

BỘ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG
VIỆN KHOA HỌC
KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN VÀ BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU

NGUYỄN THỊ THANH

NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA
NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN QUỸ ĐẠO,
CƯỜNG ĐỘ BÃO TRÊN BIỂN ĐÔNG

LUẬN ÁN TIẾN SĨ KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC

Hà Nội, 2020

BỘ TÀI BỘ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG
VIỆN KHOA HỌC
KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN VÀ BIẾN ĐỔI KHÍ HẬU

NGUYỄN THỊ THANH

NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA
NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN QUỸ ĐẠO,
CƯỜNG ĐỘ BÃO TRÊN BIỂN ĐÔNG

Ngành: Khí tượng và khí hậu học

Mã số: 9440222

LUẬN ÁN TIẾN SĨ KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC

Tác giả Luận án



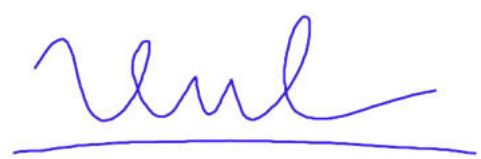
Nguyễn Thị Thanh

Giáo viên hướng dẫn 1



TS. Hoàng Đức Cường

Giáo viên hướng dẫn 2



TS. Kiều Quốc Chánh

Hà Nội, 2020

LỜI CAM ĐOAN

Tác giả xin cam đoan đây là công trình nghiên cứu của bản thân tác giả. Các kết quả nghiên cứu và các kết luận trong Luận án này là trung thực, không sao chép từ bất kỳ một nguồn nào và dưới bất kỳ hình thức nào. Việc tham khảo các nguồn tài liệu đã được thực hiện trích dẫn và ghi nguồn tài liệu tham khảo đúng quy định.

Tác giả Luận án



Nguyễn Thị Thanh

LỜI CẢM ƠN

Trước tiên, tác giả xin gửi lời cảm ơn đến Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu đã tạo mọi điều kiện thuận lợi cho tác giả trong quá trình nghiên cứu và hoàn thành Luận án.

Với lòng kính trọng và biết ơn sâu sắc, tác giả xin gửi lời cảm ơn đặc biệt tới các thầy hướng dẫn là TS. Hoàng Đức Cường và TS. Kiều Quốc Chánh đã tận tình giúp đỡ tác giả từ những bước đầu tiên xây dựng hướng nghiên cứu, cũng như trong suốt quá trình nghiên cứu và hoàn thiện Luận án. Các thầy luôn động viên và hỗ trợ những điều kiện tốt nhất để tác giả hoàn thành Luận án.

Tác giả bày tỏ lòng biết ơn đến Ban lãnh đạo và các đồng nghiệp thuộc Trung tâm Nghiên cứu Thủy văn và Hải văn, Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu, TS. Nguyễn Xuân Hiến đã tạo mọi điều kiện giúp đỡ, động viên cho tác giả trong suốt quá trình thực hiện Luận án. Đồng thời, tác giả xin trân trọng cảm ơn Đề tài KC.08.36/16-20, Đề tài 2015.05.10 đã hỗ trợ nguồn số liệu, kinh phí cho tác giả trong quá trình thực hiện Luận án.

Tác giả chân thành cảm ơn các chuyên gia, các nhà khoa học của Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu, Trung tâm Dự báo Khí tượng Thủy văn Quốc gia, Khoa Khí tượng Thủy văn và Hải dương học thuộc Trường Đại học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội và các cơ quan hữu quan đã có những góp ý về khoa học cũng như hỗ trợ nguồn tài liệu, số liệu cho tác giả trong suốt quá trình thực hiện Luận án.

Cuối cùng, tác giả xin gửi lời biết ơn sâu sắc tới bố, mẹ, anh, chị, những người thân trong gia đình, đặc biệt là chồng và hai con đã luôn ở bên cạnh, động viên, tạo mọi điều kiện tốt nhất để tác giả hoàn thành tốt Luận án của mình.

Tác giả Luận án



Nguyễn Thị Thanh

MỤC LỤC

LỜI CAM ĐOAN	iii
LỜI CẢM ƠN	iv
MỤC LỤC	v
MỤC LỤC HÌNH	viii
MỤC LỤC BẢNG	xv
DANH MỤC CÁC TỪ VIẾT TẮT	xvi
MỞ ĐẦU	1
CHƯƠNG 1: TỔNG QUAN CÁC NGHIÊN CỨU VỀ ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO	7
1.1. MỐI QUAN HỆ GIỮA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN VÀ CƯỜNG ĐỘ BÃO CỰC ĐẠI	7
1.2. ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHÒNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO BẰNG MÔ HÌNH SỐ TRỊ	14
1.2.1. Ảnh hưởng của thay đổi nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão.....	14
1.2.2. Ảnh hưởng nhiệt độ mặt nước biển giảm do bão đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão.....	18
1.3. NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG	29
1.3.1. Khái quát phân bố nhiệt độ mặt nước biển trên khu vực Biển Đông ...	29
1.3.2. Khái quát hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông.....	31
1.3.3. Tổng quan nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông.....	34
1.3.4. Tổng quan nghiên cứu sai số dự báo quỹ đạo, cường độ bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị	38
TIỂU KẾT CHƯƠNG 1	41
CHƯƠNG 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU	44

2.1. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU.....	44
2.1.1. Phương pháp nghiên cứu mối quan hệ của nhiệt độ mặt nước biển và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông.....	44
2.1.2. Phương pháp nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị	48
2.2. SỐ LIỆU ĐƯỢC SỬ DỤNG NGHIÊN CỨU	56
2.2.1. Các số liệu sử dụng trong nghiên cứu mối quan hệ của nhiệt độ mặt nước biển và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông.....	56
2.2.1.1. Số liệu về bão	56
2.2.1.2. Số liệu nhiệt độ mặt nước biển tái phân tích.....	57
2.2.2. Các số liệu sử dụng trong nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị.....	58
2.2.2.1. Nguồn số liệu GFS	58
2.2.2.2. Số liệu nhiệt độ mặt nước biển từ vệ tinh	59
2.3. PHƯƠNG PHÁP ĐÁNH GIÁ, KIỂM NGHIỆM KẾT QUẢ	63
2.3.1. Phương pháp kiểm nghiệm phương trình hồi quy.....	63
2.3.2. Phương pháp đánh giá sai số mô phỏng quỹ đạo, cường độ bằng mô hình WRF	65
TIÊU KẾT CHƯƠNG 2.....	65
CHƯƠNG 3: KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU MỐI QUAN HỆ GIỮA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN VÀ CƯỜNG ĐỘ BÃO CỰC ĐẠI TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG	67
3.1. CƯỜNG ĐỘ BÃO CỰC ĐẠI KHÍ HẬU TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG	67
3.2. NGƯỠNG NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN CỰC TIỂU ĐỂ BÃO PHÁT TRIỂN TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG	71

3.3. XÂY DỰNG HÀM THỰC NGHIỆM LIÊN HỆ GIỮA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN VÀ CƯỜNG ĐỘ BÃO CỤC ĐẠI TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG	74
3.4. XU HƯỚNG BIẾN THIÊN CỦA CƯỜNG ĐỘ BÃO CỤC ĐẠI TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG.....	80
TIÊU KẾT CHƯƠNG 3.....	83
CHƯƠNG 4: KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHỎNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG BẰNG MÔ HÌNH SỐ TRỊ.....	85
4.1. THIẾT KẾ THỬ NGHIỆM	85
4.2. TRƯỜNG NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN	88
4.3. ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHỎNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO NHÓM 1.....	98
4.3.1 Con bão Bebinca (2018)	98
4.3.2 Con bão Sarika (2016)	109
4.4. ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHỎNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO NHÓM 2.....	119
4.5. ĐÁNH GIÁ VỚI 17 CƠN BÃO HOẠT ĐỘNG TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG GIAI ĐOẠN 2011 -2018.....	129
TIÊU KẾT CHƯƠNG 4.....	132
KẾT LUẬN VÀ KIẾN NGHỊ	133
1. Kết luận	133
2. Kiến nghị.....	134
DANH MỤC CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU	135
TÀI LIỆU THAM KHẢO	136

MỤC LỤC HÌNH

Hình 1.1. Mô hình lý tưởng hóa chu trình Carnot trong bão	9
Hình 1.2. Sự phụ thuộc của khí áp cực tiểu tại tâm bão vào SST và nhiệt độ lớp không khí dòng thổi ra trung bình.....	10
Hình 1.3. So sánh đường hàm mũ biểu diễn mối quan hệ giữa SST và Vmax và cường độ bão cực đại quan trắc được đối với mỗi nhóm SST cách nhau 1°C trên khu vực Bắc Đại Tây Dương	12
Hình 1.4. So sánh đường hàm tuyến tính giữa SST và Vmax và tất cả 11.062 số liệu cường độ bão trong 31 năm (1963 -1993) ở khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương.....	12
Hình 1.5. Đồ thị phân bố cường độ bão trong 23 năm (1981 -2003) theo SST ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương; Đường cong SST - Vmax tại khu vực này và đường cong SST - Vmax tại khu vực Bắc Đại Tây Dương	13
Hình 1.6. Ảnh hưởng của SST đến cường độ bão với các trường hợp A: SST=27,5°C; C1: SST= 25,6°C với $r > 300\text{km}$; C2: SST= 25,6°C.....	15
Hình 1.7. Ảnh hưởng của SST đến cường độ bão Silaku (2002): (a) trường gió bề mặt từ Quikscat; (b) mô phỏng bằng mô hình MC với SST không đổi trong quá trình tính toán; (c) như trường hợp (b) nhưng SST giảm 1°C.....	16
Hình 1.8. Biến thiên theo thời gian V_{cd} trong các trường hợp tăng hoặc giảm SST ($SST \pm 2$) trong vùng bán kính khác nhau tính từ tâm.....	17
Hình 1.9. Xu thế di chuyển của xoáy bão tương ứng với các trường hợp:.....	18
Hình 1.10. Phân bố đặc trưng nhiệt độ nước biển theo độ sâu	19
Hình 1.11. Sơ đồ biểu diễn sự giảm SST do quá trình xáo trộn trong bão	20
Hình 1.12. Sơ đồ sự lạnh đi của bề mặt biển bởi quá trình nước trời do bão .	21
Hình 1.13. Trường gió 10 m trên bề mặt biển (knots) trong bão Nargis (2016) tại thời điểm 06 UTC ngày 11/12/2016 với các trường hợp (a) CONTROL, (b) MLD-CONST, (c) MLD-TEMP, (d) MLD-DENS và (e) Quan trắc CIRA...	23

Hình 1.14. Mô phỏng thông lượng nhiệt (Wm^{-2}) và véc tơ gió bề mặt trong bão Hudhud (2014) tại thời điểm 00 UTC ngày 11/11/2014 với các trường hợp (a) GFS - SST, (b) NOAA - SST, (c) 3DPWP, và (e) Số liệu MERRA	24
Hình 1.15 Mô phỏng quá trình phát triển của bão Choi - Wan theo thời gian với thời điểm bắt đầu 00 UTC ngày 16/9/2014 trong hai trường hợp WRF kết nối với mô hình 3DPWP (OA) và WRF không kết nối (UA).....	25
Hình 1.16. Biến thiên theo thời gian của khí áp nhỏ nhất tại tâm bão Chanchu (2006) mô phỏng bởi mô hình kết hợp MM5 – POM (CEX) và mô hình MM5 không kết hợp (UEX) và quan trắc	27
Hình 1.17. Sai số dự báo quỹ đạo (a) và khí áp mực mặt biển (b) giữa các trường hợp CTRL, SST1 và SST2.....	29
Hình 1.18. SST trung bình nhiều năm tháng I trên khu vực Biển Đông	30
Hình 1.19. SST trung bình nhiều năm tháng VII trên khu vực Biển Đông	31
Hình 1.20. Trung bình tháng của số bão và ATNĐ hoạt động.....	33
Hình 1.21. Phân bố theo tỷ lệ % số lượng các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông theo các cấp bão: bão, bão rất mạnh, bão đặc biệt mạnh	34
Hình 1.22. Sai số trung bình dự báo V_{cd} (m/s) của mô hình GFS (bên trái) và WRF-GFS (bên phải) theo các hạn dự báo giai đoạn 2008 -2014.....	39
Hình 1.23. Sai số dự báo khoảng cách đường đi của bão của mô hình GFS (bên trái) và WRF-GFS (bên phải) theo các hạn dự báo giai đoạn 2008 -2014	40
Hình 1.24. Trung bình kỹ năng dự báo quỹ đạo (a) và cường độ (b) cho khu vực Biển Đông giai đoạn 2008-2014 từ các trung tâm và mô hình toàn cầu ở hạn dự báo 48h.....	41
Hình 2.1. Giới hạn khu vực nghiên cứu thống kê cường độ bão trên khu vực Biển Đông (hình chữ nhật màu đỏ).....	44
Hình 2.2. Sơ đồ các bước phân tích mối liên hệ giữa SST và V_{max}	47

Hình 2.3. Miền tính của mô hình WRF được lựa chọn phục vụ nghiên cứu đánh giá ảnh hưởng của SST đến cường độ, quỹ đạo bão trên Biển Đông	49
Hình 2.4. Sơ đồ mô hình lớp xáo trộn.....	51
Hình 2.5. Sơ đồ mô hình lớp xáo trộn.....	55
Hình 2.6. Biến trình SST RSS và SST trung bình ngày thực đo tại các trạm: a) Bạc Long Vĩ; b) Côn Đảo và c) Vũng Tàu	61
Hình 3. 1. Phân bố vận tốc cực đại vùng gần tâm bão trên khu vực Biển Đông theo SST của 2876 quan trắc.....	67
Hình 3.2. (a) Phân bố cường độ bão cực đại (ms^{-1}) và các phân vị thứ 99 th , 95 th , 90 th và 50 th theo các nhóm SST với mỗi nhóm cách nhau 1°C; (b) tương tự như (a) nhưng cường độ bão được đi trừ tốc độ dịch chuyển của bão.....	70
Hình 3.3. Kết quả mô phỏng lý tưởng hóa sự thay đổi cường độ cực đại của xoáy theo thời gian với những thử nghiệm lý tưởng hóa tương ứng với các giá trị SST lần lượt 23°C, 24°C, 25°C và 29°C bằng mô hình CM1	73
Hình 3.4. Tần suất của cường độ bão ứng với mỗi nhóm SST trên khu vực Biển Đông theo số liệu OISST và NCEP/NCAR SST thời kỳ 1982 - 2016.	74
Hình 3. 5. So sánh đường cong hàm thực nghiệm logarit tự nhiên liên hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông trong thời kỳ 1982 – 2016 với các đường cong khác nhau (DK94; Z07; MDK) và V_{max} quan trắc.	77
Hình 3.6. So sánh mức độ phù hợp của đường cong logarit tự nhiên với V_{max} đối với số liệu OISST và số liệu NCEP/NCAR SST	80
Hình 3.7. Biến thiên theo thời gian giai đoạn 1982 – 2016 của $V_{y_{max}}$ và SST	82
Hình 3.8. Đồ thị phân tán cường độ bão cực đại năm $V_{y_{max}}$ tương ứng với SST từ hai nguồn số liệu OISST và NCEP/NCAR SST trong giai đoạn 1982 – 2016, các đường nét liên tương ứng là các đường xu thế tuyến tính.....	83

Hình 4.1. Sai số trung bình vận tốc gió cực đại tại vùng gần tâm bão trong giai đoạn 2011 – 2017 với bão có gió cấp 8-cấp 13 và trên cấp 13.....	87
Hình 4.2. Trường SST (°C) trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại: a) ngày 14/8/2018; b) ngày 15/8/2018; c) ngày 16/8/2018 và d) trường SST (°C) của CONTROL ứng với mô phỏng tại 00Z ngày 13/8/2018	89
Hình 4.3. Hiệu trường SST (°C) mô phỏng 24 h, 48 h, 72 h giữa 1DOCEAN (a, b, c); 3DOCEAN (d, e, f); UPDATESST (g, h, i) và CONTROL với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018	90
Hình 4.4. Trường SST (°C) trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại:.	92
Hình 4.5. Hiệu trường SST (°C) mô phỏng 24 h, 48 h, 72 h giữa 1DOCEAN (a, b, c); 3DOCEAN (d, e, f); UPDATESST (g, h, i) và CONTROL với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016	94
Hình 4.6. Trường SST (°C) trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại: a) ngày 17/7/2014; b) ngày 18/7/2014; c) ngày 19/7/2014 và d) trường SST (°C) của CONTROL ứng với mô phỏng tại 06Z ngày 16/7/2014	95
Hình 4.7. Hiệu trường SST (°C) mô phỏng 24 h, 48 h, 72 h giữa 1DOCEAN (a, b, c); 3DOCEAN (d, e, f); UPDATESST (g, h, i) và CONTROL với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014	97
Hình 4.8. Quỹ đạo của bão Bebinca (2018).....	99
Hình 4.9. V_{cd} trong bão Bebinca từ JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	100
Hình 4.10. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Bebinca.....	101
Hình 4.11. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} trong bão Bebinca so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng	102

Hình 4.12. Đường đi của bão Bebinca từ quỹ đạo chuẩn của JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	103
Hình 4.13. Sai số trung bình khoảng cách so với vị trí cơn bão Bebinca từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng	104
Hình 4.14. Mô phỏng 24 h trường áp suất mực mặt biển (hPa), tốc độ gió mực 10 m (ms^{-1}) và SST ($^{\circ}\text{C}$) tại tâm bão Bebinca với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 3DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	105
Hình 4.15. Mô phỏng 24 h thông lượng ẩn nhiệt (Wm^{-2}) với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	106
Hình 4.16. Mô phỏng 24 h thông lượng hiện nhiệt (Wm^{-2}) với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	107
Hình 4.17. Mô phỏng 24 h mặt cắt thẳng đứng tốc độ gió theo phương tiếp tuyến (ms^{-1}) của bão Bebinca với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	108
Hình 4.18. Quỹ đạo của bão Sarika (Cơn bão số 7 năm 2016).....	109
Hình 4.19. V_{cd} trong bão Sarika từ JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	110
Hình 4.20. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Sarika.....	111
Hình 4.21. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} trong bão Sarika so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng	112

