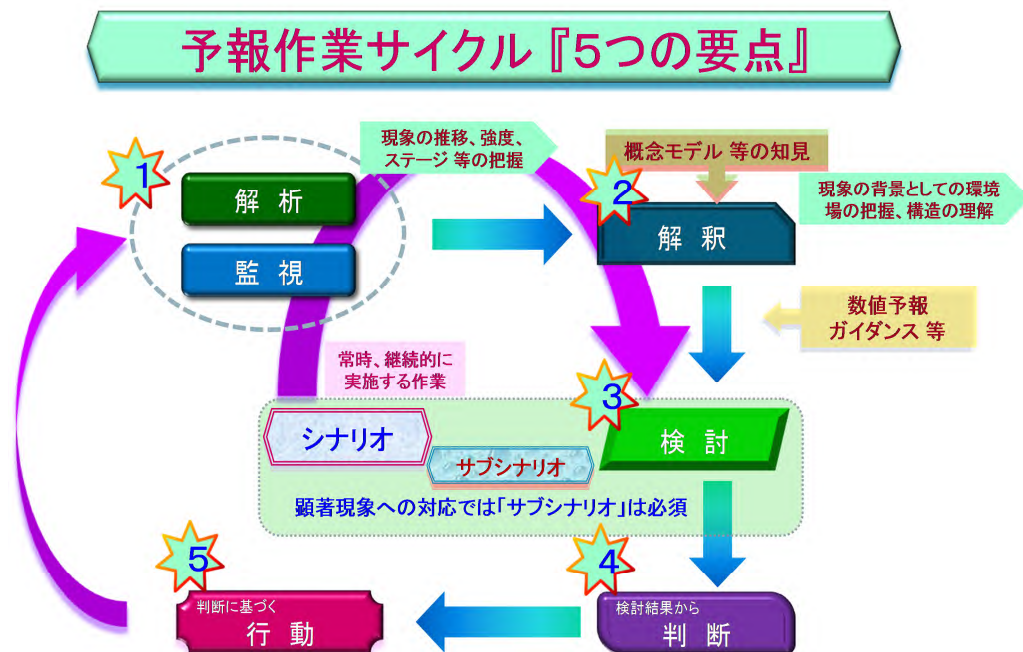


## 第2章 現業作業における総観場の把握と 局地気象解析について

### 2.1 はじめに\*

予報現業において、大気現象を理解する上で様々な観測データを用いた解析作業は重要であり、この解析の結果と考察が適切な予報につながる。昨年度の予報技術研修テキスト第1章で示した「予報作業サイクル」の中でも「監視・解析」から「検討」に至る過程での解析の重要性について記されているところである(村中,2014)。解析の対象は大きく分けると、総観スケールの現象とメソスケールの現象である。本章では、第2.2節で総観スケールの現象(200~2000kmのメソスケールの現象を含む)を対象とした監視・解析(以下、「総観場の把握」と呼ぶ)について説明し、第2.3節で天気予報や防災に関わる顕著現象に直接関係し、数値予報の予想が必ずしも十分でないメソスケール以下(200km以下のスケール)の現象を対象とした解析(以下、「局地気象解析」)について解説を行う。

予報作業における総観場の把握と局地気象解析の具体例については、毎年予報技術研修テキスト(平成20年度までは「量的予報研修テキスト」、以下、あわせて「研修テキスト」と呼ぶ。)の大雨などの予報作業例の中で示されてきた。この総観場の把握や局地気象解析を行う目的や作業内容、留意点、着目点の解説については、平成12年度以前の研修テキストで何度か記述されており、現在においても基本的に変わるものではない。しかし、掲載からすでに10年以上経過していることから、この研修テキストで、以前の研修テキストの内容に新たな知見も加えて解説する。さらに、局地気象解析では、関東地方におけるいくつかの具体的な解析例と解析上の着目点を示す。同地方以外の予報担当官署においても十分に参考となる。これらの解説により、各地の気象台の予報担当者が行う解析がより適切に行われ、現象に対する理解力や判断力の向上と、予報や警報などの精度の向上につながることを期待する。



第2.1.1図 予報作業サイクル『5つの要点』

\*黒良 龍太、牧野 眞一 (気象庁予報部予報課)

## 2.1.1 予報作業サイクルにおける総観場の把握と局地気象解析について

昨年度の研修テキスト「これからの予報官に求められるもの」(村中,2014)では予報作業サイクルの5つの要点が示され、この中で、予報作業はまず「解析と実況監視」からスタートすること、シナリオ検討中も常に解析・監視を継続し、解釈・検討によりシナリオの修正を行うことの重要性が強調された(第2.1.1図)。「解析・監視」の手順の概要は以下の通り。

- (1)背景となる場の確認・・・さらにスケールの小さい現象の監視や考察に進むために必要となる総観スケールの現象に関わる状況の確認。
- (2)注目すべき現象の抽出・・・背景となる場の確認をもとに、自予報区に関わる卓越する現象あるいは今後の推移に着目すべき現象を抽出。
- (3)現象の抽出、推移の確認などのための解析  
・・・自予報区に関わる現象の状況を確認し、その中から監視の対象とすべき気象要素などを抽出。
- (4)実況の推移の確認・・・抽出した現象について、現象の「時間的」「空間的」「量的〔強度〕」変化を支配している要因をチェックし、実況の時点までの推移を確認。

総観場の把握と局地気象解析はまさに(1)から(4)の「解析」「監視」に該当し、その後の「解釈(解析結果から、現在何が起き、起ころうとしているかを正確に読み取る)」、「検討(解析結果を過去の知見や数値予報と比較し予報に生かす)」の作業に進む上で重要なものである。特に、大雨の警報・注意報の「検討」作業の中で、数値予報結果やガイダンスの修正は、各官署に整理されている知見を含めて、実況監視に基づく判断による以外はない。解析作業を通じて行われる実況監視の果たす役割は極めて大きい(村中,2004)。

## 2.2 現業作業における総観場の把握\*

### 2.2.1 解析の目的と各級官署の役割

前項でも示したとおり、予報作業を行う前提として、その背景となる総観スケールの現象を理解することは極めて重要であり、この作業の主たる目的は、総観スケールの現象の構造の特徴を把握し、場の変化の概略を理解することにある(入田・永沢,1996)。

気象官署予報業務取扱便覧「予報現業作業の手順」(平成16.11.30気予第106号)では、全国予報中枢は主に総観スケール、地方予報中枢官署は主にメソスケールの現象を対象に実況監視することと記述されており、役割分担が決められている。しかし、地方予報中枢官署や府県予報区担当官署で総観スケールの現象を監視・解析する必要がない訳ではない。同手順の「3 府県官署における予報現業作業手順」には、「地方中枢から提示された予測シナリオに基づき、明日までの大規模場の推移予想を概観する。これを念頭に担当予報区での天気変化の概略を理解し、担当予報区域内のシナリオを想定する。」とあり、シナリオやサブシナリオにある現象は、スケールの大小に関わらず、監視予測対象となる。総観スケールの現象はメソスケールの現象の環境場を支配するため、総観場の状況を把握し、今後の変化の見通しを想定しておくことは、府県予報区の予報を行う上で必須の作業である。すなわち、局地気象解析を適切に行うには、その解析範囲を含むある程度広い範囲の環境場を把握する必要があるため、総観場の把握は実況監視における最も基本となる作業である。

以上のことを踏まえると、総観場の把握に関わる各級官署の役割は次の通りである。

全国予報中枢官署が総観場の把握を行い、大気構造を理解し、これらから得た知見や着目点などを中央気象指示報などで示す。

---

\*黒良 龍太、村 規子(気象庁予報部予報課)

地方予報中枢官署の作業は局地気象解析が主となるが、総観スケールの現象においても、中央気象指示報で示された着目点などに沿って、担当予報区内へ直接または間接的に影響を与える現象の監視・解析を行い、その予測シナリオも付加して地方気象指示報などで府県予報区担当者に解説・指示する。

府県予報区担当官署は、地方気象指示報で示されている、府県予報区に影響を与えるおそれのある総観スケールとメソスケールの現象について監視・解析を行う。そして、これらじょう乱などの通過するタイミングや現象の強化・衰弱傾向を把握しつつ、府県予報区内特有の傾向や現象も考慮し、さらにこれまでの知見も利用して、想定しているシナリオを必要に応じて修正し、適切な量的予報作業を行う。具体的な総観場の把握作業については、中央気象指示報や地方気象指示報を基本に、本庁から提供される天気図や各種の客観解析図、また現業用システムなどの実況描画機能を利用して行う。また、数値予報資料の一つである客観解析資料や各モデルの初期値を利用し、観測資料と比較・検討することで、時間や場所のずれも含めて、より適切な総観場の把握やメソスケール現象の解析を行うことが可能となる。

予報現業において、総観場の把握に多くの時間を割くことはできない。解析技術が未熟であれば実況の場の把握ができないだけでなく、数値予報資料から想定される現象を適切に読み取り天気を予報することは困難である。日々の予報現業において実況解析を行い、解析結果から得られた現象と実況の天気（雲域や降水分布など）を関連付けて理解することで、数値予報資料を適切に利用して予想を行うことができるようになる。また、数値予報資料からより多くの適切な情報を入手する能力の向上が期待できる。第2.2.3項に示す総観場の着目点を実況（観測・解析）資料、予想資料から抽出し、それらが相互に影響を及ぼす場合はそれも考慮して、実況を把握・理解し、現象の推移を予測することで、顕著現象の発生ポテンシャルを推定し、天気翻訳や顕著現象を発現させる環境場の形成を把握するための着目点を得ることができる。予報担当者の予想技術の自己研鑽としても、現業作業における総観場の解析作業は、おろそかにしてはならない。

## 2.2.2 総観場の把握の留意点

総観スケールの現象を把握するのは簡単ではない。実際の大気は、総観スケールからメソスケール、それ以下のスケールの様々な現象を内包しているため、観測資料も主に総観スケールの現象の影響だけで説明できる地点の観測データもあれば、メソスケール以下の現象の影響を強く受けた観測データもある。したがって、解析対象のスケールを考慮し、観測データを取捨選択することは解析の重要な一部分である(二宮,2013)。全国予報中枢で作成している地上天気図上のじょう乱や前線は総観スケールの現象を対象としているため、局地的な地形の影響を強く受けている観測データは反映せず解析することもある。このように、総観場の把握では地形の影響やメソスケール以下の現象の影響を受けた観測データに必ずしも左右されないことが重要である。総観スケールの解析結果に対して不連続・不整合がみられる観測データは、より小さいスケールの現象の影響を受けた可能性が高く、局地気象解析を行う時には、これらのデータに特に注目して解析する必要がある。

以上の解析作業を通じて、総観スケールの現象とメソスケールの現象を適切に分離し、これを元に持続性や発達・衰弱過程を検討する。スケールを考慮した現象の分離や大気構造の理解が不適切であれば、誤ったシナリオ作成につながる。

## 2.2.3 総観場の把握の手法と着目点

総観スケールの現象を把握する手法については、平成10年度量的予報研修テキストの第1章「総観規模現象の構造と特徴」(村中,1998)に、低気圧・前線・高気圧のそれぞれに分けて解説されており、現在でも基本的には大きく変わっていない。これに加える内容としては、圏界面付近の現象を表現する高渦位域や力学

的圏界面高度を利用した総観場の把握(加藤・廣川,2012 ;黒良ほか,2014)があるので、これらの資料も確認してほしい。本研修テキストでは、前線やコンベヤーベルトに関する実況監視・解析については次節で解説する。

以下に、総観場における把握すべき事項とその基本的な着目点を示す。なお、メソスケールの現象も対象となる把握すべき事項も含む。

#### 主要な気圧系について

総観スケールの高・低気圧、上層トラフ・リッジの動向(サーマルトラフ・リッジとの対応)、偏西風波動の振幅、上層寒冷低気圧(UCL)、メソスケールのじょう乱。

#### ジェット気流、圏界面付近の渦位分布について

300hPa面のジェット気流の位置や加速・減速域、発散領域、非地衡風成分の状況。力学的圏界面の高度、強風軸(偏西風波動に対応)とその振幅。成層圏下部の高渦位域。

#### 前線帯、傾圧帯について

500hPa面での渦度ゼロ線の位置や合流・分流の状況。上空寒冷前線。700hPa面でのT-Tdの分布(梅雨前線帯の湿舌に対応)、850hPa以下の等温度線や等相当温位線の集中帯の位置と動向(シアライン、収束線、合流場との関連)、地上天気図の前線とその動向。沈降場(補償下降流など)や温暖前線に伴う逆転層。

#### 下部大気境界層付近の状況について

500m高度の風や相当温位、水蒸気フラックス量。海面水温。

#### 大気の安定度について

SSIとKindexのおおまかな水平分布。

#### 特定等値線の動向について

夏季の亜熱帯高気圧の動向を示す500hPaの5880m等高度線、冬季の寒気の動向を示す500hPaの5400m等高度線。雨雪判別に活用する気温0の高度。

#### 水蒸気場とコンベヤーベルトについて

500hPa、700hPa、850hPa面のT-Tdの分布と変化。暖かいコンベヤーベルト(WCB)、冷たいコンベヤーベルト(CCB)、乾燥貫入。

#### 衛星画像

水蒸気画像の暗域・暗化域などの動向。赤外画像におけるCbの発達やジェットストリークなどの動向。(可視画像における局地的な収束域などの動向。)

現象の把握、予測対象である大規模な雲域や降水域は、上に示した総観場の着目点との対応を考察することで、その成因や状況を把握することができる。また、どのような現象の時にどのような実況資料を利用し、何に着目するかを整理しておく、繁忙時にも適切な実況監視が可能となる。この整理に参考となる、総観スケールの現象における着目点の把握に利用する実況資料、客観資料と技術的な補足に関して第2.2.1表に示す。

