

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

稲村友彦*・岩崎一晴**・齋藤仁***
中山大地*・泉岳樹*・松山洋*

要旨

阿蘇山の特徴的な地形（中央火口丘，阿蘇外輪山および立野火口瀬）が，立野火口瀬の西で起こる局地風「まつぼり風」に及ぼす影響を，メソ気象モデル（RAMS）に現実の地形と仮想的な地形を与えることによって調べ，まつぼり風発生メカニズムを考察した。まつぼり風は南東の地衡風が吹くときに発生しやすく，発生が確認された1999年4月17～18日を対象に実験を行ったところ，現実の地形の実験で，立野火口瀬周辺にはおろし風や地峡風が出現した。仮想的な地形の実験との比較により，まつぼり風を発生させる主要な原因は，立野火口瀬南側の外輪山によるおろし風であり，立野火口瀬による地峡風効果と中央火口丘によるおろし風が，強風をさらに強めていることが示唆された。また，下層の東寄りの風と上層の西寄りの風との間，高度1500 m付近に現れる東西風速0 m/sの層により形成された臨界層が，おろし風の強化に寄与していると考えられた。

1. はじめに

九州のほぼ中央に位置する阿蘇地方は，世界最大級のカルデラ地帯として知られている。そして，阿蘇外輪山の切れ目である立野火口瀬（第1図T付近）から「まつぼり風」と呼ばれる東寄りの強風が吹き出すことがある。

まつぼり風は春先から梅雨季にかけて多く発生する強風であり（小野寺 1975），この地域の農業に被害を及ぼすために，古くから注目を集めてきた局地風である。第1図SAは防風林が植えられている地域で，まつぼり風が最も卓越すると推定されている場所である（小野寺 1975）。まつぼり風の発生時期と大麦の出穂時期が重なるため，第1図SA付近ではほぼ毎年被害が生じており，まつぼり風は大麦の減収要因となっ

ている（黒瀬ほか 2002b）。また農業被害だけでなく，まつぼり風によって小学校が臨時休校になったり，小学校の体育倉庫が倒壊したりするといった被害も過去には起こっている（小野寺 1975）。さらに，黒瀬ほか（2002b）の聞き取り調査によると，「『まつぼり風は外輪山の切れ目一帯で特に強く吹く風』であり，他の地帯でも同程度の風が吹いている場合にはまつぼり風と呼ばれていなかった」という。すなわち，まつぼり風は非常に局地的な強風であると言える。

まつぼり風は，早水・山鹿（1950）以来，「阿蘇おろし」（阿蘇盆地に溜まった冷気が外輪山の切れ目を流下することにより吹く風，黒瀬ほか 2002a）と混同されてきた（日本気象学会 1998；和達 1993など）。しかしながら，小野寺（1975）による議論を経て，黒瀬ほか（2002a, b）によってようやく，まつぼり風が阿蘇おろしと異なり，地形の力学的な効果によって生じる強風であることが明らかにされた。

地形の力学的な効果によって生じる強風には，主に おろし風と地峡風がある。おろし風とは山を越えた気流の速度が増加して風下側の斜面・山麓に吹き下りる現象であり，やまじ風や広戸風といった強い局地風は

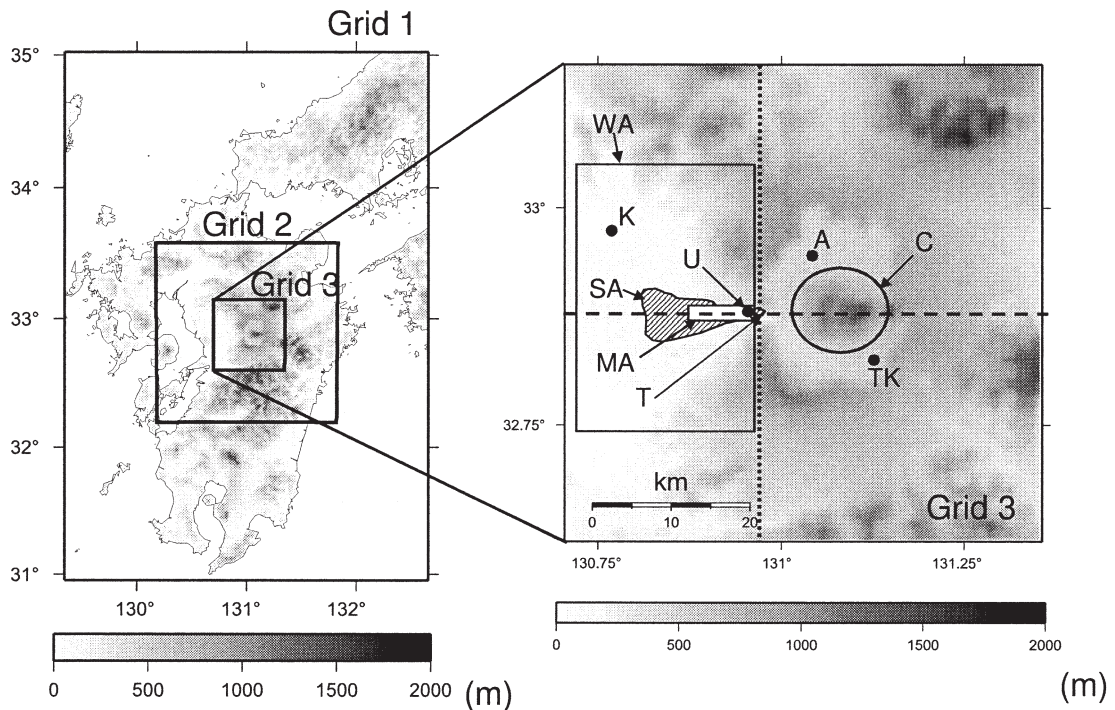
* 首都大学東京都市環境科学研究科地理学教室。

** 応用技術株式会社解析事業部。

*** 首都大学東京都市環境科学研究科地理学教室，日本学術振興会特別研究員（平成20年度 DC1）。

—2007年5月16日受領—

—2008年12月25日受理—



第1図 シミュレーションを行った計算領域。A：阿蘇乙姫，C：中央火口丘，K：菊池，T：立野火口瀬の入口，TK：高森，U：内牧，MA：まつぼり風領域（白い長方形），SA：小野寺（1975）による防風林のある地域（ハッチをかけた部分），WA：阿蘇山西側領域（実線の長方形内）。MAとWAの説明は本文参照のこと。なお、右図の破線は第3，9，12，15，19図の基準線で、点線は第18図の基準線である。

おろし風を主因として発生する（Saito and Ikawa 1991；Saito 1993，1994；中村ほか 2002；Fudeyasu *et al.* 2008）。一方、地峡風は総観スケールの風が谷地形におつかることで生じる谷筋に沿った風で、寿都だし風や清川だしが知られている（荒川 2004；佐々木ほか 2004）。しかしながら、実際の強風はおろし風と地峡風の複合型で生じていることが多く（荒川 2004），上記の局地風やまつぼり風に関しても厳密な線引きは難しい。

黒瀬ほか（2002b）ではまつぼり風発生メカニズムとして、「大気が安定成層で、かつ、850 hPa 高度付近で10 m/s 程度またはそれ以上の東南東～南南東の風が吹くと、阿蘇外輪山で山越え気流が形成される。山越え気流は外輪山の鞍部（外輪山の切れ目）で収束し、強風が発生する」と述べられている。もし、黒瀬ほか（2002b）の指摘が正しいのであれば、最高地点の標高が1592 m（ほぼ850 hPa 面に相当）になる阿蘇山の中央火口丘（第1図C）や立野火口瀬、さらに中央火口丘を取り巻く阿蘇外輪山の地形効果がおろ

し風や地峡風を発生させ、まつぼり風を生じさせていることが予想される。また、中央火口丘を回り込むように生じるカルデラ内の風が立野火口瀬で収束する効果もまつぼり風発生に寄与していると筆者たちは考え、さらに、一般的にもそのように認識されている（高橋・小泉 2008）。

これらのことを観測から明らかにするのは困難であるが、現実の大気現象をよく再現できるメソ気象モデルに、中央火口丘や阿蘇外輪山を取ったり立野火口瀬を埋めたりした仮想的な数値標高データ（Digital Elevation Model，以下DEM）を与えて数値実験を行うことにより、これらの地形がまつぼり風発生に及ぼす影響を調べることができる。このような数値実験は、まつぼり風発生メカニズムを考察するうえで有意義だと考えられる。実際、黒瀬ほか（2002b）でも、数値モデルなどを使った解析が、今後の課題として挙げられている。

そこで本研究では、まず、現実のDEMをメソ気象モデルRAMS（Regional Atmospheric Modeling

System, Pielke *et al.* 1992) に与えた時に、実際に吹走したまつぼり風をよく再現できることを示す。その後、これとは別に作成しておいた仮想的な DEM を RAMS に与えて、同様の数値実験を行う。そして、これらの数値実験の結果を比較・解析することにより、中央火口丘と立野火口瀬および阿蘇外輪山の地形効果がまつぼり風に及ぼす影響について考察し、まつぼり風発生メカニズムについて議論を加える。

