

非静力学モデルの開発と数値実験による研究

—2000年度日本気象学会賞受賞記念講演—

斉藤和雄*

1. はじめに

この度は日本気象学会賞という思ってもいなかった賞を頂き、誠に有難うございました。推薦そして選考下さった先生方に厚くお礼申し上げます。私のしてきた仕事がこのような賞にふさわしいか心許ないのですが、これまで気象学の世界で研究が続けてこられたのは、気象研究所という環境で多くの優秀な方々にご指導ご助力頂けたという幸運に恵まれたからだと思っています。ここでは選定理由に沿って、1) 山越え気流の研究、2) 非静力学メソスケールモデルの開発、3) 共同研究や進行中のプロジェクト、の3つのテーマについて、紹介したいと思います。

2. おろし風を中心とした山越え気流の研究

2.1 おろし風について

山越え気流に関する研究のうち、以下の2.2から2.5は、私の学位論文となった気象集誌に掲載された4つの論文についてで、四国の局地風「やまじ風」を主な対象とする、おろし風についての数値的・力学的研究に関するものです。おろし風を中心とした山越え気流については、本誌(斉藤, 1994a; 以下、「本誌解説94」と略す)で既に一度解説していますので、ここでは山越え気流に関する理論的背景の詳細については割愛します。また紙数の節約のため、本誌解説94と重複する図については引用のみにとどめてあります。このため多少読みづらいかも知れませんが、関心のある方はそちらの図を参照してください。

おろし風は、安定成層大気が山脈地形を越える時に風下側に吹く強風で、興味ある気象現象の1つとして古くから研究の対象になってきています。有名なおろ

し風の観測として、1972年1月11日に北米コロラド州ボルダー近郊に発生したおろし風(Chinook)の航空機による特別観測(Lilly and Zipser, 1972=本誌解説94の第4図)があります。この観測では、ロッキー山脈を越えた大気の流れが大きく下方に変位して山脈風下側で強風を引き起こしたことが示されています。成層流体が障害物を越える場合にもおろし風に類似した現象が生じることがあることも良く知られており、室内実験(Long, 1953=本誌解説94の第5図)や理論的考察が行われています。おろし風では、一旦障害物の風下側で下方に変位した流線が、さらに下流側では上方に跳ね上がる現象がしばしば付随して起こり、「跳ね水現象」、あるいは「ハイドロリックジャンプ」と呼ばれています。

「やまじ風」は、愛媛県東部に発生する局地風の名称で、四国山地北斜面のおろし風です(第1図)。一般に日本海に低気圧や台風があるときなど、総観場が南風の時に発生しフェーンを伴います。興味ある付随現象として、発生前に一般場とは逆の弱い北寄りの風が吹く「誘い風」や、「やまじ風前線」と呼ばれる風向風速の不連続線があります。この前線北側では、しばしばおろし風とは逆の弱い北寄りの風が卓越し、懸灘に吹くものは「どまい」と呼ばれています。大阪管区気象台による特別観測によって得られたやまじ風の時の愛媛県東部の局地風系の解析(秋山, 1956=本誌解説94の第3図)では、発生前の弱い北寄りの風や「やまじ風前線」に対応する東西の風向風速の不連続線が解析されています。

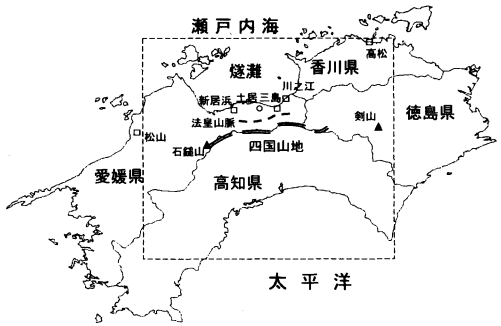
2.2 2次元モデルによる研究

私が1988年に気象研究所に配属されて最初に手がけたのが、1991年に急逝された猪川元興主任研究官の薦めによりやまじ風のシミュレーションをしてみる、ということでした。当時猪川さんは1980年代から開発を始められていた非静力学モデルを用いて、北海道網走

* 気象研究所予報研究部, ksaito@mri-jma.go.jp

—2000年8月21日受領—

—2000年11月16日受理—



第1図 四国の地形と地名。破線の矩形は第2図の計算領域。

地方のフェーン (Ikawa and Nagasawa, 1989) や、おろし風に伴って山岳ドラッグが大きくなる現象の研究 (Ikawa, 1990) などをされてきました。猪川さんのモデルは Clark (1977) の定式化を参考にして作成した地形に沿った座標系を用いる非弾性方程式系の非静力学モデルでしたが、1988年の時点では、開放境界条件にまだ問題があって、猪川さんご自身は山越え流の数値実験は全て周期境界条件でされていました。山越え気流の実験では、周期境界条件では、山によって変えられた風上・風下の場合が境界に到達する前に実験を終わらせなければならない、環境風が山によるドラッグのため次第に弱まってしまふ、などいろいろ制約があります。また私は将来的に実地形のシミュレーションをしたかったので、まず山を入れて開放境界条件でモデルがきちんと動くようにすることから始めました。このために側面境界に関するサブルーチンを全て作り直すとともに、タイムフィルタや側面境界を通じての質量フラックスの総和などに関するいくつかのバグの修正を行いました。またモデルを制御するためのパラメータを一括して FORTRAN の Namelist で与えるようにして数値実験の仕様の変更が容易にできるようにしました。

数値実験にあたってのもう1つの改良は、ハイドロリックジャンプのところで計算不安定が生じやすいことについての対処でした。猪川さんのモデルには Klemp and Wilhelmson (1978) の雲モデルに基づいた乱流クロージャモデルが入っていたのですが、混合距離が水平と鉛直の格子間隔の相乗平均から決まる代表的格子間隔のみで与えられ、温位の拡散係数と運動量の拡散係数の比 (逆プラントル数) は3に固定されていました。積雲対流を扱う場合にはそれでも大きな

問題はないのですが、おろし風のように安定でかつ大シアーの対気に対しては、温位の拡散が大きくなり過ぎて計算不安定の原因の1つになることが分かりました。そこで、Deardorff (1980) に基づき、安定対気に対しては混合距離が小さくなるようにするとともに、逆プラントル数や粘性消散率は混合距離の関数にするように乱流クロージャモデルの手直しを行いました。これによって、強安定・大シアーの場所での計算不安定が生じにくくなるとともに、砕波の表現が改善されました。

四国の地形 (= 本誌解説94の第1図) をみると、四国山地は東西方向に連なっており、ある程度2次元性の良い山脈地形をなしているものの、斜面の傾斜は南側で緩やかで北側で急であることが分かります。このような非対称地形では、急な斜面側でおろし風が卓越することが知られており (吉野, 1986)、また山越え気流の解析解を用いた理論的考察 (Lilly and Klemp, 1979) でも示されています。数値実験に先立ち山越え気流の理論解を求めると、確かに四国の地形では対称な山と比べて北側斜面で砕波やおろし風が生じやすいことが分かります (本誌解説94の第8図、第9図)。

ハイドロリックジャンプが生じるような非線形領域の振る舞いについては、数値実験で調べました。数値実験に用いたモデルは2次元非弾性、連続の式では

$$\frac{\partial \bar{p}u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{p}w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

となります。ここで u と w は水平と鉛直の風、 ρ は密度でオーバーバーは水平一様な基本場を表します。実験の諸元は、乾燥、コリオリ力なし、地表面摩擦なし、熱フラックスなし、初期場水平一様、開放境界条件です。実験は、まず風速・安定度一定の一様対気について行い、風上側と風下側で非対称な四国の地形では、対称な山と比べておろし風が強くなるばかりではなくハイドロリックジャンプが風下側斜面に停滞しやすい傾向があることを示しました。また中国山地の一部を加えると、ジャンプがより停滞しやすくなるとともにジャンプ後面に一般風とは逆向きの風が生じることを示しました。さらに、1987年4月21日に発生したやまじ風の事例について、鹿児島と潮岬の高層観測データに基づく対気鉛直プロファイルを用いて山頂付近の逆転層の影響を調べるとともに、一般風を次第に強めていく実験を行い、観測されたやまじ風が数値実験である程度再現されることを示し、やまじ風の概

念モデルを提唱しました (Saito and Ikawa, 1991).

