

高潮の現地調査と気象・高潮数値モデル
による分析・将来予測

Analysis and Future Prediction of Typhoons and Storm Surges
by Field Surveys and Numerical Atmosphere - Ocean Model

2017年2月

中村 亮太

Ryota NAKAMURA

高潮の現地調査と気象・高潮数値モデル
による分析・将来予測

Analysis and Future Prediction of Typhoons and Storm Surges
by Field Surveys and Numerical Atmosphere - Ocean Model

2017年2月

早稲田大学大学院 創造理工学研究科
建設工学専攻 海岸工学研究

中村 亮太

Ryota NAKAMURA

目次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景	2
1.2 研究の目的	3
1.3 本論文の構成	5
第2章 高潮災害の分析と各国の沿岸域防災対策	6
2.1 世界の高潮災害の事例	7
2.2 高潮被害の諸相と発生機構	9
2.2.1 現地調査方法	9
2.2.2 2013年フィリピン高潮災害の様相とその発生機構	11
2.2.3 2014年根室における高潮災害の様相と発生機構	16
2.2.4 高潮災害の様相の補足 -歴史的背景を踏まえて-	19
2.2.5 高潮災害の様相のまとめ	21
2.3 各国の沿岸域災害への対策の現状 -高潮対策を中心として-	22
2.3.1 日本国	22
2.3.2 アメリカ合衆国	25
2.3.3 ヨーロッパ -イギリス・オランダ	26
2.3.4 東南アジア -ミャンマー・バングラディシュ	28
2.3.5 比較と考察	29
2.3.6 結び	31
第3章 熱帯低気圧と高潮に関する既往研究	32
3.1 熱帯低気圧の研究	33
3.1.1 経験的・解析的モデルに関する研究	33
3.1.2 理論モデルを用いた研究	34
3.1.3 大気力学数値モデルを用いた研究	34
3.2 高潮算定の研究	36
3.3 気候変動後の高潮	38
第4章 数値解析モデル	39
4.1 メソ気象モデル ARW-WRF	40
4.2 非構造格子有限体積法海洋モデル FVCOM	42
第5章 台風・高潮のアンサンブル予報手法に関する検討	45
5.1 台風・高潮予報アンサンブルモデルの構築と初期条件	46
5.2 各スキームに関する既往の評価	47

5.3	高潮のアンサンブル予報に関する既往研究.....	48
5.4	台風の予報結果.....	48
5.5	高潮の予報結果.....	53
5.6	結論.....	55
第6章	台風・高潮の強度を支配する大気・海洋物理場の影響評価.....	56
6.1	概要.....	57
6.2	研究の背景.....	57
6.3	気候変動後の大気・海洋物理場.....	58
6.4	数値モデルの初期・境界条件.....	60
6.5	計算結果.....	63
6.5.1	現在気候条件の計算結果.....	63
6.5.2	将来気候条件の計算結果.....	67
6.6	考察.....	72
6.7	結論.....	73
第7章	気候変動後の防潮堤の計画高潮高に関する簡便な評価.....	74
7.1	概要と研究背景.....	75
7.2	風速値と高潮偏差の相関関係.....	76
7.3	気候変動後の高潮計画高さに関する考察.....	78
7.4	結論.....	79
第8章	結論.....	80
	参考文献.....	83
	付録.....	105
	謝辞.....	106
	研究業績一覧.....	108

図目次

図-1 高潮発生機構の概略（国土交通省，2007；大平，2012を参考にして作成） ...	4
図-2.1 世界の高潮の事例（SURGEDAT：SCIPP, 2017を用いて作成）	7
図-2.2 SURGEDAT（SCIPP, 2017）のデータを用いた1953-2013年の年間最高高潮 潮位（Storm Tide, m）の再現期間. Headwater Analytics（2015）のコードを改 良して作成.（1987年, 2000年にはStorm Surge（高潮偏差）の最大値を用いた.）	8
図-2.3 現地調査の計測手順	10
図-2.4 計測した高潮高（m）（高潮高は柴山ら（2014）：Nakamura et al., 2016） .11	
図-2.5 台風ハイヤンが上陸する以前のココナッツオイルタンク工場の様子. 図は Google Earth（Image © 2013 DigitalGlobe）を用いて作成.	15
図-2.6 台風ハイヤンが上陸した後のココナッツオイルタンク工場の様子. 図はGoogle Earth（Image © 2013 DigitalGlobe）を用いて作成.	15
図-2.7 気象庁速報天気図（12月17日の午前9時（左）と12月18日の午前6時（右）） （サニースポット，2015にて提供されている気象庁天気図を加工して作成. 中村 ら，2015）	16
図-2.8 根室市弥生町交差点付近（左）と根室港付近（右）の測定位置（Google Earth （Image © 2015 DigitalGlobe）に加筆. 中村ら，2015）	17
図-2.9 根室周辺の高潮偏差と風速（矢印の色が風速を示す）. 図の日時は12月17日 6時00分（a），17日9時00分（b）（中村ら，2015）.	19
図-2.10 東京湾における高潮偏差の計画高さ（旧計画）.（神奈川県庁他（2004）の高 潮計画高さから引用して作成. 地図は国土地理院（2016））	24
図-5.1 WRFの計算領域（Domain 1～4）の緯度・経度（The NCAR Command Language, 2016を用いて作成）	46
図-5.2 FVCOMの計算領域	47
図-5.3 台風の海面更正気圧の時間推移のアンサンブル予報結果	49
図-5.4 台風の発達率の時間変化のアンサンブル予報結果	50
図-5.5 台風軌道のアンサンブル予報結果	50
図-5.6 レイテ島上陸付近における地上10mの風速分布（The NCAR Command Language, 2016を用いて作成. 上段：WSM5&YSU ケースの7日21時00分・ 7日23時30分，下段：WSM6&QNSE ケースの7日23時00分・8日01時00 分）	51
図-5.7 地上10mにおける最大風速値と最低海面更正気圧の関係の比較	52
図-5.8 タクロバンにおけるアンサンブル高潮予報の結果	54
図-5.9 アンサンブル高潮予報の最大高潮偏差の分布（左からケース①～③）	55

図-5.10	最大高潮偏差の予報値と計測値の比較（左からケース①～③）	55
図-6.1	擬似気候変動場の構築手順の概要（中村・柴山，2016）	58
図-6.2	日本近海における SST の変化量（8，9，10 月）. 各期間の上昇量は 2006–2015 年との比較（中村・柴山，2016）.	59
図-6.3	日本周辺域における気温（a），相対湿度（b）の変化量（中村・柴山，2016）	60
図-6.4	WRF で用いた Lambert 投影法の計算格子（中村・柴山，2016）	61
図-6.5	計算領域 4 で用いた計算格子（岩本ら，2014 を参考にした. 中村・柴山，2016）	61
図-6.6	東京湾における非構造格子の概要（中村・柴山，2016）	62
図-6.7	台風の軌道の計算値と気象庁推定値の比較（上段左：台風 Manyi，上段右：台風 Roke，下段：台風 Fitow のケース. Nakamura et al., 2017）	64
図-6.8	風速の絶対値の比較（各値はそれぞれの観測地点の標高に換算. 上段より台風 Manyi，Roke，Fitow のケース. Nakamura et al., 2017）	65
図-6.9	各ケースの最大高潮偏差の比較（上段左：台風 Manyi，上段右：台風 Roke，下段：台風 Fitow のケース）	66
図-6.10	各シナリオの台風の海面更正中心気圧の時間変化（上から下にかけて順に，台風 Man-yi，Roke，Fitow のケース. Nakamura et al., 2017）	68
図-6.11	各シナリオの最大潜熱量の比較（上から下にかけて順に，台風 Man-yi，Roke，Fitow のケース. Nakamura et al., 2017）	69
図-6.12	各シナリオの台風軌道の比較（左上，右上，下へ順に，台風 Man-yi，Roke，Fitow のケース. Nakamura et al., 2017）	70
図-6.13	各シナリオの東京検潮所における高潮偏差の比較（左列は'50 年ケース，右列は'90 年ケース. 上段から下段にかけて順に，台風 Man-yi，Roke，Fitow のケース）	71
図-7.1	東京検潮所，横浜，船橋における風向の表示（地図：国土地理院，2016，Nakamura et al., 2017）	76
図-7.2	東京検潮所における高度 10m の風速の成分（140°～170°）と高潮偏差	77
図-7.3	船橋における高度 10m の風速の成分（180°～210°）と高潮偏差	77
図-7.4	横浜における高度 10m の風速の成分（110°～140°）と高潮偏差	77
図-7.5	東京検潮所付近における防潮堤の高潮偏差の将来の計画値	78
図-7.6	船橋（左）・横浜（右）付近における防潮堤の高潮偏差の将来の計画値	79

写真目次

写真-2.1 現地調査際の計測の様子（左）と痕跡高さ（右）（柴山ら，2014 の調査時に撮影）	10
写真-2.2 タクロバン ~ バッセイ間（左上），Talocban（右上，左下，右下）における沿岸地域の構造物の被災状況．（柴山ら，2014 の高潮災害調査時に撮影）.	12
写真-2.3 Tanauan におけるココナッツオイルタンクの損壊（Takagi et al., 2015b）.	14
写真-2.4 タクロバンにおける建造物の損壊（中村ら，2014）	14
写真-2.5 根室市弥生町交差点付近の浸水した商店街の一角	18
写真-2.6 高潮被害を被った 2 日後の根室港の様子	18

表目次

表-2.1 高潮痕跡高（潮位補正に 17 日午前 9 時の天文潮位を用いた．中村ら，2015）	17
表-2.2 海岸管理の歴史的変遷（全国海岸協会，1981；岸田，2011 を引用して作成）	23
表-3 各スキームとアンサンブルメンバー	46

記号一覧

$F(u, v, w)$	外力 (x, y, z 方向)
f	コリオリ力
K_m	鉛直方向の渦粘性係数
K_h	温度の渦粘性係数
M_x	X 軸方向の地図投影法スケール係数
M_y	Y 軸方向の地図投影法スケール係数
P	圧力
q	非静水圧
Q_m	湿度変数
S	塩分濃度
T	温度
T_0	絶対温度
ϕ	ジオポテンシャル
μ	静水圧
α	大気密度の逆数
Θ	温位
μ_d	乾燥大気の静水圧
ρ	密度
ρ_0	密度 (水)

第 1 章 序論

1.1 研究の背景

自然災害の規模の拡大にともなう社会的・経済的損失が世界的に懸念されている。21世紀初頭（2003-2013年）には自然災害による経済被害額が1.535兆USドルに到達し、20億23千万人が被災して、115万9925人が亡くなった（FAO, 2015）。その中でも、2004年、2008年、2010年における自然災害の犠牲者数は約24.49, 24.22, 33.00万人となった（FAO, 2015）。これらの年には、スマトラ沖地震による津波（2004年に発生, Shibayama et al., 2005 など）、ミャンマーにおけるサイクロン・ナルギスによる高潮（2008年に発生, Tasnim et al., 2014 など）、ハイチ南部地震（2010年に発生, DesRoches, 2011 など）というような甚大な被害をもたらした低頻度な自然災害が発生したため、犠牲者数が多くなっていた。この他にも、2013年台風ハイヤンの高潮災害では、人的・物的被害の規模を拡大させた複数の特異的な地形的・社会的災害素因が指摘されている（Mori et al., 2014; Esteban et al., 2015 など）。また、大多数の人間は海岸近くの低海拔地帯に居住して、社会的・経済的活動を日々営んでいる。実際に、1998年には約32億人が海岸線からわずか200kmの沿岸地帯に居住しているとされている（Hinrichsen, 1999）。このような背景から、沿岸域で発生する災害は人間の社会的・経済的活動を著しく阻害することは明らかである。

さらに、人為性気候変動がIPCC第5次作業部会（IPCC, 2013）によりまとめられている。産業革命以降の気温上昇にともなう海氷・陸氷の融解により海水面が上昇しており、今世紀末には、北西太平洋と北大西洋において熱帯低気圧の強度が増加する可能性が高い（More Likely than not）となされている（IPCC, 2013）。海面上昇量に関しては、IPCC AR5の代表濃度経路シナリオ（Representative Concentration Pathways ; RCPs）に基づいて、21世紀末にかけての地球全体の海面上昇量が予想されている（Kopp et al., 2016 など）。このように今世紀末には、海面上昇が予想されており、それにともない沿岸地域における極端な高水位の強度は高い信頼度（High Confidence）で増加するとされている（IPCC, 2013）。他方で、熱帯低気圧や温帯低気圧にともなう現象や高潮を地域ごとに投影した結果の信用性は低い（Low Confidence）となされている（IPCC, 2013）。このように、IPCC（2013）が提案している将来予測シナリオにともなう沿岸域自然災害の危険度の増加が活発に議論されている。

このように、世界中で自然災害が頻発しており、温暖化にともなう自然災害の甚大化が予測されていることから、“災害リスク軽減なくして持続可能な開発は不可能である”と、世界防災白書2015（国際連合, 2015）にて言及されている。さらに、新興国においては災害リスクが軽減されないことによる将来の機会費用損失が懸念されており、自然災害の減災を目的とした活動や投資は、持続的可能な社会という目標を達成するために必要となされている（国際連合, 2015）。

以上のような、近年の災害の増加傾向、人類の居住地、人為性気候変動を考慮すると、

沿岸域の海象災害は人類の生存を脅かし、現在から将来にかけて広範囲に負の影響をもたらす災害であることは明白である。そのため、沿岸域の防災水準を高めることは、人類の資産や命を守ることに必要だと考えている。そのように防災水準を高く保つためには、沿岸域自然災害の減災手法の提案・構築や災害素因の特定に資する研究を積極的に行い、有益な研究に関しては実用化し、実務結果を評価する必要があると考えている。このような研究・実用化・評価のサイクルを重ねることで、将来にかけて人類が沿岸域において自然災害の影響を受けにくく、生産性の高い生活を営むことができると考えている。

本稿では、沿岸域の災害としての高潮のソフト・ハード防災対策手法、災害素因、そして、大気・物理環境場の気候変動後の変化に関する数値計算と現地調査をもとにした研究成果をまとめている。

1.2 研究の目的

本論文では、以下に示す3項目を目的とした研究を実施した。

1) 高潮災害の災害素因の解明・被害地域の脆弱性の評価

「台風の気圧低下と風速の増加にともない、沿岸域において強い流れと高潮位が発生する海象」と高潮を定義することができる(図-1.1)。1990年以降には有義波高などの短周期波と高潮(長周期波・流れ)の相互干渉作用に関わる研究が数多く行われてきたため、高潮を精緻に算定できるようになった。他方で、高潮浸水被害が発生する理由は海象の災害素因のみならず、他の災害素因が複雑に絡み合っていることがわかり始めている。実際に、台風ハイラン(2013)によってもたらされた巨大な高潮災害では、レイテ湾内の固有振動(Mori et al., 2014)や、現地住民の高潮に関する知識量の乏しさ(Esteban et al., 2015)などの複数の気象的・地形的・社会的災害素因が指摘されている。本稿でも議論しているが、地形的・社会的災害素因がいくつか重なると、高潮浸水被害が発生するとなされている。そのため、被害地域の高潮災害に対する脆弱性を把握し、その知見を徐々に増やすことで、高潮防災計画に資することができると考えている。本稿では、2013年フィリピン、2014年根室市市街地で発生した高潮浸水被害を事例研究の対象として、同地域における高潮災害に対する脆弱性を現地調査と数値計算モデルにもとづいて明らかにする。

2) 気候変動下における台風・高潮強度の把握

気候変動下における低気圧と高潮の変化が注目されており、低気圧と高潮の温暖化影響評価が注目されている。これには、温暖化後における熱帯性低気圧の強度や頻度の変化の定量的な評価が同意に達していないという背景があると考えている。ここで、海面温度と熱帯低気圧の強度に相関がみられることは、理論的な側面(Emanuel, 1987)と数値的な側面

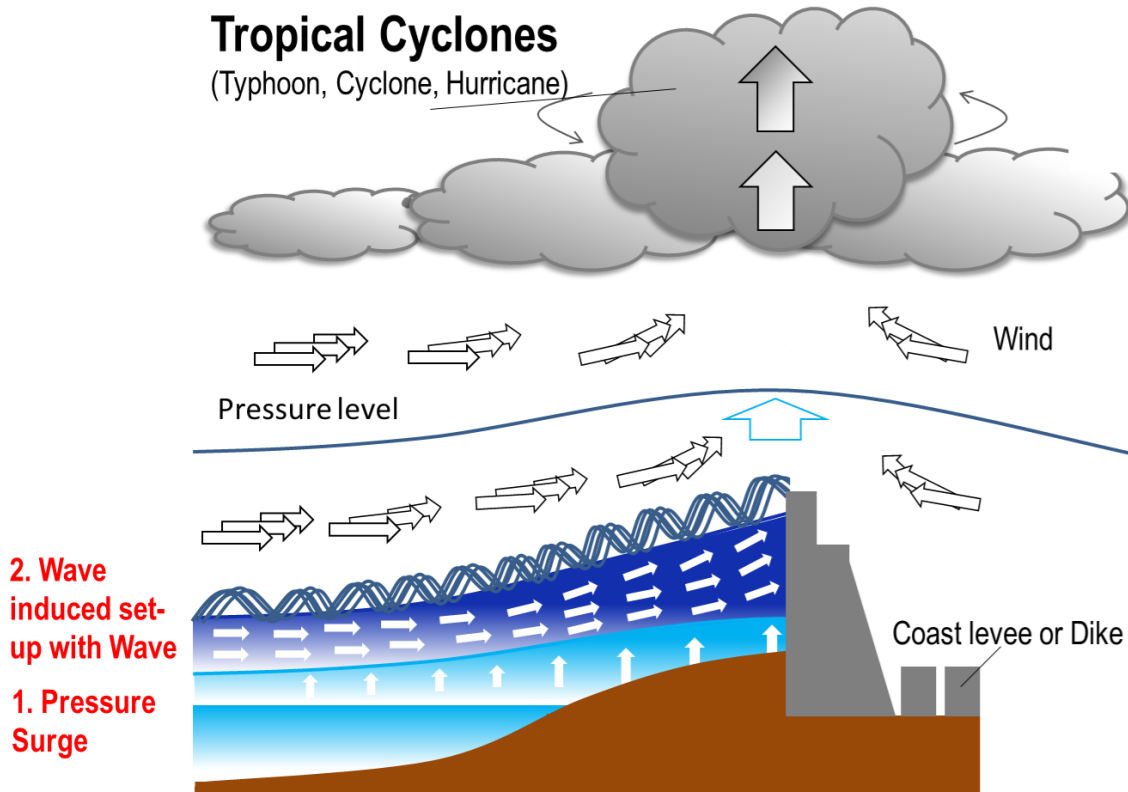


図-1 高潮発生機構の概略（国土交通省，2007；大平，2012を参考にして作成）

(Knutson et al., 2010) によって明らかにされてきたが、他の大気物理場（気温・湿度など）が熱帯低気圧の強度に与える影響は、既往研究の間には矛盾がみられないものの、学術的合意には至っていないと思われる。そのため、温暖化後の低気圧と高潮の変化を把握するために、海水面温度以外の大気・海洋物理場の直接的な影響を把握する必要がある。本稿では、それらを把握するために、擬似温暖化手法を用いて台風・高潮の強度を支配する大気・海洋物理場を特定し、その影響を評価する。そして、気候変動後に台風・高潮の強度が増加する理由を、学術的合意がとれている海水面温度上昇のみならず、温暖化後の大気温度の変化を含めて議論する。最後に、既往研究結果と比較して、気温の鉛直構造の変化が台風・高潮強度に与える影響に関する物理的な整合性を検証する。

3) 数値高潮モデルの開発と評価・新しい高潮対策手法の提案

1950年以降には、高潮算定可能な数値モデルが開発されてきた。近年では、高精度高潮数値予測モデルが提案されるようになり、波浪モデルとも結合されるようになった。このような高潮予測・予報数値モデルが実用化されている地域もある。例えば、2010年以降のイギリスでは、アンサンブル高潮予報が天気予報の一環として情報提供されている。このほかにも、アメリカ合衆国の大西洋とメキシコ湾の沿岸部、カナダの大西洋沿岸部やイタリアの

ベニスでもアンサンブル高潮予報が実用化または検討されている。本研究では、世界各地で実用化可能な高潮予報モデルを提案することを目的として、オープンソース数値モデルシステムを構築し、巨大な高潮に対するその予報精度を検証する。そして、この高潮に対するソフト防災対策手法の実務の視点から評価する。

上記のようなソフト防災対策のみならずハード防災対策の見直しも行われつつある。例えば、多数の国々が気候変動の沿岸域への影響を遠く見据えて、防潮堤の更新を検討または実施している（例えば、神奈川県庁他，2004）。本稿では、高精度数値モデルの結果を用いて将来の防潮堤の高さの決定に資する新しい方法を提案する。それは、今後更新される可能性が高い気候変動のシナリオに対しても適応可能な方法でもあると考えている。最後に、高潮高を支配する風向を評価する簡便な方法を提案することで、東京湾における高潮災害が発生しやすい場所を特定した。

1.3 本論文の構成

本稿の構成を以下に述べる。第2章では、2013年フィリピン高潮災害と2014年根室における高潮災害の被害の諸相を記した。そして、高潮の浸水被害が発生する沿岸域防災対策をまとめた。さらに、現地調査の調査方法を記述した。第3章では、熱帯低気圧と高潮に関する概略的な既往研究を紹介した。この章では、高潮の数値予測モデルの紹介や近年着目されている気候変動下における台風・高潮の既往研究を記した。第4章では、本研究で用いた気象・海洋数値計算モデルに関して参考文献を引用しつつ概要を記した。第5章では、台風のアンサンブル予報手法を用いて、巨大な台風と高潮の予報可能性を検証した。第6章では、擬似温暖化手法を用いて、台風と高潮の強度を支配する気候変動後の大気・海洋物理環境場を特定した。さらに、既往研究を含めて、温暖化後に台風・高潮の強度が増加する理由を議論した。第7章では、前章の数値計算結果をもとにして、気候変動後の高潮計画高を簡便に評価した。第8章では、本稿の結論をまとめた。

第 2 章 高潮災害の分析と各国の 沿岸域防災対策

2.1 世界の高潮災害の事例

熱帯性低気圧にもたらされた高潮による浸水被害は、我が国ほか、ユーラシア大陸東岸、北アメリカ東岸、ヨーロッパ西岸、オセアニア周辺域、ベンガル湾沿岸部で頻りに報告されている。ここで、ルイジアナ州立大学の研究者が提供している SURGEDAT (Southern Climate Impacts Planning Program : SCIPP, 2017) の高潮高さを図 2-1 に示した。また、SURGEDAT (SCIPP, 2017) にヨーロッパの情報に含まれていなかった。ここでは、緯度・経度とともに Storm Tide または Surge として観測値が提供されている事例を示した。

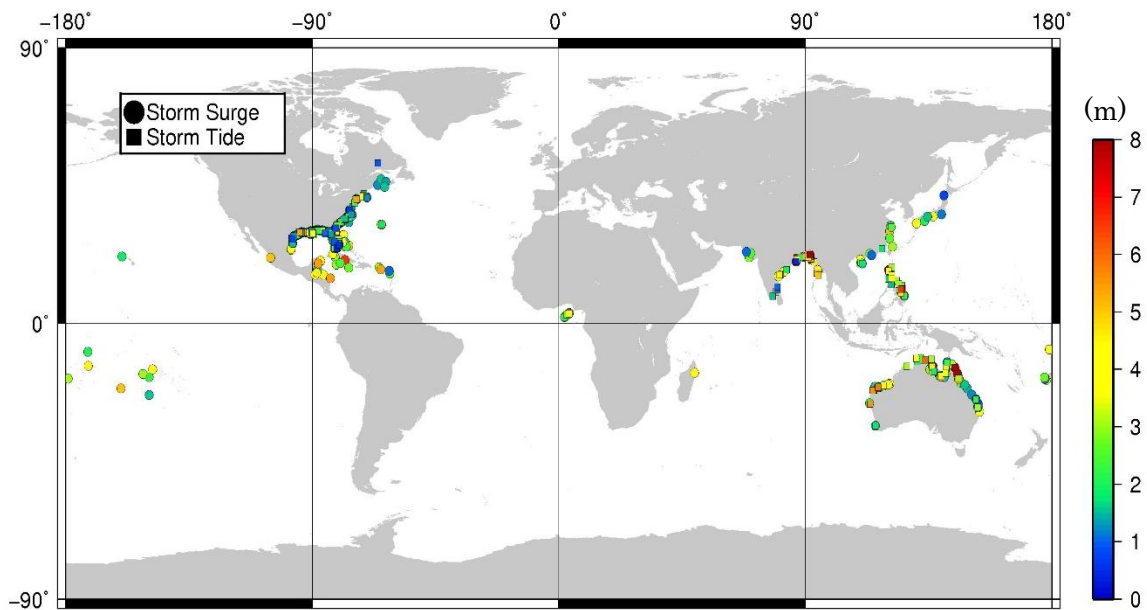


図-2.1 世界の高潮の事例 (SURGEDAT : SCIPP, 2017 を用いて作成)

さらに、1953-2013年の最大高潮偏差に対して、Gumbel分布を当てはめたシンプルな年-高潮発生確率を示した (図-2.2)。1953-2013年の期間では、およそ2年ごとに約4.2 m、5年毎に約6mを超える高潮潮位 (Storm Tide) が発生している。21世紀以降に、深刻な高潮災害を引き起こした熱帯低気圧としては、2005年のハリケーン・カトリーナ、2006年のサイクロン・シドル、2007年のサイクロン・ナルギス、2011年のハリケーン・サンディ、2013年の台風ハイヤンの事例がある。これらの高潮の世界規模の再現確率はおよそ2-6年であった。ここで、台風ハイヤンによる高潮災害が発生した際には、災害の規模が大きかったため気候変動の兆候の可能性が指摘されている (Schiermeier, 2013; Takayabu et al, 2015)。しかし、高潮の高さの再現期間という視点からは、5-6年に1度程度の規模の高潮災害であった。ゆえに、台風ハイヤンによる高潮と同規模の高潮は、温暖化の有無にかかわらず、5-6年の再現確率で発生する可能性があるため、継続的に警戒し続ける必要がある。

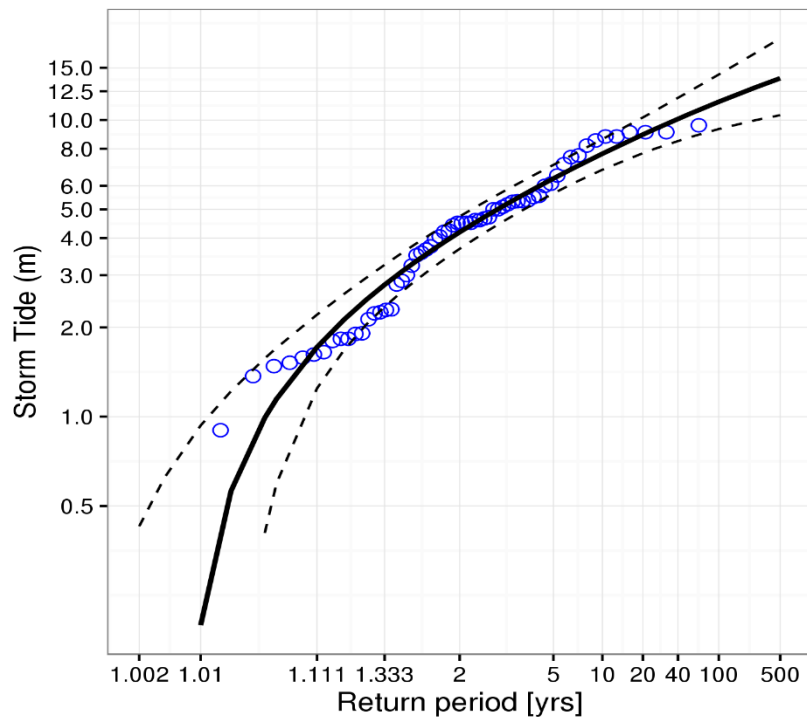


図-2.2 SURGEDAT (SCIPP, 2017) のデータを用いた 1953-2013 年の年間最高高潮潮位 (Storm Tide, m) の再現期間. Headwater Analytics (2015) のコードを改良して作成. (1987 年, 2000 年には Storm Surge (高潮偏差) の最大値を用いた.)

熱帯低気圧が発生する地域において高潮が頻発することは宮崎 (2003) が言及している. ここで, 宮崎 (2003) は熱帯低気圧性の高潮発生地域として, 北太平洋に面するアジア・オセアニア諸国, 北アメリカ大陸東岸, ベンガル湾周辺部, オーストラリア北東部沿岸域, を言及しており, 図-2.1 とある程度符合する. しかしながら, アフリカ大陸やオーストラリア南東部などでも, サイクロンによる高潮浸水被害が低頻度で発生している.

低頻度で高潮浸水被害が発生している地域において, 高潮災害がほとんど発生しないと指摘することは住民の油断を招き, その地域住民の高潮災害への危険認知度を低下させて, その被害の甚大化を引き起こす可能性がある」と指摘できる. 前章で少し述べたが, このような災害認知度の低下にともなった高潮災害への社会的な脆弱性は Esteban et al. (2015, 2016) が指摘している. 具体的には, 2013 年のフィリピンの高潮災害においては, 行政側も含めて現地住民の高潮に関する事前知識がなかったということで高潮の被害が拡大したとされている (Esteban et al., 2015). さらに, 前章で述べたように, IPCC 第 5 次作業部会は気候変動にともない, 熱帯低気圧とその高潮の傾向・頻度は地球全域の規模で変化する. このように気候変動にともない高潮災害の傾向は変化するため, 気候変動を含めた視点から高潮災害を把握して, 高潮防災対策を実施する必要がある.

2.2 高潮被害の諸相と発生機構

2.2.1 現地調査方法

高潮災害の現地調査は以下に示す調査手順にて進めている。

- (a) 高潮災害の発生場所の特定
- (b) 高潮の水位痕跡の発見
- (c) 平均海水面からの痕跡高の計測

高潮災害現地調査だけではなく、津波災害現地調査においても同様の方法にて調査できる。

a) 高潮災害の発生場所の特定

災害発生場所の特定方法としては、数値解析モデルを用いて海面水位を算定し、浸水被害場所を特定する方法（柴山ら，2014）と災害現場写真の様子が現地住民により Social Network Service (SNS) で提供されている場合、写真に映っている建造物から Google Street Viewer 等を用いて、その被災場所を特定する方法（中村ら，2015）がある。

数値計算を用いて浸水地域を特定する方法は、包括的に浸水範囲を把握できるという利点がある。さらに、数値計算精度を向上させることで浸水被害該当地域の高潮高を正確に把握できる。その一方で、数値算定モデルを用いて高潮偏差を精度よく算定することが難しい事例もあり（中村ら，2015 など）、浸水範囲の正確な数値計算結果を得ることができなければ、質の高い現地調査を行うことは難しいと考えられる。

浸水地域を照合する手法は、浸水被害の該当地域を数値算定精度の誤差を考慮することなく、浸水範囲を特定できるという利点がある。しかし、浸水被害が発生した一部地域の情報のみ SNS 上で提供されている場合が多いため、浸水被害地域を包括的に把握することは難しいと考えられる。

このように、現地調査の高潮災害発生場所の特定方法は、その方法によって長所と短所があるため、複数の手法を組み合わせることで質の高い現地調査を実施することが重要である。

b) 高潮の水位痕跡の特定

主に、建造物などにおける高潮痕跡高の発見、現地住民への聞き込みによる特定により高潮の痕跡高さを決定する。高潮痕跡高の発見方法は、水位痕跡高の発見（写真・2.1）と漂流物が建造物に残されている場合に分けられる。痕跡の高さは高潮の水位を示しているため、高潮高の測定に用いることができる。一方の漂流物の痕跡は、高潮の水位を示しているのか、波浪を含めた水位を示しているのか、強い風速によって吹き飛ばされたものなのかを注意して区別する必要がある。現地調査の聞き込みに関しては、その信用性は高いと思われるが、その値を最高浸水高とすることは難しい。これは、計測した高潮高は、その現地住民が該当場所に存在していた時間における高さとするべきであり、その場所ではおおよそ計測高以上の浸水高があったと考えられる。



写真-2.1 現地調査際の計測の様子(左)と痕跡高さ(右)(柴山ら, 2014の調査時に撮影)

c) 平均海水面からの痕跡高の計測

平均海水面からの痕跡高を GPS, レーザー距離計 (Laser Technology 社製 Impulse), 計測スタッフを用いて計測した(図-2.3). 最初に, 汀線における時刻を計算し, 天文潮位を推定した. 次に, 汀線と汀線近くにレーザー距離計とプリズムを設置して, 地点間高度を計測した. 計測の際には, カメラを固定してプリズムを計測点に設置し, 計測値を決定した. この作業を痕跡高がある地点まで行った. ここまで作業することで汀線からの地盤高が算出できる. この一連の作業を繰り返し, 最後に痕跡高をスタッフで測定して, 痕跡高と標高を合わせて, 高潮高や浸水高を求めた.

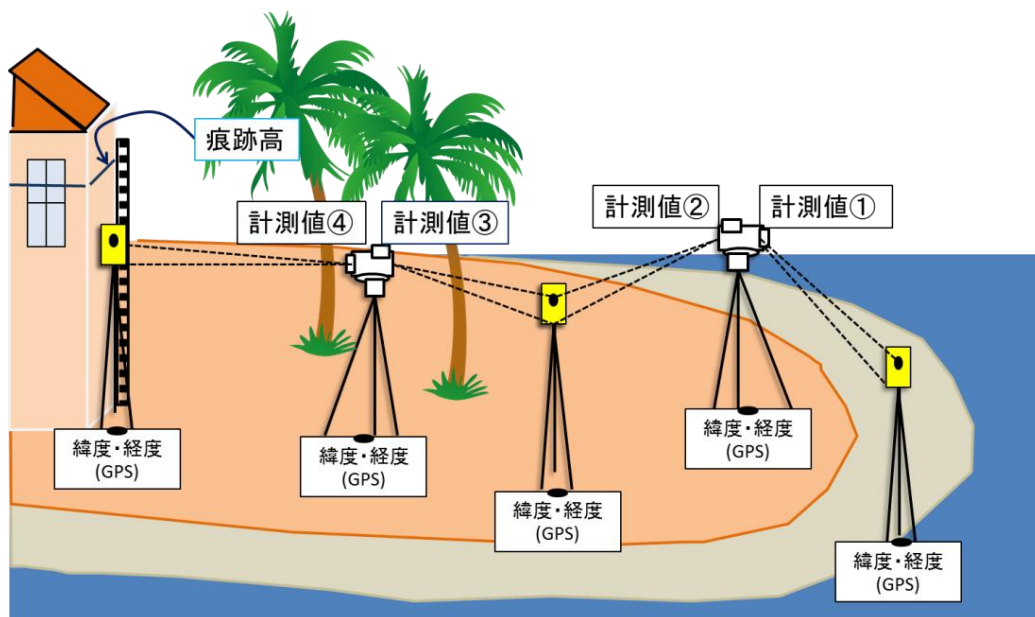


図-2.3 現地調査の計測手順

2.2.2. 2013年フィリピン高潮災害の様相とその発生機構

熱帯的低気圧としては観測史上最大の強度を保持して、2013年10月に台風ハイヤンはフィリピン・レイテ島に上陸した (Schiermeier, 2013). この台風にもなう5mを超える高潮はレイテ島とサマル島の沿岸地域に浸水被害をもたらし、犠牲者6000人以上をもたらしたとされている (Mikami et al., 2016). この高潮災害には、2013年フィリピン高潮合同調査隊 (柴山ら, 2014; Takagi et al., 2015a など), 日本とフィリピン土木学会の高潮調査団 (Tajima et al., 2014, Mori et al., 2014 など), 東北大学の高潮調査団 (Mas et al., 2015 など) が高潮浸水被災地域の現地調査を実施した. 本項では、2013年フィリピン高潮合同調査隊の現地調査結果をもとにして、高潮災害の諸相を整理する.

図-2.4 に計測した高潮高 (柴山ら, 2014, Takagi et al., 2015a) を示す. レイテ湾内部に位置するタクロバンでは、6mを超える痕跡高を計測した. さらに、レイテ島沿岸部では最大約8mの痕跡高を計測し、サマル島沿岸部では最大約5mの痕跡高を計測した. 高潮痕跡高は、Tajima et al. (2014) と概ね一致しており、合同調査隊の調査結果と他の調査隊の現地調査結果は比較的合致していたことを確認した. 既往研究 (Mori et al., 2014; Briker et al., 2014; Takagi et al., 2015a) の高潮浸水の数値算定結果によると、レイテ湾奥部では5mを超える高潮が発生したとされている. また、レイテ湾内の固有振動にもなって高潮が発生したことが指摘されている (Mori et al. 2014).

