

## 天気図で見る高・低気圧の構造\*

矢 花 和 一\*\*

## 1. まえがき

大気は、いろいろな過程を経て太陽放射のために加熱され、一方では赤外放射によって宇宙空間へ熱を放出している。この加熱と冷却の差し引き勘定の結果を緯度別に見ると、低緯度では加熱がまさり高緯度では冷却の方が大きい。したがって、このままだと南北の温度傾度は非常に大きくなるはずである。ところが、実際の大気はそんなに極端な南北温度傾度をもたない。これは、自転している地球上では南北温度傾度がある程度以上に達すると、大気は力学的に不安定（傾圧不安定）となって南北方向に波うち始めてじょう乱が発達するからである。このじょう乱は、熱を北へ運んで、放射による低緯度の加熱、高緯度の冷却を補償し、南北温度傾度が極端に大きくなるのを防いでいるのである。

このように、地球全体の温度分布の平衡に大きな役割を果たしている大気中のじょう乱の大部分は、地上天気図上では移動性高・低気圧といわれるもので、これは、中緯度の天気を支配する主役であり、そこに住むわれわれにとって最もなじみの深いじょう乱である。以下この高・低気圧の立体構造を、一例として1974年4月20日9時の地上から高層までの何枚かの天気図を通して考えてみよう。

## 2. 地上天気図の高・低気圧

地上天気図には、第1図に記入してあるように国際的に決められた型式によって、地上の気圧、気温、風速、天気などのほかに雲の形や量など上空の様態を示す観測値も記入されている。したがって、地上天気図は地表から上空までの大気を総合した表現であるとも言える。第1図の1974年4月20日9時の地上天気図で特徴的なことは、天気分布や4mbごとに引いた等圧線からよく知られているように、

(1) 高気圧や低気圧は、何本かの閉じた等圧線で囲まれている。

(2) 高気圧からは風が時計の針の進む方向と同じ方向

に吹き出し（水平発散）、低気圧へは時計の針の進む方向とは逆の方向に風が吹き込んでいる（水平収束）。

(3) 32°Nの緯度帯に沿う東西方向の気圧分布（第3図）を見ると、気圧が最も低い所から次に低くなる所までの間隔は経度にして約40度（3,500km）である。

(4) 高気圧圏内ではだいたい晴れており、低気圧圏内ではくもりや雨のことが多い。

地上天気図上のこれらの特徴の多くは、17世紀にトリチェリーが気圧の存在を実証して以来よく知られてきたことである。

ところで、大気は地表面から上空に連続的に広がっているから、その立体的な構造を知るためには、大気をいくつかの層に分けた天気図を作って解析する必要がある。では、このようにして作った高層の天気図にも地上と同じように閉じた等圧線が存在するのだろうか？ 高・低気圧は地上と上層でどんなつながりをもっているのだろうか。

## 3. 高層天気図のおねと谷

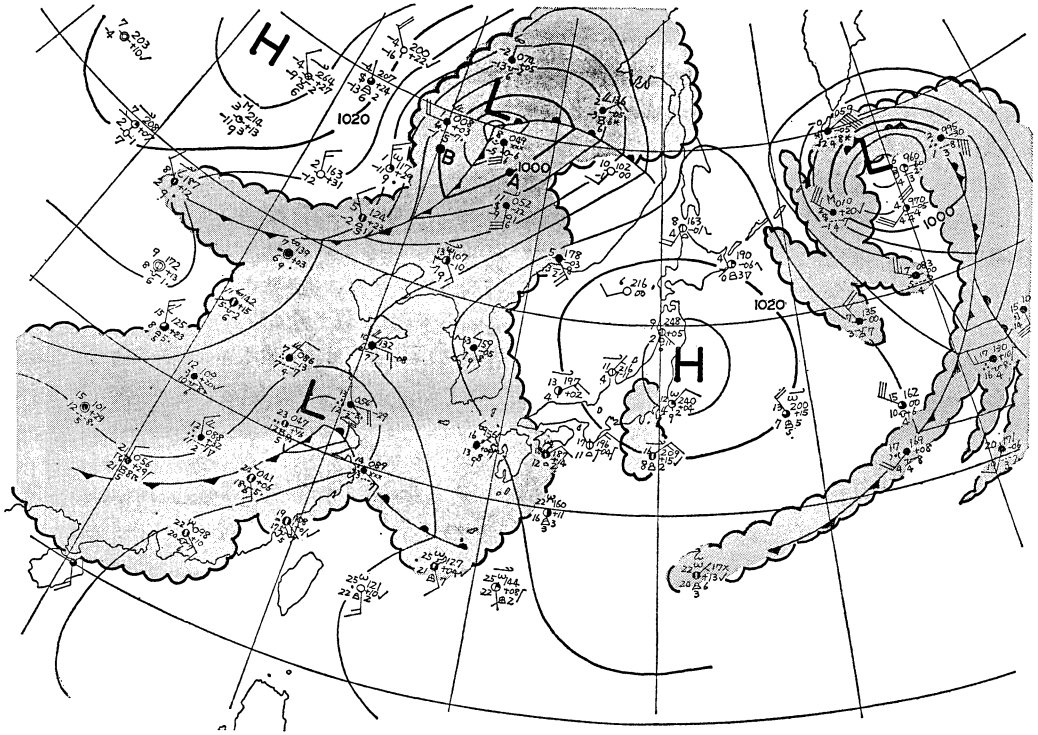
大気をいくつかの層に分けるのには、高さの等しい面（等高面）で大気を切ってもいいが、現在では気圧の等しい面で大気を切った等圧面天気図が用いられている。これは、大気は非常にいい近似で静力学の関係が成り立っていて、気圧を直接観測しているラジオゾンデ観測では気圧からその高度を計算する方が便利であるという理由からである。

