

山地を越える海風に関する数値実験

畠山 拓治*・田中 正昭

* 京都大学理学研究科

要 旨

地域予報システム ARPS を用いて、平面地形と山地地形を取り入れた海陸風数値実験を行ない、山地を越える海風の挙動を吟味した。その結果、夕方から夜間にかけて山地の風下側山麓の地表近くの海風が平地地形より強まり、その状態が5~7時間継続した。これは観測から明らかにされた京都盆地の午後の東風に対応する現象と考えられる。また、海風が山地を越える際に、浅水流が障害物を越える際の transitional flow と同様の現象が見られた。

キーワード：海陸風, 京都盆地の東風, 数値実験, 山越え気流

1. はじめに

高田・田中(1996)は夏季京都盆地に卓越するメソスケールの風系を調べるため、1987年から1993年の6年間の5~9月のうち、AMeDAS京都観測点「京都気象台」の日積算日照時間が6時間以上の晴天日について、京都市観測点「京都タワー」の風データのクラスター解析を行ない京都盆地における風の日変化のパターン分けを行った。AMeDAS全観測日1071日のうち427日が晴天日として抽出され、京都市観測点「京都タワー」が欠測である1日を除いた426日を解析した結果、大阪湾からの海風が卓越するパターンが最も多く(120例)、ついで午後から東風に覆われるパターン(101例)が続いた。また、京大理学部2号館でのパイロットバルーンによる観測結果から、この東風の鉛直スケールは200~500mで、高度約100mで最大風速7~12m/sを持ち、持続時間は6~10時間であることがわかった。この東風について発生時の上層の風が北よりであること、東風が1~3度の気温低下をもたらすことを確認し、「狭湾+琵琶湖」の海風が京都盆地に侵入したものと推定している。Fig.1に、夏期、京都盆地東部で実測された風の鉛直分布と、地上10mの風の時間変化を示した。日没後にも下層で通常の見られる期待される風より強

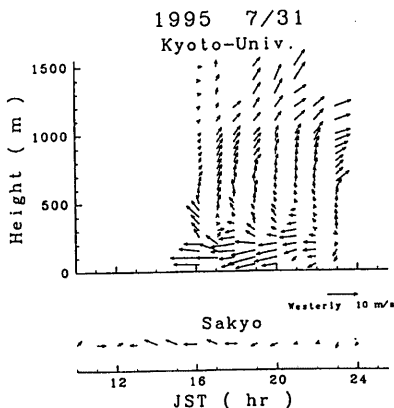


Fig. 1 The time-height cross section of the observed wind at Kyoto Univ (upper). The time variation of wind at Sakyo (lower), on 31 July 1995. From Takada and Tanaka (1996)

い約10m/sの東風が観測されており、これらは単純な海陸風ではなく、海風が山地を越える際、何らかの強化・維持メカニズムが働いていると推測される。

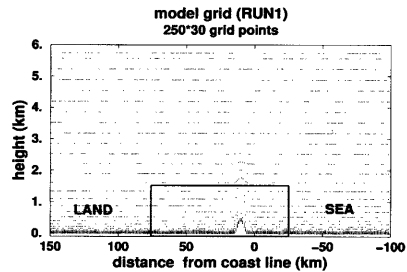
Table 1 parameters used in the 2-dimensional land-sea breeze numerical experiments.

initial atmospheric pressure at ground	1013.0hpa
initial base state static stability	$N=0.01/s$
initial ground air temperature	297K
initial ground surface temperature	290K
initial sea surface temperature	297K
start time	21 May 0600(local time)
duration of numerical experiment	24 hours
big time step	2.0s
small time step	0.5s
horizontal grid increment	1.0km
number of horizontal grid points	250
vertical grid increment	10m(lowest level)~300m(highest level)
number of vertical grid points	30
lateral boundary condition	zero gradient
upper & bottom boundary condition	rigid
Reyleigh dumping	over 3.0km
turbulent closure scheme	1.5-order TKE

海陸風の性質の概略は線形理論で説明されるところが多いが、実際には非線形性の強い現象である。コリオリ力・地表面での摩擦・一般風の影響などを取り入れ、詳細に見るとかなり複雑な現象であることは、Kraus et al.(1990)なども指摘している。このような複雑な局地的現象の研究に、非線形項を含んだ数値モデルが多く利用されているが、海陸風の数値実験も、この例にもれず数多く行われて来た。

3次元数値実験の場合、日本ではKondo(1990)が関東地方、伊藤(1992)が近畿地方全域を含む3次元数値実験を行い、山地の熱的低気圧の影響によって広域海陸風が発生することを示している。2次元数値実験ではMahrer and Pielke(1977)が、半値幅10kmのベル型山地を用いた海陸風数値実験を行ない、山地周辺では海陸風と山谷風の結合で平面地形海陸風よりも海風が強化されるとしている。Ookouchi et al.(1978)は山地幅8km、高さ450mの山地地形をおき、山地領域で顕熱を与えた計算結果と与えなかった計算結果を比較して、山地の熱的および力学的効果を論じ、日中は山地の内陸側からの谷風のために海風が内陸に進入できず、日没後は山風の影響でやや強化されることを示している。

本研究では先の高田・田中(1996)が京都盆地で観測した東風の強化・維持機構を探るため、複雑地形上での海陸風の挙動を把握する第一歩として、海風が越えることのできる程度のスケールの山地、例えば京都盆地の東山山地が海陸風に与える効果を見る

**Fig. 2** Model domain and grid structure used for RUN1.

ため、単純な山地を与えた2次元数値実験を行った。

以下、2節では本研究に用いた数値モデルの概要を述べる。3節では数値実験の結果を示し、過去の観測結果と比較する。4節では実験で得られた山地を越える海風の特徴を、従来の山越え気流の理論と対比して検討する。5節では、3節の結果・4節での理論との比較から、山地における海陸風を議論し、夏季京都盆地で観測された東風の強化・維持機構について考察する。