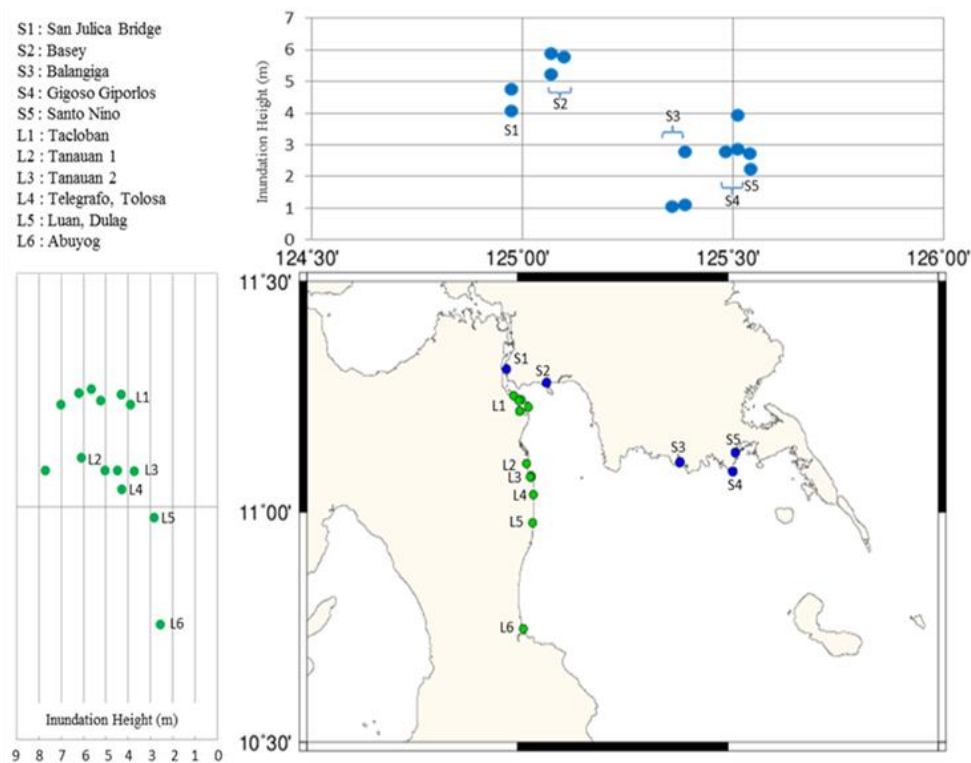


図-2.4 計測した高潮高 (m) (高潮高は柴山ら (2014) : Nakamura et al., 2016)

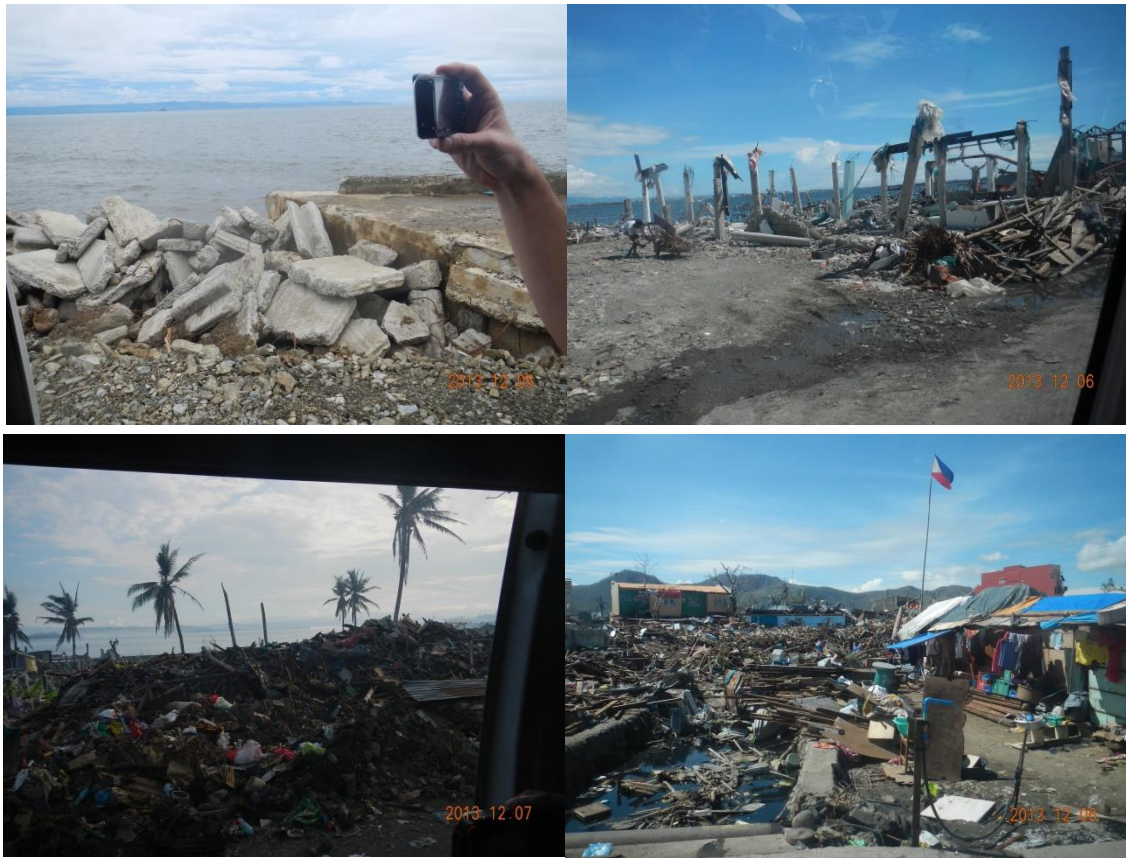


写真-2.2 タクロバン～バッセイ間(左上)、Talocban(右上、左下、右下)における沿岸地域の構造物の被災状況。(柴山ら, 2014の高潮災害調査時に撮影)。

高潮被災地域を観察した結果、レイテ湾の湾奥の沿岸地域において、構造物が破壊されていた(写真-2.2)。一般的に、高潮災害では高流速下における波浪の応力作用にともなって、構造物が破壊されることとなっている。ここで、レイテ島とサマール島の沿岸域では、工学技術を用いていないであろう木造とコンクリート製の建造物が散見されており、これらの建造物は強い流速をとまなう高潮に対して脆弱であったと考えられる。そのため、水災害に対して脆弱な建造物から生じたコンクリート片や木片などの漂流物が強い流れにともなって運ばれることで、高潮浸水による人的・物的被害が拡大したと推測できる。実際に、構造物の瓦礫が周囲に散乱していた浸水被害地域(写真-2.2, 左上)や、波浪と高流速の共存場によって、瓦礫などの漂流物が内陸部まで運ばれていた被害地域が確認されており(写真-2.2, 右上, 左下, 右下)、漂流物によって人的・物的被害が拡大した可能性は極めて高いと考えられる。

近年では、このような水災害発生時の漂流物の挙動に関する研究が注目されている。東日本大震災では漂流物が甚大な浸水被害の要因の一つとなっていたことから(Naito et al., 2014)、津波発生時の漂流物の挙動が注目されている(Nistor et al., 2016, Goseberg et al.,

2016 など). しかしながら, 高潮を模擬した高流速下における波浪と漂流物の共存場に関する研究はこれまであまり行われてこなかった. そのため, 気候変動にともなう甚大化する可能性がある高潮災害を想定し, 波浪-ながれ-漂流物の相互関係を解明する水理実験・数値計算を行う必要があり, 波浪-ながれ-漂流物の共存場における構造物の破壊機構も解明する必要もあると考えている.

現地住民の目撃情報や, 数値モデルの解析結果をもとに高潮の前面が段波形状となっていたことが指摘されている(現地住民の目撃情報: Shibayama et al., 2009; 柴山ら, 2014. 数値解析結果: Briker・Roeber, 2015; Roeber・Briker, 2015). そして, 強い流れと波浪の共存場において発生する可能性のある段波は, 短周期波の段波(風波の段波)と長周期波の段波(高潮の段波)に分類できる.

Samar 島北部の Helnai では強い風速によって発生した風波が浅水地形上で変形し, 風波段波となって構造物を襲う様子が動画として投稿された(Gensis, 2013). Roeber・Briker (2015) は, 数値解析モデルを用いて, 風波の段波を再現した. そして, 短周期波の段波は沖合で発生した波浪が, 沿岸域の低水深地帯において津波のようなサーフビートに変形することで発生したと指摘している(Roeber・Briker, 2015). この現象に関しては, Shimozono et al. (2015) は沿岸域の岩礁を遡上する波浪が超重力波へ変化して, 段波が形成された可能性を指摘している.

高潮段波としては, 高潮段波に関する論文では住民の目撃状況をもとに, 高潮前面が段波状となっていたことを指摘している(柴山ら, 2014). さらに, サイクロン・ナルギスの高潮災害の事例では, サイクロンの移動に伴う風向きの急激な変化にともない, 段波状の高潮が発生した可能性が Shibayama et al. (2009) により指摘されている. また, フィリピンの事例でも風向きの急激な変化による急激な水位変動がもたらした津波のような構造の発生の可能性が, 柴山ら (2014) や Takagi et al. (2015b) によって指摘されている. いずれの指摘でも, 現地住民の証言の裏付けとともに, 柴山ら (2014) が高潮段波の仮説を提唱している. Nakamura et al. (2016) においても, 高潮段波の発生の可能性を指摘しているが, 高潮段波が発生したかどうかすら未だにわかっていないため, 今後の研究課題であると考えている.

現地調査を実施した結果, 著しく破壊された構造物が残されていた(写真-2.3, 2.4, 2.5). 大きな流体力をともなった流れ-波浪共存場が, これらの構造物に深刻な損壊をもたらしたと推察することができる. そして, 図-2.5, 2.6 に示すように, オイルタンクは数 100m の距離運ばれていることも, 大きな流体力を持った流れが存在していた可能性を裏付ける一つの要因であると考えられる.

最後に, フィリピンにおける高潮被害はその社会学的観点からも浸水被害が拡大したという指摘もなされている(Esteban et al., 2015; 2016). この研究では, 災害に対する聞き込み調査を実施しており, 現地住民の高潮に関する知識などの高潮の現地住民の把握程度

や避難方法などを調査した。この調査によると、住民の約70%がテレビ番組から高潮に関する情報を入手した (Esteban et al., 2015)。しかしながら、テレビ番組などを通して政府系の防災施設が提供した情報をもとに、現地住民が高潮の発生機構や脅威などの正しい認識をすることは難しいという聞き込み調査結果がある (Esteban et al., 2015)。この際には、報道機関は津波が発生するとして現地に報道したほうが、高潮災害の概要をより分かりやすく伝えることができる可能性が高いとなされている (Esteban et al., 2016)。そのため、高潮浸水被害の経験がない地域においては、現地住民に対する情報提供方法を考え直す必要がある。



写真-2.3 Tanauan におけるココナッツオイルタンクの損壊 (Takagi et al., 2015b).



写真-2.4 タクロバンにおける建造物の損壊 (中村ら, 2014)



図-2.5 台風ハイヤンが上陸する以前のココナッツオイルタンク工場の様子. 図は Google Earth (Image © 2013 DigitalGlobe) を用いて作成.



図-2.6 台風ハイヤンが上陸した後のココナッツオイルタンク工場の様子. 図は Google Earth (Image © 2013 DigitalGlobe) を用いて作成.

2.2.3 2014年根室における高潮災害の様相と発生機構

2014年12月17日北海道根室市において、最大高潮偏差2.8mを計測した高潮が急速発達する低気圧にともなって発生した。高潮浸水被害の過去事例は少なく、2014年の高潮災害はこの地域においては低頻度な海岸災害であった。しかし2014-2015年の期間には、強い低気圧が北海道付近を通過する気象現象が数多く観察されている(猿渡ら, 2016)。実際に、2014年-2015年には北海道近辺において、急速発達する低気圧が断続的に発生していた(猿渡ら, 2016)。ここで、北海道の北西海岸においては、これまでも1959年台風14号などの高波災害の事例は存在する(岸ら, 1960)。しかし、北海道沿岸域の斜面勾配は比較的大きいため、高潮が発生しにくい地形であると考えられる。

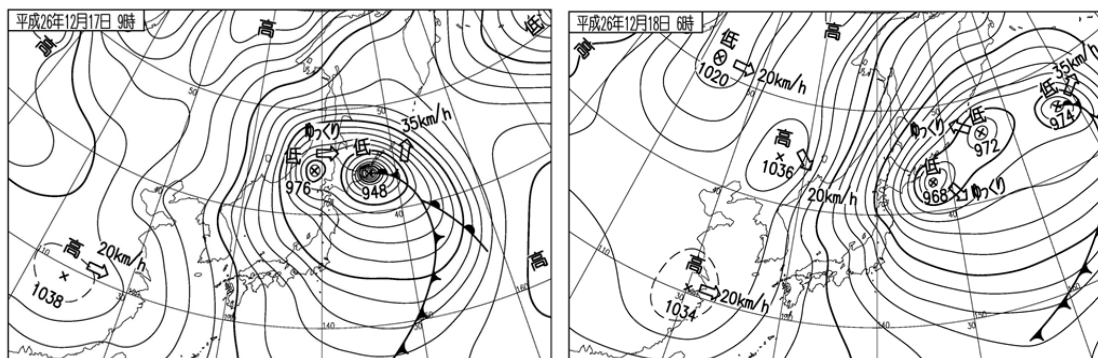


図-2.7 気象庁速報天気図(12月17日の午前9時(左)と12月18日の午前6時(右))
(サニースポット, 2015にて提供されている気象庁天気図を加工して作成. 中村ら, 2015)

2014年12月16日12:00に日本海中部と四国の南部に位置していた低気圧は北東方向に進路をとり、17日09:00には北海道東部の海上において948 hPaまでに発達した(気象庁, 2015a; サニースポット, 2015)。最大瞬間風速は、根室市弥栄町において39.9 m/sとなった(気象庁, 2015b)。根室市納沙布において最大風速は30.7 m/sとなり、根室市の検潮所では、17日09:00には強い風速にともない潮位がTP+ 1.7 ~ 1.9 mとなった(気象庁, 2015a)。この高潮潮位偏差は住居の床上・床下浸水を発生させた。12月17日09:00の気象庁速報天気図を示す(図-2.7)。(サニースポット, 2015)。この時間においては、急速発達した低気圧が北海道東部海上に停滞していた。また、17日09:00から18日06:00の気象庁速報天気図に基づくと、北海道の東部海上において発達した低気圧は長期間にわたって停滞していた。停滞していた時間には、948 hPaと台風の強度と同程度の規模を有していた。

2014年12月19日に根室の現地調査を実施した。現地遂行日時は高潮発生2日後であったため、高潮浸水の痕跡をはっきりと確認した。表-2.1に高潮痕跡高を示し、図-2.8には根室市弥生町市街地の測定点を示した。市街地における最大浸水高は地点Dの2.20 mであった。さらに、汀線付近から根室市街地の弥生町交差点の付近にかけて、地盤標高が低下し

ていた（表-2.1）．海岸線付近に位置する防潮堤や防波堤などの護岸施設を超えて高潮が浸水すると、内陸に水塊が残りやすい地形となっていることを計測した．このような弥生町交差点付近の地形的特性も高潮浸水被害が発生した要因であると考えられる．ここで、根室港では市街地と比較して浸水高が高いことがわかった（表-2.1）．根室港では北側に位置する地点 K では高潮高 1.80 m を計測した（図-2.8）．そして、より港奥の地点 J では高潮高 2.82 m を計測した（図-2.8）．この現地調査では、港湾のような狭い地域においても、湾奥は高潮高が増加する可能性がある．その理由の一つとして、港奥には境界が存在し、急激に水位が減少したことから、ウェーブセットアップの効果が顕著にみられたのではないかと推察したが、更なる研究が必要と考えている．ここで、高潮高 2.80m を計測した根室港にある地点 J や根室市街地においても、建造物はほとんど破壊差されていなかった．そのため、根室において発生した高潮は、長時間にわたった徐々に海面が上昇する傾向をもつ高潮であったため、高潮前面での衝撃波圧が小さくなり、構造物に対する物理的な被害がほとんど発生しなかった（写真-2.5, 2.6）と考えられる．



図-2.8 根室市弥生町交差点付近（左）と根室港付近（右）の測定位置（Google Earth（Image © 2015 DigitalGlobe）に加筆．中村ら，2015）

表-2.1 高潮痕跡高（潮位補正に17日午前9時の天文潮位を用いた．中村ら，2015）

測定地点	緯度	経度	地盤高(m)	高さ(m)	種別	根拠
A	43°19'57.90"	145°34'42.54"	TP+ 0.83	1.66	浸水高	痕跡
B	43°19'57.90"	145°34'42.54"	TP+ 0.83	1.59	浸水高	痕跡
C	43°19'57.90"	145°34'42.54"	TP+ 0.83	1.56	浸水高	痕跡
D	43°19'58.26"	145°34'43.32"	TP+ 1.24	2.20	浸水高	住民の証言
E	43°19'58.27"	145°34'41.45"	TP+ 0.70	1.39	浸水高	痕跡
F	43°19'57.06"	145°34'43.58"	TP+ 1.71	1.41	遡上高	雪が溶けていた
G	43°20'00.94"	145°34'45.41"	TP+ 1.84	2.16	浸水高	住民の証言
H	43°19'58.30"	145°34'46.95"	TP+ 1.52	1.74	浸水高	住民の証言
I	43°19'58.10"	145°34'47.40"	TP+ 1.47	1.55	浸水高	住民の証言
J	43°20'21.72"	145°35'06.78"	TP+ 2.07	2.82	浸水高	住民による写真
K	43°20'38.16"	145°35'06.78"	TP+ 1.89	1.80	浸水高	住民による写真
標高1	43°20'01.69"	145°34'37.82"	TP+ 1.56	-	地盤高	-
標高2	43°20'00.84"	145°34'38.10"	TP+ 1.40	-	地盤高	-
標高3	43°19'59.76"	145°34'39.42"	TP+ 1.20	-	地盤高	-
標高4	43°19'58.20"	145°34'41.40"	TP+ 0.79	-	地盤高	-



写真-2.5 根室市弥生町交差点付近の浸水した商店街の一角
(写真右の家財は、住民らにより店内から道路に運ばれていた)



写真-2.6 高潮被害を被った2日後の根室港の様子

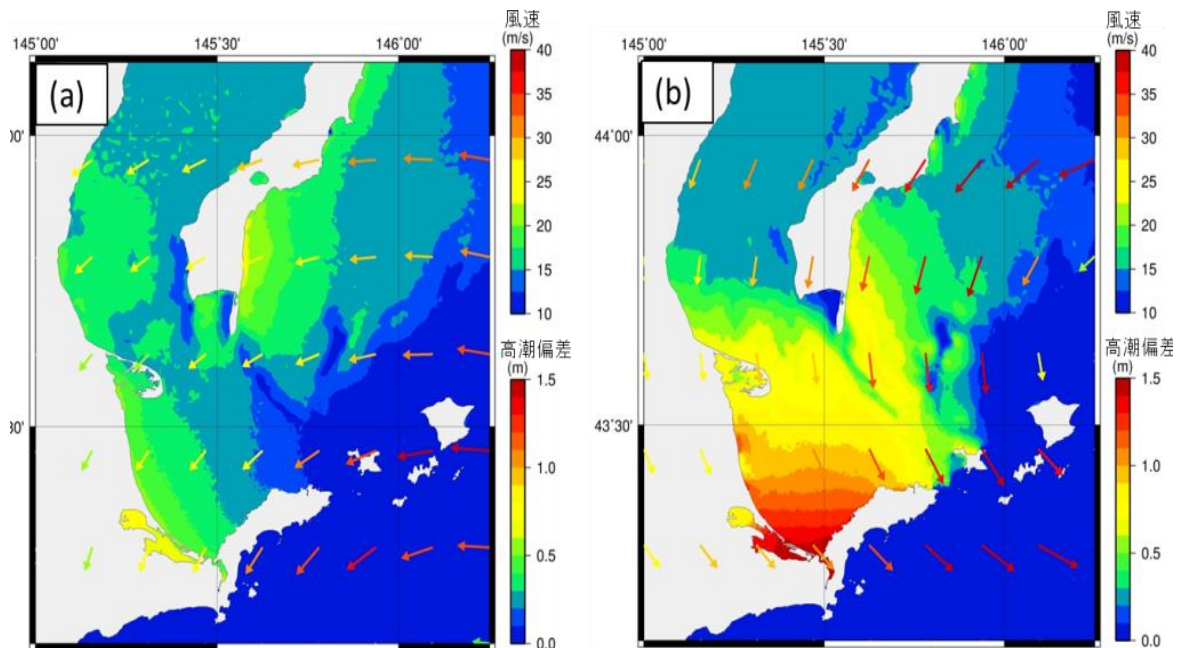


図-2.9 根室周辺の高潮偏差と風速（矢印の色が風速を示す）。図の日時は12月17日6時00分（a）、17日9時00分（b）（中村ら，2015）。

図-2.9 に気象モデル ARW-WRF と海洋モデル FVCOM の数値解析結果を示した。まず、東風が吹き風蓮湖北部の高潮偏差が上昇し、その後、低気圧の進行によって北風に変化して、根室付近の高潮偏差が上昇したと数値算定した（中村ら，2015）。

以上の数値計算と現地調査の結果をふまえると、浸水被害が発生した地域では、地盤高が汀線付近から市街地に向かって低下していた。また、数値解析の結果から、風向の変化によって、高潮偏差が高い位置が変化した。そのため、根室市周辺域で高潮偏差が上昇していたと推測している（図-2.9）。

ここで、台風ハイヤンとは災害素因の内容は異なっていたが、2014年根室における高潮浸水被害は、海岸線から市街地にかけて地盤高の低下という地形的災害素因、および、低気圧の進行にともなう風向の変化という気象的災害素因があったと考えられる。このように、根室市街地と根室港は、高潮の影響を受けやすい場所であり、沿岸域の対策が必要である。なお、数値計算の初期条件などの詳細情報は中村ら（2015）を参照されたい。

2.2.4 高潮災害の様相の補足 -歴史的背景を踏まえて-

高潮浸水災害時に発生した漂流物が人的被害を及ぼすことは、およそ1世紀前から指摘されている。例えば、1900年のガルベストンハリケーンによる高潮被害では、当時輸入していた木材が港からの流失したことで浸水被害が拡大したとされている（Gariott, 1900）。この高潮災害では、漂流物となった木材が高流速の流れに乗って、多くの人命を奪ったとな

されている (Gariott, 1900). 過去の日本の高潮災害においても、港に停留していた木材は人的・物的被害拡大の要因となっていたことが指摘されている (宮崎, 2003). 例えば, 1917年の大正台風により発生した高潮では、港に停留していた船や貯木所に積まれていた木材が流出して、避難中の人々と建造物に被害をもたらしたと指摘されている (宮崎, 2003). このように、高潮発生時の漂流物が人や構造物に被害をもたらすことはこれまでも指摘されていた。

強い低気圧ともなって発生した風波と高潮が、海岸の地形を大きく変化させることに関しては、これまで多くの高潮災害事例において指摘されてきた。台風ハイヤンの高潮災害においても、底礫の移動に関する報告がなされている (Kennedy et al., 2016). また、やわらかい砂地が海底面の場所で、巨大な高潮が発生すると著しく海岸の砂地が変化すると指摘されている (Hopley, 1974). サイクロン・アルシア (1971年) は中心気圧 971 hPa の強度を保ちつつ、オーストラリア東岸に上陸し、タウンズビル港に最大高潮偏差 2.7 ~ 2.9m の高潮を引き起こした (Gibbs・Hunt, 1972). このサイクロン上陸時に発生した波浪ともなって顕著な海浜変形が発生したことが Gibbs・Hunt (1972) や Hopley (1974) によって報告されている。ここで、Queensland 周辺の海岸線では高潮による大規模な海浜変形を観察した Hopley (1974) は、この地域の海岸漂砂の粒形に注目して、粗い砂サイズの漂砂は浅水域に留まったが、シルトや泥などの細かいサイズの漂砂が沖合に運ばれたため大規模な海浜変形が発生したと指摘している。また、2.07m の高潮偏差を計測した Cape Cleveland 周辺域では背後の Melaleuca 亜種の林まで続いていた前砂丘が完全消滅したという報告もなされている (Hopley, 1974).

ソフト沿岸域防災対策が機能したものの、莫大な経済損失をひきおこした高潮災害事例がある。2011年のハリケーン・サンディがもたらした最大偏差約 3.3m の高潮災害では、被害地域の中にニューヨーク・マンハッタン島など経済の中心地を含んでいたため、約 4 兆円もの経済被害がもたらされた (国土交通省, 2013). しかし、ハリケーン・高潮を数日前に予報して、地下鉄の営業を停止させるなどのソフト防災対策を実施した結果、人的被害は最小限に抑えられたとされている (三上ら, 2013). 高潮来襲時には、地下鉄トンネル内にも浸水被害が発生して、一部の駅は完全に水没していたとされているが (三上ら, 2013), 高潮を想定した人的被害を最小限に抑えるソフト沿岸防災対策はよく機能していたために、人的被害が比較的少なかったと推測できる。ここで、これらの地域では防潮堤の建設などといったハード沿岸域防災対策が行われていなかった (U.S. Dept. of Commerce, 2013). そのため、総被害額は 418.849 億ドルに到達し、その中の公共インフラ被害額は約 84.084 億ドルとなった (U.S. Dept. of Commerce, 2013). このように、浸水被害場所がニューヨーク・マンハッタンを含む大都市近郊であったため、高潮災害事例の中でも経済被害が顕著に大きかったと思われる。

2.2.5 高潮災害の様相のまとめ

2013年のフィリピンの高潮災害現地調査と2014年根室の高潮浸水被害の現地調査では、被害状況は異なっていたが、いくつかの地形的・社会的な災害素因と気象・海象的災害素因が高潮被害を甚大化させる要因となっていたことがわかった。フィリピンの高潮災害事例では、①台風が急速発達したこと、②技術者によって作られた建造物が少なかったこと、③高流速下の波浪が影響を与えていたこと、④現地住民が高潮に対して無防備であったことが現地調査の結果からわかった。根室の高潮災害事例では、①低気圧が急速に発達したこと、②根室の地形的位置が高潮の浸水被害が発生する可能性の高い場所であったこと、③海岸線から根室の市街地まで地盤標高が低下していたことが指摘できる。以上のように、複数の高潮災害素因が重なると、現地住民が居住している地区において低気圧にともなう高潮による浸水被害が発生するものと思われる。

2.3 各国の沿岸域災害への対策の現状 -高潮対策を中心として-

2.3.1 日本国

我が国は、高潮・津波などの沿岸域災害を数多く被ってきた。1950年には当時頻発していた高潮災害を防ぐために、統一した法整備（海岸法）を布いて防潮堤を築くなどの防災対策が施された。また、2011年の東北津波による沿岸域災害は、莫大な経済的負担のみならず、多くの犠牲者を我が国にもたらした。このような背景から、津波に対するソフト防災対策も積極的に計画されている。ここでは、全国海岸協会（1981）や岸田（2011）、神奈川県庁他（2004）を引用しながら整理して、沿岸域対策の変遷を記す。

1953年台風13号による東海地域の甚大な浸水被害を契機として制定された海岸法により、工学的な手法を用いた計画潮位や波の打ち上げ高の検討が行われるようになった（全国海岸協会，1981）。さらに、1999年には、動植物の生息域の保全を考慮するなど海岸環境を盛り込み、利用者に配慮する形で沿岸・海岸の防護のみという視点から、防護・環境・利用を考慮した海岸管理制度の実現に向ける形で海岸法は改正されたとなされている（岸田，2011）。このように沿岸域に対する海岸保全の考え方や社会的要請の変遷にともない柔軟に法整備が遂行されてきた。

岸田（2011）、全国海岸協会（1981）から引用・整理して、沿岸域の防災対策の変遷を表-2.2に示した。海岸法制定以前にも、堤防の修復事業（1949年）、港湾防災事業（1951年）や災害復旧事業（1952年）が実施されていたが、統一的な法律は存在していなかったため、海岸法の制定は当時台風が襲来して沿岸地域の安全が脅かされていたことを考慮すると、画期的な法律であったとなされている（全国海岸協会，1981）。また、海岸保全の考え方も、堤防・突堤などの線の防護形式から複数の施設を用いた面的防護形式に1950年代から1970年代になるにつれて変化していることや（表-2.2）、地域住民の海岸保全に対する考え方も、ハード防災対策が推進されるにつれて、安全重視をした利用から環境配慮やリクリエーションなどへの利用へと変化していったとされており、社会的要請の変化にともない海岸管理方法は変化し、1999年には海岸法が改訂された（岸田，2011）。

過去には、大規模災害を契機とした立法措置も存在していた。例えば、1959年に発生した伊勢湾台風の際には、高潮対策事業関係特別措置がなされて、伊勢湾中心に防潮堤の建設などのハード防災対策が重点的に行われた（全国海岸協会，1981）。また1年後のチリ津波発生時にも、チリ地震対策特別措置法が制定されており、巨大災害に対応した立法措置がなされている（全国海岸協会，1981）。

ここで、東京湾沿岸地帯の海岸保全における現況について東京湾沿岸海岸保全計画（神奈川県庁他，2004）を引用して記す。防護すべき地域としては、高潮・波浪の同時発生による浸水地域、津波来襲時の浸水地域、③侵食の影響地域となっている（神奈川県庁他，2004）。ここで、防護の目標とすべき外力水準は、①高潮として“朔望平均万潮位”+想定される最

大の偏差, ②50年再現確率相当の波浪, ③地域防災計画で想定される津波, ④海岸浸食としている(神奈川県庁他, 2004)。その他としては, 気候変動にともなう海面上昇や気象・海象の変化を考慮することなども挙げられている(神奈川県庁他, 2004)。

東京湾の防潮堤の計画高の高潮成分は, 台風7920号トラック, 伊勢湾台風トラック, キティ台風トラックなどの高潮偏差が湾奥にかけて高くなる台風軌道9コースを設定後, 伊勢湾台風程度の強度をもつ台風を外力として求められる高潮予測数値解析の結果に基づいている(神奈川県庁他, 2004)。ここで, 高潮計画高を図-2.10に示す。湾奥において, 高潮の計画高が高くなる傾向がみられている。一般的に, 高潮などの発生時間が長時間に及んでいる長波は, その偏差が湾奥において高くなる傾向があるため, 防潮堤はその傾向に対応する形で設計されるのが普通である。実際に, 横浜では高潮偏差の計画値は1.8mと計画されており, 東京港の3.0mや船橋沿岸域の3.3mと比較しても, 天板高さは低くなっている。東京湾においては, 現在その高潮偏差の計画高さの見直しを検討しており, 従来の最悪台風経路の想定から, 多重アンサンブル計算(d4PDF, Mizuta et al., 2016)を用いて, 気候変動を考慮した再現確率をもとにして, 計画なされると考えられる。また, 地震や高潮の来襲を想定して, 地域防災の支援や市町村間の広域的連帯などという基本的事項の他に, 高潮ハザードマップの作成も行われており, 被害発生時の2次災害が深刻となる石油化学コンビナートは, 特別防災地区とされている(神奈川県庁他, 2004)。

表-2.2 海岸管理の歴史的変遷(全国海岸協会, 1981; 岸田, 2011を引用して作成)

年代	法律・制度	事業	海岸保全の考え方	台風災害等
1945 - 1954		堤防修築事業 [1949年] 港湾防災事業 [1951年] 災害復旧事業等 [1952年]	災害復旧を主体とした海岸保全	台風襲来が頻発 台風13号 [1952年]
1955 - 1964	海岸法制定 [1956年] 築造基準策定 [1958年]	高潮・波浪等への堤防侵食への突堤・消破工直轄事業の着手 [1960年]	堤防・突堤・護岸・胸壁を主体とした 線的防護形式	狩野川台風 [1958年] 伊勢湾台風 [1959年] チリ地震津波 [1960年] 第2室戸台風 [1960年]
1965 - 1974		離岸堤の登場	↓ 複数の施設による保全を目指す 面的防護形式	台風26号 [1966年] 十勝沖地震 [1968年] 台風10号 [1970年] 台風16号 [1974年]
1975 - 1984		傾斜斜堤防の登場	↓	台風20号 [1979年]
1985 - 1989			↓	台風19号 [1987年]
1990- 1993 1995	環境基本法制定 海岸長期ビジョン		「防災」・「利用」・「環境」の調和 ↓	
1999	海岸法の改正		総合的な視点に立った 海岸管理制度	

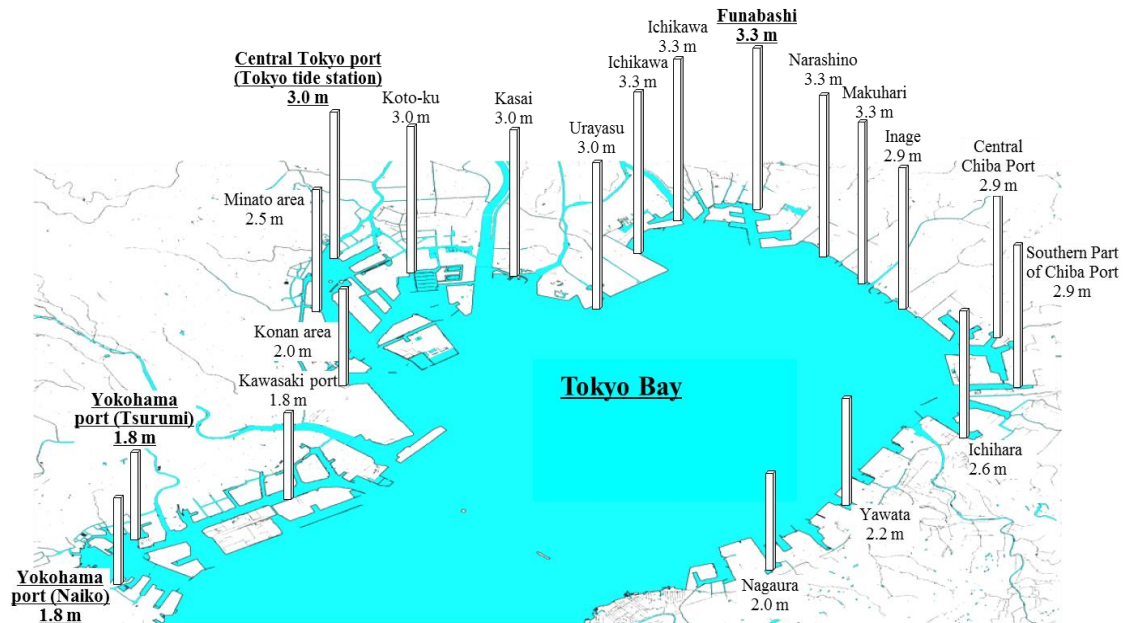


図-2.10 東京湾における高潮偏差の計画高さ（旧計画）。（神奈川県庁他（2004）の高潮計画高さから引用して作成。地図は国土地理院（2016））

東日本大震災後には、津波に対する沿岸域防災対策が改定された。この防災対策では、発生頻度が100年・1000年の津波の規模に分類して、沿岸域の防災対策を策定している（Shibayama et al., 2013 など）。100年再現確率程度の津波の防災対策には、防波堤・防潮堤を建設して、ハード防災対策を行うことで津波から人的・物的資産を保護する。また、1000年再現確率程度の大津波（東日本大震災時の津波など）には、ソフト防災対策により人的被害を最小限にする。このような防災政策を策定した背景には、1000年に1度の津波に対しては、防潮堤の建設費用を国家予算で賄うことが難しいことなどが考えられる。

具体的な津波に対するソフト対策としては、5m以上の高台に避難する、3階以上の鉄筋コンクリート構造物等に避難する、というような現地住民の避難対策に着目した具体的な防災対策が施されている（鎌倉市, 2016）。避難所の例をあげると、神奈川県鎌倉市では29棟の避難建築物と24地点の避難空地が設定されており、さらに、小学校をはじめとするミニ避難所なども25地点に設定されており（鎌倉市, 2016）、ソフト対策の強化が推し進められている。

また、津波災害のあった東北の諸地域では、国土交通省が推進する防災集団移転促進事業が発足し、被災地域において住居に適さない区域の住民の集団移転を推進している（国土交通省, 2016）。この事業では、地方公共団体が被災した宅地を買い取り、集団移転場所を策定し、津波が浸水被害を起こさない地域への住民の移転を促す目的のもとに遂行されている（国土交通省, 2016）。

2.3.2 アメリカ合衆国

アメリカ合衆国の例としてはルイジアナ州とニューヨーク地区の高潮防災対策を政府機関が公表している資料 (State of Louisiana : S. L., 2012) を適宜引用・日本語に翻訳し整理してから記した。ルイジアナ州では、2005年のハリケーン・カトリーナによる高潮災害以降、沿岸域防災対策が強化されており、100年再現確率の高潮から住民を防護可能な防潮堤の建設が行われている。そして、2012年ハリケーン・サンディによって発生した高潮災害以降、ニューヨーク地区では沿岸防災計画が見直されている。このように、甚大な高潮災害が発生した地域では、その防災対策がより高度な計画へと更新されている。

(a) ルイジアナ州

アメリカ合衆国南部のメキシコ湾沿岸部にルイジアナ州は位置しており、ハリケーンによる高潮浸水被害を度々被っているため、気候変動適応策が社会基盤設備等の建設や避難計画の策定が検討されている。

ルイジアナ州の沿岸地帯は、ミシシッピ川の河川整備にともなう土砂供給量の減少により、1930年からの総土地損失面積が約4,500 km²に到達しており、沿岸域において対策を施さなければ、温暖化にともなう海面上昇にともなって今後50年間でさらに4,500 km²の土地が損失すると推定されている (S. L., 2012)。ルイジアナ州における洪水の脅威としては、ミシシッピ川の氾濫、メキシコ湾のハリケーン、河川・沿岸域の侵食、地盤沈下、海面上昇が指摘されている (S. L., 2012)。これらの沿岸域の海岸浸食を引き起こす現象を含んだ2つのシナリオ (moderate scenario, less optimistic scenario) を策定して、海面上昇と環境動態の将来変化を予測している (S. L., 2012)。

2012年には海岸の基本計画を策定し、7つの項目に約500億USドル政府が出資して、沿岸域の環境や防災水準の向上を図っている (S. L., 2012)。具体的な項目とその出資内訳 (%) は、堡礁島整備 (3.4%)、水文の復元 (1.4%)、湿地帯の整備 (40%)、非構造物防災 (20.4%)、その他の保護など (6%)、堆積物の多様化 (7.6%) 構造物防災 (21.8%) となっており、これらの項目を上期 (2012-2032年) と下期 (2032年-2061年) に分けて、南西部、中部、南東部で予算が分割している (S. L., 2012)。上期では湿地整備や沿岸域の保護に資金を多く補填しているが、下期では複合防災計画の立案に資金が相対的に多く配分されている。この複合防災計画では、500年先まで見越した防災計画を立案するとしている (S. L., 2012)。2050年くらいになると、気候変動の環境影響評価の結果が徐々に明らかになっていくことから、下期では気候変動科学の不確実も検討した上で、500年先を見据えて防災計画を立案すると考えられる。さらに、防潮堤などの構造物無の防災対策には、地域自治体ごとに適切な防災手法を開発・策定していくとしており、柔軟に対応している (S. L., 2012)。また、湿地帯は洪水の強度を低減する効果があるとしており、防災対策も兼ねて重点的に資金を補填している (S. L., 2012)。

(b) ニューヨーク

ニューヨーク地区は、大西洋に面している大都市域である。2012年にハリケーン・サンディが同地区に高潮被害をもたらしている。これまでも、2011年にはハリケーン・アイリーンが、1938年にはニューイングランドハリケーンが高潮被害をもたらしており、浸水被害が発生することがあったが、近年になってハリケーンによる高潮の脅威が再認識されている傾向がみられる。

ニューヨーク地区では2020年を見越した包括的なウォーターフロント計画(The City of New York : CNY, 2011)が策定されており、パブリックアクセスの向上や自然区域の保護などを始めとする8つの目標が定められている。その中の最後の目標として気候変動や海水面の上昇にともなう沿岸対策の高度化が計画されている(CNY, 2011)。このようにニューヨークの沿岸域では、防災の概念は相対的に高い地位を占めているわけではなく、防護施設に対する関心も薄いと考えられる。

これまでの高潮への対策としては、ハリケーン襲来以前には避難地域は危険度にとまないう3分類されていたが、ハリケーン襲来後は6つの避難区画に分けられるようになった(CNY, 2017)。この計画の中では、高潮防潮堤の建設も検討されているが、建設には、膨大な費用がかかるため検討の段階になっている(CNY, 2011)。また、養浜を実施することで高潮来襲時の波浪による被害を低減させることが計画されており、養浜場所としてConey島の周辺部、Rockaway半島周辺が計画されている(CNY, 2011)。ニューヨークでは、防潮堤などの景観を損ねる恐れのある沿岸災害対策は実施されずに、養浜などの沿岸域の環境回復の一部として高潮防災対策が計画されていると考えられる。

2.3.3 ヨーロッパ -イギリス・オランダ

ヨーロッパでは度々、寒冷低気圧による高潮洪水被害が発生している。1953年に発生した高潮災害は、オランダ国民に居住地域が海拔0 m以下であったため、多大な人的・物的被害をもたらした。2005年にはエストニアに3 m程度の高潮をもたらした低気圧 Gudrun や、2014年にはイギリスに高潮災害を引き起こした寒冷低気圧が存在する。このような背景より、ヨーロッパにおける高潮災害への対策は、気候変動や海面上昇にともなう徐々に注目されており、その海岸防潮堤や避難計画の整備が推進されている。代表的な高潮被災国としてイギリスとオランダを選択し、それらの国の高潮防災対策を政府機関が公表している資料を適宜引用・日本語に翻訳したのちに整理してから記した。

(a) イギリス

1953年の寒冷低気圧によって発生した高潮災害は、北海に面した広範囲の沿岸域に浸水被害をもたらした。この高潮災害を契機として、防災計画が大幅に見直されている。実際に、この高潮による高水位と波浪は、イングランドの東側に建設されたほとんどの海岸堤防を

破壊したとされている (Risk Management Solutions, Inc. : RMS, 2003). 海岸堤防の破壊機構としては、高水位と波が押し寄せる際に、沖側の防潮堤の前面の砂地を洗い流し、基盤が脆弱となったため、堤防が倒壊したとされている (RMS, 2003).