等圧面上で解析される等高線群は、等圧面が空間で水平面とどんな傾斜をしているかを示している。等圧面の傾斜は、約 $10^{-4}$ でほとんど水平面と見てさしつかえないが、静力学の関係から等圧面高度が高い（低い）所は、ほぼ同じ層に相当する等高面天気図の高気圧（低気圧）に対応している。こんなことから等圧面天気図の高度分布も気圧場と呼ばれている。

等圧面天気図には、第2図に記入されているように、観測点のまわりにその等圧面の高さ、風向風速、気温、露点差（気温と露点温度の差で相対湿度に相当する量）が国際的に決められた位置に記入されている。大気を切

\* Synoptic analysis of cyclone and anticyclone.

\*\* W. Yabana, 気象大学校



第1図 地上天気図 (1974年4月20日9時).

実線：等圧線 (4 mb ごと). 陰影部：雲域.

る層の数を多くすればするほど、その立体構造を詳しく調べることができるが、現在気象庁で作成している等圧面天気図は、850 mb (1.5 km), 700 mb (3 km), 500 mb (5.5 km), 300 mb (9 km), 200 mb (12 km) などである。かつこ内はその等圧面のだいたいの高さである。

さて、第2図の4月20日9時の例で、対流圏中層を代表する500 mb 等圧面天気図の高度場の特徴を見てみよう。まず目につくことは、

(1) さきの地上天気図で特徴的だった閉じた等圧線に囲まれた高・低気圧は、この天気図ではほとんど見られず、中緯度ではゆるやかに南北に波うった等高度線だけが存在し、非常に単純な気圧場を示している。

波うっている等高度線のなかで、南の方にたれさがあって曲率 (低気圧性曲率) の一番大きい所を結んだ2重線を気圧の谷、北の方にもり上がった所で曲率 (高気圧性曲率) の最も大きい所を結んだ2重のぎざぎざ線を気圧のおねと呼ぶ。

(2) 低緯度から高緯度に向かって高度が低くなってお

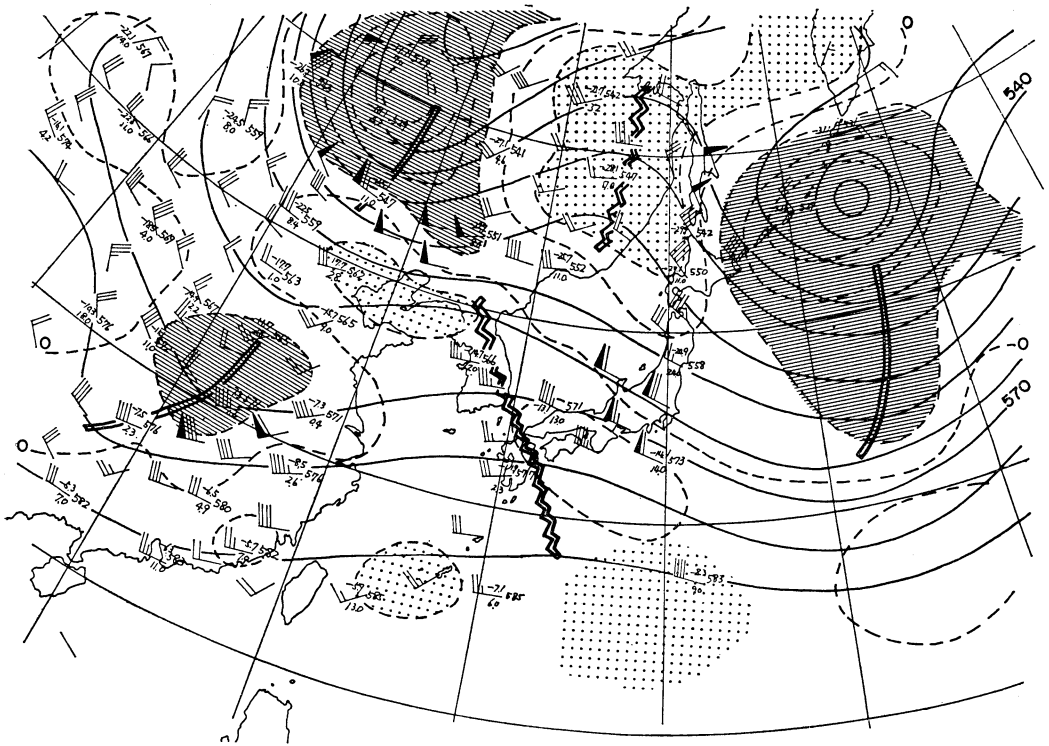
り、およそ $30^{\circ}\text{N}$ 以南と $60^{\circ}\text{N}$ 以北では等高線の間隔があいていて、中緯度は等高線が集中し、等圧面の傾きが大きい。

