

第1章 非静力学メソ数値予報モデルの概要

1.1 メソ数値予報モデルの非静力学化¹

メソ数値予報は、2001年3月に防災気象情報の高度化支援を目的に、水平解像度が10kmの静力学近似を適用したスペクトルモデル(以下、静力学MSM(Meso-Scale Model)と呼ぶ)により実施が始まり、現在では航空気象情報の作成にも活用されている。静力学MSMは短期予報に用いている水平解像度20kmの領域モデル(RSM)の高解像度版であり、静力学近似を用いた支配方程式だけでなく、降水過程や境界層、地表面過程など、基本的にRSMと力学過程、物理過程とも同一のモデルである。

メソ数値予報では、高解像度化による地形や現象の表現の改善、予報3時間前から1時間間隔で実行する最適内挿法と物理的初期値化によるウィンドプロファイラデータやレーダー・アメダス解析雨量の同化(プレラン)により、強雨の予測でRSMの精度を上回ることになった(郷田 2001)。また、2002年3月には客観解析手法を、プレランからメソ4次元変分法(メソ4D-VAR)に変更した(石川・小泉 2002)。これにより、レーダー・アメダス解析雨量だけでなく衛星データなどの効果的な同化(例えば佐藤 2003)が可能になり、全般的な降水予測精度の改善を果たした。検証結果は例えば田中(2002)に示されているが、改めて過去3年間を振り返ってみよう。図1.1.1に、メソ数値予報による降水予測の2001年3月から2004年2月までの検証結果を示す。ここで、検証格子は10kmで10mm/3hrを閾値とし、12か月平均のスレットスコアを予報時間ごとに示した。図中、2001年は2001年3月から2002年2月までの結果で、プレランによる期間に、2002年と2003年はそれぞれ2002年と2003年の3月からの1年間の、メソ4D-VARによる期間に対応する。年々変動があることを考慮しても、後者において降水予測を大きく改善できていると言える。

しかしながら、大雨による災害の軽減という観点から考えると予測精度はまだ十分とは言えず、一層の精度向上が求められている。この要望に応えるために様々な課題があるが、予報モデルに関しては大きな課題が二つある。一つは、静力学MSMでは静力学近似を行っていることにある。静力学近似では、鉛直方向の運動方程式において、重力と気圧傾度力がバランスしているとする。この近似は、水平運動スケールが鉛直運動スケールよりも十分大きい場合により精度で成り立つ(小倉 1978)。しかし、夏の発達した積乱雲ではこの仮定が成立しないし、MSMの解像度をさらに高める場合、この近似はもはや適用できなくなる(加藤 1999)。従って、これからの高解像度数値予報には、静力学MSMに代わる、この近似を除去したモデルが必要となる。

メソ数値予報の精度

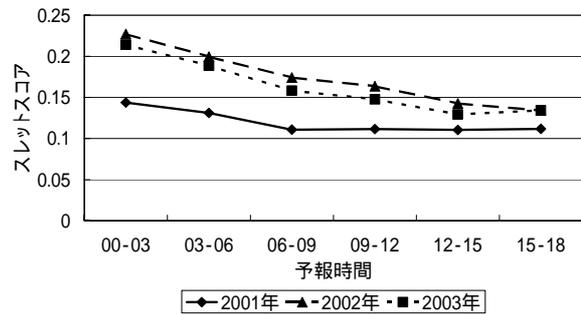


図1.1.1 2001年3月から2004年2月までのメソ数値予報の降水予測精度。10km格子に対する3時間10mmを閾値とした平均スレットスコアを示す。ただし、2001年は2001年3月から2002年2月までの12か月の平均、2002年、2003年も同様。

もう一つの重要な課題は降水過程にある。静力学MSMでは、降水過程に大規模凝結と積雲対流パラメタリゼーション(荒川-シューバート (AS) 法と湿潤対流調節)を用いている。前者では飽和した格子点で過飽和分の水蒸気を凝結させて地上降水とする。また後者では格子間隔よりも小さなスケールの対流が生じることを考えて、モデル大気が格子スケールで飽和していなくても降水が生じ、成層を安定化する。どちらの場合も、凝結した高度よりも低い層での蒸発や、雨水が大気を引きずる効果(ウォーターローディング、中村 1995)を考慮するものの、凝結した水蒸気は基本的には直ちに地上降水としてモデル大気から除去される。しかし、現実の大気では凝結した降水が直ちに大気から除去されるわけではない。また大気中には、水蒸気と雨だけでなく、雲水や雲氷、雪、あられなど様々な水物質が存在し、これらが様々な過程(凝結、併合、分裂、落下、融解など)によって発生、成長また消滅している。これらの過程は、降水形成速度や降水効率、潜熱の解放や放射の効果を通して、降水予測に大きな影響を及ぼす(村上 1999)。大雨の予測精度をこれまで以上に改善するためには、これらの過程の精緻化が必要である。

非静力学モデル(以下、NHM(Non-Hydrostatic Model))は、メソ数値予報のために、数値予報課が気象研究所と協力して開発してきた新しいメソ数値予報モデルである。静力学近似を排した方程式系を採用した数値モデルの開発は気象研究所で1980年代に始められ(Ikawa 1988; Ikawa and Saito 1991)、その後も、ネスティングへの対応(Saito 1994)や、マップファクターの導入、完全圧縮系化(Saito 1997)など、より精密で現実的なシミュレーションのための開発が気象研究所で続けられてきた。更に数値予報課との共同により気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル(Saito et