この高潮災害後には、政府は高潮災害に対する海岸地域の脆弱性を深刻な問題であると認識し、大規模な防潮堤建設計画を策定したとされている (RMS, 2003). 具体的な対策として、2030年までの再現確率が1/1000の高潮にも耐えられるように、防潮堤が設計・建設されるようになった (RMS, 2003). そのような高潮ハード防災対策だけではなく、高潮警告システムや国立洪水警告機関 (a national flood-warning organization) が設立されて、海岸地域に居住する住民に、高潮災害に対する情報を提供するようになり、ソフト高潮防災対策の向上も図られた (RMS, 2003). この高潮警告システムは、アンサンブル高潮予報システム (Flowerdew et al., 2010 ; 2013) の研究へと現在にかけて関係していると思われる。このように、イギリスでは沿岸域のソフト防災対策を積極的に推進している。

洪水と侵食防災対策には、リスクベースの手法 (Risk-based approach) が導入されており、危険度が発生確率×その災害の結果から算定されるこの手法は、危険度評価 (Risk Assessment), 危険度管理 (Risk Management), 危険度比較 (Risk Comparison) の3要素から構成されている (The Government of U.K. : Gov.uk, 2009). 危険度評価は、国と地域水準の評価や、経済活動や社会的・環境的側面などのリスクを考慮して行われ、危険度管理ではリスクの管理方法が着目されている (Gov.uk, 2009). 具体的な項目としては、リスクの確率の低下、それとも浸水被害規模の減少、それとも、その両方を実施するかなどの検討を行っている (Gov.uk, 2009). また、工学的な対応、土地利用計画の見直し、早期警告システムの改善などの項目も例として挙げられている (Gov.uk, 2009). 時間尺度の評価では、一般的な費用便益比が用いられる一方で、気候変動への適応策も考慮した洪水と海岸侵食の100年間の評価がなされている (Gov.uk, 2009).

(b) オランダ

1953年の高潮災害では、北海に面する地域が深刻な洪水被害を被ったため、高潮災害への防災対策は国の重要な事業として推進されている。洪水リスク管理政策では、1/100,000の再現確率の洪水にも耐えられる防潮堤の陸地側に、全ての国民が居住することが理想とされている (Central Dutch Government : CDG, 2015). この社会基盤整備が完了すると、洪水による死亡率が年間0.001%以下になると推定されている (CDG, 2015). さらに、多数の犠牲者が発生する可能性のある地域、深刻な経済被害が発生する可能性のある地域、または、重要な社会的基盤施設が存在する地域においては、追加の国土保全整備を実施して、さらなるリスクの低減を行うことを提案しており、これらの災害リスクの評価には、イギリスと同様にリスクベースの手法が導入されている (CDG, 2015).

ここで、オランダ沿岸の防潮堤は特定地域のみでの減災を目的とした環状型の配置から、国

土全体の保全を目的とした長く連なる防潮堤の建設を目標としている (CDG, 2015). その中では、国土を6つのカテゴリ (洪水の再現確率が 1/300 ~ 1/100,000 の範囲) に分類し、海岸域から河川域にかけて防潮堤を連続的に配置し、長い防潮堤を配置した国土保全計画を立案・実施することで、沿岸域災害に対する粘り強い減災を実施すると言及している (CDG, 2015). また、防潮堤の建設が費用的に難しい地域では、地域住民の自己責任や資産を考慮するなど、臨機応変な防災計画を実施するとしており、防潮堤の更新、可動式防潮堤、養浜、河川幅の拡大や、それらの組み合わせを用いることで、地域に根差した防災を実施すると計画している (CDG, 2015).

さらに、2005年のハリケーン・カトリーナ以降では、多重安全型の防災手法の概念 (Multi-layer safety approach) が洪水災害に対して導入されている (CDG, 2009). 防災概念の1層目では、防潮堤や高潮防潮堤を建設することで洪水災害の減災を実現する。2層目では、構造物の移転を行い、避難時の損失をできる限り少なくすることができる都市計画を立案する。3層目では、避難する・避難を補助するためのシステムを構築する。この概念は経済コストを最適化できることが定量的に確かめられている (Tsimopoulou et al., 2013). このアプローチは、2011年の東北津波に対しても適用されており、その効果が検証されている (Tsimopoulou et al., 2013 ; Esteban et al., 2013). このように、国土の大部分が低地であるオランダでは、1950年代の高潮災害の被災経験により、防災に対する概念や手法が更新・開発され続けている。

2.3.4 東南アジア -ミャンマー・バングラディシュ

東南アジアにおいて、サイクロンの高潮浸水被害を度々被ってきたミャンマーとバングラディシュにおける高潮防災対策を政府等が提供している資料を適宜引用・日本語に翻訳して整理してから記す。ミャンマーとバングラディシュはサイクロンが頻発するベンガル湾に面しており、頻発するサイクロンにともなう、広大な浅海域において、甚大な高潮浸水被害が発生してきた。2007年にはサイクロン・シドルが、2008年にはサイクロン・ナルギスがそれぞれバングラディシュとミャンマーに高潮浸水被害をもたらしてきた。

(a) バングラディシュ

バングラディシュは海拔が低い国土を持つゆえに高潮災害に対して最も脆弱な国の一つである。1990年にサイクロン・Marian が最大9mの高潮を引き起こして6万7千人の犠牲者をもたらしている (Chowdhury, 1993). さらに、1970年にはサイクロン・Bhola が高潮被害を引き起こして、30万人を超える犠牲者をもたらした (Frank・Husain, 1971). このように、高潮にともなう洪水はバングラディシュにおいて最も警戒すべき沿岸災害であり、その防災対策がこれまで多数検討・実行されてきた。なかでも、サイクロンシェルター (写真-2.8) は、海拔9m以下の広大な土地が沿岸域にかけて広がっており、住民が農

業に従事しているバングラディシュでは、最も効果的な防災対策方法となっている（柴山ら，2008；Tasnim et al., 2014；Muhammad et al., 2014）。

このようなサイクロンシェルターの建設は、新興国援助の一環として行われることが多く、我が国は国際協力開発機構を通して、第5次多目的サイクロンシェルター建設計画では20棟の避難施設を建設した（国際協力開発機構，2009）。これまでも、国際協力開発機構は第1-4次多目的サイクロンシェルター建設計画の際には、61棟の多目的シェルターを建設したため、サイクロン・シドル襲来時には避難対象地域で計画された避難人口37156人に対して38655人を収容することに成功し、同地域の沿岸災害に対する防災力向上に大きく貢献したと報告されている（国際協力開発機構，2009）。

他の国の資金援助にて建設されたサイクロンシェルターはほかにも多数存在し、150万人の人々がサイクロン・シドル襲来時に避難したとされている（Paul, 2009）。しかしながら、沿岸地帯では公平にサイクロンシェルターが建設されていないという指摘もあり（Muhammad et al., 2014）、サイクロンシェルターの立地などは今後改善していく必要があるとなされている。また、侵食被害により機能しなくなったサイクロンシェルターも存在するなど（Muhammad et al., 2014）、設備更新費などの懸念がなされている。

(b) ミャンマー

ミャンマーの海岸線に近い地域では、コメの生産が盛んに行われている。さらに、塩分濃度が季節によって変化する水系を持つ海岸線沿いにはマングローブの林が広がっている（The Republic of the Union of Myanmar：RUM, 2015）。近年では、複合災害への防災対策が計画されている。2012年にミャンマーが発布した気候変動の適応策によると、適応に重要な部門を4分類して、実施していく計画を立案している（RUM, 2015）。その中で、最も重要な部門として農業部門、早期警告システムの構築、森林保護策について言及しており、次に重要な部門として、公共衛生部門と水資源管理部門を挙げている（RUM, 2015）。さらに、沿岸域整備の実施、最後の項目にエネルギー産業部門と生物学的多様性の保護としている（RUM, 2015）。このように、沿岸域防災対策としての早期警告システムの構築が着目されている。早期警告システムの構築の重要な要素としては、リスクの事前知識、モニタリングと警告サービス、多重情報普及システム、行動の機会などを挙げている（Ministry of Social Welfare, Relief and Resettlement Relief and Resettlement Department, 2012）。このように、ミャンマーではソフト防災対策を積極的に推進している。

2.3.5 比較と考察

国や自治体が、その地域の特性に適した沿岸防災対策を推進していることが、自治体の資料を参考にすることでわかった。我が国は、高潮災害に対してはハード型沿岸域防災対策を積極的に推進している。津波災害に対してはハード・ソフト型を組み合わせた沿岸域防災対

策を積極的に推進している。また、アメリカ合衆国はソフト対策をこれまで重点的に推進していたが、ルイジアナ州やニューヨーク州では防潮堤建設が近年みられるようになり、ソフト対策とハード対策を組み合わせた沿岸防災計画も推進され始めている。他方で、イギリスやオランダでは、ソフト・ハードを組み合わせた沿岸域防災対策を1950年代から検討・実施していた。東南アジアでは、広大な国土と経済状況などの制約から、ソフト対策を重点的に行っている。

ここで、我が国がハード防災沿岸域対策を重視している理由を考察する。最初に、東京都心部の大部分をゼロメートル地帯が占めていることが挙げられる。海拔以下のゼロメートル地帯により構成された大都市圏を守るためには、河川汽水域に防潮堤を建設し、河川・海からの洪水を防ぐことが必要不可欠である。洪水から地域を防護できる防災方法としての防潮堤の建設が推進されたと考えられる。さらに、日本の沿岸防災の歴史は古く、江戸時代～明治時代の頃に藩財や私財を投入して、石材を用いて堤防を建設したという背景を持つ（全国海岸協会，1981）。明治時代には、これらの堤防の管轄権が県に引き継がれている（全国海岸協会，1981）。このように、古来よりハード防災対策を沿岸域防災対策として取り入れてきたという歴史的背景も、ハード防災対策をより重視している理由になっていると考えられる。

アメリカ合衆国では、沿岸対策手法としてのソフト防災対策が重点的に行われている。この理由として考えられるのは、東京とは異なりゼロメートル地帯が広がっている都市圏が少なく、台風来襲時以外には防潮堤で囲むべき地域が少ないという地形が影響していると考えられる。また、先述したようにニューヨークでは観光客や就業者の目を楽ませるための景観や埠頭へのアクセスといった項目をウォーターフロント計画の中では重要項目としている。そして、防潮堤の建設などは、景観力の向上などの目的と利益相反する場合が多いため、積極的に推進されていない。事実、高潮防災対策として、沿岸域の土砂量を多くして、波浪のエネルギーを減衰させるという景観に配慮した計画を重点的に記していた。このように、ニューヨーク地区ではハード防災対策などは積極的には遂行されていない。

イギリスやオランダでは、ソフト・ハード沿岸域防災対策を組み合わせることで、コストや機能の側面から最適な防災方法の構築を図っている。土地の海拔が低いオランダでは、防潮堤を整備しなければ日本の大都市圏と同様に浸水被害が発生しやすい。さらに、ソフト防災対策も積極的に整備されている。1950年ごろのイギリス・オランダでは、1953年の高潮災害の経験を教訓として、高潮防災対策としての沿岸域における緊急警告システムの配置が提案されている。このように、ハード・ソフト防災対策の強みをそれぞれ生かした防災対策を推進している。

ミャンマーでは、早期災害警告システムの設置などのソフト防災対策が重点的に提案されている。一方で、バングラディッシュではサイクロンシェルターの建設などのハード防災対策の推進も急がれている。発展途上国では、経済成長が重視されているために、その限られ

た予算内で、防災対策を効率的に実施する必要がある。そのような国家予算の都合の上に防災対策が決定されていると考えられる。

2.3.6 結び

国や自治体ごとに異なる防災対策が打ち出されていることを確認した。そして、それらの国や自治体ごとの将来にかかる政策方針や地形的条件が大きく沿岸域防災手法の構築に関わっていることを考察した。近年では、ハード防災対策とソフト防災対策を組み合わせることで最適な防災手法を立案し、それを実行することが多くの自治体で推進されている。将来においては、国や自治体の社会的・地理的条件を考慮した複合的ハード・ソフト沿岸防災対策が、主流になるであろうと考えている。さらに、地域自治体で最適な防災手法を策定するためにも、研究者・行政関係者・地域住民・企業などの利害関係者の間で議論が行われつつ、合意形成を実施する必要があると考えている。

第 3 章 熱帯低気圧と高潮に関する 既往研究

3.1 熱帯低気圧の研究

1950年代以降、台風、ハリケーン、サイクロンを含む熱帯低気圧に関する多くの研究が行われてきた。初期の頃には、経験モデル・理論モデルを用いて熱帯低気圧の再現がなされた。近年では数値計算技術のハード・ソフト面の進歩にともない、大規模並列計算を用いた熱帯低気圧の大気力学の数値計算が推し進められている。このように、熱帯低気圧に関する研究は、理論的研究から数値解析の研究へと、より複雑系の研究に推移している。

3.1.1 経験的・解析的モデルに関する研究

熱帯低気圧の気圧・風速分布を算出するために、Myers のモデル (Myers・Malkin, 1961) や藤田のモデル (Fujita, 1952) が経験的熱帯低気圧モデルとして提案されている。これらのモデルは気象学黎明期に提案された簡便な経験式に基づいてはいるものの、気象数値計算モデルと比較して数値計算の負荷が小さいため、高潮計算の大気・海洋境界面の外力境界値として用いられている (例えば, Hoshino et al., 2016)。上記のモデルから発展した、楕円形状の低気圧を再現できる経験的台風モデルも提案されている (野中ら, 2000)。

Holland (1980) が提案した解析熱帯低気圧モデルは現在でも頻繁に用いられる。このモデルは熱帯低気圧内の気圧勾配の設定に 2 つの媒介変数を用いているため、熱帯低気圧の内部構造を都合よく再現できるという利点がある。実際に、ハリケーンの内部構造の再現自由度が高く、高潮を算定するための外力境界モデルとして用いた研究が現在でも多数散見される (Briker et al., 2014 など)。

経験・解析的な熱帯低気圧モデルは、最大風速、最大風速半径、海面更正中心気圧の値を必要とする。ここで、気象庁などの気象機関は観測値に基づいて中心気圧の推計値を提供しており、それらの値をモデルに用いることで風速・気圧分布を算出できる。しかしながら、最大風速や最大風速半径は、熱帯低気圧毎に異なる場合が多いため、中心気圧から最大風速や最大風速半径をもとめる経験式が提案されている。

Atkinson・Holiday (1977) や Brown et al. (2006) は、最大風速と海面更正気圧の関係を観測値から推定し、経験式を提案している。これらの経験式では、中心気圧と最大風速の関係式を観測値にもとづいて算出している。さらに、日本周辺域で発生する台風の中心気圧と最大風速に関する経験式も提案されている (加藤, 2005)。また、最大風速と同様に、中心気圧から最大風速半径を算出することは一般的に難しいとされている (Lin et al., 2014)。そのため、確率的な関係式 (Yasuda et al., 2010)、衛星観測情報を用いた関係式 (Takagi et al., 2015a)、観測値を用いた関係式 (高木ら, 2015) を用いて、最大風速半径を算定する必要がある。このような式を用いることで、台風やハリケーンを経験的にモデル化して、海岸・海洋モデルの大気・海洋境界面の外力条件を算出できる。

3.1.2 理論モデルを用いた研究

経験的な台風構造の観察だけではなく、理論的側面から熱帯低気圧の構造が把握されてきた。Emanuel (1986, 1987, 1988) や Holland (1997) は、熱帯低気圧の理論モデルを開発し、その構造を明らかにしてきた。この両者によって、熱帯性低気圧の最大潜在的強度理論 (Maximum Potential Intensity) が提唱されている (Emanuel, 1987; Holland, 1997)。MPI 理論を用いることで、ある大気海洋物理場における熱帯低気圧の成長限界を算定できる。さらに、最大潜在的強度理論によって求められる最大強度と熱帯低気圧の観測された中心気圧の差異が大きいほど、熱帯低気圧はより発達しやすい大気・物理環境場にあるという指摘もなされている (Kaplan et al., 2010)。また、気候変動影響評価研究に用いることができるハリケーン統合モデル (Emanuel, 2008) も提案されている。この統合モデルは、気候変動影響評価研究の課題となっている膨大な計算負荷を小さくすることが可能である。そして、このモデルを用いて気候変動後の高潮を予測する手法も提案されている (Lin et al., 2012)。

3.1.3 大気力学数値モデルを用いた研究

大気数値力学モデルを用いた極端気候に関する研究はこれまで数多く行われてきた。この数値大気力学の研究は2系統に分類できる。それは、GCM を用いて熱帯低気圧を高解像度に再現する研究と (例えば, Fudeyasu et al., 2008), GCM の出力結果を RCM の初期・境界条件として用いることで、気象場を力学的空間詳細化する研究である (例えば, Kurihara et al., 1993; Knutson et al., 2007; 2010)。これらの研究にはそれぞれの長所と短所がある。

一般的に熱帯低気圧を再現精度は、数値計算の格子解像度に依存するといわれている。例えば、計算格子解像度が粗いと、中心部分の高風速状態が再現されず、台風を過小評価することが多いといった具合である (Knutson et al., 2007 など)。さらに、Chen et al. (2007b) は熱帯低気圧の中心付近の気象場を詳細に再現するためには、少なくとも約 1km の高解像計算格子が必要であると言及している。この過小評価問題を解決するための手法として、ネスティング手法が提案されている。Kurihara et al. (1995, 1998) が開発した GFDL hurricane prediction system では、気象場の解像度をより高くできる双方向ネスティングを用いて、ハリケーンを数値計算している。この GFDL モデルによって算定されたハリケーンでは、中心気圧の過小評価問題を解決できるようになったが、メソ気象モデルへの初期条件としては台風の強度が観測値よりも大きいという研究報告もある (Lin et al., 2011)。

近年では、超高解像度全球大気循環モデル (NICAM; Tomita・Satoh, 2004) を用いて、台風の全生涯を再現できるようになった (Fudeyasu et al., 2008)。NICAM は有限体積法を用いた全球大気循環モデルであり、有限堆積法を用いることで、3.5 km, 7.0km の計算格子で構成する全球大気循環モデルの開発を実現した (Satoh et al., 2008a,b)。代表的な全

球大気循環モデルの AGCM (Mizuta et al., 2006), MIROC 5 (Watanabe et al., 2010) で用いられている計算格子間隔が 20km 程度であることから, NICAM は GCM としては計算格子が相対的に細かく, メソ気象モデルと比較しても遜色ない。

熱帯低気圧の算定に GCM のみを用いた場合の利点と弱点について指摘する。まず, GCM は地球大気全体の運動を数値計算に含めることができるため, 重力波やマッデンジュリアン振動などの地球全体規模の大気の運動を数値計算に含めて, 熱帯低気圧の運動や発生頻度を予測できるという利点がある。このように, 地球全域を含めて数値計算できるため, 気候変動後のマクロな熱帯低気圧の傾向を把握しながら数値算定できる。弱みとしては, 全球大気循環モデルは膨大な数値計算負荷を必要とするので, スーパーコンピューターなどの設備が占有して使用できる環境が必要不可欠である。権威機関が協力した大規模なプロジェクトの一貫として, このような研究が遂行されている。また, 計算格子が粗いため, 熱帯低気圧の中心構造を詳細に再現することが難しい。そのため, 熱帯低気圧のマクロな運動は把握可能であるが, その内部構造や強度の変化を厳密に言及することは難しいと考えられる。

次に, GCM の大気・海洋物理場を RCM に空間詳細化して熱帯低気圧を算定した既往研究とその利点を記す。Knutson et al. (2007) は全球大気循環モデル (Global Climate Model, GCM) の結果を, 地域気候モデル (Regional Climate Model, RCM) を用いて力学的空間詳細化を行って, ハリケーンの内部・外部の物理機構を詳細に再現している。この研究においても, 中心気圧と風速の関係などのハリケーンの内部構造の再現精度は, 計算格子間隔に強く依存しているとしている (Knutson et al., 2007)。気候変動後のハリケーンの挙動変化に用いた研究では, ハリケーンの強度が徐々に上昇していると指摘している (Knutson et al., 2007; 2010)。そして, 海水面温度と熱帯低気圧の強度の間には, 強い相関があると指摘している (Knutson et al., 2010)。ここで, GCM から RCM へ熱帯低気圧を力学的空間詳細化するには, 熱帯低気圧の初期気象場を構築するいくつかの手法が提案されている (Kurihara et al., 1993; 1995 など)。この構築方法は, 熱帯低気圧の過小評価問題を解決できることが指摘されている (例えば, Kurihara et al., 1993)。一方で, RCM を用いて気候変動後の熱帯低気圧を投影する研究も行われている (Knutson et al., 2010)。このように, GCM から RCM に力学的空間詳細化し, 将来の気候場を投影することで, 気候変動下における熱帯低気圧をより細かい計算格子を用いて評価する研究が行われている。

3.2 高潮算定の研究

数値計算モデルに基づいた高潮算定の研究が現在では主流となっているが、過去には伊勢湾台風による高潮の再現を試みた実験的研究（例えば、Nakamura et al., 1964）や大阪湾における模型実験の研究（室田・和田, 1962）なども行われている。しかしながら、研究に必要な資金の問題と数値解析モデルの発展により、高潮を再現するような水理実験は現在ではほとんど行われていない。

1950年頃には、風速-高潮偏差の関係を表した経験式が用いられていた（例えば、中島, 1954; 宮崎, 1954; Kishi et al., 1960）。この経験式の係数は、高潮発生地点によって異なるため、発生地点における風速値と高潮偏差の観測値が必要である。これらの経験的手法は、宮崎（2003）などによってまとめられている。1960年以降には、静水圧近似、海底摩擦項を考慮した線形・非線形長波方程式を用いて、高潮を数値解析する研究が行われている（宮崎, 2003）。この長波方程式を用いたモデリングでは、可動粘性係数を用いて底面境界層における流体運動を考慮しているため、乱流を厳密に定義しているわけではなく、高潮を長波としては数値算定可能であるが、海の流れとして数値算定することは難しいと考えられる。

1990年近くからは、第三世代海洋モデル Princeton Ocean Model (POM; Blumberg・Mellor, 1987) などの、静水圧近似・乱流項を組み込んだ Primitive 方程式を用いた海洋モデルによって高潮が算定されている。Primitive 方程式を用いたモデルは、非構造格子有限体積法モデル Finite Volume Community Ocean Model (FVCOM; Chen et al., 2003) や有限差分法モデル Regional Ocean Model (ROMS; Shchepetkin・McWilliams, 2005) などがあり、高潮予測に用いられることもある。ここで、FVCOM は体積量・運動量保存をより厳密に離散化できる有限体積法と、複雑地形にも適応可能な非構造格子を用いているため、高精度に流れを算定可能であるという利点がある (Chen et al., 2007a)。

長波に分類できる津波と高潮を比較すると、高潮の発生時間の尺度が長い。そのため、高潮は長波としての性質を持つが、同時に海の流れとしての性質も持つ。そして、高潮や天文潮汐、海流などの海の流れは、底面境界層や大気境界面相から発達する乱流の影響を受ける。これまでに境界面から発達する乱流を再現するために、様々な乱流モデルが提案されてきた。ここで、POM や FVCOM, ROMS などの地球・地域海洋モデルでは、一般的に Mellor・Yamada の乱流モデル (Mellor・Yamada, 1974)、または、その発展形のモデルが組み込まれている。これらの乱流モデルを用いることで、大・小規模の海の流れの乱流を数値計算に組み込み、海の流れを実現現象と近い形で再現できる。そのため、前段落で紹介したような乱流モデルを含んだ海洋・海岸モデルが提案されるようになったところから、線形・非線形長波方程式を用いた高潮モデルよりも、より高潮を包括的かつ緻密に数値算定できるようになったと思われる。この他にも、非構造格子有限要素法モデル Advanced Three-Dimensional Circulation Model For Shelves, Coasts, and Estuaries (ADCIRC; Westerink et al., 1993),

非構造格子有限体積法モデルである Stanford Unstructured-grid, Nonhydrostatic, parallel coastal ocean model (SUNTANS; Fringer et al. 2006), Semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation (SELFE; Zhang · Baptista, 2008) などの乱流モデルを含む高精度モデルとして分類できる。これらのモデルでは、FVCOMと同様に複雑な海岸線に適用可能な非構造格子を数値計算格子としている。

熱帯低気圧や寒冷低気圧は高潮だけではなく、海面において高波を引き起こす。海の流れと波浪の共存場における相互干渉は Longuet-Higgins · Stewart (1962) によって最初に指摘された。数値海岸・海洋循環モデルと波浪モデルの連成に関しては、Grant et al. (1984) が、カリフォルニアの北海岸で観測を行った結果、風波が流れの水平・鉛直方向に影響することを指摘している。さらに、Signel et al. (1990) は Grant · Madsen (1979) の2次元モデルに波浪の影響を反映させた結果、浅水域の流れが波浪に大きく影響することに言及している。Davies · Lawrence (1995) は3次元海流モデルに波浪モデルを結合して、波浪の海流に対する感度を評価した。その結果、風による大気海面境界と底面境界付近の流れに波浪が大きく影響するとしている。

さらに、第三世代海洋モデルと波浪モデル間の連成も行われている (Xie et al. 2003; 2010; Moon, 2005)。Xie et al. (2003) は、第3世代波浪モデル wave model-WAM (Cycle 4) と POM をカップリングしたモデルを用いて、高潮の解析を行っている。この研究では、POM の高潮算定は過小評価しており、波浪を考慮することで改善できると指摘している。さらに、Moon (2005) なども、東シナ海を対象として WAVEWATCH-II と POM の相互カップリング計算を行った。さらに、浅海域を厳密に考慮するために POM, ROMS や FVCOM と第3世代浅海域波浪モデル SWAN (Booji et al., 1999) を用いた相互カップリングも行われている (Xie et al., 2003; Uchiyama et al., 2009; Qi et al., 2009; Kim et al., 2010)。Kim et al. (2010) は波による平均海面上昇 (Wave set-up) に着目して、高潮を数値予測している。Uchiyama et al. (2009) は ROMS に Vortex Formalism (McWilliams et al., 2004) を用いて、波浪モデルを組み込み高潮の数値算定を行った。また、Qi et al. (2009) は SWAN の物理式を有限体積法で解いた SWAVE モデルを開発し、FVCOM とのカップリングを行って高潮を算定している。ここで、Qi et al. (2009) は、波浪場は流速場の影響を大きく受けているが、高潮偏差に対する波浪場の影響は相対的に少ないと指摘している。

以上の流れ-波浪の共存場の相互作用を組み込む際には、ラディエーション応力に関する理論的枠組み (Longuet-Higgins · Stewart, 1962) と、近年提案された Vortex Formalism (McWilliams et al., 2004) が波浪の効果を海岸流れに組み込む際の理論的枠組みとして用いられている。このように波-流れの相互干渉に関する理論的枠組みは複数提案されている。

3.3 気候変動後の高潮

気候変動後の高潮に影響を与える海象・気象の変動要因として、海水面の上昇と熱帯低気圧などの高潮を引き起こす気象現象の変化がある。海水面の上昇は高潮にともなう洪水の強度を上昇させるという指摘がなされている (Karim・Mimura, 2008; Dasgupta et al., 2011; Hallegatte et al., 2011; Shepard et al., 2012; Wang et al., 2012; Hoshino et al., 2016)。Karim・Mimura (2008) によると、バングラディッシュにおいては海水面温度と海水面の上昇と高潮洪水の間に相関がある。また、Tasnim et al. (2014) も海水面温度の上昇はバングラディッシュにおいて高潮強度を増加させる潜在的可能性があることを指摘している。Dasgupta et al. (2011) は、発展途上国に注目して、気候変動後の海面上昇と高潮の関係について言及している。さらに、Hallegatte et al. (2011) はコペンハーゲンにおいて、海面上昇と高潮の危機に相関があるとしている。また大都市圏に面する湾における海面上昇に注目して、Shepard et al. (2012), Wang et al. (2012), Hoshino et al. (2016) が、それぞれニューヨーク、上海、東京の高潮リスクと海面上昇の関係を指摘している。このように、海水面温度の上昇、海面上昇と高潮洪水の強度に関する相関が既往研究の中で指摘されている。

温暖化後の気象現象の変化にともなう高潮強度と頻度の変化に関する研究がなされている (Lowe et al., 2001; Lowe・Gregory, 2005; Gräwe et al., 2012; Lin et al., 2012; 2014; Yasuda et al., 2014)。Lowe et al. (2001) と Lowe・Gregory (2005) は、イギリス連合王国の周辺海域における高潮発生リスクについて言及している。また、Gräwe et al. (2012) は、IPCC 第4次報告書の A1B・B1 シナリオを用いて、バルティック海における海域の推算を行い、将来の高潮の発生確率を予測している。近年では、Lin et al. (2012; 2014) が Emanuel (2008) が提案した統合型ハリケーンモデルを用いて、ハリケーンの力学的空間詳細化を行い、メキシコ湾周辺海域の高潮の再現確率を算定している。さらに、Yasuda et al. (2014) は、メソ気象モデルを用いて力学的空間詳細化を行い、日本周辺海域における高潮の再現確率を求めている。このように、将来の高潮の温暖化影響評価が数多く行われている。

第 4 章 数値解析モデル

本研究で用いた数値解析モデルは、非静力学圧縮性気象モデル Advanced Research Weather Research and Forecast Version 3.5 (ARW-WRF; Skamarock et al., 2008)と、非構造格子有限体積法海洋モデル Finite Volume Community Ocean Model (FVCOM, Chen et al., 2003; 2011a) のオープンソースモデルである。それらのモデルの技術資料 (Skamarock et al., 2008; Chen et al., 2011a) から引用し日本語に翻訳して、簡潔に記す。

4.1 メソ気象モデル ARW-WRF

ARW-WRF は、国立大気研究所 (NCAR), アメリカ大気・海洋局 (NOAA), アメリカ空軍気象予測機関 (AFWA), アメリカ海軍研究所 (NRL), オクラホマ大学, 連邦航空局 (FAA) が開発したオープンソースの地域気象モデル (RCM) である (WRF Homepage, 2017)。このモデルは汎用性の高さから、気象学のみならず工学分野でも用いられている。世界中に約 3 万人を超えるユーザーが存在し、RCM の標準モデルとなっている (WRF Homepage, 2017)。本研究では、2013 年 8 月から公開されている WRF version 3.5 を用いた。

Skamarock et al. (2008) によると、ARW-WRF の力学コアモデルには Ooyama (1990) の非圧縮系非静水力学支配方程式を用いており、時間離散化手法には Skamarock・Klemp (1992) の 3 次元ルンゲクッタ時間差分スキームを適用し、計算負荷を抑えつつ、計算精度の保っており、陸上地形に合わせた Z 軸方向の座標 (Laprise, 1992) を用いており、様々な雲物理スキーム、地球境界条件方程式を用いることで、大気現象に対してそれぞれ適切な数値計算スキームを選択できることなどの強みがある。ARW-WRF の支配方程式 (1.1) - (1.8) を Skamarock et al. (2008) から直接抜粋して以下に記述する。

運動量保存の式

$$\begin{aligned} \partial_t U + m_x [\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_\eta(\Omega u) \\ + (m_x / m_y)(\alpha / \alpha_d) [\mu_d(\partial_x \phi' + \alpha_d \partial_x \bar{p} + \alpha'_d \partial_x \bar{p}) + \partial_x \phi(\partial_\eta p' - u'_d)] = F_u \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$\begin{aligned} \partial_t V + m_y [\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + (m_y / m_x) \partial_\eta(\Omega v) \\ + (m_x / m_y)(\alpha / \alpha_d) [\mu_d(\partial_x \phi' + \alpha_d \partial_x \bar{p} + \alpha'_d \partial_x \bar{p}) + \partial_x \phi(\partial_\eta p' - u'_d)] = F_v \end{aligned} \quad (1.2)$$

$$\begin{aligned} \partial_t W + (m_x m_y / m_y) [\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + (m_y / m_x) \partial_\eta(\Omega w) \\ - g / m_y (\alpha / \alpha_d) [\partial_\eta p' + \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)] + u'_d g / m_y = F_w \end{aligned} \quad (1.3)$$

質量保存の方程式

$$\partial_t u'_d + m_x m_y [\partial_x(U) + \partial_y(V)] + m_y \partial_\eta \Omega = 0 \quad (1.4)$$

ジオポテンシャルの式

$$\partial_t \phi' + 1/u'_d [m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi)] + m_y \Omega \partial_n \phi - m_y g W = 0 \quad (1.5)$$

温位保存の方程式

$$\partial_t \Theta + m_x m_y (\partial_x U \theta + \partial_y V \theta) + m_y \partial_n (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (1.6)$$

スカラー保存の方程式

$$\partial_t Q_m + m_x m_y [\partial_x U q_m + \partial_y V q_m] + m_y \partial_n (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (1.7)$$

静水圧方程式

$$\partial_n \phi' = -\bar{u} \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (1.8)$$

(ここまで抜粋).

