

WMO 気象衛星セミナー（東京 1964. 11. 27-12. 8）に ついで報告 (2)*

鈴木 弥 幸** 島 田 健 司***

(6) 温帯低気圧

いろいろな発達段階にある温帯低気圧の衛星写真を大量に調査した結果、つぎのような結論を得た。

a. 発達の初期

活発な前線に発生した波動ともなう雲の分布には循環の中心は現れない。これは活発な前線に伴う中層および上層雲は、発達中の波動の近傍では他の部分より厚く、範囲もひろがっているが、地上の渦がこれらの雲の高度にまで達しないためである。前線に波動があるかないかを、TIROS の写真から知る手がかりは、波動の近傍で、前線性の雲の帯が拡がっているかないかということだけである。

地表面での波動から少しはなれた寒気の中に、渦の中心部を見ることがある。この渦の中心は、TIROS の写真には、寒気中での C_u のパターンの中でも、活発な対流を示す領域に存在する。ここには、回転の中心を思わせる渦状の模様が現れる。渦が前線に接近して来るに従い、前線帯は活発化し、やがて波動が発生する。

b. 急速な発達期

低気圧が急速に発達しているときにも、前線に関連した雲の帯は幅を増す。この時期には渦の中心はジェット流および前線帯にかなり近づくので、雲の模様の中に渦がはっきり認められるようになる。渦の中心は、500 mb のうずの中心近くに位置している。地上の低気圧の真上にあるのではない。写真に見られる渦の模様は、渦の中

心と関連した雲、すなわち C_u 型の雲とその雲頂から流れ出た C_i とからできている。

c. 閉塞した低気圧

発達が進むにつれ、上層の渦の中心は、地上低気圧の中心に接近するが、低気圧が閉塞する時期には、上層の渦の中心は、地上低気圧の中心の真上に位置するようになる。このため、TIROS の写真では、地上中心のまわりに、 C_u 系の雲の渦がみられる。この C_u 系の渦のまわりを暖気による帯状の雲がとりまく。これが閉塞前線ともなう雲である。したがって閉塞前線は、従来の天気図に見られるようにただちに地上低気圧の中心と結びついているものではない。

d. 最盛期と衰弱期

低気圧の終末期には、乾湿両気団が、渦の周囲にコイル状にまきつき、前線は渦から離れる。この段階では、上層にのみ渦が存在する。上層の渦の中心はそのまま消えてしまうこともあるが、たいていは、上層の流れのよって下流にはこぼれ、つぎの前線帯で、新しい低気圧を発生させる原因となる。

つぎに実例を示す、第 10 図は閉塞低気圧の衛星写真である。渦の中心は、 50°N 、 170°W にある。 48°N 、 172°W から北西一東一南の順で中心の周囲をまわっている幅ひろい雲の帯がみられるが、これは暖湿気塊が上昇して生じた雲である。雲の帯の間には、 C_u の列が、数本見られる。この部分はもちろん寒気域である。閉塞前線は、従って、前者の帯状の雲の内側にえがかれ、北上天気図では、閉塞前線は渦の中心からひくことはできない。 45°N 、 165°W 付近には波動がみられるが弱い。第 11 図は、この閉塞低気圧の南西方の雲の状態である。ここにみられるのはすべて C_u 雲型の雲であることに注意する必要がある。したがって、 43°N 、 178°E 付近と、

* The Report on the Inter-regional Seminar on the Interpretation and Use of Meteorological Satellite Data, Tokyo, 27 November-8 December 1964

** Yako SuZuki 気象庁観測部測候課

*** Kenji Shimada, 気象庁予報部予報課

—1965年3月1日受理—

40°N, 171°E 近付にみられる渦は、同一寒気塊の中に生じたものであり、前線は伴っていないと考えられる。

(7) 前線

前線には活発な前線と不活発な前線とがあることは知られているが、これらの各型の前線が TIROS の写真にはどのようにあらわれるかをつきに述べる。

a. 活発な寒冷前線

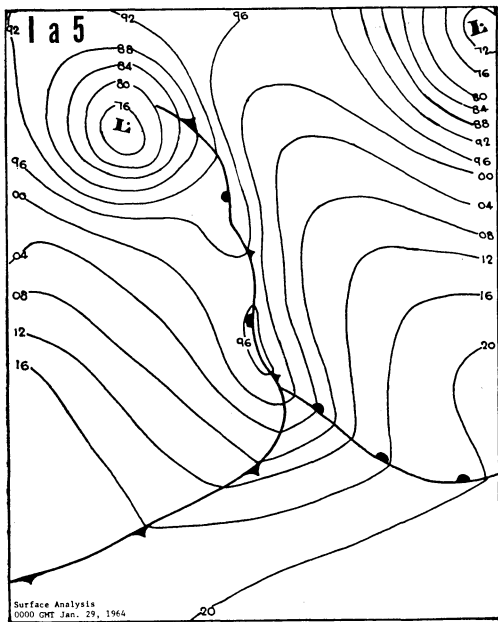
活発な寒冷前線はふつう上層の谷の前方にあらわれる。衛星写真でみると、この型の前線と関連した雲は、安定性の雲、不安定性の雲など、あらゆる型の雲から構成されている。前線性の雲の帯の幅は緯度にして3度位であり、その両縁または一縁では、雲形や雲量が急に交

