



お天気の見方・楽しみ方 (4)

春の嵐を呼ぶ日本海低気圧

小倉 義光*・西村 修司**・隈部 良司***

1. 問題の発端

2004年4月27日、日本列島の関東から西の各地では、雨を伴った強風が吹き荒れる1日となった。新聞報道によると、同日午後5時までに、高知県室戸岬では最大瞬間風速 43.7 ms^{-1} を観測した。このほか和歌山市の 38.5 ms^{-1} 、宮崎県日南市の 33 ms^{-1} 、高知県宿毛市の 27.5 ms^{-1} 、大阪市の 25 ms^{-1} など、いずれも各地の4月としての観測史上最大値を記録した。また、長崎市は 28.8 ms^{-1} で1位タイ、東京都心の 32.2 ms^{-1} と福井県敦賀市の 30.6 ms^{-1} は2位だった。一方、各地で降水量も多く、同日午後5時までの24時間に静岡県伊豆市で206 mmを観測した。

この日の強風のため、横浜港内に停泊していたマレーシア船籍の自動車運搬船(全長約165 m、約25,000トン)が北方に約5 km流され、27日午後2時5分ごろ川崎市の防波堤に衝突するという事故があった。また、常磐線の一部運転見合わせなどの交通障害、強風による歩行者の転倒などの人身事故などもあった。

第1図が27日00 UTC(日本時間09時)における地上天気図である。日本海に中心気圧988 hPaを持つ温帯低気圧があり、東西方向には高気圧に挟まれている。このように、日本海に低気圧があるときには、その中心に向かって強い南風が吹き、日本列島が春の嵐に襲われるということはよく知られている。事実、著者の1人(小倉)が初めて書いた気象の本は、正野重方先生と共著の「気象の話」(子供の科学文庫、誠文堂新光社、1948)であるが、その中に「春の旋風」と題して、

第1図と同じような天気図の場合についての解説がある。そのころには想像もしなかったことであるが、現在ではこうした低気圧の発生・発達は大規模コンピュータによって、一般的によく予報されるまでになっている。

しかし、仮に気象講習会などでこうした話をしたとき、1人のスマートな参加者が、次のような質問をしたら、どう答えよう：たくさんの温帯低気圧が日本海を通過する。だから、そうした低気圧を日本海低気圧と総称するほどだ。しかし、大見出しで新聞記事になるほどの春の嵐はそう頻繁には起こらない。春の嵐を呼ぶ低気圧と呼ばない低気圧の違いはどこにあるのか。また、温帯低気圧の中には中心気圧が970 hPaや960 hPaになるものもあって(例えば前回述べられた低気圧)、それに比べれば、第1図の988 hPaの中心気圧はそれほど低いとは思えないのに、被害を起こすほどの強風が吹いたのは何故か。

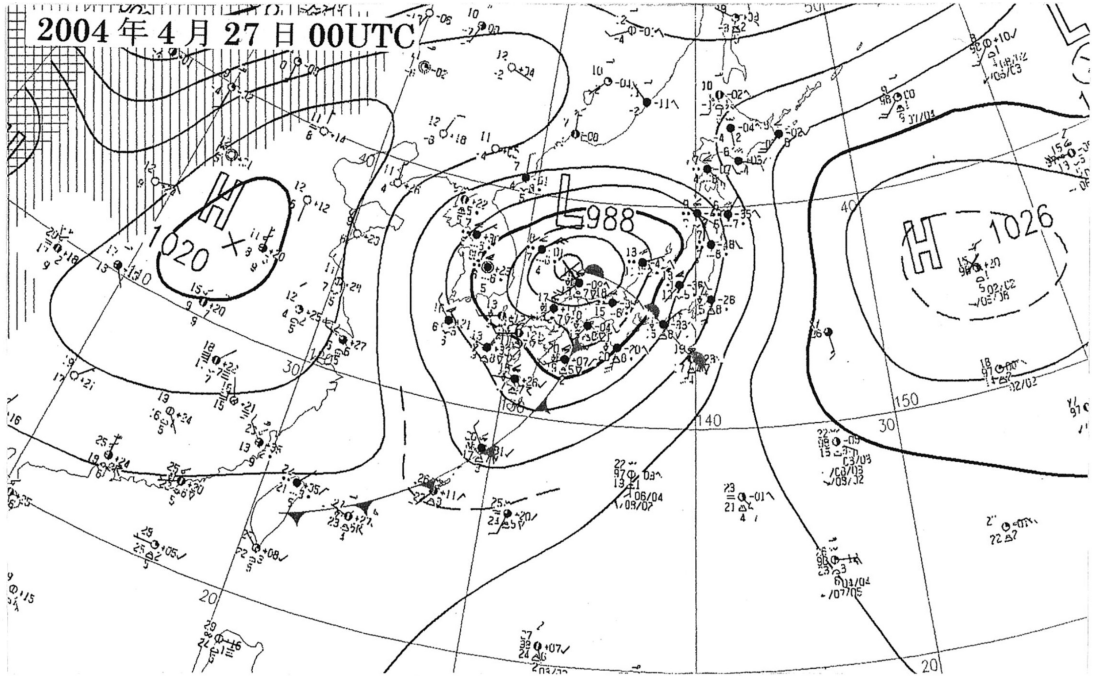
2. 低気圧の発生・発達

この質問に対して、某国の総理のように「人生いろいろ、低気圧もいろいろ」などと答えてはならない。全く失礼な話である。真面目に答えるために、まず問題の低気圧の生涯を調べよう。第2図が12時間おきの地上天気図から決めた低気圧中心の位置と気圧である。低気圧は26日00 UTCに黄河下流域で中心気圧1004 hPaをもって発生してから、東北東に進み、24時間後には第1図に示した位置に来ている。中心気圧は24時間で16 hPa低下したから、爆弾低気圧に匹敵するほどの急激な発達をしている。ところで第2図で重要なことは、中心気圧はこの時刻で最も低く、その12時間後には992 hPaと上昇し、それ以後は北東にゆっく

