

局 地 風*

荒 川 正 一**

1. ま え が き

山蔭や谷間の出口に、ところによって著しい強風が吹き、建物や農作物、漁船などに大きな被害を与えることがある。このような風はおろし風、だし風などと呼ばれ、ヨーロッパのフェーンと共に古くから研究の対象となってきた。岡山県の広戸風、愛媛県のやまじ風、山形県の清川だしなどはとくに有名で、それぞれ近接の気象台によって調べられてきた（大阪管区気象台1956, 1958, 仙台管区気象台ほか1950, の同名の調査報告参照）。これらの研究によって局地的強風の実態は次第に明らかになってきた。日本における局地風の研究は独特のもので、風土誌の一つとも見られる方向をもってきた。したがって局地風の地理的分布とか、強風自身やそれに伴う現象の特異性が強調されるにとどまってきた傾向がある。

一方欧米においてはフェーンの研究と平行して山越え気流の研究が旺んに行なわれてきた（Corby 1954, Alaka 1960, などの総合報告参照）。そして現在フェーンの研究は取り残されている感がする。欧米における山越え気流の研究はグライダー技術や航空機の保安を目的として栄えたもので、その主題は「風下波動」であった。その中から Queney (1947) や Scorer (1949) などのすぐれた理論的研究が輩出した。しかしながらこれらの理論は線型理論であるため、風下波動には適用し得ても、おろし風などのような異常な局地風を期待することはむづかしい。事実秋山 (1954, 1956) がやまじ風に Scorer の結果を適用したところ、あまり良い一致を見なかった。

一方おろし風を実験的にシミュレートしようとする試みは鈴木・矢吹 (1956 a, 1956 b, 1957, 1967) によって行なわれてきた。鈴木・矢吹の研究は密度成層をなす流体の剝離に着目したもので、この思想は最近の Soma (1969) の研究にも流れている。同じく実験的研究は Long (1953, 1954) によっても行なわれてきた。Long の研究は激しい乱れを伴う Bishop wave を再現することから山蔭の jump に主眼をおいたもので、二層、三層の流体実験でそれを再現し、さらに有限振幅の風下波動の力学的研究へと発展した（Long 1953, 1954, 1955）。

Arakawa (1968) は Long の手法にならって、逆転層をもつ大気が山や谷間を通過するときの変形を論じ、おろし風やだし風の可能性を指摘した。同年 Houghton and Kasahara (1968) と Arakawa and Oobayashi (1968) は浅水方程式を非線型のまま数値的に積分し、山蔭の強風とその下流の jump をシミュレートした。Houghton and Kasahara の研究もロッキー山東麓の Chnook を解明するために行なわれたものである。同じ問題は Гутман and Перов (1970) によっても扱われた。このようにして局地風の問題と山越え気流の問題とは最近になってようやく接点を見出したと言えそうだ。

ここで筆者は局地風に関するこれまでの知見と、その立場から見た山越え気流論に関して展望してみたい。以下に引用される北海道の局地風に関しては筆者の論文〔荒川 1960, 1961, 1964, Arakawa 1969〕を参照されたい。

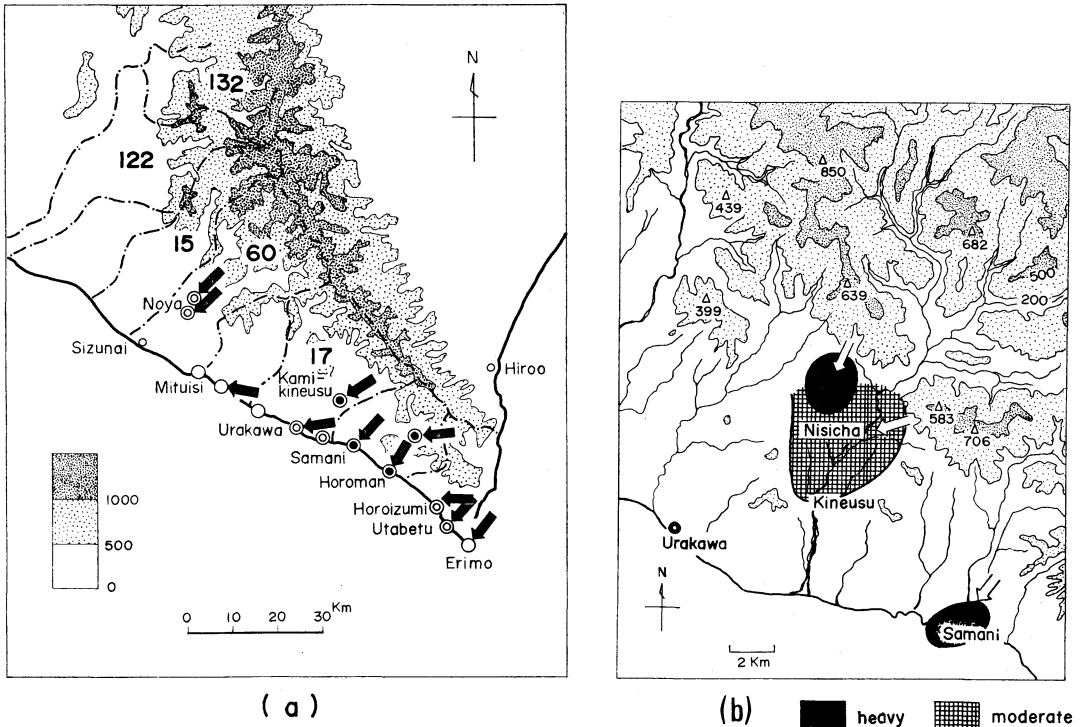
2. 局地風と地形

この節ではまず局地風を地形と対比させて観てみたい。この種の局地風はその風上の地形によって山蔭の強風（おろし風）と谷間の出口の強風（だし風）とに大別される。

* On the Local Strong Winds

** S. Arakawa 気象大学校

—1971年2月25日受理—



第1図 日高地方の地形と日高しも風の被害分布 (1958. Sep. 27).

(a) 日高地方全域 ●:被害程度大, ◎:中, ○:小.

(b) 杵臼 (Kineusu) 付近.

2.1 山蔭の強風 (おろし風)

第1図は日高しも風の被害分布図の一例である。1958年9月27日、伊勢湾台風が日高地方南方海上を通過中に起ったものである。第1図の被害程度は建物の被害から決めたものである。図によれば日高しも風の強いところは、日高山脈の山麓近くに位置し、そこから遠ざかるにつれ弱くなっている。第1図(b)は杵臼 (Kineusu)、様似 (Samani) 付近の細かい被害分布である。建物に被害 (全壊、半壊など) を受けるほどの強風域は狭く、数軒以内に限られている。またその場所は谷間の急に開けた扇状地に位置している。これらは第1図(a)の中程度以上の被害地のどこにでも言える。

