

特集 「自然災害にそなえる」

2004年台風23号による局地風「広戸風」の大規模発生の強風解析

大塚 清敏 川口 彰久

Numerical Simulation of local wind "Hiroto-kaze" induced by Typhoon 0423

Kiyotoshi Otsuka Akihisa Kawaguchi

Abstract

A large-scale outbreak of local downslope wind Hiroto-Kaze brought about by the passage of Typhoon 0423 was simulated using a meso-scale meteorological model. The strength and horizontal extent of the wind-damaged area were reasonably well reproduced with the initial condition provided by the upper air soundings of nearby meteorological stations. The study focuses on possible mechanisms of the formation of the strong wind area, which is much wider than those associated with many of previous Hiroto-Kaze events. Numerical experiments indicate that the wind shear in the middle troposphere worked as a critical level of the topographically induced internal gravity waves and was responsible for the occurrence of downslope winds not only over the southern slope of Mt. Nagi but also over the southern foot of mountains north of Tsuyama City.

概 要

2004年の台風23号の通過に伴い、岡山県津山盆地で局地強風「広戸風」の大規模発生が起こった。盆地内では建築基準法の基本風速を越える風が観測され、広い範囲で建物などに強風被害が出た。「広戸風」は盆地の東方にある標高1,240mの那岐山から吹き下ろすおろし風であるが、今回のものは過去の多くの事例より強風域の水平規模が大きかった。ここでは強風域の広がり調べるために、数値気象モデルを用いたシミュレーションを行った。近隣の高層気象観測データを入力条件として計算を行ったところ、強風被害域と整合性のある風速分布が得られた。さらに大規模な発生となった機構を調べた。その結果、高層観測にみられる高度4km付近の風向逆転が重要な役割を果たしており、那岐山のおろし風としての広戸風に加えて、周辺の山岳もおろし風を引き起こした可能性が高いことが示された。気象庁や役場の記録によると、1934以降こうした大規模発生が4回起こったと推測される。耐風設計におけるこうした地域固有の強風特性の考慮の必要性についても考察した。

1. はじめに

2004年の台風23号の通過に伴い10月20日の午後岡山県津山盆地は強風に見舞われ、盆地内の広い範囲で建物破損や倒木などの被害が出た。気象庁の津山特別地域観測所、奈義町役場、勝北町役場の自治体観測で最大瞬間風速がそれぞれ50.4m/s, 51.8m/s, 55.2m/sに、またアメダス奈義で10分間平均風速が34m/sに達するなどこの地域での記録的な強風となった。この値は建築基準法がこの地域に定める基準風速30m/s（粗度区分II, 地上10m相当）¹⁾を大きく越えている。Fig. 1 に示すように、台風は日向灘を北東方向に進んだ後15時頃室戸岬西方に上陸、向きを東よりに変えながら和歌山県に再上陸し、翌21日未明に銚子沖の太平洋に抜けた。Fig. 2 は津山および奈義の10分間平均の風速風向である。観測高度はそれぞれ地上11.8m, 6.5mである。強風は昼過ぎ頃から吹き始め、15～19時頃の最盛期を経て22時過ぎまで長時間続いている。この間台風は四国南岸を通過したが、その中心は最接近時でも津山から南東に約150km以上離れていた。そのため盆地内の強風は、台風本体の風だけでなくこの地域の局地風である広戸風の大規模なものが発生したとされた。その強さは最近50年で最大規模である²⁾。

広戸風は、津山盆地の東部、岡山と鳥取との県境に位置する標高1,240mの那岐山の南斜面に発生する北寄りのおろし風で、台風や低気圧が四国沖を東進するとき好発する。おろし風は山岳地形や気流の安定度などの条件が重なって、山を越えた気流が風下側の山腹で風速を増し山麓に強風をもたらす気象現象である³⁾。Yoshino⁴⁾は過去の広戸風事例を調べ、広戸風の強風被害域は多くの場合那岐山南麓の東西5-6km, 南北3-4km程度の比較的狭い範囲に集中するとしている。これに対し、今回の強風範囲はFig. 3 に示すようにYoshinoが示した範囲よりはるかに広く⁵⁾、那岐山から西へ離れた盆地の北半分のほぼ全域にわたっていた。

