結合系『黒潮→台風⇔大気』がもたらす台風のUターン

A “Kuroshio-typhoon-atmosphere” couple system causes the U-turn of a typhoon

気象・気候ダイナミクス研究室　堀口桃子（515M209）：指導教員　立花義裕教授

Momoko Horiguchi

Keywords：Typhoon，WRF，Meso Scale Model，U-trun，Track，Kuroshio

1. はじめに

台風の経路は，台風周辺の場の流れである上空の風と，台風自身の大気の流れの2つによって決まる．台風自身はベータ効果などにより北西へ向かう流れを持っているが（Chan and Williams,1987）[1] 自身の持つ流れによる動きは非常に弱く，上空の風に流されて進むのが一般的であり，日本近辺では偏西風の影響を受け北東に進む傾向がある．しかし，すべての台風が典型的な進路を取るわけではない．

2011年7月に発生した台風6号は，7月20日0時（UTC）ごろに徳島県に上陸した後，同日10時（UTC）ごろ和歌山県潮岬付近を通過した．その後22日午前中まで南東へ進み，まるでUターンするような進路を取った．このような進路を取る台風は，1951年から2015年までのデータの中で前例のないものであった．図1に，国立情報学研究所作成の進路図[2] を示す．卒業研究ではこの台風の特徴的な進路に着目し，数値モデルを用いた検証を行ったところ，台風が強い際は南進せず東へと進むが，台風が弱い際は南進するという結果が得られた．この時の台風周辺の大気場を比較すると，どちらの計算結果も全体で北風が卓越する場となっていたが，台風が強い場合は台風が弱い場合と比較して台風東側に高気圧偏差が見られ，南風を励起していることが示された．これより，台風の強度により周囲に遠隔影響が及び，台風が強いほどこの場合の大規模場に反する流れを生み出すことが示唆された．

台風自身の持つ流れが進路に関わるという研究は数少ないが，北太平洋において海面水温（SST）を変化させた数値モデル計算の結果より，台風強度の差が周辺の場の流れを変化させ，台風の進路に差が生まれることが示されている（Katsube and Inatsu,2016）[3]．

本研究では，卒業研究に引き続き数値モデルを用い2011年台風6号の南下のメカニズムを探ることで台風強度による進路への影響を明らかにすることを目的とする．更に，台風南下時に三陸沖で行われたラジオゾンデ観測のデータを再解析プロダクトに同化することにより，ラジオゾンデ観測で捉えられた擾乱が台風の進路に与えた影響も検討する．

2. 解析手法

2-1. 領域モデルによる数値実験

領域気象モデルWRFV3.4.1（Weather Research and Forecasting）を用いて，2つの領域（DO1，DO2）を設定した．DO1は115-160°E，15-50°Nに位置する水平格子間隔30km，DO2は水平格子間隔6kmの台風6号を囲う領域とし，台風の移動を追従する（Moving Nest）．