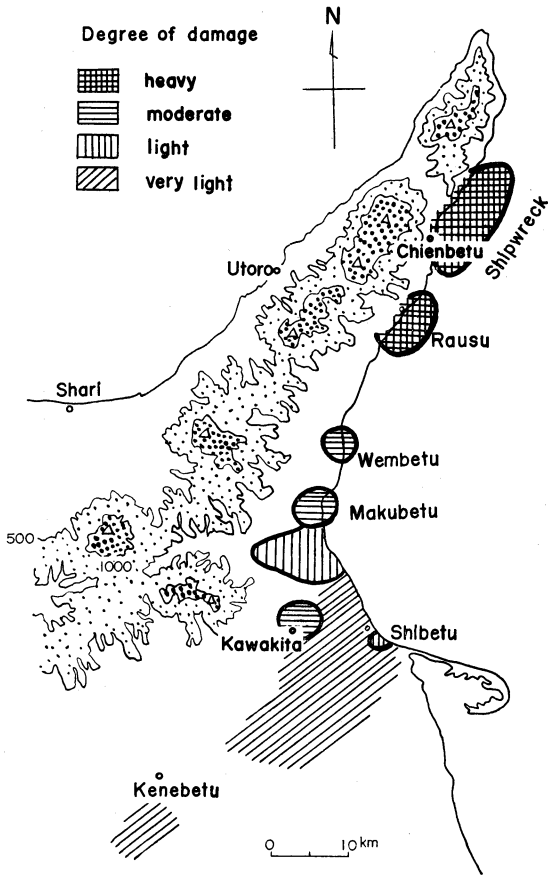
強風域の地理的分布に関する上の特徴は、他のおろし風にもあてはまる。第2図は羅臼突風の被害分布図である。1959年4月6日、寒冷前線通過直後から起ったものである。この図は陸上では建物の被害に、海上では漁船の被害に基づいて作ったものである。大きな被害は、知床山脈の鞍部の蔭か谷間の開けた場所に起っている。しかも個々の被害域は10km 平方以下で狭い範囲に限ら

れている。地形といい被害分布といい、第1図の日高しも風のばあいと非常によく似ている。

2.2 谷間の出口の強風 (だし風)

上のばあいと良く似た局地風であるが、その風上側に山の無いばあいがある。第3図には寿都だし風の強風域 (1960年9月30日船で観測したもの) を示す (村山, 1960)。この強風は前記2つの強風ほど破壊的なものでなく、風の継続時間も長い。強風域の風上側は両側を山ではさまれた帯状の低地となっている。谷間というには少し幅が広いようだ。その帯状の低地の出口に強風域がある。第4図は移動しながらパイロット・バルーンで観測した上層風の水平分布である (村山, 1960)。地表では最強風域は湾口まで近づいている。しかし各レベルとも内陸ほど風が弱くなっている。

これと良く似た局地風に清川だしがある。第5図に清川だしの強風域を示す。このばあいにも風上側にはほぼ風向に沿った峡谷がある。風の強さも継続時間も寿都だし風と同じ程度である。しかし谷間の幅は寿都だし風と



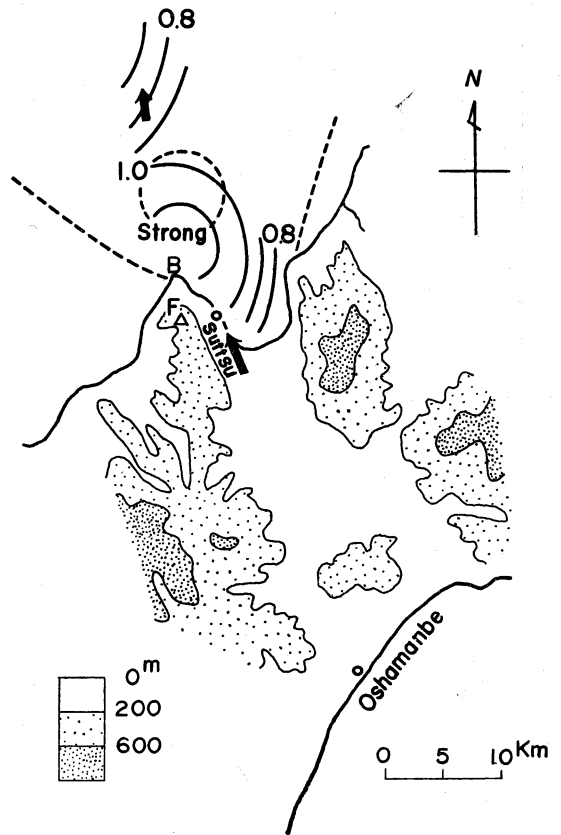
第2図 知床半島の地形と羅臼突風の被害分布 (1959. April, 6)

比べると極めて狭く、前節で述べた羅臼突風の地形と似た面もある。地形からみると清川だしは寿都だし風と羅臼突風のあいこと言えそうだ。

3. 山脈の両側における現象の違い

おろし風が起るとき、山脈の両側の現象が著しく違うことは気温、湿度以外余り注目されていないようである。これはおろし風の力学モデルを考える上に見逃せないことと思われる。小林 (1954) はやまじ風に関して山脈の両側に大きな気圧差が現れることを見出した。これは Foehn nose と呼んでいるものに相当するであろう (Defant, 1951)。

日高しも風のばあいには山脈をはさんだ現象の違い、非対称性が非常に著しく現われる。第6図は日高しも風のばあいの浦河 (風下側) と広尾 (風上側、第1図参照) の種々の気象要素の時間変化を示したものである。おろし風の期間中、浦河では広尾よりも気圧が低く (最

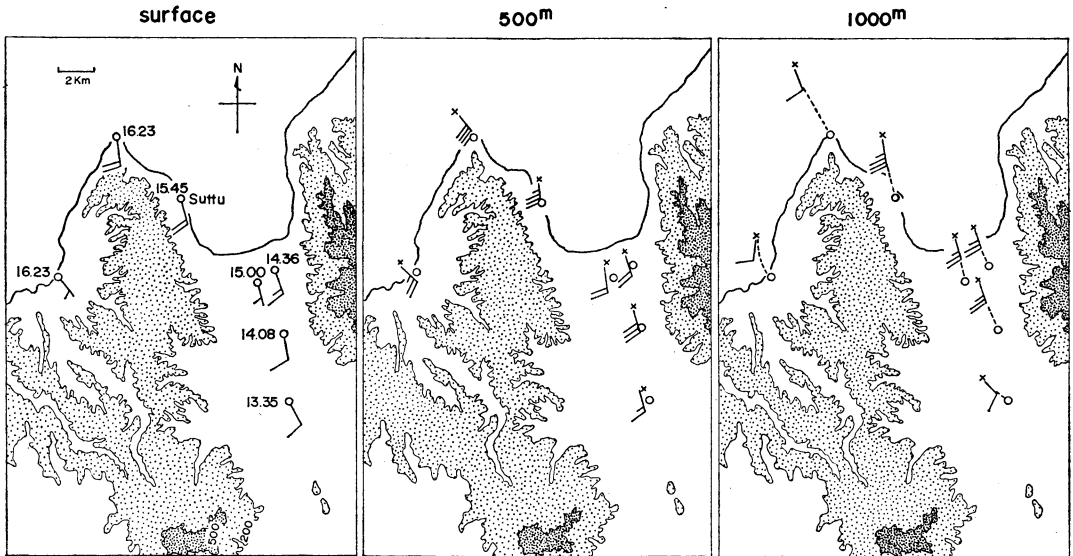


第3図 寿都だし風の強風域。実線は巡視船による観測。数字は海上の風速と同時刻の寿都の風速との比 (1960. Sep. 30).