実験では、四国山地後面のおろし風に加えて「誘い風」や「どまい」、力学フェーンなどの、やまじ風に特徴的な付随現象も定性的には良く再現されたのですが、それらが発生する時の一般風の大きさは定量的には観測とかなりの差があり、実験で考慮しなかった地形の3次元性と地表摩擦がその原因と示唆されました。

2.3 浅水方程式系での理論研究

メソモデルの開発とは直接は関わりませんが、ハイドロリックジャンプを伴うおろし風と障害物を越える浅水流のアナロジー (類似性) を考える上で、地形の3次元性の影響を加味するという意味で、流路幅が変化する場合の浅水流に生じるハイドロリックジャンプの振る舞いの理論的な研究を行いました。障害物を越える浅水流の振る舞いについては Long (1954), Houghton and Kasahara (1968) らによって理論的に示されています。また流路幅が変化する場合は、定常解が存在する谷幅に下限があるという意味で、山がある場合と同じ効果があることは Arakawa (1969) によって示されていました。Saito (1992) では、山と谷が同時に存在する場合の非定常領域についての浅水方程式系における理論解を調べ (本誌解説94の第15図, A4図)、ハイドロリックジャンプが移動するレジームでは流路幅の減少は山の高さの増大と同じ効果を持つが、ハイドロリックジャンプが停滞するレジームではジャンプの停滞位置に関しては流路幅の減少は山の高さの増大と逆の効果を持つことを示しました。

2.4 3次元モデルによる研究

実際のやまじ風は四国山地北側斜面で一様に吹くのではなく、愛媛県東部の土居町、三島市付近で最も強いという地理的特徴を持っています。本誌解説94の第3図に示したやまじ風の局地風系の解析でも、新居浜市から川之江市にかけての愛媛県東部の平野部のうち、東側でおろし風が生じやすく西側ではしばしば風向きが逆の北よりの風が吹いています。

おろし風に対する地形の3次元効果を調べる目的で、モデルを3次元にして数値実験を行いました。実験を行う上で、粗度や陸地占有率をモデル変数に追加して、地表面過程のパラメタリゼーション (Kondo, 1975; Sommeria, 1976) を、実地形の海陸分布に応じて呼び出して地表面フラックスを与えるようにしました。また地表摩擦を入れる場合には、乱流クロージャモデルに用いられる混合距離を Mellor and Yamada

(1974) のようにカルマン数と地表高の関数にして接境界層内の混合距離が地表高にほぼ比例するようにしました。

実験では本誌解説94の第2図に示すような中国山地の一部を含む四国中央部の地形を用いたのですが、このような側面境界に山がある場合、最初モデルに計算不安定が生まれました。この問題は非弾性気圧方程式のノイマン型側面境界条件

$$\left(\frac{\partial G^2 p'}{\partial x}\right) = -\left(\frac{\partial \rho G^2 u}{\partial t}\right) - FU - \frac{\left(\frac{\partial G^2 G^{13} p'}{\partial z^*}\right)}$$

に、地形に沿った座標系を用いたときに chain rule から導出される鉛直勾配の寄与項 (下線部) を加えることによって解消することができました (p' は気圧の基本場からのずれ、 FU は移流やコリオリなどの項、 z^* は地形に沿った座標、 $G^{1/2}$ や $G^{1/2} G^{13}$ は z^* の座標変換に伴う係数で $G^{1/2} G^{13}$ は地形の傾斜を表す)。これらの改良によって実地形を用いて数値実験が出来るようになり、モデルの概要を気象研究所技術報告 (Ikawa and Saito, 1991) に発表しました。

やまじ風の実験に用いたモデルは3次元非弾性、連続の式では

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

となります (v は y 方向の水平風)。実験の諸元は、乾燥、コリオリ力なし、熱フラックスなしですが、地表面摩擦に伴う運動量のフラックスを考慮し、鉛直方向の格子間隔は地表付近では細かく上方で粗くなるストレッチを行いました。

実地形の実験に先立ち、四国山地の中央部で低くなる効果を見るために、2次元ベル型の山の高さが山脈方向に変化する鞍部地形 (本誌解説94の第17図) を考えて、3次元山越え気流の線形解析解 (Smith, 1980) を計算して流れのレジームを調べました (本誌解説94の第18図, 第19図)。そして碎波やハイドロリックジャンプを伴う非線形領域の振る舞いを数値実験によって調べ、本誌解説94の第20図のように、非線形領域では山脈風下側の流れは鞍部の有無に敏感であることを示しました。第1表は、Saito (1992) の結果と合わせてハイドロリックジャンプを伴うおろし風と障害物を越える浅水流のアナロジーを3次元に拡張した場合について議論した表です。


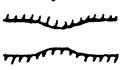


実地形をもちいた実験では、第2.2節で述べた2次元

第1表 山越え気流における浅水流のジャンプと大気中の内部ジャンプとのアナロジー (Saito (1993) のTable. 2を本稿用に和訳)

1) 2次元の場合 (g; 重力加速度、d; 浅水流の深さ、l; スコーラー数)

	強	←	非線形性	→	弱
非線形性の目安	小	←	流速	→	大
浅水流	小	←	フルード数: $U/(gd)^{1/2}$	→	大
連続大気	大	←	無次元化した山の高さ: lh_m	→	
ハイドロリックジャンプの振る舞い	停滞ジャンプ 風上側 風下側	←	移動するジャンプ ゆっくり移動 速く移動	→	ジャンプなし

2) 3次元の場合

	強い	←	非線形性	→	弱
3次元性の効果	発散	←	水平収束	→	収束
浅水流	大 	←	流路幅	→	小 
連続大気	孤立峰 	←	山の形	→	鞍部 
ハイドロリックジャンプの振る舞い	停滞ジャンプ 風上側 風下側	←	移動するジャンプ ゆっくり移動 速く移動	→	ジャンプなし

モデルでシミュレートされた1987年4月21日のやまじ風の事例について、四国中央部の地形を用いて一般風を次第に強めていく実験を行い、やまじ風前線が一般風とともに北上すること、どまいに相当する燧灘の逆風や四国山地鞍部風下側へ抜ける強風域が現れることを示しました。地表摩擦を入れることにより2次元の実験で見られた一般風の大きさに関する定量的な差(やまじ風発生タイミングの差)が大幅に改善されることを示し、やまじ風概念モデルの改良版(本誌解説94の第21図)を提唱しました。

