

房総前線出現時の局地気流と NO₂ 高濃度汚染の数値シミュレーション

大原利真*・鶴野伊津志**

要旨

冬季に東京湾上で形成される局地前線(房総前線)の3次元構造をメソスケール気象モデルによってシミュレートするとともに、光化学反応を含む物質輸送モデルを用いてNO₂汚染の生成メカニズムについて解析した。

4次元データ同化手法を用いたメソスケール気象モデルは房総前線の形成・消滅過程を再現した。計算結果によると、東京湾上には水平風の収束域が形成され、内陸域から前線方向に吹く下層風は収束域で上昇し反転流となる。また、前線において南西風の暖気は下層冷気によって持ち上げられる。前線北側の内陸域では夜間、弱風条件下での放射冷却と山岳地域からの重力流(冷たい空気塊)の流入によって地上付近に強い逆転層が形成される。

次に、メソスケール気象モデルで計算された気象データをもとに、光化学反応を含む物質輸送モデルを用いてNO₂濃度分布の時空間変化をシミュレートした。その結果、前線周辺の地上におけるNO₂濃度変動の基本的特徴が再現された。NO₂高濃度汚染は、内陸域における弱風・強安定条件下での水平移流・鉛直拡散の抑制、山岳地域からの重力流による汚染物質の取り込みと輸送、前線周辺における弱風域の存在等の複合した要因によって発生する。また、前線付近では上昇流によって地上の汚染物質は持ち上げられ、上層において内陸方向に輸送されることがシミュレーションによって示された。

1. はじめに

関東地方の冬季において東京湾上に局地前線(房総前線)が形成される時、この前線北側の内陸域に弱風の淀み域が生じ、二酸化窒素(NO₂)や浮遊粒子状物質(Suspended Particulate Matter; SPM)等の大気汚染物質が高濃度となることが知られている(例えば、Mizuno and Kondo, 1992)。第1図は、房総前線と高濃度大気汚染現象の模式図(吉門ほか, 1993)を示す。

房総前線は、日本海を低気圧が通過し、南西から西南西の比較的強い風が吹く時に出現することが多い。即ち、そのような風向の場合には、関東地方では北側および西側の中部山岳の影響を受けるため内陸域では弱風となるのに対し、関東南部の沿岸域ではその影響が小さく強風となるため、東京湾付近の南北を境として気流の不連続線(房総前線)が形成される。前線北

側の弱風域では、強い接地逆転層のもとで高濃度大気汚染となりやすいのに対して、前線南側では風が強いため大気汚染濃度は高くなりやすく、大気汚染濃度から見ても不連続線が生じることになる。以上に示した房総前線の形成と大気汚染高濃度現象に関する知見は、Mizuno and Kondo (1992)や吉門ほか(1993)によって、主として観測データを解析して得られている。

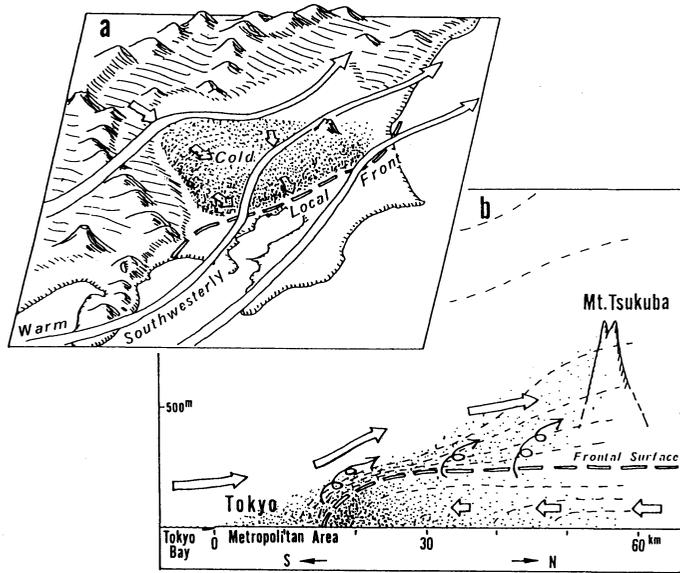
大気場の3次元構造や大気汚染現象の発生メカニズムを解析する手法として、数値シミュレーション解析がある。特に、対象とする大気場が複雑であり、大気汚染物質が光化学反応に起因する2次的な生成による場合には、メソスケール数値気象モデル(Mesoscale Model; MM)と光化学反応を含む大気汚染物質の輸送モデル(Chemical Transport Model; CTM)が有効な解析ツールとなる。

MMは、国内では関東甲信越地方(例えば、Kimura and Arakawa, 1983; Kondo, 1990; 鶴野, 1995)や近畿地方(例えば、伊藤, 1995; 鶴野ほか, 1996)の

* (財)計量計画研究所。 ** 国立環境研究所。

—1996年10月17日受領—

—1997年8月11日受理—



第1図 房総前線の形成と大気汚染物質の輸送構造を示す模式図
(吉門ほか (1993) より引用)。

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。一方、わが国において実際の大气汚染発生源データを用いたCTMによるシミュレーションとしては、南関東地方における高濃度オキシダント(Ox)現象を再現したWakamatsu and Schere (1991)、東京湾地域から軽井沢・長野盆地に至る光化学Oxや2次生成粒子等の長距離輸送現象をシミュレートしたChang *et al.* (1989)、関東地方における冬季のNO₂汚染現象を対象とした近藤ほか (1996)がある。これらのシミュレーション研究においては、特別観測やルーチン観測による実測風データをもとにマスバランスを考慮した客観解析により気流場を与えている。

一方、欧米においても実に多数のCTMが開発され、光化学Oxや酸性雨等のシミュレーションに用いられている。最近の特徴として、CTMに良質の3次元気象データを提供するためのプリプロセッサとして、MMが4次元データ同化手法(Four Dimensional Data Assimilation; FDDA)とともに利用される頻度が高まりつつあることがあげられる。例えば、CTMにUAM(Urban Airshed Model)を用いた光化学Oxシミュレーション研究(Scheffe and Morris, 1993)では後述するCSUMM(Colorado State University Meso-scale Model)が、CTMにRADM(Regional Acid Deposition Model)を用いた酸性雨シミュレーション研究(Chang *et al.*, 1987)にはAnthes *et al.*

(1987)によるMM4(Mesoscale Model Version 4)がそれぞれ用いられ良好な再現結果が得られている。日本においても、大原ほか(1997)は、関東地域の夏季の光化学Oxシミュレーションにおいて、FDDAを用いたMMにより気流場を計算し良好な結果を得ている。一般に、CTMを用いた汚染物質輸送のシミュレーション解析には、3次元の連続的な気流や乱流拡散係数等の気象データが必要となる。FDDAを用いたMMは、これらを精度良く計算することができることから、CTMのプリプロセッサとして有用である。

本論文では、鮮明な房総前線が出現し前線北部において顕著な高濃度NO₂汚染現象が認められた1990年12月の3日間を対象に、MMと光化学反応を含むCTMを用いて連続シミュレーションを行った。まず、MMによる局地前線を含む気流場の再現結果について検証した上で、シミュレーション結果をもとに局地前線の3次元構造と時空間変化について解析する。次に、CTMによるNO₂濃度分布の再現性を検討し濃度計算結果の妥当性を確認し、NO₂汚染の動態について議論する。

2. 数値シミュレーションモデル

2.1 メソスケール気象モデル

メソスケール気象モデルには、Ulrickson and Mass (1990)により改良されたCSUMMを用いた。

第1表 物質輸送モデルの構成.

Meteorological parameters	Wind field and diffusivity	Mesoscale numerical model (MM) with a four-dimensional data assimilation (FDDA).
	Photolysis rate constant	K ₁ on the ground calculated based on the ultraviolet radiation intensity using the equation of Zafonte <i>et al.</i> (1977). Other photolysis rates on the ground and their vertical profiles calculated using the data table of Demerjian <i>et al.</i> (1980).
	Dry deposition rate	A resistance-based model of Wesely (1988) as a function of geophysical parameters, meteorological conditions and pollutant characteristics.
Photochemical reaction scheme		CBM-IV scheme of Gery <i>et al.</i> (1989).
Emission	NO _x	Estimation of the emission from moving and fixed sources.
	NMHC	Anthropogenic emission from five major categories and biogenic emission estimated using the method of Pierce <i>et al.</i> (1990).
Initial and boundary concentrations		Initial and boundary concentrations determined based on surface monitoring data and aircraft observations.
Coordinate system		<ul style="list-style-type: none"> • two-way nesting grid • terrain following coordinate system (z* system)

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 (1991) に詳しい.

本研究では, 3日間のシミュレーションを行うために鶴野 (1995) と同様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, ϕ は予報する物理変数 (ここでは風速の東西成分 u と南北成分 v), F は ϕ についての通常の方程式, G_{ϕ} は ϕ についてのナッジング係数, w_t と w_{xyz} はそれぞれ時間的, 空間的な重み係数, ϕ_{obs} は観測値である. FDDA を用いることによって, MM 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ことができるとともに, モデル値を観測値に近づけるように修正することが可能となる.

ナッジングを適用するには, ナッジング係数 G_{ϕ} , 重み係数 w_t と w_{xyz} , 観測値 ϕ_{obs} を設定する必要がある. ここでは ϕ_{obs} として, Yamada and Bunker (1989), Yamada and Henmi (1994) に従い, コリオリ項のみの線形定常解が観測値に一致するように調整した target wind scheme を利用し, $G_{\phi}/f=5$ (f はコリオリ係数) を用いた. また, $w_{xyz}=1$ とし, 時間重み係数 w_t は, FDDA の時間間隔 ΔT_{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.

2.2 物質輸送モデル

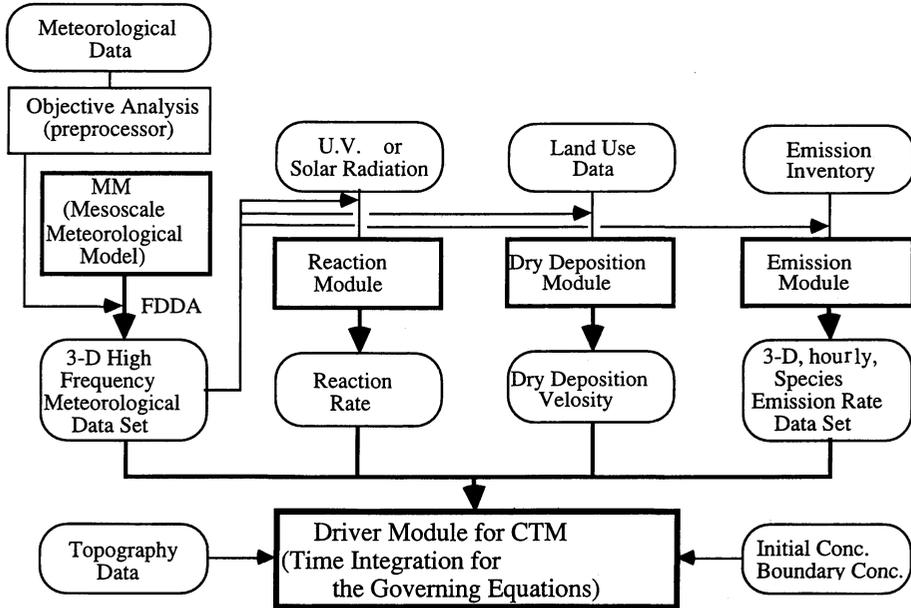
大気汚染物質の輸送・反応計算は, CSUMM によって計算された 3次元気象データ (風速, 渦拡散係数, 気温, 気圧等) をもとに, two-way nesting 構造の詳細な光化学反応を含む物質輸送モデルを用いて行った. 本研究で用いた CTM は大原ほか (1997) と同様であり, 大気汚染物質の移流・拡散・反応・沈着過程を含むグリッド型モデルである. モデルの構成を第1表に示す. また, データ処理フローを第2図に示す.

z*座標系における大気汚染物質の保存式は次式にて表される.

