



104:7 (南岸低気圧；逆引きトラフ；傾圧不安定波)

お天気の見方・楽しみ方 (2)

南岸低気圧の発生

小 倉 義 光*・加 藤 輝 之**・高 野 功***

1. 傾圧不安定波

お天気は温帯低気圧の通過によって大きく変わる。温帯低気圧は発生・発達・消滅という一生を送るが、まず低気圧の発生の話から始めよう。

一般的に、温帯低気圧は傾圧不安定による大気中の擾乱である。傾圧不安定は、極めて重要で基本的な概念なので、しっかり理解しておく必要がある。しかも、傾圧不安定は総観規模のトラフ/低気圧の発生・発達だけでなく、梅雨期に梅雨前線上に点々と存在する小低気圧(メソ α スケール)や、冬季の海上で発生するポーラー・ロー(寒気内小低気圧)にも関係することが次第に明らかにされつつある。それで、日本気象学会(1998)、小倉(1999)など、初等的な気象の本で解説されているが、温帯低気圧の具体的な例を記述する前に、ここで傾圧不安定について簡単に復習をしておきたい。

まず、傾圧大気とは等圧面上で温度傾度のある大気をいう。毎日眺めている日本付近の高層天気図は等圧面上の気象の状態を示すものである。そこには等温線が描かれているのが普通であるから、改めて大気はいつも傾圧大気であるというのは、おかしいみたいであるが、大きく見ると、等温線は東西方向に走っており、高緯度側の温度が低い。このとき中緯度の対流圏内では、温度風の関係(小倉, 1999, p. 145)によって、偏西風は高度とともに増大する(総観規模の流れを考えているので、風はいつでもどこでも地衡風であり、温度風の関係はいつも成立しているとする)。大気中には、い

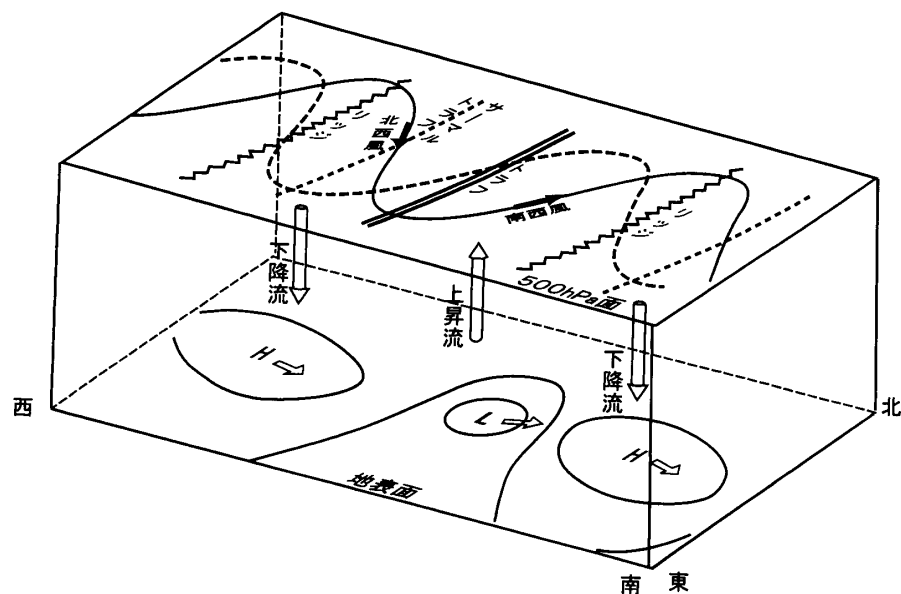
つもいろいろな波長を持った小振幅の擾乱があるが、鉛直方向に風速が増大する割合が、ある限度を超えると(すなわち、南北方向の温度傾度がある程度以上になると)、数千 km 程度の波長を持つ波動についてだけ、選択的に振幅が時間とともに成長する。この成長する波動を傾圧不安定波という。そして、傾圧不安定で成長中の波動は、ある決まった構造をもつ。すなわち、温度や気圧や風などが3次元的に決まった配置をしている。動物や植物などが、それぞれの種に従った特有の形態を持って成長するのと同じである。

第1図に北半球における傾圧不安定波の構造を模式的に示す。図が複雑にならないように、500 hPa 面と地表面だけが示してある。波動を記述しようとしているのであるから、500 hPa 面上では等高線が波を打ち、トラフとリッジがある。トラフ内で等高線の曲率が最大の点を結んだ線をトラフの軸あるいは谷線という。リッジについても同じように軸あるいは尾根線を定義する。第1図には等温線も描いてあるが、これについても、温度が低いサーマルトラフと温度が高いサーマルリッジを定義できる。ここで重要なのは、発達中の波動では、サーマルトラフが気圧のトラフより少し西側(すなわち一般流である西風の上流側)にあることである。このため、トラフの東側に相対的に暖かい空気が、西側に冷たい空気がある。そして風は等高線に平行に吹いているから、トラフの東側には南よりの風、西側には北よりの風が、図に示すように等温線と大きな角度をもって吹いている。すなわち東側には暖気移流、西側には寒気移流がある。これは暖気を高緯度に、寒気を低緯度に運んでいる。既に述べたように、傾圧不安定波は南北の温度差が大きくなり過ぎたために起こった波であるから、波が暖気を高緯度に、寒気を低

