

熱帯低気圧の発達における乱流混合の役割に関する数値実験

竹見 哲也（京大防災研）

1. はじめに

熱帯低気圧は積雲対流による組織化過程が重要である。そのため、熱帯低気圧の発達強度を数値モデル計算において精度良く再現するためには、積雲対流を陽に表現することが必要不可欠である。積雲対流はさらに小規模の乱流スケールの運動を伴うため、積雲対流を伴う大気現象の数値シミュレーションにおいては、一般に、積雲対流や乱流を陽に表現できるものと想定される 100 m 程度の水平格子幅が望ましい (Bryan et al. 2003)。ネスティングを用いた計算により、熱帯低気圧の壁雲を含む領域を 62 m 格子で解像した計算がされており (Rotunno et al. 2009)、京速スーパーコンピューティングの時代にあつては今後ますますこういった高解像度での熱帯低気圧の数値シミュレーションが拡大していくであろう。

一方で、水平格子幅 $O(1\text{ km})$ での数値シミュレーションは、多様な研究アプリケーションや気象予報において今後ますます必要とされるであろう。熱帯低気圧を含む積雲対流の組織系について、水平格子幅 $O(1\text{ km})$ での数値シミュレーションにおける表現性を把握することは大事である。Takemi and Rotunno (2003) は、スコールラインを対象にして $O(1\text{ km})$ 解像度での対流系の表現性について検討し、乱流モデルの定式化が重要であることを示した。

本研究では、 $O(1\text{ km})$ の解像度の数値シミュレーションを対象として、熱帯低気圧の発達強度に及ぼす乱流混合の影響を調べることを目的とする。

2. モデルと数値実験の設定

数値実験には WRF/ARW モデル Version 3.3 を用いた。Rotunno and Emanuel (1987) に基づいてモデルおよび数値実験の設定をしている。計算領域は $3000\text{ km} \times 3000\text{ km} \times 25\text{ km}$ とし、側面境界は周期条件、モデル上部 5 km はレーリー型減衰層を設定した。分解能は、水平格子幅 2.5 km、鉛直層数 50（下層ほど細密間隔のストレッチ格子）とした。Jordan (1958) による大西洋ハリケーンに典型的な気温・水蒸気環境場を水平一様に与え、初期状態において風速は全領域でゼロとした。f 面を仮定し、 $f=5.0 \times 10^{-5}$ とした。用いた物理過程は、雲物理には Kessler 型の暖かい雨のパラメタリゼーション、放射冷却を表現するため Newton 型冷却、地表面フラックスはバルク法で与えている。地表面はすべて海面と仮定し、海面水温は 28°C の一定値を与えている。海面フラックスの算出には、Donelan et al. (2004) による強風下での状況を考慮した定式を用いている。乱流混合のパラメタリゼーションとして、Smagorinsky-Lilly モデル (Lilly 1962) を用いた。

Smagorinsky モデルでは渦粘性係数を決める際にモデル定数 C_s が存在する。渦粘性係数 K_m は次式で与えられる：

$$K_m = (C_s l)^2 |S|.$$

ここで、 l はフィルター幅であり通常格子スケールとされ、 S はひずみ速度テンソルの大きさである。Smagorinsky モデルは本来 SGS モデルとして LES をする際に用いられるものであり、モデル定数 C_s には一様等方性乱流や壁面乱流の場合に応じてある程度の標準的な数値がある。しかし、LES の解像度ではない格子幅レンジではモデル定数を十分な根拠をもって決めることは困難である。Bryan and Rotunno (2009) は軸対称モデルを用いて、乱流モデルにおける長さスケールを変化させ（モデル定数を変化させたことと同等）、熱帯低気圧の発達強度に及ぼす影響について調べた。

本研究では Bryan and Rotunno (2009) の考え方にしたが、3 次元での数値シミュレーションにより、モデル定数 C_s を変化させたときの熱帯低気圧の発達強度に与える影響について調べる。Takemi and Rotunno (2003) により、 $O(1\text{ km})$ での対流系の数値シミュレーションにおいては $C_s=0.25$ が最も適切な数値であることが分かっているため、 $C_s=0.25$ を基準値として C_s を 0.125 (1/2 倍)、0.35、0.5 (2 倍)、1.0 (25 倍) と変化させた感度実験を行った。なお、本研究では水平格子幅と鉛直格子幅が下層ほど顕著に異なるため、用いた Smagorinsky モデルでは l を水平方向と鉛直方向とでそれぞれの格子幅により定義している（鉛直方向には安定時には安定度による関数としている）。初期擾乱としては、Rotunno and Emanuel (1987) と同様に、最大風速 15 m s^{-1} 、最大風速半径 82.5 km、最大径 412.5 km の渦を課し、熱帯低気圧への発達過程をシミュレーションした。

3. 結果

数値実験では、各モデル係数 C_s のケースともに 144 時間分の計算を実施した。熱帯低気圧の強度として、中心気圧と最大風速について以下に示す。

図 1 は各ケースで得られた熱帯低気圧の中心での海面気圧の時系列を示す。中心位置の決め方は、壁雲領域の内部において 100 km 四方の領域での平均気圧が最も低い地点として求めることとした。本研究では水平一様な初期場から開始しているため、この手順で求めた中心位置は、格子点毎の最低気圧の地点とほぼ一致する。

