

# 台風と熱帯擾乱に関する研究: CISK とメソスケールの理解

—2002年度藤原賞受賞記念講演—

山 岬 正 紀\*

## 1 はじめに

この度は藤原賞をいただきまして有難うございます。

本稿の第2節では、当日話したことを記します。〔 〕内は、当日に用いた OHP (7項目, 8枚) の標題です。文章中のカッコ内は OHP には記していたもの (及び本稿で補足または「天気」のスタイルに従って変更した) のです。当日は講演時間が15分でしたので図をまったく示していませんが、第3節以後では、いくつかの図を含めて当日話せなかったことを記します。なお、受賞の対象となった業績は「台風及び熱帯擾乱に関する数値実験的研究の推進」ということでしたが、本稿では上記のような標題としました。

## 2 受賞講演から

〔対流のパラメタリゼーションを用いた研究〕

今から丁度30年前の1972年に気象学会賞をいただきました。その時の受賞対象は台風の数値シミュレーション (Yamasaki, 1968a, b, c) と熱帯擾乱の不安定論 (Yamasaki, 1969, 1971) でした。熱帯擾乱の不安定論では3種類の不安定波 (CISK<sup>†1</sup>による波動擾乱) の存在を見出しました。その存在条件や性質 (構造) は対流によって放出される熱の鉛直分布や環境風の鉛直シア、地表摩擦に強く依存します。このときの研究では多くの基本的な理解ができたという点で私にとっては意義が大きいものでした。もちろん、問題点はありました。それは対流のパラメタリゼーションを用いていたことです。熱の鉛直分布はどのようにして決まるのか? 熱の鉛直分布は不安定波の存在、性質を決

める重要な要因ですが、この分布が実際の気象でどうなっているかはよくわかっていませんでした。もっと重要なことは、そもそも、用いたパラメタリゼーションは適切か、という問題でした。これらの問題を理解する必要性を強く感じ、そのあと、細格子の非静力学モデルによる研究を行うことになりました。

〔細格子の非静力学モデル (2次元) による研究〕

細格子 (高分解能) の非静力学モデルによる研究は大きく2つに分けられます。最初にやったことは、積雲対流に関する基礎的な研究でした (Yamasaki, 1972, 1974; 山岬, 1975)。このときの研究でとくに重要な点は、積雲対流の上昇域の面積比 (上昇域が占める割合) と上昇域のサイズの問題でした。とくに、上昇域のサイズは積雲対流を解像するモデルにおいて水平格子間隔はどうであるべきか、という問題に対して重要です。このときの研究では、望ましい格子間隔は100m程度 (いうまでもなく乱流過程に依存) である、ということを確認しました。ただ、物理的要因、雲の微物理過程や外的強制力の効果もありますし、コンピュータの制約もあり、その後の研究では2次元モデルでは500m位を用いることが多かったです。また、3次元モデルでは当面は1km位を用いることとなります。

この研究の後、積雲対流の組織化、対流と大きなスケールの相互作用、CISK (Conditional Instability of the Second Kind, 第2種条件付不安定) に関する研究を行いました (Yamasaki, 1975, 1977a, 1977b, 1979, 1983, 1984)。これらの研究で開発し数値実験で用いたモデルは、1992年以後の GCSS (GEWEX Cloud Sys-

\* 地球フロンティア研究システム。

—2002年9月13日受領—

—2003年1月29日受理—

<sup>†1</sup> 積雲対流の集団 (メソスケール対流群) との相互作用によって大きなスケールの擾乱、渦、波が発達 (成長) する不安定をいう。

tem Studies) において Browning さん (英国の Keith Browning) が Cloud Resolving Model (雲解像モデル) と呼んでいるものに対応します。また, Randall さん (米国の David Randall) は或る論文の中で私の1975年の論文 (Yamasaki, 1975) を CRM (Randall さんの表現では CEM, Cloud Ensemble Model) の最初として引用してくれています。このときの研究の主なもの (大きく3つに分けますと), 軸対称台風の数値実験によるメカニズムの理解, 鉛直シア中の熱帯擾乱 (偏東風波動) の理解とスコールラインのシミュレーション, 3つ目はメソスケール対流 (メソスケールに組織化した対流, mesoscale organized convection) を意味のある対流モードの1つとして認識したこと等です。メソスケール対流というのは積雲対流が組織化した形態で, 時間スケールは通常は数時間, 条件によっては数時間~10時間位のものを行っています。数時間という時間スケールはメソ現象の観測的研究では1950年代より知られていたものですが, モデルによる研究では1983年の論文 (Yamasaki, 1983) が初めてかと思っています。このときの研究を通して認識したことは, 台風や熱帯擾乱の研究においてはメソスケール (の対流) を解像することが重要で, メソスケールを解像しないモデル (従来, 対流をパラメタライズしたモデル) では, とくに熱帯擾乱や台風の発生についての適切な理解やシミュレーションは難しい, というものでした。(これは, 外的強制力が強くない現象ではとくにそうである, という意味です。) この研究の後, メソスケールに組織化した対流を解像するモデルを開発することになりました。

#### [メソスケール対流解像モデル]

メソスケール対流を解像するモデルの開発は1980年代半ばに行い (Yamasaki, 1986, 1987), このモデルをその後15年位用いてきました。メソスケール対流解像モデルの水平格子間隔は理想的には 5 km 以下ですが, 当面は 5~20 km が最も効率的であると考えられます。これまでは 30 km や 40 km を用いたこともありますが, それでも従来のモデルに比べれば, 熱帯低気圧の発生過程や最盛期の構造, それらのメカニズムはよく表現できていたと考えています。このモデルの開発の基礎となったのは, 積雲対流やメソスケール対流の理解とパラメタリゼーションを用いた線形論 (Yamasaki, 1969) からの理解でした。モデルの詳細は省略しますが, 最も重要な点は, メソスケール対流

解像モデルという表現からわかるように, 積雲対流をサブグリッドスケールとして扱う (implicit に扱う) という点や, 雲水量, 雨水量についてはサブグリッドスケールについても扱うという点です。(当然のこととして, 雲の微物理過程の効果はパラメタライズしています。) これは, 雨水の蒸発が多くの場合, 重要であること, また, 雨水量, 降雨強度の分布や雲水量の分布も議論したいということによっています。このモデルをこの15年間用いてきましたが, つい最近, 改善版を発表しています (Yamasaki, 2001)。この改善では, 雲水量の分布の改善が最も重要な点です。なお, 積雲対流の効果の表現方式が異なるモデルとして那須野さんの論文 (Nasuno and Yamasaki, 2001) があります。

#### [メソスケール対流解像モデルの適用]

このモデルはまず熱帯低気圧の研究に適用しました。熱帯低気圧に対する地球温暖化の効果についての数値実験を行ったこともあります。それから, 傾圧不安定波, 温帯低気圧にも適用してきました。また, 熱帯のクラウドクラスター, クラスターからの熱帯低気圧の発生や傾圧不安定波との相互作用に関する長時間積分にも多くの時間をかけてきました。最近では梅雨前線に伴うクラウドクラスターにも適用しています。(研究対象で大きく3つに分けて, (1) 熱帯低気圧の発達とメソスケール構造 (Yamasaki, 1986, 1987, 2001; 山岬・原, 1992; 山岬, 1993a, 1995; 多田, 2000), 熱帯収束帯のクラウドクラスター及び熱帯低気圧の発生 (Yamasaki, 1988, 1989a), 熱帯低気圧の移動 (Yamasaki, 1992), 熱帯低気圧に対する地球温暖化の効果 (山岬, 1990), (2) 熱帯低気圧と傾圧不安定波, 上層寒冷渦の相互作用 (山岬・原, 1990, 1991), 温帯低気圧と前線 (野田口, 1997), 熱帯のクラウドクラスターからの熱帯低気圧の発生や傾圧不安定波との相互作用に関する長時間積分 (1990年代後半, 未発表), (3) 梅雨前線に伴うクラウドクラスター (磯谷, 2000; Yamasaki, 2002) など)。

#### [1980年代半ば~現在の研究]

1980年代の半ばから現在に至る私の研究をひとこといえば, 2つのモデルを用いた (湿潤対流が重要な) 現象の理解, ということになるかと思っています。モデルの1つは既に述べたメソスケール対流解像モデル (mesoscale-convective-resolving model, 水平格子間隔は 5~20 km), もう1つは積雲対流解像モデル

(cumulus-convection-resolving model, 格子間隔は 1 km~100 m)です。(後者は上では細格子の非静力学モデルとかいたもの。)何を explicit (陽) に表現し, 何を implicit (陰) に扱うか, ということで分類しています。積雲対流とメソスケール対流の scale separation (時間・空間スケールの分離) は多くの場合, それほど明瞭というわけではありませんが, それにもかかわらず, このように考えることができるし, またそれが重要であると思っています。そして, この2つの研究は現象の理解においてもモデルの改善においても補い合うべきもの, というように考えています。(当然, 観測からの理解とモデル改善も重要。)積雲対流解像モデルは, メソスケール対流解像モデルの開発の基礎として役立つしてきました。しかし, メソスケール対流解像モデルもそうですが, 積雲対流解像モデルの不確実性も非常に大きいということを強調したいと思います。現存の多くのモデルによる国際的な比較実験が熱帯域のスコールラインに対して行われました(GCSS). それによると結果のばらつきは大きく, モデルの改善の重要性を最近の報告(山岬, 2002)で強調しています。

#### [積雲対流解像モデル]

積雲対流解像モデルに関して補足したいと思います。モデルは非弾性系のモデルと弾性系のモデル<sup>12)</sup>に分けられますが, 非弾性系(2次元)のモデルは, 先ほどお話したように, 1970年代半ばに開発し(Yamasaki, 1975), その後, 多くの研究で用いてきました。最近では, スコールライン(Yamasaki, 1996; 山岬・佐藤, 1997; 佐藤・山岬, 1998a, 1998b), とくに重力波の役割を強調した研究(山岬・瀬古, 1992), 熱帯低気圧(Nasuno and Yamasaki, 1997; 佐藤・山岬, 1999), 鉛直シア中の対流系(後藤, 1998), 東進する大規模クラウドクラスター(Yamasaki, 1994; 山岬, 1995), スーパークラウドクラスター(Oouchi, 1999), スーパークラウドクラスターとマデン・ジュリアン振動(Oouchi and Yamasaki, 2001)などに適用してきました。なお, このモデルは1990年代半ばまでは氷相過程を含まないモデルでしたが, 佐藤(1998), 佐藤・山岬(1998a, 1998b, 1999)では Lin *et al.*(1983)

のパラメタリゼーションを改善してスコールラインや熱帯低気圧のモデルに含め, 氷相過程の役割やパラメタリゼーションの改善の効果を議論しています。

2つ目の弾性系(圧縮系)のモデルについては, 2次元モデルを1980年代末に, (気象研究所に在職時に)開発しました。これは, 将来における広領域の3次元モデルは圧縮系(弾性系)が望ましいという立場から開発したものです。圧縮系のモデルは国外では1970年代からありますが, 国内では当時まだなかったと思います。3次元モデルはこの2次元モデルに基づいて1990年代半ばに(東京大学在職時に)開発し, スコールラインに適用しています。(結果は地球フロンティア発足前の研究集会(1997年3月)で報告し, 最近ではスコールラインの解説(山岬, 2002)で述べています。)また, 昨年の秋季大会では鉛直シア中の対流系(とくにレインバンドの走向やメカニズム)に関して報告しています(山岬, 2001)。

#### [現象の理解の例として—CISK について]

時間の関係で現象の理解の話はあまりできませんでしたが, 1つだけ, CISK についてお話ししたいと思います。(熱帯低気圧に関連する CISK については)メカニズムによって大きく3つに分けて考えることができます。(1)1960年代の CISK. これは摩擦収束が本質的な CISK で, この CISK は主に熱帯低気圧の目の壁雲に限られると考えられます(Yamasaki, 1983). (2)重力波的ではない非地衡風のな(ageostrophic) CISK (Yamasaki, 1975, 1977a, 1979, 1983, 1984). 弱い擾乱, 渦では地表摩擦はききません。地表摩擦は不安定の必要条件ではなく, 地表摩擦がなくても, 対流群の効果で擾乱, 渦はつくられ, 発達します。雨水の蒸発冷却, ダウンドラフトが重要な役割を果たします。この CISK は偏東風波動擾乱や熱帯収束帯中の擾乱, 渦の発生, 発達に対して重要であると考えています。(3)地表摩擦による吹き込みが重要な CISK. ある程度発達した擾乱, 渦および熱帯低気圧のスパイラルレインバンドでは, 地表摩擦による吹き込み(摩擦収束ではなく)が重要(Yamasaki, 1977a, 1977b, 1983). 雨水の蒸発冷却, ダウンドラフトも重要です。

熱帯低気圧の発生過程は, 大気境界層での風速が約 10 m/s 以下では(2)のメカニズム, 約 10 m/s 以上では(3)のメカニズムによると考えています。クラウドクラスターから熱帯低気圧が発生する過程は, 非地衡風のな CISK から準地衡風のな(quasi-geostro-

<sup>12)</sup> 連続の式で密度の時間変化項を除くことによって音波などを除去した非静力学モデルを非弾性系のモデルといい, 空気の圧縮性を含む近似しないモデルを弾性系(圧縮系)のモデルという。

第1表 CISK (第2種条件付不安定) の分類.

