

2013 年度（第 49 回）水工学に関する夏期研修会講義集

水工学シリーズ 13-B-2

地球温暖化による海象・気象への影響と 可能最大級高潮

岐阜大学 准教授

吉野 純

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2013 年 8 月

地球温暖化による海象・気象への影響と可能最大級高潮

Global Warming Impacts on the Global Atmosphere-Ocean System and Maximum Potential Storm Surge

吉野 純

Jun Yoshino

1. はじめに

IPCC 第4次報告書は、地球温暖化によって台風（以降、ハリケーンなど熱帯低気圧全般を意味する用語として使用）の強度が増大する可能性を指摘している。台風強度と海水面温度の間には高い相関があり、温暖化がゆらぎを伴いながら進行することで、より強大な台風が来襲する可能性が高まっている。そのため、台風常襲地帯である我が国では温暖化による台風強大化を見据えて、ハード対策とソフト対策の両面から防災・減災計画の見直しが急務となる。津波災害のみならず台風災害に対しても物理的に生じ得る最悪シナリオを過不足なく適切に評価することで、想定外をも想定してゆく必要がある。

今日まで、海岸構造物の設計潮位・設計波高を評価する際には、既往データに対して確率密度関数を当てはめ、生起確率から再現期間に対する潮位・波高を求めるいわゆる「極値統計解析」が広く用いられてきた。また、台風内部の風速場・気圧場の推算の際には経験的な「経験的台風モデル」を用いるのが一般的であった。しかし、IPCCの予測通りに温暖化が進行し海水面温度が上昇するのならば、今後、台風自体の構造的・属性的な変化が生じる可能性が高く、極値統計解析では温暖化による台風強大化に対する影響を適切に評価できないものと懸念される。更には、経験的台風モデルでは台風による降水を表現できず、雨台風に伴う豪雨災害想定には全く用を成さない。つまり、従来の統計的・経験的な手法に依らない大気海洋力学的な台風災害外力の評価法の開発が必須となってくる。本来、台風そのものは、大気力学に基づく数理的な取り扱いが可能であることから、統計的・経験的な手法に代わって、詳細な素過程の積み重ねに基づく大気モデルをベースとする力学的な手法を新たに開発し、更に温暖化の影響を加味した正確なシナリオ設定の下で台風災害外力を評価することが要求される。

このような背景の中、著者の研究グループでは、地球温暖化による海水温上昇を合理的に加味した上で、熱力学的可能最大強度（定常状態）に達した台風を対象地域に直撃させ、台風災害外力を大気海洋力学的に評価する手法の開発を進めてきた。本稿では、台風（第2節）と地球温暖化（第3節）に関する最新の知見について解説し、将来起こり得る強大化した台風（第4節）がもたらす最悪の高潮「可能最大高潮」の力学的評価手法（第5節および第6節）の詳細について紹介し、その手法を伊勢湾に適用した評価結果（第7節）について議論する。最後に、今後の研究の展望（第8節）を示して結語とする。

2. 台風とは

台風(typhoon)とは、北西太平洋上で最大風速34ノット(17.2m/s)を超えた熱帯低気圧(tropical cyclone)のことを指す。中緯度で発生する温帯低気圧(extratropical cyclone)は、低緯度と高緯度の気温差をエネルギー源とする上層に起源を持つ渦であるのに対して、低緯度で発生する熱帯低気圧は、積乱雲の集合体内における潜熱解放をエネルギー源とする下層に起源を持つ渦である。すなわち、台風の発生・発達には、暖かい海水面から蒸発した多量の水蒸気が本質的な役割を果たす。また、台風には、温帯低気圧とは異なり、寒冷前線や温暖前線といった前線構造を有しておらず、同心円状(軸対称)に近いメソ α スケール(200~2000km)の比較的小規模な大気擾乱である。しかしながら、ひとたび日本列島に接近・上陸すれば暴風雨に

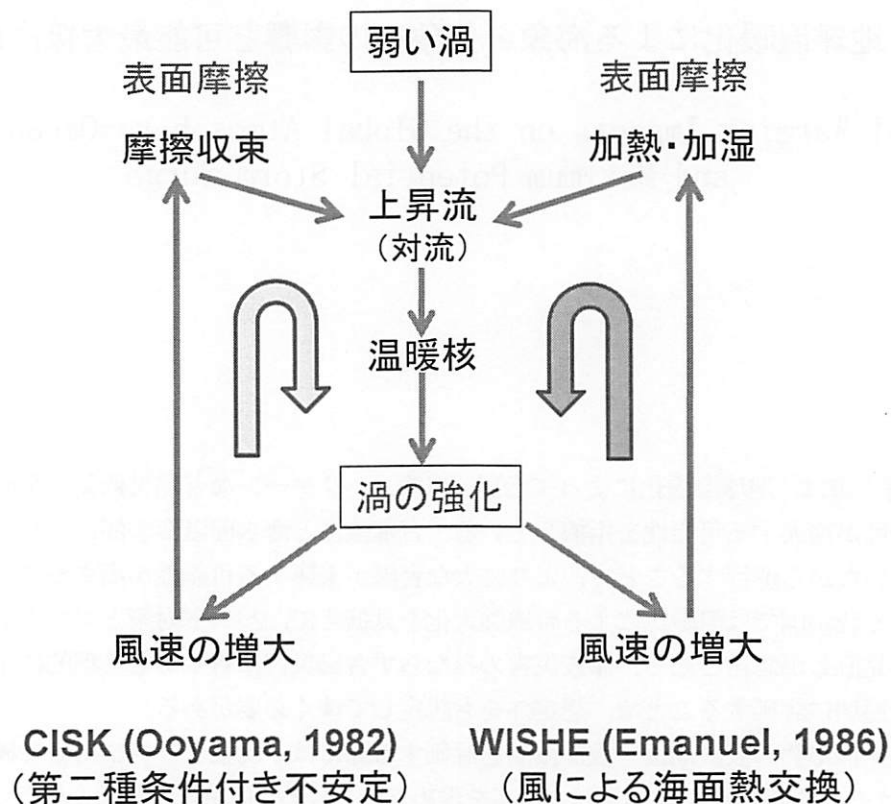


図1：台風の発達のメカニズム

よる大災害のリスクが高まるため、南海上で発生した台風の動向には常に警戒が必要となる。

台風のライフサイクルは、その内部構造や強度変化に着目することで、一般的に「発生期」、「発達期」、「最盛期」、「減衰期」の4つのステージに分類することができる。以下に、ステージ毎に順次、台風の内部構造と強度変化の特徴について概観する。

発生期の台風は、積乱雲の集合体であるクラウドクラスターからなり、台風の中核は不明瞭ではあるものの、台風の特徴である渦巻き状の雲が見られるようになる。特に、1) 海水面温度が26～27℃以上であること、2) 対流圏中層が十分に湿っていること、3) 大気の状態が不安定であること、4) 大気上層と下層の風速差（風の鉛直シア）が小さいこと、5) 大規模な低気圧性回転（偏東風波動）が存在すること、6) 地球の自転効果（コリオリ力）の効く北緯・南緯5度以上にあること、といった6つの条件の下で最大風速34ノット以上の台風へと成長しやすいとされている（Gray, 1968）。

このようにして発生した台風は、発達期になると、亜熱帯高気圧（いわゆる太平洋高気圧など）の縁辺部の指向流に沿って移動し、暖かい海面上からの水蒸気をエネルギー源として、渦巻き状の大気の流れを強化させる。その結果として、最大風速の増加、中心気圧の低下、強風域の拡大、さらには、台風の特徴である台風の眼も徐々に明瞭になる。台風内部の風が強まることにより、海面上における摩擦収束の強化（CISK：Ooyama, 1982）と水蒸気・熱供給の強化（WISHE：Emanuel, 1986）が同時に起こり、正のフィードバックが作用することで台風が発達する（図1）。

発達期の台風が暖かい海面上を長距離・長時間かけて移動する場合には、時には猛烈な勢力（最大風速105ノット以上）にまで成長し、最盛期を迎える。最大風速は最大となり、中心気圧は最小となり、顕著な下降流により台風の眼も明瞭となる。眼を取り囲む壁雲（eye wall）も顕在化することで、軸対称に近い構造を呈するようになる。しかし、最盛期の台風は際限なく発達できるわけではない。十分に時間をかけて発達することで台風は定常状態に達し、海面からの水蒸気・熱エネルギーの供給と摩擦による運動量エネルギー

一の損失がバランスすることで、ある一定の最大風速および中心気圧に収束する。この強度のことを可能最大強度 (Maximum Potential Intensity: MPI) と呼ぶ。

その後、台風は減衰期になると、日本列島付近の中緯度帯のより冷たい海域へと移動したり、陸地に上陸したりすることで、その勢力は急速に衰え温帯低気圧化（温低化）する。減衰期になると、偏西風や気圧の谷による風の鉛直シアの影響を受けることで、次第に台風特有の軸対称的な構造を維持できなくなり、非軸対称的な構造が明瞭になる。更に、台風内部には高緯度起源の寒気が流入することで温帯低気圧のように前線が形成されるようになる。台風の眼も不鮮明となり、台風の中心を特定することが難しくなる。しかし、減衰期の台風であっても、多量の水蒸気や雨滴を保持しており、時には温帯低気圧として再発達することもある。

