展望・解説

ひまわり画像と大気大循環*

伊藤 宏**, 石坂重次**, 荒井 浄**

General Circulation of the Atmosphere revealed by the Geostationary Meteorological Satellite “HIMAWARI”

Hiroshi ITO, Juji ISHIZAKA and Kiyoshi ARAI

1. 大気大循環の平均状態の概要

地球をとりまく大規模な風系を気象屋は大循環と呼んでいるので、ここでもその呼称を使うことにする。大循環の様相は絶えず変動していて、同じ状態が二度と出現することはない。しかし、その変動はまったくでたらめというのではなく、永年にわたって平均した状態を見てみると、特徴ある空間分布をしている。その空間分布の特徴のうちとくに顕著なものは、個々の一定時刻の風系の中にも見出される。その意味で平均状態で見られる特徴は大循環の基本的様相と考えてよいだろう。

図1は種々の角度からみた平均状態の大循環の総合図である。中央の円内には地表の風系とそれに対応する気圧系の分布を、上部の円の周囲には、地表から18 kmまでの子午面断面内の、左側に带状循環(東西成分)が、右側に平均子午面循環が示されている。この図のなかで、左上部の鉛直断面内の带状循環の様相はいくらか単純化されているが実際の分布を示している。しかし、地表風や平均子午面循環はそれぞれの基本的特性を模式的に描いたものである。

平均子午面循環は極めて微弱なものであるから、極をとりまく水平な流れすなわち带状循環が、特に上層で卓越していることは大循環の基本的特徴の一つである。高緯度地方の下層と低緯度地方では、上層まで比較的弱い東風が吹いているが、その他は西風が卓越している。この西風は上

層にいくほど強くなり、年平均を示すこの図では高度12 km、緯度35°N位に風速の極大が認められる。この極大は冬に強く夏は弱い。北半球では、最大の位置は冬に最も南寄りになり夏は北の方に変位する。この西風に関連して憶い出されるのは、第2次大戦中重度なる空襲に一矢を酬いるために、この西風を利用した風船爆弾を放ったことである。

この西風が卓越していることはかなり以前から知られていたが、平均状態でも極大がはっきりと存在すること、日々の天気図上では風速の強い所が大変狭い地域に集中していて、それが蛇行しながら極をとりまわっていることが半球天気図上で明確に解析できるようになったのは、1940年代に入ってからである。それより以前にサイパン島から

図1 平均状態の大気大循環の基本的特徴を示す総合図。中央の円内には地表の風系と気圧を示す。上部の円の周囲には地表から18kmまでの子午面断面内の左側に平均带状流を、右側に平均子午面循環を示す

*原稿受付 昭和57年11月16日

**気象衛星センター

空襲のため日本本土へ飛来していたパイロット達は、極めて強い西風が狭い地域に集中している事実気付いていたことが戦後報告されている。初めて上層の北半球天気図上に強い西風の帯が蛇行しながら極をとりまいている状況を発見した人々は、大変強烈な印象を受けたようである。この強風帯のことを流体力学の見地からすればやや不正確な表現かもしれないが、「ジェット・ストリーム」と名付けられた。その後、半球上の高層天気図の解析の研究が進むにつれてジェット・ストリームは1種類でなくて2種類あることが解明されたが、そのことについては後ほど述べる。

次に地表風の特徴について述べる。すでに帯状循環の中で述べたように低緯度地方と高緯度地方は東風が卓越していることは大循環の基本的様相である。低緯度の風は図にも示されているように北東風で、この風は中緯度の南西風よりもはるかに定常性に富んでいる。帆船が利用された時代に貿易のための航海には、この風系が利用されたため北半球の風系を北東貿易風、南半球のそれを南東貿易風と呼ばれていることはご承知のことと思う。北半球の北東流と南半球の南東流は赤道付近で収束し、したがって、そこには上昇流の存在が推定される。