2. モデル概要

Table 2 Terrain conditions used in the experiments. Each mountain has the width of 10km from one mountain-foot to another.

	number of mountain	coast-peak distance	mountain height
RUN0	0(flat)	-	-
RUN1	1	10km	400m
RUN2	2	10km,35km	400m
RUN3	1	10km	200m
RUN4	2	10km,35km	200m

数値実験にはオクラホマ大学で開発された地域予報システム ARPS(Advanced Regional Prediction System:以下,ARPS)を用いた。ARPSに用いられている方程式などについてはXue et al.(1995)に詳細が述べられてあるので、ここではARPSの概略と計算に用いた設定条件を述べるにとどめる。

本研究ではx-y二次元の運動を扱うため、以降では適宜y成分の説明は省略するが、実際にはy方向の4点に対して周期境界条件を課して3次元の計算を行っている。

ARPSの支配方程式は、曲線座標系 ξ, η, ζ で記述されるが、そのうち ξ, η 座標はx,y座標と一致している。

座標変換に伴うヤコビアンを $J_1 = -\frac{\partial \xi}{\partial \zeta}, J_2 = -\frac{\partial \eta}{\partial \zeta}, J_3 = \frac{\partial \zeta}{\partial \xi}$ とし、 $\sqrt{G} = |\frac{\partial \zeta}{\partial \xi}|$ とする。初期場の大気密度を $\bar{\rho}$ とし、

$$\begin{aligned}\rho^* &= \sqrt{G}\bar{\rho} \\ u^* &= \rho^* u \\ v^* &= \rho^* v \\ w^* &= \rho^* w \\ W^c &= \rho^* W^c\end{aligned}\quad (1)$$

とする。ただし、 W^c は曲線座標系での速度の ζ 成分である。

運動方程式は以下ようになる。

$$\begin{aligned}\frac{\partial w^*}{\partial \zeta} &= -[u^* \frac{\partial u}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial u}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial u}{\partial \zeta}] \\ &\quad - [\frac{\partial}{\partial \xi} \{J_3(p' - \alpha \text{Div}^*)\} + \\ &\quad \frac{\partial}{\partial \zeta} \{J_1(p' - \alpha \text{Div}^*)\}] \\ &\quad + [\rho^* f v - \rho^* \bar{f} w] + \sqrt{G} D_u\end{aligned}\quad (2)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial \zeta} (w \rho^*) &= -[u^* \frac{\partial w}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial w}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial w}{\partial \zeta}] \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial \zeta} (p' - \alpha \text{Div}^*) \\ &\quad + \rho^* B + \rho^* \bar{f} u + \sqrt{G} D_w\end{aligned}\quad (3)$$

式2はの右辺は順に、移流項、気圧摂動による気圧傾度力、コリオリ項、混合項である。 p' は、気圧の摂動である。混合項 $\sqrt{G} D_u, \sqrt{G} D_w$ にはサブグリッドスケールの乱流混合と人工的な数値混合を含む。鉛直方向の運動方程式3は以上の項に浮力項 $\rho^* B$ が加

わる。 αDiv^* を含む項は、人工的に導入した発散減衰項であり、音波を減衰させることを目的としている。これらの方程式系の積分には音波を含む項を小さな時間ステップで計算するモード分離型積分法が用いられている。

熱エネルギー方程式では温位の摂動 θ' が予報変数であり、以下の方程式で表される。

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho^* \theta') &= -[u^* \frac{\partial \theta'}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial \theta'}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial \theta'}{\partial \zeta}] \\ &\quad - [\rho^* w \frac{\partial \theta}{\partial \zeta}] + \sqrt{G} D_\theta + \sqrt{G} S_\theta\end{aligned}\quad (4)$$

右辺各項はそれぞれ、 θ' の移流、 $\bar{\theta}$ の移流、混合、微物理過程・放射などの加熱・冷却効果による熱の生成・消滅を表す。

気圧方程式は以下ようになる。

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial \zeta} (J_3 p') &= \\ &\quad - [(J_3 u) \frac{\partial p'}{\partial \xi} + (J_3 v) \frac{\partial p'}{\partial \eta} + (J_3 W^c) \frac{\partial p'}{\partial \zeta}] \\ &\quad + J_3 \bar{\rho} g w \\ &\quad - \bar{\rho} c_p^2 [\frac{\partial}{\partial \xi} (J_3 u) + \frac{\partial}{\partial \eta} (J_3 v) + \frac{\partial}{\partial \zeta} (J_3 W^c)] \\ &\quad + J_3 \bar{\rho} c_p^2 [\frac{1}{\bar{\theta}} \frac{d\bar{\theta}}{d\zeta} - \frac{1}{\bar{B}} \frac{d\bar{B}}{d\zeta}]\end{aligned}\quad (5)$$

ここで、 $E = 1 + 0.61 q_w + q_{\text{liquid}+ice}$ である。右辺各項は、 p' の移流、 $\bar{p}$ の移流、発散、非断熱加熱・冷却による効果を表す。 $\bar{p}$ の鉛直移流は静水圧の関係を用いて密度に置き換えている。非断熱加熱・冷却項は一般に小さいので、ARPSでは無視している。

水物質に対する予報方程式は以下で表される。

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho^* q_\psi) &= -[u^* \frac{\partial q_\psi}{\partial \xi} + v^* \frac{\partial q_\psi}{\partial \eta} + W^{c*} \frac{\partial q_\psi}{\partial \zeta}] \\ &\quad + \frac{\partial (\rho^* \bar{V}_{q_\psi} q_\psi)}{\partial \zeta} + \sqrt{G} D_{q_\psi} + \sqrt{G} S_{q_\psi}\end{aligned}\quad (6)$$

右辺は順に、移流、沈降、混合、生成項である。沈降項は雨、雪、雹がそれぞれ終端速度で落下することを示す。なお、本研究で扱う水物質は水蒸気のみであり、相変化などの微物理過程は無視した。したがって沈降項は無視される。