2. 研究手法

2.1 メソ気象モデルと実験条件の概要

数値実験には RAMS Ver. 4.4 を用いた。RAMS では、現象に合わせて様々なオプションを選択することができる。今回の実験で用いた設定を第 1 表に示す。

シミュレーションで現実的な大気現象を再現するためには、総観規模の気象条件をモデルに適切に取り込むことが必要である。そこで、12時間毎（日本時間で 9 時及び 21 時）の気象庁領域客観解析データ（斜軸ランベルト座標、20 km 格子、鉛直解像度 20 層）を水平解像度 0.25° のデータに変換し、これを 4 次元連続データ同化手法の一つであるナッジングを用いて初期値および同化データとして連続的に計算に取り込んだ。

本研究では、2 方向ネスティング手法を用いて水平格子間隔の異なる 3 つの計算領域を設定した。計算領域を第 1 図に、計算格子の設定内容を第 2 表に示す。Grid1 は、総観場の状況を適切に取り込むため、九州本土全域を含む南北 455 km × 東西 305 km とした。Grid2 は、阿蘇山周辺の風系を再現するため、阿蘇山付近を中心とする 156 km × 156 km とした。Grid3 は、阿蘇山の特徴的な地形がまつぼり風に与え

る影響を調べるために、阿蘇山を中心とする 61 km × 61 km とした。シミュレーションで用いる地形は、国土地理院数値地図 50 m メッシュ（標高）（建設省国土地理院 1994）を用いて作成した。

対象事例は、黒瀬ほか（2002 b）でまつぼり風が観測された 1999 年 4 月 17～18 日とし、計算期間は、1999 年 4 月 17 日 9 時～18 日 9 時の 24 時間とした。なお、対象事例の詳細については 3.1 節で述べる。

2.2 仮想的な DEM の作成

阿蘇山の中央火口丘と立野火口瀬および阿蘇外輪山が、まつぼり風発生に及ぼす影響について調べるために、国土地理院数値地図 50 m メッシュ（標高）を用いて、(1) 中央火口丘を取った DEM (NCN: non-cone)、(2) 阿蘇外輪山を取った DEM (NAS: non-Aso-somma)、(3) 立野火口瀬の入口を埋めた DEM (TBR: Tateno-buried) をそれぞれ作成した。作成した DEM の段彩図を第 2 図に、立野火口瀬を通る地

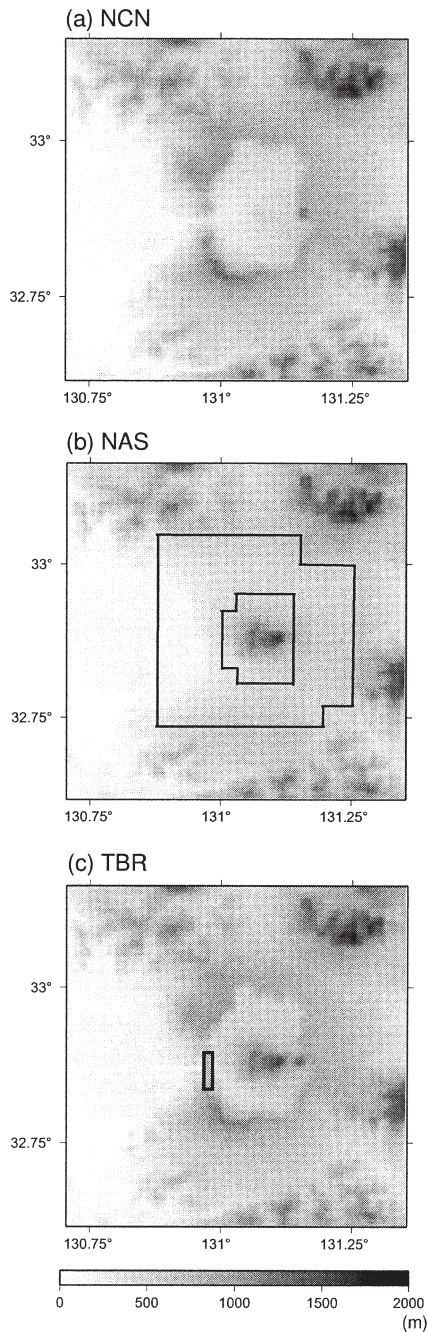
第 1 表 計算条件.

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 Leapfrog 法と Forward 法を併用した有限差分法
計算格子構造	Arakawa-C スタaggered 格子
水平座標	ポーラステレオ座標系
鉛直座標	σ_z 座標系
下面境界条件	陸面モデル LEAF-2
雲物理	Walko <i>et al.</i> (1995)
積雲対流	Modified Kuo (Grid1 のみで使用)
放射	Chen and Cotton (1983)
初期条件・同化データ	気象庁領域客観解析データによる Large Scale Nudging
乱流モデル	水平: Smagorinsky Deformation 鉛直: Mellor-Yamada Level-2.5

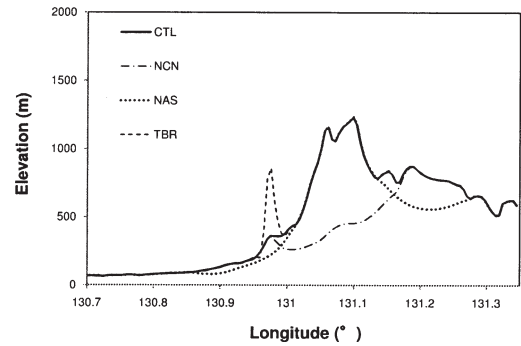
第 2 表 計算格子の設定.

	Grid 1	Grid 2	Grid 3
計算領域の中心位置	33.0° N 131.0° E	32.892° N 131.000° E	32.874° N 131.021° E
水平格子サイズ (m)	8,000	2,000	500
水平格子数	58 × 39	78 × 78	122 × 122
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

*) Grid1 では最下層が 100m であり、以降 1.15 倍となっている。最大は 1,000m である。Grid2 および Grid3 では Grid1 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2図 作成した仮想的なDEM。(a) 中央火口丘を取ったDEM (NCN), (b) 阿蘇外輪山を取ったDEM (NAS), (c) 立野火口瀬の入口を埋めたDEM (TBR)。(b)の2本の太線で囲まれた部分は阿蘇外輪山を取り除いた範囲であり、(c)の太線部は立野火口瀬の入口を埋めた範囲である。



第3図 立野火口瀬を通る地形の東西断面図(第1図右図の破線沿い)。CTLは現実のDEM, NCNは中央火口丘を取ったDEM, NASは阿蘇外輪山を取ったDEM, TBRは立野火口瀬の入口を埋めたDEMである。

形の東西断面図(第1図右図の破線沿い)を第3図に示す。

(1)および(2)のDEMは、中山・田中(2002)による接谷面の計算を行うことで作成した。接谷面の計算を行った範囲は、(1)ではカルデラ内の全流域、(2)では第2図bの2本の太線で囲まれた範囲である。(1)における接谷面は、DEM上に 19×19 の窓領域を設定し、この領域内の標高の最小値を、窓領域の中心セルの標高に代入して置き換えることによって得た。現実のDEMに対して接谷面の計算を3000回繰り返すと第2図aが得られる。同様に、(2)では、窓領域を 10×10 に設定し、接谷面の計算を500回繰り返すと第2図bが得られる。

また、(3)のDEMは、第2図cにおける四角枠内(東西約1 km, 南北6 kmの範囲)の標高を立野火口瀬北側のDEMにおける最高点である854 mとすることで作成した。

2.3 シミュレーションにおけるまつぼり風発生判断方法

1章で述べたように、黒瀬ほか(2002b)の聞き取り調査によると、「まつぼり風は外輪山の切れ目一帯で特に強く吹く風」であり、他の地帯でも同程度の風が吹いている場合にはまつぼり風と呼ばれていないという。すなわち、立野火口瀬付近で局地的な強風が生じることがまつぼり風にとって重要であると言える。

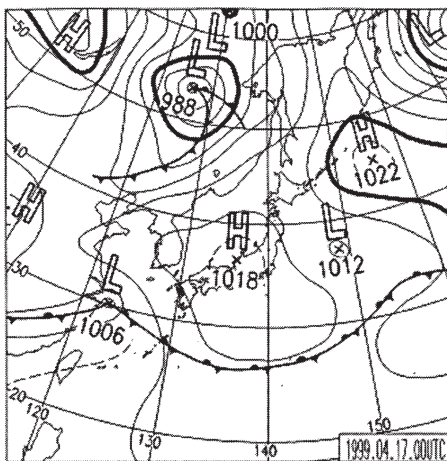
そこで、シミュレーションの結果におけるまつぼり風発生判断は以下の方法で行った。まず、小野寺(1975)による防風林の見られる地域(第1図SA)