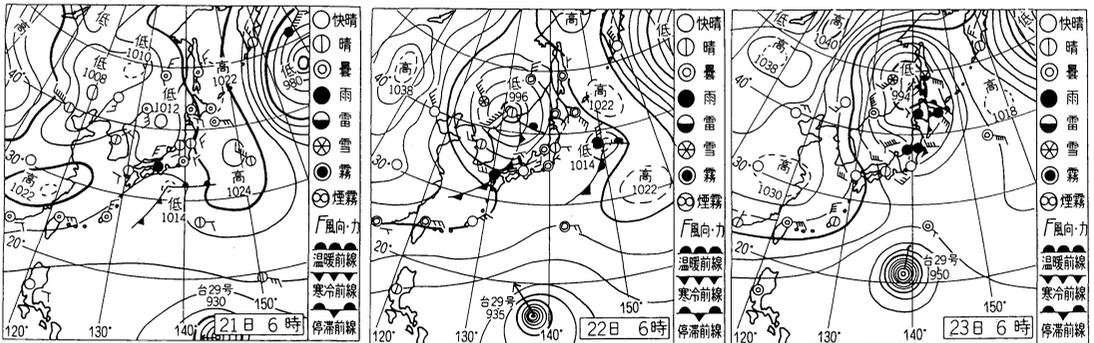
$$\frac{DC_i}{Dt} = K_h \left(\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C_i}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{H}{H-z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z \frac{\partial C_i}{\partial z^*} \right) + R_i + S_i \quad (2)$$

$$z^* = H \frac{z-z_g}{H-z_g} \quad (3)$$

ここで, C_i は大気汚染物質の成分濃度 ($i=1, \dots, N$; N は成分数), R_i は反応変質項, S_i は発生消滅項, D/Dt は z*座標系での実質微分, K_h と K_z は各々, 水平方向と鉛直方向の拡散係数であり, H はモデル領域上端の高さ, z_g は標高を意味する. 水平移流・拡散の計算は 2次元 FCT 法 (Zalesak, 1979), 鉛直方向の移流と拡散計算は各々, 風上差分法と Crank-Nicolson 法を用いた. また, 鉛直拡散係数には CSUMM で計算さ



第2図 物質輸送モデルのデータ処理フロー図.



第3図 シミュレーション期間中の地上天気図 (気象庁提供による).

れる熱の乱流拡散係数を用い、水平拡散係数は Yamada (1983) に従って水平風速勾配から算出した。

乾性沈着による地表面へのフラックスは Wesely (1988) に準拠して算出した。

大気反応モデルには、Gery *et al.* (1989) による CBM-IV を用いた。CBM-IV は、81本の反応式と33種類の反応種によって構成されるモデルであり、生物起源の炭化水素であるイソプレン反応系を含む詳細モデルである。本計算では、Dodge (1989) に従って HO₂ ラジカルの終末反応式を1本追加した。反応の数値計算は Lamb (1983) による Gprime 法を用いた。

なお、two-way nesting に伴う計算手順は UAM-V (Systems Applications International, 1995) に準拠

した。

3. シミュレーション計算条件

3.1 計算対象期間と計算領域

南関東地方に典型的な房総前線が出現し、内陸域で NO₂ 高濃度状態が出現した1990年12月21~23日をシミュレーション計算対象とした。第3図は対象期間中の地上天気図を示す。

12月20日に移動性高気圧が本州を横断した後、12月21~23日にかけて低気圧が日本海北部を通過した。関東地方では、21日に高気圧の後面から低気圧の暖域に入って気温が上昇し、弱い北風であった。22日には終日、関東地方は低気圧の暖域に位置し、南岸域で南西

第2表 土地利用区分別の地表面・土壌特性値.

Landuse Description	Albedo	Moisture Availability	Roughness Length (cm)	Soil Density (g/cm ³)	Soil Specific Heat (cal/g/K)	Soil Thermal Diffusivity (cm ² /s)
Paddy	0.17	0.50	10.0	1.8	0.28	0.0053
Field	0.17	0.30	10.0	1.8	0.28	0.0053
Orchard	0.16	0.30	50.0	1.8	0.28	0.0053
Forest	0.16	0.35	50.0	1.8	0.28	0.0053
Wasteland	0.14	0.20	15.0	1.8	0.28	0.0053
Building site	0.18	0.05	50.0	2.4	0.21	0.0072
Transport site	0.18	0.05	50.0	2.1	0.21	0.0038
Other urban site	0.18	0.10	20.0	1.8	0.28	0.0035
River land	0.15	0.15	10.0	1.8	0.28	0.0053
Seashore	0.18	0.25	5.0	1.8	0.28	0.0053
Water	0.08	1.00	0.001	1.0	1.00	0.0033

～西南西の風が吹き内陸の弱風域との間に不連続線(房総前線)が形成され、時間とともに風速が強まって前線は北上した。この房総前線は、23日に南～西の風が強まるとともに消滅した。

NO₂ の高濃度域は、21日夜間には弱い北風のため、窒素酸化物(NO_x)の主要発生源地域である東京都・神奈川県の一部地域を中心として南北方向に伸びた形であった。22日に房総前線が出現すると、前線南側の強風域では濃度が低下したのに対して、前線北側において極めて高濃度となり最高濃度131 ppbに達した。23日には関東全域で風が強まり高濃度域は消滅した。

以上のように、本論文でシミュレーション対象とした1990年12月21～23日の期間は、房総前線とNO₂高濃度の出現から消滅までの変化過程が明瞭に現れていた。

3.2 メソスケール気象モデル計算条件

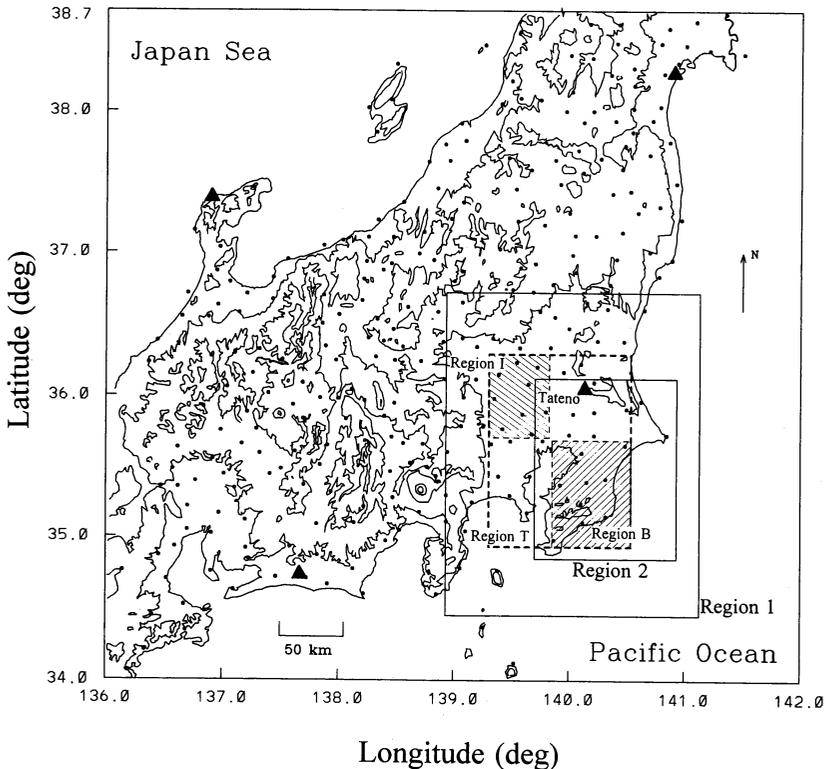
メソスケール気象モデルCSUMMの計算領域とグリッド間隔は鶴野(1995)と同様である。計算領域は第4図で示す北緯34度、東経136度を原点とする本州中部地域であり、水平方向を40×47(Δx=13.57 km, Δy=11.09 km)のグリッド点で表現した。鉛直方向には高度8000 mまでを23層に分割した。FDDAには、仙台、館野、八丈島、浜松、輪島の高層気象観測データとアメダス観測データを用いた。また、地表面の粗度係数と土壌物性は地表面性状を考慮して地域分布を与えた。モデルで用いた土地利用区分別の物性値は、Anthes *et al.* (1987)等を参考に第2表のように設定した。

数値計算は、評価対象とする24時間前の20日0時から開始して23日24時までの96時間について実施し、その間、1時間間隔でFDDAを行った。FDDA用のデー

タとして、高層気象観測データ(6時間間隔の風向・風速データ;但し、浜松は12時間間隔)のみを用いたケースAと高層気象観測データとアメダスデータ(1時間間隔の風向・風速データ)の双方を用いたケースBの2ケースについて計算した。これらの実測データは、鶴野(1995)に従い、時空間的に滑らかな気流変化を仮定してCSUMMのグリッド点に時間・空間内挿した。高層気象観測の指定気圧面データはCSUMMの鉛直グリッド点に内挿した後、時間方向に線形補間して1時間毎のデータとした。アメダスデータはz*=25 m以下のCSUMMの鉛直グリッド点に内挿した。そして、両者のデータを統合して、CSUMMの水平グリッド点に距離2乗の逆数による重み付き補間法で内挿した。水平内挿時の影響円の半径(R_{max})は地上で50 km、上空で100 kmとし、グリッド点からR_{max}以内に測定点がある時にはw_{xyz}=1、それ以外の場合にはw_{xyz}=0とした。このようにして、シミュレーション期間内における1時間毎の3次元解析ファイルを作成した。なお、館野における高度1400 m以下の高層気象観測データは、中部山岳の影響を受け地域代表性に乏しいと考えられるため使用しなかった。

風向、風速、温位、比湿の初期鉛直分布は、高層気象観測データをもとに水平方向に均一に与えた。また、計算に用いた地衡風は20、21日には風速5 m/s、風向240度とし、22日には風速10 m/s、23日には風速25 m/s、風向260度に変化させた。

CSUMMで計算される地表面到達日射量は雲による減衰を考慮しないため、ここでは、東京管区気象台で測定された全天日射量によって計算値を補正した上で地表面熱収支を計算した。東京管区気象台の12月22、23日における全天日射量は6.5、10.5 MJ/m²/dayであ



第4図 モデルの計算領域と地形. 外側の枠はメソスケール気象モデルの計算領域, 内側の Region 1と2は各々, 物質輸送モデルの広域と狭域の計算領域を示す. また, Region B, I, Tはそれぞれ, モデルの統計的評価領域を示す. 標高は200, 500, 1000, 1500 mであり, ▲と●はそれぞれ, FDDAに用いた高層気象観測点(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. なお, 本図の領域外であるが, 八丈島の高層気象観測データも FDDA に用いた.

