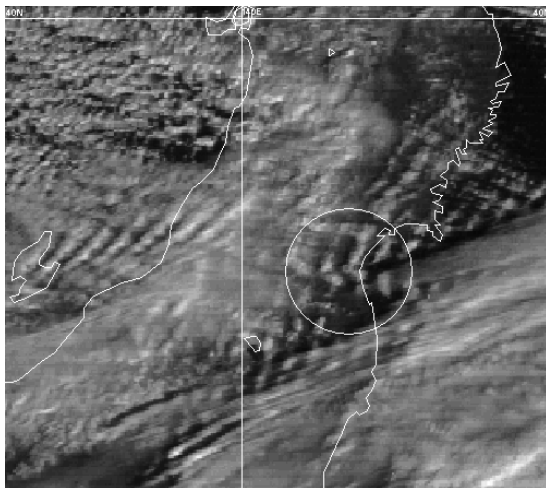


(a) 可視画像

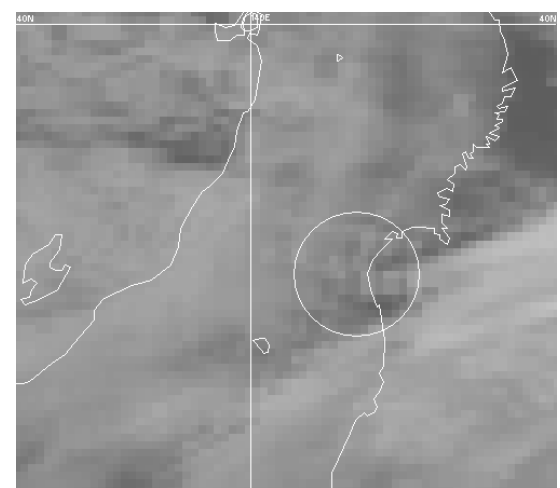


(b) 赤外画像

図 3-2-23 2000年1月25日00UTCの衛星画像

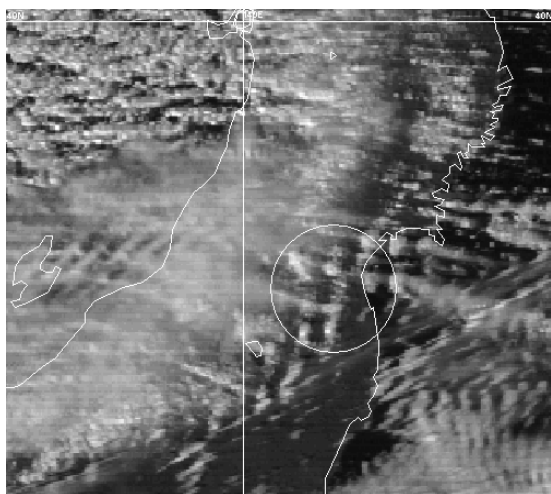


(a) 25日01UTCの可視画像

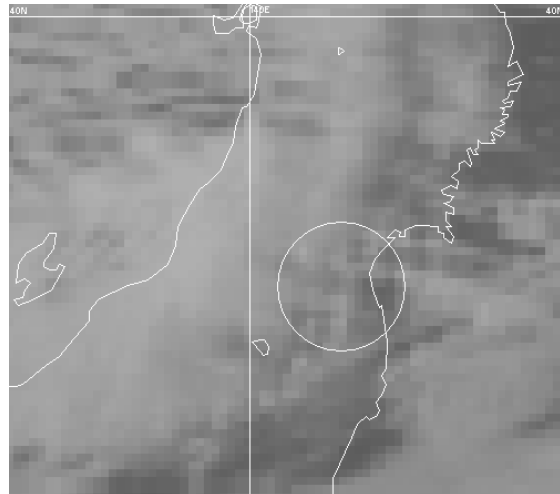


(b) 25日01UTCの赤外画像

25日0048UTCに円中心FL070~090(約780hPa~720hPa)で「並」の乱気流があった。



(c) 25日05UTCの可視画像



(d) 25日05UTCの赤外画像

25日0508UTCに円中心のFL060~090(約810hPa~720hPa)で「強」の乱気流があった。

図 3-2-24 2000年1月25日の衛星画像と乱気流の発生位置

(e) 仙台の高層観測では、「並」の乱気流のあった時刻に近い00UTCのVSは、FL060~080で18kt/1,000ftと非常に大きかった(Riは0.33)。「強」の乱気流があった時刻に近い06UTCの同じ層のVSは10kt/1,000ftとやや大きかった(06UTCは気温の観測をしていないためRiは計算できない)。

「強」の乱気流があった頃のVSはやや大きい程度であるが、図3-2-22のモデル図のような機構でK-H波が発生した可能性が考えられる。

(f) 図3-2-24(a)の可視画像では、円の中心付近で、「く」の字型の波状雲が見られる。図3-2-24(c)と(d)の画像では、西北西から東南東に飛び飛び(波状)で、全体としては線状である雲が見られる。これらの形状の雲が乱気流と関係している可能性も考えられるが、詳細は不明である。

次に、波状雲がどのような環境で発生したかを見る。図3-2-25(c)に示したスコラー数は、610hPa付近から下層で大きく、上層で小さい。この鉛直分布は図3-2-19(右)の破線と定性的には同じような分布である。このスコラー数の大きい層内で風下波が発生し、それが波状雲として可視化されたものと見ることができる。

図3-2-25とP101で述べた波状雲の発生条件を比較すると、次のように一致する(○数字は5つの条件に対応)。

① 780~520hPaは飽和相当温位が上層ほど高いので

絶対安定である。絶対安定な層、すなわち安定層(逆転層を含む)はかなり厚い。

② 風向は925hPaより上層で西北西から西南西である。すなわち、最下層を除く風向は、ほぼ南北走行の奥羽山脈に対しおおよそ直交する。

③ 奥羽山脈の高さは5,000ft程度である。この高度に対応する850hPaの風速は12m/sである。

④ 900~780hPaはほぼ飽和、780~700hPaは気温と露点温度の差が3.6°C以下で湿っている(この場合、飽和するためには35hPa(約1,200ft)の上昇が必要である)。

⑤ スコラー数は600hPaより下層で大きく、それより上層で小さい。

波状雲の波長と風速の関係について見る。波長は00UTCで約18km、06UTCで約21kmであった。仙台の高層観測では00UTC及び06UTCとも対流圏内の平均風速は41m/sであった(06UTCには気温の観測がなく圏界面は不明であるため、00UTCの圏界面350hPaと同じとした。平均風速は2,000ft毎に内挿した風速の平均とした)。これらの関係を図3-2-20に白丸で記入してある。白丸は図中の回帰直線付近に分布している。すなわち、この事例は、Corby(1957)が示した風下波の波長と対流圏の平均風速との関係に一致している。

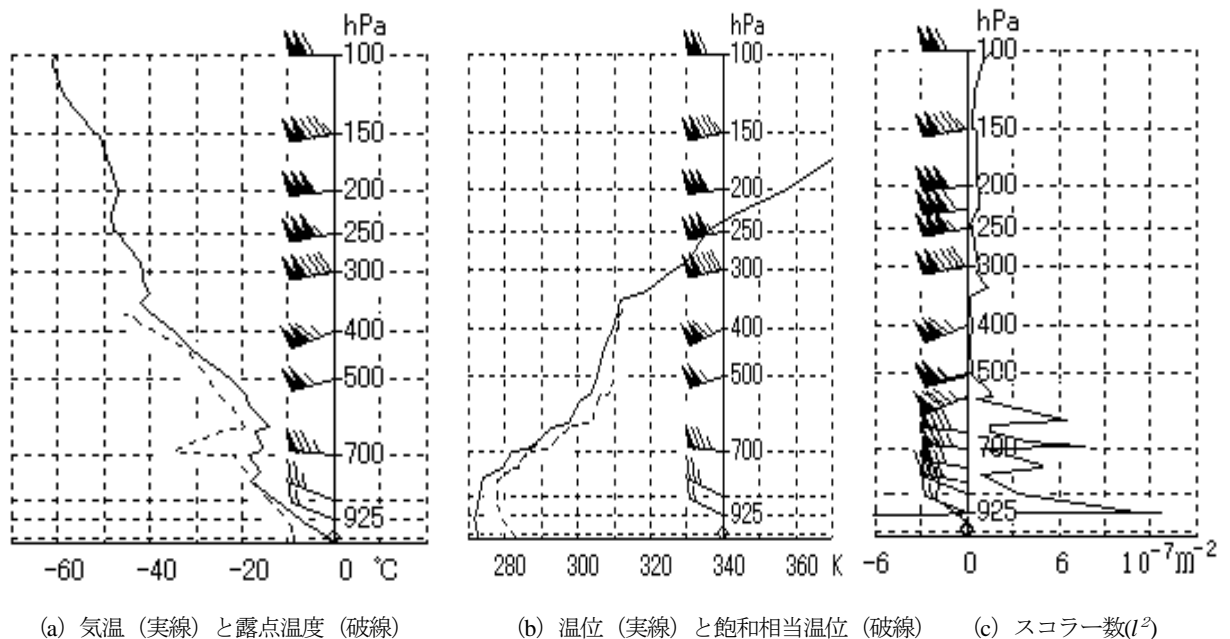


図3-2-25 2000年1月25日00UTCの仙台高層観測から得られた各種の鉛直分布

事例2 2000年12月10日から11日の事例

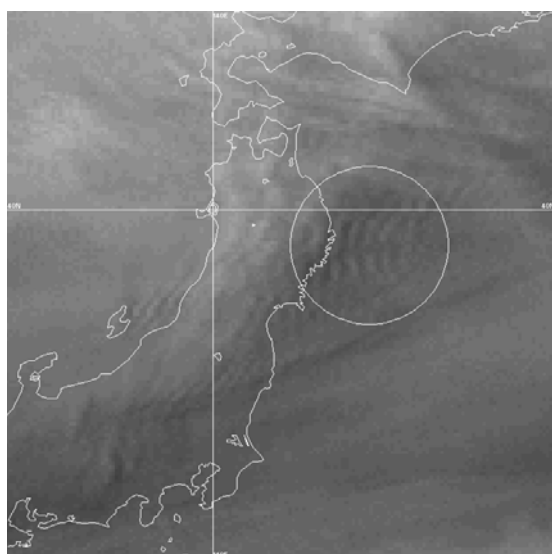
この事例は、赤外面像や可視画像では波状雲は見られないが、水蒸気画像で波状パターンが観測された例である。この事例では乱気流の報告はなかったが、このような波状パターンが乱気流と関連する可能性も考えられる。

図3-2-26 (a) に波状パターンが最も明瞭な10日20UTCの水蒸気画像を、(b) に11日00UTCの水蒸気画像を示した。図中の円内及び周辺に波状のパターンが見られる。図3-2-27は図3-2-26(b)と同時刻の赤外面像と可視画像である。これらの画像では波状雲はない。なお、図3-2-26 (a) で佐

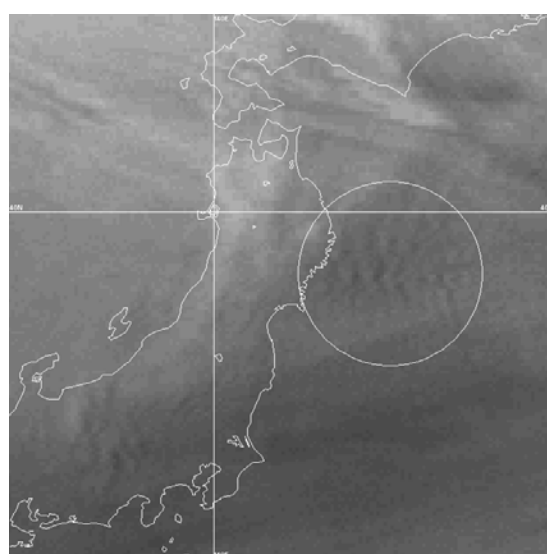
渡島の東側に見られる波状パターンは、赤外面像でも波状雲があり、図3-2-27 (右) の可視画像ではその名残が見られる。

図3-2-27で日本付近の海上には筋状雲が分布している。これは、日本付近が寒気場内であることを示し、また、筋状雲の走向は下層の風がおおよそ西北西の風であることを示している。前述の波状パターンは、東北地方の脊梁山脈の風下側に出現し、ほぼ同じ所に持続していることから、風下波に伴う可能性が考えられる。

波状パターンを詳しく見ると、20UTCでは波長は25km程度である。その後次第に規則性が崩れ、

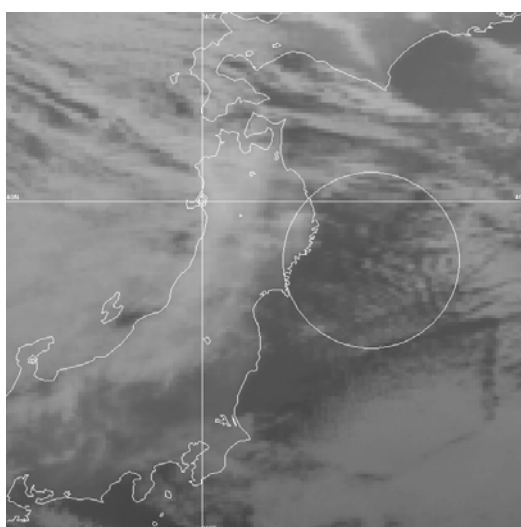


(a) 10日20UTC

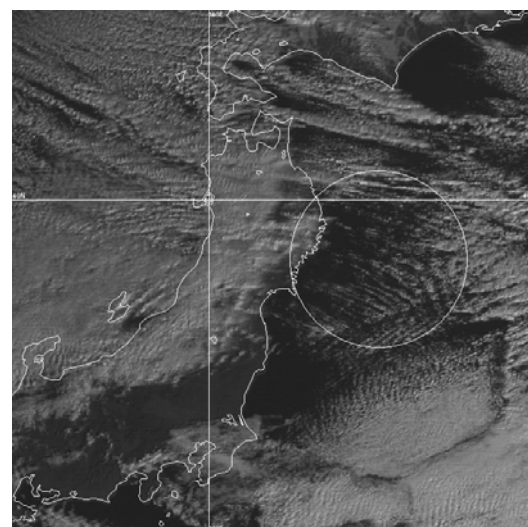


(b) 11日00UTC

図3-2-26 2000年12月10～11日の水蒸気画像



(a) 赤外面像



(b) 可視画像

図3-2-27 2000年12月11日00UTCの衛星画像

11日00UTCでは、25km前後と35km前後の波長が混在している。

波状パターンの高度について見る。一般的には、水蒸気画像は中・上層の水蒸気の多寡を表現する。中・上層の気温が低く乾燥している場合には、より下層の水蒸気分布を表す。図3-2-28(a)に示した仙台の気温と露点温度の差を見ると、700hPaより上層は非常に乾燥し、700hPaより下層は湿潤である。この湿った層に波動が起これば水蒸気画像で波状パターンが形成され得る。

水蒸気画像と赤外面像をディスプレイ上に表示し、これらの画像を切替ながら詳細に比較すると、水蒸気画像での波状パターンの白い部分には、赤外面像でも部分的に雲が存在する。この雲のTBBを測定すると、最も低いのは -16.5°C であった。このTBBは、図3-2-28(a)の気温では、700hPa付近にある逆転層の下端735hPa付近の気温に相当する。したがって、この逆転層付近で生じた波動により、水蒸気画像の波状パターンが生じたと考えられる。

次に風下波が起こり得る状況かを見る。図3-2-28(c)に示したスコラー数は、500hPa付近より下層で大きく、それより上層で小さい。この鉛直分布は図3-2-19(右)の破線や図3-2-25(c)と似ており、風下波が発生し得ると考えられる。下層のスコラー数は、図3-2-25(c)より小さい。こ

のことは、波状パターンの波長が、事例1の波状雲の波長より長いことに対応すると見られる。

図3-2-28とP101で述べた波状雲発生条件を比較すると、全て条件を満たしている(逆転層下の湿潤層は事例1に較べやや乾燥している)。

以上のことから、水蒸気画像に現れた波状パターンは、700hPa(FL100)付近に発生した風下波が可視化されたものと推定される。

波状パターンの波長と風速の関係をみる。前述したように、11日00UTCでの波長は25km前後と35km前後が混在していた。図3-2-28(a)で第1圏界面は402hPa、第2圏界面は165hPaである。第1圏界面より下層の平均風速は45m/s、第2圏界面より下層の平均風速は71m/sであった。この波長と風速の関係を図3-2-20に()付きの丸印で記入してある。その際、波長25kmに対し第1圏界面下の平均風速、波長35kmに対し第2圏界面下の平均風速を対応させている。これらは、図3-2-20の回帰直線(破線)の延長上(細破線)にある。ただし、このことはこの事例1例のみの結果であり、他の事例による検証の必要がある。

なお、11日00UTCの仙台の高層観測によると、波状雲の推定された高度FL100の上下4,000ftの層では、VSは6kt/1,000ft以下と、「強」の乱気流のあった事例1に比べ小さかった。

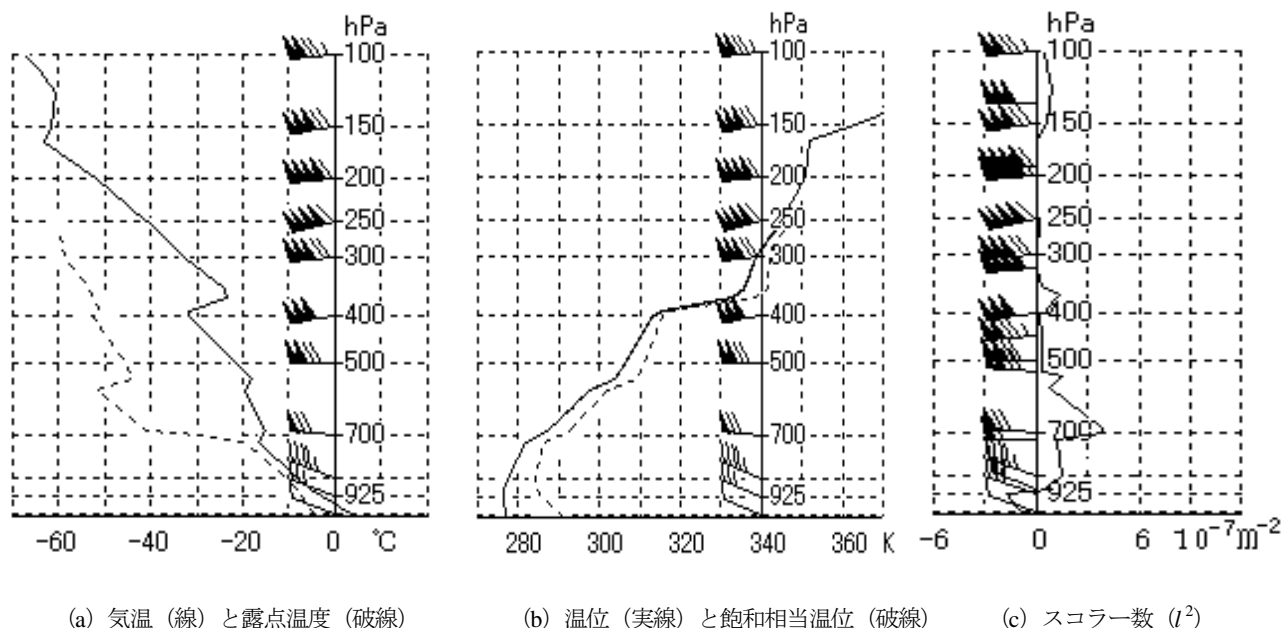


図3-2-28 2000年12月11日00UTCの仙台高層観測から得られた各種の鉛直分布

3.3 低層の乱気流とウインドシヤー

ここでは高度2,000ft以下の乱気流またはウインドシヤーの資料を用いているので、低層乱気流または低層ウインドシヤーという用語を「高度2,000ft以下の乱気流またはウインドシヤー」として使用する。

低層乱気流や低層ウインドシヤーは、航空機の運航に悪影響をもたらす。特に、離着陸時に失速限界寸前である大型機には重大な影響を及ぼす。気象庁(1998)によれば、低層乱気流や低層ウインドシヤーの発生条件として、①低層強風、②前線やじょう乱の接近による風の水平シヤーや鉛直シヤー、③雷雲や地形の影響による局地的な上昇・下降気流、④山岳波などが確認されている。

ここでは、低層乱気流または低層ウインドシヤーと特に記述する以外は、それらを区別せず LLWS (Low Level Wind Shear) と略記する。

なお、ここで用いた LLWS の資料は、主として航空気象官署が調査のために特別に収集したものである。LLWS のうち低層乱気流の報告には、その強度が含まれている。一方ウインドシヤーについては、強度の規定がないため、強度は報告されないのが普通である。しかし、中には強度も報告されている場合もある。以下に示す事例では、強度が報告された場合にはそれを記述した。また、高度については、2000ft 以上を含む場合を除き特に記述しなかった。

3.3.1 LLWS 発生時の雲の特徴

衛星では LLWS を直接的には観測できないが、衛星画像で見られる対流雲列、Cb、波状雲や低気圧に伴う雲域の相対的な位置などから間接的に LLWS の発生しやすい状況を推測できる場合がある。対流雲列は寒冷前線や局地的なシヤーラインに、低気圧に伴う雲域などの明瞭な雲の縁は風の水平シヤーや鉛直シヤーに密接に関連している。波状雲は山岳波の一種である風下波に伴って出現する。また、Cb 周辺には強い上昇・下降流があり、ダウンバーストやガストフロントを伴うことがある。したがって、これらの雲が出現しているとき、その近傍で LLWS が発生する可能性があると考えられる。

上記のような観点で、伊藤ら(1989a)は、新千歳、函館、仙台、新潟、羽田及び福岡の5つの空港について、報告のあった LLWS について雲の特徴を調べた。以下、主として伊藤らの調査結果を引用する。

LLWS の報告があった時の雲の特徴には、いくつかの空港に共通なものと、特定の空港に顕著に見られるものがある。それらの雲の特徴には、LLWS と直接的に関連するものと、単に LLWS が発生しやすいという総観場を示すものがあると考えられる。

(1) 各空港に共通な雲の特徴

いくつかの空港に共通して見られる雲の特徴の模式図を図3-3-1に示す。

図中の①は閉塞前線、寒冷前線または停滞前線に対応する。対流雲列または雲域の南縁として認識される。対流雲列や明瞭な雲の縁の場合は、風の水平シヤーや鉛直シヤー(以後風のシヤーと略す)、対流に伴う上昇・下降流があり、直接的に LLWS に関連すると考えられる。一方、対流雲列や雲域の縁が不明瞭な場合は、単に前線付近という総観場を示しているにすぎないものと考えられる。

②は波状雲である。波状雲の大多数は寒気場内で発生するが、温暖前線付近に発生するものや、寒冷前線に対応する雲バンドから変化するものもある。波状雲は、中層雲または下層雲であり、この層の風下波が可視化されたものである。波状雲(風下波)に伴い低層でも風が乱れている場合があると考えられる。これについては、3.3.3項で述べる。

③は寒気場内の対流雲列である。日本海側では筋状雲であり、太平洋側の場合は一本または数本の対流雲列であることが多い。これらの対流雲列付近では強風や風のシヤー及び対流に伴う上昇・下降流が存在していると考えられる。これについては3.3.2項で述べる。

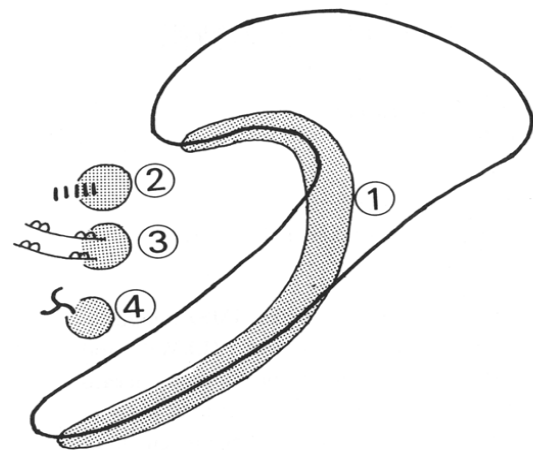


図3-3-1 乱気流発生位置の模式図(伊藤ら、1989a)

太い実線は低気圧に伴う厚い雲域を示す。①～④の点彩域及び記号は本文参照。

④は小規模（メソβスケール）な下層渦である。渦による風の乱れや上昇・下降流、渦周辺での風のシヤアの存在が推測される。寒気場内の下層渦については 6.3 節で、前線帯で発生した小規模な下層渦については 5.3 節で述べる。

事例を図 3-3-2 から図 3-3-10 に示す。なお、衛星観測は 1987 年 3 月までは 3 時間間隔、その後 1 時間間隔である。図中の画像の時刻は日本付近のおおよその撮像時刻である（±数分）。

事例 1 低気圧中心付近の対流雲列（雲パターンの分類は図 3-3-1 の①） 1987 年 5 月 3 日

千歳空港で 3 日 0250UTC に「強」の低層乱気流の報告があった。地上天気図では、低気圧が 00UTC に秋田付近、06UTC に浦河付近を発達しながら通過した。下図ではフックが渡島半島のすぐ西海上にあり、不明瞭な対流雲列（図中の矢印）が東北日本海側から北海道南部に伸びている。この対流雲列付近で低層乱気流が発生した。

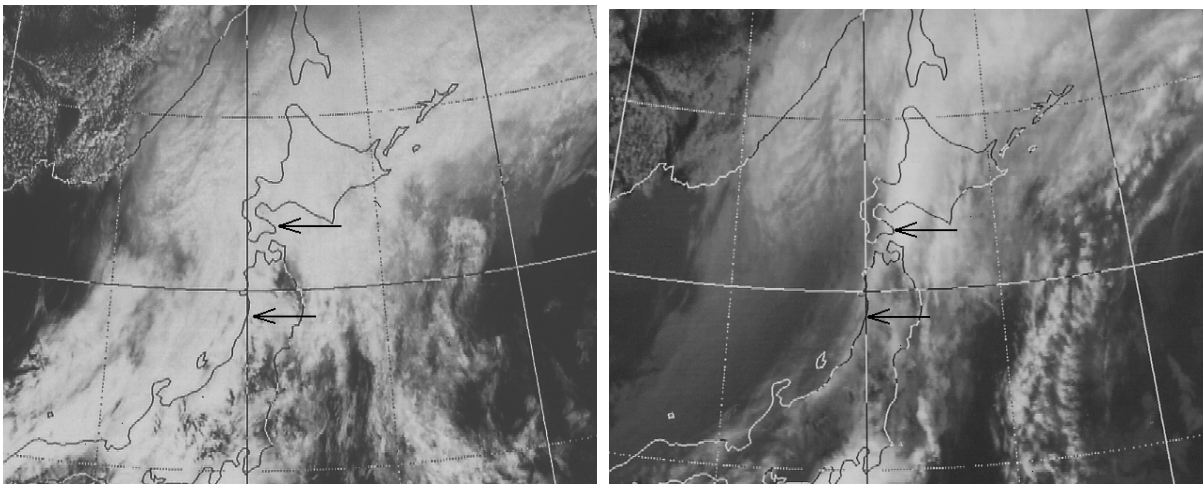


図 3-3-2 1987 年 5 月 3 日 0240UTC の可視画像（左）と赤外画像（右）

（注）：新千歳空港は、1988 年 7 月 20 日から新千歳空港として供用開始したため、供用日以前は千歳空港とした

事例 2 閉塞前線に対応する雲バンドの南西縁（雲パターンの分類は①） 1987 年 1 月 8 日

千歳空港で 8 日 0028UTC に「並」の低層乱気流の報告があった。8 日 00UTC の地上天気図では、日本海北部に低気圧があり、閉塞前線が三陸沿岸の閉塞点に伸びている。06UTC にこの閉塞点にあたる根室付近で低気圧が発生した。下図で、閉塞前線に対応する厚い雲バンドの移動を内挿すると、低層乱気流はこの雲バンド南縁付近（図中の矢印）で発生した。なお 0240UTC の衛星観測は欠測である。

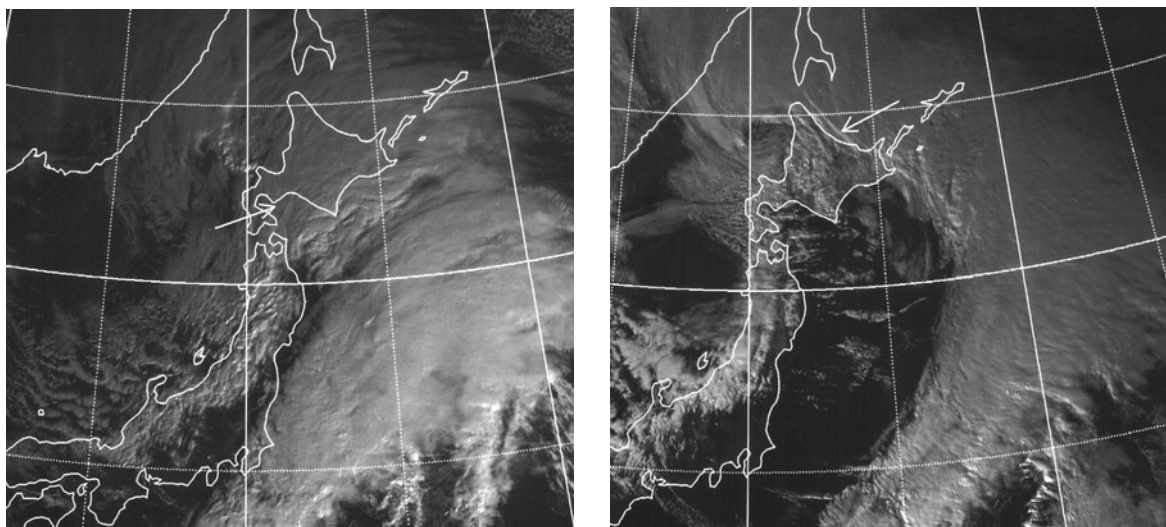


図 3-3-3 1987 年 1 月 7 日 2340UTC の可視画像（左）と 8 日 0540UTC の可視画像（右）

事例3 寒冷前線対応の対流雲列（雲パターンの分類は①） 1987年5月13日

千歳空港で13日0100UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。13日00UTCの地上天気図では、寒冷前線がオホーツク海北部の低気圧から雲バンドの南縁に沿い、北海道にかかっている。下図では寒冷前線に対応する雲バンド南縁に対流雲列（図中の矢印）があり、低層乱気流はこの対流雲列付近で発生した。

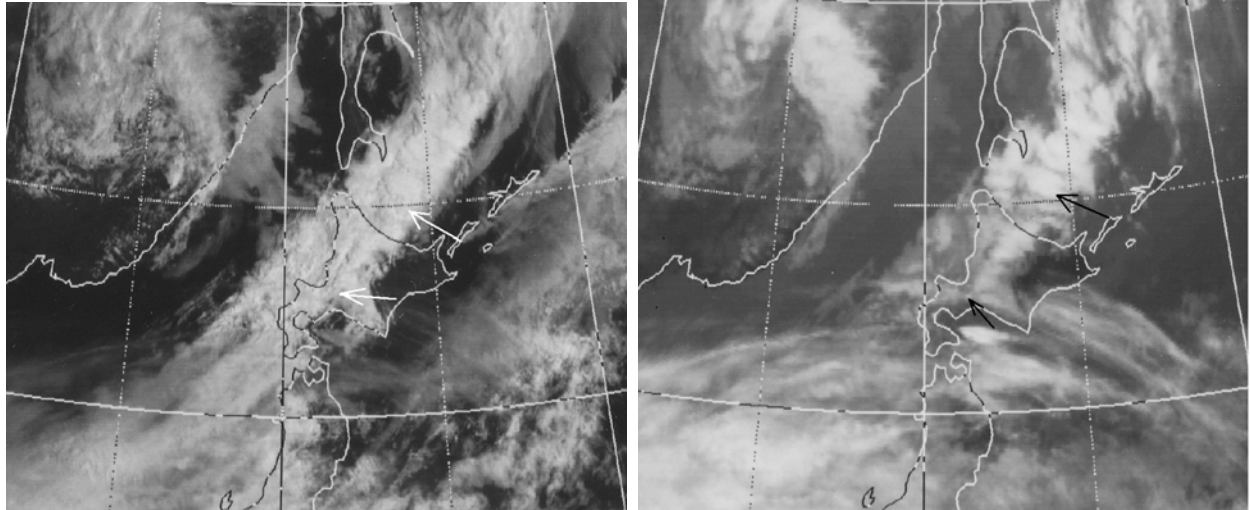


図3-3-4 1987年5月12日2340UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例4 停滞前線付近の対流雲列（雲パターンの分類は①） 1986年7月15日

福岡空港で15日0000UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。15日00UTCの地上天気図では、日本海西部に低気圧があり、停滞前線が低気圧から隠岐島付近、対馬付近を通りチェジュ島の北に伸びている。下図では、停滞前線のやや南側の九州の北西海上から瀬戸内海に対流雲（Cb）列（図中の矢印）が伸びている。低層乱気流はこの対流雲（Cb）列付近で発生した。

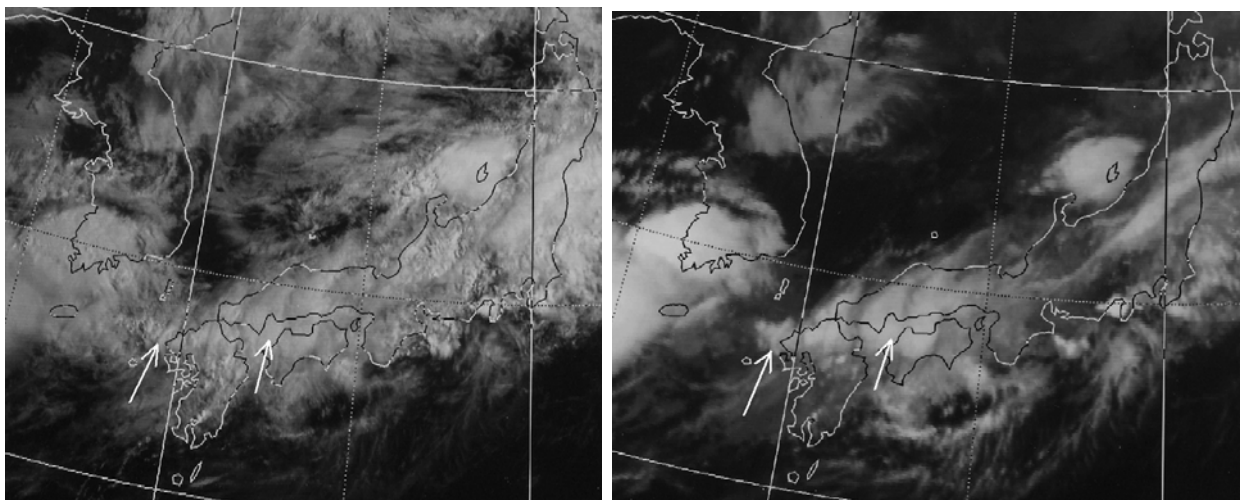


図3-3-5 1986年7月14日2340UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例5 波状雲（雲パターンの分類は②） 1987年11月25日

仙台空港で25日0000～0355UTCに低層でラフエア、高度3000～5000ftで「並」の乱気流、高度6000ft以下で「並」以下の乱気流の報告があった。また0856～0903UTCに低層乱気流及び7000ft以下で「弱」の乱気流の報告があった。衛星画像では下図のような典型的な波状雲が日中持続した。なお、「ラフエア（rough air）」は操縦士の主観的な表現で、乱気流の階級としては「弱」以下と推測される。

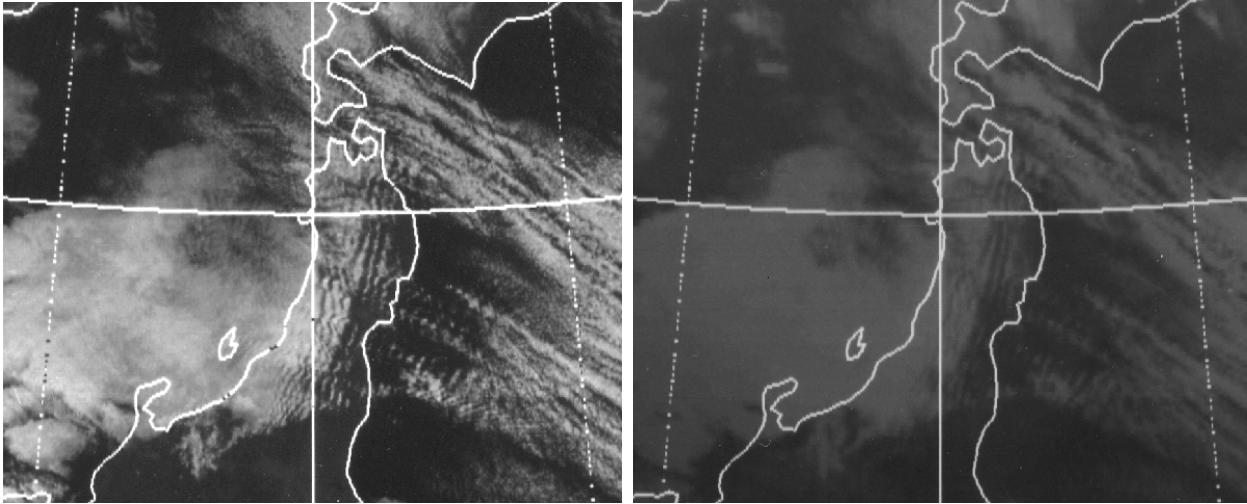


図3-3-6 1987年11月25日0240UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例6 波状雲（雲パターンの分類は②） 1984年12月17日

羽田空港で17日2345UTCに「強」の低層ウインドシヤーの報告があった。18日00UTCの地上天気図では、紀伊半島付近に低気圧があり、温暖前線が関東南岸に伸びている。下図では、関東平野は一部上層雲があるがおおむね晴天である。その中で富士山付近から東京湾にかけて明瞭な波状の雲（図中の矢印）がある。この雲が風下波によるものかどうかは不明であるが、形状から波状雲に分類した。「強」のウインドシヤーはこの波状雲域の東端で発生した。なお3時間毎の衛星観測では、波状雲はこの時刻のみ観測された。

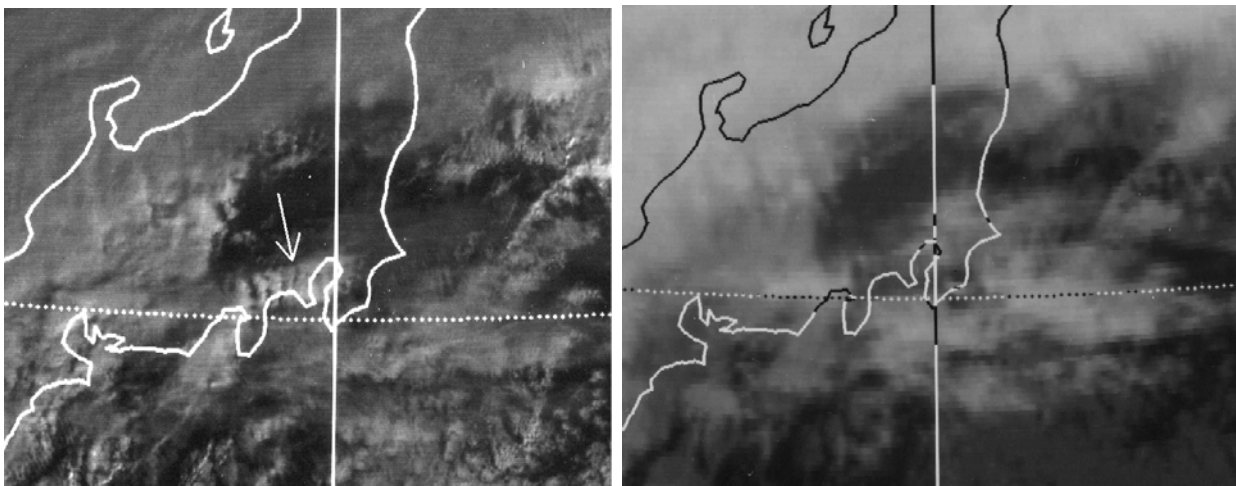


図3-3-7 1984年12月17日2340UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例7 寒気場内の対流雲列（雲パターンの分類は③） 1987年12月11日

函館空港で11日0657UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。下図では日本海北部に寒気に伴う筋状雲が分布している。その中に相対的に幅の広い対流雲（図中の矢印）が東西走向で渡島半島を横断している。1時間毎の画像によると、低層乱気流はこの対流雲列付近で発生した。なお、レーダー観測では渡島半島に対流性エコーが散在しているが、線状エコーには見えない。

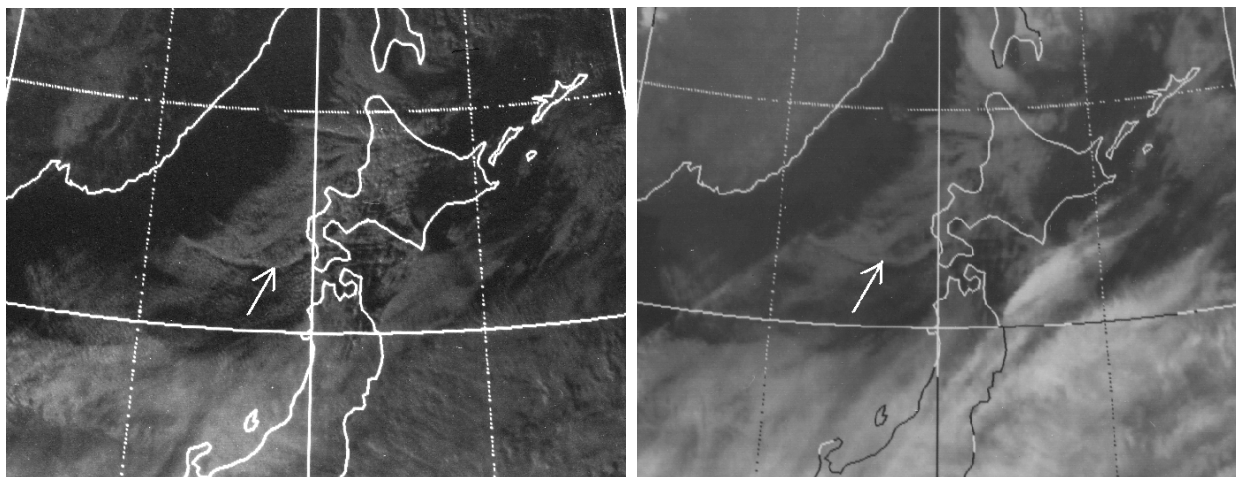


図3-3-8 1987年12月11日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例8 寒気場内の対流雲列（雲パターンの分類は③） 1985年2月22日

羽田空港で22日0517UTCに「強」のウインドシヤーの報告があった。下図で、日本周辺には典型的な筋状雲が分布し、東北から北陸地方にかけての雲は雲頂温度が低く発達している。関東平野にも複数の対流雲列があり、そのうち明瞭な対流雲列（図中の矢印）が東京湾付近にかかっている。この対流雲列付近で「強」のウインドシヤーが発生した。この対流雲列付近には地上のシヤーラインがある（図3-3-20参照）。

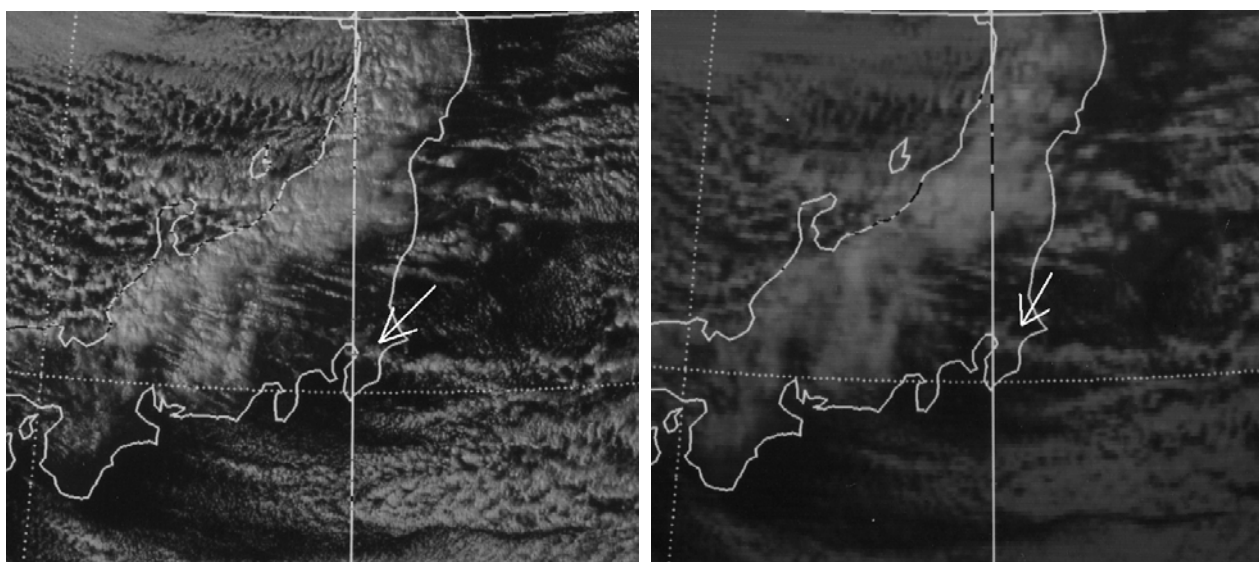


図3-3-9 1985年2月22日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例9 小規模な雲渦（雲パターンの分類は④） 1987年3月27日

千歳空港で27日0115UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。下の左図では、渡島半島のすぐ西海上に小規模な下層渦（図中の矢印）があり、3時間後の右図では石狩湾付近に見られる。この小規模な下層雲渦の周辺で低層乱気流が発生した。

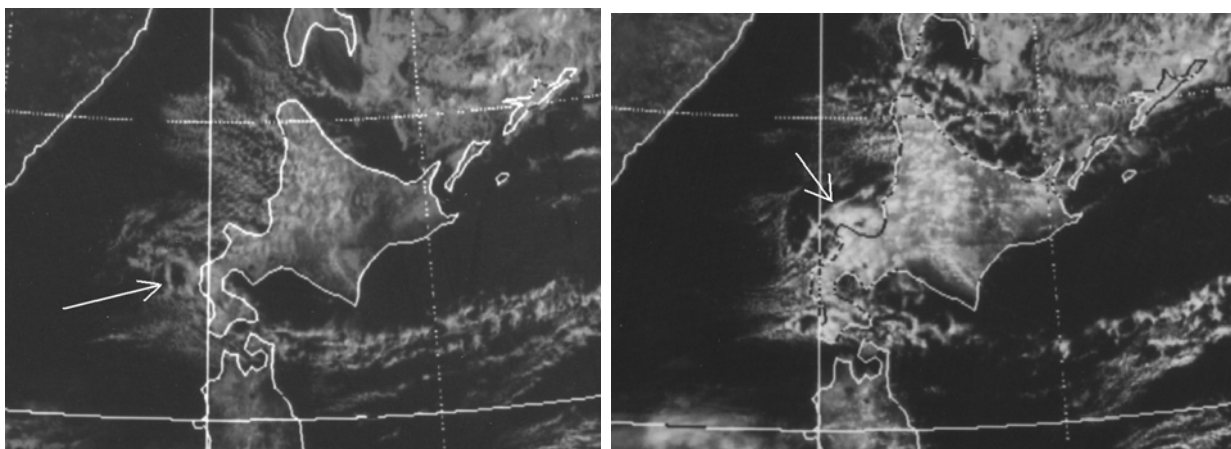


図3-3-10 1987年3月26日2340UTCの可視画像（左）と27日0240UTCの可視画像（右）

(2) 空港ごとの雲の特徴

前項では、各空港に共通な LLWS 発生時の雲の特徴を分類し実例を示した。その中にはある空港で特に頻度の多いものがある。その他に特定の空港だけに見られるものもある。それらは空港の地理的な条件によるためと考えられる。以下、そのような雲の特徴のうち主なものを空港ごとに述べる。なお（ ）内に調査期間を示した。

- ① **新千歳空港**では、総観規模のコンマ状の厚い雲域の東側で低層乱気流が発生するという特徴がある。このような領域では、下層では南寄りの強風が吹く。この領域で発生した3事例とも札幌の900hPaで南南西43～56ktの強風であった。実例を図3-3-11に示す。(1986年4月～1987年6月)
- ② **函館空港**では、寒冷前線に対応する雲バンドの南東側100～200km付近の晴天域及び霧域の明瞭な境界付近で、それぞれ「弱」のLLWSが発生するという特徴がある。これらが重なったところ、すなわち、寒冷前線に対応する雲バンドの前面でかつ霧域の明瞭な境界付近で「強」の低層乱気流の報告がある(図3-3-12)。この低層乱気流には、霧域の境から推定される地上付近の風のシャワーと雲バンド前面の下層での強い南西風の関与が考えられる。(1986年7月～1988年8月)
- ③ **仙台空港**では、LLWSのほとんどは10月から4月に発生し、寒気場内での発生が多い。そのうち

の大多数は、波状雲などの山岳波に関連する雲域で発生している。これについては、3.3.3項で述べる。(1987年11月～1988年3月)

- ④ **新潟空港**では、西北西から東南東に伸びる雲バンドの北縁付近(a)及び関東南岸の小規模なじょう乱(前線上の弱い低気圧や熱帯低気圧)に対応する雲域の北西縁付近(b)での発生に特徴がある。これらの領域には、温暖前線に関連した風のシャワーや下層の東風が推測される。(a)の実例を図3-3-13に示す。(b)の2事例について、関谷・渡辺(1989)は地上風が東寄りの風であることを示し、低層乱気流と「ダシ風」の関連を示唆している。
冬季、新潟空港には筋状雲が頻繁にかかるが、調査した期間では筋状雲域でのLLWSの報告は少ない。これについては、3.3.2項で述べる。(1983年4月～1988年8月)
- ⑤ **羽田空港**では、寒気場内の対流雲列でのLLWSが比較的多い(全LLWSの30%)。この対流雲列は図3-3-9のように明瞭な場合もあるが、図3-3-14のように注意して見ないと見逃してしまうような弱いものが多い。これらの対流雲列と地上のシャワーラインの関係については3.3.2項の(2)で述べる。(1984年4月～1987年3月)
- ⑥ **福岡空港**では、台風周辺及び孤立したCb周辺で、それぞれ全LLWSの10%発生している(この

領域では、どこの空港でも LLWS の発生する可能性があると考えられるが、調査した期間では、福岡空港以外での報告は少ない。台風周辺で発生し

た LLWS のうち半数は対流雲列、半数は Cu 域や晴天域での発生である。対流雲列の例を図 3-3-15 に示す。(1984 年 9 月～1988 年 8 月)

事例 10 新千歳空港の事例 1986 年 5 月 14 日

千歳空港で 14 日 0558UTC に「並」の低層乱気流の報告があった。06UTC の地上天気図では沿海州南部付近に発達した低気圧がある。下図では低気圧に対応して明瞭なコンマ状の厚い雲域がある。乱気流はこの厚い雲域東側の上層雲域下で発生した。

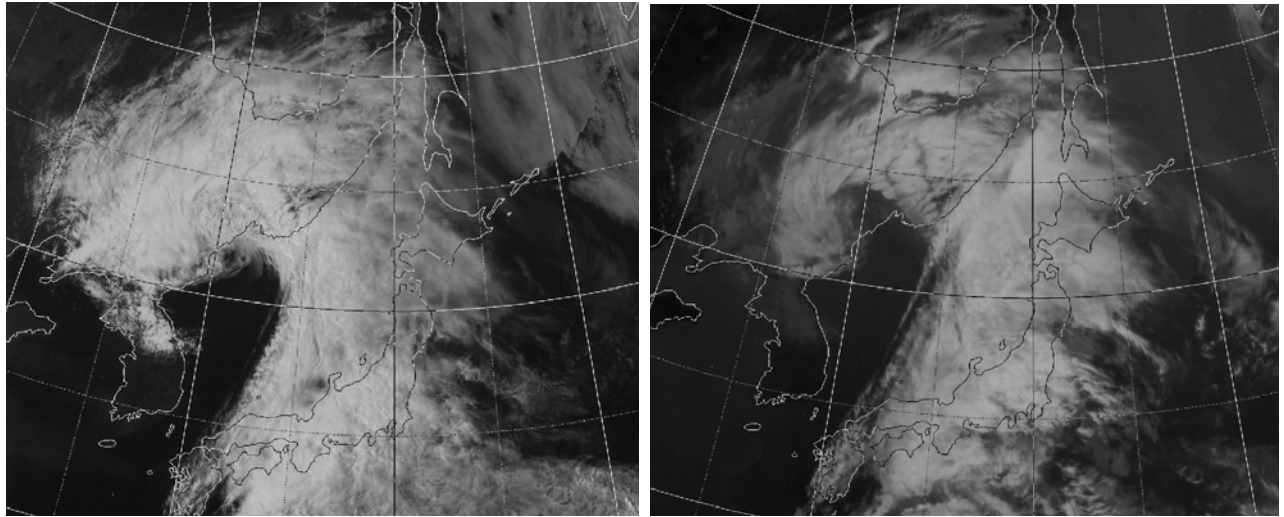


図 3-3-11 1986 年 5 月 14 日 0540UTC の可視画像 (左) と赤外画像 (右)

事例 11 函館空港の事例 1988 年 5 月 1 日

函館空港で 1 日 0825UTC に「強」の低層乱気流の報告があった。下の左図 (可視画像) では、寒冷前線に対応する雲バンドが沿海州から南南西に伸びている。その前面には霧域が広がり、その東縁 (図中の矢印) が明瞭である。3 時間後の右図 (赤外画像) では、雲バンドは東進しているが霧域は不明である。1 時間毎の可視画像で外挿すると、低層乱気流は雲バンドの東側 200～300km、霧域の境界付近で発生したと推測できる。

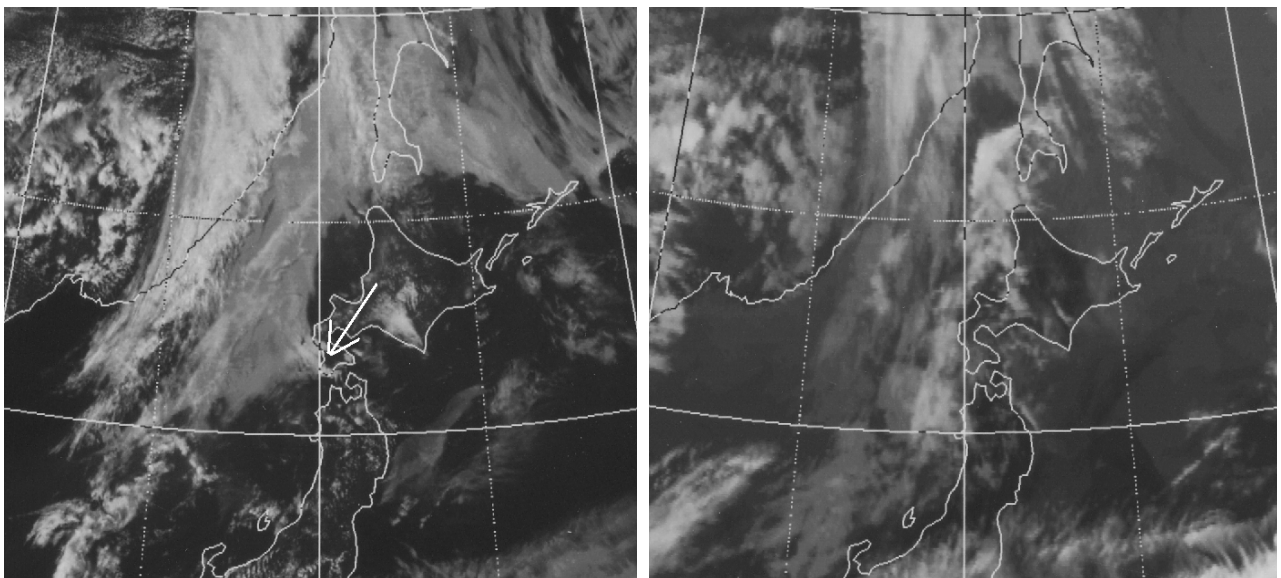


図 3-3-12 1988 年 5 月 1 日 0540UTC の可視画像 (左) と 0840UTC の赤外画像 (右)

事例 12 新潟空港の事例 1983年4月28日

新潟空港で28日0515UTCに「強」の低層乱気流の報告があった。00UTCの地上天気図では停滞前線が黄海南部、朝鮮半島南部から中国地方に伸びている。12UTCでは日本海に低気圧が発生し、低気圧から伸びる温暖前線が北陸地方に伸びている。下図では温暖前線に対応する雲バンド（図中の矢印）が日本海西部から北陸地方西部、八丈島付近に伸びている。この雲バンドは北上しており、低層乱気流はこの雲バンド北縁付近で発生した。図の関東、北陸地方東部及び東北地方南部の雲は上・中層雲である。なお、0540UTCの画像は入手できなかった。

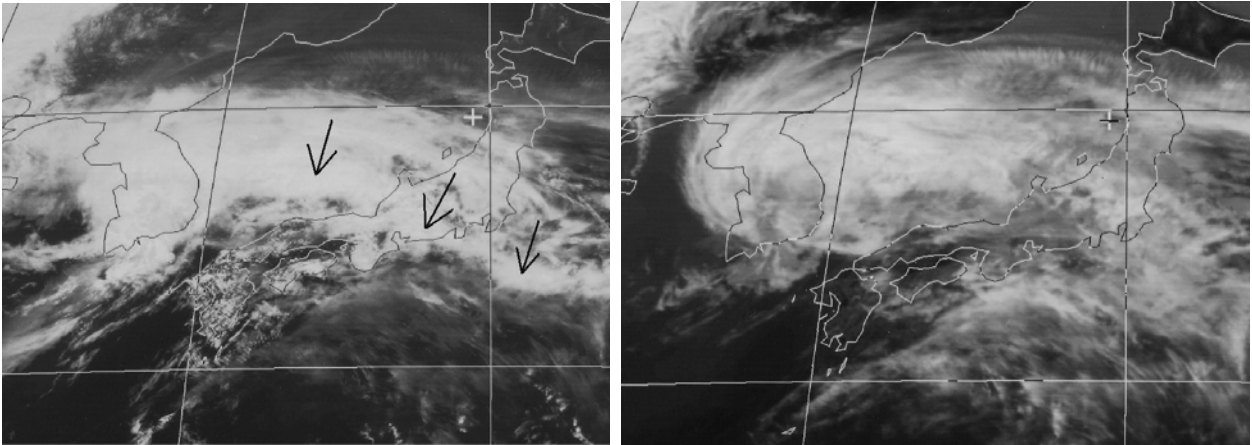


図3-3-13 1983年4月28日0240UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例 13 羽田空港の事例 1985年1月16日

羽田空港で16日0602UTCに「強」の低層ウインドシヤーの報告があった。下図では、寒気に伴う筋状雲や帯状対流雲が日本海に分布している。関東平野は晴天であるが、東京付近から関東東海上には、一部途切れている細い対流雲列（図中の矢印）がある。この対流雲列付近で「強」の低層乱気流が発生した。この対流雲列には地上のシヤーラインに対応する（図3-3-20参照）。

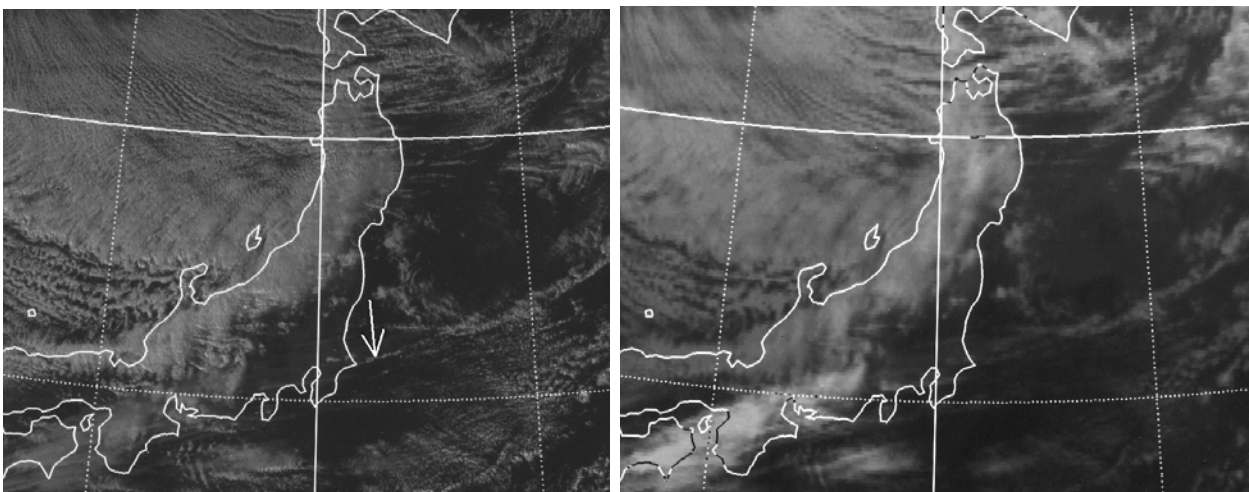


図3-3-14 1985年1月16日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

事例 14 福岡空港の事例 1986年8月28日

福岡空港で28日0525UTCに「強」の低層乱気流の報告があった。下図では、台風の雲渦中心が朝鮮半島西岸付近にあり、対流雲列（図中の矢印）が九州南西海上から福岡付近を通り台風の雲域に入り込んでいる。低層乱気流はこの対流雲列の通過時に発生した。

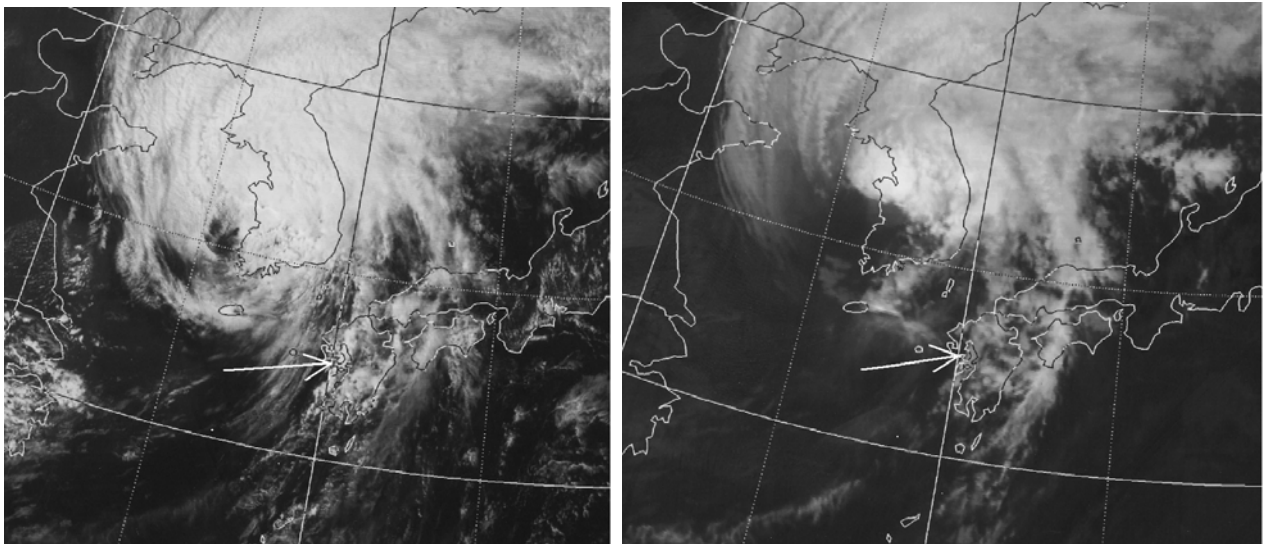


図3-3-15 1986年8月28日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

捕捉された風下波とスコラー数

この文は、引用文献を示しているところ以外は、主として小倉（1997）からの引用である。

スコラー数 l は次式で表される。

$$l^2 = N^2/U^2 - (1/U)dU^2/dz^2 \quad N^2 = g/\theta \cdot d\theta/dz$$

N : ブラント・パイサラ振動数 U : 水平方向の一般流 θ : 温位 g : 重力加速度 z : 高度

一般に第2項は第1項に較べ小さく、 l はほとんど第1項で決まる（小花，1981）。図3-2-19（P101）を見ても、スコラー数の鉛直分布は、図の気温減率と風速の強さの分布から第1項で推定される形に近いことが分かる。ただし、図で気温と風速の不連続なしに、 l が不連続になっているのは第2項の効果である。このように、第2項はいつでも無視できる訳ではないが、通報される（連続したデータではない）高層観測データによる計算は困難である（Durrant, 1986）。図3-2-25、28（P104,106）の l も第2項を省略して計算されている。

図3-2-19に示した風下波は、 l の大きい下層で山岳によって励起された波が l の小さい上層で反射され、地表との間を何回も往復して停滞波となったものである。この停滞波は、捕捉された風下波または共鳴風下波と呼ばれる。

捕捉された風下波の波長は、 $2\pi/l$ （下層側） $=6\text{ km}$ と $2\pi/l$ （上層側） $=20\text{ km}$ の間の波長であり、図3-2-19から読み取れる波長約 9 km はこの間にある。線形理論では、高度 H で完全反射されるとすると、波長 λ は $2\pi/(l^2 - n^2\pi^2/H^2)^{0.5}$ 、 $n=1,2,\dots$ で表される（古川，1975）。 $H=5\text{ km}$ 、 l （下層） $=10^{-6}$ 及び $n=1$ とすると、波長は 8 km となり図から読み取った波長約 9 km に近い値である。すなわち、図3-2-19の捕捉された風下波の波長は、風速、安定度及びスコラー数の大きい層の厚さで決まることになる。

一般的に、山岳波が出現しているときの大気の l （波数に対応）は $2 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ である。この l に対応する波長は $3 \sim 30\text{ km}$ であり、補足される風下波はこの中間（普通 $5 \sim 25\text{ km}$ ）の波長である。図3-3-26（P120）に示すように、実際に測定した波状雲（風下波）の波長はおおよそこの範囲にある。

（伊藤 秀喜、奥村 栄宏）

3.3.2 寒気場内の対流雲列（筋状雲）

(1) 日本海側の空港

日本海側の各空港では、筋状雲域で LLWS の報告がある。福岡空港では、1984 年 9 月～1988 年 8 月の LLWS のうち 18% が筋状雲域であった（全て「弱」の低層乱気流か強度のない低層ウインドシヤー）。筋状雲が頻繁にかかる新潟空港では、1983 年 4 月～1988 年 8 月の LLWS 24 例のうち、筋状雲域では「並」の低層乱気流 1 例のみと少なかった（この期間内の 12 月～3 月の冬季の LLWS は 7 例）。しかし、新潟航空測候所による最近の調査によれば、1997 年 1 月～2001 年 12 月の 5 年間の LLWS 47 例のうち 25 例が冬季であった。これらの LLWS については総観場や雲パターンなどは分析されていないが、冬季の LLWS の中には筋状雲域での LLWS も少なからず含まれていると見られる。新千歳空港では、1986 年 4 月～1987 年 6 月の LLWS 17 例のうち、筋状雲域で 1 例の「並」の低層乱気流の報告があった（新千歳空港は太平洋側にあるが、北西方向に石狩平野が開けていることから、ここでは日本海側とした）。

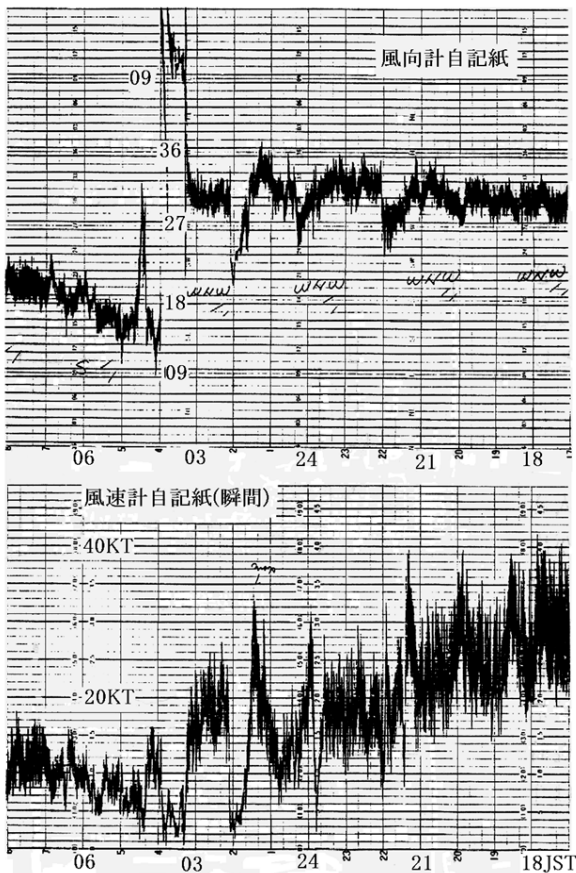


図 3-3-16 新潟空港の風の自記紙（1986 年 10 月 17 日 17 時～18 日 8 時 関谷（1988））

気象衛星課（1976）によれば、筋状雲域での地上風速は 20kt 以上と強い。図 3-3-16 は、日本海に筋状雲が分布している時の新潟空港における風の自記紙である。関谷（1988）は、この図を示し、「レーダー観測によるバンド状エコーの通過に伴って風の周期的な変動が起こる」としている。この図によると、18 日 3 時までは平均風速が 20～30kt と強く、風向及び風速は 1～2 時間程度で周期的に変化し、また風速の短時間の変動が大きい。このような風の変化があれば、LLWS の可能性は十分考えられる。ただし、この場合には LLWS の報告はない。この場合を含め、新潟空港で筋状雲域での LLWS の報告が少ないのは、離着陸する便数が少ないことなどによると推測される。

少ないながら、「並」の低層乱気流の報告があった事例を詳細に見ると、新潟空港ではオープンセル状、新千歳空港では筋状雲がその走向に直角な波状（通常の風下波に伴う波状雲より波長は短い）であった。これらは、低層乱気流の起こりやすい雲の 1 つである可能性がある。

新潟空港で低層ウインドシヤーの報告があった最近の事例を図 3-3-17 に示す。図では下北半島付近に低気圧対応の雲渦があり、日本海は筋状構造が明瞭である。新潟空港周辺では、全体としては西北西—東南東の走向であるが、図中に示した円内には雲頂温度の低い南西—北東走向の波状の雲がある。

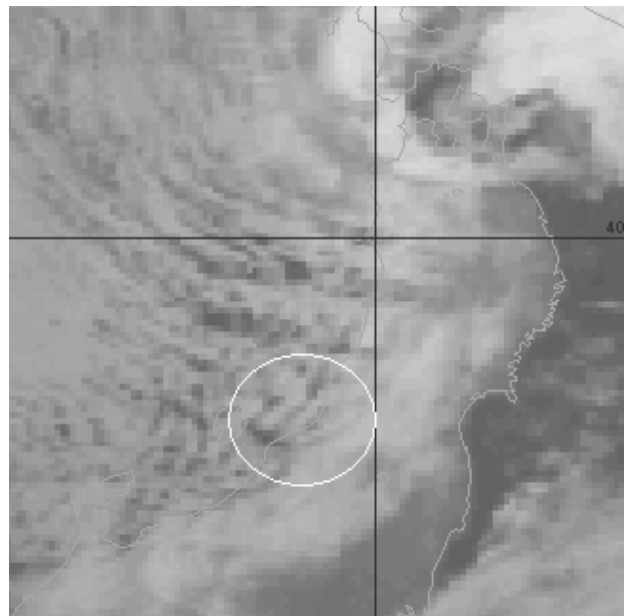


図 3-3-17 2000 年 2 月 24 日 0940UTC の赤外画像
新潟空港で 0938UTC に 100ft 以下でウインドシヤーの報告があった。

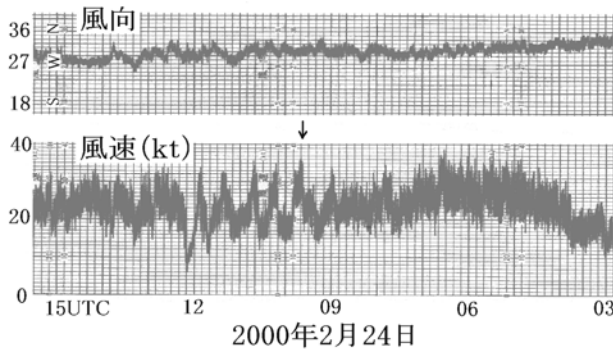


図 3-3-18 新潟空港の風の自記紙 (R/W28)

図中の矢印はウインドシヤーの報告のあった時刻
(新潟航空測候所提供)

図 3-3-18 に新潟空港の風の自記紙を示す。09～12UTC に、風速に 30 分程度の周期的な変化が見られる。この周期的な変化は波状の雲に関連している可能性が考えられる。さらに、この変化に関連して低層ウインドシヤーが発生した可能性が考えられる。なお、レーダー観測では、隙間のある弱いエコーがあるのみで、衛星画像で観測された波状のパターンは認識できない。

以上のことは、筋状雲域では LLWS の可能性があり、特に筋状雲がオープンセルや波状の雲となる場合、その可能性が大きくなることを示唆していると考えられる。

冬季の日本海では、ここで述べた筋状雲の他に、帯状対流雲やさまざまなスケールの雲渦が発生する。

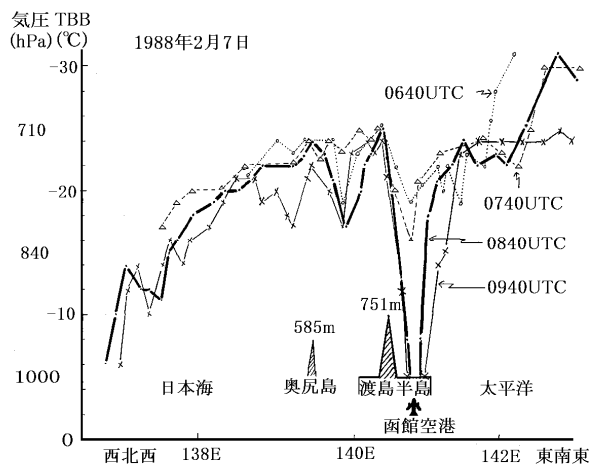


図 3-3-19 奥尻島及び函館付近を通る筋状雲の TBB.