台風に関しては、山岬（1982）、大西（1992）、上野・山口（2012）、筆保ら（2013a）、筆保ら（2013b）などが詳しい。

3. 地球温暖化とは

「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）」がとりまとめた第4次報告書によれば、「気候システムの温暖化には疑う余地がない」とされている。温暖化をもたらす原因は、人為的に排出されている二酸化炭素やメタンなどの「温室効果ガス」である言われている。現在の地上の平均気温は14℃（287K）であるが、このような快適な気温に保たれているのは、この地球大気中の温室効果ガスが含まれているためである。仮に、温室効果ガスが存在しないとすれば、放射平衡計算により地上の平均気温は-19℃（254K）になると推定され、人間にとって快適に生活できる場所はごく限られてしまうものと考えられる。温室効果ガスは、地球から放射されるエネルギーを「温室」かのごとく大気中に遮蔽することで再び地球に戻す役割を果たし、太陽からの熱エネルギーを地球にとどまらせる働きをしている。産業革命以降の人間活動により石炭や石油などの化石燃料を大量に消費することによって、大気中の温室効果ガスの濃度が次第に上昇しており、その結果として、地上の平均気温も徐々に上昇している。これが温暖化のメカニズムである。

将来、温暖化が進行することで地球の気候はどのように変化するかは、中長期的な温暖化対策を講ずる上で極めて重要な科学的命題となる。そして、それを解決する上で、「全球気候モデル（General Circulation model: GCM）」の開発と利用が不可欠となってくる。GCMは、天気予報に用いられている大気モデルと同じく、地球大気全体を水平・鉛直方向に格子点に区切り、各格子点上の気象状態を長期間の時間積分により予測するものである。適切なコンポーネントモデル（海洋・海氷・陸面・河川・炭素循環・エアロゾルなど）との結合により、全球の平均的な天候状態（気候）の変化が予測可能になる。計算機資源の制約上、GCMの水平解像度は数百km程度と粗くなってしまうことが問題ではあるが、IPCC第4次報告書で引用された第3次結合モデル国際比較実験（Coupled Model Intercomparison Project phase 3: CMIP3）には、世界各国から計23個のGCMによる現在気候の再現結果が提出され、これらの大半は、観測された20世紀の気候変化をうまく再現できていることが確認できている。よって、これらのGCMは、将来の気候変化をある程度予測する能力もあるものと見なされている。特に、20世紀後半に見られる大きな気温上昇傾向は、人為起源の温室効果ガスによるものであり、自然起源による変動だけでは説明できないことが指摘されており、「温暖化に疑う余地がない」と判断する重要な物理的根拠となっている。

CMIP3には、これら世界各国のGCMによる21世紀末までの将来気候の予測結果も提出されており、IPCC第4次報告書の作成にも活用されている。将来気候の計算には、今後の人間活動シナリオ（言い換えれば、化石燃料の消費量シナリオ）を仮定しており、例えば、高排出なシナリオA2（多次元化社会）、中排出なシナリオA1B（バランス型社会）、および、低排出なシナリオB1（持続的発展型社会）などがあり、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、1250ppm、850ppm、および、600ppmになると見積もられている。そして、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、お

よび、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℃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℃（予測幅+2.0～+5.4℃）、A1B シナリオでは平均+2.8℃（予測幅+1.7～+4.4℃）、B1 シナリオでは平均+1.8℃（予測幅+1.1～+2.9℃）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る。

そして、温暖化の影響は、地上気温のみならず、私たちの身近な海象や気象にも大きな変化をもたらし、生態系や人間活動に深刻な影響を及ぼす可能性があるという警告されている。例えば、温暖化が海象に及ぼす影響の 1 つに、海面水位の上昇が挙げられる。全球平均の海面水位は過去 100 年間で 17cm（±5m）くらい上昇しているが、海面水位の上昇の最大の寄与は、氷の融解による増加というより、海水の熱膨張による増加であると言われている。IPCC 第 3 次報告書での簡易的評価によれば、21 世紀末頃の全球平均の海面水位の上昇量は-17cm から+77cm の範囲になるとされている。そのうち、氷河・氷帽の融解による上昇量は多くても+23cm、氷床の融解による上昇量は+10cm 以内しかもたらされず、一方で、海水の熱膨張による上昇量は、最大で 43cm にも及ぶと評価されている。また、IPCC 第 4 次報告書では、より精度の高い海面水位予測が可能となり、A2 シナリオの上昇量は予測幅+23～+51cm、A1B シナリオの上昇量は予測幅+0.21～+0.48cm、B1 シナリオの上昇量は予測幅+18cm～+38cm と予測されている。ただし、これらの予測は全球の平均値であって、実際の海面水位の上昇は地理的に一様ではないことに注意が必要である。地球全体の海洋が温まるのには 2000 年近くかかると言われているため、仮に人間社会の努力によって大気中の温室効果ガスの濃度が一定になったとしても長期にわたって海面水位の上昇は継続することになると考えられている。このような海面水位の上昇は、海岸浸食を引き起こし、インフラの整備されていない発展途上国において深刻な影響が出るものと懸念されている。

また、温暖化が気象に及ぼす影響については、特に、猛暑（熱波）や大雨などの極端現象が増加する可能性が示唆されている。温暖化による地上気温の上昇は、海洋より陸域で、低緯度より高緯度でより顕著になると考えられており、その結果、日本の夏季における真夏日（最高気温 30℃以上）の日数も増加すると考えられている。GCM の将来予測より、日本列島において真夏日は現在（約 40 日）の約 3 倍程度（約 120 日）に増加するものと推定されている。つまり、春先や初冬でも最高気温が 30℃を超える日が多くなることを意味する。このような傾向は、日本以外の地域でも殆ど全ての地域で生じる可能性があり、A2 シナリオや A1B シナリオで猛暑（熱波）発生の可能性がより顕著になると言われている。そして、温暖化による影響は、大気中の飽和水蒸気量を増大させることになり、降水量にも変化が現れるものと推測される。GCM の将来予測によれば、高緯度地域で年間平均降水量の増加する可能性が高く、亜熱帯地域は年間平均降水量の減少する可能性が高いと考えられている。日本付近では、熱帯域の海水面温度の上昇により太平洋高気圧が強化され、更に、ユーラシア大陸北部の地上温度が上昇することでオホーツク海高気圧が強化されるため、梅雨前線の活動は強化され、雨量も増えると予測されている。また、梅雨前線に沿って集中豪雨が頻発する可能性があり、梅雨明けがより遅くなる可能性が指摘されている。B1 シナリオでは明瞭な変化は見られないが、A2 シナリオや A1B シナリオでは、21 世紀末にはこのような梅雨前線上での大雨現象の増加傾向が予測されている。

地球温暖化に関しては、IPCC（2007）、住（2007）、北海道大学大学院環境科学学院編（2007）、近藤（2009）、甲斐（2012）などが詳しい。

4. 地球温暖化による台風への影響

前述したように、地球温暖化は、海水面温度の上昇をもたらす結果として、海面水位の上昇や顕著現象の増加に寄与するものと予測されている。そして、温暖化の影響は、熱帯低気圧（すなわち、台風）の活動にまで及ぶものと近年活発に議論されている。今日までに、将来の台風の発生数や強さがどのように変化する

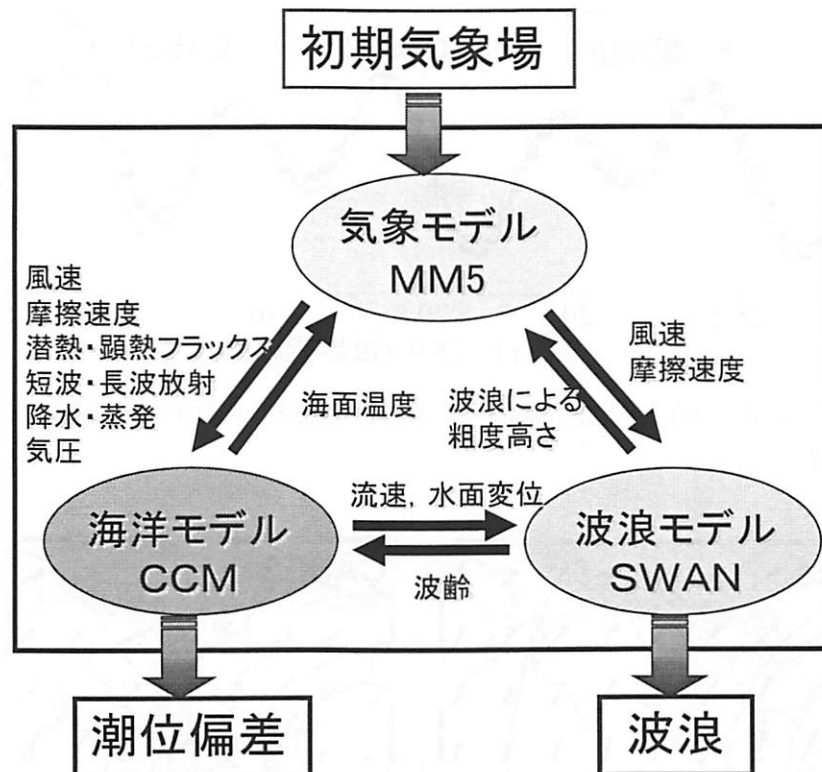


図2：大気－海洋－波浪結合モデルの構成（村上ら，2004）

るかについて、特にGCMによる将来予測の計算が多く実施されている。

まず、台風の発生数に関しては、IPCC第4次報告書により、「世界的に熱帯低気圧の発生数が減少すると考えられるが、その予測については依然として信頼性が低い」とされている。Sugiら（2002）は、水平解像度約120kmのGCMを用いることで、現在気候と将来気候の台風発生数について調べ、全球、北半球、および、南半球の熱帯低気圧が、それぞれ、34%、28%、39%減少するという結果を示している。また、北西太平洋では66%も減少し、一方で、北大西洋では61%も増加し、熱帯低気圧の数の変化には地域差があることを指摘している。また、Oouchiら（2006）は、水平解像度約20kmのGCMを用いることで、A1Bシナリオに基づき、温暖化時の全球の熱帯低気圧の数は30%減少することを示している。この予測結果でも、北西太平洋では熱帯低気圧の数が減少し、北大西洋の熱帯低気圧の数が増加することを示している。将来気候における海面温度は熱帯全域で上昇するが、北大西洋など熱帯の平均よりも海面温度の上昇が大きいところでは、対流活動が強化され熱帯低気圧の発生数が増加すると考えられる。一方で、北西太平洋など熱帯平均よりも海面温度の上昇が小さいところでは、熱帯低気圧の発生数は減少すると考えられる。

