### 「那須おろし」発生時のスコラー数の特徴

### 青 木 翔 太\* 渡 来 靖\*\*

キーワード: 那須おろし、スコラー数、局地風

### 1. はじめに

東日本の太平洋側各地では、主として西高東低の総観場の下でおろし風と呼ばれる局地風が発生する。おろし風は気象条件や周辺地形の条件によって猛烈な風をもたらすことがあり、おろし風によって過去に多くの重大な事故が引き起こされてきた。例えば松井(2012)では、琵琶湖西岸に吹走する比良おろしが原因となった事故として、1997年6月28日の比良駅構内での貨物転覆事故を挙げている。栃木県北部の那須野ヶ原においても、冬季に「那須おろし」と呼ばれる北ないし北西の強い局地風が発達する(小園1983)。那須野ヶ原地域は大佐飛山地、那須連山の南東側に位置し、箒川、那珂川に挟まれた扇状地である(図1)。那須地方の中でも特に風の強い地域となっており、1950年1月には那須野ヶ原を流れる箒川

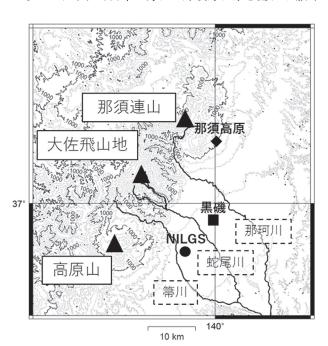


図 1 研究対象領域。等高線は200m間隔。●は NILGS、 ■ は黒磯 AMeDAS、◆は那須高原 AMeDAS を 意味する。▲はそれぞれの山頂を示す

の橋梁で脱線事故が那須おろしによって引き起こされている。近年、鉄道や高速道路等の交通インフラでは那須おろしに対する対策が進み重大な事故は報告されていないが、那須おろしが原因と考えられる樹木の倒壊などの中小の被害は近年でもたびたび報告されている。例えば那須塩原市において、2008年2月23日~24日午前中にかけて発生した突風によるイチゴハウス、花ハウス等のビニールの剥離、立木等の倒壊による家、納屋等の被害が報告された(栃木県農業共済組合連合会 2008)。このように、那須おろしは地域住民の生活に大きな影響を及ぼしており、那須おろしに伴う強風発生のより正確な予測のために、その発生条件について調査することは重要である。しかしながら、那須おろしの発生条件については、これまでに調査は行われていない。

青木(2016MS)は、2004/05年~2013/14年の10年間の 寒候期(11月~4月)を対象に、農研機構畜産草地研究 所那須拠点(以下、NILGS:図1●)で観測された地上 風向風速データを基にして那須おろし(風向が西北西~ 北北西、風速が5ms<sup>-1</sup>以上)の積算吹走時間の経月変化 を求め、那須おろしの出現頻度の季節変化を明らかにし た。図2は、青木(2016MS)と同様の手法で2014/15年 までの11年間について調査した結果である。これによる と、那須おろし吹走時間は3月が最も長く、11年間で積 算600時間を超えており、この特徴は青木(2016MS)と 一致している。一方で、関東平野及びその周辺地域にお いておろし風が発生しやすいといわれる西高東低の気圧 配置の出現頻度(図3:吉野・福岡1967を参考に2004/05 年~2014/15年の期間を対象に作成) は1月にピーク (41.9%) があり、3月は15.8%と比較的少ない。つまり、 那須おろしの吹走しやすい条件として、西高東低の気圧 配置とは別の因子が存在する可能性がある。

おろし風のような山越え気流の振る舞いを議論する際 に、スコラー数と呼ばれるパラメータがしばしば用いら

- \* 立下大学大学院地球環境科学研究科大学院生
- \*\* 立正大学地球環境科学部

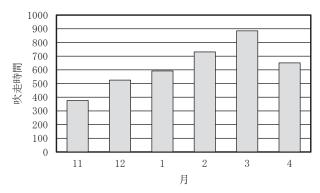


図 2 2004/05年~2014/15年の11年間の那須おろしの月 積算吹走時間の経月変化(青木 2016MS を参考に 作成)

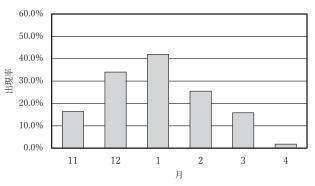


図3 2004/05年~2014/15年における西高東低型気圧配 置出現率の経月変化(気象庁・日々の天気図を元 に作成)