(3) 第3図の $32^{\circ}\text{N}$ の緯度線に沿う高度の東西方向の断面で谷から谷までの間隔は3,500 kmで、これは地上の東西方向に相隣り合っている低気圧間の間隔とほぼ同じである。

大気は3次的に連続であるのに、第1図の地上天気図と第2図の500 mb 天気図とでは、気圧場が幾何学的に似ても似つかぬ形をしているのはなぜだろうか？ このことを考える前にもう少し第2図を見てみよう。

#### 4. 気圧場と風速場との関係

第2図の500 mb 面天気図で注目される別の特徴は、風向が等高度線にほぼ平行で風は低緯度の高度の高い方を右に見て広い範囲ではほぼ西から東に吹いており (偏西風)、等高度線が混んでいる所ほど風速が強くなっていることである。これは、500 mb 等圧面では高度場と風速場の間に地衡風の関係が近似していることを示して



第2図 500mb 等圧面天気図 (1974年4月20日9時)。

実線：等高度線 (60mごと)、破線：相対うず度、斜線部：正の相対うず度域、点々部：負の相対うず度域、太2重線：気圧の谷、波形の太2重線：気圧のおね、風速は長い羽根が10ノット、旗が50ノット。

いる。地衝風の関係はこの等圧面だけでなく、地表から1km ぐらいまでの下層の摩擦層を除く大気中でほとんど近似的に成り立っていて、等高線はだいたいその時刻の空気の水平運動(流線)を表わしている。500mb 天気図をもう少し詳しく見ると、等高度線が混んでいる中緯度の上空では、偏西風が北西の風になったり南西の風になったりしてゆるやかに波うちながら極を取り巻いて吹いている。これらの波は、偏西風波動または偏西風じょう乱と言われているものである。

風速場を第1図と第2図で比較すると、500mb の風速は一般に地上より数倍強い。地上の風は摩擦のために弱いということもあるが、摩擦の影響がほとんどない第4図の700mb 面天気図上の風速を、第2図の500mb 面の風速と比較しても、上層の500mb 面の方が全般に強い。後で述べるような理由で、偏西風は普通上層にいくほど強く、圏界面付近にはジェット気流と呼ばれる幅の狭い強風帯が存在する。ジェット気流の片鱗は、第2図の500mb 面にも現われており、モンゴルから中国東北

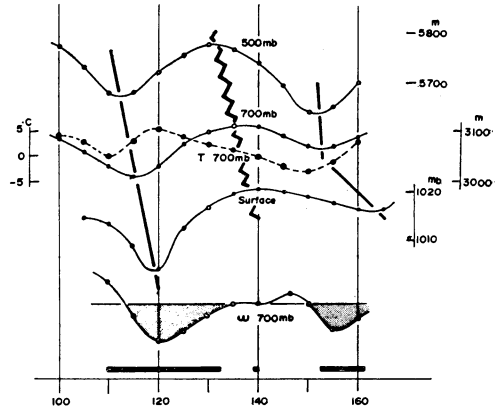
地区、日本中部、華南などで観測されている強風域がそれである。

流れの中にはいろいろな物理的性質があるが、その中の一つに回転する性質がある。これを、気象学ではうず度と呼び、低気圧性の回転を正、高気圧性の回転を負としている。地球は地軸のまわりを自転しているが、その回転を考えない大気の流れの中の回転の性質を相対うず度という。相対うず度は、流れの方向の風向の変化率と、流れに直角な方向の風速の変化率で表わされる。地上の低気圧領域では、風は時計の針の回転と反対方向に吹き込んでいて、風速の差はそう大きくないから、低気圧の中心付近に相対うず度の最大がある。いっぽう、高気圧領域では、風は時計の針の回転と同じ方向に中心から吹き出しているから、負の相対うず度の最大はその中心付近にある。

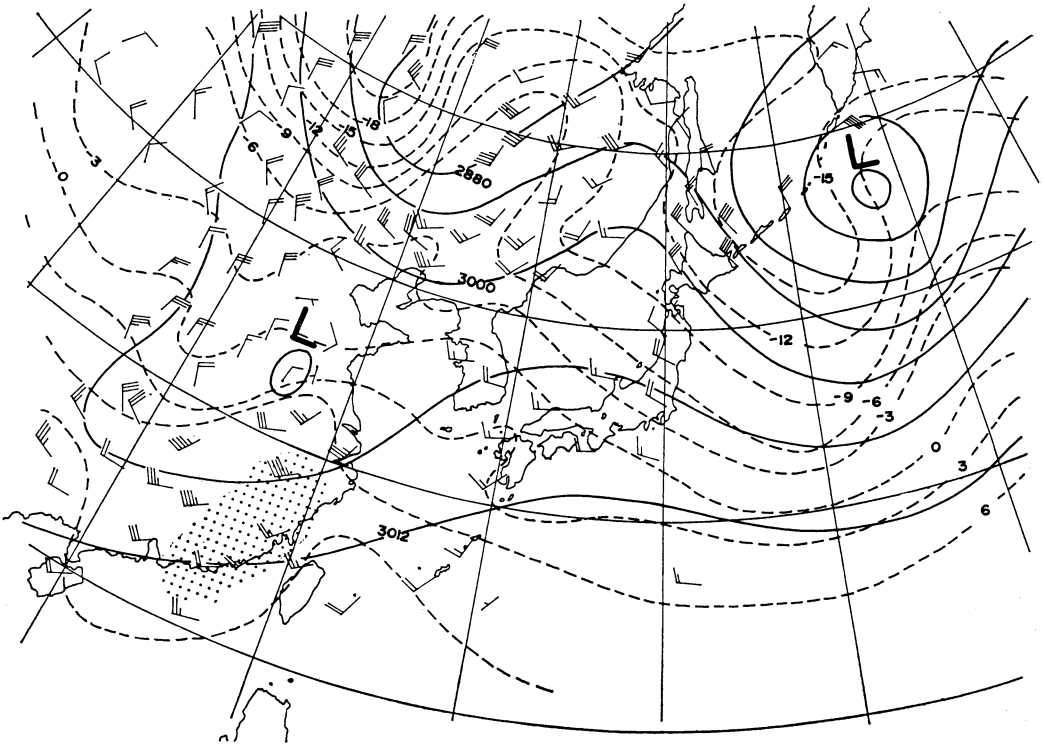
上層の偏西風の中では、流れの曲率だけを考えると気圧の谷では正のうず度、気圧のおねでは負のうず度が存在するが、流れの中には、一般にジェット気流に付随す