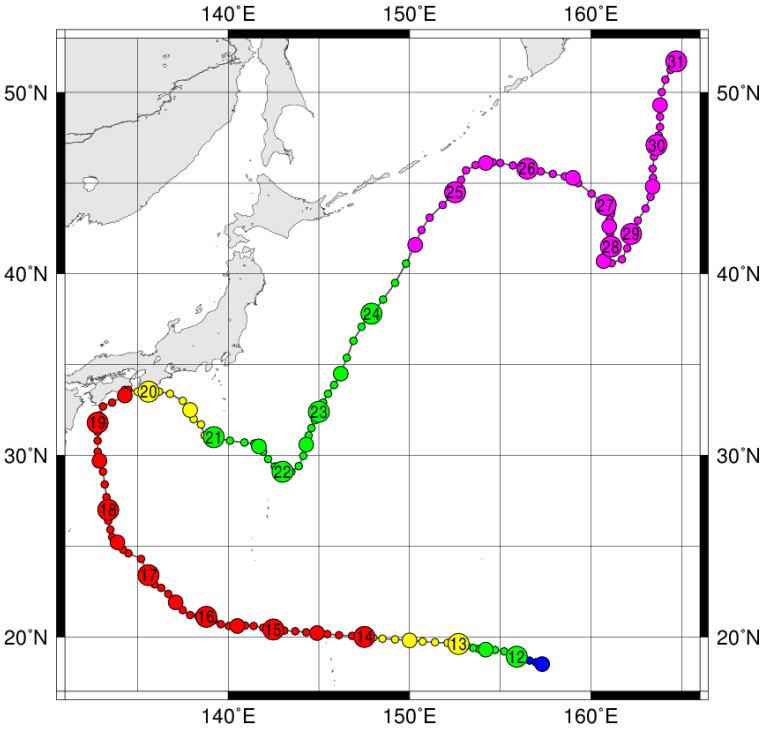

図1　2011年台風6号の進路
丸の中の数字は日付，色は気象庁の強度分類を表す
青：クラス2，緑：クラス3，黄：クラス4
赤：クラス5，紫：クラス6

初期値･境界値にはERA-interim（Simmons et al, 2007）[4]を用いた．

CTL_RUNでは台風が南進する前の2011年7月18日0時（UTC）から7月23日0時（UTC）まで計算を行い，Weak_RUNではCTL_RUNの初期値の台風にボーガス処理を行い台風を弱め，CTL_RUNと同じ時刻計算を行った．

2-2. データ同化実験

実験的アンサンブル大気再解析AFES–LETKF experimental ensemble reanalysis 2（ALERA2; Enomoto et al, 2013）[5]を参照データとし，AFES–LETKFアンサンブル同化システムVer.2を用いた観測システム実験（OSE）を行った．水平解像度は1.25度である．

ALERA2を標準実験（REF）とし，一方のOSEでは，2011年7月19日16UTCから20日09UTCまで三陸沖で1時間おきに行ったラジオゾンデ観測データを使用して再解析データを作成した．観測地点をFig.2に示す．この2つの再解析データを比較することにより，観測によって捉えられた小規模な擾乱の影響を評価することが可能となる．

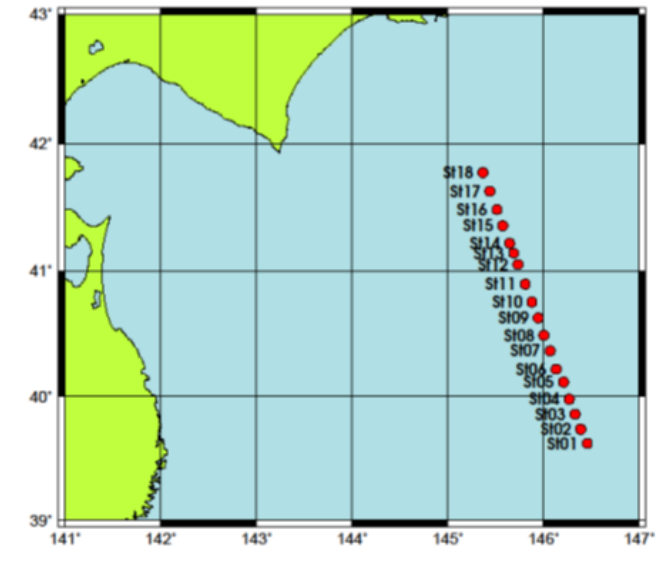

図2　観測点
St.1からSt.18まで2011年7月19日16UTCから
北上しつつ1時間間隔で観測を行った.

