

前線に伴う対流雲と層状雲の形態*

中山 章**・籠島 偉介***

要旨： 航空機による雲の観測からは大気低層の前線付近の収束域では対流雲が発達し地表層付近の暖気側で前線に吹込む空気は対流雲中を上方に運ばれるような中規模系の循環をなし、一方地上前線から離れた地域の雲は大規模運動によって形成されているようである。

1. はじめに

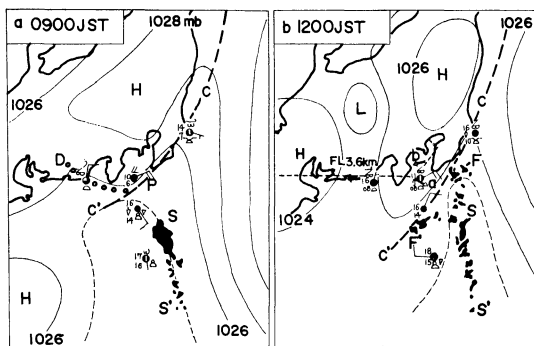
A. Kh Khrgian (1963)¹⁾ の温暖前線では暖域側にも何層かの層状雲がある。筆者らの今迄の航空機による前線観測の結果でも地上前線と一致せずに暖気側でも層状雲が発生していることが多いようである。この事実は地上の暖気が前線面に沿って上昇すると考えることについての疑問を生む。本文ではこの問題について航空機からの写真をもとに一つの推論を試みる。

2. 解析例 (1) 1966年11月16日の寒冷前線

(前線面上で暖気移流のある例)

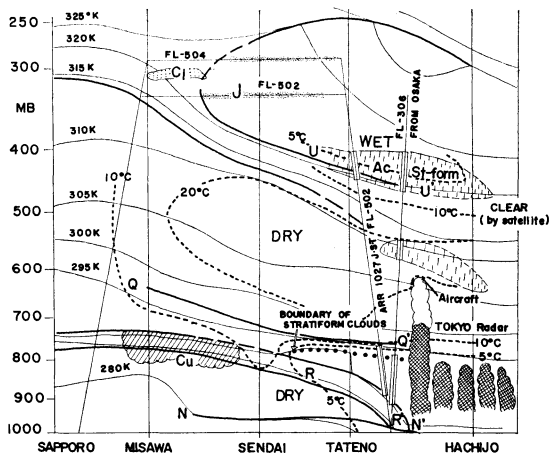
2・1 地上天気図と断面図

第1図の寒冷前線 C C' を横切り 140°E の断面図は第2図で寒気はうすく仙台で800~700 mb の間にある。



第1図 地上天気図 (1966年11月16日 9時, 12時)
黒い部分は富士山レーダー・エコー但し a 図の P は東京レーダーで探知された点状エコー。航路上の (a), (b) 点は第4 a・b 図の撮影地点。

前線面上に発生している雲は ESSA 3 号 (日本標準時13時3分) および航空機により仙台のすぐ南までであるこ



第2図 東経140度に沿う断面図 (1966年11月16日 9時)

太い実線は圈界面および前線; 太い破線は気温と露点温度の差; 細い実線は温位; 雲は航空機およびレーダーによる観測を示す。

とは確かめられ、この雲域は850 mb の暖気移流域に対応している。この前線面の上方には沈降面 Q Q' が、寒気内には夜間の輻射冷却によって生じた逆転層 N N' がある。この他、上層雲、中層雲は第2図のように発生しているが、ここでは前線面に沿う雲だけを問題とするので説明は省略する。

2・2 前線面付近の雲の構造

本州東海上の高気圧縁辺を潜在不安定な空気 (第1表) は16日9時から15時にかけて北上し、一方本州中部の冷い高気圧は東に進み12時には関東地方に達している。高度0.3 km の流線図 (第3図) では内陸の冷たい高気圧からの吹出しがあり、八丈島は迂回してきた寒気の中にある。この境界 M M' の東側では高気圧縁辺に沿う暖気の流入に伴って対流雲 S S' が発達している。地上の前線 C C' は9時には大島と三宅島の間にあり東京レーダーではP点に点状に対流性エコーがある (同時

* Morphology of Convective and Stratiform Clouds Around the Front.

