

報 文

寒候期に北日本周辺でトラフの併合を経て急発達した
2つの温帯低気圧事例の解析
— 2010年12月2-4日と2009年2月19-21日の事例 —

高野 功*

Analyses of two cases of rapidly-developing winter extratropical cyclones associated
with a trough merger that passed through northern Japan
Cases of 2-4 December 2010 and 19-21 February 2009

TAKANO Isao

要 旨

2010年12月2日から4日にかけてと2009年2月19日から21日にかけて、東シナ海上や華中沿岸部で発生した低気圧が、それらの北側に離れて発生した小低気圧と北海道付近で併合し急速に発達して、それぞれ970hPaと962hPaの最低中心気圧を記録した。これらの低気圧2事例について、発生期、発達期、成熟期の各発達段階の構造を、気象庁天気図、気象衛星雲画像他に基づいて詳述した。また、気象庁全球数値解析を利用して渦位分布を含む等圧面図や鉛直断面図を作成し、成熟期の中下層暖気核等の詳細な内部構造を考察した。小低気圧の前線系を含めて主観解析することで、低気圧の併合時に、それぞれ形態の異なる速成閉塞が形成される過程を記述した。

この2事例には、発達過程に以下のような類似性が見られた。低気圧は発生の24時間後から、急速な発達がほぼ24時間持続した後、成熟期へ移行した。発達期には下層低気圧周辺に、降水過程の潜熱加熱が成因と推測される局所的な下層高渦位域が生成された。地上低気圧周辺の上層では寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流が接近し、南北の低気圧に対応する中層のトラフも1つにまとまった。以上のような過程から、発達期を通して、高緯度側から南下する上層高渦位域が上流側から下層じょう乱に接近する過程で、両者の相互作用により発達が促進されたと考えられる。

1. まえがき

日本周辺では、寒候期を中心に温帯低気圧が急速に発達する場合がある。日本を含む太平洋北西部は、北米大陸東海岸から北部大西洋周辺と並ん

で、寒候期の低気圧活動が盛んな領域である。(Sanders and Gyakum, 1980, Gyakum *et al.*, 1989, Yoshida and Asuma, 2004), 低気圧の急速な発達に伴い、広い範囲で大雨・大雪や暴風・暴

* 元 気象庁大気海洋部
(2025年6月30日受領, 2026年5月12日受理)

風雪が発生し、低気圧近傍でしばしば突風・竜巻等の局所的シビア現象が発現する。低気圧の接近した沿岸部では、高波や高潮の被害が生じる場合もある。近年の数値モデルの精度向上により、低気圧の急速な発達も事前にかなり正確に予想されるようになった。しかしながら、低気圧の前線構造や発達過程、シビア現象の発生環境の解明といった課題はまだ残されている。こうした課題の解明は、天気予報の精度向上や気象災害の軽減のためにも重要である。

Sanders and Gyakum (1980) は、北部大西洋周辺で“爆発的に”発達する低気圧の気候学的特徴をまとめた。Gyakum *et al.*, (1989) は北部太平洋で発達する低気圧について、同様に統計的調査を行った。低気圧が日本周辺を通過する場合、中国東北区方面から日本海を経て、北日本を通過する「日本海低気圧」と、華中付近から東シナ海を経て本州南岸を進む「南岸低気圧」の2つの経路の比率が高く (Chen *et al.*, 1991, Yoshida and Asuma, 2004), それぞれの事例解析には、例えば北畠 (2000), Takano (2002) がある。また、日本海低気圧と南岸低気圧がほぼ同時に日本周辺を通過する、いわゆる「2つ玉低気圧」の事例も多い (Inatsu, 2009)。2つ玉低気圧の事例には、日本付近を北と南に離れて進んでいた2つの低気圧が次第に接近し、併合する場合もある。本報文では、2010年12月2日から4日にかけて (事例1) と、2009年2月19日から21日にかけて (事例2) の、2事例の解析結果を報告する。両事例では、別々に発生した2つの低気圧が日本付近で併合し、急速に発達した。さらに、低気圧は併合時に短時間に閉塞低気圧へ変わった。

約1世紀前にビヤークネスを中心とするベルゲン学派が、時間発展とともに低気圧の前線構造の変化していく様子をモデル化した (Bjerknes and Solberg, 1922)。低気圧の典型的な時間発展は、発生期→発達期→成熟期 (最盛期) →衰弱期といった4つのステージを経る。彼らのモデルでは、発達期から成熟期への移行時に寒冷前線が温暖前線に追いつき閉塞前線が形成されるなど構造変化が進行するとされる。ベルゲン学派の提唱した古典的な概念モデルは *norwegian cyclone model* (以下、Nモデル) と呼ばれる。Nモデルは20世紀後半以降世界的に広く受け入れられ、修正を加えら

れながら天気図解析や天気予報の現場で使われている。

Kocin and Uccellini (2004) は、北米大陸の東部に接近し大雪をもたらした低気圧の時間発展を、数10年に渡って系統的に報告している。大西洋上の低気圧について、1980年代から観測実験等を通じて新たな研究成果が蓄積され、低気圧の発達過程や前線構造について理解が進められた。そうした成果の一つとして、Nモデルとは異なる前線構造の概念モデルも提出されている (Shapiro and Keyser, 1990)。彼らのモデルでは (寒冷) 前線断裂や後屈 (温暖) 前線が特徴的である。Nモデルは主な観測資料が地上データに限られていた時期に提唱された。それに対し、近年は主に大西洋上や北米大陸上の低気圧を対象に、高層観測や高分解能数値モデルを活用した低気圧構造の研究、特に閉塞前線の形成過程や前線上空の構造を解明する研究が進められている (Schultz and Mass, 1993, Stoelinga *et al.*, 2002, Schultz and Vaughan, 2011, Martin, 1999)。

低気圧の時間発展の中で、寒冷前線が温暖前線に追いつき閉塞前線が形成されるというNモデルの説明に対して、Schultz and Vaughan (2011) は、閉塞過程がサーマルリッジとサーマルトラフの巻き込みで生じる過程を、数値モデル実験の解析で示した。また、古典モデルで区別され、教科書等で広く記述されてきた、寒冷型閉塞と温暖型閉塞に関連する、鉛直面の閉塞前線の傾きも議論の対象となっている (Schultz and Mass, 1993, Stoelinga *et al.*, 2002)。北米大陸上では、閉塞低気圧の中下層にサーマルリッジが観察されることがあり、この *trough of warm air aloft*, TROWAL と呼ばれる特徴と、閉塞過程との関係が調べられている (Martin, 1999)。閉塞前線に関する、最近までの研究の動向については、北畠 (2023) が解説している。

閉塞前線の形成は、低気圧発達の最終段階である成熟期と強く結びついている。閉塞期の低気圧は、雲画像でも中心付近に強い回転運動を示唆する、反時計回りの渦巻やドライスロット等の特徴を伴う場合が多い。こうした一般的な閉塞過程とは別に、寒気場内の小低気圧の雲域が、前線を伴う別の低気圧の雲域に接近し併合して、発達期を経ることなしに閉塞低気圧類似の雲域を形成する

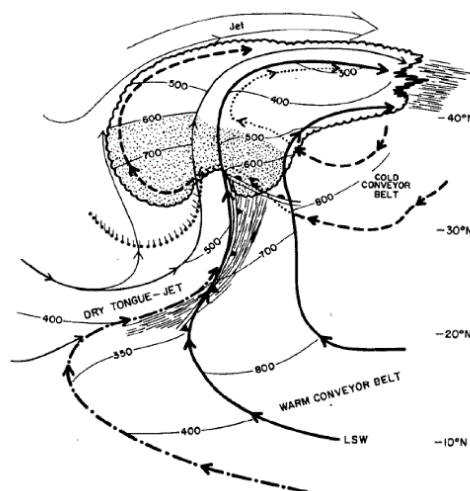
場合があり, instant occlusion (速成閉塞) と呼ばれる (McGinggle *et al.*, 1988). 北畠・三井 (1998) は日本海での低気圧の発達に伴い, instant occlusion により 3 つの雲域が一体化した事例を報告している.

本報文の対象とする 2010 年 12 月 2 日から 4 日にかけて, 2009 年 2 月 19 日から 21 日にかけての 2 事例でも, 気象衛星画像での雲域が併合する速成閉塞の特徴的な過程が観察された. こうした特徴に加えて, 当 2 事例では低気圧の併合とともに, それぞれに付帯する 2 組の前線系も短時間に一つのシステムへ統合される変化が進行した.

「2 つ玉低気圧」の, 2 つの低気圧が併合する過程での前線等の構造変化についての解析例は少ない. 併合する低気圧の一方がやや小型の場合は, 前線構造を伴う場合でもその前線は短く, アジア太平洋域天気図上には記入されない場合が多い. こうした背景もあり, 2 つの低気圧の前線が形成され, 低気圧が接近し併合後, 新たな前線系へと統合される過程は十分には記述されていない. 本報文の目的の一つとして, 併合前の小低気圧に付帯する前線構造を含めて解析し, 更に併合過程で 2 つの低気圧の前線系が接近し, 閉塞低気圧へと統合する速成閉塞過程を解明する.

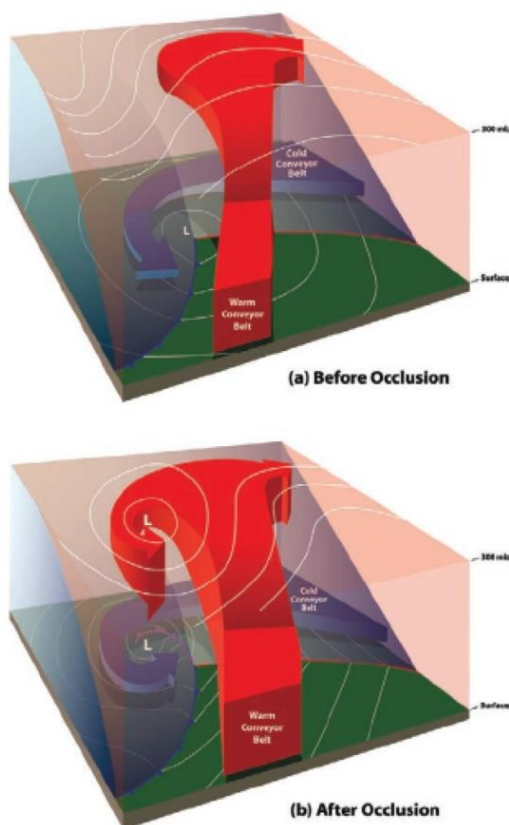
前線構造に密接に関係して, 低気圧周辺の特徴的な気流系 (コンベアーベルト) も注目されるようになった (Carlson, 1980, 第 1 図). 気象衛星の捉えた低気圧の雲画像でも, 発達する低気圧に見られる特徴的なパターンが指摘されている (Bader *et al.*, 1995). warm conveyer belt (WCB) は, 中下層のトラフの前面を上昇しながら北向きに流入する暖かく湿った気流で, 対流圏上層に達すると上層ジェットに合流して東向きに転向する. cold conveyer belt (CCB) は, 温暖前線の極側を低気圧に相対的に西側に進む下層寒気の気流で, 特に発達した低気圧で明瞭に現れる, dry intrusion (乾燥貫入) といわれる. 乾燥した雲のない領域が, 西側から低気圧中心に接近する様子もしばしば観察される (Browning, 1997). この乾燥した気流は, 多くの場合成層圏から対流圏上部~中層に下降したものである. 低気圧が発達期から成熟期へ移行するのに伴い, 低気圧内部の気流系も変化していくと考えられる. Schultz and Vaughan (2011) は閉塞過程の進行を反映した CCB と WCB の模

式図を描いた (第 2 図).



第 1 図 コンベアーベルトモデル (Carlson, 1980)
太実線は WCB, 破線は CCB, 細実線は乾燥貫入を示す. 図中の数字はそれぞれの気流の高度を示す.

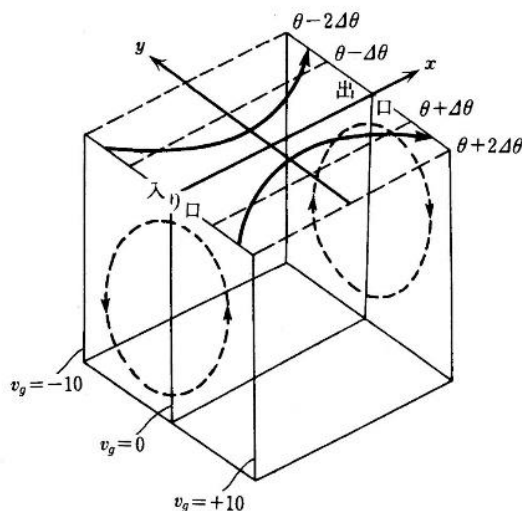
天気予報作業で低気圧の発達を議論する場面では, 地上から 500hPa までの天気図が判断の資料として使われることが多いが, より上層の大気の流れの考察も重要である. 対流圏上層に当たる 300hPa 面の中緯度解析は, 寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットという 2 種類のジェット気流の動向に集約される. 冬季の日本周辺は全球的に最もジェット気流の強い領域である. ジェットストリークはジェット気流の風速極大域を指し, ジェットストリークの入口と出口では, 非地衡成分に関係する 2 次循環が生じる (Keyser and Shapiro, 1986, 小倉, 2000, 第 3 図), ジェットストリークの入口右側と出口左側では, 上層発散が励起されることから低気圧が発達しやすい領域とされる. ジェットストリークと発達する低気圧との関係について様々な研究がある (Uccellini, 1990, Pyle *et al.*, 2004). 高緯度地域の下部成層圏を占める高渦位気塊の低緯度側への南下は, ジェット気流の変動と密接に関係している. 対流圏上層の局所的な高渦位域は低気圧の発達メカニズムの要素の一つとして重要である (Hoskins *et al.*, 1985). 急速に発達する低気圧の周辺では, 成層圏起源の高渦位気塊が対流圏中層まで沈降する様子もしばしば観測される (例えば, Uccellini *et al.*, 1985). 日本付近で急速に発達した低気圧事例でも, 圏界面付近の高渦位域が誘起した上昇流が発達要因の一つと



第 2 図 コンベアーベルトの模式図 Schultz and Vaughan (2011)による。(a) 閉塞前 SAb) 閉塞後の温暖コンベアーベルト (WCB, 赤) と寒冷コンベアーベルト (CCB, 青)

して指摘されている (Kuwano-Yoshida and Asuma, 2008, 渡邊・新野, 2019). Takayabu (1991) は上層のじょう乱と下層低気圧との二つのじょう乱の「カップリング発達」を数値実験で調べた. 低気圧発達の基本的メカニズムは, 上層じょう乱が下層低気圧の上流側近傍に位置することで働く, 上層じょう乱と下層じょう乱が互いに強め合う相互作用と理解される (Hoskins *et al.*, 1985). 渦位は非断熱過程によって生成・消滅が生じる. 発達する地上低気圧周辺でしばしば WCB に関係して強い降水域が広がる. 降水に伴う潜熱加熱極大の層の下方では渦位偏差は増大する. 一般にこうした効果は対流圏下層で顕著で, 低気圧近傍の正渦位偏差の強化に働く (Stoelinga, 1996). 上層じょう乱のすぐ下流側に下層じょう乱が位置する場合に, 両者の相互作用は降水過程に伴う潜熱加熱による対流圏下層の正渦位生成で更に強化される (Martin, 2006, 北島, 2019). 北島 (2019) は, そうしたメカニズムの作用した実例として

2012 年 4 月 3 日の日本海低気圧事例で, 上層じょう乱渦位域の分布を示した. 一方で潜熱加熱極大層の上方に相当する対流圏中上層では渦位は減少し, 低渦位気塊の移流効果とともに下流の高気圧・リッジを強める場合がある.



第 3 図 ジェットストリークの 3 次元模式図 (小倉, 2000)

太実線は水平面上の地衡風, 水平面上の破線は等温位線, 鉛直面内の破線は非地衡風循環を表す.

Kuwano-Yoshida and Asuma (2008) は, 北西太平洋で急速に発達する低気圧の発達メカニズムを経路ごとに数値実験で調べ, 日本海低気圧については上層の渦度移流効果が大きいこと, 一方で南岸低気圧については降水過程の非断熱加熱の効果が他の経路の低気圧よりも大きいことを示した.

低気圧の発生について Petterssen and Smebye (1971) は, タイプ A とタイプ B の区別を提唱した, タイプ A は上層のトラフが弱い状況で, 下層の前線上で暖気移流の効果で低気圧が発生するとされる. 一方タイプ B は, 下層の傾圧性が弱い状況で, 上層のトラフ前面の渦度移流が下層の暖気移流域に近づく時に低気圧が発生するとされる.

今回解析対象とした, 2010 年 12 月 2 日から 4 日にかけて (事例 1) と, 2009 年 2 月 19 日から 21 日にかけて (事例 2) 日本付近を通過した, 2 つの低気圧事例では 24 時間の地上気圧降下量はそれぞれ 28hPa と 36hPa で, 気象庁の「急速に発達する低気圧」の基準 (24 時間で 20hPa 以上) を上回った. この 2 事例では, 別々に発生した 2 つの低気圧が日本付近で併合し, 急速に発達した. 2

つのうち、北側を進んだ低気圧は総観規模低気圧としてはやや小型であった。また低気圧の併合時には、それぞれ形態の異なる速成閉塞が生じた。低気圧の発達時に上層で寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットが接近する様子も確認された。このように、単一の低気圧の時間発展より複雑な発達過程がこの2事例では進行した。

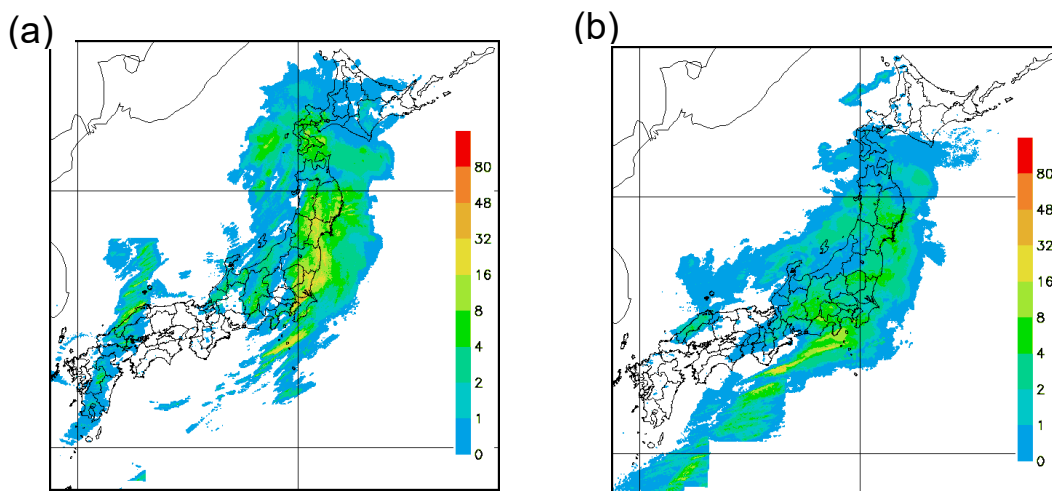
事例1では、低気圧の接近・通過に伴い、暖かく湿った気流が流れ込み、本州や北海道の広い範囲で強い雨が降り、神奈川県海老名市では3日朝に1時間降水量75.5mmを観測するなど1時間降水量が50ミリを超えた所があった。また全国的に風も強く、青森県の八戸市では4日昼に最大瞬間風速35.6m/s(西南西)を観測するなど、東日本や北日本の広い範囲で30メートル以上の最大瞬間風速が記録された。12月3日朝には、活発な積乱雲の通過した。神奈川県鎌倉市、茨城県牛久市他関東地方南部で竜巻・突風の被害が報告されている。3日午後には新潟市でもF1強度の竜巻が発生した。3日夜に低気圧が通過した北海道では季節外れの大雨と暴風で大荒れの天気となった。3日00UTCの1時間解析雨量を第4図aに示す。

事例2では、発達中の低気圧の接近・通過とともに、2月19日から20日にかけて本州の広い範囲で強い雨が降った。20日00UTCの解析雨量を第4図bに示す。また北日本では広い範囲で強風が吹き、北海道釧路地方弟子屈で21日朝に最大瞬間風速40.2m/s(北北西風)を記録するなど暴風雪と

なり、家屋に被害が発生した。21日には強い冬型の気圧配置となり、北海道から山陰地方の日本海沿岸で降雪量が多くなった。

2事例の低気圧はいずれも強雨域を伴い、日本にまとまった雨をもたらした。低気圧周辺で大雨をもたらす強い降水域は、暖かく湿った気流であるWCBの活発化と強い相関がある。低気圧前面に南から吹き込むWCBは、東西の気圧傾度に応じて強まる。このことから、大雨の領域は、低気圧の進路や発達程度に大きく影響される。低気圧周辺の強風も、気圧傾度の大きい中心付近で生じやすく、特に発達期以降の低気圧でその傾向は顕著に見られる。成熟期低気圧の閉塞前線周辺で生じる暴風は、CCBとの関係が注目される。

本報文では、そうした寒候期の低気圧の発生期から成熟期までの併合過程を含む3ステージについて、対流圏下層から上層までの発達過程と構造解析の結果を紹介する。下層の前線構造については、併合過程で2つの低気圧の前線が接近し、閉塞低気圧へと統合される速成閉塞過程を解明する。成熟期の前線の立体構造についても客観解析から示される特徴を含めて議論する。低気圧通過時に生じた大雨や強風と関連して、低気圧内部で顕在化したWCBとCCBの特徴を記述する。また、客観データから上層渦位と下層渦位を計算し、両者の各ステージでの時間発展を調べ、低気圧発達との関係を考察する。



第4図 1時間解析雨量(塗り分け, mm/h)

(a) 事例1 2010年12月3日00UTC, (b) 事例2 2009年2月20日00UTC

2 章では低気圧の時間発展の発生期，発達期，成熟期の 3 ステージの同定と，解析に使用したデータおよび解析手法を解説する．3 章では 2010 年 12 月 3 日に急発達した事例について議論する．3 章 1～3 節では，発生期，発達期，成熟期の各ステージの特徴を，天気図と客観解析資料に基づき記述する．3 章 4 節では気象衛星画像の各ステージの雲画像を描写する，3 章 5 節では 300hPa 面と下層の渦位偏差の時間発展を議論する．4 章では 2009 年 2 月 20 日に急発達した事例について，3 章と同様の構成で記述し，議論する．5 章ではまとめとして，2 事例でのそれぞれの低気圧の時間発展を総合的に記述する．また，2 事例に見られる類似点を議論するとともに，各事例に固有の特徴を考察する．

2. 使用した資料と解析手法

2.1 急発達する低気圧の 3 ステージの同定

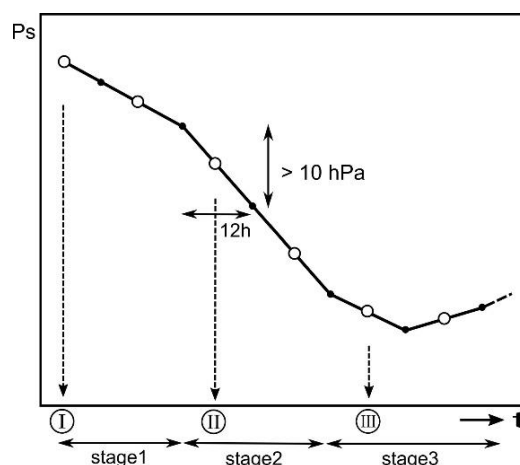
ここでは，発達する低気圧の時間発展を発達の程度に応じて，発生期→発達期→成熟期→衰弱期の 4 つのステージと捉える．発達期については，「中心気圧が 12 (24) 時間以内に 10 (20) hPa 以上下がる」という，「急速に発達する低気圧」についての気象庁の基準を採用した．急発達期を経る低気圧の地上中心気圧は，発生期から成熟期までの 3 ステージで，第 5 図のような時間経過を辿ると考えられる．本報文では発生期，発達期，成熟期の各ステージの低気圧の構造，発達過程を，各種資料に基づいて記述する．

ステージ 1 は低気圧の発生後，初期の段階である，解析対象とする発生期は，00UTC あるいは 12UTC の地上天気図上で，対象とする低気圧が前線を伴って初めて解析された時刻を選択した．なお，本文では時刻は協定世界時 (UTC) を用いる．ステージ 2 (発達期) は，地上天気図で前 6 時間と後 6 時間の間の 12 時間の地上気圧降下量が，10hPa 以上の期間とする．

$$\Delta P_{s12} = P_s(t - 6h) - P_s(t + 6h) > 10hPa$$

解析対象は発生期から 24 時間経過以降の，00UTC あるいは 12UTC で条件を満たす初めの時刻とする．ステージ 3 (成熟期) は，ステージ 2 以降の地上天気図で，前 6 時間と後 6 時間の間の 12 時間の地上気圧降下量が 10hPa を下回った期間とする．解析対象は発達期から 24 時間経過以降，

00UTC あるいは 12UTC で条件を満たす初めの時刻とする．各ステージの解析対象時刻は，高層天気図が利用可能な 00UTC あるいは 12UTC を選択した．



第 5 図 低気圧の発達ステージの典型的な中心気圧変化 実線は中心気圧，記号 I，II，III は解析対象の各ステージを表す．

2.2 資料と解析手法

使用した資料は以下のものである．

- ・気象庁アジア域高層天気図 AUPQ35 (300hPa, 500hPa 各等圧面)，AUPQ78 (850hPa 面部分のみ)
- ・気象庁アジア太平洋域天気図 (地上天気図)
- ・気象庁全球客観解析図

全球モデル指定気圧面解析の緯度間隔 0.2°，経度間隔 0.25° のデータを，日本を含む東アジア，太平洋西部をカバーする格子間隔 20km のポーラーステレオ座標格子に変換したもの (以下 GANAL)，アジア域高層天気図を補足する目的で，使用した高層天気図と同じ 300hPa, 500hPa, 850hPa 各等圧面の解析図を中心に，一部で 700hPa 面と，注目した現象の特徴を表す鉛直断面図を作成し考察した．

300hPa, 500hPa, 850hPa は，それぞれ対流圏内の上層，中層，下層の状態を表現する気圧面として選択した，300hPa 面では，日本周辺を含む中緯度帯で寒候期に卓越し，低気圧活動とも関係が深い，上層の寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流の動向を中心に解析を行った．500hPa 面天気図については，解析対象の低気圧の発達に直

接関係する。中層のトラフとリッジの移動や発達程度のほか、寒気や暖気といった温度場の特徴にも注目した。850hPa面では、解析対象の低気圧の下層の前線構造を中心に主観解析を行った。前線解析では、気象庁における総観規模低気圧の解析手順(長田, 2018, 永山・木下, 2018)を参考に、気温の水平傾度集中帯、前線形成を進める風速や風向変化に注目した。また、アジア太平洋天気図では省略される場合が多い。小低気圧の前線や、風向・風速の急な変化を特徴とするシアラインも解析対象とした。前線解析は地上天気図でも重要だが、850hPa面の前線解析では気温の日変化、地形や海陸分布の影響が表れにくいという特徴がある。地上天気図は、気象庁予報課で総観規模現象を対象に解析されたもの(永山・木下, 2018)を利用して、地上低気圧の位置・移動や中心気圧を指標とする発達過程を考察した。地上前線については、その形状を中心に記述した。