り, モデルの補正係数は22日に0.60, 23日に0.95とした.

数値計算の時間間隔は $\Delta t=60$ 秒, 海水面温度は 17.0°C とし, その他の計算条件は鶴野(1995)と同一とした.

3.3 物質輸送モデル計算条件

第4図にはCTMの計算領域も併せて示す. 水平方向は, 房総前線周辺の濃度分布をきめ細かく計算するためネスティング構造とし, 広域メッシュは3次地域メッシュの8倍メッシュ($\Delta x=9.05$ km, $\Delta y=7.40$ km), 狭域メッシュは4倍メッシュ($\Delta x=4.53$ km, $\Delta y=3.70$ km)とした. 鉛直方向には10層とし, 鉛直層の厚さは最下層から $\Delta z=25, 25, 50, 100, 100, 100, 100, 500, 500, 1000$ mとした. CTMによるシミュレーション計算は, 12月21日の0時から23日24時まで計算時間間隔 $\Delta t=150$ 秒で行った.

CTMで用いるグリッド別の風速と拡散係数はCSUMMの計算結果を空間補間して与えた. また, 大気反応モデルに必要な紫外線強度は大気常時監視局の実測値を, 気温と気圧はCSUMMの計算結果を各々用いた.

本シミュレーションにおいて対象とした発生物質は, 窒素酸化物(NO_x)と非メタン炭化水素(NMHC)である. 推計方法は原ほか(1997)と同様であり, NO_x発生源として工場・事業所, 住宅, 自動車, 船舶, 航空機, NMHC発生源として貯蔵タンク, 出荷施設, 給油所, 製造プラント, 溶剤使用施設, 自動車, 船舶, 航空機および生物起源を対象とした.

初期濃度は次のように設定した. NO, NO₂, O₃の地上濃度は, 12月21日0時に大気常時監視局(250局)において測定されたデータをもとに, 測定局とグリッド点間の距離2乗の逆数による重み付き補間法でグリッ

ド別に設定した。また、イソプレン (0.5 ppb と設定) を除く NMHC 成分の地上濃度は、グリッド点における NMHC 濃度を上記と同様に計算した後、NMHC の組成構成比 (大原ほか, 1997) を使って設定した。NO, NO₂, O₃ および NMHC 成分を除く物質の初期濃度は 0 とした。また、鉛直濃度分布は、混合層高度以下では地上濃度に等しく、混合層高度以上では上空濃度に等しいとし、上空濃度は航空機観測結果 (若松ほか, 1991) 等をもとに、NO 0.1 ppb, NO₂ 0.1 ppb, NMHC 65 ppbC, O₃ 40 ppb とした。一方、NO, NO₂, NMHC の側面境界における地上濃度は、大気常時監視局測定濃度の最低値である NO 3 ppb, NO₂ 10 ppb, NMHC 140 ppbC を与え、鉛直分布は初期濃度と同様に設定した。O₃ の側面境界濃度は上空濃度と同じく 40 ppb とした。なお、本計算では CO と H₂O を反応しない一定成分とみなして、CO は大気常時監視局における測定濃度をもとに 1.25 ppm とし、H₂O は気象官署における相対湿度と気温及び気圧の測定結果から 28,000 ppm とした。

4. 結果と議論

4.1 気流パターンと房総前線の生成

第 5 図には、12月22日 0時から23日12時まで12時間間隔の気流パターンについて、CSUMM による $z^* = 10$ m の計算結果 (図中の細いベクトル) とアメダス観測結果 (図中の太いベクトル) を比較して示す。また、第 6 図には、12月22日 9時から18時までを対象に、3時間間隔の関東地方における同様な図を示す。第 5、6 図における計算結果は、FDDA データとして高層気象データとアメダスデータの双方を用いたケース B の結果である。これらの図は、実測された地上気流場の基本的特徴がモデルによって再現されていることを示す (モデル再現性の定量的評価については 4.2 節で議論する)。

第 5 図を見ると、関東地方では、12月22日 0時には山岳地域からの北西ないしは北の風が支配的である。図には示さないが、21日は一日中、22日 0時と同様であった。22日12時になると関東平野で北西系の風が弱くなるとともに、関東地方南部の沿岸地域において南西風が吹き始め、気流の不連続線 (房総前線) が形成される。ここで房総前線は、関東南岸の強風域 (風向 SW~WSW) と関東内陸の弱風域 (風向は強風域とは異なる) との間で、南関東の海上及び低地において南西-北東方向に形成される気流の不連続線と定義す

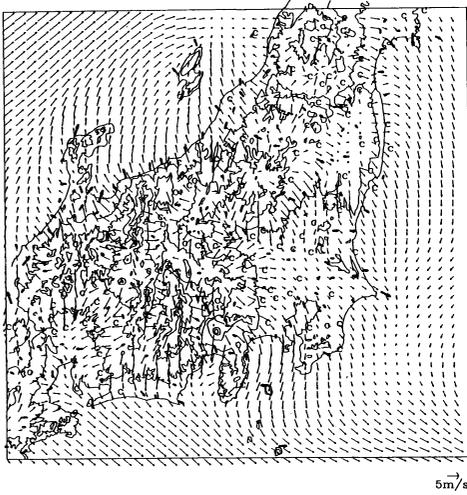
る。23日 0時には、関東南部において南西風が支配的となるのに対して関東北部の内陸域では弱風となり、房総前線は相模湾から東京湾に到るラインまで北上する。23日12時には南西風が強まって関東地方のほぼ全域を覆い、房総前線は消滅する。このように、房総前線は22日朝に関東南部沿岸域で形成された後、時間とともに移動し、23日12時頃に消滅するまで24時間以上にわたって存在し続けたことがシミュレートされている。

第 6 図は関東地方の詳細な気流場を示す。なお、同図には、西部の山岳を除く南関東地域において、計算点とその周囲 4 点との平均風向差が 20 度以上になるゾーンを房総前線の範囲として示す。22日 9時の房総前線は相模湾沖から房総半島の太平洋沿岸にあり、その北側では北北東ないしは北東の風が支配的である。12時には、前線北側では極めて弱い北風になり、前線はやや北上して相模湾沿岸から房総半島の北西部を通して霞ヶ浦付近に達する。その後、15時になると、内陸域では斜面上昇流によって風向が東~南の弱風に変化し、前線はさらに北上して神奈川県南部や東京湾・房総半島の全域が南西風に覆われる。但し、この時刻においては関東内陸域と沿岸域の風向がともに南系であるため、前線は不明確になる。18時には、斜面下降流のため内陸域では北から北北西の風になるとともに、この風に押されて前線はやや南下する。以上、示したように、房総前線北側の内陸域では斜面風交代が認められ、総観場 (地衡場) が大きく変化しない条件下では、この局地風系が前線の位置に影響を及ぼしていると考えられる。

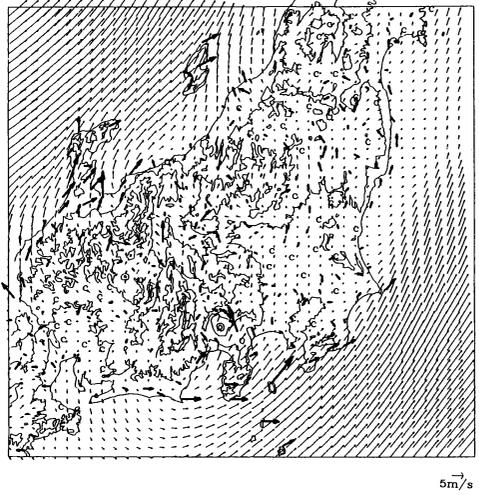
4.2 メソスケール気象モデルによる局地風の再現性

第 7 図には、第 6 図 a で示した 3 地点 (C₁, C₂, C₃) における気温、風速、風向の時間変動について、ケース A, B の計算結果 (風向・風速は $z^* = 10$ m, 気温は $z^* = 7.5$ m における値) とアメダス観測結果を比較して示す。アメダスによる風速の分解能は 1 m/s のため風速の観測値にはばらつきが大きいのが、両ケースの計算結果は観測結果で示される前線の変化に対応した時間変動を再現している。C₁ 地点では12月22日昼前から23日夜まで強い南西風となっており、中部山岳を南まわりに関東に吹き込む風の領域 (前線の南側) に含まれている。一方、内陸の C₃ 地点における風の変化は小さく、3日間とも風向は西~北東で風は弱く、この地点周辺が淀み域になっていることを示している。両地点の中間に位置する C₂ 地点では、22日12時頃までは