第2.2.1表 総観スケールの現象の着目点に利用する主な資料と把握すべき内容など

一部はメソスケールの現象についても記載

種類	着目点	把握すべき内容・用途	関係する気象現象	
高層天気図 (客観解析図)	500hPa 300hPa	高度場	トラフ・リッジ、強風軸の位置、合流・分流	
		温度場	寒気軸・暖気軸の位置、寒気の絶対値	大雪、大雨、雷
		渦度場	渦度移流、高・低気圧の発達・衰弱 ゼロ線(正渦度・負渦度の境界)の位置、 強風軸の位置、前線帯の動向、合流・分流	
	700hPa 850hPa	風系、流線	収束・発散、(小)じょう乱の検出	
		温度場、湿数	前線の位置・強度の把握、梅雨前線帯の把握 寒・暖気移流、気団、低気圧の発達、 しぐれ、海霧 温度変化、雨雪判別	濃霧 大雪、着雪
850hPa	相当温位場	温帯低気圧、温暖前線、寒冷前線、停滞前線の解析	大雨、雷	
高層実況 (エマグラム)	安定層(逆転層)		前線の位置	大雨
			沈降性の逆転層	強風、濃霧
	各種安定度指数 (CAPE、CIN、SSI、 Kindexなど)		大気不安定度の把握	雷、大雨、竜巻
	可降水量	降水量の見積もり	大雨	
	風の鉛直プロファイル	前線通過後の風速、最大(瞬間)風速の見積もり、 移流の強さ、暖気移流・寒気移流の把握	強風	
地上天気図	気圧配置	じょう乱の種類、位置、強度、移動、前線の動向		
	気圧傾度	強風域の把握		
SYNOP、SHIP	天気、風、気圧、 気圧変化、気温、 露点、雲、視程	じょう乱に伴う天気・風の分布、 地形に起因する天気・風の分布、 メソじょう乱・収束線・シアライン・局地前線の検出		
METAR、SPECI	天気、風、雲、視程	SYNOPよりも時間的・空間的に高密度な 目視データによる実況把握		
衛星雲画像 (雲量格子点情報)	雲の種類	上層雲、中層雲、下層雲、対流雲、霧域	濃霧	
	雲パターン	線状、帯状、渦状、対流雲列、 テーパリングクラウド、上層渦	大雨、大雪	
	輝度温度	対流雲の発達	大雨、大雪	
	暗域(水蒸気画像)	トラフ・強風軸・上空の寒冷前線の位置、 上中層の乾燥域	大雨、大雪	
アメダス、 部外地上気象観測	降水量	降水域の移動と強度(面的・時系列的把握)	大雨、大雪	
	風	局地風系、シアライン、収束線、局地前線の検出	強風、大雨、大雪	
	気温	気温分布、気温変化、局地前線の検出	大雨、大雪、高温	
	日照	雲域の広がり、雲量の推定		
	積雪深	強い降雪域の把握	大雪、大雪	
ウィンドプロファイラー	風	移流の強さ、鉛直シア、前線面・トラフの位置、境界層 高度	大雨、大雪	
	ヘリシティ(SReH)	鉛直シア	竜巻、大雨、大雪	
	反射強度	気温0度層の高度	大雪	
	降水粒子の落下速度	雨雪判別		
	SN比	乾燥した空気の流入		
レーダー	エコーの分布	降水域の移動、拡大・縮小	大雨、雷、大雪	
	エコーの強度	降水域の発達・衰弱	大雨、雷、大雪	
	エコーの形状	線状、帯状、渦状、フックエコー、合流、収束、 降水系の組織化、ライフステージの判定、 じょう乱の中心位置の推定	大雨、雷、大雪	
	エコーの立体構造	降水セルの発達・衰弱	大雨、雷、大雪	
	ドップラー速度	上空の風の収束・発散		
	メソサイクロン	竜巻発生の可能性	竜巻	
雷実況(LIDEN)	雷	雷雨域の移動、拡大・縮小	雷	
GPS可降水量	可降水量	降水量の見積もり、梅雨前線帯(湿舌)の位置	大雨	
毎時大気解析	地上風、上空の風	局地風系、シアライン、収束線、 局地前線の検出	強風、大雨、大雪	
	気温	気温分布、気温変化、局地前線の検出	大雨、大雪	
解析雨量	解析雨量の分布、極値	降水のピーク値の把握	大雨、雷、大雪	

## 2.2.4 前線やコンベヤーベルトに関する実況監視・解析について

総観場の前線は、広い範囲の天気現象に大きな影響を与えるため、地上天気図上で解析され、一般に提供、活用されている。地上天気図から前線の位置や動向（前時刻との比較）、種類（温暖・寒冷・停滞・閉塞）がわかる。これ以外にも前線の状況や特徴について、高層天気図などを用いて、上・中層のトラフや強風軸・前線帯との関連、frontogenesis（前線強化）か frontolysis（前線衰弱）か、さらに前線帯とコンベヤーベルト・乾燥貫入・上空寒冷前線との位置的な関連、これらに伴う天気分布をおさえておくことは、予報作業上重要である。

上述の前線やコンベヤーベルトなどについての定義と構造、また成因や発達・衰弱のメカニズムは専門の解説書を参考にしてほしい。特に、前線の構造に関する考え方の変遷とその応用について北畠(2005)のレビューが参考になる。温帯低気圧のコンベヤーベルトを含む概念モデルについては、北畠(1995)、北畠(1997)による解説が詳しい。

予報作業の中で行われている総観場の把握については、これまでの研修テキストなどで実例を使い具体的な解析の考え方が示されている。前線の解析は、解析者の総合的な判断を伴うため主観の入る余地がある。地方や府県の官署においても、引き継ぎの際に、客観資料も活用し、前線の特徴を伝えると共に、位置などの解析の際に重視した点も示すことで、一貫した解析やシナリオへの適切な反映が可能となる。

### 2.2.4.1 前線解析と Frontogenesis

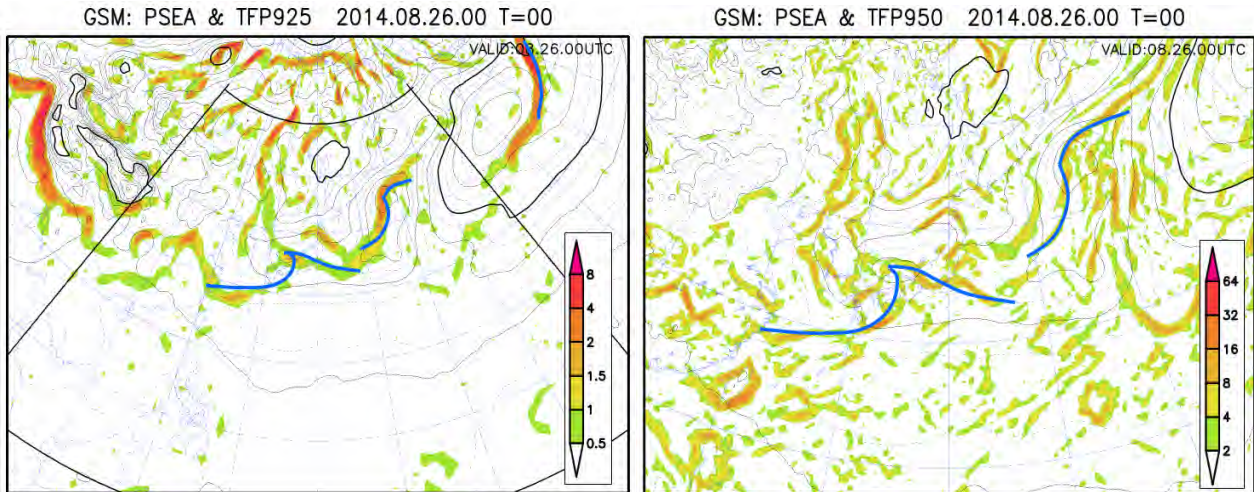
全国予報中枢で作成している地上天気図では、メソ から総観スケールの、12~24 時間以上のライフタイムを持つ現象を解析対象としている。前線を伴う低気圧のライフサイクルはノルウェー学派の低気圧・前線モデル(Bjerknes and Solberg,1921;1922)を基本としている。前線の位置は、密度（主に気温）が大きく変化する遷移帯の暖気側の縁に解析するのが基本である。西日本付近における梅雨前線などでは気温変化は小さく、水蒸気量の変化が大きい場合は、高相当温位域の北端付近を前線の目安として解析する場合がある。

留意する点としては、北畠(2005)が指摘しているとおり、前線は降水域・雲域・収束線・低気圧性シアーと混同されがちなことである。前線の定義を要約すると、前線は性質の異なる二つの気団の境界とされ、定義としては、この境界は密度不連続ではなく、密度傾度不連続とする考え方が現在主流である。また、この幅をもつ不連続域は遷移帯と呼ばれ、この暖気側を前線とするのが一般的である。前線の定義について、詳しくは前述の北畠(2005)を参照されたい。この前線の定義に沿って、これらとの違いを明確にして解析することが、天気現象を理解・予測する上で重要である。前線の形成・強化に伴う上昇流の励起などが天気現象を左右すると同時に、メソスケールの現象の環境場を把握する上でも前線の位置や動向は重要である。

#### (1) 前線の客観解析

全国予報中枢では、実際の解析作業において、Thermal front parameter(TFP)も参考になっている。これは、前線の客観解析にも利用されており、Renard and Clarke(1965)が提案し、次の式(2.2.1)で定義される。なお、 $\theta$  は気温などの熱力学変数である。

$$TFP = -\nabla|\nabla\theta| \cdot \frac{\nabla\theta}{|\nabla\theta|} \quad (2.2.1)$$



第2.2.1図 2014年8月26日09時の を相当温位としたときのTFPの分布(着色域)

左図は925hPa面、右図は950hPa面。黒線(太線、細線、破線とも)は地上天気図(客観解析)における等圧線(実線は4hPa毎)、青太線は実際に解析された地上天気図における前線の位置を示す。

全国予報中枢では、気象庁全球モデル(GSM)の925hPa(アジア域)及び950hPa(極東域)の相当温位を利用したTFPの分布図を6時間毎に作成している。参考例を第2.2.1図に示す。これらの図のように、TFPの極大域は多様で複雑な分布となっており、ある閾値を設けて前線を解析することは困難である。アジア太平洋天気図を作成する際、様々な観測資料・低気圧モデルやその持続性、前線の立体構造やfrontogenesisの場を考慮するとともに、TFPも参考利用して前線の位置を決定している。第2.2.3項で示した着目点のうち、前線の構造に関するものに「500hPa面の渦度ゼロ線(強風軸)の位置」と「850hPaの等温度線や等相当温位線の集中帯」などがある。通常の前線面は上空ほど寒気側(正確には静的安定度が高い方)に傾くため、前線に対応するこれら2つの着目点は地上前線の位置より寒気側にずれる。また、特に内陸においては地形の影響により、局地気象解析で得られた前線の位置が天気図のそれとずれる場合がある。950hPaの相当温位を利用したTFPでは、ある程度規模の大きい地形の効果が反映されており、局地気象解析の前線解析にも参考となるだろう。

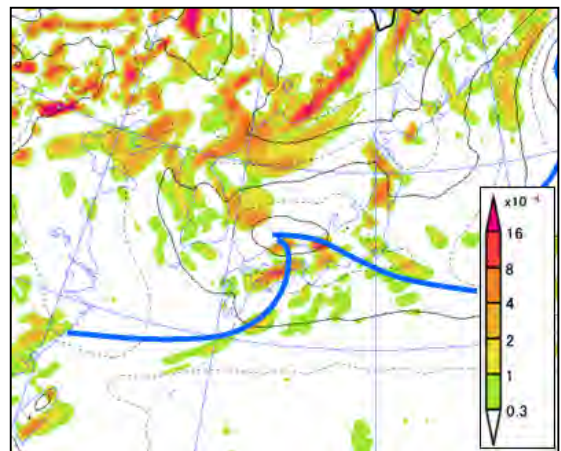
## (2) 運動学的な Frontogenesis について

### ・前線形成関数の定義

前線の強度は等圧面の温位や温度傾度に比例すると考えられ、前線形成関数Fは等圧面温位傾度の時間変化で定義されている。

$$F \equiv \frac{d}{dt} |\nabla_p \theta| = F_c + F_s + F_t + F_d \quad (2.2.2)$$

$F_c$ ,  $F_s$ ,  $F_t$ ,  $F_d$  はそれぞれ合流項、シア項、立ち上がり項、非断熱項からなる(展開した数式については付録1を参照)(Carlson, 1991)。水平面の変形に関わる項が合流項とシア項、鉛直循環を伴う項が立ち上がり項、非断熱加熱による項が非断熱項である。地上付近の前線形成関数においては、総観スケールの



第2.2.2図 2014年8月26日09時の925hPa面の  $F_H$  の分布(着色域)

図中の線は第2.2.1図と同じ。

現象における鉛直速度は上空に比べて弱いため、水平面の変形に関わる項（合流項とシアー項）が他の項に比べて大きいと考えられる。上空では、鉛直速度が大きくなり、非断熱加熱の影響もあるので、立ち上がり項や非断熱加熱項も重要となる場合がある。

・前線形成と変形拡大軸の関係

Petterssen(1936)は、前線形成関数  $F$  の式(2.2.2)の水平変形に関わる部分のみを前線形成関数  $F_H$  と定義し、次式のように、収束と変形の項に変形した。なお、この  $F_H$  を用いて表される前線形成は Petterssen frontogenesis と呼ばれることがある(Schultz,2013)。

$$F_H = F_C + F_S = \frac{1}{2} |\nabla_p \theta| (E \cos 2\beta + Conv) \quad (2.2.3)$$

ここで、Conv は水平収束、 $E$  は変形の大きさ、 $\beta$  は水平面において等温位線と変形拡大軸とのなす角度である（各項の数式は付録1を参照）。右辺第1項のみを考えると、 $E$  は常に0か正のため、 $\beta$  が45度以内であれば  $F_H$  は正となり前線は強化される。この分布の例を第2.2.2図に示す。これは第2.2.1図のTFPの分布と同時刻のものである。ほぼ  $F_H$  が大きい領域に沿って本州付近に前線が解析されており、運動学的に frontogenesis の場となっていると考えられる。

(3) frontogenesis の判断と天気への影響について

前線が形成・強化(frontogenesis)されているかどうかを定性的に判断するには、前線帯での温度傾度の強まり、暖気側（寒気側）での暖気（寒気）移流の強まり、前線付近の風の場合、前線形成関数  $F_H$  の分布を参考にする。Frontogenesis の場合は、前線付近で水平温度傾度が強まり、これに伴い下層付近では熱的直接循環が励起される。つまり暖気側では上昇流の励起が起こり、ある程度の厚みを持つ気層が前線面に沿って斜めに持ち上げられる。この気層の成層状態が対流不安定成層であれば、持ち上げられることで湿潤絶対不安定成層となり、大雨につながる可能性がある(北畠ほか,2002)。したがって、対流不安定成層の際は前線の暖気側でないか、その前線が強化される状況かを把握、監視することが重要となる。また、前線の寒気側では、通常前線面に伴う静的安定な層が見られ、多くは逆転層として観測される。前線付近の成層状態を把握することはこのような不安定に伴う天気現象や前線の構造を理解する上でも大切である。