今回の事例は、台風中心から離れているにもかかわらず、地形的な要因で強化された風が多く被害をもたらしたものである。こうした台風に伴う地形性の風速増加は直接観測されることが少なく、そのため実態に不明な点が多いこともあり、建物の耐風性の検討では必ずしも十分に考慮されなてこなかった。しかし、地形条件が複雑な日本の国土にあっては、地域固有の地形性強風について理解を深め、得られた知見を建物の耐風設計に反映させる必要がある。気候温暖化による台風の強大化が多く指摘されており⁶⁾、その必要性はますます大きくなる。

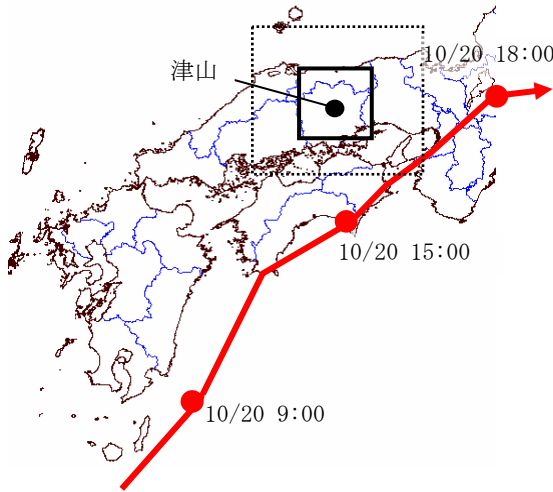


Fig. 1 台風23号の経路 (矩形枠は計算領域)
Path of Typhoon 0423 TOKAGE

ここではそうした目的に供するため、数値気象モデルを用いて台風23号による広戸風の大規模発生時の解析を行うことにした。特に、過去の平均的な事例と比べて西方の津山方面への大きな強風域の広がりをもたらした、今回の強風発生時のメカニズムに注目する。

2. 数値気象モデル

2.1 モデルの基礎方程式

数値気象モデルは乾燥大気非静力・弾性方程式系のもとづいている⁷⁾。静水圧平衡にある水平一様な等温静止大気を基本状態にとると、基礎方程式は風速(u, v, w)、無次元化圧力 $\pi = (p/p_0)^{R/C_p}$ 、温位 θ の各変数の基本状態からのずれの成分に対する保存式からなる。ここで、 p, R, C_p はそれぞれ気圧、乾燥空気気体定数、定圧比熱、 p_0 は1気圧である。基本状態を添え字0、それからのずれの成分を添え字1で表す。基本状態では定義より温位は一定値 θ_0 (K) である。基本状態の無次元化圧力は重力加速度の大きさを g とすると、

$$\pi_0(z) = 1 - gz / C_p \theta_0 \quad (1)$$

となり高さ z のみの関数となる。座標系は、地形準拠座標系 (x, y, \bar{z}) を用いる。ここで、

$$\bar{z} = H(z - z_s) / (H - z_s) \quad (2)$$

H は計算領域全体の高さ、 z_s は地面標高である。基本状態は静止大気であるので風速については添字1を省くと、風速 (u, v, w)、無次元化圧力、温位の基本状態からのずれの成分の保存式は次のようになる。

$$\frac{Du}{Dt} = fv - C_p(\theta_0 + \theta_1) \frac{1}{a} \left(\frac{\partial a \pi_1}{\partial x} + \frac{\partial b \pi_1}{\partial \bar{z}} \right) + D_u \quad (3)$$