中緯度地方の地表風は平均的にみれば南西風なので、低緯度の北東風と併せて考えると緯度 30°N 辺を中心にして流れが発散しており、そこでは下降流の存在が推定される。また、地表面の気圧配置でいえば、 30°N 辺を中心とした高圧帯になっており、古くは等圧線の形状が馬の背に似ているところから、この高圧帯の中心緯度の辺りをhorse latitudeと呼んでいた。

さらに目を北に転じると高緯度では北東風が卓越しているので、 60°N では流れの収束があり上昇流が期待される。一方、気圧配置では低圧帯となっている。しかし、日々のある時刻の天気図ではこの低圧帯に対応して低気圧・高気圧が西から東に次々と去来していて、その経路は冬では本州の南側を、夏では北海道の北側を通ることもあるほどに変動する。今まで述べてきた地表風の特徴は海洋上で観測されるが、地表風は陸地の分布に影響をうけるので、大陸の縁辺部では季節風が卓

越する所がある。例えば、日本の冬では大陸からの寒冷な北西の風が卓越するのもその一例であり、東南アジアからインド・中近東にいたるモンスーン地帯はその好例といえる。

最後に平均子午面循環にふれてみよう。子午面内の循環は風の南北成分と垂直成分で構成される循環である。大循環の基本的様相は周極流であるので、空気は個々の子午面内では運動をしていないし、個々の経度における子午面循環は経度によって全く異なった様相を示している。したがって、特に関心のあるのは経度方向に地球を一まわり平均したものである。今後これを平均子午面循環と呼ぶことにする。

すでに地表風の説明の中で述べたように、北半球の北東貿易風と南半球の南東貿易風は赤道付近で収束しているので、赤道付近では上昇流の存在が推測されるし、亜熱帯高圧帯では中心から気流が発散しているので、そこでは沈降すなわち下降気流が存在すると考えてよい。また、 60°N 付近では気流が収束しているので、そこでは上昇流があるとみなせる。

以上の結果を総合すると、低緯度地帯($0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$)では温かい側(赤道付近)で上昇流が、冷たい側(亜熱帯)で下降流となっている。中緯度では温かい側(亜熱帯)で下降流、冷たい側(亜寒帯)で上昇流となっている。さらに高緯度(60°N 以北)では温かい側(亜寒帯)で上昇流だから極付近では恐らく下降流になっていると考えられる。相対的に温かい所で上昇流で冷たい所で下降流となるような循環を直接循環、相対的に温かい所で下降流で冷たい所で上昇流になるような循環を間接循環という。この用語法によれば、平均子午面循環は、低緯度における直接循環、中緯度における間接循環、高緯度における直接循環の3つの細胞に分れていることになる。

以上の議論は地表風およびそれに対応している地表面の気圧配置からのみの推論なので、大気下層にしか適用できない。その後、高層観測の資料の充実をまって、高層の実測風の解析から平均子午面循環の3細胞構造が対流圏上部にまで達していることが検証された。

亜寒帯の所にみられた上昇流に沿って南北方向

の温度傾度が大きくなっている。このことは地表風が温かい側で南寄り、冷たい側で北寄りの風が収束していることから領ける。この温度傾度の集中は北の方に傾きながら対流圏の中層あるいはそれより上まで続いて、いわゆる前線帯を形成している。この前線を極前線または寒帯前線と呼んでいる。この前線帯の位置も季節によって、冬には南下し夏に北上と変動する一方、日毎にもかなり大きく変動する。

前の带状循環の説明の中でジェット・ストリームには2種類あると述べたが、その中心位置が平均子午面循環の位置と関連しているからに他ならない。すなわち、1つの中心が低緯度の直接循環——この循環の存在を最初に示唆した人の名に因んでハドレー循環と呼んでいる——と中緯度の間

接循環の間の圏界面（成層圏と対流圏の境界）付近に位置しており、その地理的位置から亜熱帯ジェット・ストリームと呼ばれている。他の1つの中心位置は極前線に対応した対流圏上部に位置しているので、こちらの方は極前線ジェット・ストリーム*と呼んでいる。