前線の暖気側で暖気移流が顕著で水平温度傾度が強まる場合は、温度風バランスにより上空では時計回りに風が強まることで、鉛直シアーも大きくなる。これは、線状降水帯の発生条件の目安の一つである SREH が大きくなりやすい場が形成されたことを意味し(第6章参照)、メソスケールの顕著現象の環境場を考察する際にも、前線の位置や frontogenesis の状況を確認することが重要性である。

ここで、前線に伴う「上昇流励起」という意味について、注意しておく。実際に、この「上昇流励起」とメソスケール現象に伴う「上昇流発生」とは別であり、水平および強度のスケールが異なる。「上昇流励起」ではメソ～総観スケールを持ち、上昇流の大きさは強くて数十 cm/s である。一方、積乱雲中の上昇流は数 m/s 以上の強さを持ち、水平スケールは数 km であり、組織化した積乱雲群でみても、上昇流の平均は 1m/s 以上、水平スケールは数十 km 程度でしかない。ただ、この2つのスケールの異なる上昇流域には関係があり、「上昇流励起」された場所ではメソスケールの現象が発生しやすく、それに伴って上昇流が発生する

2.2.4.2 コンベヤーベルトモデルについて

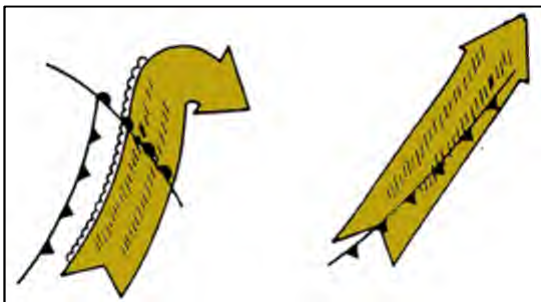
Carlson(1980)は、低気圧に相対的な流れについて等温位面解析を行い、雲域や降水域に影響を与える3つの気流（暖かいコンベヤーベルト(WCB)・冷たいコンベヤーベルト(CCB)・乾燥貫入につながる乾燥した気



流)で構成するコンベヤーベルトモデルを提唱した。

#### (1) 暖かいコンベヤーベルトと冷たいコンベヤーベルト

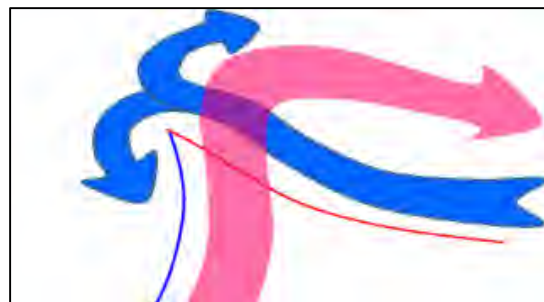
WCB は暖かく湿った比較的幅の狭い気流で、多量の熱と水蒸気を極方向及び上空に運んでいる。この流れは下部対流圏から始まり、温暖前線を横切って極方向へ上昇し、ジェット気流付近の高度で高気圧性の流れに反転する。WCB と寒冷前線との位置関係によって、顕著な上昇流域が寒冷前線付近(アナ型寒冷前線)か、寒冷前線の暖域側(カタ型寒冷前線)に存在するかで分類され、寒冷前線付近の強雨域の分布に大きな影響を与える(第2.2.3図)。ある幅を持った太平洋規模のスケールの流れで水蒸気を極方向に運ぶ効果を強調するために、atmospheric rivers と呼ばれるものも WCB である(Lackmann,2011)。アナ型寒冷前線とカタ型寒冷前線の判別は、地上の前線の移動速度と、暖域(例えば850hPa面)内の風速の前線に垂直な成分とを比較すればよく、前者が後者より大きいとアナ型寒冷前線、逆の場合はカタ型寒冷前線だと考えられる。またアナ型寒冷前線は合流のトラフ、カタ型寒冷前線は分流のトラフとなっていることが多いと言われている(北畠,1997)。



第2.2.3図 WCBとカタ型・アナ型寒冷前線

左がカタ型、右がアナ型寒冷前線の模式図。  
矢印はWCBの流れを示す。(Lackmann, 2011)

(c)American Meteorological Society.



第2.2.4図 WCBとCCBの模式図

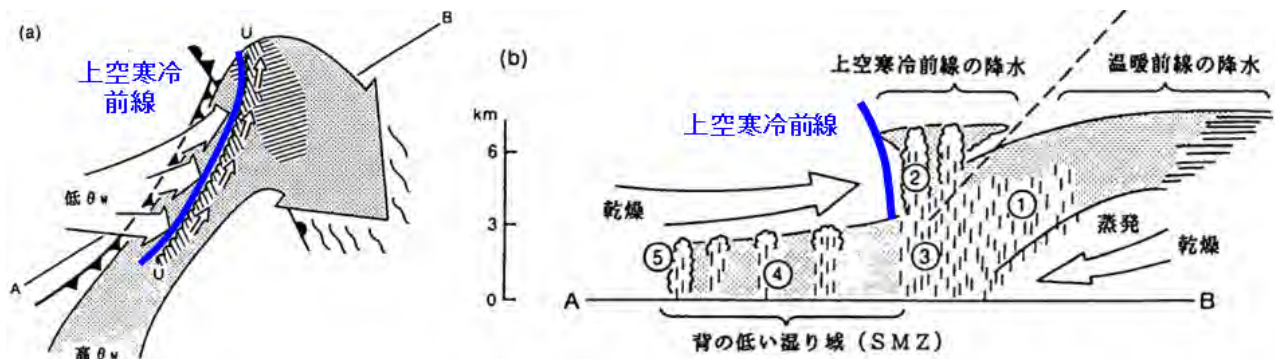
赤矢印がWCB、青矢印がCCBの流れ、赤と青の実線は  
温暖前線と寒冷前線を示す。

WCB は水蒸気を多量に含んでおり、降水量の多寡や対流性降水の発現に大きく影響するため、予報作業として、この動向を常に把握し、総観規模じょう乱との対応について確認しておく必要がある。一方、CCBは、低気圧の北東側、高気圧の下降流場の下部対流圏を起源とし、一般に地上温暖前線の寒気側を低気圧中心方向(北半球では西進)の流れである。CCBの空気は、初め乾燥しているが、温暖前線面を滑昇するWCBの下を潜り込んでいるため、降水の蒸発で湿潤化する。地上摩擦による収束の影響や低気圧中心に接近するにつれて収束が強まることで上昇し、低気圧中心または閉塞点付近では中層付近にまで達する。CCBはその領域に達すると、さらに上昇しながら高気圧性の流れに変わり、ジェット気流付近の高度に達する流れと、低気圧性の流れを維持して、下降して下部対流圏に留まる流れに分かれる(第2.2.4図)。Schultz(2001)では、前者の流れは、WCBとCCBの遷移的な流れとして考えた方が適切ではないかと述べられている。前線の寒気側における大雨や大雪では、CCBの影響を受けている場合があると考えられる。これらの流れは、等温位面における等相当温位線の分布から比較的容易に把握できる。実況監視作業では、低気圧や前線との相対的な位置を確認しつつ、雲域や降水域との対応について考察することが重要となる。

#### (2) 乾燥貫入と上空寒冷前線

上部対流圏と下部成層圏を起源とする乾いた気流が上層トラフの西で下降し、低気圧の雲システム後面か

ら流入する現象は、乾燥貫入と呼ばれており、高渦位偏差を伴っている。衛星水蒸気画像における暗域との対応もよい。この乾燥域が地上寒冷前線を追い越し、上空寒冷前線(cold front aloft, CFA)を形成する場合がある。このように CFA は地上前線に先行するため、スプリットフロントと呼ばれ、CFA の前面で強雨域がバンド状に発現することがある(第 2.2.5 図)。地上寒冷前線付近の雲域は上空の乾燥空気の影響を受けて発達高度が抑えられ、降水も強くないが、CFA の前面では強雨域が形成され、明瞭なシアを伴うことがあり、地上の寒冷前線の解析に混乱を起こすこともある。



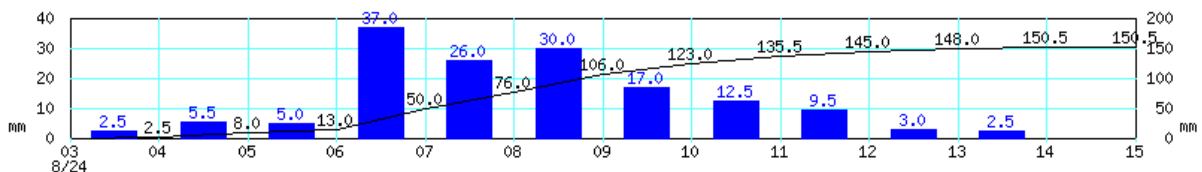
第 2.2.5 図 カタ型前線と上空寒冷前線を伴うスプリットフロント構造の模式図

(a) 平面図で、ハッチした矢印は WCB、白抜き矢印は上空の冷たい乾燥した流れ、青太線は上空寒冷前線を示す。(b) は(a) の AB に沿った鉛直断面図。(b) の図中の番号は、以下の降水型を意味する。温暖前線の降水。CFA に伴う対流性降水を生成するセル。暖気移流域内を落下する CFA からの降水。CFA と地上寒冷前線間の背の低い湿り域。地上前線本体による背の低い降水。(北畠(1995)に青太線で上空寒冷前線の位置を追加した)

### (3) コンベヤーベルトモデルを考慮した解析例

WCB に伴う大雨は、これまでの研修テキストでも扱われ、指示報や気象情報でも「低気圧に向かって暖かく湿った空気が流入し、大雨のおそれ」などと表現されている現象のひとつである。乾燥貫入の事例も、実況からは水蒸気画像の暗域の進入、ウィンドプロファイラの SN 比や、予想資料における中・上層の乾燥域(700hPa 面の湿域の予想図や衛星水蒸気画像の予想図)などから判断でき、現業作業では日々の監視項目とされ、特に解析例を示す必要はないだろう。

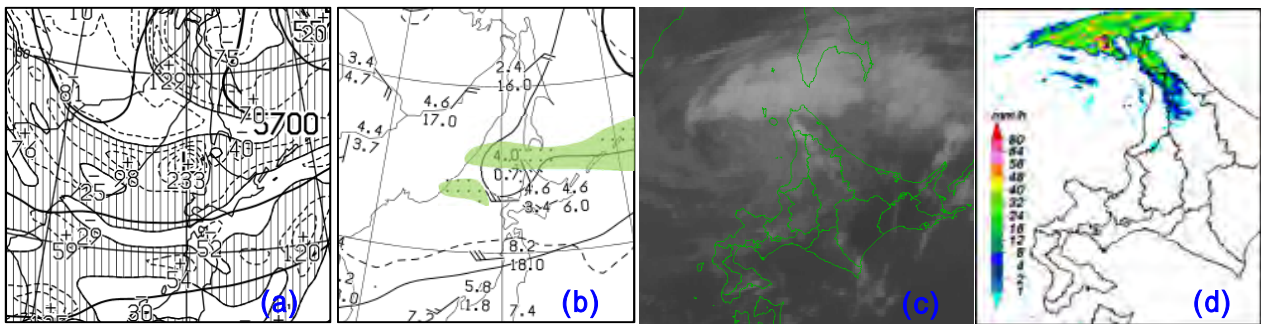
ここでは CCB に関連する大雨事例を取り上げる。この事例では 2014 年 8 月 24 日に北海道宗谷地方礼文島で激しい雨が降り、3 時間雨量が約 100mm の大雨(第 2.2.6 図)となって、土砂災害が発生した。この総観場の把握の例を示す。現業作業の中の限られた時間と資料で、いかに解析し、判断するか例である。地方官署(特に地方中枢官署)で行う局地気象解析の事前の作業として、以下に示すような総観場の解析を行ってほしい。



第 2.2.6 図 2014 年 8 月 24 日 03 時～15 時のアメダス礼文における降水量の時系列図

第 2.2.7 図 a の 500hPa 面客観解析図では低気圧中心が宗谷地方の西海上にみられ、第 2.2.8 図の左図における地上天気図の低気圧の位置とほぼ一致している。500hPa 面の強風軸（渦度ゼロ線）は北海道の太平洋側にあり、低気圧の南東側に位置し、南西から北東に向かう走向を持っている。また、700hPa 面の湿潤域（第 2.2.7 図 b）を見ると、低気圧の北側で湿り域が東西にのび、衛星の赤外画像（同図 c）でも背の高い雲域が低気圧の北側から東に広がっている。これらのことから、比較的幅の狭い湿り域が低気圧の東側から北側へのびていることがわかる。地上天気図で前線は解析されていないが、あえて前線を解析するとすれば、この時刻は閉塞した前線系と考えられる。

第 2.2.9 図の稚内のエマグラムでは、明瞭な前線性の安定層が 900～850hPa 面（気温 12～13℃）にみられる。暖気側の境界を前線とすることから、前線面は暖気が上昇していることを考えると遷移層の上端に当たり、稚内の前線面の高度は約 850hPa となる。第 2.2.8 図中図に 850hPa 面の流線、前線の解析を示した。前線は温度線 12℃ を目安に解析でき、低気圧中心付近から東北東へのびている。低気圧の南側に気温 15℃ 以下の寒気を伴う下層トラフが解析できるが、温度傾度も小さく、寒冷前線は不明瞭である。850hPa 相当温位（図略）の尾根が低気圧中心付近から 700hPa の湿潤域にほぼ沿って、東へのびているが、それほど明瞭ではなく、典型的な閉塞前線の構造とまではなっていない。



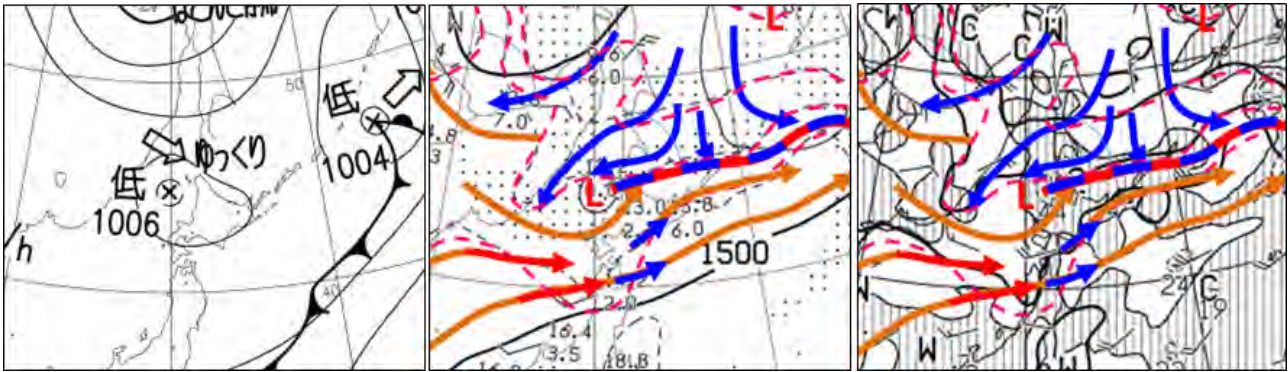
第 2.2.7 図 2014 年 8 月 24 日 09 時の 各種天気図と衛星画像など