一方、台風の強さに関しては、IPCC第4次報告書によれば、「広範なモデル予測によれば、現在進行中の熱帯域の海面温度上昇に伴って、将来の熱帯低気圧の強度は増大し、最大風速や降水強度は増加する可能性が高い」としている。Emanuel（2005）やWebsterら（2005）によると、過去30年間程度の期間において北西太平洋、北大西洋、およびその他の海域で熱帯低気圧の勢力が顕著に増大しており、温暖化の影響がすでに現れているという点において専門家の間でも論争を起こしている。また、Oouchiら（2006）は、水平解像度約20kmのGCMを用いることで、A1Bシナリオに基づき、熱帯低気圧の最大風速の発生頻度分布について調べている。現在気候と将来気候を比較した結果と、将来気候には、最大風速45m/s以下の熱帯低気圧の頻度は大きく減るのに対して、それより最大風速の大きい熱帯低気圧が増えることを示している。しかし、これらの研究に使用されたGCMは水平解像度が粗いために、十分に強い台風を適切に表現できておらず、依然と

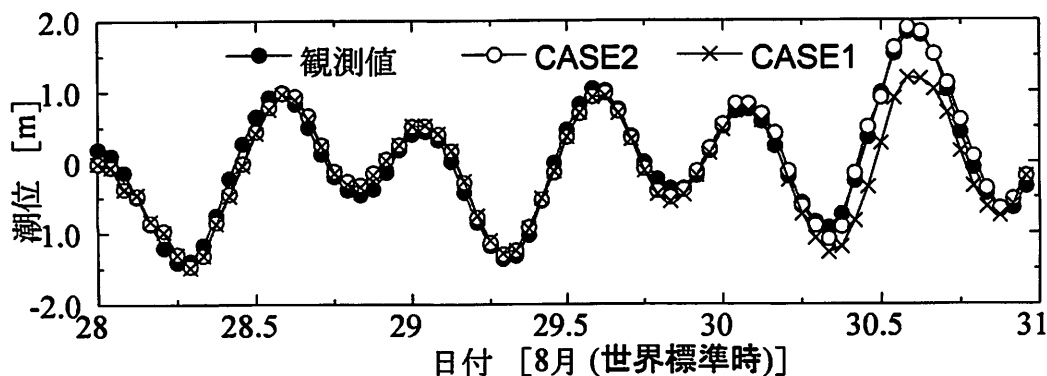


図3：経験的台風モデル（CASE1）とRCM（CASE2）による香川県高松市における高潮推算の比較（吉野ら，2006）．黒丸は観測値を示す．

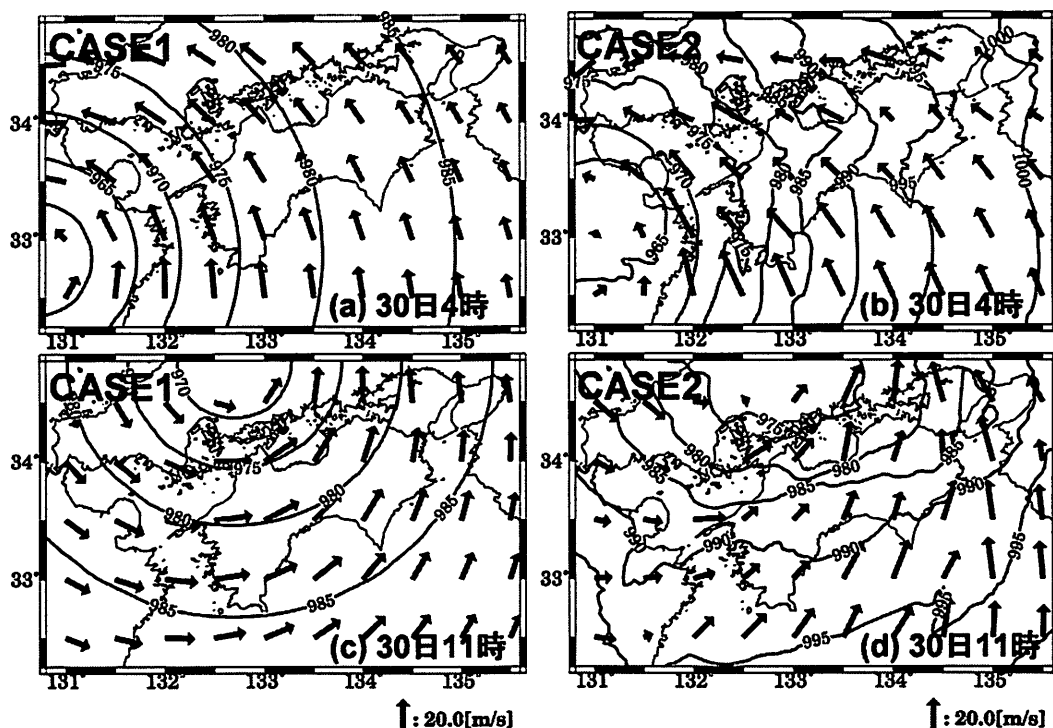


図4：経験的台風モデル（CASE1）とRCM（CASE2）による台風気象場の比較（吉野ら，2006）

して量的な議論には課題が残されている。

台風と地球温暖化の関係については、筆保ら（2013c）や上野・山口（2012）などが詳しい。

5. 可能最大高潮の評価手法

前述したように IPCC 第4次報告書では、「海面水温の上昇によって熱帯低気圧の強度は増大する可能性が高い」ため、その結果として、「極端な高潮位（高潮）の発生数についても増加する可能性が高い」と指摘されている。温暖化による海象・気象への影響を評価する上で、GCMは極めて有効なアプリケーションとなるが、台風の内部構造や強さを表現するには水平解像度が粗すぎるという問題も残されている。そのため、台風に伴う高潮の評価の際には、低解像度な全球気候モデルGCMに代わって、より高解像度な領域気候モデル（Regional Climate Model：RCM）の利用が必須となってくる。

村上ら（2004）は、台風に伴う高潮の高解像度な評価を目的として、水平解像度9kmからなる大気－海洋

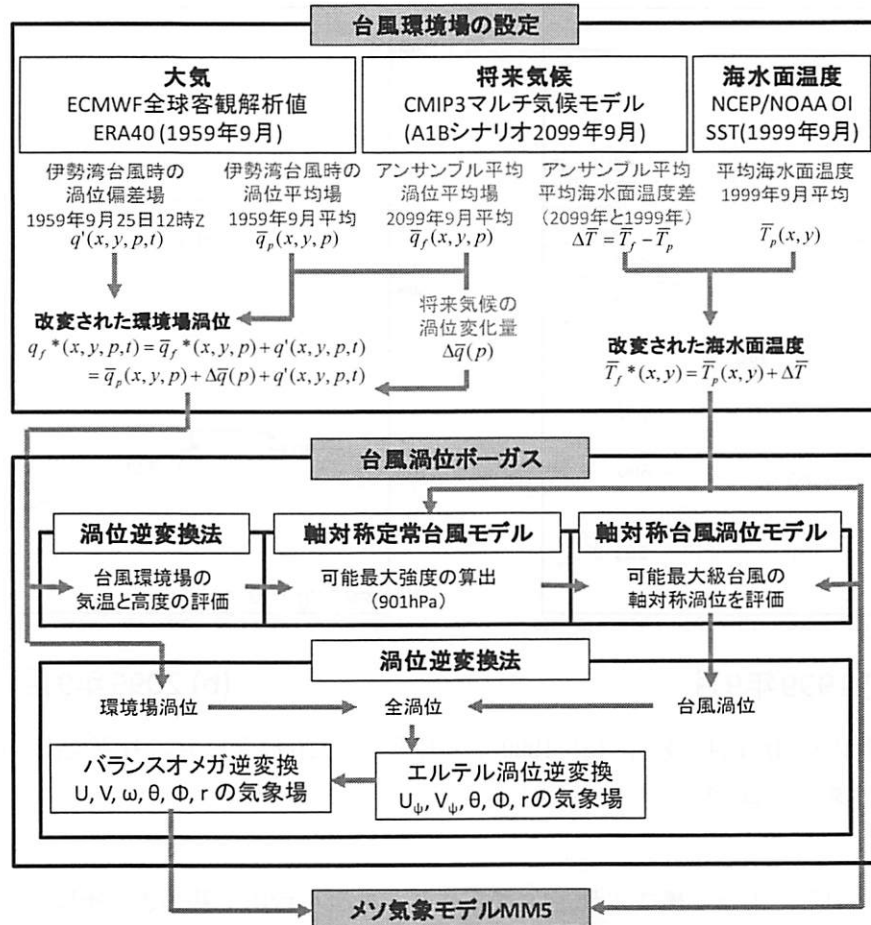
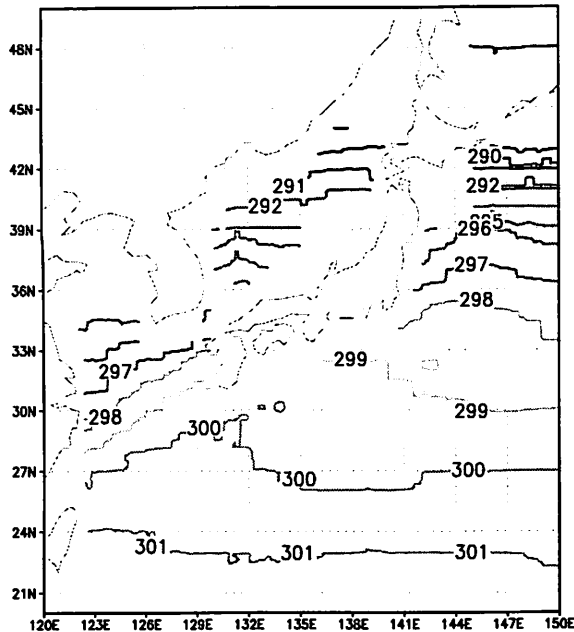