以下の手順 (Skamarock et al., 2008) で支配方程式を離散化する.

1. 3 次のルンゲクッタ時間離散化スキーム (Skamarock・Klemp, 1992) を用いて, 風速値 (U, V, W), 温位 (Θ), ジオポテンシャル値の摂動 (ϕ') などの変数を離散化する.
2. 時間を離散化には, 気象力学に優位な影響を与える音響モードを繰り込んで計算する. 具体的には, そのまま音響モードを数値計算に取り込むのは難しい. そのため, 風速値 (U, V, W), 温位 (Θ) の摂動分を考慮して, それらの変数のルンゲクッタの離散化スキームを適用する前と後の差分をとり, それら変数の摂動分の計算時に音響モードの摂動を考慮する.
3. 空間離散化手法には, Arakawa C グリッドに有限差分法を用いる.
4. コリオリ力と座標の曲率効果は, 地図投影法 (メルカトル図法やランベルト図法など) を考慮する.
5. 移流項は, 6 次までの有限差分スキームを適用する.
6. ルンゲクッタの差分スキームを用いる際には, Positive-Definite Limiter を用いて, 数値計算の安定化を行っている. 数値計算の安定性は, 3 次のルンゲクッタ時間差分スキームは 3,4,5,6 次の空間離散手法までを適用する.
7. 渦の粘性の計算方法には, 3D Smagorinsky Closure モデルと Prognostic TKE Closure モデルを用いることができる. TKE Closure モデルでは, せん断力, 浮力, 散逸を考慮している.
8. 力学コアの支配方程式を離散化したのちに, 雲微物理スキーム, 惑星境界層スキーム, 対流スキーム, 地上面モデル, 海面モデルなどを外力として, 数値計算に取り込んで, 計算している.

以下に数値気象モデルの基本的な物理スキームを記す. Mori et al., (2014), Islam et al. (2015) と同様に, 雲微物理方程式 (Micro Physics Scheme) に WRF Single-moment 6-class Scheme (Hong・Lim, 2006) を用いた. このスキームを用いることで, 強い台風の強度を精度よく算定できると思われる. 惑星境界スキームには, Yonsei University Scheme (Hong et al., 2004b), Quasi-normal Scale Elimination Scheme (Sukoriansky et al., 2005), Mellor-Yamada Nakanishi Niino Level 2.5 and 3 scheme (Nakanishi・Niino, 2006; 2009) を用いた. MYNN2.5・3.0 スキームでは, 大気下位層の乱流を LES により再現して, その結果を用いることで RANS モデルの高精度化を図っている. そのため, LES を用いた数値計算の結果に近い乱流を算定することができる. さらに, 雲微物理スキームには, シンプルな Kain-Fritsch Scheme (Kain, 2004) を用いた. 放射輝度の長・短波のスキームには, RRTMG Shortwave and Longwave (Iacono et al., 2008) を用いており, 陸地表面のスキームには, Tewari et al. (2004) のモデルを用いた. また Surface Layer Physics スキームとしては, MM5 Similarity Scheme (Paulson, 1970; Dyer・Hicks, 1970, Webb, 1970; Beljaars, 1995; Zhang・Anthes, 1982) のモデルを用いた.

4.2 非構造格子有限体積法海洋モデル FVCOM

非構造格子有限体積法海洋モデル FVCOM (Finite Volume Community Ocean Model, Chen et al., 2003) は, オープンソース海岸・海洋循環モデルである. 本研究では, FVCOM Version 3.1.6 (Chen et al., 2011a) を用いた. 支配方程式系には Primitive 方程式を用いているため, 潮汐や長波などの海の流れを高度に数値解析できる. また, ポアソン方程式を解き, 厳密に海洋循環流の圧力勾配を求めているモデルも存在するなど, 目的に応じて数値計算基盤を提供するモデルとなっている. さらに, 開発者のグループを始めとして, これまで潮汐, 高潮, 津波などの様々な海洋・海岸現象に適用されてきたモデルである (例えば, 潮汐: Chen et al., 2003, 高潮: Yang et al., 2014, 津波: Chen et al., 2014a). 以下に支配方程式 (2.1) ~ (2.7) を Chen et al. (2011a) より直接抜粋して記す.

運動量保存の方程式

$$\begin{aligned} & \partial_t u + \partial_x(uu) + \partial_y(uv) + \partial_z(uw) - fv \\ & = -\partial_x(p_H + p_o) / \rho_o - \partial_x q / \rho_o + \partial_z(K_m \partial_z u) + Fu \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} & \partial_t v + \partial_x(vu) + \partial_y(vv) + \partial_z(vw) - fu \\ & = -\partial_y(p_H + p_o) / \rho_o - \partial_y q / \rho_o + \partial_z(K_m \partial_z v) + Fv \end{aligned} \quad (2.2)$$

$$\partial_t w + \partial_x(wu) + \partial_y(wv) + \partial_z(wv) = -\partial_y q / \rho_0 + \partial_z(K_m \partial_z w) + Fw \quad (2.3)$$

連続式

$$\partial_t w + \partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0 \quad (2.4)$$

温度の方程式

$$\partial_t T + \partial_x T + \partial_y T + \partial_z T = \partial_z(K_h T) + F_T \quad (2.5)$$

塩分濃度の方程式

$$\partial_t S + \partial_x S + \partial_y S + \partial_z S = \partial_z(K_h S) + F_S \quad (2.6)$$

密度の式

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (2.7)$$

(ここまで抜粋).

これらの支配方程式による海洋モデル FVCOM は以下の特徴がある (Chen et al., 2011a).

1. 海底地形に沿うような支配方程式に変形される. 鉛直双方向は σ 座標系によって, σ 座標系が $-1 \sim 0$ の間の数値へと分割される.
2. 乱流モデルとして, k-e モデル, Mellor・Yamada の 2.5 次乱流モデルなどが組み込まれている.
3. 非構造格子有限体積法で空間離散化する. コントロールボリュームを非構造格子とする. ここでは, その重心の流速 (u, v) と, 頂点のその他の変数を用いて数値計算を行う. そして, 平面方向の離散化後に, 鉛直方向の変数の離散化する.
4. 時間離散化方法としては, 陽解法と半陰解法を用いることができる.
5. 浸水計算には, Wet/Dry 法を用いている.

詳細な説明は, Chen et al. (2011a) を参照されたい.

気象モデルの風速・海面更正気圧の結果を海洋モデルに挿入する際には, 陸域と海域に分けて, 線形的に内挿した. また, 風速値は海面抵抗係数を用いて, 風速応力に変換して, 外力条件とした. 海面抵抗係数には, 本多・光易 (1980) に風速 30 m/s 以上は一定の式 (3.1) ~ (3.3) を用いた (中村ら, 2014 と同様).

$$C_D = (1 - 0.01890 \times W_s) \times 0.00128 \quad \text{if } W_s \leq 8 \text{ ms}^{-1} \quad (3.1)$$

$$C_D = (1 + 0.1078 \times W_s) \times 0.000581 \quad \text{if } 8 \text{ m/s} \leq W_s \leq 30 \text{ ms}^{-1} \quad (3.2)$$

$$C_D = 0.00246 \quad \text{if } W_s \geq 30 \text{ ms}^{-1} \quad (3.3)$$

ここに、 C_D は海面抵抗係数、 W_s は風速値.

第5章 台風・高潮のアンサンブル 予報手法に関する検討

5.1 台風・高潮予報アンサンブルモデルの構築と初期条件

本章では、ARW-WRF (Skamarock et al., 2008), FVCOM (Chen et al., 2003) で構成される比較的シンプルな高潮モデルを用いたアンサンブル高潮予報の結果を評価する。初期条件の構築には、台風がフィリピンに上陸する約 3.5 日前に提供されている気象情報 (Global Forecate System, 2014) を用いた。ここで、計算時間は 2013 年 11 月 4 日 12:00 から 2013 年 11 月 8 日 12:00 とした。このように、数日前予報を遂行しており、この点が既往研究でよく行われているリアルタイム予測・擬似予報とは異なっている。アンサンブル予報を行う際には、気象モデルで異なる物理スキームを選択し、その結果を外力として海洋モデル FVCOM で高潮を数値計算した。Cumulus Parameterization Options には Kain-Fritsch Scheme (Kain, 2004) を用いた。Long・short wave theory には、RRTMG Short wave and Long wave Scheme (Iacono et al., 2008) を用いた。Land Surface Physics には、Unified Noah Land Surface Model (Tewari et al., 2004) を用いた。異なる物理スキームとしては、主に台風の挙動に影響を与える雲微物理スキーム 3 種類 (Eta Scheme, NOAA, 2001; WSM5, Hong et al., 2004a; WSM6, Hong and Lim, 2006) と惑星境界層スキーム 3 種類 (YSU, Hong et al., 2004b; QNSE scheme, Sukoriasky et al., 2005; MYNN2.5 scheme, Nakanishi・Niino, 2006) を組みあわせの 9 個のマルチスキームアンサンブル結果を算出した。そして、それぞれの組み合わせにより、1~9 アンサンブルメンバーとして結果を整理した。なお、陸域物理スキームなどの他のスキームに関しては、第 4 章で前述したスキームを用いた。気象モデルの鉛直総数は 36 層とした。

表-3 各スキームとアンサンブルメンバー

スキーム	YSU (Hong et al., 2004b)	QNSE (Sukoriasky et al., 2005)	MYNN (Nakanishi・Niino, 2006)
WSM5 (Hong et al., 2004a)	1	2	3
Eta (NOAA, 2001)	4	5	6
WSM6 (Hong and Lim, 2006)	7	8	9

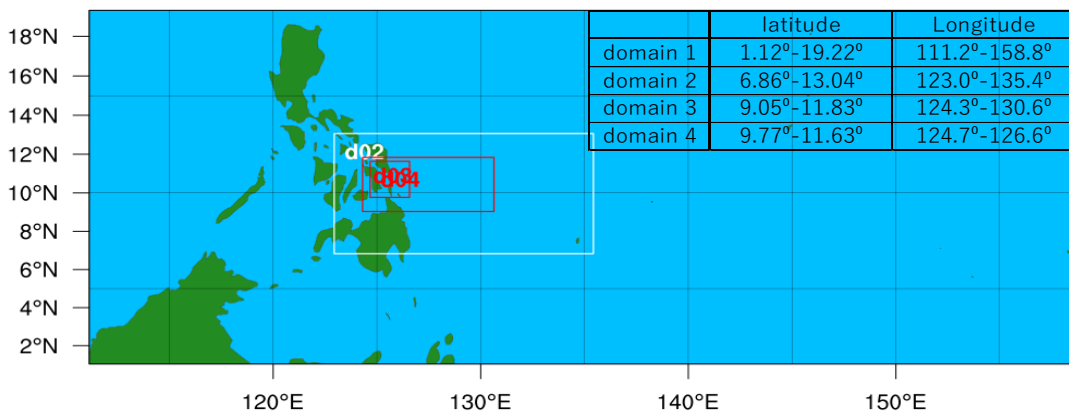


図-5.1 WRF の計算領域 (Domain 1 ~ 4) の緯度・経度 (The NCAR Command Language, 2016 を用いて作成)

図-5.1 に WRF の計算領域を示した。2013 年 11 月 4 日 12 : 00 における台風ハイヤンの位置を含むように領域を設定した。Domain1~4 における計算格子の幅は、16470 m, 5490 m, 1830 m, 610 m とした。図-5.2 に FVCOM の計算領域を示す。海底地形には GEBCO_08 (Becker et al., 2009) を用いた。計算ノード数、計算セル数はそれぞれ 53304, 104784 とし、鉛直層は 11 層とした。

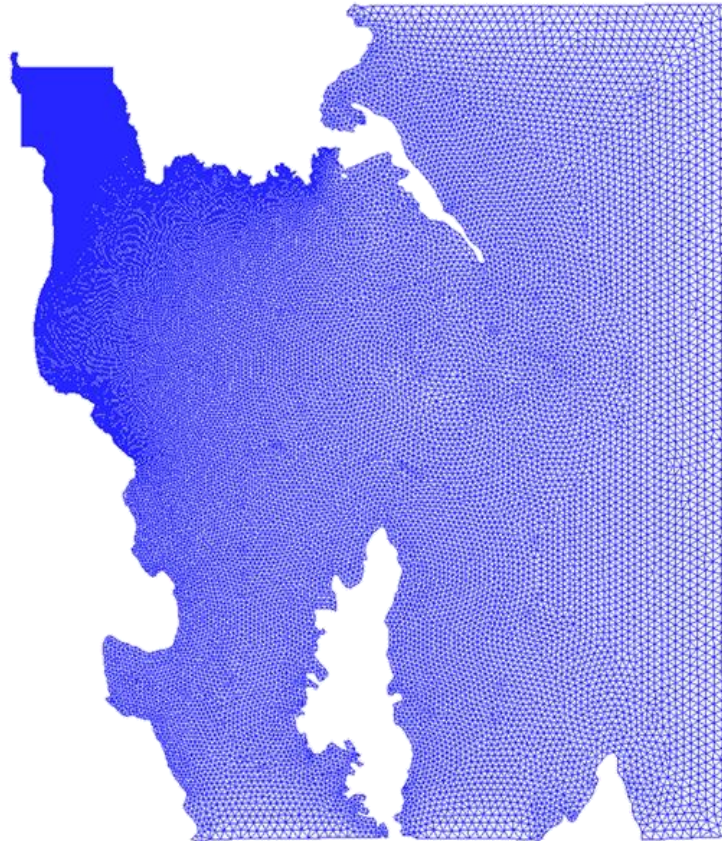


図-5.2 FVCOM の計算領域

5.2 各スキームに関する既往の評価

これまでに、熱帯低気圧の計算精度に関わるスキーム間の評価がされている(金ら, 2012, Mori et al., 2014; Islam et al., 2015). Mori et al. (2014) では、雲微物理スキームに WSM6, 惑星境界層スキームに YSU スキームを用いて、台風ハイヤンの最低中心気圧を 895 hPa と比較的精度よく算出した。この中心気圧は気象庁推定値と概ね合致していた。Islam et al. (2015) は、雲微物理に WSM6 スキームを、惑星境界層スキームに QNSE スキームを用いた場合に、台風の経路の気象庁推定との差異が小さくなったとしている。一方で、Islam et al. (2015) では、台風の中心気圧が気象庁推定と最大で 100hPa ほどの差異があり、台風ハイヤンの予測は難しいと指摘している。

5.3 高潮のアンサンブル予報に関する既往研究

Flowerdew et al. (2010) がアンサンブル高潮予報の構築方法を提案してから、高潮予報の実用化を目標とした研究が行われている。(Flowerdew et al., 2010; 2013, Liberto et al., 2011, Mel et al., 2014, Berniera et al., 2015). Flowerdew et al. (2010, 2013) は、高潮予報の平均値を算出することで、観測値との差異が小さくなることを指摘した。Liberto et al. (2011), Mel et al. (2014), Berniera et al. (2015) はそれぞれ、北アメリカ東海岸、イタリア・ベニス、カナダを対象として、高潮偏差を予報するモデルを提案し、その予報精度を評価している。このように、アンサンブル予報は高潮予報の不確実性を排除しつつ予報結果を算出することができるが、2013年フィリピンの高潮のように、巨大な高潮を対象事例とした研究はこれまで行われてこなかった。本稿では巨大な高潮を対象として、その高潮予報の可能性を実用性の観点から評価した。

5.4 台風の予報結果

台風の海面更正中心気圧のアンサンブル結果を図-5.1 に示す。雲微物理スキームと惑星境界層スキームの選択にともない台風の中心気圧が異なっていた。アンサンブルメンバー1から9までの最低海面更正中心気圧は、順に918, 906, 917, 921, 911, 934, 907, 893, 910 hPa となった。雲微物理スキームを比較すると、Eta, WSM5, WSM6 スキームの順に台風強度が増加していた。惑星境界層スキームを比較すると、QNSE スキームが台風の強度を最も大きく算定していたが、MYNN スキームとYSU スキームを比較した場合、どちらが台風の強度を増加させるかは簡単には決定できず、雲微物理スキームの種類に依存していた。これは、雲微物理にWSM5 スキームを用いた場合では、惑星境界スキームにMYNN スキームを用いた場合のほうがYSU スキームを用いた場合と比較して、台風の中心気圧が低かったためである。しかしながら、雲微物理にEta スキームとWSM6 スキームを用いた場合では、MYNN よりもYSU スキームを用いたほうが、台風の最低中心気圧がより低下した。以上の結果より、雲微物理スキームと惑星境界スキームは非線形の相互作用を及ぼしていると推測している。

アンサンブルメンバーは海面更正中心気圧の過大評価(台風強度の過小評価)していたが、WSM6 と QNSE スキームの組み合わせによって予報された台風の中心気圧が気象庁推定値に最も近くなった。しかしながら、いずれのケースにおいても、予報時間が18時から48時における台風の急速発達過程は再現できてはいない。熱帯低気圧の急速発達に寄与する因子は海面温度や海水混合層の温度以外に見つかっておらず、その全容は解明されていない。そのため、数値計算においてもその過程を詳細に再現することは難しい。ここで、

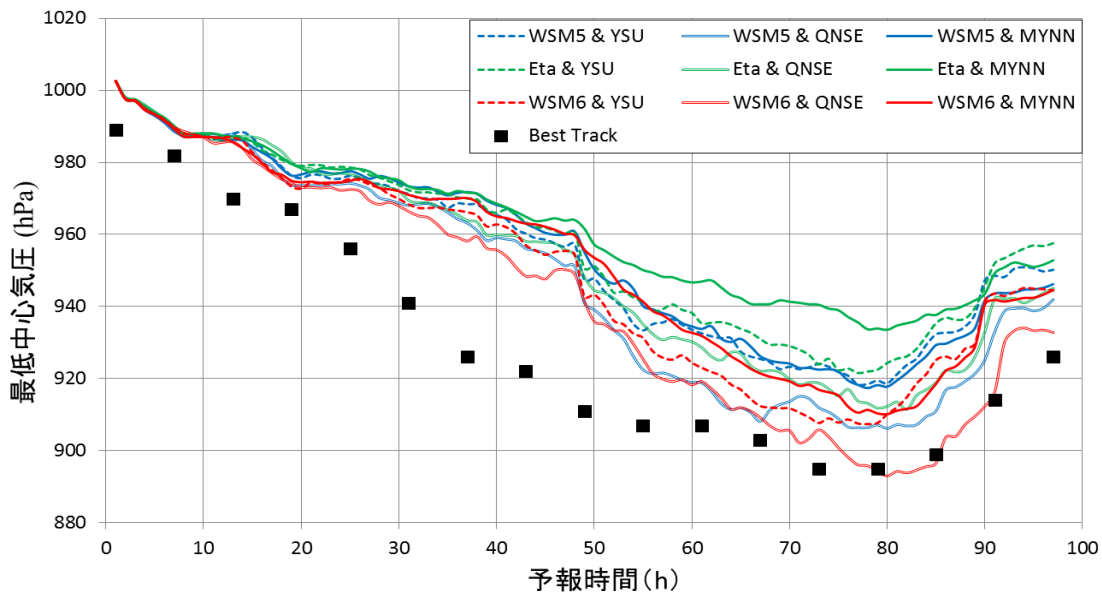


図-5.3 台風の海面更正気圧の時間推移のアンサンブル予報結果

いずれの数値計算でも台風の海面更正中心気圧が予報時間 48 時間付近で強くなっている。この時間には、台風の中心位置が計算領域 1 から計算領域 2 へ移動した。そのため、この時間帯では、より細かい計算格子において台風の中心を再現している。さらに、この時間からは中心気圧の値を計算領域 2 から算出したこともあり、中心気圧の低下がみられる結果となった。このように、台風の中心気圧をより現実に近い形で予報するためには、細かい計算格子が不可欠であると推測している。

図-5.2 に各メンバーの台風の発達率を示す。そして、6 時間毎に平均発達率 (hPa) を算出した。気象庁推定値では、台風の発達のピークが 11 月 5 日 15:00 になっているのに対して、計算値は 1 日遅れの 11 月 5 日 15:00 付近で最も発達していた。このように、最も発達した時間が異なることで、台風の急速発達の時間が遅れていた。気象庁推定値を参考にする、このケースでは台風の発達が加速するのは、夜間の時間帯であり、昼間の時間帯ではあまり発達していないことも確認した。しかしながら、予報結果では、最も発達した時間帯は夜 11 月 6 日の 9:00 から 18:00 であるため、夜間の時間帯に発達していた。しかしながら、そのほかの時間帯ではその傾向を捉えているは言えない。例えば、11 月 5 日 03:00 では、昼間の時間であるにも関わらず、台風が発達していた。このように、数値計算をもとにして台風の中心気圧の推移を観測値と差異なく再現することは極めて難しい。今後は、台風の中心気圧の時間変化も厳密に評価しつつ、観測値と比較することで計算精度の向上を図ることができると考えられる。

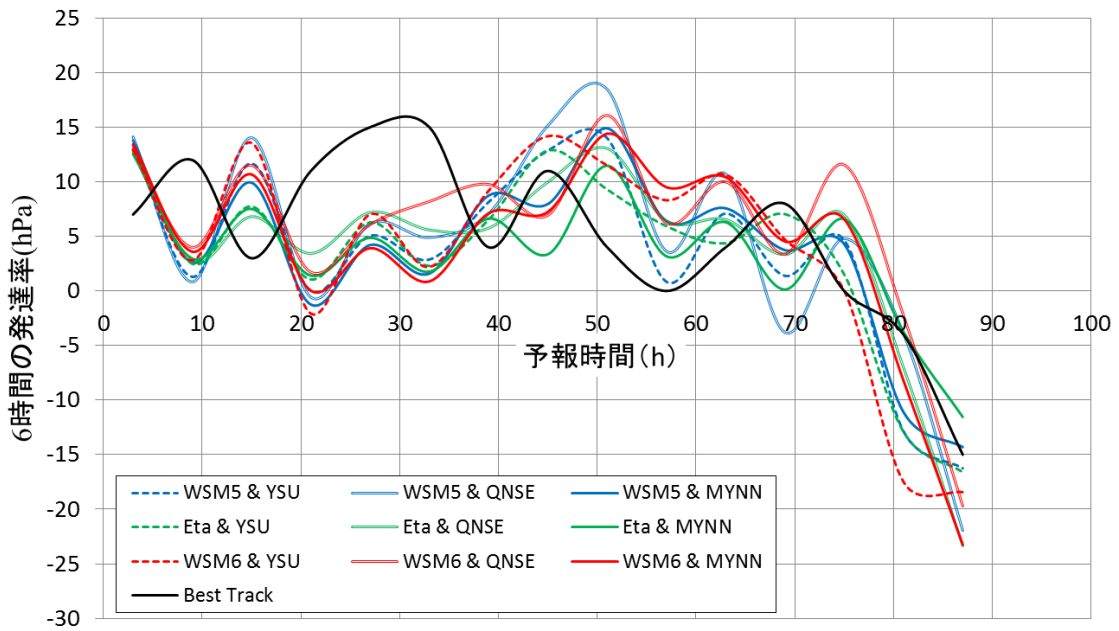


図-5.4 台風の発達率の時間変化のアンサンブル予報結果

台風軌道のアンサンブル予報結果を図-5.3 に示した. 気象庁推定と比較して, アンサンブル計算値はベストトラックに近い経路となった. 予報時間 48 時間時点では, その差異は 200km 程度まで拡大した. しかし, フィリピンのレイテ島上陸時には, その差異は 0~100 km 程度となった.

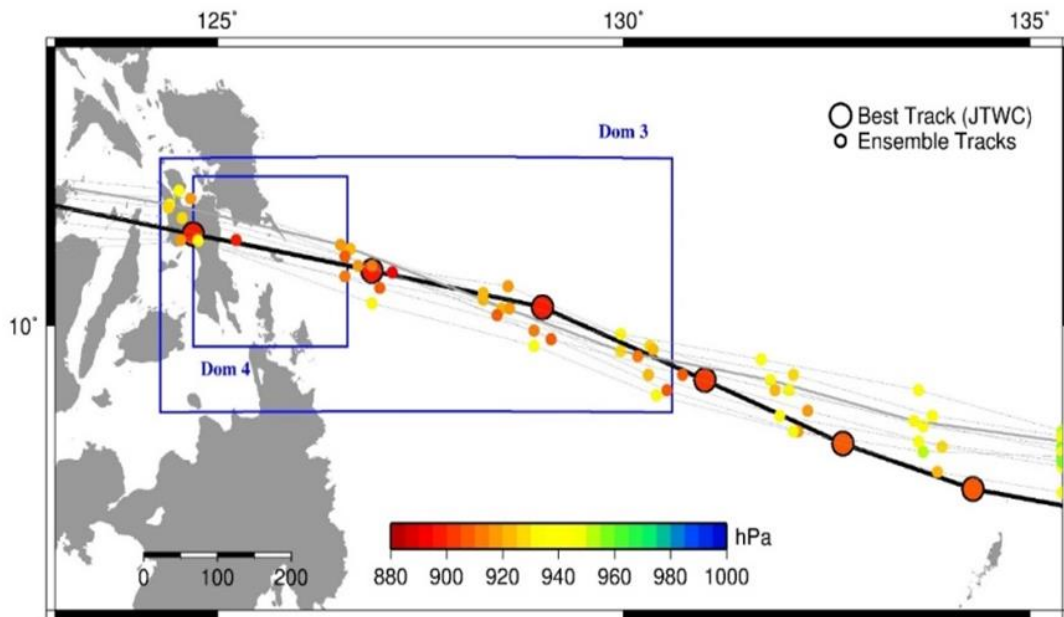


図-5.5 台風軌道のアンサンブル予報結果

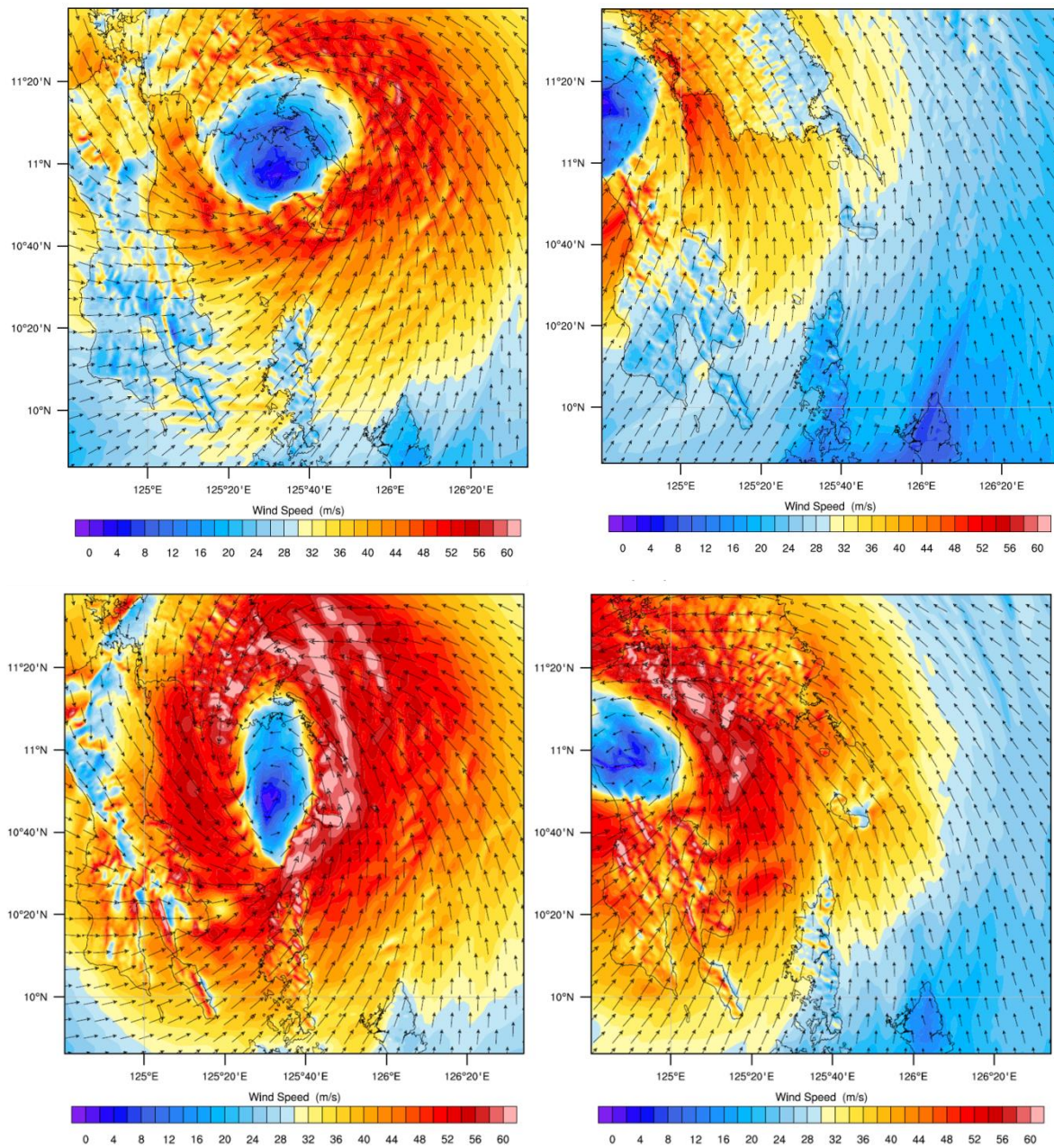


図-5.6 レイテ島上陸付近における地上10mの風速分布(The NCAR Command Language, 2016 を用いて作成. 上段 : WSM5&YSU ケースの7日 21時00分・7日 23時30分, 下段 : WSM6&QNSE ケースの7日 23時00分・8日 01時00分)

図-5.4 に, WSM5&YSU と WSM6&QNSE ケースのレイテ島・サマール島への台風接近時の風速値と風向分布を示した. 台風の右半径で風速が顕著に増加していた. 地球の自転によるコリオリ力が台風の右半径では風向と同じ方向に働くために, 右半径の風速値が上昇

した。そして、レイテ湾では台風の進行にともなって、40~60 m/s の速度を持つ風が数時間
の間に南風から北風に極端に変化した。WSM5&YSU ケースでは、最大風速値は 50 m/s 程
度であった。他方、WSM6&QNSE ケースでは、風速値が 50~60 m/s となった。このケー
スでは、サンパブロ・サンペドロ湾内部では風速値が 60 m/s を超えている場所が多く存在
し、このような高風速が巨大な高潮をもたらした。

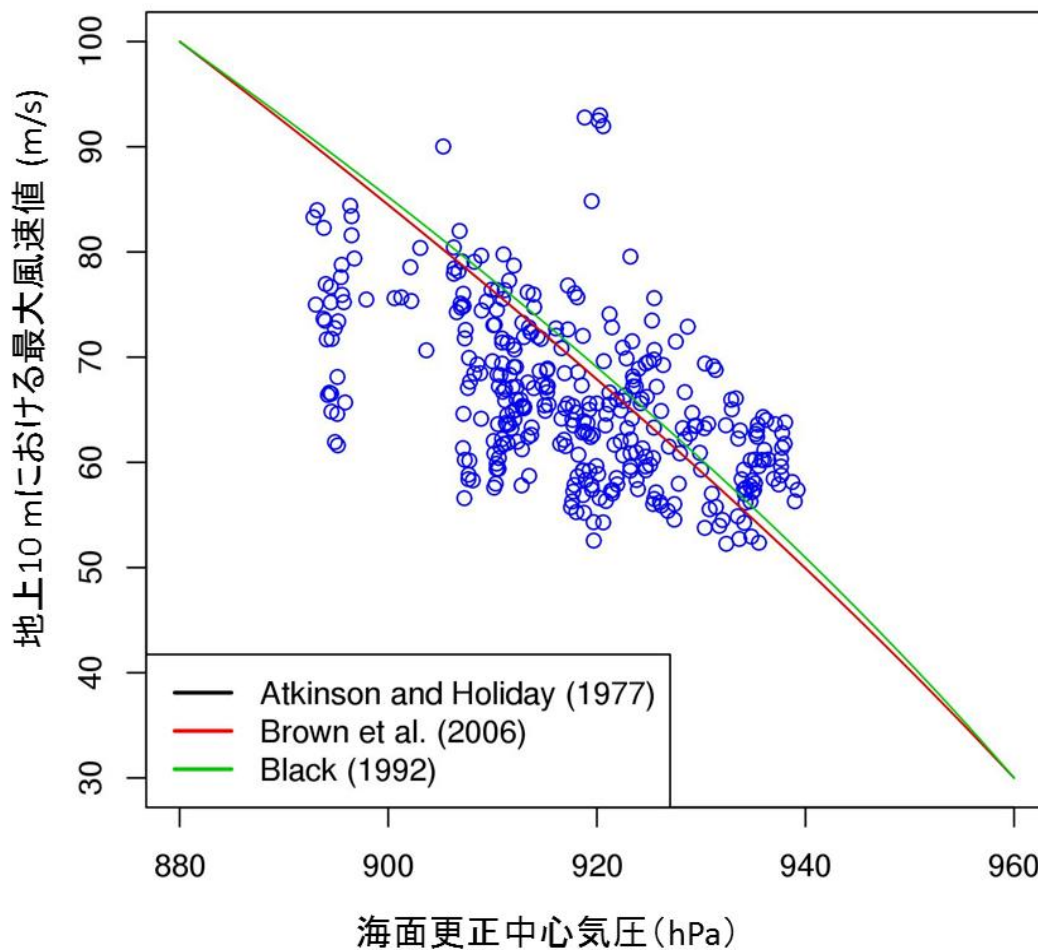


図-5.7 地上 10m における最大風速値と最低海面更正気圧の関係の比較

図-5.5 に最大風速と最低海面更正気圧の関係を示した。そして、既往の経験式 (Atkinson・
Holiday 1977 ; Black, 1992 ; Brown et al., 1992) と比較して、数値算定結果を評価した。
最低海面更正中心気圧が 940 - 925 hPa の範囲では、予報の風速値が経験式と比較して、過
大評価されているものの、包括的に経験式を囲むように相関点が描かれている。他方で、海
面更正中心気圧が 925 hPa 以下の範囲では、中心気圧に対する最大風速値は、観測値から
構成した経験式と比較して過小評価している。メソ気象モデルを用いた場合の熱帯低気圧

の算定における、最大風速の海面更正中心気圧に対する過小評価はこれまでも Knutson et al. (2007) が指摘している。それらの研究においても計算格子が大きすぎるため、熱帯低気圧の目が再現できず強度を過小評価しているとしている。実際に、台風の目の再現には 1km 以下の計算格子が必要と一般的になされている (Chen et al., 2007b)。一方、レイテ島周辺付近では計算格子が 600m にも関わらず、海面更正中心気圧を過大評価している。これは、海面という底面境界層付近における乱流を再現することが難しいためであると考えている。今後 LES などを乱流スキームとして組み込んだメソ気象モデルを用いることで解決できると考えている。

5.5 高潮の予報結果

タクロバンにおける、各アンサンブルメンバーの高潮偏差を図-5.6 に示す。アンサンブルメンバーの高潮偏差は、タクロバンにおいても台風の強度と進路と関係があった。そして、アンサンブルメンバーの間において高潮偏差の値に差異がみられた。そのため、以下 3 ケースを設定した。ケース①：従来のアンサンブルの高潮予報の研究で行われている (Flowerdew et al., 2010 など)、平均値を算出するケース。ケース②：個々のアンサンブルメンバーの位相差異を操作して、最高高潮偏差を同一時刻にしたのちに平均値を算出するケース。ケース③：最悪シナリオ (メンバー8) を高潮の最終予報結果として用いるケース。上記のケースを設定し、実用化されている高潮予報と同様に、特定地点における高潮偏差の観測値と予報値を比較した。

