地形効果による収束線*

中山 章** 石崎秀夫*** 井上恵一** 浜田広子**

要旨 関東南部(東京湾)では低気圧の通過後,ときたま地形性収束線が形成される.

この収束線は南側では強い南西風だが北側ではごく弱い北風で風向の変っている幅は非常にせまい. この 収束線が発生する場合の特徴は (i) 高さ 1.5~2.0km 付近に風の鉛直シヤーの大きい層があること, (ii) 気温減率が 0.7~0.9°C/100m をこえると気圧の急降が起こること, である.

解析の結果,この収束線は風の鉛直シャーの大きい高度に地形による渦管の屈曲効果で幅狭い上昇流域が 形成されているところへ夜間から朝方にかけては関東南部にある地表層の寒暖両気の境界が日中北上して屈 曲効果による上昇流域の下で対流が起こると下層の空気は鉛直方向に輸送され,そしてその空気が鉛直シャ ーの大きい層まで達すると,そこに一つの循環系ができて地上で強い南風が吹くと考えられる。航空機から の上昇流域や,雲の観測結果はこの考えと矛盾していないようである。

§1. 本文で取扱う地形性収束線

関東地方は中部山岳の風下になるので,いろいろの地 形性収束線が形成される.これらの一部は房総不連続線 と呼ばれている¹⁾.

本文で取扱う収束線は関東南部(東京湾)にできるも ので収束線の南側では強い南西風が発達し 40~50 knots のガストを伴うことがある.この収束線が羽田空港付近 にある場合には,着陸する航空機は上昇流により機速が 増大したり,収束線を横切ると偏流角が急変したりする ので操縦はむずかしくなる.

この典型的な例は第8図である.これによると関ケ原 を通ってきた空気は東海道沖を西風として吹走し,関東 南部で地形性低気圧に吹き込む流れとなり,関東北部か らのうすい寒気(多くの場合,北東風)との間に収束線 を形成する.

一方,地形性低気圧のできる位置は山岳の南のはしの 下流であり、この低気圧から収束線がのびて、しばしば 第1図に見られるように関東の東の海上まで続く.この 収束線の付近では航空機は弱い乱気流をうけ、また水蒸 気が多い場合には積雲が帯状に出現する.

§ 2. 比較的大きい規模から見た収束線の特徴

- 2.1 前線面および鉛直シャーとの関係
- * On the convergence line caused by orographic effect,
- ** Akira Nakayama, Keiichi Inoue, Hiroko Hamada. 東京航空地方気象台
- - —1968年11月4日改稿受理—



第1図 1967年12月28日12時地上天気図 収束線(太い破線)は鉛直シャーの大きい層の風 向(260度)の方向に発達している. なお 図中の 矢 羽根は地上風を示す.

第1図は地形性収束線の例である.地上天気図ではわ からないが,八丈島と輪島を結ぶ断面図(第2図)によ ると中部地方南部に急傾斜をした前線帯がある.この前 線帯の存在はここで問題としている収束線が形成される 場合の特徴でほとんどの場合,1.5~2.0km の高度付近 に風の鉛直シャーの大きい層がある.

2.2 下層寒気との関係

地形性収束線は 850mb 以下の寒気移流が関ヶ原から 遠州灘にかけて大きい場合には関東南部(東京湾)に形



第2図 1967年12月28日9時の輪島と八丈島を結ぶ 断面図

断面図の方向は第1図のXY, 細い実線は等温位 線(5°K間隔),破線は等風速線(knot),太い実線 は前線面を示す.なお.SS'は下降運動による沈降 面である.

成され,奥羽地方で大きい場合には伊豆地方まで南下する.

第1表のBの型では東海道沖では沈降*により上層か ら空気が補給されるので関東南部の方が濃美平野より地 上風が強い(第1図参照).遠州灘から相模灘にかけて 沈降する空気のあることは収束線の南側で強い南風を維 持する役目を果たしているだろう.

2.3 地形性低気圧

ここで考えている地形性低気圧は大規模現象としてで きる山岳風下の低圧部と異なり、山岳の南はしの下流に 発生するもので、日中に顕著になり夜間には認められな

*(註)
$$w = \frac{-(V-C) \cdot \nabla_H T}{(\gamma a - \gamma)}$$

ただし、 γa : 乾燥断熱滅率; γ : 気温滅率; V :
風速; C : 温度傾度帯の移動速度である. この場
合には $V >> C$ なので寒気移流は下降流に対応す
る.