		地表摩擦は 重要でない CISK	地表摩擦によってコントロールされた CISK (frictionally controlled CISK)	
			地表摩擦による吹込み (frictional inflow) が重要な CISK	摩擦収束 (frictional convergence) が 本質的な CISK
非地衡風のな CISK (ageostrophic CISK)	重力波的な CISK	Kelvin wave CISK gravity wave CISK		
	重力波的ではない CISK	弱い渦, 擾乱		
準地衡風のな CISK (quasi-geostrophic or quasi-balanced CISK)	ベータ効果は重要でない CISK	弱い渦, 擾乱	強い渦, 擾乱 スパイラルバンド	目の壁雲
	ベータ効果が重要な CISK (水平スケール大)	Rossby wave CISK		
		境界層での風速約10 m/s 雨水の蒸発冷却, コールドプール, ダウンドラフトの重要性 大 ← → 小		

phic, 渦状のものは quasi-balanced) CISK への移行であり, 特に移行後には地表摩擦が重要な役割を果たします. ただし, この時期では, (1)の摩擦収束のメカニズムとは違います.

なお, (2)の非地衡風のな(かつ, 大規模場の風に相対的に準停滞性の) CISK は或る条件の下では重力波的な CISK (wave-CISK) になります. 水平スケールが大きいときには, むしろこの方が普通ではないかと考えています.

### 3 CISK とメソスケールの理解

この節以後では, 当日話せなかったことについて図も用いて述べます. この節を読んでいただく前に, 「台風のシミュレーション」(山岬, 1993a), 「CISK と雲システムに関する研究」(山岬, 1995), 「熱帯大気と CISK」(山岬, 1998) 等を読んでいただければ幸いです. なお, この節の標題「CISK とメソスケールの理解」は本稿の標題に副題として含めています. ここで「メソスケール」という表現はあまり適切ではないと思いますが, 「メソスケール現象」という表現では対象とするものや意味が限定され筆者の意図するところと異なるように思われるので, 単にメソスケールという表現にしました. 本稿でのこの表現は, CISK を理解する上での重要な要素としての意味を含めた言葉として, また, メソスケールの多様性, 階層構造とその間の相互作用などの概念を含む言葉として, うけとっていただきたいと思います.

CISK に関しては, 前節では主に熱帯低気圧に限っ

ていましたが, もう少し一般的にかつ少し詳しく述べることにしたいと思います. CISK を第1表のようにまとめてみます. これは山岬 (1998) にのせた表を別の形でかいてみたものです.

CISK は非地衡風のな CISK と準地衡風のな CISK に分けられます. 非地衡風のな CISK はさらに重力波的な CISK (伝播性をもつ CISK) と重力波的ではない CISK (伝播性がないか小さい CISK) に分けられます. 一方, 準地衡風のな CISK は地表摩擦の役割と水平スケールとで分類できます.

#### 3.1 重力波的な CISK

重力波的な CISK としては, 赤道域を東進する波数 1 のケルビン波で代表されるように, 観測からもその存在がほぼ疑いのない Kelvin wave CISK があります. 東西スケールがもっと小さいものも不安定波として存在できます. ケルビン波は南北方向には(準)地衡風のなですが東西方向には重力波の構造とメカニズムをもっており, その本質は次に述べる gravity wave CISK によって説明できます.

gravity wave CISK については中島 (1994), 山岬 (1995), Oouchi (1999) 等による研究があります. Oouchi はスーパークラウドクラスターを対象としています. gravity wave CISK の議論は Kelvin wave CISK を 2 次元モデルでその本質を議論するためにも用いられます (Oouchi and Yamasaki, 2001). 重力波のうち東西スケールの大きな, 南北モード  $n = 1$  の西進する慣性重力波については, その存在が観測から知られていますが, これが CISK として説明できるかど

うかについては筆者はまだ理解していません。

重力波の不安定化は1963年に正野・松野による台風の数値実験で見出され、とくに小さなスケールが卓越モードである場合が多いことから (Syono and Yamasaki, 1966), いかにかこれを抑えて台風のシミュレーションをうまくいかせるかが大きな関心でした (Yamasaki, 1968a, b, c). 熱帯擾乱の不安定論 (Yamasaki, 1969, 1971) の中でもこの重力波は出てきますが、現実大気との対応でいえば非現実的なものとして扱っていました。1970年代における熱帯低気圧のスパイラルバンドの議論はこの重力波に対応し、1980年代半ば以後に盛んに研究が行われた赤道波の wave CISK も本質的にはこの重力波に対応していると考えていました。この現実的ではないように思える重力波は用いた対流のパラメタリゼーションに起因して出てくるもので、メソスケール対流をある程度適切に表現できるモデル (Yamasaki, 1986) では出てきません。この2つは裏表の関係にあるといえます。なお、この重力波の不安定化に対して地表摩擦は重要ではありませんが、地表摩擦が不可欠な重力波の不安定化もあります (Syono and Yamasaki, 1966; Wang, 1988; Oouchi and Yamasaki, 1997)。しかし、この不安定化も対流のパラメタリゼーションの問題が大きそうので、現実大気との対応づけはよくわかっていません。

gravity wave CISK (及び Kelvin wave CISK) が現実大気中に存在するかどうかは Yamasaki (1969, 1971) 以来、筆者の長年の大きな関心事でした。細格子の非静力学モデルを用いてその存在を明確に示したのは中島 (1994) です。中島 (1994) は現象との対応は論じていませんが、筆者はスーパークラスターの基礎研究として gravity wave CISK の問題に興味をもっていました。その議論では小さなスケールの重力波が対流の組織化に重要な役割を果たすことを強調しました (山岬, 1995)。積雲対流が組織化した形態としてのメソスケール対流の集団としてのクラウドクラスターがさらに集団化したものが gravity wave CISK です。(中島 (1994) の議論では、数値実験の水平格子間隔が 2 km であったためか、メソスケール対流の概念はありませんでしたが。) 筆者が gravity wave CISK (及び Kelvin wave CISK) の存在を、数値モデルを用いた研究の立場から明確に認識できたのはこの頃でした。

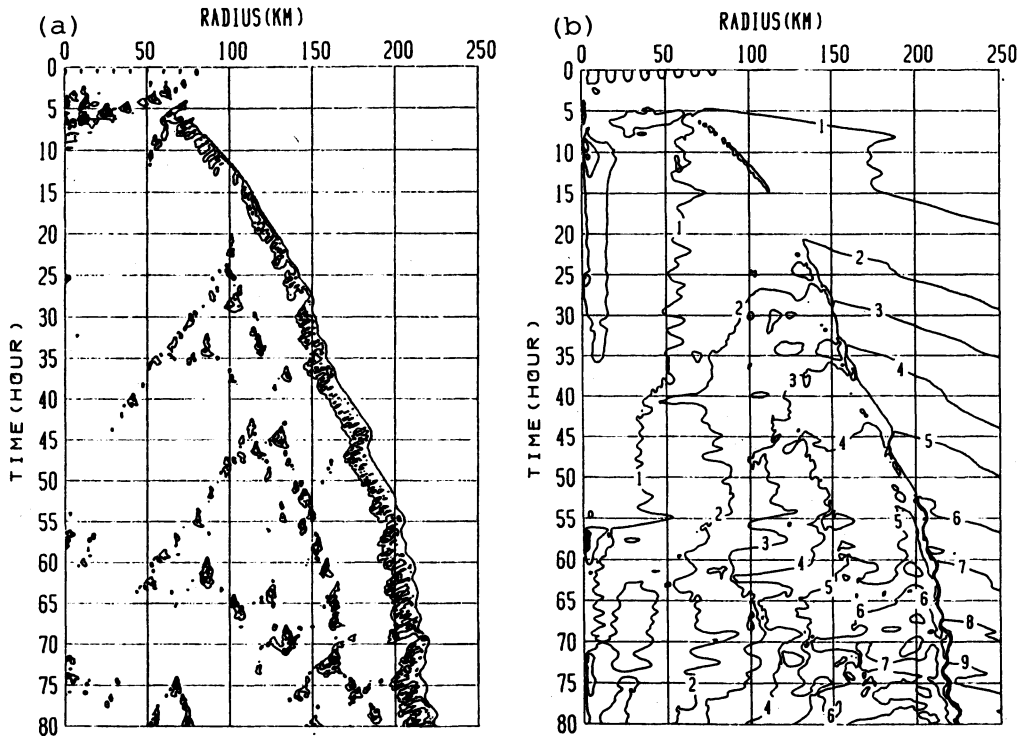
数値モデルから出てくる gravity wave CISK の卓越モード (の1つ) の位相速度は 15 m/s の程度です。

重力波の位相速度がパラメタライズされた (下層での) 熱の放出と共に小さくなることは1960年代に認識していましたが (Syono and Yamasaki, 1966), この位相速度は観測からはわからない熱の鉛直分布に敏感です。Hayashi and Sumi (1986) のケルビン波の位相速度は上述の 15 m/s の程度で、この一致がどのような意味をもっているかは興味のある問題です。前述の、西進する  $n=1$  の慣性重力波についていえば、その位相速度は上述の 15 m/s 程度より有意に大きいです。積雲対流解像モデルによって、この大きな位相速度が出せるのかどうか、これも筆者の大きな関心の1つです。

wave CISK との関連で Emanuel (1987) 等による WISHE (wind-induced surface heat exchange) や EWF (evaporation-wind feedback) という言葉があり、CISK とは別のメカニズムであるとする議論もありますが、これは適切ではないと考えています。この点については山岬 (1995, 1998) で述べているので省略します。なお、WISHE に関する Emanuel (1987) 等による議論で特に重要なことは、gravity wave CISK の励起のされやすさにみられます。環境風が地表付近で弱いときには次に述べる重力波的ではない CISK の方が起こりやすいですが、地表付近である程度強い風が吹いていれば、非対称が生じ、重力波的な性質をもちやすくなります。地表付近での環境風は海面からの潜熱・顕熱の供給を大きくして CISK を起こりやすくしますが、擾乱に伴う流れと重ね合わさったとき非対称を生じさせ、gravity wave CISK が励起・維持されやすくと考えられます。このことは山岬 (1998) でも述べています。

### 3.2 重力波的ではない非地衡風の CISK

非地衡風の CISK の後者、重力波的ではない CISK は第2節では (2) として述べたものです。1950~60年代に偏東風波動の不安定として順圧不安定が有力視されたことがあります。また、1960年代の熱帯低気圧の発生・発達論において、摩擦収束が本質的な役割を果たす CISK が注目を集めました。現在でも摩擦収束が熱帯域での渦や熱帯低気圧の発生に対して重要であると考えている人は多いように思います。しかし、既に述べたように、摩擦収束のメカニズムの重要性はほぼ熱帯低気圧の目の壁雲 (及びごく内域のスパイラルバンド) に限られる、というのが筆者の考えです (Yamasaki, 1983)。熱帯収束帯や偏東風中のクラウドクラスターを伴う擾乱、渦は地表摩擦が重要でない別のメカニズムをもった CISK として説明でき



第1図 積雲対流解像モデルを用いた軸対称台風の数值実験 (Yamasaki, 1983) で得られた (a) 地表での降雨強度 (等値線は10分雨量で 1, 5, 10 mm) と (b) 高さ900 m での風の回転成分 (1 m/s 毎). 横軸は渦中心からの距離 (目盛は50 km 毎), 縦軸は積分開始からの時間 (目盛は5 時間毎) で 80時間まで. この図は風速がまだ 10 m/s 以下のステージのもの.

る, というのが1970年代からの筆者の議論でした (Yamasaki, 1975, 1979, 1983). 弱い擾乱や渦では地表摩擦はさかない筈です. しかし, 摩擦収束が本質的なCISKのモデルを弱い渦(たとえば, 最大風速が1 m/sとか5 m/s)に適用すると, 潜在不安定などの条件を満たしていれば17 m/s以上の熱帯低気圧にまで発達してしまいます. これは現実の大気に照らして正しくないモデルを適用したための結果であると考えられます. これ以外のモデルでも, ある領域で熱が出て温度が上昇しさえすれば, 渦は発達して熱帯低気圧 (のようなもの) が発生します. 問題は現実大気で起こっているメカニズムをモデルが適切に表現しているかどうかです.

熱帯収束帯や偏東風中でのクラウドクラスターを伴う擾乱や渦の発生・発達 (不安定) のメカニズムを論ずるときには, 積雲対流の組織化の議論なしでは本質をみることはできないと思っています. この理解にとって, 積雲対流を解像するモデル (Yamasaki, 1975) は非常に役立ちました. ここでは1970年代からの一連

の研究の中で, 1980年代に入ってからの結果 (Yamasaki, 1983) を図示します.