気圧：札幌の高層観測データで TBB を変換したもの。
函館空港で 0903UTC に「並」の乱気流の報告があった。

それらについては第 6 章で述べる。

(2) 太平洋側の空港

函館空港は冬季の季節風時に山岳の風下になるので太平洋側の空港としてここで述べる。函館空港では、寒気場内の対流雲列での LLWS は少ない (1986 年 7 月～1988 年 8 月の全 LLWS 31 例中 2 例)。

1 例は、筋状雲の中にある相対的に幅の広い活発な対流雲列の通過時の「並」の低層乱気流である (図 3-3-8)。この事例は、古屋 (1989) によれば、空港の地上風は風向の変動及び風速の変動が大きく、レーダー観測では弱いエコーが散在しているのみである (線状とは認識されていない)。

もう 1 例は、典型的な筋状雲が日本海及び太平洋に広がっている時の「並」の低層乱気流である。図 3-3-19 に函館空港付近を通る筋状雲の雲頂温度の時間変化を示した。この図によると、低層乱気流の報告のあった時刻前後には函館空港付近の雲頂温度が顕著に上昇している。雲頂温度の上昇は晴天になったことを示し、山脈の風下で下降流が強まったことを示唆している。

上記の各事例は 1 事例ずつであるが、これらは函館空港の冬型気圧配置での LLWS 発生時の特徴である可能性がある。

羽田空港では、3.3.1 項の (2) で述べたように寒気場内の対流雲列での LLWS は比較的多い。楡井 (1991) は、図 3-3-9 及び図 3-3-14 の 2 事例の対流雲列について解析した。その結果、それらの対流雲列には地上の明瞭なシヤーラインが対応し (図 3-3-20)、この対流雲列が LLWS の指標になるととも

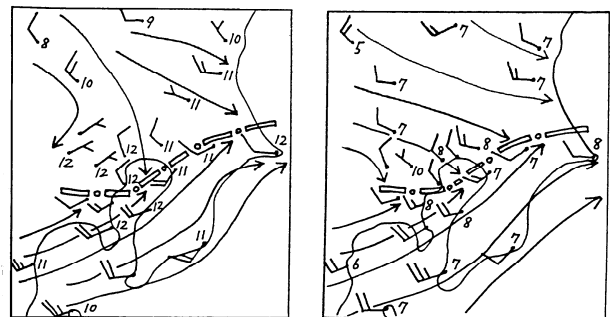


図 3-3-20 1985 年 1 月 16 日 06UTC (左) と 1985 年 2 月 22 日 06UTC (右) の地上風と気温 楡井 (1991)

左図は図 3-3-14、右図は図 3-3-9 の衛星画像に対応
長い矢羽：10kt、太破線：地上のシヤーライン

に関東南岸の南西強風の目安になるとしている。ただし、地上のシヤーラインと対流雲列の位置にずれが見られる。このずれの詳細については不明である。

上記のような雲列は海上では持続するが陸上では消滅することが多い。上田（1991）は、このような場合の海上の対流雲列と地上のシヤーラインの関係を調べた。それによると、寒気場内のコンマ形雲

（2.1.1 項参照）が北日本を通過し、コンマ形雲から西南西に伸びる対流雲列が関東の東海上を南下する場合の半数は、その雲列の延長上に地上のシヤーラインが対応し、LLWS の目安になるとしている。図 3-3-21 に上田が解析した例を、図 3-3-22 に衛星画像を示す。

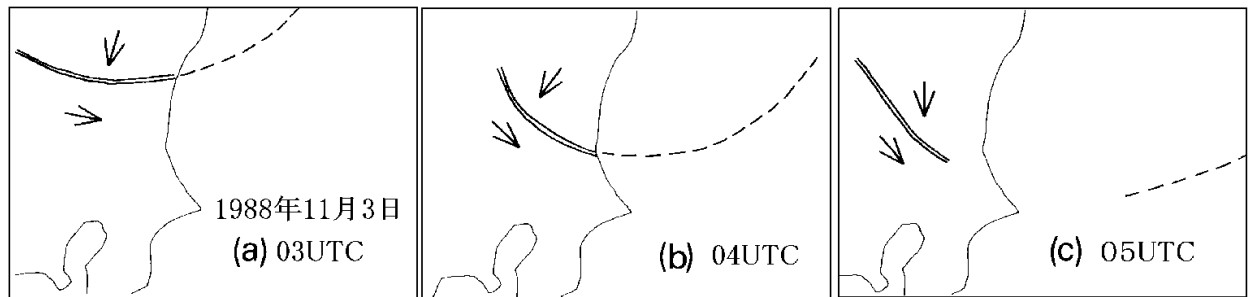


図 3-3-21 海上の Cu ラインと陸上のシヤーライン（上田、1991）

点線：衛星画像による Cu ライン 二重線：地上のシヤーライン 矢印：地上の風向

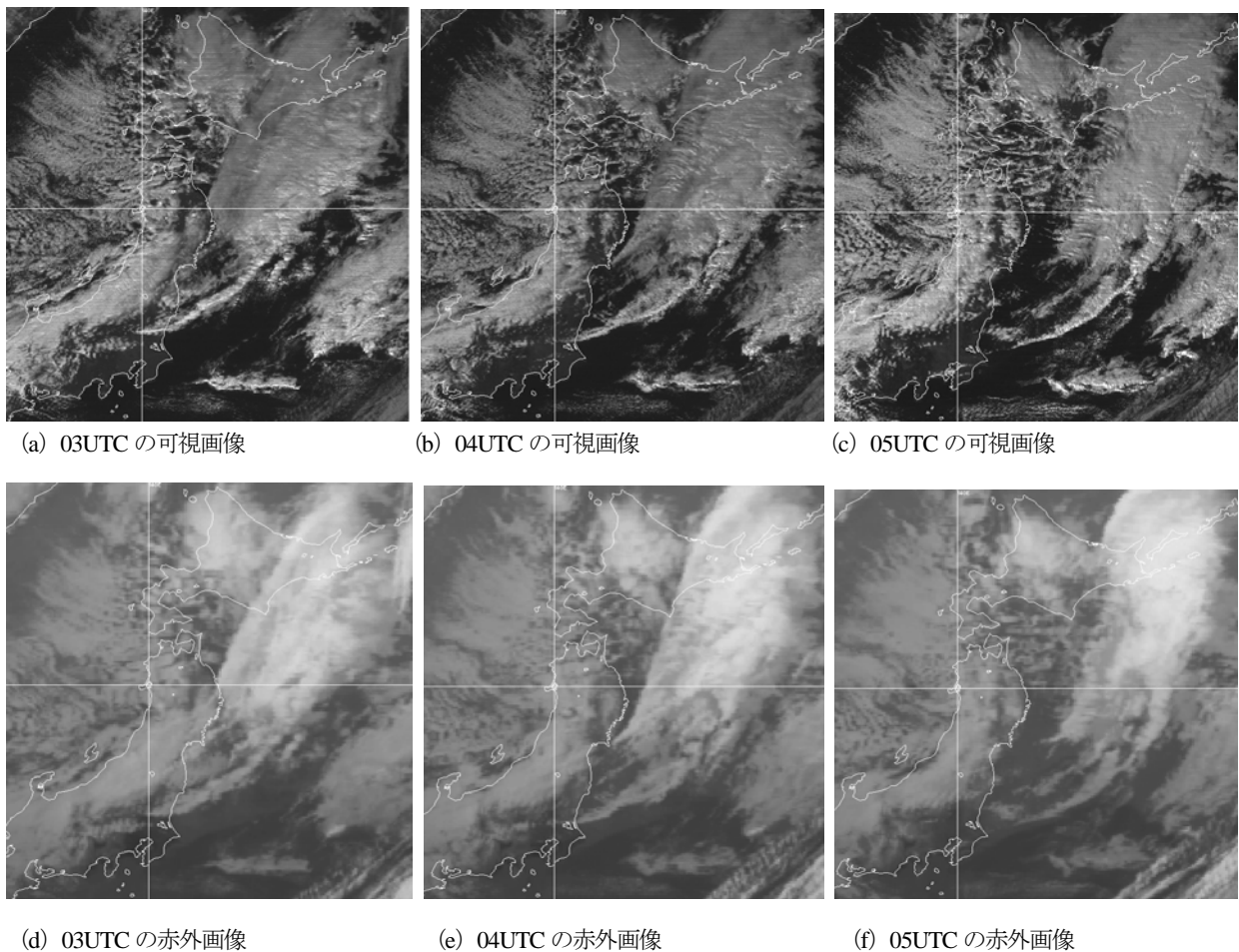


図 3-3-22 1988 年 11 月 3 日の衛星画像

3.3.3 山岳波に関連するLLWS

風下波による波状雲域で、各空港とも LLWS の報告がある。しかし、仙台空港を除いてその数は少ない。一方、3.3.1 項 (2) で述べたように、仙台空港では LLWS の大多数は山岳波（風下波を含む）に関連していると思われる雲の出現時の報告である（調査期間：1987 年 11 月～1988 年 3 月）。伊藤ら（1989b）はそれらの雲を次の 3 つに分類し、LLWS とそれらの雲の関係を調べた。なお、仙台空港における LLWS の報告はすべて低層乱気流であった。

- ① 波状雲（図 3-3-6）。仙台空港周辺に波状雲がある。
- ② 西側波状パターン（図 3-3-23）。仙台空港の西側にあたる奥羽山脈の西側では波状の雲があるが、仙台空港周辺には雲はない。その場合、奥羽山脈西側の雲の波状パターンは不明瞭な場合が多く、また仙台空港の北側の岩手県や南側の福島県には波状雲のあることが多い。
- ③ 山脈に沿う雲（図 3-3-24）。奥羽山脈に沿って厚い雲がかかり、そのすぐ西側の山形盆地から米沢

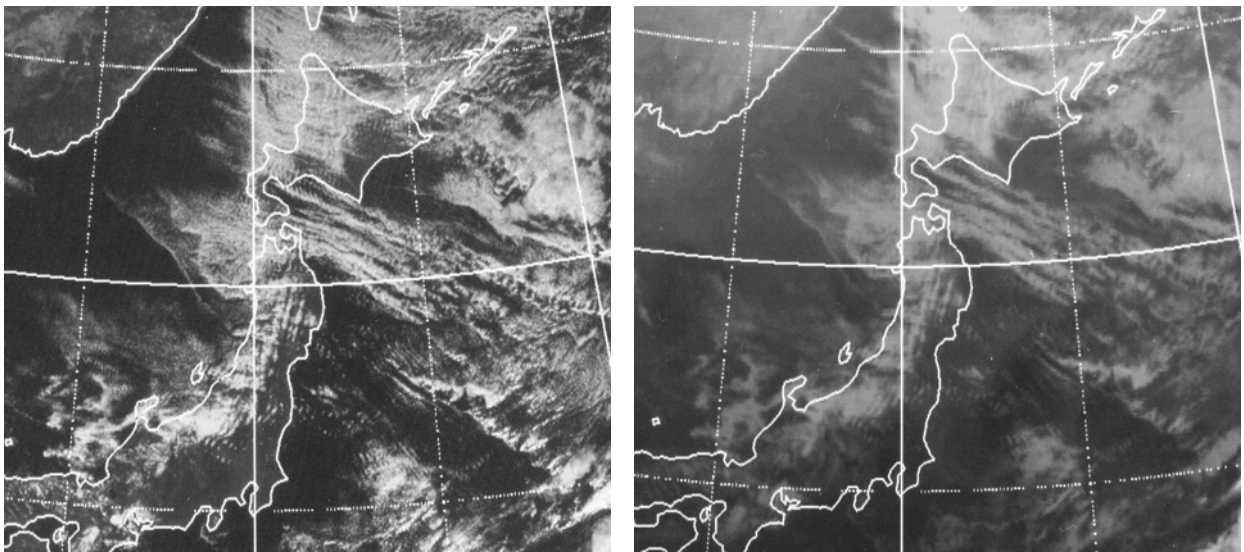


図 3-3-23 1987 年 11 月 22 日 0240UTC の可視画像（左）と赤外画像（右） 雲の特徴は②波状雲等（西側波状パターン）
仙台空港で 22 日 0237～0455UT に 4 件の「並」の低層乱気流報告があった。図では、岩手県や福島県には波状雲があるが、宮城県付近に波状雲はない。日本海側の雲は不明瞭ながら波状になっている。このような状態は日中持続した。

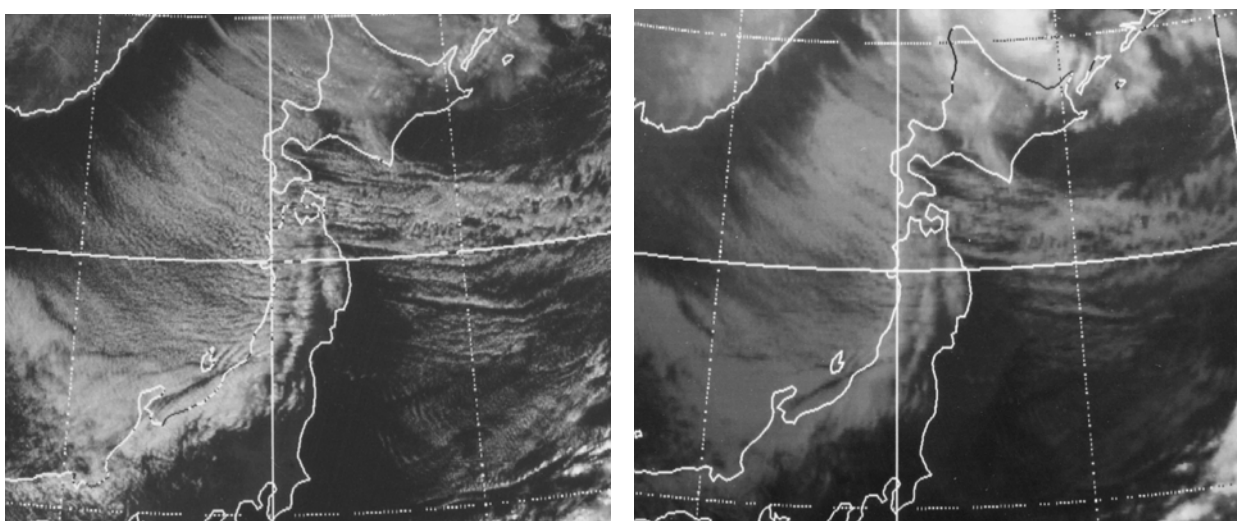


図 3-3-24 1987 年 11 月 24 日 0240UTC の可視画像（左）と赤外画像（右） 雲の特徴は②波状雲等（山脈に沿う雲）
仙台空港で 24 日 0339～0350UTC に 3 件、0858～0950UTC に 4 件の「並」の低層乱気流の報告があった。
図では日本海は筋状雲が明瞭で、南北に連なる奥羽山脈に沿って雲がかかり、仙台空港付近及びその西側の山形盆地付近は晴天である。このようなパターンは 0000UTC 頃から明瞭になり、1200UTC 頃まで続いた。

盆地付近は晴天域で、蔵王山の東側に波状雲はない。

山脈に沿って雲があり風下で雲がないことは、山脈上空で上昇流その風下側で下降流となっていることを示し、どのような形態かは分からないが、山岳波の発生を示唆している。

前記の3つを「波状雲等」と総称する。これらの雲は、低気圧通過後「山脈に沿う雲」、「西側波状パターン」次に「波状雲」と変化することが多い。ただし明瞭な「山脈に沿う雲」になることは少ない。調査した期間では、「並」の低層乱気流はこれら3つの雲でほぼ同数、「弱」の低層乱気流は波状雲で多かった。

東北地方の太平洋側は、波状雲が日本で最も頻繁に発生する地域であり、その継続時間も長い場合が多い。したがって、単に「波状雲等」があるという

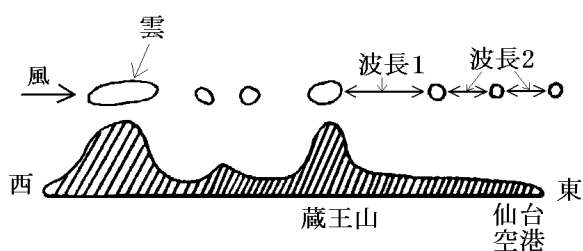


図 3-3-25 波状雲の波長の模式図

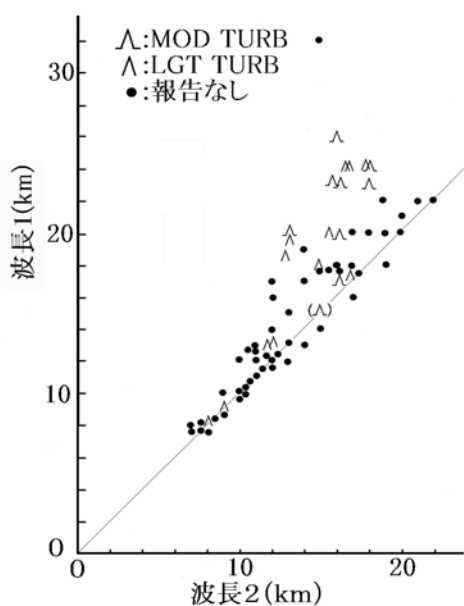


図 3-3-26 波状雲の波長と低層乱気流

() は2倍の波長が重なっているように見える波状雲を示す。

だけでは、LLWS の指標としては不十分である。

3.2.2 項 (1) で述べたように、風下波や波状雲の観測では、波長と風下波の発達程度や中・下層の乱気流とは密接な関係がある。また Lester (1974) によれば、ジャンプタイプ及び波動タイプの山岳波のどちらでも低層乱気流が発生し、特にジャンプタイプの方が強く広範囲に発生する。これらから波状雲（風下波）の波長やその形態と低層乱気流は密接に関連している可能性が考えられる。このような観点で調査した伊藤ら (1989b) の調査結果を以下に引用する。

波状雲の波長を図 3-3-25 の模式図のように定義し、波長と低層乱気流の関係を見たのが図 3-3-26 である。この図によれば、波長1が長く、かつ波長1が波長2に比べて長い場合に低層乱気流が多い。波長が長くとも波長1と波長2が同じ場合、すなわち波状雲の波長が一樣な場合には低層乱気流は少ない。図 3-3-27 は波状雲の波長の時間変化と低層乱気流発生関係を示す例である。0640UTC 以降、波長1が急速に長くなるとともに低層乱気流が発生している。波長1が波長2に比べ長いということは、山岳波がジャンプタイプであることを示唆していると考えられる。

なお、波長は、仙台空港から波状雲の向きに対し直角方向の雲間として測定されている。波長1が波長2に比べ長い場合には、蔵王山上空の雲と風下の

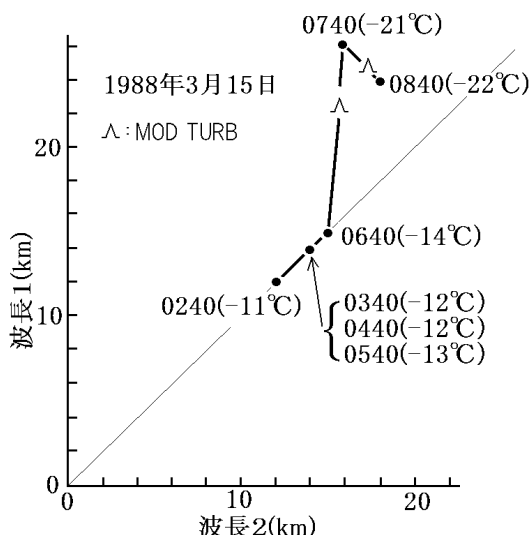


図 3-3-27 波状雲の時間変化と低層乱気流

黒丸の位置は数字で示した時刻 (UTC) における波状雲の波長、() 内は蔵王山付近の雲頂温度、乱気流記号の位置は黒丸の時刻間を単純内挿した乱気流発生時刻。

雲の走向が平行な状態で波長1が長い場合と、蔵王山上空の雲の走向は北-南であるが、その東側の雲の走向が北北東-南南西であるために長くなる場合がある。

図3-3-27には、波長の変化とともに蔵王山付近にかかる雲の雲頂温度も記入してある。波長1の増大とともに雲頂温度も急激に低下している（雲頂高度は増大）。調査した期間で、「波状雲等」の出現時に「並」の低層乱気流があったすべての事例について、雲頂温度の時間変化を調べた結果、25例中19例（76%）は、雲頂温度の極小付近又は極小前の急下降時に乱気流が発生していた。雲頂温度の低下は山岳波の振幅の増大を示していると考えられる。ただしその時の雲頂温度は-4~-22℃とばらつきが大きく、値そのものは指標にはならないと見られる。

上記のことは、波長1の増大や雲頂温度の急低下が山岳波の発達の指標になること及び山岳波に伴って低層乱気流が発生することを強く示唆している。

仙台空港以外でも、報告数は少ないが山岳波に関連すると推定されるLLWSがある。図3-3-28は森ら（1999）が花巻空港において、おろし風によりLLWS（森らは低高度ウインドシヤー（LAWS）と呼んでいる）が発生したとする事例のドップラー・ソーダ

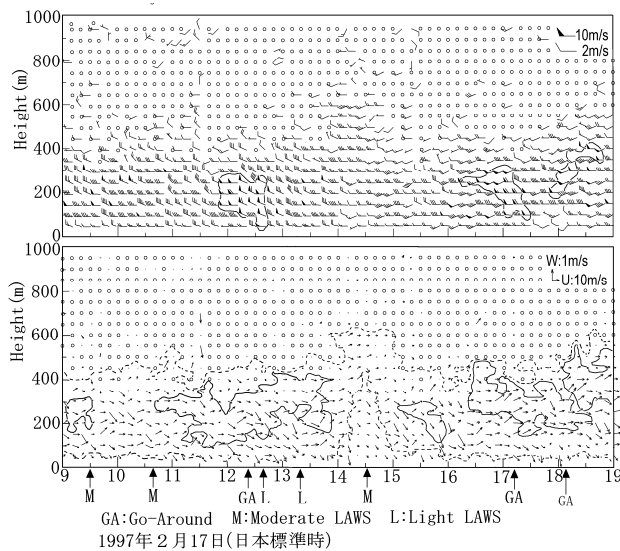


図3-3-28 ドップラー・ソーダ観測による花巻空港上空の風(森ら,1999)

上図：矢羽は水平風、実線は10m/sの等値線 下図：矢印は風の「西風-鉛直」成分、破線と実線はそれぞれWSIが4m/sと7m/sの等値線。丸印は「観測データなし」を示す。WSIは森らが提案したWind Shear Indexで、水平風ベクトルの標準偏差の意味合いをもつ。

の観測である。森ら（1999）は、「終日約10m/sの西風が続き、その中を約15m/sの強風が10時頃、12時から13時頃、17時から18時頃に塊になって観測されている（上段の図。10時頃については10m/s以上の範囲が狭いので等値線は描かれていない）。このように強風核が風下に流されて行く様子は、コロラド州ボルダー付近のおろし風の中にも観測されている。」と述べている。なお、図3-3-28の12時30分、17時及び18時頃のGo-Around(進入復行)は、Severe LAWSによるものである。

図3-3-29に17日0340UTC(12時40分)の衛星画像を示す。前日、低気圧が日本付近を通過し、この日は終日寒気に伴う筋状雲が日本海や太平洋で持続した。花巻空港の西側の奥羽山脈と東側の北上高地では、雲は厚くその雲頂温度が低い状態が持続した。

図示した時刻の可視画像では、花巻空港のある北上盆地に南北に細長い2本の波状雲(波長17km)がある。この波状雲は0140UTCから見られるが、図の時刻前後に最も明瞭となり、可視画像の見える0740UTCまで持続しているのが確認できた。このように、花巻空港でも、波状雲がLLWSの指標になる可能性がある。

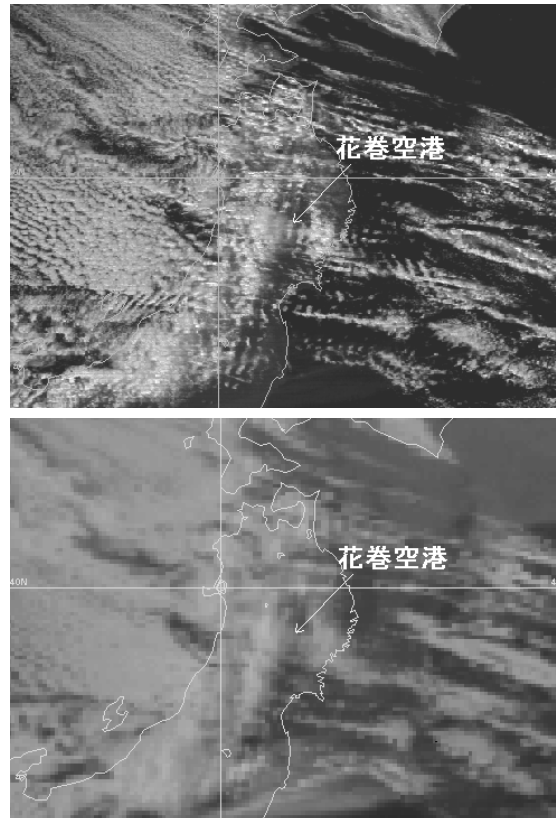


図3-3-29 1997年2月17日0340UTC(12時40分)の可視画像(上)と赤外画像(下)

3.3.4 竜巻、ガストフロント及び海風前線

Cb 周辺で発生する竜巻、ダウンバースト及びガストフロント等によって LLWS が発生する。また海陸風前線も LLWS の原因になる (気象庁、1999)。ここでは竜巻、ガストフロント及び海風前線の事例について、衛星画像ではどのように見えたか、事例を示す。

(1) 竜巻の事例

斎藤 (2000) は、2000 年 7 月 12 日夕方に福島県会津高田町で発生した突風は、レーダー観測で Cb

が東側にオーバーハングしスーパーセルの特徴を持っていたこと、若松測候所の観測データではメソサイクロンによると思われる気圧の低下と風向変化があったこと (図 3-3-30) 及び被害の状況から、竜巻の強さを表す藤田スケール F1 の竜巻によるとした。

竜巻に関連すると推測される Cb 域は約 8 時間持続し、その間の平均的な移動は東北東～北東 20～30kt であった。図 3-3-31 に竜巻が発生した頃の画像を示す。図の時刻には、この Cb は最も発達し、前後の時刻に比べ移動速度が遅く、また北上成分はほとんど見られない。

06UTC の仙台の高層観測では 850hPa で南南西 14kt、700hPa で南西 19kt、500hPa で南西 27kt、300hPa で西南西 33kt であった。Cb 域の移動は、この仙台の高層観測から推測される一般場の風に対し右側にずれている。

Cb 域の形状は、テーパリングクラウドというほど明瞭ではないが風上がやや尖っている。また Cb の南西側には対流雲列 L が伸びており、これはスーパーセルの維持に関するフランキングライン (小倉 (1997)、ガストフロントに沿って塔状積雲や積乱雲が連なったもの) の可能性がある。これらの特徴、すなわち、Cb が風上側に尖っていること、移動が一般場の風の右にずれていること及びフランキングラインと思われる雲列があることは、古典的スーパーセルの特徴 (小倉、1997) に一致する。

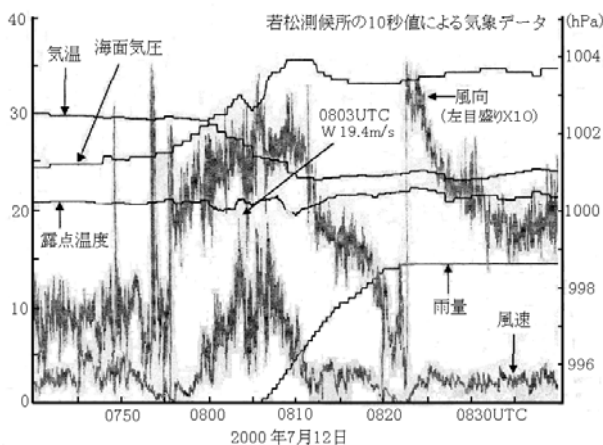


図 3-3-30 若松測候所の 10 秒値による気象データ 斎藤 (2000)
左の縦の目盛り：気温と露点温度 (°C)、風速 (m/s)、雨量 (mm)、風向 (×10deg)

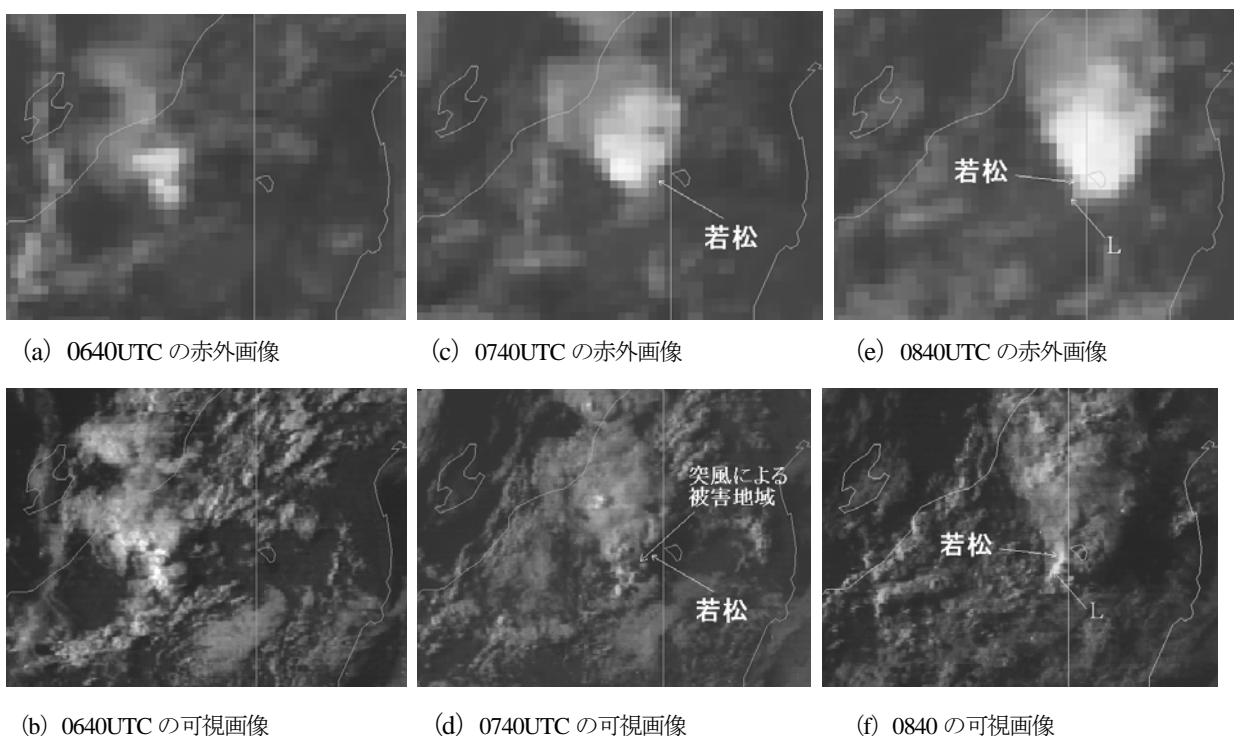


図 3-3-31 2000 年 7 月 12 日の衛星画像

(2) ガストフロント（アークラウド）の事例

衛星でアークラウド（Arc cloud）を観測することがある。モデル図を図 3-3-32 に示す。この雲は、積乱雲（Cb）に伴う冷気外出流の先端にできるガストフロントに沿って円弧状に形成される。すなわち、アークラウドはガストフロントが可視化されたものである。

図 3-3-33 はアークラウドを観測した衛星画像である。可視画像では Cb の南東側に円弧状の雲列、アークラウドが明瞭である。この雲は、赤外画像で

灰色であることから Cu である。

図 3-3-34 に示したレーダーエコーでは、アークラウド（Cu）に対応し円弧状の晴天エコー（脚注）が観測され、南東進している。

この雲が通過したと思われる宇都宮では、平均風速 16.2m/s、最大瞬間風速 25.4m/s の強風が観測された（図 3-3-35、36）。その他の観測所では平均風速 6m/s 以下であるが、風向の急変を観測した所があった。

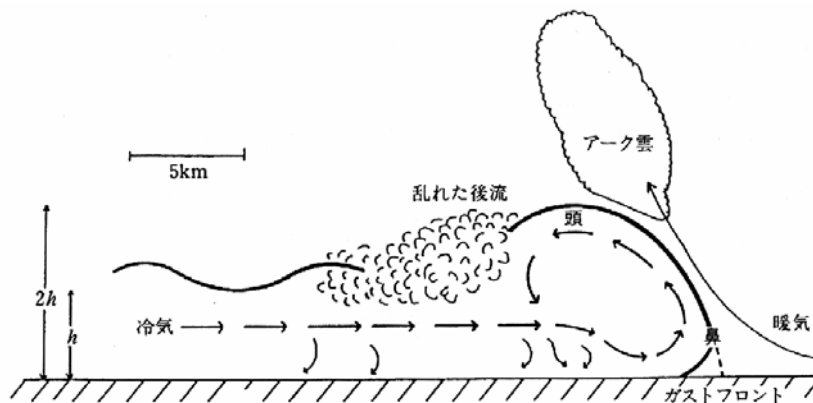


図 3-3-32 積乱雲に伴う冷気外出流の模式図 (Goff, 1975) 小倉 (1997) から引用。

h : 冷気の厚さ

冷気外出流は重力流（密度差のある隣り合った流体間に生じる流れ）の 1 例である。

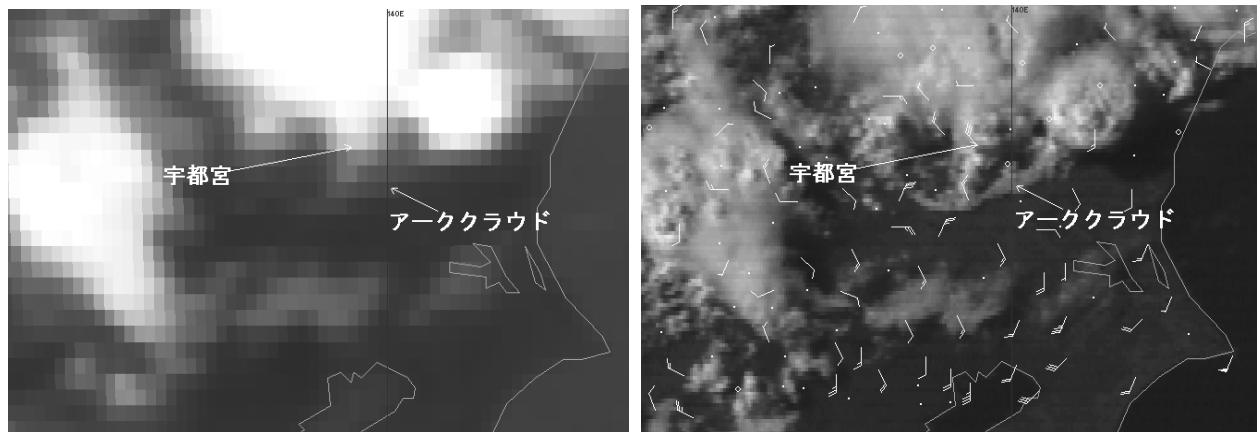


図 3-3-33 2000 年 7 月 1 日 0637UTC の赤外画像（左）と可視画像（右）

図中の矢羽は 0700UTC のアメダスの風。アメダスの風によるシヤーラインはアークラウドのやや南側にある。衛星画像がアメダスの観測時刻の 23 分前であることを考慮すれば、アークラウドとアメダスのシヤーラインはほぼ一致する。

注：晴天エコーは、非降水エコーやエンジェルエコーとも呼ばれ、大気中を浮遊する小昆虫が大気屈折率の乱れによるものといわれている。一般的には $100\mu\text{m}$ 以下の雲粒は、気象研究所のレーダーが用いている波長 5cm では映らないとされている。図 3-3-34 の円弧状のエコーには Cu ラインが対応しているが、エコーの反射強度が非常に弱いこと、アメダスで降水を観測していないこと及び現業レーダーでエコーがないことから、これは晴天エコーと見られる。

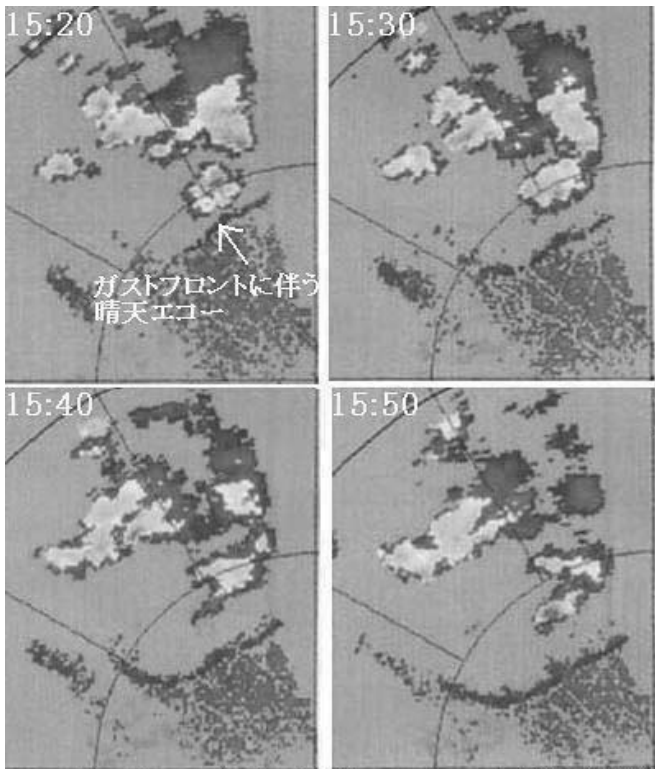


図 3-3-34 気象研究所のレーダーエコー 2000年7月1日(図中の時刻は日本標準時) 元のカラー画像では、晴天エコーの反射強度は非常に弱い。その北西の塊状のエコー反射強度は強く Cb である。
(気象研究所 赤枝 健治氏提供)

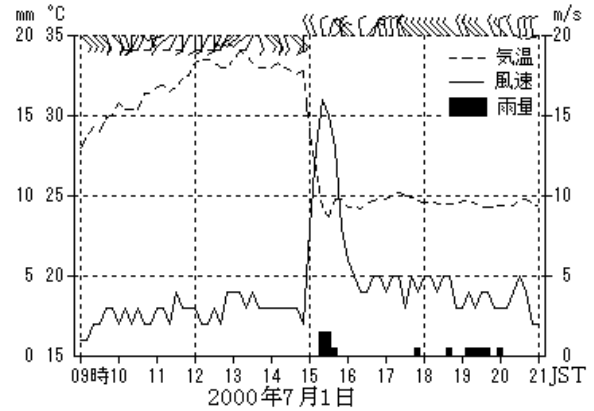


図 3-3-35 宇都宮のアメダスの時系列

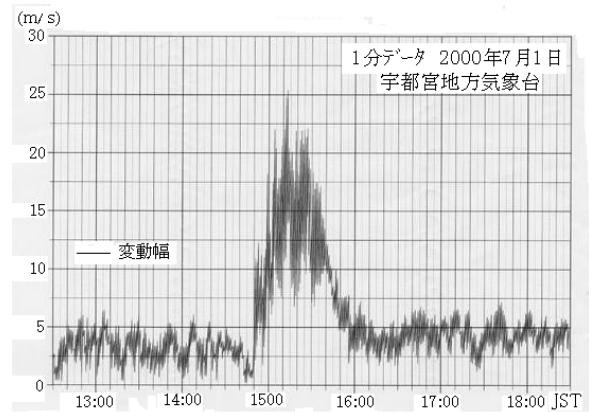


図 3-3-36 宇都宮の風速時系列 (宇都宮地方気象台提供)

(3) 海風前線の事例

海風前線が Cu ラインとして可視化された 2000 年 7 月 2 日の例を示す。

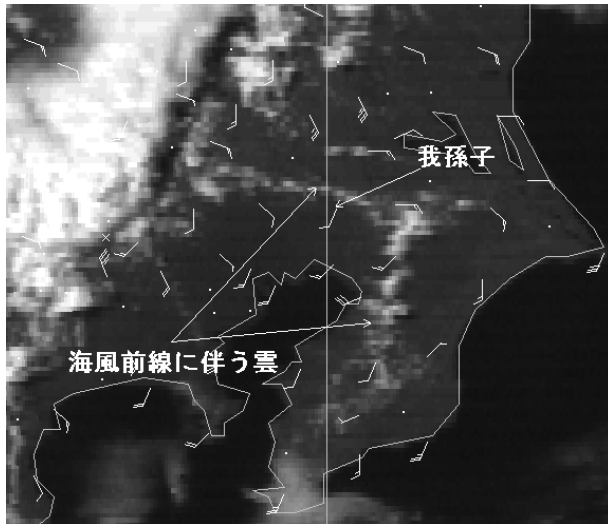
図 3-3-37 上段の図では、「海風前線に伴う雲」のうち、東京湾北側の東西に連なる部分は、01UTC 頃から東京湾沿岸で発生し、ゆっくり北上したものである。房総半島の南北に連なる部分は、日中になって房総半島に広く発生した Cu が、次第に図のように線状になったものである。図 3-3-37 に重ねて表示したアメダスの風及び図 3-3-38 の我孫子のアメダス時系列から、この雲には地上風のシャドーラインが対応している。このようなことから、このシャドーラインは海風前線であり、海風前線上に雲が発生することにより可視化されたものであると見られる。

図 3-3-37 下段の図は、上段の図から 1 時間後の画像である。「海風前線に伴う雲」の一部は、赤外画像で白又は明るい灰色 (白いほど雲頂温度が低い) であることから Cb や Cg に発達した事が分かる。次の

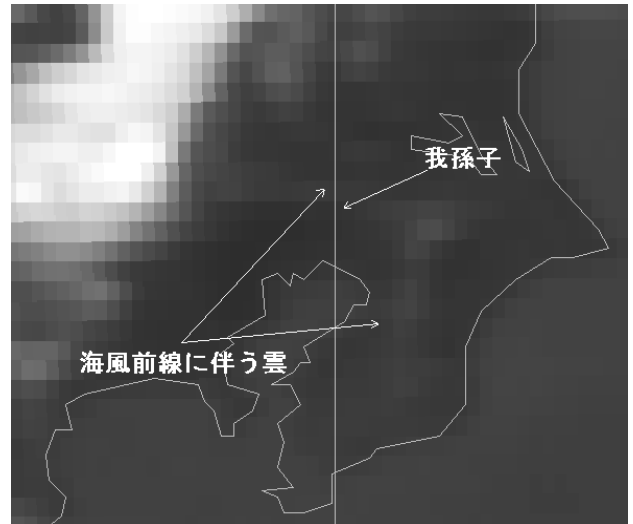
1 時間後にはこの Cg も Cb に発達した。

図 3-3-39 は気象研究所のレーダーエコーである。図 3-3-37 下段の図の「海風前線に伴う雲 (Cb、Cg を含む)」には、図 3-3-39 の左図中の「晴天エコー」、「Cb」及び「降水エコー」が対応する。「晴天エコー」は、反射強度が弱いこと、現業レーダーでエコーがないこと及びアメダス雨量がないことから晴天エコー (非降水エコー) であると推定できる。10 分後の図 3-3-39 の右図では、房総半島でエコーが急速に発達している。

図 3-3-37 で、図の北西部に大規模な Cb 域があり東進している。この Cb 域が東進してくる前に、上記のように海風前線上の Cu が Cb に発達した。このことは、海風前線が対流雲発達の引き金になったことを示している。



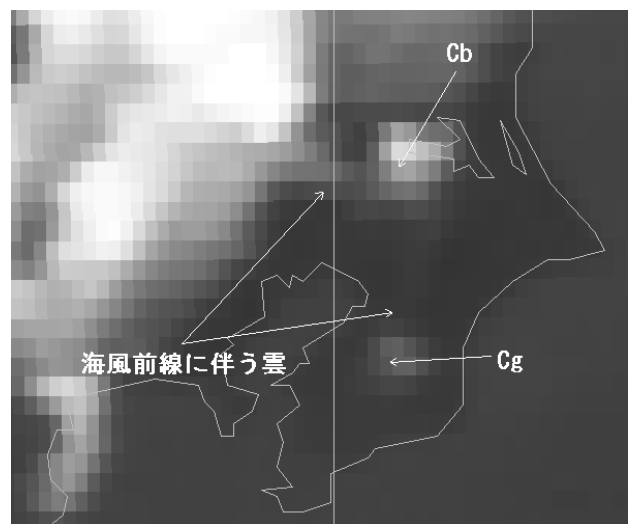
(a) 0430UTC の可視画像



(b) 0430UTC の赤外画像



(c) 0537UTC の可視画像



(d) 0537UTC の赤外画像

図 3-3-37 2000 年 7 月 2 日の衛星画像

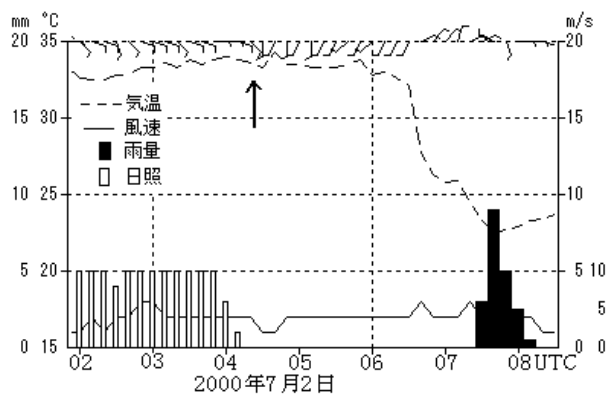


図 3-3-38 千葉県我孫子のアメダス。矢印は海風前線の通過を示す

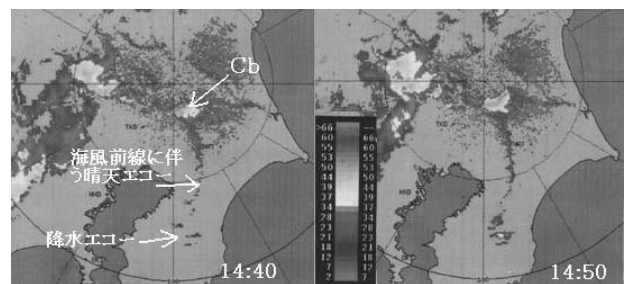


図 3-3-39 気象研究所レーダーエコー 2000 年 7 月 2 日
 図中の時刻は日本標準時
 左図は、図 3-3-37 (c)、(d) の 3 分後である。
 (気象研究所 赤枝 健治氏提供)

MCC と雲クラスター

MCC (Mesoscale Convective Complexes) は Maddox (1980) が北アメリカ大陸上に発生する大きな対流雲の集団について衛星画像を用いて調査し、整理したもので、MCC の定義として「大きさ」や「継続時間」、「形」など5つの判定条件を示している。

例えば、「大きさ」の条件として雲塊の上面の輝度温度 (TBB) が -32°C 以下の面積が10万 km^2 以上、 -52°C 以下の面積が5万 km^2 以上であることとしている。また、「継続時間」は「大きさ」の2つの条件が6時間以上継続すること、「形」は -32°C より低い雲塊の上面が最も広がったとき、長径と短径の比 (扁平度) が0.7以上であること、「発生」「消滅」についてはいずれも「大きさ」の条件を満たすかどうかの時点としている。

MCC については、その後アメリカ大陸以外でも調査が行われ、アフリカ大陸上にも同様の対流雲の複合体があることが指摘されたほか、インド周辺や中国大陸でも見られることが分かった。

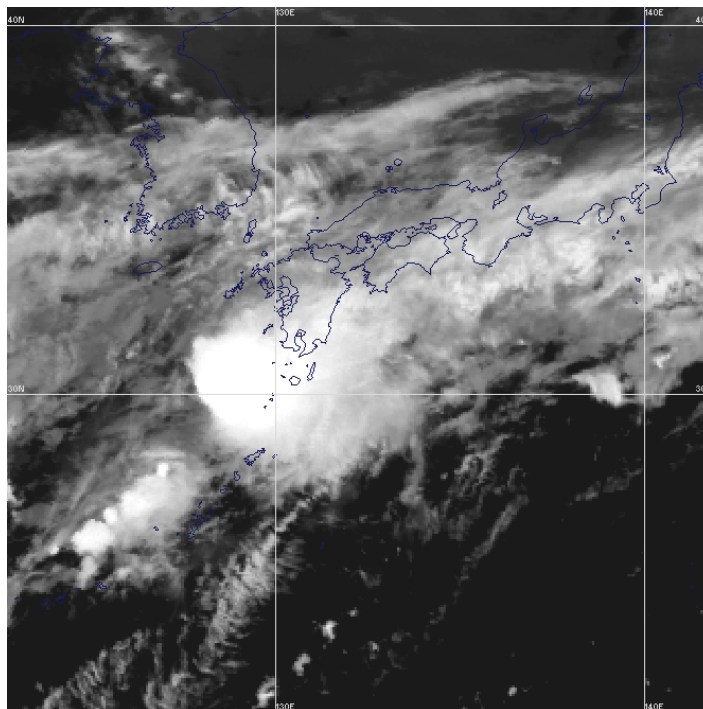
日本周辺でも集中豪雨を降らせるこうした発達した団塊状の対流雲が知られているが、広大な大陸上と海洋上の違いによるものか、Maddox が定義したスケールのもものは報告例が少ない。

日本周辺については岩崎・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の基準を ①TBB 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 ②雲塊の縁 (特に西側) でTBB の勾配が大きいこと ③中緯度で発生したこと、とした。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。なお、雲クラスターはCbクラスターとも呼ばれる。

岩崎・武田 (1993) の調査結果からも、日本付近では Maddox (1980) が指摘したようなスケールの MCC はほとんど見られないが、東シナ海では比較的大規模な雲クラスターが発生し、九州などに激しい雨をもたらすことが知られている。

付図は2001年6月20日15UTCの赤外画像である。九州の南西海上にほぼ円形の雲クラスターが見られる。この雲クラスターはスケールがやや小さいものの、ほぼMCCに匹敵するもので、この後も東進を続け、九州南部を通過したあと衰弱した。この雲域の一部がかかった鹿児島県輝北町では1時間に56ミリ、鹿児島市では46ミリ、宮崎県都城市でも45ミリの激しい雨が降った。

(村中 明)



付図 2001年6月20日15UTCの赤外画像

第4章 対流雲（積乱雲）*

対流雲は、離着陸時及び巡航中の航空機に大きな影響を与える。特に積乱雲（Cb）は乱気流、雷、ダウンバースト等を伴うことが多く、最も警戒しなければならない。積乱雲中の乱気流は航空機を容易に破壊するほど激しいもので、航空機の運航に与える影響は重大である。

このように飛行場周辺及び巡航中での積乱雲の監視は極めて重要である。

4.1 画像による対流雲の判別

一般的に、赤外画像では対流雲（Cu、Cg、Cb）は灰色から白色に見え、発達した対流雲ほどより白く見える。可視画像では対流雲は白く見え、発達した厚い雲ほどより白く輝いて見える。雲頂表面のきめ（texture）は不均一で凹凸観があり、主に風上側の雲縁が明瞭である。ただし、太陽高度角の大小によっては、この輝きや凹凸観が異なるので、その発現位置と撮像時刻の関係に注意する必要がある。

対流雲に似た外観を持つ厚いCiの場合、1枚の画像だけではCbとの区別が難しい場合がある。一般的に、Cbの動きは中・下層風に支配されており比較的動きが遅いが、Ciは強い上層風に流されるので動きが速い。この動きの違いから厚いCiかCbかを判断できることが多い。また、一般的に対流雲は時間変化が激しいことも判断材料の一つになる。

対流雲の形状はセル状、ライン状などが一般的で、Cbの集合体（Cbクラスター）やテーパリング状になる場合もある。

Cbは一般的に圏界面付近でかなとこ巻雲（以下アンビルCiという）を伴うため、Cbか単にアンビルCiのみの領域かを的確に判別する必要がある（図4-1-1）。赤外画像では階調を変化させることにより、非常に濃い白色のCbの部分とやや薄い白色域のアンビルCiとに、判別が可能な場合がある。また、可視画像では、Cbは凹凸の明瞭なセル状に見えるのに対して、アンビルCiは滑らかな

薄い層状に見える。さらに、それぞれの動きの違いに着目して、動画を用いてCbかアンビルCiかを判別することができる。なお、アンビルCiは上層の風下側に限らず、圏界面直下の風上側にも一部広がることもあるので注意しなければならない。

桜田（1990）は事例解析から「計算機によって自動抽出したCbクラスターのTBB-50℃以下の領域の変化はアンビルCiに影響されず抽出雲域内のレーダーエコーの増減とよく一致する。したがって、TBB-50℃以下の領域の変化はCbクラスターの発達・衰弱を表わす一つの指標になる。ただし、事例解析で用いた抽出条件から水平スケールの小さいCbクラスターの発生初期では抽出されないことがある。」と述べている。また、気象衛星センター（1992）では「Cbクラスターの規模、季節によって（Cbに対応する）低温核（の温度）を決める必要がある。」としている。これらはTBBの特に低い領域はCbに対応していると考えられるが、その値は対流雲の発達段階、規模、季節及び発現位置（緯度）によって変わることを示している。

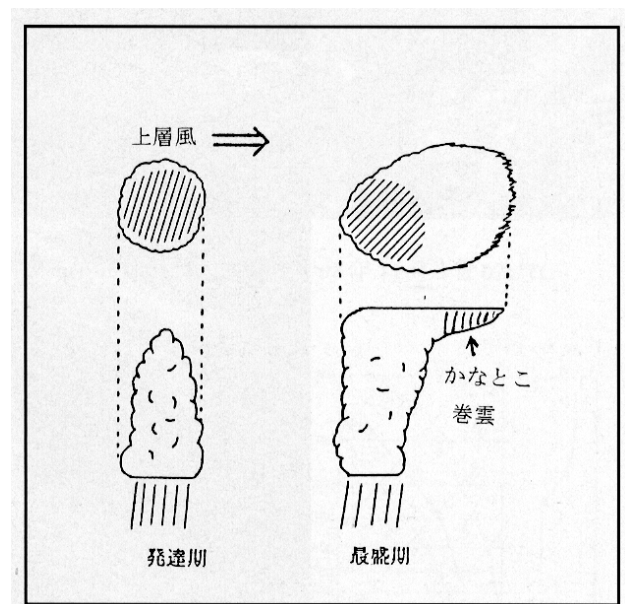


図4-1-1 Cbとかなとこ巻雲の模式図

* 田中 武夫、江上 公（現静岡地方気象台）、伊藤 秀喜

図 4-1-2 は、東海地方 (A)、関東地方北部 (B) 及び関東地方南部 (C) に発生した Cb の事例である。

A は 06UTC の赤外画像で白く輝くセル状の形状を示し、可視画像では凹凸観のある白いセル状である。これらは発達した Cb であることを示している。07~08UTC にかけて、赤外画像で輝度が低下していること、可視画像で凹凸観がなく一様になっていることから Cb が急激に衰弱して消滅したと判断できる。

B は 06UTC の赤外画像及び可視画像では間隔を置いて輝度の高い塊状の雲域がライン状に見え、

Cg や Cb を含む対流雲列と判断できる。この後 07~08UTC にかけて、B の南西側では、赤外画像で輝度を増していること、可視画像で凹凸観が増していることから、Cb が急激に発達していることが分かる。

C は、赤外画像で時間とともに雲縁が不明瞭化するとともに輝度が低下し、可視画像で凹凸観がなくなっている。これらは時間とともに Cb が弱まりアンビル Ci が主体となっていく変化を示している。

上記の A、B 及び C のように時間変化が激しいのも対流雲 (Cb) の特徴の一つである。

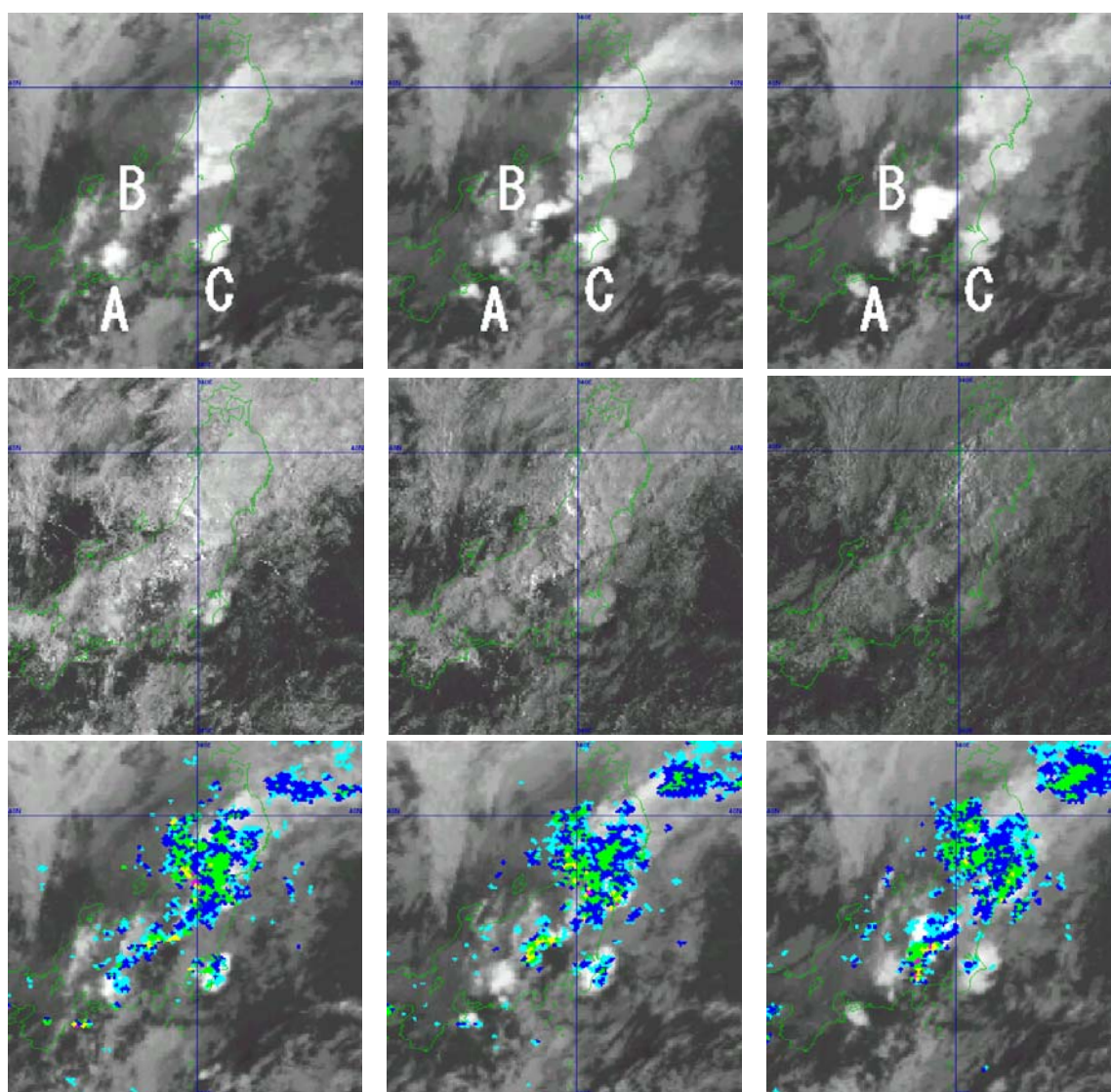


図 4-1-2 1999 年 8 月 24 日の事例 上段：赤外画像 中段：可視画像 下段：赤外画像とレーダーエコー
左：06UTC 中：07UTC 右：08UTC

* 衛星画像の本州付近の撮像時刻は、毎正時の約 20 分前である。レーダーエコーと比較する場合は、衛星画像が約 20 分早いことに注意が必要である。

次に、チェジュ島から対馬海峡にかけて発生した Cb クラスターの事例を図 4-1-3 に示す。

00UTC の赤外画像 (図 4-1-3 (a) 左) では、チェジュ島付近に直径 200~300km 規模の一段と白く輝く Cb クラスターが見られる。この Cb クラスターは、TBB-50℃以下の等値線で囲まれている (図 4-1-3 (c) 左)。個々の Cb は標準的な階調の画像 (図 4-1-3 (a) 左) では判別が困難である。しかし、低温域を強調した画像 (図 4-1-3 (d) 左) では、2つの Cb (A、B) に対応した白く輝く領域が明瞭となり、チェジュ島以北のアンビル Ci 域との間に大きな違いが見られる。このように低

温域を強調した画像を使うと標準階調の画像に比べて Cb の判別は容易となる。可視画像 (図 4-1-3 (b) 左) では、この Cb に対応して雲頂が凸凹 (ごつごつ) している。チェジュ島にかかるアンビル Ci 域はこの Cb の領域に比べれば、雲頂の凹凸観があまり見られず一様な様相を呈している。

03UTC の赤外画像 (図 4-1-3 (a) 右) では、00UTC でチェジュ島付近に見られた Cb クラスターが東北東進し、対馬海峡に達した。この Cb クラスターは、00UTC に比べて白く輝く領域は縮小している。朝鮮半島南部の雲域は北側ほど薄く Ci が主体である。その中で個々の Cb に対応する部分は対

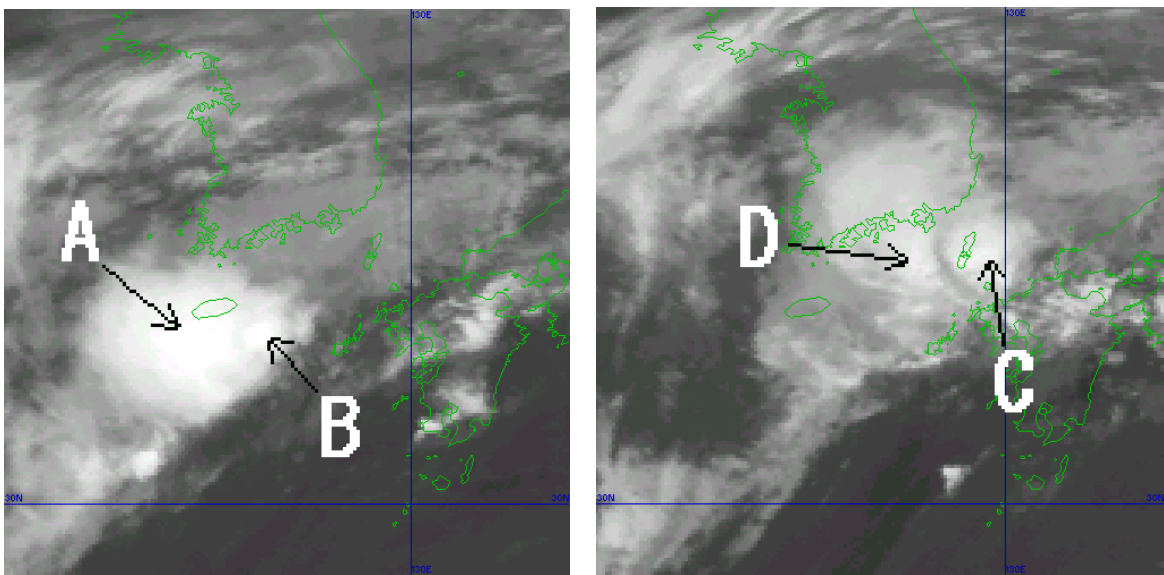


図 4-1-3 (a) 2000年6月23日の赤外画像 左:00UTC 右:03UTC

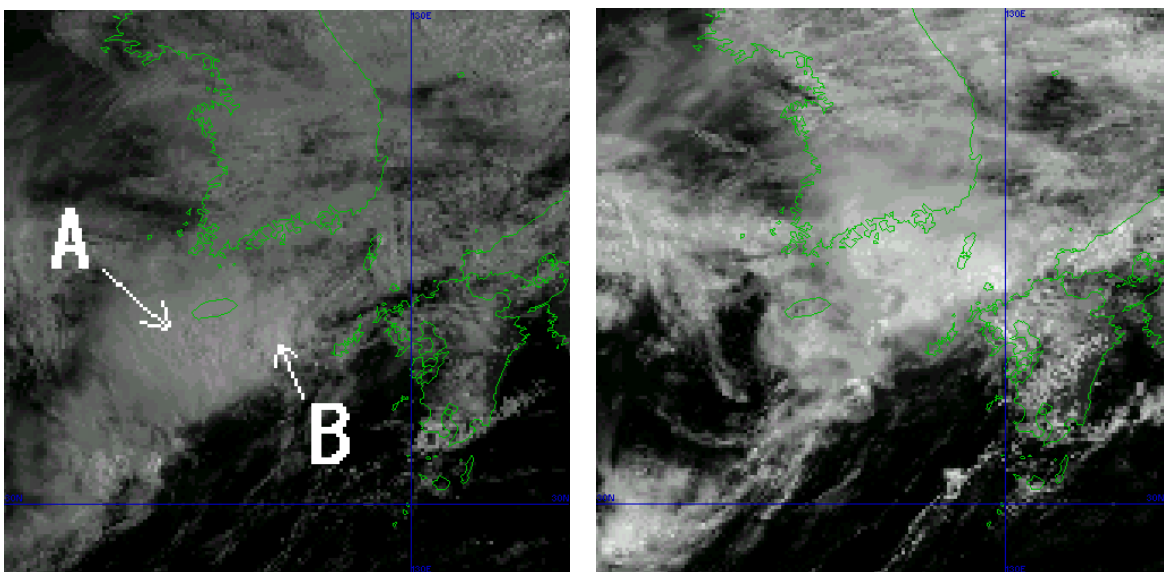


図 4-1-3 (b) 2000年6月23日の可視画像 左:00UTC 右:03UTC

馬海峡 (C) とその西側 (D) に見られる。TBB (図 4-1-3 (c) 右) では、C 及び D に対応した -50°C 以下の領域が対馬海峡に見られるが、その領域は縮小している。低温域を強調した画像 (図 4-1-3 (d)) では、C 及び D に対応する 2 つの白い領域は、00UTC より明瞭ではない。これらのことから、この Cb クラスターの対流活動は、00UTC と比べて弱まったことを示している。

一方、可視画像 (図 4-1-3 (b) 右) では、対馬

海峡付近で白い領域が 00UTC よりも拡大しており、C や D を区別することはできない。これは太陽高度と関係し、太陽高度が高くなると太陽光の反射が強まり、結果的に一層白く輝いて見えるようになったためで、雲域が発達したわけではない。このように、太陽高度が上がったために、可視画像で雲域が一層白く輝き始めたことを、雲域が発達したと誤解しないように注意が必要である。