¹ 藤田 司

表1.2.1 静力学MSMと非静力学MSMの仕様

モデル	静力学MSM	非静力学MSM
格子間隔・格子数	10km, 361 x 289 x 40層	
モデル地形	GTOPO30、波数切断により約15km相当に平滑化 GTOPO30、約15km相当に平滑化	
初期時刻・予報時間	00,06,12,18UTC、18時間	
初期値と初期値化	メソ解析、非線形ノーマルモード初期値化	メソ解析、雲物理量の初期化のために前回予報値を用いる、初期値化なし
境界値	RSM予報値	
地被状態	陸、雪面、海・湖、海氷	
支配方程式	プリミティブ方程式系	完全圧縮非静力学方程式系
水平離散化	スペクトル法	格子点法
移流項の計算	変換法	4次フラックス形式、移流補正
鉛直座標	-pハイブリッド座標	Z座標
モデル上端	0 hPa	22060 m(約40hPa)
予報変数(水物質以外)	水平風(2成分)、仮温度、地表気圧	運動量(3成分)、温位、気圧
予報変数(水物質)	水蒸気	水蒸気、雲水、雲氷、雨水、雪、あられ
雲物理過程	(大規模凝結過程)	バルク法による雲微物理過程、水蒸気・雲水・雲氷・雨水・雪・あられの混合比を予報する
積雲対流	荒川-シュバート(AS)法と湿潤対流調節	KF(Kain-Fritsch)法
適応水蒸気拡散(TMD)	なし	2次水平拡散(閾値2m/sec)
大気境界層	レベル2クローシャモデル + ノンローカル境界層	乱流エネルギーの診断 + ノンローカル効果を考慮
地面温度	地中に4層、最下層は季節的気候値で固定	
放射	1時間に1回、相対湿度から雲量を診断	15分に1回、相対湿度から雲量を診断

al., 2001)が開発され、これが現在のNHMのベースとなっている。NHMでは静力学近似が排除され、また、降水過程を精密に扱う雲微物理過程が組み込まれている。このような点から、NHMの採用により上記2つの課題を解決することができると期待される。

水平解像度10kmでの予報には、積雲対流パラメタリゼーションの選択も重要な点である。静力学MSMで用いられるAS法では、格子内に様々な雲が存在することを仮定しており、また雲底を大気境界層上端に固定するという特徴がある。これらは中緯度の高解像度予報には必ずしも適さないと考えられる。パラメータの調整などにより対処することも可能であろうが、むしろ中緯度帯のメソスケール予報に適した手法を用いることが望ましい。そこで、NHMではKain-Fritsch対流パラメタリゼーション(KF法)を用いることとした。KF法は対流有効位置エネルギー(CAPE)を基礎にした手法で、水平解像度20-25kmのメソスケールモデル向けに設計された手法である(Kain and Fritsch 1990)。中緯度帯の対流活動にはCAPEが密接に関係していること、最適化により高解像度計算にも適することから、NHMでも採用することにした。

現業予報のために、精度と並んで重要な点は、高速性と安定性である。特に、NHMの支配方程式系は位相速度が非常に速い音波を解に含むので計算コストが大きく、効率的な積分手法が必要である。この積分にはスプリット-イクスプリシット法またはHE-VI法と呼ばれる、長い時間間隔(Δt)による積分と短い時間間隔(Δt_s)による積分を組み合わせた手法を用いている(室井 1998, Saito et al. 2001)。スプリット-イクスプリシット法で、音波フィルターを適用して音波を減衰させ、重力波や移流に関する項を Δt_s で評価することにより、 Δt は10km格子で当初は20秒に過ぎなかったが、40秒とすることが可能になった(齊藤 2003)。一方、計算時間の

およそ半分を占める雲微物理過程についても、素過程の簡略化により、精度を保ちつつ高速化を図っている(山田 2003a)。また、並列計算効率の改善のために、領域の2次元分割と出力専用ノード機能の組み込みを行った。

第2章で示されるとおり、降水予測や高度、気温、風速等の予報で、水平解像度10kmのNHMには静力学MSMと同程度以上の精度があることが確認され、2004年9月1日よりNHMを静力学MSMに代えて現業運用している。この現業化は強雨予測などの改善に寄与するだけでなく、次期NAPSでの高解像度化に向けた改良や高度な応用プロダクトの開発の基礎となるだろう。

次節で現在のメソ数値予報で用いるNHMの概要を解説し、第2章では2002年夏と2003年冬について実施した性能評価試験及び3月末から現業化までに実施した試験運用の検証結果を事例解析も交えながら示す。なお、メソ数値予報業務においては、NHMを、メソ数値予報のための数値予報モデルという意味で「非静力学メソ数値予報モデル」または「非静力学MSM」と称する。このテキストでも以下ではそのように呼称するので注意願いたい²。

1.2 非静力学MSMの仕様³

前節で述べたこと以外にも、非静力学MSMと静力学MSMには様々な違いがある(表1.2.1)。以下に、それぞれの特徴を簡単に述べる。各過程の詳細は項目ごとに記した引用文献を、現業化に際しての最近の開発については藤田ほか(2004)を参照願いたい。また、数値予報モデルに関する全般的な事柄など適宜萬納寺(1994)も参照願いたい。

² 図表等においては、便宜的に静力学MSMをMSMと、また非静力学MSMをNHMなどと表記する場合がある。

³ 藤田 司

・座標系、モデル地形と海陸分布

非静力学MSMも静力学MSMも水平方向の座標系(投影法)にはランベルト座標系を用いる。モデル地形は国土地理院や米国地質調査所(USGS)などによる30秒(約1km)メッシュのGTOPO30と呼ばれるデータセットから作成している。予報モデルの解像度(10km)を考慮して、非静力学MSMには短波長成分を減衰させる空間フィルターをかけることによって、また静力学MSMにはスペクトル展開後の波数切断によって、解像度15km相当に平滑化した地形データを用いている⁴。モデル地形は異なるが、標高差は最大でも200m程度以下で、大きく違わない。図1.2.1に非静力学MSMに用いるモデル地形(左列)、静力学MSMのモデル地形との差(左から2列目)を示す。海陸分布は米国地質調査所が公開している30秒メッシュの全球土地利用データ(GLCC: Global Land Cover Characterization)を用いている。静力学MSMでは陸面積が4割以上である格子点を陸としたが、非静力学MSMでは海陸の面積が実際の分布に近づくように、5割以上である格子点を陸とした。この結果、モデル変更に伴い、陸であった格子点が海になったり、その逆になったりすることがある。図1.2.1に、非静力学MSMの海陸分布(右から2列目)と静力学MSMの海陸分布との差(右列)を示す。このことについては、GPVプロダクトの性質に関わる変更として第3.2節でも述べることにする。

