メソ気象モデルを用いた超高解像度風況計算手法の開発

Development of the method using a meteorological model for wind computation with very high-resolution

学位論文：博士(工学) 甲261

2005 年 3 月

橋 本 篤

©Copyright 2005

安田　孝志　教授
（主査）

守富　寛　教授
（副査）

藤田　裕一郎　教授
（副査）

目　次

第１章　緒　論 1
1．1　研究の背景 1
1．2　本論文の目的と構成 5

第２章　沿岸域での MM5 を用いた風況計算におけるモデル解像度と計算精度の関係 8
2．1　概説 8
2．2　メソ気象モデル MM5 による風況計算 9
2．2．1　メソ気象モデル MM5 の概要 9
2．2．2　計算領域と計算条件 9
2．2．3　計算精度の評価方法 11
2．3　地形データの高解像度化による計算精度への影響 11
2．3．1　国土数値情報をもとにした地形データセットの導入 11
2．3．2　地形データの高解像度化と計算精度の関係 14
2．4　格子解像度の高解像度化による計算精度への影響 17
2．4．1　客観解析値 MSM との比較 17
2．4．2　高解像度化と計算精度の関係 20
2．5　結語 22

第３章　MM5 の各大気境界層スキームが計算精度へ与える影響 24
3．1　概説 24
3．2　ドップラーソーダによる風況観測 25
3．2．1　ドップラーソーダの測定原理 25
3．2．2　風況観測概要 26
3．3　メソ気象モデル MM5 による風況計算 28
3．3．1　大気境界層スキームの比較 28
3．3．2　計算条件 30
3．4　平均風速鉛直プロファイルの比較 30
3．4．1　PBL スキーム間の比較 30
3．4．2　ドップラーソーダ観測値との比較 35

3．5　時系列・統計値の比較 37
3．5．1　時系列の比較 37
3．5．2　統計値の比較 39
3．6　結語 41

第4章　高解像度風況マップの作成 43
4．1　概説 43
4．2　高解像度風況マップの作成 43
4．2．1　計算手法 43
4．2．2　計算領域と計算条件 45
4．2．3　風況観測データ 45
4．3　新旧風況マップの計算精度の比較 47
4．4　風況マップ 51
4．4．1　伊勢湾沿岸域の風況 51
4．4．2　新旧風況マップの比較 51
4．5　考察 60
4．6　結語 62

第5章　複雑地形上でのMM5の風況計算精度と超高解像度化に関する研究 64
5．1　概説 64
5．2　メソ気象モデルMM5による風況計算 64
5．2．1　計算領域と計算条件 64
5．2．2 風況観測データ 65
5．3　超高解像度化に伴うMM5の計算特性 67
5．3．1　小スケール気象現象の再現性 67
5．3．2　超高解像度化に伴う気象場の地形応答特性 71
5．4　超高解像度化に伴うMM5の計算精度 74
5．5　考察 77

第6章　結　語 80

補遺A　メソ気象モデルMM5の概要 83
謝　辞 93

第1章　緒　論

1．1　研究の背景

近隣諸国の爆発的な経済発展や石油産油国の情勢悪化によるエネルギー需要の逼迫，温暖化問題をはじめとする環境問題の顕在化に伴い，化石燃料に替わる環境負荷の少ない新エネルギーの導入促進が求められている．風力発電は数ある自然エネルギーの中でも再生可能なエネルギーであり，二酸化炭素，窒素酸化物および硫黄酸化物などの大気汚染物質を排出しない環境負荷の少ないクリーンなエネルギーとして注目されている（**図1．1**）．

我が国において風力発電は，2010年における国の導入目標値を300万kWと定め，NEDO（新エネルギー・産業技術総合開発機構）による観測データと地形因子の相関解析に基づく風況マップの発表[1]（1994年）や各種助成制度を追い風として，1999年に7.0万kWであった風力発電導入量が2001年には30.2万kWまで導入が進み（NEDO：日本における風力発電設備・導入実績），今後更なる躍進が期待されている．

一方，風力発電は既存の発電方式と比較してエネルギー密度が小さく，風況に依存するため，電力の安定供給が難しいという欠点を持っている．特に，エネルギー密度は風速の3乗に比例するため，風力発電設置候補地の選定を行う際には，いかに精度良く風を算出するかが決定的に重要になってくる．風力発電事業推進の中核を担うNEDOでは，風況調査に関して，風力発電施設の設計指針となる「風力発電導入ガイドブック」[2]だけでなく，「風況精査マニュアル」[3]，「風力発電システム導入のための風況予測手法に関する検討」[4]など多くの報告書を作成しており，風力発電候補地選定における風況調査の重要さをうかがい知ることができる．

以下に，現在行われている主な風況調査手法について述べる．

<u>実測による風況調査</u>

風力発電候補地点に実際に観測機器を設置し，直接風況観測を行う方法である（**図1．2**）．風車のハブ高と同じ高さに観測機器を設置することにより，信頼性の高い風況調査が可能になる．しかしながら，観測機器の設置高度が増すと，コスト増につながるため，地上高20m～30mにおいて観測し，対数則またはベキ法則により観測風速から風車ハブ高さの風速を求めているのが現状である．また，風車の設置候補地が未定な場合，あるいは当初予定して候補地点で期待されていたほどの発電量が得られないと評価された場合には，再度観測が必要になる．

線形モデルによる風況調査

線形モデルの代表的なものとして，WASP[5]およびAVENU[6]がある．WASPの開発は継続中であるが，AVENUの開発は現在中止されている．これらのモデルは欧州および米国で開発され，主に平坦な地形での適用を想定している．各モデルともに，風況観測データ，地形条件，地表面粗度，風車条件などを入力条件として，任意の地点（風車の建設予定地点）の風況や風力エネルギー取得量を予測している．風況解析手法としてはJackson & Huntの2次元の丘越え気流の線形理論[7]に基づいており，丘陵の勾配として5%程度が理論の適用可能性の目安とされている．

NEDOによるAVENUを用いた線形モデルの適用性についての検討[8]では，「複雑地形上における計算精度の悪化」，「入力した実測データへの依存性の高さ」および「上空と地上の風速差が大きい場合の精度の低下」などの問題点が指摘されており，我が国のような複雑または急峻な地形においては十分な計算精度を有することは困難であると考えられる[8]．

数値流体力学に基づく風況調査

従来，風車最適候補地の風況の推定を行う際には地上観測データに基づく統計的な手法や線形モデルにより風況を計算する手法が主流であった．しかしながら近年では，数値モデルや計算機環境の大幅な進歩により，数値流体力学に基づいて風況シミュレートする手法が主流になりつつある．風況シミュレーションに用いられる数値モデルには，その計算対象および使用目的の面から大きく2つに分類することができる．ひとつは，メソスケール（数kmから数千km）の現象を対象とし，広域風況マップの作成を目的とする気象モデルである（例えば，ANEMOS[9]，ARPS[10]，RAMS[11]，など）．もうひとつは，マイクロスケール（数mから数100m）の現象を対象とし，個々の風力タービンの最適設置位置の選定を目的とする工学モデルである（例えば，k-εモデル，LES，など）．気象モデルは，風だけでなく雲や雨，日射などの気象現象全般を再現可能なモデルであり，気象数値予報に用いられるものである．一方，工学モデルは純粋な数値流体力学（CFD）モデルであり，気流の剥離などを正確に表現できる詳細な乱流過程を組み込んだモデルである．特に最近では，メソスケールからマイクロスケールまでを一体的に扱うことを目的として，気象モデルに工学モデルをネスティングして風況を計算する試みがなされ始めている（例えば，局所風況予測システムLAWEPS[12]，風況予測モデルMASCOT[13]，風況予測シミュレータRIAM-COMPACT[14]，など）．このネスティング手法において，気象モデルの役割は主として工学モデルに境界条件を提供することにある．一般に，工学モデルは内部に風のエネルギーソースを持たないため，境界条件の計算精度が重要になる．にもかかわらず，気象モデルの風況計算精度に関してはこれまで研究例が極めて少なく[15]，不明な点が多いのが現状である．

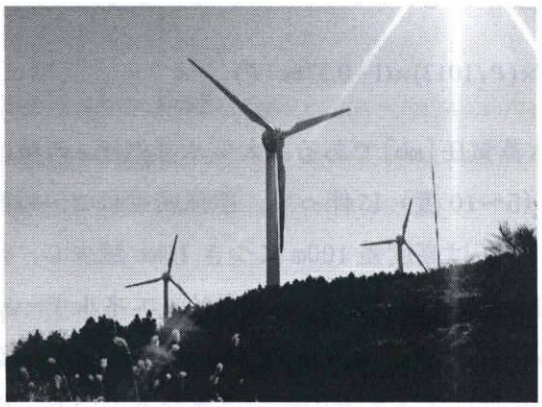


図1．1　青山高原ウィンドファーム
（発電規模 750kW×20 基：三重県久居市）

図1．2　風速計ポール 20m，30m
（美里②観測点：三重県美里村）

風況調査の主たる目的は，取得可能エネルギーの評価や年間の発電量の推定である．風車の大型化や山岳部での大規模ウィンドファームの計画など，年々事業規模が増大してきており，風力発電における風況調査手法の重要性はますます大きくなってきている．

従来，山岳地帯における風況調査は，風車建設予定地点になるべく多くの観測機器を設置し，その観測結果をもとに予測月間発電量や風力発電事業規模の計画を行っていた．このため，風力発電候補地選定の事前調査だけでも多くの時間とコストを必要とした．しかしながら，今後は，風況シミュレーションモデルを用い，計算機上で事前に最適地を評価して予測月間発電量や風力発電事業規模を把握し，机上で地理的条件や社会的条件を検討する．そして，その確認として現地調査を行なう，という手法が時間的にもコスト的にも最適であり，このような従来の観測に頼らない風況調査手法が主流になってくるものと考えられる．

以下に，予測月間発電量や風力発電事業規模計算の基本となる風力エネルギー計算式を示す．

$$P = \frac{1}{2}\rho A V^3 \tag{1.1}$$

ここで，ρ は空気密度，A は受風面積，V は風速である．すなわち，風力エネルギーは空気密度と受風面積に比例し，風速の 3 乗に比例していることがわかる．従って，風力発電において風況を正確に把握することは決定的に重要であるということが言える．

また，年間を通した風況シミュレーションを行なう場合，地形の影響だけでなく，風速の季節変化や海陸風および山谷風などの局地風までを考慮することが必要になってくる．気象モデルは工学モデルや線形モデルと異なり，地表面および大気境界層内の熱力学過程を考慮しているため，境界条件として用いられる客観解析の中には含まれない小スケールの気象現象をその計算領域の中で新たに作り出すことが可能である．これは，境界条件が再現可能な気象現象を規定する工学モデルとの大きな違いである．

次に，空気密度ρについて見る．空気密度は，平野部では一般的に平均値を用いているが，山岳部では空気密度についても厳密に評価する必要がある．

$$\rho = \{1.293/(1+0.00367t)\} \times (P/1013) \times (1-0.378e/P) \tag{1.2}$$

ここで，tは気温[℃]，Pは気圧[mb]，eは大気水蒸気圧[mb]である．大気水蒸気圧eの項は全体の1%以下にすぎないが，気温の1日中の変化（5～10度）に伴って，空気密度は2～4%変化し，季節による変化（20度前後）で7%変化する．気圧は高度差100mにつき10mb減少し，空気密度は約1%減少する．山岳部では空気密度は平野部に比べて小さくなるため，エネルギー密度が小さくなるということがわかる．しかしながら，気温が低下する冬季や雲が多く発生する山岳部では風力エネルギー量は大きくなるなど，山岳部によってその傾向は異なっている．従って，より正確な風力発電候補地の選定を行なうためには，風速だけでなく，気温，気圧および大気水蒸気圧など他の気象要素についても考慮することが必要になるものと考えられる．

以上の理由から，本研究では従来の気象モデルの役割であった，工学モデルに境界条件を提供することではなく，気象モデル自身を用いて高解像度化することにより，より高解像度かつ正確な風力発電の適地選定を目的とした風況予測手法の開発を行う．

筆者らは，これまでペンシルバニア州立大学と米国大気研究センターで共同開発されたメソ気象モデルMM5[16),17)]を用いて気象モデルの高解像度化を目指し，風況計算精度について検討を行ない，気象モデル側の問題点について検討を行ってきた．大澤ら[18),19)]は伊勢湾沿岸域を対象として冬季における風況計算精度の検証を行い，各気象要素が実用レベルの計算精度を有することを明らかにした．深尾ら[20),21)]は中部・近畿地方を囲む約450km四方の領域を解像度3kmで計算することにより年間のデータベース化を行ない，伊勢湾沿岸域を対象にして各気象要素について検討を行った．その結果，風速および風向については，10km格子の気象庁メソスケールモデル（MSM）による客観解析値（GPV）と比較して計算精度が大幅に改善し，高解像度化により更なる計算精度改善の可能性があることを示唆した．

大澤，嶋田ら[22),23)]は，解像度3kmの計算結果をもとに，伊勢湾を囲む約120km四方の領域を解像度1kmで計算して風況マップの作成を行ない，これまで注目されてこなかった伊勢湾沿岸部における洋上風力発電の可能性について検討を行った．その結果，陸部の凹部に位置する内湾としては類まれな風況を示すことを明らかにした．

一方，年間のデータベースを作成する上で，解像度による計算精度の変化，風速の鉛直シアーの過小評価およびネスティング手法に起因する計算精度の低下などの幾つかの問題点が含まれていることが明らかになった．本研究では風況計算におけるこれらの問題点について検討を行い，風況マップの計算精度の更なる改善を図る．そして，これまで十分に理解されて来なかった気象モデルの高解像度化に伴う計算精度の限界について検討を行い，気象モデルを用いてどの程度まで高精度で高解像度な風況計算が可能かについて明らかにする．

1. 2 本論文の目的と構成

本論文は，今後，更なる風力発電の発展が期待されるなかで，取得可能エネルギー量の評価や年間の発電量の推定を行う上で欠くことのできない，信頼性の高い風況シミュレーション手法の開発を最終目的として行ったものである．具体的には，メソ気象モデル MM5 を用いた高解像度計算の種々の問題点について検討し，より詳細な風力発電サイト選定のための風況シミュレーション手法の開発とそれによる高解像度風況マップの作成を目的としている．そのために，気象モデルの高解像度化に伴う問題点，特に，高解像度化に伴う地形データセットや大気境界層モデルの違いによる計算精度の影響について詳細に検討する．そして，その結果に基づいて伊勢湾沿岸域における解像度 1km の高解像度風況マップを作成する．さらに，三重県山岳部において解像度 333m までの超高解像度計算を行い，気象モデルだけを用いてどの程度まで高精度で高解像度な風況シミュレーションが可能かについて明らかにする．

本論文は，6 章より構成されており，以下に各章の概要を示す．

第 2 章では，地形データセットに着目し，伊勢湾沿岸域を対象にメソ気象モデル MM5 の高解像度化と計算精度の関係について検討する．モデルの解像度が計算精度向上に直結する例としない例を示すとともに，沿岸地域での風況計算の問題点およびその改善点について述べる．

第 3 章では，地表面付近の風況計算精度に直接的に影響する大気境界層（PBL：Planetary Boundary Layer）スキームに着目し，MM5 に実装される 5 つのスキームの風況計算精度について比較・検討する．MM5 を用いた計算精度において大気境界層スキームの選択が風速計算精度に与える影響について，鉛直プロファイルおよび時系列から見た各スキームの特徴について述べる．

第 4 章では，第 2 章および第 3 章から得られた検討結果をもとに，伊勢湾沿岸域における解像度 1km の高解像度風況マップを作成する．各観測点における風況計算精度について従来の風況マップと比較・検討するとともに，高解像度風況計算における新しい計算手法の効果について述べる．

第 5 章では，高解像度化の効果を判定しやすい複雑地形を計算対象とし，気象モデルによる高解像度化の限界，すなわち超高解像度化の可能性について検討する．超高解像度化に伴う気象モデルの風況再現特性を整理した上で，水平解像度を 3km，1km および 333m と変化させた場合の風況計算精度について検討する．そして，気象モデルの超高解像度化について計算精度および計算コストの両面から述べる．

第 6 章では，本論文で得られた研究成果を総括するとともに，その後得られた成果と今後の展望について述べる．

参考文献

1) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (1994), 「大型風力発電システムの開発(風況観測)」付属資料(全国風況マップ), NEDO 技術情報データベース, 39p.

2) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (2001), 風力発電ガイドブック第 5 版, NEDO 技術情報データベース, 105p.

3) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (1997), 風況精査マニュアル(概要版), NEDO 技術情報データベース, 37p.

4) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (2003), 「風力発電システム導入のための風況予測手法に関する検討」(公開用) 報告書, NEDO 技術情報データベース, 108p.

5) **Mortensen, N. G., L. Landberg, I. Troen and E. L. Petersen** (1993): Wind Atlas Analysis and Application Program (WAsP), Riso National Laboratory, Denmark.

6) **P. B. S. Lissaman, D. R. Foster, J.H. Rumbaugh and C. Boulder** (1989): Tecnical description of AVENU, Proc. Annual Meeting of ASES, Denver, Colorado, pp. 19-22.

7) **P. S. Jackson and J. C. R. Hunt** (1975): Turbulent wind flow over a low hill, Quart. J. Roy. Met. Soc. 101, pp. 929-955.

8) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (1998), 「大型風力発電システムの開発」大型風力発電システムの開発 風力発電新技術開発可能性調査(風況予測手法に関する調査), NEDO 技術情報データベース, 127p.

9) **Xue, M., K. K. Droegemeieier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster** (1995): Advanced Reginal Prediction System, Version 4.0, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 380p.

10) **M. Nakanishi** (2001): Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on Lage Eddy Simulation data, Boundary Layer Meteorology, Vol. 99, pp. 349-378.

11) **R. A. Pielke et al.**, (1992): A Comprehensive Meteorological Modeling System-RAMS, Meteor. Atmos. Phys., Vol. 49, pp. 69-91.

12) **村上周三, 持田灯, 加藤信介, 木村敦子** (2003): 局所風況予測システム LAWEPS の開発と検証, 日本流体力学会誌, ながれ, 第 22 巻, 第 5 号, pp. 375-386.

13) **石原孟** (2003): 非線形風況予測モデル MASCOT の開発とその実用化, 日本流体力学会誌, ながれ, 第 22 巻, 第 5 号, pp. 387-396.

14) **内田孝紀, 大屋裕二** (2003): 風況予測シミュレータ RIAM-COMPACT の開発－風況精査とリアルタイムシミュレーション－, 日本流体力学会誌, ながれ, 第 22 巻, 第 5 号, pp. 417-428.

15) 谷川亮一 (2003)：LOCALSTMによる風況シミュレーションモデルの開発と風況評価， 日本流体力学会誌，ながれ，第22巻，第5号，pp.405-415.

16) **Dudhia, J.** (1993)：A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR meso-scale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, Mon. Wea. Rev., Vol.121, pp.1493-1513.

17) **Grell, G. A., J. Dudhia and D. R. Stauffer** (1995)：A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR Tech. Note NCAR/ TN-398 1 STR, 122p.

18) **大澤輝夫，深尾一仁，安田孝志** (2002)：伊勢湾沿岸域における高解像度気象場の再現計算とその精度検証，海岸工学論文集，土木学会，pp.181-185.

19) **Ohsawa, T., K. Fukao and T. Yasuda** (2002)：Highly accurate simulation of the surface wind field over Ise Bay, Coastal Environment 2002, WIT press, pp.279-288.

20) **深尾一仁，大澤輝夫，深尾一仁，安田孝志** (2003)：伊勢湾沿岸域における高解像度気象場の再現計算とその精度検証，第11回地球環境シンポジウム論文集，土木学会地球環境委員会，pp. 111-116.

21) **Kazuhito Fukao, Teruo Ohsawa, Susumu Shimada, Takashi Yasuda** (2004)：DATABASE OF LOCAL METEOROLOGICAL FIELDS SIMULATED WITH MESOSCALE MODEL MM5 AND ITS VERIFICATION, Journal of Global Environment Enginerring, Vol. 10, pp. 129-136.

22) **大澤輝夫，嶋田進，深尾一仁，橋本篤，安田孝志** (2003)：伊勢湾における洋上風力発電の可能性に関する検討 その 1：広域風況マップから見た伊勢湾の位置づけ，日本太陽エネルギー学会・風力エネルギー協会合同研究発表会講演論文集，pp.99-102.

23) **嶋田進，大澤輝夫，深尾一仁，橋本篤，村上智一，安田孝志** (2004)：洋上風力発電の検討を目的とした伊勢湾上の 1km 風況シミュレーション，第12回地球環境シンポジウム論文集，土木学会地球環境委員会，pp. 227-232.

第2章　沿岸域でのMM5を用いた風況計算における モデル解像度と計算精度の関係

2. 1　概説

一般的な数値計算では，高解像度化することにより計算精度は向上するものと考えられている．これは，主として高解像度化に伴い地形（標高，土地利用データ）の再現性が良くなる事に依存している．しかしながら，これは地形データセットが高解像度化に対応していることが前提であり，地形データセットが対象とする解像度に対応していない場合，地形再現性が著しく低下し，計算精度が悪化する可能性がある．MM5では通常，最小解像度約1kmの全球地形データベースを用いて計算領域の設定を行っている．このため，それ以下の解像度の計算を行う場合，他の地形データセットを使用する必要がある．

本研究では，最小解像度約1kmのMM5のオリジナル地形データセットに対して，国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データからなる国土数値情報をもとにした地形データセットを使用できるようにすることで，解像度1km以下の高解像度計算が行えるようにした．この国土数値情報をもとにした地形データセットとMM5のオリジナルの地形データセットを用い，伊勢湾沿岸域を対象に地形データセットの高解像度化が風況計算精度に与える影響について検討する．さらに，モデルの解像度が計算精度向上に直結する例としない例を示すとともに，沿岸地域での風況計算の問題点およびその改善点について議論する．

2. 2 メソ気象モデル MM5 による風況計算

2. 2. 1 メソ気象モデル MM5 の概要

本研究で用いたメソ気象モデルはペンシルバニア州立大と米国大気研究センター（NCAR）で開発された MM5 である．このモデルは NCAR のウェブサイト（http: //www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html）にて入手が可能である．MM5 は非静力学平衡・圧縮性のメソ気象モデルであり，雲微物理過程や放射過程，大気境界層過程などに関して複数の物理オプションを有している．

MM5 はもともと気象予測の現業用モデルとして開発された側面が強いため，境界条件は全球もしくは領域客観解析値によって与えられ，この客観解析値はさらに計算領域内における 4 次元同化値としても用いられる．この 4 次元同化手法によって計算場と現実場の乖離が阻止され，過去の気象場の現実的な再現計算が可能となる．さらに，MM5 では局所的な風況計算には必要不可欠なネスティング・オプションも実装されている．

2. 2. 2 計算領域と計算条件

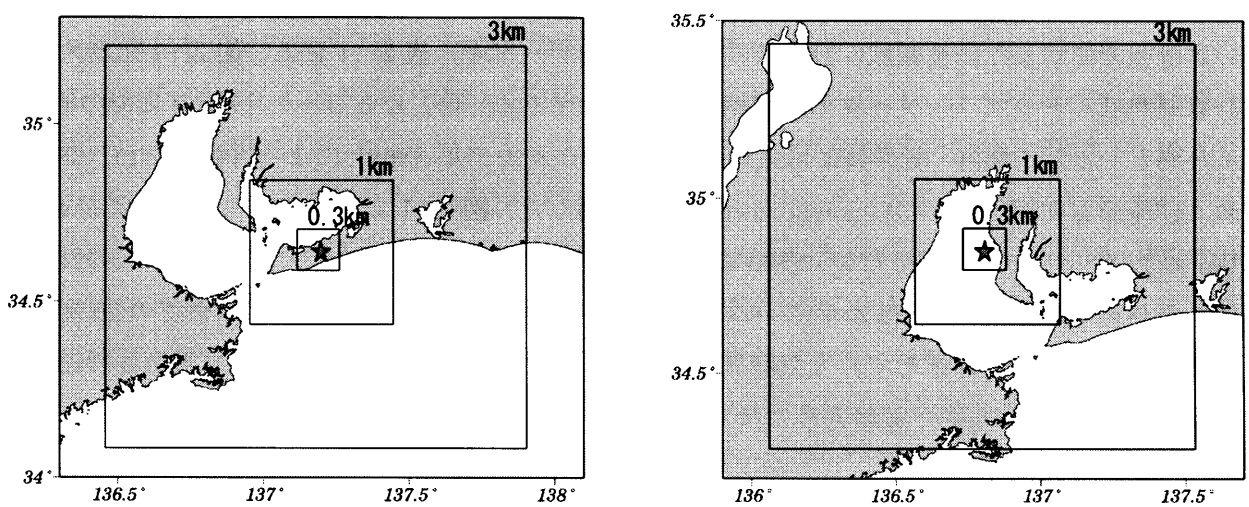
本研究で使用した計算領域，計算条件および入力データを，**表 2. 1** および**図 2. 1** に示す．計算期間は，ドップラーソーダの観測期間に合わせて 2002 年 7 月 3 日～7 月 29 日までの約 1 ヶ月間とした．初期値・境界値には気象庁メソスケールモデル（MSM）による客観解析値（GPV）および海面温度データ（NOAA-Reynolds SST）を使用した．**図 2. 1** に示すように，計算は 3km，1km および 333m の 3 領域で行い，各領域の側面境界値には，タイムステップ毎に親領域の計算結果が与えられる．格子数は水平に 46×46 格子，鉛直層数は地表から 100hPa 面までの 20 層とした．物理オプションとして，大気境界層スキームには Blackadar スキーム [1]，雲微物理過程には Simple Ice scheme[2]，放射過程には Cloud-radiation scheme[3]，地表面過程には Five-layer soil mode[4] を使用した．

4 次元データ同化は一次領域のみ大気境界層内を除き使用した．積雲パラメタリゼーションは適用しなかった．計算値の高度補正（観測高度への補正）には線形対数補間を用いた．計算条件は文章中に特に記載しない限り上記の条件とする．

伊勢湾周辺の風観測データには，**図 2. 1(a)**，**(b)** に示す渥美半島田原市でのドップラーソーダ観測データと常滑沖海洋タワー観測局（以後，MT 局と略記）の観測データを使用した．MT 局の風速計設置高度は 18m であり，田原市のドップラーソーダ観測データは最も取得率の高い 50m 高度のデータを用いた．

表2. 1　計算条件

計算期間	2002年7月3日～2002年7月29日
客観解析値	気象庁メソ客観解析値 (6時間間隔, 10km格子, 20層)
海面温度	NOAA-Reynolds SST(1週間間隔, 1° 格子)
鉛直格子	20層(地表～100hPa)
水平格子	1次領域 3km, 2次領域 1km 各(46×46格子)
地形データセット	標高データ　:国土数値情報(解像度 50m) 土地利用データ　:国土数値情報(解像度100m)
雲物理スキーム	Simple Ice
放射スキーム	Cloud-radiation
大気境界層スキーム	HIGH－resolution Blackadar
地表面スキーム	Five-Layer Soil model
積雲パラメタリゼーション	なし
4次元データ同化	1次領域(大気境界層内除く)



(a) Tahara　　(b) MT station

図2. 1　MM5の計算領域

2. 2. 3 計算精度の評価方法

風速の計算精度は，10分間平均の風速・風向を1時間毎に出力した観測値とMM5から得られた1時間毎の計算値を比較して検証を行った．観測値と計算値を比較する統計値として，バイアス，RMS（Root Mean Square）誤差および相関係数の3つの統計値を用いる．バイアスは計算値の平均値と観測値の平均値の差を意味し，次のように定義される．

$$(Bias)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}u_{yi}-\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}u_{xi} \tag{2.1}$$

ここで，Nはサンプル数，u_{xi}は観測値，u_{yi}はMM5の計算値である．RMS誤差は次のように定義される．

$$(RMSE)=\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}[u_{yi}-u_{xi}]^2} \tag{2.2}$$

バイアス値とRMS誤差はともに平均風速が大きいほど大きな値となる傾向があるため，本論文では主として平均風速に対するパーセンテージとして両者を評価する．相関係数は次式により定義される．

$$(Correlation)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}[u_{xi}-\overline{U_x}][u_{yi}-\overline{U_y}]/\sigma_X\sigma_Y \tag{2.3}$$

ここで，$\overline{U_x}$および$\overline{U_y}$はそれぞれの平均値，σ_Xおよびσ_Yはそれぞれの標準偏差である．

2. 3 地形データの高解像度化による計算精度への影響

2. 3. 1 国土数値情報をもとにした地形データセットの導入

MM5 で使用される地形データセットは，水平格子解像度の大きさに対応して複数の地形データセットで構成されている．**表 2. 2** に，各解像度で使用されている地形データセットを示す．

標高データは（**表 2. 2(a)**），解像度の大きさにより 6 つに分類され，解像度約 4km までは USGS（アメリカ地質調査所）のデータセットを使用し，最小解像度である解像度約 1km については 1996 年に USGS および日本の国土地理院を含む 7 つの組織によって作成された GTOPO30 による解像度約 1km の地形データセットを使用している．

土地利用データは（**表 2. 2(b)**），標高データと同様に水平解像度の大きさにより 6 つに分類され，各解像度ともに 1992 年 4 月から 1993 年 3 月までの NOAA（AVHRR）衛星観測データをもとに作成された USGS のデータセットを使用している．ここで，土地利用区分は全球を対象とし

表2. 2　MM5オリジナルの地形データセット

(a)標高（Terrain Height Data Source）

Resolution	1deg (111.0km)	30min (55.0km)	10min (18.5km)	5min (9.25km)	2min (3.7km)	30sec (0.925km)
Data source	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	GTOPO30