乱流パラメタリゼーションには、乱流運動エネルギーの予報方程式を解いて混合係数を見積もる1.5次TKEスキームを用いた。大気放射は短波・長波放射過程を含んでいる。地表面パラメタリゼーションはNoilhan & Planton(1989)を基礎とした予報モデル

が用いられている。このモデルでは地表面および地中で熱および水収支、キャノピー内の水分量の変化を、最小の計算時間およびパラメータで計算されるように作られている。また、コリオリ項および水蒸気の凝結は無視し、地表に達する単位面積あたりの放射量の計算においては、地面の傾きを無視した。側面境界は zero gradient、上下境界は rigid で、高度 3km 以上には上端での波の反射を防ぐためレイリーダンピングを用いた。

計算領域は Fig.2 に示したように、陸面領域 150km、海面領域 100km、鉛直領域 6km に 250x30 個のグリッドを与えて海陸風数値実験を行なった。実験に用いた初期条件、および境界条件は Table1 にまとめて示した。

上記の条件のもと、平面地形 (RUN0)、単一山地 (RUN1, RUN3)、盆地状地形 (RUN2, RUN4) および山地高の条件を変化させ、合計 5 つの実験を行なった。これらに用いた地形条件を Table2 に示す。山地は幅 10km の sin 型を用いた。

3. 数値実験計算結果

3.1 標準実験

標準実験として 1) 平面地形 (RUN0)、2) 標高 400m の単一山地を用いた地形 (RUN1) での海陸風実験を行なった。

(1) 平面地形での海風

平面海陸風実験 (RUN0) で得られた温位と水平風速の分布を 3 時間毎に、Fig.3 に示した。午前 8 時頃海岸線付近に海風が発生し、徐々に風速を強めながら前線を形成した。この前線は低温位の気塊を伴い、午前中約 2.5km/h の速度で内陸に進行したが、午後には 6km/h と速度を速めた。このように午後になって重力流的構造を持った海風が進行速度を増すことは Simpson(1978) の観測の研究や、Kondo(1990) の数値実験によっても示されている。

海風前線付近に最大風速を発生し、その最盛時は 16 時頃で、高度約 100m、風速約 8m/s、層厚は 650m、であった。その上層、高度約 3km まで反流層となっている。最大反流は海風前線の上空約 1.5km に現れ約 1.8m/s であった。陸風は午前 3 時に発生し、厚さ約 50m で最大でも風速 1.5m/s、一般に観測される陸風より発生時刻は遅く、弱いものであった。今回の数値実験で計算された海風の状況は、通常の観測された値と比べると、海風層の厚さや海風前線を伴うことなどの基本的性質はよく似ているが、最大風速を持つ位置がやや低く、最大風速もやや強めであり、結果から見ると地表面での抵抗が少なめに評価計算されている可能性がある。

計算結果には、昼間、内陸にベナールセル状の対流が現れた。Fig.3 の 15 時頃、内陸の下層で風速の乱れは、これによるものであると推定される。これらは、海風前線付近に発生した一つのセルが内陸側に次のセルを誘発するという形で連鎖的に発生したように見えたが、数値実験の限界に関わる問題であり詳細は論じない。

(2) 単一山地を越える海風

山地を用いた海陸風の標準実験 (RUN1) として、幅 10km 標高 400m の山地の山頂を内陸 10km に置いた実験を行なった。その結果を Fig.3 と同様に Fig.4 に示した。

午前 7 時頃から山地付近で谷風が発生し、海側の斜面では海風と融合して内陸側よりも大きな流れになる。昼間、時間と共に海風は徐々に勢力を強めるが、同時に内陸の谷風も強くなり、そのため 15 時では、まだ山頂付近で海風の内陸への進行が遅れる。さらに時間が進み、日射が弱まること内陸側の谷風が弱まり、16 時 30 分頃に低温位の気塊を伴う海風前線が山地を越える。山を越えた海風前線はその後も先端付近に風速の極大値を持ちながら約 9km/h の速度で内陸に進行し、最大風速は山地の内陸側麓付近に留まった。日没後、海岸線付近では陸風が発生した。その陸風層の厚さは 100m 程度で前線付近に最大風速 2~3m/s ある。これは平面海陸風のものよりやや強い。山地の海側では海風前線が山地を越えた後、18 時頃以降、海風層が厚くなり海風が弱まる領域が発生する、その領域は時間と共に海側へ拡大する特徴が見られた。これは平面海陸風 (RUN0) に見られなかった現象である。

3.2 各実験の比較

本研究では、以上 2 つの平面地形と山地地形標準実験に加え、京都盆地を模した 2 つの標高 400m の山地に囲まれた盆地地形上での実験 (RUN2)、さらに単一山地・盆地地形で用いた山地の標高を 200m にした実験 (RUN3, RUN4) の、計 5 つの実験を行ない、地形と山地高の影響を検討した。

先に述べた通り、平面海陸風の場合は海風前線の先端で最大風速を発生したのに対して、山地地形の場合、海風の最大値が山地の内陸麓に発生し、強化され、数時間継続することが大きな特徴である。

Fig.5 に盆地地形 (RUN2) での計算結果、温位、風速を Fig.3 と同様に示した。Fig.6 は海岸線から内陸側山麓、風が強化された 15.5km の地点での地上 16.3m、292.9m、2 高度での各 RUN の風速時間変化である。正の値が陸からの風であり、負の値が海風に相当する。Fig.6 の 2 高度の風速変化から、海風の侵入時刻は

