

「まつぼり風」の局地性と吹走メカニズムに関する実証的研究

～現地観測とメソ気象モデルに基づいて～

坂本 壮*1・稲村友彦*2・泉 岳樹*3・松山 洋*4

要 旨

本研究では、阿蘇外輪山の西側の峡谷部（立野火口瀬）で吹く非常に強い東風「まつぼり風」の局地性と吹走メカニズムを解明するため、2013年3月14日～4月20日に現地に滞在し、風速の定点観測と移動観測を行った。また、メソ気象モデルRAMS (Regional Atmospheric Modeling System) を用いた再現実験も行った。対象地域は、「まつぼり風」の常襲地帯であり強風域になる立野火口瀬一帯と、先行研究で弱風域になるとされたその南側の地域（西原村）である。

4月5～6日の「まつぼり風」吹走時、立野火口瀬付近と西原村では風速比にして1.5倍以上の風速の違いがみられ、「まつぼり風」の局地性が示された。その一方、西原村で立野火口瀬と同程度の強風が観測された時間帯もあった。これについては再現実験の結果から、山越え気流によるハイドロリック・ジャンプ現象の起こる位置と西原村との位置関係が影響していることが分かった。

1. はじめに

九州の中央部には、世界最大級のカルデラとして知られている阿蘇山がある。中央火口丘とそれを取り囲む外輪山が地形的な特徴であり、西側にある外輪山を横切る峡谷部（立野火口瀬）では非常に強い東風が吹くことがある（第1図）。これを人々は「まつぼり風」と呼んでいる（早水・山鹿 1950）。この強風によって柳の木が倒れたり、強風域に位置する大津東小学校では児童の歩行が困難になることから休校になったりする（小野寺 1975）。また、作付けされた大麦の脱芒が

起こり、これが減収要因となる（黒瀬ほか 2002b）、などといった被害が報告され、「まつぼり風」はこの地域に暮らす人々の生活に影響を及ぼしている。

この地域に暮らす人々の間では、「まつぼり風」は阿蘇山から吹きおろす風として経験的に理解されている。その一方、気象学的な観点からは多くの議論がなされてきた。早水・山鹿（1950）や吉野（1961）は、高気圧圏内での夜間の放射冷却によって阿蘇盆地に溜まった冷気の流出により「まつぼり風」が発生するとした。これに対して小野寺（1975）は、高気圧起源で発生する冷気流出とは機構を異にした、低気圧起源の“大「まつぼり風」”の存在を挙げた。様々な議論のある「まつぼり風」の吹走メカニズムに関して、黒瀬ほか（2002a, b）の現地観測によって、ようやく「阿蘇おろし（高気圧圏内の阿蘇盆地に溜まった冷気の流出）」と「まつぼり風（九州南岸に低気圧が接近し、阿蘇山上空の風による地形の力学的効果によって吹く風）」が明確に区分された。その後、メソ気象モデルを用いた数値計算によって、外輪山と立野火口瀬といった特徴的な地形が山越え気流・地峡風の複合型の

*1 首都大学東京 都市環境学部（現：京都大学大学院地球環境学舎）。

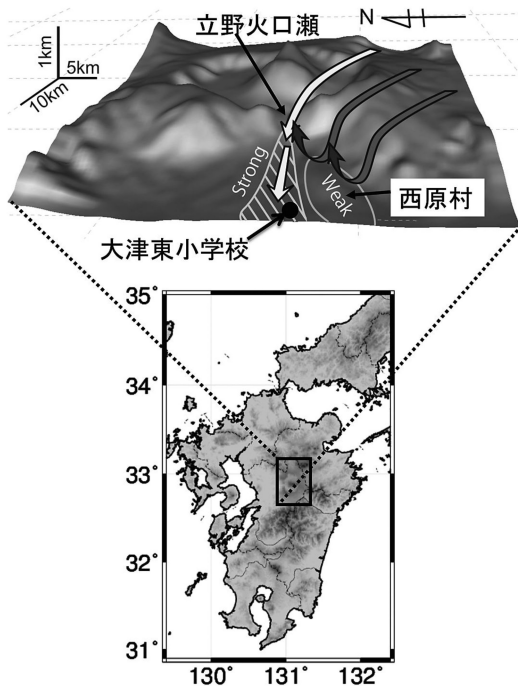
*2 首都大学東京 都市環境科学研究科（現：損保ジャパン日本興亜リスクマネジメント株式会社）。

*3 首都大学東京 都市環境科学研究科。

*4 (連絡責任著者) 首都大学東京 都市環境科学研究科、〒192-0397 八王子市南大沢1-1。

—2014年3月24日受領—

—2014年9月20日受理—



第1図 「まつぼり風」の吹走メカニズムの概念図 (Inamura 2013の Fig.36に加筆)。白い矢: 「まつぼり風」を起こす風の流れ, 灰色の矢: 「まつぼり風」吹走地域の南側での弱風を起こす風の流れ。

局地風を発生させていること (稲村ほか 2009), 山越え気流の振る舞いの違いによって強風域・弱風域といった風速の地域差が形成されること (Inamura 2013), などが明らかにされている。

第1図は, Inamura (2013) で示された「まつぼり風」吹走メカニズムの概念図である。メソ気象モデルを用いたこの研究では, 「まつぼり風」常襲地帯である立野火口瀬において, 外輪山を越える山越え気流と谷地形による地峽風が複合的に発生し強風域になるとされている。これに対して, 立野火口瀬の南側に位置する西原村周辺では, 外輪山を越える気流によるおろし風が発生するものの地峽風の効果はなく, ハイドロリック・ジャンプ現象によって弱風域になるという考察がなされている (Inamura 2013)。その一方, 弱風域とされる西原村には「風当 (かざあて)」という地名も存在し (第2図c), 山越え気流による強風が発生する可能性が示唆される。しかしながら, 実際に西原村で風が観測された例は, 筆者たちが知る限りない。

「まつぼり風」の吹走範囲に関しては, 現地調査や耕地防風林の空中写真判読から吹走範囲の推定が行われてきた (吉野 1968; 小野寺 1975)。ほかにも「まつぼり風」吹走時に, 独自に観測した外輪山の切れ目の東西断面の風速と阿蘇周辺の AMeDAS の風速とを比較することにより局地性が評価されている (黒瀬ほか 2002b)。これらに鑑みて, 本研究では以下の点に着目して解析を行う。

- Inamura (2013) による第1図は, メソ気象モデルを用いた数値実験によって得られたものであり, 実測データを用いて検証されたわけではない。本研究では, 筆者たちが大津東小学校で行っている定点観測 (松山・泉 2014a) と「まつぼり風」吹走時に行った移動観測, および数値実験を通じて, 第1図の妥当性を検討する。
- 数値実験によって「まつぼり風」吹走事例が再現された場合, 時空間的に連続したデータが得られることになる。そこで, それらを解析することによって, Inamura (2013) で示された「まつぼり風」の強風域・弱風域 (第1図) を定量的に明らかにし, 「まつぼり風」吹走メカニズムのさらなる理解を目指す。

2. 調査地, 調査方法

2.1 概要および定点観測

「まつぼり風」の吹走状況を捉えるために, 2013年3月14日から4月20日にかけて熊本県大津町に滞在した。そして, 「まつぼり風」と思われる強風が吹きそうな時には風速の移動観測を行うべく, 大津東小学校で待機した。具体的には, 3月20日, 24日, 27日, 4月2~3日, 5~6日, 20日であり, このうち3月20日, 4月5~6日, 20日には実際に移動観測を行った (松山・泉 2014b)。調査地は第2図の通りである。

これに先立ち, 筆者たちは2011年8月から, 「まつぼり風」常襲地域である大津東小学校の屋上に, Luft 製総合気象観測装置 WS500-UMB を設置し, 定点観測を行っている (第2図c, 松山・泉 2014a)。校舎の高さは8m, 屋上から測器の高さは2.2mであり, 地上高は10.2mである。観測項目は, 10分間平均風速および風向, 気温, 湿度, 気圧である。この観測装置により「まつぼり風」がいつ吹いたのか, また, それがどの程度の風なのかが分かる。

定点観測結果を用いて, 次に述べる「まつぼり風抽出条件」に照らし合わせ, 2013年3月14日~4月20日

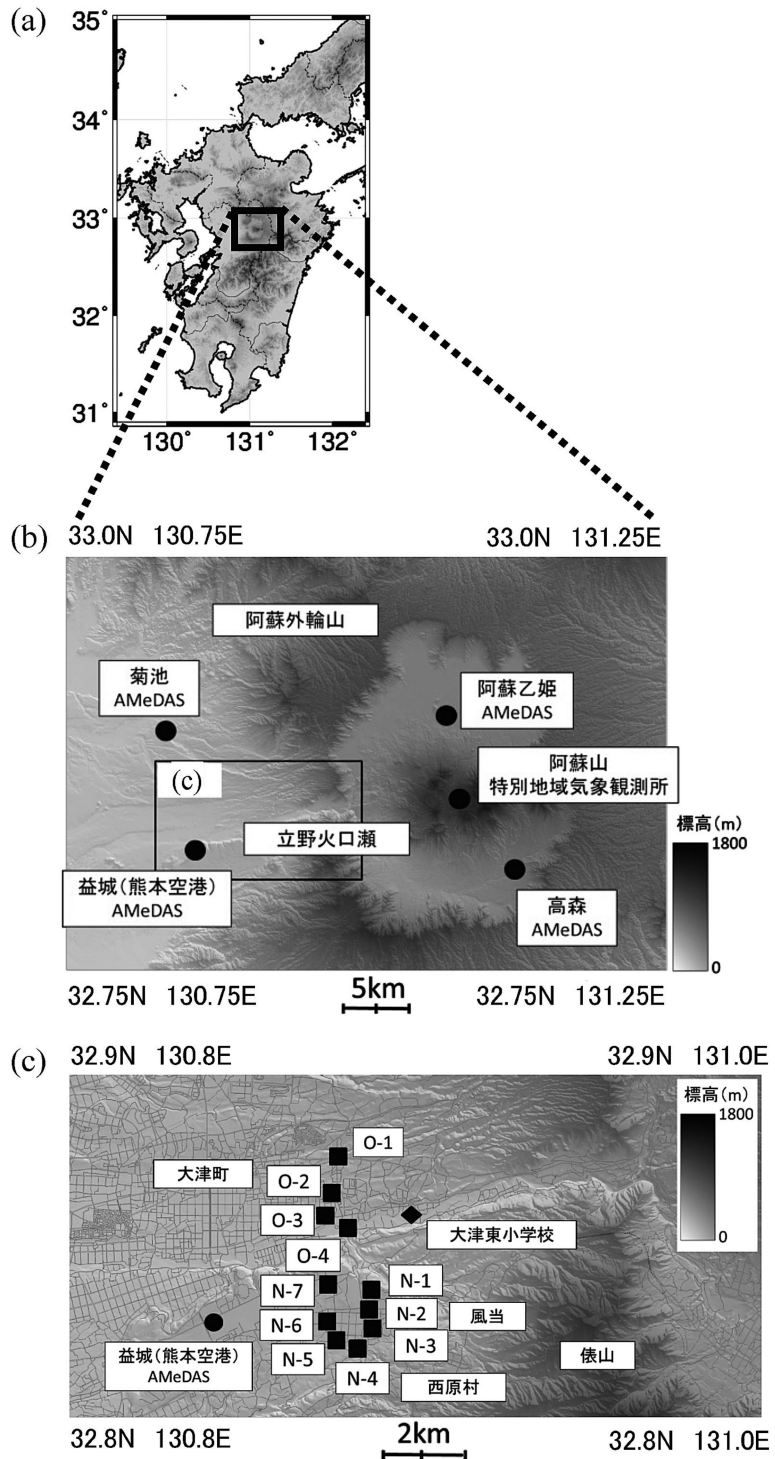
の期間中「まつぼり風」が吹走した日時を抽出した。

ここで、「まつぼり風」の特徴を以下に示す(黒瀬ほか 2002b)。

- ① 風害が発生するほどの強風
- ② 外輪山の切れ目一帯で特に強い風
- ③ 東風
- ④ 阿蘇山上空(約1,500 m)で南東方向からの強風

黒瀬ほか(2002b)でも述べられている通り、「まつぼり風」を規定する風速値は無い。そこで、黒瀬ほか(2002b)、Inamura(2013)の抽出条件を参考に上記の特徴を数値化し、「まつぼり風」として抽出した。なお、以下で述べる気象庁の観測値は気象庁ホームページより入手した。

