

擬似温暖化ダウンスケーリングによる  
台風と高潮に関する気候変動影響評価

Impact assessment for climate change on typhoons and  
storm surges by pseudo-global warming downscaling

2020 年 3 月

豊田 将也

## 審査委員

主査 小林智尚 (岐阜大学工学部教授)

副査 玉川一郎 (岐阜大学工学部教授)

副査 吉野純 (岐阜大学工学部准教授)

外部委員 安田孝志 (愛知工科大学学長)

# 目次

<b>第 1 章 緒論</b> .....	<b>1</b>
1.1 世界で頻発する気象災害と日本の防災対策.....	1
1.1.1 近年の地球温暖化.....	5
1.1.2 地球温暖化と熱帯低気圧の関係.....	7
1.2 2000 年以降に甚大な高潮災害をもたらした台風.....	9
1.2.1 2009 年台風 18 号 (Typhoon Melor).....	9
1.2.2 2013 年台風 30 号 (Typhoon Haiyan).....	11
1.2.3 2018 年台風 21 号 (Typhoon Jebi).....	12
1.3 高潮に対する海岸工学分野の取り組み.....	15
1.3.1 台風に伴う高潮の将来変化.....	15
1.3.2 力学的評価の必要性和ダウンスケーリング手法.....	16
1.4 本論文の目的と構成.....	17
参考文献.....	20
<b>第 2 章 数値計算手法</b> .....	<b>27</b>
2.1 概説.....	27
2.2 高解像度台風モデル.....	28
2.2.1 領域気候モデル MM5.....	28
2.2.2 自動移動ネスティング.....	32
2.2.3 4次元同化ナッジング.....	32
2.2.4 海面境界物理過程.....	33
2.3 経験的台風モデル.....	38
2.4 高潮モデル.....	40
2.5 擬似温暖化実験.....	41
2.5.1 擬似温暖化実験とは.....	41

2.5.2	計算手法 .....	45
	参考文献 .....	48
<b>第 3 章</b>	<b>台風と高潮に対する将来変化と不確実性の評価 .....</b>	<b>50</b>
3.1	概説 .....	50
3.2	現在気候実験 .....	52
3.2.1	台風 0918 号の再現実験 .....	53
3.2.2	台風 1330 号の再現実験 .....	58
3.3	台風強度に関する擬似温暖化実験 .....	63
3.3.1	台風 0918 号の強度に関する擬似温暖化実験 .....	65
3.3.2	台風 1330 号の強度に関する擬似温暖化実験 .....	67
3.3.3	台風強度に対する将来変化と不確実性の要因分析 .....	69
3.3.4	地域差と不確実性の要因分析 .....	82
3.4	高潮に対する擬似温暖化実験 .....	84
3.4.1	台風 0918 号による高潮に対する擬似温暖化実験 .....	84
3.4.2	台風 1330 号による高潮に対する擬似温暖化実験 .....	85
	参考文献 .....	89
<b>第 4 章</b>	<b>日本に襲来する台風に対する温暖化影響評価 .....</b>	<b>91</b>
4.1	概説 .....	91
4.2	計算対象の台風について .....	92
4.3	台風 49 事例の現在気候実験 .....	95
4.4	台風 49 事例の強度に対する擬似温暖化実験 .....	102
4.5	上陸時に着目した詳細な解析 .....	109
4.6	計算結果のまとめ .....	119
	参考文献 .....	121
<b>第 5 章</b>	<b>簡易擬似温暖化実験手法の提案 .....</b>	<b>124</b>
5.1	概説 .....	124
5.2	各自治体の高潮浸水想定 .....	125

5.2.1	東京湾 .....	125
5.2.2	大阪湾 .....	127
5.2.3	伊勢湾 .....	128
5.2.4	現状の高潮浸水想定の問題点 .....	130
5.3	台風強度に対する将来変化傾向について .....	131
5.4	簡易擬似温暖化実験手法について .....	133
5.4.1	簡易擬似温暖化実験手法の手順 .....	133
5.4.2	簡易擬似温暖化実験手法の妥当性の検証 .....	135
	参考文献 .....	139
<b>第 6 章</b>	<b>結論 .....</b>	<b>140</b>



# 第1章 緒論

## 1.1 世界で頻発する気象災害と日本の防災対策

近年、地球温暖化の進行に伴い、極端気象による災害が地球規模で報告されている。2017年にWMO（世界気象機関）により発表された報告を確認すると、2017年の一年間は地球温暖化の影響を大きく受けて、世界各地で気象災害が頻発しており、その経済損失は3200億ドル（日本円にして約34兆円）となる見込みであるとされている。そのうち、約8割に相当する2600億ドルを占めるのは、複数の大型ハリケーンが襲来した米国の被害総額であると推計されている。他の地域に目を向ければ、アジアではネパール東部、バングラデシュ北部、およびこれに近いインド北部で局地豪雨により洪水が発生し、1200人を超える死者が確認されている。このような洪水災害は感染症等の二次災害を引き起こすことも懸念されている（WMO, 2017）。これらの事例以外にも米国、中国、ペルーなどで洪水が起きている。また世界各地で豪雨による洪水が多発する一方で、地中海地域やアフリカでは干ばつが続き、米国、中国、イラン、フランスなど世界各地で熱波が記録されるなど極端な気象災害が起きている（WMO, 2017）。

続いて我が国の気象災害に着目すると、気象庁により2000年から2018年までの約20年間で73事例が報告されている（表-1.1.1；気象庁，2018）。その中でも最近の顕著な気象災害としていくつか事例を挙げる。まず2017年7月に発生した豪雨災害が挙げられる。この災害では福岡県朝倉市において一時間雨量が129.5 mmとなる大雨が記録され、猛烈な雨に伴い河川の氾濫および土砂災害が発生した。気象庁によると、死者は42名にのぼり、被害総額は約2200億円となる見込みである（気象

庁, 2017). この豪雨災害は「平成 29 年 7 月九州北部豪雨」と命名され, 激甚災害に指定された. 極端な豪雨となった背景として, 同時期に発生していた台風 3 号によって対馬海峡付近に停滞していた梅雨前線に対して暖湿空気が流入した影響で, 西日本地域で記録的な大雨となったことが報告されている (気象庁, 2017). このような極端な気象災害は我が国において 2018 年も引き続き発生している. 7 月に発生した「平成 30 年 7 月豪雨」では岐阜県、京都府、兵庫県、岡山県、鳥取県、広島県、愛媛県、高知県、福岡県、佐賀県、長崎県の 1 府 10 県に大雨特別警報が発表されるなど, 西日本各地で大雨となった. 直後に三重県から東シナ海にかけて西進した台風 12 号の影響もあり, 被害はより拡大し, 死者 221 名, 行方不明者 9 名, 負傷者 421 名に上る甚大な被害となった (気象庁, 2018). この災害においても, 同時期に発生していた台風 7 号による暖湿空気の流入の影響が大きいと報告されている (気象庁, 2018). さらに, 9 月初めに西日本地方に襲来した台風 21 号は 25 年ぶりに「非常に強い」勢力で上陸し, 大阪湾において既往最大潮位を超える高潮災害をもたらした (気象庁, 2018). 以上の点からも, 近年は我が国においても激甚災害と認定されるような気象災害が頻発しており, かつそれらは台風が関与していることが多い. 実際に, 我が国に災害をもたらした 73 事例の中で, 台風による直接的または間接的な災害は 40 事例にのぼり, 我が国で発生する気象災害の半数以上が台風に関係するものであることを示している.

続いて, 近年世界各地で発生した熱帯低気圧による災害事例に着目すると, まず 2005 年 8 月末に米国南東部に襲来した Hurricane Katrina が挙げられる. このハリケーンによって引き起こされた高潮によってニューオーリンズの約 8 割が水没し, 米国史上最悪の被害をもたらしたとされている (国土技術政策総合研究所, 2005 ; 防災科学技術研究所, 2006). また 2008 年 5 月にミャンマー中・南部を直撃した Cyclone Nargis による被害は死者・行方不明者が計 15 万人に達するとされ, ミャンマー史上最悪の自然災害といわれている (内閣府, 2008). さらに 2013 年 11 月にフィリピン中部に襲来した Typhoon Haiyan は最低中心気圧 895 hPa, 最大風速 65 m/s となる猛烈な強さまで発達し, レイテ島・サンペドロ湾では最大潮位 6 m を超える高潮が起こり, 甚大な被害をもたらした (Lander, 2014). 我が国においても, 先述した昨年の台風 21 号の他に 2004 年台風 16 号, 2009 年台風 18 号や 2012 年台風 16 号によって高潮災害が起きており, 2016 年の台風 9 号, 10 号, 11 号によって東北地方および北海道地方の農作物に甚大な被害をもたらされている.

以上のように 2000 年以降の約 20 年間で熱帯低気圧による大規模な災害は太平洋域および大西洋域の各地で発生している. また発展途上国のみならず日本や米国のように比較的熱帯低気圧による災害対策が進められている先進工業国であっても被害が発生していることから, 今後の異常気象災害に対する防災・減災システム等の改善が急務となっている. さらに, これまでに述べた近年の気象災害の多くは, 「予



想を超える自然現象」や「設計基準値を越える外力規模」によって甚大な被害をもたらしており，地球温暖化の進行に伴う自然環境の変化，社会環境の変化に起因していると考えられる。

表-1.1.1 2000年から2018年までの期間で災害をもたらした気象事例(気象庁, 2018)

発生年月		災害
2000年 (平成12年)	7月3日～7月9日	大気の状態不安定・台風第3号
	9月8日～9月17日	停滞前線・台風第14・15・17号
2001年 (平成13年)	7月11日～7月13日	梅雨前線
	8月20日～8月22日	台風第11号
	9月2日～9月7日	前線・低気圧
	9月8日～9月12日	台風第15号
	9月6日～9月13日	台風第16号
2002年 (平成14年)	7月8日～7月12日	台風第6号・梅雨前線
	9月30日～10月3日	台風第21号
2003年 (平成15年)	7月18日～7月21日	前線・低気圧
	8月7日～8月10日	台風第10号
	9月10日～9月14日	台風第14号
2004年 (平成16年)	6月18日～6月22日	台風第6号
	7月12日～7月14日	平成16年7月新潟・福島豪雨
	7月17日～7月18日	平成16年7月福井豪雨
	7月29日～8月6日	台風第10・11号
	8月17日～8月20日	台風第15号・前線
	8月27日～8月31日	台風第16号
	9月4日～9月8日	台風第18号
	9月25日～9月30日	台風第21号・秋雨前線
	10月7日～10月9日	台風第22号・前線
10月18日～10月21日	台風第23号・前線	
2005年 (平成17年)	6月28日	梅雨前線による大雨
	7月1日～7月6日	梅雨前線による大雨
	7月8日～7月10日	梅雨前線による大雨
	8月24日～8月26日	台風第11号
	9月3日～9月8日	台風第14号・前線
	12月～翌年3月	平成18年豪雪
2006年 (平成18年)	6月21日～6月28日	梅雨前線による大雨
	7月15日～7月24日	平成18年7月豪雨
	9月15日～9月20日	台風第13号
	10月4日～10月9日	低気圧による暴風と大雨
2007年 (平成19年)	1月6日～1月9日	低気圧による暴風・高波・大雪
	7月1日～7月17日	台風第4号と梅雨前線による大雨と暴風
	9月5日～9月9日	台風第9号
	9月15日～9月18日	秋雨前線による大雨

	発生年月	災害
2008年 (平成20年)	7月27日～7月29日	大気の状態不安定による大雨と突風
	8月4日～8月9日	大気の状態不安定による大雨
	8月26日～8月31日	平成20年8月豪雨
2009年 (平成21年)	7月19日～7月26日	平成21年7月中国・九州北部豪雨
	8月8日～8月11日	熱帯低気圧・台風第9号による大雨
	10月6日～10月9日	台風第18号による暴風・大雨
2010年 (平成22年)	7月10日～7月16日	梅雨前線による大雨
	10月18日～10月21日	前線による大雨
2011年 (平成23年)	7月27日～7月30日	平成23年7月新潟・福島豪雨
	8月30日～9月6日	台風第12号による大雨
	9月15日～9月22日	台風第15号による暴風・大雨
2012年 (平成24年)	4月3日～4月5日	低気圧と暴風・高波
	7月11日～7月14日	平成24年7月九州北部豪雨
	8月13日～8月14日	前線による大雨
	9月15日～9月19日	台風第16号および大気不安定による大雨・暴風・高波・高潮
2013年 (平成25年)	7月22日～8月1日	梅雨前線および大気不安定による大雨
	8月9日～8月10日	大気不安定による大雨
	8月23日～8月25日	8月23日から8月25日にかけての大雨
	9月15日～9月16日	台風第18号による大雨
	10月14日～10月16日	台風第26号による暴風・大雨
2014年 (平成26年)	2月14日～2月19日	発達した低気圧による大雪・暴風雪
	7月6日～7月11日	台風第8号および梅雨前線による大雨と暴風
	7月30日～8月11日	台風第12号、第11号と前線による大雨と暴風
	8月15日～8月20日	前線による大雨
	10月4日～10月6日	台風第18号による大雨と暴風
2015年 (平成27年)	6月2日～7月26日	梅雨前線および台風第9号、第11号、第12号による大雨
	9月7日～9月11日	台風第18号等による大雨
2016 (平成28年)	6月19日～6月30日	梅雨前線による大雨
	8月16日～8月31日	台風第7号、第11号、第9号、第10号及び前線による大雨・暴風
2017年 (平成29年)	6月30日～7月10日	梅雨前線及び台風第3号による大雨と暴風
	9月13日～9月18日	台風第18号及び前線による大雨と暴風等
	10月21日～10月23日	台風第21号及び前線による大雨・暴風等
2018年 (平成30年)	1月22日～1月27日	南岸低気圧及び強い冬型の気圧配置による大雪・暴風雪等
	2月3日～2月8日	強い冬型の気圧配置による大雪
	6月28日～7月8日	平成30年7月豪雨
	9月3日～9月5日	台風第21号による暴風・高潮等
	9月28日～10月1日	台風第24号による暴風・高潮等

我が国では伊勢湾台風や第二室戸台風といった歴史的顕著な台風による沿岸災害を契機に、台風と沿岸災害に対する研究が盛んに進められている。近年では、これらの沿岸災害と気候変動の関係についても研究が行われている。以下に気候変動に関する政府間パネル（Intergovernmental Panel on Climate Change ; IPCC）による第五次評価報告書（2013）を参考に、近年の地球温暖化傾向と熱帯低気圧の関係、また沿岸災害に対する海岸工学分野の取り組みについて整理する。

### 1.1.1 近年の地球温暖化

気候変動に関する政府間パネル (IPCC; Intergovernmental Panel on Climate Change) は、地球温暖化に関する最新の知見を集めた第五次評価報告書を 2013 年に公表した (IPCC, 2013)。近年の気候変化について、大気や海洋の世界平均気温の上昇および世界平均海面水位の上昇、温室効果ガスの濃度上昇、および人為起源の CO<sub>2</sub> 排出量の上昇を挙げ、「気候システムの温暖化には疑う余地がなく (図-1.1.1)、また 1950 年代以降、観測された変化の多くは数十年から数千年間にわたり前例のないものである」と述べられており、「大気と海洋は温暖化し、雪氷の量は減少し、海面水位は上昇し、温室効果ガス濃度は増加している」と断定している。さらに、人為起源の CO<sub>2</sub> 排出量と温暖化現象との関係から「気候システムに対する人間の影響は明瞭である」とも明言されている。

第五次評価報告書では、第四次評価報告書以降用いられてきた温室効果ガス排出シナリオ (A2, A1B, B1 等) に変わり、代表濃度経路シナリオ (RCP ; Representative Concentration Pathways) が採用された。シナリオは 4 種類設けられており (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 および RCP8.5)、それぞれの将来の気候を予測するとともに、その濃度経路を実現する多様な社会経済シナリオを策定でき、目標主導型の社会経済シナリオを複数作成して検討することが可能となっている。RCP の後に続く数字は放射強制力を示しており、数値が高いほど温室効果ガスの濃度が高く、温暖化が進む可能性が高いことを意味している (図-1.1.2)。

各シナリオでの想定は、RCP2.6 (低位安定化シナリオ) : 気温上昇を 2°C に抑えることを想定、RCP8.5 (高位参照シナリオ) : 政策的な緩和策を行わないことを想定、及びそれらの間に位置する RCP4.5 (中位安定化シナリオ) と RCP6.0 (高位安定化シナリオ) となっている。現在の世界の温室効果ガスの排出実績では、RCP8.5 シナリオが最も近く、この状態が維持されれば、21 世紀末に約 4 度の気温上昇となる。シナリオの詳細については、第 2 章で述べる

また、地球温暖化が大雨の頻度・強度・降水量に与える影響については、大雨の頻度や強度が減少する陸域よりも増加する陸域の方が高い可能性が高いと指摘されており、極端な降水事例が増加することが懸念されている。そして強い熱帯低気圧の活動度の増加については、長期 (百年規模) 変化の確信度が低いものの、1970 年以降北西太平洋を含むいくつかの地域で可能性が高いとされている。先に述べたように、現在の世界は最も温暖化が進むシナリオを辿っており、より甚大化する気象災害に備えた防災・減災計画が求められる。

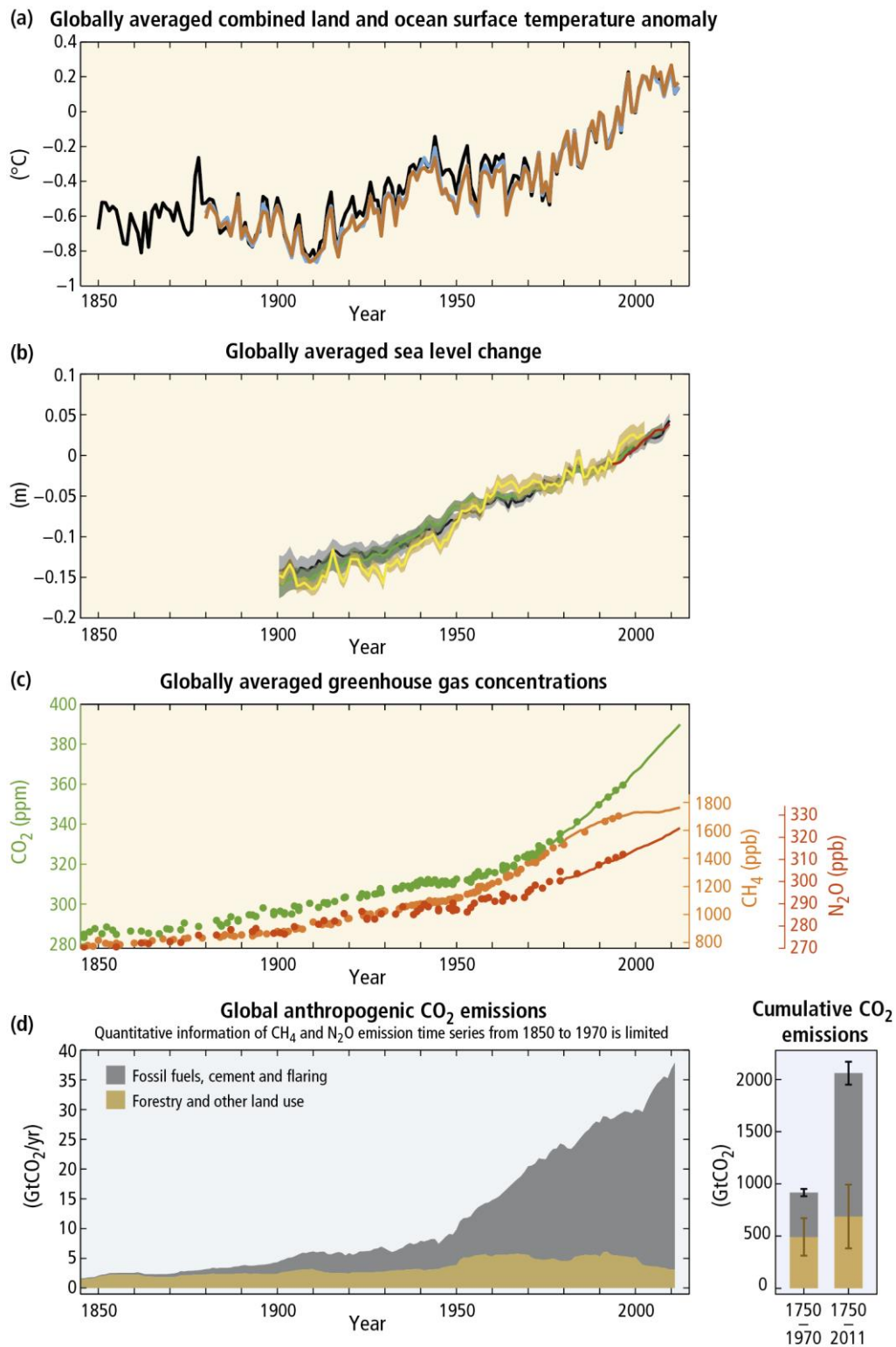


図-1.1.1 産業革命以降の(a)地表面および海水面の温度の変化, (b)海水面の高さの変化, (c)温室効果ガスの濃度の変化, (d)地球規模の人為的な二酸化炭素排出量の変化 (IPCC, 2013 より引用)

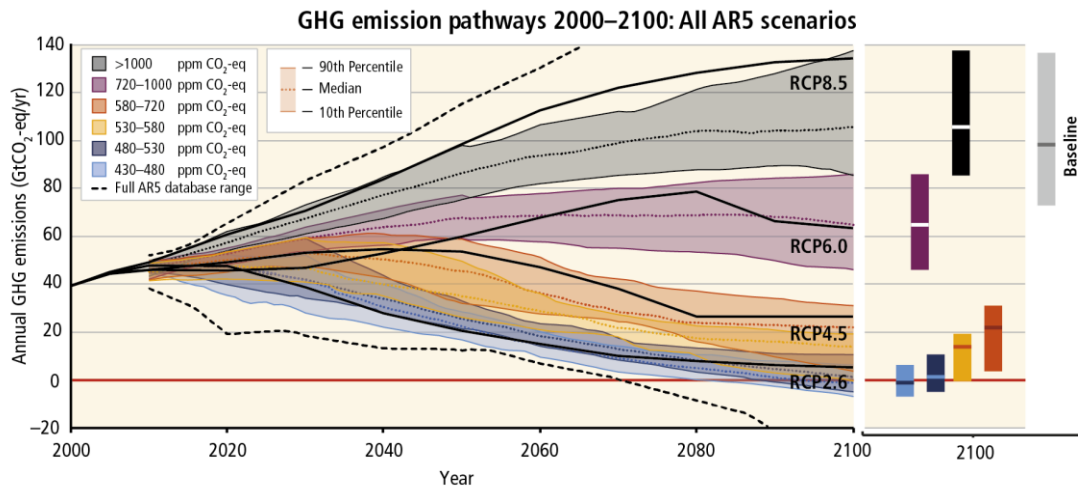


図-1.1.2 21世紀のシナリオ毎の二酸化炭素濃度の変化（IPCC，2013より引用）

### 1.1.2 地球温暖化と熱帯低気圧の関係

熱帯低気圧と地球温暖化の関係については、世界各国で研究が行われている（Wu and Wang, 2004；Webster et al., 2005；Oouchi et al., 2006；Yoshimura et al., 2006；Murakami and Wang, 2010；Knutson et al., 2010；Murakami et al., 2012a；Murakami et al., 2012b；Christensen et al., 2013；Knutson et al., 2015；Tsuboki et al., 2015；Kanada et al., 2017）。これらの研究は、主に発生頻度（Yoshimura et al., 2006；Murakami et al., 2012a）、強度（Webster et al., 2005；Knutson et al., 2010；Murakami et al., 2012b；Christensen et al., 2013；Knutson et al., 2015）および発生位置や進路（Wu and Wang, 2004；Murakami and Wang, 2010）についてそれぞれ調査されている。本節では、これらの先行研究について、用いられている手法と得られている主要な結果についてレビューする。

まず発生頻度に着目した研究として、Yoshimura et al. (2006) では、水平解像度 110 km の全球気候モデル（GCM；General Circulation Model）を用いて、温暖化を仮定した 3 種類の SST 上昇パターンと 2 種類の積雲パラメタリゼーションを用いた将来気候実験を行っている。その結果、SST が上昇することによって、Tropical Storm（最大風速 17 m/s 以上）の頻度は全球で 9.0 %–18.4 %減少することを明らかにしている。また Murakami et al. (2012a) では、60 km メッシュの GCM を用いて、IPCC 第 4 次評価報告書による A1B シナリオ下において、21 世紀末の熱帯低気圧の頻度の変化について評価している。その結果、全球での発生頻度は、5 %–35 %減少することを報告している。

地球温暖化と熱帯低気圧の強度の関係に着目した研究も多数報告されている（Webster et al. (2005)；Oouchi et al. (2006)；Murakami et al. (2012b)；Christensen et al. (2013) および Knutson et al. (2015)）。例えば Webster et al. (2005) では、1970 年

からの 30 年間で発生したハリケーンの統計データについて調査しており、カテゴリー 4 (1 分間平均で最大風速 59 m/s) 以上の強い勢力を有するハリケーンの割合が、1970 年代では約 20 %であったのに対して、1990 年代以降は約 35 %に増加していること指摘している。また Murakami et al. (2012b) では 20 km メッシュの高解像度な GCM を用いた将来気候実験を行っており、21 世紀末 (A1B シナリオ下) では熱帯低気圧の頻度は減少するものの (13 %–25 %)、全球で強度が 1 %–7 %程度増加することを明らかにしている。さらに、北西太平洋に限定した調査も行っており、沿岸域に襲来する熱帯低気圧は 35 %以上減少するものの、カテゴリー 5 (1 分間平均で最大風速 70 m/s 以上) の熱帯低気圧の襲来頻度が増加する結果を示している。Knutson et al (2010) では、A1B シナリオ下において、21 世紀末の熱帯低気圧の強度は全球で 2 %–11 %程度増加し、特に降水は熱帯低気圧の中心付近で 20 %増加することを報告している。また Knutson et al (2015) では、設定シナリオを IPCC 第五次評価報告書に用いられた RCP シナリオで Knutson et al (2010) と同様に将来気候実験を行っている。ここでは RCP4.5 シナリオ下において、数値モデルを用いた熱帯低気圧の将来変化に関する研究を実施し、熱帯低気圧の頻度は世界平均で減少するものの (現在気候と比べて-16%)、強い熱帯低気圧 (カテゴリー 4 または 5) に限定すると頻度は増加傾向にあり (+24%)、最大風速 65 m/s を超える勢力を有する事例が増加することが示されている (+59%)。また、熱帯低気圧自体の強度の上昇についても全球では現在気候に比べて、平均で約 4 %増加することが指摘されている (Knutson et al., 2015)。熱帯低気圧のうち、特に台風に限定した研究も行われている。Tsuboki et al. (2015) は、1979 年–1993 年の台風のうち、強い 30 事例に着目して擬似温暖化ダウンスケーリング実験 (SRES A1B シナリオ) を行っており、21 世紀末には最も強い事例で最低中心気圧 857 hPa まで発達する結果を明らかとしている。さらに Kanada et al. (2017) では、伊勢湾台風 (1959) を対象に擬似温暖化ダウンスケーリング実験を行い、21 世紀末 (RCP 8.5 シナリオ) での構造や強度の将来変化について言及している。将来気候計算の結果、台風の眼の壁雲の高さおよび上昇流が強まり、台風強度も増加することが報告されている。

最後に発生位置や進路に着目した研究では、Murakami and Wang (2010) によって、大西洋で発生する熱帯低気圧について A1B シナリオ下の 21 世紀末の将来気候実験が行われている。その結果、現在の主要な発生域である西大西洋から、将来は北西大西洋および東大西洋に発生位置がシフトすることが指摘されている。また、北西太平洋に着目した研究として、Wu and Wang (2004) において、21 世紀初頭 (2000 年から 2029 年) と 21 世紀半ば (2030 年から 2059 年) における将来気候実験が実施されている (A2 シナリオ下および B2 シナリオ下)。その結果、北西太平洋では、台風進路に影響を及ぼす指向流の変化により、21 世紀初頭では進路が南方にシフトし、21 世紀半ばには北方にシフトすることが示されている。

以上の先行研究から、地球温暖化による気候変動に伴い、全球での熱帯低気圧の発生頻度は減少する傾向にあるものの、強い熱帯低気圧の発生頻度および熱帯低気圧自体の強度は増加する傾向にあり、その発生地域および進路も変化することが報告されている。

しかしながら、このように多数の研究報告があるにも関わらず、前節の IPCC 第五次評価報告書では、強い熱帯低気圧の活動度と地球温暖化の関係については「北西太平洋と北大西洋でどちらかといえば高い (More likely than not)」と述べるに留まっている。この原因として、各機関が将来気候予測に用いている GCM の不確実性が大きいことが挙げられる。したがって、より高精度な将来予測を行うためには、GCM の不確実性を評価・低減することが求められている。

## 1.2 2000 年以降に台風によって引き起こされた高潮事例

前節において、熱帯低気圧と地球温暖化の関係について述べたが、地球温暖化は 1950 年代頃から急速に進行している。したがって、近年発生する熱帯低気圧には、既に温暖化の影響が表れ始めていると考えられる (Webster et al., 2005)。ここでは 2000 年以降の約 20 年間に北西太平洋において台風によって引き起こされた高潮事例のうち、特に 2009 年台風 18 号、2013 年台風 30 号および 2018 年台風 21 号の 3 事例について、台風の概要と高潮による被害について、先行研究に触れながらまとめる。

### 1.2.1 2009 年台風 18 号 (Typhoon Melor)

台風 0918 号は、2009 年 9 月 29 日 6 時 (UTC) に熱帯海上で熱帯低気圧として発生し、9 月 30 日 0 時に台風 18 号となった。熱帯海上を西進しながらその勢力を強め、10 月 4 日 0 時頃に猛烈な台風となった。10 月 4 日 6 時には最低中心気圧 910 hPa、最大風速 55 m/s を記録している (気象庁, 2009)。その後北上し、移動速度を速めながら 10 月 8 日 5 時過ぎに愛知県知多半島付近に上陸した (図-1.2.1)。日本に接近し上陸するまで、伊勢湾台風とよく似た進路をとり、台風の進行方向右側に位置する愛知県豊橋市三河港において最大潮位 3.15 m (T.P) を記録する高潮を引き起こした。上陸直前の台風強度は、中心気圧 955 hPa、最大風速 40 m/s であった。2009 年に発生した台風のうち、日本に上陸したのは、この台風 0918 号のみであり 2007 年台風 9 号以来約 2 年ぶりの上陸台風であった。

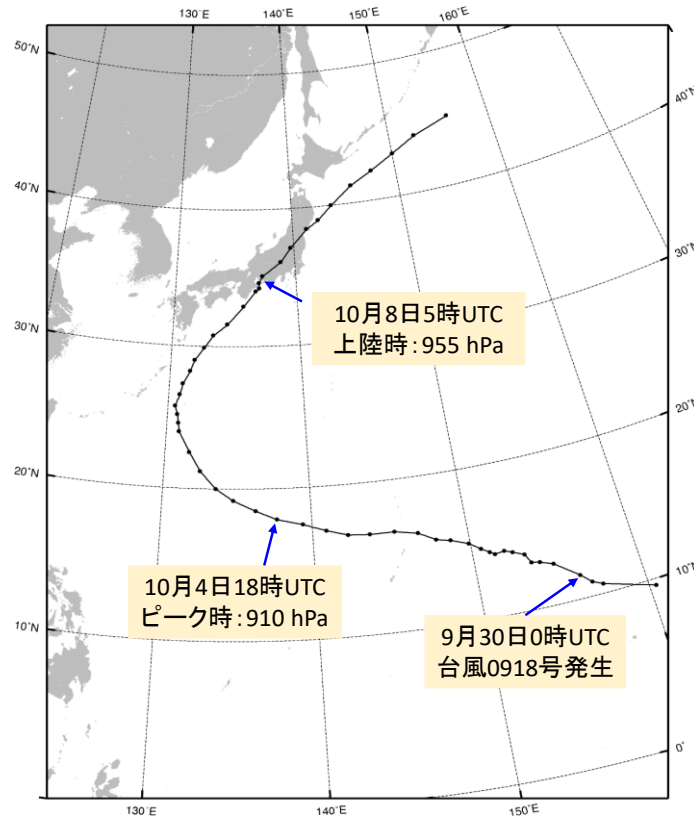


図-1.2.1 気象庁ベストトラックによる台風 0918 号の進路図

台風 0918 号は、三河湾において高潮を引き起こした猛烈な台風であり、人的被害は死者 5 名、総負傷者 137 名と報告されている。住宅被害としては、全壊が 9 件、半壊が 89 件、一部破損が 4567 件と報告されている（消防庁，2010）。尚、高潮による直接的な人的被害は発生していない。名古屋地方気象台による被害現場の現地調査によると、高潮の被害を受けた三河港では、浸水と強風の影響により港のコンテナが流される被害や、フェンスが倒伏する等の被害が報告されている（名古屋地方気象台，2009）。三河湾で発生した高潮についてはこれまでに多くの先行研究があり（青木ら，2010；村上ら，2012；青木ら，2013；川崎ら，2014），三河湾が湾全体の平均水深が 9 m 程度の非常に浅い湾であることや、独特の地形を持つことから、本事例のような急激な潮位上昇を引き起こしたと考えられている。一般的には、高潮は気圧による吸い上げ効果と強風による吹き寄せ効果によって引き起こされると考えられている。しかし本事例の高潮の発生メカニズムは、台風接近に伴う強い北風によって伊勢湾の海水が志摩半島に集められ、台風通過後に溜まった水塊が一気に三河湾奥に流れ込むことにより発生しており、湾水振動に近いメカニズムが生じていたと考えられている（青木ら，2010）。



### 1.2.2 2013 年台風 30 号 (Typhoon Haiyan)

台風 1330 号は、2013 年 11 月 4 日 0 時 UTC に北緯 6.1 度、東経 152.2 度の赤道域で発生した台風である (図-1.2.2)。発生から急速に発達し、11 月 7 日 12 時には最大風速が 65 m/s にまで発達したと推測されており、最低中心気圧 895 hPa にまで発達した (Lander ら, 2014 ; 気象庁, 2013)。猛烈な勢力を維持した状態でフィリピン中部を横断したため、レイテ島の中でも特にサンペドロ湾周辺地域では甚大な被害となった。最も被害の大きかったサンペドロ湾奥に位置する都市タクロバンでは、最大潮位 6.0 m を超える大規模な高潮が発生していたことが被害調査により明らかにされている (Tajima et al., 2013)。残念ながら、台風の接近に伴い、現地の観測機器が壊れたことによって十分な気象観測データが得られていない。気象庁ベストトラックによると、台風 1330 号は 7 日から 8 日にかけて比較的長時間にわたって中心気圧が 900 hPa を下回る状態を維持したと報告されている。この原因として当時のフィリピン周辺の海域は海面水温が高く、ラニーニャの状態にあり海洋貯熱量も平年よりも高かったと考えられ、台風の成長に都合のよい条件が揃っていたことが考えられる。例えば Lin ら (2014) によって、当時は海面下深くまで 26 度以上の水温が維持されており、さらに台風 1330 号は進行速度が速かったことが台風強度を強めた要因であると指摘されている。また豊田ら (2015) では、3 km メッシュの高解像度台風モデルを用いて海洋混合層厚さの初期値を変動させることで台風 1330 号に対する感度実験を実施している。その結果、海洋混合層厚さの初期値を 50 m にした場合には 897.1 hPa となり、観測された最低中心気圧 (895 hPa) と同程度にまで発達できることが明らかにされている。これは気候値に比べて 20 m 程度大きい値であった。したがって、海面水温と海洋貯熱量の双方が台風にとって好条件であったと判断できる。フィリピンには 11 月 8 日の早朝に上陸し、西北西進することで夕方には海上へ抜けた (気象庁, 2013)。

フィリピン政府による、台風 1330 号の被害推計によると、死者 6,190 人、行方不明者 1,785 人、総被災者数 1,410 万人以上 (2014 年 1 月時点) とされている (有川, 2014)。さらに、甚大な高潮被害を受けたレイテ湾西岸の町では、90% の建物が全半壊したという報告もされている (日本放送協会 2013 年 11 月 13 日記事)。台風常襲地帯であるフィリピンで、このような大災害が生まれた要因として、国民の「高潮」に対する理解不足が挙げられる。現地では高潮を意味する「surge」の警告は、多くの人々が理解しておらず、対応することができずに被災したと考えられている (国土交通省, 2014)。この歴史的な台風強度を記録した台風に対する先行研究は多数報告されており、気象モデルを用いた台風強度の再現、高潮の発生メカニズムに対する研究が複数挙げられる (河合ら, 2014 ; Mori et al., 2014 ; 金ら, 2014 ; 中村ら 2014 ; 田島ら, 2014)。しかしながら、いずれの先行研究においても、900hPa を下回る猛烈

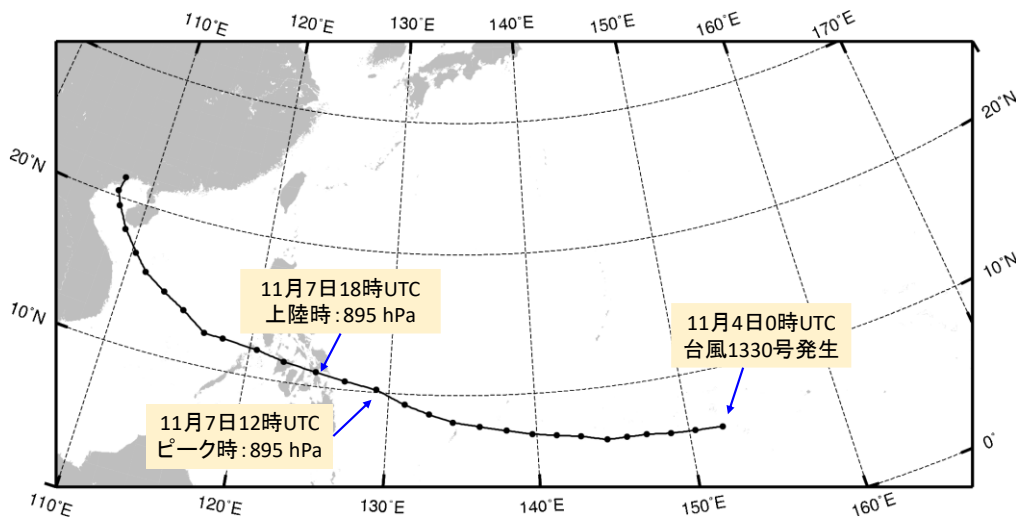


図-1.2.2 気象庁ベストトラックによる台風 1330 号の進路図

な勢力を再現するには至っておらず，現状の経験的モデルや気象モデルに対する従来のパラメータ設定が有する課題が露見した事例となった．この台風の猛烈な勢力を表現するには既存の経験的モデルに代わる高解像度な気象モデルが必要であると考えられる．また，高潮の発生メカニズムに関しては，台風に伴う暴風によってサンペドロ湾東側に水塊が集められ，台風の通過と共に溜まった水塊がタクロバンの位置する湾奥へと流れ込むことで急激な潮位上昇が引き起こされたと考えられる（豊田ら，2015）．

### 1.2.3 2018 年台風 21 号 (Typhoon Jebi)

2018 年 8 月 28 日に南鳥島近海で発生した台風 1821 号は日本の南を北西に進み，9 月 3 日には向きを北寄りに変え，4 日 12 時頃に非常に強い勢力で徳島県南部に上陸した（図-1.2.3）．台風が「非常に強い」勢力（最大風速 45 m/s 以上 54 m/s 未満）で日本に上陸するのは 25 年ぶりであった．その後，4 日 14 時頃には，兵庫県神戸市に再上陸し，速度を上げながら近畿地方を縦断し，日本海を北上，5 日 9 時には間宮海峡で温帯低気圧に変わった．この台風の接近・通過に伴って，西日本から北日本にかけて非常に強い風が吹き，猛烈な風，猛烈な雨をもたらしたほか，大阪湾では既往最大潮位を上回る顕著な高潮（3.29 m）が発生した（気象庁，2018）．またこの台風によって死者 14 名，負傷者（重軽傷含む）は 980 名にのぼった（平成 31 年 4 月 1 日現在；消防庁，2019）．以上のような強風被害および高潮被害を受けて，日本損害保険協会は，台風 21 号による損害保険金の支払総額が 1 兆 678 億円（2019 年 5 月 20 日付公表）を超えたと発表した．中でも都道府県別では，大阪府が 6007 億円と支払い額の 6 割程度を占めた（日本損害保険協会，2019）．

台風による風については，高知県室戸市室戸岬において，最大風速 48.2 m/s，最大

瞬間風速 55.3 m/s を記録，関西国際空港では，最大風速 46.5 m/s，最大瞬間風速 58.1 m/s となるなど，四国地方および近畿地方で猛烈な風が観測された．この台風により最大風速が観測史上 1 位を更新した地点は全国で 53 地点にのぼり，最大瞬間風速では 100 地点にのぼった．

高潮については，最大潮位が大阪府大阪市で 3.29 m，兵庫県神戸市では 2.33 m を記録し，第 2 室戸台風によって記録された過去の最大潮位を超えたほか，計 6 地点で過去最大潮位を更新し，甚大な被害をもたらした（表-1.2.1）．これら暴風や高潮および高波の影響で，関西国際空港の滑走路の浸水をはじめとして，航空機や船舶の欠航，鉄道の運休等の交通障害，断水や停電，電話の不通等ライフラインへの被害が発生した．

台風 1821 号は大阪，神戸をはじめとする複数の地点において既往最大潮位を更新する高潮を発生させた．特に，大阪では 3 m を超える高潮に高波が加わることで関西国際空港の滑走路が浸水するなどの甚大な高潮被害を受けた．後日，国土交通省近畿地方整備局により過去に大阪湾沿岸で甚大な被害をもたらした室戸台風，ジェーン台風，第 2 室戸台風と比較して最低気圧，平均最大風速ともに同規模レベルであり，経路が第 2 室戸台風とほぼ同じであることが発表された（大阪大規模都市水害対策委員会，2018）．また，土木学会海岸工学委員会により実施された高潮災害調査団の調査結果では，高潮の最大潮位自体は，想定される最大潮位と同等であるが，そこに高波が加わることで越波が起これり，浸水が発生した可能性があることが発表された（土木学会，2018；Mori et al., 2019）．さらに，この台風は進行速度が比較的速く（上陸時で約 70 km/h），それにより湾内で潮位偏差が大きくなりやすい状況であったことも報告されている（土木学会，2018；Mori et al., 2019）．一方で最新の大阪大規模都市水害対策ガイドライン（平成 30 年 3 月発表）によれば，経路は本事例よりも西側にシフトし，勢力は 900 hPa を想定している．したがって，この想定では，今回の台風規模および高潮規模は想定内のレベルにあったことが読み取れる．しかし淀川河口では，雨による洪水と強風による高潮が発生することで氾濫危険水位を超える事態となった．また大阪と同様に高潮が発生した神戸では臨海部に浸水被害が発生した．さらに，大阪では市内浸水被害は防がれたものの，関西国際空港において 7,800 人が 24 時間以上取り残されるという事態が発生するなど，各地で多様な被害が発生している（朝日新聞デジタル，2018）．今後は，台風による大雨と暴風から引き起こされる洪水と高潮が重なることで，淀川のような大河川の河口付近で複合氾濫災害が発生することも想定される．したがって，防災・減災対策のためには，発生し得る台風災害に対する科学的設定が求められ，国・地方自治体・港湾管理者を中心に検討が必要といえる．

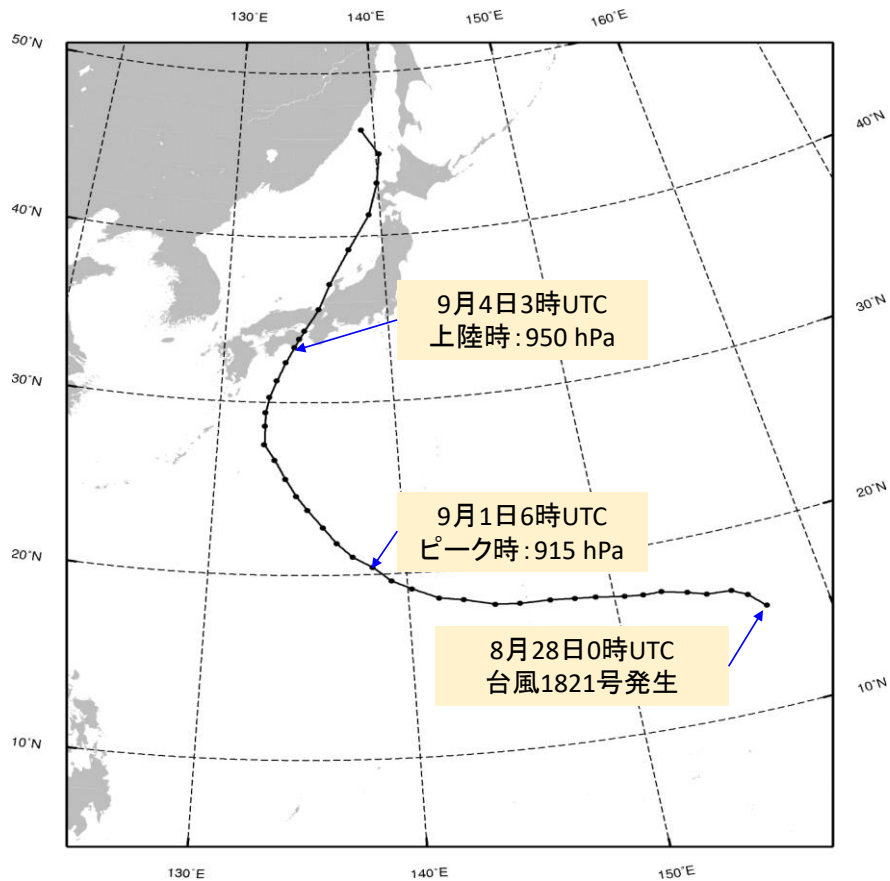


図-1.2.3 気象庁ベストトラックによる台風 1821 号の進路図

表-1.2.1 台風 1821 号により発生した高潮で歴代最大潮位を更新した地点  
(気象庁, 2018)

観測地点	都道府県	最大潮位(m)	過去最高潮位(m)
大阪	大阪	3.29	2.93
御坊	和歌山	3.16	1.63
神戸	兵庫	2.33	2.3
阿波由岐	徳島	2.03	1.67
白浜	和歌山	1.64	1.52
串本	和歌山	1.73	1.61

## 1.3 高潮に対する海岸工学分野の取り組み

温暖化の進行により台風に起因して引き起こされる沿岸災害も甚大化することが予想される。そこで本節では、特に台風に伴い発生する高潮の将来変化について、我が国の海岸工学分野による取り組みを紹介しつつ、先行研究をまとめる。また、将来変化を評価する上で近年主に用いられている手法であるダウンスケーリング手法についても紹介する。

### 1.3.1 台風に伴う高潮の将来変化

我が国は台風を外力として多種多様な土木災害が発生しやすい地形をしている。ここでは特に高潮や高波といった沿岸災害に着目し、台風による沿岸災害に対する海岸工学分野の取り組みについて整理する。日本は毎年台風が上陸する台風常襲国であるが、平年値を見ても、年間上陸数は2.7個と少ない。したがって、台風に伴う沿岸災害に対する知見を蓄えるためには、数十年分のデータが必要となる。そこで海岸工学分野では、主に「経験的台風モデル (Mitsuta and Fujii, 1987 ; 光田, 1997)」および「確率台風モデル」が運用されてきた。経験的台風モデルとは、台風の形状を同心円と仮定し、いくつかのパラメータを設定することで台風気象場を簡易的に計算することが可能なモデルである (詳細は第2章で述べる)。一方で確率台風モデルとは、台風の属性値 (中心位置, 中心気圧および最大風速半径など) や、その時間変化量を統計解析して得られた確率分布や回帰式に基づきモンテカルロシミュレーションによって任意の期間中に発生する台風の属性値を与えるモデルである。したがって、計算コストを抑えながら多数の台風を想定することができる。そのため海岸工学分野では、特に確率台風モデルの運用により、事例数の問題の解消および台風特性の傾向について研究が進められてきた (端野・桑田, 1987 ; 橋本ら, 2001 ; 橋本ら, 2003)。端野・桑田 (1987) は、降雨強度のピークと最大潮位偏差の同時生起性について確率台風モデルを用いて調査しており、大阪では中心気圧が室戸台風クラスの台風が、紀伊半島を北上するコースを辿って襲来する際に強雨と高潮が同時発生することを報告している。さらに、そのリターンピリオドは300年から500年以上としている。橋本ら (2001, 2003) は、時間発展型の確率台風モデルを構築し、日本に襲来する347個の台風事例を対象に計算を行っている。その結果、確率台風モデルは、港湾・海岸構造物の合理的設計等への適用が可能であると報告している。確率台風モデルの適用により事例数の問題は解決された一方で、これらの先行研究で用いられた確率台風モデルは、いずれも現在の台風特性が将来も不変であるという仮定で使用されており、地球温暖化の影響を考慮できていないなどの課題

が挙げられる。この問題に対して、GCMにより予測された将来気候データを利用した確率台風モデルの構築が進められてきた（例えば橋本ら，2005；安田ら，2009）。橋本ら（2005）では、A2シナリオ下で日本域を計算した20 kmメッシュの気象庁のモデルMRI-RCM20による予測結果を用いて現在と将来の台風特性を比較し、九州南部で地球温暖化により中心気圧が低下する傾向があることを指摘している。また安田ら（2009）では、GCMから得られたA1Bシナリオの将来気候データを用いて、台風特性の将来変化について調査している。その結果、東京湾、大阪湾および伊勢湾の三大湾では、920 hPa以下の台風が数%襲来することを報告しており、襲来する台風の強度が極端化することを指摘している。

さらに近年では台風強度の変化による高潮への影響を評価するために、確率台風モデルに加え領域気候モデル（RCM；Regional Climate Model）を使用した研究も多数報告されている（例えば安田ら，2008；Takayabu et al., 2015；Mori and Takemi, 2016）。安田ら（2008）では、領域モデルの1種であるWRF（Skamarock and Klemp, 2008）を用いて瀬戸内海における2004年の台風16号と18号来襲時の高潮再現計算を行っており、高い再現性が得られることを明らかにしている。またTakayabu et al. (2015)では、台風1330号を対象に、温暖化影響について現在気候と過去気候で比較している。その結果、人為的な地球温暖化の影響により、台風1330の強度は増加しており、発生する高潮も20%程度増大したことを明らかとしている。Mori and Takemi (2016)では、領域モデルWRFと擬似温暖化ダウンスケーリング手法を用いて、伊勢湾台風と台風1330号を対象にRCP8.5シナリオ下の21世紀末における将来気候実験を行っている。そして特に伊勢湾台風では台風強度の増大により（ピーク時強度の平均将来変化量は-14.1 hPa）、高潮が1.0 m-1.3 m程度増加する結果を導いている。以上の研究でも述べられている通り、台風に起因して発生する高潮は、地球温暖化により増大する傾向にあることが指摘されている。これは気象外力となる台風の強度が増加することに起因すると考えられる。しかしながら、これらの研究のほとんどが歴史的顕著な台風事例（Haiyanや伊勢湾台風）に限った議論となっている。そのため日本に襲来する台風および高潮の将来変化の特性が全てこれらのケースに当てはまるとは言えず、多数の事例計算に基づく台風特性の将来変化および高潮の将来変化を評価することが求められる。

### 1.3.2 力学的評価の必要性和ダウンスケーリング手法

我が国の海岸工学分野では、使用する台風モデルの改良を重ねることで事例数の問題および気候変動の問題に取り組んできた。しかし、経験的台風モデルは台風構造を近似していることや、複雑地形下では精度が低くなるケースがあることが指摘されている（村上ら，2007）。一方で確率台風モデルは確率論に基づく台風モデルで

あり、現時点で台風のような極端事象の生起確率を確率分布とともに評価するにはサンプルが不足していることが懸念される。実際に気象分野では、これらの経験的または統計的手法に加え、力学的手法による評価が必要であると指摘されている(竹見, 2015)。竹見(2015)では、日本のような複雑な地形をしている地域の強風や強雨を再現するためには、領域モデルによるシミュレーションが不可欠であるとしている。また、将来の予測には、GCM, RCMの運用に加え、台風や低気圧に特化したモデルの運用によるサンプル数の増大が必要であると指摘している。

台風や高潮に関する数値計算を数 km のような高解像度に行うためには、全球の将来予測を行う GCM から得られるデータをダウンスケーリングする必要がある。ダウンスケーリング手法には、力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングがあるが、ここでは特に力学的ダウンスケーリングに着目する。

力学的ダウンスケーリングは、GCM のある領域に限ってデータの空間詳細化を行うことを指し、数値天気予報にも用いられている。力学的ダウンスケーリングは、大スケールの現象により決定される境界条件に対して、力学的に整合性のある地域気候の応答を得ることが可能である(稲津・佐藤, 2010)。力学的ダウンスケーリング手法として、GCM の計算結果を RCM 領域にダウンスケーリングする直接ダウンスケーリング手法(Done et al., 2015 ; Knutson et al., 2015) と、Sato et al (2007) や Kimura and Kitoh (2007) によって提案されている擬似温暖化ダウンスケーリング手法が挙げられる。直接ダウンスケーリング手法では、GCM で予測された将来気候データを正確に RCM に反映させることが可能である一方で、膨大な計算コストがかかることや GCM の不確実性の影響を大きく受けるという問題がある。擬似温暖化ダウンスケーリング手法は、GCM から得られた現在と将来の差分を利用して行うため、計算コストを抑えることができ、さらに、多数の GCM の平均をとることで各 GCM が持つ不確実性を低減することができる手法である。Sato et al (2007) では、モンゴルの降水に対して直接ダウンスケーリング手法と擬似温暖化ダウンスケーリング手法の結果について比較しており、擬似温暖化ダウンスケーリングは、高精度に温暖化傾向を捉えることができていると報告している。