れる。一般場の成層が一様であるとすると、スコラー数  $l(\mathbf{m}^{-1})$  は以下の式(1)で求められる。

$$l = \sqrt{\frac{g}{\bar{\theta}U^2} \frac{d\bar{\theta}}{dz}} = \frac{N}{U} \tag{1}$$

ここで、g は重力加速度( $ms^{-2}$ )、 $\bar{\theta}$  は平均温位(K)、U は風速( $ms^{-1}$ )、z は高度(m)、N はブラントーヴァイサラ振動数( $s^{-1}$ )であり、各変数は山の風上側平野部の値で見積もられる。スコラー数は気流が障害物(山)を乗り越え易いか否かの指標であり、これを用いることによっておろし風が発達するか否かを判別することができる。スコラー数が山岳地形の波数よりも小さいときには、鉛直断面上の流線の波形は山頂の両側で対称となり、上方にいくほど波が減衰する。一方でスコラー数が山岳地形の波数よりも大きいときには、山頂の両側で流線の波形が非対称となり、波面が上空ほど上流側に傾く。後者の場合、風下側斜面に沿って流線が密となり、おろし風が発生するとされる(小倉 1997)。

式(1)から分かるように、スコラー数は風速や安定度の 関数であるため、西高東低の気圧配置となっても常にお ろし風の発生しやすい状態であるとは限らない。また、 那須地方における北西寄りの強い風の発生条件が単に気流の山越え条件によって決まるのであれば、強風の出現頻度はスコラー数によって説明できるはずである。そこで本稿では、那須おろしと呼ばれる強い北西風が吹走する際のスコラー数の特徴について調査し、那須おろしの発生条件や水平分布、経月変化がスコラー数にどのように対応しているかを考察することを目的とする。

### 2. 研究手法

研究対象地域は栃木県北部の那須地方(図1)である。この地域には南西から北東方向に高原山、大佐飛山地、那須連山が存在しており、それぞれの山の間に鞍部が存在している。また、北西から南東方向へ、主に箒川、蛇尾川、那珂川の3つの川が流れている。解析対象期間は2004/05年~2014/15年の11年間の寒候期(11月~4月)とする。対象領域内におけるおろし風吹走の局地性を検討するために、NILGS(図1laikltillet)の地上気象観測データに加えて、黒磯(図1laikltillet)の地上気象観測データに加えて、黒磯(図1laikltillet)、那須高原(図1laikltillet)の AMeDAS データも用いた。解析した気象要素は風向風速であり、時間間隔は1時間である。本稿における那須おろしの定義は、青木(2016MS)や青木・渡来(2016)と同様に、各地点における風向が西北西~北北西、風速が5 ms $^{-1}$ 以上のときとした。

スコラー数の算出には、風上の日本海側に位置する気象庁秋田地方気象台の高層気象データ(925hPa、900hPa、850hPa、800hPa、700hPa 各指定気圧面の気温、風向風速、ジオポテンシャル高度)を使用した。このデータの時間分解能は、毎日日本時間09時と21時の12時間間隔である。本稿が用いるスコラー数は700hPa 面以下(地上~3000m高度)の平均的な値とすることとし、以下の式(2)のように求めた。

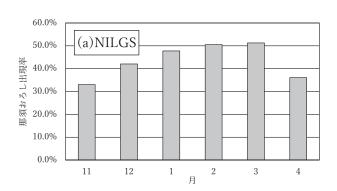
$$l = \frac{1}{4} \sum_{n=1}^{4} l_n = \frac{1}{4} \sum_{n=1}^{4} \sqrt{\frac{g}{\frac{\theta_n + \theta_{n+1}}{2} \left(\frac{U_n + U_{n+1}}{2}\right)^2} \frac{\theta_{n+1} - \theta_n}{Z_{n+1} - Z_n}}$$
(2)

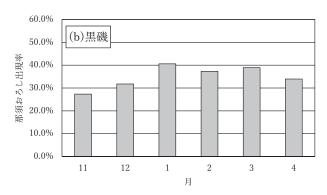
ここで、添え字は算出に用いた気圧面の番号を意味し、添え字が1の時は925hPa 面、添え字が5のときは700hPa 面を表す。Zはジオポテンシャル高度である。Uには各 気圧面での風の北西風成分の大きさを用い、温位  $\theta$  は各 気圧面の気温から求めた。なお、那須おろし吹走域の風上に位置する高原山-大佐飛山地-那須連山はほぼ南西-北東方向に連なっており、主稜線に垂直な風が卓越する事例のみを対象とするため、秋田の850hPa 面での風向が西~北であった事例のみを抽出して解析した。