* Yoshimitsu OGURA, 東京大学海洋研究所。

** 気象研究所予報研究部。*** 気象庁予報部。

© 2005 日本気象学会



第1図 傾圧不安定波の発達初期段階の模式図。

緯度に運んで、南北の温度差を弱めようとしているのは、波がすべき働きである。一般的に、不安定波は、自らを励起した環境(今回ならば南北の温度差)を変えて、波の起こらない環境にしようとする働きをする。

地上の低気圧/トラフの西に500 hPaのトラフがあれば、その低気圧は発達することはよく知られている。第1図でも谷線の位置は高度とともに西に傾いている。このシリーズは「天気教室」であるから、ここで問題を出す。上記のようにサーマルトラフがトラフの西に位置していることと、谷線の位置が高度とともに西に傾くということは、静水圧平衡を仮定すれば、実は同じことを言っているのだということを示せ(答えは小倉(1999) p. 189)。

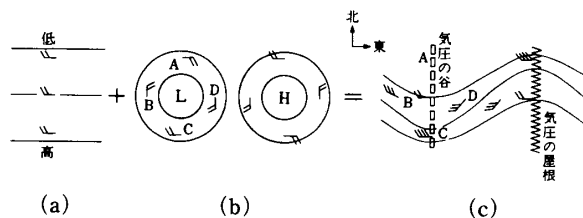
第1図でもう1つ重要なことは500 hPaのトラフの東側に上昇流、西側に下降流があることだ。一般向けの気象書には、地面摩擦のため、下層の空気は等圧線を横切って低気圧中心に向かって流れ込み、収束した空気が上昇流となる、と解説しているものがある。確かにそうした上昇流はあるし、これが台風の発達には極めて重要である。しかし第1図に示した上昇流は、発達する傾圧不安定波に摩擦がなくても、大気中に水蒸気がなくても、必然的に備わったものである。前回述べた水蒸気の凝結による加熱は、この上昇流を強化させるものだった。それでは、なぜ上昇流が東側になればいけないかというと、東側には相対的に暖かい空気があり、これが上昇流によって上層に運ばれる。反対にトラフの西側では冷たい空気が下降する。従っ

て低気圧全体としての重心が下がる。それで、位置のエネルギーが減少する。減った分の位置のエネルギーが低気圧全体の運動エネルギーとなる。これがすなわち低気圧の発達である。

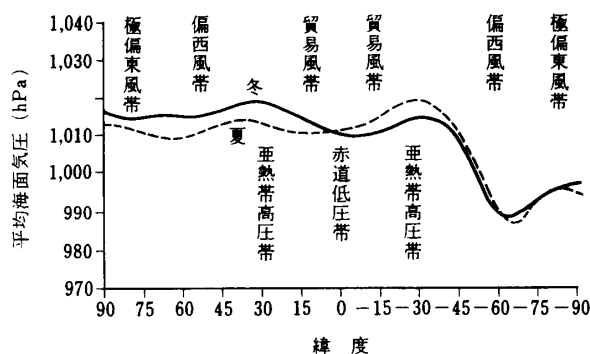
このように発達中の傾圧不安定波では、温度・気圧・風・上昇下降流など、すべての気象要素がそれぞれの役目を果たして、低気圧を発達させるように配置されている。傾圧不安定波の構造とは、このような配置があることをいう。

2. 逆向きトラフ

第1図では、地表面でも低気圧と高気圧が東西方向にならんでいる。東シナ海や華南で発生する東シナ海低気圧を想定しているので、そうした場合によくあるように、地表面では低緯度側に開いたトラフの中で低気圧が発生した状況が描かれている。第2図は初級の解説書でよく見かけるものであるが、トラフは低気圧性に回転している渦巻きと一般流が重なったとき出現するものであることを示す。それで、等圧線(高層天気図では等高度線)がトラフの形を取るか、閉じた等圧線を持つ低気圧となるかは、渦巻きの強さと一般流との相対的な強さによる。対流圏内の中層から上層にかけては、西風が強いのでトラフとなることが多い。第2図で、そのトラフが高緯度側に開いているのは、中緯度では高緯度側が低緯度側より気圧が低いから(すな



第2図 ある平面状で、一様な西風に、高・低気圧に相当する渦巻き(b)が埋められて存在したとき、流れが波形(c)になることの説明図。実線は等圧線、矢羽は1本が5 ms⁻¹。



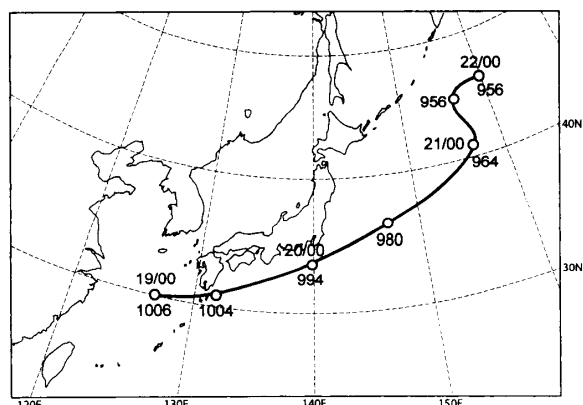
第3図 緯度線に沿って地球をぐりと1回り平均した海上気圧の緯度分布. 実線は北半球の冬季(12月, 1月, 2月)で, 破線は夏(6月, 7月, 8月). 曲線の下は気圧分布から見た区分で, 曲線の上は卓越している風から見た区分.