や黒瀬ほか (2002 b) による大麦の脱芒被害率の高い地域 (東経130°54'以東) を参考にして、まつぼり風が吹走する領域を設定した (第1図 MA, 以下まつぼり風領域)。次に、阿蘇外輪山西側の大部分を含むような領域を設定し (第1図 WA, 以下阿蘇山西側領域)、2つの領域について領域内平均風速を求めた。そして、まつぼり風領域と阿蘇山西側領域の平均風速の比 (まつぼり風領域/阿蘇山西側領域, 以下 MA/WA 平均風速比) を計算した。本研究では、局地的な強風の発生を判定するため、この比が1.5より大きくなり、かつ、まつぼり風領域の平均風速が10 m/sを超えた場合に、まつぼり風が発生したとみなした。この1.5という値は、1999年4月17~18日の標準実験の結果 (3.2節参照) を踏まえた上で設定したものであり、まつぼり風吹走を判断する閾値として妥当なものと考えられる。また、まつぼり風領域の平均風速が10 m/s以上という条件は、黒瀬ほか (2002 b) のまつぼり風の抽出条件を参考にして決めた。

3. 現実の地形を用いた実験

3.1 観測されたまつぼり風

ここでは、黒瀬ほか (2002 b) でまつぼり風が観測された、1999年4月17~18日の事例の概要を示す。第4図に4月17日9時 (日本時間、以下同じ) の地上天気図を示す。17日から18日にかけて前線を伴った低気圧が九州南岸を通過し、その際の南東風によってまつぼり風が生じた。



第4図 1999年4月17日9時の地上天気図 (気象庁天気図CD-ROMによる)。

第5図は黒瀬ほか (2002 b) によって観測された内牧 (第1図 U) と AMeDAS 菊池 (第1図 K) の風向・風速の観測値の時系列変化をシミュレーションの結果と合わせて示したものである。立野火口瀬の西に位置する内牧では、17日21時10分から18日14時10分までの17時間強風が吹走し、この強風が吹走した期間の10分平均風速の平均値は11.9 m/s、10分平均風速の最大値は14.2 m/s (18日0時0分)、最大瞬間風速は23.6 m/s (18日0時6分) であった (黒瀬ほか 2002 b)。また、AMeDAS 菊池の最大風速は6 m/sを超えることはなく (第5図 c)、図には示さないが、カルデラ内の AMeDAS 高森 (第1図 TK) や AMeDAS 阿蘇乙姫 (第1図 A) においても最大風速は6 m/sを超えることはなかった (黒瀬ほか 2002 b)。これらのことより、この事例における強風が立野火口瀬付近のみで生じたまつぼり風であることがわかる。

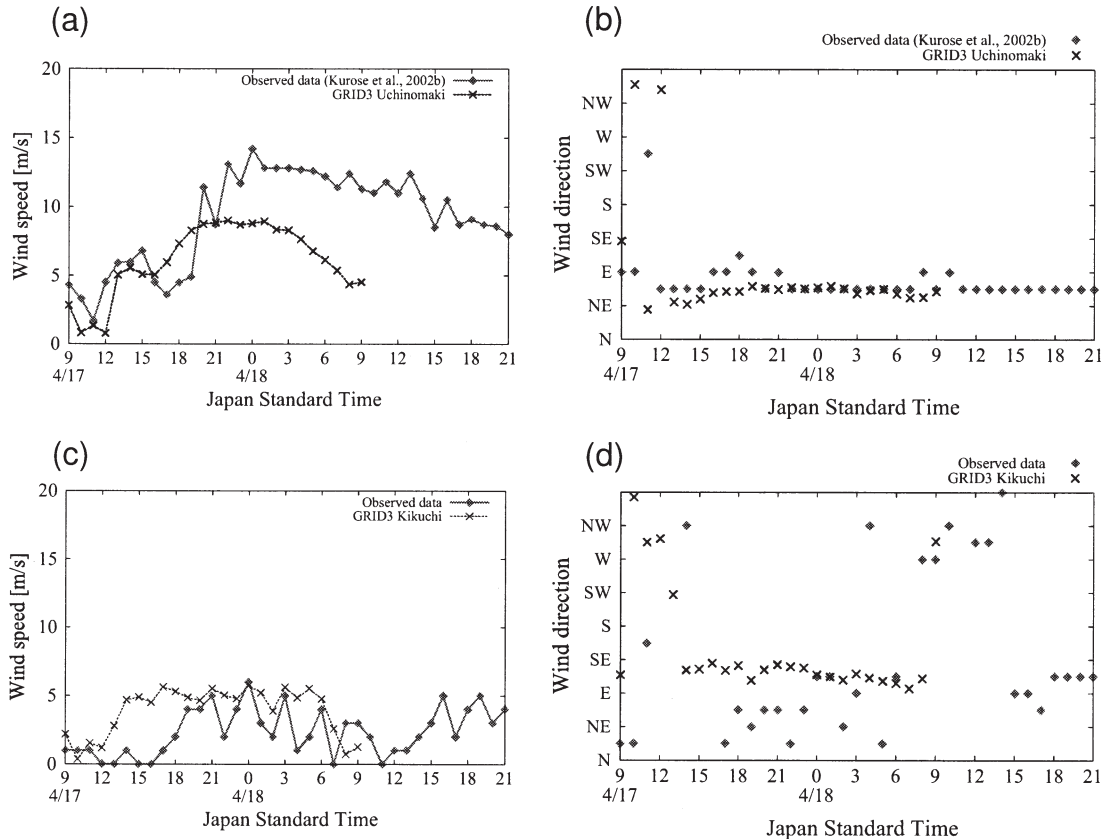
以降では、観測されたまつぼり風の風速が最も大きくなる18日0時について詳しく解析を行う。

3.2 風向・風速の再現性

ここでは、現実の地形を用いてまつぼり風の数値シミュレーションを行い、再現性を検討した。以降、これを CTL (control) と呼ぶ。まず、九州全域を覆う領域の気象状態の再現性を確認するために、Grid1の結果と AMeDAS 観測値とを比較した。次に、まつぼり風の再現性を確認するために、Grid3の結果と AMeDAS 観測値および黒瀬ほか (2002 b) の観測値とを比較した。

Grid1における1999年4月18日0時の風向・風速のシミュレーション結果と、同時刻の AMeDAS の風向・風速データを第6図に示す。第4図で示したように、17日の夜から18日の朝にかけて前線を伴った低気圧が九州南岸を通過し、その際に九州へ南東風が吹き込んだ。そのため、九州の東岸や阿蘇山周辺では東よりの風が吹いている (第6図 b)。この東よりの風がシミュレーションでも概ねよく再現されている (第6図 a)。

次に、Grid3におけるシミュレーションの結果を第7図に示す。立野火口瀬から Grid3の西端まで東風が吹き下り、谷の出口では10 m/sを超える強風が生じている様子が見てとれる (第7図 a)。また、高度1500 m付近では阿蘇山に向かって20 m/s近い南東風が吹き込んでおり (第7図 b)、黒瀬ほか (2002 b) で言われているまつぼり風の発生条件 (1章) を再現している。

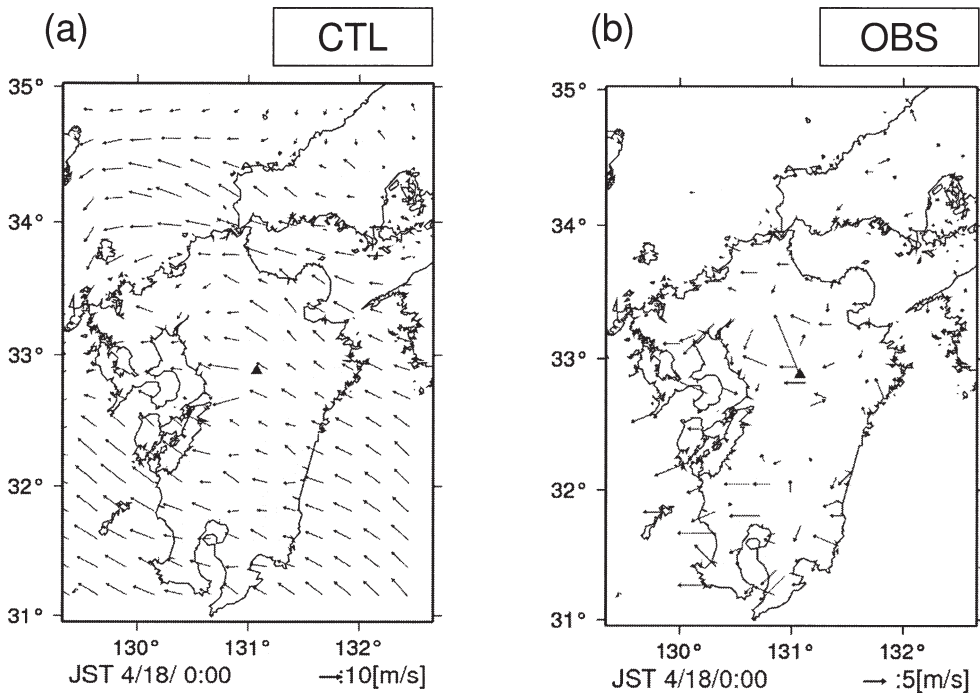


第5図 1999年4月17日9時～18日9時のGrid3における風向・風速の計算結果と黒瀬ほか(2002b)による内牧での観測値およびAMeDAS菊池の観測値との比較。(a)内牧の風速,(b)内牧の風向,(c)AMeDAS菊池の風速,(d)AMeDAS菊池の風向。

