

Maximum Potential Intensity

宮本 佳明*

1. はじめに

「台風はその環境場に応じた強度までしか発達できない」という理論が存在する。言い換えれば、「台風には発達できる限界点が存在する」ということだ。この限界強度を Maximum Potential Intensity (MPI) とする。ここで、台風の強度とは対流圏下層での風速や中心海面気圧を指す。激しい風雨を伴い甚大な災害をもたらす台風が、このように成長の限界点を持つことは大変興味深い。実際に再解析データなどを使った研究から、MPI は実在の台風の強度の上限を良く表すことが分かっている。本稿では、MPI の概論と MPI を利用した研究を紹介する。

2. MPI 理論の研究

MPI という考え方は1950年代に Kleinschmidt (1951)・Miller (1958) によってもたらされた。その後1988年に Emanuel が、そして1997年に Holland がそれぞれ MPI 理論を提案した (Emanuel 1988; Holland 1997)。MPI 理論研究の歴史は、Camp and Montgomery (2001) が詳しい。これまでいくつかの MPI 理論が提唱されているが、ここでは広く用いられている Emanuel と Holland の理論を紹介する。

Emanuel (1988) は、自身の台風強度の維持理論 (Emanuel 1986) を基にした MPI 理論を提唱した。彼の MPI は、台風を駆動させる海面からのエンタルピーフラックスと、台風が海面 (摩擦面) 上で駆動することで生じる運動エネルギーフラックスがバランスした時の強度を示し、以下の式で与えられる (導出の詳細は筆保・宮本 (2013) を参照されたい)。

$$v_m^2 = \frac{C_k}{C_d} \frac{T_s - T_o}{T_o} T_b (s^* - s_a)$$

ここで、 v_m は最大接線風速 (厳密には摩擦境界層上端での傾度風平衡を満たす接線風速の最大値)、 $C_d \cdot C_k$ はそれぞれ海面における運動量・エントロピーの交換係数、 T は温度、 s は湿潤エントロピー、 s^* は飽和湿潤エントロピーを表す。下付き文字 s, b, o, a はそれぞれ海面、境界層、アウトフロー高度、フラックスを見積もる高度での値を示す。即ち MPI は、海面水温・境界層温度が高い時、アウトフロー温度が低い時、そして海面上のエントロピー差が大きい時に強くなる。ここで、境界層温度、海面のエントロピーは海面水温に深く関係するため、基本的に MPI は海面水温に強く依存することになる。最も特筆すべき点は、MPI が僅かな変数で記述されることである。

Holland (1997) は、中心付近で気圧が下降でき得る量が、大気環境場の静力学的安定度と海面からの熱フラックスの総供給量によって決まり、下降した結果の中心気圧こそが MPI と考えた。この考えは、Miller (1958) の理論を基にしている。具体的には、台風が存在しない時の環境場から出発し、海面熱フラックスを加えた時の平衡状態を、繰返し計算によって定め MPI を決定する。

近年の研究では特に Emanuel の MPI が良く用いられているが、この MPI は、理論に含まれていない過程 (非傾度風平衡成分・水平風の鉛直シア・海洋混合) が顕著に働く時に精度が良くないとされている。Persing and Montgomery (2003) は、軸対称非静力学モデルで再現された台風の強度が MPI を超えることを示した。この原因として Bryan and Rotunno (2009) は、台風のコア域で接線風速が傾度風平衡を満たすそれより速い時 (超傾度風) の MPI を解

* Yoshiaki MIYAMOTO, 理化学研究所計算科学研究機構. ymiyamoto@riken.jp

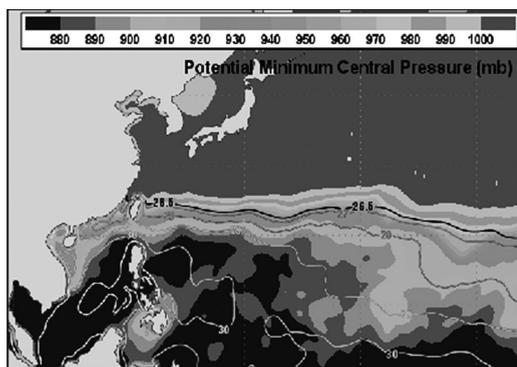
© 2014 日本気象学会

析的に表し、傾度風平衡を仮定した MPI より強くなることを示した。また、MPI を弱めるように働く鉛直シア・海洋混合の影響も、それぞれ解析的に Tang and Emanuel (2010)・Miyamoto *et al.* (to be submitted) によって MPI に取り込まれている。

3. MPI の応用

MPI は、ある与えられた環境場に生まれる台風の強度を示すパラメータとして捉えることができる。つまり、環境場の物理量さえ分かれば台風の潜在的な強度が見積もれるわけだ。この利点から、幅広い研究に用いられている。例えば、再解析値など台風のスケールからすると粗い格子間隔のデータからでも、容易に各格子点での MPI の値を見積もることが可能である。第1図は2014年5月26日00UTCでのNCEPの解析値から計算した、北西太平洋におけるMPIの値を示す。ここで、上の式は風速のMPIだが、図は旋衡風平衡を仮定して算出した中心気圧のMPIである (Bister and Emanuel 2002)。図の見方は、例えばこの時刻にフィリピン東沖で台風が発生すれば、最大で880 hPaまで発達できるというものである。このように非常に安価な計算によって、予報結果などからMPIを即時に求めることが可能である。