る強風帯があるので、その近傍では流れに直角な方向の風速差が大きく、強風帯の低圧側は正のうず度、高圧側は負のうず度が考えられる。したがって、上層の天気図では普通ジェット気流の低圧側の気圧の谷の中に正のうず度の最大、高圧側の気圧のおねの中に負のうず度の中心がある。この関係は、第2図の500mb等圧面天気図上に点線で表現してある相対うず度と高度場との分布を比較すれば理解できる。

大気は、立体的にも連続しているから、多くの高層天気図を作れば地上の低気圧に対応する正のうず度や、高気圧に対応する負のうず度は連続的に鉛直方向につながっているはずである。第3図は、32°Nの緯度線に沿う東西方向の、地上、700mb、500mbの各等圧面の気圧場の断面を示したものである。この図で、単純に気圧（高度）の低い所を正うず、高い所を負うずと考えれば、地上の高・低気圧に関連する相対うず度は、上層ほど風上側（西の方）へ傾いていることを示している。第1図の地上低（高）気圧と第2図の500mb等圧面の正（負）うず度の中心の相対位置を比較してもこの関係は明らか



第3図 北緯32度線に沿う東西方向の各等圧面高度（単位、m）と地上気圧（単位、mb）（—○—）、700mb気温；（……），700mb鉛直流 $\omega$ （点々部：上昇流）の断面。太実線：気圧の谷の鉛直軸。波形の太実線：気圧のおねの鉛直軸。最下段の太実線：雲域。



第4図 700mb等圧面天気図（1974年4月20日9時）。  
実線：等高度線（60mごと）、破線：等温線（3°Cごと）。

である。

では、なぜ低気圧や高気圧の鉛直方向の軸が風上側に傾いているのだろうか。

5. 高度場と温度場との関係

等圧面と等温面が一致している大気を順圧大気、この二つの面が交わっている大気を傾圧大気といい、二つの面の交わりが大きいほど傾圧度が大きいという。実際の等圧面天気図には必ず等温線が画けるから、現実の大気は傾圧大気で、第4図の700mb等圧面天気図でも見られるように等温線が混んでいる中緯度では傾圧度が大きい。

ところで、大気下層の地上や850mb天気図上で解析される中緯度の発達中の低気圧は、ノルウェー学派の低気圧モデルが示すように、その中心から南西に延びる寒冷前線と東に延びる温暖前線を伴っていて、温暖前線の北側と寒冷前線の後面は低気圧の暖域より気温が低く、等温線は閉じた等圧線と違って波うっている。第4図の4月20日9時の700mb面天気図でも、アムール河流域や揚子江から西日本にかけての地域では気圧の谷の後面に寒気、前面に暖気が存在している。このような関係は、第3図の32°Nの緯度線に沿う700mbの高度と温度の東西方向の断面を見れば、いっそう明らかである。発達中の低気圧の温度場は、等温線が閉じずに波うっていて、その位相が高度場の位相に比べて風上側にずれているという事実は、対流圏での大気の大きな特徴の一つである。

この特徴から、発達中のじょう乱の軸が高さとともに風上側に傾くことを理解することができる。いま、第1図のアムール河流域のA、B2地点の上の気柱を、静力学の式を積分した、

$$Z_{上} = Z_{下} + \frac{R}{g} \left( \ln \frac{P_{下}}{P_{上}} \right) \bar{T} \quad (1)$$

$Z_{上}$  : 気圧が  $P_{上}$  である上層の高度

$Z_{下}$  : 気圧が  $P_{下}$  である下層の高度

$R$  : 気体常数

$g$  : 重力の加速度 (常数)