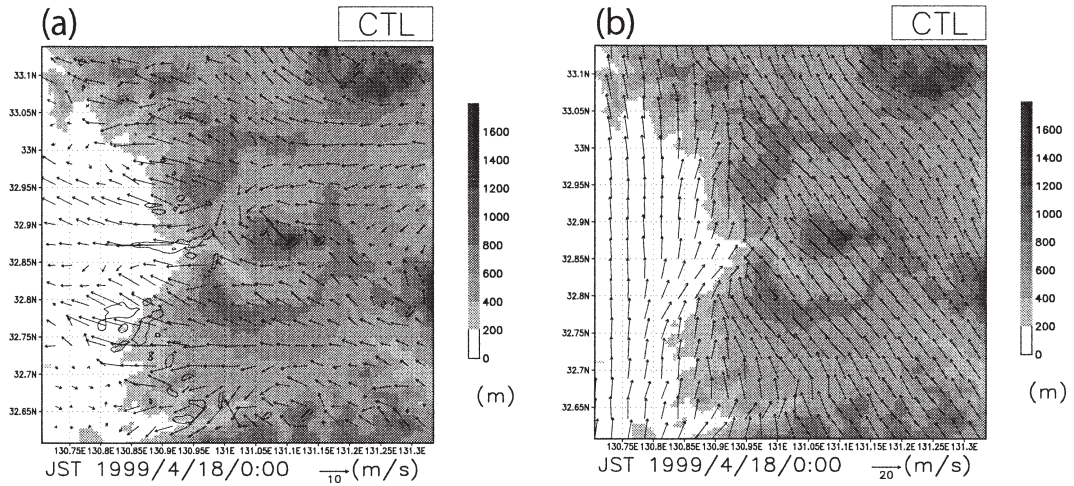
第8図は、まつぼり風領域(第1図MA)と阿蘇山西側領域(第1図WA)の平均風速と、MA/WA平均風速比の時系列変化を示したものである。4月18日0時のまつぼり風領域の平均風速は11.2 m/s、阿蘇山西側領域の平均風速は6.4 m/s、MA/WA平均風速比は1.75であった(第8図)。また、まつぼり風領域の平均風速が10 m/sを超えたのは17日19時～18日3時までで、黒瀬ほか(2002b)の観測より強風は維持されなかった。しかしながら、18日4時以降もMA/WA平均風速比は1.5以上となっており、まつぼり風領域では周囲より強い風が生じていた。17日13時に平均風速比が急激に大きくなっているが、これはまつぼり風領域の風速の増加が阿蘇山西側領域の風速よりも早く起こっていることが原因と考えられる。後に示すように、仮想的な地形を用いた実験においても、同様の原因で、この時刻の平均風速比が急激に大きく

なる場合があった(第11, 17図)。

先に示した第5図のシミュレーションの結果は、Grid3における黒瀬ほか(2002b)の内牧とAMeDAS菊池に対応する格子点の風向・風速の計算結果の時系列変化である。観測値と計算結果を比較すると、内牧では4月17日18時ごろに風速が弱まる様子が表現されていないものの、18日0時に向かって風速が大きくなっていく時間変化は概ね再現できていることがわかる(第5図a)。ピーク時の風速が過小評価されているが、これは、シミュレーションの水平格子点間隔が500 mであり現実の地形とは幾分異なるため、風速の空間分布に違いが生じたことが原因と考えられる。実際、内牧の少し西側では風速15 m/sを超える格子点があり(第7図a)、まつぼり風領域の平均風速は10 m/sを超えている(第8図)。また、風向を見ると、シミュレーションでも立野火口瀬に沿った東よ



第6図 Grid1における風向・風速の計算結果とAMeDASによる地上風の観測値との比較。▲は阿蘇山。(a) 1999年4月18日0時の計算結果(地上高11.75 m), (b) 同観測値。

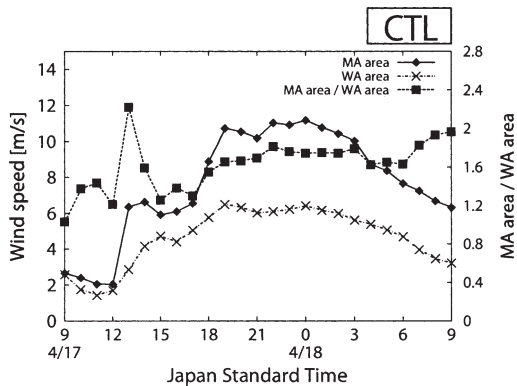


第7図 CTLのGrid3における風向・風速の計算結果(1999年4月18日0時)。(a) 地上高11.75 m, (b) 高度1520.29 m。(a)の等値線は10 m/sを示す。

りの風が卓越しており(第5図b), 観測値をよく再現できている。

一方, AMeDAS 菊池では6 m/s以上の風が観測されておらず, シミュレーションでも6 m/sを超える

ような風は生じていない(第5図c)。4月17日12~19時には, シミュレーションの風速が大きめに出ているが, それを除くとこの格子点の風速はよく再現できていると言える。風向を見ると, まつぼり風の風



第8図 CTLにおける1999年4月17日9時~18日9時のまつぼり風領域(第1図MA)と阿蘇山西側領域(第1図WA)の平均風速とMA/WA平均風速比。

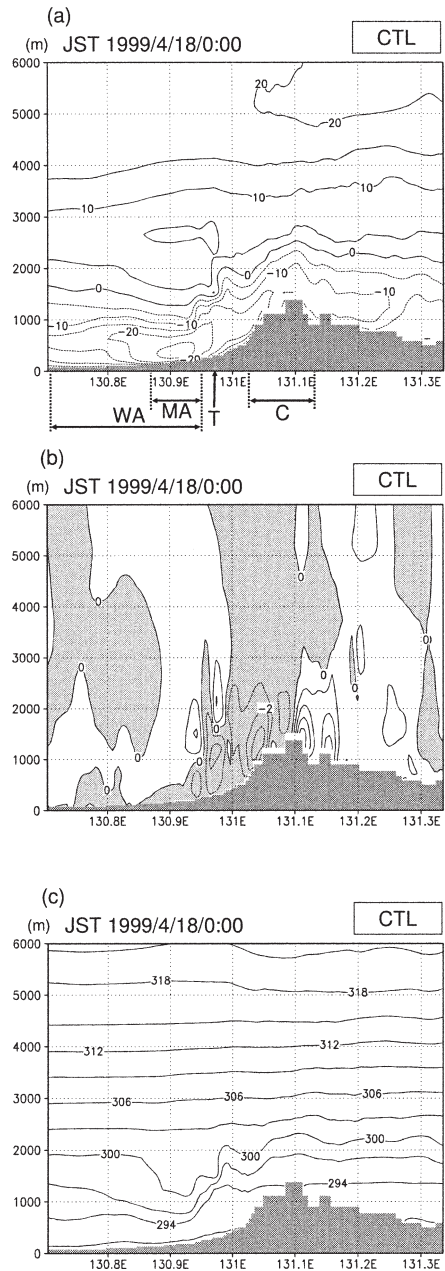
速が大きくなる17日17時以降, 観測値では東よりの風が吹くようになっていることがわかる(第5図d)。この時には, シミュレーションでも東よりの風となっており, まつぼり風領域でないAMeDAS菊池における風向の時間変化も概ね再現できていると言える。

3.3 おろし風および地峡風の発生と立野火口瀬における風の収束の有無

ここでは, まつぼり風吹走時におけるおろし風および地峡風の発生と立野火口瀬における風の収束の有無を確認する。

まず, おろし風の発生を確認するため, Grid3における立野火口瀬を通る東西断面(第1図右図の破線沿い)の東西風速, 鉛直風速および温位を第9図にそれぞれ示す。中央火口丘の東側では高度2000 m~2500 m付近を境界として上層は西風, 下層が東風と風の鉛直シアが存在する(第9図a)。中央火口丘の西側ではシアは高度1500 m付近まで下降しており, 風速0 m/sのコンター(シアライン)が最も落ち込む130.90 E~130.95 Eの下層では風速20 m/sを超える強風域となっている(第9図a)。この強風域はまつぼり風の強風域(第7図a)と非常によく対応している。また, 風速2 m/s以上の下降気流は中央火口丘の西側斜面上空と立野火口瀬上空の2か所で生じている(第9図b)。同様に, 等温位線の沈み込みも中央火口丘の西側斜面上空と立野火口瀬上空の2か所で生じており(第9図c, 高度2500 m以下), これらの場所でおろし風が生じていることがわかる。