・気象衛星画像(赤外画像, 水蒸気画像)

静止気象衛星により撮像された低気圧周辺の画像のうち、赤外画像と水蒸気画像の2種類を利用した。赤外画像は雲域や地表面の温度を、温度が低いほど白く表現する。水蒸気画像は対流圏上中層の水蒸気量の違いを、グレースケールの濃淡で表している。水蒸気画像に見られる特徴から、上層ジェット気流の位置や、寒冷低気圧の中心位置、沈降運動の顕著な領域等を推定することができる。鈴木(2000)は発達する低気圧等の総観規模現象を対象とした、気象衛星画像の解析を報告している。

・300hPa面上層渦位と下層渦位のGANAL図

断熱過程では、絶対渦度と安定度の積で表される渦位はラグランジュ的な保存量である。この性質に着目して、等温位面上の渦位は気塊の長時間の輸送過程の解析等にしばしば利用される。渦位のもう一方の重要な性質は転換可能性(invertibility)で、与えられた渦位偏差に対して周囲の高度場が励起され、それにバランスする運動場、温位が導出されることである(Hoskins *et al.*, 1985)。圏界面付近の高渦位域は、その下の対流圏で静的安定度を低下させる。急速に発達する低気圧の上空には、上層に顕著な正の渦位偏差域が認められる場合が多い。渦位解析は、低気圧の発達過程の解析的研究の重要な手法となっている。

また、等温位面渦位や力学的圏界面高度は、天気予報作業にも利用が進められている(黒良ほか, 2014)。

渦位は成層圏と極側で大きな値を持ち、圏界面は成層圏の高渦位と対流圏の低渦位とのシャープな境界となっている。両者の境界の値として、1.5~2PVU(渦位単位, $1\text{PVU}=10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Kkg}^{-1}$)が使われることが多い。日本周辺を含む中緯度の上空では、主に南側の亜熱帯ジェットと北側の寒帯前線ジェットの2種類の西風強風帯が卓越する。圏界面は赤道側で高く、極側で低く、ジェット軸を境に階段状に高度が変化する。高度が不連続に変化する圏界面を水平に横切る等圧面(例えば300hPa)では、ジェット軸の極側に高渦位域が観察され、一般に等渦位線の混んだ部分がジェット軸に一致する。ジェット軸北側の渦位分布の観察は、その下層の大気の運動に影響を与えるポテンシャルがある領域を抽出するために有効である。上記から明らかなように、上層ジェット気流の変動は、渦位偏差域の動態と密接に関係している。そこで、当報文では対流圏上層の等圧面上のジェット気流解析と、同じ等圧面での渦位分布の考察を組み合わせる手法を採用した。渦位はGANAL格子点値から300hPa面で計算した。

解析対象の低気圧は、発達期以降強い降水域を伴っていた(第4図)。降水に伴う潜熱放出は、北西太平洋域の低気圧発達に関係する主要な要因の一つと考えられる(Kuwano-Yoshida and Asuma, 2008 他)。降水に伴う潜熱加熱の寄与が大きい、下層の渦位変化を調べるため、各発達ステージの下層渦位を900hPa, 850hPa, 800hPaの3気圧面の平均値として計算した。

3. 日本海低気圧(2010年12月1日~12月4日)

3.1 地上低気圧の推移

第6図に地上天気図から読み取った、地上低気圧中心の経路と中心気圧を示す。低気圧は12月2日00UTCに東シナ海において海面中心気圧1014hPaで発生した。この時刻をステージ1(発生期)として記述する。発生期から成熟期に至る、低気圧中心気圧の時系列を第7図に示す。低気圧は、その後、東北東に進んで九州北部地方、中国地

方を通過し、日本海へ進んだ。発生後 12 時間の海面中心気圧の変化は-4hPa と緩やかだった。3 日 00UTC には秋田沖に達し、中心気圧は 996hPa に低下した。低気圧は 2 日 12UTC から 4 日 00UTC まで急発達を示し、中心気圧は 12 時間ごとにそれぞれ 14hPa, 14hPa, 10hPa 低下した。前後 6 時間の 12 時間気圧降下が 16hPa となり、「急速に発達する低気圧」の基準を上回った 3 日 00UTC の状況をステージ 2 (発達期) として記述する。3 日 18UTC には北海道西海上から北海道東部へ東向きに進んだ後、遅い速度で北上するとともに、発達度は緩やかになった。4 日 06UTC にオホーツク海で最低気圧 970hPa に達した後は、中心気圧は上昇を始めた。4 日 00UTC をステージ 3 (成熟期) として記述する。

上述の低気圧の発生に先行して、別の中心気圧 1004hPa の小低気圧が 12 月 1 日 00UTC にモンゴルで発生した。この低気圧は 1 日 18UTC まで東へ進み、2 日 00UTC に中国東北区で消滅した

が、1 日 18UTC に別の中心気圧 1012hPa の小低気圧が華北で発生した。

小低気圧は 2 日 00UTC からは朝鮮半島北部を東向きに進み、3 日 00UTC に沿海州に達した。小低気圧の中心気圧は 2 日 00UTC から 12 時間ごとにそれぞれ 4hPa, 8hPa 低下した。小低気圧は、3 日 06UTC に東側の低気圧と併合するようになって一体化した。

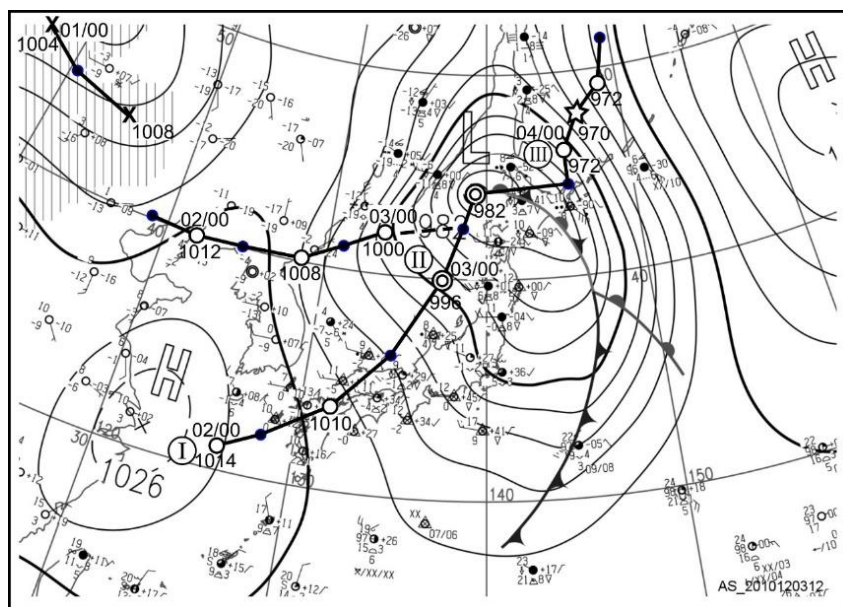
3.2 各発達ステージの天気図解析

3.2.1 ステージ 1 : 発生期

○12 月 2 日 00UTC

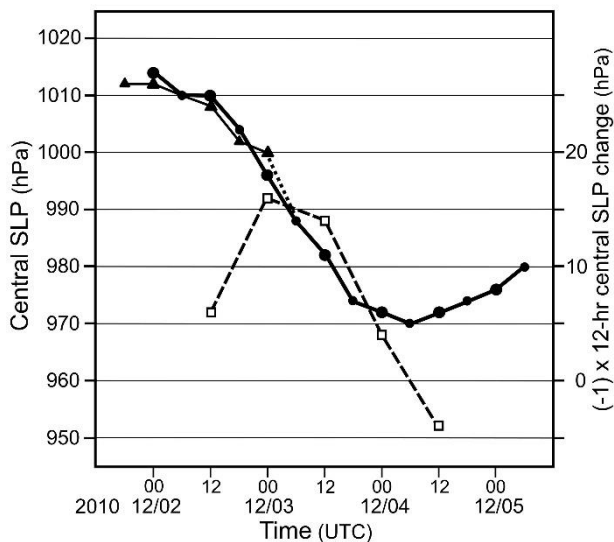
a. 300hPa (第 8 図 a, 第 9 図 a)

北緯 40 度から北側では、バイカル湖の西からアリューシャン近海まで、風速 40m/s 以上の寒帯前線ジェットが南北に大きく蛇行して流れている。アムール川上流～華北の東経 115 度付近に非常に深いトラフがあり、その東と西には経度約 20 度離れてリッジがある。



第 6 図 低気圧経路図 2010 年 12 月 1 日～12 月 4 日

低気圧の発生から成熟期までの経路を、6 時間ごとの位置 (○ : 00, 12UTC, ● : 06, 18UTC) で示す。中心気圧と位置は、地上天気図から転記した。◎印は 12 時間の中心気圧低下量が 10hPa 以上となった時刻を、☆印は最低気圧の時刻を示す。破線は 2 つの低気圧の併合過程を示す。天気図は 12 月 3 日 12UTC。



第 7 図 地上低気圧の中心気圧（実線，左目盛）と前後 6 時間の 12 時間気圧降下量（破線，右目盛）の時系列 黒丸は主低気圧，黒三角は小低気圧を示す。

上流側のバイカル湖付近からトラフの西縁を南下する，風速 50m/s 以上の北北西風の寒帯前線ジェットストリークが認められ，ジェット軸の極側に低気圧性の強い水平シアを伴っている。寒帯前線ジェットはトラフの底でやや減速するものの，トラフの前面で風速 50m/s の南南西風へ繋がっている。一方，亜熱帯ジェットが，華中内陸から日本の南を通り日本の東海上まで，北緯 30 度付近をほぼ東西走向に流れている。風速は 60m/s 程度で，特に強くはない。高層観測データによると，亜熱帯ジェットの強風軸は 230hPa 付近にある。亜熱帯ジェットと寒帯前線ジェットは，近いところでも南北に緯度 10 度以上離れている。

b. 500hPa (第 8 図 b, 第 9 図 b)

300hPa 面の寒帯前線ジェットの蛇行に対応して，華北の東経 115 度付近に深いトラフ TA があ

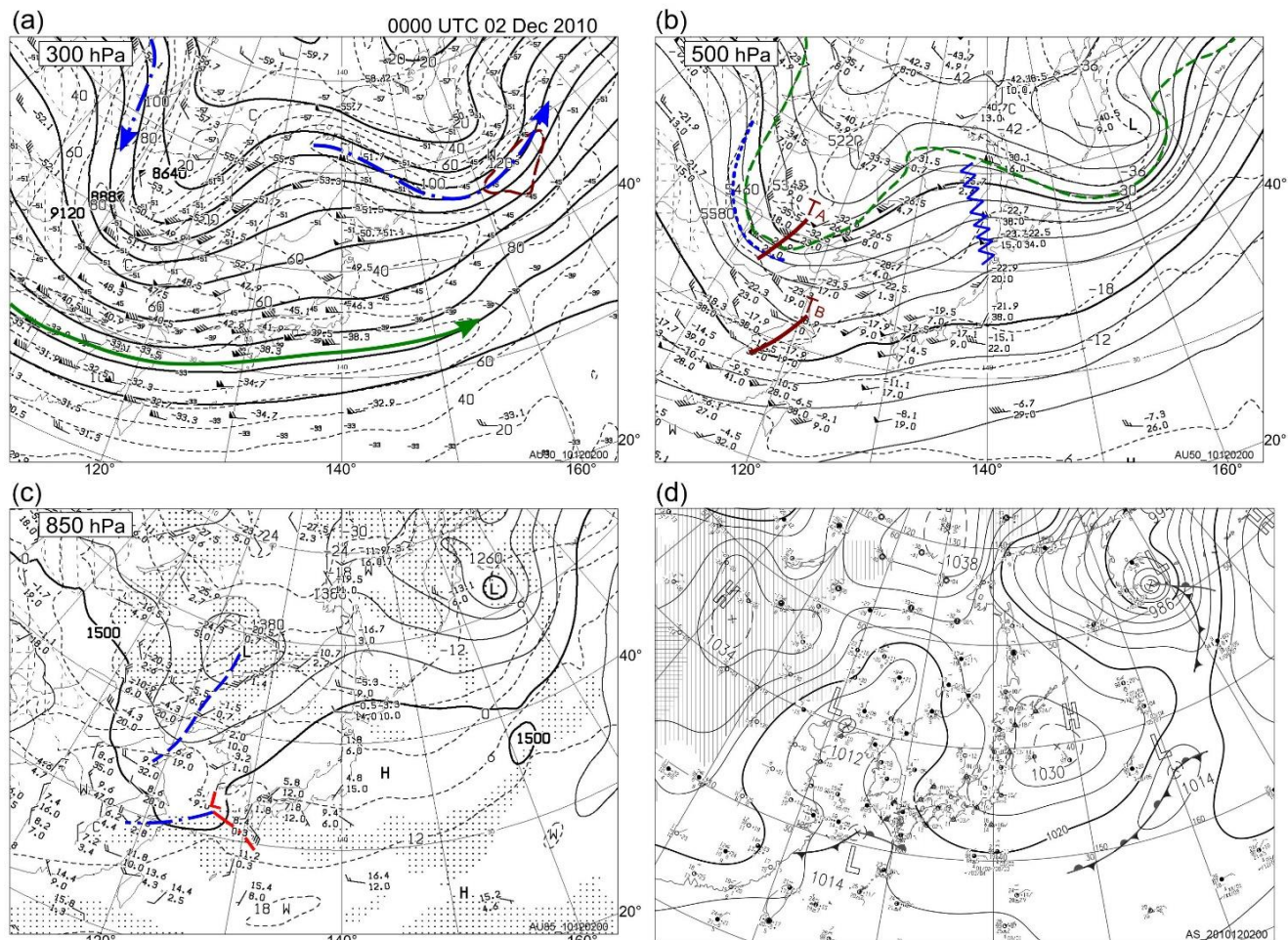
り， -30°C 以下の寒気を伴っている。寒気の西縁～南縁は温度傾度の集中帯となっている。300hPa 面でトラフの西縁を南下するジェットストリークに沿って帯状の正渦度域が計算されている。ジェットストリークの先端部では，渦度移流が生じており，トラフを深める効果が考えられる。このトラフは前日（12 月 1 日）バイカル湖の南にあったが，寒気と共に南東進し深まった。トラフ TA の下流の沿海州から北日本にかけては，北北西～南南東走向のリッジがあり，発達傾向を持つ。また 300hPa 面の亜熱帯ジェットに付随して，華中の東経 120 度付近にも別のトラフ TB があり，東進しながら深まりつつある。GANAL(第 9 図 b)ではトラフ TB に伴う正渦度域の東端が東シナ海中部へ達している。トラフ TB の後面には 300hPa 亜熱帯ジェット直下の西風で乾燥域が進んでいる。

c. 850hPa (第 8 図 c, 第 9 図 c, d)

本州付近は 500hPa 面リッジ下の東西に扁平な高压部で覆われている。その西側の東シナ海には，閉じた等高度線は見えないが，注目している下層低気圧に対応した低压部と発生しつつある前線系が解析できる。850hPa 面でも 500hPa 面の華中のトラフ TB の東進と並行して，中国大陸からの西風域が北緯 32 度以南の東シナ海に広がっている。一方本州付近の高压部南西象限では南東風が生じ，2 つの風系の間では南西～南風が 10m/s 以上に強まり，相当温位約 320K の暖湿気塊が発生初期の低気圧前面に流入している。GANAL(第 9 図 d)では低压部前面の九州西海上に 700hPa 面の上昇流が計算されている。中層トラフ前面の渦度移流効果によって上昇流が励起されたと考えられる。低気圧の南側では南西～南風が吹いているのに対し，発生しつつある温暖前線北側では南東風が吹いており，また発生しつつある寒冷前線の北側では北寄りの風が吹き始めている。低気圧の前線近傍ではこうした風のシアは認められるが，温度傾度は大きくない。解析された特徴から，この低気圧の発生期は Petterssen and Smebye (1971) の分類の B 型に当たると考えられる。

また、アムール川中流にも閉じた等高線を持つ小低気圧が見られる。この低気圧は前日（12月1日）に500hPa面のトラフの前面のバイカル湖の南で発生した。この低気圧に付随して温暖前線と寒冷前線に対応する温度傾度集中帯が観察されるが、温度傾度集中帯は持続しなかったため前線

の記入は省いてある、更に低気圧中心の南西方向には、前面の南西風と後面の北西風のシアーラインが延びている。その後面には北西風による強い寒気移流が生じており、500hPa面の華北のトラフTAの発達への寄与が考えられる。



第 8 図 気象庁アジア域高層，地上天気図

ステージ 1（発生期），2010 年 12 月 2 日 00UTC の解析天気図

(a) 300hPa 面解析図

原図の実線は等高線，破線は等風速線を示す。茶破線は、120 ノット等風速線を示す。青一点鎖線と緑実線は、それぞれ寒帯前線ジェット，亜熱帯ジェットの、風速 100 ノット以上の部分を示す。

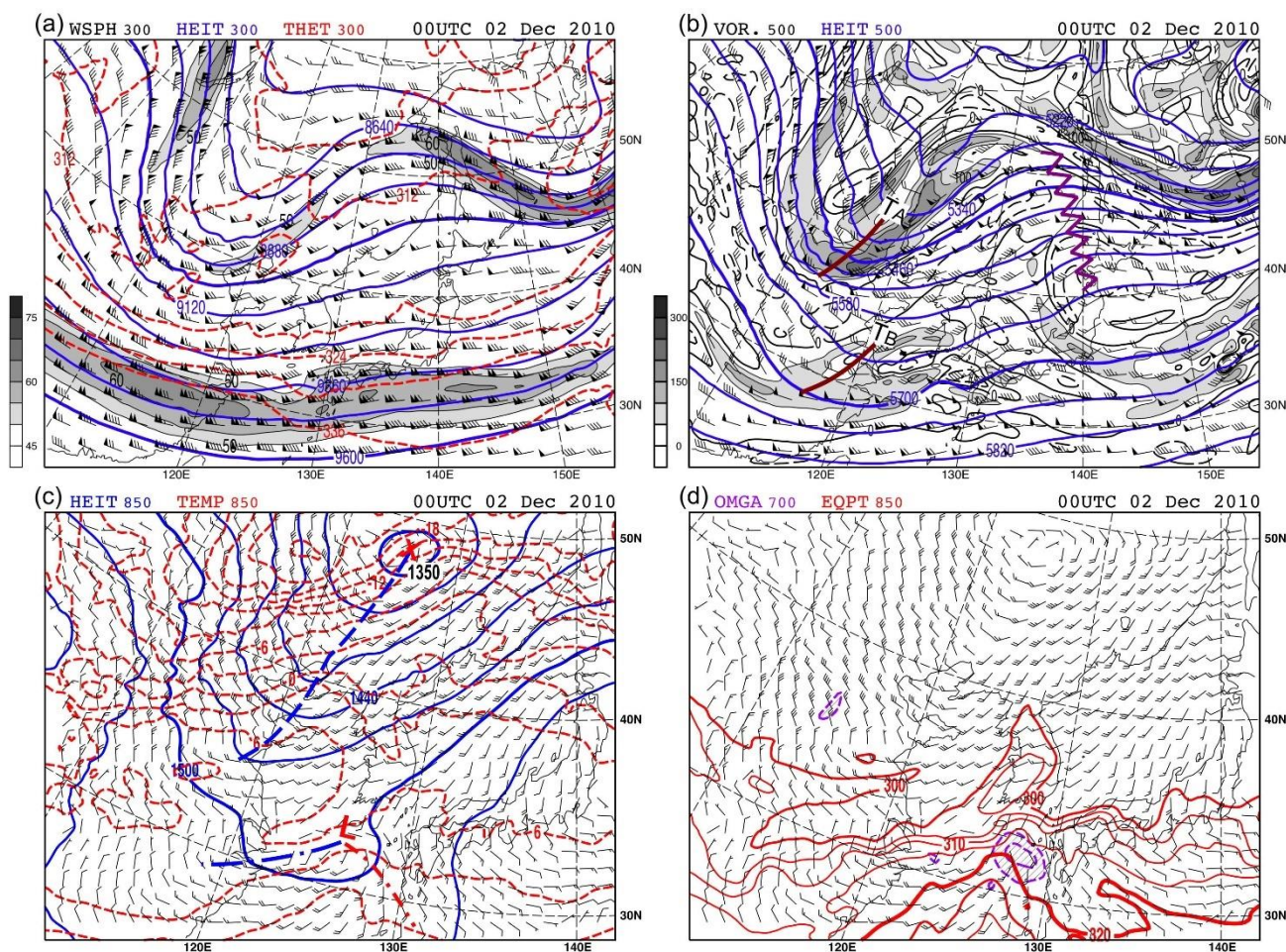
(b) 500hPa 面解析図

原図の実線は等高線，破線は気温を示す。緑破線は、 -30°C 等温線を示す。茶実線と青波線は、それぞれ注目している擾乱に関する、トラフとリッジを示す。青破線は、温度傾度集中帯の暖気側境界を示す。「TA」，「TB」については本文参照。

(c) 850hPa 面解析図

原図の実線は等高線，破線は気温を示す。青一点鎖線と赤一点鎖線は、それぞれ発生しつつある寒冷前線と温暖前線を示す。青破線はシアーラインを示す。

(d) 地上天気図



第9図 気象庁全球客観解析 (GANAL) ステージ1, 2010年12月2日00UTC

- (a) 300hPa面 高度(青実線, コンター間隔は120m), 温位(赤破線, コンター間隔は6K), 風速(50m/s以上, 黒実線と陰影, コンター間隔は5m/s), 水平風(長矢羽は10ノット)
- (b) 500hPa面 高度(青実線, コンター間隔は60m), 相対渦度(0と正值: 黒実線, $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 以上, 陰影, 負値: 黒破線, コンター間隔は $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$), 水平風(長矢羽は10ノット). 茶実線と紫波線は, それぞれ注目している擾乱に関する, トラフとリッジを示す. 「TA」, 「TB」については本文参照.
- (c) 850hPa面 高度(青実線, コンター間隔は30m), 気温(赤破線, コンター間隔は3°C), 水平風(長矢羽は10ノット). 青破線, 青一点鎖線, 赤一点鎖線は, それぞれ第8図(c)に解析されたシアーライン, 発生しつつある寒冷前線と温暖前線を示す.
- (d) 850hPa面 相当温位(300K以上, 赤実線, コンター間隔は5K), 水平風(長矢羽は10ノット), 700hPa面 上昇流(上向き40hPa/h以上, 紫破線とハッチ, コンター間隔は40hPa/h)

d. 地上 (第8図d)

日本の東に中心を持つ優勢な高気圧が本州を覆っている. 一方, 東シナ海の北緯31度東経126度に中心気圧1014hPaの低気圧が解析されているが, 低気圧は発生したばかりである. この位置は前日に本州付近を東北東へ進んだ移動性高気圧の後面で, かつ500hPa面の華中のトラフの前面に

当たる. 300hPa面との対比では, 地上低気圧は亜熱帯ジェット軸のすぐ北側で発生した. また, 黄海の北緯40度東経122度の, 850hPa面の低気圧から南西に延びるシアーライン上にも, 中心気圧1012hPaの小低気圧が解析されている.