・予報の初期値と境界値

初期値はメソ解析、境界値はRSM予報値から与えられる。このことはこれまでと変わらないが、メソ解析は静力学MSMを用いて計算されるので、鉛直座標系、モデル地形や予報変数などが異なる非静力学モデルに解析結果を適用するために、要素変換や空間内挿処理を行っている。また、非静力学MSMで予報変数としている、大気中の雲水、雲氷、雨水、雪、あられの混合比はメソ解析では与えられないので、前回の予報値を利用する(本節注の雲微物理過程の項目を参照)。

初期値に存在する大気の力学的なアンバランスが不自然な重力波を発生させ、予報場を乱すことがある。非静力学MSMではデジタルフィルターを用いてこのような振動成分を除去することが可能である(室井 2001)が、所要時間が延びること、降水予測等のメソ数値予報の目的には重要な効果がないことから、適用しないこととした。静力学MSMには、力学的なアンバランスを解消するために非線形ノーマルモード初期値化(NNMI)と呼ばれる手法が組み込まれている。

・地表面状態

非静力学MSMでも静力学MSMと同じく、地表・海面は陸、雪面、海・湖、海水の4種類に分類する。大気と

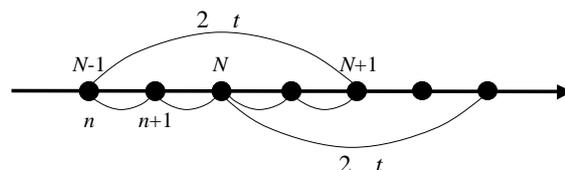


図 1.2.2 スプリット-イクスプリシット法。長い時間間隔 ($2t$) の積分はリーブフロッグ法による($N-1, N, N+1$ の 3 時刻のデータを用いる)。短い時間間隔 (t) の積分は陽的積分と陰的積分の組み合わせによる($n, n+1$ の 2 時刻のデータを用いる)。

地表面との相互作用を考える際に湿度や粗度等を用いており、これらの値には植生を考慮した気候値を与えている。また、短波の反射率など放射に関わる特性も、気候的な値による。例えば反射率は、陸:0.2、積雪・海水:0.6、海面:直達光は天頂角を考慮して計算、散乱光は固定値0.042である。地表・海面の状態は初期値で固定され、予報期間中の降雪や融雪、海水温変化、海水の移動等は考慮しない。

・支配方程式と積分法

非静力学MSMでの静力学近似の排除については前項で述べた。このほかに、非静力学MSMでは連続の式において大気の圧縮性を考慮した完全圧縮方程式系に基づいた方程式を用いており、音波が解に含まれることも重要な特徴である。音波は位相速度が非常に速いので、積分時間間隔に対する制限が厳しく(CFL条件⁵)、効率的な積分手法が必要になる。非静力学MSMでは、積分時間間隔を制限する音波、重力波や移流項を短い時間間隔 (t) で積分し、物理過程等のその他の項を長い間隔 ($2t$) で積分する方法(スプリット-イクスプリシット法)を採用している。図1.2.2に積分時のタイムステップの進み方とデータ参照を概念的に示す。長い時間間隔 ($2t$) での積分はリーブフロッグ法、短い時間間隔 (t) での積分は陽的な積分と陰的な積分⁶を組み合わせた手法による。一方、静力学MSMでは、静力学近似により音波が除かれる⁷ので、音波に対する考慮は不必要である。

・空間離散化の方法

連続体である大気を計算機で扱うには空間離散化と呼ばれる手続きが必要である。水平方向には、非静力学MSMは格子点法(有限差分法)を用いる。静力学MSMはフーリエ級数展開を用いたスペクトル法による。ただし、スペクトル法でも降水、放射、地表面過程など、物理過程は格子点で計算する。図1.2.3にモデル面上の

⁵ 安定に積分するためには、速度 u 、積分時間刻み t 、水平解像度 x とするとき、 $u t / x < 1$ であることが必要。

⁶ 陽的な(イクスプリシット)積分は容易に計算できるが一般に安定性の面で劣り、陰的な(インプリシット)積分は安定性に優れるが、計算量が多くなる。これらの組み合わせにより、安定性と計算コストの低減を両立した手法を実現している。