(a)500hPa 面客観解析図、(b)700hPa 面高層天気図（緑ハッチは湿潤域を示す）

(c)気象衛星の赤外画像、(d)高解像度ナウキャストの解析図。

第 2.2.7 図 d の高解像度ナウキャスト解析の画像によると、低気圧の北から宗谷海峡を通して東にのびるバンド状の降水域があり、前線と走向が一致している。この前線北側の流線に着目すると、サハリンの東海上を南下する流れが、前線の北側に沿って西向きに変わり、宗谷海峡から低気圧の北側に達し、低気圧中心に近づくに従って 700hPa 面が上昇流域となってきた（第 2.2.8 図右図）。また、第 2.2.9 図の稚内のエマグラムを見ると、900hPa 面高度より下方の西向きの流れも湿っており、温暖前線面の寒気側を西進し、低気圧中心付近で上昇する CCB の一端をとらえていると考えられる。

850hPa 面の低気圧付近に流れ込むもう一つは、ウラジオストク付近から日本海北部の低気圧南側、北海道の日本海沿岸を通して、低気圧中心の東側に至っている流れである。この流れは、500hPa の強風軸より寒気側の流れであることから、暖域起源の流れでなく、WCB ではないのは明らかである。同時刻のメソ解析の 975hPa 面（第 2.2.10 図）でも相当温位約 330K の流れ（同図中のピンク色の矢印）が、850hPa の流れとほぼ一致している。975hPa 面の CCB と WCB、前線を、それぞれ青色と赤色の矢印、黒の破線（同図）で示した。これらの流れの相当温位の値については、CCB は約 321K、WCB は約 339K である。このように、この低気圧には WCB・CCB の他に、相当温位としては中間的なもう一つの気流が関与している。この相対的に暖かく湿った気流が低気圧の東側の前線に流れ込み、CCB の上に乗り上げて、宗谷地方で雨量が多くなった可能性が高い。



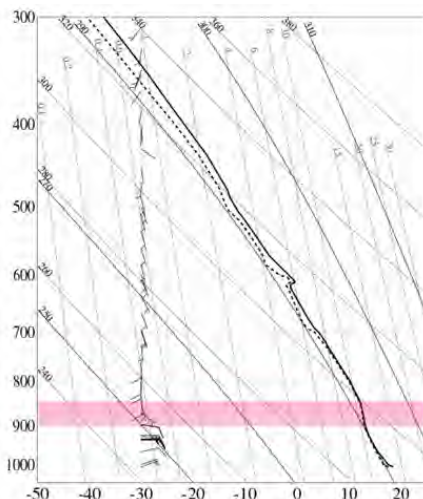
第 2.2.8 図 2014 年 8 月 24 日 09 時地上天気図(左)と 850hPa 面解析の高度と湿域の図(中)

850hPa 面の温度と 700hPa 面の鉛直 P 速度の客観解析図(右)

中図と右図では流線(青矢印は明瞭な寒気移流の流れ、赤矢印は明瞭な暖気移流の流れ、オレンジ色矢印はこれら以外の流れ)と前線(赤と青の破線)を示す。

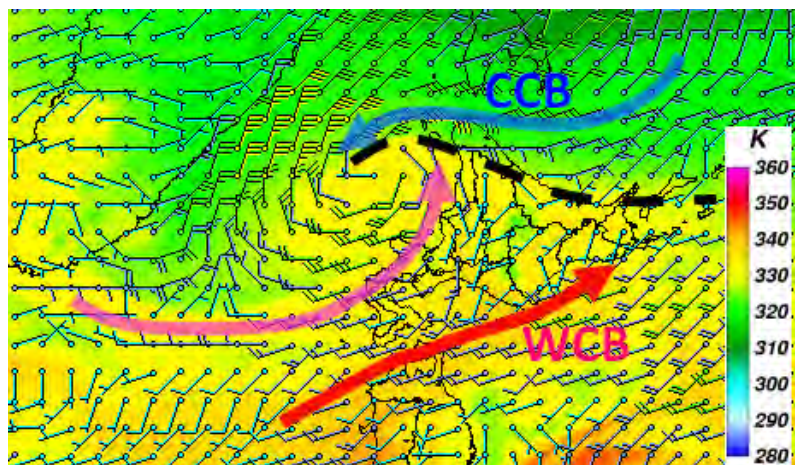
宗谷地方付近の前線は温暖前線のような構造となり、この気流が WCB の北側に流れ込んだために、寒冷前線は不明瞭化していると考えられる。数値予報モデルがこれらの気流を予想できていれば、予測段階でこれらの気流を総観場の着目点として認識できる。またその後の実況監視で、どの観測でこれらの着目点を捉えられるか考察することで、適切な監視につなげることが可能となる。

以上のように日々の解析作業の中では典型的なコンベヤーベルトモデル、ノルウェー学派の低気圧・前線モデルに当てはまらない事例が多い。しかし、現業作業では、調査・研究のように十分な時間をかけられない。ここで示したように限られた時間と資料の中で、典型的なコンベヤーベルトモデルなどの知見も活用しつつ、観測された事実や予想資料を基に気象学の知識と矛盾しない範囲で現象を解釈し、顕著現象につながる着目点を抽出することで、気象予測シナリオ(サブシナリオを含む)をより適切なものにすることができる。



第 2.2.9 図 2014 年 8 月 24 日 09 時の  
稚内におけるエマグラム

赤ハッチは前線性安定層を示す。



第 2.2.10 図 2014 年 8 月 24 日 09 時の北海道付近における  
975hPa 面の相当温位と風の分布

赤矢印は WCB、青矢印は CCB、ピンク矢印は沿海州付近から低気圧に流れ込む気流、黒破線は前線の位置を示す。

## 参考文献

- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1921: Meteorological conditions for the formation of rain. *Geophys. Publ.*, **2**, 1-60.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophys. Publ.*, **3**, 3-18.
- Carlson, T. N. (1980): Airflow through mid-latitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1498-1509.
- Carlson, T. N. (1991): *Mid-latitude Weather Systems*. Routledge, 507pp.
- 加藤輝之, 廣川康隆, 2012: 大雨を発生させやすい環境場について. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 86-109.
- 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, 牟田佳史, 鈴木和史, 1995: Browning: 温帯低気圧 - 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, 2002: 2000年9月11-12日の東海地方の豪雨に対する対流不安定と前線強化に伴う循環の役割. *気象研究所研究報告*, **53**, 91-108.
- 北畠尚子, 2005: 前線の考え方の過去と現在. *気象研究時報*, **57**, 27-57.
- 黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之, 2014: 予報作業における渦位の利用について. 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 49-61.
- Lackmann, Gary, 2011: *Midlatitude Synoptic Meteorology*. American Meteorological Society, 345 pp.
- 村中明, 1998: 総観規模現象の構造と特徴. 平成10年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-24.
- 村中明, 2004: 予報作業における実況監視と気象予測のシナリオ. 平成15年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-57.
- 村中明, 2014: これからの予報官に求められるもの. 平成25年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-9.
- 二宮洸三, 2013: 現象の観測と認識. *天気*, **60**, 67-70.
- 入田央, 永沢義嗣, 1996: 目先の予報期間の府県天気予報の作成. 平成8年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-68.
- Petterssen, S., 1936: Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys. Publ.*, **11**, 1-27.
- Renard, R. J. and L. C. Clarke, 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **53**, 547-556.
- Schultz, D. M., 2001: Reexamining the Cold Conveyor Belt. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2205-2225.
- Schultz, D. M., and Sienkiewicz, J. M., 2013: Using Frontogenesis to Identify Sting Jets in Extratropical Cyclones. *Weather and Forecasting*, **28**, 603-613.

## 2.3 現業作業における局地気象解析について\*

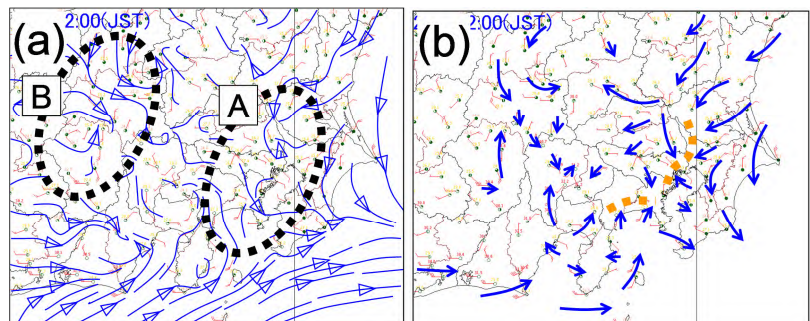
局地気象解析については、これまでの研修テキストでも何回か取り上げており、特に岩下・村中(1997)は解析の目的や留意点などについて総括的に述べている。一方で、過去のテキストでは具体的な事例による解析手順や留意点の説明が少なく、今年度の研修テキストでは府県官署の予報担当者を対象にそれらを説明する。本節では、まず、局地気象解析の目的と留意点について、岩下・村中(1997)の記述に基づいて重要事項を説明する。次に、関東甲信地方におけるいくつかの具体的な事例により解析の手順や留意点について説明し、解析結果の解釈や予報シナリオの修正についても簡単に言及する。このテキストにより現業作業における局地気象解析の重要性について理解してもらいたい。なお、本節は現業作業における解析手法の解説に重点を置いており、ここで示した解析結果は現業作業中に行える範囲の解析例である。解析結果は詳細に検討されたものではないという点について留意いただきたい。

### 2.3.1 局地気象解析の目的と必要性

岩下・村中(1997)は局地気象解析の定義及び目的について、以下のように述べている。

局地気象解析は府県天気予報作成の上で重要なスケールの現象の構造などを明らかにするために気温や降水量、風など様々な要素について平面、時系列、鉛直断面などの手法を用いて行う解析で、解析によって現象の空間的、時間的スケールを把握し、今後の盛衰や移動などの情報を得て予報に応用することを目的とする。(平成9年度 量的予報研修テキストより)

この考え方は現在でも特に変わるものではないが、予報作業現場では10数年前の当時に比べ、詳細な等値線の描画や流線解析といった解析作業にかかる時間が少なくなっているように見える。その背景として、予報作業現場における解析環境や作業量の変化などがあげられるが、数値予報モデルの精緻化によりモデルへの信頼度が増加している点もあると考えられる。実況が数値予報モデル通りに経過している場合は、詳細な解析を省略しても予報結果に大きな違いはないかもしれないが、そのような作業習慣は解析技術の低下を招く。作業端末上で客観解析された気象要素の等値線や流線の利用により作業は軽減されるが、必ずしも適切に解析されているとは限らない。例えば、客観解析では、主観解析で解析できる風の不連続線(以下、本稿ではシアラインと記述、第2.3.1図(a)のA域)が不明瞭であったり、地形を無視した流線となっていることもあり(同図(a)のB域)、予報担当者による解析の必要性がなくなったわけではない。予報担当者が行う解析は現象を見極めるために必要な技術のひとつであり、普段の作業の継続により解析技術が向上し、逆に解析を怠ると現象を見極める技術はますます低下する点に注意してほしい。解析技術の低下が大きな問題となるのは、想定外の現象が発生した場合である。想定外の現象が発生した場合は、実況で何が起きているのか、その要因は何かということを見極め、気象学的に解釈することがその後の適切な予報作業につながるが、特にメソスケール現象については、時間的・空間的に高密度で現象を解析する



第2.3.1図 流線の客観解析と主観解析の違い(2014年6月29日12時)  
(a): 客観解析による流線、  
(b): 主観解析による流線で橙点線はシアライン。

\*牧野 眞一(気象庁予報部予報課)

ことが重要となる。顕著現象が発生している際には詳細な解析をしている時間的余裕がない、という声も聞かれるが、これは本来、最も必要な作業をおろそかにするという本末転倒の話であり、普段のルーチン作業として局地気象解析を行うことで解析技術や解析速度の向上がなされ、「時間的余裕がない」という問題は改善される。高い技術力を有した予報担当者であるためには、局地気象解析は必要不可欠な予報作業であることを理解してもらいたい。

### 2.3.2 局地気象解析の留意点

ここでは、岩下・村中(1997)の記述内容に一部加筆して、局地気象解析の留意点を示す。

#### (1) 様々な要素を組み合わせた解析を行う

気象現象は、スケールの大小や現象の激しさなどに係わりなく、いくつかの気象要素に様々な形で特徴的な分布が現れる。局地気象解析によって現象を明確に把握しようとする場合には、気温や風などといったひとつの要素にだけ着目するのではなく、複数の要素について同時に解析を行い、関連する要素それぞれの間で矛盾なく現象を説明できることが重要である。局地気象解析で解析する代表的な気象要素について第2.3.1表に示す。

第2.3.1表 局地気象解析で解析する代表的な気象要素等

SYNOPT：地上気象観測、AMeDAS：地域気象観測システム、METAR：定時航空気象観測、WPR：ウィンドプロファイラ、RADAR：気象レーダー、LIDEN：雷監視システム、HA：毎時大気解析、衛星画像 IR：赤外画像、WV：水蒸気画像、VIS：可視画像、S：赤外差分画像