3.2.2 ステージ2: 発達期

○12月3日00UTC

a. 300hPa (第 10. 図 a, 第 11. 図 a)

12 月 2 日 00UTC に華北にあった深いトラフは、更に深まりながら東経 128 度付近まで進み、トラフを含む寒帯前線ジェットのスラックス行も南北の振幅を増した。トラフ軸を中心に高温位域となっている。12 月 2 日にバイカル湖付近にあった寒帯前線ジェットストリークは、トラフの西側を南進して南端に達し、低気圧性曲率を強めた。また、寒帯前線ジェットストリークは、亜熱帯ジェットに緯度約 4 度まで接近し、2 本のジェットが接近した領域では、等高度線間隔が狭まり、風速も 75m/s 程度まで加速した。風速 75m/s 以上の強風軸は 9360m 等高度線に沿っており、12 月 2 日 00UTC の天気図と対比すると、亜熱帯ジェットに対応すると考えられる。

日本の東の東経 150 度付近では、北緯 40 度から 55 度付近までリッジの顕著な発達が見られた。その結果、トラフの下流では等高度線間隔が開き分流場となっている。日本の南を流れる亜熱帯ジェットは、東経 130 度付近で風速を強めた一方で、東経 140 度より東で急速に減速した。

b. 500hPa (第 10 図 b, 第 11 図 b)

500hPa 面でも、300hPa で見られた日本の東の南北に長大なリッジと、アムール川中流から朝鮮半島に至るシャープなトラフ TA との対比は顕著である。トラフ両側の上層ジェットストリークに沿った低気圧性シアの部分や南端では強い相対渦度が計算されている。トラフの発達は、発生期の 300hPa 面の強いシア渦度を伴うジェットストリークと付随する寒気の南下との関係が推察される。下流のリッジの発達はトラフとリッジの間で顕著な中下層の暖気移流で説明される。トラフ軸の伸長に伴い、 -30°C の等温線は北緯 37 度まで南下すると共に、東西の幅は約 400km まで狭くなった。この 12 時間後には、先端の寒気が日本海で千切れるように北側と分離し、高度場でも日本海中央部で閉じた循環が生じた。発生期に東シナ海に解析された亜熱帯ジェットに沿ったトラフ

TB は東経 138 度付近まで進んだが、更に発達した下流のリッジに近づいたことで相対渦度も低下して目立たなくなっている (第 11 図 b)。発生期に華北で解析された寒帯前線ジェット近傍のトラフ TA は、南東進して九州南岸に達し、先行する本州上のトラフ TB とほぼ同じ緯度まで南下した。トラフ TA の底には 300hPa 面のジェットストリークに対応する温度傾度の集中帯 (フロント) が見られる。またトラフの前まで湿数 30°C 以上の乾燥域が延びている。

第 12 図に 12 月 3 日に 500hPa 面トラフを東西に横切る渦位、温位、風速の鉛直断面 AB を示す。トラフ TA 西側を南下する寒帯前線ジェット気流ストリークは、東経 125 度、高度 400hPa 付近に強風軸が見られる。トラフ両側の寒帯前線ジェット気流の強風域に挟まれるように、トラフ軸がある東経 130 度付近を中心に 2PVU 以上の高渦位域が 500hPa まで下降している。下降した高渦位域の下部は、トラフ TA 内部の強い相対渦度に対応している。高渦位域の内部では安定度が高く等温位線は混んでいて、その下部は周囲より低温位となり、500hPa 面トラフ TA の寒気に現れている。高渦位域の東西両側では等温位線が上方に変位して、特に西側の強風軸の下部に当たる 500hPa 付近で水平温度傾度集中帯が明瞭に認められる。

c. 850hPa (第 10 図 c, 第 11 図 c, d)

前日 (12 月 2 日) にアムール川中流に解析された低気圧は消滅する一方、500hPa 面トラフ軸の直ぐ東側の、北緯 42 度東経 132 度付近には、シアライン上に新たに小低気圧 (図(c)の Ls) が発生した。この低気圧の南西象限では寒気移流が生じ、南下する寒気の前面に温度傾度強化を促しており、シアラインは寒冷前線の性質を備えつつある。ほぼ南北走向に転向したシアラインは、前面に南西風、後面に西風の低気圧性シアを備えており、シアラインは小低気圧とともに東進した。GANAL の 700hPa 面 (第 11 図 d) では、シアラ

インに沿って線状の上昇流が解析されている。

シアーラインを東西に横切る鉛直断面図 AB (第 12 図) では、850hPa のシアーラインは東経 132 度付近に位置する。この位置は成層圏から下降した高渦位域の東端に当たり、800~500hPa で等温位線が急傾斜で西側に上昇している。こうした状況で、東進する高渦位域とともに中下層で上昇流が生じやすい状況となっており、700hPa 面の特徴と整合する。

一方本州付近のメインの低気圧周辺は、まだ閉じた等高度線は見られず、日本海を占める低圧部の東側の縁で低気圧発生の前段階に相当する、前線が北側に屈曲したキンクとして現われている。寒冷前線帯は、温度傾度は 1 日前よりもやや強まったものの、5°C / 200km 程度である。前線前方の南風成分の強まりを反映して寒気側の西風との風のシアーは強まった。温暖前線帯の温度傾度は 8°C / 300km 程度に強まった。温暖前線の後方では南風、前方では南南東風が卓越するが、風の変化は緩やかで前線強化作用は弱い。寒冷前線が温暖前線に接近する様子や、閉塞前線の特徴づける幅の狭いサーマルリッジは観察されないことから、850hPa 面の閉塞前線の特徴は生じていないと判断される。

500hPa 面のリッジ発達と並行して、日本のはるか東に 1560m 等高度線を持つ高気圧セルが生じ、北側はオホーツク海まで広がった。500hPa 面と対比すると、リッジは高さとともに西に傾いている。低気圧と東側の高気圧セルとの間の気圧傾度が増大し、東経 140 度に沿っては八丈島から三沢まで南分を持った 25m/s 前後の強風が観測されている。GANAL(第 11 図 d)では、相当温位 320K 以上の暖湿気流が楔状に東北南部まで流入している。東経 142 度付近の南風強風域は、三陸沿岸部に沿って見られる 700hPa 面上昇流域とほぼ重なっていることから、暖域に南から吹き込み北上しながら斜めに上昇する、WCB (第 1 図) の対流圏下部の特徴が現れていると考えられる。

d. 地上 (第 10 図 d)

前日(12 月 2 日)に東シナ海にあった低気圧は、北東進して秋田沖の北緯 40 度東経 137 度に進み、中心気圧 996hPa まで発達した。前 12 時間で 14hPa 深まり、この後 12 時間で 14hPa 深まっており、急速に発達している段階である。850hPa 面と異なり、関東沿岸の閉塞点から低気圧中心まで閉塞前線が解析されている。日本海沿岸部の低気圧中心の南側に当たる本州南岸に低圧部が形成され、閉塞点はこの低圧部に対応していると考えられる。閉塞点から南西に寒冷前線が伸び、南東に温暖前線が伸びている。また、日本海北部の北緯 42 度東経 133 度には、850hPa 面の小低気圧の直下に小低気圧が見られる。300hPa 面のジェットとの関係では、00UTC には秋田沖の地上低気圧は、寒帯前線ジェットストリークの前面に位置している。

○12 月 3 日 12UTC

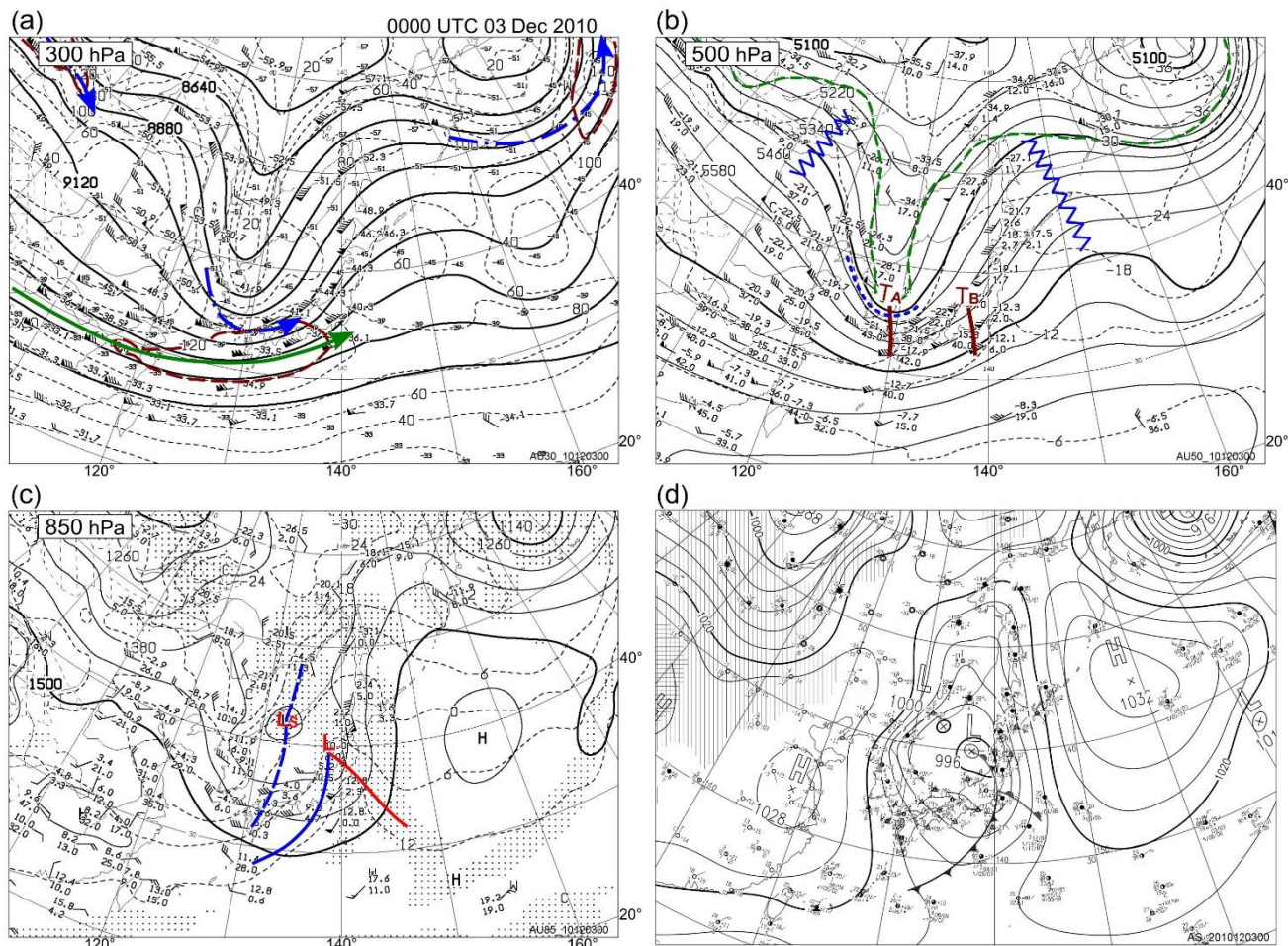
a. 850hPa (第 13 図, 第 14 図 a, b)

日本海北部の小低気圧はシアーラインを伴ったまま速い速度で東進し、この時刻までに前方の低気圧に接近し、北海道の西海上で併合した。また、低気圧の併合とともに、付随する 2 つの前線系も一体化した。閉塞過程については近年新たな概念モデルも提出されているものの (Schultz and Vaughan, 2011), N モデルを原型とする、低気圧の内部で寒冷前線が温暖前線に追いつくことで進行し、暖気は閉塞前線上に押し上げられるという過程が広く受け入れられている。一方この事例では、南東の低気圧の寒冷前線が温暖前線に追いつく前に、寒冷前線の性質を備えた小低気圧のシアーラインが前方の低気圧の寒冷前線に追いつき、全体の南側部分が重なった。この時点で併合後の低気圧全体の前線系の形状は、閉塞低気圧の前線系と類似している。元のシアーラインの北端部は短い閉塞前線の形態に変化したが、前方の帯状暖

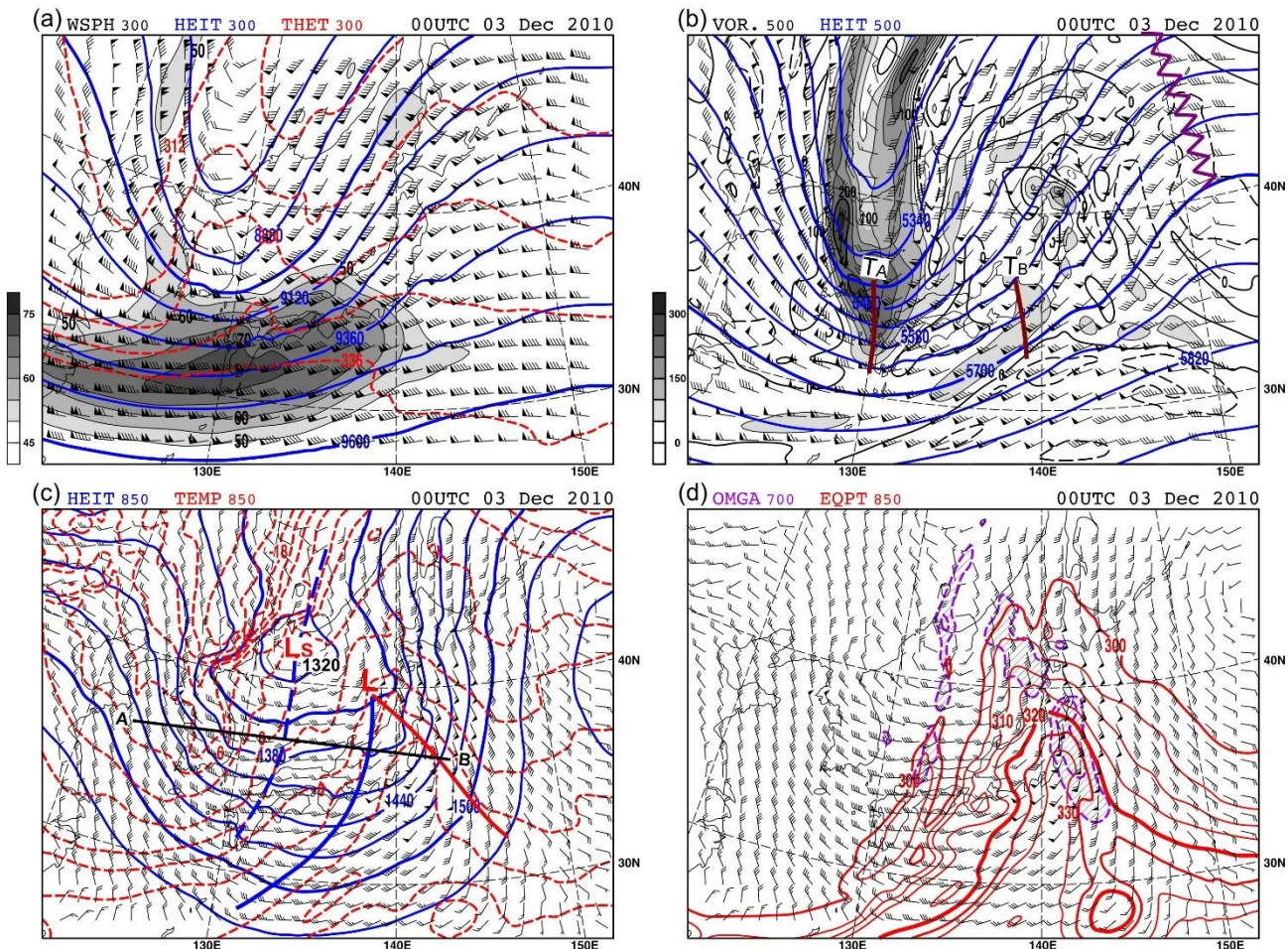
気と接している点が通常の低気圧の時間発展とやや異なる．一体化した寒冷前線は温度傾度が強化された．元の小低気圧が新たな低気圧中心となり，元の東側の低気圧中心対応のキックは閉塞点对应の位置を占めた．

「instant occlusion」(速成閉塞)は，寒気場内の小低気圧の雲域が，前方の前線を伴う低気圧の雲域と併合して形成された，見かけ上の閉塞低気

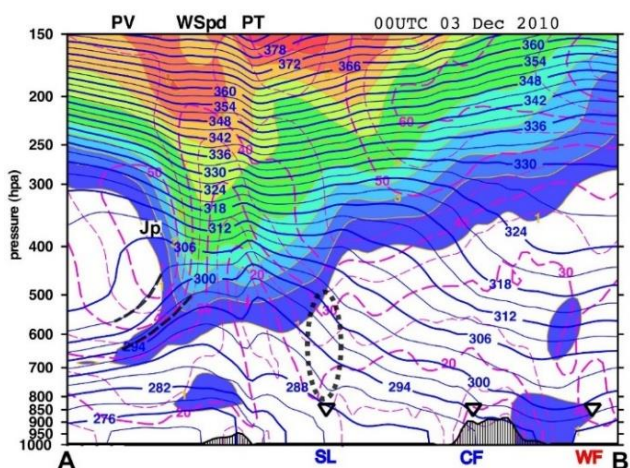
圧類似の雲域形成を指して用いられた雲画像の用語 (McGinggle *et al.*,1988) だが，上述の 850hPa 面天気図上に現れた，2 つの低気圧の併合過程で生じた 2 組の前線系が結合して閉塞前線類似の前線系形成へと至る過程にも適合すると考えられる．



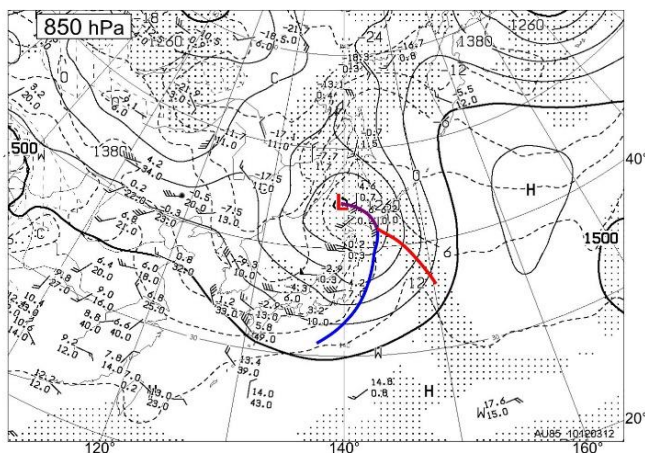
第 10 図 気象庁アジア域高層，地上天気図
 ステージ 2 (発達期)，2010 年 12 月 3 日 00UTC の解析天気図 説明は第 8 図を参照
 (c)の青破線，青実線，赤実線はそれぞれシアールライン，寒冷前線，温暖前線を示す．



第11図 GANAL 第9図と同じ，ただしステージ2，2010年12月3日00UTC (c)の青破線，青実線，赤実線は，第10図(c)に解析されたシアライン，寒冷前線，温暖前線を示す。

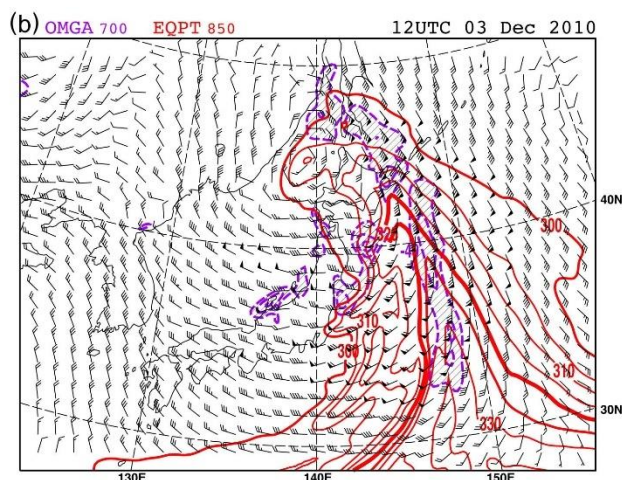
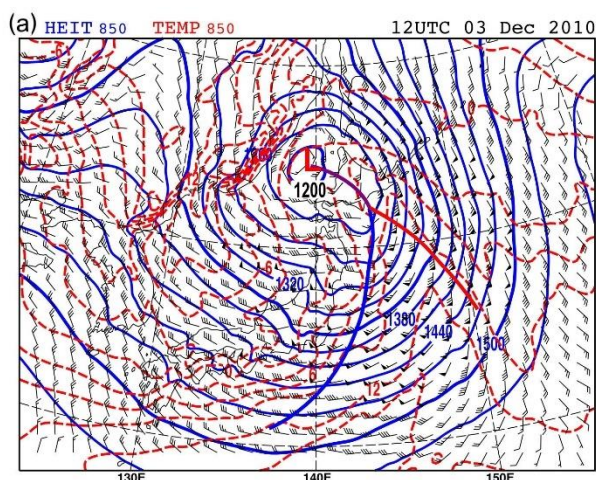


第12図 第11図(c)の直線A-Bに沿ったGANAL鉛直断面図，2010年12月3日00UTC
 渦位 (1PVU以上，塗り分け)，温位 (青実線，コンター間隔は3K)，水平風速 (赤破線，コンター間隔は5m/s)．Jpは寒帯前線ジェットストリークの強風軸を示す．温度傾度集中帯を2本の破線で示す．点線の囲みは等温位線の急傾斜部分を示す．▽と「SL」，「CF」，「WF」はそれぞれ，第11図(c) (850hPa)のシアライン，寒冷前線，温暖前線の位置を示す。



第 13 図 気象庁アジア域 850hPa 面天気図

ステージ 2 後半, 2010 年 12 月 3 日 12UTC の解析天気図 説明は第 8 図 c を参照
青実線, 赤実線, 紫実線はそれぞれ寒冷前線, 温暖前線, 閉塞前線を示す。



第 14 図 (a) (b) GANAL 第 9 図(c) (d)と同じ, ただし, ステージ 2 後半, 2010 年 12 月 3 日 12UTC (a)青実線, 赤実線, 紫実線はそれぞれ第 13 図に解析された寒冷前線, 温暖前線, 閉塞前線を示す。

3.2.3 ステージ 3 : 成熟期

○12 月 4 日 00UTC

a. 300hPa (第 15 図 a, 第 16 図 a)

300hPa 面では, 12 月 3 日に寒帯前線ジェットストリークに付随して朝鮮半島付近にあったシャープなトラフは, ジェットストリークの中心がトラフの前面に進む過程で, 先端部は鋭さを失って袋状へと変化した。GANAL (第 16 図 a) では 8760m 等高度線の閉じた低気圧が千島近海に解析されており, 低気圧の周りの風は回転性に変わっている。閉じた低気圧は, 寒帯前線ジェットストリークに沿って北へ延びる成層圏起源の高温位域の北端部に位置している。この高温位域は後述の高渦位域にも対応している。

一方, トラフ下流のリッジは相対的に東進速度が遅く, トラフの北東側に張り出している。日本付近を吹く短い寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの 2 本のジェットストリークも, リッジの手前では北東方向へ向きを変えている。亜熱帯ジェットは, 既に北上した地上低気圧中心や寒帯前線ジェットから離れている。

第 17 図 a は 2 本の上層ジェット気流と下層寒冷前線を横切る温位, 渦位, 風速の北西-南東走向の鉛直断面図 CD である。北緯 34 度, 230hPa 付近の亜熱帯ジェットストリークの 75m/s 強風軸と, 北緯 38 度, 400hPa 付近の寒帯前線ジェットストリークの 65m/s 強風軸が認められる, 2 つの強風軸は, 南北に約 500km 離れていて, 高度も異

なる。

b. 500hPa (第 15 図 b, 第 16 図 b, d)

500hPa 面でも, 300hPa 面と同様にカムチャツカ半島付近のリッジの発達が目立つ。低気圧の北東でも暖気移流が生じ高度が上昇している。12月3日の南北に伸長し底部に大きな曲率を持ったトラフの南部は切離して, さらに東海地方に位置したトラフを併合して, 300hPa 面と同じく, 千島近海には 5220m 等高度線の閉じた低気圧が形成されている。低気圧中心部は相対渦度も大きい。またトラフと共に南下していた低温域は東へ移動し三陸沖から北海道の東を占めている。低温域は寒帯前線ジェットストリークを挟んで東側に見られる南風の高温域と接している。低気圧の南東象限には温度傾度の集中帯が見られ, 寒帯前線ジェットストリークの移動に合わせて北東側に進んでいる。トラフと下流リッジの中間に極向きのサーマルリッジが明瞭になり, 北端は低気圧性曲率で低気圧の北側へ回り込んでいる。東風成分を持つサーマルリッジの先端部は, 帯状の上昇流域と重なっている。低気圧東側の南風は, 北東象限で東へ向かう高気圧性気流と, 西へ向かう低気圧性気流に分岐している。こうした気流系は Schultz and Vaughan (2011) に描かれた, 閉塞期低気圧内の気流系概念モデル (第 2 図) の WCB の特徴を備えている。

第 17 図 b は地上低気圧中心を通る西南西—東北東走向の温位, 渦位, 風速の鉛直断面図 EF である。500hPa 面のサーマルリッジに対応する等温位線の下方への窪みが, 700hPa から 450hPa 付近まで高さとともに東側へ傾いている様子が観察される。

上層ジェット気流を横断する北西—南東走向の鉛直断面図 CD (第 17 図 a) では, 2PVU 等渦位線で示されるように, 寒帯前線ジェットストリークの極側 350hPa 付近から約 200km 南側の 700hPa まで達する, 顕著な圏界面の折れ込みが見

られる。また圏界面の折れ込みの南縁に沿って温度傾度集中帯が形成され, この前線帯は対流圏中層から地表面近くの寒冷前線まで連続している。

c. 850hPa (第 15 図 c, 第 16 図 c)

300hPa 面, 500hPa 面とほぼ同位置に 1140m 等高度線 (GANAL では 1080m) の低気圧が解析されていて, 低気圧の渦が対流圏上層までほぼ直立していることを示す。中心の周りの気圧傾度は非常に強い。寒冷前線は, 後面から 3°C 以下の新たな寒気が供給され, ステージ 2 よりも温度傾度が強化されている。一方, 暖域内には南風の強風が吹き, 暖湿気流の流入が持続している。寒冷前線と温暖前線の交角は狭まった。また, 寒冷前線の極側延長上に, 低気圧中心を北から回り込むように延びる閉塞前線が解析できる。ステージ 2 後半と異なり, 楔状サーマルリッジと強い低気圧性シアの位置は重なっていて, 典型的な閉塞前線の特徴を備える。気圧傾度の強化に対応して, 閉塞前線の極側で前線に平行な南東風が 40m/s 以上にまで強まった。

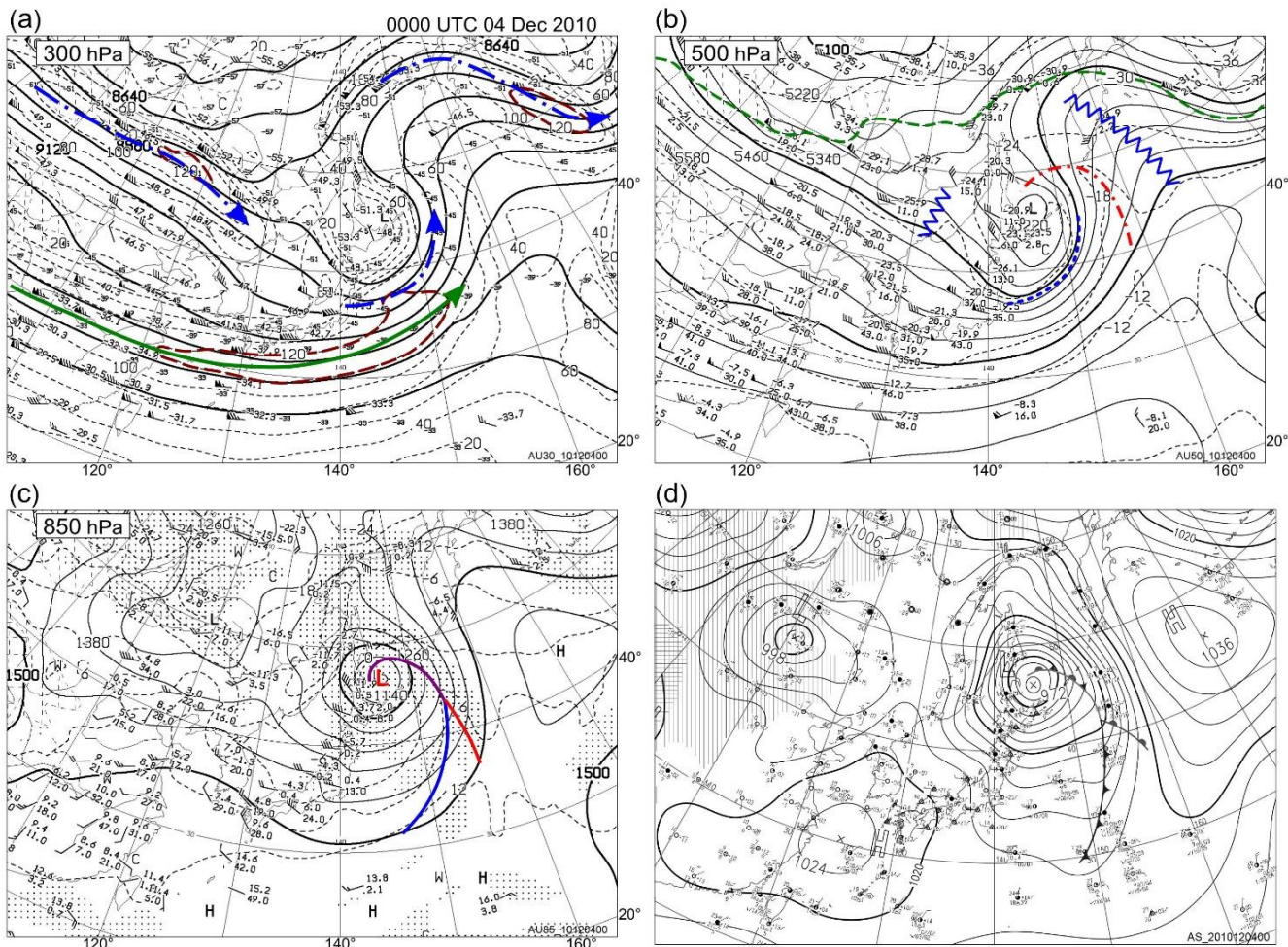
地上低気圧中心を通る西南西—東北東走向の温位, 渦位, 風速の鉛直断面図 EF (第 17 図 b 図) では, 地上低気圧の上方に成層圏から 500hPa に達する高渦位域が観察される。また低気圧の周辺では, 下層中心の高渦位域が生じている。低気圧中心東側にある閉塞前線にも, ごく下層の狭い高渦位域が見られる。こうした下層中心の高渦位偏差は主として降水過程に伴う潜熱加熱に起因すると推察される。低気圧中心付近を占める地表面から圏界面に達する直立した高渦位偏差域の構造は PV tower と呼ばれるもので, 対流圏全層に及ぶ強い低気圧性循環を誘起する (Campa and Wernli, 2012)。また低気圧中心部は 800hPa より下層で暖気核となっている。

d. 地上 (第 15 図 d)

