

## 近畿地域の局地循環シミュレーションと評価\*

鵜野 伊津志\*<sup>1</sup>・大原 利真\*<sup>2</sup>・若松 伸司\*<sup>3</sup>・松井 一郎\*<sup>4</sup>

### 要旨

大阪平野を中心とした3次元的气象測定データをもとに、四国・近畿を含む範囲でメソスケール気象モデルの結果の定量的評価を行った。比較には、パイロットバルーン、低層ゾンデ、ミー散乱レーザレーダの3次元観測データ、及び、アメダスデータ・一般環境大気汚染測定局の風向・風速データを利用した。

メソスケールモデルのみの地上風速・風向 (Run A) はかなり良く観測結果に一致し、海風・陸風の交替をよく再現していた。また、上空のみにナッジングを利用した4次元データ同化法 (FDDA) を用いた結果 (Run B) の地上風速・風向は Run A によく一致し、日中の大規模海風侵入時には、FDDA の有無による差が見られなかった。しかし、温位の時空間変化の比較から、FDDA を用いた Run B では、観測された沈降性逆転を再現し、観測された混合層高度の日・時間変化をよくシミュレートできた。一方、Run A では観測された混合層の変化を再現できなかった。これらのことから、高層気象観測データを FDDA に用いることにより上空の大気境界層の日変化を含めたモデルの予報精度が改善されることが示された。

### 1. はじめに

阪神地域では、冬季及び春季に高濃度の二酸化窒素汚染が観測される。特に、春季の高濃度汚染は関東地域にはみられない特徴である (環境庁, 1993)。そのため、京阪神・奈良地域における航空機を用いた3次元的气象観測と気象観測が実施され (若松ら, 1993)、同地域における局地風循環の汚染物質輸送に及ぼす重要性が再認識された。

大阪平野の水平スケールは、関東平野に比較して格段に小さく、近畿山岳地帯や中国山地の標高も関東甲信越地域にくらべて低い。従って、中部山岳地帯でみられるような熱的低気圧の広域の局地循環への効果も小さく、海陸風の発達パターンは関東とはスケールが

異なる。このような近畿地方の広域海風の発達を支配する要件は伊藤 (1995) が数値モデルを用いて明らかにしている。それによると、1) 日本海と瀬戸内海からの海風が近畿中央部で合流すること、2) 紀伊山地と剣山地の局地的な海風に対する「障壁効果」の存在、3) その下流が大阪・播磨平野であるための気圧傾度の増加、が重要な因子であることが判明している。

メソスケール数値気象モデルは、国内では関東甲信越の局地気流のシミュレーションと解析に多く利用されてきた (例えば、Kimura and Arakawa, 1983; Kondo, 1990; 鵜野, 1995)。これに対して、近畿地域では、前述の伊藤 (1995) の他には、Kondo (1983) の播磨灘地域、気象研究所応用気象研究部 (1984) による瀬戸内海のシミュレーション等があるだけで、観測値との比較によるモデルの精度・問題点等の知見は十分に得られていない。

一般に、汚染物質輸送の解析には、数日スケールの高頻度・高分解能の気象データセットが必要となる。3次元的气象観測は多額の費用がかかる半面、大気汚染物質の輸送現象のモデル化に不可欠な気流や乱流拡散係数等の3次元的气象的・連続的な情報を得ることができない。これに対して、3次元メソスケール数値気象モデル (以下、メソスケールモデル) ではこれらの情

\* Quantitative Evaluation of a Mesoscale Meteorological Model Simulation over the Kinki Region.

<sup>1</sup> Itsushi Uno, 国立環境研究所大気圏環境部。

<sup>2</sup> Toshimasa Ohara, (財) 計量計画研究所環境・資源研究室。

<sup>3</sup> Shinji Wakamatsu, 国立環境研究所地球環境研究グループ。

<sup>4</sup> Ichiro Matsui, 国立環境研究所大気圏環境部。

—1995年7月20日受理—

—1996年2月16日受理—

報を得ることができ、大気汚染物質の輸送・変質シミュレーションの“プリプロセッサ”としての利用可能性が増大してきている。

アメリカでは、ミシガン湖周辺の Lake Michigan Ozone Study (LMOS) や、Los Angeles から San Diego にかけての極めて大がかりな South Coast Air Quality Study (SCAQ)S) においてはメソスケールモデルが積極的に利用されている。LMOS では、Pielke *et al.* (1992) による RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) が、SCAQ)S) では、Anthes *et al.* (1987) による MM4 (Mesoscale Model Version 4) がそれぞれ、4次元データ同化手法 (Four Dimensional Data Assimilation; FDDA) とともに利用され、物質輸送モデル (Chemical Transport Model; CTM) のプリプロセッサとしての有効性が指摘されている。

本論文では、メソスケールモデルを用いて、若松ら (1993) の航空機観測期間を含めた4日間の連続シミュレーションを行った。特に、地上観測と上空観測結果 (パイロットバルーン、低層ゾンデ、レーザーレーダー) を用いた定量的な比較・検討結果を示し、高層気象観測やアメダスデータを利用したナッジングによる FDDA の効果について議論する。これらの結果から、メソスケールモデルの精度と問題点を示す。

## 2. 局地循環モデルと4次元データ同化手法

Ulrickson and Mass (1990) により改良されたコロラド州立大学メソスケールモデル (Colorado State University Meso-scale Model; CSUMM) を用いた。CSUMM はブジネスク近似、静力学平衡、 $z^*$ 座標系のモデルで、詳細は Pielke (1974), Ulrickson and Mass (1990) と Kessler and Douglas (1992) に詳しい。また、そのアウトラインは鶴野 (1995) を参照されたい。

本研究では、4日間のシミュレーションを行うためにナッジングを利用した FDDA (以下単に FDDA と呼ぶ) を用いた。ナッジング法はモデルの予報値と観測値との差をニュートン緩和法で補正する形で、

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F(\phi, x, y, z, t) + G_\phi \times w_t \times w_{xyz} \times (\phi_{obs} - \phi) \quad (1)$$

と書かれる。ここで、 $\phi$  は予報する物理変数 ( $u$ ,  $v$ ,  $\theta$  など)、 $F$  は  $\phi$  についての通常の方程式、 $G_\phi$  は  $\phi$  につ

いてのナッジング係数、 $w_t$ ,  $w_{xyz}$  はそれぞれ時間的、空間的な重み係数、 $\phi_{obs}$  は観測値である。このように、FDDA は、メソスケールモデルに気圧変化やその他の外的な境界条件の変化を取り込む (モデルに教える) 方法であるとともに、モデル自身を観測値からあまりに離れないように矯正する手法でもある。

ナッジングの適用には、ナッジング係数  $G_\phi$ 、重み関数  $w_t$ ,  $w_{xyz}$ 、観測値  $\phi_{obs}$  の設定に自由度が大きい。式 (1) から明らかなようにナッジング係数が大きいほど観測値とモデルの一致性は向上する。しかし、観測値の少ない地点には非現実的な気流が生じ、逆に小さすぎると観測値がうまく再現されない。従って、現象の時間スケールに応じた適切な係数の設定が重要となる。

Yamada and Bunker (1989), Yamada and Henmi (1994) はコリオリ項のみの線形定常解から、定常解が観測値に一致するように調整した target wind scheme の利用を提案しており、

$$\phi_{u,obs} = u_{obs} - \frac{f}{G_u} (v_{obs} - V_g) \quad (2)$$

$$\phi_{v,obs} = v_{obs} + \frac{f}{G_u} (u_{obs} - U_g) \quad (3)$$

と書け、これを式 (1) の  $\phi_{obs}$  として用いる。ここで、 $f$  はコリオリ係数、 $U_g$ ,  $V_g$  は地衝風速である。本論文ではこの方法を利用して、 $G_u/f = 1$  および  $= 5$  の2通りの結果を比較した。

FDDA に用いる観測値の取り扱いとしては、観測点での値を直接用いる Observation Nudging と、観測値を客観解析したグリッド点への補間値による Analysis Nudging が用いられる。ここでは、観測データをもとにした Analysis Nudging (具体的手法は3に示す) を用い、 $w_{xyz} = 1$  とした。時間重み係数  $w_t$  は、FDDA の時間間隔  $\Delta T_{FDDA}$  をもとに、 $t = t$  で  $w_t = 0$  とし、 $t = t + \Delta T_{FDDA}$  で  $w_t = 1$  となるように線形補間した。

