

台風：空と海とのあいだには

伊藤耕介（琉球大学 理学部）

1. はじめに

一般に、台風は海面水温が 26.5~27.0°C 以上かつ暖かい海洋混合層が十分に深い(約 50 m 以上)領域で発生しやすいことが知られている(Gray, 1998)。これは、暖かい海の上で大気側に供給される豊富な水蒸気が凝結する際に発生する熱が台風の主なエネルギー源となるためである。近年の台風研究においては、WISHE (Wind-Induced Surface Heat Exchange) 理論がその基礎をなしている(Emanuel, 1986)が、この理論はその名の通り、強い風によって励起される大気と海洋の間での熱交換が台風にとって最も本質的であることを表している。

台風は海から大気への蒸発を受けて発達するが、逆に、非常に強い風によって海面水温が大きく低下するなど、海洋側が大きく影響を受けることも古くから知られている(Price, 1981)。近年の研究により、このような海洋側の変化は、その後の台風の強さに対しても大きな影響を及ぼすことが明らかとなってきた。本講義では、台風強度の基礎理論である WISHE メカニズムや台風と海洋の相互作用について解説を行う。

2. WISHE 理論

WISHE 理論を概略的に述べると、以下のようになる。(1)海面が暖かく、海上で強い風が吹いているときに水蒸気が大量に蒸発する(2)これが上昇流に乗って凝結した際に発せられる凝結熱(潜熱の一種)は周囲の空気を暖め、上昇流が加速される(3)上昇流が加速し空気が抜けた分、下層では中心に向かって空気が吹き込んでくる(4)角運動量保存の法則により、中心に向かって集まってきた空気は高速回転する。そして、(4)により再び(1)の過程が励起される。このメカニズムが、台風の発達・維持にとって重要だと考えられている。1960年代には、大気の状態が不安定であるために台風が発達するという古典的な CISK(Conditional Instability of Second Kind)理論が提唱され(Charney and Eliassen, 1964)、長らく台風を説明するために使われてきたが、1986年に Kerry Emanuel 博士が上記のような理論を唱えて以降、多くの研究者は海面付近での強風による急激な

熱交換こそが、台風のエネルギーバランスにとって本質的に重要だと考えている(もちろん、提案された当時の WISHE 理論で考慮していなかった効果もある)。また、古典的な CISK 理論に海面付近の熱交換を含めて CISK 理論と呼ぶ研究者もおり、この場合の CISK 理論は概念的には WISHE 理論に類似している。ただし、Emanuel (1986)の論文は定常状態の最大風速を環境場と結び付けて理論的に導出するなど、革新的な内容を含んでおり、台風研究を大きく変革した理論となったことに間違いはない。

WISHE 理論はいくつかの近似をもとに組み立てられているが、軸対称的な台風の到達可能な強度が理論的に導かれている。この理論的な強度は、下記の4つの条件が満たされるときに強くなる。

- ①海面付近での潜熱・顕熱供給が豊富。
- ②海面付近での摩擦が弱い。
- ③外部領域の海面付近が相対的に乾いていること。
- ④海面水温が高く、外出流が見られる大気上層の温度が低い。

直観的にはそれぞれ、①海面での大気側への熱エネルギー供給が多い②大気側が海面波浪などで失うエネルギーが小さい③対流活動が中心付近で集中的に起こる④天然のカルノーサイクルエンジンとしての熱効率が低い、といったことに対応する。

3. 台風状況下での海面での摩擦と水蒸気供給

前節で述べたように、台風状況下における水蒸気供給と波浪が大気に及ぼす摩擦は、台風の発達や成熟期の強度にとって重要であると考えられる。しかし、海面波浪や水蒸気供給を現場で精密に測ることは困難である。このことは、台風のエネルギーバランスを考える上で、長らく大きな問題となっている。