(b)土地利用（Vegetation/Land-use）

Resolution	1deg (111.0km)	30min (55.0km)	10min (18.5km)	5min (9.25km)	2min (3.7km)	30sec (0.925km)
Data source	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS	USGS

て最大25区分に分類され（**表2. 3(a)**），各土地利用区分では，冬と夏の別々に地表面粗度，アルベドおよび蒸発効率などの地形因子パラメータを設定している．

一般的なMM5の地形データの作成する場合，計算領域の水平格子解像度より一段高解像度な地形データセットをもとに地形データを作成している．しかしながら，解像度1km以下の計算を行う場合，対応した地形データセットは無く最小解像度1kmの地形データセットを用いて地形データを作成している．このため，地形再現性が大幅に悪化する危険性がある．

本研究では，国土地理院発行の国土数値情報をもとにした地形データセットをMM5の地形データセットとして使用できるようにすることによって，解像度1km以下の高解像度計算を試みる．ここで，国土数値情報とは、国土情報整備事業によって作成されたデジタルデータであり，データの作成は、国土庁が発足した昭和49年度より開始され、現在でも作成・更新が続けられている．標高データは2万5千分の1の地形図から読み取られた50mメッシュ標高データ，土地利用データはLANDSATの衛星画像をもとにした100mメッシュ土地利用データ（平成9年度）を使用している．土地利用区分は16区分に分類されている（**表2. 3(b)**）．

地形データセットから各解像度の格子値へ変換方法について示す．まず，標高データに関しては次のように定義されるCressman補間を用いた．

$$W_s = \frac{R^2 - r_s^{\,2}}{R^2 + r_s^{\,2}} \qquad r_s \le R \tag{2.4}$$

$$W_s = 0 \qquad r_s > R \tag{2.5}$$

$$r_s^{\,2} = (I - I_{obs})^2 + (J - J_{obs})^2 \tag{2.6}$$

$$Height(I,J) = \frac{\sum_{s=1}^{SN} W_s \times ht_s}{\sum_{s=1}^{SN} W_s} \tag{2.7}$$

表 2. 3　土地利用区分

(a) USGS (25-Category)

区分	種別
1	都市+密集地域
2	乾燥(穀物地、牧草地)
3	灌漑(穀物地、牧草地)
4	乾燥・灌漑mix(穀物地、牧草地)
5	モザイク(穀物地、草原)
6	モザイク(穀物地、森林)
7	草原
8	低木地
9	mix(草原、低木地)
10	サバンナ(熱帯の木の少ない草原)
11	落葉広葉樹
12	落葉針葉樹
13	常緑広葉樹
14	常緑針葉樹
15	混合林
16	水域
17	草木の湿地帯
18	木の湿地帯
19	不毛orまばらな植生帯
20	ツンドラ(凍土帯)の草原
21	ツンドラ(凍土帯)の森林
22	ツンドラ(凍土帯)のmix(森林・草原)
23	ツンドラ(凍土帯)の裸地
24	雪or氷
25	なし

(b) 国土数値情報 (16-Category)

区分	種別
1	田
2	その他の農用地
3	
4	
5	森林
6	荒地
7	建物用地
8	
9	幹線交通用地
10	その他の用地
11	河川地及び湖沼
12	
13	
14	海浜
15	海水域
16	ゴルフ場

ここで，Rは探索円半径，r_sは各格子値までの距離，ht_sはデータベースの標高，W_sは重みづけ係数である．

土地利用データに関しては格子内に含まれる土地利用区分比率の最大なものを格子値として採用した．また，土地利用区分については，建物用地と幹線交通用地は都市＋密集地域，田は灌漑，畑は乾燥・灌漑 mix，荒地とその他用地および海浜は低木地，森林は混合林，海と河川地および湖沼は水域と国土数値情報の土地利用区分を対応する USGS の土地利用区分へ変更して計算を行った．

ここで，渥美半島田原での解像度 333m における MM5 のオリジナルの地形データセットと国土数値情報をもとにした地形データセットを用いた地表面（標高・土地利用）データの比較を示す（**図 2. 2**）．図より，最小解像度 1km のオリジナルの地形データセットをもとにした地表面データを見ると（**図 2. 2(a)**），地形再現性が著しく低下していることがわかる．一方，国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データからなる地表面データを見ると（**図 2. 2(b)**），333m の解像度においても地形再現性は低下していないことがわかる．以上のことから，本手法を用いることにより，地形再現性を損なうことなく解像度 1km 以下の高解像度計算を行うことができるということを示した．

2. 3. 2　地形データの高解像度化と計算精度の関係

ここでは，地形データセットの違いが MM5 の計算精度に与える影響について調べる．**表 2. 4** に，計算条件を示す．CASE1 は標高データおよび土地利用データともにオリジナルの地形データセットを用いている．CASE2 は標高データのみに国土数値情報を用いている．CASE3 は標高データおよび土地利用データともに国土数値情報をもとにした地形データセットを用いている．

観測データは，渥美半島田原における観測結果を使用し，解像度は，MM5 のオリジナル地形データセットの最小解像度である 1km とした．**表 2. 5** に，田原における風速・風向計算値のバイアス，RMS 誤差および相関係数を示す．ここで，風速については観測平均に対するバイアスおよび RMS 誤差のパーセンテージを括弧内に示している．

CASE2 は，標高データのみに国土数値情報を用いたものである．GTOPO30 を使用した CASE1 に対して，バイアスで3.9%，RMS誤差で2.0%の改善が見られる．風向についてもバイアスで5.2°改善している．解像度 1km での比較にも係わらず，標高を GTOPO30 から国土数値情報に置き換えることにより，計算精度が向上することがわかった．これは，国土数値情報の正確な標高値により風速の鉛直分布が改善されたためであると考えられる．CASE3 では標高・土地利用データともに国土数値情報を用いたものであるが，CASE1 と比較してバイアスで 15.7%，RMS で 9.4%

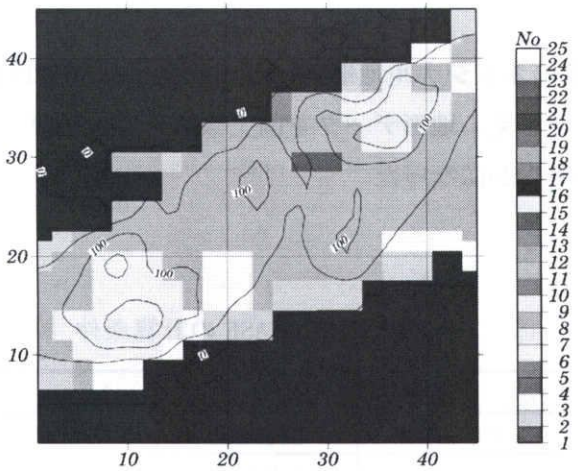


図 2. 2(a)　オリジナルの地形データセットをもとにした 333m 格子領域

（標高：GTOPO30/土地利用：USGS）

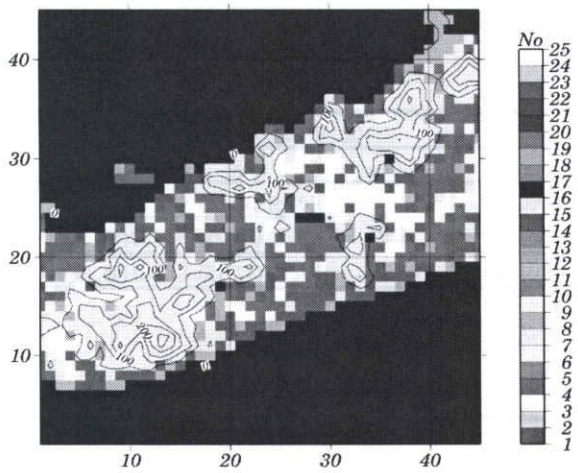


図 2. 2(b)　国土数値情報をもとにした 333m 格子領域

（標高：国土数値情報/土地利用：国土数値情報）

（土地利用区分(USGS 25-CAT), 1:都市+密集地域, 2:乾燥(穀物地, 牧草地), 3:灌漑(穀物地, 牧草地),
4:乾燥・灌漑 mix(穀物地, 牧草地), 5:モザイク(穀物地, 草原), 6:モザイク(穀物地, 森林), 7:草原, 8:低木地,
9:mix(草原, 低木地), 10:サバンナ(熱帯の木の少ない草原), 11:落葉広葉樹, 12:落葉針葉樹, 13:常緑針葉樹,
14:常緑広葉樹, 15:混合林, 16:水域, 17:草木の湿地帯, 18:木の湿地帯, 19:不毛 or まばらな植生帯,
20:ツンドラ(凍土帯)の草原, 21: :ツンドラ(凍土帯)の森林, 22:ツンドラ(凍土帯)の mix(森林・草原),
23:ツンドラ(凍土帯)の裸地, 24:雪 or 氷, 25:なし)

※国土数値情報：1:建物用地, 幹線交通用地, 3:田, 4:畑, 8:荒地, その他用地, 海浜, 15:森林, 16:海, 河川地および湖沼に対応

図 2. 2　各地形データセットを用いた地表面データ（標高・土地利用）の比較

の改善が見られる．風向についてもバイアスで 6.0° 改善している．これは，観測点近傍の土地利用区分がより現実に近づき，地表面粗度等の地形因子パラメータが正確に評価されたためであると考えられる．

以上の結果より，MM5のオリジナル地形データセットGTOPO30およびUSGS25-catの適用範囲内にある1kmの解像度でさえ，地形データを国土数値情報に変更した場合の方が，計算精度の改善が見られることが明らかになった．

表2．4　各CASEの計算条件

	Elevation	Land-use
CASE 1	GTOPO30	USGS
CASE 2	国土数値情報	USGS
CASE 3	国土数値情報	国土数値情報

表2．5　各CASEにおける風速，風向の計算精度

(a) Wind Speed (m/s)				
	Obs	Bias	Rmse	Corr
CASE 1	4.91	1.61(32.8%)	2.49(50.7%)	0.773
CASE 2		1.41(28.7%)	2.39(48.7%)	0.765
CASE 3		0.84(17.1%)	2.03(41.3%)	0.753

(b) Wind Direction (deg)				
	Obs	Bias	Rmse	Corr
CASE 1	164.8 (SSE)	13.2	41.1	-
CASE 2		8.0	40.8	-
CASE 3		7.2	40.5	-

2. 4 格子解像度の高解像度化による計算精度への影響

ここでは，MM5 のすべての計算領域に対して地形データに国土数値情報を用い，3km，1km および 333m と解像度が上がるにつれて計算精度がどのように変化するかを検討する．また，参考データとして，解像度 10km の気象庁メソスケールモデル（MSM）の客観解析値（GPV）についても考察する．

2. 4. 1 客観解析値 MSM との比較

表 2. 6 および**図 2. 3** に田原における MM5 と MSM の風速・風向の計算値とドップラーソーダ観測値の比較結果をそれぞれ示す．同様に，**表 2. 7** および**図 2. 4** に MT 局における風速・風向の計算値と観測値の比較結果を示す．

まず，統計値について見ると（**表 2. 7**），相関係数はそれ程変化していない一方で，RSM 誤差は田原と MT 局ともに大幅に改善されていることがわかる．これは**図 2. 3** および**図 2. 4** の風速時系列の比較からも明らかであり，ゆるやかな変化傾向を示す MSM に対して，MM5 による計算値は観測値に見られる小さな変動を捉えている．特に，7 月下旬に顕著に見られる大気境界層内の鉛直混合や海風循環に伴う風の日変化を MM5 では上手く再現できていることがわかる．

次に，バイアスに関しては田原および MT 局で大きな違いが見られた．MT 局では平均風速比 -41.2%から-6.6%への大幅な改善が見られるのに対して，田原では 19.1%から 18%へと僅かな改善に留まっていることがわかる．ここで，**図 2. 5** に MSM の海陸分布を示す．図より，田原および MT 局ともに直近の格子は海上格子であり，田原の場合は海上格子値であるが故にバイアスは正となり，湾奥に位置する MT 局は陸上格子に囲まれた海上格子であるためにバイアスが大きな負の値になっていると考えられる．

また，先に述べた大気境界層内の鉛直混合や海風循環に伴う風の再現性の向上に伴い，MM5 の風速は MSM よりも高風速傾向になり，MT 局ではバイアスが 0 に近づく方向に働いた一方で，田原ではその高風速化傾向と陸上格子として認識されることによる風速の低下傾向が相殺される形となり，バイアスがほとんど変化しなかったものと考えられる．

上記の事実は，モデルの高解像度化に伴う計算精度の改善が，複雑地形上（田原）ではそれ程見られず，平坦な海上（MT 局）でより顕著に見られるという，一般常識とは矛盾した結果を示している．これは，MSM の 10km という解像度で表現される粗い海陸分布の影響が，4 次元データ同化（大気境界層以高の解析値ナッジング）を通して MM5 の高解像度計算値に残ってしまうことに起因する．4 次元データ同化を用いない場合では，風速計算値がばらつき，相関係数，RMS 誤差ともに悪化する傾向があるため，両者の兼ね合いをいかに考慮するかが計算精度向上のための大きな課題になると考えられる．

表2. 6　田原における各解像度での風速および風向の計算精度

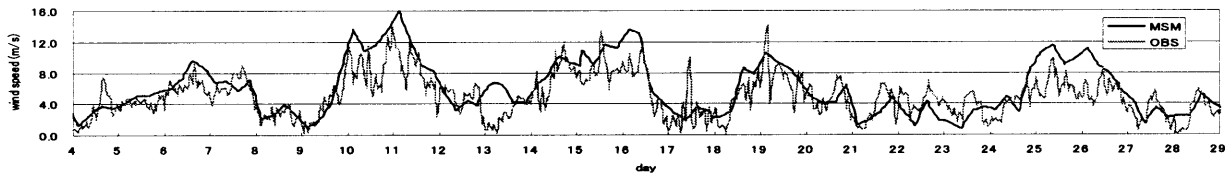
(a) Wind Speed (m/s)				
	Obs	Bias	Rmse	Corr
MSM(10.0km)	4.91	0.94(19.1%)	2.39(48.7%)	0.761
MM5(3.0km)		0.88(18.0%)	2.04(41.5%)	0.765
MM5(1.0km)		0.84(17.0%)	2.04(41.5%)	0.747
MM5(0.3km)		0.83(17.0%)	2.02(41.2%)	0.753

(b) Wind Direction (deg)				
	Obs	Bias	Rmse	Corr
MM5(3.0km)	164.8 (SSE)	9.4	40.3	-
MM5(1.0km)		7.2	40.5	-
MM5(0.3km)		6.3	41.7	-

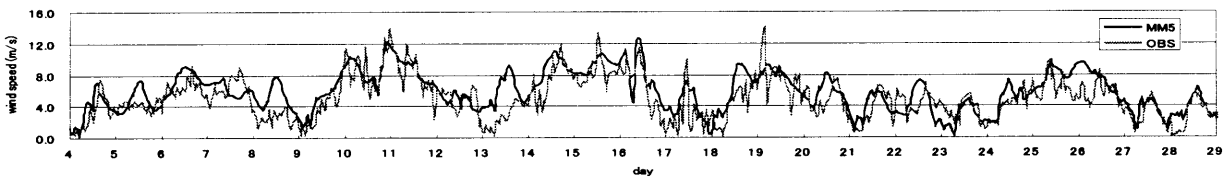
表2. 7　MT局における各解像度での風速および風向の計算精度

(a) Wind Speed (m/s)				
	Obs	Bias	Rmse	Corr
MSM(10.0km)	5.72	-2.36(-41.2%)	3.03(52.9%)	0.827
MM5(3.0km)		-0.38(-6.6%)	1.99(34.8%)	0.798
MM5(1.0km)		0.46(8.0%)	2.11(36.8%)	0.778
MM5(0.3km)		0.29(5.0%)	2.05(36.0%)	0.778

(b) Wind Direction (deg)				
	Obs	Bias	Rmse	Corr
MM5(3.0km)	158.3 (SSE)	2.2	45.0	-
MM5(1.0km)		4.4	46.9	-
MM5(0.3km)		6.0	45.8	-

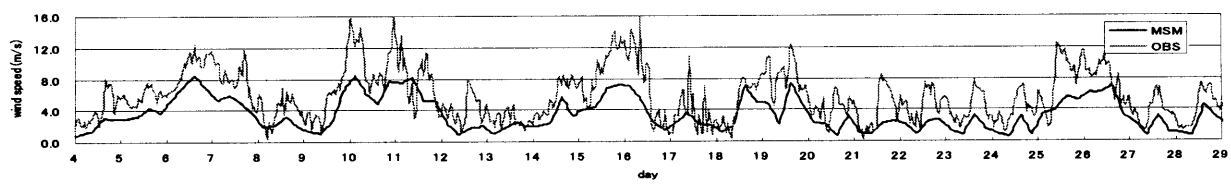


(a) OBS vs. MSM

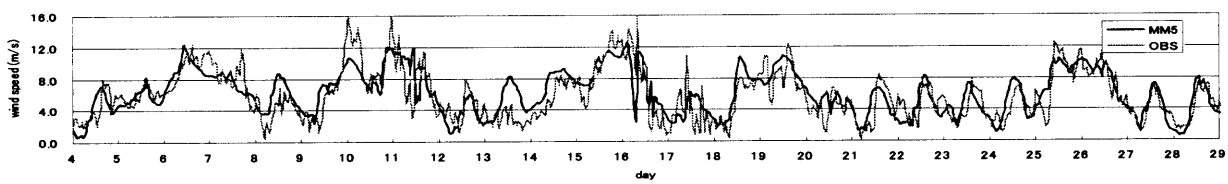


(b) OBS vs. MM5 (ΔL=333m)

図 2. 3 田原における MSM, MM5 および観測による風速時系列の比較

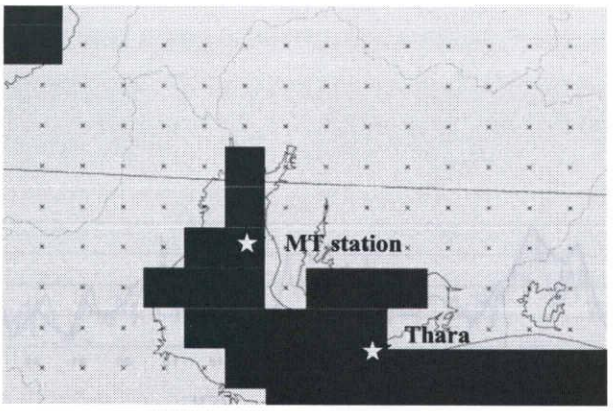


(a) OBS vs. MSM



(b) OBS vs. MM5 (ΔL=333m)

図 2. 4 MT 局における MSM, MM5 および観測による風速時系列の比較



気象庁予報部数値予報課

図2．5　MSMの海陸分布

2．4．2　高解像度化と計算精度の関係

ここでは，MM5の3km，1kmおよび333mの各解像度における計算精度について比較する．田原とMT局における観測値とMM5の3km,1kmおよび333mの各解像度における計算値を統計的に比較した結果を**表2．6**と**表2．7**に示す．

表より，田原およびMT局ともに，相関係数およびRMS誤差については高解像度化に伴う改善はほとんど見られないということがわかる．ここで，**図2．6**に，MSMも含めた解像度に伴うバイアスの変化を示す．図より，田原およびMT局ともに，3km以下の解像度においては高解像度化に伴う計算精度の大幅な改善が見られないということがわかる．その理由として，以下の2つのことが考えられる．ひとつは計算領域の問題，もうひとつは観測値の問題である．

前述の計算領域の問題が見られないという結果は，単に観測点近傍の地形を高解像度化するだけでは計算精度が向上しないことを示唆している．事実，450km×450kmの3km格子計算領域，120km×120kmの1km計算領域を取った大領域計算では，3kmよりも1kmの計算値の方が良い精度を示すことがわかっている[4]．それ故，特に局地循環が重要になる暖候期では，局地的な気象現象を再現できるように解像度に応じた適切な広さの計算領域を設定する必要があるものと考えられる．

これに対し，後者の観測値の問題は，前者の問題に比べてやや根が深い．その検討のため，計算精度の改善がそれほど見られなかった田原観測点付近の期間平均風速分布図を**図2.7**に示す．オリジナルのMM5の地形データセットを使用したCASE1に対して，地形データセットを国土数値情報に変更したCASE3の計算結果は微地形に対応した詳細な風速分布を示している．すなわち，領域内では比較的低い平坦な位置にある今回の観測点は，たまたま計算精度の改善が見えにくい場所であった可能性もあり得る．

今回の計算精度検証は田原と MT 局の 2 地点だけに関するものであり，地上観測値ではなく，50m 高のドップラーソーダ観測値と 18m 高の海上タワー観測値という比較的良質な観測値ではあるものの，計算精度に関する一般論を述べるには 2 地点の比較だけでは不十分であると言わざるを得ない．しかし現実的に，ある特定の地域において高品質の観測値を複数の地点でかつ長期に渡って入手することはほとんど不可能であり，現状ではこのような数少ない観測値との比較に基づいて計算精度を推測するしか方法がない．そして少なくとも今回の比較結果では，MM5 の高解像度化に伴う有意な計算精度の改善を示すには至らなかった．

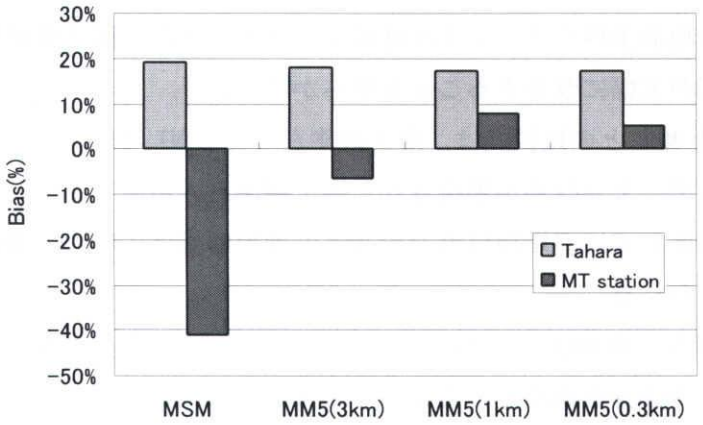
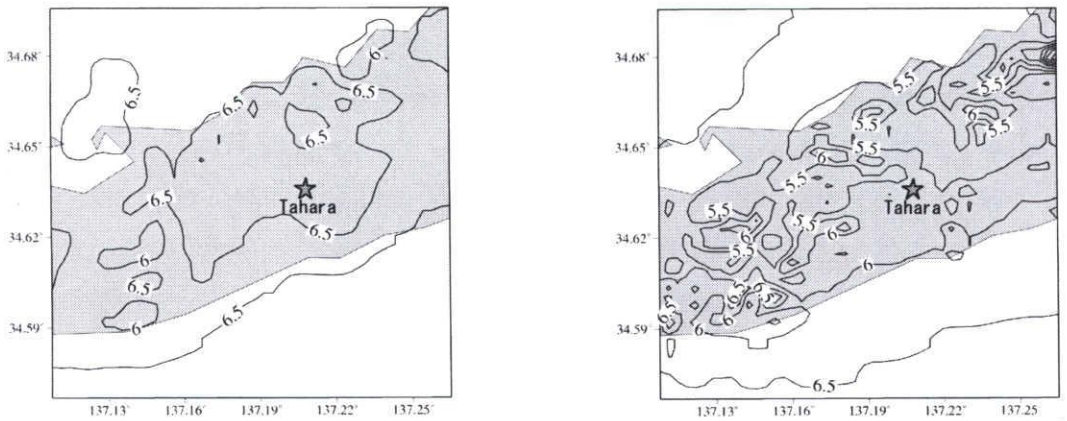


図 2. 6　各解像度における計算精度の比較



(a) CASE1（Δx=333m）　　(b) CASE3（Δx=333m）

図 2. 7　CASE1 と CASE3 の田原観測点付近の平均風速分布の比較

2. 5　結語

本章では，伊勢湾沿岸域を対象に地表面データセットの高解像度化と水平格子解像度の高解像度化が風況計算精度に与える影響について検討を行った．その結果，以下のことが明らかになった．

1．最小解像度約1kmのMM5のオリジナル地形データセットに対して，国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データからなる国土数値情報をもとにした地形データセットを使用できるようにすることで，解像度1km以下の高解像度計算が行えるようにした．

2. メソ気象モデルMM5の地形条件をオリジナル地形データセットから国土数値情報に変更することにより，計算精度が大幅に改善することを明らかにした．

3. MSM（解像度10km）とMM5との比較では，海上観測点であるMT局において大幅なバイアスの改善が見られた一方で，より改善が期待された陸上観測点の田原ではそれ程の改善は見られなかった．この原因としては海岸線付近でのMSMの地形解像度の粗さとMM5への4次元データ同化の影響が考えられる．

4. MM5の高解像度化に伴う計算精度の向上について検討を行った．しかしながら，今回は高解像度化に伴う計算精度の改善を確認することができなかった．これには計算領域の大きさの問題および観測点の位置の問題が関係しているものと推測される．

参考文献

1) **Zhang, D. -L. and R. A. Anthes** (1982): A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 Data, J. Appl. Meteor., Vol.21, pp.1594-1609.

2) **Dudhia, J.** (1989): Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., Vol.46, pp.3077-3107.

3) **Dudhia, J.** (1996): A multi-layer soil temperature model for MM5, Sixth Annual PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, Boulder, CO, pp.49-50.