12月3日 00UTC に日本海に見られた 2 つの低気圧は, 3日 12UTC 前後に北海道の西で 1 つ

にまとめ、ゆっくり北東進してこの時間は千島近海北緯 46 度東経 145 度に達した。中心気圧は 972hPa で、前 12 時間で 10hPa 深まったが、この後の中心気圧は横ばいであり、動きも遅くなった。低気圧周辺の等圧線は特に北日本で間隔が混

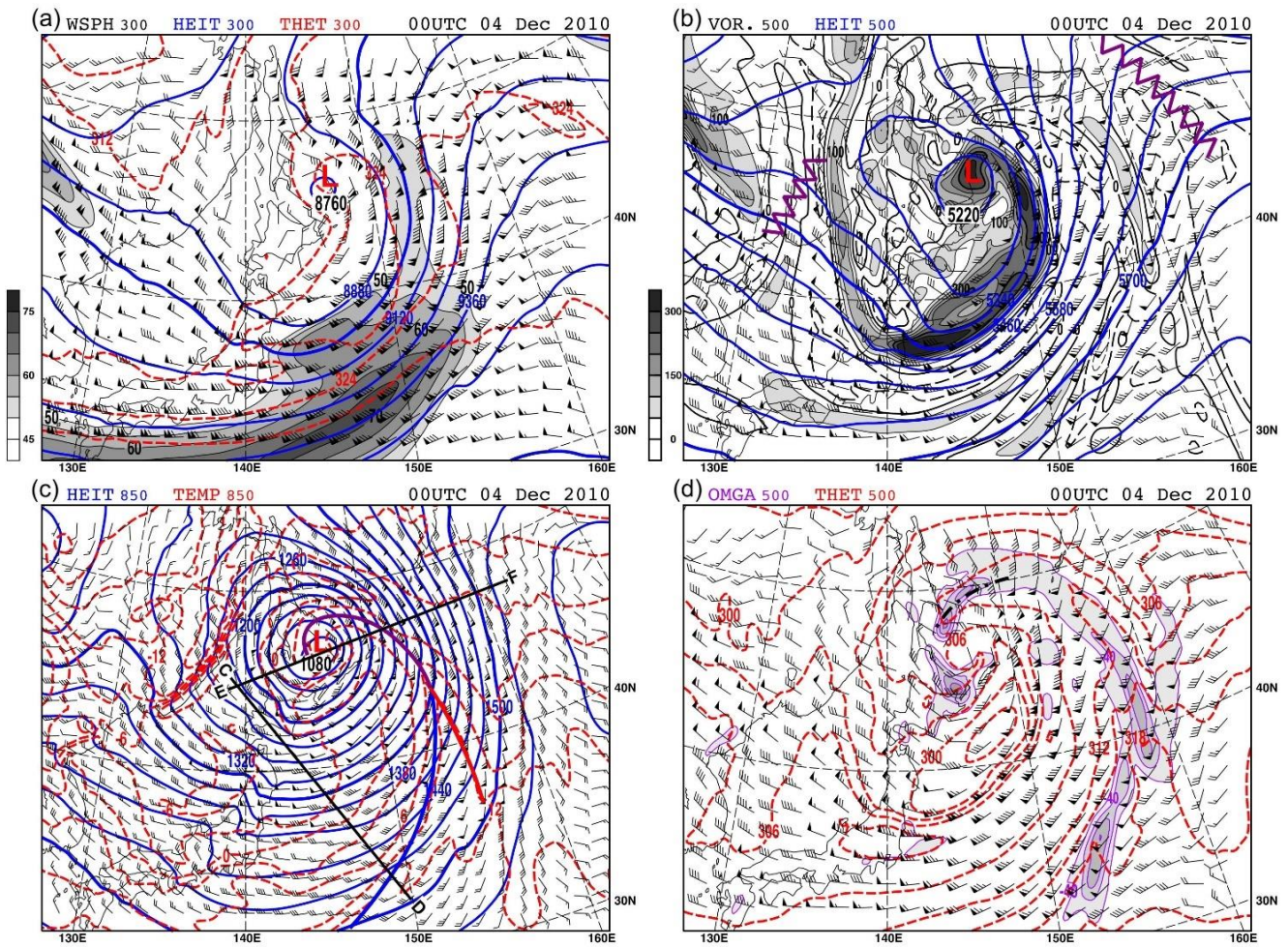
んでいて、強風をもたらす要因となった。低気圧中心のやや北側から閉塞前線が南東方向へ延びている。前線全体が低気圧中心から離れつつあり、12 時間後には消失している。



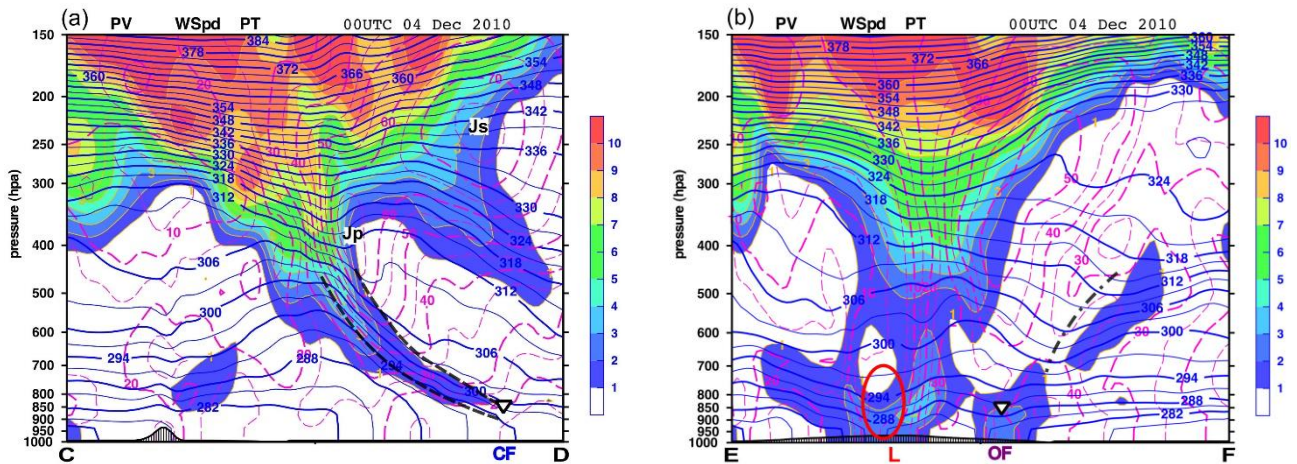
第 15 図 気象庁アジア域高層，地上天気図

ステージ 3 (成熟期), 2010 年 12 月 4 日 00UTC の解析天気図 説明は第 8 図を参照

(c)の青実線, 赤実線, 紫実線はそれぞれ寒冷前線, 温暖前線, 閉塞前線を示す, (b)の赤一点鎖線はサーマルリッジを示す。



第 16 図 GANAL (a) (b) (c) 第 9 図 (a) (b) (c)と同じ，ただしステージ 3，2010 年 12 月 4 日 00UTC (c)の青実線，赤実線，紫実線はそれぞれ第 15 図(c)に解析された寒冷前線，温暖前線，閉塞前線を示す． (d) 500hPa 面 温位 (赤破線，コンター間隔は 3K)，上昇流 (上向き 40hPa/h 以上，紫実線，コンター間隔は 40hPa/h)，水平風 (長矢羽は 10 ノット)．一点鎖線はサーマルリッジの東風成分の部分を示す．



第 17 図(a) (b) GANAL 鉛直断面図 表示要素は第 12 図と同じ、ただし 2010 年 12 月 4 日 00UTC
 (a) 第 16 図(c)の直線 C-D に沿った断面図。Jp, Js は寒帯前線ジェットストリーク、亜熱帯ジェットストリークの強風軸を示す。中下層の温度傾度集中帯を 2 本の破線で示す。▽と「CF」は第 16 図(c) (850hPa) の寒冷前線の位置を示す。
 (b) 第 16 図(c)の直線 E-F に沿った断面図。赤実線の囲みは下層暖気核を、一点鎖線は中層サーマルリッジに対応する等温位線のくぼみを示す。▽と「OF」は第 16 図(c) (850hPa) の閉塞前線の位置を示す。

3.3 各発達ステージの衛星雲画像

ステージ 1 からステージ 3 までの各解析対象時刻の赤外画像を第 18 図 a~c に、水蒸気画像を第 19 図 a~c に示す。

3.3.1 ステージ 1 (発生期) : 12 月 2 日 00UTC

亜熱帯ジェット沿いに東進している、華中沿岸の短波トラフ前面に、注目している低気圧に対応する中層雲主体の雲域 (CA) が広がっている。1 日に東シナ海から日本の南の北緯 30 度沿いに延びていた下層雲の西端が、トラフの接近によって組織化されたもので、雲域に所々隙間があるものの、発生期の低気圧に一般的な、「木の葉」状の形態(鈴木, 2000)を持っている。雲域のサイズは 1000km 程度で、広がり小さい。

一方、中国東北区には、北東-南西走向に延びた細長い上層雲主体の雲域 (CB) が東進しており、シーラスストリークの特徴を備えている。雲域は、300hPa 面のトラフ軸前面の、南西風の寒帯前線ジェットに沿って延びており、この雲域のすぐ後面

は水蒸気画像の暗域となっている。また上層雲は 500hPa 面 (第 9 図 b) のトラフ前面の正渦度移流域とも重なっている。

3.3.2 ステージ 2 (発達期) : 12 月 3 日 00UTC

発生期に東シナ海から西日本を覆った低気圧の雲域 CA は、本州付近を北東進しながら主に北側に発達した。特に関東から東北地方の太平洋沿岸部では活発な積乱雲が広がっている。雲域の北側への拡大、対流性雲活発化は南から下層暖域内に吹き込む暖湿気流が、850hPa 面の風、相当温位、700hPa 面上昇流 (第 11 図 d) で示された、北上しながら上昇する WCB の様子が反映したものである。雲域の東端は 500hPa 面天気図のリッジ軸とほぼ一致している。水蒸気画像では、低気圧の後面からは上層の分流する流れを示唆する、日本海で北東を指向するものと、本州の南岸で東北東を指向するものとの、2 筋のドライスロットが見られ、それぞれ寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの先端部に対応している。低気圧の雲域 CA の東

西方向の発達抑制されたのは、500hPa 面天気図に見られるように、低気圧前面のリッジと後面のトラフの間が狭まり、南風領域が狭くなったことと、低気圧後面から明瞭な暗域が進入したことの 2 つの要因で説明される。低気圧の北側で雲域が発達したのに対し、南側の寒冷前線付近の雲は不活発である。

発生期に中国東北区に見られた、帯状の上層雲主体の雲域 CB は、反時計回りにゆっくりと南北走向に転向しながら南側に伸長し、対流性の雲も発達しつつある。帯状の雲域はステージ 1 から持続して 500hPa 面の寒気を伴ったシャープなトラフの前面に位置しており、渦度移流による上昇流で説明される。雲域 CB の南側部分は 850hPa 面天気図での、小低気圧および日本海西部の下層傾圧帯と対応している。

3.3.3 ステージ 3 (成熟期) : 12 月 4 日 00UTC

発達期には、東日本から北日本を覆う低気圧本体の雲域 CA の西側に、小低気圧を含む帯状の雲域 CB が 300km 程離れていたが、2 つの雲域は地上天気図に見られた 2 つの低気圧と同様に、接近し併合している。発達期に沿海州から日本海西部に伸びていた帯状の雲域は、南部が千切れて団塊上になり、低気圧中心を反時計回りに回転する様子が見られる。全体として低気圧の雲域は更に拡大し、南北 3000km 以上の広がりまで達した。発達期と異なり、低気圧の厚い雲域の西縁は寒冷前線及び閉塞前線に沿ってシャープな輪郭を示している。カタ型寒冷前線の特徴が見られる。寒冷前線の後面には、水蒸気画像の暗域で示される乾燥域が広がっている。暖域内から北上する WCB の西縁は、中上層の南～南東風によって閉じた低気圧の北側で西側に膨らみ、cloud head を形成している。GANAL の 500hPa 面解析図 (第 16 図 d) に示された、サーマルリッジ周辺の上昇流域が cloud head の発達に関係していると推測される。発達期に日本海に見られたドライスロットは、低

気圧に相対的に北側に進むが、先端部は低気圧周りの循環に取り込まれて、弧状に中心近くに達している。

寒冷前線の後面では寒気移流場の背の低い積雲が下層風に沿ってライン状に生じている。

3.4 各発達ステージの 300hPa 面渦位と下層渦位

第 20 図 a～d に気象庁全球解析値 (GANAL) から計算した 12 月 2 日 00UTC, 3 日 00UTC, 3 日 12UTC, 4 日 00UTC 各解析対象時刻の 300hPa 面渦位、高度、水平風と 800-900hPa 平均の渦位を示す。

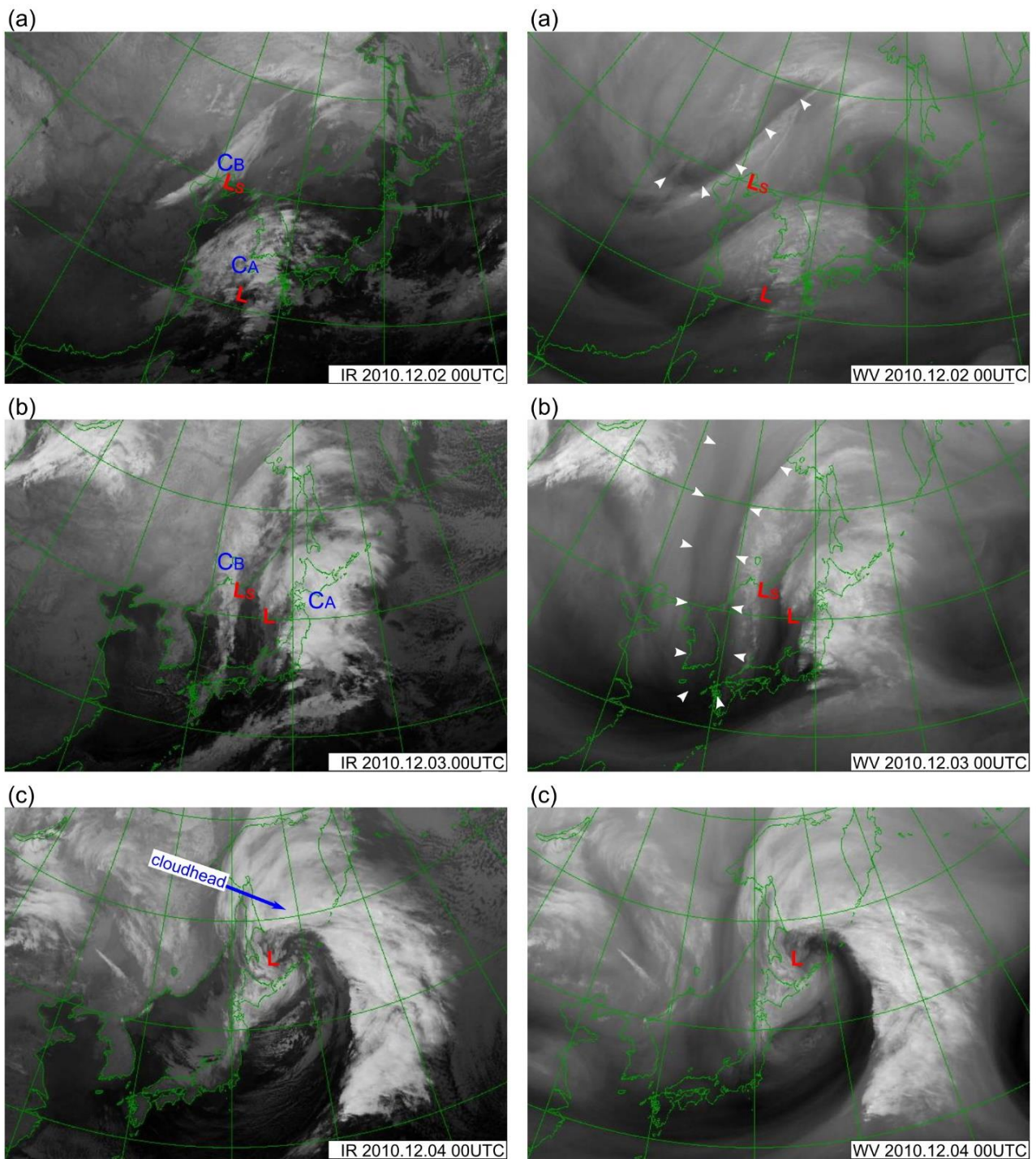
3.4.1 ステージ 1 (発生期) : 12 月 2 日 00UTC

300hPa 面解析 (第 8 図 a) では、中国大陸から日本のはるか東まではほぼ東西走向の亜熱帯ジェットが北緯 30 度付近を流れているが、亜熱帯ジェットの極側に帯状の 2PVU (渦位単位) 以上の高渦位域が伸びている。華中沿岸部にはなだらかな極大域があり、500hPa 面のトラフと対応している。

アムール川上流には、東経 117 度付近を中心軸とする経度幅約 15 度の「U 字型」上層高渦位域が認められ、300hPa 面解析に見られる深いトラフの極側を占めている。この高渦位域は、前日にあったモンゴル北部からトラフの深まりとともに南東進した。一般に 2PVU 以上の空気は成層圏起源と考えられることから、このパターンは南に蛇行する寒帯前線ジェットの極側で圏界面高度が下降している様子を反映している。この高渦位域は全体として東進しながら、東西の幅が狭くなっていく様子が観察される。高渦位域の南端部周辺から前面に 5PVU 以上の領域が見られる。この高渦位域の東側縁辺部が 850hPa 面で解析されたシアラインとよく一致している。

気象衛星の水蒸気画像では、アムール川上流のトラフの高渦位域が暗域として映っており、特に南端部から前面の縁辺部の高渦位域は濃い暗域として認められる。300hPa 面高渦位域前面の中国東北区には、下層高渦位域が見られ、850hPa 面 (第 8

図 c) の低気圧と対応している. ただし, この下層高渦位域は低気圧と同様にステージ 2 以降は消えている.



第 18 図 気象衛星赤外線画像 (左) と第 19 図 水蒸気画像 (右)

「L」と「Ls」は地上低気圧と小低気圧の位置を示す. 水蒸気画像の▼印は暗域の境界 (バウンダリー) を示す. 「CA」, 「CB」については本文参照.

- (a). ステージ 1 (発生期) : 12 月 2 日 00UTC
- (b). ステージ 2 (発達期) : 12 月 3 日 00UTC
- (c). ステージ 3 (成熟期) : 12 月 4 日 00UTC

3.4.2 ステージ 2 (発達期) : 12 月 3 日 00UTC, 12UTC

○ 00UTC

西風の亜熱帯ジェットに沿う上層帯状高渦位域はステージ 1 から継続しているが、日本の東でリッジが発達し渦位が低下した結果、高渦位域の東端はステージ 1 より後退して関東付近にある。2PVU 以上の領域は、華中から本州南岸沿いの亜熱帯ジェットに沿った水蒸気画像の暗域とよく対応している。

ステージ 1 で、アムール川上流にトラフ軸のあった高渦位域は、東進して中国東北区から朝鮮半島の東経 128 度付近へ進んだ。東西の幅は約半分には狭まるとともに、南端部は北緯 35 度まで南下して、南の帯状高渦位域と接合している。こうした変化は、300hPa 面の寒帯前線ジェットストリークの南下とともに生じた。トラフ軸前面の南寄りの風と、後面の北寄りの風による変形を伴うシアアが、高渦位域の伸長をもたらしたと考えられる。南側へ伸長した高渦位域は、同様に伸長した水蒸気画像に見られる暗域と概ね重なる。高渦位域はステージ 1 より更に濃い暗域に変わっており、沈降性運動を示唆する (Santurette and Georgiev, 2005)。また、南へ伸長した高渦位域は 500hPa 面トラフの低温域ともよく対応している。東西鉛直断面図 (第 12 図) に観察されるように、500hPa 付近まで下降した高渦位域の内部で静的安定度が高く、その下方の中下層で安定度が低下したことの反映である。高渦位域は中心軸付近の値が大きく、その東側では南西の流れが等渦位線を斜めに横切っていて、渦位移流が生じている。南北に延びた高渦位軸のやや東に 850hPa 面のシアラインと小低気圧が位置していて、それに沿った帯状の対流雲の発達が顕著である。800–900hPa 平均の下層渦位は日本海の小低気圧付近と本州の狭い範囲で 1PVU 以上となっている。

○ 12UTC

300hPa 面トラフの南端は大きな曲率を失って

8760m 等高度線の閉じた低気圧へ変化した。南北方向に伸長した上層高渦位域は、北側部分が更に幅を縮小した。寒帯前線ジェットの極側を南下した高渦位域は、先端部が閉じた低気圧の南側で団塊状にまとまり、中心部の極大値は 8PVU 以上に上昇した。一方トラフ下流側のリッジを占める低渦位域は、下層低気圧の北側まで大きく広がった。日本海中部の高渦位域の北東側では上層渦位傾度が大きくなり、南西風による渦位移流が 12 月 3 日 00UTC より更に強まった。

下層では 300hPa 面高渦位域直下と下層低気圧中心に近い北海道周辺に、12 時間前には見られなかった 2PVU 以上の高渦位域が拡大している。北海道周辺の下層正渦位偏差は 850hPa 面の高相当温位北端部の 700hPa 面上昇流域 (第 14 図 b) と重なっていることから、降水域での潜熱放出で生成された成分の寄与が大きいと推測される。北海道付近の下層高渦位域の上空で 300hPa 面渦位水平傾度が増大しており、また下層低気圧周辺の下層高渦位域は日本海中部の上層渦位極大前方の渦位移流域に位置しており、サイクロジェネシスを促す、上層と下層じょう乱の間の相互作用の働く環境 (Martin, 2006, 北畠, 2019) が満たされている。

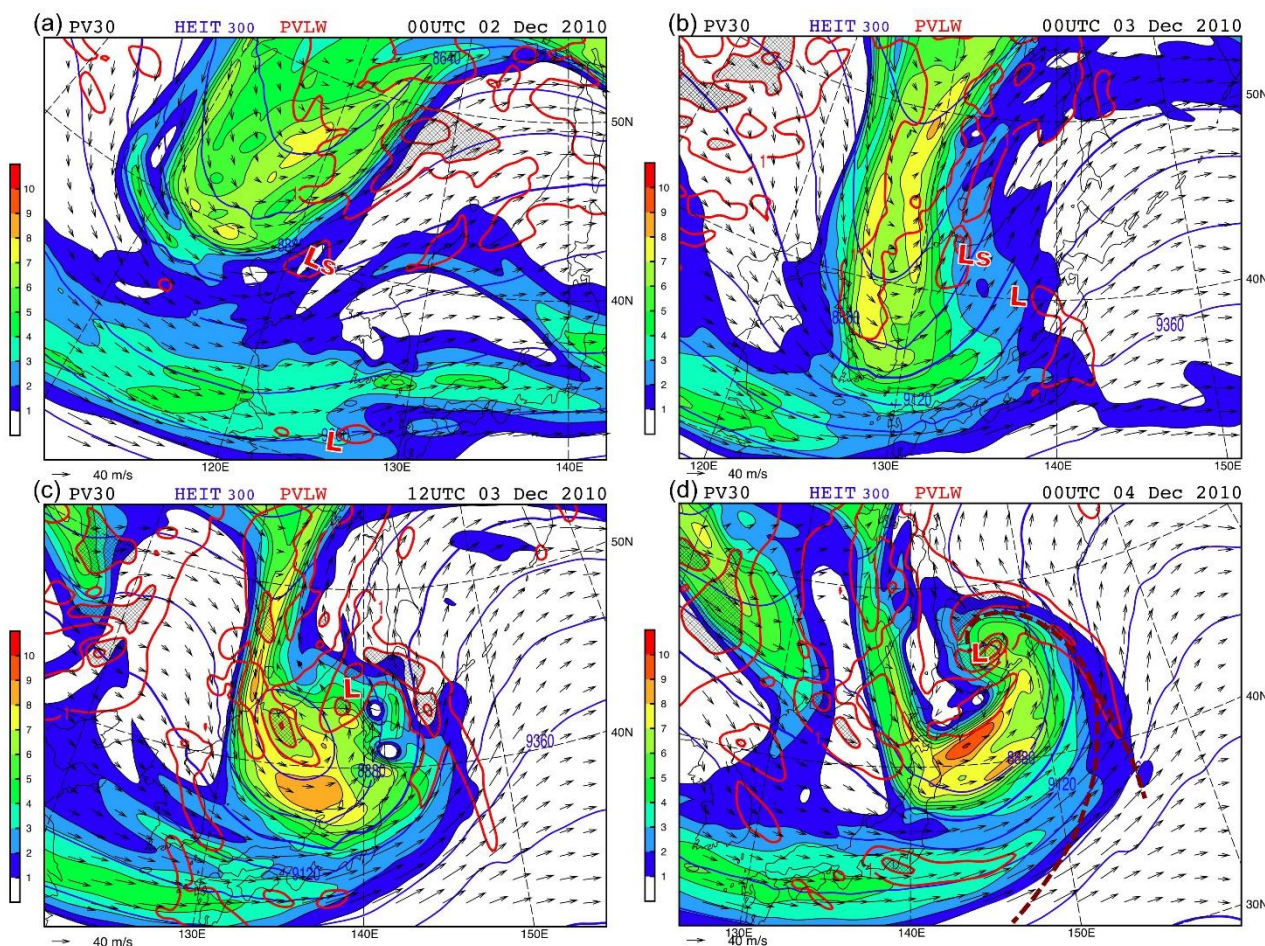
3.4.3 ステージ 3 (成熟期) : 12 月 4 日 00UTC

ステージ 2 後半に日本海で団塊状に変形した上層高渦位域は、300hPa 面低気圧南側の南西風の流れによって、北東側へ移動した。一方、高渦位域の東側に位置するリッジ周辺は低渦位域が占めており、この低渦位の空気がオホーツク海の東風成分により西側に広がった。上層リッジは低気圧東側の強い降水域での潜熱加熱の上方で生成された負渦位偏差で強化された可能性がある。また団塊状に変わった上層高渦位域の先端は、回転性の流れによって寒帯前線ジェットストリークの北上とともに、北西側に折れ曲がるようにして鉤 (フック) 状に変化した。地上低気圧はこのフックの先端部