$\bar{T}$  : 気圧  $P_{上}$ 、 $P_{下}$  間の気層の平均気温

を用いて、地上から700mbまで考えてみよう。A、B2地点とも地上気圧は1,000mbで $Z_{下}=0$ であるから、

$$Z_{700} = \frac{R}{g} \left( \ln \frac{1000}{700} \right) \bar{T}$$

となる。すなわち、700mb面の高度は1,000mb面と700mb面の間の気層の平均気温に比例する。気温の鉛直分布は、途中で逆転層などがあるから複雑ではある

が、大ざっぱに見れば1,000mについて6~7°Cの割合で低くなっているのが普通である。したがって、地上気温がA点で10°C、B点で1°Cだとすると、地上から700mbまでの気柱の平均気温もA点上の方がB点上より高いと考えることができるから、地上では同じ1,000mbの気圧を示していても700mb面の高度はB点の方がA点より低くなる。このことは、各等圧面の気圧の谷あるいは相対うず度の中心(じょう乱の中心)が高さとともに気温の低い方へ傾くことを意味する。

4月20日9時の例を見てみよう。第4図の700mb面では、アムール河流域や揚子江から西日本にかけての地域では気圧の谷の後面に寒気、前面に暖気が存在している。700mb面の気温は、近似的に地上から500mb面間の気層の平均気温を代表していると考えられるから、第1図のアムール河流域や揚子江河口付近の地上低気圧に対応する上層のじょう乱の中心は寒気側にずれていき、第2図の500mb面では、地上低気圧の位置より経度にして約8度も西の方にずれている。この関係は、32°Nの緯度線に沿う各層の高度と700mbの気温の東西方向の断面を示す第3図でも明らかである。

さらに、第4図のように、等温線が閉じずに波うって中緯度に密集し傾圧度が大きいという対流圏の温度場の特徴は、地上の閉じた高・低気圧の存在が500mb面では波うつ気圧場になっていることと密接に関連している。

(1)式で上層を500mb面、下層を1,000mb面とすると、

$$Z_{500} - Z_{1,000} = \frac{R}{g} \left( \ln \frac{1,000}{500} \right) \bar{T}$$

となつて、500mb面と1,000mb面の高度の差(層厚)は、この二つの等圧面間の気層の平均気温に比例することを意味している。気温は近似的には鉛直方向にはほぼ一様に低くなっているから、500mb面と1,000mb面の平均気温分布は、その中間の層である700mb面の気温分布に似たものになることが考えられる。4月20日9時の例で、500mb面の高度分布から1,000mbの高度分布を引き算した層厚分布が、700mb面の気温分布と似ているかどうかを実験してみよう。1,000mb等圧面の高度は、普通0±200mぐらいで海面からの差はごくわずかであるから、静水圧の関係から地上天気図の1,000mbの等圧線を、0m、1,004mbを30m、1,008mbを60m、……、996mbの等圧線を-30m、992mbを-60m、……と書き換えて近似的に1,000mb等圧面の高度分布として良い。

層厚分布を求めるには、観測値の差を記入して等値線を書いてもいいが、第5図に示すように次の手順で図計算で求めた方が、上層と下層の高度場の違いがその二層間の平均気温の分布に関係していることを直接観察できて便利である。

一枚の天気図用紙の上に、500mb面の30mごとの等高度線群と地上天気図の4mbごとの等圧線群を色を変えて写す。地上天気図の等圧線は、前に述べたように1,000mb面の30mごとの等高度線に相当する。49年4月20日9時の例では、第5図のように、500mb面の等高度線は細実線、1,000mb面の等高度線は破線で画かれていて、これら2種類の等値線の多くは交叉している。

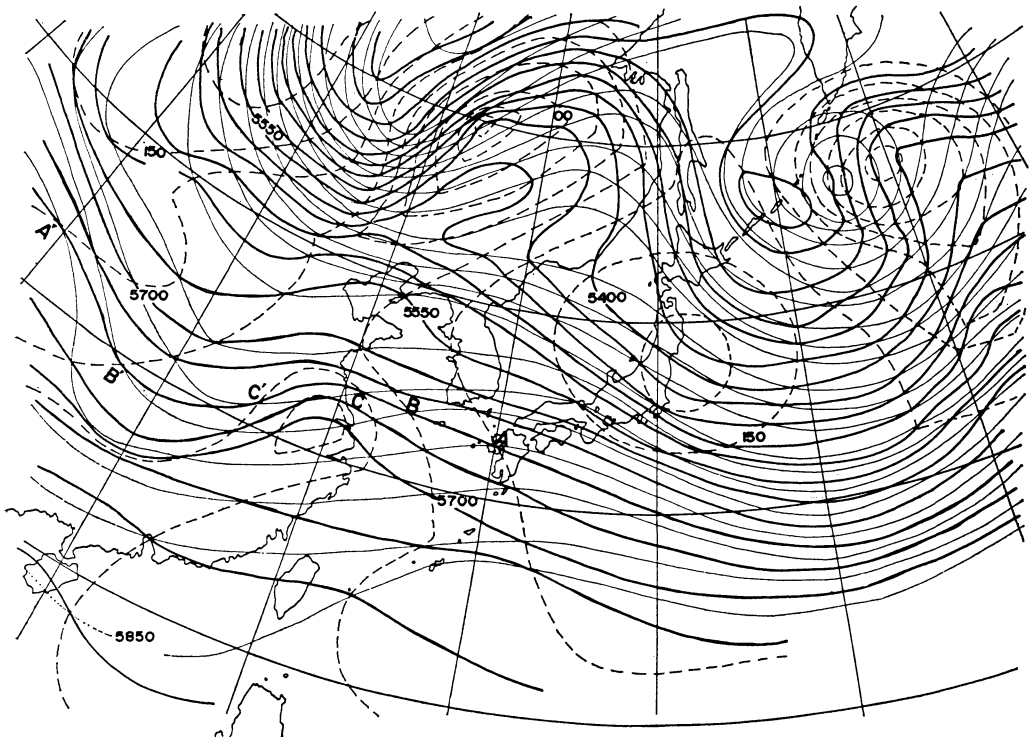
第5図で、A・A'点は、細実線の5,760m；破線の120mの等値線が交わった点であるから、差し引いた値は2点とも5,640mと同じ値を示す。次に、B・B'点は、5,730mと90mの等値線の交点、C・C'点は、5,700mと60mの等値線の交点であるから、差し引き5,640mの