えられるが、もつとも重要なのは、渦に関係した雲の分布である。前にも述べたように、渦の接近により寒冷前線が急に変化し、波動を生じるからである。

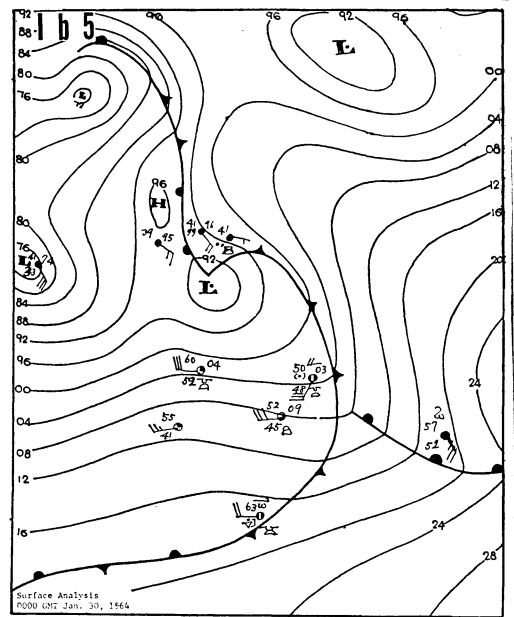
寒冷前線が、停滞し、または温暖前線に変化する直前には、前線の前方の暖気中に並んだ C_u の列が、前線性の雲の帯の中にもぐり込むようになる。この現象は新しい動の発生を予想する場合のよい指標となる。

b. 活発な温暖前線および停滞前線

活発な前線にともなう雲の帯の幅は、寒冷前線の部分よりも、停滞あるいは温暖前線の部分で広がっている。温暖前線の場合には、前線の暖気側にも雲が広がっているため、衛星写真だけを見て、その正確な位置をき



第 13 図



第 15 図

るため、はっきりした境界がみられる。前線性の雲がジェット流にまで伸びている場合には、その雲の中に、ジェット流に平行に長いすじが生じる。またジェット流の近くに前線性の雲がある場合には、そのジェット側の縁辺で、ジェット流に垂直に短いすじが生じる。

活発な寒冷前線の前方の暖気中には、厚い雲が線状に並ぶことが多い。これはレーダに見られる“fine lines”に似ている。

活発な寒冷前線の後方には C_u , S_i , その他の雲がみ

めることは困難である。また、ジェット流が、温暖前線と交差している場合、交点より極側では、 C_i が存在しないので、写真でみる雲の模様は、交点の南と北で違って見えることも注意すべき点である。

c. 不活発な寒冷前線および停滞前線

活発な寒冷前線から、不活発な寒冷前線に移る所では、前線性の雲の写真にも変化が見られる。この地点は、500 mb の谷線と前線との交点であるが、谷の前方では、幅の広い、高い雲からなる前線性の雲の帯が、谷

の後方では細くなり、主としてすき間の多い下層雲で構成され、これにうすい C_u がまじるだけになる。前線帯の中の低い C_u には、上層風に平行に並ぶこともあるが、たいていの場合は、前線と直角に並ぶ。前線性の雲の帯の幅は、活発な前線の場合よりもせまく、緯度にして1~2度である。またしばしば前線の雲の帯が2本に分離し、一本は寒気の中に、他の一本は、地表面における前線の位置にみられる。このような不活発な前線の前方では、沈降気流が強いので、幅広い帯状の快晴域が生じる。

つぎに実例を示す。

第12図（口絵）は第13図の天気図の下3/4に対応するものである。45°N, 165°W 付近に厚い雲からなる波動がみられ、南に向って寒冷型閉塞前線がのび、39°N, 162°W 付近の低気圧に連なっている。ここでは前線の雲の幅はきわめてひろい、閉塞点は36°N, 159°W あたりにあり、ここから南東方と南西方に雲の帯が分かれている。これらは、温暖前線と寒冷前線とに対応する。閉塞点の西側に快晴域がみられるが、ここではジェット流が、前線に直角に吹いている。したがって沈降している寒気の上にジェット流の下降運動が重なったために生じた快晴域と考えられる。暖域中に C_u の線が数本みえる。

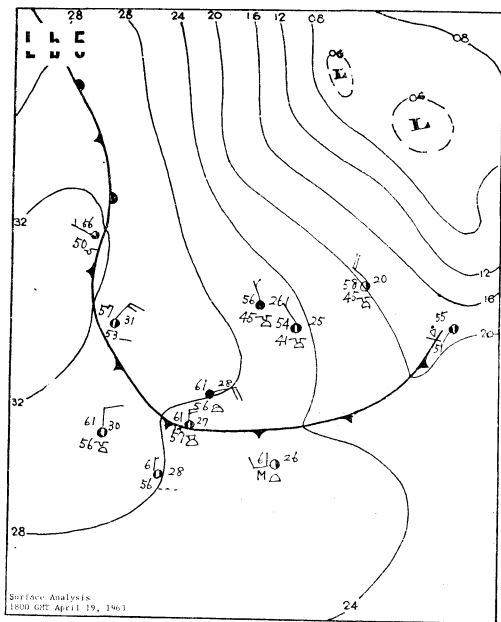
第14図（口絵）は第15図に対応する雲の写真である。46°N, 149°W 付近の渦は15図の中央に見える低気圧である。南にのびる寒冷前線は、不活発な型であるため、雲は前線の前方に生じており、寒気側には、低い C_u がみただけである。南の部分を見ると暖気中にも C_u の線があり、前線の雲の帯に平行に走っている。写真左端にみえる雲塊は第15図の左端にみえる低気圧にともなうものであるが、前線に関係した雲の帯が、この低気圧に直接結びついていないことに注意すべきであろう。第15図でみられるように、左端の低気圧の近くの気温と、中央の低気圧の南方の気温とはかなり差があるので、この間に前線を引きたくなるが、雲の写真からみると、この間に前線は存在していないことは明らかである。