に位置している。水蒸気画像との対比では、鉤状高渦位域は弧状のドライスロットと重なっている。こうした鉤状の高渦位域は東アジア～北西太平洋で急速に発達した、他の低気圧事例でも報告されている (Pang and Fu, 2017)。

地上低気圧周辺では、2PVU 以上の下層高渦位域

は低気圧中心部と下層閉塞前線の極側に沿って集中化した。ステージ 2 と異なり、上層高渦位域と低気圧中心の下層高渦位域は重なっており、上層じょう乱と下層じょう乱の相互作用に好適な位置関係から外れて、サイクロジェネシス効果 (Martin, 2006) は抑制されたと推察される。



第 20 図 GANAL から計算した、300hPa 面の渦位 (1PVU 以上、塗り分け)、高度 (青実線、コンター間隔は 120m)、水平風ベクトルと下層 (800-900hPa) 平均渦位 (1PVU 以上、赤実線、コンター間隔は 1PVU, 2PVU 以上にハッチ)。(a) 2010 年 12 月 2 日 00UTC, (b) 3 日 00UTC, (c) 3 日 12UTC, (d) 4 日 00UTC。(d)には主観解析された 850hPa 面の前線系を太破線で示す。「L」と「Ls」は地上低気圧と小低気圧の位置を示す。

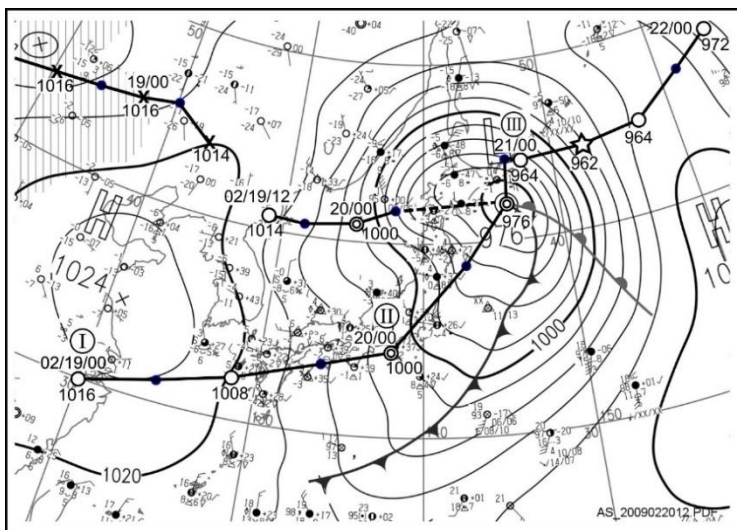
4. 二つ玉低気圧（2009年2月19日～22日）

4.1 地上低気圧の推移

地上天気図から読み取った地上低気圧中心の経路と中心気圧を第21図に示す。低気圧は2月19日00UTCに華中沿岸部で前線を伴い、海面中心気圧1016hPaで発生した。この時刻をステージ1（発生期）として記述する。発生期から成熟期に至る、低気圧中心気圧の時系列を第22図に示す。低気圧は東シナ海を東北東へ進み九州を通過して、20日00UTCには東海地方沿岸に達し、中心気圧は1000hPaまで低下した。その後東北東へ進み三陸沖で次第に北向きに転向して、20日12UTCには北海道の南東海上で中心気圧976hPaまで発達した。前後6時間の12時間気圧降下が14hPaとなり、「急速に発達する低気圧」の基準を上回った20日00UTCの状況をステージ2（発達期）として記述する。20日12UTC以降低気圧の動きは遅くなり、18UTCからは進路を東向きに変えた。21日00UTCには千島近海で中心気圧は964hPa、

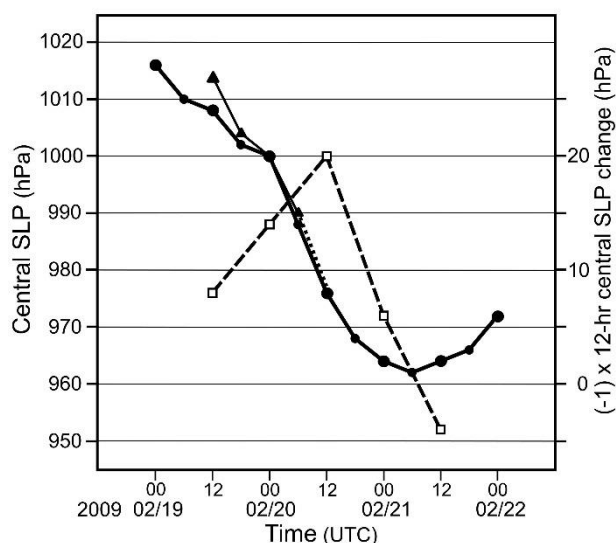
06UTCには最低気圧962hPaに達した後なだらかに上昇し、22日00UTCには972hPaへ浅まった。低気圧は20日00UTCから21日00UTCまで急速な発達を示し、中心気圧は12時間ごとにそれぞれ24hPa、12hPa低下するとともに、20日18UTCからは閉塞した低気圧として解析された。21日00UTCをステージ3（成熟期）として記述する。

18日から19日にかけて、別の小低気圧（19日00UTCで中心気圧1016hPa）がアムール川上流から中国東北区へ東進した。この低気圧は19日12UTC以降中国東北区で消滅したが、その南東側近傍の沿海州で新たな小低気圧が発生した。この低気圧は20日に日本海上で発達し始め、中心気圧は20日00UTCに1000hPa、06UTCには990hPaまで急発達したが、小低気圧は北海道の西海上で太平洋側を北上した前述の低気圧に西から接近すると、東側の低気圧が主低気圧として発達を継続する一方、中心は不明瞭になり20日12UTCの地上天気図には解析されていない。



第21図 低気圧経路図 2009年2月19日～2月22日

低気圧の発生から成熟期までの経路を、6時間ごとの位置（○：00，12UTC，●：06，18UTC）で示す。中国大陸で18日に先行して発生し、19日に消滅した小低気圧の12時間ごとの位置（00，12UTC）を×で示す。中心気圧と位置は、地上天気図から転記した、◎印は12時間の中心気圧低下量が10hPa以上となった時刻を、☆印は最低気圧の時刻を示す、破線は2つの低気圧の併合過程を示す、天気図は2月20日12UTC。



第 22 図 地上低気圧の中心気圧（実線，左目盛）と前後 6 時間の 12 時間気圧降下量（破線，右目盛）の時系列 黒丸は主低気圧，黒三角は小低気圧を示す。

4.2 各発達ステージの天気図解析

4.2.1 ステージ 1：発生期

○2月19日00UTC

a. 300hPa（第 23 図 a，第 24 図 a）

北半球全体では，極渦が大きく変形していて，日本付近を含む中国大陸東部から日本のはるか東にかけて寒気が南下している（図略）．日本のはるか東には大規模なトラフがあり，寒帯前線ジェットが，華北から日本の東にかけて，東南東を指向してほぼ直線状に流れている．寒帯前線ジェットの極側では等風速線が混んでおり，ジェットに沿った大きな低気圧性シアがある．また，風速 65m/s 前後の亜熱帯ジェットが，中国大陸内陸から日本の南を通り太平洋に至る範囲で，北緯 30 度前後をゆるやかに南下しながら流れている．2 本のジェットは，ほぼ平行に南北に緯度約 10 度離れている．

b. 500hPa（第 23 図 b，第 24 図 b）

オホーツク海に中心を持つスケールの大きな切離低気圧が，21 日にかけてゆっくり西進した．日本の東の東経 150 度付近には切離低気圧に繋がる大規模トラフがあり，寒気が南下している．また，アムール川上流には，18 日にモンゴルから東南東

進した別のよりスケールの小さい切離低気圧があり，中心付近に -42°C の強い寒気を伴っている．切離低気圧下流の中国東北区，東経 125 度付近にはリッジがあり，東進している．この切離低気圧の西側には東北東—西南西走向のトラフ TA が伸びており，切離低気圧の周りを反時計回りに移動しながら，東南東へ進んでいる．また強い相対渦度の領域が切離低気圧の南側や，その西側のトラフ周辺に見られる．トラフ TA は 300hPa 面寒帯前線ジェットの前側に位置している．このトラフの北西象限では寒気移流が生じており，トラフを深めるとともにトラフの南縁で温度傾度を強めている．寒帯前線ジェットの強い風速を反映して，その下部に当たる 500hPa 面の温度傾度も大きい．19 日 12UTC の天気図（図略）では，中国東北区の切離低気圧の南西象限でトラフ TA が発達した結果，切離低気圧はトラフと一体化した．華中の東経 110 度付近にも 300hPa 面亜熱帯ジェット上に浅いトラフ TB があり，東進している．

c. 850hPa（第 23 図 c 第 24 図 c，d）

2 月 16 日から 17 日にかけて，低気圧が日本の東で先行して発達した．日本周辺の広い範囲で，この低気圧後面の北寄りの風がもたらした寒気が広がっている．華中沿岸部の北緯 33 度東経 118 度には GANAL で 1470m 等高度線の低気圧が解析されている．華中の北緯 30 度以南では，風速 15m/s の南西風が吹き，相当温位 320K の暖かく湿った空気を運んでいる．一方華中内陸では北風が吹き始め，華中沿岸には低気圧性循環が生じている．北緯 30 度付近では南北方向に $\sim 10^{\circ}\text{C}/200\text{km}$ の温度傾度を伴う低気圧の前線系が解析できる．温暖前線では南寄りの風による暖気移流や風の低気圧性変化が明瞭に観察される．発生しつつある前線として解析された，寒冷前線の南側では南西風が卓越しているのに対し，北側では前線帯を強化する北寄りの風が強まりつつある．

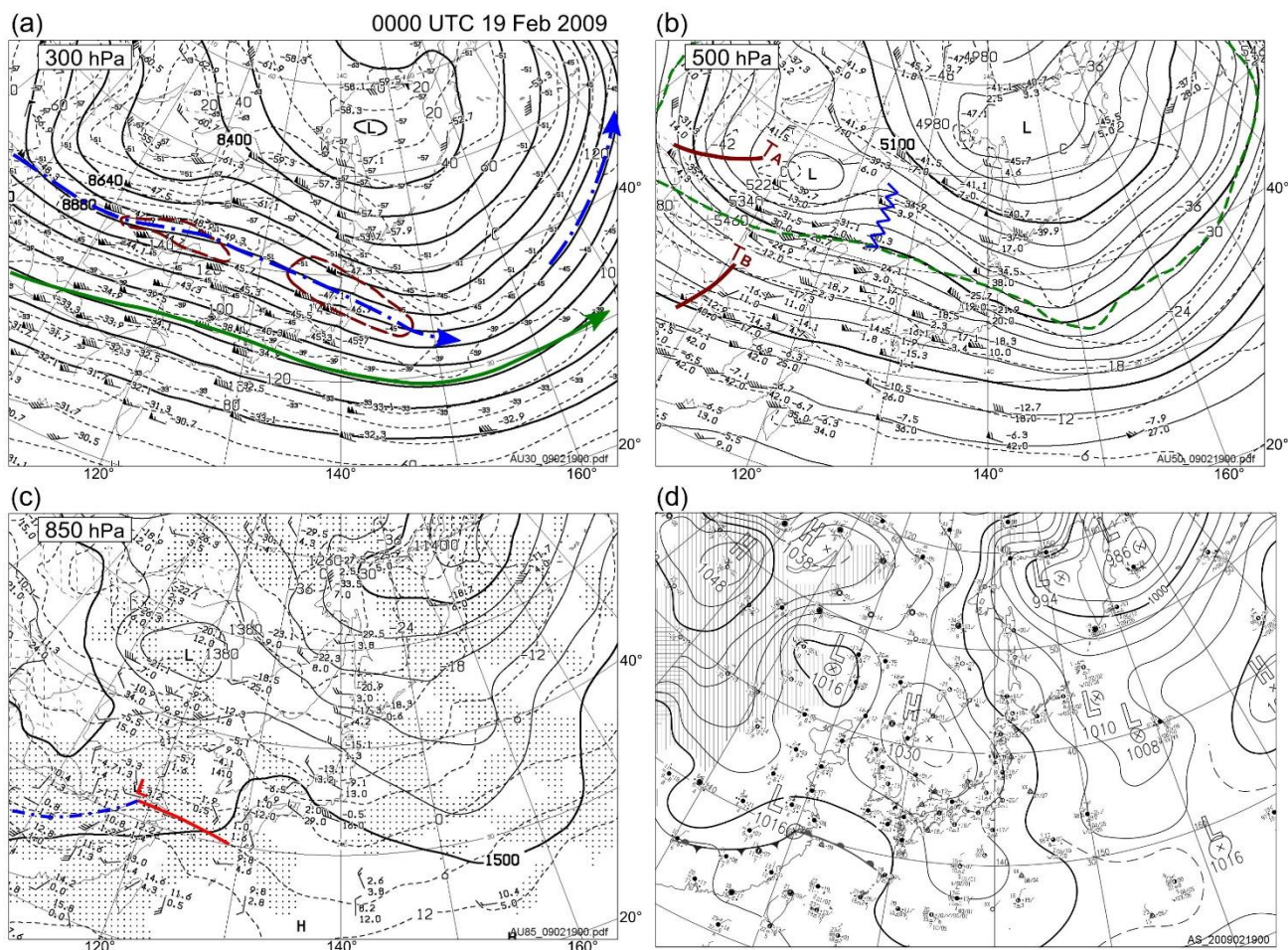
上空との関係では，低気圧は 300hPa 面の亜熱帯ジェット近傍に位置している．500hPa 面では，西側から近づくトラフ TB の前面に当たるがトラフは発達する様子が見られないことから，この段階では，下層中心の擾乱と考えられる，Petterssen and Smebye（1971）の分類ではタイプ A の低気圧発生に該当すると考えられる．

500hPa 面に見られるアムール川上流の切離低気圧のやや東には、前線のない低気圧が現われている。なお 12 時間後には、この低気圧は閉じた等高線が消失して強い渦度を持ったトラフに変わり、500hPa 面のトラフ TA の前面を東南東進した。この低気圧・擾乱は華中の低気圧と異なり、500hPa 面の強い正渦度域と結びついている。

d. 地上 (第 23 図 d)

日本海から日本の南にかけて南北に高気圧が覆っている。華中沿岸部の北緯 30 度東経 120 度に

は発生して間もない中心気圧 1016hPa の低気圧があり、東北東へ進んでいる。この位置は 850hPa 面で解析された低気圧位置の約 300 km 南南東にあたる。低気圧は 850hPa 面と同様の前線を伴っている。500hPa 面の切離低気圧近傍の北緯 45 度東経 117 度には、中心気圧 1016hPa の小低気圧があり、東へ進んでいる。12 時間後この低気圧の南東に別の小低気圧が発生し、発達のはずは移った。元の低気圧は 500hPa 面の切離低気圧のトラフへの形態変化と並行して、19 日 18UTC 以降消滅した。



第 23 図 気象庁アジア域高層，地上天気図

ステージ 1 (発生期), 2009 年 2 月 19 日 00UTC の解析天気図

(a). 300hPa 面解析図

原図の実線は等高線，破線は等風速線を示す。茶破線は、140 ノット等風速線を示す。青一点鎖線と緑実線は、それぞれ寒帯前線ジェット，亜熱帯ジェットの、風速 100 ノット以上の部分を示す。

(b). 500hPa 面解析図

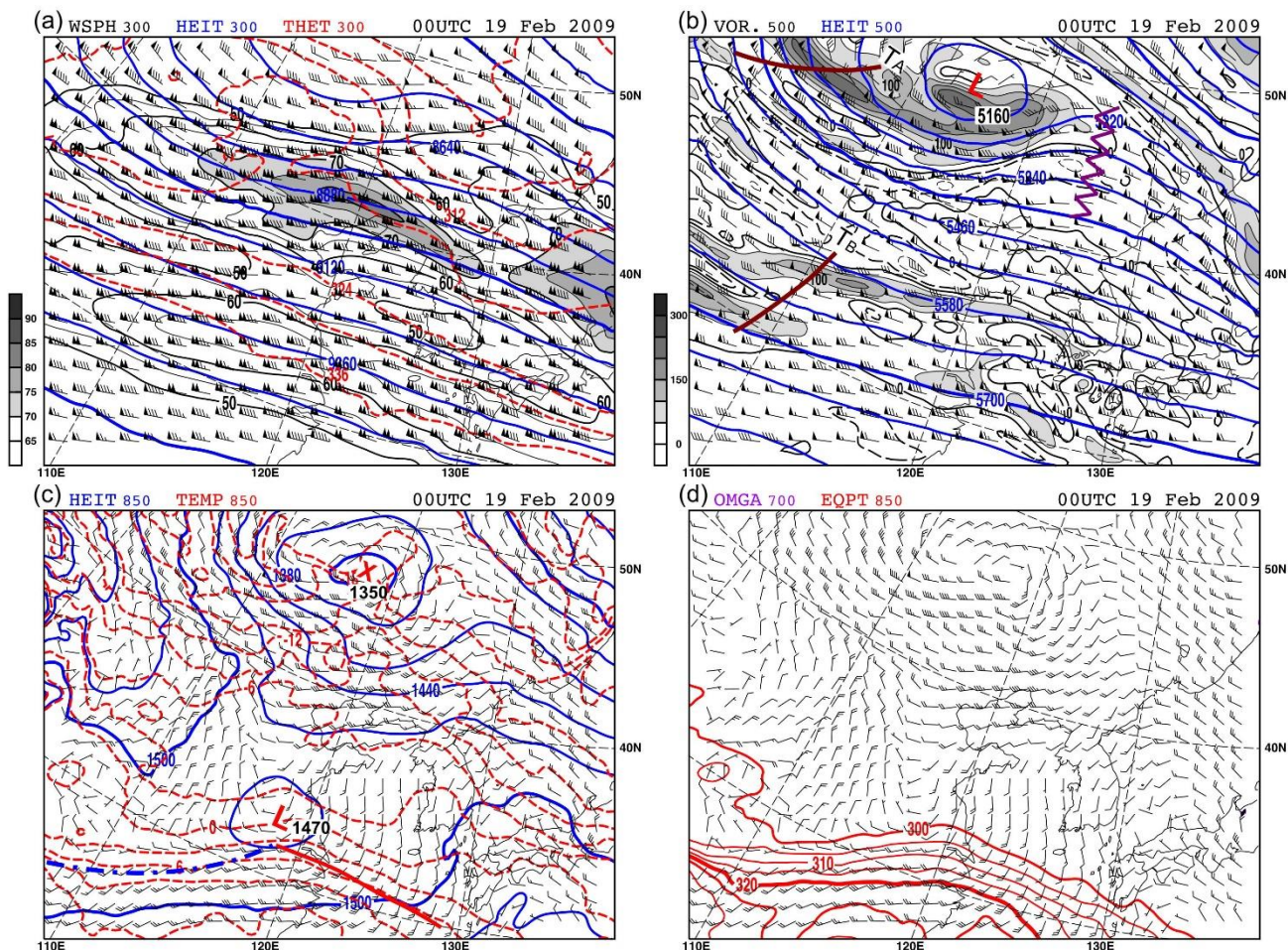
原図の実線は等高線，破線は気温を示す。緑破線は、 -30°C 等温線を示す。茶実線と青波線は、それぞれ注目している擾乱に関する、トラフとリッジを示す。青破線は、温度傾度集中帯の暖気側境界を示す。「TA」、

「TB」については本文参照.

(c). 850hPa 面解析図

原図の実線は等高線, 破線は気温を示す. 青一点鎖線と赤実線は, それぞれ発生しつつある寒冷前線と温暖前線を示す.

(d). 地上天気図



第 24 図 気象庁全球客観解析 (GANAL) ステージ 1, 2009 年 2 月 19 日 00UTC

(a) 300hPa 面 高度 (青実線, コンター間隔は 120m), 温位 (赤破線, コンター間隔は 6K), 風速 (50m/s 以上, 黒実線と 70m/s 以上, 陰影, コンター間隔は 5m/s), 水平風 (長矢羽は 10 ノット)

(b) 500hPa 面 高度 (青実線, コンター間隔は 60m), 相対渦度 (0 と正值: 黒実線, $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 以上, 陰影, 負値: 黒破線, コンター間隔は $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$), 水平風 (長矢羽は 10 ノット). 茶実線と紫波線は, それぞれ注目している擾乱に関する, トラフとリッジを示す. 「TA」, 「TB」については本文参照.

(c) 850hPa 面 高度 (青実線, コンター間隔は 30m), 気温 (赤破線, コンター間隔は 3°C), 水平風 (長矢羽は 10 ノット). 青一点鎖線と赤実線は, 第 23 図(c)に解析された発生しつつある寒冷前線と温暖前線を示す.

(d) 850hPa 面 相当温位 (300K 以上, 赤実線, コンター間隔は 5K), 水平風 (長矢羽は 10 ノット), 700hPa 面 上昇流 (上向き 40hPa/h 以上, 紫破線とハッチ, コンター間隔は 40hPa/h)

4.2.2 ステージ2：発達期

○2月20日00UTC

a. 300hPa (第25図a, 第27図a)

1日前のステージ1から上層の流れは大きく変化した, 発生期に華北から日本の東にかけて, 東南東方向へ流れていた寒帯前線ジェットは, 西側は南下し, 全体は華北から北日本に向けて, 東北東を指向するように変化し, 風速も80m/sへ加速した. 寒帯前線ジェット軸の南下と風速増大は, 中国東北区でのトラフの深まりによってその南側で等高線間隔が狭まったことと対応する. GANALの324K等温位線で示されるように, トラフの周辺では高温位域が北側へ広がっている. 寒帯前線ジェット北側の高度低下は, こうした成層圏の暖気によって説明される. 一方, 北日本の東経147度付近で300hPa面, 500hPa面のリッジが発達しており, 寒帯前線ジェットはリッジ上流で断裂し, 東側部分は北にシフトしている. ステージ1に東南東を指向して流れていた亜熱帯ジェットは, 南側の東シナ海から日本の南にかけては, ジェット軸に合流する西南西風向の風が吹き, 日本付近で西風向に変化してやや北上した. 寒帯前線ジェットストリークは華北から日本海にかけて南下し, 亜熱帯ジェットがやや北上した結果, 東経120度と140度の間で両者は約400kmまで接近して75m/s以上の強風域が生じている. また, その下流の東経140度付近は, 全体として分流場となり, ジェットは減速している. 寒帯前線ジェットストリークはこの後もゆっくり南下を続けた結果, 12時間後には日本付近で亜熱帯ジェットの流れに近づき, 全体の風速がさらに増大している.

b. 500hPa (第25図b, 第27図b)

2月19日にアムール川上流にあった切離低気圧は, 付随するトラフTAと一体となって, 寒帯前線ジェットの北側に沿って東南東へ進んだ. この時間には, トラフ軸がより南北に立って強い相対渦度を伴うシャープで深いトラフが中国東北区から黄海へ南南西走向に伸長している. またトラフTAの後面の寒気移流は顕著で, -30°C の等温線は南下している. 寒気移流は下層でも同様に生じており, トラフの発達を促した. 一方, トラフTAの前面では南西風が強く, 中下層で暖気移流が生じたことで, 下流の北海道付近でリッジが強まってい

る. トラフとリッジの発達に伴い, トラフ前面の沿海州から日本海西部では渦度移流が強化されている. 黄海から日本付近にかけては広い範囲で南北の温度傾度が増大しており, 300hPa面での2本のジェット気流の接近による風速強化を反映している. 特に, トラフTAの南端に当たる朝鮮半島付近では風の合流効果で西南西-東北東走向の温度傾度集中帯(フロント)が生じており, 300hPa面の寒帯前線ジェット軸に沿っている. ステージ1に華中に見られた浅いトラフTBは, 深まることなく九州付近まで進んだ. 20日12UTCにかけて, 日本海を東進する北側のトラフTAは本州のトラフTBを吸収して更に深まった,

日本海の低気圧を東西に横切る, 東経130度を中心とする温位, 渦位, 風速の鉛直断面図ABを第29図に示す. 図の中央部では, 高渦位域が成層圏から対流圏中層までの厚い層を占めている. 2PVU等渦位線は, 断面図の東側では300hPaより上方に見られるが, 西側に向かって斜めに下降し, 低気圧のすぐ西側では550hPa付近まで下降している. 対流圏中層まで下降した高渦位域はトラフTAを内包しており, その下方に低気圧性循環を誘起する(Hoskins *et al.*, 1985). 下層低気圧の発生にはそうしたサイクロジェネシス効果が働いたと考えられる. 低気圧近傍の中下層の等温位線は, 低気圧の西側で高渦位域の下部へと急傾斜で上昇している. こうした状況では, 東進する高渦位域前面で中下層の上昇流が生じ, 下流層の下層低気圧の発達を促すと推測される.