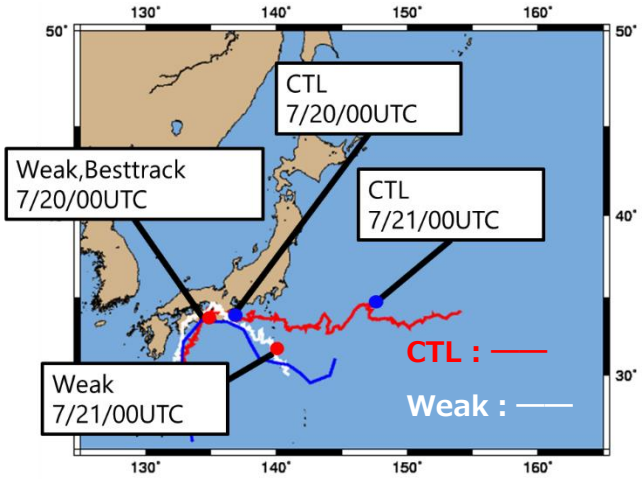

図3 それぞれの計算結果における進路と実際の進路
ベストトラック：青色線，CTL:赤色線，Weak:白線

3. 結果

3-1. 領域モデルの数値実験による結果

CTL_RUNは東へ向かい実際の台風のように南東へ向かう動きは見られず，進行速度も現実より速い結果となった（Fig.3 赤色線）．Weak_RUNは実際の台風のUターンのような進路を大まかに再現した結果となった（Fig.3 白色線）．これより，本研究ではWeak_RUNが南進した原因をある程度再現できたものとする.

7月20日0時（UTC）において，海面更正気圧（SLP）のCTL_RUNからWeak_RUNの差を計算した結果をFig.4に示す．台風の強度による差を除くため，台風周辺はマスクをかけた．台風周囲に着目すると、台風の東側で高気圧偏差となった．この高気圧偏差は上空まで続いており，Weak_RUNでは台風前面で上空まで北風が強く台風が流されたことが示唆された．また，台風の東側の高気圧偏差が現れた領域である30°N-40°N，140°E-160°Eの範囲において，下記の渦度方程式（式（1））の各項を領域平均する．赤色で囲った項が水平発散項，青色で囲った項がベータ項，黄色で囲った項が移流項である．水平発散項6.5×10^{-10}/s，ベータ項5.6×10^{-12}/s．移流項-1.8×10^{-10}/sとなり，高気圧偏差は発散によって生じたものであることが示された.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u\frac{\partial \zeta}{\partial x} - v\frac{\partial \zeta}{\partial y} - v\frac{\partial f}{\partial y} - (\zeta + f)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (1)$$

Fig.5に7月19日12時（UTC）(a)CTL_RUNの降水量，(b)Weak_RUNの降水量をそれぞれ示す．これより，CTL_RUNの方がより台風自身の東側で降雨が強

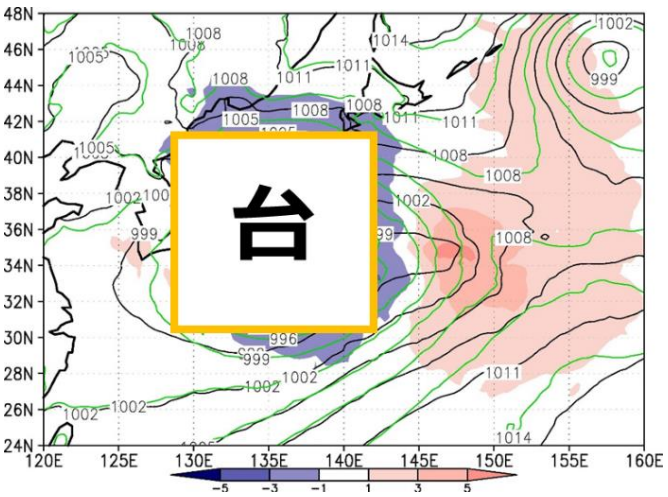

図4　7月20日0時（UTC）におけるWeakからCTLのSLPの差（色）WeakにおけるSLP（黒線）CTLにおけるSLP（緑色線）

く，それに伴う上昇流も台風自身の東側で強かったことが示される.

3-2. データ同化実験による結果

7月20日06時（UTC）において，海面更正気圧（SLP）とZ500のOSEからREFの差を計算した結果をそれぞれFig.6に示す．観測点付近に高気圧偏差，その東西に低気圧偏差が存在している．これより，REFでは見られないがラジオゾンデ観測で捉えられた小規模な擾乱の発達をOSEが反映していることが示され，それが上空の大規模な低気圧に影響を及ぼしている可能性が示唆された.

Fig.7に，(a)REF，(b)OSEの7月20日12時（UTC）のSLPとSSTを示す．OSEではREFに比べ，黒潮続流域に沿って台風から東に低圧部が伸びている.

