

第4章 アジア太平洋地上天気図の標準的な解析手法

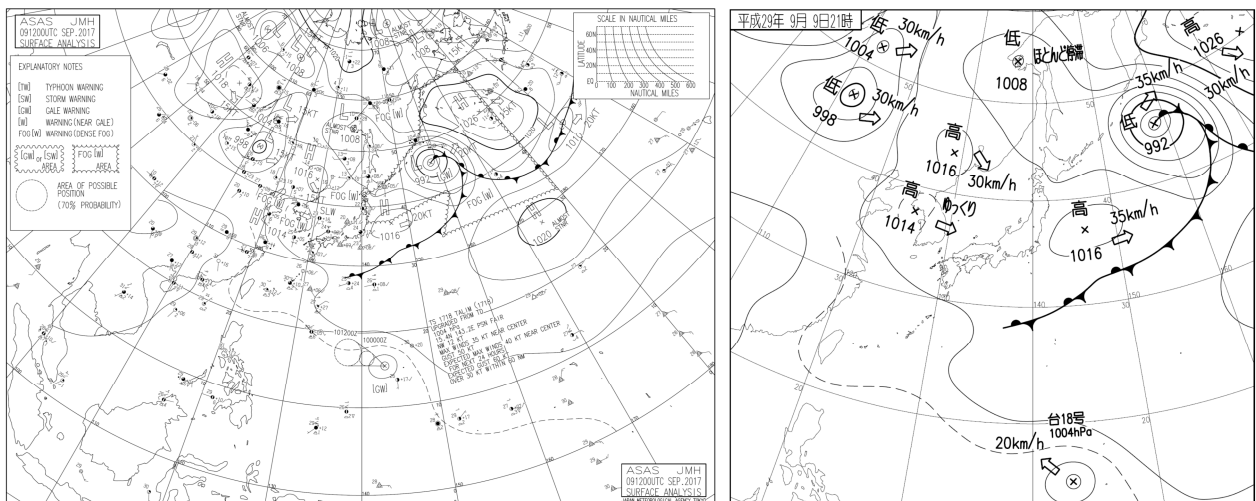
この章では、天気図（アジア太平洋地上天気図等）の標準的な解析手法について説明する。4.2 節で天気図解析の歴史を紹介し、4.3 節で低気圧及びそれに伴う前線に関する基本的な概念モデルを説明する。4.4 節で前線の定義や構造について説明する。そして、4.5 節で総観スケールの前線解析の具体的な方法について解説する。

4.1 はじめに*

(1) アジア太平洋地上天気図の作成目的と役割

気象庁では気象業務法のほか、国際的な協力の枠組み（「海上における遭難及び安全に関する国際的な制度」：GMDSS（Global Maritime Distress and Safety System）等）に基づき北西太平洋域の海上予報警報（海上強風警報[GW]、海上暴風警報[SW]、海上台風警報[TW]等）を発表しており、これらの海上予報警報は天気図解析に基づいて作成している。この解析の成果がアジア太平洋地上天気図であり、このうち日本付近の領域を抽出したのが速報天気図である（第4.1.1図）。

アジア太平洋地上天気図には二つの役割がある。一つは天気図解析の成果を公表する役割で、「アジア太平洋地上天気図（ASAS）」、「速報天気図（SPAS）」として船舶や報道機関等に提供される。もう一つは天気図解析を通して総観規模現象の推移を概観できる記録資料としての役割である。



第4.1.1図 アジア太平洋地上天気図（ASAS）（左）と速報天気図（SPAS）（右）

(2) 天気図の種類等

前項で示した解析の成果としての天気図に加えて、同じアジア太平洋領域の悪天予想天気図（アジア太平洋海上悪天予想図（FSAS24、48））も第4.1.1表のとおり作成している。これらの天気図は予報業務等に利用するほか、気象業務支援センターから各機関に配信され、TVやインターネット、新聞等を通じて国民に広く利用されている。また、アジア太平洋地上天気図（ASAS）、アジア太平洋海上悪天予想図（FSAS24、48）は、気象無線模写通報（JMH）で定期的に放送され、船舶等の交通機関の安全運航に役立てられている。03UTCの天気図解析では、解析結果を基に予報及び警報事項を作成し、NHKラジオ第2放送の「漁業気象通報」として、1日1回放送されている。

*長田 栄治（気象庁予報部予報課）

これらの地上天気図は、高・低気圧等の動きから実況と今後の天気の推移を、等圧線の走向、間隔から風の流れや強さを、前線から天気の急変等の悪天域を把握することができるため、手軽に気象状況を把握できる資料としてその存在価値は大きい。なお、この章ではアジア太平洋地上天気図・速報天気図・アジア太平洋海上悪天予想図をまとめてアジア太平洋地上天気図等と記す。

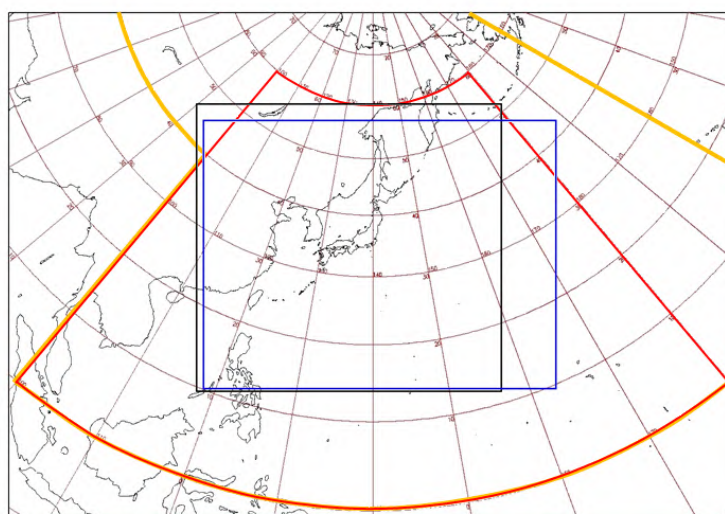
第 4.1.1 表 天気図の種類

天気図の種類	解析時刻
アジア太平洋地上天気図 (ASAS)	00、06、12、18UTC の 1 日 4 回
速報天気図 (SPAS)	00、03、06、09、12、18、21UTC の 1 日 7 回
アジア太平洋海上悪天予想図 (FSAS24、FSAS48)	00、12UTC の 1 日 2 回

(3) アジア太平洋地上天気図等の基本的な作成ルール

アジア太平洋地上天気図等の解析領域は、北西太平洋域の海上予報警報を作成するという目的や日本付近の総観規模現象の推移を示す役割のため、ユーラシア大陸の一部を含めたアジア太平洋領域を対象としている(第 4.1.2 図)。また、アジア太平洋地上天気図等で解析する擾乱や前線は、メソ スケールから総観規模、すなわち、水平スケールは数百 km 以上、時間スケールは 12 時間程度以上持続するものを対象としている(第 4.1.3 図)。

アジア太平洋地上天気図等における等圧線は 1000hPa を基本に 4hPa ごとに細実線、20hPa ごとに太実線を用いて描画している。補助線は、4hPa ごとの等圧線では表現できない気圧の谷や尾根を表現する場合等に、必要に応じて 2hPa ごとに破線で描画する。補助線を用いる具体的な目安としては、緯度経度で約 15° × 15° 以上の領域に実線の等圧線がない場合としている。高気圧・低気圧の中心気圧は 2hPa 単位で解析することを原則とする。ただし、高気圧が二つに分かれている等、中心気圧が奇数でしか解析できない場合は、奇数値を採用することがある。台風の中心気圧については、990hPa 未満の場合は 5hPa 単位で、990hPa 以上の場合には 2hPa 単位で解析する。ただし、陸地等の確かな気圧データが存在する場合は 1hPa 単位で解析することもできる。



第 4.1.2 図 各種天気図の解析領域

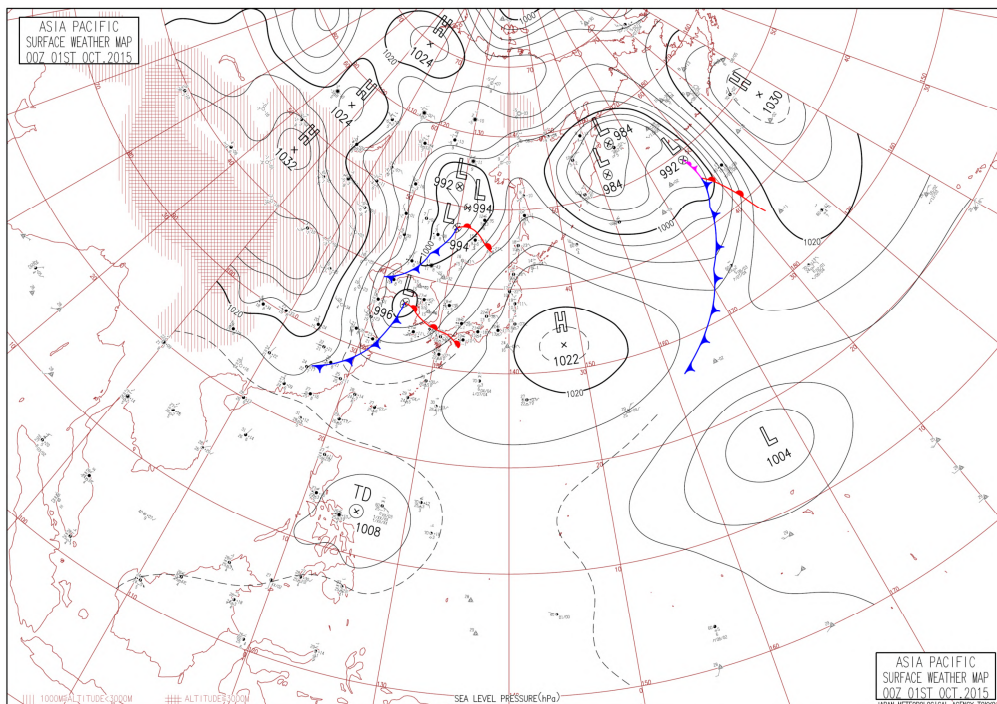
オレンジ線が ASAS、黒線が SPAS、青線が漁業気象通報、赤線が北西太平洋域の海上予報警報の領域