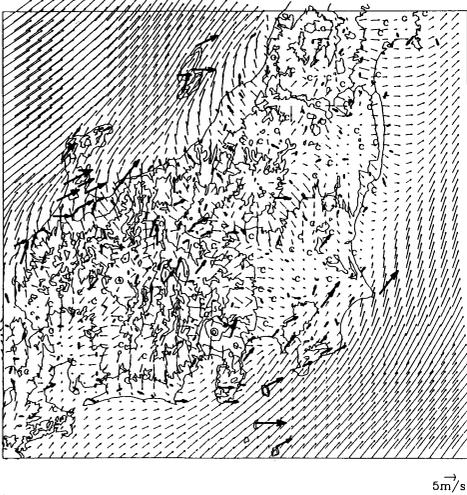
a) December 22, 1990 0000JST



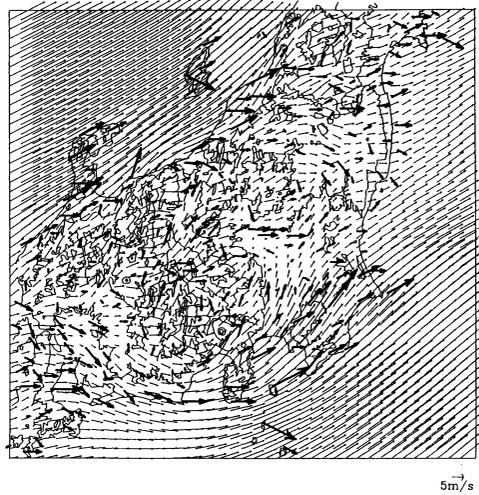
b) December 22, 1990 1200JST



c) December 23, 1990 0000JST



d) December 23, 1990 1200JST



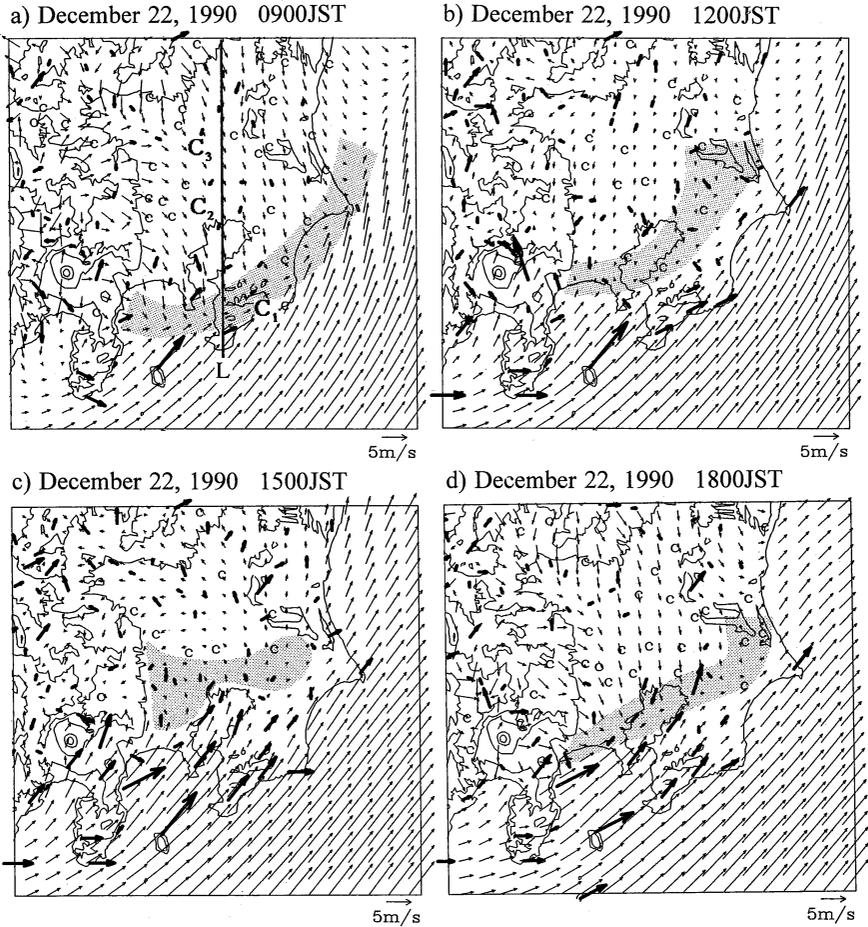
第5図 モデル(ケースB)で計算された地上風ベクトル ($z^*=10\text{m}$) とアメダスの比較. 太い矢印はアメダス観測結果, 細い矢印はモデル計算結果を示す.

内陸の C₃ 地点と同様に北寄りの風を示し, その後, 23日2時頃までは前線付近に位置するため風が極めて弱まる. そして23日2時以降は南西風が強まり海側の C₁ 地点に類似する. このように C₂ 地点では前線の位置によって風が大きく変化する. ケース A, B のシミュレーション結果はともに, 以上の特徴を再現している. なお, ケース A と B の差異は小さいが, ケース A では地上風速を強めに計算するのに対して, ケース B では FDDA にアメダスデータを使用しているため実測に近くなる.

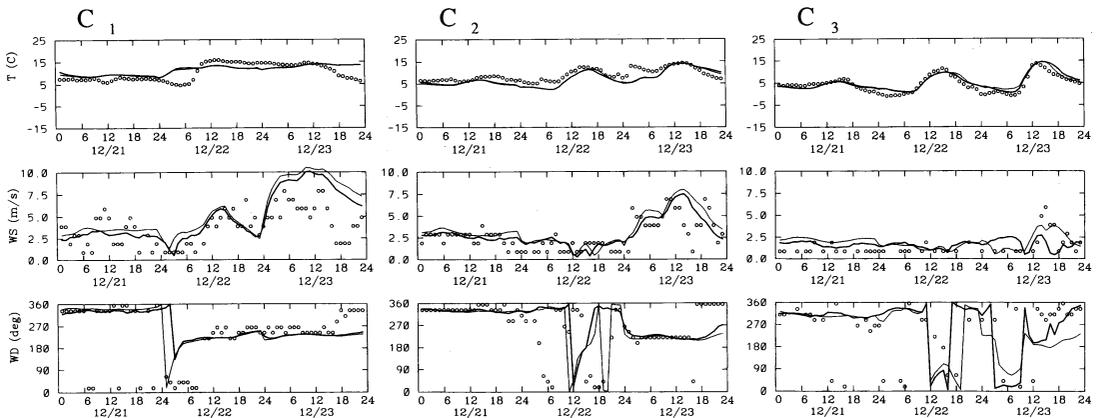
シミュレーション計算された風向・風速の鉛直分布

について, 館野の高層気象観測データと比較した結果を第8図に示す. 房総前線が館野付近を通過した前後の22日15時から23日9時までの計算結果は実測結果とほぼ一致しており, この期間における風向・風速鉛直分布の大きな変化を再現している. また, ケース A と B の違いは極めて小さい. なお, 館野の高度1400 m 以下の観測データは, 本シミュレーション計算の FDDA には使用していない.

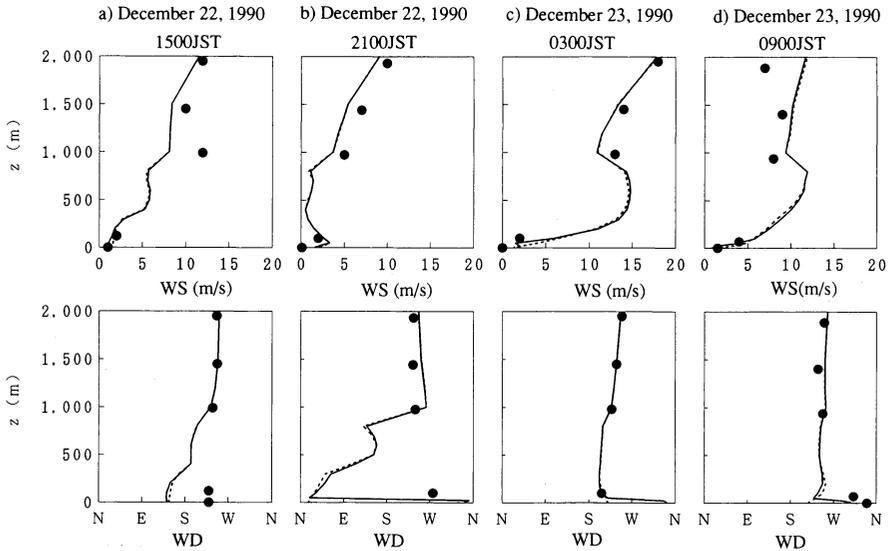
次に, 計算値と観測値を統計的な方法で解析し, モデルの評価を平均値, 標準偏差, 及び, RMSD (root-mean-squared difference),



第6図 関東地方におけるモデル(ケースB)で計算された地上風ベクトル($z^*=10$ m)とアメダスの比較。大きい矢印はアメダス観測結果, 小さい矢印はモデル計算結果を示す。また, 陰影部は風向変化によって定義された房総前線の位置を示す。



第7図 アメダスデータ(○)とモデル(細線: ケースA, 太線: ケースB)の気温・風速・風向の比較(1990年12月21日~23日)。地点C₁, C₂, C₃は, 第6図a)に示した地点に対応する。



第8図 館野におけるモデルで計算された風向・風速の鉛直分布と高層気象観測結果の比較。●は高層気象観測結果，実線と破線は各々，ケースAとBのモデル計算結果を意味する。館野の位置は第4図に示す。

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

更に, Willmote (1982) と Willmote *et al.* (1985) による一貫性インデックス d (index of agreement)

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

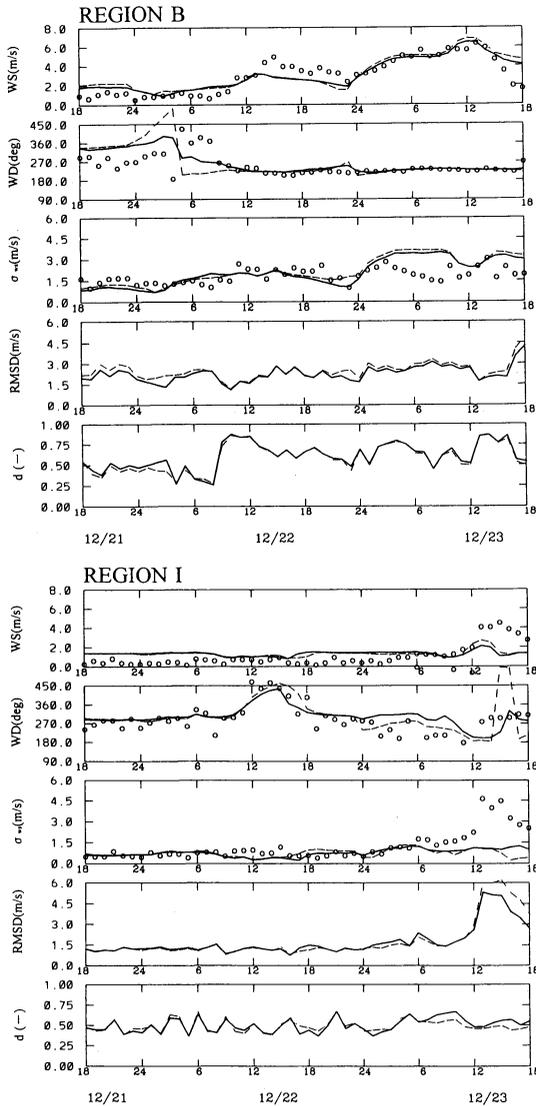
を用いて行った。以上の式で, n は観測点 (評価地点数), P_i はモデル計算値, O_i は観測値, $P_i = P_i - \bar{O}$, $O_i = O_i - \bar{O}$, \bar{O} は観測の平均値 $\bar{O} = 1/n \sum_{i=1}^n O_i$ である。計算値と観測値が完全に一致した場合には $d = 1$, 全く不一致の場合には $d = 0$ を取る。

第9図には第4図に示した Region B (房総半島) と Region I (関東内陸) における実測データと計算データの比較を示す。また, 第3表には, 21日19時~23日18時における実測値とケース A, B の計算値に関する平均風速 WS , 標準偏差 σ_{WS} , d の6時間平均値を第4図の Region B, I, T 別に示す。これらの図表の統計値は, 各 Region 内のアメダスデータとその点に補間されたモデル計算値から計算されたものである。

Region B について見ると, 風向・風速の基本的特徴は再現されている。房総前線の通過に伴い, 12月22日

3~9時を境に風向・風速が大きく変化しているが, この変化が計算結果でも表現されている。しかし, 前線通過前の風向が実測では約270度であるのに対して計算では約360度である。また, 一貫性の尺度 d は前線通過前後で大きく変化し, 通過後には0.5以上となるのに対して, 通過前では0.3~0.5でありモデルと観測の一貫性は低い。このように, 前線通過前の夜間・弱風時にはモデル再現性が低く, 夜間の安定成層形成時のシミュレーションにはモデル改良の必要性がある (鶴野, 1995, 1996) ことを示している。一方, 標準偏差 σ_{WS} で特徴的なのは, 23日3時~12時において実測値に較べて計算値が著しく増大することである。この原因は, 計算風速が Region B の南部沿岸域で過大, 北部で過小となるためであり, モデルが前線付近の風の地域分布を正確には再現しえてないことを示す。

Region I においても風向・風速の基本的特徴は再現されているが, 風向・風速及び σ_{WS} の実測値と計算値を詳細に比較すると2種類の系統的な乖離が認められる。第一に, 夜間の風速がやや過大評価されていることがあげられる。実測風速は極めて小さく0~1 m/s であるのに対して, モデルでは約1.5 m/s である。この原因としては, アメダス風速の分解能が1 m/s であり小数点以下の値は切り捨てられるため実測値が低めになること及びモデルでは夜間の斜面下降流が強めに計算されることによる。第二に, 23日12時以降, モデルは



第9図 評価領域 Region B, I (第4図参照) におけるアメダスデータ (○) とモデル (点線: ケースA, 実線: ケースB) の風向・風速とその統計量の比較.