①については、2011年8月から2013年9月までの大津東小学校の風速の99パーセンタイル値(10.12 m/s)または95パーセンタイル値(6.87 m/s)以上の風が吹走することを抽出条件とした。②については、大津東小学校の風速がバックグラウンド風速(第2図bのAMeDAS阿蘇乙姫、高森、菊池の風速の平均値)の2倍以上となることを抽出条件とした。③については、大津東小学校の風向が東北東～東南東となることを抽出条件とした。④については、阿蘇山特別地域気象観測所(以下、ことわりのない限り阿蘇山と記



第2図 地域概要図。(a)九州地方、(b)阿蘇山周辺、(c)現地観測を行った地域。●：気象庁による定点観測地点、◆：独自の定点観測地点、■：移動観測地点。地点番号は第1～4表に対応する。

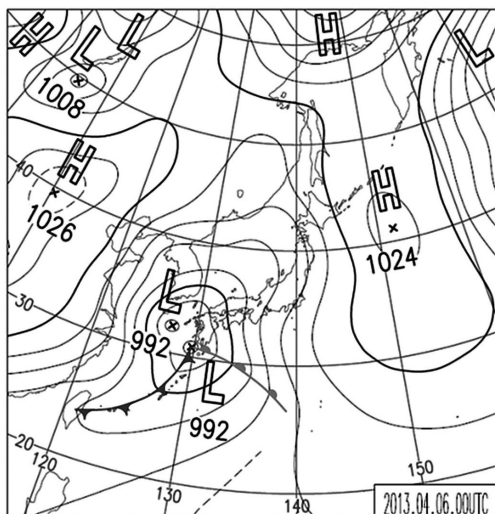
す)の風速が8 m/sを超えることを抽出条件とした。これは、黒瀬ほか(2002b)やInamura(2013)で述べられているように、上空で強い南東風が吹くことで「まつぼり風」が吹走するとされているためである。

大津東小学校では、地上10.2 mに気象観測装置を設置し風の観測を行ったが、阿蘇山では地上10.0 m、阿蘇乙姫では地上10.2 m、高森では地上10.3 m、菊池では地上6.5 mに風向・風速計が設置されている。このため、大津東小学校と阿蘇山およびAMeDAS 3地点の風速とを単純に比較した場合には菊池の風を過小評価することになる。しかしながら、AMeDAS菊池における周辺環境が不明であることから、今回の「まつぼり風」判定には風向・風速計の設置高度の違いによる補正は行わなかった。2.2節で述べる風速の対数則(近藤1994)を用いて菊池の風速を補正した場合、8%の過小評価となったが、バックグラウンド風速の算定結果には大きく影響を与えないと考えられる。

2013年3月14日から4月20日までの期間で、前述した①～④の条件を全て満たすのは、4月5～6日の事例のみであった。そのため、以下ではこの日の結果についてのみ示すことにする。

2.2 移動観測

2013年4月5～6日には発達した低気圧が九州南岸に接近し、小野寺(1975)で示されているような、まつぼり風が吹走しやすい気圧配置になっていた(第3



第3図 2013年4月6日09時の地上天気図(気象庁天気図CD-ROMによる)。

図)。そのため、4月5日から6日にかけて、第1～4表に示した4回、移動観測を行った。

大津東小学校体育館横の駐車場で強風を待ち、強風が吹き始めた段階で移動観測を開始した。大津町から西原村にかけて車で移動し、携帯型プロペラ式風速計(AVM-715, 佐藤商事, 起動風速0.4 m/s, 精度(±2%+0.2) m/s)とGPS(GPSLOG, アイ・オー・データ機器)を用いて、大津町で4地点、西原村で7地点、全11地点を回る移動観測を行った(第2図c)。観測地点は、風上に建物や木々が無く構造物の影響が少ないと思われる場所を選定した。現場では、東向きに立ち東風を捉えた。観測地点1地点につき風速を1秒間隔で3分間計測し、3分間平均をその地点の風速とした。

この時に取得したのは、大人でも立つのが困難であるほどの強風が吹いていた時のデータである。現場では水準を取ったりはしなかったが、過酷な状況の下、最善と思われる方法で風速の観測を行い、研究に必要なデータは取得できたと考えた。そして、このデータを用いて、「まつぼり風」の吹走範囲、および吹走メカニズムについて考察した。

ここで、大津東小学校屋上(10.2 m)と、観測者が風速計を手に掲げた際の観測高度(2 m)の違いを考慮しなければ、風速の地域差を議論できない。そこで大津東小学校の風速を近藤(1994)による風速の対数則を用いて、高度2 mの値に補正した。大津東小学校の風速を補正したのは、(1)移動観測地点の風速は周辺環境の違いが影響し、それらを同条件で補正するのは問題があると考えたこと、(2)高さ2 mの観測値を10.2 mの値に補正する場合(外挿)よりも、高さ10.2 mの観測値を2 mの値に補正する場合(内挿)の方が、誤差は少なくなると考えられること、(3)移動観測を行った11地点の観測値を補正するよりも、大津東小学校屋上1地点の観測値のみを補正する方が、補正に伴う不確かさが小さくなること、による。なお、以下で述べる方法で、移動観測の結果を高さ10.2 mの値に補正した場合でも、3章で述べる風速の時空間分布にみられる特徴には大きな違いはなかった。

本来、大気が中立の状態でないとき風速の対数則は成り立たず、本事例のような安定状態(後述する第7図)ではモニン・オブコフの相似則が成り立つとされている。しかしながら、定点観測および移動観測で鉛直風速を計測していないため、モニン・オブコフ相似

第1表 2013年4月5日18～20時における定点・移動観測の結果。地点番号は第2図cに対応する。

地点名	観測時刻	平均風速 (m/s)	最大瞬間風速 (m/s)	突風率 ($\frac{\text{最大瞬間風速}}{\text{平均風速}}$)	風速比 ($\frac{\text{大津東小学校}}{\text{各地点}}$)
大津東小学校 (観測高度2m補正值)	18:00-20:00	5.8	12.2	2.1	
阿蘇山 (観測高度10m)	18:00-20:00	8.1	15.0	1.9	
O-1	18:00-18:03	3.4	8.5	2.5	1.7
O-2	18:19-18:22	4.2	7.9	1.9	1.4
O-3	18:26-18:29	3.5	7.2	2.1	1.7
O-4	18:33-18:36	3.3	5.2	1.6	1.8
大津町4地点 (観測高度2m)	18:00-18:36	3.6			1.6
N-1	18:59-19:02	3.0	5.3	1.8	1.9
N-2	19:04-19:07	4.2	7.4	1.8	1.4
N-3	19:10-19:13	4.8	7.7	1.6	1.2
N-4	19:16-19:19	2.2	6.1	2.8	2.6
N-5	19:22-19:25	3.3	5.4	1.7	1.8
N-6	19:29-19:32	5.2	10.4	2.0	1.1
N-7	19:41-19:44	3.6	8.8	2.4	1.6
西原村7地点 (観測高度2m)	18:59-19:44	3.8			1.5
益城(熊本空港) (観測高度2m補正值)	18:00-20:00	4.0	7.8	2.0	1.5

第2表 第1表と同じ。ただし4月5日22時10分～6日00時の場合。

地点名	観測時刻	平均風速 (m/s)	最大瞬間風速 (m/s)	突風率 ($\frac{\text{最大瞬間風速}}{\text{平均風速}}$)	風速比 ($\frac{\text{大津東小学校}}{\text{各地点}}$)
大津東小学校 (観測高度2m補正值)	22:10-0:00	6.5	13.9	2.1	
阿蘇山 (観測高度10m)	22:10-0:00	8.5	16.6	2.0	
O-1	22:12-22:15	6.0	11.4	1.9	1.1
O-2	22:20-22:23	4.1	9.0	2.2	1.6
O-3	22:26-22:29	3.3	7.3	2.2	1.9
O-4	22:33-22:36	4.3	8.2	1.9	1.5
大津町4地点 (観測高度2m)	22:12-22:36	4.4			1.5
N-1	22:49-22:52	0.7	2.0	3.0	9.6
N-2	22:55-22:58	0.4	1.5	3.6	15.5
N-3	23:02-23:05	1.4	3.9	2.8	4.7
N-4	23:10-23:13	0.8	1.9	2.4	8.1
N-5	23:16-23:19	2.7	5.7	2.1	2.4
N-6	23:23-23:26	5.0	8.1	1.6	1.3
N-7	23:56-23:59	4.2	6.9	1.6	1.6
西原村7地点 (観測高度2m)	22:49-23:59	2.2			3.0
益城(熊本空港) (観測高度2m補正值)	22:10-0:00	5.0	9.4	1.9	1.3

第3表 第1表と同じ、ただし2013年4月6日02時30分～04時の場合、()内の数値は、大津東小学校の風速が95パーセントイル値(6.87 m/s)を下回る時間帯の風速である。

地点名	観測時刻	平均風速 (m/s)	最大瞬間風速 (m/s)	突風率 ($\frac{\text{最大瞬間風速}}{\text{平均風速}}$)	風速比 ($\frac{\text{大津東小学校}}{\text{各地点}}$)
大津東小学校 (観測高度2 m 補正值)	2:30-4:00	9.4	21.0	2.2	
阿蘇山 (観測高度10 m)	2:30-4:00	9.8	18.3	1.9	
O-1	2:30-2:33	0.8	3.5	4.5	12.0
O-2	2:36-2:39	3.0	17.1	5.8	3.2
O-3	2:42-2:45	2.2	6.7	3.0	4.2
O-4	2:49-2:52	(1.7)	(3.8)	(2.2)	(5.4)
大津町4地点 (観測高度2 m)	2:30-2:52	1.9			4.9
N-1	3:07-3:10	(1.2)	(2.7)	(2.3)	(8.1)
N-2	3:12-3:15	(1.3)	(3.6)	(2.7)	(7.1)
N-3	3:18-3:21	(1.6)	(4.4)	(2.8)	(5.9)
N-4	3:27-3:30	(4.1)	(13.3)	(3.2)	(2.3)
N-5	3:34-3:37	3.9	10.0	2.9	2.4
N-6	3:40-3:43	5.0	10.0	3.3	1.9
N-7	3:53-3:56	1.7	3.9	3.5	5.6
西原村7地点 (観測高度2 m)	3:07-3:56	2.7			3.5
益城(熊本空港) (観測高度2 m 補正值)	2:30-4:00	2.5	7.8	3.1	3.8