⁷ 水平方向にのみ伝わる音波(ラム波)は存在する。

⁴ 静力学MSMでは地形の短波長成分を完全に除去する。非静力学MSMでは短波長成分を減衰させる。

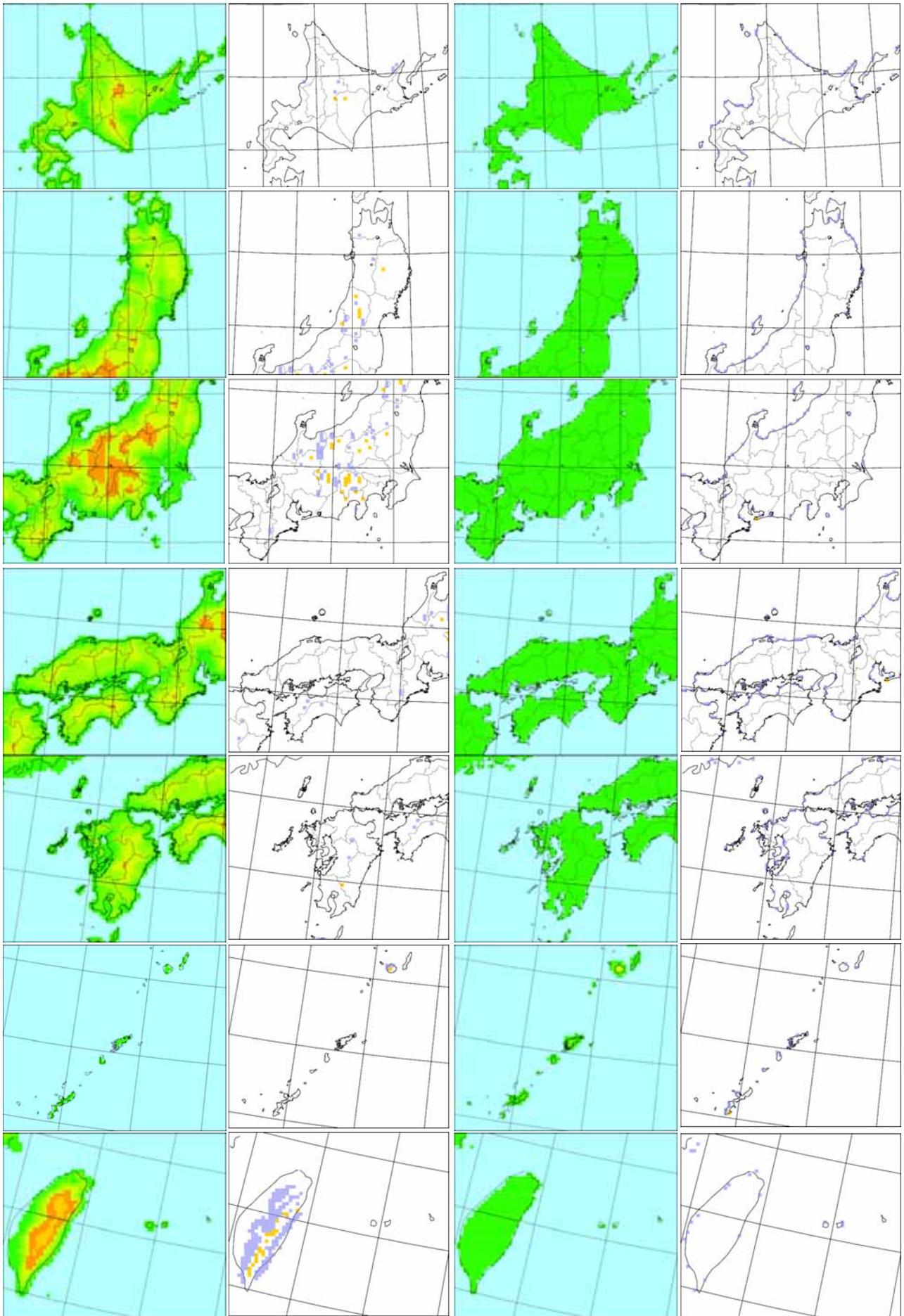


図 1.2.1 モデル地形と海陸分布。左から、非静力学 MSM のモデル地形(塗り分け閾値 : 0,100,200,500,1000,2000m)、その静力学 MSM との違い(青 : 非静力学 MSM の地形が 50m 以上低い、橙 : 高い)、非静力学 MSM の海陸分布、静力学 MSM との違い(青 : モデル変更に伴い陸から海に変わる格子、橙 : 海から陸に変わる格子)。

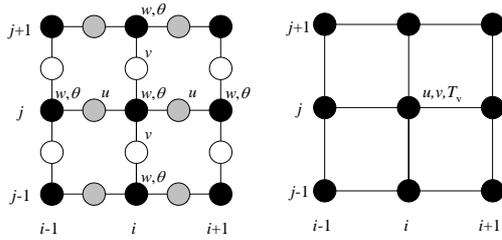


図 1.2.3 モデル面における変数の配置。非静力学 MSM の場合(荒川 C 格子、左)は、温位()や鉛直流 (w)と水平風 2 成分(u, v)を互い違いに配置する。静力学 MSM の場合(荒川 A 格子、右)は同じ格子点に各変数を配置する。

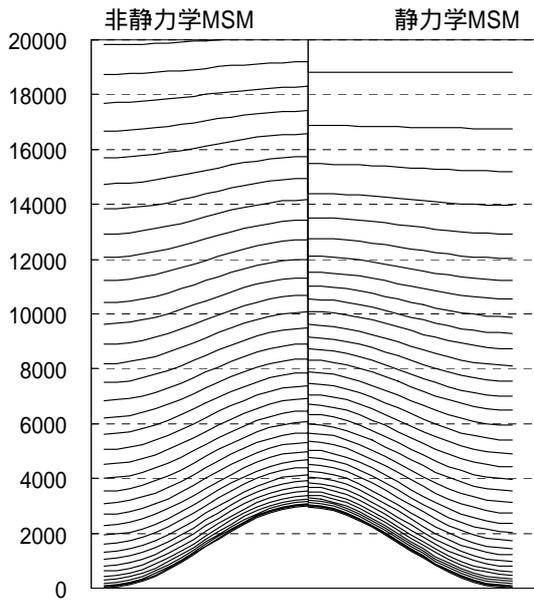


図 1.2.4 非静力学 MSM(左半面)と静力学 MSM(右半面)の鉛直層の配置。縦軸は高度(m)である。地形として、3000m の山岳を想定した。また、気圧と高度の変換には国際標準大気を仮定した。

変数配置を示した。非静力学MSMでは、数値微分の計算精度などを考慮して、荒川C格子と呼ばれる、変数を互い違いに配置する格子を採用している。一方、静力学MSMの変換格子では、同一の格子にすべての変数を配置する(荒川A格子)。