まず、レイテ島タクロバンにおける、高潮偏差の予報値と計測値 (5.65m, 柴山ら, 2014) を比較した。ケース①では、高潮偏差の最大値は 3.05m となり、過小評価していた。ケース②においても、高潮偏差の予報結果を 4.65m と過小評価した。ケース③では、タクロバンにおいて、高潮偏差の予報値を 6.44m と過大評価していたが、計測値と比較的一致していた。アンサンブル予報全体的に、高潮偏差を過小評価していた。高潮偏差の予報値を過小評価した理由としては、台風軌道が気象庁推定値とは異なっていたため、台風メソ気象モデルでは、台風強度を過小評価してしまうため、というような理由が考えられる。ケース①の事例では、巨大な高潮を精度よくアンサンブルその平均値を算出することは猛烈な台風の予報が難しいため、高潮偏差の値を過小評価する可能性がある。さらに、巨大な高潮が発生する際には、最大高潮偏差が頂点となっている時間は短いため、高潮偏差のアンサンブル平均値を算出することは、ピークが短い高潮偏差を過小評価することとなる。ケース②では、最大高潮偏差の継続時間が短いことを考慮して、最大高潮偏差の位相の差異を補正した。しかしながら、アンサンブル台風予報が過小評価されているため、高潮偏差を過小評価と指摘できる。ケース③では、台風のアンサンブル予報の中に、観測値と比較的合致しているメンバー8 が存在していたため、高潮偏差の値を過小評価することなく算出

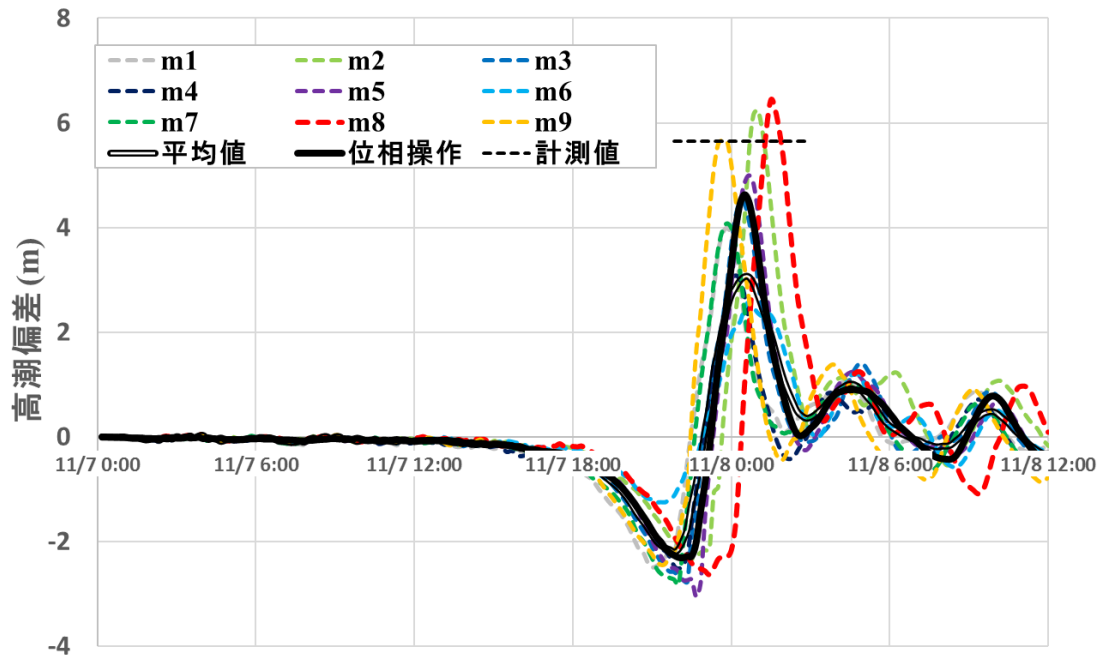


図-5.8 タクロバンにおけるアンサンブル高潮予報の結果

することが可能であった。現在の台風の予報精度を考慮すると、巨大な高潮を予報する場合には、アンサンブル高潮の最悪シナリオを考えるべきである。

次に、高潮の発生時間に注目する。個々のアンサンブルメンバーの高潮発生時刻には、ばらつきがみられる。しかしながら、ケース①、②では、発生時間が2013年11月8日02:00となっており、実際にタクロバンで高潮が発生したとされる2013年11月8日00:00付近の時間帯と極めて近い値となっている。そのため、発生時間に関してはアンサンブル平均を取ることで、巨大な高潮の発生時間の予報可能性を指摘できる。この理由としては、台風的位置は、個々のアンサンブル予報値が概ね良好な値を算出できるためと推測している。

図-5.7 にレイテ湾周辺域におけるアンサンブル高潮予報結果の3ケースを示す。全体的な高潮偏差の予報結果に対してもタクロバンにおいて言及したことと同様の指摘ができる。そして、図-5.8 に最大高潮偏差の予報値と計測値を比較した。ケース①では、予報値が広範囲にわたって過小評価していた。そして、高潮偏差の計測値が比較高いところほど、予報値との差異が大きくなっていた(図-5.8)。ケース②では、過小評価していたものの、ケース①とは異なり、計測値によらず予報値と計測値の差異の割合はほぼ一定であった。これは、アンサンブル間の位相の差異が補正されたためである。ケース③に関しては、予報値が全体的な傾向をとらえることができた。最大高潮偏差の空間分布に関しても、最悪のシナリオを考慮することで、予報値と測定値の差異が少なかった。

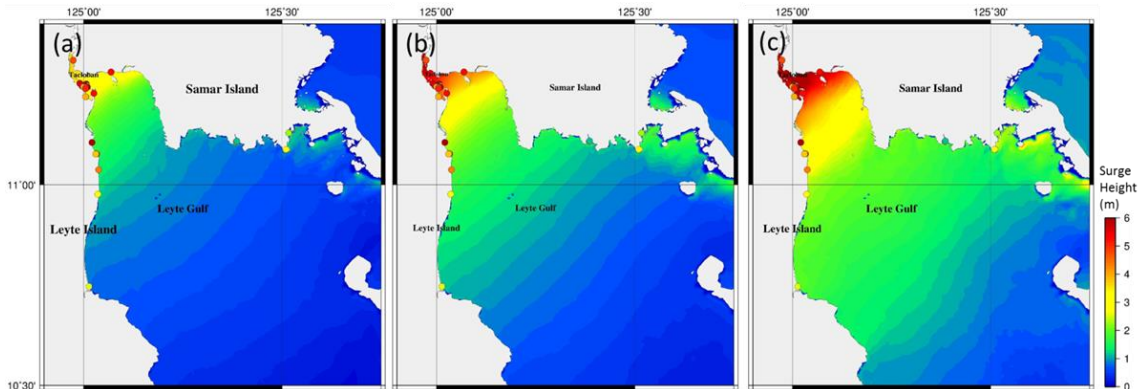


図-5.9 アンサンブル高潮予報の最大高潮偏差の分布（左からケース①～③）

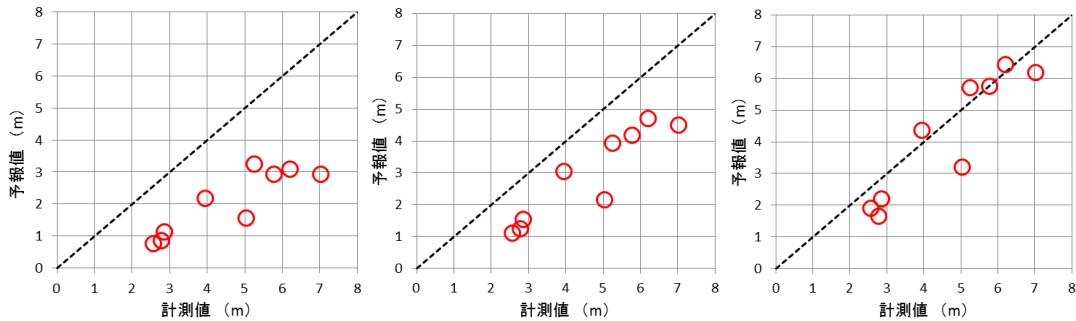


図-5.10 最大高潮偏差の予報値と計測値の比較（左からケース①～③）

5.6 結論

巨大な高潮を数日前に予報することは可能であるが以下の限界がある。高潮偏差のアンサンブル平均値を算出した場合、高潮偏差を過小評価する可能性がある。これは、猛烈な勢力の台風を精度よく再現することが難しいことに起因する。

最大高潮偏差の継続時間は短いため、アンサンブル平均する場合は高潮偏差の最大値に関して、位相操作を行う必要がある。位相差異の補正には、最大高潮偏差が発生する時間の平均値を算出する必要がある。位相操作の際の最大高潮偏差の発生時間の平均値は、現地調査の結果とよく一致していた。そのため、アンサンブル高潮予測は巨大高潮の発生時間を予報できる可能性がある。これは、メソ気象モデルは台風強度（中心気圧の）の算定は難しいが、台風経路は比較的気象庁推定値と一致していることに起因すると考えられる。

このような現状では、アンサンブル高潮予報は平均値のみを考慮した場合には、過小評価してしまう可能性がある。そのため、常に最悪の数値予測結果も考慮することが重要である。そのためにも、高潮の予報値として、高潮偏差と確率分布も同時に提供することで、より強力なソフト防災対策として用いられると考えられる。

第6章 台風・高潮の強度を支配する 大気・海洋物理場の影響評価

6.1 概要

本章では、台風・高潮の強度を支配する大気・海洋物理場を特定し、その影響を評価した。評価には、ARW-WRF (Skamarock et al., 2008), FVCOM (Chen et al., 2003) で構成されるシンプルな One-way 気象・高潮モデルを用いた。そのモデルの初期気象場に対して、IPCC AR5 の CMIP5 の RCP8.5 シナリオの中で、データが健全な 26 の全球大気・海洋循環モデルを用いて擬似温暖化実験を行った。本章は中村・柴山 (2016) と Nakamura et al. (2017) から構成されている。

6.2 研究の背景

第3章で述べたように、気候変動後の熱帯低気圧の挙動の変化に関する多数の研究がなされてきた。それらの研究では、海水面温度 (SST) の上昇と熱帯低気圧や高潮の強度の相関の指摘が数多くされている (Emanuel, 1987; Knutson et al., 2010; Karima・Mimura, 2008; など多数)。

熱帯低気圧の強度と SST の正の相関は、理論的側面 (Emanuel, 1987) や数値解析的側面 (Knutson et al., 2010) から数多く指摘されており、概ね統一の見解に至っている。ここで、Emanuel (2005) は、熱帯低気圧の挙動を支配する大気・海洋物理場は、海水面温度 (SST)、気温 (AT)、湿度 (RH)、250, 850 mb の風速分布であることを指摘している。そのため、気温や湿度などというような海水面温度以外の大気・海洋物理場の因子が、熱帯低気圧に与える影響も把握する必要がある。近年では、気温と台風の強度に関する研究が注目されている。Emanuel et al. (2013) は大気成層圏と対流圏界面の温度低下が台風強度を増加させるとしている。さらに、Vecchi et al. (2013) は対流圏上部の気温低下が台風の強度を増加させるとしている。これらの研究では、対流圏と成層圏の温度低下によって、熱帯低気圧の強度が増加するとしているが、対流圏と成層圏の温度のどちらがより支配的であるかということとはわからない。

地域気象モデルを用いて、熱帯低気圧の強度を直接的に評価する試みもなされている。Wang et al. (2014) は、大気対流圏界面における気温と熱帯低気圧の強度の相関について言及している。また、Nakamura et al. (2016) も気温上昇は海面からの潜熱上昇量を抑えるため台風の強度に影響を与えるとしている。しかしながら、これらの気象場においては、気温上昇のシナリオとして、CMIP5 の大気循環モデルのアンサンブル結果を用いていないため、GCM のモデル間バイアスが含まれている可能性がある。

このように、気温と熱帯低気圧の強度の相関はよく分かっていない。そのため、異なる観点から大気・海洋物理場の台風・高潮に対する直接的影響を評価する必要がある。また、湿

度が台風強度に与える直接的な影響に関する研究はほとんど行われていない。

本章では、Nakamura et al. (2016) の擬似温暖化実験を発展させて、CMIP5 の大気循環モデルのアンサンブル結果により、気候変動後に近い大気・海洋物理場を構築して、台風・高潮を数値算定した。そして、気候変動後に台風・高潮の強度が増加する理由に関して数値モデルを用いて明らかにした。最後に、個々の大気・海洋物理場が台風強度に与える影響に注目して、結論をまとめた。なお本章の一部は中村・柴山 (2016) に基づいている。

6.3 気候変動後の大気・海洋物理場

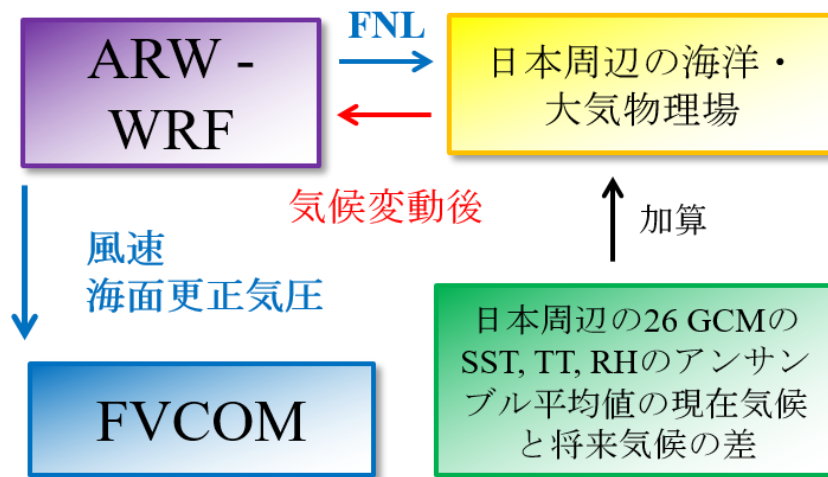


図-6.1 擬似気候変動場の構築手順の概要 (中村・柴山, 2016)

Kimura・Kitoh (2007) を参考にして擬似温暖化場を構築した。本研究では、CMIP5 (Taylor et al., 2012) の RCP8.5 シナリオにおける出力結果が信用できると判断した GCM26 モデルの SST (海水面温度), AT (気温), RH (相対湿度) を用いて気候変動場とした (図-6.1)。ここでは、発散している値を提供している GCM や、不適切な数値算定結果を提供していた GCM を排除した。そして、台風 Man-yi (2013), Roke (2011), Fitow (2007) に擬似温暖化場を与えて、数値計算を行った。具体的な擬似温暖化実験の手順を記す。①'50年, '90年ケース (2006-2015年と 2041-2060年および 2081-2100年の差異) の GCM の各パラメータの差を算出する。②荷重平均法 (4か所の荷重点) を用いて、算出した各パラメータを WRF の計算大領域 (WRF の計算領域 1) の座標に変換する。③26モデルの GCM で上記手順を行い、26モデル間の将来変化のアンサンブル平均値を算出する。④そのアンサンブル平均値を計算領域の気象場 (再解析モデル FNL : National Center for Environmental Prediction et al., 2000 より構築) に加算して、擬似温暖化場を構築した。そのため、GCM 内の大気・海洋物理場の 3次元平面分布の変化は考慮されているが、WRF の計算領域では、大気・海洋物理

場は一定に変化させた。また、台風 Man-yi (2007), Roke (2011), Fitow (2007) の計算対象とした台風群は、9月に発生したため、GCMの8, 9, 10月の値を用いて、アンサンブル平均値を算出した。

日本近海 (WRFの大領域1) における SSTの上昇量を図-6.2に示す。2021-2040年, 2041-2060年, 2061-2080年, 2081-2100年 (将来, 各'30, '50, '70, '90年ケース) と, 2006-2015年 (現在) の SSTの平均上昇量は, 0.57 K, 1.41 K, 2.30 K, 3.16 Kとなっていた。将来における気温・湿度の変化量を図-6.3に示す。気温に関しては, '50年ケースと'90年ケースでは, 350hPa付近で最大の変化を示しており, 気温の上昇量は約2.4 K, 6.0 Kとなっていた。また, 成層圏周辺部では, GCMの気温は気候変動の進行とともに低下している。以上の傾向は, IPCCAR2の解析結果を用いている Knutson・Tuleya (2004) と概ね同様であった。このように, 気候変動を想定すると, 対流圏の温度上昇と成層圏の温度低下がみられた。

気候変動の進行にともなう相対湿度の変化を図-6.3に示す。相対湿度は, 以下の式 (4.1) を基に絶対湿度, 気温, 気圧から求めた。式 (4.1) は, McPerarosn (1993) などで紹介されている基本的な式に近似を施して算出した。この式は, Earth Science Beta (2017) でも議論されている。

$$RH = (26.3p \cdot SH) / \exp\left(\frac{17.67(T - T_0)}{T - 29.65}\right) \quad (4.1)$$

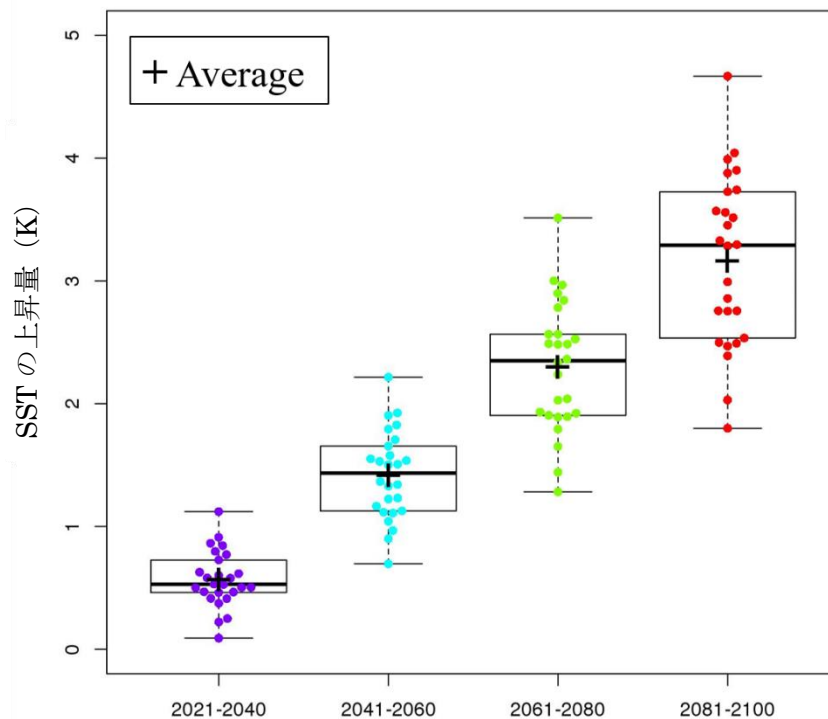


図-6.2 日本近海における SST の変化量 (8, 9, 10 月)。各期間の上昇量は 2006-2015 年との比較 (中村・柴山, 2016)。

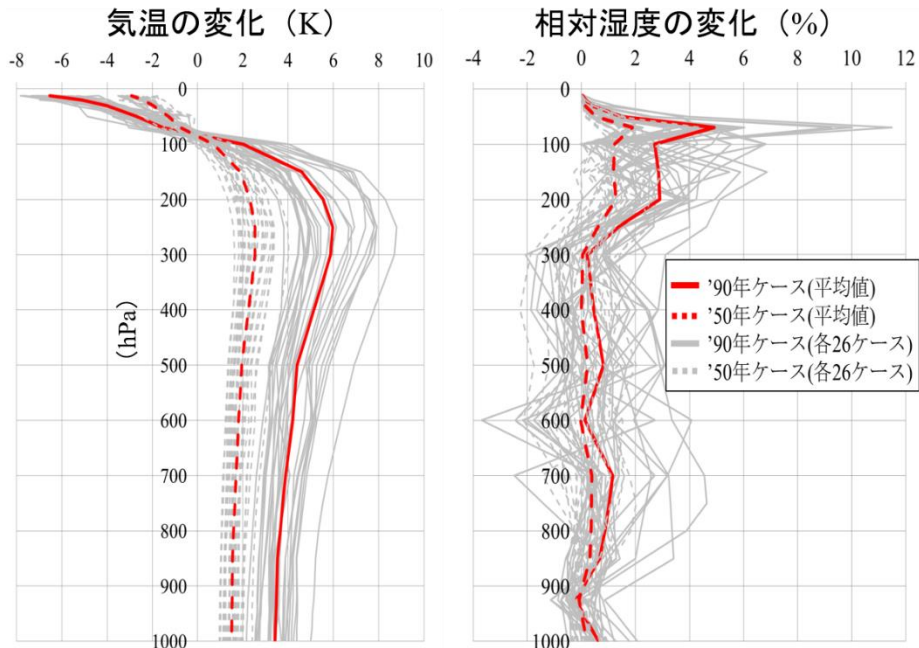


図-6.3 日本周辺域における気温 (a), 相対湿度 (b) の変化量 (中村・柴山, 2016)

湿度は全体的に上昇していたが、モデル間のばらつきが大きいことがわかった。ここで、対流圏界面付近での上昇幅が著しく大きい。これらの傾向は、Knutson・Tuleya (2004) と概ね一致している。

6.4 数値モデルの初期・境界条件

計算条件の概要を示した。地図投影法には、中・高緯度域に対して最適に投影ができる Lambert 投影法を用いた (図-6.4)。計算領域 1 には、日本全域、中国の一部、朝鮮半島、フィリピンの一部を含めた (図-6.4)。また、計算領域 1, 2, 3, 4 の計算格子は、18 km, 6km, 1.2km, 240 m と設定した。計算領域 3, 4 では東京湾周辺領域を対象とした。計算領域 4 の計算格子では、国土地理院が提供する地形データ (国土地理院, 2016) と SRTM3 (USGS, 2006) に Urban Canopy Model (Chen et al., 2011b) を用いて、大気場の計算を高解像度化した (図-6.5, 岩本ら, 2014 を参照)。これらの計算格子では、2way Nest を設定し、大領域と小領域の計算結果を逐次交換しながら数値計算を遂行した。具体的な物理方程式は以下のように設定した。Micro Physics Scheme には、WSM6 スキーム (Hong・Lim, 2006) を用いた。Cumulus Parameterization Options には Kain-Fritsch Scheme (Kain, 2004) を用いた。また、Planetary Boundary Layer には YSU スキーム (Hong et al., 2004b) を用いた。Long・short wave theory には、RRTMG Short wave and Long wave Scheme (Iacono et al., 2008) を用いた。さらに、Surface Layer には、MM5 Similarity Scheme (Paulson 1970, Dyer・Hicks, 1970; Webb, 1970; Beljaars,

1995; Zhang・Anthes, 1982) を用いた. Land Surface Physics には, Unified Noah Land Surface Model (Tewari et al., 2004) を用いた. また, 台風 Man-yi と, Roke の海面温度条件として, NCEP が提供する Real-time, global, sea surface temperature (RTG_SST) analysis (NCEP, 2012) を用いた. 台風 Manyi の計算期間は 2013 年 9 月 14 日 12:00~9 月 17 日 00:00, 台風 Roke の計算時間は 9 月 19 日 12:00~9 月 22 日 12:00, 台風 Fitow の計算時間は 2007 年 9 月 3 日 18:00~9 月 7 日 18:00 とした. なお, 計算時間は領域 1,2,3,4 にて同一とした. そのため, 本章の台風 Roke のケースの結果は, 計算領域によって計算時間を変更した中村・柴山 (2016) の結果とは異なる. しかし, 台風 Roke の軌道や中心気圧などの一部計算結果では, 本章の結果と中村・柴山 (2016) の結果の間に差異はほとんどなかった. 海洋モデル FVCOM の計算領域を図-6.6 に示す. 計算領域は, 50-200m の非構造計算格子から構築することで, 概ね港も再現した. また, 計算手法としてはシンプルな静水圧モデルを用いた.

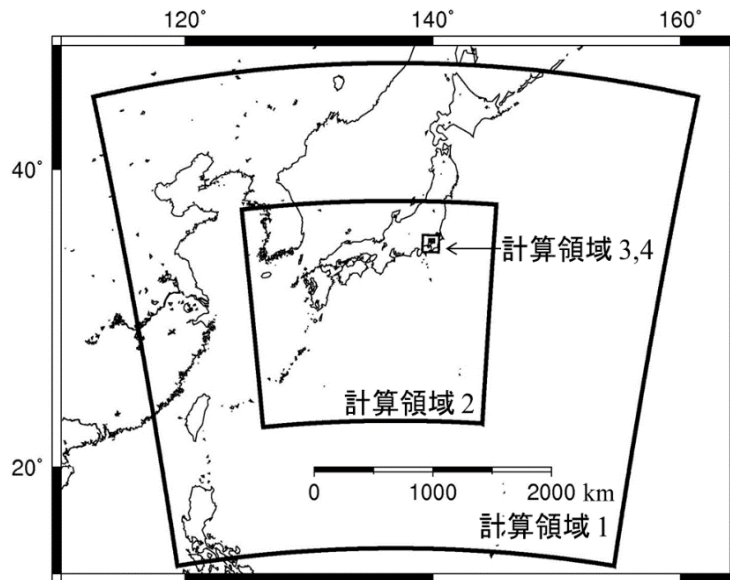


図-6.4 WRF で用いた Lambert 投影法の計算格子 (中村・柴山, 2016)

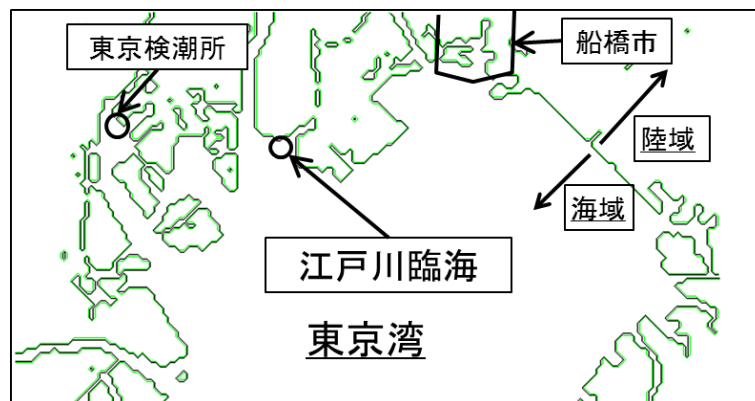


図-6.5 計算領域 4 で用いた計算格子 (岩本ら, 2014 を参考にした. 中村・柴山, 2016)

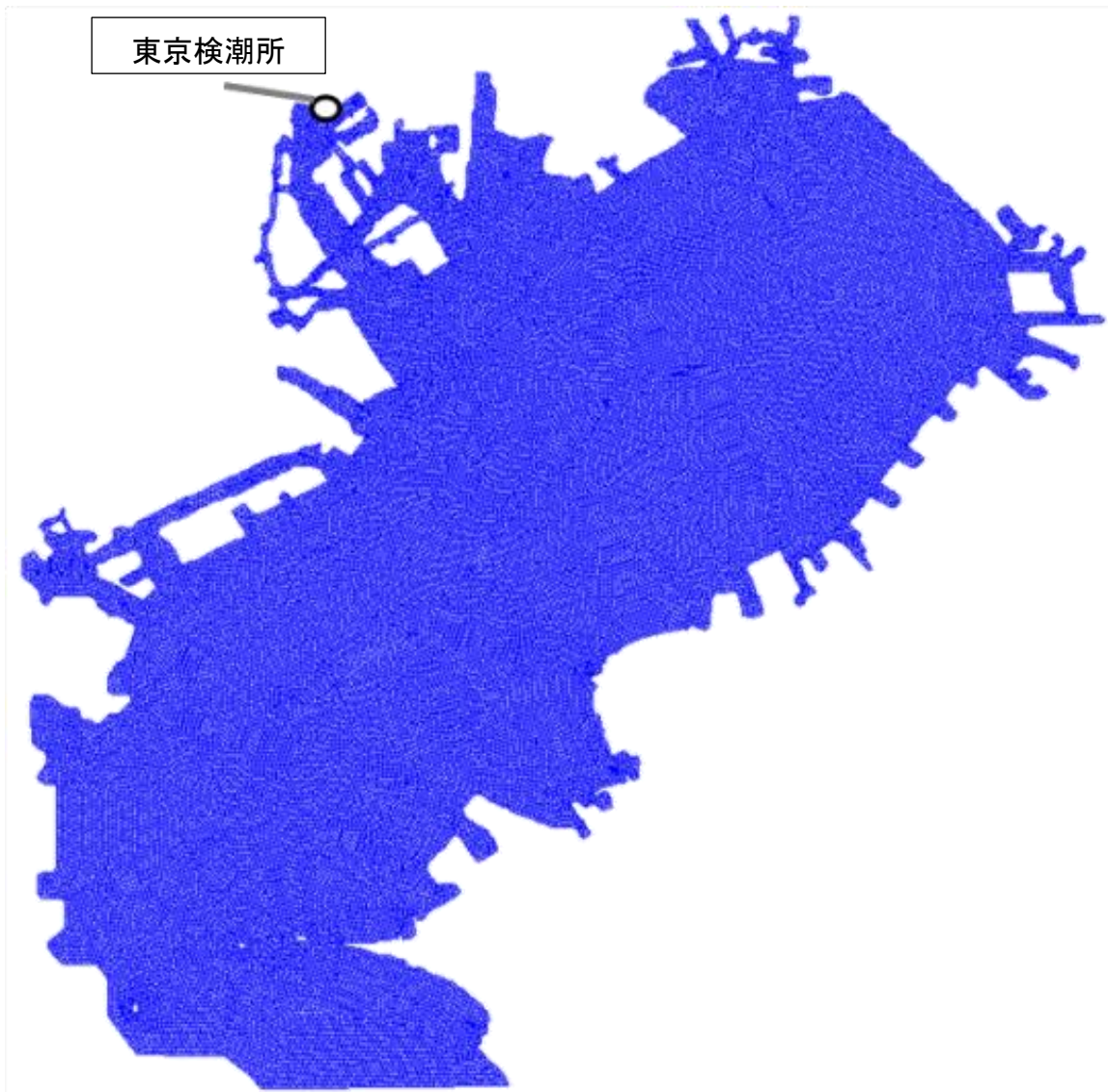


図-6.6 東京湾における非構造格子の概要（中村・柴山，2016）

非構造格子有限堆積法海洋モデル FVCOM の計算条件を記す。鉛直層は 10 層で構成されており、非構造格子の一边は 50-100 m と設定した。粗度係数 (Surface Roughness Length) は初期値である 0.001 を用いた。境界条件には天文潮汐は設定していない。高潮の発生時間は、数値計算のケースによって異なる。天文潮汐は、高潮の発生時間と非線形的に干渉するため、高潮偏差の影響を考える場合には、天文潮汐は不必要である。水深の値としては、内閣府の提供する防災対策会議の 50m メッシュ地形を用いた。

台風・高潮強度を支配する大気・海洋物理場を特定するために、海水面温度 (SST) の上昇のみ、SST & 気温 (AT) の変化、AT の変化、RH の変化のみを考慮した、4 つのシナリオ (以降、SST, SST & AT, AT, RH シナリオとする) を設定した。

6.5 計算結果

6.5.1 現在気候条件の計算結果

台風軌道の計算値と気象庁推定値を比較した(図-6.7). 台風 Man-yi では, その計算値と気象庁推定値は比較的一致していた. 本州上陸後には 2 時間ほどの時系列の差異があったものの, その経路の差異は約 10-20 km 程であり, 観測値とよく一致していた. 次に, 台風 Roke においても, 2 時間ほどの時間の差異があったものの, 台風軌道に関しては, 10km 以下であった. 他方, 台風 Fitow では台風の上陸後に経路の差異が徐々に大きくなっていった. 熱帯低気圧の数値計算では, 陸域に上陸後は計算精度が低下することが指摘されている(例えば, Tasnim et al, 2014). また, 数値計算を行う熱帯低気圧が近年であるほど, その計算結果の精度が高いと思われる. これは, 気象境界条件として用いる再解析データ FNL の精度が, データ同化・観測技術が年々改良されることにもなって, より現実に近い数値算定結果を算出できるようになったためでないかと予想している.

計算開始時点では, 中心気圧を過小評価していた. これは, 一般的な気象場計算の問題として挙げられる熱帯性低気圧の初期気象構築設定の難しさ(例えば, Lin et al. 2011 ; Tasnim et al., 2014 ; Mori et al., 2014 ; Nakamura et al., 2016)と同様に, 台風の初期状態を理想化しすぎていること(例えば, 台風の初期状態は同心円として気象モデルに与えられるが, 実際は同心円のような理想的な形状ではない)に起因すると思われる. この問題の解決には, これまで多くの研究者が独自の熱帯低気圧の初期数値モデルを提案している(例えば, Kurihara et al., 1993)が, それらを用いたとしても, 台風の計算精度を上昇させることが難しいというようなこともあり(Nakamura et al., 2016), 技術的な難しい問題として認識している.

次に, 江戸川臨海部において風速の絶対値の計算値と観測値を比較した(図-6.8). 江戸川臨海部の観測点は, 海拔 6m に位置しているため, 10m の位置における風速の数値計算結果を以下の式を用いて変換して, 数値計算結果を海拔 6m に変換して比較した.

$$V_z = V_g \left(\frac{Z}{Z_g} \right) \quad (4.2)$$

ここに, α : 陸域形状により決定される係数=0.27, Z, Z_g : 標高(m), V_z : 標高 z (m)における風速, V_g : 標高 g (m)における風速.