次に, 地峡風の発生の有無および立野火口瀬にお



第9図 CTLのGrid3におけるいくつかの物理量の東西断面図(第1図右図の破線沿い, 1999年4月18日0時)。(a) 東西風速 (m/s), (b) 鉛直風速 (m/s), (c) 温位 (K)。C: 中央火口丘, MA: まつぼり風領域, T: 立野火口瀬の入口, WA: 阿蘇山西側領域。アルファベットはすべて第1図と対応している。

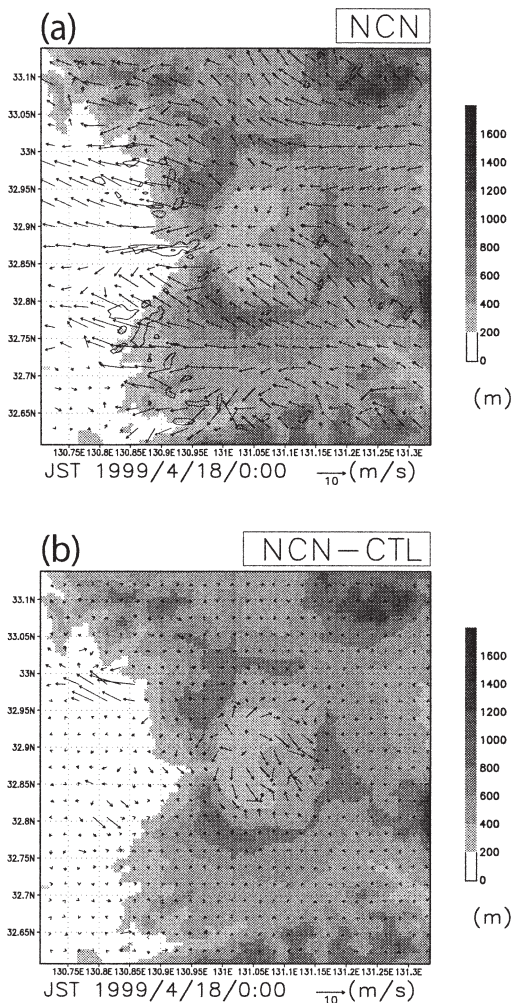
る風の収束の有無を確認する。第7図aをみるとわかるように、立野火口瀬では、上空の南東風と異なり、地上では東風が生じている。これは南東風が立野火口瀬の谷地形につかることで生じた地峡風であると考えられる。また、第7図aをみると、盆地に沿って中央火口丘を迂回し、立野火口瀬の東で南北から合流する風が吹いている。このように、合流する場所が立野火口瀬の真東よりも少し北側にずれているものの、立野火口瀬における風の収束を確認できた。

ここで示したように、阿蘇山の地形によっておろし

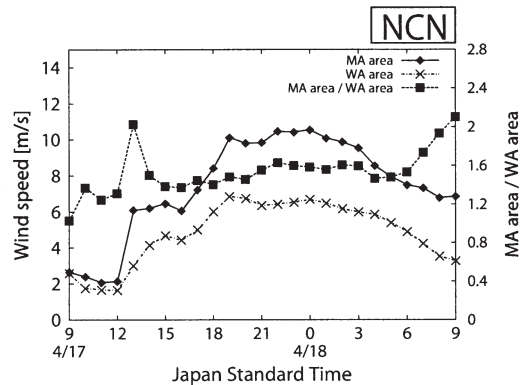
風や地峡風、立野火口瀬における風の収束が生じていることがわかり、これらの現象が複合的に働くことでまつぼり風が発生していることが予想される。しかしながら、このCTLの結果だけでは、これらの現象が実際にまつぼり風の発生や強化の原因となっているのかはわからない。そこで4章では、中央火口丘を取ったDEM (NCN)、阿蘇外輪山を取ったDEM (NAS)、立野火口瀬の入口を埋めたDEM (TBR) を用いたシミュレーションを行う。そして、5章では、上記の現象がまつぼり風に及ぼす影響について考察を加える。

4. 地形効果に関する感度実験

4.1 中央火口丘を取った地形(NCN)を用いた実験
 第10図は、NCNのGrid3(地上高11.75m)における風向・風速の計算結果と、NCNとCTLの風速のベクトル差を示したものである。ベクトル差(第10図b)を見ると、大きな変化が見られるのはカルデラ内である。これは、中央火口丘がないために、CTL(第7図a)のようにそれを迂回する風が生じないからであり、NCNではCTLで生じた立野火口瀬における南北カルデラからの風の収束はみられない(第10図a)。また、立野火口瀬の西を見ると、立野火口瀬から吹き下りる10 m/sを超える東風がNCNでも生じている(第10図a)。CTLと同様にNCNでも上空では南東風が吹いており(図省略)、この東風は立野火口瀬の谷による地峡風であると言える。ただし、立野火口瀬東側の谷の入口の風は幾分弱まっている。



第10図 NCNのGrid3(地上高11.75m)における風向・風速の計算結果(1999年4月18日0時)。(a)風のベクトル図、(b)NCN-CTL。(a)の等値線は10m/sを示す。



第11図 NCNにおける1999年4月17日9時~18日9時のまつぼり風領域(第1図MA)と阿蘇山西側領域(第1図WA)の平均風速とMA/WA平均風速比。

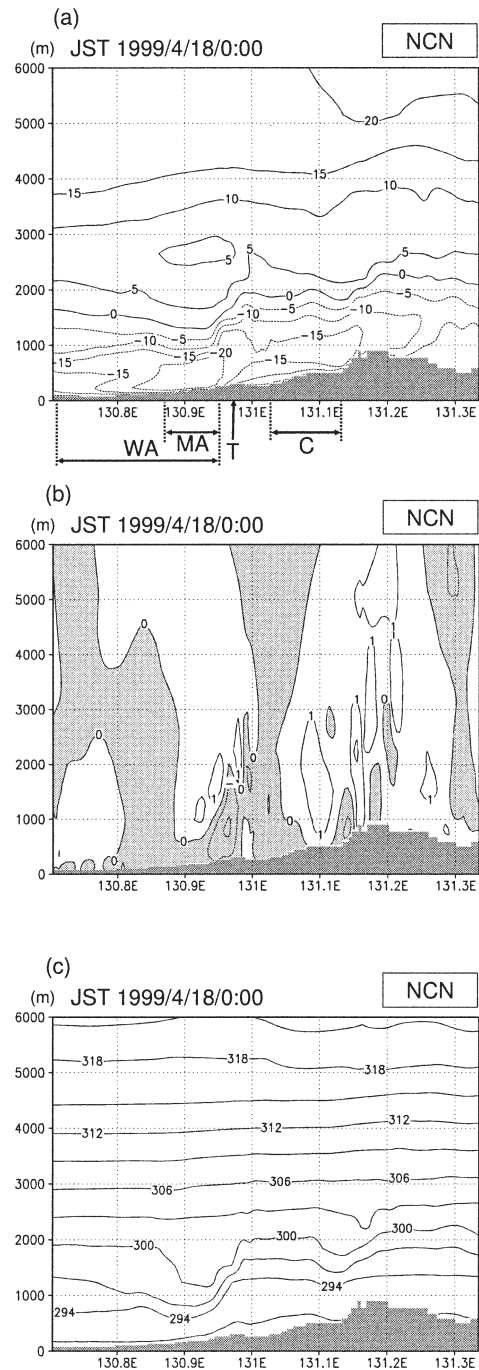
NCNにおけるまつぼり風領域（第1図MA）および阿蘇山西側領域（第1図WA）の平均風速と、MA/WA平均風速比の時系列変化を第11図に示す。4月18日0時のまつぼり風領域の平均風速は10.5 m/s、阿蘇山西側領域の平均風速は6.7 m/s、MA/WA平均風速比は1.58であり、NCNにおいてもまつぼり風が発生したと言える。しかし、ほとんどの時刻でまつぼり風領域の平均風速、およびMA/WA平均風速比がCTL（第8図）より小さくなっている。ここで、CTLにおいてまつぼり風が吹いていると判断できる17日19時から18日3時までに関して、CTLと比較したまつぼり風領域の平均風速の減少率を計算してみると、平均して約5%であった。

第12図は、立野火口瀬を通る東西断面（第1図右図の破線沿い）の東西風速、鉛直風速および温位をそれぞれ示したものである。第12図aによると、立野火口瀬の西側で上空のシアラインが高度1500 m付近まで下降している。その下層では20 m/s以上の強風域が現れており、CTL（第9図）と同様の強風分布が得られている。また、立野火口瀬上空ではNCNでも下降気流が生じ、等温位線が沈み込んでおり、中央火口丘が原因ではないおろし風が立野火口瀬上空で発生していることがわかる（第12図b, c）。一方、CTLで見られた中央火口丘の西側斜面上空における下降気流と等温位線の沈み込みはNCNでは見られない。立野火口瀬西側の強風域のピークがCTLに比べて幾分か小さいのは（第12図a）、中央火口丘によるおろし風の影響がないためであると考えられる。

