

福井県嶺南地方における山谷風の観測

FIELD OBSERVATION OF MOUNTAIN AND VALLEY WINDS IN THE REINAN AREA OF FUKUI PREFECTURE

玉井昌宏¹・有光剛²

Masahiro TAMAI and Tsuyoshi ARIMITSU

¹正会員 博(工) 大阪大学助教授 大学院工学研究科地球総合工学専攻 (〒565-0871 吹田市山田丘2-1)

²正会員 工修 関西電力株式会社 電力技術研究所構築研究室 (〒661-0974 尼崎市若王寺3-11-20)

The Reinan area is the western part of Fukui Prefecture and bounded on the north by the Wakasa Bay and on the south by the Nosaka mountains. Valleys in the area connect Wakasa Bay and Lake Biwa areas and wind through the valleys plays important roles in heat and pollutants transports between the two area. Field observation was carried out in Sept., 2004 using a Doppler sodar velocitimeter to investigate structures of mountain and valley winds in one of the valleys. The results were examined in relation to macro- and meso- scale wind fields using the AMeDAS data and the objective analysis data by the JMA.

Key Words : Mountain and valley winds, field observation, sea and land breeze, Wakasa Bay

1. はじめに

大気汚染物質のリスク評価法と言えば、その手軽さから産業技術総合研究所開発のADMER(Atmospheric Dispersion Model for Exposure and Risk Assessment)¹⁾が注目されている。しかしながら、アメダスデータの利用を基本としているために、その精度は地形やアメダスポイントの配置などに強く影響を受ける。広大な平野部を除けば、その適用性には問題があると言わざるを得ない。²⁾

大気汚染源は平野部だけでなく、山間部にも存在する。沿岸部で生じた汚染物質は、複雑な地形の影響を受けながら、山地部を移動する。こうした状況を再現するためには、3次元数値計算が必須である。さらに、それを基礎としたリスク評価手法を確立するためには、様々な気象条件を相対的に生起確率が高く、かつ大きな被害を及ぼす可能性のあるような少数のシナリオに集約しておくことが重要である。

山谷風が海陸風と連動して生じること、それが局地的集中豪雨に影響していること等々³⁾、様々な知見は得られている。しかしながら、限定された条件下におけるものを除けば、山谷風に関する研究例は少ない。山のせまった沿岸地域や山間部での汚染シナリオ作成のためには、より一般的な気象条件下での気流場構造の把握が必須である。

本研究では、福井県嶺南地方における耳川の谷を吹く山谷風を観測した。この谷の特徴は、東西に800m級の山に挟まれており、深く直線的な谷であること、若狭湾沿岸域と琵琶湖流域を結節する気流の通り路となっていることが挙げられる。2004年9月に福井県嶺南地方美浜町の関西電力嶺南発電所においてドップラーソーダ風速計を用いて、上空の風向風速を観測した。地上観測データ、アメダスデータと客観解析データ(GPVデータ)を交えて、谷に吹く風の構造、発生要因等について検討した。

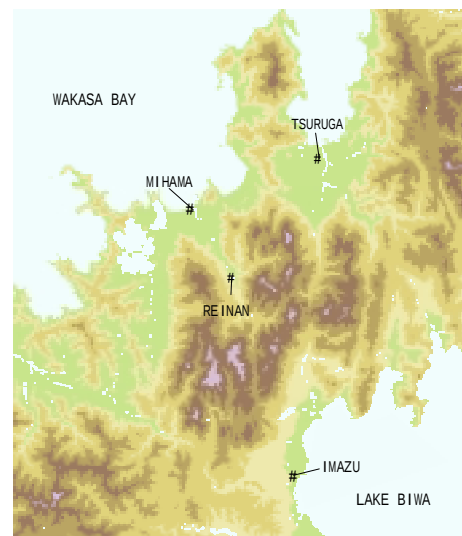


図 - 1 観測地点付近の地形

わが国が細長い島国であり、ミクロな谷部斜面の熱収支の不均衡により形成される流動構造よりも、メソあるいはマクロな流動場の影響が相対的に重要であることを考慮して、一般風や広域な海陸風との関連について考察する。

2. 観測方法

図 - 1 に関西電力嶺南変電所の位置を示す。同変電所は、福井県美浜町に河口を持つ耳川の河口より約 6 km 上流の左岸側に位置している。耳川両岸には、野坂山地の標高 800 ~ 900 m の野坂岳、三国山（右岸側）、三重嶽、雲谷山（左岸側）がせまり、北北西 - 南南東方向の急峻な谷となっている。この谷は、峠を越えて、琵琶湖側の滋賀県マキノ町まで続いており、琵琶湖流域と若狭湾沿岸を結ぶ風の通り道となっている。