第16図（口絵）は不活発な冷前線の雲写真で、第17図の地上天気図に対応する。500 mb では北西の風なので、前線をかなり大きい角でよぎっている。第16図でわかるように前線性の雲の帯の幅はせまく、32°N, 128°W あたりからは2本に分かれている。南の一本は第17図の前線の位置にあるが、北の一本は寒気中にある。このような場合、日本においては、もう一本の前線を描くことが多い。実際、どちらを主な前線とすること

はできないし、南の前線が次第に消失してしまい、北の前線が主体になる場合が多い。

（8） ジェット流

衛星写真にはこれまでジェット流に関係していると思われる雲が数多く写された。これらの雲は C_i 高度に生じるので一般には“jet cirrus”といわれている。ここでいう C_i とは、したがって C_i 型の雲というより、むしろ C_i 高度に発生する雲という意味である。jet cirrus は、他の場合に生じる C_i に較べると厚く、TIROS の



第17図

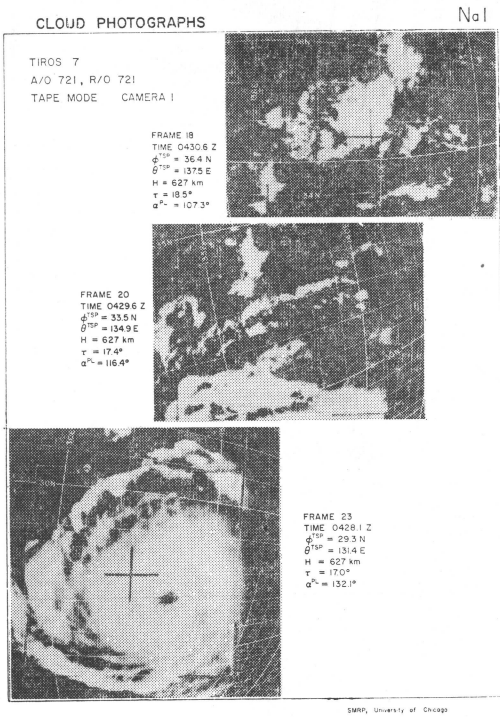
写真にも明かるくはつきりとうつる。第18図と第19図（口絵）はいろいろな型の jet cirrus の写真である。 C_i にすきまがなく、その影が低い雲の上にうつるときにジェット流はもっともはつきりと検出される。第19図の左上の写真で85°Wと80°Wの間に見える黒い細い線が C_i の影である。ジェット流に平行な雲の縁はぼけることなく、どちらかというとなめらかな感じである。飛行機が記録した雲頂高度を1,000 ft 単位で記入してあるが影の右側の雲の高さは33,000~36,000 feet であるのに対し、左側では3,000~10,000 feet である。

すなわちジェット流の暖気側で雲は高く、寒気側で低い。

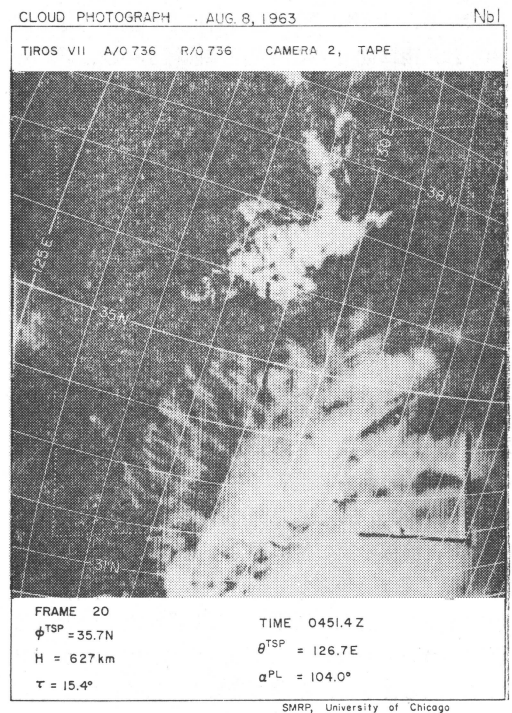
左下の写真はさらに複雑な jet cirrus を示している。43°N, 133°W あたりにある三角形の雲の上縁にそって、黒い帯が東西に見えるが、これは三角雲が、北方のより低い雲の上につくった影である。この三角雲にはジェット流の特徴の一つである横縞が見られる。写真の上部には低気圧の一部分がのぞき、前線性の雲が南西から北東にのび低気圧の中に巻き込んでいる。この雲の帯の間に比較的雲の少ない空気 (細胞状の雲だけは含む) がくさ

rus であることがわかる。すなわち、この cirrus の北方には、発達末期の低気圧を示すまき込んだ雲があり、また西方には別の低気圧に伴う前線帯が見られる。問題の cirrus は、この二本の前線雲の間で高気圧性に曲がり、上層に尾根が形成されていることを示している。cirrus の上縁にそってジェット流があると考えれば、二つの低気圧の発達過程をよく説明できる。

第 18 図の左上の写真で 35°N, 105°W にみられる雲は、縁がはっきりしたうすい雲であり、しかもすじがついているように見えるので jet cirrus と誤りやすい。し



第 20 図



第 21 図

び状に突込んでいるが、この雲の構造は閉塞した低気圧に見られるものである。したがって、三角雲の上縁から北東にのびる黒い帯をジェットの位置と考えるのは論理的に正しい。

右下の写真を見ると、写真の下の方に jet cirrus がある。下が海洋なので、影はみられないが、薄く、しかも、縁辺がはっきりしているから、jet cirrus であることがわかる。またほかの雲の分布からもこれが jet cir-

rus の高さをしらべてみると、1,150 feet で、周囲の雲よりも低い。jet cirrus らしい雲があったら一応高度をはかって、確かめる必要がある。高度を知るには、放射計の観測値を使えば簡単である。