第4表 第1表と同じ、ただし4月6日06時20分～07時50分の場合。

地点名	観測時刻	平均風速 (m/s)	最大瞬間風速 (m/s)	突風率 ($\frac{\text{最大瞬間風速}}{\text{平均風速}}$)	風速比 ($\frac{\text{大津東小学校}}{\text{各地点}}$)
大津東小学校 (観測高度2 m 補正值)	6:20-7:50	12.4	20.8	1.7	
阿蘇山 (観測高度10 m)	6:20-7:50	9.6	18.1	1.9	
O-1	6:20-6:23	9.4	17.3	1.8	1.3
O-2	6:30-6:33	8.8	16.6	1.9	1.4
O-3	6:40-6:44	5.2	10.9	2.1	2.4
O-4	6:47-6:50	2.2	5.5	2.6	5.7
大津町4地点 (観測高度2 m)	6:20-6:50	6.4			2.0
N-1	7:03-7:06	5.7	13.8	2.4	2.2
N-2	7:08-7:11	9.7	13.7	1.4	1.3
N-3	7:14-7:17	7.1	16.4	2.3	1.7
N-4	7:20-7:23	4.6	10.1	2.2	2.7
N-5	7:26-7:29	5.8	13.0	2.2	2.1
N-6	7:32-7:35	11.3	19.5	1.7	1.1
N-7	7:43-7:47	7.6	14.1	1.8	1.6
西原村7地点 (観測高度2 m)	7:03-7:47	7.4			1.7
益城(熊本空港) (観測高度2 m 補正值)	6:20-7:50	7.7	14.4	1.9	1.6

則での摩擦温位を算出することができない。これにより大津東小学校の風速を過小評価する可能性があるが、大津東小学校の風速が移動観測結果に比べて大きい場合には、過小評価することは大きな問題にはならない。これらの理由から対数則を用いて高度補正を施した。

補正方法としては、大津東小学校で観測された風速 (U_A) と観測高度 (Z_A)、地表面粗度 (Z_0) から、式 (1) を用いて摩擦速度 (u_*) を求めた。

$$u_* = \frac{0.4 U_A}{[2.3026 \times \log_{10} (Z_A / Z_0)]} \quad (1)$$

ここで、 u_* は摩擦速度 (m/s)、 U_A は高度10.2 mでの風速 (m/s)、 Z_A は観測高度 (10.2 m)、 Z_0 は地表面粗度 (m) である。 Z_0 は周辺環境から、平坦地における値0.01 (m) とした。

次に、式 (2) から大津東小学校における観測高度 2 m の風速 (U) を算出した。

$$U = \frac{u_*}{K} \times \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) \quad (2)$$

ここで、 U は大津東小学校における観測高度 2 m の風速 (m/s)、 u_* は摩擦速度 (m/s)、 K はカルマン定数 (0.4)、 Z は補正後の高度 (2 m)、 Z_0 は地表面粗度 (0.01 m) である。

一般に、移動観測を行った時刻に定点の風速が瞬間的に強くなった場合、移動観測値もたまたま強い風速を捉えた可能性があり、その逆も起こりうる。そのため、小沢・吉野 (1965) のように風速を時刻補正する方法も提案されている。今回の事例の場合、阿蘇山の風速を定点データとして時刻補正を施した解析も行ったが、時刻補正を施しても施さなくても結果は大きく違わなかったため、以下では時刻補正を施さない場合の結果を示す (第 1～4

表、および後述する第 8～11 図)。

以上のようにして、大津東小学校の風速と移動観測を行った各地点の風速とを比較することで、風速の地域差を評価した。

2.3 メソ気象モデルを用いた再現実験

次いで、2013年4月5～6日の事例を対象として、メソ気象モデル RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, Pielke *et al.* 1992) Ver 4.4 を用いた再現実験を行った。3.3節では、RAMS を用いた計算結果と観測値を比較し、実際の大気状態を再現しているかどうかを確認した。その後、風速の定点観測・移動観測のみでは考察するのが難しい総観規模の気象要素や、鉛直方向の気象要素を用いた考察を 4.2 節で行った。

モデルの計算条件を第 5 表に示す。本研究では、初期値および境界条件には気象庁のメソ数値予報モデル GPV (MSM) における 3 時間おきのデータを用いた。3 つの計算領域を第 4 図および第 6 表に示す。Grid 1 は総観場の状況を適切に取り込み、かつ西日

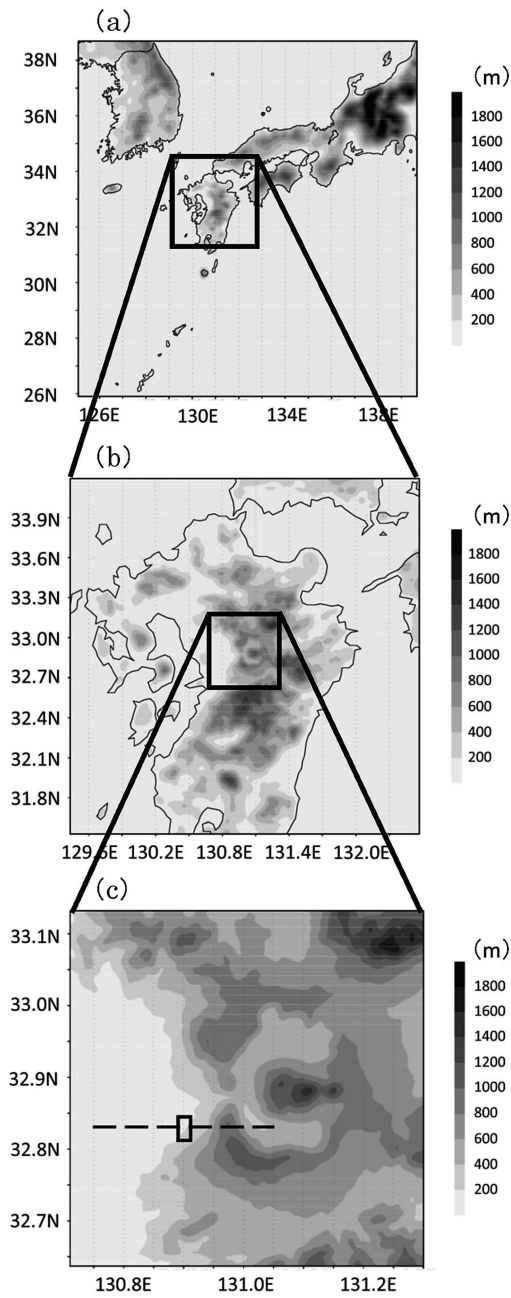
第 5 表 RAMS の計算設定。

基礎方程式	レイノルズ平均化された非静力学圧縮方程式系
差分スキーム	Time-split 法
計算格子構造	Leapfrog 法と Forward 法を併用した有限差分法
水平座標	Arakawa-C スタaggered 格子
鉛直座標	ポラーステレオ座標系
下面境界条件	σ_0 座標系
雲物理	陸面モデル LEAF-2
積雲対流	Walko <i>et al.</i> (1995)
放射	Modified Kuo (Grid 1 のみで使用)
初期条件・同化データ	Chen and Cotton (1983)
乱流モデル	気象庁 メソ数値予報モデル (GPV/MSM) 解析値
	水平: Smagorinsky Deformation
	鉛直: Mellor-Yamada Level-2.5

第 6 表 RAMS の計算格子の設定。

	Grid 1	Grid 2	Grid 3
計算領域の中心位置	32.5°N 132.5°E	32.89°N 131.00°E	32.890°N 131.000°E
水平格子サイズ (m)	10,000	2,000	500
水平格子数	150×150	82×82	114×114
鉛直格子サイズ (m) [*]	100-1,000	25-1,000	25-1,000
鉛直格子数	30	42	42
タイムステップ (sec)	6	3	1

^{*} Grid 1 では最下層が 100 m であり、以降 1.15 倍となっている。最大は 1,000 m である。Grid 2 および Grid 3 では Grid 1 の鉛直格子をさらに分割しており、地上第 1、2 層目を 4 分割、第 3、4 層目を 3 分割、第 5、6 層目を 2 分割している。



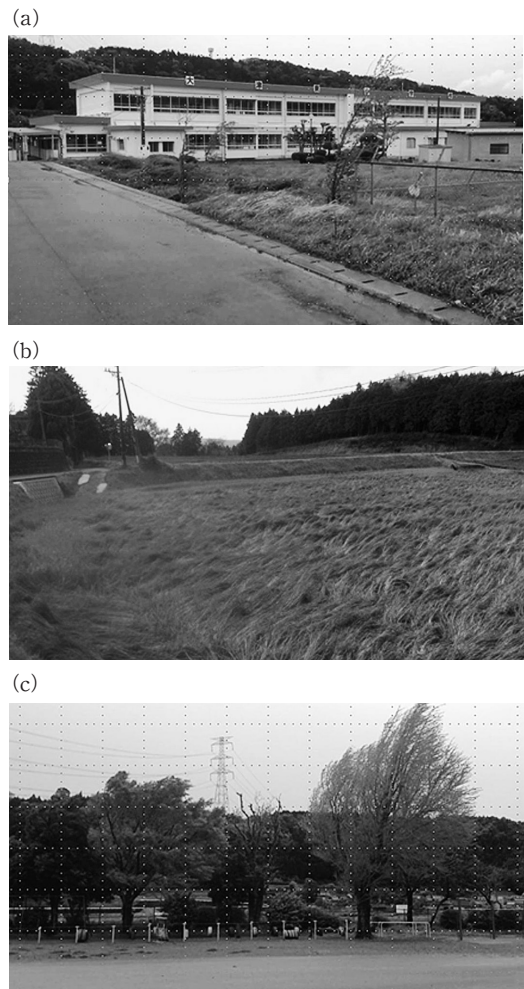
第4図 計算領域。(a) Grid1 (西日本, 東西1,500 km×南北1,500 km). (b) Grid2 (九州, 東西164 km×南北164 km). (c) Grid3 (阿蘇山周辺, 東西57 km×南北57 km). (c)の実線は西原村の風速を算出した領域(130.896E~130.911E, 32.829N~32.847N), 点線は第18~20図で示す32.838Nの東西断面。

本の気圧配置および風況を再現するためのもの、Grid 2は阿蘇山周辺の風系を再現するためのもの、Grid 3は「まつぼり風」の吹走状況を再現するためのものである。計算は双方向ネスティングで行い、計算期間は2013年4月5日09時~6日23時とした。