Hình 4.22. Đường đi của bão Sarika từ dữ liệu bão JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	113
Hình 4.23. Sai số trung bình khoảng cách so với vị trí cơn bão Sarika từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng	114
Hình 4.24. Mô phỏng 24h trường áp suất mực mặt biển (hPa), tốc độ gió mực 10 m (ms^{-1}) và SST ($^{\circ}\text{C}$) tại vùng tâm bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	115
Hình 4.25. Mô phỏng 24 h thông lượng ẩn nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	116
Hình 4.26. Mô phỏng 24 h thông lượng hiện nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	117
Hình 4.27. Mô phỏng 24 h mặt cắt thẳng đứng tốc độ gió theo phương tiếp tuyến (ms^{-1}) tại vùng tâm bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00 Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	118
Hình 4.28. Quỹ đạo của bão Rammasun (Cơn bão số 2 năm 2014).....	119
Hình 4.29. V_{cd} trong bão Rammasun từ dữ liệu bão JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST	120
Hình 4.30. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Rammasun.....	121
Hình 4.31. Sai số mô phỏng V_{cd} trong bão Rammasun so với số liệu bão thực tế JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng.....	122

- Hình 4.32. Mô phỏng 24 h trường áp suất mực mặt biển (hPa), tốc độ gió mực 10 m (ms^{-1}) và SST ($^{\circ}\text{C}$) tại vùng tâm bão Rammasun với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST 123
- Hình 4.33. Đường đi của bão Rammasun từ dữ liệu bão thực tế JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST 124
- Hình 4.34. Sai số trung bình khoảng cách so với vị trí cơn bão Rammasun từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng..... 125
- Hình 4.35. Mô phỏng 24 h thông lượng ẩn nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Rammasun với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST 126
- Hình 4.36. Mô phỏng 24 h thông lượng hiển nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Rammasun với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST 127
- Hình 4.37. Mô phỏng 24 h mặt cắt thẳng đứng của tốc độ gió tiếp tuyến (ms^{-1}) tại khu vực gần tâm bão Rammasun, thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST 128
- Hình 4.38. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng đối với a) nhóm bão 1; b) nhóm bão 2..... 130
- Hình 4.39. Sai số khoảng cách trung bình so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng đối với a) nhóm bão 1; b) nhóm bão 2..... 131

MỤC LỤC BẢNG

Bảng 2.1. Các tham số mô hình WRF sử dụng trong nghiên cứu	50
Bảng 2.2. Tương quan giữa số liệu SST RSS và số liệu SST tại 16 trạm	62
Bảng 3.1. Các đặc điểm cường độ bão theo các nhóm SST	68
Bảng 3.2. Kết quả kiểm nghiệm F của phương trình hồi quy.....	76
Bảng 3.3. Độ nhạy của các hệ số hồi quy trong phương trình logarit tự nhiên (3.1) đối với kích thước các miền tính trung bình SST.	79
Bảng 4.1. Danh sách những cơn bão mô phỏng từ năm 2011 – 2018	86

DANH MỤC CÁC TỪ VIẾT TẮT

3DPWP	Mô hình đại dương 3 chiều Price - Weller - Pinkel
ATNĐ	Áp thấp nhiệt đới
ARW	WRF nghiên cứu nâng cao (The Advanced Research WRF)
AVHRR	Máy đo bức xạ độ phân giải rất cao (The Advanced Very-High-Resolution Radiometer)
CAPE	Năng lượng đối lưu tiềm năng (Convective Available Potential Energy)
CISK	Điều kiện bất ổn định đối lưu loại 2 (Conditional Instability of the Second Kind)
CM1	Mô hình mây (Cloud Model)
DK94	Đường cong theo phương trình của DeMaria và Kaplan (1994)
ENSO	El Nino - Dao động nam (El Nino - Southern Oscillation)
JTWC	Trung tâm Cảnh báo Bão Mỹ (The US Joint Typhoon Warning Center)
GFS	Hệ thống dự báo toàn cầu (The Global Forecast System)
GFS-ANL	Số liệu phân tích của mô hình Hệ thống Dự báo toàn cầu
KACT	Khí áp cực tiểu vùng tâm bão
LSST	Đường cong biểu diễn phương trình logarit tự nhiên
MAE	Sai số trung bình tuyệt đối

MDK	Đường cong dựa trên phương trình của DeMaria và Kaplan (1994) có hệ số thay đổi
MM5	Mô hình quy mô vừa của NCAR thế hệ thứ 5 (The Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model)
MPE	Sai số vị trí trung bình
MPI	Cường độ tiềm năng cực đại (Maximum potential intensity)
MPIR	Tốc độ tăng cường tiềm năng cực đại (Maximum potential intensification rate)
NCEP	Trung tâm Quốc gia Dự báo Môi trường Mỹ (The National Center for Environmental Prediction)
NCAR	Trung tâm Quốc gia Nghiên cứu Khí quyển Mỹ (The National Center for Atmospheric Research)
NOAA	Cơ quan quản lý Đại dương và Khí quyển Quốc Gia, Mỹ (National Oceanic and Atmospheric Administration)
OML	Lớp xáo trộn đại dương (Ocean Mixed-Layer)
OI	Nội suy tối ưu (Optimum Interpolation)
P_{ct}	Khí áp cực tiểu vùng tâm bão
PDO	Dao động quy mô thập kỷ ở khu vực Thái Bình Dương (Pacific Decadal Oscillation)
POM	Mô hình đại dương Princeton (The Princeton Ocean Model)
RSS	Hệ thống viễn thám (Remote Sensing Systems)
SST	Nhiệt độ mặt nước biển

	Cảm biến đo ảnh vi sóng của vệ tinh TRMM
TMI	(The Tropical Rainfall Measuring Mission's (TRMM) Microwave Image)
TTDBKTTVQG	Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Quốc Gia
V_{cd}	Tốc độ gió mực sát bề mặt cực đại ở vùng gần tâm bão
V_{max}	Cường độ bão cực đại
V_{maxy}	Cường độ bão cực đại năm
TRMM	Chương trình đo mưa nhiệt đới bằng vệ tinh (The Tropical Rainfall Measuring Mission)
WISHE	Gió sát bề mặt bị ảnh hưởng bởi trao đổi thông lượng nhiệt tại bề mặt giữa đại dương – khí quyển (The wind-induced surface heat exchange)
WRF	Dự báo và nghiên cứu thời tiết (The Weather Research and Forecasting)
Z07	Đường cong theo phương trình của Zeng và ctv (2007)

MỞ ĐẦU

1. Tính cấp thiết của đề tài

Bão là thiên tai gây thiệt hại nặng nề về kinh tế, môi trường và con người cho bất kỳ quốc gia nào bị ảnh hưởng. Ở nước ta, hàng năm trung bình có khoảng 10 -12 cơn bão và áp thấp nhiệt đới (ATNĐ) hoạt động trên khu vực Biển Đông, trong đó, khoảng 5 - 6 cơn bão và áp thấp nhiệt đới đổ bộ vào đất liền. Hoạt động và tiến triển của bão ở Biển Đông thường tuân theo các quy luật nhất định, tuy nhiên, một số cơn bão có quỹ đạo và cường độ tương đối phức tạp do tác động của nhiều nhân tố nhiệt lực và động lực khác nhau. Hiểu biết về các nhân tố ảnh hưởng đến cường độ, quỹ đạo bão sẽ góp phần nâng cao nhận thức cơ chế và quy luật hoạt động của bão, từ đó góp phần nâng cao chất lượng dự báo bão và quản lý rủi ro thiên tai do bão gây ra.

Bão được hình thành ở vùng đại dương tương đối ấm, nhận năng lượng từ đại dương thông qua quá trình trao đổi động lượng, thông lượng nhiệt và ẩm với lớp xáo trộn đại dương tại lớp bề mặt đại dương - khí quyển (Palmén, 1948; Miller, 1958; Fisher, 1958; Gray, 1968, 1975; Emanuel, 1986; Ramsay, 2013). Những nghiên cứu về lý thuyết và kiểm định, tính toán thống kê khí hậu cho thấy nhiệt độ mặt nước biển (SST) là một trong những nhân tố quan trọng ảnh hưởng đến cường độ bão, đặc biệt là cường độ tối đa mà một cơn bão có thể đạt được trong điều kiện môi trường cụ thể. Tuy nhiên, các nghiên cứu thống kê cho thấy mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại trên các khu vực biển là tương đối khác nhau (DeMaria và Kaplan, 1994; Whitney và Hobgood, 1997; Zeng và ctv, 2007). Điều đó đặt ra câu hỏi mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông như thế nào và mối quan hệ đó khác gì so với các vùng biển khác. Nghiên cứu mối quan hệ này không chỉ cho phép xác định giới hạn trên của cường độ bão cực đại mà còn thấy được mức độ nhạy cảm của cường độ bão cực đại vào yếu tố SST

trong khu vực Biển Đông so với các vùng biển khác.

Các nghiên cứu sử dụng mô hình số trị cho thấy sự thay đổi SST ảnh hưởng đáng kể đến cường độ bão và có phần ảnh hưởng đến quỹ đạo bão (Ooyama, 1969; Chang, 1979; Zhu và Zhang, 2006; Ren và Perrie, 2006; Chang và Madala, 1980). Quá trình tương tác đại dương – khí quyển trong bão làm giảm SST ở vùng tâm bão, dẫn đến giảm đáng kể dòng thông lượng nhiệt đi lên khí quyển, do đó, giảm cường độ bão (Srinivas và ctv, 2016; Wu và ctv, 2015). Biểu diễn tốt trường SST, đặc biệt SST tại vùng tâm bão, bằng cách sử dụng kết hợp mô hình đại dương – khí quyển hoặc cập nhật trường SST có thể cải thiện chất lượng dự báo bão, đặc biệt là cường độ bão.

Nghiên cứu bão trên khu vực Biển Đông đã và đang được các nhà khoa học trong và ngoài nước quan tâm, tuy nhiên, không nhiều những nghiên cứu về ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão thực hiện riêng cho khu vực này. Chính vì vậy, việc nghiên cứu ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông sẽ cho phép đánh giá được mối quan hệ khí hậu giữa SST và cường độ bão cực đại cũng như xem xét được cụ thể hơn vai trò của SST trong các bài toán mô phỏng, dự báo cường độ và quỹ đạo bão.

2. Mục tiêu của Luận án

- Đánh giá được mối quan hệ khí hậu giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông.

- Đánh giá được ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực biển Đông bằng mô hình số trị.

3. Đối tượng và phạm vi nghiên cứu

Đối tượng nghiên cứu

- Mối quan hệ thống kê khí hậu giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông.

- Ảnh hưởng của SST đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị.

Phạm vi nghiên cứu

- Cường độ bão và SST trên khu vực Biển Đông giới hạn bởi kinh, vĩ độ $105^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{E}$ và $5^{\circ}\text{N} - 23^{\circ}\text{N}$.

- SST, cường độ, quỹ đạo bão và một số yếu tố khí tượng phản ánh hoàn lưu bão trên khu vực Biển Đông giới hạn bởi kinh, vĩ độ $100^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{E}$ và $5^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$.

4. Câu hỏi nghiên cứu và luận điểm bảo vệ của luận án

4.1. Câu hỏi nghiên cứu

(1) Có tồn tại mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại khí hậu trên khu vực Biển Đông không? Mối quan hệ này biểu hiện như thế nào và có gì khác biệt khi so sánh với các vùng biển khác trên thế giới? Định lượng mối quan hệ đó như thế nào?

(2) Làm thế nào để biểu diễn được thay đổi trường SST trong bão bằng mô hình số trị? Sự thay đổi trường SST đó ảnh hưởng như thế nào đến kết quả mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão?

4.2. Giới hạn nghiên cứu

(1) Nghiên cứu về mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại khí hậu trên khu vực Biển Đông chỉ xét đến mối quan hệ phụ thuộc của cường độ bão cực đại khí hậu vào SST, không xem xét mối quan hệ theo hướng ngược lại. Đồng thời, nghiên cứu này không xét đến đóng góp của các yếu tố khác.

(2) Trường SST trong mỗi trường hợp mô phỏng bão bằng mô hình số trị được giả thuyết là trường SST tốt nhất, sai số mô phỏng SST không tính đến trong nghiên cứu này. Do đó, sự khác biệt giữa SST ban đầu và SST mô phỏng là nguyên nhân dẫn đến sự khác biệt về cường độ, quỹ đạo bão. Do các tham số khí quyển, điều kiện ban đầu và điều kiện biên được thiết lập như

nhau trong cả bốn trường hợp mô phỏng, ngoại trừ số liệu SST ở điều kiện biên dưới của khí quyển, nên sự khác biệt trong mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão được giả thuyết là bắt nguồn từ sự khác biệt của SST.

4.3. Luận điểm bảo vệ của luận án

Luận điểm 1: SST là một trong những nhân tố quan trọng ảnh hưởng cường độ tối đa mà một cơn bão có thể đạt được trong điều kiện môi trường cụ thể. Mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại trên các khu vực biển là tương đối khác nhau.

Luận điểm 2: Tương tác đại dương và bão làm giảm SST ở vùng tâm bão. SST giảm ở vùng tâm bão ảnh hưởng đến thông lượng nhiệt, ẩm, do đó, ảnh hưởng đến cường độ và quỹ đạo bão. Mô phỏng được sự thay đổi trường SST trong tương tác đại dương - bão sẽ tăng khả năng mô phỏng bão, đặc biệt là cường độ bão.

5. Phương pháp nghiên cứu

Để trả lời các câu hỏi nghiên cứu, Luận án sử dụng các phương pháp nghiên cứu sau:

(1) Phương pháp phân tích tương quan dựa trên hàm phân bố thực nghiệm có phân nhóm trị số đại lượng được sử dụng để nghiên cứu định lượng mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông.

(2) Phương pháp mô phỏng số trị được sử dụng để nghiên cứu ảnh hưởng của SST đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão, cụ thể, luận án sử dụng mô hình Dự báo và Nghiên cứu thời tiết (WRF) để mô phỏng các cơn bão trong quá khứ với bốn trường hợp thử nghiệm khác nhau: (1) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF; (2) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình lớp xáo trộn đại dương 1 chiều (OML); (3) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình đại dương 3 chiều Price - Weller – Pinkel (3DPWP); (4) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF có cập nhật trường SST từ

số liệu vệ tinh vào điều kiện ban đầu và điều kiện biên.

6. Đóng góp mới của Luận án

- Luận án đã xây dựng thành công hàm biểu diễn mối quan hệ khí hậu giữa SST và cường độ bão cực đại cho khu vực Biển Đông.

- Luận án đã đánh giá được mức độ ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông được mô phỏng bởi mô hình số trị.

7. Ý nghĩa khoa học và thực tiễn

7.1. Ý nghĩa khoa học

Kết quả nghiên cứu của luận án cung cấp luận cứ, cơ sở khoa học về mối liên hệ chặt chẽ giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông; về mức độ ảnh hưởng của SST đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão ở khu vực Biển Đông.

7.2. Ý nghĩa thực tiễn

Hàm biểu diễn mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại giúp nhận định tốt hơn giới hạn về cường độ bão tối đa mà các cơn bão có thể đạt được trên khu vực Biển Đông khi biết SST, từ đó, góp phần nâng cao khả năng dự báo cường độ bão trên khu vực Biển Đông.

Nghiên cứu cung cấp thêm cách tiếp cận mới trong mô phỏng quá trình tương tác đại dương – bão, phục vụ công tác dự báo bão ở nước ta.

8. Cấu trúc Luận án

Ngoài phần mở đầu, kết luận và kiến nghị, nội dung của Luận án gồm bốn chương sau:

Chương 1. Tổng quan các nghiên cứu về ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến cường độ và quỹ đạo bão. Nội dung chính của chương trình bày về vai trò và cơ chế tác động của SST đến cường độ, quỹ đạo bão. Tổng quan các công trình nghiên cứu liên quan đến mối liên hệ giữa SST và cường độ bão cực đại, ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão.

Chương 2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu. Nội dung chính của chương trình bày các nguồn số liệu và các phương pháp được ứng dụng trong nghiên cứu.

Chương 3: Kết quả nghiên cứu mối quan hệ giữa nhiệt độ mặt nước biển và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông. Nội dung chính của chương trình bày kết quả nghiên cứu về mối quan hệ thống kê khí hậu giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông. Xu thế biến thiên của cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông trong hơn 3 thập kỷ gần đây.

Chương 4: Kết quả nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị. Nội dung chính của chương trình bày kết quả mô phỏng thay đổi trường SST trong bão bằng cách sử dụng kết hợp mô hình OML, mô hình 3DPWP với mô hình WRF và cập nhật trường SST vào mô hình WRF. Từ đó, nghiên cứu ảnh hưởng của thay đổi trường SST đến cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông trong mô phỏng số trị.

