山越え気流と局地強風 Mountain flow and local severe wind

齊藤和雄*
Kazuo Saito

The orographically-enhanced local severe wind is reviewed, focusing on the mechanism of the downslope wind. Theory of shallow water flow over a ridge and internal gravity wave in a stratified atmosphere are presented to comprehend the local severe wind. Deformation by three-dimensional effect is also discussed. Numerical simulation of the "Yamaji-kaze", a downslope wind in Shikoku, is shown to suggest the predictability of the downslope wind.

1. はじめに

地形の影響を受けて発生する局地強風は、その多くが山越え気流に関連している。代表的な山越え気流による現象として、風下山岳波 (lee wave) とおろし風 (downslope wind) がある。風下山岳波は、山脈によって励起された内部重力波が非静力学効果によって風下側に伝わる波動現象で、衛星写真などでも波列状の雲として視覚化される事がある。航空機の安全運行に影響を及ぼす場合もあるが、地上の天気系に大きな影響を与える事はまれである。おろし風は安定成層をした大気が山脈地形を越える時に風下側で増速する現象で、時として被害を伴う強風をもたらす。世界的に局地強風として有名な北米ロッキー山脈のシヌック、ユーゴスラビアのボラなどは全ておろし風に含まれる。ここでは地形性強風の代表としてのおろし風と、それを理解するための山越え気流の基本的な性質について述べる。なお、地形の影響を受けた局地強風の別の形として、ビル風や岬の突端での強風のようなごく局地的な地形の起伏・形状による風速の増大がある。このような風工学的な (大気安定度が重要な気象学的局地風とは成因が異なるという意味での) 局地強風については、ここでは扱わない。

2. おろし風について

1 図は吉野¹⁾による日本の顕著な局地風の分布である。これらの殆どは山を背後として平野または水面に向かう風向となっている。図に示した局地風の内、やまじ風や広島風、日高しも風や羅臼風などは「おろし」という名称が付いていないが典型的なおろし風である。だし風と名称が付いているものは谷間地形の出に吹く強風だが、おろし風の性質を帯びているものも多い。なお、図で赤城おろしや筑波おろしなどは、関東地方冬の季節風の別称で、必ずしも個々の山から吹き降ろす強風ではない場合もある。

Fig. 1 Local winds in Japan¹⁾.

2 図は日本の代表的なおろし風であるやまじ風についての、1954年2月27日に行われた特別観測による地表風の解析²⁾である (右下の数字は時刻)。この図で東西に伸びる細い破線は風向・風速の急変する線で、「やまじ風前線」と呼ばれている。通常強風域はやまじ風前線の南側までに限られ、一般風が強い時ほどおろし風の範囲はより風下側まで広がる。やまじ風の場合、やまじ風前線の北側は風向が一般風とは逆向きの北風になっている場合が多く、吹き始めの北よりの風は「誘い風」、最盛期に燦灘で見られる北よりの風は「どまい」と呼ばれている。同様な風の急変域は他の多くのおろし風にも見られる。

* 気象研究所予報研究部、主任研究官

Senior Researcher, Meteorological Research institute

顕著なおろし風の立体的な観測として有名なものに、ロッキー山脈東斜面のおろし風について行われた飛行機観測(3図)がある。山を越えた流れは山の後面で大きく下方に変位し、地表に強風をもたらし、その風下では急上昇している。この上昇は後述する「ハイドロリックジャンプ(跳ね水現象)」で、多くの顕著なおろし風に見られる現象である。2図に見られる「やまじ風前線」もハイドロリックジャンプに対応していると考えられる。

3. 障害物を越える流体の振舞

水などの流体が障害物を乗り越える時、障害物の上や後面で速度が増す事は古くから知られている。また障害物の高さや流体層の深さ・流速の組合せによっては障害物の後面で増速した液面が上方に跳ね上がる場合がある事もハイドロリックジャンプ現象として知られている。4図は2層流体を用いた室内実験⁴⁾の写真である。上下の層の境目は障害物後面で下方に大きく変位した後、上方に跳ね上がってハイドロリックジャンプを形成している。ここに見られる浅水流体の振舞は3図のおろし風の立体構造と外見上の類似が見られる。