4) **橋本篤, 大澤輝夫, 深尾一仁, 安田孝志** (2003): 風況マップ作成に向けた計算手法に関する検討, 日本気象学会春季大会講演予稿集

第3章　MM5の各大気境界層スキームが計算精度へ与える影響

3．1　概説

高度0.5km～2km程度以下の層は一般的に大気境界層と呼ばれる．大気境界層は，大気の最下層部に位置し，常に地表面から機械的および熱的な影響を受けている．地表面を吹く風は，土や砂，いろいろな植生，構造物および丘や山などの様々な地表面粗度要素によって，かき乱される．また，日射による地球表面の加熱によって，地表面に接する気層に対流的な乱れを発生させる．

本章では，風車のハブ高の設置高度となり，地表付近の風速計算精度に直接的に影響するこの大気境界層に着目し，MM5に実装される5つの大気境界層（PBL：Planetary Boundary Layer）スキームの風速計算精度について比較・検討を行う．さらに，愛知県田原市でのドップラーソーダによる観測データとMM5の計算結果を比較することにより，大気境界層スキームの選択が風速計算精度に及ぼす影響に加え，鉛直プロファイルおよび時系列から見た各スキームの特徴について議論する．

3. 2 ドップラーソーダによる風況観測

3. 2. 1 ドップラーソーダの測定原理

ドップラーソーダとは，音波を用いて，地上から1km程度までの大気境界層内の風速観測を行うリモートセンシング装置である．最高観測高度が700m程度までに制限されるものの，高度数十mからの観測が可能である．ドップラーソーダ観測では，音波は気温や風速の変動領域を通過するときの温度変化によって散乱される音波を音響素子により受信する．そして，受信時間のずれによって得られる各高度の信号をFFT（高速フーリエ変換）処理してドップラー周波数偏移を求め，各高度の音波出射方向の風速成分を計測する．

ドップラー効果を利用した測定方法は，ドップラーの式

$$f_b = \frac{V - v_b}{V - v_a} \cdot f_a \tag{3.1}$$

（f_a：出射周波数 f_b：受信周波数 v_a：出射装置速度 v_b：受信装置速度 V：音速）で示され，出射装置または受信装置が音波出射方向成分を持って移動している場合，出射した音波の周波数と受信した音波の周波数の間には，いくらかの偏移が生まれる．ドップラーソーダ観測の場合は，固定された出射装置より音波を出射して後方散乱された音波を固定された受信装置で受信するので，ドップラー周波数の偏移は後方散乱されるときの風速にのみに作用され，

$$f_b = \frac{V - v}{V + v} \cdot f_a \tag{3.2}$$

（f_a：出射周波数 f_b：受信周波数 v：出射方向成分の風速 V：音速）

という関係式になり，偏移をもとに出射方向成分の風速を計測することができる．

水平方向の風速と風向を得るためには，20度の角度で観測装置の前，後，右および左の順に4方向出射する．前‐後方向（X軸方向）への出射で得られた値の水平方向成分u_1およびu_2を平均してX軸方向成分u，右‐左方向（Y軸方向）への出射で得られた値の水平方向成分v_1およびv_2を平均してY軸方向成分vを求めて，得られた2つの軸方向成分uとvより水平方向風速Uを得る．また，風向（北を0°として右回りの角度）はY+方向が向いている方角を測定しておき，X軸とY軸の成分値とY軸の向きより求める．鉛直風速を求めるためには，そのまま鉛直方向に出射し，鉛直風速Wを観測する．このように出射方向を変えることにより，3次元的に風速ベクトルを決定することができ，立体的な大気境界層の気象観測を行うことが可能になる．

3. 2. 2　風況観測概要

風況観測は，2002年7月3日～7月29日までの約1ヶ月間，愛知県田原市において実施された．**図3. 1**に，観測地点とその周辺地勢を示す．観測地点の北，東および西側には標高100m程度の山が存在し，南側はなだらかな丘陵地帯が海岸線まで続いている．使用した測器は，京都大学防災研究所が所有する車載型ドップラーソーダである（**写真3. 1**）．

ソーダ部は，KAIJO製KPA-1000型であり，2,100Hzの音波を用いた5方向フェーズドアレイ方式により，高さ数百mまでの風速3成分を計測することができる．**表3. 1**に，本観測で用いたドップラーソーダの仕様および観測設定を示す．測定高度は，地上高30mから700mの16層である．今回の観測設定では，音波を10秒ごとに鉛直方向と前後左右に天頂角20°で出射するため，1サイクルは50秒となる．解析にはこの12サイクル分を平均した10分平均値を使用した．ただし，環境ノイズによる誤観測を防ぐため，有効データをSN比8以上のものとし，取得率が20%以下の場合は欠損値として処理した．

今回の観測ではソーダの音量を絞って観測したため，高高度の観測値には欠損値が目立つ結果となった．欠損値の割合，平均風速プロファイルの形状などから，高度150m以下の観測値を信頼性が高いものと判断し，実際の解析には高度30m，50m，70m，100mおよび150mの5高度での観測値を用いることにした．

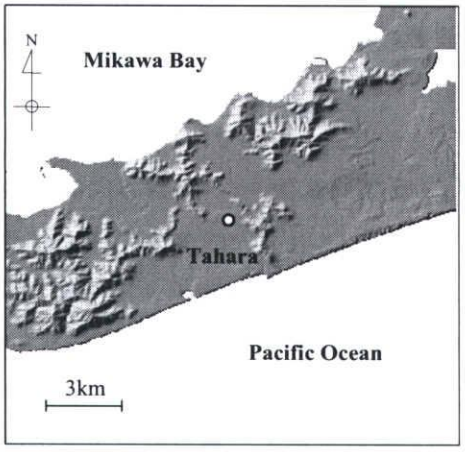


図3. 1　観測地点とその周辺地勢

写真3. 1　観測に用いた車載型ドップラーソーダ（京都大学防災研究所所有）

表 3. 1　ドップラーソーダの仕様と観測設定

項目	仕様
測定方式	音波を用いたリモートセンシングによる 3 方向 フェーズドアレイ方式
測定項目	1)　高度別平均　風向(θ)，風速(U) 2)　〃　成分風速(V_X, V_Y, W) 3)　〃　標準偏差($\sigma_W, \sigma_U, \sigma_\theta$)
信号処理方式	受波スペクトル検知によるドップラーシフト量検出 方式(ＦＦＴ処理による)
風速演算精度 水平成分 鉛直成分	 0.3[m/s]　または風速の 5[%]　以下 0.2[m/s]　または風速の 5[%]　以下
風向演算精度	5[deg]　以下
表示分解能 水平風速 鉛直風速 水平風向	 0.1[m/s] 0.01[m/s] 1.0[deg]
送信周波数	2100[Hz]
送信最大出力	$1100[W]_{max}$　(10 段階に設定可能)
送信パルス幅	10～350　[ms]　(可変)
送信間隔	10　[s]
送信方向	5 方向　(鉛直，前後左右に傾斜角 20°)
音速	340　[m/s]
S/N 比しきい値	8　(受波信号と環境ノイズの比)
平均化時間	10　[min]
観測高度	16 層 (30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700m)
受信方式	スーパーヘテロダイン方式

3. 3　メソ気象モデルMM5による風況計算

3. 3. 1　大気境界層スキームの比較

メソ気象モデルであるMM5は，大気境界層内において地表面過程，大気境界層過程および放射過程等多くの物理過程を持ち，各過程において幾つかの物理オプションを有している．特に，大気境界層過程は**図3. 2**に示すように地表面の摩擦による影響や，地表面からの熱，水フラックスの付加，乾燥対流による鉛直混合および地表面の熱的な鉛直混合に伴う局地循環など，地表面に関する複雑な物理過程を考慮している．

MM5の主要な大気境界層スキーム（以下，PBLスキーム）は，Blackadar[1)]，Burk-Thompson[2)]，Eta[3)]，MRF[4)]およびGayno-Seaman[5)]スキームの5つである．**表3. 2**に，各PBLスキームの概要を示す．BlackadarとMRFスキームはK-理論（1次クロージャー）に基づくスキームであるのに対し，Burk-Thompson，EtaおよびGayno-SeamanスキームはMellor-Yamada level 2.5モデル（1.5次クロージャー）に基づいている．

接地境界層については，Burk-ThompsonスキームがLouis[6)]の手法を用いている，他のスキームはMonin-Obukhov[7)]相似則を用いている．

安定度については，Burk-ThompsonとEtaスキームが単純に安定状態と不安定状態の2つに分けているだけなのに対し，Blackadar，MRFおよびGayno-Seamanスキームでは，より詳細に，安定状態，機械的乱流状態，強制対流状態および自由対流状態の4つの状態を考慮している．

鉛直混合については，Burk-ThompsonとEtaスキームが隣接した層間での局所的な混合（local mixing）だけを考慮しているのに対し，Blackadar，MRFおよびGayno-Seamanスキームは，大気境界層全体の熱的な構造に依存する非局所混合（non-local mixing）も考慮している．

Blackadarスキームについては，安定度が安定レジーム（安定状態，機械的乱流状態，強制対流状態）ではバルク・リチャードソン数に基づくK-理論（1次クロージャ）により局所的な混合をのみを考慮しているが，不安定レジーム（自由対流状態）ではプリュームによる混合層全体の混合（非局所混合）を考慮して鉛直混合を計算している．MRFスキームについては，鉛直混合は基本的にK-理論に基づくものの，大気境界層内では局所勾配輸送項に逆勾配輸送項を加えることにより不安定時の非局所混合を考慮している．Gayno-Seamanスキームについても，局所勾配輸送項に逆勾配輸送項を考慮しており，その定式化はMRFスキームとほぼ同様である．

大気境界層（PBL）高さについては，Blackadarスキームが温度プロファイルの変化点から求めているのに対し，MRFスキームでは局所バルク・リチャードソン数をもとに直接計算し，G-Sスキームでは乱流エネルギープロファイルの変化点からPBL高を求めている．

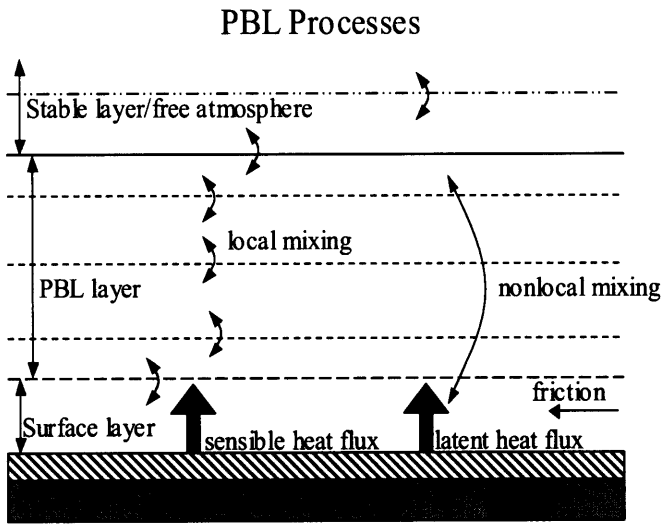


図 3. 2　大気境界層過程

表 3. 2　大気境界層（PBL）スキームの比較

PBL Scheme	Blackadar	Burk-Thompson	Eta	MRF	Gayno-Seaman
Closure Scheme	K-theory 1st order	M-Y lev.2.5 1.5 order	M-Y lev.2.5 1.5 order	K-theory 1st order	M-Y lev.2.5 1.5 order
Similarity Theory	M-O	Louis	M-O	M-O	M-O
Regime	4 stability regimes	Stable/unstable	Stable/unstable	4 stability regimes	4 stability regimes
Non-local Mixing	Nonlocal	Local	Local	Nonlocal	Nonlocal
PBL Height	From T profile	-	From TKE profile	From Rib_{cr}	From TKE profile
Characteristic	K-profile			Countergradient θ & q	Countergradient θ & q

3. 3. 2　計算条件

本研究で使用した計算領域，計算条件および入力データを，**表3. 3**および**図3. 3**に示す．計算期間は，ドップラーソーダの観測期間に合わせて2002年7月3日～7月29日までの約1ヶ月間とした．初期値・境界値には気象庁メソスケールモデル（MSM）による客観解析値（GPV）および海面温度データ（NOAA-Reynolds SST）を使用した．**図3. 3**に示すように，計算は3km格子領域と1km格子領域の2領域で行った．ネスティングは1-wayであり，3km格子領域の計算値をタイムステップ毎に1km格子領域の境界値として与えている．格子数は水平に46×46格子，鉛直層数は地表から100hPa面までの20層である．MM5オリジナルの地形データセット（標高：GTOPO30，土地利用：USGS 25-cat）の解像度は約1kmであるが，本研究ではより詳細な標高および土地利用を考慮するため，国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データ（H9年度）からなる地形データセットを使用した．物理オプションとして，雲微物理過程にはSimple Ice scheme[8]，放射過程にはCloud-radiation scheme[8]，地表面過程にはFive-layer soil model[9]を使用した．ただし，Burk-Thompsonスキームだけは，Five-layer soil modelではなく独自の地表面過程を用いている．

今回の計算は空間解像度が高く，また純粋にPBLスキーム間の差異を比較することが目的であるので，積雲パラメタリゼーションと4次元データ同化は用いなかった．計算の比較・検討には1km格子領域の計算結果を使用し，計算値の高度補正（観測高度への補正）には線形対数補間を用いた．統計量および平均風速の鉛直プロファイルについては，各高度での観測値と計算値のデータ数を全て統一した上で比較・検討を行った．

3. 4　平均風速鉛直プロファイルの比較

3. 4. 1　PBLスキーム間の比較

本節では，大気境界層全体における各PBLスキームの風速鉛直プロファイルを比較し，各スキームの特性について検討する．**図3. 4(a)**に，各PBLスキームによる計算期間中の平均風速の鉛直プロファイルを示す．大気境界層上端と考えられる高度1,600m以上では，スキーム間の違いはほとんど認められず，ほぼ同様な鉛直プロファイルとなっている．一方，高度1,600m以下では，各スキーム間で鉛直プロファイルが大きく異なり，特に高度800m以下でその差が顕著になることがわかる．

表3. 3　計算条件

計算期間	2002年7月3日～2002年7月29日
客観解析値	気象庁メソ客観解析値 (6時間間隔, 10km格子, 20層)
海面温度	NOAA-Reynolds SST(1週間間隔, 1°　格子)
鉛直格子	20層(地表～100hPa)
水平格子	1次領域　3km, 2次領域　1km　各(46×46格子)
地形データセット	標高データ　:国土数値情報(解像度 50m) 土地利用データ　:国土数値情報(解像度100m)
雲物理スキーム	Simple Ice
放射スキーム	Cloud-radiation
大気境界層スキーム	HIGH－resolution Blackadar
	Burk-Thompson
	Eta
	MRF
	Gayno-Seaman
地表面スキーム	Five-Layer Soil model
積雲パラメタリゼーション	なし
4次元データ同化	なし

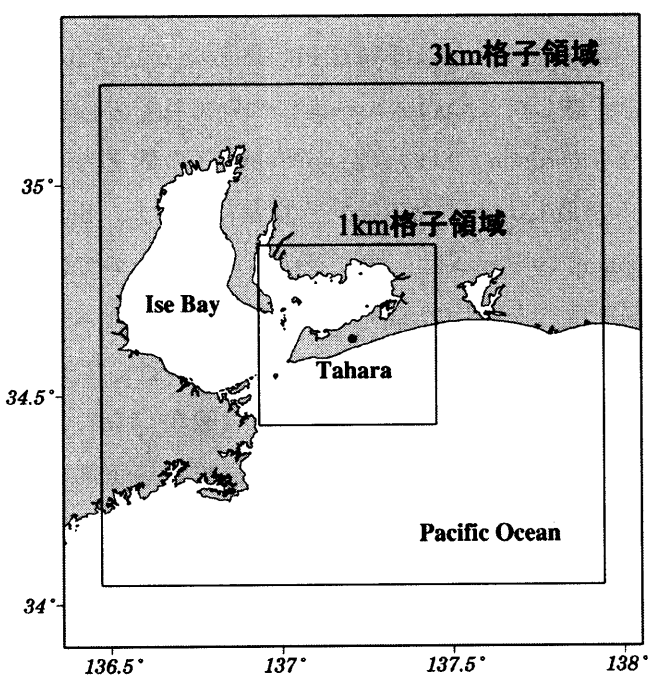


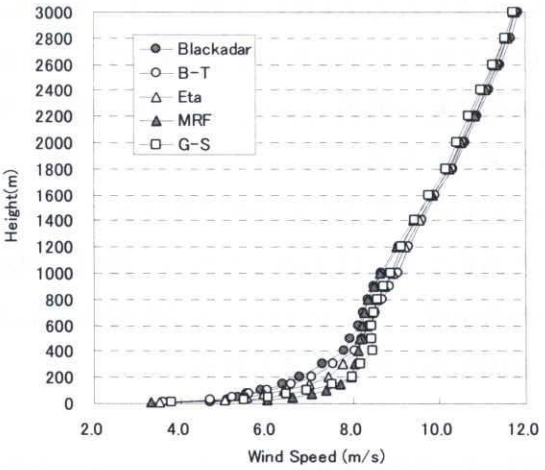
図3. 3　MM5の計算領域

この差異をより詳しく見るために，大気状態が不安定になる昼間（1200 JST）と安定になる夜間（0000 JST）について，それぞれの時刻での平均風速の鉛直プロファイルを求めたものが**図3. 4(b)**，**(c)**である．

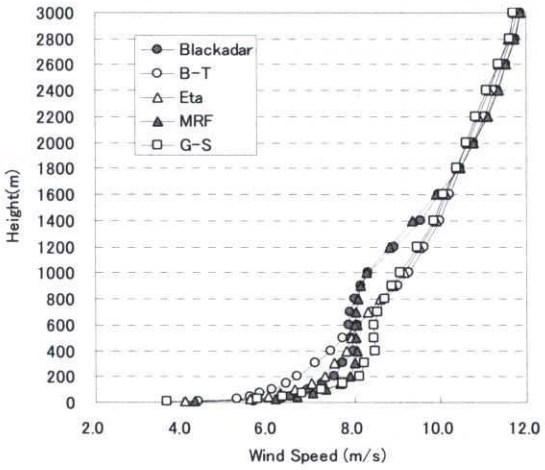
大気状態が不安定となる昼間について見ると（**図3. 4(b)**），1次と1.5次の乱流クロージャースキーム間には，大気境界層上端高度に大きな差があることがわかる．1次クロージャーに基づくBlackadarとMRFスキームでは大気境界層上端が1,000mを超えるのに対し，1.5次クロージャーに基づくBurk-Thompson, EtaおよびGayno-Seamanスキームでは高々800m程度となっている．また，非局所混合過程の有無という観点から見ると，非局所混合を考慮したBlackadar, MRFおよびGayno-Seamanスキームでは大気境界層内に風速が鉛直一様になる部分が存在するのに対し，非局所混合を考慮していないBurk-ThompsonとEtaスキームではそのような傾向は認められず，風速が地表に向かって単調に減少するようなプロファイルとなっている．

ここで，**表3. 4**に，各スキームで計算されたPBL高の比較を示す．昼間の鉛直プロファイルと比較すると（**図3. 4(b)**），計算されたPBL高は，Blackadarスキームでは混合層上部，MRFスキームでは自由大気下部，EtaとGayno-Seamanスキームは混合層下部の高さに相当し，各スキームによってPBL高の定義が異なっているということがわかる（**図3. 4(b)**）．また，同じ1次の乱流クロージャーを持つBlackadarスキームとMRFスキームについて見ると，PBL高が異なっているにも関わらず，ほぼ同様な鉛直プロファイルになっていることがわかる．一方，1.5次の乱流クロージャーを考慮したスキームについて見ると，Gayno-Seamanスキームは非局所混合を考慮していないEtaスキームとほぼ同じPBL高となっていることがわかる．また，1.5次の乱流クロージャーを考慮した3つのスキームについて見ると，接地境界層における風速のシアーの大きさがBurk-Thompson, Eta, Gayno-Seamanの順となり，非局所混合を考慮したGyano-Seamanスキームが最も大きくなるという結果になった．Burk-ThompsonとEtaの差異については，Burk-Thompsonスキームは，オリジナルのスキームでは非局所混合を考慮しているものの，MM5では非局所混合を除いて局所混合のみを考慮したスキームになっている．こうした定式化の違いにより，Etaスキームに対して鉛直混合が弱くなったものと推測される．

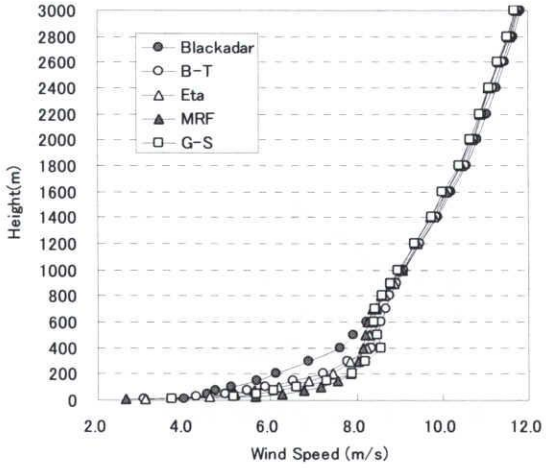
次に，大気状態が安定となる夜間について見ると（**図3. 4(c)**），昼間のような大きな差異は見られない．ただし，Blackadarスキームだけが大気境界層下部で全体的に低風速になっていることがわかる．ここで，夜間のPBL高の比較について見ると（**表3. 4**），非局所混合を考慮したスキームの中でBlackadarだけがPBL高を計算していないことがわかる．これは，MRFスキームとGyano-Seamanスキームが全ての期間において非局所混合を考慮しているのに対し，Blackadarスキームは地表面の安定度が自由対流状態時にのみに非局所混合を考慮しているためである．もうひとつの原因として，Blackadarスキームの乱流スケールは全層40mで計算していることが考えられる．**図3. 5**に解像度1kmにおける乱流スケール（L=20, 40, 60m）における夜間の鉛直プロファイルを示す．ここで，計算は解像度1kmのみで行い，他の計算条件は



(a) 全期間



(b) 昼間 (1200 JST)



(c) 夜間 (0000 JST)

図 3. 4 各 PBL スキームによる平均風速鉛直プロファイル

表3．3と同じとしている．図より，乱流スケールをL=20mでは，オリジナルのL=40mに対して地表面付近の風速のシアーが大きくなるものの，150m以上では過大傾向を示すことがわかる．一方，L=60mでは，地表面付近での過大傾向を示し，150m以上では過小傾向を示している．これらのBlackadarスキームの定式化の原因により，安定時の風速シアーが他のPBLスキームと比較して小さくなったものと考えられる．

最後に，1.5次乱流クロージャーに基づく3つのスキームについて見ると（**図3．4(c)**），夜間に大きな差を示さないことがわかる．以上のことから，**図3．4(a)**に見られる各スキームの違いは，主要な物理過程である乱流クロージャーによる影響よりも安定度や非局所混合による熱的構造の定式化の違いに起因するものと考えられる．

表3．4　各PBLスキームによるPBL高の比較

PBL高さ(m)		
PBLスキーム	昼間(1200JTC)	夜間(0000JTC)
Blackadar	720	0
Burk-Thompson	—	—
Eta	430	150
Mrf	1750	710
Gayno-Seaman	420	170

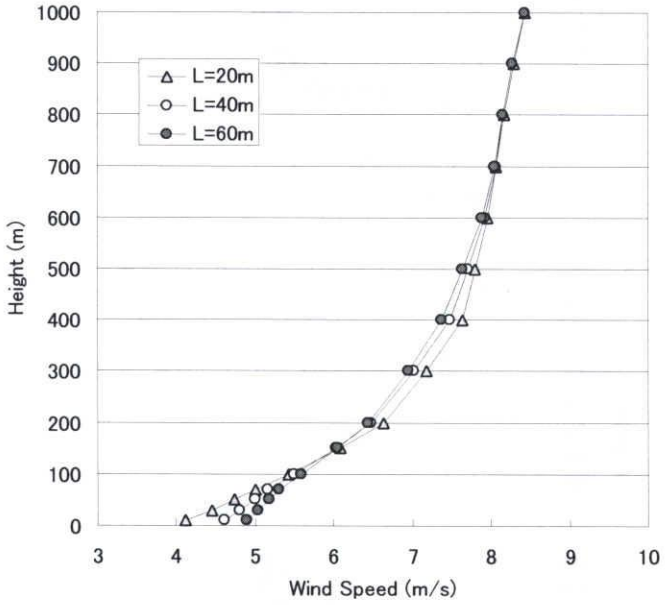


図3．5　乱流スケールを変更した場合の平均風速鉛直プロファイル（夜間（0000JST））

3. 4. 2 ドップラーソーダ観測値との比較

ドップラーソーダと各 PBL スキームによる風速鉛直プロファイルについて比較・検討する．**図 3. 6** に，ドップラーソーダの観測高度 100m における風向を基準として，北風（NW～NE），東風（NE～SE），南風（SE～SW）および西風（SW～NW）の 4 方位に区分した各風向の出現率を示す．これより，最も出現率の高いのは南風であることがわかる．観測点の南側はなだらかな丘陵地帯となっているため（**図 3. 1**），南風は山岳の影響を受けない比較的良質の風であることが期待できる．

図 3. 7 に，南風だけを対象にした全期間の平均風速の鉛直プロファイルを示す．Burk-Thompson スキームと Eta スキームを見ると，観測値の鉛直プロファイルに比較的良く一致していることがわかる．これに対し，Blackadar スキームは観測値に比べて接地境界層内の風速シアーが極端に小さく，また MRF と Gayno-Seaman スキームは観測値に比べて風速が全体的に過大傾向であり，接地境界層内の風速シアーが大きくなっている．**図 3. 7** の接地境界層を除く鉛直プロファイルについて見ると，各スキームともに平均風速スケールの差異はあるものの，観測値に近い風速シアーとなっていることがわかる．

この風速シアーについてより詳細に検討するために，高度を片対数目盛でプロットした昼間および夜間の風速の鉛直プロファイルを**図 3. 8** に示す．昼間の鉛直プロファイルを見ると（**図 3. 8(a)**），Gayno-Seaman スキームの風速シアーが過大傾向であることを除けば，観測値と各スキーム間で風速シアーにそれほど大きな差は見られない．ただし，接地境界層内を見ると，MRF と Gayno-Seaman スキームの風速シアーは他のスキームと比較して大きくなっている．

一方，夜間の鉛直プロファイルを見ると（**図 3. 8(b)**），1 次乱流クロージャーに基づく Blackadar スキームでは，観測値と比較して接地境界層内での風速シアーが極端に小さく，逆に MRF スキームでは極端に大きくなっている．これに対し，1.5 次乱流クロージャーに基づく Burk-Thompson，Eta および Gayno-Seaman スキームでは，ほぼ同様な鉛直プロファイルになっている．この 1.5 次乱流クロージャーを持つ各スキームの風速シアーは，昼間・夜間ともに Burk-Thompson，Eta および Gayno-Seaman スキームの順で大きくなり，特に Eta スキームは，5 つのスキームの中で最も平均的な風速シアーを示しているように見える．

前述の**図 3. 6** の大気境界層全体における鉛直プロファイルを見ると，各スキーム間の風速の差異は主として 200m 以下の高度で大きいことがわかる．**図 3. 7** はさらに，スキーム間の風速の差異が高度 50m～100m において特に顕著になることを示しており，その最大値は 1.5m/s（高度 70m）に及ぶことがわかる．この高度帯はまさに近年の大型風車のハブ高度に相当する高度である．従って，**図 3. 7** は，気象モデル内の PBL スキームの選択がハブ高度の風速計算精度に決定的な影響を与え得る事実を端的に示していると言える．

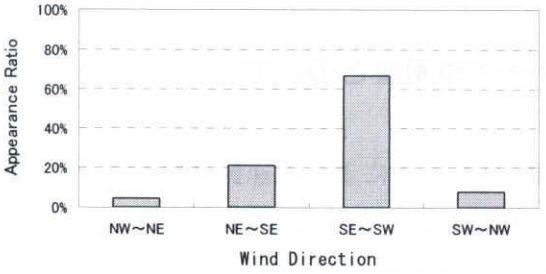


図3. 6　風向の出現率

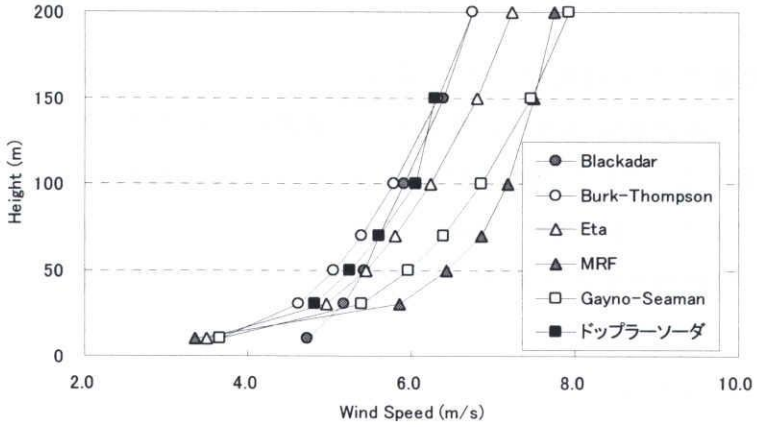
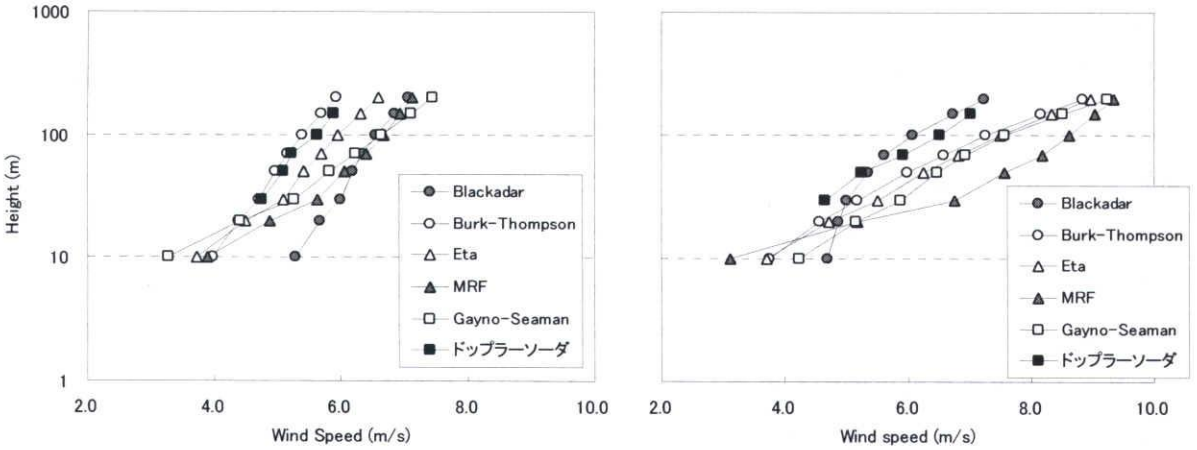


図3. 7　高度200m以下の各PBLスキームによる平均風速鉛直プロファイル（全期間）



(a) 昼間（1200 JST）　　(b) 夜間（0000 JST）

図3. 8　高度200m以下の各PBLスキームによる平均風速鉛直プロファイル
（高さを対数軸表示）

3. 5 時系列・統計値の比較

3. 5. 1 時系列の比較

前述の 2002 年 7 月 3 日～29 日におけるドップラーソーダ観測値と各 PBL スキームによる計算値の時系列の比較を**図 3. 9** に示す．各高度の時系列はともに特徴としては似ているため，ここではドップラーソーダの取得率の最も高い 50m 高度の比較結果についてのみを示す．

MRF と Gayno-Seaman スキームが過大傾向であることを除けば，全体的な変動傾向についてはスキーム間でそれほど大きな差は見られない．しかし，日中の鉛直混合や海風循環に伴う日変化にまで視点を向けると，スキーム間の差異が次第に明確になってくる．例えば，7 月 23 日や 27 日に見られる顕著な日変化で比べると，非局所混合を考慮した Blackadar スキームは，非局所混合を考慮していない Burk-Thompson スキームに比べて日変化の再現性が比較的良いことがわかる．

スキームによる日変化の再現性の差異をより詳細に調べるために，7 月 3 日～29 日までの約 1 ヶ月間の毎正時における観測値と各 PBL スキームの計算値を各時間で平均したものを**図 3.10** に示す．ここでは，バイアスの影響を取り除くため，スキーム毎に各時刻平均値を日平均値で割って規格化している．**図 3. 9** の時系列から示唆されたように，非局所混合を考慮している Blackadar スキームは日変化の振幅が大きく，その大きさは観測値に最も近いことがわかる．ただし，風速の極大時刻は観測値に比べて数時間早く現れる傾向が見られる．一方，同じく非局所混合を考慮した MRF と Gayno-Seaman スキームは，Blackadar スキームと比べて日変化の振幅が小さく，極大値の出現時刻も遅いことがわかる．MRF と Gayno-Seaman スキームは同様な定式化により非局所混合を考慮しているが，**図 3. 10** を見る限り，その定式化は Blackadar スキームほどうまく機能しているようには見えない．

これに対し，単純な局所混合のみを扱う Burk-Thompson スキームは，5 つのスキームの中では日変化の振幅が最も小さい．**図 3. 4(b)** の鉛直プロファイルからも示唆されるように，Burk-Thompson スキームは日中の鉛直混合が弱いために，日変化の再現性が悪くなっているものと考えられる．同じく局所混合スキームである Eta スキームは，Burk-Thompson スキームと同様に日変化の振幅は観測値に比べて小さいものの，日変化の位相は良く一致している．やや小さい振幅を除けば，日変化のパターンは観測値に最も近いスキームであると言える．