CHƯƠNG 1: TỔNG QUAN CÁC NGHIÊN CỨU VỀ ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO

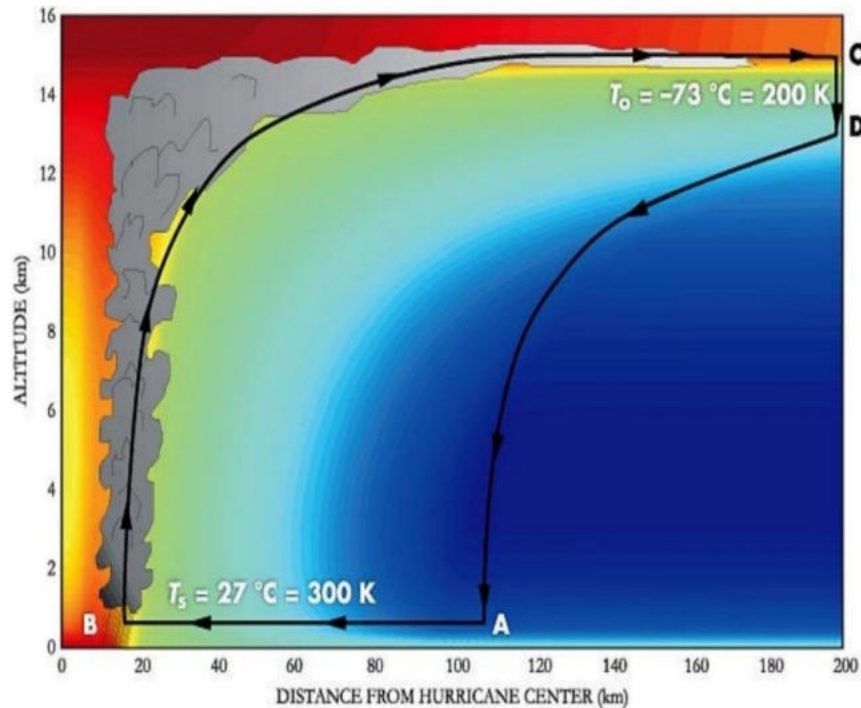
1.1. MỐI QUAN HỆ GIỮA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN VÀ CƯỜNG ĐỘ BÃO CỰC ĐẠI

Bão được hình thành ở vùng đại dương tương đối ấm, nhận năng lượng từ đại dương thông qua quá trình trao đổi động lượng, thông lượng nhiệt và ẩm với lớp xáo trộn đại dương tại lớp bề mặt đại dương - khí quyển (Palmén, 1948; Miller, 1958; Fisher, 1958; Gray, 1968, 1975; Emanuel, 1986; Ramsay, 2013). Mặc dù các giả thuyết về cơ chế kích hoạt các nhiễu động xoáy hình thành bão như lý thuyết điều kiện ổn định đối lưu loại 2 (CISK) (Charney và Eliassen, 1964) hay lý thuyết gió bề mặt bị ảnh hưởng bởi việc trao đổi thông lượng nhiệt bề mặt (WISHE) (Emanuel, 1986, 1989, 1997) còn nhiều tranh luận, nhưng các nghiên cứu lý thuyết, quan trắc và mô phỏng đều cho thấy SST là một trong những nhân tố quan trọng trong sự hình thành bão. Palmén (1948) chỉ ra rằng bão hình thành trong những vùng biển có SST lớn hơn 26°C. Các nhân tố quan trọng khác cho sự hình thành bão là lực Coriolis, độ đứt gió thẳng đứng tại mực thấp, sự tồn tại nhiễu động xoáy ban đầu, độ ẩm ở tầng thấp và tầng giữa đối lưu (Gray, 1975; Bengtson và cộng sự, 1982; Simpson và cộng sự, 1997; Harr và Elsberry, 1996; Zehnder và cộng sự, 1999; Molinari và cộng sự, 2000; Kieu và Zhang, 2008, 2009). Tuy nhiên, các nhân tố trên chỉ là điều kiện cần mà không phải điều kiện đủ cho quá trình hình thành bão (Evans, 1993). Trên thực tế, hàng năm tồn tại rất nhiều nhiễu động xoáy trên khu vực biển nhiệt đới nhưng chỉ một phần rất nhỏ trong những nhiễu động này có thể phát triển thành bão.

Thông thường, trong vòng đời tồn tại, bão trải qua các giai đoạn phát triển khác nhau, như giai đoạn phát triển các nhiễu động nhiệt đới thành ATNĐ; giai đoạn phát triển; giai đoạn chín muồi; cuối cùng là giai đoạn suy yếu và tan rã khi bão di chuyển vào khu vực có điều kiện môi trường không thuận lợi. Tuy nhiên, trong một số trường hợp cụ thể, bão đang ở giai đoạn chín muồi có thể tăng cấp một cách đột ngột trong một thời gian ngắn hoặc một số cơn bão sau khi suy yếu thành ATNĐ vẫn có thể mạnh trở lại thành bão nếu gặp điều kiện môi trường thuận lợi. Mỗi giai đoạn phát triển này thể hiện qua các đặc trưng về cấu trúc và sự thay đổi cường độ bão. Hai đại lượng cơ bản được dùng để đặc trưng cho cường độ bão là vận tốc gió mực sát bề mặt cực đại ở vùng gần tâm bão (V_{cd}) và khí áp cực tiểu vùng tâm bão (P_{ct}).

Hiện nay, các nghiên cứu chưa thể khẳng định được các yếu tố môi trường như SST hay các quá trình động lực nội tại của cơn bão đóng vai trò quyết định đến cường độ bão. Tuy nhiên, nhiều nghiên cứu đã khẳng định SST ảnh hưởng đến cường độ bão, đặc biệt là cường độ tối đa mà một cơn bão có thể đạt được trong điều kiện môi trường cụ thể (sau đây gọi là cường độ bão cực đại).

Miller (1958) là người đầu tiên nghiên cứu định lượng mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại dựa trên cấu trúc phân bố gió trong bão dạng Rankine có cải tiến để tính P_{ct} theo thám sát thẳng đứng khu vực mắt bão. Nghiên cứu cho thấy cường độ bão cực đại của một cơn bão có mối liên hệ với SST tại khu vực cơn bão hoạt động và mối quan hệ này có thể định lượng được.

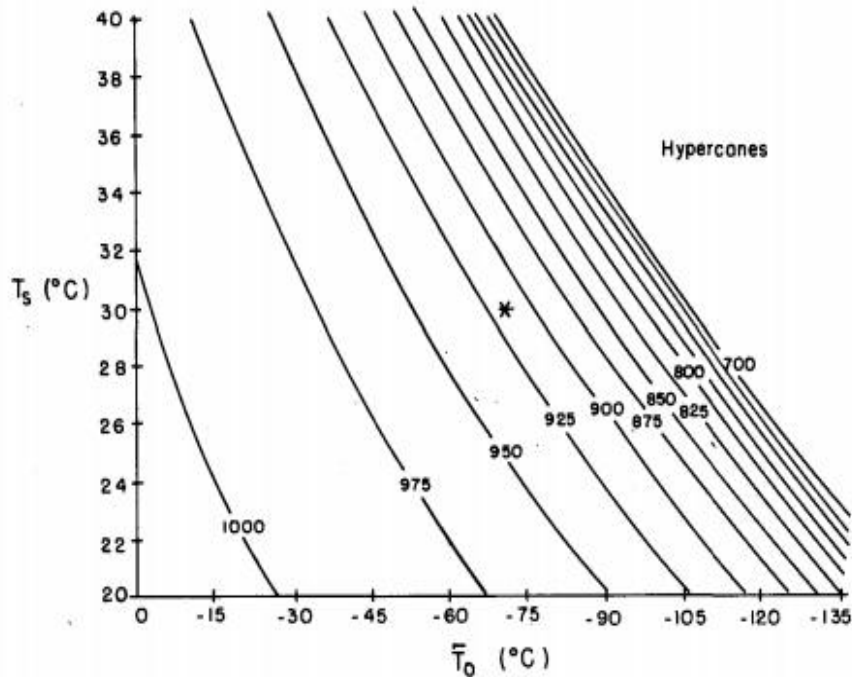


Hình 1.1. Mô hình lý tưởng hóa chu trình Carnot trong bão

(Nguồn: Emanuel, 2006)

Khái niệm về cường độ bão tối đa mà một cơn bão có khả năng đạt được trong một môi trường cụ thể đã được Emanuel (1986) phát triển thành lý thuyết cường độ tiềm năng cực đại (MPI) dựa trên giả thuyết xem thực thể bão như một động cơ nhiệt Carnot. Hình 1.1 mô tả mô hình lý tưởng hóa chu trình Carnot trong bão, trong đó, màu sắc mô tả sự phân bố của entropy với màu đỏ - vàng thể hiện cho entropy cao hơn, màu xanh thể hiện cho entropy thấp hơn. Chu trình Carnot được đặc trưng bởi 4 giai đoạn giãn nở và nén theo thứ tự là giãn nở đẳng nhiệt, giãn nở đoạn nhiệt, nén đẳng nhiệt và nén đoạn nhiệt. Quá trình chính điều khiển cơn bão là bốc hơi của nước biển, truyền năng lượng từ biển vào không khí. Kết quả của sự chuyển đổi đó, dòng khí xoáy vào tâm áp thấp của cơn bão (điểm A đến B) và thu được entropy ở nhiệt độ không đổi. Sau đó, quá trình giãn nở đoạn nhiệt được thực hiện từ B đến C khi không khí thăng lên trong mắt bão và thổi ra ở trên cao. Ở trên cao, tại khu

vực xa tâm bão, dòng không khí truyền bức xạ hồng ngoại vào môi trường và mất đi entropy đã thu được từ biển. Quá trình nén từ C đến D có thể coi gần đẳng nhiệt. Giữa D và A, không khí trải qua quá trình nén đoạn nhiệt. Như vậy, động cơ nhiệt trong trường hợp này được điều khiển bởi sự mất cân bằng nhiệt động giữa đại dương vùng nhiệt đới và khí quyển với hiệu năng của động cơ nhiệt ở vùng nhiệt đới xấp xỉ bằng $1/3$ ($\varepsilon = \frac{T_s - T_o}{T_s} = \frac{300 - 200}{300} = \frac{1}{3}$, với T_s là SST, T_o là nhiệt độ lớp không khí tại dòng thổi ra ở tầng đối lưu trên) (Emanuel, 1988).



Hình 1.2. Sự phụ thuộc của khí áp cực tiểu tại tâm bão vào SST và nhiệt độ lớp không khí dòng thổi ra trung bình

(Nguồn: Emanuel, 1988)

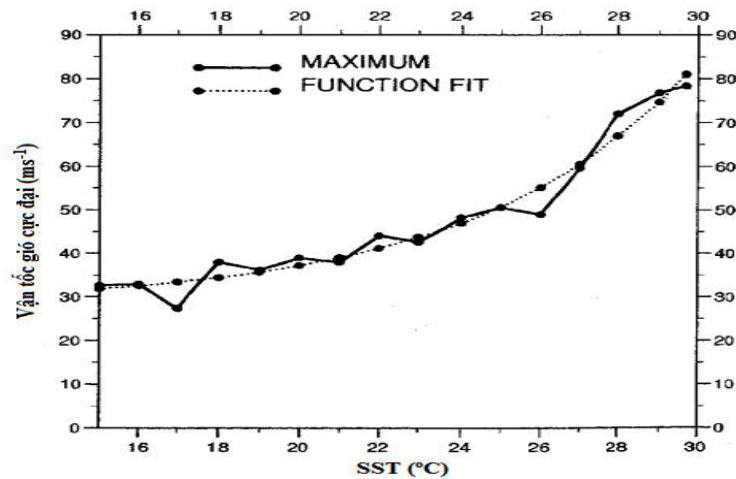
Với giả thuyết bão là một động cơ nhiệt Carnot, MPI được đặc trưng bởi P_{ct} (Emanuel, 1986, 1988) hoặc V_{cd} (Emanuel, 1995, 1997) là một hàm của SST, độ ẩm tương đối, nhiệt độ lớp không khí dòng thổi ra tại tầng đối lưu trên. Hình 1.2 biểu diễn P_{ct} là hàm của SST và nhiệt độ lớp không khí

dòng thổi ra trung bình, với giả thuyết độ ẩm tương đối tại mực bề mặt của môi trường xung quanh là 80%.

Một cách tiếp cận khác theo hướng nhiệt động lực để tính MPI được thực hiện bởi Holland (1997) hoặc các nghiên cứu mở rộng công thức xác định MPI có tính đến ảnh hưởng của tương tác đại dương – khí quyển (Lin và ctv, 2013). Các nghiên cứu đều khẳng định tầm quan trọng của SST trong việc xác định MPI của bão có thể đạt được theo quan điểm lý thuyết.

Phân tích sự phát triển của bão trong điều kiện khí quyển thực cho thấy cường độ bão tối đa thực tế mà các cơn bão có thể đạt được trong quá trình tồn tại ứng với một giá trị SST nhất định (được gọi là cường độ bão cực đại ký hiệu là V_{max} để phân biệt với MPI lý thuyết) khá khác biệt so với MPI. Thực tế cho thấy, cường độ bão tăng với SST tăng phổ biến tại các đại dương, tuy nhiên, hàm biểu diễn mối quan hệ giữa SST và V_{max} theo tính toán thống kê khí hậu thể hiện mối quan hệ khác biệt so với tính toán lý thuyết (DeMaria và Kaplan, 1994; Whitney và Hobgood, 1997; Zeng và ctv, 2007).

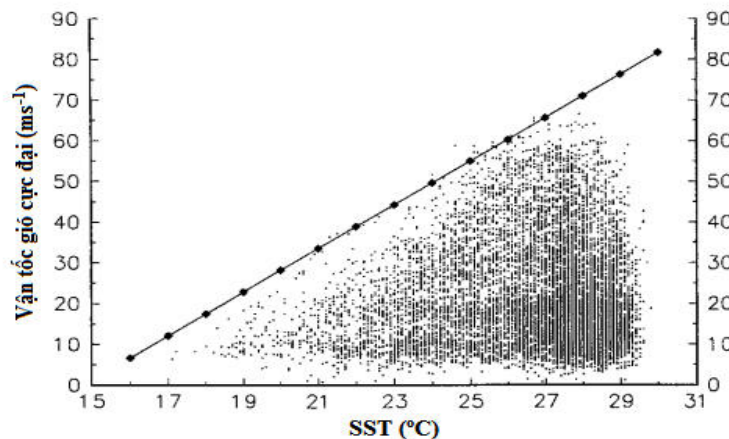
Sử dụng số liệu bão 31 năm (1962-1992), DeMaria và Kaplan (1994) đã xây dựng hàm mũ biểu diễn mối quan hệ giữa SST và V_{max} (đặc trưng bởi V_{cd}) trên khu vực Bắc Đại Tây Dương. Kết quả nghiên cứu cho thấy hàm biểu diễn mối quan hệ thực tế giữa SST và V_{max} theo phân tích thống kê khác với phương trình MPI biểu diễn mối quan hệ giữa SST và cường độ bão tiềm năng cực đại được đề xuất bởi Emanuel (1986). Sự khác biệt này cho thấy sự phức tạp của cường độ bão cực đại thực tế mà mô hình lý thuyết không nắm bắt được. Hình 1.3 trình bày đường hàm mũ biểu diễn mối quan hệ giữa SST và V_{max} (đường nét đứt) và cường độ bão cực đại quan trắc được đối với mỗi nhóm SST cách nhau 1°C (đường nét liền đậm) trên khu vực Bắc Đại Tây Dương.



Hình 1.3. So sánh đường hàm mũ biểu diễn mối quan hệ giữa SST và V_{max} và cường độ bão cực đại quan trắc được đối với mỗi nhóm SST cách nhau 1°C trên khu vực Bắc Đại Tây Dương

(Nguồn: DeMaria và Kaplan, 1994)

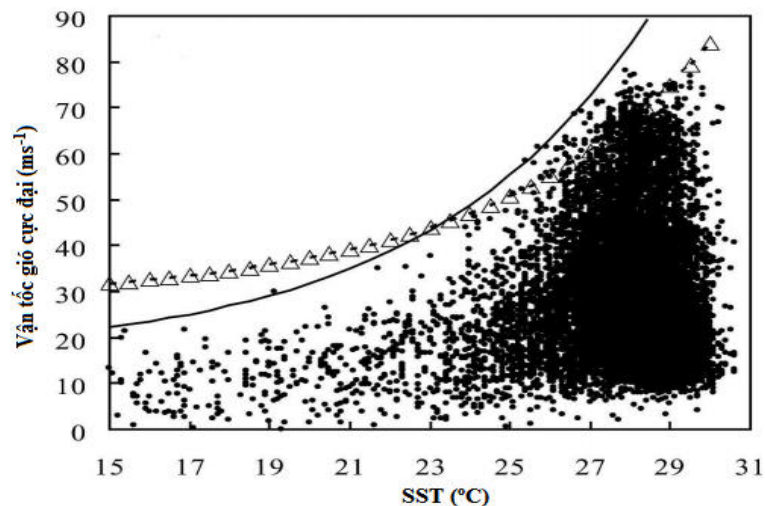
Bằng phương pháp tương tự, Whitney và Hobgood (1997) chỉ ra rằng V_{max} là một hàm tuyến tính của SST đối với những cơn bão hoạt động trên khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương (hình 1.4). Dạng hàm tuyến tính tương tự cũng được Kotal và ctv (2009) đề xuất đối với khu vực Ấn Độ Dương.



Hình 1.4. So sánh đường hàm tuyến tính giữa SST và V_{max} và tất cả 11.062 số liệu cường độ bão trong 31 năm (1963 -1993) ở khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương

(Nguồn: Whitney và Hobgood, 1997)

Trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương, bằng việc phân tích trên chuỗi số liệu 31 năm (1960 -1990) của P_{ct} và SST trung bình tháng tương ứng với từng vị trí tâm bão, Baik và Paek (1998) khẳng định có mối liên hệ giữa SST và V_{max} . Cũng nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương, Zeng và ctv (2007) đã sử dụng chuỗi số liệu 23 năm (1981- 2003) của V_{cd} và SST trung bình tuần tương ứng với từng vị trí tâm bão. Tác giả cho thấy hàm thực nghiệm biểu diễn mối quan hệ giữa SST và V_{max} ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương là một hàm mũ tương tự như nghiên cứu của DeMaria và Kaplan (1994).



Hình 1.5. Đồ thị phân bố cường độ bão trong 23 năm (1981 -2003) theo SST ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương; Đường cong SST - V_{max} tại khu vực này và đường cong SST - V_{max} tại khu vực Bắc Đại Tây Dương

(Nguồn: Zeng và ctv, 2007)

Hình 1.5 biểu diễn phân bố cường độ bão (V_{cd} trừ tốc độ dịch chuyển) của tất cả các số liệu bão trong 23 năm (1981 -2003) theo SST ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương và so sánh đường cong biểu mối quan hệ giữa SST và V_{max} tại khu vực này (đường cong nét liền) với đường cong biểu mối quan hệ giữa SST và V_{max} theo kết quả nghiên cứu của DeMaria và Kaplan (1994)

(đường cong tam giác). Ngoài ra, tác giả đã đưa thêm vào hàm thực nghiệm ảnh hưởng của một số các yếu tố môi trường khác như tốc độ dịch chuyển của bão, nhiệt độ dòng thổi ra hoặc độ đứt gió thẳng đứng nhằm cung cấp một đánh giá V_{max} tốt hơn trong các điều kiện môi trường thực tế ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương.

Như vậy, các tính toán trên các tập số liệu bão và SST tại các khu vực biển khác nhau khẳng định sự tồn tại mối quan hệ dương giữa SST - V_{max} , tuy nhiên, mối quan hệ đó ở mỗi khu vực biển cụ thể tương đối khác nhau.