解析する気象要素	解析に利用する観測データ								解析事項	把握すべき事項	関係する現象等	備考
	SYNOPT	AMeDAS	METAR	WPR	RADAR	LIDEN	HA	衛星画像 (IR・WV・VIS・S)				
海面気圧	○								等圧線	主にメソスケールの高・低気圧の位置、気圧の谷	雷雨(に伴うメソ高気圧)、メソスケールの低気圧や気圧の谷付近のシアーラインの形成	等圧線の間隔は基本的に1hPa毎、解析間隔は1~3時間毎
前3時間気圧変化量	○								等気圧変化量線	気圧低下極大域	気圧低下極大域への低気圧の移動	
風	○	○	○				○		流線	シアーラインの位置 エコー付近の冷氣外流出	エコーの発生・発達、沿岸前線 ガストフロント マルチセルストームの形成	等温線の間隔は1~2℃毎、解析間隔は雷雨時など現象の変化が激しい場合は10分毎
				○			○		上空の風	地上~下層の風向差 下層風の風向	北東気流の曇り 地形性低圧部とそれに伴うシアーライン	
気温 (必要により 高度補正)	○	○	○				○		等温線	高温域 低温域 温度集中帯	エコーの発達 エコーの衰弱、降水時に形成される平野部の滞留寒気 ガストフロント、沿岸前線	毎時大気解析は利用上の留意点に注意しながら利用
露点温度	○		○						等露点温度線	高露点温度の進入域	エコーの発生・発達	等値線は1℃毎、解析間隔は1~3時間毎
日照		○							不照域	曇り域	天気	
雲形・雲量	○							○	雲形・雲量	観測されたの晴れ・曇り・薄曇りと衛星画像との対応	天気	曇り域は茶線で囲む
			○						雲低高度	WPRの鉛直シアーとの対応	天気・濃霧	
現在天気・過去天気	○		○						発雷域・降水域	レーダーエコーとの対応	落雷・突風・降水	降水域は緑色、霧域は黄色などでマーク、過去天気の場合は斜線でマーク
								○	降雪域	気温・露点温度(湿度)との対応	降雪	
視程	○		○						霧域	観測された霧域と衛星可視画像や赤外差分画像との対応	濃霧	
レーダーエコー					○			○	強度・頂高度	エコーの急発達域、降水域や発雷域との対応、衛星画像の雲域との対応	短時間強雨	他の気象要素との関係に留意
雷						○			発雷域	発雷域とエコー頂高度との対応、発雷の種類	落雷、突風、積乱雲	エコーとの対応に留意

#### (2) 現象を的確に表現できる解析を行う

局地気象解析とは、単にアメダスやレーダーの実況を端末上や図の上で見ることではなく、ひとつまたは複数の気象要素に着目して等値線や現象に不連続が生じている境界線を描くなどの解析作業を通して、実況をより明確に表示するとともに、現象を正しく把握することである。逆にいえば、局地気象解析により作成された図には、現象のポテンシャルや要因、ステージを判断するための気象状況が表現されているはずであ

り、されていなければならない。現象の種類や程度、ステージによって解析する気象要素の等値線の間隔や解析の時間間隔などを変えることも必要である。

(3)物理的に意味のある解析を行う

局地気象解析で解析する現象はメソ～スケールであるから、総観スケールの解析とは異なり等値線を解析するときはできるだけ観測値に忠実に解析することが基本である。特に気圧の観測値は精度が高く、周辺より気圧が高くなった(低くなった)といった変化は気層全体の変化を反映した結果であり、観測値は尊重しなければならない。一方、気温は観測点の高度に依存するため絶対値を比較する場合は注意が必要である。また、風は観測点が置かれている地形的な環境を考慮して解析する必要がある。例えば、関東甲信地方は北～西側に2000～3000m級の山岳部があり、山地や谷筋といった細かい地形を頭に入れておく必要がある。以下、局地気象解析を行う上で知っておくべき、地形による気圧、気温、風への影響について説明する。

気圧場に影響を与える地形性の気圧低下

下層風が一方に卓越する場合で、山脈に対して下層風が直交するかそれに近い場合は、山脈風上側で気圧上昇、風下側で気圧低下が起こる(第2.3.2図、Defant, F(1951))。地形性低圧部(地形効果により気圧が低くなった部分)は下層風と地形により決まるもので、気圧場からじょう乱を検出する場合、地形効果による気圧変化を差し引いて考察する必要があり、地形による気圧場の变形について知っておく必要がある。

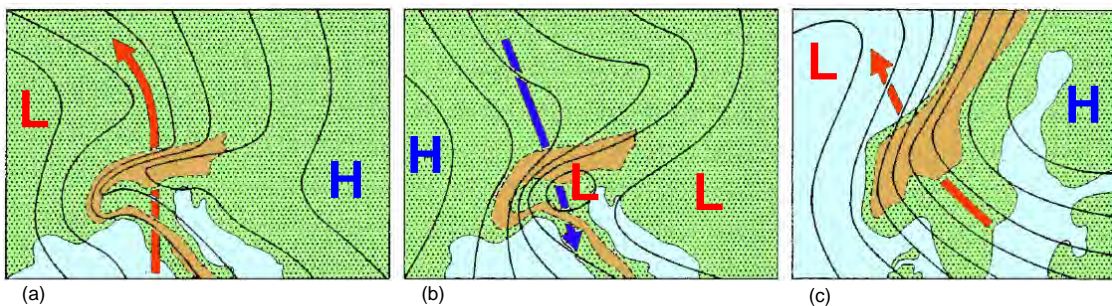
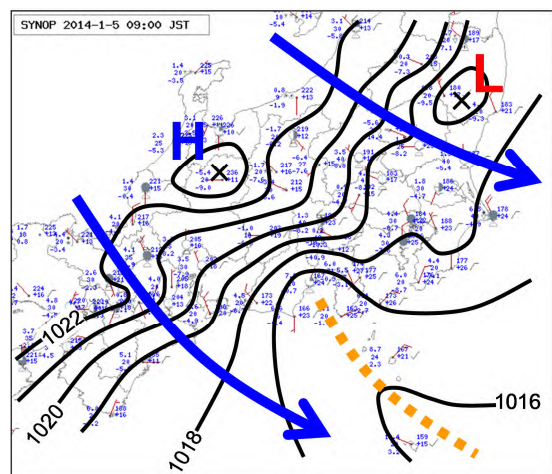


FIG.13-Windward and leeward effects of mountains on the isobric pattern at sea level(schematic): (a) south foehn in the European Alps, (b) north foehn in the European Alps, and (c) southeast current over the Scandinavian mountains

第2.3.2図 山岳の風上及び風下における等圧線の变形の模式図

Defant, F(1951)に着色、L,H スタンプを加筆。(a)ヨーロッパアルプスにおける南風、(b)ヨーロッパアルプスにおける北風、(c)スカンジナビア半島における南東風

第2.3.2図はヨーロッパの例だが、日本では地形性低圧部の形成は下層で北西風が強い冬型時などに関東地方から東海地方で顕著にみられ(第2.3.3図)、解析される等圧線は日中であれば内陸部に形成されるヒートローと合成されたものとなる。地形性低圧部付近に形成されるシアラインは、その付近で対流雲が拡大し降水をもたらす場合があり、解析上重要である。地形性低圧部の形成される位置は下層風の風向によって変化し、それに伴ってシアラインの位置も変化する。これに関連して、河村(1966)は地上天気図上の傾度風向と等圧線の走向別に冬季の中部地方における局地気流について4つのパターンを示しており(第2.3.4図)、このような下層風の風向の違いにより形成される基本的な風系は、局地気象解析をする上であらかじめ知っておく必要がある。



第2.3.3図 冬型時に静岡県付近を中心に形成された地形性の気圧低下部(2014年1月5日09時) 黒線は等圧線(1hPa毎)、橙点線はシアラインで、青矢印は1.5km付近の風向を示す。



### 地形を考慮した流線解析

関東平野などの平野中央部では流線解析は比較的容易であり地形を考慮する必要性は低い。しかし、山沿いや山間部では山谷風などの局地風が存在し、稜線や谷筋を考慮した風の解析が重要である(例えば第2.3.1図のB域)。日頃から地形を考慮した適切な解析を行うことで、例えば対流雲の発生過程における周辺域からの風の収束や、稜線や谷筋と直角な方向に吹いている風から山越え気流が発生する環境場にあることなどに気付くことができる。作業端末上では、通常は地形表示がない白地図にプロットされたデータにより解析を行うが、地形を無視した解析をすると、異なる谷筋で吹いている風を同一に扱ってシアラインを解析するといった誤った解析をするため注意が必要である。

### 標高差を考慮した気温の解析

アメダスの地上気温により等温線を解析する場合、観測された気温に忠実に解析すると、山沿いなどに見かけ上の温度集中帯が現れる(第2.3.5図(a)のA域、B域など)。通常は標高の高い地点ほど気温が低くなるためであるが、山沿いや山間部を含めて等温線を解析する場合は高度補正(作業端末上では気温減率0.5/100mで補正したものが表示可能)をした値を利用して解析する(第2.3.5図(b))。なお、毎時大気解析による等温線の表示(高度補正はなし)は、平野部で十分利用可能であるが、島嶼部周辺の気温場や海上から進入するじょう乱に伴う気温場の表現などが不自然になるなど、利用上注意すべき点もある(松原・末,2006)。

#### (4)適切な解析領域を選択する

解析領域については、広過ぎるとメソスケールの現象が十分に解析できず、逆に狭過ぎると近視眼的になって周辺の状態の変化に気づくのが遅れる。府県官署であっても、最低限、隣接府県を含む範囲を、また、低気圧の接近などじょう乱が移動してくる場合には隣接中枢を含む範囲について解析する。

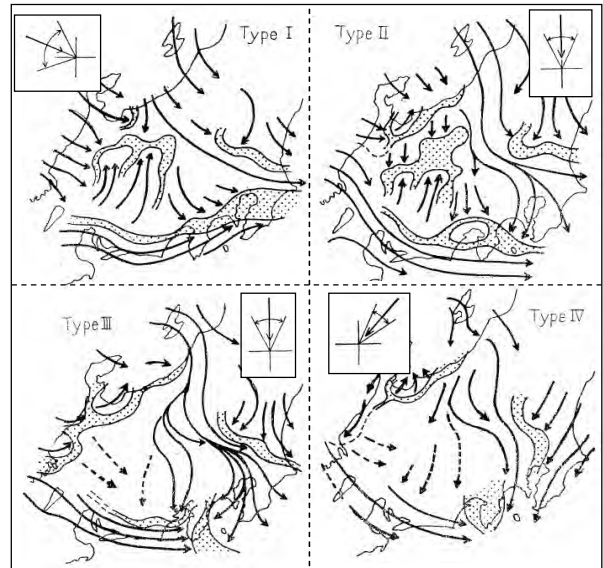
### 2.3.3 局地気象解析の手順と具体例

#### 2.3.3.1 解析手順

解析手順についての考え方は岩下・村中(1997)が詳細に述べており、ここでは要点のみを示す。

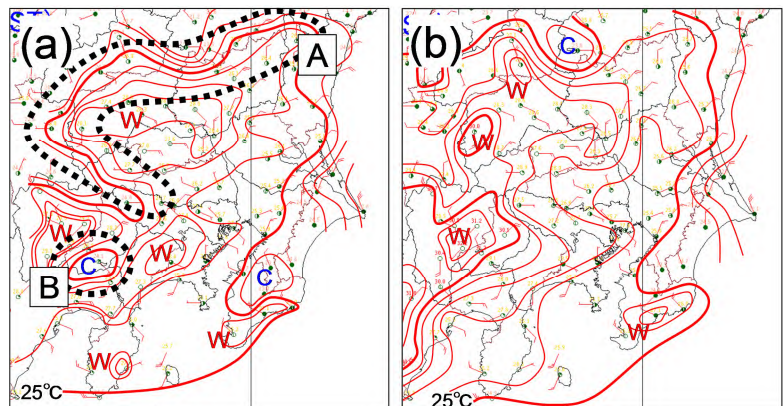
#### 解析上重要な要素を判断する

着目すべき現象は何か、そのために解析上重要な要素は何かを判断する。予報や注意報・警報の発表



第2.3.4図 冬季における中央日本の傾度風別の地上の局地気流(河村,1966に加筆)

各タイプの四角枠内の矢印は傾度風向を示す(等圧線の走行がType Iは低気圧性、Type IIは高気圧性)。また、ハッチ域は風系が漸移する地域。



第2.3.5図 アメダスによる地上等温線解析の例(2014年6月29日12時)

(a): 気温海面更正なし、(b): 海面更正あり。(a)のA,B域で偽の温度集中帯が現れている。Wは高温域、Cは低温域。

など一連の予報作業では時間的な制約もあって、すべての資料について解析を行うことはできない。したがって、その日の状況に応じて着目すべき現象と要素について絞り込むことが必要である。そのために解析前の準備として以下のことを実施する。

ア 現在までの天気変化や気象衛星資料、レーダーエコー、局地気象解析の結果により実況を把握

イ 現在現れている現象が地域に特有の現象なのか、概念モデルや予報則として確立している現象なのかを確認し、実況監視の着目点を把握

ウ 今後の現象の推移について、引き継がれている気象シナリオや数値予報等の予測資料及び概念モデルなどを用いて検討

解析作業を行う

気圧や気温、相当温位、露点温度、降水量など様々な要素について等値線を描いたり、風向に沿って流線を描くことなどによって、それぞれの気象要素について分布状況や特徴を明らかにし、気象要素が不連続に変化している領域を検出する。降水を伴う現象では、レーダーエコーを重ね合わせて表示させて気象要素とエコーとの関係を把握し、エコーの断面図などを利用してじょう乱の立体構造を考えながら解析する。また、気象要素の時間的な変化にも注意しながら解析する。同時に、背景となる総観場の変化を衛星画像やウィンドプロファイラによる上空の風の観測などにより確認し、着目している現象の構造やライフステージなどについて把握する。

補足するが、解析要素の絞り込みや数値予報モデルとの比較には気象シナリオが必要であるが、シナリオは解析作業により修正されて新たなものとなるわけで、シナリオを先に検討するのではない。「予報作業サイクルの『5つの要点』」(第2.1.1図)で示されているように、解析～シナリオ作成といったサイクルは絶え間なく実施されるものである。輪番による現業作業での引き継ぎは、予想シナリオだけでなく、解析・監視上の着目点の引き継ぎも適切に行われることで、初めて引き継ぎはすべて完了する、という点に留意してもらいたい。

### 2.3.3.2 局地天気図の解析作業手順

2014年5月22日9時の関東甲信地方の事例を用いて、基本的な局地気象解析の解析作業手順について述べる(以下、局地気象解析により作成した地上天気図を局地天気図と呼ぶ)。局地気象解析の作業は、現在では作業端末のディスプレイ上に地上気象観測(以下、SYNOP)やアメダスのデータなどを表示させ、ペンタブレット機能により、等値線等を描画していくのが一般的である。ここでは、最も基本的なSYNOP、アメダス、レーダーエコー、ウィンドプロファイラ(以下、WPR)などのデータによる解析作業手順について示す。なお、対象とする現象により、気圧変化量や等温線、等露点温度線なども解析するが、これらについては後述の現象別の解析例で述べる。