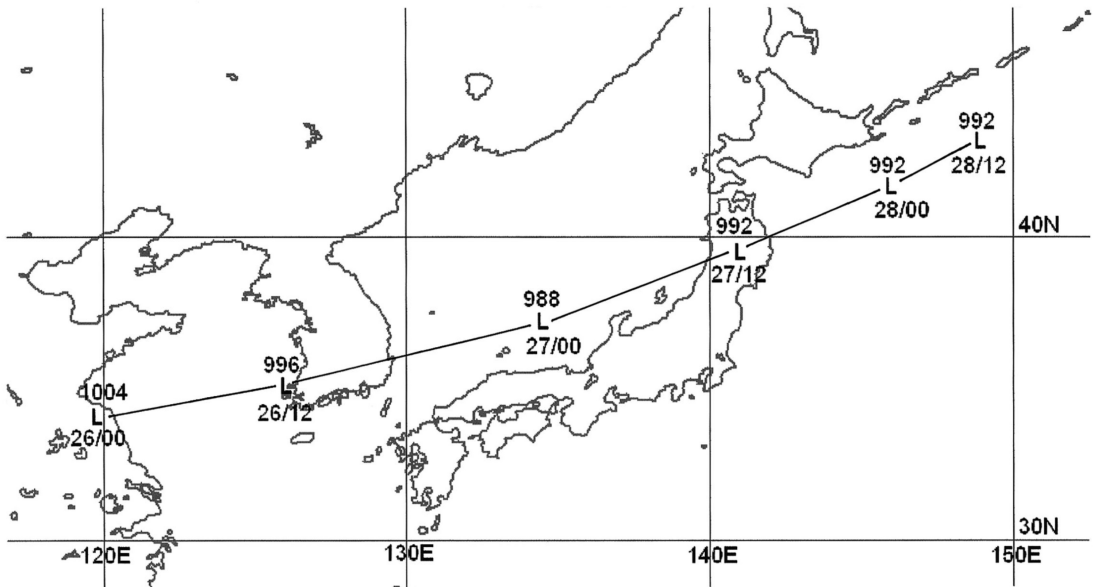
* Yoshimitsu OGURA, 東京大学海洋研究所。

** 気象衛星センター。*** 函館海洋気象台。

© 2006 日本気象学会



第1図 2004年4月27日00 UTC (日本時間09時)の地上天気図(気象庁)。



第2図 12時間おきの低気圧中心の位置と気圧。

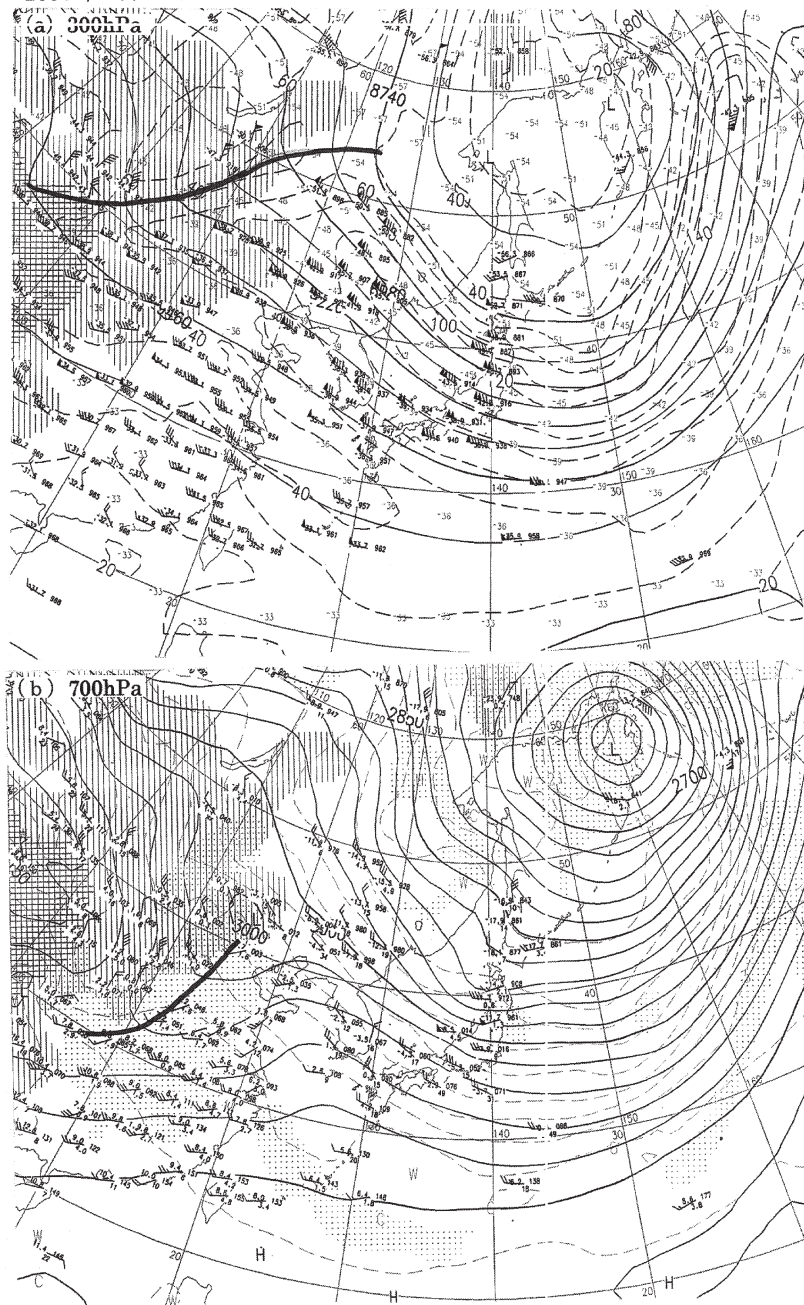
りと進みつつも同じ値を保っていることだ。つまり、この低気圧は発生後わずか24時間で最盛期に達し、以後はゆっくりと衰退していったのだ。前回述べた2000