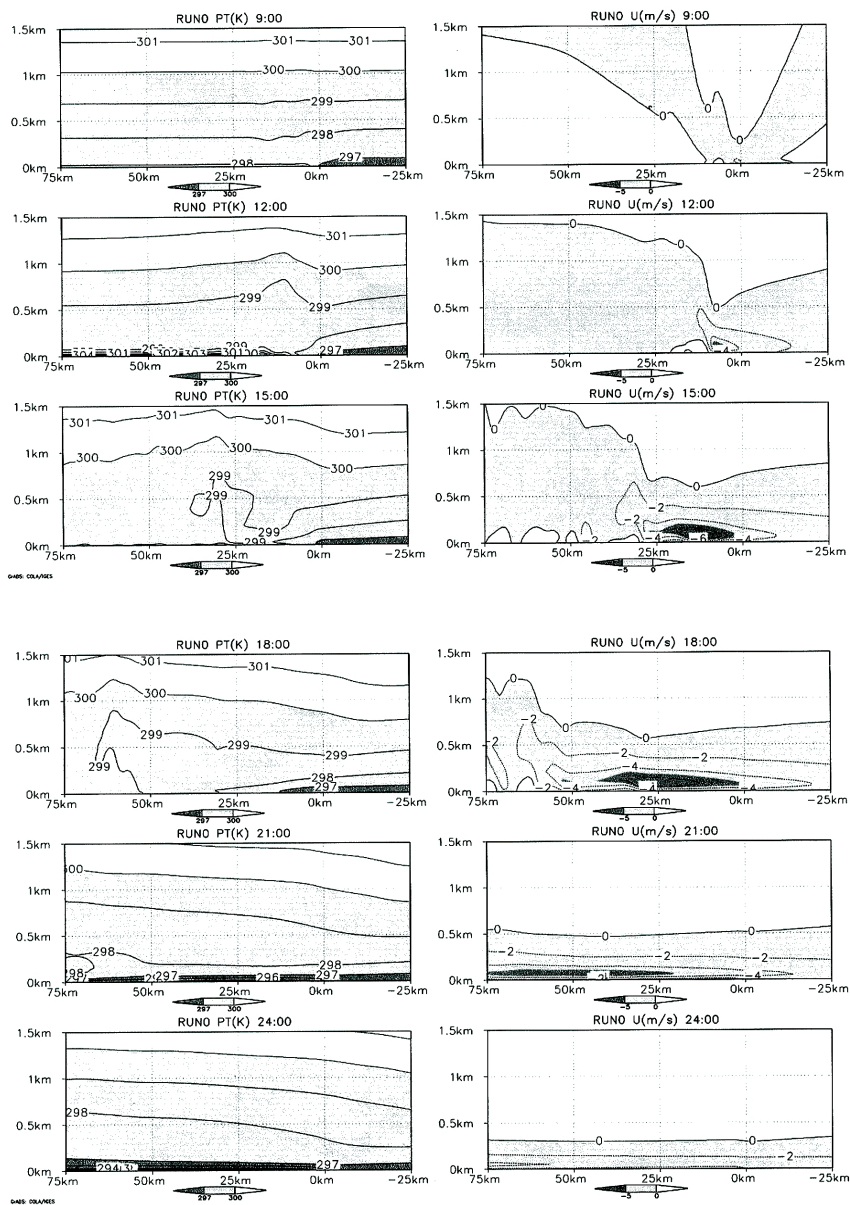


Fig. 3 Calculated potential temperature (left) and horizontal wind velocity (right) for RUN0.

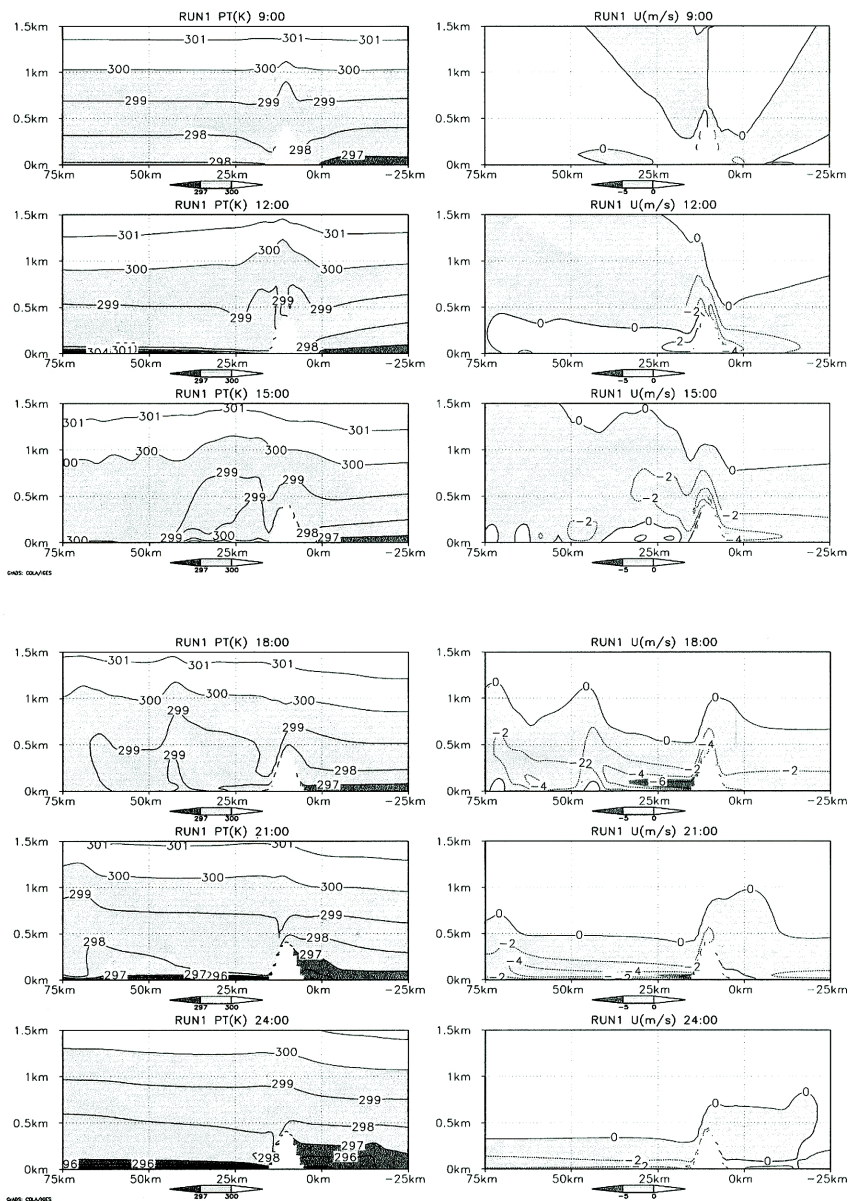


Fig. 4 Same as Fig.3, But for RUN1.