## 3. 観測データとモデルの計算条件

航空機及び、気象観測の概要は若松ら (1993) に報告されている。ここでは、その概要を述べる。第1表には観測の要約、第1図には観測地点と一般環境大気汚染測定局 (以下、モニタリング局) の位置を示す。

航空機による観測は大阪府下の八尾空港をベースと

第1表 観測の要約.

a) 特別観測	
地点	項目
守口P <sub>1</sub> , 此花P <sub>2</sub> , 西宮P <sub>3</sub>	上層風 (パイロットバルーン) 4月20日, 21日の7時から21時 (地上から高度 3000 m まで 100 m 毎に測定)
守口P <sub>1</sub>	低層ゾンデ 4月20日, 21日の7時から21時 (地上から高度 3000 m まで測定)
大阪府公害監視センター (森の宮)	ミー散乱レーザーレーダー (混合層高度, エアロゾル濃度) 4月18日~23日まで (地上から高度 7000 m まで測定)
航空機 (八尾飛行場から) 4月20日, 21日 各3フライト	汚染物質 (NO, NO <sub>x</sub> , O <sub>3</sub> , SO <sub>2</sub> , CO, HC, エアロゾル) 気象要素 (気温, 湿度, 気圧, 風向, 風速) 地表面温度
生駒山山頂 扇町中学校	気温, O <sub>3</sub> , NO, NO <sub>x</sub> HC の自動測定
b) ルーチン観測	
アメダス (AMeDAS)	近畿地域, 中国地方, 四国地方 (風向, 風速, 気温, 降水)
一般環境大気汚染測定局	大阪府, 大阪市, 兵庫県, 和歌山県 (風向, 風速, 気温, 湿度, 汚染物質濃度)
エアロロジカルデータ (高層気象観測データ)	4 地点 (輪島, 潮岬, 米子, 浜松) (指定面気圧の風向, 風速, 気温, 湿度)

して、1993年4月20日~21日にかけて合計6フライト行われた。気象要素の立体観測は守口市役所P<sub>1</sub>、大阪市此花区役所P<sub>2</sub>、兵庫県西宮市役所P<sub>3</sub>においてパイロットバルーンによる上層風観測を7時から21時まで毎日8回実施した。守口市役所においては低層ゾンデによる上空3000mまでの気温・湿度観測も同時に行った。

この期間を含む、4月18日~23日にかけて炭化水素成分自動測定(大阪市扇町中学校屋上)、オゾン・NO<sub>x</sub>連続測定(生駒山頂)を実施した。また、モニタリング局での測定データも解析に用いた。

大阪府公害監視センター(大阪市森の宮)では、小型のミー散乱レーザーレーダー(松井, 1990)を用いた地上から上空7kmまでのエアロゾル濃度の時空間変化の連続測定を行った。

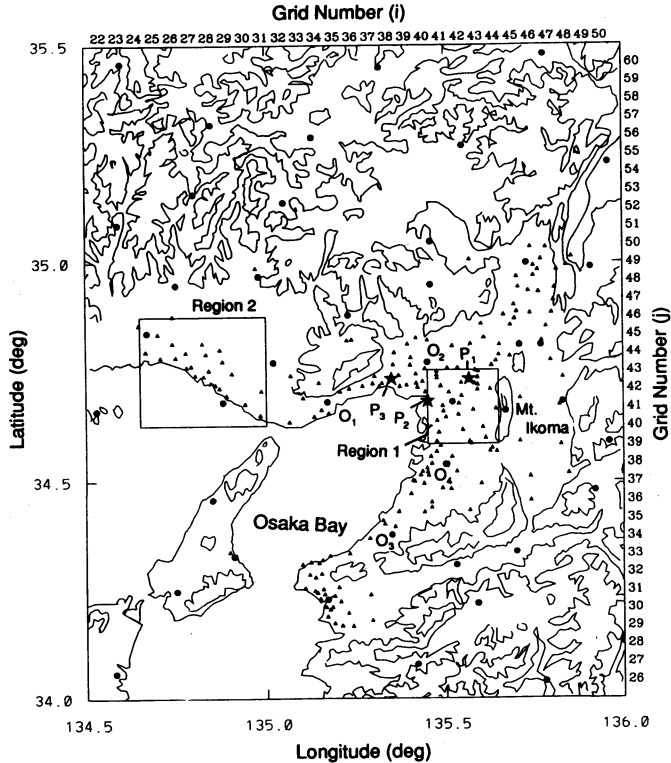
第2図には、4月18日~21日の地上天気図を示す。第3図には、レーザーレーダーによるエアロゾル濃度の鉛直勾配(ドット)、守口市での上層風(矢印)と温位(細い実線)と潮岬の温位(太い破線)の時空間変化、及び、大阪管区気象台での風速・風向(地上高53

m)、気温、露点温度、全天日射量の変化を示す。ここで、エアロゾル濃度の鉛直勾配はSasano *et al.* (1982)の方法で抽出し、おおむね大気境界層逆転層の時間変化に対応する(図中の点線は目視による逆転層高度変化を示す)。

第4図には、20日、21日の6時と15時のアメダス地上風とその内挿結果から計算した地上の流線を示す。

第2図から明らかなように、18日~20日にかけて西日本は移動性高気圧におおわれ、大阪地方はほぼ晴天であった。一方、21日には移動性高気圧の後面に位置し薄曇り、22日の早朝には大阪で雨となり26.5mmの降水量となった。

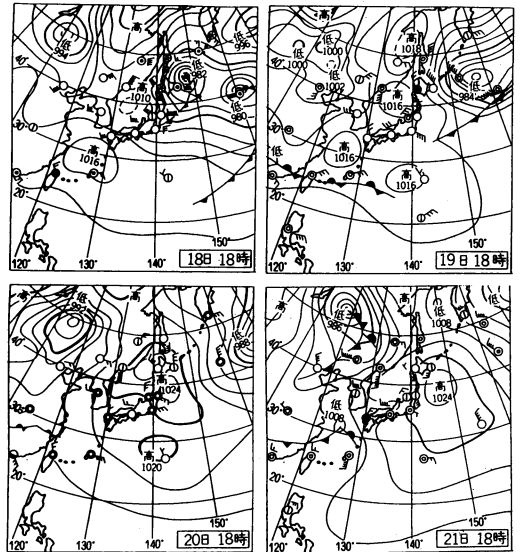
18日は西風が強く大阪~神戸には早朝の明確な陸風は見られない。19日~20日は明瞭な海陸風交替が観測され、広域海風(伊藤, 1995)の特徴が見られた。しかしながら、20日は晴天の割に混合層高度の上昇が少なく、最大混合層高度は約800m程度であった。図に示した20日の潮岬の温位プロファイルには沈降性の変化が見られ、高気圧下の下降気流の存在が、混合層の発達を抑制したと考えられる。