スケール		空間	時間					
			1月	1日	1時間	1分	1秒	
総観規模	大規模	10 ⁴ km	(エルニーニョの影響) 定常波 超波長 潮汐波 プラネタリー波 プロッキング					マクロα スケール
		2×10 ³ km	長波 低気圧 高気圧					マクロβ スケール
	中間規模	2×10 ² km	前線 台風 熱帯低気圧					メソα スケール
中小規模	メソ スケール (中規模)	2×10 ¹ km		海陸風 集中豪雨 スコール				メソβ スケール
		2 km			雷雨 内部重力波 晴天乱流			メソγ スケール
	200 m			竜巻 積乱雲			マイクロα スケール	
	20 m				つむじ風 ビル風			マイクロβ スケール
						ブリューム 乱流		マイクロγ スケール
日本の分類		WMOの分類	気候スケール	総観及び 惑星スケール	メソ スケール	マイクロスケール	オランダスキ ーの分類	

第 4.1.3 図 現象の空間・時間スケールの分類

(4) 再解析による気象庁天気図の作成

アジア太平洋地上天気図の解析は解析時点までに入電したデータや実況経過を用いて行ういわば“速報的な解析”である。このため解析の数日後には、解析終了後に入電したデータも用いて天気や気圧系の推移を確認し、総観規模現象の推移の概要が把握できる気象庁天気図を完成させる。作業を終えた気象庁天気図(第 4.1.4 図)は気象庁で 10 年間保管した後、国立公文書館に移管し永年保存となる。また、気象庁天気図は気象証明・気象鑑定資料となるほか、国内外の研究機関における研究資料等としても利用されている。



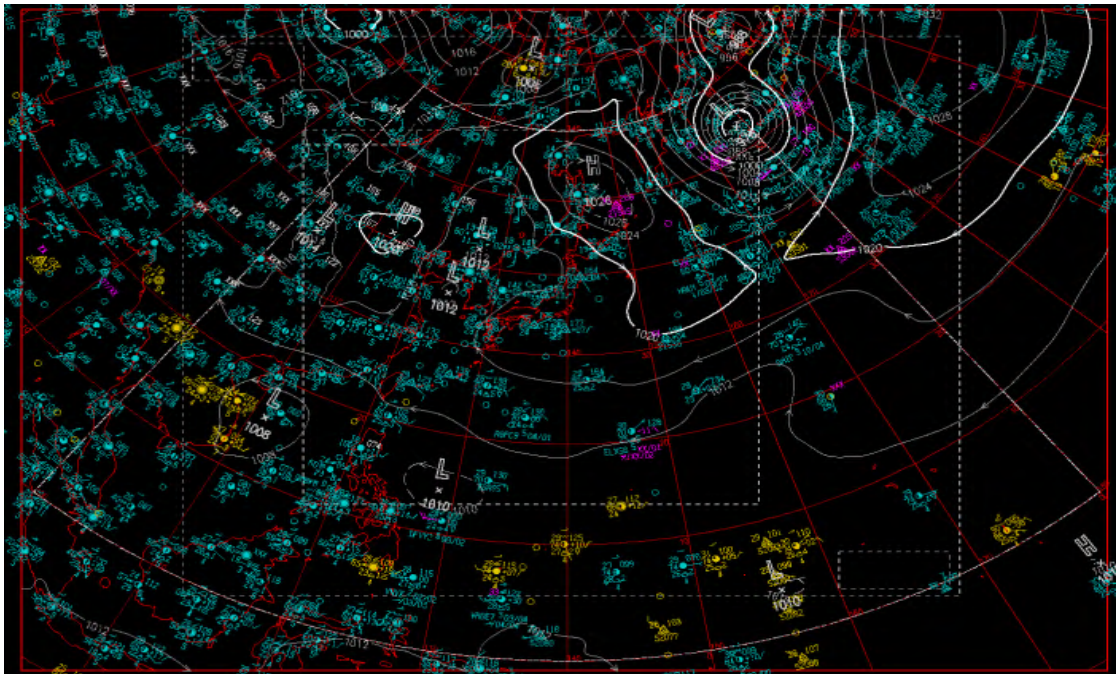
第 4.1.4 図 気象庁天気図

4.2 気象庁における天気図解析の歴史*

(1) 解析ツールの変革

1996(平成8)年2月以前は、アジア太平洋地上天気図等は、あらかじめ決めた特定地点の地上・海上の実況観測データを記入した天気図に、解析者が手描きで等圧線・高気圧・低気圧・台風・前線等を解析して作成していた。作業に当たっては、解析者は地上・海上の実況観測データ及び高層観測データ、レーダー画像、衛星画像等の実況資料と、低気圧の概念モデルを頭の中で整合しながら等圧線や前線を解析していた。当時、高層天気図、レーダー画像、衛星画像は異なる図法や縮尺で提供されていたため、解析者はそれぞれの図を見比べ、頭の中でそれらを組み合わせる等の技術が必要であった。

1996(平成8)年3月1日以降、天気図解析作業は計算機を用いたマンマシン処理(TKS: 天気図解析システム)で行うことになり現在に至っている。このシステムの導入により、実況資料や、数値予報モデルによる各層の高度、温度、湿数等の推定値を地上天気図に重ねて表示・作業できるようになった。また、このシステム上で前後の時刻の天気図の等圧線・前線の重ね合わせ等もできるため、作業の効率化が図られた。



第4.2.1図 TKSでの天気図解析作業画面

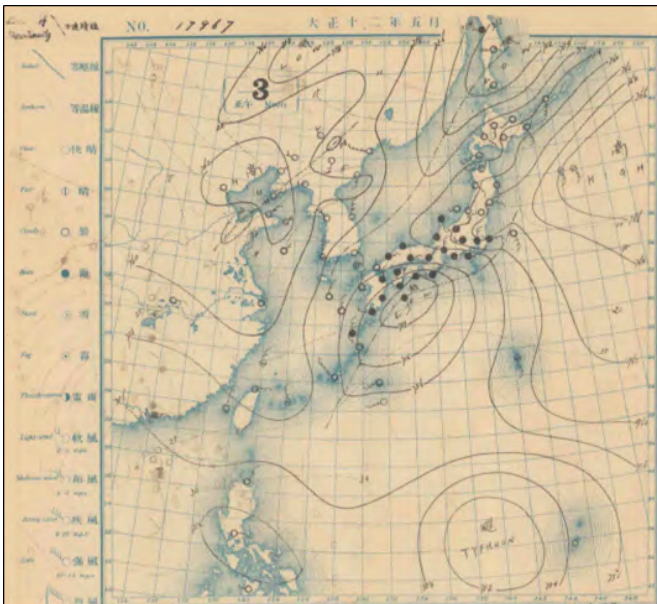
天気図解析システムを用いた等圧線解析は、解析のベースとして画面上に数値予報モデルによる第一推定値が表示され、解析者は実況資料等を基にこの等圧線を修正している(第4.2.1図)。一方、前線解析では数値予報モデルによる明示的な第一推定値はなく、解析者が実況資料や、数値予報モデルによって計算された要素(例えば、上空の等温線や等相当温位線等)の分布を考慮し、総合的に判断して解析している。Uccellini(1992)の報告にもあるとおり、前線の解析においては常に複数の解釈が存在する。このため、気象庁ではできるだけ均質な解析に基づく天気図を提供することを目指し、前線とそれに付随する低気圧について、次節で述べるベルゲン学派の概念モデルを基本に解析している。

*長田 栄治(気象庁予報部予報課)

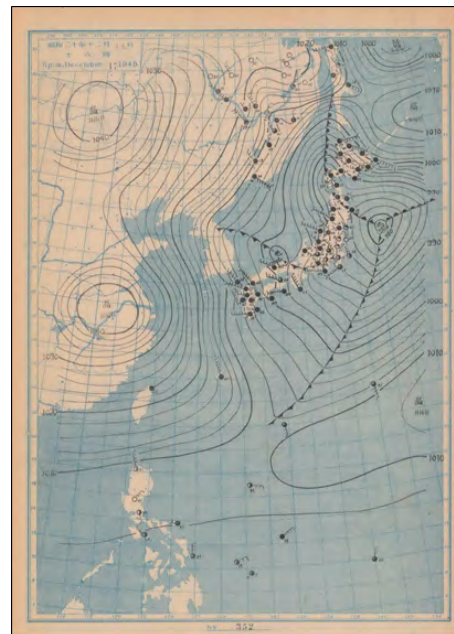
(2) アジア太平洋地上天気図上での前線解析手法の歴史

気象庁の天気図における前線解析手法には、その時代の気象学を反映した特色が現われている。ここで気象庁の天気図における前線解析手法の歴史について簡単に振り返ってみる。

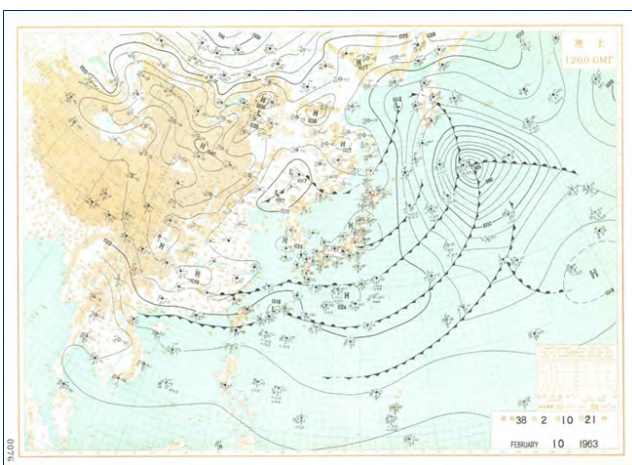
気象庁の天気図に初めて前線が登場したのは、1945(昭和20)年12月17日(第4.2.3図)で、それまでは、第4.2.2図(1923(大正12)年5月3日12時)の天気図例にあるように“不連続線”として解析していた。前線を解析することとしたのは、ベルゲン学派の温帯低気圧の発達モデルを踏まえて温帯低気圧の発達ステージを表現することと、前線付近での降水の強まりや風向風速の急変等、顕著な気象現象を表現することが目的であった。その後、天気図における前線の解析は定着し、1960年代半ば頃までは前線を第4.2.4図のように解析していた時代もあった。その後、4.5節でも述べるように、気象衛星から取得した画像データの高度化や数値予報モデルの精度向上に伴って前線の考え方を整理し、1985(昭和60)年頃から現在のスタイルに近くなっている(第4.2.5図)。このように、その時代により、天気図で解析する前線数やその形態は変化している。