総観場の気圧配置の確認(第2.3.6図(a))

局地天気図を描く場合においても、総観場のじょう乱(高・低気圧や前線)が解析しようとしている領域に既に存在するのか、あるいは、今後、進入してくるのかといったことを直近の速報天気図で確認し、総観場の天気図との整合性や連続性を意識する必要がある。この事例では、「直前の22日6時の速報天気図で、三陸沖では低気圧が発達中で西高東低の気圧配置となっており、総観場の前線や低気圧は解析領域にはなさそう」といったことを確認しておく。

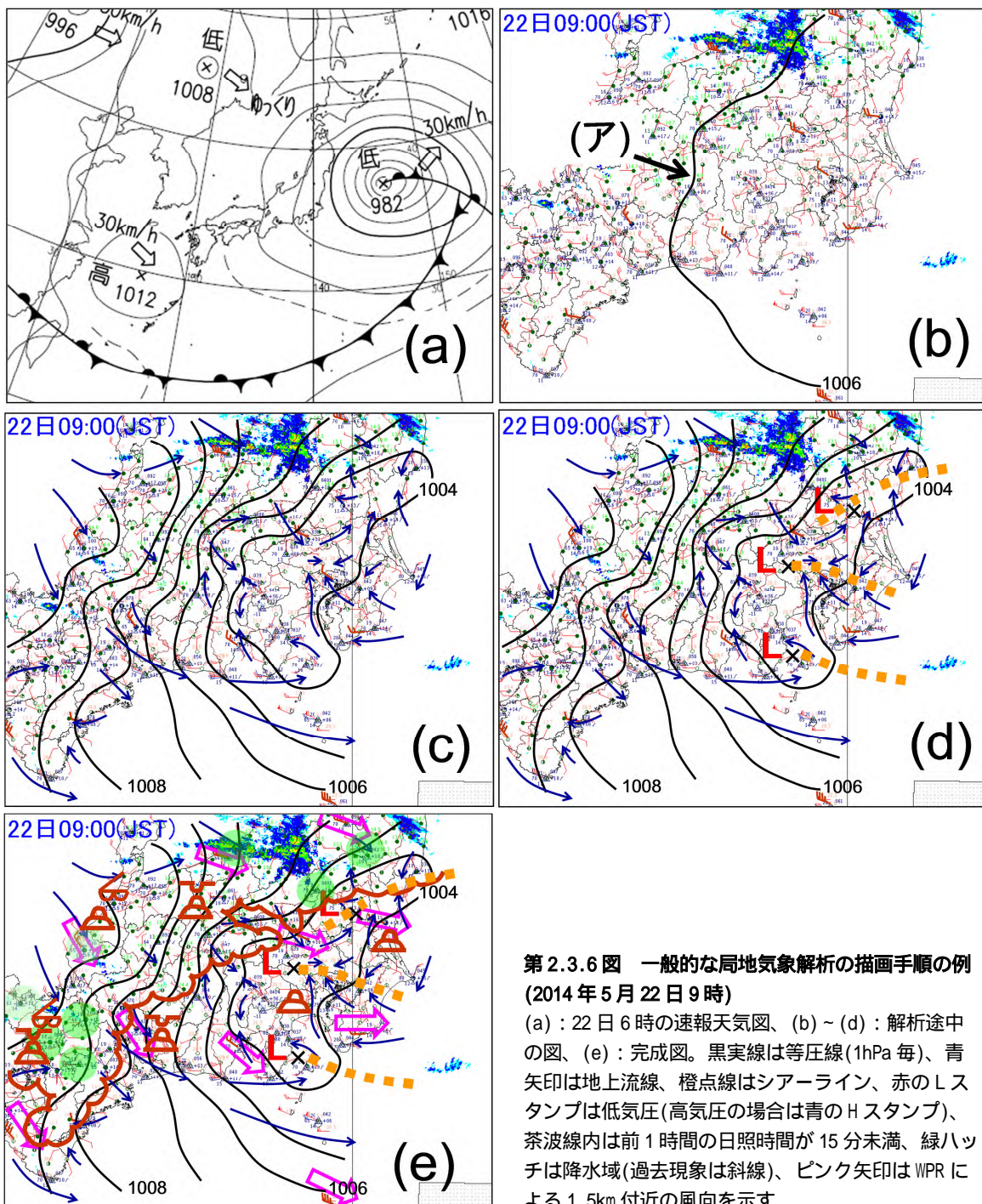
等圧線の解析(第2.3.6図(b))

解析要素の順番は特に決まりはないが、ここでは等圧線から描き始めることとする。局地気象解析では等圧線は1hPa毎に描画し(気圧の傾きが大きい場合は2hPa毎など)、解析した等圧線のそばに適宜気圧値を記入する。また、局地気象解析では気圧の観測値に忠実に、風向との関係も考慮しながら等圧線を描く。等圧線

は観測値が多い地域を通るものから描き始めると等圧線の全体像を把握しやすく、適切な解析が可能である(第 2.3.6 図(b)のア)。また、等圧線は海上から描き始め、海上では総観場の天気図と整合するように解析し、観測値のない領域では等圧線の間隔が風速とアンバランスにならないようにする。

流線の解析(第 2.3.6 図(c))

流線は原則として発散するところ、もしくは解析領域の縁から始まり、収束するところで終わる。暖气移流や寒気移流の軸があるときには、できるだけそこに流線を描き、流れの特徴を明確にする。流線は風の流れの特徴を把握するため一般的には個々の観測地点のデータにあまり深くこだわる必要はないが、雷雲の周辺など局所的な風の変化がある所ではデータに忠実に解析する。また、弱い風でも周辺の観測を含めてまとまった流れがあるか、前の時間の解析と比較してシアーが形成され始めているかなどに着目して慎重に解析



第 2.3.6 図 一般的な局地気象解析の描画手順の例 (2014 年 5 月 22 日 9 時)

(a) : 22 日 6 時の速報天気図、(b) ~ (d) : 解析途中の図、(e) : 完成図。黒実線は等圧線(1hPa 毎)、青矢印は地上流線、橙点線はシアーライン、赤の L スタンプは低気圧(高気圧の場合は青の H スタンプ)、茶波線内は前 1 時間の日照時間が 15 分未満、緑ハッチは降水域(過去現象は斜線)、ピンク矢印は WPR による 1.5km 付近の風向を示す。

する必要がある(第 2.3.7 図)。山沿いや山間部では、解析の留意点で述べたとおり地形を考慮し、稜線や谷筋をまたぐ流線は描かない。山間部では山谷風やおろし風などにも留意する。

メソじょう乱やシアラインの解析(第 2.3.6 図(d))

等圧線が閉じた領域に低気圧や高気圧を解析する。じょう乱の位置は風の循環や観測点の気圧値を目安とし、低気圧ではレーダーエコーの形状なども参考にする。また、流線をもとに風向差が大きい所や風の収束が見られる所にシアラインを解析する。シアラインは、等圧線の低圧部にそって解析できるのが一般的で、気圧場と矛盾する場合は気圧場の解析を見直してみるなど、相互の解析に矛盾のないようにする。

天気分布の解析(第 2.3.6 図(e))

SYNOG の現在天気や過去天気記号から、降水域や霧域をマーキングする。降水域は緑色、霧域は黄色などで、観測時に観測されているものは塗りつぶし、過去に観測されたものは斜線でマークする方法などが一般的である。特に降雪時は SYNOG だけでなく定時航空気象観測(以下、METAR)も利用して雪や雨の範囲を解析して、気温場との関係を把握することが重要である。また、日照の少ない地域(例えば日照時間 15 分未満、統合ビューワでは または ① の地点)を雲形の波線で囲み、観測された主な雲形を記入する。この作業により雲の種類と分布を把握し、衛星画像やエマグラムによる気温・露点温度のプロファイルと比較して雲域の水平分布・鉛直構造などを把握する。また、WPR の下層の風向を矢印で記すと、下層風による地形効果や(2.3.2(3) )、地上解析だけでは理解しにくい下層風の水平シアとエコー域との関係、北東気流で問題となる下層の鉛直シアの存在、などを説明できる図となる。本事例では、完成した局地天気図で(第 2.3.6 図(e))、関東平野には低圧部が存在し、それは下層の北西風による山岳風下の地形性のものであること、その中でいくつかのシアラインが形成されている点がわかる。また、日本海側から関東地方北部や甲信地方にかけて中下層雲が観測され、レーダーエコーのない地域でも降水が観測されていることがわかる。

### 2.3.3.3 局地気象解析の具体例

前節の解析手順では、解析する上での気象要素の絞り込みや気象シナリオの確認といった作業には触れずに、初心者を対象とした解析手順を示した。ここでは、いくつかの顕著現象に対して 2.3.3.1 項の解析手順 ~ を示し、さらに、解析結果の解釈と検討についても簡単に触れる。

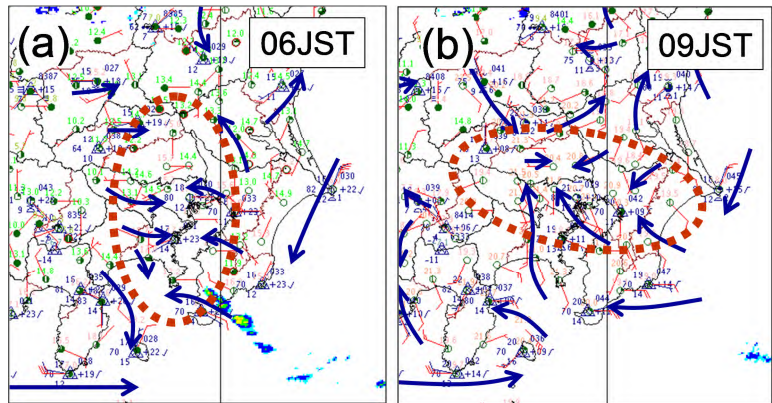
#### (1) 不安定降水の事例

風や露点温度の解析例として、2014 年 5 月 22 日の東京地方で発生した不安定降水について、東京地方の予報担当者の視点で当日の 9 時の解析を例に説明する。なお、この事例は 2.3.3.2 節の局地天気図の解析手順で説明した事例と同一である。基本的な解析は第 2.3.6 図に示した通りであるが、解析のポイントとして、適切なデータを用いて解析することの重要性について説明する。

解析上重要な要素の判断

ア 現在までの天気変化等の実況の確認

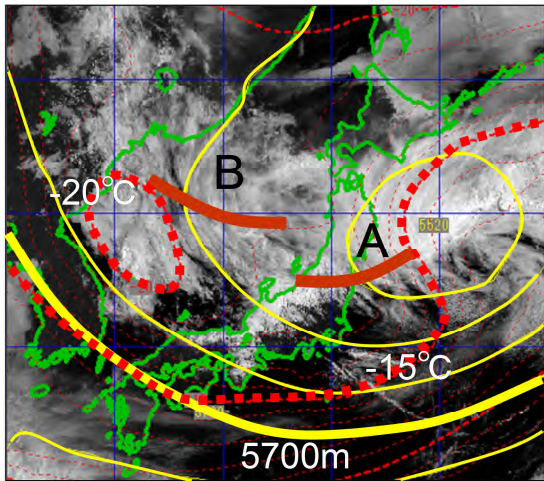
総観場では、22 日 9 時には 500hPa のカットオフローは三陸沖に進んだが、周辺を回る複数のトラフが東



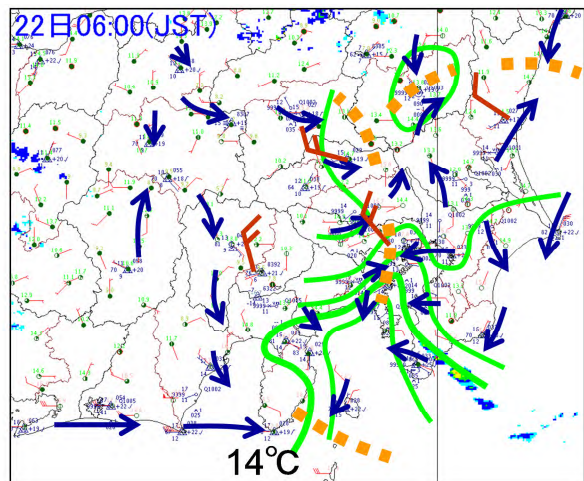
第 2.3.7 図 風が弱い状況での流線の解析例

(a) : 2014 年 5 月 22 日 6 時、(b) : 同日 9 時。青矢印は地上流線、茶点線内で風の不連続な領域の走向が 6~9 時にかけて南北から東西に変化した。解析ではこのような変化を検出することが重要。

北地方や日本海にみられる(第 2.3.8 図の A と B)。低気圧は日本の東で閉塞し西高東低の気圧配置となっており(第 2.3.6 図(a))、東・西日本は日本海側で下層雲が多く太平洋側は雲が少ない。メソスケールでは、22 日 6 時には WPR1.5km 付近の風はすでに北西風となっているが、局地天気図では関東地方南部沿岸に露点温度が相対的に高い領域が残り、平野部にはいくつかのシアーラインが見られる(第 2.3.9 図)。なお、通常は第 2.3.6 図のような他中核を含めた範囲の解析により全体の場の変化を把握することが重要だが、雷雨などのスケールの小さい現象の解析では、気温や露点、風の分布などの詳細な変化を把握するために第 2.3.9 図程度の範囲で解析する必要がある。