値を示す。したがって、これらの点を結んだ太実線が図上で引き算をした5,640mの等値線となる。

このようにして、画いた第5図の太実線の層厚分布は、先に述べたように第4図の700mb面の気温分布と似ている。したがって、第5図から、閉じた等圧線で特徴づけられている地上気圧分布と、閉じずに波うつ形の等高線で表現されている上層の気圧分布の幾何学的な形の上での相違は、その2層間の閉じずに波形を示している中緯度の温度分布のためであることが理解できよう。

もし、下層の等温線が等圧線と同じように閉じていて、低気圧の中心が一番冷たく、高気圧の中心が最も暖かいときには、各層のじょう乱の中心を結ぶ軸は鉛直方向にまっすぐ立ったものとなり、上層ほど顕著な低気圧や高気圧となる。こんな低気圧は寒冷低気圧または切離低気圧、高気圧は温暖高気圧またはプロッキング高気圧と言われ、日本付近の梅雨や冬の大雪を支配する。

圏界面付近に出現するジェット気流も、対流圏の天気



第5図 500mbと1,000mbの高度差(層厚)分布図(1974年4月20日9時)。

細実線：500mb等圧面高度(30mごと)。  
細破線：1,000mb等圧面高度(30mごと)。  
太実線：層厚線(30mごと)。

図上で等温線が混んでいて温度傾度が大きいことと関係がある。二つの地点の地上気圧が等しい場合でも、その上の気柱の平均気温に差があるときは、寒冷な空気でおおわれている地点の方が上層の等圧面高度は低くなることを前に述べた。この場合、等圧面上の2地点間の高度差は、気柱の平均気温の差に比例する。等圧面上の2地点間に高度差があると第4節で述べたように、風速は高度差が大きいほど強く、高度の高い方を右に見て吹くような地衡風が考えられる。

前線面が上空へ延びていることからわかるように、対流圏では、温度傾度の大きい傾圧帯は、下層から圏界面まで鉛直方向に重なっていて、成層圏では温度傾度が逆向きになる。このため、水平方向の温度差によって生ずる高度差は、積み重なって対流圏では上空へいくほど大きくなり、対応する地衡風も上層ほど強まり、圏界面で最大となり、そこにジェット気流が出現する。第2図でモンゴルから中国東北地区、日本中部、華南などで観測されている強風域が、第4図の700mb面の等温線が混んでいる地域や第5図の等層厚線の混んでいる所(前線帯)に対応しているのもこれによって理解される。

6. 移動性高・低気圧の立体構造

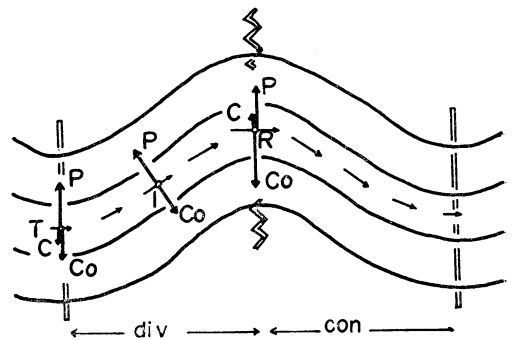
いままでは、何枚かの天気図を通して移動性高・低気圧が鉛直方向にどんな重なり方をしているかについて考察してきた。天気図作成の最終目的の一つは、われわれの生活と最も深い関わり合いを持つ雲とか降水といった天気現象がどんな機構で起こっているかを理解することにある。第1図で、地上天気図の特徴の一つとして低気圧圏内は曇天域、高気圧圏内は晴天域であることを述べたが、高・低気圧に付随する天気分布はどのような機構で地上の気圧分布と関連しているのだろうか。高層天気図を含めて立体的に考察してみよう。

われわれは、対流圏で広範囲にわたって雲ができ雨が降るのは、そこに存在するわずか数 cm/sec の上昇気流によって空気が断熱膨張し、大気中の水蒸気が凝結するためであることを知っている。対流圏の空気は、ジェット気流付近のごく狭い範囲を除けば、成層圏との空気の入れ替わりはほとんどない。したがって、ある程度広い範囲を考えると、地表面と圏界面が対流圏の底と天井の役目をしていて、対流圏の空気は成層圏へまではほとんど入っていかないと考えることができる。そうすると、広範囲にわたって上昇気流がある所では空気は地面から湧き出すわけにはいかないから下層では周囲より集まり

(水平収束)、圏界面付近では成層圏へは入れないから周囲に向かって逃げ出し(水平発散)ていなければならない。下降気流の存在する場所ではこれとは逆に、下層で水平発散、上層で水平収束となっているはずである。