## 1.4 本論文の目的と構成

前節までに述べたように、地球温暖化の進行に伴い、世界規模で甚大な気象災害が頻発している。特に、我が国においては気象災害の約半数が台風に関連して発生している。台風に起因する災害で特筆すべきものは高波・高潮に代表される沿岸災

害である。沿岸域は、国際的な貿易港や島式の空港などの重要施設があり、工業・商業施設に加え、行政施設も数多く立地している。したがって、我が国における政治・経済の基盤として極めて重要な地域である。さらに我が国の三大都市圏はいずれも海拔 0m 地帯に広がっており、人口が集中していることから、安心・安全な国土形成の観点においても沿岸災害に対する防災・減災に向けた取組が極めて重要な課題であるといえる。

ここで沿岸災害とは、沿岸域で発生する災害全般を指すが、気象擾乱によって発生する高波・高潮災害のほか、大雨災害、暴風災害および地震・津波災害など多岐にわたる。この内、高波・高潮災害は、それぞれの沿岸域で特有の挙動を示すこともあり、我が国ではこれまでに多くの被害を受けてきた（内閣府，2008；気象庁，2018）。また、今後は高潮と津波、高潮と大雨といった異なる災害の同時発生による複合災害のリスク等も懸念される。特に高潮は広範囲に被害がおよぶ災害であり、地球温暖化が進行することで気象外力が増加し、発生する高潮もより甚大化する可能性があることを考慮して防災計画を練る必要がある。

沿岸災害に対する現状の対策として、津波災害においては、信頼性の高い数値シミュレーションによる予報や警報の発令、2011 年の東北地方太平洋沖地震に伴い発生した大津波のように過去の災害の被災経験蓄積により災害発生時の対応や、平常時の避難訓練の徹底などの検討が進められている。一方で、台風等の気象現象に伴う高潮災害では、30 年確率や 50 年確率程度の気象外力を対象としたハード整備が一般的であり、計画外力を超えた場合の被害想定が十分でないケースが多い。そのため、災害時の対応が徹底されていないというソフト面での課題を有している（愛知県，2014；国土交通省近畿地方整備局，2018）。実際に、2018 年台風 21 号による高潮では、台風規模は想定を下回っていたにも関わらず、関西国際空港での浸水や、河口付近では高潮が河川遡上し、淀川が氾濫危険水位に達するなどの被害が発生している。したがって、今後は全国の各自治体において「気候変動に伴い甚大化する自然災害への対応」、そして「設計値を超える外力への対応」を考慮した、ハードとソフトが一体となった防災・減災対策の推進が求められる。

しかしながら、高潮災害は、気象・海洋の相互作用の中で発生する複雑な物理過程を伴うこと、さらに台風の内部構造が複雑であるため気象外力となる台風の高精度な表現手法に課題があることなどの多くの技術的課題が挙げられる。こうした背景により、特に高潮に対しては、未だ行政による防災対策において、過去の顕著台風事例を対象とした経験的または統計的な手法による想定が行われている（愛知県，2014；国土交通省近畿地方整備局；2018；東京都，2018）。実際に愛知県を例とすると、高潮浸水想定は、中心気圧は室戸台風級、移動速度や最大風速半径は伊勢湾台風をベースとして考えられている（詳細は第 5 章で述べる）。このような過去最大主義による設定は危険であり、今後の中長期的な防災・減災対策を講ずる上で、最大



クラスの台風・高潮に対する科学的根拠に基づく設定が必要といえる。

そこで本論文では、地球温暖化の進行に伴い、甚大化する台風災害および高潮災害に着目する。同じ北西太平洋域であっても熱帯と中緯度帯では温暖化の影響は異なる。そこで、まず高解像度台風－高潮結合モデルを構築し、熱帯域と中緯度域の2つの地域に着目し、台風強度と高潮に対する温暖化影響および不確実性の地域差について定量化する。次に、我が国におけるより詳細な温暖化影響評価のために、2000年から2017年の期間に日本に襲来した多数の台風事例を対象に、高精度な力学的台風モデルと擬似温暖化ダウンスケーリング手法を用いて、高潮災害の気象外力となる台風の強度に対する温暖化影響を統計的に評価する。そしてこれらの温暖化影響評価結果を活用し、将来の高潮災害リスクと行政および港湾管理者に向けた今後の対策方針について議論することを目的とする。

本論文は、全6章により構成されており、以下に各章の概要を示す。

**第2章**では、本研究で使用する高解像度台風モデル、経験的台風モデルおよび高潮モデルについて概要と特徴を述べる。また、使用する温暖化シナリオの詳細や擬似温暖化実験の概要、性質およびデータの計算方法について紹介する。

**第3章**では、熱帯域（1330号）と中緯度域（0918号）における台風と高潮に対する温暖化影響の違いを明らかにすることを目的に、高解像度台風－高潮結合モデルによる擬似温暖化実験を実施し、量的な議論を行う。まず、対象とする2つの台風について概要をまとめる。次に再現実験の結果を確認する。そして擬似温暖化実験により、台風と高潮への温暖化影響を定量的に評価する。この実験では、緯度帯の違いにおける台風強度および高潮への温暖化影響を定量的に評価するのみならず、使用するGCM間およびSRES間の不確実性とその要因についても考察する。

**第4章**では、**第3章**で得られた成果に加え、日本に襲来する台風に対してより詳細な温暖化影響評価を行うことを目的に、2000年－2017年の期間に日本に上陸した台風49事例を対象とした擬似温暖化実験の結果について議論する。また上陸時に着目して、最大風速と中心気圧の詳細な解析も行う。さらに台風強度の将来変化の要因となる「発生から上陸までの時間」と「現在気候における上陸時の最大風速半径」の2つの観点から台風強度の将来変化特性を明らかにする。そして、得られた温暖化影響評価をまとめ、日本に襲来する台風に対する将来変化傾向を調査する。

**第5章**では、台風強度の将来変化傾向から、高潮推算に必要となる中心気圧と最大風速半径についての推定式を回帰的に求める。これにより計算コストが低い経験的台風モデルと高潮モデルを用いた簡易擬似温暖化実験手法を提案する。この手法では、港湾の管理者や政策者が実務的に運用できることを目的とする。さらに、高解像度台風－高潮結合モデルによる通常の擬似温暖化実験結果と比較することで、簡易擬似温暖化実験手法の妥当性の検証を行う。

**第6章**では、本論文で得られた成果と今後の展望についてまとめ結論とする。

## 参考文献

- 気象庁 (2018) : 災害をもたらした気象事例 (平成元年ー平成 31 年)  
[https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index\\_1989.html](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index_1989.html)
- WMO (2017) : Statement on the State of the Global Climate in 2017, 40p.
- 気象庁 (2018) : 平成 30 年 7 月豪雨 (前線および台風 7 号による大雨等) , 53p.
- 気象庁 (2018) : 台風 21 号による暴風・高潮等, 41p.
- 国土技術政策総合研究所 (2005) : ハリケーン・カトリーナ被災調査報告書, 8p.
- 防災科学技術研究所 (2006) : 2005 年米国ハリケーン・カトリーナ災害の特徴, 22p.
- 内閣府 (2008) : 内閣府海外災害レポート「ミャンマーにおけるサイクロン被害」,  
[http://www.bousai.go.jp/kohou/kouhoubousai/h20/07/repo\\_02.html](http://www.bousai.go.jp/kohou/kouhoubousai/h20/07/repo_02.html)  
(2019 年 9 月 13 日閲覧)
- 内閣府 (2018) : 平成 30 年版防災白書, 249p
- 気象庁 (2009) : 台風 0918 号の位置表
- 消防庁 (2010) : 平成 21 年台風第 18 号による被害状況等について (第 10 報)
- 名古屋地方気象台 (2009) : 平成 21 年台風第 18 号による三河湾における高潮 (10 月 8 日) 報告
- 青木伸一, 加藤茂 (2010) : 台風 0918 号による三河湾の高潮について, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.66, No.1, pp.296-300
- 村上智一, 深尾宏矩, 吉野純, 安田孝志 (2012) : 大気ー海洋ー波浪結合モデルに基づく現在気候下の最大級台風による三河湾での高潮と高波の解明, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.68, No.2, pp.I\_846-I\_851

- 青木伸一，乾智一（2013）：三河湾における高潮の特性に関する一考察，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.69，No.2，pp.I\_231-I\_235
- 川崎浩司，鈴木一輝，高杉有輝，青木伸一（2014）：海象観測データに基づく台風 0918 号襲来時における三河湾の水塊構造の変動特性，土木学会論文集 B3（海洋開発），Vol.70，No.2，pp.I\_1170-I\_1175
- 豊田将也，吉野純，小林智尚（2015）：高解像度台風－高潮結合モデルによる台風 1330 号とそれに伴う高潮の再現実験，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 71，No. 2，pp. I\_463-I\_468
- 有川太郎（2014）：フィリピンを襲った台風第 30 号 (Yolanda) による高潮災害について，波となぎさ，No.192，pp.9-11
- 河合弘泰，関克己，藤木峻（2014）：台風 1330 号によるフィリピン中部の高潮・波浪特性，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 70，No.2，pp.I\_221-I\_225
- 金洙列，森信人，澁谷容子，安田誠宏，間瀬肇（2014）：高潮・波浪結合モデルを用いた 2013 年台風 30 号 (Haiyan) の高潮・波浪推算，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.70，No.2，pp.I\_226-I\_230
- 中村亮太，大山剛弘，柴山知也，松丸亮，高木泰士 M. Esteban，三上貴仁（2014）：Typhoon Yolanda によるフィリピンの高潮被災の高潮追算と現地調査の比較，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.70，No.2，pp.I\_236-I\_240
- 田島芳満，川崎浩司，浅野雄司，Noel M. Ortigas（2014）：台風 Haiyan に伴うレイテ島及びサマル島における高潮・高波特性の分析，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol. 70，No.2，pp.I\_1431-I\_1435
- 気象庁（2018）：台風 1821 号の位置表
- 消防庁（2019）：平成 30 年台風 21 号による被害及び消防機関等の対応状況（第 10 報）

- 日本損害保険協会（2019）：「2018年度発生した風水災に係る各種損害保険の支払件数・支払保険金（見込含む）等の年度末調査について」，  
[http://www.sonpo.or.jp/news/release/2019/1905\\_02.html](http://www.sonpo.or.jp/news/release/2019/1905_02.html)，（2019年9月13日閲覧）
- 土木学会（2018）：2018年台風21号 Jebi 沿岸災害調査団（2018）土木学会海岸工学委員会，<http://www.coastal.jp/>（2019年12月22日閲覧）
- 大阪大規模都市水害対策検討会（2018）：大阪大規模都市水害対策ガイドライン，214p.
- 光田寧（1997）：台風による風災害の予測について，京都大学防災研究所年報，第40号A, 47-61
- 端野・桑田（1987）：確率的台風モデルによる降雨・高潮の同時生起性評価，土木学会論文集，第387号，土木学会，pp. 237-246.
- 橋本典明，佐藤裕司，松浦邦明，市川雅史（2001）：確率台風モデルの構築とその統計的特性，海岸工学論文集，第48巻，土木学会，pp. 456-460.
- 橋本典明，川口浩二，河合弘泰，松浦邦明，市川雅史（2003）：港湾・海岸構造物の合理的設計を目的とした確率台風モデルの構築と精度の検討，海岸工学論文集，第50巻，土木学会，176-180.
- 橋本典明，河合弘泰，松浦邦明（2005）：地球温暖化を考慮した将来の台風特性の解析と確率台風モデルへの導入，海岸工学論文集，第52巻，土木学会，1221-1225.
- 安田誠宏，安藤圭，森信人，間瀬肇（2009）：地球温暖化予測に基づく将来台風変化予測とその確率モデリング，海岸工学論文集，第56巻，土木学会，1281-1285.
- 安田誠宏，山口達也，金洙列，島田広昭，石垣泰輔，間瀬肇（2011）：潮汐・高潮・波浪結合モデルとメソ気象モデル WRF を用いた瀬戸内海における高潮再現計算に関する研究，海岸工学論文集，Vol. 55, pp. 331-335.

- 村上智一, 安田孝志, 吉野純 (2007) : 気象モデルおよび多重  $\sigma$  座標系海洋モデルを用いた台風 0416 号による広域高潮の再現, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.63, No.4, pp.I\_282-I\_290.
- 竹見哲也 (2015) : 地球温暖化に伴う気象災害の影響評価, 日本風工学会誌, 第 40 巻, 399-406.
- 稲津将・佐藤友徳 (2010) : 大は小を兼ねるのか: ダウンスケーリング, 天気, 第 57 巻, 日本気象学会, 195-199.
- 内閣府 (2008) : 中央防災会議「災害教訓の継承に関する専門調査会」, 第 2 期報告書, 1959 伊勢湾台風, 192p.
- 気象庁 (2018) : 災害をもたらした気象事例 (昭和 20-63 年) [https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index\\_1945.html](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index_1945.html) (2019 年 9 月 13 日閲覧)
- 愛知県 (2014) : 高潮浸水想定について (解説), 18p.
- 東京都 (2018) : 高潮浸水想定区域図について (説明資料), 21p
- 朝日新聞デジタル (2018) : 2018 年 9 月 6 日記事
- Christensen, J. H., and Coauthors (2013) : Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, T. F. Stocker et al., Eds., *Cambridge University Press*, 1217-1308.
- Done J.M., G. J. Holland, C. L. Bruyere, L. R. Leung and A. S. Parker (2015) : Modeling high-impact weather and climate: lessons from a tropical cyclone perspective, *Climate Change*, Vol. 129, 381-395.
- IPCC (2013) : *Climate Change 2013 -The Physical Science Basis-*, Cambridge University Press, 1535p.

- Kanada S., T. Takemi, M. Kato, S. Yamasaki, H. Fudeyasu, K. Tsuboki, O. Arakawa and I. Takayabu (2017) : A multimodel Intercomparison of an intense typhoon in future warmer climates by four 5-km-mesh models, *Journal of Climate*, Vol.30, 6017-6036.
- Kimura F. and A. Kitoh (2007) : Downscaling by pseudo-global warming method, *The Final Report of ICCAP*, 43-46.
- Knutson T. R., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. Kossin, A. K. Srivastava and M Sugi (2010) : Tropical cyclones and climate change, *Nature Geoscience*, 3, 157-163.
- Knutson, T. R., J. Sirutis, M. Zhao, R. Tuleya, M. Bender, G. Vecchi, G. Villarini, and D. Chavas (2015) : Global projections of intense tropical cyclone activity for the late twenty-first century from dynamical downscaling of CMIP5/RCP4.5 scenarios. *Journal of Climate*, Vol. 28, 7203-7224.
- Lander, M., C. Guard, and S. J. Camargo (2014) : Super Typhoon Haiyan, *STATE OF THE CLIMATE IN 2013*, pp.S112-S113.
- Lin, I-I., I.-F. Pun., and C.-C. Lien (2014) : “Category-6” supertyphoon Haiyan in global warming hiatus: Contribution from subsurface ocean warming, *Geophysical Research Letters*, Vol.41, pp.8547-8553
- Mitsuta Y., T. Fujii (1987) : Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, *Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 37, Part 4, No. 329, 169-185.
- Mori, N., M. Kato, S. Kim, H. Mase, Y. Shibutani, T. Takemi, K. Tsuboki, and T. Yasuda (2014) : Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf, *Geophysical Research Letters*, Vol. 41, Issue14, pp.5106-5113
- Mori, N., T., Yasuda, T., Arikawa, T., Kataoka, S., Nakajo, K., Suzuki, Y., Yamanaka and A., Webb (2019) : 2018 Typhoon Jebi Post-Event Survey of Coastal Damage in the Kansai Region, Japan. *Coastal Engineering Journal* Vol. 61, No.3, pp. 278-294.

- Mori N., T. Takemi (2016) : Impact assessment of coastal hazards due to future changes of tropical cyclones in the North Pacific Ocean, *Weather and Climate Extremes*, Vol. 11, pp. 53-69.
- Murakami H. and B. Wang (2010) : Future change of north Atlantic tropical cyclone tracks: projection by a 20-km-mesh global atmospheric model, *Journal of Climate*, Vol. 23, 2699-2721.
- Murakami, H., R. Mizuta, and E. Shindo (2012a) : Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM, *Climate Dynamics*, Vol.39, 2569-2584.
- Murakami, H., Y. Wang, H. Yoshimura, R. Mizuta, M. Sugi, E. Shindo, Y. Adachi, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, T. Ose, and A. Kitoh (2012b) : Future changes in tropical cyclone activity projected by the new high-resolution MRI-AGCM, *Journal of Climate*, Vol.25, No.9, 3237-3260.
- Oouchi K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki and A. Noda (2006) : Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model frequency and wind intensity analysis, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 84, No.2, pp.259-276.
- Sato T., F. Kimura and A. Kitoh (2007) : Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using regional climate model, *Journal of Hydrology*, Vol. 333, 144-154.
- Skamarock W. C., and J. B. Klemp (2008) : A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, *Journal of Computational Physics*, Vol.227, 3465-3485
- Tajima, Y., T. Yasuda, B. M. Pacheco, E. C. Cruz, K. Kawasaki, H. Nobuoka, M. Miyamoto, Y. Asano, T. Arikawa, N.M. Ortigas, R. Aquino, W. Mata, J. Valdez, and F. Briones (2014) : Initial report of JSCE-PICE joint survey on the storm surge disaster caused by Typhoon Haiyan, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 56, Issue 01, pp.65-76

- Takayabu I., K. Hibino, H. Sasaki, H. Shiogama, N. Mori, Y. Shibutani and T. Takemi (2015) : Climate change effects on the worst-case storm surge: a case study of typhoon Haiyan, *Environ. Res. Lett.*, Vol. 10, p. 064011.
- Tsuboki, K., M. K. Yoshioka, T. Shinoda, M. Kato, S. Kanada, and A. Kitoh (2015) : Future increase of supertyphoon intensity associated with climate change, *Geophysical Research Letters*, 42, 646-652.
- Yoshimura J., M. Sugi and A. Noda (2006) : Influence of greenhouse warming on tropical cyclone Frequency, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.84, No.2, pp.405-428.
- Webster P. J., G. J. Holland, J. A. Curry and H. -R. Chang (2005) : Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment, *SCIENCE*, Vol. 309, 1844-1846.
- Wu L. and B. Wang (2004) : Assessing impact of global warming on tropical cyclone tracks, *Journal of Climate*, Vol. 17, 1686-1698.



## 第 2 章 数値計算手法

### 2.1 概説

第 1 章では近年の温暖化傾向と台風による高潮災害に対する海岸工学分野の取り組みについてまとめた。海岸工学分野では、比較的計算コストが低いため多数の台風事例に対して適用可能な「経験的台風モデル」および「確率台風モデル」が多用されている。これらのモデルは、台風の構造を簡易的に設定することで計算が可能のため、台風を外力として発生する沿岸災害の推算および港湾管理者による実務的な計算に使用されてきた。しかしこれらのモデルでは、複雑地形下での風速場や気圧場を高精度に表現できないことや(村上ら, 2007), 確率分布の設定には依然として改善の余地があることが指摘されている(竹見, 2015)。そのため、これまでの経験的または確率的なモデルによる運用に加え、現実の複雑な地形分布で強雨・強風の分布の把握, その後の高精度な高潮推算のためにも、領域モデル(RCM; Regional Climate Model)の運用が必要不可欠といえる。

さらに、高潮のような現象に対する将来気候実験には数 km レベルの高解像度な気象場の再現が求められる。そのため、将来気候を予測している全球気候モデル(GCM)によるデータをダウンスケーリングして実験を行う必要がある。第 1 章 3.2 節で述べたように、一般的に多くの研究者によって採用されているダウンスケーリング手法には統計的ダウンスケーリングと力学的ダウンスケーリングがある(稲津・佐藤, 2010)。統計的ダウンスケーリングは、広域の気象場とローカルな気象要素との経験的または統計的な関係からデータの高分解像度化を行う手法である。この手法は、統計的な関係を求めることが可能であれば、その後の計算コストが非常に低い

という長所がある (Wilby et al., 2004). 過去の台風資料を利用した確率台風モデルと統計的ダウンスケーリングによる研究はいくつか行われている (例えば, 國富・高山, 2005; 橋本ら, 2005). 一方で, 力学的ダウンスケーリングは数値天気予報に用いられている手法である. 統計的ダウンスケーリングによりも計算コストが大きいことがネックとなるが, GCM により決定される境界条件に対して力学的に整合性のある地域気候を計算することが可能である. また近年では各 GCM が有する不確実性に配慮するため, 複数の GCM による気候データを平均 (アンサンブル平均) して使用する研究も行われている (例えば Knutson et al., 2015). 本研究では, より高解像度な台風計算および高潮計算を行うことで台風および高潮の将来変化について議論するため, 力学的ダウンスケーリングを採用する.

本章では我が国の今後の防災・減災対策を講ずる上で, 必要不可欠となる台風特性 (中心気圧, 最大風速) の将来変化について, 力学的台風モデルである高解像度台風モデル, 高潮計算に必要な経験的台風モデルおよび高潮モデル, そして力学的ダウンスケーリング手法の一種である擬似温暖化ダウンスケール (Sato et al., 2007; Kimura and Kitoh, 2007; 吉野ら, 2015) について述べる.

## 2.2 高解像度台風モデル

本研究では, 台風の発生から消滅までの全生涯を高解像度かつ高効率に予測することを目的として, ペンシルバニア州立大学 (PSU) と米国大気科学研究センター (NCAR) によって開発された領域気候モデル MM5 に対して, 自動移動ネスティングを導入し, また全生涯を連続して現実的台風進路が再現されるように 4 次元同化ナッジングを適用する. さらに, 猛烈な台風を表現する上で不可欠となる, 海洋混合層過程, 粘性散逸加熱過程および波飛沫蒸発過程といった 3 つの不可欠な物理過程を新たに導入する. この新たに開発された高解像度台風モデル (吉野ら, 2013; 豊田ら, 2015) を用いることで, 台風強度を高精度に再現・予測することが可能になると期待される. 以下の節では, それぞれの概要について解説し, 本研究での計算設定についてまとめる.

### 2.2.1 領域気候モデル MM5

使用した領域気候モデルは, ペンシルバニア州立大学 (PSU) と米国大気科学研究センター (NCAR) により開発されたメソスケールの気象現象を再現・予測するため

の非静力学平衡・完全圧縮・非膨張系プリミティブ方程式モデル MM5 である (Dudhia, 1993). 気象学の分野ではメソスケールはおよそ 2 km から 2000 km の間のスケールとして定義される. このモデルは, メソスケールを対象とした気象力学的・熱力学の変数を予報できる. モデル内には, 雲微物理過程や積雲対流過程, 大気放射過程, 大気境界層過程, 地表面過程など, 重要な物理過程が含まれている. MM5 は, 回転座標系上での完全圧縮大気に対する方程式系をその基礎としている. またマップファクターを導入することで地球の曲率も考慮している. 基本的な予報変数は, 風速 3 成分と温度, 圧力の 5 つであり, この他に雲物理量, 放射量, 土壌温度なども同時に計算される. MM5 の大きな特徴として, 客観解析値と呼ばれる等時間間隔に保存された広域気象場の 3 次元データを初期値, 境界値および同化値としてモデルに組み込める点がある. さらに, 複数の計算領域を入れ子状に配置して, 同時に計算 (ネスティング) することが可能である.

MM5 では鉛直座標に気圧準拠の  $\sigma$  座標を用いている. 気圧は, 基準状態 (reference state) とそこからの変動成分の和で表される.

$$P(x, y, z, t) = P_0(z) + P(x, y, z, t) \quad (2.2.1)$$

鉛直  $\sigma$  座標は, 基準状態の圧力だけを用いて,

$$\sigma = \frac{P_0 - P_{top}}{P_{surf} - P_{top}} = \frac{P_0 - P_{top}}{P^*} \quad (2.2.2)$$

と定義される.  $P_{top}$ ,  $P_{surf}$  はそれぞれモデル上端および地表での基準状態の気圧である.  $P_{surf}$  は土地の標高にのみ依存するため  $x$ ,  $y$  の関数となり, また  $P_{top}$  は通常 100 hPa などの一定値が与えられる.  $P_0$  は  $z$  のみの関数であるため, この鉛直  $\sigma$  座標系は時間的に変化しない空間に固定された座標系となる.

MM5 の基本的な予報変数である風速 (3 成分), 気圧変動成分, 気温および密度の 6 成分は, 運動方程式 (3 成分), 連続式, 熱力学式, 状態方程式の 6 つの偏微分方程式から求められる. 以下に, 状態方程式を消去して求められる 5 つの予測式を示す.

運動量方程式  $x$  成分 :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left( \frac{\partial P'}{\partial x} - \frac{\sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} \frac{\partial P'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla u + v \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u \quad (2.2.3)$$

運動量方程式 y 成分：

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left( \frac{\partial P'}{\partial x} - \frac{\sigma}{P^*} \frac{\partial P'}{\partial y} \frac{\partial P'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla v + u \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v \quad (2.2.4)$$

運動量方程式 z 成分：

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\rho_0 g}{\rho P^*} \frac{\partial P'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{\partial P'}{\partial P} = -V \cdot \nabla w + g \frac{P_0 T'}{P T_0} - \frac{g R_d P'}{C_p P} + c(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \quad (2.2.5)$$

気圧方程式：

$$\frac{\partial P'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma P \nabla \cdot V = -V \cdot \nabla P' + \frac{\gamma P}{T} \left( \frac{\dot{Q}}{C_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad (2.2.6)$$

熱力学方程式：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho C_p} \left( \frac{\partial P'}{\partial t} + V \cdot \nabla P' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{C_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (2.2.7)$$

また、移流項は次式のように表される。

$$V \cdot \nabla A \equiv m u \frac{\partial A}{\partial x} + m v \frac{\partial A}{\partial y} + \dot{\sigma} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad (2.2.8)$$

ただし、

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{P^*} w - \frac{m \sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial y} v \quad (2.2.9)$$

である。また、発散項は次式のように表される。

$$\nabla \cdot V = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{m} \right) - \frac{m \sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{m} \right) - \frac{m \sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{P^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad (2.2.10)$$

上記の式中の添え字 (0) は基準状態（高さ  $Z$  のみの関数）を表し、またプライム (') は基準状態からの変動成分を表す。  $\rho$  は密度、  $\theta$  は温位、  $\dot{Q}$  は比断熱加熱（潜熱、放射等）、  $D_A$  はサブグリッドスケールの渦に関連する項である。  $r_{earth}$ 、  $R_d$ 、  $C_p$  はそれぞれ、地球半径、乾燥空気に対する気体定数、定圧比熱を表し、  $\gamma$  は定積比熱に対する定圧比熱の比である。  $f$  はコリオリパラメータで、  $e$  は通常無視されるコリオリ

成分 ( $e = 2\Omega\cos\phi$ ) である。  $A = \lambda - \lambda_0$  であり、  $\lambda$  は経度、  $\lambda_0$  は (地図変換上の) 中心経度を表す。  $m$  はマップファクターと呼ばれる変数であり、

$$m = \text{格子点間の距離} / \text{地球上での実際の距離} \quad (2.2.11)$$

で、定義される。実際の地球上での 2 点間の距離は、地球表面の丸みの影響を受けるため、地図投影されたモデル上の距離とは異なる。この距離の比を表したものがマップファクターであり、通常 1 に近い値をとる。実際の計算上では、水平微分項を計算する際に必要となる。

MM5 では、複数の計算領域を入れ子状に配置して同時に計算 (ネスティング) が可能である。同時に最大 9 領域を計算することができる。ただし、ネスティングの最深レベルは 4 段階までである。MM5 のネスティングには大きく分けて、同時計算 (双方向ネスティング) と逐次計算 (単方向ネスティング) がある。本研究では、双方向ネスティングを適用する。双方向ネスティングでは、親領域と子領域を同時に計算する。子領域への入力値は親領域から境界を通して与えられ、親領域への子領域計算値のフィードバックは子領域全体から与えられる。親領域の時間ステップ毎に、親領域の値が子領域の外側 2 列の格子に対して与えられ、緩和法のような手法はここでは用いられない。子領域から親領域へのフィードバックの際には、子領域の細かな変動が親領域の計算上のノイズにならないように、小さな変動成分だけを除去する Smoother-Desmoother と呼ばれるフィルター処理が行われる。親領域へのフィードバックを無くし、あたかも単方向ネスティングのように計算することも可能である。双方向ネスティングでは、計算アルゴリズム上、親領域と子領域の格子間隔および時間ステップ間隔の比は、3 : 1 になるように設定しなければならないという制約がある。

MM5 に関してはこれまでに、大澤ら (2002) による伊勢湾沿岸域を対象とした MM5 による予測精度検証が行われており、モデル内の各気象要素が実用レベルの計算精度を有していることを明らかにしている。また、深尾ら (2004) は中部・近畿地方を囲む約 450 km 四方の領域を解像度 3 km で計算することにより、年間データベースを構築し、それを用いて伊勢湾沿岸域を対象とした各気象要素の精度検証を行った。その結果、風速および風向について、10 km 格子の気象庁メソスケールモデル (MSM) による客観解析値 (GPV) と比較して MM5 の計算精度が大幅に改善されることを明らかにした。これらの実績や研究からわかるように MM5 の計算精度は実用レベルにあると言える。

## 2.2.2 自動移動ネスティング

一般的に台風は、低緯度で発生し、中緯度帯を通過し、温低化しつつ高緯度へと長距離移動する。そのため、計算領域全体（台風の全生涯）を高解像度に計算することは困難である。しかし、領域気候モデル内のネスティング格子が、長距離移動する台風を自動的に追尾可能となることで、台風内部を一貫して高解像度に表現できるだけでなく、計算コストも低減できるものと期待される。

これまでに、低解像度な親領域 D1 (27 km 格子) を設定し、その内部にさらに、D1 内で移動する台風を自動的に追尾できる高解像度な自動移動ネスティング D2 (9 km 格子) を導入した計算が行われている (吉野ら, 2013)。本研究では、その内部に、台風内部の構造をより精度よく表現するために孫領域 D3 (3 km 格子) を導入し、台風の高解像度化を図る。2 つの子領域であるドメイン D2, D3 は、15 分毎にそれぞれ D1, D2 の台風中心 (海面更正気圧の極小値) を探索し、それぞれを再配置する。これを繰り返すことで、台風を追尾する。この自動移動ネスティングの導入により、台風内部の構造を高解像度かつ高効率に再現することができる。観測された台風の移動を高精度に再現するために、親領域 D1 に対してのみにナudging を適用する。また、自動移動ネスティング領域 D2, D3 内にはナudging は適用せず、平滑化の影響を排除し、台風進路のみならず台風強度の再現性をより高められるものと期待される。

## 2.2.3 4次元同化ナudging

4次元同化とは、全ての物理過程を含んだモデルに、観測値や解析値等の真値 (あるいは、真値に最も近いと考えられる値) を取り込みながら計算を行うことである。4次元同化を行うことで、物理的なバランスを保ちながら、計算値を真値に近づけることができ、初期場の誤差やモデルの不確実性を埋め合わせることができる。MM5 では、ニュートン緩和 (Newtonian-relaxation) またの名をナudging (nudging) と呼ばれる手法を用いる。ナudgingには大きく分けて、解析値ナudgingと観測値ナudgingの2種類があるが、ここでは本研究で用いた解析値ナudgingについて述べる。解析値ナudgingは、格子点ナudgingとも呼ばれるように、同化データとして格子化された客観解析値等を使う場合に用いられる。解析値ナudgingでは、風速、温度、水蒸気混合比の方程式に人工的なナudging項を付け加える。モデル計算値を $A$ 、解析値を $\hat{A}$ とすれば、 $A$ の方程式は

$$\frac{\partial A}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G \cdot W \cdot \varepsilon \cdot (\hat{A} - A) \quad (2.2.12)$$

となる．ここで，モデル内部の力学項（移流項，コリオリ項）等は全て $F$ でまとめて表されている．右辺第2項がナッジング項である．ナッジングファクター $G$ は， $F$ に含まれる全ての力学項に対する相対的な項の大きさを示すものであり，通常  $10^{-3}\text{s}^{-1}$  から  $10^{-4}\text{s}^{-1}$  の値に設定する．4次元の重み関数である $W$ は，ナッジング項の大きさ空間・時間変化を与える関数で，

$$W = w_{xy} \cdot w_{\sigma} \cdot w_t \quad (2.2.13)$$

と書くことができる． $w_{xy}$ ， $w_{\sigma}$ ， $w_t$ はそれぞれ，水平方向，鉛直方向，時間方向の重みを表す．各格子における解析値 $\hat{A}$ は各時間ステップに線形補間されて与えられるので，通常 $w_t$ は1に設定される． $\varepsilon$ は解析値の品質を表す係数で，0から1までの値をとる．

解析値ナッジングには，高層解析値（3次元）と地上解析値（2次元）の2つに対するナッジングが存在する．このうち地上解析値に対するナッジングでは，単に地表面レベルだけではなく，大気境界層全体に対して3次元的にナッジングを行うという点に注意が必要である．本研究では，高層解析値のみにナッジングを適用し，大気境界層に対してはナッジングを適用しない．また，本研究では解析値ナッジングを．親領域 D1（27 km 格子）のみに適用し，自動移動ネスティング領域 D2（9 km 格子），D3（3 km 格子）には適用しない．ナッジングを台風周辺の環境場（D1）に対してのみに適用することで，現実的な台風進路と台風環境場を再現できるものと期待される．また，ナッジングは人工的な付加項であり物理的な意味を有していない．本研究では物理的に台風強度を再現することを目的としていることから，自動移動ネスティング D2，D3 の内部にはナッジングを適用しない．

## 2.2.4 海面境界物理過程

台風の強度にかかわる過程として，吉野ら（2013）は．海面境界物理過程（海洋混合層過程，粘性散逸加熱過程，波飛沫蒸発過程）を高解像度台風モデルに導入している．ここではこれら3つの海面境界物理過程について説明する．

### (a) 海洋混合層過程

まず，海洋混合層過程については，台風直下の海洋混合層内において生じる鉛直乱流混合とそれによる海水面温度低下を表現するため，Shade(1999)やEmanuel(2004)の海洋混合層過程を MM5 に導入している．海洋混合層を単層で表現する運動方程式と熱力学方程式により構成され，

$$\frac{\partial \rho h u_m}{\partial t} = f \rho h v_m + \tau_{sx} \quad (2.2.14)$$

$$\frac{\partial \rho h v_m}{\partial t} = -f \rho h u_m + \tau_{sy} \quad (2.2.15)$$

$$\int_{-\infty}^0 \rho C_l T_m dz = \int_{-\infty}^0 \rho C_l T_i dz \quad (2.2.16)$$

で表される．ここで， $\rho$ は海水の密度， $h$ は混合層厚さ， $u_m$ と $v_m$ は混合層内の流速成分， $\tau_{sx}$ と $\tau_{sy}$ は風応力成分， $f$ はコリオリパラメータ， $C_l$ は海水の熱容量， $T_m$ は混合層内の温度， $T_i$ は初期の温度である．また，海洋混合層下端でのエントレインメントを，バルクリチャードソン数 $R$ が一定であると仮定することで，

$$R \equiv \frac{g \alpha \Delta T h}{u_m^2 + v_m^2} = R_{crit} = 1.0 \quad (2.2.17)$$

と表現する．ここで， $g$ は重力加速度， $\alpha$ は海水の熱膨張係数， $\Delta T$ は温度躍層の温度差であり，(2.2.14) から (2.2.17) を連立することで台風直下の海面温度低下 $T_m$ を解くことができる．本研究で用いた高解像度台風モデルでは，初期の海洋混合層厚

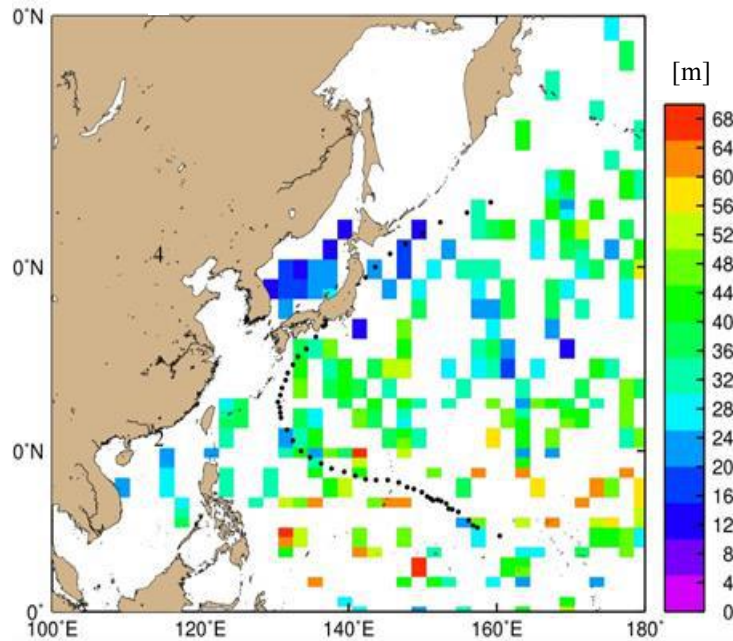


図-2.2.1 JAMSTEC Argo フロートデータによる海洋混合層の観測値  
(2009年9月16日から9月25日までの十日間観測データ)



さ $h$ を気候値の代わりに、JAMSTEC（海洋研究開発機構）が公開している Argo フロートによる 10 日間観測値を基準に設定する。既往研究において台風強度は海洋混合層厚さについて非常に敏感であることが確認されている（Wada and Usui, 2007）。実際に、豊田ら（2015）で報告された海洋混合層厚さと台風強度の関係について行われた感度実験では、当時の海洋混合層厚さの気候値は 30 m であったが、海洋混合層厚さの初期値を 50 m に設定した場合が、最も精度よく台風 1330 号の強度を再現できることが明らかとなっている。したがって、台風の再現計算において、気候値をそのまま採用するのは適さないものと思われ、よりリアルタイムな観測情報である Argo フロートデータを採用する。しかし、Argo フロートデータは、図-2.2.1 に示すように観測値が入手可能な地点が限定的であるため、不足部分に関しては、NOAA（アメリカ海洋大気庁：National Oceanic and Atmospheric Administration）の NODC（アメリカ海洋データセンター：National Oceanographic Data Center）が提供している海洋混合層厚さの月平均場（気候値）を使用する（Monterey and Levitus, 1997）。

#### (b) 粘性散逸加熱過程

台風内の大気境界層下部においては、強風による粘性散逸による加熱が卓越することから、Bister ら（1998）や Zhang ら（1999）の粘性散逸加熱過程を MM5 に導入している。具体的には、MM5 の最下層の熱力学方程式に対して、以下の非断熱加熱項、

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\tau_s \sqrt{u_1^2 + v_1^2}}{\rho_1 c_p Z_1} \quad (2.2.18)$$

を付加した。ここで、 $T_1$ は最下層の気温、 $u_1$ と $v_1$ は MM5 の最下層の風速成分、 $\rho_1$ は最下層の空気密度、 $Z_1$ は最下層厚さ、 $c_p$ は空気の低圧比熱である。式 (2.2.18) より、およそ風速の 3 乗に比例して粘性散逸加熱は増大することになる。

また、大気境界層下部だけでなく、自由大気の各層においても、風速差の影響で粘性摩擦が生じる。本研究では、大気境界層過程で用いられている Mellor-Yamada の 1.5 次乱流クロージャースキーム（Eta PBL scheme）において評価される乱流散逸量  $\varepsilon$  に基づき、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\varepsilon}{c_p} \quad (2.2.19)$$

の形で粘性散逸加熱を計算する（Jin ら, 2007）。

### (c) 波飛沫蒸発過程

最後に、台風直下の暴風と暴浪の環境下では、波飛沫が飛散することで、蒸発が促進されるだけでなく、気化熱を奪うことで、下層大気が冷却される。そこで本研究では、波飛沫蒸発過程を MM5 に導入する。波飛沫による顕熱フラックス  $Q_{SS}$  と潜熱フラックス  $Q_{SL}$  は、それぞれ、

$$Q_{SS} = 3.2 \times 10^{-8} u_{10}^{3.4} \gamma(u_{10}) \rho_1 C_p (T_m - T_1) \quad (2.2.20)$$

$$Q_{SL} = 3.6 \times 10^{-9} u_{10}^{5.4} \gamma(u_{10}) \beta(T_1) \rho_1 L_e (q_{sat}(T_1) - q_1) \quad (2.2.21)$$

で表現される。ここで、 $u_{10}$  は 10 m 高度の風速、 $L_e$  は凝結の潜熱、 $q_1$  は最下層の混合比、 $q_{sat}$  は最下層の飽和混合比である。また、

$$\beta(T_1) = \left[ 1 + \frac{0.622 L_e^2}{R C_p T_1^2} q_{sat}(T_1) \right]^{-1} \quad (2.2.22)$$

であり、10 m 高度の風速  $u_{10}$  は、

$$\gamma(u_{10}) = 1 - 0.087 \ln \frac{10}{0.015 u_{10}^2} \quad (2.2.23)$$

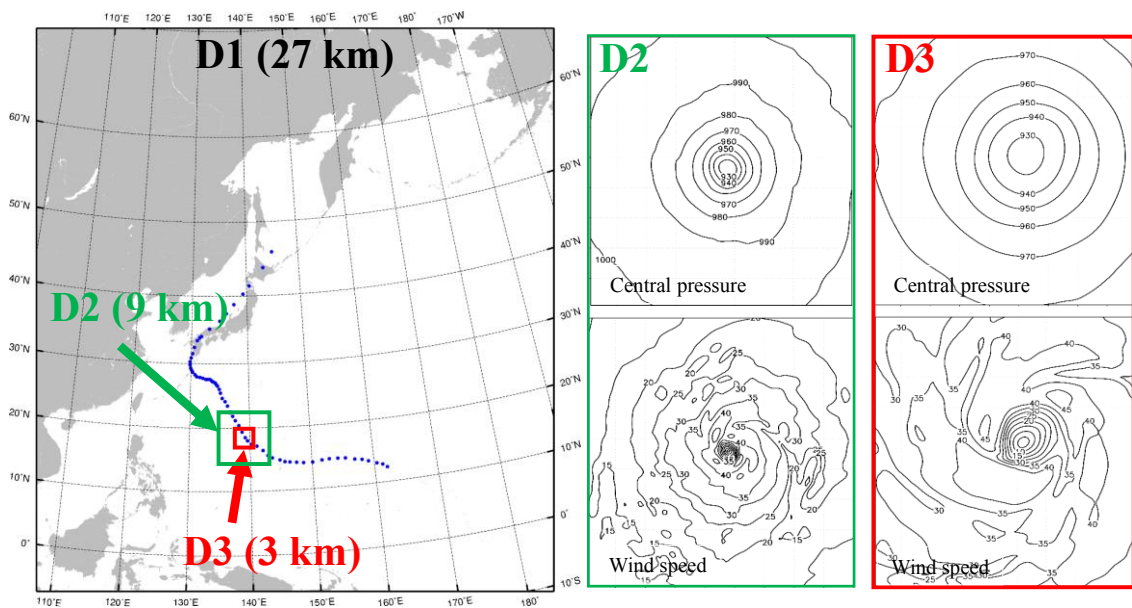
により補正される。MM5 により計算された顕熱フラックス  $H_S$  と潜熱フラックス  $H_L$  に対して、

$$H_S^* = H_S + Q_{SS} - Q_{SL} \quad (2.2.24)$$

$$H_L^* = H_L + Q_{SL} \quad (2.2.25)$$

と修正することで、波飛沫蒸発の効果を含む正味の顕熱フラックス  $H_S^*$  と潜熱フラックス  $H_L^*$  を得る。この波飛沫蒸発の効果は、台風を強める方向にも弱める方向にも作用し得る。波飛沫蒸発が活発化することで、大気境界層下部における水蒸気量は増すことになるため、対流活動が活発化し台風を強くする可能性がある。しかしながら、波飛沫蒸発が活発化することにより、大気境界層下部において蒸発による冷却が生じることにもなるため、飽和水蒸気量は減少し、台風強度を弱める可能性もある。この波飛沫蒸発過程が発達に作用するか減衰に作用するかは、台風内部コアに周辺環境場から流入する環境場の相対湿度によって決まるものと考えられる。

本研究では高解像度台風モデルにおいて、**図-2.2.2** に示す計算領域を設定する。また使用する入力値、境界値、および同化値条件として、現在気候の状態を代表する客観解析データを用意する。この客観解析データは NCEP (National Centers for Environmental Prediction : 米国国立環境予報センター) が提供する観測データが同化された最終解析値 (Final Analyses) を使用する (以降 NCEP FNL データ)。このうち計算に用いる気象要素は、下端 1000 hPa から上端 70 hPa までの、風ベクトル (東西成分及び南北成分) 気温、ジオポテンシャル高度、相対湿度、海面温度、および地表面気圧であり、 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  メッシュで構成される (表-2.2.1)。



**図-2.2.2** 高解像度台風モデルの計算領域 (黒 : D1 の領域青 : D2 の領域, 緑 : D3 の領域), 右上図 : D2・D3 内で計算された Pc のコンター図, 右下図 : D2・D3 内で計算された風速の分布, 青点 : 台風 0416 号の進路図

表-2.2.1 NCEP FNL データの概要について

客観解析データ	
提供元	NCEP(米国国立環境予報センター)
形式	GRIB2
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
領域	全域
格子系	等緯度等経度: 地上-100hPa: 0.5度格子(720×361) 70-10hPa: 1.0度格子(360×181)
	70-10hPa: 1.0度格子(360×181)
	7-0.5hPa: 2.5度格子(144×73)
地上物理量	海面気圧(Pmsl), 地上気圧(Ps), 風(UV), 気温(T), 相対湿度(RH)
P面物理量	26層: 高度(Z), 風(UZ), 気温(T), 上昇流( $\omega$ )
	8層: 相対湿度(RH)

## 2.3 経験的台風モデル

高解像度台風モデルにより高精度な台風気象場を得ることができるが、一方で条件の異なる多数のアンサンブル実験を行うことで(第3章)、たとえナッジングによるデータ同化を適用したとしても台風進路がケースによって微妙にズレが生じてしまうことになる。この進路の微妙な違いは後述する高潮モデルによって計算される高潮偏差に極めて大きな影響を及ぼすため、高解像度台風モデルの出力をそのまま高潮モデルに結合することは本研究の目的において適していない。そこで、高解像度台風モデルの出力としては台風強度データ(中心気圧)のみを用い、経験的台風モデルへの入力により、台風気象場を再構築し、台風進路データについては気象庁ベストトラックの観測値を用いることでズレのない統一した進路を設定する。この手法により、台風強度への温暖化影響量を純粋に高潮計算に入力することができる。

本研究では、第3章において、0918号と1330号の高潮計算の際にこの経験的台風モデルを使用する。この節では、本研究で使用する経験的台風モデルの基礎方程式系とその計算設定について述べる。

ここで使用する経験的台風モデルは、気圧場に対する Myers の式と風速ベクトル場に対する傾度風の式により構成される 2 次元台風モデルである (Mitsuta and Fujii, 1987 ; 光田ら, 1997). Myers の式を以下に示す.

$$P(r, t) = P_0 + \Delta P \exp\left(-\frac{r_{max}}{r}\right) \quad (2.3.1)$$

ここで、 $P(r, t)$  は台風中心から距離  $r$  離れた位置での気圧 (hPa)、 $P_0$  は台風中心での気圧 (hPa)、 $\Delta P$  は台風中心気圧と周辺気圧の差 (hPa)、 $r_{max}$  は台風中心から最大風速の地点までの距離 (km)、 $r$  は台風中心からの距離 (km) である.

この気圧分布から台風内部の傾度風を計算することができる. ここで、傾度風とは、気圧傾度、コリオリ力、遠心力のバランスにより等圧線に沿って吹く風のことを指し、次式のようにあらわされる.

$$\frac{V^2}{r_t} + fV = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (2.3.2)$$

ここで、 $V$  は気圧傾度に基づく風速、 $r_t$  は空気粒子の軌跡の曲率半径で、台風が静止しているときには中心からの距離  $r$  と一致する.  $f$  はコリオリパラメータ、 $\rho$  は空気の密度である.

上記の 2 式に加え、風速ベクトル場に対する台風移動効果には Blaton の式を採用している.

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} + \frac{1}{V} \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (2.3.3)$$

$t$  は時間、 $\psi$  は粒子の進行方向を示している. これによって、台風の進行方向の右側の危険半円でより強い風が吹き、進行方向の左側の可航半円でより弱い風となる. さらに、地表面摩擦効果には Goldberg-Mohn 摩擦を仮定し、風速ベクトルの吹き込み角度は海上に典型的な  $10^\circ$  とする. その他の詳細な計算設定については、第 3 章 2 節で説明する.