図5：台風環境場の設定と台風渦位ボーガスの計算フロー（吉野ら，2011a）

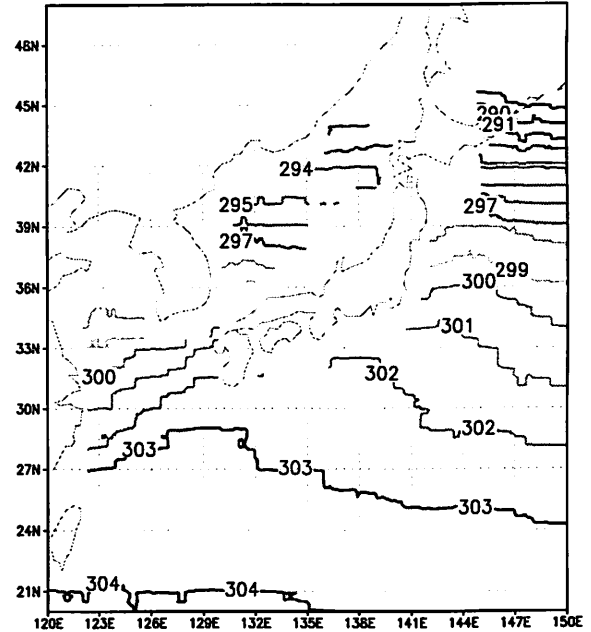
一波浪結合モデルを開発している．このモデルは，1) 経験的台風モデルでは考慮できない沿岸地域の陸面・海面境界過程や台風内部構造の変化などを考慮できる大気モデル MM5（RCM の一種），2) 高潮の規模を決定付ける外洋からの海水流入を高精度に計算できる海洋モデル CCM，3) 深海域から内湾などの浅海域までの波浪を精度良く評価できる波浪モデル SWAN，の双方向結合によって構成される（図2）．吉野ら（2006）は，RCM をベースとするこの大気－海洋－波浪結合モデルを用いて台風 0416 号に伴う高潮（香川県高松市）の推算を行うことで，従来の経験的台風モデルを気象外力として用いた場合に比べて，より高い精度で推算できることを明らかにしている（図3）．RCM の利用により，台風縁辺部の気象場の影響や台風内部の非軸対称構造を表現できるだけでなく，地表面起伏や粗度の影響を高解像度に表現することもでき（図4），そのおかげで高潮推算の高精度化につながったものと考えられる．

このような大気海洋力学に立脚した大気－海洋－波浪結合モデルを用いて，高解像度に台風予測を行う場合には，事前に台風初期値化の技術を適用する必要がある．GCM の場合，台風の発生期から消滅期までの一連のライフサイクルを首尾一貫して計算できるため台風初期値化の必要性はないが，RCM の場合，計算対象地域に接近・上陸する台風をライフサイクルの途中から計算することになるため，RCM の初期条件の中には現実的な台風の3次元渦構造を表現されていなくてはならない．一般的に，台風内部の観測データは極めて乏しく，大気の客観解析値には明瞭な台風構造は含まれていないことから，台風ボーガスと呼ばれる擬似的な3次元渦構造を初期条件の中に投入すること必要がある．

そのような背景の中で，吉野ら（2009；2011a）は，台風渦位ボーガスと呼ばれる新たな力学的な台風初期値化手法を開発している．台風渦位ボーガスは，主として，軸対称台風渦位モデル（Emanuel, 1995）と渦位



(a) 1999年9月



(b) 2099年9月

図6：CMIP3（計20個のGCM）に基づく、(a) 1999年9月と(b) 2099年9月の月平均海面温度のアンサンブル平均分布（吉野ら，2009）

逆変換法（Davis ら，1991）によって構成され、1) 設定されたモデル台風に基づき台風環境場を設定し、2) 軸対称台風渦位モデルにより台風内部の渦位構造（台風渦位）を効率的に推定し、3) 台風渦位を環境場渦位の中の投入し、4) 渦位逆変換法により渦位場から気象場へと逆解析することで、台風初期値化が完了する（図5）。

従来手法である気象庁台風ボーガスと比較すると、1) 「渦位」というただ1つの物理量の改変によって、物理法則を破綻させないように全ての物理量を同時に改変できる、2) 台風内の気圧分布形を仮定する必要がなく、軸対称台風渦位モデルの導入により、与えられた台風環境場（気候状態）の影響を加味した現実的な台風気象場を作成できる、3) 渦位逆変換法はローパスフィルターとしての効果があるため、台風渦位と環境場渦位との間で生じる不連続や計算不安定の原因となる小スケールの重力波ノイズを除去できる、4) 台風内部の3次元気象場は、台風渦位のみならず環境場渦位の影響も受けることから、非軸対称ボーガスを投入せずとも、非軸対称的な台風気象場を評価できる、等の利点を有している。このため、近似や不整合が極めて少ない現実的かつ合理的な台風初期値化手法であると言える。

これら台風渦位ボーガスと大気－海洋－波浪結合モデルを用いることで、以下の手順によって対象とする湾内の可能最大高潮を評価する。1) まず、既往事例の中から可能最大級台風となるようなモデル台風を設定して、台風環境場に対して温暖化の影響を適切に反映させる、2) 次に、台風渦位ボーガスを用いて、設定された台風環境場の条件下で発達し得る可能最大級台風の3次元構造を推定し、大気モデルのための初期条件を多数作成する、3) 最後に、大気－海洋－波浪結合モデルを用いて、作成された多数の初期条件に基づいてアンサンブル予測計算を実施することで可能最大高潮を評価する、以上の3段階の計算プロセスによって目的を達成することができる（図5）。

6. 疑似温暖化実験のための台風環境場の設定

前述の台風渦位ボーガスの計算プロセスにおいて、モデル台風を如何に設定し、台風環境場に対して如何

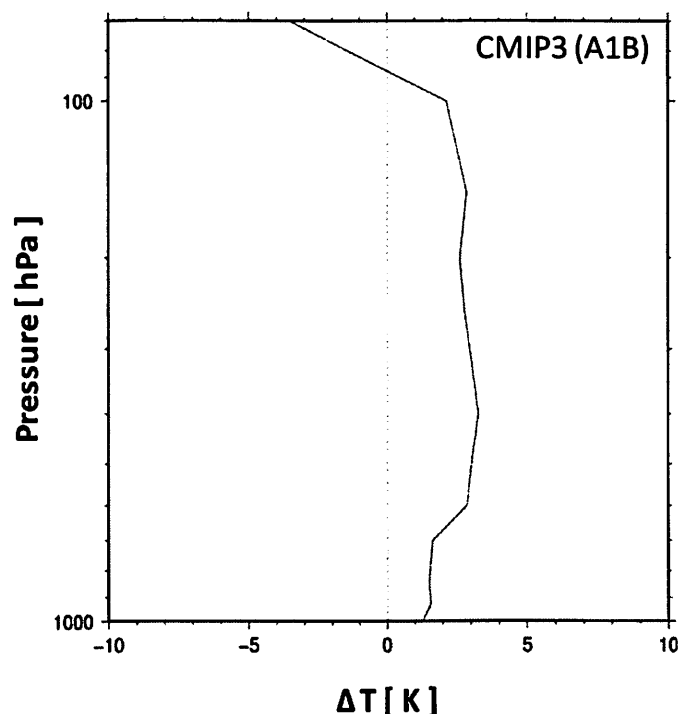


図7：現在気候（1999年9月）と将来気候（2099年9月）の間の対流圏内（日本域）における月平均気温の増加量（吉野ら，2011a）

に温暖化の効果を組み込むかが極めて重要になってくる。本稿では，モデル台風を伊勢湾台風（1959年9月25日21時～同27日09時）に設定し，この台風環境場で発達し得る可能最大規模の台風によって引き起こされる伊勢湾の可能最大高潮を評価する（吉野ら，2011a）。伊勢湾台風は，昭和の三大台風の1つに挙げられる既往最大規模の台風事例であり，可能最大級台風を生み出す台風環境場として適切な選択であると言える。現在気候の台風環境場として，同期間の $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ メッシュ（6時間毎）のECMWF全球客観解析データERA40を使用する。また，現在気候の海水面温度として，1999年9月平均の $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ メッシュ（6時間毎）のNCEP/NOAA OI SSTデータを使用する。このモデル台風に対して，何の改変も加えずにそのまま台風環境場として台風渦位ボーガスに入力すれば，現在気候実験のための台風初期値化となる。