2.5 ネスティングモデルによるシミュレーション

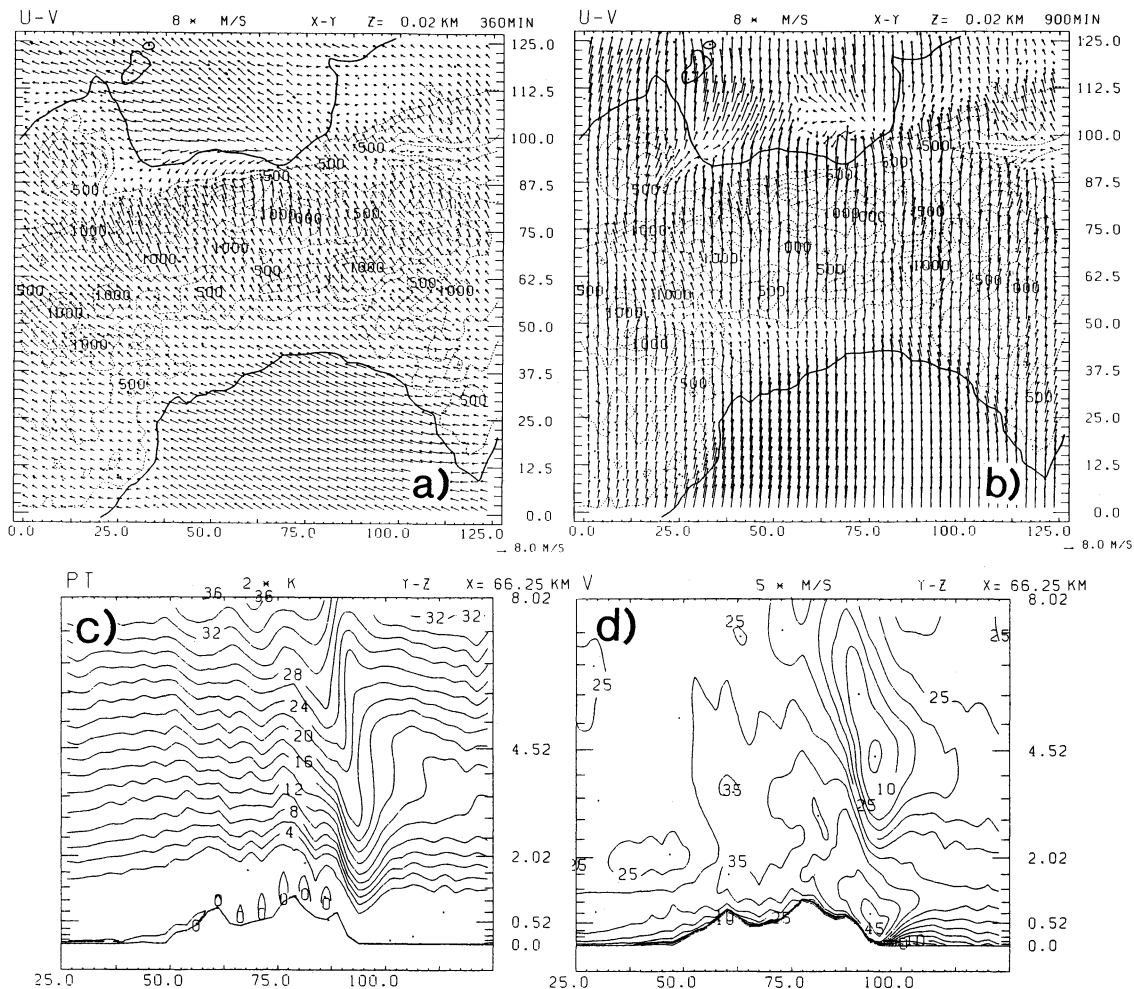
やまじ風についての最初の論文 (Saito and Ikawa, 1991) が気象集誌に掲載されたのは1991年の2月だったのですが、その年の9月に台風9119号が全国に大きな風害をもたらしました。台風本体から離れていた四国では40 m/sを超える瞬間風速を記録した気象官署はなかったのですが、愛媛県では四国電力中央幹線の送電鉄塔12基が倒壊するという大きな被害が出ました。この送電鉄塔は四国山地北側の支脈である法皇山脈稜線上に設置されていたもので、前年のやまじ風の時にも48.8 m/sを記録して電線がショートする事故が起きたため四国電力が独自にやまじ風に関する業務報告書をまとめていた所でした。台風9119号によるやまじ風では、鉄塔に設置されていた地上高27.5 mの風

速計で倒壊直前に65 m/sを超える風が記録されて(スケールアウトして)います。またこのときは、市街地の三島消防所でも62 m/sの瞬間風速が記録されています。

このケースについての現実的なシミュレーションをネスティングモデルを開発して行いました。ネスティングモデルによる予備的な報告は本誌(斉藤・猪川, 1992)に一度なされていますが、Saito (1994)では2重ネスティングを行いました。ネスティングモデル作成に際しての改良点として、基本場を初期場の水平平均で求めモデル内では3次元配列で持つようにし、海面水温、地表面粗度、ウェットネスをモデルに導入しました。モデルの初期条件は当時の気象庁の領域予報モデルだったJSM(日本域スペクトルモデル)の予報値を内挿しましたが、非発散の初期場を作るため、連続の式を拘束条件に

$$J = \int_v \{ \alpha_1^2 (\bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}u - \bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}u_0)^2 + \alpha_1^2 (\bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}v - \bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}v_0)^2 + \alpha_2^2 (\bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}\omega - \bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}\omega_0)^2 + \lambda (\frac{\partial \bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho}G^{\frac{1}{2}}\omega}{\partial z^*}) \} dx dy dz^*$$

を最小にする変分法 (Sherman, 1978) を用いて、連続の式(2)を満足するように内挿風 u_0 , v_0 , ω_0 を修正してモデルの初期値とする風を求めることを行いました



第2図 2.5 km 2重ネステッドモデルによる台風9119号に伴うやまじ風のシミュレーション。 a) 9月27日12時 (6時間予報) の地表風。右下の矢印は 8 m/s の大きさを表す。 b) 同じく 21時 (15時間予報) の地表風。 c) 21時の $x=53.75$ km に沿ったの温位の南北断面。 d) 同じく南北風 (v) の断面。 Saito (1994) より。

(ω は地形に添った座標系における上昇流, α は重み, λ はラグランジュの未定定数). 側面境界条件は気象庁 JSM の予報値を内挿して時間変化させますが, 領域の狭さを補うため, Orlanski (1976) の放射条件を用いて側面境界の影響を小さくしつつ外部強制の変化を取り込むという放射ネスティング境界条件を開発しました. これは放射条件で求めた境界値と親モデルの予報値の内挿から求めた境界値を, 流入流出の条件ごとに設定した重みで案分した上で, 各面での質量フラックスをできるだけ親モデルの値に合わせながら, 領域内全体の質量保存のため, 側面境界での質量フラックスの総和をゼロに調整する, というものです. これらの

改良により, 現実現象の再現実験が可能になりました.

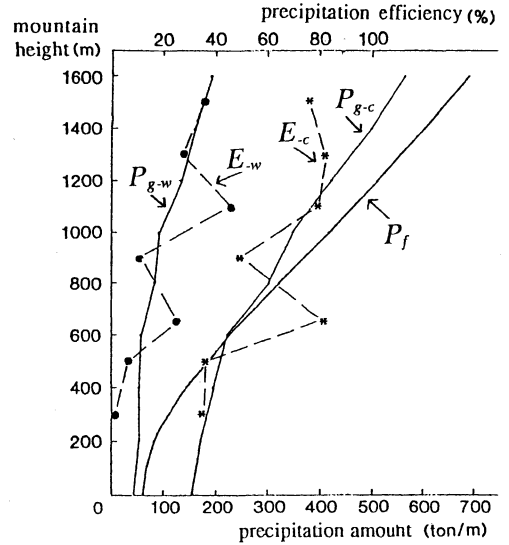
数値実験の諸元は 3 次元, 非弾性, 乾燥, コリオリ力あり, 地表面の摩擦・熱フラックスあり, で 1991 年 9 月 27 日のケースについて, 外側 10 km, 内側 2.5 km の非静力学モデルを気象庁 JSM と 2 重ネスティングしました. ネスティングに際しては海面水温についても JSM と非静力学モデルの海陸分布の違いに応じた解析を行いました. また温位については海面高度を基準に, 風については地形に沿った座標系を基準に, それぞれの鉛直方向の内挿を行い, にせの浮力が生じないようにしながら境界層の構造が残るような工夫をしました.

ネスティングモデルによる結果は非常に良好で、台風がまだ九州の西にあって一般風がそれほど強くない段階の9月27日12時(6時間予報=第2図a)では、法皇山脈北側の平野部に「誘い風」に相当する北東風が現れ、台風が接近した第2図bの15時間予報では、法皇山脈風下側に強いおろし風が生じました。シミュレーションでは、アメダスの各地点や倒壊鉄塔で観測された風の時間変化もよく再現されていました。地上風分布の時間変化を見ると、台風の接近による一般風の強まりに応じて、やまじ風前線が北上しておろし風が平野部西側からオンセットしたことがわかります。第2図c, dはおろし風が強まった27日21時に相当する15時間予報による2.5 kmモデルによる温位と風の南北断面です。論文では特に言及しなかったのですが、この図に示される温位や風速の分布は、最初にお示した Lilly and Zipser (1972) のロッキー山脈のおろし風についての航空機観測の結果と驚くほど良く似ています。論文ではこのほか地表面温度や粗度の影響、燈灘の有無についての感度実験も行い、それらの効果についても論じました。