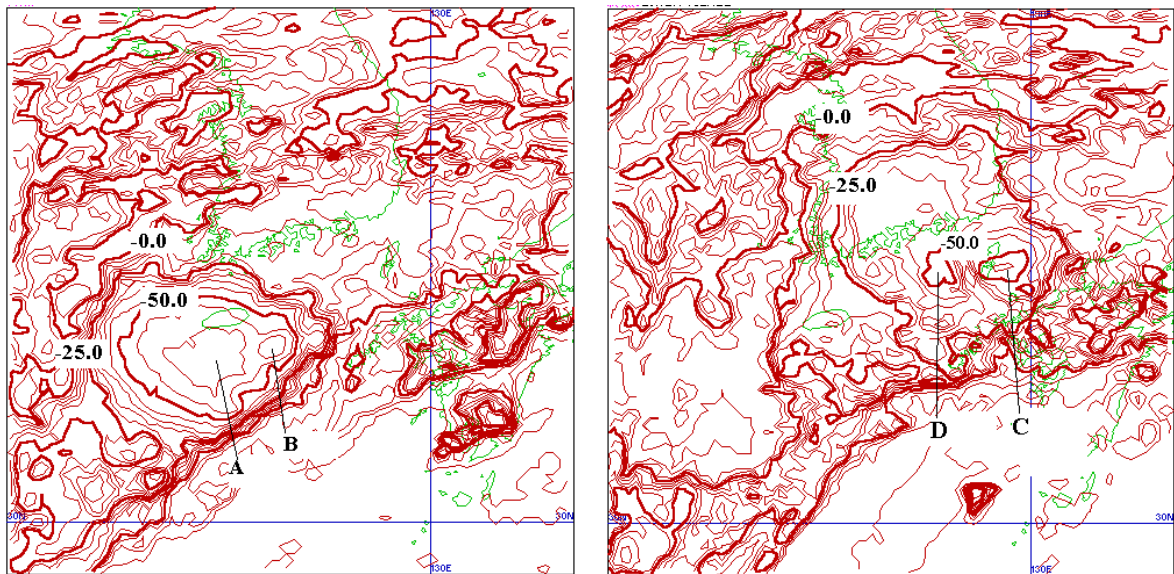


図 4-1-3 (c) 2000 年 6 月 23 日の TBB 左 : 00UTC 右 : 03UTC

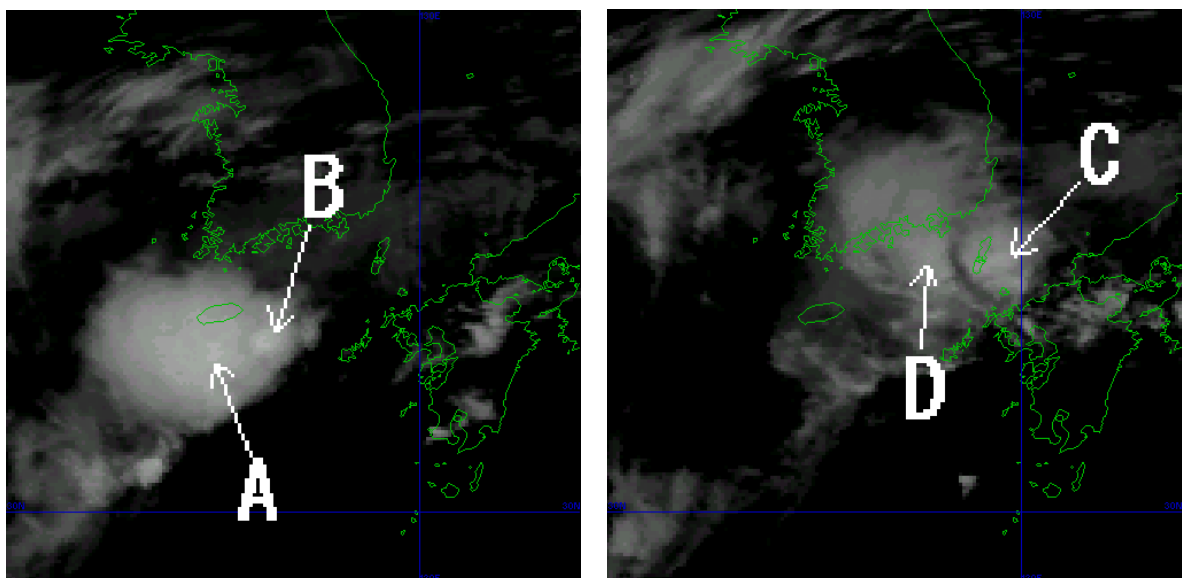


図 4-1-3 (d) 2000 年 6 月 23 日の低温域を強調した赤外画像 左 : 00UTC 右 : 03UTC

ところで、ライン状や団塊状の形状をした濃密な Ci はしばしば Cb と見誤る場合がある。木村(1984)は、Cb に似た外観を呈する雲を幾つか紹介している。

図 4-1-4 は上層高気圧の南東部に発生した濃密な Ci で、Cb と見間違いやすい事例である。日本海北部及び日本海中部には、大陸にある上層のリ

ッジを越えてきた北西風ないし西北西風の流れに乗って、南西-北東の走向を持つ2本の濃密なライン状の雲域 (A、B) が南東進ないし東進している。A、B の移動は速く、可視画像では輝度が低く、凸凹観も無いことから、Cb を含む対流雲列ではなく Ci である。レーダーでもエコーは観測されていない。

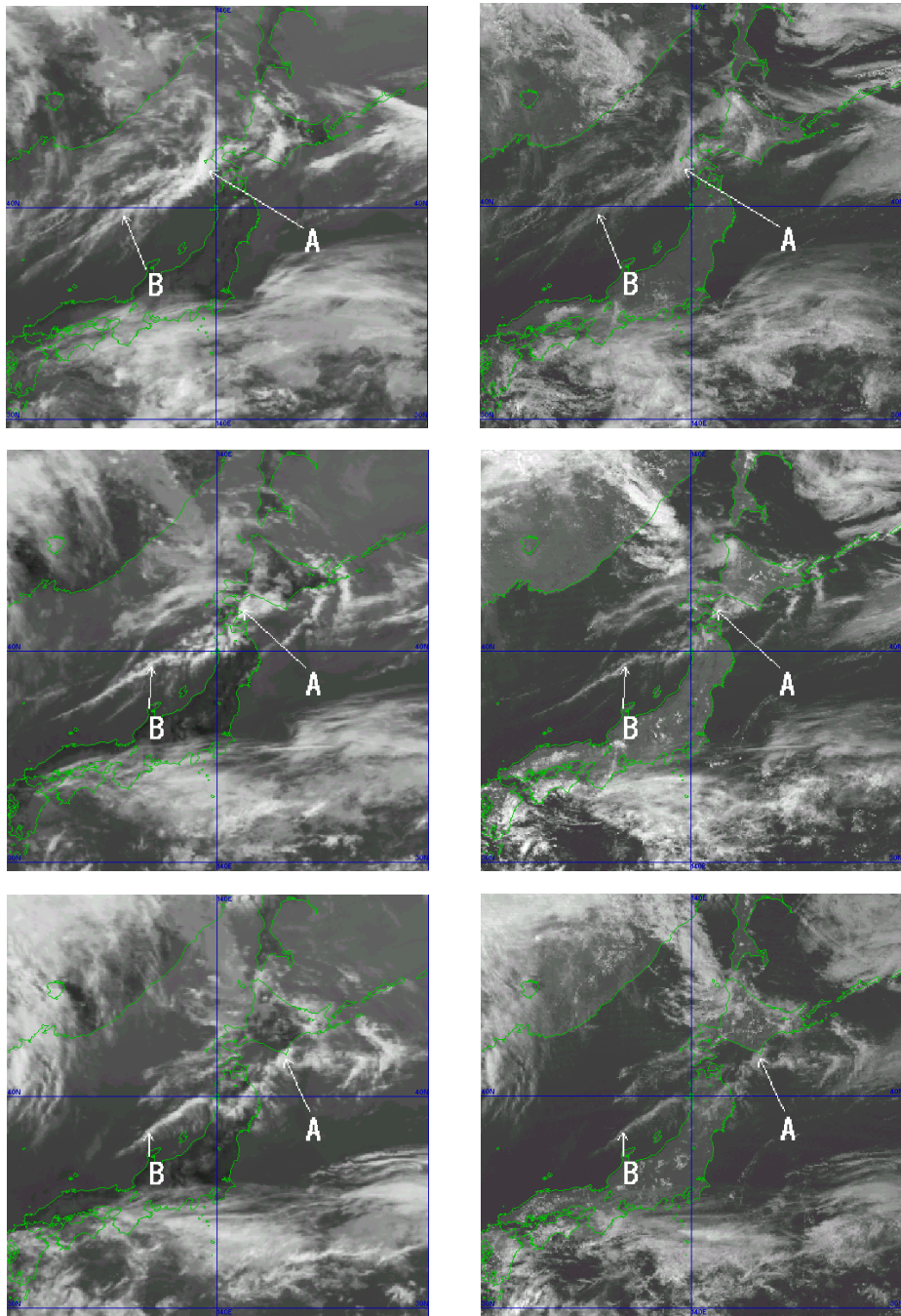


図 4-1-4 1999 年 6 月 14 日の事例 赤外面像 (左) 及び可視画像 (右)
上 : 00UTC 中 : 03UTC 下 : 06UTC

4.2 対流雲の発達条件

対流雲の発達には大気が不安定であることが必要である。ただし、一般にそれだけでは対流は起こらない。対流が発達する前に、対流の引き金となる下層の上昇流、または対流不安定な気層全体を持ち上げる上昇流が必要である（小倉、1999）。大気が不安定化する所と上昇流が発生する所は、次のようにまとめられる。

(1) 大気不安定 (P152のコラム参照)

大気は気温減率が大きいほど、また下層が湿っているほど不安定である。対流不安定は、上記に加え、中・上層が乾燥しているほど不安定である。したがって、以下のような所で大気は不安定化する。

- ① 下層の暖湿流域（低気圧の暖域、高気圧の南西側など）
- ② 下層で加熱や加湿される領域（日中の陸地、下層の気温より海面水温が高い海上など）
- ③ 中・上層の寒気移流域（寒気を伴った中・上層トラフや寒冷低気圧の接近など）
- ④ 中・上層の未飽和な上昇流域（(2)の①や②など）

温位が上空ほど高い場合、未飽和で上昇流があれば、位置と高度を固定してみた時の気温は時間とともに低下する。

- ⑤ 中・上層の乾燥気塊の流入域（ドライサージなど）

(2) 対流の引き金になる上昇流

対流の引き金になる上昇流は、主に以下のようなところで生じると考えられる。

- ① 中・上層の正渦度移流域（中・上層トラフや寒冷低気圧前面、ジェット気流に伴う風速極大域の極・東側など）
- ② 下層の暖気移流域（低気圧の暖域や温暖前線付近など）
- ③ 前線やシャープライン（寒冷前線や温暖前線、海風前線、ガストフロント、及び地形性のシャープラインなど）

- ④ 山岳等の地形（下層風の風上側斜面や谷風循環など）
- ⑤ 下層の正渦度域（地表摩擦により水平収束が生じる。熱帯低気圧、温帯低気圧、前線など）
- ⑥ 地面加熱による対流（熱気泡）

小倉（1999）は、上記以外に、対称不安定、鉛直シャー不安定（K-H波）、水平シャー不安定及び地表面加熱差などを挙げている（ただし、小倉（1999）と上記の分類は異なる見方で分類されており、両者の表現には異なる部分がある）。

対流は(1)と(2)が重なった所で発達すると考えられる。ただし、(1)と(2)の要素のうちどの要素の効果が大きいかは、一般に様々な要素が複合しているため明瞭には分からない。

4.3 総観規模の現象と対流雲の発達

4.3.1 ドライサージ

2.2節「水蒸気パターン」で示したドライサージに伴う中・上層の乾燥域が、下層の比較的暖湿な気塊の上空に達すると、対流不安定が一層大きくなる。これによって、ドライサージに伴う暗域とその前面の明域との間に形成されるドライサージバウンダリーに沿って対流雲が発達し、Cbが列状または帯状に並ぶことがある。

事例 2000年1月10日

水蒸気画像（図4-3-1左）では、00~12UTCにかけて、北陸地方から関東の東海上に東進する暗域Aとその東の明域Bとの間でドライサージバウンダリーを形成している。Aは12UTCにかけて明瞭に暗化している。

赤外画像と水蒸気画像（図4-3-1）を見比べると、明瞭な暗化が見られる00~06UTCにかけて、Cbを含む対流雲域Cが暗域Aの東縁に沿って発達・拡大している。12UTCには、ドライサージバウンダリーに沿って図中に楕円内（白線）で示したCb-Cgラインが南西-北東走向に伸びている。

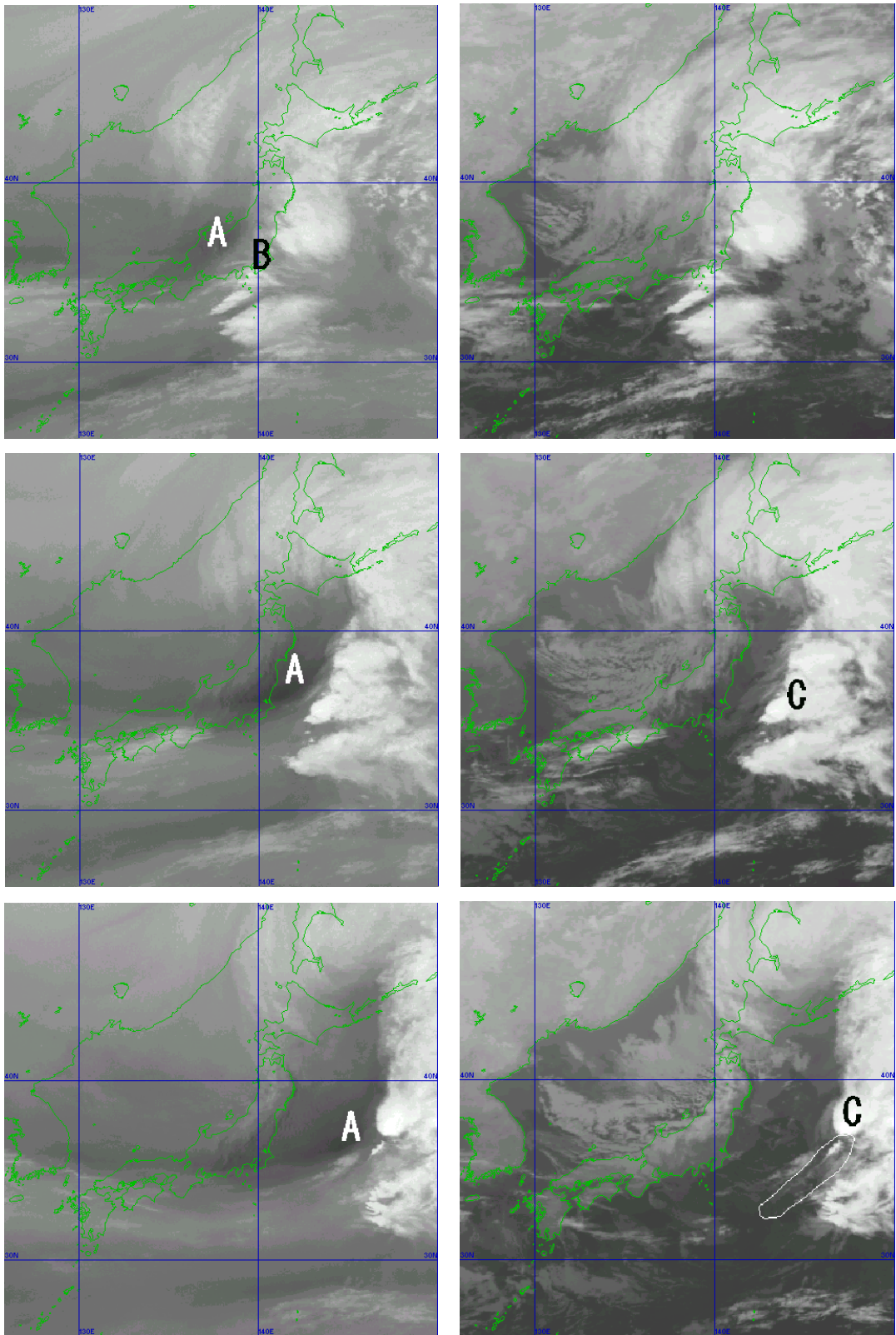


図 4-3-1 2000 年 1 月 10 日の事例 左：水蒸気画像 右：赤外画像
 上：00UTC 中：06UTC 下：12UTC 白線の囲み：Cg-Cu ライン

4.3.2 寒冷低気圧

寒冷低気圧は、寒冷渦や切離低気圧とも呼ばれ、寒気ドームや圏界面のたれ下りなどを伴っている。この寒気核型低気圧性循環は、多くの場合、およそ400~500hPa付近で顕著であるが、この上層渦の直下やその東側には地上低気圧が発生する場合がある。寒冷渦の東から南東象限では、下層に南西風による暖湿気塊が流入し、上・中層の寒気とあいまって大気が不安定になり、同時に中層の正渦度移流に伴い下層で上昇流域となりやすい。このため寒冷渦の東から南東象限では、対流雲が発達することが多い。

事例 2000年5月3~4日

水蒸気画像（図4-3-2(a)上）では、日本海中部から秋田沖に東進する上層渦Aが見られる。渦

の中心付近には明・暗域のスパイラル構造が見られる。このスパイラルが明瞭な3日00UTCには、その北東側の明域の領域Cも広く明瞭であるが、4日00UTCにはスパイラルは不明瞭（渦の衰弱）となり、Cも縮小している。

赤外画像（図4-3-2(b)上）では、渦の東側の福島県沖から三陸沖を中心にCbを含む対流雲域BやDが見られる。RSM500hPa高度・渦度（図4-3-2(a)下）ではB及びDが見られる福島県沖から三陸沖にかけては、正渦度極大域の前面にあたる。また、RSM850hPa相当温位・風（図4-3-2(b)下）では、そこは南南西風と南東風のシャーが明瞭で、また、比較的暖湿な気塊（304~312K）の流入する所でもある。

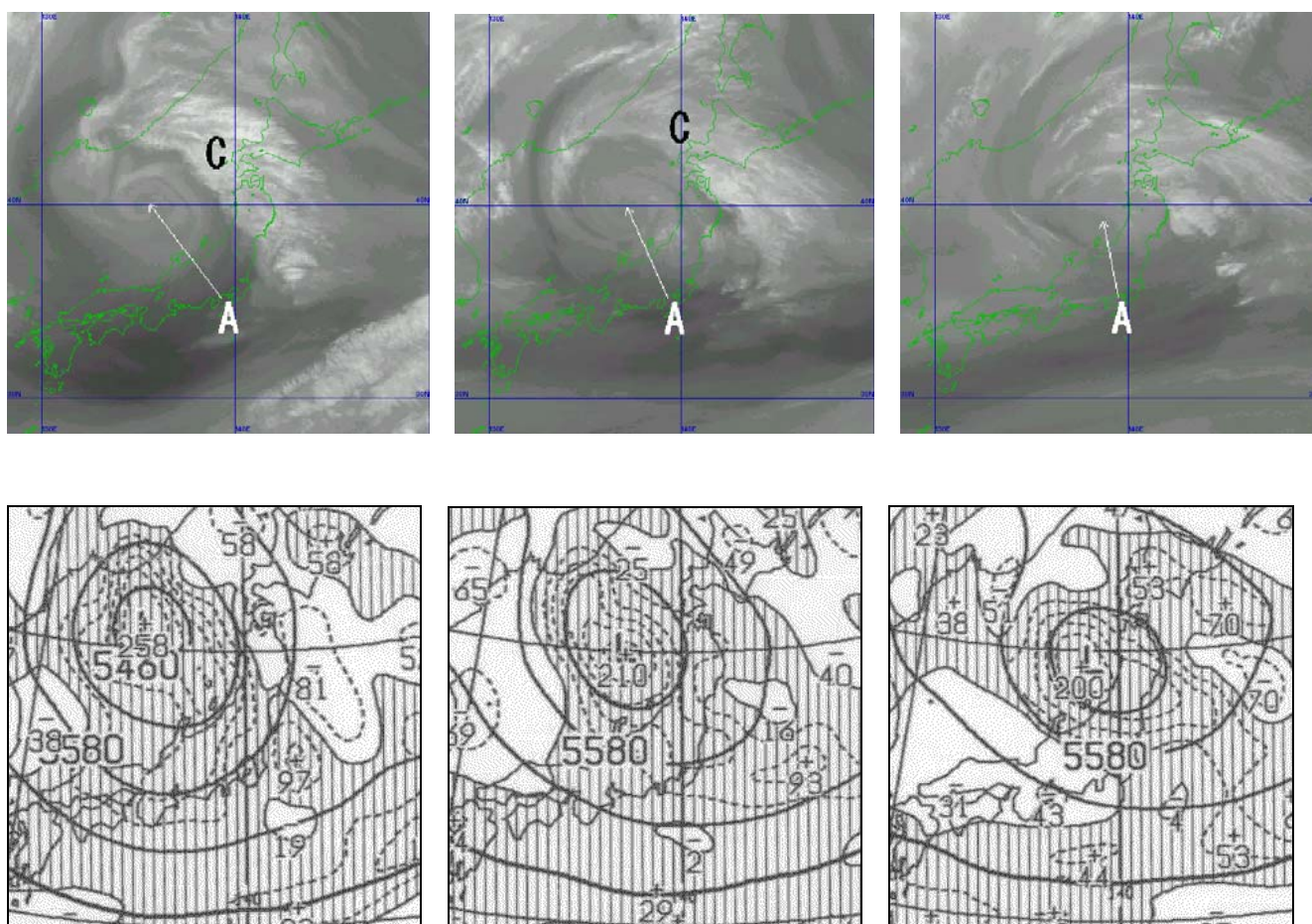


図4-3-2 (a) 2000年5月3日の事例 上段：水蒸気画像 下段：500hPa高度・渦度
左：3日00UTC 中：3日12UTC 右：4日00UTC

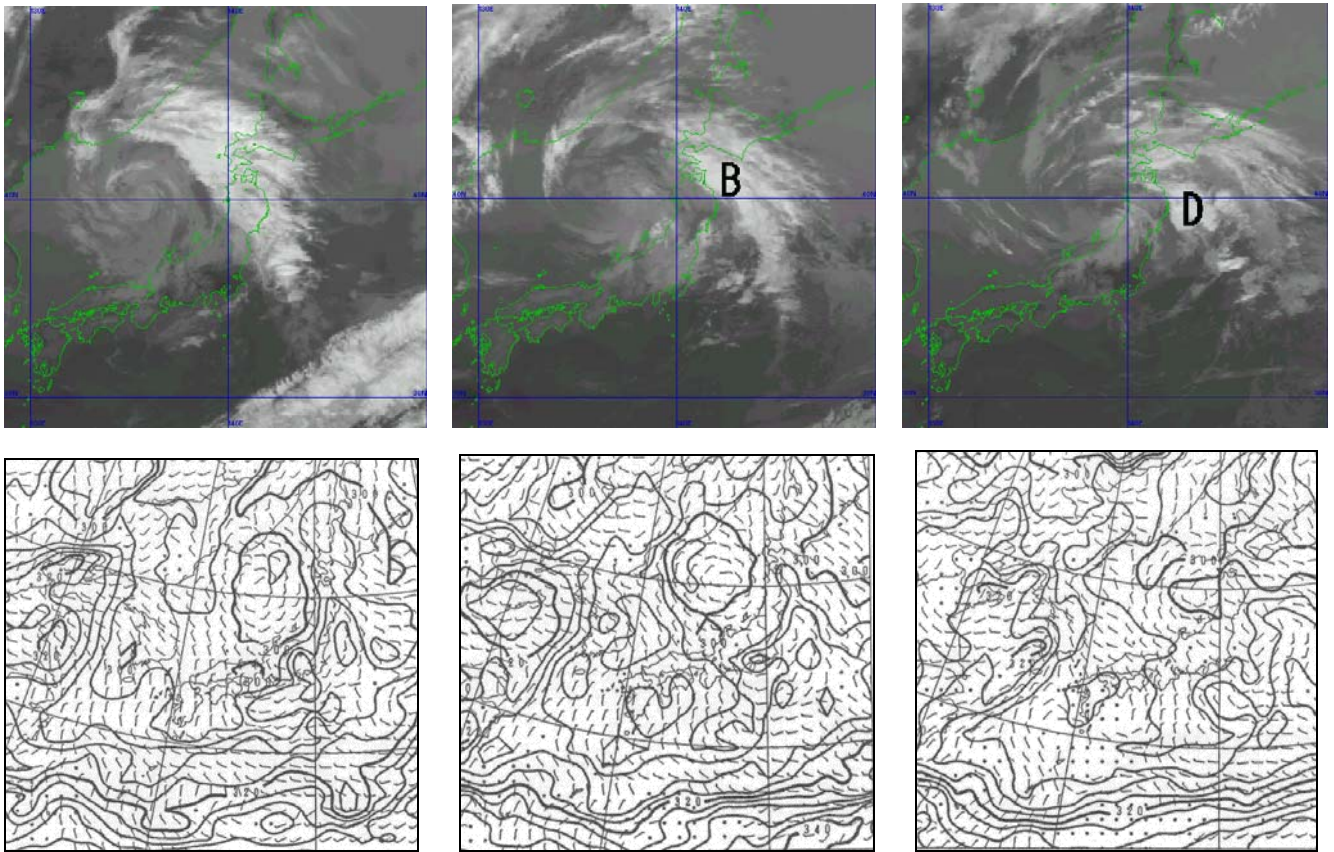


図 4-3-2 (b) 2000 年 5 月 3 日の事例 赤外面像 (上段) と 850hPa 相当温位・風 (下段)

左 : 3 日 00UTC 中 : 3 日 12UTC 右 : 4 日 00UTC 相当温位は 4K 毎に描画、風は短矢羽 5m/s、長矢羽 10m/s

4.3.3 UCL (Upper Cold Low)

上層に寒気を伴った低気圧のうち、熱帯域または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 と呼び、次のことを述べている。

- ① 250hPa 付近に最大風速を持つ低気圧性循環があり、ほぼ 200~250hPa 付近の循環中心に寒気核、150hPa 付近に暖気核が明瞭である。
 - ② UCL 発生初期段階には、中層で UCL 中心の東側で湿潤域、中心付近と西側で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。
 - ③ UCL 周辺では対流雲が活発化し、この対流雲域が台風に至るまで発達することがある。
- 内藤 (1993) 及び高嶺 (1995) は、熱帯対流圏

上層トラフ (TUTT) に沿って UCL が観測された例を紹介している。TUTT とは東太平洋の 35N 付近から西部太平洋の 15~20N に達するほぼ定常的なトラフである (Glickman 編、2000)。

UCL は、寒冷低気圧が偏西風帯から分離し、亜熱帯域から熱帯域に達した後、停滞または偏東風に流されて西進する特徴を持つ。一般的に、中緯度で見られる寒冷低気圧などは東進するが、UCL は西進するために、夏季には日本の太平洋側では特に注目すべき現象である。

UCL に伴う低気圧性循環と寒気は上層のみに見られ、中層以下では観測されないのが普通であり、500hPa では観測されない場合もある。そのため、水蒸気画像や 300hPa 天気図での追跡が有効である。

事例 2000年8月6~7日

水蒸気画像（図 4-3-3 上）で、日本の東を北西進する UCL に対応する上層渦（A）が見られる。赤外画像（図 4-3-3 下）では、この渦周辺に Cb を含む対流雲域（B）がある。この B は 6 日 18UTC

では伊豆諸島から関東の東海上にあったが、A の北西進とともに、7 日 00UTC では伊豆諸島から関東地方及び東北地方太平洋沿岸にかかっている。このように、上層渦の動きを追うことにより、その周辺の対流雲域の動きも把握できる。

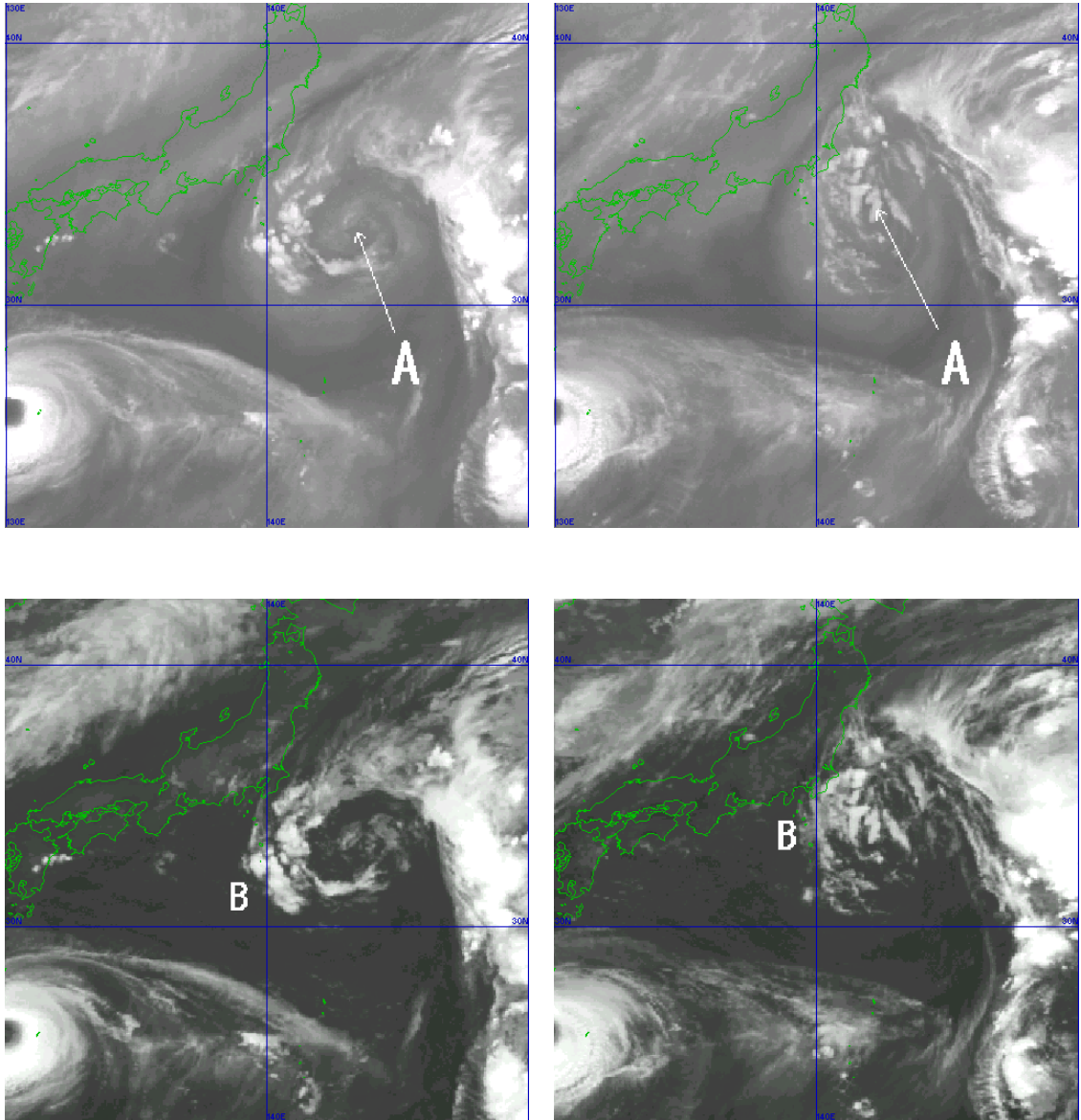


図 4-3-3 2000年8月6~7日の水蒸気画像（上）と赤外画像（下） 左:6日18UTC 右:7日00UTC

4.3.4 寒冷前線

寒冷前線はその構造から、激しい気象の変化を伴うことが多い「アナ」型とそうでない「カタ」型とに分かれる。

アナ型寒冷前線は、Browning (1990) の後方傾斜上昇型 WCB (ウォームコンベヤーベルト) モデル (図 4-3-4) にあてはまり、寒気流入が強い場合に相当し、WCB は寒気に対して後方に傾く特徴を示す。寒冷前線付近では、強い上昇流が発生し、そのため前線対応雲バンドの前縁 (暖気側) の狭い部分で活発な対流雲がラインコンベクション (雲列) を形成し、Cb に発達する可能性がある (図 5-2-1 参照)。

カタ型寒冷前線は、前方傾斜上昇型 WCB モデル (図 4-3-5) にあてはまる。上空の低相当温位の気塊が地上寒冷前線を追い越し、上層寒冷前線 (UCF) が見られることもある。UCF は、WCB や暖域内において下層の高相当温位の気塊との間で、ライン状の活発な対流雲域を発生させる場合がある。

日本付近では少なからず地形の影響を受けているため、寒冷前線をどちらかに明瞭に区別することは難しい場合がある。また、上層の寒気・乾燥域がアナ型の寒冷前線に先行して、カタ型に移行する場合もあるので、その時々の大気の状態を把握する必要がある。

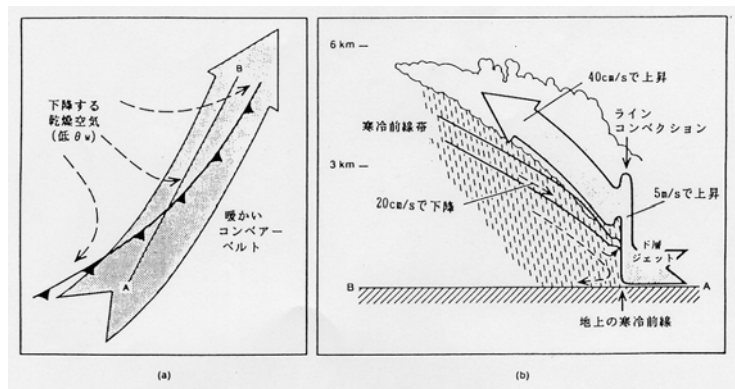


図 4-3-4 アナ型寒冷前線における流れの模式図 (北島ほか (1995) から引用)

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

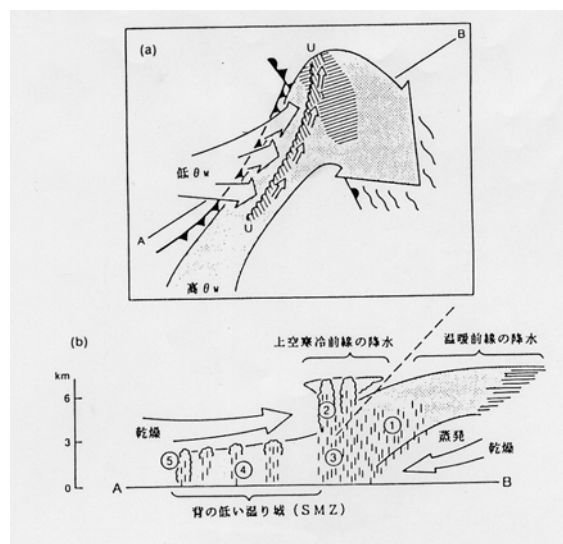


図 4-3-5 カタ型寒冷前線 (スプリットフロント) のモデル図 (北島ほか (1995) から引用)

(a) : 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

(b) : (a) の A-B に沿う断面.

アナ型の事例 1998年5月9日 (図4-3-6)

日本の東には千島列島付近の低気圧から南西に伸びる雲バンドがある。雲バンドの南東縁(暖域側)には対流雲列 C-C がある。この C-C は赤外面像で見ると白い列状となっており、発達した対流雲列である事がわかる。これはアナ型寒冷前線の特徴であり、C-C の対流雲列が寒冷前線に対応している。

このようにアナ型寒冷前線では、寒冷前線に沿って活発な対流雲列が見られたり、5.2 節で述べるように風が急変することがあるので注意が必要である。

カタ型の事例 1997年10月25日 (図4-3-7)

サハリン中部の低気圧から伸びる雲バンドが北海道を通過中である。この雲バンド (A-A) は、赤外面像で見ると白い部分が帯状となっており発達した対流雲を含んでいる。レーダーアメダス解析雨量 (図4-3-7右) でも、A-A に対して強い部分に対応している。このため、A-A が寒冷前線

に対応しているようにも見えるが、A-A の西側に背の低い西縁がはっきりした下層の雲域 B が見られる。札幌の地上観測データ (図略) では、下層雲域が通過した 24日 23UTC~25日 01UTC にかけて気温降下 (約 2度)、気圧上昇 (1hPa)、風速の強まり (2m/s から 5m/s へ) がみられた。一方、A-A が通過した 24日 21~22UTC には露点温度の低下のみであった。したがって地上の寒冷前線は、下層雲域の西縁と推測できる。

25日 00UTC の札幌の高層観測では 700hPa より上層が乾燥しており、下層雲域はこの乾燥気塊によって雲頂を抑えられていると考えられる。乾燥気塊は、上・中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、カタ型寒冷前線の特徴を表わしている。このようにカタ型寒冷前線では、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。

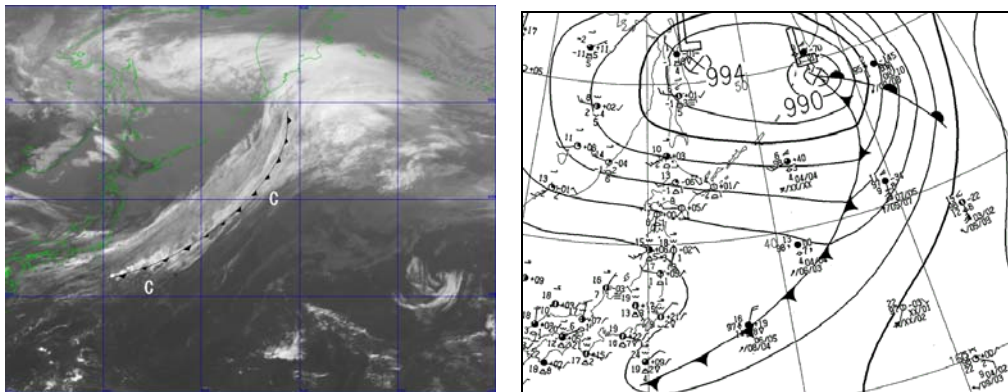


図4-3-6 「アナ型寒冷前線の事例」1998年5月9日 00UTC
左：赤外面像 右：地上天気図

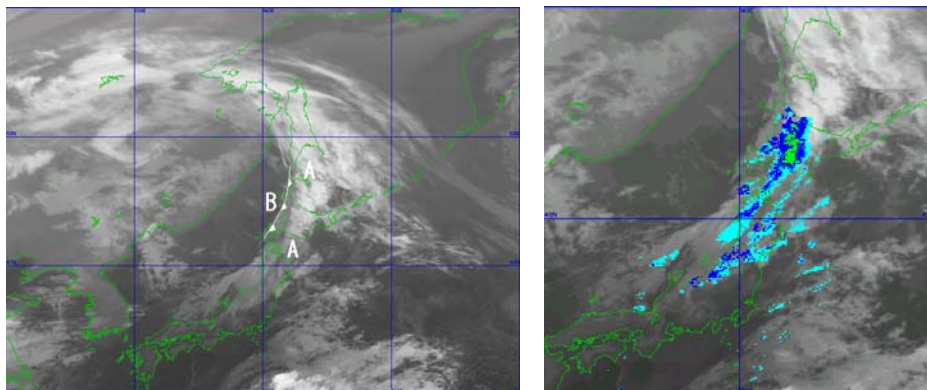


図4-3-7 「カタ型寒冷前線の事例」1997年10月25日 00UTC
左：赤外面像 右：レーダーアメダス解析雨量重ね合わせ

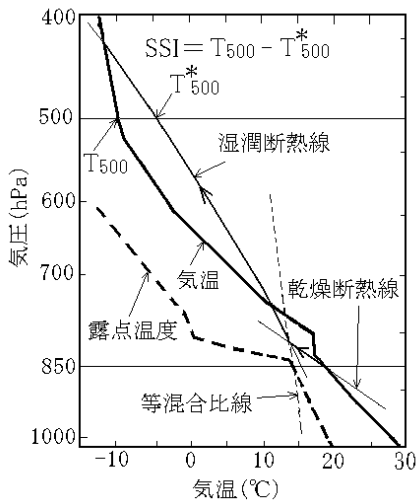
大気的不安定

静止大気中で空気塊が鉛直方向に変位した時、浮力により元に戻ろうとする時を安定、更に変位を続けようとする時を不安定という。この浮力による不安定を、「静（力学）的不安定」、「重力不安定」または単に「大気的不安定」などという。この不安定の度合いを、静（力学）的不安定度や大気（鉛直）安定度などという。

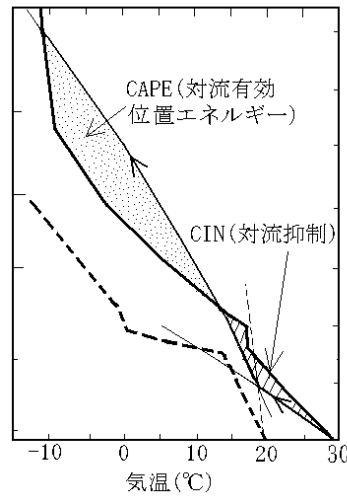
静的安定度の表し方には、様々な表し方がある（例えば大野、2001）。その中でも「SSI」や「CINとCAPE」がよく用いられる（付図1と付図2）。「SSI」は、850hPaの空気塊を500hPaまで仮想的に持ち上げることにより求められる。「CINとCAPE」は、付図2で下層の空気塊を仮想的に持ち上げ、図中の斜線域と点彩域の面積として計算される。付図2の場合には地上の空気塊を持ち上げているが、他の高度の空気塊を持ち上げて計算される場合もある。どの高度の空気塊を持ち上げるかによってCINとCAPEの数値は大きく異なるので、その数値を見る場合にはこの高度に留意する必要がある。

一方、気層全体を持ち上げた時に不安定になる場合を「対流不安定」という（付図3）。これは、前線や低気圧に伴う上昇流や地形性上昇により、気層全体が持ち上げられた時の安定性を見るものである。この対流不安定の度合いは、相当温位の鉛直傾度や下層と上層の相当温位の差として表される。付図3の場合にはa-b層は対流安定であり、b-c層は対流不安定である。b-c層の場合、元々「静的安定」であるがb'-c'まで持ち上げられると「静的不安定」となる。

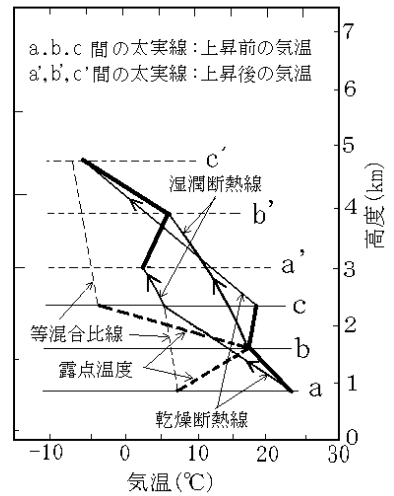
（伊藤 秀喜）



付図1 SSIの模式図



付図2 CAPEとCINの模式図



付図3 対流不安定の模式図

4.3.5 太平洋高気圧、熱帯じょう乱と前線

日本付近の太平洋高気圧は、亜熱帯の暖湿な気塊を日本付近に輸送する役割をしている。春から秋期には、日本付近に前線帯が形成されやすく、その暖気側に太平洋高気圧や熱帯じょう乱が位置した場合、前線帯の活動が活発化することは良く知られている。また、日本海を進む低気圧の暖域を吹く南西風とその南東に位置した太平洋高気圧からの南東風によりシヤー（下層収束）が形成され、Cbが発達する場合もある。

次の事例は、前線帯に高気圧や台風周辺からの暖湿気塊が流入し、対流雲が発達した例である。

事例 2000年9月10～11日 東海地方の豪雨

この事例では、東海地方から近畿地方の太平洋側で大雨となり、特に名古屋では1時間降水量や日降水量が観測史上1位の豪雨が観測された。

大雨検討グループ(2001)や藤田ら(2001)は、この大雨の要因として以下の3点を挙げている。

- ① 日本海を東進した中層のトラフ
- ② ゆっくり南下した秋雨前線に台風及び太平洋高気圧周辺からの下層暖湿気塊の流入
- ③ 沿岸部に形成された収束線

ここでは、主として下層暖湿流に関する衛星画像の見方、すなわち南海上の対流雲の移動方向が下層暖湿流の目安になることを述べる。

11日00UTCの地上天気図(図4-3-8)では、日本付近には南大東島の南海上を西北西に進む台風第14号と、九州地方北部から三陸沖へと伸びる秋雨前線及び日本の東海上に中心を持つ太平洋高気圧がある。

この項では、各対流雲域の動向を時間の経過とともに概観していく(図4-3-9)。

10日12UTC:秋雨前線に対応した厚い雲域(A)が日本海から千島近海を覆っている。四国の南海上には台風の外側のひときわ白く輝くCb域(C)とその西側のCbを含む対流雲域(B)が北上している。

10日18UTC: Bは雲域を拡大しながら白さを増し、九州の東海上から四国沖まで北上し発達している。一方、Cは活発な状態を維持しながら雲域を拡大・北上し、一部は紀伊半島から東海地方へとかかっている。なお、中部地方にかかっている雲域はアンビルCi域である。

10日21UTC: Cは発達したまま東海地方に上陸

している。Bの陸上部分の雲域は停滞しているが、海上部分では、台風からの暖湿流の流入でCb列としてさらに発達している。また、紀伊半島沖では新たなCb域(D)が太平洋高気圧の縁辺を回るように雲域を拡大しながら北上している。

11日00UTC: Bはさらに白さを増し、四国沖から四国全域を覆うまでに雲域を拡大し発達している。可視画像でも四国沖にはゴツゴツしている雲域が列状を成しているのが見える。21UTCに発生した雲域Dは紀伊半島へ上陸している。Cは雲域を縮小しながら東進している。このような状況を00UTCのRSM850hPa相当温位・風(図4-3-9)で見ると、日本海の高気圧性循環の東風と南海上の台風及び東海上の太平洋高気圧の西縁の南風によって、本州上で風のシヤーや相当温位の集中帯が形成されている。特に、暖気側の太平洋沿岸部には、台風や高気圧縁辺の流れによって暖湿な気塊(340K以上)がもたらされている。

11日06UTC: 四国地方にかかっていたBは活発な状態を維持したまま紀伊半島を北東進し、東海地方に達している。さらに、紀伊半島沖には太平洋高気圧の縁辺に沿って新たに対流雲列(E)が紀伊半島を指向しているのが、毎時間の連続した可視画像で見える。

11日12UTC: BとEが紀伊半島から東海地方でひとつにまとまり、さらに発達している。このような状況を12UTCのRSM850hPa相当温位・風(図4-3-9)で見ると、台風の北上とともに、四国地方から紀伊半島付近にかけて暖湿気がくさび状に流入し、特に紀伊半島では南風15m/sの344～348Kの湿潤気塊の流入が予想されている。

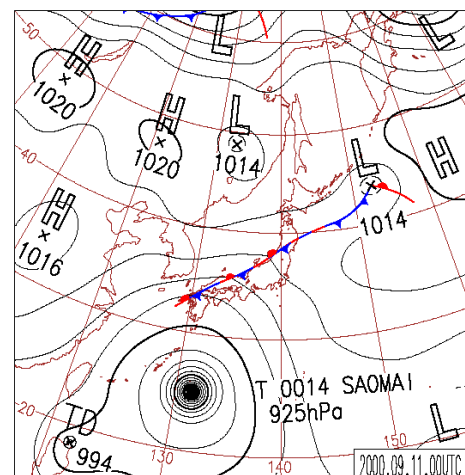
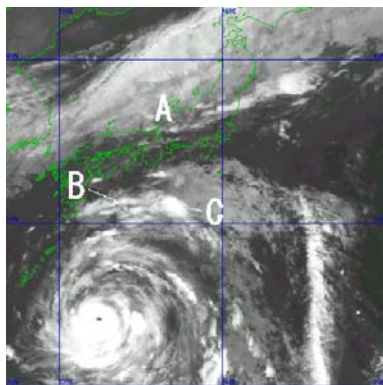
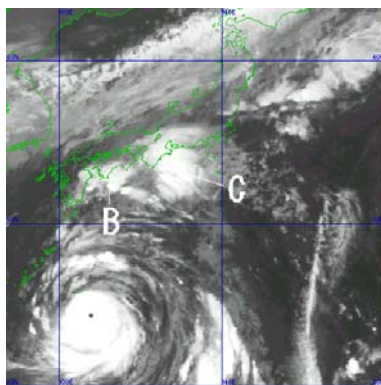


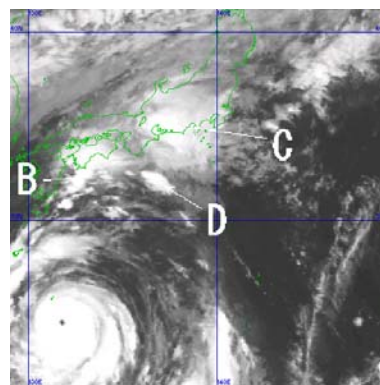
図4-3-8 2000年9月11日00UTC地上天気図



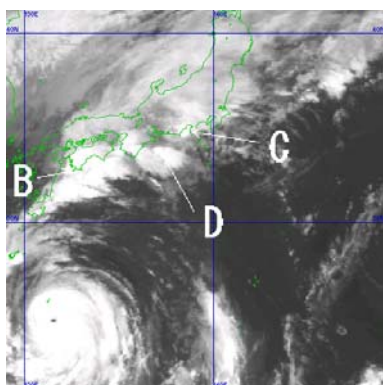
(a) 赤外画像 10 日 12UTC



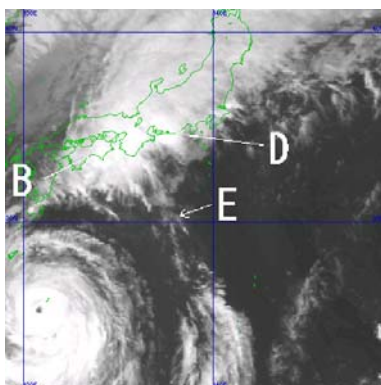
(b) 赤外画像 10 日 18UTC



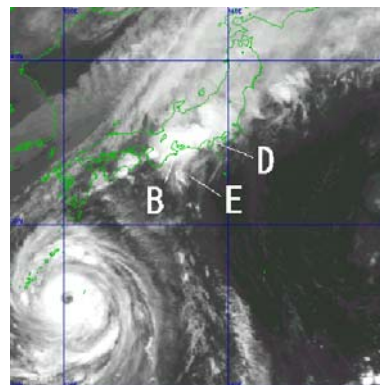
(c) 赤外画像 10 日 21UTC



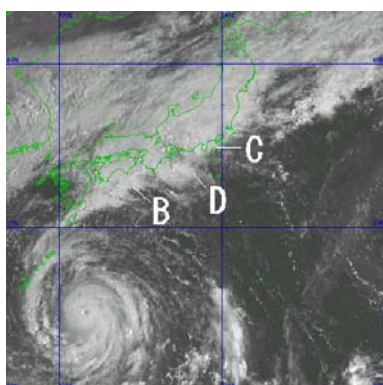
(d) 赤外画像 11 日 00UTC



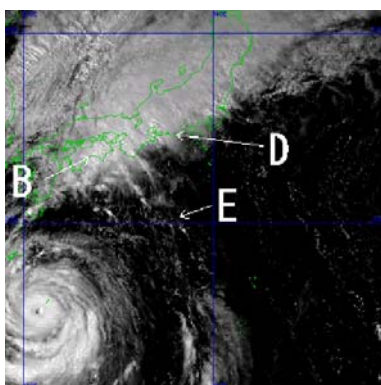
(e) 赤外画像 11 日 06UTC



(f) 赤外画像 11 日 12UTC



(g) 可視画像 11 日 00UTC



(h) 可視画像 11 日 06UTC



(i) RSM850hPa 相当温位・風 11 日 00UTC



(j) RSM850hPa 相当温位・風 11 日 12UTC

図 4-3-9 2000 年 9 月 10~11 日の赤外画像、可視画像、RSM850hPa 相当温位・風
相当温位は 4K 毎に描画、風は短矢羽 5m/s、長矢羽 10m/s

4.3.6 日射と上層寒気

主に盛夏期の午後、内陸部では強い日射による地上気温の昇温によって対流雲が発生し、Cbにまで発達することがある。一般的に、このようなCbは標高の高い所で発生し、低い方に移動する。個々のCbのライフサイクルは数十分から1時間程度であるが、断続的なCbの発生により一連の現象が夜半頃まで続くことがある。特に顕著な上層寒気が接近する場合は、Cbは大規模・広範囲に発生し、発現時間も長くなるので、注意が必要である。

事例 2000年7月4日

この事例は、Cbが連日発生したうちの、上層寒気の流入により特に活発であった1日を選んだものである。

図4-3-10、図4-3-11は、2000年7月4日の可視及び赤外面像である。03UTCには、東北地方から

中部地方の内陸部を中心に日射による対流雲が所々に見られる程度だが、06UTCには西日本から北日本のほぼ全域に広がる大規模なCbを含む対流雲域に発達した。アンビルCiも可視及び赤外面像で確認できる。09UTCには、関東・中部地方を中心に、Cbを含む対流雲域(A)が最盛期となる。12UTCには、Cbは少なくなり、アンビルCiが広範囲に広がっている程度までに衰弱している。

図4-3-12の水蒸気画像では、能登沖から北陸地方に南下する上層渦(B)が確認できる。Bは、12UTCの500hPa天気図(図4-3-13)では寒気を伴っており、佐渡沖に南下した -10°C 以下の寒気核に対応している。500hPaの -9°C の等温線は日本の南海上まで南下し、00UTCと比べて北海道地方を除くほぼ全域で気温が下降した。

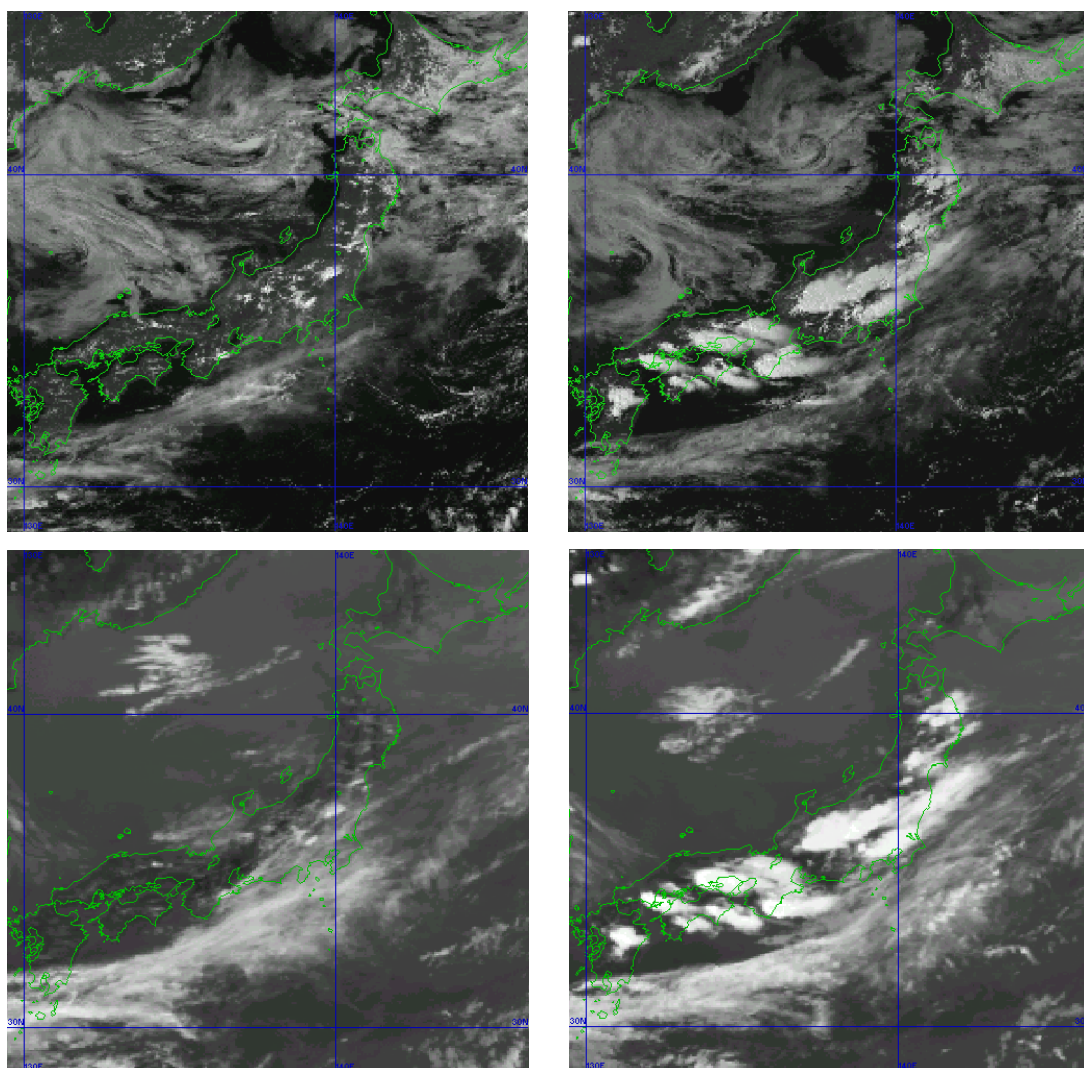


図4-3-10 2000年7月4日の可視画像(上)と赤外面像(下) 左:03UTC 右:06UTC

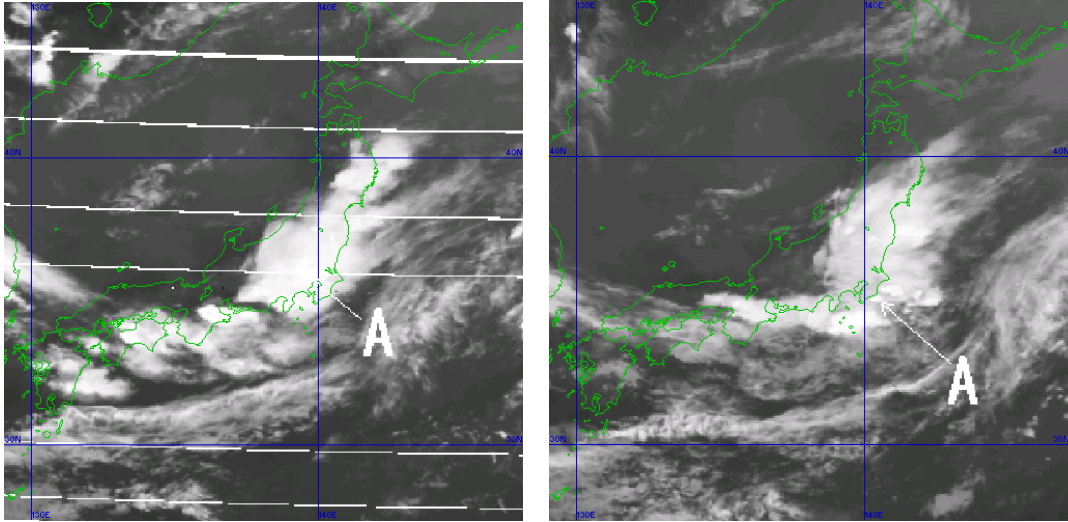


図 4-3-11 2000年7月4日の赤外画像 左:09UTC 右:12UTC

左の赤外画像には雷による、衛星との通信障害により画像に乱れ(数本の横縞)が生じている。

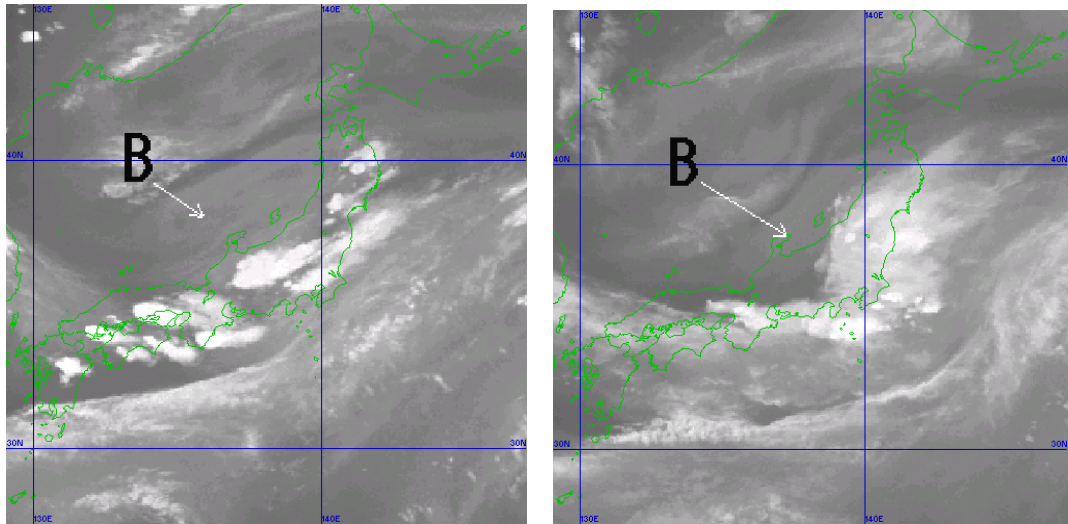


図 4-3-12 2000年7月4日の水蒸気画像 左:06UTC 右:12UTC

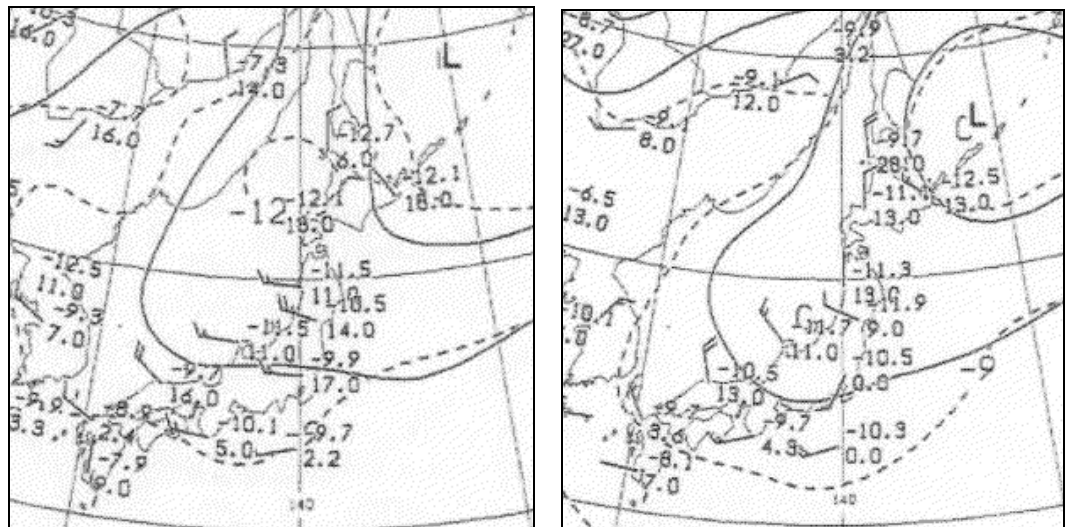


図 4-3-13 2000年7月4日の500hPa天気図 左:00UTC 右:12UTC

4.4 テーパリングクラウド (Tapering clouds)

細長い三角形の発達した対流雲域を、衛星画像上での形状からテーパリングクラウド (穂先状の雲) 又はにんじん状の雲 (Carrot-shaped cloud) と呼ぶ。テーパリングクラウドは、特に穂先部分で、豪雨、竜巻、雷、降雹、乱気流及びマイクロバースト等のシビアウエザーを伴うことが多い。

気象衛星センター (1983、1991) や伊藤ら (1992) などの調査によればテーパリングクラウドの特徴やテーパリングクラウド発生時の総観場は下記の通りである。なお、彼らの調査は比較的規模が大きく寿命の長いテーパリングクラウドを対象としており、ここでもそのようなものについて述べる。

(1) 特徴

- ① テーパリングクラウドを形成する個々の対流雲は中・上層の風下側に移動しながら発達・衰弱するが、Cbの発生点はほぼ停滞するか、風上側に伸びる。
- ② テーパリングクラウドから南西側に Cu ラインが伸びていることが多い。この Cu ラインは、テーパリングクラウドの発生前に見られる場合もあるが、発生後に明瞭になる場合も多い。この Cu ラインは、テーパリングクラウドの発生・維持に密接に関連していると考えられる。
- ③ テーパリングクラウドの走向は、その南東側の領域における 850hPa の風向にほぼ沿う。
- ④ TBB とレーダーエコーとの対応は、穂先部分の低い TBB 域には強いエコーが対応し、一般にその風下側ではエコーは弱い。ただし、穂先から北東に強いエコーが線状に並ぶ場合や、中央部の低い TBB 域に強いエコーが対応する場合もあるので注意が必要である。

(2) 総観場

- ① 日本付近では主に海上で発生し、台湾の東から北東海上での発生が最も多い。
- ② 前線近傍及び暖域でそれぞれ約半数の発生がある。
- ③ 850hPa では、高相当温位域の北縁付近で発生する場合と高相当温位域の中央部で発生する場合がある。

- ④ 500hPa の渦度 0 線付近から 300km 程度暖域側で、また 700hPa の上昇流域で発生する場合が多い。(500hPa の渦度 0 線付近は 500hPa の強風軸に対応する場合が多い。)

なお、次の事例 1 と事例 2 は、それぞれ CD-ROM 版「雲解析事例集 1997 年の顕著事例」、「1998 年の顕著事例」に収録されているので、詳細はこれらを参照されたい。

事例 1 東シナ海の事例

1997 年 5 月 1 日～3 日にかけて、500hPa では華中に入った寒冷低気圧が弱まりながら日本付近を通過し、その前面を地上の低気圧が東シナ海北部から本州南岸を東進した。その低気圧に伴う寒冷前線付近から暖域にあたる東シナ海及び南西諸島周辺では、次々に Cb が発生し、それらの幾つかはテーパリングクラウドとなった。ここでは、その中の比較的規模が大きく長寿命の 3 つのテーパリングクラウド Ta、Tb 及び Tc について、主として総観場の特徴を述べる。

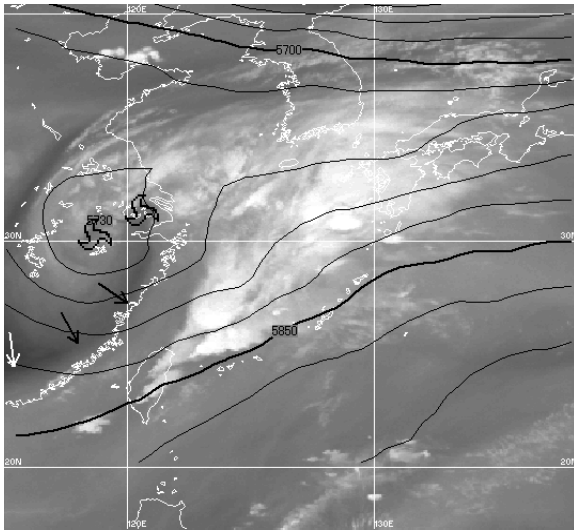
テーパリングクラウド Ta

5 月 2 日 00～06UTC の衛星画像やレーダーエコーなどを図 4-4-1～4-4-3 に示す。

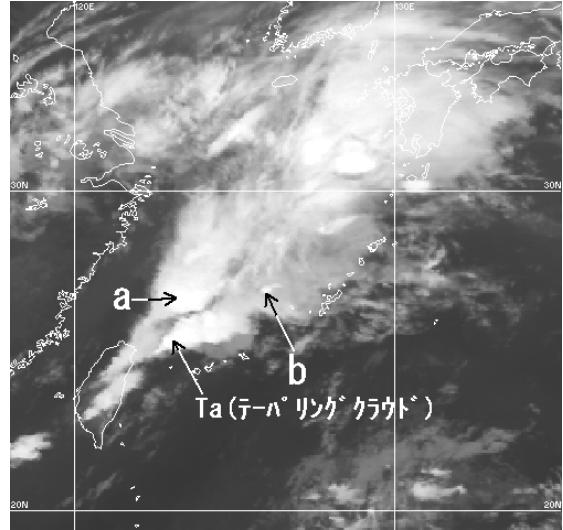
図 4-4-1 (a) に示した 500hPa の等高度線では寒冷低気圧が華中にある (水蒸気画像では、この寒冷低気圧中心付近に 2 つの上層渦がある)。その前面の東シナ海は、850hPa (図 4-4-1 (e)) で高相当温位気塊が流入している。このように東シナ海は、一般的に対流雲が発達しやすい総観場にある。

東シナ海、特に台湾の北東海上では、1 日 12UTC 頃から Cb の発生が持続し、2 日 00UTC (図 4-4-1) 頃にテーパリングクラウド Ta が形成された。その後、06UTC (図 4-4-3) には Ta を南西端とし種子島付近まで伸びるバンド状の Cb となった (図中の Ta から北東側の矢印)。その際、2 日 03UTC の可視画像 (図 4-4-2) に示すように、Ta の北東部に対流雲 a や対流雲 b などを取り込む形でバンド状となった。

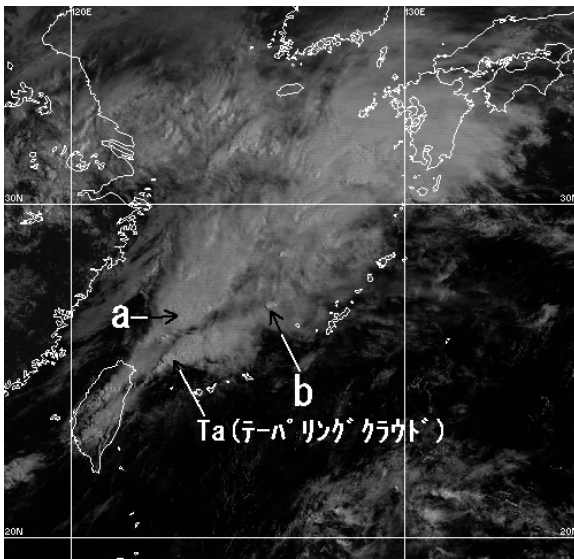
2 日 00UTC のレーダーエコー (図 4-4-1 (d)) は、Ta の穂先部分から北東側に線状に伸び、その中の穂先部分は 64mm/h と非常に強い。バンド状になった 06UTC (図 4-4-3 (d)) には、レーダーエコーは、Ta の穂先部分だけでなく、このバンドに沿って非常に強い。