台風の強度についての定量的な議論が難しい気候研究などでも、その格子点値からMPIを見積もること、長時間スケールでの台風の強度の変化傾向を探る

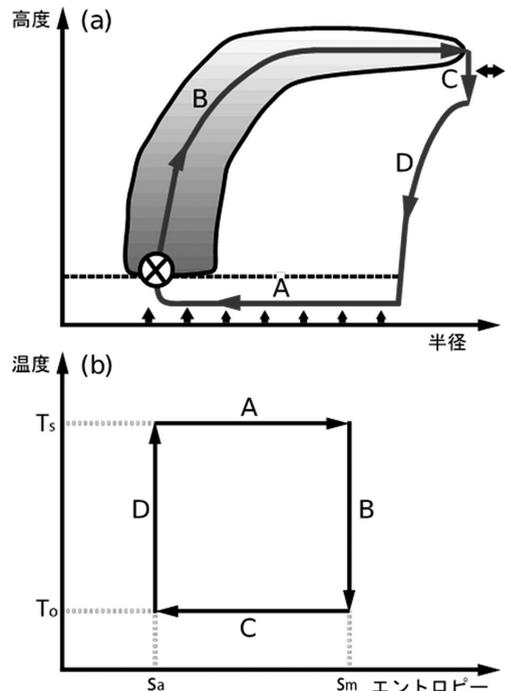


第1図 2014年5月26日00UTCでの北西太平洋におけるMPIの分布図。等値線は海面水温を示す。Center for Ocean-Land-Atmosphere Studiesのwebsite (<http://wxmaps.org/pix/hurpot.html> 2014.5.26閲覧)に掲載された図を一部改変。

ことができる。また、台風の発生しやすさの指標として近年幅広く用いられている Genesis Potential Index (GPI, 詳しくは村上 (2011)) の一つにもMPIが含まれており (Emanuel and Nolan 2004), MPIが大きい程台風が発生しやすい傾向に働くように考えられている。さらに、台風が発達しやすい環境場を調べると、寄与が大きい因子の一つとして、その時の台風の強度とMPIの差が挙げられることが示されている (Kaplan *et al.* 2010)。つまり、MPIがより強い環境場で、台風は発達しやすいということである。台風の強度に関する研究には、どうしても高い空間解像度の観測値・モデル結果が必要になるが、MPIを考えればここに挙げた例のように粗い解像度のデータだけでも有益な議論が可能となる。

4. おわりに

このようにMPIは、環境場によって台風の発達限界が決まるといふ台風の重要な物理的特徴の一つであ



第2図 (a) 接線方向に平均した半径-鉛直断面における雲域(陰影)と二次循環の模式図。黒矢印は系外との熱のやりとりを示す。(b) 図(a)の各経路における温度・エントロピー図。(筆保・宮本(2013)の図3.9を一部改変)

り、また環境場から容易に算出できるという利便性からも、多くの研究に用いられている。

最後に、MPI の解釈として興味深い点を紹介する。Emanuel の MPI は、台風を二次循環に沿った理想熱機関（カルノーサイクル）として捉えることもできる（第2図）。流体粒子は、海面上を通過する際に海面から熱を獲得し（熱源）、眼の壁雲からアウトフロー域では常に飽和状態であるとするこの過程は湿潤断熱過程となる。さらに外側で放射冷却によって冷やされ（冷源）、乾燥断熱的に下降してくる。つまり、熱源・冷源を断熱過程で挟んだ熱機関と考えられるのである。しかし、このサイクルを1周するには、例えば台風の外側半径を数百 km としても数日かかってしまう。実世界の台風に適用できるかは更なる研究が必要であるが、台風を理解する上で興味深い解釈の仕方だと考える。

参 考 文 献

- Bister, M. and K. A. Emanuel, 2002: Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity 1. Interannual to interdecadal variability. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4801, doi:10.1029/2001JD000776.
- Bryan, G. H. and R. Rotunno, 2009: Evaluation of an analytical model for the maximum intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3042-3060.
- Camp, J. P. and M. T. Montgomery, 2001: Hurricane maximum intensity: Past and present. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1704-1717.
- 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., 1988: The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1143-1155.
- Emanuel, K. A. and D. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system. 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Miami, FL, 240-241.
- 筆保弘徳, 宮本佳明, 2013: 発達過程と成熟期. *気象研究ノート*, (226), 65-92.
- Holland, G. J., 1997: The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2519-2541.
- Kaplan, J., M. DeMaria and J. A. Knaff, 2010: A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and eastern North Pacific basins. *Wea. Forecasting*, **25**, 220-241.
- Kleinschmidt, E., Jr., 1951: Grundlagen einer Theorie der tropischen Zyklonen. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol.*, Ser. A, **4**, 53-72.
- Miller, B. I., 1958: On the maximum intensity of hurricanes. *J. Meteor.*, **15**, 184-195.
- 村上裕之, 2011: 熱帯低気圧発生に関する指標 —Genesis Potential Index—. *天気*, **58**, 78-80.
- Persing, J. and M. T. Montgomery, 2003: Hurricane superintensity. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2349-2371.
- Tang, B. and K. Emanuel, 2010: Midlevel ventilation's constraint on tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1817-1830.