2. ひまわり画像からみた大循環

前節で述べた大循環の平均状態の特徴が、日々の一定時刻のひまわり画像でどのように認められるかをみてみよう。ここでは説明の便宜上口絵画像とは別の例（図2）について調べてみることにするが、口絵画像も参照していただきたい。口絵および図2の画像は共に赤外線画像なので、濃淡は温度に対応する。白い部分は低温に対応してい

図2 ひまわり2号による1982年3月12日21時の赤外画像

* 日本では寒帯前線ジェット・ストリームとも呼ばれている

るので、背の高い雲、すなわち、よく発達した積乱雲か巻雲系の上層雲である。灰色にみえる雲はその濃淡に応じ中層雲もしくは下層雲である。そして、最も黒くみえる所は海すなわち雲のない所である。

図2を見ると赤道付近では東西にのびる帯状のよく発達した雲域がみられる。画像の中心から東半分の海洋上では赤道を挟むように2本の帯状の雲システムが見られるが、陸地の多い西半分では乱れている。この雲の帯が熱帯収束帯で、前節で述べた両半球の貿易風が収束する地帯に対応している。また、この雲システムから台風が発生していく。

この雲域はよく発達した積乱雲の巨大な集合体で、ここで放出される莫大な量の凝結熱は大循環を駆動している熱源である。その意味で熱帯収束帯は大気大循環にとって重要な存在である。

目を北に転じると、そこにはほとんど雲のない広大な領域が東西に延びている。これが前に述べた亜熱帯高圧帯である。そこは高気圧なので空気は沈降しているのでよく晴れている。雲のない領域の北の端はおおよそ 22°N だが、この位置は対流圏中層の 500mb 天気図でみられる亜熱帯高気圧の北の境界と大変よく対応している。この例では亜熱帯高圧帯の位置は図1のモデル・パターンに較べて南に偏っており、このことは別の見方をすれば偏西風帯が南の方まで拡がっているといえる。

もう一度ひまわり画像で亜熱帯の所をみると、東の端にかなりの広がりをもった雲システムが見られる。これは太平洋の中央部によく見られる偏西風の中の気圧の谷が低緯度地方までおよんでいるものである。この例からも解るように、高圧帯といっても地球を一周り完全にとりまいているのではなく、所々に切れ目があるのが通常である。

さらに目を北に移して中緯度帯をみると、まず目につくのは東経 180° 辺のギリシャ文字のラムダ (λ) のような形状の白い雲システムとそれに連なるカムチャッカ半島のすぐ東側の渦巻状の灰色をした雲システムである。さらにラムダの左の足に相当する雲システムは 160°E 線を越えて 28°N 線に沿って西に向って伸び、日本上空の雲システ

ムに連なっている。日本の上空の雲システムは形が乱れているもののラムダのような形をしており、ラムダの左足に相当する雲システムは波打ちながら西に伸び、チベット高原の上の白い雲システムに連なっている。さらに 55°N , 115°E 付近とその南西の 48°N , 98°E 付近に雲システムが見られる。

この日の地上天気図と対応させてみると、ラムダのような形をした雲システムは発達しつつある低気圧に、また、画面の左上隅の 55°N , 115°E および 48°N , 98°E 付近の雲システムはそれぞれ弱い低気圧に対応している。そして、その中間の比較的黒っぽく見える所は移動性高気圧におおわれている。

低気圧に伴う雲システムをさらに詳しくみると、ラムダの右足に相当する部分は温暖前線に伴う雲、左足に相当する部分は寒冷前線に伴う雲と対応する。

華中からチベット高原にいたる雲システムは日本付近の低気圧に伴う寒冷前線に沿って発達した雲システムに連なるものであることは前に述べたが、この雲システムは日本付近の低気圧の西側の移動性高気圧の南縁の収束帯に発達したものである。

カムチャッカ半島のすぐ東側の灰色をした渦巻状の雲は衰弱期の低気圧に伴うものであり、北海道から樺太にかけての灰色の雲は北海道の西、日本海上にある大変弱い低気圧に伴う雲である。