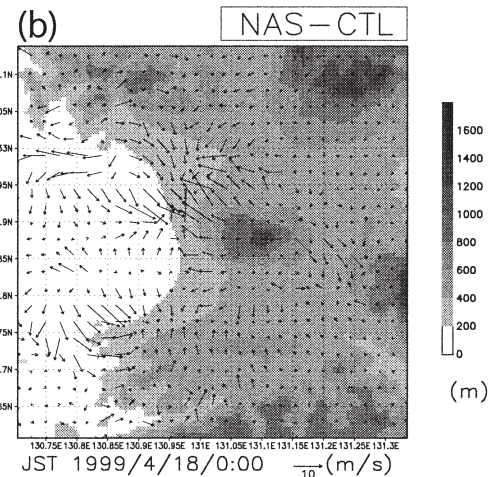
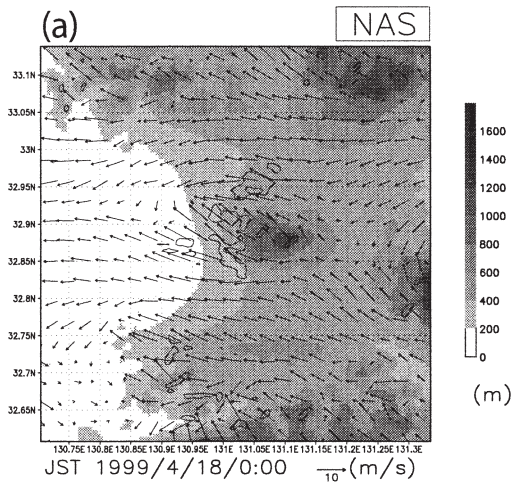
4.2 阿蘇外輪山を取った地形(NAS)を用いた実験

第13図にNASのGrid3（地上高11.75 m）における風向・風速の計算結果と、NASとCTLの風速のベクトル差を示す。ベクトル差（第13図b）を見ると、中央火口丘の南西～北側斜面の風の変化が大きい。NASでも中央火口丘を迂回する流れがあるが（第13図a）、CTL（第7図a）と比較すると風速はかなり強く、変化の大きい南西～北側斜面では風速10 m/sを超える強風域も現れている。一方、立野火口瀬の位置付近にも風速10 m/sを超える領域があるが、CTLのように東西に長くのびてはいない。さらに、この付近の風向は、CTLと異なり、上空と同じ南東風であり（第13図a）、地峡風は生じていないことがわかる。

NASにおけるまつぼり風領域（第1図MA）および阿蘇山西側領域（第1図WA）の平均風速と、

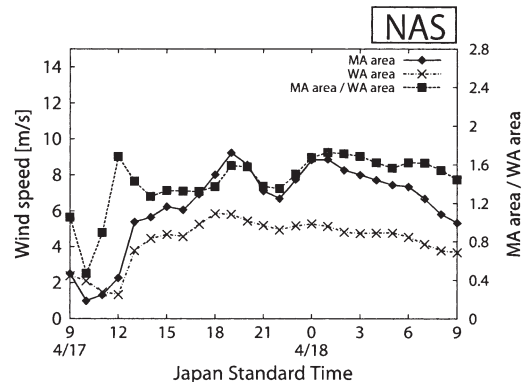


第12図 NCNのGrid3におけるいくつかの物理量の東西断面図（第1図右図の破線沿い、1999年4月18日0時）。(a) 東西風速 (m/s), (b) 鉛直風速 (m/s), (c) 温位 (K)。アルファベットは第9図と同じ。



第13図 NASのGrid3(地上高11.75 m)における風向・風速の計算結果(1999年4月18日0時)。(a)風のベクトル図,(b)NAS-CTL。(a)の等値線は10 m/sを示す。

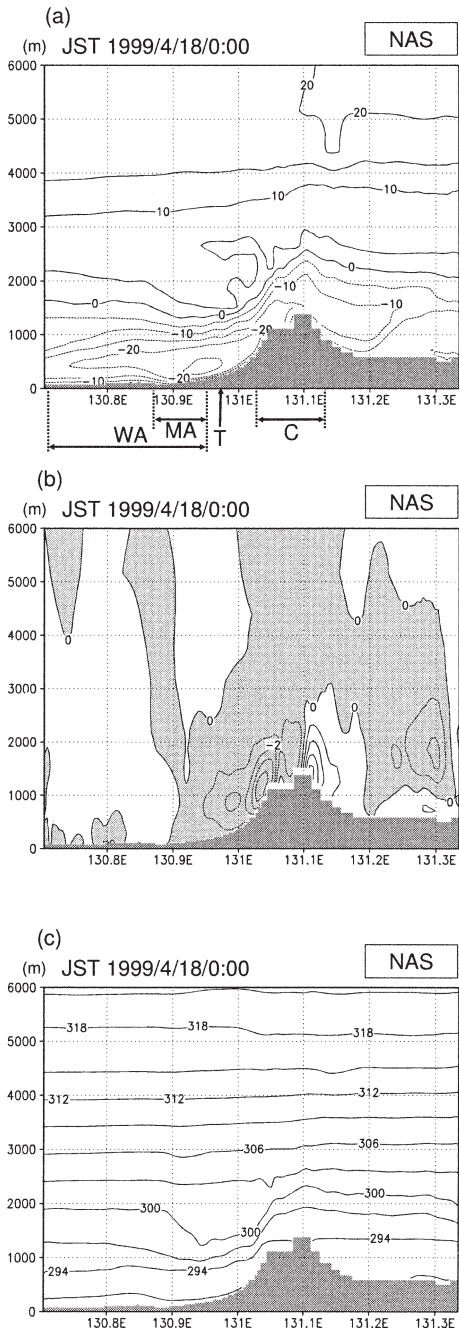
MA/WA 平均風速比の時系列変化を第14図に示す。ここで、NASの地形を変更した範囲はまつぼり風領域・阿蘇山西側領域に一部掛かっているため、CTL(第8図)と単純な比較はできないことを明記しておく。4月18日0時のまつぼり風領域の平均風速は8.82 m/s、阿蘇山西側領域の平均風速は5.27 m/s、MA/WA 平均風速比は1.67であった。MA/WA 平均風速比が大きく、まつぼり風領域では周囲よりも強い風が生じてはいるものの、その平均風速は10 m/s以下となっている。他の時刻についても、まつぼり風領域の



第14図 NASにおける1999年4月17日9時～18日9時のまつぼり風領域(第1図MA)と阿蘇山西側領域(第1図WA)の平均風速とMA/WA平均風速比。

風速が10 m/sを超えることはなかった。また、CTLにおいてまつぼり風が吹いていると判断できる17日19時から18日3時までに関して、CTLと比較したまつぼり風領域の平均風速の減少率を計算してみると、平均して約23%であった。以上のことから、この実験ではまつぼり風発生基準を満たさず、まつぼり風は吹しなかったと言える。

第15図は、立野火口瀬を通る東西断面(第1図右図の破線沿い)の東西風速、鉛直風速および温位をそれぞれ示したものである。中央火口丘の西側で上空のシアラインが高度1500 m付近まで下降し、その下層で20 m/s以上の強風域が現れている(第15図a)。また、立野火口瀬上空には強い下降気流はないが、中央火口丘の西側斜面でCTL(第9図b)を凌ぐ下降気流が生じ、等温位線の大きな沈み込みがある(第15図b, c)。つまり、NASの結果は孤立峰(中央火口丘)による典型的なおろし風の分布を示していると言える。CTL(第9図)と比較すると、300 Kの等温位線の高度で顕著な差を確認できる(第9図cと第15図c)。CTLにおけるその高度は、130.9 Eの上空では低く、131.0 Eの上空では高い。130.9 E付近のCTLにおける低高度は、立野火口瀬上空におけるおろし風の影響であることはNCN(第12図)から明らかである。このおろし風は、NASでは生じていないことから、阿蘇外輪山によって生じていると考えられる。一方131.0 E付近のCTLにおける高高度は、NASにおいて中央火口丘の斜面で強風域が現れたこと(第13図a)を考えると、阿蘇外輪山により中央火口丘のおろ

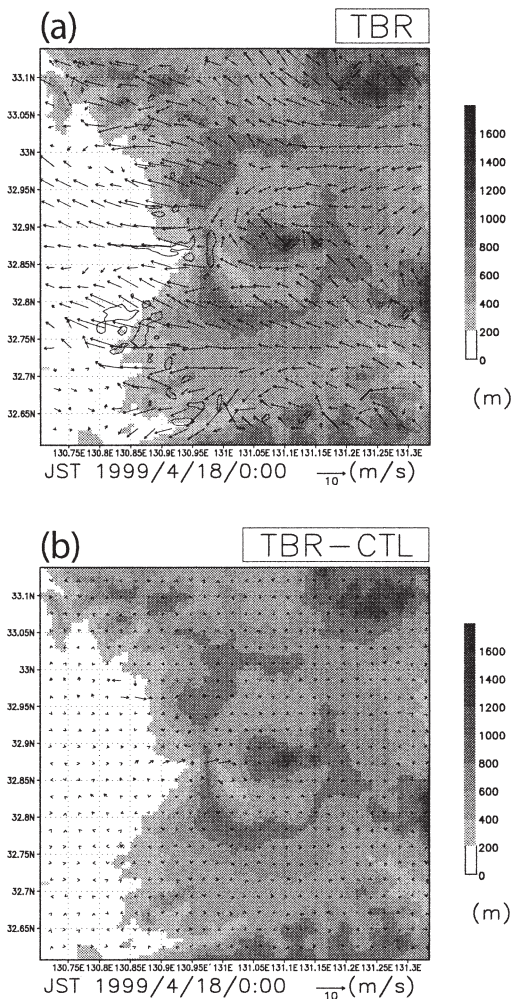


第15図 NASのGrid3におけるいくつかの物理量の東西断面図(第1図右図の破線沿い, 1999年4月18日0時). (a) 東西風速 (m/s), (b) 鉛直風速 (m/s), (c) 温位 (K). アルファベットは第9図と同じ.