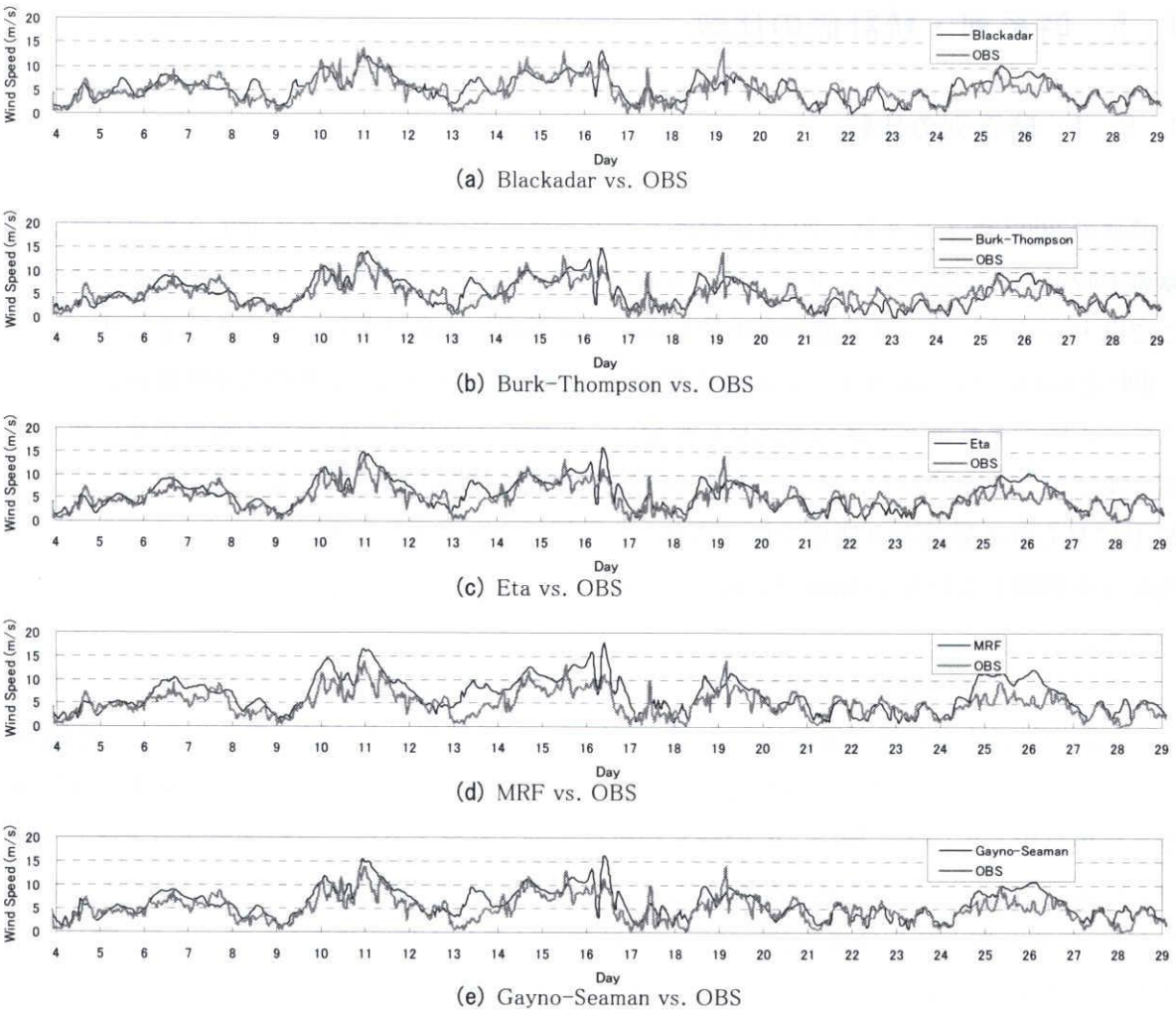


図3. 9　各PBLスキームによる風速と観測風速の時系列の比較

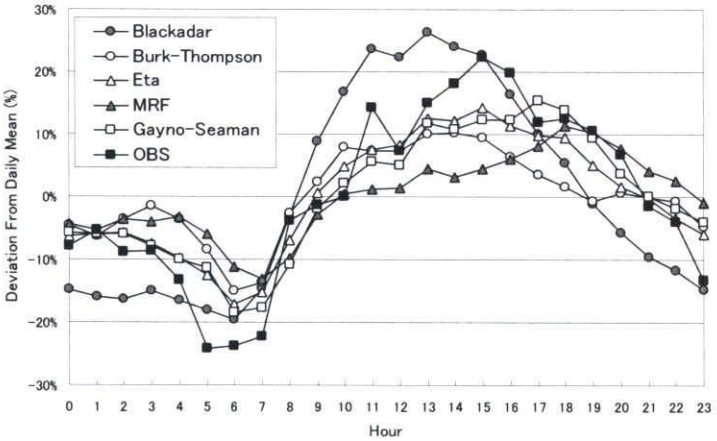


図3. 10 各時刻で平均化した風速の日変化

3. 5. 2 統計値の比較

ドップラーソーダ観測値と各 PBL スキームによる計算値を統計的に比較した結果を**表 3. 5** に示す．表中には，高度 50m，70m および 100m の 3 高度における計算期間中のバイアス，RMS (Root Mean Square) 誤差および相関係数を示している．

まずバイアスから見てみると，すべての高度において Burk-Thompson スキームが最も小さいことがわかる．バイアスは計算期間中を平均した計算値と観測値の差であるので，Burk-Thompson スキームのバイアスがすべての高度で最も小さいことは**図 3. 7** を定量的に裏付けた結果であるとも言える．

次に RMS 誤差を見ると，Blackadar スキームが全ての高度において最も小さくなっていることがわかる．**図 3. 10** に見られるように，Blackadar スキームは日変化の振幅が大きく，観測値の振幅に最も近い．これが RMS 誤差を小さくしているひとつの要因であると考えられる．

相関係数では Eta スキームが平均的に最も良く，高度 50m および 70m で 1 番目，高度 100m で 2 番目に良い値を示している．これは，**図 3. 10** に見られるように，日変化の位相が観測値に最も近いことに関係しているものと推察される．

以上より，3 つの統計値のどれに着目するかにより一番精度が良いと考えられる PBL スキームが変わってくることがわかった．一般に風況計算において求められる計算精度は平均風速比でバイアスが 10%以下と言われる．この観点から**表 3. 5** を見直すと，この基準が満たされているのは Burk-Thompson, Blackadar および Eta スキームの 3 つである．奇しくも，これは上で述べた 3 つの統計量の上位スキームに一致する．残る 2 つのスキーム，すなわち，MRF と Gayno-Seaman スキームは，相関係数は比較的良いものの，バイアス，RMS 誤差が著しく大きくなっている．これは**図 3. 9** において，両者の計算値が計算期間全体を通して過大傾向であることからも明らかである．この 2 つのスキームは非局所混合の表現に同様な手法を用いているため，これが風速の過大傾向に関係しているものと考えられる．また，統計的に比較的良い精度を示した Blackadar スキームは 1 次の乱流クロージャーに基づくものであるが，1.5 次乱流クロージャーの Burk-Thompson, Eta および Gayno-Seaman スキームに負けず劣らずの精度を示している．つまり，非局所混合過程や高次の乱流クロージャーの導入が必ずしも計算精度の改善に直結する訳ではない，と言える．

表3. 5　風速の計算精度

(a) 50m高

PBL Scheme	OBS(m/s)	BIAS	RMSE	CORREL
Blackadar	5.15	7.9%	37.1%	0.728
Burk-Thompson		2.6%	38.0%	0.750
Eta		9.5%	37.7%	0.774
Mrf		28.6%	52.4%	0.762
Gayno-Seaman		18.7%	40.7%	0.772

(b) 70m高

PBL Scheme	OBS(m/s)	BIAS	RMSE	CORREL
Blackadar	5.49	4.5%	36.6%	0.732
Burk-Thompson		2.6%	38.0%	0.758
Eta		9.4%	37.9%	0.781
Mrf		28.4%	52.2%	0.774
Gayno-Seaman		19.1%	41.1%	0.776

(c) 100m高

PBL Scheme	OBS	BIAS	RMSE	CORREL
Blackadar	5.91	2.6%	36.3%	0.756
Burk-Thompson		1.9%	38.0%	0.775
Eta		9.0%	37.9%	0.792
Mrf		25.0%	48.6%	0.797
Gayno-Seaman		18.5%	41.1%	0.787

3. 6 結語

本章では，メソ気象モデル MM5 に実装される 5 つの大気境界層（PBL）スキームについて風速計算精度の比較・検討を行った．その結果，各スキームで計算された計算期間内の平均風速には，最大で 1.5m/s（平均風速比 27%）もの大きな差が現れることが明らかになった．しかも，各スキーム間の風速差は大型風車のハブ高度に相当する高度 70m 付近で最大になることが示され，気象モデルによる風況計算において大気境界層スキームの選択が非常に重要であることが明らかになった．

ドップラーソーダ観測値を用いた計算精度検証結果からは，バイアスでは Burk-Thompson スキーム，RMS 誤差では Blackadar スキーム，相関係数では Eta スキームが最も良い値を示すことがわかった．このように，着目する統計値によって最も精度の良いスキームが変わるため，スキームの選択においては各スキームの特性に注意することが必要となる．以下に本章で明らかとなった各スキームの特徴を簡潔にまとめる．

1) Burk-Thompson スキームは昼間の鉛直混合が弱く，日変化の再現性が悪い．
2) Blackadar スキームは接地境界層内の風速シアーが極端に小さい．
3) MRF と Gayno-Seaman スキームは風速が過大傾向であり，接地境界層内の風速シアーが大きい．
4) Eta スキームは目立った欠点がなく，5 つの PBL スキームの中では平均的な特性を示す．

今回の比較において，高次の乱流クロージャーや非局所混合過程の導入が即計算精度向上に直結しないことが示された点は，今後の方向性を考える上で示唆に富む結果であった．

最後に，高解像度計算においてどのスキームが最適かについて考察する．Blackadar スキームについては，接地境界層内の風速シアーが極端に小さいため，風況調査による観測高度と風車ハブ設置高度でバイアスの傾向が異なる可能性がある．Burk-Thompson スキームについては，日変化の再現性が悪く，また，4 次データ同化ができないという弱点がある．MRF スキームについては，5 つの PBL スキームの中で最も計算時間が短いものの，Gayno-Seaman スキームと同様に，接地境界層内の風速シアーが大きく，観測値に対して過大傾向となる可能性がある．

以上のことから，今後の高解像度風況計算には，高次の乱流クロージャーを持ち，目立った欠点がなく，5 つの PBL スキームの中では平均的な特性を示す Eta スキームを用いることにする．

参考文献

1) **Zhang, D. -L. and R. A. Anthes** (1982): A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 Data, J. Appl. Meteor., Vol. 21, pp. 1594-1609.

2) **Burk, S. D., and W. T. Thompson** (1989): A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics, Mon. Wea. Rev., Vol. 117, pp. 2305-2324.

3) **Janjic, Z. I.** (1990): The step-mountain coordinate model: Physical package, Mon. Wea. Rev., Vol. 118, pp. 1429-1443.

4) **Hong, S.-Y. and H. L. Pan** (1996): Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, Mon. Wea. Rev., Vol. 124, pp. 2322-2339.

5) **Ballard, S. P., B. W. Golding, and R. N. B. Smith** (1991): Mesoscale model experimental forecasts of the Haar of northeast Scotland, Mon. Wea. Rev., Vol. 119, pp. 2107-2123.

6) **Louis, J. F.** (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Bound.-Layer Meteor., Vol. 17, pp. 187-202.

7) **Monin, A. S. and M. Obukhov** (1954): Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk USSR, Vol. 151, pp. 163-187.

8) **Dudhia, J.** (1989): Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment usingc a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., Vol. 46, pp. 3077-3107.

9) **Dudhia, J.** (1996): A multi-layer soil temperature model for MM5, Sixth Annual PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, Boulder, CO, pp. 49-50.

第4章　高解像度風況マップの作成

4. 1　概説

著者らの研究グループでは，メソ気象モデルMM5を用いて伊勢湾を囲む約120km四方の領域を解像度1kmで計算し，風況マップの作成を行ない，これまで注目されて来なかった伊勢湾沿岸部における洋上風力発電の可能性について検討を行ってきた[1), 2)]．その結果，以下のような知見を得，公表してきた．

・伊勢湾は中部日本沿岸において最も風の強い海域に位置し，陸の凹部に存在する内湾としては類いまれな風況を示す．

・伊勢湾の平均水深は17mと浅く，年平均風速5～6m/s（高度10m）であることから洋上風力発電の有望地として十分に評価できる．

一方，年間のデータベースを作成する上で，高解像度化による計算精度への影響，風速の鉛直シアーの過小評価およびネスティング手法に起因する計算精度の低下などの幾つかの問題点が含まれていることが明らかになってきた．

本章では，前章までの検討結果を踏まえて計算条件を適切に設定し，伊勢湾沿岸域における高解像度な解像度1kmの新風況マップ（以下，新風況マップ）を作成する．従来の風況マップ（以下，旧風況マップ）と各観測点における風況計算精度について比較・検討するとともに，伊勢湾沿岸域における高解像度1km風況マップの有用性について議論する．

4. 2　高解像度風況マップの作成

4. 2. 1　計算手法

MM5の高精度化のための主な計算条件の変更は，(a)標高・土地利用データをMM5のオリジナル地形データセットから国土数値情報へ変更，(b)大気境界層スキームをBlackadarスキーム[3)]からEtaスキーム[4)]へ変更，(c)ネスティングによる全領域同時計算，の3点である．以下に，各計算条件が抱える問題点とその改善策について述べる．

(a)地形データセットの変更

地形データセットについては，2章において，解像度約1km（標高：GTOPO30，土地利用：USGS 25-cat）のMM5のオリジナル地形データセットと国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データからなる国土数値情報をもとにした地形データセットについて比較・検討を行い，国土数値情報に変更することにより，計算精度が改善されることを明らかにした．その結果を踏まえ，本章においても国土数値情報をもとにした地形データセットを使用する．

(b)大気境界層スキームの選択

3章では，MM5に実装される主要な大気境界層スキーム（PBL：Planetary Boundary Layer）であるBlackadar，Burk-Thompson[5]，Eta，MRF[6]およびGayno-Seaman[7]スキームの5つについて比較・検討を行ない，スキーム間で最大1.5m/s（平均風速比27%）もの大きな差が現れることが明らかになった．しかも，各スキーム間の風速差は大型風車のハブ高度に相当する高度70m付近で最大になることが示され，気象モデルによる風況計算において大気境界層スキームの選択が非常に重要になることを明らかにした．その結果を踏まえ，本章においても5つのPBLスキームの中で目立った欠点がなく，最も平均的な特性を示したMellor-Yamada level2.5モデル（1.5次クロージャー）に基づくEtaスキームを使用する．

(c)順次計算と同時計算

これまでの旧風況マップでの計算では，計算機環境などの制約から親領域である解像度3kmの1時間間隔の計算結果をもとにNESTDOWNを用いて解像度1kmの境界値を作成するという順次計算を行っていた．NESTDOWNとは親領域の計算後に，その計算値をもとに子領域の境界条件を作成し，順次，計算を行う手法である．このNESTDOWNには，親領域の計算を行った後に子領域の計算ができ，計算負荷を低減することができる．また，親領域の計算開始前に内側の領域を決定する必要がなく子領域の計算領域，解像度および格子数を任意に設定できるなど多くの利点がある．しかしながら，子領域における境界値の時間間隔は，親領域の計算結果出力時間間隔に依存する．つまり，解像度3kmの1時間毎の計算値を使用する順次計算では，親領域から1時間より小さなスケールの変動を取り込むことができないという欠点がある．

近年，並列計算機の導入など計算機環境が向上することにより，これまで計算負荷の関係から用いることのできなかったネスティングによる2領域同時計算が可能になった．これにより，高解像度化に伴って生じる計算時間の増大問題が解消され，新風況マップ作成では同時計算（2-wayネスティング）手法を用いることが可能になった．この2-wayネスティングとは，親領域と子領域を同時に計算し，親領域から子領域への入力値は境界を通して与えられ，親領域

への子領域からのフィードバックは子領域全体から与えられるという手法である.（この 2way ネスティング手法は，親領域へのフィードバックをなくし，あたかも順次計算のように計算することも可能である.）

このネスティングを行うことにより，親領域のタイムステップ毎に子領域の境界値の更新が可能になり，従来のNESTDOWNによる順次計算では1時間毎であった親領域からの情報の更新が，ネスティングによる同時計算では3km格子領域では10秒毎に更新される．この結果，親領域の微小な変動が境界値として子領域に取り込まれ，相関係数などの計算精度の改善が期待できる．

4. 2. 2 計算領域と計算条件

本章で使用した計算領域，計算条件および入力データを，**表 4. 1** および**図 4. 1** に示す．計算期間は，ドップラーソーダの観測期間に合わせて 2001 年 4 月 1 日～2002 年 3 月 31 日までの 1 年間とした．初期値・境界値には気象庁メソスケールモデル（MSM）による客観解析値（GPV）および海面温度データ（NOAA-Reynolds SST）を使用した．**図 4. 1** に示すように，計算は 3km 格子領域と 1km 格子領域の 2 領域で行った．格子数は，解像度 3km では水平に 161×152 格子，解像度 1km では水平に 118×118 格子，鉛直層数は地表から 100hPa 面までの 20 層である．

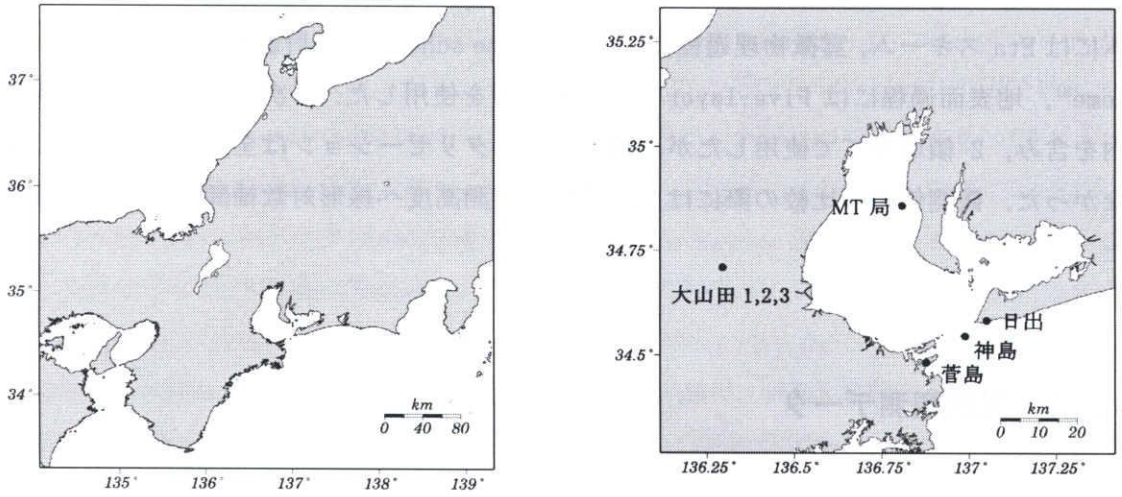
地形データセットは国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データ（H9 年度）からなる地形データセットを使用した．物理オプションとして，大気境界層スキームには Eta スキーム，雲微物理過程には Simple Ice scheme[8]，放射過程には Cloud-radiation scheme[8]，地表面過程には Five-layer soil model[9]を使用した．4 次元データ同化は大気境界層内を含み，2 領域全てで使用したが，積雲パラメタリゼーションは全ての領域に対して使用しなかった．観測値との比較の際には，計算値を観測高度へ線形対数補間により高度補正を行った．

4. 2. 3 風況観測データ

風況計算精度の検証には，国土交通省気象観測所（日出（20m），神島（20m），菅島（40m, 80m）），常滑沖海洋タワー観測局（以後，MT 局と略記），久居神原風力発電施設（大山田 1，2，3（20m））の風観測データを使用した（**図 4. 1(b)**）．ここで，括弧内は観測高度である．観測期間は，2001 年 4 月から 2002 年 3 月までの 1 年間であるが，神島については欠測期間の関係から 2001 年 4 月から 2001 年 6 月，2001 年 12 月から 2002 年 3 月までの 7 ヶ月間の観測値を用いた．

表 4. 1　MM5 の計算条件と入力データ

計算期間	2001年 4月 1日～2002年 3月31日
客観解析値	気象庁メソ客観解析値 (6時間間隔, 10km格子, 20層)
海面温度	NOAA-Reynolds SST(1週間間隔, 1° 格子)
鉛直格子	20層(地表～100hPa)
水平格子	1次領域　3km (161×152格子) 2次領域　1km (118×118格子)
地形データセット	標高データ　:国土数値情報(解像度 50m) 土地利用データ　:国土数値情報(解像度100m)
雲物理スキーム	Simple Ice
放射スキーム	Cloud-radiation
大気境界層スキーム	Eta
地表面スキーム	Five-Layer Soil model
積雲パラメタリゼーション	なし
4次元データ同化	全領域(大気境界層内含む)



(a) 3km 格子領域　　(b) 1km 格子領域

図 4. 1　MM5 の計算領域

4. 3 新旧風況マップの計算精度の比較

計算手法の変更が新旧風況マップの計算精度に与える影響について調べるため，2001年4月から2002年3月までの1年間のMM5の計算結果と観測値を統計的に比較した結果を**表4. 2**と**図4. 2**に示す．ここで，表・図中には，各観測高度における年間のバイアス，RMS（Root Mean Square）誤差および相関係数について示している．

各統計値について見ると，新風況マップでは（**表4. 2(a)**），バイアス値で-23.3～0.9%（平均-7.2%），RMS誤差で32.3～40.7%（平均37.5%），相関係数で0.74～0.81（平均0.78）であるのに対し，旧風況マップでは（**表4. 2(b)**），バイアス値で-21.5～11%（平均-5.9%），RMS誤差で35.9～48.2%（平均42.6%），相関係数で0.68～0.76（平均0.71）である．バイアスについては山岳部では若干悪化傾向を示しているものの，沿岸部においては改善傾向を示している．一方，RMS誤差・相関係数については，全ての観測点で改善傾向を示した．

ここで，バイアスの改善が見られなかったMT局における月別の統計値の比較を示す（**図4. 3**）．MT局のバイアス変化について見ると，新計算結果は旧計算結果と比較して夏季にバイアスの過小傾向が見られるものの，年間を通して高い計算精度を有していることがわかる．一方，旧計算結果は新計算結果と比較して，年間のバイアスの比較では良い結果を得ているものの（**図4. 2**），月別のバイアスの比較について見ると（**図4. 3(a)**），新計算結果に対して月別の年間最大値と年間最小値のバイアス差が大きいことがわかる．**表4. 3**に，各観測点における月別バイアスの年間最大値と年間最小値の差を示す．ここで，神島は欠測期間があるため除外している．表より，全ての観測点で新計算結果は旧計算結果よりも最大値と最小値の差が小さいことがわかる．これらのことから，新計算結果は旧計算結果に対して，年間を通してより安定した計算精度を得ることが可能であると言える．次に，RMS誤差および相関係数について見ると（**図4. 3(b)**，**(c)**），新計算結果は，旧計算結果に対して年間を通して高い計算精度が有しているということがわかった．

以上のことから，計算条件を見直すことにより全ての統計値で改善傾向を示すということが明らかになった．

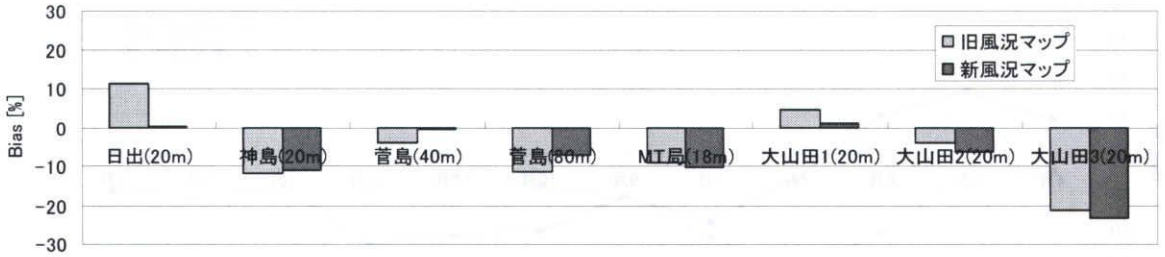
表4. 2　新旧風況マップの計算精度の比較

表4. 2(a)　新風況マップの計算精度

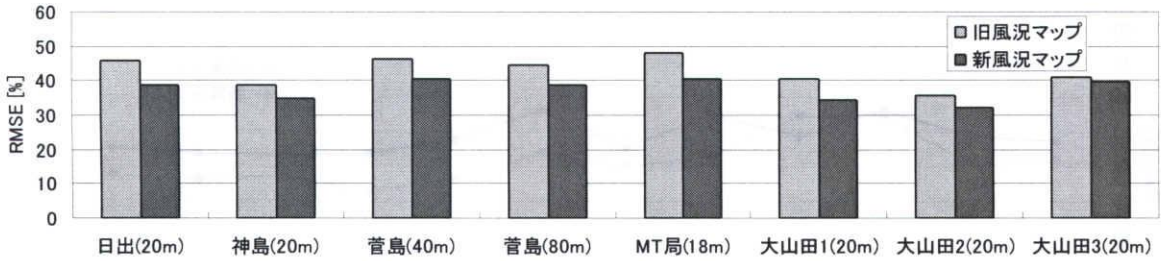
Stations	Obs(m/s)	Simulated Wind Speed				
		Bias(m/s)		RMSE(m/s)		Correlation
日出(20m)	5.539	0.01	0.2 %	2.15	38.8 %	0.74
神島(20m)	8.254	-0.93	-11.2 %	2.89	35.0 %	0.77
菅島(40m)	6.413	-0.04	-0.7 %	2.60	40.6 %	0.78
菅島(80m)	7.326	-0.52	-7.1 %	2.85	38.9 %	0.78
常滑沖(18m)	5.987	-0.62	-10.3 %	2.44	40.7 %	0.77
大山田1(20m)	5.873	0.05	0.9 %	2.02	34.5 %	0.78
大山田2(20m)	6.410	-0.42	-6.5 %	2.07	32.3 %	0.80
大山田3(20m)	7.814	-1.820	-23.3 %	3.088	39.5 %	0.81
平均	6.702	-0.534	-7.2 %	2.514	37.5 %	0.78

表4. 2(b)　旧風況マップの計算精度

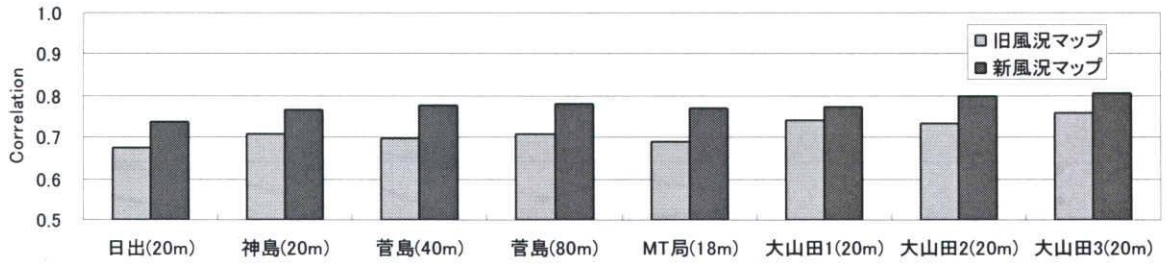
Stations	Obs(m/s)	Simulated Wind Speed				
		Bias(m/s)		RMSE(m/s)		Correlation
日出(20m)	5.539	0.61	11.0 %	2.54	45.8 %	0.68
神島(20m)	8.254	-0.98	-11.9 %	3.20	38.7 %	0.71
菅島(40m)	6.413	-0.27	-4.2 %	2.96	46.2 %	0.70
菅島(80m)	7.326	-0.86	-11.7 %	3.26	44.4 %	0.71
MT局(18m)	5.987	-0.56	-9.3 %	2.89	48.2 %	0.69
大山田1(20m)	5.873	0.26	4.5 %	2.38	40.6 %	0.74
大山田2(20m)	6.410	-0.27	-4.3 %	2.30	35.9 %	0.73
大山田3(20m)	7.814	-1.68	-21.5 %	3.22	41.2 %	0.76
平均	6.702	-0.468	-5.9 %	2.843	42.6 %	0.71