個々の低気圧に伴う寒冷前線および温暖前線は、平均状態では中緯度の間接循環の冷い側での上昇流に沿って存在している極前線に対応するものである。そして、極前線に対応して強風軸が対流圏上部にある極前線ジェット・ストリームが存在しているが、日々の状態でも低気圧に伴う前線系に対応して極ジェット・ストリームが見られる。図2に示された例では極前線ジェット・ストリームの位置が南に偏っているように思えるが、これは地上低気圧が南北に対になって存在していることから知れるように極前線ジェット・ストリームが2つに分流し、南側のじょう乱系について記述したことによると思う。口絵画像の場合では低気圧に対応するラムダ状あるいはコンマ状の

雲はカムチャッカ半島南の 170°E , 45°N と南に下っているが, その他の雲システムは日本の北 140°E , 60°N と画像の隅で形状がはっきりしないが 110°E , 60°N にあり, 極前線ジェット・ストリームは低気圧の所ではその南側を, 低気圧と低気圧の間の高圧部では北にふくらみながら蛇行してじょう乱のある緯度の近くを流れている。

よく発達したジェット・ストリームの場合, 流れに沿って上層雲である絹雲が発生し, かつ, その雲の北の縁がきわめて明瞭な線を形成するので, ひまわり画像の上ではっきりとジェット・ストリームの存在を知ることができる。図3はその1例で, カムチャッカ半島の南の 40°N の所と朝鮮半島の北にある渦巻状の雲は最盛期を過ぎた低気圧に対する雲システムで, そのすぐ南側の 35°N , 170°E 付近と北海道付近で北にふくらんだ波うった雲システムがジェット・ストリームに対応する。図3の例に見られるように, 北の縁の線が大変はっきりしているが, この雲システムの内

165°E から西の部分で朝鮮半島付近までがジェット・ストリームとよく対応している。 165°E より東方の北にふくらんだ雲システムは発生初期の前線系を伴った低気圧に対応する雲であり, 朝鮮半島のすぐ東側の日本海南部にも発生初期の前線系を伴った低気圧が認められる。この例も図2の場合と同じように分流した南側のもので, ジェット・ストリームの分岐点は 90°E , 55°N 付近にあり, 北側のものは日本の経度では 70°N 近くを通っている。

以上の雲画像についての記述を要約してみると, 中緯度地方の日々の大循環の基本的特徴は温帯低気圧, 移動性高気圧といったじょう乱系が東西に次々と並んでいることである。そして, 温帯低気圧は前線系を伴っており, それに沿って雲システムが発達している。中でも寒冷前線の方がはっきりしており, かつ, 長大である。気温傾度の集中という前線としての特性がはっきりしなくなる西側の高気圧の南縁では, 収束帯として寒冷前線に連らなっており, さらに次の低気圧の温暖前

図3 ひまわり2号による1982年5月11日9時の赤外画像

線にむかって伸びている。

ここで、しばらく画像からはなれて、高・低気圧という中緯度地方に見られるじょう乱の立体構造を考えてみよう。高・低気圧は地上天気図にみられる形状からも推察されるように、それは大気中の巨大な渦で、低気圧の場合は回転の向きは反時計廻り（北半球）であり、高気圧に較べて渦の大きさは小さいが強さは大変強いのが普通である。一方、高気圧は回転の向きは時計廻り（北半球）で、渦は大きく広がっているが、その廻転の速さは緩やかである。そして、じょう乱（低気圧）が発達しつつある時期では渦管（渦管の中心は気圧の最小の軸とみなしてよいので、気圧の軸といってもよい）は上層にいくにつれ西に傾いている（後で述べるように、このことは大変重要な意味をもっている）。また、渦の強さは地面付近より中層の方が強いのが普通である（余談になるが、台風のような熱帯性低気圧の場合は渦管は直立しており、その強さは地表近くが最も強く、上にいくにつれて段々と弱くなっている）。図4はじょう乱の立体構造を模式的に示したものである。高層天気図の等圧線（実際には等圧面上の等高線）は地上の低気圧に対応して気圧（等高線）の谷に、高気圧は気圧の尾根に対応し、図に見られるように波状もしくは蛇行している。中緯度地帯の平均状態（基本状態）は西風が卓越しているので、東西方向に真直ぐな流線（地球自転による転向力と気圧傾度が釣合っているので等高線は流線でもある）に反時計廻りの流線を重ねれば、気