** A. Nakayma 東京航空地方気象台

*** I. Kagoshima 全日本空輸 K K 機長

1967年6月16日受理, 1967年10月23日改稿受理

第1表 八丈島の温位, 比湿, 相当温位

1966年11月16日 09時 (日本標準時)

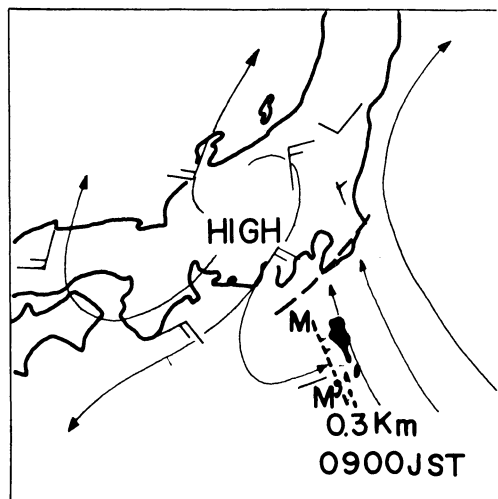
要素 高度	温 位	比 湿	相当温位
Surf	289	10.3	316
1000	289	10.0	315
975	289	9.4	313
950	290	8.8	313
900	291	8.2	313
850	293	7.4	313
800	296	5.7	312
750	299	3.0	308
700	304	1.7	309

第2表 八丈島, 館野, 御前崎, 前橋の上層風

1966年11月16日 09時 (日本標準時)

高度 (km)	館 野		八丈島		御前崎		前 橋	
	風 向	36 方 位	風 向	36 方 位	風 向	36 方 位	風 向	36 方 位
0.3	34	04	24	02	03	14	35	14
0.6	12	14	25	06	08	08	03	02
0.9	16	19	22	10	18	08	09	04
1.2	17	19	16	16	18	08	18	14
1.5	21	25	15	16				
1.8	22	29	15	17	16	23	22	10
2.1	22	27	15	14	19	21	25	17
2.4	23	25	21	08	23	16	25	23

刻に籠島は多くの積雲を航空機から確認している). この前線は南下して活発になり, 12時には S S' と前線に沿うエコー F F' に分離することができる. N N' の高さの境界 (第2表) は 0.3 km と 0.9 km の間で収束の大きいのはこの高さまででエコーは地上前線付近にしか認められない. 風向の急変している層を境界面とし



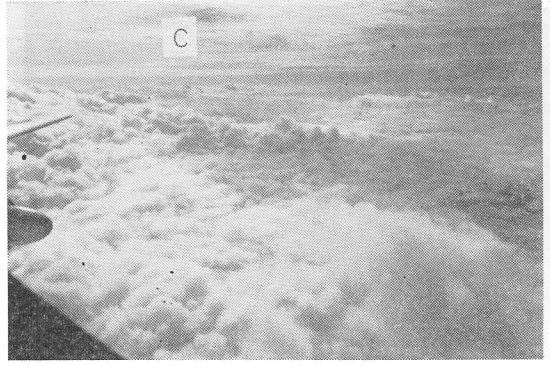
第3図 0.3 km 流線図 (1966年11月16日 9時)

て採用すれば館野では 0.3 km と 0.6 km の間と 1.2 km と 1.5 km の間にあり後者の値は雲底と一致している. 現在の高層観測資料だけではこの前線面の傾斜を知ることにはできないが次の2つの理由から大島付近で傾斜が大きいと推定される.

- (i) 等圧線傾度は大島付近の寒気側で大きく大島と八丈島では 8°C の温度差がある.

- (ii) 三宅島の雲底は 0.4 km (Hennig²⁾ の凝結高度は 0.3 km) であるのに大島では 0.9 km, 木更津 1.2 km である.