## 2.4 高潮モデル

ここでは、前節で作成された気象場を外力として可能最大高潮を評価できる新たな高潮モデルを構築する。本研究の高潮モデルは1層非線形長波方程式により構成する。時間を $t$ 、流速の $x$ 、 $y$ 成分を $u$ 、 $v$ 、海面の上昇量（潮位偏差）を $h$ とする。また、水深は $D$ となる。ここで、基礎方程式は、

$$H = D + h \quad (2.4.1)$$

$$\frac{\partial \rho H u}{\partial t} = -\frac{\partial \rho H u^2}{\partial x} - \frac{\partial \rho H u v}{\partial y} + f \rho H v - \rho g H \frac{\partial H}{\partial x} - H \frac{\partial P}{\partial x} + \tau_{sx} - \tau_{bx} + Diff(\rho H u) \quad (2.4.2)$$

$$\frac{\partial \rho H v}{\partial t} = -\frac{\partial \rho H u v}{\partial x} - \frac{\partial \rho H v^2}{\partial y} - f \rho H u - \rho g H \frac{\partial H}{\partial y} - H \frac{\partial P}{\partial y} + \tau_{sy} - \tau_{by} + Diff(\rho H v) \quad (2.4.3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} - \left( \frac{\partial H u}{\partial x} + \frac{\partial H v}{\partial y} \right) \quad (2.4.4)$$

となる。ここで、 $\rho$ は海水の密度で、式(2.4.2)、(2.4.3)は流体の運動方程式、式(2.4.4)は質量保存則である。この2つの式に関して、右辺1、2項目は移流項である。3項目はコリオリ力で、 $f$ はコリオリパラメータである。4項目は海面変位勾配項で、 $g$ は重力加速度である。5項目は大気圧勾配項で、 $P$ は海面気圧である。6項目は海面風応力、7項目は境界面摩擦応力、8項目は水平渦拡散項である。水平渦拡散係数 $K_x$ 、 $K_y$ は $3.0 \times 10^{-1} [\text{m}^2/\text{s}]$ とした。時間発展に関しては、ルンゲクッタ法を用いており、移流項に関しては、1次精度風上差分を、その他の項については、2次精度中央差分で差分化されている。

また、海面風応力に関しては、一般的によく用いられる次のバルク式を採用する。

$$\tau_{sx} = \rho_a C_f u_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \quad (2.4.5)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_f v_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \quad (2.4.6)$$

ここで、 $\rho$ は大気の密度 ( $1.3 [\text{kg}/\text{m}^3]$ ) で、風速の $x$ 、 $y$ 成分を $u_a$ 、 $v_a$ とする。また、 $C_f$ は境界面の粗さ（例えば、粗度長）とレイノルズ数との関数で表される海面抵抗係数である。海面抵抗係数 $C_f$ には、以下の Garrat の式を用い、

$$C_f = (0.75 + 0.067U_{10}) \times 10^{-3} \quad (2.4.7)$$

とする．ここで $U_{10}$ は10m高度における風速を示しており，高風速時には， $C_f$ は飽和して一定値に達するという報告もあるが（Zhang et al., 2006）， $U_{10} \approx 50$  m/s 付近までは増大を続けているようである．

また，底面摩擦応力に関しては，

$$\tau_{bx} = \rho \widehat{C}_f u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.4.8)$$

$$\tau_{by} = \rho \widehat{C}_f v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.4.9)$$

で表現される．底面摩擦係数 $\widehat{C}_f = 5.0 \times 10^{-4}$ とする．その他の詳細な計算設定については，各章の該当箇所の説明する．

## 2.5 擬似温暖化実験

### 2.5.1 擬似温暖化実験とは

一般的な地球温暖化予測の力学的ダウンスケーリングにおいては，全球気候モデル GCM の 6 時間間隔ないし 12 時間間隔程度の 3 次元 (x, y, z) データを境界値として与えた地域気候モデルによる実験を行う（以降，このような方法を「直接ダウンスケーリング」と呼ぶ）．したがって現在気候および将来気候についてそれぞれ実験を行い，両者について相互比較を行うことで地域スケールでの気候変化を議論することになる．

本研究では，このような GCM からの直接ダウンスケーリングに代わって，Sato et al. (2007) および Kimura and Kitoh (2007) によって提案された擬似温暖化ダウンスケーリング（擬似温暖化実験）により将来気候における台風強度に対する温暖化影響量を評価する．その手順は次のようなものである．(1) 現在気候のダウンスケールについては，6 時間間隔程度の再解析データを境界値として地域気候モデルによる過去再現実験を行う．(2) 将来気候のダウンスケーリングについては，(1) の再解析データに地球温暖化による大規模場の変化を加算したデータセットを境界値とした実験を行う．ただし，大規模場の変化（温暖化気候差分）には，GCM によって予測された諸物理量（気温，気圧，風速など）の現在気候と将来気候の差分の 3 次

元分布を使用する。(3) 現在気候実験 (1) と温暖化実験 (2) の結果について相互比較を行うことで、国や地域スケールでの気候の変化を予測する。GCM から得られる大規模場の変化 (温暖化気候差分) として、月毎の 10 年から 30 年程度の平均値が用いられることが多い。この擬似温暖化実験は、地球温暖化に伴う各物理量の 3 次元的变化を考慮する事ができるので、ある程度広い領域での地域気候についても扱うことができる。この手法を採用し、2004 年の全台風に対して擬似温暖化実験を実施した研究も行われており (吉野ら, 2015)、高精度な再現計算に基づいた温暖化影響が定量評価されている。本研究も同様の手法を用いて、台風強度と高潮に対する温暖化影響量を定量化する。

擬似温暖化実験を行う大きな利点は二つある。一つ目の利点は、データハンドリングが容易なことである。GCM からの直接ダウンスケールでは、モデル中のある特定の 1 年と実際の年は一対一で対応していないため、少なくとも 10 年程度の実験を行ってからでないと、観測データとモデル結果との相互比較を行うことができない。このことから、地域気候モデルの再現性を評価する段階においても、多くの計算が必要になるだけでなく、高頻度の GCM の 3 次元出力値が必要となる。しかし、GCM の長期間データは容量が大きいため CMIP などのモデル相互比較プロジェクトにおいてもほとんど提供されていない。したがって、それぞれの研究機関から大容量のデータを直接入手する必要がある、現実的な手法であるとは言えない。近年、複数の GCM からそれぞれ直接ダウンスケールを行い、予測の不確実性の幅についての情報を示すことが求められているが、十分な数の GCM について直接ダウンスケールを実施するためには、複数の機関から膨大なデータを収集しなければならず、国際的な大型プロジェクト以外ではほとんど不可能である。それに比べて、擬似温暖化実験で使用する GCM データは低時間分解能の月平均場のみがあれば十分であり、必要なデータ量は直接ダウンスケールに比べてはるかに小さくなる。また、(2) で与える大規模場の変化成分として、複数の GCM から得られたもののアンサンブル平均を使用すれば、複数の GCM による予測を反映した形で、将来の地域気候予測を行うことが可能になる。

擬似温暖化実験の二つ目の利点は、地域スケールの現在気候の再現性の向上である。領域気候モデルは側面境界を持つため、側面における物理量を GCM や再解析データから受け取ることになる。GCM からの直接ダウンスケールの場合、現在気候の再現性は GCM による現在気候の再現性に強く依存する。しかし、地域気候予測のように対象領域が狭くなればなるほど、GCM と観測値との誤差は無視できなくなることが多く、ダウンスケーリングの結果もこのような誤差を含んでいることになる。それに比べて、擬似温暖化実験では、様々な観測データを同化した客観解析データを境界値として使用するため、現在気候の再現性は必然的に向上する。また将来気候については、GCM によって得られる現在と将来の差の成分 (すなわち、温



暖化気候差分)のみを使用するため、GCMが持つバイアス誤差を除去していることにもなる。

擬似温暖化実験を行うためには、現在から将来までの気候状態変化を表す全球気候モデル GCM のデータも用意する必要がある。本研究では、CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 ; 第 3 期結合モデル相互比較計画) および CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 ; 第 5 期結合モデル相互比較計画) が提供する全球気候モデルによる気候データを使用する。4 章で述べる台風 1330 号と台風 0918 号の擬似温暖化実験には、CMIP3 が提供する全球気候モデルおよび 3 種類の CO<sub>2</sub> 排出シナリオ (A2, A1B および B1) の将来気候データを使用し、5 章で述べる日本に襲来する台風の統計的な温暖化影響評価には CMIP5 が提供する全球気候モデルおよび RCP8.5 シナリオを使用する。

本論文の第 1 章でも述べたように、IPCC 第 5 次評価報告書 (2013) では、CMIP3 まで用いられてきた SRES シナリオに代わり RCP シナリオが示された。この RCP とは、政策的な緩和策を前提として、将来、温室効果ガスをどのような濃度に安定化させるかという考え方から、その代表濃度経路 (Representative Concentration Pathways) を示している (気象庁, 2014)。予測結果の相互比較のための統一的なシナリオであることは同様であるが、従来の SRES シナリオが社会的・経済的な将来像毎に排出量、放射強制力、気候予測が 1 つずつ対応することに対して、RCP シナリオでは将来予測される多種多様な放射強制力の経路から、代表的なものを選定し、これに基づいた気候予測を行う。したがって、具体的な社会的・経済的な将来像を限定していない点が異なる。この手法を採用することで、各経路について緩和策を包括した多様な社会的・経済的シナリオ (Shared Socio-economic Pathway ; SSP シナリオ) を作成することが可能である。以下に、本研究で使用する SRES シナリオと RCP シナリオの詳細を記載する。

#### (a) SRES シナリオについて (Nakicenovic and swart, 2000)

SRES シナリオは、今後の社会・経済動向に関する想定から算出した温室効果ガスの排出シナリオを、IPCC が排出シナリオに関する特別報告書 (SRES: Special Report on Emissions Scenarios) として 2000 年に発表したものであり、IPCC 第三次評価報告書から使用されてきた。シナリオは大きく分けて、B1 シナリオ・B2 シナリオ・A1 シナリオ・A2 シナリオの 4 つの種類が存在するが、計算機資源の制約により、本研究では A2 シナリオ、A1B シナリオ、および B1 シナリオの 3 つのシナリオを利用する。以下にそれぞれの概要を記述する (気象庁, 2014)。

- ① A2 シナリオは、国際競争のために従来の社会や経済の枠組みを急激に変化させることを好まず、従来の延長線上での経済発展を目指すシナリオである。したがって、経済は低位で推移するものの、社会の構造変革がなく、内向きの安定し

た社会となる。ライフスタイルとしては、現在と同じ水準での消費活動が継続する。また、都市構造としては人口や資本は複数の中核都市圏に分散しており、地方への公共投資が活発に行われることもあわせて、これらを結ぶ道路交通ネットワークが整備され、人流、物流ともに自動車を中心の社会となる。エネルギーについては、従来のエネルギーセキュリティ政策の延長から、電源構成は引き続き原子力発電に依存することになる。

- ② A1B シナリオは、A1 シナリオの中でも技術革新がバランスとして生じるシナリオのことであり、通常 A1 シナリオとよばれる場合は、A1B シナリオを示している。このシナリオは、世界市場主義シナリオであり、グローバル経済におかれ競争に勝ち抜くために、経済的合理性を重視した発展を目指す場合には、4つの発展パターンの中で最も二酸化炭素排出量が多くなる。また世界的なエネルギー事情の安定化に伴い、石油や石炭を中心としたエネルギーシステムが維持されるため、エネルギー消費あたりの二酸化炭素排出量は A1 シナリオが最も大きくなっている。
- ③ B1 シナリオは、環境技術牽引シナリオであり、環境技術の開発と普及により、経済発展と低炭素社会の両立がある程度達成されており、その結果、二酸化炭素排出量は抑えられている。GDPあたりのエネルギー消費量や二酸化炭素排出量の双方が4つのシナリオの中で最も小さく、経済の規模が比較的に大きいにも関わらず、二酸化炭素排出量では A1 シナリオや A2 シナリオを大きく下回っている。

人為起源の CO<sub>2</sub> 放出量に関して見ると、標準シナリオの中では、B1 は「少ない」、A1B は「中間」、A2 は「多い」に相当しており、A2 は多次元化社会、A1B はバランス社会、B1 は持続的発展型社会という違いがあり、それぞれ、2100 年における人間活動由来の大気中の二酸化炭素濃度は、1250 ppm、850 ppm、および、600 ppm になると見積もられている。この3つのシナリオの選択は、単に計算機資源の制約によってなされたものであり、これらのシナリオが、ほかのシナリオに比べて現実的であるというわけではないという点に注意が必要である。複数の GCM による平均的な予測結果（アンサンブル平均）を見ると、A2・A1B・B1 のいずれのシナリオであっても、今後 20 年間は 10 年あたり約 0.2°C の割合で気温が上昇すると予測しており、シナリオ間の差はそれほど明瞭ではない。しかし、21 世紀末になると、シナリオ間の差が顕著になってくる。2100 年頃と 1990 年頃の平均気温の差を見ると、A2 シナリオでは平均+3.4°C（予測幅+2.0°Cから+5.4°C）、A1B シナリオでは平均+2.8°C（予測幅+1.7°Cから+4.4°C）、B1 シナリオでは平均+1.8°C（予測幅+1.1°Cから+2.9°C）となり、温室効果ガスの排出が現在以上の割合で増加し続けた場合、気候システムの変化の規模は今後 20 年間の変化に比べて大きくなる可能性が非常に高いと考えられていた（IPCC, 2007）。

## (b) RCP シナリオについて

CMIP5 からは、先述した SRES シナリオから変更された RCP シナリオでは、社会経済シナリオから作成した多くのシナリオをもとに、①シナリオ間の放射強制力が明確にかけ離れていること、②シナリオの数が奇数でないこと（奇数の場合、中位の放射強制力を持つシナリオの実現確率が最も高いと誤解される恐れがあるため）、③放射強制力が高/低の 2 通りでないこと、④多すぎないことの以上 4 点を考慮して、RCP2.6（低位安定化シナリオ：気温上昇を 2°C に抑えることを想定）、RCP8.5（高位参照シナリオ：政策的な緩和策を行わないことを想定）、及びそれらの間に位置する RCP4.5（中位安定化シナリオ）と RCP6.0（高位安定化シナリオ）の 4 シナリオが選択された。「RCP」に付く数値は放射強制力の目安であり、RCP2.6 では「2100 年以前に約 3W/m<sup>2</sup> でピークを迎え、その後減少し、2100 年頃には約 2.6W/m<sup>2</sup> となる」ことを示しており、RCP8.5 では、「2100 年の時点で 8.5W/m<sup>2</sup> を超え、上昇が続く」、RCP4.5 と RCP6.0 では「2100 年以降に約 4.5（6.0）W/m<sup>2</sup> で安定化することを示している（IPCC, 2013；気象庁, 2014）。本研究では第 4 章での計算において、RCP8.5 シナリオを設定している。

## 2.5.2 計算手法

本研究では、第 3 章および第 4 章で使用する温暖化シナリオおよび将来気候データが異なるため、データに関する詳細な解説は各章で行い、本節では擬似温暖化実験の基本となる温暖化気候差分および擬似温暖化実験のための擬似温暖化気象データの計算手法について簡潔に説明する（図-2.5.1）。

台風強度に関する温暖化影響評価を行うためには、擬似温暖化実験に必要な気温、相対湿度、ジオポテンシャル高度、地表面気圧、海水面温度、および海洋混合層厚さの初期値・境界値・同化値を作成する必要がある。そして 2000 年から 2100 年までの各年の月平均場を用いて、これらの物理量に関する将来気候下の月毎の温暖化気候差分  $\Delta G$ （GWD；Global Warming monthly mean Difference）が算出される。その際、温暖化気候差分  $\Delta G$  は

$$\Delta G(x, y, p, m) = G_f(x, y, p, m) - G_p(x, y, p, m) \quad (2.5.1)$$

と定義される。ここで  $G_p(x, y, p, m)$  は、各 GCM から得られる 10 年間または 20 年間程度のまとまった期間を現在気候と定義し（例えば 2000 年から 2019 年の 20 年間）、各月の月平均値（添え字の  $p$  は現在気候を意味する）を表す。 $G_f(x, y, p, m)$  は、対象とする将来の年代（現在気候の期間と同じ期間を取る）を将来気候と定義し（例えば 2080 年から 2099 年の 20 年間）、各月の平均値（添え字の  $f$  は将来気候を意味する）

を表す。  $x$  は経度，  $y$  は緯度，  $p$  は気圧，  $m$  は月であり， これらの関数によって  $G_p$  および  $G_f$  は表現される。  $\Delta G$  はおよそ 100 年間における温暖化による平均的变化を意味している。 100 年間のうちある特定の 1 年ではなく， 10 年間（第 3 章での計算）または 20 年間（第 4 章での計算）の平均値を用いて温暖化気候差分を計算することで， 年々変動による年ごとのばらつきの影響を考えないようにするための処理である。 ここで求めた  $\Delta G$  を，  $A_p(x, y, p, m)$ （現在気候の気候場， 本研究では NCEP FNL データ）に加算することにより，

$$A_f * (x, y, p, m) = A_p(x, y, p, m) + \Delta G(x, y, p, m) \quad (2.5.2)$$

となり，  $A_f * (x, y, p, m)$ ， すなわち， 擬似温暖化実験のための将来気候における擬似温暖化気象データを得ることができる。 このプロセスを高解像度台風モデルに必要な気温， 相対湿度， ジオポテンシャル高度， 地表面気圧， 海水面温度に対して適用する必要がある。

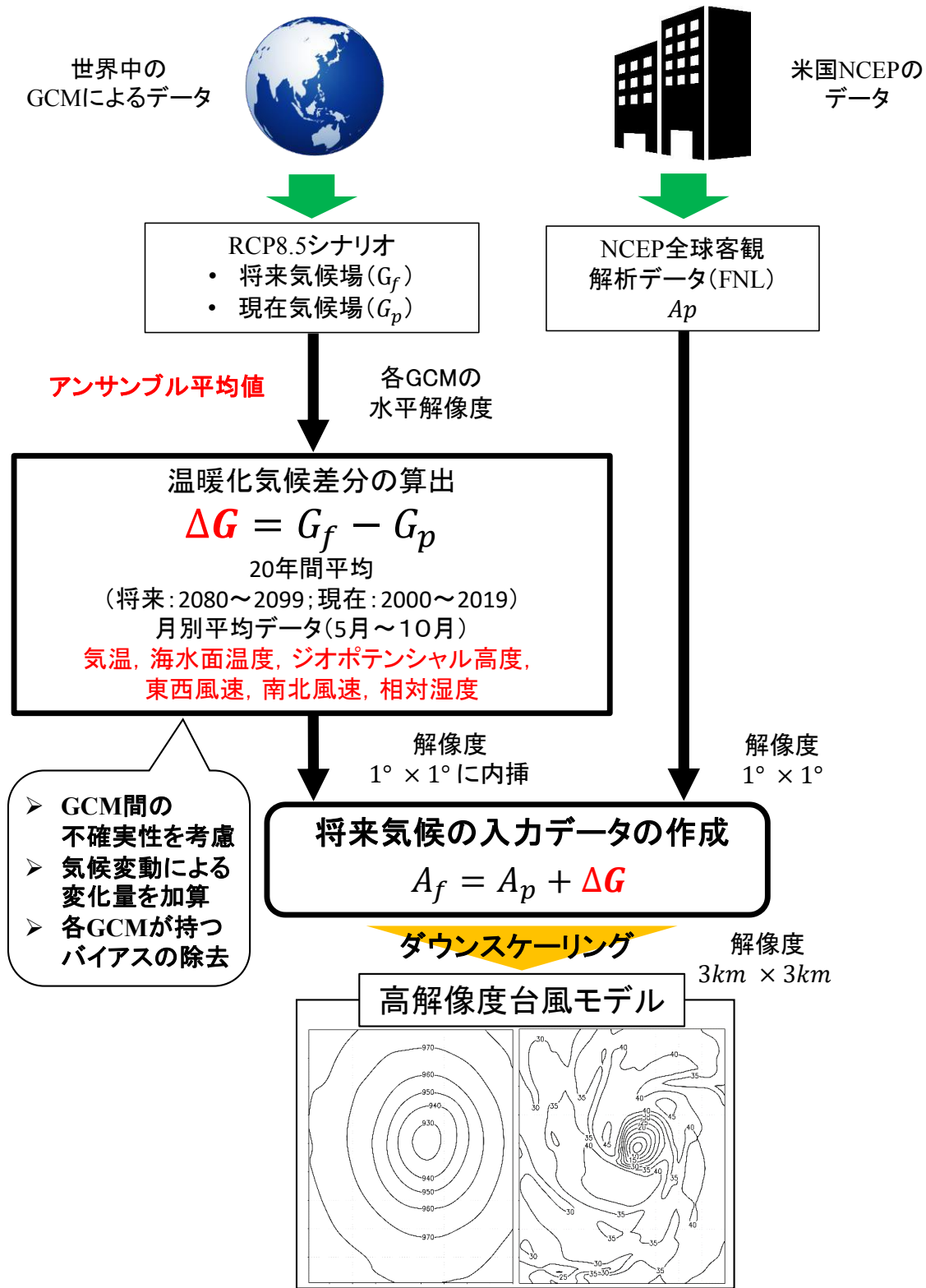


図-2.5.1 擬似温暖化実験の計算フローのイメージ図  
( $\Delta G$  の算出において 20 年間平均値を用いた場合)

## 参考文献

- 吉野純, 荒川悟, 豊田将也, 小林智尚 (2015): 高解像度台風モデルによる台風強度に対する温暖化影響のシナリオ間相互比較, 土木学会論文集 (海岸工学), Vol. 71, No. 2, pp. I\_1519-I\_1524
- 大澤輝夫, 深尾一仁, 安田孝志 (2002): 伊勢湾地域における高解像度気象場の再現計算とその精度検証, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp.181-185
- 深尾一仁, 大澤輝夫, 嶋田進, 安田孝志 (2003): メソ気象モデル MM5 を用いた局地気象場のデータベース化とその精度検証, 地球環境シンポジウム講演論文集, 第 11 巻, p.111-116
- 吉野純, 荒川悟, 嶋田進, 小林智尚 (2013): 軸対称 2 次元および領域 3 次元台風モデルによる 2004 年全台風の強度解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.69, No.2, pp.I\_1256-I\_1260
- 豊田将也, 吉野純, 小林智尚 (2015): 高解像度台風-高潮結合モデルによる台風 1330 号とそれに伴う高潮の再現実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 71, No. 2, pp. I\_463-I\_468
- 光田寧 (1997): 台風による風災害の予測について, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 A, 47-61
- 気象庁 (2014): 異常気象レポート, 264p
- Dudhia, J. (1993): A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation test and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.121, pp.1493-1513,
- IPCC (2007): Climate Change 2007 -The Physical Science Basis-Cambridge University Press, 1007p
- IPCC (2013): Climate Change 2013 -The Physical Science Basis-, Cambridge University Press, 1535p., 2013.

- Kimura F. and A. Kitoh (2007) : Downscaling by pseudo-global warming method, *The Final Report of ICCAP*, 43-46.
- Mitsuta Y., T. Fujii (1987) : Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, *Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 37, Part 4, No. 329, 169-185.
- Monterey, G., and S. Levitus (1997) : *Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean, NOAA Atlas NESDIS 14*, 100 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.
- Sato, T., F. Kimura, and A. Kitoh (2007) : Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model, *Journal of Hydrology*, 333, 144-154.
- Wada and Usui (2007) : Importance of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity and intensification in the Western North Pacific, *Journal of Oceanography*, Vol.63, pp.427-447
- Wilby RL., SP. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton and LO. Mearns  
(2004) : Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods, technical report, Intergovt. Panel on Clim. Change, Geneva, Swizerland, 27p.
- Zhang, W., W. Perrie and W. Li (2006): Impact of waves and sea spray on midlatitude storm structure and intensity, *Monthly Weather Review*, AMS, Vol. 134, pp.2418-2442.

## 第3章 台風と高潮に対する将来変化と不確実性の評価

### 3.1 概説

地球温暖化による熱帯低気圧への影響は、直近の IPCC 第五次評価報告書 (2013) においても明言されておらず、未だ正確な影響度合いが明らかとなっていない。その要因として、温暖化影響評価に使用されている全球気候モデル (GCM) の不確実性が高いことが挙げられる。IPCC 第五次評価報告書に用いられた CMIP5 には、世界中の研究機関により約 60 種類の GCM による将来気候計算が行われている。しかし、これらの計算結果は同一の温暖化シナリオであってもばらつきが非常に大きく、熱帯低気圧に対する温暖化影響について確信度の高い結論を導き出すことができていない。また、世界各地の研究機関により地球温暖化と熱帯低気圧の関係について調査は進められているものの (例えば Walsh and Ryan, 2000 ; Murakami et al., 2012a ; Knutson et al., 2015), その不確実性について明確に定量評価は行われておらず、さらに GCM 内のどのパラメータに大きな不確実性が含まれているのかについては明らかにされていないのが現状である。

我が国が位置する北西太平洋においては、2013 年台風 30 号や 2018 年台風 21 号による災害を代表に、毎年台風による気象災害・沿岸災害に見舞われている。そのため、沿岸防災の観点からは、台風に伴う高潮に対する正確な温暖化影響評価も必要となる。そのためには、既往研究で数多く実施されている GCM を用いた計算に加え、数 km の高分解能な気象モデル (RCM) を用いた評価が求められている。

本章では、第 2 章で述べた領域気候モデル MM5 をベースとした高解像度台風モデルを用いて、中緯度域に襲来した 2009 年台風 18 号 (Typhoon Melor) および熱帯



域に上陸した 2013 年台風 30 号 (Typhoon Haiyan) の現在気候実験および擬似温暖化実験を実施する (図-3.1.1)。ここでは、熱帯域と中緯度域における温暖化影響量の違いについて定量評価する。その際の数値モデルの計算設定は、表-3.1.1 に示す通りである。また台風強度の将来変化とともに、入力するパラメータに着目した詳細な解析を行うことで、どのパラメータが台風強度に大きく影響するか、またどのパラメータに大きな不確実性が含まれているかについて、その原因も含めて明らかにする。さらに、高潮に対する擬似温暖化実験を行うことで、中緯度域および熱帯域における台風および高潮に対する温暖化影響の違いを解明する。

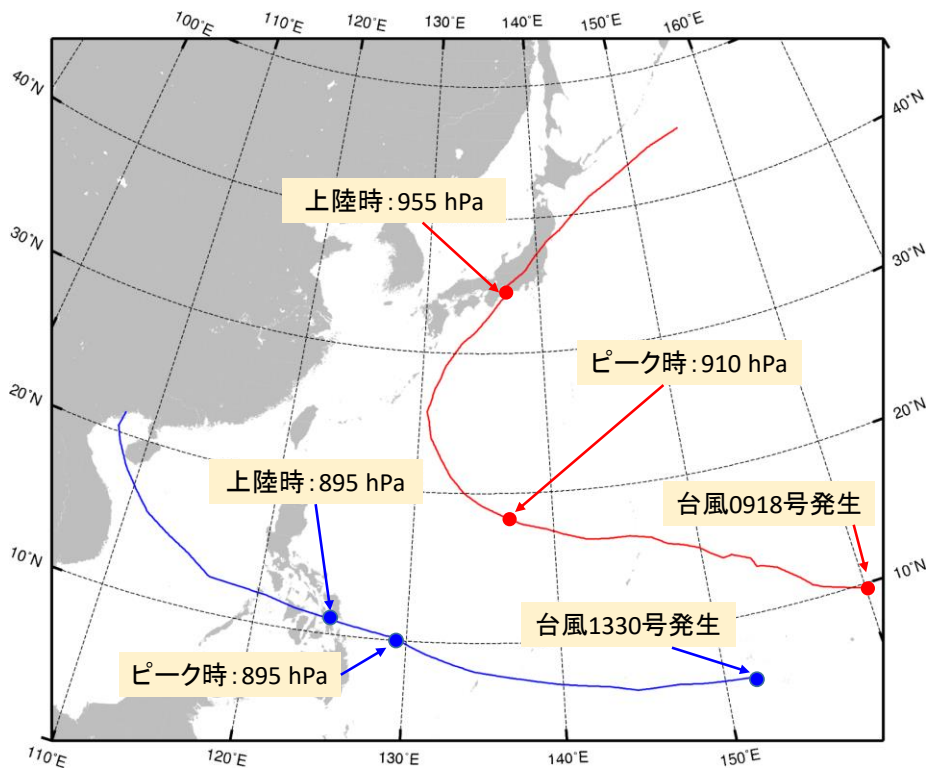


図-3.1.1 気象庁ベストトラックによる台風 0918 号 (赤線) と台風 1330 号 (青線) の進路図。台風 0918 号は日本 (愛知県) に上陸, 台風 1330 号はフィリピン (レイテ島) に上陸した。

表-3.1.1 台風 0918 号および台風 1330 号に対する高解像度台風モデルの計算設定

	Domain (D1)	Domain (D2)	Domain (D3)
台風名	台風0918号 台風1330号		
計算時間	2009年9月29日0時UTC - 2009年10月10日0時UTC 2013年11月4日0時UTC - 2013年11月11日0時UTC		
水平解像度	27km	9km	3km
格子数	298×349	91×91	91×91
タイムステップ	90sec	30sec	10sec
鉛直層数	24 layers (1000-70hPa)		
入力条件	NCEP Final Analyses (1°×1°) 6時間間隔	D1 (27km)	D2(9km)
自動移動ネスティング	Off	On (Off)	On (Off)
台風ポーガス	Wind speed 17.2m/s Rankin's vortex	Off	Off
4次元同化ナッジング	On	Off	Off
積雲対流過程	Grell	Off	Off
雲微物理過程	Reisner graupel		
PBL過程	Mellor-Yamada Level2.5 Eta PBL		
放射過程	Cloud radiation		
地表面過程	5-layer soil		
海洋混合層過程	Shade and Emanuel(1999)		
波飛沫蒸発過程	Fairall et al.(1994)		
粘性散逸加熱過程	Jin et al.(2007)		

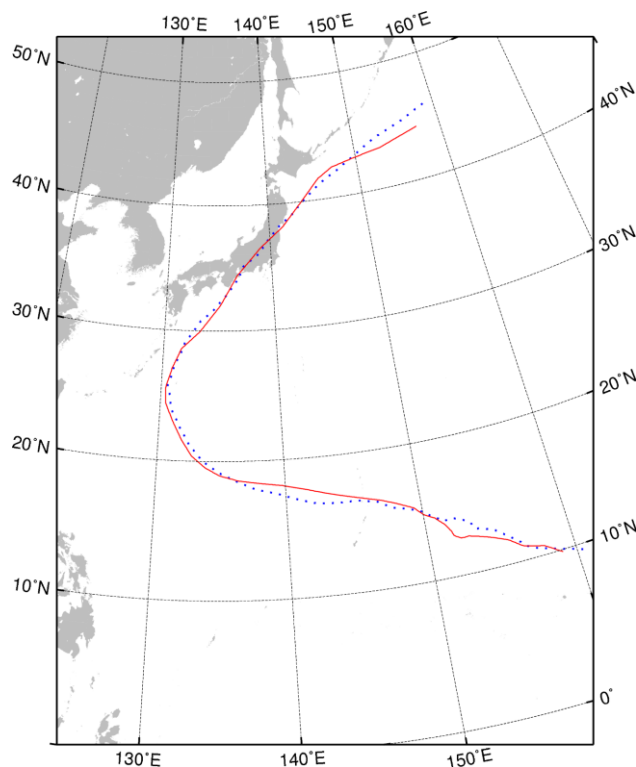
## 3.2 現在気候実験

本節では、第2章で述べた高解像度台風モデル、経験的台風モデルおよび高潮モデルを用いて、台風 0918 号および台風 1330 号の再現実験（現在気候実験）を行い、観測値との精度検証を行う。また本節の現在気候実験を次節の擬似温暖化実験の基準計算として扱う。

### 3.2.1 台風 0918 号の再現実験

#### (1) 台風強度の再現実験

台風進路に関しては，D1 に対して適用した 4 次元同化ナッジングの効果により，気象庁ベストトラック（観測）による進路とよく一致していることが見て取れる（**図-3.2.1**）．高解像度台風モデルの D3 により再現されたピーク時の中心気圧（ $P_c$ ）は 907.7 hPa（観測では 910 hPa）であり，最大風速（ $V_m$ ）は 59.4 m/s（観測では 55 m/s）となっており，中心気圧および最大風速のどちらもピーク時強度を若干過大評価しており，時間的なずれはあるものの，台風の全生涯を概ね台風強度を表現できているとみなせる（**図-3.2.2**；**図-3.2.3**）．この台風強度の過大傾向は，発達初期からの誤差を引き継いでいるものと考えられる．また，上陸時の  $P_c$  は，観測値 955 hPa に対してモデルの計算結果は 953.5 hPa であり， $V_m$  については，観測値 40 m/s に対してモデルの計算結果は 39.4 m/s である．上陸時の台風強度については  $P_c$  および  $V_m$  ともに高精度に再現できていると言えるだろう．さらに，全生涯の  $P_c$  について 6 時間毎の精度検証を行った（**図-3.2.4**）．バイアス誤差は -9.01 hPa であり台風強度を過大評価する傾向にある．しかし誤差の絶対量を示す平均二乗誤差（RMS 誤差）は 13.4 hPa と比較的小さく，相関係数は 0.95 と非常に高いことから，高精度な再現ができているといえる．



**図-3.2.1** 気象庁ベストトラックによる台風 0918 号の進路図

（赤線：高解像度台風モデルの結果，青点線：気象庁ベストトラック）

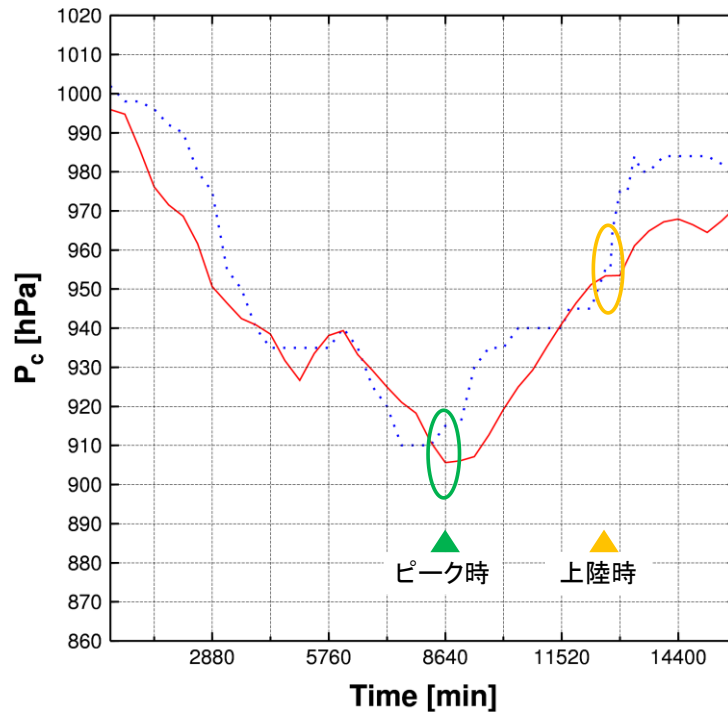


図-3.2.2 台風 0918 号の  $P_c$  の時系列（赤線：高解像度台風モデルの結果，青点線：気象庁ベストトラック）緑円と橙円はそれぞれモデル内のピーク時および上陸時を示す．横軸は発生から消滅までの時間，左端が発生時刻，右に行くほど発達期，最盛期，減衰期と移行する．以降全ての時系列で同じ

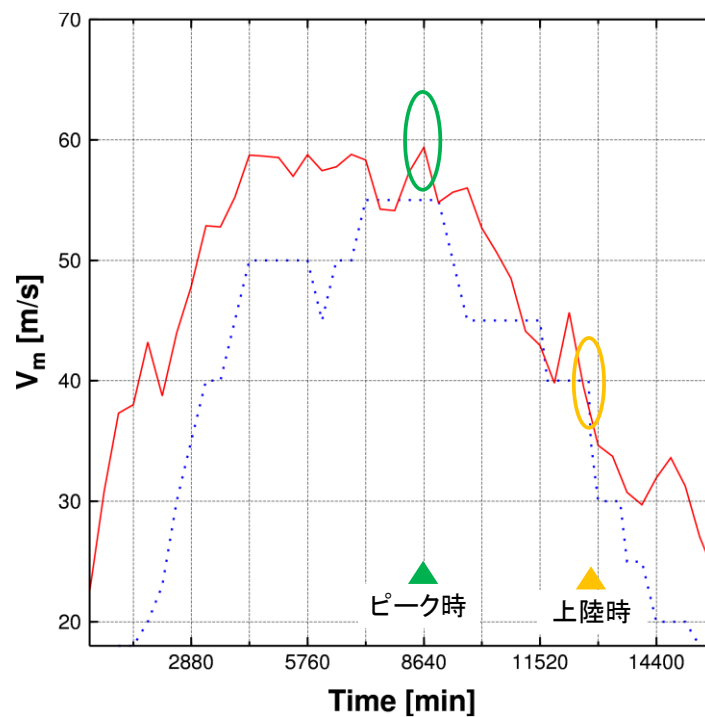


図-3.2.3 台風 0918 号の  $V_m$  の時系列（赤線：高解像度台風モデルの結果，青点線：気象庁ベストトラック）緑円と橙円はそれぞれモデル内のピーク時および上陸時を示す

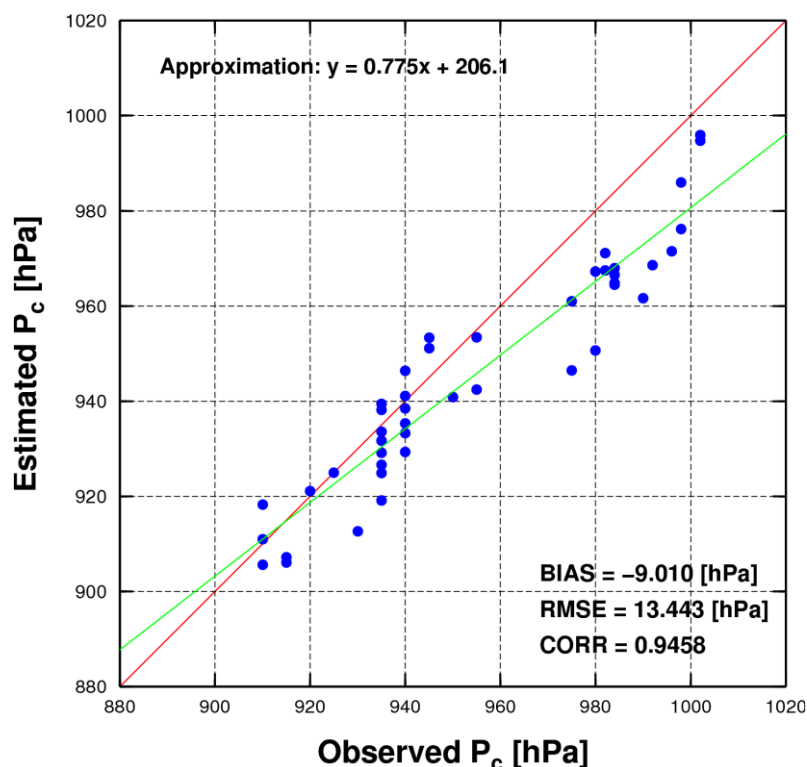


図-3.2.4 台風 0918 号の  $P_c$  の観測値（気象庁ベストトラック）とモデルによる計算値の散布図

(2) 台風 0918 号による高潮の再現実験

台風強度の再現実験に続いて、三河湾における高潮の再現計算を実施する。本研究では、高解像度台風モデルにより出力された台風中心気圧データを経験的台風モデルに入力することで、外力となる台風気象場を構築する。この手法により高潮モデル内では 15 分毎の情報を線形内挿することによって時々刻々変化する台風気象場が入力される。また台風強度と同様に重要なパラメータである台風の最大風速半径については、三河港で最も潮位が高くなった 2009 年 10 月 8 日 6 時過ぎにおける高解像度台風モデルでの再現計算結果に基づいて 50 km に固定する。また台風の移動速度については、上陸以前は経度方向に  $0.336^\circ/\text{h}$ 、緯度方向に  $0.345^\circ/\text{h}$ 、上陸後は経度方向に  $0.415^\circ/\text{h}$ 、緯度方向に  $0.338^\circ/\text{h}$  とする（表-3.2.1）。高潮モデルの計算期間については、台風上陸 1 日目の 2009 年 10 月 7 日 9 時 UTC から上陸後の 2009 年 10 月 8 日 9 時 UTC の 1 日間とする。また、計算領域は図-3.2.5 に示す通りであり、水平格子間隔は 1 km メッシュで構成される（表-3.2.2）。計算時間ステップは 1 秒間隔とした。海底地形データには、ETOPO1（1 分×1 分格子）を使用し、海岸線データは USGS の土地利用区分（30 秒×30 秒格子）を使用する。計算安定性を考慮して、海底地形には平滑化を施している。高潮の計算対象領域である三河湾は、遠浅の地形をしており平均水深が約 9 m と浅いことが特徴である。高潮モデルの初期条件はゼロ値設定とした。この事例では潮位偏差を計算対象とし、天文潮位は考慮し

ない。高潮計算の際には、潮位として愛知県提供の潮位データを用いており、この値から気象庁提供の推定天文潮位を差し引くことで潮位偏差の観測値とする。観測された高潮の最大潮位偏差は2.60 mであり、高潮モデルによる潮位偏差のピークは2.63 mであることから、高精度に潮位偏差を再現できていることがわかる(図-3.2.6)。また、湾奥に行くほど潮位偏差が大きくなるという傾向も捉えられていることから、擬似温暖化実験を行うにあたってベースとなる現在気候計算としては十分な精度であると判断できる。

表-3.2.1 台風 0918 号に対する経験的台風モデルの計算設定

台風0918号	設定値
中心気圧	高解像度台風モデルによって計算される出力値
入力間隔	15分間隔
最大風速半径	50 km
台風進行速度	経度方向 上陸前:0.336° /h, 上陸後:0.415° /h
	緯度方向 上陸前:0.345° /h, 上陸後:0.338° /h

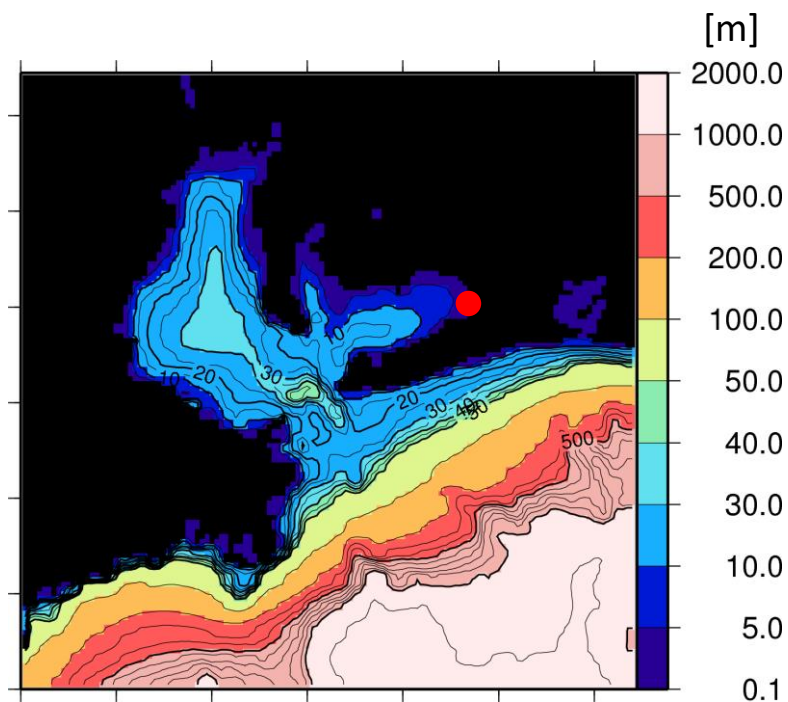


図-3.2.5 台風 0918 号による高潮に対する高潮モデルの計算領域  
赤点：三河港

表-3.2.2 台風 0918 号による高潮に対する高潮モデルの計算設定

対象台風	2009年台風18号 (Melor)
対象時間	2009年10月7日9時UTC-2009年10月8日9時UTC
水平解像度	1km
時間間隔	1秒
鉛直解像度	1層
海底地形	海底地形: ETOPO1 (1分×1分格子)
	海岸線: USGS Landuse (30秒×30秒格子)
初期条件	ゼロ値 (u=0, v=0, h=0)
気象外力	経験的台風モデルによる気象場 気象庁ベストトラックによる台風進路データ
境界条件	off

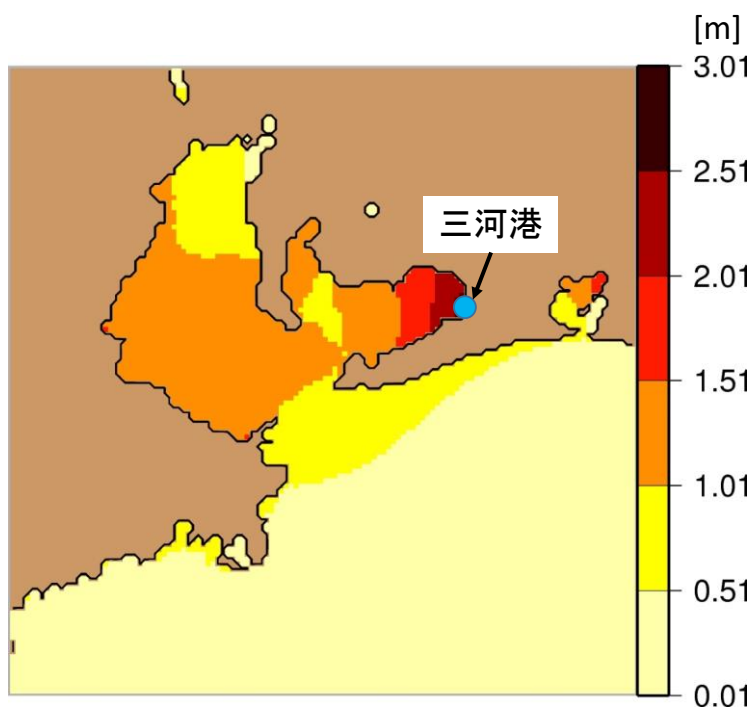


図-3.2.6 台風 0918 号による潮位偏差の分布図

青点：三河港

### 3.2.2 台風 1330 号の再現実験

続いて、本節では台風 1330 号の現在気候実験による再現結果についてまとめる。図-3.2.7、図-3.2.8 および図-3.2.9 は、それぞれ台風 1330 号の進路図、中心気圧および最大風速の時系列である。台風 0918 号と同じく、D1 の 4 次元同化ナッジングの適用により、台風 1330 号の進路をほぼ正確に表現できている。1330 号はピークに達した直後に上陸したため、ピーク時強度に着目して計算結果を確認する。ピーク時強度では、気象庁ベストトラック（観測）による  $P_c$  と  $V_m$  はそれぞれ 895 hPa と 65 m/s であったが、計算値では 897.1 hPa, 65 m/s となっており、時間的な遅れはあるものの、この事例についても猛烈な勢力を有する台風の強度と構造を高精度に計算できていると見なすことができる。台風 1330 号の発達初期においては、若干、台風強度を過小評価している。これは初期値や同化値に使用している NCEP FNL データに内在する誤差が表れていると推測される。台風 1330 号は、フィリピン中部において甚大な被害をもたらした観測史に残る猛烈な台風であるが、高解像度台風モデルはその勢力を再現できおり、擬似温暖化実験の結果についても高い信頼性を持っていると見なすことができる。図-3.2.10 に台風 1330 号の  $P_c$  に関する観測値と計算値の散布図を示す。 $P_c$  のバイアス誤差は 6.30 hPa, RMS 誤差は 11.5 hPa となっている。台風強度を若干過小評価する傾向にあるが、十分に高い精度で台風強度を表現できていると言える。また  $P_c$  の相関係数はそれぞれ、0.95 となっており十分に高い相関性を有していると見なすことができる。

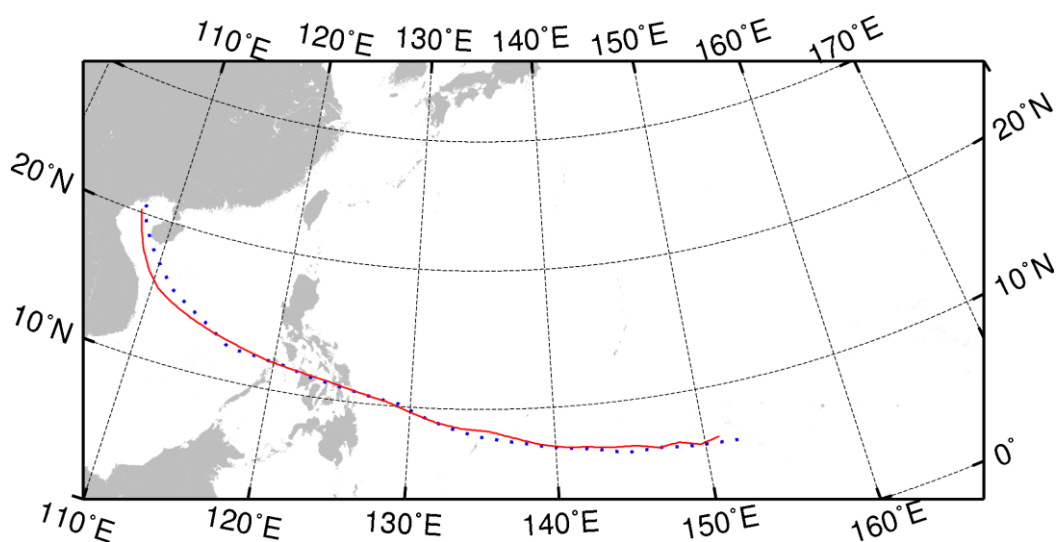


図-3.2.7 気象庁ベストトラックによる台風 1330 号の進路図

(赤線：高解像度台風モデルの結果，青点線：気象庁ベストトラック)



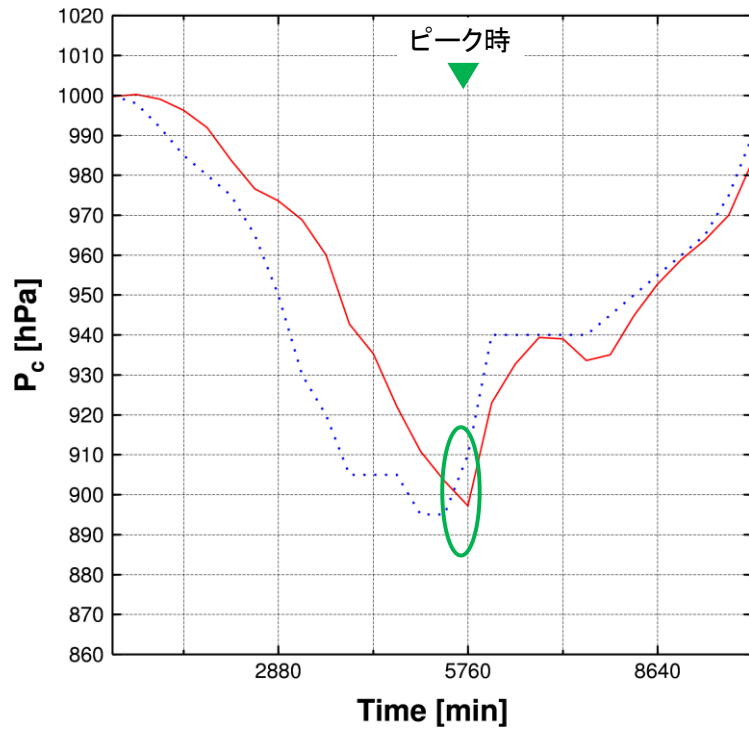


図-3.2.8 台風 1330 号の  $P_c$  の時系列 (赤線：高解像度台風モデルの結果，青点線：気象庁ベストトラック)，緑円はモデル内のピーク時を示す

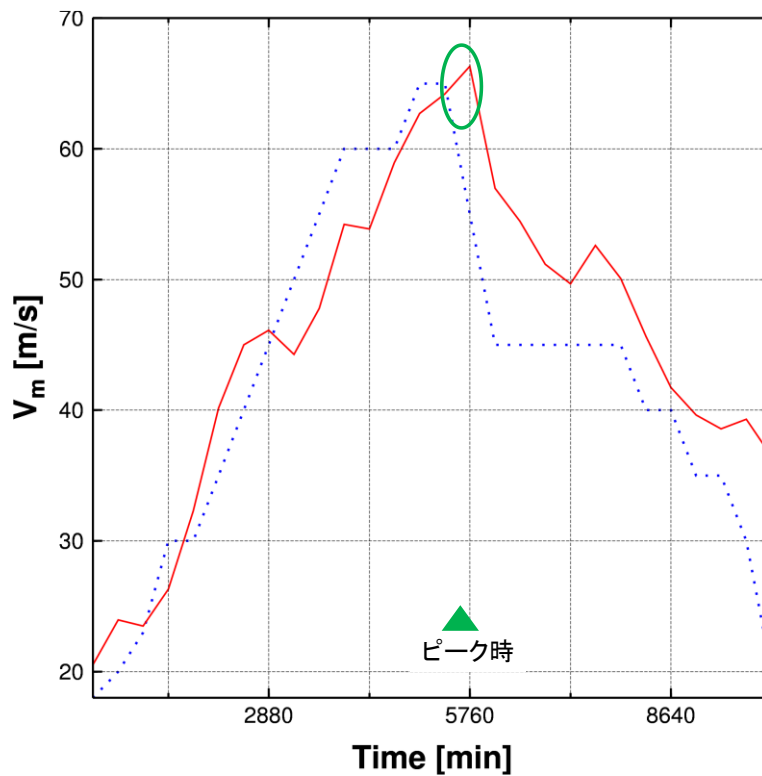


図-3.2.9 台風 1330 号の  $V_m$  の時系列 (赤線：高解像度台風モデルの結果，青点線：気象庁ベストトラック)，緑円はモデル内のピーク時を示す

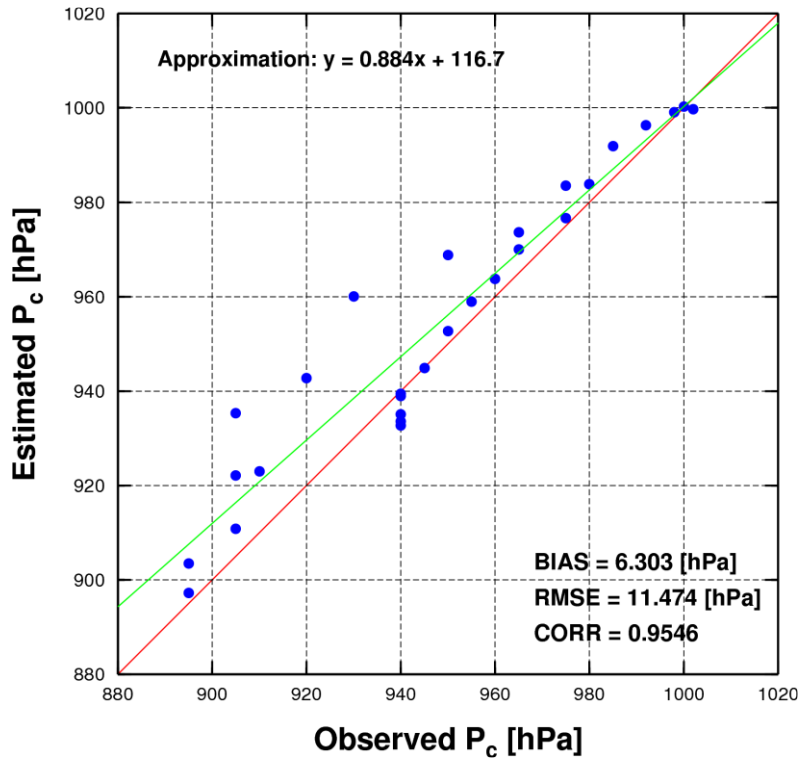


図-3.2.10 台風 1330 号の  $P_c$  の観測値（気象庁ベストトラック）とモデルによる計算値の散布図

(2) 台風 1330 号による高潮の再現実験

台風 0918 号と同様に高潮計算の際には、台風中心気圧データを経験的台風モデルに入力し、得られた台風気象場を外力とすることで高潮モデルを用いて三河湾における高潮の再現計算を実施する。台風 1330 号では最大風速半径の値を河合ら (2014) に倣って 30 km に固定する。台風進行速度については、経度方向に  $-0.3375^\circ/\text{h}$ 、緯度方向に  $0.075^\circ/\text{h}$  に設定し、計算期間において一定とする (表-3.2.3)。高潮モデルの計算期間に関しては、2013 年 11 月 7 日 0 時 UTC から台風上陸後の 2013 年 11 月 9 日 0 時 UTC までの 2 日間とした。また、計算領域は図-3.2.11 に示す通りであり、計算時間ステップは 1 秒間隔としており、その他の計算設定については台風 0918 号の設定と同じである (表-3.2.4)。対象とするレイテ湾はおよそ 10 m から 20 m 程度の水深で、遠浅の地形のため、高潮による潮位が上昇しやすい条件となっている。この事例については側面境界条件として、潮汐モデル NAO の出力値 (天文潮位) を 15 分間隔毎に入力する。

図-3.2.12 は台風 1330 号によってレイテ湾において発生した潮位偏差の分布図である。最も甚大な被害となったタクロバンはレイテ湾内のサンペドロ湾最奥に位置している。フィリピンでは、台風 1330 号の接近に伴い観測機器が破損したため、リアルタイムな観測値は存在せず、後日、土木学会・フィリピン土木学会合同台風 30