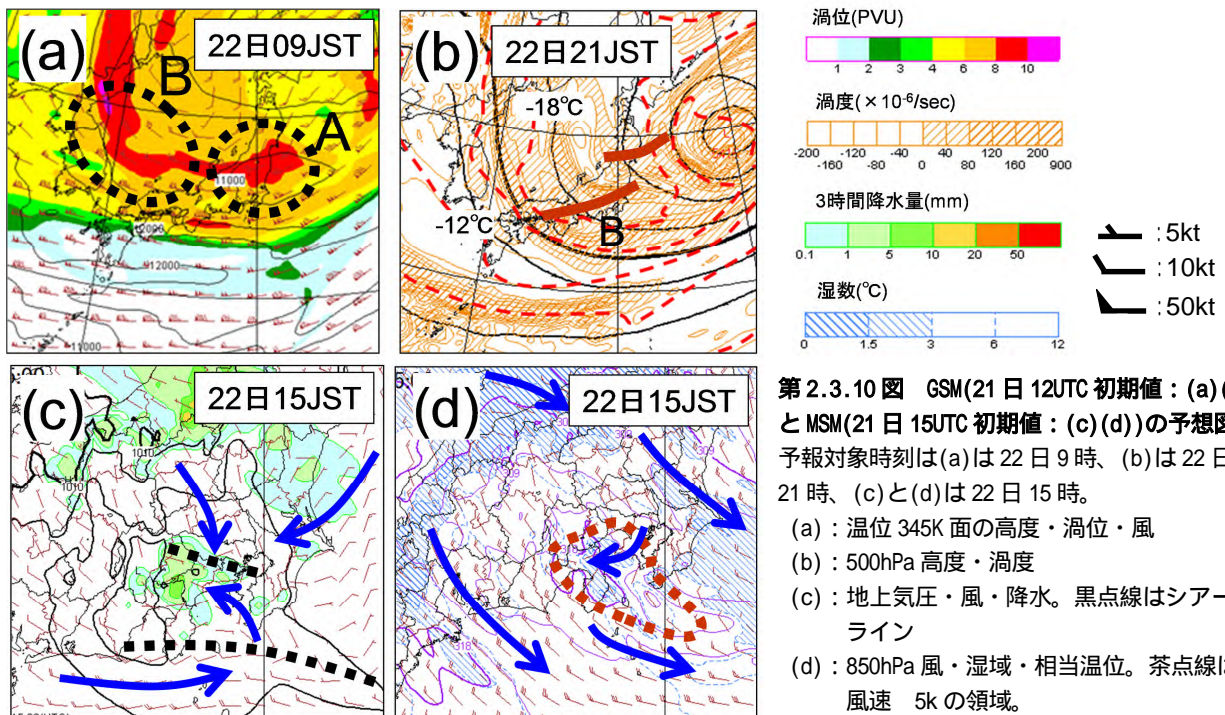
第 2.3.8 図 22 日 9 時の可視画像  
黄実線は 500hPa の高度で茶実線はトラフ、赤点線は 500hPa の等温線。



第 2.3.9 図 22 日 6 時の風と露点温度の解析  
緑実線は 等露点温度線(1 毎)、その他の表記は第 2.3.6 図に同じ。

イ 現象とこれに関する実況監視の着目点の確認(地域的な特有性・概念モデルなど)

2.3.2(3) に示したように関東平野に形成されているシアーラインは地形による影響が大きいと推察される。シアーライン付近の短時間強雨についての知見として E-S 型風系のシアーライン(関東南部に形成さ



第 2.3.10 図 GSM(21 日 12UTC 初期値 : (a)(b)) と MSM(21 日 15UTC 初期値 : (c)(d)) の予想図  
予報対象時刻は(a)は 22 日 9 時、(b)は 22 日 21 時、(c)と(d)は 22 日 15 時。  
(a) : 温位 345K 面の高度・渦位・風  
(b) : 500hPa 高度・渦度  
(c) : 地上気圧・風・降水。黒点線はシアーライン  
(d) : 850hPa 風・湿域・相当温位。茶点線は風速 5k の領域。

れる東風と南風によるシアライン)による短時間強雨(藤部ら,2002)があり、短時間強雨の発生域の着目点として、シアライン付近の収束、SLI(地上の気温と露点温度によるリフティッド指数)などがある(平成20年度全国予報技術検討会資料,2008)。

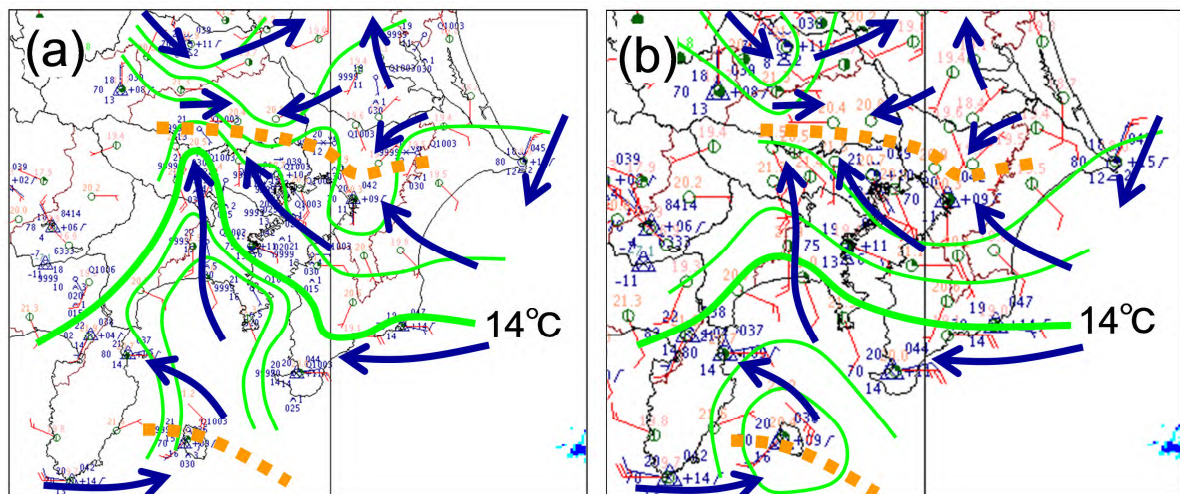
ウ 今後の現象の推移についての確認

総観場では、500hPa で寒冷渦周辺を回るトラフが夜にかけ東日本に南下し、-18~-20 の寒気が流れ込む(第2.3.10図(b))。温位345K面では午前中及び夕方以降に高渦位域の通過が予想されており(第2.3.10図(a))、これらをトリガーとして対流雲が発達する可能性がある。メソスケールでは850hPaの風向は概ね北西で、中部山岳の風下側となる関東平野から伊豆諸島にかけての領域で複数のシアラインが予想されている。関東地方南部ではシアラインの南側(中部山岳風下のよどみ域で下層の水蒸気量が相対的に多い領域に対応)での降水域の拡大・発達に注意が必要である(第2.3.10図(c)(d))。

以上、ア~ウから、東京地方の今後の不安定降水を予想する上で局地気象解析のポイントとなるのは、アの関東地方南部に存在するシアライン及びその南側の露点温度の高い領域の動向である。すなわち、解析上重要な要素は、中部山岳風下のシアラインの位置の変化をもたらす下層(850hPa)の風向、及び、地上の風と露点温度である。なお、地上の高温域でのエコーの発達を監視するため等温線を解析することも重要だが、本事例では高温域の形成はなく、説明の都合上、気温の解析は省略した。

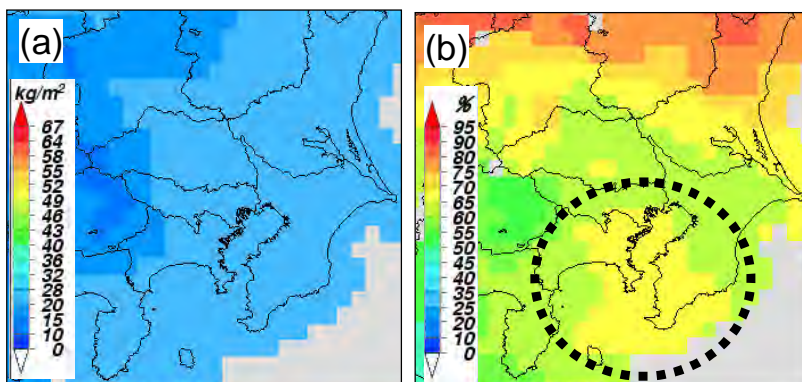
解析作業

22日9時の解析例を示す(第2.3.11図(a))。同日6時の解析(第2.3.9図)で関東地方南部に南北方向に存在するシアラインがどのように変化し、相模湾付近からの露点温度の高い気塊がどこまで内陸に進入し



第2.3.11図 22日9時の風と露点温度の解析。表記は第2.3.9図と同じ

(a) : METAR と SYNOP を利用して等露点温度線を解析、(b)は SYNOP だけで等露点温度線を解析。

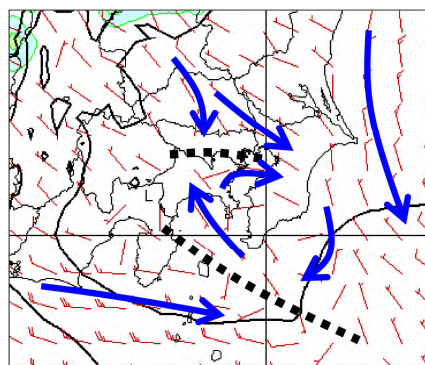


第2.3.12図 2014年5月22日9時のGPS可降水量(a)とGPS気中相対湿度(b) 神奈川・千葉県付近では、GPS可降水量の分布に特徴はないが、GPS気柱相対湿度では黒楕円域で相対的に水蒸気量が多い特徴がみられる。ただし、10時には上記のような特徴は不明瞭となり、局地気象解析と合わせて利用する必要がある。

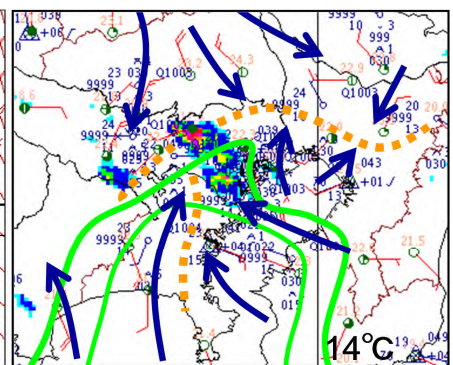
ているのかに注意しながら解析する。ここでは特に着目する要素である「風」と「露点温度」の解析例を示しているが、等露点温度線の描画はSYNOP だけでなく METAR も利用するのがポイントである。仮に SYNOP のみにより等露点温度線を描画した場合は、相模湾方面からの湿りの北上をとらえることは難しい(第 2.3.11 図(b))。この事例のように局所的な湿りの流入状況を把握するためには利用するデータを十分検討して現象のスケールに応じたきめ細かい解析をすることが必要である。実際の現業作業では、ここに示したすべての等露点温度線を解析する必要はなく、例えば等値線の間隔を 2 毎にしてシアラインの南側のものだけに着目するなど、要点をしぼった解析を行うことで解析時間の短縮を図る。なお、最近では現業作業で、水蒸気量の監視として GPS 可降水量(国土地理院 GPS 観測網から得られた可降水量)や GPS 気柱相対湿度(気柱全体が飽和している場合の可降水量に対する GPS 可降水量の比率で、アメダス気温と GPS 可降水量から推定)などを確認することも行われているが、それだけでは不十分で、ここに示したような詳細な解析と比較しながら利用することが重要である(第 2.3.12 図)。

解析結果の検討

22 日 9 時の局地天気図(第 2.3.11 図(a))では、シアラインは東京～埼玉の境界付近に形成され、多摩地方には南から露点温度 14 の気塊がくさび状に進入している。この付近での水蒸気の移流が強まっていると考えられ、衛星可視画像(高頻度観測)で、9 時以降、神奈川県を北西進する下層雲がみられる(図略)。解析したシアラインの位置は、MSM が予想する位置(第 2.3.13 図)よりやや北側に位置して東西方向に長くのびており、予想よりシアライン付近で収束する流れが明瞭である。一方、09 時の館野付近の MSM の気温と露点温度の鉛直プロファイルは実況とほぼ同じで(図略)、MSM の予想する大気安定度は実況と大きな違いはない。これらのことから、今後、不安定降水は MSM よりやや北側の東京付近で発生する可能性があるかと判断でき、注意報・警報の対応に向けて実況監視を更に強めることになる。実際には、22 日 10 時過ぎから東京都多摩地方からエコーが発生・発達し始め、昼頃にかけて雷を伴った激しい雨となり、竜巻注意情報も発表された(第 2.3.14 図)。



第 2.3.13 図 21 日 9 時の MSM の地上予想図(21 日 15UTC 初期値) 表記は第 2.3.10 図(c)に同じ。

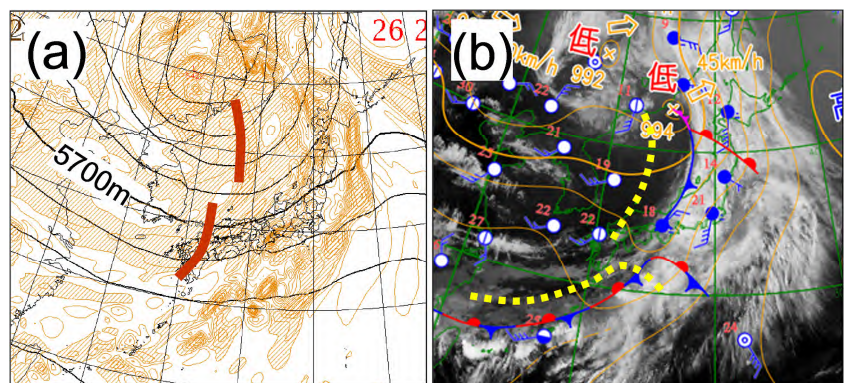


第 2.3.14 図 22 日 11 時のレーダーエコーと風・露点温度(14 以上)の解析 表記は第 2.3.9 図に同じ。

の位置は、MSM が予想する位置(第 2.3.13 図)よりやや北側に位置して東西方向に長くのびており、予想よりシアライン付近で収束する流れが明瞭である。一方、09 時の館野付近の MSM の気温と露点温度の鉛直プロファイルは実況とほぼ同じで(図略)、MSM の予想する大気安定度は実況と大きな違いはない。これらのことから、今後、不安定降水は MSM よりやや北側の東京付近で発生する可能性があるかと判断でき、注意報・警報の対応に向けて実況監視を更に強めることになる。実際には、22 日 10 時過ぎから東京都多摩地方からエコーが発生・発達し始め、昼頃にかけて雷を伴った激しい雨となり、竜巻注意情報も発表された(第 2.3.14 図)。

(2)低気圧の事例

気圧場の解析例として、2014 年 5 月 27 日に関東沿岸を通過した低気圧の事例について説明し、東京地方の沿岸前線による短時間強雨の有無の判断について述べる。ここでのポイントは、着目する気象要素の変化を認めた時点で解析を随時実施し、その後の予想に役立てる点である。