3. 結果

3.1 定点観測

2013年4月5日から6日にかけて吹いた「まつぼり



第5図 「まつぼり風」吹走時における大津東小学校周辺の様子(2013年4月6日06時頃撮影)。それぞれ写真左側から「まつぼり風」が吹走している。(a)木々は傾き、地表面の草花も大きく傾く。(b)麦が倒される。(c)大津東小学校校庭の銀杏の木が傾く。

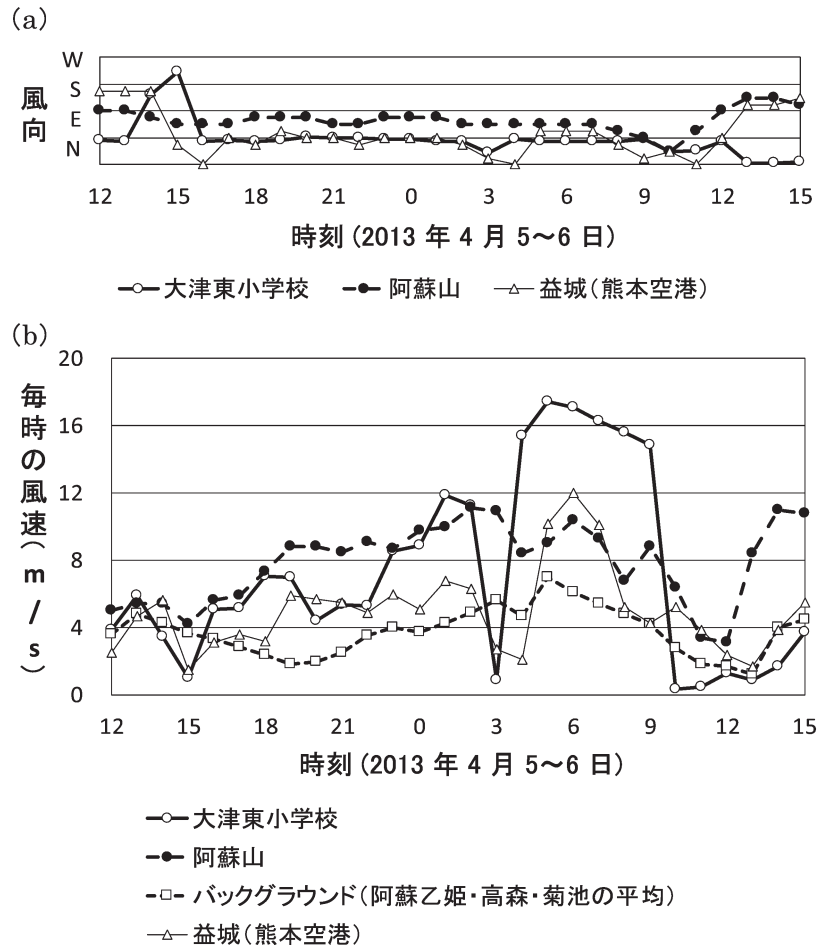
風」を、常襲地域である大津東小学校周辺で体感した(第5図a)。第5図は、この日一番強く吹いた4月6日06時頃の様子を示したものである。この時の強風は大人でも立つことが困難であり、周辺の木々の枝や葉が道路に散乱するほどであった。止まっている車も大きく揺られ、車のドアを開けるのも困難であった。「まつぼり風」の吹走は低気圧によるものであり(第3図)、当日も雨が降っていた。作付けされた麦は、その雨で重くなったところに「まつぼり風」が吹き、横倒しになっていた(第5図b)。この他、大津東小学校にある銀杏の木が大きく傾いている様子も捉えられた(第5図c)。以下では、この「まつぼり風」の吹走状況について考察していく。

先に示した第3図は、2013年4月6日09時の地上天気図である。5日から6日にかけて中国大陸から移動してきた低気圧は、992 hPaと発達して九州の南に接近した。この時の850 hPa天気図では(図省略)、九州に接近した低気圧を中心に反時計まわりに風が吹き、阿蘇山上空では南東風が吹いていた。

第6図に大津東小学校、阿蘇山、益城(熊本空港)の風向・風速、およびバックグラウンド風速を示す。阿蘇山の風向が東から南東に変わり始める5日16時から大津東小学校での風速が時間とともに増加した。5日18時に大津東小学校では95パーセンタイル値(6.87 m/s)を超え始め、5日20時から22時にかけて弱まるものの、23時から再び強く吹いた。6日の03時前後に一度強風は止むものの04時から09時までは99パーセンタイル値(10.12 m/s)を超えた非常に強い東風となった。大津東小学校での最大風速は6日05時

の17.4 m/sであり、6日06時03分には最大瞬間風速28.9 m/sを記録した。また、5日18時から6日09時までの間で、95パーセンタイル値を超える東風が吹走していた時間帯では、すべての時間帯でバックグラウンド風速との比が2.0を超えていた。以上のことから、大津東小学校で特に強い風が吹走したことが分かる。

第7図に2013年4月5日21時の福岡と鹿児島島の気温および温位の鉛直プロファイルを示す。気温の観測値は福岡、鹿児島ともに2,000 m付近に逆転層がみられる。温位は上空ほど高く、大気は安定状態であった。Arakawa (1969)によれば、局地風の発生には上空の逆転層が重要であり、逆転層が気塊に対してふたの役目をなすとされている。本事例でも、ここで述べられている状況がみられたことになる。

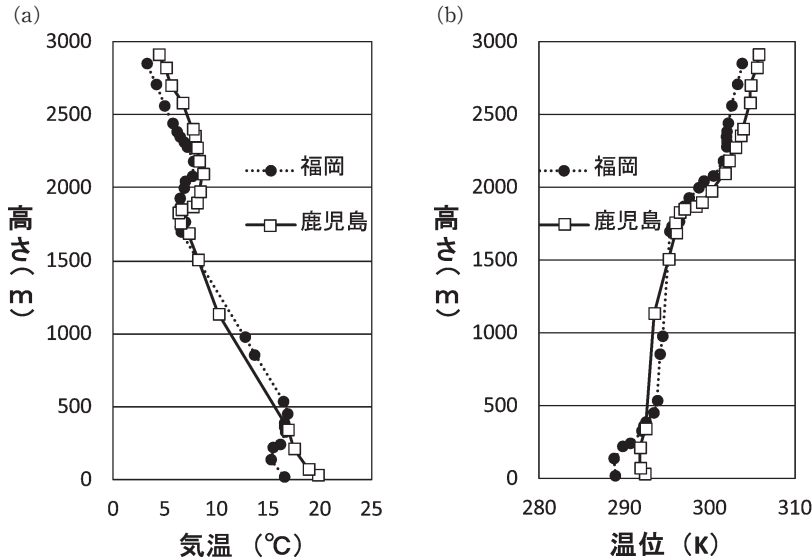


第6図 2013年4月5日12時～6日15時における各地点の(a)風向と(b)風速。

3.2 移動観測

第1回目の移動観測（4月5日18～20時）の結果を第8図および第1表に示す。大津東小学校の平均風速で5.8 m/sの東風に対し、大津町4地点の平均風速で3.6 m/s、西原村7地点の平均風速3.8 m/sの東風となっていた。最大瞬間風速は大津東小学校で12.2 m/sと他地点と比較しても非常に強く吹いたことが分か

る。突風率（最大瞬間風速／平均風速）は平坦地で1.5程度とされているが（真木ほか 2011）、本事例では、大津東小学校で2.1と大きな値になっており、平均風速に対して瞬間的に非常に強い風が吹いていた。他地点でもこの値がおおむね2.0程度となっていて、瞬間的に強く吹いている様子が分かる。大津東小学校との風速比は全地点で1.0を超え、大津東小学校では大津町4地点の1.6倍、西原村7地点の1.5倍程度強く吹いていた。

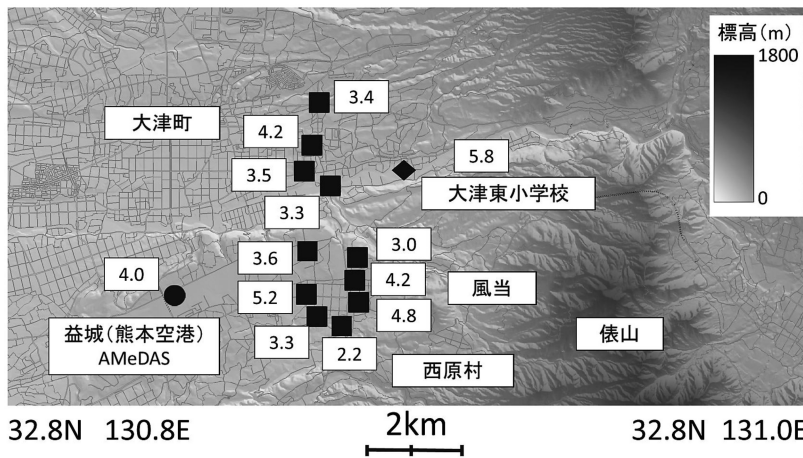


第7図 2013年4月5日21時の福岡と鹿児島における (a) 気温と (b) 温位の鉛直プロファイル。

第2回目の移動観測（4月5日22時10分～6日00時）の結果を第9図および第2表に示す。大津東小学校の平均風速で6.5 m/sの東風に対し、大津町4地点の平均風速で4.4 m/s、西原村7地点の平均風速で2.2 m/sの東風となっていた。最大瞬間風速は大津東小学校で13.9 m/sと他地点と比較しても非常に強く吹いたことが分かる。突風率は、大津東小学校で2.1と大きな値になっており、平均風速に対して瞬間的に非常に強い風が吹いた。他地点の突風率はおおむね2.0程度となっている。中には突風率が3.0を超える地点もあるが、これは平均風速が小さいためである。大津東小学校との風速比は全地点で1.0を超え、大津東小学校では大津町4地点の1.5倍、西原村7地点の3.0倍程度強く吹いていた。

32.9N 130.8E

32.9N 131.0E



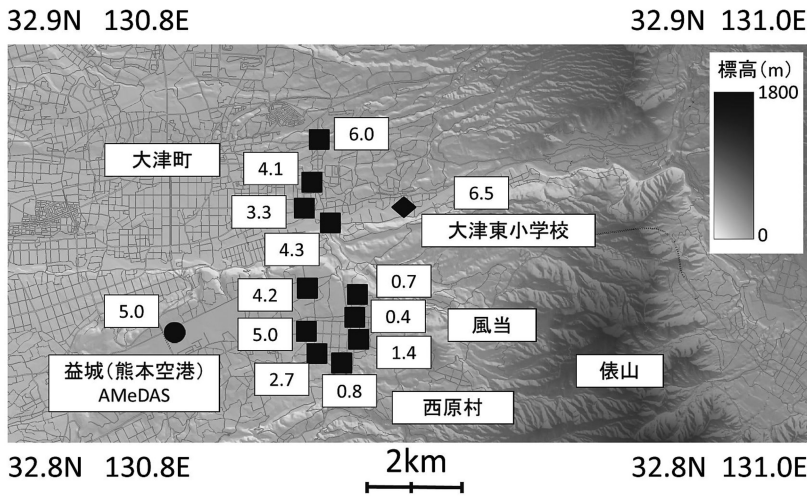
第8図 2013年4月5日18～20時において、移動観測で得られた各地点の風速（高度2 mの補正值，単位：m/s）。同時時間帯の AMeDAS 益城（熊本空港）の観測値も同時に示す。図の範囲は第2図cに対応する。