2.6 山越え気流と地形性降水

やまじ風についての研究のほかに、山越え気流と地形性降水に関する数値実験による研究を2つ行いました。1つは名古屋大学大気水圏科学研究所との文部省科学研究費研究「地形効果による降雨の強化・集中化機構に関する研究」で、紀伊半島の降雨量分布に対する地形効果を、3次元モデルによる理想実験と実地形シミュレーションで調査しました(Saito *et al.*, 1994)。実験では一般風や安定度、地形を変えて上昇流の出来る場所の違いを調べて観測された雨量の分布との比較を行いました。ドライモデルによる調査ながら、山岳風上側下層では斜面上と海上の2つの上層流域のピークがあること、海上のピークは、ブロッキングによる2次元的な上昇流で、一般風が小さいほど風上側に生じることなどいくつかの興味ある結果が得られました。

もう1つは科学技術庁振興調整費研究「降積雪対策技術の高度化」で行った日本海降雪雲の数値実験です(Saito *et al.*, 1996)。実験は2次元でしたが、東北地方の山岳地形を想定した海陸分布と温度差を与え、日本海上で変質した気団が山岳域で降雪をもたらす様子をシミュレーションしました。第3図は、山の高さの違いに対する降水能率を調べたものです。論文では、地形性降雪には氷の過程が重要で、氷相への転換効果



第3図 北日本山岳性降雪の数値実験で得られた降水量と山の高さの関係。Pfは山の高さだけ気柱が持ち上げられる場合の理論的な凝結水量。Pgは6時間の陸上での降水量で、添え字の-cと-wはそれぞれ氷相を含む場合と含まない(warm rain)場合。Eは山の高さが増大した場合、Pfの増分とPgの増分の比で定義した降水能率。Saito *et al.* (1996) より。

を無視する warm rain の過程では、山岳斜面で凝結した雲水は、十分な降水に転換する前に風下側に出てしまうこと、降水能率の増大には山による持ち上げ効果のみではなく、温度低下に伴い氷晶数が増大する天然の種まき効果「natural seeding」が重要であることなどを示しました。また海陸の粗度や表面温度の違いについての感度実験を行うとともに、日本海上の特定の場所で氷晶生成を促進する実験を行い、人工的な種まきによる降雪の抑制あるいは促進の可能性を示しました。

3. 非静力学メソスケールモデルの開発

前節で開発されたモデルによりある程度再現実験ができるようになったので、次に行ったのはこのモデルを発展させ、降水を含む事例について予報実験の可能な本格的メソモデルに改良するということでした。以下の説明では簡単のため山がない場合の方程式系をもとに説明を行います。詳細は気象研究ノート(斉藤, 1999a; 1999b; 斉藤・加藤, 1999)を参照して下さい。

3.1 弾性方程式系の利用

まず、モデルの基礎方程式系として、それまでの非弾性方程式系に加えて、準圧縮の連続の式

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

から気圧 p を以下の式

$$\frac{\partial p}{\partial t} = C_s^2 \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\bar{\rho}}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \right)$$

で予報するオプションを加えました (C_s は音速, θ_v は仮温位). このオプションについては猪川さんが以前に一度作成して計算スキームの比較に関する論文 (Ikawa, 1988) を発表していましたが, 私は非弾性方程式系のモデルを基にネスティングモデルの開発をしていたため, この部分については猪川さんの遺稿となった Ikawa and Saito (1991) の定式化を基に, ネスティングモデル用に新たにコーディングし直しました. 弾性系モデルの場合, 音波の扱いに関して代表的な時間積分法としてスプリットエクスプリシット法 (HE-VI 法) とセミインプリシット法 (HI-VI 法) の 2通りがありますが, ここでは非弾性の気圧方程式の直接解法が応用出来るという意味で HI-VI 法を用いました. 気圧の初期値は, 変分客観解析を行い非弾性方程式で立ち上げ, その気圧場を用いました.

この方程式系では気圧の式以外は非弾性方程式と同じものを用いるのですが, 問題点として連続の式として (3) 式を用いる場合, 密度の局所変化項が残るためフラックス形式

$$\frac{\bar{\rho}}{\rho} \frac{d\phi}{dt} = \frac{\partial \bar{\rho} \phi}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\rho} u \phi}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v \phi}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w \phi}{\partial z}$$

に誤差が生じることがあります (ϕ は任意の変数). Ikawa (1988) では音波成分がダンプされていれば特に問題は生じないとしています, 補正項が必要なことは吉崎 (1988) も報告しており, 私のケースではタイムステップを大きくすると計算不安定が生じました (斉藤, 1994b).

3.2 完全圧縮方程式系への改良

次に前節で開発した準圧縮系モデルを完全圧縮方程式系へ改良しました. 連続の式は

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

の形になります. 密度は場所と時間の関数として状態方程式

$$\rho = \frac{p_0}{R \theta_v} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{C_v/C_p}$$

から診断するようにします (C_p と C_v は気体の定圧比熱と定積比熱, R は気体定数). これによりフラックス形式

$$\rho \frac{d\phi}{dt} = \frac{\partial \rho \phi}{\partial t} + \frac{\partial \rho u \phi}{\partial x} + \frac{\partial \rho v \phi}{\partial y} + \frac{\partial \rho w \phi}{\partial z}$$

が誤差なしに書けることになります.

密度が診断できるようになったので, 基礎方程式系から基本場密度による線形近似を除去しました. 完全圧縮系化はこう書くと簡単なことなのですが, 質量保存がモデルトップの浮力の有無に敏感で悩まされました.

浮力項は線形近似

$$-\rho' g \cong \left(\bar{\rho} \frac{\theta_v'}{\theta_v} - \frac{P'}{C_s^2} \right) g$$

からではなく, 密度の摂動

$$-\rho' g = (\bar{\rho} - \rho) g$$

から直接 (厳密に) 求めるようにしました. この点はこのモデルの非常にユニークな所です. 初期気圧場は地表気圧と静水圧の積み上げから計算します. また気圧方程式の境界条件を変更して, 摩擦がある場合に直接解法からそれまでおこなっていた繰り返し計算をなくす高速化を行いました.

3.3 質量仮温位の導入

通常 (従前) の非静力学モデルでは, モデルが水物質を含む場合, 浮力を

$$BUOY \equiv \bar{\rho} \left(\frac{\theta_v'}{\theta_v} - q_c - q_r - q_i - q_s - q_g \right) g$$

のように仮温位摂動と水物質の重みの効果の和で計算します. ここで q は混合比で, 添え字 c, r, i, s, g は, それぞれ雲水, 雨, 雲氷, 雪, あられを意味します. このモデルでは, 水物質を含む場合でも浮力項を密度摂動から直接求めるため, 密度を単位体積当たりの湿潤大気と含まれる水物質の質量の総和

$$\begin{aligned}\rho &\equiv \rho_a + \rho_v + \rho_c + \rho_r + \rho_i + \rho_s + \rho_g \\ &= \rho_a + \rho_c + \rho_r + \rho_i + \rho_s + \rho_g\end{aligned}$$

で定義するようにしました。ここで添え字 $a, d, v,$ はそれぞれ湿潤大気, 乾燥大気, 水蒸気を意味します。状態方程式は以下のようになります。

$$\begin{aligned}\rho &= \frac{p_0}{R\theta_v} \left(\frac{p}{p_0}\right)^{C_v/C_p} (1 - q_c - q_r - q_i - q_s - q_g)^{-1} \\ &= \frac{p_0}{R\theta_m} \left(\frac{p}{p_0}\right)^{C_v/C_p}\end{aligned}$$

ここで θ_m は水物質の重みを考慮した仮温度「質量仮温度」

$$\theta_m = \theta_v (1 + 0.61q_v) (1 - q_c - q_r - q_i - q_s - q_g)$$

です。この量は Ikawa and Saito (1991) で解説に使われていましたが、はじめて実際のモデルにコーディングして状態方程式の診断に用いるようにしました。

密度をこの式で定義すると、雨、雪、あられなどの降水に伴う密度の時間変化を連続の式に考慮する必要があります。このため空気に対する相対的な終末落下速度(質量平均した値)を V として連続の式の右辺に

$$\begin{aligned}\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \\ = \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_r q_r + \rho_a V_s q_s + \rho_a V_g q_g)\end{aligned}\quad (5)$$