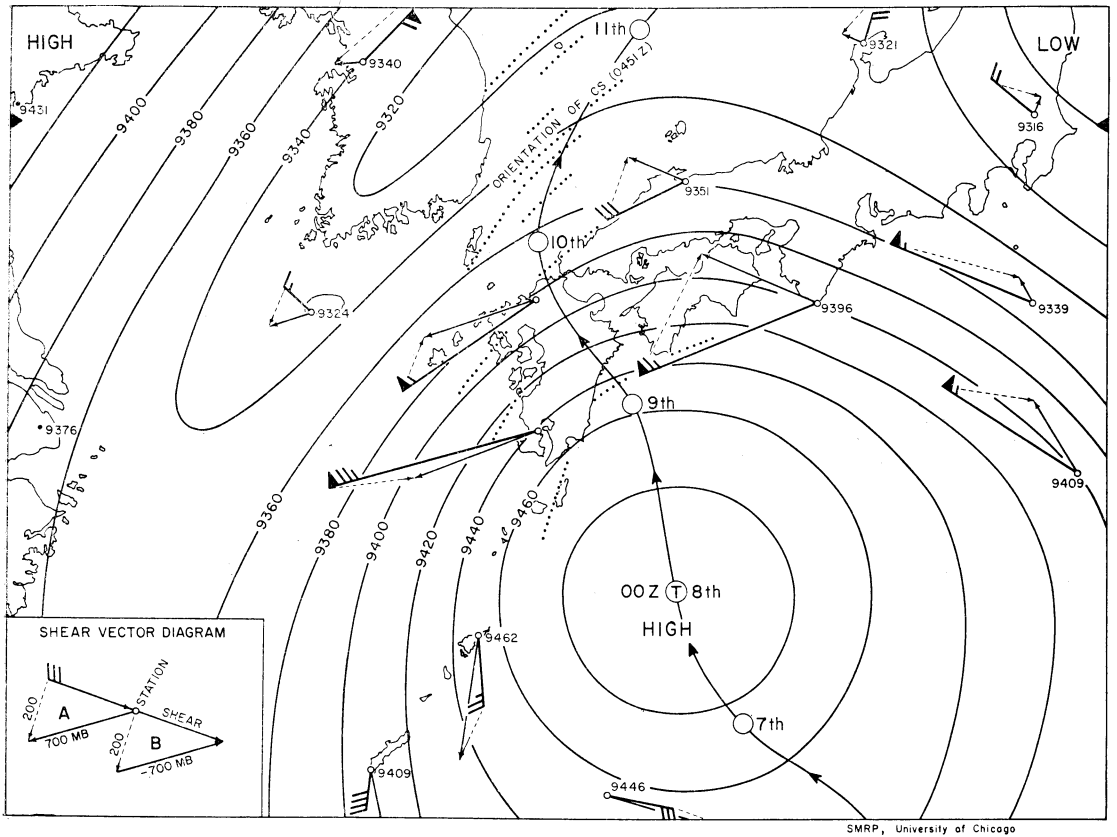
TIROS の写真を 250 mb 天気図とを対応させてみると、天気図からきめたジェット軸は、TIROS 写真にあらわれた、jet cirrus の影とよく一致する。亜熱帯ジェットと極ジェットが、きわめて接近すると、jet cirrus

の縁は亜熱帯ジェット的位置から、極ジェット的位置に移動する。

（9）中規模の気象現象

ここでは数キロメートルから数百キロメートルの規模の気象現象を中規模の気象現象と呼ぶことにする。この規模の現象は 300 km 程度の観測網にはひっかからないことが多いが、気象衛星は、直径 2 km ぐらいの雲なら

北南部から九州にいたる太平洋側では山脈の東側には、台風の流れ込む偏東風が衝突し、そのために発生した地形性の雲がある。これらは主として Cumulus Congestus である。中部山岳地帯の谷間にある観測所の報告では、雲量 1~2 の Cu を観測しているに過ぎないが TIROS によれば、山岳の上にも多量の Cu が発生していることがわかる。



第 22 図 200mb—700mb 層厚と風のシャ－（実線），および台風圏内の Cs の流れの方向（点線）
1963年8月8日 00z

うつつことができるから、中規模の気象現象の観測には有力な手段である。

a. 台風に伴う中規模の対流現象

第 20 図は 1963 年 8 月 7 日、台風ベスが日本の南方海海上にあるときの、台風およびそれに伴う温暖前線による雲、編東風の吹きつけによって発生した雲などの TIROS 写真である。一番上の写真に見られるように東

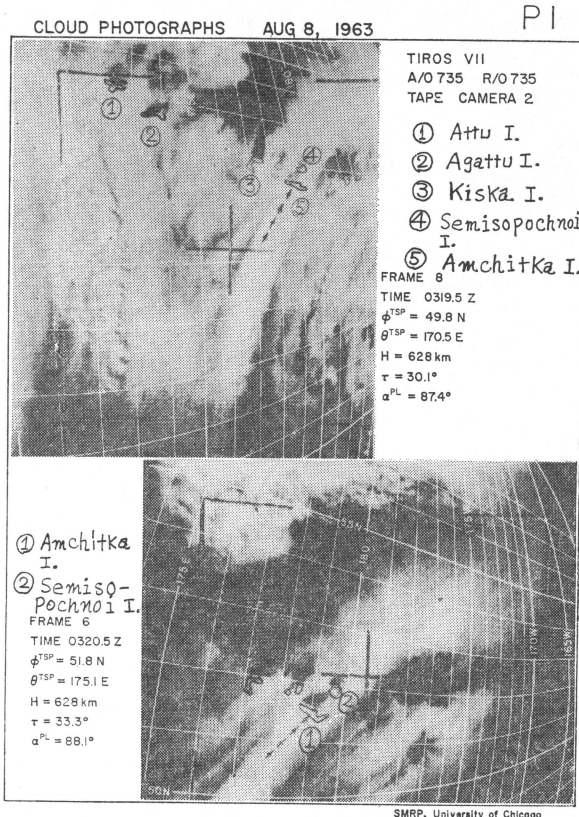
日本南岸にある温暖前線に沿い、32.5°N 線と 33°N にはほぼ平行に 2 本の雲の列が見られる（中の写真）。この列を構成している一つ一つの雲をよくみると、みな同じ型をしており、西の端が鉤状に曲がっていることが分かる。この鉤の成因は、温暖前線に沿い地面付近に存在する低気圧性の渦度が、強い上昇気流によって、上空の小さな領域に集中させた結果生じた渦によるものと思