台風 Fitow のケースにおいては, 相関係数は 0.933 となり, 比較的高い値となった. 他方の, 台風 Manyi と Roke のケースでは, 相関係数は 0.673, 0.801 となった. これは, 先述した台風の経路差異に伴うものである. 実際に, 時間を補正すると相関係数は 0.853 (計算値を 2 時間後ろへ補正後) と 0.903 (計算値を 2 時間前へ補正後) となった. このように, 風速値の絶対値の計算値と観測値間の相関係数は改善された. この理由として, 計算領域 4 では, 計算領域に高解像度地形を用いていること, 都市気象場の計算スキームに Urban Canopy

Model を用いていることが考えられる。そのため、地形の解像度を上昇させて、計算格子を細かくすることで、台風の中心気圧の再現精度は上昇すると考えられる。

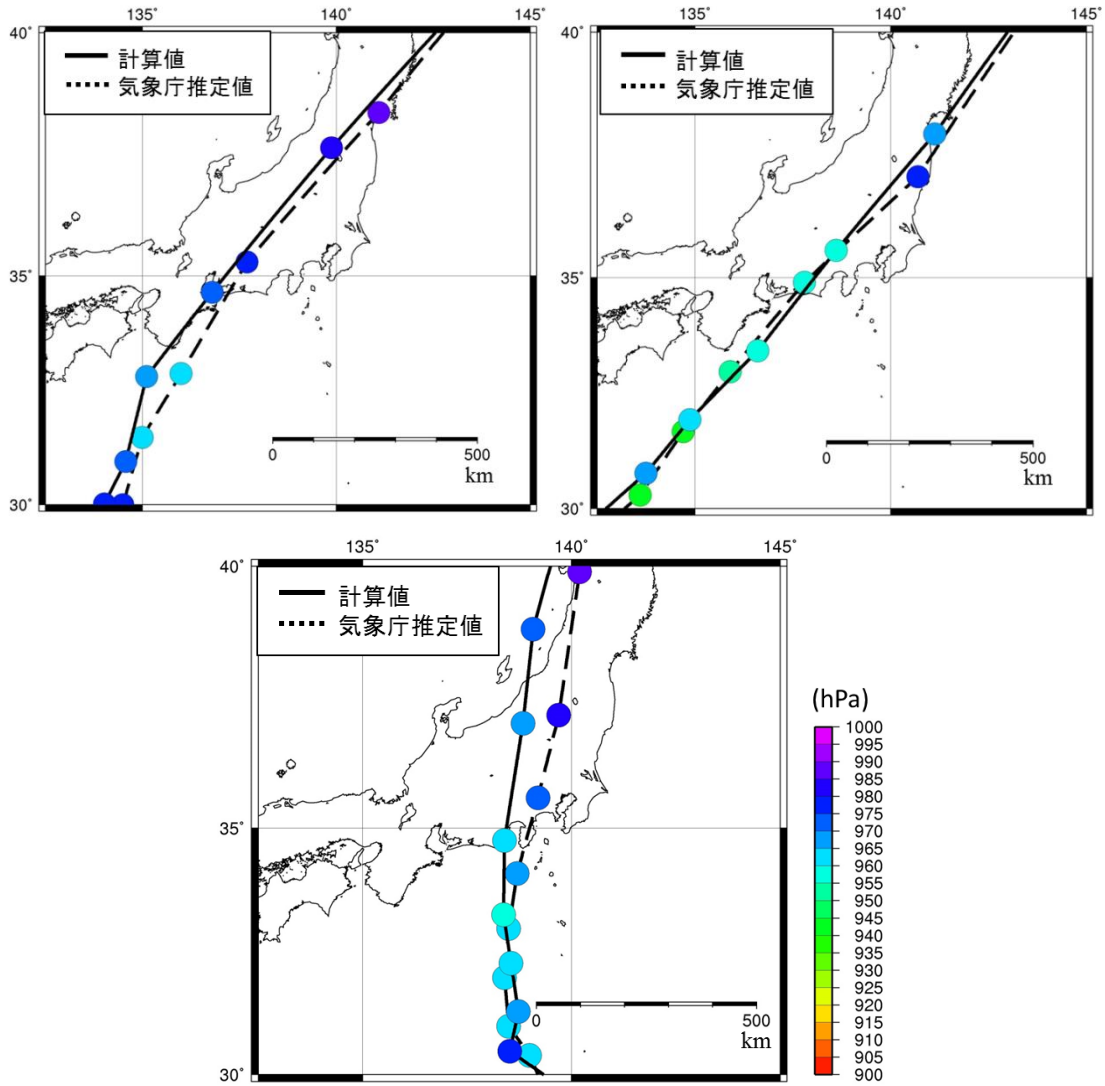


図-6.7 台風の軌道の計算値と気象庁推定値の比較（上段左：台風 Manyi, 上段右：台風 Roke, 下段：台風 Fitow のケース. Nakamura et al., 2017)

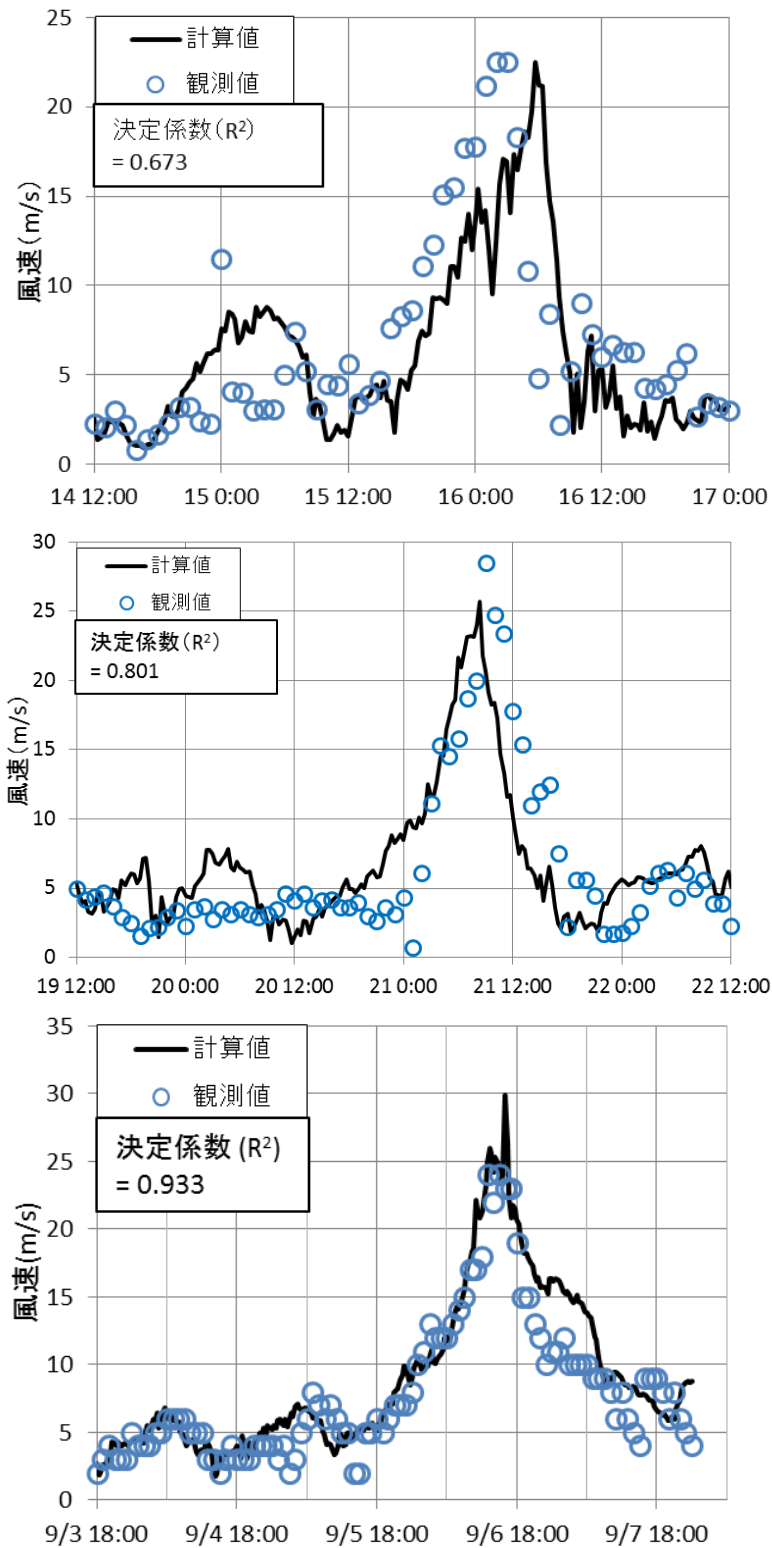


図-6.8 風速の絶対値の比較 (各値はそれぞれの観測地点の標高に換算. 上段より台風 Manyi, Roke, Fitow のケース. Nakamura et al., 2017)

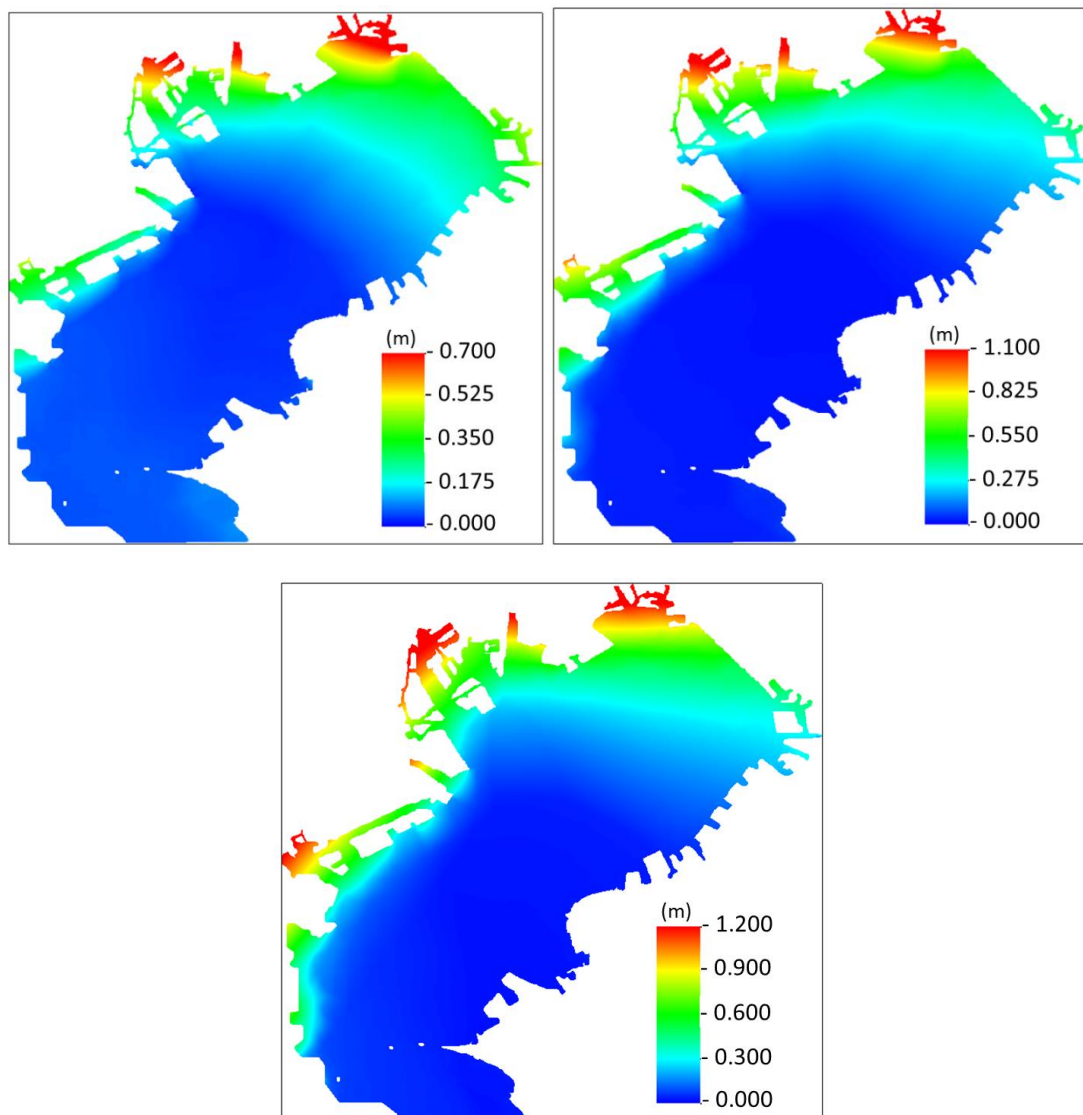


図-6.9 各ケースの最大高潮偏差の比較（上段左：台風 Manyi，上段右：台風 Roke，下段：台風 Fitow のケース）

各ケースの高潮偏差の比較した（図-6.9）。東京湾内部では横浜，東京港周辺，船橋周辺で顕著な高潮偏差が得られた。これらの地点においては，高潮に伴う都市地域への浸水の危険性が認識されており（神奈川県庁他，2004），2004年には防潮堤の高潮計画高が変更された地域であった。また，台風 ROKE のケースでは，東京検潮所における高潮偏差は，116 cm となり，観測値の 119 cm とよく一致している。台風 Manyi と Fitow のケースでは，東京検潮所の高潮偏差は，66 cm，132 cm となり，観測値の 68 cm，107 cm と比較的一致している。比較的一致している理由としては，都市地域の計算格子を 240 m と高解像度に設定したこと，非構造格子 FVCOM の計算格子を最小 50-100 m で設定し，高解像度化

を施したことが考えられる。台風 Manyi, Roke, Fitow のケースでは最大高潮偏差の誤差は、それぞれ 2.9 %, 2.5 %, 23.4 % となった。

6.5.2 将来気候条件の計算結果

擬似温暖化場を用いて算定した、台風の海面更正中心気圧の数値算定結果を示す(図-6.10)。台風 Roke の場合における、最低海面更正中心気圧は SST シナリオの場合において、933 hPa (‘50 年ケース)、909 hPa (‘90 年ケース) となった。ここで、再解析結果を用いた数値計算結果の 955 hPa と比較すると中心気圧の上昇が SST シナリオでは上昇していた。これは、Emanuel (1987) や Knutson et al. (2010) を始めとする海水面温度が上昇すると台風強度が増加するという多数の研究結果とよく一致する。次に、SST&AT シナリオにおける最低海面更正中心気圧は、948 hPa (‘50 年ケース) と 933 hPa (‘90 年ケース) となっており、SST シナリオと比較して海面補正中心気圧が低下している。更に、AT シナリオの最低海面補正中心気圧は、967 hPa (‘50 年ケース) と 973 hPa (‘90 年ケース) となっており、現在気候の数値計算結果と比較して、台風の中心気圧の増加(台風強度の低下)がみられる。このような傾向は、他の台風の Manyi や Fitow の数値算定結果のケースにおいても、同様であった。これらの結果より明らかに、気温の上昇は台風の強度を低下させる働きがあった。また、RH シナリオでは、海面補正中心気圧は現在気候の場合と差異は少なくなり、地球温暖化後の相対湿度の変化は台風の強度に与える影響は、気温や海水面温度と比較して相対的に少ないことが分かった。

ここで、熱帯低気圧の変化に重要な働きを与える(例えば、Chen et al., 2014b) 潜熱フラックス (Latent Heat Flux) の最大値を各シナリオ間で評価した(図-6.11)。台風 ROKE の結果を評価した。最初に SST シナリオにおいて、最大潜熱フラックスの値が顕著に高くなっていた。そのため、潜熱フラックスの上昇によって、台風の強度増加がみられる結果になった。更に、SST&AT シナリオでは、SST シナリオと比較して、潜熱フラックスの値が低くなっている。更に、AT シナリオにおいては、潜熱フラックスの値は現在気候の結果と比較して低くなった。そのため、気温の上昇は、潜熱フラックスの値を低下させる働きがあることがわかった。さらに、RH シナリオでは、現在気候の計算結果と比較して、差異が相対的に少ない。同様の傾向は、他の台風の Manyi や Fitow の数値算定結果のケースにおいてもいえる。ここで、各シナリオの計算開始後数時間の結果を比較する。計算開始後数時間後においては、台風強度の変化はみられにくい。そのため、潜熱フラックスの変化は大気・海洋物理場の変化に伴い変化したと考えられる。そのため、台風の強度変化に対しては、①：大気海洋物理場が変化する。②：台風強度に影響を与える因子である潜熱フラックスの値が変化する。③：台風の強度が変化する。といった順序によって、大気物理環境場が台風強度に変化を与えることを確認した。

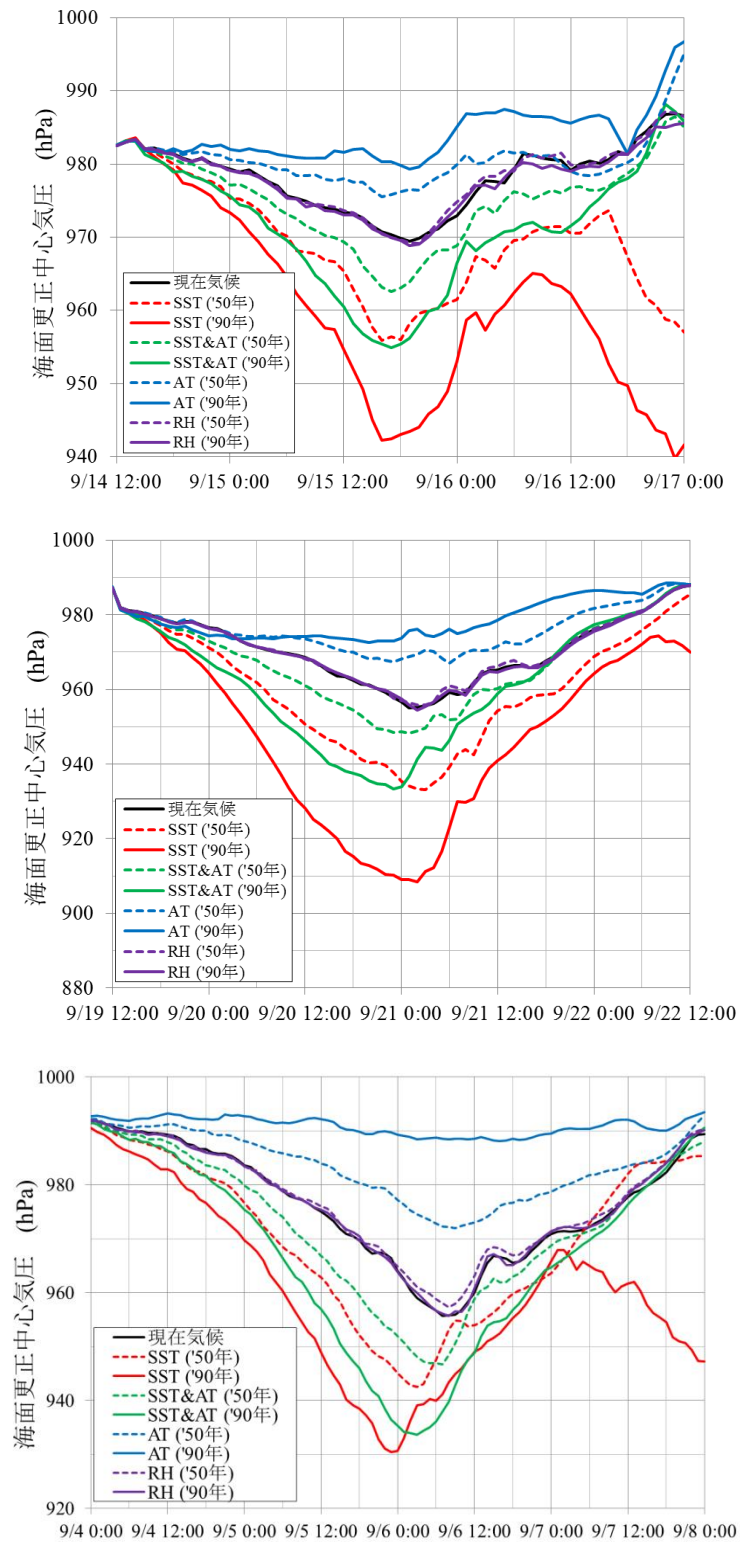


図-6.10 各シナリオの台風の海面更正中心気圧の時間変化（上から下にかけて順に，台風 Man-yi, Roke, Fitow のケース. Nakamura et al., 2017)

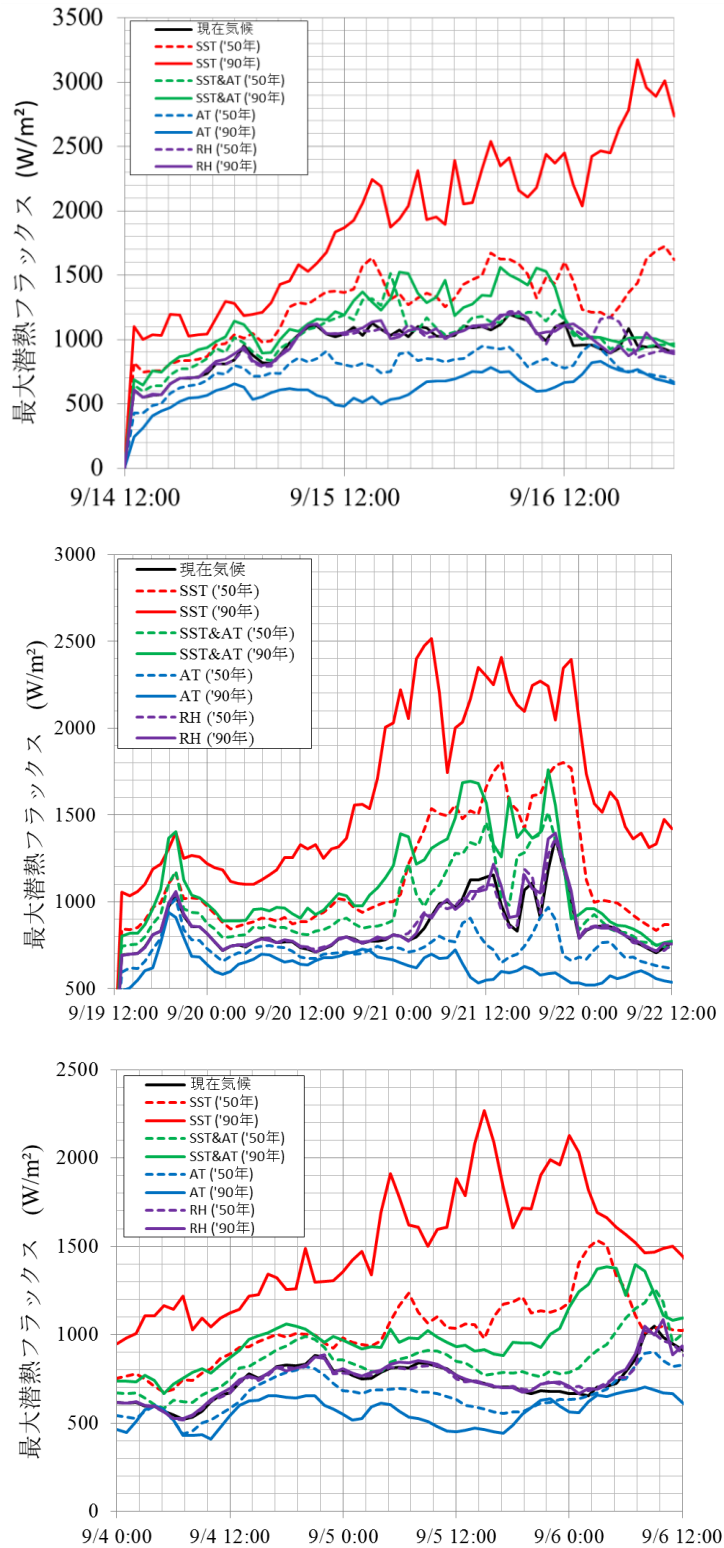


図-6.11 各シナリオの最大潜熱量の比較（上から下にかけて順に，台風 Man-yi, Roke, Fitow のケース. Nakamura et al., 2017)

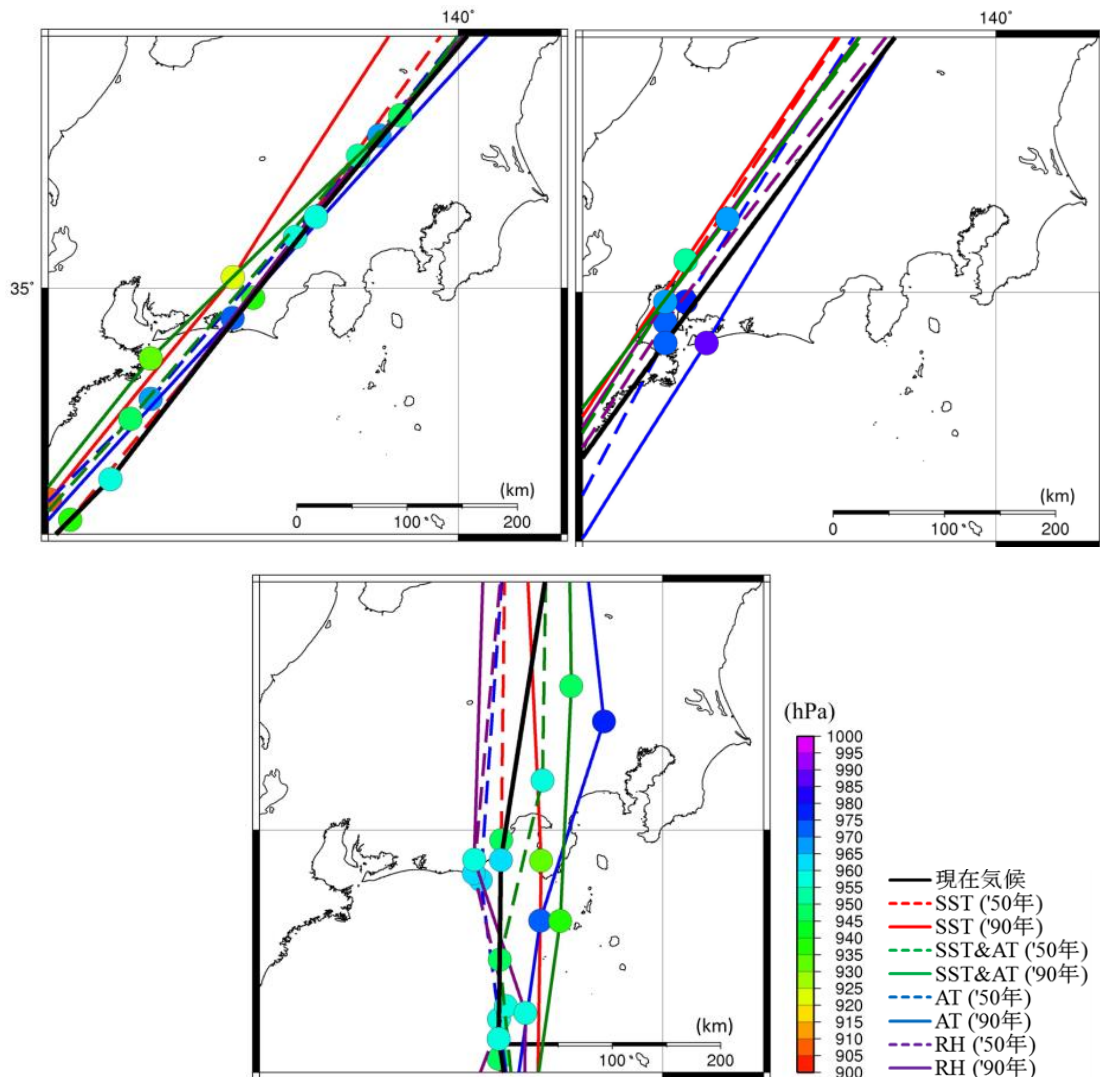


図-6.12 各シナリオの台風軌道の比較 (左上, 右上, 下へ順に, 台風 Man-yi, Roke, Fitow のケース. Nakamura et al., 2017)

台風経路は各シナリオ間で異なっていた (図-6.12)。台風 Man-yi のケースでは, 台風軌道はほぼ変化がみられなかったが, SST シナリオ'90 年ケースにおいて, 台風軌道が著しく変化していた。また, 台風 Roke のケースでは, 各台風軌道は 100 km 以内の範囲にとどまっている。しかし, AT シナリオの'90 年ケースにおいて, 台風軌道がより東京湾に近くなっていた。台風 Fitow のケースにおいては, 各シナリオ間の経路のばらつきが大きく, 最大で 150 km 程の差異がある結果になった。この中でも, AT シナリオ'50 年ケースにおいては, 台風の経路が極端に東京湾に近づいており, その経路変化による高潮偏差への影響が大きくなったと考えられた。このように大気・海洋物理場における変化は, 台風軌道の変化を与えることを確認したが, その変化を比較しても, 一貫した傾向はみられなかった。

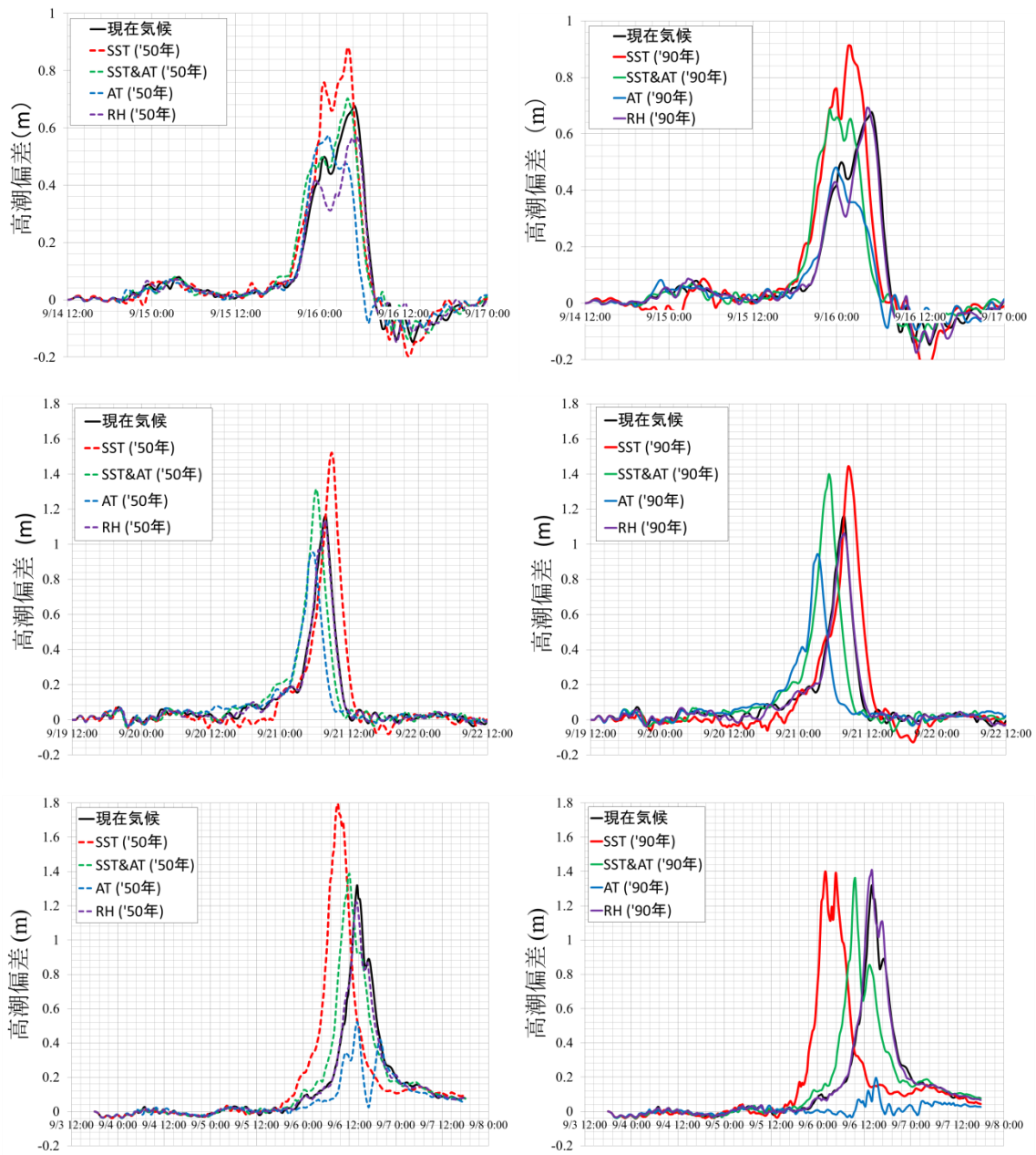


図-6.13 各シナリオの東京検潮所における高潮偏差の比較 (左列は'50年ケース, 右列は'90年ケース. 上段から下段にかけて順に, 台風 Man-yi, Roke, Fitow のケース)

東京検潮所における高潮偏差の比較した (図-6.13). 全てのケースで共通して, ほぼ台風の強度変化と, 高潮偏差の強度変化に正の相関関係がみられたが, 一部台風の経路変化に伴って, 高潮偏差の値が極端に変化した. 例えば, 台風 Fitow の AT シナリオ'50年ケースにおいては, 台風軌道が東京湾に近づきすぎたため, 東京検潮所における高潮偏差が極端に小さくなった. これは, 台風の風速が減少する中心付近が東京湾を通過したためである

ると推察できた。他にも、全体的に'50年ケースが'90年ケースよりも高潮偏差が小さくなったが、これも経路変化によるものであると考えられる。

6.6 考察

本研究で得られた結果について既往研究と比較して考察する。先述したように、SSTの上昇が台風強度に与える影響に関しては、これまでも多数議論されており、既往研究と合致していた。ここでは、気温が台風に与える影響の結果を、既往研究と比較して、本研究の結果の位置づけを明確にする。Emanuel et al. (2013) は大気成層圏の気温変化が熱帯低気圧に与える影響を議論した。ここで、成層圏の気温低下は台風強度を増加させると言及している。また、Vecchi et al. (2013) は大気対流圏の温度低下は台風の強度増加を引き起こすことを示している。本研究では、対流圏の気温上昇と成層圏の気温低下の両方を考慮して、気温の鉛直構造が台風強度に与える影響を評価している。そして、気候変動を模擬したこの気温の変化が台風の強度を弱めることについて言及している。本研究で用いている気温の変化は、成層圏における気温低下と対流圏における気温上昇である(図-6.3)。その大気・物理環境場では、台風強度が低下していたことから、対流圏における気温上昇が台風強度を弱めた可能性があると考えられる(Emanuel et al., 2013によると成層圏の温度低下は台風強度を増加させるため)。そのため、対流圏の温度変化が台風の強度変化に対してより支配的であることが推察できる。更に、既往の研究(Emanuel et al., 2013; Wang et al., 2014)では気温の変化が与える対流量の変化についても言及している。他方で、本研究では気温が上昇すると海面からの潜熱フラックスが低下して、台風の強度が減少することが明らかになった。

最後に、SST&ATシナリオ、SSTシナリオ、現在気候を相互比較する。SST&ATシナリオにおける台風強度は、SSTシナリオの台風強度より減少している。他方で、SST&ATシナリオでは、現在気候のケースと比較して、台風強度が増加している。これは、地球温暖化後に予想されている台風強度の増加に近いと考えられる。さらに、d4PDF(多重アンサンブルデータベース)を用いた全球大気循環モデル結果(森ら, 2016)における台風の強度増加に近い。そのため、熱帯低気圧気温が与える海面からの潜熱上昇量の低下による台風の強度低下が、海水面温度の増加による潜熱フラックスの上昇量の増加による台風の強度上昇が、下回るため台風強度が将来増加する傾向にあるという指摘ができる。さらに、台風強度が増加すると高潮の潜在的強度も増加することから、気候変動下における潜在的な高潮強度に関しても、ほぼ同様のことが指摘できる。

なお、擬似温暖化手法を用いた各シナリオ間では、比較的台風軌道の差異が他の研究(Takemi et al., 2016; 二宮ら, 2016)と比較して小さくなっている。この理由の一つとしては、台風が比較的成長状態を初期条件として疑似温暖化実験を行ったためであると推測

している。

6.7 結論

本研究から得られた結論を簡潔に列挙する。気温上昇は台風・高潮の強度低下をもたらすことに関して数値気象モデルを用いて確かめた。そして、その強度の変化にかかわる重要な因子として、大気・海面間の潜熱フラックスの変化を指摘した。

気候変動後に想定される相対湿度の変化が、台風強度に与える直接的影響は、海水面温度や気温と比較して、相対的に少ないという事を擬似温暖化場において確認した。

台風・高潮強度が増加する大気・海洋物理環境場は、気温が低く、海水面温度が高い場合ということを潜熱フラックスの最大値の変化に注目して指摘した。

気候変動後の台風・高潮の潜在的強度が増加する原因の一つとして、気温が与える海面からの潜熱量の低下にともなう台風の強度低下が、海水面温度の増加による潜熱フラックスの上昇量の増加にともなう台風の強度上昇が下回るという事を指摘した。

第 7 章 気候変動後の防潮堤の計画高潮高に関する簡便な評価

7.1 概要と研究背景

防潮堤の計画高の高潮成分の評価法、および、気候変動を考慮した将来の高潮計画高さの提案を本項で検討する。具体的には、第5章で算出した4シナリオ(SST, SST&AT, AT, RH)×3台風(Manyi, Roke, Fitow)×2ケース('50年, '90年ケース)における高度10mの位置における風速値と高潮偏差の値を用いて、相関係数を求めた。この際には、各地点における高潮偏差を支配する風向きも評価した。気候変動後の高潮偏差を決定するために必要な研究は気象学者と土木工学が個別に評価することが多い。具体的には、気象学の研究者が気候変動後の熱帯低気圧を評価したのち、土木工学の研究者が気候変動後の防潮堤の高さの決定に資する研究を行うといった具合である。そのため、気候変動後の熱帯低気圧と高潮に関する最先端の研究を結合させることは難しく、世界的にみても研究が縦割りで行われてきている。この状況を打開すべく、近年気象学者と土木工学の学者が共同で将来の防潮堤の高潮高さを決定する試みが日本やアメリカで行われている。日本においては、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース(d4PDF)が作成されて、土木工学への応用が期待されている。アメリカ合衆国においては、Lin et al. (2012; 2014)などは、Emanuel (2008)のsynthetic tropical cycloneモデルを用いて、気候変動後の高潮偏差を評価している。

しかしながら、気候変動後の熱帯低気圧の傾向に関しては、IPCCのシナリオや気象モデルの更新に伴い、熱帯低気圧の将来の強度や頻度が変化している(例えば、Knutson・Tuleya, 2004; Tsuboki et al., 2015)。そのため、気候変動シナリオに対応可能なシンプルな高潮計画高さを決定可能なモデルを構築することは、今後更新されるであろうシナリオに適切に対応し続けることができる。本章では、熱帯低気圧の強度の更新を考慮することが可能な高潮計画高を算出するモデルを構築し、Tsuboki et al. (2015)をもとにして、東京湾における将来の高潮計画高を算出可能なシンプルな考え方を提案することを目的とした。また、対象地点は、東京検潮所(139.6502°, 39.6502°)、船橋(139.982°, 35.6808°)及び横浜(139.64°, 35.4694°)とした(図-7.1)。

更に、RCP 8.5シナリオにおける海面上昇を近年の研究(例えば、Kopp et al., 2014)を参考にして、高潮防潮堤天板高さの決定に資する考察をした。なお本章の一部はNakamura et al. (2017)に基づいている。

