

## 数値モデルによる土佐湾沿岸域での冬季の 海風循環についての考察

吉 兼 隆 生\*・鶴 野 伊津志\*\*・千 葉 修\*\*\*

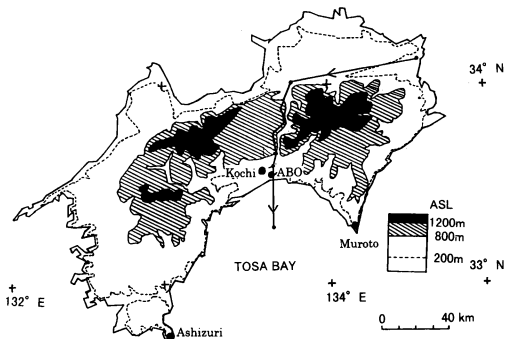
### 要 旨

海風循環の海上での動態を調べるため、1995年11月22日に行われた航空機観測の結果をもとに土佐湾での海風について数値モデルを用いて考察した。従来の数値モデルの研究では、海風の山岳による影響およびその循環についていくつか重要な結果が示されているが、海上での動態について観測結果と比較した研究は少ない。今回行ったシミュレーションの結果、1) 高知平野において四国山地の存在は、海上での大気沈降の時間変化を大きくし、かつ沈降が起こる領域の規模を水平、鉛直方向共に大きくする。2) 海上高度500 m 付近を境界にして上層では大気沈降のため混合比が小さくなるが、下層では海面からの水蒸気輸送のため大きくなる。3) 海上での温位・混合比の水平分布から、局地循環の影響は海上50 km までの土佐湾全域に及んでいることが示された。

### 1. はじめに

高知平野は東西約40 km、南北約10 km の広さで、その背後には標高1000 m を越える四国山地が東西に連なる(第1図)。海岸線から約2 km 内陸にある高知大学大気境界層観測所(ABO)では、土佐湾の海風の力学的・熱的構造について研究が行われた(千葉ほか、1993; Chiba, 1997)。今までの海風観測の結果から、高知平野での海風循環は四国山地の影響を受けていることが指摘されてきた。例えば、山岳の麓にある観測点では海風侵入前に斜面上昇流(谷風)が起こり、谷風循環の大気沈降によると思われる気温の上昇、混合比の減少傾向が見られる。

土佐湾において1990年から1995年まで実施されたヘリコプター観測では、海上での温位・混合比分布が測定され、海風循環の内部構造が明確になった(Chiba *et al.*, 1994; 小林ほか, 1995)。特に1995年11月22日の観測では、海岸から海上20 km までの上空(高度500 m)に「温暖・乾燥領域」が存在することが見出されている(Chiba *et al.*, 1998)。この現象は海風循環の一部



第1図 海風観測域とヘリコプターの飛行経路。(Chiba, *et al.*, 1998)。

としての沈降により起こったものと推測される。

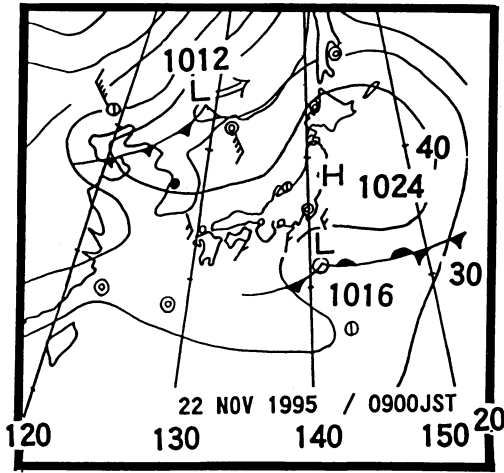
メソスケール数値モデルを用いた局地循環の研究では、Mahrer and Pielke (1977) が、海風と山斜面上昇流の結合により、ひとつの強く大きな局地循環ができることを示したのをはじめ、海風の地形(山岳)による影響を調べた数多くの研究例がある。特に Asai and Mitsumoto (1978) は、平野部の背後に斜面がある場合には海風が増幅され、海風と陸風の交替が早く起こるという結論を示している。また、Kondo(1990) は関東平野および山岳域での局地循環と海風の結合に

\* 筑波大学地球科学研究所。

\*\* 九州大学応用力学研究所。\*\*\* 高知大学理学部。

—1998年4月6日受領—

—1999年8月10日受理—



第2図 地上天気図 (1995年11月22日午前9時)。

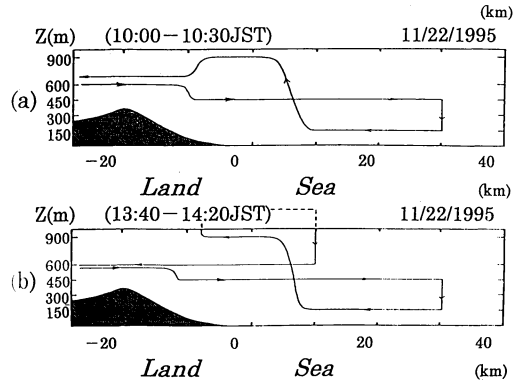
よる「大規模海風」について、その特徴を2次元および3次元シミュレーション結果を用いて議論している。

しかし、海風循環の海上部分の動態について、シミュレーションと観測結果を比較し、山岳による影響を考察した研究は少ない。本研究では、1995年11月22日の高知平野と土佐湾沿岸域におけるヘリおよび地上観測の結果と数値シミュレーションの比較を行い、高知平野において海風循環は山岳によりどのような影響を受けるのか、そして海上ではどのような現象が起きているのかを調査する。特に観測で見出された「温暖・乾燥領域」の存在について、海風と谷風にかかわる沈降流の存在に注目し考察を進めていく。なお、高知平野での冬季の海風循環は夏季と比較して、海風の発生が遅い、衰退時刻が早い、循環の規模が小さい、大気が乾燥しているなどの特徴がある。また夏季には水蒸気の凝結を考える必要があるため、シミュレーションの評価がより複雑になる。本研究ではこれらの特徴を考慮し、冬季の海風循環についてのみ言及する。

## 2. 観測

### 2.1 観測方法

観測は Chiba *et al.* (1998) により行われた。計算結果との比較の便宜上簡単にその概要を以下に示す。ヘリコプター観測が行われた当日は、第2図の地上天気図(9時)が示すように日本全域が移動性高気圧に覆われ、日中を通して快晴、静穏であった。平野部では午前11時頃海風が侵入し、17時頃に陸風へのシフト