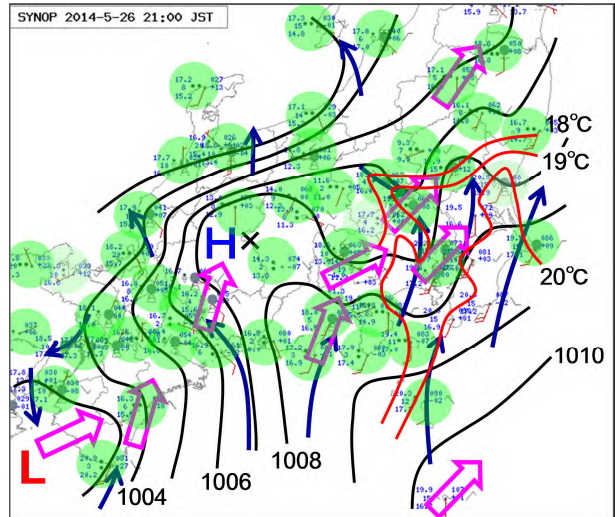
第 2.3.15 図 26 日 21 時の 500hPa と地上の天気図

(a) : 500hPa 高度・渦度(26 日 06UTC 初期値)の GSM 予想図で茶実線はトラフ  
(b) : 地上天気図と衛星赤外画像の重ね合わせで黄点線は 6 時間前の前線位置

解析上重要な要素の判断

ア 現在までの天気変化等の実況の確認

総観場では、26日21時には(第2.3.15図)、日本海のトラフに対応した低気圧は日本海北部で閉塞し、寒冷前線が北陸地方から近畿地方にのびる。一方、西日本を進むトラフに対応して本州南岸を前線波動が東進している。これらの前線は6時間に約300km東に進んでおり、関東甲信地方は前線東側の雲域に覆われてきた。メソスケールでは、26日21時には(第2.3.16図)、1.5km付近は南西風が吹き、中部山岳風上の岐阜・長野県境付近にメソ高気圧が、風下側の関東地方北部に低圧部が形成されている。南風は内陸まで進入し関東地方北部まで気温19以上となっている。関東地方では房総半島南部を除いて広い範囲で降水が観測されているが5mm/h未満である。一方、紀伊水道付近に南岸の前線波動に対応する気圧の低い領域があり、東海地方や近畿南部では20~40mm/hの降水となってきた。



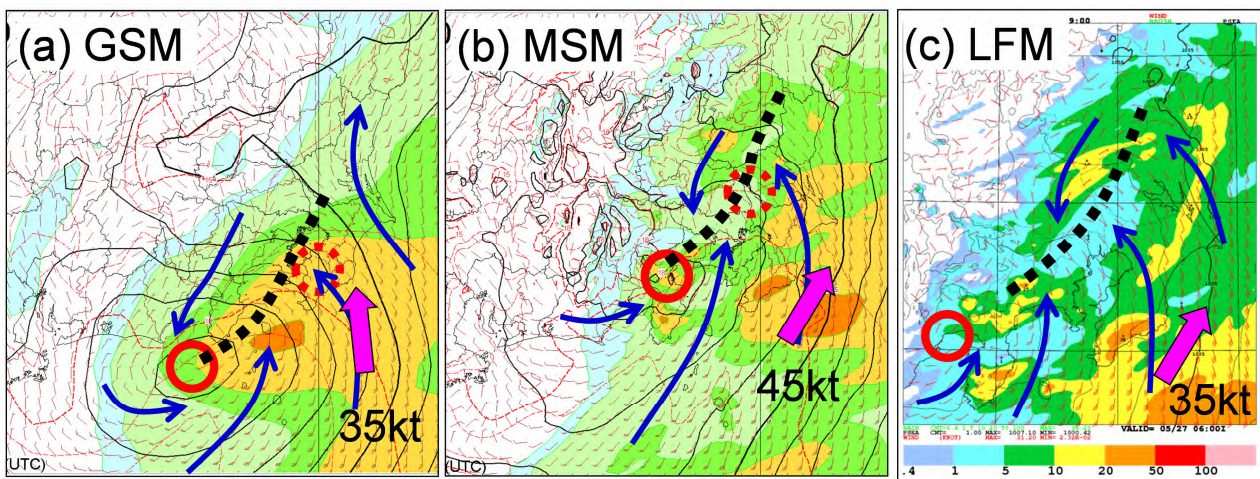
第2.3.16図 26日21時の局地天気図  
赤実線は地上等温線、その他の表記は第2.3.6図に同じ。

イ 現象とこれに関する実況監視の着目点の確認(地域的な特有性・概念モデルなど)

関東地方では前線通過時の降水の予想に関連して、沿岸前線の形成の有無が問題となる。沿岸前線による東京地方の短時間強雨については概念モデルや予想手法が存在し(平成21年度全国予報技術検討会資料、2009)、着目点は、沿岸前線の位置や房総半島南東海上の925hPaの風向・風速・相当温位などである。

ウ 今後の現象の推移についての確認

GSMによると、今後、南岸の前線波動付近に低気圧が発生し、27日朝から昼前にかけて関東沿岸を進む予想である。27日6時を対象としたGSM、MSM、LFMでは、低気圧の予想位置や沿岸前線の位置にモデル間の差があり、沿岸前線南側の925hPaの風向はGSMとMSM・LFMで大きく異なる(第2.3.17図)。モデル間の差により、強雨発生のタイミング、強雨域、雨量などにシナリオの幅が考えられ、今後、実況監視により低気



第2.3.17図 27日06時を対象としたGSM、MSM、LFMの予想

(a) : GSM(26日06UTC初期値)、(b) : MSM(26日09UTC初期値)、(c) : LFM(26日12UTC初期値)。赤い実線円と点線円は予想時刻及びその3時間後の低気圧の予想位置(LFMはFT09までの予想のため3時間後の低気圧の予想位置はなし)、ピンクの矢印とその周辺の数字は925hPaの風向・風速、その他の表記は第2.3.10図(c)に同じ。MSMやLFMはGSMより低気圧の進行が速く、北よりのコースを予想している。また、房総半島沿岸の925hPaの風がGSMは東風成分を持ち暖湿気が入りやすい。

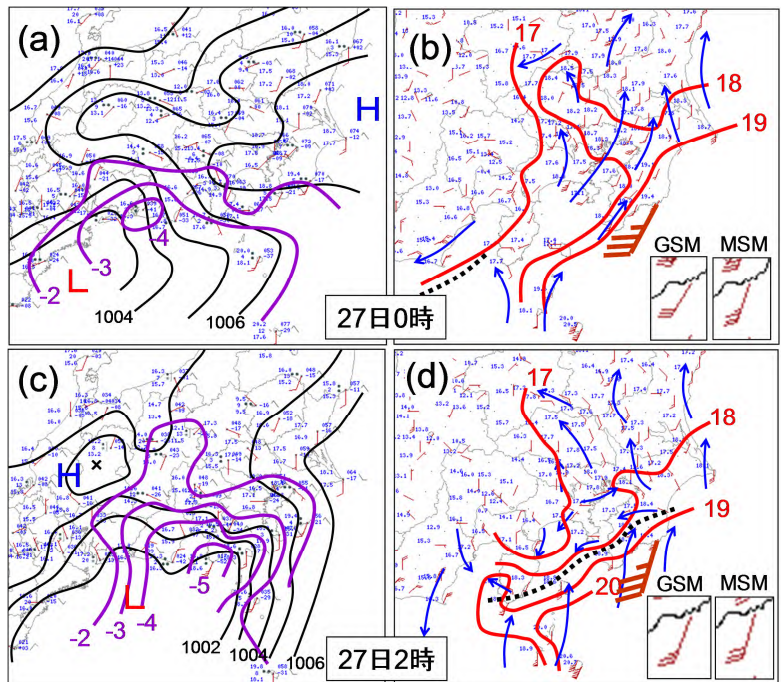


圧のコースや沿岸前線の位置を確認する必要がある。

以上、ア～ウから、今後の東京地方の沿岸前線付近の強雨を予想する上で解析上重要な要素は、じょう乱の位置を確認するための地上気圧、沿岸前線の位置を把握するための風・気温、降水強度に影響する下層風などである。また、低気圧は気圧変化の低下量大きい所に進むと推定されるため(倉島・青木, 1976)、SYNOP で通報される前 3 時間気圧変化量も解析上重要な要素である。

#### 解析作業

27 日未明の時間帯の解析例を示す。等圧線や等気圧変化量線は 1hPa 毎に解析し、等気圧変化量線は等圧線に見られる気圧の谷との関係に留意しながら、気圧が低下する傾向のある地域を明確にする。27 日 0 時の局地天気図では(第 2.3.18 図(a))、熊野灘付近に気圧の低い領域が解析でき、この付近に低気圧が発生しつつあると見られる。また、浜松の気圧低下量が最も大きく、気圧低下量の大きい領域が今後、どのように変化するのかに留意する。流線解析ではシアラインと温度場との関係を明確にする。この時点では駿河湾付近にシアラインが形成され始めているが、関東地方は全般に南よりの風が吹き、顕著な温度集中帯はない(第 2.3.18 図(b))。この後、大きな変化が見られるのは 27 日 2 時であり、同様の解析を行うと、御前崎付近から房総半島方向に気圧低下量の大きい領域が出現し、関東沿岸のシアラインと温度集中帯が明瞭である(第 2.3.18 図(d))。このように、局地気象解析は 3 時間毎に固定して行うものではなく、変化を認めた場合には直ちに解析し、最新の数値予報資料と比較して何が起ころうとしているのかを即座に解釈することが重要で、その後の予報作業の適切な実施につながる。



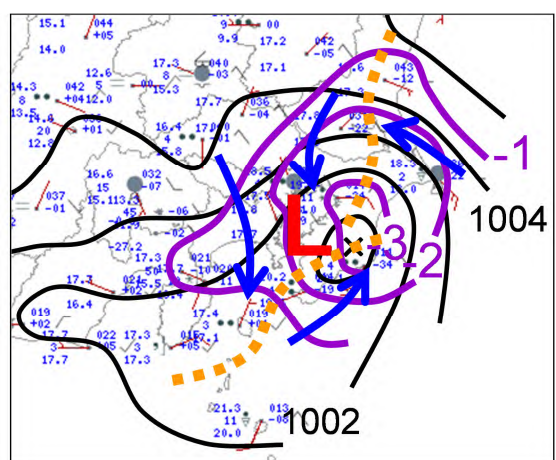
第 2.3.18 図 27 日 0 時(上段)と 2 時(下段)の局地気象解析

(a)と(c) : 地上気圧(黒実線)と前 3 時間気圧変化量(紫実線)の解析、  
(b)と(d) : 地上等温線(赤実線)とシアライン(黒点線)の解析、茶矢羽は勝浦の 0.8km 付近の風、四角枠内は GSM と MSM の 925hPa の予想風。

同様の解析を行うと、御前崎付近から房総半島方向に気圧低下量の大きい領域が出現し、関東沿岸のシアラインと温度集中帯が明瞭である(第 2.3.18 図(d))。このように、局地気象解析は 3 時間毎に固定して行うものではなく、変化を認めた場合には直ちに解析し、最新の数値予報資料と比較して何が起ころうとしているのかを即座に解釈することが重要で、その後の予報作業の適切な実施につながる。

#### 解析結果の検討

27 日 2 時の等圧線や等気圧変化量線の解析は、今後、房総半島付近で気圧が更に低下することを示している(第 2.3.18 図(c))。また、相模湾～木更津付近が北東～東風に変化し、房総半島～大島～石廊崎付近で風のシアを伴う温度集中帯が顕在化し沿岸前線が形成され始めている(第 2.3.18 図(d))。これらから、沿岸前線は房総半島付近に位置して、低気圧は GSM に近いコースで房総半島付近を進む可能性が高いと考える。ただし、駿河湾付近にシアラインが形成され始めた 27 日 0 時の局地天気図は 27 日 3 時を対象とする MSM の予想図に近く(図略)、低気圧の接近は



第 2.3.19 図 27 日 6 時の局地気象解析

橙点線は沿岸前線でアメダスデータも含めて解析してある。その他の表記は第 2.3.18 図に同じ。

GSM より早く、MSM の予想よりさらに早まると判断できる。また、WPR による勝浦の 0.8km 付近の風は南南西でモデル予想と大きな違いはないが、実況の低気圧との位置関係から 925hPa の風は GSM ほど東風成分を持たないとみて、東京地方で警報級の強雨となる可能性は低くなってきたと判断する。実際には、沿岸前線は千葉県に位置し、低気圧は 6 時頃に房総半島上に進み、千葉県太平洋側で約 30mm/h の降水があった程度となった(第 2.3.19 図)。

## 参考文献

- Defant, F., 1951: Local Circulations. Compendium of Meteorology, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, BOSTON, MASSACHUSETTS, 655-672.
- 藤部 文昭, 坂上 公平, 中鉢 幸悦, 山下 浩史, 2002: 東京 23 区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. 天気, **49**, 395-405.
- 平成 18 年度 全国予報技術検討会資料, 2006: 「短時間強雨監視手法」の概要、気象庁予報部, 10.
- 平成 20 年度 全国予報技術検討会資料, 2008: 強雨発生前数時間における雨量分布の修正手法の検討、気象庁予報部, 19-21.
- 平成 21 年度 全国予報技術検討会資料, 2009: 南岸低気圧通過時の沿岸前線による大雨に対する各種手法、気象庁予報部, 14-18.
- 岩下 剛己, 村中 明, 1997: 府県官署における実況の監視と府県天気予報への利用. 平成 9 年度 量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 河村 武, 1966: 中部日本における冬の地上風系 - 特に冬の季節風に関連して. 地理学評論, **39**, 538-554.
- 倉島 厚, 青木 孝, 1976: 防災担当者のための天気図の読み方. 東京堂出版, 155-156.
- 松原 竹男, 末 洋一郎, 2006: 毎時大気解析(気温)の利用方法と注意点. 平成 18 年度 量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-8.

## 2.4 まとめ\*

この章で示した、総観場の把握に関する解説、局地気象解析の具体的な手順や解析方法は、これまで現業作業の中で普通に行われてきたものが主で、特に新しい技術や解析手法を紹介したものではない。しかし、このような基本的な解析作業は、予報作業上、必要不可欠な作業であり、特に局地気象解析は、モデルが予想しない想定外の現象が発生した時に最大の武器となるものである。解析を続けることで解析技術は上達し、予報の精度向上が期待できる。また、現業作業中に十分に解釈できなかった顕著な現象は、後日、調査研究を行うことで予報技術が向上し、次回、似たような解析結果に出会ったときに、感覚的に現象に対する危機感を持つことができるはずである。今後も府県官署において、総観場の解析や局地気象解析が積極的に実施され、予報技術の向上につながることを望む。

---

\*黒良 龍太、牧野 眞一（気象庁予報部予報課）