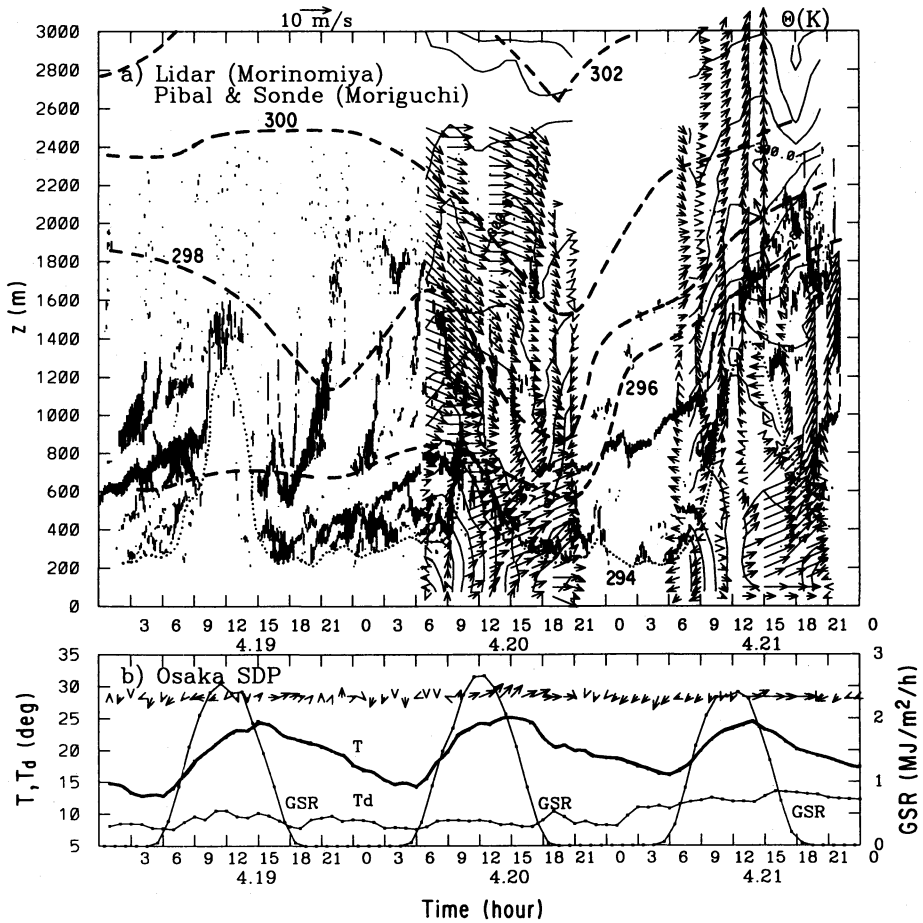
第1図 大阪平野周辺の地形と一般環境大気汚染測定局 (▲) とモデルの評価領域 (枠の範囲; Region 1,2). ●はアメダス観測点, ★はパイロットバルーン (P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub>), 低層ゾンデ (P<sub>1</sub>). O<sub>1</sub>~O<sub>4</sub> は第7図のアメダス地点. 標高は 200, 500, 1000, 1500 m, グリッド番号 (i, j) はモデル計算領域 (第5図) におけるグリッド点を意味する.

21日は、生駒山地を境として、東側に比較的大きな東西気圧傾度（奈良と四日市の日平均気圧で 2.5 hPa の気圧差）が存在した。このため奈良盆地では終日東～北東気流が見られ、大阪平野の海風の侵入が生駒山地でブロックされていた（第4図c, d）。更に、21日後半には、温位と比湿（図略）の上昇がみられ日中の最大混合層高度は 1200 m 程度で、移動性高気圧の後面での南風の侵入が見られ、このため日本海側からの海風の侵入は弱かった。

本論文では、4月18日～21日をシミュレーションの対象とし、第5図に示す計算領域を用いた。モデル領域の原点は東経133度30分、北緯33度00分であり、水平メッシュ 4.6 km で東西70、南北84メッシュとした。これは、伊藤（1995）の結果を参考にした日本海、四国中部、伊勢湾を含む領域である。一方、鉛直方向には23メッシュを取り、上空 8000 m までを計算領域とした（ただし、4000～8000 m は absorbing layer で



第2図 観測期間中の地上天気図.



第3図 1993年4月19日～21日までのa) レーザーレーダー観測(森ノ宮)のエアロゾル粒子の鉛直勾配(ドット), 守口市での上層風(矢印)と温位(細い実線)と潮岬の温位(太い破線)の時空間変化, 図中の点線は目視による混合層・逆転層の高度, b) 大阪管区气象台での地上風速・風向, 気温T, 露点温度 $T_d$ , 全日射量GSRの変化.

ある). なお, 図中のPはパイロットバルーン及び低層ゾンデの観測点を示し, Aと●はFDDAに用いた, それぞれ, 高層気象観測点(エアロロジカルデータ点; 輪島, 潮岬, 米子, 浜松)と地上のアメダス観測点を示している.

第2表には, 鉛直グリッドの高度, 風向・風速, 温位, 比湿の初期プロファイルを示す. このプロファイルは潮岬の高層気象観測と守口市での低層ゾンデ観測を利用して与え, 計算領域の初期化はこのプロファイルから水平方向に均質に行った. 数値計算の時間刻みは $\Delta t = 30 \text{ sec}$ であり, 海面温度を航空機による放射温度測定から $17.0^\circ\text{C}$ とした.

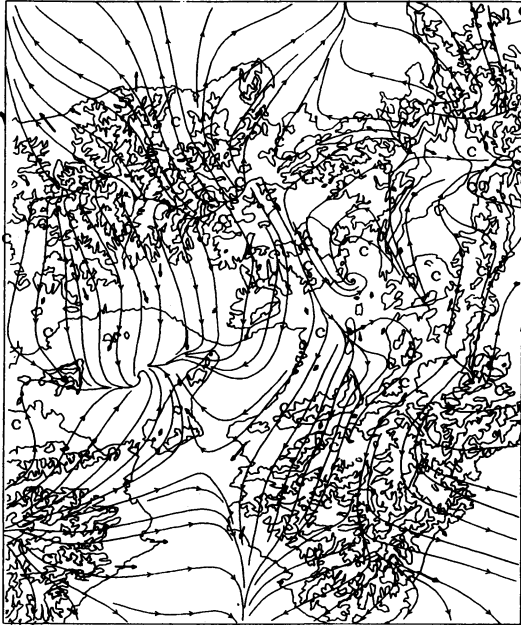
地衡風向は18日～19日は第2表の通りで, 20日に240

度, 21日には230度に変化させた.

第3表には, 基本的なRunの設定を示した. Run AはコントロールでFDDAを用いずメソスケールモデルのみを用いる. Run B, C, DにはFDDAを利用した. Run B, Cでは高層気象観測データ(6時間毎の風速・風向データ; 但し, 浜松は12時間毎)を, Run Dには高層気象観測データ(同)とアメダスデータ(1時間毎)をCSUMMと同一のグリッド点に時間・空間内挿(観測点からの距離の逆数の2乗による重み付け内挿)し, Run B, Cでは1400m以上, Run Dでは50m以下と1400m以上の範囲の風速についてのみFDDAを行った. これは計算領域全域をFDDAすると, 観測点のない領域に非現実的な風速を与えるた