年11月19～24日の日本海低気圧は発生してから96時間後に、アリューシャン列島に達したところ最低気圧となったのとは大きな違いである。

ちなみに、統計的に見て日本海を含む東アジアの爆弾低気圧は、発生すると、すぐ最も速い成長期に入るといった性質をもつという。すなわち、寒期の西太平洋の爆弾低気圧の60%は、発生後僅か12時間で生涯の最大の発達率(中心気圧が減少する割合)をもつ。同じく77%は発生後24時間で、88%は36時間で最大の発達率を持つという調査結果がある(Jyakum *et al.*, 1989)。本シリーズ(2)で、水蒸気の凝結に伴う潜熱の放出という加熱効果が低気圧の発達を助成すると述べたが、このことが関係していると思われる。

話が横にそれたが、今回の場合はどうか、上層の気象状況と関連させて調べよう。第3図は第1図の36時間前である25日12 UTCでの(a) 300 hPaと(b) 700 hPaの高層天気図である。第3図bでは、日本およびその東にほぼ南北に走る軸を持つ大きなトラフがあるが、その西方110-120 Eあたりに、北東-南西に走る短波のトラフがある。短波のトラフというのは、東西方向の波長が短いトラフのことで、特に波長何 km 以下のものという定義があるわけではないが、現に日本およびその東を覆っている大きなトラフに比べれば、その小ささは納得できるだろう。第3図の短波のトラフの位置が高度とともに西に傾いていることから、この短波のトラフを持つ擾乱は発達中であることが分かる。また大気の流れは大きい。

2004年4月25日12UTC



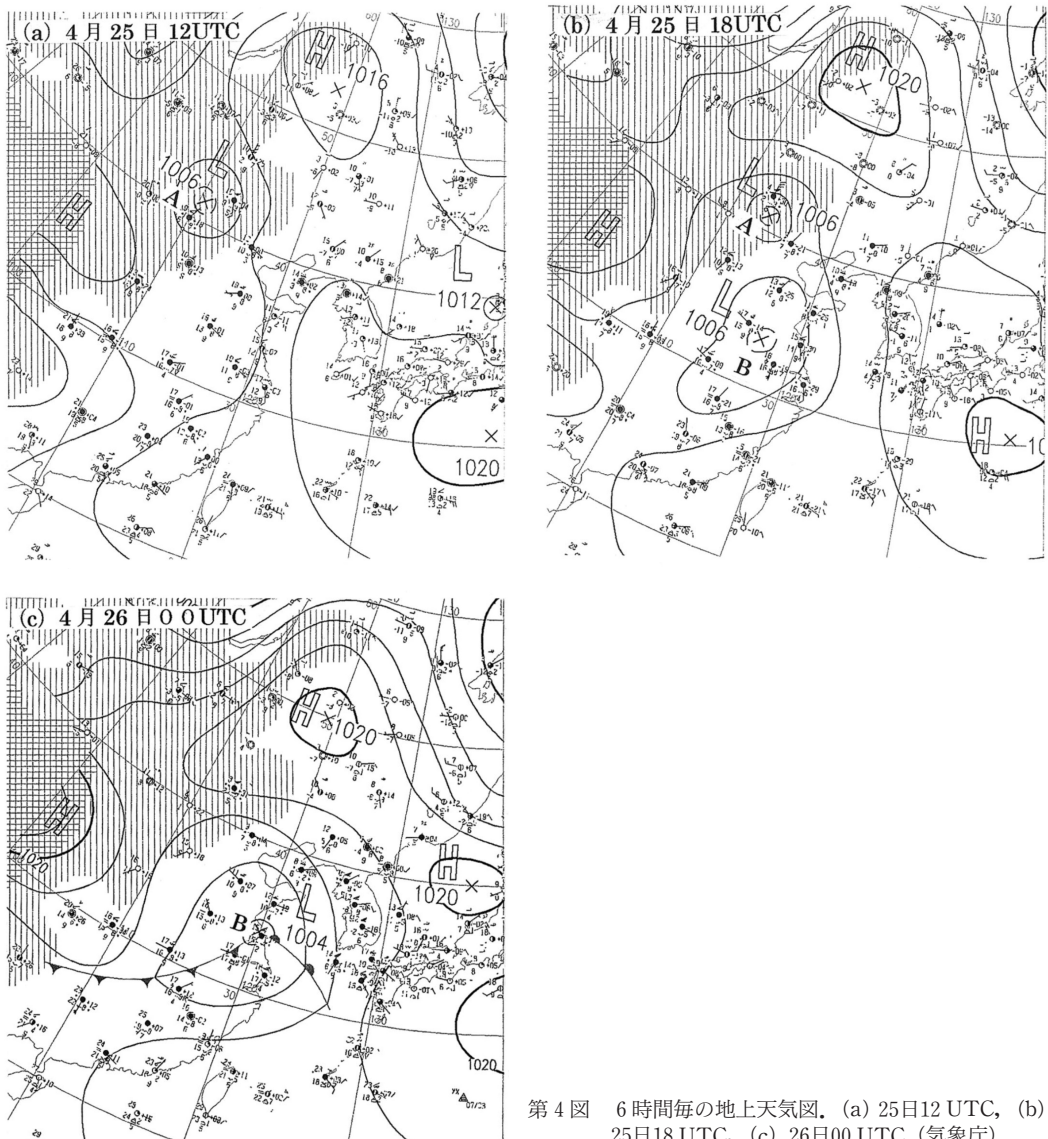
第3図 2004年4月25日12 UTCにおける高層天気図。(a) 300 hPa, (b) 700 hPa (気象庁)。太い実線はトラフの軸を示す。

第4図aは同時刻における地上天気図である。700 hPaの短波トラフの中心付近(第3図b)、110°E、42°

NのあたりにAと記号した中心気圧1006 hPaの低気圧がある。しかし、この低気圧が発達して第1図の低気圧になったのではない。第4図aから6時間後の25日18 UTCの天気図には(第4図b)、低気圧Aの南に新たに中心気圧1006 hPaの低気圧Bが解析されている。前線は解析されていないから、これはノルウェー学派の言う寒帯前線波動説で発生した低気圧ではない。さらに6時間経った26日00 UTCまでには(第4図c)、低気圧Bは発達しながら東進する間に低気圧Aを吸収して、低気圧Bだけが1004 hPaとなり、温暖・