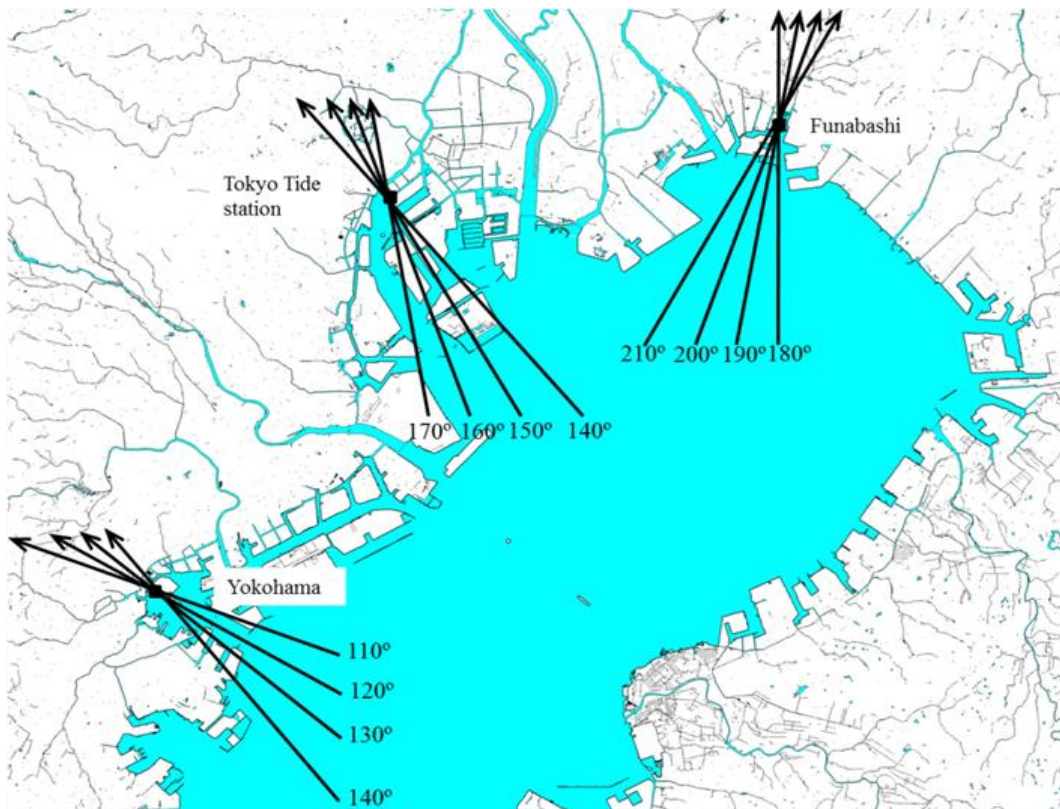


図-7.1 東京検潮所，横浜，船橋における風向の表示（地図：国土地理院，2016，Nakamura et al., 2017）

7.2 風速値と高潮偏差の相関関係

東京検潮所における高度 10m の角度 140° ~ 170° の風速成分と高潮偏差の相関関係を図-7.2 に示した。風速成分と高潮偏差の決定係数 (R^2) は、0.7634 (140°)、0.8394 (150°)、0.8691 (160°)、0.8427 (170°) であった。これより、角度 160° の風速成分が最も東京検潮所で発生する高潮偏差を支配している。次に、船橋における高度 10m の風速の成分 (180° ~ 210°) と高潮偏差の相関関係を図-7.3 に示した。風速成分と高潮偏差の決定係数 (R^2) は、0.8982 (180°)、0.9341 (190°)、0.9415 (200°)、0.9229 (210°) であった。これより、角度 200° の風速成分が最も船橋地域で発生する高潮偏差を支配していた。そして、横浜における高度 10m の風速の成分 (180° ~ 210°) と高潮偏差の相関関係を図-7.4 に示した。風速成分と高潮偏差の決定係数 (R^2) は、0.798 (110°)、0.8419 (120°)、0.8286 (130°)、0.7513 (140°) であった。これより、角度 200° の風速成分が最も船橋地域で発生する高潮偏差を支配している。ここで、横浜における決定係数が他の 2 地域と比較して想定的に低くなっていた。これは、横浜を含む計算格子が 1.2km と東京検潮所と船橋を含む計算領域の格子 (240m) よりも広がっており、風速の再現精度が相対的に低いためと考えられる。

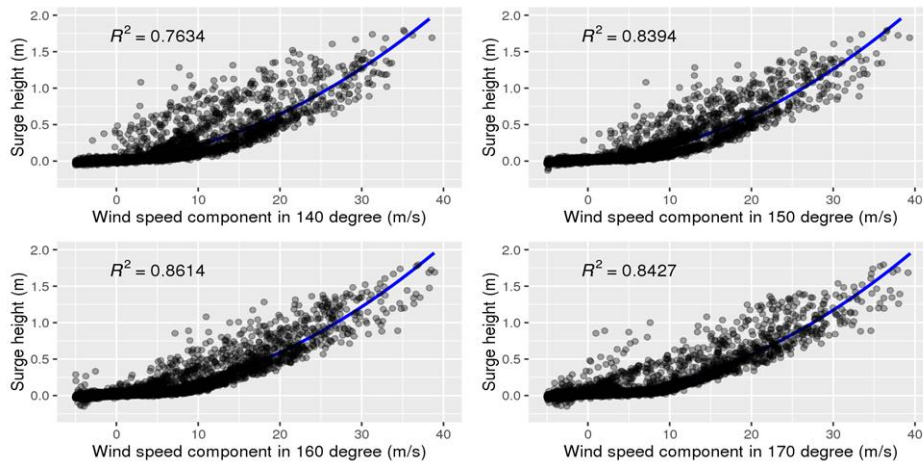


図-7.2 東京検潮所における高度 10m の風速の成分 (140°~170°) と高潮偏差

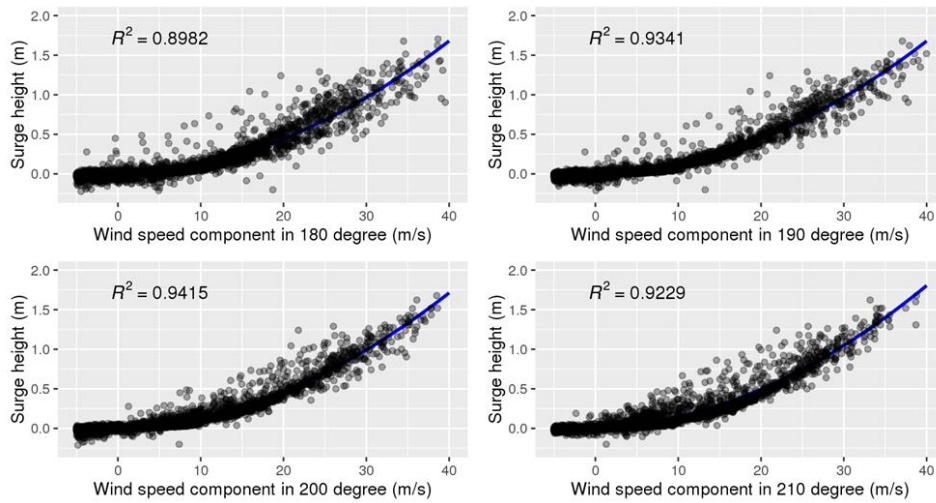


図-7.3 船橋における高度 10m の風速の成分 (180°~210°) と高潮偏差

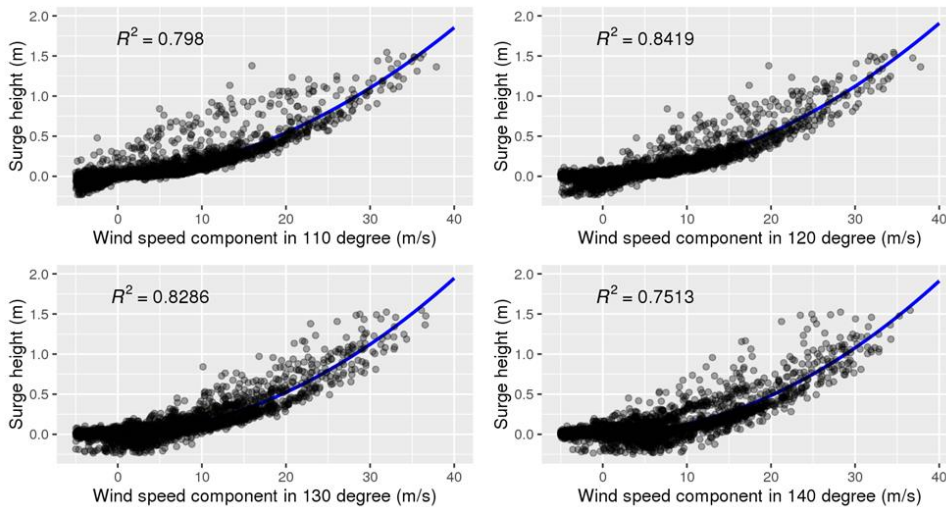


図-7.4 横浜における高度 10m の風速の成分 (110°~140°) と高潮偏差

7.3 気候変動後の高潮計画高さに関する考察

ある地域において発生する高潮偏差に支配的な風向きを基に，防潮堤の高潮計画高について考察した．そのために，2次の多項式近似を高潮偏差と風速に関して行い，現在の防潮堤を評価した（図-7.5, 7.6）．まず，東京検潮所付近における防潮堤の高潮偏差を評価した．東京検潮所付近には，高潮偏差の計画高さが3mと設定されていた．そのため，近似直線によると，48.9 m/s以上の風速（角度成分：160°）が発生した場合に，防潮堤の高さを上回る高潮が発生する可能性があった．ここで，Tsuboki et al. (2015) は21世紀最後（2074 year–2087 year）の日本近海の台風強度は，その最大風速が74 m/sから88 m/sの約18%増加するとしている．また，平均風速は53 m/sから61 m/sの約15%増加するとしている．そのため，気候変動後の風速の増加を考慮すると，同程度の高潮偏差から防潮堤背後を防護するためには，56.2~57.7 m/sの風速（角度成分：160°）による高潮の発生を防ぐ必要がある．ここで，56.2~57.7 m/sの風速（角度成分：160°）に対する高潮計画高さは，3.89 mと4.08 mである．このため，気候変動を考慮した場合，0.89 m~1.08 mの高潮計画高の増加が同程度の高潮の侵入を防ぐために必要である．更に，Kopp et al. (2016)によると，21世紀最後の全球規模におけるRCP 8.5シナリオの海面上昇は0.59–1.05 m（Kopp et al., 2014），0.53–0.97 m（AR5 Assessment; Church et al., 2013），0.62–0.100 m（Kopp et al., 2016），0.70–1.20 m（Horton et al., 2014）（17%-83%の確率範囲）である．地球規模での海面上昇を考慮すると，現在の3mの計画高さから4.32–5.28 mの高さに変更する必要がある．同様の手法を横浜と船橋に適用すると，現在の3.3mから5.15–6.03 m（横浜），現在の1.8mから2.87–3.65 mへ変更する必要があることがわかった．

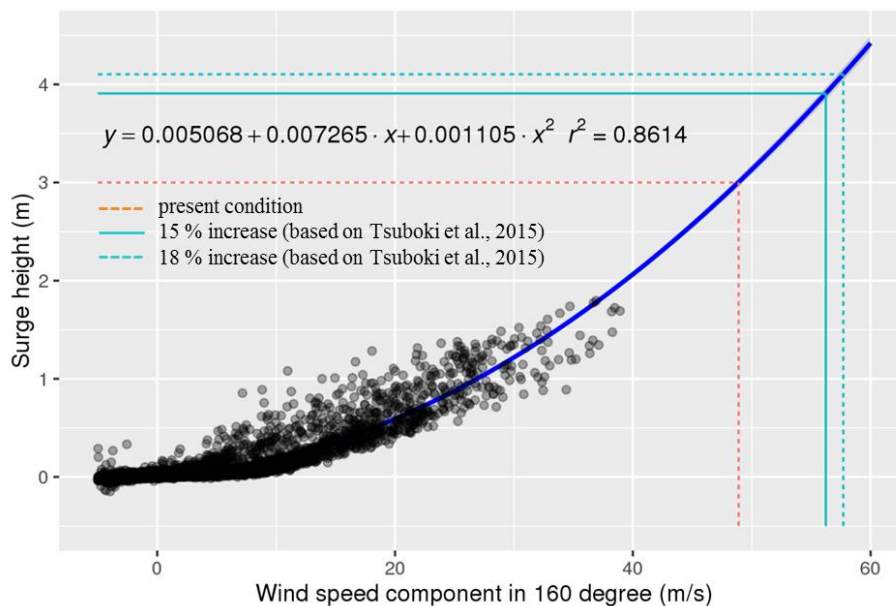


図-7.5 東京検潮所付近における防潮堤の高潮偏差の将来の計画値

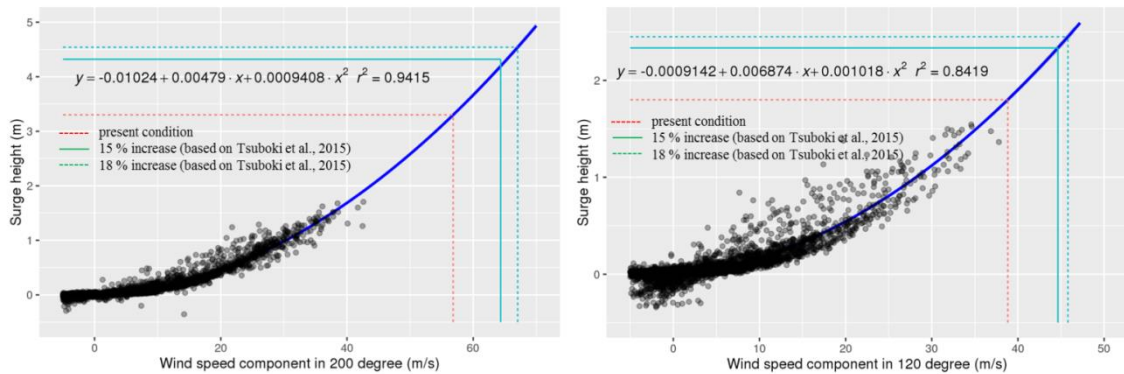


図-7.6 船橋（左）・横浜（右）付近における防潮堤の高潮偏差の将来の計画値

7.4 結論

本項では、高潮偏差を支配する風向を特定する手法と、気候変動後の高潮計画高を風速と高潮偏差の関係から導くという新しい手法を提案した。高潮偏差を支配する風向を特定する方法は、高潮偏差と風速の相関の度合いを示す決定係数に注目している。

本研究では決定係数を求めるために、2次関数を用いた。これは、多次元関数のなかでは、2次関数を用いた場合に比べて相関係数が比較的高い値となったためである。ここで、風速—高潮偏差の相関を求めた既往研究（Lin et al., 2010）では、3次関数を用いており、本研究とは異なっている。しかしながら、サンプル数が異なるので一概には比較できないが、Lin et al. (2010) が算出した決定係数は0.7前後程度と本研究よりも低い値となっており、高潮偏差と風速値の決定係数は2次関数を用いて算出可能である。決定係数の値の高さからもわかるように、決定係数が高い風速-高潮偏差の2次関数の近似直線から外れている値は少なかった。以上のことから、高潮偏差と風速値の相関を求める際には、2次関数を用いることができると考えられる。

気候変動後の防潮堤の計画高さに資する考察した。これまでの研究では、気象モデルの値をそのまま海洋モデルの外力条件として、将来の高潮偏差を求められてきた。しかし、この手法は膨大な計算資源を必要とするため、発展途上国などの防災に投資する資金が少ない国では、行うことは難しい。一方で、風速と高潮偏差の関係に注目することにより、ある地点における風速の概要を求めることにより、将来の防潮堤の計画高さを求めることが可能であると考えている。そのため、気候変動シナリオが変化する際にも、逐一高潮計算をすることなく、気候変動シナリオ間の極端気候現象の風速の値の変化に注目するだけで、将来の防潮堤高さを決定することが可能となる。

第 8 章 結論

本研究では、高潮災害の現地調査を整理して、その災害素因を特定した。そして、数値算定モデルを用いて、気象・高潮のソフト防災対策を提案した。さらに、擬似温暖化実験を用いて、台風・高潮の強度を支配する大気・海洋物理場を特定した。最後に、気候変動後を想定した防潮堤の簡便な評価手法を提案した。以上の研究結果に基づいた結論を記す。

1) 高潮災害の災害素因の解明・被害地域の脆弱性の評価

高潮浸水被害が発生した地域において、数値解析と現地調査を実施し、いくつかの災害素因を明らかにした。2013年フィリピンの高潮浸水被害では、高流速場と波浪場が共存していることで、建造物への被害が拡大した。その際に、建造物の破片が漂流物として流されて、建造物へのさらなる被害拡大や避難中の人々を巻き込むというような、深刻な高潮浸水被害を引き起こした。また、高潮段波を引き起こしたとされる急激な水位の変動も再現した。このほかにも、タクロバンの住民が有する高潮災害に関する知識が乏しかったことが挙げられている。フィリピンの高潮被害は社会的、地形的、気象的な複数の災害素因が重複してみられるという稀有な特徴をもつ沿岸域災害であった。

2014年の根室の高潮浸水被害では、フィリピンの高潮災害とは被害の諸相が異なっていた。海岸線付近から根室の市街地にかけて地盤標高が低下していた。また、低気圧が根室に接近した際には、東風が吹いて北海道東沿岸域の海面が上昇した。次に、低気圧が国後島付近で停滞したさいには、根室市周辺海域では強い北風が吹いて海水面が上昇した。このように、地形的・気象的災害素因が重なって、高潮浸水被害が発生した。以上のように、高潮が発生する地域の地形的特性、地域の人間の社会的背景、極端気候システムの急速発達といった複数の災害素因が重なることで、高潮の浸水被害が拡大していた。

2) 気候変動下における台風・高潮強度の把握

IPCC 第5次作業部会 RCP 8.5 シナリオを用いて、擬似温暖化場を構築した。その擬似温暖化場を用いて、台風や高潮の強度を直接的に支配する大気・海洋物理場を特定・評価した。まず、海水面温度が台風の発達を促すことを確認した。これは多くの既往研究と合致している。次に、気候変動後の気温の変化（成層圏では気温低下；対流圏では気温上昇）は、台風の強度を弱めることを指摘した。既往の研究を考慮すると、対流圏における気温は、成層圏における気温と比較すると、熱帯低気圧の強度をより強く支配していることがわかった。海水面温度や気温が台風強度に影響を与える場合には、潜熱フラックスが重要な働きを担っていた。また、海水面温度の増加による潜熱フラックスの上昇量の増加にともなう台風の強度上昇が、気温の上昇により海面からの潜熱量フラックスの低下にともなう台風の強度低下を上回る場合があるため、気候変動後に熱帯低気圧や高潮の強度が増加する可能性があることを新たに指摘した。ここで、気候変動後に予想されている湿度の上昇が、熱帯低気

圧や高潮の強度に与える影響は、気温や海水面温度と比較して、相対的に小さいこともわかった。

3) 数値高潮モデルの開発と評価・新しい高潮対策手法の提案

高潮に対するソフト沿岸域災害対策手法として、アンサンブル高潮予報を評価した。アンサンブル高潮予報手法は一定の予報精度は有していた。しかし、メソ気象モデル

(ARW-WRF) が台風の中心気圧を高めめに評価(強度の過小評価)した結果、高潮偏差の予報値は過小評価となった。その一方で、アンサンブルメンバーの中には、台風の強度を正確に予報することに成功し、高潮偏差が痕跡高と近いケースも存在した。全予報結果の中でこのケースは、高潮最大偏差を予報していた。よって、アンサンブル高潮予報を沿岸防災手法として用いるさいには、アンサンブルメンバーにおける高潮最大偏差の最悪シナリオを考慮すべきである。このように、巨大な高潮を対象とした場合には、高潮最大偏差の最悪シナリオを予報結果として用いることが、ソフト防災対策としては有効である。

先進諸国が検討している気候変動後の防潮堤の計画高さを簡便に評価する手法を提案した。この方法では、数値計算結果を用いることで、風速値と高潮偏差の相関関係を把握することができる。また、ある特定地点において高潮偏差を支配する風向も特定できる。ここでは、他の既往研究で明らかになった気候変動後の熱帯低気圧の風速の増加率を用いて、気候変動後の防潮堤の想定高潮高を簡便に求めた。さらに、予想されている海面上昇幅を加算することで、将来における防潮堤の計画高さの算定方法を提案した。

参考文献

- 岩本匠夢・中村亮太・大山剛弘・水上亮・柴山知也（2014）：気象-高潮-潮汐 結合モデルを用いた東京湾における RCP8.5 シナリオ化での高潮予測，土木学会論文集 B2（海岸工学）B2, Vol.70, No.2, pp.I_1261-I_1265.
- 大平幸一郎（2012）：新しい高潮モデルの開発，早稲田大学大学院 建設工学専攻 修士論文（指導教員：柴山知也）. pp.7.
- 加藤史訓（2005）：高潮危険度評価に関する研究，国総研資料，第 275 号.
- 神奈川県庁・東京都庁・千葉県庁（2004）：東京湾沿岸海岸保全基本計画，pp.1-52.
- 鎌倉市（2016）：鎌倉市ホームページ，防災・防犯，[https://www.city.kamakura.kanagawa.jp/sougoubousai/bousaitaisei_minaoshi.html].（参照 2017-07-13）
- 岸力・五十嵐日出夫・尾崎 晃（1960）：昭和 34 年台風 14 号による北海道西南部沿岸の高潮災害について，第 7 回海岸工学講演集，pp.173-183.
- 岸田弘之（2011）：海岸管理の変遷から捉えた新しい海岸制度の実践と方向性，国総研資料 第 619 号.
- 気象庁（2015a）：気象速報，平成 26 年 12 月 16～18 日の暴風雪、高波、高潮に関する気象速報（釧路・根室地方）第 1 報，[http://www.jma-net.go.jp/kushiro/tenki/sokuhou/pdf/sokuhou20141216-1218_1.pdf]（参照 2015-03-12）.
- 気象庁（2015b）：平成 26 年 12 月 17 日に発生した、急速に発達した低気圧による根室地方の高潮に関する現地調査報告（第 2 報（最終報））(http://www.jma-net.go.jp/Sapporo/oshirase/2015/sp_press150116_kushiro.pdf)（参照 2015-04-28）.
- 金洙列・松浦智典・松見吉晴・玉井和久・安田誠宏・Tracey H. Tom・間瀬肇（2013）：中緯度の気象解析に対する WRF のパフォーマンス解析 - 惑星境界層スキームと雲物理モデルの影響 - 土木学会論文集 B2（海岸工学），第 69 巻，pp.516-520.

国土交通省（2007）：高潮発生のメカニズム，[https://www.mlit.go.jp/river/pamphlet_jirei/kaigan/kaigandukuri/takashio/1mecha/01-0.htm]，（参照 2017-01-08）。

国土交通省（2013）：ハリケーン・サンディの被害概要について，[<http://www.mlit.go.jp/common/000996358.pdf>]（参照 2016-07-15）。

国土交通省（2016）：防災集団移転促進事業，[http://www.mlit.go.jp/toshi/toshi_tobou_tk_000009.html]（参照 2016-07-15）。

国土地理院（2016）：基盤地図情報ダウンロードサービス，[<http://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>]（参照 2016-08-09）。

国際連合（2015）：国連世界防災白書 2013 要約版（日本語仮訳），[http://www.preventionweb.net/english/hyogo/gar/2013/en/gar-pdf/GAR13_Pocket_JP.pdf]。（参照 2016-07-15）

国際協力開発機構（2009）：事業事前評価表，[http://www.jica.go.jp/oda/project/_component/r7mcj00000004s8m-att/ban_1401.pdf]（参照 2016-07-15）。

サニースポット（2015）：SPAS 速報天気図，[<http://www.sunny-spot.net/chart>]（参照 2015-02-07）。

猿渡亜由未・武江寿大・渡部靖憲（2016）：冬季の温帯低気圧による高潮の統計的リスク評価，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol. 72，No. 2，pp.I_247-I_252。

柴山知也・田島芳満・柿沼太郎・信岡尚道・安田誠宏・ラクイブアフサン・ミザヌールラフマン・シャリフルイスラム（2008）：サイクロン Sidr によるバングラデシュ海岸・河川高潮災害の現地調査，海岸工学論文集，第 55 巻，pp.1396-1400。

柴山知也・松丸 亮・高木泰士・Mario P. de Leon・Esteban Miguel・三上貴仁・大山剛弘・中村亮太（2014）：2013 年台風 Yolanda (Haiyan) による高潮災害の調査と分析，土木学会論文集 B3 (海洋開発) B3，Vol.70，No.2，pp.I_1206-I_1211。

全国海岸協会（1981）：海岸 30 年のあゆみ，山海堂，pp.1-97, 1303-1308。

高木泰士・呉文潔 (2015) : 日本南方海域を通過する台風の最大風速半径の推定手法, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 71, No. 1, pp.1-6.

中島武 (1954) : 台風 13 号による愛知・三重海岸災害の現状と対策, 第 1 回海岸工学講演会講演集, pp.113-130.

中村亮太・岩本拓夢・柴山知也・三上貴仁・松葉俊哉・Martin MAELL・舘小路晃史・田野倉佑介 (2015) : 2014 年 12 月に北海道で発生した温帯低気圧による根室の高潮被害の現地調査と発生機構の解明, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol. 71, No. 2, pp.I_31-I_36.

中村亮太・大山剛弘・柴山知也・松丸亮・高木泰士・Miguel Esteban・三上貴仁 (2014) : Typhoon Yolanda によるフィリピンの高潮被災と現地調査の比較, 土木学会論文集 B2 (海岸工学) B2, Vol.70, No.2, pp.I_236-I_240.

中村亮太・柴山知也 (2016) : 台風・高潮強度を支配する大気・海洋物理環境場の特定とその影響評価, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.72, No.2, pp.I_1495-I_1500.

二宮順一・森 信人・竹見哲也・荒川 理 (2016) : 伊勢湾台風の擬似温暖化実験による将来高潮の予測, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 72, No. 2 pp. I_1501-I_1506

野中浩一・山口正隆・畑田佳男・伊藤吉考 (2000) : 拡張型確率台風モデルを用いた波高の極値推定システム, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp.271-275.

本多忠夫・光易 恒 (1980) : 水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 27 巻, pp.90-93.

三上貴仁・柴山知也・Miguel Esteban (2013) : 2012 年ハリケーン・サンディによる高潮災害のニューヨークにおける現地調査に基づく臨海都市域の浸水災害と減災策に関する考察, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.69, No.2, pp.I_982-I_987.

宮崎正衛 (1954) : 風波と高潮について, 第 1 回海岸工学講演会講演集, pp.17-22.

宮崎正衛 (2003) : 高潮の研究-その実例とメカニズム, 成山堂書店, pp.1-89.

森 信人・志村智也・吉田康平・水田 亮・岡田靖子・Khujanazarov TEMUR・石井正好・木本昌秀・高藪 出・中北英一 (2016) : 全球 60kmAGCM を用いた大規模アンサンブル気候予測実験とこれを用いた高潮長期評価, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), No. 2, pp.I_1471-I_1476.

室田 明・和田 明 (1962) : 大阪湾大防波堤の対高潮効果に関する実験的研究, 第 9 回海岸工学講演会講演集, pp.22-27.

Atkinson, G. D., Holliday, C. R. (1977): Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained wind relationship for the western North Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 105(4), pp.421-427.

Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., Weatherall, P. (2009): Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, *Marine Geodesy*, 32:4, 355-371.

Beljaars, A. C. M. (1995): The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, pp.255-270.

Berniera, N. B., Thompson, K. R. (2015): Deterministic and ensemble storm surge prediction for Atlantic Canada with lead times of hours to ten days, *Ocean Model.*, 86, pp.114-127.

Black, P. G. (1992): Evolution of maximum wind estimates in typhoons. ICSU/WMO International Symposium on Tropical Cyclone Disasters, October 12-16, 1992, Beijing.

Blumberg, A.F., Mellor, G.L. (1987): A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol. 4, edited by N. Heaps, pp. 208, American Geophysical Union, Washington, D.C.

Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H. (1999): A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *J. Geophys. Res.* 104, pp.7649-7666.

- Briker, J. D., Roeber, V. (2015): Mechanism of Damage During Typhoon Haiyan: Storm Surge, Waves, and “Tsunamilike” Surf Beat, E-proceedings of the 36th IAHR World Congress, 28 June - 3 July, 2015, The Hague, the Netherlands.
- Briker, J. D., Takagi, H., Mas, A. E., Kure, S., Adriano, B., Yi, C., Roeber, V. (2014): Spatial variation of damage due to storm surge and waves during Typhoon Haiyan in the Philippines, 土木学会論文集 B2 (海岸工学) , Vol. 72, No. 2, pp.I_231-I_235.
- Brown, D. P., Franklin, J. L., Landsea, C. (2006): A fresh look at tropical cyclone pressure–wind relationships using recent reconnaissance-based “best track” data (1998–2005). Preprints, 27th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Monterey, CA, 3B.5.
- Central Dutch Government (2009) : 2009-2015 National Water Plan, [http://English.verkeerenwaterstaat.nl/english/Images/NWP%20english_tcm249-274704.pdf]. (Retrieved 15 July 2016)
- Central Dutch Government (2015) : National Water Plan 2016-2021, [<https://www.government.nl/documents/policy-notes/2015/12/14/national-water-plan-2016-2021>]. (Retrieved 15 July 2016)
- Chen, C., Beardsley, R. C., Cowles, G., Qi, J., Lai, Z., Gao, G., Stuebe, D., Xu, Q., Xue, P., Ge, J., Ji, R., Hu, S, Tian, R., Huang, H., Wu, L., Lin, H. (2011a): An Unstructured Grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model, FVCOM User Manual, SMAST/UMASSD-11-1101. [http://fvcom.smast.umassd.edu/wp-content/uploads/2013/11/MITSG_12-25.pdf]. (Retrieved 09 January 2017)
- Chen, C., Huang, H., Beardsley, R. C., Liu, H., Xu, Q., Cowles, G. (2007a): A finite-volume numerical approach for coastal ocean circulation studies: comparisons with finite difference models, *J. Geophys. Res.* 112, C03018.
- Chen, C., Lai, Z., Beardsley, R. C., Sasaki, J., Lin, J., Lin, H., Ji, R., Sun. Y. (2014a): The March 11, 2011 Tohoku M9.0 earthquake-induced tsunami and coastal inundation along the Japanese coast: A model assessment. *Progress in Oceanography* 123, pp.84-104.

- Chen, C. Liu, H., Beardsley, R. C. (2003): An unstructured, finite-volume, three-dimensional, primitive equation ocean model: application to coastal ocean and estuaries, *J. Atmos. Ocean. Tec.* 20, pp.159-186.
- Chen, F., Kusaka, H., Bornstain, R., Ching, J., Grimmond, C.S.B., Grossman-Clarke, S., Loridan, T., Manning, K., Martilli, A., Miao, S., Sailor, D., Salamanca, F., Taha, H., Tewari, M., Wang, X., Wyszogrodzki, A., Zhang, C. (2011b): The integrated WRF/urban modeling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *International Journal of Climatology*, 31, pp.273-288.
- Chen, S., Li, W., Lu, Y., Wen, Z. (2014b): Variations of latent heat flux during tropical cyclones over the South China Sea, *Meteorol. Appl.*, 21, pp.717-723.
- Chen, S. S., Price, J. F., Zhao, W., Donelan, M. A., Walsh, E. J. (2007b): The CBLAST - Hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction, *Bull. Amer. Meteor.* 88, pp.311-317.
- Chowdhury, A. M. S., Bhuyia, A. U., Choudhury A. Y., Sen, R. (1993): The Bangladesh Cyclone of 1991: Why So Many People Died., *Disasters* 17, No. 4, pp.291-304.
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., Payne, A. J., Pfeffer, W. T., Stammer, D., Unnikrishnan, A. S. (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* ed. by: Stocker, T.F.; Qin, D.; Plattner, G.-K.; Tignor, M.; Allen, S.K.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V.; Midgley, P.M.,” Cambridge, UK, 2013, pp.1137-1216.
- Dasgupta, S., Laplante, B., Murray, S., Wheeler, D. (2011): Exposure of developing countries to sea-level rise and storm surges, *Clim. Change.* 106(4), pp.567-579.
- Davies, A. M., Lawrence, J. (1995): Modeling the effect of wave-current interaction on the three-dimensional wind-driven circulation of the Eastern Irish Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 25, pp.29-45.

- DesRoches, R., Comerio, M., Eberhard, M., Mooney, W., Rix, G. J. (2011): Overview of the 2010 Haiti Earthquake, *Earthquake Spectra* 27, No. S1, pp.S1-S21.
- Dyer, A. J., Hicks, B. B. (1970): Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96, pp.715-721.
- Earth Science Beta (2017): How do I convert specific humidity to relative humidity? [<http://earthscience.stackexchange.com/questions/2360/how-do-i-convert-specific-humidity-to-relative-humidity>]. (Retrieved 07 January 2017)
- Emanuel, K. (1986): An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.* 43, pp.585-604.
- Emanuel, K. (1987): The dependence of hurricane intensity on climate, *Nature* 326, pp.483-485.
- Emanuel, K. (1988): The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.* 45, pp.1143-1155.
- Emanuel, K. (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature* 436, pp.686-688.
- Emanuel, K. (2008): The hurricane-climate connection, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 5, pp.ES10-ES20.
- Emanuel, K., Solomon, S., Folini, D., Davis, S., Cagnazzo, C. (2013): Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity, *J. Climate*. 26(7), pp.2288-2301.
- Esteban, M., Tsimopoulou, V., Mikami, T., Yun, N. Y., Suppasri, A., Shibayama, T. (2013): Recent Tsunamis Events and Preparedness: Development of Tsunami Awareness in Indonesia, Chile and Japan, *International Journal of Disaster Risk Reduction* 5, pp.84-97.
- Esteban, M., Valenzuela, V. P., Matsumaru, R., Mikami, T., Shibayama, T., Takagi, H., Thao, N. D., Leon, M. D. (2016): Storm Surge Awareness in the Philippines Prior to

Typhoon Haiyan: A Comparative Analysis with Tsunami Awareness in Recent Times, Coastal Engineering Journal 58, 1640009.

Esteban, M., Valenzuela, V. P. Yun, N. Y., Mikami, T., Shibayama, T., Matsumaru, R., Takagi, H., Thao, N. D., De Leon, M., Oyama, T., Nakamura, R. (2015): Typhoon Haiyan 2013 Evacuation Preparations and Awareness, International Journal of Sustainable Future for Human Security 3(1), pp.37-45.

FAO (2015): The impact of disasters on agriculture and food security, [<http://www.fao.org/3/a-i5128e.pdf>]. (Retrieved 09 July 2016)

Flowerdew J, Horsburgh K, Wilson C, Mylne K. (2010): Development and evaluation of an ensemble forecasting system for coastal storm surges. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136, pp.1444-1456.

Flowerdew, J., Mylne, K., Jones, C. Titley, H. (2013): Extending the forecast range of the UK storm surge ensemble, Q. J. R. Meteorol. Soc. 139, pp.184-197.

Frank, N. L., Husain, S. A. (1971): The deadliest tropical cyclone in history? Bull. Am. Meteorol. Soc., pp.438-445.

Fringer, O. B., Gerritsen, M., Street, R. L. (2006): An unstructured-grid, finite-volume, nonhydrostatic, parallel coastal ocean simulator, Ocean Modell., 14, pp.139-173.

Fudeyasu, H., Wang, Y., Satoh, M., Nasuno, T., Miura, H., Yanase, W. (2008): Global cloud-system-resolving model NICAM successfully simulated the lifecycles of two real tropical cyclones, Geophys. Res. Lett. 35, L22808.

Fujita, T. (1952): Pressure Distribution within Typhoon, Geophysical Magazine 23, pp.437-451.

Garriott, E. B. (1900): West Indian hurricane of September 1-12, Mon. Wea. Rev. 28(9), pp.371-377.