自由表面を持つそれほど深くない流体(浅水流と呼ばれる)が障害物(便宜上ここでは「山」と言い換える)を越える時の振舞は、実験⁴⁾や理論的考察により、ある程度分かっている。5図は流体の深さで無次元化した山の高さとフルード数(外部重力波の位相速度で無次元化した流速)による流れのレジームを示す図である⁵⁾。山が低く、一般流が比較的小さい時、流れは5図①のような山の上で増速する流れ(sub-critical flow)になる。増速の度合いは上流側と下流側で対称で山の下流側では流れは流入側の状態に戻る。山が低く、一般流が比較的大きい時、流れは5図③のような山の上で盛り上がる対称な流れ(super-critical flow)になる。山を越えるに際し、流体の運動エネルギーは位置エネルギーに変換されるため、流速は山の頂上で最も小さくなる。山が流速に応じて決まるある高さよりも高い場合、流れは5図②-aや②-bのようにハイドロリックジャンプを伴うようになる。流れの様相は山の前面で sub-critical、後面で super-critical で、山の後面で流速が増大するおろし風に対応する状態となる。一方、山の前面ではブロッキングに伴う流体表面の不連続が上流側に伝わるようになる。山の後面のハイドロリックジャンプの位置や移動速度は、山の高さや一般流の大きさによって変化する。一般流が小さいときはジャンプは5図②-aのように山の風下側斜面上に留まるが、一般流が大きいときには、7図②-bのように風下側に移動するようになる。

Fig. 2 Analysis of surface winds of the Yamaji-kaze observed on 27 February 1954²⁾.

Fig. 3 Vertical cross-section of the potential temperature over the Rocky Mountains observed on 11 January 1972³⁾.

Fig. 4 Hydraulic jump in a laboratory experiment⁴⁾.

Fig. 5 Flow regime of a shallow water fluid over a ridge⁵⁾.

上図で示した山を越える浅水流体の様相は、前述したおろし風時の大気の特徴に多くの類似点がある。両者の類似は、山頂付近の高度に逆転層（安定層）が存在する場合には特に理解しやすく、実際のおろし風でもそのような場合も多い。しかしながら大気中の山岳波は内部重力波であり、障害物を越える浅水流の振舞とは異なる面も持っている。次章では大気中の二次元山越え気流の性質について述べる。

4. 二次元山越え気流の線形論

最も単純なケースとして2次元・定常・非圧縮を仮定し、一般場としてシアなし（風速 U で一定）・安定度一定の1様大気を考える。山の高さは十分に低く、励起される摂動は大気の一般場に対して小さいものとする（線形）。非静水圧の効果は無視する。この時、大気の流れの鉛直変位 $\delta(x, z)$ に対する Long の式は

$$\frac{\partial^2 \delta}{\partial x^2} + l^2 \delta = 0 \quad (1)$$

で与えられる⁴⁾。ここで l は一般場の成層が1様の場合のスコラー数で、

$$l = \frac{N}{U} \quad (2)$$

で表される。ただし N はプラントパイサラの振動数

$$N = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (3)$$

である。 $h(x)$ を山の形として、左右対称なベル型の山

$$h(x) = \frac{h_m}{1 + (\frac{x}{a})^2} \quad (4)$$

を用い、上部境界条件として放射条件を仮定すれば、(1)式を満足する δ の解は

$$\delta(x, z) = h(x)(\cos lz - \frac{x}{a} \sin lz) \quad (5)$$

で与えられる。 δ が得られれば、水平風 u は

$$\begin{aligned} u(x, z) &= U(1 - \frac{\partial \delta}{\partial z}) \\ &= U\{1 + lh(x)(\sin lz + \frac{x}{a} \cos lz)\} \end{aligned} \quad (6)$$

で求められる。

Fig. 6 Analytic solution of horizontal wind over a bell-shaped mountain⁶⁾.

6 図に $U=12\text{m/s}$, $N \sim 0.01\text{s}^{-1}$ の大気に対して、 $h_m = 1050\text{m}$, $a = 12\text{km}$ のベル型の山を与えた場合の水平風の解の例を示す⁶⁾。波長 $\lambda = 2\pi/l = 2\pi U/N \sim 7.5\text{km}$ の鉛直に伝播する山岳波が示されている（厳密にはこの図は非線形下部境界条件を用いて計算した図で、数値は(6)式の解とは、若干異なる）。

地上風の大きさは、6)式で $z=0$ とおいて容易に

$$u(x,0) = U \left\{ 1 + \frac{lh_m}{a} \frac{x}{1 + (\frac{x}{a})^2} \right\} \quad (7)$$

で求められる。上式は風上側 $x=-a$ の位置で極小値

$$u(-a,0) = U(1 - \frac{lh_m}{2}) \quad (8)$$

風下側 $x=a$ の位置で極大値

$$u(a,0) = U(1 + \frac{lh_m}{2}) \quad (9)$$

をとる。即ち、風下の最大風は $U + Nh_m/2$ で与えられる。これが線形論の予想するおろし風で、一般風・安定度・山の高さの増大が、それぞれおろし風の強化に寄与する事を表している。一方、(8)式から $lh_m > 2$ の時、風上側の地表風速の最小値は負になる。これは山による上流ブロッキング(upstream blocking)で、晴天フェーンが発生するための条件と言える。