寒冷前線も解析されている。その後も東進を続け、27日00 UTCには第1図の状態となった。このように、低気圧Bが第1図の低気圧の前身であるから、厳密に言うと、今回問題とする低気圧の発生時刻は、低気圧Bが初めて閉じた等圧線を持つ低気圧として登場した25日18時である。

なぜ最初に700 hPaのトラフの下に出現した低気圧Aでなく、その南方に後から出現した低気圧Bが主導権を握ったのかの理由は、前2回で述べたのと同じであるから繰り返さない。本シリーズの目的は東アジア



第4図 6時間毎の地上天気図。(a) 25日12 UTC, (b) 25日18 UTC, (c) 26日00 UTC (気象庁)。

のお天気系を見ることである。天気解析の歴史が長い北欧や英国、あるいは米国の中西部や東部に比べて、東アジアのお天気系の最大の特徴は、大気中の水蒸気が多いということであると思うので、繰り返し同じような図を示しているわけである。

3. 最盛期の低気圧

こうして出来た低気圧の27日00 UTCにおける構造が第5図である。ちょうど日本列島に春の嵐を起こしている第1図の低気圧を、海面気圧と925 hPaにおける風と相当温位の分布で見たものである。二つの低気圧AとBが合流した結果として、中心付近では局地的な渦度の最大値が二つ接近して存在し、複雑な分布をしているが、その点を除けば前回(3)の第5図aとbの中間の状態となっている。すなわち、逆向きトラフの中で誕生したため、低気圧中心の東側には強い南風が低緯度地帯から流れ込んで、合流型の前線形成過程により、明瞭な温暖前線を形成している。また、もともと大気の傾圧性が強かったので、低気圧中心の西側を流れる北風が寒気を運び、ここではシア型の前線形成も寄与して、明瞭な寒冷前線が作られている。そして、風は日本海低気圧で普通に見られるように、寒冷前線に沿った暖域で最も強い。主な流れは、暖域の下層の空気塊が南西風に乘って温暖前線に向かい、これを乗り越えて温暖前線面に沿って上昇し、対流圏面に達するという流れである。この流れが下層の高温多湿の空気を上層に運び、雲を作り、雨を降らせるので、温暖コンベヤーベルト(warm conveyor belt)という名が付いた(Browning, 1990)。このシリーズ(2)南岸低気圧の第10図と同じく、第5図の雲をレーダーで見ると、寒冷前線に沿って対流性の雲があり、温暖前線を越えては層状性の雲が広がっている。

このように、下層で低気圧が発達し雲が生成されているとき、上空はどうなっているのか。第6図が同時刻に衛星水蒸気画像に重ねた300 hPaにおける風と渦度の分布を示す。前に述べた短波のトラフはますます発達し、トラフの軸では、北風が南西風に急激に変化していて、軸に沿って $250 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の正渦度が並んでいる。それ以外にも、大きな正の渦度がトラフに広がっている。これと対照的に、トラフの東側で層状雲が広がった区域には、約 $100 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の負の渦度がほぼ一様に広がっている。これは、温暖コンベヤーベルトに乗って、層状雲の頂がこの高度に達したときには、短波のトラフの下流にあるリッジに入り込んでいたから

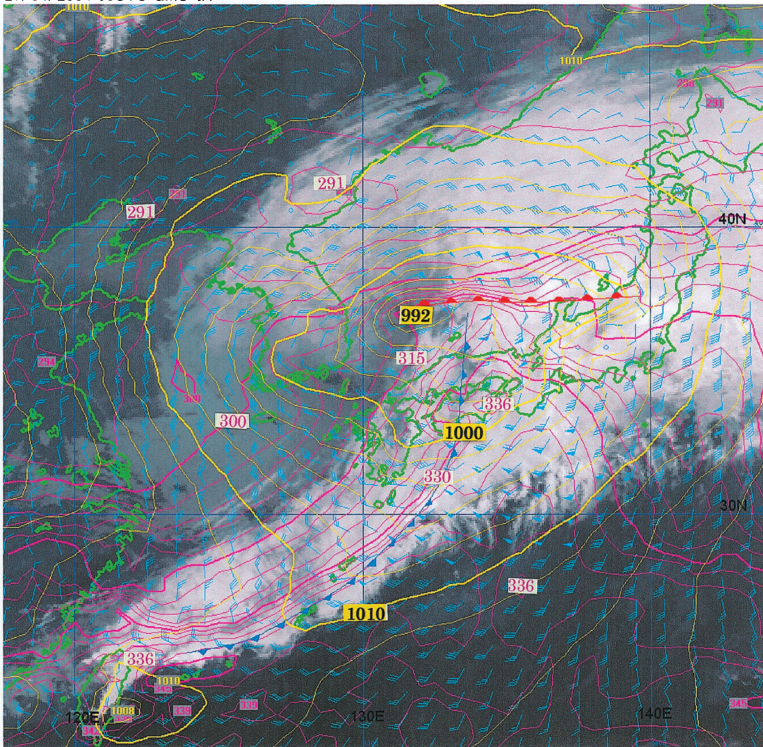
というのが理由の1つである。もう1つは、一般的に台風の上部には時計回りの流れがあるのと同じように、低気圧に伴う上昇流が圏界面で止められ、渦度のストレッチ効果の逆の伸縮効果によって、渦度が弱まるからと思われる。第6図に等温線は記入していないが、大雑把に言うと、トラフの軸のすぐ西側にサーマルトラフがある。すなわち、上層のトラフは冷たい。

ちなみに、第5図と第6図から6時間後の衛星可視画像が、「天気」2004年6月号(p.474)に「今月の気象衛星画像」として掲載されているので、併せて参照していただきたい(ただし、付図の地上天気図に解析されている閉塞前線は、前回のケースと同じく後屈温暖前線と思われる)。上に述べた温暖コンベヤーベルトの先端の雲の西、水蒸気画像で暗域の中に、もう1つ、雲頂高度の低い雲の塊があるのが明瞭に認められる。低気圧の流れとそれに伴う雲の生成は重要かつ興味ある問題で、別の機会にもっと詳しく議論したいと思う。