### 3. 結果

### 3.1 那須おろしの出現頻度の経月変化

図2に示した如く、前報(青木 2016MS)では箒川谷口の南東に位置する NILGS において那須おろしの月積算吹走時間の経月変化を調べ、那須おろしが3月に最も吹きやすいことを明らかにした。この経月変化の特徴が那須おろし吹走域の他の地点でも同様に見られるのかを調査するために、NILGS に加えて黒磯、那須高原の計3地点における那須おろし出現率の経月変化を調査した(図4)。図1から分かるように、黒磯■は NILGS ●から北東に約10km離れており、大佐飛山地の南東に位置する。那須高原◆は NILGS ●から北北東に約25km、黒磯■から北に約16km離れており、那須連山の南東側斜面に位置する。図4を見ると、NILGS は3月に出現率が最大の





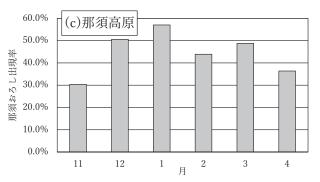


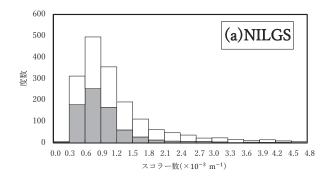
図 4 (a) NILGS、(b) 黒磯、(c) 那須高原における2004/05 年~2014/15年の那須おろし(風向が西北西~北北 西、風速が 5 ms<sup>-1</sup>以上)の出現率の経月変化

51.3%を示しており、経月変化の特徴は前報(青木2016MS)の結果と同様である。一方、那須高原と黒磯では1月に最大値を示しており、その出現率は那須高原が57.0%、黒磯が40.6%である。また、黒磯における那須おろしの出現率は、全期間を通して、他の2地点より小さく推移している。このように、那須おろし吹走域内において那須おろしの出現率やその経月変化には地域差が存在することが明らかとなった。

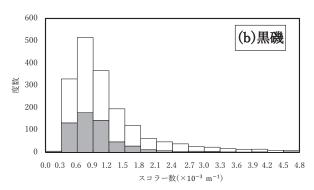
## 3.2 那須おろし吹走時に出現するスコラー数のヒストグラムの地域差

図5は地点別に求めた解析対象期間内の北西風吹走時 におけるスコラー数のヒストグラムである。階級幅0.3× 10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>で北西風が測定された時刻の直近のスコラー数の ヒストグラムを作成した。直近6時間(前後12時間)以 内に1度でも北西風が測定されれば前後12時間内の北西 風出現回数とは無関係に度数1として処理した。最低1 回、最大12回測定されている北西風のうちの最大風速が 5 ms<sup>-1</sup>を上回っている場合の度数は影を付して示してあ る。北西風が観測された全ての事例数(灰色+白色)に おいて、3地点のスコラー数のヒストグラムに差がある かどうか $\chi^2$ 検定を実施したところ、 $\chi^2$ 値は0.824となり、 有意水準1%で3地点のヒストグラムが異なるとは言え ない。また、どの地点においてもスコラー数が0.6×10<sup>-3</sup>  $\sim 0.9 \times 10^{-3} \text{m}^{-1}$ の範囲となる事例が約500事例(全体の約 30%) で最も多かった。那須おろし発生時に相当する風 速5ms<sup>-1</sup>以上の北西風出現数でも3地点全てにおいてス コラー数が $0.6 \times 10^{-3} \sim 0.9 \times 10^{-3} \text{m}^{-1}$ の範囲となる事例が最 も多かった。しかしながら、北西風が観測された全事例 数に対する風速 5 ms<sup>-1</sup>以上の北西風事例数の割合は、 NILGS で43%、那須高原で42%とほぼ同じであったが、 黒磯は32%とほかの地点に比べて約10%少なかった。こ れは図4で見られた那須おろし出現率の経月変化の特徴 と一致している。また、風速5ms<sup>-1</sup>以上の北西風におい てもスコラー数のヒストグラムに3地点間の差があるか 否か調べるために、それぞれの2地点のヒストグラム間 において $\chi^2$ 検定を行った。黒磯-那須高原間は $\chi^2$ 値が 25.984であり、有意水準1%でこれらのヒストグラムの 間に差あるとは言えない。一方 NILGS - 黒磯間は  $\chi^2$ 値が 91.018、NILGS - 那須高原間は $\chi^2$ 値が175.728であり、有 意水準1%でこれらのヒストグラムの間には差があると 言える。よって、これら3地点のうち、NILGS は他の2 地点と比較して、那須おろし吹走時のスコラー数の特徴 が異なることが推測される。