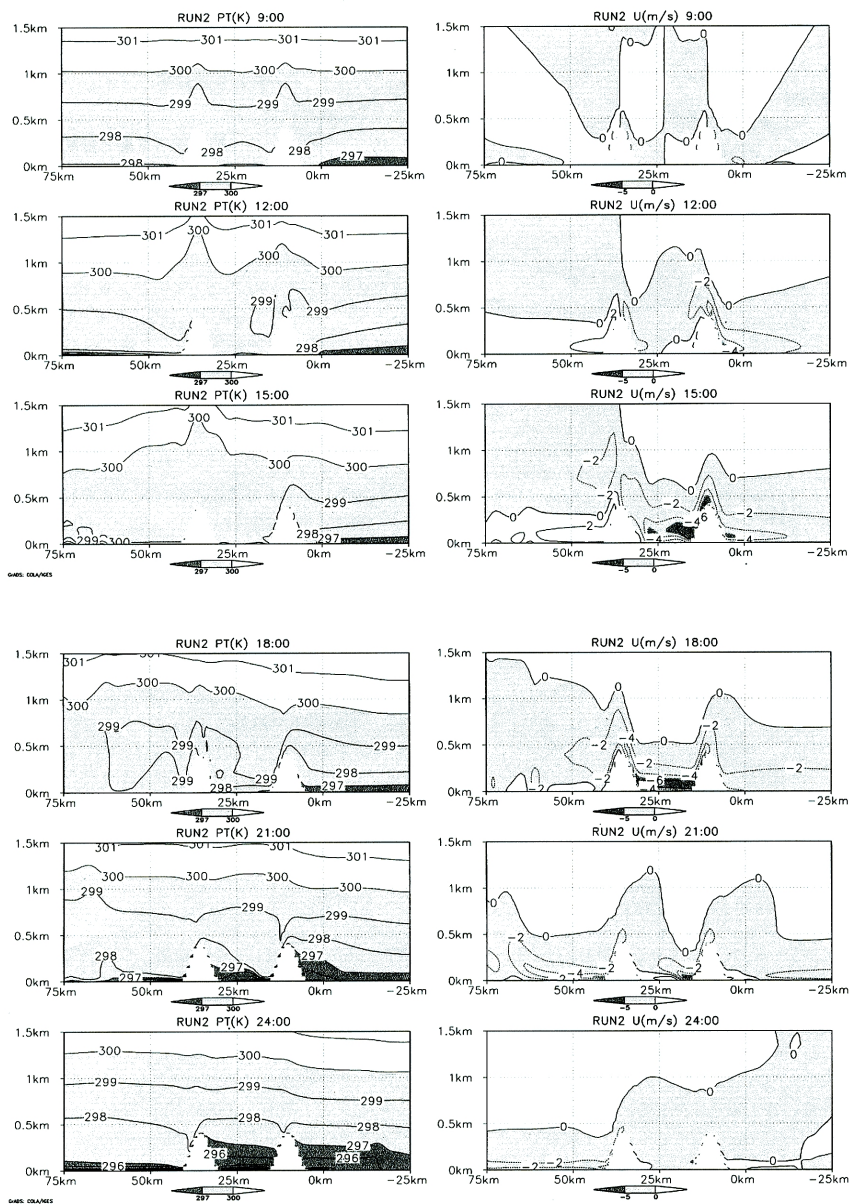


Fig. 5 Same as Fig.4, but for RUN2.

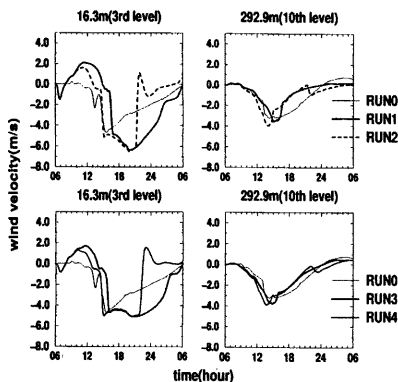


Fig. 6 Time variations of horizontal wind velocity at 15.5km inland from the coast line for all experiments. Positive value corresponds to land breeze (or upslope wind), and negative value to sea breeze (or down slope wind). Left is the height of 16.3m, Right, 292.9m

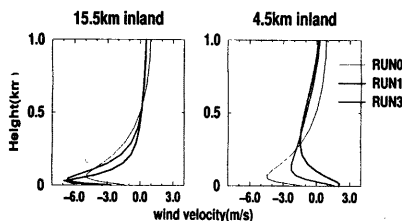


Fig. 7 Vertical profiles of the horizontal wind at 21:00 for all experiments. Inland-side mountain foot locates at 15.5km from the coast line. Sea-side mountain foot at 4.5km.

早い順に、RUN0, RUN4, RUN2, RUN3, RUN1, であり、これは内陸の谷風が強いほど侵入が遅れている。その傾向は下層に顕著である。また、平面海陸風の場合 15 時に最大風速が発生し、その後減衰に転じるのに対し、400m の山地を用いた実験 (RUN1) では、海風侵入後約 6 時間にわたり強い海風が持続されている。200m の山地を用いた場合 (RUN3) も、しばらく維持されるが 400m の山地を用いた実験ほど持続されない。また Fig.6 右に示した、高度 292.9m での風速変化を見ると、平面海陸風の場合 RUN0) に比べ、200m の山地を用いた実験 (RUN3, RUN4) では風速が小さくなり、400m での実験 (RUN1, RUN2) では

さらに小さくなっているのがわかる。盆地地形を用いた実験結果 RUN2, RUN4 は、21 頃、高度 16.3m の 4~6m/s の海風が急激に減じた。この時間帯、気温は Fig.5 に示したように、盆地は強い安定層に覆われており、そのため海風が盆地下層まで侵入できなかった。