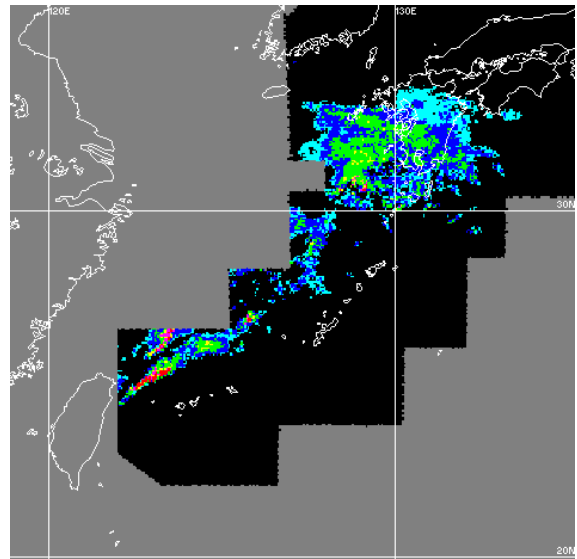
(a) 水蒸気画像



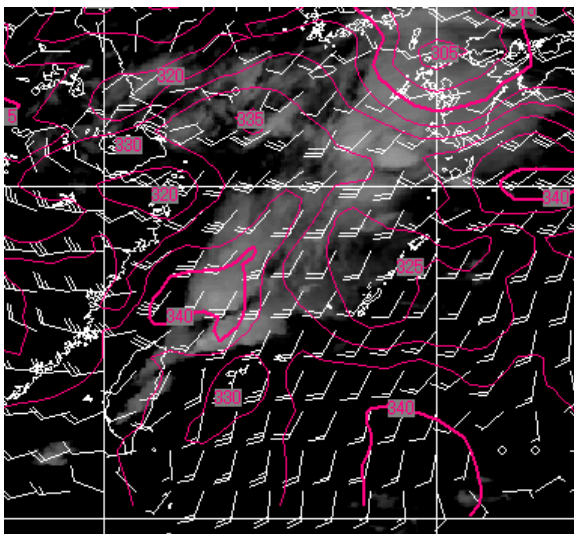
(b) 赤外画像



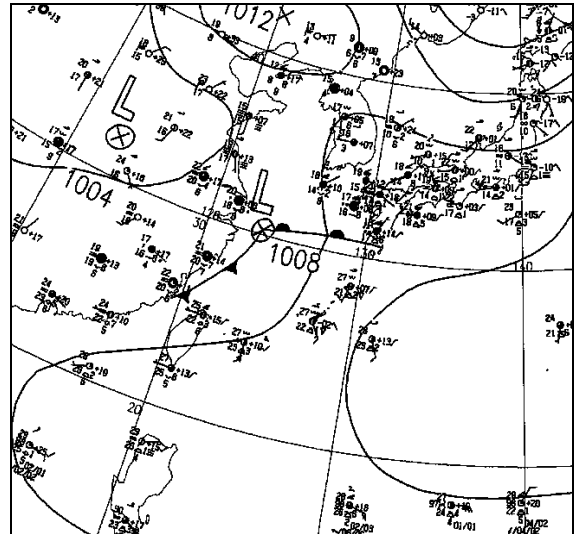
(c) 可視画像



(d) レーダーエコー



(e) 可視画像とRSM850hPaとの重ね



(f) 地上天気図

図 4-4-1 1997 年 5 月 2 日 00UTC の衛星画像、レーダーエコー及び地上天気図

- (a) の渦マークは上層渦、矢印はバウンダリー、実線はRSM500hPaの等高度線
- (e) の赤実線は850hPaの5K毎の相当温位、矢羽は850hPaの風(長い矢羽は10kt)

図 4-4-1 (a) 及び図 4-4-3 (a) に矢印で示したバンワダリーには、ほぼジェット軸が対応する。 Ta はそのバンワダリーの 300~400km 程度南東側である (500hPa の強風軸は不明瞭)。700hPa では上昇流域である (図略)。また、 Ta は 850hPa の高相当温位域のほぼ中央部に形成され、地上天気図では低気圧の暖域である (図 4-4-1 (e)、(f))。このように、 Ta は、(2) で述べた暖域に発生するタイプである。

Ta 付近では、RSM の 850hPa で南風と南西風の合流が見られ (図 4-4-1(e))、しばらく持続していた。このことは Ta の発生と維持に関連していると考えられる。また Ta の発生状況及び統計的にこの

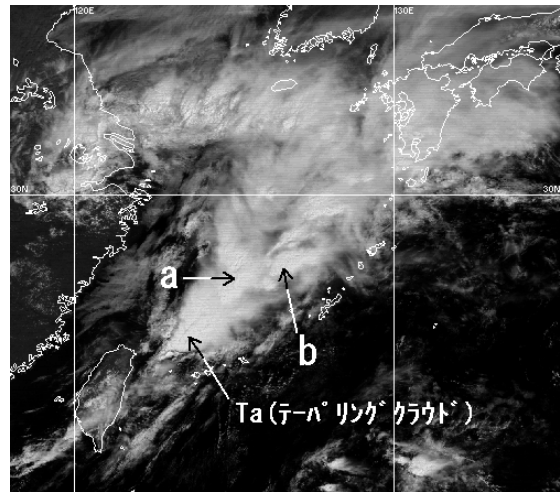
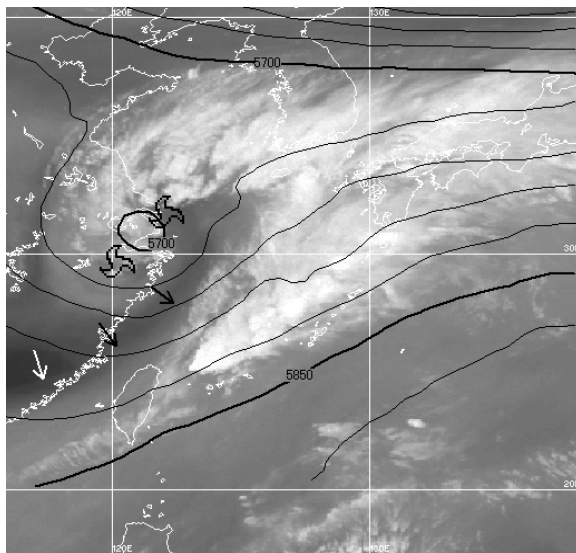
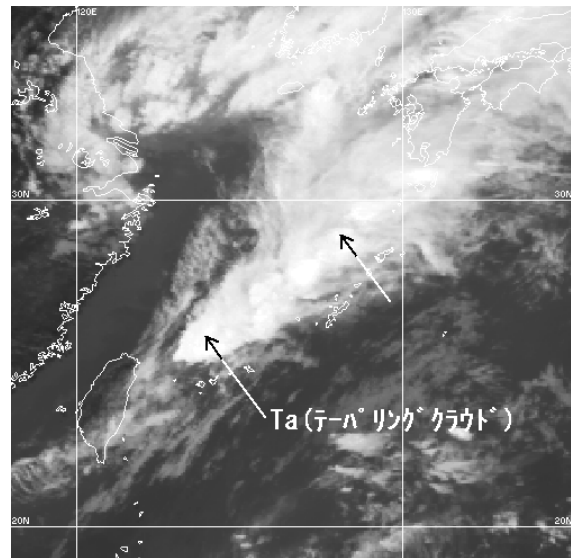


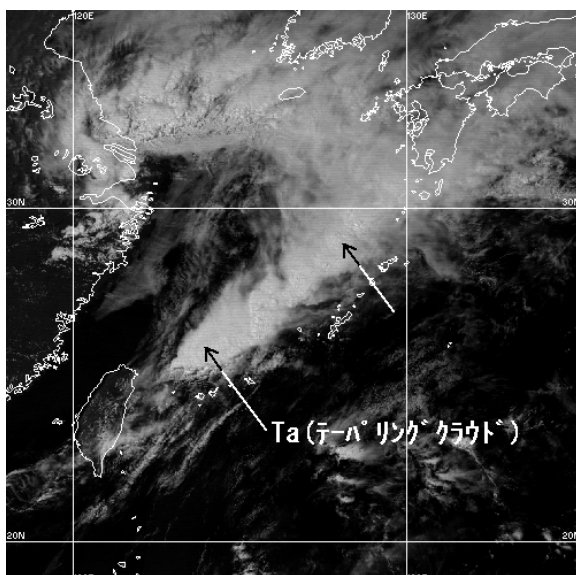
図 4-4-2 1997年5月2日03UTCの可視画像



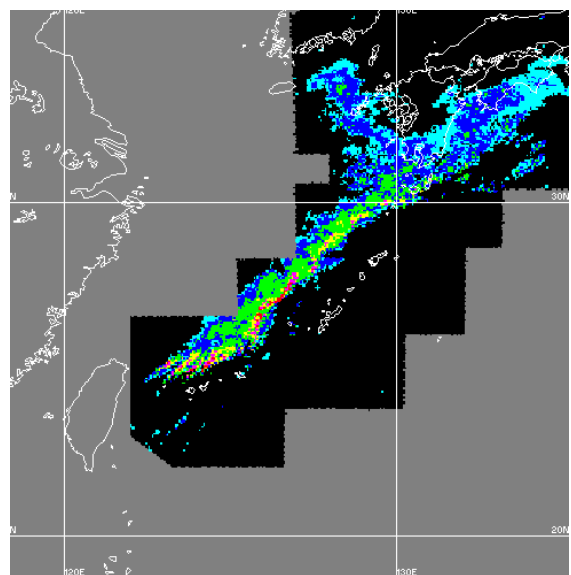
(a) 水蒸気画像



(b) 赤外画像



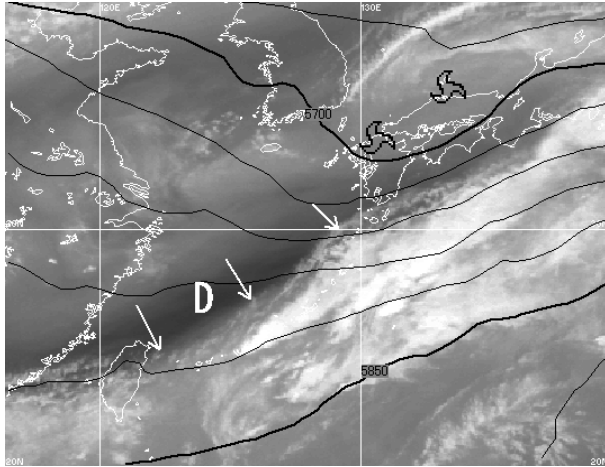
(c) 可視画像



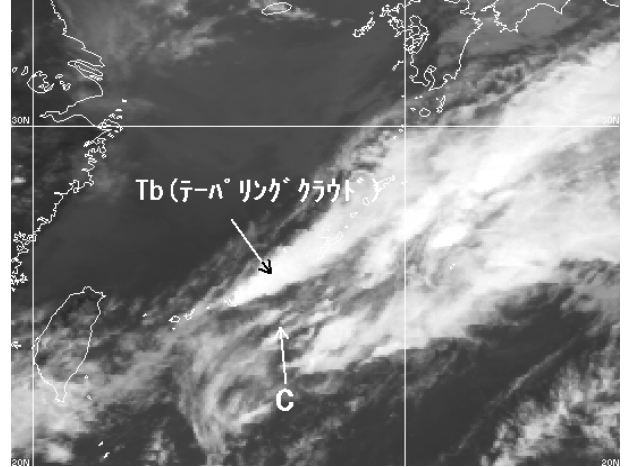
(d) レーダーエコー

図 4-4-3 1997年5月2日06UTCの衛星画像とレーダーエコー

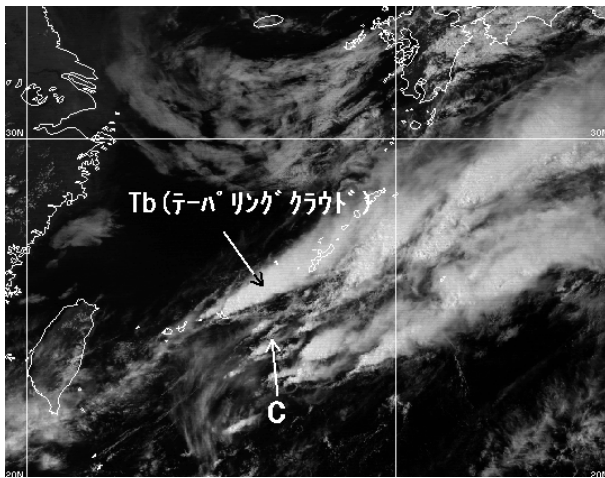
図中の記号は図 4-4-1 に同じ



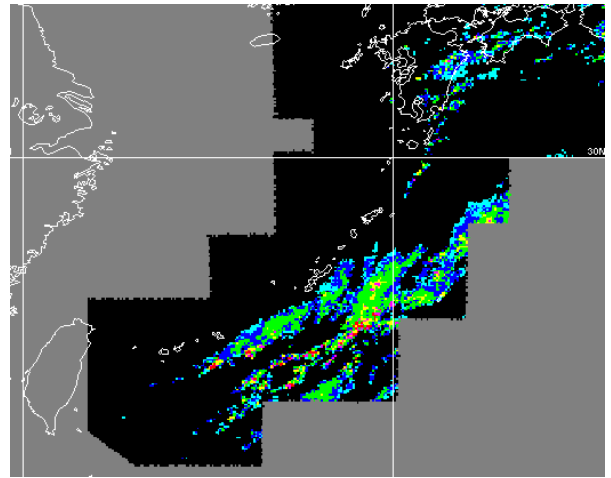
(a) 水蒸気画像



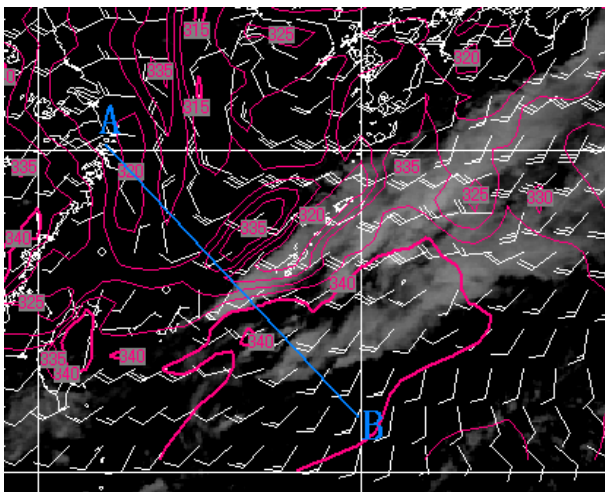
(b) 赤外画像



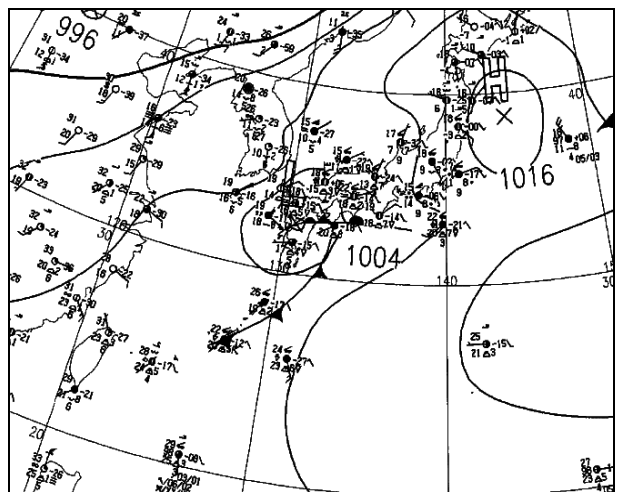
(c) 可視画像



(d) レーダーエコー



(e) 可視画像と RSM850hPa との重ね



(f) 地上天気図

図 4-4-4 1997 年 5 月 3 日 06UTC の衛星画像、レーダーエコー及び地上天気図

図中の記号は図 4-4-1 に同じ。ただし (e) の青実線は、図 4-4-5 の断面の位置を示す。

海域での発生が最も多いことは、台湾などの地形が上記の合流や Ta の発生に関連していることを示唆している。

テーパリングクラウド Tb

Ta 及びその北東に伸びるバンド状の Cb は 2 日 06UTC (図 4-4-3) 以降衰弱した。その後、3 日 00UTC 頃から新たなテーパリングクラウド Tb が先島諸島を穂先として形成された。最盛期をやり過ぎた 3 日 06UTC の衛星画像やレーダーエコーなどを図 4-4-4 に示す。

レーダーエコーは Tb に対応し線状に伸び、穂先部分が非常に強い。ただし、発達期には穂先部分だけではなく、穂先から北東に線状に伸びる領域も非常に強かった。

500hPa では九州地方北部から南西に伸びるトラフの南側、850hPa では高相当温位域の北西縁付近、地上天気図では寒冷前線の延長上に Tb が形成されている。水蒸気画像で示したバウンダリーにはほぼジェット軸が対応する。Tb はバウンダリーの暖気側近傍 (南東 150km 程度) で発生している。このように、Tb は、低気圧の暖域で発生した Ta とは異なり、(2) で述べた前線付近で発生するタイプに対応している。

水蒸気画像では中・上層の乾燥域を示す暗域 D があり、動画ではこの D が前面の明域の下に入り込んでいるように見える。RSM では 300~700hPa 付近の乾燥域が東進し Tb の北西側に接するように予想されていた (図 4-4-5)。この乾燥域に D が対応していると見られる。この D が、4.3.1 項の事例と同様に、対流雲の発達 (テーパリングクラウド形成との関連は不明) の一要因である可能性がある。

テーパリングクラウド Tc

図 4-4-4 (b)、(c) では、Tb の南側に数本の線状構造をもつ対流雲域 C が見られる。この C は、Tb の衰弱とともに、06UTC 以降急速に発達し始めた。図 4-4-4 (d) のレーダーエコーでも、数本の線状構造が見られ、所々非常に強い。この C は、図 4-4-6 に示したように 3 日 15UTC には明瞭なテーパリングクラウド Tc となった。

この Tc は、図には示さないが、Ta と同じようにバウンダリー南東側の離れた所 (この場合は

300km 程度)、850hPa の高相当温位域の中で発生している。また Tc 付近には不明瞭ながら 850hPa で風の合流が見られる。このように、Tc 発生時の総観場は Ta の状況と類似している。

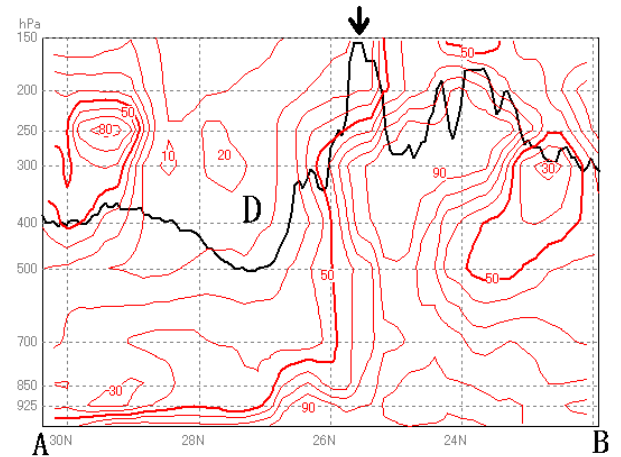


図 4-4-5 図 4-4-4 (e) 中の A-B に沿う断面図

黒実線は水蒸気チャンネルの TBB を RSM の気温で気圧に変換したもの。赤実線は RSM の相対湿度。矢印はテーパリングクラウド Tb の位置を示し、D は図 4-4-4 (a) の暗域 D に対応する。

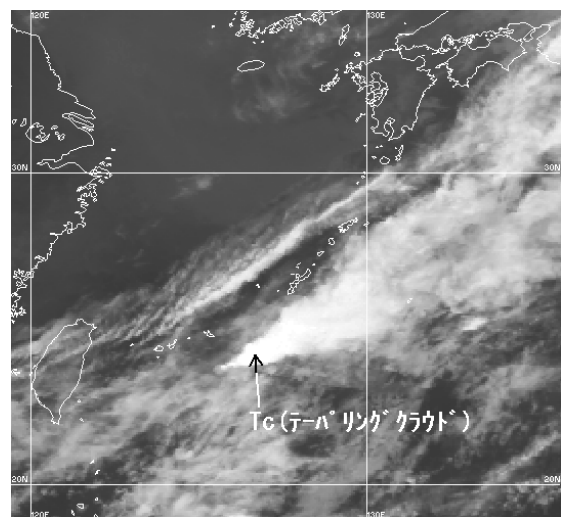


図 4-4-6 1997 年 5 月 3 日 15UTC の赤外画像

事例2 新潟豪雨の事例

この事例は、1998年8月3～4日にかけて新潟付近に豪雨をもたらしたテーピングクラウドの例である。事例の総観的、局地的状況の詳細は、「気象庁技術報告No.121」（気象庁（2000）、以下技術報告）にまとめられており、このため、かなりの部分をこの技術報告から抜粋する。なお、伊藤ら（1992）の分類によるとこの事例は、「雲バンドの南縁又は雲列状に発生するもの」に該当する。

3日12UTCから4日00UTCにかけての総観場は、技術報告では次のとおりである。

- ① 上層では大陸に寒冷低気圧がありほぼ停滞、一方、日本の南海上に上層の高気圧があり、停滞かゆっくり西南西進した。新潟付近では中層（500hPa）から上層（300hPa）では西北西から北西風の間が続いた。
- ② 下層では、日本海西部から北陸地方付近に太平洋高気圧を回る暖湿流が流入する間が続いた。
- ③ 地上では、日本海西部から東北地方に梅雨前線があり、停滞かやや南下傾向であった。

技術報告では、「北陸地方の豪雨は、500hPa高度パターンが東谷（西北西風系）のときに発生することが経験的に知られている。」また、「北側の寒気が比較的しっかりしている場合、停滞前線上に目立ったじょう乱が見られなくても、太平洋高気圧が強まり、その縁辺を北上する暖湿気の流れが強化されれば、日本海側の地方でも豪雨が起こりえる」としている。今回はこの事例に当てはまる。

次に各項目について、衛星画像ではどのように見えたかを解説する。

①項については、水蒸気画像（図4-4-7）で特徴を見る。3日12UTCでは日本の南海上のH付近に高気圧性循環の中心が見られ、このHの縁辺を回るように暗域Aが山陰沖から東北東進し、4日00UTCには中部地方まで達している。このことは太平洋高気圧の強まりを示唆している。北の寒気を示唆している暗域等は不明瞭である。概観するとAが接近した3日18UTC頃からテーピングクラウドが発生し、Aが南下し始めた4日00UTC以降テーピングクラウドは衰弱した。なお、技術報告「第5章 豪雨のシミュレーション」では、「600hPa付近にWSWから相対的に乾燥した気塊の流入があり、対流不安定を増幅し、4日未明か

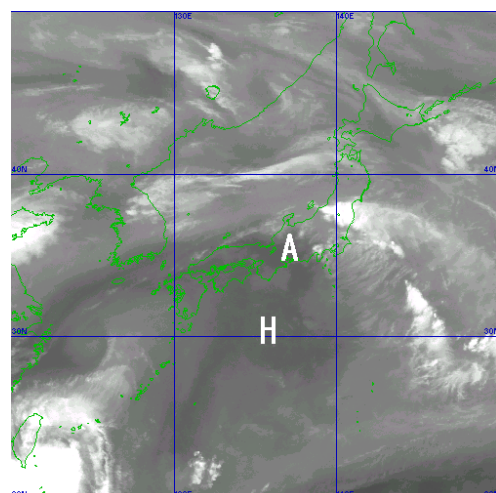
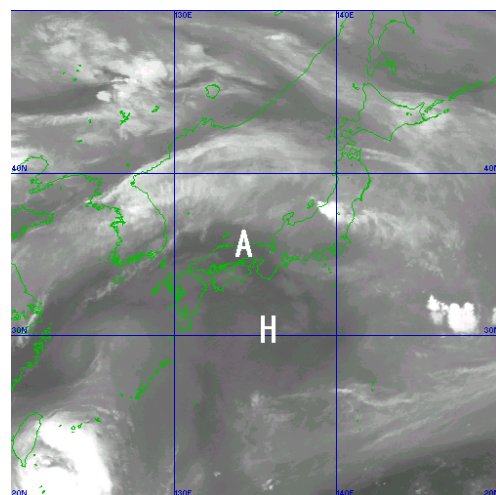
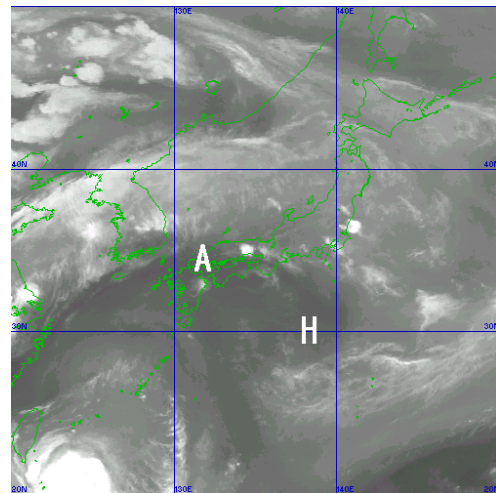


図4-4-7 水蒸気画像

上：3日12UTC 中：3日18UTC

下：4日00UTC

ら早朝にかけて新潟地方で集中豪雨が発生したと推測される」としている。暗域は上・中層の乾燥域を示すので、暗域 A と上記の乾燥域との対応が考えられる。A とテーパリングクラウドとは 300km 以上も離れているが、A に対応する乾燥域が前線帯に対応する明域の下に潜り込んでいる可能性も考えられえる。

②項については赤外面像(図 4-4-9、10)で特徴を見る。太平洋高気圧の縁辺を回る対流雲は、3日 12UTC から 15UTC には西日本に白い塊として点在しているのが見える(雲域 B)。また、やや不明瞭ではあるが、灰色の固まりも所々に見える。動画で見ると北東から東北東進しているのが分かる。なお、この領域では 15UTC 以降、白く発達した対流雲は見えないが、灰色の対流雲は持続している。このことは 12UTC の RSM850hPa 相当温位・風(図 4-4-8)の予想で、345K 以上の暖湿気塊が西日本から東日本一帯に広がっていることに対応していると見られる。

③項については、赤外面像(図 4-4-9)で特徴を見る。停滞前線の雲域の特定は難しいが、地上天気図(図 4-4-9)で解析されている停滞前線に沿って、朝鮮半島付近から日本海中部まではやや厚い雲域として見られ、その東には対流雲が散在している。

この様な状況下で、3日 18UTC 頃からテーパリングクラウド(C)が発生し、4日 00UTC 頃まで持続した。次に C の動向を見てみる(図 4-4-9、10)。C がテーパリングクラウドとなるのは 18UTC 頃からである。12UTC では新潟付近に対流雲を

含む灰色の雲域がある。15UTC では対流雲は発達し、雲域の中に Cb を含むようになり、そのアンビル Ci が東ないし南東へ広がっている。この段階ではまだ、テーパリング状ではない。18UTC には C はさらに発達し、佐渡島の東側から新潟県下越地方にかけて若干南下し、Cb の集合体が見られ、アンビル Ci が風下側に広がっている。ほぼテーパリング状となる。その後 21UTC には C はほぼ同じ位置に停滞し、佐渡島の西海上から新潟県下越地方では拡大・発達した白色の濃密な雲域に覆われている。雲縁は明瞭で、風下側にかけて東ないし南東方向に扇状の Cb やアンビル Ci からなる雲域が広がり、典型的なテーパリングクラウドとなった。特に西側ほど主に Cb で構成されており、佐渡の西海上には、この C の穂先部分へと繋がる対流雲列も確認できる。なお、新潟県付近は図 4-4-8 の RSM850hPa 相当温位・風における高相当温位域であり、また速度収束が見られる。4日 00UTC では、C は穂先部分の形状が崩れ、佐渡島付近から新潟県下越地方に南下している。特に南縁の形状の崩れが著しい。

最後に、この事例の注目点を列記する。

① 水蒸気画像の動画から暗域の動向に注目する。注目した暗域は、より上層の明域に隠される場合もあるが、大気的不安定を強化する要因でもあるので、動向に注目する。

② 太平洋高気圧の縁辺の対流雲、台風の外側の対流雲等は動画により移動方向を確認する。このことにより暖湿気塊の流入先を把握することができ、また雲域等の盛衰をある程度予測すること

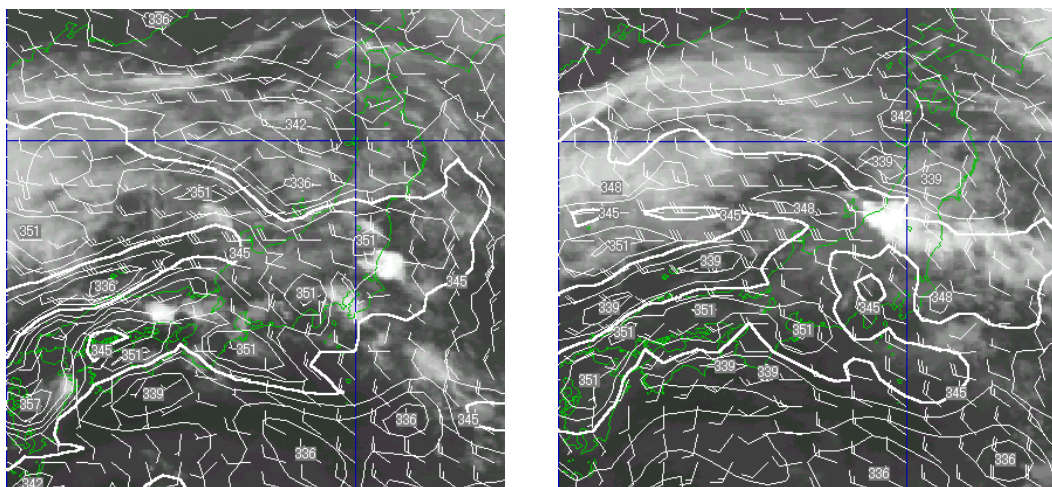
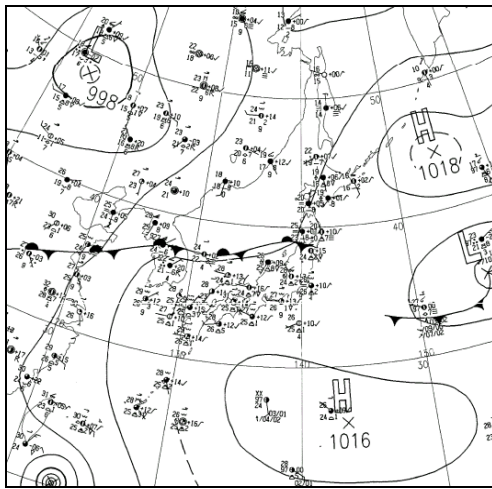


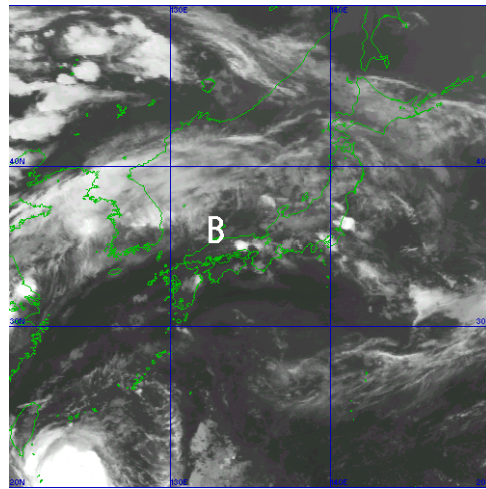
図 4-4-8 赤外面像と RSM850hPa 相当温位・風 左：3日 12UTC 右：3日 18UTC
相当温位は 4K 毎に描画、風は短矢羽 5m/s、長矢羽 10m/s

もできる。
 なお、テーパリングクラウドの衛星画像の着眼

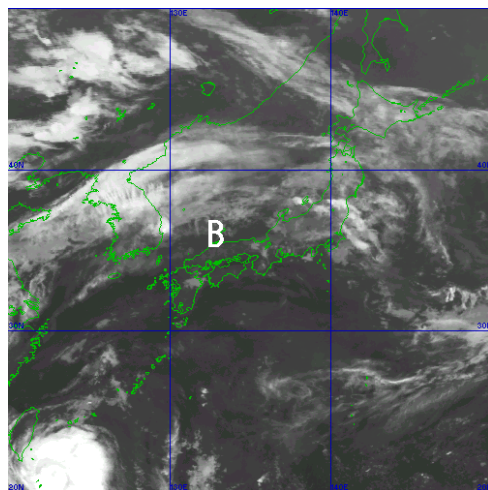
点は、技術報告の付録「衛星画像を見るとき
 の着眼点」にさらに詳しく記述されている。



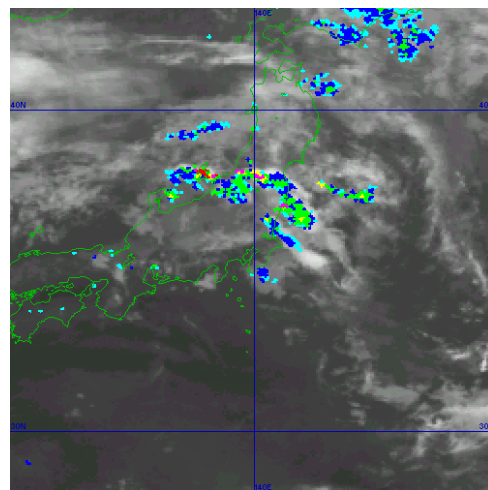
(a) 地上天気図 3日 12UTC



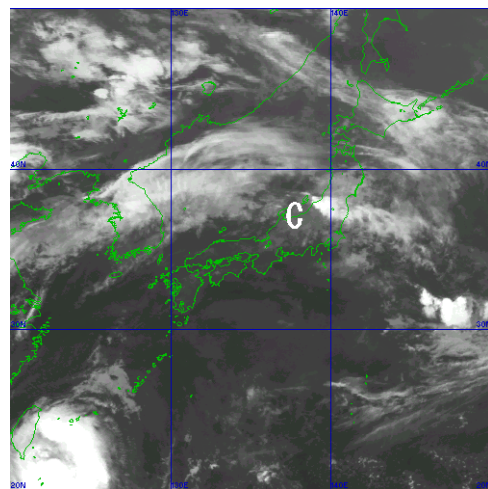
(b) 赤外画像 3日 12UTC



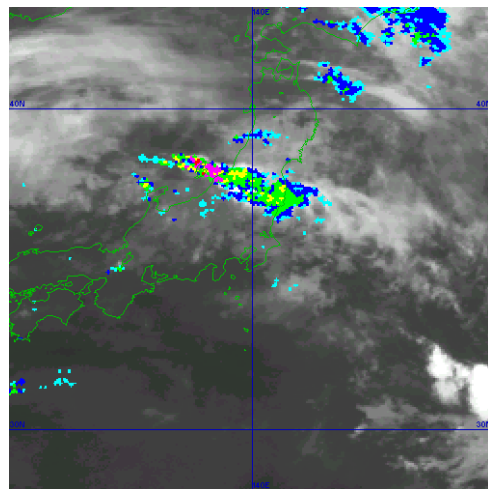
(c) 赤外画像 3日 15UTC



(d) 赤外画像とレーダーエコー 3日 15UTC

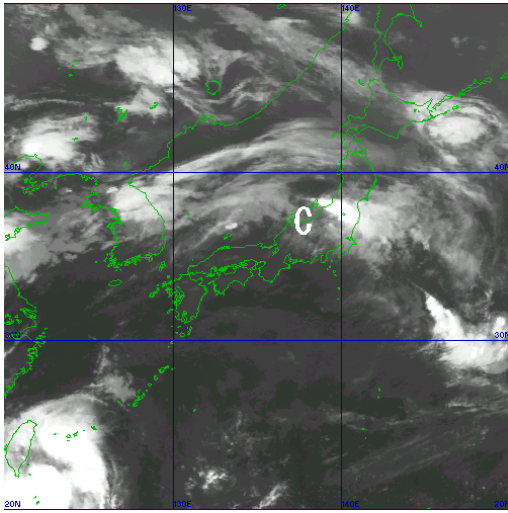


(e) 赤外画像 3日 18UTC

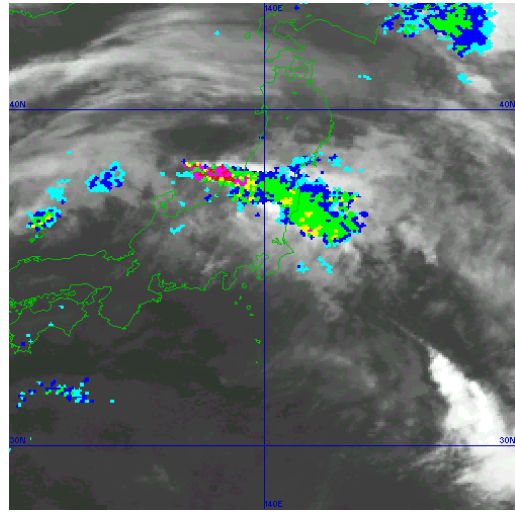


(f) 赤外画像とレーダーエコー 3日 18UTC

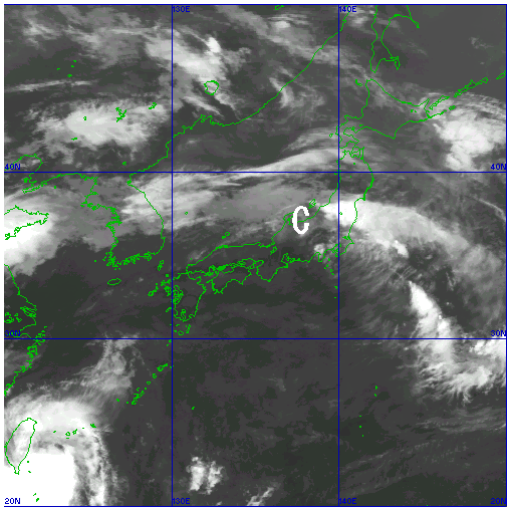
図 4-4-9 地上天気図、赤外画像及び赤外画像とレーダーエコー



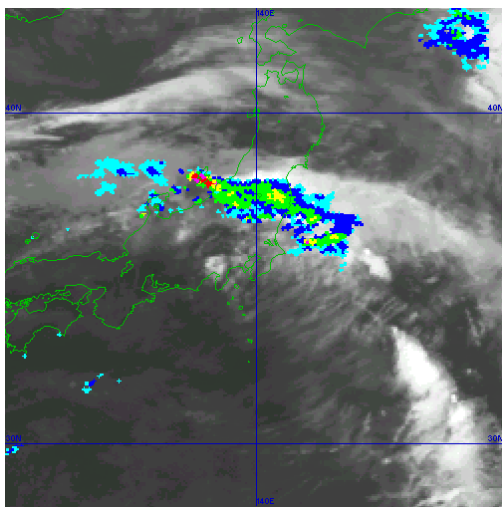
(a) 赤外画像 3日 21UTC



(b) 赤外画像とレーダーエコー 3日 21UTC



(c) 赤外画像 4日 00UTC



(d) 赤外画像とレーダーエコー 4日 00UTC

図 4-4-10 赤外画像、赤外画像とレーダーエコー

第5章 地上風の推定*

強風、風向の急変や強い横風などは、離着陸する航空機に重大な影響をもたらす。基準値以上の横風の場合には離着陸が制限され、また地上風の風向や風速によって離着陸する滑走路が決められる。このように地上風は、航空機の運航にとって重要な要素の一つである。ここでは、衛星画像から地上風を推定する方法について述べる。なお、地上付近の強風や風の急変などと密接に関連する低層の乱気流とウインドシヤーについては3.3節で述べた。

5.1 地上風を推定する方法

5.1.1 雲の移動による下層風の推定

下層風の実況や予想がしばしば地上風の予想に使われるように、地上風の予想にとって下層風は有用なデータとなる。以下、衛星画像から直接的に下層風を推定する方法について述べる。ここでの下層とは850hPa(約5,000ft)付近を指す。

短時間間隔で観測された複数の衛星画像で、雲や水蒸気画像の模様を追跡し、それらが風とともに移動するとして風が求まる(衛星風)。気象衛星センターでは、このような手法をマンマシンで行い、上層雲の移動から上層風、水蒸気画像の模様の移動から中・上層風、下層雲の移動から下層風を算出している(P62のコラム参照)。このようにして算出された風は、数値予報の初期値データとして利用されている。

気象衛星センター発行の「気象衛星観測月報」(P56のコラム参照)を用いた衛星画像の動画によっても下層風の推定ができる場合がある。具体的方法については山本(2000)の解説がある。また、この解説は即時配信されている衛星画像を用いた定性的な下層風の推定にも参考となる。

5.1.2 台風や低気圧に伴う雲パターンからの推定

台風や低気圧の中心位置や中心気圧は、地上風推定の大まかな目安になる。それらの中心位置については、発生期を除けば、衛星画像上の雲のパターン認識からおおよその位置を推定できることが多い。西村ら(1997)は低気圧中心の推定方法を具体的に示し、その精度の検証結果を示している。また、それらの中心気圧や風速などについても、雲のパターン認識から推定する次のような手法がある。

熱帯低気圧(台風を含む)については、CI数と呼ばれる台風強度指数を推定する手法(Dvorak法)が確立されている(Dvorak, 1984)。この手法は各国で現業的に用いられている。推定されたCI数と最大風速の対応表により最大風速が推定される。

中・高緯度の低気圧についても、低気圧の発達を通常型、コンマ型、インスタントオクルージョン型に分類(気象衛星センター、2000)した時の通常型の低気圧については、中心気圧を見積もるSMB法(Smigielski・Mogil, 1992)がある。隈部ら(1996)は、日本の東海上で通常型の発達をした低気圧にSMB法を適用した。また、隈部・神代(1997)は日本の東海上で発達するコンマ型の低気圧について、中心気圧と気圧傾度を見積もる方法を提案した。

ただし、これらの手法は陸地の影響を受ける低気圧については調査されていない。経験的には、これらの手法を陸地の影響を受ける中国大陸沿岸から日本周辺に適用するには、困難な場合が多い。

5.1.3 雲の特徴からの推定

対流雲列、下層渦及び筋状雲などの規模の小さい雲の特徴から、前項の場合より詳細に地上風を推定できることがある。そのような雲の特徴について5.2節と5.3節で述べる。

なお、Cbに関連して発生した竜巻とガストフロント及びCb発生を引き金になった海風前線の例については3.3.4項で述べた。また寒気場で発生する現象については第6章で述べる。

5.2 寒冷前線(対流雲列)

5.2.1 活発な対流雲列に伴う風の急変

図5-2-1に示したアナ型寒冷前線(後方傾斜上昇型)のモデルでは、地上寒冷前線に沿って狭い寒冷前線レインバンドがあり、風向の急変を伴う。狭い寒冷前線レインバンドは、衛星画像では対流雲列として観測される。

2000年3月16日の実例を図5-2-2に示す。雲バンドA-Aの南縁に沿って対流雲列a-aがある。a-aにはTBBの低い(赤外画像で輝度の高い)部分、すなわち発達した対流雲(CgやCb)が含まれている。レーダーでは、a-aに線状の強いエコーが対応している。

那覇アメダスの時系列では、a-aの通過に伴って、

*伊藤 秀喜

風向の急変、約4°Cの気温低下及び通過時以降に弱い降水を観測している(南西諸島の一部では20~30mm/hの降水があった)。このように、寒冷前線に伴う対流雲列は、風向の急変の指標となる。

次項で述べるように対流雲列の移動速度が、その通過後の風速の目安になる場合がある。この事例の場合、a-aが那覇を通過する時の移動速度は南南東約11m/s、a-a通過直後の那覇の風は北北西8~9m/sであった(a-aの移動速度の7~8割)。

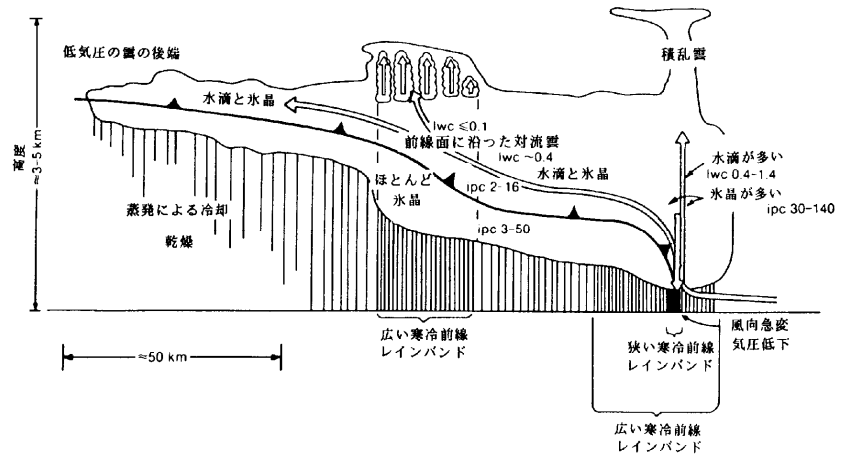
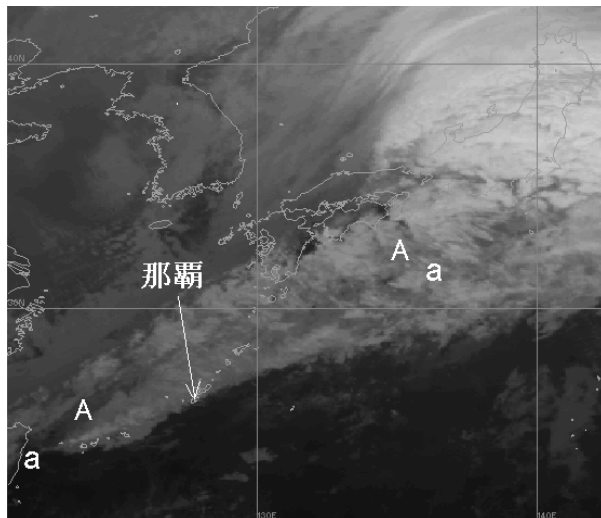
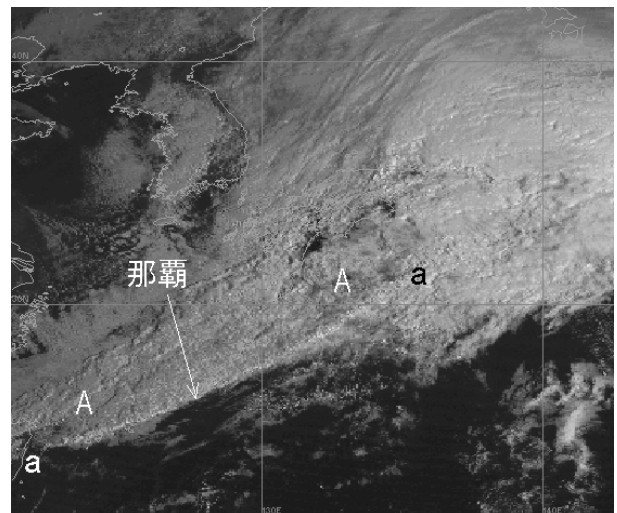


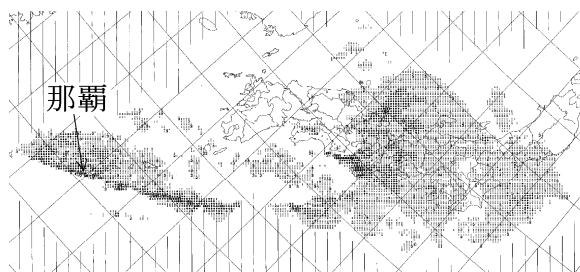
図 5-2-1 後方傾斜上昇型のアナ型寒冷前線に伴う雲と降水の理想化した断面図 (Matejka et al., 1980) 北島ら (1995) から引用。



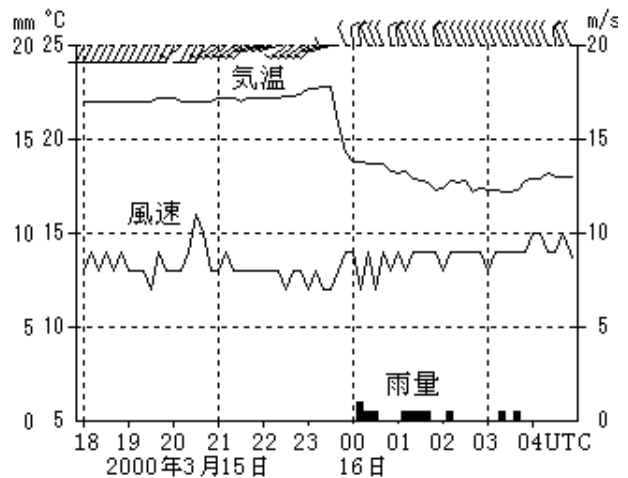
(a) 赤外画像



(b) 可視画像



(c) レーダーエコー



(d) 那覇アメダスの時系列

図 5-2-2 2000年3月16日00UTCの衛星画像及びレーダーエコーと那覇アメダスの時系列

5.2.2 ロープクラウドに伴う風の急変

次頁の図 5-2-4 (a)、(b) の衛星画像に a'-a' で示したような、細くて長い Cu ラインを、その形状からロープクラウド (Rope cloud) と呼ぶ。この場合には、その長さは 1,000km 程度であるが、2,000~3,000km にも及ぶものもある。日本付近では、主に海上で前線性雲バンドの暖気側に沿い、寒冷前線に対応することが多い。また、前線活動が弱まった時によく見られる (気象衛星センター、2000)。

気象衛星センター (1983) は、3 時間毎の地上観測と 6 時間ごとの高層観測データによる解析から、ロープクラウドの通過には地上風の風向変化及び 800hPa より下層の温位と風向の変化などが対応し、ロープクラウドが地上前線の位置であるとした。

米国のロープクラウドを伴った強い寒冷前線の詳細な解析では、以下のことが示されている (Seitter・Muench (1985)、Shapiro *et al.* (1985))。

- ① 移動や構造は重力流的であり、アーククラウドや狭い寒冷前線のレインバンドの観測と著しく類似している (重力流とアーククラウドについては 3.3.4 (2) 参照)。
- ② この雲の通過時に風向の急変がある。
- ③ Cb や大規模なメソ対流システムに発達することがある (彼らは、これらを誘発するメカニズムとして前線の微細構造に着目している)。

- ④ 前線の通過直後における下層平均風の前線に直交する成分より、重力流 (前線) の伝播速度 (移動速度) が速い。

ロープクラウドを伴った寒冷前線の観測例を図 5-2-3 に示す。前線の先端では風の急変 (数分間で風向が大きく変わる) と強い上昇流がある。衛星画像では、そこにロープクラウドが形成されている (図略)。

重力流の理論や実験によると、重力流の伝播速度は、(密度差×寒気層の厚さ)^{1/2} におおよそ比例する。すなわち密度差 (気温差) 及び寒気層の厚さが大きいほど重力流の伝播速度が大きい。また続流 (P123 の図 3-3-32 中の「冷氣」右側の矢印) の流速は重力流の伝播速度のおおよそ 1.15 倍である (新野、1998)。

以上のことから、重力流的であるロープクラウドや狭い寒冷前線レインバンドに対応する対流雲列は、風向急変の指標になるとともに、その移動速度は寒気側の風速の目安になると考えられる。

ロープクラウドの中には、不明瞭化しながらもしばらく持続する場合や、複数のロープクラウドが接近して見られることがある。Bader *et al.* (1995) は、組織的な前線性雲バンドに関係しない複数のロープクラウドを示し、これらは地上における気団の差異の名残であるとしている。

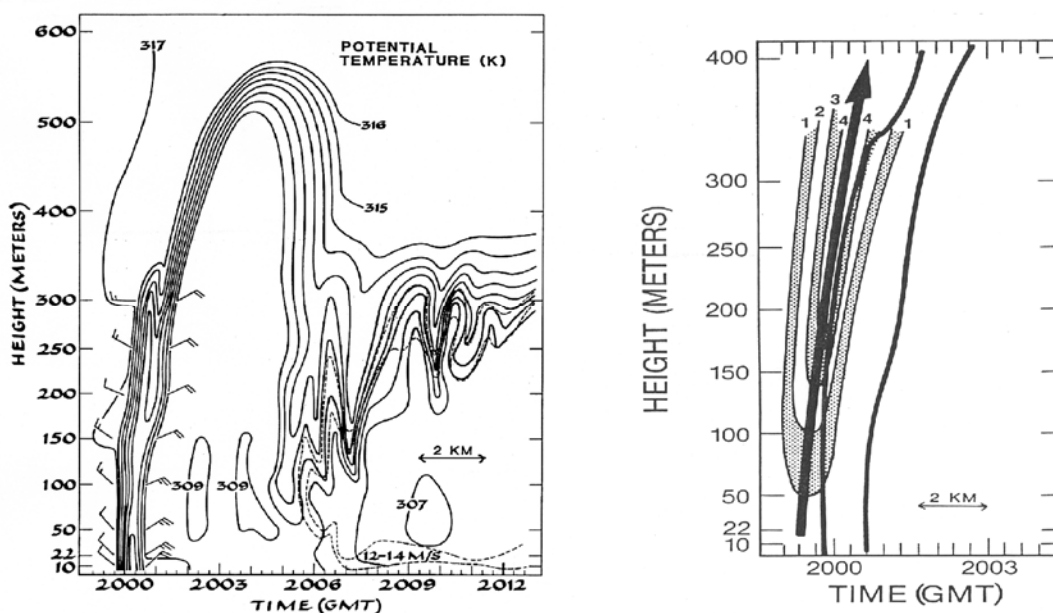


図 5-2-3 ロープクラウドを伴った寒冷前線通過時の観測 (Shapiro *et al.* (1985))

左図：実線は温位 (K)、矢羽は前線通過前後の風を示す。

右図：太実線は前線、数値は鉛直流 (m/s) を示す。

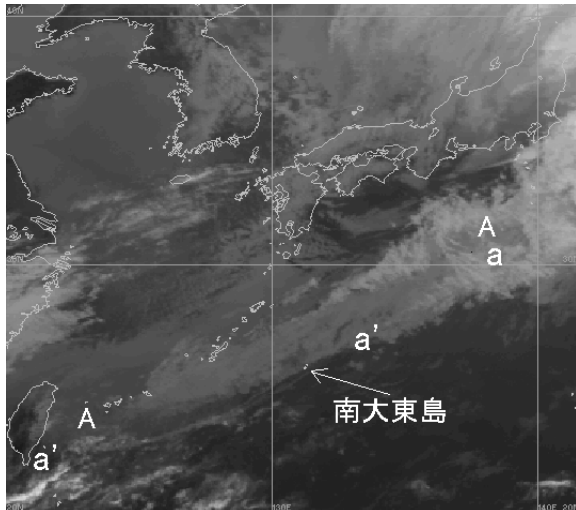
(1) 典型的なロープクラウド

日本付近で見られるロープクラウドは、前項でも述べたように寒冷前線や停滞前線に対応する雲バンドが衰弱していく時に、その南縁に沿って現れることが多い。その典型的な事例を以下に示す。この事例は、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もある。

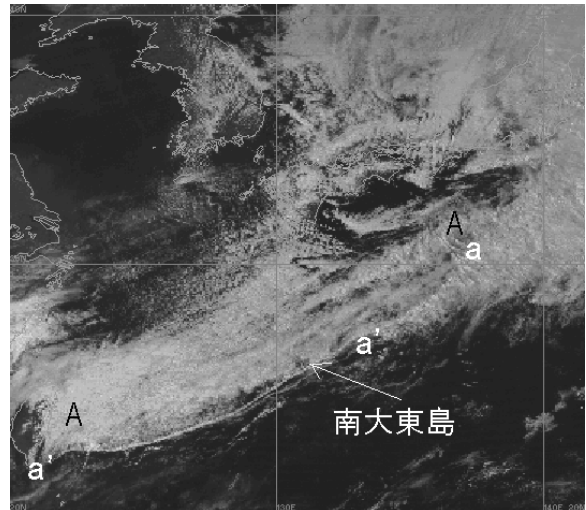
図 5-2-4 の衛星画像は、図 5-2-2 から 6 時間後の画像である。6 時間前の画像に比べ、雲バンド A-A は赤外画像で輝度が減少（雲頂温度が上昇）し、隙間も見える。これらは A-A が衰弱していることを示す。対流雲列 a'-a'-a の南西部分 a'-a' は、赤外画像で輝度が減少するとともに、可視画像では細くて長い Cu ライン、すなわち明瞭なロープクラウドとなった。

a'-a' は、16 日 06UTC 頃に南大東島を通過した。南大東島アメダスの時系列（図 5-2-4 (d)）では、ロープクラウドの通過に伴い、風向の急変と気温の急下降がある。この変化は、活発な対流雲列（狭い寒冷前線レインバンド）が通過した那覇の変化（図 5-2-2 (d)）とほぼ同じである。ただし、気温低下量がやや小さく、通過直後の風速もやや弱い。

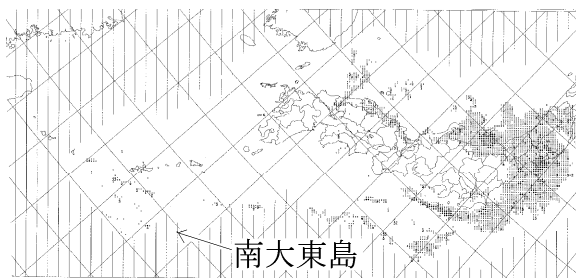
南大東島を通過した時の a'-a' の移動速度と、通過後の南大東島の地上風を比較すると、前者は南東約 8m/s、後者は北西 5~6m/s であった。後者は前者の 6~8 割程度である。地上風は周囲の地形など環境に大きく影響を受けるので観測点どうしの比較は単純にはできないが、この割合と活発な対流雲列が那覇を通過した時の割合を比較すると両者はほぼ同じであった。



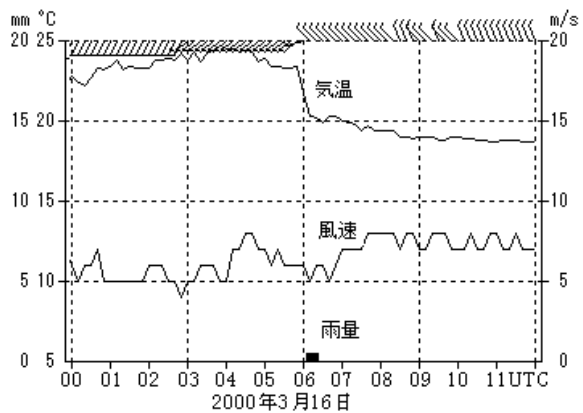
(a) 赤外画像



(b) 可視画像



(c) レーダーエコー



(d) 南大東島アメダスの時系列

図 5-2-4 2000 年 3 月 16 日 06UTC の衛星画像とレーダーエコー及び南大東島アメダスの時系列

(2) 移動速度の遅いロープクラウド

移動速度の遅いロープクラウドの事例を示す。この例は、台風から変わった温帯低気圧の南西側に形成された Cb ラインの衰弱とともに現れた例でもある。図 5-2-5 にロープクラウドが通過した南大東島アメダスの時系列及び高層観測データを、図 5-2-6 に衛星画像を示す。

図 5-2-6 (a) の時刻 (1 日 22UTC) には、九州地方南部に低気圧がある。この低気圧は、台風第 20 号が東シナ海で温帯低気圧に変わり、北北東進したものである。低気圧の南西側には Cb ライン A-A が形成されている。

8 時間後の 2 日 06UTC の画像 (図 5-2-6 (b)、(c)) では、A-A は弱まり、明瞭なロープクラウド (a-a) となった。a-a は 09UTC 頃に南大東島を通過し、12UTC には東海上に進んだ。

南大東島のアメダス (図 5-2-5 (a)) では、ロープクラウドの通過時に風向が急変した。ただし風速は弱く、気温の変化も小さい。通過時に弱い降水があった。

図 5-2-5 (b) は、ロープクラウドが通過した約 3 時間後の南大東島の高層観測データである。地表付近は弱い北西風であるが、925hPa では南西風である。下層の寒気は不明瞭である。

南大東島を通過する時のロープクラウドの移動速度を動画で測定すると、東南東約 3m/s と遅かった。通過直後の南大東島の風速は西北西 2~3m/s で、ロープクラウドの移動速度とほぼ同じ程度であった。

寒気側と暖気側の気温差 (密度差) が小さくロープクラウドの移動が遅いということは、定性的に重力流の性質に一致する。また、遅い移動速度に寒気側の弱い地上風速が対応している。

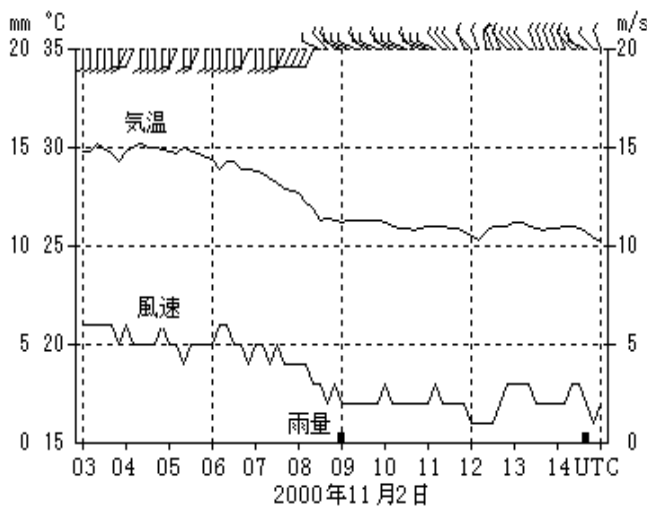
なお、衛星画像の動画では、東南東進するロープクラウドに対し、これを横切って北上する Cu (一部 Cg まで発達した) がある (図 5-2-6 (d) の B)。これらの Cu は、寒気層の上の南風によって移動していると見られる。このことは、定性的には、前線の傾斜が緩やかなことを示していると思われるが、詳細は不明である。

(3) 衰弱したロープクラウド、ロープクラウド上での対流雲の発達

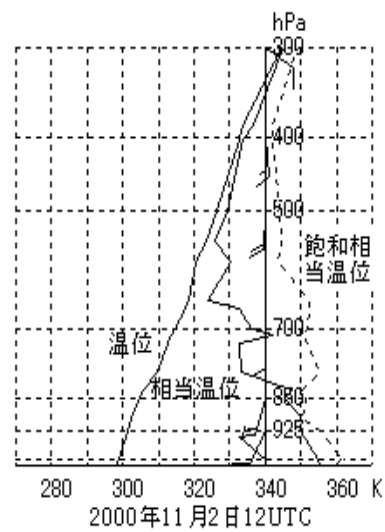
図 5-2-6 (f) は (e) の 12 時間後の可視画像である。a-a は不明瞭となり、その北西側でロープクラウド b-b が明瞭である。この b-b は、a-a の北西側で新たに明瞭化したものである。b-b の明瞭化と同時に、この北東側には組織的な Cb が形成された。

a-a や b-b は地上観測点を通過していないので観測データは示せないが、前に述べた Bader *et al.* (1995)、や Seitter・Muench (1985) 及び Shapiro *et al.* (1985) を参考にすれば、この時点では、

- ① a-a は寒冷前線の名残である。
- ② 明瞭化した b-b 及びその北東側の組織的な Cb には寒冷前線が対応する。



(a) 南大東島のアメダス時系列

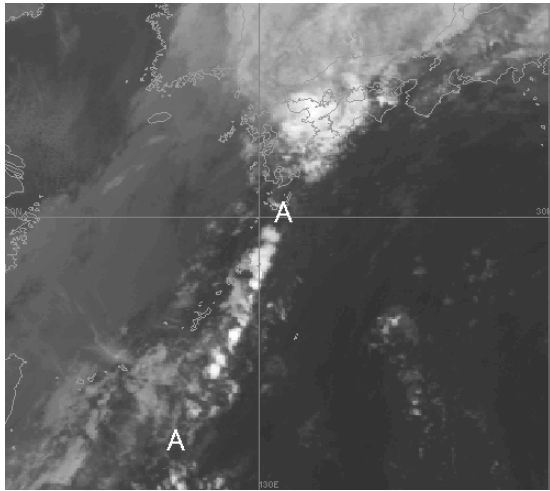


(b) 南大東島の高層観測データ

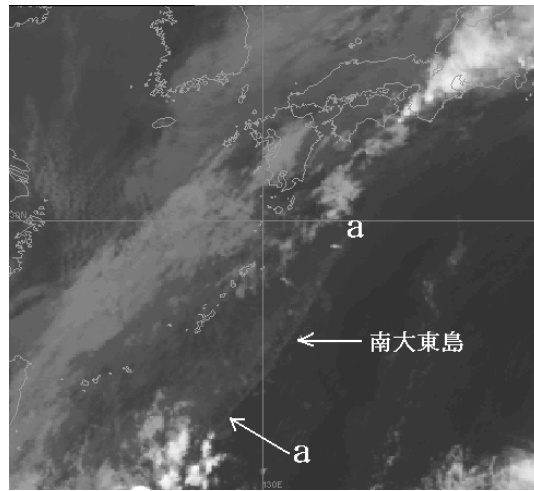
図 5-2-5 南大東島のアメダス時系列及び南大東島の高層実況

③ この組織的な Cb は、前線（重力流）前面の強い上昇流に誘発されて活発化したと見ることができる。なお、この Cb は、図 5-2-6 (b)、(d) 及び

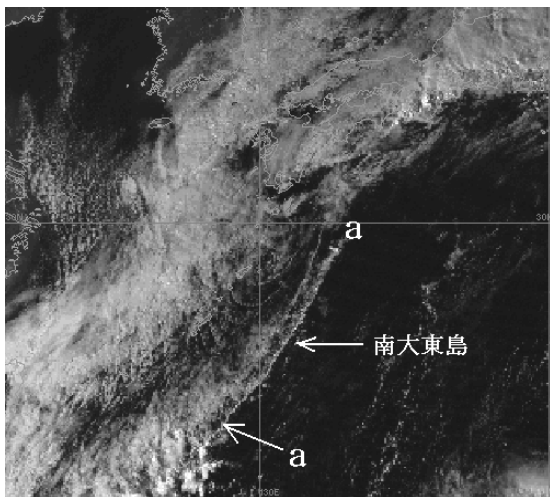
(e) に見られる紀伊半島付近を東進した Cb が移動したのではなく、2日 18UTC 頃から新たに発達したものである。



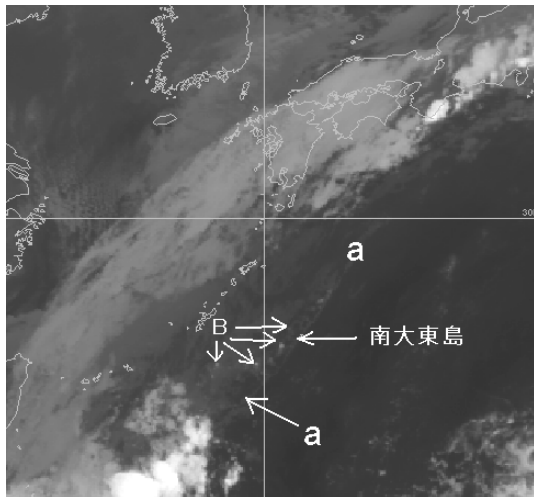
(a) 1日 22UTC の赤外画像



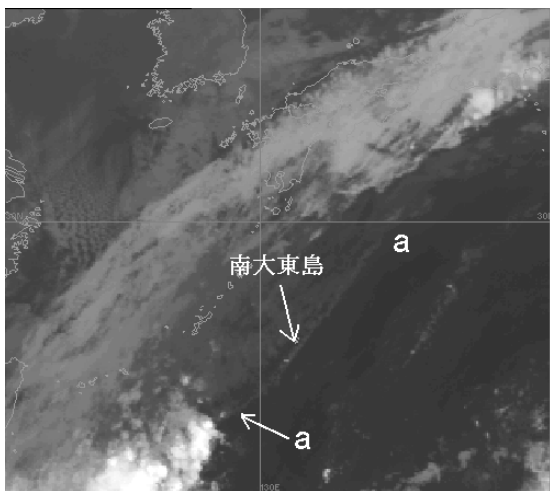
(b) 2日 06UTC の赤外画像



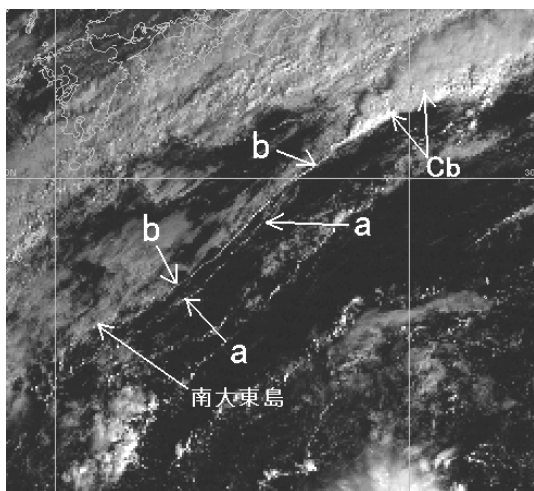
(c) 2日 06UTC の可視画像



(d) 2日 09UTC の赤外画像



(e) 2日 12UTC の赤外画像



(f) 3日 00UTC の可視画像

図 5-2-6 2000年 11月 1日～3日の衛星画像

5.2.3 寒冷前線前面の南西強風

低気圧が日本付近を通過する時、寒冷前線の前面でしばしば南寄りの強風になる。この南寄りの強風は、下層の強風（下層ジェット）と密接に関連していると考えられる。ただし、下層が強風であっても、その下に滞留寒気がある場合のように、必ずしも地上では強風にならない。

137ページの図4-3-4のアナ型寒冷前線のモデル図では、下層ジェットが暖かいコンベヤベルト内の寒冷前線のすぐ前面に位置する（Browning, 1990）。二宮（1979）は、大規模低気圧に伴う暖域から前線の

trailing portion（低気圧の南西側と思われる）にかけて存在する下層ジェットについて次のように述べている。「下層ジェット、湿舌、豪雨（rain band 的分布をすることが多い）の同時的な発達、豪雨を伴う梅雨前線帯低気圧について、ほとんど例外なく見られる。この下層ジェットは強い非地衡風成分を持ち、豪雨近傍に鋭く集中する。また梅雨前線帯の強風は、①大規模な準地衡風の強風と②豪雨域近傍の鋭い集中を示す（運動量の対流混合に関する非地衡風の）中規模の強風との、2種類の機構の重なりである。」加藤（2000）は、鹿児島豪雨についての数