Fig.8に，(a)7月20日18UTC，(b)7月21日00UTCの2m気温と10mの風向風速のOSEからREFの差を取った結果をそれぞれ示す．青丸は台風の位置を示す．この図より，黒潮続流周辺でどちらの時間帯ともOSE

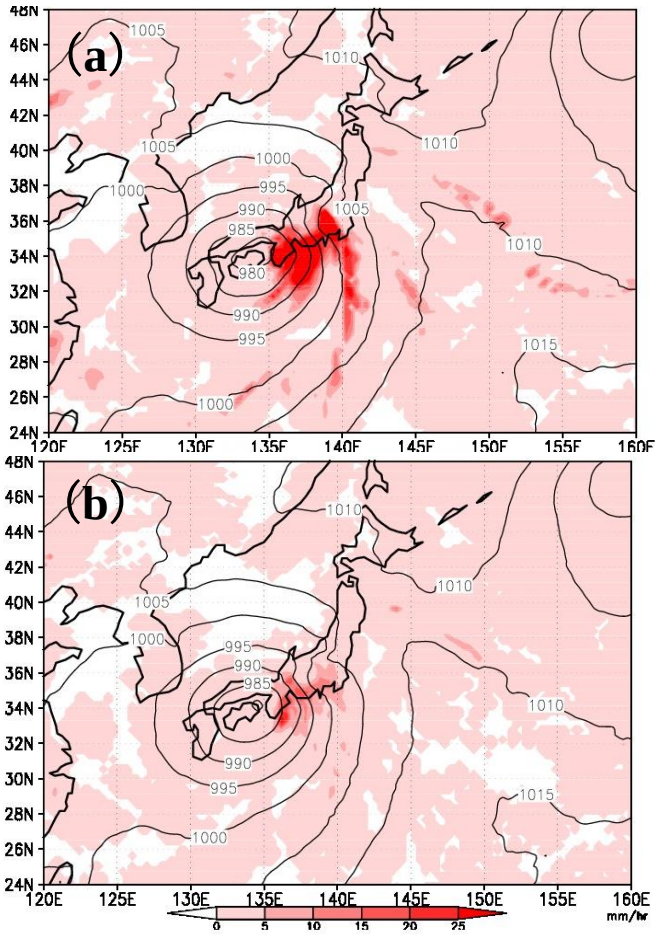

図5 7月19日12時（UTC）における
降水量（色） SLP（黒線）
(a)CTL_RUN (b)Weak_RUN

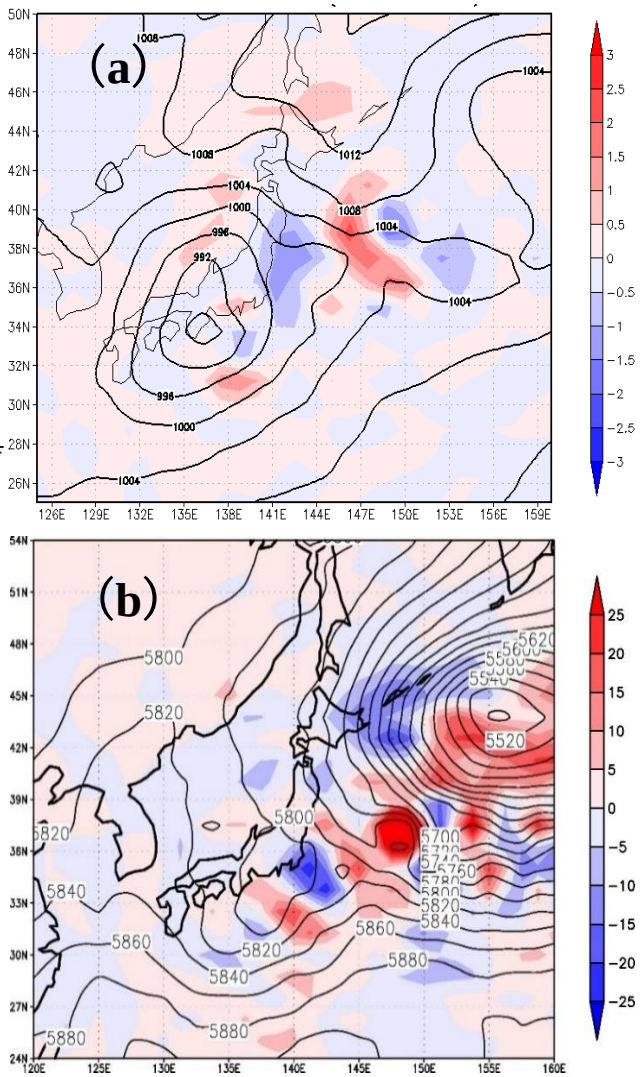

図6 7月20日0時（UTC）における
OSEからREFの(a)SLP,(b)Z500の差（色）
OSEの(a)SLP,(b)Z500（黒線）

の方が温度が暖かくなっていることと，台風の北東側で北風となっており台風が南進しやすい周辺場になっていることが示されている．

４．考察

数値モデル実験の結果より，南進しなかったCTL_RUNと南進したWeak_RUNの差を見ると，下層から上層まで台風前面に高気圧偏差が存在しており，Weak_RUNでは台風前面で北風となっていることで南進したことが考えられ，CTL_RUNとWeak_RUNの相違点は初期値の台風強度のみであることから，この高気圧偏差は台風強度の差により励起されたものであることが示唆された．台風東側が高気圧化した理由は，CTL_RUNではWeak_RUNと比較して台風自身の東部分で降雨が強く上昇流が強く，その補償流に伴う下降流が台風の東側で強かったためである．これは，強い強度の台風は周囲に遠隔影響を強く与えることを示唆する結果である．

データ同化実験の結果より，三陸沖のラジオゾンデ観測データを同化したOSEでは観測で捉えられた高気圧が周囲に低気圧を作りながら黒潮続流上で発達し、黒潮続流上の気圧の谷を深めていることが示された．OSEとREFの風と温度の比較により、OSEの方が黒潮続流上の温度が高く，台風前面で北風となっている事が分かる．これは，台風の南進に関して三陸沖に存在しており台風の南進期間前後に黒潮続流上で発達した擾乱が寄与していることを示唆する結果である．ラジオゾンデ観測で捉えられた擾乱が発達した理由は黒潮続流上の温度傾度が関わっていると考えられる．修論発表では，台風の南進に対する影響と共にこの擾乱の発達についても触れる予定である．