Một cách tiếp cận khác để nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và cường độ bão đã được Xu và ctv (2016) đề xuất với việc mở rộng khái niệm MPI là tốc độ tăng cường tiềm năng cực đại (MPIR), thể hiện giới hạn trên của tốc độ tăng cường cường độ mà một cơn bão có thể đạt được trong điều kiện môi trường cụ thể. Tương tự như tính toán V_{max} , MPIR có được thông qua tính toán giá trị lớn nhất của tốc độ tăng cường cường độ trong 24h của mỗi số liệu bão đã loại bỏ ảnh hưởng của tốc độ dịch chuyển của bão, ngoại trừ số liệu bão ở các thời điểm ban đầu và thời điểm cuối của mỗi cơn bão. Tính toán số liệu bão trên khu vực Bắc Đại Tây Dương (Xu và ctv, 2016) và trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương (Xu và Wang, 2018) cho thấy SST không những ảnh hưởng đến MPI mà còn ảnh hưởng đến MPIR và mối quan hệ này ở mỗi vùng biển khác nhau cũng tương đối khác nhau. Mặc dù, mối quan hệ giữa SST và MPIR là tương đối mạnh mẽ, tuy nhiên, tốc độ tăng cường cường độ thực tế phụ thuộc không chỉ SST mà còn các yếu tố khác như độ đứt gió thẳng đứng, cường độ bão, cấu trúc bão.

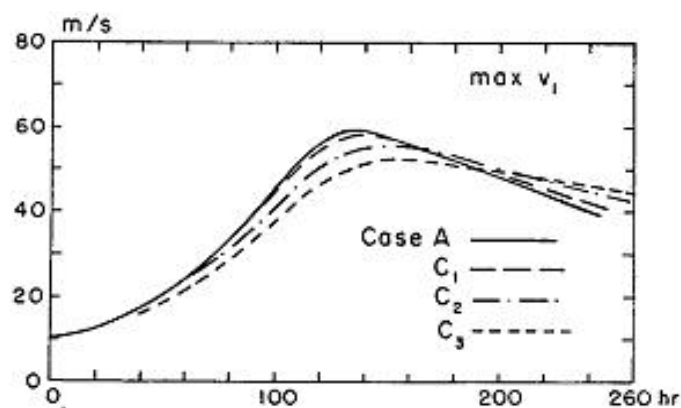
1.2. ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHỎNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO BẰNG MÔ HÌNH SỐ TRỊ

1.2.1. Ảnh hưởng của thay đổi nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão

Cùng với những nghiên cứu về mối liên hệ giữa SST và MPI, nhiều nghiên cứu đã được thực hiện nhằm định lượng mức độ ảnh hưởng của SST đến cường độ bão bằng mô hình số trị.

Các nghiên cứu sử dụng mô hình xoáy đối xứng (Ooyama, 1969; Chang, 1979) và mô hình xoáy không đối xứng (Zhu và Zhang, 2006; Ren và Perrie, 2006) cho thấy cường độ bão tương đối nhạy cảm với sự thay đổi nhỏ của SST. Khi trường SST tăng (giảm) sẽ làm tăng (giảm) dòng thông lượng nhiệt từ bề mặt biển (hiển nhiệt và ẩn nhiệt), dẫn đến tăng (giảm) cường độ bão.

Bằng việc nghiên cứu cơn bão giả định bằng mô hình xoáy đối xứng, Ooyama (1969) cho thấy khi cho SST giảm (từ 27,5°C xuống 25,6°C) thì V_{ct} không thể đạt đến cường độ bão mạnh như ban đầu mặc dù tất cả các tham số khí quyển khác vẫn được giữ nguyên. Chang và Anthes (1979) thực hiện hai thí nghiệm độ nhạy với sự thay đổi trường SST tương ứng là $\pm 1^\circ\text{C}$, sau khi cơn bão đạt đến một trạng thái ổn định. Kết quả nghiên cứu chỉ ra khi tăng hay giảm trường SST 1°C , P_{ct} trong hai thí nghiệm tương ứng tăng 7 hPa hoặc giảm 17 hPa so với trường hợp ban đầu sau 24h mô phỏng (hình 1.6).



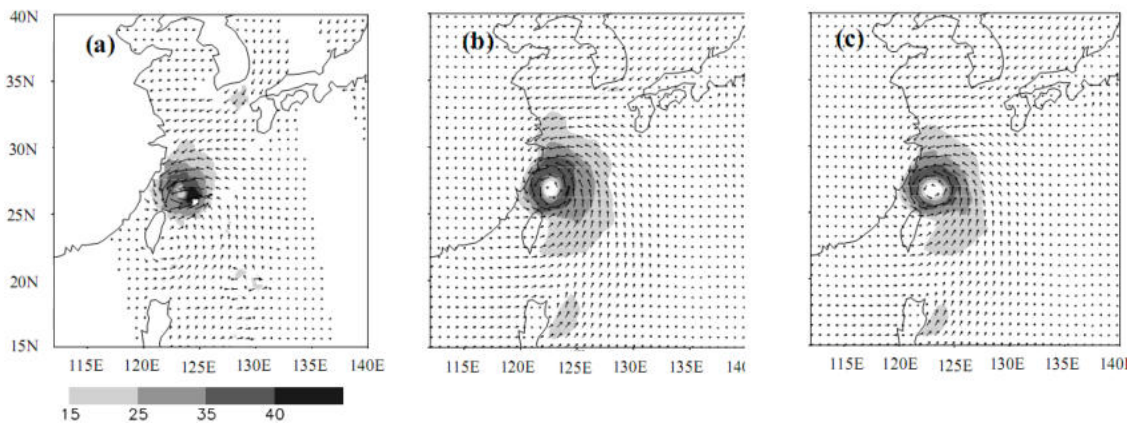
Hình 1.6. Ảnh hưởng của SST đến cường độ bão với các trường hợp A:

SST=27,5°C; C1: SST= 25,6°C với $r > 300\text{km}$; C2: SST= 25,6°C

với $r > 150\text{km}$; C3: SST= 23,9°C với $r > 150\text{km}$

(Nguồn: Ooyama, 1969)

Zhu và Zhang (2006) mô phỏng cơn bão Bonnie (1998) bằng mô hình MM5 nhằm nghiên cứu ảnh hưởng của sự thay đổi SST đến cường độ bão. Kết quả nghiên cứu cho thấy khi SST giảm $1,3^{\circ}\text{C}$, cường độ bão giảm với P_{ct} tăng 25 hPa. Ren và Perrie (2006) cũng cho kết quả tương tự khi mô phỏng cơn bão Silaku (2002) ở vùng biển phía đông Trung Quốc bằng mô hình MC2 (hình 1.7).

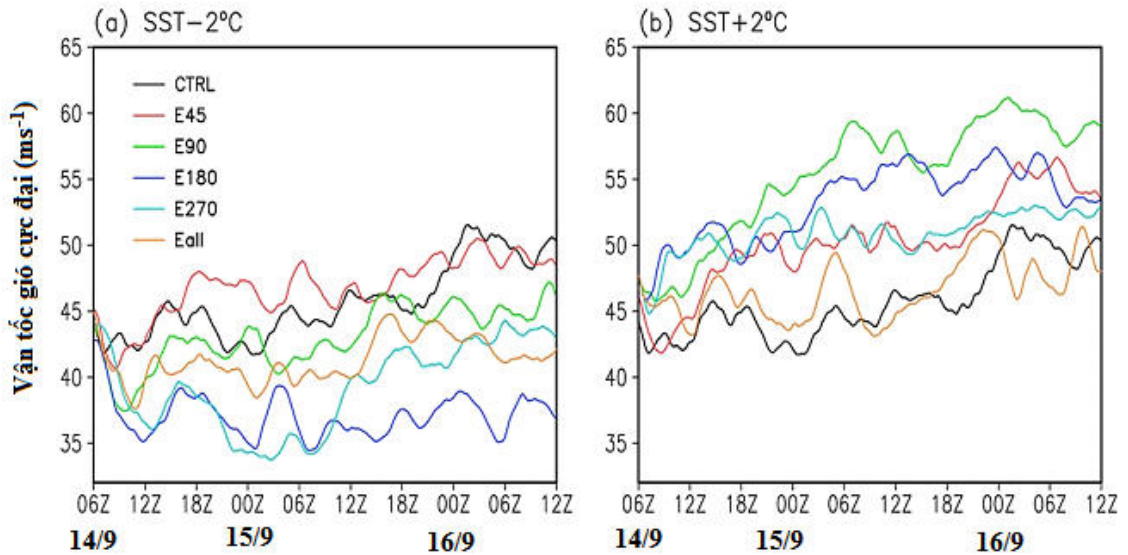


Hình 1.7. Ảnh hưởng của SST đến cường độ bão Silaku (2002): (a) trường gió bề mặt từ Quikscat; (b) mô phỏng bằng mô hình MC với SST không đổi trong quá trình tính toán; (c) như trường hợp (b) nhưng SST giảm 1°C

(Nguồn: Ren và Perrie, 2006)

Nghiên cứu của Sun và ctv (2014), Rai và ctv (2016) cho thấy độ lớn của SST bên trong và bên ngoài bão có tác động khác nhau với cường độ bão. Các nghiên cứu dựa trên bán kính hiệu quả được xác định là bán kính từ tâm mà SST ảnh hưởng đáng kể đến tăng cường cường độ bão. Bán kính hiệu quả được xác định là 1,5 - 2 lần bán kính gió cực đại vùng gần tâm bão đối với khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương (Sun và ctv, 2014) và 2 - 2,5 lần bán kính gió cực đại vùng gần tâm bão đối với khu vực Ấn Độ Dương (Rai và ctv, 2016). Tăng SST trong vùng bán kính hiệu quả đóng góp rất lớn vào tăng cường cường độ bão do tăng đối lưu ở khu vực gần tường mắt bão. Hình 1.8 biểu diễn biến thiên theo thời gian V_{cd} với việc tăng hoặc giảm SST ($SST \pm 2$) trong

vùng bán kính khác nhau tính từ tâm trong các trường hợp: không thay đổi (CTRL); SST \pm 2 trong vùng bán kính < 30 km (E45); SST \pm 2 trong vùng bán kính < 75 km (E90); SST \pm 2 trong vùng bán kính < 165 km (E180); SST \pm 2 trong vùng bán kính < 255 km (E270) và SST \pm 2 trong tất cả miền tính (Eall).



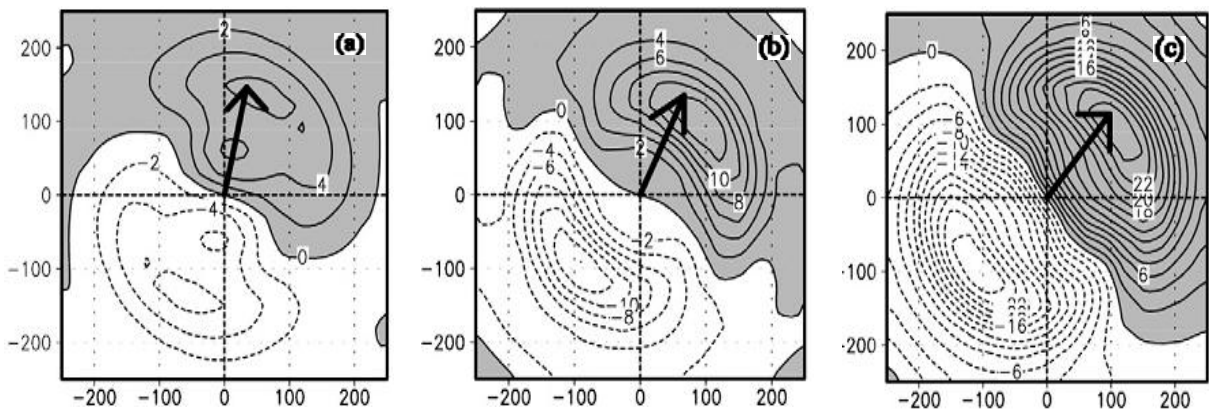
Hình 1.8. Biến thiên theo thời gian V_{cd} trong các trường hợp tăng hoặc giảm SST (SST \pm 2) trong vùng bán kính khác nhau tính từ tâm

(Nguồn: Rai và ctv, 2016)

Chang và Madala (1980) cho rằng phân bố không gian của SST ảnh hưởng tới chuyển động của bão. Nếu cho SST tăng ở phía bên phải quỹ đạo bão hướng Tây Bắc thì bão có xu hướng lệch về phía Tây hơn so với trường hợp ban đầu. Nghiên cứu cũng cho thấy khi trường SST biến thiên theo vĩ tuyến, bão có xu hướng chuyển động vào khu vực có SST ấm hơn, phù hợp với kết quả của Mandal và cộng sự (2007) khi mô phỏng siêu bão Orissa (1999) trên vịnh Bengan.

Yun và ctv (2012) mô phỏng với bão Maemi (2003) bằng mô hình WRF với trường hợp cho SST thay đổi khác nhau. Nghiên cứu mô phỏng với gradient SST âm và dương theo hướng vĩ tuyến và kinh tuyến. Gradient SST được thiết lập ở mức 0,3 K/100 km. Kết quả mô phỏng cho thấy, SST tăng

dẫn đến cường độ bão Maemi tăng do nhiệt độ mực cho bão được tăng cường. Ngoài ra, độ lớn và gradient theo phương ngang của SST ảnh hưởng đáng kể đến nội lực và ngoại lực của chuyển động bão. Khi SST tăng, chuyển động hướng đông bắc của bão Maemi có xu hướng lệch sang phía đông so với trường hợp ban đầu. Mặt khác, gradient dương theo hướng vĩ tuyến cho chuyển động của bão lệch Đông hơn so với trường hợp gradient dương theo hướng kinh tuyến và trường hợp tăng SST toàn miền tính (hình 1.9).



Hình 1.9. Xu thế di chuyển của xoáy bão tương ứng với các trường hợp:

(a) SST=302,5°K; (b) SST=305°K và (c) SST=307,5°K

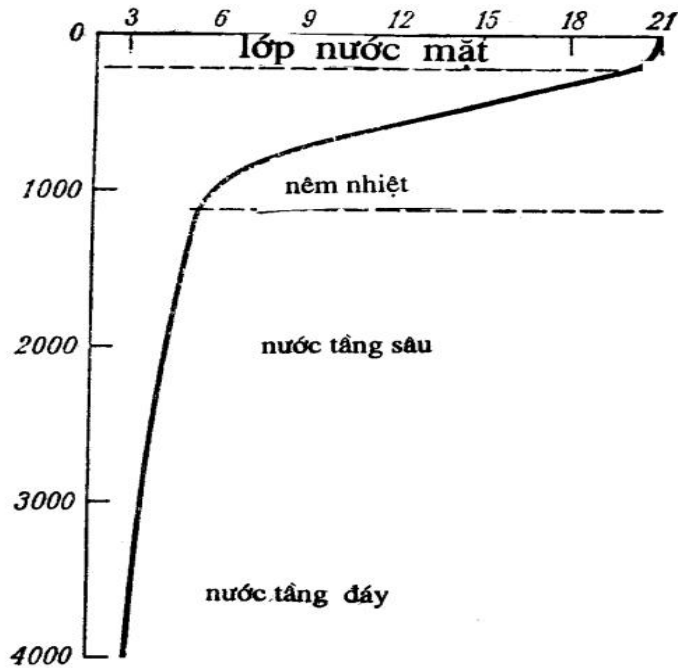
(Nguồn: Yun và cộng sự, 2012)

1.2.2. Ảnh hưởng nhiệt độ mặt nước biển giảm do bão đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão

Tương tác đại dương khí quyển thông qua quá trình trao đổi thông lượng nhiệt bề mặt. Quá trình bốc hơi nước ở bề mặt biển dẫn đến tăng cường tốc độ gió bề mặt, vận chuyển hơi nước lên tầng đối lưu. Quá trình bốc hơi này dẫn đến giảm SST, tuy nhiên, mức độ giảm SST do bốc hơi là không đáng kể khi so sánh với quá trình giảm SST do ứng suất gió trong bão gây ra.

Tại bề mặt đại dương, SST thường cao hơn nhiệt độ nước ở lớp sâu dưới bề mặt biển (lớp nê-m nhiệt). Tại lớp nê-m nhiệt, sự chuyển đổi từ nước

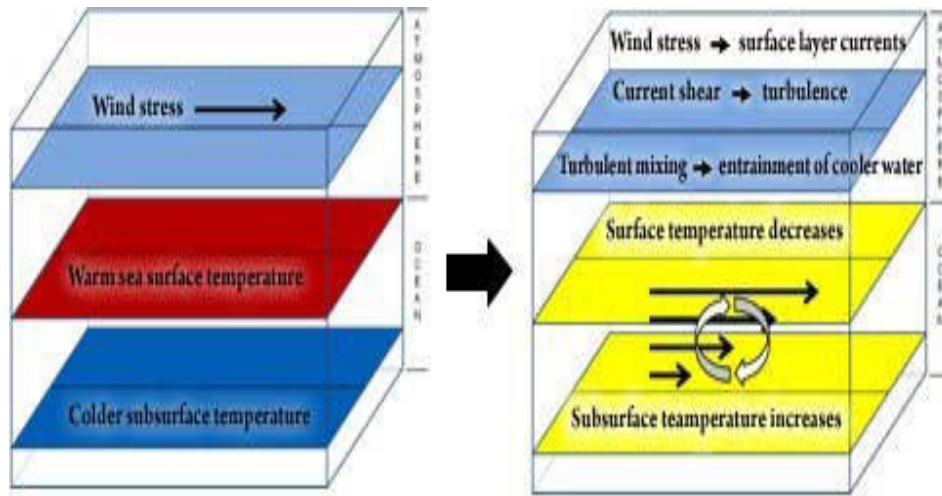
ấm sang nước lạnh diễn ra nhanh chóng, do đó, gradient nhiệt độ ở lớp này thường lớn. Trên lớp nôm nhiệt là lớp xáo trộn, nhiệt độ của lớp nước này gần như không đổi và xấp xỉ bằng SST. Bên dưới lớp nôm nhiệt, nhiệt độ ít biến đổi nhưng lạnh hơn nhiều so với SST (hình 1.10).



Hình 1.10. Phân bố đặc trưng nhiệt độ nước biển theo độ sâu

(Nguồn: Đinh Văn Ưu, 1997)

Sự hồi tiếp âm của đại dương trong quá trình tương tác đại dương – bão là quá trình giảm SST, bao gồm quá trình xáo trộn thẳng đứng và quá trình nước trời. Quá trình xáo trộn thẳng đứng xảy ra do gió bề mặt biển mạnh lên làm tăng ma sát bề mặt, tạo nên dòng chảy trong lớp xáo trộn. Sự biến đổi của vận tốc dòng chảy theo phương thẳng đứng ở phía trên của đại dương tạo nên xoáy rối, dẫn đến xáo trộn và cuốn hút phần tử nước lạnh từ lớp nôm nhiệt lên lớp xáo trộn. Quá trình xáo trộn thẳng đứng xảy ra trong vài giờ và thường làm giảm SST ở vùng tâm bão, dẫn đến làm giảm quá trình bốc hơi và do đó, giảm năng lượng cho bão tồn tại và phát triển (Wang and Duan, 2012). Hình 1.11 biểu diễn sự giảm SST do quá trình xáo trộn trong bão.