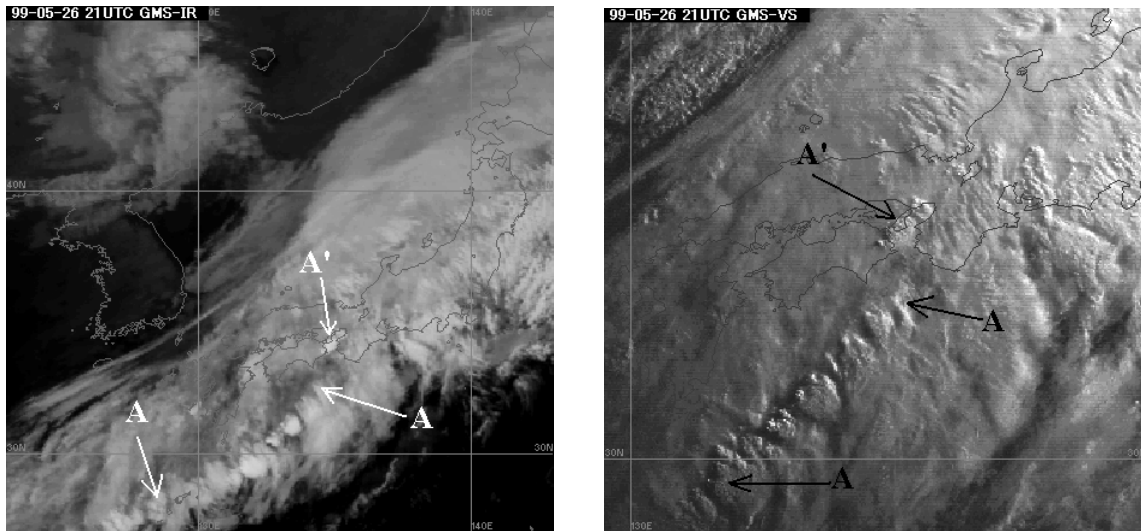
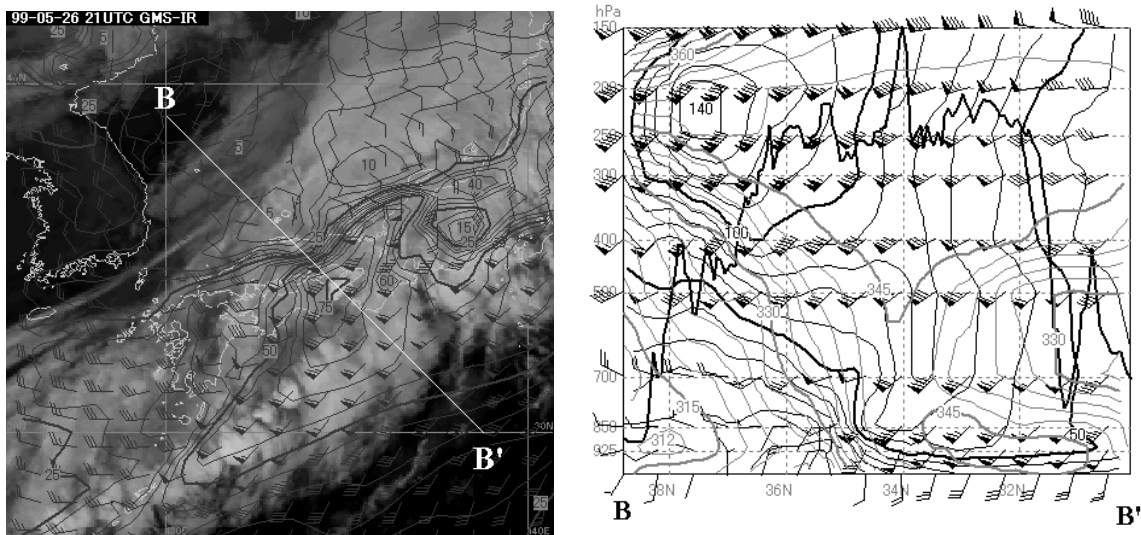


図 5-2-7 1999 年 5 月 26 日 21UTC の赤外画像（左）と可視画像（右）



(a) 赤外画像と RSM850hPa の風
実線は等風速線 (kt)

(b) B-B' に沿う RSM 断面図
太実線：雲頂高度 実線：等風速線
灰色実線：相当温位

図 5-2-8 1999 年 5 月 26 日 21UTC の赤外画像と RSM850hPa の風及び B-B' に沿う断面図

値実験から、対流による加熱によって気圧の低下が生じ、下層強風が作り出されるとしている。いずれにしても、寒冷前線の前面の下層に強風があり、対流雲の発達とともにさらに強まると考えられる。

以下に寒冷前線に対応した Cb ラインのすぐ前面で暴風となった例を示す。

1999年5月26日06UTCに東シナ海で発生した低気圧は、発達しながら九州地方、瀬戸内海、北陸地方、三陸沿岸を通り、27日12UTCには北海道太平洋岸に進んだ。この低気圧の通過時に太平洋側の各地で南寄りの強風が吹いた。特に大阪湾や紀伊水道周辺では、40kt(約20m/s)を超える暴風となった。関西空港では最大風速50kt(26日2051UTC)、最大瞬間風速75kt(26日2026UTC)を記録した。この最大瞬間風速は、関西空港の開港以来1位の記録と並ぶ値である。

図5-2-7は大阪湾付近で最も風速の強かった26日21UTCの赤外画像と可視画像である。A-Aは寒冷前線に対応した非常に活発なCbラインである。また、淡路島付近に長さの短い非常に活発なCbラインA'がある。A'は寒冷前線が地形の影響を受け、A-Aと分離した形で発達したものと見られる。

図5-2-8に赤外画像とRSMの850hPaの風を重ねたもの及びB-B'に沿ったRSM断面図を示す。これらの図は、A'とA-Aに沿った下層に強風(特にA'に沿っては70ktを超える強風)、すなわち典型的な下層ジェットがあることを示している。関西空港を

離発着した航空機の観測では、20UTCの高度4,000~6,000ft(約880~810hPa)で90ktの風速であり(東・川田, 1999)、RSMの風速よりさらに強い。

次に地上風について見る。A'が通過した和歌山のアメダスのデータ(図5-2-9)は、このA'の接近とともに南よりの風が強まったこと(20m/s以上)と、通過後に弱風になったことを示している。

なお、東・川田(1999)は、この暴風の要因に大阪湾周辺の地形効果があると指摘している。

このA-A及びA'の通過に伴い九州地方南部、四国地方、近畿地方の一部で1時間に30mm以上の降水(和歌山では50mm/h)があり、関西空港では強雨により卓越視程が一時100mまで低下した。

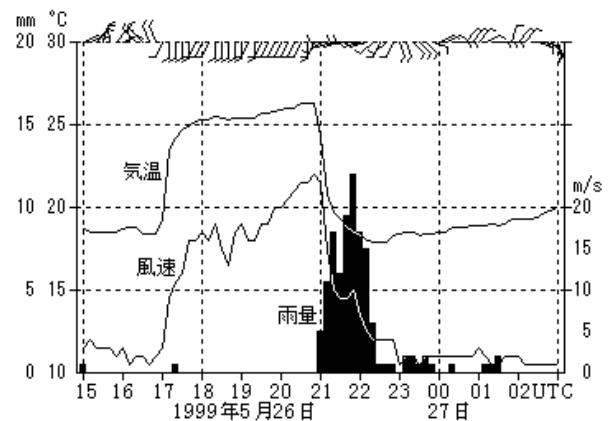


図5-2-9 和歌山アメダスの時系列

5.2.4 寒冷前線通過後の北西強風

冬季、強い寒気を伴った寒冷前線の通過後には、しばしば北西の強風となる。ここでは、1999年2月27日に本州で強風となった例を示す。この事例では、対流雲列、筋状雲及び波状雲が明瞭である。これらの雲が地上風の目安になる事を示す。

図5-2-10~14に地上天気図、衛星画像及びアメダス時系列を示す。これらの図及び1時間毎の衛星画像の動画から次のことがいえる。

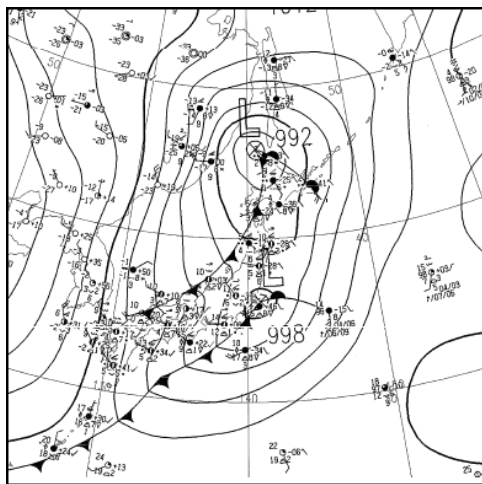
- ① 明瞭な対流雲列 A-A は日本海で形成され、本州にかかり始めた03UTC以降は衰弱した。
- ② A-A の北西側には明瞭な筋状雲 D がある。こ

れは、A-A の北西側に強い下層寒気が流入していることを示している。

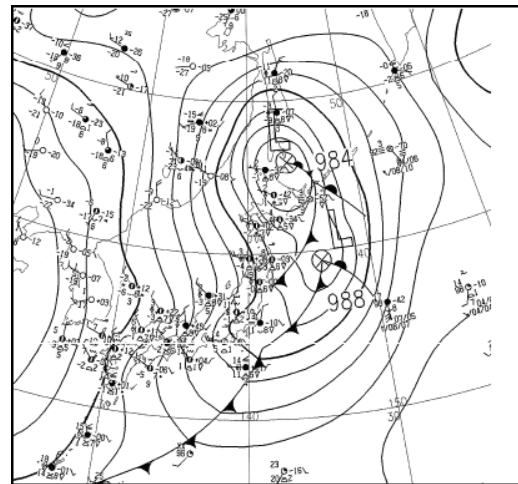
筋状雲の領域の地上風速は20kt(約10m/s)以上といわれている(気象衛星課、1976)。D付近の雲を動画で追跡すると、ほぼ筋状雲の走向に沿って南東約40kt(20m/s)で移動している。一般に下層雲の移動速度は850hPa付近の高度の風に対応する(Hamada, 1982)。

これらのことから、A-A の北西側には強い下層寒気の流入と強い北西風が推定される。

- ③ 黄海には筋状雲 B がある。A-A の南側にも、寒気に伴うと見られる対流雲 C がある。これらは A-A の前面にも下層寒気が流入していることを



(a) 1999年2月27日00UTC



(b) 1999年2月27日06UTC

図5-2-10 地上天気図

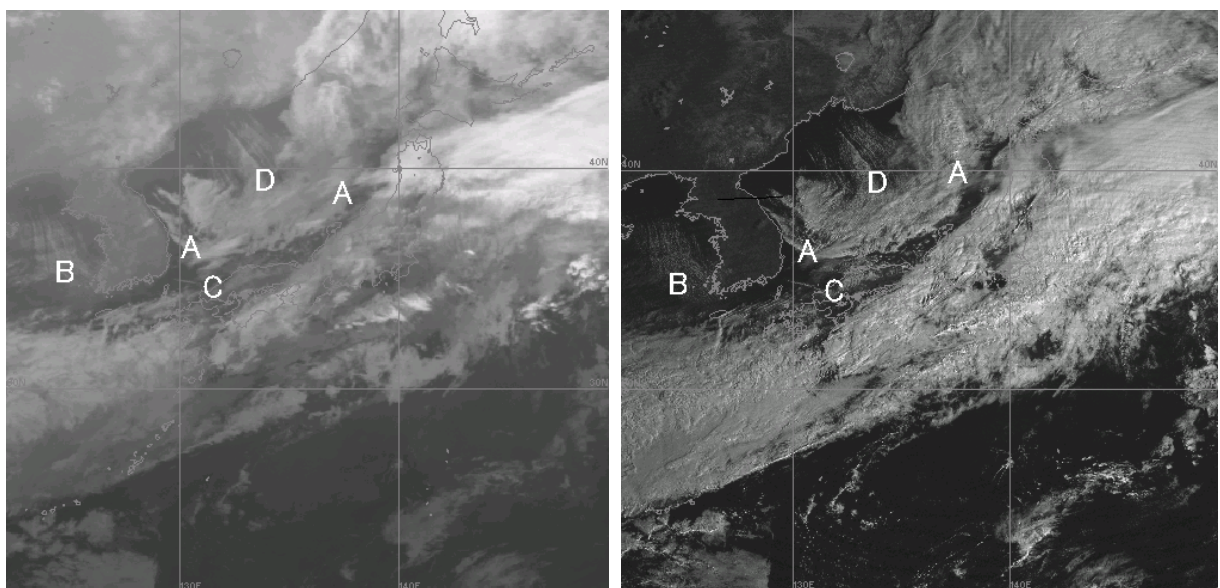
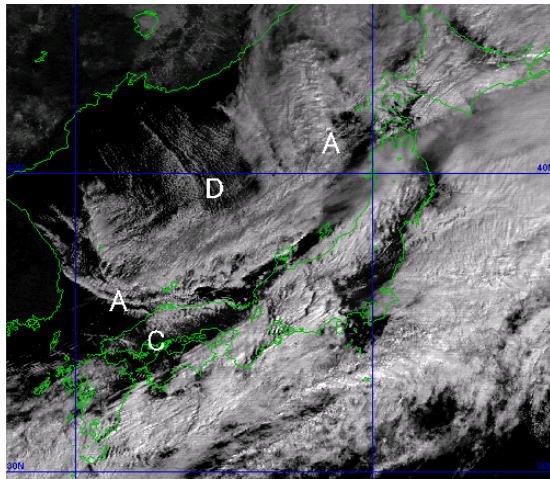
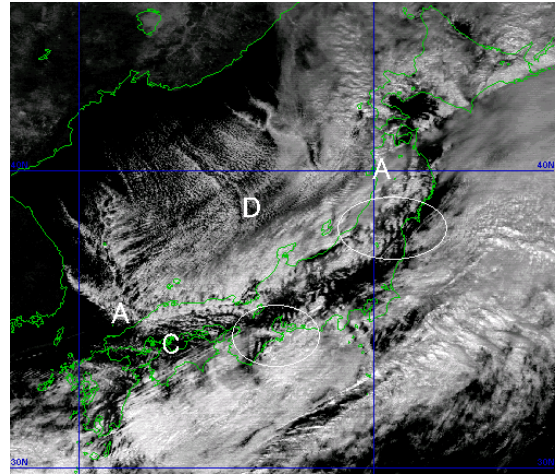


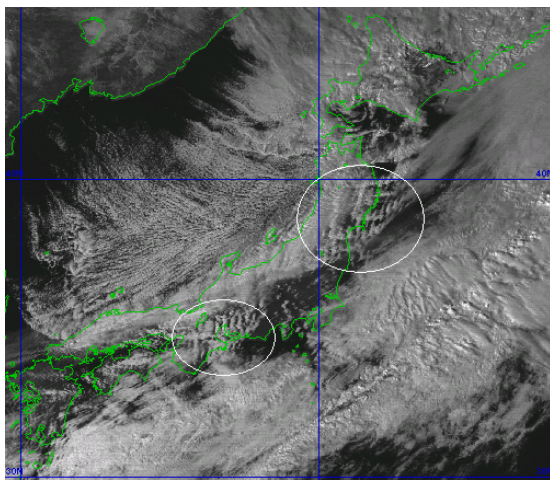
図5-2-11 1999年2月27日00UTCの赤外画像(左)と可視画像(右)



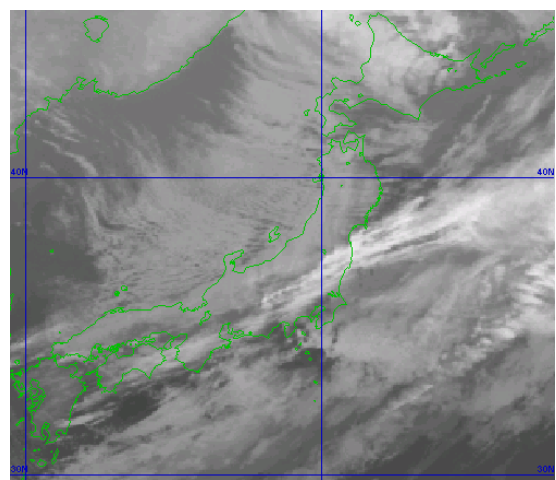
(a) 27日01UTCの可視画像



(b) 27日03UTCの可視画像



(c) 27日06UTCの可視画像



(d) 27日09UTCの赤外画像

図 5-2-12 1999年2月27日の可視画像及び赤外画像

示唆している。Cの雲頂温度がDの雲頂温度より高いことから、Cの領域の寒気はDの領域の寒気より弱いと推測される。

- ④ A-Aの移動を動画により測定すると、北側ほど速い。飛島付近では東南東約40kt (20m/s)、相川付近では南東約32kt (16m/s)、松江付近では南約24kt (12m/s)である。

図 5-2-13 に示した日本海側の3地点について、アメダスの時系列を図 5-2-14 左列に示した。この図によると、A-Aの通過に対応し明瞭な風向の変化と気温の低下があり、気温の低下は北側の地点ほど顕著である。またA-A通過後の風速は北側の地点ほど強い。

すなわち、A-A通過後の気温低下量が大いほど(寒気が強いほど)、A-Aの移動速度が大きく、A-A通過後の地上風速も強い傾向にある。

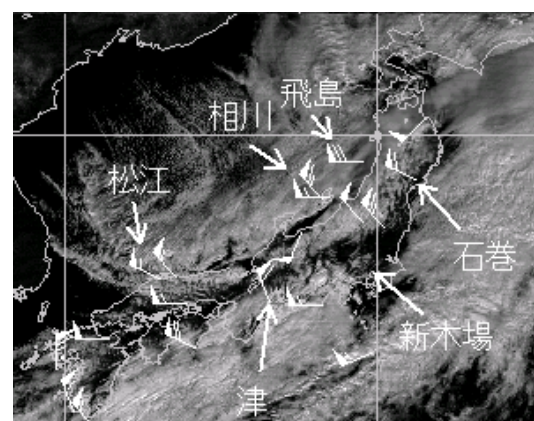


図 5-2-13 27日02UTCの可視画像とアメダス風
アメダスは10m/s以上のみ表示
矢印は図 5-2-14 で使用する観測点。

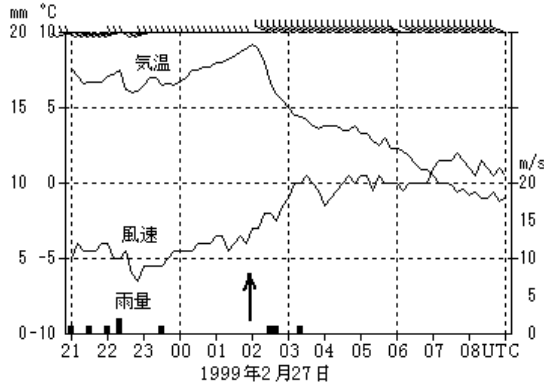
- ⑤ 図 5-2-13 に示した太平洋側の3地点について、A-Aの日本海での移動を外挿した推定通過時刻

を図 5-2-14 右列に破線矢印で示した。この通過時刻頃に 3 地点とも風速が強まっている。風向の変化は明瞭な所と変化のない観測点がある。

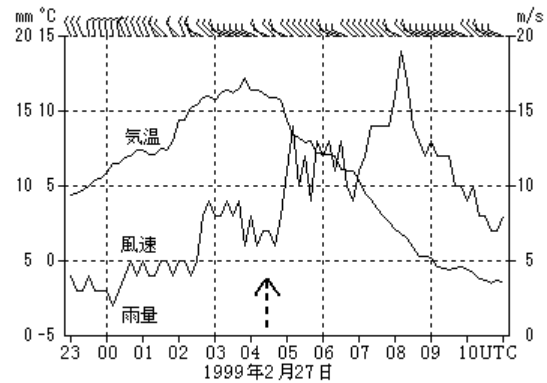
- ⑥ 東北地方及び中部地方には波状雲が見られる (図 5-2-12 (b)、(c) の楕円の中)。東北地方の波状雲の波長は、02 UTC に約 16km、03UTC に約 20km、06UTC に 20~27km で、時間とともに長く

なる傾向にあった。中部地方の波状雲の波長は、03UTC に約 16km、06UTC に 22km で、こちらも時間とともに長くなる傾向にあった。

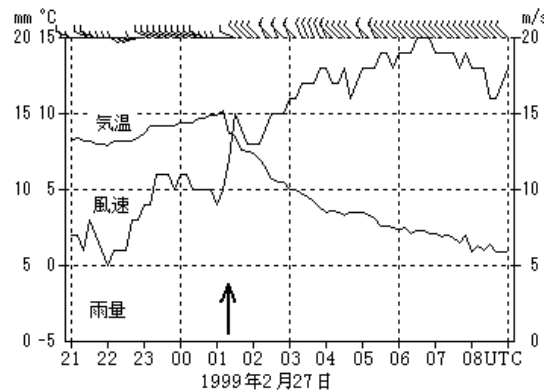
波状雲の波長は、中・下層の静的安定度や風速などに依存する (P115 のコラム参照)。他の条件が同じであれば、中・下層の風速が強いほど波長は長くなる。中・下層の風速が強くても、必ずし



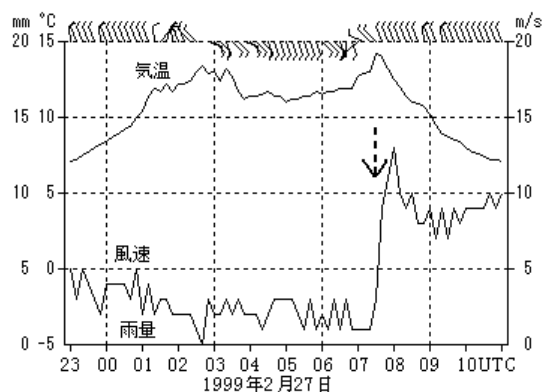
(a) 飛島のアメダスの時系列



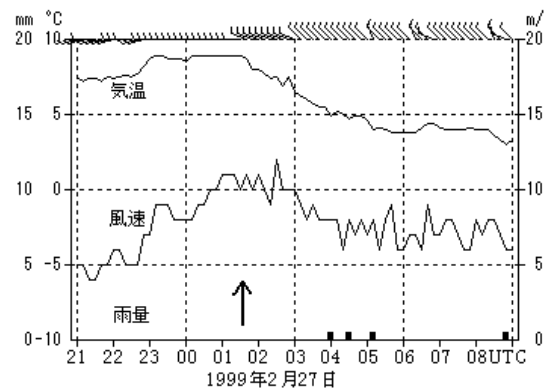
(d) 石巻のアメダスの時系列



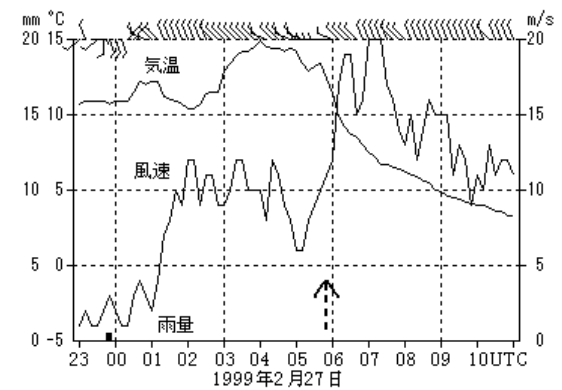
(b) 相川のアメダスの時系列



(e) 新木場のアメダスの時系列



(c) 松江のアメダスの時系列



(f) 津のアメダスの時系列

図 5-2-14 アメダスの時系列

各観測点の位置は 図 5-2-13 参照。棒グラフ：雨量 矢印：図 5-2-12 の対流雲列 A-A の通過時刻 破線の矢印：A-A の日本海での移動を外挿した推定通過時刻。風速のスケールが飛島だけ異なっていることに注意。

も地上の風速が強いとは限らないが、この事例の場合、波状雲がかかっていた石巻及び津では、その波長が長くなるとともに風速も強まる傾向が見られる。

また、石巻では2時間程度の周期的な風速の変動が見られ、津でも変動が比較的大きい。これらは、3.3節で述べた花巻空港の風速の周期的変動と同じように、山岳波（風下波）に関連していると考えられる。

5.3 下層渦

冬季、日本海にしばしば発生する下層渦については第6章で述べる。ここでは、東シナ海で発生した水平スケール200km程度の下層渦の例を示す。この例では、RSMの予想と異なる風の変動があった。

図5-3-1は1997年4月23日00UTCの地上天気図である。千島列島の低気圧から関東南岸まで寒冷前線が解析されている。関東南岸から南西諸島には寒冷前線は解析されていないが、後で示すように、ここにも弱い寒冷前線がある（ここではこれも寒冷前線という）。一方RSMでは、この時刻には既に寒冷前線が南西諸島を通過し、北寄りの風となる予想であった（図略）。このことは、図5-3-2に示した那覇空港におけるRSMの予想風の推移からも分かる。

図5-3-3は、6時間毎の衛星画像にアメダスの風を重ねたものである。この図を概観すると、雲バンドが東シナ海を南東進している。この雲バンドは下層雲主体で不活発であること、この雲バンドの通過に伴い北寄りの風となっていることから、大まかには雲バンドに沿って弱い寒冷前線があると推定される。

以下、那覇空港に焦点を当てて、風の変化と衛星画像の対応を見る。なお、図中のVは下層渦、Lは下層雲列を示し、個々の下層渦や雲列は添え数字で区別する。ただし、V3はV1又はV2が持続してい

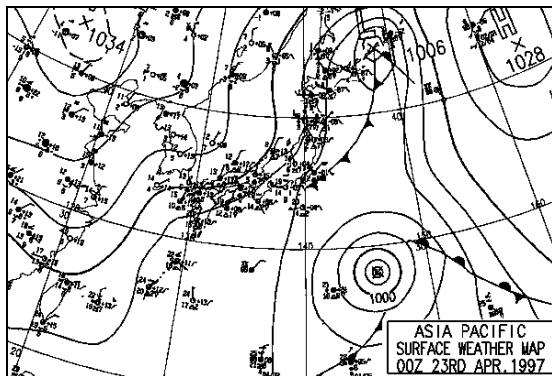


図5-3-1 1997年4月23日00UTCの地上天気図

るのか、それらとは別に新たに発生したものかは不明である。

衛星画像とアメダスの風から、L1の東進とともに北西風の領域が拡大しているのが分かる。那覇空港でもL1が沖縄本島にかかった22日12UTC頃に北西風となった。その後、V3の接近とともに23日00UTC頃から弱風で風向が変動している。その後L4の通過したと思われる23日12UTC頃から本格的な北東風となった（L4は赤外画像だけでは認識できない）。このように、下層渦及びその周辺の下層雲列の接近や通過に伴い、明らかに風向が変化している。

この事例について大城（1998）は、レーダーエコーと雲解析情報図を用い、下層渦や弧状エコーと風の変化の対応を調べている。レーダーは短時間間隔の観測ができること、一方、衛星画像は観測範囲が広く、可視画像では下層渦や雲列の解析が容易なことなど、それぞれの長所を活かした解析が有効と考えられる。

なお、この事例では下層渦や雲列には次のような特徴が見られた。

- ① 最も明瞭な下層渦 V3 は、その水平スケール200km程度、寿命は1~2日程度であった。
- ② V3以外にも図示した下層渦や、図には示さないがもっと規模の小さい下層渦が見られた。また22日06UTCには、L1上に屈曲や下層渦が約100km間隔で見られた（この時刻の画像のみ、L1の矢印は屈曲や下層渦を示している）。これらの寿命は数時間から半日程度と短かった。これらによっても小さな風の変動が推測される。
- ③ 下層雲列上に下層渦が発生したり、逆に下層渦の周辺に下層雲列が明瞭化したりするのが見られた。

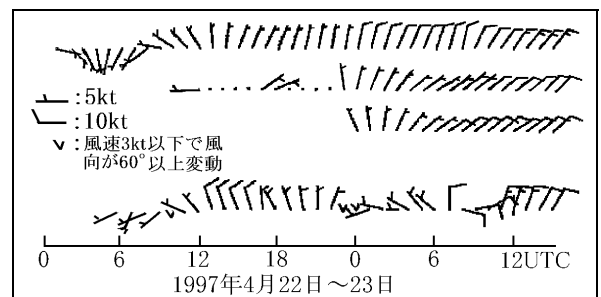


図5-3-2 那覇空港の風の予想と実況

上から22日00UTC、22日12UTC、23日00UTC初期値のRSM予想。最下段は実況。

大城（1998）の図から一部編集して転載。

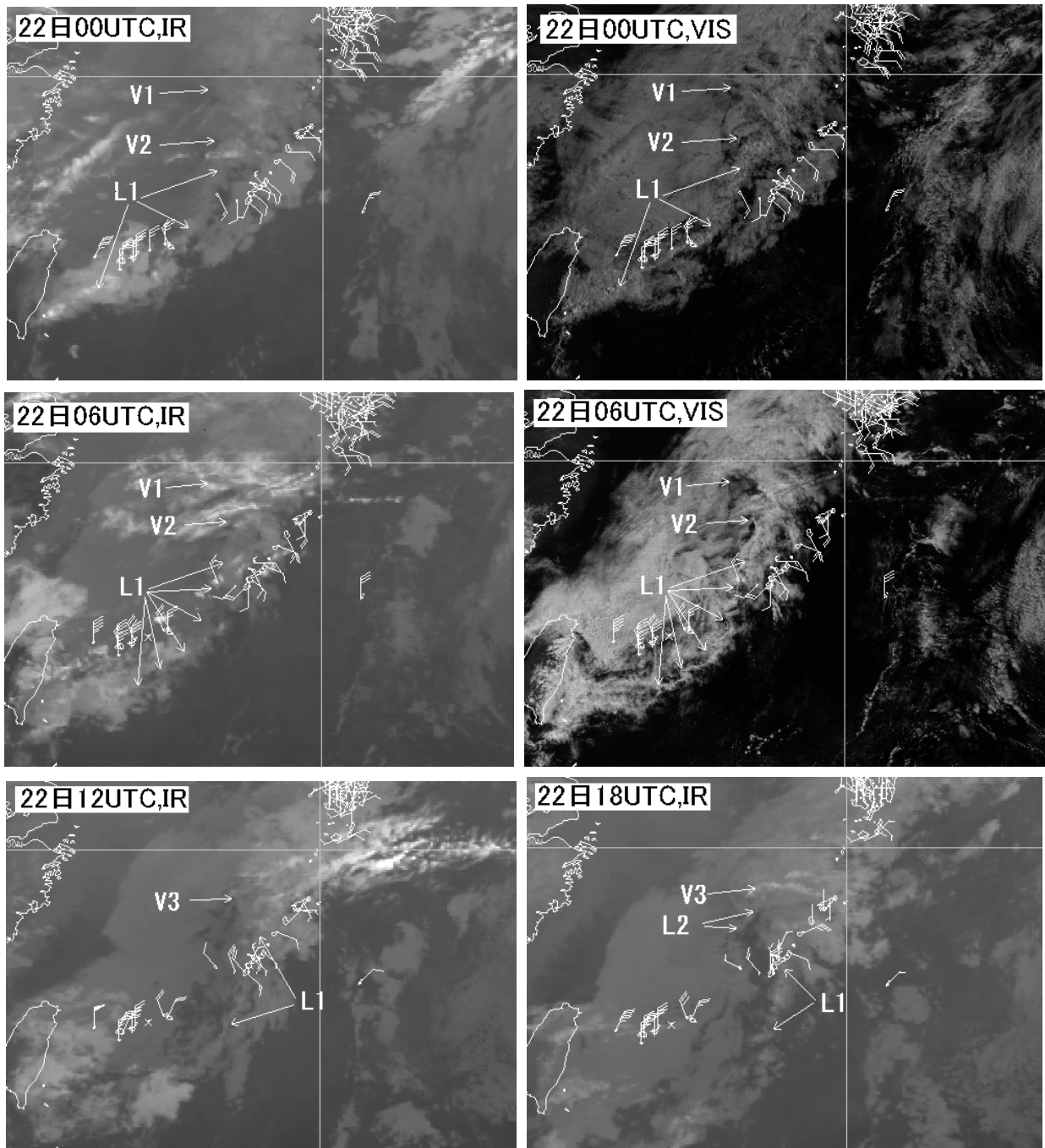


図 5-3-3 (a) 1997 年 4 月 22 日の赤外画像 (IR) と可視画像 (VIS)
 矢羽 : アメダスの風 (長い矢羽は 2m/s) V1~V3 : 下層渦 L1、L2 : 下層雲列

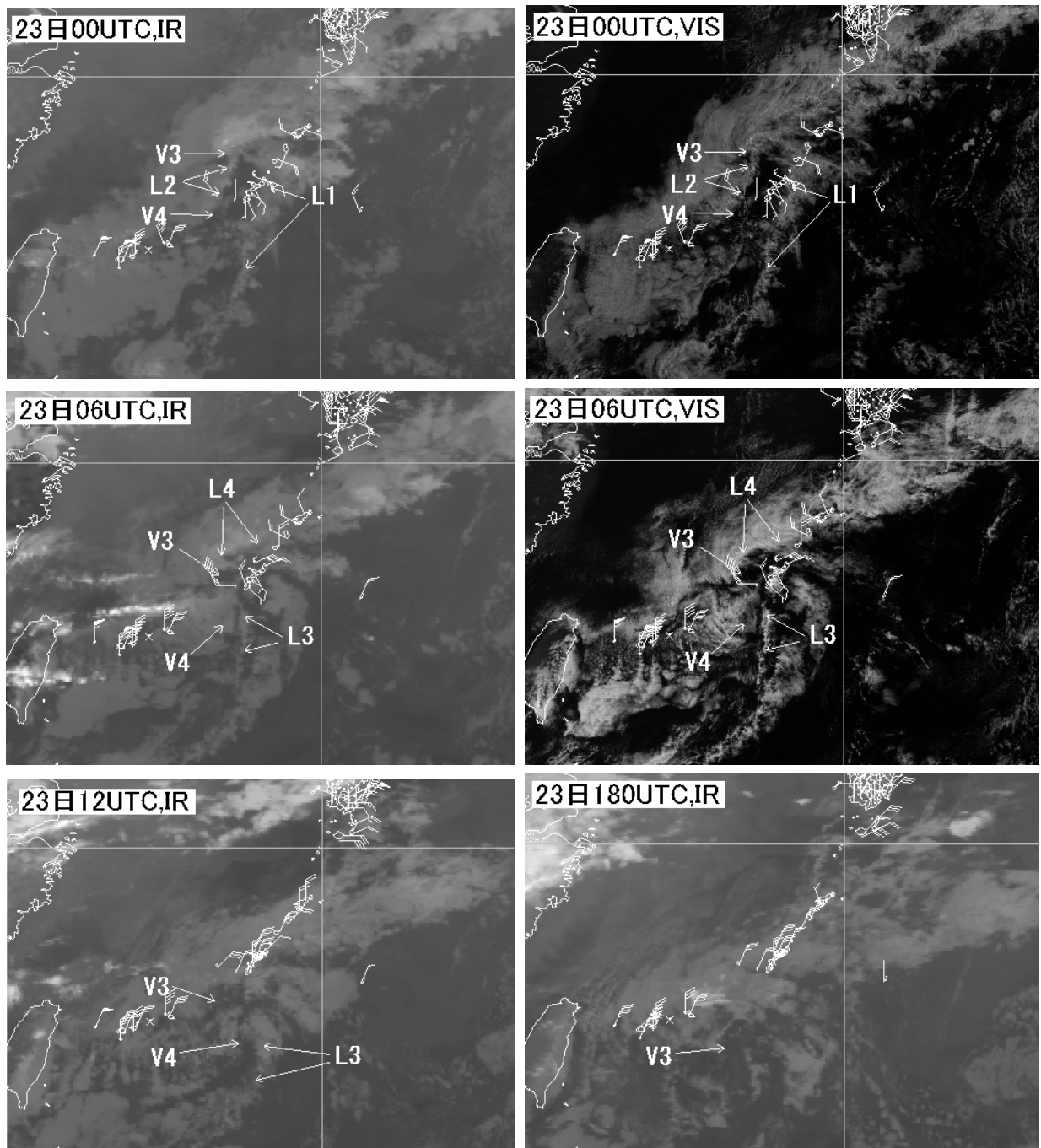


図 5-3-3 (b) 1997 年 4 月 23 日の赤外画像 (IR) と可視画像 (VIS)
 矢羽 : アメダスの風 (長い矢羽は 2m/s) V3、V4 : 下層渦 L1~L4 : 下層雲列

第6章 寒気場内の現象*

寒気場内で見られる雲パターンには、細胞（セル）状の雲、筋状雲、帯状対流雲及び様々なスケールの雲渦などがある。

冬季、寒気場となった日本海には筋状雲が広がり、日本列島の日本海側の広範囲に降水（雪）をもたらす。以降は、特に「降雪」の表現が必要なとき以外は、降雪の場合も含めて降水と記す。一般に、筋状雲による降水は、日本列島の地形の影響から、主に山沿いで降水量が多い、「山雪型」の降雪分布になる。

一方、日本海に雲バンドや雲渦が形成されると、その上陸地点付近の海岸・平野部でも降水量が多くなって、「里雪型」の降雪分布になる場合がある。このような時は、降水域はしばしば偏在し、時には、局地的な大雪となる場合がある。特に、人口の多い地域での大雪は、交通機関などへの影響が大きい。例えば、雲バンドが空港付近に停滞した場合、降水により視程が悪化して、時には長時間にわたり航空機の離発着が不可能になる。

また、雲バンド中にはしばしば雲渦が発生する。雲渦は、上陸した地域に短時間に強い降水をもたらすだけでなく、時には暴風を伴うため警戒が必要である。

6.1 節では、衛星画像で見られる寒気場内の雲パターンを紹介する。6.2 節では帯状対流雲、6.3 節では寒気場内に発生する雲渦を、強風、降水及び視程悪化などに関連させて述べる。

6.1 寒気場内の雲パターン

冬季の寒気場内の海上では、細胞（セル）状の雲や筋状の雲が頻りに現れる。それらの成因から対流の強さや風速分布を定性的に推定できる場合がある。どのような形態の対流が生じるかについての室内実験や理論は浅井（1983）に詳しくまとめられている。また、日本海には、しばしば雲バンドや雲渦が形成される。ここでは、実際に衛星画像で観測される雲についての調査結果と事例について述べる。

6.1.1 セル状の雲

図 6-1-1 のようなセル状の（熱）対流を「ベナ

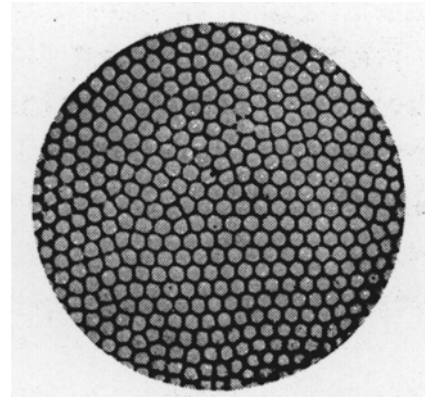


図 6-1-1 ベナール・セルの発現する対流実験（Benard,1900）
浅井富男（1996）より引用

ール・セル」という。このセルは、図 6-1-2 に示すように、セルの中心部で下降流、周辺部で上昇流となる開細胞型（オープンセル）となる場合と、中心部で上昇流、周辺部で下降流となる閉細胞型（クローズドセル）となる場合がある。

(a) オープンセル（Open cells）

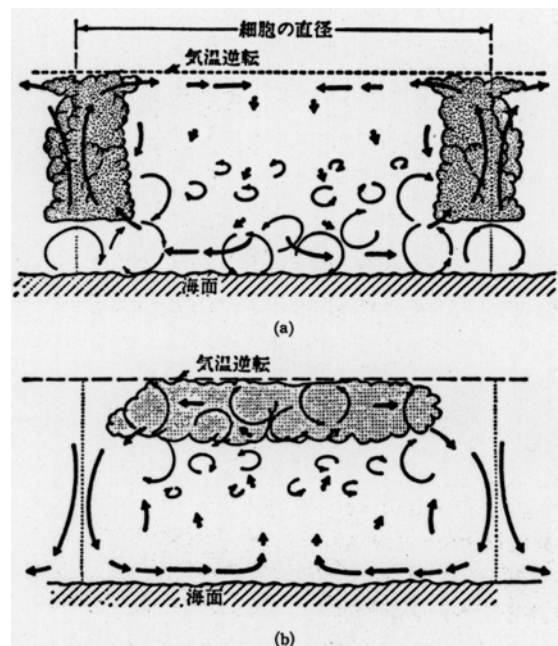


図 6-1-2 オープンセル (a) とクローズドセル (b) を形成する雲と鉛直循環の模式図（Hubert,1966）
太い矢印で対流循環を示す。浅井富男（1996）より引用

*中山 高德

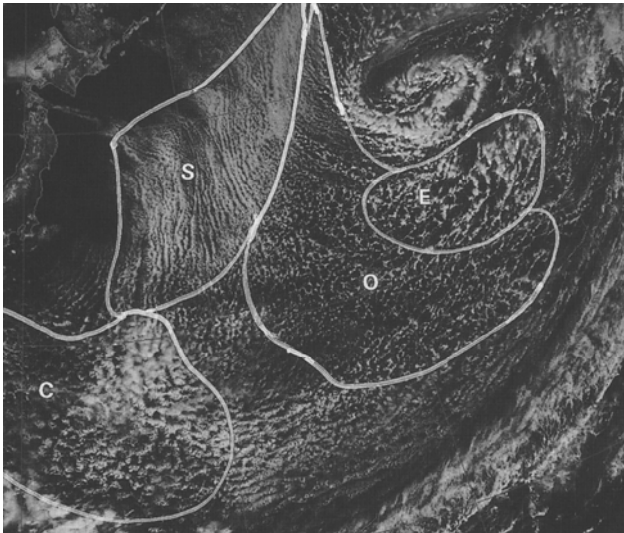


図 6-1-3 1998年2月19日03UTCの可視画像
(気象衛星センター、2000)

寒気場となった日本の東海上には多様な雲パターンが見られる。O:オープンセル C:クローズドセル S:筋状雲 E:エンハンスド積雲

衛星画像で、雲のない領域を取り囲んだドーナツ状の雲を「オープンセル」と呼ぶ。図 6-1-1 のように六角形状が整然と並んだ対流セルは稀で、多角形やU字型の多種多様な形が見られる。一般にこれらも含めてオープンセルと呼ぶ。オープンセルを構成するのは対流性の雲で、気温と海面水温の差が後述のクローズドセルの出現する領域より比較的大きい所に発生する。

図 6-1-2 (a) のように、上昇気流が雲のない晴天域を取り囲む雲壁を形成し、晴天域で下降する鉛直循環を持つ。

図 6-1-3 は、1998年2月19日03UTCの可視画像である。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OやEがオープンセルで、おおよそ低気圧性の循環内

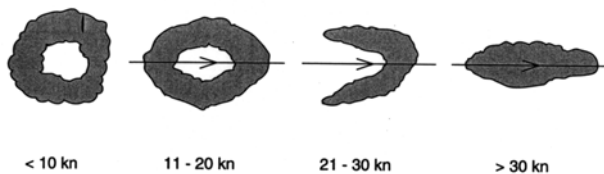


図 6-1-4 風速 (ノット) によるオープンセルの雲形変化
矢印が風向を表す (Pearson and Stogaitis, 1988)
Bader et al. (1995) より引用

に存在している。EはCuからなるオープンセルが、強い寒気により活発化しCgやCbに発達したものである。

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 6-1-4 のように変化している。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。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て、流れに沿って広がる形が多くなる。ただし、オープンセル状の雲が、低気圧の渦巻き付近で線状に並ぶ場合には、風速は50kt以上に達するといわれている(気象衛星課、1976)。

(b) 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Sc(層積雲)で構成され、風速は20kt以下のことが多い。オープンセルに比べ、気温と海面水温の差の小さい領域に発現する。

図 6-1-2 (b) のように、中心部の雲を形成する

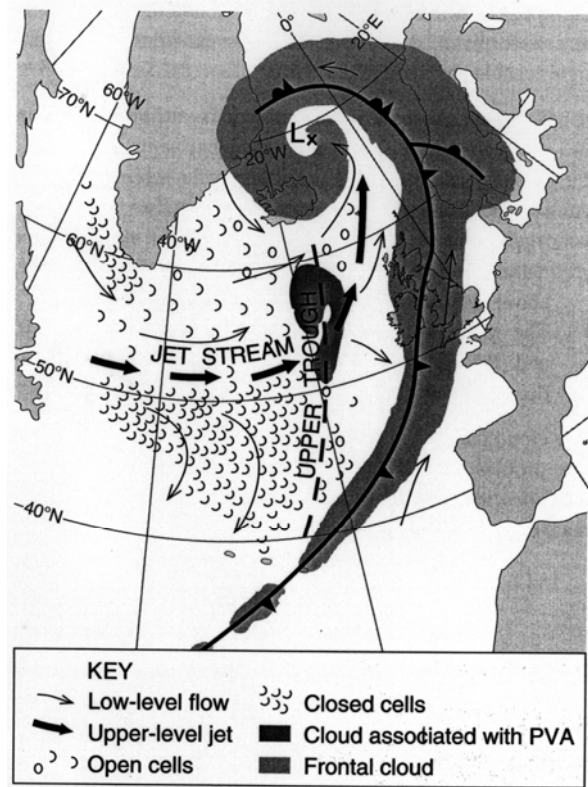


図 6-1-5 寒気場内の一般的なセル状雲パターンと総観場の模式図 (Bader et al., 1995)

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 6-1-3 中の雲パターン C がクローズドセルで、おおよそ高気圧性の循環内に存在している。

このように、セルの形がオープンになるかクローズになるかは、気温と海面水温の差、主に寒気の強弱に対応する。そのため、オープンセルとクローズドセルの領域の境界は、図 6-1-5 のように、上層のジェット気流の位置を示唆すると言われていいる (Bader *et al.*, 1995)。

6. 1. 2 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つので、「L (Longitudinal)

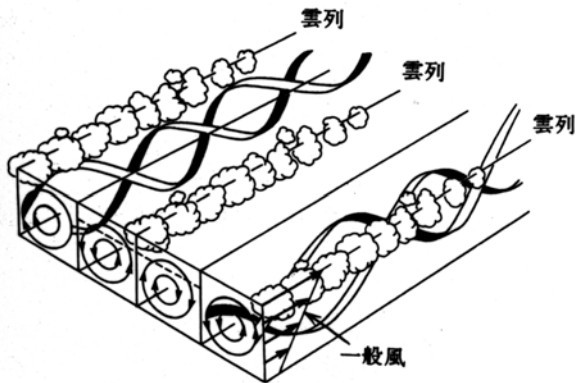


図 6-1-6 ロール状対流の模式図 (浅井富雄,1996)
不安定流体中の鉛直シヤーが大きい場合は、シヤーに平行なロール状の対流となる

モードの雲」ともいう。

セル状の雲域と比べて、下層風の鉛直シヤーが大きい場合、図 6-1-6 のように下層風の鉛直シヤーに平行なロール状の雲 (雲列や雲バンド) が形成される。

図 6-1-7 は、筋状雲の雲間距離と雲頂高度の関係を示す図である。筋状雲同士の距離が大きくなるほど、雲頂高度も高くなっている。一般に、衛星画像から雲頂高度を推定する場合は TBB を用いるが、筋状雲の場合は、この図により筋状雲の雲間距離からも雲頂高度を推定でき、雲列の間隔が雲の発達を目安になる。

図 6-1-3 中の雲パターン S が筋状雲で、相対的に寒冷な下層寒気が、暖かい海面上に吹き出す領

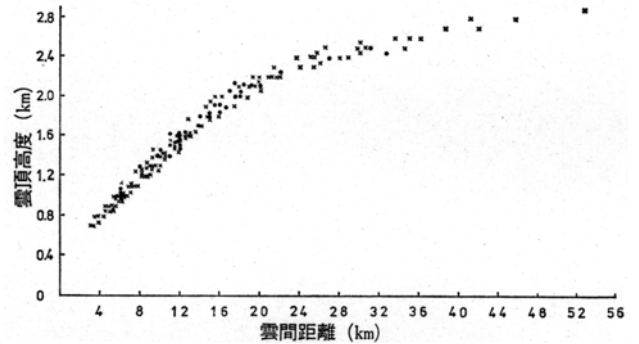


図 6-1-7 筋状雲の間隔と雲頂高度の関係 (三浦, 1982)
浅井富男 (1983) より引用

●はラジオゾンデ観測資料、×は気象衛星ひまわりの TBB より推定した雲頂高度

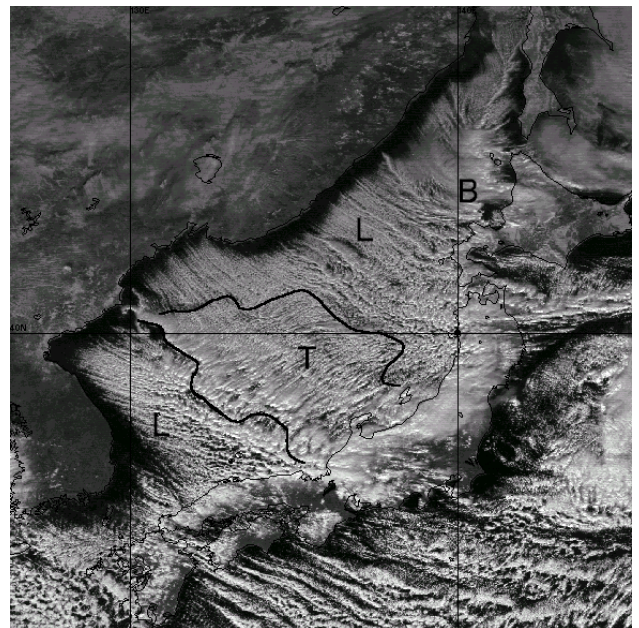


図 6-1-8 1999 年 1 月 8 日 03UTC の可視画像

L: 筋状雲 B,T: 雲バンド

雲バンドが、日本海北部から北海道西岸 (B) と日本海西・中部から北陸地方西部 (T) に伸びている。実線で囲った T を特に「帯状対流雲」と呼んでいる。

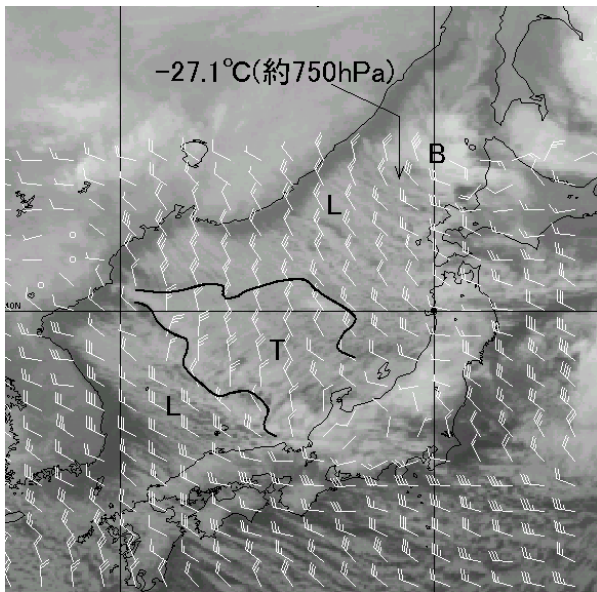


図 6-1-9 1999 年 1 月 8 日 03UTC の赤外画像
 矢羽：RSM の 925hPa の風
 数字：↓付近の TBB (°C)

域に多く見られる。

図 6-1-8 は 1999 年 1 月 8 日 03UTC の可視画像である。寒気が大陸から日本海へ流入した際、気温と海面水温の差が大きいと、L のように十数 km ～数十 km 間隔で平行に並ぶ筋状雲が発生する。

同時刻の赤外画像を図 6-1-9 に示す。矢羽は数値予報領域モデル (RSM) の 925hPa の風である。図 6-1-8 の筋状雲 L の走向は、RSM の 925hPa の風向とほぼ平行になっている。理論的には図 6-1-6 のように下層風の鉛直シヤーに平行に並ぶ。

図 6-1-9 の ↓ 付近の雲頂高度を TBB で推定すると 800～700hPa となる。↓ 付近の筋状雲は、ほぼ 10 数 km ～数 10km の間隔で並んでいるので、図 6-1-7 から求めた雲頂高度は 2000～3000m となる。

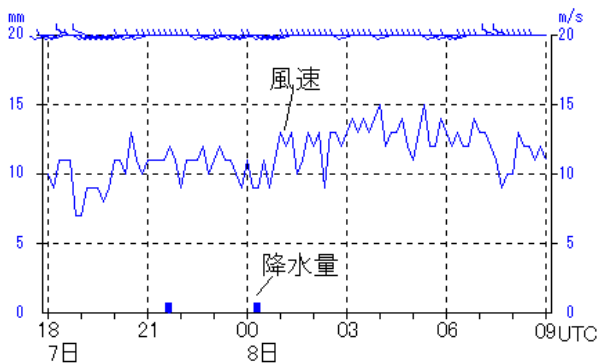


図 6-1-10 1999 年 1 月 7 日 18 UTC から 8 日 09 UTC の
 松江のアメダス時系列
 矢羽：風向 実線：風速 棒グラフ：降水量

この高度は、TBB から推定した雲頂高度とほぼ一致する。

筋状雲の領域の地上風は 20kt 以上といわれている (気象衛星課、1976)。図 6-1-10 は、1999 年 1 月 7 日 18 UTC から 8 日 09 UTC にかけての松江 (島根県) のアメダス時系列である。図 6-1-8 では、山陰地方沿岸は西～西北西の走向を持つ筋状雲で覆われている。松江の風向は西～西南西で、筋状雲の走向とほぼ同じである。風速は 10～15m/s の間を細かい周期で変化している。

6.1.3 雲バンドと雲渦 (Cloud bands and Cloud vortices)

浅井 (1988) は、日本海の降雪機構に関する研究を中小規模擾乱に注目して総括し (図 6-1-11)、次のように述べている。

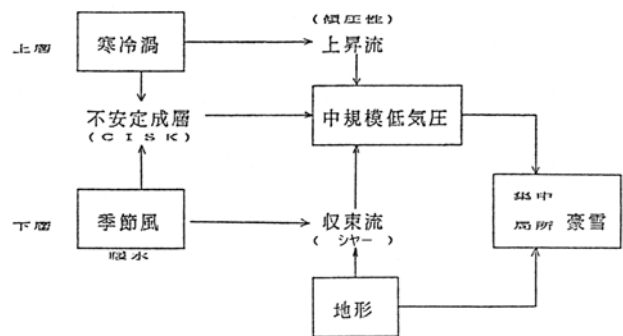


図 6-1-11 中規模渦 (中規模低気圧) 形成と日本海豪雪機構のモデル (浅井、1988)

- ① 上層の気圧の谷、とりわけ寒冷渦として日本海上へ南下 (停滞) することが豪雪の back ground 形成にとって重要な要因となる。
- ② 下層で北西季節風が海面水温の高い日本海上を吹走する。①と②により厚い潜在不安定層が形成される。
- ③ 寒冷渦に伴う力学的上昇流と地形効果により誘起される季節風内の収束帯は上記の潜在不安定層で中規模擾乱を形成する。CISK 機構が第 1 義的なもの、水平シヤーに起因するもの、あるいは傾圧性が最重要なもの等、これらの組み合わせによって水平スケールや構造に差異のある中規模低気圧が生じ得る。

上記メカニズムで発生する中規模擾乱が降雪を局所集中化させるであろう、としている。また、

日本海の収束帯（図 6-1-11 では「収束流」）について、グローバルな現象である熱帯収束帯 (ITCZ) と対比させ、ITCZ に比べるとローカルだが、日本海寒帯気団収束帯 (Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone ; JPCZ) と呼ぶとした。衛星画像（図 6-1-8、図 6-1-9）では、この JPCZ に雲バンドが対応する。

日本海西・中部から北陸地方西部にかけての雲バンドは、沿海州からの北よりの風と朝鮮半島からの西よりの風が合流する所で形成される（図 6-1-8、図 6-1-9 の T）。この T を帯状対流雲と呼び、6.2 節で詳しく述べる。

一方、間宮海峡から日本海北部（北海道西岸）に形成される雲バンドは、沿海州からの北～西よりの風と北海道からの東よりの風が合流する所に形成される（図 6-1-8、図 6-1-9 の B）。

T, B はともに、可視画像（図 6-1-8）では塊状

の雲を含み、赤外面像（図 6-1-9）では周りの筋状雲よりひとときわ白く、発達した対流雲で構成されているのがわかる。

上記の雲バンド中には様々なスケールの雲渦が発生する。特に、上層のトラフや上層渦が接近する場合、比較的規模の大きい下層雲渦が形成される。この雲渦は、図 6-1-11 の中規模低気圧に対応する。地上天気図では、しばしばメソスケールの低気圧または低圧部として解析され、Polar Low（寒気内低気圧）の一種である。

北海道西岸の雲渦は「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メソβスケールの雲渦は、特に「石狩湾小低気圧」と呼ばれている。石狩湾小低気圧については 6.3.1 項で、日本海西部の帯状対流雲中に発生する雲渦については 6.3.2 項で述べる。

航空機の被雷

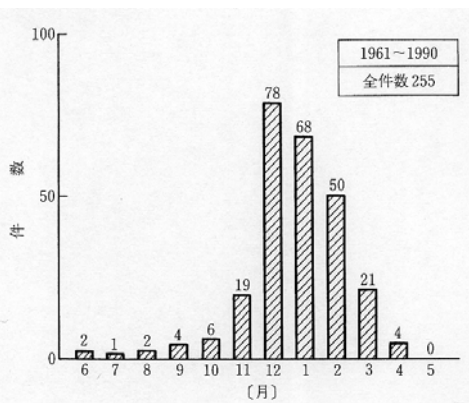
通常、航空機は被雷や乱気流を避けるため、雷雲を迂回して飛行する。しかし、離着陸時にはどうしても雷雲の中を飛行せざるを得ないことがある。太平洋側にある空港の場合は日射による雷雲の発生がほとんどで、その寿命は短く、また移動速度も速いためその間隙をぬって離着陸をすることができる。しかし、日本海側に位置する空港の、特に冬場は日本海で発生した雷雲が次々に押し寄せるため、その回避は非常に難しくなる。

道本（1998）は冬季雷の研究の中で航空機の避雷について調査しているのでその概略を紹介する。

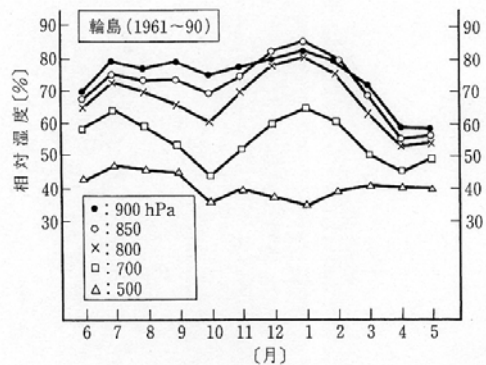
付図 1 は 30 年間の小松空港における航空機被雷の月別件数のグラフである。これを見ると 11 月～3 月、特に 12 月、1 月、2 月に集中して起こっている。これは実に全体の 77% を占め、11 月と 3 月を加えたとんと全体の 93% となる。日本海を背後に控えた小松空港の地理的な影響もあろうが、被雷の 9 割以上が寒侯期に発生していることになる。

付図 2 は輪島の高層観測値（気温と湿度）の月別変化で、500hPa 以下の高度では 11 月～3 月の相対湿度は高く、特に 850hPa では地上付近よりも高くなっている。これは冬場、大陸から吹き出す寒気のため日本海沿岸で雲が発生し発達していることを表している。湿ったところは 800hPa 以下で高度にするとおよそ 2,000m 以下となる。

（次頁につづく）

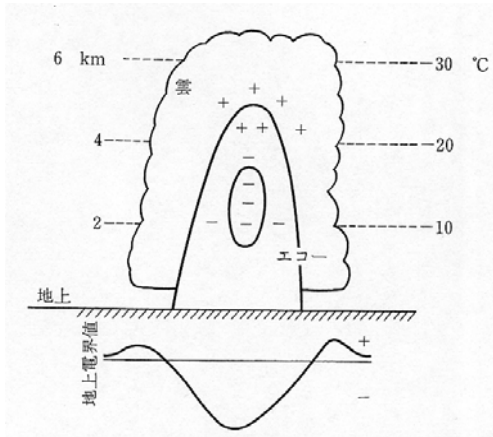


付図 1 30年間の小松空港における航空機被雷の月別件数（道本、1998）

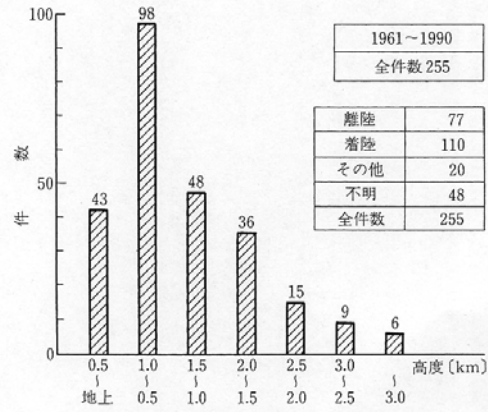


付図 2 輪島の高層観測値（相対湿度）の月別変化（道本、1998）

この高度の電化分離について、エコーの発達期（付図 3）のモデルを使い説明すると、下が負で上が正の二極となり、地上では負の電界が卓越し、定点観測ではV字型の変化パターンを示す。電界強度とレーダーエコー頂温度との定量的な関係については現段階についてはよくわからないが、ただ、エコー頂温度が -10°C 以下より低温になると、電界が平常よりもかなり大きくなり、 $-15 \sim -20^{\circ}\text{C}$ よりも低温になると雷現象（雷放電、航空機への雷撃など）が起こって、平常時の数百倍の強い電界が観測されるようになる。



付図3 エコーの発達期の電荷分布と地上電界パターンの模式図（道本、1998）

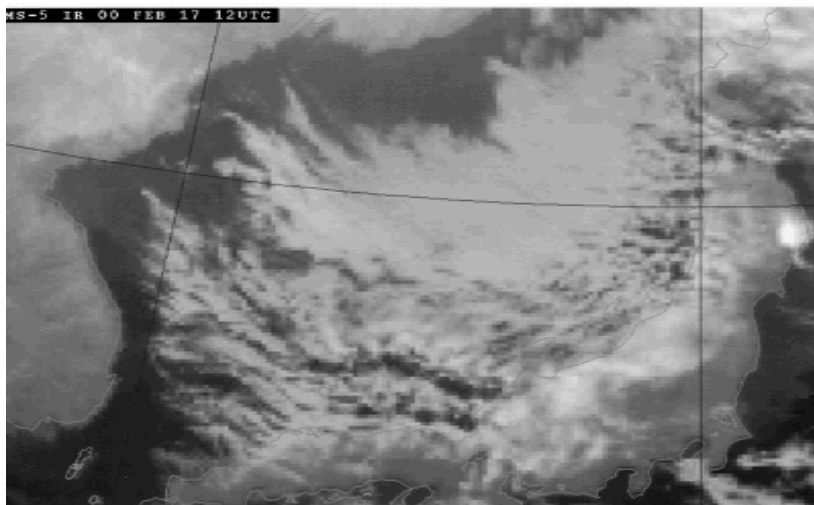


付図4 被雷事例の高度別件数の分布（道本、1998）

付図4は、付図1と同じ30年間の計255件の被雷事例について500mごとに被雷件数を表したものである。これを見ると、ほとんどが3,000m以下で発生しており、2,000m以下になると全体の88%が起こっている。また、被雷のほとんどが離着陸時に集中して起こっている。これは800hPa以下の相対湿度の高い部分（エコー頂温度 -10°C 層）に対応している。

付図5は2000年2月17日12UTCの赤外面像である。この時間、小松空港に侵入中の航空機が金沢上空で被雷している（藤田ら、2001）。画像を解析すると日本海西部から伸びる帯状対流雲が金沢付近に上陸している。帯状対流雲は日本海側の大雪と深く関与しており大雪時に観測される北陸不連続線は帯状対流雲の南縁にあたる。この画像より解析できる帯状対流雲の雲頂高度は高く（雲頂温度の平均 -20°C ＝約3,000m）、対流雲内には活発な積雲や積乱雲を含んでいるのがわかる。

（浜田 信敏）



付図5 2000年2月17日12UTCの赤外面像

6.2 帯状対流雲

冬季の日本海で、寒気の吹き出しに伴って現れる幅の広い雲バンドを「帯状対流雲」と呼ぶ（気象衛星センター、2000）。帯状対流雲は活発な対流雲を含み、上陸した地域に短時間に強い降水をもたらすことがある。時には、1～2日間も持続して、その影響下の地域では豪雪になる場合もある。

八木ら（1986）は、帯状対流雲が発生した時の衛星画像を解析し、「山岳帯を迂回した風が、山岳帯の風下で合流して風の収束域が形成され、これが対流（雲）との相互作用で発達する」考えを示し、図 6-2-1 のモデルを作成した。

6.2.1 帯状対流雲の定義

図 6-2-2 は、1999 年 1 月 7 日 13UTC の赤外画像である。日本海には、沿海州沿岸から日本海北・中部に広がる北西－南東走向の筋状雲 A と、朝鮮半島東岸から日本海西部に広がる西北西－東南東走向の筋状雲 B が見られる。A と B の間には、L-L' で示す線上に周りよりひとときわ白く、塊状の活発な対流雲が連なっている。図 6-2-1 のモデルのように、L-L' が A と B の合流域に対応している。L-L' は一直線ではなく、所々で折れ曲がりながら日本海中・西部から北陸地方に上陸している。

一方、L-L' から波線で囲った領域には、南西－北東走向の縞模様を持つ雲が、A を覆うように広がっている。この雲域は、下層風にほぼ平行な筋状雲（L モード）に対して、ほぼ直交する走向を持つため、「T (Transverse) モードの雲」と呼ばれている。L-L' から T モードの雲の範囲を帯状対流雲と呼ぶ。この例では、帯状対流雲の幅が広く、300～400km の広がりを持つ。

なお、画像を動画にして解析すると、L-L' から TBB の低い雲が北東方向に湧き上がって、T モードの雲を覆っているように見える。これは、Cb から広がった Ci である。

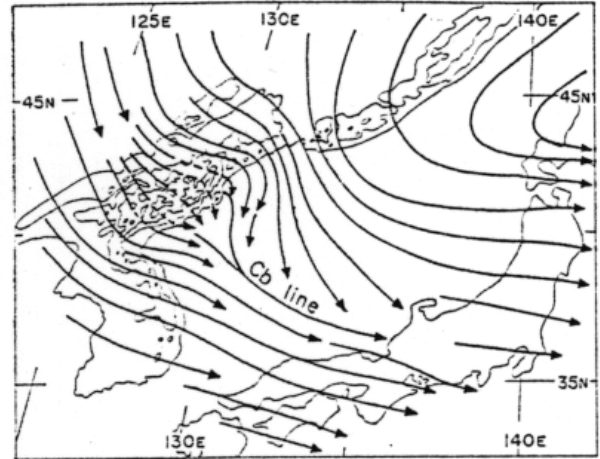


図 6-2-1 山岳のまわりの気流系と Cb ラインの発生モデル（八木ら、1986）

長白（チャンパイ）山脈を迂回した気流が山脈風下で合流して Cb line を形成している

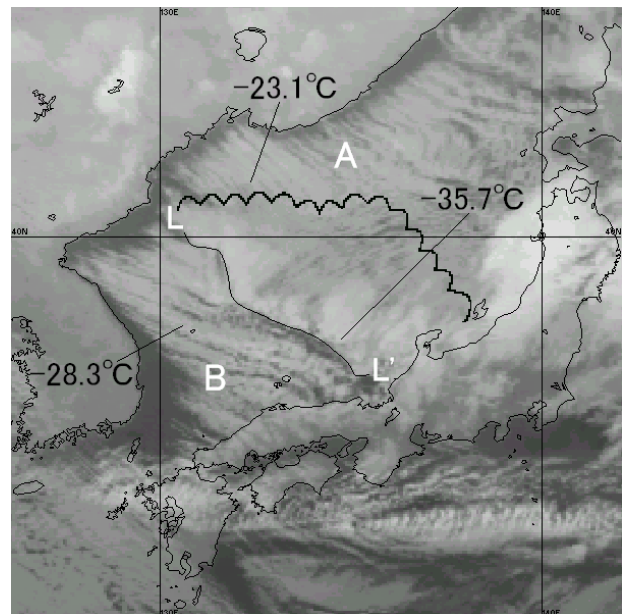


図 6-2-2 1999 年 1 月 7 日 13UTC の赤外画像

A、B：筋状雲

L-L'：活発な対流雲の南縁を結んだ線
数字：TBB (°C)

L-L' から波線で囲った領域が帯状対流雲

帯状対流雲のような比較的スケールの大きい擾乱は、最近の数値予報で表現されるようになった。

図 6-2-3 に、1999 年 1 月 8 日 00UTC の赤外画像と RSM の 850hPa の風を重ねたものを示す。日本海中・西部で、西北西～北西風と北北西～北西風が合流する所に周りよりひときわ輝度温度の低い活発な対流雲列があり、帯状対流雲の南縁を良く予想している。

6.2.2 帯状対流雲の構造

永田 (1987, 1992) は、微格子プリミティブモデルを用いて帯状対流雲の予報実験を行い、「対流活動の活発な線 (図 6-2-2 の L-L' に相当) に沿って、強い正渦度を伴った下層収束と、中層発散の領域がある」、「対流活動の活発な線に沿って暖かくて風の弱い領域がある」及び「帯状対流雲周辺の熱的な構造は、主に潜熱の解放によって維持されている」ことなどを明らかにし、図 6-2-4 のような帯状対流雲周辺の空気塊の 3 次元的な動きの模式図を示している。帯状対流雲の北側と西側から集まった空気が、帯状対流雲の南西端 (図 6-2-2 の L-L' に相当) で安定層 (陰影部) に沿って急激に中層まで上昇し、北東～東に流れているのがわかる。

メソ気象調査グループ (1988) は、啓風丸による特別観測のデータを解析し、帯状対流雲の立体構造 (図 6-2-5) を報告している。図では、「Cb」 (図の上部) の南西側に比較的背の高い安定層、北東側に比較的背の低い安定層が存在する。図 6-2-4 の陰影部の曲面は、背の低い安定層に該当する。図の流線 (破線) を見ると、下層の風が「Cb」付近で収束し、背の低い安定層に沿って上昇しており、図 6-2-4 の数値実験の結果と一致する。背の低い安定層上の雲 (波線で囲った領域) は、T (Transverse) モードの雲に相当する。この T モードの雲は、図 6-2-2 のように 300km 以上も広がる場合もある。この報告では、T モードの雲の列は 1000~800hPa 間の風の鉛直シヤー方向に平行であるとしている。

帯状対流雲は、図 6-2-5 の上部に示された、「Cb」と「Transverse」の範囲に相当する (気象衛星センター、2000)。図には描かれていないが、衛星画像では、「Cb」から濃密な Ci が北東側に広がる場合が多い (図 6-2-2)。このため、