(a) バイアス



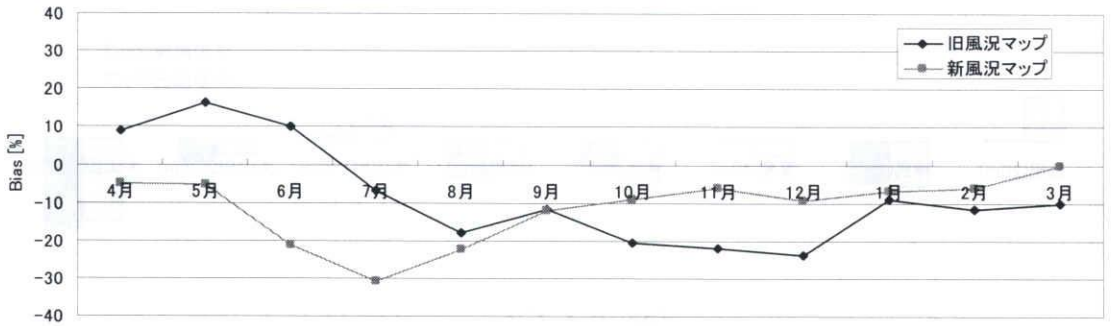
(b) RMS 誤差



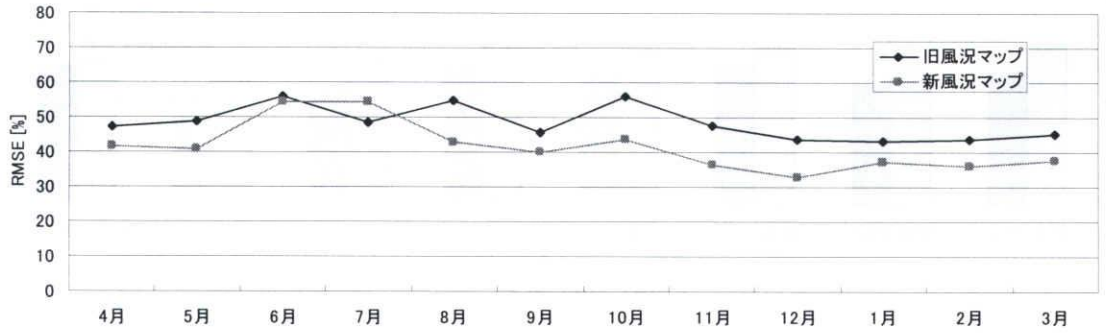
(c) 相関係数

図 4. 2 新旧風況マップの計算精度の比較

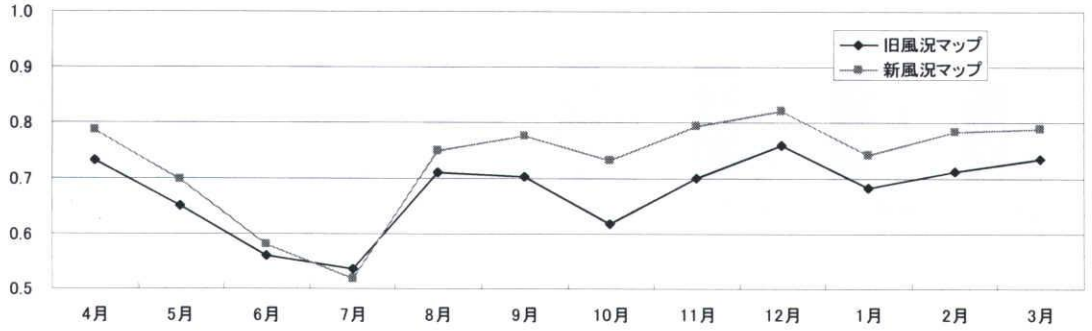
(年間：2001 年 4 月～2002 年 3 月)



(a) バイアス



(b) RMS 誤差



(c) 相関係数

図 4. 3　MT 局における新旧風況マップの月別の統計値の比較

（年間：2001 年 4 月～2002 年 3 月）

表 4. 3　各観測点における新旧風況マップのバイアス差の比較

	新風況マップ	旧風況マップ
	Δ (max-min) [%]	Δ (max-min) [%]
日出	31.8	35.4
菅島(40m)	31.5	47.6
菅島(80m)	30.2	38.4
MT局(18m)	30.7	40.3
大山田1(20m)	20.8	31.6
大山田2(20m)	22.7	37.7
大山田3(20m)	19.1	31.4

4. 4　風況マップ

4. 4. 1　伊勢湾沿岸域の風況

図 4. 4 は MM5 によって今回新たに計算された解像度 1km の年平均風況マップである．高度は 80m であり，典型的な大型風車のハブ高度に相当する．外洋で 7m/s を超える風速は，伊勢湾南部および三河湾で 6m/s 台となり，伊勢湾北部・西部で 5m/s 台となっている．

伊勢湾では，冬季は日本海側の若狭湾から伊勢湾へ北西風が卓越し，夏季は渥美半島から三河湾および伊勢湾へ南東の風となり，この若狭湾・伊勢湾ルートは夏季，冬季を問わず風の通り道となる．このため，伊勢湾沿岸部は風力発電候補地の選定をする上で非常に恵まれた風況であると言える．

4. 4. 2　新旧風況マップの比較

計算手法の変更が風況マップに与える影響について調べるため，高度 80m における新旧年平均風況マップの比較を**図 4. 4** および**図 4. 5** に示す．

旧風況マップの検討において（**図 4. 5**），平野部では過大評価，山岳ピーク部では過小評価となる問題点が指摘されている [1]．ここで，新風況マップについて見ると（**図 4. 4**），旧風況マップと比較して平野部での過大傾向は改善し，山岳部においても尾根筋での風速分布が明瞭となることによって高風速化して山岳ピーク部での過小傾向が改善していることがわかる．この要因として，地形データセットの変更による影響が考えられる．ここで，新旧風況マップの

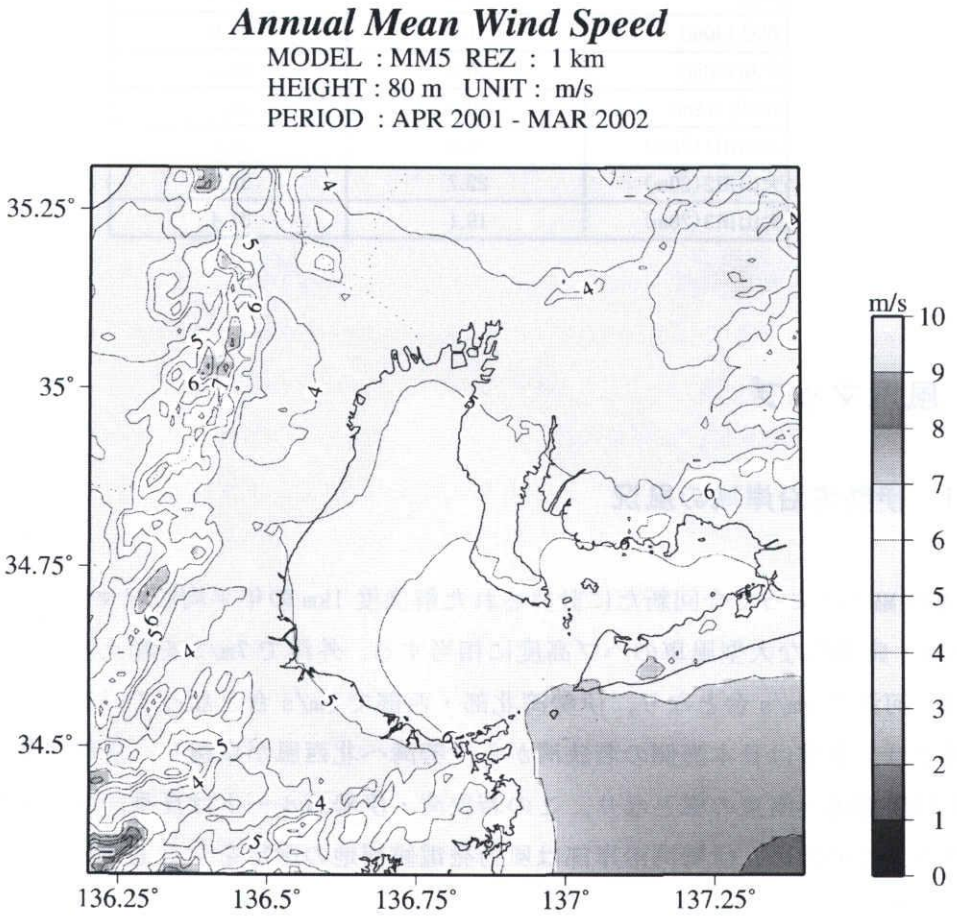


図 4. 4　新風況マップにおける高度 80m 年平均風速分布

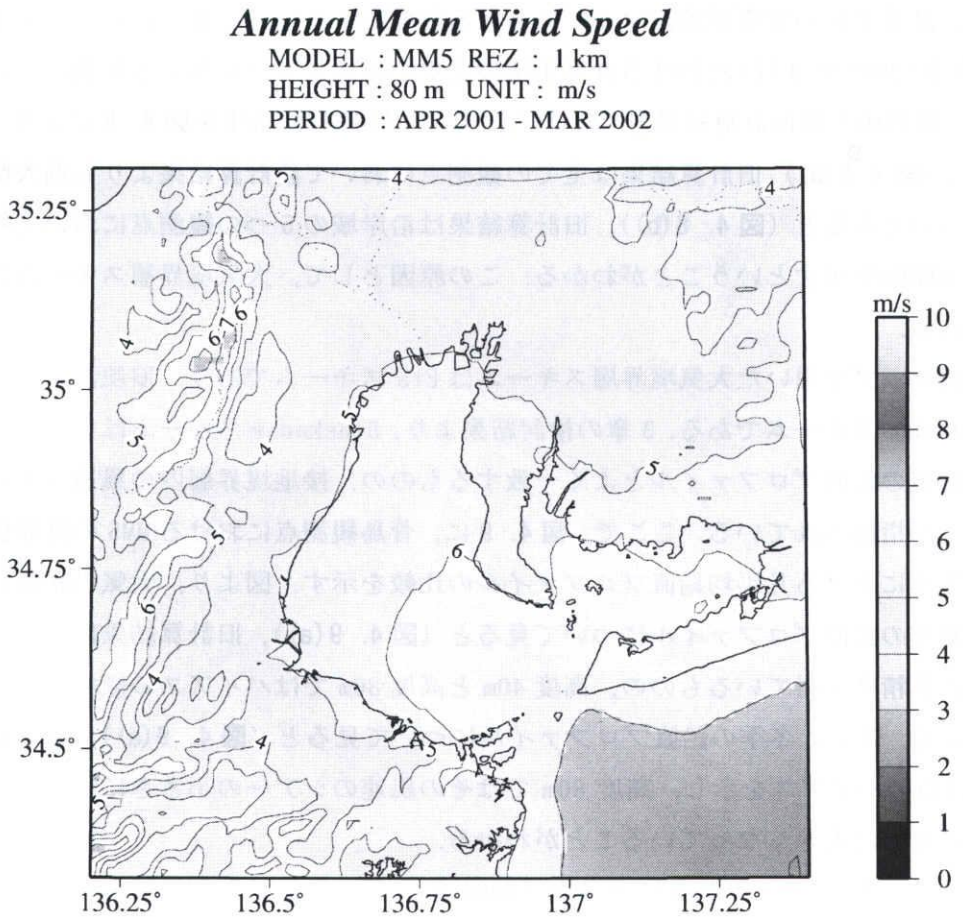


図 4. 5　旧風況マップにおける高度 80m 年平均風速分布

1km格子領域における地表面分布（標高，土地利用）を**図4．6**および**図4．7**に示す．図より，新風況マップの地表面分布について見ると（**図4．6**），旧風況マップの地表面分布（**図4．7**）と比較して山岳部や都市部などの地表面分布の再現性が向上していることがわかる．この地表面データの高解像度化により，地形因子パラメータが正確に評価され，新風況マップの陸上における風速分布に改善が見られたものと考えられる．

次に，計算手法の変更が風況マップに与える影響をより詳しく見るために，夏季（2001年7月）と冬季（2002年3月）における計算手法の変更が風況マップに与える影響について調べる．最初に，観測値と新旧計算結果をバイアスについて比較した結果を**図4．8**に示す．夏季についてみると（**図4．8(a)**），旧計算結果は全ての観測点において新計算結果よりも過大傾向を示し，冬季についてみると（**図4．8(b)**），旧計算結果は沿岸域の5つの観測点において新計算結果よりも過小傾向を示すということがわかる．この原因として，大気境界層スキームによる影響が考えられる．

新風況マップで用いた大気境界層スキームはEtaスキームであり，旧風況マップで用いたのはBlackadarスキームである．3章の検討結果より，Blackadarスキームは大気状態の不安定時には観測値の鉛直プロファイルとよく一致するものの，接地境界層内の風速シアーが極端に小さいことが指摘されている．ここで，**図4．9**に，菅島観測点におけるMM5の計算値と観測値の夏季と冬季における月平均鉛直プロファイルの比較を示す．図より，大気の状態が不安定傾向となる夏季の鉛直プロファイルについて見ると（**図4．9(a)**），旧計算結果は新計算結果に対して良い計算精度を得ているものの，高度40mと高度80mではバイアスの傾向が異なっていることがわかる．次に，冬季の鉛直プロファイルについて見ると（**図4．9(a)**），旧計算結果は高度40mでは負のバイアスを示し，高度80mではその風速のシアーの小ささにより，バイアスは負の方向にさらに大きくなっていることがわかる．

最後に，夏季（2002年7月）と冬季（2002年3月）における新旧風況マップを示す．高度80mにおける新旧月平均風況マップの比較を**図4．10**および**図4．11**に示す．夏季の風況マップについて見ると（**図4．10**），新旧風況マップで風速分布にそれほどの違いが見られないものの，冬季について見ると（**図4．11**），旧風況マップでは7m/sの風速分布が湾口までなのに対し，新風況マップでは湾の中部まで達している．これは，大気境界層スキームの変更により，冬季の風速のシアーが改善され，新風況マップの海上における風速分布が旧風況マップと比較して高風速化したためであると考えられる．

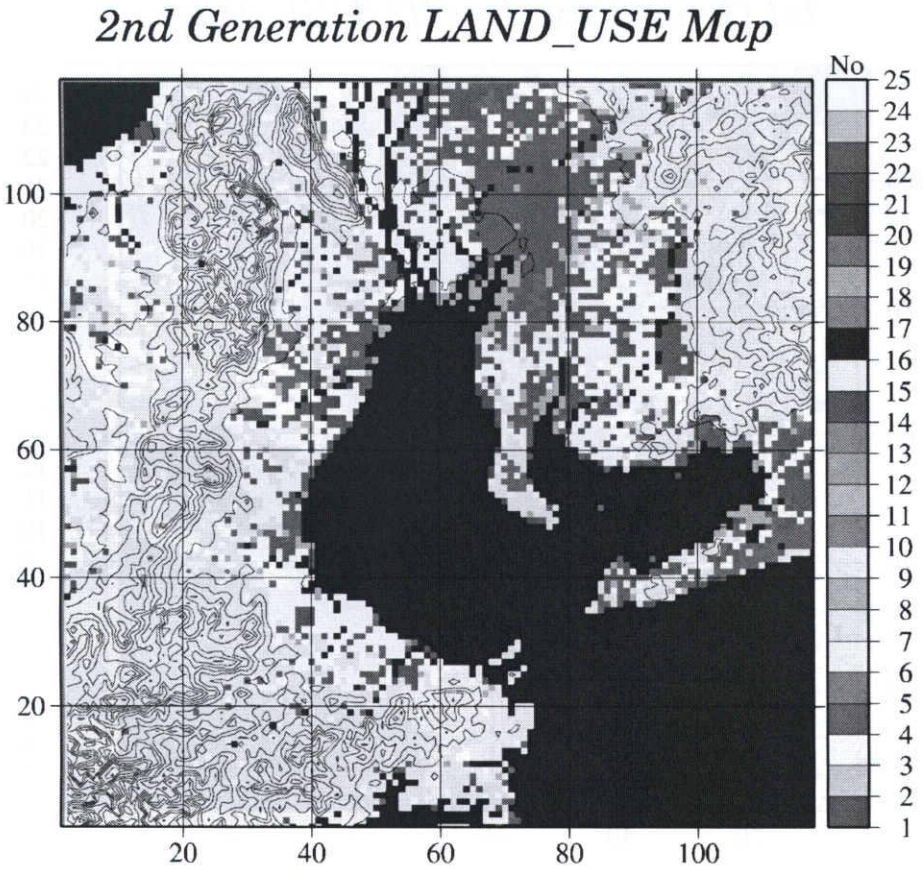


図 4. 6　新風況マップにおける 1km 格子領域

(標高：国土数値情報/土地利用：国土数値情報)

(土地利用区分(USGS 25-CAT), 1:都市+密集地域, 2:乾燥(穀物地, 牧草地), 3:灌漑(穀物地, 牧草地), 4:乾燥・灌漑 mix(穀物地, 牧草地), 5:モザイク(穀物地, 草原), 6:モザイク(穀物地, 森林), 7:草原, 8:低木地, 9:mix(草原, 低木地), 10:サバンナ(熱帯の木の少ない草原), 11:落葉広葉樹, 12:落葉針葉樹, 13:常緑針葉樹, 14:常緑広葉樹, 15:混合林, 16:水域, 17:草木の湿地帯, 18:木の湿地帯, 19:不毛 or まばらな植生帯, 20:ツンドラ(凍土帯)の草原, 21: :ツンドラ(凍土帯)の森林, 22:ツンドラ(凍土帯)の mix(森林・草原), 23:ツンドラ(凍土帯)の裸地, 24:雪 or 氷, 25:なし)

※国土数値情報：1:建物用地, 幹線交通用地, 3:田, 4:畑, 8:荒地, その他用地, 海浜, 15:森林, 16:海, 河川地および湖沼に対応

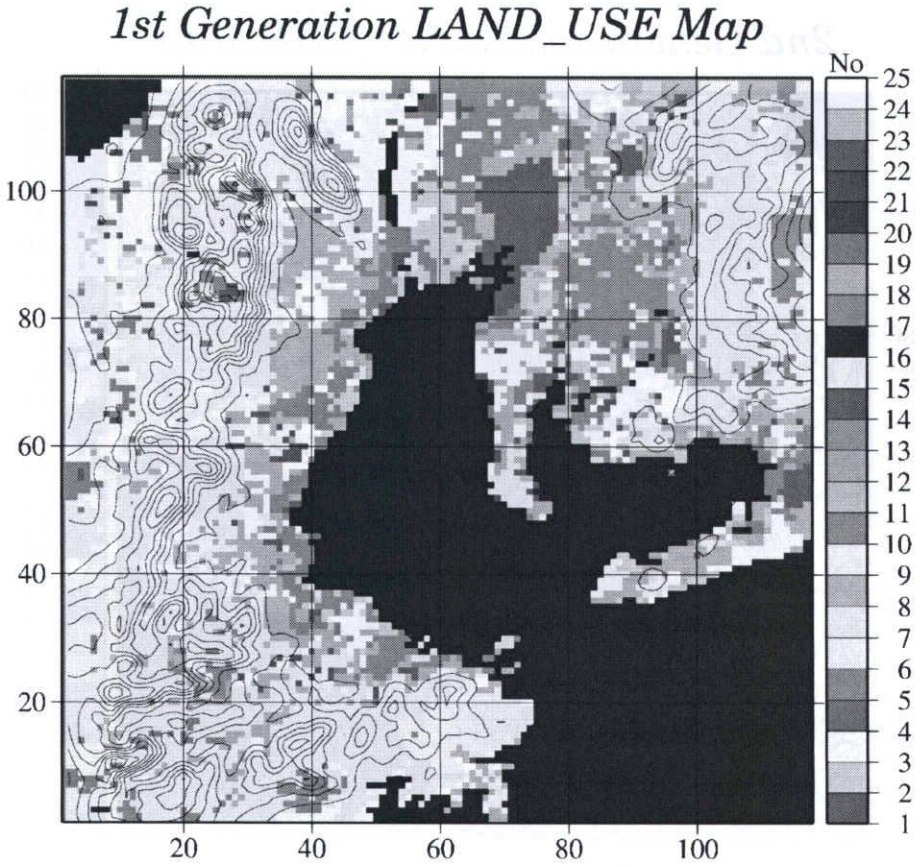
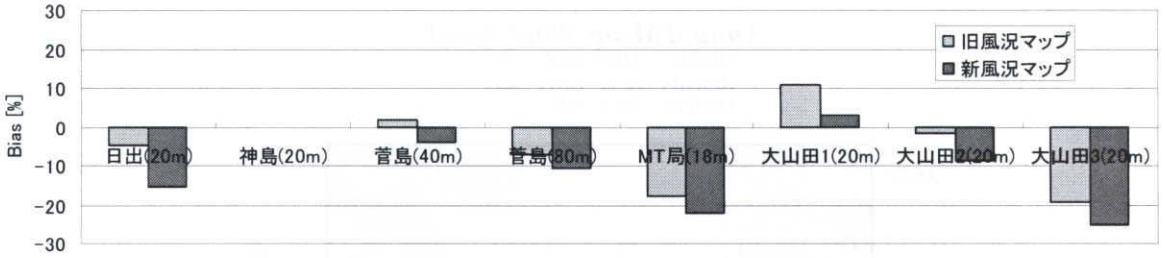


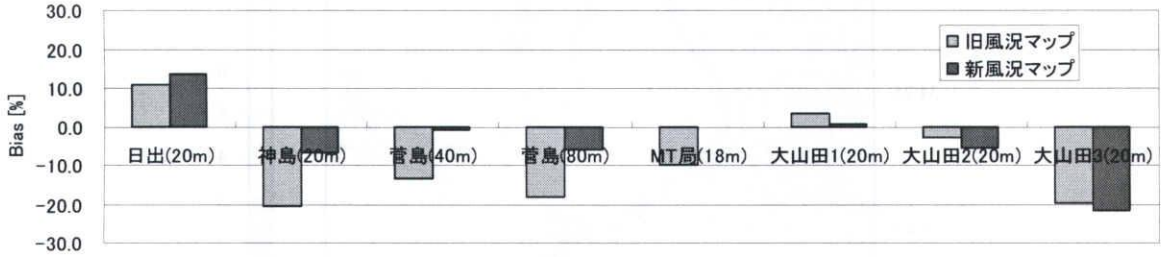
図4. 7　旧風況マップにおける1km格子領域

(標高：GTOPO30/土地利用：USGS)

(土地利用区分(USGS 25-CAT),1:都市+密集地域,2:乾燥(穀物地,牧草地),3:灌漑(穀物地,牧草地),4:乾燥・灌漑mix(穀物地,牧草地),5:モザイク(穀物地,草原),6:モザイク(穀物地,森林),7:草原,8:低木地,9:mix(草原,低木地),10:サバンナ(熱帯の木の少ない草原),11:落葉広葉樹,12:落葉針葉樹,13:常緑針葉樹,14:常緑広葉樹,15:混合林,16:水域,17:草木の湿地帯,18:木の湿地帯,19:不毛 or まばらな植生帯,20:ツンドラ(凍土帯)の草原,21: :ツンドラ(凍土帯)の森林,22:ツンドラ(凍土帯)のmix(森林・草原),23:ツンドラ(凍土帯)の裸地,24:雪 or 氷,25:なし)

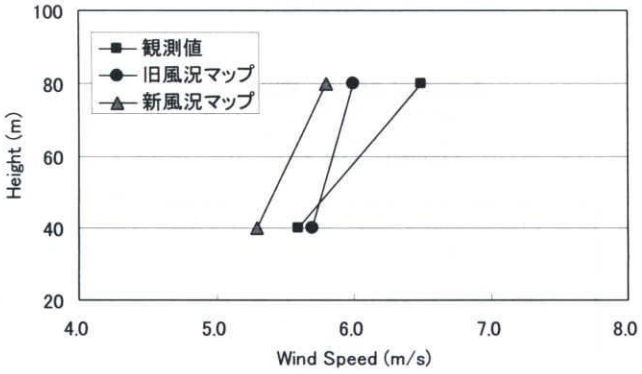


(a) 2001 年 8 月

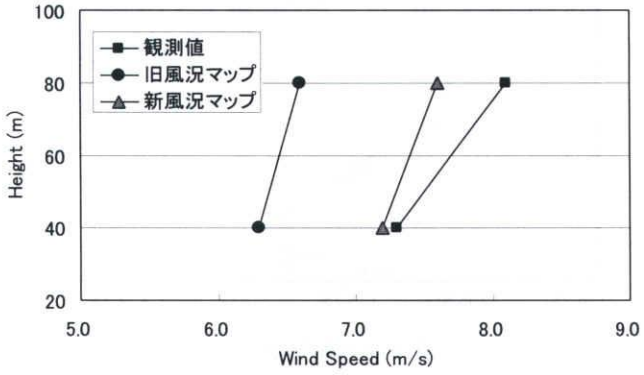


(b) 2002 年 3 月

図 4. 8 新旧風況マップのバイアスの比較（2002 年 3 月）

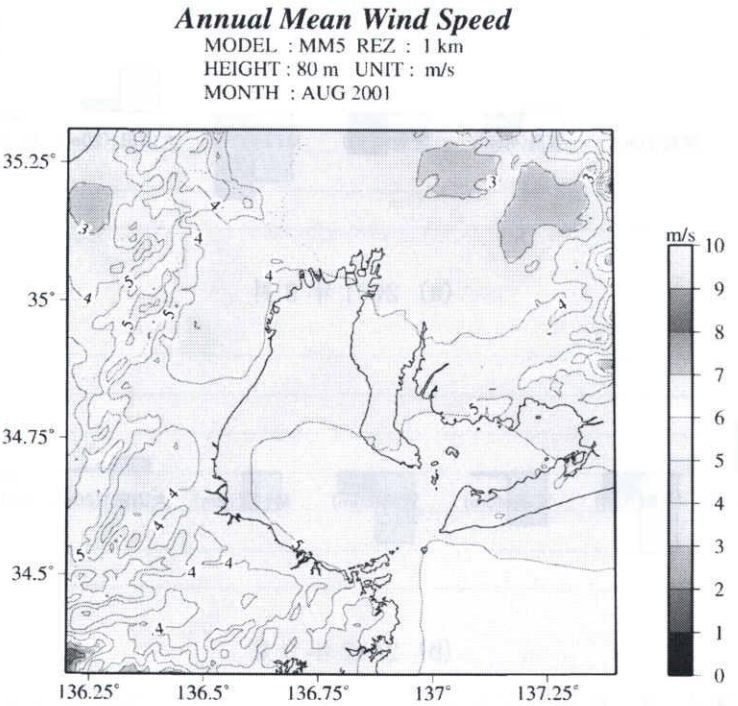


(a) 2001 年 8 月

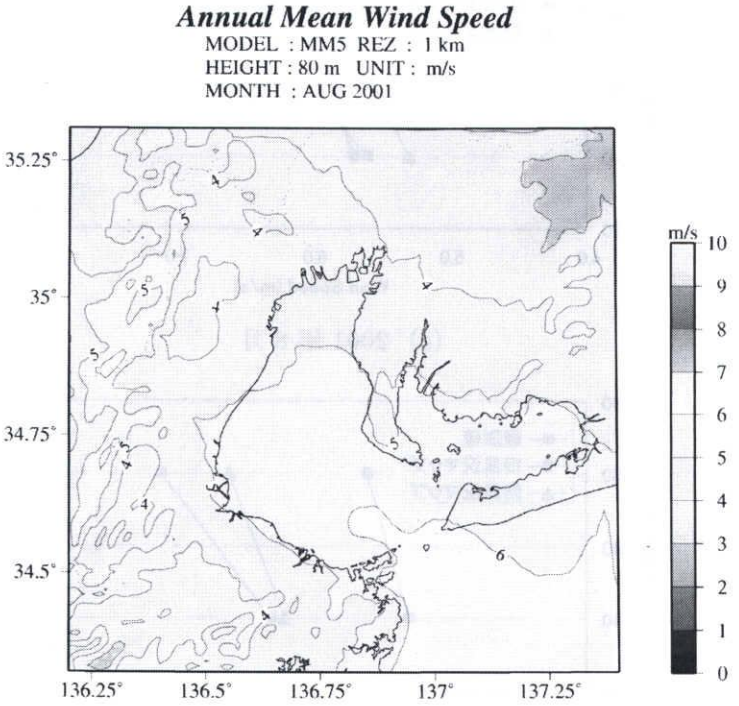


(b) 2002 年 3 月

図 4. 9 新旧風況マップの鉛直プロファイルの比較（2002 年 3 月）

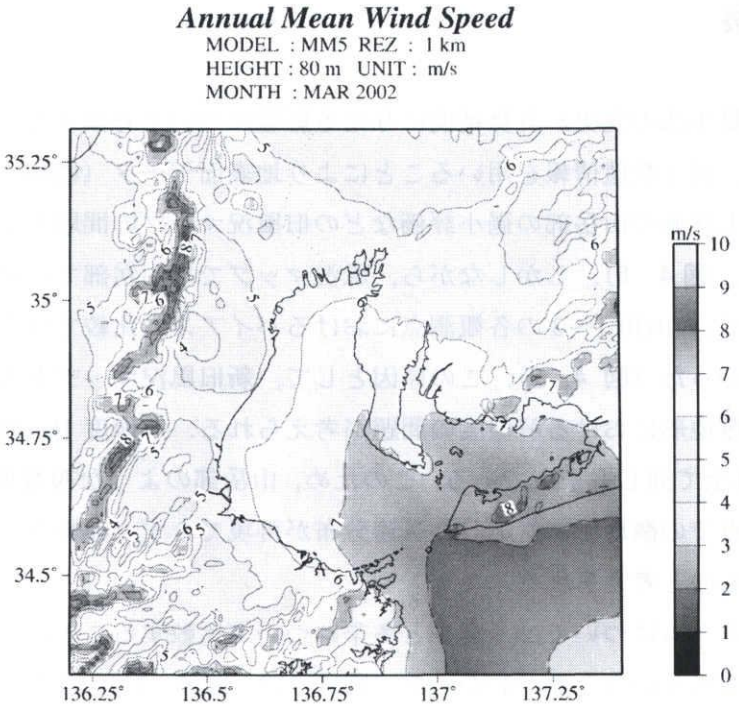


(a) 新風況マップ

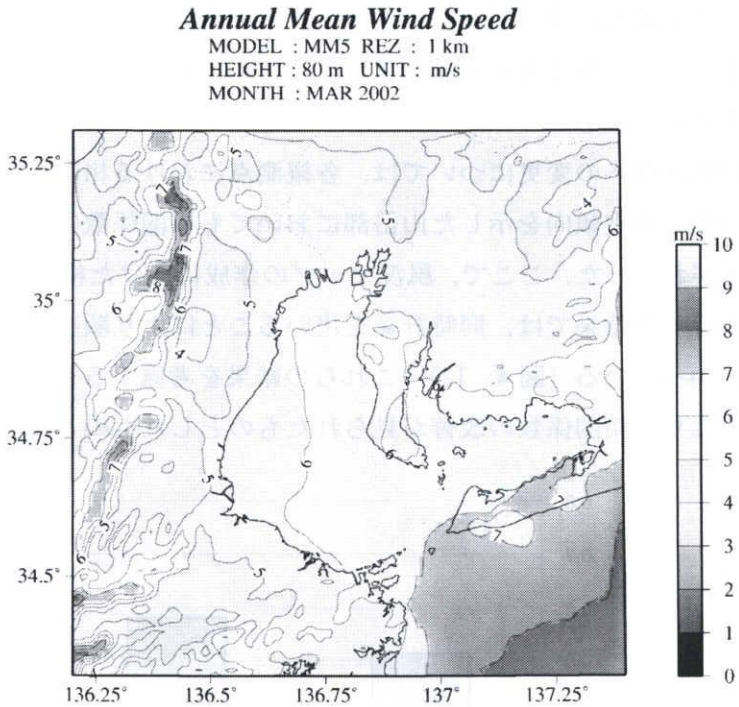


(b) 旧風況マップ

図4. 10　2001年8月における高度80m月平均風速分布



(a) 新風況マップ



(b) 旧風況マップ

図 4. 11 2002 年 3 月における高度 80m 月平均風速分布

4. 5　考察

ここでは，計算手法の変更が計算精度に与える影響について考察する．地形データセットの変更については，国土数値情報を用いることにより地表面データ（標高，土地利用）が改善され，都市部の過大評価や山岳部の過小評価などの旧風況マップの問題点が改善されることがわかった（**図4. 5**，**図4. 6**）．しかしながら，風況マップでは山岳部での過小傾向の改善が確認できたのに対して，大山田1～3の各観測点におけるバイアスの比較ではその改善効果を確認することができなかった（**図 4. 2**）．この原因として，新旧風況マップともに共通することではあるものの，複雑地形における解像度の問題が考えられる．解像度1kmの風況計算では，大山田観測点1～3は全て同じ格子点である．このため，山岳部のような複雑地形において，解像度1km では各観測点での微地形に対応した風速分布が再現できず，期待された計算精度の改善が得られなかったものと考えられる．