観測に用いた機器は、ドップラーソーダ風速計：（株）カイジョー社製 A R - 4 1 0（測定方法：3 方向モノスタティック方式）、地上風向風速計：（株）小笠原計器製作所製 C - W 1 0 5（測定方法：ロータリ光エンコーダ式（風向）、ブラシレス・パルス式（風速））、気温・湿度：（株）小笠原計器製作所製 A - 9 1 0 0（測定方法：白金抵抗式（気温）、毛髪式（湿度））、日射量：英弘精機産業（株）製 M S - 4 2（測定方法：熱電堆式）、放射収支量：英弘精機産業（株）製 C N - 1 1、（測定方法：熱電堆・収支式）である。ドップラーソーダ風速計の出力は、周辺地域の騒音のレベルを考慮して、各日 8 時 ~ 18 時までは 900 W で、18 時 ~ 翌日 8 時までは 150 W に設定されている。

3. 観測結果と考察

（1）観測期間の天候概要

観測期間は、2004 年 9 月 11 日 ~ 26 日の 16 日間である。天気図を参照すると、期間中、前線を伴う低気圧が繰り返し日本列島を通過し、全般的に天候は不安定であった。図 - 2 は、観測ポイント上空の気圧 850 hPa の高度における、客観解析データ (GPV データ) の風速風向時系列を示している。この風速値を各観測日毎に単純平均した 24 時間平均の風速値を併せて示している。横軸は時刻であり、11 日 0 時を原点としている。縦軸は風速と風向であり、風向について北方を 0 とする 16 風向で示している。観測期間の高層風の卓越風向は南西であり、概ね、南 - 南西 - 西の間を変動する。

図 - 3, 4 はそれぞれ観測ポイントにおいて観測した短波放射量と気温の時系列である。参考のために、短波放射量の日中の最大値は、冬季の平均的好天日で $2 \text{ MJ/m}^2\text{h}$ 、秋季の平均的好天日で $2.5 \text{ MJ/m}^2\text{h}$ 程度である。