第1図は降雨強度と風の回転成分を時間一渦中心からの距離で示したものです. 初期には環境風 (大規模場の流れ) も渦もない状態に温度擾乱を与えて対流群を起こさせています. 軸対称モデルを用いているために最も外側の対流が活発で, つくられる渦の最大風速もこの対流の付近 (すぐ外側) で見られます. この対流の外向き伝播は, 雨水の蒸発冷却によるダウンドラフト, 吹き出しによっています. このステージでは地表摩擦の効果はほとんどなく, 地表摩擦の係数を0にしても結果は本質的には変わりません. 初期の10時間位は鉛直循環は弱いのでCISKと呼ぶのは適当ではないかもしれませんが, その後は, 対流群とそれがつくった鉛直循環の間に正のフィードバックがあり, これは地表摩擦が重要でないCISKの存在を意味します. 雨水の蒸発・冷却, コールドプールは対流の組織化と持続を通してこのステージのCISKに対して重要な役割を果たしています. また, 海面からの潜熱・顕熱の供

給は CISK の必要条件であり、コリオリ力の効果は渦の形成・強化としての CISK (渦状の CISK 擾乱の形成・発達) の必要条件です。

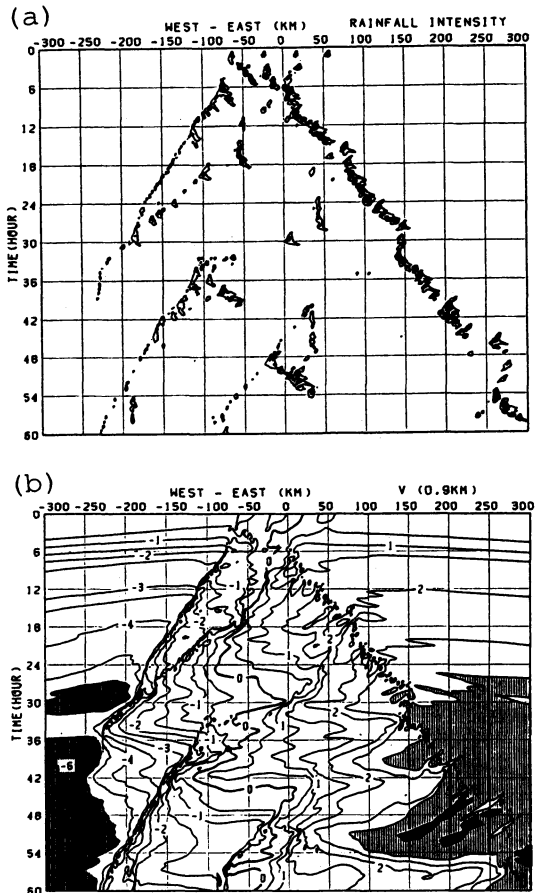
この図は大きなコンピュータが利用できるようになった1980年代になって500 m 格子を600個とって(その外は格子を徐々に大きくして)行った数値実験の結果です。渦が発達するかどうか等はいうまでもなく初期条件や物理的なパラメータ、外的要因(海面水温、コリオリ因子、.....)に依存し、ここで示した図は一例で、対流の起こり方(図の雨の分布)もいろいろです。しかし、多くの数値実験を通してある理解を得ることができたかどうかは重要です。また、このときの数値実験は2次元モデルですから、計算されたものと同じことが現実大気中で起こっているわけではありません。しかし、2次元モデルであることを踏まえた上でのこのときの理解は、後で述べるメソスケール対流を解像する3次元モデルによる研究(及び観測的研究)によって変更をうけることはありませんでした。(メソスケール対流やこの後のステージに関しては第3.4節以降で述べます。)

3.3 地表摩擦は重要でない準地衡風の CISK

第1図で示した渦の形成と強まりの多くは非地衡風の CISK と考えられますが、渦がある程度強まった図1の後の方のステージ(たとえば60時間以後)では巨視的にみれば準地衡風の CISK (渦ですから quasi-balanced CISK) と考えてよいと思います。これらの境はもちろん不明確であり、2つの CISK は連続的です。(メカニズムの共通性からみてこの分類は必然的ではないともいえます。山岬(1998)では区別していません。重要なことは、準地衡風でなければ地表摩擦は(ほとんど)効きませんが、準地衡風になれば、地表摩擦が重要・不可欠でない場合でも有意な効果をもつようになります。この効果の大きさは風速に依存します。)

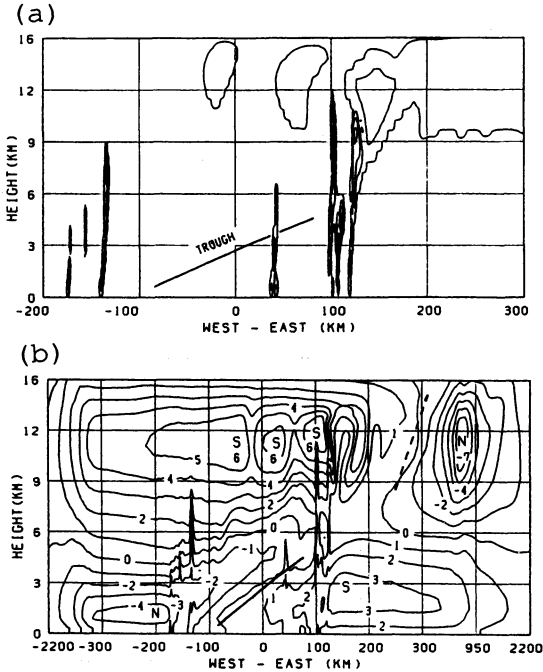
ここでは、もっとスケールの大きな偏東風波動擾乱の形成と強まりの数値実験の例を示します。第2図は降雨強度と高さ900 m での風の南北成分を時間—東西方向で示したもの、第3図は24時間における雲水量と風の南北成分の鉛直断面図です。直交座標の2次元モデルを用いて、初期に温度擾乱を与えると、対流群の効果で東西断面内の鉛直循環が生じます。コリオリ力の効果で風の南北成分も生じて強まります。

この数値実験における重要な特徴は、鉛直シアをもった環境風(大規模な風)を与えていることです。



第2図 積雲対流解像モデル(直交座標2次元)を用いた偏東風波動擾乱の数値実験(Yamasaki, 1984)で得られた(a)地表での降雨強度(等値線は10分雨量で1, 5, 10 mm)と(b)高さ900 m での風の北向き成分の強さ(等値線は1 m/s 毎)。横軸は東西方向(目盛は50 km 毎)、縦軸は積分開始からの時間(目盛は6 時間毎)で60時間まで。

下層で東風の westerly shear (風の東向き成分が上ほど大)が対流圏を通して存在している状況です。(高度3 km 付近で風速が最大(小)であるようなジェット型の環境風を与えるとスコールラインになります。)鉛直シアや地表風がなければ或る点(図では  $x=0$ ) に関して対称となりますが、westerly shear のために東側の対流がより活発になっています。風の南北成分の分布、トラフ(気圧の谷)も高度と共に東に傾き、1950年代の Riehl (1954) の偏東風波動の特徴がシミュレートされています。(easterly shear の場合にはトラフの西側の対流群の方が活発となり、トラフも西に傾きます。)



第3図 第2図で24時間における(a)雲水量(等値線は0.3 g/kg毎)と(b)風の北向き成分(1 m/s毎)の鉛直断面図。横軸は東西方向で目盛は100 km毎。縦軸は高さで高さ16 kmまで、目盛は3 km毎(最上層は4 km)。(b)の横軸のスケールは等スケールでなく、東西4,400 kmの領域を示す。

対流域のスケールは数百 km 程度なのに、風の東西スケールは数千 km にも及んでいることも特徴です。数値実験の初期は非地衡風のですが、第3図の時間では準地衡風の CISK 擾乱と考えてよいと思います。

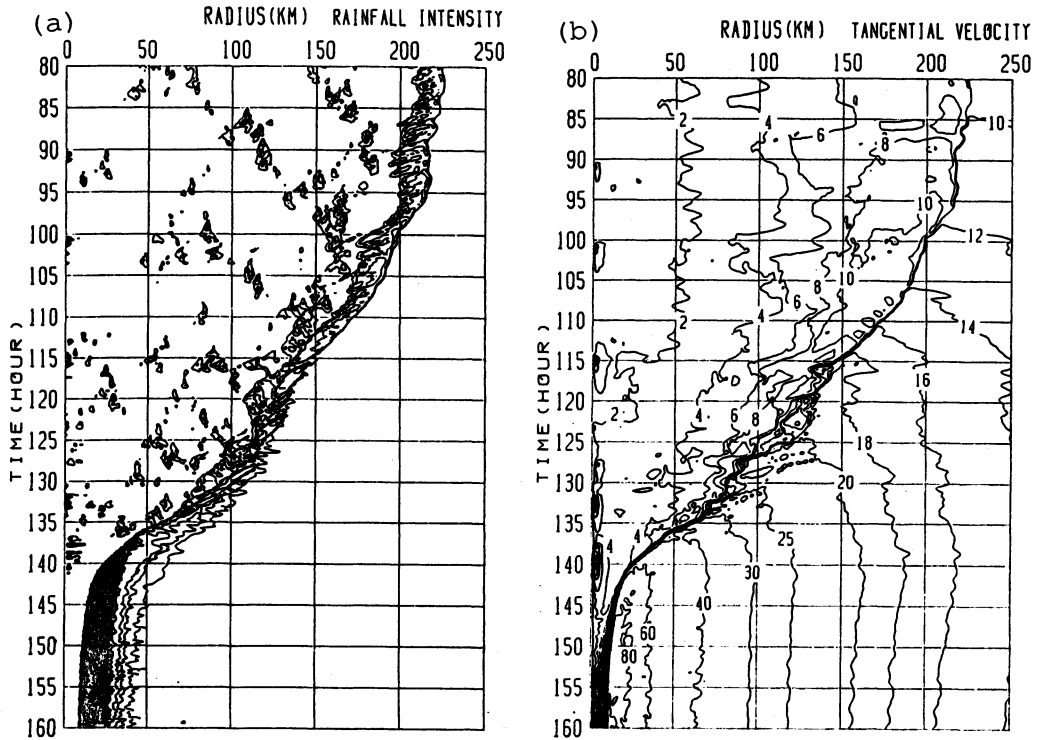
対流のパラメタリゼーションを用いた1960年代末の線形論(Yamasaki, 1969)では、偏東風波動に対して鉛直シアは不安定の必要条件でした。しかし、積雲対流を解像したこのときの数値実験(Yamasaki, 1984)では、鉛直シアは不安定の必要条件ではなく、その主な効果は、環境風がなくても存在する CISK を変形する(構造を変化させる)ことであると考えています。ただ、必要条件ではないものの、多くの場合、対流を活発にさせ CISK に寄与します。対流を活発化させる鉛直シアの効果は、1950年代には既に知られていたメソスケールの対流現象に対する効果と共通する面は多いと思います。一方、地表摩擦はほとんど効きません。このように偏東風中の擾乱の多くは地表摩擦が重要でない CISK (かつ、環境風の鉛直シアは必要条件ではな

い CISK) によって説明できるという考えを1980年代半ばにもつこととなりました。(その後のメソスケール対流を解像する3次元モデルによる数値実験からも同様の理解です。)

地表摩擦の役割について補足します。偏東風が吹いている所では、地表付近での風速が10 m/s 以下でも等圧線を横切る流れが存在することが多いと思いますが、対流が起こっていない状況では、この等圧線を横切る流れは、偏東風が水平シアをもち渦度が正である場合、摩擦収束という形で上昇流をつくり、時間をかけて大気の湿潤化に寄与します。この湿潤化と上昇流という力学的な効果はやがて対流をひき起こします。しかし、対流が活発に起こるようになったステージでは、もはや摩擦収束や地表摩擦による吹き込み等は重要でなくなります。すなわち、このステージでは地表摩擦は対流活動にはほとんど寄与しないはずで、等圧線を横切る流れは対流との相互作用の結果、あるいは同時現象であり、地表摩擦の効果の寄与はあまりないといつてよいと思います。偏東風が地表付近で10 m/s 位に強ければ、後で述べるように地表摩擦による吹き込みは対流活動に寄与します。

水平スケールが数千 km 位になるとベータ効果(コリオリ因子の緯度変化の効果)は少なからず効くようになります。これより大きなスケールでは、Rossby wave CISK と呼んでよい wave CISK が存在すると考えています。波ではない場合には Rossby mode 的な CISK という方が適切かと思います。いずれにしても、この不安定に対しては環境風の鉛直シアも地表摩擦も必要条件ではないと考えられます。ただし、鉛直シアはその性質(構造など)に何らかの、ときには重要な効果をもたらします。この wave CISK も、ベータ効果が重要でない(スケールの小さな) CISK とは連続的です。第2, 3図の例では、CISK 擾乱の水平スケールは時間と共に大きくなっています。すなわち、小さなスケールのものが対流群の効果で励起され、相互作用で長時間維持されれば、スケールが大きくなって Rossby mode 的な CISK と呼んでよいものになっていくこともあります。また、もともと、対流の効果ではなく力学的な原因でつくられたロスビー波が対流群との相互作用によって振幅を増大させることもあります。いずれにしても、第1表にも記したように、これらの CISK においては、対流群を持続させるコールドプールやダウンドラフトの効果は重要であると考えています。(これはロスビー波などに伴う上昇流は弱いために





第4図 軸対称台風の数値実験の第1図の続きで、80～160時間まで。(a)地上での降雨強度(等値線は10分雨量で1, 5, 10, 20 mm)。目の壁雲が140時間頃に形成されている。(b)高さ900 mでの風の回転成分の強さ(図中の数字の単位は m/s)。最大風速が 17 m/s である台風の発生は120時間頃。

対流群に対する力学的な効果が弱く、コールドプールやダウンドラフトというメカニズムがなければ CISK は起こりにくいと考えられます。)

### 3.4 地表摩擦による吹き込みが重要な CISK

ここまでは地表摩擦が重要でない CISK について述べてきました。この小節では、摩擦収束とは違うが地表摩擦による吹き込みが重要な役割を果たす CISK について述べます。

地表摩擦が重要でない CISK では、第1, 2図で見られるように対流活動は拡がる傾向があります。Rossby mode 的になる場合は別として、擾乱、渦が或る小さなスケール(熱帯低気圧くらいのスケール)で発達できるためには、対流活動が或る領域に集中することが重要です。このことに対して重要な役割を果たすのが地表摩擦による吹き込みです。第1図では風の回転成分が 5 m/s を超えるあたりから最も外側の対流の外向き伝播は小さくなりはじめ、10 m/s 位になると外向き伝播をしなくなり、この後は内向き伝播をしています。これは風の回転成分の強まりと共に地表摩擦に

よる吹き込みが大きくなるからです。第4図に第1図の続きの図を示します。この吹き込みとダウンドラフトに伴う冷気の吹き出しとの相対的な強さがこのように伝播する方向を変えています。スコールライン等の対流システムの伝播が環境風の鉛直シアの強さによって異なることと同じメカニズムですが、ここで述べているのは、対流群との相互作用で維持される鉛直循環に伴う吹き込みに地表摩擦の効果による吹き込みが加わることの重要性です。この吹き込みが対流の持続と渦の内域(中心に近い領域)での集中化に寄与します。すなわち、内域での対流活動は昇温を通して吹き込みを強め、吹き込みは絶対角運動量の輸送を通して風の回転成分を強めます。したがって、地表摩擦による吹き込みが強まり、対流が活発化し持続します。これが地表摩擦による吹き込みが重要な CISK です。地表摩擦による吹き込みによって形成・持続する対流系の最も典型的な例は熱帯低気圧のスパイラルレインバンドで、この集団としての熱帯低気圧は地表摩擦による吹き込みが重要な CISK として説明されます。対流群が