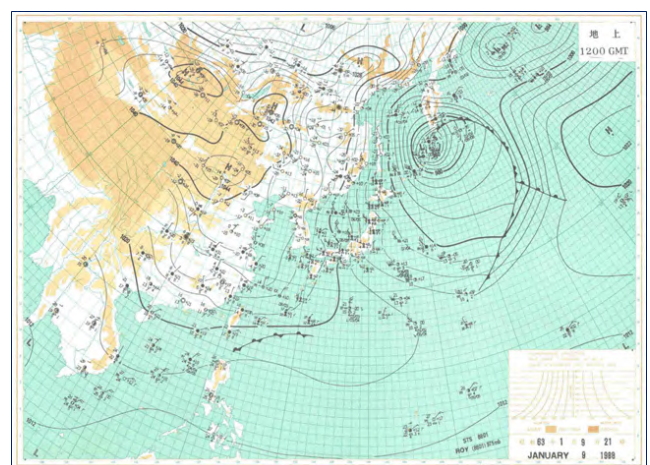
第4.2.2図 1923(大正12)年5月3日12時の地上天気図



第4.2.3図 1945(昭和20)年12月17日18時の地上天気図



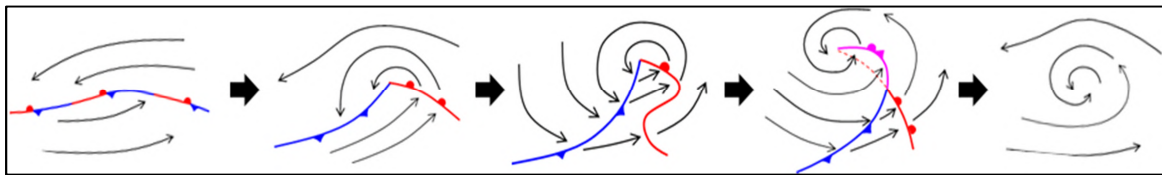
第4.2.4図 1963(昭和38)年2月10日21時の地上天気図



第4.2.5図 1988(昭和63)年1月9日21時の地上天気図

4.3 低気圧及びそれに伴う前線に関する基本的な概念モデル

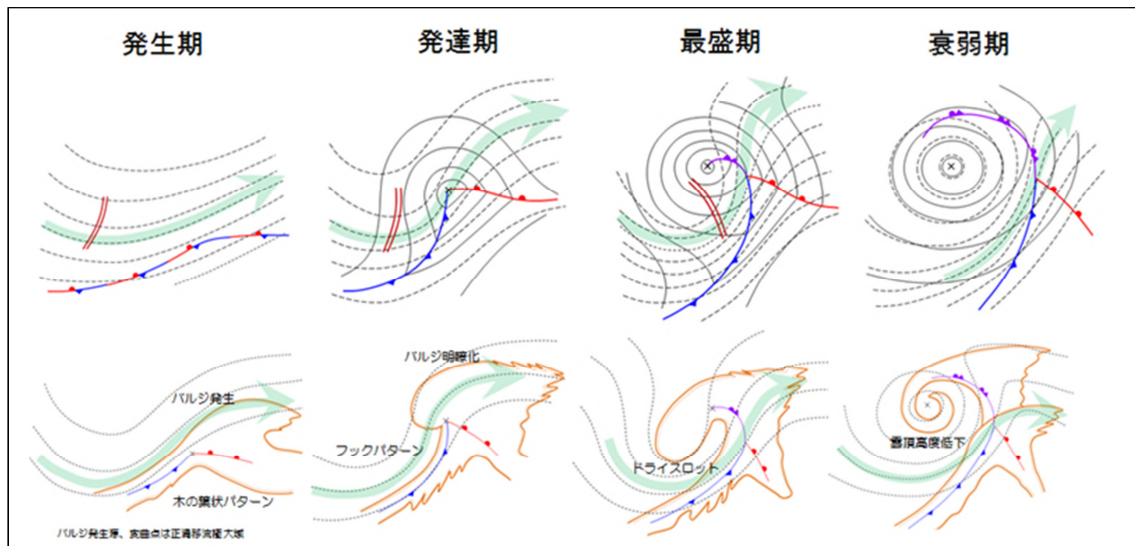
1920年代にJ.ビャークネスとゾルベルグにより温帯低気圧（以下、低気圧）の発生・発達・衰弱の諸段階を象徴的に表す「低気圧の一生」がモデル化（第4.3.1図）された（Bjerknes and Solberg, 1922）。彼らの概念モデルは「ベルゲン学派の低気圧モデル」と呼ばれ、力学的不安定により前線上に発生する波動が発達し低気圧になるという説を基本としている。この概念モデルでは、低気圧は前線上の不安定な波動として発生して、温暖前線、寒冷前線が形成され、発達の過程で寒冷前線は動きの遅い温暖前線に追いつき、2つの前線の間にあった暖域の空気の一部が切り離され、下層で2つの前線が接触する領域に閉塞前線が形成される。この段階で低気圧は最盛期にあるが、その後、低気圧は寒気で覆われて前線が消滅し、最後は寒気場内の渦巻となり消滅する。この概念モデルは、現在でも天気図解析の実務で中心的役割を果たしている。



第4.3.1図 ベルゲン学派による温帯低気圧の一生の概念モデル

矢印は流線を示す。

気象庁では、ベルゲン学派の低気圧モデルを基本に、傾圧不安定波の理論（Charney, 1947）（Eady, 1949）から低気圧が発生・発達・衰弱のどのステージにあるのかを考慮して、実況資料と立体的な整合を図りながら、低気圧及びそれに伴う前線の解析を行っている。第4.3.2図は、低気圧の一生について典型的な例として、低気圧の各ステージにおける上空のジェット気流や高度場、雲パターンとの対応を示した模式図である。



第4.3.2図 ベルゲン学派の概念モデルを基にした低気圧の一生の模式図

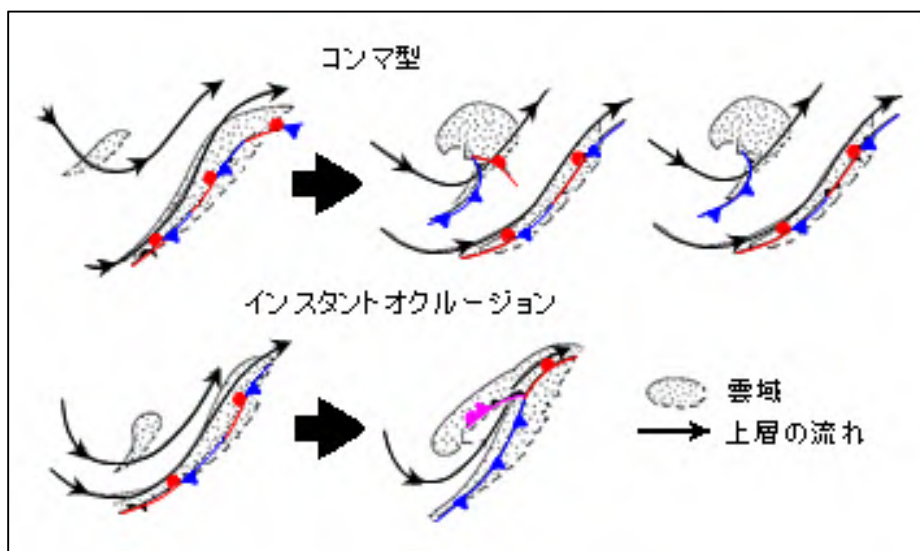
上段は地上等圧線と上層の等高度線、ジェット気流、前線の模式図、下段は雲域と上層の等高度線、前線の模式図で、実線は地上等圧線、点線は上層の等高度線、緑矢印はジェット気流、二重太線は上層の気圧の谷を示す。

*長田 栄治（気象庁予報部予報課）

発生～発達初期では、上空の気圧の谷の接近で低気圧が発生する。衛星画像では、気圧の谷の接近により、バルジが発生する。発達期では、上空の気圧の谷の深まりとともに低気圧性の渦が強まり、地上では暖気移流、寒気移流が強まって前線が強化される。衛星画像では、バルジがさらに明瞭化すると共に、寒気の流入により低気圧の中心付近にフックパターンが形成される。最盛期では、上空の気圧の谷は地上の低気圧中心のすぐ西側まで接近してきて、寒冷前線が温暖前線に追いついて閉塞前線が形成される。衛星画像ではドライスロットが低気圧の中心付近まで入り込み、ドライスロットの流入点とバルジの北縁の交点付近に閉塞点が形成される。衰弱期では、上空の気圧の谷が低気圧中心のほぼ直上に位置し、低気圧が上層の流れから切り離される。その後、地上の低気圧は閉塞前線が低気圧の中心から離れて不明瞭化し、低気圧の渦だけが残る。衛星画像では暖気・寒気移流は弱まり、低気圧の中心付近では雲頂高度が低下して背の低い雲渦が形成される。

ベルゲン学派のモデル以外で、実際の低気圧や前線の発生・発達を説明するために他の概念モデルも取り入れて解析を行っている場合がある。例えば、前線の波動がない寒気場内では前線は解析しないが、第4.3.3図(上)のように寒気場内で発生するコンマ型の寒冷低気圧では前線を解析することがある。また、第4.3.3図(下)のように中上層の別々の流れに乗った雲域が合体して一つの低気圧として発達する即席閉塞(インスタントオクルージョン)について、前線を解析することがある。