風速と σ_{ws} を過小評価すること及び実測風向がほぼ西であるのに対してモデル (特にケース A において) では南寄りになることがあげられる. 第5図の23日12時における気流分布図で示されるように, 実測では, Region I の北部において強い西風, 南部において南東風であるのに対して, ケース B では北部の西風が過小評価される. 図には示されないがケース A では南東風が北部にまで侵入し北部の西風が現れない. このようにモデルでは, 関東北部における強い西風を再現でき

ないため, 地域平均された風向・風速及び σ_{ws} においてモデルと実測の不整合をもたらしている. このことは, 複雑地形場におけるメソスケールモデルの問題を示すとともに, アメダスデータを FDDA によって取込むことによって再現性がやや向上することを意味している.

ケース A と B を比較すると, 一致性の尺度 d は Region 毎に傾向が異なるが全体的にケース B の方がやや高いこと, 並びに, 以上に示したようにケース B の方が実測にやや近いことから, 以下の議論では気流計算結果としてケース B を用いる.

4.3 房総前線と逆転層の構造

実測及び計算の結果によると, 房総前線より南側の南西風が卓越している沿岸域では内陸域に対して地上気温が高く, 前線北側の内陸域では低温の淀み域が形成されている. また, 館野の高層気象観測データから得られる22日21時における900 hPa と1000 hPa の気温差はほとんど無く, また, 900 hPa と1000 hPa の間の温位差 ($\Delta\theta$) と高度差 (ΔH), 並びに900 hPa における風速 (U) で定義されるフルード数 Fr

$$Fr = U / \sqrt{\Delta H \cdot g \cdot \Delta\theta / \theta} \quad (6)$$

は0.30となる (g は重力加速度, θ は900 hPa と1000 hPa の間の平均温位である). これは, Mizuno and Kondo (1992) で示された房総前線の出現条件 (風向240度のケース) に近い値である.

第10図は, シミュレーション計算結果による22日18, 23時における気流と温位の第6図 a のライン L に沿う南北断面図を示す. 図中の陰影部は, 内陸域から房総前線方向に吹く北系の風の領域を示す. 18時には, 房総前線をはさんで地上風向が逆転し, 上層と房総前線の南側では南系の風に覆われているのに対して, 前線北側の内陸域では高度100 m 付近に風の反転層 (第10図中で示される陰影の上端部) が存在し, 高度50 m 以下では温位282° K 以下に冷却した山岳地域からの局地風が侵入する. また, 内陸地域の地上付近では, 弱風条件のもとでの地表面の放射冷却と山岳地域からの冷却した局地流によって強い逆転層が形成される. 山岳地域からの局地風は, 重力流として時間とともに発達しながら南下し房総前線を南に押し下げる. 23時には, 温位282° K 以下の冷氣層は厚さ100 m 程度にまで発達し, 上層の南系風が弱まることもあって風の反転層を高度400 m 付近にまで持ち上げる. そして, この時刻には内陸地域における地上の逆転層はさらに強まる.

一方, 内陸域では, 地上の冷氣層と上空の相対的に

第3表 メソスケール気象モデルによる評価指標の比較.

	REGION B			REGION I			REGION T		
	WS (m/s)	σ_{ws} (m/s)	d	WS (m/s)	σ_{ws} (m/s)	d	WS (m/s)	σ_{ws} (m/s)	d
21日19~24時	(1.05, 2.10, 1.83)	(1.48, 1.17, 0.98)	(0.42, 0.46)	(0.52, 1.37, 1.39)	(0.60, 0.65, 0.59)	(0.46, 0.45)	(0.96, 1.80, 1.65)	(1.14, 1.16, 0.93)	(0.47, 0.51)
22日 1~6時	(1.00, 1.40, 1.26)	(1.37, 1.14, 1.15)	(0.40, 0.45)	(0.49, 1.35, 1.45)	(0.69, 0.83, 0.78)	(0.53, 0.51)	(0.87, 1.50, 1.49)	(1.39, 1.32, 0.97)	(0.42, 0.44)
22日 7~12時	(1.67, 1.96, 2.01)	(1.76, 1.84, 1.96)	(0.65, 0.65)	(0.69, 1.07, 1.14)	(0.86, 0.56, 0.50)	(0.46, 0.48)	(1.12, 1.31, 1.38)	(1.43, 1.40, 1.27)	(0.65, 0.65)
22日13~18時	(4.02, 2.90, 2.85)	(2.15, 1.99, 1.91)	(0.66, 0.66)	(0.59, 1.05, 1.12)	(0.76, 0.58, 0.39)	(0.47, 0.45)	(1.89, 1.60, 1.56)	(2.45, 1.89, 1.87)	(0.78, 0.79)
22日19~24時	(3.24, 2.11, 2.28)	(1.83, 1.68, 1.32)	(0.60, 0.61)	(0.54, 1.38, 1.46)	(0.64, 0.85, 0.73)	(0.51, 0.49)	(1.80, 1.64, 1.65)	(2.33, 1.55, 1.33)	(0.58, 0.62)
23日 1~6時	(4.26, 4.57, 4.33)	(2.35, 3.34, 3.11)	(0.69, 0.70)	(0.84, 1.28, 1.48)	(1.15, 1.03, 1.06)	(0.52, 0.49)	(3.47, 2.73, 2.67)	(3.48, 2.68, 2.75)	(0.70, 0.71)
23日 7~12時	(5.52, 5.69, 5.43)	(1.83, 3.25, 3.12)	(0.56, 0.58)	(1.47, 1.31, 1.25)	(1.74, 0.87, 0.95)	(0.52, 0.59)	(4.35, 3.55, 3.36)	(3.81, 2.90, 2.88)	(0.76, 0.76)
23日13~18時	(4.07, 5.46, 5.01)	(2.28, 3.15, 2.98)	(0.72, 0.74)	(3.82, 1.77, 1.50)	(3.65, 0.64, 1.09)	(0.47, 0.53)	(3.92, 3.68, 3.25)	(3.55, 2.73, 2.67)	(0.61, 0.67)

(注) : WS, σ_{ws} : (実測値, 計算ケースA, 計算ケースB)
 d : (計算ケースA, 計算ケースB)

暖かい大気層との間に弱安定層が形成されており、地上付近の強い逆転層と相まって、大気汚染物質の鉛直拡散を妨げる。東京湾上には水平風の収束域が形成され、内陸域から前線方向に吹く下層風は収束域で上昇し反転流となる。また、前線部（第10図中で示される陰影の先端部）において南系風の暖気は下層冷気によって持ち上げられ上昇流となる。

以上の特徴は、第1図で描写された房総前線形成の模式図と良く一致している。

4.4 物質輸送モデルによる濃度の再現性

第11図は、第12図のa~dで示した4地点におけるNO₂とO₃の地上濃度について、実測値と計算値の12月21~23日の3日間の時間変動を比較した結果である。また、第12図は、22日21時における地上NO₂濃度分布について、計算結果と実測結果を比較して示す。第11, 12図において、計算値はCTMによって計算された第1層濃度であり、実測値は大気常時監視局で測定された1時間値をCTMの地上グリッド点に補間した値である。

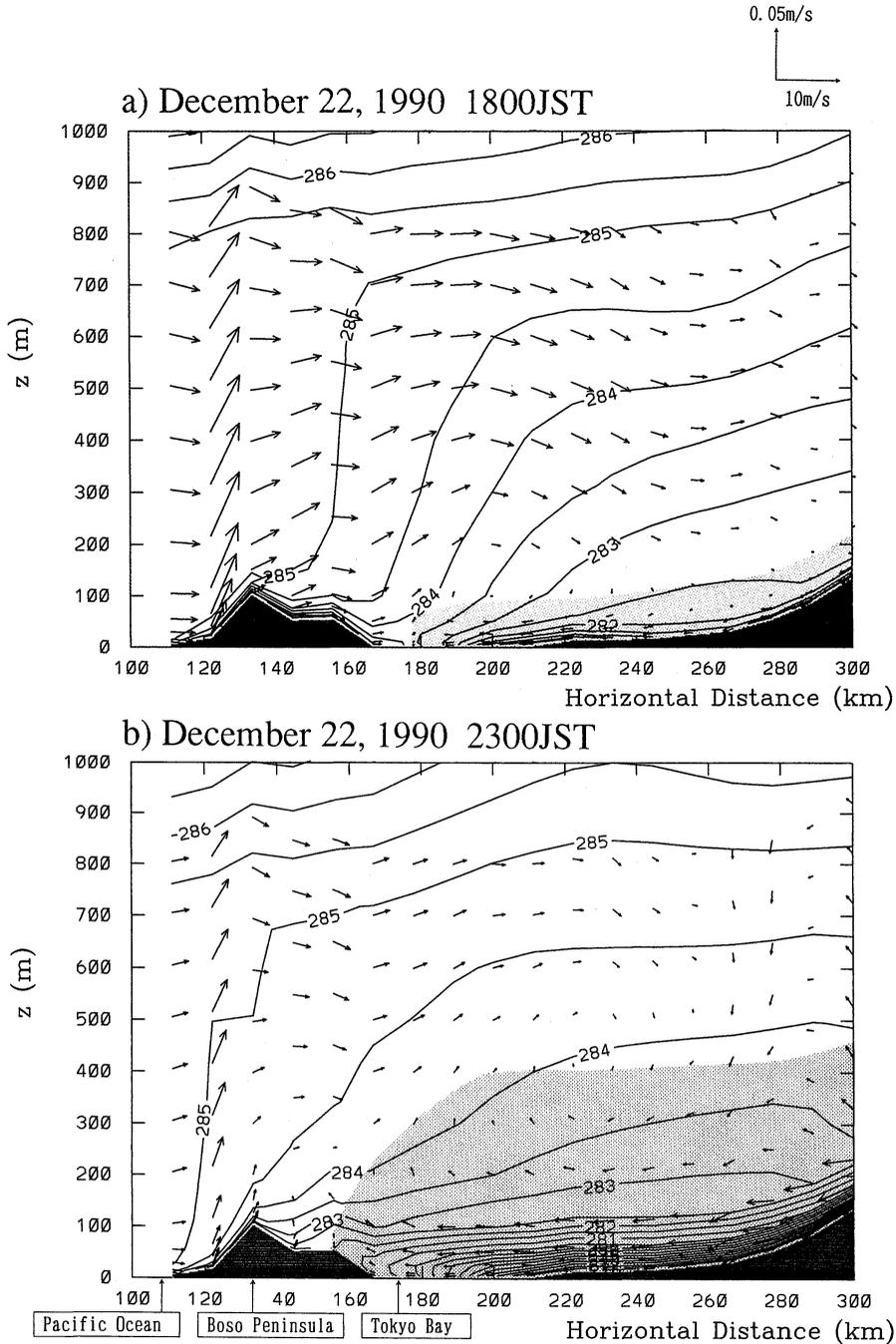
第11図に示されるように、南側の3地点(a~c)は、房総前線が徐々に北上するに従って前線南側の強い南西風領域に入り、a~c地点では各々、22日0~11時、22日6~14時、22日12時~23日2時頃に前線が通過する（第11図の斜線部）。これに対して、最も北側に位置するd地点では常に前線の北側になる。a~c地点では、前線が通過する前には弱風で接地逆転層が発達しているために、NO₂濃度が高いのに対して、O₃濃度は1次発生の高濃度のNOによって消費されるために低い。一方、前線通過後は風が強まり接地逆転層は弱まるため、NO₂濃度が低下するのに対して、O₃はNOの低下にともなって消費される量が減少するために濃度が高くなる。このような実測濃度の時間変動を計算結果は再現している。なお、実測値はO_x濃度であるが、