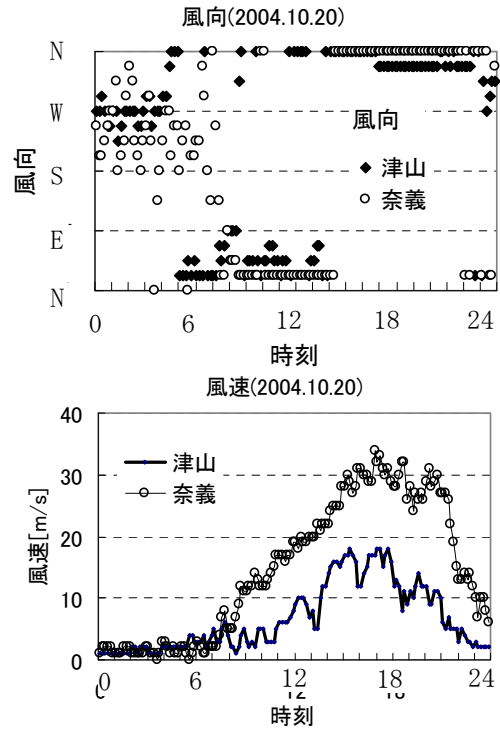


Fig. 2 津山およびAMeDAS奈義の風向・風速
Wind speed and direction at Tsuyama and Nagi

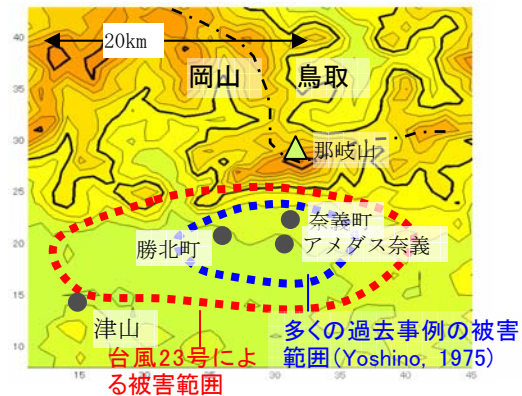


Fig. 3 典型的な被害域と台風0423号時の被害域
Areas of Damage by Hiroto-Kaze

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - C_p(\theta_0 + \theta_1) \frac{1}{a} \left(\frac{\partial a \pi_1}{\partial y} + \frac{\partial c \pi_1}{\partial \bar{z}} \right) + D_v \quad (4)$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -C_p(\theta_0 + \theta_1) \frac{1}{a} \frac{\partial \pi_1}{\partial \bar{z}} + \frac{\theta_1}{\theta_0} g + D_w \quad (5)$$

$$\frac{D\pi_1}{Dt} = -(\gamma - 1)\pi_1 \text{div}V + \frac{C_s^2}{C_p \theta_0} \text{div}V - \frac{wg}{C_p \theta_0} \quad (6)$$

$$\frac{D\theta_1}{Dt} = -\frac{w}{a} \frac{\partial \theta_0}{\partial \bar{z}} + \frac{(\pi_0 + \pi_1)}{C_p(\theta_0 + \theta_1)} \frac{dQ}{dt} + D_\theta \quad (7)$$

ここで、

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial \bar{z}} \quad (8)$$

$$\omega = (w + bu + cv) / a \quad (9)$$

$$\text{div}V = \frac{1}{a} \left(\frac{\partial au}{\partial x} + \frac{\partial av}{\partial y} + \frac{\partial a\omega}{\partial \bar{z}} \right) \quad (10)$$

である。また、

$$a = 1 - z_s / H \quad b = (\bar{z} / H - 1) \partial z_s / \partial x$$

$$c = (\bar{z} / H - 1) \partial z_s / \partial y$$

は座標変換の計量因子、 C_s は基本状態における音速、 $\gamma = C_p / C_v$ 、 C_v は乾燥空気の変比熱である。 dQ/dt は放射などによる非断熱加熱率であるが、ここでは0とおいた。(3)~(5)、(7)の右辺の最後の項はサブグリッドスケールの渦粘性・渦拡散の効果を表しており、渦粘性係数および渦拡散係数は、乱流エネルギーの輸送方程式(11)

$$\frac{De}{Dt} = P_B + P_S - \frac{C_e}{l} e^{1.5} + D_e \quad (11)$$

と長さスケール l の代数式から求められる。ここで、 $C_e = 0.19 + 0.51l / \Delta s$ (Δs は格子サイズ)、 P_B 、 P_S はそれぞれ乱流エネルギー e の浮力生成率、せん断生成率である。このモデルにおける乱流過程の取り扱い、Saito and Ikawa⁸⁾に従っている。地表面における運動量および熱のフラックスは、接地層におけるMonin-Obukovの相似則を仮定して求めた。熱については本研究では日射など放射の熱交換は考慮していない。

2.2 基礎方程式の離散化と数値積分

基礎方程式系は、格子上で離散化され数値的に積分される。離散化における変数配置はArakawa-Cグリッド⁹⁾に準拠したスタガード配置とし、空間微分は全て2次精度の中心差分で近似した。基礎方程式系は音波を解として持つので時間積分にはKlemp and Wilhelmson¹⁰⁾の時間切断法を用いた。時間切断法における時間刻みは長い時間ステップ、短い時間ステップそれぞれ5秒、1秒とした。積分は場がほぼ定常に達するまで行った。本研究で用いたモデルは筆保・桑形¹¹⁾のように、広域の気象場の時間は考慮していない。しかし、鳥取のウィンドプロファイラや、津山、奈義などの地上観測は、広戸風の最盛期の時間帯を中心に風向風速の高い持続性を示している。そのため、境界における気象場の時間変化を考慮しない方法でも現象を適切にとらえることができる。