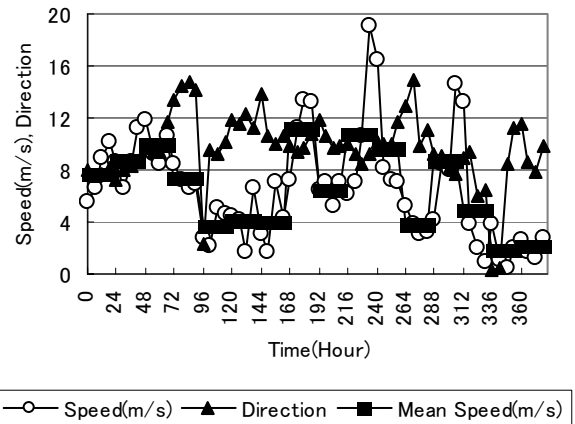


図 - 2 観測地点 850 hPa 高度における風速風向時系列

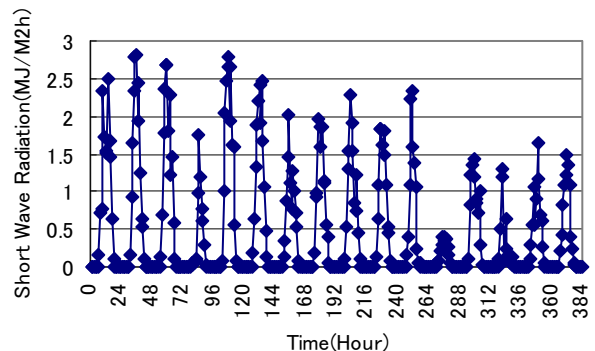


図 - 3 観測地点の短波放射量の時系列

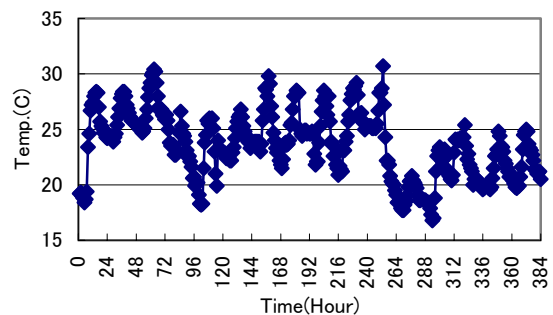


図 - 4 地上気温の時系列

0-96hr (11-14日)は、相対的に上空風速の大きくなっている。0-72hr (11-13日)には、勢力の強い高気圧が北日本を通過し、その後、日本列島の東の太平洋上に高気圧、西側の東シナ海あるいは日本海において低気圧という気圧配置に移行する。この期間の高層風速は、高気圧の縁を回る地衡風によるものであるが、高気圧 - 低気圧の位置関係の変化によって、南から南西風へと移行している。72-96hr (14日)には、低気圧に伴う東西に伸びる前線が通過、風速は急激に南西より北西へと変化している。前線の通過により短波放射が抑制され、さらに北からの冷氣が流入したことにより、地上気温が急降下している。観測ポイントの地表気温は、85h (14日13時)の 26.6 から、102h (15日6時)の 18.1 に急降下している。アメダスデー

タによれば、同じ時間に、琵琶湖岸の虎姫においても、26.5 から16.7 に降下しており、冷気が琵琶湖に達していることがわかる。前線通過後の96-168hr(15-17日)の期間は、移動性高気圧が北日本を通過し、概ね好天が続いている。気圧勾配も比較的小さく、高層風も弱くなっている。高層風向については、96-120hr(15日)は概ね南西、120-144hr(16日)は西、144-168hr(17日)は南西となっている。168-264(18-21日)の期間は、気圧の谷や前線の通過により、高層風速は比較的大きくなっている。168-192hr(18日)の日平均風速は10m/sを超えており、風向は概ね南西である。192-216(19日)は南西7m/s、216-240hr(20日)と240-264hr(21日)は概ね南西風で風速10m/s以上である。264-288hr(22日)には、寒冷前線通過後に前線に向かう北風が入り、午前10時頃から天候が急変、地上気温が急下降している。288-336hr(23-24日)は、前線が停滞あるいは移動して、風向、風速ともに変動が激しい。336-384hr(25-26日)は、北方の高気圧と南岸の停滞前線に挟まれた形になるが、東西に伸びる等圧線はこみあっておらず風速は小さい。336-360hr(25日)の風向は、午前中北、午後南～西である。360-384hr(26日)は概ね西風である。

仮に高層風速4m/s以下であることを海陸風発生可能性の基準とすれば、15日(96-120hr)、16日(120-144hr)、17日(144-168hr)、22日(264-288hr)、25日(336-360hr)、26日(360-384hr)である。22日は短波放射量が極端に少なく可能性はない。また、気象庁データ⁴⁾を参照すると、観測期間の若狭湾付近の海面水温は25 程度である。観測地点の日最高気温が25 を大きく上回っていることを条件に加えれば、144 - 168hr(17日)あたりが最も有望である。以下では、このことを念頭に置いて検討を進める。

(2)地上風観測データ

図 - 5 は、それぞれ嶺南発電所の地上風向の時系列である。144-168hr(17日)では夜間に南風、昼間に北風という風向変化が認められ、海陸風の風向日変化と一致している。このような日変化を示した日は、73-96hr(14日)、96-120hr(15日)、さらに、多少、変動傾向の異なるものも含めれば、240-264hr(21日)、288-384hr(25-26日)も含まれる。既述の高層風速からの海陸風発生可能日から漏れたのは120-144hr(16日)、新たに付け加わったのが、240-264hr(21日)である。14、21日には、寒冷前線が通過しており、この影響により風向が変化したと考えられる。

図 - 6 は、観測地点の地上風速の時系列と、地上風速と高層風速の相関値の時系列を示している。高層風速は6時間毎のデータであり、その時系列は6時間より短い時間スケールの現象を表現しない。そこで、地上風速についても6時間平均値を求め、次式より相関値を求めた。

$$Coef_i = \frac{(u_i - U)(v_i - V)}{\sum_{i=1}^N [(u_i - U)(v_i - V)] / N} \quad (1)$$