われる。

台風の北西象限では、台風を中心から流出している C_i の外縁に沿い、沖縄から北東にのびて温暖前線の西の端まで、円型をした対流性の雲の列がみられ、ここに強い対流のあることを示している。

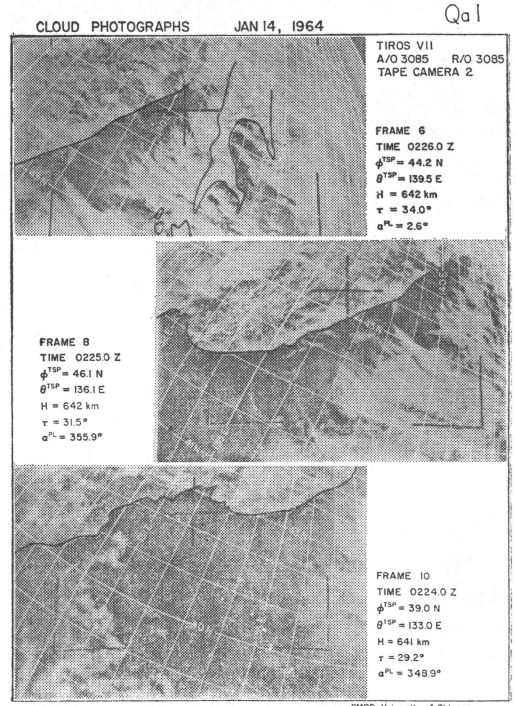
第 21 図は 1963 年 8 月 8 日、西日本に台風ベスが近づいている時に、TIROS がとった写真である。複製がよくないのではっきりしないが、沖縄から九州付近にか

と、300 mb と 200 mb の間で風向は東から西は急激に変化している。東風は台風からの発散流の一部であり、鹿児島島の南東方ではこの東風は 200 mb の高さまで達しているはずである。一方 200 mb で見られる西風は、朝鮮と九州の間にある谷線の南側の流れを示している。鹿児島島の南東方から東風によって西に運ばれた雲は、鹿児島島の南方で、西風によって東にもどされる。 C_i のすじのすべてが、西端の近くで鉤型に曲がっているが、こ



第 23 図 フリュージャン列島付近の霧の衛星写真

けて、降雨帯と同じように、中心に向かいらせん状に巻き込んでいる雲のすじが見られる。この雲は C_s である。200mb~700mb の等層厚線とこの C_s のすじとのなす角度は約 20 度である(第 22 図)。台風を中心から吹き出す風をみれば、この C_s は台風の中に生じた高い C_u の雲頂から生じたものであることは明らかである。また C_s のすじに直角に流れる C_i が見られるが、この成因はつぎのように考えられる。鹿児島の上層風の観測による



第 24 図 冬の季節風が日本海を吹きわたる時に生じる雲

れは雲の粒が、ここで西向きから東向きに折返されたためであろう。

b. 陸上における対流

(a) 夏日本の上で起きる対流

地形性の C_i 群をよく調べてみると、その縁は、地形の等高度線に沿っているところが多少はあるが、 C_b の場合には、縁が等高度線と一致しないから、TIROS の写真と、地図と共にしらべれば、その区別は比較的かんた

んにできる。また局部的に発生した霧や S_i は、形や明るさだけから判断すると、 C_b や C_i と誤りやすい。このような場合には、放射計の観測資料を使えばよい。放射計の資料から推定される雲頂の高度はかなり正確で C_b と S_i の識別をするにはじゅうぶんである。

(b) 北太平洋の霧

衛星写真にうつる霧の様子は、とくに帯状に流れている場合、 C_i ときわめて類似している。放射計の資料を使えばすぐに区別できるが、その他にも区別できる方法がある。第 23 図にみられるように、霧は島によってさえぎられるために、島の風下側で消滅する。また、島のかげにうずを生じることもある。 C_i の場合にはこのようなことはない。また、霧の場合にはその上に高い雲の影がうつるし、 C_i の場合には下の雲のコントラストを弱めることから両者を区別することができる。

霧の中に生じるすじは、理論的には海面における風と霧の上部の風とのシャーベクトルに平行であるが、実際には両者に風向の差がほとんどないから、地表面の風に平行に並ぶとしてよい。

(c) 冬の雲におよぼす地形の効果

i) 日本海の上での雲の発生

第 24 図は、冬の季節風が日本海の上を吹きわたるとき、沿海州と北日本との間で発生する雲の衛星写真である。雲のすじは沿海州の沖合約 100 km あたりにはじまり、北海道に達している。沿海州の海岸に連なっていないのは、季節風がシホテ山脈を越えた後、下降気流となるためであろう。一本一本の雲の間隔はすべて約 20 km である。すじの方向は、850 mb の流線に一致している。