鉛直の離散化はどちらの場合も有限差分法による。非静力学MSMでは高度を基礎にした Z 座標を、静力学MSMでは気圧を基礎にした $-p$ ハイブリッド座標を採用している。どちらの座標系でも、地形を考慮した場合の下部境界条件の取り扱いを簡単にするために、地表面に沿うように各層を配置し、一方、モデル大気上層では地形の影響を除去または減じるために、等高度面または等圧面に近づくようにしている。図1.2.4にそれぞれのモデルでの鉛直層の配置を示す。上層では Z 座標のほうが地形の影響がやや強く現れることが分かる。なお、水平運動量や相当温位などは鉛直運動量とは互い違いに、すなわち図1.2.4に示した層の間に、配置される。

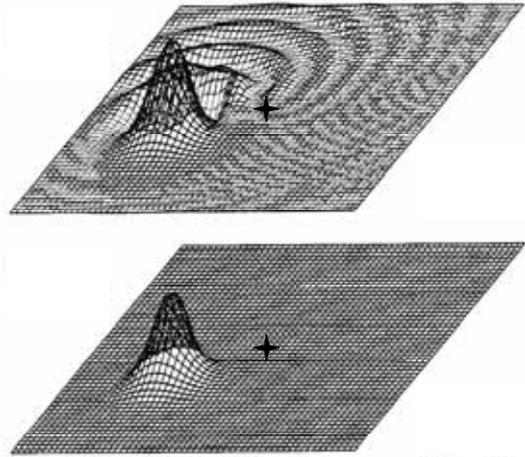


図1.2.5 2次元正規分布を反時計回りの剛体回転流で移流させる時に、移流補正を用いない場合(上)と用いる場合(下)の結果。斉藤・加藤(1999)に加筆。

・モデル大気上端の扱い

非静力学MSMでは、モデル大気上端は約22km(約40hPa)で、約14km(約150hPa)よりも上層では、RSMに近づくような緩和を適用している。静力学MSMのモデル大気上端は0hPaで⁸、モデル大気上部では水平拡散を強めて、重力波の上端での反射が予報場に悪影響を及ぼすことがないようにしている。

・移流項の計算

移流項は速度と物理量の空間微分の積であり、非線形項である。非静力学MSMでは、格子点値から4次精度の差分式を用いて計算する(藤田 2003)。移流過程では差分誤差により、物質の空間分布に偽の極大や極小を形成することがある。この極値は場合により擾乱を発生させる可能性があり、予報に悪影響を与える。そこで、移流補正と呼ばれるスキームを用いて、この極大や極小の形成を抑制している(斉藤・加藤 1999)。図1.2.5は、2次元モデルで正規分布関数を領域中心の十字印を中心に反時計回りに剛体回転をした流れで移流させた時、移流補正の有無でどのような違いを生じるかを表している。補正がない場合は風上側に差分誤差による振動が生じるが、補正する場合はこのような振動が生じない。スペクトル法を採用する静力学MSMでは、一旦格子点の値に変換して移流項を計算する(変換法)。空間微分の計算精度は一般にスペクトル法が優れているが、実用上の違いは小さいと考えられる。

・予報変数

非静力学MSMでは、水平と鉛直方向の運動量、温位、気圧が予報される。また、次の項目で述べる雲微物理過程において、水蒸気に加えて雲水、雲氷、雨水、雪、あられの混合比が予報される。上空の降水粒子と地上に届いた降水を区別するために、後者を特に地上

⁸ 萬納寺(2000)などでは最上層気圧を 10hPa としている。これは、速度や仮温度が配置される最上層気圧である。

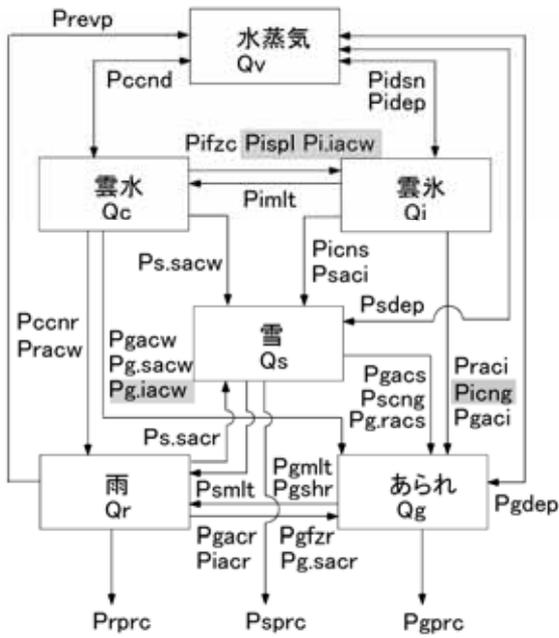


図1.2.6 非静力学MSMの雲微物理の素過程。図には組み込まれている全ての過程を示しているが、現業予報では網掛け部分を高速化のため省略し、Ps.sacwとPg.sacwへのPsacwの配分は簡略化している。山田(2003)を修整。

表1.2.2 雲微物理素過程における略号

略号	物質種類の別	略号	素過程の別
v	水蒸気 (water vapor)	dep	拡散成長 (deposition)
c.w	雲水 (cloud water)	evp	蒸発 (evaporation)
r	雨水 (rain)	mlt	融解 (melting)
i	雲氷 (cloud ice)	prc	降水 (precipitation)
s	雪 (snow)	cn	変換 (conversion)
g	あられ (graupel)	fz	凍結 (freeze)
		ac	捕捉 (accretion)
		cnd	凝結 (condensation)
		dsn	氷晶発生 (ice nucleation)
		spl	ライミング時の氷晶生成 (rime-splintering)
		sh	雨滴とあられの衝突の際、あられから分離される水 (shedding)