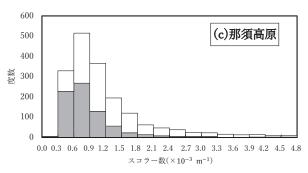
山越え気流に関しては、理想化された条件下での数値 実験等に基づいて、風速や大気の成層状態、地形等の条件で流れの状態が複数のレジームに分類されることが詳細に調査されている。3次元のベル型孤立峰における山越え気流の振る舞いについては、Smith (1980)の線形モデルに基づく研究や、それを非線形モデルに拡張したSmolarkiewicz and Rotunno (1989)の研究などで明らかにされている。しかしながら、理想化実験に基づくこれらの結果を現実場にそのまま適用することは困難な場合が多い。本稿においても、図1から分かるように、那須おろし吹走域の風上にそびえる山々を単一の孤立峰と見做すことは困難である。しかし単純化すれば、高原山、



■ 5ms<sup>-1</sup>以上 □ 5ms<sup>-1</sup>未満



■ 5ms<sup>-1</sup>以上 □ 5ms<sup>-1</sup>未満



■5ms<sup>-1</sup>以上 □ 5ms<sup>-1</sup>未満

図 5 (a) NILGS、(b) 黒磯、(c) 那須高原における北西風 吹走時のスコラー数のヒストグラム。灰色は 5 ms<sup>-1</sup>以上の強風 (那須おろし) 吹走時、白色は、5 ms<sup>-1</sup>未満の弱風吹走時を表す

大佐飛山地、那須連山をそれぞれ孤立峰として、それらが南西 - 北東方向に連座する地形であると見做せる。さらに、那須おろしの主風向は北西であり山塊の連座する方角と直交するので、北西風に対しては単一孤立峰と比較的同等な地形条件であると考えられる。そこで本稿では、那須おろしをもたらす山の地形が上述のような三連の孤立峰と見做せるものと仮定し、Smolarkiewicz and Rotunno (1989) の研究成果に基づき山越え気流の振る舞いについて検討する。

第1章で述べたように、気流が山を越えておろし風が 発達するかどうかの閾値は山岳地形の波数である。Smith (1980) や Smolarkiewicz and Rotunno (1989) では、座 標 (x,y) における標高  $z_h$  が以下の式(3)で表されるベル型 孤立峰を設定した。

$$z_h(x,y) = \frac{h}{(r^2/a^2 + 1)^{3/2}},$$

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$$
(3)

ここで、 $(x_0,y_0)$  は山頂の座標、h は山の高さ、r は山頂からの水平距離である。a は山の水平スケールであり、式(3)において r=a を代入すると  $z_h=h/(2\sqrt{2})$  となることからわかるように、a は標高  $h/(2\sqrt{2})$  の等高線の半径に相当する。本稿への適用を考えると、まず標高は高原山が1795m、大佐飛山地が1908m、那須連山が1917mと多少異なるが、簡単のためにh はこれらを平均してh=1873mとする。この時、a は山頂から標高が1873/ $(2\sqrt{2})\approx662$ mとなる地点までの水平距離であるから、地形図から南東側斜面の尾根部複数地点を選び距離を測定して平均したところ、約8.0kmであった。Smith (1980) によれば、孤立峰によって励起される山岳波の波数はa の逆数に等しいから、おろし風が発達するかどうかの閾値に相当する波数k, は、

$$k_t = \frac{1}{a} \approx 0.13 \times 10^{-3} \,\mathrm{m}^{-1}$$
 (4)