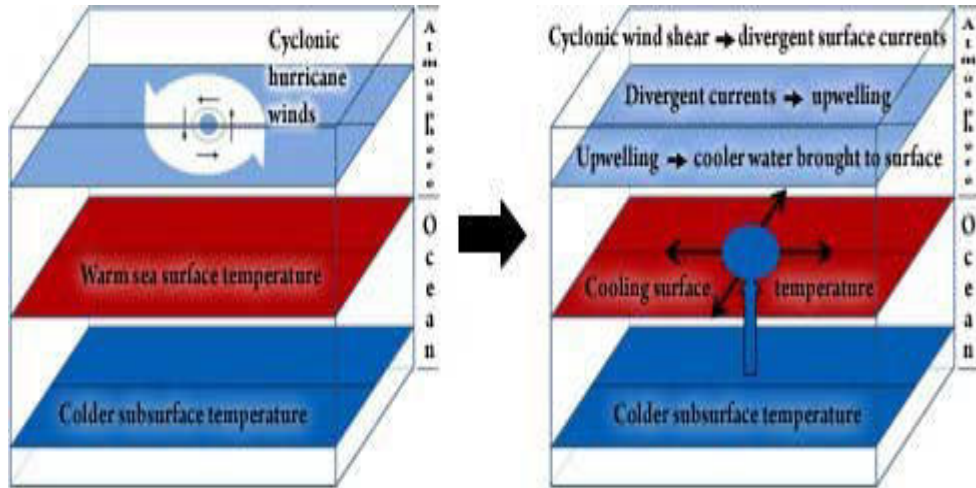


Hình 1.11. Sơ đồ biểu diễn sự giảm SST do quá trình xáo trộn trong bão

(Nguồn: <http://www.hurricanescience.org/science/science/hurricaneandocan/>)

Quá trình giảm SST ở vùng tâm bão do tương tác đại dương – bão khác là quá trình nước trôi. Gió trong bão xoáy ngược chiều kim đồng hồ ở Bắc bán cầu gây ra ứng suất bề mặt có dạng xoáy, dẫn đến dòng chảy bề mặt lúc đầu có dạng xoáy ngược chiều kim đồng hồ. Mặt khác, lực Coriolis làm dòng chảy hướng sang phải, kết quả của hai quá trình này làm dòng chảy bề mặt đại dương hướng ra ngoài tâm bão. Khi nước ở lớp bề mặt đại dương được đẩy ra xa tâm bão, nước lạnh ở lớp dưới đại dương chuyển động lên bề mặt biển thay thế. Đây là quá trình nước trôi ở vùng tâm bão theo lý thuyết lớp biên Ekman. Không giống như quá trình xáo trộn, quá trình nước trôi thông thường xảy ra trong khoảng thời gian từ nửa ngày trở lên. Do đó, hiệu ứng giảm nhiệt độ mặt biển do nước trôi ở vùng tâm bão chỉ xảy ra khi bão di chuyển chậm. Đối với những cơn bão di chuyển nhanh, quá trình nước trôi chưa đủ thời gian để ảnh hưởng đến SST ở tâm bão (Schade and Emanuel, 1999; Price, 1981; Bender và ctv, 1993; Davis và ctv, 2008; Vissa và ctv, 2013). Hình 1.12 biểu diễn sự giảm SST do quá trình nước trôi ở tâm bão. Cơ chế hồi tiếp âm của của đại dương trong quá trình tương tác đại dương – bão có thể làm SST giảm lớn nhất khoảng 9°C (Sakaida và ctv, 1998). Mặt khác,

SST giảm làm giảm dòng thông lượng nhiệt đi lên qua bề mặt đại dương – khi quyển, dẫn đến giảm cường độ bão (Khain và Ginis, 1991; Falkovich và ctv, 1995).

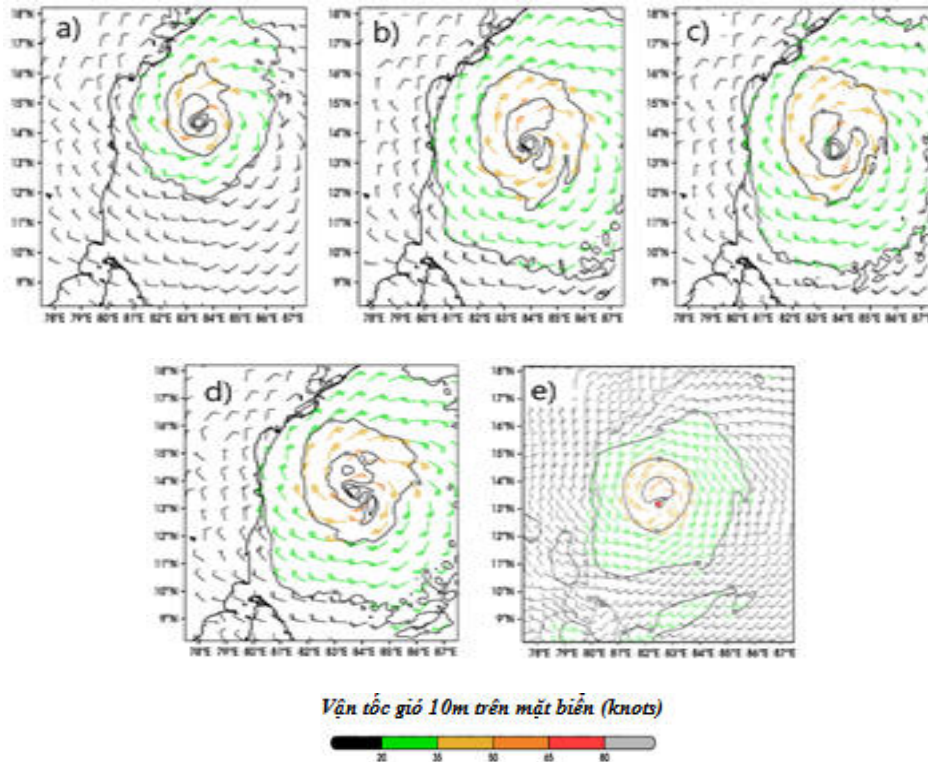


Hình 1.12. Sơ đồ sự lạnh đi của bề mặt biển bởi quá trình nước trôi do bão
(Nguồn: <http://www.hurricanescience.org/science/science/hurricaneandoccean/>)

Như vậy, hai quá trình hồi tiếp của đại dương trong tương tác đại dương – bão xảy ra theo hai cơ chế động lực biển khác nhau nhưng đều dẫn đến giảm SST ở vùng tâm bão hoạt động.

Để mô phỏng quá trình hồi tiếp của đại dương hay mô phỏng quá trình giảm SST do bão, các mô hình lớp xáo trộn đã được nghiên cứu và phát triển. Mô hình OML là mô hình lớp xáo trộn đại dương 1 chiều được phát triển bởi Pollard và ctv (1973) được Davis và ctv (2008) kết hợp với mô hình WRF. Mô hình OML coi các cột nước là miền tính độc lập. Ở thời điểm ban đầu, cấu trúc nhiệt theo chiều thẳng đứng phụ thuộc vào SST tại mỗi cột và độ sâu lớp xáo trộn. Trong quá trình mô phỏng, sức căng bề mặt được tính toán cho mỗi cột nước riêng biệt từ xáo trộn rồi ở lớp xáo trộn đại dương, từ đó mô hình OML mô phỏng dòng chảy, dẫn đến xáo trộn và cuốn hút phần tử nước lạnh từ lớp sâu hơn lên lớp xáo trộn. Sự xâm nhập của nước lạnh từ lớp sâu hơn làm giảm nhiệt độ ở lớp xáo trộn của mô hình OML, do đó, giảm SST.

Các nghiên cứu của Yablonsky và Ginis (2009), Mohan và ctv (2015) cho thấy việc kết hợp mô hình WRF và mô hình OML đã mô phỏng được quá trình giảm SST do bão, do đó, cải thiện được sai số dự báo cường độ bão. Yesubabu và ctv (2020) sử dụng mô hình WRF kết hợp với mô hình OML với các điều kiện độ sâu lớp xáo trộn ban đầu khác nhau để mô phỏng cường độ và quỹ đạo của hai cơn bão Nargis (2016) và Vardah (2008) hoạt động trên khu vực Vịnh Ben Gan. Kết quả nghiên cứu cho thấy đối với các cơn bão di chuyển nhanh như Nargis (2016) và Vardah (2008), sử dụng mô hình WRF kết hợp với mô hình OML cho cải thiện sai số dự báo không những về cường độ bão mà cả về quỹ đạo bão. Hình 1.13 biểu diễn mô phỏng vận tốc gió 10 m trên bề mặt biển trong bão Nargis (2016) tại thời điểm 06 UTC ngày 11/12/2016 với các trường hợp: (a) Không sử dụng mô hình OML (CONTROL), (b) Mô hình OML với độ sâu lớp xáo trộn không đổi trên toàn miền tính (MLD-CONST), (c) Mô hình OML với độ sâu lớp xáo trộn thay đổi theo không gian được tính dựa trên profile đẳng nhiệt độ từ mô hình đại dương hệ tọa độ hỗn hợp HYCOM (MLD-TEMP), (d) Mô hình OML với độ sâu lớp xáo trộn thay đổi theo không gian dựa trên mật độ được tính từ trường nhiệt độ ba chiều cung cấp từ số liệu vệ tinh (MLD-DENS) và (e) so sánh với số liệu quan trắc kết hợp từ số liệu vệ tinh và dữ liệu phân tích bão được cung cấp bởi Viện Hợp tác Nghiên cứu về Khí quyển, Mỹ (CIRA). Mặc dù, các kết quả nghiên cứu khẳng định sử dụng mô hình WRF khi kết hợp với mô hình OML cải thiện mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão so với trường hợp không kết hợp, tuy nhiên, do mô hình OML không tính đến các quá trình vận chuyển ngang và bình lưu có thể làm giảm tính chính xác mô phỏng quá trình giảm SST trong bão (Price và ctv, 1986), đặc biệt trong các trường hợp bão di chuyển chậm (Yablonsky và Ginis, 2009).

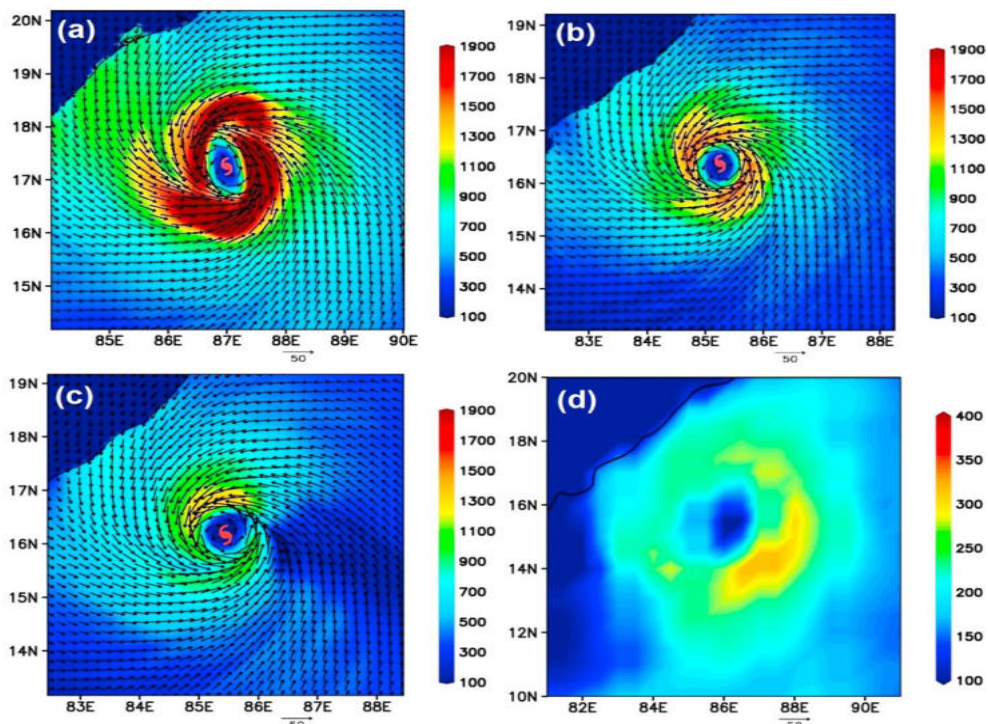


Hình 1.13. Trường gió 10 m trên bề mặt biển (knots) trong bão Nargis (2016) tại thời điểm 06 UTC ngày 11/12/2016 với các trường hợp (a) CONTROL, (b) MLD-CONST, (c) MLD-TEMP, (d) MLD-DENS và (e) Quan trắc CIRA

(Nguồn: Yesubabu và ctv, 2020)

Mô hình 3DPWP được phát triển bởi Price và ctv (1986, 1994) là một mô hình hoàn lưu đại dương ba chiều bao gồm đầy đủ các quá trình vật lý ba chiều như quá trình xáo trộn thẳng đứng, quá trình bình lưu, quá trình vận chuyển thẳng đứng và quá trình thay đổi áp suất. Mô hình 3DPWP được Sanford và ctv (2011) đưa vào trong lõi động lực của mô hình WRF. Nghiên cứu của Lee và Chen (2014), Srinivas và ctv (2016) cho thấy sử dụng mô hình WRF kết hợp với mô hình 3DPWP cải thiện đáng kể kết quả mô phỏng cường độ bão do mô phỏng được quá trình giảm SST do bão và quá trình giảm thông lượng nhiệt, ẩm đi lên từ đại dương so với mô hình WRF không kết hợp. Kết nối mô hình WRF và 3DPWP cho phép mô phỏng sự thay đổi các đặc điểm

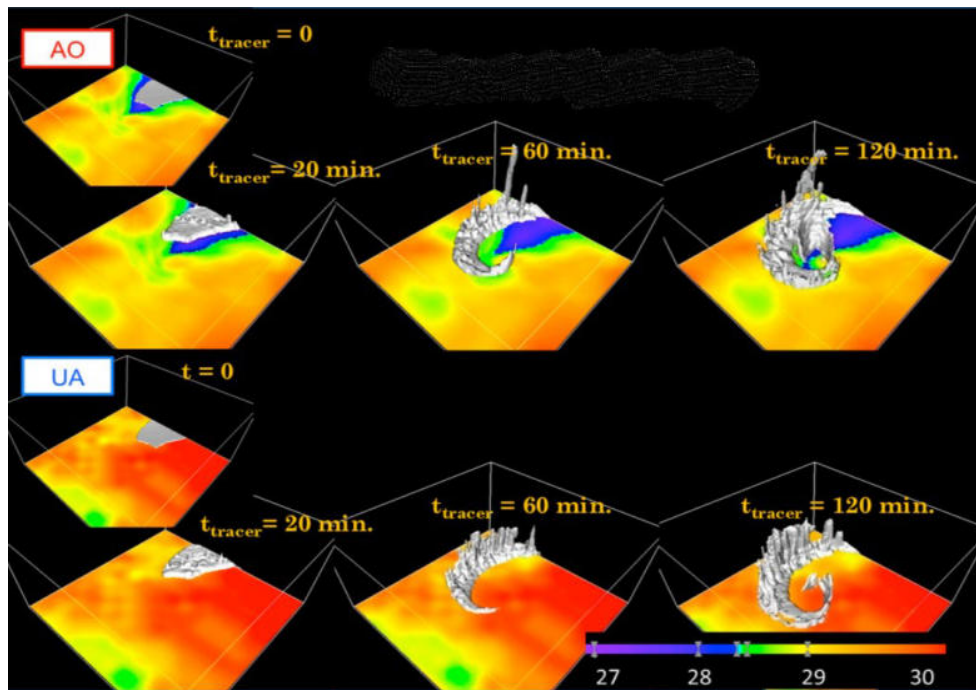
của lớp xáo trộn đại dương như nhiệt độ, độ muối, độ sâu lớp xáo trộn trong thời gian bão đi qua, dẫn đến giảm SST, thông lượng nhiệt, ẩm và trường gió bề mặt ở khu vực gần tâm bão. Sử dụng kết hợp giữa mô hình WRF và 3DPWP làm giảm sai số dự báo cường độ bão khoảng 29 – 47% ở hạn dự báo từ 24 đến 96 h (Srinivas và ctv, 2016). Hình 1.14 biểu diễn mô phỏng thông lượng nhiệt (ẩn nhiệt + hiện nhiệt) (Wm^{-2}) và gió bề mặt trong bão Hudhud (2014) tại thời điểm 00 UTC ngày 11/11/2014 với các trường hợp (a) mô hình WRF với trường SST được cung cấp từ GFS (GFS – SST), (b) mô hình WRF với trường SST được cung cấp từ NOAA (NOAA – SST), (c) mô hình WRF kết hợp với mô hình 3DPWP (3DPWP) và so sánh với số liệu tái phân tích phục vụ nghiên cứu và ứng dụng (MERRA).



Hình 1.14. Mô phỏng thông lượng nhiệt (Wm^{-2}) và véc tơ gió bề mặt trong bão Hudhud (2014) tại thời điểm 00 UTC ngày 11/11/2014 với các trường hợp (a) GFS - SST, (b) NOAA - SST, (c) 3DPWP, và (e) Số liệu MERRA

(Nguồn: Srinivas và ctv, 2016)

Quá trình giảm SST do sử dụng mô hình kết hợp WRF và 3DPWP còn làm thay đổi cấu trúc bão do hình thành lớp biên ổn định ở góc phần tư phía sau bên phải của bão. Lớp biên ổn định này triệt tiêu đối lưu trong giải mây ở vùng bên phải phía sau bão. Ngoài ra, không khí ở trong lớp biên ổn định tồn tại lâu hơn và nhận được nhiều năng lượng hơn, do đó, làm tăng dòng không khí đi vào trong mắt bão. Trong khi đó, với trường hợp mô hình WRF không kết hợp, không khí ở lớp biên của góc phần tư phía sau bên phải của bão thẳng lên và tạo thành dải mây phía sau bão (Lee và Chen, 2014). Hình 1.15 biểu diễn mô phỏng quá trình phát triển của bão Choi - Wan theo thời gian với thời điểm bắt đầu 00 UTC ngày 16/9/2014 trong hai trường hợp WRF kết nối với mô hình 3DPWP (AO) và WRF không kết nối (UA).