このように内陸側山麓付近の下層で海風が強化される状態を見たが、その様子をさらに詳細に見るため 21 時における RUN0, RUN1, RUN3 の水平風速の鉛直プロファイルを図 7 に示した。山地がある場合、内陸側山麓 15.5km の地点で、海風層が薄くなり、風速が強まる。その傾向は山地の高さが 400m の場合のほうが 200m よりも強い。また、山地海側麓 4.5km の地点では、山地がある場合、下層に陸風が発生するほか、海風層が高まり風速が弱まっており、この傾向も山地標高 400m の場合のほうが標高 200m よりも強い。ここで見た特徴をまとめると以下のようになる。

- 海風が山地を越えて内陸に侵入する時刻は、内陸の谷風が弱いほど早い。
- 本研究の実験では、海風前線が山地を越えると、山地内陸麓付近で海風層が薄くなり風速が増し、山地海側では海風層が厚くなり風速は減少した。
- 山地を用いた実験では、山地の内陸下層で 5~7 時間海風が強化・維持され、その特徴は高度 100m 以下で顕著だった。
- 平面海陸風では陸風の発生は 3 時であったのに対し、山地を用いた実験では陸風は日没直後に発生した。
- 盆地状地形を用いた実験では夜間に安定層が形成され、海風は下層まで侵入できなくなり急激に減衰した。

3.3 高田・田中(1996)の観測との比較

田中・高田(1996)が京都大学理学部で行なったパイロットバルーン観測で捉えられた 5 例の夏季京都盆地の晴天日に見られた東風の特徴は以下の通りだった。

- 上層の一般風は北成分。
- 東風の鉛直スケールは 200~500m。
- 最大風速は高度 100m 付近にあり最盛時には 7~12m/s。
- 東風発生時刻は 14 時頃。
- 継続時間は 6~10 時間。
- 東風発生と共に 1~3 度の気温が低下。

しかし、観測された 5 例の東風についてパイロットバルーンの観測結果を詳しく見ると、ほぼ全ての

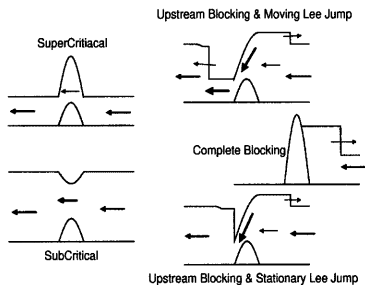


Fig. 8 Hydrostatic single-layer flow over obstacle.

場合において東風の鉛直スケールは時間と共に薄くなる傾向が見られ、また最大風速は17~19時頃に発生している。

このことをふまえて、本研究の盆地地形を用いた実験と観測とを比較すると以下のようにまとめられる。

- 盆地下層が海風に覆われる時間は、数値実験では15時頃であり、観測結果より約1~2時間遅かった。
- 盆地内部の海風の鉛直スケールの時間変化は、両者共に徐々に減少するという点で一致した。
- 数値実験では盆地下層が海風に覆われる際に約2度の温位減少があったが、これは観測のばらつきの範囲内である。
- 最大風速発生高度は観測で100mに対し、数値実験では50mと低い値であるが、数値実験での最盛期の時刻18時頃・最大風速約8m/sは観測のばらつきの範囲内である。
- 数値実験での盆地内海風継続時間は約6時間であったが、これも観測の範囲内である。

このように両者には若干の違いはあるが、観測のばらつき、数値実験で用いた地形条件および初期条件が、かなり簡略化・理想化されたものであることを考慮すると、本数値実験の結果は観測で捉えられた東風の基本的な特徴を良く表していると言えることができる。

4. 山地付近での海風の流れ

山地を越える気流の代表的現象として、おろし風や風下山岳流がある。おろし風は山地を越えた気流が風下側で強化される現象で、障害物を越える浅水流のtransitional flowとの類似から、同様の機構で説明されることがある。本節においても障害物を越え

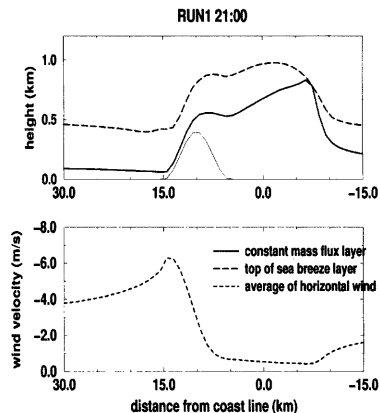


Fig. 10 Horizontal wind velocity averaged in the constant horizontal mass flux layer for RUN01 at 21. Averaging layer is chosen to have maximum absolute value of mass flux from sea, -1052.1kg/ms in this case. Solid line indicates the top of the averaging layer and dashed line, the top of the seabreeze layer.

る浅水流の挙動との類似から、前節でみた山地側麓での強風域の停滞の説明を試みた。

障害物を越える浅水流の挙動に関する研究は古くからなされており、たとえばHoughton and Kasahara(1968)は、流入側無限遠でのフルード数 F_{r0} 、と流入側無限遠での流体層の厚さで無次元化した障害物の高さ m_0 の2つのパラメータで障害物周辺の挙動を分類した。Fig.8は障害物を越える浅水流の挙動を、Fig.11に示したような無次元フルード数と無次元障害物高の領域で分類したものである。

本研究で発生した海風前線は、周囲との明瞭な温位差を持ちながら内陸に進行した。本研究の数値実験で発生したような重力流的な構造を持つ海風は、浅水流と類似した挙動を示すことが期待される。

ここでは、計算された十分発達した海風において、浅水流のtransitional flowと同様の現象が発生しているかを、単一山地を越える海風(RUN1, RUN2)について海風の等流量線によって見ることにする。upstream blockingの発生点では等流量線が不連続となり、lee jumpの発生点では等流量面が跳ねあがるのが期待される。