第3回目の移動観測（4月6日02時30分～04時）の結果を第10図および第3表に示す。この時間帯では、02時47分～03時29分の間、大津東小学校での高度10 mの風速が95パーセンタ

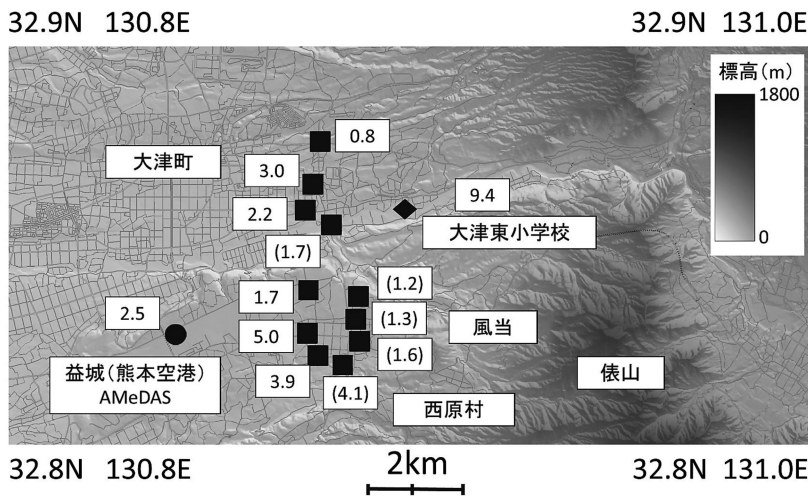
イル値 (6.87 m/s) 以下の値になった。本研究では大津東小学校での強風時における風速を解析するため、ここでは、02時47分から03時29分までのデータは除外した。それを踏まえたうえで、この時間帯には、大津東小学校の平均風速で9.4 m/sの東風に対し、大津町3地点の平均風速で1.9 m/s、西原村3地点の平均風速で2.7 m/sの東風となっていた。最大瞬間風速は大津東小学校で21.0 m/sと他地点と比較しても非常に強く吹いたことが分かる。また、突風率は、大津

東小学校で2.2と大きな値になっており、平均風速に対して瞬間的に非常に強い風が吹いたことが分かる。他にも突風率が大きくなっている地点があり、平均風速に対して瞬間的に強い風が吹いていたことが分かる。しかし、大津東小学校との風速比は全地点で1.0を超え、大津東小学校では大津町3地点の4.9倍、西原村3地点の3.5倍程度強く吹いていた。

第4回目の移動観測(4月6日06時20分~07時50分)の結果を第11図および第4表に示す。大津東小学校の平均風速で12.4 m/sの東風に対し、大津町4地点の平均風速で6.4 m/s、西原村7地点の平均風速で7.4 m/sの東風となっていた。最大瞬間風速は大津東小学校で20.8 m/sと他地点と比較しても非常に強く吹いたことが分かる。突風率は、大津東小学校で1.7となっており、第3回目の時間帯よりも小さくなり、常襲的に強い風が吹いていた。他地点ではおおむね突風率は2.0程度となっているが、この値が大きくなっている地点もある。大津東小学校との風速比は全地点で1.0を超え、大津東小学校では大津町4地点の2.0倍、西原村7地点の1.7倍程度強く吹いていた。ただし、西原村のN-6地点では平均風速で11.3 m/s、風速比で1.1と、この時間帯には大津東小学校と同程度の強い風が吹いていた(第11図、第4表)。これに関する考察は4章で述べる。



第9図 第8図と同じ。ただし4月5日22時10分~6日00時の場合。



第10図 第8図と同じ。ただし4月6日02時30分~04時の場合。()内の数値は、大津東小学校の風速が95パーセントイル値 (6.87 m/s) を下回る時間帯の風速である。

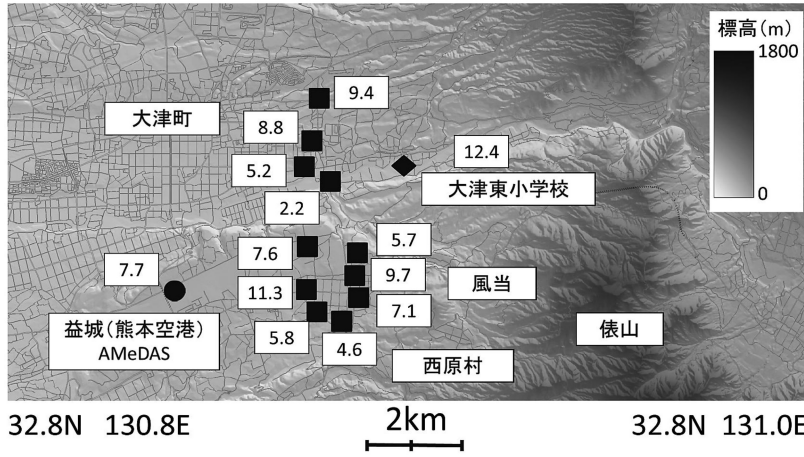
第3回目の時間帯よりも小さくなり、常襲的に強い風が吹いていた。他地点ではおおむね突風率は2.0程度となっているが、この値が大きくなっている地点もある。大津東小学校との風速比は全地点で1.0を超え、大津東小学校では大津町4地点の2.0倍、西原村7地点の1.7倍程度強く吹いていた。ただし、西原村のN-6地点では平均風速で11.3 m/s、風速比で1.1と、この時間帯には大津東小学校と同程度の強い風が吹いていた(第11図、第4表)。これに関する考察は4章で述べる。

3.3 再現実験

次いで、2013年4月5日12時~6日15時のGrid 3におけるモデル最下層(高度11.75 m)の風速の時系

32.9N 130.8E

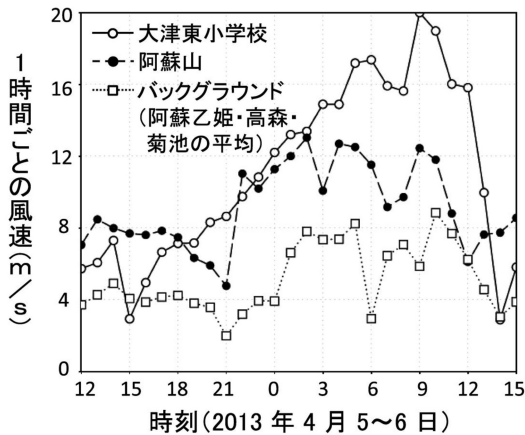
32.9N 131.0E



32.8N 130.8E

32.8N 131.0E

第11図 第8図と同じ。ただし4月6日06時20分～07時50分の場合。



第12図 再現実験による2013年4月5日12時～6日15時の各地点の風速(高度11.75m)。

列変化を第12図に示す。各地点は定点観測に最も近い格子点のデータを用いた。観測された阿蘇山の風速が8 m/sから12 m/s前後で時間とともに増加する様子(第6図b)が、再現実験でもおおむねよく示されている。それに伴い、大津東小学校での風速の増加やバックグラウンド風速もおおむね再現されており、大津東小学校周辺で特に強い風が吹いている。今回の再現実験では、6日09時から12時までの間、大津東小学校周辺で10 m/s以上の強い風が吹き続けているため、この点については定点観測と異なる結果となった(第6図b)。そのため、以後、6日09時以降の再現実験

結果に関しては考察を行わないことにする。

第13図は、4月5日19時のGrid 3におけるモデル最下層の風の分布を示したものである。この図の点線内(第8図に対応)では、東側の立野火口瀬付近で風が強く、南西部ほど風が弱くなっている。観測値(第8図)とは観測高度が異なるため、風速そのものは直接比較できないものの、これらの特徴は観測された風速の分布とよく対応している。また、以下で述べる4月6日00時や07時の風の分布図(第14, 16図)と比較すると、第13図の点線内の風速は全体的に弱く、これも観測値(第8, 9, 11図)とよく対応している。

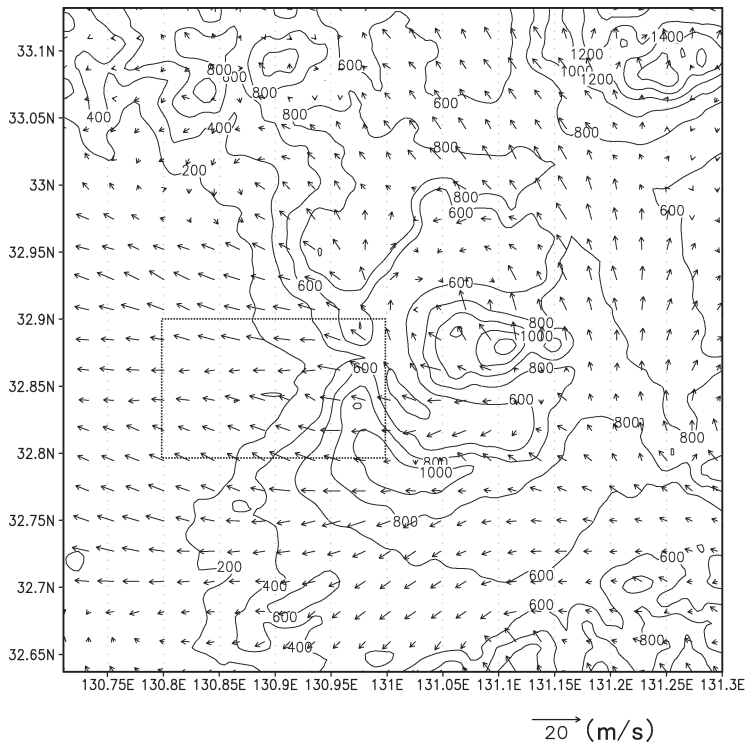
4月6日00時には、Grid 3の点線内の東側(立野火口瀬)で強風、南側で弱風、北～北西側で強風となっており(第14図)、これもまた、観測された風速分布の特徴(第9図)をよく再現している。また、同日04時には、Grid 3の点線内の北側では若干風速が強めとなっているが、立野火口瀬の強風と西側の弱風域(第10図)はよく捉えられている(第15図)。さらに、4月6日07時には、西原村での強風(第11図)がよく再現されている(第16図)。

このように、RAMSを用いた数値実験でも、4月5～6日に吹走した「まつぼり風」の時空間的特徴がよく再現されたと言える。そこで4.2節では、再現実験に基づいた「まつぼり風」の吹走メカニズムについて考察を加える。