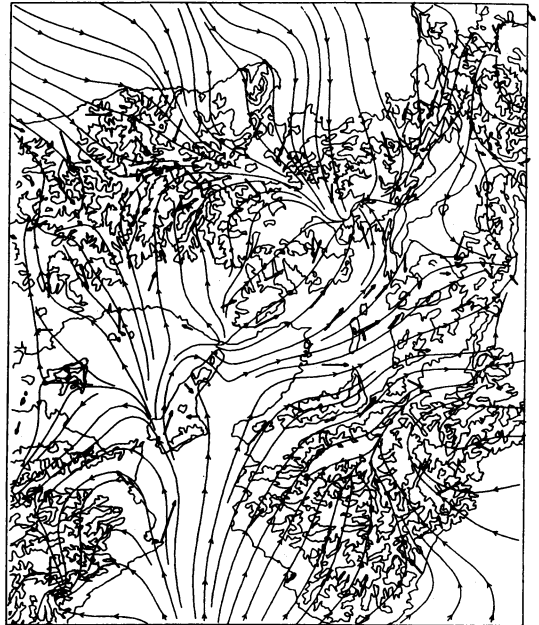
a) April 20, 1993 0600 JST

5m/s



b) April 20, 1993 1500 JST

5m/s



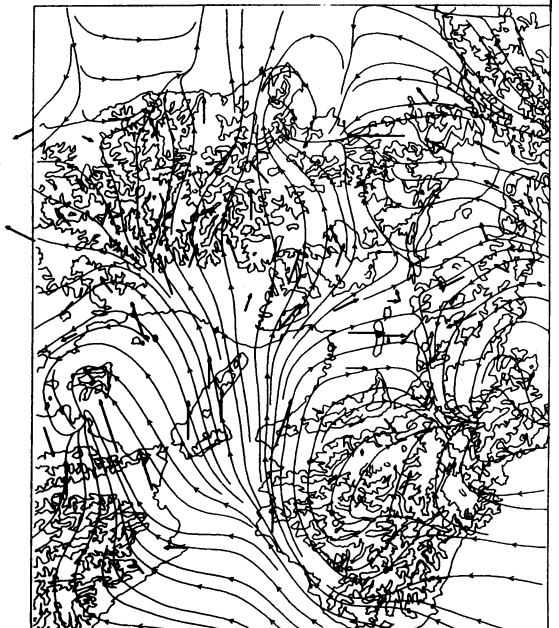
c) April 21, 1993 0600 JST

5m/s



d) April 21, 1993 1500 JST

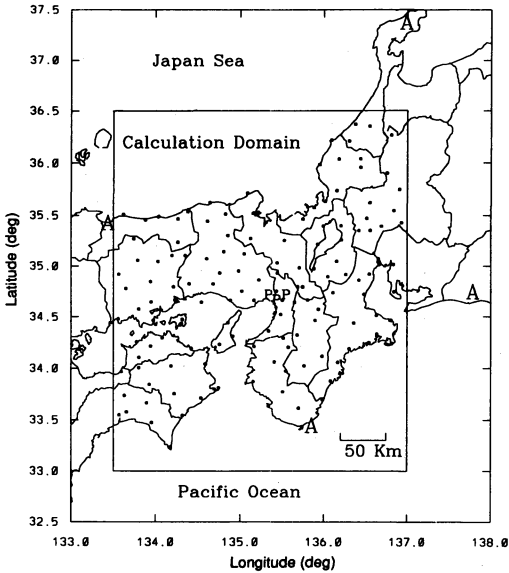
5m/s



第4図 アメダス風系とその内挿値から計算した地上流線. a) 4月20日6時, b) 4月20日15時, c) 4月21日6時, d) 4月21日15時.

め (大阪平野にはシミュレーション期間を通しての3次元的観測データがない), 及び, 地上のアメダスと高層気象観測データでは時間間隔と分解能が異なり, こ

のような時間, 空間スケールの異なるデータを強引に用いるのはモデルに有害な結果が予期されるためである (Stauffer and Seaman, 1994). なお, Run B と C



第5図 モデルの計算領域とパイロットバルーン及び低層ゾンデの観測点(P), Aと●はFDDAに用いた,それぞれ,高層気象観測点(エアロロジカルデータ点)と地上のアメダス観測点を示す.

表2表 モデルの鉛直刻みと初期プロファイル.

$k$	高度 m	温位* K	比湿 g/kg	風向 deg	風速 m/s
1	5	287.0	5.90	290	3.0
2	10	287.2	5.90	290	3.0
3	25	287.8	5.90	290	3.0
4	50	288.4	5.90	290	3.0
5	100	291.2	5.89	290	3.0
6	200	292.2	5.83	290	3.0
7	300	293.3	5.77	290	3.0
8	400	294.3	5.71	290	3.0
9	500	295.2	5.64	290	4.0
10	600	295.8	5.58	290	4.5
11	700	296.1	5.52	290	5.0
12	800	296.5	5.46	290	5.5
13	1000	296.8	5.28	290	6.0
14	1200	297.2	4.80	290	6.5
15	1500	297.8	4.17	290	7.5
16	2000	299.8	3.61	290	9.0
17	2600	301.8	2.30	290	10.0
18	3200	303.7	1.29	290	10.0
19	4000	307.0	0.86	290	10.0
20	5000	310.6	0.60	290	10.0
21	6000	314.2	0.40	290	10.0
22	7000	317.8	0.19	290	10.0
23	8000	320.0	0.05	290	10.0

\* 温位は  $k$  と  $k+1$  の中間レベルで与える.

表3表 Run の設定.

Run	条件	ナッジング係数 $G_{u,v}$	FDDA の条件*
A	No-FDDA	0.0	なし
B	FDDA	$1.0 \times 10^{-4}$	高層気象観測内挿 高度 1400 m 以上
C	FDDA	$5.0 \times 10^{-4}$	高層気象観測内挿 高度 1400 m 以上
D	FDDA	$1.0 \times 10^{-4}$	高層気象観測+アメダス内挿 高度 50 m 以下+1400 m 以上

\* ただし地衝風向は日変化

の相違はナッジング係数の大きさであり, 温度についてのナッジングは全く行っていない.

第6図には, FDDA を用いた客観解析からCSUMMの計算の流れを示す.

#### 4. 結果と議論

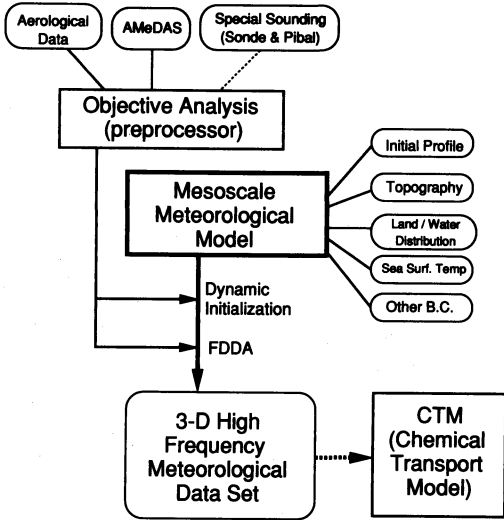
##### 4.1 モデルと観測との時間変化と流線の比較

第7図には, 大阪湾を囲む神戸, 豊中, 熊取, 堺におけるアメダス測定値と計算値との比較結果を各Runについて示す(測定点の位置はそれぞれ, 第1図の  $O_1 \sim O_4$  に対応する). また, 第8図には, Run A, Bの結果(4月20日の6時と15時)を地上流線で示す(図中の矢印はアメダス観測結果).

アメダスの風速の分解能は 1 m/s のため観測値に

はばらつきが大きい, これらの図から, メソスケールモデルのみによる Run A はかなり良く観測結果に一致し, 海風・陸風の交替をよく再現していることがわかる. Run B, Dの時間変化も Run A に非常に良く類似しているが, Run Dでは地上のアメダスデータをFDDAに利用していることから, 風向の一致はRun A, Bに較べて優れている. 神戸の風速の一致性が劣っているがこれは, モデルが約 5 km の分解能のため神戸の後背地の山地を適切に表現しないためと考えられる. なお, Run A では日中の海風を過大に評価する傾向(20日に顕著)が見られる. 一方, 大阪湾の南側の熊取, 堺では18日の風速は過小評価が見られる.

第8図から Run A, Bとも淡路島でのローカルな気流を十分に再現していないが, 両時刻とも計算領域内で

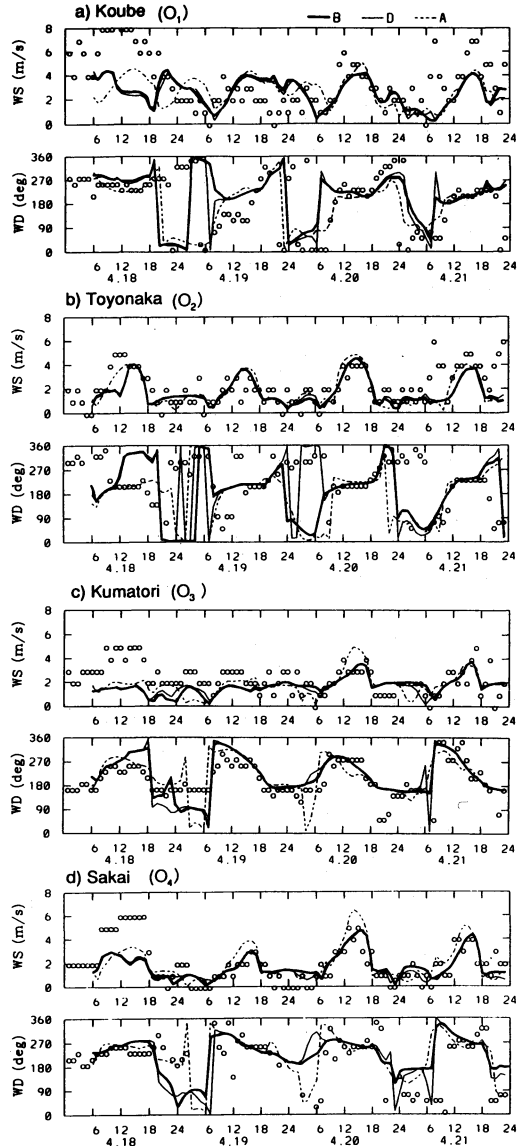


第6図 客観解析(プリプロセッサ)とメソスケールモデルへの入力データと計算のフロー図。

の局地風の定性的な特徴はよく再現している。第8図に示した早朝の局地風(陸風)にはAとBで小さな差が見られる。(大阪平野のアメダスは静穏ないし1 m/sの弱風であるが、これを地上流線で描くと差が強調されている)。第4図の観測値の内挿結果では播磨灘と紀伊水道に収束域が存在する。Run Aには淡路島西部に収束がみられ、四国側からの収束が見られない(これはRun Bでも同様である)。一方、Run Bでは、大阪湾上と大阪平野南部に渦がみられるが、大阪平野から播磨平野及び紀伊水道にかけての平均的な流線はよく一致している。