わち一般流が西風)だからである.

それでは, 第2図で一般流が東風だったらどうなるか. 当然トラフは低緯度側に開く. これは普通中緯度の高層天気図に見るトラフとは向きが逆なので, 逆向きトラフ(reversed trough)という. 東西方向に地球をぐりと一回りして平均した地表面気圧の分布が第3図に示してある. 赤道地帯に赤道低圧帯があり, その高緯度側に亜熱帯高圧帯がある. 北半球では, この両者の間に北東貿易風が吹いている. そして亜熱帯高圧帯は切れ目なく地球を一回りしているわけではないので, その切れ目で, 例えば華南の低気圧が赤道低圧帯と直接連なって, 逆向きトラフが出現した状態が第1図に示してある. トラフが高緯度側に開こうが, 低緯度側に開こうが, どうでもいいと思うかもしれないが, 低緯度側に開いているということは, 低気圧の中心が直接赤道低圧帯に接触し, 熱帯性気団に曝されていることを示す. つまり, 温度が高く, 水蒸気をたっぷり含んだ空気(相当温位が高い空気)が下層で低気圧に侵入しているのだ.

3. 東シナ海低気圧の発生

前節では, 仮想的な単純化した状況の中での模式図を示した. もっと具体的な話をするために, 南岸低気圧の例を採る. 南岸低気圧については, Takano(2002)が詳しく解析した例があるが, ここでは, 特に発生に注目するために, 別の低気圧を考える. 第4図にこの低気圧の中心の位置と気圧を12時間おきに示した. 6時間毎の地上天気図によると, 低気圧は2000年2月18日18 UTC頃, 上海付近の東シナ海で発生し, その後本



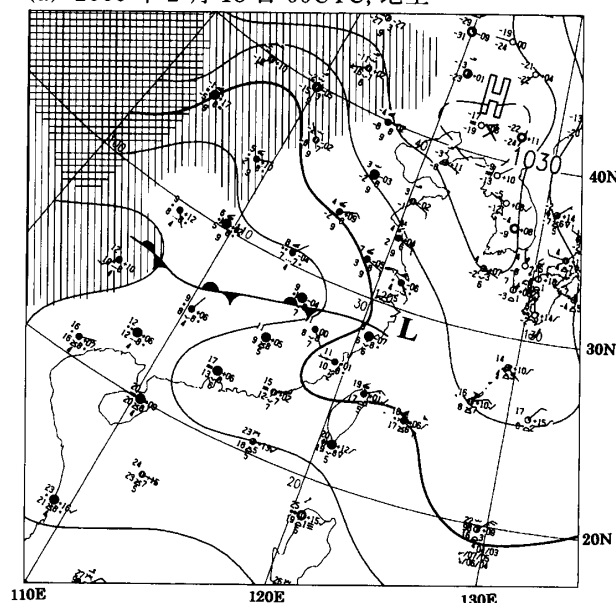
第4図 12時間毎の低気圧中心の位置と中心気圧(hPa).

州南岸沿いに進んだ. 図によると, 低気圧の中心気圧は20日00 UTC から21日00 UTC の間の24時間に30 hPa も下がったから, 文句なしに爆弾低気圧にランクされる資格を持つ. ここで爆弾低気圧とは, 緯度 ϕ のところで中心気圧が24時間に $24(\sin\phi/\sin60^\circ)$ hPa 以上降下した低気圧をいう. 例えば, 東京の緯度 35° ならば, 中心気圧が24時間に16 hPa 以上下がった低気圧は爆弾低気圧である. 今回の低気圧は発達の間は北東方向に急速に進行しているが, 22日ころ千島南方海上で最盛期に達するころには, ほとんど進行は止まった.

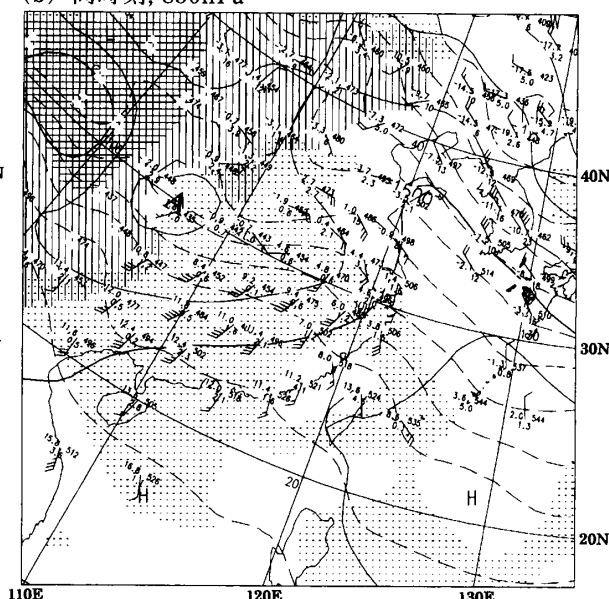
この低気圧の発生状況を見る. 第5図が低気圧発生前の2000年2月18日00 UTC の状況を示す. 第5図aの地上天気図においては, (図をカットしたので見えないが)先発の低気圧が千島の東で958 hPa まで発達し, シベリア大陸上の1044 hPa の高気圧からリッジが朝鮮半島から西日本に延び, 典型的な西高東低の気圧配置となっている. 図では, チベット高原の西端に華南から華北まで北方に伸びるトラフがあるが, ここでの注目点は, 華中において東西に伸びる停滞前線である.

