

1 : 105 : 1071 : 109 : 405 : 13 (大気境界層；局地循環；ガストフロント；積雲対流；雷雨；台風；竜巻；波浪；ブルーミング)

## 2. 境界層と自由大気の相互作用

新野 宏\*

### 1. 境界層の重要性

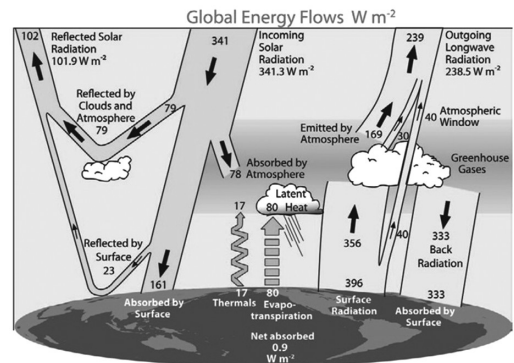
大気や海洋のようにレイノルズ数が大きな流れでは、流れの大部分において粘性や拡散の効果が直接重要でないことが多い(後注1)。しかし、地表面や海面などの物理的な境界の近くでは、運動量や熱・物質に関わる境界条件の制約から粘性や拡散の効果が無視できない薄い領域が形成される。このような領域を境界層と呼ぶ。数学的には、境界層が生ずるのは、無次元化された Navier-Stokes の方程式の最高微分の項に微小な数(レイノルズ数の逆数)が掛かっていることと密接に関係している(熱伝導方程式の拡散項についても同様)。

大気境界層は力学・熱収支・物質循環を通して、その上の自由大気や下の地表面(陸面や海)に大きな影響を与えている。第1図は大気の平均的な熱収支を示したものである。太陽から地球大気に入射した日射のエネルギーの約半分は地表面で吸収されるが、その60%程度の大きさのエネルギーが大気境界層の乱流運動により自由大気中に運ばれ、自由大気の運動の駆動に寄与する。人間を含む動植物が生活する地表面近くの風・気温・湿度・大気汚染物質などの環境は大気境界層の乱流輸送によって規定されている。また、大気境界層におけるメソスケールの収束線や乱流運動のゆらぎは、積雲対流を作り出し、その鉛直輸送を通して自由大気の温度や水蒸気の鉛直構造に影響する。大気境界層の上端に存在する境界層雲は、全球の放射収支に大きな影響を与えるほか、やませなどの地域的な気象にも影響する。このように、大気境界層は様々な形で自由大気に影響を与えているが、ここでは時間の制

約もあるため、個人的に興味を持っている「積雲対流の励起」と「渦と境界層の相互作用」の2つの話題について紹介したい。

### 2. 積雲対流の励起

積雲対流は熱・水蒸気や様々な物質の鉛直輸送を通して大気の基本構造に大きな影響を与えている。積雲対流はまた、台風やポーラーロウなどのメソスケールの擾乱の組織化にも寄与するほか、大雨・雹・雷・竜巻・ダウンバーストなどを生じて、人間生活に大きな影響を与える。積雲対流の発生・発達を理解やその正確な予測と再現は、防災や信頼できる気候モデルの構築の上で重要であるが、現在も決して十分なレベルには達していない。積雲対流の発生には、地表面近くの空気を自由対流高度(LFC: Level of Free Convection)まで持ち上げることが必要である。LFCへの持ち上げが、大規模な強制による場合の積雲対流発生



第1図 2000年3月から2004年5月までの全球平均のエネルギー収支(単位は  $W m^{-2}$ ) (Trenberth et al. 2009)。

\* 東京大学大気海洋研究所。

© 2012 日本気象学会

の予測は相対的に容易と考えられるが、境界層内の運動に依存する場合にはその励起機構も含めて理解が遅れている。

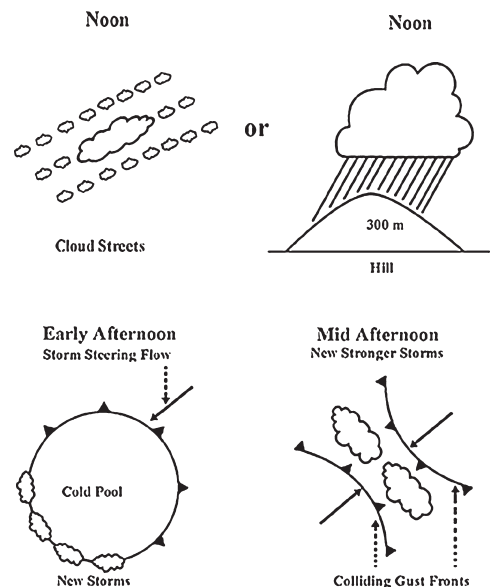
2000年代になって、積雲対流の励起に関するいくつかの野外観測実験が行われてきた。2002年にはアメリカのテキサス・オクラホマ・カンザス州にまたがる領域で IHOP\_2002 (International H<sub>2</sub>O Project; Weckwerth *et al.* 2004) が行われた。この領域は平坦な地形と大きな CAPE, 強い逆転層の存在で特徴付けられる。2004年と2005年の夏季には、海岸線に近く、若干の地形の起伏があり海洋性気候のイギリス南部で CSIP (The Convective Storm Initiation Project; Browning *et al.* 2007) が行われた。また、2007年夏には大きな対流不安定性と地形の影響を強く受ける南西ドイツと東フランス域で COPS (Convective Orographically-induced Precipitation Study; Wulfmeyer *et al.* 2008) が行われている。