さて、今回の低気圧が、中心気圧で見ると、日本海で最盛期に達したという特徴は、風の高度分布に如実に現れている。第7図は千葉県勝浦におけるウィンドプロファイラのデータである。ほぼ27日04 UTCから11 UTCころまで、測定された最下層の350 mから最上層の9 kmまで、風向は南西で、風速は70~80ノットとほぼ一様な風が吹いている。すなわち、風は水平面上では第5図に示したように場所によって違うが、高度方向にはほぼ一様である。11 UTC以降は乾燥貫入(dry intrusion)に伴って、高度ほぼ4 km以上に乾燥した大気が入ってきたため、ウィンドプロファイラのデータが得られにくくなっているが、それ以下の下層では相変わらず一様な風が吹いている。ある1地点で風が高度方向に一様であるということは、地衡風の議論を使えば、温度風がゼロであること、換言すれば、等圧面上で温度(同じことであるが温位)が一様であることを、さらに換言すれば、大気が順圧であることを示す。同時刻における500 hPa面上の温位の分布が第8図に示してあるが、確かに北日本を除くと、日本列島の上空では温位はほぼ322~324 Kと驚くほど一様である。

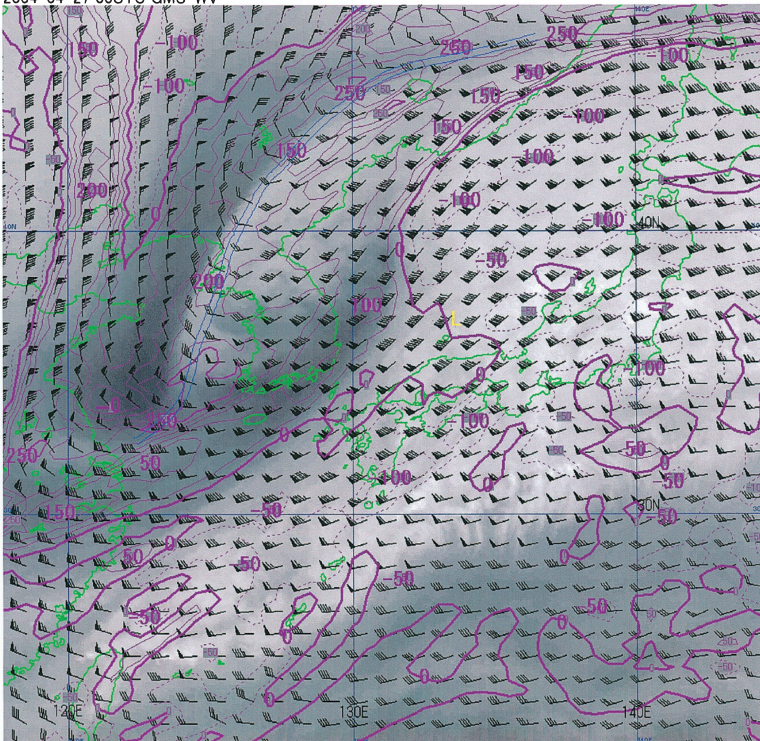
この時刻に大気が順圧であることは驚くに値しない。第3図に見た擾乱は大気が傾圧的に不安定だから発達した擾乱である。つまり、大気の傾圧性があるにも大きくなりすぎたために起こった擾乱であるから、擾乱は大気の傾圧性を弱めて、順圧大気にしようとする。その結果、大気は第7図や第8図に示すよう

27/04/2004 00UTC GMS-IR



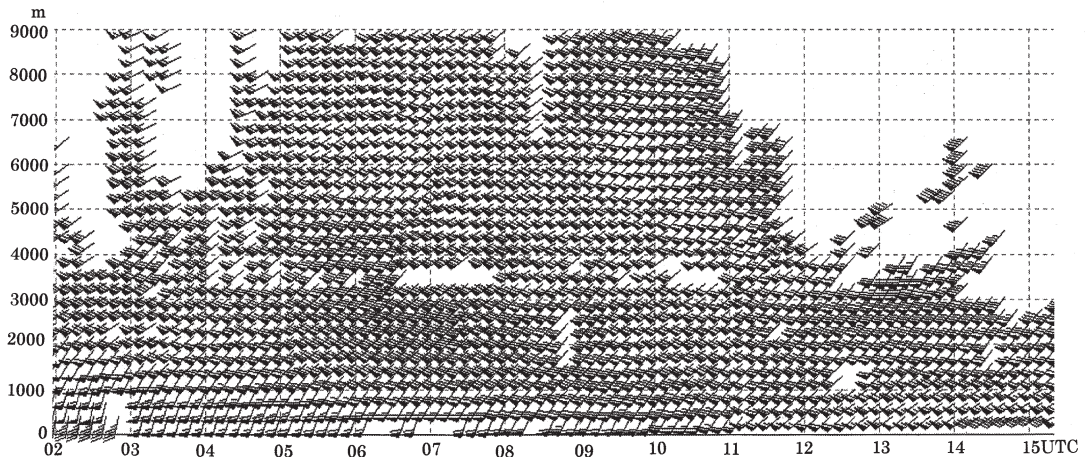
第5図 4月27日00 UTC (第1図と同じ), GMS-5の赤外雲画像に重ねた地上気圧(黄色, 2 hPa おき), 925 hPa における風と相当温位(ピンク色, 3 K 毎)の分布図. 風の記号は, 短い矢羽は5ノット, 長い矢羽は10ノット, ペナントは50ノット.