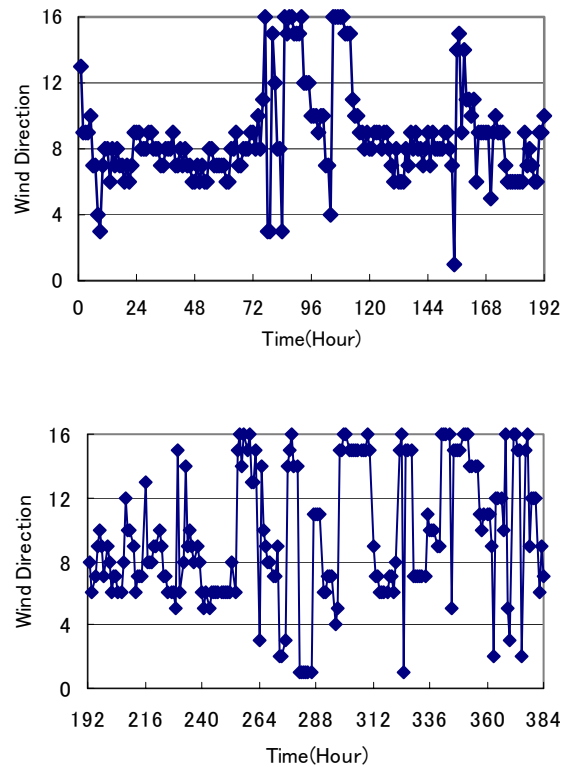


図 - 5 観測期間地上風向

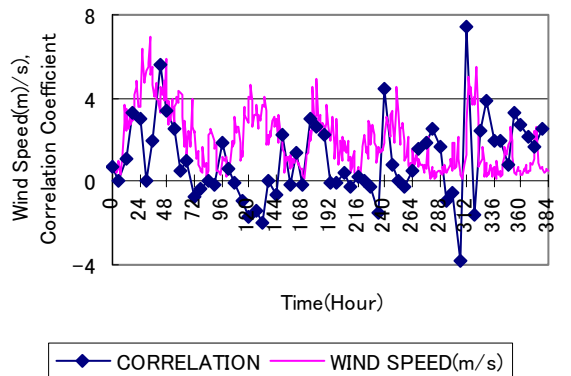


図 - 6 地上風速とその上空風速との相関関係

ここに、 $Coef_i$ ：第*i*番相関値、 u_i ：第*i*番地上風速値、 v_i ：第*i*番高層風速値、 U ：観測期間平均地上風速、 V ：観測期間平均上空風速、 N ：データ数である。この式は、地上風速変動と高層風速変動の位相関係を調べている。相関係数は右辺分母により計算されるが、その値は0.42と小さいが、有意水準1%で無相関は棄却されている。基本的には、高層風が強くなる時には、その影響を受けて地上風速も大きくなる傾向がある。地上風速が小さくなる場合には、他の何らかの駆動力が支配的になるために、相関が低下することになる。こうしたことを考慮すると、既述の傾向から大きく乖離している時間帯は96-144hrであり、高層風が小さいにも拘わらず、地上風が大きくなっている。234hrと306hrにも大きな負の相関