第1図の地上天気図では、地表の摩擦が大きいため、風は等圧線とある角度をもって低圧部に向かって吹き込んでいるから、低気圧領域では水平収束、高気圧領域では水平発散となっている。対流圏最下層でのこの収束・発散は、低気圧圏内の上昇気流、高気圧圏内の下降気流の一因ではあるが、これだけではとても広い範囲にわたって雲や降水を作り出すほどの上昇気流を生じ得ない。このことは、夏期に、中国奥地に現われる大きな低気圧や日本の中部山岳地方に夏の日中できる小さな低気圧には、広い範囲にわたって雲や降水現象が伴わないことから理解できる。広い範囲にわたって曇らせたり雨を降らせたりするような上昇気流が存在するためには、下層の水平収束もさることながら、対流圏上層でそれ以上の水平発散が存在しなくてはならない。では、高層天気図の流れの中には、地上低気圧の上層で水平発散、地上高気圧の上空で水平収束が存在しているだろうか。

大規模な大気の運動はほとんど水平であって、500mb等圧面天気図でも見たように高層天気図上の風は地衡風に近い。完全な地衡風であれば水平発散や収束が存在せず、雲や降水も生じないが、実際の上層の風はわずかばかりではあるが地衡風からずれている。このずれが水平発散や収束に寄与し、上昇・下降気流を生じて天気を左右する。いま、対流圏上層で等しい間隔をもって波うつ



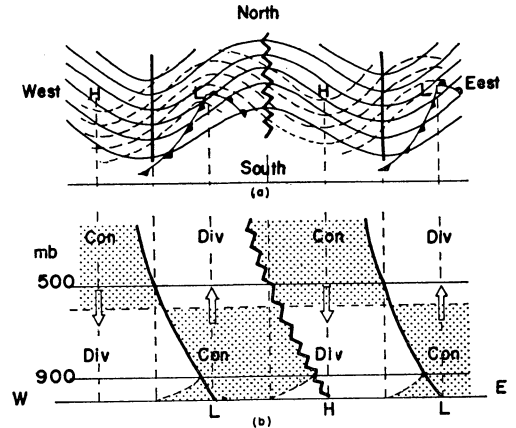
第6図 模式的な等高線パターンと発散・収束。  
 実線：等間隔の等高線。2重線：気圧の谷。  
 波形の2重線：気圧のおね。P：気圧傾度力。  
 C：遠心力。Co：コリオリの力。→：風速。  
 Con：収束。div：発散。

ている第6図のようなモデル的な等高線が分布している時の空気の運動を考えよう。等間隔の2本の等高線の間を等高線に平行に曲りくねって運動している空気粒子は、遠心力を受けるから、地衡風のように気圧傾度力とコリオリの力とだけがつり合っている時の空気の運動とは違って来る。低気圧性曲率が一番大きい気圧の谷の中のT点にある空気粒子は、北向きの気圧傾度力と南向きの遠心力、コリオリの力の三つがつり合った運動をしている。いっぽう、流れの高気圧性曲率が一番大きいR点にある空気粒子は、北向きの気圧傾度力、遠心力と南向きのコリオリの力の三つがつり合った運動をしている。T点からR点の間では曲率が低気圧性から高気圧性に変わっているから、どこかに曲率が0になる所があるはずで、そこは等高線の変曲点に相当するI点である。この点にある空気は、遠心力はないので気圧傾度力とコリオリの力の二つだけがつり合った地衡風で運動する。

第6図のように、等高線の間隔がいたるところで等しければ、気圧傾度力とは反対方向に遠心力が働くT点では、遠心力が作用しないI点より風速が小さくなる。逆に、気圧傾度力と同じ方向に遠心力が作用するR点では、I点より風速が大きくなる。したがって、気圧の谷からそれより下流の気圧のおねまでの間の風速分布は、図のように気圧の谷からおねに向けて風速が増大しており、そこには水平発散が考えられる。同じような考察から、気圧のおねから下流の気圧の谷までの間では風速は徐々に弱まり、そこには水平収束が存在する。

いままでの考察では、コリオリの力に関する地球回転の影響の緯度による違いは考えていない。また、現実の大気では風は等高線に完全に平行ではないし、等高線が広い範囲にわたって等間隔であることもほとんどあり得ない。しかし、いくつかの発達中の低気圧の実例について実際に水平発散・収束を計算した結果は、モデル的には第7図のようになっていて、地上低気圧は高層の気圧の谷とその下流のおねとの間に位置し、対流圏下層で収束、上層で発散を示している。また、多くの移動性高・低気圧について理論式から計算される上昇・下降気流の分布も第7図と矛盾しない。

第7図は、いままでに述べてきた移動性高・低気圧の構造のいくつかの特徴を組み合わせた総合的な立体構造でもある。ことに、第7図(a)の平面図での高度分布と温度分布との関係から、偏西風波動の気圧の谷の後面では北西の風によって、寒気がゆっくり下降しながら低緯度の方向に送られており(寒気移流)、気圧の谷の前