Weckwerth and Parsons (2006) は IHOP\_2002 を念頭に積雲対流の励起に関わる課題をレビューしている。Wilson and Roberts (2006) は IHOP\_2002 の結果を解析し、この期間に起きたストームの約半分が前線やガストフロント (GF: Gust Front) などの地表面付近の収束線に伴って起きたこと、また収束線に伴うストームの発生は13時から19時までに多いことを示した。境界層における収束が積乱雲の励起に関わっていることは Thunderstorm Project (Byers and Braham 1949) の時代から知られている。しかし、収束線のどの部分で積乱雲が発生するかを理解することは難しい。

Weckwerth and Parsons (2006) は収束線上の積乱雲の発生場所を決める要素として、下層のシア (Rotunno *et al.* 1988), 収束線と steering level の相対速度 (Wilson and Megenhardt 1997), 収束線とロール状対流・ボア・地形や土地利用の非一様性などの位置関係、不連続線の交点などを挙げている。Xue and Martin (2006) は雲解像モデルを用いて、IHOP\_2002 の期間中にドライライン(後注2)付近で発生した積乱雲の再現実験を行い、ドライラインとその西側に生じたロール状対流の交差するところで積乱雲が発達する様子を再現することに成功している。ロール状対流は、近くに収束線が無い場合でも、その上昇域で地表面近くの湿潤な空気を上空に持ち上げるため、LFC を下げ、積乱雲の発生を起きやすくすると考えられている (Weckwerth 2000)。オーストラリ

ア大陸の直ぐ北に位置するティウイ諸島 (Tiwi Islands) でも、島の上で日中オープンセル型あるいは水平ロールに伴う浅い対流が多数発生し、それが合体して雷雨になることが示されており (Keenan *et al.* 2000), その過程は非静力学モデルによって再現されている (Saito *et al.* 2001)。

IHOP\_2002 は米国 The Great Plains の比較的乾燥した環境での観測実験であり、我が国などの湿潤な環境における積雲対流の励起と違いがあるかどうかは興味深い。Lima and Wilson (2008) は、比較的平坦な南西アマゾン領域でのレーダーと衛星データの解析により、一般風も弱く大規模な擾乱の無い、湿潤な熱帯の環境での日射の日変化に伴う対流の励起を調べた。その結果、GF による強制的な持ち上げが36%、高度300m以上の地形による強制が21%、GFの衝突が16%を占めていた。対流の発生は地方時の11時頃から始まり、15-16時にピークを迎える。第1世代の対流は、ロール状対流から発生するものや地形による強制が主だが(第2図上段)、第2世代の対流はGFに伴うものが多くなっていった。また、第1世代の個々の小さな対流によって作り出された冷気プールが合体して、直径20-50kmにも及ぶ円形の冷気プールが形成



第2図 大規模な強制が無い場合の湿潤な環境での対流の発生の概念図 (Lima and Wilson 2008)。上段は正午頃、左下は午後の早い時刻、右下は午後の中頃の時刻を表わす。

され、その先端で環状の対流雲 (cloud ring) が励起されたり (第2図左下), GFの衝突で対流雲が励起される (第2図右下) 様子が頻繁に見られた。

我が国でも、雷雨の発生に関しては、1940年代の雷雨特別観測以来、関東平野で何回か観測実験が行われて来ており、最近では、1995年に「つくば降雨観測実験」(吉崎 1996) が行われた。

関東平野の特徴の1つは北と西を山岳に囲まれていることである。堀江・遠峰 (1998) は1995年の夏季に熱雷のレーダーエコーが最初に現れた場所を調べ、山岳の稜線付近に位置する局地風系の収束域に多いことを示した。齋藤・木村 (1998) も同様の結果を得ている。

平野部については、藤部ほか (2002) が東京23区で夏の高温日の午後に起こる短時間強雨について、その発生に先立つ地上風系の特徴やこれらの風系と降水系との対応関係を統計的に調べている。彼らは強雨発生に先立って鹿島灘沿岸から吹く東寄りの風と相模湾沿岸から吹く南寄りの風とが東京付近で収束するパターン (E-S型) が多く見られることを指摘した。E-S型の風系の存在は小倉 (1996) など事例解析にもとづいて指摘している。また、藤部ほか (2002) は強雨が生ずる際には、対流圏下層から中層が湿潤であることも示している。

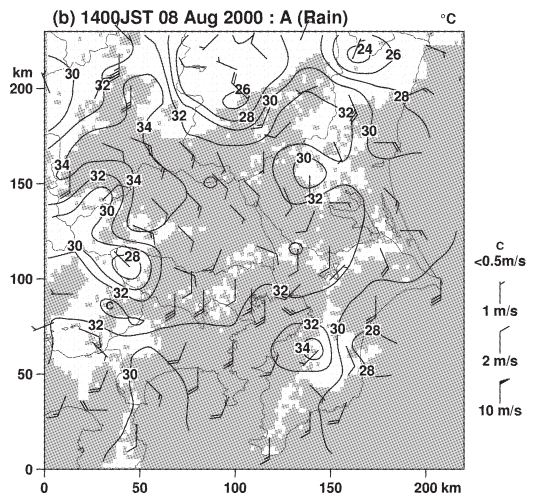
中西・菅谷 (2004) は、関東地方の夏季の午前晴天日を抽出し、静止衛星「ひまわり」の画像をもとに雲列を3つのタイプに分類して平野部の降水との関係を調べた。その結果、平野部で降水が生ずるのは、一般風が弱いか北寄り、藤部ほか (2002) のE-S型風系が見られ、房総半島から東京湾を反時計回りに囲むような雲列 (第3図) が生ずるときに多いこと、なかでも850-500hPaの湿度が高く、14時までに秩父周辺で降水が見られるときに多いことが示された。また、第1世代の降水系からの冷氣発散流と海風の収束により第2世代の積乱雲が発生・発達する事例も見られた。冷氣発散流と海風の収束による第2世代の積乱雲の発生・発達は小倉 (1996) も指摘している。