となる。つまり、スコラー数が $0.13\times10^{-3}$ m $^{-1}$ 以上のとき、おろし風が発達する。図5をみると、NILGS、黒磯、那須高原のどの地点においても、スコラー数 $0.3\times10^{-3}$ m $^{-1}$ 未満で5ms $^{-1}$ 以上の強風が吹く事例はほとんど無く、そもそもこのような低スコラー数で北西風となる事例がほとんど発生していなかった。

また、山越え気流は、山頂を越えるような鉛直的な流れが卓越する場合と、山を水平方向に迂回するような流れが卓越する場合に大別され、このような流れの性質の違いは、フルード数 Fr

$$Fr = \frac{U}{Nh} \tag{5}$$

によって表される(荒川1975)。Smolarkiewicz and Rotunno (1989)によれば、三次元ベル型孤立峰の周辺の流れにおいては $Fr\approx0.5$ を境にして、フルード数が大きい時には山を鉛直に越える流れが卓越する一方、フルード数が小さい時には山を迂回する流れが卓越して山の風下側に渦の対が形成されるという、2つのレジームが存在する。また、フルード数が小さい時には山を迂回する流れと風下渦による流れが収束し、主風向に対する山の両側面の山麓に、地上風の強風域が出現する。本稿における地形条件に当てはめると、この強風域は隣り合う山塊間の鞍部に位置することから、低フルード数の流れにおいては鞍部の風下に強風域が出現することが予想される。式(1)、(5)より、2つのレジームの境界となるFr=0.5をスコラー数で表現すると、その値 $l_i$ は式(6)で求められる。

$$l_t = (0.5h)^{-1} \tag{6}$$

青山(2006)は式(6)を用いて、松本盆地や伊那盆地で発生する南風の性質を推定した。本稿においては、式(6)にh=1873mを代入し、 $l_i$ は以下の式(7)のように計算される。

$$l_t = (0.5 \cdot 1873)^{-1} \approx 1.1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$$
 (7)

つまり、スコラー数が1.1×10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>以上の時に気流は山 を迂回しやすく、1.1×10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>以下のときに気流は山頂 を越えやすい。すなわち本稿の研究対象領域においては、 スコラー数が $0.13 \times 10^{-3} \le l \le 1.1 \times 10^{-3}$ の範囲にある時、 おろし風が発生しやすいと考えられる。図5によると、 5 ms<sup>-1</sup>以上の北西風事例に対して全体の88~91%が、お ろし風が発生しやすい条件におおよそ相当する0.3×10<sup>-3</sup>  $\leq l \leq 1.2 \times 10^{-3}$ の範囲に含まれており、那須おろし発生時 には上記のスコラー数条件が概ね満たされていることを 示している。また、NILGSと那須高原での5ms<sup>-1</sup>以上の 北西風の出現度数を比較すると、スコラー数0.3×10<sup>-3</sup>~ 0.6×10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>では那須高原(227事例)の方が NILGS(178 事例)よりも多く、0.9×10<sup>-3</sup>~1.2×10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>では逆に NILGS (165事例) の方が那須高原 (129事例) よりも多 くなっており、那須おろし発生時の NILGS におけるスコ ラー数は他の地点に比べてやや大きいという特徴が見ら れる。

図 6 は、秋田上空850hPa 面高度(約1500m)における西~北風の出現度数の経月変化を $0.0\times10^{-3}\sim0.13\times10^{-3}$ 、 $0.13\times10^{-3}\sim1.1\times10^{-3}$ および $1.1\times10^{-3}$ 以上の3つのスコ

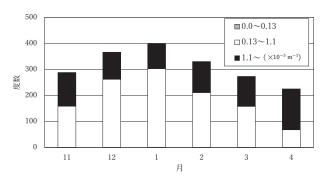


図 6 秋田上空の850hPa 面高度におけるスコラー数帯 別の西〜北風出現度数の経月変化。白色は那須お ろしが発生しやすいと考えられるスコラー数の範 囲 (0.13×10<sup>-3</sup>~1.1×10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>) の西〜北風出現度 数を表す

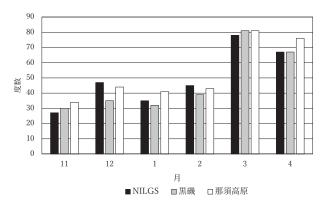


図7 NILGS (黒)、黒磯 (灰)、那須高原(白)の各地 点で前後6時間以内に那須おろしが吹走した時の、 秋田上空850hPa面高度における西~北以外の風 の出現度数の経月変化