図 1 を見ると、基準のモデル定数 $C_s=0.25$ の場合には、約 70 時間後に急速に気圧が低下し始め、約 120 時間後にほぼ定常的に強度が維持されるシステムとなった。モデル定数を若干大きくした 0.35 の場合には、係数 0.25 の場合に比べて急速に気圧低下が始まる時刻が遅くなるものの、定常的に維持される最低気圧は係数 0.25 の場合とほぼ同じである。係数が 0.5、1.0 と大きくなるにつれて、最低気圧は高くなり、係数 1.0 の場合には他の係数の場合よりも格段に最低気圧が大きな数値となっている。一方、モデル係数が基準値の半分の場合 ($C_s=0.125$) には、最低気圧が基準値の場合よりも大幅に低くなっている。

図 2 は、高度 1 km における最大風速の時系列を示す。中心気圧で見られた傾向と同様の特徴が認めら

れるものの、各モデル係数の間の違いは中心気圧の場合ほどには顕著ではない。ここでは単純に格子点毎の風速の最大値を選んでいるため、接線風速成分や角度方向に平均した値などでも調べてみたい。

図3は、図2の最大風速が現れた地点の熱帯低気圧中心からの距離(最大風速半径)の時系列を示す。最大風速の時間変化のパターンは、モデル係数間の違いはあまり鮮明には見られないものの、基準値モデル係数の場合に注目すると、それに対する大小と最大風速半径の大小とは関連性があるように見える。各ケースで最大強度に達した定常状態での最大風速のケース毎の違いはあまり大きくはないものの、モデル係数の違いの影響は認められる。

このように、モデル係数の違いが及ぼす熱帯低気圧の発達強度への影響は無視できないと言える。 $O(1\text{ km})$ の数値シミュレーションでは乱流混合過程はレイノルズ平均型の乱流モデルが境界層スキームとして用いられるため、本研究のようなSmagorinskyモデルを用いる場合は少ない。しかし、本数値実験で得られたモデル係数への感度を考慮すると、乱流モデルによる輸送係数の決定の仕方によって熱帯低気圧の発達強度は大きく異なるであろうことが示唆される。

ワークショップにおいては、今回得られた熱帯低気圧の強度の違いを熱帯低気圧の構造との関係から調べた結果についても紹介したい。

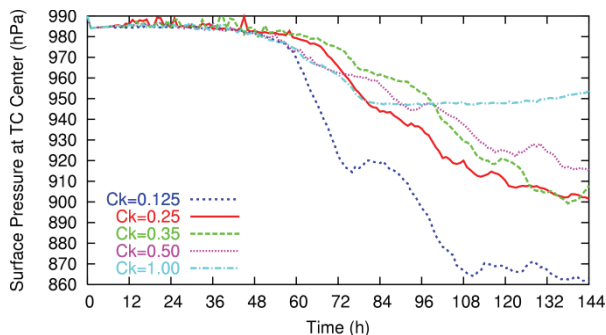


図1：各ケースの中心気圧の時系列。

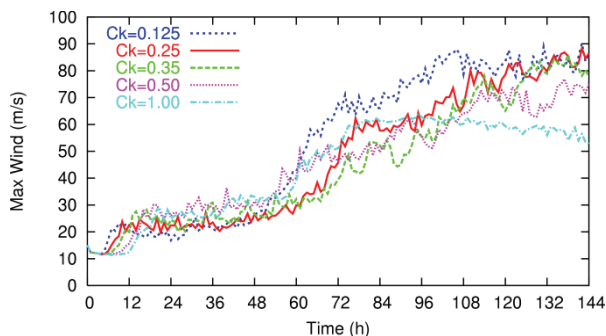


図2：各ケースの最大風速の時系列。

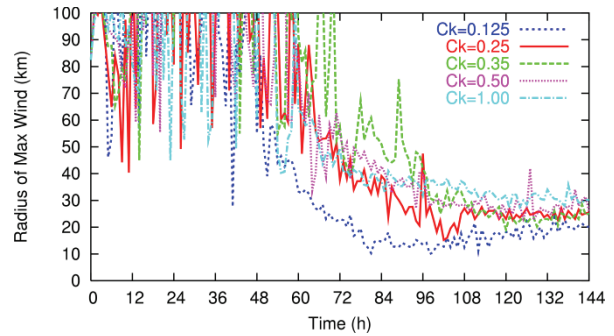


図3：各ケースの最大風速半径の時系列。

参考文献

- Bryan, G. H., and R. Rotunno, 2009: The maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetric numerical model simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1770-1789.
- Bryan, G. H., J. C. Wyngaard, and J. M. Fritsch, 2003: Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2394-2416.
- 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.
- Jordan, C. L., 1958: Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, **15**, 91-97.
- Lilly, D. K., 1962: On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, **14**, 148-172.
- Rotunno, R., and K. 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., 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.
- Takemi, T., and R. Rotunno, 2003: The effects of subgrid model mixing and numerical filtering in simulations of mesoscale cloud systems. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2085-2101.