第5図bの850 hPa 高層天気図では, この停滞前線に対応して, ほぼ 30°N の緯度線に沿ってトラフが東西に伸びている. トラフの南側は南西風, 北側は東よりの風というように, 低気圧性の循環が見られる. ここにシアラインがあるという言い方をしてもよい. シアラインというのは渦度が大きい線状の地域でもある. また, 30°N , 107°E あたりに, 地表で南北に走るトラフに対応してAと記号した閉じた等高度線を持つ低気圧もある. そして重要なことは, 低気圧Aの東側の地域では, 最大 $35\sim40$ ノットという強い南西風が等温線と大きな角度をなして吹いていることである. すなわ

(a) 2000年2月18日00UTC, 地上



(b) 同時刻, 850hPa



第5図 2000年2月18日00 UTC(地上低気圧発生18時間前)における(a) 地上天気図と(b) 850 hPa 高層天気図(気象庁)。記号Lは18日18 UTCにおける低気圧の発生場所を示す。

ち暖気移流が強い。下層で強い暖気移流がある地域には上昇流があることが多く、事実、この場合にもトラフに沿って湿数(温度と露点の差)は小さい。すなわち、空気は湿っている。図は示さないが、上層では、ほぼ110°Eにトラフがある。

そして、低気圧は第5図の18時間後、第5図aのLと記号した位置に発生した。

4. 感度実験

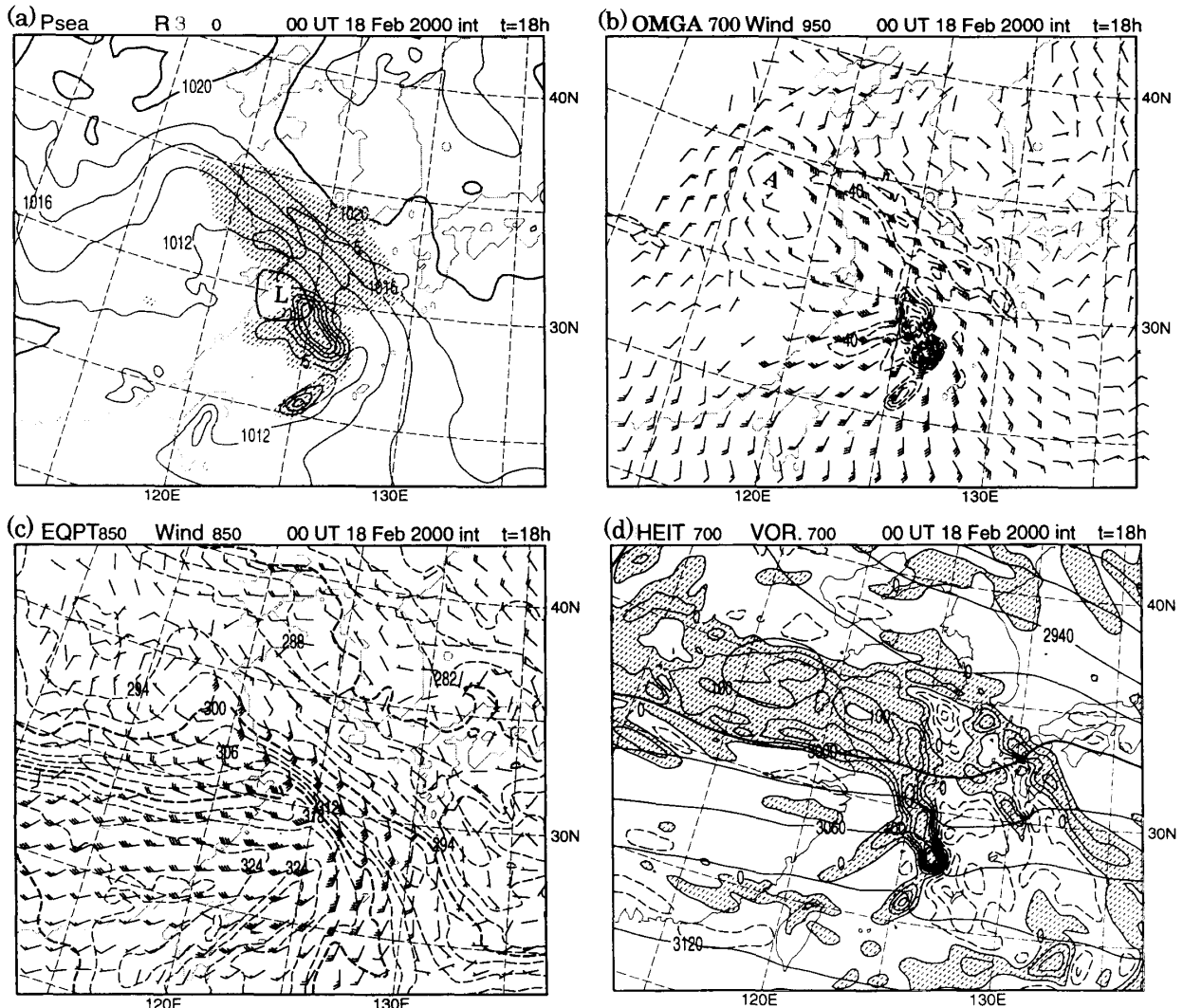
ここで疑問が起こる。なぜ初期からあった渦巻きA(第5図b)が今回の低気圧とならなくて、初期には存在していなかった低気圧Lが約1500 kmも離れた上海付近で誕生して、それが爆弾低気圧として成長したのか。その答えを得るために、気象庁の現業モデルであった領域スペクトルモデル(RSM)を用い、上記の2月18日00 UTCを初期値として51時間先までの数値シミュレーションを行った。