のような落下に伴う項を付け加え、フラックス形式についても補正しました。

3.4 マップファクターの導入

次に行ったことは、モデルにマップファクターと地球曲率に関する項を導入することでした。シミュレーションの対象となる領域が数100 km 以下であれば、地図投影法に関する拡大率や曲率の項は無視しても研究用のシミュレーションとしては殆どの場合十分ですが、モデルとしての将来の発展性や領域を広げた場合の境界での親モデルとの接続、静力学領域モデルとの比較などを考えるとこの改良は重要です。投影法としては最初、JSM に習ってポーラステレオ投影(極立体投影)を用いました。マップファクター

$$m = \frac{(1 + \sin \varphi_0)}{(1 + \sin \varphi)}$$

(φ は各格子点の緯度, φ_0 は基準緯度)を導入すること

により、連続の式は

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\rho u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\rho v}{m} \right) \right\} + m \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho w}{m} \right) = Prc \quad (6)$$

に、フラックス形式は

$$\begin{aligned}\frac{\rho}{m} \frac{d\phi}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho \phi}{m} \right) + m \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\rho u \phi}{m} \right) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\rho v \phi}{m} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho w \phi}{m} \right) - \frac{\phi}{m} Prc\end{aligned}$$

となります。ここで右辺 Prc は降水物質の落下(5式右辺)です。これを用いて運動方程式、気圧の式を書き換えますが、運動方程式には地球曲率に関する項も新たに評価するようにしました。これらの改良により、モデルが予報実験の可能な領域モデルとしても利用可能になりました。

3.5 側面境界の質量フラックス

完全圧縮系の連続の式(6)を $0 \leq x \leq X, 0 \leq y \leq Y, 0 \leq z \leq H$ の領域で体積積分すると以下の関係が得られます。

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t} \iiint \frac{\rho}{m^2} dx dy dz = (\iint \rho u dy dz)_{x=0} \\ - (\iint \rho u dy dz)_{x=X} + (\iint \rho v dx dz)_{y=0} \\ - (\iint \rho v dx dz)_{y=Y}\end{aligned}$$

この式の左辺の水平平均場に対して静力学の関係を用いて、リアルケースのシミュレーションに際して、

$$\begin{aligned}(\iint \rho u dy dz)_{x=0} - (\iint \rho u dy dz)_{x=X} \\ + (\iint \rho v dx dz)_{y=0} - (\iint \rho v dx dz)_{y=Y} \\ = S_{xy} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\bar{p}_0 - \bar{p}_H}{g}\end{aligned}$$

となるように親モデルの平均気圧の変化から側面境界条件で与える質量フラックスの総和を決めるようにしました。これによって、非静力学モデルの予報する平均気圧場が親モデル(JSMなど)のそれによく追従するようになりました。上式では降水に伴う質量損失 Prc は無視していますが、その後この項も含むように計算するようにしています(第4.1節参照)。

3.6 平成5年鹿児島豪雨のシミュレーション

改良したモデルを用いた最初のテストとして、平成5年鹿児島豪雨のシミュレーションを行った例を本誌でも一度紹介しています。斉藤・加藤(1996)では、

1993年8月6日09JSTを初期値とする気象庁JSMに、JSMと同じ25 km 水平分解能の非静力学モデルをネスティングして15時間予報を行い、JSMと良く似た気圧場や降水の予報が得られることを報告しました。このケースについて、水平分解能を5 kmにした場合の結果をSaito (1997) が示しています。結果の図については、気象研究ノート(斉藤・加藤, 1999)や最近の別の一般向け解説(斉藤, 2000a)などにも掲載していますので、ここでは割愛しますが、観測された降水地域の集中や移動、降水に伴うメソスケールの低気圧性循環がモデルで大変良く再現されていました。

その後、気象庁の領域予報モデルは1996年にJSMからRSM(領域スペクトルモデル)に更新されたので、ネスティングに際してRSM鉛直座標系の変更($\sigma \rightarrow \sigma-p$ ハイブリッド)への対応、RSM地図投影法の変更(ポーラステレオ→ランベルト)への対応、GVS1新標準ファイル形式への対応、などを行いました。他の改良も含めて、本格的メソモデルとして一応の完成をみた「気象研究所非静力学メソスケールモデル」の仕様とオプションは、斉藤・加藤(1999)にまとめられています。

4. 共同研究、進行中のプロジェクト

以下に気象研究所非静力学モデルに関するいくつかの共同研究、プロジェクトについて簡単に言及します。このうち最初の3つは国際共同研究です。

4.1 GCSSモデル相互比較

GCSS(GEWEX Cloud System Study; GEWEX 雲システム研究)はGEWEX(全球エネルギー水循環実験計画)のサブパネルで、雲解像モデルの出力データを大循環モデルのパラメタリゼーション改良に役立てることを目的としています。このうち私が参加した第4分科会のCase 1では、TOGA-COARE(熱帯海洋全球大気変動研究計画の大気海洋相互作用研究実験)で観測された海上スコールラインを対象とした雲解像モデルの国際比較が行われました。詳しい報告は、取りまとめ役となったフランス気象局のRedelspergerが主著者になって他の参加者と共著で今年の英国王立気象学会誌(Redelsperger *et al.*, 2000)に掲載されています。この実験に際して水平4次精度の移流計算のオプション追加や側面質量フラックスの降水量による補正などの改良を行いました。第3.5節の側面境界の質量フラックスの式の右辺に、降水物質の落下により全積分領域から失われる質量の総和を付け加えました。

$$\begin{aligned} & (\iint \rho u dy dz)_{x=0} - (\iint \rho u dy dz)_{x=X} \\ & + (\iint \rho v dx dz)_{y=0} - (\iint \rho v dx dz)_{y=Y} \\ & = S_{xy} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\bar{p}_0 - \bar{p}_H}{g} + \underbrace{(\iint \sum_k \rho V_k q_k dx dy)}_{z=0} \end{aligned}$$