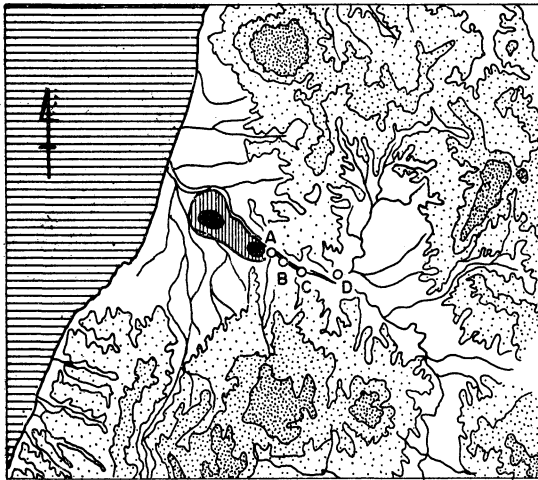
[村山 (1960)]

大 15 mb. の差)、風が強く (最大 20 m/s の差)、気温が高く (最大 6°C の差)、湿度が低く、降水量も異常に少なかった。

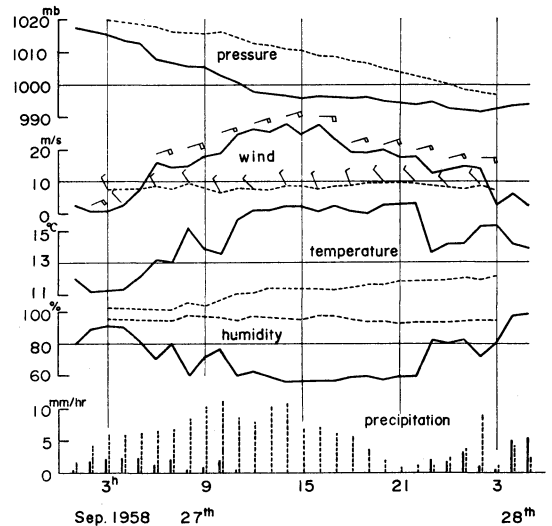
まず気圧の違いについて調べてみる。局地天気図 (第7図) でみると、日高山脈付近の気圧傾度は著しく急で、風上側は相対的に高圧部、風下側は低圧部となっている。このような気圧差は風上側の気圧上昇によるものだろうか、風下側の下降によるものだろうか。山脈の両側の観測点における気圧の時間変化をみると (第8図)、浦河の風が強まる頃から風下側地点 (とくに浦河) の気圧は急降下し始めたが、風上側地点 (広尾、帯広) の気圧は根室のそれとほとんど同じ傾向で変化していた。根室は日高山脈から約 220 km 離れていて山の影響を余り受けていないと考えられる。このことから上のような異常な気圧差は風下側の気圧降下に起因していると考えら



第4図 寿都だしの風の上層風分布 (1960. Aug. 19), 数字は観測時刻 [村山 (1960)]



第5図 清川だしの強風域 (ハッチ域) A: 清川, B: 立谷沢, C: 土湯, D: 古口 [仙台管区気象台ほか (1950)]



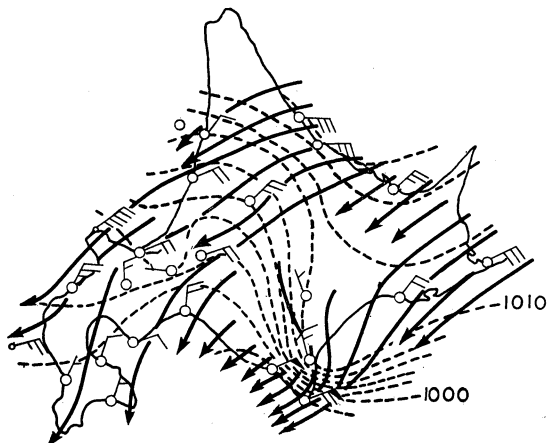
第6図 浦河と広尾における各気象要素の時間変化 1958. Sep. 27-28 th.

れる。Foehn nose という名から受ける印象では風上側の高圧部に眼を向けたくなるのだが、日高しも風のばあいは少くも“高い鼻”ではない。

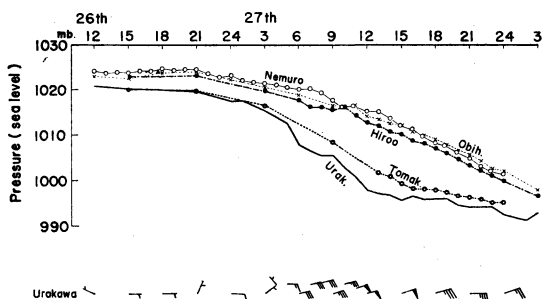
第6図で広尾の風向が浦河のそれと90°も違うことに気付く。このことは地上風の流線図をかくと明らかになる(第9図)。山脈の風上側の風はほとんど山を越えることをせず、襟裳岬を迂回している。そのため山蔭の強風域では流れが山から湧いているように見られ

る。強風域の風は上空から補給されていることを裏付けている、日高地方南部により強い風が吹いたのは、迂回する風の収束も関係していると思われる。

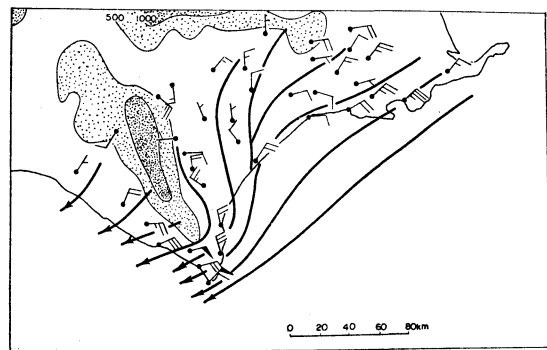
なお降水量について付言しておく。この期間全降水量は風上で最大160 mm、山蔭で30 mm以下であった。



第7図 日高しも風の時の等圧線(点線)と流線(実線) 1958. Sep. 27. 15 h.



第8図 山脈の風下と風上の気圧の時間変化。浦河(Urak.), 苫小牧(Tomak.), 広尾(Hiroo), 帯広(Obih.), 根室(Nemuro), 1958. Sep. 27.

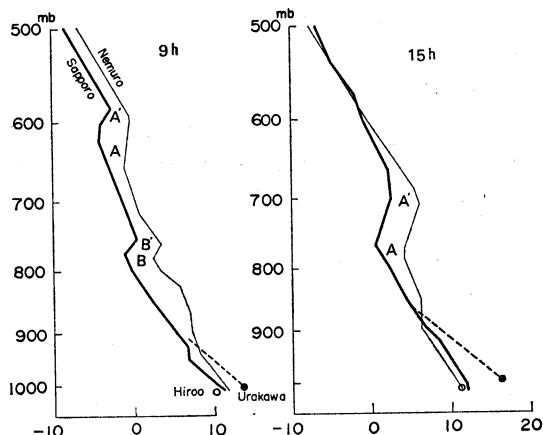


第9図 日高しも風の時の地上風流線。1958. Sep. 27. 09 h. 区内観測所の資料による。

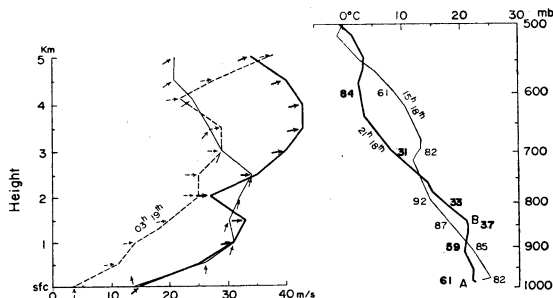
4. 逆転層と上空の風

4.1 おろし風

おろし風のばあいには山の高さは付近に温度の逆転層が必要であることは、以前から鈴木・矢吹が主張していることである。筆者が調べた北海道の局地風のばあいにも山頂よりも高いところに強い逆転層があった。第10図は日高しも風が起ったときの根室と札幌の P-T 状態曲線である。根室にも札幌にもほぼ同じ高さに逆転層が存在していた。逆転層 AA' は 9 h にはほぼ 4,000 m の高さにあり、15 h にはほぼ 2,000 m まで降りて BB' と一諸になった。逆転層 AA' は日高地方南方洋上をほぼ東西に走っている温暖前線に連るもので、日高山脈上でこの逆転層は AA' よりやや低い高さに存在していたと推定される。15 h においてこの逆転層の上部と底部の温度差は 20°C であった。第10図に浦河と広尾の地上気



第10図 札幌と根室における状態曲線。1958. Sep. 27.