スパイラル状になっていないことが多い熱帯低気圧の発生期や発生前のステージでも、地表摩擦による吹き込みが重要で、他の条件にもよりますが、境界層での風速が 10 m/s 位以上であるかどうか、第3.3節で述べた CISK とをわける目安と考えるとよいと思います。

地表摩擦が重要でない CISK 擾乱における対流は、それが細長い形態をもつ場合には、(水平シアが小さければ)対流の走向が鉛直シアの方向と直交するモード (transverse mode) となることが多いわけですが、これに対して、地表摩擦が重要な役割を果たす場合には、対流の走向は下層風 (地表付近の風) の方向に近い走向をもちます。軸対称モデルでは吹き込みに相対的に回転成分の風が強まった状態に対応します。ただし、2次元モデルでは、3次元モデルや現実大気で実現する風向と対流の走向の定量的な関係を論ずることはできません。この定量的な関係は3次元モデルではじめて論ずることができますが、さらに、2次元モデルでは近似できないことが3次元モデルでは起こります。(これについては後で述べます。) なお、対流に対する地表摩擦の効果は、特に大気境界層での鉛直シアの強化・変形をもたらすことです。対流の走向は下層風の方向に近いですが、境界層での鉛直シアベクトルに対しては平行に近いというより直角に近い方が多いようです。

コールドプールやダウンドラフトの効果は、地表摩擦が重要でない CISK に比べれば小さいものの、依然として重要な役割を果たします。もちろん雲底下が湿潤であればそれだけ寄与は小さくなります。

### 3.5 摩擦収束が本質的な CISK

熱帯低気圧の目の壁雲では摩擦収束が本質的な役割を果たします。目の壁雲では強い雨が降りますが、雨水の蒸発・冷却の効果はあまり効かず、摩擦収束という力学的な効果が (凝結熱の放出の効果と相まって) 雲を形成・維持しています。1960年代に提案された CISK の概念は熱帯低気圧の目の壁雲に伴う循環、渦を説明したものです。この認識は既に述べたように1970年代の半ば以後になって得られたものです。1960年代においては、摩擦収束の重要性に基づいた筆者の数値実験 (Yamasaki, 1968a, b, c) では上昇域 (対流活動域) のサイズが時間と共に小さくなってしまい、外側の対流 (スパイラルバンドに対応する2次元モデルでの対流) をなかなか表現できませんでした。この理解に対して1970年代に入ってからの、積雲対流を解像できる細格子の非静力学モデルが有用でした。

目や目の壁雲についていえば、1960年代~70年代の多くの数値実験では或る程度シミュレートされていたといえると思います。これは、遠心力がモデルには含まれているから、現実的な熱の分布、昇温の分布とのかねあいで目や目の壁雲 (雲水量は多くのモデルでは予報していませんでしたが) が表現されていたこととなります (水平方向の渦粘性も重要)。しかし、この当時用いられていた対流のパラメタリゼーションは目の壁雲をとくに意識してつくられたものではありませんでした。水平格子間隔 5 km や 10 km のモデルではパラメタリゼーションを用いるよりは用いない方が目の壁雲をよりよくシミュレートできたのではないかと考えられます。当時のパラメタリゼーションの前提である雲の占める割合が小さいという仮定を用いるのは目の壁雲の場合には適切ではありません。

500 m 位の格子間隔、かつ、雲水量や雨水量を予報変数に含む積雲対流解像モデル (対流のパラメタリゼーションを用いないモデル) による数値実験 (ただし軸対称) は70年代後半になってからでした (Yamasaki, 1977a, 1977b, 1983, 山岬, 1982)。第4図では積分開始後140時間頃に目と目の壁雲が形成されています。

この例では最も外側の対流が外向き伝播をした後、地表摩擦による吹き込みで内向き伝播に変わり、これが目の壁雲になっています。もちろん、これと同じことは現実大気では起こりません。モデルでの対流の振舞いは状況によっていろいろであり、最も外側の対流が外向き伝播をしてやがて消滅をし、別の対流が同じような振舞いを繰り返すこともあります。広い領域で対流が起こるモデルでは、目の壁雲になるのはほとんどの場合、渦の中心に比較的近い所での対流です。これは現実大気での目の壁雲の形成に対応します。(軸対称モデルによる研究は理解が主な目的であり、地表摩擦による吹き込みの重要性と目の壁雲における摩擦収束の重要性が強調されます。)

第4図に対応する目の壁雲の構造の特徴 (図略) は現実的なものであったと考えています。たとえば、古くから知られていた目の内部の下層における絶対安定成層や下層雲、短周期の重力振動、目の壁雲の傾き、温度の水平傾度や回転成分の風の鉛直シアの特徴などです。古い目の壁雲に代わって外から入ってくる対流が新たな目の壁雲になる (かつ、目が大きくなる) という例もシミュレートされています。

ここで、地表摩擦による吹き込みと摩擦収束という言葉の使い分け (CISK の分類) に関して補足的な説明

をしておきたいと思ひます。たとえば、渦の中心から 500 km の所で摩擦による吹き込みがあれば、半径 500 km 内の領域では平均的には下層収束ですが、当然のことながら、収束域と発散域とが存在します。対流(群)が存在する所では収束ですが、この収束は、前にも述べたように、目の壁雲を除けば多くの場合、摩擦収束ではありません。

摩擦収束は1940年代末に、風の回転成分、とくに渦度との関係で論じられ、正渦度と収束とが対応するとされました<sup>13</sup> (Syōno, 1949, Charney and Eliassen, 1949)。1950年代の観測から、レインバンドの所での降雨が正渦度とよい対応があるということから、この雨に対して vortical rain (渦性降雨) という言葉が使われました。渦度と摩擦収束の対応はその後、長年にわたって多くの人によって受け入れられ、対流のパラメタリゼーションの根拠としても用いられました。しかし、レインバンドの所での収束は摩擦収束という概念で説明されるものとは異なっていると考えています (Yamasaki, 1983)。

風の回転成分から期待されるものが発散(摩擦発散)である領域で、何らかの原因で対流が起こり持続すると、この対流系のすぐ外側(台風中心から遠い側)で回転成分の風が強まります。これによって地表摩擦による吹き込みが強まります。対流の持続には下層収束が必要条件であり、収束は渦度の増大を引き起こします。対流域の内側(台風中心に近い側)では、外からの大きな絶対角運動量の輸送は少なく、回転成分の風はあまり強まりません(むしろ少し弱くなることもあります)。結果として、風の回転成分の分布から期待されるものは摩擦収束と呼んでかまわないものにみえます。既に述べた vortical rain はこのような状況に対応します。しかし、この収束は対流の持続の結果であり、古くからの摩擦収束という概念によって対流の形成や持続が説明されるわけではありません。この概念に基づいたモデル(雨水の蒸発・冷却、ダウンドラフトの効果など対流の力学の理解に基づいていないモデル)によっては、このような対流群の形成(と持続)はシミュレートできません。

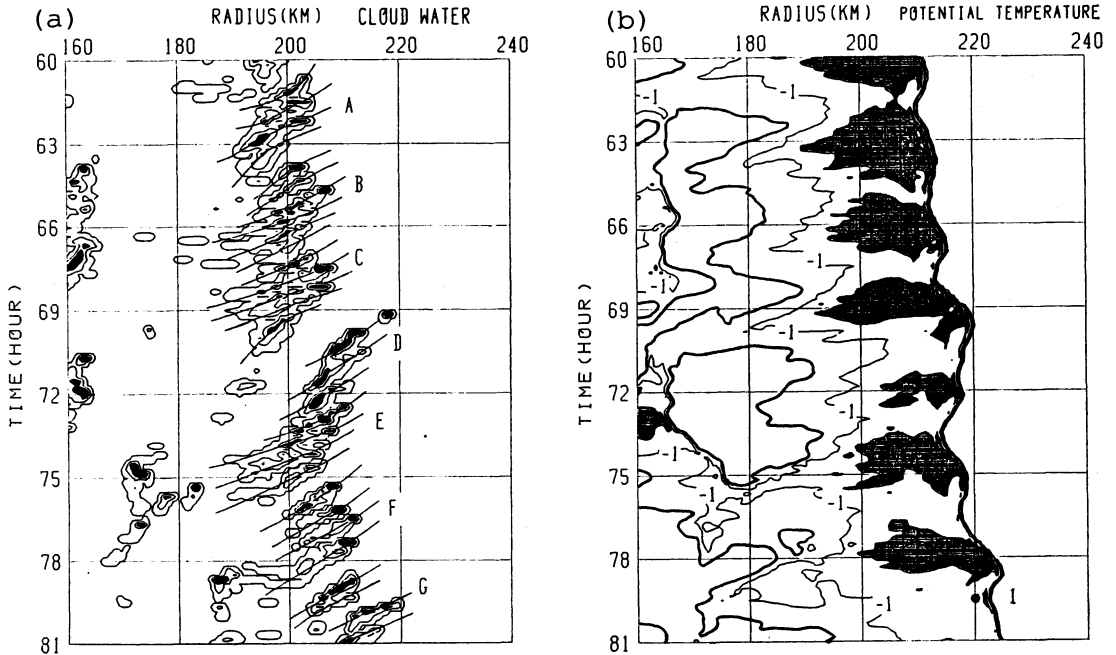
摩擦収束域においても、目の壁雲を除けば、摩擦収束という力学的な原因で対流が形成・持続することは

少ないと考えています。渦度が大きくなり、摩擦収束、したがって、上昇流が強くないとき、摩擦収束では対流の持続を説明できません。上で述べた場合と同様に、雨水の蒸発・冷却、ダウンドラフトなどを含む対流の力学と、鉛直シアを伴う周囲の流れ(ここでは渦に伴う地表摩擦による吹き込み)とが重要です。(偏東風に伴う地表付近の風が弱い場合と強い場合の対流群に対する地表摩擦の効果については既に述べました。)

### 3.6 メソスケール対流

積雲対流が組織化した形態で、かつ、レインバンドやクラウドクラスターの基本的な構成要素である対流を筆者は Yamasaki (1983) 以来、メソスケール対流と呼んできました。既に述べたように、孤立したメソスケール現象(雷雲など)やレインバンドを構成するメソスケールのエコーセル等は観測からは1950年代には知られていました。しかし、観測からは明瞭なスペクトルピークをもたないことから、それを有意な対流モードとして、その重要性が強調されることはなかったと思います。メソスケールの現象はその水平スケール(と時間スケール)によって、メソ  $\alpha$ 、メソ  $\beta$ 、メソ  $\gamma$  という表現によって分類され記述されてきました。筆者は、1960~70年代に中緯度現象(梅雨前線やそれに伴うクラウドクラスターなど)におけるメソスケールの重要性を強調した松本誠一さんや二宮洗三さんの研究(二宮, 1981)を背景に、1970年代半ば以後の積雲対流解像モデルを用いた数値実験から、積雲対流がメソスケールに組織化したもの(メソスケール対流)の意味を明確に認識することができました。その時間スケールは、多くの場合数時間ですが、環境風(渦や擾乱の中の対流の場合にはそれに伴う流れ)の鉛直シア(とくに、対流への相対的な吹き込みの強さ)や、地表摩擦による吹き込みの効果、雲の微物理過程(その結果としてのダウンドラフトやコールドプールの強さ)などに依存して、3~10時間位の広い範囲をとります。また、複数のメソスケール対流の相互作用によりさらに複雑になることも多いわけです。積雲対流の持続が1~2時間位で終わってしまい積雲対流とメソスケール対流の識別がはっきりしないこともあります。したがって、数時間位の顕著なスペクトルピークは多くの観測の統計的処理でははっきりしない筈です。しかし、これらの理解を踏まえることによって、メソスケール対流と積雲対流という湿潤対流の2つのモードの存在を強調することができます。メソスケール対流は条件によって時間スケールも空間スケールも

<sup>13</sup> 実際には、地表面でのストレスが風速そのものではなく、ほぼ風速の2乗に比例することから、熱帯低気圧の中心からかなり離れた発散域でも、境界層での渦度は小さな正の値をとります (Yamasaki, 1968b)。



第5図 第1図に示した数値実験でのメソスケール対流の振舞いを示したもの。中心から約200 kmでの対流の60~81時間について、(a) 高さ6 kmでの雲水量(0.3 g/kg毎)と(b) 地表付近での温位偏差(K)。横軸は渦中心からの距離が160~240 km。(b)での影域はコールドプールに対応。

広い範囲をとることを繰り返し述べておきたいと思えます。

周期が3時間位のメソスケール対流の例を第5図に示します。これは第1図において、積分開始後60~81時間、中心から200 km付近でのメソスケール対流をみたもので、高さ6 kmでの雲水量と地表付近での温位偏差を示してあります。雲水量の図でA~Gで示したものがそれぞれ1つのメソスケール対流で、雲の成長、雨水の蒸発によってつくられたコールドプールが第5図bの影域で示されています。それぞれのメソスケール対流が複数の積雲対流セルから成り立っていることは雲水量の変動によくあらわれています。降雨強度や風の分布(図略)にも3時間周期が明瞭です。メソスケール対流の構造の時間的な変化の様子を示す鉛直断面図は省略しますが、このときの数値実験(Yamasaki, 1983)は数時間の時間スケールを数値モデルの面から示した最初であると考えています。コンピュータの制約から対流域が狭かったYamasaki(1977a, 1977b)ではこの時間スケールは不明瞭でした。