ここではO_x≈O₃と仮定して評価した。

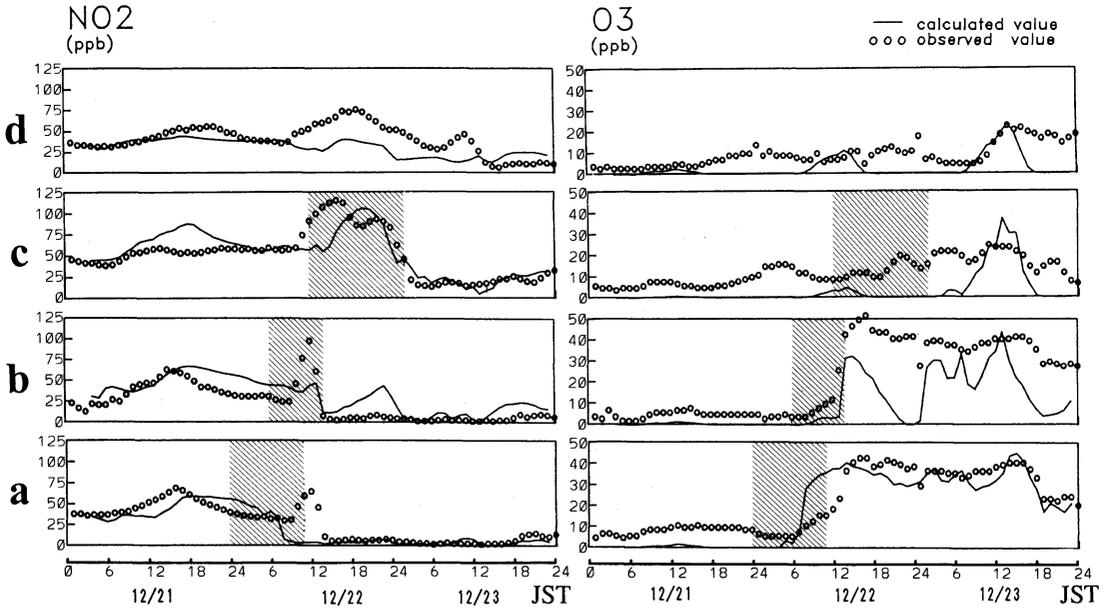
第12図で示されるように、NO₂濃度分布の計算結果は房総前線北側の内陸域で高濃度となり南側の沿岸域で低濃度となる特徴を再現している。しかし、実測濃度が関東北部地域でも高いのに対して、計算結果ではメソスケール気象モデルによって斜面下降流を強く計算しすぎるため濃度が過小となる。

次に、NO₂とO₃濃度のモデルによる再現性について4.2節と同様な統計的方法で解析した。第13図には第4図に示したRegion T（関東全域）における実測データと計算データの比較結果を示す。また、第4表には、21日19時~23日18時における実測値と計算値についての平均濃度C、標準偏差 σ_c 、一致性尺度dの6時間平均値を第4図に示したRegion B, I, T毎に示す。これらの図表の統計値は、各Region内で大気常時監視局が存在するメッシュの中心に補間された実測値とモデル計算値（第1層濃度）を式(4)、(5)等によって計算したものである。

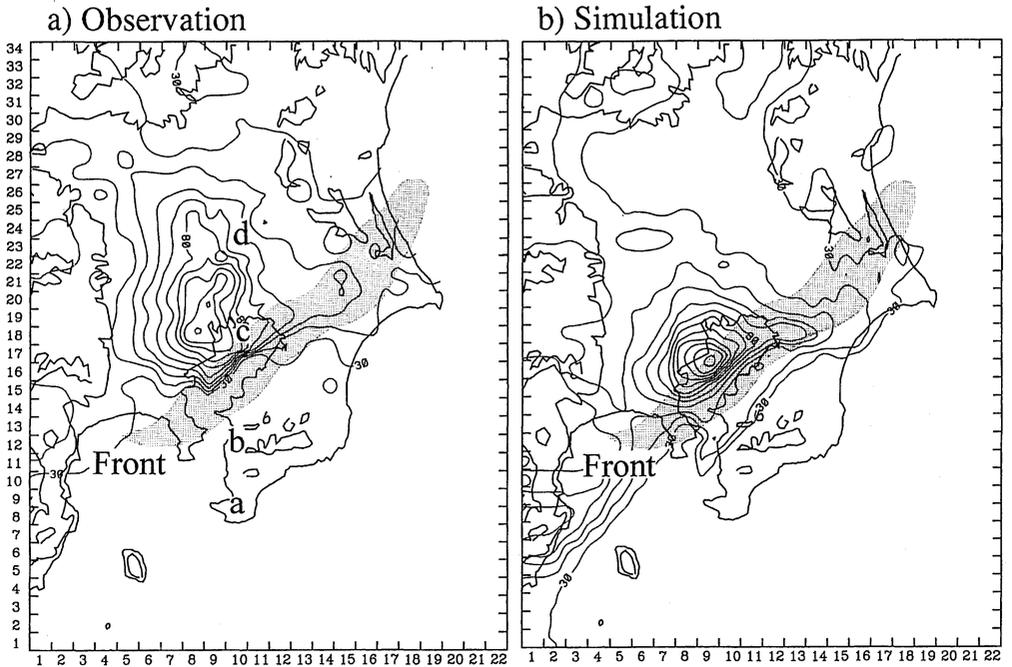
Region Tについて見ると、NO₂とO₃の平均濃度及び標準偏差の時間変化傾向は概ね再現されている。しかし、詳細にはモデルと実測とで次のような不一致が認められる。第一に、モデルによるNO₂平均濃度は22日9~18時に実測よりも過小である。この原因は、実測では高濃度が前線通過時に発生している（第4表のRegion B参照）のに対し、モデルではこの高濃度が再現されないためであり、同様の傾向は第11図の地点a~cにも示される。第7図の地点C₁における風速変化で見られるように、メソスケール気象モデルでは前線通過時の弱風が的確に再現されておらず、これがモデルで高濃度にならない原因と考えられる。第二に、NO₂の標準偏差は全体的に過小傾向にあり、22日12時~23日2時においてその傾向が顕著である。この原因は第12図で示されるように、モデルによる高濃度域の



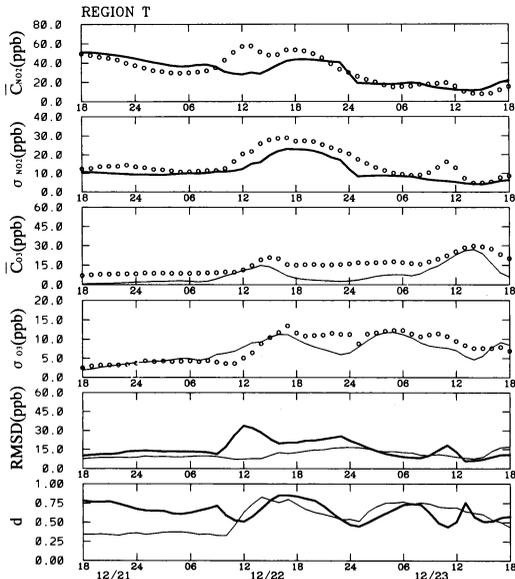
第10図 シミュレーション計算結果による22日18, 23時における気流と温位の第6図aのラインLに沿う南北断面図。鉛直風速は、座標スケールに併せて水平風速の160倍にしている。塗りつぶし部は地形を、陰影部は内陸域から房総前線方向に吹く風の領域を示す。



第11図 12月21～23日における NO₂, O₃ 地上濃度時間変動の実測値と計算値の比較結果。 a～d 地点の位置は第12図に示す。 図中の斜線部分は前線の通過時間帯を示す。



第12図 22日21時における地上 NO₂濃度分布の計算結果と実測結果の比較。 NO₂濃度の単位は ppb である。 図中の陰影部は房総前線の位置を示す。



第13図 評価領域 Region T (第4図参照)における実測データ(○)と計算データ(太線: NO₂, 細線: O₃)の濃度とその統計量の比較。

広がりを実測よりも小さいことによると考えられる。第三に、モデルは特に夜間に O₃ 平均濃度を実測よりも過小に計算する。この原因は、実測 O_x濃度が実際よりも過大に測定されているためと考えられる。一般に、大気常時監視局の O_x濃度には NO_x濃度の6%程度が上乘せされて計測されていることが知られている(東京都環境保全局, 1983)。Region Tにおける NO_x実測

濃度は16~188 ppbであるため、O_x実測濃度は1~11 ppb程度過大であると考えられ、これは O₃ 平均濃度の実測値と計算値の差4~13 ppbに匹敵する。

一方、一致性の尺度 d は NO₂ と O₃ とで変化傾向が異なる。即ち、NO₂ の d が常に0.5以上であるのに対して、O₃ の d は前線通過前後で大きく変化し、通過前には0.35でほぼ一定であるが通過後には0.5以上となり NO₂ と同程度となる。このように、前線通過前に O₃ に関するモデルと観測の一致性が低いのは、実測値の標準偏差が d と同様な時間変化をしているのに対して RMSD には大きな変化が認められないことから、式(5)の O が極めて小さくなるためと考えられる。