小倉ほか (2002) は1995~97年の夏季に雷位置測定システム (SAFIR) が観測した関東地方の発雷状況を調べ、発雷パターンを山岳型・山岳から平野型・平野型・広域型の4種に分類した。また、関東地方が太平洋高気圧に覆われた状況で発生した気団雷の日が26日、総観スケールおよびメソスケールの前線に関連して発生した界雷が31日、上層のトラフに関連した渦雷

が5日、台風に伴う渦雷が3日であったことを指摘している。田口ほか (2002) は、同期間のデータに基づき、発雷の予測として、Showalterの安定度指数 (SSI) に中層の風向や相対湿度の影響を加味した方式を提案している。

以上見てきたように、大規模な強制の無い状況では対流の発生は大気境界層における局地循環やGFの挙動に左右されることが多く、正確な対流発生の予測のためには、局地循環やGFの効果を適切に表現する数値モデルの開発が不可欠であることが示唆される。最近では晴天エコーを利用したドップラーレーダーの動径風から収束線の存在が把握でき、これを同化した非静力学モデルにより対流の発生・発達が予測出来る場合もある (Kawabata *et al.* 2007)。しかしながら、収束線とロール状対流の交点 (Xue and Martin 2006) や収束線上の土地利用等の差異が、積乱雲の発生場所を規定することも少なくないようである。

1995年に「つくば域降雨観測実験」が行われてから15年が経つ。当時は存在しなかった現業用ドップラーレーダー・ウィンドプロファイラ網 (WINDAS: Wind Profiler Network and Data Acquisition System)・雷監視システム (LIDEN: LLightning DETection Network system)、GPS観測網による可降水量観測やドップラーライダーなどの新しい観測機器の導



第3図 関東地方の夏季に、午前中晴天で14時に雲列が見られ、その後平野部で降水があった事例の代表例 (中西・菅谷 2004)。14時の雲 (アルベド0.15以上を白抜き) と地上風及び高度補正した地上気温を示す。



入も進んでいる。これらの機器と発展著しい雲解像数値モデルや同化手法を用いて、比較的平坦な関東平野等で新たな観測実験を行い、我が国における対流発生機構を解明していく努力が必要と思われる。中でも、対流発生機構のどこまでが決定論的にアプローチできるかを明確にしていくことは興味深い。

### 3. 渦と境界層の相互作用

#### 3.1 熱帯低気圧

##### 3.1.1 発達機構

熱帯低気圧（以下、簡単のため「台風」と呼ぶ）の発達機構は、1960年代に線形理論に基づいて提案された (Charney and Eliassen 1964; Ooyama 1964). CISK (Conditional Instability of the Second Kind) と呼ばれるこの発達機構の概要は以下のようなものである。自由大気中に台風スケールの弱い低気圧性の渦があると、その下に生ずるエクマン境界層はエクマン・パンピングにより台風スケールの上昇流を作り出し、これに伴って励起される積雲の集団による潜熱加熱が上昇流を強化して自由大気中の水平収束を作り出す。自由大気中での中心への空気の流入は惑星角運動量の保存により鉛直渦度を強め、更にエクマン・パンピングを強めて、積雲の発達に必要な海面からの水蒸気を補給し、上昇流を強めるという正のフィードバックが働き、初期の弱い渦は発達する。その後、数値実験により、この描像に示されたような境界層の摩擦による吹き込み（摩擦収束と呼ばれる）を通じた発達過程が働くには、渦の最大風速が約10–15 $\text{ms}^{-1}$ を越えることが必要であることが示されている (Yamasaki 1983).

CISK は条件付き不安定性の存在の重要性を強調した考え方であるが、1980年代後半になって、湿潤対流の役割は海面から大気上層に潜熱を運ぶことであり、本質的に重要なのは渦の強化に伴って海面からの潜熱の供給が増えるという正のフィードバックであるとする WISHE (Wind Induced Surface Heat Exchange) にもとづく不安定性の考え方が提案されている (Emanuel 1986; Rotunno and Emanuel 1987). いずれにしても、台風の発達にとって、境界層を通して渦に供給される海面からの潜熱フラックスは本質的である。

興味深いことに、底面の摩擦の効果は二面的である。もし、湿潤過程が無ければ、エクマン境界層の効果は子午面循環を通して渦をスピンドウンさせるだけ

である。しかし、湿潤過程があれば、エクマン・パンピングが積雲対流の効果を通して、潜熱加熱により渦を強めることが可能となる。人工的に海面摩擦を無くした数値実験の結果によると、海面摩擦が無くても台風はある程度発達する (Yamasaki 1977; ポーラーロウについては Yanase and Niino 2007) が、摩擦収束による中心への吹き込みがなくなるため、最大風速半径は大きくなり、最大風速も弱くなる。