圧の最小軸の東側では流れは南分をもち、西側では北分を持つようになるので、図のように低気圧には気圧の谷が、高気圧には気圧の尾根が対応することになる。

地上天気図にみられる高・低気圧を、鉛直方向にシャワーのある偏西風に重なった波動性じょう乱として把握した、理論的な解析によれば、基本流の鉛直シャワーがある大きさより強くなるとじょう乱の波長が 2,000~3,000 km 以上の長い波は不安定になるという結果が得られている。このことは低気圧が発生・発達し衰弱していくことと対応しており、また、気圧の谷の前面（東側）で上昇流、後面（西側）で下降流という構造は低気圧の所では雨、その西側の高気圧がくると雨はあがって晴れるという経験とよく合っている。一方、じょう乱の進行速度もわれわれの経験と合うばかりでなく、気の圧谷の傾きが発達と共に段々減少し、直立すると止まり、以後、段々と衰弱してゆくことは観測事実ともよく合致している。

気圧の軸が西方に傾いているということを別の見方をすれば、等温線が等圧線より 1/4 波長だけ位相が遅れているともいえる。いま、じょう乱に対する風の南北成分を v' 、気温を T' とすると、このような場合 v' と T' は正の相関をもつことになる。つまり $\overline{v'T'}$ （ここで、上部の—は地球 1 周りの平均）が正で熱を北方に輸送することになる。

よく知られているように、太陽からの地面または大気に吸収される有効入射量と大気および地面から空間に放出される量は地球全体としてみれば輻射エネルギーの蓄積はなく、平衡状態にあるといってよい。ところが各緯度別にみると決して平衡の状態にはない。大体緯度 35° 付近を境として北では放出量が有効入射量より大きく、輻射エネルギーの欠損となり、南では過剰となる。もし、大気中に熱エネルギーを南北に輸送するような運動がなければ、低緯度と高緯度の間の気温差は実際の大気よりもっと大きなものになる。ところが実際の大気がこのような状態にないということは、輻射のみによってきまる南

図4 高・低気圧の立体構造の模型図

北の大きな気温傾度のある状態が力学的に不安定で、その状態に達するまでに何らかの運動が起るからである。すでにお解りのように、この何らかの運動が上述の偏西風の波動あるいは地上でみられる高・低気圧である。すなわち、南北の温度傾度が強まってくると偏西風の鉛直シャーが強くなる。大気中にはじょう乱をひきおこすきっかけはいくらかあるので、偏西風の鉛直シャーが強くなると不安定な（段々と発達する）じょう乱が発生し、それが北向きに熱エネルギーを輸送して南北の温度傾度を緩和するように作用する。

つぎに気温の鉛直分布について考えよう。大気は長波長の輻射を放出するので、もし輻射のみを考えるといたる所で冷却することになる。しかし、下層大気は地面からの熱伝導と地面からの蒸発そして大気中での凝結という過程で熱が与えられる。したがって下層と上層の温度差が大きくなる。ある限界を越えれば対流不安定な状態になり、小規模な対流現象が発達する。しかし、大規模な偏西風のじょう乱も上下の温度を緩和する方向に作用する。

ここで、平均子午面循環がなぜ3細胞になっているかについて考察してみる。説明の便宜上、1つの思考実験をこころみることにする。すなわち、calmな状態から出発して、どうして3細胞の子午面循環が生成するかを考察する。calmといっても上に述べた小規模な対流はすでに起っている状態で、南に熱源、北に冷源が与えられたとする。まず起るのは南で上昇流、北で下降流、上層で南風、下層で北風といった熱対流型の1細胞の子午面循環である。上層の南風は偏向力により西風に、下層ではその逆が起る。

