

6. 気象現象の事例

6.1. 梅雨前線による大雨

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

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

(1) 前線対応の雲バンドと暖域の対流雲域

（概観）

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

（着眼点）

① トラフ対応の上層渦とバルジ状の雲域

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

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

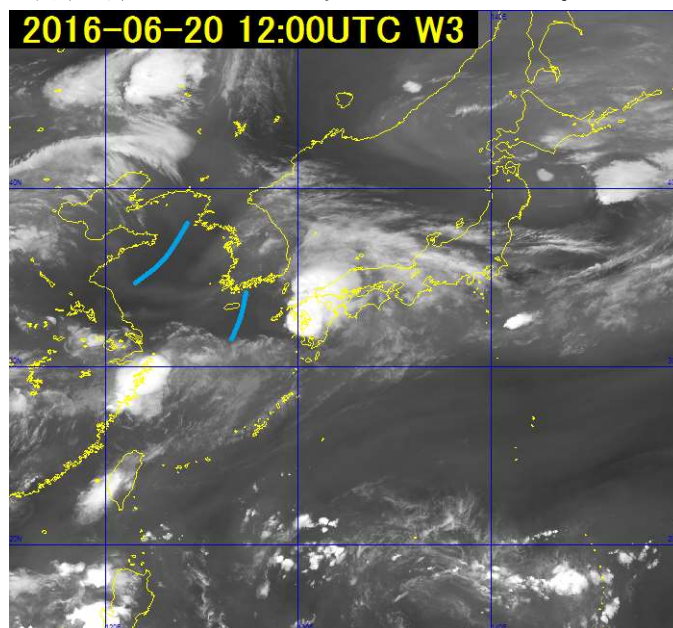


図 6-1-1 水蒸気画像 (B10) (2016年6月20日12UTC)

6. 気象現象の事例

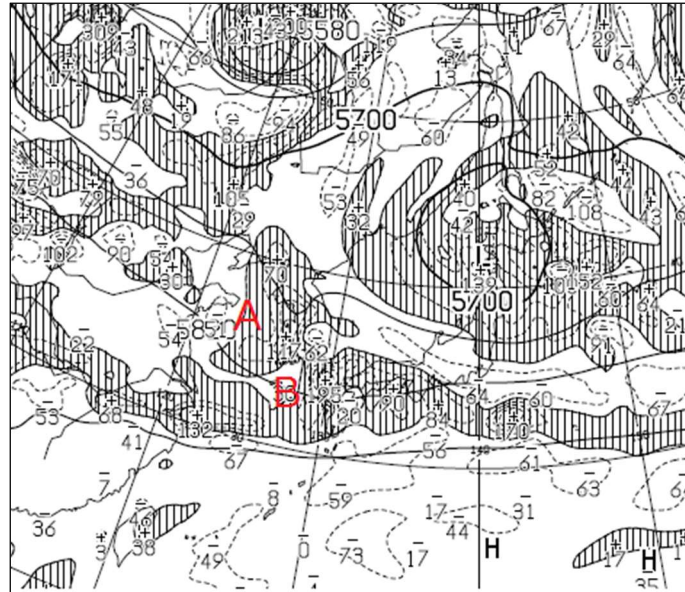


図 6-1-2 500hPa 渦度解析図 (2016年6月20日12UTC)
記号は本文参照

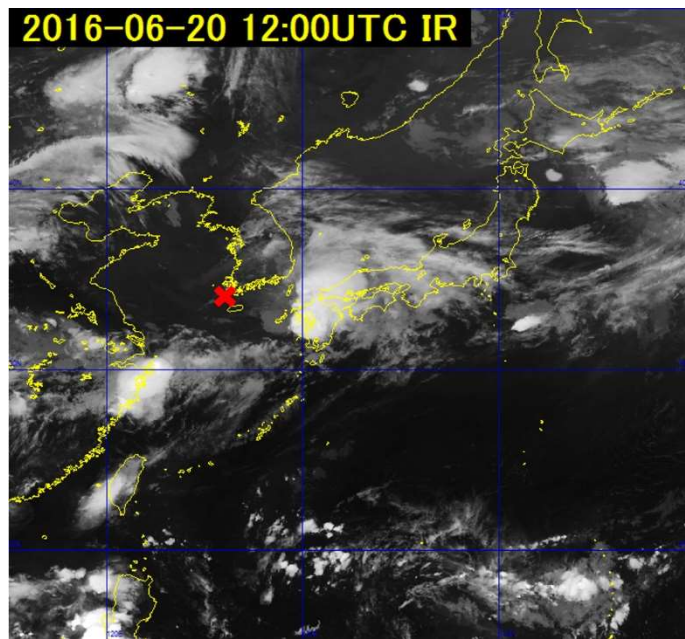


図 6-1-3 赤外画像 (B13) (2016年6月20日12UTC)
×印は下層渦を示す

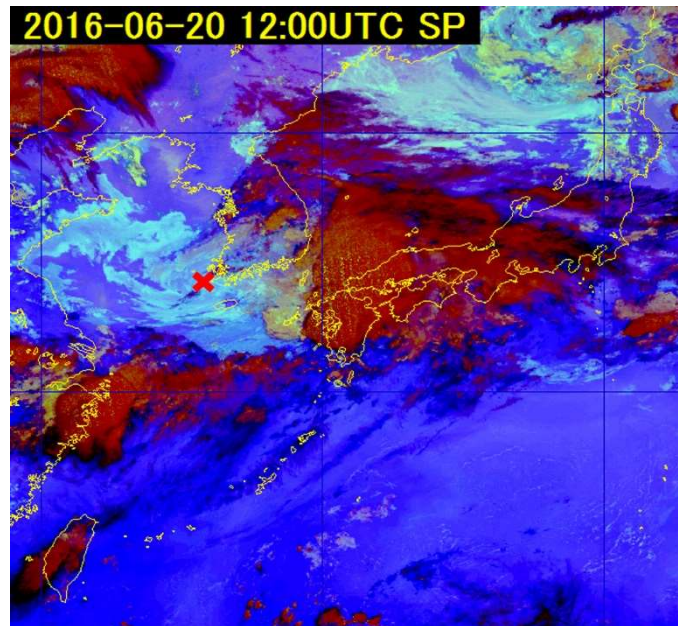


図 6-1-4 Night microphysics RGB 合成画像 (2016年6月20日12UTC)
×印は下層渦を示す

② 前線近傍と暖域の対流活発域

活発な対流雲域・雲列は、下層の収束及び高相当温位域に対応する場合が多い。

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

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

6. 気象現象の事例

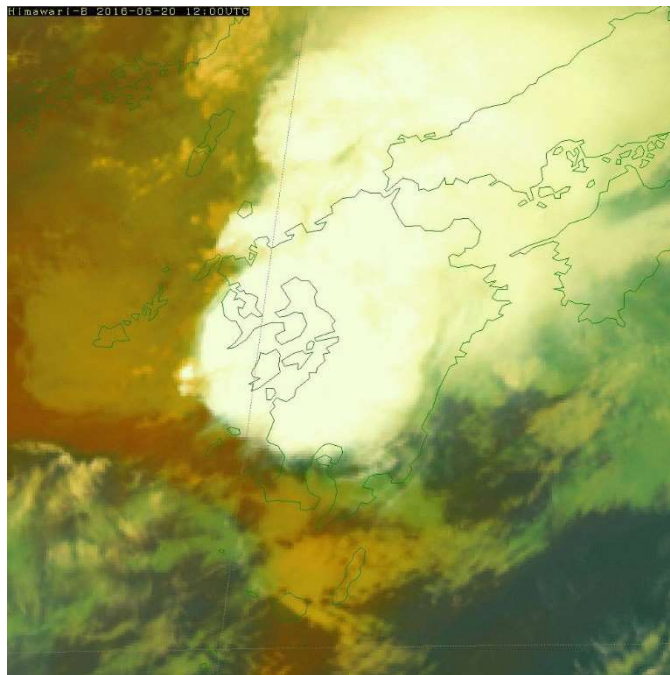


図 6-1-5 Airmass RGB 合成画像 (2016年6月20日 12UTC)

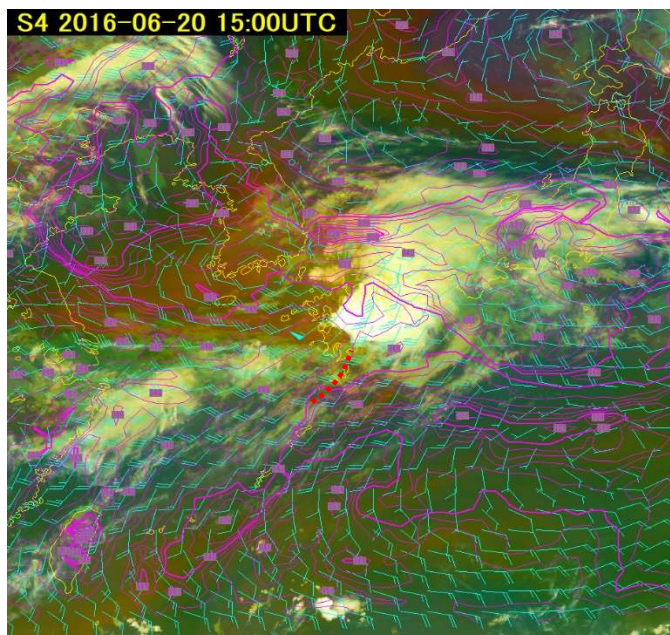


図 6-1-6 Airmass RGB 合成画像 (2016年6月20日 15UTC)

925hPaの相当温位(赤紫色)と風は同時刻を初期値とするMSMの客観解析

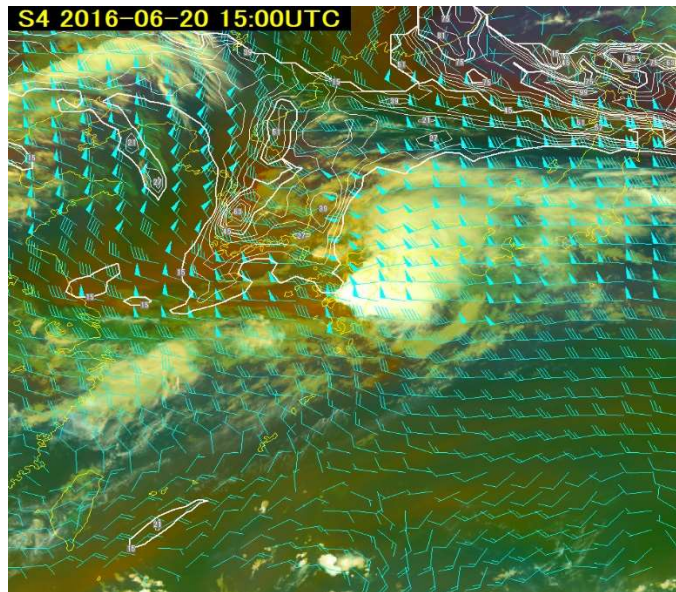


図 6-1-7 Airmass RGB 合成画像 (2016年6月20日15UTC)
250hPa風、等温位面 345K の渦位 (白色) は同時刻を初期値とする MSM の客観解析

③ 高渦位の進入と上層発散

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

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

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

(2) まとめ

① 梅雨前線により大雨となるための着目点を以下に示す。

イ) 対流雲を発生させる上昇流

低気圧前面での下層収束、前線近傍での相当温位の移流の強まり、地形効果

ロ) 対流雲が発達しやすい大気成層

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

ハ) 水蒸気の十分な補給

前線に向かう高比湿塊の進入

ニ) 上記を維持する総観場

JET の位置、トラフ、低気圧、南海上の熱帯擾乱の存在、亜熱帯高気圧の勢力

② 大雨に着目した場合、梅雨前線の特徴を以下に示す。

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

6. 気象現象の事例

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

6.2 北海道西岸小低気圧による大雪

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

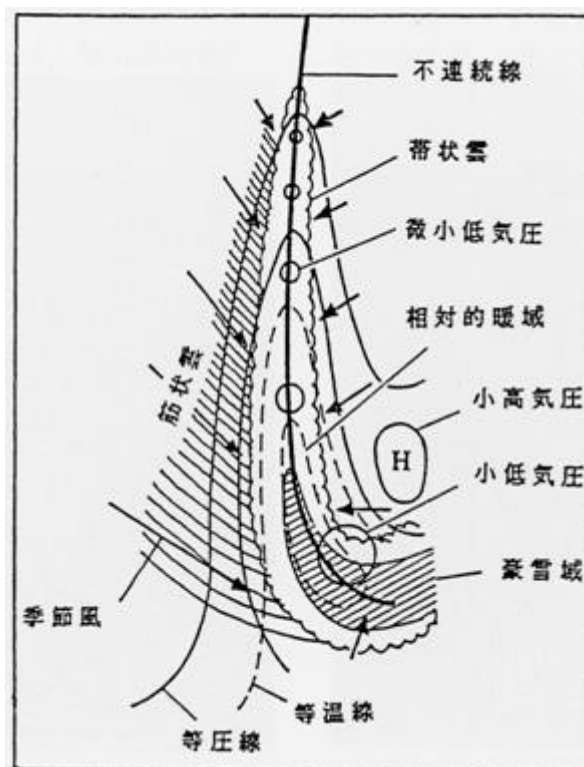


図 6-2-1 北海道西岸に発生する雲バンドのモデル図（岡林、1972）

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

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

(1) 衛星画像に見られる特徴

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

①下層渦発生前

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

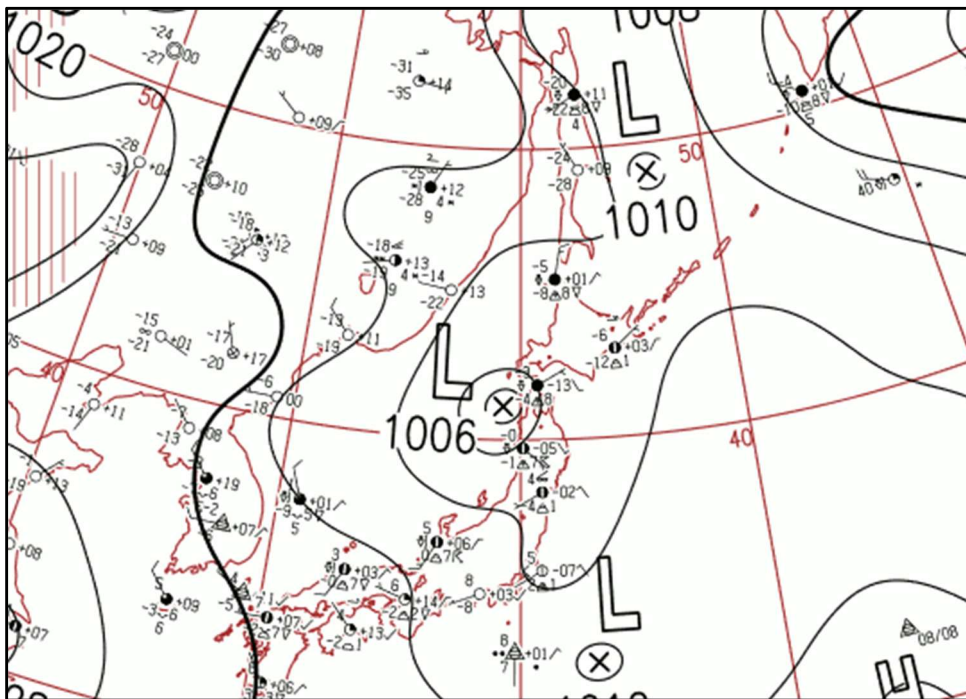


図 6-2-2 地上天気図 (2016年1月13日12UTC)