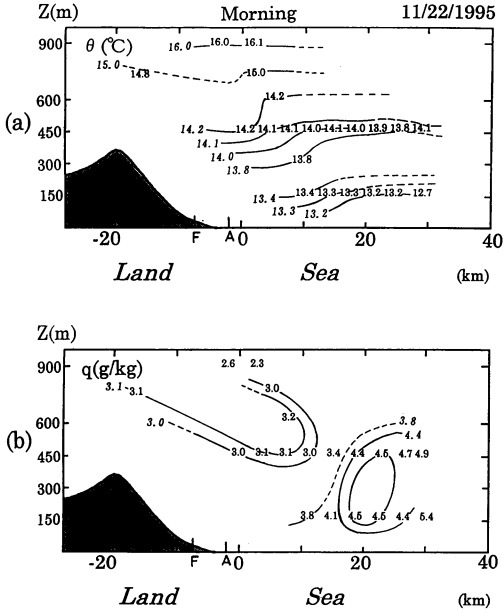
第3図 1995年11月22日の (a) 午前と、(b) 午後の観測経路 (Chiba, *et al.*, 1998)。

が観測されている。観測は海風侵入前の10時頃と海風最盛期の14時頃の2回に分けて行われた。ヘリコプターの高度を450 m (往路)と150 m (復路)に保ち、海上30 kmまでの温位と混合比を測定した(第3図)。さらに、海上10 kmと30 kmでは各々高度150 m~1 kmと150 m~450 mまでの温位と混合比の鉛直分布の測定も行った。また、ヘリコプターに搭載された赤外放射温度計で海面温度を同時に測定した。一方、地上では高知空港、ABOで風向・風速、気温の時間変化を測定した。

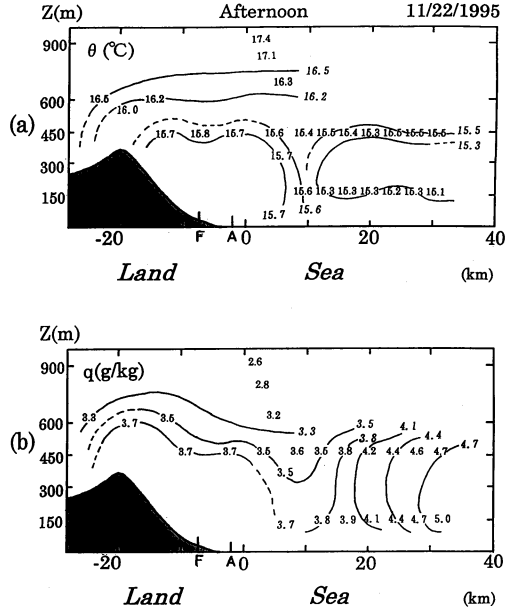
### 2.2 観測結果

当日の地上天気図によるとこの領域は高気圧に覆われている。ABOに設置されているドップラーソーダの観測では海風進入直前に高度200 m以下では海風に影響を与えるような強い風は吹いていなかったことが確認できる。また過去の観測結果による海風の侵入時刻の平均と当日の観測結果がほぼ同じであった。以上から、海風および谷風循環に大きな影響を与える一般風は吹いていなかったと推測される。

第4図と第5図はそれぞれ午前と午後の温位および混合比の空間分布を示している。午前の混合比分布をみると海岸から15~30 kmは比較的湿度の高い領域が存在している。10時頃の海上10 kmでの高度150~900 mの温位の鉛直傾度は約4 K/kmで安定だが、14時には高度150~300 mでほぼ中立となった。また10時の温位分布を下方に外挿して海上高度での気温を推定すると約13°Cとなり、ヘリコプターで測定した海面温度(23.7°C)に比べて約11°Cも低温になる。これは海面付近が強不安定状態で、水蒸気の鉛直輸送が大きく、海上が高湿度になりやすいことを示している。



第4図 ヘリコプター観測による午前の温位、混合比の鉛直分布 (Chiba, et al., 1998).



第5図 ヘリコプター観測による午後の温位、混合比の鉛直分布 (Chiba, et al., 1998).

ヘリコプター観測で注目すべきことは、午前と午後  
に観測された「温暖・乾燥領域」が海岸線からおよそ  
海上15 kmまで上層に存在していたことである  
(Chiba et al., 1998). これは局地循環の影響が大きい  
と考えられる。また海上高度450 m付近における午前  
と午後の温位・混合比分布の変化を見ると、温位は全  
体的に上昇するのに対し、混合比は海上0~15 kmで  
約0.5 g/kg増加し、15~30 kmでほとんど変化がな  
い。この現象は、局地循環に伴う上空大気の沈降のメ  
カニズムだけでは説明できない。本研究ではメソス  
ケール数値モデルを用いて以上の観測結果についての  
考察を行う。

### 3. 計算の概要

数値実験では、CSUMM (Colorado State Univer-  
sity Meso-scale Model) 3次元メソスケールモデルを  
用い、高知平野を中心とした領域で計算を行った。

#### 3.1 モデル

CSUMMの基本方程式は静力学平衡、ブジネスク近  
似方程式であり、 $z^*$ 座標系に変換されている。詳細は  
Pielke (1974, 1984), Ulrickson and Mass (1990)  
と Kessler and Douglas (1992) および鶴野 (1995)  
に示されている。以下にモデルのアウトラインを示す。

すべての予報変数の側面境界条件は、zero-gradient  
lateral conditionを用い、地表面境界条件は non-slip  
condition (風速  $u = v = w = 0$ ) である。上面境界は、  
風速、温位、混合比の初期値を境界値としている。

ここで  $z^*$  は

$$z^* = \frac{s}{s - z_G} (z - z_G) \quad (1)$$

で定義される。 $\bar{s}$  はモデル領域の上端高度、 $z_G$  は標高  
である。

また、支配方程式系は以下のように表わせる。  
運動方程式：

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} = & -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \left( \frac{z^* - \bar{s}}{\bar{s}} \right) \frac{\partial z_G}{\partial x} + f(v) \\ & + \left( \frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{Dv}{Dt} = & -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \left( \frac{z^* - \bar{s}}{\bar{s}} \right) \frac{\partial z_G}{\partial y} + f(u) \\ & + \left( \frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

静力学方程式：

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = - \left( \frac{\bar{s} - z_G}{\bar{s}} \right) \frac{g}{\theta} \quad (4)$$

ここで、 $\pi$  は Exner 関数であり次式で定義される。

$$\pi = C_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \quad (5)$$

( $p_0$  は 1000 hPa,  $R_d$  は乾燥空気の気体定数,  $C_p$  は定圧比熱)