Fig.9はRUN1, RUN3のある時刻について、水平方向のmass fluxを鉛直積分したものである。鉛直方向に同じコンターに挟まれた区間では、水平方向のmassの流量が同じである。描画領域は内陸30kmか

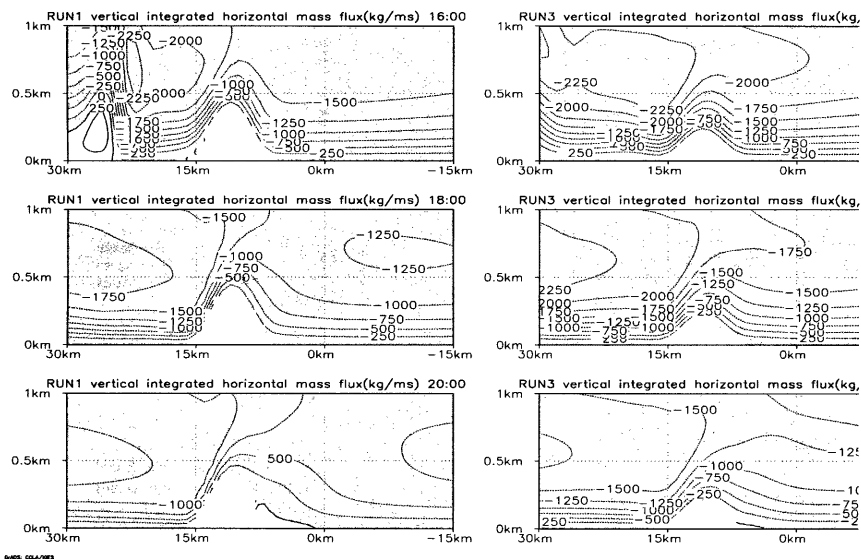


Fig. 9 Vertical integrated horizontal mass flux on the x-z plane for RUN1 and RUN3.

ら海側15kmで、高度は1kmまでで、海風が十分発達していると考えられる16時から2時間ごとに描いた。

RUN1の場合を見る。山地高400m(RUN1)の場合17時では海側の下層で等流量線が山に沿って滑らかに上昇している。これは海風が山地によって遮られていないことを示している。18時になると海側600m~700m付近から始まる等流量線は山地を越す前に、閉じてしまい、内陸に向けて連続的に引くことができなくなっているが、これは海風の一部が内陸に流れることができないことを示している。しかもこの領域が時間と共に海側へ移動していることから、Fig.8示した浅水流のtransitional flowに見られるmoving upstream blockingと同様の現象が発生していると考えられる。山地高200mの場合(RUN3)でも20時頃から等流量線が不連続になりつつある様子が見られるが、山地高の高いRUN1の場合ほど明瞭なブロッキングは見られない。

これらの等流量線は全ての時間において山地の海側と陸側で非対称になっている。これは山地を挟んで両側に気圧差があるため、海風が山地を越えると共に流速を増し、内陸側で厚層を薄くしたためと考えられる。

Fig.10はFig.9の等流量線のうち、21時において海側15kmから内陸に50kmにかけて海風層内で連続して引けるもので海からの流量が最大のもの(1052.1kg/ms)の高度、地表からその高さまでの平均風速である。

山地の十分内陸側と十分海側で風速が異なるのは、先に述べた通り山地を挟んで両側にある気圧差のためと考えられる。この図からRUN1では山地内陸側麓で最大風速を持ち、さらに内陸に向けて、ある値に漸近していくことがわかる。21時の場合、山麓での最大値は漸近する収束値の60%も大きい値を持っている。この最大値を取る位置が時間的に変化しないこと、内陸に向けての風速の減少が急激であることから、浅水流のtransitional flowに見られるstationary lee jumpと同様の現象が発生していると考えられる。図は示さないが、RUN3でも同様の傾向が見られた。しかし、山麓で風速は収束値の17%増しであり、RUN1ほど流出側での加速は大きくなかった。

5. 考察

海陸風の数値実験結果から山地があると山地の海側でブロッキングが起り、内陸側の麓では海風が

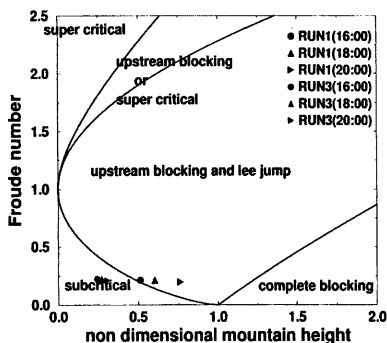


Fig. 11 Flow regime chart for hydrostatic single-layer flow over obstacle.

強まることが明らかになった。さらに最大風速を発生する位置が山地の内陸側に留まっていること、海側のブロッキングの領域が海側へ移動していること及びブロッキングが発生するさらに海側の風速と山地の麓のさらに内陸側での風速差が、山地を挟んで両側の気圧差によるものと考え、この現象は浅水流が障害物を越える際の、upstream blockingと定在性のlee jumpを伴うレジームに相当すると考えられる。またRUN3では山地が低くブロッキングをあまり受けることなく内陸に流れたため、RUN01ほど顕著な性質が現れなかったと考えられる。

大気の場合、連続的な密度成層をなしている、浅水流の自由表面に相当する流体表面を簡単に定義することができない。しかし、実際、RUN1の21時のフルード数の計算に海側15km地点での海風層の厚さ450mとその平均風速0.9m/s、および海風が内陸に進行した時の温位減少値2度を用いると、フルード数0.17、無次元障害物高0.89、となりFig.11からupstream blockingと定在性のlee jumpを伴うレジームに分類され、RUN3では、フルード数0.20、無次元障害物高0.33でsubcriticalに分類され、内陸に向けて気圧が下がっていることを考慮すると、Fig.9の等流量線の挙動とFig.8の浅水流の挙動は良い対応を示していると言える。