6. 気象現象の事例

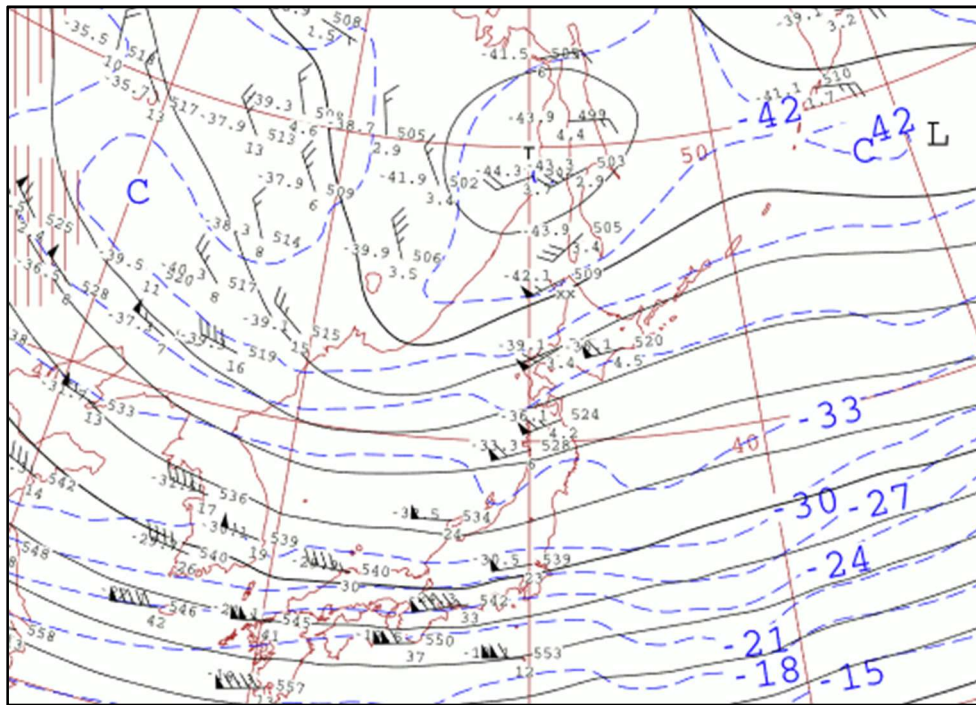


図 6-2-3 500hPa 高層天気図 (2016年1月13日 12UTC)

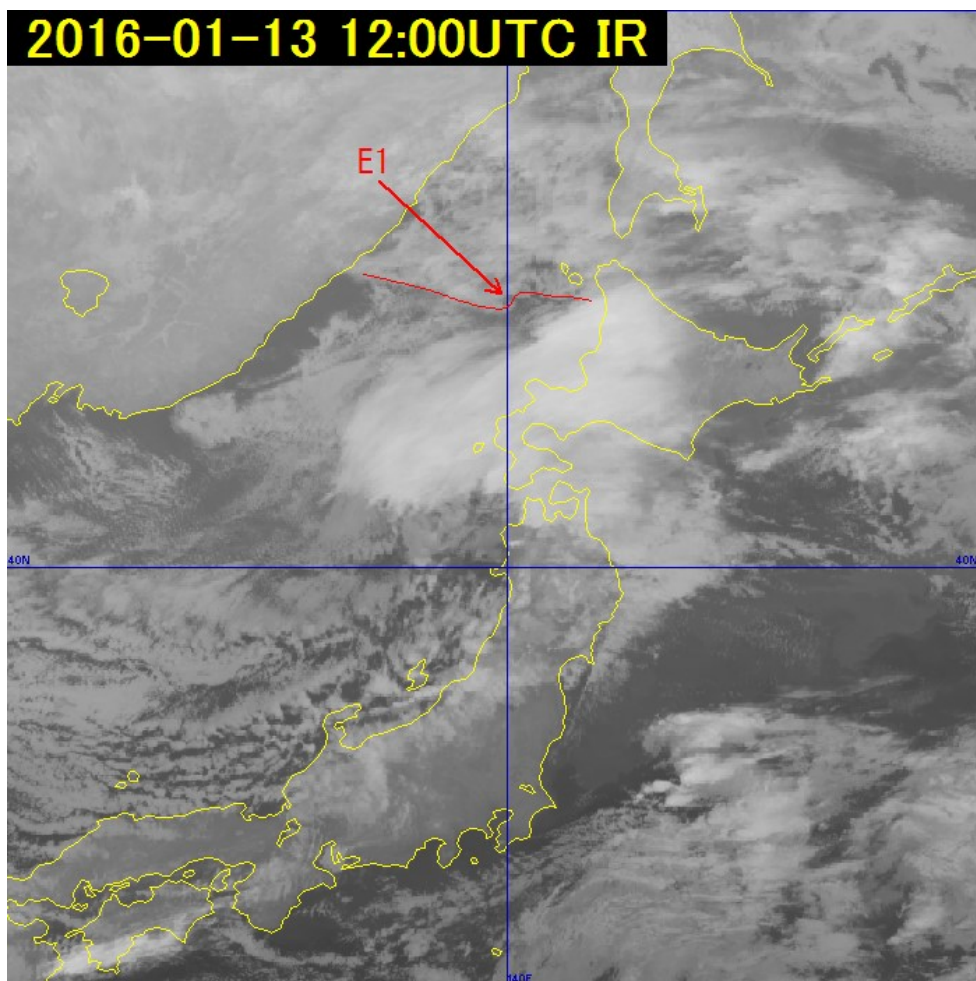


図 6-2-4 赤外画像 (B13) (2016年1月13日 12UTC)
記号は本文参照

② 下層渦発生期

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

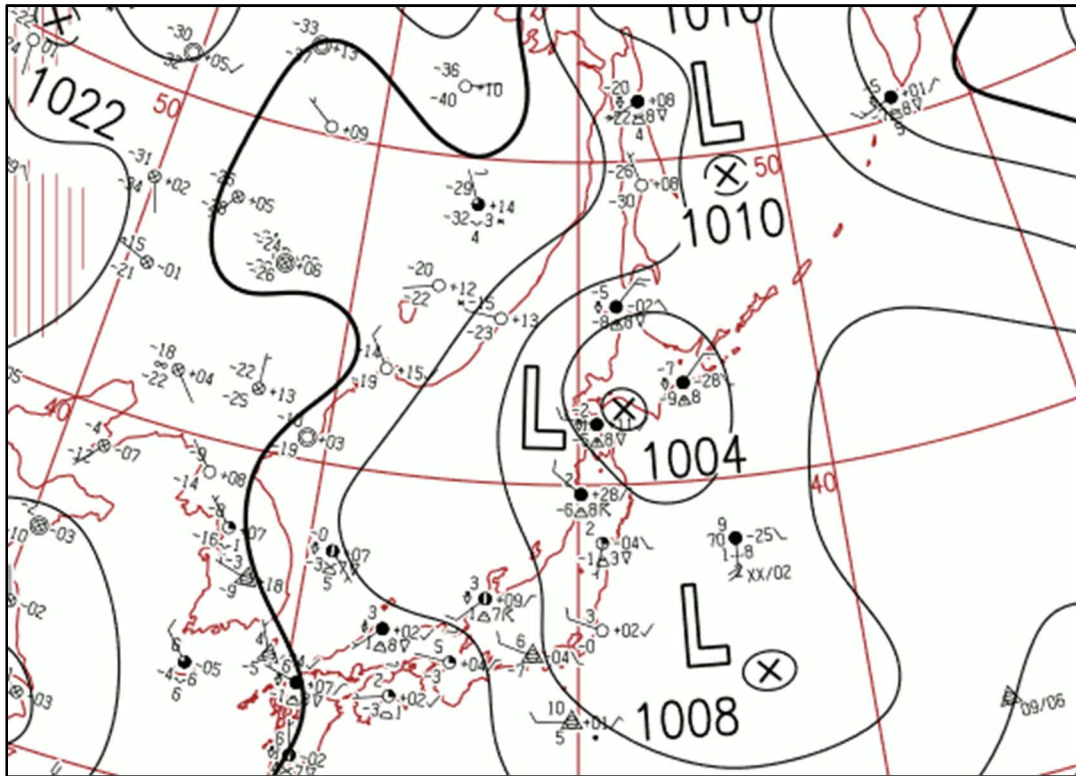


図6-2-5 地上天気図 (2016年1月13日18UTC)

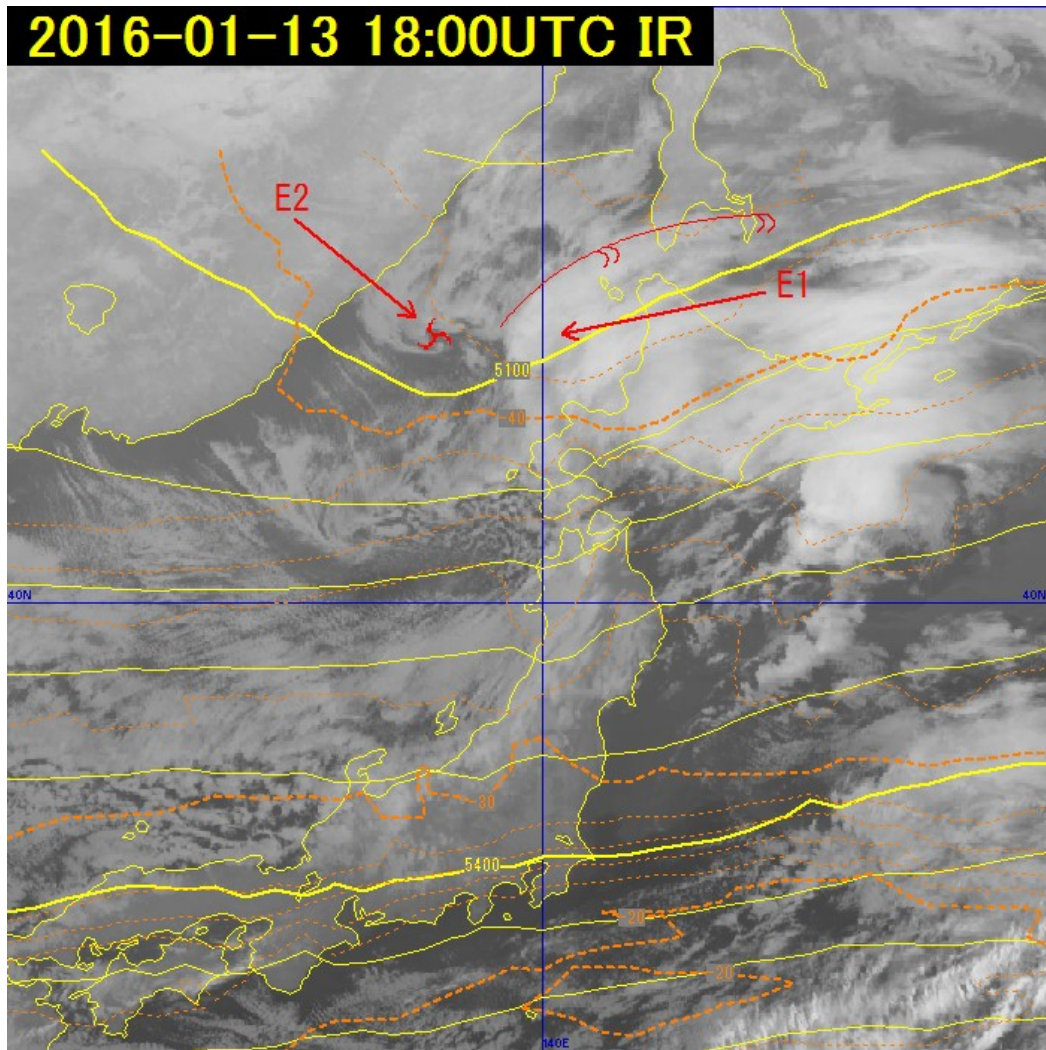


図 6-2-6 赤外画像 (B13) (2016年1月13日18UTC)
500hPa 高度および気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、記号は本文参照

③ 下層渦発達期

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

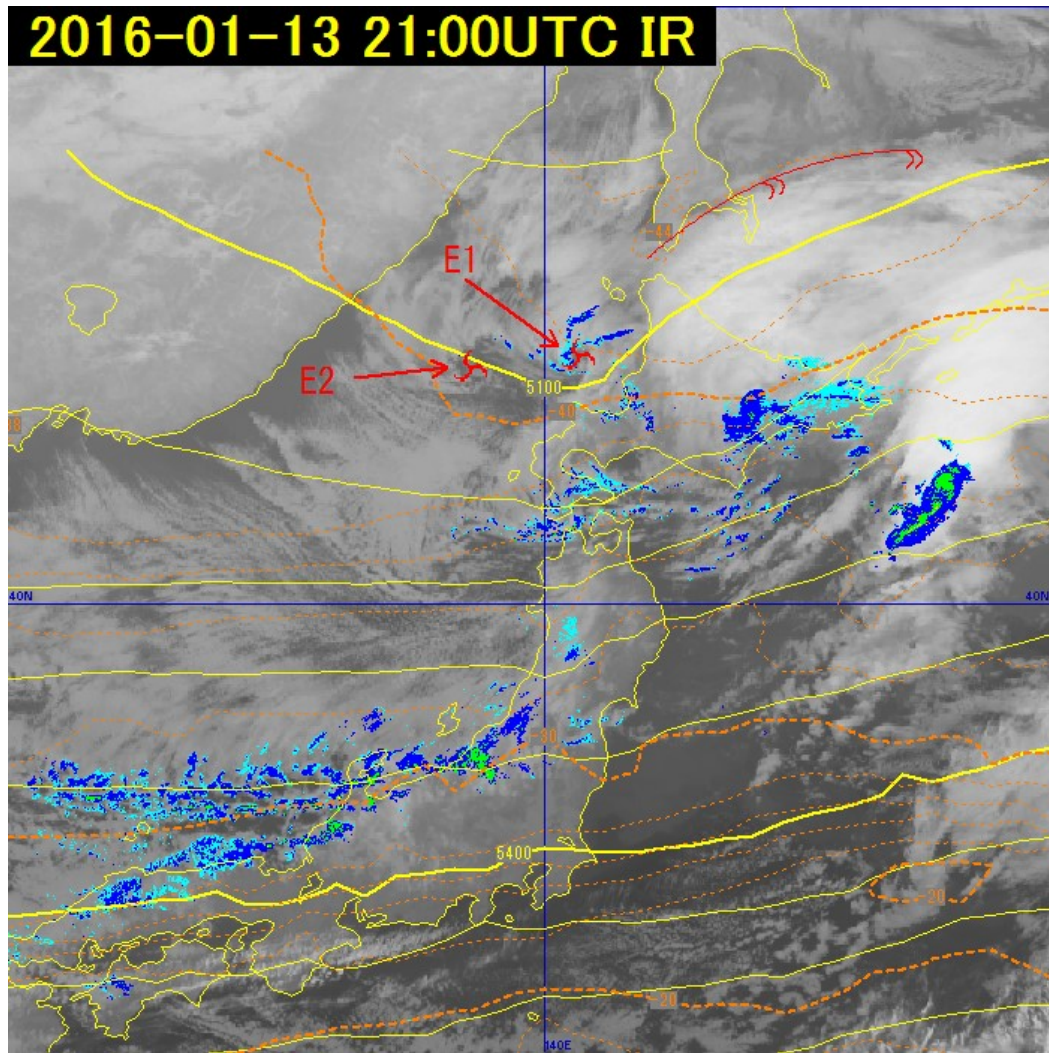


図 6-2-7 赤外画像 (B13) (2016年1月13日 21UTC)