第7図 移動性高・低気圧の構造。

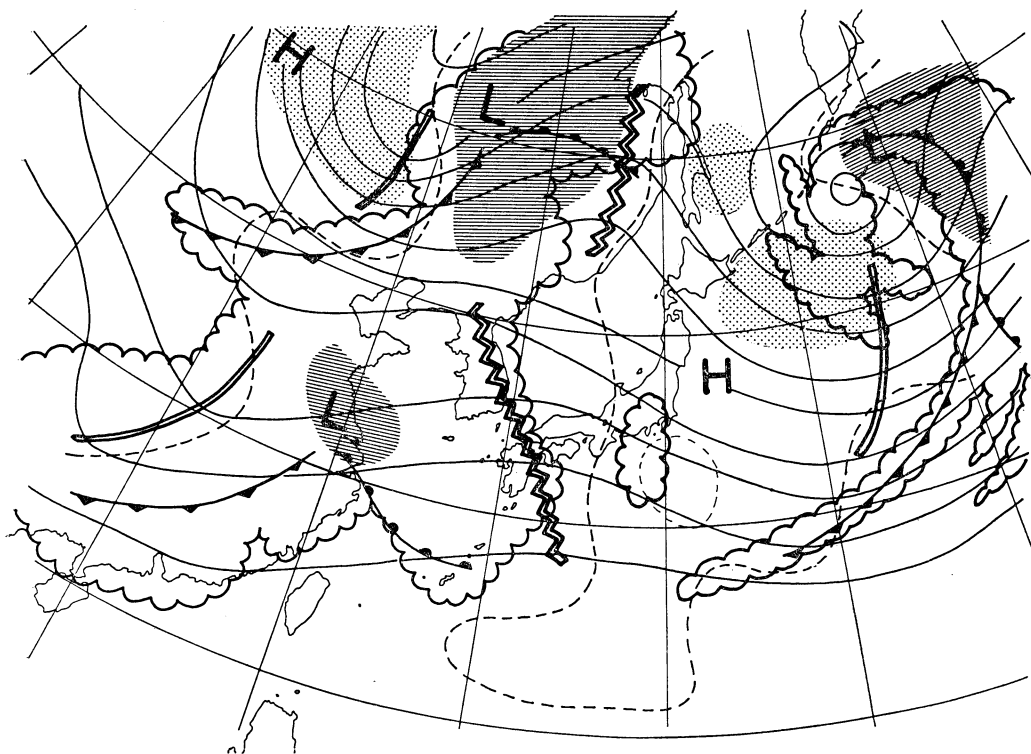
上図：地上から上層までのじょう乱を一つの平面上に重ねた図。細実線：上層の等高線、太実線：気圧の谷。波形の太実線：気圧のおね、破線：中層の等温線。L：地上の低気圧。H：地上の高気圧。  
下図：東西方向の鉛直断面図。太実線：低気圧(正うず)の軸。波形の太実線：高気圧(負うず)の軸。  
Con：(点々域)：収束域、Div：発散域。上向き矢印：上昇気流。下向き矢印：下降気流。

面からその東のおねまでの間では、南西の風によって暖気がゆっくり上昇しながら高緯度に送られている(暖気移流)。このような温度の水平移流を通じて、波長が3~4,000kmの偏西風中のじょう乱(移動性高・低気圧)が高緯度と低緯度の熱のつり合いを解消していることを理解することができる。

発達中の低気圧による南北の温度移流がさらに進むと、寒冷前線は次第に温暖前線に追いついて、低気圧域内は下層から暖域がやせ細ってやがて閉そくし寒気だけでおおわれるようになる。こうなると、さきに第5節で述べた温度場と高度場との関係から、じょう乱の鉛直方向の軸は徐々に立ってきて、対流圏中・上層の高度場でも閉じた等高線が画けるようになる。

1974年4月20日の例について、移動性高・低気圧の構造を第8図にまとめてみよう。アムール河流域や揚子江河口付近の地上低気圧は、500mbの気圧の谷から次の気圧のおねまでの間の中間に位置し、東日本の移動性高気圧は500mbのおねから次の気圧の谷までの間に位置している。また、閉そくしきったカムチャッカ半島の南海上の低気圧は、500mbの閉じた等高線の中心位置とほとんど同じ所にある。水平発散は直接には計算していないが、理論式に基づいて数値計算した700mb面の





第8図 1974年4月20日9時の高・低気圧説明図。実線：500mb面等高高度線。太2重線：気圧の谷。波形の太2重線：気圧のおね。破線：700mb面での上昇気流0線。斜線部：大きな上昇気流域(700mb)。点々部：大きな下降気流域(700mb)。L：地上低気圧。H：地上高気圧。雲形で囲まれた領域：雲域。

上昇・下降気流域は 500 mb 面の谷からおねまでと、おねから谷までの領域にそれぞれ対応していて、上層に発散域があることを示している。

### 7. むすび

現在では、移動性高・低気圧は理論式で詳細に記述され、その動きや発達に電子計算機によって数値的に予報され、予報精度は飛躍的に向上している。

しかし、天気図は、わずかに数十 cm 四方の紙上に断片的ではあるが地球大気の姿を複写し、直接視覚に訴えて

広範囲の大気の運動や現象を観察し考察できる利点を持っている。この観点に立って、1974年4月20日9時の例で高・低気圧の構造について述べたが、低気圧の構造の主要な部分の一つである前線についてはほとんど触れておらず、非常に大まかな考察にすぎない。また、この例はもっとも典型的なものの一つであって、日々の天気図に見られる高・低気圧の多くは、細部ではこのモデルからずれていることが多いが、基本的な構造は共通している。