その結果によると、地上の低気圧が発生したのは実験開始後15時間($t=15$ 時間、実際の18日15 UTCに対応)である。これは気象庁の6時間毎の地上天気図によれば、18日18 UTCで初めて低気圧が出現したのと、よく一致している。そして第6図aがモデル低気圧発生直後の $t=18$ 時間(18日18 UTC)における予想された地上気圧と前3時間の降水量分布を示す。上海付近においてLで示したのが今回対象とする誕生したばかりの低気圧である。低気圧の北西方向の華北には、前

に述べた南北に走るトラフが117°Eあたりまで移動している。全体としてみると、低気圧もトラフも逆向きトラフの中にある。第5図bに関連して東シナ海には下層の暖気移流があると述べたが、第6図aとbの鉛直p速度の分布図に見る東シナ海の弱い降雨域と弱い上昇流は、それに関連しているのであろう。しかしその域内で低気圧のすぐ東側には、強い降雨域がある。これには2つ理由がある。1つは、第6図cの850 hPa面上の風を見ると分かるように、顕著な風は華中に於ける西風と東シナ海における強い南風である。この2つの風系に囲まれた低緯度側に、高い相当温位をもつ熱帯性の気団がある。そして、強い降雨域は、この西風と南風が衝突して生まれた強い収束域にある。もう1つの理由は第5節で述べるように、この地域の空気は非常に不安定な成層をしていたからである。

そして、第6図dに示した700 hPaでの渦度の分布を見ると、華中での西風に対応して大きな渦度の領域が東に延びているが、その先端で南に折れ曲がって、東シナ海の非常に強い渦度の領域につながっている。ここが第6図aで見た降水量が大きい領域である。すなわち、前回述べたように、強い対流性の降雨域で開放された凝結の潜熱が上昇流を起こし、ストレッチ効果によりトラフの中にあつた渦度を強化し、トラフの先端部分で低気圧が発生したと考えられる。