降水の蒸発は下降流に伴う冷たく乾いた空気を境界層内にもたらし、このため台風の発達は遅れるが (Bister 2001), やがて冷気プールの存在がレインバンドを強化し、レインバンドに伴う潜熱解放が2次循環とこれに伴う角運動量輸送を強化するため、最終的には水平スケールが大きく、運動エネルギーの大きな台風への発達が起きることが示されている (Sawada and Iwasaki 2010など). Yamasaki (1983) は接線風速が弱く摩擦収束が働く前の冷気プールや地表摩擦の役割の重要性についても指摘している。

##### 3.1.2 海洋との相互作用

自由大気との相互作用ではないが、台風は境界層を介して海洋中にも様々な現象を生じ、フィードバックを受けている。その中でも代表的なものが波浪を介した相互作用である。強い台風の中では、強風のために、風波が砕波して吹き払われ、飛沫が飛び散る状態になる。このような状態での乱流フラックスの観測は極めて困難である。しかし、近年、航空機からのドロップゾンデ観測 (Powell *et al.* 2003) や室内実験 (Donelan *et al.* 2004) などから、平均風速が約30  $\text{ms}^{-1}$ 以下では風速と共に増大する抵抗係数  $C_D$ が、それ以上の風速では頭打ちになることが示唆されている (第4図)。一方、潜熱に対するバルク係数  $C_\theta$ はあまり強い風速依存性を持たないとされる (例えば Drennan *et al.* 2007). 簡単な理論モデル (Emanuel 1986) による台風の最大風速や最低気圧 (Emanuel 1995) は、熱に対するバルク係数  $C_\theta$ と抵抗係数  $C_D$ との比に依存するが、上記の  $C_D$ と  $C_\theta$ の振る舞いはこの比が風速により変化することを示唆している。現実の台風でこの効果が実際にどのような影響を持つのかを検証することは興味深い。

台風は海面に波浪を生ずるだけでなく、海洋中にエクマン湧昇や振動数がコリオリ係数に近い (近慣性の) 慣性重力波、力学的鉛直混合を生ずる (Price 1981; Greatbatch 1985など)。特に、移動速度の遅い台風は、エクマン湧昇で持ち上げた亜表層の水を鉛直

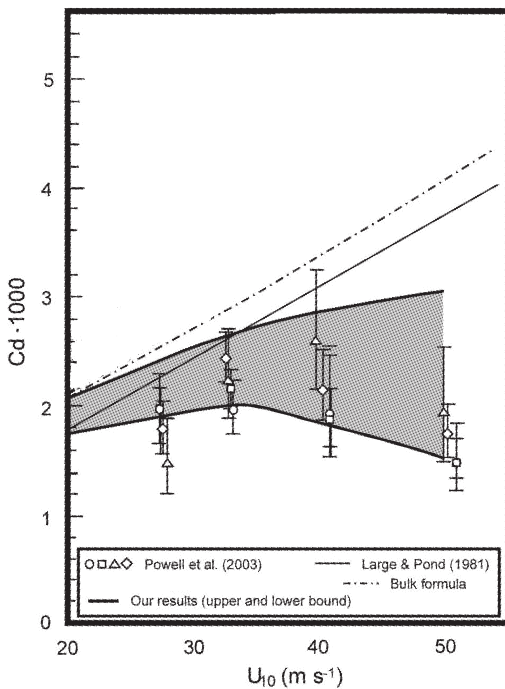
混合することにより大きな水温低下を生じ、これが台風の発達を抑制することが知られている (Bender *et al.* 1993; Ginis 1995; Zhu *et al.* 2004ほか). 近年は、大気-波浪-海洋結合モデルによる再現実験も試みられてきている (Chen *et al.* 2007; Wada *et al.* 2010).

本題からは少しはずれるが、台風に対する海洋の興味深い応答について触れておきたい. 貧栄養域として知られる亜熱帯の海では、転向点付近のように台風の移動速度が小さくなると湧昇と力学的混合により水温が下がるだけでなく、亜表層の栄養塩に富んだ水が持ち上げられて、局所的に強い植物プランクトンのブルーミング (急激な増殖) が起きることがある (Lin *et al.* 2003; Son *et al.* 2006, 2007; Liu *et al.* 2009). 第5図は、栄養塩 (Nitrate), 植物プランクトン

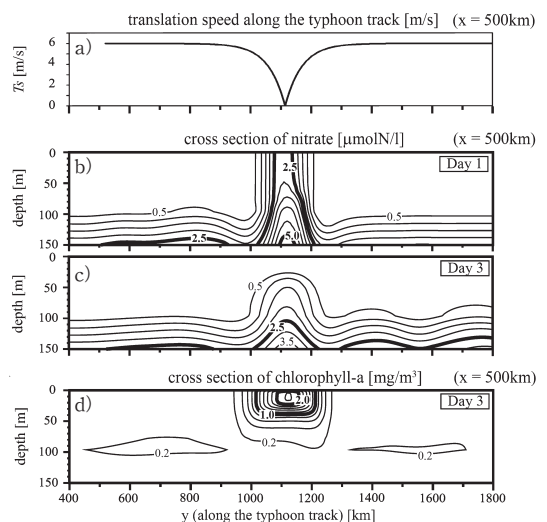
(Phytoplankton), 動物プランクトン (Zooplankton), プランクトンの死骸などの有機物 (Detritus) を予測する NPZD モデルを組み込んだ海洋の数値モデルに、移動する台風の風応力を与えたときの栄養塩とクロロフィル a の応答を示したものである. 台風の移動速度が小さくなった付近で、湧昇と混合により栄養塩が増加し、光と栄養塩の存在によりブルーミングによるクロロフィルの増加が起きていることがわかる. Lin *et al.* (2003) は2000年の台風 Kai-Tak による生物生産を0.8MtCと見積もり、南シナ海の年間生産量の2~4%に達するとしている.