現実の大気では山が高くなると (lh_m が概ね 1 よりも大きくなると) 山岳波の振幅が大きくなり、線形論の前提 = 「山は低く山岳波の振幅は一般流に比べて十分小さい」が成り立たなくなる。(6)式から、山の上空 ($x=0$) では n を整数として $lz = (3/2 + 2n)\pi$ で、 u は最小値 $U(1 - lh_m)$ をとる。即ち山頂の上 $z = 3\lambda/4$ の高さでは、 $lh_m > 1$ の時 $u < 0$ となり流線の逆転 (overturning) が発生する。overturning の領域では絶対不安定に伴い「砕波」と呼ばれる鉛直混合が活発な領域が生じて、次章で述べるようにその下の流れの様相は大きく変わる事が知られている。また山の水平スケールが小さい (概ね $al < 5$) 場合には、静力学の関係が成り立たなくなり、山岳波は風下側にたなびく姿になる。これとは別に、一般場にシアや安定度の違いがあり、ある高さで l が急変する場合には、下層に捕捉された山岳波が風下側に伝わる現象、風下山岳波(trapped lee wave)が発生する事が知られている。

5. 砕波とそれに続くおろし風の強化

前章で述べた線形論の手法は、山が低いという前提があるため現実のおろし風のケースには適用できない場合が多い。実際のおろし風の観測や、1970 年台の後半から行われるようになった大型コンピュータを用いた数値シミュレーションから、おろし風の発生には砕波が深く関わっている事も分かってきた。7 図は $N \sim 0.01s^{-1}$ 、 $U = 4m/s$ の一般場を与えた時の $h_m = 1050m$ 、 $a = 12km$ のベル型の山を越える流れの数値シミュレーションによる水平風の分布である⁹⁾。計算を始めて 80 分後の a) 図では、山の前後の地上風の増減速は線形論

の予想する値 ($Nh_m/2 = 5m/s$) に近いが、山岳波が上方に伝播して砕波が始まるとその下の地上風は急激に強化され、この強風域は時間とともに下流側に広がっていく。

Fig. 7 Vertical cross-section of horizontal wind by a numerical simulation⁹⁾.

この砕波による増速メカニズムを理論的に説明したのは Smith⁷⁾ だった。Smith は砕波に伴う鉛直混合によって発生する密度一定・風速 0 のよどみ層 (wave-induced well-mixed stagnant layer) を考え、その下での流れの理論解を求めた。Smith によると、砕波がある適当な高さで起きる時、その下の流れは山の上流側で sub-critical flow、下流側で super-critical flow になる。即ちハイドロリックジャンプを伴う障害物を越える浅水流とよく似た流れになる。8 図は $N \sim 0.01s^{-1}$ 、 $U = 20m/s$ 、 $lh_m \sim 1$ の場合の流れの様子で、山の下流側の風速は一般風の 4 倍以上の 83m/s にも達している。

Fig. 8 Flow beneath a wave-induced stagnant layer by Smith's solution⁷⁾.

6. 3次元地形によるおろし風の変形

前章までの議論は山や一般場として2次元を前提としていた。現実の地形では完璧な2次元地形は存在せず、山越え気流は地形の3次元的な効果を受ける。

(4)式の地形を

$$h(x,y) = \frac{h_m}{1 + \left(\frac{x}{a}\right)^2} \left(1 - \frac{h_c}{h_m} \cos \frac{2\pi y}{b}\right) \quad (9)$$

のように山の高さがy方向に周期的に変化するようにした場合を考える。ここで h_c は鞍部の振幅で $h_c = 0$ の時、上式の地形は2次元ベル型の山になる。

9図は、(9)式の地形を用いて、3図と同じ一般場を与えた場合の数値シミュレーションによる水平風の場を示す⁸⁾($t=240\text{min}$)。ただし図で山頂と鞍部はそれぞれ、 $(x,y)=(199\text{km}, 40\text{km})$ と $(199\text{km}, 0\text{km})$ にある。山頂近くを通る断面a)図では山頂上の水平風は負になり碎波が生じている。碎波の下はおろし風の場合になっており、 $x=220\text{km}$ 付近にハイドロリックジャンプに対応する風速の急変域が生じ、ジャンプ後面には逆向きの地表風が現れている。一方、b)図に示す鞍部近くを通る断面図では強風域は風下側に大きく広がっており、ジャンプ・逆風とも現れていない。c)図の地表風は山脈前面で負になっておりブロッキングが生じているが、山脈の高さの違いによるパターンの違いは風下側程顕著ではない。地形の3次元的な効果は線形論に基づいても計算できるが、場の非線形性が強い場合(山が高い場合)、流れの振舞は線形論が予想するよりも鞍部の有無に強く影響される。