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

④ 下層渦最盛期

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

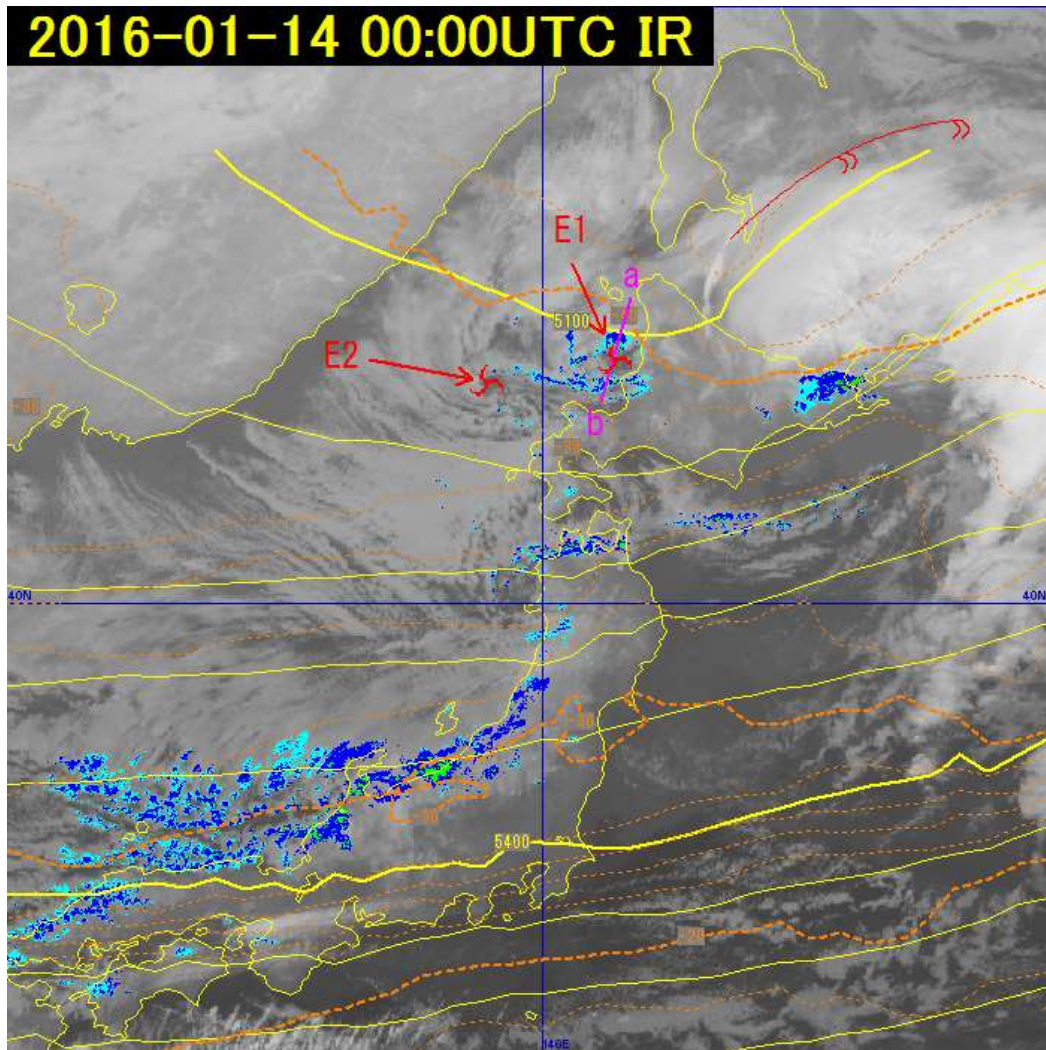


図 6-2-8 赤外画像 (B13) (2016年1月14日 00UTC)

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

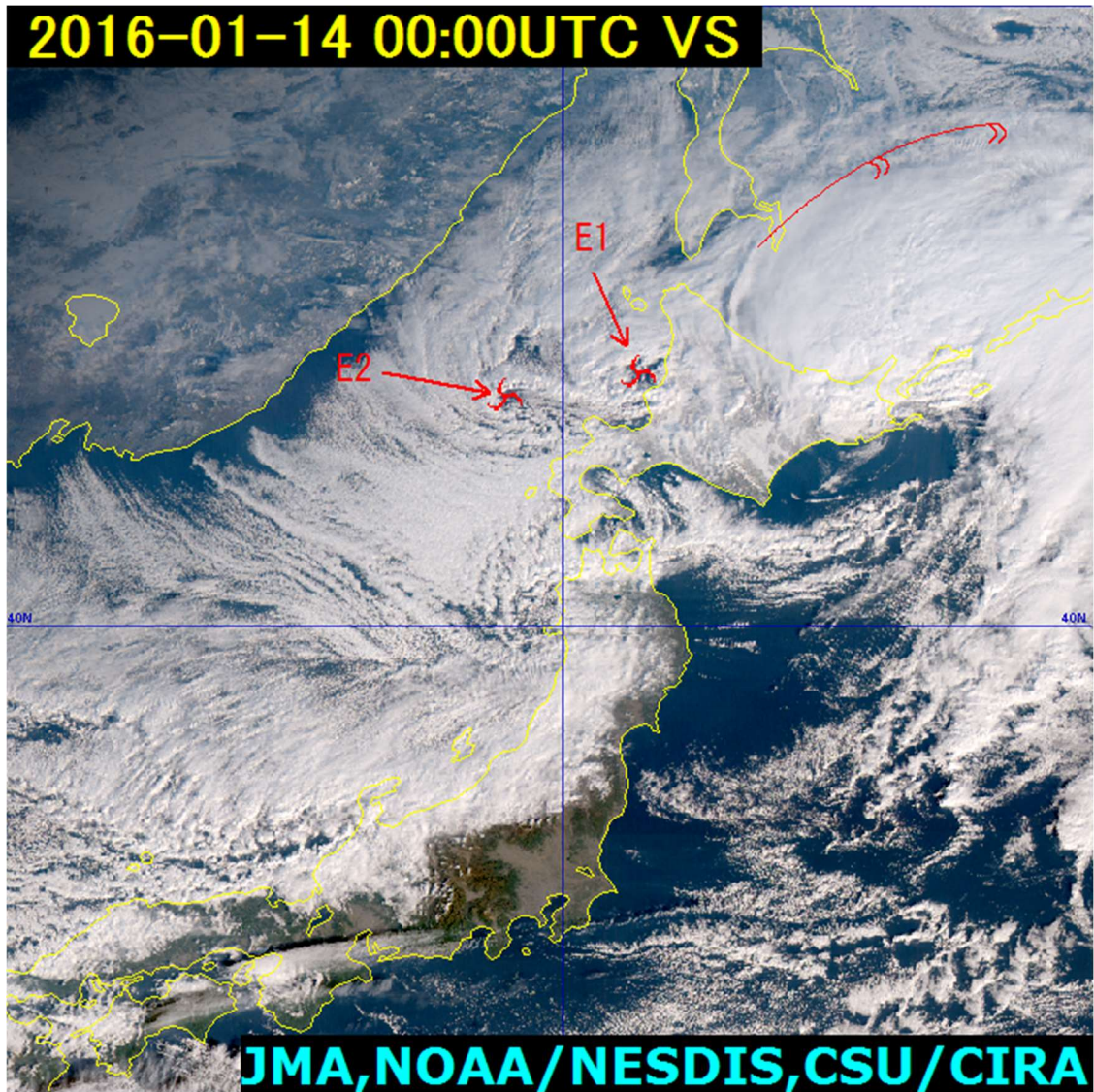


図 6-2-9 True color 再現画像 (2016 年 1 月 14 日 00UTC)
記号は本文参照

6. 気象現象の事例

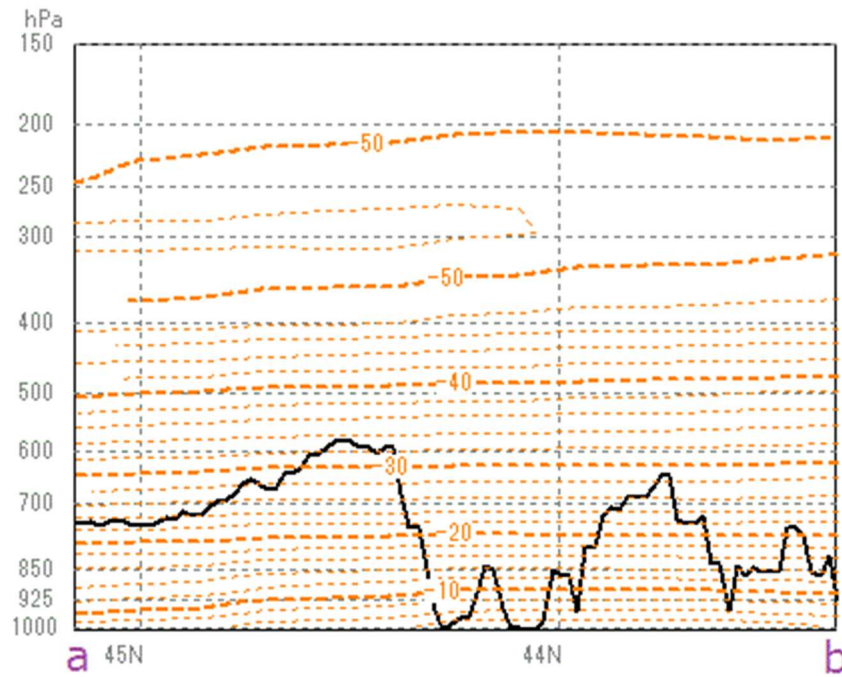


図 6-2-10 図 6-2-8 の a-b 間の鉛直断面図、橙破線は等温線で同時刻を初期値とする MSM の客観解析、黒実線は雲頂高度分布

⑤ 下層渦衰弱期

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

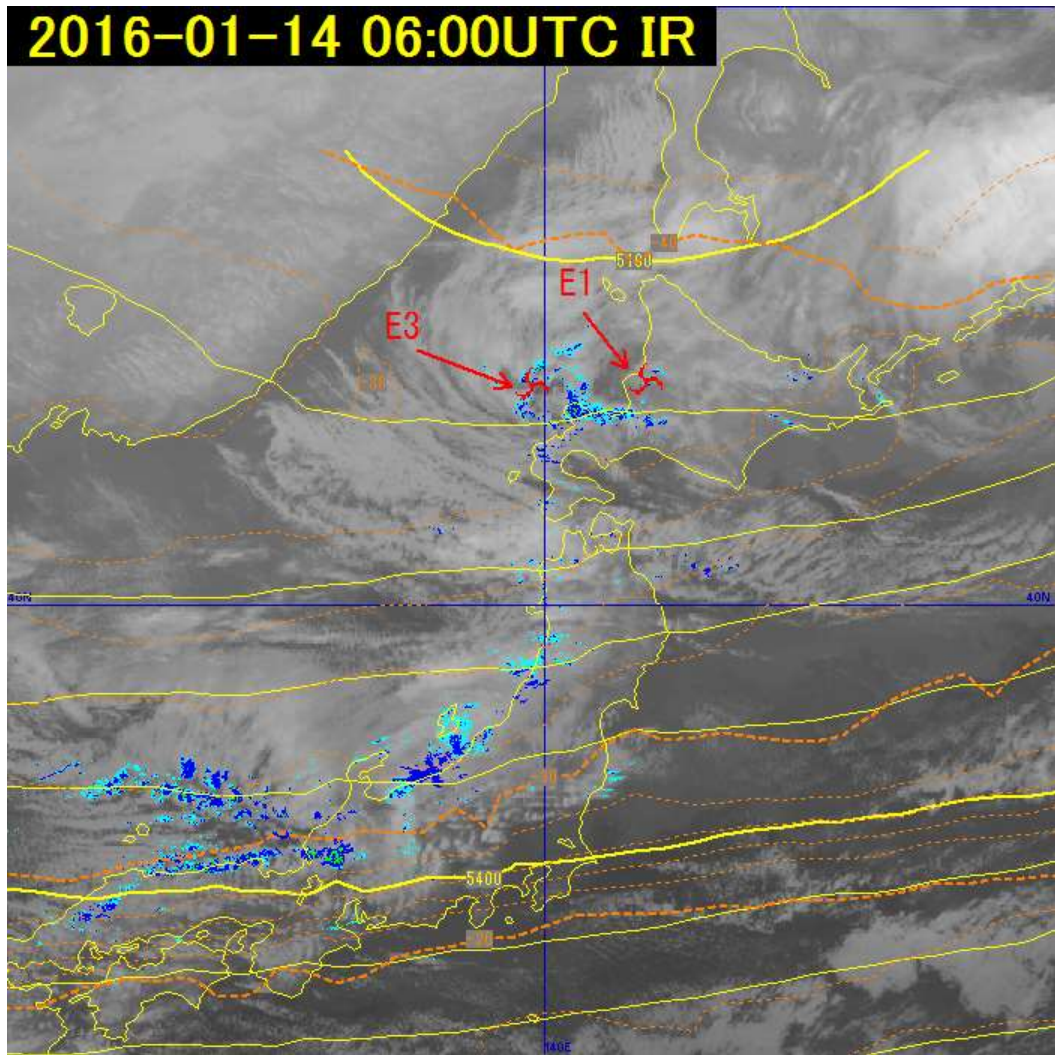


図 6-2-11 赤外画像 (B13) (2016年1月14日 06UTC)
500hPa 高度および気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、レーダーエコー、記号は本文参照