一方、温度場の方は上昇下降による断熱冷却・断熱昇温の効果は初めは小さいので、南では徐々に気温が上り北では下がる。前にも述べたように南北の温度傾度が増大すると風の鉛直シャーも増大する。しかし、下層では北から冷たい空気があるので温度が下がり、上では逆のことが起るので垂直気温傾度は安定化する。

ここで地面摩擦の効果を考えると、下層の東風は地面摩擦によりかなり弱められる。上層での摩擦は地面摩擦に較べてはるかに小さいので、上層

の西風は下層の東風に較べてずっと強くなり、大気全体としては西風が卓越する。

摩擦の他に小さな乱れにより温度傾度の増加を妨げようとするが、熱源・冷源がある程度強いものなら、乱れによる均一化に打ち勝って南北の温度傾度そして風の鉛直シャーは徐々に増加する。ここまでの状態はまだ経度方向に一様である。しかし、大気中には経度方向に一様でないじょう乱を起すきっかけは常にあると考えられる。風速の鉛直シャーがかなり大きくなったため、前にのべた偏西風の中のじょう乱が発生し、北向きの熱輸送が発生して、南北の温度傾度および風速の鉛直シャーの増大を抑制する。

ここでもう少し詳しくじょう乱による熱エネルギーの輸送 ($\overline{v'\alpha'} : \alpha'$ はじょう乱の比容) を調べてみる。図5の下の部分では $\overline{v'\alpha'}$ の緯度分布を模式的に示したものである。上述の熱対流によって発生した鉛直シャーは当然上昇流が零の所すなわち中緯度で大きい。そして、 $\overline{v'\alpha'}$ の発達する割合は鉛直シャーの大きい所ほど著しい。したがって、図5に示されたように、 $\overline{v'\alpha'}$ は中緯度で最も大きい。また赤道と極で v' と α' が零とすると $\frac{\partial}{\partial y} \overline{v'\alpha'}$ も零になる。したがって $\frac{\partial}{\partial y} \overline{v'\alpha'}$ は図の破線で示したように亜熱帯で極大、亜寒帯で極小になる。さて、ここでは数式は省略するが、子午面断面内の基本流の鉛直流についての式で、低

図5 3細胞子午面循環の生成を示す図. 下の実線は $\overline{v'\alpha'}$ の分布図. 破線は $\frac{\partial}{\partial y} \overline{v'\alpha'}$ を表す.

緯度で熱源，高緯度で冷源という外部からのものの他に $-\frac{\partial}{\partial y} \overline{v' \alpha'}$ が仮想的な熱源もしくは冷源として寄与している。したがって， 30°N 付近に仮想的な冷源， 60°N 付近に仮想的な熱源が加わり，最初にあたえた南の熱源，北の冷源と併せて考えると，図5の上部のような3細胞の構造になると考えられる。

上に述べたことを力学的に説明すると次のようになる。熱の北向き輸送が発達すると南北の温度傾度を減少させようとする。したがって，上層・下層ともに気圧傾度がゆるくなり，転向力よりも気圧傾度の方がわずかばかり弱くなって偏西風にたいする地衡風の釣合がくずれて，上層では南向き，下層では北向きの加速度が生じ，間接循環を形成するようになる。

3. おわりに

大気大循環の基本的な特徴を理解する上で，偏西風の波動が大切な役割を演じていることの一端

をのぞいてきた。この波動を理論的に解明した Charney は，その後，高速電子計算機の開発に関係していた数学者の Von Neumann の勧めもあって，大気の変動を支配する方程式系を数值的に解いて数日先の予想天気図を作る，いわゆる数値予報を開拓した。そして，数値予報の仕事が一段落した後は，数値予報で開発された技法が大気大循環のシミュレーションに応用された。最近ではそれに使われる大気モデルも段々と精巧になり，大循環の基本的状態はよく再現できるようになるとともに，計算結果の解析から大循環の理解が一層深いものになった。しかし，まだ未解決の問題が沢山残っており，特に，長期予報の基礎になる大循環の変動についての理解を深めることが今後の中心課題と思われる。

文 献

- 1) 荒川昭夫，1958：最近の大気大循環論，気象研究ノート，第9巻