観測されるメソ現象の時間スケールが数時間(有限な値)であるのは水蒸気の消耗によるという考え方が1960年代末からありましたが、Yamasaki(1983)では、

雨水の蒸発によるダウンドラフトとそれに伴う対流からの吹き出しが数時間位の時間をかけて強まると、この空気と外からの暖湿な空気との収束の位置が離れていき、このために古い対流が衰弱するからである、というように考えていました。この時間スケールは雨水量の増加、ダウンドラフトの強まりに要する時間です。

この時間スケールは地表摩擦による吹き込みが強まった第4図では長くなっています。12時間位の時間スケール(慣性振動とは異なる)をもつこともあります(Nasuno and Yamasaki, 1997)。また、ジェット型の環境風に対して得られるスコールライン(Yamasaki, 1984)では8時間の時間スケールをもったメソスケール対流が繰り返し発生しています。

既に何回か述べたように、メソスケール対流は、積雲対流が組織化した形態であると共に、たとえば、台風のレインバンドの基本的な構成要素であると考えています。第1, 2, 4図において長時間持続している対流はメソスケール対流の時間的な集団(メソスケール対流が発生・消滅を繰り返すもの)として表現されています。3次元モデルではレインバンドはさらにメソスケール対流の空間的集団でもあります。このことは、次節で示すメソスケール対流を解像した3次元モデル

による数値実験でもてらえると思います。メソスケール対流の集団はバンド状だけでなく、塊状や、目の壁雲のように環状の形もとります。台風はこれら様々な形態をもった対流群の集団です。よく知られているように、階層構造をもっているということです。偏東風波動擾乱に伴うクラウドクラスターや熱帯収束帯中のクラウドクラスターも、多くの場合、メソスケール対流の集団がさらに集団化したものであるといえます。スコールクラスター（スコールラインに伴うクラウドクラスター）は或る場合には単一のメソスケール対流であり、或る場合にはその空間的集団であったり、時間的集団であったり、その両方である場合もあります。梅雨前線に伴うクラウドクラスターは、メソスケール対流の集団である場合と、それがさらに集団化したものである場合とがあります。1950年代の観測的研究の対象であった雷雲などのメソ現象は単一のメソスケール対流に対応すると考えています。メソ対流系という言葉も多くの場合このカテゴリーに属するようですが、CISK 擾乱の階層構造の1つとしての意味よりは、1つのシステム(現象)という意味合いを強くもっているように思われます。既に強調したように、メソスケール対流の時間・空間スケールは条件によって幅の広いいろいろな値をとります。また、それらの相互作用によって観測される現象の理解はさらに複雑になります。適切な観測によってその実態を明確にすることが望まれます。

筆者にとってメソスケール対流の認識は単にそれ自体の理解という意義だけではなく、むしろその重要性は次に述べるメソスケール対流解像モデルの開発につながる点ができた点にあると考えています。1980年に気象研究所ではコンピュータが導入され、台風の3次元モデルを開発することが重要課題でした。第2節でも述べたように、それ以前に用いられていた対流のパラメタリゼーションでは台風のスパイラルバンドや台風の発生を適切に表現できないことを強く感じていました。しかし、水平格子間隔1 km 位で積雲対流を解像することは当時のコンピュータでは無理でしたから、格子間隔20 km 位の台風モデルの開発が現実的でした。積雲対流は解像できないなら、せめてメソスケール対流を解像したい、それができれば台風のスパイラルバンドや台風の発生過程をある程度適切に表現できると考えました。このようなモデル開発に対して1970年代から行っていた細格子の非静力学モデル（積雲対流解像モデル）によって得られた知見を役立てること

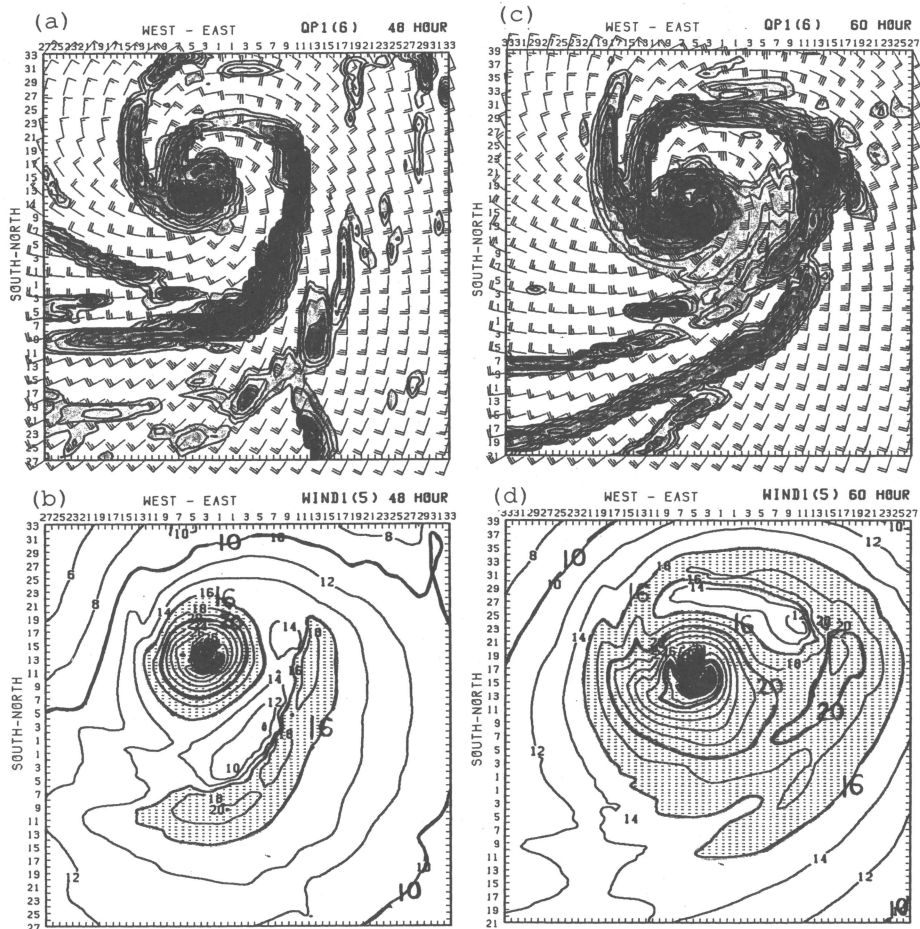
ができました。

#### 4 メソスケール対流解像モデルによる数値実験

第2節で述べたように、メソスケール対流を解像するモデルということは、積雲対流はサブグリッドスケールとして扱うということですが、その効果をモデルに含めようとするとき、従来の大規模現象に対するモデルでのパラメタリゼーションの場合と同様に、その取り入れ方が問題であり、不確定性を含む難しい問題です。ただ、このモデル開発は積雲対流とメソスケール対流の理解に基づいており、定量的な面で不確定性は多いですが、定性的には問題は少ないと考えています。モデルに関する記述はYamasaki (1986, 1987) をみていただくことにして、ここでは省略します。

メソスケール対流解像モデル（以下、MCRM とかく）を用いた数値実験の最初（Yamasaki, 1986, 1987）では、静止した大気中に弱い渦を与えて、台風への発達とメソスケールの構造をみようとしたものです。開発したモデルはシグマ座標の静力学モデルです。（積雲対流はサブグリッドスケールとして扱うので静力学平衡の仮定は許されると考えています。）着目する現象を適切に表現できるように、かつ広い領域を扱えるように、two way<sup>14</sup>の3重格子モデルにしてみました。このときの細格子域での格子間隔は20 km（中間格子域で60 km，粗格子域で180 km，すなわち、格子間隔比は3），鉛直方向には5層モデルでしたが、基本的には積雲対流解像モデルからの理解を確かめることができ、台風やレインバンドのシミュレーションは最初のステップとしては満足できるものでした。ただ、細格子域の格子数が30×30でしたので、20 km 格子と相まってレインバンドの表現は定量的には不十分でした。格子間隔10 km，格子数120×120のモデルを用いることができるようになったのは1991年にNHKスペシャルの番組に関連して、流体研究所でコンピュータが利用できたときです。このときの結果を論文にする時間的な余裕がありませんでしたが、山岬（1993a, 1995）の中で図を含めて述べています。このとき、積雲対流の効果を含めない場合の数値実験も行ってい

<sup>14</sup> 異なる格子間隔をもった2つの領域の境界付近で水平微分量を求めるとき、それぞれの領域について、もう一方の領域での物理量の値も用いる方式をいう。粗格子モデルを独立に計算し、細格子域に対する外部境界条件として粗格子域での値を用いるモデルの場合はone way とよばれている。



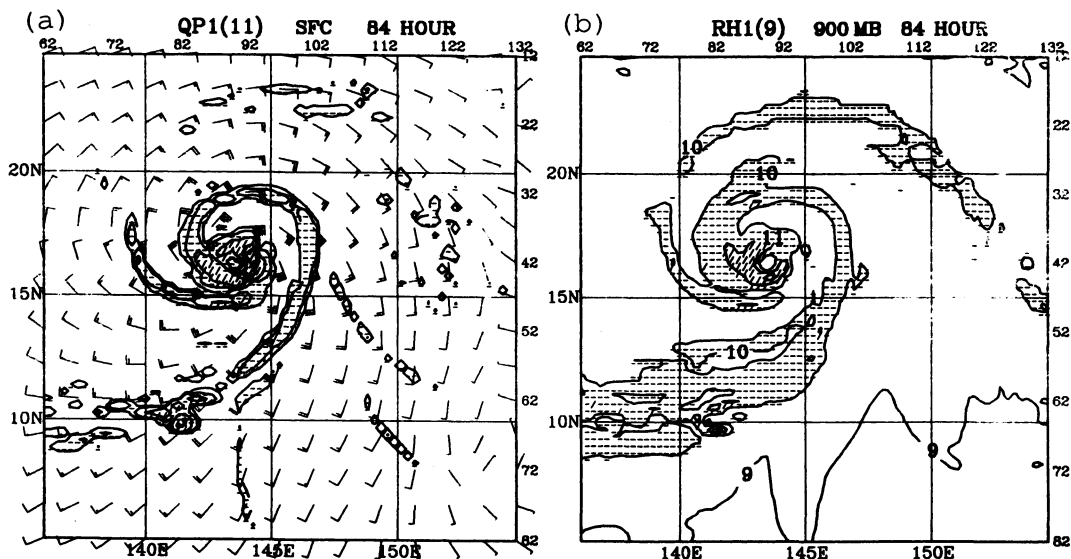
第6図 メソスケール対流解像モデルを用いた数値実験で得られた台風。格子間隔は20 km。(a)と(c)はそれぞれ積分開始後48時間と60時間における地表付近での雨水量または降雨強度(等値線は1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h)。(b)と(d)はそれぞれ48時間と60時間における高さ300 mでの風速(図中の数字の単位は m/s)。1, 200 km 四方の細格子域を示したもの。横軸と縦軸の数字は格子点の指標。

て、初期にある程度強い渦(最大風速 15 m/s)を与えた場合には、目の壁雲に関しては 10 km 格子で或る程度よくシミュレートできたと考えています。しかし、レインバンドに関しては、最初、塊状の対流の列ができますが、やがて対流が起こりにくくなりました。格子が粗いため当然の結果であると思います。モデルの改善版の論文である Yamasaki(2001)では 5 km 格子(144×144)を用いることができ、MCRMの初期の頃の1980年代半ばに比べてコンピュータの進歩の様子がよくわかります。

第6図は 20 km 格子、格子数60×60の場合の結果の例で、降雨強度(地表付近での雨水量)と高さ300 mでの風速分布です。目の壁雲とスパイラルバンドはシ

ミュレートされています(この図では目は明瞭ではありませんが)。短い時間間隔で示するのは省略しますが、レインバンドの回転や伝播、レインバンドの中のメソスケールセルの動きなど、1950年代から知られている特徴は定性的に表現されています。また、多くの場合、レインバンドの外側(台風中心から遠い側)で風速の極大があらわれます。これは予想される通りで、軸対称の積雲対流解像モデルからの結果とも同じです。

軸対称モデルを用いて数値実験を行っていた頃、最も知りたいと思っていたことは、スパイラルバンドに対して下層の暖湿な空気がどちらから吹き込むかということでした。これは観測の方からもよくわかっていませんでした。3次元モデルによる数値実験によれば、



第7図 メソスケール対流解像モデルを用いた数値実験で得られた台風。格子間隔は30 km。(a)地表付近での降雨強度(等値線は1, 4, 16, 64 mm/h)と(b)高さ1 kmでの相対湿度(単位は10%, 影域は飽和域, 数字の11は雲水量が 0.1 g/kgであることをあらわす)。緯度, 経度は目安として入れてある。

台風中心から遠い側からと、近い側からと、両方から吹き込む場合があります。その卓越性は(台風中心からの距離にもよりますが)中心からどの方位にあるかに依存することがわかりました。台風中心の南側のバンドでは外側から吹き込む場合が多く、北や西のバンドでは台風中心に近い側から吹き込むことが少なくありません。これらはその後の観測からの結果と合っているようです。