### 3.1.3 境界層の微細構造

台風の強風被害を見ると、しばしば、数十~数百mという局所的なスケールで特に強い風が吹いたところが散在しているように見えることがある. 1996年9月6日のハリケーン Fran の際にアメリカ・ノースカロライナ州で、可搬型ドップラーレーダーで観測された高度100mの境界層の風速分布には、波長が数百mの水平なロール渦に伴うと思われる筋状の風速の強弱が見られた (Wurman and Winslow 1998). 第6図はこの観測をもとに模式的に描いたロール状渦



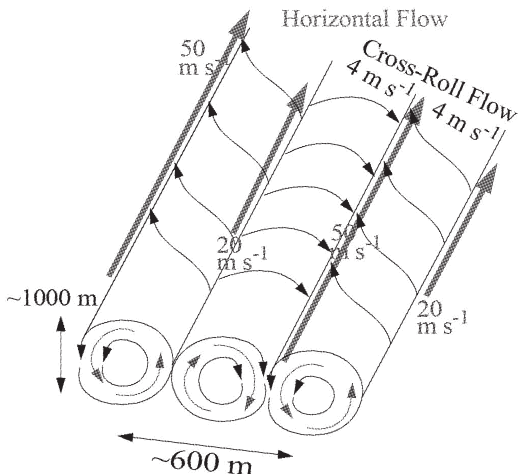
第4図 様々な観測や公式に基づく抵抗係数  $C_D$  の風速 (10m 高度) への依存性 (Moon *et al.* (2004) の Fig.13 を改変). 記号は Powell *et al.* (2003) の観測データ, 細実線は Large and Pond (1981) の公式の外挿, 一点鎖線は海面粗度に関する Charnock (1955) の式の係数を0.0185としたときのバルク法によるもの, 太実線は Moon *et al.* (2004) が波浪モデルと波浪境界層モデルを結合させた数値モデルの結果の上限値と下限値.



第5図 台風が転向点に近づくにつれ、移動速度を Day-1 の  $6 \text{ ms}^{-1}$  から減速して Day 0 には静止し、その後加速して Day 1 には一定速度  $6 \text{ ms}^{-1}$  で動いたときの台風経路に沿った (a) 台風の移動速度 ( $\text{ms}^{-1}$ ), (b) Day 1 の硝酸塩 ( $\mu\text{molN l}^{-1}$ ), (c) Day 3 の硝酸塩, (d) Day 3 のクロロフィル a ( $\text{mg m}^{-3}$ ) の分布 (Shibano *et al.* 2011).

の構造である。ロール渦の下降域に当たるところでは、上空の強風の運動量を運んでくるために、上昇域より約 $30\text{ms}^{-1}$ 強い風が吹いている。同様の構造は別のハリケーンで確認されているだけでなく (Morrison *et al.* 2005), 台風でも見つかっている (Ellis and Businger 2010)。ロール渦の成因は、回転境界層の鉛直シアの不安定にあると思われる (Foster 2005), LES による再現も試みられている (Zhu 2008; 中西・新野 2007)。このような筋状構造の存在は、強風災害の原因となるだけでなく、平均的な抵抗係数にも影響する可能性があり、その実態の把握とパラメータ化が必要と思われる。

最近, Rotunno *et al.* (2009) は目の周辺で水平62 m の超微細格子を持つ6重ネストの数値モデルを用いた台風の理想化実験を行い、目の周辺で平均風速が $67\text{ms}^{-1}$ の際に、 $122\text{ms}^{-1}$ もの突風を伴う微細構造が存在することを示した。格子サイズが等方性乱流を仮定できる慣性小領域に入っていることを前提とするLESは、乱流が本質的に非等方となる地表面付近ではその妥当性が崩れること、またこのような微細構造を伴うLESの地表面付近の境界条件をどのように与えるべきかなどの課題が残っているが、数値実験で得られた微細構造が実際に観測で捉えられるかどうか興味深い。



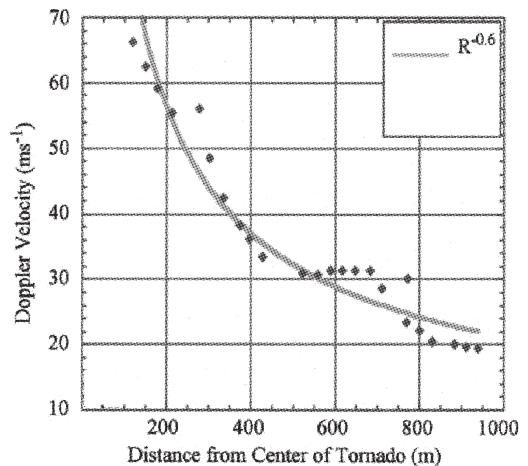
第6図 1996年9月6日のハリケーンFranの際にアメリカ・ノースカロライナ州で、可搬型ドップラーレーダーで観測された境界層の風速分布から推定される水平なロール渦構造の模式図 (Wurman and Winslow (1998) の Fig. 5)。