2.3 計算領域と初期条件

計算領域は、Fig. 1の実線の矩形で示される津山盆地を含む東西×南北×高さ=80km×80km×17kmとし、水平格子間隔は1kmとした。領域内の標高分布の設定には国土地理院の50mメッシュ標高データを用いた。境界の影響を軽減するため、さらに外側にFig. 1の破線の矩形のような幅100kmの計算上の領域が設けてあり、この領域では格子間隔は外に向かって次第に広がるように与えた。鉛直方向の分割は28層で、鉛直方向の格子点間隔は

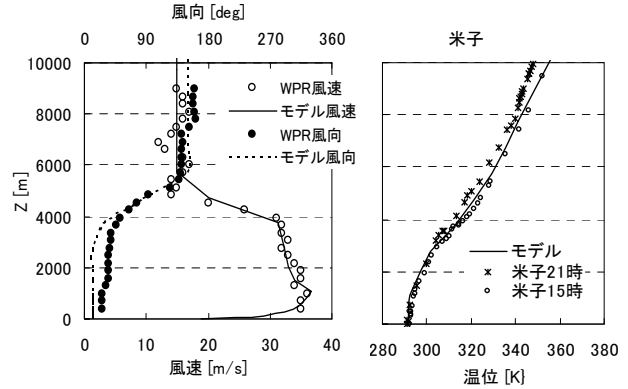


Fig. 4 初期条件に用いた高層観測
Upper Air Soundings used for Initial Condition.

地面付近でもっとも密になるようにした。最下層は厚さ20mで風速の最下計算高度は地上10mである。

初期条件は10月20日17時の鳥取のウィンドプロファイラ(WPR)による風向風速の鉛直分布、米子の15時の高層観測における温位の鉛直分布に基づいて作成した。これらの鉛直分布に、本研究のモデルを鉛直1次元化したものを適用して境界層を発達させ、得られた鉛直分布を領域内に水平方向に一樣に与え初期条件とした。初期条件の風向風速および鉛直分布を観測データとともにFig. 4に示す。観測された風向風速の高度分布では、高度約4~5km付近においてそれらが高さ方向に急変するシア層が特徴的である。シア層の下では風速35m/s程度の北北東風、シア層より上では風速13~14m/s程度の南東風である。Fig. 4の米子の温位分布も参照すると、シア層より下層では北から相対的に低温の空気が流入し、それより上空では台風からの吹き出し起因する南東風の流入がある状況にあったことがわかる。初期条件として与えられた風速分布は、モデル内では時間積分の期間中気圧場と地衡風の釣り合った風場として取り扱われる。ただ、地衡風は領域内で水平方向に一樣としているので台風の等圧線の曲率の効果は実質的に含まれていないことになる。Fig. 4の計算の初期条件では、高度4kmより下層では風向が観測よりもやや北寄りに設定されているが、これは台風の等圧線が曲率をもつことを考慮したためである。

3. 結果と考察

3.1 台風23号による強風

計算開始から3時間で場はほぼ定常に達した。Fig. 5は、4時間経過後の地上10mのスカラー風速および風速ベクトル分布である。実線は地形等高線で100m間隔である。計算領域のうち津山から那岐山にかけての範囲を示す。那岐山の南斜面を中心に強風範囲が広がっており、アメダス奈義の位置では35m/sを越えている。風速25m/s以上の範囲は、那岐山の南斜面からさらに西へ広がり津山の北東部に達している。津山は風速20~25m/sの範囲

にある。Fig. 2 をあわせて参照すると風速の計算値は津山、奈義ともにそれぞれの最盛期の観測値18.2m/s、および34m/sに近い。風向については、観測は奈義で北風、津山で北北西となっているが、計算でも奈義に対し津山が相対的に北北西よりになっていることが認められる。Fig. 5 には、岡山地方気象台の調査⁵⁾に基づく被害範囲も太点線であわせて示すが、被害範囲と25m/s以上の強風範囲とはよく対応している。このように計算と観測はかなりよく対応している。Fig. 5 では那岐山の南斜面よりさらに南には弱風域がある。これは計算においてハイドロリックジャンプが生じたためである。台風23号の際に実際に明瞭なハイドロリックジャンプが生じたかどうかは不明であるが、被害範囲が中国自動車道よりも北に集中していたという事実と符合する。