第11図 手稲おろしのときの札幌における上層風の鉛直プロファイル(左)と、状態曲線(右), 1959. Sep. 18-19 th. 状態曲線の傍の数字は湿度。

温が黒丸と白丸で記入してある。浦河の地上気温が上空から乾燥断熱的に降りてきたと仮定すると浦河の湿度と非常に良く一致する。

羅臼突風は寒冷前線の通過直後から始まることは前にも述べたが、このときにも知床山脈の高さ付近に逆転層があることが分る。

おろし風の中の温度および風の鉛直分布に関して、手稲おろしのときの札幌の観測がある(第11図)。18日21時はおろし風が最も強いときであるが、このとき地上から850 mb までの層は等温層で、その上650 mb まではほぼ断熱線に沿って減少している。またこの高さまで湿度は非常に低い、6時間前の15時(このときは南東風で山越え気流でない)には全層湿潤であった。上層風プロフィールの特徴は下層(この図では1,500m)に風速のピークがあることである。他の例では300mにピークが現われたばあいもあった。そして地上での瞬間最大風速とこのピークの風速とがほぼ一致しているのが大きな特徴である。

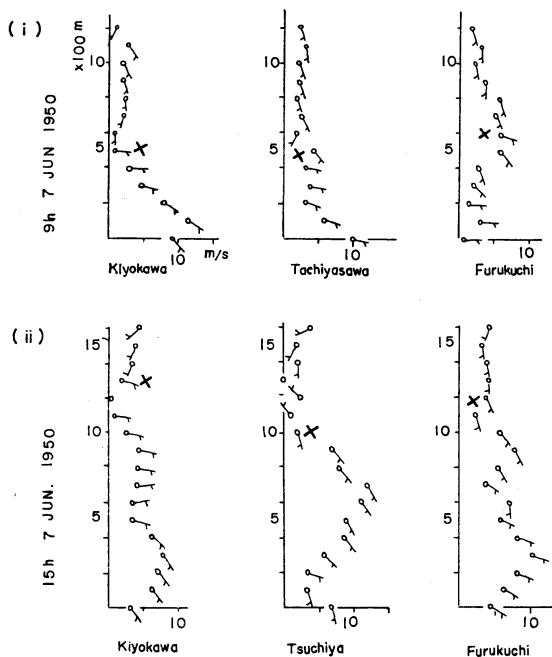
4.2 だし風

だし風のばあいには谷間の入口、中、出口の観測がなされている。第12図には清川だし特別観測で同時に得ら

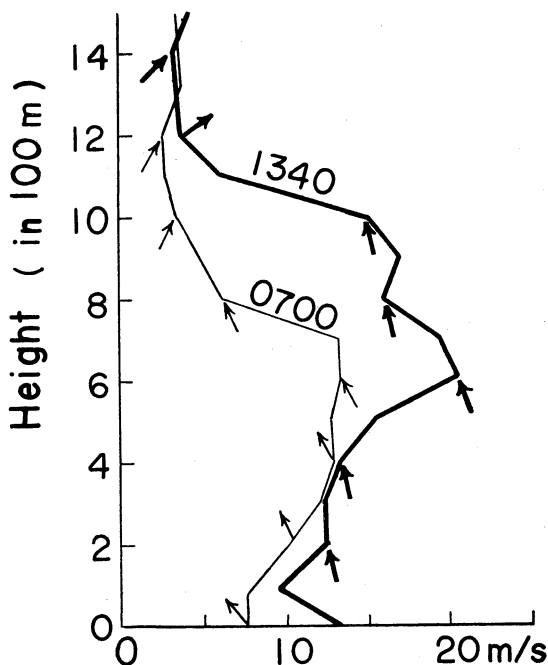
れた、谷間の入口、中、出口における上層風プロフィール二例を示す。上の図は入口(右側)から出口(左側)に向って地表付近(×印の下)の東風が強まって行く例である。一方下の図は谷間の中が最も強く、入口と出口ではそれよりも弱い例である。図中×印は上へ向って風向が急変しているところを示す。これは同日の仙台の高層観測と比べると逆転層の高さとみなすことができる。第12図上の図では、下流に向って下層風が強まると共に逆転層が低下しており、下の図では谷の中で逆転層が最も低く、入口と出口ではより高い。上の図はいわゆる清川だしの強いばあいであり、下の図は弱いばあいに相当する。清川だしが強いばあいと弱いばあいの谷間の入口、中、出口の風と逆転層の高さに関する上の特徴は、次節の理論を支持してくれる。

寿都だし風のばあいにも1,000m以下の低い高さに逆転層があり、その下の風が強く、上の風は急に弱くなっていることが、村山(1960)によって報ぜられている(第13図)。

これまでは山蔭の強風(おろし風)と谷間の出口の強風(だし風)の特徴を述べたが、両者は風上に山があるか谷間があるかの違いを除いて非常に良く似た性質を持



第12図 清川だしの時の谷間の入口(右)、中、出口(左)における上層風プロフィール。1950. Jun. 7. [仙台管区気象台ほか(1950)]



第13図 寿都だし風の時の上層風プロフィール。1960. Sep. 30 [村山(1960)]

っている。次節以下ではこのような性質を統一的に説明しようと試みた理論について紹介しよう (Arakawa, 1968, 1969)。

5. おろし風とだし風の力学モデル

上空に逆転層が存在することを考慮に入れて、ここでは逆転層下の流れが山や谷間によってどんな変形を受けるかを考えてみよう。

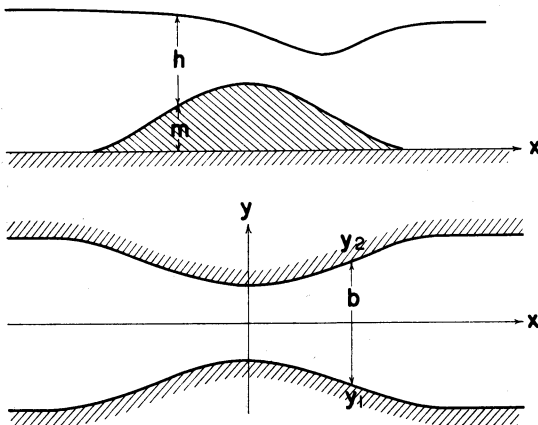
逆転層をもった大気を等密二層流体系で近似させよう。地球回転の影響を無視し、静力学平衡を仮定し、上の層は下の層の流れによって影響を受けないものとすれば、下の層の運動を支配する方程式のみを考えればよい。それは次の一般化した浅水方程式に従う。

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_2 \mathbf{V} + g^* \nabla_2 (h+m) + \frac{1}{\rho} \nabla_2 \pi = 0 \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \Delta_2 (h\mathbf{V}) = 0 \quad (5.2)$$

ただし $\mathbf{V}=(u, v)$ は水平風速で高さに関して変らないと仮定した。 h は下の層の厚さ、 m は基準面から測った山の表面の高さ、 $g^*=(\rho-\rho')g/\rho$ は浮力によって変形された重力加速度、 ρ, ρ' はそれぞれ下層および上層の密度で一定である。(5.1) 式第4項は上の層の気圧傾度力で今後無視する。もし考慮する必要があるれば山の勾配に加味すればよい。 ∇_2 は水平方向のナブラ演算子である。この方程式系は Freeman (1948) や Tepper (1950, 1955) によって pressure jump の研究に、 Ball (1956) によって katabatic wind の研究に用いられ、その他数多くの中小規模現象の力学に貢献してきた。

さて横幅と底の高さが流れの方向 (x 方向とする) に変化するような流路を考え、それに上の方程式を適用し



第14図 横幅と底の高さが変化する channel 内の流れのモデル。

1971年3月

よう (第14図)。流路と直角方向に事柄は一樣だと仮定し、定常流を仮定すれば (5.1), (5.2) は

$$u \frac{du}{dx} + g^* \frac{dh}{dx} + g^* \frac{dm}{dx} = 0 \quad (5.3)$$

$$\frac{d}{dx} (uhb) = 0 \quad (5.4)$$

となる。ただし b は流路の横幅、すなわち谷間の幅である。(5.3), (5.4) から du/dx を消去すると

$$(F^2 - 1) \frac{1}{h} \frac{dh}{dx} = \frac{1}{h} \frac{dm}{dx} - \frac{F^2}{b} \frac{db}{dx} \quad (5.5)$$