- Gensis, N. (2013): Plan International Video: Typhoon Washes House Away [<http://plan-international.org/about-plan/resources/videos/video-typhoon-washes-house-away/>]. (Retrieved 17 June 2016)
- Gibbs, W. J., Hunt, R. J. (1972): Report by the director of meteorology on cyclone althea, Australian Government Publishing Service in Canberra (Bureau of meteorology department of the interior). [<http://www.bom.gov.au/cyclone/history/pdf/althea.pdf>] (Retrieved 08 Aug 2016)
- Global Forecast System (2014) : [<https://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfs4/>]. (Retrieved 30 October 2014)
- Goseberg, N., Nistor, I., Mikami, T., Shibayama, T., Stolle, J. (2016): Nonintrusive Spatiotemporal Smart Debris Tracking in Turbulent Flows with Application to Debris-Laden Tsunami Inundation, *J. Hydraul. Eng.*, 2016, 142(12), (in press).
- Grant, W. D., Madsen, O. S. (1979): Combined wave and current interaction with a rough bottom, *J. Geophys. Res.* 8, pp.1797-1808.
- Grant, W. D., Williams III, A. J., Glenn, S. M. (1984): Bottom stress estimates and their prediction on the Northern California Continental Shelf during CODE-1: The importance of wave current interaction, *J. Phys. Oceanogr.* 14, pp.506-527.
- Gräwe, U., Burchard, H. (2012): Storm surges in the Western Baltic Sea: the present and a possible future, *Clim Dynamics.* 39(1), pp.165-183.
- Hallegatte, S., Ranger, N., Mestre, O., Dumas, P., Corfee-Morlot, J., Herweijer, C., Wood, R. M. (2011): Assessing climate change impacts, sea level rise and storm surge risk in port cities: a case study on Copenhagen, *Clim Chang.* 104(1), pp.113-137.
- Headwater Analytics (2015): Flood Frequency Analysis in R, [<http://www.headwateranalytics.com/blog/flood-frequency-analysis-in-r/>]. (Retrieved 10 June 2016)
- Hinrichsen, D. (1999): The Coastal Population Explosion, [http://oceanservice.noaa.gov/websites/retiredsites/natdia_pdf/3hinrichsen.pdf]. (Retrieved 12 September 2016)

- Holland, G. J. (1980): An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes, *Mon. Wea. Rev.* 108, pp.1212-1218.
- Holland, G. J. (1997): The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* 54, pp.2519-2541.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., Chen, S.-H. (2004a): A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 132, pp.103-120.
- Hong, S.-Y., Lim, J.-O. J. (2006): The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *J Korean Meteor Soc.* 42, pp.129-151.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J. (2004b): A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, pp.2318-2341.
- Hopley, D. (1974): Coastal changes produced by Tropical Cyclone Althea in Queensland; December 1971, *Australian Geographer*, 12(5), pp.445-456.
- Horton, B. P., Rahmstorf, S., Engelhart, S. E., Kemp, A. C. (2014): Expert assessment of sealevel rise by AD 2100 and AD 2300, *Quat Sci Rev.* 84(1), pp.1-6.
- Hoshino, S., Esteban, M., Mikami, T., Takagi, H., Shibayama, T. (2016): Estimation of increase in storm surge damage due to climate change and sea level rise in the Greater Tokyo area, *Natural Hazards*, 80(1), pp.539-565.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., Collins, W. D. (2008): Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.* 113, D13103.
- IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013 “The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.))”*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Islam, T., Srivastava, P. K., Rico-Ramirez, M. A., Dai, Q., Gupta, M., Singh, S. K. (2015): Tracking a tropical cyclone through WRF–ARW simulation and sensitivity of model physics. *Nat Hazards* 76(3), pp.1473-1495.
- Kain, J. S. (2004): The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.* 43, pp.170-181.
- Kaplan, J., DeMaria, M., Knaff, J. A. (2010): A revised tropical cyclone rapid intensification index for the Atlantic and eastern North Pacific basins. *Weather Forecast.*, 25, pp.220-241.
- Karima, M. F., Mimura, N. (2008): Impacts of climate change and sea-level rise on cyclonic storm surge floods in Bangladesh, *Glob. Environ. Chang.* 18(3), pp.490-500.
- Kennedy, A. B., Mori, N., Zhang, Y., Yasuda, T., Chen, S-E., Tajima, Y., Pecor, W., Toride, K. (2016): Observations and Modeling of Coastal Boulder Transport and Loading During Super Typhoon Haiyan, *Coast. Eng. J.* 58, 1640004.
- Kim, S. Y., Yasuda, T., Mase, H., (2010): Wave set - up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita, *Coastal Engineering* 57(7), pp.631-642.
- Kimura, F., Kitoh, A. (2007): Downscaling by pseudo global warming method. The Final Report of ICCAP, pp.43-46.
- Kishi, T., Tomonaga, M., Oeda, I. (1960): On the Similitude of Hydraulic Models Involving Tidal Motion, *Coastal Engineering in Japan Vol.III*, pp.9-20.
- Knutson, T. R., McBride, J. L., Chan, J., Emanuel. K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J. P., Srivastava, A. K., Sugi, M. (2010): Tropical cyclones and climate change, *Nat. Geos.* 3, pp.157-163.
- Knutson, T. R., Sirutis, J. J., Garner, S. T., Held, I. M., Tuleya, R. E. (2007): Simulation of the recent multidecadal increase of Atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 88, pp.1549-1565.

- Knutson T. R., Tuleya, R. E. (2004): Impact of CO₂-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization, *J. Clim.* 17(18), pp.3477-3495.
- Kopp, R. E., Horton, R. M., Little, C.M. Mitrovica, J.X., Oppenheimer, M., Rasmussen, D. J., Strauss, B. H., Tebaldi, C. (2014) Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide gauge sites, *Earths Future* 2(8), pp.383-406.
- Kopp, R. E., Kemp, A. C., Bittermann, K., Horton, B. P., Donnelly, J. P., Gehrels, W. R., Hay, C. C., Mitrovica, J. X., Morrow, E. D., Rahmstorf, S. (2016): Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era, *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113(11), pp.E1434-E1441.
- Kurihara, Y., Bender, M. A., Ross, R. J. (1993): An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.* 121, pp.2030-2045.
- Kurihara, Y., Bender, M. A., Tuleya, R. E., Ross, R. J. (1995): Improvements in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.* 123, pp.2791-2801.
- Kurihara, Y., Tuleya, R. E., Bender, M. A. (1998): The GFDL hurricane prediction system and its performance in the 1995 hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, 126, pp.1306-1322.
- Laprise R., (1992): The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable, *Mon. Wea. Rev.* 120, pp.197-207.
- Liberto, T.D., Colle, B. A., Georgas, N., Blumberg, A. F., Taylor, A. A. (2011) Verification of a Multimodel Storm Surge Ensemble around New York City and Long Island for the Cool Season, *Weather Forecast.* 26, pp.922-939.
- Lin, N., Emanuel, K., Oppenheimer, M., Vanmarcke, E. (2012): Physically based assessment of hurricane surge threat under climate change, *Nat. Clim. Chan.* 2, pp.462-467.
- Lin, N., Emanuel, K. A., Smith, J. A., Vanmarcke, E. (2010): Risk assessment of hurricane storm surge for New York City, *J. Geophys. Res.* 115, D18121.

- Lin, N., Lane, P., Emanuel, K. A., Sullivan, P. M., Donnelly, J. P. (2014): Heightened hurricane surge risk in northwest Florida revealed from climatological-hydrodynamic modeling and paleorecord reconstruction, *J Geophys Res Atmos.* 119(14), pp.8606-8623.
- Lin, N., Smith, J. A., Villarini, G., Marchok, T. P., Baeck, M. L. (2011): Modeling Extreme Rainfall, Winds, and Surge from Hurricane Isabel (2003), *Weather Forecast.* 25(5), pp.1342-1361.
- Longuet-Higgins, M. S., Stewart, R. W. (1962): Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to “surf-beats”, *J. Fluid Mech.* 10, pp.529-549.
- Lowe J. A., Gregory, J. M. (2005): The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom, *Philos. Trans. A. Math. Phys. Eng. Sci.* 363(1831), pp.1313-1328.
- Lowe J. A., Gregory, J. M., Flather, R. A. (2001): Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate scenario using a dynamic storm surge model driven by the Hadley Centre climate models, *Clim. Dynam.* 18(3), pp.179-188.
- Mas, E., Bricker, J., Kure, S., Adriano, B., Yi, C., Suppasri, A., Koshimura, S. (2015): Field survey report and satellite image interpretation of the 2013 Super Typhoon Haiyan in the Philippines, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci* 15, pp.805-816.
- McPherson, M. J. (1993): *Subsurface Ventilation and Environmental Engineering*, Chapman and Hall, London, pp.494-496.
- McWilliams, J. C., Restrepo, J. M., Lane E. W. (2004): An asymptotic theory for the interaction of waves and currents in coastal waters, *J. Fluid Mech.*, 511, pp.135-178.
- Mel, R., Viero, D. P., Carniello, L., Defina, A., Alpaos, L. D. (2014) Simplified methods for real-time prediction of storm surge uncertainty: The city of Venice case study, *Advances in Water Resources* 71, pp.177-185.
- Mellor, G. L., Yamada, T. (1974): A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.* 31, pp.1791-1806.

- Mikami, T., Shibayama, T., Takagi, H., Matsumaru, R., Esteban, M., Thao, N. D., De Leon, M., Valenzuela, V. P., Oyama, T., Nakamura, R., Kumagai, K. & Li, S. (2016): Storm Surge Heights and Damage Caused by the 2013 Typhoon Haiyan along the Leyte Gulf Coast, *Coast. Eng. J.* 58, 1640005.
- Ministry of Social Welfare, Relief and Resettlement Relief and Resettlement Department, (2012): Myanmar Action Plan on Disaster Risk Reduction (MAPDRR) 2009-2015. [<http://reliefweb.int/report/myanmar/myanmar-action-plan-disaster-risk-reduction-mapdrdrr>]. (Retrieved 20 September 2016)
- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, K., Yukimoto, A., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H., Nakagawa, M. (2006): 20 km-mesh global climate simulations using JMA-GSM Model-mean climate states, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 84, pp.165-185.
- Mizuta, R., Murata, A., Ishii, M., Shiogama, H., Hibino, K., Mori, N., Arakawa, O., Imada, Y., Yoshida, K., Aoyagi, T., Kawase, H., Mori, M., Okada, Y., Shimura, T., Nagatomo, T., Ikeda, M., Endo, H., Nosaka, M., Arai, M., Takahashi, C., Tanaka, K., Takemi, T., Tachikawa, Y., Temur, K., Kamae, Y., Watanabe, M., Sasaki, H., Kitoh, A., Takayabu, I., Nakakita, E., Kimoto, M. (2016): Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models. *Bull Am Meteorol Soc*, (in press). [doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0099.1>]
- Moon, I.-J. (2005): Impact of a coupled ocean wave-tide-circulation system on coastal modeling, *Ocean Modelling*, 8(3), pp.203-236.
- Mori, N., Kato, M., Kim, S., Mase, H., Shibutani, Y., Takemi, T., Tsuboki, K., Yasuda, T. (2014): Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf, *Geophysical Research Letter*. 41(14), pp.5106-5113.
- Muhammad, N. M., Subas, P. D., Robyn, K. (2014): The state of multi-purpose cyclone shelters in Bangladesh, *Facilities* 32(9/10), pp.522-532.

- Myers, V. N., Malkin, W. (1961): Some properties of Hurricane Wind Fields as Deduced from Trajectories, U.S. Weather Bureau, National Hurricane Research Projects, Report 49.
- Naito, C., Cercone, C., Riggs, H., Cox, D. (2014): Procedure for site assessment of the potential for tsunami debris impact. *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 140(2), pp.223-232
- Nakamura, M., Shiraishi, H., Sasaki, Y. (1964): A Model Study on Tide and Storm Surge due to Typhoon in Ise Bay. *Coastal Engineering in Japan* 7, pp.45-64.
- Nakamura, R., Shibayama, T., Esteban, M., Iwamoto, T. (2016): Future Typhoon and Storm Surges under Different Global Warming Scenarios: Case Study of Typhoon Haiyan (2013), *Natural Hazards*, 82(3), pp.1645-1681.
- Nakamura, R., Shibayama, T., Esteban, M., Iwamoto, T., Nishizaki, S. (2017): Simulation of Future Typhoons and Storm Surges around Tokyo Bay using IPCC 5ARAR5 RCP 8.5 Scenarios in Multi Global Climate Models. "Preprint of an article submitted for consideration in [Coastal Engineering Journal] © [2017] [copyright World Scientific Publishing Company] [<http://www.worldscientific.com/worldscinet/cej>]"
- Nakanishi, M., Niino, H. (2006): An improved Mellor–Yamada level 3 model: its stability and application to a regional prediction of advecting fog. *Bound. Layer. Meteor.* 119, pp.397-407.
- Nakanishi, M., Niino, H. (2009): Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, pp.895-912.
- National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA and U.S. Department of Commerce (2000): updated daily. NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. [<https://doi.org/10.5065/D6M043C6>]. (Retrieved 1 January 2017)

- NCEP (2012): Real-time, global, sea surface temperature (RTG_SST) analysis, [http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_low_res/]. (Retrieved 15 May 2016)
- Nistor, I., Goseberg, N., Stolle, J., Mikami, T., Shibayama, T., Nakamura, R., Matsuba, S. (2016): Experimental Investigation of Debris Dynamics over a Horizontal Plane, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*. (in press)
- NOAA (2001): National Oceanic and Atmospheric Administration Changes to the NCEP Meso Eta Analysis and Forecast System: Increase in resolution, new cloud microphysics, modified precipitation assimilation, modified 3DVAR analysis. [Available online at <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mmbpl/eta12tpb/>]
- Ooyama K. V. (1990): A thermodynamic foundation for modeling the moist atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 47, pp.2580-2593.
- Paul, B. K. (2009): Why relatively fewer people died? The case of Bangladesh's Cyclone Sidr, *Natural Hazards* 50, pp.289-304.
- Paulson, C. A., (1970): The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.* 9, pp.857-861.
- Qi, J. Chen, C., Beardsley, R. C., Perrie, W., Cowles, G. (2009): An unstructured-grid finite-volume surface wave model (FVCOM-SWAVE): implementation, validations and applications. *Ocean Model.* 28, pp.153-166.
- Risk Management Solutions, Inc. (2003): 1953 U.K. FLOODS 50-Year Retrospective, [http://forms2.rms.com/rs/729-DJX-565/images/fl_1953_uk_floods_50_retrospective.pdf]. (Retrieved 13 September 2016)
- Roeber, V., Briker J. D. (2015): Destructive tsunami-like wave generated by surf beat over a coral reef during Typhoon Haiyan, *Nat. Comm.* 6, 7854.
- Satoh, M., Matsuno, T., Tomita, H., Miura, H., Nasuno, T., Iga, S. (2008a): Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations, *J. Comput. Phys.*, 227, pp.3486-3514.

- Satoh, M., Nasuno, T., Miura, H., Tomita, H., Iga, S., Takayabu, Y. (2008b): Precipitation statistics comparison between global cloud resolving simulation with NICAM and TRMM PR data, in High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean, edited by W. Ohfuchi and K. Hamilton, chap. 6, pp.99-112, Springer, New York.
- Shepard, C. C., Agostini, V. N., Gilmer, B., Allen, T., Stone, J., Brooks, W., Beck, M.W. (2012): Assessing future risk: quantifying the effects of sea level rise on storm surge risk for the southern shores of Long Island, New York, *Nat Hazard*. 60(2), pp.727-745.
- Schiermeier, Q. (2013): Did climate change cause Typhoon Haiyan? *Nature, News: Explainer*, [<http://www.nature.com/news/did-climate-change-cause-typhoon-Haiyan.1.14139>] (Retrieved 20 October 2014)
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C. (2005): The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography-following coordinates ocean model, *Ocean Model*. 9, pp.347-404.
- Shibayama, T., Esteban, M., Nistor, I., Takagi, H., Nguyen, D. T., Matsumaru, R., Mikami, T., Aranguiz, R., Jayaratne, R., Ohira, K. (2013): Classification of Tsunami and Evacuation Areas, *Natural Hazards*, 67(2), pp.365-386.
- Shibayama, T., Okayasu, A., Sasaki, J., Wijayarathne, N., Suzuki, T., Jayaratne, R., Ariff, M. Z., Matsumaru, R. (2005): Disaster Survey of Indian Ocean Tsunami and Its Application to Disaster Prevention Works, *Proceedings of the Special Asia Tsunami Session at The International Conference on Asian and Pacific Coasts 2005* (Editors: Choi, B. H. and Imamura, F.), pp.33-48.
- Shibayama, T., Tajima, Y., Kakinuma, T., Nobuoka, H., Yasuda, T., Ahsan, R., Rahman, M., Islam, M. S. (2009): Field Survey of Storm Surge Disaster due to Cyclone Sidr in Bangladesh, *Proceedings of Coastal Dynamics 2009*, No.129.
- Shimozono, T., Tajima, Y., Kennedy, A. B., Nobuoka, H., Sasaki, J., Sato, S. (2015): Combined infragravity wave and sea - swell runup over fringing reefs by super typhoon Haiyan, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, pp.4463-4486.

- Signell, R.P., Beardsley, R.C., Graber, C., Capotondi A. (1990): Effect of Wave-Current Interaction on Wind-Driven Circulation in Narrow, Shallow Embayments, *Journal of Geophysical Research*, 95, C6, pp.9671-9678.
- Skamarock W. C., Klemp, J. B. (1992): The Stability of Time-Split Numerical Methods for the Hydrostatic and the Nonhydrostatic Elastic Equations, *Mon. Wea. Rev.*, 120, pp.2109-2127.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Duddhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W., Powers, J. G. (2008): A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Note. [http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf]. (Retrieved 01 October 2016)
- Sourthen Climate Impacts Planning Program (2017): SURGEDAT: The World's Storm Surge Data Center, supported by Keim, B., Sathiaraj, D. and Black, A. in Louisiana State University, [<http://surge.srcc.lsu.edu/index.html>]. (Retrieved 08 January 2017).
- State of Louisiana (2012): 2012 Coastal Master Plan, State of Louisiana, [<http://coastal.la.gov/a-common-vision/2012-coastal-master-plan/>]. (Retrieved 10 October 2016)
- Sukoriansky, S., Galperin, B., Perov, V. (2005): Application of a new spectral model of stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice, *Bound. Layer Meteor.* 117, pp.231-257.
- Tajima, Y., Yasuda, T., Pacheco, B. M., Cruz, E. C., Kawasaki, K., Nobuoka, H., Miyamoto, M., Asano, Y., Arikawa, T., Ortigas, N. M., Aquino, R., Mata, W., Valdez, J., Briones, F. (2014): Initial report of JSCE-PICE joint survey on the storm surge disaster caused by Typhoon Haiyan, *Coast Eng J* 56, 1450006.
- Takagi, H., Esteban, M., Shibayama, T., Mikami, T., Matsumaru, R., Leon, M. D., Thao, N. D., Oyama, T., Nakamura, R. (2015a): Track analysis, simulation, and field survey of the 2013 Typhoon Haiyan storm surge, *Journal of Flood Risk Management*, [doi: 10.1111/jfr3.12136].

- Takagi, H., Leon, M., Esteban, M., Mikami, T., Nakamura, R. (2015b): Storm Surge Due to 2013 Typhoon Yolanda (Haiyan) in Leyte Gulf, the Philippines, Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners, Elsevier, pp.133-144.
- Takayabu, I., Hibino, K., Sasaki, H., Shiogama, H., Mori, N., Shibutani, Y., Takemi, T. (2015): Climate change effects on the worst-case storm surge: a case study of Typhoon Haiyan, Environ Res Lett. 10, 064011.
- Takemi, T., Ito, R., Arakawa, O. (2016): Robustness and uncertainty of projected changes in the impacts of Typhoon Vera (1959) under global warming, Hydrological Research Letters 10(3), pp.88-94.
- Tasnim, K. M., Shibayama, T., Esteban, M., Takagi, H., Ohira, K., Nakamura, R. (2014): Field observation and numerical simulation of past and future storm surges in the Bay of Bengal: case study of cyclone Nargis, Natural Hazards, 75(2), pp.1619-1647.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A. (2012): An Over-view of CMIP5 and the experiment design, Bull Amer Meteor Soc. 93, pp.485-498.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M. A., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., Cuenca, R. H. (2004): Implementation and verification of the unified NOAH land surface model in the WRF model, 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, pp.11-15.
- The City of New York (2011): New York City Comprehensive Water Plan, [http://www1.nyc.gov/assets/planning/download/pdf/plans-studies/vision-2020-cwp/vision2020/vision2020_nyc_cwp.pdf]. (Retrieved 08 January 2017)
- The City of New York (2017): NYC Open Data (Hurricane Evacuation Zones), [<https://data.cityofnewyork.us/Public-Safety/Hurricane-Evacuation-Zones/uihr-hn7s/data>]. (Retrieved 08 January 2017)
- The Government of U. K. (2009): Appraisal of flood and coastal erosion risk management, A Defra policy statement. [<https://www.gov.uk/government/publications/appraisal-of>

flood-and-coastal-erosion-risk-management-a-defra-policy-statement-june-2009].
(Retrieved 09 July 2016)

The NCAR Command Language (Version 6.1.2) (2016): Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/
CISL/TDD. [<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>].

The Republic of the Union of Myanmar (2015): Myanmar' s Intended Nationally
Determined Contribution-INDC [<http://www4.unfccc.int/submissions/INDC/Published/20Documents/Myanmar/1/Myanmar's%20INDC.pdf>]. (Retrieved 13 September
2016)

Tomita, H., Satoh, M. (2004): A new dynamical framework of nonhydrostatic global model
using the icosahedral grid, *Fluid Dyn. Res.* 34, pp.357-400.

Tsimopoulou, V., Vrijling J. K., Kok, M., Jonkman, S. N., Stijnen J. W. (2013): Economic
implications of multi-layer safety projects for flood protection, ESREL 2013:
Proceedings of the 22nd European Safety and Reliability Conference "Safety,
Reliability and Risk Analysis: Beyond the Horizon", Amsterdam, The Netherlands, 29
september-2 oktober 2013.

Tsuboki, K., Yoshioka, M. K., Shinoda, T., Kato, M., Kanada, S., Kitoh, A. (2015): Future
increase of supertyphoon intensity associated with climate change, *Geophys Res Lett.*
42(2), pp.646-652.

Uchiyama, Y., McWilliams, J. C., Restrepo, J. M. (2009): Wave-current interaction in
nearshore shear instability analyzed with a vortex-force formalism, *J. Geophys. Res.*,
114, C06021.

U.S. Dept. of Commerce (2013): Economic Impact of Hurricane Sandy -Potential
Economic Activity Lost and Gained in New Jersey and New York-, [<http://www.esa.doc.gov/sites/default/files/sandyfinal101713.pdf>]. (Retrieved 12 October 2016)

USGS (2006): Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) "Finished" 3-arc second SRTM
Format Documentation, Available online at: <http://edc.usgs.gov/products/elevation/srtmbil.html>.

- Vecchi, G. A., Fueglistaler, S., Held, I. M., Knutson, T. R., Zhao, M. (2013): Impacts of atmospheric temperature trends on tropical cyclone activity, *J Clim.* 26, pp.3877-3891.
- Wang, J., Gao, W., Xu, S., Yu, L. (2012): Evaluation of the combined risk of sea level rise, land subsidence, and storm surges on the coastal areas of Shanghai, China, *Clim Change.* 115(3), pp.537-558.
- Wang, S., Camargo, S. J., Sobel, A. H., Polvani, L. M. (2014): Impact of the tropopause temperature on the intensity of tropical cyclones—an idealized study using a mesoscale model, *J. Atmos. Sci.* 71(11), pp.4333-4348.
- Watanabe, M., Suzuki, T., O'ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., Takata, K., Yamazaki, D., Yokohata, T., Nozawa, T., Hasumi, H., Tatebe, H., Kimoto, M. (2010): Improved climate simulation by MIROC5: mean states, variability, and climate sensitivity. *J Clim.* 23(23), pp.6312-6335.
- Webb, E. K., (1970): Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, pp.67-90.
- Westerink, J. J., Luettich, R. A., Scheffner, N. W. (1993): ADCIRC: an advanced three-dimensional circulation model for shelves coasts and estuaries, report 3: development of a tidal constituent data base for the Western North Atlantic and Gulf of Mexico, Dredging Research Program Technical Report DRP-92-6, U.S. Army Engineers aterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 154p.
- WRF Homepage (2017): The Weather Research & Forecasting Model, [<http://www.wrf-model.org/index.php>]. (Retrieved 12 January 2017)
- Xie, L., Pietrafesa, L. J., Wu, K. (2003): A numerical study of wave–current interaction through surface and bottom stresses: coastal ocean response to Hurricane Fran of 1996. *J. Geophys. Res.* 108 (C2), 3049.
- Xie, L., Liu, B., Liu, H., Guan, C. (2010): Numerical simulation of tropical cyclone intensity using an air-sea-wave coupled prediction system, *Advances in Geosciences*,

Volume 18: Ocean Science (OS). Edited by Jianping Gan. Singapore: World Scientific, 2010, p.19

Yang, Z., Wang, T., Leung, L., R., Wilbank, T. (2014): A modeling study of coastal inundation induced by storm surge, sea-level rise, and subsidence in the Gulf of Mexico, *Nat Hazard*, 71, pp.1771-1794.

Yasuda, T., Mase, H., Mori, N (2010): Projection of future typhoons landing on Japan based on a stochastic typhoon model utilizing AGCM projections, *Hydrological Research Letters* 4, pp.65-69.

Yasuda, T., Nakajo, S., Kim, S., Mase, H., Mori, N., Horsburgh, K. (2014): Evaluation of future storm surge risk in East Asia based on state-of-the-art climate change projection, *Coastal Engineering*, 83, pp.65-71.

Zhang, D.-L., Anthes R. A. (1982): A high-resolution model of the planetary boundary layer– sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, 21, pp.1594-1609.

Zhang, Y., Baptista, A. M (2008): SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation, *Ocean Modell.*, 21(3-4), pp.71-96.

付録

付録 A 全球大気循環 26 モデルのリスト

Num	Model Name	Ensemble Members (SST)	Ensemble Members (TT&RH)	Modelling Centers
1	ACCESS1-0	1	1	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Australia
2	ACCESS1-3	1	1	
3	BCC-CSM1-1	1	1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration
4	BCC-CSM1-1m	1	1	
5	CCSM4	6	6	National Center for Atmospheric Research
6	CESM1-BGC	1	1	Community Earth System Model Contributors
7	CESM1-CAM5	3	3	
8	CMCC-CM	1	1	
9	CMCC-CMS	1	1	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
10	CanESM2	5	5	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis
11	FGOALS-S2	3	2	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences
12	FIO-ESM	3	3	The First Institute of Oceanography, SOA, China
13	GFDL-CM3	1	1	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
14	GISS-E2-H	3	3	NASA Goddard Institute for Space Studies
15	GISS-E2-R	3	3	
16	HadGEM2	1	1	Met Office Hadley Centre (additional HadGEM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)
17	INM-CM4	1	1	Institute for Numerical Mathematics
18	IPSL-CM5A-LR	4	4	Institut Pierre-Simon Laplace
19	IPSL-CM5A-MR	1	1	
20	IPSL-CM5B-LR	1	1	
21	MIROC5	3	3	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
22	MPI-ESM-MR	1	1	Max-Planck-Institut für Meteorologie (Max Planck Institute for Meteorology)
23	MRI-CGCM3	1	1	Meteorological Research Institute
24	NorESM1-M	1	1	Norwegian Climate Centre
25	NorESM1-ME	1	1	
26	CNRN-CM5	3	3	Centre National de Recherches Météorologiques / Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique

謝辞

博士後期課程の指導教員である柴山知也先生にはお世話になりました。先生の研究環境の中にいたことは、僥倖であったと思っています。鮮明に思い出せるほど博士後期課程への進学は悩みましたが、強く何度も進学を勧めてくれたことにも感謝しております。心配やご迷惑をおかけしていましたが、何とか博士後期課程を修了して、任期はありますが大学教員としての活動の場を得ることができました。高校生の時に夢みていた地球温暖化の研究ができたのも先生のおかげです。ありがとうございました。

関根先生と榊原先生には、副査としてお世話になりました。関根先生には、数値モデルに関する厳しいお言葉を頂きました。また、榊原先生からも建設的な指摘を頂きました。両先生から頂いたご指摘は将来の私の研究に生かします。

東京工業大学の高木泰士先生には、論文の著者やフィリピン、ベトナム、東北現地調査に誘っていただきました。また、高木先生の研究は度々参考にして、自らの研究水準向上を図りました。さらに、時には高木先生から厳しいお言葉を頂いたので、私の緩みがちな心を引き締めて、研究活動を遂行することができました。ありがとうございました。

東京大学の Esteban Miguel 先生には、英語論文を校閲して頂きました。先生がいらっしゃらなければ、博士の学位は取れなかったと思っています。いつの日か独り立ちして、英文論文の添削は自らの手で行い、先生には頼らないように頑張りたいと思っています。

東洋大学の松丸亮先生には、現地調査や授業などでお世話になり、何かと気にかけて頂きました。参加したフィリピンの現地調査では指導を賜りました。ありがとうございました。柴山研究室の秘書の松丸恵美子様には、事務が苦手な書類の提出が遅い私に何度も修正を加えて催促を頂いたり、しばしば書類作成を手伝って頂いたりとお世話になりました。

早稲田大学の三上貴仁先生にも、大変お世話になりました。国際学会では、よく助けてもらいました。特にインドの国際学会の帰りの空港ではありがとうございました。三上先生がいなければインドから未だに帰れていなかったかもしれません。

柴山研究室の1期生で先輩にあたる高畠知行様と大平幸一郎様にも大変お世話になりました。先輩方の論文を参考にして研究をすることが頻繁にありました。また、論文の校閲もしていただきました。ありがとうございました。

また、2年前に卒業した同期の皆にも感謝しております。いい仲間達と研究できたことも僥倖であったと思っています。水上君がいてくれたので、研究環境が格段に進歩しました。研究室の後輩たちからも刺激を受けました。ありがとうございました。

また、父と母も学費や家での食事などを提供してもらって、本当に感謝しています。二人がいなければ、そもそも研究ができませんでした。ありがとうございました。また、いつも研究の話を聞いてくれる高校時代の恩師である経塚宏先生や友人の張さんにもお世話になりました。研究者を目指すのも、張さんとの出会いがあったからだと思います。

これまでにいろいろな人にお世話になってきました。そのような一人一人とのご縁によって、私自身も成長し、研究水準も向上していきました。様々な人との一瞬の会話を思い出すことが、研究の想起や実施、論文執筆を導いておりました。今後もそれらを大事にして研究を行います。

研究業績一覧

【論文】国際学術誌 [査読有]

1. Nistor, I., Goseberg, N., Stolle, J., Mikami, T., Shibayama, T., Nakamura, R. and Matsuba, S.: Experimental Investigation of Debris Dynamics over a Horizontal Plane, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*. (doi: 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000371).
2. Nakamura, R., Shibayama, T., Esteban, M. and Iwamoto, T.: Future Typhoon and Storm Surges under Different Global Warming Scenarios: Case Study of Typhoon Haiyan (2013), *Natural Hazards* 82(3), pp.1645-1681, 2016.
3. Mikami, T., Shibayama, T., Takagi, H., Matsumaru, R., Esteban, M., Thao, N. D., de Leon, M., Valenzuela, V. P., Oyama, T., Nakamura, R., Kumagai, K. and Li, S.: Storm Surge Heights and Damage Caused by the 2013 Typhoon Haiyan along the Leyte Gulf Coast, *Coastal Engineering Journal* 58, 1640005, 2016.
4. Takagi, H., Li, S., de Leon, M., Esteban, M., Mikami, T., Matsumaru, R., Shibayama, T. and Nakamura, R.: Storm Surge and Evacuation in Urban Areas during the Peak of a Storm, *Coastal Engineering* 108, pp.1-9, 2016.
5. Takagi, H., Esteban, M., Shibayama, T., Mikami, T., Matsumaru, R., Leon, M. D., Thao, N. D., Oyama, T. and Nakamura, R.: Track analysis, simulation, and field survey of the 2013 Typhoon Haiyan storm surge, *Journal of Flood Risk Management*, 2015. (doi: 10.1111/jfr3.12136)
6. Esteban, M., Valenzuela, V. P. Yun, N. Y., Mikami, T., Shibayama, T., Matsumaru, R., Takagi, H., Thao, N. D., De Leon, M., Oyama, T. and Nakamura, R.: Typhoon Haiyan 2013 Evacuation Preparations and Awareness, *International Journal of Sustainable Future for Human Security* 3(1), pp.37-45, 2015.
7. Tasnim, K. M., Shibayama, T., Esteban, M., Takagi, H., Ohira, K. and Nakamura, R.: Field observation and numerical simulation of past and future storm surges in the Bay of Bengal: case study of cyclone Nargis, *Natural Hazards*, 75(2), pp.1619-1647, 2014.

【論文】国内学術誌 [査読有]

1. 中村亮太, 柴山知也: 台風・高潮強度を支配する大気・海洋物理環境場の特定とその影響評価, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, Vol.72, No.2, pp.I_1495-I_1500, 2016.
2. 大矢淳, 柴山知也, 中村亮太, 岩本匠夢: 東京湾における沿岸域災害対策の費用便益分析, *土木学会論文集 B3 (海洋開発)*, Vol.72, No.2, pp.I_880-I_885, 2016.
3. 中村亮太, 岩本拓夢, 柴山知也, 三上貴仁, 松葉俊哉, Martin MAELL, 館小路晃史, 田野倉祐介: 2014年12月に北海道で発生した温帯低気圧による根室の高潮被害の現地調査と発生機構の解明, *土木学会論文集 B3 (海洋開発)*, Vol. 71, No. 2, pp.I_31-I_36, 2015.

4. 中村亮太, 大山剛弘, 柴山知也, 松丸亮, 高木泰士, Miguel Esteban, 三上貴仁 : Typhoon Yolanda によるフィリピンの高潮被災と現地調査の比較, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2, pp.I_236-I_240, 2014.
5. 岩本匠夢, 中村亮太, 大山剛弘, 水上亮, 柴山知也 : 気象-高潮-潮汐 結合モデルを用いた東京湾における RCP8.5 シナリオ化での高潮予測, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.70, No.2, pp.I_1261-I_1265, 2014.
6. 高木泰士, 三上貴仁, 柴山知也, 松丸亮, Mario P. de Leon, Esteban Miguel, Nguyen Danh Thao, 中村亮太 : 2013 年台風 Yolanda (Haiyan) の統計的分析および高潮の調査と数値解析, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.70, No.2, pp.I_1206-I_1211, 2014.
7. 柴山知也, 松丸 亮, 高木泰士, Mario P. de Leon, Esteban Miguel, 三上貴仁, 大山剛弘, 中村亮太 : 2013 年台風 Yolanda (Haiyan) による高潮災害の調査と分析, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.70, No.2, pp.I_1212-I_1217, 2014.

【講演】国際会議 [概要書の査読有] (international conference with peer reviews in abstract)

1. Mäll, M., Kul, A., Nakamura, R., Shibayama, T. and Suursaar, U.: Modelling storm surge conditions under future climate scenarios: A Case Study of 2005 january storm Gudrun in Pärnu, Estonia, the 35th International Conference on Coastal Engineering, Istanbul, Turkey, November, 2016. (Presented by Mäll, M.)
2. Nakamura, R. and Shibayama, T.: Ensemble forecast and assessment of extreme storm surge: a case study of 2013 typhoon Haiyan, the 35th International Conference on Coastal Engineering, Istanbul, Turkey, November 2016. (Presented by Nakamura, R.)
3. Soltanpour, M., Shamsunia, H., Shibayama, T., Nakamura, R. and Tatekouji, A.: An experimental study of wave-induced particle velocities in fluid mud layer, the 35th International Conference on Coastal Engineering, Istanbul, Turkey, November 2016. (Presented by Soltanpour, M.)
4. Tatekouji, A., Nakamura, R. and Shibayama, T.: Influence of Historical Bathymetric Changes due to Urbanization on the Vulnerability of Storm Surge in Tokyo Bay, the 35th International Conference on Coastal Engineering, Istanbul, Turkey, November 2016. (Presented by Tatekouji, A.)
5. Nakamura, R. and Shibayama, T.: A numerical experiment of super-typhoon and extreme storm surge under RCP 4.5 and RCP 8.5 scenarios, Proceedings of the 9th International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC), Rio de Janeiro, Brazil, October, 2016. [http://www.gapcongressos.com.br/trabalhos/z0167/20151130270_full.pdf]
6. Shamsnia, S. Soltanpour, M., Shibayama, T., Nakamura, R. and Tatekoji, A.: A Laboratory Study on Mud Transport Induced by Solitary Wave, Proceedings of the 6th International Conference on

the Application of Physical Modelling in Coastal and Port Engineering and Science (Coastlab16), University of Ottawa, May, 2016.

[<http://rdio.rdc.uottawa.ca/publications/coastlab16/coastlab15.pdf>]

7. Nakamura, R., Oyama, T., Shibayama, T., Esteban, M. and Takagi, H.: Evaluation of Storm Surge Caused by Typhoon Yolanda (2013) and Using Weather - Storm Surge - Wave - Tide Model, the 8th International Conference on Asian and Pacific Coasts (APAC), IIT Madras, Chennai, India, September, 2015. (Procedia Engineering, 116, 373-380)
8. Tasnim, K. M., Ohira, K., Shibayama, T., Esteban, M. and Nakamura, R.: Numerical Simulation of Cyclonic Storm Surges over the Bay of Bengal Using a Meteorology-Wave-Surge-Tide Coupled Model, Proceedings of the 34th International Conference on Coastal Engineering (ICCE), Seoul, Korea, June, 2014. [doi: <http://dx.doi.org/10.9753/icce.v34.currents.26>]

【講演】国内会議 [査読無]

1. 西崎晋作, 柴山知也, 中村亮太: 気象・波浪結合モデルを使用した 2013 年台風 26 号における波浪の再現と地球温暖化後の波浪の評価, 平成 28 年度日本沿岸域学会, 高知工科大学, 2016 年 7 月. (講演者: 西崎晋作)
2. 館小路晃史, 柴山知也, 中村亮太: 気象-海洋-潮汐統合モデルを用いた大正 6 年東京湾高潮の再現, 平成 27 年度日本沿岸域学会, 茨城大学, 2015 年 7 月. (講演者: 館小路晃史)
3. 中村亮太, 柴山知也, 大平幸一郎, 大山剛弘: 気象-高潮-波浪-潮汐統合モデルを用いた地球温暖化後の東京湾と駿河湾の高潮の評価, 平成 25 年度日本沿岸域学会, 大阪市立大学, 2013 年 7 月. (講演者: 中村亮太)

【講演】招待講演 [査読無]

12. Nakamura, R.: 3-4 Days Forecasts Storm Surge Invoked by Typhoon Yolanda (2013) using with Satellite Observation Data in Typhoon Simulation, International Symposium on One Year After Yolanda: Findings and Discussions for the Future, De La Salle University, Manila, Philippines, October 2014.

【著書】

1. Takagi, H., de Leon, M., Esteban, M., Mikami, T. and Nakamura, R.: Storm Surge Due to 2013 Typhoon Yolanda (Haiyan) in Leyte Gulf, the Philippines. Chapter 8, Handbook of Coastal Disaster Mitigation for Engineers and Planners. ELSEVIER, 2015.