一方で，温暖化による「海水面温度の昇温」と「台風環境場の昇温」の効果を台風環境場に適切に反映させた後，台風渦位ボーガスに入力すれば，将来気候実験（疑似温暖化実験）のための新たな台風初期値化となる。

まず，海水面温度に対しては，1) CMIP3 マルチ気候モデルデータより，将来気候 $\bar{T}_f$ （A1Bシナリオ2099年9月：図6b）と現在気候 $\bar{T}_p$ （1999年9月：図6a）の月平均海水面温度を評価する（東経128度～東経144度，北緯24度～北緯40度の領域平均），2) 将来気候と現在気候の間の海水面温度の変化量 $\Delta\bar{T}$ を評価する，3) NCEP/NOAA OI SSTデータ $\bar{T}_p$ （1999年9月）に変化量 $\Delta\bar{T}$ （ $=2.3^{\circ}\text{C}$ ）を加算することで将来気候における海水面温度 $\bar{T}_f^* = \bar{T}_p + \Delta\bar{T}$ を得る，の手順により海水面温度の改変を行う。

次に，台風環境場（対流圏大気）に対しては，1) 台風環境場を渦位順変換 q_p する，2) 渦位平均場 $\bar{q}_p$ （1959年9月平均）と渦位偏差場 q' に分離する，3) CMIP3 マルチ気候モデルデータ（A1Bシナリオ2099年9月）より渦位平均場 $\bar{q}_f$ を算出する，4) 将来気候と現在気候の間の渦位平均場の変化量 $\Delta\bar{q}$ を評価する（東経128度～東経144度，北緯24度～北緯40度の領域平均），5) 現在気候の渦位平均場 $\bar{q}_p$ に変化量 $\Delta\bar{q}$ を加算することで将来気候の渦位平均場 $\bar{q}_f^*$ を得る，6) 将来気候の渦位平均場 $\bar{q}_f^*$ と渦位偏差場 q' を再結合して改変された環境場渦位 $q_f^* = \bar{q}_f^* + q'$ を得る，7) 渦位逆変換法により将来気候の台風環境場を得る，8) これらの

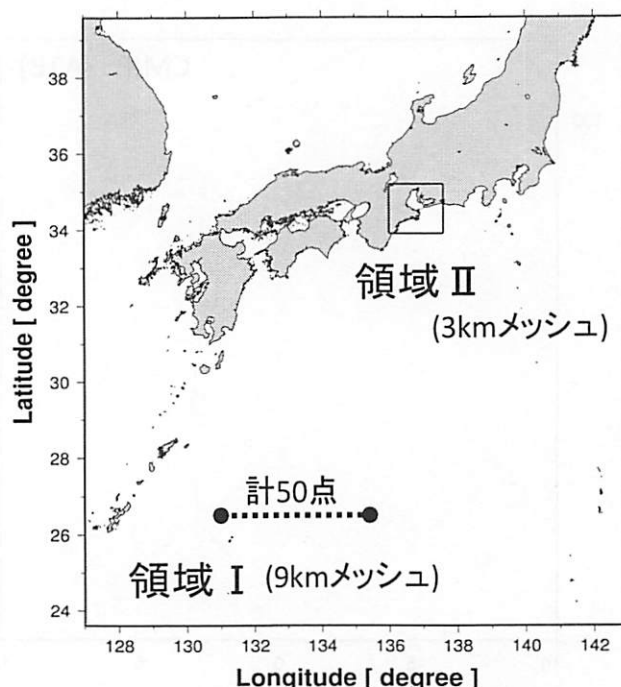


図8：大気－海洋－波浪結合モデルの計算領域の範囲（吉野ら，2011a）．大気モデルMM5は，9km格子と3km格子の双方向ネスティングにより計算する．MM5の3km格子と同じ領域範囲で，海洋モデルCCMは450m格子で，波浪モデルSWANは900m格子で計算する．

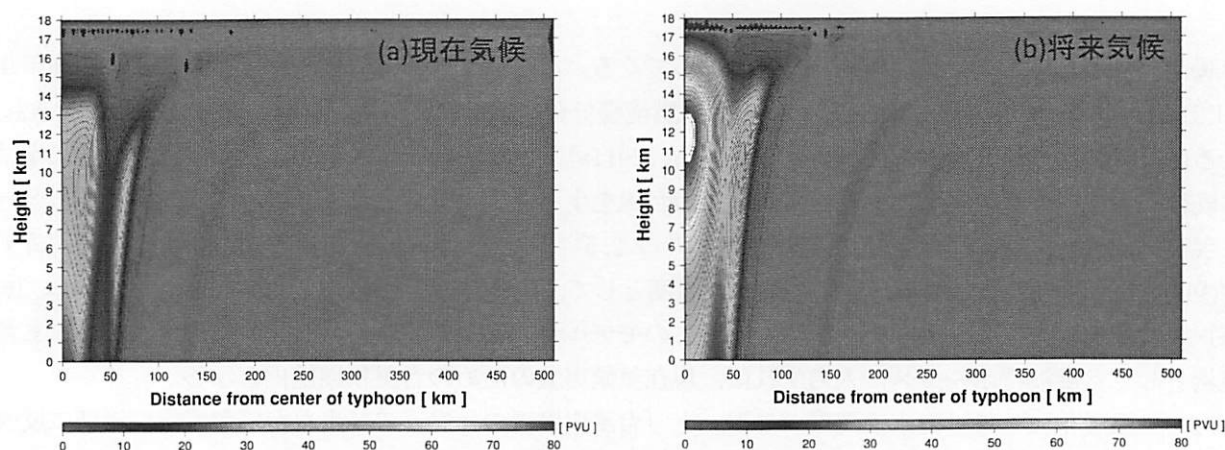


図9：軸対称台風渦位モデルにより評価された（a）現在気候の台風渦位（中心気圧：901hPa）と（b）将来気候の台風渦位（中心気圧：872hPa）の軸対称構造．

一連のプロセスを計算期間（6時間毎）に渡って繰り返す，ことによって台風環境場の改変を行う．ここで，渦位平均場とは，台風強度に強く影響する地域固有の長周期の渦位成分（海陸の分布や気候変動などの定常成分）を示しており，この成分に対して長期的な渦位平均場の増加量をそのまま加算することによって，温暖化による台風環境場の昇温を合理的に加味できる．この処理によって，図7に示すような将来気候（2099年9月）と現在気候（1999年9月）との間の月平均気温の変化量（2～3℃）を台風環境場に対して加算できる．一方，渦位偏差場については，台風進路に強く影響する短周期的な渦位成分（太平洋高気圧や気圧の谷などの変動成分）を示しており，現在気候と将来気候の間に渦位偏差場は変化しないと仮定されている．

台風渦位ボーガスによる台風初期値化の際には，北緯26.5度に緯度を固定し，東経131.35度から東経135.70度までの間を9km間隔毎にずらしながら台風渦位を投入し，渦位逆変換法により計50ケースの初期