を得る。ただし

$$F^2 = \frac{u^2}{g^* h} \quad (5.6)$$

で、 F は Froude 数である。

(5.5) によれば dm/dx と $-db/dx$ は dh/dx の変化に対して符号的に同じ効果をもつ。

かつその効果は F が1より大きい小さいかで逆向きとなる。言い換えれば、山越え気流と谷間を吹き抜ける流れとは同じような変形を受ける。もし到るところ $F < 1$ —subcritical flow— ならば流れは山頂 (または谷の最狭部) まで加速されて h は小さくなり、そこから下流に向かって減速されて h は元へ戻る。 $F > 1$ —supercritical flow— ならば h の変化は逆になる。

山と谷の効果が対等であることから以後山の効果のみを扱う。山頂では

$$\frac{dm}{dx} = 0$$

である故、(5.5) から

$$\frac{dh}{dx} = 0 \quad \text{または} \quad F = 1 \quad (5.7)$$

が成立つ。前者は上に述べた $F < 1$ または $F > 1$ のばあいに相当し、山頂をはさんで風上側と風下側との流れが対称になるばあいである。山頂で $F = 1$ —critical flow— となるとき、(5.5) より

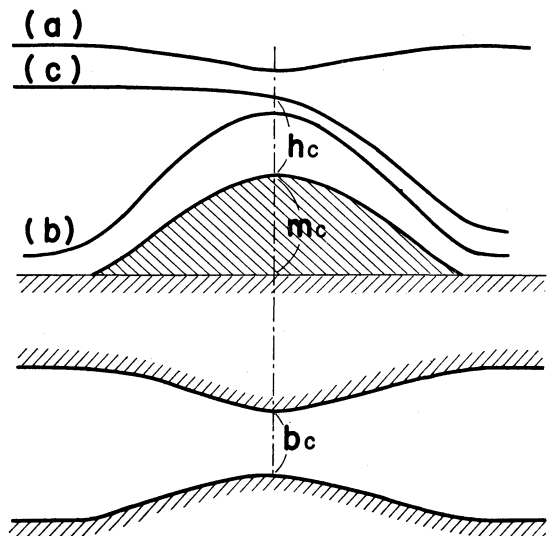
$$\frac{3}{h} \left(\frac{dh}{dx} \right)^2 = -\frac{d^2 m}{dx^2} \quad (5.9)$$

を得る。一般に山頂では上式右辺は零でないので dh/dx も零でない。すなわち下層流の厚さは山頂で元へ戻らずに、増え続けるか減りつづける。ところが、エネルギー論からみれば $F = 1$ のとき $dh/dx > 0$ は起り得ない (Long, 1954)。従って山頂で $F = 1$ のときには必ず

$$\frac{dh}{dx} < 0 \quad (5.8)$$

である。

谷間の最狭部で $F = 1$ となるときにも (5.8) が成り立



第15図 山または谷間を流れる三つの可能な定常流のパターン。(a)は subcritical, (b)は supercritical, (c)は critical な流れに相当する。

つ。

結局、定常な山越え気流（または谷間を抜ける流れ）には、頂上（または最狭部）における F の値によって三通りの解がある。これを下層流の厚さ h で表わしたのが第15図である。第15図の曲線(a), (b), (c)は山越え気流のばあいの不連続面の形を描いたもので、谷間を吹く流れのばあいには山の高さを差引いて考えればよい。タイプ(c)の流れは風上側と風下側で非対称な流れとなり、風上側で $F < 1$ 、山頂で $F = 1$ 、風下側で $F > 1$ となっている。第12図の清川だしの例にこれを適用してみると驚くほどよく一致している（第1表）。

第1表 第12図に対する Froude 数
(Arakawa, 1968)

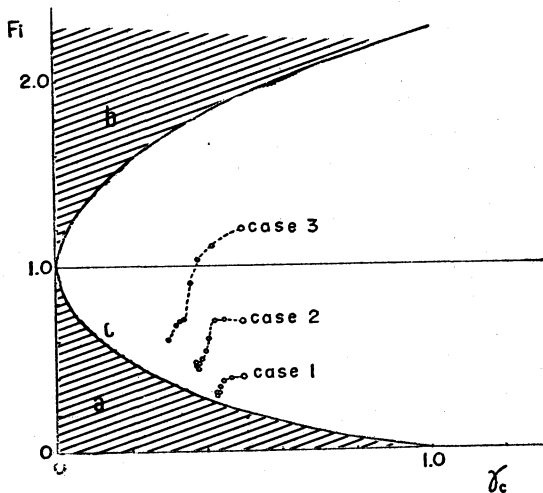
case	日 時	出 口	中	入 口
1	7 th, 9 h	1.0	0.9	0.5
2	7 th, 15 h	0.4	0.7	0.6

すなわち case 1 は第16図のタイプ(c)に対応し、case 2 はタイプ(a)に対応している。

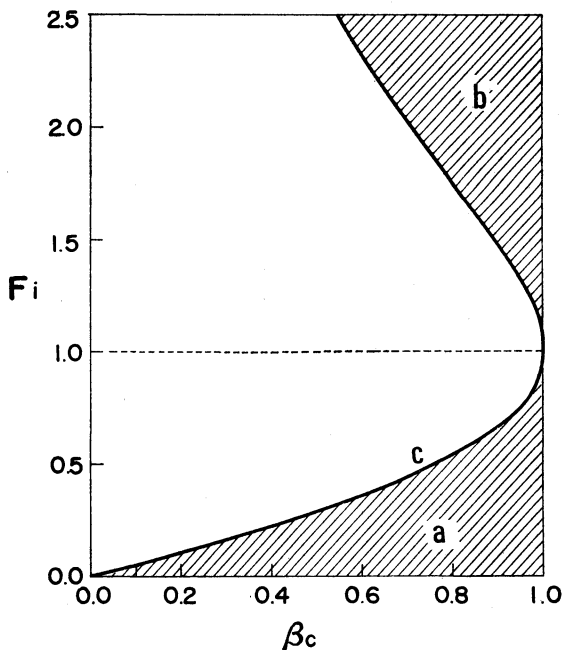
以上は定常解の性質を述べたのだが、この解は基本流の状態、山の高さ、谷間の幅などがある条件を満たすときだけ存在することが分る。山を越える流れについては、Long (1954), Houghton and Kasahara (1968) などに

よって論ぜられている。

第16図は定常な山越え気流が存在する範囲を示す。縦軸 F_i は基本流に関する Froude 数、横軸 γ_c は山頂高度と基本流の厚さとの比である。斜線の部分が定常解の



第16図 山越え気流における定常解の存在範囲（斜線域）。a, b, c は第15図の同じ記号と対応する。



第17図 谷間を吹き抜ける流れにおける定常解の存在範囲（斜線域）

存在域である。すなわち、 F_i が与えられたとき、ある高さまでの山に対して定常流が存在し、その高さ以上の山に対しては存在しない。 $F_i \leq 1$ によって分類すれば、領域 a, b の流れはそれぞれ第16図の a, b の流れに対応することが分る。第16図 c の流れは第17図の臨界曲線 c 上の流れである。

谷間の流れに関しても同様に扱うことによって第17図を得る。図の縦軸には前と同様 F_i を、横軸には谷間の最狭部の幅と入口の幅との比をとってある。図の蔭影の部分で定常解が存在する。すなわち、谷間を吹き抜ける流れが定常であるためには谷間の幅に下限がある。図中の a, b 領域の流れは、第16図の a, b に、臨界曲線上の流れは第16図 c に対応している。