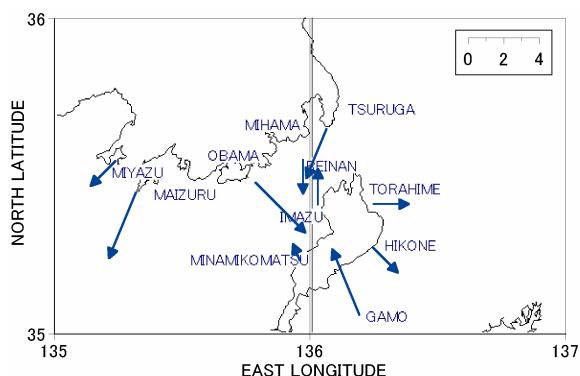


図 - 7 111hr(9月15日15時)の風況

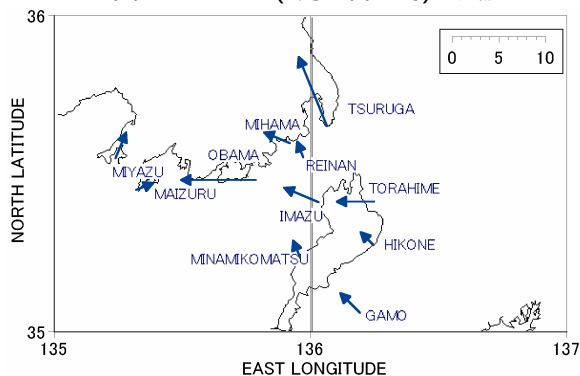


図 - 8 135hr(9月16日15時)の風況

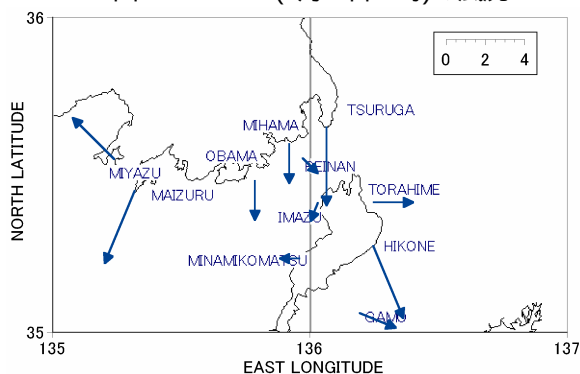


図 - 9 159hr(9月17日15時)の風況

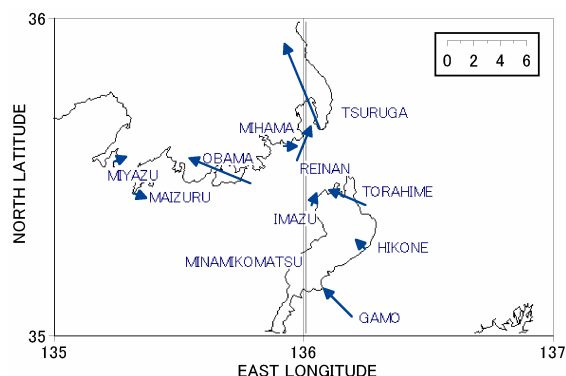


図 - 10 119hr(15日23時)の風況

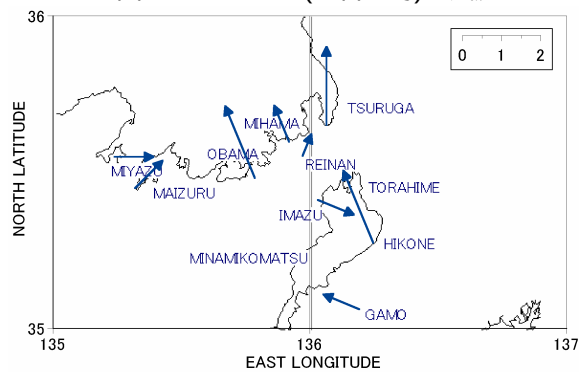


図 - 11 143hr(17日23時)の風況

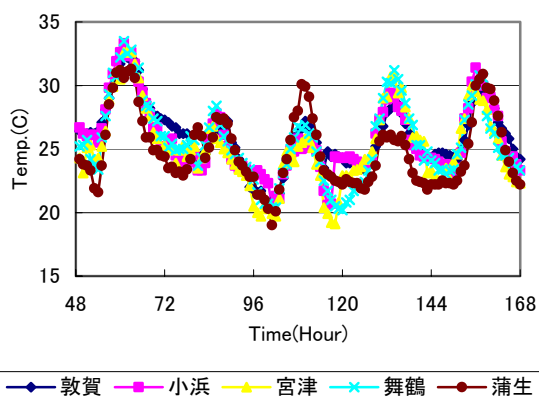


図 - 12 48-168hr(14-17日)の気温変化

値が現れているが、図 - 2 を参照すると、これらの時刻に上空の風速値が非常に大きくなっていることがわかる。地上風がこうした上空風速の急変に追従できなかったことによると考えられる。また、264-360hrでは、全般的に相関値と地上風速値が逆位相で変動しており、高層風が小さいにも拘わらず、地上風が大きくなっている。相関値変動と地上風変動の位相の逆転は、既述の寒冷前線の通過に端を発していると考えられる。

(3) 周辺アメダスデータ

15-17日(96hr-144hr)の15時(111hr, 135hr, 159hr)における地上観測データとその周辺のアメダスデータの風速ベクトル図を、図 - 7 ~ 9 に示す。111hrについては、若狭湾より内陸方向に、琵琶湖岸についても湖から陸方向に吹く湖風が観測されている。若狭湾の水温が25 程度であるのに対して、111hrの観測地点気温が26 であること、観測地点周辺地域の標高が、観測地点より高いこと、それらにも拘わらず、若狭湾沿岸地域のアメダスポイン

トにおいて、5m/sを超える風速が観測されてことを考え合わせると、この流動場が海陸域の温度差に起因する通常の海風であるとは考えにくい。しかしながら、近江盆地の中央付近の蒲生を除けば、風速ベクトルの方向は、観測地点の存在する谷あるいは河川縦断方向に概ね一致しており、低地を這う密度流であることを伺わせている。蒲生の風向は南よりになっているが、この方角は高層風風向と概ね一致している。