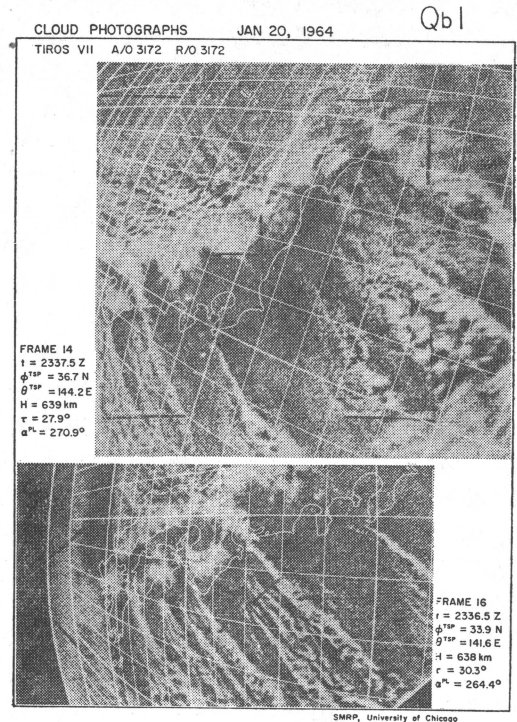
放射計で測定した結果によると、この雲の高さは、沿海州の沖合からしだいに高くなっており、北海道では、約 3 km にまで発達している。

季節風が弱い所では、このようなすじは生じない。この場合第 24 図の下の写真にみられるように、不規則な形をした細胞として発達する。

ii) 日本列島の効果

第 25 図は、冬の季節風が強いとき、日本列島付近で、雲がどのように変化するかを示したものである。i) でのべたような雲のすじが、日本海にみえるが、中央山脈の日本海側にいたって、このすじは、数本を残して、ほとんど消えてしまっている。すじが残っているのは、中央山脈のうちでも比較的低い所である。すなわち、50 km の半径で平均した場合の谷の位置に一致している。

このような場所では、いわゆる Channel 効果のために大気は収束を起こす。この谷の中を太平洋側に向かって吹き抜ける際に、谷の中の山岳に衝突し雲を生じる。若狭湾から伊勢湾へかけてあらわれたすじ、紀伊水道、豊後水道などを通る雲のすじはすべて上にのべた現象である。これらの雲のすじは、太平洋沖合 300km~400km に達する頃、海面から強く熱せられるために、細胞状に変化している。関東地方および、その沖合 50km 位まではほとんど雲がない、これはよく知られているように、中央山脈を越えた気流のフーン現象によるものである。



第 25 図 冬の季節風に及ぼす日本列島の効果

(10) 衛星写真上の緯経線の誤差

衛星から撮影した写真は、それに緯経線が入れられて始めて気象に利用できるようになる。写真に入れられた緯経線は一般には誤差があり、これがメソスケールの気象解析の場合などには重要関心事になる。誤差は、写真に地形がうつっている場合には、これによって正すことができるし、ある種類の誤差は、一つの雲が数枚の写真に、異なる角度から撮影されていることを利用して補正することができる。これらの補正に際して、緯経線の誤差

の性質を知っていれば都合がよい。写真に緯経線を入れるのに必要な資料は、衛星の緯度、高さ(これらは時刻の関数である。)、撮影時刻、カメラの光軸の俯角と方位角、写真のいずれの方向を北に合せるかという資料である。これらの誤差のうち、衛星の位置に関係した始めの3つの資料は比較的信頼がおける。撮影時刻は、極東地域のようにタイマーによって撮影される場合は余り信頼できない。撮影時刻の誤差 15 秒のために緯経線が衛星の進行方向に 50 km 程度ずれた例が示された。カメラの光軸の俯角と方位角の誤差も検討を必要とする。俯角が5度違った場合の緯経線のずれが示された。方位角が異れば、緯経線は衛星直下の点を中心として回転する。方位角が 10 度違った場合の緯経線のずれが示された。写真に緯経線図を合せる場合に、撮影の中心地点は比較的問題はない。写真のいずれの方向を北に合せるかに関係した誤差はしばしば問題になり、この誤差によって、緯経線は、カメラの光軸と地表の交点を中心として回転したように狂ってくる。衛星から撮影された写真を利用するに当ってはこれらの誤差の性質を知っていると補正し易い。

3. 放射資料の利用と将来性

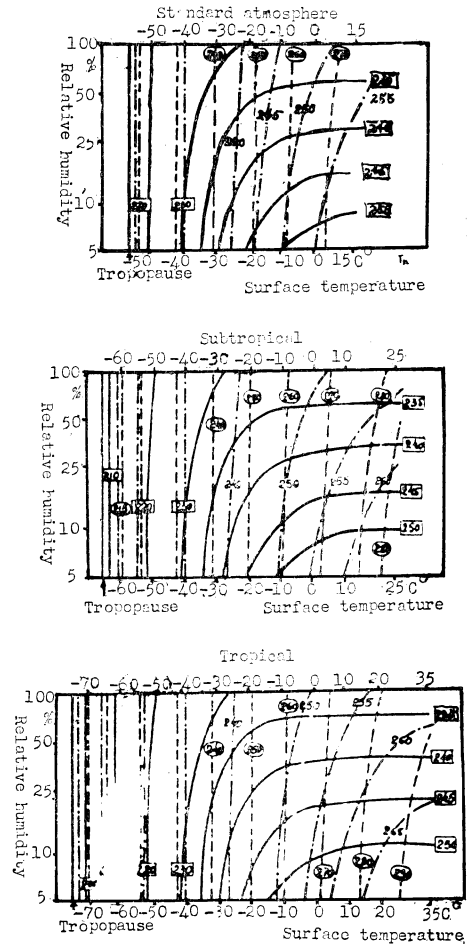
すべてのエネルギーの根源は太陽であり、“これが、ここに住んでいる人達が日の丸の旗を誇る理由であろう。”太陽からの放射は散乱され、吸収され射出され、これらの放射の波長は紫外域から電磁波にまで及ぶ。波長の短いものは空気分子、大気中のイオンによって散乱される。これらの放射の吸収スペクトルは紫外から電磁波に至る間に沢山ある。大気の吸収を受けない部分を大気の窓 (atmospheric window) という。重要な window は 4μ と $8\sim 12\mu$ の2つである。大気は 10μ を山とし、 7μ から数 10μ に至る放射を射出している。これらの放射を研究する目的は種々あるが、2つの大きな目的として大気の熱収支と組成の問題をあげることができよう。地球へ入ってくる放射は、太陽からのものだけであり、これは太陽常数としてよく知られているが、出てゆく放射については今まで直接測定する方法がなく、問題があった。しかし、気象衛星によってこれを直接測定することができるようになった。放射計には走査型の放射計と半球型の放射計の2種類ある。V.E. Suomi, F.B. House は後者により、J.S. Winston, P.K. Rao は前者によって調査し、地球から出て行く放射は亜熱帯で最大であり、そこから極へ行く程小さくなるし、赤道付近も幾分小さいことを確めた。E.G. Asthing と L.H.