降水と呼ぶことがある。静力学MSMでは水平風、仮温度、地表面気圧、水蒸気が予報される。

・雲微物理過程

非静力学MSMで採用している雲微物理過程(山田2003a)では、水物質の種類(水蒸気、雲水、雲氷、雨水、雪、あられ)毎に混合比⁹を予報変数とする手法(バルク法)を用いる。予測方程式には、物質の移流と拡散、及び蒸発、拡散成長、融解などの素過程が含まれる。雲水と雲氷は粒径が一樣とし、落下速度を持たない。雨、雪、あられの粒径には指数分布を仮定して、粒径から落下速度を決める。ただし、落下の計算には、質量で加重平均した粒径によらない速度を用いる。

図1.2.6に、非静力学MSMで扱われる過程を示す。ここで、素過程の意味は文字Pに続く添え字で表される(表1.2.2)。最初の添え字が生成消滅する水物質の種

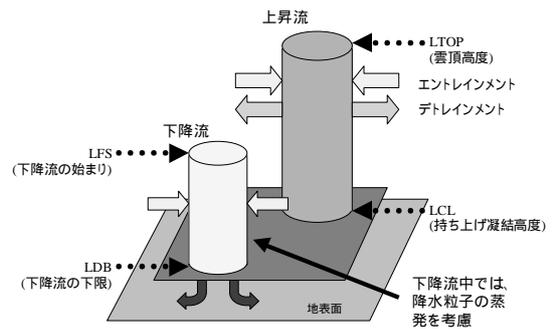


図1.2.7 KF法の雲の概念図。大森・山田(2003)を一部修整。

類を指し、vは水蒸気、cは雲水、rは雨水、iは雲氷、sは雪、gはあられであり、末尾のwは雲水を表す。Pxdep、Pxevp、Pxmeltは、それぞれxで表される物質が拡散成長、蒸発、融解により生成消滅することを表し、Pxpccはxの降水を、Pxcnyはxからyへの変換を表す。また、Pxfzyは凍結によるxからyへの変換を、PxacyとPx.yacziは、それぞれxによるyの捕捉と、yによってzが捕捉されてxが生成されることを表す。Pccndは水蒸気の凝結による雲水の生成を、Pidsnは凝結核による雲氷の生成を表す。雨とあられの落下については、計算安定性の制限がある(CFL条件)ので、落下過程をボックスラグランジアンスキーム(Kato 1995; 加藤 1999b)で扱っている。

このように雲微物理過程を扱うことにより、例えば、上空で雪が形成された場合に、風に流されたり、落下の途中で雨になったり、この雨が蒸発したりすることまで表現できる。この結果、雨や雪の空間分布をより現実に近く予報することが可能になると期待される。これに対して、静力学MSMには、雲微物理は含まれておらず、大規模凝結(格子スケールの凝結)が組み込まれている。大規模凝結の特徴は前節で述べたとおりである。

現在のメソ解析では雲微物理量(雲水、雲氷、雨水、雪、あられの混合比)の初期値は与えられない。この状態で予報を始めると、予報初期には雲微物理量の形成から始まるために降水が現実よりも少なくなる。そこで、直近の予報を第一推定値として用いることとしている。ただし、第一推定値をそのまま初期値に適用すると、解析場との齟齬が生じる可能性がある。そこで、解析場で湿度が90%未満の格子では雲微物理量の第一推定値を与えないで、0としている。

・積雲対流パラメタリゼーション

非静力学MSMには、KF(Kain-Fritsch)法が組み込まれており、雲微物理と併用されている。KF法は、大気下層の気塊が対流有効位置エネルギー(CAPE)を持つ格子で、一対の上昇流と下降流からなる対流を想定する(図1.2.7)。上昇流において、対流の周囲の場(環境場)から雲へのエントレインメントと、雲から環境場への

⁹ 比湿に準じた定義式を用いるが、便宜的に混合比と呼ぶ。

デトレインメントを考え、温度や水物質混合比の時間変化率を各鉛直レベルで決める。また、下降流においては下降流の上限と雲底の範囲でエントレインメントを、雲底から下降流下限の範囲でデトレインメントを考慮する。KF法では、エントレインメント率とデトレインメント率の決定の際に環境場(格子平均場、一般場)における浮力を考慮しているため、環境場の熱力学的構造をより反映しやすいという特徴がある。この対流が格子内を移流する時間内に、CAPEがある一定の割合で除去されるという条件で温度変化率や混合比の時間変化率、凝結量を計算する。KF法は元々水平解像度20-25km程度のメソスケールモデル向けに設計された手法であるが、NHMでは最適化して水平解像度10kmでの精度向上を図っている(山田 2003b; 大森・山田 2003)。静力学MSMでは、AS(荒川-シューバート)法と湿潤対流調節を用いている。AS法では、個々の積雲よりも十分に大きな格子の中に様々な高さの雲の集団を考え、環境場による不安定化作用がこれらの雲集団の安定化作用とほぼつりあう(準平衡の仮定)ことを想定して設計されている(Arakawa and Schubert 1974; 隈 1996)。AS法は、様々な雲が格子内に存在することを前提にしているため、雲集団が含まれるような解像度が低いモデルに向いているが、解像度が10kmよりも高いメソスケールモデルには必ずしも適当ではないと考えられる。また、積雲の雲底を大気境界層上端に固定しており、この点は熱帯の積雲対流には適するが、中層に雲底がある対流をも考慮すべき中緯度帯の予報には必ずしも適さない。このことをRSMや静力学MSMでは湿潤対流調節を併用して補っている(松村 1996)。