第1表 寒気移流量と収束線の発生位置との関係 寒気移流量は 850mb の値で格子間隔は 300km をとってある. A の場合には 収束 線は伊豆半島から南東の走向に, Bの場合 が本文の例である(単位°C/sec×10⁻⁵)

地点		Α	В	
		1968. 2.13(9時)	1967.12.28(9時)	
丈	島	?	8.2	
	松	4.0	33.2	
	野	6.7	4.7	
	台	11.2	2 • 5	
	点一丈	点	例 A 1968. 2.13(9時) 丈島 松 4.0 野 6.7 台 11.2	

い.

§ 3. 小低気圧および地形性収束線の中規模構造

3.1 地形性収束線の特徴

第1図の矩形で囲まれた地域の中規模天気図(第3a 図)によると地形性収束線は12時(日本標準時)には横 浜と羽田の間を通つて千葉の南に達している.この走向 は上層風と同じ方向の260°である.しかし,地上の収 束線をさらにこまかくみると,朝がたは地表層付近の寒 気分布の不規則のため蛇行している(第3a,b図の点線 はスモッグの境界).

朝のうちは地上の収束線付近の気圧の降下量はごく小 さいが日中になると大きくなり12時の前3時間の最大気 圧下降域は地上の収束量の極大域と一致している(第3 a, b図).



第3a図 1967年12月28日12時中規模天気図 細い実線は等圧線.破線は前3時間の気圧差,交 差した斜線で囲まれた部分は高度1km以上の地域, 鎖線は鉛直シヤーの大きい層の風向の走向,点線は 航空機から観測したスモッグの境界,数字は気圧お よび前3時間の気圧差を示す.

▶天気// 16. 3.



第3b図 1967年12月28日12時の東京湾付近の収束 分布

細い実線は u (東西成分), v (南北成分) に分け て 20km² について求めた値 (隅は 不 正 確), 三 角 形の重心に書かれた数字は Bellamy 法で求めたも の; 点線は航空機から観測したスモッグの境界線; KH線に沿う矩形の斜線域は海面の波の 静か な部 分; 黒い部分は航空機 (B-727)の機速の増加した 強い上昇流域を示す.

3.2 航空機からの収束線の観測(1967年12月28日)
 10時40分に羽田空港に着陸した B-727 の I・L・S (計器着陸装置)の進入路上の観測では(第4図参照)

(i) スモッグは収束線の北側にあり、その境界は明 瞭でほとんど垂直の傾斜をしていた。

(ii) スモッグの上限は 1000ft (300m) で上は平ら であった.

(iii) 海面の波の観測ではスモッグの 境界線の南5
 km,北3kmは静おんであった。第3b図の収束分布から 300m の高さの上昇流を求めると 20km²の平均とし

*(註) 理想流体では揚力 L は $L = \frac{1}{2} \rho \cdot V^2 \cdot \Delta S \cdot C_L$

ただし、 ρ : 空気密度;V: 棧速; ΔS : 翼面積; C_L : 揚力係数 である.いま、上昇流をうけると C_L =一定の飛び方では

 $\delta L = \rho \cdot \Delta S \cdot C_L \cdot V \cdot \delta V$

で δL >0 だと δV >0, すなわち航空機のスピードは 増加する. 機速の増加 するような 上昇流は 30~ 40cm/sec の大きさよりずつと大きい.



第4図 収束線付近のスモッグおよび上昇気流の分 布

1967年12月28日10時40分に羽田に着陸した B-727 の観測したもので Flight path の左は木更津,右は 羽田である。海面波の観測では 8 km にわたって波 がなく,南からの空気は上昇しているのだが航空機 が上昇流として感じた地域は矢印で示された所だけ である。なお,この矢印の部分では航空機は弱いタ ービュレンスを観測している。

て 30~40cm/sec の値が得られた.

(iv) スモッグの境界に接した所では狭い幅に強い上 昇流があり,そこでは航空機は機速にして 10~15 knots 増加* した.

(v) スモッグの境界は7時40分には房総半島南部に あって木更津上空(第3b図のK)で 2500 ft (750m) であったが、日中には北上して上層風の方向とほぼ一致 している.



第5図 1967年12月28日の厚木,館山の気圧,気温 および気温減率の変化

厚木, 館山は第3 a 図のAとTである. 気温減率 は 850mb の内捜気温を用いて求めてある. なお, 850mb の温度は 9 時から 21 時までの間, 直線的に 変化していると仮定している.

1969年3月

3.3 地形性低気圧の大きさと発生位置

1 mb ごとに描いた地形性低気圧の閉じた等圧線の直 径は普通 30~50km ぐらいで,発生位置は標高1 km の 山岳の南はしの風下である. 観測網がまらばなので正確 なことはいえないが,山の下流 20~30km に小低気圧の 中心があることが多い. ただし,流れの方向に 10~20 km ぐらいはズレることがある.