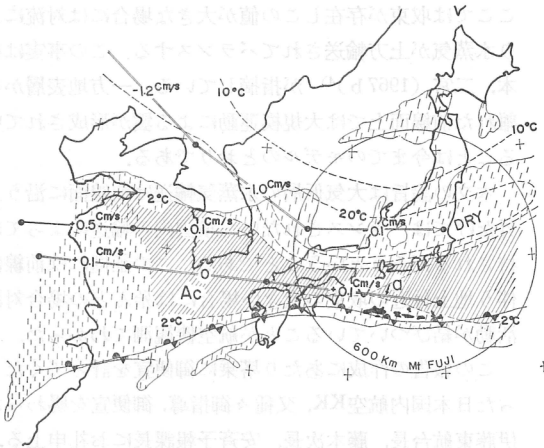
航空機からの写真は第4 a, b 図で写真 a は大島付近より前方の F F' の雲の北側を, 写真 b は b 点から航路の左後方を撮影したものである. 写真 a の特長は寒気側で積雲が絶壁状に切りたち雲頂は 4.2 km である. この雲の北側では雲頂は急に低くなり次第にセル状構造の小さいもの(Cの部分)に変化している. このCの部分の厚さは羽田付近で 0.5 km, 雲底 1.2 km で仙台付近まで拡っている. 一方, レーダーで探知されているのは C C' の前線に沿う写真 a の積雲 (雲頂 4.2 km) だけである. この理由は地表層の水蒸気の多い潜在不安定な空気は大部分この収束域で不安定を解消しているためであろう. このことは八丈島 (第1表) の値についてのパーセル法では地表層の空気塊では不安定エネルギーが非常に大きい, 950 mb ではごく小さく, 900 mb では殆んど0であることとむじゅんしない. 従って, もしも地表層付近の暖気が前線面に沿って上昇するのであれば前線の北側の積雲も雲頂が高くしかもエコーが現われても良い訳である. 又, 層状の雲は暖気側の八丈島 (9時には雲底 1.3 km) でも観測されていること, 大島では層状の雲の雲向が南であることから規模の大きい暖気移流により発生しているものであることがわかる. これに反し地表層の暖気側で南風として流入した空気は積雲内を上方に輸送され積雲頂部から西風により運ばれることによって中規模の循環系が維持される. 航空機による雲頂の観察では積雲の頂部が西風で吹き流されているのが認められ上述の考えを肯定している. もしも積雲内で下層の空



第4 a・b図 第1図のa, b点より撮影した雲

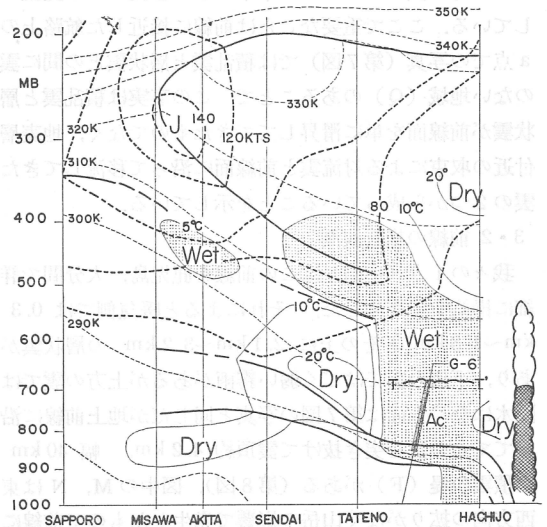
a図はFF'の雲の寒気側を撮影したもので積雲は絶壁状に切り立っており、雲の頂部は西風で乱れている。撮影高度3.6km, 時刻11時50分。

b図はパイカウント機長席より第1エンジンを通して撮影したもので前線に沿って積雲Mがあり更に北では層積雲状になっている。撮影時刻11時55分。



第5図 雲域と700bm空気経路(1967年3月16日9時)

破線は気温と露点温度の差, 2重の線は空気経路, 黒い部分は富士山レーダーエコー, 破線を施した部分は気象衛星から見た雲域, 斜線域はT-Tdが2°C以下の地域, 2重線の横の数字は上昇流を示す。



第6図 東経140度断面図(1967年3月16日9時)

太い破線は等風速線; 細い実線は気温と露点温度の差; 細い破線は温位; T-T'は航空機で観測した雲頂。

気が上方へ輸送されなければ下層の南風が維持されるためには前線面に沿う流れについて連続の関係を適用すれば前線面に沿って強い上昇流がなければならないわけだが雲の形態はそうでないことを示している(第4b図)。

3. 解析例(2) 1967年3月16日の前線

(前線面で暖気移流のない場合)

前項の考えを他の例で検証するため東京一鹿児島間を塔乗調査した。

1968年1月

3・1 大規模現象の状況

気象衛星からは前線北側に幅広く雲が見られるが、富士山レーダーではこの雲は探知されないで地上前線に沿う積乱雲だけがエコーとして現われている。(第5図) 東経140度に沿う断面図(第6図)では館野、八丈島とも前線面は正確に決めることができる。この前線面上の層状の雲(1.5kmから3.5kmまでの間降水, 乱気流とも無い)は写真(第7図)のように頂部は平らである。