第16図においてタイプ c の流れのときにおろし風やだし風が期待されるのだが、これは余りに厳しい条件の下にある。たとえ起ったとしても瞬時に消えてしまうようなものである。しかしながら非定常域の流れを与えてやるとその解は障害物付近では c タイプの流れとなることが数値実験から分る。

6. 山越え気流の数値実験

この節では前節冒頭にあげた浅水方程式系の非定常域における数値解を求めてみる。この問題は Houghton and Kasahara (1968) と Arakawa and Oobayashi (1968) によって独立に別の方法で解かれた。ここでは後者の方法に従って解を求めてみる。

y 方向に無限に伸びる山脈に x 方向への一様流がぶつかる問題を考える。そうすると (5.1), (5.2) は $[(1/\rho)\nabla^2\pi]$ を無視して]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g^* \frac{\partial h}{\partial x} = -g^* \frac{\partial m}{\partial x} \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (6.2)$$

と書ける。上の方程式を

$$c^2 = g^* h \quad (6.3)$$

を使って書き直し、それらを加えることにより、また減ずることによって次の二式を得る。

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (u+c) \frac{\partial}{\partial x} \right] (u+2c) = - \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (6.4)$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + (u-c) \frac{\partial}{\partial x} \right] (u-2c) = - \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (6.5)$$

ただし

$$\phi = g^* m$$

である。上の二式は u, c を未知数とする方程式系で (6.1), (6.2) と等価のものである。(6.4) 式はつぎのよ

うに解される。すなわち、 x, t 面で

$$\left. \frac{dx}{dt} \right|_+ = u+c \quad (6.6)$$

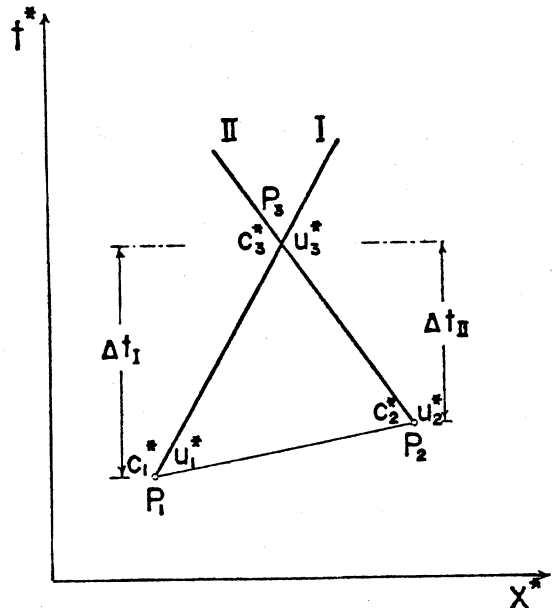
なる勾配をもつ曲線に沿って、函数

$$R_+ = u+2c \quad (6.7)$$

の変化率が山の勾配 $-\partial\phi/\partial x$ に等しい。(6.5) 式も (6.6), (6.7) 式の + 符号を - 符号に書き換えることによって同じように解釈される。 $dx/dt|_+, dx/dt|_-$ を勾配にもつような二つの曲線は、偏微分方程式系 (6.4), (6.5) の特性曲線である。われわれはこの性質を使って二つの微分方程式を数値積分することができる。

すなわち、 x, t 面上に初期値 u_0, c_0 が離散的に与えられたとき、その各点から特性曲線が二本ずつ描ける。隣り合った離散点から伸びる曲線 (数値計算では直線) はある一点で交わる。その交点で再び新しい u, c を求める。これを繰返すことによって、 x, t 面上の u と c の分布を知ることができる。今の問題では任意の点 P_1, P_2 (第18図) において $u_1, c_1; u_2, c_2$ がそれぞれ知れているとき、二つの特性曲線の交点 P_3 における未知数 u_3, c_3 は次式から定められる。

$$u_3 = \bar{u} + (c_1 - c_2) - \frac{1}{2} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x} (\Delta t_I + \Delta t_{II}) \quad (6.8)$$



第18図 変数 u, c が既知であるところの2つの点 P_1, P_2 の値を使って特性曲線の交点 P_3 の値を求める図。

$$c_3 = c + \frac{u_1 - u_2}{4} - \frac{\partial \phi}{\partial x} (\Delta t \text{ I} - \Delta t \text{ II}) \quad (6.9)$$

ただし、バーは点 P_1 と P_2 の値の平均値である。

山の形は

$$\phi = \frac{\phi_c}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi}{L} x \right), \quad |x| \leq L$$

とし、山頂の高さ ϕ_c を不連続面の高さ H_0 の半分とした。初期条件として到る処一様流、水平な不連続面を仮定し、次の3通り与えた。

case 1: $F_0 = 0.4$

case 2: $F_0 = 0.7$

case 3: $F_0 = 1.2$

ただし、山から離れた場所の速度を u_0 、不連続面の高さを H_0 とするとき

$$F_0 = \frac{u_0}{\sqrt{g^* H_0}} = \frac{u_0}{C_0}$$

である。これらの初期値を第16図の $F_i - \gamma_c$ 図上にプロットすると、何れも定常解の存在しない領域に属する。

これらの三つのばあいについて計算した結果を不連続面の高さの変化として第19図に示す。数値計算に当っては次のような変換で変数を無次元化した。

$$u^* = \frac{u}{C_0}, \quad c^* = \frac{c}{C_0}$$

$$x^* = \frac{x}{L}, \quad t^* = t \frac{C_0}{L}$$

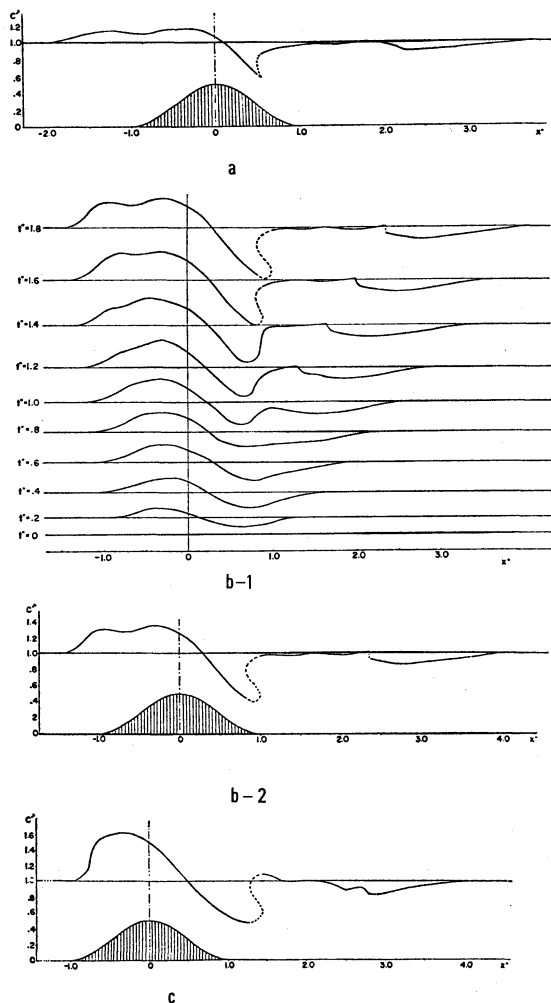
第19図はこのような無次元量を使って表わしてある。図 b-1 には不連続面が時間と共に変化していく過程を示してある。不連続面は山の風上側で盛り上がり、風下側で下っていく。そして両端では次第に傾斜を増し、風下ではついに jump に発達する。jump が起るとその中では変数が3価となって特性線の方法では計算が続行できないので打ち切った。この最終状態を山と共に描いたのが第19図 a, b-2, c である。図をみると F_0 が大きいほど風上の盛り上がりが高く、風下側の下り方も大きい。また jump は F_0 が大きいほど下流にできる。一つの図では厚さ h はほぼ流速に逆比例すると見てよい。case 2, 3 のばあいには山麓の斜面や山麓に物凄い強風が期待される。