なお、Shapiro and Keyser (1990) による前線断裂(低気圧が発達するにつれて低気圧中心付近の温暖前線、寒冷前線が断裂)やベントバック温暖前線(低気圧が更に発達して、温暖前線が寒冷前線の後方(西側)に回り込むように伸張する前線)といったベルゲン学派の低気圧モデルと異なる新しい概念モデルが提案されているが、この解析には詳細な観測データや検討が必要であるため気象庁のアジア太平洋地上天気図等では採用していない。



第4.3.3図 その他の低気圧の模式図

上段：寒気場内で発生するコンマ型の低気圧(中央は温暖前線と寒冷前線がある場合、右端は寒冷前線のみの場合)

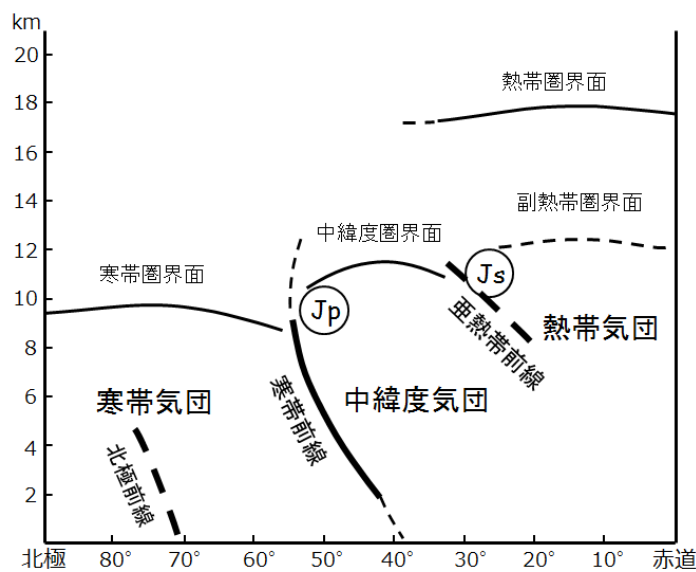
下段：インスタントオクルージョン(別々の上空の流れに乗った雲域が合体して一つの低気圧として発達)

気象衛星画像の解析と利用(2000)の図を一部加筆、修正。

4.4 前線の形成と解析*

4.4.1 前線の定義

前線は密度の異なる気団の境界として定義される。3次元的にみるとこの境界は面（前線面）をなし、前線面と地表面の交わる線が地表面の前線である（今後、この節では特段の説明がない限り“地表面の前線”を“前線”と記す）。気団とは広い範囲にわたり気温や水蒸気量がほぼ様な空気の塊であり、空気塊が気温等の物理特性のほぼ様な広い地域に滞留することで形成される。気団は存在地域の特性により、海洋性・大陸性、寒帯性・熱帯性に大別できる。また、大気大循環の観点から熱帯気団・中緯度気団・寒帯気団に分けることもできる。Palmen and Newton(1969)は、子午面断面における前線とジェット軸・気団の位置関係を第4.4.1図のように模式化した。熱帯気団と中緯度気団の境に亜熱帯前線が、中緯度気団と寒帯気団の境に寒帯前線が存在する。ジェット軸は温度風の関係により、それぞれの前線の上方に位置している。密度とは主として温度に依存するものである。気団の境界には遷移層があり、一般的には100km程度の幅（前線帯）



第4.4.1図 前線と強風帯・気団の位置関係に関する模式図 Palmen and Newton(1969)を参考に作成

を持つ。遷移層を考慮すると、前線は温度傾度の不連続線である、ということが出来る。なお、天気図では前線帯の南端を前線として解析することが慣例である。前線は水平スケール（前線の長さ方向）が1,000から数千 km 程度、時間スケールは1日から数日の現象であり、総観スケールの現象といえる。また、前線は水蒸気量（例えば相当温位）の不連続や、低気圧性の風向・風速変化を伴うことが多い。なお、前線の特性は温度傾度だけで決まるものではないため、前線の定義に温度傾度の大きさは含まれない。

一般的に、前線面の解析は地上よりも摩擦の少ない上空の方が容易なため、前線解析に際しては高層観測や衛星画像・ウィンドプロファイラ（WPR）といった上空の観測データから解析を行う。始めに、上空の観測データから前線の有無や構造を把握し、前線の位置の候補を抽出する。続いて、得られた候補を参考に、地上・海上の実況観測データを用いて解析を行う。アジア太平洋地上天気図における前線解析は地上における前線面の解析のため、地上・海上の実況観測データを最重要視して解析する。

アジア太平洋域の中緯度帯は、春や秋を中心に寒帯ジェットが存在することが多いため、低気圧の発生・発達や前線が存在することの多い地域である。アジア太平洋地上天気図では、基本的に移動方向や速度に応じて、温暖前線・寒冷前線・停滞前線・閉塞前線の4種類の前線を用いている。

*杵淵 健一（気象庁予報部予報課）

(1) 温暖前線

温暖前線は暖気側から寒気側に移動する前線である。暖気団が寒気団に向かって進み寒気団の上を滑昇するため、前線面の傾斜(=高度/水平距離)は1/300程度と比較的傾斜の緩やかな前線である。前線近傍では層状の雲が発達しやすい。前線の長さは一般的に数百kmから1,000km程度で、寒冷前線よりも短いことが多く、前線は500hPa高度線に交わるようにのびる。

地上・海上の実況観測データでは温度傾度の不連続、風向・風速の変化から解析できるが、風向・風速の変化は寒冷前線と比較して小さいことが多い。

WPRでは、例えば前線の北側で南東風、南側で南西風といった風向シアーから温暖前線の候補を解析できる事がある。一般的にWPR解析においても温暖前線に伴う風向変化は寒冷前線に伴うものよりも小さい。

衛星画像を用いた解析では、層状の雲が形成され始める部分、すなわち層状の雲の南端を温暖前線の候補として解析するが、一般的に衛星画像から温暖前線の候補を解析することは難しい。温暖前線南側の暖域内の対流雲や、前線とは異なる成因の上中層雲の存在によって、層状雲の南端を見出すことが難しいためである。

(2) 寒冷前線

寒冷前線は寒気側から暖気側に移動する前線である。前線面の傾斜は1/100程度で、温暖前線と比較すると傾斜が急である。前線の長さは1,000km程度以上であることが多く、前線は500hPa高度線に沿うようにのびる。

寒冷前線は、暖かいコンベヤーベルト(WCB)との位置関係によって、アナ型寒冷前線とカタ型寒冷前線に分類される。WCBとは暖かく湿った比較的幅の狭い気流で、おおそ南西から北東に向かう流れによって大量の熱と水蒸気を極方向及び上空に運ぶ。WCBが寒冷前線の上空に存在するアナ型寒冷前線では、前線付近で対流性の雲が発達しやすく、降ひょうや発雷、竜巻などの現象が発生することもある。一方、WCBが寒冷前線から離れて東側に位置するカタ型寒冷前線では、前線付近の対流活動は不活発であり、寒冷前線東側の暖域内で寒冷前線の走向に沿った対流雲が発達する場合がある。アナ型寒冷前線とカタ型寒冷前線は、それぞれ合流型のトラフ(トラフの西側より東側で風速の大きなトラフ)・分流型のトラフ(トラフの東側より西側で風速の大きなトラフ)と対応することが多いといわれている(アナ型・カタ型寒冷前線については、平成26年度予報技術研修テキスト第2章を参照)。

アナ型寒冷前線は地上や下層に風向・風速・気温・露点温度・気圧の明瞭な変化を伴うことが多いため、地上・海上の実況観測データやWPRを用いた解析は比較的容易である。

衛星画像を用いた解析では、アナ型寒冷前線は前線付近で強い上昇流が発生するため、雲バンドのうち活発な対流雲列を寒冷前線の候補として解析する。また、寒候期の海上では、寒冷前線後面に寒気移流に伴うセル状対流雲が発生するので、その東端を候補とすることもできる。なお、寒冷前線の候補となる雲バンドの近傍では、ロープクラウドが形成される場合がある。ロープクラウドは前線に対応した対流雲からの冷氣外出流が暖域側の湿潤空気に接して発生するもので、比較的背の低い寒気によって作られる。雲の通過前後の気温変化は寒冷前線的な振る舞いをするが、温度傾度など上空の構造を伴っていないため寒冷前線として解析しない。

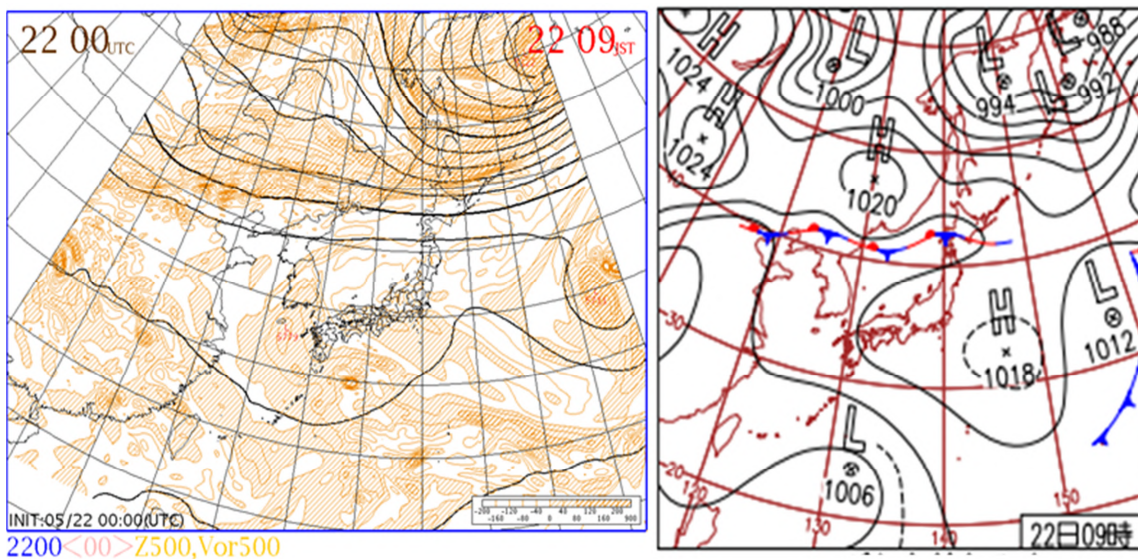
一方、カタ型寒冷前線では、地上・海上実況に明瞭な風向・風速変化、気温や露点温度・気圧の変化を伴わないことが多く、前線付近の対流活動は不活発なことが多い。このため、注意深く解析を行う必要がある。850hPaや500hPaなど複数の高層観測から鉛直方向の風・温度構造を把握して前線の候補を抽出し、地上・海上実況の気温や露点温度の傾度、風向・風速により解析する。一般的に、衛星画像から寒冷前線の候補を解析することは難しい。