号高潮災害調査グループ（2013）によって行われた現地調査による痕跡高データ（Tajima et al., 2014）を本研究の観測値として用いる（図-3.2.12 中の青点は観測点を示す）。タクロバンにおける最大潮位偏差の計算結果が 6.09 m となったのに対して、観測値では 6.2 m と報告されており、高精度に高潮を表現できていることと判断できる。図-3.2.13 はレイテ湾全体を囲むように選定した 13 地点の観測値とモデルによる潮位偏差の計算値との散布図である。バイアス誤差は 0.44 m, RMS 誤差は 0.9 m となっており、6 m を超える大きな潮位偏差も、2 m 程度の比較的小さい潮位偏差もともに高精度に再現できている。相関係数は 0.87 と高いことからタクロバン以外の地点についても潮位偏差を高精度に表現できていると判断できる。

表-3.2.3 台風 1330 号に対する経験的台風モデルの計算設定

台風1330号	設定値
中心気圧	高解像度台風モデルによって計算される出力値
入力間隔	15分間隔
最大風速半径	30km
台風進行速度	経度方向:-0.3375° /h
	緯度方向:0.075° /h

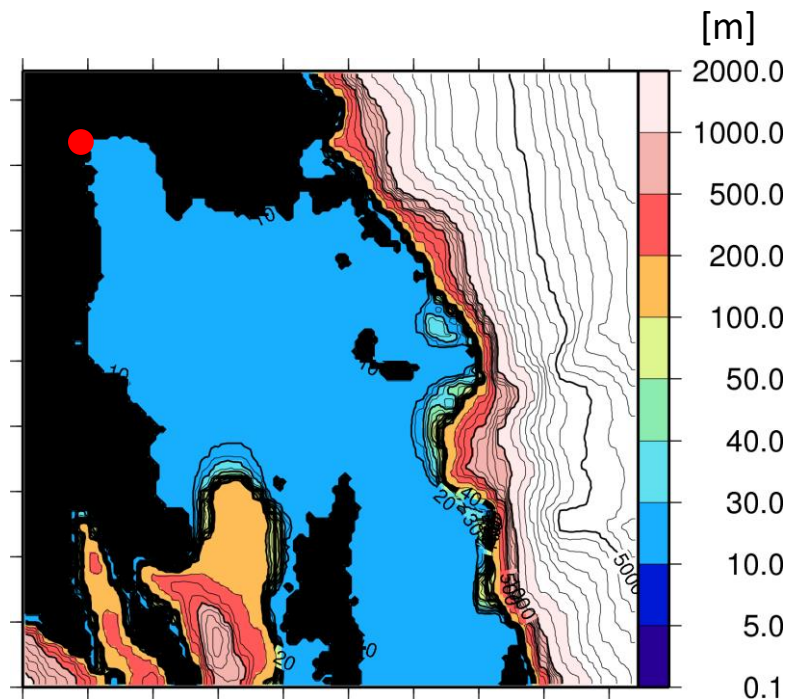


図-3.2.11 台風 1330 号による高潮に対する高潮モデルの計算領域  
赤点：タクロバン

表-3.2.4 台風 1330 号による高潮に対する高潮モデルの計算設定

対象台風	2013年台風30号 (Haiyan)
対象時間	2013年11月7日0時UTC-2013年11月9日0時UTC
水平解像度	1km
時間間隔	1秒
鉛直解像度	1層
海底地形	海底地形: ETOPO1 (1分×1分格子)
	海岸線: USGS Landuse (30秒×30秒格子)
初期条件	ゼロ値 (u=0, v=0, h=0)
気象外力	経験的台風モデルによる気象場 気象庁ベストトラックによる台風進路データ
境界条件	潮汐モデルNAO (15分間隔)

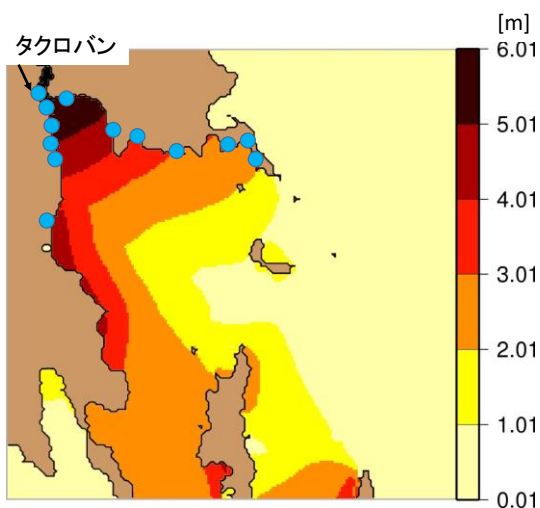


図-3.2.12 台風 1330 号による潮位偏差の分布図，青点は精度検証に用いた 13 地点

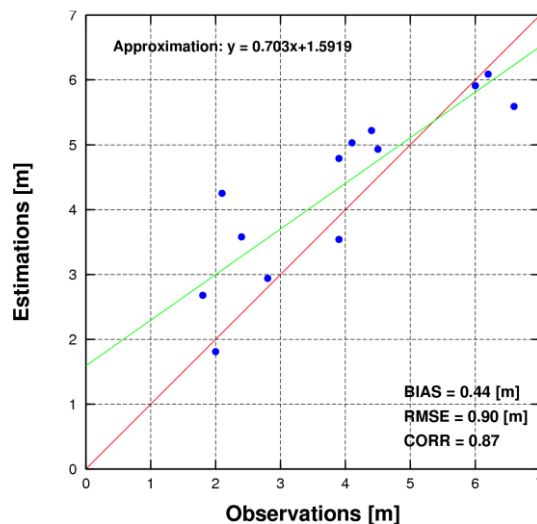


図-3.2.13 台風 1330 号による潮位偏差の観測値（痕跡高データ）と計算値の散布図

### 3.3 台風強度に関する擬似温暖化実験

前節までの再現実験を基準計算 (CNTRL) として、台風の強度および高潮に対する擬似温暖化実験を行う。まず擬似温暖化実験によって、台風 0918 号と台風 1330 号に対して、現在気候からの将来変化を評価する。本研究ではそれに加えて、使用する温暖化シナリオや全球気候モデルによって、台風強度に与える将来変化の違いを評価することで、台風強度の将来変化に関する不確実性についても議論する。つまり、擬似温暖化実験としては、①温暖化シナリオ (SRES) 毎の擬似温暖化実験、②全球気候モデル (GCM) 毎の擬似温暖化実験の 2 種類のアンサンブル擬似温暖化実験を行う (表-3.3.1)。

まず①の温暖化シナリオ毎の擬似温暖化実験であるが、本研究では、第 2 章で紹介した CMIP3 が提供する GCM の一種である英国 Hadley Centre Coupled Model, version 3 (HadCM3) による B1 シナリオ, A1B シナリオ, A2 シナリオの 2000 年から 2100 年までの各年の月平均場を用いて、温暖化気候差分  $\Delta G$  が計算される。これらの物理量に関する将来気候下の月毎の  $\Delta G$  の算出に使用する気象要素は、下端 1000 hPa から上端 70 hPa までの、気温、ジオポテンシャル高度、相対湿度、海水面温度、および、地表面気圧であり、HadCM3 の解像度である  $2.5^\circ \times 3.75^\circ$  メッシュで構成される。この計算では 2000 年から 2009 年までの 10 年間を現在気候と定義し、2030 年, 2060 年および 2090 年の 1 月から 2039 年, 2069 年および 2099 年の 12 月までのそれぞれの 10 年間を将来気候と定義する (表-3.3.1 (a))。したがって、考慮するシナリオ総数は 3 シナリオ (A2, A1B および B1) の 3 年代 (2030 年代, 2060 年代および 2090 年代) の計 9 ケースである。将来気候と現在気候の差分を取る (詳細は第 2 章 5 節, 式 (2.5.1) および式 (2.5.2)) により求められた  $\Delta G$  を 2009 年および 2013 年の現在気候の気候場 (NCEP FNL データ) に加算することにより、擬似温暖化実験のための将来気候における擬似温暖化気象データを求めることができる。その際、NCEP FNL データの水平解像度 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) に空間内挿し、計算を行う。

続いて②の全球気候モデル毎に行う擬似温暖化実験については、温暖化シナリオを A1B シナリオの 1 つに固定し、入力するデータをそれぞれの全球気候モデル (表-3.3.1 (b) および表-3.3.2) から計算されたものを使用して台風、高潮の計算を行うものである。この計算では、2000 年から 2009 年の 10 年間を現在気候と定義し、2090 年から 2099 年の 10 年間を将来気候と定義する。尚、使用する GCM は 15 種類存在するため、それぞれのデータを用いた計 15 ケースの計算を行う。温暖化気候差分  $\Delta G$  の求め方については①の場合と同じである。全球気候モデルはそれぞれに異なる水平解像度 (単位は degree) を持っているため、ベースとなる NCEP FNL データの水平解像度 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) に空間内挿し、計算を行う。

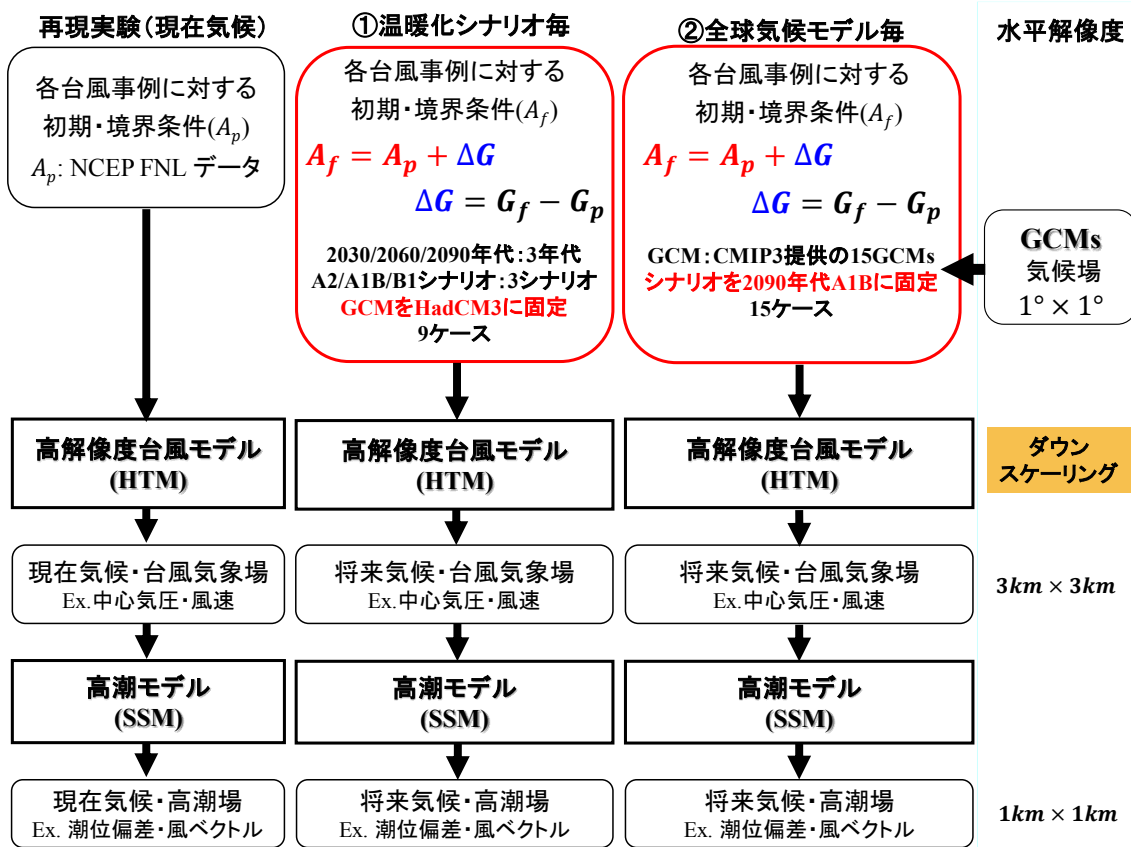


図-3.3.1 擬似温暖化実験の計算フロー

表-3.3.1 擬似温暖化実験に使用した (a)温暖化シナリオ (SRES) と (b)全球気候モデル (GCM) の一覧

(a) 温暖化シナリオ (SRES)	(b) 全球気候モデル (GCM)
A2シナリオ 2090年代	BCCR_BCM2_0
A1Bシナリオ 2090年代	CNRM_CM3
B1シナリオ 2090年代	CSIRO_MK3_0
A2シナリオ 2060年代	CSIRO_MK3_5
A1Bシナリオ 2060年代	GFDL_CM2_0
B1シナリオ 2060年代	GFDL_CM2_1
A2シナリオ 2030年代	IAP_FGOALS1_0_G
A1Bシナリオ 2030年代	INMCM3_0
B1シナリオ 2030年代	MIROC3_2_HIRES
	MIROC3_2_MEDRES
	MPI_ECHAM5
	MRI_CGCM2_3_2A
	NCAR_CCSM3_0
	UKMO_HadCM3
	UKMO_HadGEM1

表-3.3.2 擬似温暖化実験に使用した CMIP3 提供の GCM 一覧 (A1B シナリオ)

	Horizontal resolution		Modeling Center	Institution
	Lat. (degree)	Lon. (degree)		
BCCR-BCM2.0	1.9	1.9	BCCR	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway
CNRM-CM3	1.9	1.9	CNRM	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France
CSIRO-MK3.0	1.9	1.9	CSIRO	CSIRO Atmospheric Research, Australia
CSIRO-MK3.5	1.9	1.9	CSIRO	
GFDL-CM2.0	2.0	2.5	GFDL	U.S. Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA
GFDL_CM2.1	2.0	2.5	GFDL	
IAP-FGOALS1.0G	2.8	2.8	IAP	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, China
INMCM3.0	4.0	5.0	INM	Institute for Numerical Mathematics, Russia
MIROC3.2-HIRES	1.1	1.1	MIROC	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan
MIROC3.2-MEDRES	2.8	2.8	MIROC	
MPI-ECHAM5	1.9	1.9	MPI	Max Planck Institute for Meteorology, Germany
MRI-CGCM2.3.2A	2.8	2.8	MRI	Meteorological Research Institute, Japan
NCAR-CCSM3.0	1.4	1.4	NCAR	National Center for Atmospheric Research, USA
UKMO-HADCM3	2.75	3.75	MOHC	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK
UKMO-HADGEM1	1.25	1.875	MOHC	

### 3.3.1 台風 0918 号の強度に関する擬似温暖化実験

まず、亜熱帯域から中緯度域を移動した台風0918号に対するSRES毎およびGCM毎の2種類のアンサンブル擬似温暖化実験について議論する (図-3.3.2, 図-3.3.3)。

台風0918号のピーク時 (8640 min) における, SRES毎およびGCM毎の $P_c$ の平均値は,それぞれ902.3 hPaおよび887.6 hPaとなった. その将来変化は, CNTRL (907.7 hPa) に比べ, -5.4 hPaおよび-20.1 hPaとなり, どちらの計算も台風強度は強化され, 特にGCM毎において大幅に強化される結果となった. この海域においては, A1Bの2090年代の台風はより強化される可能性が高いと考えられる. 一方で, ピーク時における $P_c$ の標準偏差は, SRES毎で18.8 hPa, GCM毎で20.1 hPaとなり, 若干ではあるがGCM間のばらつきの方が大きいといえる. ただし, いずれの計算においても, その

不確実性は将来変化と同等かそれ以上に大きいことに注意を要する。

次に、台風 0918 号の日本列島への上陸時 (12720 min) における、SRES 毎および GCM 毎の  $P_c$  の平均値は、それぞれ 948.9 hPa および 952.2 hPa となった。その将来変化は、現在気候実験 (以降 CNTRL) の値 (953.5 hPa) と比較してそれぞれ -4.6 hPa および -1.3 hPa となり、どちらも上陸時の台風強度は増大する傾向を示している。将来気候下においては、ピーク時 (8640 min) に比べてその将来変化は小さいものの、日本付近に接近上陸する時刻においても強度が増加する恐れがある。また、上陸時の  $P_c$  の標準偏差は、SRES 毎で 7.8 hPa、GCM 毎で 10.3 hPa であり、GCM 間のばらつきの方が大きい傾向を示している。またいずれの計算においてもピーク時の不確実性に比べて上陸時の不確実性は抑制される傾向にあるが、その大きさは将来変化量よりも大きい結果となった。

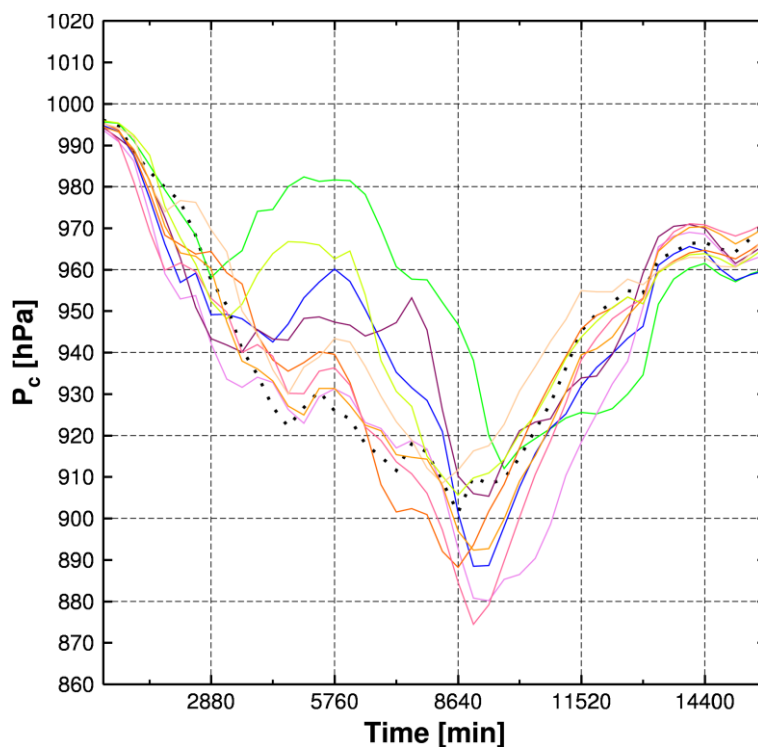


図-3.3.2 SRES 毎の擬似温暖化実験による台風 0918 号の  $P_c$  の時系列  
(点線：現在気候実験，実線は表-3.3.1 (a)に対応)



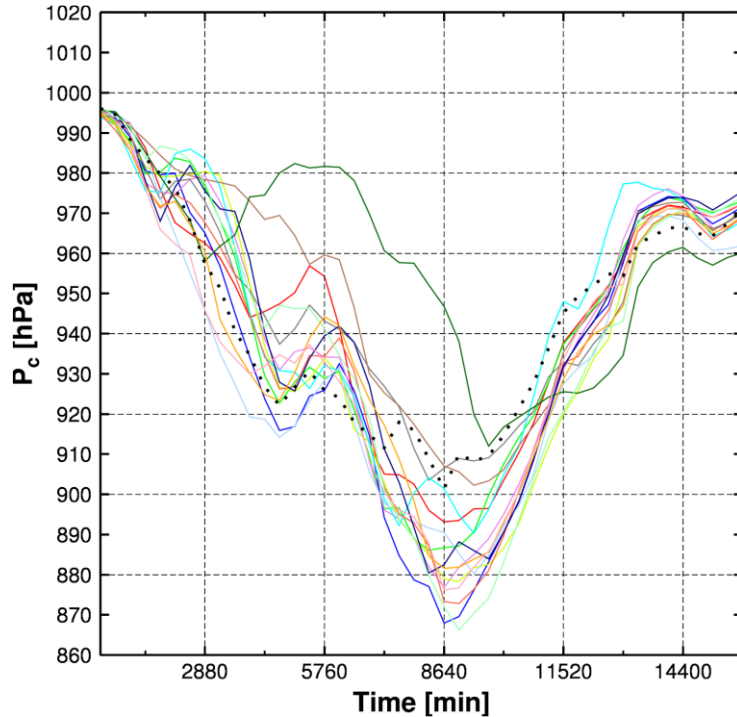


図-3.3.3 GCM 毎の擬似温暖化実験による台風 0918 号の  $P_c$  の時系列  
(点線 : CNTRL, 実線は表-3.3.1 (b) に対応)

### 3.3.2 台風 1330 号の強度に関する擬似温暖化実験

続いて熱帯域を移動した台風 1330 号に対する SRES 毎および GCM 毎の 2 種類のアンサンブル擬似温暖化実験について議論する (図-3.3.4, 図-3.3.5).

まず, SRES 毎および GCM 毎のピーク時 (5610 min) における  $P_c$  の平均値は, それぞれ 900.8 hPa および 905.0 hPa となり, その将来変化は, CNTRL (897.1 hPa) に対して +3.7 hPa および +7.9 hPa となり, どちらも現在気候に比べて台風強度が若干弱化する傾向を示した. ただ, 上陸時 (5760 min) には, それぞれ 906.3 hPa と 907.5 hPa となり, CNTRL に比べて若干強化される傾向を示しており, この海域においては台風強度の将来変化はごく小さいと見なすことができる. この原因として, 吉野ら (2015) が指摘するように, 海水面温度が上昇すること以上に, 上部対流圏温度が (300 hPa 高度の気温) 上昇し, 成層が安定化することが要因であると考えられる. 一方で, そのばらつきを示す標準偏差は, SRES 毎および GCM 毎のピーク時 (上陸時) でそれぞれ 5.89 hPa (4.30 hPa) および 9.47 hPa (9.39 hPa) となり, SRES 毎の不確実性に比べ, GCM 毎の不確実性の方が約 1.6 倍 (2.2 倍) 大きい結果となった. 台風 0918 号のケースと同様に, 温暖化シナリオや年代の違いによる影響に比べて, GCM の違いによる影響の方が大きいと考えられる. また, いずれの計算においても台風の急発達時からピーク時までの期間で不確実性は拡大する傾向にあり, 上陸時以降は不確実性が抑制される傾向にあることが特徴的である.

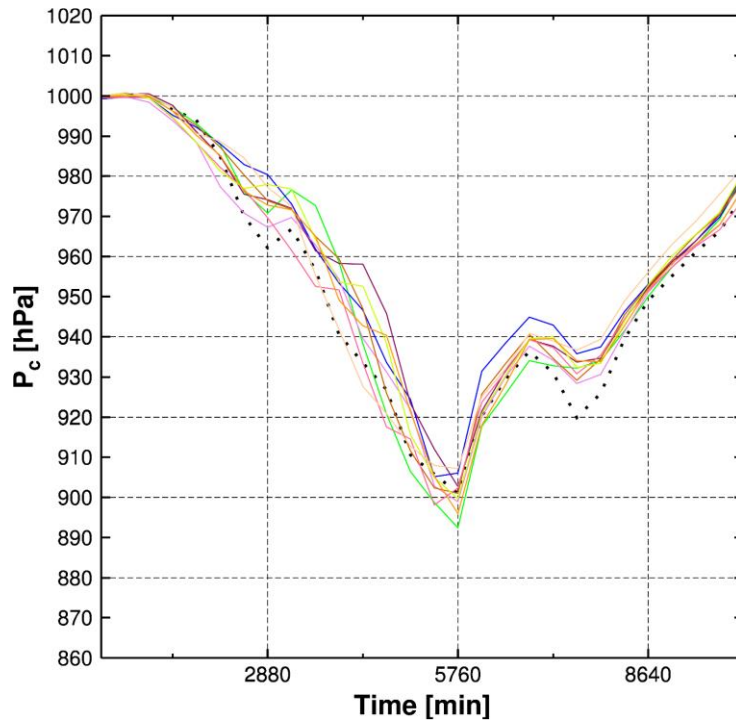


図-3.3.4 SRES 毎の擬似温暖化実験による台風 1330 号の  $P_c$  の時系列  
(点線：CNTRL，実線は表-3.3.1 (a)に対応)

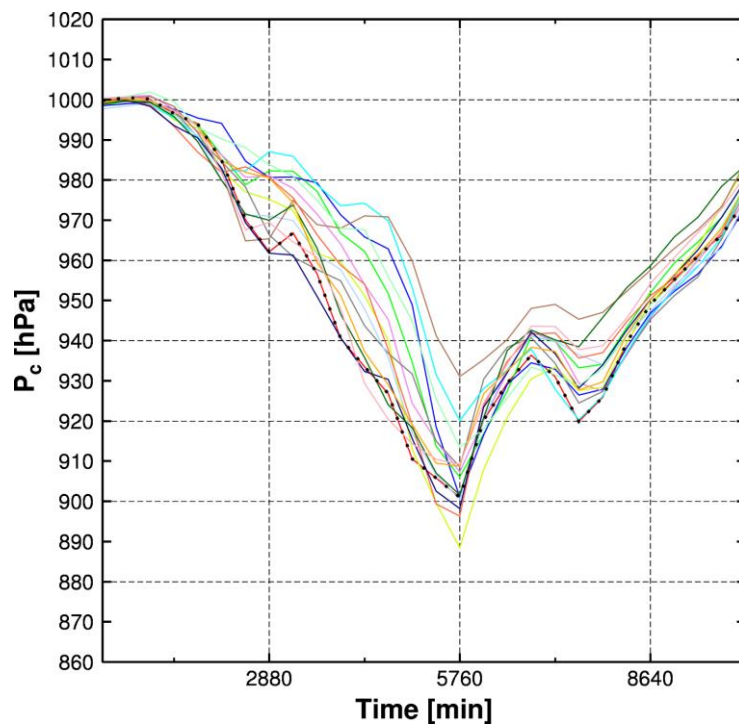


図-3.3.5 GCM 毎の擬似温暖化実験による台風 1330 号の  $P_c$  の時系列  
(点線：CNTRL，実線は表-3.3.1 (b)に対応)

### 3.3.3 台風強度に対する将来変化と不確実性の要因分析

前節までの擬似温暖化実験の結果より、現在気候で猛烈な台風に関しては、海水面温度の上昇とともに上部対流圏（200 hPa–300 hPa）の気温が上昇するために、特に台風 1330 号ではピーク強度はそれほど増大しないことが確認された。同様の傾向は吉野ら（2015）においても指摘されており、猛烈な台風に限定すれば温暖化が最も緩やかに進行する B1 シナリオで最も強度の増加量が大きいと報告している。しかしながら、将来気候実験に用いるデータ元の GCM が各パラメータにどのような不確実性を有しているかについては定量的な評価が行われていない。本節では、CMIP3 が提供する計 15 種類の GCM（SRES A1B シナリオの 2090 年代）が出力する計 4 種類のパラメータ（海水面温度、気温、風速および相対湿度）のうち、どのパラメータの将来変化が台風強度の将来変化の主要因となり、また不確実性の主要因となっているのかを解明するため、台風 1330 号を対象としてアンサンブル感度実験を行った結果をまとめる。

#### (1) 温暖化気候差分の比較

詳細な数値計算結果の前に、台風 1330 号の上陸直前の最寄り格子点（東経 128.0°、北緯 10.0°）における、SRES A1B における 2090 年代 11 月の月平均温暖化気候差分（海水面温度 SST、気温 T、風速 UV および相対湿度 RH）の鉛直分布と GCM 間のばらつきについて比較する。

図-3.3.6 は、全 15 種類の GCM の SST と T の温暖化気候差分の鉛直プロファイルを示す。また図-3.3.7 は SST と T の温暖化気候差分のアンサンブル平均と標準偏差の鉛直プロファイルを示す。SST の将来変化については、フィリピン周辺で概ね+1.0 K から+1.3 K の上昇が見込まれ（図-3.3.6）、それらの標準偏差は 0.36 K となった。SST の上昇は、台風内部へのエネルギー供給が促進されるため、台風強度を強める方向に働くことを意味している（Bister and Emanuel, 2002；吉野ら, 2015）。また、T の将来変化については、上部対流圏（250 hPa 付近）でピークとなり、将来気候下には+3.5 K から+7.0 K の上昇と予測されている（図-3.3.6）。また標準偏差は 1.15 K となり、SST に比べてばらつきが約 3 倍大きいことが特徴的といえる（図-3.3.7）。このような上部対流圏の気温上昇は、対流圏内の成層を安定化させる働きがあり、結果として台風強度を弱める方向に働くものと考えられる（Bister and Emanuel, 2002；吉野ら, 2015）。さらに上空の下部成層圏付近（50 hPa 付近）では、T の将来変化は-3.5 K から-0.5 K と減少傾向に転じている。このような下部成層圏の気温低下は MPI 理論より、台風強度を強めるように作用するものと考えられる（Bister and Emanuel, 2002；吉野ら, 2015）。

図-3.3.8 は、全 15 種類の GCM の風速 UV の温暖化気候差分の鉛直プロファイル

を示す。また図-3.3.9 は UV の温暖化気候差分のアンサンブル平均と標準偏差の鉛直プロファイルを示す。UV の将来変化は GCM によって傾向が大きく異なり、全体的に風速が低下するものもあれば増加するものもある (図-3.3.8)。また対流圏界面全層にわたってばらつきが大きいのも特徴である。またばらつきは上層ほど顕著であり、対流圏界面付近(150 hPa 付近)の標準偏差は 2.12 m/s となっている(図-3.3.9)。UV の将来変化の結果として、風の鉛直シアーの変化に繋がり、風の鉛直シアーが強まると台風強度は弱まることになると考えられる。このような UV の不確実性は、台風強度の不確実性を強める方向に働くことが推測される。

最後に図-3.3.10 は、全 15 種類の GCM の相対湿度 RH の温暖化気候差分の鉛直プロファイルを示しており、図-3.3.11 は RH の温暖化気候差分のアンサンブル平均と標準偏差の鉛直プロファイルを示している。全体的に対流圏全層で RH は増加しており、湿潤化する傾向が見て取れる(図-3.3.10)。対流圏中層での RH の将来変化は -10% から +20% の範囲を取り、最もばらつきが小さいとみられる 600 hPa 付近であっても標準偏差 6.62% と比較的大きい(図-3.3.11)。このような対流圏の湿潤化は、換気効果に伴う低相当温位空気の流入を抑制することに繋がり、台風を強める方向に作用すると考えられる。また、対流圏下層(大気境界層)の湿潤化は、海面におけるエントロピーフラックスを減少させるため、台風強度を弱める方向に働く。したがって、RH の将来変化もまた台風強度の将来変化や不確実性に影響するものと考えられる。

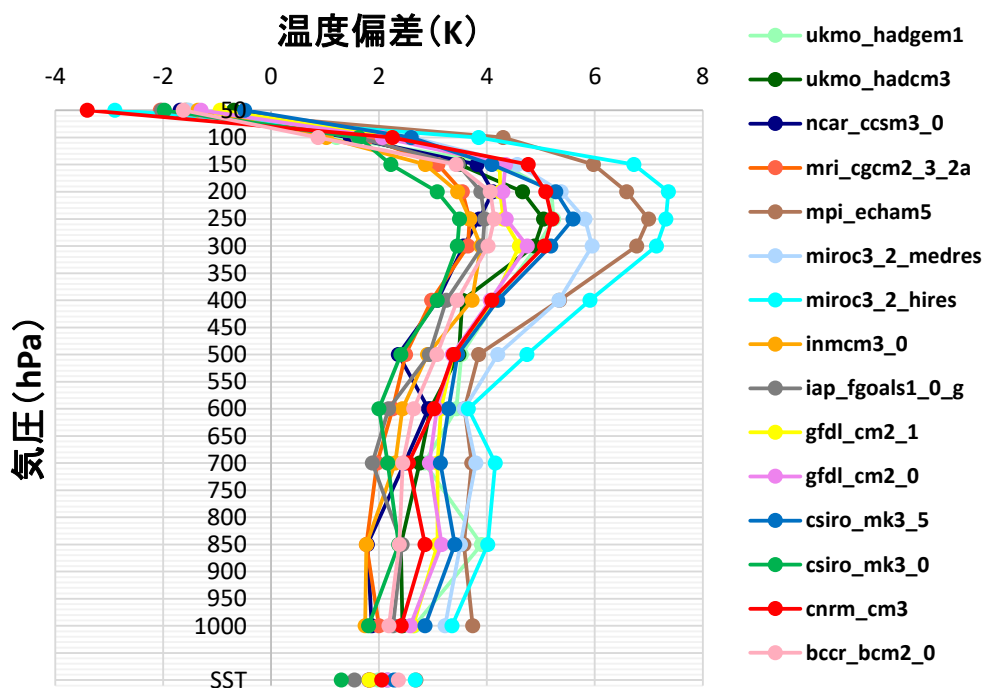


図-3.3.6 東経 128.0°，北緯 10.0° における海水面温度 SST と気温 T の将来変化 (線色は表-3.3.1 (b) に対応)

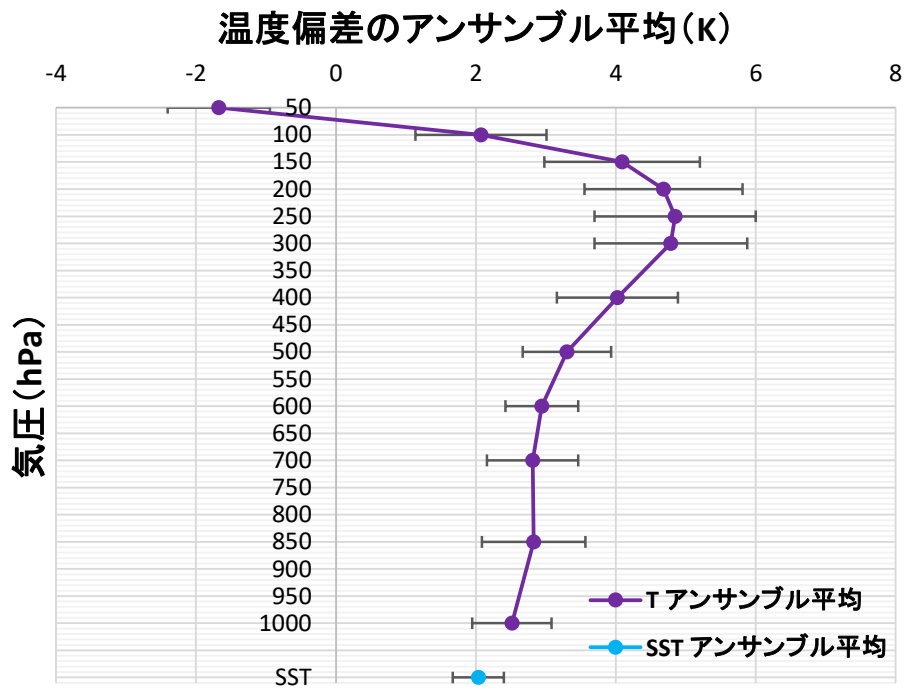


図-3.3.7 気温と海面温度（最下段）の温暖化気候差分のアンサンブル平均と標準偏差

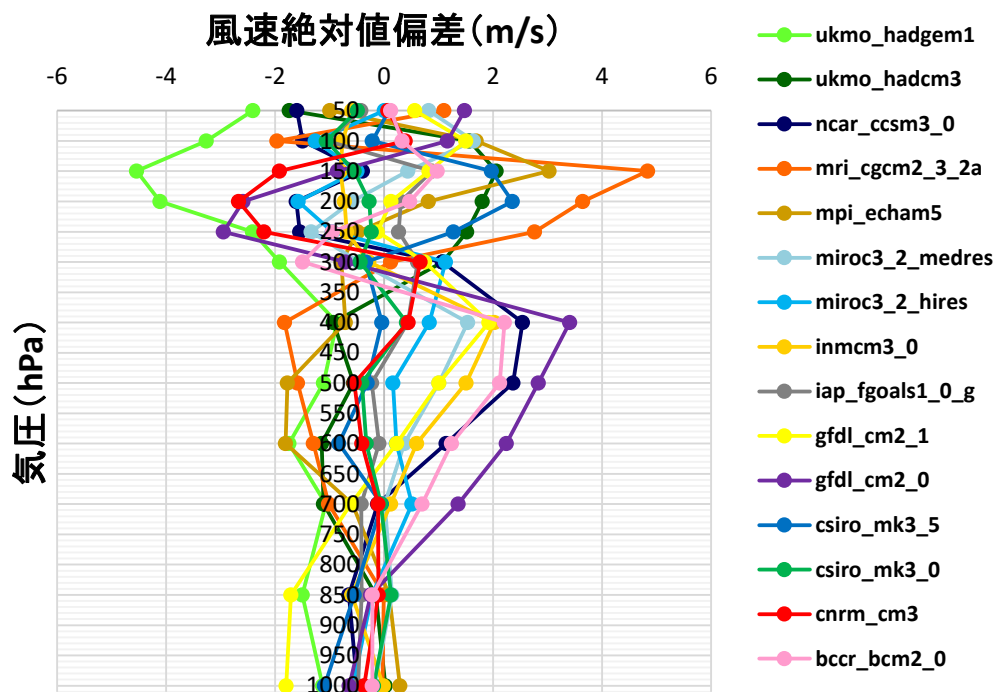


図-3.3.8 東経 128.0° ，北緯 10.0° における風速 UV の将来変化  
(線色は表-3.3.1 (b)に対応)

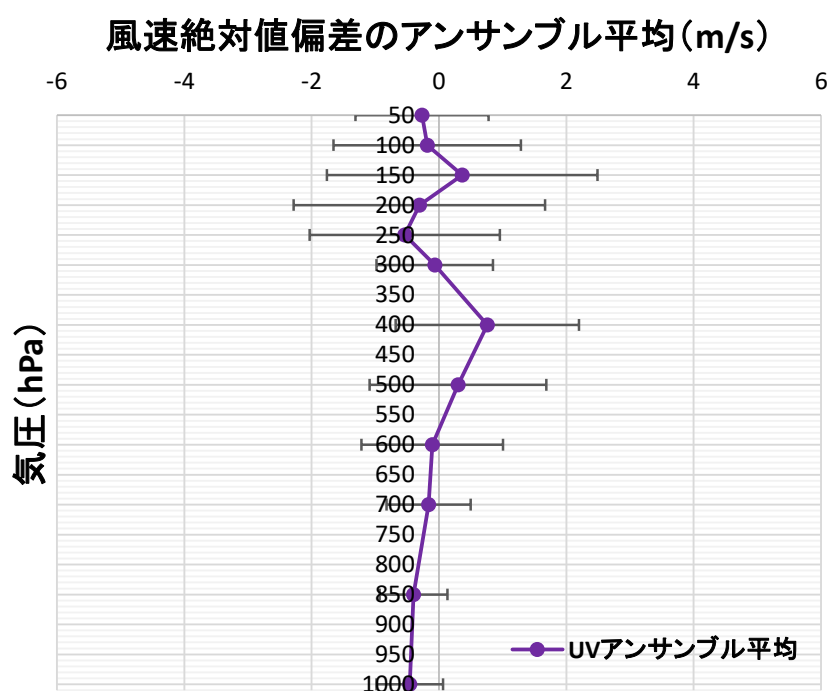


図-3.3.9 気温と海面温度（最下段）の温暖化気候差分のアンサンブル平均と標準偏差

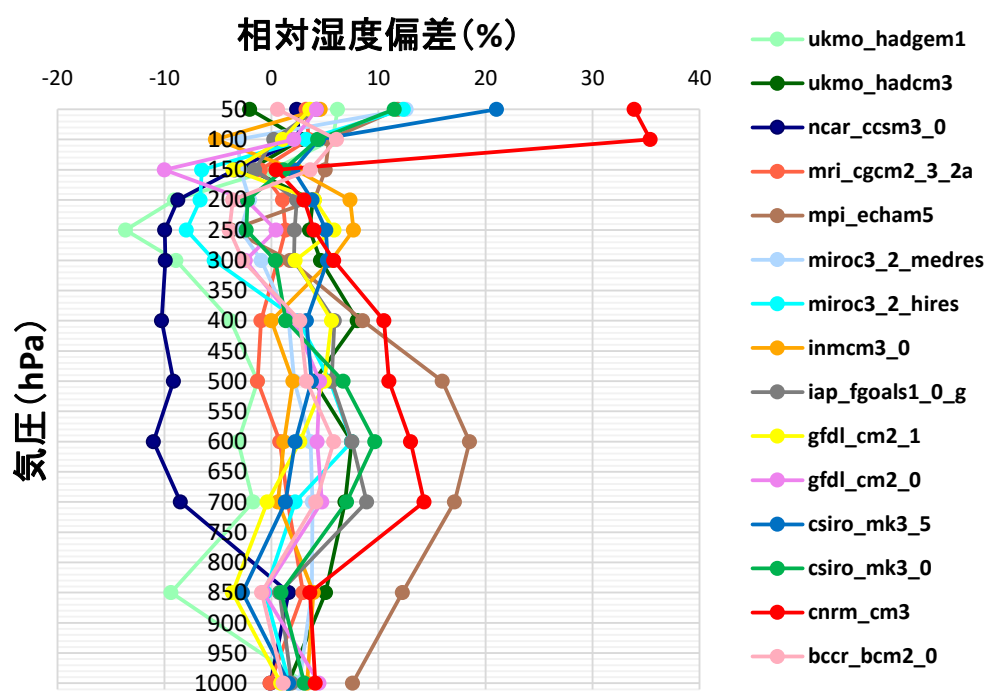


図-3.3.10 東経 128.0° , 北緯 10.0° における相対湿度 RH の将来変化（線色は表-3.3.1 (b)に対応）

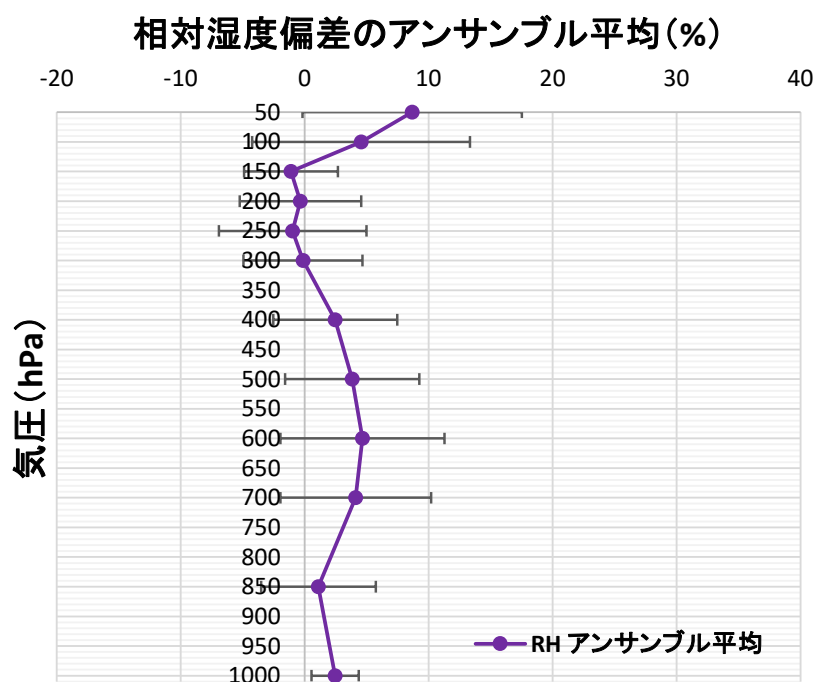


図-3.3.11 相対湿度 RH の温暖化気候差分のアンサンブル平均と標準偏差

(2) 台風強度の将来変化に対する温暖化気候差分の影響量分析

続いて、台風 1330 号の台風強度（ここでは最低中心気圧の平均値）の将来変化の主要因と、その不確実性について感度実験を行った結果について述べる。感度実験には、現在気候実験結果を基準計算として (CNTRL)，さらに通常の擬似温暖化実験 (ALL) の結果と、各種の温暖化気候差分データ（海水面温度，気温，風速，および，相対湿度）のうち，それぞれ 1 種類ずつを初期・境界条件として加算した場合の結果を比較することで，将来気候下における各パラメータの変化が台風強度にもたらす影響を確認する。入力条件は，現在気候データに SST のみを加えたもの (CNTRL+SST)，T のみを加えたもの (CNTRL+T)，UV のみを加えたもの (CNTRL+UV)，および RH のみを加えたもの (CNTRL+RH) の 4 種類で評価した。

図-3.3.12 は CNTRL+SST を入力・境界条件として，将来気候下における SST の変化が台風強度にもたらす影響をみる。P<sub>c</sub>の平均値は 877.5 hPa となり，その標準偏差は 6.82 hPa となった。CNTRL の P<sub>c</sub> (897.1 hPa) に比べて-19.6 hPa の強度増大となった。将来気候下における SST の上昇が台風を強めた結果といえる。SST の上昇は海面からのエントロピーフラックスを増大させ，台風内部へのエネルギー供給を促進させることになる。

次に，温暖化気候差分のうち，気温 (T) のみを初期・境界条件として加算することで将来気候下における気温の変化が台風強度にもたらす影響をみる (CNTRL+T)。図-3.3.13 は，CNTRL+T による台風 1330 号の P<sub>c</sub> (実線) と CNTRL (点線) の P<sub>c</sub> の

時系列を示す。ピーク時の  $P_c$  の平均は 942.6 hPa, その標準偏差は 7.82 hPa となった。現在気候の再現結果のピーク時の  $P_c$  である 897.1 hPa に比べて約+45 hPa の差が生じ, 温暖化による気温の昇温は, 台風強度を大幅に弱めることが明らかとなった。 $P_c$  だけを見れば, SST による強化 (約-20hPa) よりも T による弱化 (約+45hPa) の方が大きな影響を持っており, 擬似温暖化実験によって台風強度を弱めることになったと考えられる。また, 標準偏差を比較すると SST よりも T の方が大きく, さらに T の影響は GCM 間で大きな差があることから, 将来変化量に加えて不確実性も大きいものと予想される。

続いて, 温暖化気候差分の 1 つである風速 (UV) のみを初期・境界条件として加算することで将来気候下における風速の変化が台風強度にもたらす影響を確認する (CNTRL+UV)。図-3.3.14 は, CNTRL+UV による台風 1330 号の  $P_c$  (実線) と CNTRL (点線) を示し, ピーク時の  $P_c$  の平均値は 904.4 hPa, その標準偏差は 9.04 hPa と他の 3 つのパラメータの中で最大の値となった。現在気候の再現結果のピーク時の  $P_c$  が 897.1 hPa であることから, 平均的に見れば将来気候下の風速変化は台風を若干弱める方向で作用すると考えられるが, SST や T と比べるとその影響はかなり小さい。ただ, GCM 間のばらつきは SST や T に比べて大きく, ケースによっては大幅に弱化していることから, 不確実性は大きいと考えられる。

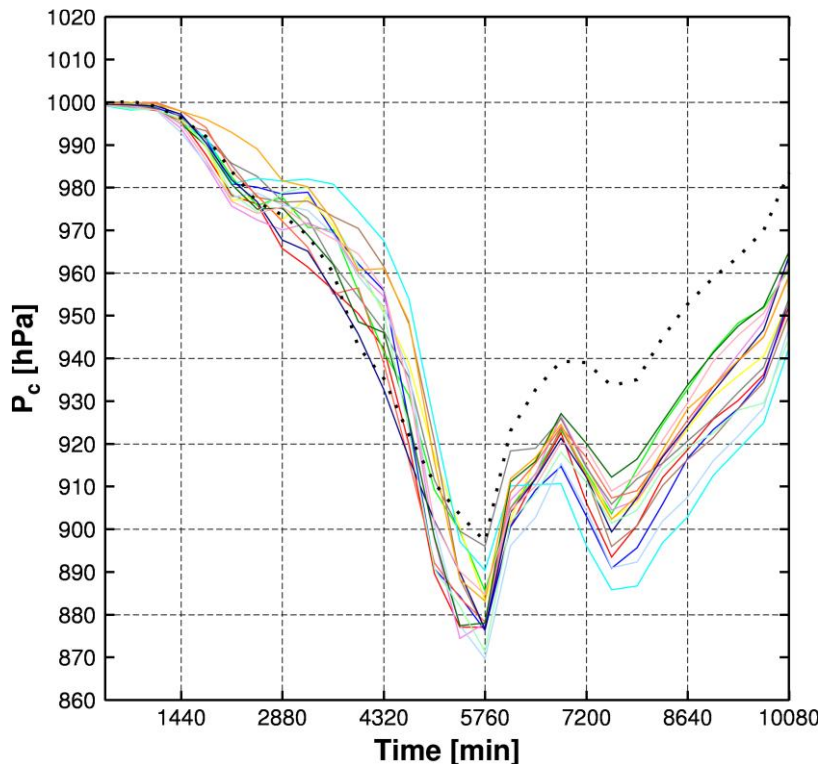


図-3.3.12 計 15 種類の GCM の感度実験 CNTRL+SST による  $P_c$  の時系列  
(点線 : CNTRL, 実線 : 表-3.3.1 (b) と対応)



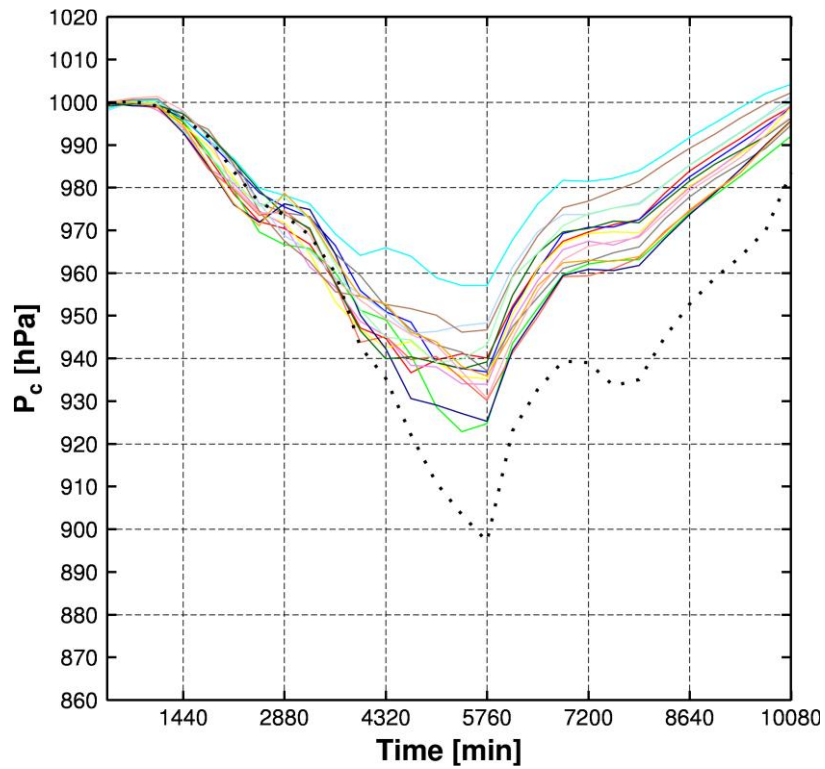


図-3.3.13 計 15 種類の GCM の感度実験 CNTRL+T による  $P_c$  の時系列  
 (点線 : CNTRL, 実線 : 表-3.3.1 (b) と対応)

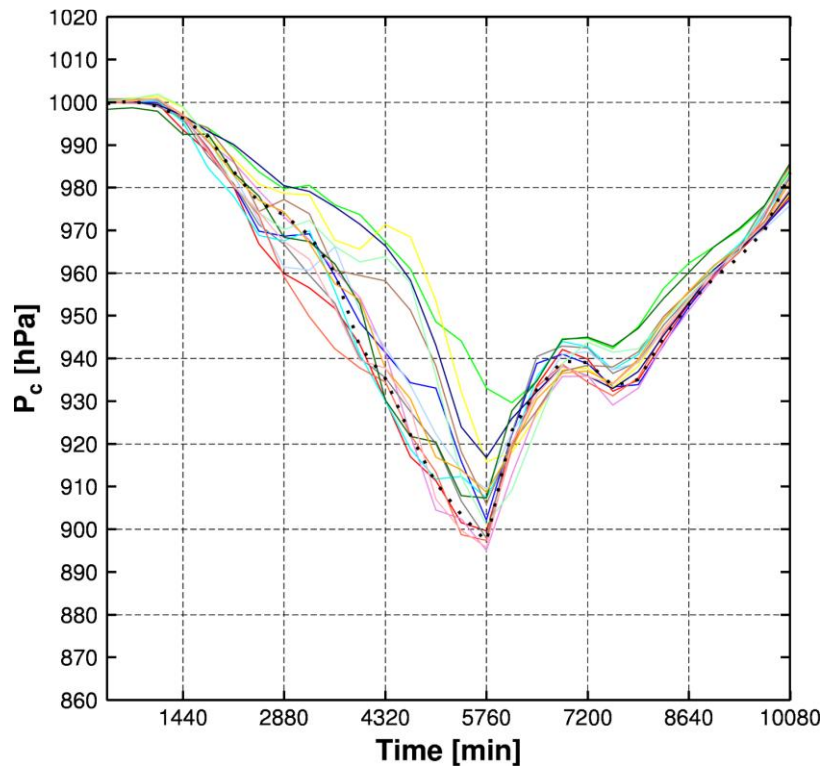
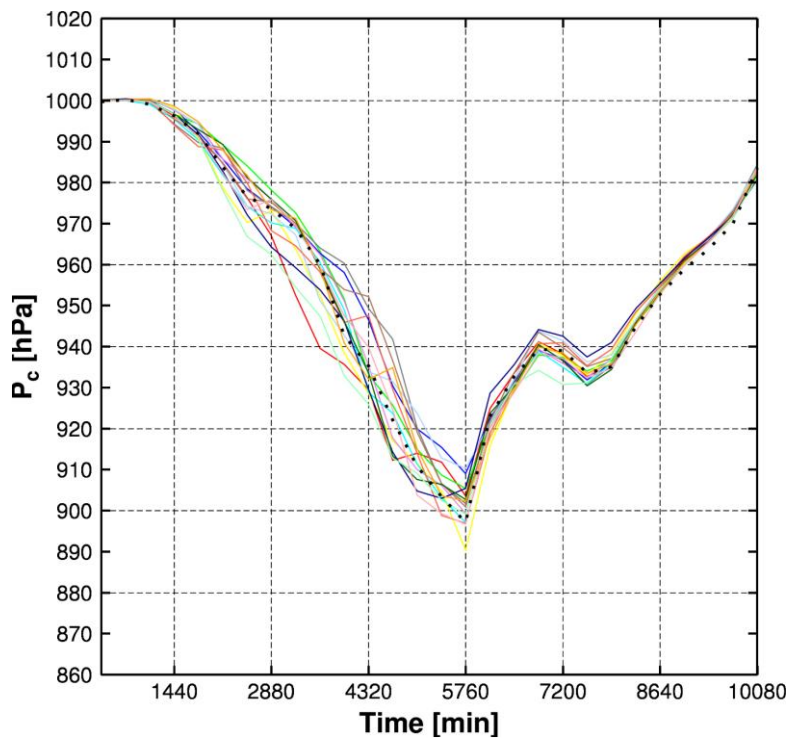


図-3.3.14 計 15 種類の GCM の感度実験 CNTRL+UV による  $P_c$  の時系列  
 (点線 : CNTRL, 実線 : 表-3.3.1 (b) と対応)

最後に各種の温暖化気候差分データ（海水面温度、気温、風速、および、相対湿度）のうち、相対湿度（RH）のみを初期・境界条件として加算することで将来気候下における相対湿度の変化が台風強度にもたらす影響をみる（CNTRL+RH）。**図-3.3.15**は、CNTRL+RHによる台風1330号の $P_c$ （実線）とCNTRL（点線）の時系列を示し、ピーク時の $P_c$ の平均値は898.5 hPa、その標準偏差は5.36 hPaとなった。現在気候の再現結果のピーク時の $P_c$ が897.1 hPaと比べてほぼ同等の結果となった。このことは、相対湿度の将来変化は台風強度にほとんど影響していないことを意味している。RHの標準偏差についても、他の3つのパラメータ（SST、TおよびUV）の標準偏差に比べて小さく、RHの将来変化は擬似温暖化実験（ALL）による不確実性には貢献していないことが明らかとなった。

以上、SST、T、UV、および、RHの温暖化気候差分データを加算した感度実験の結果、SSTは台風を強めるように、Tは台風を弱めるように作用することが明らかとなった。また、UVはケースによっては大きく台風を弱める傾向にあり不確実性の要因となっているが、RHは平均的には台風を少し強めるように作用するが、ケース間の差は小さく不確実性の要因とはならないことが明らかとなった。



**図-3.3.15** 計15種類のGCMの感度実験CNTRL+RHによる $P_c$ の時系列  
（点線：CNTRL，実線：表-3.3.1 (b)と対応）

### (3) 台風強度の将来変化の不確実性の分析

CMIP3 提供の 15 種類 (A1B シナリオ) の GCM の違いが生み出す不確実性の原因を究明することを目的として、通常の擬似温暖化実験 (ALL) から各種の温暖化気候差分データを 1 つずつ除去した感度実験を行い (ALL-SST, ALL-T, ALL-UV および ALL-RH), 擬似温暖化実験によって得られた  $P_c$  のばらつき (標準偏差) との対比により調べる. これによって、台風強度の将来変化量に内在する不確実性を明らかにする.