熱力学の式：

$$\frac{D\theta}{Dt} = \left( \frac{\bar{s}}{\bar{s} - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_h \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) + S_\theta \quad (6)$$

水蒸気の保存式：

$$\frac{Dq}{Dt} = \left( \frac{\bar{s}}{\bar{s} - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_h \frac{\partial q}{\partial z^*} \right) \quad (7)$$

連続の式：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{\bar{s} - z_G} \left( u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) = 0 \quad (8)$$

以上の式において、 $u$ ,  $v$  はそれぞれ東西、南北成分の風速、 $\theta$  は温位、 $q$  は比湿、 $f$  はコリオリ係数、乱流拡散係数  $K_m$ ,  $K_h$  は、Therry and Lacarrere (1983) に従い、乱流エネルギー  $E$  と代数式による長さスケール  $\lambda_k$  を用いて、 $K_m = 0.5 \lambda_k E^{0.5}$ ,  $K_h = 1/0.74 K_m$  で計算される。 $S_\theta$  は大気放射による直接加熱項である。 $D/Dt$  は  $z^*$  座標系での実質微分を意味する。

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*} \quad (9)$$

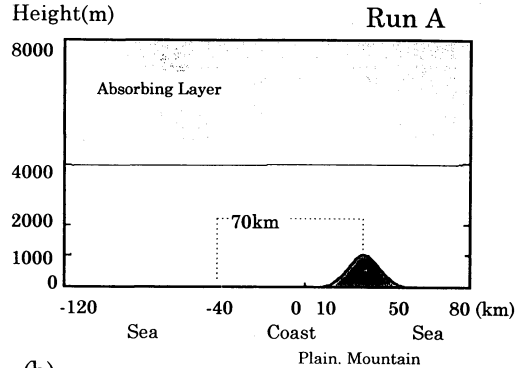
数値積分は水平移流項を 3 次スプライン関数による風上差分、鉛直拡散項には重み付きのクランク・ニコルソン法を適用している。また、水平拡散項の代わりには数値計算の安定化を目的として Long *et al.* (1978) の数値フィルターを用いた。時間差分には前進差分を用いた。

### 3.2 計算条件

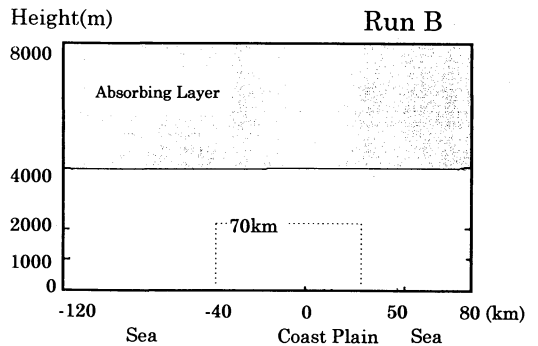
本研究は、観測当日の厳密な再現計算ではなく、観測により捕えられた特徴の再現を目標としているため、なるべく簡単な条件を用いて計算した。

2次元シミュレーションでは、山岳が海風循環に与える影響を調べるために、以下のような単純な条件を

(a)



(b)

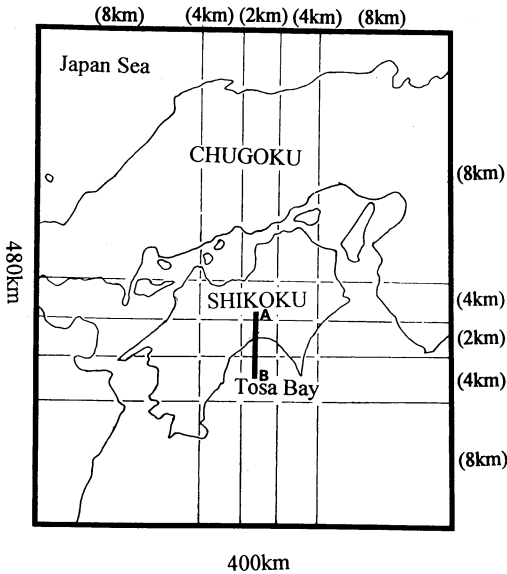


第6図 2次元計算領域。(a)山がある場合と(b)領域を平坦にした場合(図中の点線部のみを評価)。

仮定した。計算領域は、高知平野を中心として四国を南北に縦断した水平距離200 km (水平方向のグリッド間隔；2 km, 100メッシュ)を想定した。10 kmの平野部と四国山地に相当する山岳(高度1000 m, 水平距離40 km)を置いた場合(第6図 a)と、平坦地形を用いた場合(第6図 b)で実行した。計算結果は、太平洋側の約70 km (図中点線部)のみを評価した。

次に3次元シミュレーションでは、実際の地形を用いた場合にも2次元の場合と同じような山岳による影響が現れるか調べることと、温位と混合比の水平分布からどの範囲まで海風循環の影響が及ぶか調べることを目的とする。このため、中国・四国地方を中心とした東西400 km, 南北480 kmの領域(第7図)について3次元シミュレーションを行った。

3次元シミュレーションでは、可変グリッド法を用い、高知平野周辺を細かなグリッド間隔にして平野部をより正確に評価できるようにした。グリッド間隔は



第7図 3次元計算領域(可変グリッド法). 実線部 AB は第12図の鉛直断面の領域を示す.

第1表 モデルの実行 (Run) パターン.

(Run) パターン	次元	地形モデル
A	2	簡易地形
B	2	平坦地形
C	3	実際の地形
D	3	平坦地形

第2表 初期条件および計算に用いたパラメータ.

計算条件	
計算領域	2-d 200km 3-d 400km(東西方向),480km(南北方向)
グリッド間隔 (水平方向)	2-d 2km 3-d 8km,4km,2km
鉛直方向の格子点の配置	( $z_0=10,25,50,100,200,300,400,500,600,700,800,1000,1200,1500,2000,2600,3200,4000,5000,6000,7000,8000$ m)
タイムステップ	2-d 15sec 3-d 30sec
計算開始時刻	2-d 午前5時 3-d 午前5時
初期条件およびパラメータ	
海面温度 (SST)	2-d 296K 3-d 296K
粗度	10cm (陸上) 0.0001cm (海上)
アルベド	0.18 (陸面) 0.08 (海面)
土壌の熱拡散係数	$3.0 \times 10^{-7} \text{m}^2/\text{s}$
土壌の密度	$1.5 \times 10^3 \text{kg}/\text{m}^3$
土壌の比熱	$1.33 \times 10^3 \text{J}/\text{kg}^{-1}\text{K}^{-1}$
土壌の熱伝導率	$0.6 \text{W}/\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$
土壌表層の含水率	0.1

第7図に示されている各領域でそれぞれ8 km, 4 km, 2 kmである. 3次元シミュレーションでも実際の地形と全領域を平坦にした場合の2通りで計算を行った. 第1表に各 Run の設定を示す.