一方、日中の海風の侵入時には、播磨灘沖の発散場の形成がAには見られる点を除いて、各Runで大きな差は見られず、大規模海風の侵入がよくシミュレートされている。これは、海風侵入時にはFDDA項の大きさが、他の項に比べて相対的に小さくなるためFDDAの有無による差が現れないためである。同様な傾向は、鶴野(1995)による関東地域のシミュレーションにも見られ、FDDAの効果は夜間～早朝の安定成層形成時に顕著である。

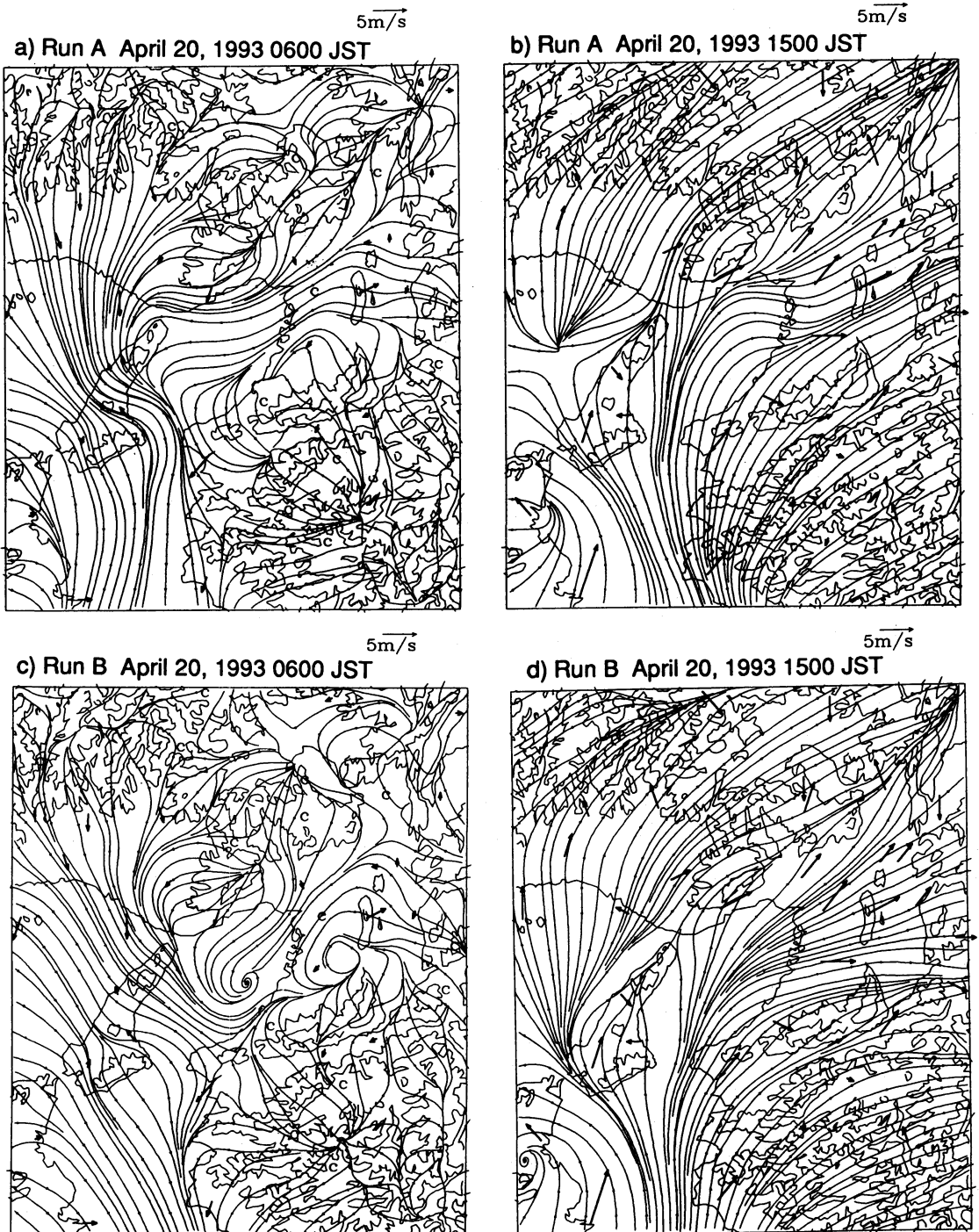
第9図には、Run Bの4月19日～21日にかけての上空3000 mまでの温位、風向・風速の時空間変化を示す。図は格子点(41, 42)での結果を示し、位置的には第3図の観測点に対応する。また、図中の薄い陰影、濃い陰影はそれぞれモデルの熱の乱流拡散係数 $K_h > 0.3, 3.0 \text{ m}^2/\text{s}$ の部分を示す。



第7図 アメダスデータ(○)とモデル(点線 Run A, 太線 Run B, 細線 Run D)の風向・風速の比較(1993年4月18日～21日) a) 神戸(O<sub>1</sub>), b) 豊中(O<sub>2</sub>), c) 熊取(O<sub>3</sub>), d) 堺(O<sub>4</sub>)を示し、O<sub>1</sub>～O<sub>4</sub>は第1図の地点に対応する。

モデルは混合層の日変化や海風・陸風の基本的な交替、及び、上空の風向・風速の変化を良く再現している。特に、 $K_h > 0.3 \text{ m}^2/\text{s}$ の範囲の変化は、レーザーレーダーによる混合層のプロファイルに近い結果を与えている。温位の計算結果は、第3図に示された20日までの沈降性の変化を再現している。特に、20日の混合層





第8図 モデルで計算された地上の流線の比較 ( $k=1$ ;  $z^*=5$  m). 矢印はアメダス.

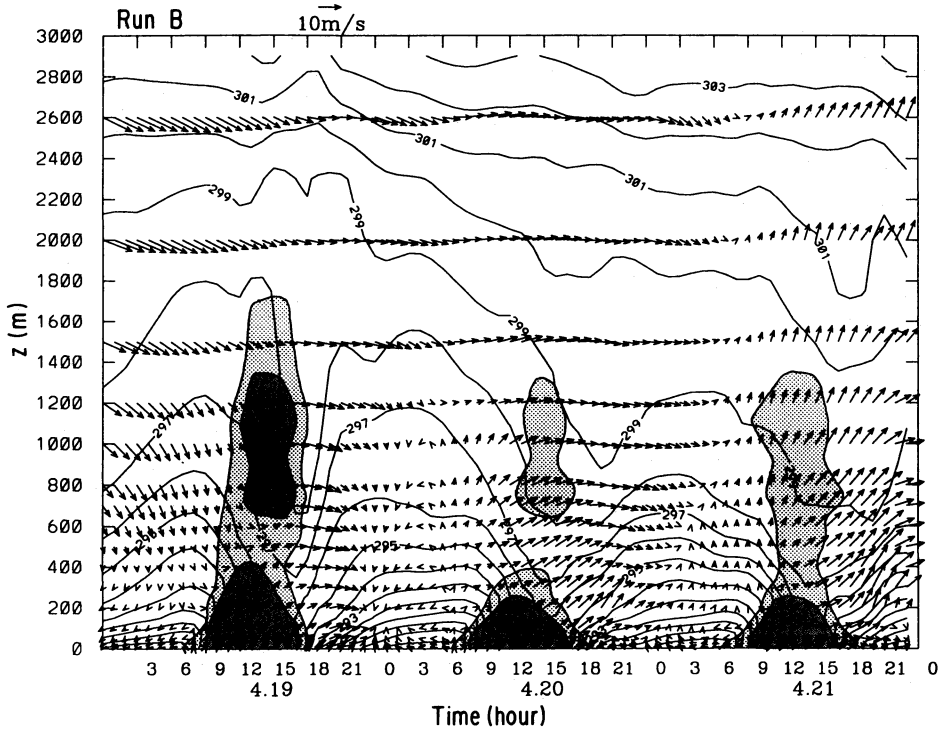
a) Run A 4月20日6時, b) Run A 4月20日15時

c) Run B 4月20日6時, d) Run B 4月20日15時.