10図は1987年4月21日のやまじ風時に観測された大気の安定度・風のプロファイルと(9)式の地形を用いた3次元シミュレーションに基づくやまじ風概念図である⁸⁾。一般風がまだ弱い時(a図)、ハイドロリックジャンプは四国山地の風下側中腹に発生する。ジャンプのすぐ後面には逆向きの風が生じ、三島から新居浜にかけての四国山地北側の狭い平野部では「誘い風」に相当する北よりの風となる。一般風が大きくなるとジャンプは風下側に移動し、四国山地鞍部風下にあたる川之江付近ではやまじ風が始まる。b)図はやまじ風が生じている時のパターンである。鞍部風下側の強風域は一般流の強まりとともに範囲を広げ、「やまじ風前線の破れ」となってやまじ風は川之江に続いて三島・土居と東から順にオンセットしていく。さらに西側でもやまじ風前線は四国山地北斜面から平野部に移動するが、新居浜付近では海上までは容易には出ないため、この地方ではやまじ風の最盛期でもしばしば北風が観測される。平野部でやまじ風が生じている時でも燐灘ではジャンプ後面の逆風域が「どまい」と呼ば

れる北寄りの風として残る。

Fig. 9 Horizontal wind over a mountain range with a col by a 3-dimensional numerical simulation⁸⁾. a) Vertical cross-section through the peak of the mountain range. b) Vertical cross-section through the col. c) Lowest level wind.

Fig. 10 Conceptual model of the Yamaji-kaze⁸⁾. a) Early stage. b) Mature stage.

Fig. 11 Numerical simulation of the "Yamaji-kaze" on 27 September 1991⁹⁾. a) Lowest level (20 m above the surface) wind at 21 JST. b) Vertical cross-section of the potential temperature through the yz-plane of $x = 66.25$ km. c) Same as in b) but for y-component of the wind.

7. 数値モデルを用いたおろし風の予測

現実的なおろし風の再現実験の例として、11 図に 2.5km 分解能数値モデルを用いたやまじ風のシミュレーション結果⁹⁾を示す。対象となったのは、1991 年 9 月 27 日に台風 19 号により起きたやまじ風で、四国電力中央東幹線が大きな被害を受けたケースである。シミュレーションでは、台風の移動とともに時間変化する一般場がネスティングの手法を用いて気象庁の数値予報モデル (JSM) から与えられた。a) 図はシミュレーションによる 21 時の地表風の分布である。このケースでは南よりの一般風が強いため、やまじ風前線は陸地から離れて海上に出ており、逆風域は燧灘の一部に見られるのみである。b) 図と c) 図は、 $x=66.25$ km の線に沿った南北鉛直断面での温位と水平風の分布を示す。四国山地を越えた流れは後面で下方に変位し、北側斜面近くに 50ms を越える強風域を発生させている。b) 図は 3 図に示したロッキー山脈でのおろし風の観測とも驚くほどよく類似している。シミュレーションでは観測された地上風分布が、その時間変化を含めて良く再現されていた。おろし風は地形による強制の強い現象なので、一般場の状態を正しく予想する事が出来れば、原理的には予測が可能な現象と考えられる。ただし、現実のおろし風は一般場のわずかな違いによっても発生の方が大きく異なる場合もあり、決定論的な予測のためには、今後解決すべき点も多く残されている。

参考文献

- [1] 吉野正敏: 新版小気候, 1986.
- [2] 秋山敏男: やまじ風の機構に対する考察 (2). 研究時報, 1956.
- [3] D.K. Lilly and E.J. Zipser: The front range windstorm of 11 January 1972 — a meteorological narrative. Weatherwise, 1972.
- [4] R.R. Long: Some aspects of the flow of stratified fluids. I. A theoretical investigation. Tellus, 1953.
- [5] K. Saito: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width. J. Meteor. Soc. Japan, 1992.
- [6] K. Saito and M. Ikawa: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 1991.
- [7] R.B. Smith: On severe downslope winds. J. Atmos. Sci., 1985.
- [8] K. Saito: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part 2: Non-linear aspect of the 3-D flow over a mountain range with a col. J. Meteor. Soc. Japan, 1993.
- [9] K. Saito: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model. J. Meteor. Soc. Japan, 1994.