次に、強風域の広がりについて検討するため、Fig. 5 に示されたa-a'、b-b'、およびc-c' 上の鉛直断面内の風速南北成分をFig. 6(a)~(c) に示す。a-a' は那岐山を、c-c' は津山市を、またb-b' はそれらの中間の加茂川付近をそれぞれ通っている。図で実線は北風（負値）、破線は南風成分を表している。風速の等値線間隔は5m/sで、点線は弱風域を表す。軸の目盛間隔は、横軸は10km、縦軸は1kmである。Fig. 6(a) では、北風が那岐山を越えて南側山麓に勢よく吹き下ろしており、南側山麓の低空に風速40m/s以上の強風域が形成されている。あわせてその直上に弱風域が形成されている。こうした風下側山麓における低空の強風とその直上の弱風域の組み合わせは、おろし風に特徴的な風速分布である。そのため、那岐山南麓の強風是那岐山のおろし風としてのいわゆる広戸風に相当するとみられる。一方、那岐山から西にはずれたFig. 6(b), (c)の風速分布を見ると、(a)と同様に加茂川付近、津山市付近の両方で低空に強風域が形成されており、それらはともに上空に弱風域を伴っている。そのため、これらの強風もおろし風の性質をもっていると考えられる。したがって、台風23号による地形性の強風は、那岐山のおろし風としての広戸風に加えて、西方の山岳でもおろし風的な風速増加によるものであった可能性が示唆される。ただし、津山を通る断

z (km)

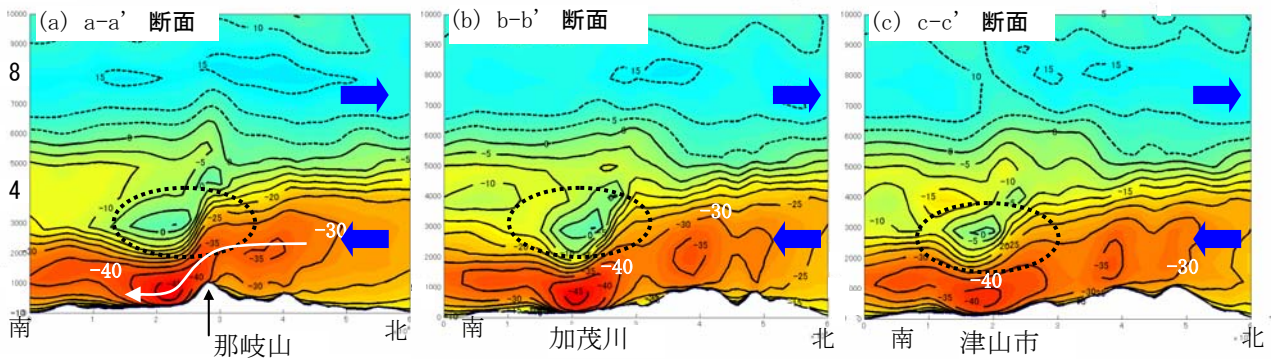


Fig. 6 南北一鉛直断面内の風速南北成分 ((a), (b), (c)はそれぞれFig. 5 に示されたa-a', b-b', c-c' 上) Distributions of the North-South Component of Wind Velocity within the Vertical Planes on the Lines a-a', b-b' and c-c' shown in Fig. 5.

面であるFig. 6 (c)を(a), (b)と比較すると高風速域の位置がやや高い高度に現れている。津山では最大風速の18.2m/sに対して50m/sを越える最大瞬間風速が記録されたが、上空のこうした高風速の存在が高い最大瞬間風速に関係しているとみられる。