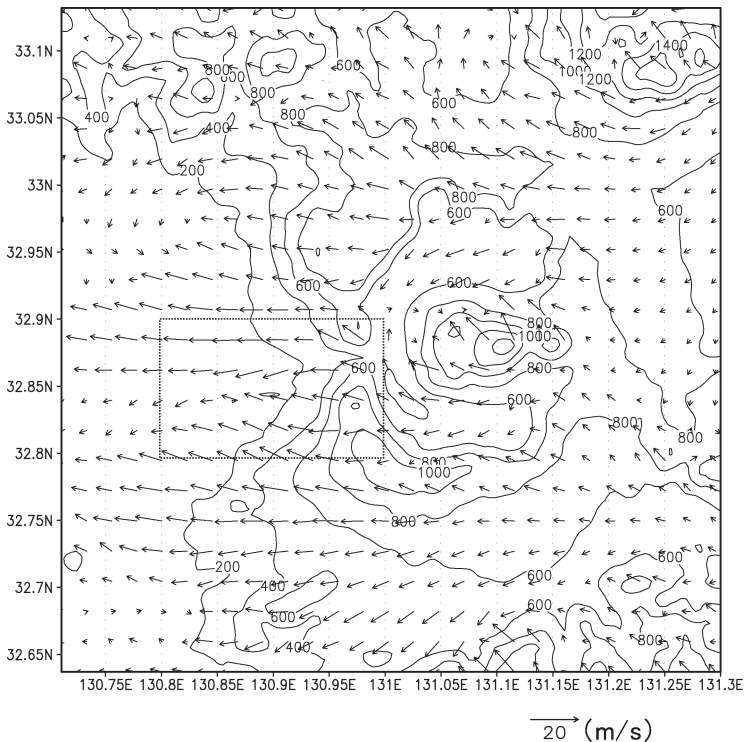
4. 考察～「まつぼり風」吹走時の局地性形成メカニズム～

4.1 定点・移動観測結果から

計4回の移動観測における、地域別の平均風速を示した第1～4表から、阿蘇山の風速の増加に伴って大津東小学校の風速も増加したことが分かる。また、第1回目から第3回目までの観測では、大津東小学校の風速が大津町と西原村の風速よりも大きく、大津東小学校周辺での強風域、大津町周辺での強風の弱まり、



第13図 再現実験による2013年4月5日19時の風の分布(高度11.75 m)。第8図に対応する範囲を点線で示した。数値は標高を示している。

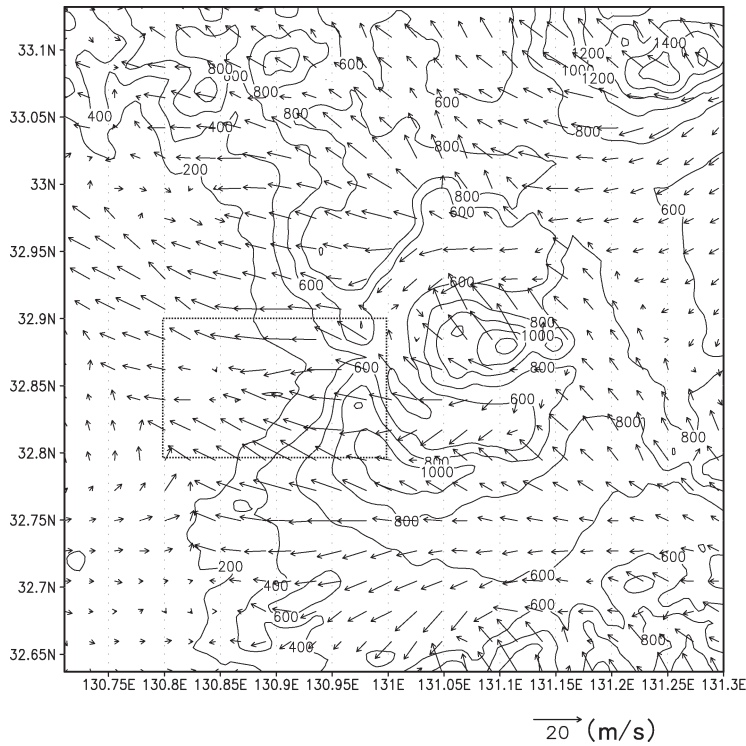


第14図 第13図と同じ。ただし4月6日00時の場合。

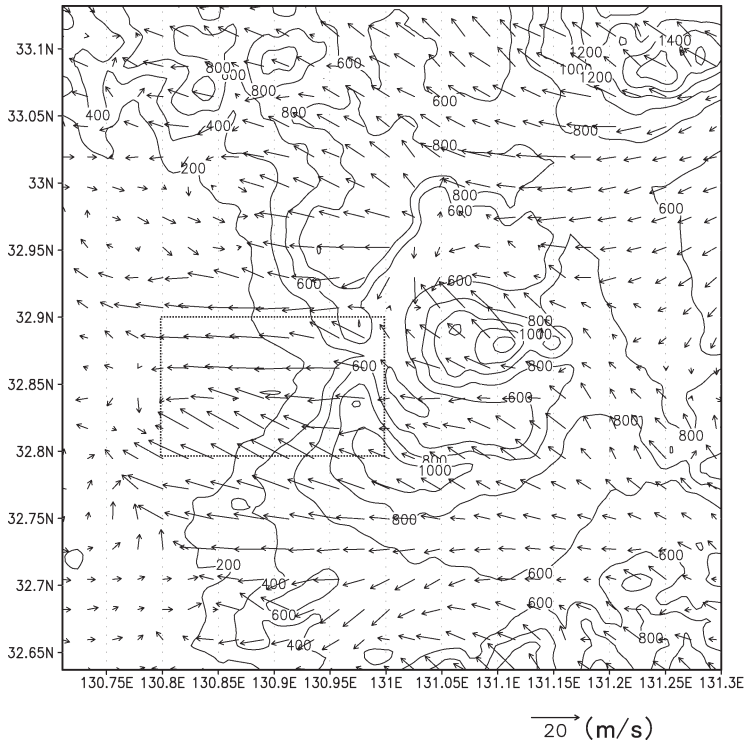
西原村での弱風域が観測された。この地域差に地峡風の効果が含まれている可能性がある。

地峡風の効果に関して、佐々木ほか(2004)では、山形県庄内地方に発生する清川ダシで峡谷前後の気圧差と風速の加速との関係を地峡風の効果と考察している。「まつぼり風」に関しても、立野火口瀬を谷の入口と考えた場合に気圧差が発生するとされている(稲村ほか 2009)。本事例で気圧を測ることはしなかったが、立野火口瀬の入口と出口に気圧差が発生し、大津東小学校において風速の増加がみられた可能性がある。なお、西原村で第4回目に観測された強風については、地形的に見て地峡風効果の関与は考えにくい。

3章で得られた特徴的な結果として、第3回目の観測では大津東小学校と西原村の風速比が3.5と大きくなり、西原村では極端に風が弱くなったことが挙げられる。また、第4回目の観測でも、大津東小学校と西原村では平均風速に違いがみられた。しかし観測地点によっては、西原村の風速が大津東小学校の風速と同程度となり(第4表)、弱風域になるとされる西原村でも、非常に強い東風が吹走することが示された。1章で述べたように、Inamura(2013)は西原村の風速が立野火口瀬一帯よりも弱くなる原因として、



第15図 第13図と同じ。ただし4月6日04時の場合。



第16図 第13図と同じ。ただし4月6日07時の場合。

西原村の東側にある俵山(第2図c)を越えた気流によるハイドロリック・ジャンプ現象を挙げている(第1図)。

これらのことを踏まえ、山を越える浅水波の振る舞いを扱った理論的研究(Saito 1992)に今回の観測結果を当てはめ、どの程度の風が流入すると俵山を越える気流がハイドロリック・ジャンプ現象を起こすのかを確認する。ここでは、俵山を左右対称の山、流入する流体の高さを安定層で挟まれた2層流体と仮定して、ハイドロリック・ジャンプ現象を起こす目安の風速を算出する。なお、このような計算は、児玉ほか(2013)など山越え気流を扱った研究で多数行われており、齊藤(1994)では水平方向に約10 km、鉛直方向に約1,000 mのベル型の山を想定した議論となっている。「まつぼり風」は阿蘇外輪山の西側における山越え気流であり、阿蘇外輪山が東西約18 km、南北約25 km、俵山の比高が約800 m(地形図より読み取り)であることを考えると、「まつぼり風」に関して2層流体を適用しても、空間スケールとしては問題ないとする。

Saito(1992)のFig.1(以下、レジーム図)に基づき、上流側の流れの深さで無次元化した山の高さ(式(3)の M_c)と重力波の位相速度で無次元化した上

流側の流速 (式(4)の F_0) を用いて、ハイドロリック・ジャンプ現象を起こす上流の流速を求めた。なお、本事例では、対象地域を安定層で挟まれた2層流体と仮定しているので、流体に働く重力から浮力を差し引いた力が正味の重力となる。そこで、式(4)の重力加速度として式(5)の g^* を用いた。

$$M_c = \frac{m_c}{h_0} \quad (3)$$

ここで、 M_c は上流側の流れの深さで無次元化した山の高さ、 m_c は山の高さ (m)、 h_0 は流体の深さ (m) である。

$$F_0 = \frac{U_0}{\sqrt{g \times h_0}} \quad (4)$$

ここで、 F_0 は重力波の位相速度で無次元化した上流側の流速、 U_0 は上流側の流速 (m/s)、 g は重力加速度 (m/s²)、 h_0 は流体の深さ (m) である。

$$g^* = g \times \frac{\Delta\theta}{\theta_0} \quad (5)$$

ここで、 g^* は重力から浮力を差し引いた場合の重力加速度 (m/s²)、 g は重力加速度 (9.81 m/s²)、 $\Delta\theta$ は安定層上下の温位差 (K)、 θ_0 は下層の温位 (K) である。これらの式に俵山の比高 $m_c=800$ (m)、逆転層高度 $h_0=2,000$ (m) を代入すると $M_c=800/2000=0.4$ となる。ハイドロリック・ジャンプ現象が起こる F_0 の条件は Saito (1992) のレジーム図より、おおよそ $0.4 \leq F_0 \leq 1.8$ の範囲である。

第7図の逆転層高度1,764 (m) から2,277 (m) の温位差 $\Delta\theta=302-296.5=5.5$ (K)、2,000 (m) までの平均温位 $\theta_0=293.7$ (K) とすると、これらの式よりハイドロリック・ジャンプ現象を起こす上流側の東風の流速 U_0 (m/s) は、おおよそ $7.7 \leq U_0 \leq 30.8$ の範囲となる。上流側の流速を阿蘇山の風速とみなすと、移動観測を始めた4月5日18時には、阿蘇山ですでに7.3 m/sの南南東の風が吹いている (第6図)。これらのことを踏まえると、本事例の風速はハイドロリック・ジャンプ現象が起こるか起こらないかの境界付近の値であることが分かる。

ここで、第6図bの益城 (熊本空港) の風速は4月5日18時から6日02時までは約5 m/sとほぼ一定になっている。それが03時から04時にかけて弱まり、05時から07時にかけては10 m/sを超えた風となっている。Saito (1992) によれば、山を越える流体は一般流が小さい場合、流れは山の上で加速する。加速の度合いは上流側と下流側で対称であり、山の下流側で

は流れは流入側の状態に戻る亜臨界の状態となる。さらに一般流が強くなると、ハイドロリック・ジャンプ現象が起こる。ハイドロリック・ジャンプ現象は流速が小さいほど障害物に近い場所に生じ、流速が大きいほど大きな速度で後面に移動する。