2000年ごろまでは、風速が強くなると波浪が発達し、かつ、風が海面波浪の多くの成分よりも速く吹くため、摩擦により大気側が失うエネルギーはおおむね風速の3乗の関数になると考えられていた。しかし、Powell et al. (2003)は航空機から投下される

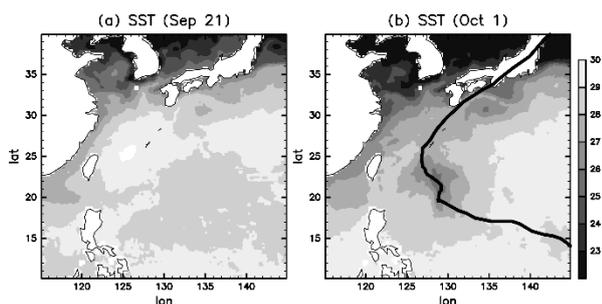


図 1. 2018 年台風第 24 号通過前後の海面水温の違い。台風経路を右図に太字で記入している。

ドロップゾンデと呼ばれる測器を用いて得られた地上付近の風速の分布を解析し、風速 30 m/s を超えるような強風速域では、大気側が失うエネルギーが風速の 2 乗の関数に近いという可能性を示唆した。これは、災害に直結するような猛烈な台風に関して非常に大きな差異を生むため、その後、数値モデリング、室内実験、逆推定など、様々な角度から Powell の論文を検証しようとする研究が実施されてきた。近年の研究を総じてみると、各研究者の評価した値のばらつきは依然として大きいものの、定性的には Powell の結果を支持するものが多い。弱～中風速時と強風速時で、大気失うエネルギーの傾向が変化する理由はいまだに明らかになっていないが、有力な仮説として、強風のため海面波浪が潰れてしまう効果や波しぶきが海面を見かけ上ツルツルにしてしまう効果が考えられている。強風状況下における水蒸気供給に関しては、大まかな傾向ですら研究者の間で一致していない。中程度の風速時の状況と台風状況下でそれほど変わらないとする研究もある一方で、波しぶきが活発に生成されれば、波しぶきからの蒸発が起るため、熱交換が激しくなると考える研究者もいる。

より正確なデータを得るべく、アメリカでは、海面付近を航空機で飛ぶ CBLAST というプロジェクトもかつて実施されたことがある (Black et al. 2007)。このプロジェクトの結果、摩擦によって大気側が失うエネルギーに関しては、Powell の論文の結果を支持し、水蒸気供給は中程度の風速の外挿から大きく外れないとしている。このプロジェクトでも直接観測に成功したのは風速 30 m/s 程度までで、それよりも強い風速で摩擦や水蒸気供給の程度がどうなっているかについては不確実性が大きい。この点

は台風の強度予報を正確に行う上で重要な問題のひとつであるが、なかなか解決の見通しは立っていない。

4. 海洋内部の混合

ここまでは、台風の強さにとって海面波浪などによる摩擦や海面での水蒸気供給が重要であることを説明してきたが、台風通過時には海洋側も大きな影響を受ける。図 1 は 2018 年台風第 24 号通過時の海面水温の変化を追ったものだが、台風の経路に沿って著しく海面水温が低下している。一般的には、台風通過に伴う海面水温の低下は 0~2°C 程度であるが、10°C 近く低下する場合があることも報告されている (Price 1981)。