どちらの型においても、暖域内の収束により、寒冷前線に伴う雲バンドに似た線状の対流雲列が暖域内に発生することがあり、注意が必要である。この対流雲列は高気圧性曲率を有することが多く、また構成する雲は高気圧性の軌跡を辿ることが多いので、判断を誤らないようにする。

(3) 停滞前線

停滞前線はほぼ同じ位置にとどまっている前線である。春や秋には寒帯前線ジェットが日本付近の緯度で強化されるため、これに伴う前線が発生する。この前線は500hPa高度線の走向に沿って数千kmに渡ってのび、上層ほど水蒸気量や温度傾度の不連続が明瞭である。また、寒冷前線の西側(南側)につながる前線としても存在する。この場合1,000kmから数千kmに渡って500hPa高度線に沿った走向でのびる。梅雨前線や秋雨前線は停滞前線の一種である。

停滞前線は温度傾度の不連続や風向風速の変化が小さいため、温暖前線や寒冷前線と比較すると地上・海上の実況観測データの要素のみから検出するのは難しい。寒帯前線ジェットに対応する停滞前線は、高気圧の南縁に解析できる事が多い(第4.4.2図)。寒冷前線からつらなる停滞前線は、移動速度の遅い部分を停滞前線として解析する。もしくは、流線解析により中立点(鞍部)を検出し、中立点より先を停滞前線とする(第4.4.3図)。梅雨末期の停滞前線では温度傾度の不連続が不明瞭なこともあり、その際は水蒸気量の不連続を利用する。水蒸気量の考慮される相当温位の不連続線を確認して解析を行う。このような前線の定義や解析方法については4.4.2項を参照。このような前線は500hPa強風軸の直下付近(渦度ゼロ線付近)、700hPa



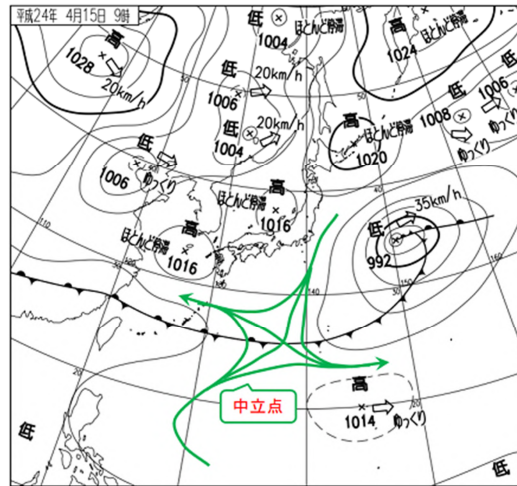
第4.4.2図 停滞前線の解析例 (2017年5月22日00UTC)

左: 500hPa高度・渦度、右: 気象庁天気図

強風の北に位置することが多い。

停滞前線に伴う雲は幅が概ね一定であり、衛星画像では上層のジェット軸に沿った数千kmに渡る雲バンドとして確認できる。寒候期の停滞前線は対流活動が不活発なことが多い。衛星画像を用いた解析では、500~1,000kmの幅をもつ雲バンドの南端を前線位置の候補とする。なお、雲バンドの北縁は上層のジェットに対応しており、前線はジェット軸から緯度にして5~10度南に位置する。一方、梅雨前線や秋雨前線など暖候期の前線は下層暖湿気の流入により活発な対流雲を伴うことが多い。雲バンドの幅は100km程度で寒候期の前線と比較して狭く、対流雲が主体である。衛星画像を用いた解析では、活発な対流雲域の中心付近や北

端が前線の候補となる。



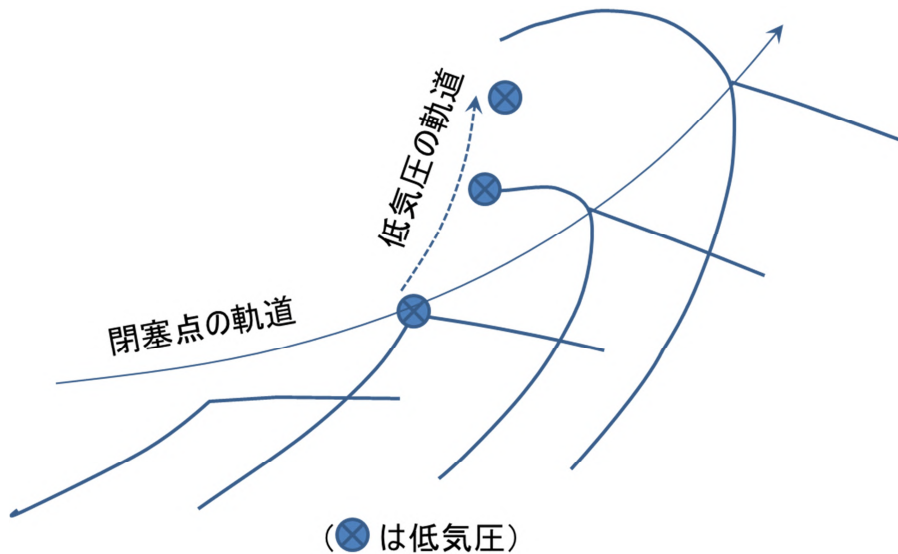
第4.4.3図 停滞前線の例（2012年4月15日00UTC 速報天気図）

（4）閉塞前線

閉塞前線は、温暖前線と寒冷前線の交点である閉塞点から低気圧に向かってのびる前線である。低気圧は発達初期には500hPa強風軸のやや南側に位置しているが、発達とともに500hPa強風軸の北側に位置する。一方、閉塞点は強風軸に近い南側に位置し低気圧より移動が速いため、低気圧の発達とともに閉塞点と低気圧は離れ、閉塞前線は長くなる（第4.4.4図）。閉塞前線は温度場の暖気軸に解析できる。閉塞前線上には新たな低気圧が発生することもある。閉塞前線には寒冷型と温暖型があり、それぞれ次のような特徴を有する。

寒冷型閉塞前線・・・寒冷前線後面の寒気が比較的強く、寒冷前線が明瞭。温暖前線は不明瞭なことが多い。閉塞前線は寒冷前線の性質が強い。低気圧上空で南成分の強い風の場合に発現することが多い。衛星画像では「人」型の雲バンドを形成。

温暖型閉塞前線・・・寒冷前線後面の寒気は比較的弱く、寒冷前線は活動が弱い。温暖前線は明瞭なことが多い。閉塞前線は温暖前線の性質が強い。低気圧上空で西成分の強い風の場合や、この低気圧の北側にも強風帯・高気圧のある場で発現することが多い。衛星画像では「入」型の雲バンドを形成。