ラー数帯別に示したものである。上記で議論した、おろ し風が出現しやすいと考えられるスコラー数の範囲(0.13 ×10<sup>-3</sup>~1.1×10<sup>-3</sup>m<sup>-1</sup>) は白色で示している。この白色の スコラー数帯での850hPa 面高度における西~北風出現度 数のピークは1月にあり、1月全出現度数の約75%に達 している。また11月~2月に限れば、その経月変化は図 4に示される那須高原や黒磯における那須おろし出現率 の経月変化とよく対応している。一方3月、4月では、 白色のスコラー数帯での850hPa 面高度における西~北風 出現度数が2月以前に比べて大きく減少しているのに対 して、那須高原や黒磯での那須おろし出現度数は2月と 大きく変わらない。図7は、秋田の850hPa 面高度での風 向が西~北以外であったにもかかわらず、前後6時間以 内に那須おろしが観測された事例の出現度数の経月変化 を観測地点別に示したものである。これを見ると、3月、 4月各月の出現度数が70~80に達しており、11~2月各 月の出現度数の約2倍となっている。すなわち、3月、 4月には図6の範疇外で発生した那須おろしが比較的多

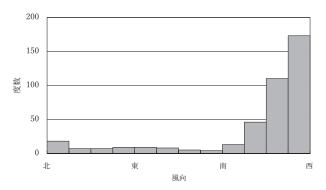


図8 NILGS において前後6時間以内に那須おろしが吹走した時の、秋田上空850hPa 面高度における西 ~北以外の各風向間の風のヒストグラム

く存在することを示す。また図8は、図7に収録された 那須おろし出現時直近の秋田上空850hPa面の風向のヒストグラムである。図8は、図6の範疇外で発生した那須おろしは風上側風向が南西~西の場合が多いことを示している。これらの事から、3月、4月には気圧の谷の通過によって850hPa面高度の風向が短時間で大きく変化するような場合が多いため、直近の秋田上空850hPa面高度の風向が西~北以外となったことが示唆される。

### 4. 考察

高原山-大佐飛山地-那須連山のおおよその地形条件から式(4)、(7)により求めた、那須おろしの出現し易いスコラー数の範囲は $0.13\times10^{-3}\le l\le 1.1\times10^{-3}$ であると見積もられた。那須おろし吹走域に位置する NILGS、黒磯、那須高原の3地点における北西風の時のスコラー数のヒストグラム(図5)によれば、スコラー数が上記の条件を満たすとき常に強風となるわけではないが、風速が $5\,\mathrm{ms}^{-1}$ を超える事例の約9割は上記条件を満たしている。この結果は、那須地方で観測される北西寄りの強風が、山岳による風下側斜面下降流の強化の影響を受けている、すなわちおろし風であることを意味している。

図4や図5によると、本稿で定義された那須おろしの出現率およびその経月変化は、那須おろし吹走域内で一様ではなく、黒磯においてはNILGSや那須高原に比べて10%前後低い。また、この傾向は季節(月)やスコラー数の大小には依存していないように思われる。青木・渡来(2016)の示した典型的な那須おろし事例の数値シミュレーション結果(図9)によると、那須おろし吹走時の山岳風下側の地上風の空間分布は非一様であり、高原山や大佐飛山地、那須連山の山頂部の風下側を中心に強風域が山麓付近で途切れるのに対し、各山塊間の鞍部の風域が山麓付近で途切れるのに対し、各山塊間の鞍部の風域が山麓付近で途切れるのに対し、各山塊間の鞍部の風

下側では強風域が平野部に長く伸びている。本稿で地上 観測風を解析した3地点を図9に重ねると、NILGSは鞍 部の風下、黒磯は山頂部の風下、那須高原は山頂部の風 下側斜面に位置している。図9においてNILGSと那須高 原は強風域に位置しているのに対し、黒磯は相対的な弱 風域に位置しており、このような那須おろしの地域差が 出現率の地域差をもたらしたと考えられる。