の発達弱さは、上空の沈降性の温位降下によるためであり、モデルはこれらの変化の特徴を非常に良く再

現している。

夜間(21時以降)は、パイロットバルーンの観測が



第9図 Run Bの1993年4月19日～21日までの格子点(41, 42)における風向・風速および温位の時空間変化. 図中の薄い陰影, 濃い陰影はそれぞれ熱の乱流拡散係数 0.3, 3, 0 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> 以上の範囲を示す.

ないために, モデル結果の直接的な比較は困難であるが, 第8図に示したようにアメダス局やモニタリング局の比較から, 陸風の再現性はある程度よい. ただし, 4月21日の6時～9時にかけての陸風層再現は不十分である. また, 観測に見られた4月21日後半からの温位の上昇もモデルは位相が遅れている.

これに対して Run A では地上付近の海風・陸風の基本的な交替は良く再現するが, 上空の沈降性逆転層を再現しないため, 20日には観測結果にくらべて大きな混合層が発達し, 海風侵入時の上空の風速は観測や Run B にくらべて大きい (図略).

4.2 モデルの定量的評価

ここでは, モデルと観測値を統計的な方法で解析し, モデルの評価を平均値, 標準偏差, 及び, RMSD (root-mean-square difference),

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (4)$$

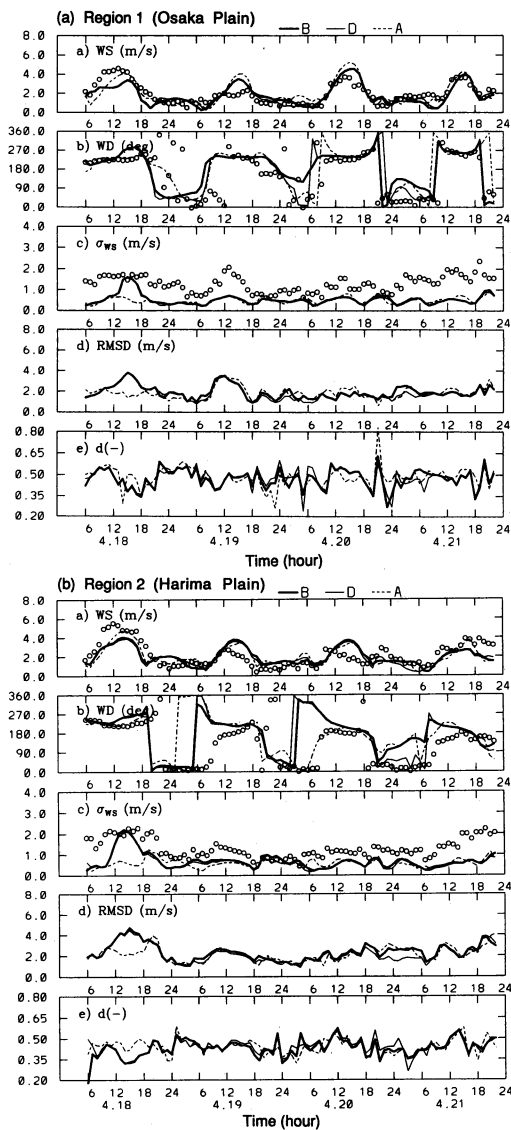
更に, Willmotte (1982) と Willmotte *et al.* (1985)

による一致性インデックス  $d$  (index of agreement)

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P'_i| + |O'_i|)^2} = 1 - \frac{RMSD^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (|P'_i| + |O'_i|)^2} \quad (5)$$

を用いて行った. 以上の式で,  $n$  は観測点 (評価地点) 数,  $P_i$  はモデル計算値,  $O_i$  は観測値,  $P'_i = P_i - \bar{O}$ ,  $O'_i = O_i - \bar{O}$ ,  $\bar{O}$  は観測の平均値  $\bar{O} = (1/n) \sum_{i=1}^n O_i$  である. モデルと観測値が完全に一致した場合には  $d = 1$ , 全く不一致の場合には  $d = 0$  を取る.

第10図には第1図に示した Region 1 (大阪平野), Region 2 (播磨平野) におけるモニタリング局とモデルの比較を示す (アメダスは Run D で FDDA 自身に利用していること, データ点数が少ないこと, 風速分解能が 1 m/s と悪いため利用しなかった). これは, 第1図の各々 Region 1, 2 の領域内のモニタリング局データ (Region 1 で16点, Region 2 で22点) とその点に補間されたモデル計算値を式 (4), (5) で統計



第10図 モデル(点線 Run A, 太線 B, 細線 D)と一般環境大気汚染定局平均値(○)での風向・風速とその統計量の比較。(a) Region 1(大阪平野), (b) Region 2(播磨平野)。

的に比較したものである。比較の領域は、概ね平野部分に限定している。これは、山間地ではモデル標高と実際の標高が一致しないためである。

第4表には、観測値(モニタリング局)とRun A~Dについての平均風速 WS, 標準偏差  $\sigma_{ws}$ ,  $d$ の時間平均値を各 Region 毎に示す。平均は、20日と21日のそれぞれ1時~9時, 10時~19時, 1時から24時について平均したものである。

Region 1, 2 について同様の傾向が見られる。まず、風向・風速についてモデルの一致性は極めて高い。風向の変化は海風・陸風の交替に密接に関連し局地循環モデルの評価における重要な点であるが、Run A, B, Dについても傾向は良く一致している(ただし、21日の未明から早朝は風向の一致が悪い)。日中の風向は、Region 1 では $240^\circ$ , Region 2 では $180^\circ$ となっており、これは海岸線の向きにほぼ直交した海風の侵入を再現したものである。一方、Run A は Run B, D にくらべて、Region 1 では海風を少し過大にシミュレートする傾向があり、これは第7図に示したのものにも現れている。

風速の標準偏差  $\sigma_{ws}$  や RMSD については、18日の12時から18時を除くと、一般的に  $\sigma_{ws}$  の観測値はモデル値にくらべて大きい。これは観測値にはモニタリング局の周囲の状況による局所性が含まれるが、モデルにはそれが無いためと考えられる。一方、18日の  $\sigma_{ws}$  と RMSD の Run B と D でのピークの存在はモデルが FDDA により上空(ここでは1400 m 以上)の風速・風向を取り込み、それが大気境界層の発達で境界層内に入るが、それが境界層内の風向と異なるためと考えられる。

一致性の尺度  $d$  をみると、 $d$  は日中は0.5近くなるが、夜間・早朝は0.4程度になり、モデルと観測の一致性は低下する(第10図と第4表)。これは、メソスケールモデルの安定成層時シミュレーションには問題点が多いことを示し、同様の点は、近藤ら(1994)も指摘している。一方、各 Run の  $d$  には Region 毎、日毎に傾向が異なり、FDDA の有無による効果を系統的に判別できなかった。