第4.4.4図 低気圧と閉塞点の軌道の模式図 閉塞点の軌道は強風軸とほぼ同じ

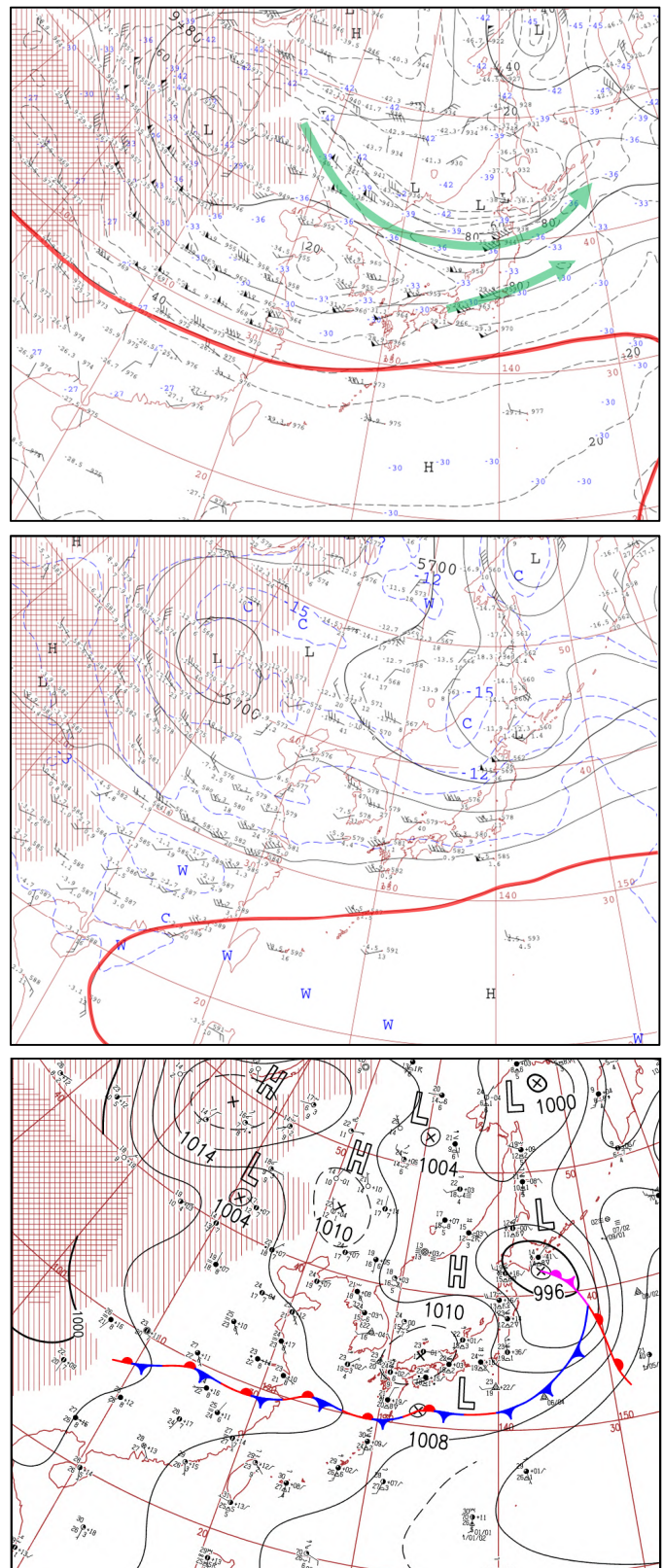
4.4.2 梅雨前線*

4.4.2.1 梅雨前線の定義

梅雨前線は、梅雨という季節現象をもたらす前線であり、気象庁が天気予報等で用いる予報用語では、「春から盛夏への季節の移行期に、日本から中国大陸付近に出現する停滞前線で、一般的には、南北振動を繰り返しながら沖縄地方から東北地方へゆっくり北上する。」と説明されている。この説明では「停滞前線」を長い期間で見ても動きがゆっくりした前線といった意味で用いており、日々の地上天気図においては、梅雨前線は停滞前線だけでなく、温暖前線、寒冷前線でも解析される。日本に「梅雨前線」という概念が導入されたのは1941年頃と言われており(永沢, 1995) 地上天気図上に不連続線を解析し始めてから20年近く経つての話になる。梅雨は、平年では5月上旬の沖縄から梅雨入りし、7月下旬の東北北部で梅雨明けとなる。この間、梅雨前線が不明瞭になることもあるが、3か月近く続く長い気象現象である。

梅雨前線は両側(南北)の気団の温度差が小さく、温度傾度の不連続として認識される通常の前線(寒帯前線)とは性格が大きく異なる場合がある。ただし、前線の厳密な定義は密度傾度の不連続線であり、水蒸気量の不連続も前線解析の有力な条件の一つとなる。梅雨期には、中国大陸から日本にかけて南西の季節風の流入により、水蒸気量の大きい帯状領域(水蒸気集中帯)が形成される。気象庁ではこの水蒸気集中帯も前線(梅雨前線)として解析している。

水蒸気の集中帯としての梅雨前線は梅雨末期に見られることが多い。その構造は、通常の前線と同様に北側に傾斜しており、下層の温度傾度は小さいが、中層以上の温度傾度は大きく、300hPa または 200hPa に極大風域を伴うことが多い。ただし、実際の梅雨前線は、水蒸気の集中帯から寒帯前線に近いものまで様々であり、両者が東西で一本の梅雨前線としてつながっていることも多い。



第4.4.5図 2017年6月22日9時(日本時間)の300hPa高層天気図(上)、500hPa高層天気図(中)、地上天気図(下) 赤太線は等高線で300hPaでは9720m、500hPaでは5880mを表す。300hPaの緑線は80kt以上の強風軸を示す。

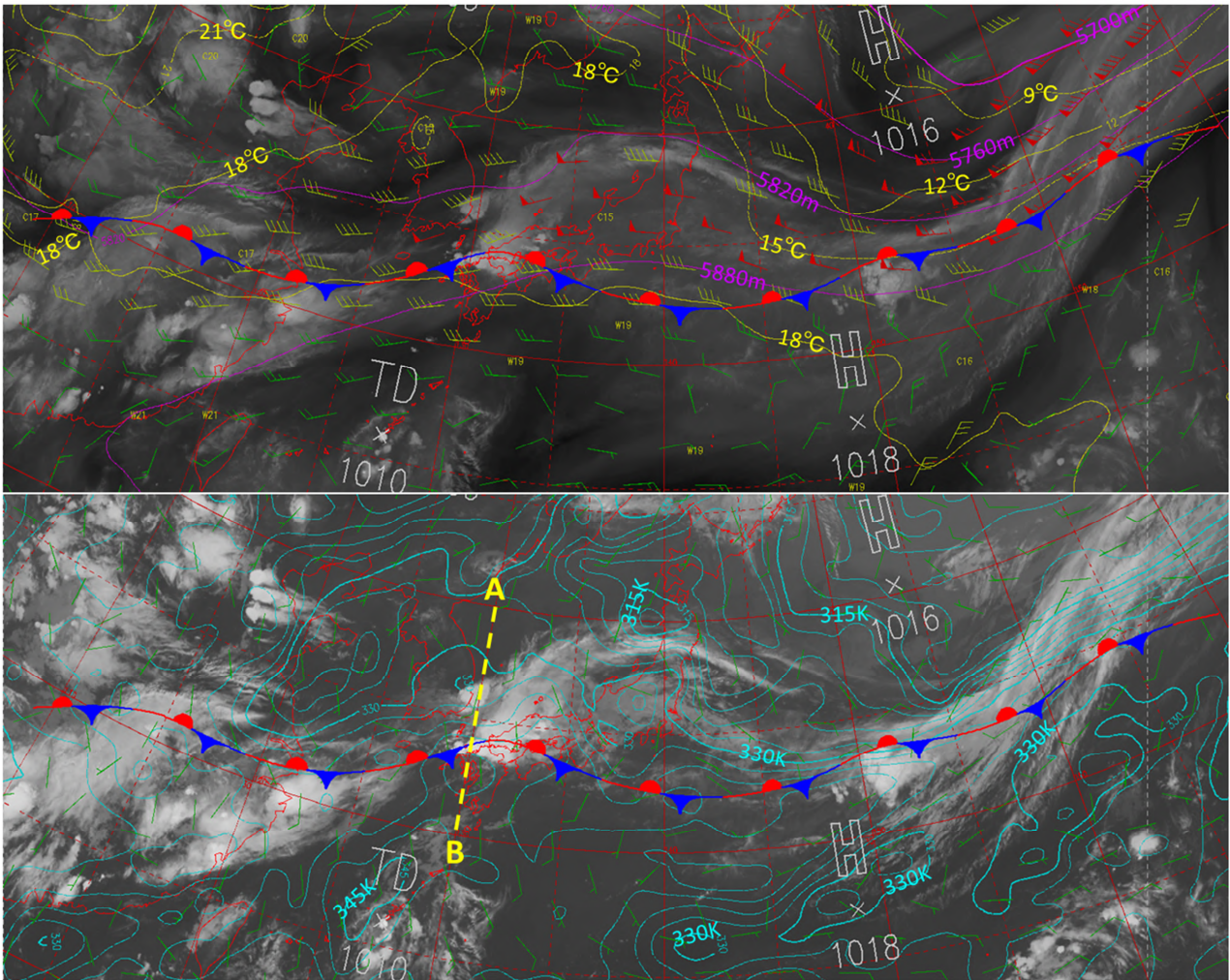
*原 基、野津原 昭二(気象庁予報部予報課)

4.4.2.2 梅雨前線の解析

梅雨前線の解析にあたっては、次のような特徴を考慮して行う。

(1) 総観場で見えた梅雨前線の発生位置

梅雨前線は、太平洋高気圧に代表される亜熱帯高気圧の北縁に位置し、概ね亜熱帯ジェット気流に対応するため、高層天気図の太平洋高気圧（500hPa面の等高度線5880mなど）や亜熱帯ジェット気流の分布からおおまかな前線の位置を把握できる（第4.4.5図）。暖候期になると大陸上にチベット高気圧が太平洋高気圧と同じような等高度線として現れる。



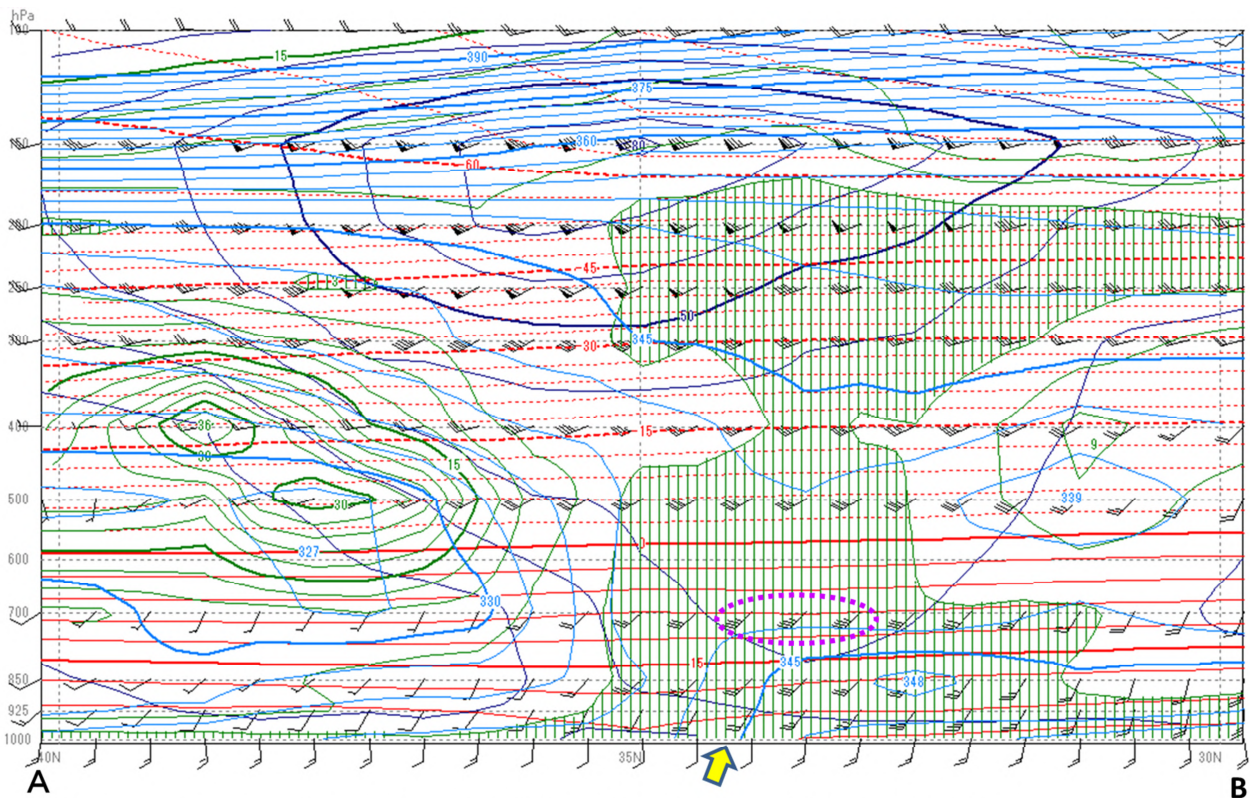
第4.4.6図 上図：2017年6月29日21時の水蒸気画像にGSMの客観解析による850hPaの温度、500hPaの高度、300hPaの風を重ね合わせた図、下図：同時刻の赤外画像にGSMの客観解析による地上風、850hPaの相当温位を重ね合わせた図
両図には地上前線と高・低気圧の中心気圧・中心位置（×）を重ね合わせてある。上図の黄色線は等温線（3 毎）、赤紫色線は等高度線（60m 毎）、下図の水色線は等相当温位線（3K 毎）を示す。黄色破線A-Bについては第4.4.7図の断面図を参照。