本当にそうなのか。強い降雨がなかったら、東シナ海で低気圧は発生しなかったのか。それを確かめるた

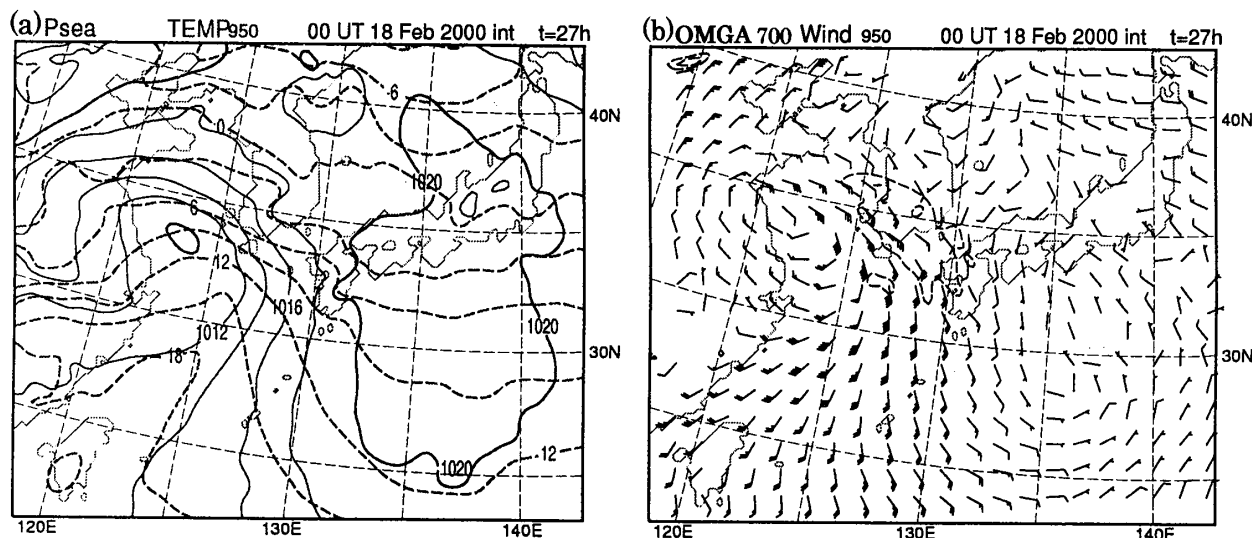


第 6 図 2000 年 2 月 18 日 00 UTC を初期値とするシミュレーション開始から 18 時間後 (2 月 18 日 18 UTC に相当). (a) 海面気圧 (2 hPa 毎) と前 3 時間降水量 (5 mm 毎). (b) 700 hPa における鉛直 p 速度 (20 hPa h $^{-1}$ 毎, 破線は上昇流域を表す) と 950 hPa の風 (長い矢羽は 5 ms $^{-1}$, 短い矢羽は 2.5 ms $^{-1}$). (c) 850 hPa における相当温位 (3 K 毎) と風 (記号は b と同じ). (d) 700 hPa の高度 (30 m 毎) と渦度 (5×10^{-5} s $^{-1}$ 毎). 正渦度の領域に陰影.

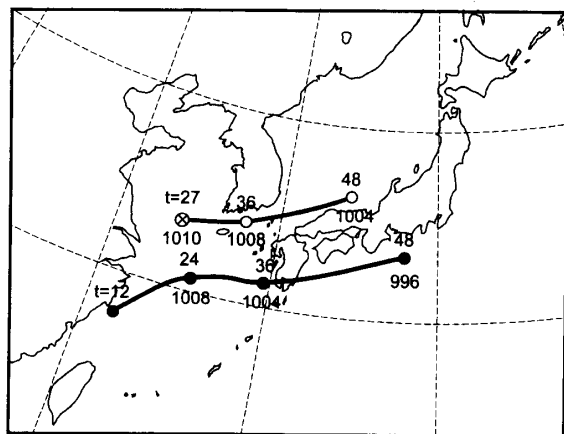
めに, もう 1 度シミュレーションを行った. これは気象学では一般的に感度実験といわれているものである. すなわち, 前と同じ数値モデルを用い, 初期条件を含めて他の条件は全く同じだが, ただ水蒸気はないという乾燥大気についてのシミュレーションを行う. 物理学では, 室内実験でいろいろと条件を変えて実験を行うことができる. 宿命的に, 気象学を含む地球物理学ではそれができない. あるがままの状態を観測するしかない. そうした制限を打破したのが数値モデルの進歩である. モデルがかなりの程度まで現実的な変化を再現することが出来るようになったので, モデルの中の大気の状態を人為的に変えて, 例えば, もし大気中に水蒸気がなかったら, あるいは二酸化炭素の量

が 2 倍になったら, 大気はどう振舞うか, などを調べることが可能になったのである.

さて, 大気中に水蒸気が全くないとしたとき, シミュレーションの結果によると, 地上低気圧が発生するのは $t=27$ 時間 (実際の 19 日 03 UTC) で, 発生場所は黄海中央部である. そのときに状況を第 7 図に示す. これを見ると, 700 hPa では上昇流はほとんど認められない. そして, 950 hPa では渦巻き A の履歴を追っていくと, 何のことはなく, 初期に華北にあった渦巻き A (第 5 図 b) が, 上層のトラフとともに傾圧不安定によって, ゆっくり発達しながらここまでたどり着いた時に, 地上の低気圧として出現したことが分かる. この渦巻き A は第 6 図 b の 950 hPa の風の分布でも認



第7図 大気中に水蒸気がないとした場合のシミュレーション開始後27時間。(a) 海面気圧(2 hPa 毎)と温度(3°C 毎)。(b) 700 hPa における鉛直 p 速度と950 hPa の風(記号は第6図と同じ)。



第8図 黒丸は数値シミュレーションされた低気圧中心の12時間毎の位置。白丸は大気中の水蒸気を無視した乾燥大気の場合。ただし⊗印は乾燥大気の場合に低気圧が発生した位置。丸印の上の数字はシミュレーション開始後経過した時間。下の数字は中心気圧(hPa)。

めることができる。

これを要約するために、第8図には、最初の湿った大気の場合のモデル低気圧と、乾燥大気内のモデル低気圧について、発生後の中心気圧と位置を記入した。第4図の実測と比べると、湿った大気中のモデル低気圧は、現実とよく一致している。ところが乾燥大気中の低気圧は、発生時刻が大きく遅れたのみならず、発生位置も現実と大きく違い、南岸低気圧でなく、日本海を進む低気圧となっている。発達速度もずいぶん遅い。