### 3.3 初期値およびパラメータ

初期条件および計算に用いたパラメータを第2表に示す. 2次元 Run, 3次元 Run 共にモデル大気は22層で構成され, 下層で分解能を細かくした不等間隔グリッドが用いられている. 上空は8000 mまで計算し, 4000 m~8000 mでは, 大気の上層での反射による影響を防ぐ目的で absorbing layer を設けた. アルベドや粗度などの地表面パラメータはその評価を簡単にするため, 陸上と海上でそれぞれ一様な値を用いた.

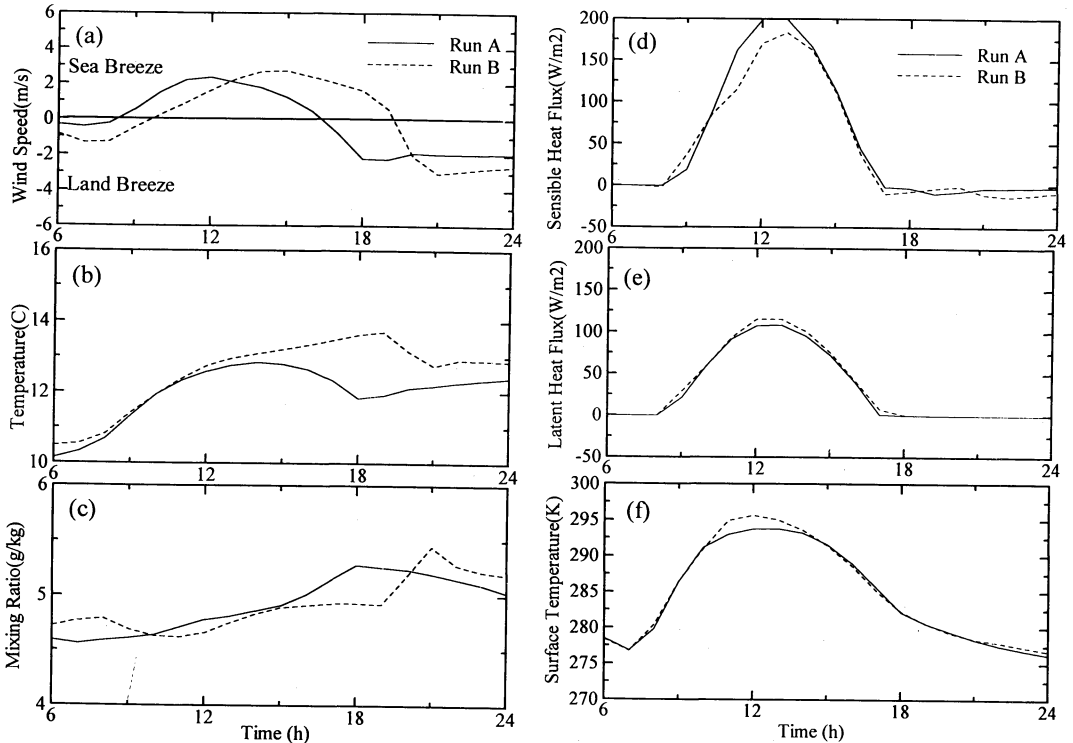
計算開始時刻は同日午前5時で, 2次元では24時間の計算を行い, 山がある場合とない場合の内陸2 kmにおける風速, 気温, 混合比, 顕熱および潜熱輸送, 地表面温度の変動の違いと, 温位, 混合比の空間分布の違いについて調べた. 3次元では2日間の計算を行い, 初期条件の依存性が小さくなる2日目のみを評価した. すべての Run において, 計算領域中の全高度で無風(初期値)とした. また温位の初期の鉛直分布を  $\theta = \theta_0 + 0.004z$  (m) ( $\theta_0 = 283\text{K}$ ) として与え, 相対湿度60%に対応する比湿を与えた. これらの設定は, 午前のヘリによる海上10 kmでの温位の鉛直分布を参考

にした.

### 4. 2次元シミュレーションの結果

第8図は初期時刻を5時とした内陸2 km, 高度10 mにおける風速 (a), 気温 (b), 混合比 (c), 地表面からの顕熱 (d) および潜熱輸送 (e), 地表面温度 (f) の時間変化である.

山がある場合には9時頃に海風(+谷風)が内陸に侵入し, 12時頃に海岸線付近で風速が約3 m/sとなり最大値に達するが, それ以後は循環が衰退する. 一方, 平坦地形の場合には, 海風の内陸への侵入は山がある場合よりも1~2時間遅く, 海岸線付近での風速が最大となる時刻も2~3時間遅くなる. 第8図b, cによれば気温, 混合比が最大となる時刻も2つの Run で時間差が生じる. Run A では14時頃に気温が最大, 18時頃に混合比が最大となる. Run B では陸風が吹き始める19時頃まで気温が上昇し, 混合比が最大となるのは21時頃である. また, Run A では Run B より海風の



第8図 初期時刻を午前5時とした第1日目の内陸2 km, 高度10 mにおける(a)風速(:正の値が海風), (b)気温, (c)混合比, 地表面からの(d)顕熱および(e)潜熱輸送, (f)地表面温度の時間変化。

侵入が1~2時間早くなるため気温の上昇が抑制され, 日中を通してRun Bより気温が低くなる。顕熱輸送の時間変化(第8図d)では, 10時~14時の間でRun AはRun Bよりも最大で約 $50 \text{ Wm}^{-2}$ 大きくなるが, 潜熱輸送の差はほとんどない(第8図e)。