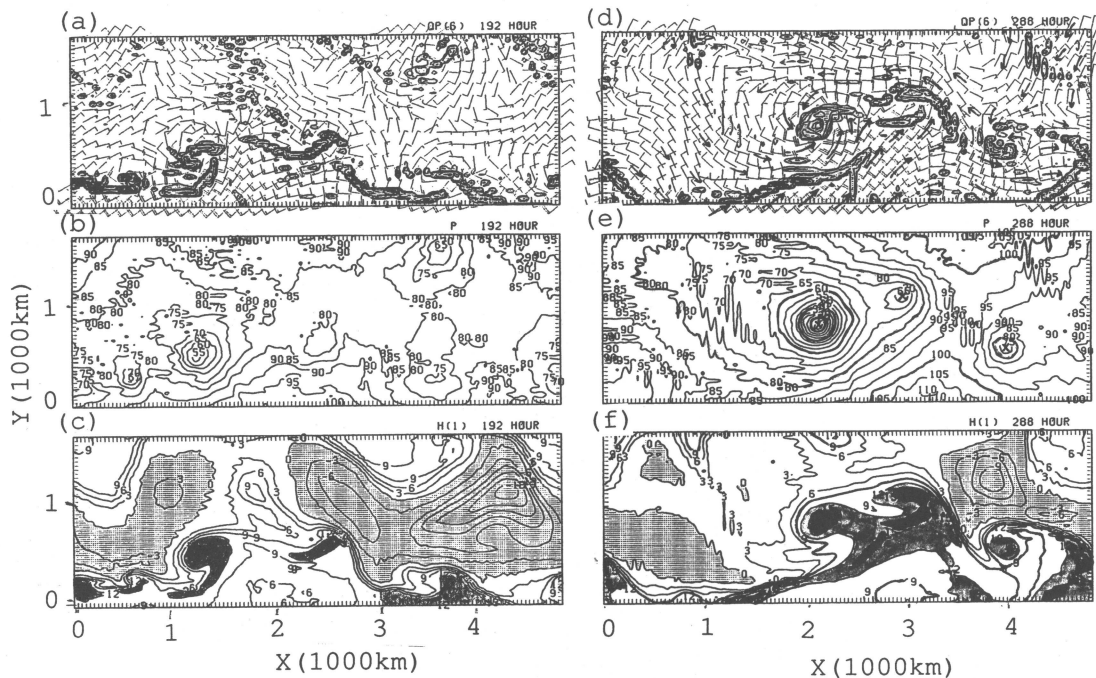
3次元モデルではコリオリ因子の緯度変化の効果が入りますが、台風中心の南側では赤道を越えて遠くから吹き込み上層で遠くまで吹き出すのに対して、北側ではあまり遠くまでいきません。これはロスビーの変形半径の違いとして説明できると思います。東西方向についていえば、西側の方にいく分延びた形をとりませんが、これもベータ効果によります。この東西非対称は気圧分布(略)で最も明瞭です。

格子間隔 30 km を用いた結果を第7図に示します。この例では、細格子域の北と南に粗格子域をおき、細格子域での格子数は150×90(図はその一部)、東西方向に4,500 kmで周期境界条件を課しています(この計算は1990年代半ばのもの)。降雨強度(地表付近での雨水量)と高さ1 kmでの相対湿度の図です。サブグリッドスケールの対流の存在域では、高さ1 kmで飽和(湿度100%)のことが多いですが、高さ3 km(図略)では(目の壁雲を除けば)かなり多くの格子点で不飽和(格

子不飽和)です。台風中心の南東側には南西風にさからって伝播するスコールライン的な対流がしばしば見られます。30 km 格子なので切断誤差は大きいですが、30 km 格子でこのように台風のメソスケール構造がシミュレートできるのはMCRMの特長であるといえます。

熱帯収束帯でのクラウドクラスターや渦の発生・発達、熱帯低気圧の発生の問題に対する基礎研究として1980年代の後半に行ったことは、亜熱帯高気圧など周辺の大規模擾乱が存在しない状況を考え静止大気中に浮力の擾乱を与えた数値実験でした(Yamasaki, 1988, 1989a)。このときは、細格子域では40 km 格子、その北と南の粗格子域では120 km 格子を用いました。細格子域での格子数は120×42で、東西4,800 kmで周期境界条件を課しています。対流が東西方向に比較的一様に近い形で起こるように浮力の擾乱を初期に与えました。これらの対流群がつくる南北循環との相互作用によって、雲群が次から次へと発生しては消滅します。このときは24日積分を行っていますが、第8図の左と右はそれぞれ積分開始8日後と12日後における降雨強度(雨水量)、海面気圧、潜在不安定度(ここでは境界層の空気を700 hPaまで持ち上げたときの浮力)を示したものです。

対流が東西方向に比較的一様に起こるような初期条件を与えても強い所と弱い所とができ、また、対流群



第8図 メソスケール対流解像モデルを用いた数値実験でのクラウドクラスターと台風の発生 (Yamasaki, 1988). 格子間隔は40 km. (a)と(d)は降雨強度(等値線は1, 4, 16 mm/h), (b)と(e)は海面気圧(1,000 hPaからの偏差, 単位は0.5 hPa), (c)と(f)は潜在不安定度(上昇気塊の浮力)で薄い影域(負値の領域)は安定域, 最も濃い影と中間の影は強い不安定域をあらわす. (a), (b), (c)は積分開始後192時間, (d), (e), (f)は288時間でのもの. 図の領域は東西方向に4,800 km, 南北方向に1,680 kmで, 北緯7.5~22.5度の領域を示す.

の多くはバンド状に組織化しています。バンドが低気圧性の曲率をもった先端部分で渦が発生することが多く、あるものは台風の卵としてやがて台風の発生に至ります。これは観測からの結果とも一致します。格子間隔が40 kmなのでレインバンドの数は少なく長い傾向がありますが、1990年代になって行った30 km格子による計算ではもっと実際に近くなっています。亜熱帯高気圧のない状況でのこの数値実験では、収束帯の南側で赤道を越えてくる南西風が北側の風より強いので、渦は東北東～北東の方向に移動します。潜在不安定の分布をみると、活発な対流活動や渦がある不安定領域の北東側で安定域(第8図cとfにおける薄い影域)がひろがっているのがわかります。(この安定域と不安定域の間に潜在不安定度の大きな傾度が見られます。)この対流活動に伴って、とくに北東側で下降流となって安定域がつくられています。定量的には小さいかもしれませんが、実際の大气での亜熱帯高気圧の強化を意味するものだと思います。その後、台風としての発生、北上の時期では図の南側半分領域では対

流は少なくなりますが、やがて活発となって熱帯収束帯でのクラウドクラスターや渦の形成、台風の発生を繰り返します。

次に行ったことは、中緯度での海面温度の南北傾度を含めることによる傾圧不安定波との相互作用の問題です(山岬・原, 1990)。このとき、(海面温度を時間的に固定して)180日以上の時間積分を行いました。このうち、熱帯収束帯での台風の発生の例は山岬(1993a)でも示しました。また、小倉(1994)の中で紹介していただいています。傾圧不安定を含むときには亜熱帯高気圧(高圧帯)的なものができるので、渦や台風は東向き成分をもった移動ではなく西向き成分をもつようになります。傾圧不安定波との相互作用での興味の1つは、切離低気圧としての上層の寒冷渦と台風の発生の関係です(山岬, 1993a)。数値実験では長時間積分の中で何回も寒冷渦と台風の発生とがみかけ上は強い関連をもっているようにみえていましたが、1970年代のSadler(1976, 1978)の議論を支持するものではなく、寒冷渦の効果は小さいのではないかと考え



ようになりました。対流の活発化には上層よりもはるかに対流圏下層の状態や潜在不安定にかかわる中層の状態の方が効いている筈です。このことを確かめるために、寒冷渦との相互作用に関する単純化した状況下での数値実験も行いました(山岬・原, 1991)。傾圧不安定を含む長時間積分はその後1990年代後半にかなりやっていますが、時間的な余裕がなくまだ論文として発表していません。

地球温暖化の問題に関連して、1980年代末～90年代初めに、時岡達志さん(当時、気象研究所)の希望で数値実験を行ったことがあります。海面温度は米国プリンストン大学地球流体力学研究所(GFDL)が温暖化時の数値実験で得たもの及び現在の気候の下でのもの、大気の初期データには気象研究所の大気大循環モデルで得られた夏の大気の状態を用いました。MCRMは既に全球モデルとして使えるようにしていましたが、数値実験では南緯30度より北だけを扱いました。この当時、気象研究所の大循環モデルの格子間隔は経度方向に5度、緯度方向に4度で、MCRMではこれらの1/9の格子間隔を細格子域で用いて数値実験を行いました(山岬, 1990)。このときの結果についての印象としては、温暖化したときは現在に比べて対流は活発になりクラウドクラスターや渦は多く発生し、台風としては弱いものが多くできるのではないか、というものでした。しかし、研究としては中途半端なものであったと思っています。与えた海面温度や初期条件などモデル間のミスマッチの問題もあったかもしれませんが、筆者が最も気になったことは、大循環モデルにおける亜熱帯高気圧の北偏がそのままMCRMでも引き継がれ、日本の典型的な夏の状態とは少し違っていたことです。(それでもMCRMの方が高気圧の北偏を抑えて夏の状態により近い結果を示していました。これは熱帯域における対流活動のモデル間の違いによるものと考えています。)このような大規模場の状態の問題や、放射過程などモデルに不十分な面もあり、また、時間積分も長くはなかったので、温暖化の効果をみる数値実験として特に意味があったとは思っていませんが、MCRMの意義という点である程度満足できるものでした。この数値実験では偏東風波動擾乱がスケールにおいても振舞いにおいてもよくシミュレートされ、積雲対流解像モデルからのメカニズムの理解とも合致していました。

ここまでは理想化した(単純化した)条件の下でのシミュレーションやメカニズムの理解を目的とした数

値実験の話ですが、実際の状況に対する数値実験は1988年頃に始めました。初期条件としては、気象庁の全球客観解析データ(GANAL)を用い、モデルはこのときに緯度・経度座標で全球も扱えるようにしました。筆者の場合、実際の数値実験では全球である必要はないので、たとえば、南緯30度から北の領域で、北極を含むか北緯70度(または60度)より南の領域だけを扱いました。最初にやったのは1987年7月、台風がフィリピン付近にあり、梅雨明けが発表になったすぐ後に梅雨前線が南下したときの事例でした。モデルは梅雨前線の南下を予測することができ、GANALを用いた研究に明るい展望をもつことができました(山岬, 1993b)。今日に至るまでGANALは筆者の研究にとっても貴重なものとなっています。

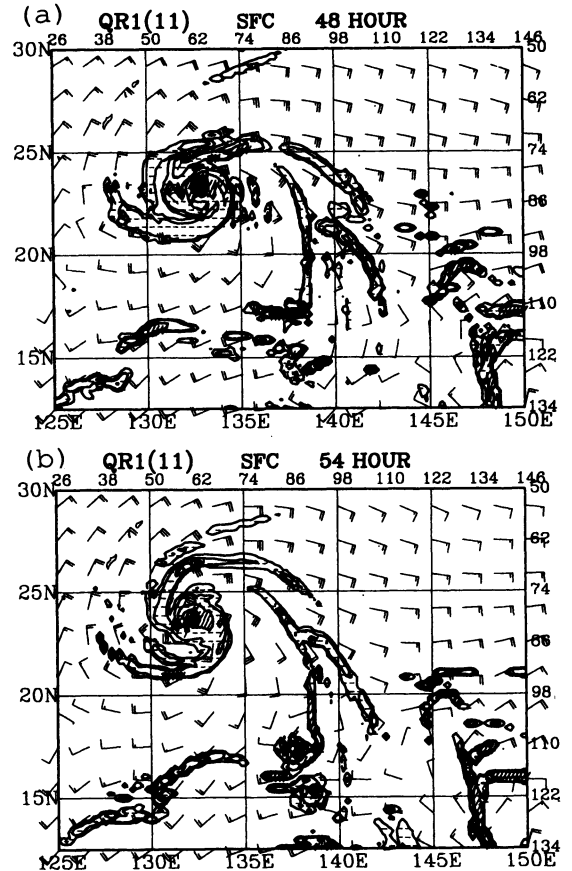
GANALを用いたMCRMによる予報実験は1990年8～9月に発生した台風の移動に関してはかなり行っています。この年は日本を中心とする東南アジアではSPECTRUM(Special experiment concerning typhoon recurvature and unusual motion)、アメリカではTCM90(Tropical cyclone motion 90)など、時期をあわせて台風の特別観測が行われた年です。MCRMは台風の移動をとくに念頭においてつくったものではありませんでしたが、このときの20例位の数値実験では或る程度満足できる結果が得られました(Yamasaki, 1992)。当時、気象庁のモデルで最も問題になっていた台風の北偏バイアスはMCRMでは小さかったと思います(初期条件として用いたGANALには北偏バイアスを生じさせる大規模な流れが含まれていたと考えられます)。

1990年に発生した台風のうちT9019(台風Flo)についてはその後、メソスケール構造をみることにウエイトをおいて研究を続けてきました。一方、台風の強さの予測に関して、永田 雅さん(気象庁)を中心に国際的なモデル比較実験(COMPARE III)が行われました。筆者は比較実験には参加していませんが、1999年12月に気象庁で行われたワークショップに参加することができました。このときの台風強度に関する筆者の話の要旨は座長であったElsberryさんがBAMSの中でかいています(Nagata *et al.*, 2001a)。MCRMでは用いた細格子域での格子間隔5/24度(約20 km)に対してT9019の中心気圧を950～940 hPaまでしか表現できませんでした。観測された最低中心気圧890 hPaをシミュレートするためには初期条件やモデルの格子間隔、計算スキームの問題などを改善する必

要があります。なお、1 km 格子の軸対称モデルを用いた単純化した条件下での数値実験では 880 hPa, 氷相過程を入れると 850 hPa まで表現できていることから、氷相過程の重要性も示唆されます。しかし、3次元モデルや現実気では、コリオリ因子の緯度変化の効果や環境風の鉛直シア等の効果で台風の発達には抑制されるので軸対称モデルの場合のように発達しないこともわかっています。台風強度の適切な予測にはなお今後の研究が必要であることは述べるまでもありません。