3.2 強風の広域発生の機構に関する考察

中村ら³⁾は広戸風の発生条件として、那岐山山頂の風速がある程度大きく上流側は条件付きの不安定であること、山稜の上空に逆転層など安定度の強い層が存在することを示している。斎藤¹²⁾は浅水理論に基づいたおろし風の発生条件を示している。また、Saito and Ikawa⁸⁾は、四国の局地風であるやまじ風について強いおろし風の発生条件を、山稜と同程度の高さにおける強安定層の存在や、流入気流の内部フルード数の逆数 F_r^{-1} の値に応じて起こる山岳波の増幅と砕波によって形成される臨界層の存在をあげている。Fig. 4 には強風発生時の時間をはさむ15時と21時の温位分布の観測値が示されているが、強安定層はあまりはっきり認められない。そのため、台風23の事例ではこれらの条件が簡単には満たされていない可

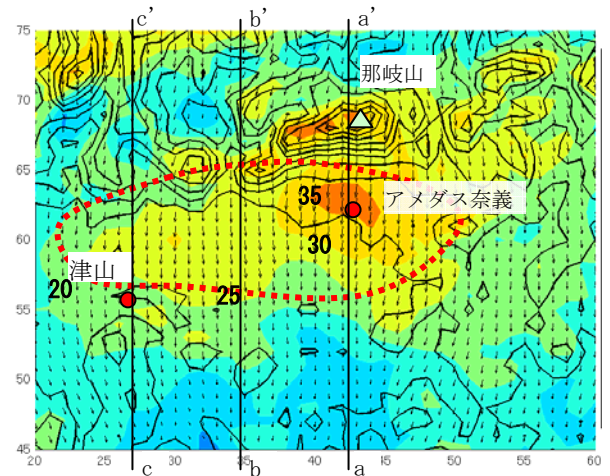


Fig. 5 計算開始4時間後の地上10mの風速分布 (m/s) Distribution of Wind Speed at 10m above Ground

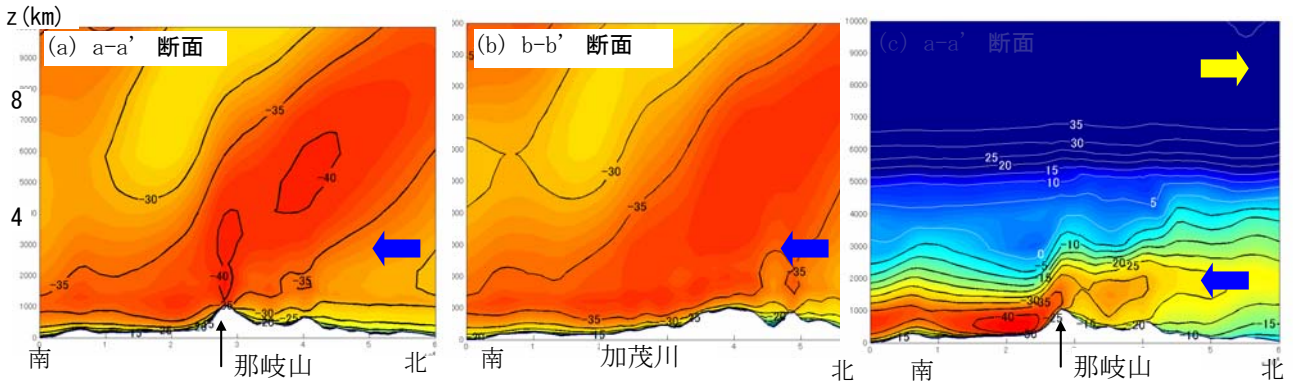


Fig. 7 上空まで一様な北風を仮定を仮定した場合の風速南北成分 North-South Wind Component with No Wind Direction Shear