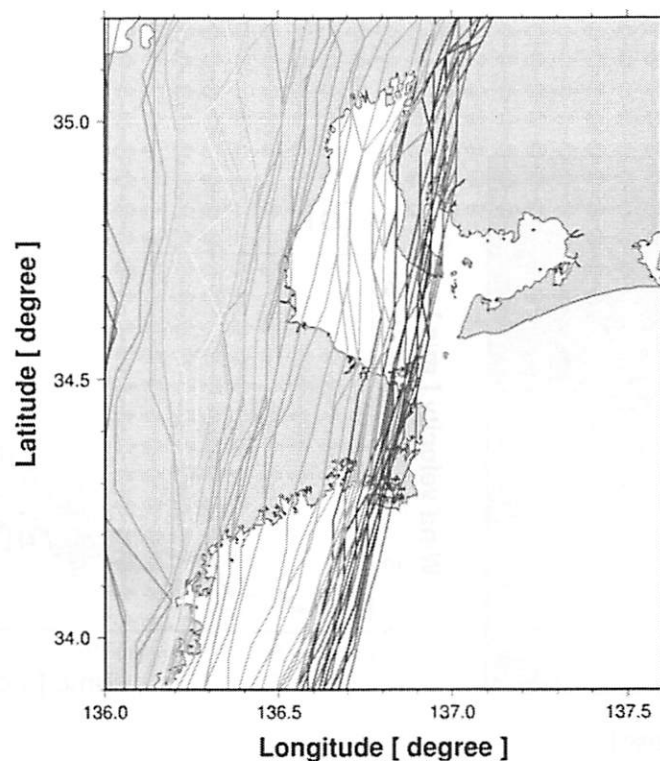


図 10：大気モデル MM5 により計算された将来気候（計 50 ケース）の台風進路（吉野ら，2011a）

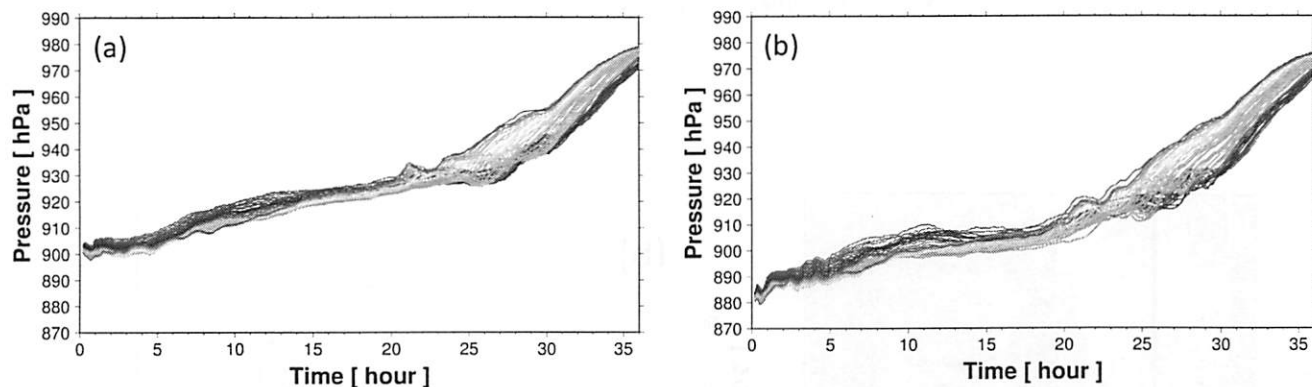


図 11：(a) 現在気候と (b) 将来気候における可能最大級台風の中心気圧の時系列（吉野ら，2011a）

条件（水平解像度 9km メッシュ）を作成する（図 8）。この処理によって、大気モデルの中で、微妙に異なる進路で多数の台風を伊勢湾地域に直撃させることが可能になる。現在気候に対しては、モデル台風の台風環境場に基づき、可能最大強度 901hPa（温暖核中心にて約 50PVU）の可能最大級台風（台風渦位）が投入される（図 9a）。将来気候に対しては、前述した台風環境場の改変設定に基づき、可能最大強度 872hPa（温暖核中心にて約 80PVU）の可能最大級台風（台風渦位）が投入される（図 9b）。

7. 疑似温暖化実験による伊勢湾の可能最大高潮

以上のような台風環境場の設定に基づき、台風渦位ボーガスにより作成された多数の初期条件を大気－海

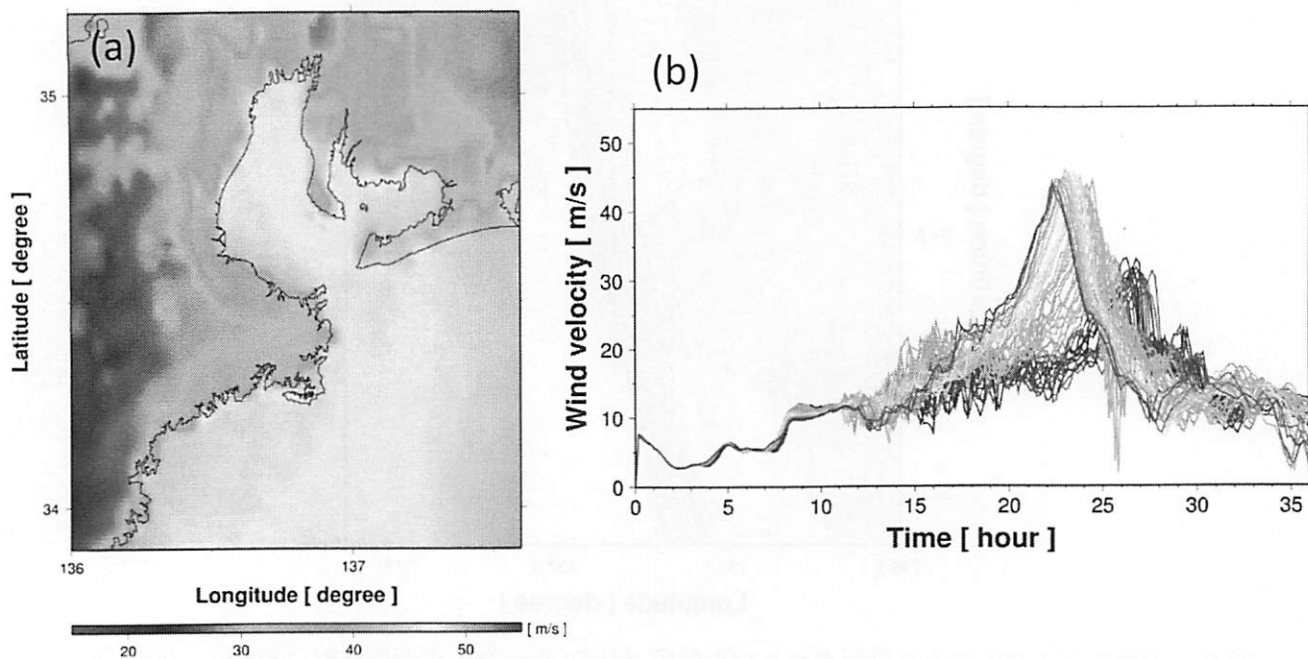


図 12：大気モデル MM5 により計算された現在気候の (a) 可能最大風速 (10m 高度) の水平分布と (b) 名古屋港における全 50 ケースの風速 (10m 高度) の時系列 (吉野ら, 2011a).

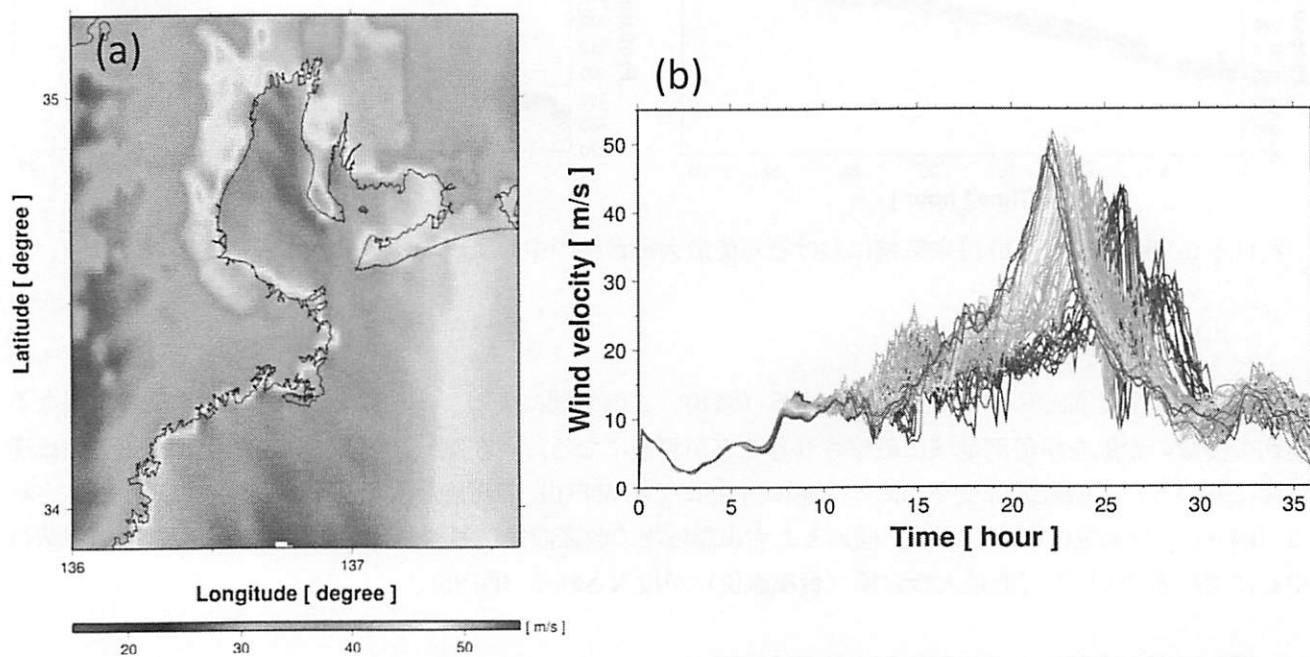


図 13：大気モデル MM5 により計算された将来気候の (a) 可能最大風速 (10m 高度) の水平分布と (b) 名古屋港における全 50 ケースの風速 (10m 高度) の時系列 (吉野ら, 2011a).