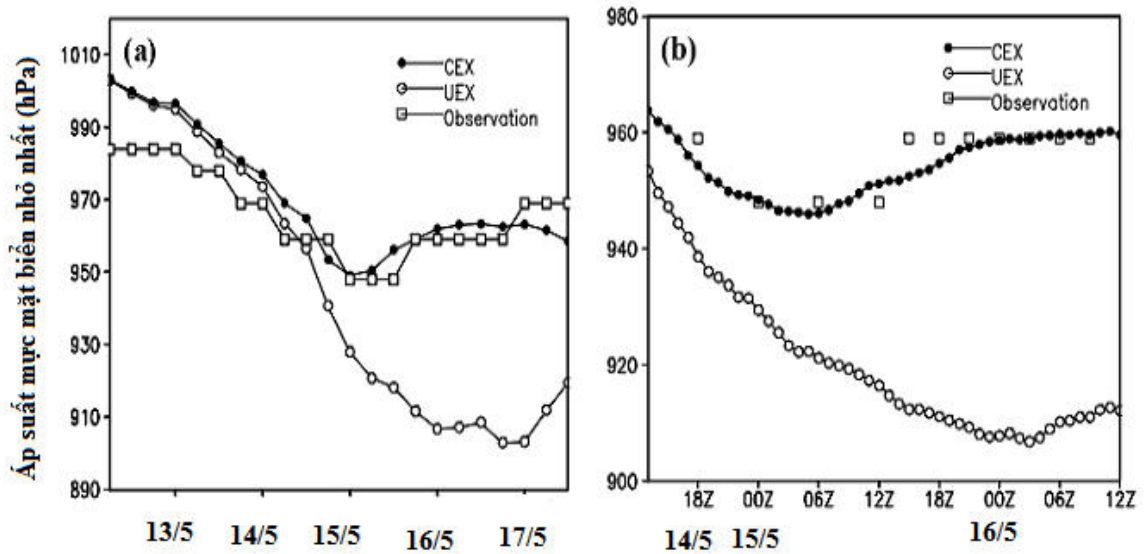


Hình 1.15 Mô phỏng quá trình phát triển của bão Choi - Wan theo thời gian với thời điểm bắt đầu 00 UTC ngày 16/9/2014 trong hai trường hợp WRF kết nối với mô hình 3DPWP (OA) và WRF không kết nối (UA)

(Nguồn: Lee và Chen, 2014)

Wu và ctv (2015) thực hiện mô phỏng cơn bão Megi (2010) bằng mô hình WRF với các thử nghiệm khác nhau: WRF không kết nối, WRF kết nối với mô hình OML và WRF kết nối với mô hình 3DPWP. Kết quả nghiên cứu cho thấy việc kết hợp mô hình WRF với mô hình OML và 3DPWP đều cải thiện được mô phỏng cường độ, quỹ đạo bão so với trường hợp không kết nối. Tuy nhiên, trường hợp kết nối với mô hình 3DPWP cho kết quả mô phỏng được cải thiện rõ rệt hơn so với trường hợp kết nối với mô hình OML.

Những mô phỏng lý tưởng quá trình giảm SST do bão bằng các kết hợp đại dương 3 chiều đầy đủ và mô hình bão đối xứng được thực hiện bởi Elsberry và ctv (1976), Chang và Anthes (1978), Sutyrin và Khain (1979). Những tính toán cho thấy việc giảm SST dẫn đến cường độ bão giảm, tuy nhiên mức giảm là tương đối nhỏ. Kết quả tính toán này chưa phản ánh hết được ảnh hưởng của quá trình giảm SST đến bão vì sử dụng mô hình bão đối xứng, không diễn tả đầy đủ tương tác đại dương - bão (Zhu và ctv, 2004). Nghiên cứu tương tác đại dương - khí quyển của Schade và Emanuel (1999), Bender và Ginis (2000), Bao và ctv (2000), Perrie và ctv (2004), Jiang và ctv (2008) bằng việc sử dụng các mô hình kết hợp đại dương đầy đủ và mô hình khí quyển bất thủy tĩnh cho thấy quá trình giảm SST do bão có thể làm cường độ bão giảm đi đáng kể. Các nghiên cứu cũng cho thấy khả năng dự báo cường độ bão được cải thiện đáng kể khi đưa vào tính toán quá trình giảm SST do bão. Hình 1.16 biểu diễn biến thiên theo thời gian của P_{ct} của bão Chanchu (2006) được mô phỏng bởi mô hình kết hợp MM5 – POM (CEX, đường chấm tròn đặc) và mô hình MM5 không kết hợp (UEX, đường chấm tròn rỗng) và quan trắc (đường hình vuông rỗng) với a) là miền ngoài có độ phân giải ngang là 15 km và b) miền trong có độ phân giải 5 km.



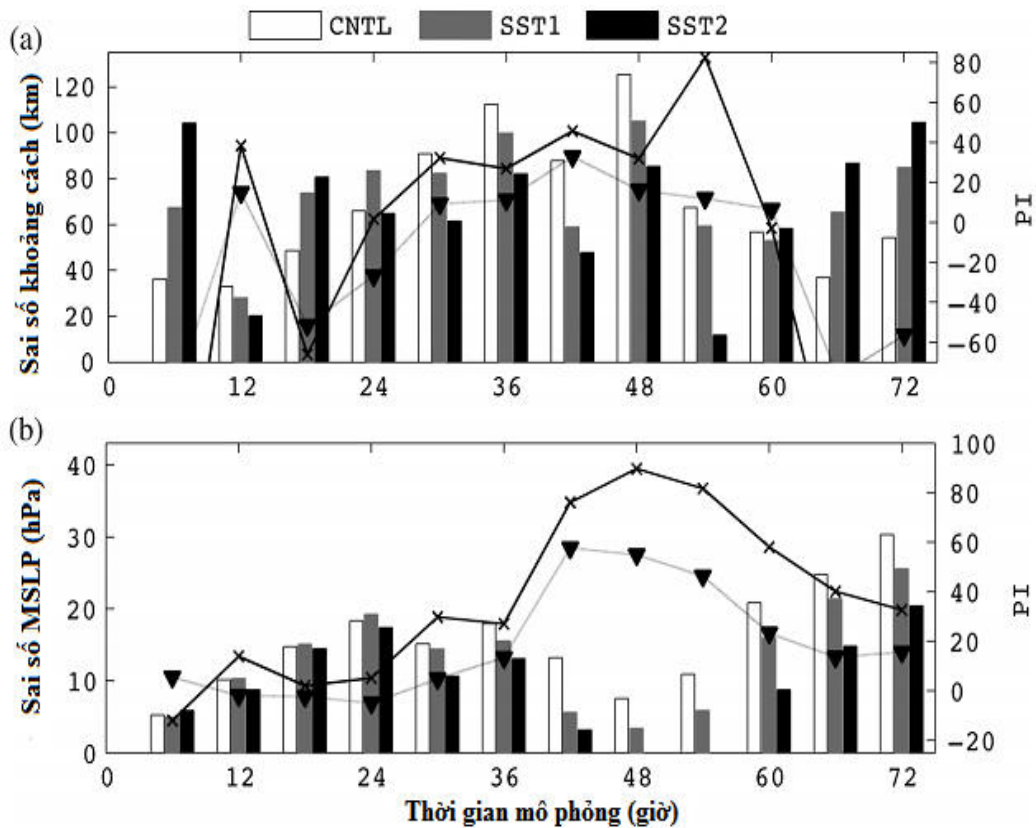
Hình 1.16. Biến thiên theo thời gian của khí áp nhỏ nhất tại tâm bão Chanchu (2006) mô phỏng bởi mô hình kết hợp MM5 – POM (CEX) và mô hình MM5 không kết hợp (UEX) và quan trắc

(Nguồn: Jiang và ctv, 2008)

Nhiều nghiên cứu cập nhật theo thời gian trường SST vào mô hình dự báo bão nhằm cung cấp cho điều kiện biên dưới của mô hình khí quyển trường SST chính xác hơn, diễn tả được SST giảm do bão. Vishal và ctv (2006) cập nhật trường SST trung bình 3 ngày từ cảm biến đo ảnh vi sóng (TMI) của vệ tinh TRMM (chương trình đo mưa bằng vệ tinh) để nghiên cứu ảnh hưởng của SST đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo của bão Mala (2006) hình thành trên biển phía bắc Ấn Độ Dương. Kết quả mô phỏng cho thấy việc cập nhật trường SST từ vệ tinh TRMM vào điều kiện ban đầu của mô hình WRF cải thiện đáng kể kết quả mô phỏng cường độ bão so với trường hợp không cập nhật do cải thiện thông lượng hiện nhiệt và ẩn nhiệt. Tuy nhiên, việc cập nhật không cho cải thiện đáng kể về quỹ đạo bão và thời gian bão đổ bộ. Một nghiên cứu khác của Vishal và ctv (2011) được thực hiện tương tự với hai cơn bão Orissa và bão Mala. Kết quả mô phỏng cho thấy sử dụng số liệu SST từ cảm biến TMI của vệ tinh TRMM cải thiện cường độ bão dự báo khi so sánh với trường hợp

sử dụng số liệu SST từ Trung tâm Quốc gia Dự báo Môi trường Mỹ (NCEP). Theo tác giả, cường độ bão được cải thiện chủ yếu do cải thiện được kết quả mô phỏng các dòng ẩn nhiệt và hiển nhiệt. Việc sử dụng SST từ cảm biến TMI cải thiện được quỹ đạo bão đối với trường hợp siêu bão Orissa nhưng cho sai số dự báo quỹ đạo lớn hơn đối với trường hợp bão Mala. Ngoài ra, nghiên cứu cũng chỉ ra rằng gradien SST là động lực chính cho việc tăng cường và chuyển động của bão ở Ấn Độ Dương.

Seroka và ctv (2016) cập nhật trường SST từ các số liệu tái phân tích RTG-SST, từ nguồn vệ tinh Sport và máy đo bức xạ độ phân giải rất cao (AVHRR) của vệ tinh địa tĩnh vào mô hình WRF để mô phỏng cơn bão Irene (2012). Kết quả nghiên cứu cho thấy cập nhật trường SST vào mô hình WRF làm giảm sai số dự báo V_{cd} , đặc biệt khi kết hợp cả 3 nguồn số liệu trên để cập nhật, sai số dự báo V_{cd} giảm đáng kể từ $4,85 \text{ ms}^{-1}$ (trường hợp không cập nhật) xuống còn 1.86 ms^{-1} (trường hợp cập nhật SST từ 3 nguồn số liệu trên). Rai và ctv (2018) cập nhật các trường SST vào mô hình WRF để nghiên cứu ảnh hưởng việc cập nhật nguồn số liệu SST và độ phân giải ngang đến mô phỏng bão trong 72h. Tương tự như các nghiên cứu trước, kết quả nghiên cứu của Rai và ctv (2018) cho thấy cập nhật trường SST cải thiện dự báo về cường độ và đường đi của bão. Cập nhật SST với độ phân giải cao ($0,083 \times 0,083^\circ$ kinh vĩ) cải thiện 20 – 25% sai số dự báo cường độ và đường đi của bão so với cập nhật SST với độ phân giải thấp hơn ($0,5 \times 0,5^\circ$ kinh vĩ). Hình 1.17 biểu diễn sai số dự báo quỹ đạo (a) và khí áp mực mặt biển (b) giữa các trường hợp: không cập nhật trường SST (CTRL), cập nhật trường SST với độ phân giải ngang $0,5 \times 0,5^\circ$ kinh vĩ (SST1) và cập nhật trường SST với độ phân giải ngang $0,083 \times 0,083^\circ$ kinh vĩ (SST2).



Hình 1.17. Sai số dự báo quỹ đạo (a) và khí áp mực mặt biển (b) giữa các trường hợp CTRL, SST1 và SST2

(Nguồn: Rai và ctv, 2018)

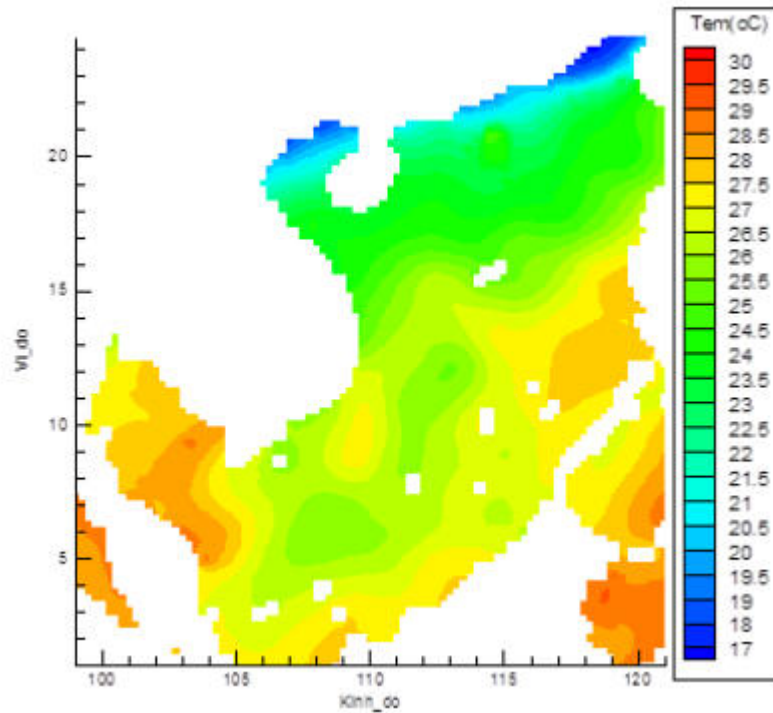
1.3. NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG

1.3.1. Khái quát phân bố nhiệt độ mặt nước biển trên khu vực Biển Đông

Biển Đông là một vùng biển nửa khép kín ở Tây Bắc Thái Bình Dương, có diện tích khoảng 3,5 triệu km², với độ sâu lớn nhất xấp xỉ 5000m, trải dài từ 3°S đến 25°N và từ 99°E đến 121°E, nối liền với Thái Bình Dương qua eo biển Luzon, Sulu và eo biển Đài Loan (Lê Đức Tố, 2009).

Trường SST ở khu vực Biển Đông biến động tương đối mạnh theo không gian và theo thời gian (Uu và Brankart, 1997; Đinh Văn Ưu, Hoàng Phúc Lâm, 2006). Vào mùa đông, do ảnh hưởng của gió mùa đông bắc, trường SST có sự phân hóa rõ rệt theo không gian theo hướng Đông Bắc-Tây Nam

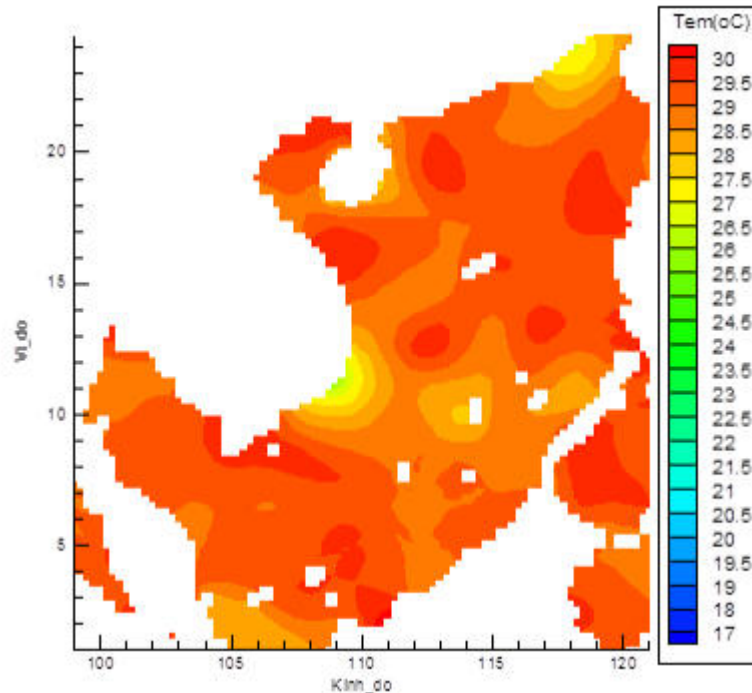
với trị số SST ở phía đông lớn hơn ở phía tây và ở phía nam lớn hơn ở phía bắc. Hình 1.18 cho thấy, vào tháng I, phần lớn diện tích Biển Đông có nhiệt độ trong khoảng 24,0-27,5°C. Nhiệt độ nhỏ nhất xuất hiện ở khu vực phía bắc Biển Đông, sát lục địa Trung Quốc và ven bờ lục địa phía đông bắc Việt Nam với trị số SST nhỏ nhất có thể tới dưới 19,0°C.



Hình 1.18. SST trung bình nhiều năm tháng I trên khu vực Biển Đông

Vào mùa hè, trường SST không có nhiều biến động, nền nhiệt tương đối cao mang đặc trưng của vùng biển nhiệt đới, SST chỉ dao động xung quanh 29°C trên hầu khắp các khu vực Biển Đông, ngoại trừ SST tại khu vực biển Nam Trung Bộ luôn có xu thế tạo thành một lưỡi lạnh kéo dài ra phía biển theo hướng Đông do ảnh hưởng của hoạt động nước trời. SST của khu vực nước trời dao động từ 26 - 28°C, nhiệt độ nhỏ nhất có thể xuống tới 24°C khi hiện tượng nước trời có cường độ mạnh. Thời gian tồn tại của các vùng nước trời là khoảng từ tháng VI đến tháng IX, tuy nhiên tùy từng năm mà khoảng thời gian này có thể bị thay đổi. Cường độ hoạt động của các vùng nước trời

biến đổi theo từng năm, có năm nước trôi xảy ra với cường độ mạnh, có năm chỉ xảy ra với cường độ yếu, thậm chí không hầu như không xảy ra hiện tượng nước trôi (hình 1.19).



Hình 1.19. SST trung bình nhiều năm tháng VII trên khu vực Biển Đông

Theo cấu trúc nhiệt độ thẳng đứng vùng nước sâu Biển Đông, lớp tựa đồng nhất nhiệt sát bề mặt hay lớp xáo trộn có độ dày khoảng 5-50m trong mùa hè và 30-100m trong mùa đông. Giá trị nhiệt độ của nước trong lớp này luôn biến động theo không gian và thời gian với khoảng biến động từ 17 - 30°C. Phía dưới lớp xáo trộn là lớp nê nhiệt với gradien nhiệt độ theo phương thẳng đứng có giá trị cực đại 0,09 – 0,12°C/m trong mùa hè và 0,06 – 0,09°C/m trong mùa đông. Độ sâu của lớp này biến động theo mùa trong khoảng 150 – 250 m (Phạm Văn Ninh, 2009).