し風が弱められた結果と考えられる.

以上より, NASでは, 阿蘇外輪山がないため, 中央火口丘によるおろし風が風下の第15図T付近まで発達し, 強風域をもたらしているものの(第13図a), 阿蘇外輪山によるおろし風が生じず, まつぼり風領域を覆うような強風域が発達しなかったと考えられる.

4.3 立野火口瀬の入口を埋めた地形を用いた実験
第16図にTBRのGrid3(地上高11.75m)における風向・風速の計算結果と, TBRとCTLの風速の



第16図 TBRのGrid3(地上高11.75m)における風向・風速の計算結果(1999年4月18日0時). (a) 風のベクトル図, (b) TBR-CTL. (a)の等値線は10m/sを示す.

ベクトル差を示す。TBRにおいても立野火口瀬から西方は東風が吹き下り、谷の出口付近では10 m/sを超える強風が生じている(第16図a)。また、カルデラ内ではCTLと同様に中央火口丘を迂回する風が生じており、立野火口瀬の東で風が収束している(第16図a)。

TBRにおけるまつぼり風領域(第1図MA)および阿蘇山西側領域(第1図WA)の平均風速と、MA/WA平均風速比の時系列変化を第17図に示す。4月18日0時のまつぼり風領域の平均風速は10.3 m/s、阿蘇山西側領域の平均風速は6.4 m/s、MA/WA平均風速比は1.61であった。立野火口瀬を埋めたことによってまつぼり風領域の平均風速がCTLより小さくなっているが、その平均風速は10 m/sを超えており平均風速比も1.5以上であることから、TBRにおいてもまつぼり風は発生していると言える。しかしながら、まつぼり風領域の平均風速が10 m/sを超えたのは18日0時、2時、3時だけであり、また、多くの時刻でMA/WA平均風速比もCTL(第8図)と比較して小さい。CTLにおいてまつぼり風が吹いていると判断できる17日19時から18日3時までに関して、CTLと比較したまつぼり風領域の平均風速の減少率を計算してみると、平均して約8%であった。

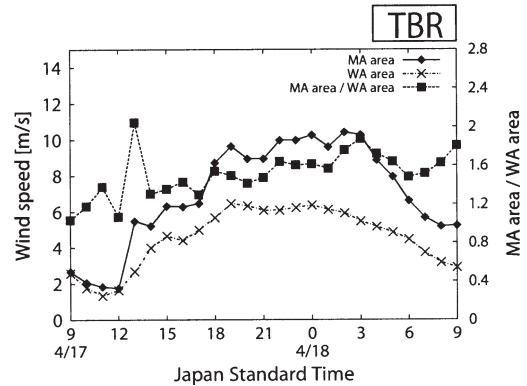
なお、第16図bから推察されるように、TBRの東西鉛直分布は立野火口瀬周辺を除いてCTLと同様であり、特筆すべき差は見られなかった(図省略)。

5. 考察

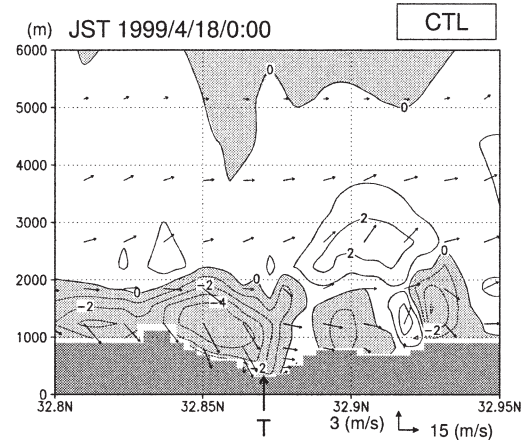
5.1 まつぼり風発生メカニズムと地形効果

中央火口丘を取ったNCNと阿蘇外輪山を取ったNASの実験を通して、現実の地形CTLでは、中央火口丘と阿蘇外輪山による2つのおろし風が起こっていることがわかった。2つのおろし風のうち、NASで現れた中央火口丘によるおろし風の強風は中央火口丘斜面に限られ、立野火口瀬西側のまつぼり風を引き起こすものではなかった。このことから、まつぼり風発生に大きく関わるのは、阿蘇外輪山によるおろし風であると言える。しかしながら、NCNの実験では立野火口瀬東側の谷入口の風が幾分弱まったことやまつぼり風領域の平均風速がCTLと比較して平均約5%減少していたこと、さらに、鉛直断面で見た強風域のピークが縮小したことから、中央火口丘によるおろし風は東風を強化する可能性があると考えられる。

阿蘇外輪山によるおろし風を詳しく見るため、



第17図 TBRにおける1999年4月17日9時～18日9時のまつぼり風領域(第1図MA)と阿蘇山西側領域(第1図WA)の平均風速とMA/WA平均風速比。



第18図 CTLにおける南北・鉛直風(m/s)の南北断面図(第1図右図の点線沿い、1999年4月18日0時)。Tは立野火口瀬(第1図T)。

CTLの立野火口瀬を通る鉛直風速の南北断面(第1図右図の点線沿い)を第18図に示す。この図を見ると、立野火口瀬の南側で強い下降流が生じていることがわかる。この時、立野火口瀬上空には南東風が流入しており(第7図b)、この南東風が立野火口瀬南側の斜面で強いおろし風となったと考えられる。実際、NASでは立野火口瀬でおろし風は生じておらず(第15図)、このおろし風の発生には阿蘇外輪山、特に立野火口瀬南側の外輪山の影響が大きいと考えられる。

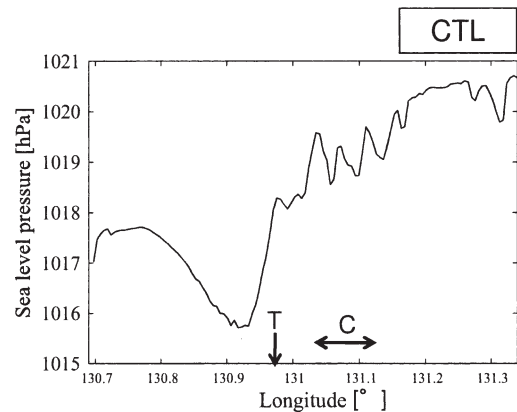
また、立野火口瀬があった付近のNASにおける地

上の風向は、上空の風と同様に南東風となっていた(第13図a)。NASでは阿蘇外輪山を取ったために立野火口瀬の谷地形もなくなっており、地峡風は生じない。つまり、まつぼり風の東風の発生には阿蘇外輪山、ひいては立野火口瀬の谷地形によって生じる地峡風の影響が大きいと考えられる。なお、具体的に結果は図示しないが、立野火口瀬を大規模に埋めて谷をなくしたDEMを用いて、他の実験と同様な実験をしたところ、強い東風は生じなくなった。つまり、まつぼり風の局地的な強い東風には立野火口瀬の谷地形の影響が大きいと言える。

地峡風の発達には谷の入口側と出口側との気圧傾度の差が必要である(堀口ほか 2004)。そこでCTLを対象に、立野火口瀬を通る東西断面(第1図右図の破線沿い)の海面気圧を描くと(第19図)、立野火口瀬を谷の入口と考えた場合、4月18日0時では最大で2.5 hPaの気圧差が生じていることがわかる。そして、この気圧差による地峡風が強風をもたらした一因であることが示唆される。これに関連して、Tomine (1984)では、日高山脈風下でしばしば観測される局所低圧部が、臨界層が存在する時のおろし風によって作られることが述べられている。本研究のCTLで現れた2.5 hPaの気圧差も、同様に、おろし風に伴って生じたことが示唆される。

NCNでは、CTLで現れた立野火口瀬における南北カルデラからの風の水平収束が見られなかった(第7図a, 第10図a)。つまり、このカルデラ内の風の収束は、中央火口丘によって生じていると考えられる。一方、TBRでは立野火口瀬の入口を埋めているため、下層から立野火口瀬への風の流入はほとんど無いと考えられるものの、まつぼり風が発生した(第16図a)。つまり、立野火口瀬におけるカルデラ内の風の収束は、まつぼり風の主要な発生要因ではないと言える。また、TBRではまつぼり風領域の平均風速はCTLと比較して約8%減少しており、この収束はまつぼり風を強める効果があると考えられることもできるが、この点に関しては本研究の結果から結論づけることはできない。その理由は、TBRにおけるまつぼり風領域は立野火口瀬を埋めたすぐ西側の風速が小さい領域を含んでおり、風速の減少にはこの領域の影響が大きいと考えられるためである。