### 4.3 ナッジング係数の感度

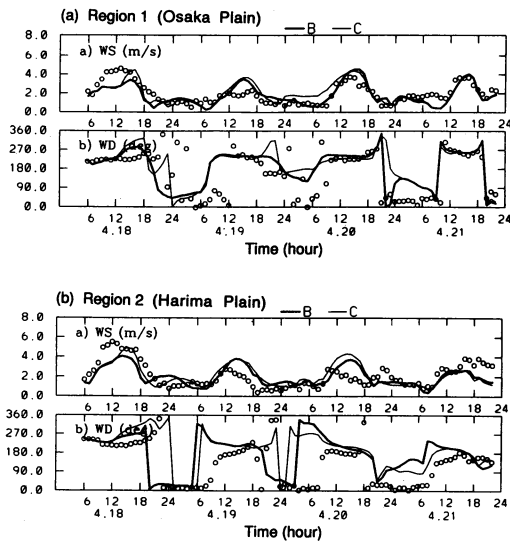
FDDA においては、ナッジング係数  $G$  により結果が異なる。この係数は半経験的に決められており、この大きさにより、観測値がモデルに取り込まれる時間スケールが変化する。係数が大きいほど早く変化するが、今回の場合には  $k=14$  ( $z^*=1400$  m) 以上の高度のみを FDDA している。従って、上空が強風の場合には、 $G$  が大きいと地上付近まで、強風を取り込む。ここでは、風速のナッジング係数  $G_u$  を  $G_u/f=1$  (Run B),  $=5$  (Run C) と変化させた場合の比較結果を示す。

第11図には、Region 1, 2 についての風速、風向の比較結果(Run B, C)を示す。また、第4表には、Run C も含めた結果を示している。

第4表 各 Run の比較

	1-9時			10-19時			1-24時		
	WS m/s	$\sigma_{ws}$ m/s	$d$ -	WS m/s	$\sigma_{ws}$ m/s	$d$ -	WS m/s	$\sigma_{ws}$ m/s	$d$ -
Region 1 (大阪平野)									
a) 4/20									
Obs	1.01	0.93	-	3.02	1.31	-	1.86	1.09	-
A	1.46	0.47	0.45	3.61	0.56	0.48	2.29	0.52	0.48
B	0.94	0.42	0.45	3.31	0.51	0.50	1.96	0.51	0.46
C	1.83	0.51	0.39	3.45	0.47	0.50	2.34	0.53	0.44
D	0.74	0.42	0.47	3.30	0.51	0.50	1.93	0.49	0.47
b) 4/21									
Obs	1.84	1.50	-	2.82	1.84	-	2.34	1.68	-
A	1.19	0.42	0.49	2.84	0.58	0.50	1.98	0.54	0.49
B	1.11	0.41	0.49	2.37	0.48	0.46	1.75	0.51	0.48
C	1.20	0.45	0.49	2.35	0.48	0.47	1.79	0.54	0.49
D	1.13	0.42	0.46	2.40	0.48	0.47	1.82	0.50	0.47
Region 2 (播磨平野)									
c) 4/20									
Obs	1.25	0.93	-	2.10	1.17	-	1.85	1.11	-
A	1.49	0.56	0.41	2.62	0.59	0.46	1.94	0.58	0.43
B	1.35	0.46	0.43	2.82	0.54	0.46	1.97	0.51	0.44
C	1.44	0.61	0.36	3.44	0.61	0.41	2.24	0.60	0.39
D	1.47	0.36	0.44	2.60	0.57	0.48	1.94	0.47	0.46
d) 4/21									
Obs	1.40	1.10	-	3.22	1.75	-	2.50	1.54	-
A	0.99	0.41	0.41	2.41	0.58	0.46	1.69	0.55	0.44
B	1.09	0.47	0.41	2.23	0.54	0.46	1.68	0.56	0.44
C	1.06	0.66	0.38	2.28	0.62	0.48	1.65	0.70	0.45
D	0.67	0.51	0.40	2.21	0.58	0.46	1.54	0.58	0.44

Obs: 観測値 (一般環境大気汚染測定局の風向, 風速の1時間値を利用)

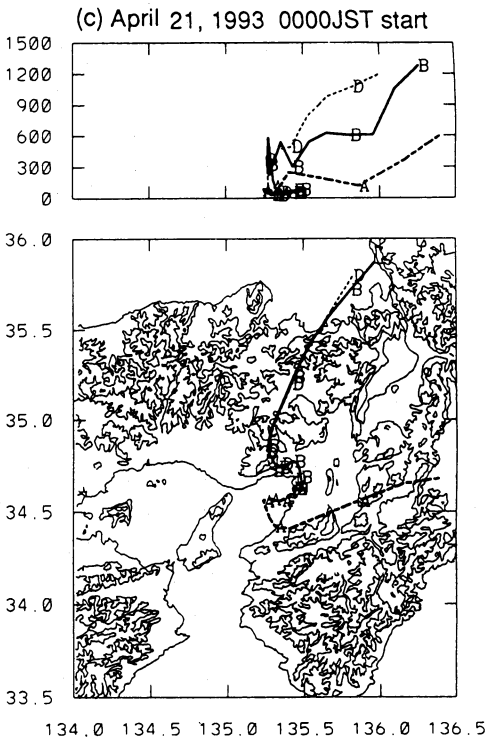
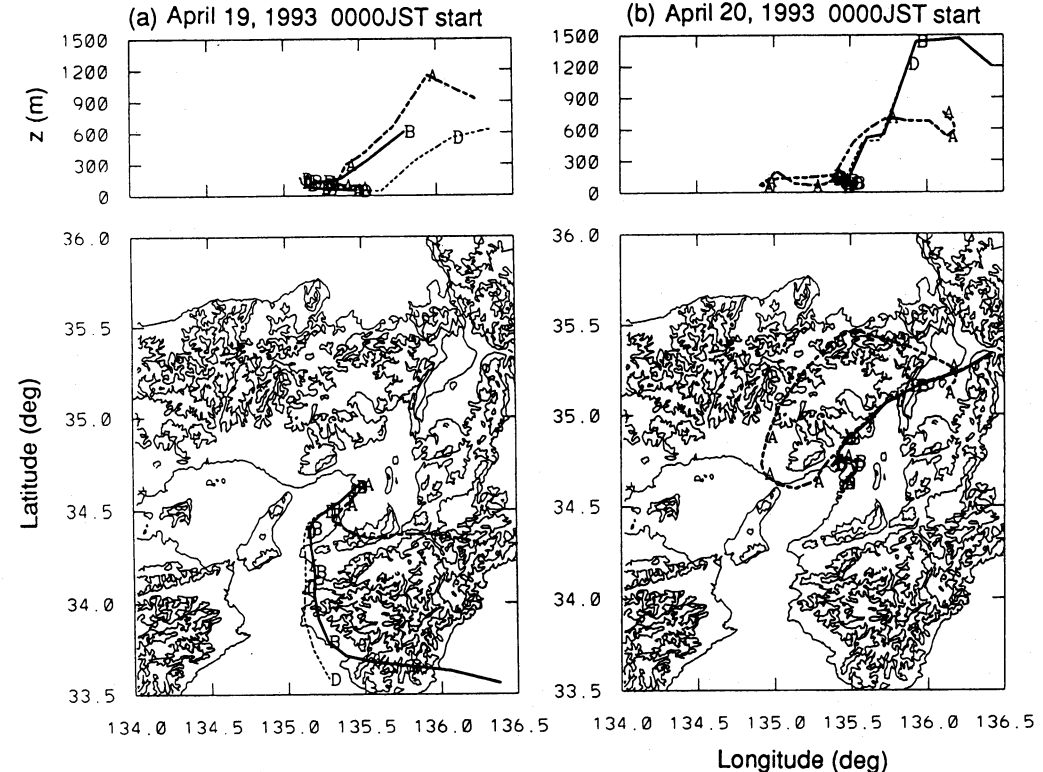


第11図 モデル (太線 Run B, 細線C) と一般環境大気汚染測定局平均値 (○) での風向・風速の比較 (a) Region 1 (大阪平野), (b) Region 2 (播磨平野).

Region 1, 2 とも, 18日~20日早朝までは Run C の方が風速が強めで風向に差が見られる。潮岬のエアロロジカルデータでは, 19日9時まで 10 m/s 以上の北西風が観測されており, その後は風速が 5 m/s 以下に低下する。このために本来, 局地循環モデルで表現されるべき風系に Run C では上空の強風と風向が取り込まれたためと考えられる。これに対して, Run B ではそのような傾向は見られず, 信頼できる観測データのない場合にはナッジング係数と FDDA をかける範囲の設定により結果が変化するため注意が必要である。

4.4 流跡線モデルによる FDDA の効果の比較

以上の結果から, メソスケールモデルでシミュレートされた結果は観測値と比較的良好に一致することが示されたが, モデルのみによる Run A と FDDA を用いた Run B, D では細かな差の生じることが明らかにされた。ここでは, 流跡線解析を用いて, モデル間の差を検討する。



第12図 a) 4月19日, b) 20日, c) 21日のそれぞれ0時に高度  $z^*=50$  m から放出した粒子の軌跡によるモデル間の比較. 図中のシンボルは, Run B (B), Run D (D), Run A (A) に対応し, 3時間毎の位置を示す.