まず初めに温暖化気候差分データ (ALL) から海水面温度 (SST) のデータのみを除去した温暖化気候差分を初期・境界条件として加算することで、海水面温度の将来変化が将来気候下の台風強度に及ぼす不確実性を評価する (ALL-SST). 図-3.3.16 は、ALL-SST による台風 1330 号の  $P_c$  (実線) と ALL (擬似温暖化実験結果) のアンサンブル平均 (点線) の時系列を示す. ピーク時の  $P_c$  の平均値は 939.7 hPa, その標準偏差は 9.48 hPa となった. 前節で得られた擬似温暖化実験 (ALL) で得られた結果 (905.0 hPa) と比較すると、ピーク時の  $P_c$  には約 30 hPa の差があり、大幅に台風強度は弱くなった. このことは、CNTRL+SST の結果と同様に、SST の将来変化は台風強度を強めるように作用していると言える. 一方で、ALL の標準偏差は 9.47 hPa であり、ALL-SST の標準偏差は 9.48 hPa とほぼ同じ値を取っている. ALL-SST

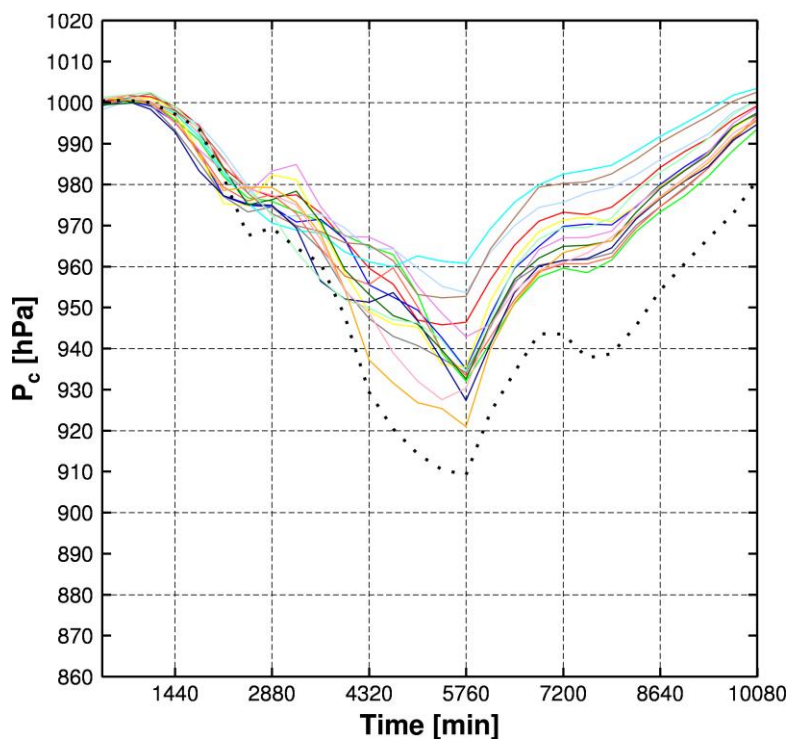


図-3.3.16 計 15 種類の GCM の感度実験 ALL-SST による  $P_c$  の時系列  
(点線 : ALL の平均値, 実線 : 表-3.3.1 (b) と対応)

の標準偏差が ALL の標準偏差に比べて大きい場合には SST の不確実性の要因として寄与していないことを意味し、逆に ALL-SST の標準偏差が ALL の標準偏差に比べて小さい場合には SST が不確実性の要因として大きく寄与していることを意味する。つまり、GCM 間の SST による不確実性は台風強度の将来変化 (ALL) の不確実性に中程度に寄与していると言える。

次に温暖化気候差分データ (ALL) から気温 (T) のデータのみを除去した感度実験による初期・境界条件として加算することで、気温の将来変化が将来気候下の台風強度に及ぼす不確実性を評価する (ALL-T)。図-3.3.17 は、ALL-T による台風 1330 号の  $P_c$  (実線) と ALL (擬似温暖化実験結果) のアンサンブル平均 (点線) の時系列を示す。ピーク時の  $P_c$  の平均値は 875.4 hPa、その標準偏差は 7.54 hPa となった。擬似温暖化実験で得られた結果 (905.0 hPa) と比較すると、ピーク時の  $P_c$  は約 30 hPa の差があり、大幅に台風強度は強まっている。将来気候下における気温の変化を除去すると台風強度が強化され、CNTRL+SST の議論と同様に、海水面温度の変化が台風強度を強めることを意味している。一方で、ALL の標準偏差は 9.47 hPa、ALL-T の標準偏差は 7.54 hPa であり、標準偏差は 1.93 hPa ほど小さい値となった。つまり、GCM 間の T のばらつきは、台風強度の将来変化 (ALL) の不確実性に対して大きく寄与していることを意味している。

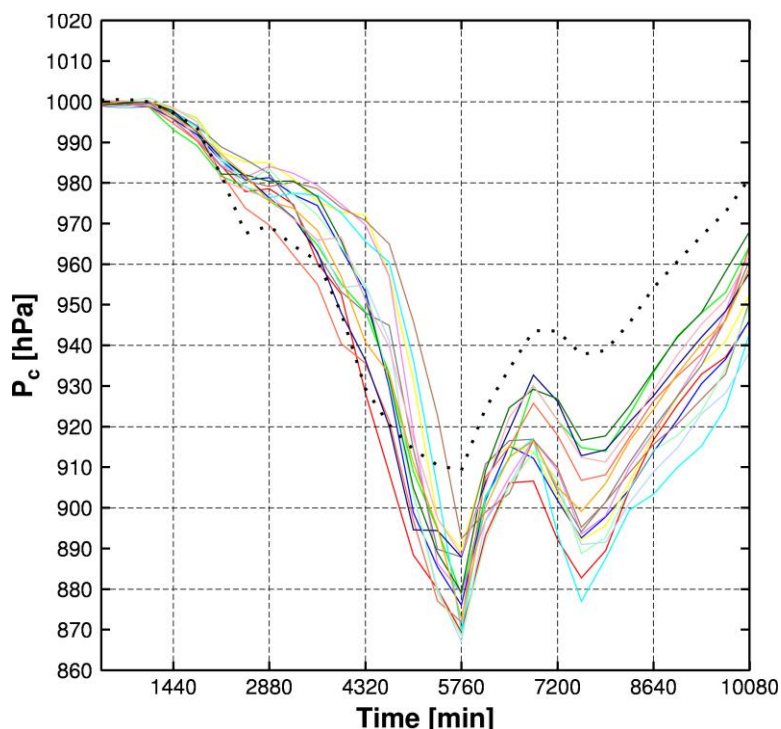


図-3.3.17 計 15 種類の GCM の感度実験 ALL-T による  $P_c$  の時系列  
(点線：ALL の平均値、実線：表-3.3.1 (b) と対応)

続いて温暖化気候差分データ (ALL) から風速 (UV) のデータのみを除去した温暖化気候差分を初期・境界条件として加算することで、風速の将来変化が将来気候下の台風強度に及ぼす不確実性を評価する (ALL-UV)。図-3.3.18 は、ALL-UV による台風 1330 号の  $P_c$  (実線) と ALL (擬似温暖化実験結果) のアンサンブル平均 (点線) の時系列を示す。ピーク時の  $P_c$  平均は 903.8 hPa, その標準偏差は 8.99 hPa となった。擬似温暖化実験 (ALL) で得られた結果 (905.0 hPa) と比較すると、ピーク時の平均  $P_c$  にはほとんど差がなく、風速 (UV) の将来変化は台風強度の強弱にはほとんど影響していないと言える。ALL-UV の標準偏差は ALL の標準偏差に比べて約 0.5 hPa 小さい値となった。将来気候下における海水面温度の変化は台風強度にはほとんど影響を与えないが、GCM 間の UV のばらつきは台風強度の将来変化 (ALL) に対しては影響をもたらしていると考えられる。

最後に温暖化気候差分データ (ALL) から相対湿度 (RH) のデータのみを除去した温暖化気候差分の初期・境界条件として加算することで、相対湿度の将来変化が将来気候下の台風強度に及ぼす不確実性を評価する (ALL-RH)。図-3.3.19 は、ALL-RH による台風 1330 号の  $P_c$  (実線) と ALL (擬似温暖化実験結果) のアンサンブル平均 (点線) の時系列を示す。ピーク時の  $P_c$  は 912.2 hPa, その標準偏差は 15.31 hPa となった。擬似温暖化実験 (ALL) で得られた結果 (905.0 hPa) と比較す

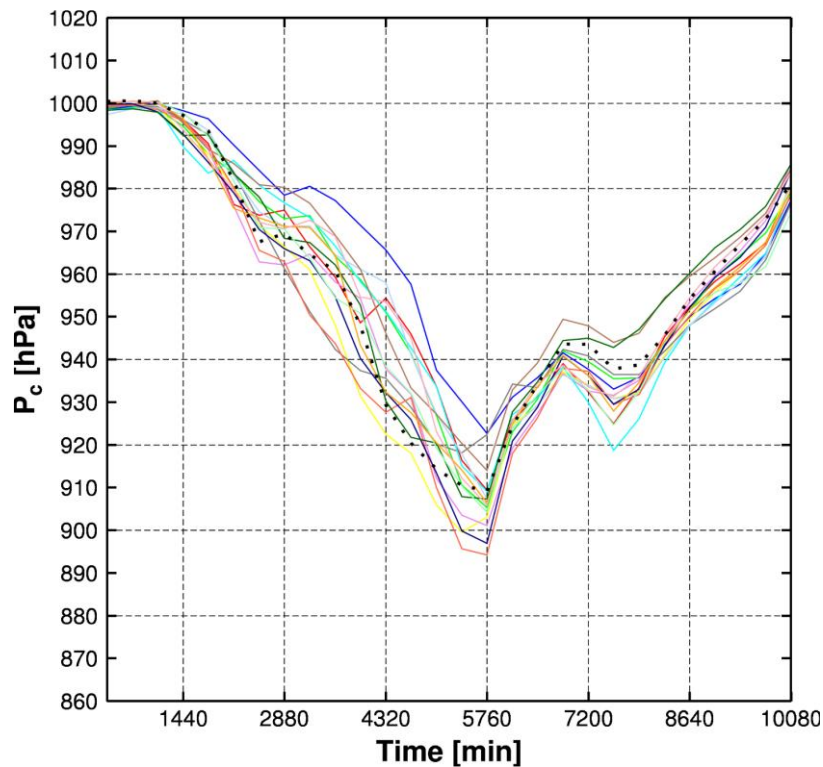


図-3.3.18 計 15 種類の GCM の感度実験 ALL-UV による  $P_c$  の時系列  
(点線 : ALL の平均値, 実線 : 表-3.3.1 (b) と対応)

ると、ピーク時の  $P_c$  に大きな差はなく、RH の将来変化は台風を強めも弱めもしないと言える。また、ALL-RH の標準偏差は ALL の標準偏差に比べて約 5.8 Pa ほど大きい値となった。つまり、将来気候下における RH の変化は台風強度の将来変化の不確実性に対してほぼ寄与していないものと考えられる。

本節で得られた結果を表-3.3.3 と表-3.3.4 にまとめる。本章では A1B シナリオに着目し、台風 1330 号を対象として、まず、温暖化気候差分データ（海水面温度、気温、風速、および、相対湿度）を作成した。フィリピン上陸直前の地点（東経 128.0° 北緯 10.0°）の海水面温度（SST）の全球気候モデルごとの標準偏差は 0.36 K であった。気温 T や風速 UV に関しては、いずれも上部対流圏（150 hPa から 250 hPa）で不確実性（標準偏差）のピークが見られた。相対湿度 RH に関しては、対流圏界面付近（50 hPa から 100 hPa）で不確実性（標準偏差）のピークが見られた。これらの GCM 間のばらつきの影響は大きく台風強度に影響するものと考えられる。次に、温暖化気候差分データ（SST, T, UV および RH）を個別に初期・境界条件として加算することで感度実験を行い、台風 1330 号の強度にどのような影響を及ぼしているか、現在気候実験によって得られた  $P_c$  の平均値との対比により調べた（表-3.3.3）。これによって、SST, T, UV および RH の個々の将来変化が台風 1330 号の強度にどのような影響を及ぼしているかを評価できる。将来気候下における海水面温度 SST

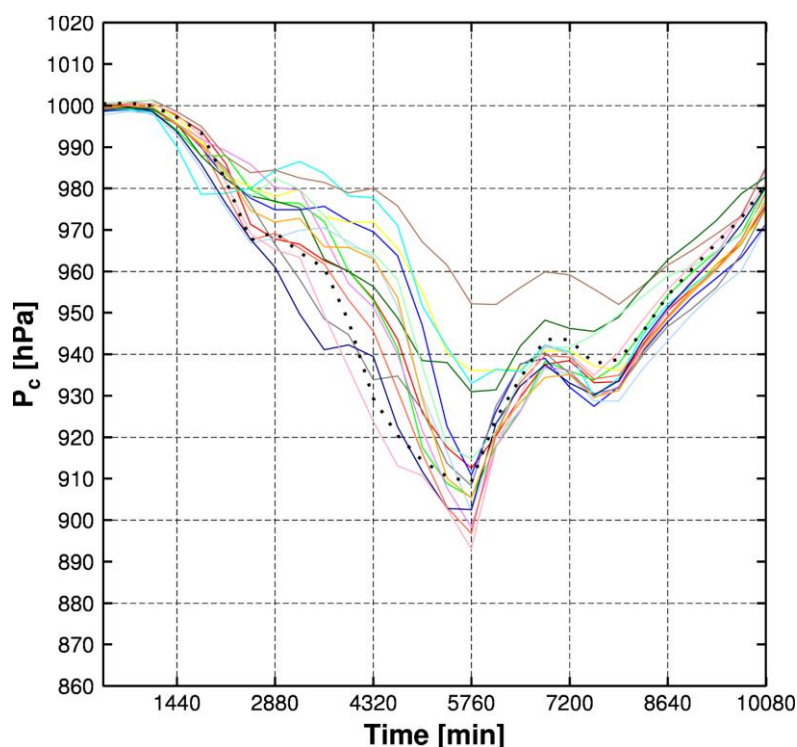


図-3.3.19 計 15 種類の GCM の感度実験 ALL-RH による  $P_c$  の時系列  
(点線：ALL の平均値，実線：表-3.3.1 (b) と対応)

の変化(CNTRL+SST)は台風強度を約 20 hPa 強めたが、逆に気温 T の変化(CNTRL+T)は台風強度を約 45 hPa 弱めるという結果が得られた。風速 UV や相対湿度 RH の変化(CNTRL+UV, CNTRL+RH)はいずれも台風強度にはさほど影響は与えなかった。一方で、風速 UV について(CNTRL+UV)は標準偏差 9.04 hPa と 4 つの温暖化気候差分データの中で最大となり、不確実性が比較的大きいと考えられるのに対し、相対湿度 RH について(CNTRL+RH)は標準偏差 5.36 hPa と最小になり、不確実性が比較的小さいと考えられる。

また同時に、CMIP3 提供の全球気候モデル 15 個の違いが生み出す不確実性の原因を究明することを目的として、上述の温暖化気候差分データ(SST, T, UV および RH)を 1 つ 1 つ除去した感度実験を実施した。これにより前節までに得られた擬似温暖化実験の結果(最低  $P_c$ : 905.0 hPa, 標準偏差: 9.47 hPa)と比較することで台風強度の将来変化量(ALL)に内在する不確実性を評価した(表-3.3.4)。4 つの温暖化気候差分データから海水面温度を除去した感度実験の結果は擬似温暖化実験(ALL)で得られた結果と比較して標準偏差の値がほとんど変わらなかったことに対し、気温を除去した感度実験(ALL-T)および風速を除去した感度実験(ALL-UV)の標準偏差はそれぞれ約 1.9 hPa および約 0.5 hPa とより小さくなる結果が得られたことから、気温 T と風速 UV が大きな不確実性を生んでいると見なすことができる。また、相対湿度を除去した感度実験(ALL-RH)の結果は、擬似温暖化実験(ALL)の結果に比べて標準偏差が約 5.8 hPa 大きくなったことから、将来気候下における RH の変化は台風強度の将来変化の不確実性にはほとんど寄与していないものと考えられる。

表-3.3.3 台風強度 ( $P_c$ ) の将来変化に対する各種温暖化気候差分の影響量

	平均値 [hPa]	CNTRLへの寄与 [hPa]
<b>CNTRL</b>	<b>897.1</b>	<b>-</b>
<b>CNTRL+SST</b>	<b>877.5</b>	<b>-19.6</b>
<b>CNTRL+T</b>	<b>942.6</b>	<b>+ 45.5</b>
<b>CNTRL+UV</b>	<b>904.4</b>	<b>+ 7.3</b>
<b>CNTRL+RH</b>	<b>898.5</b>	<b>+ 1.4</b>

表-3.3.4 台風強度 ( $P_c$ ) の将来変化の不確実性 (標準偏差) に対する各種温暖化気候差分の影響量

	標準偏差 [hPa]	ALLへの寄与 [hPa]
ALL	9.47	-
ALL-SST	9.48	+ 0.01
ALL-T	7.54	+ 1.93
ALL-UV	8.99	+ 0.48
ALL-RH	15.31	- 5.84

### 3.3.4 地域差と不確実性の要因分析

3.3.1 節および 3.3.2 節の結果より、10 月に亜熱帯域から中緯度域を移動した台風 0918 号と 11 月に熱帯域を移動した台風 1330 号では将来変化やその不確実性には大きな違いがあることが明らかとなった。その原因として入力条件である GCM の温暖化差分の不確実性が影響しているものと考えられる。特に、3.3.3 節の結果から気温 (T) や風速 (UV) の温暖化気候差分が不確実性の要因となっていると考えられる。そこで GCM 毎 (A1B の 2090 年代) の気温 (300 hPa) と風の鉛直シア (300 hPa と 850 hPa の間) の温暖化差分を、それぞれ 2 つの台風の進路に沿って解析した (図-3.3.20 および図-3.3.21)。まず、台風 0918 号および台風 1330 号の気温 (300 hPa) の温暖化差分 (図-3.3.20 (a) および図-3.3.21 (a)) については、台風 1330 号であっても台風 0918 号であっても、気温の温暖化差分のばらつきは時間や場所によって大きく変化せず、その標準偏差はおよそ一様に約 1.0 K となっている。熱帯域から中緯度域まで、気温の不確実性は台風強度に対して地域差なく同程度に大きく寄与しているものと考えられる。

一方で、台風1330号および台風0918号の風の鉛直シア (300 hPaと850 hPaの間) の温暖化差分 (図-3.3.20 (b) および図-3.3.21 (b)) について見ると、台風1330号に比べて台風0918号の方がばらつきは大きい傾向にあり、特に、台風0918号が亜熱帯域から中緯度域 (8640 minから12960 min) を移動した期間において不確実性が特に大きいことが明らかとなった (標準偏差は1.5 m/s以上)。いずれの台風も熱帯域や亜熱帯域を移動する期間には標準偏差は1.0 m/s以下に抑えられている。このことより、台風0918号のピーク時のばらつきについては (図-3.3.2)，GCM間の気温と風の鉛直シアのばらつきによる影響が大きく、上陸時には (図-3.3.3)，GCM間の風の鉛直シアのばらつきによる影響が大きいと推測される。亜熱帯域や中緯度域の上空には亜熱帯ジェットや寒帯前線ジェットに伴う偏西風が卓越しており、さらに



熱帯域に比べて陸域も広がっている。偏西風帯における風速等のパラメータは温暖化の影響によりその性質（位置や強さ）も変化するものと考えられ、その不確実性は台風強度にまで及ぶものと考えすることができる。

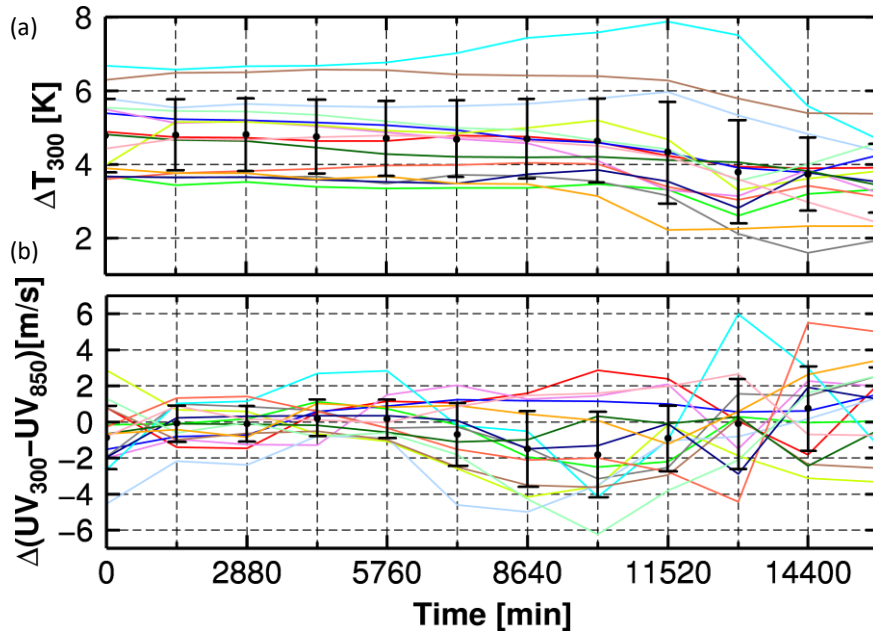


図-3.3.20 台風 0918 号の対流圏上層の気温 (300hPa) の温暖化気候差分 (a) と風の鉛直シア (300hPa と 850hPa) の温暖化気候差分 (b) (線色は表-3.3.1 (b)に対応, エラーバーは各時刻における標準偏差)

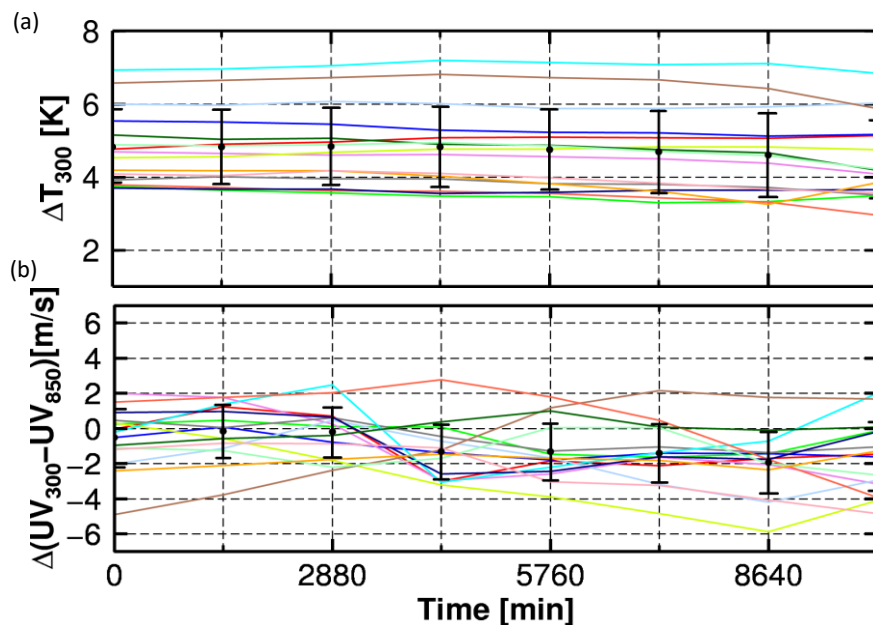


図-3.3.21 台風 1330 号の対流圏上層の気温 (300hPa) の温暖化気候差分 (a) と風の鉛直シア (300hPa と 850hPa) の温暖化気候差分 (b) (線色は表-3.3.1 (b)に対応, エラーバーは各時刻における標準偏差)

### 3.4 高潮に対する擬似温暖化実験

本節では、前節までに得られた台風強度に関する擬似温暖化実験結果を用いて、各台風によって引き起こされた高潮に関する擬似温暖化実験の結果について議論する。高潮の計算対象地点は、台風 0918 号では三河湾および三河港（愛知県豊橋市）、台風 1330 号ではサンペドロ湾およびタクロバン港（フィリピン）とする。

#### 3.4.1 台風 0918 号による高潮に対する擬似温暖化実験

図-3.4.1 および図-3.4.2 は台風 0918 号によって三河港で発生した高潮の潮位偏差の時系列を示す。シナリオ毎 (SRES 毎) の潮位偏差を見ると (図-3.4.1)、平均は 2.83 m で現在気候 (2.63 m) に比べて+0.20 m の変化量となった。また標準偏差は 0.31 m となり、台風強度の結果と同様に将来変化量よりも大きい結果となった。最も潮位偏差が大きいシナリオは、A1B シナリオの 2090 年代で 3.47 m であった。一方で、最も潮位偏差が小さくなったシナリオは、A2 シナリオの 2030 年代で 2.43 m であった。次に GCM 毎の潮位偏差を確認すると (図-3.4.2)、平均は 2.69 m となり現在気候 (2.63 m) に比べて+0.06 m の変化量となった。また標準偏差は 0.51 m であり、

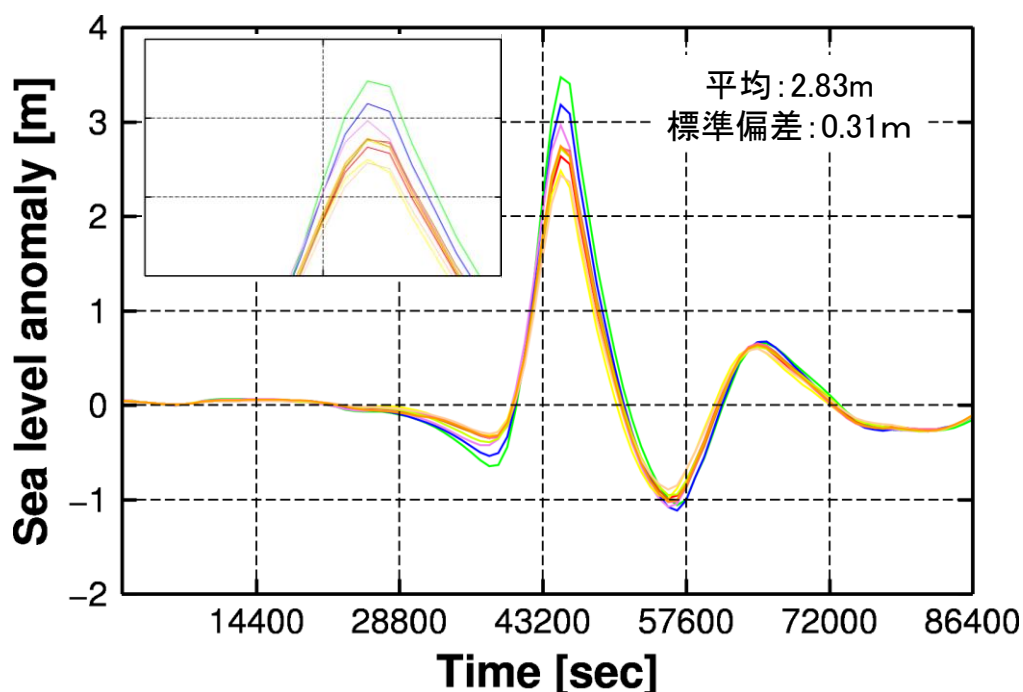


図-3.4.1 SRES 毎の擬似温暖化実験による三河港での潮位偏差の時系列  
(左上にはピーク付近の拡大図を示す、線色は表-3.3.1 (a)に対応)

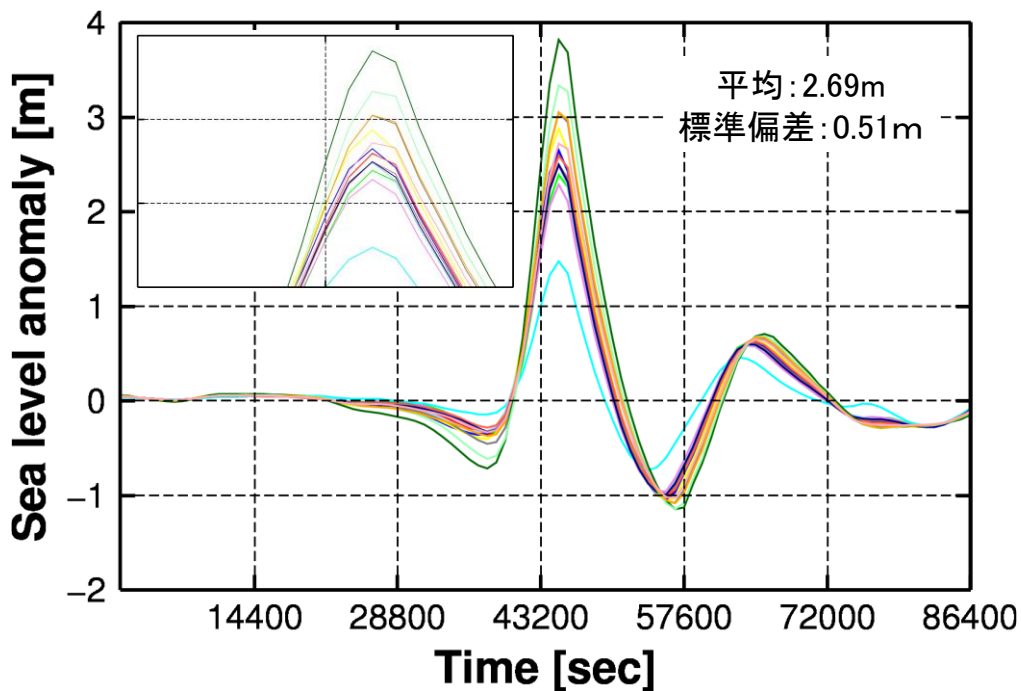


図-3.4.2 GCM 毎の擬似温暖化実験による三河港での潮位偏差の時系列  
(左上にはピーク付近の拡大図を示す，線色は表-3.3.1 (b)に対応)

将来変化量と比較して非常にばらつきが大きいことを示している．この標準偏差は SRES 毎の結果よりも大きく，台風強度の結果と同じく SRES 毎よりも GCM 毎の方が不確実性は大きい傾向にあることが明らかとなった．最も潮位偏差が大きくなったのは ukmo\_hadcm3 の出力データを用いた場合であり，3.81 m であった．また，最も潮位偏差が小さくなったのは miroc3\_2\_hires の出力データを用いた場合であり，1.47 m であった．同一のシナリオ，同一の年代を使用しているにも関わらず，各モデルによる高潮の計算結果には，約 2.3 m の差が生じることが明らかとなった．

### 3.4.2 台風 1330 号による高潮に対する擬似温暖化実験

続いて，台風 1330 号による高潮に対する擬似温暖化実験結果について議論する（図-3.4.3 および図-3.4.4）．まず SRES 毎の結果を確認すると（図-3.4.3），潮位の平均値は 6.21 m であり，現在気候との差は +0.13 m であった．また，標準偏差は 0.23 m であり将来変化量よりも大きい結果となった．最も潮位が高くなったのは，A1B シナリオの 2060 年代のデータを使用した場合であり 6.48 m であった．一方で，もっとも潮位が低くなったのは，A2 シナリオの 2060 年代のデータを使用した場合で 5.79 m であった．いずれも台風 0918 号の SRES 毎の結果とは異なるシナリオとなった．次に GCM 毎の結果について確認する（図-3.4.4）．平均値は 6.10 m であり，将

来変化量は+0.02 mであった。また標準偏差は 0.44 m であり、SRES 毎の結果と同様に将来変化よりも不確実性の方が大きい結果となった。最も潮位が高くなったのは GFDL\_CM2\_1 の出力データを使用した場合であり、6.94 m であった。一方で最も潮位が低くなったのは、MPI\_ECHAM5 の出力データを使用した場合で、5.02 m であった。使用する GCM 間で最大で約 1.9 m の差があることが明らかとなった。

どちらの台風においても高潮の将来変化量はそれほど大きくなく、台風 0918 号と台風 1330 号においては、温暖化による影響は大きくないものと判断できる。一方で台風強度の計算時に生じた不確実性の傾向は高潮計算においても維持されており、その標準偏差はいずれも将来変化量よりも大きいことが明らかとなった。さらに SRES 間の不確実性よりも GCM 間の不確実性の方が大きい結果であり、これは同一シナリオ下においても各 GCM によって大きく結果が異なることを意味している。台風 0918 号と台風 1330 号では、発生した高潮の規模が異なるため、標準偏差の値を潮位偏差（台風 1330 号では最大潮位）の値で除することで相対標準偏差を算出して比較する（表-3.4.1 および表-3.4.2）。算出された相対標準偏差の値は、台風 0918 号の SRES 毎および GCM 毎でそれぞれ 0.11 および 0.19 となった。一方で、台風 1330 号では SRES 毎および GCM 毎でそれぞれ 0.037 および 0.072 となった。以上の結果より、台風強度と同様に高潮においても中緯度帯に上陸する台風 0918 号の方が不確実性は大きい傾向にあることが明らかとなった。3.3.3 節で述べたように、各 GCM で計算される偏西風の特性和地形の影響によるばらつきが非常に大きく、その影響を受けているものと考えられる。したがって、特に我が国に上陸する台風に対して温暖化影響を評価するためには、アンサンブル平均値を用いるなどの不確実性に配慮した計算が必要といえる。一方で、この結果は、10 月に日本に襲来する猛烈な台風 1 事例の結果であり、より正確な評価には、更なる事例の積み重ねが必要といえる。

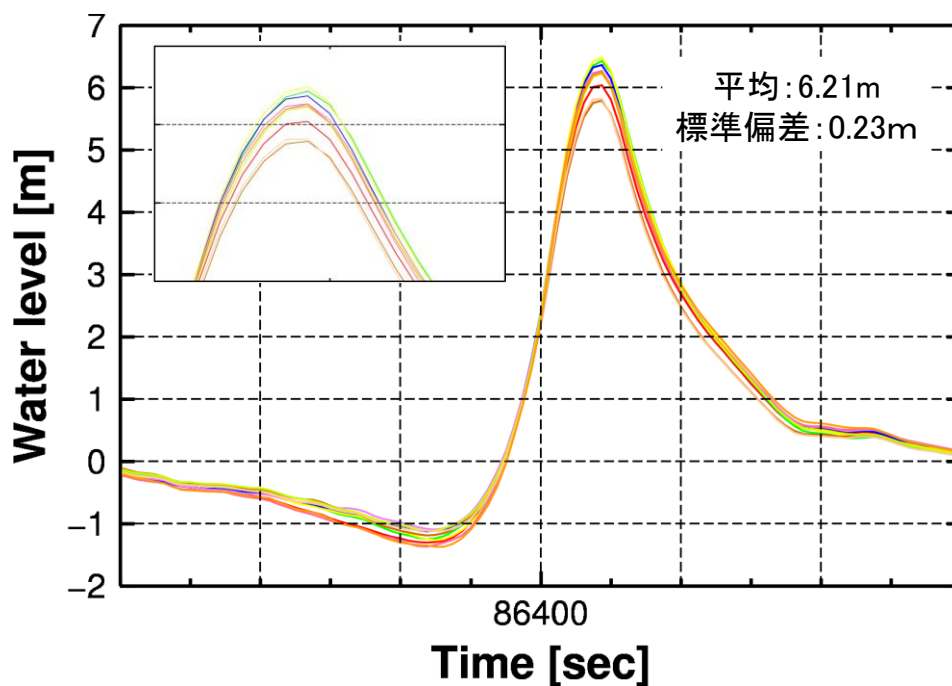


図-3.4.3 SRES 毎の擬似温暖化実験によるタクロバン港での潮位の時系列  
 (左上にはピーク付近の拡大図を示す，線色は表-3.3.1 (a)に対応)

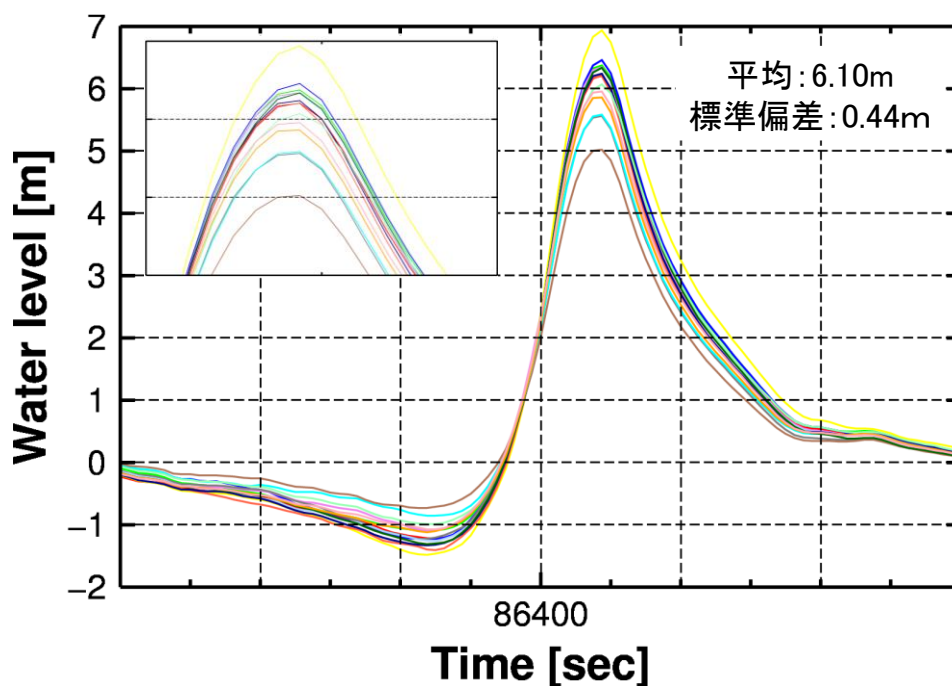


図-3.4.4 GCM 毎の擬似温暖化実験によるタクロバン港での潮位の時系列  
 (左上にはピーク付近の拡大図を示す，線色は表-3.3.1 (b)に対応)

表-3.4.1 台風 0918 号の SRES 毎および GCM 毎  
の強度と高潮の平均値および標準偏差

	SRES毎(全9種類)	GCM毎(全15種類)
最盛期中心気圧の 平均値 (将来変化)	902.3 hPa (-5.4 hPa)	887.6 hPa (-20.1 hPa)
最盛期中心気圧の 標準偏差	18.8 hPa	20.1 hPa
上陸時中心気圧の 平均値 (将来変化)	948.9 hPa (-4.6 hPa)	952.2 hPa (-1.3 hPa)
上陸時中心気圧の 標準偏差	7.80 hPa	10.3 hPa
最大潮位の平均値 (将来変化)	2.83 m (+0.20 m)	2.69 m (+0.06 m)
最大潮位の標準偏差 (相対標準偏差)	0.31 m (0.11)	0.51 m (0.19)

表-3.4.2 台風 1330 号の SRES 毎および GCM 毎  
の強度と高潮の平均値および標準偏差

	SRES毎(全9種類)	GCM毎(全15種類)
最盛期中心気圧の 平均値 (将来変化)	900.8 hPa (+3.7 hPa)	905.0 hPa (+7.9 hPa)
最盛期中心気圧の 標準偏差	5.89 hPa	9.47 hPa
上陸時中心気圧の 平均値 (将来変化)	906.3 hPa (-2.3 hPa)	907.5 hPa (-1.1 hPa)
上陸時中心気圧の 標準偏差	4.30 hPa	9.39 hPa
最大潮位の平均値 (将来変化)	6.21 m (+0.13 m)	6.10 m (+0.02 m)
最大潮位の標準偏差 (相対標準偏差)	0.23 m (0.037)	0.44 m (0.072)

## 参考文献

愛知県：2009 年台風 18 号襲来時における三河湾周辺（三河港）の潮位観測データ

気象庁：2009 年台風 18 号襲来時の三河港における天文潮位データ

豊田将也，吉野純，小林智尚（2017）：台風 1330 号と台風 0918 号の強度に関する将来変化と不確実性の相互比較，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，土木学会，Vol.73, No.2, pp.I\_217-I\_222

河合弘泰，関克己，藤木峻（2014）：台風 1330 号によるフィリピン中部の高潮・波浪特性，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol. 70, No.2, pp.I\_221-I\_225

吉野純，篠原賢一，豊田将也，小林智尚（2017）：高解像度台風モデルによる台風 1330 号の強度に関する将来変化と不確実性の感度実験，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，土木学会，Vol.73, No.2, pp.I\_1405-I\_1410

吉野純，荒川悟，豊田将也，小林智尚（2015）：高解像度台風モデルによる台風強度に対する温暖化影響のシナリオ間相互比較，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，土木学会，Vol.71, No.2, pp.I\_1519-I\_1524

Bister M., K. A. Emanuel（2002）：Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol.107, No. D24, 4801

Knutson, T. R., J. Sirutis, M. Zhao, R. Tuleya, M. Bender, G. Vecchi, G. Villarini, and D. Chavas（2015）：Global projections of intense tropical cyclone activity for the late twenty-first century from dynamical downscaling of CMIP5/RCP4.5 scenarios. *Journal of Climate*, Vol. 28, 7203-7224.

Mori, N., M. Kato, S. Kim, H. Mase, Y. Shibutani, T. Takemi, K. Tsuboki, and T. Yasuda（2014）：Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf, *Geophysical Research Letters*, Vol. 41, Issue14, pp.5106-5113

- Murakami, H., Y. Wang, H. Yoshimura, R. Mizuta, M. Sugi, E. Shindo, Y. Adachi, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, T. Ose, and A. Kitoh (2012a) : Future changes in tropical cyclone activity projected by the new high-resolution MRI-AGCM, *Journal of Climate*, Vol.25, No.9, 3237-3260.
- Sato T., F. Kimura and A. Kitoh (2007) : Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using regional climate model, *Journal of Hydrology*, Vol. 333, 144-154.
- Tajima Y., T. Yasuda, B. M. Pacheco, E. C. Cruz, K. Kawasaki, H. Nobuoka, Maoru Miyamoto, Yuji Asano, T. Arikawa, N. M. Ortigas, R. Aquino, W. Mata, J. Valdez and F. Brion (2014) : Initial report of JSCE-PICE joint survey on the storm surge disaster caused by Typhoon HAIYAN, *Coastal Engineering Journal*, Vol. 56, No. 1, 1450006.



## 第4章 日本に襲来する台風に対する温暖化影響評価

### 4.1 概説

台風常襲地帯にある我が国は、今後の中長期的な防災・減災対策を講ずる上で、上陸する台風に対する温暖化影響を正確に評価することが要求される。第3章までの計算によって、特に台風のピーク時強度の将来変化には地域差があり、亜熱帯域から中緯度域に襲来する台風の方が温暖化による強度増大は大きいことが明らかとなった。しかしながら、これまでの研究では、対象とする事例が歴史的顕著なケースに偏っていることや絶対数の不足に起因して、得られた結果の有意性や一般性の程度については依然として疑問が残されている。また将来日本に上陸する台風による沿岸災害への影響を正確に把握するためには、ピーク時強度以上に上陸時強度にも着目した分析が必要となってくる。

そこで本研究では、2000年から2017年までに我が国の太平洋および東シナ海沿岸に上陸した計49個の台風事例を対象として、高解像度台風モデルを用いて擬似温暖化実験（CMIP5 RCP8.5シナリオ：2080年から2099年）を行い、日本に上陸する台風の上陸時強度における将来変化の統計的特性を理解することを目的とする。本研究は図-4.1.1の計算フローに従って行う。まず、対象とする台風に対して現在気候実験を行い、その後CMIP5が提供するGCMから得られた将来気候データを用いて擬似温暖化実験を行う。擬似温暖化実験の入力データは、GCM間の不確実性を考慮して複数のGCMのアンサンブル平均値を使用する。この計算サイクルを対象とする台風49事例に対して実施する。これまで多数の台風事例に対する研究では、多くの場合確率台風モデルによる検討（例えば橋本ら、2005；安田ら、2009）または経験的台風

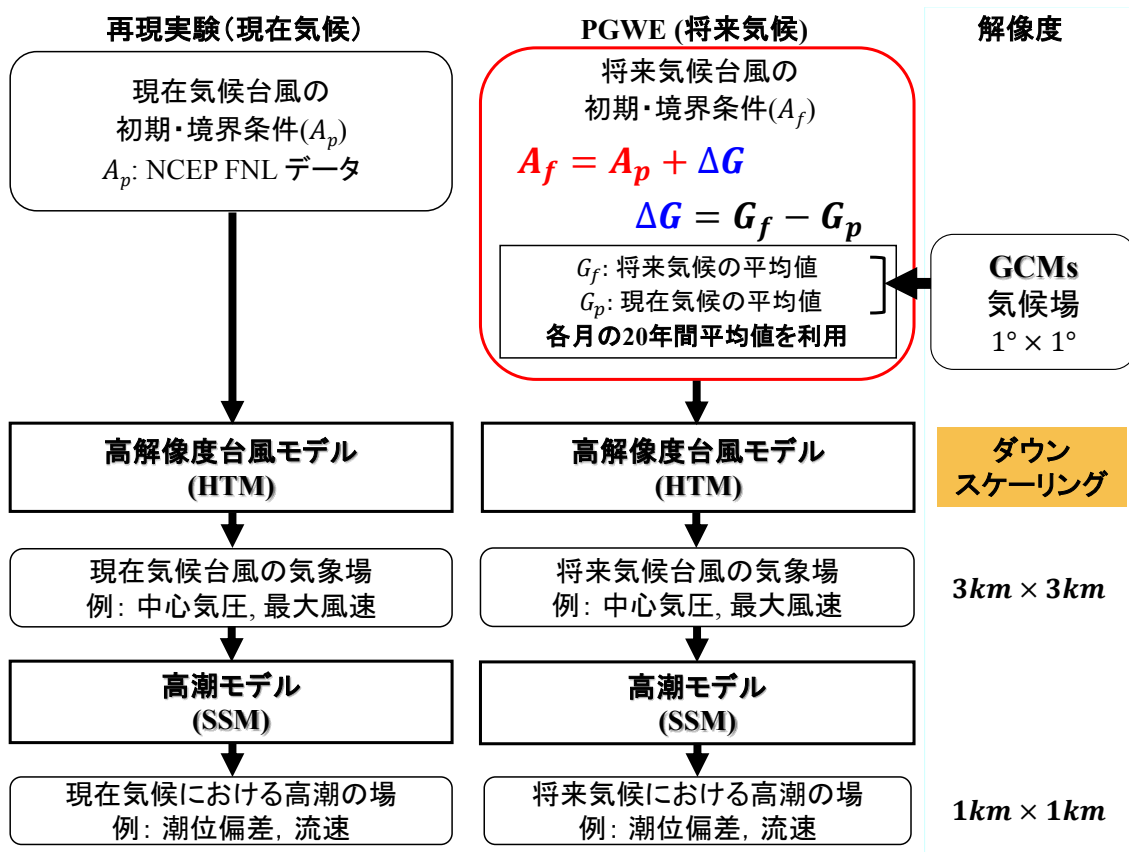


図-4.1.1 本研究の擬似温暖化実験の計算フロー

モデルによる検討（澁谷ら，2015；山城ら，2016）が採用されてきた。しかし，将来の台風強度を高解像度かつ複雑地形の影響も考慮して計算するためには，力学的な領域モデルの運用も必要であることが指摘されている（村上ら，2007；竹見，2015）。したがって，本研究では力学的台風モデルの一種である高解像度台風モデルを使用して計算を行う。確率台風モデルではない力学的台風モデルによって，これほど多数の事例に対して擬似温暖化実験が実施された研究例は過去になく，日本に上陸する台風の強度の将来変化傾向に関する新たな知見が得られるものと期待される。また得られた結果を特性毎に詳細な分析を行うことで，日本に上陸する台風に対する強度の将来変化傾向を理解することを目的とする。

## 4.2 計算対象の台風について

本節では，台風強度の将来変化に対する統計的評価を行うために対象とする計 49 事例の台風について紹介する（図-4.2.1）。本研究で対象とする台風事例は，日本に

上陸した 2000 年から 2017 年の期間における計 49 事例の台風を対象とする。気象庁によると 2000 年から 2017 年の期間に、日本に上陸した台風は 53 事例が記録されている（気象庁，2018）。本研究では，将来台風により引き起こされる沿岸災害への影響を考慮するため，高潮災害のリスクがより大きい太平洋岸および東シナ海岸に上陸した台風を対象とする。したがって，53 事例から日本海側に上陸した 3 事例（2004 年台風 15 号（Typhoon Megi），2010 年台風 4 号（Typhoon Dianmu），2010 年台風 9 号（Typhoon Malou）：それぞれ青森県，秋田県，福井県に上陸）を除外する。さらに，本研究で使用する高解像度台風モデルにより台風の全生涯を計算するのが困難であった 1 事例（2002 年台風 6 号；Typhoon Chataan）を対象外とし，4 事例を外した計 49 事例を対象台風とする（図-4.2.1）。この 2002 年台風 6 号は，入力条件として使用する NCEP 客観解析データ FNL によって発生時の台風が適切に表現されておらず，モデル内で発生数日後からしか台風を捉えることができなかった事例である。計算の初期時刻は，気象庁ベストトラックにおいて最大風速が約 17 m/s を超える「台風」と定義された時刻として，計算の終了時刻は，同ベストトラックにおいて「台風」でなくなり「温低化」もしくは「熱帯低気圧」へとなった時刻とする。

前節の現在気候実験と将来気候実験の結果を利用して，日本に上陸する台風の強度に関する将来変化について考察を行う。考察の際には，中心気圧（ $P_c$ ），最大風速（ $V_m$ ）および最大風速半径（ $R_m$ ）に着目して解析を行う。その際，高解像度台風モデルの D3（3 km）により出力される 15 分毎の中心気圧，10 m 高度の風速を記録した位置から台風中心までの距離から最大風速半径を抽出する。しかし，そのままの値では時間変動が非常に大きく，最大瞬間風速（瞬時値）等のばらつきの大きな値を抽出する可能性があるため，本研究ではこれらの値を気象庁ベストトラックの標準時間間隔と同じ 6 時間単位で時間平均した値を中心気圧，最大風速および最大風速半径と定義する。本研究では，特に，台風の上陸時強度の将来変化に着目した解析を行う。