この結果を日高しも風のばあいに適用してみる。すなわち

$$h_0 = 2,000 \text{ m}, \quad m_c = 1,000 \text{ m}$$

$$L = 20 \text{ km}, \quad (\rho - \rho') / \rho = 1/30$$

とすれば、case 2, 3 について次表を得る。



第19図 数値実験による不連続面のパターン

a) case 1, $F_0 = 0.4$ のとき, $t^* = 2.0$ の状態

b) case 2, $F_0 = 0.7$ のとき,

b-1) 時間による不連続面の変化過程

b-2) $t^* = 1.8$ の状態

c) case 3, $F_0 = 1.2$ のとき, $t^* = 1.4$ の状態

case	打ち切り時間	$u_{\min}$	$u_{\max}$	$\Delta P_{\max}$
2	24.5 min	17.6 m/s	34.1 m/s	8.2 mb
3	19.0	18.6	44.3	9.9 mb

表で $u_{\min}$ は風上側の最小風速, $u_{\max}$ は風下側の最大風速, $\Delta P_{\max}$ は静力学的に求めた風上側と風下側の基準面気圧の差である。各数値は日高しも風のばあいと良く一致しているといえよう。

なお数値解に見られる jump は風下側の乱気流, またはおろし風に伴って現われる rotor に相当するものと考えられる。

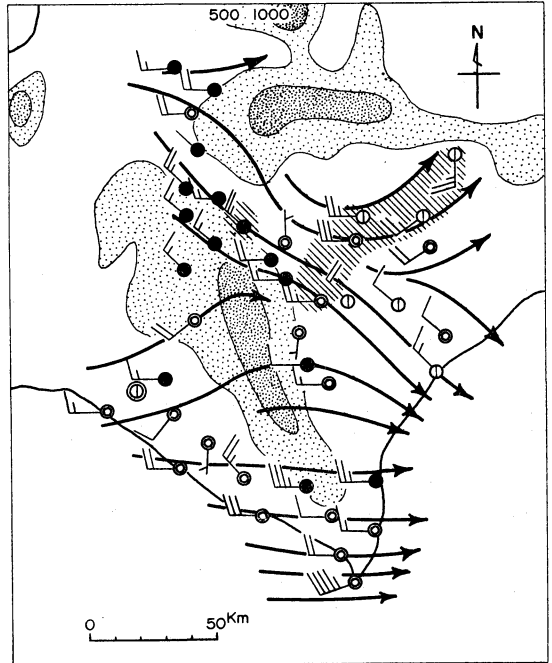
前節の議論からだし風に関しても同じような解が期待されるがまだ取扱われていない。

7. 3次元への拡張

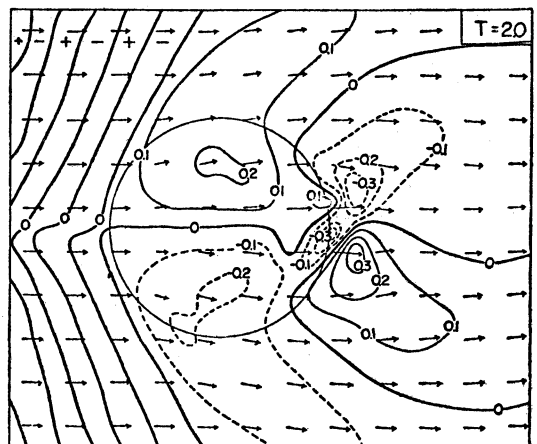
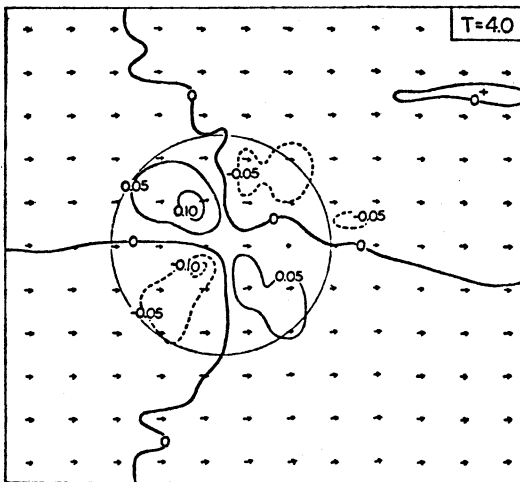
これまではおろし風やだし風を中心に2次元の問題を扱ってきた。しかしながら山脈は有限の長さをもつものであり, 3次元の問題として扱わねば解決しない問題も数多く残されている。孤峯の蔭の乱気流, 山を回る風, 岬を回る風, 海峡の風などがそれである。

Oobayashi (1970) は前節と同じ浅水方程式系を使って孤峯を越す3次元流の数値実験を行なった。ここでは孤峯の蔭の jump がシミュレートされた。これは富士山の乱気流などとも関連させて興味ある結果である。

孤峯を越す気流がどれほど山を迂回するかということはすこぶる興味深いことである。第20図は十勝の春の強風のときの地上風流線図である。第9図のばあいとはほぼ逆の風向をもったときであるが, 第9図ほど山脈の南を迂回していない。第20図のときには上空に何の逆転層もなく, 第9図のときには強い逆転層があった。このことが二つの流線パターンを支配していると考えられる。第21図は Oobayashi (1970) の計算結果から引用したもので, 異なった Froude 数をもった流れが孤峯を越えるときの水平風場を示す。左は $F_0=0.4$, 右は $F_0=1.2$ のばあいである。



第20図 十勝の春の強風における地上風の流線, 第9図と比較せよ。



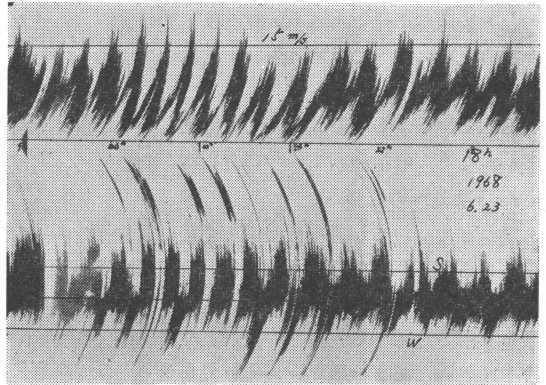
第21図 孤峯を越えるときの下層流のパターン。山が逆転層の下にあるばあい。矢印は風ベクトル。左は $F_0=0.4$, 右は $F_0=1.2$ のばあい。[Oobayashi, 1970]

る成分はもっと大きいと考えられる。

Freeman ら (1969, 1970) は逆転面から山が浮び出ているばあいの孤峯の周りの流れ (逆転面下の) を数値計算で求めた。基本式は (5.1), (5.2) 式にコリオリ力と内部まざつてくみ入れたもので、逆転面下の平均流は第22図のような分布をする。風上側 (図の下の方) の風はほとんど山を回っているのが特徴である。これは Oobayashi のばあいよりもより地表風に近いと考えられる。

これと関連して孤峯または島の蔭にできる wake vortex (または Kármán 渦) の問題がある。これは衛星写真によって非常にはっきり認めることができ、Friday and Wilkins (1967), Tsuchiya (1969) らの研究で明らかにされた。村松 (1971) は稚内に見われた極めて顕著な風の周期変動 (第23図) を解析し、これを利尻島の蔭にできる Kármán 渦によると推論し、種々の現象を説明することができた。これらの報告によれば Kármán 渦の発生しているとき、地上 500~900 m の高さに逆転層があることが分っている。この問題は今後の問題として多に興味あるところである。