3.4 地形性低気圧付近の気圧変化

地形性低気圧は夜間や早朝は地表層付近の寒気の影響 で.しばしば消滅又は.不明瞭になるが日中になると気 圧降下が起こる.この気圧降下は日中の昇温と密接な関 係をもっており,気温減率に換算すると0.7~0.9°C/ 100m ぐらいがその限界のようである(第5図).

§4. 収束線および小低気圧の形成についての考え

4.1 収束線の形成

松本 (1967)²⁾ は山の縁の風下に 発生する 積雲の形成 を地形による渦管の届曲効果で説明しているが,ここで もこの考えを用いる.

いま,山の東側の境界に沿って北に y 軸(第3a図の 地形を参照)を,東向きに x 軸をとると x 軸に沿う渦度 方程式は(第6図)



第6図

 $\partial w/\partial z$; $f_1 = 2\omega \sin \varphi$; $f_2 = 2\omega \cos \varphi$; F: ソレノイドお よび摩擦項である.

(1) 式の各項の大きさをあたると $d\xi/dt$ に最も寄与す るのは起上り項と 左辺の最後の項である. u_z として山 の上流の浜松の値(第2表)を用いると高度 1.5km で $3.3 \times 10^{-2}/\text{sec}$ (600m の高度差について求めた値)であ る. 又 v_x については 観測値はないが $10^{-4}/\text{sec}$ ぐらい と推定されるから $u_z \cdot v_x$ は $10^{-6}/\text{sec}$ の大きさである. すなわち山の縁で $10^{-6}/\text{sec}^2$ の大きさの $d\xi/dt$ が生成さ れることになる.

第2表 1967年12月28日9時の浜松の上層風の鉛直 シャー(600mの平均)(×10⁻³sec⁻¹)

要素 高度 _(km)	$\frac{\Delta u}{\Delta z}$ (東西成分)	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$ (南北成分)
0.6	1.8	-4.6
0.9	6.7	-3.7
1.2	5.5	2.0
1.5	33.1	27.5
1.8	19.5	8.6
2.1	5.0	1.0
2.4	3.8	- 4.5
2.7	4.5	7.8

このことは山岳の縁に沿って幅狭い上昇気流が存在す ることを意味する(この場合には $f_1 \cdot u_2$ も同じ符号で ある). ここで $d\xi/dt$ の符号を決めるものは v_x で v_x >0 の時に $d\xi/dt>0$ になる. 高度 1.5km および 2.0 km の流れ(第7図)は、地形を考慮に入れなくても v_x >0 の条件を満しているので、地形効果も加わり v_x の 値は大きいだろう.なお、§3 までに述べた統計結果は 上述の考えと矛盾していないようである.

4.2 小低気圧の形成



第7図 1967年12月28日9時の1.5, 2.0km の風 (単位は knot)

二重の矢印は強風軸,細い実線は等風速線を示す.

▶天気/ 16. 3.

z軸のまわりの渦度は

$$\frac{d\zeta}{dt} + \zeta_a \cdot D_{xy} + (w_x \cdot v_z - w_y \cdot u_z) = F \cdots (2)$$

ここで、 ζ , ζ_a はそれぞれ z 軸のまわりの相対渦度お よび絶対渦度でその他は(1)式と同じ記号である.

この種の小低気圧の形成される時には、安定層がある ので(第2図参照)山岳波の発達があろう.しかし、こ こで問題にしている低気圧は直径が $30 \sim 50 \text{km}$ ぐらいな ので山岳波の短い波長は除かなければならないから w_x は小さい.

しかし、 w_y については $w_y>0$ でかなりの大きさに なる. なぜなら山岳の下流では 20~30km 付近には上昇 流の大きい部分がある³⁾ からである. いま, 10km の間 で 0.1m/sec の上昇流の 傾度がある と $w_y \cdot u_z \sim 10^{-7}/$ sec² であるから $d\zeta/dt$ は 1000sec (風速が 20~30m/sec なので距離にして 20~30km)の間に 10⁻⁴/sec の渦度 が形成されることになる. すなわち鉛直シヤーの大きい 高度付近の $w_y>0$ の地域では鉛直軸のまわりの正渦度 の生成がある. もちろん, この高度の正渦度はそのまま 地上には現われない.