2004-04-27 00UTC GMS-WV



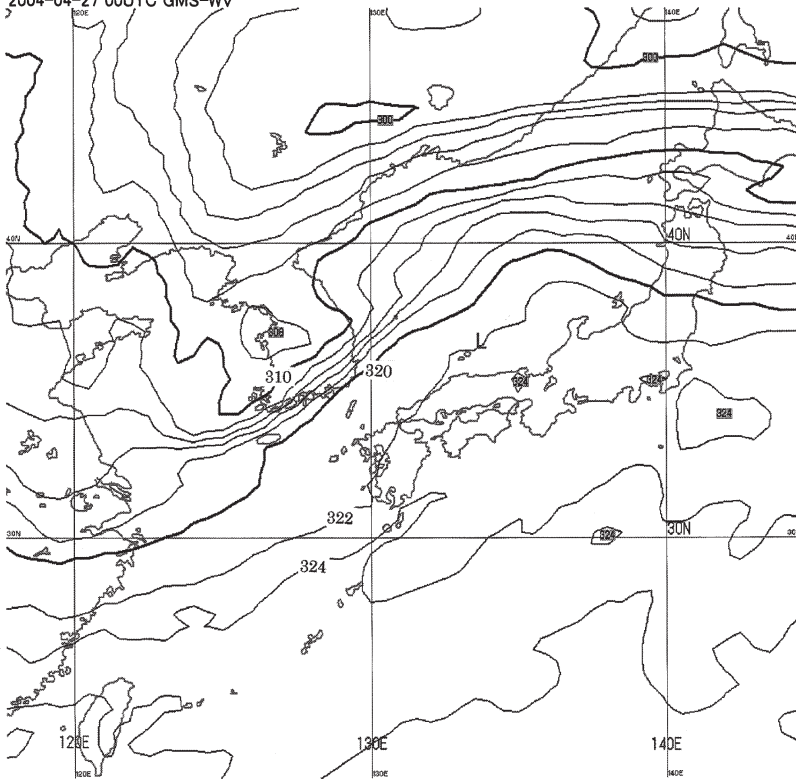
第6図 第5図と同時刻, 水蒸気画像に重ねた300 hPa における風と渦度(紫色)の分布図. 実線は正渦度, 破線は負渦度. $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 毎. 記号Lは地上低気圧の中心位置, ブルーの二重線はトラフの軸を示す.

2000年4月27日 勝浦



第7図 千葉県勝浦市のウィンドプロファイラの記録。2004年4月27日02 UTCから15 UTCまでの期間、風の記号は第5図と同じ。

2004-04-27 00UTC GMS-WV

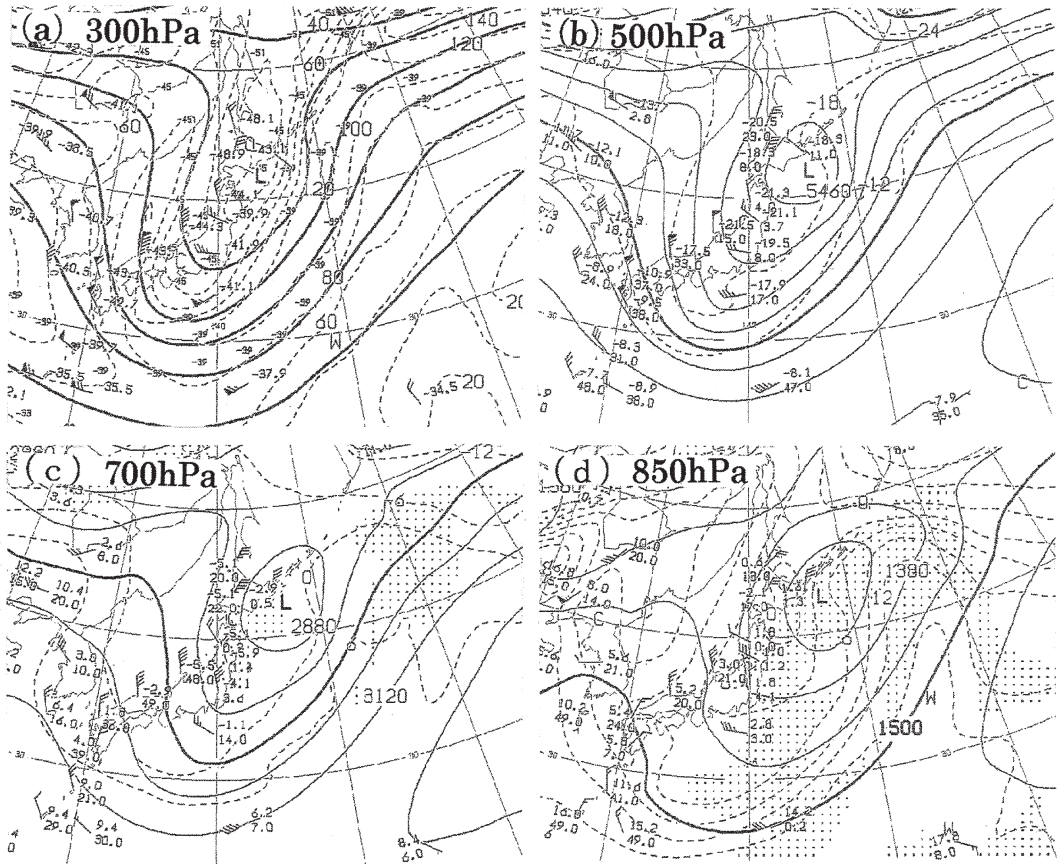


第8図 4月27日00 UTC, 500 hPaにおける温位の分布図(2 K 毎)。記号Lは地上低気圧の中心位置。

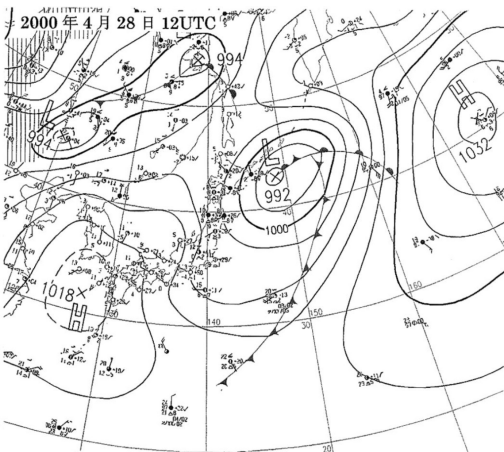
に順圧大気に近い状態になったのである。

順圧大気では上層のトラフ(あるいは低気圧の中心)と下層の低気圧の中心を結ぶ線は高度とともに傾かず、鉛直に立っていない。実際にそうであることは、第9図に示した高層天気図が示している。また第10図に示した地上天気図においては、低気圧の中心は前線系から大きく離れて、前回示したシャピロ・カイザーのモデルでは最終の第IV期、すなわち、暖気核の隔離に似た構造をしている。ただ、シャピロ・カイザーのモデルでは、暖気核が第9図のように、対流圏界面に達するような深い構造を持っていることは述べていない。また、第10図に示した低気圧中心が暖気かどうかデータ不足のため確認されていない。

2004年4月28日12UTC



第9図 4月28日12 UTCにおける高層天気図：(a) 300 hPa, (b) 500 hPa, (c) 700 hPa, (d) 850 hPa (気象庁).