135hrでは、111hrに観られたような海風、湖風構造は観察されず、全体的に南東あるいは南よりの流動となっている。この日は、高気圧が観測地点の東方に位置していることから、この風向は高気圧の縁を回る地衡風による影響を強く受けたものであると予想される。風速ベクトル分布は、琵琶湖湾岸では比良山あるいは野坂山地に向かって収束し、山地を越えて若狭湾付近では発散するよ

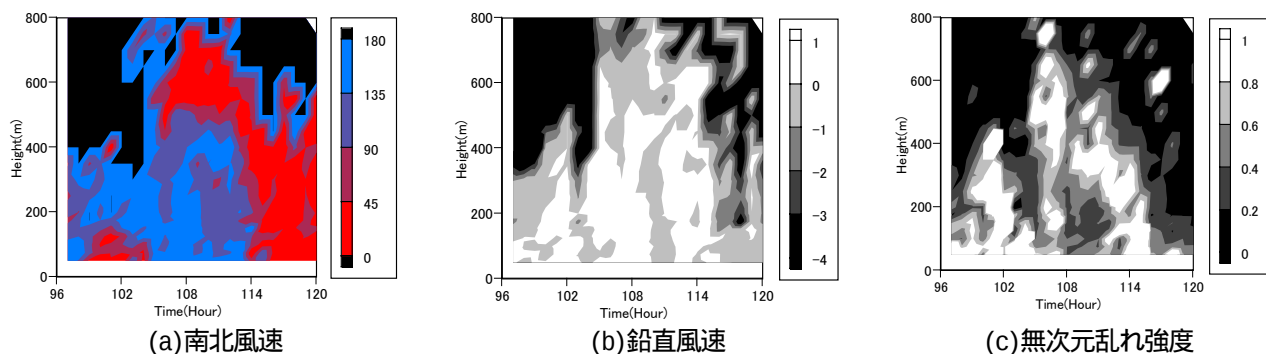


図 - 1 3 96-120hr(15日)の風速鉛直分布 (音波レーダ観測結果)

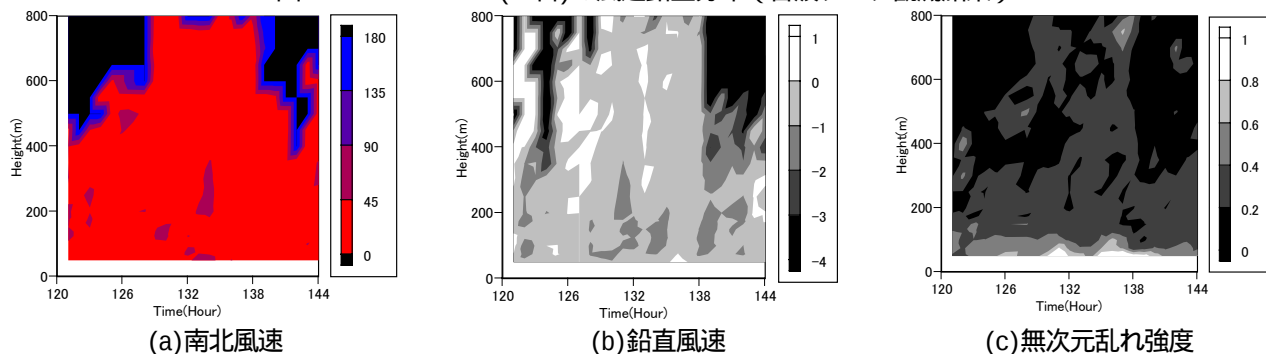


図 - 1 4 120-144hr(16日)の風速鉛直分布 (音波レーダ観測結果)