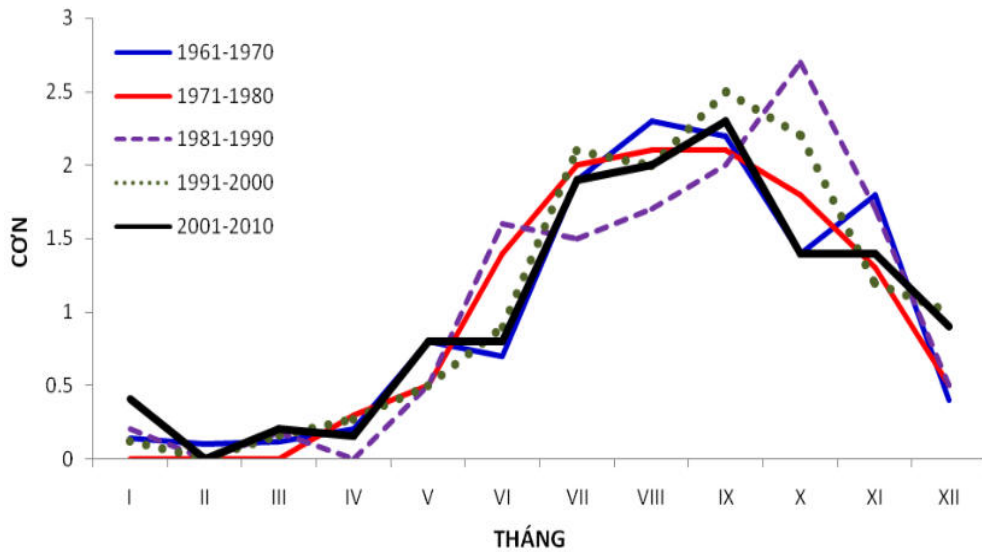
1.3.2. Khái quát hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông

Khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương là nơi có nhiều bão phát sinh nhất trên thế giới. Theo Gray (1968), Matsuura và ctv (2003), số lượng bão hình

thành ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương bằng một phần ba tổng số lượng bão phát sinh trên toàn thế giới. Tính trung bình trong giai đoạn 1979-2016, số lượng bão hình thành trên khu vực này là 21,5 cơn/năm (Wu và ctv, 2020). Nếu tính cả ATNĐ, trong giai đoạn 1978 – 2015, số lượng bão và ATNĐ trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương trung bình khoảng 25,6 cơn/năm (Đình Bá Duy và ctv, 2016a). Sự khác biệt khi so sánh với các đại dương khác trên thế giới, bão trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương xảy ra ở bất kỳ thời kỳ nào trong năm, tuy nhiên tập trung từ tháng VI đến tháng XIX (Zhang và ctv, 2016).

Biển Đông là một biển nằm trong khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Trung bình hàng năm, khu vực Biển Đông có khoảng 10 - 12 bão và ATNĐ hoạt động, trong đó, gần 60% số lượng bão và ATNĐ được hình thành từ khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương và khoảng 40% phát sinh trên Biển Đông. Những nghiên cứu cho thấy bão và ATNĐ hình thành trên khu vực Biển Đông thường có cường độ không mạnh bằng các bão và ATNĐ hình thành từ khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương di chuyển vào (Nguyễn Văn Thắng, 2010).

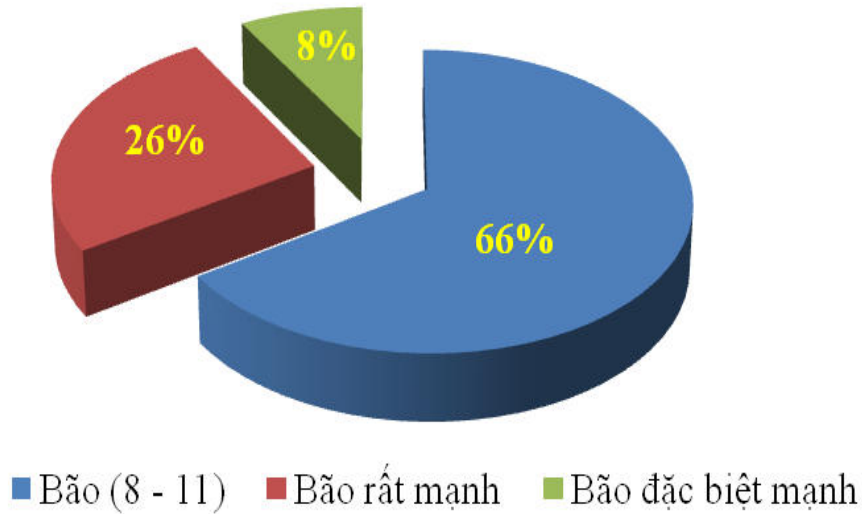
Tần suất bão và ATNĐ trong các tháng trong năm rất khác nhau, tập trung chủ yếu vào các tháng VI đến tháng IX. Theo tính toán của Nguyễn Văn Thắng (2010) về số lượng bão và ATNĐ hoạt động trên Biển Đông trung bình tháng theo các thập kỷ từ 1961 - 2010 cho thấy từ tháng I đến tháng V, mỗi tháng có dưới 0,2 cơn bão, từ tháng VI đến tháng XI, mỗi tháng có từ 1-2 cơn, đây là giai đoạn bão và ATNĐ hoạt động mạnh trên Biển Đông. Trong đó, tần suất bão và ATNĐ hoạt động cực đại là tháng VIII - IX, ngoại trừ thập kỷ 1981-1990, bão và ATNĐ hoạt động nhiều hơn vào tháng X (hình 1.20).



Hình 1.20. Trung bình tháng của số bão và ATNĐ hoạt động trên khu vực Biển Đông cho từng thập kỷ

(Nguồn: Nguyễn Văn Thắng, 2010)

Theo số liệu thống kê về cường độ bão từ 1990 – 2013 của Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu (2014), 66% bão hoạt động trên khu vực Biển Đông có V_{cd} theo thang cấp gió Beaufort đạt cấp (sau đây gọi tắt là bão có gió cấp) 8 -11 (bão), 26% đạt cấp 12-13 (bão rất mạnh) và 8% đạt cấp 14-15 (bão đặc biệt mạnh) (hình 1.21). Lưu ý ở đây, phân cấp bão có khác biệt so với phân cấp bão theo Quyết định số 46/2014/QĐ-TTg [3]. Theo đó, cấp bão được gộp từ hai cấp bão và bão mạnh; cấp bão rất mạnh và bão đặc biệt mạnh được chia tách từ cấp bão rất mạnh khi so sánh với [3].



Hình 1.21. Phân bố theo tỷ lệ % số lượng các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông theo các cấp bão: bão, bão rất mạnh, bão đặc biệt mạnh

(Nguồn: Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu, 2014)

Hướng di chuyển trung bình bão tương đối khác nhau theo mùa. Thời kỳ nửa đầu mùa, quỹ đạo bão có hướng Tây Bắc, Bắc và Đông Bắc, thời kỳ sau quỹ bão theo hướng Tây. Về trung bình, từ tháng I đến tháng V, bão và ATNĐ ít có khả năng ảnh hưởng đến Việt Nam. Từ tháng VI đến tháng VIII, bão và ATNĐ có nhiều khả năng ảnh hưởng đến Bắc Bộ. Từ tháng IX đến tháng XI, bão và ATNĐ có nhiều khả năng ảnh hưởng đến Trung Bộ và Nam Bộ (Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu, 2014).

1.3.3. Tổng quan nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông

Cùng với các nghiên cứu trên khu vực Tây Thái Bình Dương, các nghiên cứu về ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến hoạt động của bão cũng đã được thực hiện riêng cho khu vực Biển Đông. Chen và Meng (2010) nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ bề mặt nước biển đến mô phỏng cơn bão Dujuan (2003) từ mô hình MM5. Tác giả đã sử dụng hai bộ số liệu SST khác nhau (trung bình tuần và trung bình ngày) từ TMI để làm đầu vào cho mô hình

MM5. Kết quả nghiên cứu cho thấy sự thay đổi nhỏ trong trường SST dẫn đến sự thay đổi đáng kể trong mô phỏng thông lượng ẩn nhiệt, dẫn đến thay đổi về kết quả mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão. Một nghiên cứu khác của Chen và Fang (2018) cho thấy khi trường SST tăng ở phía bắc khu vực Biển Đông, nơi bão Mujigae (2015) hoạt động, dẫn đến tốc độ tăng cường cường độ và giá trị cường độ bão cực đại của cơn bão được mô phỏng tăng lên khi so sánh với trường hợp ban đầu. SST cũng ảnh hưởng đến thời gian bắt đầu tăng cường cường độ bão. SST ở khu vực bão đi qua giảm dẫn đến thời gian bắt đầu tăng cường cường độ của bão muộn hơn 13h so với trường hợp ban đầu. Chiang và ctv (2011) đã sử dụng mô hình POM để nghiên cứu quá trình lạnh đi do bão Kai-Tak (2000) hoạt động trên khu vực Biển Đông. Nghiên cứu cho thấy SST ở khu vực tâm bão đi qua giảm bởi quá trình nước trời chiếm ưu thế hơn so với quá trình xáo trộn thẳng đứng. Mức độ SST giảm do bão phụ thuộc lớn vào cường độ bão, kích thước của bão, tốc độ di chuyển. Bão có cường độ mạnh hơn, tốc độ di chuyển chậm hơn, hoặc kích thước bão lớn hơn có xu hướng làm SST giảm lớn hơn. Đối với cùng xoáy bão, mức độ SST giảm trên khu vực Biển Đông lớn hơn 1,5 lần so với trên khu vực Tây Thái Bình Dương (Mei và ctv, 2015). SST giảm mạnh do bão có thể dẫn đến giảm tốc độ tăng cường cường độ bão và có thể làm bão yếu đi (Mei và ctv, 2012).

Nghiên cứu trên tập số liệu thống kê bão từ 1965 - 2005, Goh và Chan (2010) cho thấy SST trong thời kỳ ENSO (El Nino - Dao động nam) và PDO (Dao động quy mô thập kỷ ở khu vực Thái Bình Dương) ảnh hưởng đáng kể đến số lượng bão hoạt động trên khu vực Biển Đông. Ngoài ra, thay đổi SST theo kinh tuyến giữa khu vực Bắc Ấn Độ Dương và Tây Bắc Thái Bình Dương cũng ảnh hưởng rõ đến số lượng bão trên khu vực Biển Đông (Li và ctv, 2014).

Ở Việt Nam, nghiên cứu về mối liên hệ giữa SST và cường độ bão được Lê Đình Quang và ctv (1987); Lê Đình Quang (1994, 2000) thực hiện bằng

số liệu thám sát và quan trắc bề mặt. Nghiên cứu của Lê Đình Quang (1994) cho thấy bão đi vào gần bờ Việt Nam khi di chuyển trên mặt đệm với SST cao so với trung bình nhiều năm, bão duy trì cường độ hoặc phát triển. Ngược lại, cường độ bão giảm đi khi di chuyển trên mặt đệm có SST thấp. Bằng việc phân tích cơn bão Herbert (1986), Lê Đình Quang và ctv (1987) cho thấy khi bão vượt qua Philippin vào Biển Đông có SST tương đối cao (SST lớn hơn 28°C) và có các điều kiện động lực trên cao thuận lợi, bão nhanh chóng mạnh lên và di chuyển chậm về phía tây. Do cơ chế xáo trộn, SST hạ đi nhanh chóng xuống dưới 26°C , bão tiếp tục di chuyển lên trên vùng có SST thấp hơn từ $1,5 - 2^{\circ}\text{C}$ so với phần phía đông của Biển Đông, làm bão đẩy lên, mặc dù trên cao còn điều kiện thuận lợi cho sự phát triển của bão. Lê Đình Quang (1997) đã nghiên cứu tương quan giữa SST và cường độ bão và ATNĐ trên khu vực Biển Đông. Kết quả cho thấy SST và bão và ATNĐ hoạt động trên biển Đông có tương quan dương với hệ số tương quan lớn hơn 0,55, trong đó, đầu và cuối mùa bão hệ số tương quan là $r = 0,55-0,60$, vào chính mùa bão (tháng VIII, tháng IX) $r = 0,71$.

Trần Duy Bình (1991, 1993) sử dụng bộ số liệu thám sát bão bằng máy bay để nghiên cứu cấu trúc trường mây, mưa trong bão, tính toán các tham số động lực trong bão và xem xét tương quan giữa SST và hoạt động của bão. Kết quả nghiên cứu cho thấy có mối tương quan dương giữa SST với vị trí tâm bão, V_{cd} và P_{ct} .

Mặc dù, những đóng góp trong các nghiên cứu của Lê Đình Quang (1987, 1997, 2000) và Trần Duy Bình (1991, 1993) là đáng kể, tuy nhiên, do các tác giả thực hiện tính toán chủ yếu dựa trên chuỗi số liệu đo đạc, khảo sát không đủ dài để đảm bảo cho việc tính toán thống kê, do đó, cần phải có những nghiên cứu tiếp theo để có những kết luận khách quan hơn về mối liên hệ giữa SST và bão.

Đình Văn Ưu và ctv (2006) nghiên cứu mối quan hệ biến động mùa và nhiều năm của nhiệt độ mặt nước biển với sự hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông. Kết quả nghiên cứu cho thấy trường SST và số lượng bão trên khu vực Biển Đông biến động đáng kể theo không gian và theo thời gian. Nghiên cứu cũng chỉ ra rằng hiện tượng ENSO làm cho trường nhiệt độ mặt nước biển biến đổi một cách đáng kể. Kết quả phân tích các cơn bão hoạt động trên Biển Đông giai đoạn 1960 – 1999 cho thấy mối quan tương quan âm giữa hiện tượng El Nino và số lượng cơn bão hoạt động trên Biển Đông. Nguyễn Đức Ngữ (2002), Vũ Thanh Hằng và ctv (2010) cũng đã khẳng định những năm El Nino số lượng bão thường ít hơn và trong những năm La Nina số lượng bão nhiều hơn trung bình nhiều năm. Trong những năm El Nino, số lượng bão mạnh và rất mạnh tăng và giảm trong những năm La Nina so với những năm trung tính (Đình Bá Duy và ctv, 2016b).

Trong hai thập kỷ gần đây, ứng dụng mô hình số trị vào dự báo bão đã được nghiên cứu rộng rãi ở nước ta. Nghiên cứu ứng dụng mô hình số trị đã được thực hiện với mô hình bão WBAR (Bùi Hoàng Hải và Phan Văn Tân, 2002) hay mô hình khí quyển ba chiều đầy đủ như mô hình HRM (Kiều Thị Xin, 2002; Bùi Hoàng Hải và Phan Văn Tân, 2007; Lê Đức, 2009); mô hình MM5 (Phan Văn Tân, 2004; Hoàng Đức Cường, 2004; Đặng Hồng Nga, 2004); mô hình RAM (Trần Tân Tiến, 2010; Công Thanh và Trần Tân Tiến, 2011); mô hình WRF (Nguyễn Minh Trường, 2004; Phan Văn Tân và Nguyễn Lê Dũng, 2009; Võ Văn Hòa, 2008; Hoàng Đức Cường, 2011; Trần Tân Tiến và ctv, 2013; Dư Đức Tiến, 2017), ... Các công trình chủ yếu tập trung vào nghiên cứu lựa chọn các sơ đồ tham số vật lý; xây dựng, ứng dụng và cải tiến sơ đồ phân tích xoáy, cài xoáy nhân tạo, ứng dụng kỹ thuật miền tính di động, tạo nhiễu trường ban đầu, nuôi nhiễu, đồng hóa số liệu vệ tinh và quan trắc, sơ đồ lọc kalman tổ hợp,... để dự báo quỹ đạo và cường độ bão ở Việt Nam.

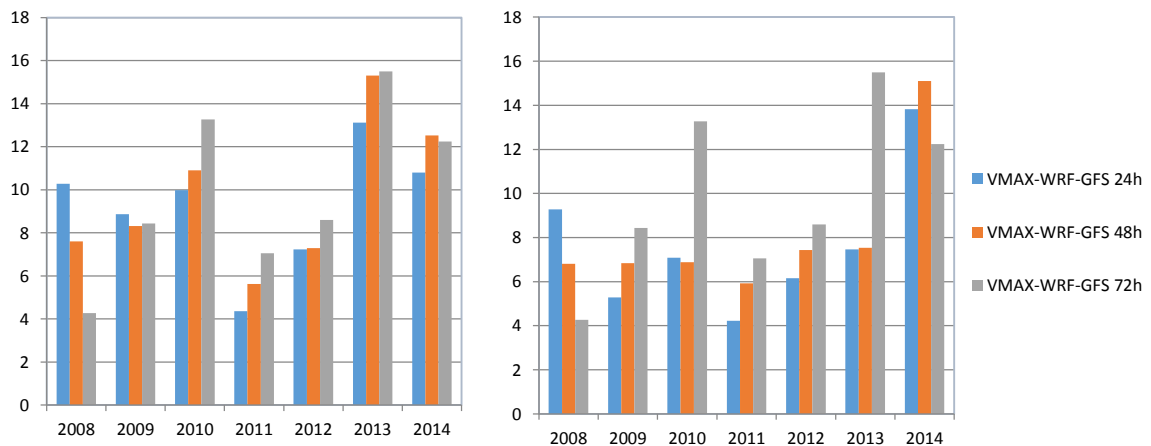
Cùng với việc nghiên cứu ứng dụng mô hình số trị vào dự báo bão, các nghiên cứu tương tác biển – khí quyển trong bão cũng đã được thực hiện. Trần Tân Tiến (2010) kết nối không đồng thời các mô hình khí tượng và đại dương nhằm dự báo bão, sóng và nước dâng trong bão. Hoàng Đức Cường (2014) nghiên cứu kết nối mô hình HWRF với mô hình hải dương ROMS để dự báo quỹ đạo và cường độ bão. Kết quả nghiên cứu cho thấy việc kết nối mô hình hải dương vào mô hình khí tượng đã biểu diễn được quá trình SST giảm do bão thể hiện qua sự biến đổi nhiệt độ nước biển theo phương thẳng đứng. Quá trình giảm SST này tác động trở lại làm ảnh hưởng tới cường độ và quỹ đạo bão. Theo đó, cường độ cơn bão được mô phỏng bằng mô hình kết hợp đại dương – khí quyển có xu hướng nhỏ hơn về cường độ khi so cơn bão được mô phỏng bằng mô hình khí quyển HWRF chạy độc lập. Tuy nhiên, ảnh hưởng của SST giảm do bão đến quỹ đạo và cường độ thể hiện rõ rệt khi bão mạnh, di chuyển chậm và không thể hiện rõ rệt khi bão yếu hoặc di chuyển với tốc độ tương đối nhanh.