地上風速の分布に地域差が現れる原因に関連して、青 木・渡来(2016)は、強風域の先端がハイドロリックジャ ンプの発生と対応しており、山頂部の風下と鞍部の風下 でのハイドロリックジャンプ発生位置の違いが強風分布 を決めているとしている。Saito (1992) は、鞍部が存在 する山脈を越える浅水波の解として、ハイドロリックジャ ンプを伴う流れを理論的に求めた。その結果、山脈の風 下側に停滞性のジャンプを形成するような条件下におい ては、狭い鞍部の存在がジャンプの形成位置を山越え気 流に垂直な方向に一様な2次元山岳の場合より風下側に 移動させ、ジャンプ手前の流速は強められることを示し ており、これは青木・渡来 (2016) のシミュレーション 結果と整合的である。Saito (1992) の解を現実場に適用 すれば、特に鞍部の風下で強化される那須おろしの発生 条件をより明確に出来る可能性が高くなったが、この点 については稿を改めたい。また、図5によると、鞍部の 風下に位置する NILGS は、他の地点に比べるとやや大き いスコラー数の時に那須おろしが発生する頻度が高いこ

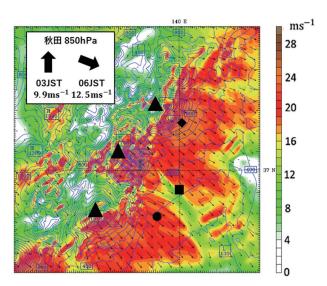


図9 領域気象モデル WRF により再現計算された那須おろし吹走時(2015/03/10 0400JST)の地上風速分布。図中のシンボルは図1と同様である。等値線は標高(100m間隔)を示す(青木・渡来 2016に彩色)。左上枠内は気象庁 MSM(メソ数値予報モデル)の2015/03/10 0300JST、0600JSTの秋田上空850hPa面高度における風向風速の0時間予報値を表す

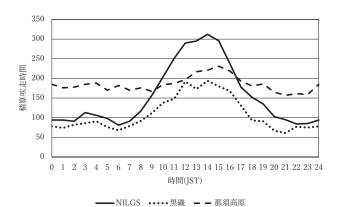


図10 那須おろし積算吹走時間の日変化の比較。実線は NILGS、点線は黒磯、破線は那須高原を表す

とが明らかになった。上述の如く、スコラー数が大きいほど山越え気流は迂回流の性質が強くなるので、NILGSで強風が発生する場合には、山頂を迂回しギャップとなっている鞍部を通過する流れにより強化されたものが相当数含まれていると考えられる。山頂を迂回した気流は鞍部を選択的に流れ、それが鞍部風下における強風帯形成の一因となっている可能性がある。

青木(2016MS)は、鞍部風下の NILGS における観測 結果から、那須おろしが3月に最も多く発生するという 経月変化を示した(図2)。しかし、本稿による追加調査 によって、3月にピークとなる特徴は那須おろし吹走域 全体での共通した特徴ではなく、山頂部の風下に当たる 黒磯や那須高原では1月がピークとなることが明らかと なった。図6に示した秋田上空850hPa 面高度(約1500 m) におけるスコラー数帯別西~北風の出現度数の経月 変化によると、スコラー数から予測されるおろし風発生 頻度は1月にピークとなることを表しており、NILGSの 結果はむしろ特異である。このような、場所による経月 変化の相違をもたらした原因の候補の一つとして、日射 による熱対流混合が挙げられる。図10は、那須おろしの 積算吹走時間の地点別の日変化である。平野部に位置す る NILGS や黒磯では、14時頃をピークとした一つ山の分 布をしており、那須おろしはその多くが日中に観測され ていることがわかる。これは、日中は混合層の発達によ り上空の運動量が地上に運ばれやすくなるためである。 一方、那須高原ではこのように明瞭な日変化は見られな かった。また、わずかにみられる日変化においても、ピー クが他の地点に比べて遅い時間に出現している。これは、 典型的な上空風の特徴である (例えば、Kusaka et al. 2011)。那須高原は那須連山の風下側斜面に位置するた め、他の2地点に比べて標高が高い(NILGS: 335m、黒 磯:343m、那須高原:749m)。そのため他の2地点の日

変化は地上風の特徴を示しているのに対して、那須高原は上空風の特徴を示す傾向があり、明瞭な日変化を示さないと推測される。日射量は季節変化するので、混合層の成長は1、2月より3、4月の方がより活発である。この混合層の季節変化がNILGSにおける那須おろしの季節変化に影響を及ぼしているかもしれない。しかし、この論理では黒磯で1月にピークとなることを十分説明できず、他の要素が関わっている可能性もある。3.2節で指摘したように、図6作成のためのデータ抽出方法に起因して3、4月を過小とする要素が含まれていた可能性もあり、さらなるデータの精査が必要である。経月変化の非一様性をもたらしうる熱対流混合やその他の要因を探るために、数値モデルによるシミュレーションや混合層上端の風の観測などのさらなる研究が必要である。