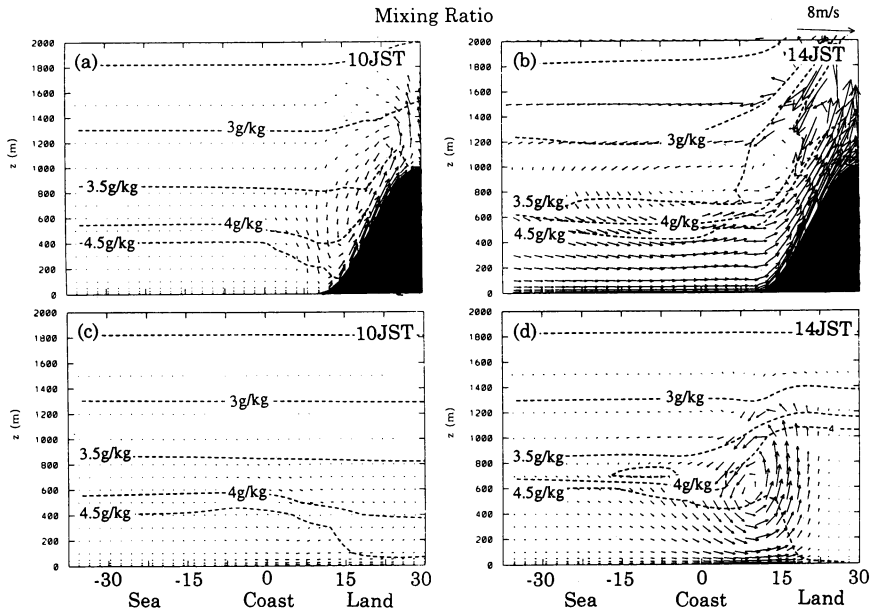
第9図は山がある場合(Run A)と領域を平坦にした場合(Run B)の10時, 14時の混合比の鉛直断面分布である。Run Aでは, 海上において $4 \text{ g/kg}$ の等混合比線がほとんど変化せず, その下層で混合比の増加, 上層で減少がみられる。Run Bでは高度600 m以下の下層において混合比がわずかに上昇するが, その上層ではほとんど変化しない。

第10図は, 海上20 kmと内陸2 kmにおける気温の時間変化(高度10 m)である。矢印は内陸2 kmでの海風の時間帯を示す。Run Aについて, 陸上の気温が海上の気温より高くなる10時よりも前にすでに海風が吹いている。14時から15時の間に陸上の気温が下がり始め, 16時頃に陸風が吹き始める。Run Bでは陸上の気温が海上よりも高くなった後の10時30分頃に海風が吹き始め, 陸風に変化する19時まで気温が上昇する。

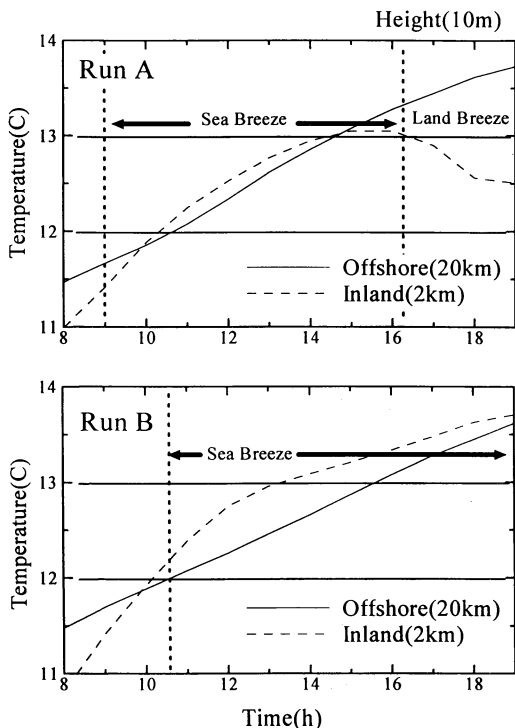
海風が衰えた後もRun A, Run B共に海上大気の気温が上昇し続けるのは, 海面温度が高いことが原因の1つと考えられる。また海上高度500 m付近においても常に温位が上昇し続けるが, 特に局地循環が起こっている日中に上昇が大きく, 夜間は小さくなる。したがって常に海面からの大気加熱の影響を受けるが, 加えて特に日中は局地循環の大気沈降による温位上昇が起こると考えられる。

第11図は, 海上20 kmにおける10時と14時の温位, 混合比の鉛直分布である。山がある場合(Run A)では高度約1400 m以下で, 平坦地形の場合(Run B)には高度約800 m以下で温位の上昇がみられ, 山がある場合の方がその割合は大きい。混合比分布について, Run Bでその変化がほとんどみられないのに対し, Run Aでは高度500~600 m付近を境界にして, 下層で増加, 上層で減少する。下層において混合比に差があるのは, Run Aで下層での風速が約 $2 \text{ m/s}$ であるのに対しRun Bでは約 $1 \text{ m/s}$ で, 風速差が水蒸気の鉛直輸送に影響を与えたためと考えられる。

以上の結果から, 山がある場合には斜面風の影響に



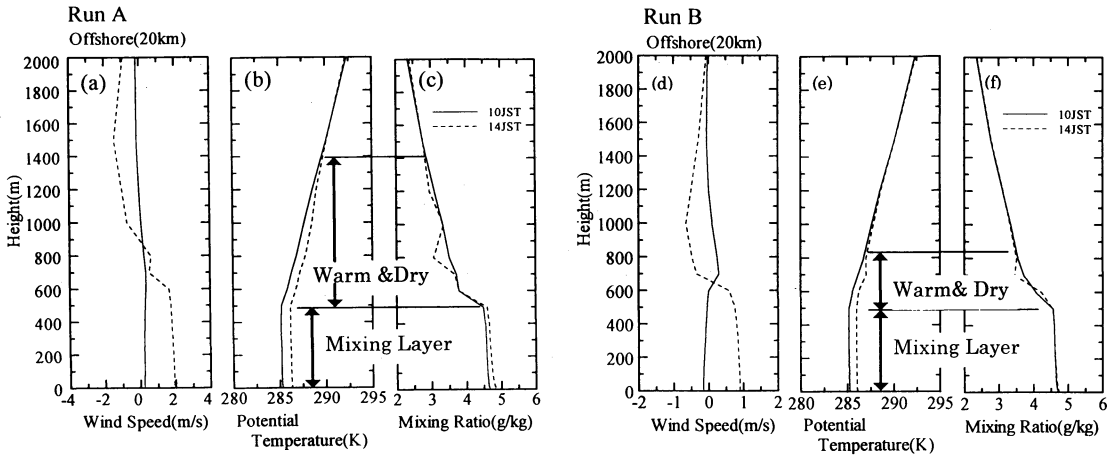
第9図 山がある場合 (Run A) と領域を平坦にした場合 (Run B) の混合比の鉛直分布 (2次元シミュレーション).



第10図 海上20 km と陸上2 km における Run A と Run B の気温の時間変化 (高度10 m).