大気境界層スキームについては，夏季と冬季について比較することにより，新旧風況マップでその傾向が異なるということがわかった（**図4. 10**，**図4. 11**）．また，Blackadar スキームを Eta スキームに変更することにより，年間を通して安定した計算精度を得ることが可能になることがわかった（**表 4. 3**）．風車発電候補地の選定を行う場合，年間を通して安定した計算精度を得られることが非常に重要になる．従って，年間を通して安定した計算精度の取得が期待できる Eta スキームは，風力発電候補地選定するための風況予測手法において非常に有効なスキームであると考えられる．

順次計算から同時計算への変更については，各観測点における相関係数について見ると（**図4. 2**），バイアスが若干悪化傾向を示した山岳部においても相関係数は旧風況マップに対して改善傾向を示すことがわかった．ここで，風況マップの作成に向けた検討[10]において順次計算と同時計算の比較を行った結果では，同時計算を用いることにより順次計算に対して相関係数が良くなることがわかっている（**図4. 12**）．これらの結果を考慮すると，順次計算から同時計算に変更することにより，相関係数の改善が見られたものとしたものと考えられる．

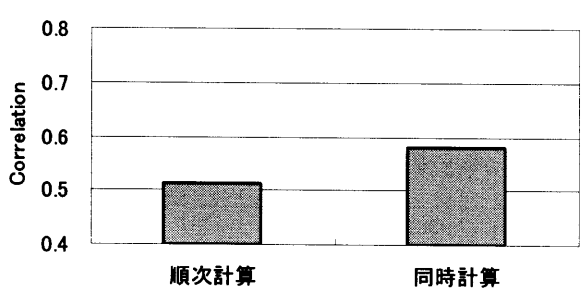


図4. 12　1km格子領域における順次計算と同時計算の相関係数の比較
（大気境界層スキーム：MRF スキーム，計算期間：2002年7月1日～7月15日）

次に，4．3．3 節で示された MM5 の風況計算精度と風力発電システム導入に関して一般的に求められる精度との関係について考察し，その計算精度の中で更なる高精度化の必要性の有無に関して検討する．

新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）の報告書「風力発電導入のための風況予測手法に関する検討」[11]では風況計算精度・誤差評価手法として，平均風速の比，変動係数の比，相関係数の3つの統計値を用いている．それに基づけば，各統計値が次に示す値の範囲内にある時，その風況シミュレーションは有意であると認められる．

$$\text{平均風速の比：}\quad 0.85 \le \frac{\overline{U_y}}{\overline{U_x}} = \frac{\sum u_{yi}}{\sum u_{xi}} \le 1.15 \tag{4.1}$$

$$\text{変動係数の比：}\quad 0.85 \le \left(\frac{\sqrt{\sum u_{yi}^2}}{\overline{U_y}}\right) / \left(\frac{\sqrt{\sum u_{xi}^2}}{\overline{U_x}}\right) \le 1.15 \tag{4.2}$$

$$\text{相関係数の比：}\quad \rho = \frac{\sum u_{xi} u_{yi}}{\sqrt{\sum u_{xi}^2}\sqrt{\sum u_{yi}^2}} \ge 0.8 \tag{4.3}$$

ここで，$\overline{U_x}$ および $\overline{U_y}$ は当該地点の風況観測および風況シミュレーションの期間内のxおよびy方向平均風速，u_{xi} と u_{yi} は風況観測による毎正時の10分平均風速（或いは1時間平均風速）と風況シミュレーションによる1時間値のxおよびy方向成分である．相関係数の定義は一般に用いられる定義とは異なり，高風速のデータを重要視したものになっている．

表 4．4 に，この定義に基づいて求めた，新風況マップにおける MM5 の計算精度を示す．各観測点における計算精度は，平均風速の比は 0．767～1．009，変動係数の比は 0．975～1．014，相関係数は 0．938～0．958 という結果になる．

表4．4 NEDOの評価法に基づく風速の計算精度

	日出	神島	菅島(40m)	菅島(80m)	MT局	大山田1	大山田2	大山田3
平均風速の比較	1.002	0.887	0.994	0.929	0.898	1.009	0.935	0.767
変動係数の比較	1.012	1.009	0.975	0.990	0.991	1.014	1.011	0.995
相関係数	0.942	0.952	0.940	0.943	0.938	0.953	0.958	0.957

NEDO による各統計値の許容範囲は，平均風速の比と変動係数の比が 0．85～1．15，相関係数が 0．8 以上である．このため，大山田 3 の観測点ある山岳部を除き，新風況マップの風況計算精度は沿岸部において NEDO の定める精度基準を十分に上回るレベルにあると言える．

4. 6　結語

本章では，第2章および第3章における地形データセットや大気境界層スキームなどの検討結果を踏まえて従来の風況計算条件を見直し，伊勢湾沿岸域における解像度1kmの高解像度な新風況マップの作成を試み，旧風況マップと比較しながら風況計算精度について検討を行った．得られた結論を以下に列記し，本研究の結語とする．

1. 旧風況マップに対して新風況マップでは，計算条件を見直すことにより全ての統計値において改善傾向を示した．
2. 新風況マップの風況計算精度は，バイアス値で-23.3～0.9%（平均-7.2%），RMS誤差で32.3～40.7%（平均38%），相関係数で0.74～0.81（平均0.78）である．
3. 地形データセットに国土数値情報を用いることにより，旧風況マップの問題点であった都市部での過大傾向，山岳部での過小傾向が改善された．
4. 山岳部の計算精度については，旧風況マップと同様に複雑地形上での空間解像度の粗さから計算精度の向上が見られなかった．
5. BlackadarスキームをEtaスキームに変更することにより，年間を通して安定した計算精度を得ることが可能になった．
6. 順次計算から同時計算に変更することにより，相関係数が改善した．
7. 新風況マップの風況計算精度は沿岸部においてNEDOの定める精度基準を十分に上回るレベルにある．

参考文献

1) **大澤輝夫，嶋田進，深尾一仁，橋本篤，安田孝志** (2003)：伊勢湾における洋上風力発電の可能性に関する検討 その1：広域風況マップから見た伊勢湾の位置づけ，日本太陽エネルギー学会・風力エネルギー協会合同研究発表会講演論文集，pp. 99-102.

2) **嶋田進，大澤輝夫，深尾一仁，橋本篤，村上智一，安田孝志** (2004)：洋上風力発電の検討を目的とした伊勢湾上の1km 風況シミュレーション，第12回地球環境シンポジウム論文集，土木学会地球環境委員会，pp. 227-232.

3) **Zhang, D. -L. and R. A. Anthes** (1982)：A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 Data, J. Appl. Meteor., Vol. 21, pp. 1594-1609.

4) **Janjic, Z. I.** (1990)：The step-mountain coordinate model: Physical package, Mon. Wea. Rev., Vol. 118, pp. 1429-1443.

5) **Burk, S. D., and W. T. Thompson** (1989)：A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics, Mon. Wea. Rev., Vol. 117, pp. 2305-2324.

6) **Hong, S.-Y. and H. L. Pan** (1996)：Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, Mon. Wea. Rev., Vol. 124, pp. 2322-2339.

7) **Ballard, S. P., B. W. Golding, and R. N. B. Smith** (1991)：Mesoscale model experimental forecasts of the Haar of northeast Scotland, Mon. Wea. Rev., Vol. 119, pp. 2107-2123.

8) **Dudhia, J.** (1989)：Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., Vol. 46, pp. 3077-3107.

9) **Dudhia, J.** (1996)：A multi-layer soil temperature model for MM5, Sixth Annual PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, Boulder, CO, pp. 49-50.

10) **橋本篤，大澤輝夫，深尾一仁，安田孝志** (2003)：風況マップ作成に向けた計算手法に関する検討，日本気象学会春季大会講演予稿集

11) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (2003)，「風力発電システム導入のための風況予測手法に関する検討」(公開用) 報告書，NEDO 技術情報データベース，108p.

第5章　複雑地形上でのMM5の風況計算精度と超高解像度化に関する研究

5．1　概説

これまで，メソ気象モデルMM5を用いて，風況計算における気象モデル側の問題点および改善点について検討を行ってきた．ここでは，残された大きな課題である気象モデルを用いてどの程度まで高解像，すなわち，超高解像度の風況シミュレーションが可能かについて検討を行う．2章にて行った沿岸地域でのドップラーソーダ観測との比較計算では，予想に反して，モデルの高解像度化が必ずしも計算精度の改善に直結しないということが明らかになった．この事実が，単に対象領域周辺の地形の単調さによるものなのか，それとも気象モデルの高解像度化の限界によるものなのか，明確にする必要がある．

そこで，本章では，超高解像度化の効果を判定しやすい複雑地形を計算対象として，再度，気象モデルによる高解像度化の限界について検討を行う．計算対象は三重県の山岳地であり，計算精度の検証には現地で行われた風況観測値を用いた．

最初に，超高解像度化に伴う気象モデルの風況計算特性を整理した上で，水平解像度を3kmから超高解像度の333mまで超高解像度化させた場合,気象モデルの超高解像度化が計算精度に与える影響について検討し，最終的に気象モデルの高解像度化の限界について計算精度および計算コストの両面から議論する．

5．2　メソ気象モデルMM5による風況計算

5．2．1　計算領域と計算条件

本研究で設定した計算領域，計算条件および入力データを，**表5．1**および**図5．1**に示す．計算期間は，2003年1月1日～12月31日までの1年間とした．初期値・境界値には気象庁メソスケールモデル（MSM）による客観解析値（GPV）および海面温度データ（NOAA-Reynolds SST）を使用した．

図5．1に示すように，計算は，ネスティング手法を用いて，3km格子領域，1km格子領域，333m格子領域の3領域で行った．ネスティングは1-wayであり，各領域の側面境界値には，タイムステップ毎に親領域の計算結果が与えられる．格子数はそれぞれ，水平に61×61格子とした．MM5では鉛直座標に気圧準拠のσ座標系を用いており，本研究では，鉛直層数は地表から100hPa面までの23層とした．各σレベル面は，上層では粗に，下層では密に配置され，地表面付近のσレベル面高度は，標高に依存して格子毎に若干異なるが，最下層から約11m（σ=0.9985），約36m（σ=0.9950），約73m（σ=0.9900），約128m（σ=0.9825）である．MM5オリジナルの地形データセット（標高：GTOPO30，土地利用：USGS 25-cat）の解像度は約1kmであり，MM5を用いて1km以下の解像度の計算を行うためには，より高解像度な地形データセットを入力する必要がある．このため，本研究では国土地理院発行の50mメッシュ標高データと100mメッシュ土地利用データ（H9年度）からなる地形データセットを使用した．物理オプションとして，雲微物理過程にはSimple Ice scheme[1]，放射過程にはCloud-radiation scheme[1]，地表面過程にはFive-layer soil model[2]を使用した．大気境界層（PBL）スキームについては，これまでの比較・検討結果から，MM5の主要な大気境界層スキームであるBlackada[3]，Burk-Thompson[4]，Eta[5]，MRF[6]およびGayno-Seaman[7]の5つのPBLスキームの中で，目立った欠点がなく，最も平均的な特性を示したMellor-Yamada level2.5モデル（1.5次クロージャー）に基づくEtaスキームを使用した．Etaスキームでは，大気境界層高さは乱流エネルギー鉛直プロファイル変化点から定義されるが，大気境界層より上層では，3領域全てにおいて4次元同化を使用した．ここで言う4次元データ同化とは，予測方程式中に人工的なナッジング項を付加し客観解析値を同化する解析値ナッジングと呼ばれる手法であり，本計算では風速，温度，湿度の同化を行なった．その際のナッジング係数は，パラメータによって若干異なるが，10-4～10-5程度のデフォルト値をそのまま用いた．積雲対流パラメタリゼーションは全ての領域に対して適用しなかった．観測値との比較の際には，計算値を観測高度へ線形対数補間により高度補正した．

5．2．2 風況観測データ

検証には，2003年1月1日～2003年12月31日までの1年間，三重県美里村と芸濃町の山岳部に設置された4箇所の風況観測ポールでの観測データを用いた．風速計は，各観測点の上層30m，下層20mの2高度に設置されている．**図5．2**に，観測地点とその周辺地勢を示す．4つの観測点のうち，美里①と美里②は笠取山（標高842m），芸濃①と芸濃②は経ガ峰（標高819m）の各尾根筋に位置する．また，北西方向には霊山（標高766m）が位置する．美里観測点のある笠取山には大規模なウィンドファームが稼動する青山高原があり，この地域は非常に風況に恵まれた地域として知られている．

表5. 1 MM5の計算条件と入力データ

計算期間	2003年1月～2003年12月
客観解析値	気象庁メソ客観解析値 (6時間間隔, 10km格子, 20層)
海面温度	NOAA-Reynolds SST(1週間間隔, 1° 格子)
鉛直格子	23層(地表～100hPa)
水平格子	1次領域 3km, 2次領域 1km, 3次領域 333m 各(61×61格子)
地形データセット	標高データ　:国土数値情報(解像度 50m) 土地利用データ　:国土数値情報(解像度100m)
雲物理スキーム	Simple Ice
放射スキーム	Cloud-radiation
大気境界層スキーム	Eta
地表面スキーム	Five-Layer Soil model
積雲パラメタリゼーション	なし
4次元データ同化	全領域(大気境界層内除く)

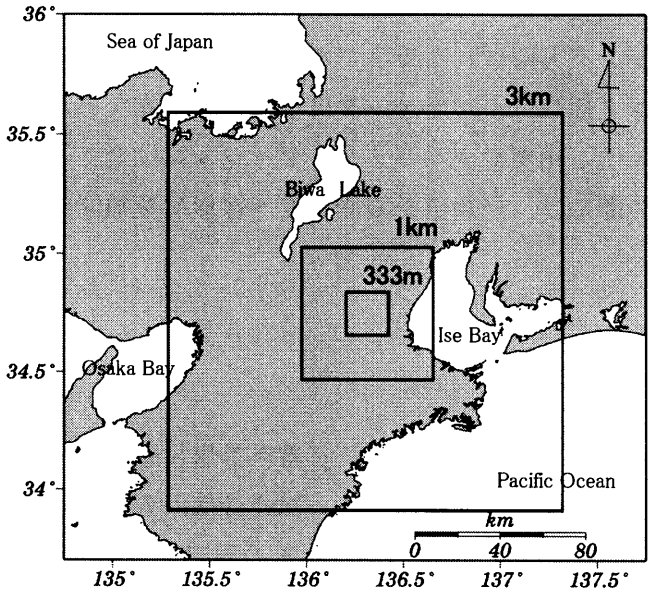


図5. 1 MM5の計算領域

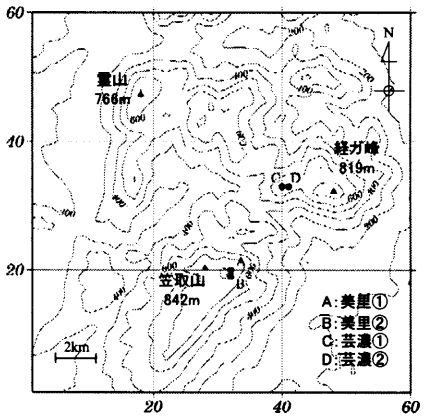


図5. 2 観測地点とその周辺地勢
(解像度:333m)

5. 3 超高解像度化に伴う MM5 の計算特性

気象モデルの超高解像度化には2つの意義がある．ひとつは，低解像度計算では再現できなかったより小さなスケールの気象現象が再現できるようになることであり，もうひとつは地形の再現性の向上に伴って気象場がそれに準じた応答をすることである．以下では超高解像度化に伴う MM5 の上記2つの計算特性について考察する．

5. 3. 1 小スケール気象現象の再現性

MM5 では地表面および大気境界層内の熱力学過程を考慮しているため，境界条件として用いられる客観解析の中には含まれない小スケールの気象現象をその計算領域の中で新たに作り出すことが可能である．これは，境界条件が再現可能な気象現象を規定する工学モデルとの大きな違いである．本節では高解像度化によって見えてくる小スケール気象現象の再現性を検討する．まずは典型的な小スケールの気象現象である海陸風の再現性を確認する．

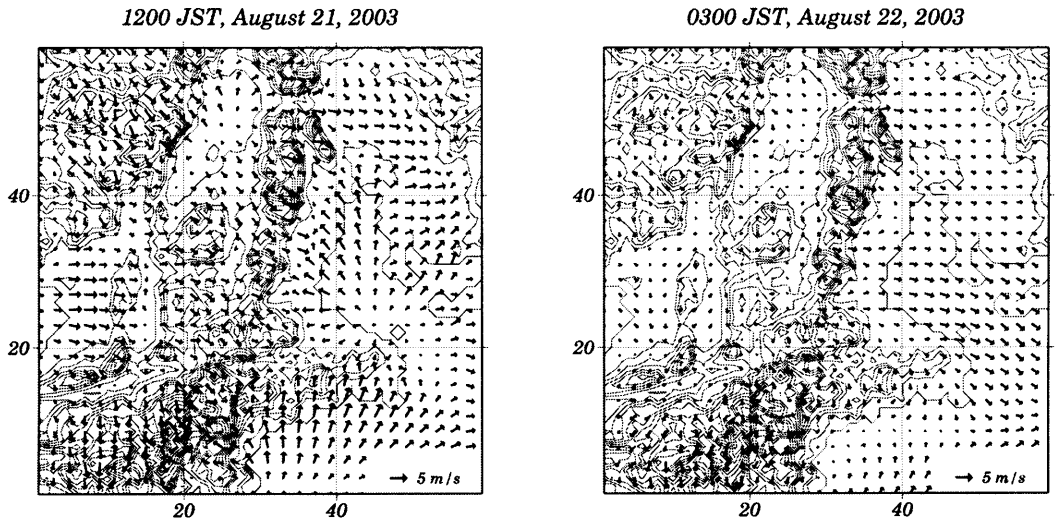
図 5. 3 および**図 5. 4** に，モデル最下層（高度約 11m）における夏季の日中および夜間の風速ベクトルを示す．**図 5. 3(a)** は，3km 格子領域における昼間の風速ベクトルを示したものであるが，伊勢湾や大阪湾，そして琵琶湖においても，陸地に向かって海風や湖風が吹きこんでいることがはっきりと確認できる．一方，夜間について見ると（**図 5. 3(b)**），昼間とは逆に海（湖）に向かって，陸風が吹いている様子が伺える．冬季も含めて海陸風は計算値の中で一般的に広く見られる現象であり，本研究の風況計算において海陸風成分は十分に考慮されているものと考えてよい．

次に，風況計算精度に大きく影響するもうひとつの現象として，大気境界層内の鉛直混合の再現性について考える．**図 5. 4(a)** および**図 5. 4(b)** は 333m 格子領域の昼間および夜間の風速ベクトルを示したものである．夜間の風速は，山岳部尾根筋で大きく，平野部で小さくなるのに対し，昼間は山岳部と平野部の風速差が小さくなっている．熱対流により鉛直混合の進む夏季の日中では，一般に鉛直方向の風速差が小さくなることから [6]，これは明らかに大気境界層の日変化に伴うものである．また，大気安定度の増加する夜間には一般に気流は山岳を乗り越えずに迂回する傾向があるが，**図 5. 4(b)** 中の笠取山や経ガ峰付近に見られる風の流れは真にこの傾向を象徴するものである．逆に，昼間は斜面上昇流や谷風が卓越し，山の頂きや尾根部に風が収束する様子も確認することができる．これらのことから，MM5 による風況計算では，大気境界層の日変化は十分に考慮できているものと考えられる．

さらに，鉛直断面内での風況再現性について検討する．ここでは，美里①を通るNW-SE方向の断面（**図5．5**）を一例に考える．

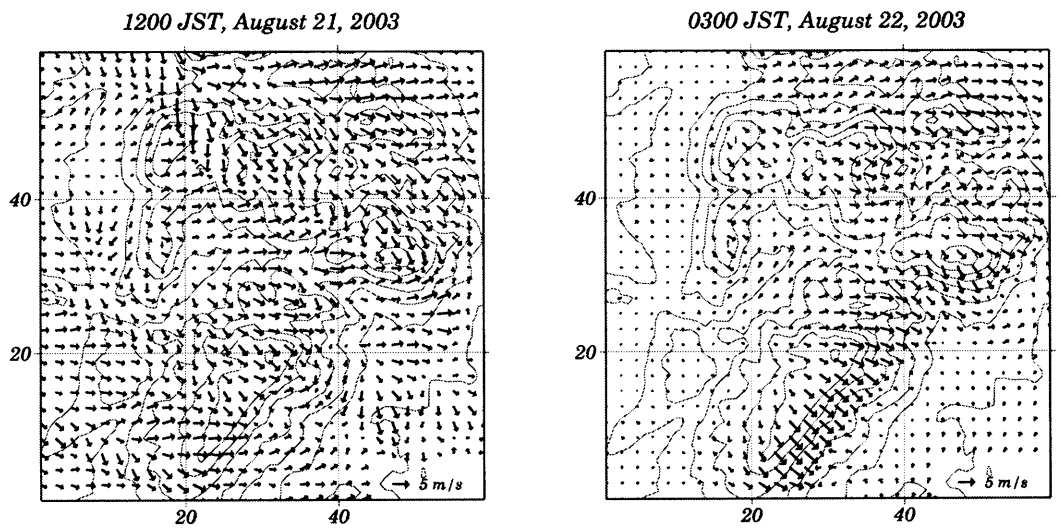
まず，前述の海風がこの断面内に見られた状況を**図5．6(a)**に示す．図面右側にある伊勢湾より数百m程度の厚みを持った海風が吹き込み，その先端となる海風前線が笠取山（x=32付近）を越えてさらに内陸に入っている様子が再現されている．大気境界層の鉛直混合の効果については夏季の典型的な風速分布を示した**図5．6(b)**および**(c)**を比較することにより確認することができる．昼間（**図5．6(b)**）は，夜間（**図5．6(c)**）に比べ，熱対流に伴う鉛直混合により，明らかに風速の鉛直プロファイルは一様化し，地表面付近で高風速化していることがわかる．これに対し，夜間には地表面付近の大気安定度の増加に伴い，鉛直シアーが大きくなっていることがわかる．山頂部（x=32）の風速分布について見ると，昼間および夜間ともに，山頂部の高度100m付近に，気流の鉛直収束による加速を示すジェット状のプロファイルを確認することができる．ただし，風速と大気成層の具合によっては，山越え気流は時としておろし風に似た様相を呈する．この場合には最大風速は山頂部よりもむしろ風下側に現れる（**図5．6(c)**）．山頂部よりも山腹部で風速が強くなる現象としてより一般的なのは，斜面下降流（山風）である．**図5．6(d)**にその典型例を示す．斜面下降流は放射冷却に伴う山岳部と平野部の温度勾配が駆動力であり，MM5は**図5．6(d)**に示されるような非常に小さなスケールの斜面においてもその発生をうまく再現していることがわかる．

以上，海陸風，大気境界層の鉛直混合，おろし風，斜面下降流等，地表面および大気境界層内の熱力学過程に起因する小スケールの気象現象がMM5内において再現可能なことを確認できた．最後に，工学モデルにおいて特に再現性が問題視される剥離現象についてMM5で再現された例を図**5．6(e)**に示す．図より，頂上を越えた気流が剥離を起こし，風下斜面上で逆流域が形成されている様子が見て取れる．MM5が非線形モデルであり，また今回用いた大気境界層スキームがMellor-Yamada Level 2.5の乱流クロージャースキームを用いていることから，精度はともかく，このような剥離現象が計算期間中，計算領域内のあらゆる状況下で発生していることは想像に難くない．



(a) Daytime　　(b) Midnight

図5. 3 3km格子領域の地表面付近の風速分布（σ =0.9985）



(a) Daytime　　(b) Midnight

図5. 4 333m格子領域の地表面付近の風速分布（σ =0.9985）

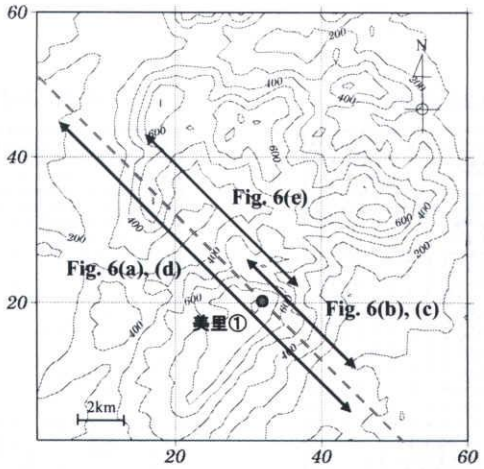
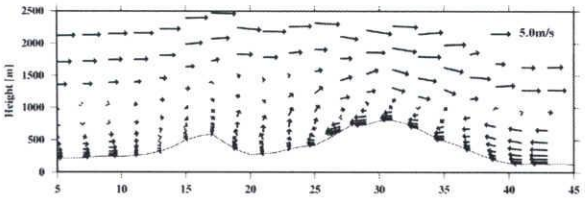
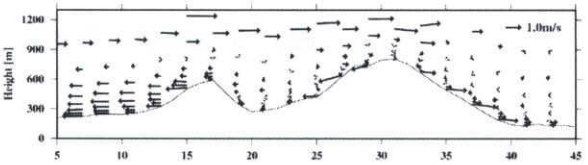


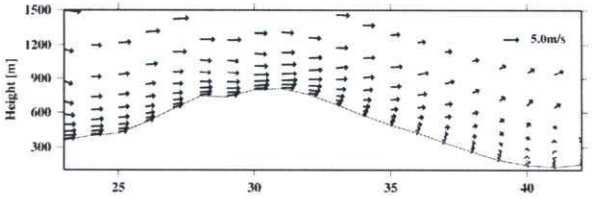
図5. 5 解析に用いた断面配置



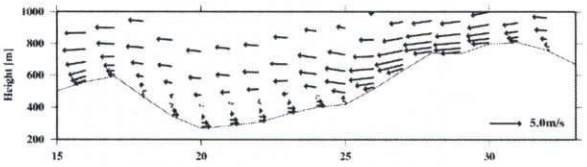
(a) 15:00JST, August 20, 2003



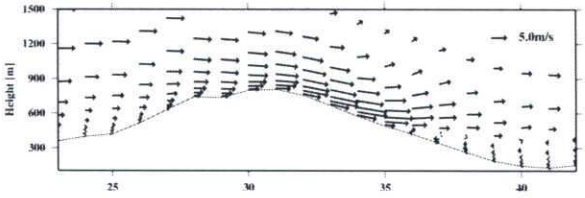
(d) 01:00JST, March 23, 2003



(b) 12:00JST, August 21, 2003



(e) 01:00JST, March 24, 2003



(c) 03:00JST, August 22, 2003

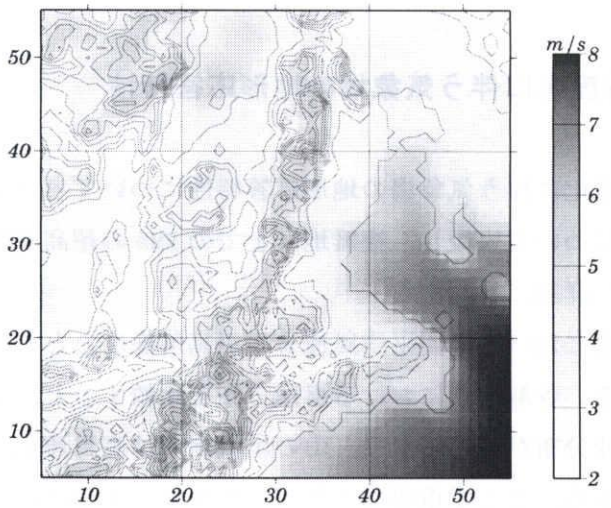
図5. 6 鉛直断面内での風速分布(333m格子領域)