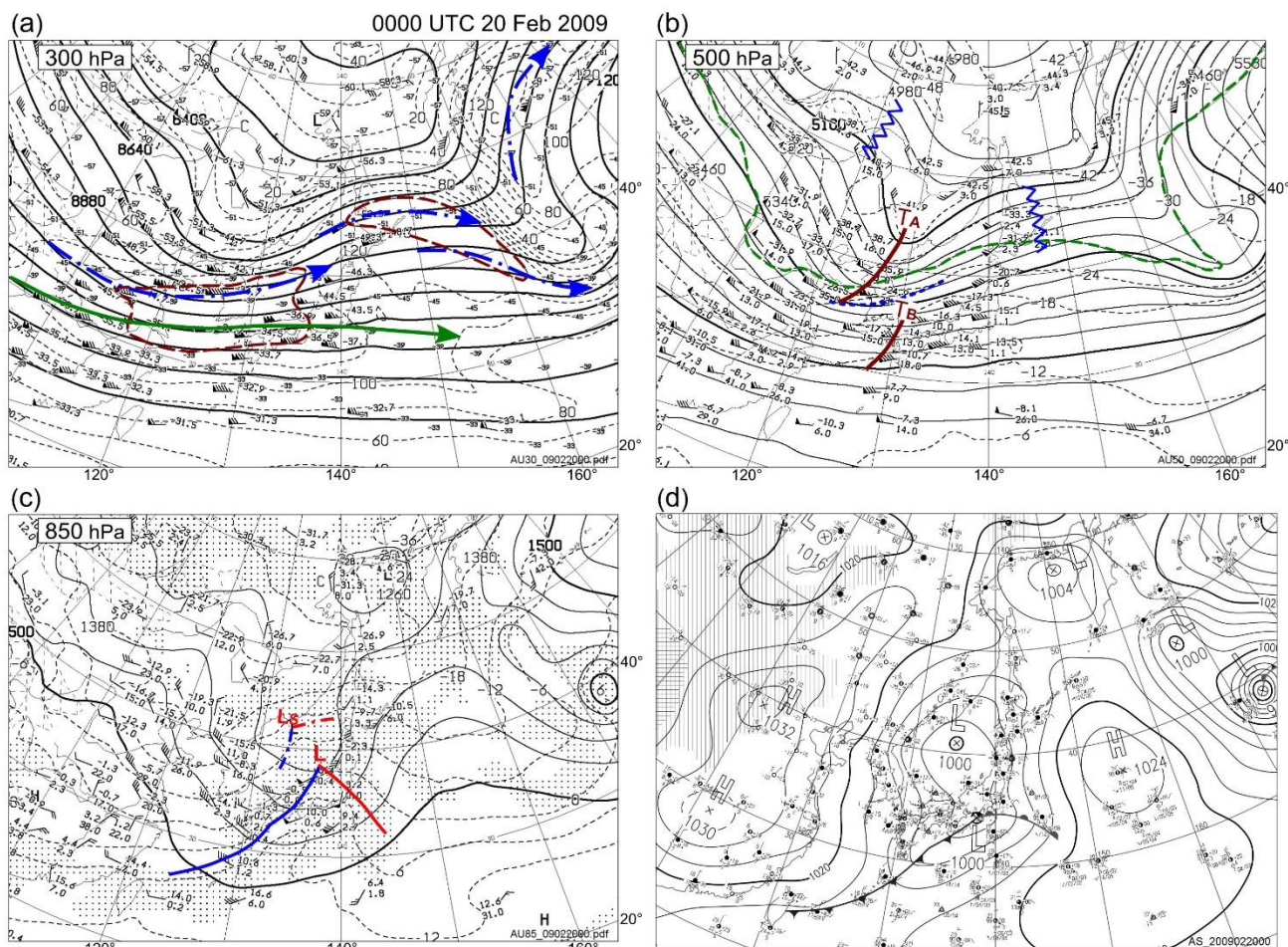
c. 850hPa (第25図c, 第27図c, d)

1日前にアムール川上流にあった低気圧が12時間後に消失した後, 500hPa面の中国東北区のトラフTA前面に当たる沿海州に, GANALで閉じた1290m等高度線の低気圧(図(c)のLs)が発生した. 低気圧中心から南へのびる発生しつつある寒冷前線が, 低気圧中心から東側には発生しつつある温暖前線が解析される. 2つの短い前線は, それぞれなだらかな温度傾度と低気圧性シアを伴っている.

発生期に華中にあった低気圧の位相は東北東進し, 閉じた等高度線は見られないが本州中部へ進んだ. こうして2つの擾乱が接近した結果, 下層風の低気圧循環は一体化しつつある. 2つの低気

圧の位置は 500hPa 面のトラフの経度 5~10 度東側にあたり、低気圧の軸は上空に向けて西に傾いている。300hPa 面の解析との関係では、沿海州沖の下層低気圧は寒帯前線ジェットの出口北側に位置する。沿海州の小低気圧の後面の寒気移流は強まり、北西風による寒気移流は本州中部の低気圧の後面にも達して、擾乱から南西方向へ西日本を横断する寒冷前線の温度傾度と風のシアが強まった。また低気圧中心から南東方向へのびる温暖前線は風の風向変化は小さいが、前線の北側になだらかな温度傾度が見られる。暖域内では 30~35m/s の南南西~南西の強風が観測されているが、南風は等高度線を低圧側へ斜めに横切って吹いており、非地衡風成分が大きいことが特徴的である。本州南岸部には相当温位 320K 以上の暖湿流が流れ込み、成層の不安定化をもたらしている。

d. 地上 (第 25 図 d)



第 25 図 気象庁アジア域高層，地上天気図

ステージ 2 (発達期)，2009 年 2 月 20 日 00UTC の解析天気図 説明は第 23 図を参照

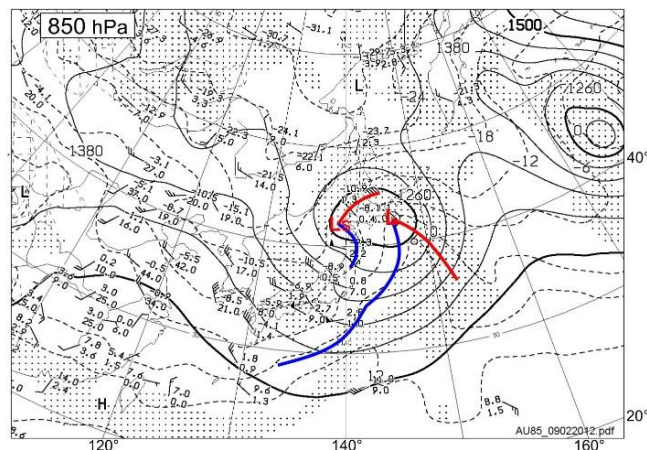
本州南岸の北緯 35 度東経 138 度に中心気圧 1000hPa の低気圧が解析されている。この低気圧は発生期から 24 時間で 16hPa 深まった。中心から延びる広角に開いた前線系は発生期から変化していない。本州の低気圧に対応する 500hPa 面のトラフ TB は比較的浅いことから、この時点までの発達には降水の凝結による加熱効果や海面からの潜熱・顕熱供給といった非断熱過程の寄与が大きい可能性がある。また日本海の北緯 41 度東経 135 度には、1000hPa の小低気圧が解析されている。小低気圧は発生から 12 時間で 14hPa 低下し急速に発達した。なお、850hPa 面と異なり、地上天気図では日本海の小低気圧には前線は解析されていないが、これは低気圧の大きさを考慮したためと推察される。この後、本州南岸の低気圧は北東へ進み、日本海の小低気圧は東へ進み、2 つは次第に接近して、12 時間後には北海道東岸で東側の低気圧を中心として一つにまとまった。

○2月20日 12UTC

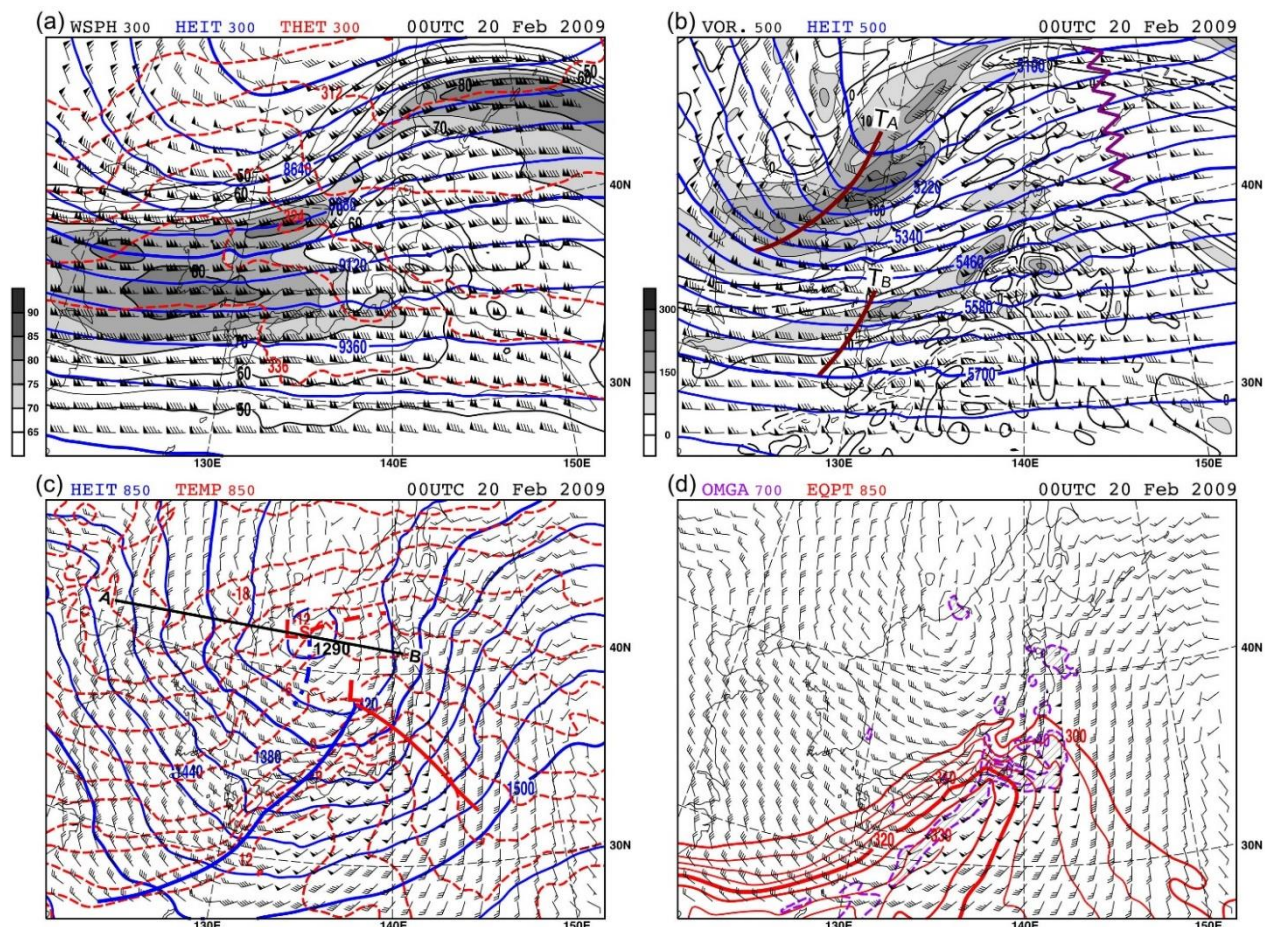
a. 850hPa (第26図, 第28図)

12時間前に本州に位置した低気圧は北東進して北海道南東沖へ進み, 中心は GANAL で閉じた1140m 等高度線が解析され, 周辺の気圧傾度も強まった. また温暖前線と寒冷前線の交角が狭まった. 暖域内の南南西風は更に強まり, 風速 40m/s 以上に達している. 低気圧の温暖前線は前線帯を横切る暖気移流の強まりとともに, 温度傾度と低気圧性の風向変化が強まった. 寒冷前線でも前線帯を横切る寒気移流が強まり, 前線強化が進んだ. 低気圧暖域内を占める高相当温位域が, 低気圧中心を指向して楔状に北進している. 沿海州から日本海を東進した小低気圧は前方の低気圧に近づき, 同じ 1200m の等高度線の中で渡島半島付近に解析される. 小低気圧の前線は12時間前より温度傾度を強めている. 小低気圧の北側では, 温暖前線に相当する温度傾度集中帯が反時計回りに北東-南西走向へ転向している. 温暖前線の後面(南東

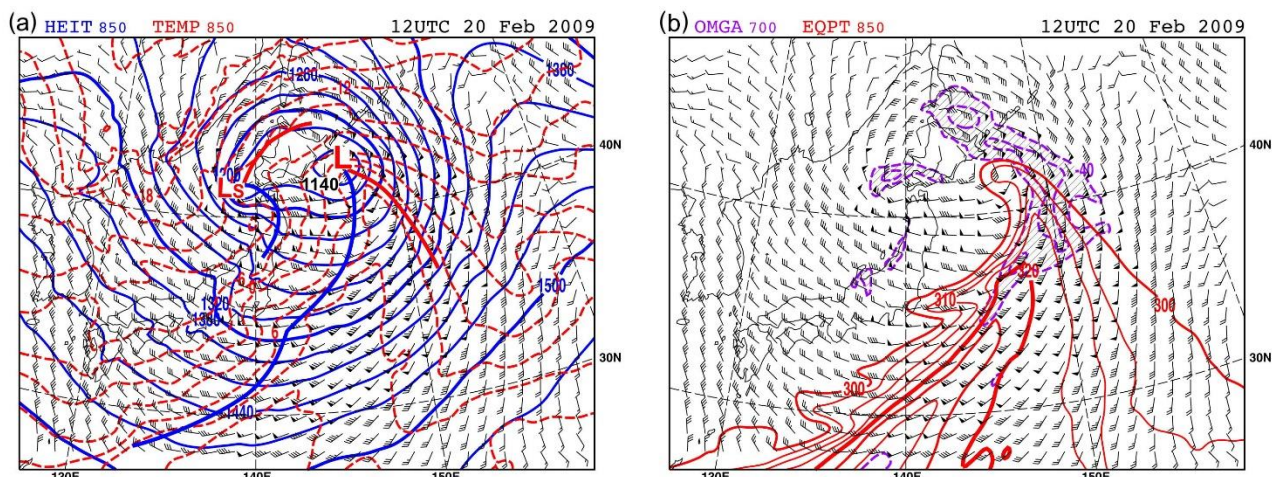
側)の弱い南東風に対し, 前面(北西側)では 20m/s 以上の北北東風が等温線にほぼ平行に吹いている. 2つの低気圧の接近とともに, 付随するそれぞれの温暖前線も次第に接近している.



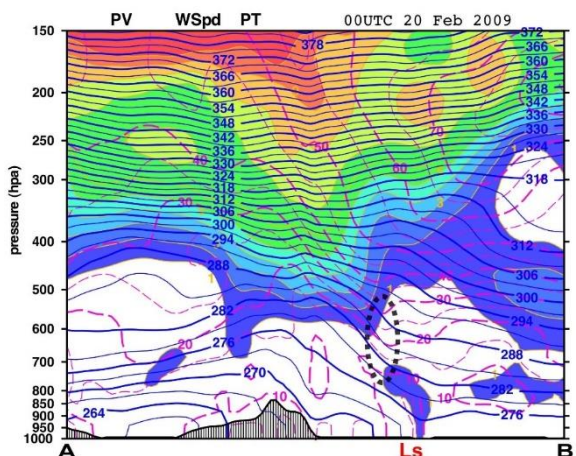
第26図 気象庁アジア域 850hPa 面天気図
 ステージ2後半, 2009年2月20日 12UTC の解析
 天気図 説明は第23図(c)を参照



第27図 GANAL 第24図と同じ, ただしステージ2, 2009年2月20日 00UTC
 (c)の青実線, 赤実線は, 第25図(c)に解析された寒冷前線, 温暖前線を示す.



第 28 図(a) (b) GANAL 第 24 図(c) (d)と同じ，ただしステージ 2 後半，2009 年 2 月 20 日 12UTC
(a)青実線，赤実線は第 26 図に解析された寒冷前線，温暖前線を示す。



第 29 図 第 27 図(c)の直線 A-B に沿った GANAL 鉛直断面図，2009 年 2 月 20 日 00UTC
渦位 (1PVU 以上，塗り分け)，温位 (青実線，コンター間隔は 3K)，水平風速 (赤破線，コンター間隔は 5m/s)．点線の囲みは等温位線の急傾斜部分を示す。

4.2.3 ステージ 3：成熟期

○2月 21 日 00UTC

a. 300hPa (第 30 図 a, 第 31 図 a)

地上低気圧の位置する千島付近ではジェット気流から離れており風速は弱い，低気圧性曲率の大きな流れとなっている．寒帯前線ジェットスト

リークと亜熱帯ジェットストリークを束ねた強風域は，一日前から約 20 度東へ進み，先端は東経 160 度付近に届いている．寒帯前線ジェットストリーク北側の高度場が更に低下した結果，ジェット強風域は全体として 2 月 20 日よりやや南下した．高度場の低下の要因としては，圏界面高度下降の進行が考えられる．一方で，亜熱帯ジェットは下流のリッジが強まったため東北東向きへ転向し，東経 140 度以東では北側へシフトした．こうした変化により，北緯 35 度付近の等高度線間隔が狭まり，小さな低気圧性曲率で強風軸に平行に並んでいる．本州南岸から日本の東にかけては 2 本のジェットは重なった状態で東北東向きへ流れていると考えられる．強風域の中心では発達期より更に強まり最大風速が 90m/s を超えている．一体化したジェット気流強風軸の極側で特に風速の水平シアーが大きい．またジェットストリーク入口極側の水平風は寒気移流場となっている．一方で，先端部(ジェットストリークの出口)の下流では，トラフからリッジに進むにつれて等高度線間隔が広がって，急激に減速する分流パターンを示している．

第 32 図 a に，地上低気圧の東側で上層ジェットストリークを横切る温位，渦位，風速の南北鉛直断面図 CD を示す．300hPa 付近に単一の 90m/s

の風速極大があり、強風軸は下方へ伸長していて、寒帯前線ジェットストリークと亜熱帯ジェットストリークが重なっている状態を示唆している。2PVU の等渦位線は、この強風軸に沿って赤道側の 220hPa 付近から極側の 500hPa 付近までほぼ垂直に下方へ延びていて、力学的圏界面の高度が階段状に変化する様子を示している。

Winters and Martin (2014)は北米大陸での寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの重なりと大雨事例との関係を議論した、日本周辺でのこうしたジェット気流の重なり事例解析には Mohri (1953)があるが、近年の報告は少ない。

b. 500hPa (第 30 図 b, 第 31 図 b, d)

千島近海に 4980m(GANAL では 4920m)の閉じた等高度線をもつ、直径約 1000km の閉じた低気圧が解析され、東側と西側の 2 つのリッジに挟まれている。この閉じた低気圧は、発達期に下層の低気圧を発達させたシャープなトラフの底部が次第に平坦になり、直立構造に変化していく過程で中心部の高度低下によって形成されている。中心周辺の高度場が同心円状に変わったことに対応して、風も回転性に変化し、相対渦度も強化した。

−30°C等温線で示されるように、低気圧の東側で暖気が北上し、西側で寒気が南下している。300hPa 面の寒帯前線ジェットに沿った温度傾度集中帯が閉じた低気圧の南東象限の合流場に認められる。暖気域は低気圧の北東象限へ伸長しており、北縁では等温位線は西側に鋭角に屈曲している。その頂点をつないだサーマルリッジは、低気圧の北東象限から反時計回りに低気圧の北側へ回り込んでいる。さらに、西側へ延びたサーマルリッジは 500hPa 面の帯状上昇流域と重なっている。低気圧東側の南南西風は、北東象限で東へ向かう高気圧性曲率の気流と、西へ向かう低気圧性曲率の気流に分岐している。こうした気流系は Schultz and Vaughan (2011)に描かれた、閉塞期低気圧内の気流系概念モデル(第 2 図)の WCB 北端部の特徴を備えている。また、低気圧北側を西側へ回り込む低気圧性曲率のサーマルリッジは、「TROWAL」(Martin, 1999)の特徴と類似している。500hPa 面のサーマルリッジの東風成分の部分は、850hPa 面の閉塞前線にほぼ平行に、約 200km 北側に位置している。500hPa 面の上昇流

は下層暖域の北部にも生じている。

前述の上層ジェットストリークを横切る鉛直断面図 CD (第 32 図 a)は、低気圧北東象限の下層閉塞前線にほぼ直交している。また、断面図の南側は下層寒冷前線を斜めに横切っている。力学的圏界面はジェット軸の極側で 500hPa 以下まで低くなっており、その南縁を通る等温位線は南側へ急傾斜で下降している。温位 294~303K の層は鉛直安定度が大きく、傾きを保ったまま下方へ延びていて、対流圏中層の水平温度傾度集中帯が地表付近の寒冷前線まで連続していると解釈される。この特徴は前述の 500hPa 面の温度傾度集中帯にも対応している。

c. 850hPa (第 30 図 c, 第 31 図 c)

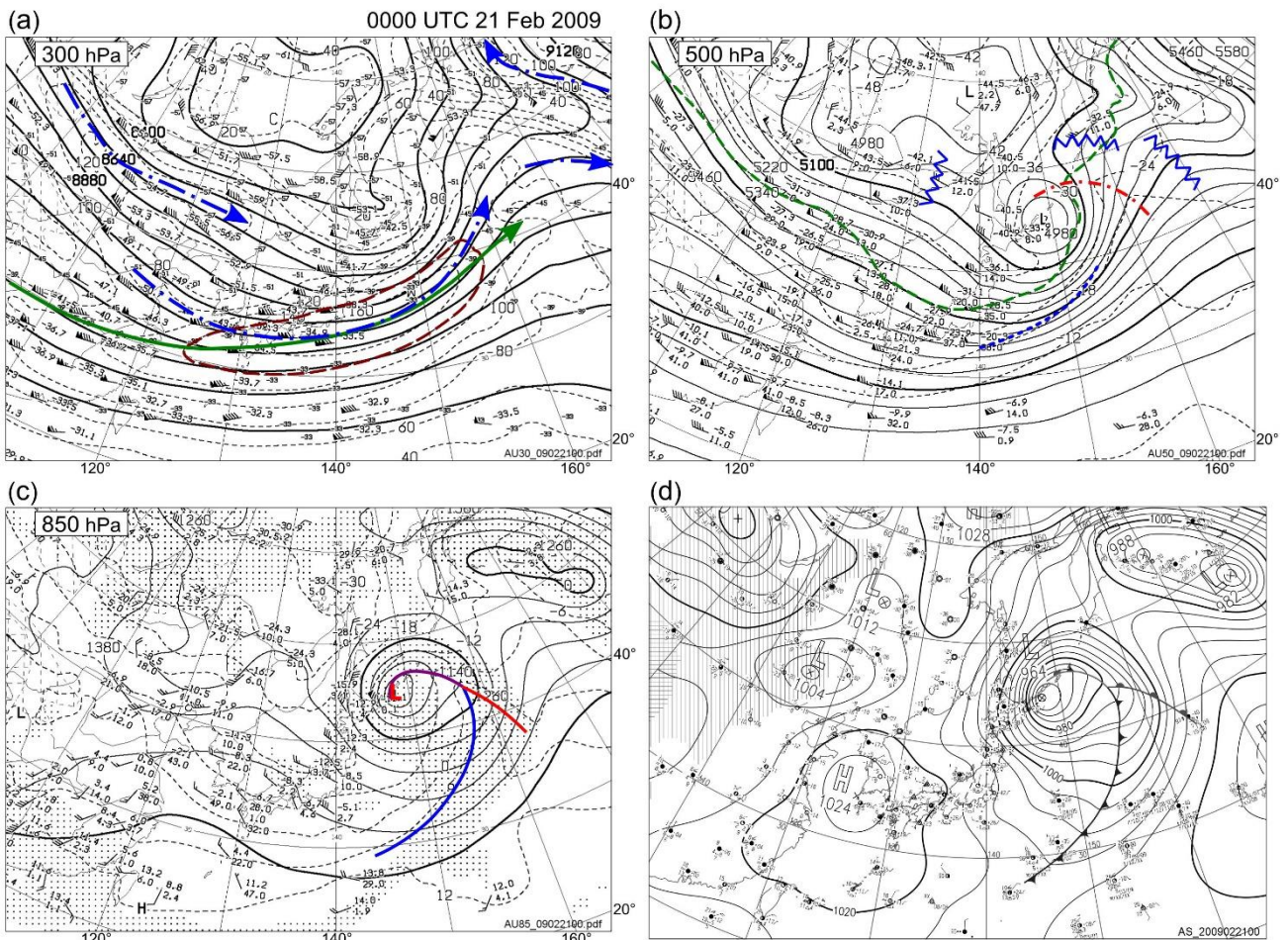
500hPa 面の閉じた低気圧の直下に中心を持つ、等高度線 1020m(GANAL では 960m)の低気圧が解析されていて、成熟期の低気圧に共通する、順圧的な構造に変化したことを示す。発達期の後半の 2 月 20 日 18UTC 前後に 2 つの下層低気圧が北海道付近で接近して、南西—北東に扁平な中心部を持つ低気圧に併合したと考えられる。三陸沖から千島近海へ北上した低気圧が日本海から東進した小低気圧を吸収した結果である。東側の下層低気圧が残った結果は、このじょう乱の周囲で後述の下層渦位偏差(第 35 図 c)がより強まっていたためと推察される。21 日 00UTC に低気圧は閉塞期に入っており、閉塞点は低気圧中心から経度約 10 度東方の、寒帯前線ジェットの出口付近に解析できる。低気圧前面のリッジは低気圧の北東象限に張り出しており、低気圧との間の北東—南西方向の気圧傾度が増大した。閉塞前線は楔状のサーマルリッジと強い低気圧性シアを備えている。また、閉塞前線は閉塞点から北西側へ極側に張り出すように延び、北側から低気圧中心へ達している。なお、閉塞前線の西側部分は、消失した小低気圧に付帯していた、温暖前線の温度傾度集中帯が閉塞低気圧の循環に取り込まれたものと考えられ、2 つの低気圧の前線系が結合した閉塞前線として速成閉塞の一形態に分類できる。低気圧周辺の気圧傾度は中心の北側から西側にかけての閉塞前線の極側で特に強く、それに対応して、北東—北風向の下層風は 35m/s まで強まった。寒気が低気圧北側から中心の西側に南下しており、下層強風は

CCBの性質を備える。

なお、閉塞点周辺の強い南～南東風は、300hPa面のジェット軸とほぼ直交しており、上層ジェット出口の間接循環が南東風成分の強化に寄与した可能性がある。寒冷前線は低気圧シアー、温度傾度共に2月20日より強まった。温暖前線も暖域の南南西風と前線北側の南東風の合流により前線が強化された。