### 5. 結論

本稿では、寒候期(11~4月)に吹く風速 5 ms<sup>-1</sup>以上 の北西寄りの地上風として定義した那須おろしについて、 その吹走時におけるスコラー数の特徴を調べた。高原山 - 大佐飛山地 - 那須連山のおおよその地形条件から、山 岳の影響によるおろし風が形成されやすい条件は、スコ ラー数lが  $0.13 \times 10^{-3} \le l \le 1.1 \times 10^{-3}$ の範囲であることが 導かれた。那須おろし吹走時のスコラー数の約90%が上 記の条件を満たしており、那須おろしは山岳による風下 側斜面下降流の強化の影響を受けたおろし風であること が示された。那須おろしの出現頻度には、鞍部風下の NILGS で多く山頂部風下の黒磯で少ないという地域差が 見られた。これは青木・渡来(2016)による那須おろし 吹走事例のシミュレーション結果とよく対応しており、 個々の事例における地上風の非一様性が出現頻度に影響 していると思われる。また、鞍部風下の NILGS で観測さ れる那須おろしの際には、他の2地点における那須おろ しの際に比べてスコラー数がやや大きい値となる傾向が 示された。山越え気流は、スコラー数が大きくなるほど 山頂を水平に迂回する流れがより卓越するため、NILGS で観測された那須おろしの一部では、山頂を迂回し鞍部 を吹き抜けた流れが強風の形成に寄与していた可能性が ある。青木(2016MS)で示された、NILGS における那 須おろしの出現度数が3月に最大となる特徴は那須おろ し吹走域全体の特徴ではなく、山頂部風下の黒磯や那須 高原ではむしろ1月に最大となることがわかった。スコ ラー数から予測される那須おろしの出現度数は1月に最 大を示しており、NILGS における結果はむしろ特異であ

る。このような経月変化の地域差の原因を理解するため には、さらなる研究が必要である。

### 謝辞

本研究を進めるにあたり、11年間にわたる長期間の貴重な気象観測データを提供して頂きました国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)の中村美和研究員をはじめとする農研機構畜産草地研究所那須拠点の方々に心より御礼申し上げます。匿名の査読者からは大変詳細かつ有益なコメントを頂きました。記して御礼申し上げます。

### 参考文献

- 青木 翔太, 2016MS:領域気象モデルを用いた那須おろしの解析. 立正大学平成27年度卒業論文, 108pp.
- 青木 翔太・渡来 靖, 2016: WRF を用いた那須おろしの立体 構造の解析. 2016年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 109, 95.
- 青山 高義, 2006: 松本盆地の南風にみられる地形の影響について. 地理学評論, **79**, 405-422.
- 荒川 正一, 1975: おろし風を中心とした山越え気流論. 気象 研究ノート, 125, 51-84.

- 小園 修, 1983: 那須野ヶ原北西部における「那須おろし」の 風系分布、東北地理. **35**. 20-25.
- Kusaka, H., Y. Miya, and R. Ikeda, 2011: Effects of solar radiation amount and synoptic-scale wind on the local wind "Karakkaze" over the Kanto Plain in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 327-340.
- 松井 一幸, 2012: 比良おろし. 内藤 正明 (編), 琵琶湖ハンドブック, 263pp.
- 小倉 義光, 1997:メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 228pp.
- Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 775-782.
- Smith, R. B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, **32**, 348-364.
- Smolarkiewicz, P. K., and Rotunno, R., 1989: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.
- 栃木県農業共済組合連合会, 2008: NOSAI とちぎホームページ, 観察員情報, 平成19年4月~. http://www.nosai-tochigi.or.jp/kans/19/kansatu19.htm (閲覧日: 2017/1/22)
- 吉野正敏・福岡義隆, 1967: 半旬別の気圧配置ごよみ. 天気, 14. 250-255.

# Characteristics of the Scorer parameter in the generation of the "Nasu-oroshi"

AOKI Shota\* and WATARAI Yasushi\*\*

\*Graduate Student, Graduate School of Geo-environmental Science, Rissho University

\*\*Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

Key words: Nasu-oroshi, Scorer parameter, Local wind