5. 3. 2 超高解像度化に伴う気象場の地形応答特性

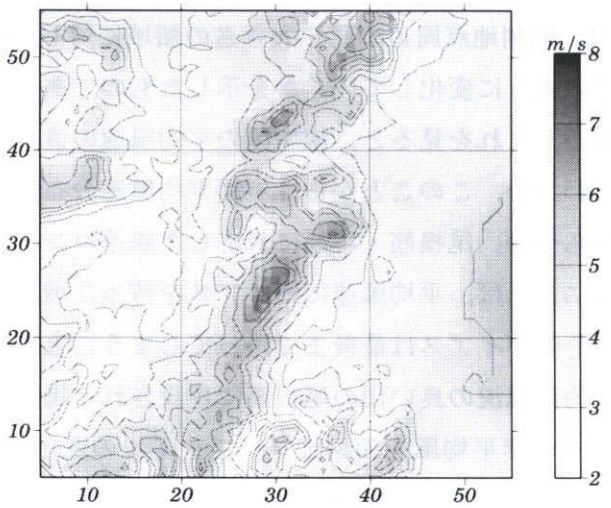
本節では，高解像度化に伴う気象場の地形応答特性について考える．特に，各解像度における年間平均風速分布について比較し，複雑地形上での MM5 の超高解像度化が年間平均風速分布に与える影響について詳細に検討する．

図 5. 7 は，各解像度における年間平均風速分布が高解像度とともにどのように変化していくかを示したものである．各解像度における風速分布を比較すると，高解像度化することにより微地形に対応した風速分布が明瞭になり，山の尾根筋では高風速化し，谷筋では低風速化する傾向があることがわかる．ここで重要なことは，解像度の変化に伴って風速分布にこのような明瞭な相違が現れるにも関わらず，各解像度の領域内の平均風速はほとんど変化しないという事実である．**図 5. 8** は，観測地点周辺の同じ大きさの領域に対し，年間平均風速分布と地形分布が解像度とともにどのように変化していくかを示したものである．図中には各解像度領域の平均風速を付記してある．これを見ると，領域間の平均風速の違いは高々3%程度であり，ほとんど変化がないことがわかる．このことから，年間平均風速分布に対する高解像度化とは，領域全体の平均風速を保ちつつ，尾根筋・谷筋に対応した風速コントラストを明確にすることであると理解できる．逆に言えば，平均風速にバイアスを持った境界条件の下で高解像度化をいくら行ったとしても，そのバイアスは最後まで残ってしまうことを意味する．

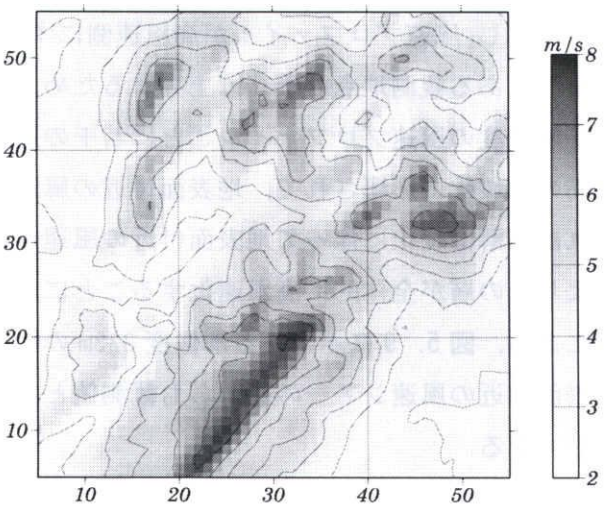
風力発電施設は一般的に風況の良い山の尾根筋に建設される場合が多い．そこで次に，高解像度化に伴う尾根筋上での年平均風速の鉛直プロファイルの変化について検討する．**図 5. 9** に美里①での各解像度における MM5 の計算値と観測値との年平均鉛直プロファイルの比較を示す．この図で注目すべき点は 2 つある．まず，第 1 点，この観測地点が尾根筋にあるため，高解像度化とともに風速は増加し，風速プロファイルが高風速側にずれていく点である．ただし，高解像度化とともに尾根筋にある観測地点の標高は上昇するため，図中の鉛直座標の原点（観測地点の絶対標高）は各解像度の風速プロファイルごとに若干の違いがあることに注意が必要である．第 2 点，尾根筋の急峻化に影響されて，地表面付近の風速シアーが徐々に大きくなっていることである．これは高解像度化に伴って地表面付近の風速が弱くなることが原因ではなく，むしろ高度数十 m より上の層が全体的に高風速化することに対応して，風速シアーが下層数十 m に集中したことによる．**図 5. 9** に示される解像度 333m の鉛直プロファイルは，平均風速の値のみならず，地表面付近の風速シアーの面からも観測値と良く一致しており，超高解像度化の効果を伺うことができる．



(a) 3km-grid domain

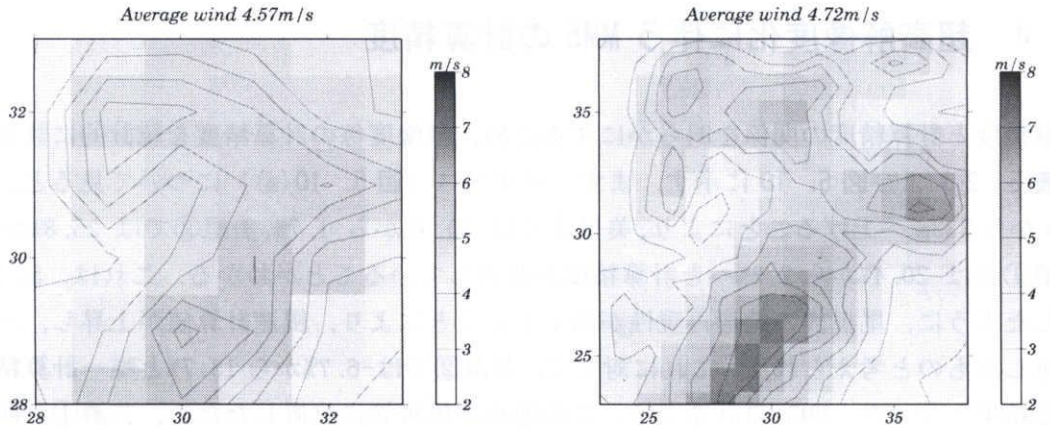


(b) 1km-grid domain

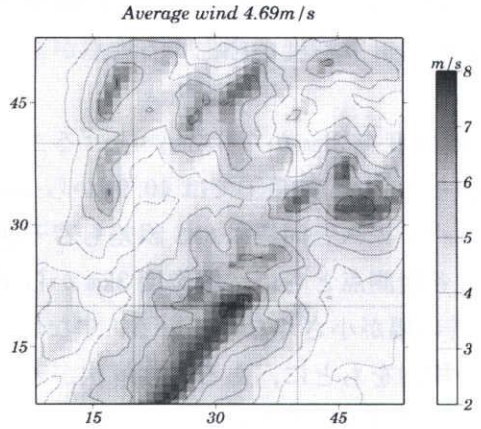


(c) 333m-grid domain

図5. 7　各解像度における30m高度年平均風速分布



(a) 3km-grid domain　　(b) 1km-grid domain



(c) 333m-grid domain

図5. 8 各解像度における30m高度年平均風速分布

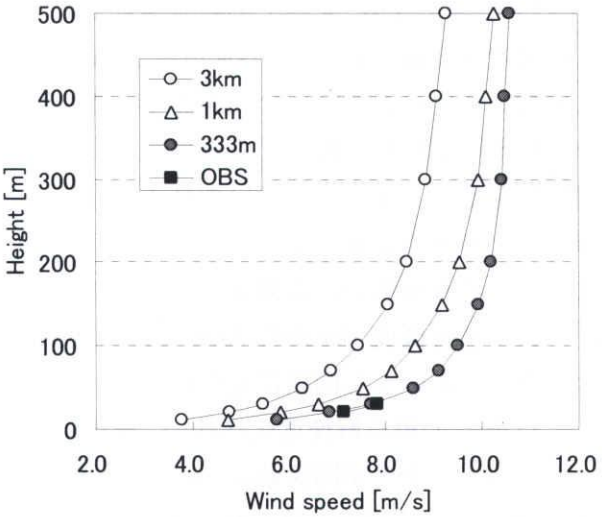


図5. 9 各解像度における計算値と観測値の年平均風速鉛直プロファイルの比較

5. 4　超高解像度化に伴うMM5の計算精度

解像度と計算精度の関係を明らかにするため，解像度毎の計算精度を統計的に評価した結果を**表5. 2**および**図5. 10**に示す．まず，バイアス（**図5. 10(a)**）について見ると，解像度を3kmから333mへ上げることにより，美里①では-30.4%から-1.7%，美里②では-25.8%から1.6%，芸濃①では-20.4%から2.3%へと計算精度が改善していることがわかる．これは，5. 3. 2節で示したように，尾根部の地形再現性が向上することにより，風速計算値が上昇し，バイアスが改善したものと考えられる．これに対して，芸濃②では-6.7%から13.7%と唯一計算精度が悪化する結果となった．MM5の計算では，この地点が尾根筋に位置したため，芸濃①と同様，高解像度化とともに年平均風速値自体は上昇したが，観測点が若干尾根筋からはずれた地点に位置していたことが計算値との差異に大きく影響していたものと考えられる．この結果は，尾根筋近傍の地形が急変する場所では高解像度化しても逆に計算精度が悪化する地点があり得ることを示唆している．

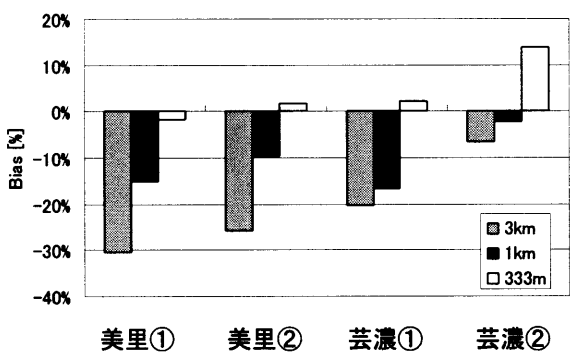
次にRMS誤差（**図5. 10(b)**）について見ると，解像度を3kmから333mへ上げることにより，美里①では43.3%から31.8%，美里②では40.7%から32.4%，芸濃①では40.9%から35.4%へと計算精度が改善していることがわかる．芸濃②ではバイアスと同様にRMS誤差も若干悪化した．高解像度化に伴うRMS誤差の変化傾向を見ると，各観測点ともに，解像度3kmから1kmで見られる改善に比べて，解像度1kmから333mでは改善の幅が小さくなっている．すなわち，計算精度に頭打ちの傾向が見られる．これは，3章での検討をもとに，ある程度解釈が可能である．つまり，高解像度化により地形に対する風速場の応答（主としてバイアス）は改善しても，解像度を1kmから333mに上げた時に新たに解像できる小スケールの気象現象が乏しく，観測値に見られる微細な時間変動（RMS誤差に影響）を十分に再現することができなかった，ということであろうと推測できる．

RMS誤差と同様な頭打ちの傾向は相関係数についても見られる．**図5. 10(c)**を見ると，解像度を3kmから333mへ上げることにより，すべての観測地点で相関係数は改善していることがわかる．しかしながら，解像度を3kmから1km，1kmから333mへと上げていく中で，相関係数はすべての地点で単調に増加していく訳ではない．改善の程度が徐々に鈍り，333mで悪化してしまう例も見られる．計算精度の頭打ちの傾向をさらに詳しく見るために，**図5. 11**に美里①と芸濃②での月別の相関係数を示す．美里①について見ると（**図5. 11(a)**），年間を通して解像度3kmから1kmではほとんどの月で改善がしている一方で，解像度1kmから333mについて見ると，逆に悪化してしまっている月が多い．芸濃②については（**図5. 11(b)**），美里①のように悪化まではしないが，それでも解像度1kmから333mでは精度が明らかに頭打ちになっている．こうした傾向は，他の2地点においても同様に見られる．

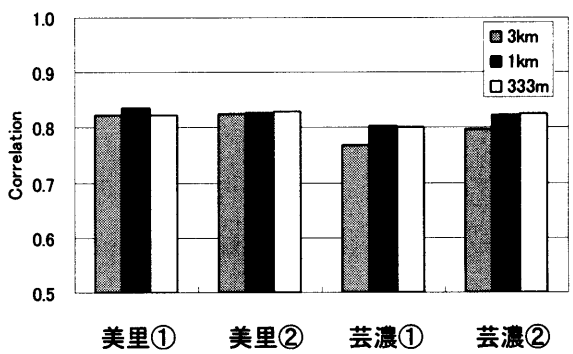
以上，解像度3kmから333mへの超高解像度化に伴い，風況計算精度は全ての統計値において向上する傾向がある一方，RMS誤差と相関係数については計算精度に頭打ちの傾向が見られ，333mという空間解像度はMM5による風況計算を行う上で上限に近いことが示唆された．

表 5. 2　風速の計算精度（高度 30m）

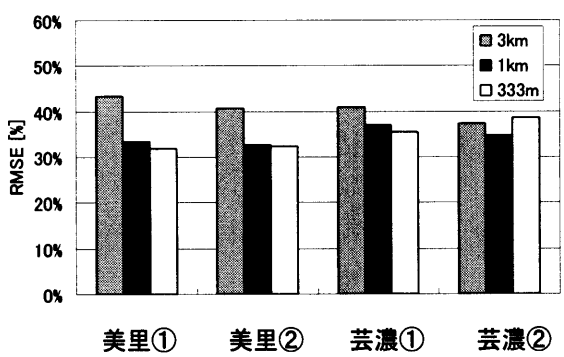
Stations	Resolution	Obs(m/s)	Simulated Wind Speed				
			Bias(m/s)		RMSE(m/s)		Correlation
美里①	3km	7.81	-2.37	-30.4%	3.38	43.3%	0.823
	1km		-1.19	-15.2%	2.62	33.5%	0.834
	333m		-0.13	-1.7%	2.49	31.8%	0.823
美里②	3km	7.33	-1.90	-25.8%	2.99	40.7%	0.825
	1km		-0.72	-9.8%	2.40	32.7%	0.828
	333m		0.12	1.6%	2.38	32.4%	0.830
芸濃①	3km	6.83	-1.40	-20.4%	2.80	40.9%	0.769
	1km		-1.14	-16.7%	2.53	37.1%	0.803
	333m		0.15	2.3%	2.42	35.4%	0.801
芸濃②	3km	5.83	-0.39	-6.7%	2.18	37.4%	0.798
	1km		-0.14	-2.3%	2.02	34.7%	0.823
	333m		0.80	13.7%	2.25	38.6%	0.826



(a) Bias

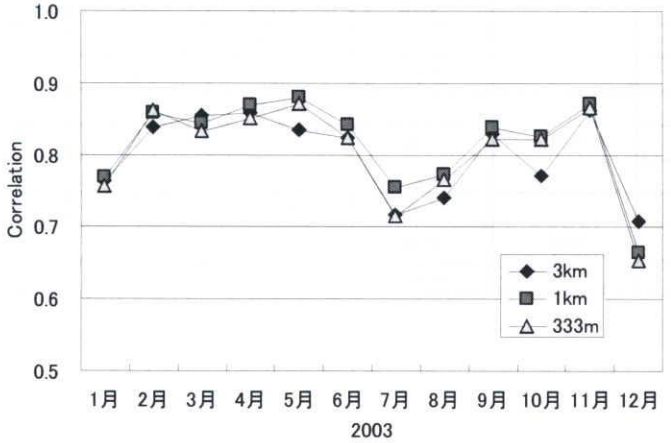


(c) Correlation

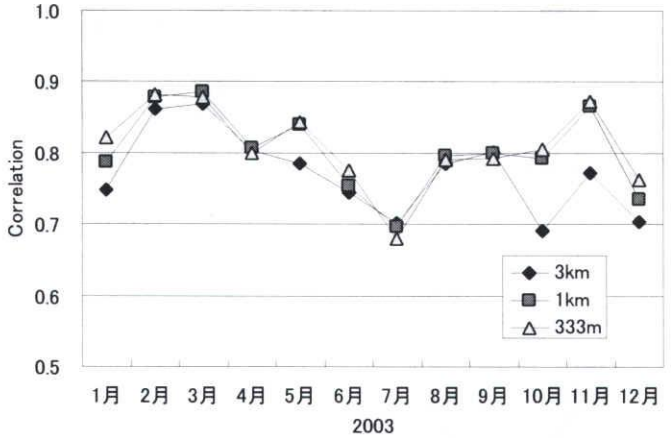


(b) RMSE

図 5. 10　各解像度間での計算精度の比較（高度 30m）



(a) Misato①



(b) Geino②

図5. 11　各解像度間での月別の相関係数の比較（高度30m）

5. 5 考察

ここでは，5. 4節で示されたMM5の風況計算精度と風力発電システム導入に関して一般的に求められる精度との関係について考察し，その計算精度の中で更なる高精度化の必要性の有無に関して検討する．

4章で用いた新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）の風況計算精度・誤差評価手法[8]に基づいて求めた，解像度333mでのMM5の風況計算精度を**表5. 3**に示す．各観測点の値をまとめると，平均風速の比は0.983～1.137，変動係数の比は0.996～0.999，相関係数は0.953～0.960という結果になった．NEDOの上式による各統計値の許容範囲は，平均風速の比と変動係数の比が0.85～1.15，相関係数が0.8以上であることから，解像度333mでの計算精度は，全観測点でこのNEDOの基準を満たしていることがわかる．また，**表5. 2**で示したように，通常用いられる相関係数においても解像度333mでの相関係数はすべての観測点で0.8を上回っている．これらより，少なくとも今回対象とした地点においては，MM5による解像度333mの風況計算は，工学モデルを使うまでもなく，既に風況調査に十分な精度を有していると言える．

表5. 3 NEDOの評価法に基づく風速の計算精度

	美里①	美里②	芸濃①	芸濃②
平均風速の比	0.983	1.016	1.023	1.137
変動係数の比	0.998	0.996	0.999	0.970
相関係数	0.960	0.960	0.953	0.956

こうした状況を踏まえ，最後に，計算コストについて考察する．風況シミュレーションでは，大領域から対象領域まで，ネスティングを用いて複数領域の同時計算を行うため，膨大な計算時間が必要になる．**図5. 12**は，同時計算を行う領域数によって計算時間がどの程度増えるかを示したものである．テストに用いた計算機はXeon 2.4GHz，1CPUのPC-Linuxであり，ここでは1日分の計算にかかる所要時間を比較している．図より，3kmの1領域計算では1日分の計算に2時間，3kmと1kmの2領域同時計算では7.5時間を必要とすることがわかる．本研究で行った3km，1kmおよび333mの3領域同時計算では1日分の計算に29時間を必要とした．つまり，同時計算をする領域を1領域増やす毎に，約3～4倍の計算時間が必要になる．そこで，MM5を用いて更に111mまで高解像度化した場合，1日分の計算には単純に考えて3～4日の計算時間が必要になる．

5. 4節の検討結果から，111mまで解像度を上げた場合に期待できることは，バイアスの改善だけである．RMS誤差，相関係数には333mの段階で既に頭打ちの傾向が見られており，これ以上の大幅な改善は期待できない．また前述のように，333mの計算精度は，風況シミュレーション

で求められる一般的な精度を十分に上回るレベルにある．さらに，111mまで解像度を上げた場合，計算には実時間の3～4倍の時間が必要となる．以上のことから考えて，111mの解像度で年間計算を行うには明らかに費用対効果が低過ぎる．よって，MM5による風況計算においては，333m程度の解像度が高解像度化の実質的な上限であると結論付けられる．

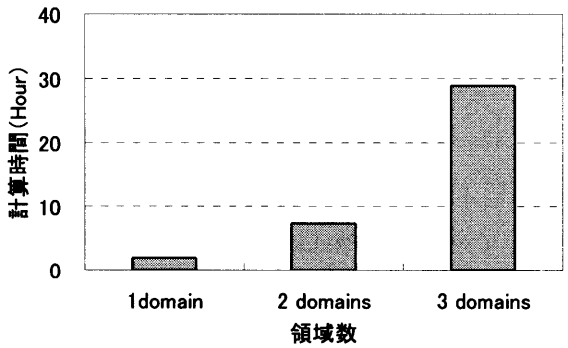


図5．12 領域数に対する1日にあたりの計算時間

5．6　結語

本章では，本研究では，複雑地形上でのMM5の風況計算精度と高解像度化の限界に関する検討を目的として，三重県山岳部を対象とした計算精度検証を行なった．得られた結論を以下に列記し，本研究の結語とする．

1. MM5では地表面および大気境界層内の熱力学過程に起因する小スケールの気象現象を再現することが可能である．
2. 年平均風速分布に見られる高解像度化の効果は，領域全体の平均風速が一定に保たれつつ，微地形に対応した風速コントラストが明確になることである．
3. 解像度3kmから333mへの高解像度化に伴い，風況計算精度は全ての統計値において向上する傾向がある．
4. 解像度333mの計算精度は，NEDOの定める精度基準を十分に上回るレベルにある．
5. 解像度を1kmから333mへ上げる段階で，RMS誤差と相関係数については計算精度に頭打ちの傾向が見られる．
6. MM5による風況計算では，計算精度，計算コストの両面から，333m程度が超高解像度化の実質的な上限である．

参考文献

1) **Dudhia, J.** (1989): Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., Vol.46, pp.3077-3107.

2) **Dudhia, J.** (1996): A multi-layer soil temperature model for MM5, Sixth Annual PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, Boulder, CO, pp.49-50.

3) **Zhang, D. -L. and R. A. Anthes** (1982): A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 Data, J. Appl. Meteor., Vol.21, pp.1594-1609.

4) **Burk, S. D., and W. T. Thompson** (1989): A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics, Mon. Wea. Rev., Vol.117, pp.2305-2324.

5) **Janjic, Z. I.** (1990): The step-mountain coordinate model: Physical package, Mon. Wea. Rev., Vol.118, pp.1429-1443.

6) **Hong, S.-Y. and H. L. Pan** (1996): Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, Mon. Wea. Rev., Vol.124, pp.2322-2339.

7) **Ballard, S. P., B. W. Golding, and R. N. B. Smith** (1991): Mesoscale model experimental forecasts of the Haar of northeast Scotland, Mon. Wea. Rev., Vol.119, pp.2107-2123.

8) **新エネルギー・産業技術総合開発機構** (2003), 「風力発電システム導入のための風況予測手法に関する検討」(公開用) 報告書, NEDO技術情報データベース, 108p.

第6章　結　語

本研究は，今後，更なる風力発電の発展が期待されるなかで，取得可能エネルギー量の評価や年間の発電量の推定を行う上で欠くことのできない，信頼性の高い風況シミュレーション手法の開発を最終目的として行ったものである．具体的には，メソ気象モデル MM5 を用いて風況シミュレーションを行う際の数々の問題点を改善することで高解像度計算手法を確立し，その手法を用いて伊勢湾沿岸域における解像度 1km の高解像度風況マップの作成と山岳部における解像度 333m までの超高解像度計算を行い，その有用性を実証したものである．

以下に，本研究で得られた結果を各章毎にまとめる．

第 2 章では，国土数値情報をもとにした地形データセットを作成し，伊勢湾沿岸域を対象に地表面データセットの高解像度化と水平格子解像度の高解像度化が風況計算精度に与える影響について検討を行った．その結果，以下の結論を得た．

- 最小解像度約 1km の MM5 のオリジナル地形データセットに対して，国土地理院発行の 50m メッシュ標高データと 100m メッシュ土地利用データからなる国土数値情報をもとにした地形データセットを使用できるようにすることで，解像度 1km 以下の高解像度計算が行えるようにした．
- メソ気象モデル MM5 の地形条件をオリジナル地形データセットから国土数値情報に変更することにより，計算精度が大幅に改善することを明らかにした．
- 水平格子解像度の高解像度化に伴う計算精度の改善についてはその効果を確認することが出来なかった．これは，計算領域の大きさの問題および観測点の位置などの問題点によるものと考えられる．

第 3 章では，地表面付近の風況計算精度に直接的に影響する大気境界層（PBL：Planetary Boundary Layer）スキームに着目し，MM5 に実装される 5 つのスキームの風況計算精度について比較・検討を行った．その結果，以下の結論を得た．

- 各スキームで計算された計算期間内の平均風速には，大型風車のハブ高度に相当する高度 70m 付近で風速バイアスが最大で 1.5m/s（平均風速比 27%）もの大きな差が現れることを明らかにし，気象モデルによる風況計算において大気境界層スキームの選択が非常に重要になることがわかった．

・ドップラーソーダ観測値を用いた計算精度検証結果から，バイアスではBurk-Thompsonスキーム，RMS誤差ではBlackadarスキーム，相関係数ではEtaスキームが最も良い値を示すことがわかった．各スキームの特徴については以下のような特徴が明らかとなった．

1) Burk-Thompsonスキームは昼間の鉛直混合が弱く，日変化の再現性が悪い．
2) Blackadarスキームは接地境界層内の風速シアーが極端に小さい．
3) MRFとGayno-Seamanスキームは風速が過大傾向であり，接地境界層内の風速シアーが大きい．
4) Etaスキームは目立った欠点がなく，5つのPBLスキームの中では平均的な特性を示す．

・高解像度風況計算にはEtaスキームが最も適切なスキームであることを示した．

第4章では，これまでの気象モデルの問題点および改善点の検討結果をもとに，計算条件を設定して伊勢湾沿岸域における解像度1kmの新風況マップを作成し，旧風況マップとの比較から計算手法の変更が風況計算精度に与える影響について比較・検討を行った．その結果，以下の結論を得た．

・旧風況マップに対して新風況マップでは，計算条件を見直すことにより全ての統計値において改善傾向を示した．
・新風況マップの風況計算精度は，バイアス値で-23.3～0.9%（平均-7.2%），RMS誤差で32.3～40.7%（平均37.5%），相関係数で0.74～0.81（平均0.78）である．
・地形データセットに国土数値情報を用いることにより，旧風況マップの問題点であった都市部での過大傾向，山岳部での過小傾向が改善された．
・山岳部の計算精度については，旧風況マップと同様に複雑地形上での空間解像度の粗さから計算精度の向上が見られなかった．
・BlackadarスキームをEtaスキームに変更することにより，年間を通して安定した計算精度を得ることが可能になる．
・順次計算から同時計算に変更することにより，相関係数が改善する．
・旧風況マップに対して新風況マップでは，沿岸部において風況計算精度は全ての統計値において向上することがわかった．
・新風況マップの風況計算精度は沿岸部においてNEDOの定める精度基準を十分に上回るレベルにある．

第5章では，複雑地形を計算対象として解像度333mの超高解像度化に伴う気象モデルの風況再現特性を整理した上で，水平解像度を3kmから333mへと超高解像度化させた場合，気象モデルの超高解像度化が計算精度に与える影響について検討を行った．その結果，以下の結論を得た．

・MM5 では地表面および大気境界層内の熱力学過程に起因する小スケールの気象現象を再現することが可能である.

・年平均風速分布に見られる高解像度化の効果は,領域全体の平均風速が一定に保たれつつ,微地形に対応した風速コントラストが明確になる.

・解像度 3km から 333m への高解像度化に伴い,風況計算精度は全ての統計値において向上する傾向がある.

・解像度 333m の計算精度は,NEDO の定める精度基準を十分に上回るレベルにある.

・解像度を 1km から 333m へ上げる段階で,RMS 誤差と相関係数については計算精度に頭打ちの傾向が見られる.

・MM5 による風況計算では,計算精度,計算コストの両面から,333m 程度が高解像度化の実質的な上限である.

4 章と 5 章の結果より,伊勢湾沿岸部や洋上でのオフショア風力発電や洋上風力発電については解像度 1km の風況マップで十分に適用可能であり,山岳部においてウィンドファームスケール（数 km 四方）の風況を把握するのであれば解像度 333m の超高解像度計算を行うことで十分に適用可能であると結論付けられる.以上,本論文ではメソ気象モデル MM5 を用いた超高解像度風況計算手法の開発について述べてきた.

今後の展望として,MM5 の更なる高精度化に向けての課題について述べる.幾つかの残された課題の中で,最も注目しているのは MM5 の入力値となる境界値に着目し,流入・流出の束縛条件となる側面境界条件の高精度化が風況計算精度に与える影響についてである.

筆者らは,MM5 の初期値・境界値として気象庁メソスケールモデル（MSM）による客観解析値を用いてきた.このデータは,空間解像度 10km,時間間隔 6 時間毎と時・空間的に粗いため,直接側面境界条件として使用した場合,より小さな変動は平滑化されて除去されてしまう可能性がある.このため,現在,初期値・境界値の品質改善を行うために MM5 の再解析パッケージである little_r を使用して,気象庁 AMeDAS 観測値の風向・風速データを取り込むことで客観解析値の品質改善を試み,観測値データ同化手法が風況計算精度に与える影響について比較・検討を行っている.

最後に,筆者はメソ気象モデルの高解像度化に伴う主要な問題点について明らかにし,メソ気象モデル MM5 のほぼ限界まで風況計算精度を引き出せたものと自負している.しかしながら,エネルギー密度は風速の 3 乗に比例するという決定的な事実を顧み,これまでの経験をもとにしたメソ気象モデル MM5 の改良や将来的に期待される衛星画像による高品質な地表面パラメータの風況シミュレーションへの導入など,まだまだ多くの計算精度の改善の可能性が残されている現状を正しく認識する必要がある.それ故,本成果を通過点として考え,今後も風況計算精度の改善を追求し,より高精度な風況場の再現を試み続けるということが研究者の責務であり,喜びそして希望ではないかと考えている.