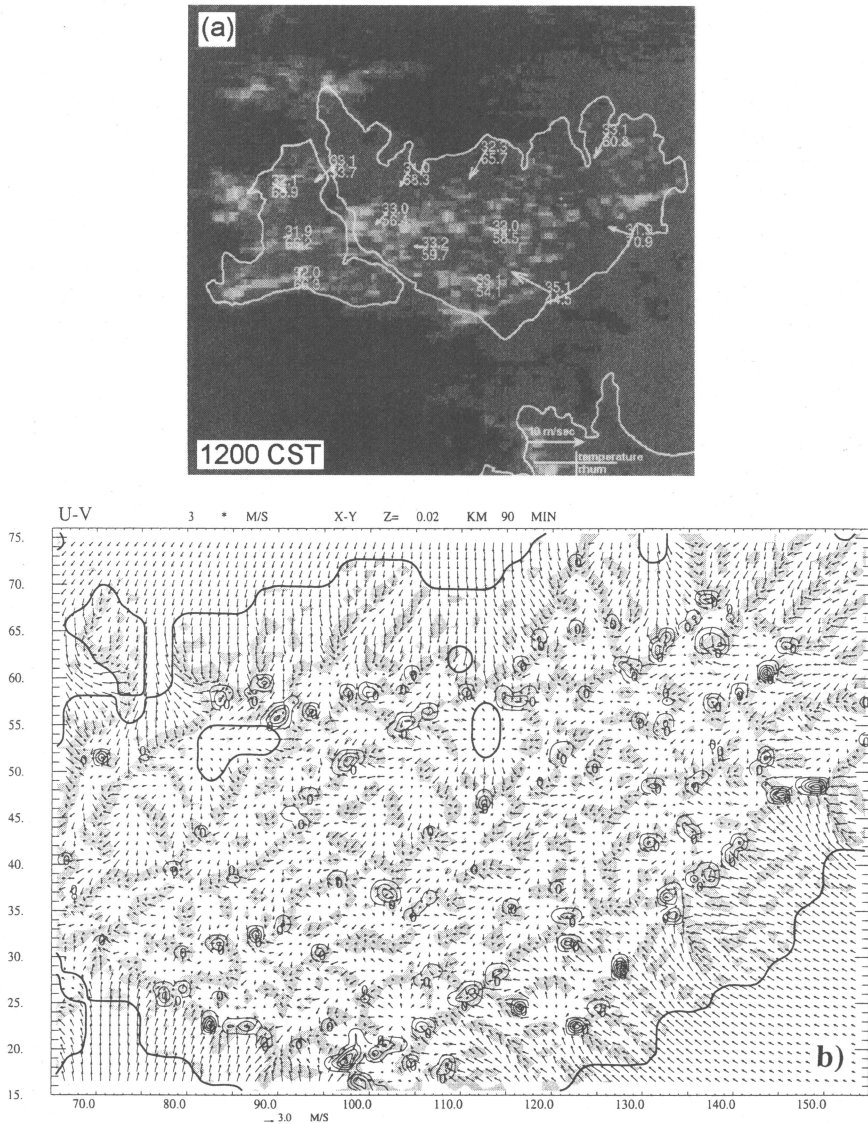
上式下線部のように、この項は地表での平均降水強度の面積和になります。

4.2 Lokal-Modellとの比較

ドイツ気象局の招聘により短期客員科学者としてドイツ気象局に滞在(1997年10月~11月)する機会があり、ドイツ気象局の非静力学局地モデルLokal-Modell(LM)と気象研究所非静力学メソスケールモデルについて、ドイツ気象局のスーパーコンピュータCRAY C-98を用いて山岳波の表現や計算効率の比較を行いました。これについては、Saito *et al.* (1998)に詳しい結果がまとめられています。ドイツ気象局のモデリング事情やLMについては本誌でも取り上げられています(栗原ほか, 1988; 斉藤ほか, 2000)。

4.3 熱帯島嶼上の日変化性対流雲のシミュレーション

1995年3月から1年間、科学技術庁日豪科学技術交流研究員制度でオーストラリア気象局(BMRC)に滞在する機会があり、1995年11月から12月にかけてオーストラリア北部準州の、Melville島とBathurst島(Tiwi諸島)で行われた国際共同観測MCTEX(Maritime Continent Thunderstorm Experiment; 海洋性大陸雷雨観測実験)(Keenan *et al.*, 2000)に数値モデリングの立場で参加しました。数値実験はMCTEX期間中に観測支援のために特別運用されたBMRCの領域モデル(LAPS)に2重ネスティングした非静力学モデルを用いました。第4図bは1995年11月27日にTiwi諸島に発生した日変化性対流雲の発展を、1 km分解能でシミュレートしたもので、海風前線面に沿って積雲列が生じています。これらの積雲は、海風側で発生する水平対流ロールによる収束域の先端に生じています。島の内側では、オープンセル型の不規則な多角形をしたRayleigh-Benard対流の角に、浅い対流によるまばらな積雲が発生しています。シミュレーションでは、午後の海風前線の侵入による収束域のマージとそれに引き続く深い対流の発生など、当日観測された対流の日変化が良く再現されました。詳しい内容は米国気象学会誌(Saito *et al.*, 2001a)に近く掲載される予定です。

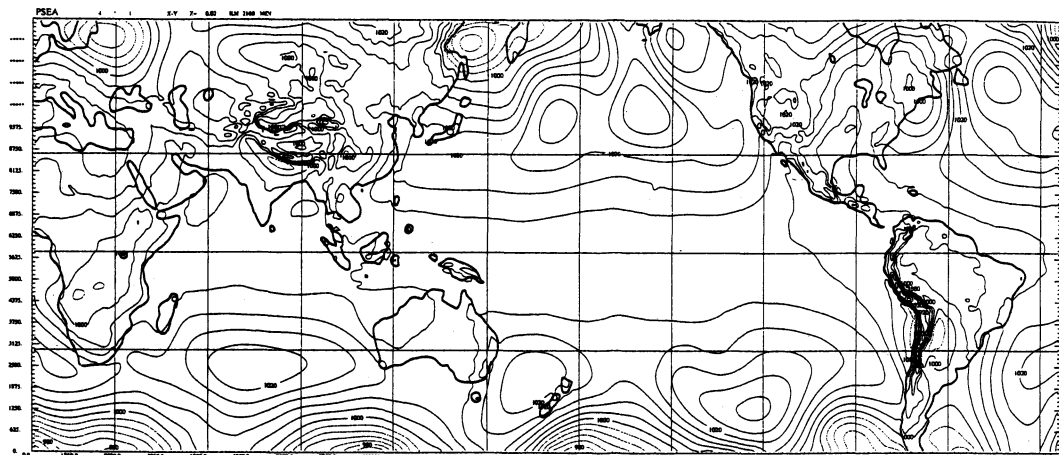


第4図 a) MCTEX 観測期間中の1995年11月27日1200 CST の Tiwi 諸島上の GMS 可視画像。ベクトルは地表風、脇の数値は気温と相対湿度。
 b) 1 km 分解能非静力学モデルによる Melville 島中央部の地表風と高度1.14 km の雲水量混合比 (1130 CST)。雲水の等値線は0.2 g/Kg おき。地表風の収束域 (水平発散が $-5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以下の場所) に陰影を付してある。Saito *et al.* (2001a) より。

4.4 関東地域メソ解析プロジェクトへの参加

関東地域メソ解析プロジェクト (Kanto Area Meso-Analysis Experiment = KAMEX) は、防災/航空気象情報の高度化を目指して、局地数値予報での利用を目的としたメソ観測データの収集と活用法の開発、4次元データ同化・予報実験や観測システム実験

を行うことを目標に気象庁で計画され、気象庁予報部・観測部、気象研究所、東京管区气象台、東京・新東京航空地方气象台などが参加して行われた研究プロジェクトです。1997年梅雨期を対象に、通常観測データに加えて、ドップラーレーダー・ウィンドプロファイラー・ACARS (航空機空地データ通信システム)・



第5図 1999年3月1日00 UTCの気象庁等圧面全球解析データを初期値とする非静力学モデルによる36時間予報の平均海面気圧場。等値線は4 hPa おき。斉藤 (1999c) より。

ERS-2散乱計による風データ，人工衛星 (GPS・SSM/I) による可降水量，レーダーアメダス合成雨量と静止気象衛星 (GMS) から求めた雲頂高度等が，気象庁の静力学10 km 分解能局地数値予報モデル (MSM) を用いた1時間予報—解析サイクルによって同化され，MSM による観測システム実験や非静力学モデルによる予報実験などが行われました。

1997年7月28日を対象にMSMの1時間同化サイクルによって作られた初期値を用いて走らせた10 km 分解能非静力学モデルによる実験では，通常データのみを用いたルーチンの領域モデル (RSM) では予報できなかった関東北部の警報級の局地降水が予測されました。KAMEX で用いられた観測データと同化実験，観測システム実験，予報実験の詳細は気象庁技術報告 (露木ほか，2000) として刊行されています。

4.5 大阪管区気象台との地方共同研究

気象研究所と大阪管区気象台では，地方共同研究「地形の影響を受ける風に関する研究 (平成10年度～12年度)」を行っています。この研究の一環として，大阪管区気象台では，Windows (95/98/NT) を OS に用いるパソコン上で気象研究所非静力学モデルを動作させ，さらに結果の解析・管理を行う周辺ツールを統合制御するソフト「NHM 統合環境」を作成しています (上野ほか，2000)。NHM 統合環境では，地形編集や動作条件の設定，計算の実行，結果表示などの一連の作業を，マウスのみを使用する簡単な操作で行うことができます。このソフトは，CD-ROM の形態で大阪管内の

気象官署へ配布され，地方共同研究に関する数値実験に用いられている他，今後は気象庁の他管区の気象官署での調査にも利用される見込みになっています。

4.6 計算領域を拡大する試み

最近手がけたこととして，非静力学モデルをこれまでのポーラステレオのみからランベルト，メルカトルを含む任意の等角投影法を用いて使えるようにしたことがあります。この改良に際しては，それまでのモデルで簡単化のため行っていた「マップファクターの平均値が1」という前提条件を不要にしました。気象庁等圧面全球解析データとネスティングして，メルカトル投影法を用いて南緯55度～北緯60度 (全球の約3/4) の範囲を対象に行った36時間予報では，ドライモデルによる予備的テストながら，高低気圧の移動などがモデルで良く表現されていました (第5図)。

なお，この図は記念講演の当日にお見せしたメルカトル投影法による結果ですが，その後，モデルを全球領域で動かすため球面上の直交曲線座標系に拡張する試みも始めています (斉藤，2000b)。