第10図 第9図と同時刻の地上天気図 (気象庁).

こうして、なぜ今回の低気圧が日本列島に春の嵐をもたらしたのかという質問に対する答えは、中心気圧から見ると、この低気圧は日本海で発達した最盛期に達したこと。さらに、その発達を促した上層のトラフが短波であったため、低気圧全体の水平スケールが小さく、従って気圧傾度が大きかったからである。また、この低気圧は逆向きトラフの中で発生したため、発生するときから、強い降雨と強い寒冷前線を伴っていた。強い降雨は強い低気圧の発達を促す。風は寒冷前線に沿って最も強い。日本海で最盛期に達した低気圧に伴う強い寒冷前線が日本列島を横断する際に、風害をもたらされたのである。ちなみに、今回の低気圧の最大の渦度は $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の程度であった。

4. テーラー・コラム

第9図のように、ほぼ定常で、鉛直に直立した渦巻きは、流体力学でいうテーラー・コラム (Taylor column) あるいはテーラー柱を思い出させる。カップにコーヒーを入れ、カップを回転盤に乗せて、コーヒーに回転運動を与える。そこでコーヒーに少しクリームを注ぎ、スプーンを数秒動かしてから引き上げる。すると、表面だけ見ると、ミルクは曲がりくねった白い筋となって渦巻いているが、驚くことには、その部分はまるで白い布でできたカーテンのように、鉛直にカップの底まで伸びているのである(木村, 1985)。どの水平面で切断して見ても、表面と同じクリームのパターンが現れるのだ。金太郎飴と同じである。

厳密にいうと、テーラー・コラムは流体が非圧縮性流体であることに加えて、少しばかりの条件が満たされたとき成り立つものである(小倉, 1978)。現実の大気は非圧縮性流体ではないので、カップの中のコーヒーのような綺麗な金太郎飴は出現しない。事実、第9図の渦巻きの中心を通り、41°Nの緯度線に沿った鉛直断面で、風と渦度の分布が第11図に示されているが、渦巻きの軸は鉛直に直立し、殆ど軸対称ではあるものの、渦度の強さは高度について一様ではない。約450 hPaの高度で強さ $400 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の最大値をとる。また、第9図の温度分布をよく見ると、対流圏界面付近の300 hPaや地表面近くの850 hPaでは、かなりの温度勾配

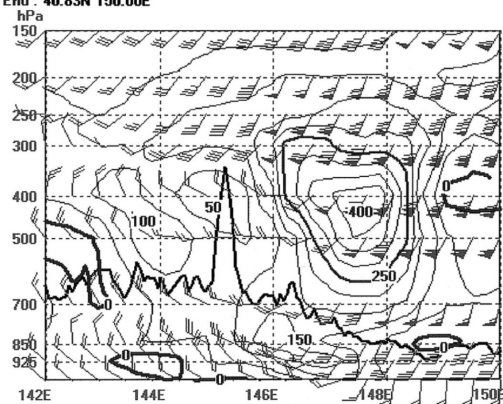
があり、最もバロトロピック大気に近いのは500 hPaである。

これは、ちゃんとした理由があつてのことである。ごく大雑把に言うと、鉛直速度は、地表面と対流圏界面でゼロである。それで総観規模の気象では、鉛直速度は対流圏大気のほぼ真ん中、500 hPaあたりの高度で最大値を持つと見てよい。最大値を持つ高度では、鉛直速度の鉛直微分はゼロである。ここで、本シリーズ(1)において、渦度の変化についてのストレッチ効果を解説した際の式を振り返ると、500 hPaあたりで $\Delta\omega/\Delta p \approx 0$ である。従って、500 hPa面では、空気塊は風に流されて移動しても、自身の持っている渦度は保存されることになる。このように渦度が保存されることは、2次元運動の特性なのである。

歴史的に見ると、1940年代の終わりから1950年代の初めにかけて、気象力学に基づく予報、すなわち今日でいう数値予報が試みられたとき、最初に用いられたのが、いわゆるバロトロピック・モデルであった。すなわち、500 hPa面の流れは渦度を保存すると仮定して、微小時間後の渦度の分布を計算し、流れは近似的に地衡風であると仮定して、渦度の分布から逆に500 hPa面上の流れを計算する。この計算を繰り返して、将来の高・低気圧の位置を予報しようとするものである。しかし、すぐ分かるように、この方法では渦度に対するストレッチ効果を全く無視しているため、高・低気圧の発達・衰弱については何も予報できない。それで数年の後には、地衡風近似は依然として使いつつも、傾圧大気を扱うように数値予報は急速に進歩していった。

== Cross section ==

28/04/2004 11:37UTC
1st : 40.95N 141.96E
End : 40.83N 150.00E



第11図 低気圧の中心を通る41°Nに沿った鉛直断面内の風と渦度の分布。渦度は $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 毎。太い実線は輝度温度から決めた雲頂高度。

5. 温帯低気圧のハリケーン化

第11図に示した渦は、ほぼ傾度風平衡にある円形の渦という意味で台風に似ているが、もちろん台風とは全く違う。台風の場合は台風の中心を取り巻いて積乱雲の群れがあり、積乱雲の中で放出される凝結の潜熱が台風のエネルギーの源となっているが、今回は主な雲は温暖コンベヤーベルトに乗った雲だけである(図省略)。また台風では対流圏界面付近の高度に負の渦度があり、このことは巻雲系の雲が台風中心から時計回りに吹き出していることから分かるが、第11図の渦巻きには上部に負の渦度がない。また台風は暖気核を持つ渦巻きなのに、第11図の渦巻きの上部の温度は低い(第9図)。