(2) 水蒸気集中帯の特徴

梅雨前線が寒帯前線に近い性質を持っている場合は、一般的な前線解析と同様に温度傾度の不連続線で解析する。この場合、下層の温度場や風場が前線らしい特徴を示す（第 4.4.6 図上の日本の東～日本のはるか東の停滞前線が該当）。梅雨前線の北側で下層に東寄りの風が入っている場合は、温度のコントラストや風のシアが比較的明瞭に現れ、オホーツク海高気圧が存在する場合はこれが顕著である。

一方、水蒸気集中帯としての梅雨前線の場合は、一般的な前線解析の考え方が適用できない。この場合は、気塊に含まれる水蒸気が凝結しても保存される相当温位（ e ）が解析に有用である。これは、梅雨前線など暖候期の亜熱帯の前線に関する鉛直流には、凝結によって放出される潜熱の効果により引き起こされる対流が重要となるためである。多くの場合、850hPa や 925hPa の相当温位の集中帯の南縁に梅雨前線が解析できる（第 4.4.6 図下）。下層では、前線をはさんだ温度差が小さく、遷移層は斜めに傾斜せず、ほとんど鉛直に突立った相当温位の集中帯が存在する（第 4.4.7 図の矢印付近）。なお、850hPa、925hPa 面の高 e 域は赤道付近から延びていることが多いが、通常は太平洋高気圧より南には前線の解析を行わない。

この他にも地上の気温と露点温度の差（ $T - T_d$ ）や露点温度（ T_d ：水蒸気量を示す）の変化が見られる領域や 700hPa の強風軸（第 4.4.7 図の赤紫点線が 700hPa の強風軸）を参考に前線を解析できる。



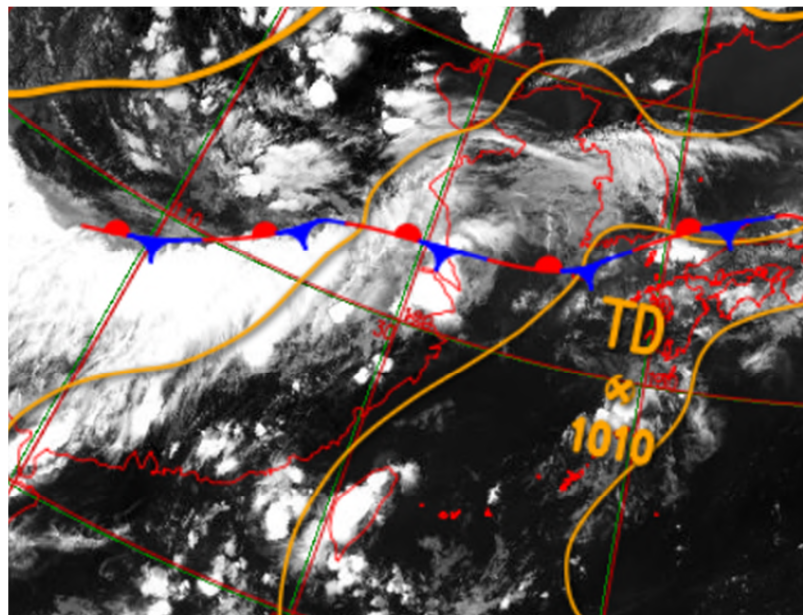
第 4.4.7 図 (2017 年 6 月 29 日 21 時) の黄色破線 A-B に沿った GSM の客観解析による鉛直断面図

赤色線は等温線（3 度毎）、青色線は等相当温位線（3K 毎）、黒色線は等風速線（10kt 毎）、緑色線は湿数（3 以下はハッチ）、矢印が地上の停滞前線の位置で、赤紫点線は 700hPa 面での強風軸。

(3) 衛星画像から見た特徴

衛星画像に見られる積乱雲 (Cb) ラインは収束線の存在と水蒸気の集中を明瞭に示すので、梅雨前線の位置の目安となる。850hPa 面での等 e 線は雲バンドの北側で密集する (水蒸気集中帯としての梅雨前線は、雲バンドの北縁あたりに位置する)。特に、大陸から東シナ海にかけての領域や梅雨末期には、水蒸気集中帯で対流活動が活発な領域を前線として定義し、対流雲列のつながりを前線として解析する。梅雨前線が日本列島にある場合は、レーダーエコー合成図等のエコー分布も梅雨前線位置の判定材料となる。

上層の流れにおいては、梅雨期にはチベット高気圧が形成され、東アジアの対流圏上層には北西～北風が卓越してくるため、発達した Cb の上部から吹き出す巻雲 (Ci) が南に広がることにも着目する (第 4.4.8 図)。



第 4.4.8 図 2017 年 6 月 30 日 18 時の赤外画像にアジア太平洋地上天気図を重ねた図
中国大陸東部の停滞前線の南側には Ci の広がりが見られる。

4.5 アジア太平洋地上天気図における前線解析*

4.5.1 前線解析の条件

アジア太平洋地上天気図においては、以下の条件を満たす場合に前線を解析する。

(1) 地表面における密度の集中帯が解析できること

地表面における密度の集中帯の暖気側の縁に前線を解析することが基本である。気象分野で必要な精度では、等圧面上における密度は気温 T と水蒸気で決まる。湿潤空気の状態方程式から密度は下のように表される。

$$\rho = \frac{p}{R_d(1 + 0.61w)T}$$

ここで、 R_d は気体定数、 p は気圧、 w は混合比（水蒸気密度と乾燥空気の密度の比）で 0.03 を越すことはあまりない。すなわち、大気の密度を計算する際には気温の寄与のほうがずっと大きいので、前線解析では気温の解析が最も大きなウェイトを占める。

一方、水蒸気による前線解析では、相当温位 (θ_e) が有効である。

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lw_s}{C_p T}\right)$$

ここで θ は温位、 L は凝結の潜熱で $L = 2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ 、 w_s は飽和空気の混合比、 C_p は定圧比熱で $C_p = 1004 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ である。上記式で示すように、相当温位は、気温と水蒸気量から決まる量であるが、飽和空気の混合比 w_s が指数関数的に影響する。そのため、相当温位の解析を行うことで、水蒸気量による密度の違いを解析することができる。

(2) フロントジェネシス（前線形成）等温線の集中を強めるような風の場合であること。

フロントジェネシス（前線形成）の場合であるかどうかは、3 次元的な温度と風の分布パターンで決まる。フロントジェネシス（前線形成）の場合には前線付近で水平温度傾度が強まり、暖気の上昇流が励起される。特に各等圧面（地表面）の等温線や等 θ_e 線を集中させるような風のシアが存在していることが最も重要である。

(3) 時間・空間スケールが総観規模であること。

アジア太平洋地上天気図における前線解析ではメソ 以上のスケールを描画対象とする。

また、おおむね 12 時間に満たないような短時間で消滅する現象はアジア太平洋地上天気図には表現しない。

4.5.2 アジア太平洋地上天気図前線解析の手順

(1) 現在までの推移と今後の予想の確認

実際の天気図解析では、はじめに数日前から現在までの推移の確認を行う。低気圧系全体のライフステージが発生期、発達期、衰弱期のいずれに当たるのかを把握するとともに、遅延して入電するデータを用いて過去の天気図を見直し、必要ならば再解析を行う。

(2) 数値予報による推定

次に数値予報結果を利用した推定を行う。解析の際に得られる地上や高層の実況観測は空間的に限られたものであるため、前線の解析には数値予報結果の利用が欠かせない。

*永山 隆治、木下 仁（気象庁予報部予報課）

まず前線に対応する 300hPa や 500hPa の強風帯から傾圧不安定波の状況を把握する。これによって、解析しようとする前線が偏西風帯と対応していることを確認する。

強風軸とそれぞれの前線との位置関係にも着目する。例えば閉塞前線は強風軸から低圧側に向かってのび、寒冷前線はトラフ前面で強風軸にほぼ平行となる。また、停滞前線は緩やかなトラフの前面から南側に位置し、強風軸とほぼ平行である。

850hPa などの気温や相当温位から、前線に対応する集中帯を解析する。閉塞前線以外は、気温や相当温位の水平傾度が大きなゾーンの暖気側の端を解析する。閉塞前線では、閉塞点から低気圧中心の方に向かう気温と相当温位のリッジ線を解析する。解析では衛星画像の雲域との対応のほか、これまでの解析の推移から予想される前線の位置も重要な手がかりになる。

(3) 実況による解析

アジア太平洋地上天気図に表現するのは地上の前線であるので、最終的には地上・海上の実況を用いて前線の位置を解析する。地上・海上の実況観測データでは、気圧の解析に加えて、風向・風速、前3時間気圧変化傾向、露点温度を重視しており、前線通過によるこれらの数値の変化の確認は重要である。また、衛星画像の監視においては、赤外画像からだけでは前線に対応する下層雲の存在を見極めることは難しいため、可視画像(日中)や差分画像も活用する。その他、水蒸気画像などによって中上層のトラフやリッジの動向を把握し、数値予報の結果と整合していることを確認する。