これらのことを考慮すると、第1回目から第2回目までの移動観測で捉えた気流は Saito (1992) の亜臨界の状態に近かったと考えられる。第3回目の移動観測は俵山を越えた気流によるハイドロリック・ジャンプ現象が西原村付近で起こって弱風となり、第4回目の移動観測では、ハイドロリック・ジャンプ現象が益城 (熊本空港) よりもさらに西側で起こったため、西原村でも大津東小学校と同程度の風 (おろし風) が吹走したと考えられる。

4.2 再現実験結果から

以上に鑑み本節では、4月5日から6日にかけて吹走した「まつぼり風」に対して、再現実験の結果に基づき、大津東小学校周辺と西原村の風速差に関する考察を行う。移動観測では、第1回目から第3回目までは大津東小学校と西原村において風速の違いがみられ、大津東小学校で特に強い風が吹いていた (第1～3表および第8～10図)。第4回目の移動観測では、大津東小学校と西原村で風速の違いがみられたものの、西原村でも大津東小学校と同程度の強い風が吹いていた地点があった (第4表および第11図)。

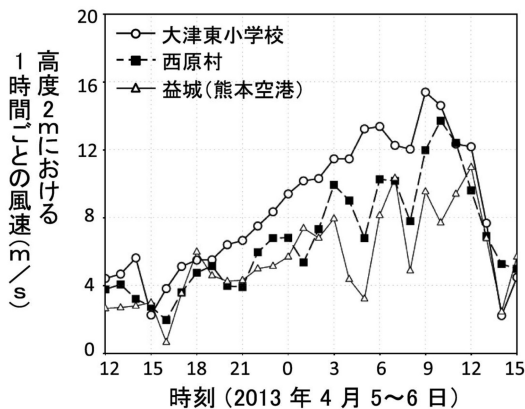
ここでは、移動観測と再現実験での西原村の風速とを比較し、「まつぼり風」吹走時の西原村での弱風および強風について考察を加える。なお、再現実験での西原村の風速は第4図cの実線部分 (130.896E～130.911Eと32.829N～32.847N) の東風の平均値とした。またRAMSの第1層の高さが11.75 mなので、移動観測値と比較するため、2.2節と同様の手順で風速の対数則を用いて高度2 mの値に補正した。

第17図に再現実験による大津東小学校、西原村、益城 (熊本空港) の風速 (高度2 mの補正值) を示す。西原村の風速は益城 (熊本空港) の風速よりも基本的に大きく、風速の時間変化には似た傾向があることが分かる。この図の特徴として、5日18時～6日03時には、西原村および益城 (熊本空港) の風速が6 m/s程度と一定で推移しているが、6日03～06時には、西原村および益城 (熊本空港) で極端な弱風となり、6日06～09時には西原村で大津東小学校と同程度に強く吹く場合もあることが挙げられる。ここでは、この弱風域・強風域の形成要因について考察する。

風の吹き方が変化した理由について、外輪山により近い西原村の風速が益城（熊本空港）の風速よりも基本的に強いことから、外輪山を越える気流によるおろし風の発生が示唆される。また、風速に特徴的な時間変化がみられるのは、4.1節で述べたように、Inamura (2013) が指摘したハイドロリック・ジャンプ現象の起こる位置が大きく関係していると考えられる。そこで Grid 3 において、西原村から東側にある俵山、西原村の西側にある益城（熊本空港）を通る 32.838N の東西断面（第 4 図 c の点線）における東西鉛直風ベクトルと東西風速を、移動観測の時間帯に合わせてそれぞれ作成した。

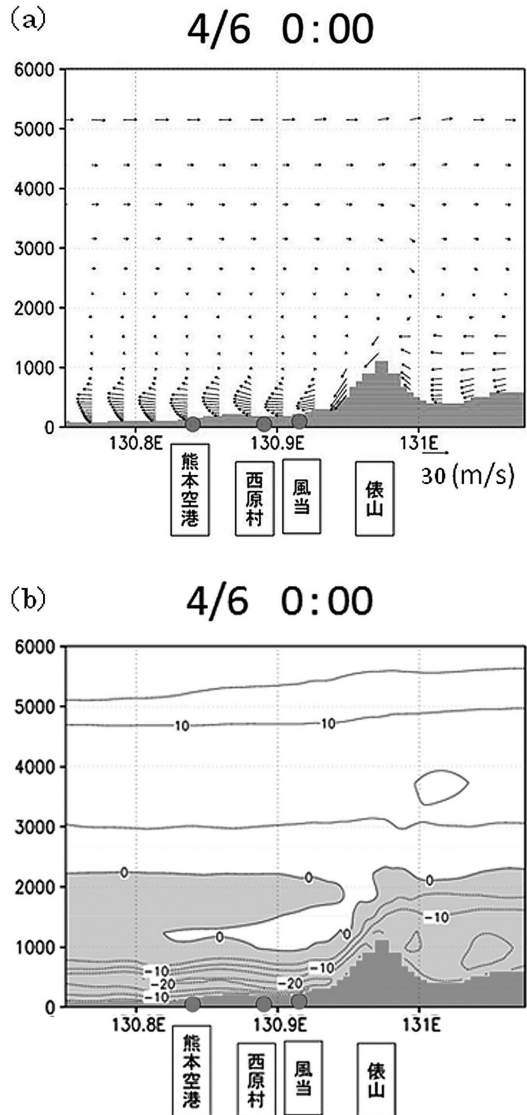
第18図は、西原村および益城（熊本空港）の風速が 6 m/s 程度と一定で推移していた 6 日 00 時の再現実験結果である。この時間帯では俵山を越える気流によるハイドロリック・ジャンプ現象とそれに伴う東風の減少は顕著にはみられない。これは Saito (1992) で示された亜臨界の状態に近い現象であると考えられる。

第19図は、西原村および益城（熊本空港）で極端な弱風となった 6 日 04 時の再現実験結果である。この時間帯では俵山を越える気流が西原村から益城（熊本空港）にかけての上空で大きく跳ね上がり、その位置で東風の弱まりがみられた。この気流の跳ね上がりが Saito (1992) で示された、ハイドロリック・ジャンプ現象であると考えられる。なお、「どの程度跳ね上がったらハイドロリック・ジャンプと言えるのか？」という判断は主観的にならざるをえない。しかしなが



第17図 再現実験による2013年4月5日12時～6日15時の各地点の風速（高度2mの補正值）。

ら、式(3)～(5)および Saito (1992) のレジーム図から本事例はハイドロリック・ジャンプが起こる条件をほぼ満たしていること、また風向・風速の3次元的な分布、および西原村と益城（熊本空港）における風向・風速の時系列変化（後述する第21図）から総合的に判断し、この時間帯にはハイドロリック・ジャンプ



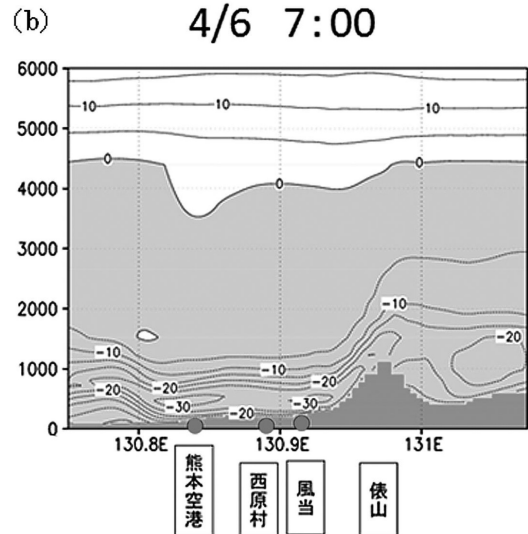
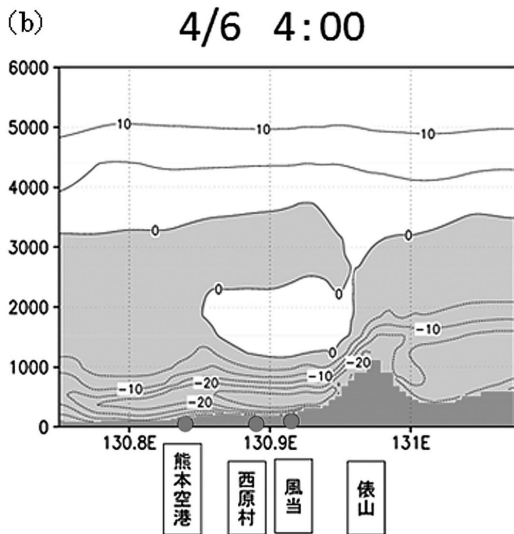
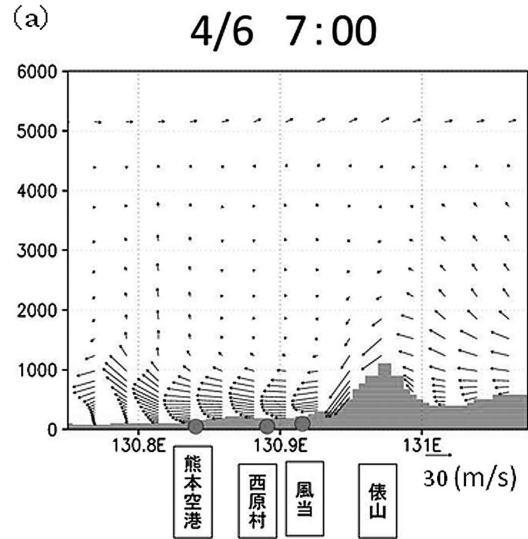
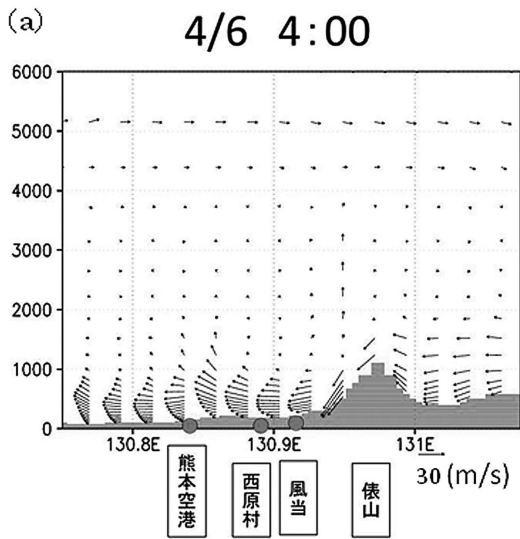
第18図 2013年4月6日00時における (a) 東西鉛直風ベクトル, (b) 東西風速（縦軸はm, 図中の単位はm/s). 断面は第4図cの点線に対応する。(b)において、濃いハッチは地形を、薄いハッチは東風の領域を、それぞれ示す。

が起こっていると考えるのが妥当であると考えた。

第20図は、西原村での風速が大津東小学校と同程度に強くなる地点もあった6日07時の再現実験結果である。この時間帯での俵山を越える気流は益城（熊本空港）よりもさらに西側で大きく跳ね上がり、その位置で東風の弱まりがみられた。この跳ね上がりがSaito (1992) で示されたハイドロリック・ジャンプ現象と考えられる。そのため、西原村では、俵山を越えたおろし風が到達し、大津東小学校と同程度に強い風が吹