本数値計算手法の妥当性を検証するために，現在気候実験により表現された全 49 事例の台風強度および最大風速半径に対して精度検証を行う。中心気圧および最大風速の精度検証の際には，観測値として気象庁ベストトラックの値を使用する。一方で最大風速半径については，気象庁ベストトラックでは記載がない上に，直接観測されているパラメータではないため，精度検証の際には最大風速半径の推定に広く用いられている以下の Myers（1954）の気圧分布式から推定した推定値を用いる（Myers，1954）。

$$P(r) = P_c + \Delta P \exp\left(-\frac{R_m}{r}\right) \quad (4.2.1)$$

ここで、 $P(r)$ は台風の中心から  $r$  km 離れた地点の気圧 (hPa)、 $P_c$ はその時の台風中心気圧 (hPa)、 $\Delta P$ は標準大気圧からの気圧深度 (ここでは  $1013 - P_c$ で算出される)、 $R_m$ は最大風速半径 (km)、 $r$ は台風中心位置と観測地との距離 (km) である。この式を、次のように整理し直すことで、

$$R_m = -r \ln \frac{P_r - P_c}{\Delta P} \quad (4.2.2)$$

式 (4.2.2) に示すように最大風速半径  $R_m$  に関する式を得る。これにより、台風上陸時刻における中心気圧、および、気象官署の位置情報と海面気圧の観測値から最大風速半径を推定することができる。 $R_m$  は時間変動が激しい値のため (Takagi et al., 2015)、ここでは推定誤差を小さくするために、台風中心から最も近い 3 地点の気象官署データから得られた  $R_m$  を平均して観測値とする。

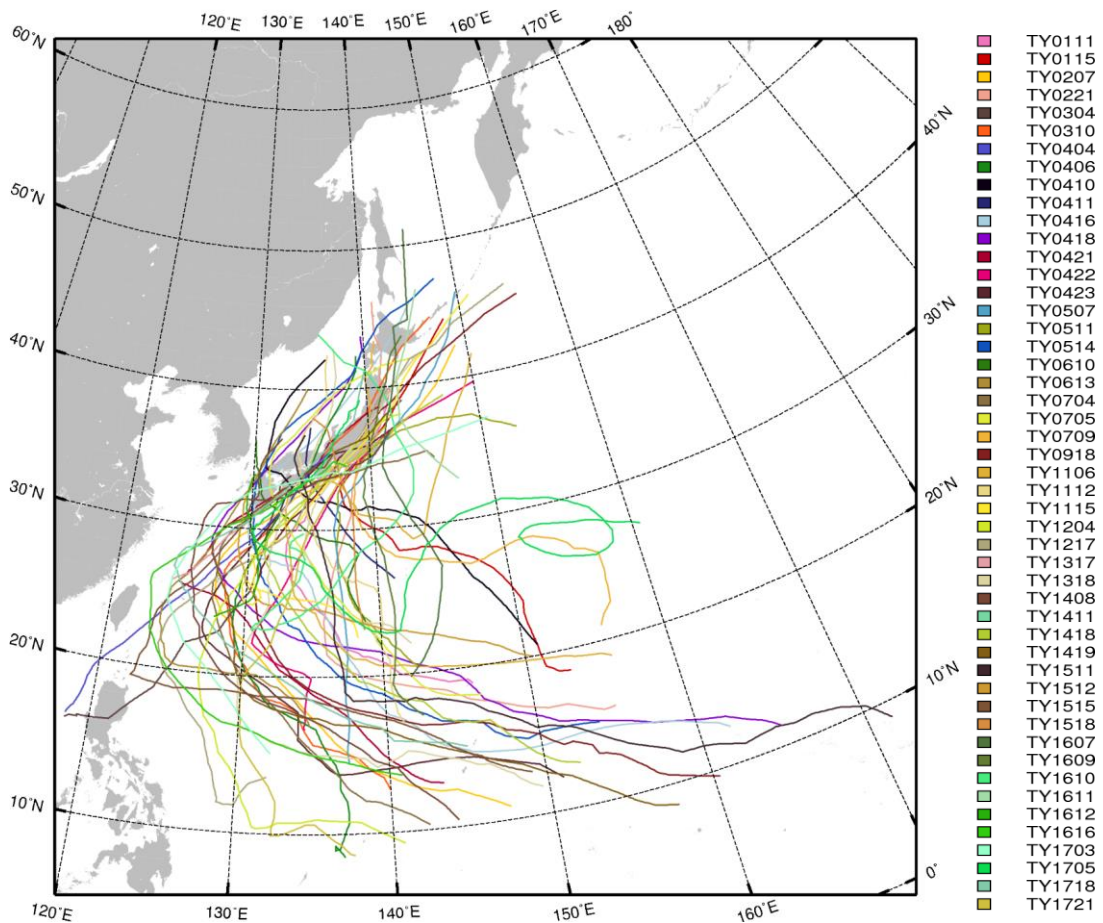


図-4.2.1 本研究の対象である 2000 から 2017 年の期間に日本に上陸した台風 49 事例，線色は各台風事例を示す (図右端のシンボルに対応)

### 4.3 台風 49 事例の現在気候実験

本題となる将来気候実験の前に，擬似温暖化実験の基準となる現在気候実験の結果について確認する（図-4.3.1から図-4.3.9）．まず，高解像度台風モデルにより再現された台風進路について確認する（図-4.3.1）．高解像度台風モデル内に組み込まれた4次元同化ナッジングの効果により，気象庁ベストトラックによる台風進路と比較しても（図-4.2.1），現実的な台風進路が再現されていることが見て取れる．

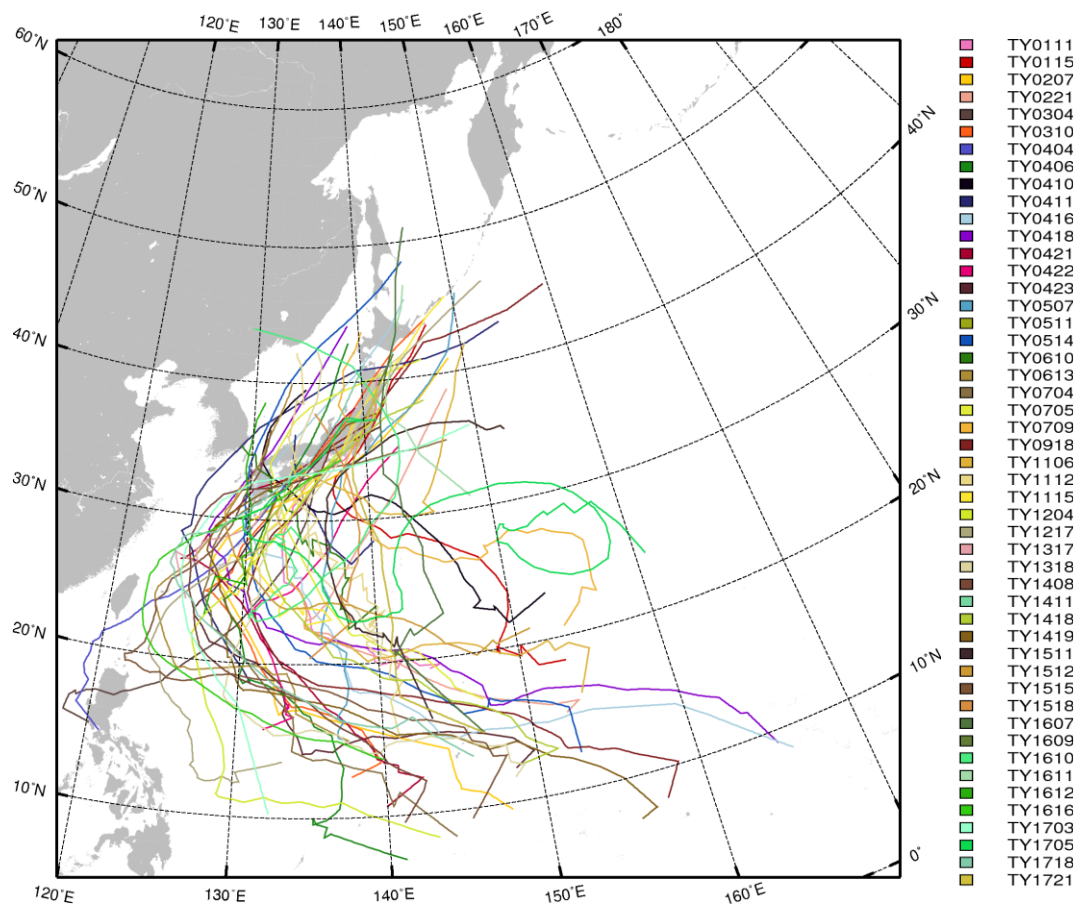


図-4.3.1 高解像度台風モデルによって再現された台風 49 事例の進路図  
線色は各台風事例を示す（図右端のシンボルに対応）

次に、中心気圧 ( $P_c$ ) の計算結果について確認する (図-4.3.2および図-4.3.3) . 図-4.3.2は気象庁ベストトラック (観測) , 図-4.3.3は高解像度台風モデルによる全49事例の台風の $P_c$ の時系列をそれぞれ示す. 図の左側ほど台風の発生時刻に近く, 右側ほど台風の発生期, 最盛期, 消滅期 (温低化) へと進行する. 事例により台風としての存在期間が異なることに注意を要する. また, 図の星印はピーク時, 丸印は上陸時を表している. 観測による全事例の中心気圧の平均値は, ピーク時で945.1 hPa, 上陸時で969.9 hPaであった. 一方でモデルによる全事例のピーク時における平均中心気圧は946.2 hPa, 上陸時では965.8 hPaであった. これらの比較により, 高解像度台風モデルは, 強い台風であっても弱い台風であってもその全生涯の強度変化を全体的に上手く捉えることができているといえる. 例えば, 全49事例の中でピーク時の $P_c$ が最も低い2014年台風19号 (Typhoon Vongfong) は, 観測は中心気圧900 hPa, 計算では902.7 hPaとなっており高精度に表現できている. また, 上陸時の勢力が最も強かった事例は2004年台風18号 (Typhoon Songda) と2007年台風4号 (Typhoon Man-yi) であり, 気象庁ベストトラックによる $P_c$ は945 hPa, モデルによる計算ではそれぞれ935.6 hPaおよび945.9 hPaとなっておりピーク時と同様に適切に表現できていると言える.

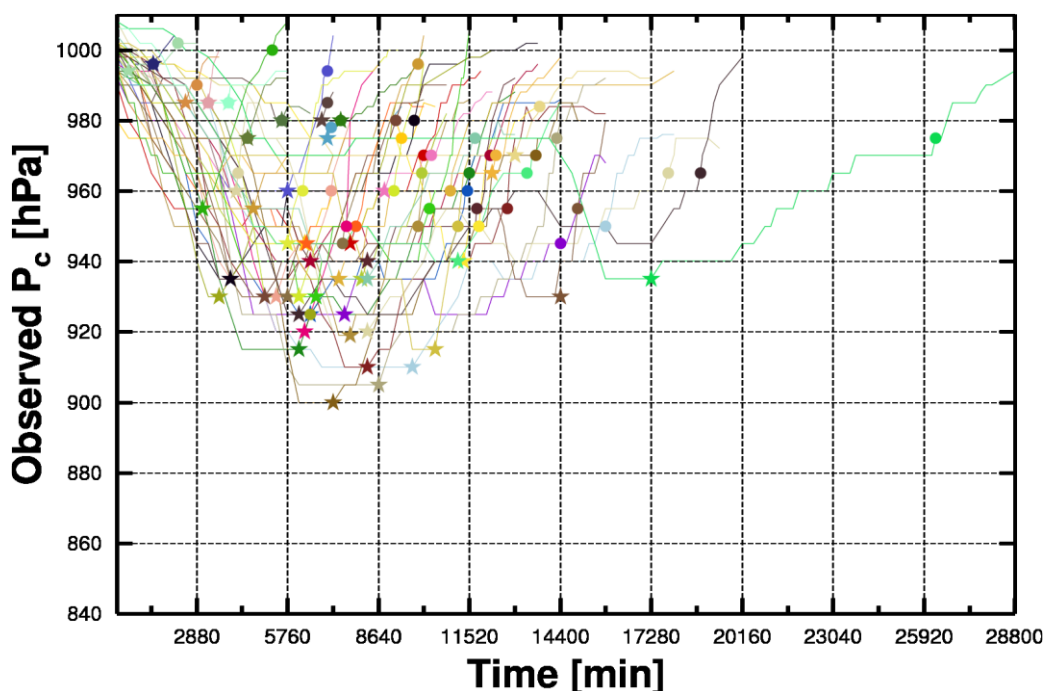


図-4.3.2 気象庁ベストトラックによる台風 49 事例の  $P_c$  の時系列  
星印はピーク時, 丸印は上陸時を示す. 線色は図-4.3.1 に同じ

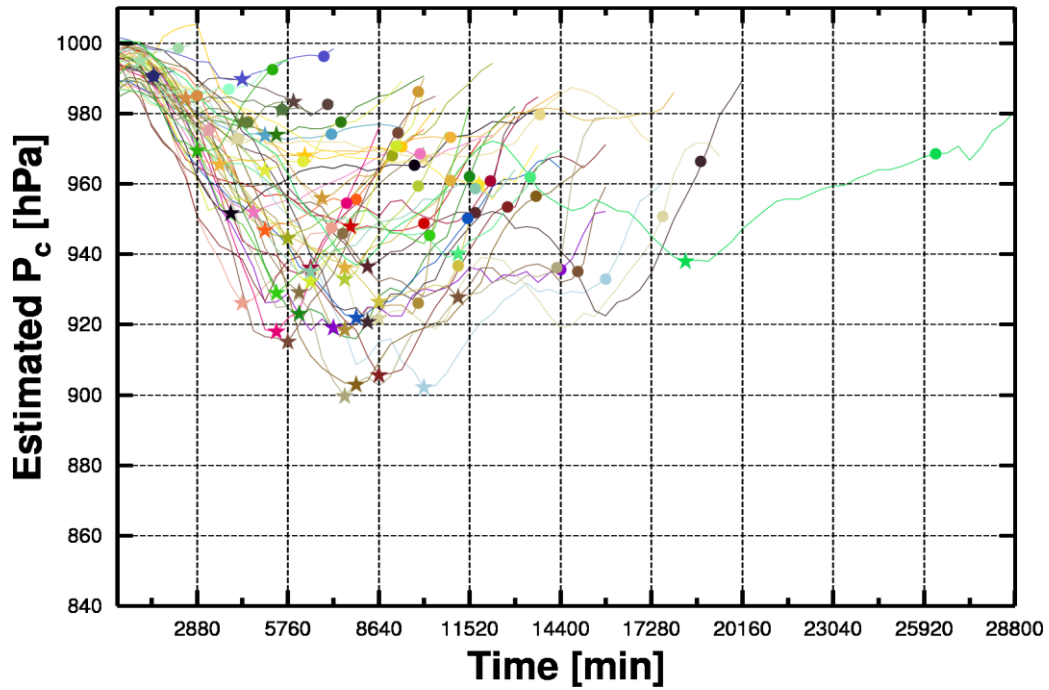


図-4.3.3 高解像度台風モデルによる台風 49 事例の  $P_c$  の時系列  
 星印はピーク時，丸印は上陸時を示す．線色は図-4.3.1 に同じ

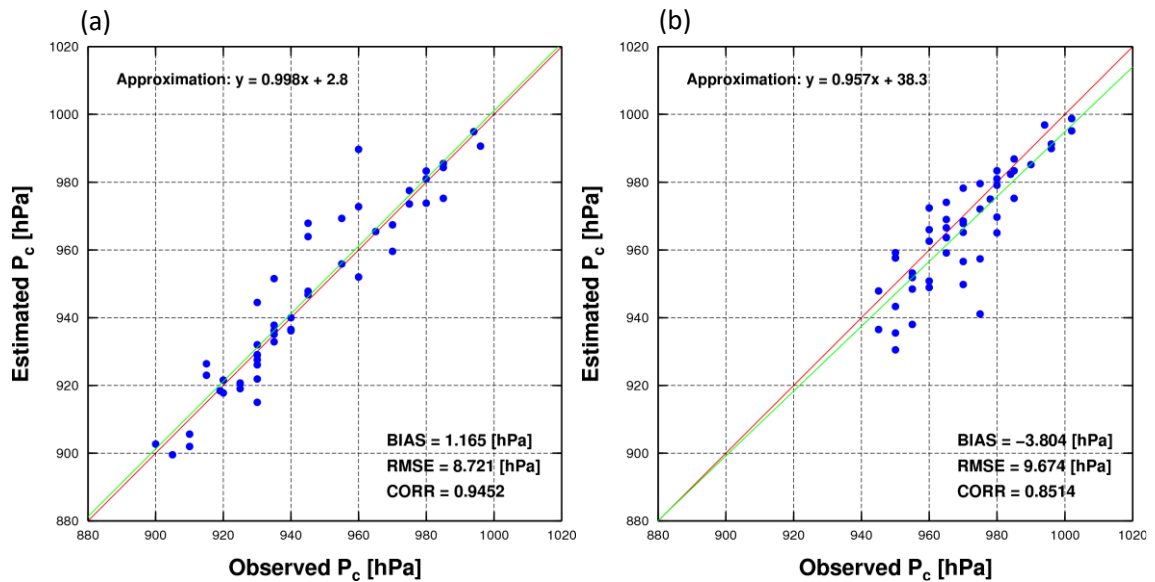


図-4.3.4 (a)ピーク時の  $P_c$  の散布図 (b)上陸時の  $P_c$  の散布図

観測値：気象庁ベストトラック，推定値：高解像度台風モデル

また図-4.3.4は(a)ピーク時および(b)上陸時におけるモデル（推定）と気象庁ベストトラック（観測）の間の $P_c$ の散布図を示す。ピーク時については（図-4.3.4(a)），バイアス誤差は1.17 hPa，平均二乗誤差（RMS誤差）は8.72 hPa，相関係数は0.95となり，全体的に高精度に台風のピーク強度を再現できていると言える。また，上陸時についても（図-4.3.4(b)），バイアス誤差は-3.80 hPa，RMS誤差は9.67 hPa，相関係数は0.85となり，ピーク時と比べると精度は劣るものの，大きなバイアス誤差は有しておらず，上陸時の $P_c$ の平均的特性を概ね再現できていると見なすことができる。上陸時には台風強度が急変する時間帯であることから，推定と観測との間のばらつきが大きくなったと考えられる。

続いて最大風速（ $V_m$ ）の計算結果について確認する（図-4.3.5および図-4.3.6）。中心気圧の場合と同様に，図-4.3.5は気象庁ベストトラック，図-4.3.6は高解像度台風モデルによる全49事例の台風の $V_m$ の時系列をそれぞれ示す。観測による全事例の平均値は，ピーク時で42.9 m/s，上陸時で32.3 m/sであった。モデルでは，ピーク時で44.6 m/s，上陸時で33.5 m/sとなり， $P_c$ 同様，高解像度台風モデルは，台風の強弱に関わらず，全事例の $V_m$ を高精度に表現できているといえる。全49事例の中でピーク時の $V_m$ が最も大きい2014年台風19号（Typhoon Vongfong）は，観測は最大風速60 m/sとなり，モデルによる推定は54.6 m/sと上手く表現できている。また上陸時の勢力については2009年18号（Typhoon Melor；他14事例）であり，観測では40 m/s，計算は39.4 m/sとピーク時と同様に適切に表現できていると言える。また図-4.3.7は (a)ピーク時および (b)上陸時の $V_m$ の散布図を示す。ピーク時については（図-4.3.7(a)），バイアス誤差は1.73 m/s，RMS誤差は4.74 m/s，相関係数は0.91となり，全体的に高精度に台風のピーク強度を再現できていると言える。また，上陸時についても（図-4.3.7(b)），バイアス誤差は1.20 m/s，RMS誤差は5.46 m/s，相関係数は0.71となり，ピーク時と比べると精度は劣るものの，大きなバイアス誤差は有しておらず， $P_c$ に加えて $V_m$ についても高い精度で計算できているとみなせる。



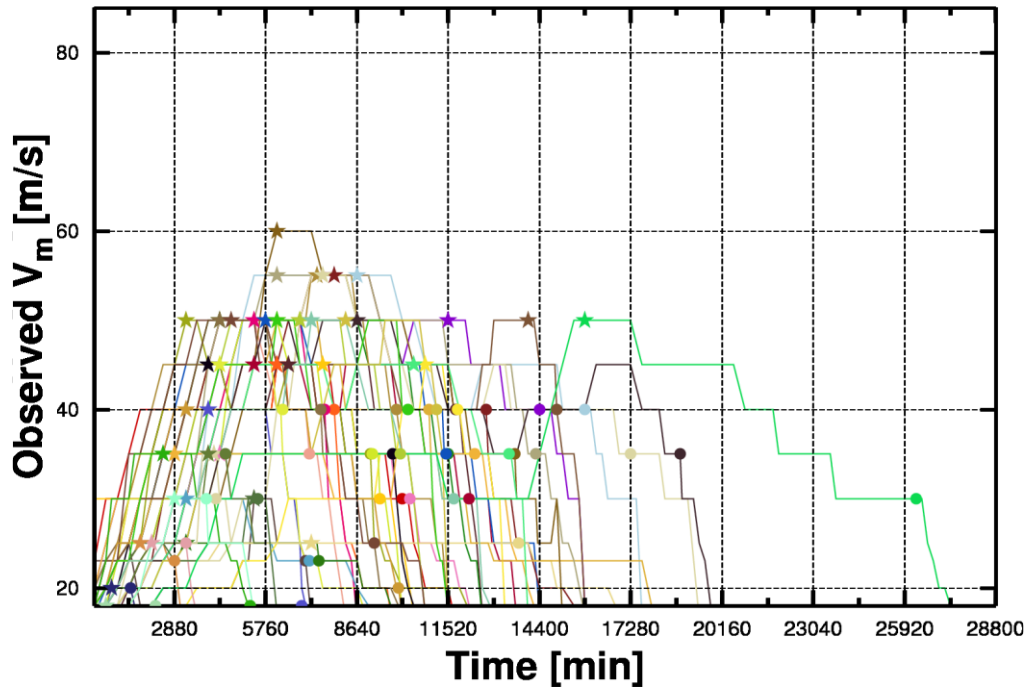


図-4.3.5 気象庁ベストトラックによる台風 49 事例の  $V_m$  の時系列  
 星印はピーク時，丸印は上陸時を示す．線色は図-4.3.1 に同じ

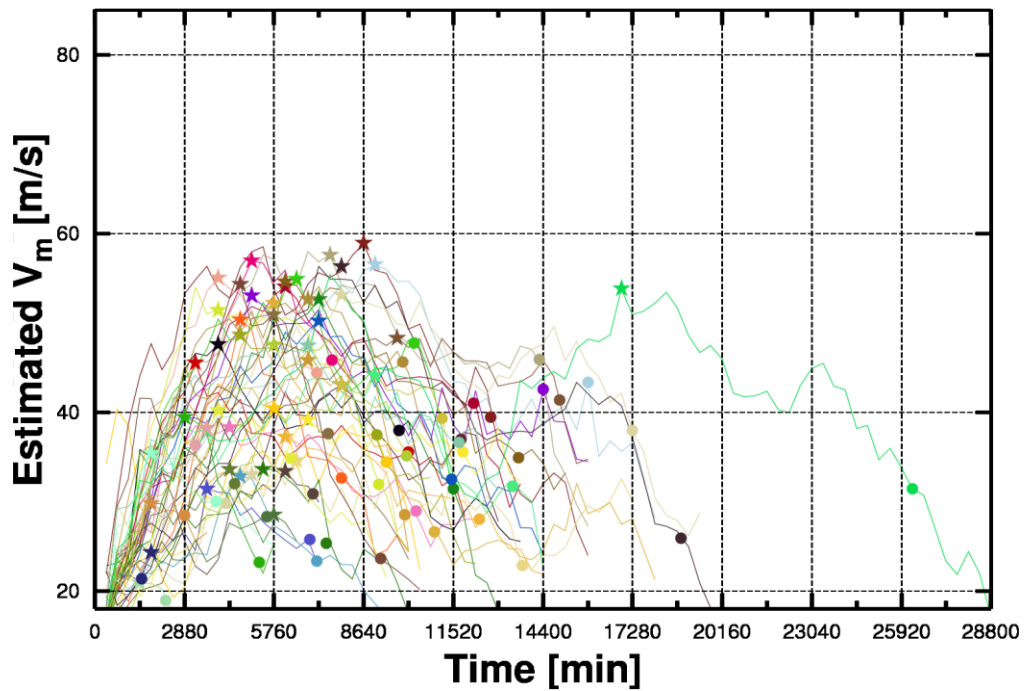


図-4.3.6 高解像度台風モデルによる台風 49 事例の  $V_m$  の時系列  
 星印はピーク時，丸印は上陸時を示す．線色は図-4.3.1 に同じ

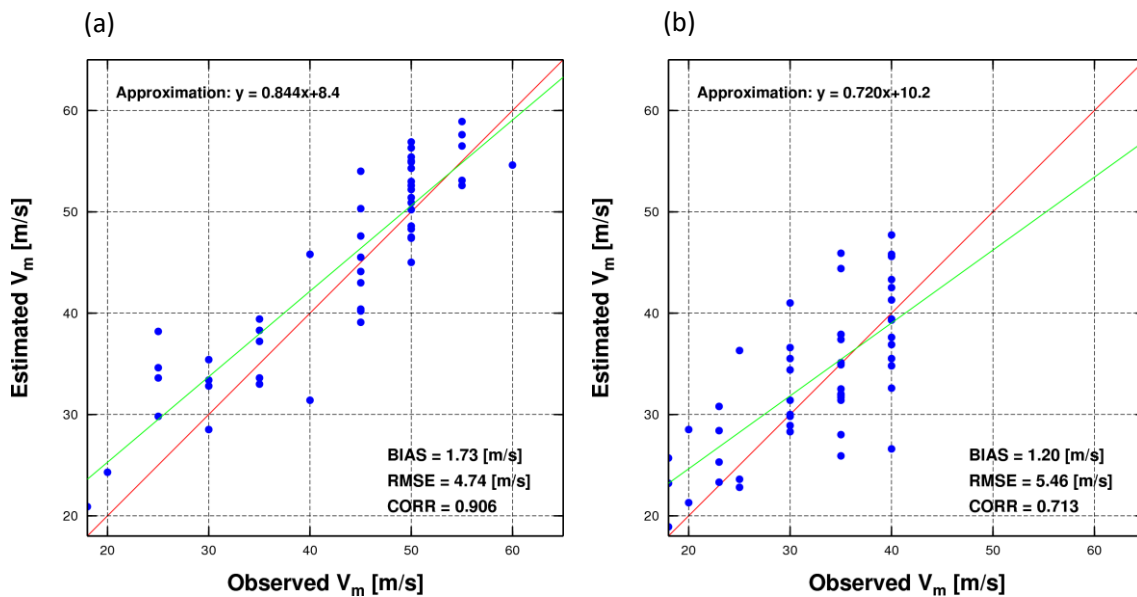


図-4.3.7 (a)ピーク時の  $V_m$  の散布図 (b)上陸時の  $V_m$  の散布図

観測値：気象庁ベストトラック，推定値：高解像度台風モデル

最後に最大風速半径 ( $R_m$ ) の計算結果について確認する (図-4.3.8 および図-4.3.9). 図-4.3.8 は，高解像度台風モデルによる全 49 事例の台風の  $R_m$  の時系列を示す. 台風強度と同様に，図の星印はピーク時，丸印は上陸時を表している. 図-4.3.9 に上陸時における高解像度台風モデルによる推定と Myers の式 (4.4.2) による推定値を観測値とした場合の散布図を示す. 上陸時の  $R_m$  の推定精度は，バイアス誤差は 11.91 km, RMS 誤差は 26.78 km, 相関係数は 0.78 となった. RMS 誤差は無視できない大きさではあるが，先行研究においても  $R_m$  の値は時間変動が非常に大きいことが確認されており (Takagi et al., 2015), 推定と観測との間のばらつきが大きくなったと考えられる. しかしながら，系統的な誤差は比較的小さく，上陸時の台風の大きさを概ね再現できていると考えられる. 以上の精度検証結果より，台風強度 ( $P_c$ ,  $V_m$ ) および台風構造 ( $R_m$ ) をともに高い精度で表現できているといえる. したがってピーク時であっても上陸時であっても次節の将来気候実験 (擬似温暖化実験) の結果はある程度信頼性は高いものと見なすことができる.

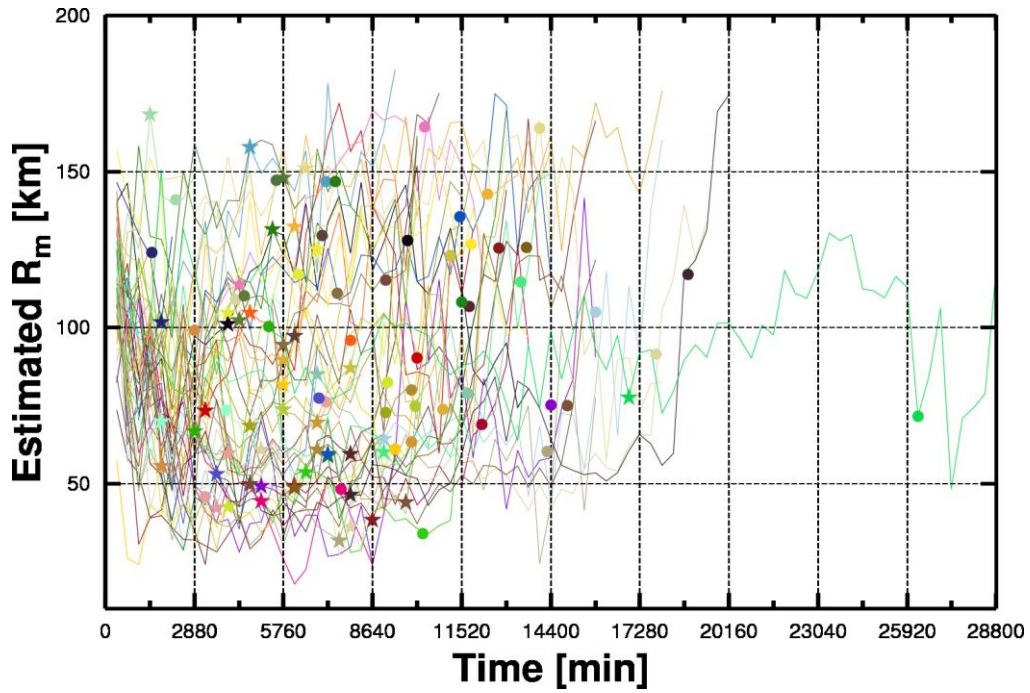


図-4.3.8 高解像度台風モデルによる台風 49 事例の  $R_m$  の時系列  
 星印：ピーク時，丸印：上陸時を示す．線色は図-4.3.1 に同じ

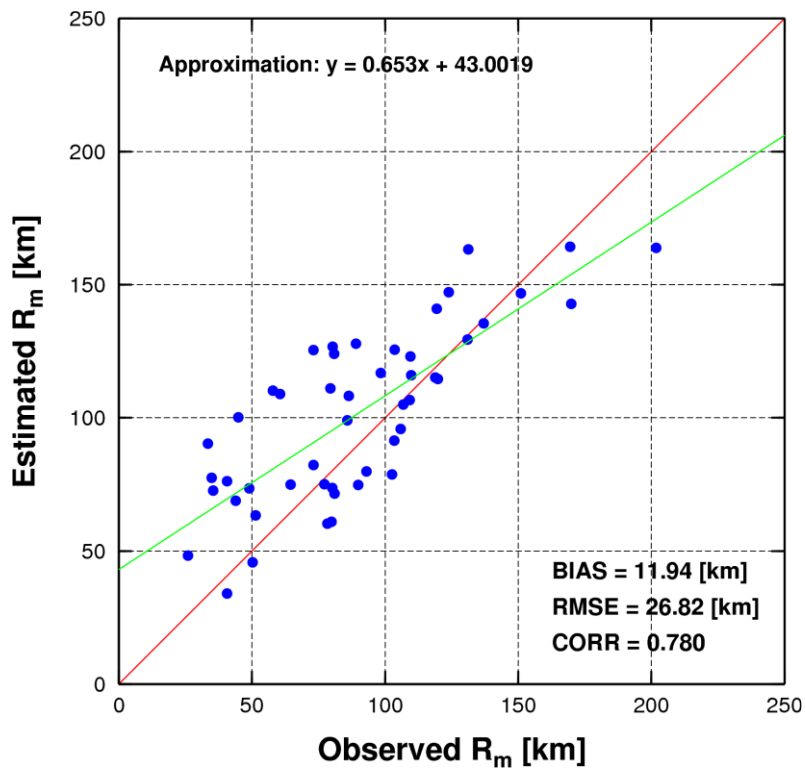


図-4.3.9 上陸時の  $R_m$  の散布図（観測値：気象庁ベストトラック，  
 推定値：高解像度台風モデル）

## 4.4 台風49事例の強度に対する擬似温暖化実験

次に、台風49事例に対する擬似温暖化実験について述べる。まず擬似温暖化実験に必要なデータの計算方法について述べる。第2章で述べた過去から現在までのデータ群である historical データ (表-4.4.1) および RCP8.5 シナリオ (表-4.4.2) の2000年から2100年までの各年の月平均場を用いて、これらの物理量に関する将来気候下の月毎の温暖化気候差分 $\Delta G$ を算出する。 $\Delta G$ は、現在気候 ( $G_p(x, y, p, m)$ ) と将来気候 ( $G_f(x, y, p, m)$ ) の差分の形で定義される (詳細は第2章5節式2.5.1)。この計算では、2000年から2019年までの20年間を現在気候と定義する (添え字の  $p$  は現在気候を意味する)。その際、RCP8.5 シナリオデータは2006年から2099年まで、historical データは1860年から2005年までのデータが用意されている。したがって、historical データで2000年から2005年までの6年間平均  $A_h$  を作成し、その後 RCP8.5 シナリオデータから2006年から2019年までの14年間平均  $A_r$  を作り、最終的に式(4.4.1)を用いて現在気候20年間平均である  $G_p(x, y, p, m)$  を求める。

$$G_p(x, y, p, m) = (6 * A_h + 14 * A_r) / 20 \quad (4.4.1)$$

$G_f(x, y, p, m)$  は、2080年1月から2099年12月までの将来気候の各月の平均値 (添え字の  $f$  は将来気候を意味する) を表す。 $x$  は経度、 $y$  は緯度、 $p$  は気圧、 $m$  は月であり、これらの関数によって  $G_p$  および  $G_f$  は表現される。ここで求めた  $\Delta G$  を2000年から2017年の現在気候の気候場に加算することにより、擬似温暖化実験のための将来気候における擬似温暖化気象データを得ることができる。この擬似温暖化実験においても、データ元のGCMはそれぞれに異なる水平解像度を持っているため、ベースとなるNCEP FNLデータの水平解像度 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) に空間内挿し、計算を行う。CMIP5が提供する全球気候モデルは、約60個存在するが、計算対象となる期間内において各気圧面における必要な物理量が全て揃っている必要がある。この制約条件により、現在気候データの算出には15種類のGCM、将来気候データの算出には8種類のGCMを選定した (表-4.4.1および表-4.4.2)。ここでは、現在気候実験 (再現実験) と将来気候実験 (擬似温暖化実験) のそれぞれの結果との対比から、台風のピーク時および上陸時の  $P_c$  および  $V_m$  の将来変化について議論する (図-4.1.1)。先述したように擬似温暖化実験では、その性質上、台風進路については現在気候と変わらないという前提で議論を進める。

表-4.4.1 現在気候データの作成に用いた CMIP5 提供の GCM

	水平解像度		モデリングセンター名	開発機関
	緯度(度)	経度(度)		
CMCC-CESM	3.4431	3.75	CMCC	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
CNRM-CM5-2	1.4008	1.40625	CNRM-CERFACS	Centre National de Rcherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique
CNRM-CM5	1.4008	1.40625	CNRM-CERFACS	Centre National de Rcherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique
HadGEM2-CC	1.25	1.875	MOHC	Met Office Hadley Centre
HadGEM2-ES	1.25	1.875	MOHC	Met Office Hadley Centre
IPSL-CM5A-LR	1.8947	3.75	IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
IPSL-CM5A-MR	1.2676	2.5	IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
IPSL-CM5B-LR	1.8947	3.75	IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
MIROC-ESM-CHEM	2.7906	2.8125	MIROC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies
MIROC-ESM	2.7906	2.8125	MIROC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies
MPI-ESM-LR	1.8653	1.875	MPI-M	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)
MRI-CGCM3	1.12148	1.125	MRI	Meteorological Research Institute
NorESM1-M	1.8947	2.5	NCC	Norwegian Climate Centre
NorESM1-ME	1.8947	2.5	NCC	Norwegian Climate Centre
INM-CM4	1.5	2	INM	Institute for Numerical Mathematics

表-4.4.2 将来気候データの作成に用いた CMIP5 提供の GCM 一覧

	水平解像度		モデリングセンター名	開発機関
	緯度(度)	経度(度)		
CanESM2	2.7906	2.8125	CCCma	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis
CMCC-CESM	3.4431	3.75	CMCC	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
HadGEM2-CC	1.25	1.875	MOHC	Met Office Hadley Centre
IPSL-CM5A-LR	1.8947	3.75	IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
IPSL-CM5A-MR	1.2676	2.5	IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
IPSL-CM5B-LR	1.8947	3.75	IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
NorESM1-M	1.8947	2.5	NCC	Norwegian Climate Centre
NorESM1-ME	1.8947	2.5	NCC	Norwegian Climate Centre

図-4.4.1 は、擬似温暖化実験による全 49 事例の台風の  $P_c$  の時系列を示す。前述の再現実験と同様に、図の星印はピーク時、丸印は上陸時を表す。全体的に見て、中心気圧の下がり方が現在気候に比べて将来気候ではより深まっていることが見て取れる。特に強まっているのは 2004 年台風 10 号 (Typhoon Namtheun) であり、ピーク時の  $P_c$  は 850.4 hPa、上陸時の  $P_c$  は 905.1 hPa となった。現在気候と将来気候の差は、ピーク時で -101.1 hPa、上陸時で -59.9 hPa であった。この将来変化量は、ピーク時および上陸時とともに全事例で最も大きな変化である。また全 49 事例の平均を取ると、ピーク時に関しては、現在気候の  $P_c$  は 946.2 hPa、将来気候の  $P_c$  は 900.5 hPa となる。また、上陸時に関しては、現在気候の  $P_c$  は 965.8 hPa となり、将来気候の  $P_c$  は 960.3 hPa となる。将来気候においては、現在気候に比べて平均的に見て  $P_c$  が低下する傾向にあり、ピーク時において -45.7 hPa、上陸時においても -5.5 hPa の低下量となった。ピーク時に比べて上陸時では将来変化量が小さくなる傾向については、これまでの知見と同じである。日本に上陸する時刻付近では、偏西風や地形の影響により台風の減衰が起きているため、温暖化による強度増大が抑制されるためであると考えられる。またピーク時の  $P_c$  について、現在気候と将来気候の間には有意水準 5% (片側検定) で有意な差があることが明らかとなった。

次に図-4.4.2 および図-4.4.3 は、ピーク時 (図-4.4.2) および上陸時 (図-4.4.3) の現在気候および将来気候の台風強度の相対頻度分布を示す。ピーク時の分布による

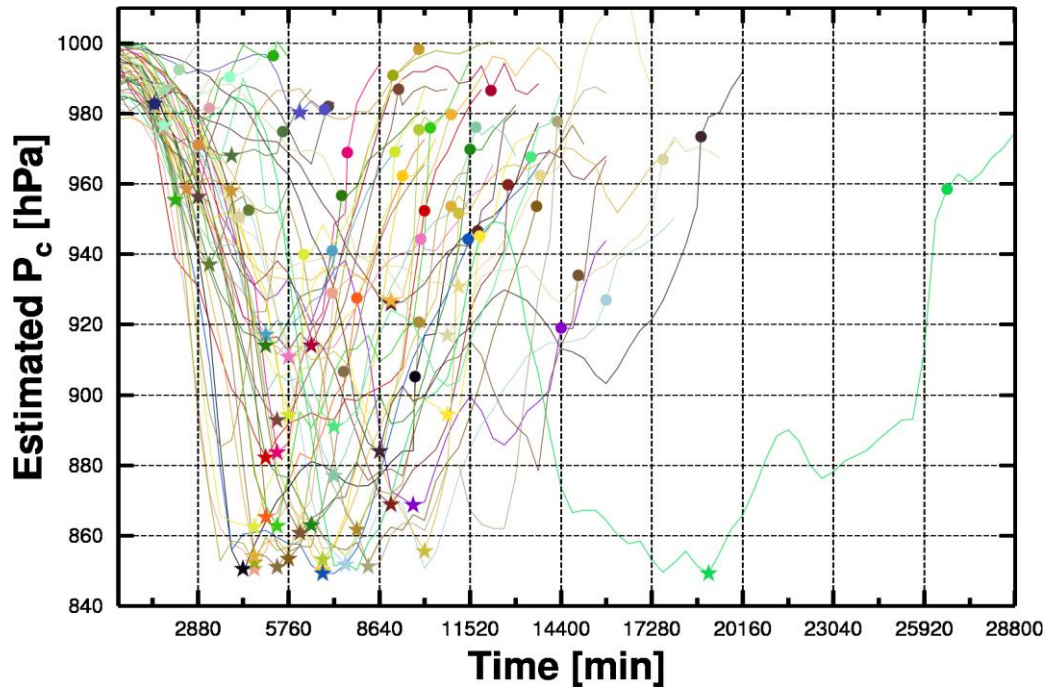


図-4.4.1 擬似温暖化実験による台風 49 事例の  $P_c$  の時系列

星印：ピーク時，丸印：上陸時を示す．線色は図-4.3.1 に同じ

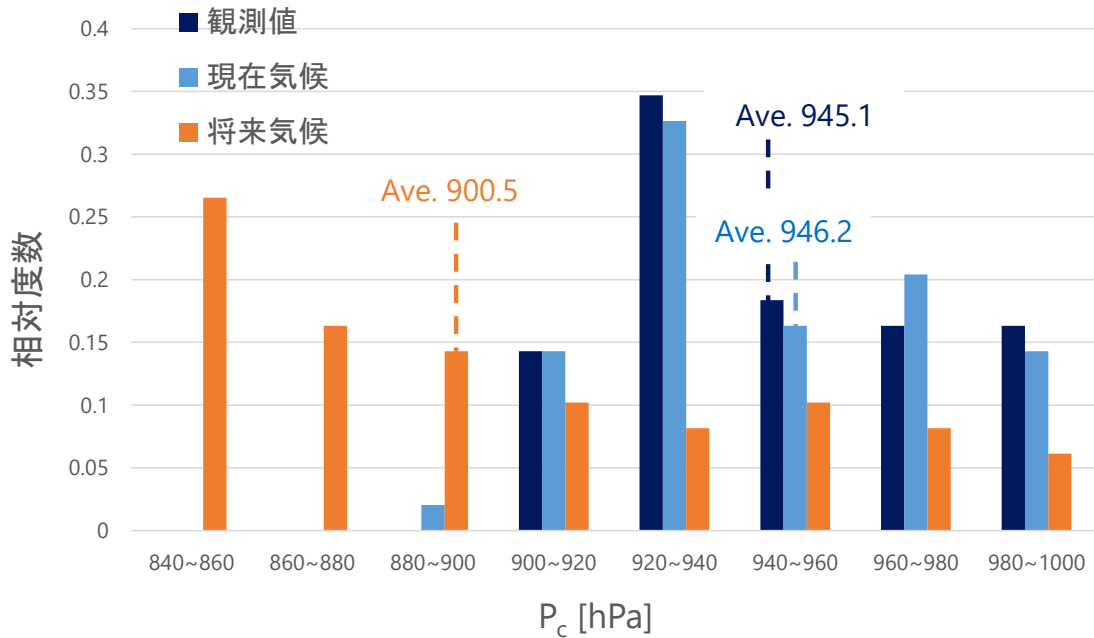


図-4.4.2 ピーク時の  $P_c$  の相対頻度分布図（紺色：気象庁ベストトラック，水色：現在気候，橙色：将来気候）．図中の Ave. は平均値を示す

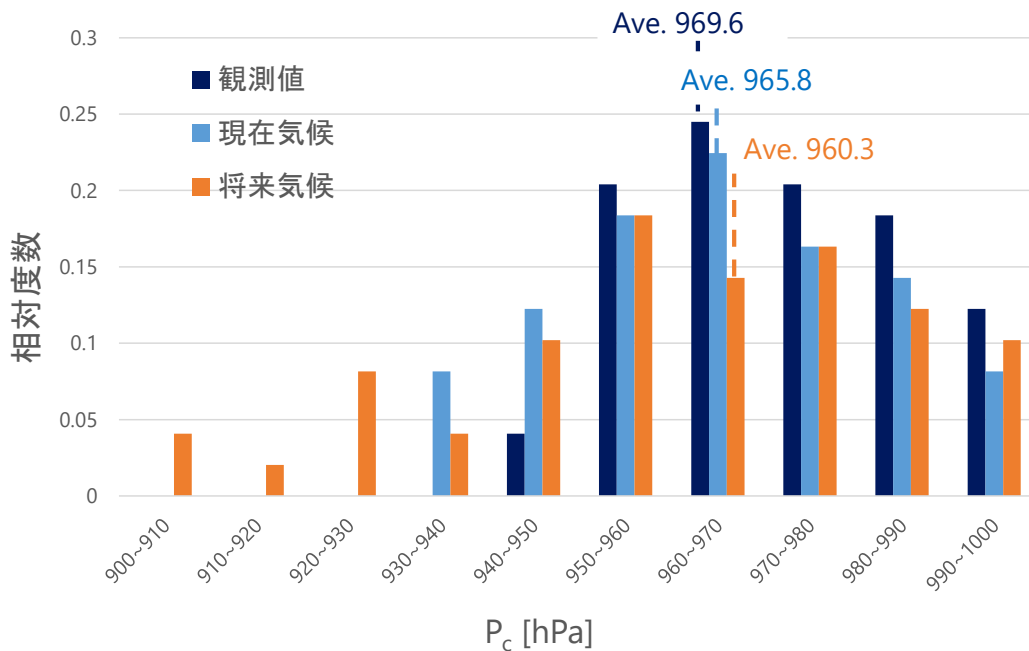


図-4.4.3 上陸時の  $P_c$  の相対頻度分布図（紺色：気象庁ベストトラック，水色：現在気候，橙色：将来気候）．図中の Ave. は平均値を示す

と（図-4.4.2），現在気候（青色）で最も事例数が多いのは  $P_c$  が 920 hPa 以上 940 hPa 未満の強度（約 33 %）であるのに対して，将来気候（橙色）では 840 hPa 以上 860 hPa 未満の強度（約 27 %）の事例数が最も多い．この分布図からも，地球温暖化によってピーク時の強度が大幅に増大し，全体的に  $P_c$  の分布が左に移動していることがわかる．一方で，上陸時の出現頻度分布を確認すると（図-4.4.3），現在気候（青色）で最も事例数が多いのは， $P_c$  が 960 hPa 以上 970 hPa 未満の強度であり，全体の約 22 % を占めている．将来気候（橙色）では，最も事例数が多いのは 950 hPa 以上 960 hPa 未満の階級にシフトしており（約 18 %），現在気候では一事例も無かった 930 hPa 未満の事例も 7 事例に増加している．以上の点からも，ピーク時ほど明瞭な強度変化はないものの，上陸時の強度も温暖化により全体的に増加しているといえ，強い勢力で上陸する事例が増加する傾向にある．将来気候下における台風強度は，ピーク時では全 49 事例で増大する結果となり，上陸時では 30 事例で増大する結果となった．

以上より，将来気候下で日本に上陸する台風の多くはピーク時と上陸時でとも  $P_c$  は低下し，特にピーク時でより大きく変化する可能性が高いことが明らかとなった．

次に図-4.4.4 は，擬似温暖化実験による全 49 事例の台風の  $V_m$  の時系列を示す．前述の再現実験と同様に，図の星印はピーク時，丸印は上陸時を表す．特に強まっているのは 2007 年台風 5 号（Typhoon Usagi）であり，ピーク時の  $V_m$  は 70.6 m/s，上陸時の  $V_m$  は 57.3 m/s となった．現在気候と将来気候の差は，ピーク時で +30.4 m/s，上陸時で +22.5 m/s であった．この将来変化量は，ピーク時および上陸時とともに全事例で最



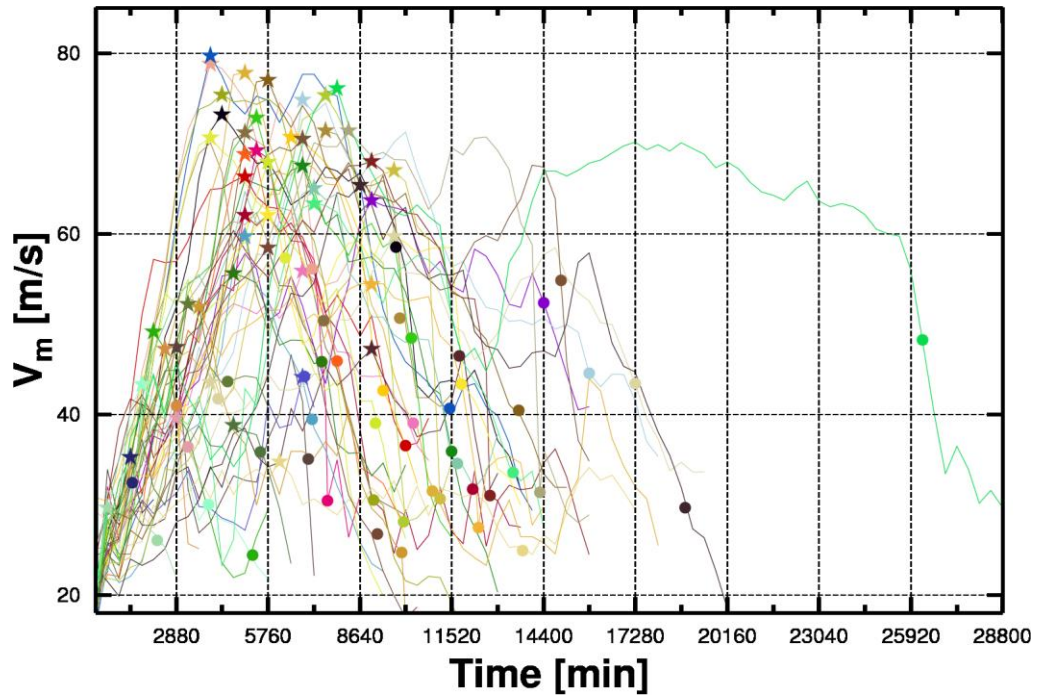


図-4.4.4 擬似温暖化実験による台風 49 事例の  $V_m$  の時系列  
 星印：ピーク時，丸印：上陸時を示す．線色は図-4.3.1 に同じ

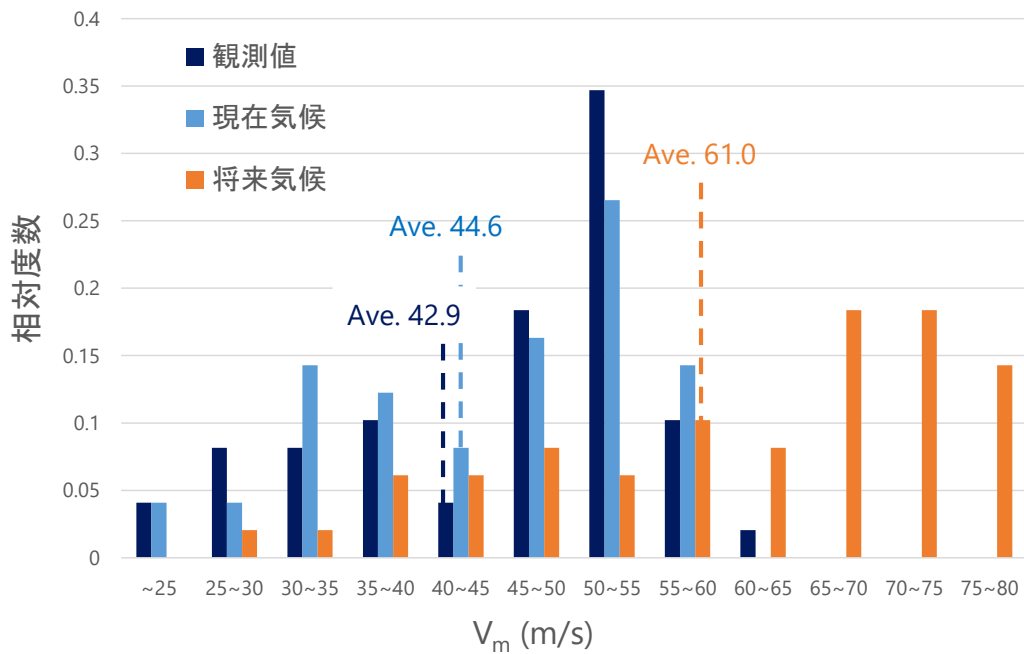


図-4.4.5 ピーク時の  $V_m$  の相対頻度分布図（紺色：気象庁ベストトラック，水色：現在気候，橙色：将来気候）．図中の Ave. は平均値を示す

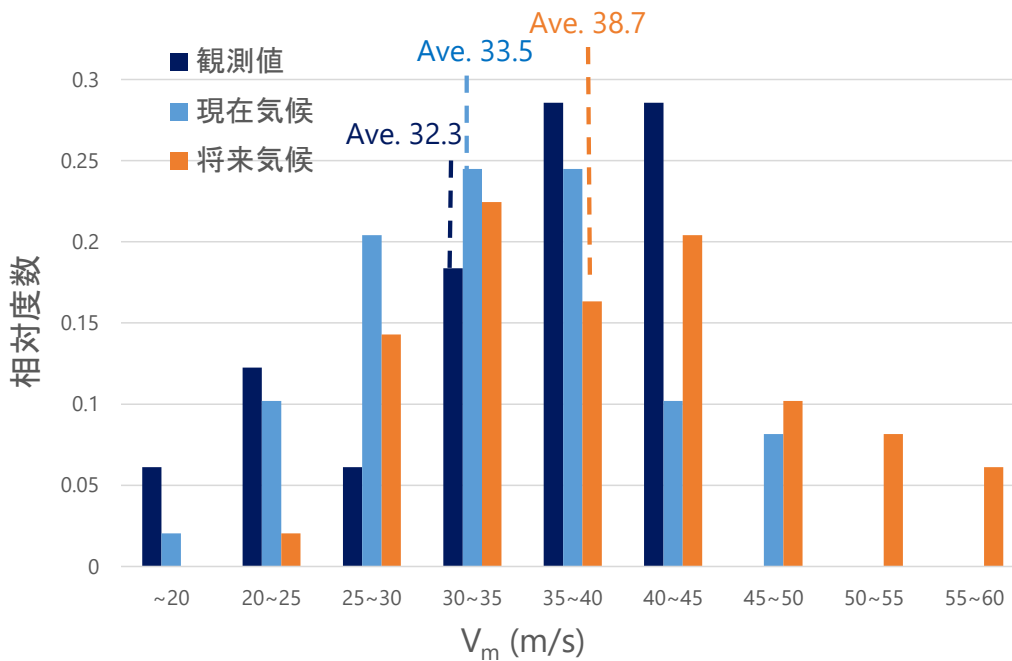


図-4.4.6 ピーク時の  $V_m$  の相対頻度分布図（紺色：気象庁ベストトラック，水色：現在気候，橙色：将来気候）．図中の Ave. は平均値を示す

も大きな変化である．全49事例の平均を取ると，ピーク時に関しては61.0 m/sとなり，上陸時に関しては 38.7 m/sとなる．将来気候においては，現在気候に比べて平均的に見て  $V_m$  が増大する傾向にあり，ピーク時において+16.4 m/s，上陸時においても+5.2 m/sの増加量となった．またピーク時および上陸時におけるそれぞれの  $V_m$  について，現在気候と将来気候の間にある差は有意水準5%（片側検定）でともに有意であることが明らかとなった．次に図-4.4.5および図-4.4.6は，ピーク時（図-4.4.5）および上陸時（図-4.4.6）の現在気候および将来気候の台風強度の分布を示す．ピーク時の分布によると（図-4.4.5），現在気候（青色）で最も事例数が多いのは  $V_m$  が50 m/s以上55 m/s未満の強度（約27%）であるのに対して，将来気候（橙色）では65 m/s以上75 m/s未満の強度（約37%）の事例数が最も多い．この分布図からも，地球温暖化によってピーク時の強度が大幅に増大し，  $V_m$  の分布が右に移動していることがわかる．一方で，上陸時の分布を確認すると（図-4.4.6），現在気候（青色）で最も事例数が多いのは，  $V_m$  が30 m/s以上35 m/s未満および35 m/s以上40 m/s未満の強度であり，ともに約24.5%（合計で全体の約半分）を占めている．将来気候（橙色）では，最も事例数が多いのは30 m/s以上35 m/sの強度（約22%）であるが，次いで40 m/s以上45 m/sの強度（約20%）となっている．さらに，現在気候では無かった50 m/s以上の事例も7事例に増加していることに加え，  $V_m$  が25 m/s未満の事例数は，現在気候で6事例であったものが将来気候で1事例に減少している．以上の点からも，  $P_c$  と同様にピーク時ほど明瞭な強度変化はないものの，上陸時の強度も温暖化により全体的に増加し