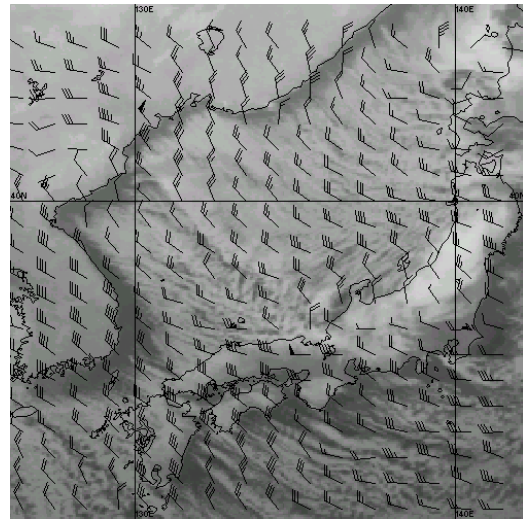


図 6-2-3 1 月 8 日 00UTC の赤外画像
矢羽は RSM の 850hPa の風

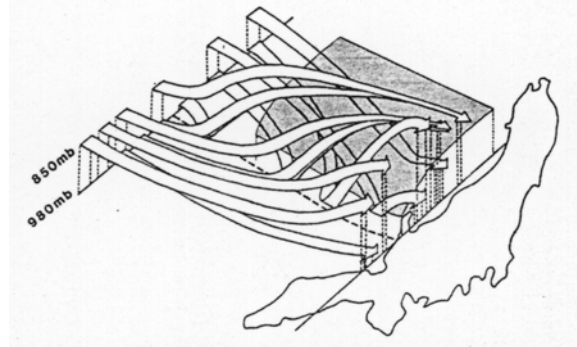


図 6-2-4 予報実験による帯状対流雲周辺の空気塊の 3 次元的な動きの模式図 (永田、1987)
陰影部の曲面は帯状対流雲の北東側の低い安定層

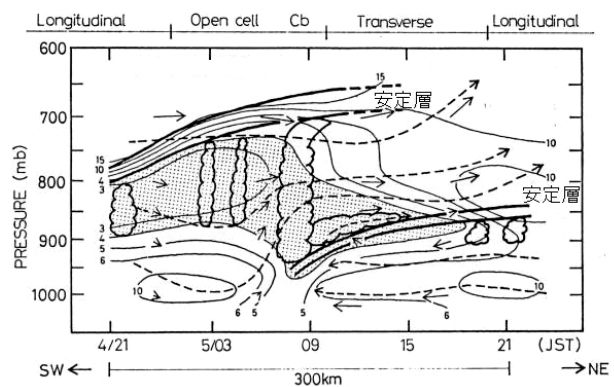


図 6-2-5 啓風丸による帯状対流雲の横断観測に基づく時系列断面 (メソ気象調査グループ、1988)
太い実線: 安定層 波線で囲った領域: 雲
破線: 流線 細い実線: 等湿数線
陰影域: 湿数 4°C 以下の領域

濃密な Ci（雲頂高度は、図の 700hPa の安定層付近と考えられる）に覆われ、T モードの雲が見えない場合がある。

また、図中には各々安定層下にも対流雲（波線で囲った領域）が描かれている。図 6-2-2 では、L-L'の暖気（南～西）側の筋状雲の TBB が、寒気（北～東）側のそれより低く、雲頂高度がより高い。これは、図 6-2-5 中に描かれた対流雲の高度差と一致する。

6.2.3 帯状対流雲の事例

帯状対流雲の動きを動画で見ると、「むち」のように波打って見えるときがある。この時、帯状対流雲の南縁には折れ曲がりが見られ、これらを屈曲部という。図 6-2-2 中にもいくつか屈曲部が見られる。屈曲部は、通常東北東～南南東進し、その結果、上陸する地域では帯状対流雲が短時間で移動し、それに伴って地上風や降水分布が急変する場合がある（気象衛星センター、1993c）。

ここでは、1999 年 1 月 7 日から 9 日にかけて北陸地方に大雪をもたらした帯状対流雲を紹介する。この帯状対流雲は屈曲部を伴い、若狭湾付近～能登半島に上陸した。以下では、衛星画像とアメダスデータを照合し、帯状対流雲周辺の地上風や降水域の分布、屈曲部の移動とそれに伴う風や降水域の変化を示す。

図 6-2-6 は、7 日 12UTC の地上天気図である。北海道の東と関東の東に低気圧があり、日本付近は冬型の気圧配置となっている。

図 6-2-7 は、7 日 16UTC の赤外画像である。日本海西～中部に帯状対流雲があり、北陸地方西部に上陸している。帯状対流雲は、北東側に凸の屈曲部 E1 と南西側に凸の屈曲部 E2 を伴っている。E1 と E2 付近には周りよりひときわ白い塊状の雲が集まっており、Cb や Cg で構成されているのがわかる。

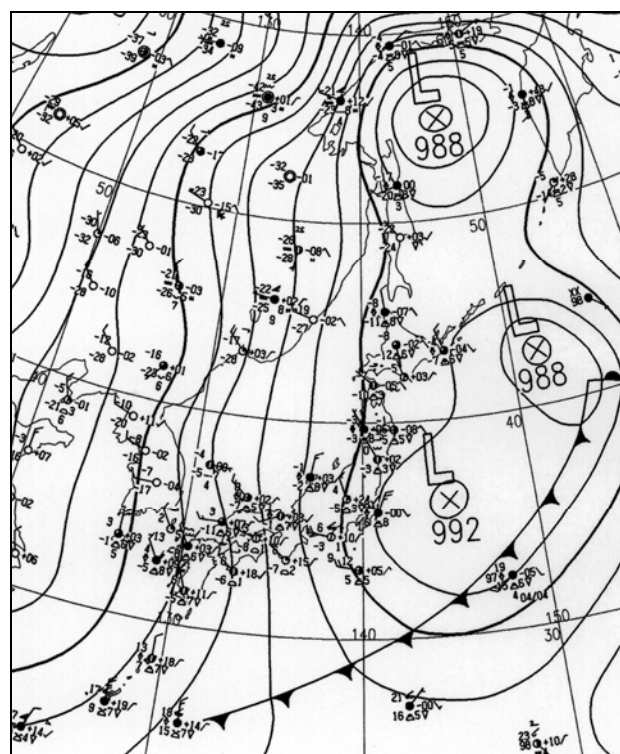


図 6-2-6 1 月 7 日 12UTC の地上天気図

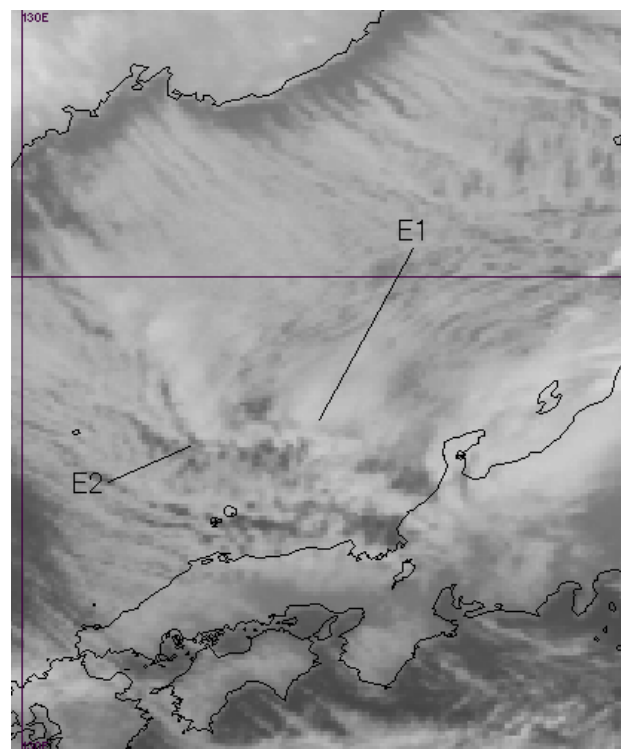


図 6-2-7 1 月 7 日 16UTC の赤外画像
E1、E2：屈曲部

(1) 帯状対流雲付近の降水分布

図 6-2-8 は、図 6-2-7 の E1 と E2 付近を拡大して、アメダスの風と前 1 時間降水量（以降は、前 1 時間を省略し、数値のみを示す）を重ね合わせた図である。2~3mm 以上の雨量を観測した地域は、富山県を中心とした北陸地方の一部 (A) と、兵庫県北部から鳥取県 (B) にまとまっている。

海上の細い実線は、帯状対流雲中の活発な対流雲を結んだものである（図 6-2-2 の L-L'、図 6-2-5 中の「Cb」付近に相当）。図 6-2-8 の A 付近は、TBB が低く、細い実線の延長上であり、図 6-2-5 の「Cb」にあたる。A では、2~7mm の降水を観測している。

B の沿岸の筋状雲は、比較的 TBB が低く、図 6-2-5 の「Cb」の南西側に存在する比較的雲頂高度の高い対流雲に相当する。B では 2~5 mm の降水を観測している。

能登半島は、T モードの雲に覆われていて、1~2 mm の降水を観測している。

(2) 帯状対流雲付近の地上風

図 6-2-8 では、全般に細い実線の南西側で西南西~西北西風、細い実線の北側では北西~北風を観測しており、図 6-2-1 のモデルとよく一致した風向となっている。細い実線~A の地域付近の風速は、ほとんどの観測点で 4m/s 以下となっている。永田 (1987) の数値実験でも、対流活動の活発な線に沿って暖かくて風の弱い領域の存在が指摘されている。

細い実線の南西側にあたる隠岐島や山陰地方の沿岸部の地域では 10m/s 程度の西北西~西南西風を観測している。

A の地域の北側では 6m/s 程度の北西~北風を観測している。

(3) 帯状対流雲の移動に伴う風向変化

図 6-2-9 は、図 6-2-8 の 6 時間後の 1 月 7 日 22UTC の赤外画像とアメダスである。E1 と E2 は相互の距離を縮め、不明瞭になりつつ南東に進んだ。E2 の北西には新たな屈曲部 E3 が見られる（後述）。帯状対流雲の上陸地点は、16UTC では石川・福井県境付近であったが、22UTC では若狭湾から福井県付近に移動している。小松付近の風向に注目すると、16UTC では西北西風であったのに対し、

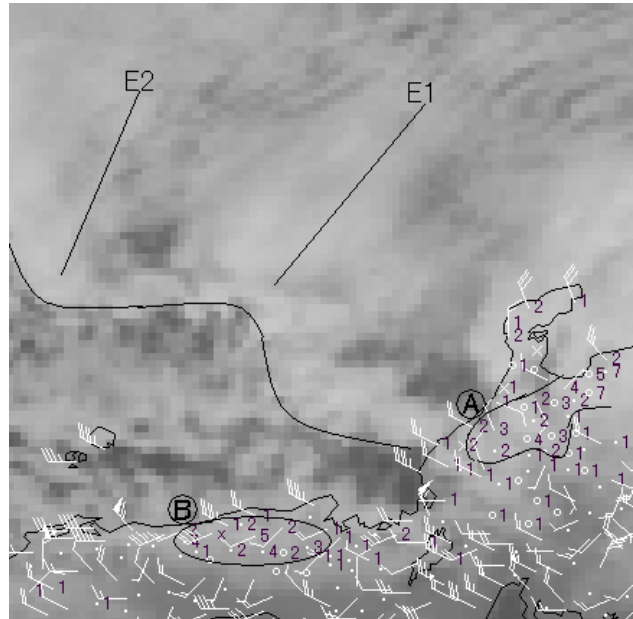


図 6-2-8 1 月 7 日 16UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量
E1、E2：屈曲部
矢羽：アメダスの風（長い羽は 2m/s、ペナントは 10m/s）
数字：アメダスの前 1 時間降水量（15~16UTC）
細い実線：帯状対流雲中の南縁
A、B：2~3mm 以上の降水のあった地域

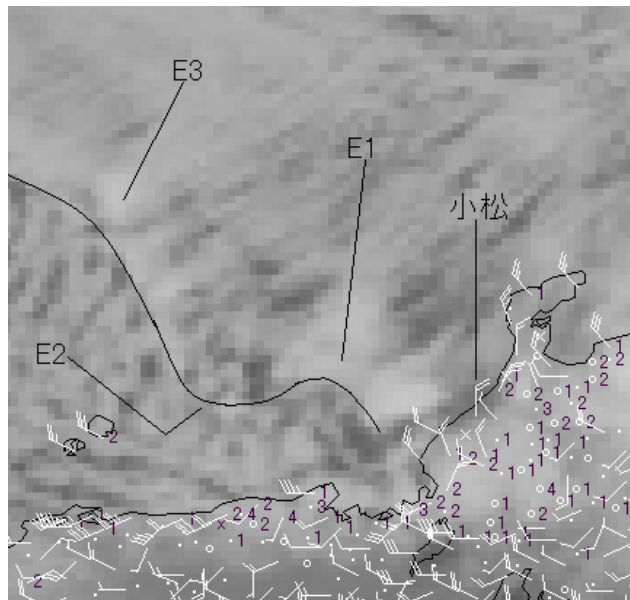


図 6-2-9 1 月 7 日 22UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量

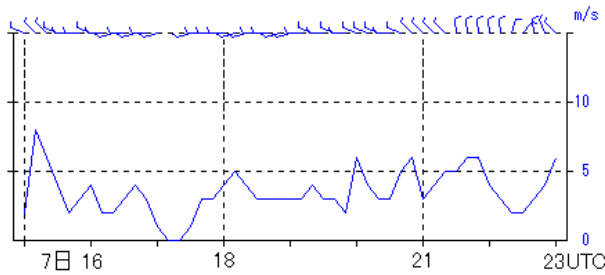


図 6-2-10 小松（アメダス）の風の時系列
矢羽：風向、実線：風速（m/s）

22UTC には概ね北風に変化している。

図 6-2-10 に小松の風の時系列を示す。細い実線の南側の地域に入っていた 20UTC までは西～西北西風となっている。帯状対流雲の南下に伴って、21UTC 前に北西風、22UTC には北風に変化している。風速は全般に 5m/s 程度と弱い。

（４）屈曲部による短時間の強い降水

図 6-2-11 は、図 6-2-9 の 3 時間後の 1 月 8 日 01UTC の赤外画像とアメダスである。E1 は不明瞭になり、E2 は若狭湾付近に進んでいる。E2 に伴う TBB の低い雲が若狭湾から福井県付近にかかっており、敦賀では、8mm の降水を観測している。E3 の西には新たな屈曲部 E4 が見られる。

図 6-2-12 は、図 6-2-11 の 3 時間後の 1 月 8 日 04UTC の赤外画像とアメダスである。E2 は上陸して不明瞭だが、風向と TBB を参考にする、その位相は福井・岐阜県境付近と考えられる。E3 は若狭湾沖に南東 30 kt 程度で進み、E4 は隠岐の東海上に 35 kt 程度で南南東進した。E3 から福井県にかけて TBB が低い雲がかかっており、今庄では 8mm の降水を観測している。E4 付近では、実線の曲率が小さく、E4 は不明瞭である。01UTC では細い実線は北西－南東走向であったが、04UTC では西北西－東南東走向に変化した。

（５）帯状対流雲南縁の上陸地点の時間変化

図 6-2-13 は、これまで細い実線で示した帯状対流雲の南縁を 3 時間毎にスケッチした図である。E2 の位置を○数字で示す。図 6-2-8 は①、図 6-2-9 が③、図 6-2-11 が④の時刻である。E2 の移動に伴い、実線が波打っているのがわかる。①～④の移動を見ると、E2 は南東に 18kt で移動して最後には若狭湾付近に達している。

実線の上陸地点は、E2 の移動に関わらず、①～

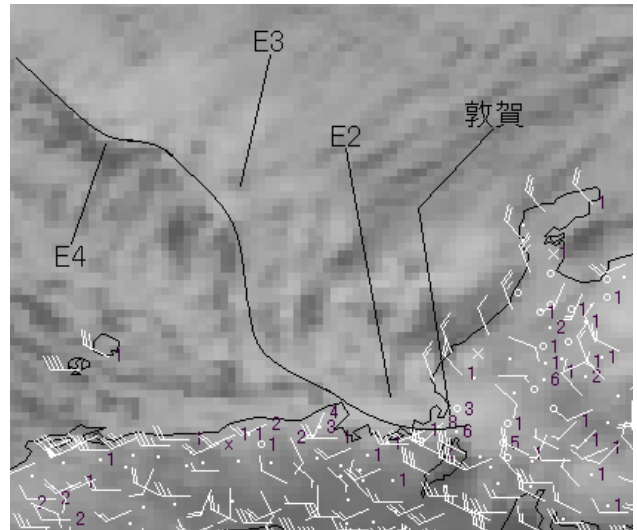


図 6-2-11 1 月 8 日 01UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量

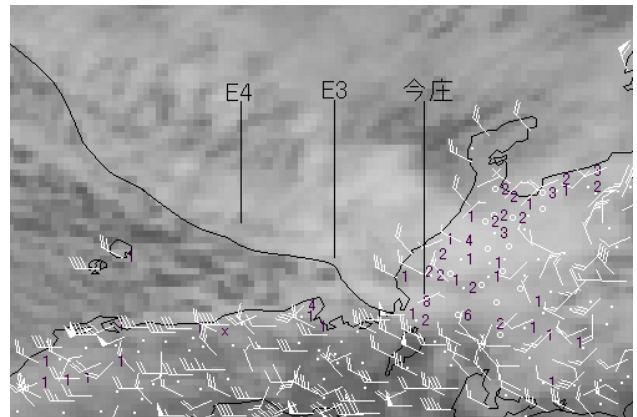


図 6-2-12 1 月 8 日 04UTC の赤外画像とアメダスの風と降水量

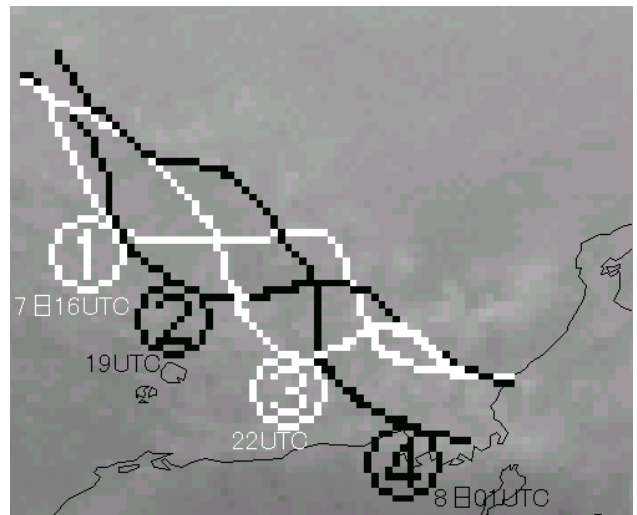


図 6-2-13 帯状対流雲の南縁の時間変化

赤外画像から、3 時間毎の帯状対流雲の南縁と E2 の位置を、実線と○数字でスケッチした

①：7 日 16UTC ②：7 日 19UTC

③：7 日 22UTC ④：8 日 01UTC

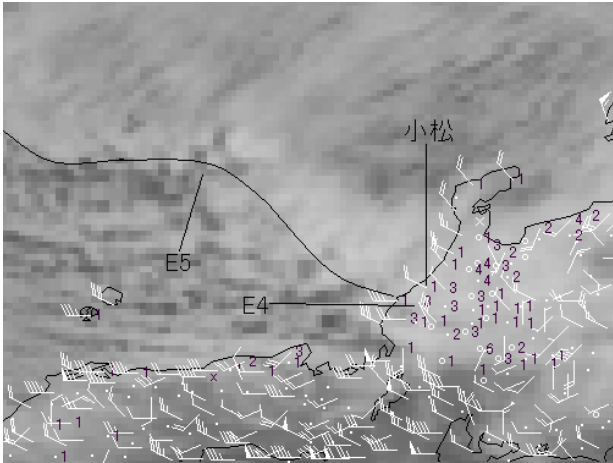


図 6-2-14 1月8日 07UTC の赤外面像とアメダスの風と降水量

③の間は石川・福井県境で、ほぼ同じ位置である。上陸地点は、E2 が若狭湾に進む③～④の間、3時間で約 50km 程度南に移動している。

前述のように、帯状対流雲の微妙な動向により地上風や降水域が変化するため、衛星画像を注意深く監視する必要がある。

(6) 帯状対流雲に伴う視程障害

一般に、強い降雪により視程は悪化する。前記のとおり、屈曲部付近の発達した対流雲は短時間に強い降水（雪）をもたらす。帯状対流雲が空港付近に停滞すると、それに伴う降雪によって悪視程の状態が続き、屈曲部の通過時には特に悪化する。

1月8日の日中は、帯状対流雲の南北動が小さく、上陸地点は福井・石川県境付近の狭い範囲であった。このため、小松空港では 03UTC 以降悪視程の状態が続いた。その中で、帯状対流雲の屈曲部が通過する頃、特に視程の悪い状態を観測している。以下に、帯状対流雲の位置と小松空港の視程の変化を示す。

帯状対流雲の上陸地域は、E2 の南東進に伴い 7日 16UTC (図 6-2-8) から 8日 01UTC (図 6-2-11) にかけて福井・石川県境付近から若狭湾付近に移動した。E3 の南東～東進に伴い、07UTC には再び福井・石川県境付近に上陸 (図 6-2-11～図 6-2-14) している。

E3 付近の TBB は 01UTC (図 6-2-11) に比べて

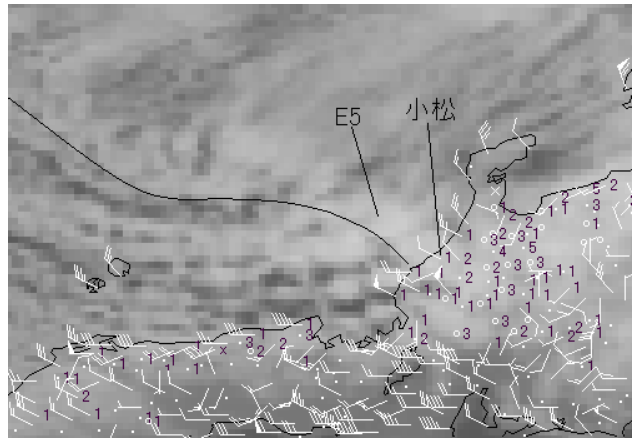


図 6-2-15 1月8日 10UTC の赤外面像とアメダスの風と降水量

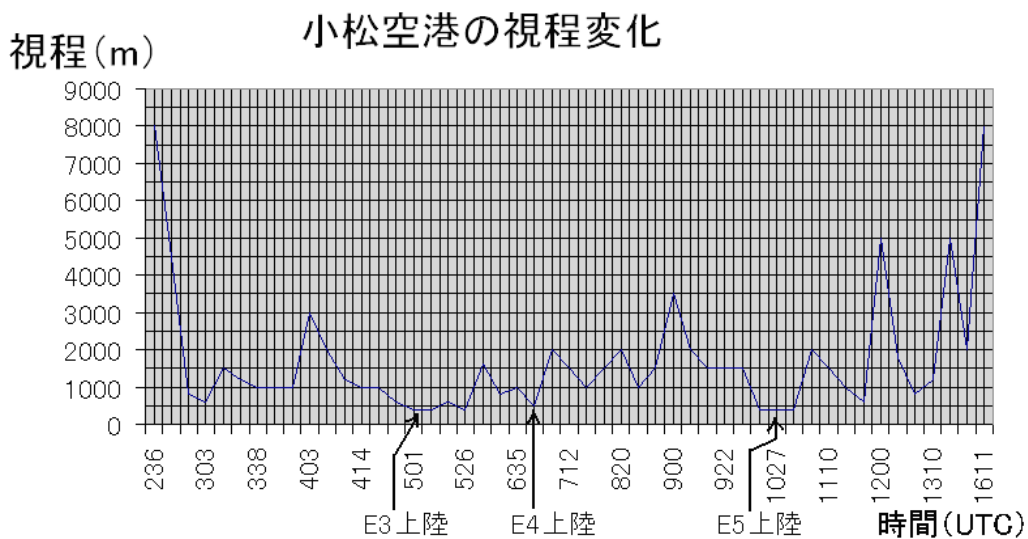


図 6-2-16 小松空港での卓越視程 (実線) の時間変化 (1月8日 0236～1611UTC)

04UTC (図 6-2-12) のほうが低く、対流雲が次第に発達しているのがわかる。E3 は 05UTC 頃小松空港 (空港の位置は図 6-2-14 中に示している) 付近に上陸した。その後、10UTC にかけて (図 6-2-14 ~ 図 6-2-15) 屈曲部 E4 と E5 に伴う活発な対流雲が次々と小松空港付近に上陸した。

図 6-2-16 は小松空港の視程の時系列である。図の時刻以前には、帯状対流雲が南下して、一旦視程が回復した。その後、帯状対流雲の接近に伴い 03UTC 前から視程が急速に悪化し、12UTC 頃まで

3000m 以下の状態が続いた。特に、屈曲部 E3、E4、及び E5 が上陸した頃に視程が 500m 以下になっている。

この時のように、帯状対流雲の南縁を結んだ実線の振幅が小さい場合には、帯状対流雲が空港付近に停滞し、長時間にわたって悪視程の状態が続く。屈曲部付近はとりわけ活発な対流雲を伴う場合が多く、衛星画像による屈曲部の動向の把握とそれに伴う活発な対流雲に注視が必要である。

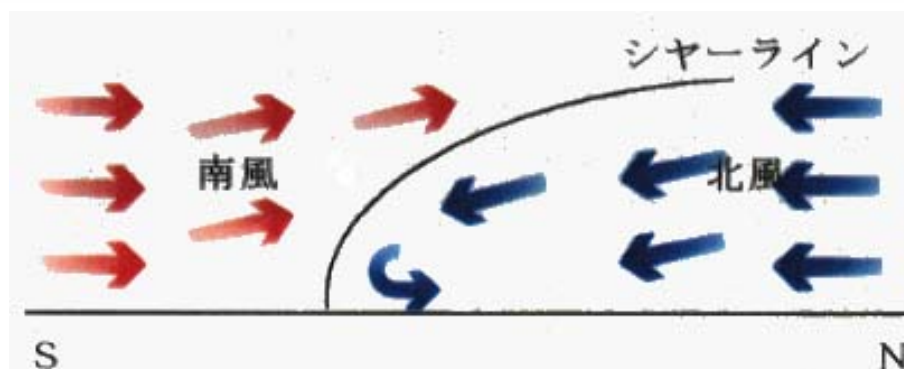
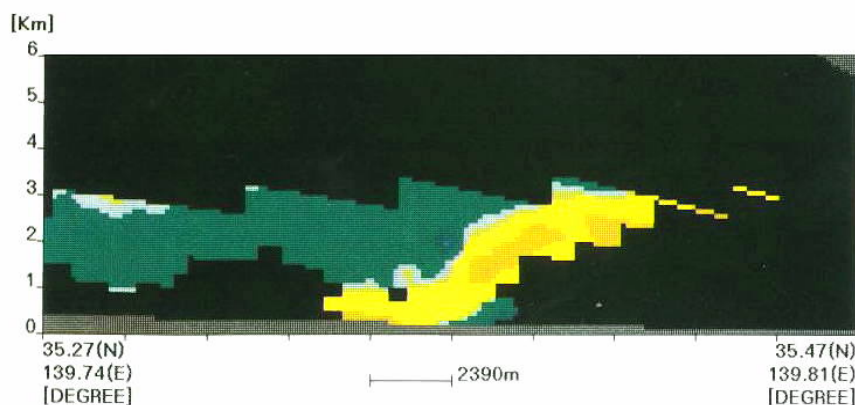
ドップラーレーダー

ドップラーレーダーは、従来の降水観測を主とする気象レーダーの機能に加え、降水粒子から反射される電波の周波数の変化 (ドップラー効果) を利用して風向・風速が測定できる機器である。このドップラーレーダーにより、航空機の離発着に影響を与える低層ウインドーシャワーやダウンバーストなど、大気下層の急激な風の変化を探知することができる。空港気象ドップラーレーダーは、2001 年 12 月現在、新千歳、新東京、東京、関西の 4 空港で運用されており、2002 年 2 月には大阪空港でも運用開始の予定である。

(1) ドップラーレーダーが捕らえたシャーライン

図は、東京航空地方気象台のドップラーレーダーの南側にあったシャーラインの鉛直断面図である。レーダーの位置は図の右側外である。ドップラーレーダーは、降水粒子の運動の様子をみることができ、寒色系 (緑色) はレーダーに近づく粒子を、暖色系 (黄色) はレーダーから遠ざかる粒子を示している。冷たい空気 (下図では黄色に対応) が暖かい空気の下にもぐり込んでいる様子がよく分かる。

(東京航空地方気象台 浅沼 文友)

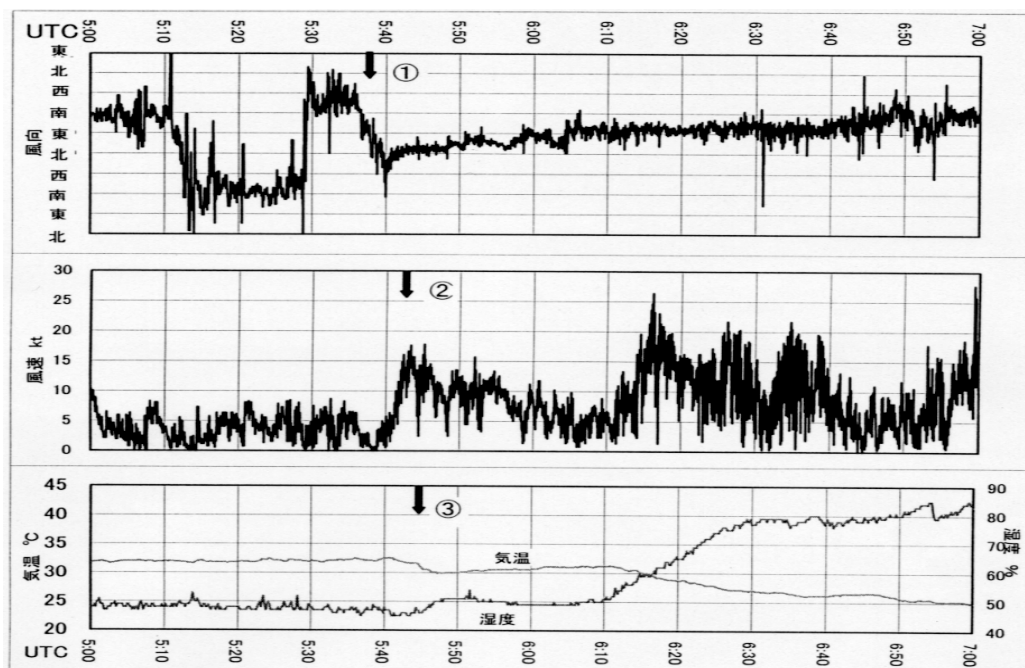
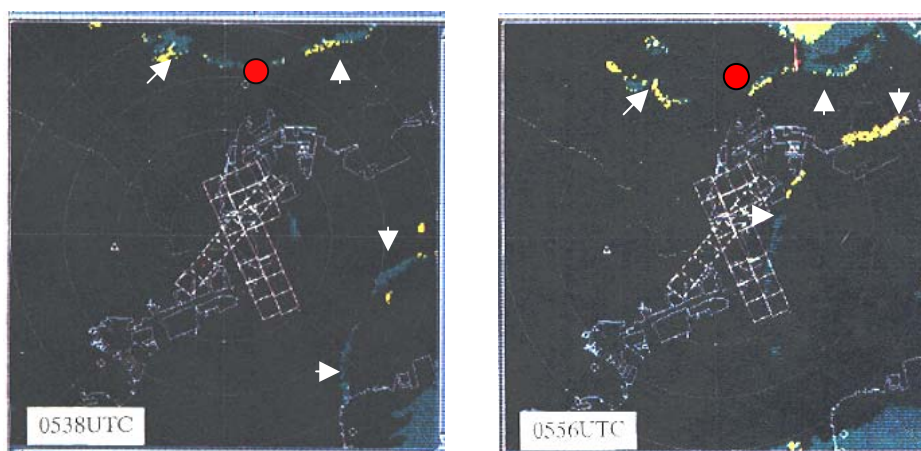


(2) ドップラーレーダーが捕らえたガストフロント

2000年7月3日0520UTC頃から0630UTC頃にかけて、羽田空港の北側と南東側で発達したエコーから環状に広がる線状エコー（白矢印）が発生し、それぞれ南下、北西進した。その模様を東京航空地方気象台の空港気象ドップラーレーダー（図の中央）が捉えた。

大手町（赤丸）付近の線状エコーをみると、レーダーに近づく緑色のドップラー速度と遠ざかる黄色のドップラー速度が、それぞれ線状エコーの北半分と南半分に観測されている。これらは、エコーの南側には南寄りの一般風が、北側には北または北東風があることを示しており、両者が線状エコー内で収束していることがわかる。南下する線状エコーが大手町を通過した0535～0550UTCに風向は反時計回りで北に変わり（下図の①）、風速は急速に強まって、0542UTCにGUST18KTを記録した（②）。また、気温は2℃降下、湿度は8%上昇した（③）。このように、風向風速の急変を伴い、航空機の離発着に大きな影響を及ぼすガストフロントは、ドップラーレーダーにより観測が容易になった。

（東京航空地方気象台 山本 雄次）



6.3 寒気場の雲渦

6.1.3 項で紹介したように、大雪をもたらす要因の一つに、日本海北部と日本海中・西部に発生する雲バンドや雲バンド上に発生する中規模渦状じょう乱など、特徴的なじょう乱がある。

中規模渦状じょう乱は、地上天気図ではしばしばメソスケールの低気圧や低圧部として解析される。上陸した地域に短時間に強い降水や風向の急変、強風をもたらし、時には暴風を伴う。衛星画像では、この中規模渦状じょう乱は下層雲渦として観測される。

6.3.1 日本海北部の雲渦と雲バンド

岡林 (1972) は、衛星画像から見た日本海の雪雲を紹介している。その中で、北海道西岸に発生した雲バンドを解析し、図 6-3-1 のように雲バンド (図では「带状雲」) がシャーライン上に形成されることを示した。以下に、日本海北部に発生し

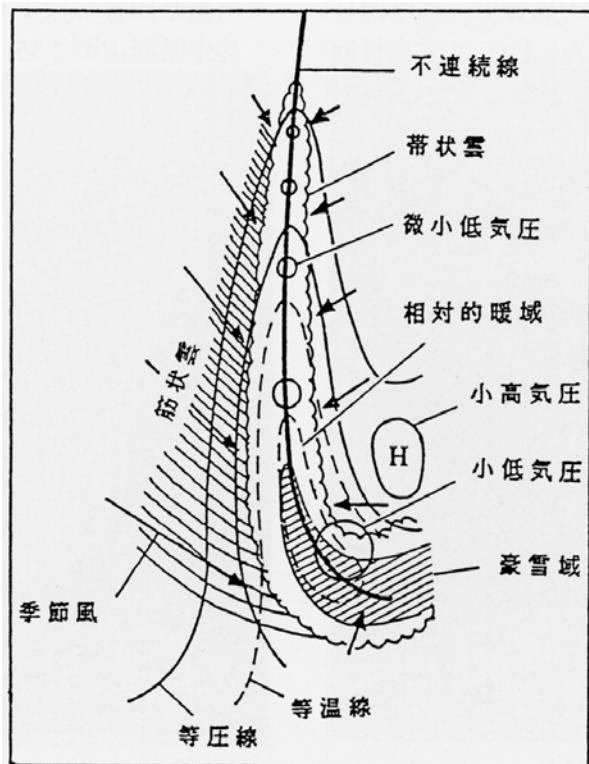


図 6-3-1 北海道西岸に発生する雲バンドのモデル図
 矢印：下層の一般風
 太い実線：シャーライン
 波線で囲った領域：雲バンド
 細い実線：等圧線 破線：等温線
 (岡林、1972)

た雲バンドとメソβスケールの雲渦 (石狩湾小低気圧) が大雪をもたらした事例を紹介する

図 6-3-2 は、2000 年 2 月 24 日 12UTC の地上天気図である。日本の東に低気圧が進み、日本列島は西高東低の冬型の気圧配置となっている。日本海北部から北海道の西にかけては、低気圧は解析されていない。

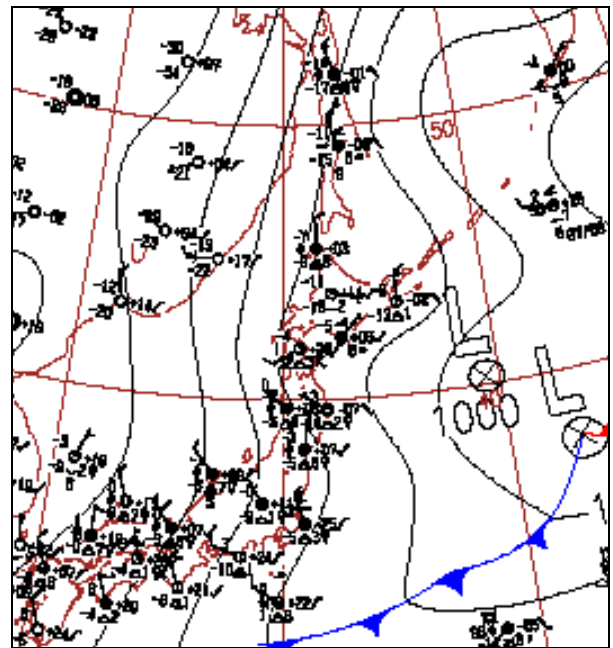


図 6-3-2 2000 年 2 月 24 日 12UTC の地上天気図

図 6-3-3 に 24 日 09UTC の赤外面像を示す。黒い矢羽はアメダスの風、白い矢羽は RSM の 925hPa の風である。日本海北部には雲バンド B が見られる。B は、周りの雲よりひととき白く、活発な対流雲で構成されている。

北海道北部のアメダスおよび RSM の風向は、北東～東北東である。一方、日本海北部の RSM の風向は北～北北西となっている。図 6-3-1 のモデルを参考にすると、オホーツク海または北海道の内陸からの東よりの風と、沿海州から日本海北部にかけての北よりの風が、日本海北部で合流し、B を形成しているのがわかる。

また、B と雲バンド C が巴状に接し、雲渦 V を形成している。

図 6-3-4 は 3 時間後の 24 日 12UTC の赤外面像

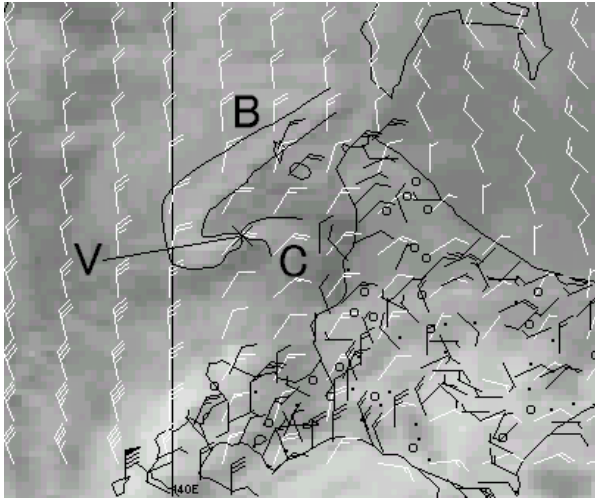


図 6-3-3 2000年2月24日09UTCの赤外面像
 白矢羽：RSMの925hPaの風
 黒矢羽：アメダスの風
 V：雲渦 B、C：雲バンド

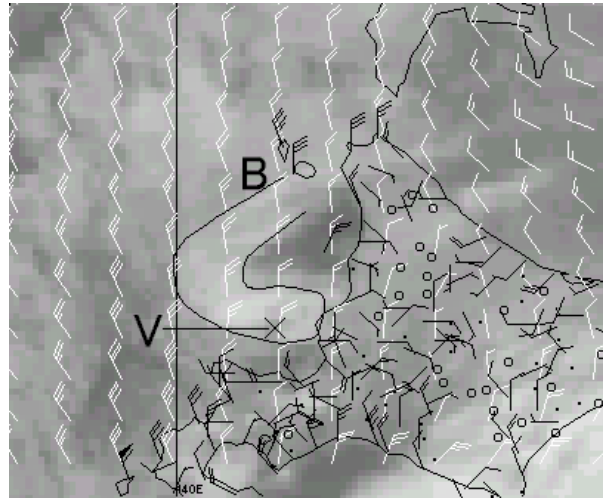


図 6-3-4 2000年2月24日12UTCの赤外面像
 白矢羽：RSMの925hPaの風
 黒矢羽：アメダスの風
 V：雲渦 B：雲バンド

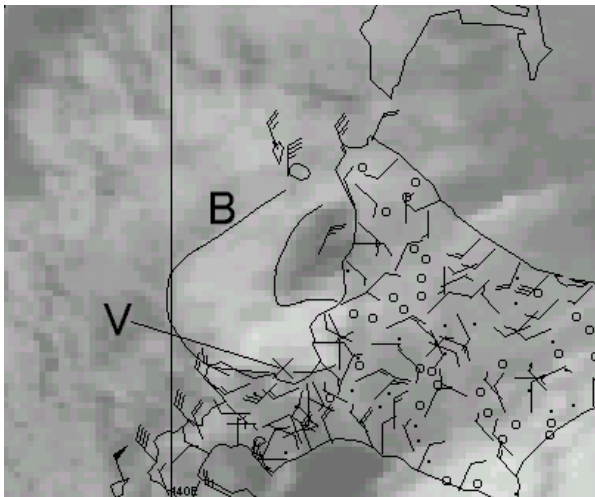


図 6-3-5 2000年2月24日13UTCの赤外面像
 黒矢羽：アメダスの風
 V：雲渦 B：雲バンド

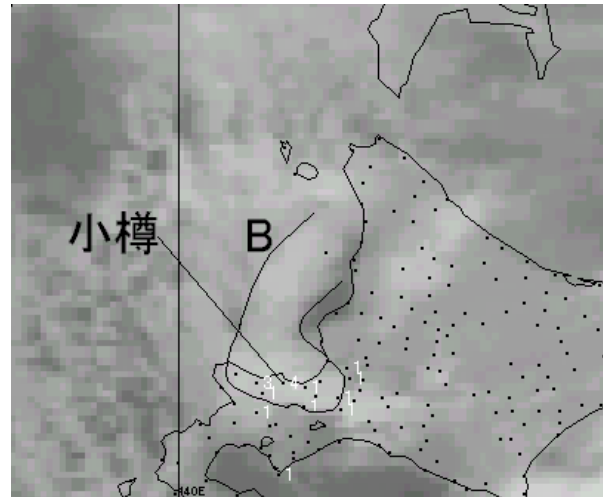


図 6-3-6 2000年2月24日16UTCの赤外面像
 B：雲バンド
 数字：アメダスの1時間降水量

である。BがCを併合し、Cは不明瞭になった。Vの渦パターンは不明瞭になったが、動画では図中の×付近に解析できる。V付近のTBBはより低くなり、対流雲の面積も広がって、対流活動は活発化している。

図 6-3-5 に 1 時間後の 24 日 13UTC の赤外面像を示す。V は南南東に 18kt で進み、石狩湾付近に達している。引き続き渦パターンは不明瞭であるが、V 付近のアメダスの風向が反時計回りの分布をしており、V に対応した石狩湾小低気圧の存在を示唆している。

図 6-3-6 にさらに 3 時間後の 24 日 16UTC の赤外面像とアメダスの 1 時間降水量 (15~16UTC) を重ねて示す。V は小樽付近に上陸して消滅した。小樽では 4mm の降水を観測している。B は北海道西岸から石狩湾付近に伸びて、その下で降水を観測している。B は、24 日の 23UTC 頃まで石狩湾付近に停滞した。

図 6-3-7 に小樽の降水量の時系列を示す。V の上陸に伴い、15 から 16UTC に風向が西南西から北西に変化している。また、16UTC 頃を中心に 3mm 以上の降水を観測している。その後も B によ

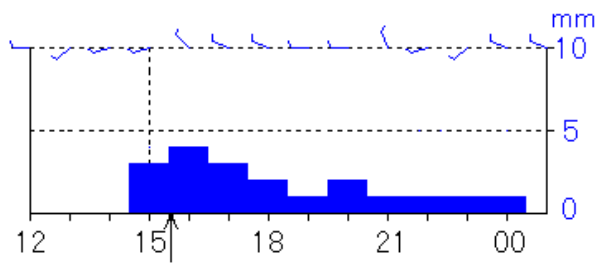


図 6-3-7 24 日 12UTC から 25 日 01UTC までの
小樽の 1 時間降水量の時系列
矢羽：風向
↑：雲渦が小樽付近を通過した時間

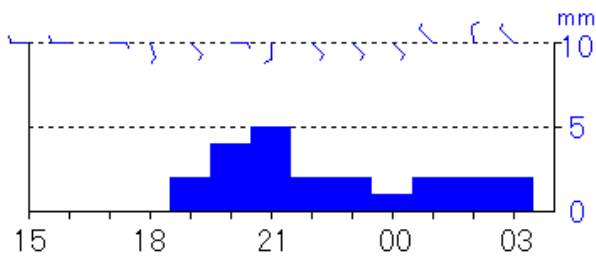


図 6-3-8 24 日 15UTC から 25 日 03UTC までの
札幌の 1 時間降水量の時系列
矢羽：風向

る降水を観測しており、24 日 15UTC から 25 日 00UTC までの 10 時間に 19mm の降水を観測している。

図 6-3-8 に札幌の降水量の時系列を示す。札幌では、24 日 19UTC 頃から B による降水が始まり、25 日 00UTC までの 6 時間に 16mm の降水を観測している。札幌での 24 日 12UTC～25 日 00UTC の降雪量は 45cm に達し、鉄道のポイント故障等、日常生活に大きく支障をきたした。

以上は、石狩湾小低気圧による大雪の典型例である。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。

6.3.2 帯状対流雲中に発生する雲渦

(1) 帯状対流雲中に発生する雲渦の水平構造

黒田 (1992) は、日本海で起こった海難事故を調査した。図 6-3-9 は 1990 年 1 月 24 日 12UTC の赤外画像である。日本海には帯状対流雲があり、帯状対流雲中には雲渦 A、B 及び C が発生している。

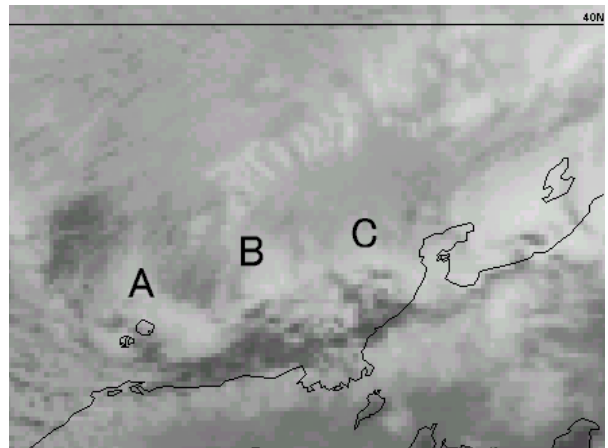


図 6-3-9 1990 年 1 月 24 日 12UTC の赤外画像
A、B、C：雲渦 (黒田、1992)

る。

図 6-3-10 は図 6-3-9 と同時刻のレーダーエコーに、エコーの動きから求めた風 (エコーベクトル) や地上・高層観測の風をプロットし、流線解析を行った図である。山陰沖から能登半島にかけて帯状対流雲のエコーが伸びている。流線を見ると、雲渦に対応して明瞭な低気圧性回転の渦があり、渦は 100～200km 間隔で並んでいるのがわかる。

これらの雲渦に船舶が遭遇し、海難事故が起きた。当事の船長の供述調査などから、帯状対流雲周辺海域の高波、雲渦付近での風向の急変や暴風、吹雪による悪視程が重なったの操船不能が海難の主な原因である、としている。

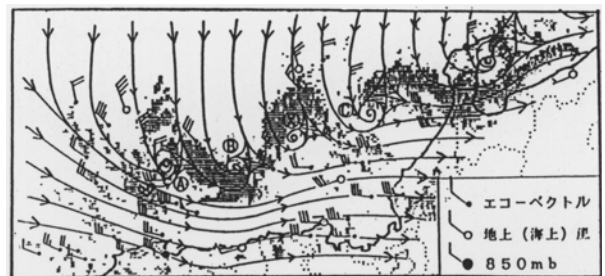


図 6-3-10 1990 年 1 月 24 日 12UTC のレーダーエコーと流線 (黒田、1992)

大久保（1997）は雲渦（渦状じょう乱）付近を通過した啓風丸の特別観測資料を解析し、海上における渦状じょう乱の構造やその振る舞いを報告している。図 6-3-11 は啓風丸による渦状じょう乱付近のレーダーエコーに、地上気圧と風を重ねた図である。丹後半島から北陸沿岸、佐渡島にかけて水平スケール 500Km 程度の範囲の中に、水平スケール 100~200Km の 2 つの渦状じょう乱 S と E に伴うエコーがある。渦状じょう乱 S の中心に向かって北から巻き込むバンド状のエコーと、南側から中心に巻き込むバンド状のエコーがあるのがわかる。S に北から巻き込むバンド状のエコー付近で 20m/s の強風を観測している。

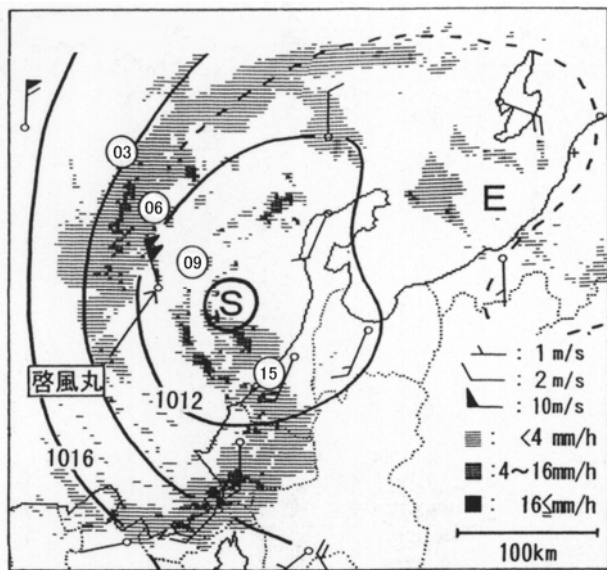


図 6-3-11 1995 年 2 月 5 日 12UTC のレーダーエコー (大久保、1997)
S、E：渦状擾乱
実線：地上の気圧 (hPa)、矢羽：風 (m/s)
丸中の数字は S の中心位置の移動 (UTC)

(2) 帯状対流雲中に発生する雲渦の立体構造

図 6-3-12 は、図 6-3-11 と同時刻の 500hPa 面の高層実況図である。2 重線は 500hPa 面のトラフ（以下、上層トラフ）を示し、図 6-3-11 の渦状じょう乱 S と E の位置も合わせて示している。

S と E は、上層トラフの下方に位置している。詳細に見ると、上層トラフの軸の直下に S があり、その前面に E が存在する。

図 6-3-13 は、啓風丸での高層観測による 1995 年 2 月 5 日 00 から 15UTC にかけての高度偏差の鉛直時間断面図である。斜線域は -80m 以下の負偏

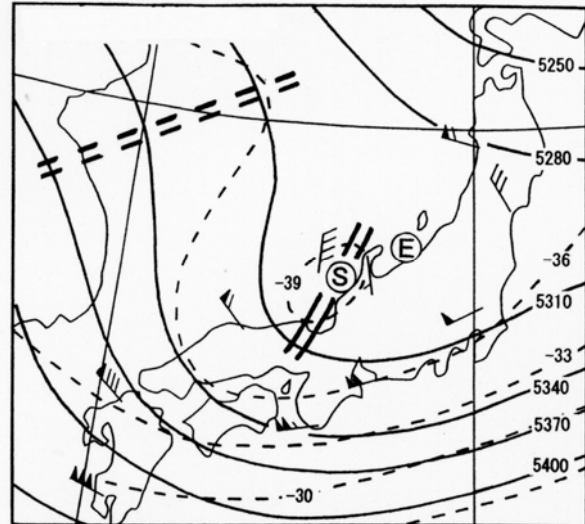


図 6-3-12 1995 年 2 月 5 日 12UTC の 500hPa 面の高層実況図 (大久保、1997)
実線：高度 (m) 破線：気温 (°C)
矢羽：風 (m/s) 風の記号は図 6-3-2 と同様
2 重実線：上層トラフの軸 2 重破線：リッジ

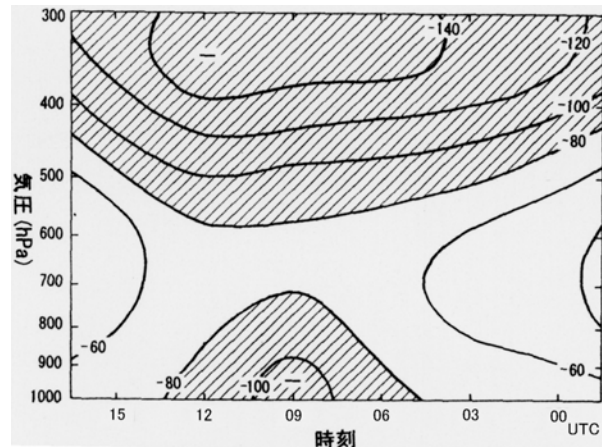


図 6-3-13 啓風丸の高層観測による 1995 年 2 月 5 日 00UTC~15UTC の高度偏差の鉛直時間断面図
4 日 00UTC から 6 日 12UTC までの平均値からの差を偏差とした (大久保、1997)
実線：偏差 斜線部：-80m 以下の負偏差域

差域を示す。下層では、09UTC 頃最も負偏差が大きくなっている。これは、図 6-3-11 で、渦状じょう乱 S の中心が 09UTC 頃啓風丸付近を通過したのに対応している。上層では、図 6-3-12 の上層トラフに対応して、12UTC 頃に負偏差が最も大きくなっている。負偏差域の鉛直分布から、渦状じょう

う乱と上層トラフが直接結びついていないのがわかる。

図 6-3-11 に見られるメソ α スケールのレーダーエコーは、メソ β スケールの渦状じょう乱 S と E で構成され (二重構造)、その上方に上層のじょう乱 (二層構造) が存在している。

このように、上層トラフの下に 2 つのじょう乱が存在する「二重・二層構造」は、大久保 (1995) の例でも見られる。

(3) 帯状対流雲中に発生する雲渦のモデル

(7) 帯状対流雲中に発生する雲渦の強風モデル

大久保 (1994) は、帯状対流雲中に発生し、北陸地方に接近した渦状じょう乱 (雲渦) について調査し図 6-3-14 のような強風域のモデルを作成した。

富山地方気象台富山空港出張所 (1998) では、空港に接近した渦状エコーについて事例解析した結果、図 6-3-14 のモデルがよい精度で利用し得ると報告している。

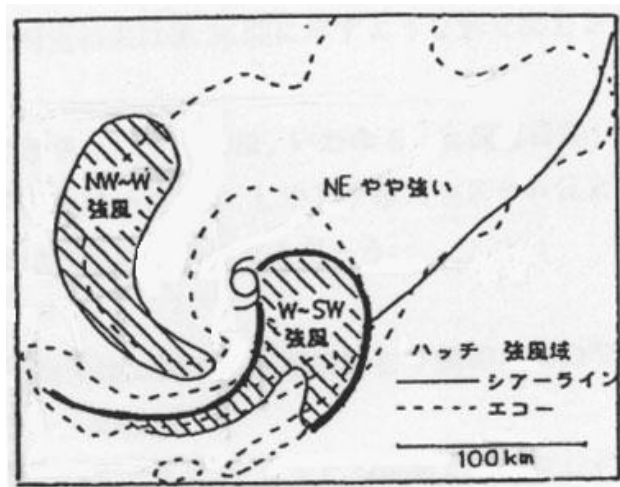


図 6-3-14 渦状擾乱に伴う強風分布のモデル図

(大久保、1994)

強風 : 10m/s やや強い : 6~10 m/s

(イ) 帯状対流雲中に発生する雲渦の降水域モデル

新潟地方気象台 (1992~1995) では、北陸地方に上陸した渦状じょう乱による降水分布について調査している。図 6-3-15 は、その中で作成・検討された CA (Cold Advection) 型じょう乱の降水分布モデルである。CA 型じょう乱とは、主に寒気

移流で発達する渦状じょう乱で、図 6-3-16 の屈曲部 b や 6.2.3 節の帯状対流雲の屈曲部 E2 のように、南西側に凸 (帯状対流雲の相対的寒気側の気塊が相対的暖気側に進入した形状) の屈曲部が渦状じょう乱に発達したタイプである。図 6-3-11 の S や、図 6-3-17 の B と D が CA 型じょう乱である。

図 6-3-15 の降水分布モデルでは、1mm/hr 以上の降水域を示す陰影部が、じょう乱の中心から北東方向と、南西方向に伸びたシヤーラインに沿って広がり、じょう乱の南西に 5mm/hr 以上の降水域を伴っている。

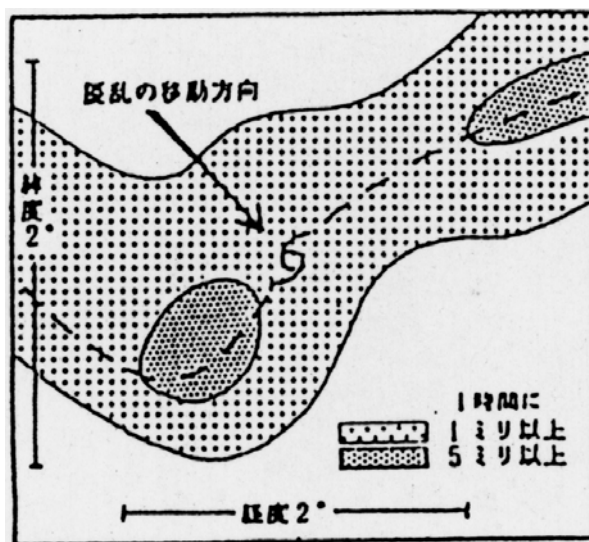


図 6-3-15 CA 型の渦状擾乱付近の降水分布モデル (新潟地方気象台、1995)

陰影部 : 降水域 破線 : シヤーライン

(4) 帯状対流雲中に発生する雲渦の事例

ここでは、北陸地方に上陸し、暴風や局地的な降水をもたらした雲渦を紹介する。この雲渦は、上層トラフの接近により、帯状対流雲中の屈曲部が明瞭な雲渦に発達したものである。

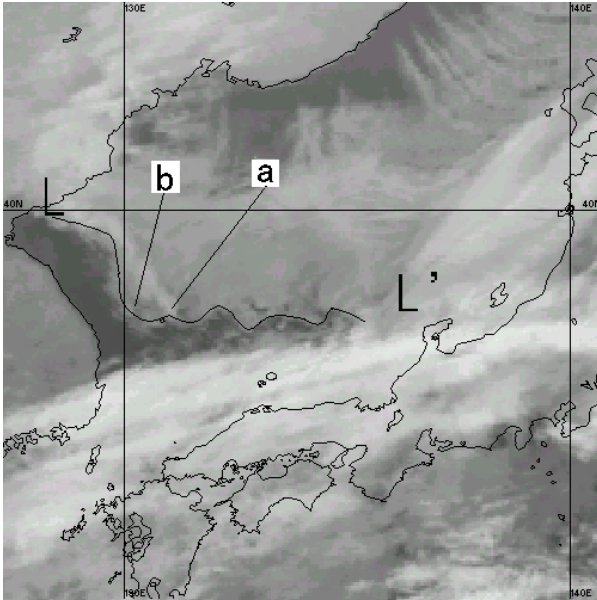


図 6-3-16 1997年12月1日17UTCの赤外画像
実線 L-L' : 帯状対流雲の南端を結んだ
a、b : 屈曲部

図 6-3-16 は 1997 年 12 月 1 日 17UTC の赤外画像である。元山沖から日本海中部にかけて帯状対流雲が伸びている。帯状対流雲の南西端を細い実線 L-L' で示す。L-L' に波長の短い屈曲部が多数発生している。屈曲部 a と b は、後に雲渦に発達する。

図 6-3-17 は、10 時間後の 2 日 03UTC の可視画像である。帯状対流雲中には、所々塊状の対流雲が発達している。B と D は渦パターンが明瞭な雲渦である。動画で見ると、図 6-3-16 の a が A に、b が B に発達しているのがわかる。A と C は、渦パターンは不明瞭だが、動画で見ると不明瞭ながら雲渦であるのがわかる。

A と B の雲域の境界は不明瞭である。この両者を雲域 I として楕円で囲んだ。楕円の長径は約 300km で、A と B は共に、水平スケール 150km 程度のじょう乱である。同様に雲域 II の長径は約 200km で、C と D は 100km 程度のじょう乱である。A、B、C 及び D の水平スケールは、図 6-3-11 の渦状じょう乱と同程度である。

B は、能登半島を通過して新潟県の下越地方に、C は石川県に、D は福井県に上陸した。以下、これらの雲渦について、総観場を述べた後、風向の急変、強（暴）風や、短時間の強い降水、及び視程変化などに着目して述べる。

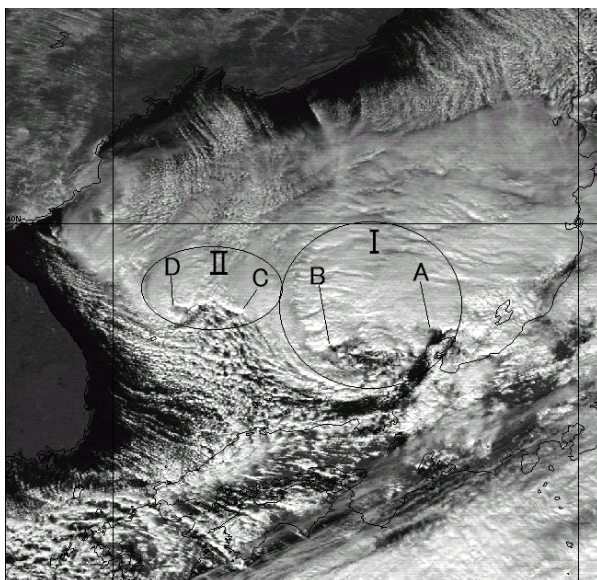


図 6-3-17 1997年12月2日03UTCの可視画像
I、II : 一塊まりの雲域
A、B、C、D : 雲渦

(7) 総観場

図 6-3-18 は、1997 年 12 月 2 日 00UTC の 500hPa 面の天気図である。図の太い破線は -30°C の等温線

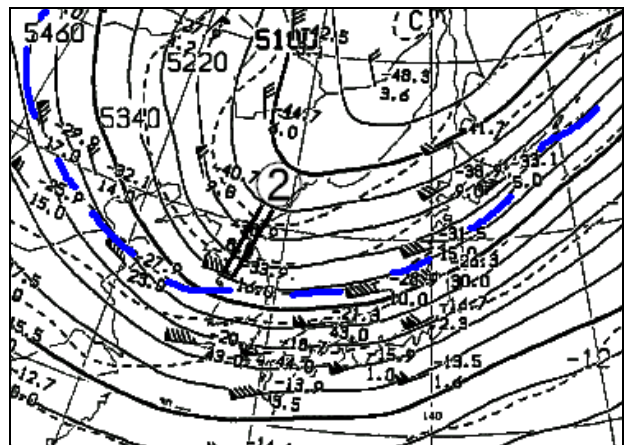


図 6-3-18 1997年12月2日00UTCの500hPa天気図
実線 : 高度 破線 : 気温
2重線 : 上層トラフの軸
太い破線は -30°C の等温線

で、黄海から能登半島、東北地方北部にまで南下しており、日本海はこの時期としては強い寒気場となっていた。

朝鮮半島付近には上層トラフ②が解析でき、 -36°C 以下の寒気を伴っている。②の前面に雲渦 A と B 及び雲渦 C と D が見られる。

図 6-3-19 は、12 月 2 日 00UTC の RSM の 500hPa 面の渦度分布図である。①付近に $120 \times 10^{-6}/\text{s}$ 以上、②付近に $160 \times 10^{-6}/\text{s}$ 以上の正渦度極大域が見られる。

図 6-3-12 の「二重・二層構造」のモデルを適用すると、図 6-3-18 の上層トラフ②や図 6-3-19 の正渦度極大域②に図 6-3-17 の雲域Ⅱが対応し、雲渦 C と D がペアで発生している。トラフは不明瞭だが、図 6-3-19 の①に図 6-3-17 の雲域Ⅰが対応し、雲渦 A と B がペアで発生していると見ることもできる。

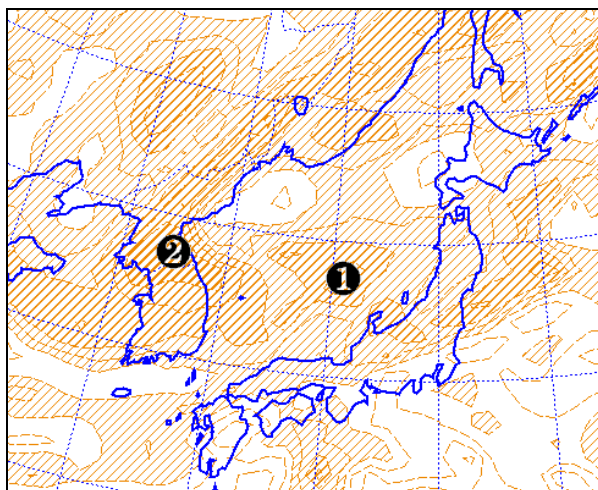


図 6-3-19 1997 年 12 月 2 日 00UTC の 500hPa 面の渦度分布 (RSM)

(イ) 雲渦 B による風向の急変と強(暴)風

図 6-3-20 は、図 6-3-17 の 3 時間後の 2 日 06UTC の赤外面像である。図では、B が能登半島の西にあり、 $30 \sim 35\text{kt}$ で東進している。

図 6-3-21 は、図 6-3-20 の B 付近を拡大した赤外面像である。B の中心に向かって、北側から巻き込む雲バンド b1、西～南側から巻き込む雲バンド b2 が明瞭である。中心の東側には晴天域が存在する。

b1 と b2 は、周辺の雲よりひとときわ白く、活発な対流雲で構成されている雲バンドである。じょう乱中心と、b1 及び b2 との位置関係は、図 6-3-11

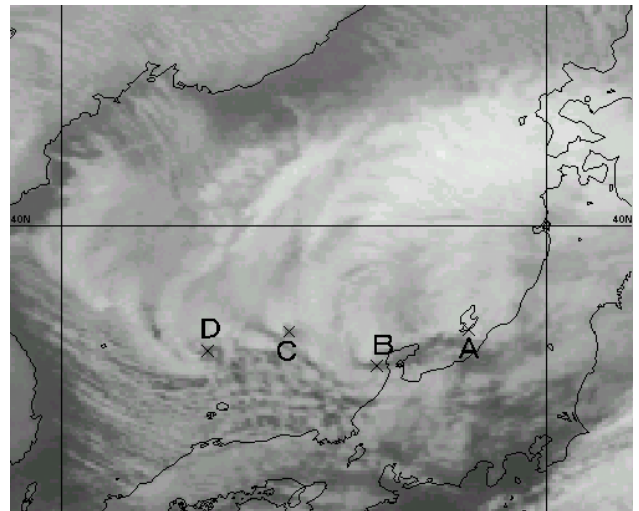


図 6-3-20 1997 年 12 月 2 日 06UTC の赤外面像
A、B、C、D：雲渦

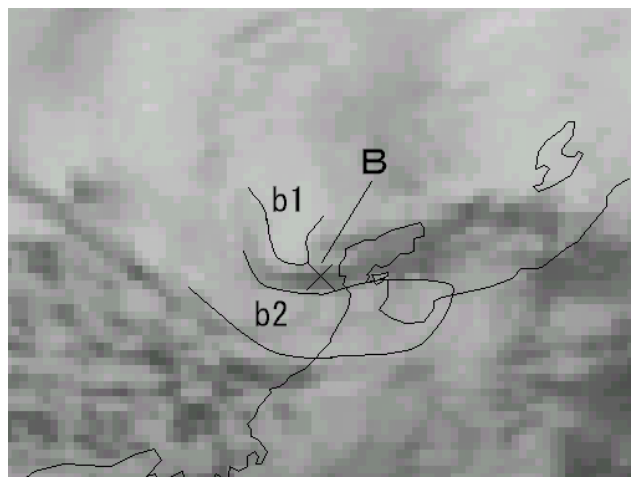


図 6-3-21 1997 年 12 月 2 日 06UTC の赤外面像
図 6-3-10 の B 付近を拡大 b1、b2：雲バンド

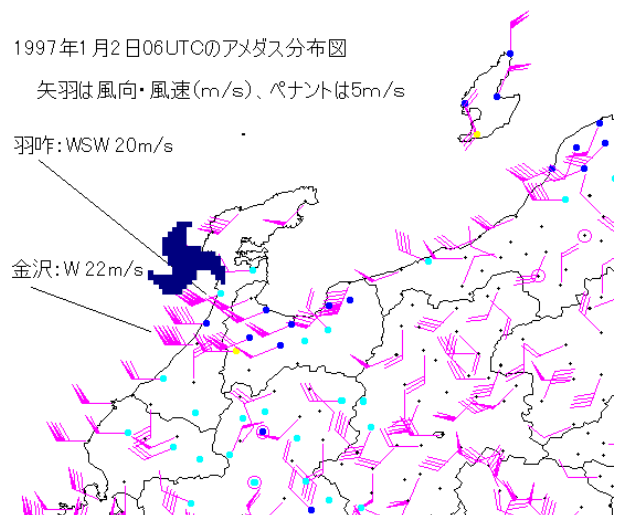


図 6-3-22 2 日 06UTC のアメダスの風
渦マーク：雲渦 B のおおよその位置

のレーダーエコーのパターンや図 6-3-14 の強風域分布と似ている。

図 6-3-22 は、図 6-3-21 と同時刻の 2 日 06UTC のアメダスの風である。図 6-3-21 で、b2 は能登半島の付け根から富山湾を覆っている。b2 付近をアメダスで見ると、おおむね 10m/s 以上の強風となっていて、図 6-3-14 のじょう乱中心の南～南東側にある強風域と良く一致している。とりわけ、羽咋（西南西風 20m/s）、金沢（西風 22m/s）では暴風（石川県の暴風警報の基準は陸上で 20 m/s、海上では 25 m/s）を観測している。

図 6-3-23 は図 6-3-21 の 1 時間後の 2 日 07UTC

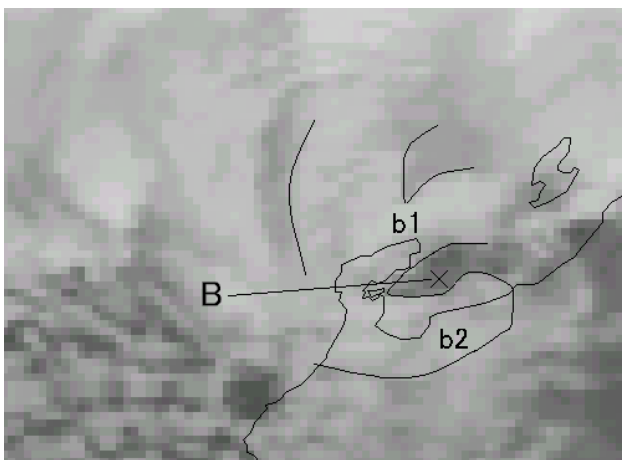


図 6-3-23 12月2日 07UTC の赤外画像
b1、b2 : 雲バンド

の赤外画像である。雲渦 B は能登半島を通過して富山湾に進んでいる。B に巻き込む雲バンド b1 と b2 は、雲域を拡大しながら併合し、能登半島にかかっている。