Fig. 8 風速南北成分 (風向シア考慮) North-South Wind Component with Wind Direction Shear

性能がある。

それをみるため浅水流理論による山越え気流の分類¹²⁾にあてはめてみた。浅水流理論ではおろし風の発生条件は、流体層の厚さ H 、山稜の高さ H_m から決まる無次元山の高さ $Mc(=H_m/H)$ と、外部フルード数 $Fr(=U/(gH)^{0.5})$ で特徴づけられる。 H としてFig. 4の風向シアの高度4km、風速 U にシア高度以下の風速35m/sを用いると、那岐山の標高1,240mから $(Mc, Fr) = (0.31, 0.18)$ となる。浅水流理論では、この Mc に対してはおろし風の発生は $0.4 < Fr < 1.6$ の範囲であり、これらの値はからはずれてしまう。さらに、b-b', c-c'上の山稜についても同様に条件を満たしていなかった。また、安定成層流体の浮力振動数 $N(=(g/\theta d\theta/dz)^{0.5})$ から $Fr^1=NH_m/U$ によって定義される内部フルード数の逆数を、Fig. 4の米子の15時の風向シア高度以下の平均温位勾配と那岐山の標高を用いて求めると約0.5となり、山岳波の非線形性による臨界層の形成の目安である0.7~0.8以上⁸⁾よりも小さい値となった。さらに、内部重力波の理論(例えばGill¹³⁾)によれば、 $\lambda_c=2\pi U/N$ で定義される切断波長 λ_c より山稜の水平スケール λ_m が大きい場合($\lambda_m > \lambda_c$)に、山稜を越える安定成層流には内部重力波が発生する。これに対し、 $\lambda_c < \lambda_m$ では伝播性の内部重力波は発生せず、山稜を越える流れの性状は中立流体のそれに近くなる。すなわち、風速の最大は山麓ではなく山頂に現れる。今回の初期条件に適用すると λ_c は約20kmとなり、那岐山の南北方向のスケール $\lambda_m=$ 約10kmよりも大きく、那岐山単体については、おろし風のみならず内部重力波の発生条件も満たしていない。

このように、高層観測に基づく流入気流はこれらおろし風の発生条件を満たしていないにもかかわらず、計算では那岐山とその西方の山塊のいずれにもおろし風的な強風が再現された。前述のようにFig. 4では高度4~5km付近に顕著な風向風速シアがあった。こうした風向変化は内部重力波の伝播における臨界層の役割をし、地形的に励起され上方へ伝播する内部重力波を下方へ反射させ増幅させる働きをする¹³⁾。計算で得られたおろし風は

風向シアが臨界層として働き、その結果引き起こされた可能性がある。そこで、風向風速シアの役割を見るため、温位分布は同じで風向は上空までFig. 4の下層の風向のまま、風速も境界層より上は一様に35m/sというシアのない仮想的条件で計算を行った。結果をFig. 7に示す。水平波長の長い内部重力波が発生しているが、那岐山およびb-b'いずれも強いおろし風は得られていない。那岐山の直上の風速増加は前述のように $\lambda_m < \lambda_c$ による中立流体的な風速増加によるものである。一方で、内部重力波は那岐山を含む山塊全体のもつ水平スケールの成分に共振したものと見られる。さらに、温位分布と風速は同じであるが、高度4kmで風向を逆転させた場合の計算を行った。結果をFig. 8に示す。那岐山を通る断面のみを示すがFig. 6(a)と同様に那岐山の南麓に顕著なおろし風が再現された。Gill¹³⁾によれば、水平波長が λ_y の線形内部重力波の鉛直波長は、

$$\lambda_z = \frac{2\pi U}{\sqrt{N^2 - \frac{4\pi^2 U^2}{\lambda_y^2}}} \quad (12)$$

で与えられる。実際、Fig. 4の高層観測を参照して、 $U=35\text{m/s}$ 、 $N=1.33 \times 10^{-2} (\text{s}^{-1})$ とし、Fig. 7の計算で得られる内部重力波の水平波長 $\lambda_y=$ 約60kmを代入すると、鉛直波長の1/4、すなわち $\lambda_z/4$ は約4.8kmとなり、風向シア層の高度約4~5kmに近い。すなわち風向シアが地面から内部重力波の鉛直波長の4分の1程度のところにある。そのため、風向シア高度あたりを節、地面を自由端とする、いわゆる1次モードの波が共鳴する条件が満たされている可能性がある。これは米国のコロラド州ボールダーにおけるロッキー山脈のおろし風についてLilly¹⁴⁾が示した条件に近い。このことから台風23号では、地形により励起された内部重力波の、風向シア層による反射と反射波の共鳴により広範囲のおろし風が引き起こされた可能性が示される。那岐山についても、那岐山単独というよりその北側を含むより大きな水平スケール