ており、強い勢力で上陸する事例が増加する傾向にある。将来気候下における台風の $V_m$ は、ピーク時では全49事例で増大する結果となり、上陸時では38事例で増大する結果となった。

以上より、将来気候下で日本に上陸する台風の多くはピーク時と上陸時でともに $V_m$ が増加する可能性が高いことが明らかとなった。

## 4.5 上陸時に着目した詳細な解析

次に、このような台風強度の将来変化が生じた物理的要因について考察する。図-4.5.1は北西太平洋において、現在気候と将来気候におけるGCMから得られた5月から10月までの月平均海面温度(SST)を各月の台風事例数で重みづけした分布とその将来変化量を示す(5月:1個, 6月:3個, 7月:9個, 8月:14個, 9月:15個, 10月:7個)。対象となる全49事例の台風の発生地点(青点)についても重ねて示す。現在気候の分布(図-4.5.1a)に比べて、将来気候の分布(図-4.5.1b)では中緯度に位置する日本付近まで30度を超えるSSTが分布していることがわかる。熱帯低気圧の発達には暖かい海面からの熱・水蒸気供給が不可欠であり(Holland, 1997), 26.5°C以上のSSTで熱帯低気圧が発達しやすいことが知られている(Gray, 1968)。また28°Cを超えるSSTで、海面下深くまで高温となっている場合ではCategory 4以上の熱帯低気圧にまで発達しやすいことも知られている(Mainelli et al., 2008, Lin et al., 2008)。そのため、将来気候下では発生から上陸までの期間で30°C以上の高SSTの影響を受けやすく、現在気候に比べて台風はより発達しやすいと考えられる。SSTの将来変化量を確認すると(図-4.5.1c), 日本近海は3度から3.5度の上昇を示しており、将来気候下では、現在気候下のフィリピン東海上のSSTと同レベルにまで昇温し(Mizuta et al., 2014), 台風強度にも大きな影響を及ぼすものと推察される。

また、台風の減衰に関わる風の鉛直シア(300 hPa高度と850 hPa高度の風速差)の分布とその将来変化量を示す(図-4.5.2)。風の鉛直シアの強さは台風の減衰に影響することが知られており(Yamada et al., 2010), 中緯度の偏西風帯においてはその影響が無視できない。北緯20度-30度の亜熱帯高圧帯では風の鉛直シアは小さく、台風の発達に適した環境であると言える。現在気候(図-4.5.2a)と将来気候(図-4.5.2b)との間では、風の鉛直シアの変化はほとんどなく、将来変化量(図-4.5.2c)も日本列島付近で-0.5 m/sとごく小さいと判断できる。したがって現在と将来で風の鉛直シアによる減衰効果は現在と将来では平均的にはほとんど変わらないと言えられる。

以上より台風強度の将来変化には、特に、SSTの上昇が大きく影響しているとみならずことができる。現在気候では29℃以上の高SSTの範囲はフィリピンの東海上の低緯度帯に限られているが、将来気候下では温暖化により高SSTの範囲は日本付近にまで及ぶようになり、日本列島付近でも多くの台風がスーパー台風レベルにまで発達できるようになると推察される。その結果として、日本列島に接近する台風も、より強い勢力を維持して上陸するものと考えられる。特に、比較的高緯度で発生する台風については、現在気候下では十分に発達できないままに日本列島に上陸していたと考えられるが、将来気候下では30℃以上の高SSTの恩恵を受けて急発達し、勢力を維持した状態で上陸できるようになると推察される。

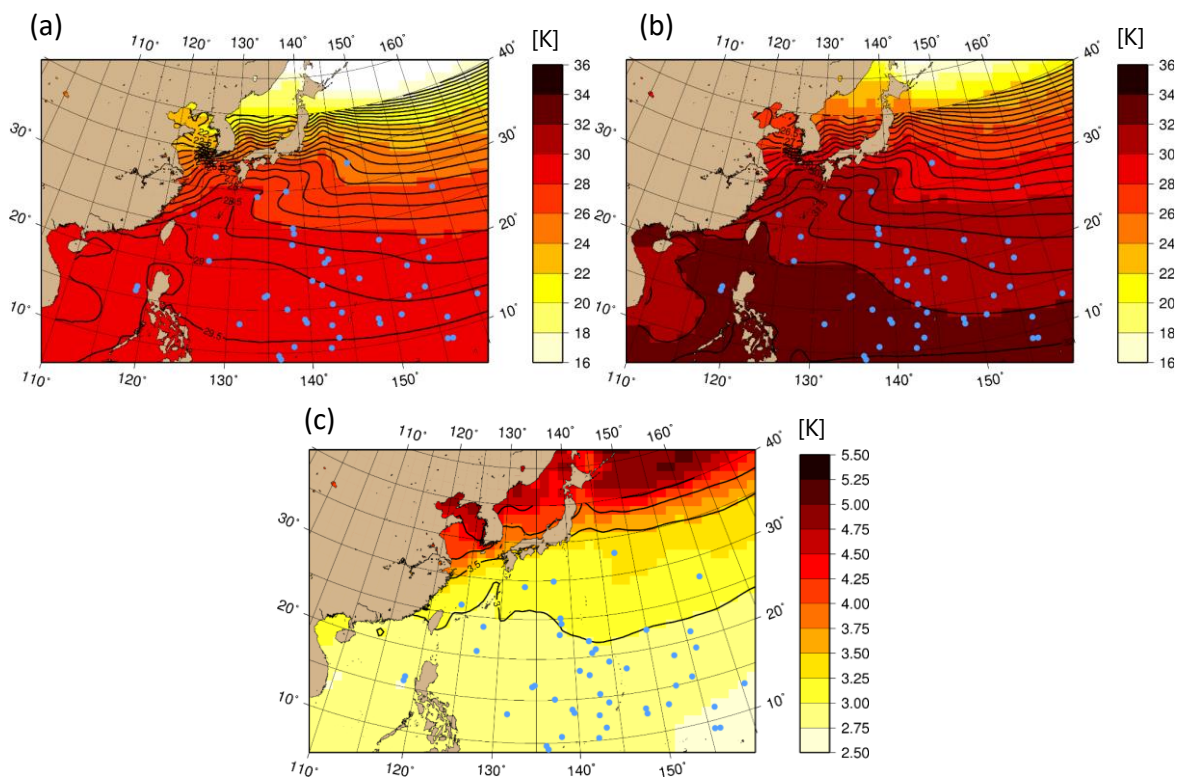


図-4.5.1 SSTの分布 (a) 現在気候, (b) 将来気候 (c) SSTの将来変化量の分布 (青点：台風49事例の発生地点)。カラーバーは数値の増加に応じて黄から赤に変わる

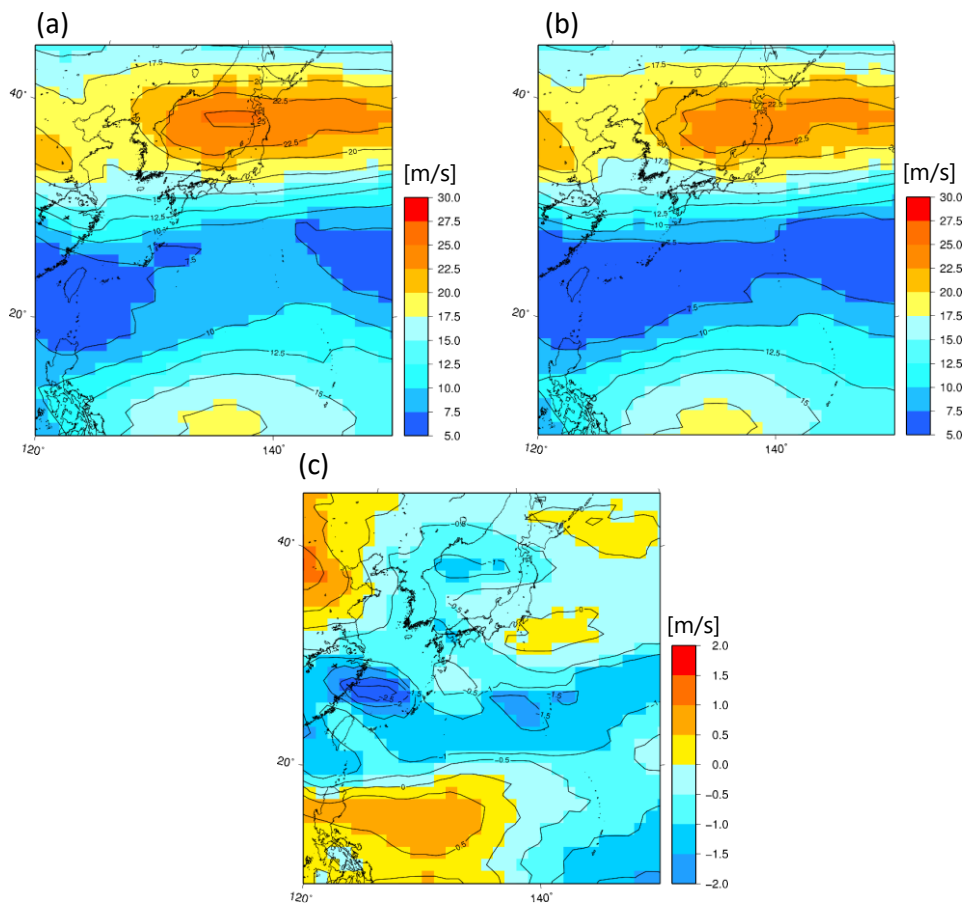


図-4.5.2 300 hPa と 850 hPa の間の風の鉛直シアの分布  
 (a) 現在気候, (b) 将来気候 (c) SST の将来変化量の分布  
 負の値は寒色系, 正の値は暖色系で描かれている.

台風49事例の擬似温暖化実験の結果のうち, 個々の将来気候と現在気候の台風上陸時の差異 (将来変化) を見ると, 大きく発達しているものもあれば, それほど発達せずに逆に弱まっているものもある. そのため, 台風事例によって温暖化影響の現れ方には差があるものと考えられる. そこで, 特に現在気候における台風強度の相違に着目して, 温暖化影響の差異について考察を試みる. まず, 現在気候において上陸時に気象庁ベストトラックの基準で“強い”または“非常に強い”勢力 ( $V_m$  が 33 m/s 以上) で上陸した台風は 24 事例で, 発生から上陸までの所要時間は平均 7.58 日であり,  $R_m$  の平均は 87.5 km, 上陸時の  $P_c$  の平均は 953.8 hPa,  $V_m$  の平均は 39.5 m/s である. 一方で上陸時の  $V_m$  が 33 m/s 未満の事例は 25 事例で, 発生から上陸までの時間は平均 6.18 日,  $R_m$  の平均は 114.7 km, 上陸時の  $P_c$  の平均は 977.3 hPa,  $V_m$  の平均は 27.7 m/s であった. つまり, 現在気候において上陸時に強い勢力を維持していた台風は, 弱い台風と比べて, 発生から上陸までの時間がより長く (平均して約 1.4 日長い), 上陸時の  $R_m$  も小さい (平均して約 30 km 小さい) と言える. 先述したように, SST の

高い海域を長時間にわたってゆっくり移動した台風は、暖かい海面からのエネルギー供給により十分に発達しているものと考えられる。一方で、日本列島に近い中緯度帯で発生した台風や、移動速度が速く発生から上陸までが短時間であった台風は、現在気候下では十分に発達できなかったと考えられる。これらのような台風の特性の相違が温暖化影響にも影響するものと考えられる。そこで、上陸時の台風強度の将来変化には、“現在気候における発生から上陸までの時間 ( $T_l$ )”と“現在気候における上陸時の最大風速半径 ( $R_{ml}$ )”が大きな影響を与えていると考え、この2つの観点についてより詳細な分析を行う（ここで、添字のlは上陸時を意味する）。

まず、 $T_l$ について議論する。図-4.5.3は、現在気候における全49事例の $T_l$ の出現頻度分布を示す。全台風の平均 $T_l$ は6.87日であり、およそ正規分布に近い分布を呈している。したがって、平均値を境として、6.87日未満の $T_l$ を短時間事例（23事例）として、6.87日以上を長時間事例（26事例）として区分することとする。また、表-4.5.1および表-4.5.2は短時間事例と長時間事例のそれぞれの現在気候と将来気候の平均 $P_c$ とその将来変化量をまとめたものである。短時間事例では、全事例の平均将来変化量（-5.5 hPaおよび+5.2 m/s）よりも大きな将来変化量（-13.3hPaおよび+8.8 m/s）を示し、台風強度はより増加する傾向にあるが、長時間事例では、全事例の平均将来変化量に比べて将来変化量は小さい（+1.4 hPaおよび+2.1 m/s）。さらに短時間事例と長時間事例の将来変化量の差について検定したところ、その差は有意な差であることが明らかとなった（有意水準5%、片側検定）。したがって、 $T_l$ が短い事例の方が温暖化の影響により台風強度が増大しやすい傾向にあるといえる。現在気候については、短時間事例の上陸時強度（975.8 hPa, 31.0 m/s）に対して、長時間事例の上陸時強度（956.9 hPa, 35.6 m/s）の方が勢力は強く、有意な差を生じている（有意水準5%、片側検定）。しかし、将来気候になると、短時間事例の上陸時強度は大幅に強くなることで（962.5 hPa, 39.8 m/s）、長時間事例の上陸強度（958.4 hPa, 37.7 m/s）との差が明瞭ではなくなっている。これらの結果から、現在気候では上陸する台風の強さには $T_l$ によって差があるが、将来気候ではいずれの台風も強い勢力を維持して上陸する可能性が高いことを示唆している。

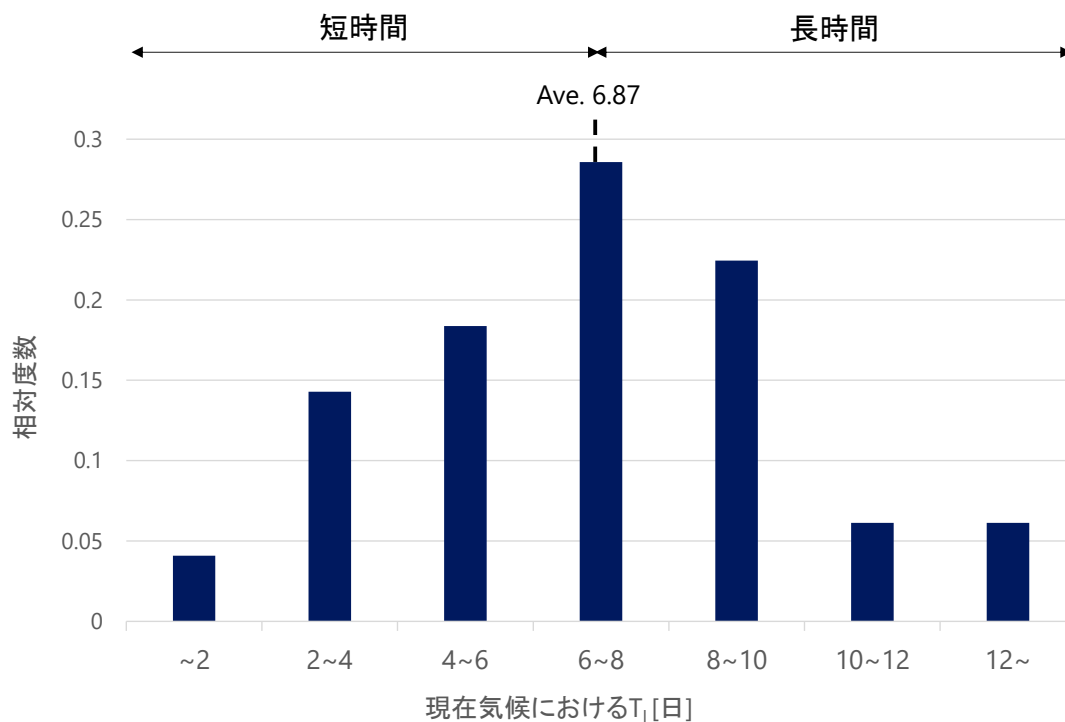


図-4.5.3 気象庁のベストトラックによる発生から上陸までの時間の出現頻度分布 (T<sub>1</sub>)。縦軸は現在の気候下での T<sub>1</sub> (日) で、縦軸は相対頻度を示す。6.87 日未満のケースは 短時間事例として定義され、6.87 日より長いケースは長時間事例として定義される。

表-4.5.1 発生から上陸までの時間 (T<sub>1</sub>) で分類された高解像度台風モデルを使用した、49 台の台風の中心気圧 (P<sub>c</sub>) の計算結果。左列は現在気候実験の平均を示し、中央列は将来気候実験の平均を示し、右列は将来変化の平均を示す。T<sub>1</sub> が 6.87 日未満の台風は短時間 (23 事例)、6.87 日以上台風は長時間 (26 事例) と定義される。括弧内の値は標準偏差を示す。

	現在気候 P <sub>c</sub> [hPa]	将来気候 P <sub>c</sub> [hPa]	将来変化量 [hPa]
全台風 (49 事例)	965.8 (16.9)	960.3 (23.2)	-5.5 (17.6)
短時間 (T <sub>1</sub> < 6.87; 23事例)	975.8 (13.8)	962.5 (26.4)	-13.3 (18.1)
長時間 (T <sub>1</sub> ≥ 6.87; 26事例)	956.9 (14.3)	958.4 (19.6)	+1.4 (13.9)

表-4.5.2 発生から上陸までの時間 ( $T_1$ ) で分類された高解像度台風モデルを使用した、49 台の台風の中心気圧 ( $V_m$ ) の計算結果. 左列は現在気候実験の平均, 中央列は将来気候実験の平均, 右列は将来変化の平均を示す.  $T_1$  が 6.87 日未満の台風は短時間 (23 事例), 6.87 日以上 of 台風は長時間 (26 事例) と定義される. 括弧内の値は標準偏差を示す.

	現在気候 $V_m$ [m/s]	将来気候 $V_m$ [m/s]	将来変化量 [m/s]
全台風 (49 事例)	33.5 (7.1)	38.7 (9.2)	+5.2 (8.7)
短時間 ( $T_1 < 6.87$ ; 23 事例)	31.0 (6.9)	39.8 (9.5)	+8.8 (8.8)
長時間 ( $T_1 \geq 6.87$ ; 26 事例)	35.6 (6.5)	37.7 (8.8)	+2.1 (7.4)

次に、図-4.5.4は、現在気候と将来気候における発生から上陸までの時間 $T_1$ と上陸時の中心気圧 $P_c$ の関係を示している。現在気候においては（図-4.5.4a）、 $T_1$ が長い事例ほど上陸時の $P_c$ が低くなる傾向が顕著に表れているが、将来気候においては（図-4.5.4b）、 $T_1$ が短い事例であってもよく発達できる事例が増えている。また $P_c$ の将来変化量に着目すると（図-4.5.4c）、その傾向は線形関係ではなく、非線形な関係であることが見て取れる。 $T_1$ が3~4日頃までの事例では $P_c$ の将来変化量は負に大きくなる傾向にあり、その後は $T_1$ の増加に伴い $P_c$ の将来変化量も増大する傾向にある。長時間台風よりも短時間台風の方が将来変化量は大きい傾向にあるが、将来気候下においても台風の発達にはある程度の時間が必要であるため、 $T_1$ が短すぎると逆に温暖化の影響は受けにくくなると考えられる。



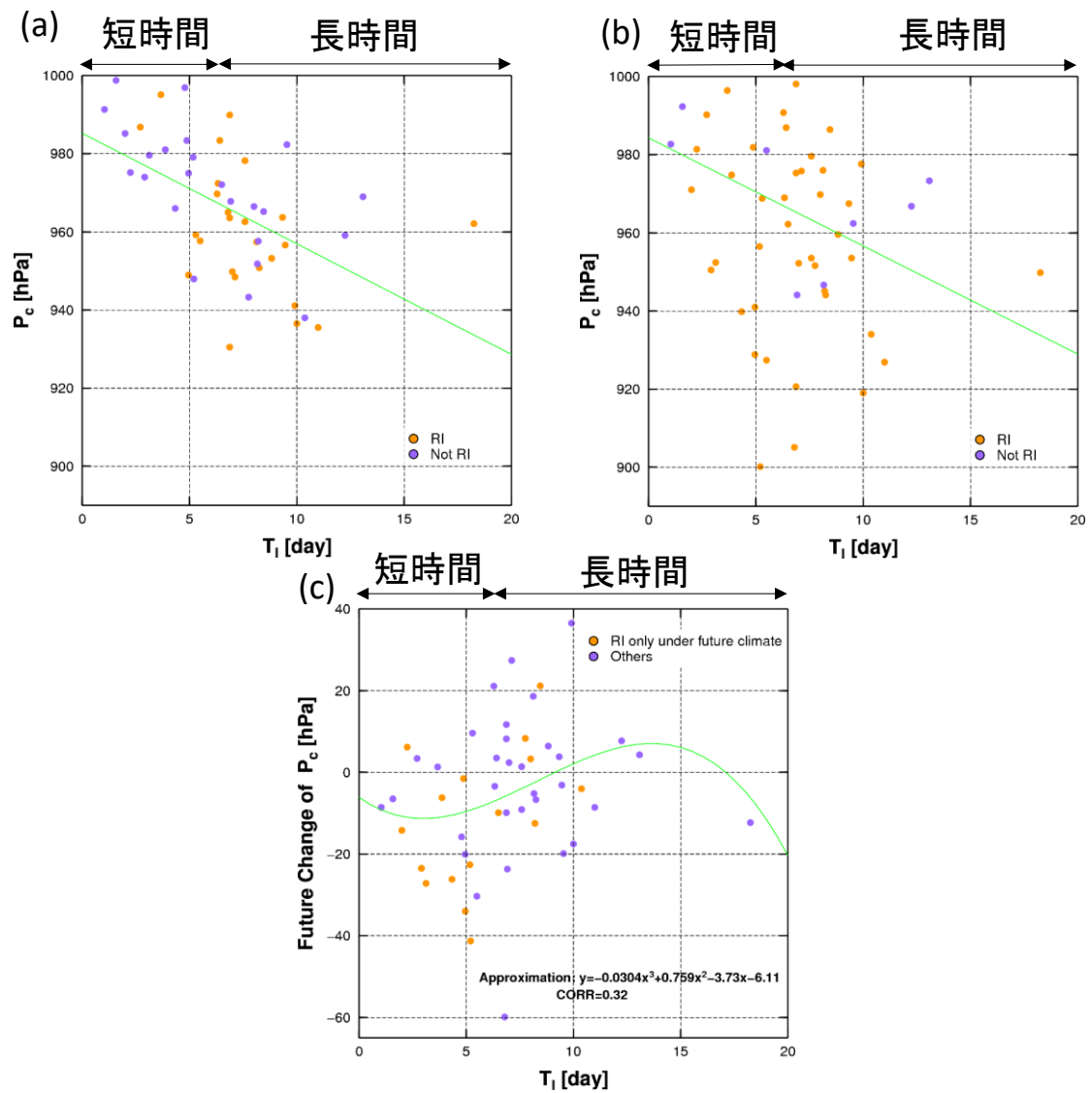


図-4.5.4 気象庁のベストトラックによる発生から上陸までの時間 ( $T_l$ ) と、高解像度台風モデルで計算された 49 事例の台風の中心気圧 ( $P_c$ ) の散布図。(a) 現在気候、(b) 将来気候、(c)  $T_l$  と  $P_c$  の将来変化に関する散布図を示す。(a) および (b) で、オレンジ色の点は、急速発達 (RI) が発生した場合を意味し、紫色の点は RI が発生しなかった場合を意味する。(c) においてオレンジ色の点は RI が将来の気候下でのみ発生した場合を意味し、紫色の点は他のすべての場合を意味している。図の緑線は回帰線を示している。

次に、 $R_{ml}$ について議論する。図-4.5.5は、現在気候における全49事例の $R_{ml}$ の出現頻度分布を示す。全台風の平均 $R_{ml}$ は101.4 kmであり、こちらも概ね正規分布をしている。そこで、平均値を閾値として、現在気候における $R_{ml}$ が101.4 km未満を小半径事例（23事例）として、101.4 km以上を大半径事例（26事例）とする。また、表-4.5.3は小半径事例と大半径事例のそれぞれの現在気候と将来気候の平均 $P_c$ とその将来変化量をまとめたものである。大半径事例では、全事例の平均将来変化量（-5.5 hPa, +5.2 m/s）よりも大きな将来変化量（-11.7 hPa, +7.26 m/s）を示す一方で、小半径事例では、全事例の平均将来変化量に比べて将来変化量は小さい（+1.57 hPa, +2.94 m/s）。また、大半径事例と小半径事例の将来変化量の差は有意な差となった（有意水準5%、片側検定）。先行研究でも指摘されているように、台風の $V_m$ が増加する際には角運動量保存則に則って最大風速半径が収縮する作用が起こる（Smith et al., 2009）。そのため発達した台風では $V_m$ が大きく、最大風速半径が小さくなる傾向にある（Colon, 1963；Shea and Gray, 1973）。したがって、現在気候において、 $R_{ml}$ が大きい事例の方が温暖化により台風強度を増大しやすい傾向にあるといえる。現在気候においては、 $R_{ml}$ が小さい事例の方が上陸時の強度はやや強い傾向にあるが、将来気候では逆転して現在気候で大半径事例の方が強い勢力となっている。

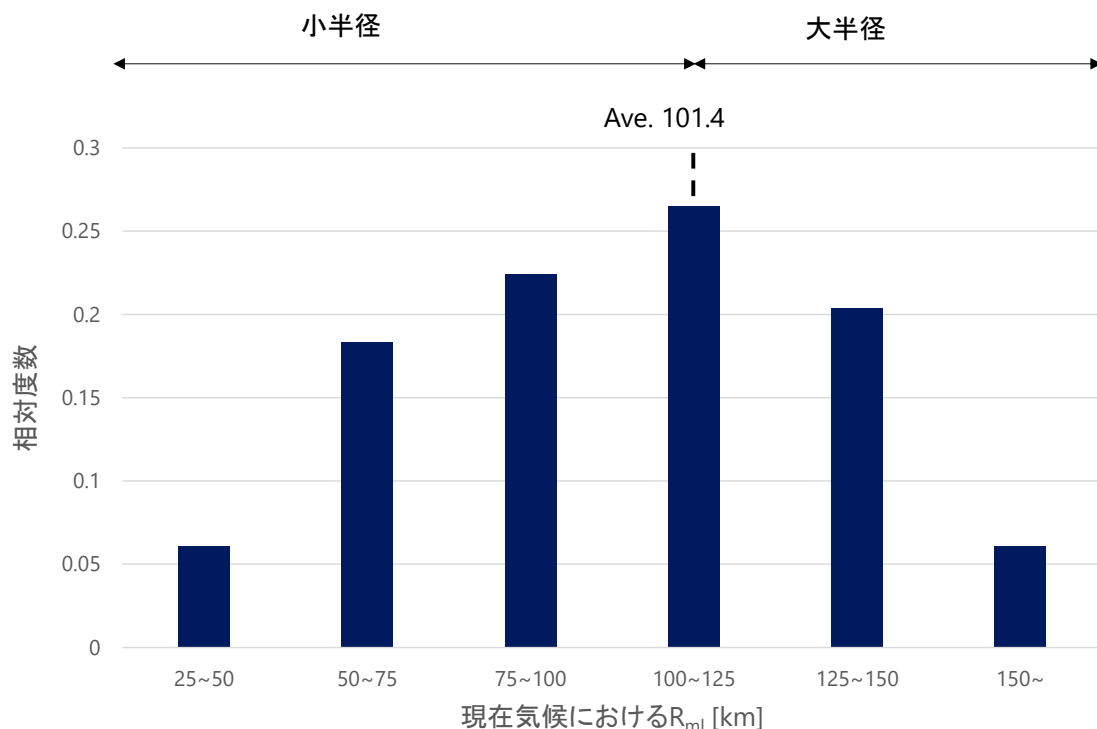


図-4.5.5 Myers の方程式の推定値（1954）による現在気候での上陸時の最大風速半径（ $R_{ml}$ ）の相対頻度分布。縦軸は現在気候での  $R_{ml}$  (km) であり、横軸は相対頻度を示している。101.4 km 未満のケースは小半径として定義され、101.4 km 以上のケースは大半径として定義される。

表-4.5.3  $R_{ml}$ で分類された高解像度台風モデルを使用した台風 49 事例の中心気圧 ( $P_c$ ) の計算結果. 左列は現在気候実験の平均, 中央列は将来気候実験の平均, 右列は将来変化の平均を示す.  $R_{ml}$ が 101.4 km 未満の台風は小半径 (23 事例), 101.4 km 以上の台風は大半径 (26 事例) と定義される. 括弧内の値は標準偏差を示す.

	現在気候 $P_c$ [hPa]	将来気候 $P_c$ [hPa]	将来変化量 [hPa]
全台風 (49 事例)	965.8 (16.9)	960.3 (23.2)	-5.5 (17.6)
小半径 ( $R_{ml} < 101.4$ ; 23事例)	962.1 (17.2)	963.7 (22.9)	+1.6 (16.3)
大半径 ( $R_{ml} \geq 101.4$ ; 26事例)	969.1 (15.9)	957.3 (23.0)	-11.7 (16.4)

表-4.5.4  $R_{ml}$ で分類された高解像度の台風モデルを使用した台風 49 事例の中心気圧 ( $V_m$ ) の計算結果. 左列は現在気候実験の平均を示し, 中央列は将来気候実験の平均, 右列は将来変化の平均を示す.  $R_{ml}$ が 101.4 km 未満の台風は小半径 (23 事例), 101.4 km 以上の台風は大半径 (26 事例) と定義される. 括弧内の値は標準偏差を示す

	現在気候 $V_m$ [m/s]	将来気候 $V_m$ [m/s]	将来変化量 [m/s]
全台風 (49 事例)	33.5 (7.1)	38.7 (9.2)	+5.2 (8.7)
小半径 ( $R_{ml} < 101.4$ ; 23事例)	36.6 (6.5)	39.6 (9.3)	+2.9 (9.4)
大半径 ( $R_{ml} \geq 101.4$ ; 26事例)	30.7 (6.3)	37.9 (9.1)	+7.3 (7.6)

次に、図-4.5.6は、現在気候と将来気候における $R_{ml}$ と上陸時の中心気圧 ( $P_c$ ) の関係を示している。現在気候では (図-4.5.6a) ,  $R_{ml}$ が小さい事例ほど $P_c$ は低くなるトレンドを示している。一方で将来気候では (図-4.5.6b) , 現在気候において $R_{ml}$ が大きい事例の方が将来気候での上陸時の $P_c$ は低くなるトレンドに変わっている。また現在気候の $R_{ml}$ と $P_c$ の将来変化量の関係より (図-4.5.6c) , 現在気候において $R_{ml}$ が大きい事例ほど $P_c$ の将来変化量は負の方向に大きくなるトレンドを示しており、相関係数も-0.49と比較的高い相関となっている。現在気候において大きな $T_1$ や大きな $R_{ml}$ を持つ台風は相対的に弱い台風であることが多く、更なる発達を余地を残しているため、温暖化の進行によってより発達しやすと考えられる。

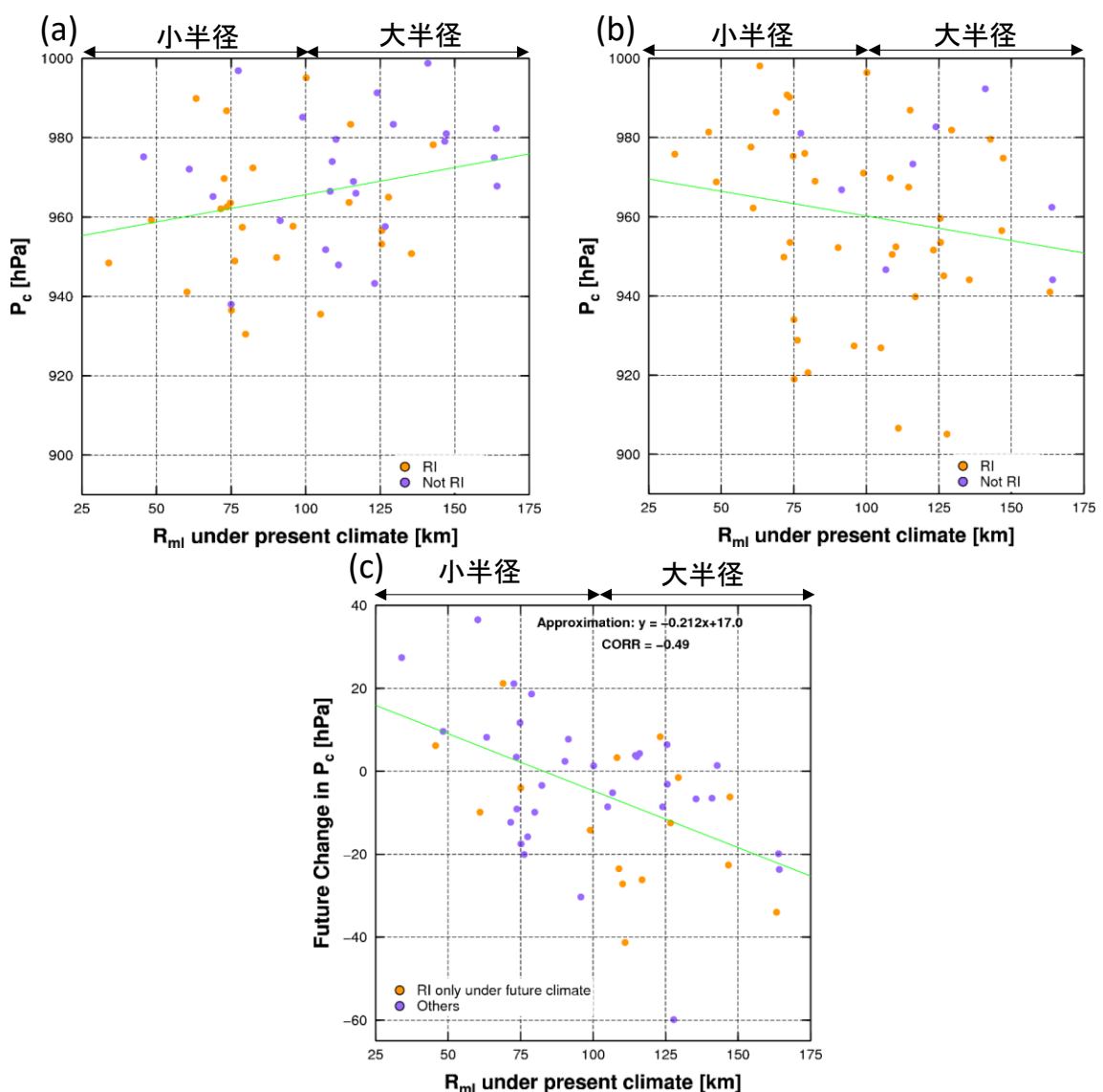


図-4.5.6 気象庁のベストトラックによる発生から上陸までの時間 ( $T_1$ ) と、高解像度台風モデルで計算された 49 事例の台風の中心気圧 ( $P_c$ ) の散布図。

(a) 現在気候, (b) 将来気候, (c)  $R_{ml}$  と  $P_c$  の将来変化に関する散布図を示す。点の色および緑線については図-4.5.4 に同じ。

以上より、上陸時の台風強度の将来変化には、“現在気候における発生から上陸までの時間”と“現在気候における上陸時の最大風速半径”が強く関係していることが明らかとなり、将来気候の台風は短時間の間に急発達をしていると推測される。

そこで現在気候と将来気候の台風を対象として急速発達（RI）の有無について調査した。このRIは、1日で15.4 m/s（30 kt）以上の発達を生じたかどうかで定義される（Kaplan et al., 2015; Wang et al., 2015 および Bhatia et al., 2019）。

その結果、現在気候ではRIが起きた事例が約半数の25事例であったのに対して（**図-4.5.4a**と**図-4.5.6a**の橙点）、将来気候では、全体の83.7%に相当する41事例でRIが起きていることが明らかとなった（**図-4.5.4b**と**図-4.5.6b**の橙点）。さらに、温暖化の影響とRIの有無について確認するために、将来気候下でのみRIを生じた事例（全16事例）について確認した（**図-4.5.4c**と**図-4.5.6c**の橙点）。その結果、現在気候での $T_1$ が短時間の事例あるいは現在気候での $R_m$ が大半径の事例の方が、長時間事例あるいは小半径事例に比べて、温暖化が進むことでRIを生じるようになる事例が多いことも明らかとなった（ともに16事例中11事例）。温暖化が進行した将来気候下では、海面温度が上昇することで、より多くの事例でRIが起りやすくなるものと考えられ、その影響はより発達の余地を残している $T_1$ が短時間（6.87日未満）の事例や $R_m$ が大半径（101.4 km以上）の事例で大きいことが明らかとなった。

## 4.6 計算結果のまとめ

本研究では、2000年から2017年の期間に日本に上陸した台風49事例を対象に擬似温暖化実験を行った。その結果、地球温暖化が進んだ将来気候下では、台風強度はピーク時（ $P_c$ は平均で-45.7 hPa、 $V_m$ は平均で+16.4 m/s）および上陸時（ $P_c$ は平均で-5.5 hPa、 $V_m$ は平均+5.2 m/s）でともに増加する傾向にあることが明らかとなった。将来変化量は、ピーク時でより大きい結果となった。将来気候下では日本近海まで海面温度が30度を超える分布をしており、発生する台風がSSTによる恩恵を大きく受けることが可能となることによる影響が大きいと考えられる。さらに、上陸時における詳細な解析の結果、発生から上陸までの所要時間（ $T_1$ ）と現在気候における上陸時の最大風速半径（ $R_m$ ）によって台風強度の将来変化量に有意な差があることが示された。このような差が生じた原因として、個々の台風が発達段階において急速発達（RI）を経験しているかどうかが大きく影響していることが明らかとなった。将来気候では49事例中41事例がRIを経験する結果となっている。さらに現在気候に

において $T_1$ が短い事例や $R_{m1}$ が大きい事例は、現在気候ではRIを経験しない事例が多かったが、将来気候では多くの事例がRIを経験するように変化している。このように将来気候でRIを経験できるように変化した事例は $T_1$ が長い事例や $R_{m1}$ が小さい事例に比べて2倍以上多く、この違いが上陸時の強度の将来変化量において有意な差を生み出した要因であると考えられる。以上の計算より、現在気候で $T_1$ が平均（6.87日）よりも短く、 $R_{m1}$ が平均（101.4 km）以上の台風ほど将来変化が大きく、台風強度が強まりやすい傾向にあるといえる。一方で、現在気候で既に発達していた台風についても強度が弱くなることはないため、注意が必要である。将来気候下では上陸する多く台風の強度が増加する傾向にあり、台風による直接的な災害や高潮や高波といった沿岸災害が甚大化することが懸念される。また $T_1$ が短い台風の強度が増加するという結果は、日本付近で発生した台風がピーク時強度を維持したまま上陸することや、台風に備える準備期間が短くなることを意味する。したがって、従来の防潮堤等によるハード対策に加え、台風情報を正確かつ迅速に伝える方法の見直しや避難訓練等によるソフト対策の徹底が必要であるといえよう。

## 参考文献

- 気象庁 (2018) : 2018 年 (平成 30 年) の台風について (速報), 気象庁報道発表資料, 平成 30 年 12 月 21 日発表. <https://www.jma.go.jp/jma/press/1812/21f/typhoon2018.html>. (2019 年 12 月 17 日閲覧)
- 橋本典明, 河合弘泰, 松浦邦明 (2005) : 地球温暖化を考慮した将来の台風特性の解析と確率台風モデルへの導入, 海岸工学論文集, 第 52 巻, 土木学会, 1221-1225.
- 安田誠宏, 中條壮大, 金洙列, 森信人, 間瀬肇, K. Horsburgh (2011) : 気候変動予測実験出力を直接用いた高潮リスクの評価, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 67, No.2, pp. I\_1171-I\_1175.
- 澁谷容子, 中條壮大, 森信人, 金洙列, 間瀬肇 (2015) : 気候変動に伴う最大クラス台風経路と高潮偏差および再現期間の推定-伊勢湾における検討-, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 71, No.2, pp.I\_1513-I\_1518.
- 村上智一, 安田孝志, 吉野純 (2007) : 気象モデルおよび多重  $\sigma$  座標系海洋モデルを用いた台風 0416 号による広域高潮の再現, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.63, No.4, pp.I\_282-I\_290.
- 竹見哲也 (2015) : 地球温暖化に伴う気象災害の影響評価, 日本風工学会誌, 第 40 巻, 399-406.
- 気象庁 (2002-2017) : 台風位置表 (2002 年から 2017 年までの上陸台風 49 事例)
- Bhatia, K. T., G. A. Vecchi, T. R. Knutson, H. Murakami, J. Kossin, K. W. Dixon and C. E. Whitlock, (2019) : Recent increase in tropical cyclone intensification rates, *Nature Communications*, 10, Article number 635.
- Colon J. A., (1963) : On the evolution of the wind field during the life cycle of tropical cyclones, *National Hurricane Res. Proj. Rept.* No.65, 36 pp.
- Gray W. M., (1968) : Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Monthly Weather Review*, Vol. 96, No.10, pp.669-700.

- Holland G. J., 1997: The Maximum Potential Intensity of Tropical Cyclones, *Journal of the Atmospheric Science*, Vol. 54, pp. 2519-2541.
- Kaplan J., C. M. Rozoff, M. Demaria, C. R. Sampson, J. P. Kossin, C. S. Velden, J. J. Cione, J. P. Dunion, J. A. Knaff, J. A. Zhange, J. F. Dostalek, J. D. Hawkins, T. F. Lee and J. E. Solbrig, (2015) : Evaluating environmental impacts on tropical cyclone rapid intensification predictability utilizing statistical models, *Weather and forecasting*, Vol. 30, 1374-1396
- Lin, I-I., C. C. Wu, I. F. Pun, and D. S. Ko, 2008: Upper-ocean thermal structure and the western north Pacific category 5 typhoons. Part I: ocean feature and the category 5 typhoons' intensification, *Monthly Weather Review*, Vol. 136, pp. 3288-3306.
- Mainelli M., M. Demaria, L. K. Shay and G. Goni, 2008: Application of oceanic heat content estimation to operational forecasting of recent Atlantic category 5 hurricanes, *Weather and forecasting*, Vol. 23, pp.3-16.
- Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo and A. Kitoh, 2014: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes, *SOLA*, Vol. 10, pp. 167-171.
- Myers, V.A., (1954) : Characteristics of United States hurricanes pertinent to levee design for lake Okeechobee, Florida. *Hydro-Meteorological Report of U.S. Weather Bureau*, 32, pp.1-106.
- Sato, T., F. Kimura, and A. Kitoh, (2007) : Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model, *Journal of Hydrology*, 333, 144-154.
- Shea, J., D., and M. W. Gray, (1973) : The Hurricane's Inner Core Region. I. Symmetric and Asymmetric Structure, *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES*, Vol.30, pp.1544-1564.
- Smith K. R., M. T. Montgomery and N. V. Sang, (2009) : Tropical cyclone spin-up revisited, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* Vol. 135, pp. 1321-1335.



- Takagi H., W. Wu, (2015) : Maximum wind radius estimated by the 50 kt radius: improvement of storm surge forecasting over the western North Pacific, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol.16, pp.705-717.
- Yamada, H., Q. Moteki, and M. Yoshizaki, 2010: The unusual track and rapid intensification of cyclone Nargis in 2008 under a characteristic environmental flow over the Bay of Bengal, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 88, No.3, pp 437-453.
- Wang, X., C. Wang, L. Zhang and X. Wang, (2015) : Multidecadal variability of tropical cyclone rapid intensification in the western north pacific, *Journal of Climate*, Vol. 28, 3806-3820.