図 6-3-24 は、図 6-3-23 と同時刻の 2 日 07UTC のアメダスの風である。能登半島付近の風を見ると、06UTC では西～西南西の風を観測しているが、07UTC では北～北西の強風となっており、風向が急変し、風速も増している。能登半島西岸にある羽咋で最も風が強く、北西 17m/s を観測している。この能登半島の強風域は、図 6-3-23 の b1 に対応しており、図 6-3-14 の強風域モデルのじょう乱中心の北～北西側にある強風域とおおむね一致している。

一方、富山県沿岸・石川県加賀地方にかけては西～西南西 10m/s 以上の強風を観測している。これは図 6-3-23 の b2 に対応する強風域と考えられ、上記モデルのじょう乱中心から南～南東側の強風域と良く一致している。

B は能登半島の羽咋のすぐ北側を通過した。図 6-3-25 に羽咋のアメダス時系列を示す。雲渦の接近に伴い、04UTC までは西風が次第に強くなっている。雲渦が能登半島にかかる直前の 04～05UTC には一時的に風速が弱まったものの、B の最接近時の 05～06UTC には急速に西南西風が強くなり、西南西 20m/s の暴風を観測している。雲渦 B が能登半島を通過した 06～07UTC には風向が西北西～北西に変化し、断続的に 17～19m/s の強風を観測している。その後、風速は急速に弱まっている。このように、雲渦 B はおよそ 2 時間の間に風向・風速の急変と暴風を羽咋にもたらした。

B が接近する前の 03UTC 頃は日照を観測していて、気温が上昇している。その後、気温は全般に単調に下降しているが、雲渦が接近する前の 05UTC 過ぎをピークに一時的に上昇している。これは、大久保（1997）などの指摘している「じょう乱の中心付近の下層での高温」、すなわち下層のウオームコアを観測したものと見られる。

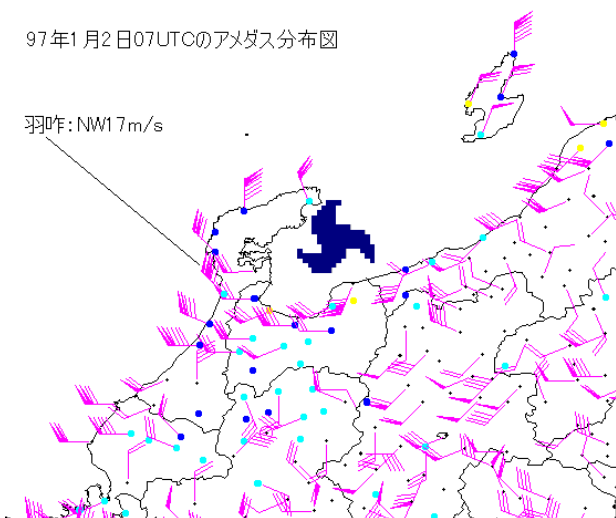


図 6-3-24 2日 07UTC のアメダスの風
渦マーク : 雲渦 B のおよその位置

羽咋(石川)のアメダス時系列

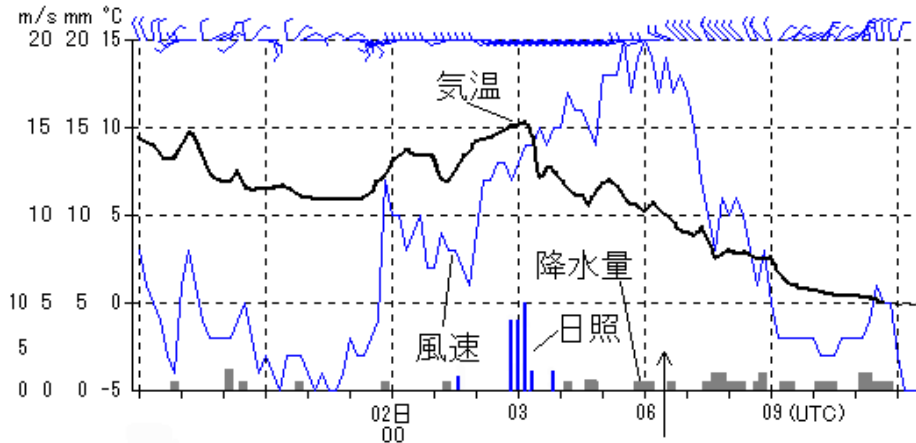


図 6-3-25 石川県羽咋における時系列 ↑は雲渦 A が羽咋の北を通過した時間

(ウ) 雲渦 C、D による風向の急変と強風

図 6-3-26 は、図 6-3-20 の 4 時間後の 2 日 10UTC の赤外画像である。C は 25 kt で能登半島の西に、

D は 30~35 kt で若狭湾沖を東南東進している。C の渦パターンは不明瞭ながら、北~北西側から中心に巻き込む活発な雲バンド c1 を伴っている。D

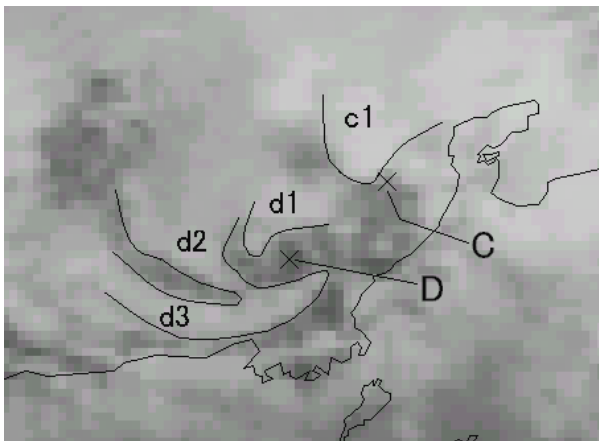


図 6-3-26 2 日 10UTC の赤外画像

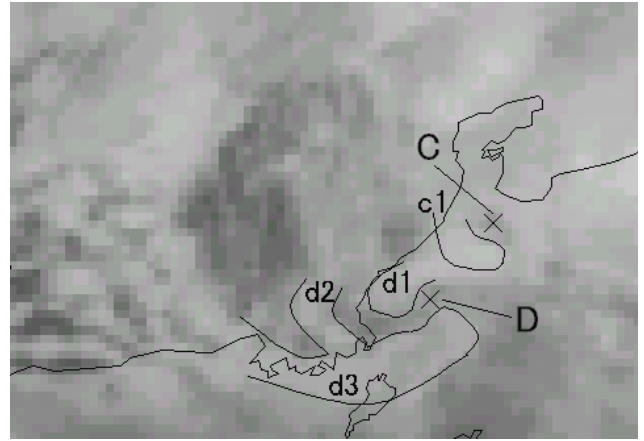


図 6-3-28 2 日 12UTC の赤外画像

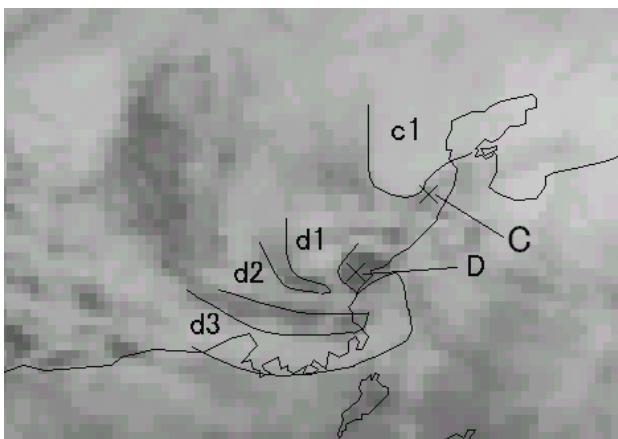


図 6-3-27 2 日 11UTC の赤外画像

は渦パターンが明瞭で、中心に巻き込む雲バンド d1、d2 及び d3 を伴っている。c1 は、d1、d2 及び d3 より白く、雲頂高度の高い活発な雲バンドである。

図 6-3-27 は 2 日 11UTC の赤外画像、図 6-3-28 は 2 日 12UTC の赤外画像である。C は石川県の加賀地方に上陸して、c1 が金沢市付近を通過している。D は石川・福井県境付近に上陸して、d1、d2 が若狭湾沖から福井県北部に、d3 は若狭湾沿岸から福井県にかかっている。

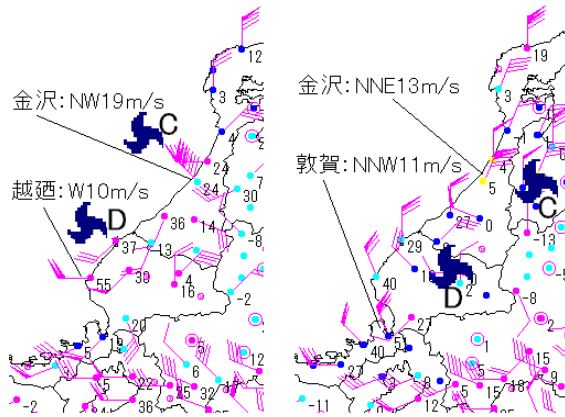


図 6-3-29 雲渦 C、D 上陸前後のアメダスの風と気温
 左：2日 11UTC 右：2日 12UTC
 渦マーク：雲渦のおおよその位置
 数字：気温 (0.1°C)

図 6-3-29 は C と D が上陸する前後の時間のアメダスの風と気温に雲渦のおおよその位置を重ねたものである。

C に注目すると、11～12UTC の赤外画像では、c1 が金沢付近を通過している。

図 6-3-30 に 2 日 09～13UTC の金沢の風の時系列を示す。2 日 1050UTC 頃、西風が北西風に変っ

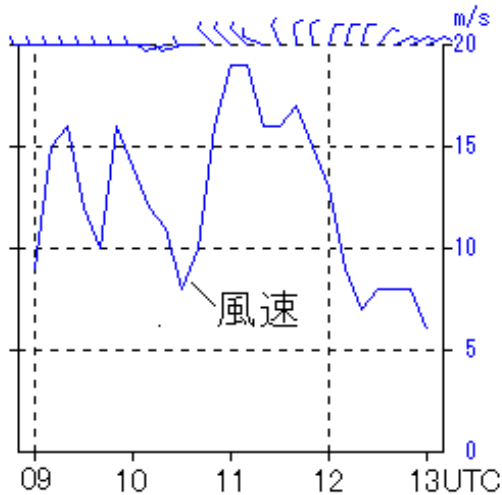


図 6-3-30 2 日 09～13UTC の金沢の風
 矢羽：風向 実線：風速

て風速が急激に大きくなり、2 日 1100UTC 頃に北西 19m/s の強風を観測している。その後、1150UTC にかけて、北西～北 15 m/s 以上の状態が続いている。これは、c1 の通過による強風と考えられる。

D による風向の変化を図 6-3-29 で見ると、福井県では、11UTC は全般に南西～西風であったのに

対し、12UTC では全般に北～北西風となっており、図 6-3-14 のモデルと比べて、風向の変化はよく合っている。11UTC に越廼で西 10m/s、12UTC には敦賀で北北西 11m/s を観測している。これは d2 による強風と考えられる。

(4) の (イ) で述べた B は、活発な雲バンドを伴っており、それによる強風域は図 6-3-14 のモデルとよく一致し、一部で暴風を観測していた。一方、C は北側から中心に巻き込むバンド下で強風を観測したが、西～南側から中心に巻き込むバンドを伴わず、それに対応した強風域を観測していない。D は、渦パターンが明瞭で、図 6-3-14 のモデルと風向は合っていた。しかし、D に伴う雲バンドは比較的活発で、一部で強風を観測したにすぎない。

以上のように、雲バンドと地上風向はよく対応し、雲バンドの強さと地上風の強さには関連があった。特に、雲渦が活発な雲バンドを伴う場合には、暴風の恐れがあるので注意が必要である。

(5) 雲渦による降水

これまで述べてきたように、雲渦は発達した対流雲で構成された雲バンドを伴っている。雲バンドは上陸した地域に短時間に強い降水をもたらす。以下、(4) の (イ) で述べた雲渦 B に伴う降水と、それによる視程の悪化に注目する。

図 6-3-31 は図 6-3-20 の 4 時間後の 2 日 10UTC の赤外画像である。b1 は佐渡の東から新潟・福島県境付近に、b2 は新潟・長野県境から新潟・群馬県境付近にかかっている。雲渦の東側は晴天域となっている。B に伴う活発な対流雲の面積は、06UTC に比べて減少しており、B は衰弱しているのがわかる。

図 6-3-32 は図 6-3-31 と同時刻の 2 日 10UTC のアメダスの風と降水量である。図には B のおおよその位置を渦マークで示している。09～10UTC の 1 時間に b1 付近で 2～6mm、b2 付近では 1～4mm の降水を観測している。図 6-3-15 の降水分布モデルでは、じょう乱の南西側にのびるシャーラインに沿って 5mm/hr 以上の降水域があり、b2 による降水域に対応している。b1 に対応する降水域は、モデルには表現されていない。

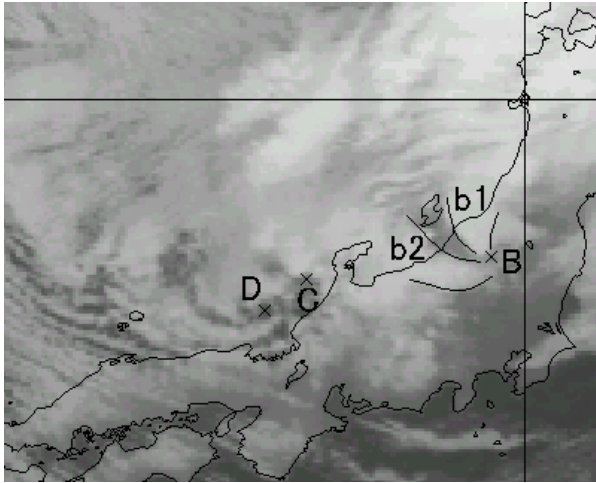


図 6-3-31 12月2日10UTCの赤外画像
B、C、D：雲渦 b1、b2：雲バンド

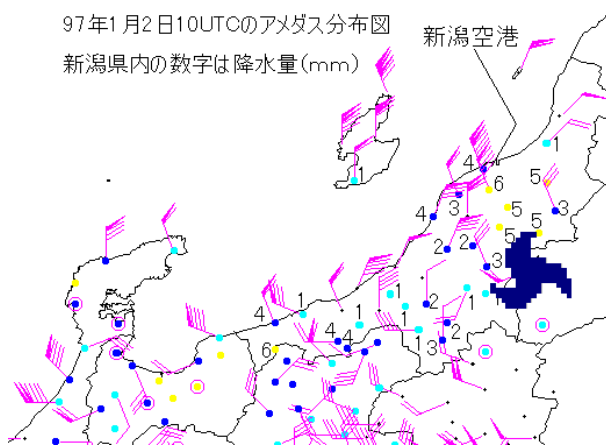


図 6-3-32 2日10UTCのアメダスの風と降水量
新潟県内の数字は降水量(mm)
新潟空港
渦マーク：雲渦Bのおおよその位置
数字：前1時間降水量(mm)

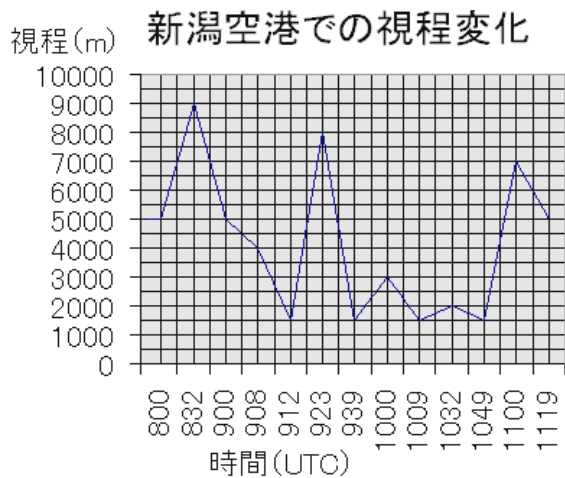


図 6-3-33 雲渦 B 接近時の新潟空港での卓越視程の変化

(6) 雲渦による視程悪化

図 6-3-33 は b1 が新潟空港にかかる前後の卓越視程の変化である。B が空港に接近する直前の 2 日 0923 UTC に、いったん視程が 8000m 以上になっている。これは、B の東側の晴天域によると考えられる。B が下越地方に上陸し、b1 が空港にかかり始める 0930UTC 頃からみぞれを伴って視程が急に下がり、0939UTC には 1500m となった。その後、1049UTC まで 3000m 以下の状態が続いている。

(7) まとめ

以上のように、帯状対流雲中に発生する雲渦は、上陸した地点に風向の急変と強風をもたらす。雲バンドの強さと地上風の強さには関連があり、雲バンドの強さが強風の目安になる可能性がある。特に、発達した雲バンドは暴風をもたらす場合があり、注意が必要である。

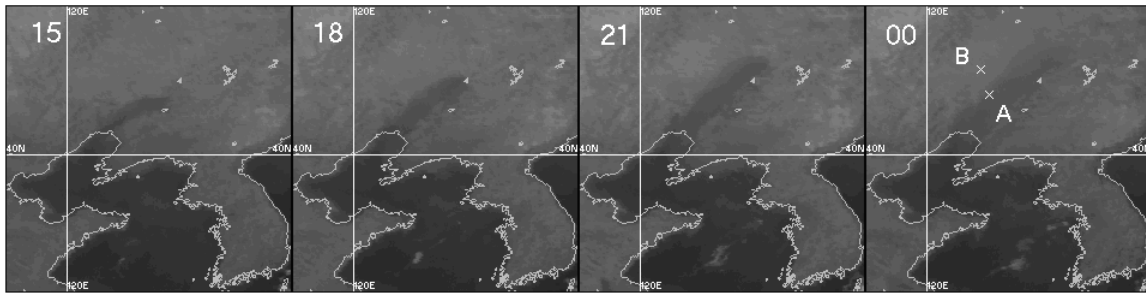
また、雲渦に伴う活発な雲バンドの下では 5mm/hr 程度の降水域を伴い、それにより視程が大きく変化するので、衛星画像を注意深く監視する必要がある。

黒い霧

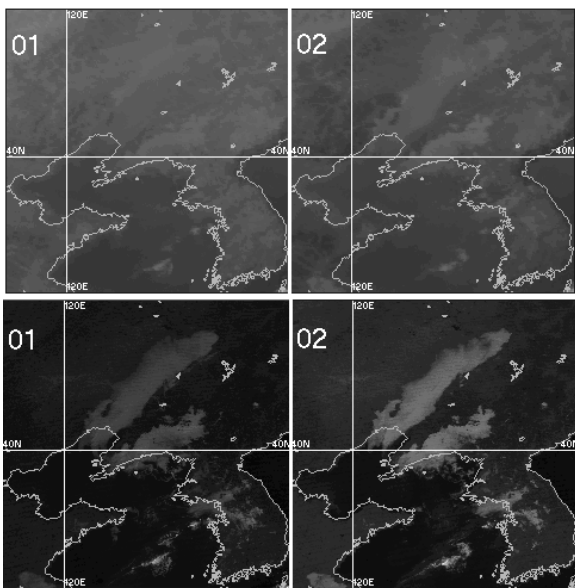
層雲／霧（以下単に霧と呼ぶ）の雲頂温度は、雲頂高度が低いため周囲の霧のない地表面や海面との温度差が小さい。通常、赤外画像では、霧域は周囲よりわずかに明るいか周囲と区別がつかない階調である。強い接地逆転が起きている時には、霧の雲頂温度が地表面よりも高温となり、通常とは逆に霧域の方が黒っぽく（暗く）見えることがある。このような霧は「黒い霧」（black fog, black stratus）と呼ばれ、大陸や海氷域などでまれに見られる。

付図1は、2001年11月20日15UTCから21日00UTCまでの3時間ごとの赤外画像である。大陸方面は高気圧に覆われて晴天域が大きく広がり、放射冷却によって地表は冷えて、暗い海面に比べて灰色っぽくなっている。その中で渤海から中国東北区にのびる暗い領域が見られる。この領域は朝にかけて、低地に沿って北東方向へ広がっていき、ちょうど墨を流したような様相を呈している。領域内の濃淡はあまり見られず、雲頂がほぼ一様であることがわかる。地上気象観測によればこの領域内の地点で霧や霧雨が観測されている。付図2下段の21日01、02UTCの可視画像では、灰白色で一様になめらかな雲域が見られ、霧域であることがわかる。

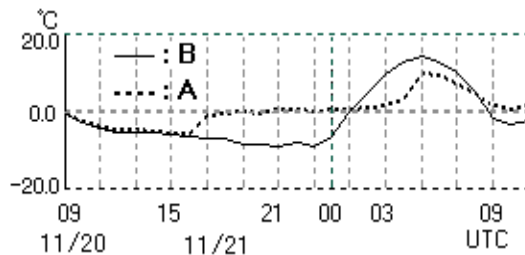
赤外画像（上段）では、日射により地表面が暖められて01UTCでは霧域は不明瞭となり、02UTCでは更に地表が暖まり、相対的に霧が灰色に浮かび上がって見える。付図3には、霧に覆われた地点Aと終始霧に覆われなかった点B（A、Bは付図1右端に示す）における、赤外輝度温度の時間変化を示す。20日15UTC過ぎまでは放射冷却による同様な温度低下を示しているが、A（点線）が霧に包まれた17UTC以降は昇温してほぼ一定の温度を保っている。これが霧域の雲頂温度に相当し、霧域外のB（実線）よりも高温であった00UTCまでの間は、周囲よりも暗い「黒い霧」が見られた。一方、Bが日射により昇温した02UTC以降は、霧域は通常のように地面と比べて低温となって、わずかに明るく見えている。（清水 直幸）



付図1 赤外画像（2001年11月20日左から15、18、21UTC、21日00UTC）



付図2 21日01～02UTCの赤外画像（上段）、可視画像（下段）



付図3 赤外輝度温度の時間変化

第7章 霧*

航空機の運航では、出発・目的空港及び航空路上の気象状況の把握は重要である。航空気象官署では、空港やその周辺の風、視程、雲の状況、気温、気圧などを常時観測している。このうち、この章では霧に伴う視程障害について実例を取り上げ、衛星画像上で見られる特徴を解説する。

霧は、水蒸気を含む空気塊が①気温の下降、②水蒸気の増加のいずれか、あるいは両方が重なり、水蒸気が飽和した時に発生する。霧には発生原因により移流霧、放射霧、前線霧、滑昇霧及び蒸発霧などがある。

7.1 衛星画像で見られる霧の特徴

雲頂を観測する衛星画像では、雲底が地面に接している霧と接していない層雲の区別はできない。このため、ここでは両者を一括し霧として扱っている。

可視画像では、霧は灰色から白色の雲域として見られ、一般的に霧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おおむね可能であるが、粒状の上層雲が覆ったときは霧の表面にその影を落とすため、ごつごつした対流性の雲に見誤ることがある。

赤外画像では、霧は暗灰色またはさらに暗い色調で表示される。雲頂が低く周囲の地表面（海面を含む、以下同様）との温度差が小さいため、赤外画像で霧を特定することは難しい。強い接地逆転が起きているときに存在する霧は、霧のない周囲の地表面温度より雲頂温度が高くなり、赤外画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（P192のコラム参照）。

一般に霧の動きは遅く形状の時間変化も比較的緩やかなので、霧の判別には動画で動きや形状の変化により確認することも有効である。

なお、可視画像のない夜間帯は赤外画像しか利用できないので、霧と地表面との TBB の差が少な

い場合は判別が困難となる。

一般に霧の厚さは数百メートル以下なので、これ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できる。

7.2 内陸の霧（放射霧）

1999年1月25～26日にかけて、関東地方で発生した放射霧の事例を紹介する。

図7-1-1は、1月26日00UTCの地上天気図である。日本の東海上や間宮海峡には前線を伴った低気圧が解析されている。一方、東シナ海には高気圧があり、日本付近に張り出している。この低気圧の通過に伴い、25日は関東地方南部を中心に雨となった。雨は夜半過ぎには止み、26日の明け方前には快晴となった。このため、内陸部では放射冷却により気温が下降し、関東地方で霧が発生した。成田空港では19UTCに5°Cであった気温が22UTCには2°Cまで下降し、濃霧となった。

図7-1-2～図7-1-9は1月25日23UTC～26日02UTCの毎時の赤外及び可視画像である。画像は、霧が見やすいように階調を調整してある。霧は関東平野の白線で囲んだ領域中に見られる。

可視画像では、太陽高度が高くなる26日00UTCには霧がはっきりし、その後時間経過とともに徐々に解消されていることが分かる。また、赤外画像では25日23UTCには霧と霧のない部分（晴天域）とのTBBの差はわずかだったが、その後の日射の影響により霧のない部分（この場合は地表面）の温度が上昇したため、霧域がやや白い領域

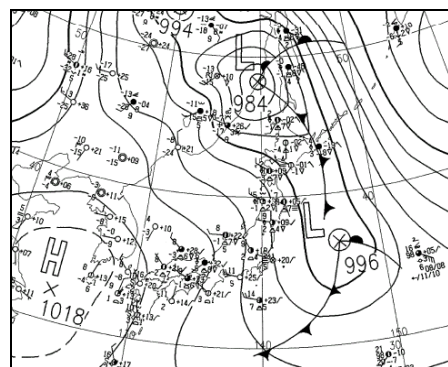


図7-1-1 1999年1月26日00UTC地上天気図

* 山崎 伸一、加藤 左右治（現新潟地方気象台）

として見られるようになった。

なお、この霧の影響により、成田空港に着陸で

きず、他空港に着陸した便があった。

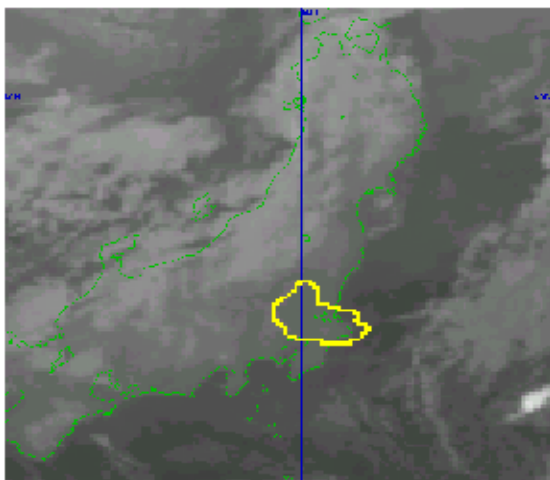


図 7-1-2 1999年1月25日23UTC 赤外画像

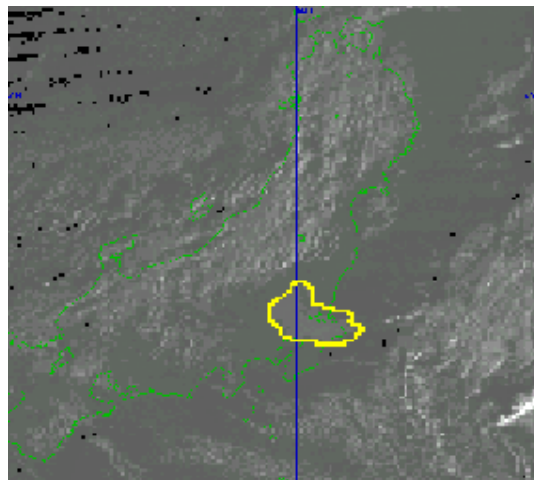


図 7-1-3 1999年1月25日23UTC 可視画像

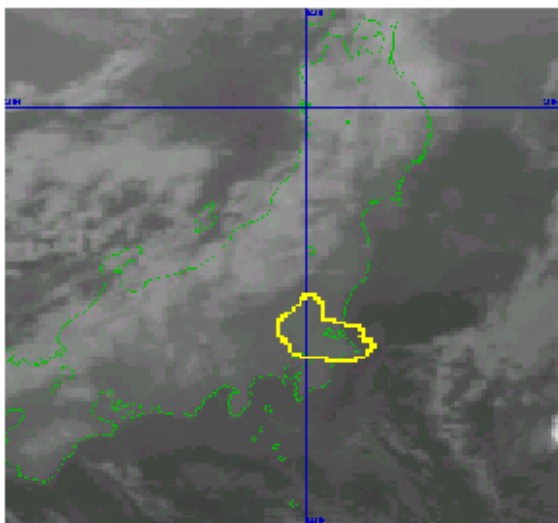


図 7-1-4 1999年1月26日00UTC 赤外画像

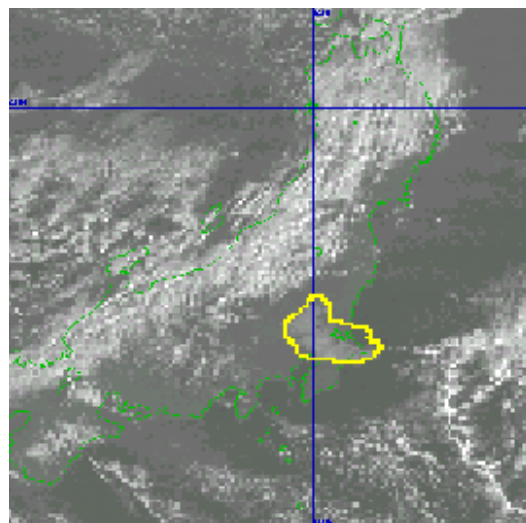


図 7-1-5 1999年1月26日00UTC 可視画像

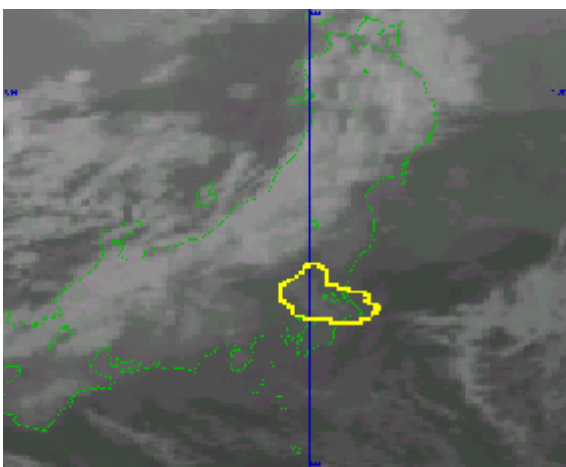


図 7-1-6 1999年1月26日01UTC 赤外画像

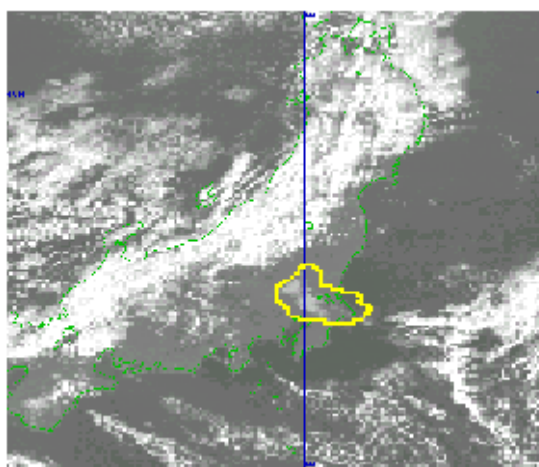


図 7-1-7 1999年1月26日01UTC 可視画像

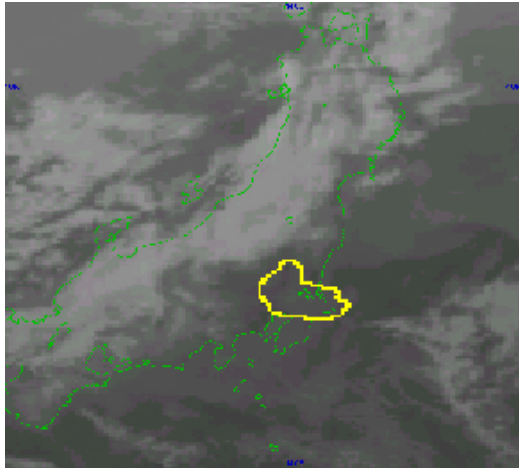


図 7-1-8 1999年1月26日02UTC 赤外画像

図 7-1-10 は図 7-1-3 の霧域を見やすくするため、さらに階調を調整し拡大した可視画像である。霧域は、周りの晴天域に比べやや白く見られ確認が容易になる。ただし、他の雲が白くつぶれてしまうなど調整が難しい。このように階調の調整は、周りに他の雲域がないときには有効な手法である。

図 7-1-11 は 26 日 00UTC の館野のエマグラムである。これによると、およそ 925hPa 付近に明瞭な

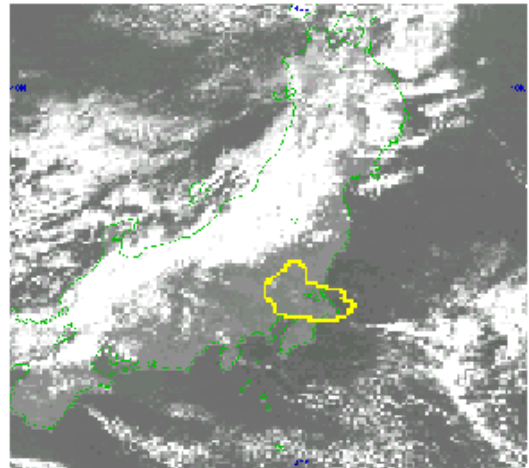


図 7-1-9 1999年1月26日02UTC 可視画像

逆転層があって、その下層は湿ってほぼ飽和していることがわかる。

図 7-1-12 は成田空港の 26 日 00UTC 前後の卓越視程の時系列である。明け方頃から卓越視程は急速に悪化し、00UTC 前後は 200m と最も悪くなっている。その後は日中の昇温とともに霧域が解消し、卓越視程が急速に回復している。

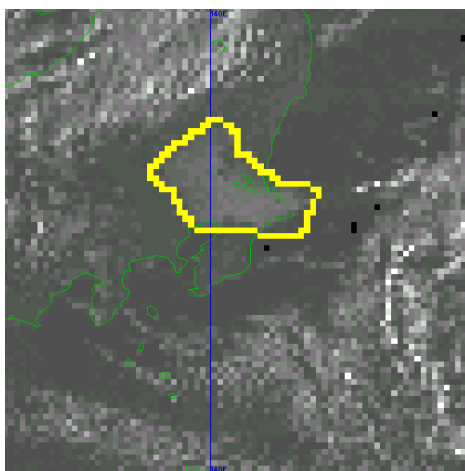


図 7-1-10 1999年1月25日23UTC 可視画像

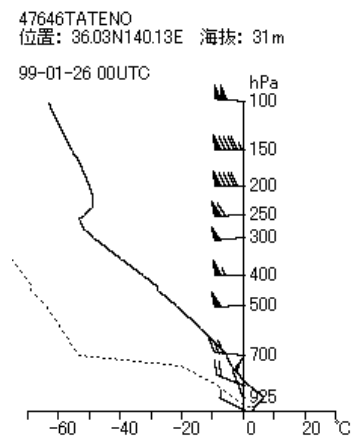


図 7-1-11 館野のエマグラム
実線：気温 破線：露点温度

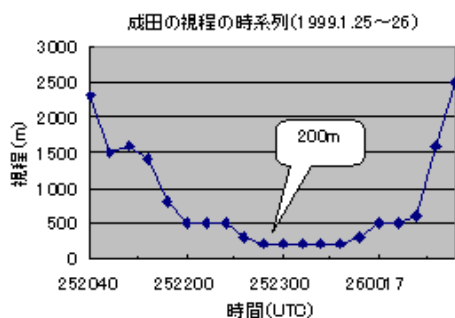


図 7-1-12 成田空港の卓越視程の時系列

7.3 海上の霧（移流霧）

図 7-1-13 及び図 7-1-14 は 2000 年 6 月 23 日 00UTC の赤外及び可視画像である。可視画像では、日本海北部や北海道南部から三陸沖にかけて広範囲に隙間のない霧に覆われている。また、北海道南部の千歳付近や日高山脈付近では内陸部まで霧域が侵入している。

図 7-1-15 は同時刻の地上天気図である。北海道オホーツク海沿岸付近に中心を持つ高気圧が解析されている。また、図 7-1-16 は同時刻の RSM925hPa の相当温位と風分布図である。北海道

南部では、風向は東よりである。これらのことから、内陸の霧は北海道南海上の霧域が高気圧の縁辺流に流され、地形に沿って入り込んできた霧域と推定できる。

可視画像では日本海北部や北海道南海上などの海上の霧域は明瞭に確認できるが、赤外面像では霧域と海面の TBB の差が小さいため、霧域を確認することはできない。一方、千歳や日高山脈付近の霧域は、赤外面像でも明瞭に確認できる。これは、7.2 節と同様に地表面が日射により暖まり、周辺の霧域との TBB の差が大きくなり、赤外面像でも可視化されるようになったためである。

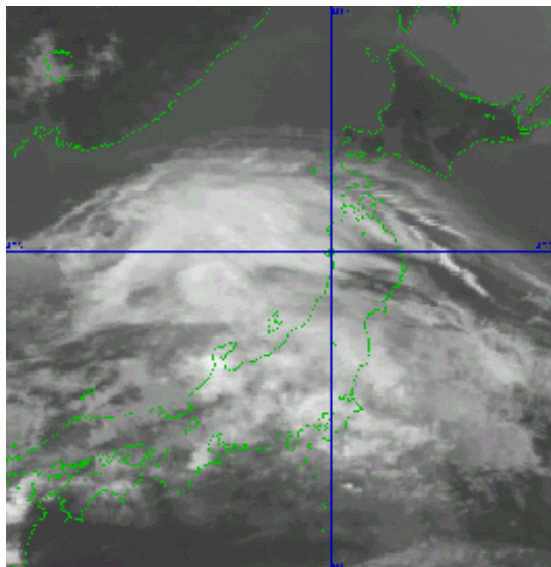


図 7-1-13 2000 年 6 月 23 日 00UTC 赤外画像

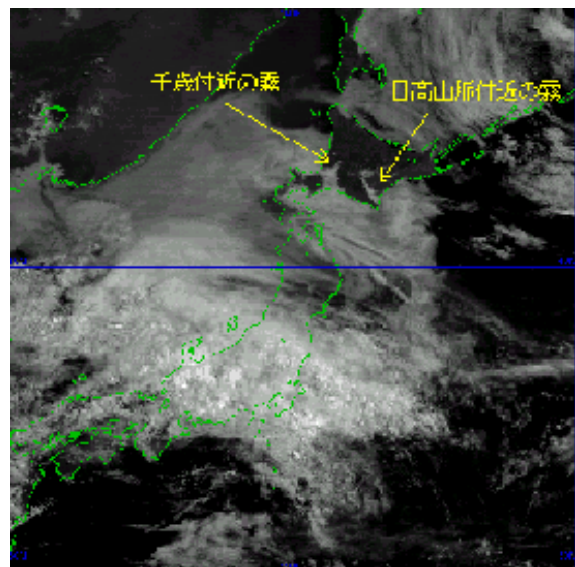


図 7-1-14 2000 年 6 月 23 日 00UTC 可視画像

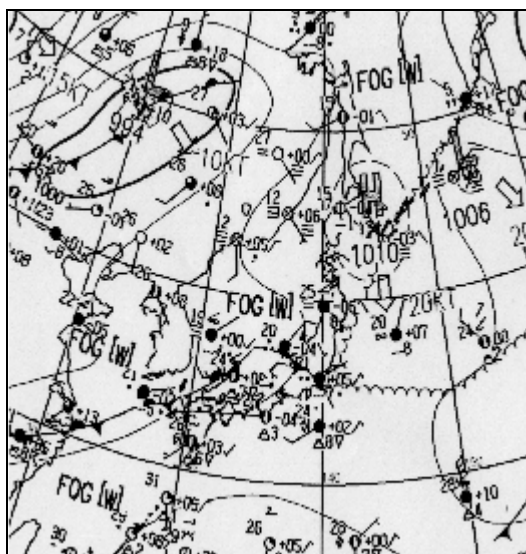


図 7-1-15 2000 年 6 月 23 日 00UTC 地上天気図

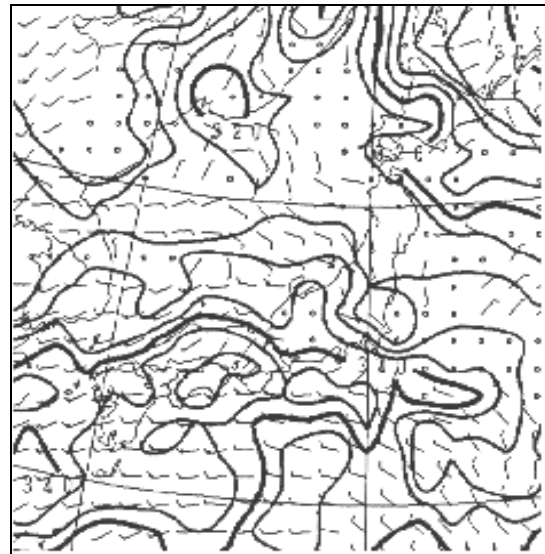


図 7-1-16 2000 年 6 月 23 日 00UTC
925hPa の相当温位 (K)、風 (kt)

図7-1-17及び図7-1-18は6時間後の23日06UTCの赤外及び可視画像である。赤外及び可視画像におけるそれぞれの見え方は前述の通りである。この時刻には、内陸の霧域は日中の昇温によりほぼ消滅した。

図7-1-19は、6月23日09UTCのRSM925hPaの相当温位と風の予想図である。引き続き北海道南部では風向は東よりであるが、00UTCと比べ若干南分が増す予想である。

図7-1-20は、新千歳航空測候所の卓越視程の時系列である。夜間の卓越視程は200mと極めて悪い状態が続いていたが、22日20UTC頃より次第に回復し、23日0030UTC頃には5,000m、04UTCには卓越視程は10km以上であった。しかし、06UTCには再び5,000m以下となった。

一方、図7-1-18の06UTCには北海道オホーツク海沿岸の霧域が陸上から遠ざかっている。これは、高気圧の縁辺流によって北上したものと推測できる。

これらの霧域はその後も数日間にわたって持続し、26日にはほぼ消散した。このように、広範囲に発生する移流霧は海上で発生することが多く、長期にわたり存在する。また、一般風により霧が

空港周辺に侵入し、視程障害を及ぼすことがある。

次の事例は、地面に接した霧とはならなかったが、衛星画像の利用法の一つとして紹介する。

図7-1-21は1996年5月17日00UTCの可視画像、図7-1-22は澁田ら(1997)によって解析された同時刻の雲解析図である。

雲解析図では、東北地方北部及び関東地方の沿岸から内陸部に侵入した下層雲は、北から北西方向に移動している。また、日本の東海上の下層雲は南下もしくは南東進している。これら下層雲の動きから、三陸沖には雲解析図のとおり高気圧性循環(H)が解析できる。この事例でも、先の移流霧の事例と同様に、高気圧後面の東から南の風により、霧を含む下層雲域が関東地方から東北地方北部の太平洋沿岸に侵入している。ただし、先の事例では地上天気図に高気圧が解析されていたのに対し、この事例では地上天気図に表現されないスケールの小さな高気圧であった。

なお、下層雲域がかかっていた成田空港と仙台空港の卓越視程は、17日00UTCではともに10km以上であったが、成田では17日20~21UTCにかけて卓越視程が3,000mとなった。

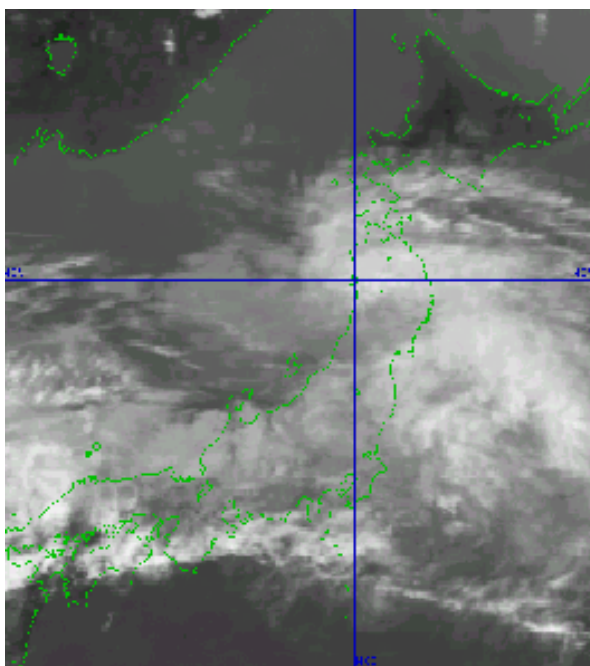


図7-1-17 2000年6月23日06UTC 赤外画像

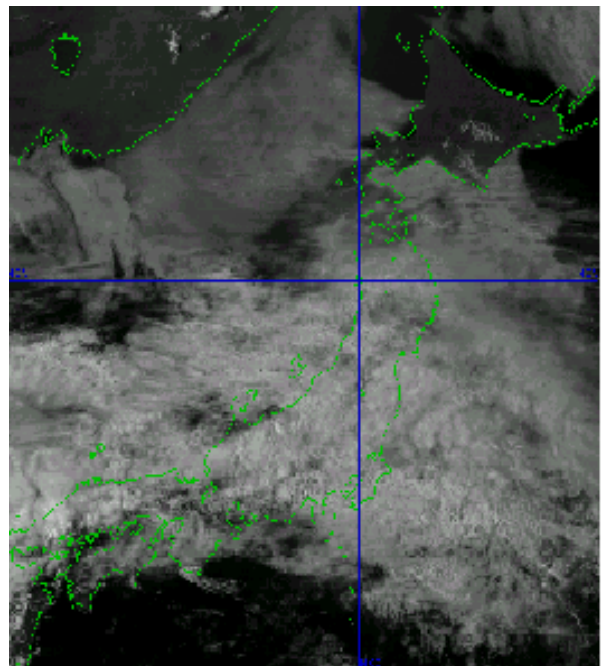


図7-1-18 2000年6月23日06UTC 可視画像

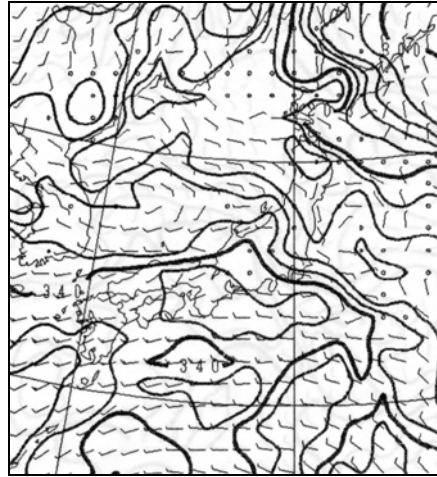


図 7-1-19 2000 年 6 月 23 日 09UTC 予想図
RSM925hPa の相当温位 (K)、風 (kt)

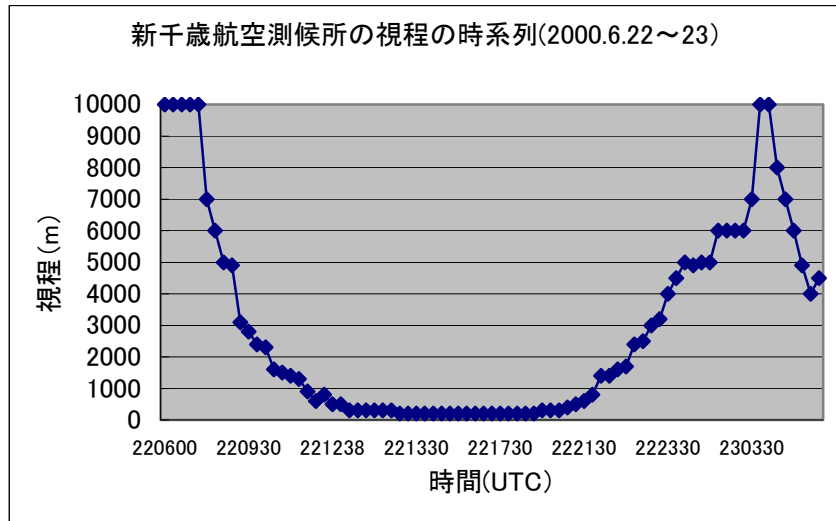


図 7-1-20 新千歳航空測候所の視程の時系列

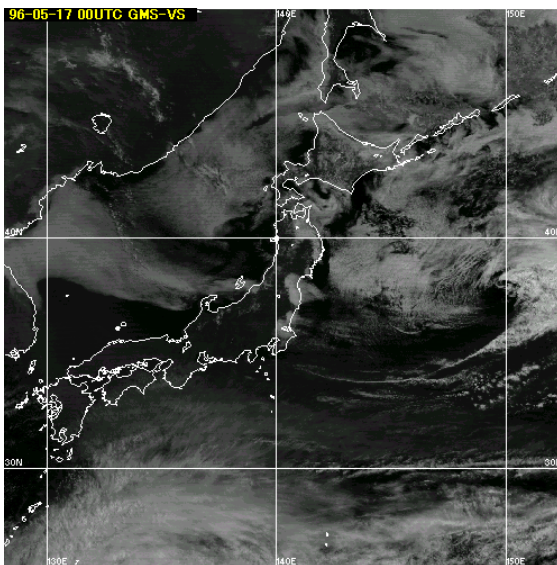


図 7-1-21 1996 年 5 月 17 日 00UTC 可視画像

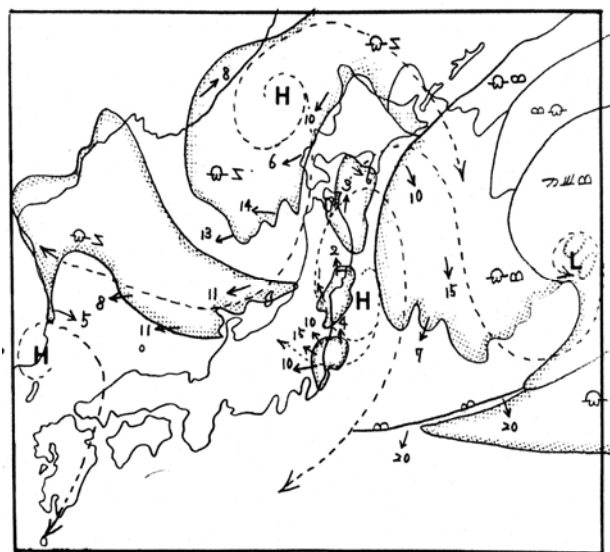


図 7-1-22 1996 年 5 月 17 日 00UTC 雲解析図

矢印：下層雲の動き 数字：下層雲の移動速度

7.4 新センサーの利用

「ひまわり5号 (GMS-5)」の次期衛星として、2003年に打ち上げ予定の「運輸多目的衛星 (MTSAT-1R)」では、新たに $3.7\mu\text{m}$ 帯のセンサーが追加される。これまで、この $3.7\mu\text{m}$ 帯のセンサーから得られる $3.7\mu\text{m}$ 画像の有効性については、山崎ら(1999)が極軌道衛星NOAAに搭載されたAVHRRの画像データを用いた事例解析を行い、夜間の霧の検出に有効であると報告している。

なお、「MTSAT-1R」の画像分解能は衛星直下で4kmあり、NOAA画像の分解能(衛星直下で1.09km)より低い。ここに掲載したNOAA画像の分解能はMTSAT-1Rと同じ程度に落としたものである。

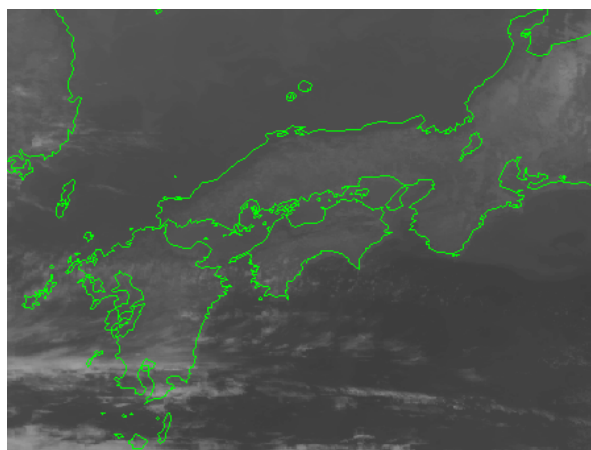


図 7-1-23 NOAA 赤外画像
1996年2月13日15UTC頃

7.4.1 陸上の霧

図 7-1-23、24、25は、1996年2月13日15UTC頃のNOAAの赤外・赤外差分及び $3.7\mu\text{m}$ と赤外の差分画像である。

なお、赤外差分画像とは赤外1画像と赤外2画像とのTBBの差を画像化したものである(1.2.4項)。同様に $3.7\mu\text{m}$ と赤外の差分画像は $3.7\mu\text{m}$ と赤外1画像画像とのTBBの差を画像化したものである。

図 7-1-23、24では、内陸の霧域は特定できないが、図 7-1-25では近畿地方から大阪湾、中国山地、四国地方、紀伊半島にある霧を含む下層雲域(白い部分)が明瞭に見られる。

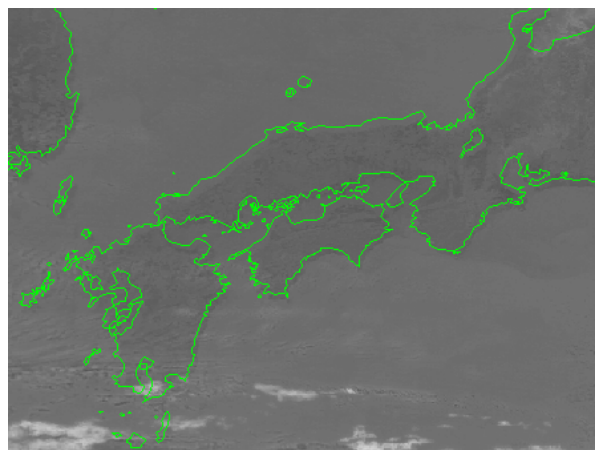


図 7-1-24 NOAA 赤外差分画像
1996年2月13日15UTC頃

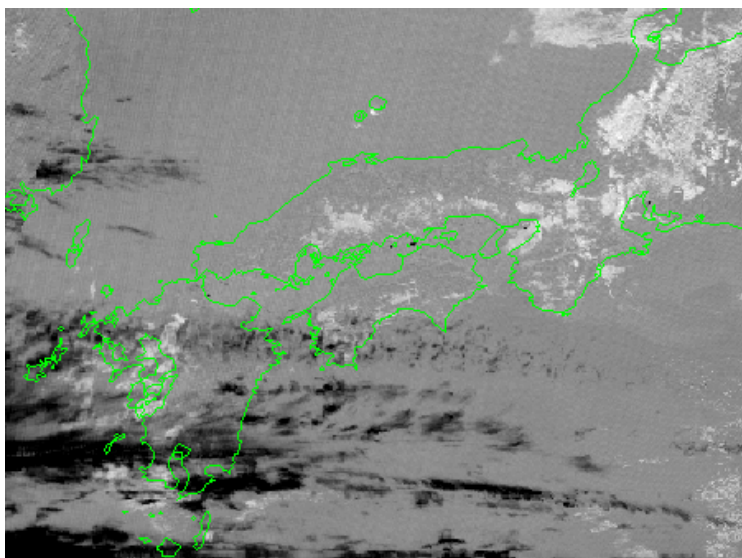


図 7-1-25 NOAA $3.7\mu\text{m}$ と赤外の差分画像 1996年2月13日15UTC頃

7.4.2 海上の霧

図 7-1-26、27 は 1999 年 8 月 9 日 18UTC 頃の NOAA の赤外及び $3.7\mu\text{m}$ と赤外の差分画像である。

図 7-1-26 では霧域の判別が不可能であるのに対し、図 7-1-27 では北海道南部沿岸から海上にかけてと三陸沖に霧を含む下層雲域が明瞭に見られる。

このように、中・上層に雲がなければ夜間でも

$3.7\mu\text{m}$ と赤外の差分画像では霧を含む下層雲域を明瞭に識別できる。

また、一日 4 枚の画像しか得られない NOAA と異なり、MTSAT-1R では毎時の連続した画像が取得できるので、動画を用いることで霧域の変化や移動などの実況監視に威力を発揮すると期待される。

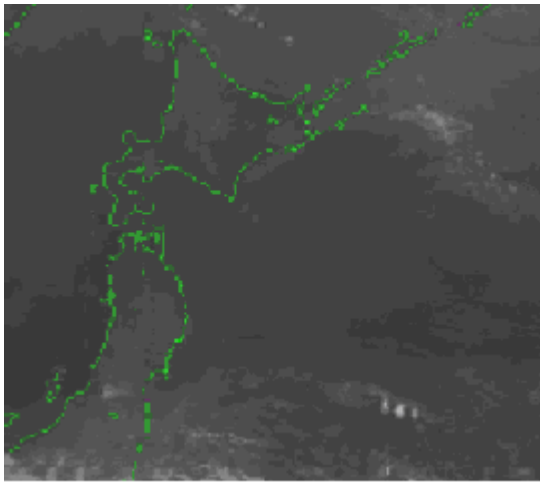


図 7-1-26 NOAA 赤外画像
1999 年 8 月 9 日 18UTC 頃

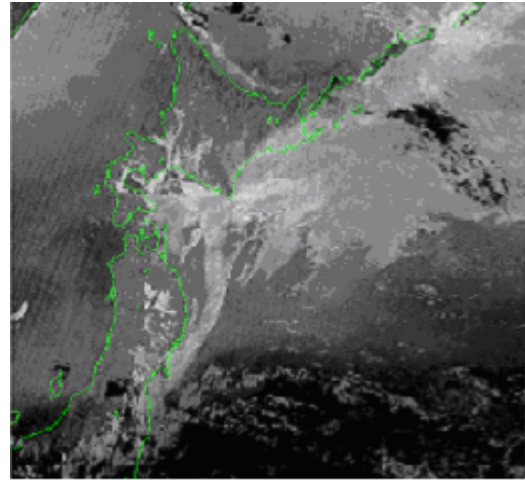
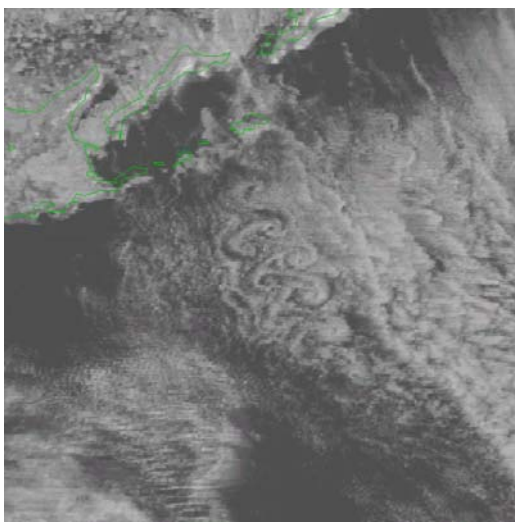


図 7-1-27 NOAA $3.7\mu\text{m}$ と赤外の差分画像
1999 年 8 月 9 日 18UTC 頃

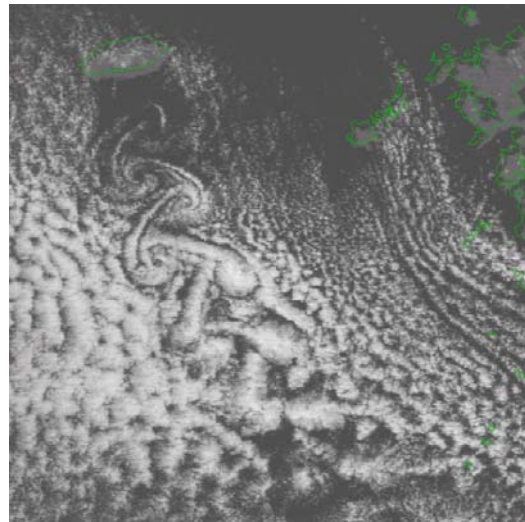
カルマン渦

地形の影響を受けることにより、特徴的な雲が発生することがある。その一つがカルマン渦である。島の風下側で 2 列に渦が並び、下流に向かい右側は反時計回り、左側は時計回りの渦が形成されるのが特徴である。寒候期に寒気の流入が弱まり、風向が一定した下層風が持続する海上で発生する。渦列は対流活動の弱まった層積雲により形成される。日本付近では、チェジュ島、屋久島、利尻島、千島列島の風下などに多く見られる。付図 1 は千島列島、付図 2 はチェジュ島の例である。両画像とも縮尺は同じである。

(田中 武夫)



付図 1 2000 年 3 月 22 日 00UTC の可視画像



付図 2 2000 年 2 月 21 日 02UTC の可視画像

第8章 火山噴煙、黄砂及び大規模森林火災*

火山噴火に伴う火山灰を航空機のエンジンが吸い込むと、最悪の場合にはエンジン停止等、大きな事故につながる恐れがある。また、火山噴煙は視程障害をもたらすことがあるため、航空機の安全運航に影響が生じる。1989年12月のリダウト火山（カナダ）の噴火では、KLM オランダ航空機が一時エンジン停止により事故寸前にまで至った。また、1991年6月のピナツボ火山（フィリピン）の噴火では、JAL（日本航空）機はエンジン停止までには至らなかったが、到着後全エンジンを交換した（気象庁、1998）。

黄砂や大規模森林火災による煙は、視程障害をもたらす場合がある。1997年5月に発生したインドネシアの森林火災では、その煙のため周辺の空港が閉鎖され、同年10月までに3000便以上が欠航した（気象庁、1998）。

ここでは、これらの現象が衛星画像でどのように見えるか実例を示す。

8.1 火山噴煙

火山噴煙では、噴火に伴う強い上昇気流による断熱膨張のため火山灰を多く含む雲（以後、徳野（1997）にならって「火山灰雲」と呼ぶ）が形成される。火山灰雲を衛星画像で観測すると、噴火直後は円形であったものが時間経過とともに噴火地点から風下側に扇形状に拡散する。また、上層の風速が強いほど扇形の幅は狭く細長くなることが知られている。

火山灰雲は、赤外面像では通常の雲と同様にTBBが低いほど白く表され、火山灰雲の雲頂高度が高いほど白く見える。また、一般的に可視画像では白から暗灰色に見える。赤外差分画像では、石英が含まれる火山灰雲と通常の雲との識別が容易にしかも明瞭にできる場合がある。赤外差分画像では、前者は白く、後者は黒く表現される（第1章参照）。

ただし、小規模な噴火の場合は静止気象衛星の画像で捉えられない事が多く、特に噴火の規模が小さく上空に厚い雲がかかっている場合は全く観測できない。

事例1 2000年8月18日 伊豆諸島 三宅島雄山

図8-1-1は伊豆諸島の三宅島雄山が噴火した直後の8月18日09UTCの可視画像である。また、図8-1-2は8月18日09～14UTCの赤外面像である。09UTCの赤外面像では伊豆半島の南東方向に白く輝く雲域Aと本州中部の山岳地帯にも白く輝く雲域Bが見られる。この2つの雲域は赤外面像だけでは形状も似ており、ともに積乱雲（Cb）と判別される場合がある。しかし、可視画像ではこの2つの雲域の違いは明らかで、Aは黒い領域（P204の脚注を参照）となっているのに対し、Bは非常に白く明瞭な縁を持っている。つまり、Aは火山灰雲で、BはCbであることが分かる。

図8-1-2では、火山灰雲（図中白矢印）が三宅島から東南東方向に扇形状に拡散しながら流れていくのが見られる。この火山灰雲は航空機観測によると40,000ft（12,000m）以上に達している。赤外面像では白く輝いていることから雲頂高度はかなり高いことがわかる。なお、1枚の赤外面像で火山灰雲と他の雲頂高度の高い雲との判別が困難な場合でも、動画により判別が可能となる場合がある。

図8-1-3は同時刻の赤外差分画像である。三宅島から噴出した火山灰雲（図中黒矢印）Aが白い領域で表現されている。赤外面像では火山灰雲の拡散により、領域の判別は困難となるが、赤外差分画像では火山灰雲をより白く表現するので、火山灰雲の追跡が容易である。

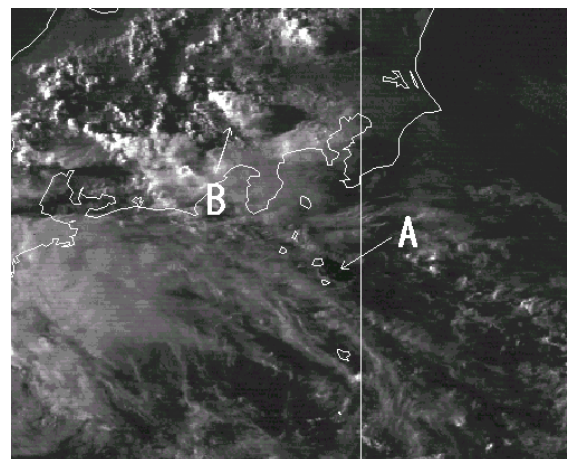


図8-1-1 2000年8月18日09UTC 可視画像

A : 火山灰雲

B : Cb

* 8.1、8.2 山崎 伸一、奥村 栄宏（現観測部管理課） 8.3 三河 哲也、奥村 栄宏

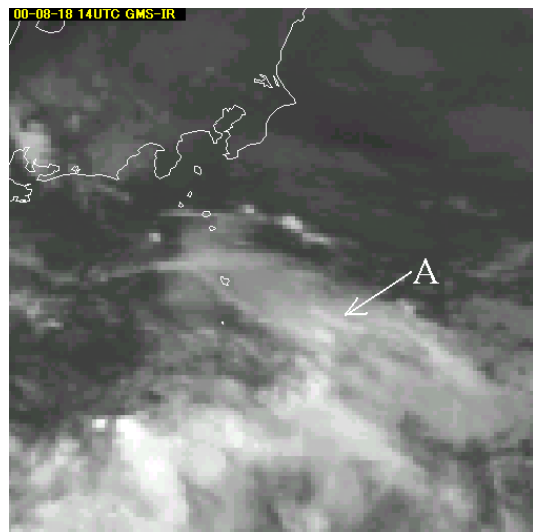
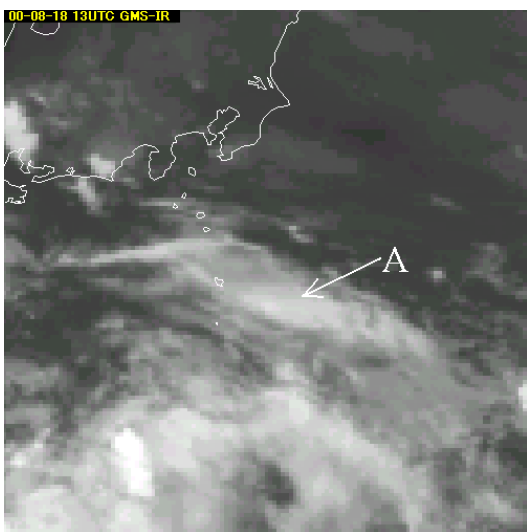
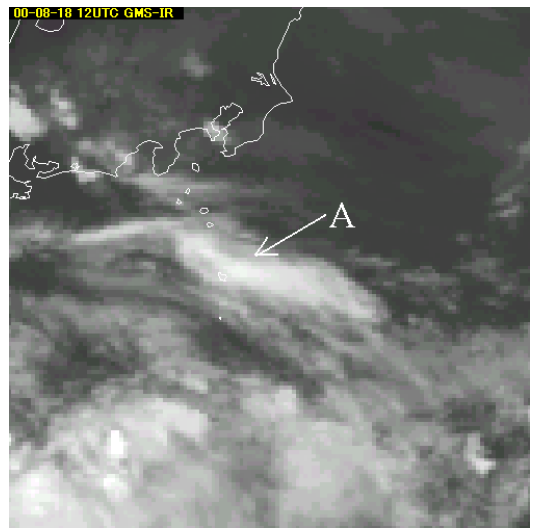
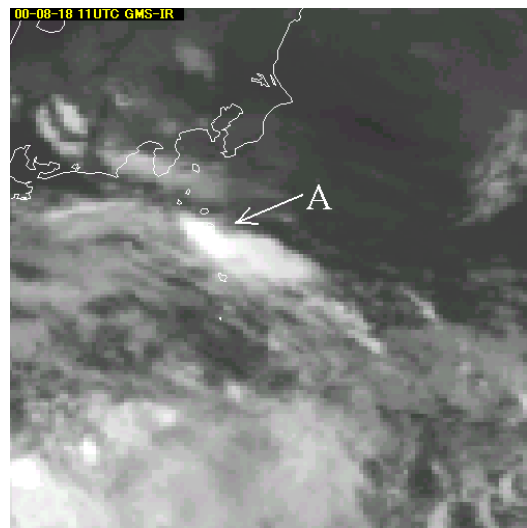
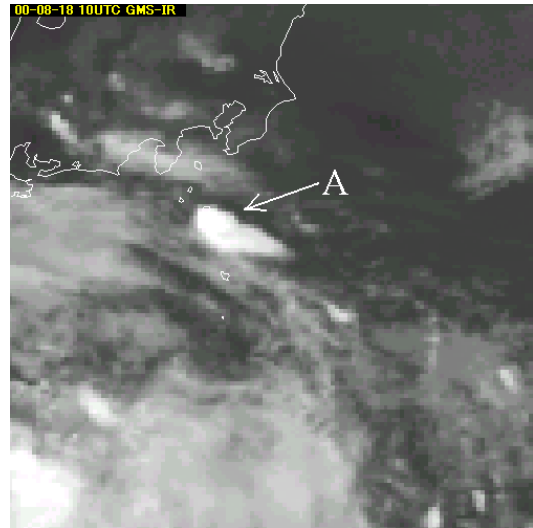
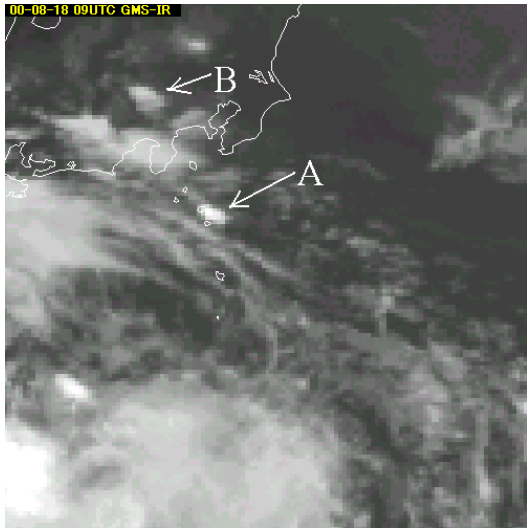