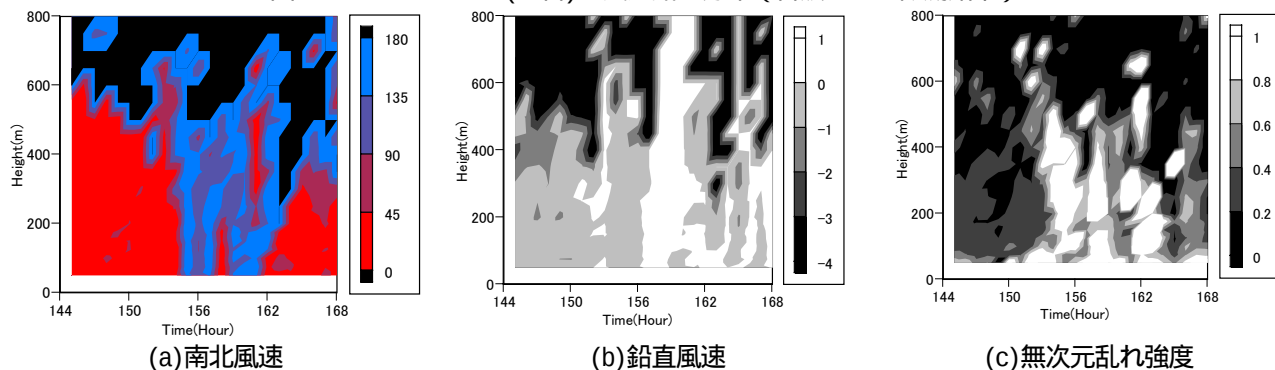


図 - 1 5 17日 144-168hr(17日)の風速鉛直分布 (音波レーダ観測結果)

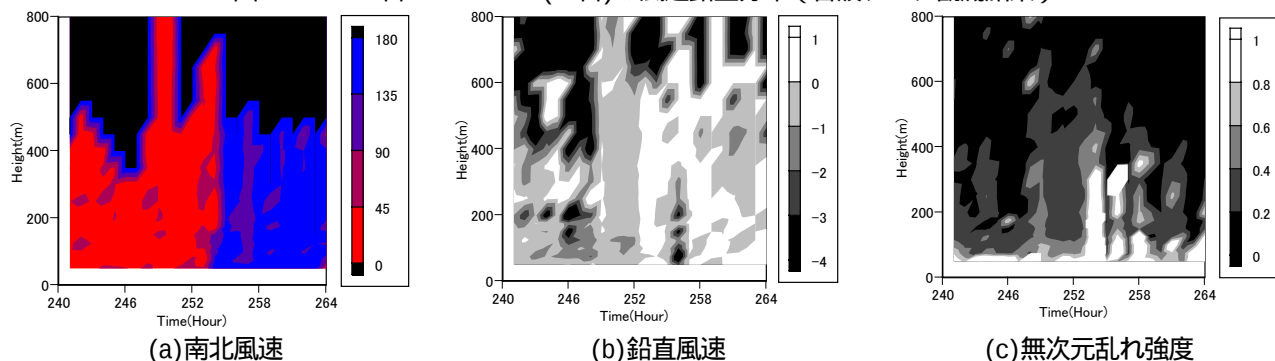


図 - 1 6 240-264hr(21日)の風速鉛直分布 (音波レーダ観測結果)

うな構造となっている。このベクトルを180度回転させれば、丁度冬季の琵琶湖湖上卓越風が吹く場合⁵⁾の風速ベクトル図に類似したものになる。気流が琵琶湖や若狭湾付近を通過して、南北方向に通過する場合の典型的な気流パターンであると考えられる。

159hrについては、若狭湾から内陸へ、琵琶湖から内陸へ向く海風、湖風が形成されているのがわかる。この時刻の一般風向は南西である。111hrの分布との差異は、若

狭湾沿岸域のポイントにおいて、風向が概ね北となっていることであり、谷筋の方向の影響をそれほど強く受けておらず、111hrより大きなスケールの流動となっていることを伺わせる。

次に、15日と17日23時(119hr, 167hr)の陸風状況を、それぞれ図 - 1 0, 1 1 に示す。16日については、135hrのベクトル図とほとんど変化がなかったために、ここでは割愛した。119hrにおいて、琵琶湖や若狭湾方向の陸風が吹

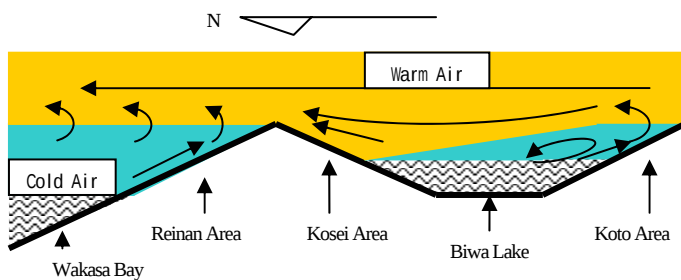


図 - 1 7 111hr(15日15時)の風況の発生要因

いているものの、その風速は4~6m/sであり、従来の海陸風の観測結果と比較して大きい。このベクトル図 - 8 に似ていることから、南よりの一般風の影響が次第に強くなっていく過渡的な状況であると考えるのが良いのではないかと考える。一方、167hrのベクトル図では、風速が弱いながら、若狭湾、琵琶湖岸ともに陸風が発生していることがわかる。