それにしても、発達した温帯低気圧の成れの果てと

して、ほぼ軸対称で直立した回転軸を持つ渦巻きが出来たというのは興味深い。というのは、最近 Davis and Bosart (2001, 2003) は温帯低気圧がハリケーンになることがあるという議論をしているからである。台風あるいはハリケーンが北上して中緯度の傾圧帯に入ると、温帯低気圧化することは知られている。彼らはこれと逆のプロセスの話をしているのだ。

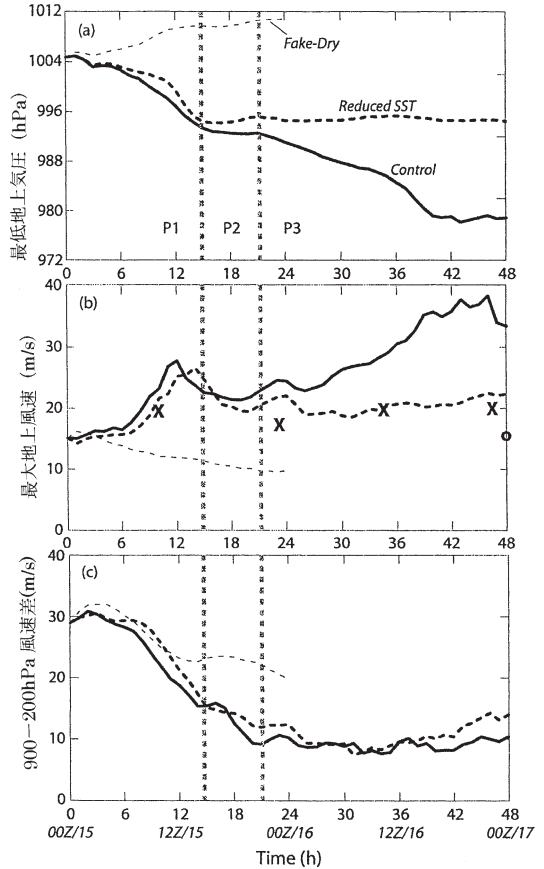
彼らによれば、熱帯低気圧が発生するのに好都合な環境は：① 26.5°C以上の海面温度、② 組織化された深い対流に整合的な対流圏上層の発散、③ 湿った下層および中層大気、④ 地表面近くの低気圧性循環、⑤ 弱い風の鉛直シアである。

この④は少し説明を要するかもしれない。前章で、微小時間 Δt の間に渦巻きの渦度 ξ が増加する量 $\Delta \xi$ を与える渦度の式を既に引用した(本シリーズ(1))。実は、これは近似的な式であって、もう少し近似の精度をよくした式は、

$$\Delta \xi / \Delta t = (f + \xi) (\Delta \omega / \Delta p) \quad (1)$$

で与えられる。微小な高度差 Δp による鉛直 p 速度 ω の差が $\Delta \omega$ で表されている。f はコレオリ・パラメータである。例えば、緯度20°における f の値は約 $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ である。一方、例えば梅雨前線のような弱い停滞前線でも、 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 程度の渦度があるのが普通である。従って、初期にある程度の低気圧性の循環があると、その場に発生した擾乱は、初期に $\xi = 0$ の場合よりも、もっと早く成長できることになる。

話が横にそれたが、Davis and Bosart (2003) が問題にした点は、最後の⑤鉛直シアである。どれくらいのシアを弱いと見るかについては、850 hPa と 200 hPa の間の風速の差が 15 ms^{-1} 以下でないと熱帯低気圧は発生しないという報告がある一方で、その半分くらいを閾値とする報告もある。彼らは2000年および2001年の大西洋ハリケーンシーズン中に、20°N より高緯度の地帯での低気圧を調べて、一般場の鉛直シアが弱まったため、温帯低気圧から熱帯低気圧に変化したケースが10例あったとしている。その中の代表的な場合について、数値実験の結果を図示したのが第12図である。まず1番下のc図が示すように、一般場の鉛直シアは時間とともに減少しているが、200 hPa と 900 hPa の風速差が閾値とする 15 ms^{-1} 前後くらいにまで弱くなると、低気圧の中心気圧は再び下がりはじめ(a 図)、地表面の風速も強くなって(b 図)、温帯低気圧が熱帯低気圧化したことを示している。第9図に示したわれ



第12図 はじめ前線における温帯低気圧として発生し、後にハリケーン Michael として発達した2000年10月15-17日の間、数値実験による諸要素の時系列。(a) 低気圧の中心気圧、(b) 最大地表風速 (ms^{-1})。クロスは QuikSCAT からの実測値。(c) 低気圧中心を囲む $308 \text{ km} \times 308 \text{ km}$ の範囲内で平均した鉛直シア (実際は200 hPa と 900 hPa の風速差)。P1, P2, P3はそれぞれ傾圧性の発達期、静穏期、熱帯性の発達期を示す。総ての物理過程を入れたモデルを使った結果が「コントロール」、海面温度を実際より低くして行った実験の場合が「reduced SST」(Davis and Bosart, 2003)。

われの低気圧の場合は、すでにこれだけよく組織化された低気圧性循環があっても、900 hPa と 200 hPa の間の鉛直シアが約 20 ms^{-1} があるから、仮に水面温度が 26°C 以上であっても、熱帯低気圧とはならなかったであろう。

謝 辞

原稿改良のため、有益なコメントを下された担当編集委員別所康太郎氏と査読者に感謝したい。

参 考 文 献

Browning, A. K., 1990 : Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. In *Extratropical Cyclones—The Eric Palmen Memorial Volume* (C. M. Newton and E. O. Holopainen eds.), Amer. Meteor. Soc., 129-153 (研究時報, 第62巻, 1995, 第1号に北畠尚子らによる邦訳あり).

Davis, C. A. and L. Bosart, 2001 : Numerical simula-

tions of the Genesis of Hurricane Diana (1984). Part I : Control simulation, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1859-1881.

Davis, C. A. and L. Bosart, 2003 : Baroclinically induced tropical cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2730-2747.

Jyakum, J. R., J. R. Anderson, R. H. Gruman and E. L. Grunner, 1989 : North Pacific cold-season surface cyclone activity : 1975-1983, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1137-1155.

木村龍治, 1985 : 流れの科学 (改訂版), 214pp.

小倉義光, 1978 : 気象力学通論, 東京大学出版会, 249pp.