Horn は更に海と陸によって異なることを示している。これらは主に雲の分布によるもので、例えば、地球から出て行く放射が最大の亜熱帯は、雲が少なく、地表の温度が高い。雲の分布は走査型放射計の channel 3, $0.2\sim 6\mu$ 、地表によって反射され太陽光によって定められた。物体から射出される放射は物体の温度によってきまるので、衛星に達した放射の強さからそれを射出している物体の温度が判り、それが雲であるか地面であるかを判別することができる。S.I. Rasool は走査型放射計の channel 2, $8\sim 12\mu$ の window を利用して地球上の雲の分布を描いた。赤道付近が低温になっているのは高層まで達している雲が多いことを示しており、亜熱帯で高温なのは雲が少いことを示している。これら熱収支の地域的特徴は天気の地域的特徴を示しているものであり、天気の特徴を放射観測の結果から推測できる。これについての研究資料は山積されており、これらは radiation synoptics という新しい研究分野ができよう。Kondratiev は 1961 年 7 月 12 日のハリケーン、アンナを走査型放射計の5つの channel の一つ一つの波長について調査した。ハリケーンの中心に高い冷い雲がある等、ハリケーンの構造がよく判る。モスコウの V.G. Boldyrev は 1960 年 11 月 27 日のアメリカ付近で出て行く放射の分布を調査し、あたかも地上天気図のような分布を得ている。J.S. Winston と P.K. Rao は出て行く放射によって地上の天気、例えば熱帯の収束帯、不連続線、低気圧、高気圧等をよく識別できることを示している。このような状況は NIMBUS A に積まれた 4μ の window の放射測定によって更によく判るようになる。しかし、K.Y. Kondratiev と N.E. Ter-Markariantz の調査結果が示すように、冬季、高緯度では逆転が多いため、温度が低いから雲があるだろうと判定することは危険である。M.S. Malkevich は window と吸収帯の強さの違いを目安にして雲の分布を判別することを提案した。これは、逆転があっても仮に温度が上から下まで一様であっても、地上において最大であり、上へ行く程小さくなるので雲頂の高さを判別するよい手掛りになる。

衛星に達した window の放射の強さの測定によって雲頂の温度を推測することができるが、window が完全でないこと、すなわち大気からの放射が幾分 window に入ってくるために、この補正をする必要がある。Y.I. Rabinovich は $8\sim 12\mu$ の波長域の window を利用した場合に、水蒸気量 3.6 cm についての補正值が 15°C に達することを飛行機観測によって確めており、理論的

に出した値は更に大きい。セミナーにおいて、NIMBUS A の 4μ window の放射の強さから温度を推測するに際しては、熱帯においては最大 5°C 、普通は 4°C 、亜熱帯では 2°C を加えた。このような補正値を水蒸気量の関数として求めておいて、水蒸気量によって補正をすれば更に正確になる。O₃ の影響は常数の補正値を加えるだけで充分である。M.S. Malkevich は水蒸気量の関数として実際の放射の強さと、地表の温度における黒体放射の強さの比を出しておくことを提案している。気柱の温度と水蒸気の分布を仮定する、たとえば、対流圏では気温の減率が $0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ 、成層圏では気温が一定、いずれの高さでも相対湿度が一定というような仮定をすれば、地表の温度と水蒸気量の関数として気柱から出て行く放射を計算することができるので、これを利用して地表の温度、気柱の水蒸気量を推測することもできる。F. Möller は横軸に地表の気温をとり、縦軸に相対湿度をとって、channel 1, $5.8\sim 6.8\mu$, H₂O の吸収帯； channel 2, $8\sim 13\mu$, window.； channel 4, $7.5\sim 32.5\mu$, 大気の大気放射と channel 2 の差；これら3つの波長域の放射の強さの等値線を描き、channel 2 と channel 1 の等値線の交点から地表の温度と圏界面付近の相対湿度、channel 2 と channel 4-2 の等値線の交点から地表の温度と対流圏の下部の相対湿度を得ることができることを示した。しかしこの場合、モデルの仮定のしかたによって結果がかなり異なるので、E. Rascke は標準大気の場合、亜熱帯の場合、熱帯の場合に分けてグラフを作った（第26図参照）。S. Fritz と J.S. Winston は雲の上面の温度を高さに換算するのに 700, 500, 300 mb の天気図を用い、求めた高さと地上天気図の高さと比較してよく合うことを示している。V.L. Gayevsky と L.N. Guseva は飛行機によって気温の減率を観測し、 S_t があらわれている場合の気温の減率はほかの場合に比べて非常にまちまち ($0.1\sim 0.9^\circ\text{C}/100\text{m}$) であるので、 S_t の頂の温度から推測した高さは誤差が大きいことを示している。P.K. Rao・J.S. Winston は雲が何層にもあらわれている場合は雲の上面の温度を決定することは困難であることを示している。いずれの波長の放射も気圧の影響を受けるが、最も影響を受けるのは O₂ の吸収帯である。しかし雲の上面によって反射された太陽光の 0.76μ , O₂ の吸収帯の強さと window の強さの比から雲の上面の高さを推測する方法は、まだ実現される見込みはないし、地上の気圧を推測できる見通しはついていない。