6. 気象現象の事例

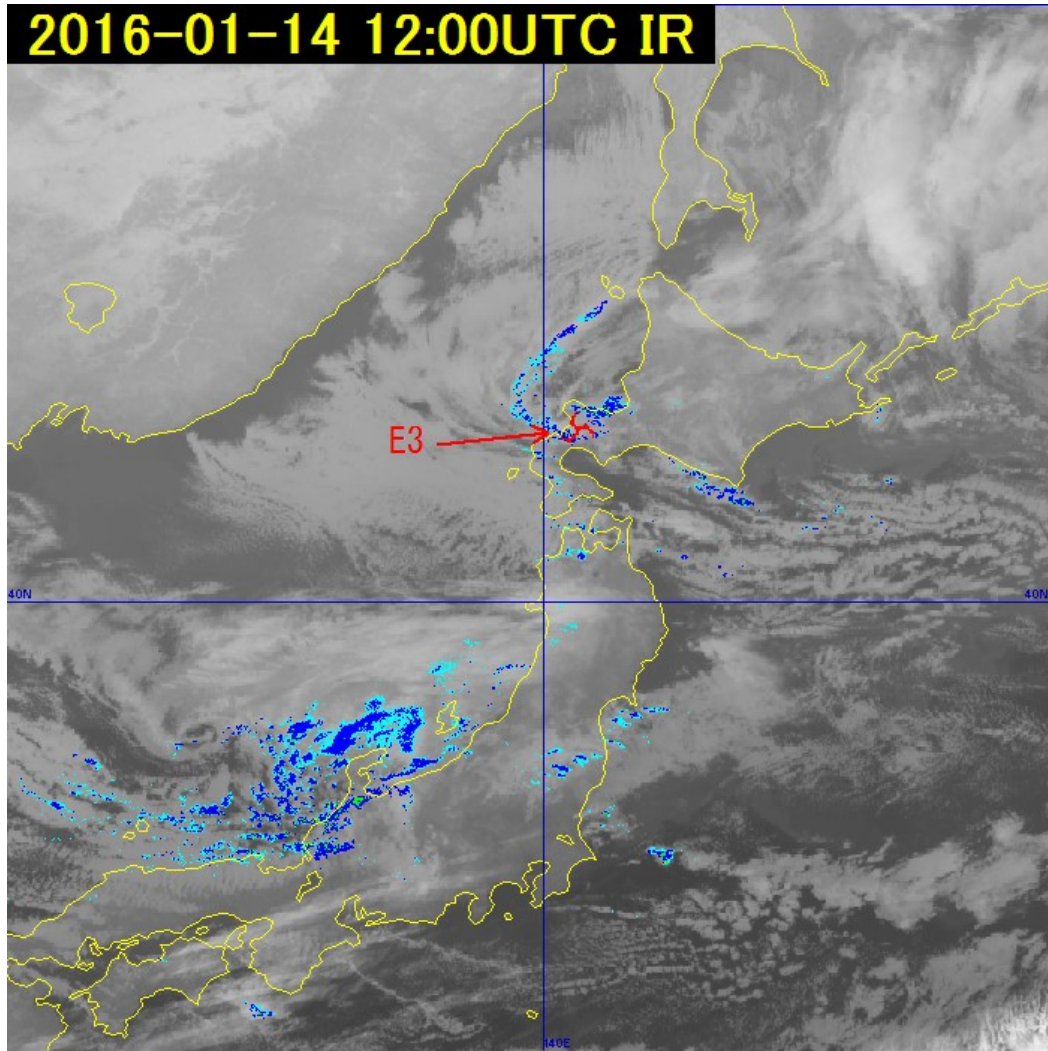


図 6-2-12 赤外画像 (B13) とレーダーエコー (2016年1月14日12UTC)
記号は本文参照

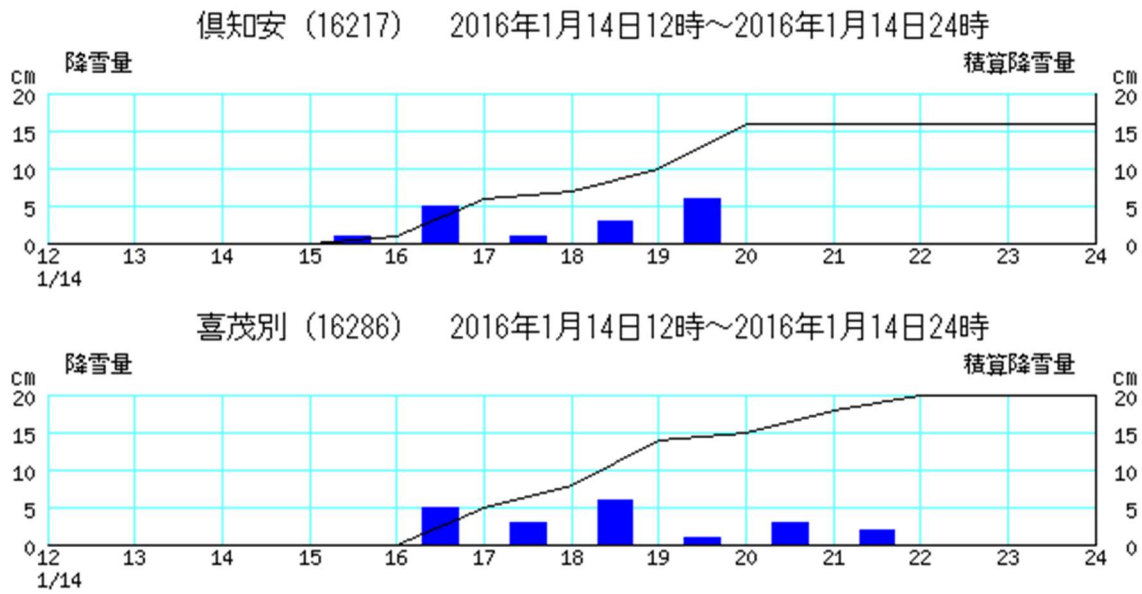


図 6-2-13 アメダス (倶知安および喜茂別) の降雪量時系列図

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

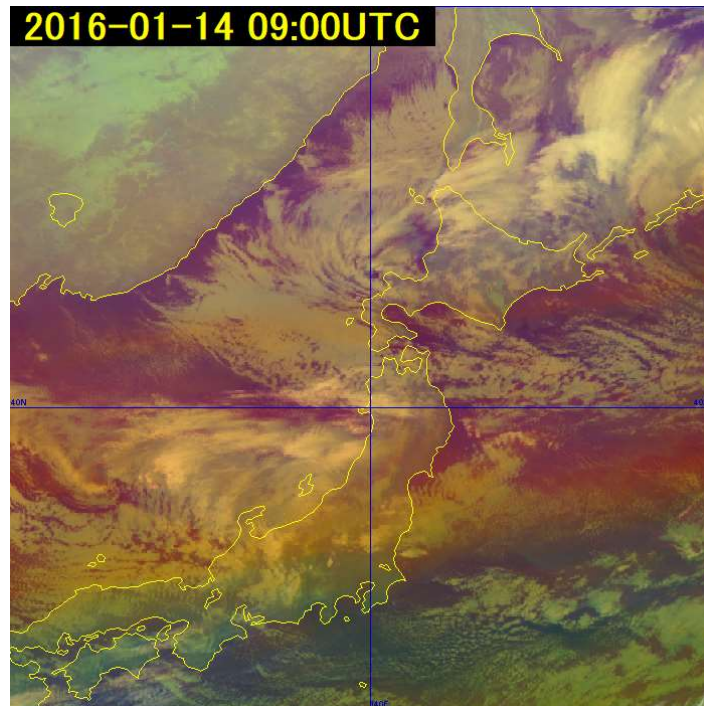


図 6-2-14 Airmass RGB 合成画像（2016 年 1 月 14 日 09UTC）

(2) 冬型の特徴

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

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

① 山雪型の大雪 2016 年 1 月 20 日

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

6. 気象現象の事例

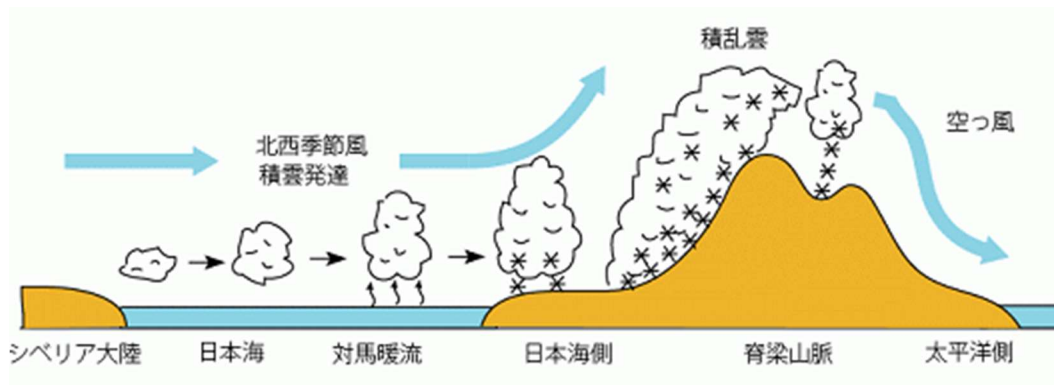


図 6-2-15 山雪型概念図 (松江地方気象台ホームページより)

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

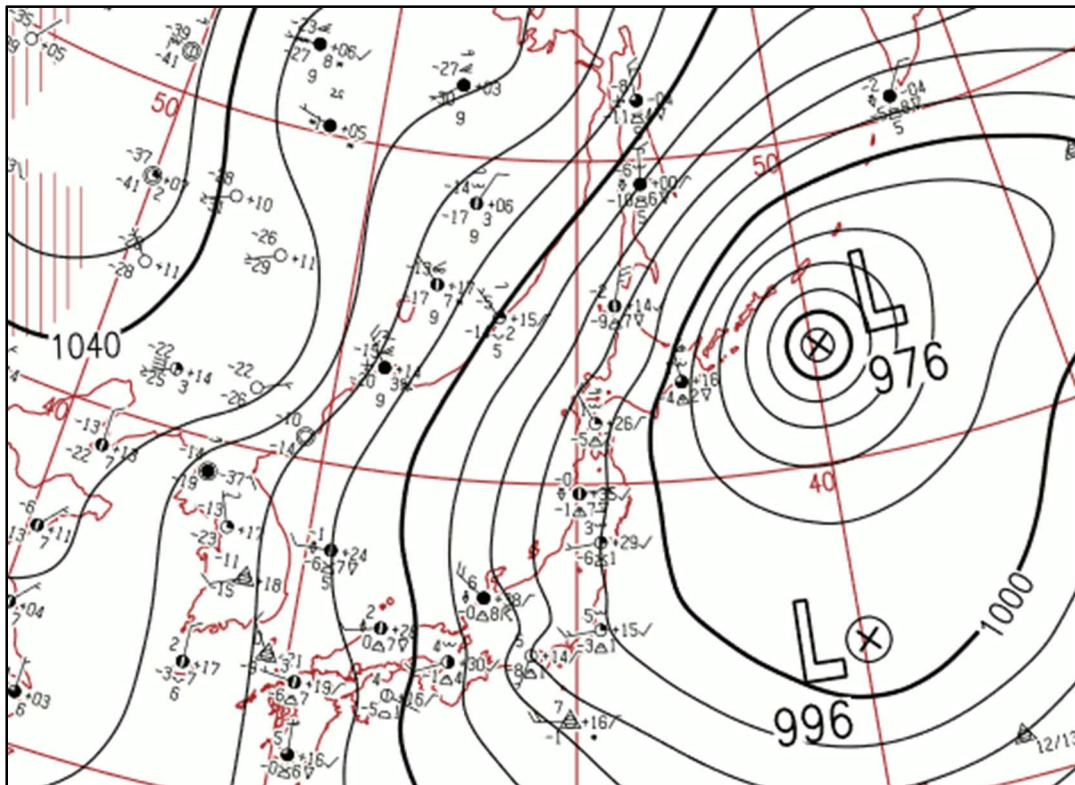


図 6-2-16 地上天気図 (2016年1月20日 00UTC)

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

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

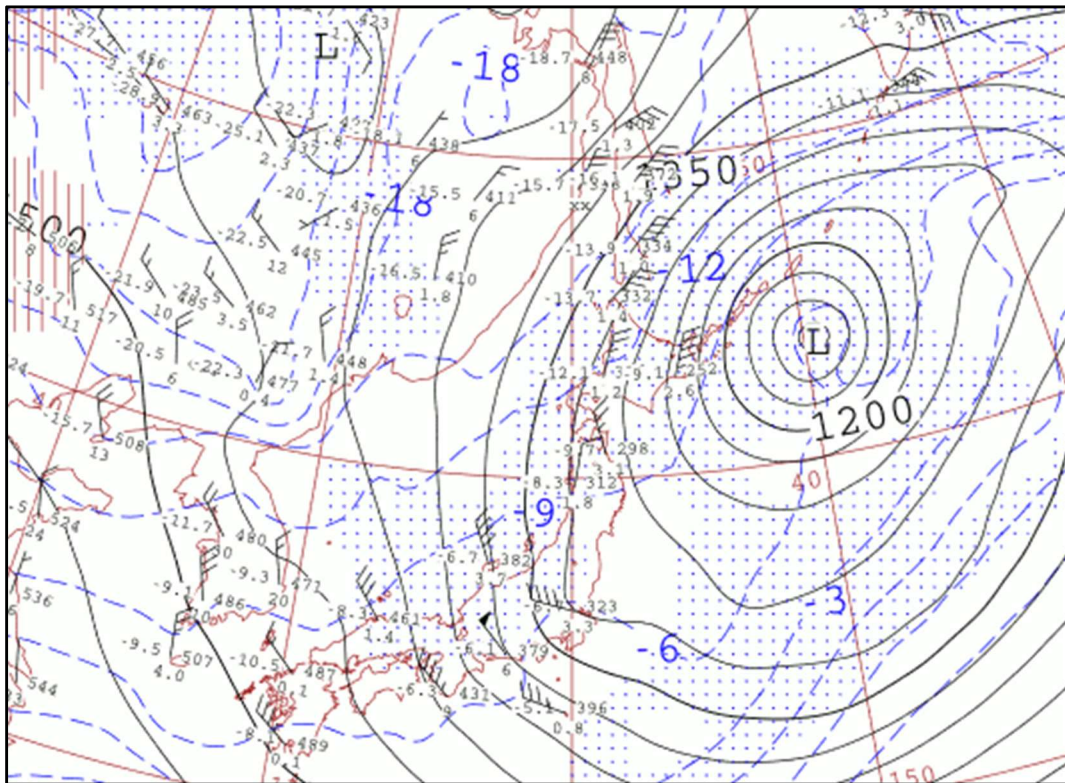


図 6-2-17 850hPa 高層天気図 (2016年1月20日 00UTC)

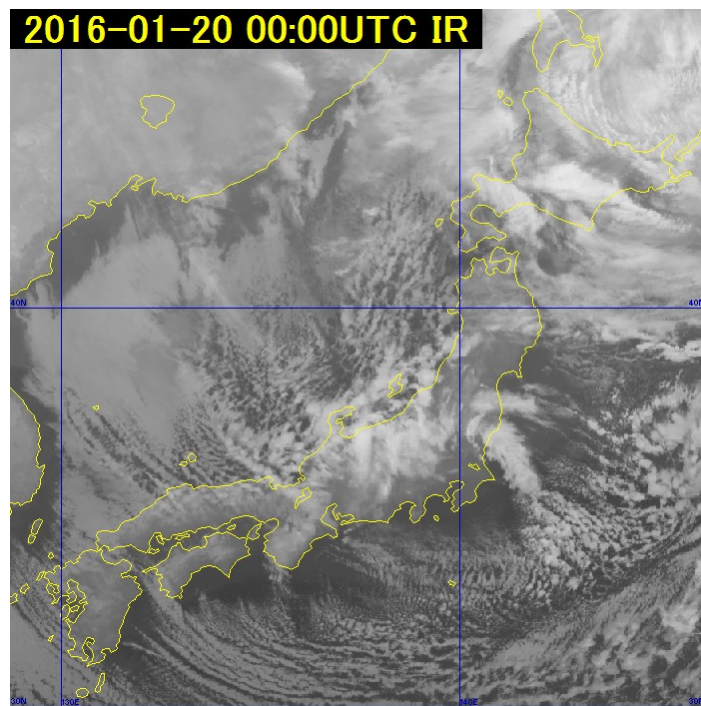


図 6-2-18 赤外画像 (B13) (2016年1月20日 00UTC)

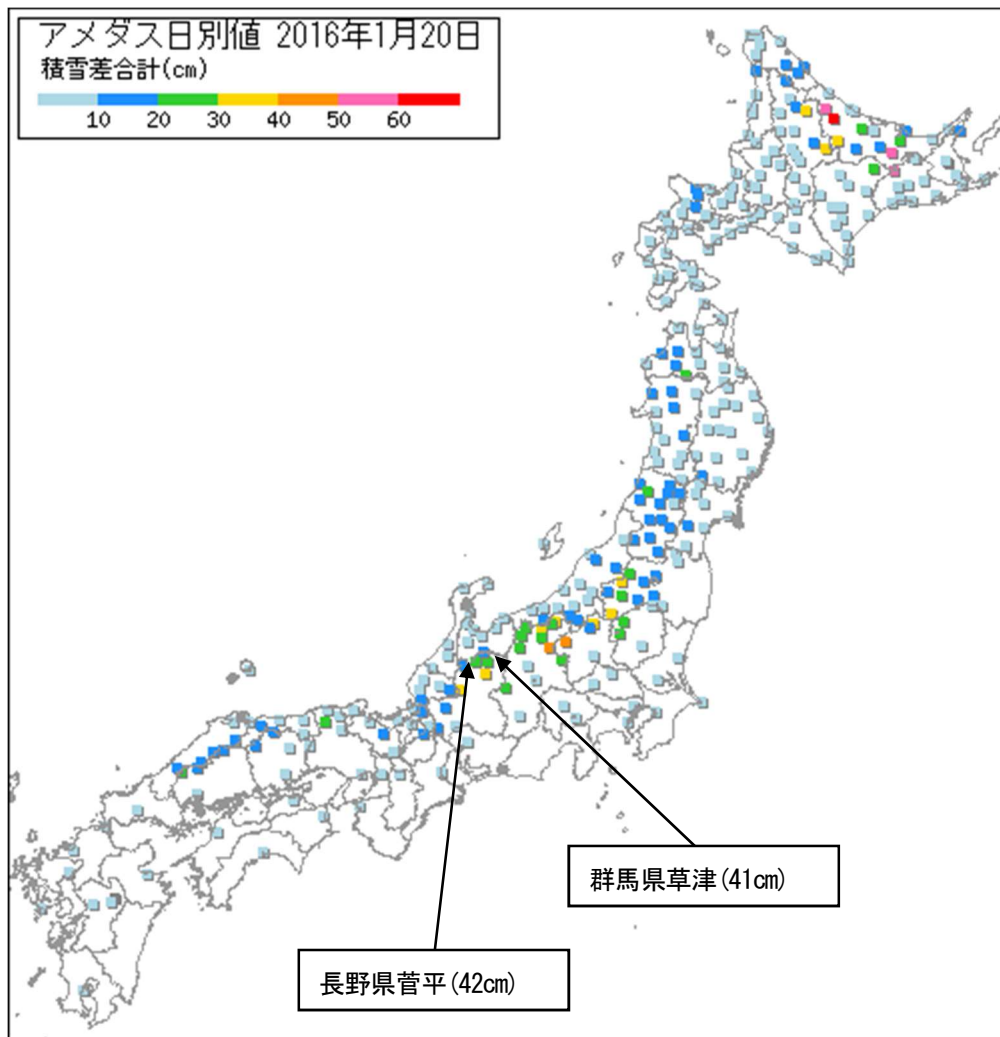


図 6-2-19 アメダスの24時間降雪量分布図

② 里雪型の大雪 2016年2月16日

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

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

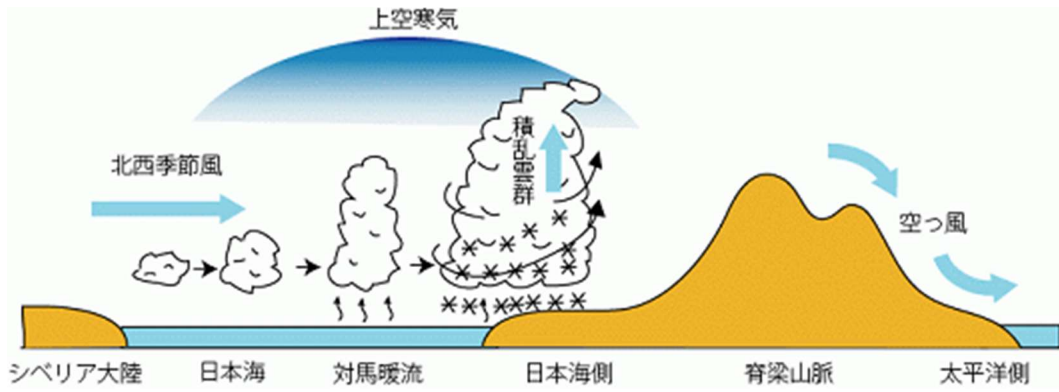


図 6-2-20 里雪型概念図 (松江地方気象台ホームページより)