2つの解析より，この台風の南進には台風の強度による遠隔影響と黒潮続流上で発達した擾乱が関わっていることが示された．

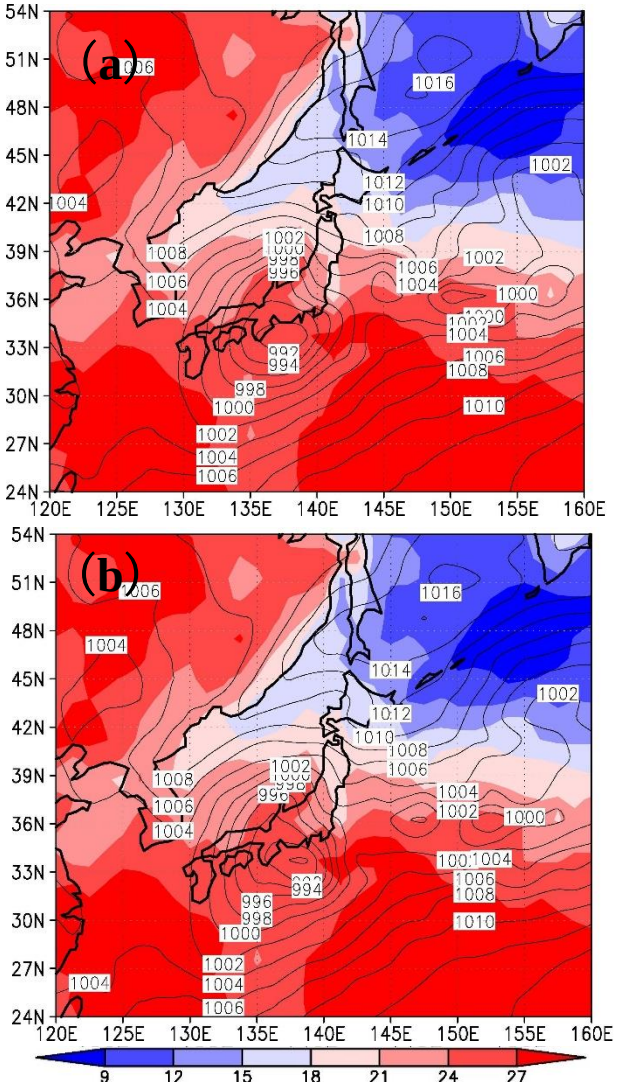

図7 7月20日0時（UTC）におけるSST（色）
SLP（線）, (a)OSE (b)REF

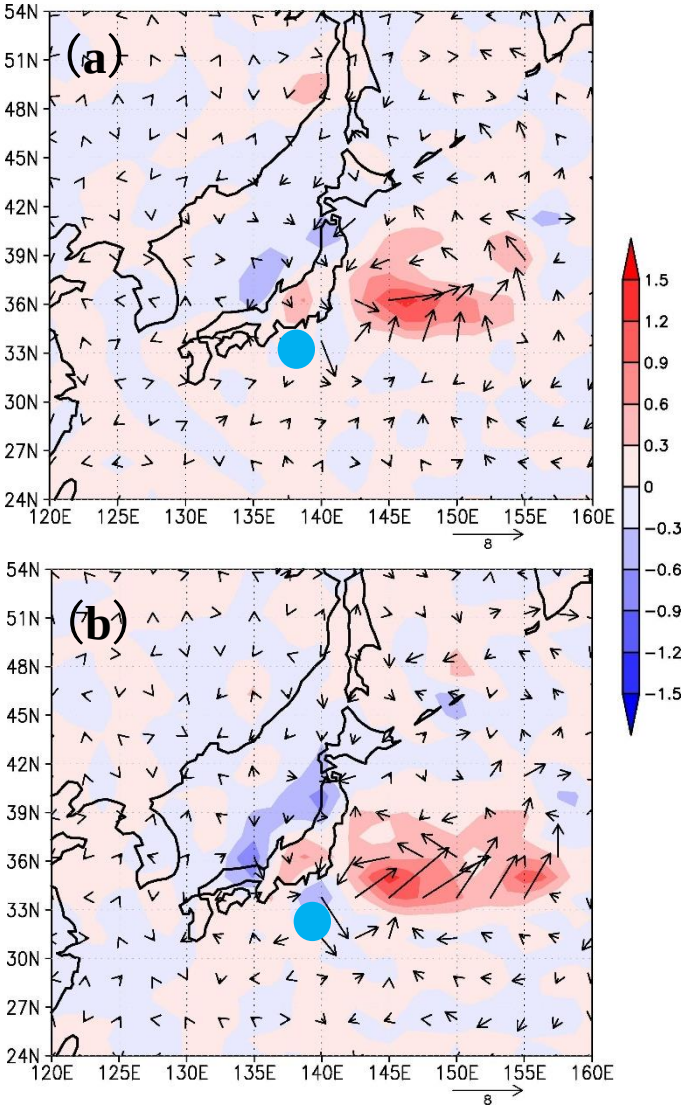

図8 (a)7月20日18UTC，(b)7月21日00UTCの
OSEからREFの10m風の差（矢印）
OSEからREFの2m気温の差（色）
台風の位置（青丸）

5. 謝辞

本研究を進めるにあたり，ご指導を頂きました立花義裕教授に深謝いたします．また，多くの助言を下さった山崎孝治先生，西井和晃先生，万田敦昌先生，飯島慈裕先生をはじめ，同研究室の小松謙介氏，安藤雄太氏に感謝の意を表します．

6. 引用文献

(1) Chan, C. L., and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257–1265.

(2) デジタル台風:201106号(MA-ON)
http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/summary/wnp/s/201106.html.

(3) Katsube, K., and M.Inatsu ,2016: Response of Tropical Cyclone Tracks to Sea Surface Temperature in the Western North. *J. Climate*,**29**,1955–1975.

(4) Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110,** 25–35.

(5) Enomoto, T., T. Miyoshi, Q. Moteki, J. Inoue, M. Hattori, A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S. Yamane, 2013: Observing-system research and ensemble data assimilation at JAMSTEC. In Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. II), S. K. Park and L. Xu (eds.), chapter 21, pp. 509–526, Springer..