4.5 NO₂ 高濃度の動態

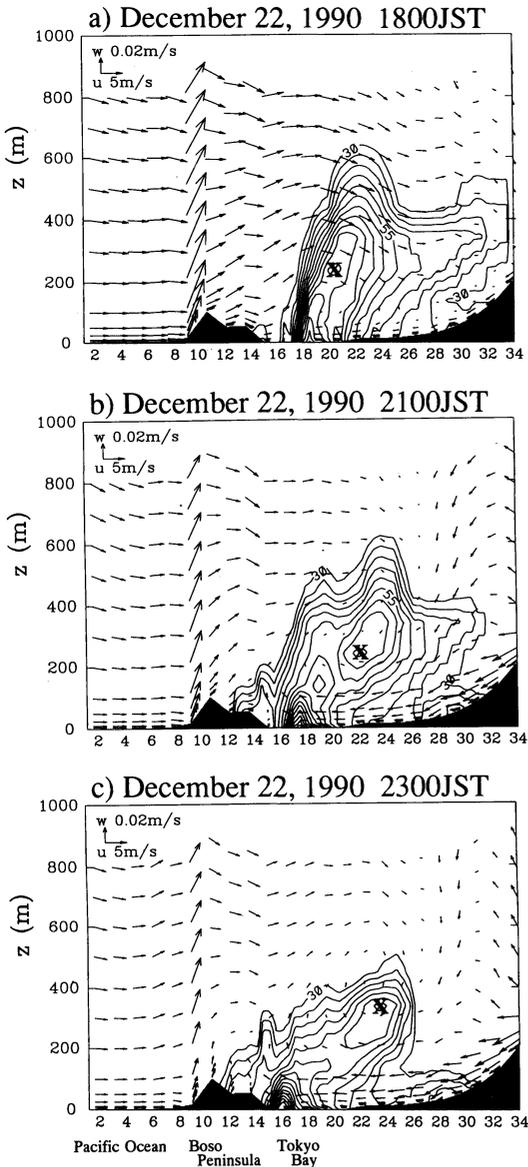
第14図は、モデルによって得られた22日18, 21, 23時における第12図に示す a-b-c-d ライン上の2次元的な NO₂濃度分布と風ベクトルである。第15図 a~e には、22日17時から23日12時までの、NO₂ 濃度の3次元空間分布(ボリュームレンダリング)と地上風ベクトルをコンピュータグラフィックスにより可視化した結果を示す(鶴野・大原, 1996)。また、第15図 f には22日の24時における HNO₃濃度について同様な図を示す。ここで、a~e は NO₂=30 ppb を白で、100 ppb を赤になるように、また、f は HNO₃=4 ppb を白で、8 ppb を赤になるように連続的にレンダリングしている。

第14図を見ると、東京湾上に形成されている水平風の収束域(房総前線)の北側において高濃度域が形成

第4表 物質輸送モデルによる評価指標の比較。

	REGION B			REGION I			REGION T			
	C (ppb)	σ_c (ppb)	d	C (ppb)	σ_c (ppb)	d	C (ppb)	σ_c (ppb)	d	
NO ₂	21日19~24時	(40.4, 53.4)	(4.5, 7.7)	0.37	(46.4, 48.0)	(12.8, 7.0)	0.67	(43.7, 48.2)	(14.0, 9.9)	0.74
	22日 1~6時	(31.9, 41.2)	(4.1, 9.4)	0.29	(28.6, 37.6)	(12.4, 7.2)	0.65	(31.7, 38.8)	(12.0, 9.5)	0.63
	22日 7~12時	(45.2, 26.4)	(11.0, 14.0)	0.47	(38.1, 33.5)	(11.5, 6.7)	0.59	(41.9, 33.3)	(14.3, 11.0)	0.61
	22日13~18時	(25.8, 17.6)	(14.8, 16.0)	0.56	(55.6, 38.6)	(13.9, 12.1)	0.64	(52.6, 35.8)	(27.0, 19.8)	0.76
	22日19~24時	(9.5, 22.2)	(5.1, 17.0)	0.26	(54.1, 41.3)	(19.6, 6.5)	0.42	(42.1, 40.2)	(24.7, 19.0)	0.65
	23日 1~6時	(5.0, 6.3)	(2.1, 5.3)	0.48	(27.7, 21.1)	(10.4, 2.9)	0.36	(20.1, 18.6)	(13.2, 8.6)	0.59
	23日 7~12時	(3.8, 6.9)	(1.1, 2.0)	0.44	(30.5, 17.5)	(9.2, 4.9)	0.36	(18.2, 15.9)	(12.1, 6.6)	0.59
23日13~18時	(5.3, 8.3)	(2.1, 2.5)	0.41	(12.1, 19.0)	(6.3, 3.0)	0.46	(11.1, 15.5)	(6.8, 5.1)	0.58	
O ₃	21日19~24時	(5.8, 0.0)	(1.7, 0.0)	0.28	(9.6, 1.9)	(3.4, 3.3)	0.23	(8.5, 1.4)	(3.5, 3.1)	0.35
	22日 1~6時	(6.1, 1.8)	(1.5, 3.5)	0.22	(8.6, 3.1)	(4.1, 4.4)	0.23	(9.2, 2.7)	(4.4, 4.5)	0.36
	22日 7~12時	(11.1, 10.9)	(2.7, 11.4)	0.31	(8.1, 4.8)	(3.0, 2.5)	0.38	(10.0, 6.0)	(4.3, 6.1)	0.41
	22日13~18時	(36.8, 24.7)	(6.9, 13.4)	0.52	(12.8, 6.3)	(4.0, 3.0)	0.49	(17.9, 10.5)	(10.6, 10.2)	0.78
	22日19~24時	(36.6, 14.3)	(6.7, 11.1)	0.34	(9.7, 0.2)	(5.0, 0.4)	0.38	(15.9, 3.2)	(11.3, 7.2)	0.59
	23日 1~6時	(35.8, 25.3)	(4.1, 7.8)	0.38	(6.9, 1.3)	(2.9, 2.8)	0.30	(17.4, 6.2)	(11.5, 10.5)	0.69
	23日 7~12時	(37.2, 27.3)	(4.0, 3.9)	0.39	(8.8, 10.6)	(3.4, 5.0)	0.27	(19.8, 13.8)	(10.9, 8.4)	0.72
23日13~18時	(38.1, 28.5)	(5.0, 4.7)	0.43	(22.0, 13.5)	(5.4, 3.1)	0.33	(26.8, 18.1)	(7.8, 6.9)	0.56	

(注) C, σ_c : (実測値, 計算値)



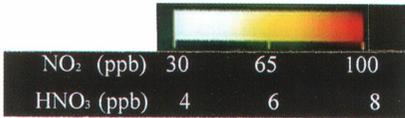
第14図 シミュレーション計算結果による22日18, 21, 23時における2次元的なNO₂濃度分布と風ベクトル。x軸は第12図に示すa-b-c-dライン上に一致し、×印は上層の最高濃度地点を示す。NO₂濃度の単位はppbである。

され、濃度30 ppb以上の鉛直層高度は約600 mである。また、上層の最高濃度出現地点(第14図における×印。この地点の動きは同一気塊の時間変化に対応していると考えられる。)は高度200~300 mであり時間とともに内陸方向に移動する。地表面近くの下層では、内陸域から前線に向かう気塊が首都圏域の高密な発生源から排出された汚染物質を取り込みつつ前線方向に移動し、さらに前線付近は大発生源地域であると同時に弱風であるために局地的な汚染寄与濃度も高いため、前線近傍の内陸側では極めてNO₂が高濃度となる。また、地上における最高濃度地点は前線の移動に対応して、18時から23時の間に時速2.5~4 kmで南下する。

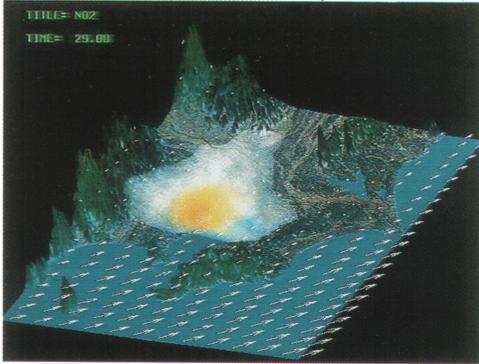
一方、地上付近の汚染物質は、前線部の上昇流によって持ち上げられ、さらに反転流および上層の南系気流によって高度200~300 m付近を中心として前線から内陸方向に輸送され、上層の高濃度域を形成する。このことは、房総前線出現時に筑波山頂においてNO₂が高濃度となる観測結果(吉門ほか, 1993)によって裏付けられる。なお、上層の高濃度域は、第14図aで示されるように、18時前後における物質の上層への鉛直輸送によって形成されたところが大きい。同時刻には前線部が東京湾北側のNO_x高密発生源地域に位置し、しかも夕方のラッシュアワー時における発生量の増大によって、大量の汚染物質が上層に持ち上げられたと考えられる。

Ohara *et al.* (1989), 大原ほか (1990) は、冬季夜間の東京におけるフィールド観測データと首都圏の大気常時監視局測定データを解析することによって、内陸域から南下する局地前線の流れ構造が重力流の特徴をもつこと、その通過時に大気汚染物質が高濃度となることを明らかにした。また、鉛直濃度分布を測定することにより、前線通過後に高濃度域が高度250 m以上に及ぶことを指摘した。本シミュレーション計算結果は、これらの解析結果と基本的に一致する。

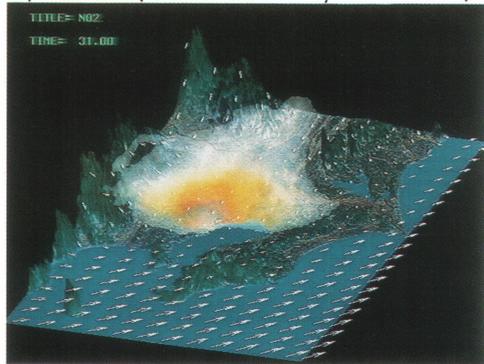
NO₂濃度の3次元動的態は、第15図a~eのポリウムレンダリングを用いた可視化によって明瞭に表現されている。NO₂濃度は最大のNO_x発生源地域である首都圏地域で最も高くなる傾向は時刻を問わず共通しているが、22日の17時(図a)から22時(図c)まで、房総前線が明瞭に発達し前線北側の内陸域において逆転層が強まるに従って、NO₂濃度は前線周辺域、特に前線北側の内陸域で急激に上昇し高濃度となる。この間、NO₂高濃度域は関東内陸域に拡大すると



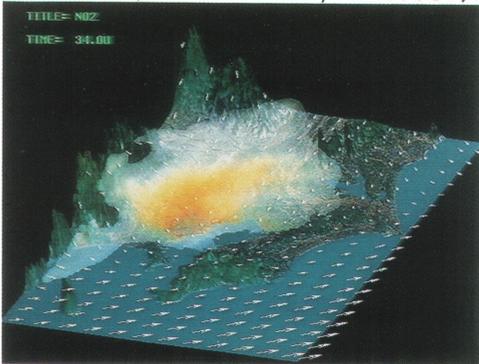
a) NO₂ (December 22, 1700JST)