図 - 1 2 は、観測点周辺のアメダスポイントの72-168hrにおける気温の時系列である。72-96hr(14日)に冷気が入り、各観測点で気温が低下している。96-120hr(15日)では、近江盆地南方の蒲生に比較して、若狭湾沿岸域の各観測点の気温が低くなっているのが、120-144hr(16日)には逆転している。南方から暖湿気が入って、太平洋側で強い降雨があったことから、この気温の逆転は、フェーン現象によるものである。さらに、若狭湾側の各アメダスポイントにおいて、113-116hr(16日17~20時)に、気温の急上昇が観られるが、これは南からの暖気の流入によって、地表付近の冷気あるいは逆転層が解消されたことを示している。

(4) ドップラーソーダ風速計測定結果

図 - 1 3 ~ 1 6 に音波レーダ風速計で観測した水平方向風速の風向、鉛直方向風速、水平方向風速の乱れ強度を風速値で無次元化した無次元乱れ強度の鉛直分布を示す。風向は、南との偏差を示しており、南0、北180、東西90となっている。96-120hrにおいて、106hr(10時)頃から上空に南からの気流が入り、地表から高さ450mまでの領域で北より気流となっている。鉛直風速分布から、この南風に向かう上昇流となっていることがわかる。無次元乱れ強度分布は、高層南風と低層北風の境界付近で乱れが発生していることを示している。これらから、前日の寒冷前線の通過によって流入した冷気による逆転層上に南方からの暖気が流入し、成層構造となっていることがわかる。図 - 7 の風速ベクトル分布、図 - 2 より上空1500mにおいて南東風となっていること、図 - 1 2 の気温変動などから、この状況は図 - 1 7 のように推測される。成層界面において生じる乱流によって、冷気が連行されることが予想される。このような条件下であれば、弱風・晴天日という必要条件を満足しなくても、若狭湾海風・琵琶湖湖風の組み合わせは発生する。冷たい北風領域の厚さは、混合により次第に薄くなり、114hr(18時)~

116hr(20時)頃に、南風が地上に到達しており、この時刻は、図 - 1 2 において示した気温急上昇のそれと一致する。120-144hr(16日)においては、全体的に南風が入り、鉛直方向には下降流が卓越している。底面付近の無次元乱れ強度が大きくなっており、上空に強い乱れを生成するような顕著な速度勾配がないことがわかる。144-168hr(17日)では、154hr(10時)頃に南風(陸風)が北風(海風)に、162hr(18時)頃に再度南風に転換している様子がわかる。南風期間では下降流、陸風期には上昇流、夕刻の南風期には、上昇、下降を繰り返すような状況となっている。無次元乱れ強度は海風陸風転換期、あるいはその逆の場合に、地表付近で大きくなる。比較のために、図 - 1 6 に寒冷前線通過時の南北風向、鉛直方向風速、無次元乱れ強度の鉛直分布を示している。風向図より、254hr頃に寒冷前線通過によって、風向が急激に変化していることがわかる。鉛直方向風速、乱れ強度が、図 - 1 5 の特徴に非常に一致している。こうしたことから、154hrの陸風から海風への転換が、冷気フロントの通過であることが確認される。

4. まとめ

本研究では、福井県嶺南地域の谷において山谷風の観測を行ない、より広域な一般風との関連性について考察した。海陸風の発生には、弱風・晴天という各日の気象条件が必要とされるが、加えて先行条件にも強く影響される。海水温に比較して、地上気温が十分大きくないような暖候期においては、寒冷前線通過による冷気団の侵入とその後の南方からの暖気による冷気団の解消という変動パターンが、海陸風等の地上風況に強く影響することがわかった。とくに冷気層(逆転層)の形成が、海風あるいは琵琶湖の湖風の発生要因になることを示した。

参考文献

- 1) 東野晴行、北林興二、井上和也、三田和哲、米澤義堯：曝露・リスク評価大気拡散モデル(ADMER)の開発、大気環境学会誌、第38巻、第2号、pp.100-115、2003。
- 2) 玉井昌宏、有光剛(2004)：海陸風を含む模擬気象場におけるパフ・プルームモデルを用いた大気汚染物質リスク評価モデルの検証、海洋開発論文集、Vol.20、pp.335-340。
- 3) 浅野富雄(1996)：ローカル気象学、2海陸風、p.233.11-44、東京大学出版会。
- 4) <http://www.data.kishou.go.jp/marine/ocean/daily/daily.html>
- 5) 玉井昌宏・石井義裕・磯野知信(2001)：琵琶湖湖上風の数値シミュレーション、水工学論文集、第45巻、pp.1231-1236。(2005.9.30受付)