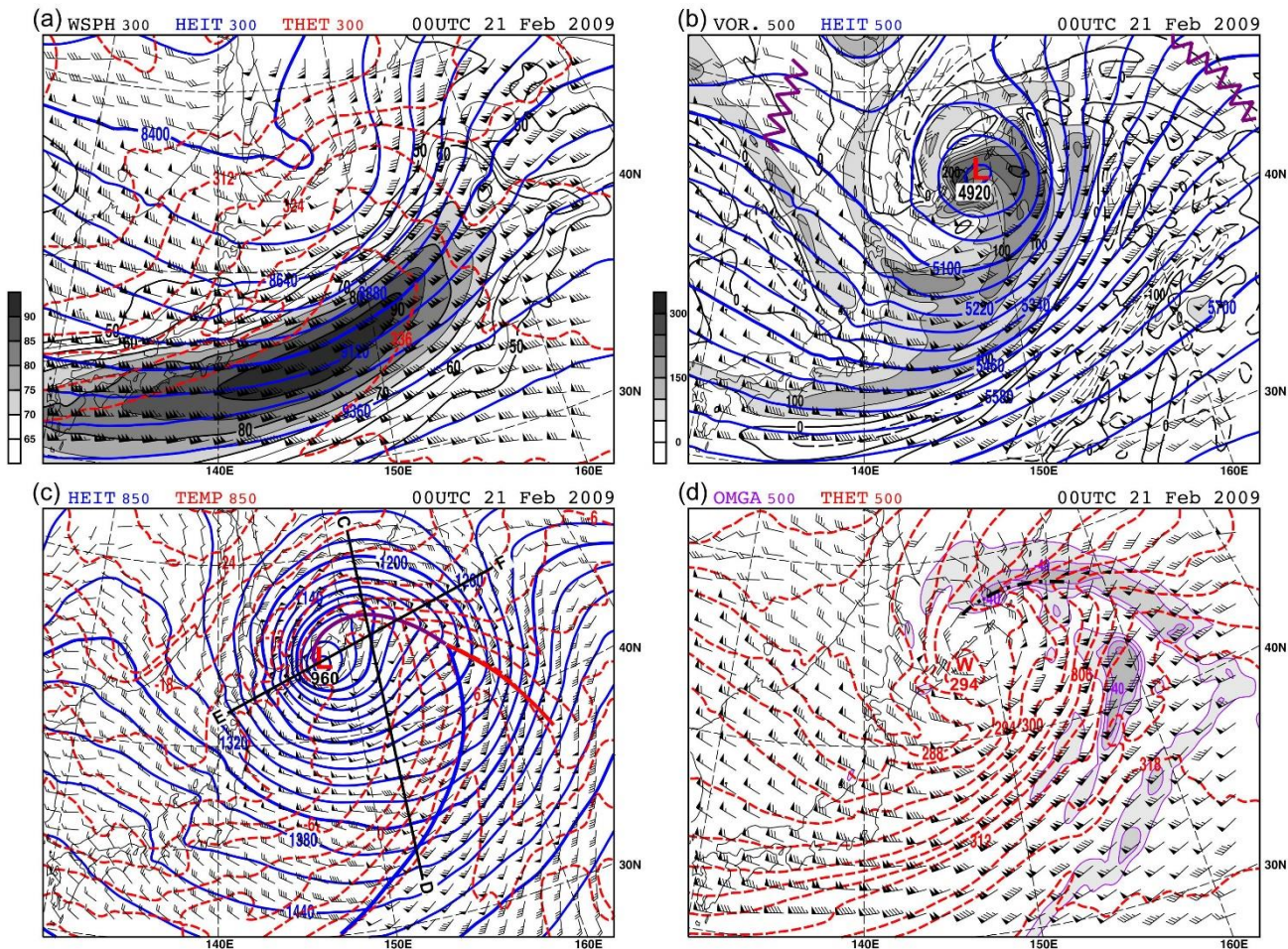
低気圧中心を通る西南西～東北東走向の鉛直断面図EF(第32図b)では、2PVU以上の高渦位が、低気圧中心付近の600～900hPaを占めている。この中下層の高渦位域は、直上に見られる500hPaより上空の成層圏由来の高渦位域とは分離している。それに加えて、低気圧中心部には

500hPaより下方で暖気核の特徴が見られる。温度分布の推移から、この暖気は発達期後期までに低気圧中心部へ運ばれた暖気が、中心の南側にも寒気が流入する過程で、寒気に囲まれて取り残されたものと推察される。また、閉塞前線付近とその東側にも下層700hPa以下に2PVU以上の領域が見られ、降水過程の非断熱加熱が成因と推測される。この断面では、閉塞前線の下層800hPa以下のサーマルリッジの傾きは小さい。一方下層閉塞前線の東側にやや離れて、等温位線が下方にくぼんだ部分が700hPa～450hPaで高さとともに東側へ傾斜している様子が見られ、500hPa面天気図(第30図b)のサーマルリッジに対応している。



第30図 気象庁アジア域高層，地上天気図

ステージ3(成熟期)，2009年2月21日00UTCの解析天気図 説明は第23図を参照 (b)の赤一点鎖線はサーマルリッジを示す。



第 31 図 GANAL (a) (b) (c) 第 24 図 (a) (b) (c)と同じ，ただしステージ 3，2009 年 2 月 21 日 00UTC (c)の青実線，赤実線，紫実線はそれぞれ第 30 図(c)に解析された寒冷前線，温暖前線，閉塞前線を示す。(d) 500hPa 面 温位 (赤破線，コンター間隔は 3K)，上昇流 (上向き 40hPa/h 以上，紫実線，コンター間隔は 40hPa/h)，水平風 (長矢羽は 10 ノット)．一点鎖線はサーマルリッジの東風成分の部分を示す。

低気圧中心の東側を通る南北鉛直断面図 CD (第 32 図 a) では，閉塞前線に対応する下層のサーマルリッジが等温位線の V 字状の窪みとして現れている．サーマルリッジは 800hPa より下方では傾きは小さいが，より上方では高さとともに北側(寒気側)へ傾斜している．サーマルリッジの上方部分は 500hPa 面解析図 (第 31 図 d) の TROWAL 相当の特徴に対応している．また閉塞前線の北側に接して，下層の高渦位域と 850hPa 付近を中心とする CCB の下層ジェットが見られる．

d. 地上 (第 30 図 d)

発達期に本州南岸にあった低気圧が三陸沖を経て，千島近海の北緯 45 度東経 148 度へ進んだ．

低気圧の中心気圧は 24 時間で 36hPa 低下して急速に発達し 964hPa まで深まった．850hPa 面と同様に，発達期に日本海を東進した小低気圧は，太平洋側を北上した低気圧に吸収されるように一体化した．発達期の 20 日 00UTC には本州南岸の低気圧は 300hPa 面の亜熱帯ジェット軸付近に位置していたが，北上する過程で寒帯前線ジェットを極側に横切っている．低気圧は閉塞過程に移行し，閉塞前線の北端が低気圧中心から北側に離れている．閉塞点も低気圧中心から東側へ離れつつある．

4.3 各発達ステージの衛星画像

ステージ 1 からステージ 3 までの各解析対象時

刻の赤外面像を第 33 図 a~c に、水蒸気画像を第 34 図 a~c に示す。

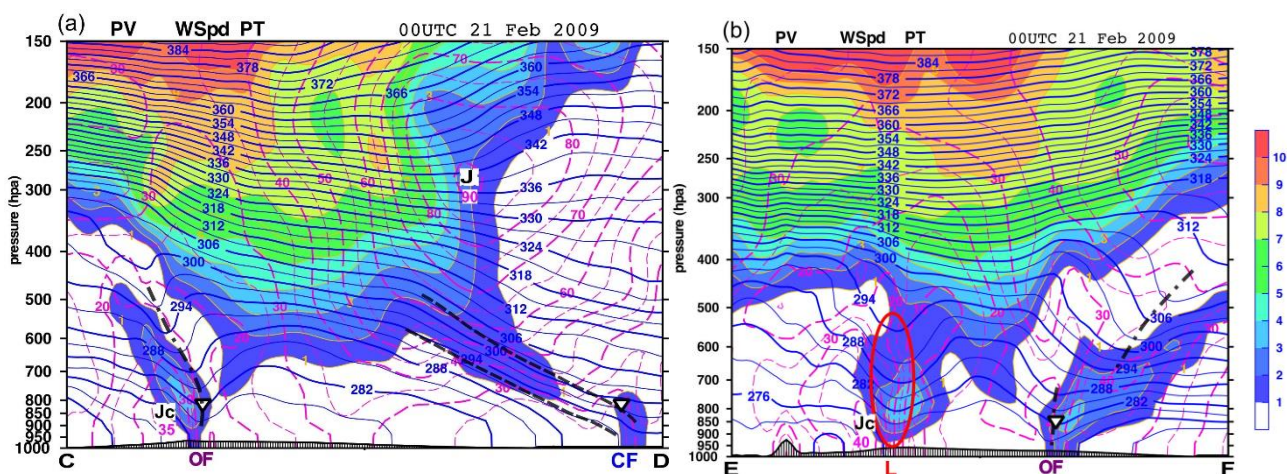
4.3.1 ステージ 1 (発生期) : 2 月 19 日 00UTC

18 日に華中では低気圧の発生に先立って、赤外面像では暗く映る層状性主体の下層雲が広がり次第に厚みを増した。19 日 00UTC には低気圧の雲域 (CA) は華中沿岸から九州付近まで広がった。ただし、画像だけでは発生直後の低気圧中心の特徴は判別できない。また、帯状のすき間の多い上層雲域が、下層雲の北側に当たる北緯 35 度付近を、中国大陸内陸部から本州付近まで、300hPa 面の亜熱帯ジェット気流にはほぼ平行に東へ進んでいた。中国東北区には、500hPa 面切離低気圧の東側に、上層雲が主体の木の葉状の雲域が東進している。解析対象に先行する地上低気圧が雲域の西縁に位置しており、周辺には下層雲が見られる。ただし、上層雲は東進とともに消失した。地上低気圧西側のアムール川上流域には、500hPa 面の切離低気圧に対応する、渦巻き状の中上層雲域 (V) が東南東進している。水蒸気画像では渦巻きの回転する様子が明瞭に見られる。

4.3.2 ステージ 2 (発達期) : 2 月 20 日 00UTC

発生期に華中沿岸部を占めた地上低気圧の、赤外面像で暗い下層雲域は、東進しながら明るさを増し、低気圧の前面を中心に厚い雲域 CA が本州を覆っている。この雲域の北縁は、発達を特徴づける高気圧性曲率を持っている (鈴木, 2000)。低気圧の南側から吹き込む下層の暖湿気流 (第 27 図 d) が北上とともに斜めに上昇し、中上層で南西風に合流する WCB の特徴の反映と見られる。地上低気圧中心に近い本州南岸を中心に積乱雲を含む活発な対流雲が広がっている。この領域は、GANAL (第 27 図 d) に見られた、700hPa 面上昇流の強い部分と重なっている。また寒冷前線に沿った帯状の雲域が、本州南岸から南西諸島付近へ延びている。

発生期にアムール川上流に見られた切離低気圧の渦状雲域 V は、東南東進しながら次第に回転センスを失い、水蒸気画像の暗域が 500hPa 面天気図のトラフ沿いに北北東-南南西走向に伸長した。北海道付近では、19 日 12UTC に発生した、日本海の小低気圧の前面で、中上層雲主体の雲域 (CB)



第 32 図(a) (b) GANAL 鉛直断面図 表示要素は第 29 図と同じ、ただし 2009 年 2 月 21 日 00UTC

(a) 第 31 図(c)の直線 C-D に沿った断面図。J はジェットストリークの強風軸を示す。中下層の温度傾度集中帯を 2 本の破線で示す。一点鎖線はサーマルリッジに対応する等温位線の窪みを示す。Jc は寒冷コンベアーベルトの下層強風軸を示す。▽と「CF」、「OF」はそれぞれ、は第 31 図(c) (850hPa) の寒冷前線、閉塞前線の位置を示す。

(b) 第 31 図(c)の直線 E-F に沿った断面図。赤実線の囲みは下層暖気核を、一点鎖線はサーマルリッジに対応する等温位線の窪みを示す。▽と「OF」は第 31 図(c) (850hPa) の閉塞前線の位置を示す。

が北側に盛り上がるように急速に発達した。この雲域の北縁は高気圧性曲率を示し、300hPa 面天気図に見られた、日本海で断裂した寒帯前線ジェット、東側部分の流れともよく対応している。低気圧の北西側には、やや輝度の低い中層雲域 (Cc) が、厚い上層雲の下から北側に突き出すように現れて、この後小低気圧の循環に取り込まれた。雲域は 500hPa 面の正渦度移流域に位置し、さらに低気圧が海上へ進んだことで海面から水蒸気が供給され、雲域の組織化が進んだと考えられる。水蒸気画像では、華北から朝鮮半島を横切る寒帯前線ジェットの北側で暗化が進み、ジェットバウンダリーが明瞭になっている。

4.3.3 ステージ 3 (成熟期) : 2月 21日 00UTC

発達期に見られた日本海の低気圧の雲域 CB と本州南岸の低気圧の雲域 CA は、低気圧の併合と並行して一体化が進み、全体がコンマ状に変化し面積も拡大した。閉塞過程の進行で、寒冷前線前面の WCB の雲域は低気圧中心から東側に離れた。低気圧の北側では、cloud head を含む雲頂高度が高く発達した雲域が、北東象限から低気圧性曲率で西側へ広がっている。GANAL の 500hPa 面 (第 31 図 d) で示された、サーマルリッジ周辺の上昇流が cloud head 周辺の雲域の発達を促した一要因と考えられる。850hPa 面天気図では、閉塞前線が極側へ湾曲しながら低気圧中心まで伸長する様子が観察されたが、衛星画像でも、CCB に対応する中下層雲域が閉塞前線に沿って低気圧の西側まで延びている。

水蒸気画像では、寒帯前線ジェット気流に沿ったジェットバウンダリーの暗い帯が、中国大陸沿岸部から低気圧の南を経て千島の東まで延びている。ただし、ジェットバウンダリーは亜熱帯ジェットと寒帯前線ジェットが重なった本州の南ではやや不明瞭となっている。寒帯前線ジェットの極側を占める沈降性の乾燥した気流は、ジェット軸の南下とともに西側から低気圧中心の南側を侵入し、一部は低気圧の循環に取り込まれて閉塞前線に南から接している。更に乾燥気流の一部は低気圧中心まで達した結果、低気圧中心周りに雲頂高度の低下した雲からなる渦巻き模様が生じた。

なお、20 日に日本海を東進した小低気圧は、12UTC 以降の地上天気図には解析されていない

が、赤外面像では対応する渦状擾乱が、20 日 15UTC 前後に渡島半島付近を南東進した後、不明瞭になる様子が観察された。

寒冷前線の雲域は低気圧中心から南西側へ、幅約 200km で 2000km 以上に延びている。このバンド状の雲域は活発な対流雲を含み、地上前線の暖気側に沿っていてカタ型前線の特徴を示している。また寒冷前線後面の日本海には寒気移流場の筋状雲がびっしりと広がっている。

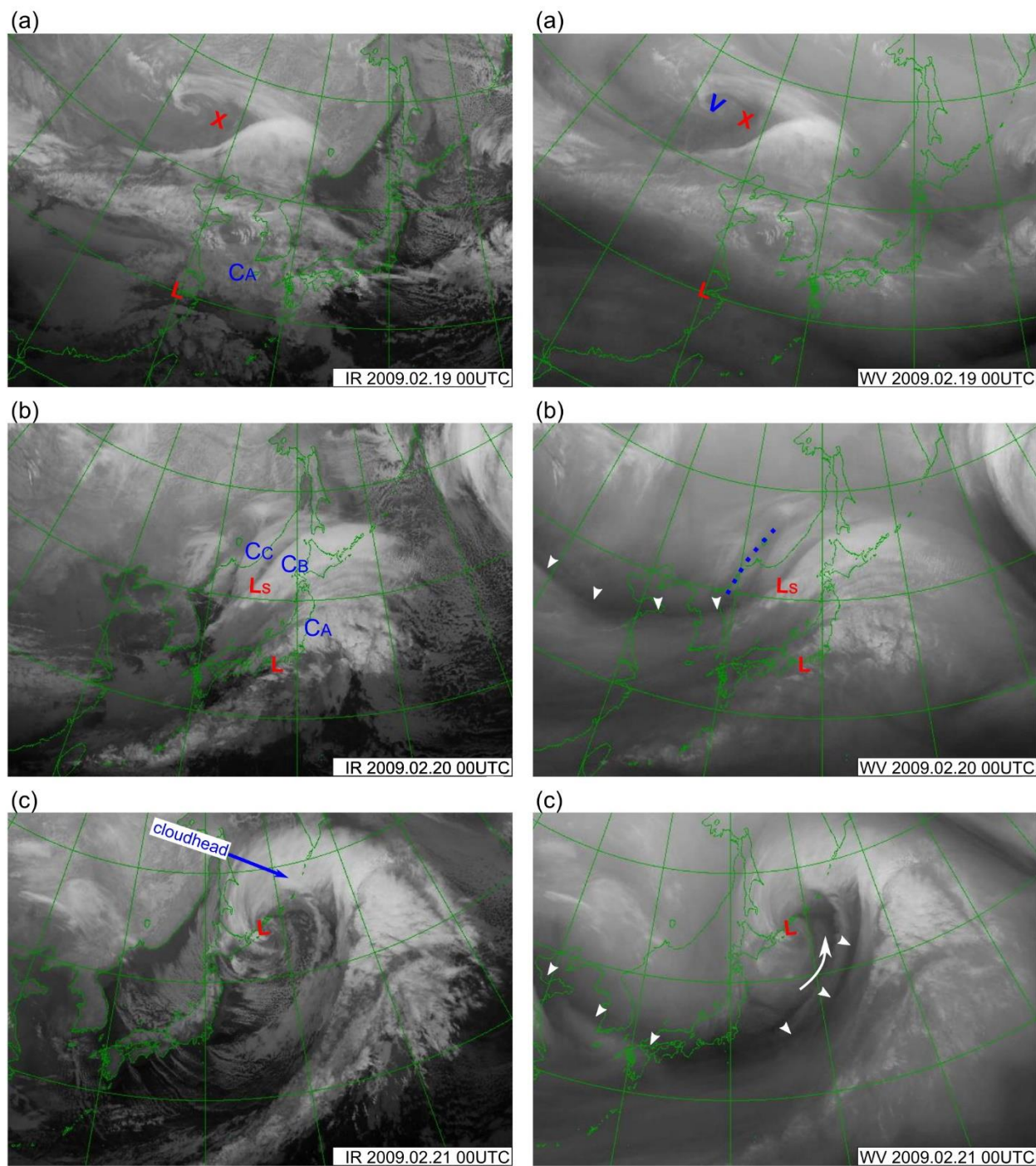
4.4 各発達ステージの 300hPa 面渦位と下層渦位

第 35 図 a~d に気象庁全球モデル解析値から計算した、各解析対象時刻の 300hPa 面渦位、高度、水平風と 800–900hPa 平均の下層渦位を示す。

4.4.1 ステージ 1 (発生期) : 2月 19日 00UTC

300hPa 面の亜熱帯ジェットに沿って、強風軸の北側に帯状の 1~3PVU の正渦位域が分布している。華中の地上低気圧は帯状正渦位域から南に緯度約 4 度離れている。亜熱帯ジェットに沿った帯状正渦位域から北側へ約 10 度離れて、寒帯前線ジェットの北側を広く正渦位域が広がっている。渦位の正值は亜熱帯ジェット沿いよりも、寒帯前線ジェットの北でより大きい。また、モンゴルから中国東北区にかけて東西に長軸を持つ楕円状の 5PVU 以上の上層高渦位域が占めている。この高渦位域は 500hPa 面の寒冷渦とほぼ重なっている。高渦位域は前日 (2月 18日) バイカル湖の西から南東へ移動した。正渦位偏差の南縁は渦位のコンターが混んでおり、極側の成層圏の空気と赤道側の対流圏の空気が寒帯前線ジェットを境にして接している様子を示す。注目した小低気圧に先行して発生したアムール川上流の地上低気圧は、この正渦位域の東側に位置している。

800–900hPa で平均した下層渦位は、地上低気圧の発生した華中沿岸部を含む、華中内陸から東シナ海にかけて、下層前線帯 (第 23 図 c) の北側で 1PVU 以上となっている。また 300hPa 面高渦位域の東側に当たる大シアンリン山脈付近にも 2PVU 以上の高渦位域が見られるが、注目している低気圧との関連は低いと考えられるので、ここでは議論しない。



第 33 図 気象衛星赤外画像（左）と第 34 図水蒸気画像（右）

「X」は先行して発生し、後に消滅した小低気圧の位置を示す。「L」と「Ls」は地上低気圧と小低気圧の位置を示す。水蒸気画像の「V」は渦状雲域、青点線は「V」から変わった線状じょう乱、▼印は暗域の境界（ジェットバウンダリー）、白矢印は乾燥侵入を示す。「CA」、「CB」、「CC」については本文参照。

- (a). ステージ 1（発生期）：2 月 19 日 00UTC
- (b). ステージ 2（発達期）：2 月 20 日 00UTC
- (c). ステージ 3（成熟期）：2 月 21 日 00UTC

4.4.2 ステージ2(発達期):2月20日00UTC~2月20日12UTC 00UTC

ステージ1にモンゴル付近を占めていた楕円状の300hPa面高渦位域は、東南東へ移動し全体は反時計回りに回転して、中国東北区で北東-南西走向に伸長した。その前面に当たる日本の東では500hPa面のリッジ強化と並行して低渦位域が千島近海まで北上した。日本海では、西側の寒帯前線ジェット極側の高渦位域と東側の低渦位域に挟まれた領域で、等渦位線の間隔が狭くなった。日本海の地上小低気圧はこの高渦位域の先端に位置している。日本海の小低気圧の上を通る東西鉛直断面図(第29図)に観察されたとおり、上層高渦位域はこの小低気圧のすぐ西側で500hPa付近まで下降していて、高渦位域の東進に伴う渦位移流が小低気圧の上空で生じていたと考えられる。一方、やや南に離れた亜熱帯ジェットに沿った帯状の正渦位域には、本州上にやや大きな値が見られる他は目立った特徴は認められない。本州南岸の地上低気圧は帯状正渦位域の南縁に位置している。寒帯前線ジェットが南下したことで、東経135度より西側では2本のジェットに沿った帯状正渦位域は接近した。

800-900hPa平均の下層渦位は、本州の低気圧中心や寒冷前線の周辺で1PVU以上の部分が見られる。一方日本海の小低気圧の近傍には下層高渦位域は見られない。

○12UTC

00UTCに中国東北区を占めた300hPa面高渦位域は南東進して日本海北部へ移動した。寒帯前線ジェットストリークの南下に伴って、寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの各々に沿った2本の帯状高渦位は東経145度以西で合流した。北海道付近では、等渦位線間隔が更に狭まった。本州南岸から北東進した地上低気圧はこの高渦位域を斜めに進行し、高渦位偏差の先端の強い渦位移流域に位置している。

下層平均渦位は、北海道南東沖の地上低気圧周辺で12時間前より顕著に増大した。特に低気圧中心の北側では4PVU以上にまで強まった。この渦位偏差については、低気圧中心の近傍で強い降水が観測されており、降水域の潜熱放出によって対流圏下層に生成された正成分の寄与が考えられる。

一方で850hPa面解析図(第28図)に示された、渡島半島付近の小低気圧の周りでは下層渦位は強まっていない。こうした2つの低気圧周辺の下層渦位の違いは、西側の小低気圧に付随する雲域の降水強度の方が弱いことが要因の可能性がある。

北海道東部の下層高渦位域の上空で300hPa面渦位水平傾度が増大しており、また日本海北部の上層高渦位域は、この下層高渦位域の上流側近傍に移ったことで、低気圧発達を促進する上層じょう乱と下層じょう乱の相互作用が働く条件(Martin, 2006)に適合していたと考えられる。

4.4.3 ステージ3(成熟期):2月21日00UTC

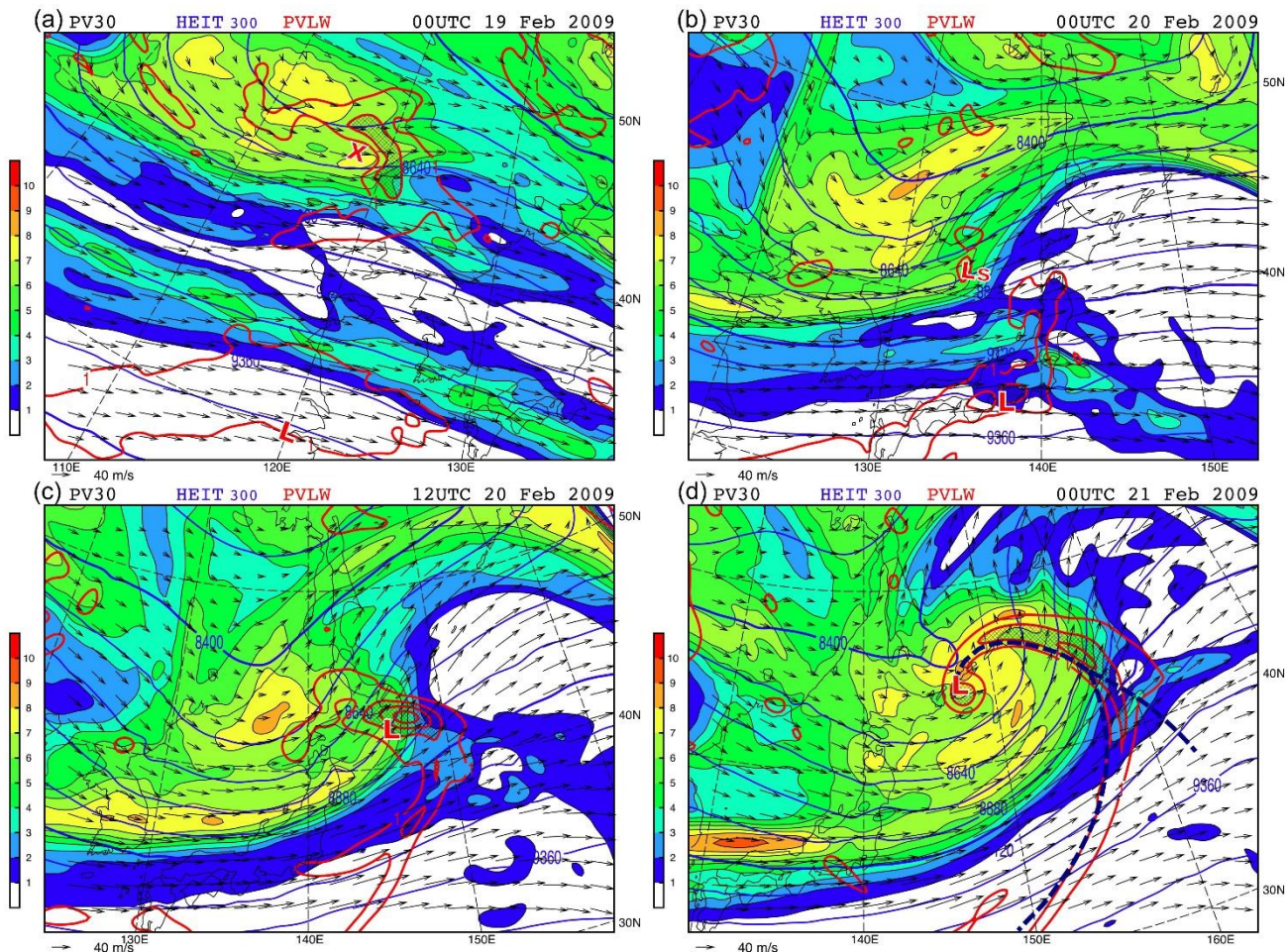
ステージ2後期に日本海北部にあった300hPa高渦位域は、東進とともに千島近海を中心に団塊状にまとまり、6PVU以上の高渦位の領域が2倍以上に拡大した。上層高渦位域の中心は地上低気圧の直上に位置している。高渦位域は同時刻の水蒸気画像(第34図c)に見られる、低気圧中心の東側を占める暗域に反映している。団塊状高渦位域は南東側でジェット気流極側の高渦位域に接合している。一方で高渦位域の東側では、リッジに対応した低渦位域が更に北側に広がって、千島近海の高渦位域の北側に楔状に進入している。この低渦位域は降水過程の潜熱放出域の極大層上方で生成される、中上層の負渦位偏差が下流に流されることで強化された可能性がある。本州の南岸から日本の東にかけては、風の向きに沿って2~6PVUの等渦位線が狭い間隔で並んでいて、

300hPa面天気図の寒帯前線ジェットストリークと亜熱帯ジェットが重なった部分と対応している。ジェット軸を境に、極側の成層圏の空気と赤道側の対流圏の空気が不連続的に接している様子がうかがえる。ステージ2以前に見られた、寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットそれぞれに付随する分離した正渦位域から、一時的に単一の帯状高渦位域に変わった様子を示している。

下層では、地上低気圧中心部に円盤状のコンパクトな高渦位域が形成された。この渦位偏差は、低気圧中心を通る鉛直断面図(第32図)で示された800hPa付近を中心とする下層高渦位域に対応している。また閉塞前線に沿っても、2PVU以上の帯状高渦位域が850hPa面前線の極側に見られ、南側で寒冷前線に沿った幅の狭い1PVU以上の正

渦位域へ繋がっている。下層前線に沿った帯状高渦位域はステージ 2 後半から顕在化しており、主に前線近傍で生じた降水域の潜熱放出によって生成された部分の寄与と考えられる。

ステージ 2 後期と異なり、低気圧中心部の下層高渦位域は、東進した上層の高渦位域中心部と重なっており、上層じょう乱と下層じょう乱の相互作用が効果的に働く状況から外れた可能性がある。



第 35 図 GANAL から計算した、300hPa 面の渦位 (1PVU 以上, 塗り分け), 高度 (青実線, コンター間隔は 120m), 水平風ベクトルと, 下層 (800-900hPa) 平均渦位 (1PVU 以上, 赤実線, コンター間隔は 1PVU, 2PVU 以上にハッチ). (a) ステージ 1, 2009 年 2 月 19 日 00UTC, (b) ステージ 2, 20 日 00UTC, (c) ステージ 2 後半, 20 日 12UTC, (d) ステージ 3, 21 日 00UTC. (d)には主観解析された 850hPa 面の前線系を太破線で示す. 「L」と「Ls」は地上低気圧と小低気圧の位置を示す.