### 3.2 竜巻

竜巻は対流雲内の上昇気流によって駆動される大気境界層中の渦と見ることが出来る。竜巻には局地前線に伴うものとスーパーセルと呼ばれる特殊なストームによるものがあると考えられている。竜巻渦の回転の源は、局地前線に伴うものでは、前線付近の水平シアに伴う鉛直渦度にあると考えられているが、スーパーセルに伴うものについては現在も十分に解明されておらず、熱心に研究が進められている。以下では、竜巻のような強い渦の風速分布と渦に伴う地表面近くの境界層との関係について紹介したい。

竜巻の接線風速分布は最大風速半径  $R_m$  より内側では剛体回転、外側ではポテンシャル渦というランキンの複合渦 (Rankine 1882) でモデル化されることが多い。このことは、半径  $R = R_m$  の外側では角運動量を保存して中心に流入する気流があることを暗に前提としている。しかし、近年のドップラーレーダー観測によれば、 $R_m$  の外側の風速は、ポテンシャル渦に対する  $R^{-1}$  より緩やかな  $R^{-0.6}$  に比例して減少する (第7図)。どのような条件のときにこのようなことが可能なのかを理解するために、簡単な室内実験と数値実験が行われている (Yukimoto *et al.* 2010)。

内径約20cmの円筒容器を鉛直軸の周りに角速度  $\Omega$  でゆっくりと回転させ、容器底面の中心に半径2.5cmの円形の穴を開ける。円筒容器全体は、水位一定の別

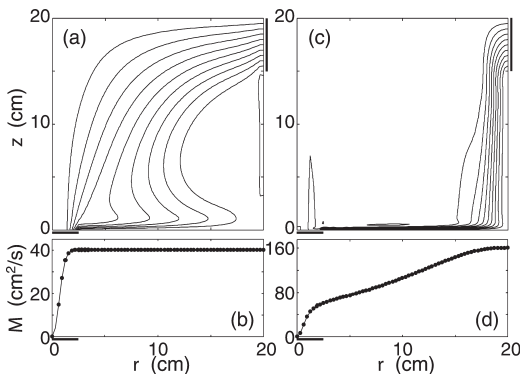


第7図 1995年6月2日のテキサス州Dimmittの竜巻のドップラーレーダー観測で得られた風速の半径依存性 (Wurman and Gill 2000)。実線は  $R^{-0.6}$  の曲線 ( $R$  は半径)。



の容器に入れてあり、円筒容器の底面から流れ出した水は一定流量  $Q$  のポンプで円筒容器の側壁の上部から回転に馴染ませて、再び円筒容器に静かに流入するようにしてある。このとき、円筒容器内に形成される強い渦は、不思議なことにポテンシャル渦になる場合と、ならない場合がある。

第8図は、数値実験によって再現された2つの場合の鉛直断面内の流線と角運動量の半径分布である。回転角速度  $\Omega$  が小さいか、流量  $Q$  が大きい場合は第8図bのように、角運動量が半径に依らないポテンシャル渦が実現する。このとき、容器側壁上部から流入した水は、容器の上部を中心軸近くまで流入していることがわかる(第8図a)。一方、回転角速度  $\Omega$  が大きく、流量  $Q$  が小さい場合は、側壁上部から流入した水は、壁沿いに下降して、すべて底面境界層に流入してしまい、境界層の上の内部領域では半径方向の流れはなくなってしまう(第8図c)。このため、ポテンシャル渦は実現しない(第8図d)。ポテンシャル渦が実現するかどうかは、ポテンシャル渦の下に形成される非線形回転境界層が半径方向に運ぶことが出来る流量が  $Q$  より大きいかどうかによって決まる(Yukimoto *et al.* 2010)。このように、非線形の渦では、境界層の特性が内部領域の流量を制御し、渦の半径方向の速度分布に大きく影響することは注目すべきである。



第8図 バスタブ渦の数値実験で得られた定常状態における  $r$ - $z$  平面内の流線(a, c), 及び水深の半分のところでの単位質量当たりの角運動量(b, d). a, bは  $\Omega = 0.1 \text{ rad s}^{-1}$ ,  $Q = 100 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$ , c, dは  $\Omega = 0.4 \text{ rad s}^{-1}$ ,  $Q = 33 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$ . (a), (c)における右側の側壁上の太い線は流入領域、底面左下の水平な太線は流出口を表す(Yukimoto *et al.* 2010).