## 第5章 簡易擬似温暖化実験手法の提案

### 5.1 概説

本論文の冒頭でも述べたように、2000年以降に我が国で発生する気象災害の半数以上に台風が関係している。特に我が国の主要な三大湾（東京湾、伊勢湾および大阪湾）をはじめとする多くの湾は湾口が南向きに開いており、沿岸地域には海拔 0 m 地帯が広がっていることから、台風による高潮災害が甚大化しやすい特徴を有している。そのような背景の中、三大湾を管轄する自治体では高潮対策として専門の委員会を設立し、高潮浸水想定を実施してきた。しかしながら最新の高潮浸水想定においても、過去の顕著台風事例の観測情報（例えば 1959 年の伊勢湾台風や 1961 年の第二室戸台風など）をベースにした経験的な知見を軸にした対策が行われているのが現状である。

自治体による高潮浸水想定が経験的な手法に依らざるを得ない状況となっている背景として、将来気候実験の計算コストや専門性の高さが挙げられる。これらは実際に港の管理者や、対策を進める行政にとって高い壁となり、結果として高潮外力の設定に経験的な手法を採用せざるを得ない状況を生み出している。そこで本研究では、まず第 4 章で得られた多数の上陸に対する擬似温暖化実験結果から台風に対する将来変化傾向を利用して高潮推算に必要となる中心気圧と最大風速半径の将来変化量の推定式を作成する。作成した推定式と計算コストの低い経験的台風モデルを組み合わせることで、高潮に対する擬似温暖化実験を合理的かつ効率的に行うことが可能な簡易擬似温暖化実験手法を提案する。

本章では、はじめに三大湾における現在の高潮浸水想定をまとめ、その課題につ

いて言及する。そして本論文のまとめとして、現在広く利用されている経験的な手法に基づく高潮浸水想定に代わる簡易擬似温暖化実験手法について述べる。

## 5.2 各自治体の高潮浸水想定

我が国が位置する北西太平洋では平年 25.6 個の台風が発生し、そのうち 11.4 個が我が国に接近し、さらに 2.7 個が上陸している（気象庁，2018）。このことから、日本は台風常襲国であるといえる。第 1 章で述べたように、我が国で発生する気象災害の半数以上は台風に関係してもたらされる。さらに、今後は気候変動によって強い勢力の台風の頻度が増加すると考えられていることから、気候変動に適応した防災・減災の施策が必要となってくる。しかし、毎年襲来する台風に対する防災対策は、政府、各都道府県および各市町村レベルにおいて整備されてはいるものの、整備度合いには地域差があり、全体として十分とはいえない。実際に、近年の台風災害はその経済損失も大きく、2015 年の台風 18 号による被害総額は 2940 億円、2016 年の台風 10 号による経済損失は 2820 億円と推計されている（内閣府，2018）。さらに米国大手保険会社による発表によると、2018 年の台風 21 号ではこれらを大きく上回る 130 億 USD（約 1 兆 4100 億円）の経済損失が算出されていることから（AON，2019；1USD=108 円として算出）、台風およびそれに伴う沿岸災害に対する防災対策を見直す必要があると考えられる。本節では、日本の三大湾である東京湾、大阪湾および伊勢湾における高潮浸水想定について整理する。

### 5.2.1 東京湾

東京湾には、南西向きに開口部を持ち閉鎖性が高く、水深の浅い形状をしており、湾の最奥部には、東京港が位置している。さらに沿岸部は地盤高の低い土地が広がっていることから、台風の接近や強い南西風により高潮の影響を受けやすい状況となっている。

この特徴から、歴史的にも高潮による被害を繰り返し受けており、特に 1917 年 10 月の台風（大正 6 年台風）、1947 年 8 月のキティ台風では、大規模な浸水被害を記録している（東京都，2018）。

現在の整備水準では、キティ台風や 1959 年の伊勢湾台風等を基準に、伊勢湾台風と同規模の台風が、東京湾に最も被害をもたらすコースを進んだ場合に発生する高

潮に対応することとしている。しかし、既往最大規模の台風をもとに、想定し得る最大規模の高潮の浸水状況に限った想定がされており、気候変動の影響は取り入れられていない。以下に東京都の高潮浸水想定において設定されている台風外力を記す。

①想定する台風の規模

- 中心気圧：910 hPa（室戸台風級を想定）
- 最大旋衡風速半径：75 km（伊勢湾台風級を想定）
- 移動速度：73 km/h（伊勢湾台風級を想定，台風経路上で一定速度）

②想定する台風経路

想定する台風の経路は、東京港において潮位偏差が最大となるよう、過去に東京港で大きな潮位偏差を生じた台風や、全国的に大きな被害をもたらした台風を参考としている。対象事例としては大正6年台風、キティ台風および伊勢湾台風の経路を選定している（伊勢湾台風は、実際の経路を平行移動させ、東京湾に適用）。また、各台風において、20 km 刻みで平行移動させ、3 経路を設定し、計 9 経路を選定している（図-5.2.1）。尚、この 9 個の経路によりシミュレーションを行った結果、東京湾沿岸域で想定する最大潮位偏差は、A.P. 3.69 m（T.P. 4.82 m）としている。

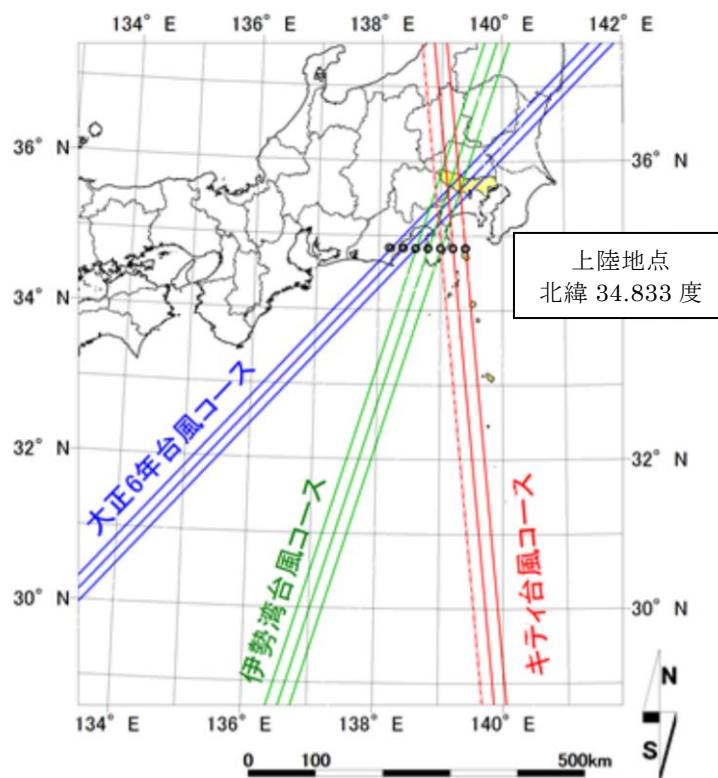


図-5.2.1 想定する台風経路（東京都，2018 に上陸地点情報を加筆）

## 5.2.2 大阪湾

大阪湾は、湾口が南西向きに開いており、また沿岸域には海拔 0 m 地帯が広がっており、大阪・神戸といった大都市が存在していることから、高潮による大規模な被害が発生しやすい特徴をしている。このような条件下で大阪湾では、大規模水害として最大規模の洪水と高潮の各 1 ケースを想定して、「大阪大規模都市水害対策ガイドライン」として取りまとめられている。中でも、高潮については、年再現確率 1/750 程度の規模の高潮を対象とし、観測史上最低の中心気圧を記録した第 2 室戸台風が沖縄付近と同じ勢力で四国に上陸し、浸水被害が発生したケースを想定している（大阪大規模都市水害対策検討会，2018）。ここで第 2 室戸台風は、1961 年 9 月に発生した台風であり、各地で暴風をもたらし、大阪市では高潮により浸水被害が発生した事例である。対象地域は、大阪湾沿岸域のうち、人口・資産が集積する大阪市域としている。台風の減衰等の時間変動を考慮されており、より現実に近い想定がされているものの、気候変動による影響は考慮されておらず、東京湾と同様に過去に顕著な高潮被害をもたらした台風がベースとなって作成されている。以下にこのガイドラインで想定されている外力条件について整理する。

### ①想定する台風の規模

- 中心気圧：900 hPa（異常気象による海水温上昇により第 2 室戸台風の沖縄付近の規模を想定）
- 上陸時からの中心気圧の減衰：伊勢湾台風に準ずる（最も減衰が緩慢な条件）
- 台風半径：75 km から 120 km で推移（伊勢湾台風の毎時の観測値）
- 移動速度：56.3 km/h（室戸台風の毎時の観測値）

### ②想定する台風の経路

室戸台風の経路を西に 40 km 平行移動させた経路を設定（大阪湾に対して最も危険な台風コース，[図-5.2.2](#)）

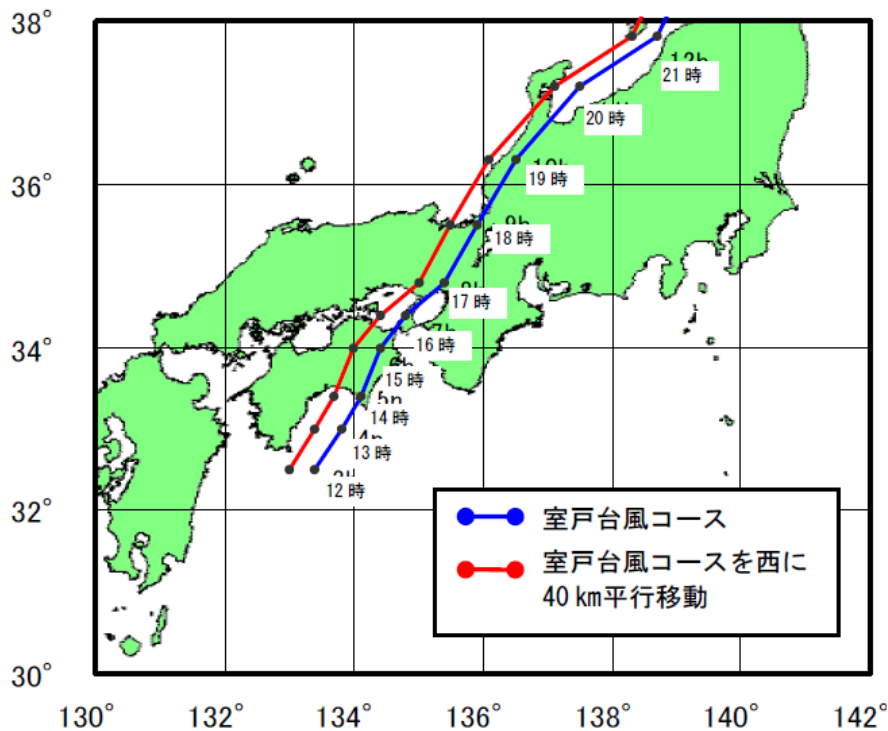


図-5.2.2 想定する台風経路（大阪大規模都市水害対策検討会，2018）

### 5.2.3 伊勢湾

伊勢湾は、湾口が南に開いており、平均水深は約 20 m 程度と浅い湾である。また、沿岸部には、日本最大の海拔 0 m 地帯が分布しており、高潮による水害が甚大化しやすい特徴を有している。これまでに、1953 年台風 13 号や、1959 年の伊勢湾台風、2009 年台風 18 号による高潮被害を経験している。特に伊勢湾台風は、その後の日本の高潮対策のベースとして多用されている台風であり、統計史上最も顕著な台風災害事例として記録されている。愛知県では、平成 27 年 11 月の水防法の改正を機に、新たに愛知県高潮対策検討委員会を立ち上げ、高潮対策を進めてきた。愛知県の対策においても、東京都や大阪府と同様に国土交通省から提示された高潮浸水想定区域図作成の手引きを参考としている（国土交通省，2015）。愛知県では、既往最大以外の台風ケースによる想定も行っているが、台風強度を室戸台風級（911.6 hPa）から伊勢湾台風級（929 hPa）に変更したのみであり、その他の台風パラメータは最大ケースとの違いはない。したがって、既往最大規模の台風の襲来による高潮をベースとして考えており、気候変動による台風外力の将来変化は考えていない。以下に想定する台風の条件について整理する。

#### ①想定する台風の規模

- 中心気圧：910 hPa（室戸台風級，上陸後一定）
- 台風半径：75 km（伊勢湾台風）
- 移動速度：73 km/h（伊勢湾台風）

#### ②想定する台風経路

愛知県付近を通過した過去の台風を通過方向別（16方位）に整理し，大きな被害が生じた台風を抽出する（伊勢湾台風，1979年台風20号，1982年台風10号，2014年台風8号）．抽出した台風経路を20km間隔で平行移動させ，各台風7ケースの経路を対象にシミュレーションを行い，最大潮位偏差となる台風経路を選定する．潮位偏差が最大となる台風に応じて愛知県沿岸を4つにゾーニングすることで，各沿岸域で最悪の高潮を想定し，それに基づき浸水想定を行っている（図-5.2.3）．以下にゾーニングした4つの沿岸域についてまとめる．

- ゾーン①：三重県境～矢作古川（1982年台風10号を西へ50kmから70km平行移動した経路）
- ゾーン②：矢作古川～豊川（伊勢湾台風を東南東へ20km平行移動した経路）
- ゾーン③：豊川～田原2区（1979年台風20号，または2014年台風8号を北北西へ120km平行移動した経路）
- ゾーン④：田原1区～伊良湖岬（伊勢湾台風を東南東へ20km平行移動した経路）

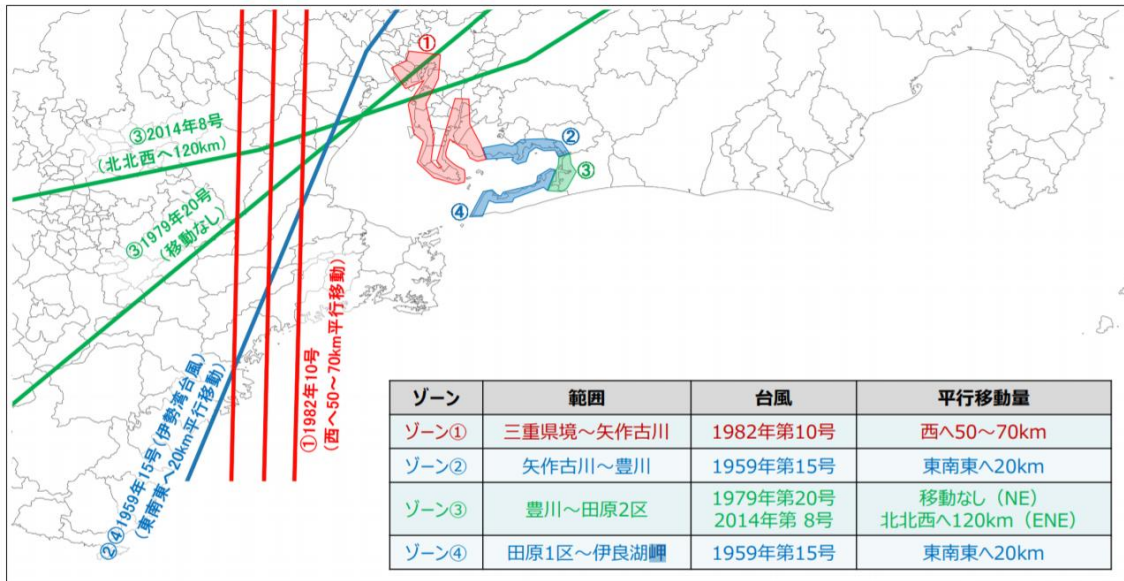


図-5.2.3 想定する台風経路（愛知県高潮対策検討委員会，2017）

#### 5.2.4 現状の高潮浸水想定の問題点

我が国の三大湾では、各自治体によって高潮浸水想定が実施されているものの、いずれも過去日本に甚大な災害をもたらした台風の強度や構造をそのまま利用する傾向がみられ、高潮に対する気象外力の設定の面で問題点が見受けられる。具体的には、台風強度は室戸台風をベースとして想定しており、最大風速半径については伊勢湾台風を想定している。移動速度については東京湾および伊勢湾では伊勢湾台風、大阪湾では室戸台風のケースを想定している。しかしながら、変化していく将来気候下での想定において、過去最大主義は危険な想定であるといえる。したがって地球温暖化による影響を適切かつ定量的に反映させていくことが求められているといえる。また、設定する気象外力はいずれも過去最悪のケースの重ね合わせにより構成されている。災害を防ぐという観点においては設定を厳しくすることは重要である。しかし現在の設定は、単純に複数の災害が最悪レベルで同時発生した場合を単純に合わせた形となっており、科学的な根拠が乏しい。そのため、実際に防災・減災対策が過不足なく行われているかどうかについては疑問が残る。以上の点から、これらの課題を解決するためにも、まずは気候変動を考慮した最大クラスの高潮浸水想定科学設定が必要であるといえる。



### 5.3 台風強度に対する将来変化傾向について

本研究では、2000年から2017年までの18年間に日本に上陸した計49事例の台風を対象とした擬似温暖化実験(PGWE)を行った結果、日本に上陸する台風は将来気候下において、上陸時強度を現在よりも増大させる傾向にあることが明らかとなった。さらに上陸時の台風強度に対する解析の結果、発生から上陸までの時間の長短( $T_l$ )および上陸時の $R_m$ の大小( $R_{ml}$ )によって、強度の将来変化量に有意な差が生じることが確認された。したがって、台風の上陸時強度の将来変化量を議論する上で、これら2つのパラメータが他の要素よりも将来変化量の決定に強く影響すると考え、 $T_l$ と $R_{ml}$ の2つのパラメータを説明変数として、 $P_c$ の将来変化量( $\Delta P_c$ )を目的変数として以下の推定式を求めた。その際、 $T_l$ と $R_{ml}$ の間の相関係数は-0.09と小さいため、多重共線性についても問題ないと考えられる。

$$\Delta P_c = -0.0304T_l^3 + 0.759T_l^2 - 3.73T_l - 0.243R_{ml} + 8.60 \quad (5.3.1)$$

ここで、 $\Delta P_c$ は中心気圧の将来変化量(hPa)、 $T_l$ は現在気候における発生から上陸までの時間(day)、 $R_{ml}$ は現在気候における上陸時の最大風速半径である。この際、ロバスト推定を行うことで、将来変化量の数値が平均から大きく外れた事例については、重みを減少させて考慮することで式を構築している。また、この式は $T_l$ に関する3次式と $R_{ml}$ に関する1次式との加法モデルにより構成される。全49事例に対して、擬似温暖化実験(PGWE)で力学的に計算された将来気候の $P_c$ と、式(5.3.1)により推定された $\Delta P_c$ に気象庁ベストトラックによる $P_c$ を足し合わせた値(簡易擬似温暖化実験; SPGWE)とを比較したところ(図-5.3.1)、相関係数は0.71と高く、簡易手法ながら全体的な傾向を捉えることができている。ただし、980 hPaよりも弱い台風については強く、940 hPa以下の強い台風をより弱く表現するというバイアス誤差を有しており、平均二乗誤差も17.3 hPaと無視できない値を示している。したがって、推定式の不確実性を考慮する必要はあるものの、簡易式を用いた推定はある程度の精度で将来気候下の $P_c$ を推定できるものと期待される。

台風強度に加え、 $R_{ml}$ についても将来変化することが考えられる。そのため、将来気候下の高潮推算には、 $P_c$ の将来変化と $R_{ml}$ の将来変化の両方を考慮する必要がある。そこで、 $P_c$ と同じく経験的台風モデルの入力条件として必要となる $R_{ml}$ についても、台風49事例の現在気候実験と擬似温暖化実験から将来変化量( $\Delta R_{ml}$ )の推定式を次のように求めた。

$$\Delta R_{ml} = -0.0263T_l^3 + 0.338T_l^2 + 2.40T_l - 0.648R_{ml} + 31.2 \quad (5.3.2)$$

ここで、 $\Delta R_{ml}$ は最大風速半径の将来変化量(km)、 $T_l$ は発生から上陸までの時間(day)、 $R_{ml}$ は現在気候における上陸時の最大風速半径である。この際、 $\Delta P_c$ の場合と同じくロバスト推定を行うことで式を構築している。この式は  $T_l$ に関する3次式と  $R_{ml}$ に関する1次式との加法モデルにより構成される。

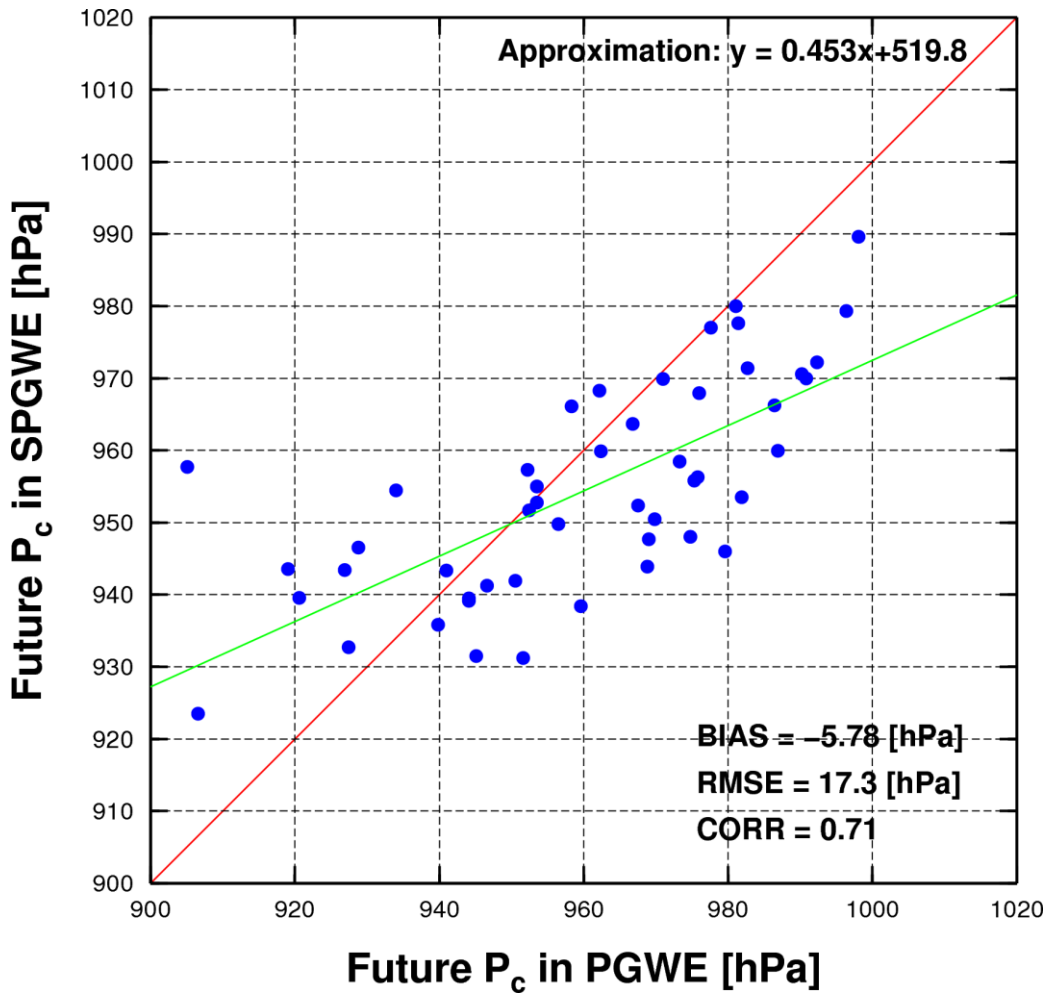


図-5.3.1 通常の擬似温暖化実験により算出された将来気候の中心気圧と、簡易手法により算出された将来気候の中心気圧の散布図。縦軸は気象庁ベストトラックの  $P_c$  と推定式により求めた  $\Delta P_c$  の和、横軸は擬似温暖化実験により計算された将来気候の  $P_c$  を示す。

本研究では、算出された  $\Delta P_c$  の推定値を直接利用するケース ( $P_c + \Delta P_c$ ) に加えて  $\Delta P_c$  の推定値に対して標準誤差 (9.87 hPa) を正負に加算するケース ( $P_c + \Delta P_c - P_{ce}$  および  $P_c + \Delta P_c + P_{ce}$ ) についても想定する。また同様に、 $\Delta R_{ml}$  の推定値を利用するケース ( $R_{ml} + \Delta R_{ml}$ ) に加えて、 $\Delta R_{ml}$  の推定値に対して標準誤差 (23.1 km) を正負に加算したケース ( $R_{ml} + \Delta R_{ml} - R_{mle}$  および  $R_{ml} + \Delta R_{ml} + R_{mle}$ ) についても想定する。上記の計 9 ケース ( $P_c$  で 3 ケース,  $R_{ml}$  で 3 ケース) の組み合わせを考慮することで、経験的台風モデルと高潮モデルにより簡易擬似温暖化実験を行う。これによって、高潮に対する温暖化影響を簡便に推定できるのみならず、推定式の持つ不確実性についても考慮できるようになると期待される。

## 5.4 簡易擬似温暖化実験手法について

本研究では、現在の経験的な値をベースとした高潮外力の設定に代わり、可能な限り計算コストを削減しながら、気候変動の影響を考慮することが可能な簡易擬似温暖化実験手法 (SPGWE; Simplified pseudo-global warming downscaling experiments) を提案する。この手法は港湾管理者が実務レベルで運用することを目的としており、前節で算出した  $P_c$  および  $R_{ml}$  の推定式を利用することで将来の台風強度を推定し、高潮に対する気象外力を算出する。さらに高潮モデルには前節で述べたように推定式の標準誤差を考慮して 9 ケースの入力値を利用することで、ばらつきを考慮した高潮推算を行う。

### 5.4.1 簡易擬似温暖化実験手法の手順

簡易擬似温暖化実験は、**図-5.4.1** に示すフローチャートに従って実施する。まず初めに対象とする台風の現在気候の情報 (中心気圧 ( $P_{cp}$ ), 最大風速半径 ( $R_{mlp}$ ), 台風位置 ( $TY_{pos}$ ) を入手する.)。  $R_{mlp}$  (推定式における  $R_{ml}$  と同じ値) は直接入手することが困難な情報のため、式 (4.2.2) の推定式を用いて評価する。高潮計算のための海上気象場 (海上風ベクトルおよび海面気圧) の推定には経験的台風モデル (Mitsuta and Fujii, 1987; 第 2 章 3 節) を用いる。得られた海上気象場に基づいて、高潮モデルによる対象海域の流動ベクトルおよび潮位偏差を推定する。これを現在気候実験とする。

次に式 (5.3.1) および式 (5.3.2) を用いて将来変化量  $\Delta P_c$  および  $\Delta R_m$  を算出する。その後、現在気候実験で利用した  $P_c$  および  $R_{ml}$  に加算し、さらに推定式の標準誤差

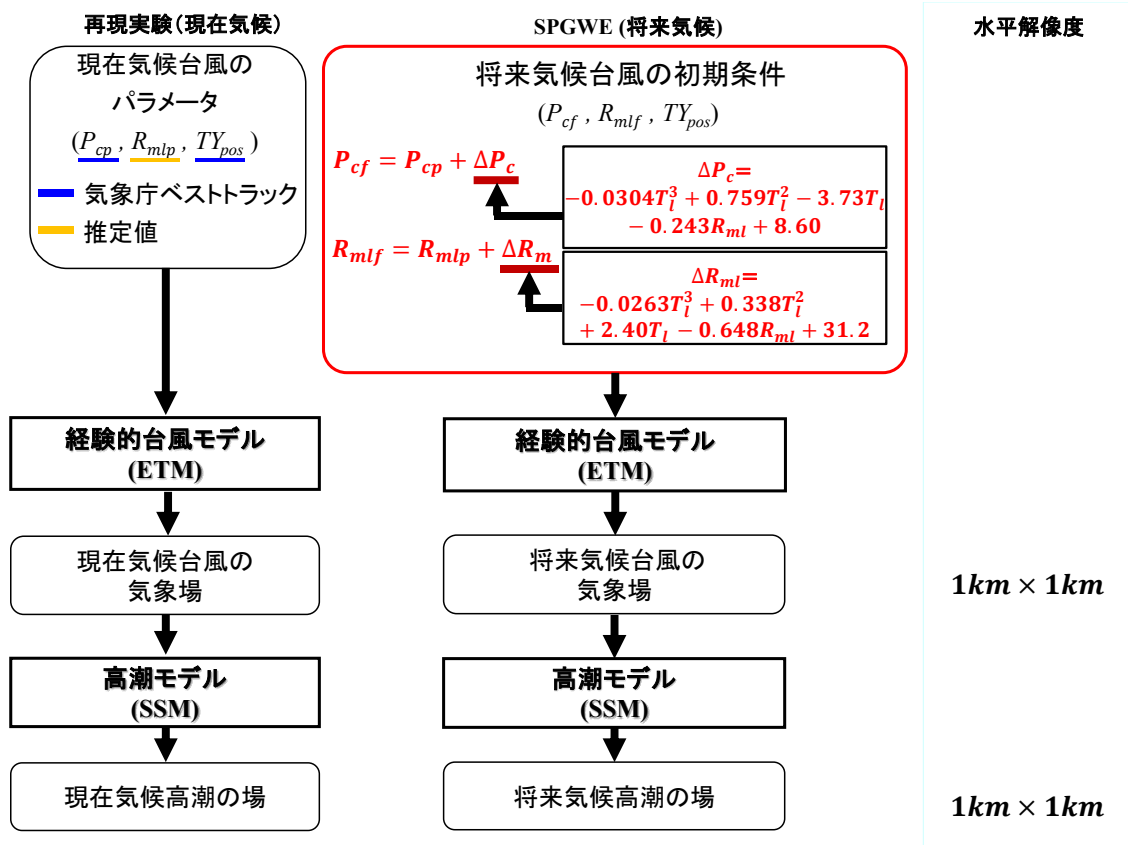


図-5.4.1 簡易擬似温暖化実験の計算フロー

を正負に加算したケースも検討することで、将来気候下の台風の強さ ( $P_{cf}$  および  $R_{mif}$ ) を計 9 パターンで簡易的に表現する。そして、算出した将来の台風強度および最大風速半径を元に将来気候の台風による気象場を計算し、その台風気象場を高潮モデルに入力することで将来気候の高潮計算を行う。

ここで簡易擬似温暖化実験 (図-5.4.1) と第 4 章までの擬似温暖化実験 (図-4.1.1) の相違点について整理する。通常の擬似温暖化実験では、将来気候計算に必要な温暖化気候差分  $\Delta G$  は世界中の気象機関および研究機関の全球気候モデル (GCM) により計算された将来気候データと現在気候データの差分を取ることで算出される。GCM の算出データ容量は膨大であり、かつ取り扱いには専門的な知識が必要となる。また、実際の台風計算時には、力学的モデル (本研究では高解像度台風モデル) を用いてダウンスケーリングすることが求められるため、計算コストも高いという特徴がある。一方で簡易擬似温暖化実験では、GCM のデータの代わりに、力学的評価手法により求められた将来変化量を利用しており、膨大なデータを取り扱う必要がない。また将来変化傾向から求められた推定式により  $P_c$  および  $R_{ml}$  の将来変化量を簡易的に求めることができ、それを気象庁ベストトラックなどの観測情報に加算

することで将来気候計算の入力条件としている。さらに、台風気象場の計算には、経験的台風モデルを採用していることから、より高度な知識が必要な力学モデルを運用する必要性が無い。したがって気候変動の影響も考慮しつつ効率的に将来台風による高潮を計算することが可能である。

#### 5.4.2 簡易擬似温暖化実験手法の妥当性の検証

本論文では、簡易擬似温暖化実験 (SPGWE) の妥当性の検証に 2018 年台風 12 号 (Typhoon Jongdari), 2018 年台風 21 号 (Typhoon Jebi) および 2018 年台風 24 号 (Typhoon Trami) の 3 事例を採用する。いずれも我が国に上陸した台風であり、1812 号と 1824 号では伊勢湾で、また 1821 号については大阪湾でそれぞれ高潮が発生している (気象庁, 2018)。

まず経験的台風モデルに入力する現在気候データおよび将来気候データを準備する。現在気候データは気象庁ベストトラック ( $P_{cp}$ ,  $TY_{pos}$  および  $M_s$ ) および Myers の式により推定された推定値 ( $R_{mlp}$ ) を使用する (表-5.4.1)。またそれぞれの事例で  $\Delta P_c$  および  $\Delta R_m$  を算出した (表-5.4.1)。発生から上陸までの時間  $T_1$  の値は、1812 号で 4.17 日、1821 号で 7.13 日、1824 号で 9.21 日である。また、 $R_{ml}$  の値は 1812 号、1821 号および 1824 号でそれぞれ 113.9 km, 77.9 km および 109.3 km である。これらの値を用いて各事例の  $\Delta P_c$  および  $\Delta R_m$  を計算すると、1812 号で -21.1 hPa および -23.0 km, 1821 号で -8.6 hPa および +4.30 km, 1824 号で -11.7 hPa および -5.90 km となった。高潮計算の際には、この将来変化量に対してばらつきを考慮するため、推定式の標準誤差を加減した値 ( $\pm 9.87$  hPa および  $\pm 23.1$  km) も用いることで、各台風事例につき 9 ケースずつの計算を行う (図-5.4.1 および表-5.4.1)。高潮の計算対象湾は、1812 号および 1824 号では伊勢湾および三河湾 (図-5.4.2a), 1821 号では大阪湾を広くカバーする領域とする (図-5.4.2b)。計算地点は、1812 号および 1824 号では名古屋港, 1821 号では大阪港とする (図-5.4.2 中の赤点)。計算期間は全て上陸前から上陸後までの計 1 日間 (24 時間) とする。その他の詳細な説明については第 2 章 4 節に従う。

表-5.4.1 簡易擬似温暖化実験に使用する計算条件

		Typhoon Jongdari (2018)	Typhoon Jebi (2018)	Typhoon Trami (2018)
対象湾		伊勢湾	大阪湾	伊勢湾
入力条件	$P_c$ [hPa]	970	950	960
	$T_l$ [day]	4.17	7.13	9.21
	$R_{ml}$ [km]	113.9	77.9	109.3
将来変化量	$\Delta P_c$ [hPa]	-23.6	-9.36	-11.7
	$\Delta R_{ml}$ [km]	-28.6	+5.48	-9.40
推定値	$P_{cf}$ [hPa]	946.4	940.6	948.3
	$\pm P_{ce}$	$\pm 9.87$		
	$R_{mlf}$ [km]	85.3	83.4	99.9
	$\pm R_{mle}$	$\pm 23.1$		

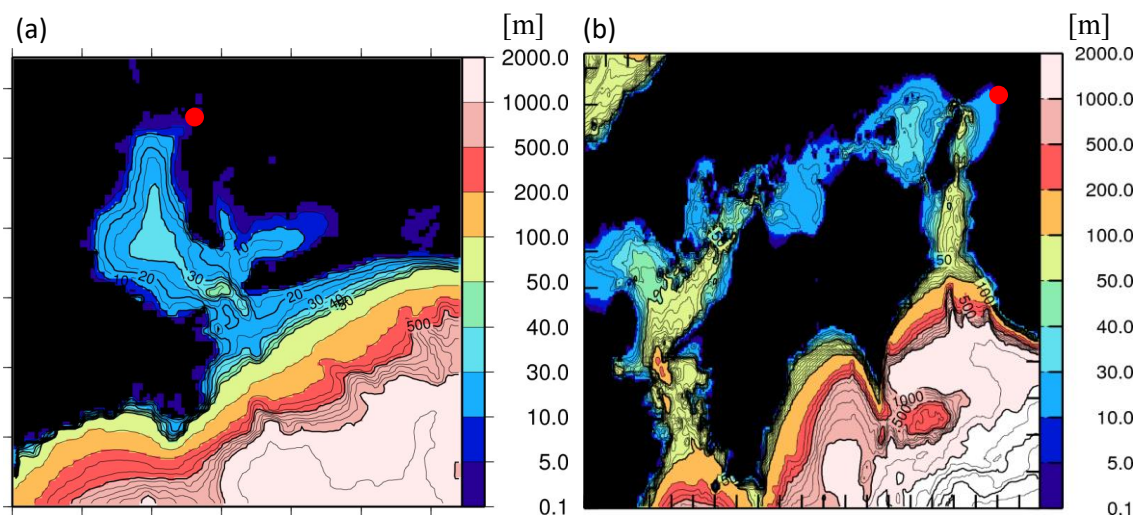


図-5.4.2 高潮モデルの計算領域および海底地形図

(a) 伊勢湾および三河湾 (b) 大阪湾およびその周辺海域

図中の赤点は計算対象地点である名古屋港および大阪港を示す

本題に入る前に、まず現在気候の再現結果について確認する(図-5.4.3中の青点)。再現された最大潮位偏差は1812号、1821号および1824号でそれぞれ0.75 m、2.85 mおよび1.33 mであり、観測された最大潮位偏差(0.73 m、2.77 mおよび1.44 m)を精度よく再現できている(図-5.4.3中の紺点)。続いて、簡易擬似温暖化実験(SPGWE)による結果を確認する(図-5.4.3中の箱ひげ図および赤点)。入力条件に $P_c + \Delta P_c$ および $R_{ml} + \Delta R_{ml}$ を使用した場合を中心に議論を行い、9ケースの入力値を用いた計算による標準偏差の値を併記する。簡易擬似温暖化実験による結果は1812号で1.74 m(0.52 m)、1821号で3.26 m(0.74 m)および1824号では1.98 m(0.54 m)である。以上のように、現在気候における $P_c$ 、 $R_{ml}$ の値とそれぞれの将来変化量の推定値を用いて、簡易的に将来の高潮計算が可能であることが確認できた。

次にこれらの値と力学的手法である擬似温暖化実験(PGWE)の結果を比較することで、本手法の妥当性を検証する。ここでは、力学的台風モデルである高解像度台風モデルをベースとする擬似温暖化実験の結果を参照して議論する。PGWEによる最大潮位偏差は1812号、1821号および1824号でそれぞれ1.22 m、3.08 mおよび2.05 mとなった(図-5.4.3中の橙点)。この数値と各事例における潮位偏差の結果を比較すると、いずれの事例についてもPGWEの結果は、SPGWEの変域内に分布しており、誤差はいずれの事例も小さいと判断でき、高精度な計算ができている。したがって、構築した推定式を元に行う簡易擬似温暖化実験の結果は妥当な結果を示しているといえる。以上より、全49事例の台風の現在気候実験と擬似温暖化実験の間の台風強度に関する将来変化量を利用して、より計算コストの小さな経験的台風モデルを活用することによって、高潮の擬似温暖化実験を合理的かつ効率的に行うことが可能であることが明らかとなった。

本論文では、2018年に日本に上陸した台風3事例による高潮の計算結果を一例として示したが、今後は他の台風事例、他の地域(例えば東京湾、有明海)において、それぞれの自治体や港湾管理者がこの簡易擬似温暖化実験手法による検討を行うことで、将来の高潮に対する想定信頼性を向上させることができるものと期待される。

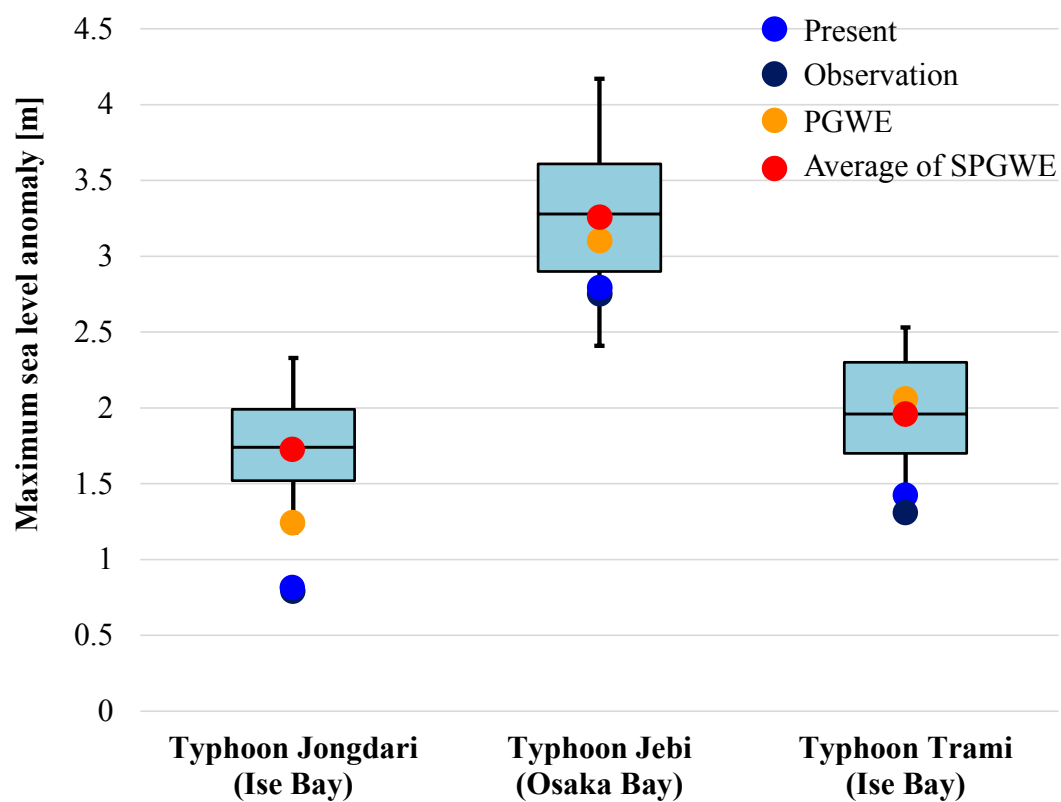


図-5.4.3 簡易擬似温暖化実験による潮位偏差の計算結果  
 箱ひげ図内の横線は中央値を示し、  
 ひげ部分は SPGWE 全 9 ケースの結果の範囲を示す  
 青点：現在気候実験，紺点：気象庁ベストトラック，  
 橙点：PGWE，赤点：SPGWE の平均値



## 参考文献

- 気象庁 (2018) : 2018 年 (平成 30 年) の台風について (速報) <https://www.jma.go.jp/jma/press/1812/21f/typhoon2018.html> (2019 年 12 月 17 日閲覧)
- 内閣府 (2018) : 経済財政分析ディスカッションペーパー「～自然災害による経済被害額の推計手法について～ー平成 30 年 7 月豪雨を例にー」, 25p.
- AON (2019) : Weather, Climate & Catastrophe Insight 2018 Annual Report, 72p.
- 国土交通省 (2015) : 高潮浸水想定区域図作成の手引き ver.1.00, 60p.
- 東京都 (2018) : 高潮浸水想定区域図について (説明資料), 21p.
- 大阪大規模都市水害対策検討会 (2018) : 大阪大規模都市水害対策ガイドライン, 214p.
- 愛知県 (2014) : 高潮浸水想定について (解説), 18p.
- 愛知県 (2017a) : 愛知県高潮対策検討委員会「第 1 回技術部会資料」, 45p.
- 愛知県 (2017b) : 愛知県高潮対策検討委員会「委員会資料」, 92p.
- 気象庁 (2018) : 台風 12 号の位置表,  
[https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position\\_table/index.html](https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position_table/index.html) (2019 年 12 月 13 日閲覧)
- 気象庁 (2018) : 台風 21 号の位置表,  
[https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position\\_table/index.html](https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position_table/index.html) (2019 年 12 月 13 日閲覧)
- 気象庁 (2018) : 台風 24 号の位置表,  
[https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position\\_table/index.html](https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position_table/index.html) (2019 年 12 月 13 日閲覧)
- Mitsuta Y., T. Fujii (1987) : Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, *Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 37, Part 4, No. 329, 169-185.

## 第 6 章 結論

本論文では，地球温暖化の進行に伴い甚大化する台風災害および高潮災害に着目し，将来の台風・高潮に対する温暖化影響評価を行うことを目的として，高解像度台風－高潮結合モデルおよび擬似温暖化ダウンスケーリング手法を用いた擬似温暖化実験を実施した．その際，熱帯域と中緯度域の 2 つの地域に対する温暖化影響の差について定量化した．また，我が国におけるより詳細な温暖化影響評価のために，2000 年から 2017 年の期間に日本に上陸した台風の強度に対する擬似温暖化実験を行った．さらに多数の台風に対する擬似温暖化実験の結果を詳細に分析することで，上陸時の台風強度に対する将来変化傾向を推定し，気候変動の影響を考慮しつつ計算コストを低減させた簡易擬似温暖化実験手法を提案した．

以下に，各章で得られた結果をまとめ，本論文の結論とする．

**第 1 章**では，研究の背景として地球温暖化と熱帯低気圧の関係について先行研究に触れつつ，世界で頻発する気象災害と日本の防災対策の現状についてまとめた．また 2000 年以降に台風によって引き起こされた高潮事例と我が国における海岸工学分野の取り組みについてもまとめ，本論文の目的と構成を述べた．

**第 2 章**では，本研究の数値計算において使用した高解像度台風モデル，経験的台風モデルおよび高潮モデルと擬似温暖化ダウンスケーリング手法についてまとめた．各モデルについては，基礎方程式系やモデル間の結合方法について述べた．擬似温

暖化ダウンスケーリングについては、データの計算方法に加え、統計的ダウンスケーリングと力学的ダウンスケーリングの相違点や、直接ダウンスケーリングと擬似温暖化ダウンスケーリングの相違点についてもまとめた。また、本研究の擬似温暖化実験に使用する IPCC 第 4 次評価報告書および IPCC 第 5 次評価報告書による温暖化シナリオについても詳細に述べた。

第 3 章では、「台風と高潮に対する温暖化影響の地域差の定量化」および「全球気候モデルが有する不確実性の定量化」を目的として、高解像度台風－高潮結合モデルを用いて、台風 0918 号と台風 1330 号に対する擬似温暖化実験を実施した。また、台風 1330 号を対象に「入力する温暖化気候差分に含まれる各物理量の不確実性と台風強度への影響」について評価することを目的とした感度実験を行った。以上の計算より以下の結論を得た。

- 台風と高潮に対する温暖化影響の地域差
- 再現実験の結果を基準計算として、2 つの台風に対する擬似温暖化実験を行った。本研究では、温暖化シナリオ毎の擬似温暖化実験（SRES）と全球気候モデル毎の擬似温暖化実験（GCM）の 2 種類の擬似温暖化実験を実施した。以下にそれぞれの計算において得られた成果についてまとめる。
- 本題となる擬似温暖化実験の前に、高解像度台風－高潮結合モデルを用いて対象とする台風 0918 号と台風 1330 号および台風に伴い発生した高潮に対する再現実験（現在気候実験）を行った。その結果、猛烈な台風の強度および発生した高潮についても高精度に再現可能であることが明らかとなった。
- 台風 0918 号に関する擬似温暖化実験では、台風強度はピーク時および上陸時とともに増大する傾向にあることが明らかとなった。また、その将来変化量は、上陸時よりもピーク時の方が大きい傾向にあることも示された。さらに上陸時の台風強度の増大に伴い、発生する高潮も増大する傾向にあることが明らかとなった。
- 台風 1330 号に関する擬似温暖化実験では、台風強度は温暖化シナリオ毎、全球気候モデル毎のどの計算においても、現在気候とほとんど変わらない結果となった。また高潮の場合も同様の結果となった。その要因として、温暖化により海水面温度は上昇するが、それとともに上部対流圏（200 hPa から 300 hPa）の気温が上昇するために、大気が安定化することが挙げられる。したがって、台風強度および高潮に対する温暖化影響量は、台風 0918 号の方が大きく、亜熱帯域から中緯度帯に襲来した台風の方が温暖化により強まりやすい傾向にあるといえる。

- 全球気候モデルが有する不確実性の地域差
- SRES 毎と GCM 毎の 2 種類の擬似温暖化実験の結果を比較することで、GCM が有する不確実性を定量化した。以下に各台風に対する計算において得られた成果をまとめる。
- 台風 0918 号では、ピーク時では、SRES 毎および GCM 毎とともに台風強度の将来変化量以上にばらつきを示す標準偏差が大きいことが示された。またピーク時に比べて上陸時の方が不確実性は抑えられるものの、上陸時においても将来変化量以上に不確実性は大きいことが明らかとなった。さらに異なる年代および異なるシナリオで構成される SRES 毎のばらつきよりも、同一の年代かつ同一のシナリオにおける GCM 毎のばらつきの方が大きい傾向が示された。また高潮の計算についても台風強度と同様の傾向が示された。
- 台風 1330 号においても、0918 号と同様に将来変化量以上に不確実性が大きい結果となったが、その不確実性は 0918 号に比べて 2 分の 1 程度に抑えられた。この理由として、0918 号のケースでは、亜熱帯域から中緯度域を通過することで、偏西風帯や地形等の影響を受けることが挙げられる。また 1330 号に対する擬似温暖化実験では、SRES 毎に比べて GCM 毎の不確実性の方がピーク時で約 1.6 倍、上陸時で約 2.2 倍大きい結果が示され、GCM が持つ不確実性は SRES 毎の計算における不確実性よりも大きいことが明らかとなった。
- 台風 0918 号と台風 1330 号の風の鉛直シア（300 hPa と 850 hPa の間）の温暖化差分について確認したところ、全期間を通してばらつきは台風 0918 号の方が大きいことが明らかとなった。また台風 0918 号が亜熱帯域から中緯度域を移動する期間において不確実性が特に大きく、亜熱帯ジェットや寒帯前線ジェットに伴う偏西風の将来変化に起因しているものと考察する。
- 温暖化気候差分に含まれる各物理量の不確実性と台風強度への影響
- 台風 1330 号を対象に、CMIP3 が提供する計 15 種類の GCM (SRES A1B の 2090 年代) が各パラメータ（気温、海水面温度、風速、相対湿度）のうち、どのパラメータの将来変化が台風強度の将来変化の主要因となり、また不確実性の主要因となっているのかについて定量的に評価した。以下にアンサンブル感度実験を行った成果をまとめる。
- GCM から得られた各パラメータのうち、特に気温と風速の温暖化気候差分は GCM によって傾向が大きくことなることから、これらのパラメータは他の 2 つのパラメータに比べて大きな標準偏差が含まれており、台風強度に対する不確実性への影響量も大きいことが明らかとなった。
- 続いて、各パラメータが台風強度の将来変化に与える影響について分析した。その結果、気温と海水面温度のパラメータが大きく影響しており、気温は台風

強度を約+45 hPa 弱化させ、海水面温度は台風強度を約-20 hPa 強化することが明らかとなった。台風強度への影響度は気温の方が大きい、標準偏差も大きく不確実性が大きいことが推察される。

第4章では、我が国に襲来する台風に対する詳細な温暖化影響を評価するため、2000年から2017年の期間に日本に上陸した台風49事例を対象とする擬似温暖化実験を実施した。これにより台風強度の将来変化に関する統計的な評価を行った。また、上陸時の強度に対する詳細な解析により、台風強度の将来変化に対して大きな影響を与える物理量について明らかにした。擬似温暖化実験により得られた成果について以下の結論を得た。

- 台風49事例に対する擬似温暖化実験
- 本題となる擬似温暖化実験の結果に先立って台風強度（中心気圧および最大風速）と最大風速半径に対する再現実験（現在気候）を行った。その結果、高解像度台風モデルによって台風強度および構造を高精度に再現することができた。この計算を基準計算として擬似温暖化実験を実施した。
- 台風49事例に対する擬似温暖化実験の結果、台風強度はピーク時および上陸時とともに増大する傾向にあることが明らかとなった。中心気圧および最大風速の平均将来変化量は、ピーク時で-45.7 hPa および+16.4 m/s であり、上陸時では-5.5 hPa および+5.2 m/s となった。また、現在気候と将来気候で頻度分布を比較したところ、将来気候では現在気候で事例数が0であった930 hPaを下回る強度や最大風速50 m/s以上の強度で上陸する事例がいくつか現れることが明らかとなった。これらの結果は、既存のインフラの設計基準を超えることや、防災対策の見直しをする必要があることを示唆している。
- GCMから得られたパラメータのうち、台風強度に大きく影響する海水面温度と風の鉛直シア（300 hPaと850 hPa）の将来変化を確認した。その結果、台風強度を強める働きをする海水面温度は将来気候下で大幅に上昇し、日本の南岸まで30度を超える分布をしているが、台風強度を弱める働きをする風の鉛直シアについては現在気候とほぼ変わらないことが明らかとなった。したがって、将来気候では海水面温度の上昇による台風強度を強める効果が大きく影響することが明らかとなった。
- 上陸時に着目した詳細な解析を行うことにより、台風強度の将来変化に大きな影響を与える物理量について求めた。その結果、現在気候における台風の「発生から上陸までの時間」と「上陸時の最大風速半径」のパラメータが台風強度の将来変化に大きな影響を与えていることが明らかとなった。発生から上陸までが短時間（6.87日以下）の事例や上陸時の最大風速半径が大きい事例（101.4 km）

では台風強度が強まりやすい傾向にあることが明らかとなった。また、短時間事例と長時間事例および小半径事例と大半径事例の間で生じる将来変化量には統計的に有意な差があることが明らかとなった。

- 発生から上陸までの時間と上陸時の最大風速半径のパラメータの違いが上陸時の台風強度に大きな影響を与える要因について分析を行った。その結果、いずれのパラメータも台風の急速発達（RI）の有無に関係していることが明らかとなった。また将来気候ではほとんどの事例（41 事例）で RI を起こすようになる結果が示された。さらに現在気候では RI を生じないが、将来気候では RI を生じるようになる事例（49 事例中 16 事例）の数は、短時間事例および大半径事例ではそれぞれ長時間事例および小半径事例よりも 2 倍以上多い結果となった（ともに 16 事例中 11 事例ずつ）。したがって、将来気候では海水面温度が上昇することで、より多くの事例で RI が起こりやすくなるが、その影響は現在気候ではまだ発達の余地を残している短時間事例や大半径事例で大きいことが明らかとなった。

第 5 章では、我が国の三大湾（東京湾、大阪湾および伊勢湾）において自治体によって実施されている高潮浸水想定をまとめ、その問題点について整理した。また、現在の経験的手法に依る高潮浸水想定に代わり、計算コストを抑えつつ気候変動の影響を考慮可能な簡易擬似温暖化実験手法を考案し、2018 年の台風 3 事例を対象に妥当性の検証を行った。以上の計算より、以下の結論を得た。

- 我が国の三大湾における高潮浸水想定現状
- 三大湾はともに南に開いた湾口をしており、かつ沿岸付近には海拔 0 m 地帯が広がっており、都市が形成されている。したがって、高潮災害が甚大化しやすい特徴を持っている。現在各自治体で行われている高潮浸水想定は、いずれも国土交通省の提示する高潮浸水想定区域図作成の手引きにしたがって作成されている。この想定では、高潮に対する気象外力はいずれも過去に我が国に上陸し大きな被害をもたらした台風事例をベースとして構築されている。したがって気候変動による影響を考慮することができておらず、科学的設定が求められている。
- 高潮浸水想定が経験的手法に依らざるを得ない要因として、将来気候計算に用いられる気象モデルは専門的な知識が必要であり、計算コストも高い点が挙げられる。そこで、本研究では、第 4 章で得られた多数の台風に対する上陸時強度の将来変化を利用して、そこから「発生から上陸までの時間」および「現在気候における上陸時の最大風速半径」を説明変数として、中心気圧および最大風

速半径に関する将来変化量を推定する式を回帰的に求めた。この推定式の精度検証として「推定された将来変化量と気象庁ベストトラックの値の和」と「擬似温暖化実験による将来気候の中心気圧」を比較したところ、高精度に推定可能であることが示された。一方で、推定式では、920 hPa を下回るような事例に対して強度を過小評価する傾向にある。これは今後も継続して事例を増やしていくことで解決されることが期待される。したがって、必要に応じて台風事例を追加することで、推定式の係数を更新していくことが求められる。

- 構築した推定式と現在気候の台風情報（中心気圧，最大風速半径，台風位置および移動速度）を用いて簡易的に将来の台風パラメータ（中心気圧および最大風速半径）を推定する。さらに，これらのパラメータを経験的台風モデルおよび高潮モデルに入力することで将来の台風による高潮を気候変動の影響を考慮しつつ簡易的に求めることができる。以上の計算手法を簡易擬似温暖化実験手法として提案する。
- 提案した簡易擬似温暖化実験手法による将来の高潮推算結果を通常の高潮推算結果と比較することで，簡易手法の妥当性を検証した。その際，2018年に日本に上陸した台風3事例を対象として計算を行った。その結果，簡易手法においても，台風外力の将来変化（中心気圧および最大風速半径）を適切に考慮することで，力学的手法に近い潮位偏差を計算可能であることが確認された。したがって，簡易擬似温暖化実験手法は妥当な手法であるといえる。

本論文では，簡易擬似温暖化実験の対象として2018年に我が国に上陸した台風3事例による高潮を選定した。今後はそれぞれの行政および港湾管理者が，各地域の港湾に対してこの簡易擬似温暖化実験による検討を行うことで，将来の高潮に対する想定の信頼性をより向上させることができるものと期待される。

## 謝辞

本論文は、私が岐阜大学大学院工学研究科に在学してから行った研究成果を、「擬似温暖化ダウンスケーリングによる台風と高潮に関する気候変動影響評価」と題してまとめたものです。研究を通して多くの方々から頂いたご指導、ご鞭撻ならびにご協力によって成し得た結果です。ここに記して感謝の意を表します。

本研究を行うにあたり、終始熱心なご指導、ご鞭撻を賜った岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻、吉野純准教授に深く感謝の意を表します。吉野先生には、私の入学当初から講義を含めたあらゆる場面において、気象学および海岸工学について説いていただきました。今後の沿岸防災を担う研究者には、従来から必要とされてきた土木工学の知識のみならず、台風や低気圧等に関する気象学の知識も重要であることを教えていただきました。また、研究に対する姿勢や考え方といった幅広い見識についてまでもご指導いただきました。このことは私の今後の研究者としての基盤や幅を広げることに繋がりました。本当に感謝しています。

岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻、小林智尚教授には、常に暖かいご指導を頂き感謝しております。波浪モデル SWAN の利用方法、および再生可能エネルギーに関する諸知識をご指導いただきました。特にエネルギー分野の研究における可能性の広さを伝えていただいたことに大変感謝しております。このことは、今後の研究生活でも大いに生かせることと考えております。また私の研究に関しても、的確な助言を頂いたことに感謝しております。

自然エネルギー研究室、秘書の山田泰代さんには、私の出張手続きや研究室生活に関する多方面においてご助力頂きました。常に暖かく励ましていただき、アットホームな研究室環境を整備していただいたことに大変感謝しております。ありがとうございました。

本論文の査読をして頂いた、岐阜大学流域圏科学研究センターの玉川一郎教授には、私が学部生の頃から、研究発表の際に的確なご指導およびご助言を頂きました。また、学位論文における審査や公聴会を通して、数多くの有益なご助言を頂きました。ここに謝意を表します。



外部審査委員として査読して頂いた愛知工科大学安田孝志学長には、研究に対するご指導に加え、研究者としての夢、生き方について説いていただきました。特に、公聴会後に「漠然たる不安を持ち、結果に対して常にハングリーであれ」という言葉を頂きました。この言葉を胸に刻み、今後の研究活動に活かしていきたいと思えます。

岐阜大学大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻自然エネルギー研究室にご在籍ならびにご出身の皆様にも、様々な場面で多くのご助言、ご協力を頂きました。ここに感謝の意を表します。常に賑やかで仲の良い雰囲気はとても居心地がよく、研究活動における癒しの場となりました。

最後に、大学入学当初から9年間という長期間にわたり、日頃の生活から学業において全面的なサポートをしていただいた家族に、心より感謝いたします。