・適応水蒸気拡散

非静力学MSMには、適応水蒸気拡散(Targeted Moisture Diffusion, TMD)と呼ばれる、凝結に伴う強い格子スケールの上昇流(grid point storms)を抑える手法が取り入れられている。これは英国気象局が全球・領域統一モデル(Unified Model)のために開発した手法で、鉛直流が過大な格子で選択的に水蒸気を水平方向に拡散させて、潜熱の解放に伴う上昇流の強化を抑制するものである。非静力学MSMでは格子間隔10kmの計算としては鉛直流が非現実的なほど大きくなる場合があったので、これを抑制するために上昇流が2m/secを超える格子でTMDを適用している。TMDは2004年4月にRSMにも導入され(閾値は鉛直気圧速度で-90hPa/h、およそ0.25m/sec)、偽の小低気圧の発生・発達に抑制に効果を発揮しているが、予報時間が短く問題が顕在化しにくい静力学MSMには採用されていない。

・拡散過程(大気境界層)

拡散は、格子間隔より小さい擾乱(乱流)による運動量や熱、水蒸気の輸送の効果を表し、地表面摩擦の影響が大きい大気境界層で重要である。乱流が強いところ

で輸送の効果が大きくなるため、非静力学MSMでは、拡散の強さ(拡散係数)を決めるために乱流エネルギー(TKE : Turbulent Kinetic Energy)を考慮している。非静力学MSMではTKEを予報変数とすることができるが、TKEがメソ解析では与えられないために予報初期で拡散が働かないこと、強風時に計算モードが生じる例があることから、診断的に求める手法を採用した(熊谷・斉藤 2004)。静力学MSMではTKEを扱っていないため、風の鉛直シアーなど環境場によって拡散の強さを決めている(レベル2のMellor-Yamadaモデル)。

地表面摩擦以外にも、昼間に強い日射で地面が暖められる場合など、地表付近で生じる不安定が励起する対流による乱流がある。この対流により混合層が発達する場合、大気境界層全体を混合する乱渦が起きる。乱流の強さはシアーの強さなど局所的(ローカル)な状態から見積もられることが多いが、対流による乱流の効果を取り入れるためには、地表付近の状態に着目して、対流が生じると考えられる場合は境界層全体を混合する手法が必要である。非静力学MSMでは、境界層が発達する場合には、境界層の高さを用いて混合長を決定して乱流による混合を強めるとともに、非等方性を考慮して混合長を決めることとした(熊谷・斉藤 2003; 熊谷・斉藤 2004)。静力学MSMでも、同様の効果を考慮するが、熱と水蒸気については逆勾配輸送も考慮したノンローカルスキームを組み込んでいる(本田 1999)。

・接地境界層

接地境界層では、地表面と大気の間で運動量や熱、水蒸気の交換が行われる。非静力学MSM、静力学MSMのどちらでも、モニン・オブコフの相似則¹⁰を仮定してほぼ同じ手法で定式化している。地表面フラックスを求める手法は、陸ではLouis et al.(1982)の方法、海上ではKondo(1975)の方法が用いられる。粗度長は陸上では気候的な植生に基づく値を、海上ではKondo(1975)の方式が採用されている。また、どちらのモデルでも、地表面フラックス計算に潜熱の輸送を抑制する気孔抵抗の効果を考慮する。

・地面温度

非静力学MSM、静力学MSMのどちらも、地中に4層を配した手法を用いている(瀬上 1988)。4層のうち上から3層では地中温度を予報し、最下層は気候値に固定している。最上層の温度を地表面温度として、長波放射計算や地表面過程におけるフラックスの計算に用いる。

・放射過程

非静力学MSMの放射過程はGSM8911のスキーム(杉・多田 1988、杉 1988)に基き、これは静力学MSM

¹⁰ 乱流状態にある風速や気温の統計量(平均、分散など)が、地上からの高度のほか、地表における摩擦応力と鉛直熱フラックスに関する量、及び浮力パラメータという3つのパラメータによって一義的に決定されるというもの。

のスキームとほぼ同じである。短波と長波は別々に扱われ、短波の計算では、空気分子による散乱と水蒸気による吸収、雲による散乱と吸収、地表における反射と吸収が考慮される。オゾンによる吸収も考慮されるが、非静力学MSMでは、モデル大気が約22kmまでしかないこと、上部境界が境界緩和によって外部モデルで与えられることのために、あまり効果がない。長波については、大気、雲、地表による放射と吸収が考慮される。放射の計算は雲の扱い、特に雲量の見積りに大きな影響を受ける。非静力学MSMでは雲水など雲微物理量を予報しているが、静力学MSMと同様に、雲量は雲水ではなく相対湿度からの診断(萬納寺 1994)によっている。

非静力学MSMでは空間的に間引き計算としていること、大気放射の計算時間間隔を15分とした点が、1時間間隔、間引きなしで計算する静力学MSMとは異なる。この違いの予報への影響は小さい。

・並列計算効率の改善

近年の大規模計算は多数のプロセッサを同時に使用する並列計算が主流である。現在の数値予報ルーチンにも、8プロセッサを1ノードとして合計80ノードを搭載するHitachi SR8000/E1が用いられている(露木・田沢 2000)。メソ数値予報には40ノードを用い、1個を出力専用として、出力時間中にも計算が進められるようにしている(石田・荒波 2003)。残りの39ノードが全計算領域の一部を担当することで、並列計算を実行している。並列計算の効率には、各ノードの負荷が均衡していることが重要である。非静力学MSMには、かつてはy方向の分割機能しかなく、ノード数が多い場合に不均衡が大きくなっていたが、2次元に領域を分割することにより不均衡を小さくして、効率的な計算を実現している(荒波・石田 2004)。