より、平坦地形の場合よりも早い時刻に海上からの移流があり、地面からの顕熱輸送も大きくなる。13時から14時頃に海風 (+ 谷風) 循環が大きく発達するが、15時頃には衰退し、陸上の気温も下降する。平坦地形の場合には11時頃に海風が内陸に侵入し、山がある場合より規模の小さな海風循環を形成する。

第8図dの地表面からの顕熱輸送をみると、特に日中 Run A で大きく、Run B で小さくなる。一方で、第8図bをみると Run B に比べて Run A で日中の陸上の気温が低くなる。平坦地形と比較して、山がある場合に地表面からの顕熱輸送が大きくなるにもかかわらず気温が低くなるのは、大きく発達した局地循環が影響するためである。つまり、局地循環により陸上の暖気が海上へと流出して陸上大気の気温上昇が抑制される。平坦地形の場合は、海風循環の規模が小さいために陸上の暖気の流出も小さく、結果的に山がある場合より気温が高くなる。山がある場合に局地循環の衰退が早まるのは第1に山の障壁効果 (伊藤, 1995) が挙げられる。さらに、海陸風と山谷風には循環の位相の違いがあり、一般に谷風が海風よりも早く衰退する。この位相差により海風と谷風が結合した局地循環も全体的に衰退する。一方で平坦地形の場合には局地循環の衰退が遅いため、19時頃まで気温の上昇が続く。



第11図 Run A と Run B の海上20 km における10時と14時の温位、混合比の鉛直プロファイル(2次元シミュレーション)。

陸上から海上への暖気流出については、第11図の上層(高度500 m 以上)での温位の上昇を比較するとその差が明確である。

また山がある場合に海上の14時の混合比が10時よりも下層で増加、上層で減少するのは、下層で海上から水蒸気輸送がある一方で、上層では海風と谷風の結合循環の補償流として上空からの大気の沈降が起こるためである。

この上層の領域は Kuwagata and Kimura (1997) が「準混合層」として指摘したものと同質であり、これにより陸上から海上へ顕熱が輸送されると推測される (Kimura and Kuwagata, 1995)。また、齋藤・木村 (1998) はレーダーデータを解析して降水の日変化を調べ、午後海上で降水観測頻度が低くなることを示した。これは局地循環に伴う下降流により水蒸気が減少したためと推測され、本研究のシミュレーションの上層での結果と一致している。

## 5. 3次元シミュレーションの結果

### 5.1 観測および2次元シミュレーションとの比較

第12図は Run C (3次元) の高知平野を中心とした温位・混合比分布の鉛直断面図(南北方向)(第7図, 実線部 AB)で、第2日目の10時と14時の結果を示す。午前、午後共に海岸線付近に、周囲の大気より温位が高く混合比が小さい領域が存在する。また図に示されている海上40 km までの領域中では、10時から14時の間に温位が約1 K 上昇する。このような特徴は、観測結果(第4, 5図)と定性的に一致する。

第13図は海上20 km での風速、温位、混合比の鉛直分布を示す。混合比については、2次元シミュレーションの結果と同様に、10時から14時にかけて海上10~40 km 高度500~600 m 付近を境界にして、その上層では減少、下層では増加がみられ、局地循環の影響が高度1200 m 付近まで現れているのが分かる。

以上のことから第2日目を評価することで観測とほぼ同様な温位、混合比分布が得られた。また、第1日目(2次元)と2日目(3次元)の温位および混合比の場の違いにもかかわらず2次元で示された特徴が3次元でも現れた。

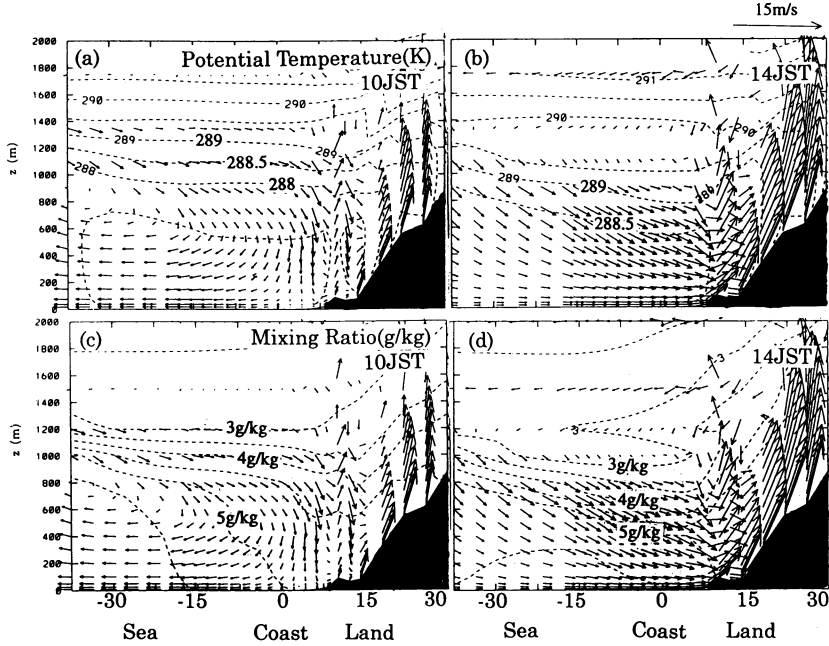
したがって、これらの特徴は海風発生前の温位場、混合比の場に依存せず、山岳の存在と海陸風などの局地的な日変化により一般的に誘起されると推測される。

### 5.2 高知平野における四国山地の効果について

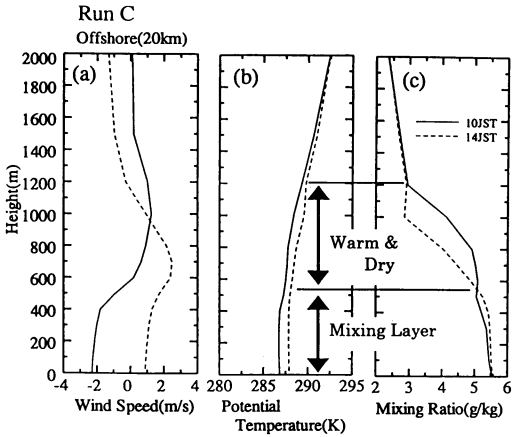
第14図に内陸2 km にある ABO (高度21 m) および高知空港(高度10 m)での観測結果と、実際の地形を用いた場合 (Run C)、および領域を平坦にした場合 (Run D) の内陸2 km, 高度10 m での風速、気温、混合比の時間変化を示す。2次元の場合と同様に、実際の地形を考慮した場合には平坦にした場合より海風の発生・発達・衰退が早くなる。また、山岳の地形を用いた場合 (Run C) の風速、気温、混合比は観測とほぼ同様な時間変化を示した。