以上より、本研究の事例のような地衡風が南東風の場合のまつぼり風は、立野火口瀬南側の外輪山を越える気流が立野火口瀬南側の斜面でおろし風となり、こ



第19図 CTLにおける海面気圧の東西断面図(第1図右図の破線沿い、1999年4月18日0時)。Cは中央火口丘(第1図C)、Tは立野火口瀬の入口(第1図T)。

れが立野火口瀬の谷地形によって地峡風となったものであると考えられる。1章で述べたように、実際の強風はおろし風と地峡風の複合型で生じていることが多いとされており(荒川 2004)、まつぼり風もおろし風による増速と地峡風による増速の2つの効果によって生じていると言える。

また、黒瀬ほか(2002b)では、地衡風が東風の時にはまつぼり風が発生しないと述べられている。これは、地衡風が東風の時には立野火口瀬南側の斜面ではおろし風が発生しにくいからだと考えられる。このような、地衡風の違いによるまつぼり風発生メカニズムの違いを明らかにするには、対象とする事例を変えたり、仮想的な大気条件でシミュレーションを行う(阿蘇山へ吹き込む風向を変える)など、さらなる解析が必要である。

5.2 阿蘇山におけるおろし風発生メカニズム

Peltier and Clark (1979)によると、山岳の風下における地上付近の強風は、山岳の風下で山岳波が砕ける(砕波が起こる)ことによって生じるという。砕波域では風速が0 m/sとなるため、これが臨界層として働く。臨界層は山岳波の上方伝搬を反射し、地上と臨界層との間で共鳴増幅が起こる(Peltier and Clark 1979; Smith 1985; 小倉 1997)。そして、その下層では強風が生じる(Smith 1985)。

本研究の事例では、高度2000~2500 m付近を境界として、下層は東風、上層は西風という風の鉛直シアが存在した(第9図a)。そのため境界では東西

風速が0 m/sとなっており、これがPeltier and Clark (1979) やSmith (1985) で述べられている臨界層として働くと考えられる (Clark and Peltier 1984; Tomine 1984, 1987; 木村 1992; Fudeyasu *et al.* 2008). 第9図cを見ると、臨界層(高度2000~2500 m付近)より上空では等温位線の沈み込みは見られず、山岳波がこの臨界層で反射されていると考えられる。すなわち、本研究の事例においても、風の鉛直シアの存在によって生じる臨界層が山岳波を反射し、地上付近の強風をもたらすことで、まつぼり風が発生したと言える。

日本の上空では偏西風が吹走しているため、まつぼり風吹走時には上空に臨界層が生じることとなる。すなわち、まつぼり風の多くの事例は、偏西風との間に生じる臨界層によって起こっている可能性がある。まつぼり風は春先から梅雨季にかけて多く発生する強風であるが(小野寺 1975)、これは、春先から梅雨季には前線を伴った低気圧が日本付近を通過しやすく、下層の東風が生じやすいため、偏西風との間に臨界層ができやすくなるのが原因だと考えられる。なおこの点に関しては、さらなる解析が必要である。

また、Peltier and Clark (1979) のように、上空に風の鉛直シアが存在しない場合にも風下で強風が生じる場合がある。これに対しては仮想的な大気条件(鉛直シアの有無)を与えて数値シミュレーションを行うことが有効であると考えられる。

6. 結論

阿蘇山の特徴的な地形がまつぼり風に与える影響を調べるため、現実の地形(CTL)と仮想的な地形(中央火口丘を取ったNCN, 阿蘇外輪山を取ったNASおよび立野火口瀬の入口を埋めたTBR)をメソ気象モデルRAMSに与え、地衡風が南東風でまつぼり風が観測された1999年4月17~18日を対象に数値実験を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- すべての地形でおろし風が起こったが、NASの地形ではまつぼり風は発生しなかった。おろし風は中央火口丘と阿蘇外輪山によるものがあつたが、NASの地形では後者は現れなかった。このことから、まつぼり風発生の主要な原因は阿蘇外輪山、特に立野火口瀬南側の外輪山によるおろし風であることが示唆された。

- 立野火口瀬の谷地形による地峡風がまつぼり風の強化に寄与し、中央火口丘によるおろし風もまつぼり風を強める可能性があることが示唆された。

- 以上から、本研究の事例におけるまつぼり風は、立野火口瀬南側の外輪山を越えた気流が斜面でおろし風となり、立野火口瀬の谷地形による地峡風効果で強化された複合型の風であったと考えられる。

- 本研究の事例では、上空に風の鉛直シアが存在していた。したがって、本研究の事例で現れた強いおろし風は、その鉛直シアにより形成された臨界層が原因で生じたと考えられる。

謝辞

近畿中国四国農業研究センターの黒瀬義孝様には、まつぼり風の貴重な観測データ(第5図a, b)を提供していただきました。また、専門用語に関して、熊本大学教育学部の渡辺一徳教授に御教示いただきました。さらに、二人の査読者と担当委員から頂いたコメントは、原稿を改良するのに大変役立ちました。記して謝意を表します。

本論文は、2002年度以来、地理学調査法V(東京都立大学理学部地理学教室で、卒業論文を書く前年に履修する選択必修の授業)の一環として行われた研究成果をまとめたものです。特に渡邊 嵩さんと坂本健二さんには、大変お世話になりました。また、この授業を履修して議論に参加してくれた皆さんに感謝します。

参考文献

- 荒川正一, 2004: 局地風のいろいろ。成山堂書店, 160 pp.
- Chen, C. and W. R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **25**, 289-321.
- Clark, T. L. and W. R. Peltier, 1984: Critical level reflection and the resonant growth of nonlinear mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3122-3134.
- Fudeyasu, H., T. Kuwagata, Y. Ohashi, S. Suzuki, Y. Kiyohara and Y. Hozumi, 2008: Numerical study of the local downslope wind "Hirodo-kaze" in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 27-40.
- 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.
- 堀口郁夫, 小林哲夫, 塚本 修, 大槻恭一, 2004: 局地気象学。森北出版, 244 pp.
- 建設省国土地理院監修, 1994: 数値地図ユーザーズガイド

- (改訂版). (財) 日本地図センター, 468 pp.
- 木村富士男, 1992: 局地循環. 天気, 39, 377-383.
- 黒瀬義孝, 大場和彦, 丸山篤志, 真木太一, 2002 a: 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, 2002 b: 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.
- 中村みゆき, 上甲 実, 塚本 修, 金森恒雄, 東 克彦, 川田一昭, 木邨 弘, 亀井紀男, 鎌田忠彦, 筆保弘徳, 2002: 那岐山山頂における観測からみたおろし風 (広島風) の発生条件. 天気, 49, 129-139.
- 中山大地, 田中 靖, 2002: 数値標高モデル (DEM) 処理技術勉強会テキスト. 日本地形学連合, 63 pp.
- 日本気象学会編, 1998: 気象科学事典. 東京書籍, 637 pp.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215 pp.
- 小野寺三朗, 1975: 「まつぼり風」について. 天気, 22, 139-143.
- Peltier, W. R. and T. L. Clark, 1979: The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. J. Atmos. Sci., 36, 1498-1529.
- 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., 1993: 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, 71, 247-271.
- Saito, K., 1994: 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, 72, 301-329.
- Saito, K. and M. Ikawa, 1991: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 69, 31-56.
- 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.
- Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds. J. Atmos. Sci., 42, 2597-2603.
- 高橋日出男, 小泉武栄 編著, 2008: 自然地理学概論. 朝倉書店, 173 pp.
- Tomine, K., 1984: A numerical study on local depressions on the lee side of Hidaka mountain range in Hokkaido. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 215-223.
- Tomine, K., 1987: A supplementary study of simulations of mountain wave-critical level interactions. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 145-149.
- 和達清夫 監修, 1993: 最新 気象の事典. 東京堂出版, 607 pp.
- 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.

Numerical Simulation Investigating How Local Wind "Matsubori-Kaze" Is Affected by Unique Topography of Mt. Aso

Tomohiko INAMURA*, Kazuharu IWASAKI**, Hitoshi SAITO***, Daichi NAKAYAMA*, Takeki IZUMI* and Hiroshi MATSUYAMA*

* Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, 1-1 Minami-Ohsawa, Hachioji, Tokyo 192-0397, Japan.

** Analytical Consulting Division, Applied Technology Co., Ltd., 5-41-10 Koishikawa, Bunkyo, Tokyo 112-0002, Japan.

*** Department of Geography, Tokyo Metropolitan University / JSPS Research Fellow (DC1 of FY 2008).

(Received 16 May 2007; Accepted 25 December 2008)