最後に解析した前線と FSAS24 や数値予報モデル予想図など今後の予想とのつながりから、時間的連続性が保たれているかを確認する。また、低気圧のライフステージが予想通り進んでいるかどうかの検討も行う。

4.5.3 前線解析の運用ルール

基本的な前線の要件、種類に基づきアジア太平洋地上天気図の解析を標準化する観点から、次の運用ルールを設けている。

低気圧に伴う前線

温暖前線と寒冷前線の場合は、低気圧中心から1本ずつ解析する。低気圧前方の前線は温暖前線、後方は寒冷前線とする。低気圧がほとんど発達していない場合は、停滞前線としてもよいが、暖気や寒気の流入に注意して、安易に停滞前線とはしない。閉塞低気圧の場合は、閉塞点から温暖前線、寒冷前線、閉塞前線を1本ずつ解析し、閉塞前線は低気圧中心に達していても達しなくても良い。

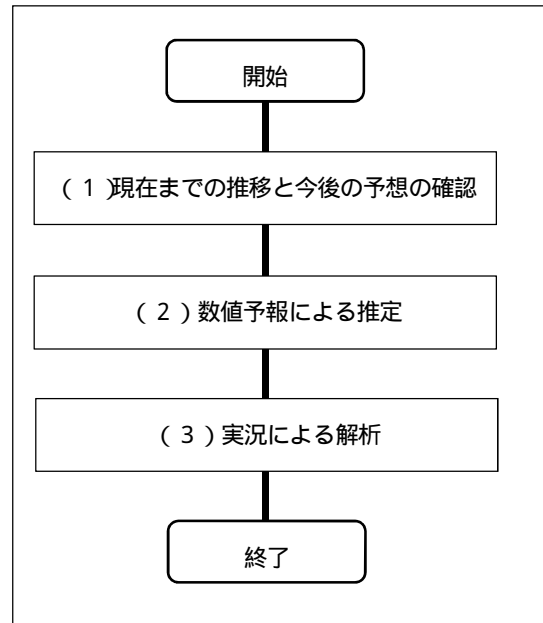
低気圧に伴わない前線

移動方向、速度に応じて、温暖前線、寒冷前線、停滞前線とする。

温暖前線+寒冷前線で構成される前線系の場合、どちらか一方の速度が速ければ片方が停滞していても、停滞前線ではなく温暖前線+寒冷前線として解析する。

複数の前線候補からの選択

数百 km の幅の中に複数の前線候補が並んでいるときは、最も顕著で、1日程度以上の持続性が見込まれるものを採用する。



第4.5.1図 前線解析のフローチャート

二次前線

一つの低気圧の寒気場内の寒気に伴う二次前線は解析しない。ただし、一度、前線が解消した低気圧が、再度、顕在化した傾圧帯に対応した場合は前線を解析しても良い。

二次前線が明瞭となり、元の寒冷前線が相対的に不明瞭になったときは、元の寒冷前線を消滅させ、明瞭化した前線を新たな寒冷前線として解析する。ただし、新たな前線の時間スケールが1日程度以上という原則に従う。

コンマ雲型の低気圧

衛星画像で認識されるコンマ雲の形状を持ち、寒気場内で発生・発達する低気圧においては、前線を解析してもよい。その際、温暖前線が不明瞭な場合は、温暖前線を省略し寒冷前線のみとしても良い。また寒冷前線は低気圧中心から離れていても良い。

下層で明瞭だが地上で不明瞭な前線

850hPa など下層で、前線の要件を満たしかつ悪天を伴う場合は、地上でのシアーや温度差等が不明瞭でも、持続性があると判断すれば前線を解析する。

閉塞前線を安易に解消しない

ベルゲンモデルでは閉塞前線は低気圧が最盛期にあることを意味する。中心気圧が深まっている場合や最低気圧が継続している時は、原則として、閉塞前線を解析する。中心気圧が浅くなり始めても、前線活動が活発と見られる場合は前線を解析する。

4.5.4 客観前線

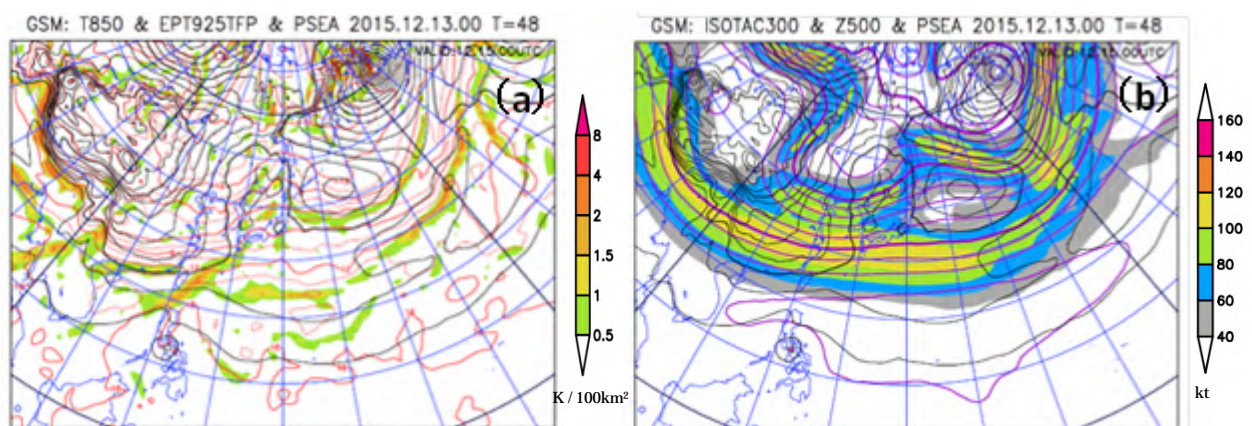
前線の解析においては、前節で述べた様々な観測データに加えて、数値予報結果から客観的に前線と考えられる場所を計算した「客観前線」プロダクトも参考資料として利用している。

(1) TFP

Thermal front parameter (TFP)はRenard and Clarke(1965)が提案したパラメータで、次の式で定義される。ここで、 τ は気温などの熱力学変数である。

$$TFP = -\nabla|\nabla\tau| \cdot \frac{\nabla\tau}{|\nabla\tau|}$$

GSM の 925hPa 及び 950hPa の相当温位を利用した TFP の分布図を作成して参照しているほか、850hPa の気温分布図などもチェックして温度場と整合した前線解析となるようにしている。また、ジェット軸と前線の対応を確認するため、「300hPa の Isotac (等風速) + 500hPa の高度場」図も利用している(第4.5.2図)。



第4.5.2図 現業で利用している (a) 925hPa の TFP + 850hPa の気温、(b) 300hPa の Isotac + 500hPa の高度場

参考文献

- 永沢義嗣, 1995: 天気図の散歩道, クライム気象図書出版部, 169.
- 気象庁予報部, 1973: 天気予報指針(基礎編). 気象庁予報部, 222pp.
- 黒良龍太, 牧野眞一, 村規子, 2015: 現業作業における総観場の把握と局地気象解析について. 平成26年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 39-64.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, *Geofys. Publ.*, 3, No.1, 1 - 18.
- Charny, J.G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, 4, 135-163.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33-52.
- Palmen, E., and C.W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems*, Academic Press, 603pp.
- Renard, R. J. and L. C. Clarke, 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 53, 547-556.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990: Fronts, jet streams and the tropopause, *Extratropical Cyclones: The Erik Palmen Memorial Volume*, C. W. Newton and E. Holopainen, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 167-191.
- Uccellini, L.W., S.F. Corfidi, N.W. Junker, P.J. Kocin and D.A. Olson, 1992: Report on the surface analysis workshop at the National Meteorological Center 25-28 March 1991. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 459-471.

< 天気図解析に有効な参考書 >

- 気象衛星センター, 2000: 気象衛星画像の解析と利用, 161.
- 気象衛星センター, 2002: 気象衛星画像の解析と利用-航空気象編-, 223.
- 鈴木和史, 1993: 日本付近を通過する低気圧の特徴. 気象衛星センター技術報告第37号, 35-62.
- 鈴木和史, 三浦信男, 白川栄一, 根津康洋, 矢田綱三, 1997: 天気図解析システム 新しい天気図解析とその関連業務の概要 . 測候時報 64, 105-128.
- 淵田信敏, 2004: 衛星画像から見た温帯低気圧の発達パターン(インスタントオクルージョン). 気象衛星センター技術報告第43号, 1-11.
- 安部俊司, 2004: 衛星画像から見た温帯低気圧の発達パターン(コンマ型雲). 気象衛星センター技術報告第44号, 19-30.
- 松本誠一, 1999: 新総観気象学. 第5版, 東京堂出版, 192.
- 岡林俊雄, 1972: 温帯低気圧・前線系の雲パターン, 気象研究ノート 113, 37-73.
- 岡林俊雄, 1982: 気象衛星資料の利用(), 測候時報 49, 1-50.
- 岡林俊雄, 1982: 気象衛星資料の利用(), 測候時報 49, 185-250.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門. 東京大学出版会, 289.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学. 第2版, 東京大学出版会, 308.
- 小倉義光, 西村修司, 隈部良司, 2006: お天気の見方・楽しみ方(3) シャピロ・カイザーの低気圧モデルと日本海低気圧, 天気 53, 35-42.
- 中村尚, 高薮出, 1997: Shapiro の新しい前線・低気圧モデル. 天気, 46, 453-459.
- 北畠尚子, 金崎厚, 海老原智, 重岡博明, 緒方洋一, 出口一, 上清直隆, 牟田圭史, 鈴木和史, 1995: Browning: 温帯低気圧一温帯低気圧における雲と降水の構造 -, 測候時報 62, 1-31.
- 北畠尚子, 1997: 「Browning: 温帯低気圧 - 温帯低気圧における雲と降水の構造」に関する質問に答える,

測候時報 64, 29-44.

北畠尚子, 2005: 前線の考え方の過去と現在, *Journal of Meteorological Research* Vol.57, No.2, 27-57.

岸保勘三郎, 1982: 温帯低気圧モデルの歴史的発展, *天気* 29, 5-34.