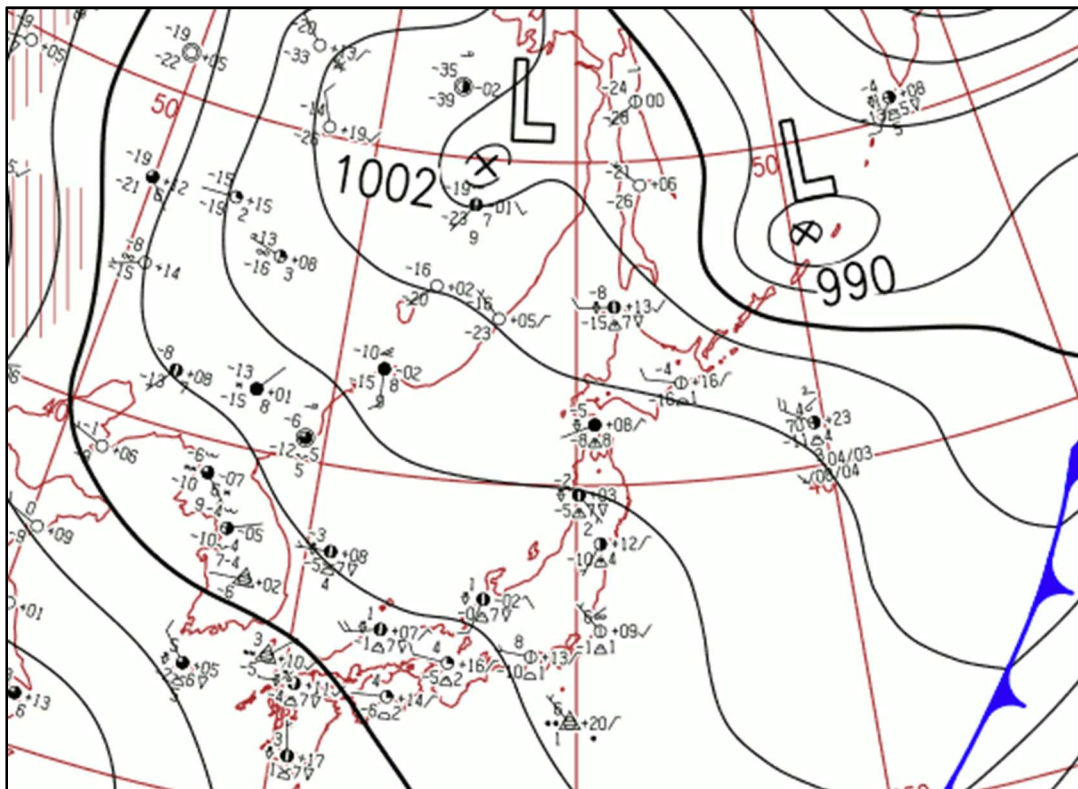


図 6-2-21 地上天気図 (2016年2月16日00UTC)

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

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

6. 気象現象の事例

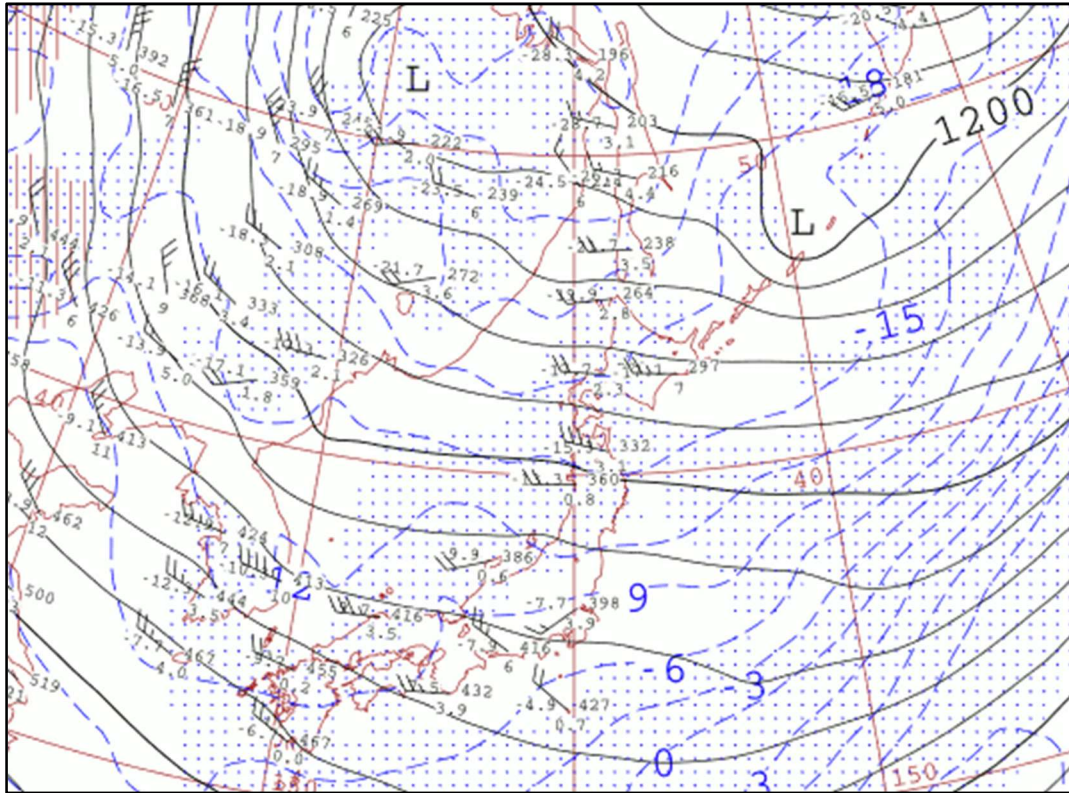


図 6-2-22 850hPa 高層天気図 (2016年 2月 16日 00UTC)

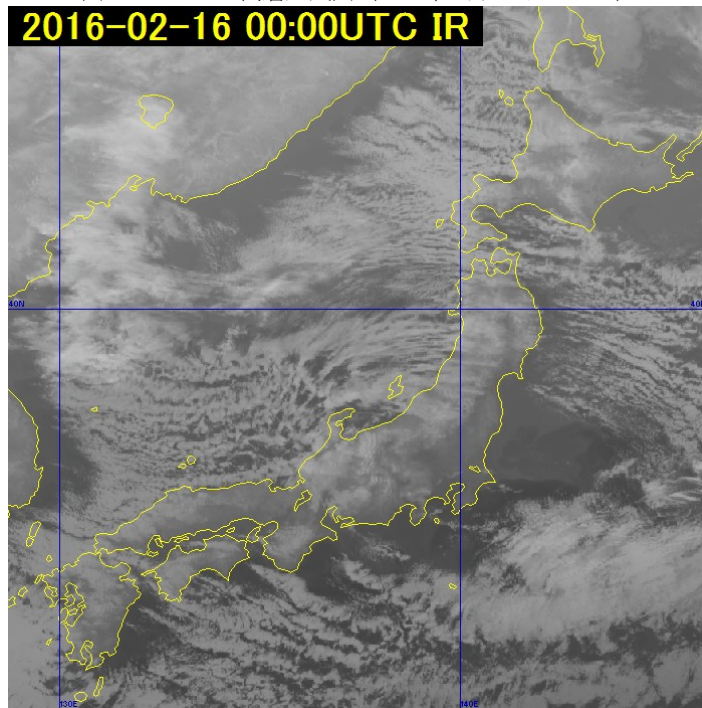


図 6-2-23 赤外画像 (B13) (2016年 2月 16日 00UTC)

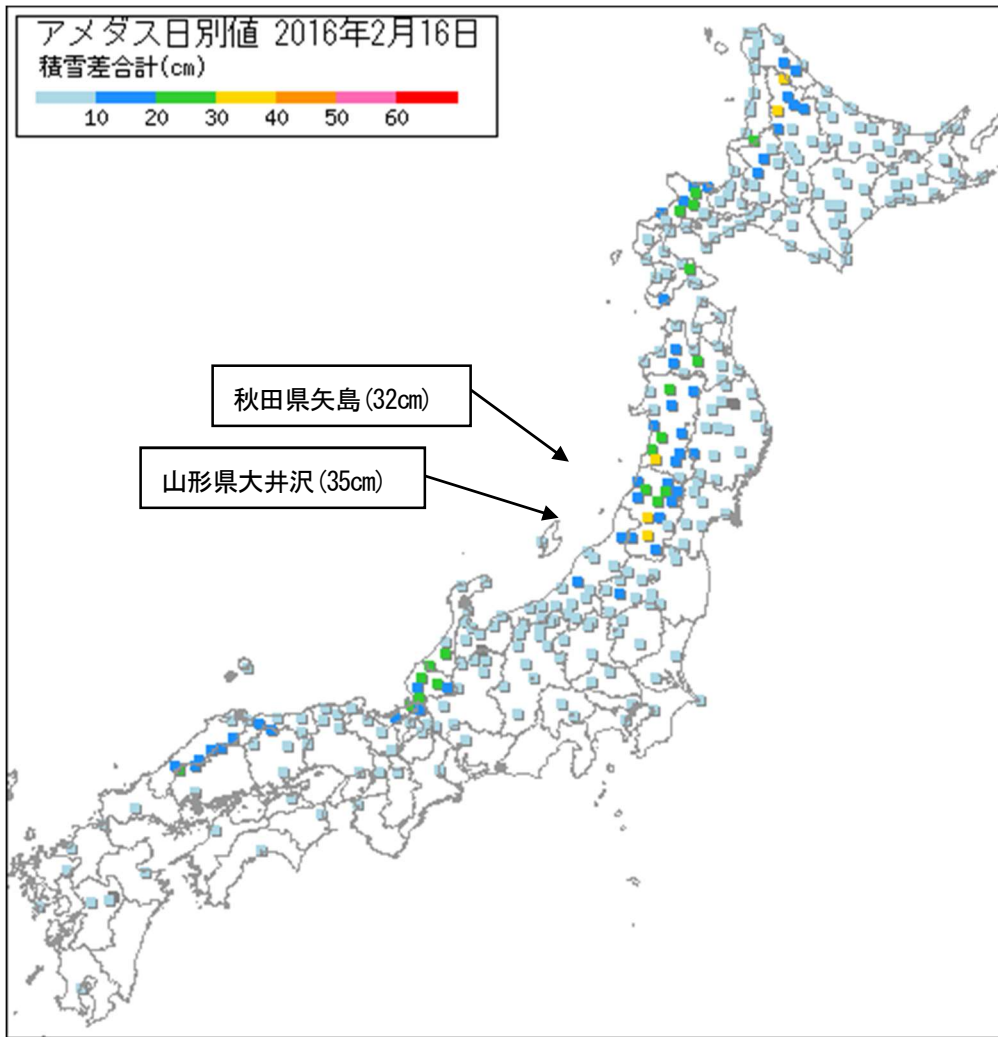


図 6-2-24 アメダスの 24 時間降雪量分布図

参考文献

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

6.3. 強風

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

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

6. 気象現象の事例

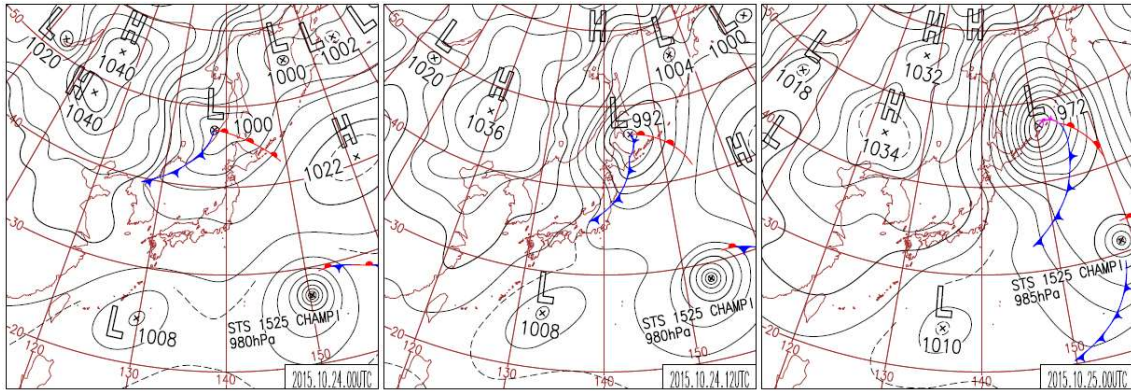


図 6-3-1 地上天気図 (左から 2015 年 10 月 24 日 00UTC、24 日 12UTC、25 日 00UTC)

6.3.1. 寒冷前線通過時の強風

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

(1) 寒冷前線が日本海にある場合

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

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

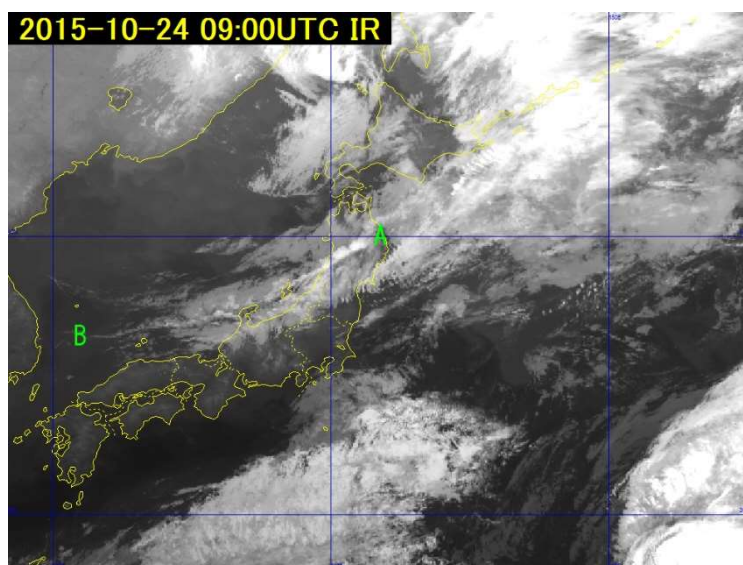


図 6-3-2 赤外画像 (2015 年 10 月 24 日 09UTC)