5. まとめと考察

2010年12月2日～4日と2009年2月19日～21日に、日本周辺で2つの低気圧の併合とともに、急速に発達した低気圧2事例(事例1, 事例2)について、発生期, 発達期, 成熟期の各発達段階の構造を、気象庁天気図, 気象衛星雲画像, 上層渦位の数値解析図に基づいて解析した。以下ではここまでの考察を総合して、各ステージでの全体的な推移を記述する。

5.1 事例1：2010年12月2日～4日の2つ玉低気圧事例

○ステージ1：発生期

12月2日の発生期には、地上天気図には東シナ海と黄海沿岸の南北に離れて、2つの低気圧が解析されていた。南の低気圧の発生時には、下層の温度傾度は緩やかな環境場であったが、下層の収束を伴う風のシアート、中層トラフ前面の渦度移流が作用していた。300hPa面では中国大陸から日本の東にかけて、亜熱帯ジェットが北緯30度付近をほぼ東西走向に流れており、500hPa面では、トラフが中国大陸東岸を亜熱帯ジェットに沿って東進していた。トラフの前面では中層雲主体の木の葉状の雲域が発達しつつあった。一方北側の地上低気圧上流では、300hPa面の等高線が大きな振幅で南北に波打っていて、バイカル湖の西にリッジ、華北には深いトラフがあり、寒帯前線ジェットが大きく蛇行していた。寒帯前線ジェットの北側は、高渦位域が占めていた。ジェットストリークがトラフの上流側を南下しており、その前面の渦度移流でトラフを深める効果が考えられる。850hPa面では、上層高渦位域や中層トラフ前面のアムール川中流に、注目する小低気圧に先行する小低気圧が発生し、その中心から南西方向には下層で風のシアーラインが延びていた。また、シアーラインに沿って中上層雲からなる帯状の雲域が観測された。

○ステージ2：発達期

地上天気図で発生期に黄海沿岸にあった小低気圧は沿海州に進んだ。東シナ海で発生した南の低気圧は、日本海を北東進し、中心気圧は3日12UTCまでの24時間に28hPa低下し、急速に発達した。850hPa面では、低気圧に付随する下層の温暖前

線と寒冷前線の温度傾度はまだ緩やかだったが、風のシアーは強まった。地上や850hPa面では、低気圧と東側の高気圧セルの間で気圧傾度が増大した。暖域内ではWCBに相当する南寄りの強風が吹き、下層での高相当温位気塊の流入で不安定な成層状態が生じ、関東平野で12月3日朝に局地的大雨や突風が生じた。WCBの強まりとともに低気圧の雲域は北東側に広がり発達した。一方、低気圧の西側からはドライスロットの乾いた気流が流入して中上層雲の広がりを抑えている。北側では、300hPa面の寒帯前線ジェットのジェットストリークは南下して、亜熱帯ジェットに近づき、トラフの底で低気圧性曲率の大きな流れが変わった。300hPa面の渦位分布では、寒帯前線ジェット極側の高渦位域が南側へ伸長するとともに、シアー効果で東西方向には幅が狭くなった。500hPa面では、華北のトラフが急速に深まり、寒気がトラフ軸に沿って南下する様子が見られた。一方でトラフの下流では、暖気移流効果でリッジが顕著な発達を示し、北側で高度が上昇した。トラフとリッジの間で渦度移流が強化され、2つの低気圧の発達を促したと考えられる。850hPa面では、高渦位域と重なる日本海の中層トラフの前面で、渦位移流効果による上昇流とともに南北走向のシアーラインが発達し、シアーライン上に新たに小低気圧が発生した。シアーラインは、その後面では北西風による寒気移流が強まり、寒冷前線の性質を強めていた。北陸地方では、シアーラインの通過した3日午後に突風が観測された。地上天気図では、南の低気圧は発生期には亜熱帯ジェットに近かったが、北東進して寒帯前線ジェットストリークの前面に移った。

3日12UTC頃には日本海を東進した小低気圧が前方の低気圧に西から近づき、この小低気圧を循環の中心として、2つの低気圧は併合した。この過程で小低気圧に付随していたシアーラインと下層温度傾度集中帯も、元の前線に後面から追いつき、閉塞前線と寒冷前線が強化される速成閉塞が生じた。300hPa面ではトラフの南端が閉じた低気圧に変わり、南下した高渦位域は団塊状へ変化した。下層では、降水過程の潜熱加熱に起因すると考えられる狭い高渦位域が低気圧の周辺に生じた。

○ステージ3：成熟期

12月4日には、併合後の低気圧はオホーツク海へ移動し発達が緩やかになり、成熟期に移行した。300hPa面から850hPa面までほぼ同じ位置に高度場で閉じた循環が形成され、低気圧は直立した構造へ変化した。300hPa面では、低気圧は寒帯前線ジェットから極側に離れて、袋状低圧部に位置している。地上や850hPaでは、中心を同心円状に混んだ等圧線が囲んでおり、北日本を中心に非常に強い風をもたらした。低気圧中心に大きな曲率で北側からのびる、幅の狭いサーマルリッジを特徴とする閉塞前線が解析できる。閉塞前線から南へ続く寒冷前線は、活発な雲域の西縁と一致するなど、カタ型寒冷前線の性質を備えていた。鉛直断面図では、寒冷前線に相当する温度傾度集中帯は、寒帯前線ジェット強風軸の直下から地表付近まで連続していた。500hPa面では、発達期の深いトラフは南部が切離し、亜熱帯ジェット沿いを進むトラフを併合した。低気圧の経度約20度下流では、下層から上層までリッジが発達し、閉じた低気圧の北側にも回り込むように広がっていた。また、低気圧の北側に上昇域を伴ってサーマルリッジが生じた。300hPa面の低気圧性の流れによって、寒帯前線ジェットに沿う高渦位域の先端部は北側に鉤(フック)状に変形し、地上低気圧はその先端部直下に位置していた。下層の狭い高渦位域は、地上低気圧中心部と閉塞前線に沿ってその北側に集中化した。また低気圧中心には下層で暖気核構造が観察された。

気象衛星画像では、速成閉塞の進行と並行して、発達期のシアライン沿いの帯状の雲域は、回転性運動によって団塊状に変わり、元の南側の低気圧の雲域に西側から接合した。また、ドライスロットが低気圧の前方から北側へ回り込む様子が見られた。500hPa面の低気圧北側の上昇流域に対応して、雲頂高度の高いcloud headの雲域の発達が観察された。

5.2 事例2：2009年2月19日～21日の2つ玉低気圧事例

○ステージ1：発生期

解析対象の低気圧は2009年2月19日に華中沿岸部で発生した。この低気圧は、先行した低気圧のもたらした寒気により強化された。下層の前線帯上で発生した、前線の南側では南西風が強まり、

内陸の北風との低気圧循環が生じていた。500hPa面では下層低気圧の上流側に、浅いトラフが解析されたが、渦度移流は弱かった。低気圧の雲域は下層雲が主体だった。こうした特徴から、発生期の低気圧は、Petterssen and Smebye (1971)のType Aに分類できるであろう。南の低気圧から北に離れて、アムール川上流には500hPa面で強い寒気を持った切離低気圧があり、その近傍に注目する低気圧に先行して、地上の小低気圧が解析された。

300hPa面では、華北から日本の東にかけて70m/sを越える風速の寒帯前線ジェットが流れており、その北側にモンゴルから中国東北区に延びる長軸を持つ、楕円形の顕著な高渦位域が接していた。中層の切離低気圧や地上の小低気圧は、この上層高渦位域によって励起された循環と推測される。亜熱帯ジェットは北緯30度付近をほぼ東西に流れており、北側の寒帯前線ジェットとは緯度約10度離れていた。なお切離低気圧は、この後南西象限でトラフが発達したことで、このトラフで変形されて南側へ伸長した。中国東北区を東進した地上の小低気圧は、19日18UTC以降消失したが、19日12UTCには500hPa面トラフ前面の朝鮮半島北部に、850hPa面や地上で新たな小低気圧が発生した。

○ステージ2：発達期

地上天気図では、南の低気圧は2月20日00UTCまで東シナ海から本州南岸を進み、中心気圧は12時間に14hPa低下し、急速に発達した。850hPa面では、対応する低気圧は北陸沿岸に解析された。低気圧後面で北西風による寒気移流が生じ、寒冷前線の温度傾度が強化された。日本海を東進した小低気圧も中心気圧が12時間に14hPa低下し急速に発達した。小低気圧の下層前線の温度傾度は緩やかだったが、低気圧の発達とともに前線強化が進んだ。南の低気圧の下層暖域内では、WCBに相当する南西の強風が吹き、高相当温位の気流が流入して本州の太平洋側を中心に大雨になった。低気圧の雲域は北東象限で急速に発達した。発生期と対比すると、300hPa面では著しい変化が生じていた。寒帯前線ジェットは東経140度より西側で大きく南下し、亜熱帯ジェットと約400kmまで接近し、風速も強まった。一方その下流の北海

道付近でリッジが強化した結果、寒帯前線ジェットの断裂が生じ、下流側で北に約 300km 離れて高気圧性曲率のジェットストリークが現れた。中国大陸での寒帯前線ジェットの南下は、北側での圏界面高度低下と成層圏の暖気の広がり起因する、300hPa 面の高度低下と関係していた。寒帯前線ジェットの極側を占める高渦位域は西側の北西風によって南側へ移流された、本州南岸の地上低気圧の上空には目立った高渦位域は確認できないが、日本海の低気圧は上空の高渦位域の前縁に位置していた。500hPa 面では発生期の寒冷渦は中国東北区で大きな相対渦度を持つトラフへと形態が変化した。低気圧の後方でトラフが深まるとともに、前面でリッジが発達したことで、下層低気圧の上で強い渦度移流が生じ、低気圧の発達を促したと考えられる。低気圧の雲域は、中上層雲を主体として、南の低気圧の雲域の北側に広がった。

発達期後半には、地上、850hPa 面で北東進した南側の低気圧と、東進した北側の低気圧が東西に並んで接近した後、元の南側の低気圧を循環の中心として併合した。気象衛星画像では、2つの下層低気圧のそれぞれの北東象限で発達した雲域が、低気圧の併合とともに一つにまとまった。300hPa 面で寒帯前線ジェットストリーク極側の高渦位域は、日本海北部へ進んだ。下層では併合した低気圧周辺で降水過程の潜熱過熱が成因と考えられる局所的高渦位域が生じた。下層高渦位域は上中層の高渦位域の下流側に位置していたことで、上層と下層のじょう乱の相互作用によるサイクロジェネシス効果が働きやすい状況であったと推測される。

○ステージ 3：成熟期

千島近海へ進んだ低気圧は、2月21日には発達の進行が止まり、成熟期の閉塞低気圧へ移行した。中心気圧は 06UTC の 962hPa を最低気圧としてその後浅まった。300hPa 面では、発達期から寒帯前線ジェットが南下を続け、亜熱帯ジェットと更に接近し、2月21日 00UTC には、2本のジェットストリークが日本の南から日本の東ではほぼ重なった状態となり、最大風速も 90m/s 以上へ加速した。500hPa 面では、日本海の深いトラフが本州南岸を進むトラフに追いつくように一体化し、南北

に立った深いトラフを形成した後、中心部の高度が低下して閉じた低気圧へ変化した。低気圧中心は下層から中層まで直立しており、上層ジェット気流から離れて極側の弱風域へ移った。500hPa 面では、上昇流域と重なるサーマルリッジが低気圧の北東象限から反時計回りに低気圧の北側に回り込んでいた。この構造は北米大陸上の低気圧で報告されている TROWAL の特徴との類似が指摘できる。また、中層の上昇流が雲域の cloud head 部分の発達に関係していると推測される。300hPa 面の渦位は中心部が円盤状にまとまり、地上低気圧はその中央直下に位置していた。下層の高渦位域は地上低気圧周辺と閉塞前線に沿う帯状域に集中化した。低気圧中心部は中下層で暖気核構造へ変化した。850hPa 面では、発達期の日本海の低気圧は低圧部へ変化した。付随した温暖前線の温度傾度や風のシアは残り、閉塞前線の西側部分へ変化する形で前方の前線系と結合して、速成閉塞が進んだ。閉塞前線は合流場の下で、低気圧中心まで延びた。さらに、その前線先端部では西側から張り出す高気圧と低気圧中心の間で気圧傾度が増大し、CCB に相当する北～北西風向の下層ジェットの強風が生じた。また CCB に対応する中下層雲域が閉塞前線の極側に発達した。

5.3 考察

2つの事例では、南と北に離れて発生した2つの低気圧が接近し併合する過程で急発達した点で共通していた。また、その他下記の通りいくつかの類似点が見られた。

- A. 南の低気圧は発生から約 24 時間前後に急発達が始まり、急発達はほぼ 24 時間持続した。
- B. 南の低気圧は発生期には上空の亜熱帯ジェットの近傍に位置していたが、発達期には北寄りの進路を進み、寒帯前線ジェットストリークの前面を斜めに横切った。
- C. 南の低気圧が本州付近を進む際に、WCB の暖湿気流の流入でまとまった雨が降った。
- D. 併合前に北の小低気圧は、高緯度側から南下した上層の高渦位域の前面に位置していた。
- E. 2つの低気圧が併合する過程で速成閉塞が進行した。
- F. 発達期には、地上低気圧の後方で中層トラフの発達と、前面でのリッジ発達が進み、低気圧上

空の渦度移流が強化された。

G. 急速な発達時には下層低気圧周辺に、潜熱加熱が成因と考えられる局所的高渦位域が生成された。高緯度側から南下し、上層から中層まで下降した高渦位域がこの下層高渦位域に上流側から接近していた。

H. 成熟期には、低気圧は上層の高渦位域の直下に下層の高渦位域が重なるとともに、高度場・循環場も直立した構造へ移った。

I. 成熟期の低気圧は中心部下層に暖気核が解析された。ただし、事例 2 で解析された暖気核は事例 1 よりも背が高く、500hPa 付近まで達していた。

「A」は Gyakum *et al.*,(1989)の統計調査で報告された、北西太平洋で寒候期に発達する低気圧のうち高い比率で、発生から 12 時間から 24 時間以内に急発達を始めるという解析結果が該当する。ただし、解析対象とした期間が当事例の 30 年ほど前であること、また使用された資料の品質・種類が当調査とは異なる可能性があることは、Gyakum *et al.*,(1989)との対比の際に留意すべきである。

Iwao *et al.*, (2012) は 2011 年までの 25 年の再解析データの分析から、冬季に日本周辺で急発達する低気圧の頻度が、1990 年代後半から「日本の東」領域で増加したことを示した。また、日本の南西で発生した低気圧について、近年東経 140 度以東で以前より北寄りの進路傾向を指摘した。Iwao *et al.*,(2012) は地上低気圧と上層ジェット気流との位置関係は議論していないが、「B」の発達期の北寄りの進路は、近年の傾向が反映したものと見える。発達前期の要因の一つとして、暖かい海面上の加熱効果や降水の非断熱加熱効果が考えられる。低気圧の発達メカニズムの詳細な解明は本報文の対象外だが、低気圧内部で強い雨が生じたことは、Kuвано-Yoshida and Asuma (2008)が指摘した、南の低気圧の発達への降水過程に伴う非断熱加熱の寄与と、「C」との関連を示唆している。「D」は、上層高渦位域が下層の低気圧循環を誘起していることを表す初期的な特徴であり、後のカップリング発達が生じるトリガーとして注目される。「E」については、速成閉塞が生じたことは共通しているものの、併合後の低気圧中心が、事例 1 は元の北側の小低気圧であったのに対し、事例 2 は元の

南側の低気圧であった。北畠・三井 (1998) の報告した「instant occlusion」事例では、雲域の一体化は見られたが、低気圧の併合は生じていないようであり、本事例とは差異がある。速成閉塞現象の多様性を示唆していると言える。「F」は発達期の低気圧に一般に見られる特徴であり、また低気圧と下流のリッジとの間の気圧傾度の増大は、「C」の WCB の強まりとも関係している。「G」の観察から、上層じょう乱と下層じょう乱の相互作用によるサイクロジェネシス効果(Martin, 2006)が働きやすい環境になっていたと推測される。「H」については、急速に発達した後の成熟期の低気圧内部で上層の高渦度域と下層の高渦度域が鉛直方向に重なった状態は、多くの低気圧で報告されており、PV tower と呼ばれている (Campa and Wernli, 2012, Pang and Fu, 2017)。「I」の暖気核については、本 2 事例と前線構造は異なるものの、Shapiro and Keyser (1990)が成熟期低気圧の解析例で示した warm-core seclusion 構造との類似が指摘できる。一方各事例に独自の、主な特徴は以下のとおりである。

○事例 1：2010 年 12 月 2 日～4 日の 2 つ玉低気圧事例

- 1A. 発生期にタイプ B のサイクロジェネシスが生じた。
- 1B. 南下するジェットストリークを伴い蛇行する寒帯前線ジェットによる変形効果で高渦位域が南方へ伸長し、シャープなトラフが形成された。トラフの前面には長大な下層シアラインが生じた。
- 1C. 発達期の帯状高渦位域は成熟期には鉤（フック）状に変化した。

○事例 2：2009 年 2 月 19 日～21 日の 2 つ玉低気圧事例

- 2A. 発生期にタイプ A のサイクロジェネシスが生じた。
- 2B. 圏界面下降に伴い寒帯前線ジェットが南下し、亜熱帯ジェットと上下に重なることで、ジェットストリークの風速強化と 2 次循環の強化が生じた。
- 2C. 発生期に寒冷低気圧の上空に位置した団塊

状の高渦位域が、発達期に下層低気圧の後面から接近し、成熟期には地上低気圧の直上へ移動した。

「1B」については、上層高渦位域の南下に続く下層シアラインの形成が、小低気圧の発生・発達への前駆現象と考えられる。また、下層シアラインは、地上天気図には表現されないが、突風現象との関連から注目されるべき特徴である。

「2B」については、ジェットストリーク周りの2次循環の定量的評価や非断熱加熱の影響評価は、今後の課題である。「1C」と「2C」について、事例1では、上層の高渦位域の形状が著しく変化したのに対し、事例2では団塊状の形状が維持されており、興味深い違いが見られた。下層低気圧との結合を生じる高渦位域の移動経路や形態については、現在も研究が進められている段階であり、今後も関連調査を重ねる必要がある。

事例2の成熟期のGANAL鉛直断面解析で、下層の閉塞前線は間隔の混んだ等温位線の下方への窪みで示される温度極大域として現れていた。この温度極大域は、地表近くでは直立に近かったが、850hPaより上空500hPa付近まで寒気側へ傾いていた。前線を挟んだ両側の静的安定度は、寒気側の方が大きかった。温度極大域の傾きは、静的安定度が異なる気団が接したとき、その間の前線は静的安定度の大きい方へ傾く、というStoelinga et al.(2002)の説明と整合していると考えられる。温度極大域の上端に近い500hPa面平面図では、温度極大は低気圧の前方から北側に延びるサーマルリッジに対応していた。中層のサーマルリッジは、閉塞前線と同様に成熟期に顕在化し、事例1でも生じていた。このサーマルリッジは帯状上昇流域と重なるなど、北米大陸上のTROWALと類似の特徴が見られた。

本事例では、解析された閉塞前線は速成閉塞過程で形成されたが、前線構造が速成閉塞と結びついたものなのか、あるいはより一般的に生じるものなのかは不明である。本事例でも観察されたように、閉塞前線はそれに沿ったCCB下層ジェットの強風や強い降水とも関係していて、防災上も注目される現象である。これまで閉塞過程の研究は、主に北部大西洋や北米大陸上の低気圧に対して進められてきたが、今後日本周辺や北西太平洋上の

低気圧事例についても解析を積み重ねることで、閉塞過程を含む低気圧の全体像の解明を進めることが必要である。

謝辞

大気海洋部予報課気象監視・警報センターの足立勇士氏(現仙台管区气象台)には、丁寧で示唆に富むコメントをいただき、原稿の改良に役立ちました、深く感謝いたします。査読者の方には、原稿の改良に有益なご指摘をいただきました、深く感謝いたします。

参考文献

- Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley, and A. J. Waters, 1995: Images in Weather Forecasting. Cambridge Univ. Press, 499 pp.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Lifecycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, *Geophys. Publ.*, 3(1), 1-18.
- Browning, K. A., 1997: The dry intrusion perspective of extratropical cyclone development. *Meteor. Appl.*, 4, 317-324.
- Campa, J., and H. Wernli, 2012: A PV perspective on the vertical structure of mature midlatitude cyclones in the northern hemisphere. *J. Atmos. Science*, 69, 725-740.
- Carlson, T. N., 1980: Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1498-1509.
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang and Q.-F. Bai, 1991: Synoptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958-1987. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1407-1418.
- Gyakum, J.R., J. R. Anderson, R.H. Grumm and E. L. Gruner, 1989: North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1141-1155.
- Hoskins, B. J., D. J. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity

- maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Inatsu, M., 2009: The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones. *Atmos. Sci. Lett.*, 10, 267-272.
- Iwao, K., M. Inatsu and M. Kimoto, 2012: Recent changes in explosively developing extratropical cyclones over the winter northwestern Pacific. *J. Climate*, , -.
- Keyser, D., and M.A. Shapiro, 1986: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 452-499.
- Kocin P. and L. W. Uccellini, 2004: Northeast snowstorms: vol. I, II, Meteorological Monographs, Amer. Meteor. Soc.
- Kuwano-Yoshida, A., and Y. Asuma, 2008: Numerical study of explosively developing extratropical cyclones in the north-western Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 712-740.
- Martin, J. E. 1999: Quasi-geostrophic forcing of ascent in the occluded sector of cyclones and the trowal airstream. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 70- 88.
- Martin, J. E. 2006: Mid-Latitude Atmospheric Dynamics. A First Course. Wiley, 324pp.
- McGinnigle, J. B., M. V. Young and M.J. Bader 1988: The development of instant occlusions in the North Atlantic. *Meteor. Mag.*, 117, 325-341.
- Mohri, K., 1953: On the fields of wind and temperature over Japan and adjacent waters during winter of 1950-1951. *Tellus*, 5, 340-358,
- Pang, H. and G. Fu, 2017: Case study of potential vorticity tower in three explosive cyclones over eastern Asia. *J. Atmos. Science*, 74, 1445-1454.
- Petterssen, S. and S. Smebye, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 457-482.
- Pyle, M. E., D. Keyser and L. Bosart, 2004: A diagnostic study of jet streaks: Kinematic signatures and relationship to coherent tropopause disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 297-319.
- Sanders, F. and J.R. Gyakum, 1980: Synoptic, dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Santurette and Gorgiev, 2005: *Weather Analysis and Forecasting*. Academic Press. 179pp.
- Schultz, D. M. and C. F. Mass 1993: The occlusion process in a midlatitude cyclone over land. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 918-940.
- Schultz, D. M., and G. Vaughan 2011: Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 443-466.
- Shapiro, M.A., D. Keyser, 1990: Fronts, jet streams, and the tropopause. *Extratropical Cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume*, 1990 Amer. Meteor. Soc.
- Stoelinga, M. T 1996: A potential vorticity-based study of the role of diabatic heating and friction in a numerically simulated baroclinic cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 849-874.
- Stoelinga, M. T., J. D. Locatelli, and P. V. Hobbs 2002: Warm occlusions, cold occlusions, and forward-tilting cold fronts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 709-721.
- Takano, I., 2002: Analysis of an intense winter extratropical cyclone that advanced along the south coast of Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 669-695.
- Takayabu, I., 1991: "Coupling development": an efficient mechanism for the development of extratropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 609-628.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill, and C. H. Wash, 1985: The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.

- Uccellini, L. C., 1990: Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. The Erik Palmen Memorial Volume, Amer. Meteor. Soc., 81-105.
- Winters, A. C., and J.E. Martin, 2014: The role of a polar/subtropical jet superposition in the May 2010 Nashville flood. *Wea. Forecasting*, 29, 954–974.
- Yoshida, A., and Y. Asuma, 2004: Structure and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1121–1142.
- 北島尚子, 三井清 1998 : 晩秋に日本海で急発達した低気圧の構造, *天気*, 45, 827 - 840.
- 北島尚子, 2000: 日本海で閉塞した低気圧の構造と変化, *天気* 47(5), 357-370.
- 北島尚子, 2023: 温帯低気圧の概念モデルにおける閉塞前線の構造とその形成過程の一般化, *測候時報*, 90, 1-20.
- 北島尚子, 2019: 総観気象学応用編, 気象庁, 285pp.
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/expert/index.html>
- 黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之 2014: 現業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
- 小倉義光, 2000 : 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289 pp.
- 長田栄治, 2018: アジア太平洋地上天気図の標準的な解析手法, 平成 29 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.
- 永山隆治, 木下仁, 2018: アジア太平洋地上天気図前線解析の手順, 平成 29 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 99-101.
- 鈴木和史, 2000: 総観規模の現象. 気象衛星画像の解析と利用, 気象衛星センター, 59-107
- 渡邊俊一, 新野宏, 2019: 2013 年 1 月 14 日の南岸低気圧の発生・発達過程, 気象研究ノート, 239, 211-223.