これから、十分発達した海風が山地を越える際、浅水流の障害物越えと同様のメカニズムが働いていることを示唆していると言える。

午前中、海風前線がまだ十分に発達していない段階では、海風が明瞭な温位差を持っているとは言えない。たとえばFig.4に示したように、RUN1の12

時で海風は山頂付近まで侵入しているが、内陸の温位も同程度である。この段階では海風の山地越えに対して浅水流と同様に扱うことはできないと考えられる。

6. まとめ

高田・田中(1996)で示された夏季京都盆地に発生する東風のメカニズムを探るため、局地予報システムARPSを用いて、平面海陸風実験と単純な山地を入れた実験を行なった。結果をまとめると以下のようになる。

- ARPSを用いて海陸風の数値実験を行ない、その結果山地の風下側下層で海風が強化されることが示された。
- 数値実験の結果のうち、山地の内陸側の下層で海風が強化・維持される点、海風の侵入と共に温位が減少する点、最大風速発生時刻、鉛直スケールの減少傾向は、高田・田中(1996)が京都大学理学部で観測した東風の特徴と一致した。
- しかし、数値実験の結果と高田・田中(1996)の観測とは、盆地が海風に覆われる時刻、海風層の厚さなど、一致しない点もあった。この点に関して観測値のばらつき、数値実験の安定度・一般風・地形など初期条件、境界条件が単純化・理想化されたものであることを考慮すれば、必ずしも観測時のものと一致してはいないとは言えない。
- mass fluxの鉛直積分から決めた上限で、計算された平均海風は、海風前線が山地を越えた直後は上流ブロッキングを示さないが、400mの山地を用いた実験では、山地の海側で上流ブロッキングを発生していることが示された。400mの単一山地実験では、浅水流が障害物を越える際に見られる移動性のupstream blockingと定在性lee jumpと似た構造を持つことが示された。この2点から、十分発達した海風が山地を越える際には、浅水流が障害物を越える際と同様の特徴が見られることが示された。
- 盆地地形を用いた実験の結果から、山地の内陸麓で強化される海風は、夜間に盆地内で安定層が形成されると減衰することが示された。

これから、高田・田中(1996)によって京都大学理学部で観測された東風は、琵琶湖と京都盆地の気圧差に、障害物を越える浅水流が流出側で加速する効果が加わって、発生から夜間にかけて下層で東風が強化され、盆地内に安定層が作られると共におさまったと考えられる。

今後の課題として、数値モデルの改善・静的安定度等の初期条件を変化させた実験の実施のほか、従来の山越え気流の理論を拡張し、水平に気圧差がある場合について海陸風の山越えに関する理論を展開することが必要である。

また、本実験は琵琶湖は半無限の海域として計算されている、有限の琵琶湖、若狭湾からの海風の影響強化については、依然検討が必要である。

謝辞

本研究を進めるにあたって、京都大学防災研究所大気災害部門災害気候分野の方々には日頃から多くの助言と激励を頂きました。また、京都大学理学研究科物理気候学研究室の方々にはセミナーなどを通じて研究に関わる多くの助言と頂くと共に、計算機環境においても便宜を図って頂きました。また、防災研究所大気災害部門暴風雨災害分野の方々には、特にARPSの利用に関して多くの助言を頂きました。

全ての方々にこの場を借りて深くお礼申し上げます。

Acknowledgment

This simulation was made using the Advanced Regional Prediction System (ARPS) developed by Center for Analysis and Prediction of Storm (CAPS), University of Oklahoma.

参考文献

- 浅井富雄(1996): ローカル気象学. 東京大学出版会. pp.231
伊藤久徳(1995): 近畿地方の広域海風に関する数値実験. 天気, vol.42, 17-27

- 小倉義光(1997): メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会. pp.215
高田望・田中正昭(1996): 複雑な地形・海陸分布上の海風の動態. 京都大学防災研究所年報第39号B-2, pp.177-192
Bains, P. G. (1987): Upstream Blocking and Airflow over Mountains. Ann. Rev. Fluid Mech. vol.19 pp.75-97
Houghton, D. D. and Kasahara, A. (1968): Nonlinear Shallow Fluid Flow Over Isolated Ridge. Comm. Pure Appl. Math., vol.21, pp.1-23
Kondo, H. (1990): A Numerical Experiment of the "Extended Sea Breeze" over Kanto Plain. J. Meteor. Soc. Japan. vol.68, pp.419-434
Kraus, H., Hacker, J. M. and Hartmann, J. (1990): An observational aircraft-based study of sea-breeze frontogenesis. Boundary-Layer Meteor. vol.53 pp.223-265
Mahrer, Y. and Pielke, R. A. (1977): The Effect of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model. Mon. Wea. Rev., vol.105, pp.1151-1162
Ookouchi, Y., Uryu, M. and Sawada, R. (1978): A Numerical Study on the Effect of Mountain on the Land and Sea Breeze. J. Meteor. Soc. Japan. vol.56, pp.368-385
Simpson, J. E., Mansfield, D. A., and Milford, J. R. (1977): Inland penetration of sea-breeze fronts. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol.103, pp.47-76
Xue, M., Dregemeier, K. K., Wong, V., Shapiro, A. and Brewster, K. (1995): ARPS version 4.0 user's guide, Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), Univ. of Oklahoma.

Numerical experiments on the seabreeze over mountain

Takuji HATAKEYAMA* and Masaaki TANAKA

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Takada and Tanaka(1996) observed the strong lower easterly winds, which sometimes exceed 10m/s, over the Kyoto Basin in the afternoon during summer season. They considered this easterly wind to be the lakebreeze of Lake Biwa, which is cooled by the seabreeze of the Wakasa Bay.

To investigate the dynamics of intensification of this easterly wind, the two-dimensional numerical seabreeze experiments over ideal mountain are carried out. When well developed seabreeze goes over mountain it is intensified around the mountain-foot of inland-side and weakened around the sea-side. The characteristics of the flow are like transitional one of the shallow water flowing over the obstacle.

Keywords: Seabreeze, The Kyoto Basin, Numerical experiment, Air-flow over mountain