現実の竜巻では、吸い込み口は底面にあるのではなく、上空の積乱雲の上昇気流によって与えられている。このときには、境界層で収束した空気が中心軸近くで上に向かって吹き出す状況となるため、境界層が渦内での角運動量輸送に果たす役割がどのように変化するかを調べることは今後に残された課題である。

#### 4. まとめ

大気境界層と自由大気との相互作用はここでは紹介しきれないほど多く存在する。本講演では個人的な興味から「積雲対流の励起」と「渦と境界層の相互作用」に限って紹介させていただくことにした。表題を敢えて「大気境界層」とせず、「境界層」とさせてもらったのは、より幅広い流体力学的な境界層や海洋の境界層も含めた話題提供ができればと考えたからである。

近年、局地的な短時間豪雨とこれに伴う災害が社会の注目を集めている。積乱雲は一種の不安定現象なので、地域・場所に対する発生ポテンシャルは予測できても、いつ・どこで発生するかは予測は無理であるとする考え方も無いわけではない。一縷の望みは、地表面近くの空気を自由対流高度まで持ち上げなければ対流は発生しないことにある。大規模場の強制がある場合を除いて、この自由対流高度までの持ち上げは大気境界層内の運動によって生ずる。その運動と対流の発生機構を最新の観測機器や数値モデル・データ同化手法を駆使して理解することは、防災や気候モデルの改良に寄与すると期待される。

渦と境界層の相互作用も防災や気候の変化に関わる数々の興味深い課題を抱えている。台風を果たす境界層の効果は二面的である。摩擦は渦のスピンダウンを生じる一方、摩擦収束に伴う潜熱輸送は渦を発達させる。強風下での風浪の砕波に伴う抵抗係数や潜熱に対するバルク係数の変化、台風により励起された海洋の運動に伴う海面水温の変化の渦の発達へのフィードバックの機構と実態を、厳しい条件下での観測と数値モデリングを通じて理解していくことは、より正確な強度や進路の予報を通じて、現在のみならず地球温暖化が進んだ際の防災対策にも寄与すると期待される。また、実験室内のバスタブ渦では、非線形性の強い回転境界層が、2次循環を支配し、角運動量収支に大きな役割を果たすが、レインバンドに伴う下降流や冷気プールの影響を受けた台風の境界層や竜巻の境界層が、渦の風速分布にどのような役割を果たしているか

を理解していくことも興味深い。

### 謝 辞

本原稿に対して、小倉義光先生、伊賀啓太氏、柳瀬亘氏より貴重なコメントをいただいた。また、柴野良太氏からは投稿準備中だった第5図の提供を受けた。深く感謝申し上げる。

### 後注

- <sup>1)</sup> 海洋の熱塩循環では、鉛直乱流拡散が鉛直流の駆動に重要と言われる。
- <sup>2)</sup> アメリカ The Great Plains の南西部で見られる、メキシコ方面から南西風で流入する乾燥した暖気とメキシコ湾から南風で流入する暖湿な空気の境界線。

### 参 考 文 献

- Bender, M. A., I. Ginis and Y. Kurihara, 1993: Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. *J. Geophys. Res.*, **98**, 23245-23263.
- Bister, M., 2001: Effect of peripheral convection on tropical cyclone formation. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3463-3476.
- Browning, K. A. *et al.*, 2007: The Convective Storm Initiation Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1939-1955.
- Byers, H. R. and R. R. Braham, 1949: The Thunderstorm. U. S. Government Printing Office, 287pp.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.
- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Chen, S. S., W. Zhao, M. A. Donelan, J. F. Price and E. J. Walsh, 2007: The CBLAST-Hurricane Program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 311-317.
- Donelan, M. A., B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, O. B. Brown and E. S. Saltzman, 2004: On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18306, doi:10.1029/2004GL019460.
- Drennan, W. M., J. A. Zhang, J. R. French, C. McCormick and P. G. Black, 2007: Turbulent fluxes in the hurricane boundary layer. Part II: Latent heat flux. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1103-1115.
- Ellis, R. and S. Businger, 2010: Helical circulations in the typhoon boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **115**, D06205, doi:10.1029/2009JD011819.
- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-604.
- Emanuel, K. A., 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3969-3976.
- Foster, R. C., 2005: Why rolls are prevalent in the hurricane boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2647-2661.
- 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩史, 2002: 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. *天気*, **49**, 395-405.
- Ginis, I., 1995: Ocean response to tropical cyclones. Elsberry, R. L., ed.: *Global Perspectives on Tropical Cyclones*. Rep. TCP-38, World Meteorological Organization, 198-260.
- Greatbatch, R. J., 1985: On the role played by upwelling of water in lowering sea surface temperatures during the passage of a storm. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11751-11755.
- 堀江晴男, 遠峰菊郎, 1998: 関東地方における熱雷の発生と移動について—1995年夏期の解析—. *天気*, **45**, 441-453.
- Kawabata, T., H. Seko, K. Saito, T. Kuroda, K. Tamiya, T. Tsuyuki, Y. Honda and Y. Wakazuki, 2007: An assimilation and forecasting experiment of the Nerima heavy rainfall with a cloud-resolving nonhydrostatic 4-dimensional variational data assimilation system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 255-276.
- 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.
- Large, W. G. and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- Lima, M. A. and J. W. Wilson, 2008: Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1847-1864.
- Lin, I., W. T. Liu, C.-C. Wu, G. T. F. Wong, C. Hu, Z. Chen, W.-D. Liang, Y. Yang and K.-K. Liu, 2003: New evidence for enhanced ocean primary production triggered by tropical cyclone. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1718, doi:10.1029/2003GL017141.
- Liu, X., M. Wang and W. Shi, 2009: A study of a Hurricane Katrina-induced phytoplankton bloom