補遺 A　メソ気象モデル MM5 の概要

A. 1　はじめに

本研究で用いたメソ気象モデルはペンシルバニア州立大と米国大気研究センター（NCAR）で開発された MM5 である．このモデルは NCAR のウェブサイト

http://www.mmm.ucar.edu/mm5/ mm5-home.html

にて入手が可能である．MM5 は非静力学平衡・圧縮性のメソ気象モデルであり，雲微物理過程や放射過程，大気境界層過程などに関して複数の物理オプションを有している．MM5 は元々気象予測の現業用モデルとして開発された側面が強いため，境界条件は全球もしくは領域客観解析値によって与えられ，この客観解析値はさらに計算領域内における 4 次元同化値としても用いられる．この 4 次元同化手法によって計算場と現実場の乖離が阻止され，過去の気象場の現実的な再現計算が可能となる．さらに，MM5 では局所的な風況計算には必要不可欠なネスティング・オプションも実装されている．

ここでは，Dudhia[1]，Grell et al.[2]，および MMM-NCAR(2001)[3]を参考にして，MM5 の基本的な計算方法について記述する．

A. 2　基礎方程式

MM5 は，回転座標系上での完全圧縮大気に対する方程式系をその基礎としている．またマップファクターを導入することで地球の曲率も考慮している．基本的な予測変数は，風速の 3 成分と気圧，温度であるが，雲微物理過程の選択によっては水蒸気，雲水，雨水，雪，氷，霰の混合比も予測変数となる．

MM5 では鉛直座標に気圧準拠の σ 座標を用いている．まず気圧は，基準状態（reference state）とそこからの変動成分の和で表される．

$$p(x,y,z,t) = p_0(z) + p'(x,y,z,t) \tag{A.1}$$

鉛直 σ 座標は，基準状態の圧力だけを用いて，

$$\sigma = \frac{p_0 - p_{top}}{p_{surf} - p_{top}} = \frac{p_0 - p_{top}}{p^*} \tag{A.2}$$

と定義される．p_{top}，p_{surf} はそれぞれモデル上端および地表での基準状態の気圧である．p_{surf} は土地の標高に依存するため x，y の関数となり，また p_{top} は通常 100hPa などの一定値が与えられる．

また，p_0はzのみの関数であるため，この鉛直σ座標系は時間的に変化しない空間に固定された座標系となる．**図A．1**にこのσ座標の概念図を示す．

MM5の基本的な予報変数である風速（3成分），気圧変動成分，気温および密度の6成分は，運動方程式（3成分），連続式，熱力学式，状態方程式の6つの偏微分方程式から求められる．以下に，状態方程式を消去して求まる5つの予測式を示す．

運動量方程式x成分：

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{m}{\rho}\left(\frac{\partial p'}{\partial x}-\frac{\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial x}\frac{\partial p'}{\partial \sigma}\right)=-V\cdot\nabla u+v\left(f+u\frac{\partial m}{\partial y}-v\frac{\partial m}{\partial x}\right)-ew\cos\alpha-\frac{uw}{r_{earth}}+D_u \tag{A.3}$$

運動量方程式y成分：

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{m}{\rho}\left(\frac{\partial p'}{\partial y}-\frac{\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial y}\frac{\partial p'}{\partial \sigma}\right)=-V\cdot\nabla v+u\left(f+u\frac{\partial m}{\partial y}-v\frac{\partial m}{\partial x}\right)-ew\cos\alpha-\frac{vw}{r_{earth}}+D_v \tag{A.4}$$

運動量方程式z成分：

$$\frac{\partial w}{\partial t}+\frac{\rho_0}{\rho}\frac{g}{p^*}\frac{\partial p'}{\partial \sigma}+\frac{g}{\gamma}\frac{\partial p'}{\partial p}=-V\cdot\nabla w+g\frac{p_0}{p}\frac{T'}{T_0}-\frac{gR_d}{c_p}\frac{p'}{p}+e(u\cos\alpha-v\sin\alpha)+\frac{u^2+v^2}{r_{earth}}+D_w \tag{A.5}$$

気圧方程式：

$$\frac{\partial p'}{\partial t}-\rho_0 gw+\gamma p\nabla\cdot V=-V\cdot\nabla p'+\frac{\gamma p}{T}\left(\frac{\dot{Q}}{c_p}+\frac{T_0}{\theta_0}D_\theta\right) \tag{A.6}$$

熱力学方程式：

$$\frac{\partial T}{\partial t}=-V\cdot\nabla T+\frac{1}{\rho c_p}\left(\frac{\partial p'}{\partial t}+V\cdot\nabla p'-\rho_0 gw\right)+\frac{\dot{Q}}{c_p}+\frac{T_0}{\theta_0}D_\theta \tag{A.7}$$

移流項は次のように表される．

$$V\cdot\nabla A\equiv mu\frac{\partial A}{\partial x}+mv\frac{\partial A}{\partial y}+\dot{\sigma}\frac{\partial A}{\partial \sigma} \tag{A.8}$$

ただし，

$$\dot{\sigma}=-\frac{\rho_0 g}{p^*}w-\frac{m\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial x}u-\frac{m\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial y}v \tag{A.9}$$

である．また，発散項は，

$$\nabla\cdot V=m^2\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{u}{m}\right)-\frac{m\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial \sigma}+m^2\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{v}{m}\right)-\frac{m\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial y}\frac{\partial v}{\partial \sigma}-\frac{\rho_0 g}{p^*}\frac{\partial w}{\partial \sigma} \tag{A.10}$$

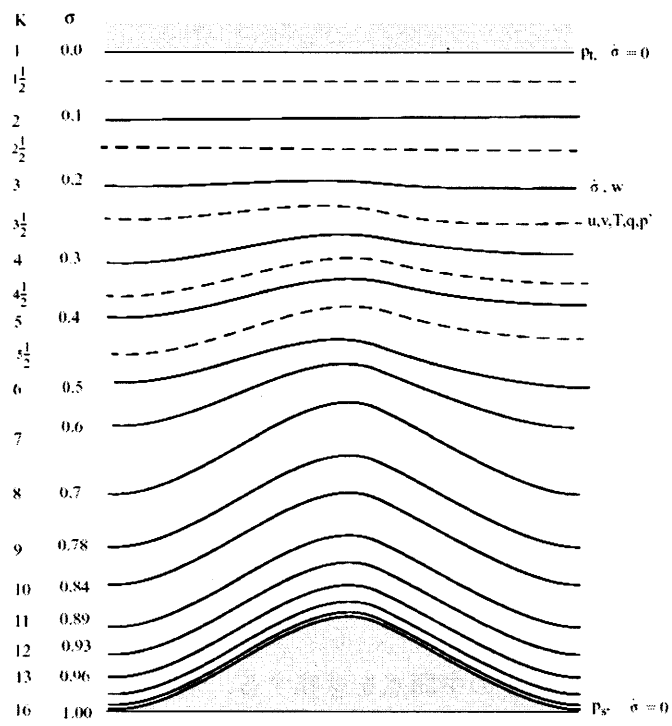
のように表される．

上記の式中の添え字（$_0$）は基準状態（高さzのみの関数）を表し，またプライム（$'$）は基準状態からの変動成分を表す．ρは密度，θは温位，$\dot{Q}$は比断熱加熱（潜熱，放射等），D_Aはサブグリッドスケールの渦に関連する項である．r_{earth}，R_d，c_pはそれぞれ，地球半径，乾燥空気に対する気体定数，定圧比熱を表し，γは定積比熱に対する定圧比熱の比である．fはコリオリパラメーター（$f=2\Omega\sin\phi$，ϕは緯度）で，eは通常無視されるコリオリ成分（$e=2\Omega\cos\phi$）である．$\alpha=\lambda-\lambda_c$であり，λは経度，λ_cは（地図変換上の）中心経度を表す．mはマップファクターと呼ばれる変数で，

$$m = (\text{distance on grid})/(\text{actual distance on grid}) \tag{A.11}$$

のように定義される．

実際の地球上での2点間の距離は，地球表面の丸みの影響を受けるため，地図投影されたモデル上の距離とはことなる．この距離の比を表したものがマップファクターであり，通常1に近い値をとる．実際の計算上では，水平微分を計算する際に必要になる．



図A. 1　MM5の鉛直座標系[3)]

A. 3 格子配置と空間差分

鉛直方向の格子配置は，前節で述べたσ座標系に基づく（**図 A. 1**）．鉛直速度w，σはfullσレベルで定義され，その他の変数はその中間層であるharfσレベルで定義される．水平方向の格子配置にはArakawa-Bグリッドを用いている（**図 A. 2**）．Arakawa-Bでは，水平速度成分以外の変数が定義されるcross pointを中心として，その4角（dot point）に速度u,vが配置されている．現在の気象モデルでは，差分化の際に平均操作の少なくなるArakawa-Cグリッド用いられるものが多い中で，MM5は例外的であると言える．Dudhia et al.[1)]では，Arakawa-Bグリッドの利点として，完全圧縮の方程式系の差分化では，Arakawa-C グリッドよりも$\sqrt{2}$倍だけtime stepを長くとることができるために計算効率が良いことを挙げている．

空間差分は,原則的に,注目する格子点とその両隣の2点を用いた2次精度中心差分であり，次のように表記できる．ただし，MM5ではx方向（東西成分）を添え字j,y方向が添え字iで表されることに注意する．

$$\left.\frac{\partial A}{\partial x}\right|_{i,j} = \frac{A_{i,j+1/2} - A_{i,j-1/2}}{\Delta x} \tag{A. 12}$$

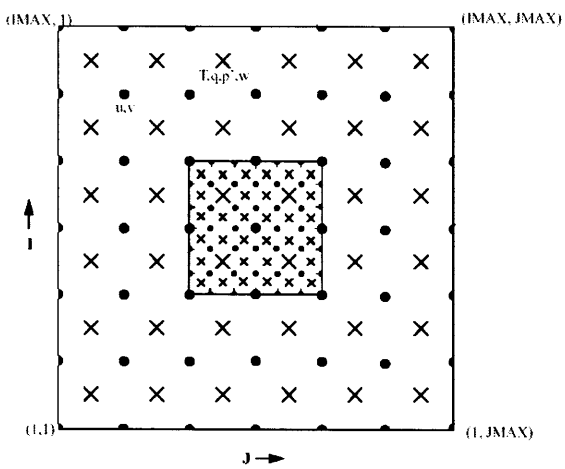


図 A. 2 MM5の水平座標系[3)]

ここで，添え字（1/2）は格子の中間点を意味する．水平格子の場合は格子間隔が一定であるため，中間点における値は両隣の格子の値を単純に平均することで求める．鉛直格子の場合は格子間隔が不定なので，中間層（harfσレベル）の値は，以下のようにσ値に対する線形補間で求める．

$$A_{k+1/2} = \frac{A_{k+1}(\sigma_{k+1/2} - \sigma_k) + A_k(\sigma_{k+1} - \sigma_{k+1/2})}{\sigma_{k+1} - \sigma_k} \tag{A. 13}$$

ただし，A が温度である場合は，温位に変換してから上式により補間し，また水蒸気混合比である場合には，常用対数を取ってから補間を行う．

A. 4 時間差分

メソ気象モデルの方程式系は，解に音波を含むか否かによって非弾性系と弾性系に分類される [4]，MM5 は音波を解に含む弾性系のモデルである．また弾性系モデルは，連続式中の密度の時間変化を考慮するか否かで準圧縮形と完全圧縮形に分類されるが，MM5 は密度変化を考慮し完全な連続式を用いる完全圧縮形のモデルである．さらに完全圧縮系モデルでは，気圧方程式の中に現れる非断熱項を含めるか否かで非膨張系と膨張系に分けられるが，MM5 は非断熱項を無視する非膨張系モデルである．つまり MM5 は，弾性・完全圧縮系・非膨張系のモデルであると言える．

一般に弾性系モデルでは，音波の非常に早い伝搬速度（約 350m/s）が時間ステップを制約するために，音波の計算について何らかの特別な取り扱いが必要になる．MM5 では，音波を表現する部分についてのみ小さな時間ステップで時間積分を行い，移流項等の残りの項は大きな時間ステップで時間積分を行う，いわゆるタイムスプリット法が用いられている．ただし，小さい時間ステップの取り扱いは鉛直方向の短い格子間隔に制約されるため，音波に鉛直方向に対してのみ陰解（implicit）法を用い，その他については陽解（explicit）法で行う HE-VI(horizontally explicit - vertically implicit)法が用いられている．

具体的には，u，v，w，p' の時間発展式である式(A.3)，(A.4)，(A.5)，(A.6)において，左辺にある項を小さな時間ステップで，右辺にある項を大きな時間ステップでそれぞれ時間積分する（**図 A. 3**）．大きな時間ステップの差分化には leapflog 法を用い，小さな時間ステップに対しては前方差分を用いる．通常，leapflog 法での $2\Delta t$ の大きな時間ステップの中に，小さな時間ステップ（$\Delta\tau$）を 4 つ取る．また leapflog 法では，奇数ステップと偶数ステップの値の差から生じる不安定性を回避するため，Asselin filter が併用される．

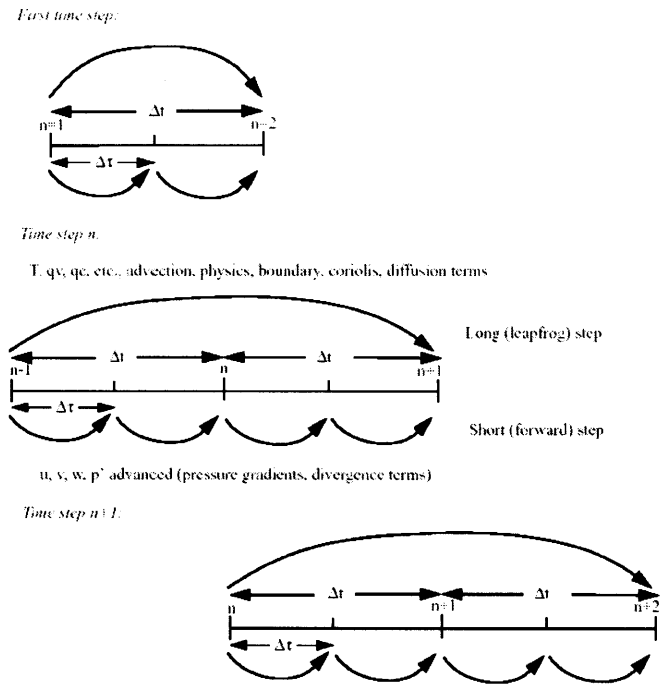


図 A. 3 MM5 の時間差分スキーム [3)]

式(A. 3), (A. 4), (A. 5), (A. 6)の右辺にあるゆっくりと変化する項（移流項，拡散項，浮力項，コリオリ項）をまとめてSで表し，もう一度書き直すと，以下のようになる．

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{m}{\rho}\left(\frac{\partial p'}{\partial x}-\frac{\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial x}\frac{\partial p'}{\partial \sigma}\right)=S_u \tag{A. 14}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{m}{\rho}\left(\frac{\partial p'}{\partial y}-\frac{\sigma}{p^*}\frac{\partial p^*}{\partial y}\frac{\partial p'}{\partial \sigma}\right)=S_v \tag{A. 15}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t}+\frac{\rho_0}{\rho}\frac{g}{p^*}\frac{\partial p'}{\partial \sigma}+\frac{g}{\gamma}\frac{\partial p'}{\partial p}=S_w \tag{A. 16}$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t}+m^2\gamma p\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{u}{m}\right)-\frac{\sigma}{mp^*}\frac{\partial p^*}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial \sigma}+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{v}{m}\right)-\frac{\sigma}{mp^*}\frac{\partial p^*}{\partial y}\frac{\partial v}{\partial \sigma}\right]-\frac{\rho_0 g\gamma p}{p^*}\frac{\partial w}{\partial \sigma}-\rho_0 g w=S_{p'} \tag{A. 17}$$

まず，leapflog 法により，ゆっくりと変化する項Sに対して時間 n-1 から n+1 まで 1 ステップ(2Δt)時間を進める．この時，移流項，コリオリ項，浮力項などについては時間 n の値を用い，拡散項，雲微物理項，サブグリッドスケールの鉛直フラックス発散項に関しては時間 n-1 での値を用いる．短い時間スキップに関する計算手順は以下のようになる．

1) 式(A. 15)，(A. 16)において，p'^{τ} から，前方差分により $u^{\tau+1}$，$v^{\tau+1}$ を得る．

2) 式(A. 17)において，p'^{τ} と $p'^{\tau+1}$ の加重平均値から，$w^{\tau+1}$ を得る．

3) 式(A. 18)において，$u^{\tau+1}$，$v^{\tau+1}$ および w^{τ} と $w^{\tau+1}$ の加重平均値から，$p'^{\tau+1}$ を得る．

ただし，2 と 3 の段階では，式(A. 16)と(A. 17)を連立させて陰解法で解くことになる．時間ステップτと$\tau+1$の加重平均は，

$$\overline{p'}^{\beta}=\frac{1}{2}(1+\beta)p'^{\tau+1}+\frac{1}{2}(1-\beta)p'^{\tau} \tag{A. 18}$$

で求められる．$\beta=0$とすれば，式(16)，式(17)は中心差分式となり，$\beta=1$とすれば後方差分式となる．通常βには 0.2 から 0.4 の値が使われる．

A. 5 境界条件

MM5 は領域モデルであるため，計算には側面境界条件を与える必要がある．通常はその境界値として広域の客観解析値を用いることが多い．物理量としては，風速，気圧，気温，水蒸気混合比の 5 要素を与えるのが基本である，それに加えて雲物理量も与えることも可能である．客観解析値を境界条件とする場合には，緩和境界条件と呼ばれる方法が用いられる．この境界条件では，外側 1 列の格子に対して客観解析値を与え，その内側 3 列の格子では境界に近づくにつれて客観解析値に近づくように計算値が緩和される．nを境界から数えた格子列数とすると（$n=1$が境界），この境界条件は，

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_n=F(n)\left[\frac{1}{10\Delta t}(A_{LS}-A_{MC})-\frac{(\Delta s)^2}{50\Delta t}\nabla^2(A_{LS}-A_{MC})\right] \tag{A. 19}$$

と書くことができる．A_{LS},A_{MC}がそれぞれ客観解析値，モデル計算値であり，右辺第 1 項はニュートン緩和項，第 2 項は拡散項を示している．ここで，$F(n)$は境界から離れるに従って線形的に減少する関数で，以下のように与えられる．

$$F(n)=\frac{5-n}{3}\quad(n=2,3,4),\quad F(n)=0\quad(n\geq 5) \tag{A. 20}$$

温度，気圧摂動については上記の境界条件がそのまま適用される．水平風速については，流入境界についてのみこの境界条件が適用され，流出境界では内部格子からの外挿によって境界値が与えられる．鉛直風速については，この境界条件は適用されず，ゼロ勾配条件が用いられる．雲水，雨，雪，氷等の雲物理量については，流入境界では 0 が，流出境界では勾配が 0 になるように与えられる．

上面境界条件としては，エネルギーの反射を防ぐために放射境界条件[5)]が用いられている．下面境界条件は，大気境界層スキームにより与えられる．下面境界条件に必要な外部データは，海面温度，土壌温度（オプションとして積雪と海氷）である．

A. 6 ネスティング

MM5 はネスティングが可能であり，同時に最大 9 領域を計算することができる．ただし，ネスティングの最深レベルは 4 段階までである．ネスティングには大きく分けて，同時計算（Two-way ネスティング）と順次計算（One-way ネスティング）がある．

Two-way ネスティングでは，親領域と子領域を同時に計算する．子領域への入力値は親領域から境界を通して与えられ，親領域への子領域計算値のフィードバックは子領域全体から与えられる．親領域の時間ステップ毎に，親領域の値が子領域の外側 2 列の格子に対して与えられ，前節で述べたような緩和法はここでは用いられない．親領域の計算値から子領域の計算値を作成する内挿方法（monotone interpolation routines）については，Grell et al.[2)]に概説がある．子領域から親領域へのフィードバックの際には，子領域の細かな変動が親領域の計算上のノイズにならないように，小さな変動成分だけを除去する Smoother-Desmoother と呼ばれるフィルター処理が行われる．親領域へのフィードバックをなくし，あたかも One-way ネスティングのように計算することも可能である．Two-way ネスティングでは，計算アルゴリズム上，親領域と子領域の格子間隔および時間ステップ間隔の比は，3:1 になるように設定しなければならないという制約がある．

One-way ネスティングでは，まず先に親領域を計算し，その後もう一度子領域を計算し直す時に使うことができる．Tway ネスティングとの違いは，子領域から親領域へのフィードバックがない点と，境界値の時間解像度が落ちる点，親領域，子領域の格子間隔・時間ステップ間隔の比率が 3:1 でなくても良い点（ただし整数値）である．

A. 7 4 次元同化

4 次元同化とは，全ての物理過程を含んだモデルに，観測値や解析値等の真値（あるいは，真値に最も近いと考えられる値）を取り込みながら計算を行うことである．4 次元同化を行うことで，物理的なバランスを保ちながら，計算値を真値に近づけることができ，初期場の誤差やモデルの不確実性を埋め合わすことができる．MM5 では，ニュートン緩和（Newtonial-relaxation），或いはナッジング（nudging）と呼ばれる手法を用いる．ナッジングには大きく分けて，解析値ナッジングと観測値ナッジングの 2 種類があるが，ここでは通常の計算において頻繁に用いられる解析値ナッジングについて述べる．

解析値ナッジングは，格子点ナッジングとも呼ばれるように，同化データとして格子化され

た客観解析値等を使う場合に用いられる．解析値ナッジングでは，風速，温度，水蒸気混合比の方程式に人工的なナッジング項を付け加える．モデル計算値をA，解析値を$\hat{A}$とすれば，Aの方程式は

$$\frac{\partial A}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G \cdot W \cdot \varepsilon \cdot \left(\hat{A} - A \right) \tag{A. 21}$$

となる．ここで，モデル内部の力学項（移流項，コリオリ項）等は全てFでまとめて表されている．右辺第2項がナッジング項である．ナッジングファクターGは，Fに含まれる全ての力学項に対する相対的な項の大きさを示すものであり，通常$10^{-3}s^{-1}$から$10^{-4}s^{-1}$の値に設定する．4次元の重み関数であるWは，ナッジング項の大きさ空間・時間変化を与える関数で，

$$W = w_{xy} \cdot w_{\sigma} \cdot w_t \tag{21}$$

と書くことができる．w_{xy}，w_{σ}，w_tはそれぞれ，水平方向，鉛直方向，時間方向の重みを表す．各格子における解析値$\hat{A}$は各時間ステップに線形補間されて与えられるので，通常w_tは1に設定される．εは解析値の品質を表す係数で，0から1までの値をとる．

解析値ナッジングには，高層解析値（3次元）と地上解析値（2次元）の2つに対するナッジングが存在する．このうち地上解析値に対するナッジングでは，単に地表面レベルだけではなく，大気境界層全体に対して3次元的にナッジングを行うという点に注意が必要である．ここでは大気境界層が，モーニン・オブコフの相似則に従う接地層とその上の混合層に分けられると仮定し，その理想条件の下で地上解析値から大気境界層全体の構造を推測・仮定し，ナッジングに用いる．地上解析値と高層解析値に対するナッジングが同時に行われる時，鉛直方向の重み関数w_{σ}は，

$$w_{\sigma} = w_{\sigma}^{R} + w_{\sigma}^{S} \leq 1 \tag{A. 22}$$

で定義される．w_{σ}^{R}，w_{σ}^{S}はそれぞれ高層解析値，地上解析値に対する重み関数であり，大気境界層内外について次のように与えられる．

$$\begin{aligned} \left(w_{\sigma}^{R}, w_{\sigma}^{S}\right) &= (0.0, 1.0) \quad \text{（大気境界層内外）} \\ \left(w_{\sigma}^{R}, w_{\sigma}^{S}\right) &= (0.1, 0.9) \quad \text{（遷移層）} \\ \left(w_{\sigma}^{R}, w_{\sigma}^{S}\right) &= (1.0, 0.0) \quad \text{（自由大気層）} \end{aligned} \tag{A. 23}$$

ここで，各層の判別に用いられる大気境界層の高さは，物理過程のひとつである大気境界層スキーム内で計算される．

A. 8 物理過程

MM5 で考慮される物理粗過程およびそれらの相互関係を**図 A. 4** に示す. おもな物理過程は, 雲微物理過程, 積雲過程, 地表面過程, 大気境界層過程, 放射過程であり, それぞれが互いに影響し合っている. MM5 では, 各物理過程に対してそれぞれ複数個の計算スキームが選択可能になっている.

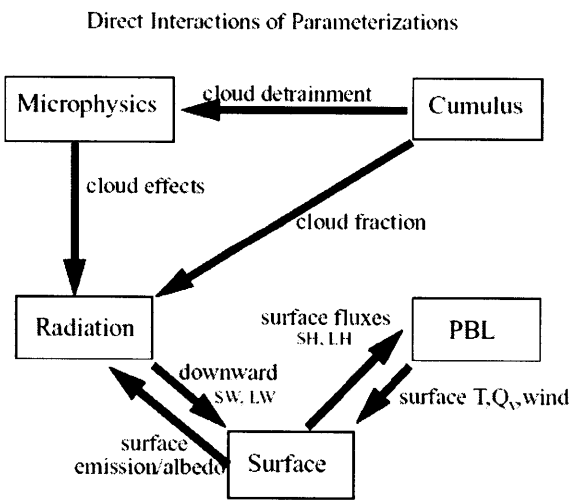


図 A. 4 MM5 で考慮される物理粗過程とそれらの相互関係 [3)]

参考文献

1) Dudhia, j. (1993): A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, Mon. Wea. Rev., Vol. 121, pp. 1493-1513.

2) Grell, G. A., J. Dudhia and D. R. Stauffer (1995): A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), Tech. Note TN-398+IA, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 125p.

3) MMM-NCAR (2001): PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3, http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html.

4) 斉藤和雄(1999):非静力学モデルの分類, 気象研究ノート(第 8 章), 日本気象学会, 195p.

5) Klemp, J. B. and D. R. Durra (1983): An upper boundary conditoin permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, Mon. Wea. Rev., Vol. 111, pp. 430-444.

謝　辞

本論文は，私が岐阜大学に社会人博士課程として再在学したときから行ってきた研究結果をまとめたものであり，研究を通して数多くの方々にご指導，ご協力頂きました．ここに，記して感謝の意を表します．

本研究を行うにあたり，終始ご指導を賜った岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻 安田孝志教授に深く感謝の意を表します．安田先生には，私の今後の人生に多くの可能性を与えて頂き本当に感謝しています．小林智尚助教授には，修士課程在籍時から変わらぬ暖かい助言とご指導を頂き，心より感謝しています．吉野純助手には，1 年という短い期間でしたが数多くの助言を頂いたことに深く感謝の意を表します．

本研究を遂行するに当たり，多くの示唆と終始熱心なご指導を頂いた神戸大学海事科学部海洋情報科学講座 大澤輝夫助教授には，心より感謝の意を表します．大澤先生には，神戸大学に移られてからも岐阜大学在籍時と変わらぬご指導を頂き，本当にありがとうございました．

研究を遂行する上で貴重な観測データを提供した車載型ドップラーソーダを貸与して頂いた京都大学防災研究所 林泰一助教授に深謝いたします．そして，株式会社シーテックには計算機環境および貴重な観測データを提供して頂きました．心より感謝の意を表します．また，MT 局および日出・菅島・神島の観測データは愛知県企業庁，中部国際空港株式会社および国土交通省中部地方整備局東海幹線道路調査事務所より提供して頂きました．客観解析値および AMeDAS 観測データは気象庁および気象業務支援センターより提供して頂きました．ここにあわせて謝意を表します．

本論文を審査して頂いた，岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻 守富寛教授，岐阜大学工学部生産開発システム専攻 藤田裕一郎教授には，審査や公聴会を通じて，有益なご助言を頂きました．ここに，謝意を表します．

再び研究の道を志すきっかけとなった株式会社太陽建設コンサルタント富田和政社長には，仕事面だけでなく研究面に至るまで様々な助言・励ましを頂いたことに深く感謝いたします．また，株式会社太陽建設コンサルタントの社員の皆様には，私が水道事業のコンサル業務に従事していたときから現在に至るまで，常に変わらず接して頂き本当に感謝しています．

私が海岸工学研究室配属時，助手であった陸田秀実氏（広島大学助教授），大学院生であった

加藤茂氏（豊橋技術科学大学講師），水谷夏樹氏（大阪産業大学助教授）には学生時代から今日に至るまで，研究面に限らず様々な助言・励ましを頂いたことに深く感謝致します．この方々とともに学生時代を過ごせたことが，現在においても私の大きな支えとなっています．海岸工学研究室配属時には同期であり，環境エネルギー在学時には先輩であった小笠原敏記氏には，研究からプライベートな悩みまで，元同期の立場からそして先輩の立場から助言を頂きました．心より感謝するとともに，今後とも宜しくお願いします．

同じ博士後期過程に在籍する村上智一氏，井坂健司氏及び深尾一仁氏には，充実した研究生活を共に過ごすことができたことに感謝します．

また，本研究を行う上で様々な協力を頂いた嶋田進氏，竹内紘基氏，その他多くの自然エネルギー研究室卒業生，在校生諸氏，日々の生活において支えて頂いた多くの友人に深く感謝いたします．

最後に，私をいつも支えて頂いた家族に心より感謝いたします．