Window の放射を測定することによって地表の温度を推測することができ、H₂O の吸収帯の強さを測定することによって圏界面付近の温度を推測することができ、CO₂ の吸収帯の強さを測定することによって高さ 20 km 程度の温度を測定することができる。これらの中



第 26 図 実線は channel 1, 点線は channel 2, 鎖線は channel 4-channel 1.

間の波長域の放射の強さも測定することにより、気温の鉛直分布を測定できるわけである。実際には CO₂ の鉛直分布は余り変わらないので波長 12μ から 17μ にわたる CO₂ の吸収帯の強さが利用されよう。この波長域の放射をスペクトルメーターで定測することにより、高さ 7~30 km の気層内の気温の分布が得られよう。

衛星に達した波長数 10μ 程度の放射の強さを測定すれ

ば雲があっても地表の温度を推測することができる。しかしこれには2つの困難がある。一つはこのような波長の長い放射に対しては地表の射出率がまちまちであること、もう一つは測器の開発の問題である。しかしこの始めの理由を逆用し、地表の射出率を測定することによって地表の状態、例えば流氷の分布を観測できるようになるかもしれない。

衛星は太陽常数を測定するのに都合のよい位置にある。太陽からの放射のうち紫外域のものはかなり変動し、これが大気にいかに影響するかは重要である。

衛星の場所における夜明けあるいは夕暮の場合に、大気を通過してくる太陽光の O_3 の吸収帯 2,55~3,500 Å と window 3,700~4,000 Å の放射の強さの比から太陽光が通過した気層の中の O_3 の量を推測することができる。太陽のあらゆる高度についてこのような測定をすることによって大気中の O_3 の分布を調べることができる。また雲の上面によって反射された太陽光について同様の測定をすることによって O_3 の分布を調べることができる。いずれこのような測定も行われよう。

放射利用の変った方法として、海面にうつった太陽の像の散乱の模様を定量的に測定することによって、海面の荒れ模様を推測することができようになるかもしれない。

いし、人間衛星から美しく眺められる地平線上の明るい気層の厚さの観測から地上 20 km の高さに達しており、薄明の原因と考えられているエアロゾルの分布を推測することができ、その気象への影響が明かになる。

むすび

WMO 主催の気象衛星セミナーにおいて受けた講義の内容をかなりくわしく記述した。講義と実習は、豊富な衛星写真にもとづいて行なわれたが、この報告にのせたのは、そのごく一部なので、本文の中に理解できにくい点があったかも知れない。近いうちに出版される完全な議事録は、その点を解決してくれることと思う。

このセミナーに出席し、多くの衛星写真から、大中小の各規模の気象系の姿を、連続した形でたしかめ得たことは、われわれ天気図解析や天気予報の仕事にたずさわる者にとって大きな収穫であった。ここで得られた知識はただちに現場に適用することができよう。いまのところ日本では衛星の観測結果は、電報で入手できるだけなので、利用価値は少ないが、将来 APT が備えられれば、天気図解析と予報に、大きな威力となることは間違いない。

おわりにこの報告のために貴重な紙面を提供していただいた天気編集部に謝意を表したい。

日本気象学会関西支部だより

1. 昭和39年度第3回常任理事会を1月27日15時から大阪管区気象台で開催。主なる議題は、5月の全国大会についての準備の進捗状況の報告、およびシンポジウムのテーマとしては、「成層圏」とすることになり、その旨本部へ意見を申出ることになった。

2. 1月月例会、「世界の気象界の現状」が、1月13日大阪管区気象台会議室で、気象庁予報課主任予報官大井正一氏を迎えて、山元竜三郎理事司会の下で、「ヨーロッパの気象界の現状」についての講演会により行なわれた。これは、支部月例会に世界の気象界の現状の紹介をとり入れようとする試みの第1回である。

3. 四国地区月例会は、昭和40年3月3日（水）13時~16時30分、高松市六番丁、香川県総合会館会議室で、「雨量予報」をテーマとして開催される。

話題およびその提供者は次のとおり。

- (1) 台風のスパイラルバンドと雨予報
高松 田中 貞三 (30分)
- (2) 室戸レーダーの雨量予報への利用(現状と問題点)

室戸岬 橋本 義愛 (30分)

- (3) 雨量予報の現状と将来

気象庁 石原 健二 (60分)

- (4) 気象衛星による雨の予報

大阪 中島暢太郎 (60)

4. 2月月例会は、昭和40年2月24日（水）13時30分~17時00分、大阪管区気象台会議室で、風を題目として開催される。

文献紹介

- (1) 風速の高さによる変化について

京大 吉住 禎男

- (2) 風の局地性について

京大 宮田 賢二

講演

- (1) 風の観測に関する最近の技術と問題点

京大 光田 寧

- (2) 気象衛星による風の観測

大阪管区 中島暢太郎