くこともあったと考えられる。

ここで述べたことを、オイラー的な視点で確認するために、西原村および益城（熊本空港）の東西鉛直風ベクトルの時間変化について調べた（第21図）。第18図に対応する4月6日00時における風ベクトルは、西原村では若干上向きではあるが、益城（熊本空港）では逆に下向きとなっている。ただし、両地点とも同日の明け方ほどの風速の強まりはみられない。一方、第19図に対応し、両地点で風速が減少した同日04～05時



第19図 第18図と同じ。ただし4月6日04時の場合。

第20図 第18図と同じ。ただし4月6日07時の場合。

頃には、西原村ではそれほど顕著ではないものの、益城（熊本空港）では顕著なジャンプがみられる。第17図にみられる両地点での風速の違いは、このような現象の地域差を反映しているものと考えられる。さらに、第20図にほぼ対応する同日の08時頃にも、熊本空港ではジャンプがみられ（第21図b）、この影響は同地点での08時の風速の減少にもあらわれている（第17図）。

以上をまとめると、俵山に流入する風の強さが時間経過とともに増加した本事例において、山を越えた気流の速度が小さいほど上昇気流が山頂に近い場所に生じ、流速が大きくなるほど上昇気流が山の後面に移動するという結果が得られた。これは斉藤（1994）で

示されたハイドロリック・ジャンプ現象の特徴と同様の結果を示している。しかし、それに伴う東風の弱まりが顕著にみられたのは、4月6日04時以降である。

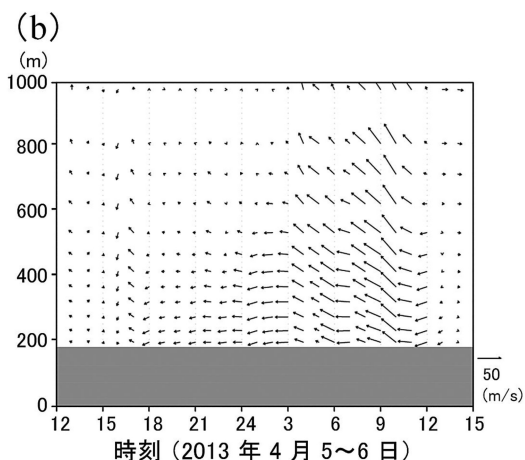
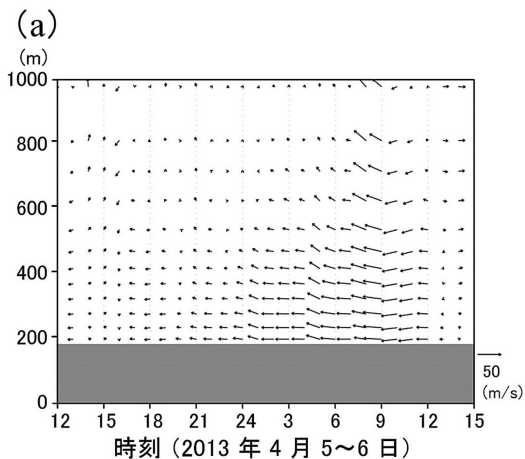
再現実験の結果を総合すると、第1回目と第2回目の移動観測における西原村の弱風は、ハイドロリック・ジャンプ現象によるものというよりは、俵山に流入する風速があまり大きくなく、強いおろし風が発生しなかったため、西原村では流入する風速と同程度の風速になったものと考えられる。第3回目の移動観測における西原村での弱風は、俵山で強いおろし風が発生し、ハイドロリック・ジャンプ現象が西原村付近で起こったため、東風が弱まったものと考えられる（第1図）。第4回目の移動観測において西原村で強風となったのは、ハイドロリック・ジャンプ現象が益城（熊本空港）よりもさらに西側に起こり、西原村では強いおろし風が卓越したためだと考えられる。これら再現実験の結果は、定点・移動観測で得られた特徴（4.1節）と整合的であった。

以上から、Inamura（2013）の指摘するハイドロリック・ジャンプ現象が俵山を越える気流で生じることが明らかとなり（第1図）、その位置は俵山に流入する風速が大きい場合、益城（熊本空港）よりもさらに西側まで到達することが判明した。また、俵山の麓に位置する西原村では、地形的に見て地峡風効果の関与は考えにくいにも関わらず、山越えおろし効果のみによって、立野火口瀬付近と同程度の強風が吹走する場面があることも明らかになった。

5. 結論

阿蘇外輪山を横切る峡谷部（立野火口瀬）一帯で局地的に吹く強い東風「まつぼり風」の吹走範囲および吹走メカニズムを解明するため、2013年4月5～6日の吹走事例を対象に、定点・移動観測およびメソ気象モデルに基づいて、「まつぼり風」の特徴を捉えることを試みた。その結果、以下のことが明らかになった。

- ①「まつぼり風」吹走時における定点・移動観測から、東風の地域差が生じ、立野火口瀬一帯は局地的な強風域となり、その南側に位置する西原村では弱風域となることが分かった。ただし、阿蘇山上空の南東風が強くなるにつれ、さらに強くなった東風は西原村と立野火口瀬一帯で同程度に強く吹く場合があった。このように、この地域に吹く風の実態を現



第21図 2013年4月5日12時～6日15時の東西鉛直風ベクトル。(a) 西原村、(b) 益城（熊本空港）。

地観測に基づいて定量的に把握することができた。

②「まつぼり風」吹走日を対象に、メソ気象モデルRAMSを用いた再現実験を行った。その結果から、「まつぼり風」吹走時に西原村で観測された弱風と強風の形成メカニズムを考察したところ、俵山を越える気流によるおろし風の振る舞いがこの地域の風速に大きく影響していることが分かった。西原村で弱風となる時間帯には、俵山から西原村付近の上空でハイドロリック・ジャンプ現象が起こっていた。一方、西原村で強風となる時間帯には、ハイドロリック・ジャンプ現象は益城（熊本空港）よりもさらに西側まで到達していた。

このように本研究では、先行研究 (Inamura 2013) によって示唆されていた「まつぼり風」の風速の地域差が形成されるメカニズムを、実証的に示すことができた。すなわち、2013年4月5～6日の事例に対しても第1図を適用できる時間帯のあることが示された。その一方、立野火口瀬付近における「まつぼり風」と同程度の強風が、弱風域とされた西原村でも吹く場合があることも、現地観測と数値実験によって示された。

しかしながら、本研究は、現地で粘り強く「まつぼり風」が吹くのを待ち続けた結果、ようやく捉えることができた1事例の解析結果にすぎない。「まつぼり風」を現地で捉えることは非常に難しいが、今後は観測事例を増やして、本研究で得られた知見が一般に成り立つかどうか、検討する必要がある。

謝 辞

本研究の一部に、東京地学協会平成24年度研究・調査助成金「阿蘇の局地風「まつぼり風」の吹走メカニズムの解明—現地観測とメソ気象モデルを用いて—」(研究代表者：松山 洋)を使用しました。現地調査を行うに際し、大津東小学校の皆様には大変お世話になりました。また、再現実験で使用した気象庁のメソ数値予報モデルGPV (MSM) は、京都大学生存圏研究所生存圏データベースよりダウンロードしました (<http://database.rish.kyoto-u.ac.jp/arch/glob-atmos/>)。ここに記して感謝いたします。

参 考 文 献

Arakawa, S., 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hok-

kaido, Japan. *Geophys. Mag.*, **34**, 359-425.

Chen, C. and W. R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **25**, 289-321.

早水逸雲, 山鹿 延, 1950: 「マツボリ風」(阿蘇の急風)(第一報). 西部管区気象研究会誌, (7), 52-62.

Inamura, T., 2013: Diagnostic study on mechanisms of a local downslope wind storm and effects of climate change on its occurrence. Ph.D. Thesis, Tokyo Metropolitan University, 120pp.

稲村友彦, 岩崎一晴, 齋藤 仁, 中山大地, 泉 岳樹, 松山 洋, 2009: 阿蘇山の特徴的な地形が局地風「まつぼり風」に及ぼす影響に関する数値実験. 天気, **56**, 123-138.

児玉安正, 佐藤 悠, 石田祐宣, 堀内征太郎, 瀬古 弘, 津田敏隆, 橋口浩之, 古本淳一, 東 邦昭, 2013: 青森県津軽平野で行われた冬季季節風とヤマセの高層気象観測, および気象庁非静力学モデルを用いたダウンスケール再現実験. 天気, **60**, 5-14.

近藤純正, 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店, 99-108.

黒瀬義孝, 大場和彦, 丸山篤志, 真木太一, 2002a: 局地風「阿蘇おろし」の特徴. 農業気象, **58**, 93-101.

黒瀬義孝, 大場和彦, 丸山篤志, 真木太一, 2002b: 局地風「まつぼり風」の特徴とその農業被害. 農業気象, **58**, 103-113.

真木太一, 新野 宏, 野村卓史, 林 陽生, 山川修治, 2011: 風の事典. 丸善, 78.

松山 洋, 泉 岳樹, 2014a: 自然地理学のフィールドワーク(4) —素敵なコネの作り方—. 地理, **59** (2), 88-93.

松山 洋, 泉 岳樹, 2014b: 自然地理学のフィールドワーク(7) —もう一つの「運と勘」—. 地理, **59** (5), 74-79.

小野寺三朗, 1975: 「まつぼり風」について. 天気, **22**, 139-143.

小沢行雄, 吉野正敏, 1965: 小気候調査法. 古今書院, 147-151.

Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system—RAMS. *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.

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.

斉藤和雄, 1994: 山越え気流について (おろし風を中心として). 天気, **41**, 731-750.

佐々木華織, 菅野洋光, 横山克至, 松島 大, 森山真久, 深堀協子, 余 偉明, 2004: “清川ダシ” 吹走時に観測

- された強風域および風の鉛直構造の特徴. 天気, 51, 881-894.
- Walko, R. L., W. R. Cotton, M. P. Meyers and J. Y. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parameterization Part I: The single-moment scheme. Atmos. Res., 38, 29-62.
- 吉野正敏, 1961: 小気候. 地人書館, 69-71.
- 吉野正敏, 1968: 阿蘇のまつぼり風地域における耕地の防風林と防風垣. 農業気象, 23, 183-185.

An Observational Study on the Blowing Extent and Mechanism of
 “Matsubori-kaze” Based on in situ Observations
 and Meso-scale Meteorological Model

Masashi SAKAMOTO*¹, Tomohiko INAMURA*², Takeki IZUMI*³
 and Hiroshi MATSUYAMA*⁴

*¹ Faculty of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University (Present affiliation: Graduate School of Global Environmental Studies, Kyoto University).

*² Graduate School of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University (Present affiliation: Sompo Japan Nipponkoa Risk Management Inc.).

*³ Graduate School of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University.

*⁴ (Corresponding author) Graduate School of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University, 1-1, Minami-Osawa, Hachioji, Tokyo 192-0397, Japan.

(Received 24 March 2014; Accepted 20 September 2014)