台風のメソスケール構造に関しては、MCRM からの結果を他のモデルからの結果と比較する機会はまだあまりありませんでしたが、このとき降雨量の分布を比較することができました。筆者の結果を第9図に示します。図では6時間積算雨量ではなく、積分開始後48時間と54時間での降雨強度(雨水量)を示してあります。モデルでは雲水量の分布(図略)も得られていますが、予測可能性(predictability)、予測限界の問題があるにも拘わらず、48時間後の予測結果は気象衛星からのものと比較的よく一致しています。6時間積算雨量(図略)を他のモデルからの結果(Nagata *et al.*, 2001b)と比べるとMCRMでは、台風域での降雨域の広さやレインバンドの幅が大きいこと、台風中心から300 km 以上はなれた所の降雨量が少なくないこと、台風のはるか南の方の熱帯収束帯での対流による降雨量も多分実際により近いこと等の特徴が得られています。また、台風内域の対流と遙か南の方の対流との間の雲があまりない領域(台風中心の西方から南へと入り込む安定域)もシミュレートできています。

ここまでは Yamasaki (1986, 1987) のモデルを用いた話ですが、Yamasaki (2001) では2つの点について改善しています。そのうちの1つは積雲対流に伴う上昇域の占める割合に関する仮定です。Ooyama (1971) や Arakawa and Schubert (1974) のパラメタリゼーションでは、雲が占める割合は1に比べて十分に小さいとして方程式が近似されています。これは、Kuo(1965)のパラメタリゼーションは別として、cloud mass flux を用いたモデルでなされてきた近似です。大規模現象を扱う場合には問題はありませんが、メソスケール現象を扱うときには、雲が占める割合が小さいという仮定は不適当です。MCRM で問題にするのは積雲対流に伴う上昇域の占める割合  $\sigma$  ですが、この割合は通常は1に比べて十分に小さくはありません。



第9図 メソスケール対流解像モデルを用いた台風 Flo (T9019) に対する数値実験で得られた降雨強度(等値線は 1, 4, 16, 64 mm/h). 初期値として 1990年7月14日 00UTC に対する GANAL データを用いたもの。(a) 48時間後と (b) 54時間後。緯度・経度座標を用いており、格子間隔は  $5/24$  度(約 20 km)。

したがって、 $\sigma$  を有限な値として何らかの方法で決める必要があります。Yamasaki (1986) では、どう決めたらよいかよくわからないこの問題を避けて、とりあえず Ooyama (1971) と同様の近似を用いることとしました。この点の改善を Yamasaki (2001) まで行わずにこの15年間用いてきたのは、議論したいことの本質を損なうものではなかった(ようにみえた)からですが、当然のことながらモデルの精度を上げようとするれば、この問題を避けることはできません。このことは MCRM だけでなく、cloud mass flux を用いている他のメソスケールモデルについてもいえます。Yamasaki (2001) では  $\sigma$  の上限値が 0.2~0.4 の範囲

にあれば熱帯低気圧の構造や強さに顕著な違いはみられませんでしたが、今後  $\sigma$  の決め方を改善していくためには観測からの理解も必要です。

もう1つの改善点は、雲水量の分布を改善するためにサブグリッドスケールの雲水量も時間発展として扱うようにしたことです。Nasuno and Yamasaki (2001) でもそのように扱っています。Arakawa and Schubert (1974) など大規模現象を扱うときのパラメタリゼーションや Yamasaki (1986) では、サブグリッドスケールの雲水量は診断的に扱われてきました。サブグリッドスケールの積雲対流が起こらなくなった後は、雲水は不飽和域で蒸発するし、蒸発しないときは風に流されます。水の収支という意味でもサブグリッドスケールの雲水量を時間発展として扱うことが望ましいわけですね。(雨水量については Yamasaki (1986) 以来、時間発展として扱っています。) Yamasaki (2001) のモデルは梅雨前線に伴うクラウドクラスターにも適用していますが (Yamasaki, 2002), Yamasaki (1986) のモデルを用いた場合と比較すると、全体としては同じような結果ですが、雲水量の分布は確かに改善されています。

これまで MCRM ではメソスケール対流の集団としてのレインバンドやクラウドクラスター及びそれより大きなスケールの方に研究対象の重点をおいてきました。一方、個々のメソスケール対流については、用いている格子間隔が大きいと当然のこととして切断誤差は小さくはありません。その振舞いは定性的には現実的であると考えていますが、定量的なことまで問題にするときは格子間隔 5 km 以下が望まれます。一方、実際に観測された状況に対して個々のメソスケール対流までも適切に予測しようとする、初期条件が問題となります。メソスケールまで含めた初期条件化の問題は今後に残されています。

## 5 おわりに

第2節以後では1980年代の研究を中心に述べました。示した図の多くは今となっては古いものとなってしまいました。コンピュータが進歩した1990年代や最近の数値実験では実際の現象のシミュレーションにより近い結果が得られていますが、紙面の都合で省略することとしました。時間的な余裕がなくてまだ論文にしていないものも多く、結果を論文の形でみていただけないのが残念です。

モデル開発に関して次のことを付け加えたいと思

います。筆者が研究で用いたモデルは筆者自身が開発したもので、そのために多くの時間を費やしてきました。プログラムの作成、変更という作業はもちろんですが、数値モデルが物理法則及び自分の意図したことを適切に表現できているかどうかという技術的な面の知識、理解も必要です。これに関して次のことを記します。

微分方程式の数値解を得るとき、層のとり方、予報変数の配列の仕方は重要です (山岬, 1982)。今から35年も前のことですが、1966年頃、軸対称台風の数値実験 (Yamasaki, 1968a, b) の後に、エネルギー等を保存するスキームのモデルで数値実験を行なおうとしたことがあります。このために、水平風、温度、気圧を同じ鉛直レベル (鉛直速度とは別のレベル) でとるモデルをつくりました (Lorenz grid と呼ばれているもの)。このようなモデルで数値実験を行ったところ、鉛直方向にガタガタした結果 (たとえば、水平風の符号がレベル毎に異なる結果) が得られました。そこで、線形方程式の解を求めてみたところ、まさにこれと同じ結果が得られました。これは微分方程式の解ではない偽の解ですが、この理由は層の厚さ (鉛直方向の格子間隔) が十分に小さくはないことによっています。そのときのモデルにはパラメタライズした対流による熱の効果が含まれていて、摩擦収束が本質的な役割を果たす準地衡風の CISK が微分方程式の解として存在するケースですが、層の厚さが10 m 位 (この値は鉛直安定度に依存) より小さくない限り近似解は得られず偽の解が不安定モードとして得られてしまいます。安定成層中の中立波 (重力波など) は層が粗くても問題はありませんが、パラメタライズされた熱による不安定モードを表現するためには、層の厚さを非現実的なほど小さくとらないといけないということがわかりました。結局、温度を水平風や気圧とは異なるレベル (鉛直速度と同じレベル) にとったモデル (Charney-Phillips grid とよばれているもの) を、その後、現在に至るまで用いています。

以上は静力学モデルでの話ですが、非静力学モデルのうち非弾性系のモデルでは、凝結熱の放出によって成長する対流についてはその層では問題はありませんが、対流雲の雲頂より上の層 (凝結熱の放出がないので安定層) では Lorenz grid での層の厚さが十分に小さくないと偽の解となります (振幅は大きくないので深刻ではありませんが)。この場合も温度を水平風と別のレベルにとれば問題は生じません。Yamasaki (1972) 以後の非弾性系のモデルでの予報変数の配置は

このことを考慮してとってきました。なお、弾性系(圧縮系)のモデルに対する線形論によれば、いずれのとり方でも近似解が得られるので、1980年代末に開発した圧縮系のモデル(現在用いている3次元モデル)は温度を水平風と同じレベルにとっています。なお、静力学モデルにおける層のとり方について1980年代に荒川昭夫先生が大気大循環モデルについて問題点を指摘されていたことがあります(Arakawa and Moorthi, 1988)。台風やメソスケール現象などを扱った他のモデルでも問題があったのではないかと想像されますが、非線形効果や鉛直方向の渦拡散などの効果によってあまり問題にならなかったということでしょうか。筆者はこのような問題点をモデルが含むのは避けたいので、1960年代以来ずっと、この点に関して問題のないスキームを用いてきました。

本稿では受賞対象となった研究を中心に述べてきましたので、積雲対流やメソスケール対流などの湿潤対流を含まない研究にはふれません。研究の上で私が直接かかわりのあった人をなるべく記しておきたいという意味で、次のいくつかの研究、すなわち、順圧不安定波に関する研究(Yamasaki and Wada, 1972a)、及び順圧不安定波に対する対流の効果に関する研究(Yamasaki and Wada, 1972b)、順圧モデルを用いた渦の移動に関する研究(山岬・大西, 1985; 小林, 1996)、及び傾圧不安定波に関する研究(本田, 1996; 山岬・本田, 1996)等があることを付記したいと思います。第2節でも記した傾圧不安定波(温帯低気圧)及びそれに対する対流の効果に関する研究は1980年代における研究の発展として東京大学在職時にとくにやりたかった研究分野でしたが、論文にする時間的な余裕がありませんでした。

この度、藤原賞をいただくことになったとき、それにふさわしい方々がおられるのに、という気持ちでしたが、私を推薦して下さった方や選考にかかわって下さった方に感謝して素直にお受けすることにしました。本稿を終えるにあたって、あらためてこれまでを振り返ってみたいと思います。

気象学会賞をいただいたときは本稿のようなものをかいていないので、今回の受賞対象の研究以前のことにはさかのぼりますと、大学院の修士課程のとき、指導教官は正野重方教授でしたが、実際には当時助手をしていただいた松野太郎さん(現在、地球フロンティア研究システム長)のお世話になりました。私が修士課程

に入って間もない頃、松野さんは正野先生の手伝いという形で(実際は松野さんのアイデアで)台風のシミュレーションを始めることになりました。私はその手伝いで(私が多くのことを学ばせてもらったということですが)、米国滞在中の正野先生が秋(1963年)に発表するのに間に合うよう夏休みを9月に振り替えてのことでした。懐かしい思い出です。このときのことは私にとって貴重なものでした。松野さんが九州大学にいかれてからは柳井迪雄助教授(当時)にお世話になりました。その頃は私の2年先輩である廣田 勇さんとよく囲碁を楽しんでいました。それは研究のためにも意義が大きかったのだと思います。当時は新しかった東京大学理学部3号館での思い出です。

1968年4月に気象庁気象研究所に就職でき、熱帯擾乱の不安定論を始めました。気象研究所は当時は東京都内(中央線の高円寺)にあり、コンピュータを使うのに気象庁に通っていました。私はその頃は、現在通勤している根岸線の新杉田に近い根岸(横浜市)に住んでいたため、夕方、帰りに気象庁によることが多かったのですが、夕陽の中の気象庁周辺はどういうわけか印象的でした。初めての職場で希望をもっていたからかもしれません。多くの人との出会いも新鮮でした。その後1969年10月から2年間、ニューヨーク大学の大山勝通教授の所で研究できることになりました。Ooyama (1964)のCISKを発展させた博士課程での台風の研究で学位を取得していたことでニューヨークでの生活ができることになったことは大きな幸でした。ニューヨークから帰った翌年(1972年)5月に、大学のときの台風と気象研究所(及びニューヨーク大学)で行った熱帯擾乱の研究で学会賞をいただきました。

その後の研究については本稿で長々と記しましたが、この30年間の研究の中で(少し誇張したい方をすれば)感動的だったことが1回だけあって、それは1980年代半ばに、メソスケール対流を解像するモデルで台風のスパイラルバンドがシミュレートできたときでした。細格子の非静力学モデルによって軸対称ながらも台風をシミュレートできたとき(1970年代半ば)もよかったですと思いましたが、台風のスパイラルバンドがシミュレートできたときは、問題が難しいとっていただけに有難いことでした。今回の受賞対象の中心は細格子の非静力学モデルによる研究であると理解していますが、メソスケール対流を解像したモデルの開発とそれを用いた研究の方により大きな意義を感じて

います。

誰しもそうかもしれませんが、研究にとって重要なことは、具体的な研究の示唆よりも、研究のやり甲斐を感じることで励ましと環境だと思っています。私は1970～80年代に気象研究所において台風の研究をすることの意義を強く感じられる環境の中にいました。これは新田 尚さんをはじめとする気象庁本庁や気象研究所の方々のお蔭で、研究者としては有難いことでした。また、1980年に気象研究所の筑波移転に伴ってコンピュータが導入されたとき、私は気象を選んで本当によかったと思いました。(そんな思いはニューヨークにいったときを含めて何回かあります。)大きなコンピュータで1970年代にはできなかった広領域の計算ができるようになり、このときの論文(Yamasaki, 1983, 1984)は松野さんが評価をして下さいました。この頃が私にとって研究者としては最も幸せなときだったように思います。筑波の広々としたゆったりした気分の中での研究(と生活)は懐かしい思い出です。1985年にバンコク(タイ)で2週間にわたって熱帯低気圧の国際的なワークショップがありました。1988年にはオーストラリアで熱帯気象に関する国際会議がありました。1989年にはマニラ(フィリピン)で熱帯低気圧に関する2回目のワークショップがあり、私は熱帯低気圧の発生に関する理論的な面まとめの発表をしました(Yamasaki, 1989b)。これらは1986～89年の論文(Yamasaki, 1986, 1987, 1988, 1989a)と共に、私の40代におけるものです。