岬を回る流れが局所的に強いことも周知のことであ



第23図 稚内における風の周期的変動
1968. Jun. 23 rd. 16 h-24 th. 09 h. [村松, 1971]

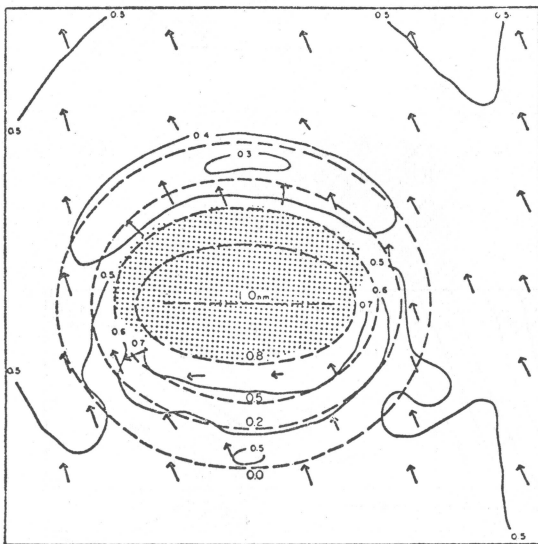
る。たとえば日高しも風のばあいでも襟裳岬では前日から日高しも風が止むときまで 15 m/s 以上の強風が吹き続いた。岬を回る風については、やはり浅水方程式から出発した Freeman (1954) の研究があるが、果してこのばあいにも逆転層が必要なのかどうか、その実態の解明が望まれる。

8. あとがき

局地風に関する展望をとの編集者からの要求であったが、筆者とその周辺の研究の紹介に終わってしまったような気がする。最後は山越え気流の問題に移っていったようであるが「局地風の問題は結局地物による気流の変形という問題に帰せられる」という筆者の考えがここに現われたのである。

引用文献

- Alaka, M.A. (edited), 1960: The airflow over mountains, WMO Tech. Note, No. 34, 135 p.
- Arakawa, S., 1968: A proposed mechanism of fall winds and Dashikaze, Pap. Met. Geophys., **19**, 69-99.
- , and T. Oobayashi, 1968: On the numerical experiments by the method of characteristics of one-dimensional unsteady airflow over the mountain ridge. Pap. Met. Geophys. **19**, 341-361.
- , 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaidō, Japan. Geoph. Mag. **34**, 349-425.
- Ball, F.K., 1956: The theory of strong katabatic winds, Aus. J. Phys. **9**, 373-386.
- Corby, G.A., 1954: The airflow over mountains, Quar. J.R.M.S. **80**, 491-521.
- Defant, F., 1951: Local winds, Compendium of



KEY:

- 0 10 20 Km Winds
- Height of inversion in nautical miles
- Height of mountain in nautical miles
- Mountain above inversion

第22図 孤峯が逆転層の上につき出ているとき、下層流の流れのパターン
[Freeman et al. 1970]

- Meteorology. 655-672.
- Freeman, J.C., 1948: An analogy between the equatorial easterlies and supersonic gas flows, *J. Met.* **5**, 138-146.
- , 1950: Wind field of the equatorial Pacific as a Prandtl-Meyer expansion, *Bull. Amer. Met. Soc.* **31**, 303-304.
- , 1951: The solution of nonlinear meteorological problems by the method of characteristics, *Compendium of Met. A.M.S.*, 421-433.
- , et al., 1969: Flow of moist air near the ground. *Inst. Storm Res., Inc.*
- , et al., 1970: Flow of moist air near the ground(III), *Inst. for Storm. Res. Inc.*
- Friday, E.W. and E.M. Wilkins, 1967: Experimental investigations of atmospheric wake vortex trails, the Univ. of Oklahoma, 58 p.
- Gossard, E. and W. Munk, 1954: On gravity waves in the atmosphere, *J.M.* **11**, 259-269.
- Гутман, Л.Н. and В.Л. 1970: О нестационарных задачах мезометеорологии, *Физика Атм. Океана*, **6**, 1-13.
- Holmboe, J. and H. Klieforth, 1957: Investigations of mountain lee waves and the airflow over the Sierra Nevada. *Final Rep. Contract No. AF 19(604)-728*, 290 p.
- Houghton, D. and A. Kasahara, 1968: Nonlinear shallow fluid flow over an isolated ridge, *Comm. pure and appl. math.* **26**, 1-23.
- Krishnamurti, T.N., 1964: Theory of two-dimensional mountain waves, *Rev. of Geoph.* **2**, 593-624.
- Larsen, L.H., 1966: Flow over obstacles of finite amplitude, *Geofysika Publ.* **26**, 1-24.
- Long, R.R., 1953: Laboratory model resembling the "Bishop-wave" phenomenon, *Bull. Amer. Met. Soc.* **34**, 205-211.
- , 1953: Some aspects of the flow of stratified fluids, I. A theoretical investigation, *Tellus*, **5**, 42-57.
- , 1954: Some aspects of the flow of stratified fluids, II, Experiments with a two-fluid system, *Tellus*, **6**, 97-115.
- , 1955: Some aspects of the flow of stratified fluids, III. Continuous density gradients. *Tellus* **7**, 341-357.
- Oobayashi, T., 1970: A numerical study of two-dimensional airflow over an isolated mountain, *J. Met. Soc. Japan*, **48**, 118-128.
- Queney, P., 1947: Theory of perturbations in stratified currents with application to airflow over mountain barriers. *The Univ. Chicago Press. Misc. Rep. No.23.*
- Scorer, R.S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains, *Quar. J.R.M.S.* **57**, 41-56.
- Soma, S., 1969: Dissolution of separation in the turbulent boundary layer and its applications to natural winds, *Pap. in Met. Geoph.* **20**, 111-174.
- Suzuki, S. and K. Yabuki, 1956: The airflow crossing over mountain range, *Geoph. Mag.* **27**, 273-291.
- , 1967: A study on the airflow over mountain, *Bull. Univ. Osaka. Prefec. B.* **19**, 193 p.
- Tepper, M., 1950: A proposed mechanism of squall-lines—The pressure jump line. *J.M.* **7**, 21-29.
- , 1955: On the generation of pressure jump lines by the impulsive addition of momentum to simple current system, *J. Met.* **12**, 287-297.
- Tsuchiya, K., 1969: The clouds with the Shape of Kármán vortex street in the wake of Cheju island, Korea. *J. Met. Soc.* **47**, 457-465.
- 秋山敏夫, 1954: やまじ風の機構に対する考察(1), *研究時報*, **6**, 375-380.
- , 1956: やまじ風の機構に対する考察(2), *研究時報*, **8**, 627-641.
- 荒川正一, 1960: 日高しも風の調査, *研究時報*, **12**, 911-919.
- , 1961: 日高地方の突風, *気象庁技術報告*, **7**, 287-291.
- , 1964: 狩野川台風に伴う日高地方の突風, *気象庁技術報告*, **37**, 145-157.
- 小林清一, 1954: やまじ風の予報と発生原因について, *研究時報*, **6**, 381-387.
- 村松照男, 1971: 稚内地方における地上風の周期的変化について, *天気投稿中*.
- 村山吉男, 1960: 寿都だし風の特別観測報告, *札幌管区研究会 (1960) にて発表*.
- 大阪管区气象台, 1956: 広戸風 (大阪管区气象台 58 p.).
- , 1958: やまじ風 (大阪管区气象台, 56p.)
- 大谷東平, 1956: 貧乏風と呼ばれるおろし, *天気*, **3**, 65-68.
- 仙台管区气象台, 1950: 清川だし風害調査報告, 59 p.
- 鈴木清太郎, 矢吹万寿, 1956: 模型による山越え気流に関する研究, *天気*, **3**, 179-184.
- , 1959: フェーンを中心としての山越え気流論, *気象研究ノート*, **8**, 13-23.