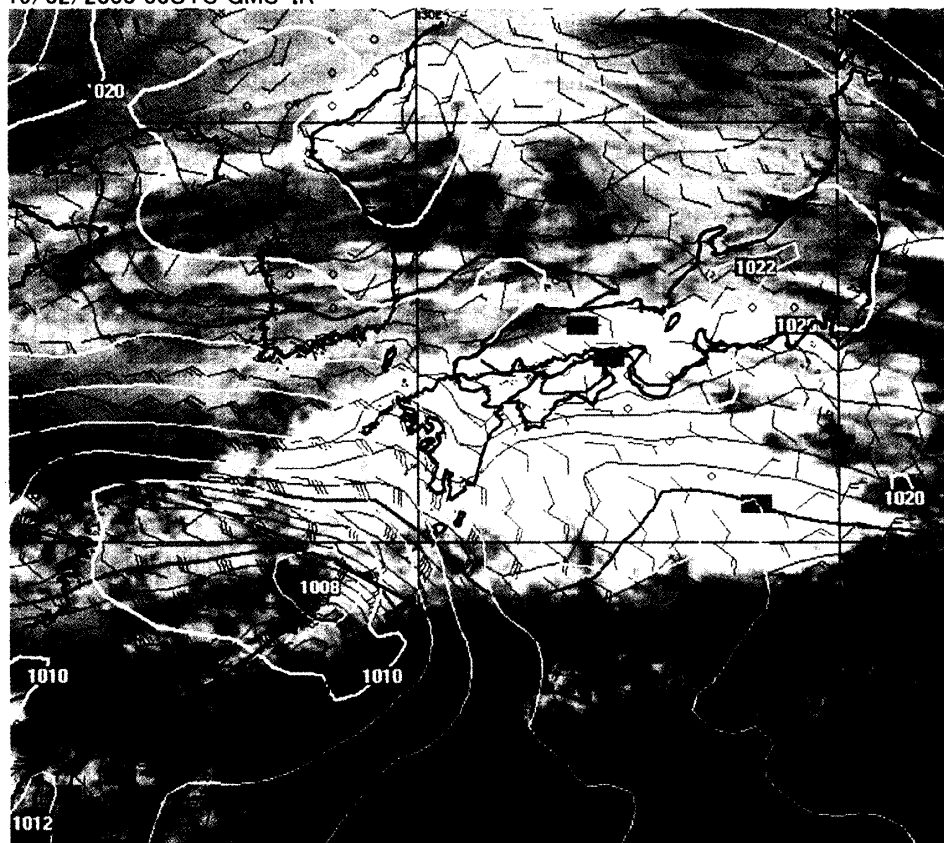
こうした感度実験により、今回の南岸低気圧の発生の場所も時刻も、降水によって大きく影響されたことがよく分かる。

5. 現実の若い低気圧の姿

もう一度現実の低気圧に戻る。第9図は低気圧の発生後まもない19日00 UTCにおける地上気圧、925 hPaにおける風と相当温位の分布を、気象衛星「ひまわり5号」GMS-5の赤外雲画像に重ねたものである。風向および相当温位の分布から、寒冷前線は比較的容易に解析できるが、温暖前線はどこに描いてよいのか明瞭ではない。東シナ海上の南風の領域で、南北方向の鉛直断面内の温度・相当温位・風・渦度などの分布を調べたが、温暖前線面も明瞭ではなく(図省略)、温暖前線面を暖気が滑昇して雲画像に見る層状の雲が形成されたというイメージとはならない。この層状の雲は、第6図bに示した暖気移流による弱い上昇流によるものと思われる。こうした状況では、温暖前線を描いても、それによって気象状況が理解しやすくなるということはないが、第9図には気象庁の天気図に従って温暖前線が描いてある。むしろ第9図で目立つのは、華中から東シナ海にかけて、西風とその北側に位置する東風の間のシアラインである。

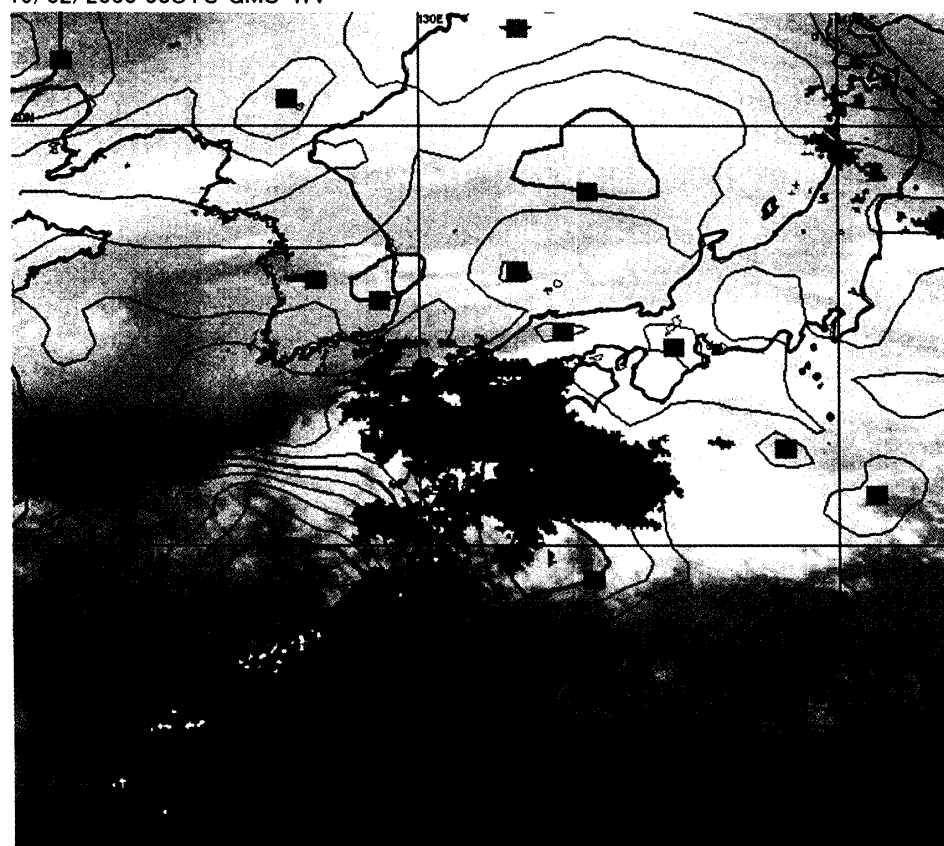
第10図は同時刻において、レーダー合成図とショワルター安定度指数(Showalter Stability Index, 略してSSI)の分布を、水蒸気画像に重ねたものである。大気成層の安定度を表すのには、いろいろな指数が用いられているが、SSIはその1つである(大野, 2001)。下層