1992年から毎年、9回にわたって、GCSSのpanel meetingに出席することができました。これは上記の2つの論文(Yamasaki, 1983, 1984)を松野さんがBrowningさんに紹介して推薦して下さいったお蔭ですが、meetingでBrowningさんは私の研究に関心をもってくれ、Browningさんの後を継いだRandallさんは或るワークショップで私をCRMを最初にやった者として紹介してくれたこともあります。ついでに記しますと、都田菊郎先生が1980年代の半ば頃、私の細格子の非静力学モデルについて、20世紀の末には完全に開花するでしょうと励まして下さったこともありました。今回の受賞が決まったとき、これまで折にふれて励ましをいただいた廣田さんが「メソ気象学の最も基本的なテーマを……」という言葉で評価して下さいったことも嬉しいことでした。ここには記しませんが多くの方々を支えられて今回の賞をうけることができたことを感謝して、この稿を終えたいと思います。

## 参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974 : Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Arakawa, A. and S. Moorthi, 1988 : Baroclinic instability in vertically discrete systems, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1688-1707.
- Charney, J. and A. Eliassen, 1949 : A numerical model for predicting the perturbations of the middle-latitude westerlies, *Tellus*, **1**, 38-54.
- Emanuel, K. A., 1987 : An air-sea interaction model of intraseasonal oscillation in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2324-2340.
- 後藤 進, 1998 : 積雲対流の組織化に対する鉛直シアの効果に関する研究, 東京大学修士論文, 68pp.
- Hayashi, Y.-Y. and A. Sumi, 1986 : The 30-40 day oscillation simulated in an "aqua-planet" model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 451-467.
- 本田有機, 1996 : 長時間積分に見られる傾圧不安定波の振舞いに関する研究, 東京大学修士論文, 64pp.
- 磯谷英志, 2000 : 梅雨前線帯で発生・発達したクラウドクラスターに関する研究, 東京大学修士論文, 49pp.
- 小林 護, 1996 : 大気中の傾圧渦の移動と構造に関する研究, 東京大学修士論文, 81pp.
- Kuo, H. L., 1965 : On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983 : Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- Nagata, M., L. Leslie, Y. Kurihara, R. L. Elsberry, M. Yamasaki, H. Kamahori, R. Abbey, Jr., K. Bessho, J. Calvo, J. L. Chan, P. Clark, M. Desgagne, S.-Y. Hong, D. Majewski, P. Malguzzi, J. McGregor, H. Mino, A. Murata, J. Nachamkin, M. Roch and C. Wilson, 2001a : Third COMPARE Workshop : a model intercomparison experiment of tropical cyclone intensity and track prediction, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 2007-2020.
- Nagata, M., L. Leslie, H. Kamahori, R. Nomura, H. Mino, Y. Kurihara, E. Rogers, R. L. Elsberry, B. K. Basu, A. Buzzi, J. Calvo, M. Desgagne, M. D'Isidoro, S.-Y. Hong, J. Katzfey, D. Majewski, P. Malguzzi, J. McGregor, A. Murata, J. Nachamkin, M. Roch and C. Wilson, 2001b : A mesoscale model intercomparison : a case of explosive development of a tropical cyclone (COMPARE III), *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 999-1033.
- 中島健介, 1994 : 積雲対流の大規模組織化の直接数値計

- 算, 東京大学博士論文, 120pp.
- Nasuno, T. and M. Yamasaki, 1997: The effect of surface friction on the mesoscale organization of cumulus convection in tropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 907-923.
- Nasuno, T. and M. Yamasaki, 2001: A representation of cumulus-scale effects in a mesoscale-convective-resolving model for tropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1035-1057.
- 二宮洗三, 1981: 雨とメソシステム, 気象学のプロムナード 2, 東京堂出版, 242pp.
- 野田口真也, 1997: 傾圧不安定波の構造と水蒸気の凝結の効果に関する研究, 東京大学修士論文, 65pp.
- 小倉義光, 1994: お天気の世界, 森北出版株式会社, 226pp.
- Oouchi, K., 1999: Hierarchical organization of super cloud cluster caused by WISHE, convectively induced gravity waves and cold pool, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 907-927.
- Oouchi, K. and M. Yamasaki, 1997: Kelvin wave-CISK controlled by surface friction: a possible mechanism of super cloud cluster, Part I: linear theory, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 497-511.
- Oouchi, K. and M. Yamasaki, 2001: An MJO-like gravity wave and superclusters simulated in a two-dimensional cumulus-scale-resolving model under a warm pool condition, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 201-218.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development, *Geofisica, Internacional (Mexico)*, **4**, 187-198.
- Ooyama, K., 1971: A theory on parameterization of cumulus convection, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49** (special issue), 744-756.
- Riehl, H., 1954: *Tropical meteorology*, McGraw-Hill, 329pp.
- Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1266-1278.
- Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1137-1152.
- 佐藤 男, 1998: 熱帯のスコールラインにおける雲の微物理過程の役割とモデリングに関する研究, 東京大学修士論文, 84pp.
- 佐藤 男, 山岬正紀, 1998a: 大規模場に対するスコールクラスターの効果と雲の微物理過程, 日本気象学会春季大会講演予稿集, P266.
- 佐藤 男, 山岬正紀, 1998b: 熱帯のスコールクラスターのモデルにおける雲水生成量の評価と霰の表現について, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, B152.
- 佐藤 男, 山岬正紀, 1999: 雲の微物理過程のパラメタリゼーションの改善—熱帯低気圧の対流への適用, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, B107.
- Syōno, S., 1949: Approximate solution of non-linear differential equation of stationary wind in axial symmetric cyclone and anticyclone and its applications, *Geophys. Mag.*, **20**, 39-65.
- Syōno, S. and M. Yamasaki, 1966: Stability of symmetrical motions driven by latent heat released by cumulus convection under the existence of surface friction, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 353-375.
- 多田達也, 2000: 熱帯低気圧のメソスケール構造の非対称性に関する研究, 東京大学修士論文, 58pp.
- Wang, B., 1988: Dynamics of tropical low-frequency waves: an analysis of the moist Kelvin waves, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2051-2065.
- Yamasaki, M., 1968a: Numerical simulation of tropical cyclone development with the use of primitive equations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 178-201.
- Yamasaki, M., 1968b: A tropical cyclone model with parameterized vertical partition of released latent heat, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 202-214.
- Yamasaki, M., 1968c: Detailed analysis of a tropical cyclone simulated with a 13-layer model, *Papers Meteor. Geophys.*, **19**, 559-585.
- Yamasaki, M., 1969: Large-scale disturbances in the conditionally unstable atmosphere in low latitudes, *Papers Meteor. Geophys.*, **20**, 289-336.
- Yamasaki, M., 1971: A further study of wave disturbances in the conditionally unstable model tropics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 391-415.
- Yamasaki, M., 1972: Small-amplitude convection in a conditionally unstable stratification, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 465-482.
- Yamasaki, M., 1974: Finite-amplitude convection in a conditionally unstable stratification, *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 365-379.
- Yamasaki, M., 1975: A numerical experiment of the interaction between cumulus convection and larger-scale motion, *Papers Meteor. Geophys.*, **26**, 63-91.
- Yamasaki, M., 1977a: A preliminary experiment of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 11-31.
- Yamasaki, M., 1977b: The role of surface friction in tropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 559-

- 572.
- Yamasaki, M., 1979 : A further study of a CISK mode unaffected by surface friction, *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 112-132.
- Yamasaki, M., 1983 : A further study of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection, *Papers Meteor. Geophys.*, **34**, 221-260.
- Yamasaki, M., 1984 : Dynamics of convective clouds and 'CISK' in vertical shear flow-with its application to easterly waves and squall-line systems, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 833-863.
- Yamasaki, M., 1986 : A three-dimensional tropical cyclone model with parameterized cumulus convection, *Papers Meteor. Geophys.*, **37**, 205-234.
- Yamasaki, M., 1987 : Parameterization of cumulus convection in a tropical cyclone model, Collection of papers presented at the WMO/IUGG NWP Symposium, Tokyo, 4-8 August, 1986, Meteorological Society of Japan, 665-678.
- Yamasaki, M., 1988 : Towards an understanding of the interaction between convection and the larger-scale in the tropics, *Australian Meteor. Mag.*, **36**, 171-182.
- Yamasaki, M., 1989a : Numerical experiment of tropical cyclone formation in the intertropical convergence zone, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 529-540.
- Yamasaki, M., 1989b : Advances in basic understanding of tropical cyclone formation, The second WMO international workshop on tropical cyclones, Manila, WMO Tropical Meteorology Research Programme Report Series, WMO/TD-No. 319, Vol. I, 125-142.
- Yamasaki, M., 1992 : A study of tropical cyclone motion with a nested-grid model including rain-water prediction, *Papers Meteor. Geophys.*, **43**, 61-77.
- Yamasaki, M., 1994 : A numerical study of an eastward-propagating large-scale cloud cluster, presented at the third GCSS panel meeting in Canada.
- Yamasaki, M., 1996 : Numerical simulation of a tropical squall-line, presented at the fifth GCSS panel meeting in France.
- Yamasaki, M., 2001 : A tropical cyclone model resolving mesoscale organized convection with prognostic treatment of subgrid-scale cloud water, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 637-655.
- Yamasaki, M., 2002 : A study of cloud clusters associated with a Baiu front by use of a mesoscale-convection-resolving model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 595-619.
- Yamasaki, M. and M. Wada, 1972a : Barotropic instability of an easterly zonal current, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 110-121.
- Yamasaki, M. and M. Wada, 1972b : Vertical structure of the barotropic unstable wave in a tropical easterly current, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 271-284.
- 山岬正紀, 1970 : 台風の発達の力学, *天気*, **17**, 207-227.
- 山岬正紀, 1975 : 条件付不安定大気中の対流, *海洋科学*, **7**, 41-46.
- 山岬正紀, 1976 : 台風の構造と発達 of 力学, 第1章, 台風特集, 気象研究ノート, (129), 1-63.
- 山岬正紀, 1982 : 台風, 気象学のプロムナード10, 東京堂出版, 206pp.
- 山岬正紀, 1990 : 温暖化による台風発生等の変化に関する数値実験, 気候問題懇談会(第42回)会議録, 気象庁, 30-43.
- 山岬正紀, 1993a : 台風のシミュレーション, 気象の教室 5, 気象の数値シミュレーション6章, 東京大学出版会, 183-220.
- 山岬正紀, 1993b : 熱帯における対流の組織化とパラメータ化, 月刊 海洋, No5, 52-56.
- 山岬正紀, 1995 : CISK と雲システムに関する研究, 気候システム研究叢書 No. 1, 気候システム研究センター, 75-96. 同じものが気象研究ノート, 第5章, 気象力学から気候力学へ(186), 75-96 (1996年).
- 山岬正紀, 1998 : 熱帯大気と CISK, 気候システム研究叢書 No. 3, 気候システム研究センター, 27-34.
- 山岬正紀, 2001 : 梅雨前線に伴うクラウドクラスターと環境風の鉛直シア, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, A211.
- 山岬正紀, 2002 : 非静力学モデルとスコールラインのシミュレーション, 月刊 海洋, 34, No2, 118-123.
- 山岬正紀, 大西晴夫, 1985 : 台風の非対称構造と移動について, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 137.
- 山岬正紀, 原 昌弘, 1990 : 熱帯低気圧の数値実験(傾圧不安定波等との相互作用, 序報), 日本気象学会秋季大会講演予稿集, A314.
- 山岬正紀, 原 昌弘, 1991 : 熱帯低気圧と対流圏上部の寒冷核型低気圧の相互作用, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, A155.
- 山岬正紀, 原 昌弘, 1992 : 10 km 格子モデルを用いた台風の数値実験—サブグリッドスケールの対流を考慮しない場合について, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, D207.
- 山岬正紀, 瀬古 弘, 1992 : 対流に対する重力波の効果について, 日本気象学会春季大会講演予稿集, A108.

山岬正紀, 本田有機, 1996: 傾圧不安定波の卓越モード  
と wave packet, 日本気象学会春季大会講演予稿集,  
D158.

山岬正紀, 佐藤 男, 1997: スコールラインの数値実験  
— TOGA COARE のケース, 日本気象学会秋季大会講  
演予稿集, A205.

## A Study of Tropical Cyclones and Tropical Disturbances — Understanding of CISK and the Mesoscale

Masanori YAMASAKI\*

\* Frontier Research System for Global Change, 3173-25 Showamachi, Kanazawa-ku,  
Yokohama, 236-0001 Japan.

(Received 13 September 2002 ; Accepted 29 January 2003)



### 研究員 (科学技術振興事業団戦略的創造研究推進事業 水の循環系モデリングと利用システム) 公募

研究領域「水の循環系モデリングと利用システム」  
の「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」  
(研究代表 岡本謙一)プロジェクトのメンバーを募集  
します。このプロジェクトは、衛星搭載マイクロ波放  
射計データを主に用いて、降雨レーダと物理的に整合  
した降雨物理モデルおよびマイクロ波放射計アルゴ  
リズムを開発し、高精度・高分解能の全球降水マップの  
作成を行うことを目的としています。特にこれまでの  
研究分野にはこだわらず、新しい分野に向かう意欲の  
ある方を募集します。また、計算機に習熟した方の応  
募を期待しています。

記

1. 採用予定人数：1～2人
2. 応募資格：博士号取得者（採用日までに取得可能  
なものを含む）または、これと同等の研究  
能力を有する者。

3. 雇用期間：決定後出来るだけ早い時期
4. 雇用身分：科学技術振興事業団職員，任期付研究  
員
5. 勤務地：大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙  
工学分野
6. 待遇：事業団の基準により決定。原則として年  
俸制。通勤手当，社会保険料含。
7. 提出書類：履歴書，現在までの主要な研究活動の  
概要，論文リスト。
8. 応募締め切り：平成15年4月20日
9. 問合せ先：

〒599-8531 大阪府堺市学園町1-1

大阪府立大学大学院工学研究科

航空宇宙工学分野

教授 岡本謙一

Tel & Fax : 072-254-9241

E-mail : okamoto@aero.osakafu-u.ac.jp