一般的に、海洋内部には、海面から深さ数十メートルにかけて水温がほぼ一定の海洋混合層とよばれる層があり、その下では水深が深くなるにしたがって水温が下がっていく。台風が通過した際に海面水温が下がるのには、いくつかのメカニズムが関わっている。典型的な場合であれば、混合層がそれより深いところにある冷たい水をかき混ぜによって取り込むことによって、海面水温の低下が起こると考えられている。これは、海面波浪が摩擦として強風を減速させた反作用として混合層内部の流れが速くなり、その影響でかき混ぜが進むためである。冷たい海水の取り込みはエントレインメントと呼ばれ、鉛直 1 次元的に起こることから鉛直 1 次元過程とも呼ばれる。一方、台風が非常にゆっくり移動する際には、台風の低気圧性循環に伴って、エクマン輸送と呼ばれる海水の移動が起こり、海面付近で海水が台風を中心から外側に離れるように運動する。そのため、台風中心部では非常に深いところにある冷たい水が海面付近に湧き上がってくる。これはエクマン湧昇と呼ばれ、海水の水平運動が鉛直運動を引き起こす 3 次元過程となっている (Yablonsky and Ginis, 2009)。空間スケールは違うが、低緯度の偏東風と中緯度の偏西風によって太平洋における海洋表層の高気圧性の亜熱帯循環ができ、海水の沈降が起こっていることと似ており、向きはちょうど逆になっている。このほか、海上での蒸発による冷却効果で海面水温が下がる効果も考えられるが、相対的には影響が小さい。

また、台風の通過によって、海洋内部で混合や湧昇が起こると、亜熱帯の海洋生態系にも影響が及ぶ。

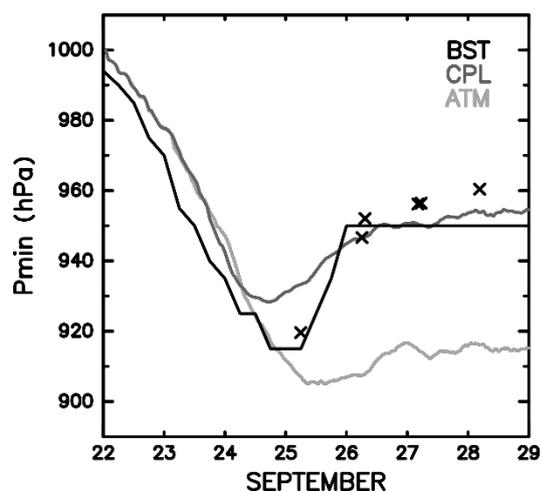


図2. 台風の中心気圧の比較。黒実線が気象庁ベストトラック、濃い灰色が大気海洋結合モデル、薄い灰色が大気モデル。×印は航空機観測結果。

例えば、太平洋西部の外洋の亜熱帯海域は一般に貧栄養であり、生物活動もあまり盛んではない。ところが、海洋内部の栄養塩濃度は深いほど高いため、ゆっくりと強い台風が通過した際には海面付近に豊富な栄養塩が到達することになる。そこで、台風が過ぎ去った後、そこに光が当たると光合成により、植物プランクトン濃度が一時的に数倍に増加することがある。この様子は、クロロフィル濃度で測ることができるため、衛星でも見ることができる(Lin et al. 2003)。

5. オーシャン・フィードバック

台風が海面水温の低下を引き起こすと、大気側に供給される水蒸気量が減るため、台風が自分自身の強度を弱めることになる。このような効果は「オーシャン・フィードバック」と呼ばれている。強い台風が非常にゆっくりと移動するときや混合層が薄い場合には、海面水温の低下幅は大きくなるため、オーシャン・フィードバックの効果も大きくなる。図2は2018年台風第24号を大気海洋結合モデルと大気モデルで比較したものである。この台風は9月25-27日にかけて非常に強い状態で非常にゆっくり移動した台風であり、2つの実験の比較から、50 hPa近い差がオーシャン・フィードバックによって生じたと考えられる。現実の台風第24号は中心気圧約950 hPaになったあと、沖縄に接近し、沖縄本島では半数近くの家屋で停電を引き起こしたが、このオ