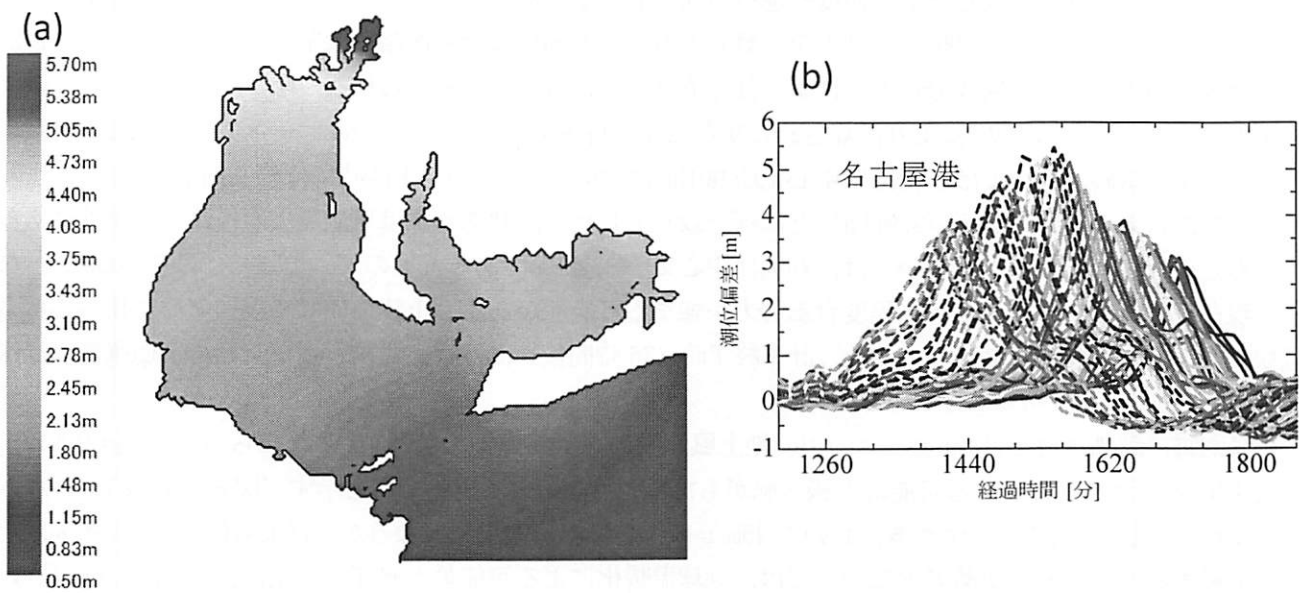


図 14：海洋モデル CCM により計算された現在気候の (a) 可能最大高潮（潮位偏差）の水平分布と (b) 名古屋港における全 50 ケースの高潮（潮位偏差）の時系列（吉野ら，2011a）.

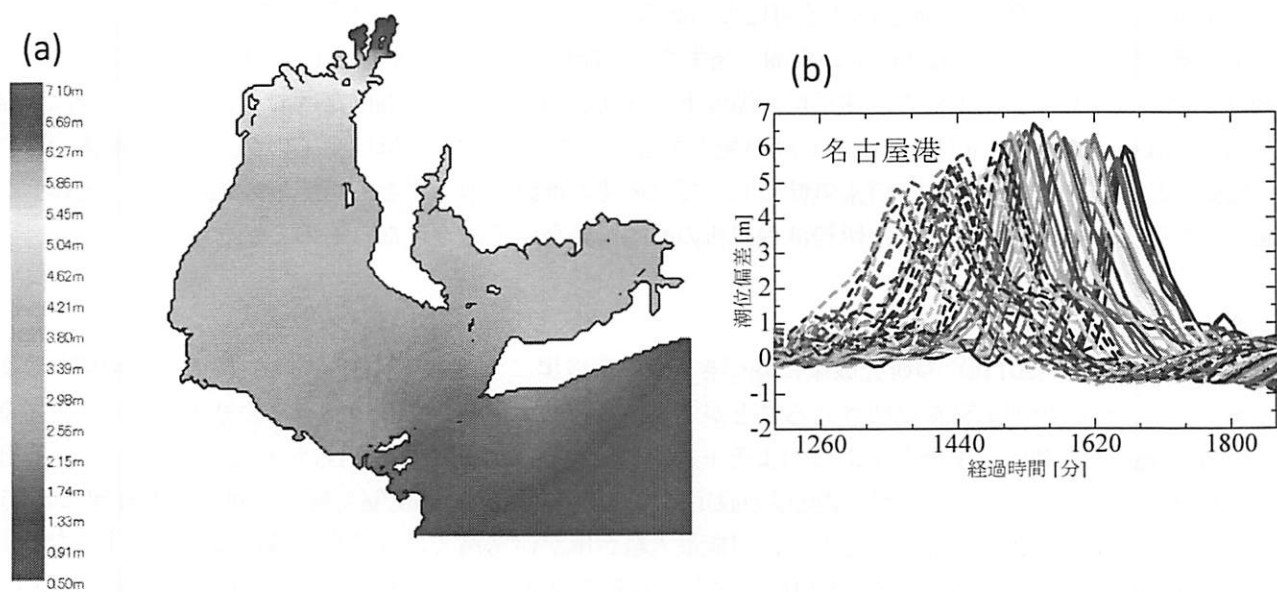


図 15：海洋モデル CCM により計算された将来気候の (a) 可能最大高潮（潮位偏差）の水平分布と (b) 名古屋港における全 50 ケースの高潮（潮位偏差）の時系列（吉野ら，2011a）.

洋一波浪結合モデルに入力することで、現在気候と将来気候それぞれに対して、微妙に台風進路が異なる多数のアンサンブル予測計算を実施した。ここでは、これらの結果について比較・検討する。

図 10 は、大気－海洋－波浪結合モデルの大気モデル MM5 により計算された将来気候における計 50 ケースの台風進路を示す。初期に台風中心位置の異なる多数の台風は、紀伊半島東側を東西 100km 程度のばらつきをもって上陸している。現在気候の台風進路のパターンと大きな相違はなく（図省略）、いずれのケースも伊勢湾台風の進路と良く一致した進行速度や進行方向を取っている。台風環境場の改変の際には、渦位平均場（長周期成分）に対しては温暖化の効果を加算したが、この効果は台風進路には殆ど影響しておらず、台風進路は渦位偏差場（短周期成分）の方により強く依存しているものと考えられる。

図 11 は、大気モデル MM5 により計算された現在気候と将来気候における計 50 ケースの台風強度の時系列を示す。現在気候については、初期に中心気圧 901hPa であったものが、上陸時には約 930hPa となる。この値は伊勢湾台風の上陸時気圧（929hPa）とほぼ一致しており、伊勢湾台風は可能最大規模に近い条件にあったと考えられる。将来気候については、初期に中心気圧 872hPa であったものが、上陸時には約 905hPa となり、現在気候に比べて 20～25hPa 程度台風勢力が強まる可能性がある。上陸後には、現在気候に比べて将来気候の台風はより急激に減衰しており、計算終了時（36 時間後）には将来気候と現在気候の台風強度はほぼ一致している。

格子点毎に評価された計 50 ケースの中の地上風速（10m 高度）の極大値分布、すなわち、現在気候（図 12）と将来気候（図 13）における可能最大級台風がもたらす可能最大風速の分布を示す（図 8 の領域 II のデータを使用）。現在気候では、伊勢湾において 45m/s 以上の可能最大風速となるが、将来気候では、50m/s 以上の可能最大風速となる。伊勢湾内においては、地球温暖化による可能最大風速の変化は、約 5m/s（約 10%）程度となり、特に高潮に対するリスクは一段と増すものと懸念される。内陸部では、それほど大きな風速変化は見られないものの、沿岸部においては、伊勢湾内の風速変化に匹敵する規模になっている。このような可能最大風速の変化の地域差は、周辺の地表面起伏や粗度が影響しているものと推察される。

大気－海洋－波浪結合モデルの海洋モデルによって出力された名古屋港での潮位偏差（図 15）の時系列より、現在気候（図 14）と比較して、いずれもより大きなピーク値を示していることが分かる。現在気候においては、名古屋港での可能最大高潮は 5.6m となり、将来気候においては、名古屋港での可能最大高潮は 6.9m となることが明らかとなった。つまり、現在気候であっても、可能最大級台風が最悪の進路をとることで伊勢湾台風時の既往最大高潮 3.5m を超える可能性があることを示しており、将来気候においては、伊勢湾台風の高潮（潮位偏差 3.55m）の約 2 倍近い高潮が発生する可能性があることを意味している。これに朔望平均満潮位 1.22m と A1B シナリオでの全球平均の海面上昇 0.48m が加われば、潮位だけで名古屋港での計画天端高 T.P. +7.5m をはるかに上回る 8.6m の高潮が発生することになる。また、ほぼ全てのケースが伊勢湾台風の潮位偏差を超えていることから、将来気候においては最悪の進路を取らずとも可能最大強度にまで発達した台風がこの地方に接近するだけで、伊勢湾台風級の高潮が頻発するようになるものと懸念される。

8. 今後の展望

本稿では、吉野ら（2011a）の研究成果に基づき、台風環境場における「渦位平均場」に対して適切な改変を施すことで、温暖化の影響を反映させることができ、多数のアンサンブル予測計算の結果から、名古屋港における可能最大高潮は、21 世紀末にはおよそ +1.3m 近く増加する可能性が明らかとなった。例えば、吉野ら（2011b）が指摘するように、台風環境場の設定において得られた「渦位偏差場」に対して東方向に 3.25 度平行にずらすような改変を加えることで、可能最大級台風が伊勢湾ではなく東京湾に直撃しやすくなるような台風環境場を得ることができる（図 16）。また、吉野ら（2013）が示すように、今回用いた渦位偏差場の代わりに別のモデル台風（例えば、台風 0918 号）より得られる渦位偏差場で代用することによって、台