1.3 メソ数値予報の将来¹¹

2006年3月からの運用が予定される次期計算機システムにおいては、水平解像度を5kmに高め、予報の頻度も4回/日から8回/日に増やす計画である。高解像度化により、より小さな現象まで適切に表現できるようになり、予報精度向上が見込まれる。頻度の増加は予報モデルそのものの改善ではないが、新しい観測値を用いた初期値による、予報時間の短い結果を提供できるので、特に寿命の短い現象に対する精度向上が見込まれる。また、現在は静力学MSMに基づく解析値を用いているが、次期システム導入後1年半程度において、非静力学MSMに基づく解析に切り替える計画である。解析値がよりモデルに整合すること、水物質の初期値が合理的に与えられることなどにより、精度向上が期待できる。

一方、激しい気象に対して脆弱な都市部における

防災活動や、拠点空港周辺の気象の変化に大きく影響される航空機の運航管理のために、特に解像度の高い予報を実施することも検討している。積乱雲を解像できる水平分解能1-2kmのNHMでは実況と同じような降水セルの動きや豪雨の降水域・強度を予想することに成功しており(Kato and Goda 2001)、少なくとも1-2kmまでは解像度を強化する効果があることが分かっている。また、現象の再現性がよくなるとしても、初期値の誤差が大きいと、位置、時刻などを正確に予測することは困難である。そこで、今後もメソスケール現象のための観測体制を強化して初期値の精度を向上させるだけでなく、予報誤差に関する情報を活用するために、いずれはメソ数値予報でも、現象発生の不確定性などを考慮したアンサンブル予報を検討する必要もあるだろう。

参考文献

- 荒波恒平, 石田純一, 2004: 気象庁非静力学モデルへの2次元領域分割法の実装. 2004年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, C105, p.109.
- 石川宜広, 小泉耕, 2002: メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 37-59.
- 石田純一, 荒波恒平, 2003: 並列化. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 107-111.
- 大森志郎, 山田芳則, 2003: 現業用NHMにおけるKain-Fritschスキームの導入について. 第5回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 26-27.
- 小倉義光 1978: 気象力学通論. 東京大学出版会, 249pp.
- 加藤輝之, 1999: 湿潤対流における非静力学効果. 気象研究ノート 第196号, 日本気象学会, 153-168.
- 隈健一, 1996: 積雲対流のパラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 30-47.
- 熊谷幸浩, 斉藤和雄, 2003: non-local風境界層過程のJMANHMへの実装と実験結果. 第5回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 38-39.
- 熊谷幸浩, 斉藤和雄, 2004: 気象庁非静力学モデルの境界層過程の改良. 2004年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, C104, p.108.
- 郷田治稔, 2001: メソ数値予報モデル(MSM)の統計的検証. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-8.
- 斉藤和雄, 加藤輝之 1999: 気象研究所非静力学メソスケールモデル. 気象研究ノート 第196号, 日本気象学会, 169-195.
- 斉藤和雄, 2003: 概論. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 1-15.
- 佐藤芳昭, 2003: メソ解析へのマイクロ波放射計データ

¹¹ 藤田 司

- 同化. 平成15年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-12.
- 杉正人, 多田一正, 1988: 長波放射. 数値予報課報告・別冊第34号, 気象庁予報部, 2-18.
- 杉正人, 1988: 短波放射. 数値予報課報告・別冊第34号, 気象庁予報部, 19-35.
- 瀬上哲秀, 1988: 地面温度の予想. 数値予報課報告・別冊第34号, 気象庁予報部, 54-59.
- 田中小緒里, 2002: メソ数値予報モデルの統計的検証. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 露木義, 田沢秀隆, 2000: 概要. 平成12年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第47号 合併号, 気象庁予報部, 1-7.
- 中村誠臣, 1995: 新領域モデル. 平成7年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 47-54.
- 藤田司, 2003: 移流スキーム. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 36-51.
- 藤田司, 石田純一, 斉藤和雄, 山田芳則, 熊谷幸浩, 大森志郎, 長澤亮二, 田中小緒里, 荒波恒平, 原朋憲, 永戸久喜, 加藤輝之, 2004: 現業用非静力学モデルの実験運用について. 2004年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, C101, p.105.
- 本田有機, 1999: NON-LOCAL境界層スキームの導入. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-51.
- 松村崇行, 1996: 積雲対流スキームの改良の影響. 平成8年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-33.
- 萬納寺信崇, 1994: 数値予報モデル. 平成6年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部, 52-89.
- 萬納寺信崇, 2000: 領域モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第47号 合併号, 気象庁予報部, 23-27.
- 村上正隆, 1999: 雲の微物理パラメタリゼーション. 気象研究ノート 第196号, 日本気象学会, 57-84.
- 室井ちあし, 1998: 非静力学モデルの開発. 数値予報課報告・別冊第44号, 気象庁予報部, 25-41.
- 室井ちあし, 2001: デジタルフィルターによる気象庁非静力学モデルの初期値化. 第3回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 36-37.
- 山田芳則, 2003a: 雲の微物理過程. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 52-76.
- 山田芳則, 2003b: Kain-Fritsch対流パラメタリゼーションの簡単な紹介. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 84-89.
- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 270-286.
- Ikawa, M. 1988: Comparison of some schemes for nonhydrostatic models with orography. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 753-776.
- Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Tech. Rep. MRI*, 28, 238pp.
- Kain, J.S. and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784-2802.
- Kato, T., 1995: A box-Lagrangian rain-drop scheme. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 241-245.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 899-924.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound. layer Met.*, 9, 91-112.
- Louis, J.F., M. Tiedtke and J.F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF, Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization 25-27 Nov. 1981, 59-79.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 301-329.
- Saito, K., 1997: Semi-implicit fully compressible version of the MRI meso-scale nonhydrostatic model. - Forecast experiment of the 6 August 1993 Kagoshima torrential rain - *Geophys. Mag. Ser. 2*, 2, 109-137.
- Saito, K., T. Kato, H. Eito, and C. Muroi, 2001: Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model. *Tec. Rep. MRI*, 42, 133pp.