19/02/2000 00UTC GMS-IR



第9図 GMS-5の赤外画像に重ねた2000年2月19日00 UTCにおける地上気圧(黄色, 2 hPa 毎), 925 hPa における相当温位(ピンク色, 3 K 毎)と風(長い矢羽が10ノット, 短い矢羽が5ノット). 太い破線はシアラインを表す.

19/02/2000 00UTC GMS-WV



第10図 GMS-5の水蒸気画像に重ねた第9図と同時刻におけるレーダーエコー図とショワルター安定度指数(2°C毎おき).

の空気塊(普通は850 hPaの空気塊)を乾燥断熱的に「持ち上げ凝結高度」まで持ち上げ、そこからは湿潤断熱的に500 hPaの高度まで持ち上げたときの空気塊の温度を計算する。そして、上層観測で得た500 hPaの大気の温度とこうして計算した空気塊の温度の差がSSIである。従って、SSIが負のとき、空気塊の温度のほうが周囲の温度より高いから、大気は不安定な成層をしていることになる。

18日から19日にかけて、華南には相当温位の高い熱帯性気団があり、しかもその一部にはSSIが-4以下という極めて不安定な成層をした区域があった。これが寒冷前線において、強い対流雲を発生させた。一方、低気圧中心の北東側でSSIがきわめて大きい領域では、前述の弱い上昇流により、広く層状の雲が発生した。

以上のことから、今回の東シナ海低気圧発生の場所と時間を決める第1要因は華中にあったトラフである。トラフの軸はシアラインであり、停滞前線であり、トラフは周囲より渦度が大きい。第2の要因はこのトラフ内での不安定成層により発達した対流雲である。対流雲の中で開放された潜熱が空気を暖め、上昇流を生ずる。上昇流はストレッチ効果により、トラフの中

に元からあった渦度を増大させる。こうして低気圧が誕生し、急速に発達しながら東北東に進行した。一方、北側にあった渦巻きA(第5図b)は、凝結加熱によるストレッチ効果を受けず、乾燥大気の場合の感度実験の結果のように、あまり発達することなしに東進するが、急激に発達中の低気圧が四国付近に達する頃には、それに吸収されてしまった。

謝 辞

この原稿について適切なコメントを下された新野宏「天気」編集委員長、担当編集委員の別所康太郎氏、査読者に感謝の意を表したい。

参 考 文 献

- 小倉義光, 1999: 一般気象学(第2版), 東京大学出版会, 308pp.
大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 309pp.
日本気象学会編, 1998: 新教養の気象学, 朝倉書店, 144 pp.
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.

(財) 藤原科学財団「第47回藤原賞」受賞候補者の推薦募集

標記財団は、日本の製紙王と言われた故藤原銀次郎翁が寄付された私財を基金として1959年に創設されました。このほど財団から下記の要領で「第47回藤原賞」の推薦募集がありました。

なお、この賞は「日本気象学会藤原賞」とは無関係です。

1. 授賞対象：自然科学分野に属する基礎科学及び応用科学。科学技術の発展に卓越した貢献をされた方。毎年2件。
2. 授賞候補者：日本国籍を持ち、日本在住の方。
3. 授賞内容：賞状、賞牌、副賞として1千万円。
4. 推薦に必要な資料：推薦要項書、主要論文テーマ

(10篇以内)のリスト、主要論文3篇以内の別刷(コピーでも可)各1部。

5. 推薦締切：2006年1月31日(火)。

6. 推薦書送り先：

〒104-0061 東京都中央区銀座3-7-12

王子不動産銀座ビル 藤原科学財団

Tel: 03-3561-7736, Fax: 03-3561-7860

受賞者の決定は2006年5月中旬、贈呈式は6月中旬の予定です。賞に関する詳細は財団ホームページ <http://www.fujizai.or.jp/> を参照するか、気象学会事務局におたずね下さい。