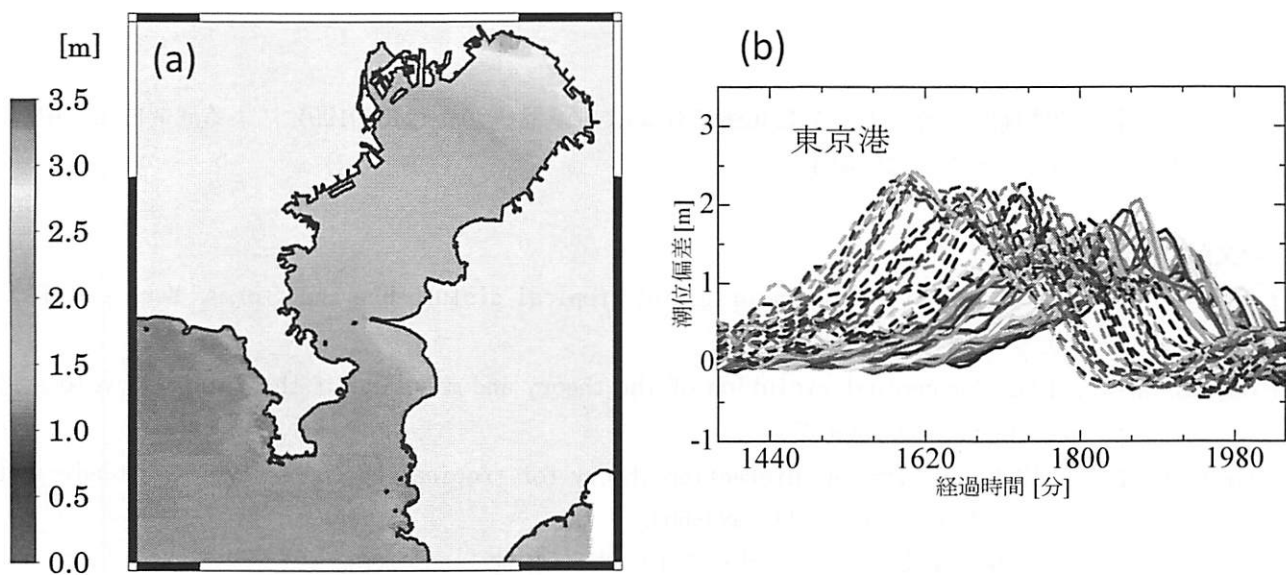


図 16：海洋モデル CCM により計算された現在気候の (a) 可能最大高潮（潮位偏差）の水平分布と (b) 東京港における全 50 ケースの高潮（潮位偏差）の時系列（吉野ら，2011a）。

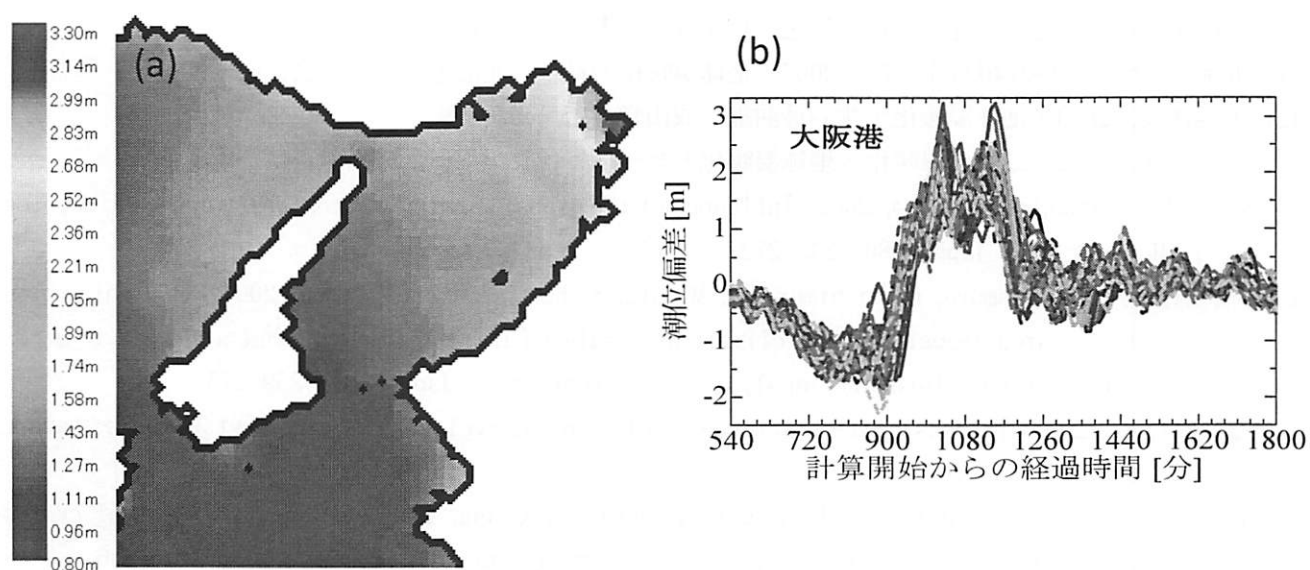


図 17：海洋モデル CCM により計算された現在気候の (a) 可能最大高潮（潮位偏差）の水平分布と (b) 大阪港における全 50 ケースの高潮（潮位偏差）の時系列（吉野ら，2011a）。

風の進行方向や進行速度に対しても自在に制御することができ、伊勢湾とは異なる方向に湾軸を有する大阪湾における可能最大高潮を評価することができる(図17)。つまり、台風渦位ボーガスと大気-海洋-波浪結合モデルを用い、更に、適切な台風環境場の設定を施すことによって、任意の気候状態に対して全国各地の可能最大高潮の評価が可能になる。今後は、本稿の知見に基づき、高精度でかつ信頼度の高い日本全国の台風災害ハザードマップの早期構築が望まれる。

謝辞

本稿は、科学研究費補助金若手研究A(24686058)および基盤研究B(24360199)による研究成果を中心に解説したものであることをここに付記する。

参考文献

- 1) Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbance and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700.
- 2) Ooyama, K. V., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 369-379.
- 3) Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-604.
- 4) 山岬正紀, 1982: 台風, 気象学のプロムナード10, 東京堂出版, pp. 206.
- 5) 大西晴夫, 1992: 台風の科学, 日本放送出版協会, pp. 190.
- 6) 上野充・山口宗彦, 2012: 図解 台風の科学, ブルーバックス, 講談社, pp. 238.
- 7) 筆保弘徳・中澤哲夫編, 2013a: 台風研究の最前線(上) - 台風力学 -, 気象研究ノート226号, 日本気象学会, pp. 190.
- 8) 筆保弘徳・芳村圭編, 2013b: 天気と気象についてわかっていることと知らないこと, ベレ出版, pp. 277.
- 9) IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel On Climate Change, Cambridge University Press, pp. 996.
- 10) 住明正, 2007: さらに進む地球温暖化, ウェッジ選書, pp. 177.
- 11) 北海道大学大学院環境科学院編, 2007: 地球温暖化の科学, 北海道大学出版会, pp. 246.
- 12) 近藤洋輝, 2009: 地球温暖化予測の最前線, 成山堂書店, pp. 258.
- 13) 甲斐憲次, 2012: 二つの温暖化 - 地球温暖化とヒートアイランド -, 成山堂書店, pp. 298.
- 14) Sugi, M., A. Noda, and N. Sato, 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 249-272.
- 15) 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 20km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 259-276.
- 16) Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436, 686-688.
- 17) 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*, 309, 1844-1846.
- 18) 筆保弘徳・中澤哲夫編, 2013c: 台風研究の最前線(下) - 台風予報 -, 気象研究ノート227号, 日本気象学会, pp. 166.
- 19) 村上智一・安田孝志・大澤輝夫, 2004: 気象場と結合させた湾内海水流動計算のための多重座標モデル

の開発, 海岸工学論文集, 第 51 巻, 366-370.

- 20) 吉野純・村上智一・林雅典・安田孝志, 2006: 高潮計算精度に及ぼす入力台風気象場の再現性の影響, 海岸工学論文集, 第 53 巻, 1276-1280.
- 21) 吉野純・小林孝輔・児島弘展・安田孝志, 2009: 大気・海洋力学的手法に基づく伊勢湾の可能最大高潮・波浪の評価, 海岸工学論文集, 第 56 巻, 396-400.
- 22) 吉野純・岩本学士・安田孝志, 2011a: 地球温暖化の力学的影響評価のための台風渦位ボーガスの改良, 土木学会論文集 B2, 第 67 巻, 416-420.
- 23) Emanuel, K. A., 1995: The behavior of a simple hurricane model using a convective scheme based on subcloud-layer entropy equilibrium, J. Atmos. Sci., 52, 3959-3968.
- 24) Davis, C. A. and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis, Mon. Wea. Rev., 119, 1929-1953.
- 25) 吉野純・岩本学士・村上智一・安田孝志, 2011b: 台風渦位ボーガスに基づく東京湾地域における可能最大風速の大気力学的評価, 土木学会論文集 B2, 第 67 巻, 411-415.
- 26) 吉野純・村上智一・深尾宏矩・安田孝志, 2013: 台風渦位ボーガスの改良による大阪湾地域における可能最大高潮の力学的評価, 土木学会論文集 B2, 第 69 巻, (印刷中).