以上の結果から、高知平野での海風は海上と平野部の大気温度差のみに依存しているのではなく、むしろ山岳(四国山地)の影響を強く受けていることが示

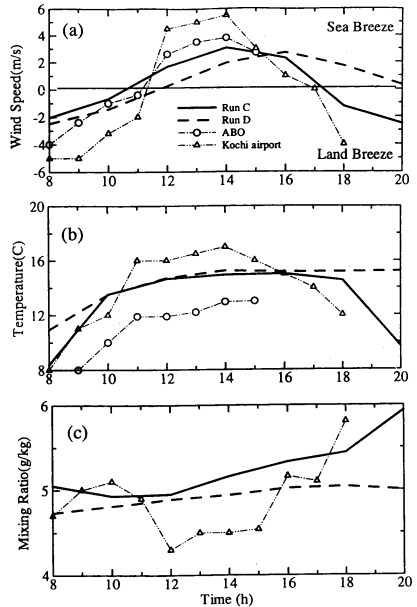




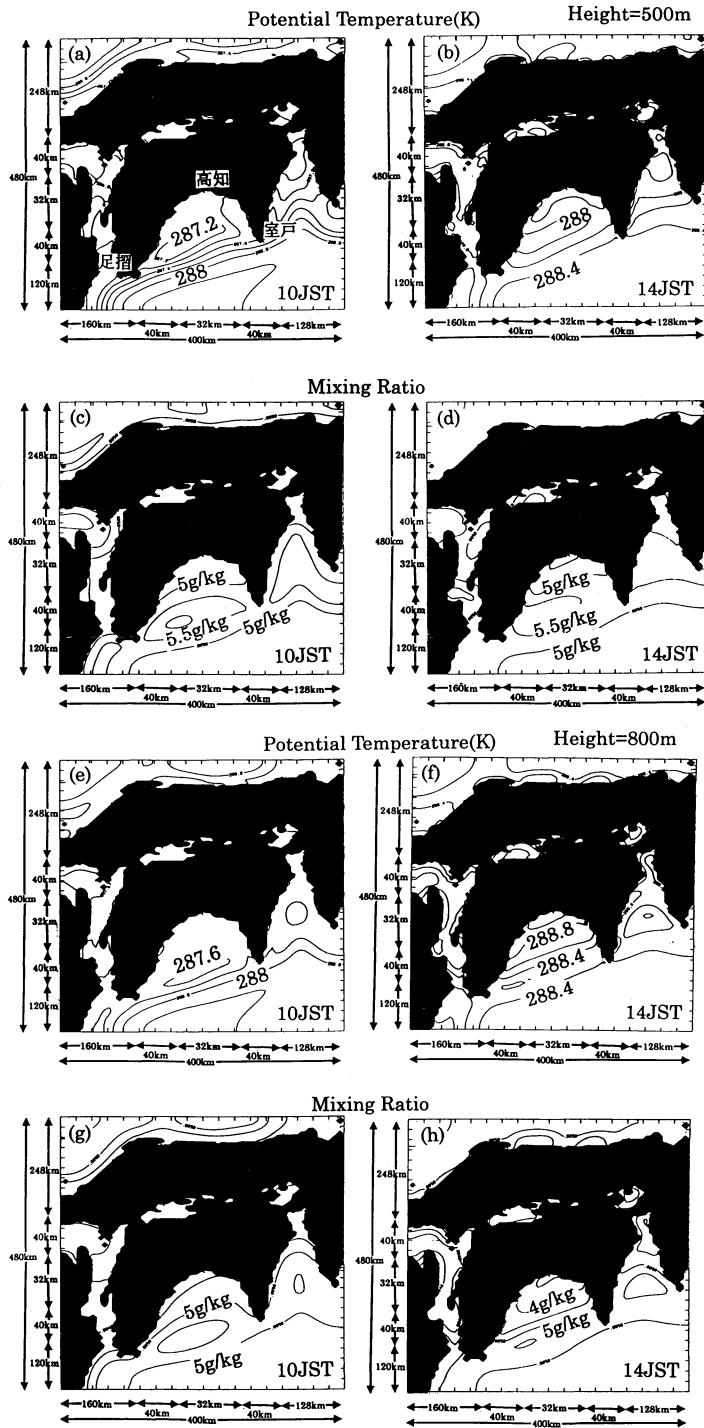
第12図 Run D (3次元)の高知平野を中心とした第2日目の温位・混合比分布の鉛直断面図(南北方向)(3次元シミュレーション)。



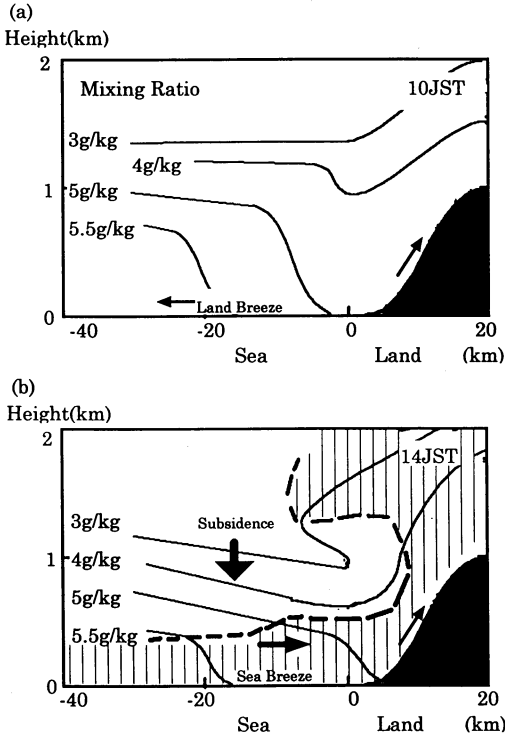
第13図 海上20 kmにおける10時と14時の温位、混合比の鉛直プロファイル (Run C) (3次元シミュレーション)。



第14図 高度10 mでの (a) 風速(南北方向: 正の値が海風), (b) 気温, (c) 混合比の第2日目の時間変化 (3次元シミュレーション)。



第15図 Run Cの土佐湾海上高度500 mと800 mにおける温位, 混合比の水平分布 (可変グリッドにより高知平野付近が拡大された地形になっている) (3次元シミュレーション).