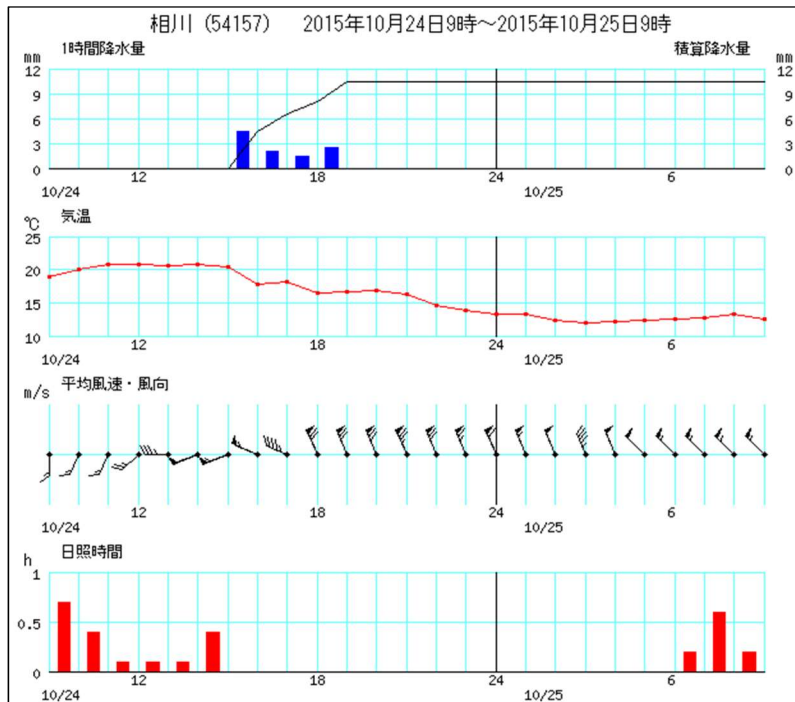


図 6-3-3 相川 (新潟) のアメダス時系列図 (2015年 10月 24日 00UTC～25日 00UTC)

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

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

(2) 寒冷前線が内陸部にある場合

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

6. 気象現象の事例

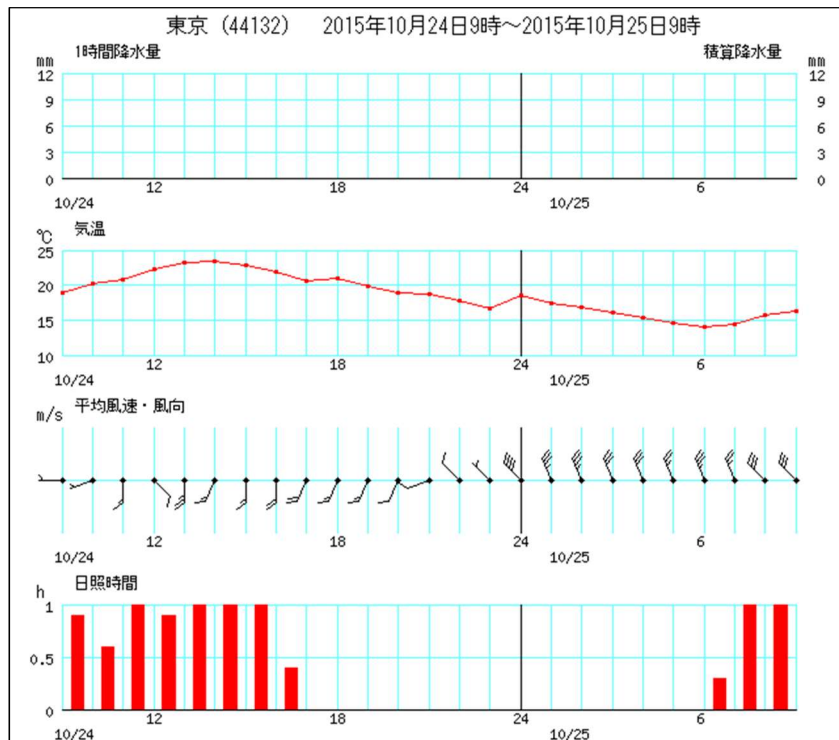


図 6-3-4 東京のアメダス時系列図 (2015年 10月 24日 00UTC～25日 00UTC)

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

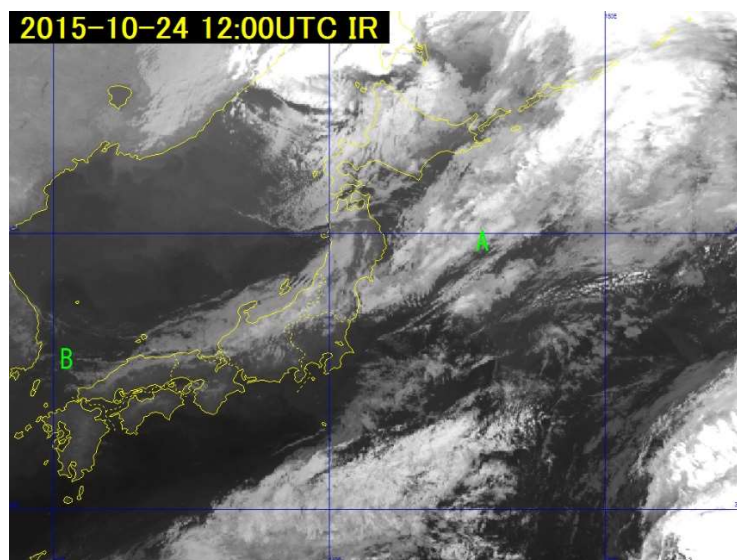


図 6-3-5 赤外画像 (2015年 10月 24日 12UTC)

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

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

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

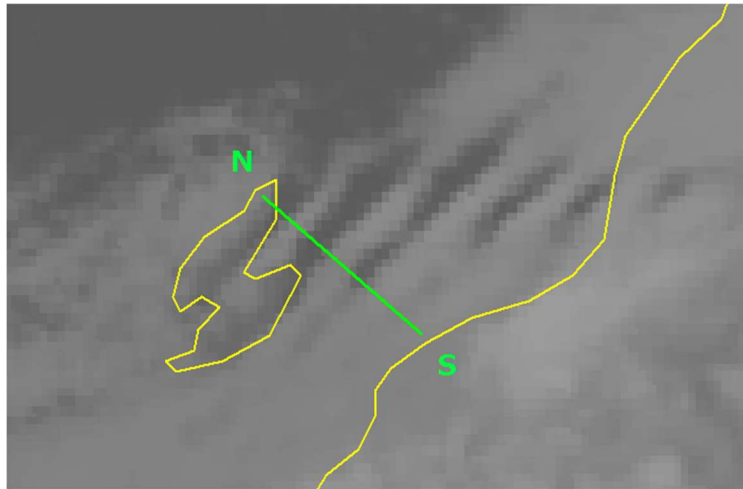


図 6-3-6 赤外画像 (2015年10月24日12UTC)
佐渡島付近を拡大 (黄緑の線 N-S は断面を測定した場所)

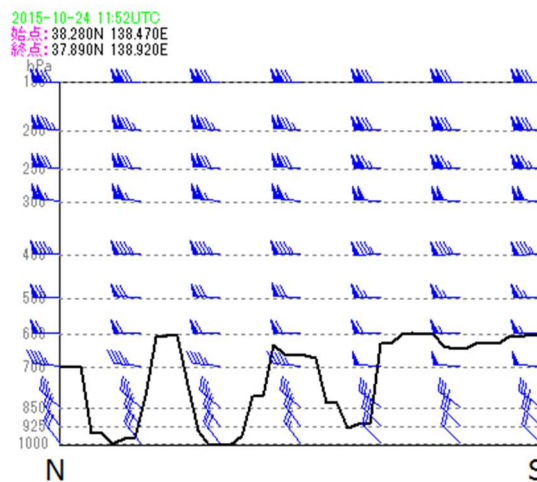


図 6-3-7 前図の線 N-S に沿った断面図 (2015年10月24日12UTC)
黒実線：輝度温度を同時刻の初期値による GSM の気温から気圧に変換したもの、
青い矢羽根：同時刻の初期値による GSM の風向風速 (kt)

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

(3) 寒冷前線が太平洋上に抜けた場合

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

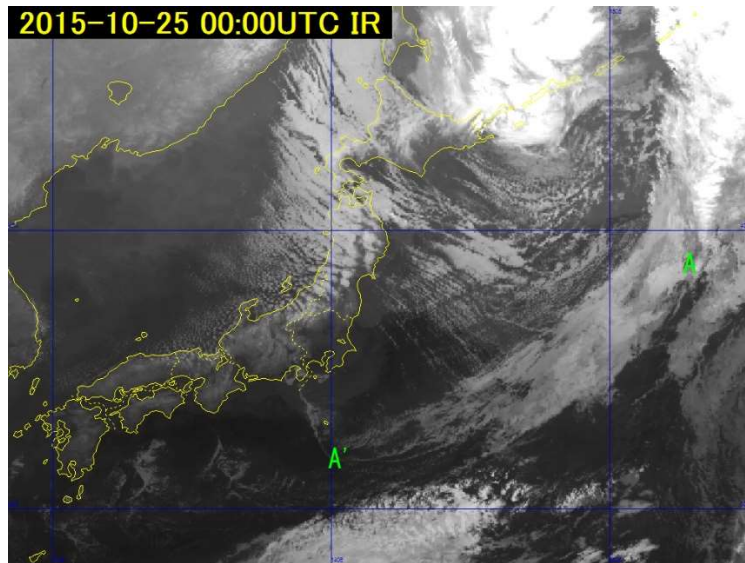


図 6-3-8 赤外面像、A~A'は衛星画像から解析した前線の位置（2015年10月25日00UTC）

6.3.2. 画像から見られる強風時の着目点とその利用

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

参考文献

気象衛星課(1976)：予報と解析への気象衛星資料の利用、105.

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

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

6.4. 霧

6.4.1. 霧の一般的な特徴

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

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

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

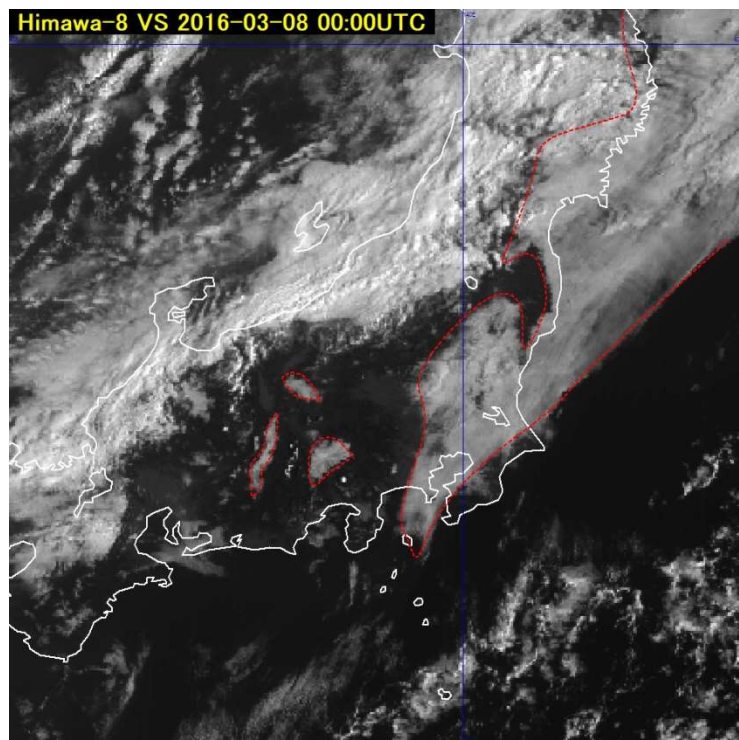
霧は、可視画像で灰～白色の雲域として見られる。霧域の雲頂表面は滑らかで一様である。雲頂高度はほぼ一定で、内陸に存在する霧域の境界は地形の等高線に沿った形状を示すことが多い。厚い上層雲や中層雲に覆われていない限り、可視画像による霧域の特定は容易である。下が透けて見える薄い上層雲に覆われている場合も霧の識別は概ね可能であるが、粒状の上層雲が覆った時は霧域の表面にその影を落とすため、ごつごつした対流性の雲と見誤ることがある。一般に霧の動きは遅く形状の時間変化も緩やかなので、霧の判別には動画による動きや形状の変化を確認することも有効である。

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

6.4.2. 日中の霧 (陸上と海上の霧)

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

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



6. 気象現象の事例

図 6-4-1 可視画像 (B03) (2016年3月8日 00UTC)

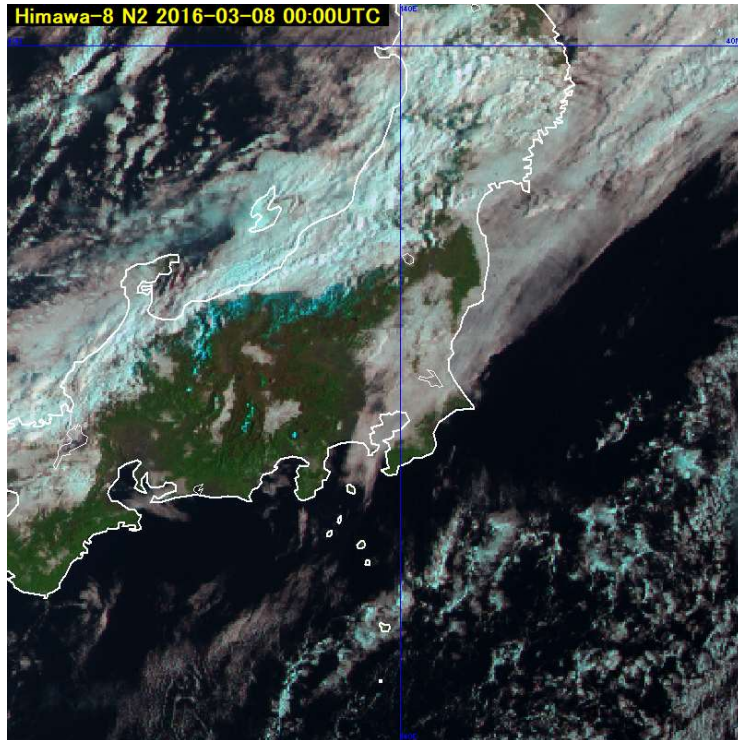


図 6-4-2 Natural color RGB 合成画像 (2016年3月8日 00UTC)

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

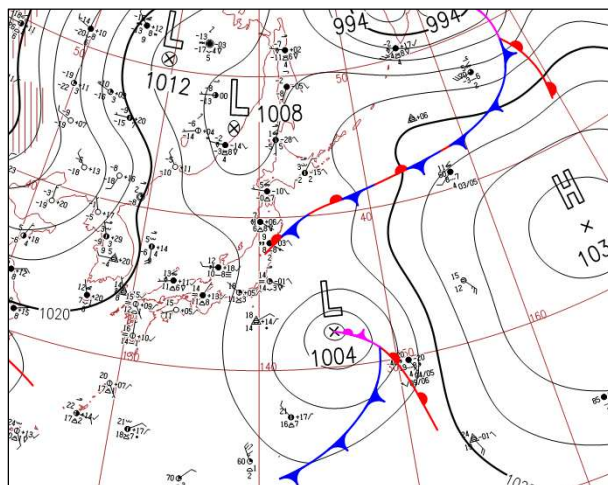


図 6-4-3 地上天気図 (2016年3月8日 00UTC)

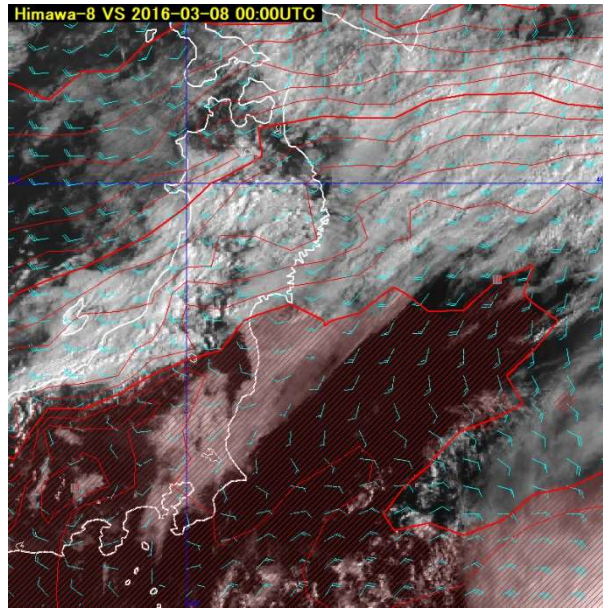


図 6-44 可視画像 (B03) (2016年3月8日00UTC)
925hPa 風と気温は同時刻を初期値とする MSM の客観解析、斜線の領域は 10°C以上を示す