4.7 モデルの並列化と地球シミュレータ計画への参加

近年，スーパーコンピュータをはじめとする電子計算機の能力は飛躍的に向上してきています。これまででは，CPU 素子本体の改良やベクトル化機能の付加・強化による高速化が行われてきましたが，最近では複数のCPUやノードと呼ばれるCPUクラスタを同時に動作させて数値計算処理を分担させることにより高速

化を図る方法（並列計算）が大型計算機分野では一般化しつつあります。1999年3月に更新された気象研究所のスーパーコンピュータ HITAC-SR8000も36ノードの分散主記憶型並列計算機で、その能力をフルに発揮するためには、並列計算するに際してCPU（あるいはノード）相互の情報を通信させるためのプログラムの並列化が必要になります。

一方、科学技術庁では平成9年3月に計算科学技術推進会議の下に地球シミュレータ部会を設置し、「地球シミュレータ」計画を推進しています。この計画のポイントは、640ノード（5120CPU）から構成される世界最高速の超並列ベクトル計算機「地球シミュレータ」を開発し、地球の未来を映し出す「仮想地球」をコンピュータ上に再現するというもので、大気・海洋分野としては、1) 地球温暖化現象の影響による地域的な気候変化の予測と、2) 雲の活動・降水過程を3次元的に再現する1 km メッシュ気象学の確立、の2つを目標の柱にしています。これに関連して、科学技術振興調整費研究で「高精度の大気・海洋変動予測のための並列ソフトウェア開発に関する研究」が行われており、気象研究所予報研究部では、台風研究部とこの研究の副課題「雲解像非静力学モデルの最適化並列プログラム構築に関する研究」に取り組んでいます。研究目標は、数1000 km 四方の領域を対象に個々の雲を解像して降水過程を再現する高分解能並列非静力学大気モデルを開発し、集中豪雨・豪雪、等の局地的顕著現象や台風の微細構造を数値的・力学的に再現し、それらのメカニズムを解明するとともに局所的な気象災害の迅速な予測のために役立つ技術情報を提供する、というものです。これに関連して、気象研究所非静力学モデルの並列化が、気象庁数値予報課や公益法人高度情報科学技術研究機構などの協力も得て行われました（斎藤ほか、1999）。

4.8 次世代領域予報モデルの共同開発

近年は数値モデルが汎用化・巨大化し、複数の予報センターや研究機関でそれぞれが独自にモデルをもつよりも、基本フレームをできるだけ一致させ、共同で開発・管理できる体制を作る方が開発上のメリットが大きいという情勢になってきており、モデルの統一化と共同管理が世界的な流れになってきています。このような情勢に鑑み、次世代領域予報の核となる非静力学モデルについても、気象庁数値予報課と気象研究所で共同開発していくことで合意が成立し、その作業が始まっています。気象研究所非静力学モデルとその並

列版をベースに、数値予報課で開発された HE-VI 法などの新しい計算法や初期値化等を導入し、研究・現業予報の両方に利用する統一モデルを開発しようという計画です。統合モデルとしての最初のバージョン「気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (MRI/NPD-NHM)」が、共同開発されており（室井ほか、1999）、その詳細はドキュメントとして気象研究所技術報告に刊行される予定です（Saito *et al.*, 2001b）。

ドキュメントは MRI/NPD-NHM のホームページ (<http://www.mri-jma.go.jp/Dep/fo/mrinpd/IN-DEXJ.htm>) でも閲覧できます。さらに現在、MRI/NPD-NHM の並列版をベースに FORTRAN90 などの新しいコーディング手法も取り入れた、現業用の発展版としての気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) の共同開発も行われています（室井ほか、2000）。

5. おわりに

上記に述べた以外にも、非静力学モデルに関連して多くのプロジェクトや共同研究・開発が行われています。ここでは詳しく触れる紙数を持ちませんが、「つくば域降雨観測実験（吉崎ほか、1999）」、「雲が地球温暖化に及ぼす影響解明に関する研究」、「メソ対流系の構造と発生・発達メカニズムの解明」、「局地的なシアラインの発現・強化とこれに伴うシビアウェザーの発生過程に関する基礎的研究」や「GPS 気象学」などでも非静力学モデルを用いた研究が行われています。気象研究所での非静力学モデルの開発とメソ気象現象の研究は、予報研究部経常研究「中小規模擾乱のメカニズム解明のためのモデルの高度化」を中心として行われており、また台風研究部でも非静力学台風モデルの開発が始まっています。これらの開発は、数値予報課をはじめとする気象庁全体のモデル技術開発推進の一環にもなっています。一方、気象庁外では、日本国内の主だった大学や国立研究機関が協同して、気象研究所や気象庁とも連携して非静力学モデルをメソ気象研究の重要なインフラストラクチャーと位置付けて共同利用・開発しようという動きも始まっています。モデルと大規模な計算環境が多くのユーザーの身近になりつつある時代を迎えて、非静力学モデルを用いた気象現象の研究は、今後より多方面でさらに盛んになると思われます。

最後に、本講演の研究を行うにあたり非常に多くの方々の御指導・御助力を頂きました。特に、モデルや山越え気流について、その基礎から御指導下さり、今

日の結果を見ることなく1991年に急逝された猪川元興さんのご霊前に今回の受賞を謹んでご報告し、故人と
 のご遺族に改めて御礼申し上げたいと思います。またモデルの改良に多大なる貢献をしてくれている予報
 研究部第一研究室の加藤輝之さん、予報研究部第一研
 究室で私たちをご指導下さっている吉崎正憲室長に深
 く感謝します。

さらに永戸久喜さん、瀬古利彦さん、藤部文昭さん、
 青梨和正さん、田宮久一郎さん、中村 一さん、村田
 昭彦さん、益子 渉さん、清野直子さん、山本 哲さ
 さん、村上正隆さん、上野 充さん、近藤洋輝さん、和
 田美鈴さん(故人)、吉住禎夫さん、をはじめとする気
 象研究所の方々、室井ちあしさん、郷田治稔さん、栗
 原和夫さん、中村誠臣さん、永田 雅さん、山田和孝
 さん、佐藤信夫さん、露木 義さん、をはじめとする
 数値予報課を中心とする気象庁の方々、二宮光三先生、
 新野 宏先生、住 明正先生、山岬正紀先生、武田喬
 男先生、木村富士男先生、岩崎俊樹先生、里村雄彦先
 生、をはじめとする大学関係の皆様にも深く感謝しま
 す。

参 考 文 献

- Arakawa, S., 1969 : Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan, *Geophys. Mag.*, **34**, 349-425.
- 秋山敏男, 1956 : やまじ風の機構に関する考察 (2), *研究時報*, **8**, 15-29.
- Clark, T. L., 1977 : A small-scale dynamic model using terrain following coordinate transformation, *J. Comp. Phys.*, **24**, 186-215.
- Deardorff, J. W., 1980 : Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Boundary-Layer Meteorol.*, **18**, 495-527.
- Houghton, D. D. and A. Kasahara, 1968 : Nonlinear shallow fluid over an isolated ridge, *Commun. Pure Appl. Math.*, **21**, 1-23.
- Ikawa, M., 1988 : Comparison of some schemes for nonhydrostatic models with orography, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 753-776.
- Ikawa, M., 1990 : High-drag states and Fohens of a two-layered stratified fluidpast a two-dimensional mountains, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 163-182.
- Ikawa, M. and Y. Nagasawa, 1989 : A numerical study of a dynamically induced fohen observd in the Abashiri-Ohmu area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 429-458.
- 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.
- Keenan, T., S. Rutledge, R. Carbone, J. Wilson, T. Takahashi, P. May, N. Tapper, M. Platt, J. Hacker, S. Sekelsky, M. Moncrieff, K. Saito, G. Holland, A. Crook and K. Gage, 2000 : The Maritime Continent Thunderstorm Experiment (MCTEX) : Overview and some results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **81**, 2433-2455.
- Klemp, J. B. and R. Wilhelmson, 1978 : The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Kondo, J., 1975 : Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Bound. Layer Meteor.*, **9**, 91-112.
- 栗原和夫・斉藤和雄・加藤輝之, 1998 : 第2回非静力学モデリング短期数値予報国際ワークショップ参加報告, *天気*, **45**, 389-394.
- Lilly, D. K. and E. J. Zipser, 1972 : The front range windstorm of 11 January 1972--a meteorological narrative, *Weatherwise*, **25**, 56-63.
- Lilly, D. K. and J. B. Klemp, 1979 : The effects of terrain shape on non-linear hydrostatic mountain waves, *J. Fluid Mech.*, **95**, 241-261.
- Long, R. R., 1953 : Some aspects of the flow of stratified fluids, 1. A theoretical investigation. *Tellus*, **5**, 42-58.
- Long, R. R., 1954 : Some aspects of the flow of stratified fluids, 2. Experiments with a two-fluid system, *Tellus*, **6**, 97-115.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974 : A hierarchy of turbulence closure models for planetary bound. layers, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- 室井ちあし・斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜, 1999 : 気象庁気象研究所・数値予報課統一メソモデルの開発, *日本気象学会秋季大会予稿集*, B305.
- 室井ちあし・斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜, 2000 : 気象庁非静力学モデルの開発とその計算効率, *日本気象学会春季大会予稿集*, P124.
- Orlanski, I., 1976 : A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comp. Phys.*, **21**, 251-269.
- Redelsperger, J. L., P. Brown, F. Guichard, C. Hoff, M. Kawasima, S. Lang, T. Montmerle, K. Nakamura, K. Saito, C. Seman, W. K. Tao and L. J. Donner, 2000 : A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. I : Cloud-resolving models, *Q. J. R. Met. Soc.*, **126**,