第7図 第5図のa点より撮影した積乱雲と層状雲
(1967年3月16日)

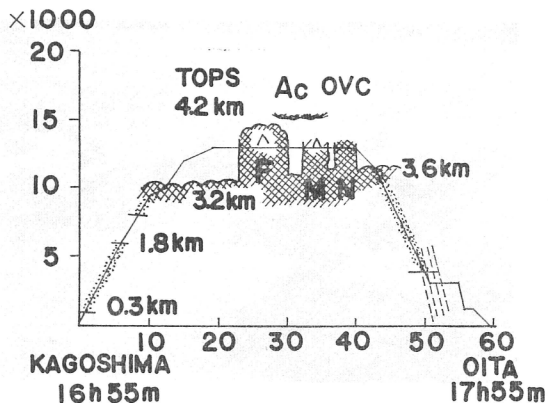
撮影高度 3.6 km 時刻12時50分。積乱雲と層状雲の間に雲のない地域(Q)のあることに注意。

16日9時の雲は 700 mb の華中からの移流により発生³⁾している。ここで重要なことは前線に接近した航路上のa点での写真(第7図)では積乱雲と層状雲との間に雲のない地域(Q)のあることで、この事実は積乱雲と層状雲が前線面を単に滑昇してできたものでなく、地表層付近の収束による対流雲と前線面に沿って移流してきた雲の2つから成っていることを示している。

3・2 前線の横断観測

我々の1人(中山)はこの前線を鹿児島、大分間で詳細に操縦室で観測した。それによると暖気側では 0.3 km~1.8 km とその上に 2.1 km~3.2 km の層状雲があり、下側の雲ではごく弱い霧雨があるが上方の雲では降水はなく上面は第7図の写真と同じだが地上前線に沿ってこの雲を突き抜けて雲頂約 4.2 km、幅 40 km の積雲の堤(F)がある(第8図)。図中のM、Nは東西方向の拡りがなく山岳の影響で発生したもので前線に伴う積雲(F)より雲頂が低い。ここで重要なことは次の点である。

- (i) 地上前線の南側では雲は 2.1 km~3.2 km だが北側では 1.2 km~3.7 km で北側の雲の雨の降っていない厚さは 1.6 km~3.6 km で東日本の値(1.5 km~3.5 km) とほぼ一致している。
- (ii) 層状の雲の中に地上前線に伴う積雲の堤があり、この相対位置は第7図の写真の場合と異っている。この事実から層状雲と地表層前線に伴う対流雲とは別の機構で発生していると考えの方が適当である。



第8図 1967年3月16日飛行報告(鹿児島—大分間)

4. 要 約

地上の前線付近では熱の出入りが大きいので前線面が密度の差として維持されることは考えにくい。しかし、ここでは収束が存在しこの値が大きな場合には対流により水蒸気が上方輸送されてバランスする。この事実は松本、二宮(1967b)⁴⁾が指摘している。一方地表層から離れた前線面上では大規模運動による雲が形成されていることは今までのモデルのとおりである。

本文の論旨は大気低層の水蒸気輸送は前線面に沿う上昇だけではバランスされないで積雲内の輸送によって維持されるだろうということである。この証拠には前線に伴う地上付近の収束の大きい場合には殆んどの場合対流活動が結びついていることが航空機観測でわかった。

この報告の作成にあたり塔乗に御便宜を計ってください。日本国内航空KK、又種々御指導、御便宜を賜った伊藤東航台長、藤本次長、安斉予報課長にお礼申上る。

文 献

- 1) A. Kh. Khrigian (1963): Cloud Physics 214—215 Israel Program for Scientific Translations.
- 2) Haltiner G. J and F. L. Martin (1957): Dynamical and Physical Meteorology. McGraw-Hill Book Co p. 328.
- 3) Leese. J. A (1962): The Role of Advection of Vortex Cloud Patterns. Tellus 14 409—421.
- 4) Matsumoto, S.; K. Ninomiya and T. Akiyama (1967b): Cumulus Activities in Relation to the Mesoscale Convergence Field. J. meteor. Soc. Japan 45 292—305.