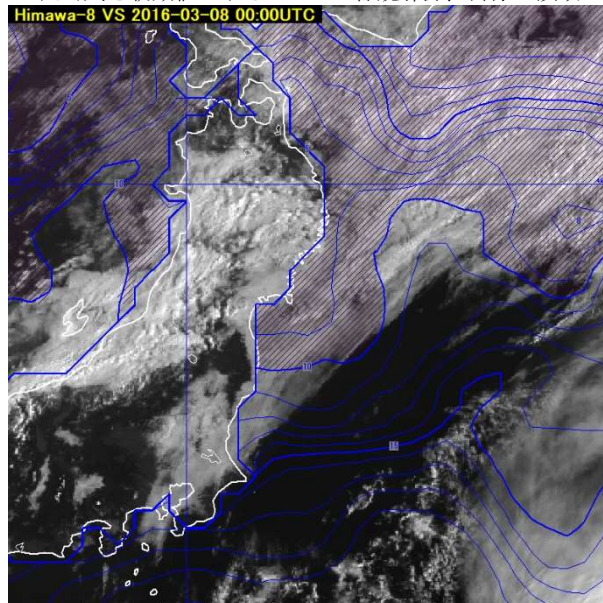


図 6-45 可視画像 (B03) (2016年3月8日00UTC)
同日の海面水温、斜線の領域は 10°C以下を示す。

6.4.3. 夜間の霧

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

6. 気象現象の事例

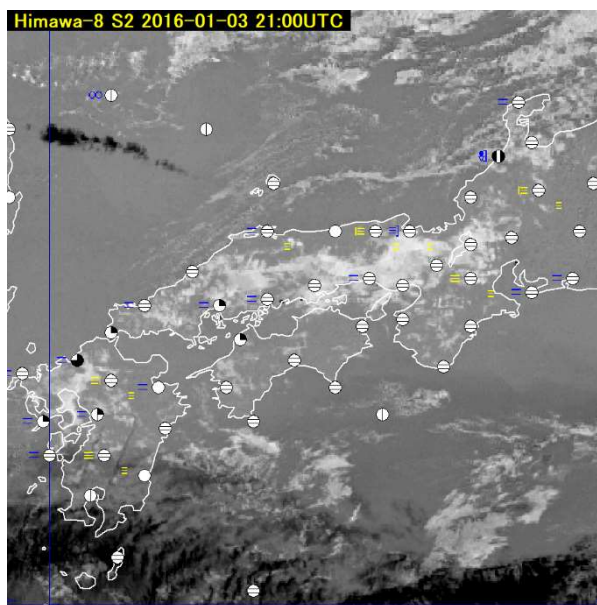


図 6-4-6 西日本各地に発生した夜間の霧
B07-B13 差分画像 (2016年1月3日 21UTC)

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

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

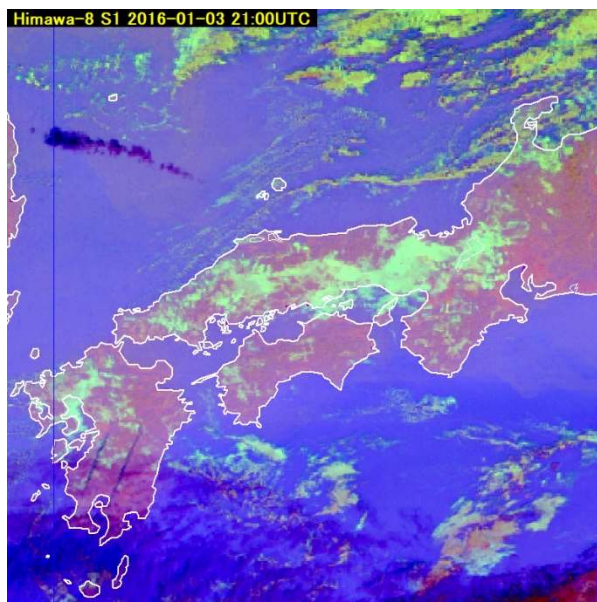


図 6-4-7 西日本各地に発生した夜間の霧
Night microphysics RGB 合成画像 (2016年1月3日 21UTC)

6.5. 下層雲

6.5.1. 下層雲の一般的な特徴

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

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

6.5.2. 海上の下層雲

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

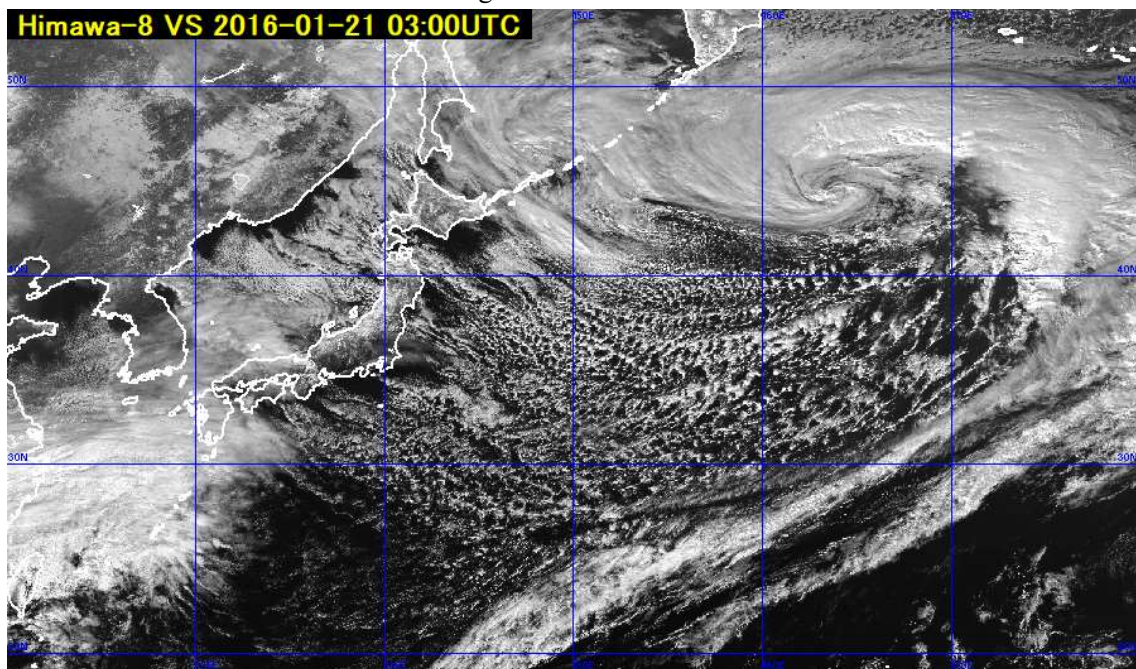


図 6-5-1 海上の下層雲 可視画像 (B03) (2016年1月21日0300UTC)

6. 気象現象の事例

6.5.3. 大陸や南シナ海の下層雲

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

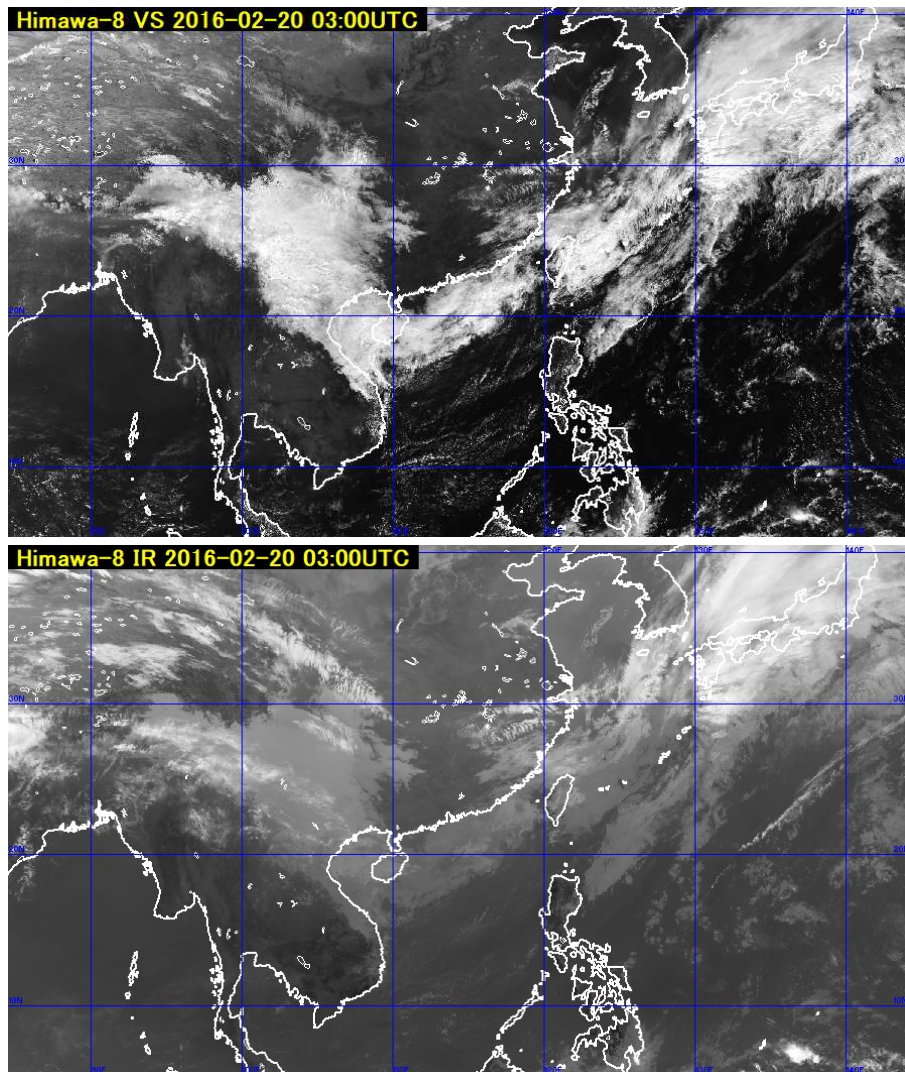


図 6-5-2 中国大陸の下層雲（2016 年 2 月 20 日 0300UTC）
上：可視画像（B03） 下：赤外画像（B13）

6.5.4. 日本付近の特徴的な下層雲

(1) やませ

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

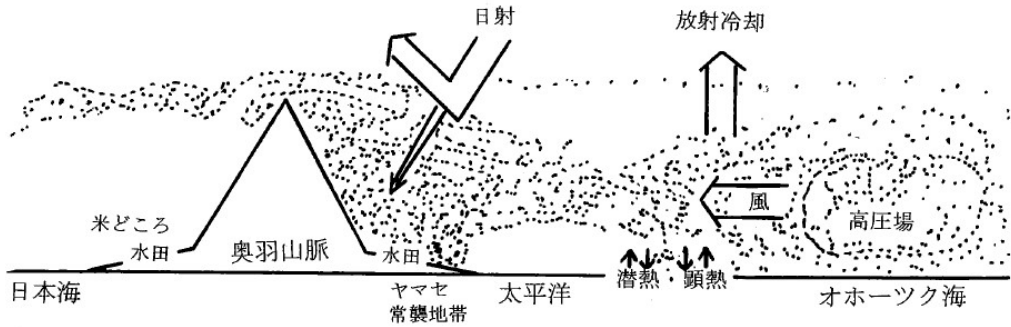


図 6-5-3 やませの概念図 (ト蔵, 1995 より)

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

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

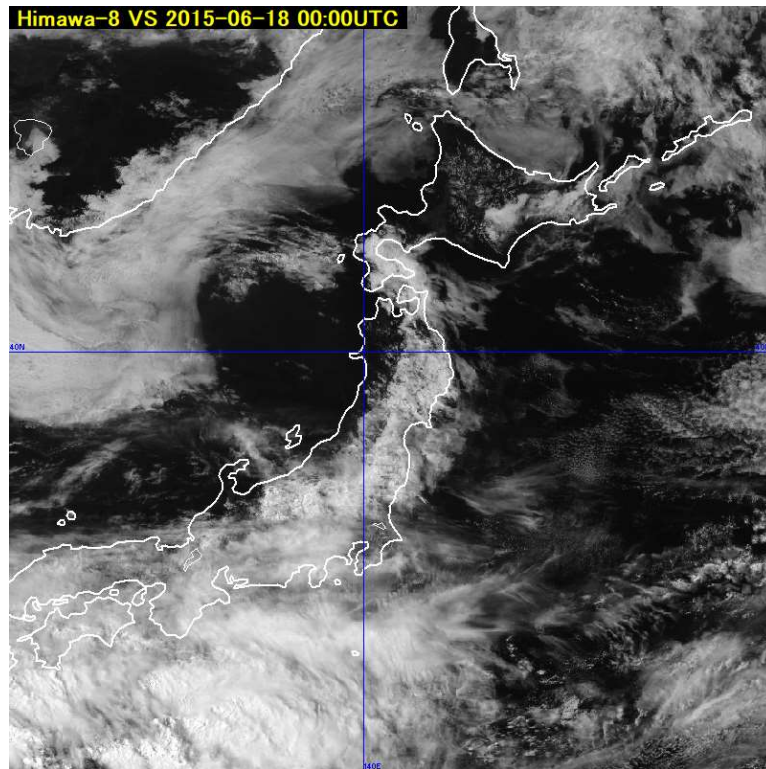


図 6-5-4 可視画像 (B03) (2015年6月18日00UTC)

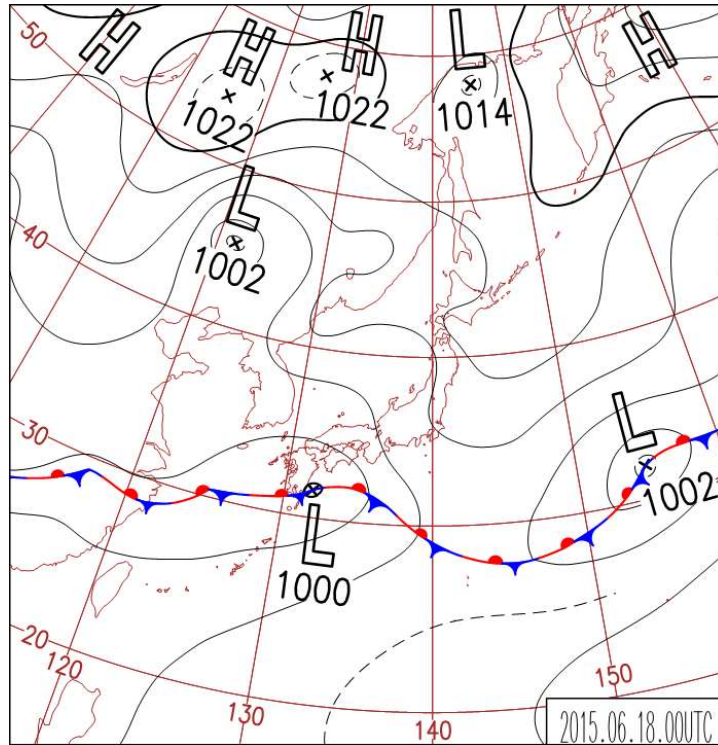


図 6-5-5 地上天気図 (2015年6月18日00UTC)

(2) 関東の南海上のシアーラインに伴う下層雲

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

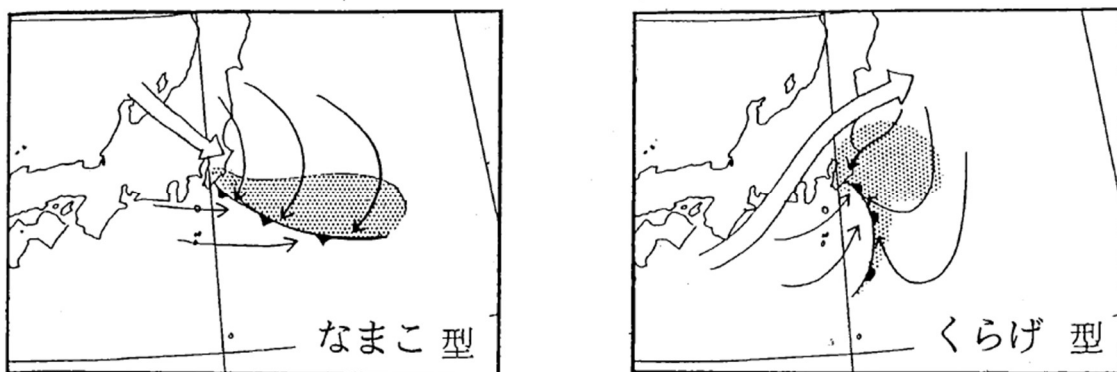


図 6-5-6 関東南海上のシアーラインに伴う下層雲のモデル (なまこ型とくらげ型) 鈴木・安藤 (1992) より
 点彩域：雲域、細矢印：地上風、大矢印：安定層より上の風、シアーラインは前線の記号で示す