- 823-863.
- 斉藤和雄, 1994a: 山越え気流について(おろし風を中心として), 天気, **41**, 731-750.
- 斉藤和雄, 1994b: 非静水圧ネスティングモデルについて(2)—完全圧縮モデルへの改良—, 平成5年度全国予報技術検討会資料, 気象研究所予報研究部, 1-17.
- 斉藤和雄, 1999a: 非静力学モデルの分類, 気象研究ノート, **196**, 19-35.
- 斉藤和雄, 1999b: 気圧方程式の数値解法と境界条件, 気象研究ノート, **196**, 45-56.
- 斉藤和雄, 1999c: 気象研究所非静力学モデルの改良—任意の等角投影法への対応と全球解析データとの結合—, 日本気象学会秋季大会予稿集, P315.
- 斉藤和雄, 2000a: 非静力学モデルの開発とメソ気象現象の研究, 気象, **44**, 5, 10-15.
- 斉藤和雄, 2000b: 全球非静力学モデルの開発—気象研究所/数値予報課統一非静力学モデルの球面直交曲線座標系バージョン—, 日本気象学会秋季大会予稿集, B209.
- 斉藤和雄・猪川元興, 1992: 非静水圧ネスティングモデルによる局地風系のシミュレーション, 天気, **39**, 615-625.
- 斉藤和雄・加藤輝之, 1996: 気象研究所非静水圧ネスティングモデルの改良について, 天気, **43**, 369-382.
- 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, **196**, 191-218.
- 斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし・Gopal Kuman・山岸米二郎・米村 崇, 1999: 気象研究所非静力学モデルの並列化について. 日本気象学会秋季大会予稿集, B306.
- 斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・清野直子・村田昭彦, 2000: 第3回非静力学モデリング短期数値予報国際ワークショップ参加報告, 天気, **47**, 203-210.
- Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width. J. Meteor. Soc. Japan, **70**, 775-782.
- Saito, K., 1993: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan Part 2: Non-linear aspect of the 3-D flow over a mountain range with a col, J. Meteor. Soc. Japan, **71**, 247-271.
- 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 mesoscale nonhydrostatic model—Forecast experiment of the 6 August 1993 Kagoshima torrential rain—, Geophys. Mag. Ser. 2, **2**, 109-137.
- Saito, K. and M. Ikawa, 1991: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan, J. Meteor. Soc. Japan, **69**, 31-56.
- Saito, K., L. Thanh and T. Takeda, 1994: Airflow over the Kii Peninsula and its Takeda, 1994 relation to the orographic enhancement of rainfall, Pap. Met. Geophys., **45**, 65-90.
- Saito, K., M. Murakami, T. Matsuo and H. Mizuno, 1996: Sensitivity experiments on the orographic snowfall over the mountainous region of northern Japan, J. Meteor. Soc. Japan, **74**, 793-813.
- Saito, K., G. Doms, U. Schaeffler and J. Steppeler, 1998: 3-D mountain waves by the Lokal-Modell of DWD and the MRI mesoscale nonhydrostatic model, Pap. Met. Geophys., **49**, 7-19.
- Saito, K., T. Keenan, G. Holland and K. Puri, 2001a: Numerical simulation of the diurnal evolution of tropical island convection over the Maritime Continent, Mon. Wea. Rev., **129**, (in press)
- Saito, K., T. Kato, H. Eito and C. Muroi, 2001b: Documentation of the Meteorological Research Institute/Numerical Prediction Division unified nonhydrostatic model, Tech. Rep., MRI (in press).
- Sherman, C. A., 1978: A mass-consistent model for wind fields over complex terrain, J. Appli. Meteor., **17**, 312-319.
- Smith, R. B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain, Tellus, **32**, 348-364.
- Sommeria, G., 1976: Three-dimensional simulation of turbulent processes in an undisturbed trade wind boundary layer, J. Atmos. Sci., **33**, 216-241.
- 露木 義・ほか, 2000: 関東地域メソ解析プロジェクト, 気象庁技術報告, **120**, 243pp.
- 上野幹雄・川畑拓矢・酒井亮太・白川栄一・石田純一・斉藤和雄, 2000: NHM 統合環境の紹介 —パソコン版気象研究所非静力学モデル(NHM)—, 天気, **47**, 289-294.
- 吉野正敏, 1986: 新版小気候, 地人書館, 298pp.
- 吉崎正憲, 1988: 地形性降水の数値実験のための対流モデルの解説, 東京大学海洋研究所, 77pp.
- 吉崎正憲・中村 一・中村健治・他, 1999: つくば域降雨観測実験, 気象研究ノート, **193**, 288pp.

Development of a Nonhydrostatic Model and Studies with Numerical Experiments.

Kazuo Saito*

* Forecast Research Department, Meteorological Research Institute,
Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

(Received 21 August 2000 ; Accepted 16 November 2000)



教官（北海道大学低温科学研究所）の公募

当研究所では下記により教官を公募いたします。

記

1. 公募人数：寒冷陸域科学部門・教授1名
2. 専門分野：雪氷学，気象学，水文学
3. 研究内容：理論，観測などの手法による寒冷圏の熱・水・物質循環過程の研究

当研究所は，寒冷圏および低温条件下における科学現象の基礎と応用の研究を目的とする全国共同利用の研究所であり，その中で当該部門は，地球規模の気候システムに対する寒冷陸域の雪氷及び生態系の役割について地球科学的側面及び環境科学的側面から総合的に研究することを目指しています。

なお，教育は北海道大学大学院地球環境科学研究科・地圏環境科学専攻を担当して頂く予定です。

4. 着任時期：平成13年度の可能な早い時期
5. 提出書類：①履歴書（連絡先，大学入学以降の学歴，研究・教育歴，学位，受賞歴など），②研究業績目録（査読制度のある学術誌に発表した原著論文，総説，著書，その他などに分ける），③主要論文別刷りあるいはコピー10編以内（研究業績目録に印を付ける），④国内外

の学会等での活動状況（役職や編集委員などの担当歴，会議やシンポジウムの企画など参考になる事項），⑤これまでの研究概要と成果（2,000字程度），⑥着任後の研究計画，研究展望，抱負など（2,000字程度）

6. 公募締切：平成13年4月30日（月）必着

7. 書類提出先：

〒060-0819

札幌市北区北19条西8丁目

北海道大学低温科学研究所長 本堂武夫

8. 情報入手，問い合わせ先：

①研究所の概要，関連する研究分野のスタッフについては，当研究所のホームページ

(<http://www.lowtem.hokudai.ac.jp/home.html>)

をご覧ください。

②直接の問い合わせ先

北海道大学低温科学研究所

教授 本堂武夫

Tel : 011-706-5466, Fax : 011-706-7142

9. その他：封筒の表に「寒冷陸域科学部門教授応募書類」と朱書き，書留でお送り願います。