第16図 混合比の鉛直断面図。14時の破線は10時と比較して混合比が増加と減少する領域の境界を示す。縦線部は混合比の増加領域である。

唆される。

### 5.3 土佐湾海上での温位、混合比の水平分布

第15図は Run C の土佐湾海上での温位、混合比分布である。それぞれ、高度500 m および800 m での第2日目の10時と14時の結果を示す。可変グリッドを使っているため、高知平野周辺を拡大した地形になっている。高度500 m では午前と午後の混合比の違いはほとんどないが、高度800 m では午後に減少している。この高度において混合比の減少している領域は高知平野に沿う海岸線から海上5~10 km 付近に広がっている。これは、高度800 m 付近で上空からの大気の沈降が大きくなるためと推測される。また両高度において、温位は海上50 km までの領域湾内で約1 K 上昇した。したがって、山岳による効果を含んだ海風の影響による温位や混合比の水平分布の変化は、土佐湾全体に及ぶことが示唆される。

### 6. 考察とまとめ

これまでに得られた観測とシミュレーションの結果の比較から、10時と14時の混合比の鉛直分布を第16図に示す。14時の縦線部と空白部はそれぞれ10時と比較して混合比の増加した領域と減少した領域である。

10時の混合比分布で、海上沖合いに海岸線付近に比べて混合比の大きな領域が存在するのは、海岸線付近では谷風循環による大気の沈降が起こり混合比が比較的小さくなるためと推測される。

14時の混合比分布では、海上高度500 m 付近を境界にして上層では混合比が減少し(図中空白部)、下層では増加する(図中縦線部)。これは、上層(高度約1500 m 以下)では海風を補償する上空からの大気の沈降により混合比が減少し、下層では海面からの水蒸気輸送により増加するためと考えられる。

以下、土佐湾沿岸域での冬季海風循環についてまとめる。

- 1) 高知平野において四国山地の存在は、海上での大気の沈降の時間変化を大きくし、かつ沈降が起こる領域の規模を水平、鉛直方向共に大きくする。
- 2) 海上高度500 m 付近を境界にして上層では大気の沈降のため混合比が小さくなるが、下層では海面からの水蒸気輸送のため大きくなる。
- 3) 海上での温位・混合比の水平分布から、局地循環の影響は海上50 km までの土佐湾全域に及ぶ。

今回は冬季の海風循環についてのみ議論したが、高知平野では夏季の海風の方が強く、異なる循環が形成されることが推測される。夏季の海風循環についても観測と数値実験の両方からのアプローチが必要である。

### 参考文献

Asai, T. and S. Mitsumoto, 1978: Effects of inclined land surface on the land and sea breeze circulation. A numerical experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 559-571

Chiba, O., G. Naito, F. Kobayashi and H. Toritani, 1994: Wave train over the sea due to sea breezes, *Boundary-Layer Meteor.*, **70**, 329-340.

Chiba, O., 1997: Variability of the sea-breeze from sodar measurements, *Boundary-Layer Meteor.*, **82**, 165-174.

Chiba, O., F. Kobayashi, G. Naito and K. Sassa, 1998: Helicopter Observations of the Sea Breeze over a Coastal Area, *J. Appl. Meteor.*, **38**, 481-492.

- 千葉 修, 金堂由起, 川村学史, 1993: 高知県における海風の特徴, 天気, **40**, 109-117.
- 伊藤久徳, 1995: 近畿地方の広域海風に関する数値実験, 天気, **42**, 17-27
- 小林文明, 内藤玄一, 千葉 修, 鳥谷 均, 1995: ヘリコプターによる海風の観測-冬季土佐湾における海風の熱的構造, 天気, **42**, 25-38.
- Kessler, R. C. and S. G. Douglas, 1991: A numerical Study of mesoscale eddy development over the Santa Barbara channel, J. Appl. Meteor., **30**, 633-651.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over a complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, J. Appl. Meteor., **34**, 549-558.
- Kondo, H., 1990: A numerical experiment of the extended sea breeze over the Kanto plain, J. Meteor. Soc. Japan., **68**, 419-434.
- Kondo, H., 1990: A numerical experiment on the interaction between sea breeze and valley wind to generate the so-called 'extended sea breeze', J. Meteor. Soc. Japan., **68**, 435-445.
- Kuwagata, T. and F. Kimura, 1997: Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part II: numerical simulation of the cross-valley circulation, J. Appl. Meteor., **36**, 883-895.
- Long, P. E., W. A. Shaffer, J. E. Kemper and F. J. Hicks, 1978: The state of the techniques development laboratory boundary layer model, NOAA Tech. Memo. (NWS TDL 66), p58.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy flux in the atmosphere, Boundary-Layer Meteor., **17**, 187-202.
- Lu, R. and R. P. Turco, 1994: Air pollutant transport in a coastal environment. Part 1: Two-dimensional simulations of sea-breeze and mountain effects, J. Atmos. Sci., **51**, 2285-2308.
- Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1977: The effects of topography on the sea and land breezes in a two-dimensional model, Mon. Wea. Rev., **105**, 1151-1162.
- Pielke, R. A., 1984: Mesoscale meteorological modeling, Academic Press, 612pp.
- Pielke, R. A., 1974: A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, Mon. Wea. Rev., **102**, 115-139.
- 齋藤智興, 木村富士男, 1998: 中部関東域における夏季の対流性降水の日変化, 天気, **45**, 541-549.
- Therry, G. and P. Lacarrere, 1983: Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description, Boundary-Layer Meteor., **25**, 68-88.
- Ulrickson, B. L. and C. F. Mass, 1990: Numerical Investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles basin. Part 1: A verification study, Mon. Wea. Rev., **118**, 2138-2161.
- 鵜野伊津志, 1995: 4次元データ同化手法による関東地域の局地循環シミュレーションと評価, 大気環境学会誌, **30**, 351-366.
- 鵜野伊津志, 大原利真, 若松伸司, 松井一郎, 1996: 近畿地域の局地循環シミュレーションと評価, 天気, **43**, 303-317.

## Numerical Study of the Sea Breeze Circulation over the Coastal Area of the Tosa Bay and the Kochi Plain in Winter

Takao Yoshikane\*, Itsushi Uno\*\* and Osamu Chiba\*\*\*

\* (Corresponding author) Institute of Geoscience, Tsukuba University (Graduate School), 1-1-1 Tennodai Tsukuba, Ibaraki 305-8577, Japan

\*\* Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga 816-8580, Japan

\*\*\* Faculty of Science, Kochi University, Akebono 2-5-1, Kochi 780-8072, Japan

(Received 6 April 1998; Accepted 10 August 1999)