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

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

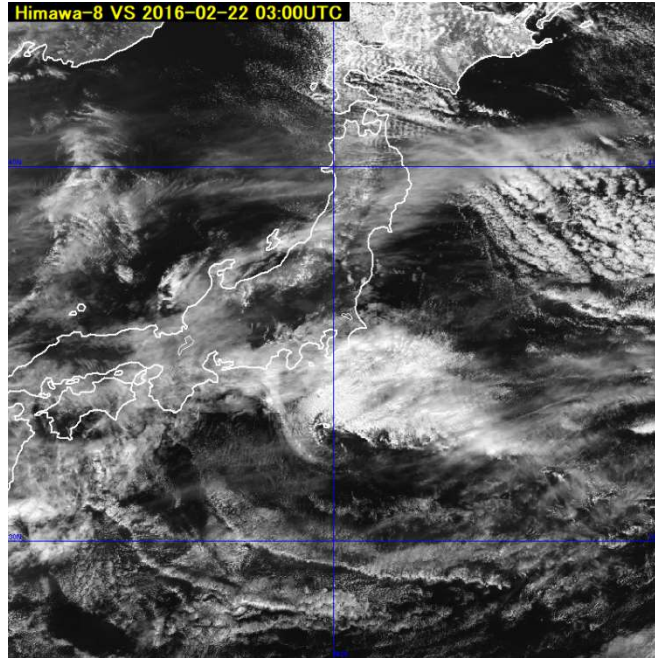


図 6-5-7 関東南海上のシアーラインに伴う下層雲 (なまこ型) 可視画像 (B03) (2016 年 2 月 22 日 03UTC)

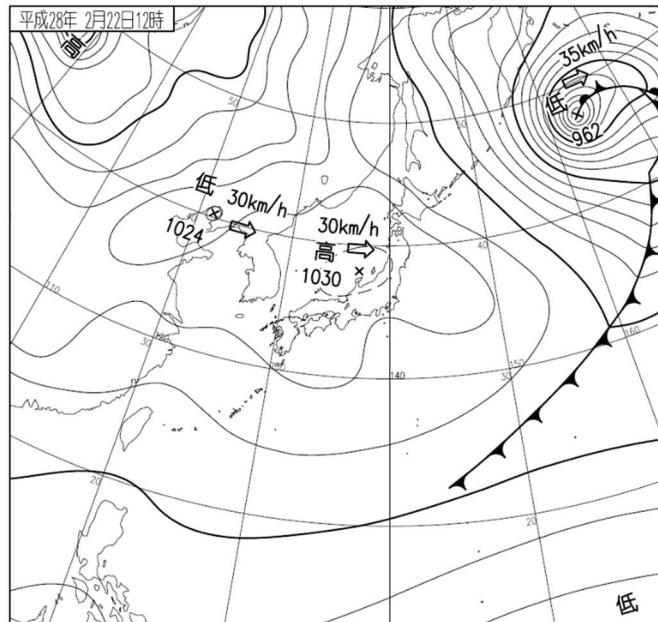


図 6-5-8 地上天気図 (2016 年 2 月 22 日 03UTC)

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

6. 気象現象の事例

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

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

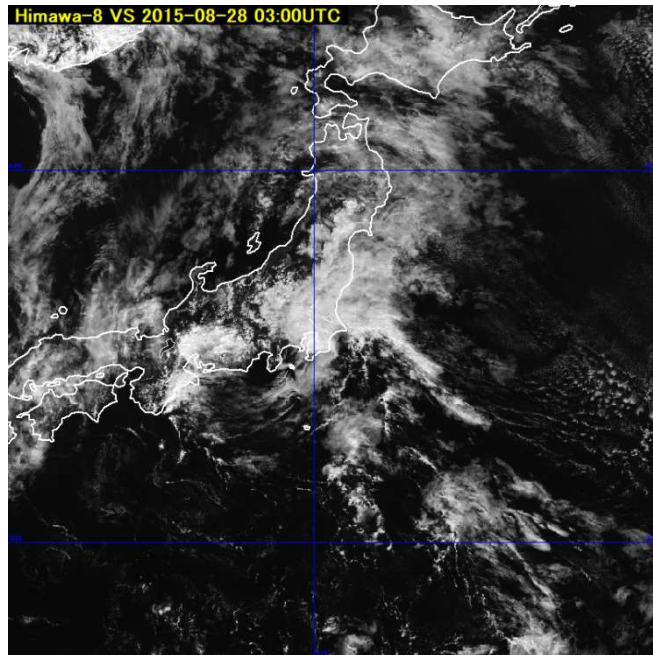


図 6-5-9 関東南海上のシアーラインに伴う下層雲 (クラゲ型) 可視画像 (B03) (2015 年 8 月 28 日 03UTC)

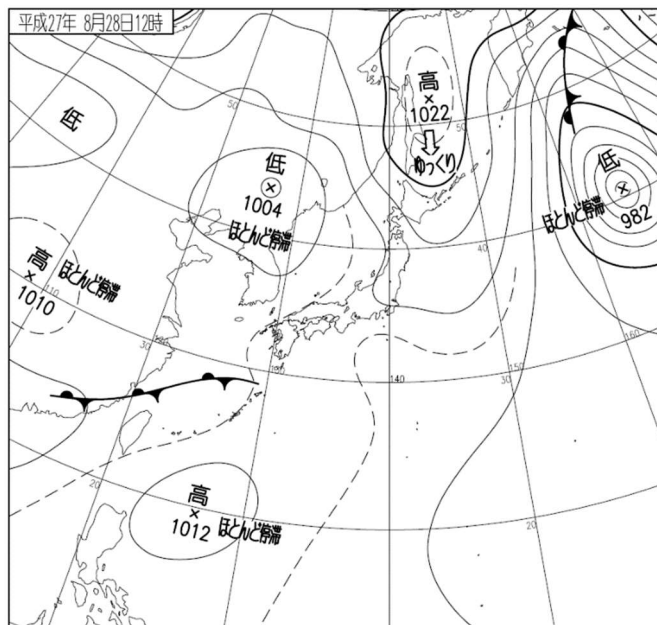


図 6-5-10 地上天気図 (2015 年 8 月 28 日 03UTC)

(3) 海陸風前線

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

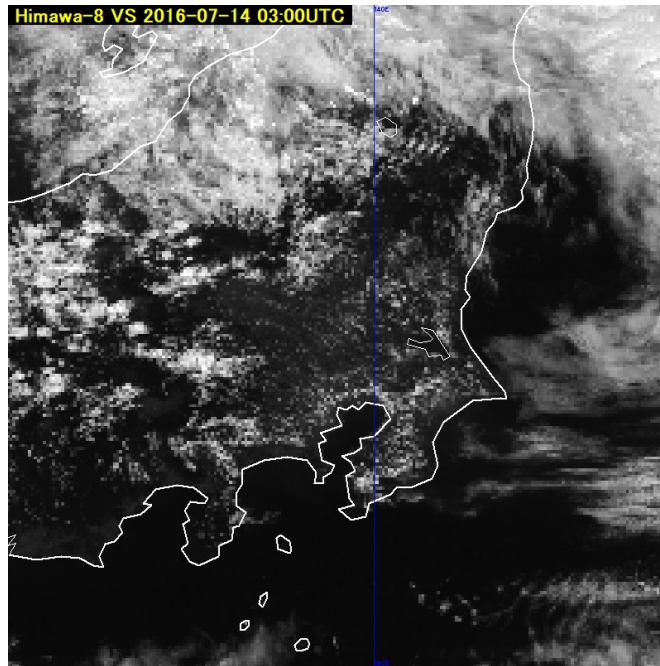
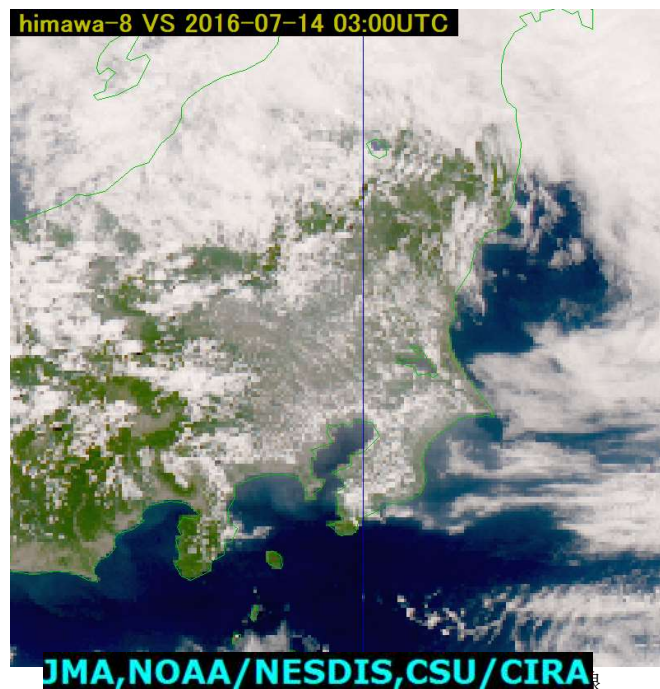


図 6-5-11 関東地方の海陸風（海風）による沿岸前線
可視画像（B03）（2016年7月14日0300UTC）



True color 再現画像（2016年7月14日0300UTC）

6. 気象現象の事例

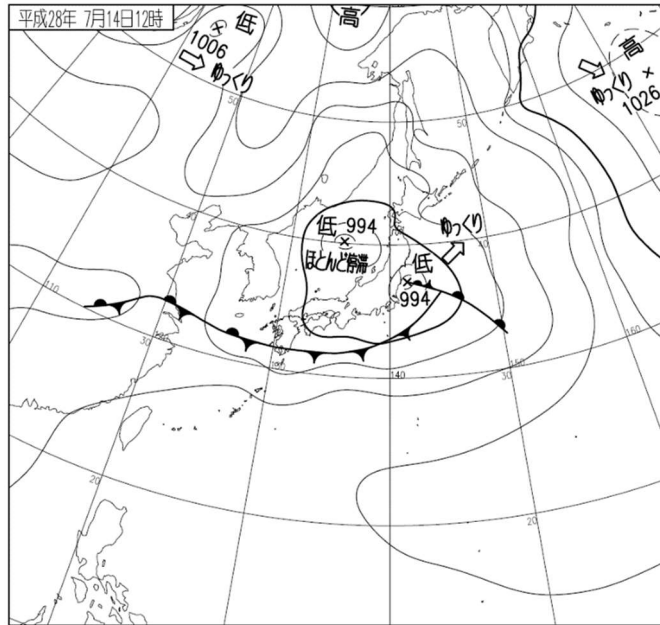


図 6-5-13 地上天気図 (2016年 7月 14日 03UTC)

(4) フェーンに伴う堰き止め雲

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

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

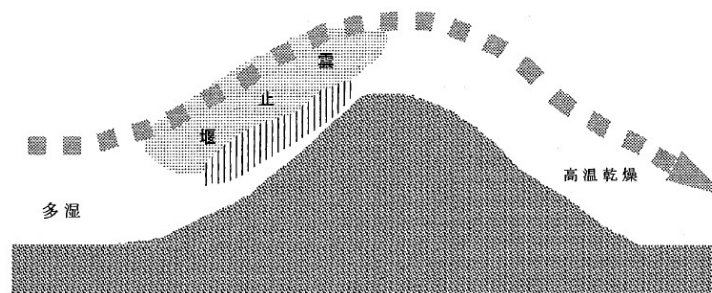


図 6-5-14 フェーンの模式図

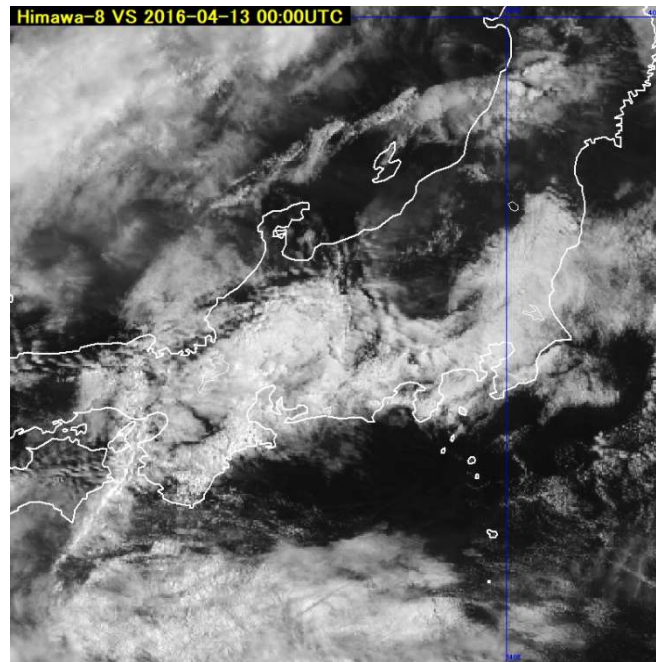


図 6-5-15 フェーンに伴う堰き止め雲
可視画像 (B03) (2016年4月13日 00UTC)

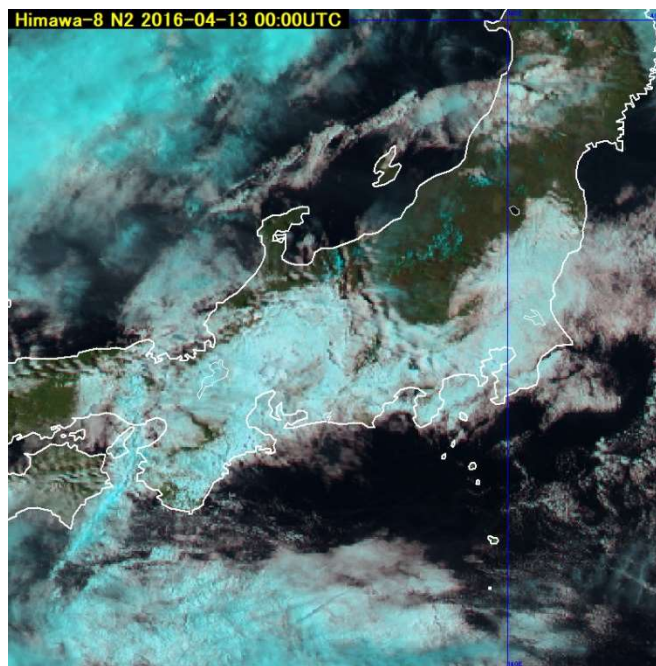


図 6-5-16 フェーンに伴う堰き止め雲
Natural color RGB 合成画像 (2016年4月13日 00UTC)

6. 気象現象の事例

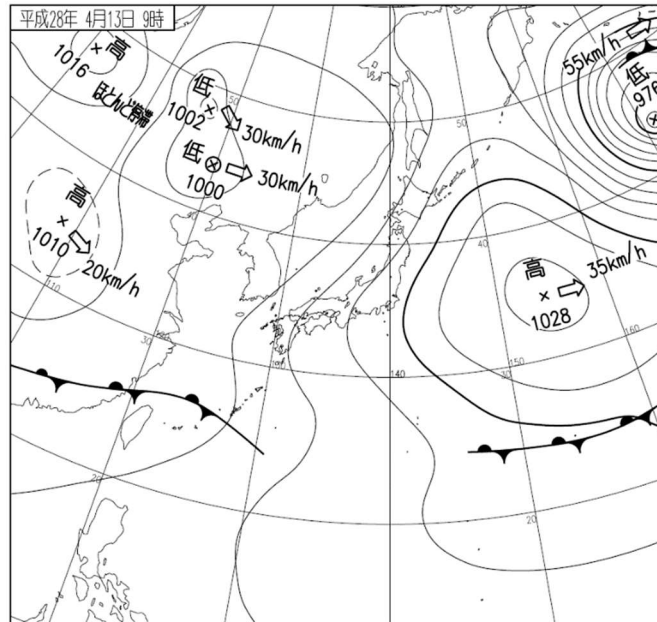


図 6-5-17 地上天気図 (2016年4月13日 00UTC)

参考文献

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

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

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

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