図 8-1-2 左上より 2000 年 8 月 18 日 09~14UTC の毎時の赤外画像
A : 火山灰雲 B : Cb

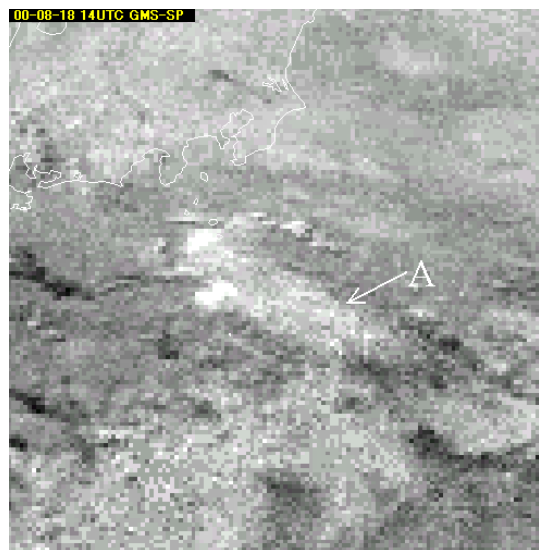
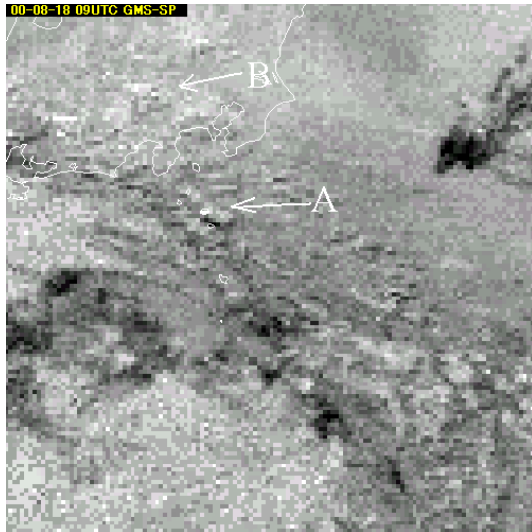


図 8-1-3 左上より 2000 年 8 月 18 日 09~14UTC の毎時の赤外差分画像
A : 火山灰雲 B : Cb

事例 2 1999 年 12 月 9 日～10 日 鹿児島県 桜島南岳

1999 年 12 月 9 日 2055UTC、鹿児島県の桜島南岳が爆発した。桜島では常に噴煙が上がっており、噴火は断続的に起こっている。図 8-1-4 は、桜島が爆発した後の 12 月 9 日 22UTC～10 日 03UTC の 1 時間毎の赤外画像である。鹿児島県の桜島付近から火山灰雲（図中黒矢印）が蛇行した形状で伸びている様子が分かる。事例 1 の三宅島雄山の例に比べ輝度は低い、周囲に雲域がなく判別は容易であった。さらに東に移動するとともに急速に拡散し、10 日 00UTC 以降、不明瞭化した。

図 8-1-5 は図 8-1-4 と同時刻帯の可視画像である。周りには活発な雲域が無いいため、可視画像でも白いベール状の雲域として噴煙が観測できる。

図 8-1-6 は 12 月 9 日 23UTC の赤外差分画像である。鹿児島付近から赤外画像と同じ形状の白い

領域（図中白矢印）が明瞭に見られる。

なお、この事例については、桜田ら（2001）が詳しく調査し、下記の結果を得た。

- ① 爆発によってできた火山灰雲の高度は噴火地点から遠いほど、つまり先端ほど高い。
- ② 火山灰雲の走向パターンがホドグラフ（各層間の風ベクトルの先端を下層から上層につないだベクトル）の形と一致する（図 8-1-7、8 参照）。
- ③ 上記①及び②は、爆発により真上に上がった柱状の噴煙が火山灰雲となって、周囲の風に流されたとする仮定に一致する。
- ④ 2000 年 3 月 25 日 2143UTC の爆発でも、火山灰雲の形状は異なっていたが、同様の結果を得た。

上記のことは、火山灰雲が風の鉛直分布（ホドグラフ）を可視化していたことを示す。

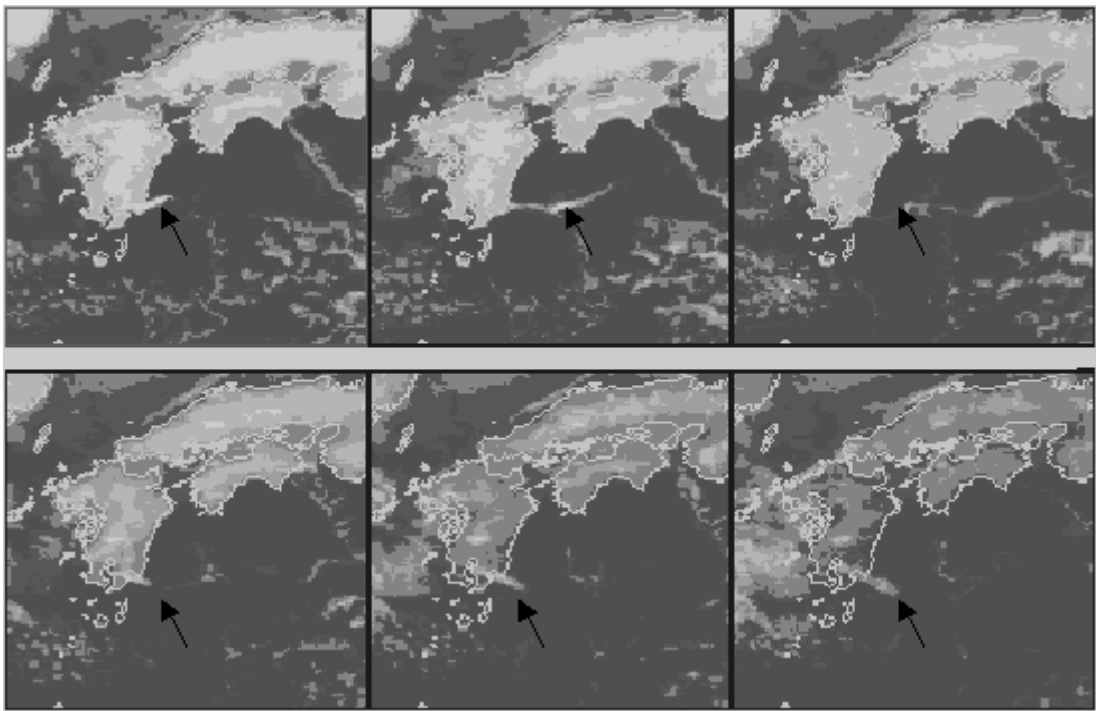


図 8-1-4 左上より 1999 年 12 月 9 日 22UTC～10 日 03UTC の毎時の赤外画像

黒矢印：火山灰雲

201 ページの注：通常可視画像では、火山灰雲は白から暗灰色に表現される。しかし 201 ページの図 8-1-1 の火山灰雲 A は、真っ黒に表現されている。これは夕方のため、反射量が少ない画像（通常の階調では全体が黒く表わされる）を強調したためと思われる。

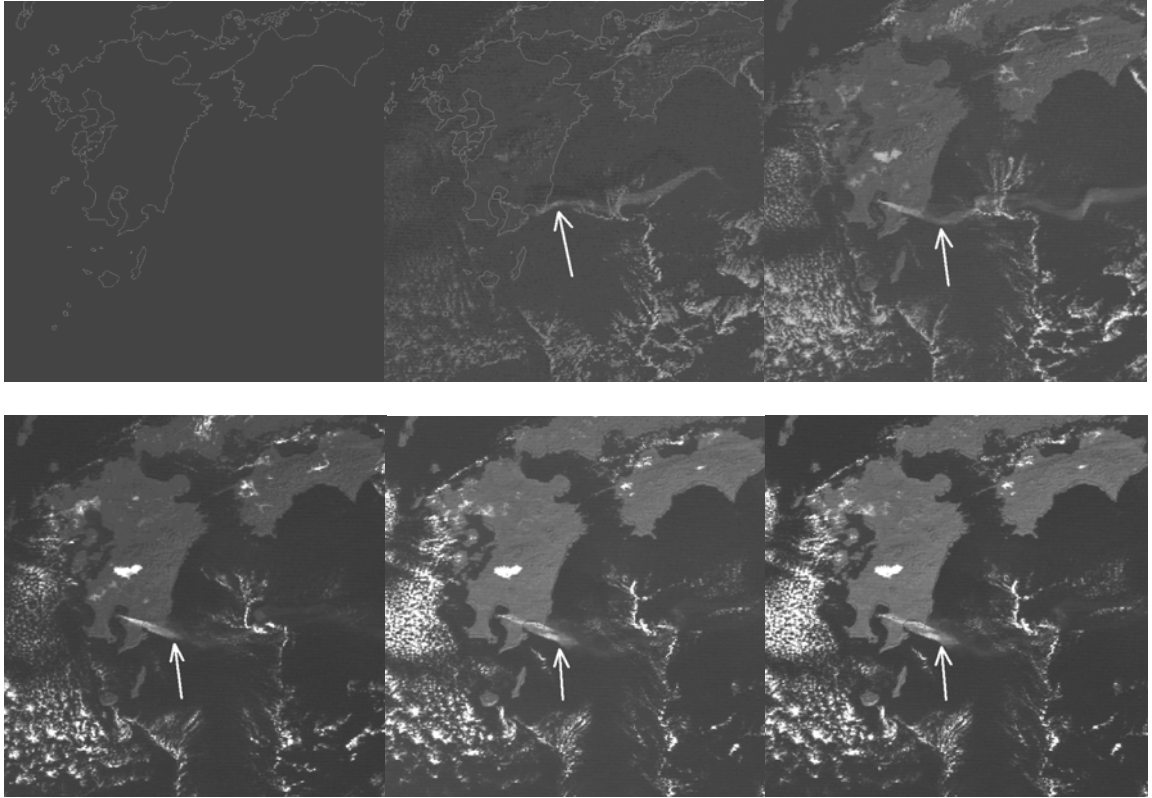


図 8-1-5 左上より 1999 年 12 月 9 日 22UTC~10 日 03UTC の毎時の可視画像
 白矢印：火山灰雲

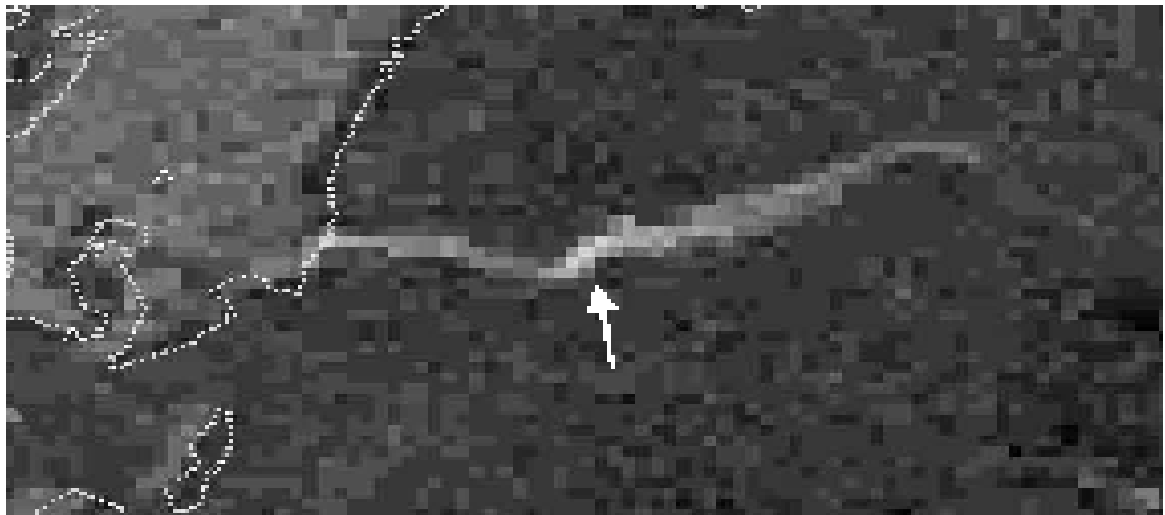


図 8-1-6 1999 年 12 月 9 日 23UTC の赤外差分画像
 白矢印：火山灰雲

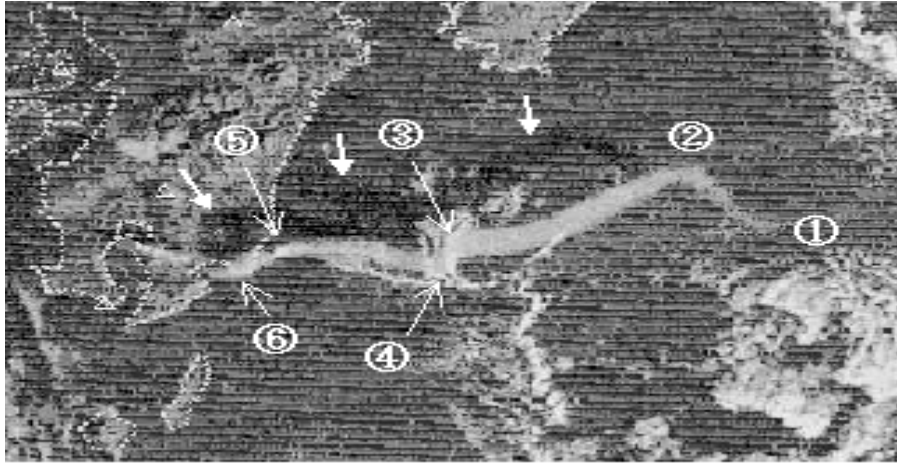


図 8-1-7 12月9日 2225UTC の GMS-5 可視画像 (桜田ら、2001)

①：先端 ②～⑥：屈曲点 太い矢印：火山灰雲の影領域

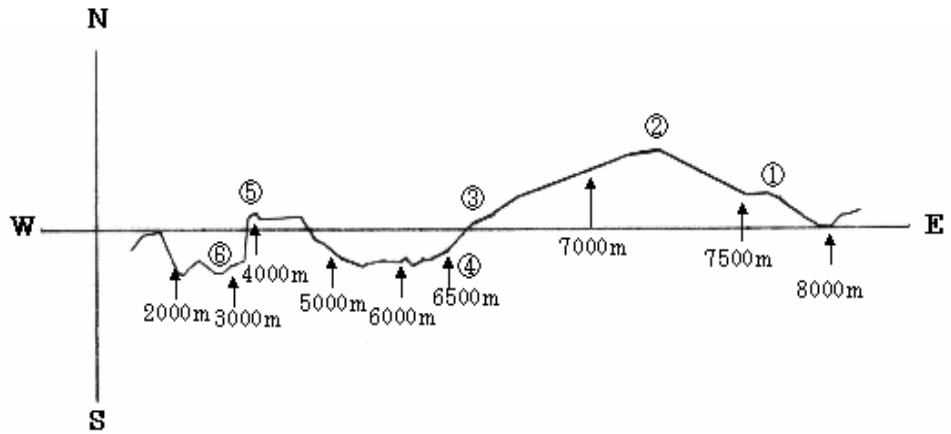


図 8-1-8 鹿児島 00UTC の風ベクトルを 100m 毎に内挿した走向ベクトル図 (桜田ら、2001)

矢印の数値は対応する高度を表わす. 高度は 8400m まで算出した.

①：火山灰雲の先端 ②～⑥：屈曲点に対応する位置

航空路火山灰情報センター（VAAC：Volcanic Ash Advisory Center）

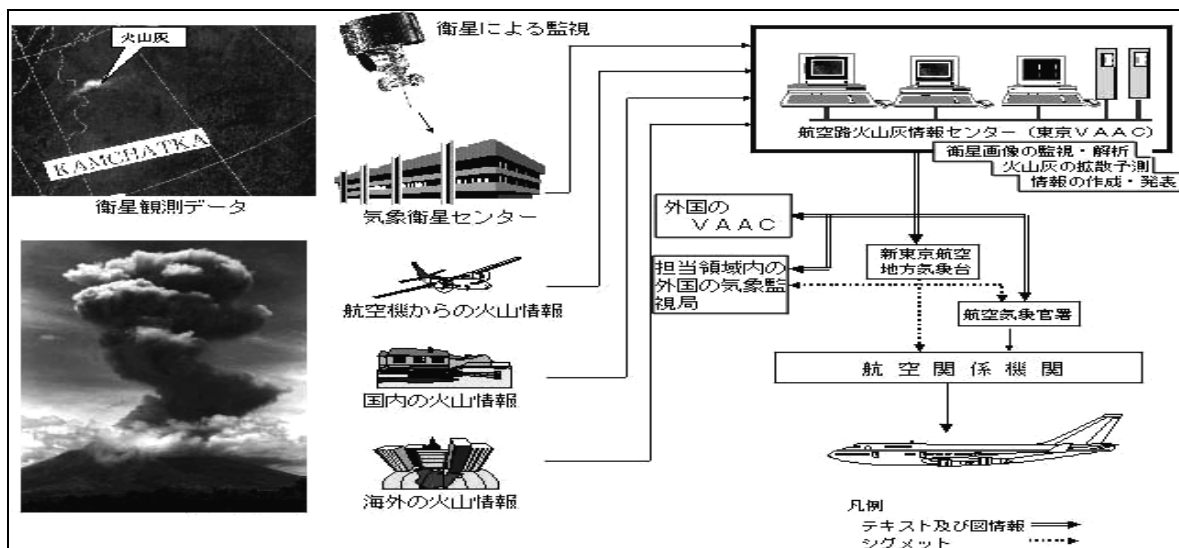
航空路火山灰情報センターは、火山の噴火によって上空に噴き上げられ浮遊する火山灰から、航空機の航行の安全を確保するため、担当領域内にある火山の噴火を監視し、噴火や火山灰を検知した場合は各航空関係機関に対し、火山灰の実況図や予測図を含んだ航空路火山灰情報（VAA：Volcanic Ash Advisory）を発表している。

1 実況の監視

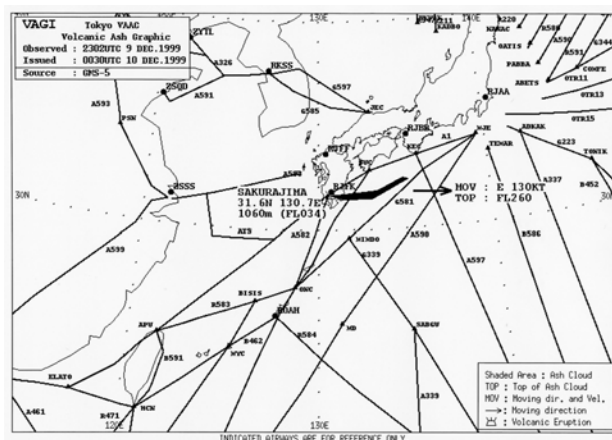
- 火山の観測情報やパイロットレポートなどで噴火状況の把握を行う。
- 気象衛星画像により火山灰の常時監視を行う。

2 航空路火山灰情報の発表

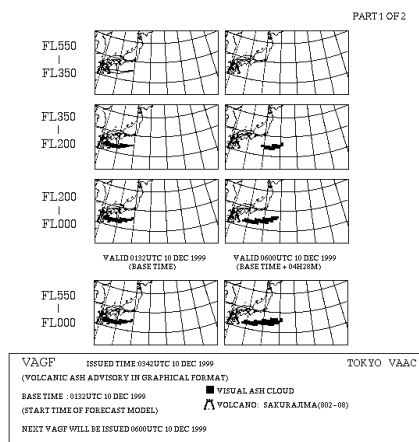
- 火山灰の高さが海拔 5,000 メートルを超えた場合に発表する。
 - 衛星画像で火山灰の領域を解析できた場合には火山灰実況図、拡散予測図も合わせて発表する。
 - 情報の更新は、監視している火山灰に著しい変化がない限り、おおむね 00、06、12、18UTC の 6 時間ごとに発表する。
- （航空路火山灰情報センター 齋藤 祥司）



火山灰情報の流れ



火山灰実況図の例



火山灰拡散予測図の例

事例 3 1991 年 6 月 12 日 フィリピン ピナツボ火山

1991 年 6 月 12 日、フィリピンのルソン島ピナツボ火山が噴火した。その後も噴火は続き、15日にはかなり大規模な噴火となった。当時の気象衛星 GMS-4 では赤外差分画像(赤外差分画像及び水蒸気画像は GMS-5 より取得) はなかったが、かなり大規模な噴火であったことや、日中に噴火したため、可視画像や赤外画像でも噴火の様子が容易に観測できた。

図 8-1-9、10 は噴火直後の 1991 年 6 月 12 日 03UTC の赤外及び可視画像である。赤外画像ではルソン島付近に白く輝く Cb のような雲域(図中白矢印)が見られる。一方、可視画像では南西方向にある Cb を含む対流雲域に比べ、灰色で境界がぼやけている事から、火山灰雲(図中白矢印)である事が分かる。図 8-1-11、12 はそれぞれ 3 時間後の赤外及び可視画像である。火山灰雲は上空の北東風により、南西方向に流されながら拡散した(図中白矢印)。

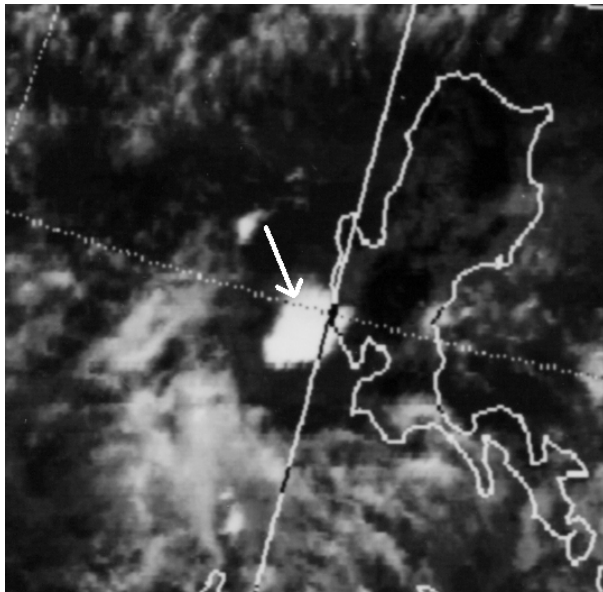


図 8-1-9 1991 年 6 月 12 日 03UTC 赤外画像

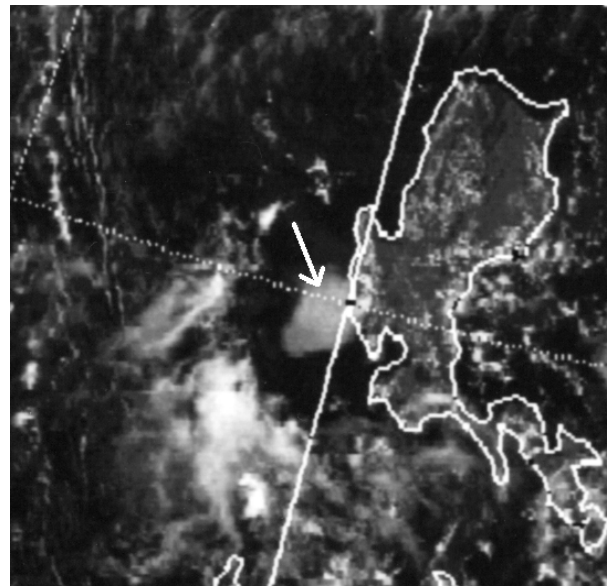


図 8-1-10 1991 年 6 月 12 日 03UTC 可視画像

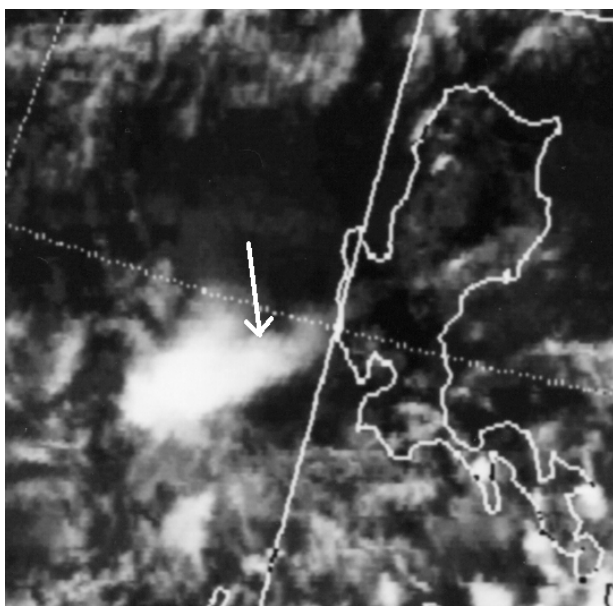


図 8-1-11 1991 年 6 月 12 日 06UTC 赤外画像

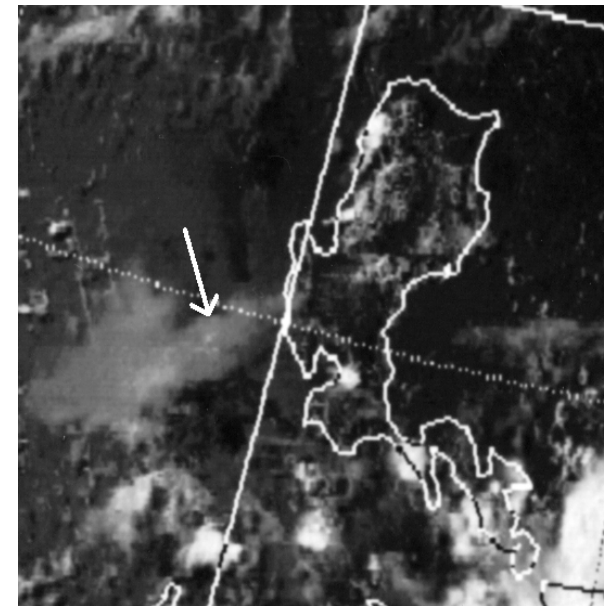


図 8-1-12 1991 年 6 月 12 日 06UTC 可視画像

図 8-1-13、14 は 6 月 15 日 01UTC の赤外及び可視画像である。赤外画像ではピナツボ火山の東側には台風の中心を示唆する下層渦（図中右側の黒矢印）があり、周辺には Cb や上層雲などの輝度の高い雲が多い。このため、火山灰雲との判別は難しいが、可視画像では、それらの白い雲の中に黒灰色の円形の火山灰雲（図中中央の白矢印）が明瞭に見られる。

図 8-1-15、16 は 15 日 08UTC の赤外及び可視画像

像である。可視画像では、黒灰色の火山灰雲が更に大きな円盤状に広がっている。赤外画像では、火山灰雲の部分は周囲より暗く、火山灰雲の TBB が雲の TBB より高温であることを示している。Tokuno (1991) は、「この火山灰雲の TBB は、圏界面温度より 10℃以上も高い。このことは、火山灰雲が成層圏に突入したことを意味している。また、風に逆らって風上側にも拡大し直径 400km にまで拡大した」としている。

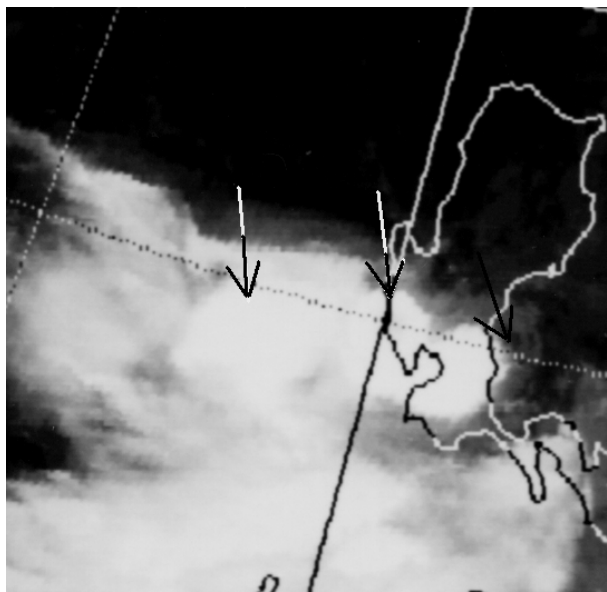


図 8-1-13 1991 年 6 月 15 日 01UTC 赤外画像

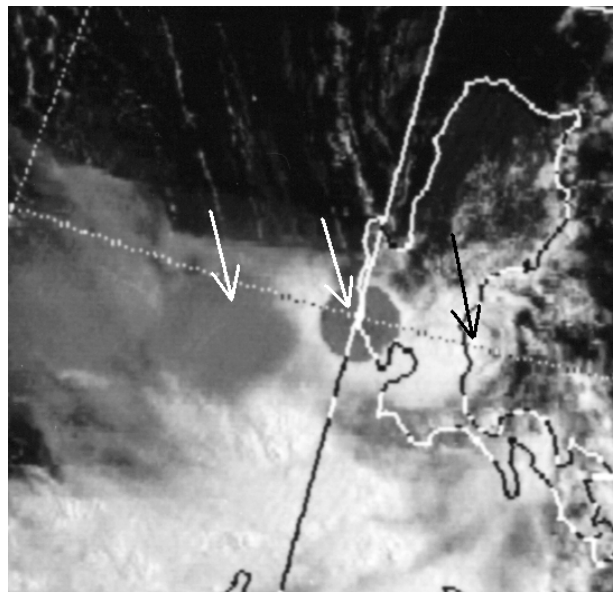


図 8-1-14 1991 年 6 月 15 日 01UTC 可視画像

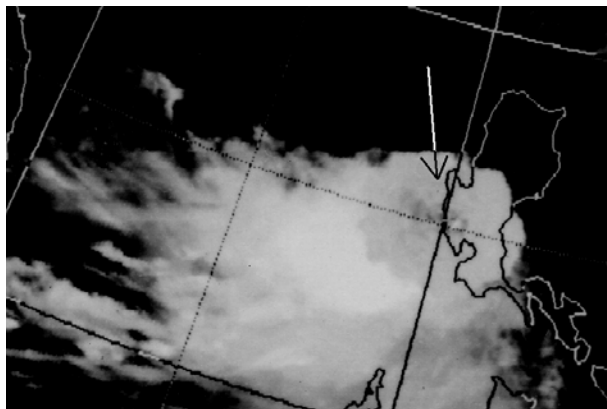


図 8-1-15 1991 年 6 月 15 日 08UTC 赤外画像

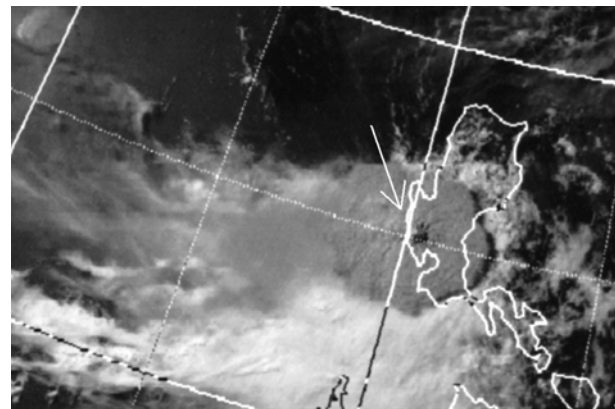


図 8-1-16 1991 年 6 月 15 日 08UTC 可視画像

8.2 黄砂

黄砂は中国大陸の黄土地帯やゴビ砂漠などで発生し、大気の流れにより広範囲に移動・拡散する。発生当初の黄砂は、可視画像では明灰色の比較的明瞭な境界をもち、赤外差分画像では白い領域として観測できる。しかし、赤外画像で観測することは困難である。また、一般的に黄砂は、日本付近に達するころには拡散により薄くなり、可視画像でも判別が難しくなるが、黄砂が海上にある場合には、可視画像でも階調を調整すれば、海面とのコントラストがはっきりし、黄砂の領域が確認できる場合がある。一方、赤外差分画像では白い領域として観測でき、日本付近で黄砂が拡散しても可視画像より明瞭に判別できる。

なお、中国大陸では黄砂による視程障害により空港閉鎖など航空機の運航に影響を与えるが、通常日本付近では若干の視程の低下を生じさせる程度である。

事例 2000年4月6日～8日

図 8-2-1 は 2000 年 4 月 6 日 03UTC の可視画像である。ただし、黄砂を見やすくするため階調を強調しており、雲域は白くつぶれている。図中点線で示した明灰色の薄いベール状の領域が黄砂である。図 8-2-2 は同時刻の赤外差分画像で、黄砂は白い領域として観測されており、可視画像に比べて明瞭である。

図 8-2-3、4 は、図 8-2-1、2 から 24 時間後の 4 月 7 日 03UTC の可視画像と赤外差分画像である。可視画像では黄砂（図中白矢印）は、中国大陸から朝鮮半島を経て沿海州沖にかけて見られる。日本海や黄海などの海上の黄砂は階調を調整すれば識別できるが、陸上に比べると不明瞭である。赤外差分画像では中国大陸や朝鮮半島の陸上の黄砂は明瞭に見られるが、海上はさほど明瞭ではない。

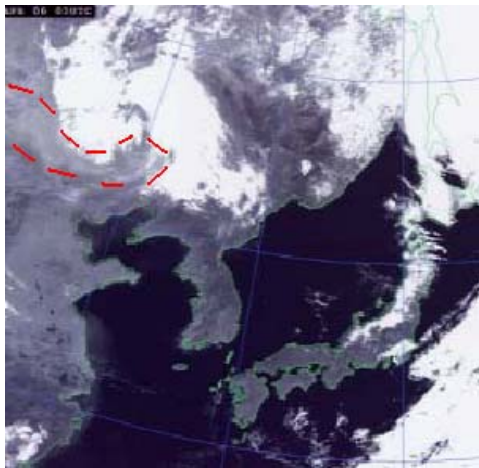


図 8-2-1 2000年4月6日03UTC 可視画像

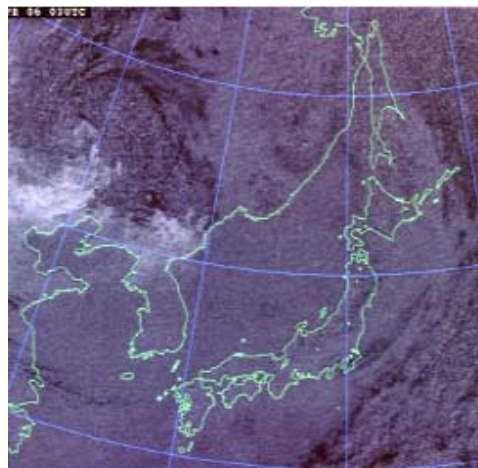


図 8-2-2 2000年4月6日03UTC 赤外差分画像

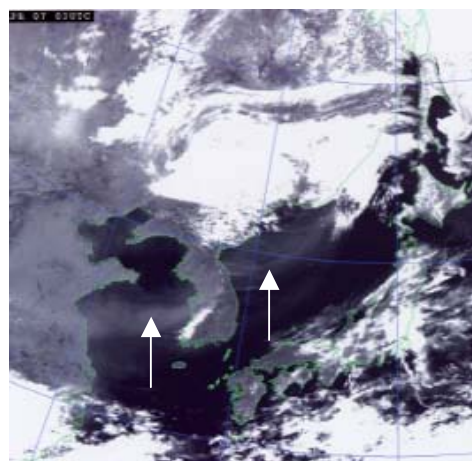


図 8-2-3 2000年4月7日03UTC 可視画像

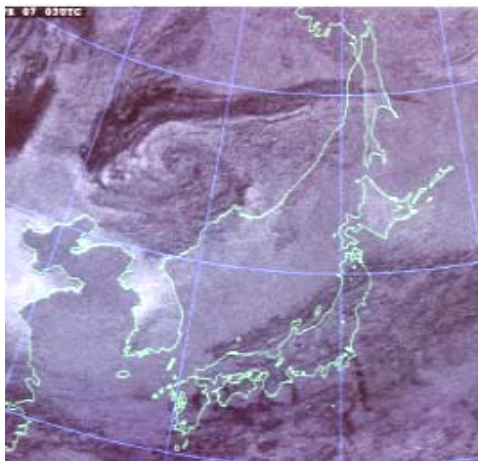


図 8-2-4 2000年4月7日03UTC 赤外差分画像

図8-2-5、6は、さらに24時間後の4月8日03UTCの可視、赤外差分画像である。

黄砂（図の点線部分）はさらに拡散しながら日本付近に達しており、可視画像による判別は難しくなっている。一方、赤外差分画像では明灰色から白い領域が日本海から本州にかかっているのが、不明瞭ながら識別できる。

この日、東京・大阪など広い範囲で黄砂が観測された。このため、空港では視程が低下し複数の空港では卓越視程が7,000mとなった。

図8-2-7は、図8-2-3に数値予報値（RSM）の925hPaの相当温位と風向風速を重ね合わせたものである。黄砂のバンドは黄海から朝鮮半島で相当温位300K前後の等値線が混んだところ（集中帯）にはほぼ一致している。また、朝鮮半島では黄砂のバンドの屈曲と同様に、相当温位の等値線も

屈曲している。図は省略したがRSMの850hPaでは同等値線の屈曲がやや不明瞭で、700hPaでは見られないことから、黄砂の高度は850hPa（約1,500m）以下と推定できる。黄砂のバンドの屈曲付近には南北に連なる1,500m級の山脈があり、屈曲はこの山脈の影響と考えられる（菊池、2000）。

一般に、相当温位の集中帯は気団の境界（前線）を示しており、この事例では黄砂のバンドが南下する乾燥した寒気団の先端にあることから、寒冷前線を可視化していたと推測できる。

黄砂は大陸方面からより上層の強い偏西風に流され、足早に日本の上空に到達することが多いが、この事例では、地表面を這うようにして広がる寒冷前線後面の下層の寒気とともに、ゆっくり日本付近に到達したと思われる。

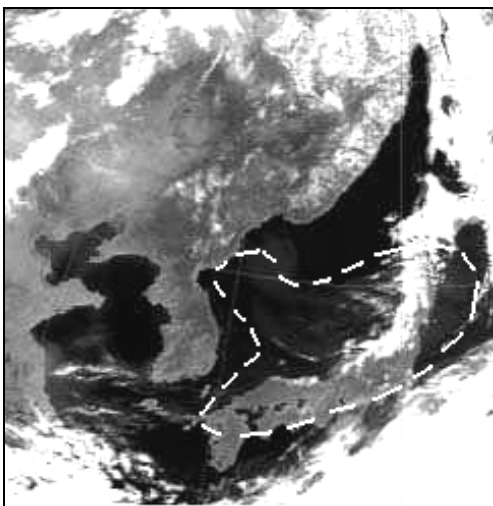


図8-2-5 2000年4月8日03UTC可視画像

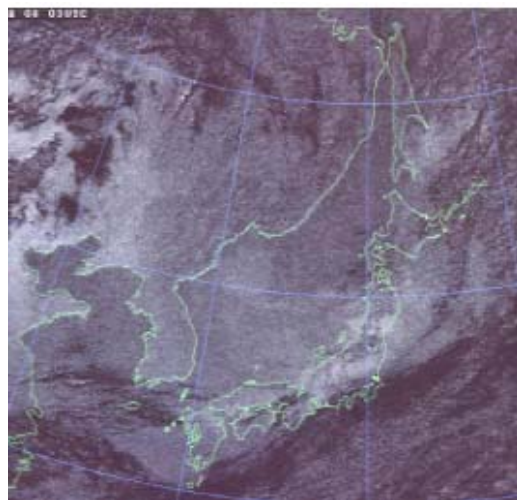


図8-2-6 2000年4月8日03UTC赤外差分画像

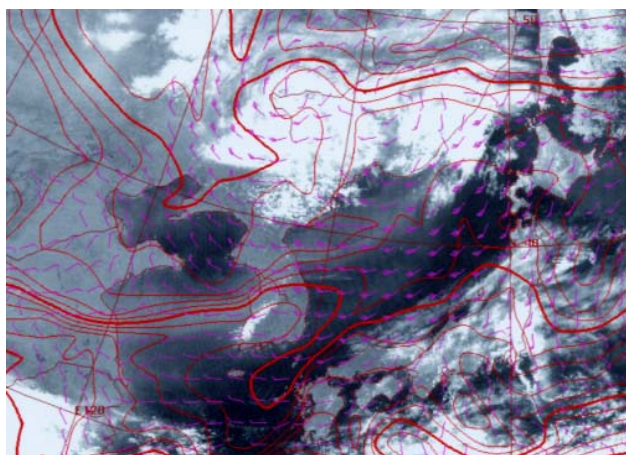


図8-2-7 2000年4月7日03UTCの可視画像とRSM925hPaの相当温位と風 実線：相当温位 矢羽：10kt

8.3 大規模森林火災

小規模な森林火災は、衛星画像で観測することは難しいが、その範囲が数百 km に及び数週間から数ヶ月にわたって燃え続けるような大規模な場合、可視画像で火災による煙の様子を見ることができる。ただし、画像で見られる煙は薄いことから、上空に雲があるときには観測が難しい。

森林火災は晴天が続く場合に多く見られ、沈降性の逆転層により煙が下層で濃密になる場合などでは、航空機の運航に影響を及ぼすことがあるので注意が必要である。

事例 1 1997 年インドネシア付近の森林火災

東南アジアではエルニーニョ現象の発生に伴い、対流活動が平年より弱かったことに対応して 1997 年夏から少雨が続き、インドネシア付近では

干ばつだけでなく、大規模な森林火災の被害も報じられた。

この火災は 1997 年 5 月頃に発生し、10 月頃まで続いた。9 月にはガルーダインドネシア航空機が到着予定のスマトラ島北部のメダン空港付近で墜落事故を起こした。当時、空港上空は火災による煙のため視界がゼロに近い状況であった（気象庁、1998）。

図 8-3-1 は 1997 年 9 月 10 日 06UTC から 15 日 06UTC までの 24 時間毎の可視画像である。カリマンタン（ボルネオ）島付近から火災による煙（図中白矢印）が、西方のマレー半島やスマトラ島方面に拡散しながら流れていく様子が分かる。煙は灰色半透明でベール状のもやのように見えている。

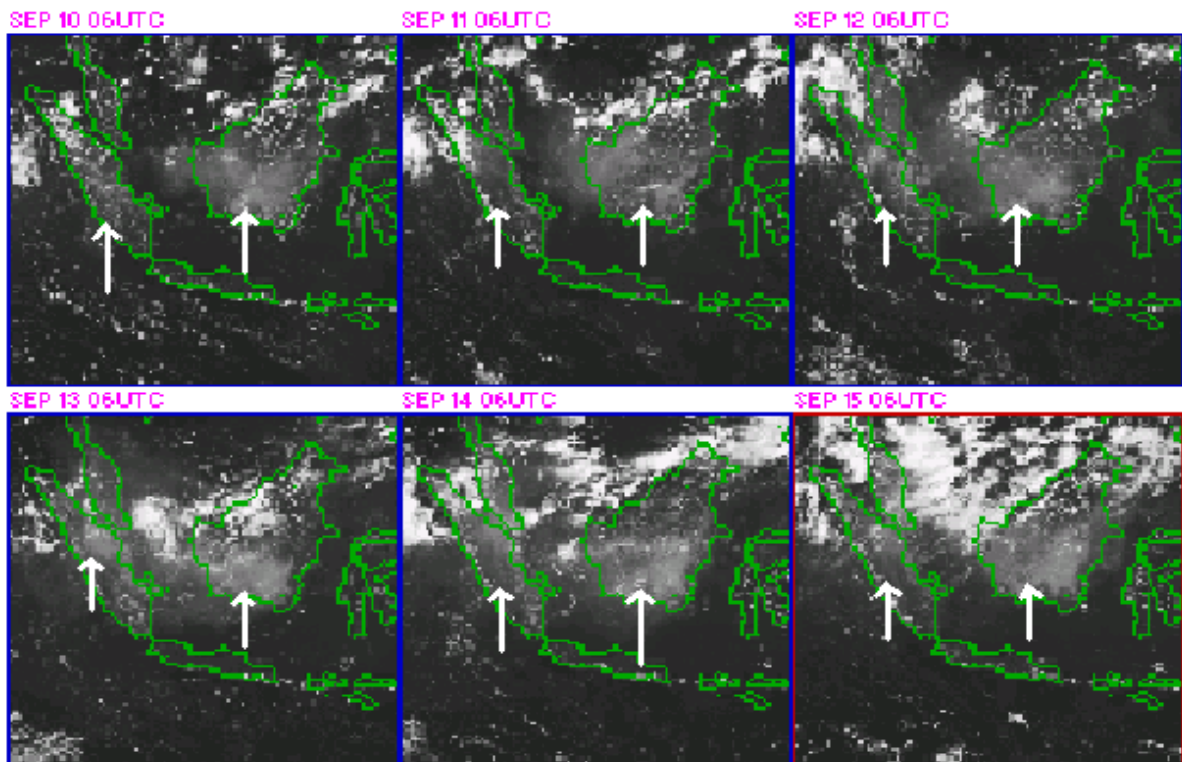


図 8-3-1 1997 年 9 月 10 日 06UTC～15 日 06UTC の 24 時間毎の可視画像

事例2 2001年ハバロフスク・沿海州付近の森林火災

2001年9月末から10月にかけてハバロフスク・沿海州付近で森林火災と思われる煙や焼け跡が見られた(三河(2001))。

図8-3-2は2001年9月30日07UTCの可視画像である。×印(ハバロフスク)の周辺に見られる灰色がかったベール状の白い領域が火災による煙である。煙は北西の下層風により南東に向かって流され、半透明の煙の一部は宗谷海峡付近まで達している。また、沿海州の2カ所からも煙が発生している。図8-3-3は火災の広がる前の9月12日02UTCの可視画像で、図8-3-2の矩形領域(緯度3度×経度3度)を拡大表示したものである。アムール川の周辺で黒く見えるものは湖沼あるいはすでに焼けた跡と思われる。約1ヶ月後の図8-3-4では黒い領域はかなり広がって、相当な面積の森

林を焼失したことが分かる。

森林火災で見られる煙を赤外面像で確認することはほとんど困難であるが、火災地点の確認には利用できる。火災地点は周辺の地表面温度と比べて非常に高温となっているため、高温を黒く表示する赤外面像では、火災地点だけが真っ黒な小さな点(ホットスポットと呼ばれる)として見られる。図8-3-5は図8-3-2に近い年9月30日04UTC頃に極軌道衛星NOAAが観測した赤外面像である(ホットスポットを強調するため、かなり明るい階調に調整してある)。矢印で示した黒い点(1~2ピクセル=1~2km)がホットスポットで、図8-3-2の煙の発生地点や図8-3-4の焼け跡の位置とほぼ対応している。なお、1998年にサハリン付近で発生した森林火災について、湊田ら(1998)はGMS-5の赤外面像でホットスポットを観測している。

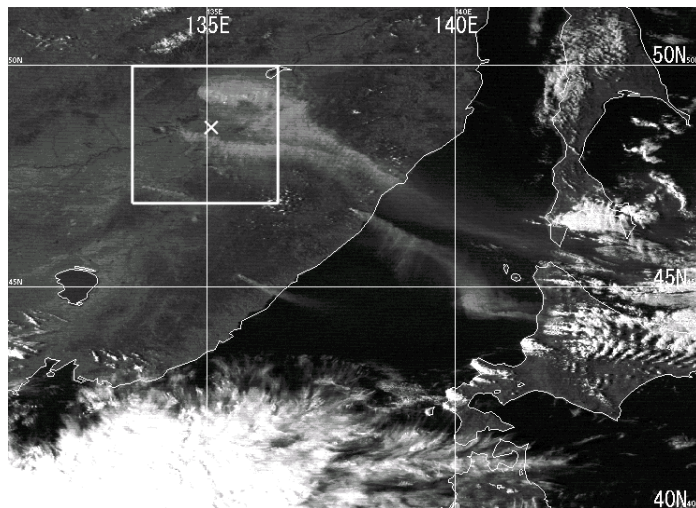


図8-3-2 2001年9月30日07UTCの可視画像

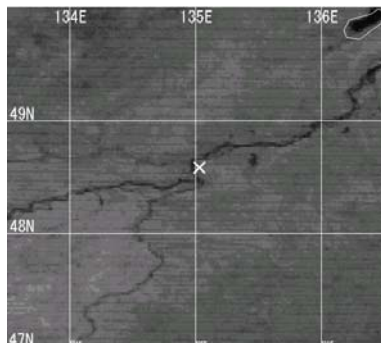


図8-3-3 2001年9月12日02UTC
可視画像

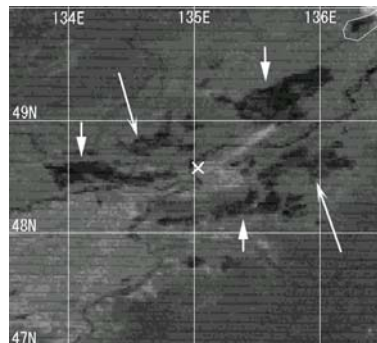


図8-3-4 2001年10月9日02UTC
可視画像

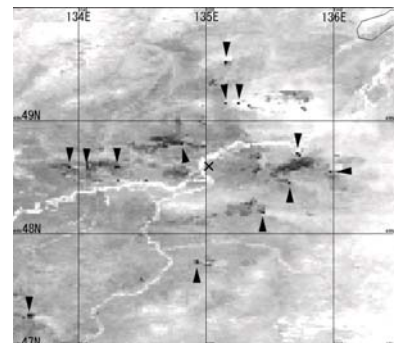


図8-3-5 2001年9月30日04UTC
赤外面像(NOAA)

参考文献

- 浅井富男 (1983) : 大気対流の科学、東京堂出版、220pp.
- 浅井富男 (1988) : 日本海豪雪の中規模的様相、天気、35、156-161.
- 浅井富男 (1996) : ローカル気象学、東京大学出版会、233pp.
- 東政秀、川田敏広 (1999) : 1999年5月27日の強風について、平成11年度大阪管区府県研究会誌、72-73.
- 荒川正一 (1975) : おろし風を中心とした山越え気流論、気象研究ノート、第125号、51-84.
- 池田博文、奥村栄宏 (1999) : 水蒸気画像による晴天乱気流出現域の把握、航空気象ノート、第57号、11-25.
- 伊藤秀喜、用貝敏郎、今泉孝雄 (1989a) : 衛星画像から見た低層乱気流等の発生時の雲の特徴、気象衛星センター技術報告、第19号、1-25.
- 伊藤秀喜、用貝敏郎、今泉孝雄 (1989b) : 低層乱気流等の発生時の雲パターン、昭和63年度航空気象予報技術検討会席上配布資料.
- 伊藤秀喜、麻生正、桜田正美 (1992) : テーパリングクラウドの発生状況と発生時の雲パターン、気象衛星センター技術報告、第24号、1-8.
- 伊藤秀喜 (1997) : 強風核前面におけるCATの事例、平成9年度東京管区気象研究会誌、164-165.
- 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、19-28.
- 上田文夫 (1991) : 下層雲列とシアライン、気象衛星センター技術報告、第22号、31-38.
- 大雨検討グループ (2001) : 平成12年9月11日~12日の愛知県における大雨、平成12年度東京管区調査研究会誌、32、348-351.
- 大久保篤 (1994) : 冬季に北陸を東北東進する渦状擾乱の強風分布、平成5年度東京管区地方気象研究会誌、173-174.
- 大久保篤 (1995) : 冬季の北陸地方に見られる2種類の渦状擾乱、天気、42、705-714.
- 大久保篤 (1997) : 冬季季節風卓越時の北陸沖に形成された渦状擾乱の構造の解析—1995年2月5日 啓風丸特別観測の事例解析—、天気、44、241-250.
- 大城貞昭 (1998) : 下層渦の影響によりRSMの風予想が不十分であった解析事例、航空気象ノート第53・54号、63-67.
- 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—シーラストランスバースラインの成因に関連して—、天気、29、1235-1241.
- 大野久雄 (2001) : 雷雨とメソ気象、東京堂出版、309pp.
- 大林正典 (1998) : 乱気流に関する最近の技術動向、平成10年度航空気象予報技術検討会及び航空気象予報研修資料、139-142.
- 大林正典 (2001) : カンパニーパイレップについて、航空気象ノート、第61号、1-3.
- 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.
- 小倉義光 (1997) : メソ気象の基礎理論、東京大学出版会、215pp.
- 小倉義光 (1999) : メソ対流系の力学、気象研究ノート、196、1-18.
- 小倉義光 (2000) : 総観気象学入門、東京大学出版会、289pp
- 小花隆司 (1981) : 地形性絹雲、天気、28、624-634.
- 加藤輝之 (2000) : 1993年8月1日に南九州で発生したライン状豪雨の数値シミュレーション、天気、47、235-244.

- 加藤敏彦、山本雅之（1989）：日本付近における乱気流の調査 第3報、平成元年度東京管区地方気象研究会誌、283 - 284.
- 菊池明弘（2000）：2000年4月の“ひまわり画像”、気象、518、20-21.
- 北畠尚子、金崎厚、海老原智、重岡博明、緒方洋一、出口一、上清直孝、牟田佳史、鈴木和史（1995）：Browning: 温帯低気圧、測候時報、62、1-31.
- 木村隆昭（1984）：衛星画像上で積乱雲に似た外観を呈する雲、気象衛星センター技術報告、第9号、11-26.
- 気象衛星課（1976）：予報と解析への気象衛星資料の利用、275 pp. (Anderson, *et al.* (1974)の和訳)
- 気象衛星センター（1983）：雲画像の解析とその利用、271pp.
- 気象衛星センター（1991）：テーパリングクラウド、平成2年度全国予報技術検討会資料、1-31.
- 気象衛星センター（1992）：TBBによるCbクラスターの強雨推定、平成3年度全国予報技術検討会資料、47-50.
- 気象衛星センター（1993a）：コンマ形雲、気象衛星資料集、4-5.
- 気象衛星センター（1993b）：水蒸気画像、天気解析と予報のための解釈と応用、262pp. (Weldon, *et al.* (1991)の和訳)
- 気象衛星センター（1993c）：冬季の季節風下における日本周辺のメソ気象現象、平成4年度全国予報技術検討会資料、7-17.
- 気象衛星センター（1996）：雲解析事例集、水蒸気画像の解析、112pp.
- 気象衛星センター（1997）：宇宙からの気象観測、22pp.
- 気象衛星センター（1999）：雲解析事例集1997年の顕著事例（CD）.
- 気象衛星センター（1999）：雲解析事例集1998年の顕著事例（CD）.
- 気象衛星センター（2000）：気象衛星画像の解析と利用、161pp.
- 気象庁（1998）：航空気象予報作業指針.
- 気象庁（2000）：平成10年新潟、栃木・福島、高地の豪雨調査報告、気象庁技術報告、第121号、170pp.
- 隈部良司、岸本賢司、桜井利幸（1996）：衛星画像を用いた温帯低気圧の中心気圧の見積もり、気象衛星センター技術報告、第31号、1-15.
- 隈部良司、神代秀一（1997）：コンマ雲の中心気圧の衛星画像を用いた推定方法、気象衛星センター技術報告、第33号、1-15.
- 黒田雄紀（1992）：日本海の収束雲と海難、海と空、67、261-279.
- 小平信彦編（1980）：リモートセンシングシリーズ 気象、朝倉書店、141pp.
- 斎藤重隆（2000）：平成12年7月12日の会津高田町の突風、平成12年度仙台管区調査研究会資料、219-220.
- 桜田正美（1990）：TBBデータとレーダーデータから見たCbクラスターのライフサイクル、気象衛星センター技術報告、第21号、57-71.
- 桜田正美、中村政道、淵田信敏（2001）：衛星画像による桜島の噴煙解析、航空気象ノート、第59・60号、11-20.
- 柴田宣（1968）：大気下層の乱気流調査、天気15、23-31.
- 庄司桂一郎（2000）：トランスバースライン発現時の鉛直プロファイル、平成12年度東京管区地方研究会誌、140-141.
- 鈴木和史（2000）：衛星気象入門（1）、気象、522、12-17.

- 関谷亨 (1988) : 航空機の離着陸に大きな影響を与える風、昭和 62 年度航空気象予報技術検討会資料、54-60.
- 関谷亨、渡辺文弥 (1989) : 低層乱気流・ウインドシアアについて、昭和 63 年度航空気象予報技術検討会資料、258-260.
- 相馬清二 (1992) : 富士山の乱気流、富士山 (諏訪 彰編)、同文書院、187-196.
- 高嶺武 (1995) : 1995 年 8 月の「ひまわり画像」、気象、462、20-21.
- 永田雅 (1987) : 冬期日本海上の収束雲帯の構造について、J. Met. Soc. Japan、65、871-883.
- 東京航空地方気象台 (1998) : 「乱気流チェックシート」による CAT 調査、航空気象ノート、第 53・54 号、29-33.
- 徳野正巳 (1991) : ピナツボ山噴火の火山雲、気象、412、12-15.
- 徳野正巳 (1997) : 衛星を利用した火山灰の検出について、気象、479、10-14.
- 富山地方気象台富山空港出張所 (1998) : 強風の短時間予測手法の開発にむけて (第 2 年度)、平成 9 年度航空予報技術検討会資料、95-98.
- 内藤成規 (1993) : 1993 年 7 月の「ひまわり画像」、気象、437、20.
- 永田雅 (1992) : 新しい気象学、第 26 回夏季大学、日本気象学会、43-56.
- 中山章 (1989) : 航空気象—主として Briefing のために—、気象研究ノート、第 165 号、97pp.
- 新潟地方気象台 (1992~1995) : 平成 3~6 年度全国予報技術検討会資料.
- 新野宏 (1998) : 重力流、気象科学辞典、日本気象学会、248-250.
- 西村修司、大坪康平 (1997) : 特徴的な雲域を用いた地上低気圧中心の推定、気象衛星センター技術報告、第 33 号、17-27.
- 二宮洗三 (1979) : 梅雨前線帯の下層ジェットとレインバンド、気象研究ノート、第 138 号、118-141.
- 楡井壮一 (1991) : 冬型の対流雲列下で発生した低層 WIND SHEAR、東管技術ニュース、No. 102、18-22.
- 長谷川直之、大窪浩、木平泰浩、加藤寿史、国次雅司、西川正泰、瀬上哲秀 (1993) : 数値予報による晴天乱気流予測、研究時報、45、81-92.
- 平井実男 (1998) : 関東上空で多発した SEV TURB (1998.1.24)、東京航空地方気象台予報課課内資料.
- 藤田一、飯田豊弘、新田照高、吉崎正憲、加藤輝之 (2001) : 冬季に発生する雷、平成 12 年度東京管区研究会誌、266-267.
- 藤田広行、梶田準、神内弘、矢尾信嗣 (2001) : 2000 年 9 月 11 日の台風第 0014 号と秋雨前線による大雨、平成 12 年度大阪管区府県気象研究会誌、1052-1053.
- 淵田信敏、山本雅之、板谷浩樹 (1997) : 視程悪化の短時間予測手法の開発にむけて、平成 8 年度航空気象予報技術検討会及び航空気象予報研修資料、80-83.
- 淵田信敏、小野里幸司 (1998) : 極東地域の森林火災、気象衛星センター技術報告、第 36 号、61-67.
- 古川武彦 (1975) : 山越え気流の力学 (II)、気象研究ノート、第 125 号、133-180.
- 古屋勝美 (1989) : 低層乱気流・ウインドシアア予測の可能性の検討、昭和 63 年度航空気象予報技術検討会資料、201-206.
- 三河哲也 (2001) : 2001 年 10 月の「ひまわり画像」、気象、536、20-21.
- 道本光一郎 (1998) : 冬季雷の科学、コロナ社、120pp.

- メソ気象調査グループ (1988) : 冬期日本海における帯状雲のメソ構造—啓風丸の特別観測の解析—、天気、35、237-248.
- 森修一、菊池勝弘、上田博 (1999) : 山越え気流に伴う低高度ウインドシアについて、航空気象ノート、第 56 号、1-36.
- 八木正允、村松照男、内山徳栄、黒川信彦 (1986) : 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の「帯状収束雲」と「Cu-Cb ライン」、天気、33、453-466.
- 山崎伸一、神田一史、山際龍太郎 (1999) : 近赤外面像を用いた夜間の霧及び下層雲の検出、気象衛星センター技術報告、第 37 号、63-77.
- 山本雅之、内藤成規 (1995) : CAT と衛星画像—水蒸気画像を使った CAT 予測に向けて—、平成 6 年度航空気象予報技術検討会及び航空気象予報研修資料、137-144.
- 山本雅之 (2000) : 梅雨期の沖縄の大雨、「雲解析事例集 1999 年の顕著事例 (CD)」、気象衛星センター.
- 吉野勝美 (1987) : 山岳波に伴う乱気流について (その 1)、安全飛行、No.127、55-64.
- Anderson, R. K. et al. (1974): Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting, ESSA Tech. Rep. NES-51. (和訳: 気象衛星課 (1976))
- Atkinson, B. W. (1981): Meso-scale Atmospheric Circulations, Academic Press, 495pp.
- Badar, 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.
- Bender, M. A., and H. Panofsky (1976): Temperature Gradients and Clear-Air Turbulence Probabilities, Final Report NESS/NOAA Grant No. 04-3-158-60, Penn. State University.
- Brown, J. M. (1986): A decision tree for forecasting downslope windstorms in Colorado, Eleventh Conf. on Weather Forecasting and Analysis, June 17-30, 1986, Amer. Met. Soc., 83-88.
- Browning, K. A. (1990): Extratropical Cyclones, The Eric Palmen Memorial Volume, C. W. Newton and Holopaine Eds., Amer. Met. Soc., 129-153.
- Browning, K. A., G. D. Watkins, J. R. Starr, and A. McPherson (1970): Simultaneous measurements of clear air turbulence at the tropopause by high-power radar and instrumented aircraft, Nature, 228, 1065-1067.
- Corby, G. A. (1957): A Preliminary Study of Atmospheric Wave using Radiosonde data, Q. J. Roy. Met. Soc., 83, 49-60.
- Durrant, D. R. (1986): Mesoscale Meteorology and Forecasting, P. S. Ray ed., Chapter 20, Mountain Waves, Amer. Met. Soc., 472-492.
- Dvorak, V. F. (1984): Tropical Cyclone intensity analysis using satellite data, NOAA Tech. Rep. NESDIS 11, 47pp.
- EUMETSAT (2000): Global satellite update, Image, 13, 8pp.
- Ellrod, G. P. (1985): Detection of high level turbulence using satellite imagery and upper air data, NOAA Tech. Memo. NESDIS 10, 30pp.
- Ellrod, G. P. (1985): Indicators of High Altitude Non-Connective Turbulence Observed in Satellite Images, Reprinted from Preprint Volume, Second International Conference on The Aviation Weather System, June 19-21, 1985, Montreal, P. Q., Canada. Published by The American Meteorological Society, 277-284. (航空気象ノート第 35 号 118-128 に和訳あり)

- Ellrod, G. P. (1989): A decision tree approach to Clear Air Turbulence analysis using satellite and upper air data, NOAA Tech. Memo. NESDIS 23, 20pp.
- Ellrod, G. P. (1990): Use of water vapor imagery to identify Clear Air Turbulence, NOAA satellite applications information note 90/8.
- Ellrod, G. P., R. Petersen, R. W. Lunnon and D. A. Forrester (1994): Detection and prediction of Clear Air Turbulence, WMO. (航空気象ノート、第 50 号、103-118 に和訳あり)
- Glickman, T. S., managing editor (2000): Glossary of Meteorology, Amer. Meteor. Soc., 793pp.
- Hamada, T. (1982): New Procedure of Height Assignment to GMS Satellite Winds, Meteorological Satellite Center Tech. Note, No5, 91-95.
- Kao, S. K., and A. H. Sizoo (1966): Analysis of Clear Air Turbulence near the Jet Stream, J. of Geophysical Research, 71, 3799-3805.
- Lester, P. F., and W. A. Fingerhut (1974): Lower Turbulent Zones Associated with Mountain Wave, J. Appl. Met., 13, 54-61.
- Ludlam, F. H., (1967): Characteristics of Billow Clouds and their Relation to Clear Air Turbulence, Q. J. Roy. Met. Soc., 94, 419-435.
- Maddox, R. A. (1980): Mesoscale Convective Complexes, Bull. Amer. Met. Soc., 61, 1374-1387.
- Menzel, W. P. (2001): Cloud Tracking with Satellite Imagery: From the Pioneering Work of Ted Fujita to the Present, Bull. Amer. Met. Soc., 82, 33-47.
- Ramond, D., H. Corbin, M. Desbois, G. Szejwach, and P. Waldteufel (1981): The Dynamics of Polar Jet Streams as Depicted by the METEOSAT WV Channel Radiance Field, Mon. Wea. Rev., 109, 2164-2176.
- Seitter, K. L., and H. S. Muench (1985): Observation of a Cold Front With Rope Cloud, Mon. Wea. Rev., 113, 840-848.
- Shapiro, M. A., T. Hampel, D. Rotzoll, and F. Mosher (1985): The Frontal Hydraulic Head: A Micro- α Scale (~ 1 km) Triggering Mechanism for Mesoconvective Weather Systems, Mon. Wea. Rev., 113, 1166-1183.
- Shimamura, M. (1981): The Upper-Tropospheric Cold Low in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS satellite Data, Geophys. Mag., 39, 119-156.
- Smigielski, F. J., and H. M. Mogil (1992): A systematic satellite approach for estimating central pressure of mid-latitude oceanic storms, NOAA Tech. Rep. NESDIS 63, 65pp.
- Sorenson, J. E., and W. B. Beckwith (1975): Clear Air Turbulence forecasting as practiced in Airline Operations, Presented at FAA Symposium of CAT Forecasting, August 12, 1975, Washington, D. C.
- Stewart, M. R., and H. E. Fuelberg (1986): Relationships between 6.7 micrometer imagery and radiosonde-derived parameters, Proc. Second Conf. on Satellite/Remote Sensing and Applications, May 13-16, 1986, Williamsburg, VA, Amer. Meteor. Soc., 67-72.
- Tokuno, M. (1991): GMS-4 Observation of Volcanic Eruption Clouds from Mt. Pinatubo, Philippines, Meteorological Satellite Center Tech. Note, 23, 1-14.
- Weldon, R. B., and S. J. Holmes (1991): Water Vapor Imagery: Interpretation and Applications to Weather Analysis and Forecasting, NOAA Tech. Rep. NESDIS 57, 213pp. (和訳 : 気象衛星センター (1993))

索引

ア行

アーククラウド 123
アンビル Ci 127
アナ型寒冷前線 137、138、153
暗域 6、18、59、74、148、150
暗化 6、51、74、79
石狩湾小低気圧 181
インサイドバウンダリー 22
移流霧 196
ウインドシヤー 27、107
ウォームコンベヤーベルト 23、137
雲頂温度 4、8
雲頂高度 4、8
衛星風 62、153
エンハンスト積雲 168
帯状対流雲 171、173
オープンセル 167

カ行

海風前線 124
風下波 101、115、119
ガストフロント 123、180
火山灰（雲） 201
火山噴煙 201
下層渦 108、164、170、181
下層ジェット 159
カタ型寒冷前線 137、138
寒冷前線 107、137、153
かなとこ巻雲 127
カルマン渦 200
寒気内低気圧 171
寒冷低気圧(寒冷渦) 134、144、170
気温傾度 63
輝度温度 8
霧 193

雲バンド 170、181
雲（クラウド）クラスター 126
黒い霧 192
クローズドセル 168
傾圧リーフバウンダリー 20、45、47
決定ツリー 63
ケルビンヘルムホルツ波 12、27、35、102
黄砂 210
合流場 26
コンマ状の雲 9、33、67、83
コンマ形雲 9

サ行

サージ 23
山岳波 27、57、65、89、101、119
シーラスストリーク 9、46
シーラスバルジ 17、40
シヤー型のコンマ状の雲 70
シヤーライン 98、117、179
重力流 123、155
森林火災 212
伸長軸 21、26、33、43、48、79、86
ジェット気流 11、14、19、31
ジェット気流並行型バウンダリー 19、45、47
上層渦 21、74、84、134、136、142、144
上層寒冷前線 137
水平収束 63
スキラップパターン 16、30、65
スコラー数 58、101、115
筋状雲 107、116、161、169
晴天エコー 123、124
晴天乱気流 27
赤外差分画像 6、201、204、210
積乱雲 127
相対的な流線 9、23

タ行

大気的不安定 132、152
対流不安定 132、152
対流雲 116、127
対流雲列 95、107、153、161
大気窓 8
竜巻 122
地形性 Ci 7、57、59
低層乱気流 27、107
低層ウインドシヤー 27、107
テーパーリングクラウド 144
等価黒体温度 8
デルタ型 15、43、67
ドップラーレーダー 179
ドボラック法 153
ドライサージ (バウンダリー) 24、49、132
ドライスロット 34、48、68、84
トランスバースライン 12、35、46、75
トランスバースバンド 11、38、43、65、71

ナ行

日本海寒帯気団収束帯 171
熱帯対流圏上層トラフ 135

ハ行

バウンダリー 18 45 91、146
波状雲 101、107、115、163
バルジ 17
非地衡風成分 71、74、78、159
負渦度域 13
ブラッグフォッグ 192
フルコンマ型のコンマ状の雲 70
分流場 26
ベースサージ (バウンダリー) 25、49

ヘッドバウンダリー 21、48
変形場 (域) 15、21、26、31、32、43、48、
49、79、86
放射 5
放射霧 193
ポーラーロウ 171
ホットスポット 213

マ行

明域 6、18、74

ラ行

乱気流 27、89、107
リチャードソン数 28、35、102
レインバンド 153
ロープクラウド 155
浪雲 29、65、102

アルファベット

Anvil Ci 127
Arc cloud 123
Billow cloud 29 102
Black fog 192
Bulge 17
CAPE 152
CAT 27、45、51、57
Cb 7、122、126、127、157、173
Cb cluster (クラスター) 126、127、129、153
Cg 7
Ci 7
Ci streak (ストリーク) 9、46
Ci bulge (バルジ) 17、40
CIN 152
Closed cell 168
Cloud street 169

Cm 7
Comma cloud 9
Cu 7
Dvorak 法 153
Enhanced Cu 168
GMS 1
K-H 波(不安定) 12、27、35、102
JPCZ 171
LLWS 107
LAWS 121
Lee wave cloud 101
L (longitudial) モードの雲 169、173
MCC 126
MTSAT 2、199
NOAA 1、199
Open cell 167
Polar low 171
Ri 28、35、102
Rope cloud 155
Sc 7
Scallop 16、30
Scorer 数 58、101、115
SMB 法 153
SSI 152
St 7
Tapering cloud 143
Transverse line 12、35、46
Transverse band 11、38、43
TUTT 135
TBB 8
T(Transverse)モードの雲 173、174
UCF 137
UCL 135
VACC 207
VS 28
WCB 23、13

平成 14 年 3 月 25 日

編集兼

発行所 気象衛星センター
東京都清瀬市中清戸 3-235

印刷所 株東日本印刷

〒305-0023
茨城県つくば市上ノ室 283-1