ーシャン・フィードバックがなければ、沖縄本島にさらに大きな被害をもたらしていたかもしれない。

逆に、海洋内部に暖かい水があるときや台風が海面水温低下の影響を受けにくい移動速度で動いているときには、オーシャン・フィードバックが働きにくく、台風の発達には好都合となる。実際、台風の急発達は、水深数百メートルまで暖かい海水を含んだ暖水渦と呼ばれる渦の上を台風が通過した際に起こりやすいことが示されている(Lin et al. 2008, Fudeyasu et al. 2018)。しばしば「海面水温が高いため、台風が強くなる」というフレーズを報道で耳にするが、台風の強さは実のところ海面水温よりも海洋表層100 mまでの平均水温との相関の方が強い。海面が暖かくとも、すぐその下に冷たい水があればオーシャン・フィードバックで台風が弱められてしまうからである。そのため、台風の強さを考える上では海面だけでなく海洋内部の状態を監視することも重要であり、気象庁では海洋貯熱量と呼ばれる量を計算し、台風強度予報に利用している。

6. 気候変動の台風への影響

気候変動に伴い、海面水温は長期平均で見て徐々に上昇しつつある。海面水温が高くなると台風の発生数は増加しそうなものだが、話はそう単純ではない。台風の発生数に関しては、不確実性が高いものの、上空の気温が顕著に上昇することにより大気の安定度が増すため、地球全体での台風の発生数は、むしろ減少すると考える研究者が多い(Sugi and Yoshimura, 2012)。ただし、このことは日本に接近する台風の数が減ることを意味するわけではない。気候変動が進むと、亜熱帯高気圧が西側に伸長し、台風の平均的な発生位置は徐々に北西側にずれてくると考えられている。そのため、平均的には、より本州に近いところで台風が発生するようになる可能性がある。

また、台風の強度に関しては、海面付近の状態に鋭敏なため、海面水温が高くなることで最大風速は強くなる可能性がある。ただし、台風通過時の海面水温低下幅も大きくなるため、海洋内部は台風の強化を若干抑える方向に働くと考えられる。日本付近の災害に関していえば、海面水温上昇に伴って水蒸気供給量が多くなり、個々の台風に伴う降水量は増加することが多くの数値モデルにより再現されている。そのため、気候学的に見ると、雨に伴う甚大な

自然災害のポテンシャルが高まっていくことが懸念されている。

7. むすびに代えて

海面水温が台風に影響を及ぼすことは良く知られているが、海面過程の定量的な評価や海洋内部の構造も台風にとっては大変重要である。海面波浪、波しぶき、海洋内部で起こるエントレインメントやエクマン湧昇など、様々な要素が台風状況下においては密接に絡み合い、大気と海洋の双方に影響を及ぼし合っている。その意味で、私は台風を単なる大気現象として捉えるのではなく、大気と海洋が密接に結びついた結合系における現象として捉えることが必要だと考えている。日本においては、台風と海洋の相互作用という新たな研究分野は、ようやく日の目を見つつある段階だといえる。防災上の重要性にも鑑み、研究をさらに進めていくことが必要であろう。

参考文献

- Black, P. G., E. A. D'Asaro, W. M. Drennan, and J. R. French, 2007: AIR-SEA EXCHANGE IN HURRICANESL: Synthesis of Observations from the Coupled Boundary Layer Air-Sea Transfer Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 357.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.
- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-605.
- Fudeyasu, H., K. Ito, and Y. Miyamoto, 2018: Characteristics of tropical cyclone rapid intensification over the western North Pacific. *J. Climate*, 31, 8917-8930.
- Gray, W. M., 1998: The formation of tropical cyclones. *Meteor. Atmos. Phys.*, 67, 37-69.
- Lin, I., C.-C. Wu, I.-F. Pun, and D.-S. Ko, 2008: Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3288-3306.
- Lin, I., and Coauthors, 2003: New evidence for enhanced ocean primary production triggered by tropical cyclone. *Geophys. Res. Lett.*, 30.
- 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.
- Sugi, M., and J. Yoshimura, 2012: Decreasing trend of tropical cyclone frequency in 228 - year high - resolution AGCM simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 39.
- Yablonsky, R. M., and I. Ginis, 2009: Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane-ocean model forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 4410-4419.
- Yano, J.-I., and K. Emanuel, 1991: An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 377-389.