- using satellite observations and model simulations. *J. Geophys. Res.*, **114**, C03023, doi:10.1029/2008JC004934.
- Moon, I.-J., I. Ginis and T. Hara, 2004: Effect of surface waves on air-sea momentum exchange. Part II: Behavior of drag coefficient under tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2334-2348.
- Morrison, I., S. Businger, F. Marks, P. Dodge and J. A. Businger, 2005: An observational case for the prevalence of roll vortices in the hurricane boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2662-2673.
- 中西幹郎, 新野 宏, 2007: 突風被害を生ずる可能性のある台風境界層内のロール状構造. 日本気象学会春季大会講演予稿集, (91), C303.
- 中西幹郎, 菅谷 (大鶴) 真子, 2004: 夏季の東京湾周辺に発生する雲列と局地気象および午後の降水との関係. *天気*, **51**, 729-739.
- 小倉義光, 1996: 「雷雨の発生環境について」に対するコメント. *天気*, **43**, 738-741.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002: SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境. I 雷雨活動の概観と雷雨発生メカニズム. *天気*, **49**, 541-553.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Int.*, **4**, 187-198.
- Powell, M. D., P. J. Vickery and T. A. Reinhold, 2003: Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, **422**, 279-283.
- Price, J. F., 1981: Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 153-175.
- Rankine, W. J. M., 1882: *A Manual of Applied Mechanics* (10th ed.). Charles Griffin and Company, 633pp.
- Rotunno, R. and K. A. Emanuel, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 542-561.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Rotunno, R., Y. Chen, W. Wang, C. Davis, J. Dudhia and G. J. Holland, 2009: Large-eddy simulation of an idealized tropical cyclone. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1783-1788.
- Saito, K., T. Keenan, G. Holland and K. Puri, 2001: Numerical simulation of the diurnal evolution of tropical island convection over the maritime continent. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 378-400.
- 齋藤智興, 木村富士男, 1998: 中部関東域における夏期の対流性降水の日変化. *天気*, **45**, 541-549.
- Sawada, M. and T. Iwasaki, 2010: Impacts of evaporation from raindrops on tropical cyclones. Part I: Evolution and axisymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 71-83.
- Shibano, R., Y. Yamanaka, N. Okada, T. Chuda, S. Suzuki, H. Niino and M. Toratani, 2011: Responses of marine ecosystem to typhoon passages in the western subtropical North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L18608, doi:10.1029/2011GL048717.
- Son, S., T. Platt, H. Bouman, D. Lee and S. Sathyendranath, 2006: Satellite observation of chlorophyll and nutrients increase induced by Typhoon Megi in the Japan/East Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05607, doi:10.1029/2005GL025065.
- Son, S., T. Platt, C. Fuentes-Yaco, H. Bouman, E. Devred, Y. Wu and S. Sathyendranath, 2007: Possible biogeochemical response to the passage of Hurricane Fabian observed by satellites. *J. Plankton Res.*, **29**, 687-697.
- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 2002: SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境. II: 安定度指数による雷雨の予測. *天気*, **49**, 649-659.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo and J. Kiehl, 2009: Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 311-323.
- Wada, A., N. Kohno and Y. Kawai, 2010: Impact of wave-ocean interaction on Typhoon Hai-Tang in 2005. *SOLA*, **6A**, 13-16.
- Weckwerth, T. M., 2000: The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4017-4030.
- Weckwerth, T. M. and D. B. Parsons, 2006: A review of convection initiation and motivation for IHOP\_2002. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 5-22.
- Weckwerth, T. M. *et al.*, 2004: An overview of the International H<sub>2</sub>O Project (IHOP\_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 253-277.
- Wilson, J. W. and D. L. Megenhardt, 1997: Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1507-1525.
- Wilson, J. W. and R. D. Roberts, 2006: Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 23-47.
- Wulfmeyer, V. *et al.*, 2008: The convective and orographically induced precipitation study: A research and development project of the World Weather Research Program for improving quantitative precipitation

- forecasting in low-mountain regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1477-1486.
- Wurman, J. and S. Gill, 2000: Finescale radar observations of the Dimmitt, Texas (2 June 1995), tornado. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2135-2164.
- Wurman, J. and J. Winslow, 1998: Intense sub-kilometer-scale boundary layer rolls observed in Hurricane Fran. *Science*, **280**, 555-557.
- Xue, M. and W. J. Martin, 2006: A high-resolution modeling study of the 24 May 2002 dryline case during IHOP. Part II: Horizontal convective rolls and convective initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 172-191.
- Yamasaki, M., 1977: The role of surface friction in tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 559-572.
- Yamasaki, M., 1983: A further study of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *Pap. Meteor. Geophys.*, **34**, 221-260.
- Yanase, W. and H. Niino, 2007: Dependence of polar low development on baroclinicity and physical processes: An idealized high-resolution numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3044-3067.
- 吉崎正憲, 1996: 雷雨の発生環境について. *天気*, **43**, 734-738.
- Yukimoto, S., H. Niino, T. Noguchi, R. Kimura and F. Y. Moulin, 2010: Structure of a bathtub vortex: Importance of the bottom boundary layer. *Theor. Comput. Fluid Dyn.*, **24**, 323-327.
- Zhu, H., W. Ulrich and R. K. Smith, 2004: Ocean effects on tropical cyclone intensification and inner-core asymmetries. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1245-1258.
- Zhu, P., 2008: Simulation and parameterization of the turbulent transport in the hurricane boundary layer by large eddies. *J. Geophys. Res.*, **113**, D17104, doi:10.1029/2007JD009643.
-