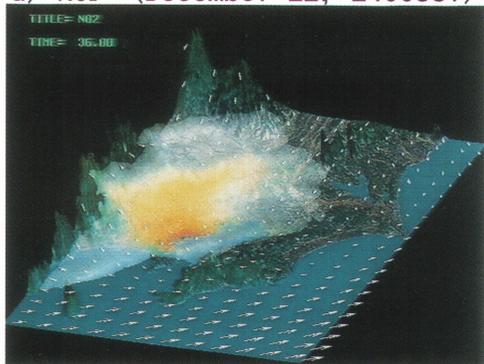
b) NO₂ (December 22, 1900JST)



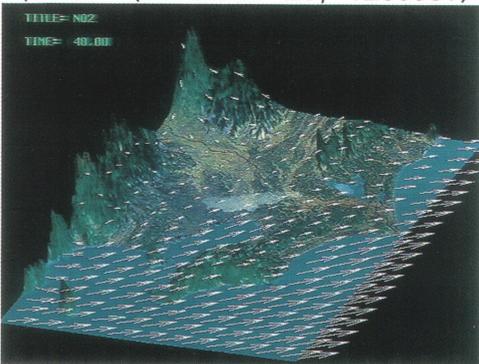
c) NO₂ (December 22, 2200JST)



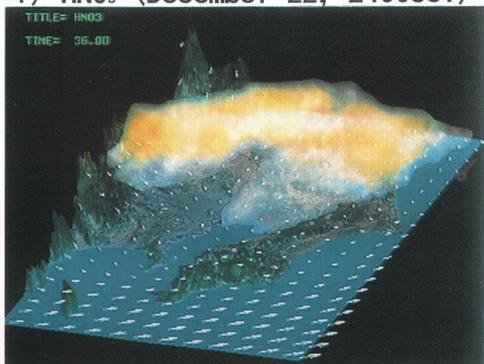
d) NO₂ (December 22, 2400JST)



e) NO₂ (December 23, 1200JST)



f) HNO₃ (December 22, 2400JST)



第15図 12月22日の (a) 17時, (b) 19時, (c) 22時, (d) 24時, および (e) 23日12時における NO₂ 濃度の3次元空間分布 (ボリュームレンダリング) と地上風ベクトル. (f) は22日24時における HNO₃ 濃度の3次元空間分布 (ボリュームレンダリング) と地上風ベクトル. (a)~(e) では NO₂=30 ppb を白で, 100 ppb を赤になるように, また, (f) では HNO₃=4 ppb を白で, 8 ppb を赤になるように連続的にレンダリングしている.

同時に、前線および内陸域の気流場の変化に伴って複雑に動く。前線が更に北上して首都圏地域を通過する(22日の24時; 図 d) と強い南西風によって NO₂ 濃度は急減し、前線の北上とともに高濃度域が吹き払われる(23日の12時; 図 e)。また、図 f で示されるように、光化学反応によって 2 次的に生成した HNO₃ が北関東地域を広く覆っており、冬季においても光化学反応が NO_x 系の反応・変質過程にとって重要であることを示すと同時に、首都圏から排出された NO_x が酸性ガスとなり周辺の山岳地域に影響を及ぼしていることを示唆している。なお、本シミュレーションではガス状 HNO₃ の粒子化によるエアロゾル生成過程を考慮していない。実際には計算された HNO₃ の多くの部分がナイトレートとして存在していると考えられる。

5. まとめ

冬季、東京湾上に形成される房総前線の 3 次元構造をメソスケール気象モデルを用いてシミュレートするとともに、光化学反応を含む物質輸送モデルを用いて高濃度 NO₂ 汚染の動態を解析した。

その結果、

- 1) 高層気象データおよびアメダスデータを 4 次元データ同化手法 (FDDA) に用いたメソスケール気象モデルの地上風速・風向・気温は観測結果にほぼ一致し、房総前線の形成・消滅過程がモデルで再現された。なお、高層気象データのみを FDDA に用いた場合でも同様な結果が得られた。
- 2) 前線北側の内陸域では斜面風交代が起り、総観場(地衡風)が大きく変化しない条件下では、この局地風系が前線の位置に影響を及ぼす。
- 3) 東京湾上には水平風の収束域が形成され、内陸域から前線方向に吹く下層風は収束域で上昇し反転流となる。また、前線部において南系風の暖気は下層冷気によって持ち上げられ上昇流となる。前線は夜間により明瞭になる。また、夜間には、内陸域からの冷却された気塊が重力流として前線方向に進行し、前線を南に押し下げる。
- 4) 前線北側の内陸域では夜間に、弱風条件下での放射冷却と山岳地域からの重力流(冷却された空気塊)の流入によって地上付近に強い逆転層が形成される。
- 5) メソスケール気象モデルによる気象データ出力をもとに、NO₂ と O₃ の濃度分布の時空間変化を詳細な光化学反応を含む物質輸送モデルを用いてシ

ミュレートした結果、前線の変化に伴う地上濃度の変動パターンが再現された。

- 6) 夜間、前線北側内陸域の地上付近で排出された汚染物質は、強い逆転層のために鉛直拡散が抑制され、しかも、弱風のために高濃度状態となる。これらの物質は山岳地域からの重力流によって前線方向に輸送され、この輸送過程において発生源地域からの新たな汚染物質を取り込んで高濃度となる。更に、前線近傍では風が弱いので、前線が高密度な汚染発生源地域に位置する場合には局地的な発生物質も付加され、極めて高濃度となる。汚染物質は、重力流先端部の上昇流によって持ち上げられ、上層において内陸方向に運ばれる。
- 7) 本シミュレーションによって得られた局地前線の流れ構造や NO₂ 高濃度汚染の動態に関する結果は、観測データに基づく解析結果(例えば、大原ほか, 1990; 吉門ほか, 1993) と基本的に一致すること等が示された。

こと等が示された。

本論文では、十分な観測データがないため、モデルの 3 次元的な検証がほとんど行われていない。今後、これらの観測を行うとともに、モデルのより定量的な検証が必要である。

また、物質輸送モデルを用いたシミュレーション解析によって、NO₂ 高濃度汚染メカニズムについて詳細に把握した上で、有効な濃度低減対策手法を検討することも今後の大きな課題である。

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環境時間値データファイルを利用した。

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.
- Chang, J. S., R. A. Brost, I. S. A. Isaksen, S. Madronich, P. Middleton, W. R. Stockwell and C. J. Walcek, 1987 : A three-dimensional Eulerian acid deposition model : physical concepts and formulation, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14681-14700.
- Chang, Y. S., G. R. Carmichael, H. Kurita and H. Ueda, 1989 : The transport and formation of photochemical oxidants in central Japan, *Atmos. Envi-*

- ron., 23, 363-393.
- Demerjian, K. L., K. L. Schere and J. T. Peterson, 1980 : Theoretical estimates of actinic (spherically integrated) flux and photolytic rate constants of atmospheric species in the lower troposphere, *Adv. Environ. Sci. Technol.*, 10, 369-459.
- Dodge, M. C., 1989 : A comparison of three photochemical oxidant mechanisms, *J. Geophys. Res.*, 94, 5121-5136.
- Gery, M. W., G. Z. Whitten, J. P. Killus and M. C. Dodge, 1989 : A photochemical kinetics mechanism for urban and regional scale computer modeling, *J. Geophys. Res.*, 94, 12925-12956.
- 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.
- 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 S. Arakawa, 1983 : A numerical experiment on the nocturnal low level jet over the Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 848-861.
- 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, 兼保直樹, 吉門 洋, 山本 晋, 鈴木基雄, 1996 : 関東地方の冬期二酸化窒素大気汚染のシミュレーション, *環境管理*, 32, 721-732.
- Lamb, R. G., 1983 : A regional scale (1000 km) model of photochemical air pollution Part 1. Theoretical formulation, U. S. Environmental Protection Agency, EPA/600/3-33-035.
- Mizuno, T. and H. Kondo, 1992 : Generation of a local front and high levels of air pollution on the Kanto Plain in early winter, *Atmos. Environ.*, 26 A, 137-143.
- Ohara, T., I. Uno and S. Wakamatsu, 1989 : Observed structure of a land breeze head in the Tokyo metropolitan area, *J. Appl. Meteor.*, 28, 693-704.
- 大原利真, 鶴野伊津志, 若松伸司, 1990 : 陸風前線通過に伴う NO_x 高濃度汚染現象の観測, *大気汚染学会誌*, 25, 66-76.
- 大原利真, 若松伸司, 鶴野伊津志, 安藤 保, 泉川碩雄, 神成陽容, 外岡 豊, 1997 : 光化学オキシダントシミュレーションモデルの構築と検証, *大気環境学会誌*, 32, 6-28.
- Pielke, R. A., 1974 : A three dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida, *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-134.
- Pierce, T. E., B. K. Lamb and A. R. Van Meter, 1990 : Development of a biogenic emissions inventory system for regional scale air pollution models, 83rd Air&Waste Management Association Annual Meeting, Pittsburgh, PA, Paper No. 90-94. 3.
- Scheffe, R. D. and R. E. Morris, 1993 : A review of the development and application of the urban airshed model, *Atmos. Environ.*, 27B, 23-39.
- Systems Applications International, 1995 : User's guide to the variable-grid urban airshed model (UAM-V), SYSAPP-95/027.
- 東京都環境保全局, 1983 : 道路沿道を対象にした大気汚染予測手法に関する検討報告書, 41.
- 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.
- 鶴野伊津志, 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.
- 鶴野伊津志, 大原利真, 1997 : コンピュータグラフィックスによる大気環境の可視化, *大気環境学会誌*, 32, A1-A13.
- Wakamatsu, S. and K. L. Schere, 1991 : A study using a three dimensional photochemical smog formation model under conditions of complex flow, Application of the Urban Airshed Model (UAM) to the Tokyo Metropolitan Area, EPA/600/3-91/015.
- 若松伸司, 上原 清, 鶴野伊津志, 松井一郎, 坂本和彦, 岩本一星, 紀本岳志, 大原利真, 神成陽容, 1991 : 冬期における都市大気汚染機構(1), (2), 第32回大気汚染学会講演要旨集7107, 7108.
- Wesely, M. L., 1988 : Improved parameterizations for surface resistance to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models, EPA 600/3-88/025.
- 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.
- Yamada, T., 1983 : An application of a three-dimensional simplified second-moment closure numerical

- model to study atmospheric effects of a large coolind-pond, *Atmos. Environ.*, **13**, 693-704.
- 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.
- 吉門 洋, 水野建樹, 近藤裕昭, 北林興二, 下形茂雄, 山本 晋, 1993 : 大都市域上空における汚染物質輸送の観測的研究, 資源環境技術総合研究所報告, (6).
- Zafonte, L., P. L. Rieger and J. R. Holmes, 1977 : Nitrogen dioxide photolysis in the Los Angeles atmosphere, *Environ. Sci. Technol.*, **11**, 483-487.
- Zalesak, S. T., 1979 : Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids, *J. Comput. Phys.*, **31**, 335-362.

Numerical Simulation of Boso Meso-Front and NO₂ High Concentration over the Kanto Plain

Toshimasa Ohara* and Itsushi Uno**

* (*Corresponding author*) *The Institute of Behavioral Sciences, Tokyo 162, Japan.*

** *National Institute for Environmental Studies.*

(Received 17 October 1996 ; Accepted 11 August 1997)