流跡線は風速の計算値をもとに粒子の軌跡を積分するため, モデルの細かな差を検討することが可能である. ここでは, Kimura and Yoshikawa (1988) のランダムウォークモデルによる流跡線解析を利用してその差を明らかにする (ただし, ここでは結果にランダム性を含まないようにするために拡散係数と乱数を用いたランダムウォーク部分は用いなかった).

第12図には, 大阪港区付近の 50 m の高度を0時に出発する粒子の軌跡(19日~21日の毎日0時から計算)を示す.

地上と上空に FDDA を用いた Run D が現実 (“正解”) に近いと考えると, 地上風において観測値とよく対応している Run A は出発点が同一でも 粒子の軌跡は時間が経つにつれて Run D から離れて行くことが判る. これは, Run A の3次元的な大気構造が実際と異なるためである. これに対して, Run B はDと似た動きを示すが全く同一ではない. しかし, 上層のみの

FDDA も効果的であることが判明した。

## 5. まとめ

大阪平野を中心とした3次元的气象測定データをもとに、四国・近畿を含む範囲でメソスケール気象モデルの結果の定量的評価を行った。比較には、パイロットバルーン、低層ゾンデ、ミー散乱レーザーレーダーの3次元観測データ、及び、アメダスデータ・一般環境大気汚染測定局の風向・風速データを利用した。また、Willmott(1982)による統計的な方法によってケース別の計算結果を比較した。その結果、

- 1) FDDA を用いない純粹のメソスケールモデルの地上風速・風向 (Run A) はかなり良く観測結果に一致し、海風・陸風の交替はよく再現していた。しかし、海風を過大に計算する傾向がみられた。夜間から早朝のモデルの一致性のスコアが劣る傾向がみられたが、比較領域で傾向が異なっていた。
- 2) 一方、上空 1400 m 以上にナッジングによる FDDA を用いた Run B の地上風速・風向は Run A とよく一致していた。特に、日中の大規模海風侵入時には、FDDA の有無による差が見られなかった。これは、海風侵入時には FDDA 項の大きさが、他の項に較べて相対的に小さくなるためと考えられた。
- 3) 温位の時空間変化の比較から、FDDA を用いた Run B では、エアロロジカルデータに示された沈降性逆転を再現し、それに伴う混合層高度の日較差の再現ができた。温位プロファイルと乱流拡散係数についての検討から、この結果はレーザーレーダー等で観測された混合層高度の時間変化をよくシミュレートしていることが示された。これに対して、Run A では観測された混合層の変化を再現できなかった。このことから、エアロロジカルデータを FDDA に用いた Run B で上空の大気境界層の日変化を含めたモデルの予報精度が改善されることが判明した。
- 4) 本論文では、大阪付近に信頼のおける連続観測データがないため上空のみの FDDA を用いたが、ナッジング係数  $G$  があまり大きいと上空の強風を境界層内部に取り込むため海陸風等の構造が再現できないことが示された。これは、観測データの密度と精度に依存するが、信頼できる観測データのない場合にはナッジング係数と FDDA をかける範囲の設定により結果が変化することを示し、

注意が必要である。

- 5) 流跡線の比較から、FDDA を用いない Run A と FDDA を上空のみ用いた Run B には大きな差が示された。この差は、物質輸送モデルへの適用を考えた場合には重要である。

こと等が示された。

本論文では、ナッジング係数として従来提案されている値を用い、この係数によるモデル結果と観測の鉛直方向の十分な比較を行っていない。今後は、ウインドプロファイラーやドップラーソーダによる鉛直観測データを利用したナッジング係数の最適化に関する検討が必要であろう。

また、今回の野外観測ではノンリフトバルーンやトレーサーガス実験を行っていないため、流跡線の追跡結果の直接的な検証ができなかった。しかし、Run D の計算結果をもとに、光化学反応を含む NO, NO<sub>x</sub>, O<sub>3</sub> の移流拡散シミュレーションを行い計算値と観測値に良好な一致を得ている(大原ら, 1995)。従って、間接的にもナッジングによるモデル計算結果の妥当性が確認されているが、今後はより直接的なモデル結果の比較・検証が必要である。

## 謝 辞

本研究には国立環境研究所環境情報センターの大気汚染常時監視局の一般環境時間値データを利用した。

## 参 考 文 献

- Anthes, R. A., E. Y. Hsie and Y. H. Kuo, 1987: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model version 4 (MM4). NCAR Tech Note NCAR/TN-282-STR, 66pp.
- 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.
- 環境庁大気保全局大気規制課, 1993: 平成4年度版日本の大気汚染状況, ぎょうせい.
- 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. Yoshikawa, 1988: Numerical simulation of global scale dispersion of radioactive pollutants from the accident at the Chernobyl Nuclear Power Plant, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 489-495.
- Kimura, F. and S. Arakawa, 1983: A numerical experiment on the nocturnal low level jet over the

- Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 848-861.
- 気象研究所応用気象部, 1984: 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究, 気象研究所技術報告, 第11号, 311pp.
- Kondo, H., 1983: A numerical experiment for the local circulation around Harima area (2) An example of Lagrangian flow, *Bull. Nat. Res. Inst. Poll & Res.*, **13**, 75-83.
- Kondo, H., 1990: A numerical experiment of the "Extended Sea Breeze" over the Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 419-434.
- 近藤裕昭, 有沢雄三, 鶴野伊津志, 尾形和彦, 木村富士男, 斎藤朝夫, 鈴木基雄, 高橋俊二, 中西幹郎, 中埜幸宏, 水野健樹, 安良岡顕, 吉門洋, 劉発華, 若松伸司, 1994: 局地風モデルの相互比較—昼間の海風の場合一, *天気*, **41**, 751-760.
- 松井一郎, 1990: ミー散乱レーザーレーダーによる都市域における低層大気構造の連続観測, *光学*, **19**, 438-446.
- 大原利真, 若松伸司, 鶴野伊津志, 1995: 関西地域における春季 NO<sub>2</sub> 高濃度汚染のシミュレーション解析, 第36回大気汚染学会講演要旨集, 414pp.
- Pielke, R. A., 1974: A three dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115-134.
- 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. Wesely, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system-RAMS, *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.
- Sasano, Y., A. Shigematsu, H. Shimizu, N. Takeuchi and M. Okuda, 1982: On the relationship between the aerosol layer height and the mixed layer height determined by laser radar and low-level rawinsonde observation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 889-895.
- Stauffer, D. R. and N. L. Seaman., 1994: Multiscale four-dimensional data assimilation, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 416-434.
- Ulrickson, B. L. and C. F. Mass., 1990: Numerical investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles basin. Part I: A verification study, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2138-2161.
- 鶴野伊津志, 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.
- Yamada, T. and S. Bunker., 1989: A numerical model study of nocturnal drainage flows with strong wind and temperature gradients, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 545-554.
- Yamada, T. and T. Henmi, 1994: HOTMAC: Model performance evaluation by using WIND phase I and II data, *Mesoscale Modeling of the Atmosphere* (eds. R. A. Pielke and R. P. Pearce), *Meteor. Monogr.* **25**, 123-135.
- 若松伸司, 鶴野伊津志, 松井一郎, 森口祐一, 1993: 関西地域における春季高濃度大気汚染の立体分布調査(1), 第34回大気汚染学会講演要旨集, 400pp.
- Willmott, C. J., 1982: Some comments on the evaluation of model performance, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **63**, 1309-1313.
- Willmott, C. J., S. G. Acklestone, R. E. Davis, J. J. Feddema, K. M. Klink, D. R. Legates, J. O'Donnell and C. M. Rowe, 1985: Statistics for the evaluation and comparison of models, *J. Geophys. Res.*, **90**, 8995-9005.