4.3 地上の強い南風

前項までの考えで風の鉛直シャーの大きい高度付近で は山の南縁の風下では
z軸のまわりの
正温度の
生成があ り、又、流れに沿って幅狭く上昇流が形成されることは 定性的には理解できる(実際に積雲のバンドが形成され ている). しかし,これだけでは 収束線の南側(地上) で強い南西風が発達する説明にはならない、ところが、 地上の気圧は日中になって陸地の温度が上昇し、気温減 率が 0.7~0.9°C/100m 以上になると急に下降している (第5図参照). この事実から推測すると地表層付近の空 気は対流によって上方に輸送されると考えた方が都合よ い. そして対流活動が風の鉛直シャーの大きい層に形成 された上昇流域まで達した時に、下層から運ばれた空気 は、水平方向に輸送されてその結果、気柱内は全体とし て発散が卓越して気圧の急降が起こるだろう。このこと を裏付けるように気圧が急降した時には東西に連なる積 雲が観測されている. ここで大事なことは上層のシャー の大きい層で地形による渦管の屈曲効果が先に存在して いなければならないことで、もしそうでなければ収束線 は日中には関東地方の内陸まで達してよいはずである.

§ 5. 下層空気の対流による鉛直輸送

下層の空気が対流によって鉛直方向に輸送される問題 を資料が豊富な1966年3月19日の場合について計算した。



第8図 1966年3月19日9時地上天気図 斜線を施した部分は標高1km以上の地域;二重 の斜線域(銚子の北)は富士山レーダーによるエコ -;太い破線(曲ったもの)はおよその流線;別の 太い破線(直線)は収束線の走向でこれは鉛直シャ -の大きい層の風向と一致している。

第8 図の PQRS (983mb の等圧線) の中に 100m の 高さに地上の値と同じに周囲から空気が流入したとする と,その量は 7.18×10⁸m³/sec であるから PQRS の面 積 (7.89×10⁹m²) 内では 9 cm/sec の平均上昇流で水平 収束と平衡し,これより大きい質量輸送があれば気圧降 下が起こる.

いま,積雲の占有率を 2/10 として積雲周囲の下降流 を考えないで 300m の高さに PQRS の境界から周囲の 空気が流入したとすると,積雲内の平均上昇流は 135 cm/sec で水平収束と平衡し,さらに,積雲が発達して 積雲内を上昇した空気が水平方向に輸送されれば気圧降 下が起こることになる.

§6. 航空機からの写真による推測

今まで述べた例の航空機からの写真は得られていない が、この種の写真を第9a図に示す. この写真には次の 特徴がある.

(i) 積雲 AA' は富士山の西に発源地があり帯状に 発生している.

(ii) 手前の積雲 Bは駿河湾からの空気が安倍川沿い に山地まで侵入し、山岳地方で発達し、上層の北西風で 地上とは逆の方向に流されて途中で消滅している。

1969年3月

27

Mt. FUJI

第9a図 1968年2月13日14時30分に御前崎の西から撮影した雲(撮影高度21,000ft) 右下方の黒い部分は御前崎; Bの雲は駿河湾北部(静岡市の北)の安倍川上流の山岳地帯にあり,下層で は南寄りの風として奥地に侵入して積雲となったもので上層の北西風で頂部が流されている; AA'の 雲は 富士川の下流から発生し上層のシャーの大きい層の風の走向に線状に発生している; Bの雲と AA' の雲と の距離は約 40km である.



第9b図 1968年2月13日15時局地天気図 斜線の部分は第9a図の線状に発達した 雲の領域 (南の部分は推定);黒い部分は富士山レーダー・エ コーを示す。

第9b図の天気図からは地表層の空気は駿河湾の北部 では南風として奥地に侵入していることはわかるが、A では積雲がずっと下流まで帯状に発達しているのに, B

では途中で消滅している,わずか 40km しか離れてい ない所でこの差異があるのは前述した地形による渦管の 屈曲効果によるものであろう.

§7. 感謝

この報告は気象研究所と東京航空地方気象台との協同 研究"中規模解析の研究"の一部をなすものである.

この調査にあたり航空機搭乗に御便宜をいただいた石 田全日空東京支店長はじめ同社の関係者,いつも御指導 御便官をいただいている伊藤東京航空地方気象台長,藤 本次長,山田予報課長,気象研究所松本第1研究室長, 御批判いただいた草野観測課長,予報部神子プログラマ ーにお礼申上る.

文 献

- 安田浩(1955):冬期に発生する房総不連線に ついて,研究時報,7,61-67.
- 2) Matsumoto S. (1967): Orographic edge effect on the downstream cumulus activity. I of Met Soc of Japan. 45, 500-503.
- 3) Lamberth R.L, Reynolds R.D and Wurtele M.G (1965): Mountain lee waves at White Sands Missile Range.

Bull. Amer. Met Soc. 46, 634-636.