の起伏に応答した内部重力波の成分波の、風向シア一層による反射・共鳴でもたらされたと考えられる。

3.3 大規模発生時の再来周期と建物耐風性との関連

これまでにを行った考察から、台風23号のときの津山盆地の強風は那岐山のおろし風としての広戸風と、那岐山西方の山岳によるおろし風の両方が同時に発生して強風域が広くなったと解釈される。その様子をFig. 9に示す。ところで、ここでは詳しく述べなかったが、平均して年数回発生する広戸風発生時には、那岐山から西へ遠く離れた津山では風は概して強くない。これに対し台風23号の場合は津山でもかなりの強風であった。そのため、津山でも強風となる広戸風は今回のような大規模発生事例の可能性が高いといえる。奈義町役場には1934年以降の広戸風の記録が残っており、それを参照しながら気象庁の過去の観測記録から広戸風発生時に津山でも風速が大きかった場合を調べると、1934年以降4回程度大規模発生があった可能性が認められる。2004年までの間で単純に平均すると約17年に1回の割合となる。大規模発生の際には台風23号のときと類似した状況になると見られるため、今回被害の大きかった津山盆地東方では、建物の耐風性を考える上で基準風速に対してある程度の安全性を見込むことが望まれる。

4. まとめ

台風23号の通過による広戸風の大規模発生について、気象モデルによるシミュレーションを行い、Yoshino⁴⁾による過去の多くの事例と異なった強風の広域性について考察を行った。計算で得られた強風域の分布は地上気象観測や被害範囲の広がりによく対応しており、当時の強風の状況が合理的に再現されたといえる。強風が広域に及んだ機構を考察したところ、高度4km付近の風向風速シアの存在が広範囲におろし風をもたらされた可能性

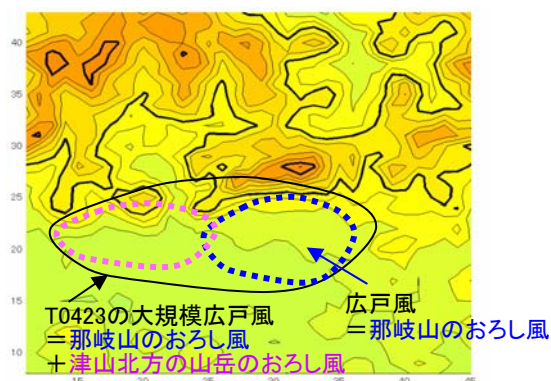


Fig. 9 広戸風大規模発生時の概念モデル
A Conceptual Model of the Hiroto-Kaze
induced by Typhoon 0423

が示された。奈義町や気象庁の過去の記録から、こうした大規模発生は1934年以降4回程度認められ、耐風性の検討における局地風の考慮の重要性が示された。大規模発生事例と典型事例との機構の違いや、過去事例のさらなる調査を行い、強風災害の地域的な特性について知見を深めることが今後の課題である。

参考文献

- 1) 建築基準法施行令第87条第2項（平成12年建設省告示第1454号「Eの数値を算出する方法並びにV0および風力係数の数値を定める件」）
- 2) 片岡文恵：2004年の台風による大規模広戸風の解析的研究，岡山大学大学院修士論文，（2004）
- 3) 中村みゆき等：那岐山山頂における観測からみたおろし風（広戸風）の発生条件，天気49，p. 129-138，（2002）
- 4) Yoshino, M：Climate in a small area, Univ. Tokyo Press, p387, (1975)
- 5) 岡山地方気象台：台風第23号の「広戸風」による被害状況について，（2004.10）
- 6) Oouchi, K, J.Yoshimura, H.Yoshimura, R.Mizuta, S.Kusunoki, and A.Noda：Tropical cyclone climatology in a Global-Warming Climate as Simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses, J. Met. Soc. Japan, vol. 84, 259-276, (2006).
- 7) 大塚清敏：台風0423号による広戸風の大規模発生事例の数値実験，第19回風工学シンポジウム，199-204，（2006）
- 8) Saito, K. and M. Ikawa：A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan, J. Met. Soc. Japan, vol. 69, 31-56, (1991)
- 9) Clark, T.L：A small-scale dynamic model using terrain following coordinate transformation. J Comp. Phys., 24, 186-215, (1977)
- 10) Klemp, J.B and R. Wilhelmson：The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. J. Atmos. Sci., 35, 1070-1096, (1978)
- 11) 筆保弘徳，桑形恒男：領域モデルを用いた広戸風発生に関する研究，2003年秋気象学会予稿集p38.
- 12) 斉藤和雄：山越え気流について（おろし風を中心として），天気，41，731-750，1994.
- 13) Gill, A. E.：Atmosphere-ocean dynamics, Academic Press, pp.662, (1982)
- 14) Lilly, D.K., 1978: A severe downslope wind-storm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. J. Atmos. Sci., 35, 59-77, (1978)