Như vậy, mặc dù có nhiều nghiên cứu trong và ngoài nước về hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông, tuy nhiên, các nghiên cứu về mối quan hệ giữa SST và bão trên khu vực Biển Đông mới chỉ được nghiên cứu trên tập số liệu thám sát, không đủ dài hoặc không được nghiên cứu trực tiếp mà thông qua mối quan hệ giữa ENSO và bão. Một số nghiên cứu kết nối mô hình hải dương và khí quyển để mô phỏng bão trên khu vực Biển Đông đã được thực hiện, tuy nhiên, nghiên cứu về ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão chưa được quan tâm đúng mức.

1.3.4. Tổng quan nghiên cứu sai số dự báo quỹ đạo, cường độ bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị

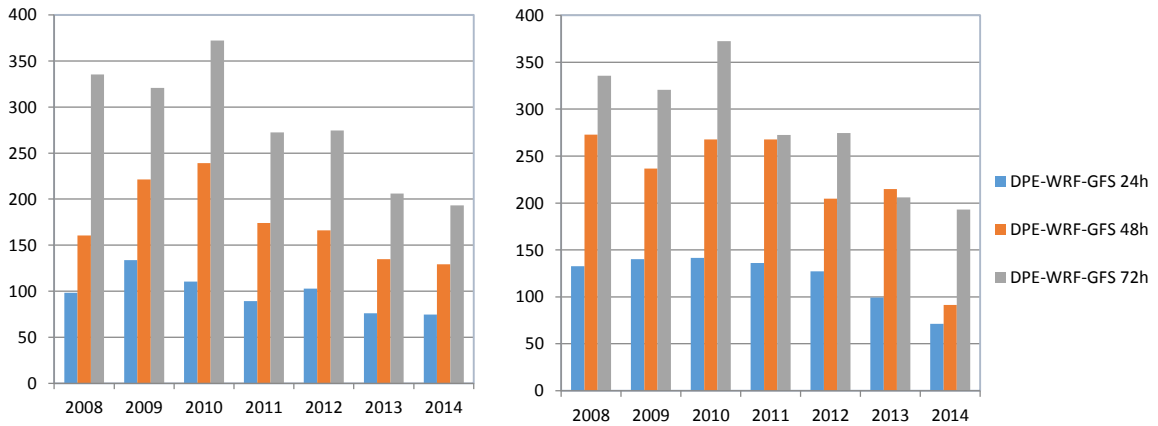
Cùng với sự phát triển của công nghệ số, trong những năm gần đây, dự báo quỹ đạo bão và cường độ bão từ mô hình số trị đóng vai trò quan trọng

trong bài toán dự báo nghiệp vụ tại Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Quốc gia (TTDBKTTVQG). Chất lượng dự báo bão của Việt Nam từng bước được cải thiện đáng kể thông qua việc nghiên cứu, ứng dụng những công nghệ, phương pháp mới trong dự báo, tăng cường quan trắc bề mặt và thông qua vệ tinh thám sát tiên tiến và đầu tư năng lực máy tính hiệu năng cao. Theo nghiên cứu của Dư Đức Tiến và ctv (2016), sai số dự báo về V_{cd} đối với các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông từ các mô hình GFS và WRF-GFS không có sự cải thiện đáng kể trong giai đoạn 2008-2014, thậm chí còn tăng lên ở năm 2013, 2014 (hình 1.22). Sai số dự báo khoảng cách đường đi của bão từ các mô hình GFS và WRF-GFS giảm đi đáng kể, đặc biệt ở hạn dự báo 48 h (hình 1.23). Như vậy từ các nghiên cứu trong nước và trên thế giới cho thấy sai số dự báo quỹ đạo bão được cải thiện qua các năm nhưng sai số dự báo cường độ bão hầu như không có sự cải thiện tương ứng (Dư Đức Tiến và ctv, 2016; Hui và ctv, 2012; DeMaria và ctv, 2014).



Hình 1.22. Sai số trung bình dự báo V_{cd} (m/s) của mô hình GFS (bên trái) và WRF-GFS (bên phải) theo các hạn dự báo giai đoạn 2008 -2014

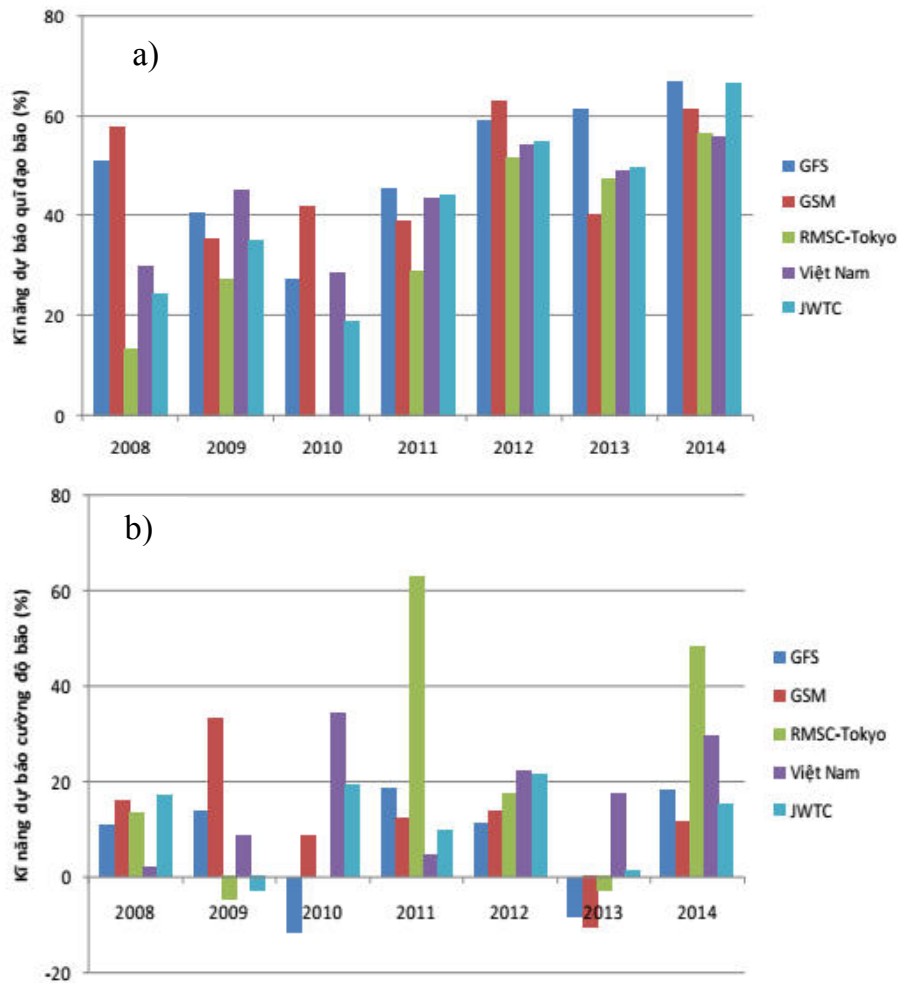
(Nguồn: Dư Đức Tiến, 2016)



Hình 1.23. Sai số dự báo khoảng cách đường đi của bão của mô hình GFS (bên trái) và WRF-GFS (bên phải) theo các hạn dự báo giai đoạn 2008 -2014

(Nguồn: *Dur Đức Tiến, 2016*)

Dur Đức Tiến (2017) đánh giá kỹ năng dự bão cường độ và quỹ đạo bão hoạt động trên khu vực Biển Đông từ năm 2008 đến năm 2014 đối với các nguồn dự báo chính thức (TTDBKTTVQG, RMSC-Tokyo của Nhật Bản và JTWC của Mỹ) và sản phẩm dự báo từ các mô hình số trị (GFS-Mỹ và GSM-Nhật) đang được ứng dụng trong nghiệp vụ tại TTDBKTTVQG. Trong đó, khái niệm kỹ năng dự báo được định nghĩa là các sai số chuẩn khi so sánh và đánh giá trực tiếp với quan trắc tương ứng. Theo hình 1.24, kỹ năng dự báo quỹ đạo phổ biến từ 20-30% những năm trước 2010 và tăng lên 50- 60% sau năm 2010 (trung bình tăng từ 4-5%/năm trong giai đoạn 2008-2010). Kỹ năng dự báo cường độ từ các mô hình đến các trung tâm tương đối thấp, chỉ phổ biến ở mức 10- 12% so với mô hình khí hậu CLIPER. Từ chênh lệch giữa sai số, kỹ năng dự báo và mức độ cải thiện hàng năm của kỹ năng dự báo quỹ đạo và cường độ bão cho thấy sự cần thiết phải nghiên cứu cơ chế vật lý và những nhân tố ảnh hưởng đến hoạt động của bão, nhằm nâng cao khả năng dự báo bão, đặc biệt là cường độ bão trong tương lai.



Hình 1.24. Trung bình kỹ năng dự báo quỹ đạo (a) và cường độ (b) cho khu vực Biển Đông giai đoạn 2008-2014 từ các trung tâm và mô hình toàn cầu ở hạn dự báo 48h.

(Nguồn: *Dur Đức Tiến, 2017*)

TIỂU KẾT CHƯƠNG 1

Các nghiên cứu lý thuyết, quan trắc và mô phỏng đều khẳng định SST là một trong những nhân tố quan trọng ảnh hưởng đến cường độ bão, đặc biệt là cường độ tối đa mà một cơn bão có thể đạt được trong điều kiện môi trường cụ thể. Tuy nhiên, các tính toán trên tập số liệu bão và SST cho thấy mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên các khu vực biển là tương đối khác nhau. Điều đó đặt ra câu hỏi, mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông như thế

nào và mối quan hệ đó khác gì so với các vùng biển khác. Mặc dù SST không phải là nhân tố duy nhất ảnh hưởng đến V_{max} nhưng mức độ ảnh hưởng của SST đến V_{max} là tương đối mạnh mẽ. Do đó, việc biểu diễn đúng sự phụ thuộc của V_{max} vào SST đòi hỏi có những nghiên cứu cụ thể cho từng khu vực. Các nghiên cứu trong và ngoài nước cho thấy chưa có nghiên cứu sâu nhằm xác định mối liên hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông.

Những nghiên cứu về mô hình số trị mô phỏng bão cho thấy sự thay đổi SST ảnh hưởng đáng kể đến cường độ bão. Đặc biệt, quá trình tương tác đại dương - khí quyển làm giảm SST ở vùng tâm bão thông qua cơ chế xáo trộn và nước trời. SST giảm ở vùng tâm bão hoạt động làm giảm đáng kể cường độ bão do giảm dòng thông lượng nhiệt đi lên khí quyển. Mô phỏng bão bằng kết hợp song song giữa mô hình lớp xáo trộn đại dương và mô hình khí quyển hoặc giữa mô hình hải dương đầy đủ và mô hình khí quyển có tác động tích cực đến mô phỏng cường độ bão do mô phỏng được quá trình hồi tiếp âm của đại dương lên bão. Các nghiên cứu cập nhật trường SST để có được trường ban đầu và điều kiện biên chính xác hơn đã cải thiện đáng kể mô phỏng cường độ bão, tuy nhiên không cải thiện đáng kể mô phỏng quỹ đạo bão. Chưa có nhiều những nghiên cứu về ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão bằng mô hình số trị trên khu vực Biển Đông.

Bão hoạt động trên khu vực Biển Đông có những đặc điểm tương đối khác so với bão hoạt động trên toàn bộ khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Đặc biệt, cường độ bão trên khu vực Biển Đông thường yếu hơn so với bão trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương do trên 60% bão hoạt động trên khu vực này có nguồn gốc từ ngoài khơi Tây Bắc Thái Bình Dương, khi đi qua quần đảo Philippin, đã bị suy yếu một phần. Do đó, nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông và ảnh hưởng của SST giảm do bão đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão hoạt động trên Biển Đông là cần

thiết nhằm nâng cao hiểu biết về quy luật hoạt động của bão trên khu vực Biển Đông, đồng thời góp phần nâng cao khả năng dự báo bão và quản lý rủi ro do bão.

Từ kết quả tổng quan trên, nghiên cứu định hướng hai hướng tiếp cận của luận án như sau:

1) Sử dụng phương pháp phân tích tương quan thống kê dựa trên hàm phân bố thực nghiệm có phân nhóm trị số đại lượng để nghiên cứu định lượng mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông.

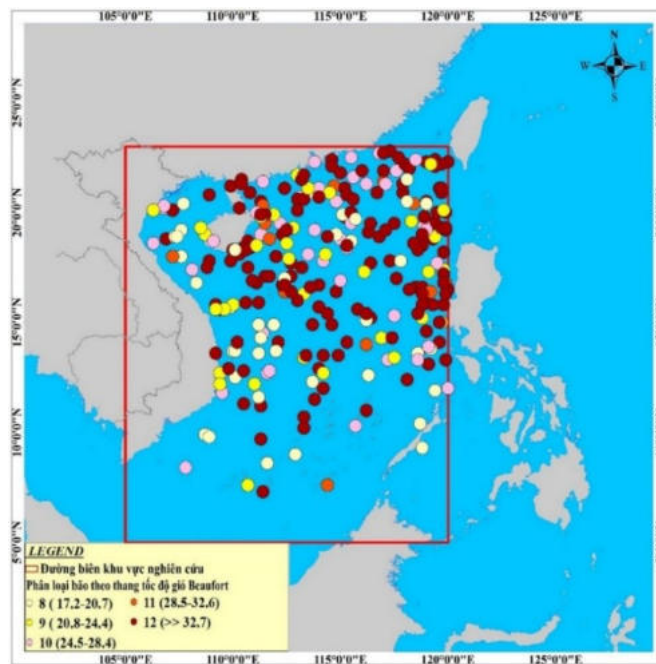
2) Sử dụng mô hình số trị mô phỏng các cơn bão trong quá khứ với các trường hợp như sau: (1) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF; (2) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình xáo trộn 1 chiều; (3) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình đại dương 3 chiều; (4) mô phỏng bão bằng mô hình WRF có cập nhật trường SST từ số liệu vệ tinh vào điều kiện ban đầu và điều kiện biên.

CHƯƠNG 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

2.1. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

2.1.1. Phương pháp nghiên cứu mối quan hệ của nhiệt độ mặt nước biển và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông

Lựa chọn miền tính toán trong nghiên cứu về hoạt động bão trên khu vực Biển Đông có khác biệt giữa các công trình nghiên cứu khác nhau tùy theo mục đích nghiên cứu. Ví dụ, Phan Văn Tân (2010) lựa chọn từ 100°-120°E và từ 0°-23°N cho nghiên cứu xu thế biến đổi số lượng bão trên khu vực Biển Đông. Đinh Bá Duy và ctv (2016) lựa chọn miền tính từ 100°-120°E và từ 0°-25°N để nghiên cứu đặc điểm hoạt động Bão và ANTĐ trên khu vực Biển Đông. Trong nghiên cứu này, miền tính được lựa chọn một mặt nhằm đảm bảo thống kê đầy đủ nhất các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông có ảnh hưởng trực tiếp hoặc gián tiếp đến đất liền Việt Nam, mặt khác, đảm bảo tính tập trung của tập mẫu thống kê. Do đó, miền tính toán trong nghiên cứu này được giới hạn bởi kinh, vĩ độ $[105^{\circ}\text{-}120^{\circ}\text{E}]\times[5^{\circ}\text{-}23^{\circ}\text{N}]$ (hình 2.1).



Hình 2.1. Giới hạn khu vực nghiên cứu thống kê cường độ bão trên khu vực Biển Đông (hình chữ nhật màu đỏ)

Mặc dù Biển Đông là một phần của khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương và khoảng hơn 60% cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông xuất phát từ Tây Bắc Thái Bình Dương, nhưng có sự khác biệt giữa các cơn bão hình thành ngay trên khu vực Biển Đông và các cơn bão hình thành từ ngoài khơi Tây Bắc Thái Bình Dương di chuyển vào Biển Đông. Sự khác biệt rõ rệt hơn đối với những cơn bão đạt cường độ cực đại trước khi di chuyển vào Biển Đông, dẫn đến việc tính toán V_{max} của bão hoạt động trên khu vực Biển Đông thấp hơn thực tế. Giới hạn số lượng bão trên khu vực Biển Đông có thể làm giảm ý nghĩa thống kê trong nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và V_{max} . Do đó, nghiên cứu này không phân biệt giữa bão hình thành trên khu vực Biển Đông và hình thành từ ngoài khơi Tây Bắc Thái Bình Dương di chuyển vào khu vực Biển Đông nhằm tính đến tất cả các cơn bão có một phần đời hoạt động trên khu vực Biển Đông.

Không giống như mô hình lý thuyết, cường độ bão cực đại phát triển trong một điều kiện môi trường cố định, các cơn bão thực tế thường xuyên di chuyển từ điều kiện môi trường này đến điều kiện môi trường khác dọc theo đường đi của bão nên khó có thể xác định được liệu cơn bão có đạt được cường độ bão tiềm năng cực đại với một giá trị SST xác định hay không (trừ trường hợp bão tồn tại ở một vị trí với một điều kiện môi trường không thay đổi trong một thời gian đủ dài, điều này khó xảy ra trong thực tế). Do vậy, trong nghiên cứu này, các phân tích thống kê về V_{max} trên khu vực Biển Đông được giới hạn bởi V_{max} đạt được trên khu vực Biển Đông thay vì MPI theo lý thuyết hay V_{max} trong suốt vòng đời của bão đạt được bên ngoài khu vực Biển Đông.

Nghiên cứu được giới hạn tính toán đối với các trường hợp bão có V_{cd} từ cấp 8 trở lên (theo thang cấp gió Beaufort), các trường hợp ATNĐ hoạt động trên khu vực Biển Đông được loại bỏ. Các trường hợp bão đổ bộ vào đất liền (bao gồm cả hải đảo) cũng được loại bỏ. Tính toán chỉ thực hiện với miền

tính được giới hạn như hình 2.1, do đó, đối với những cơn bão hình thành ở khu vực ngoài khơi Tây Bắc Thái Bình Dương di chuyển vào Biển Đông, tất cả tâm bão ở phía tây của kinh tuyến 120°E cũng được loại bỏ.

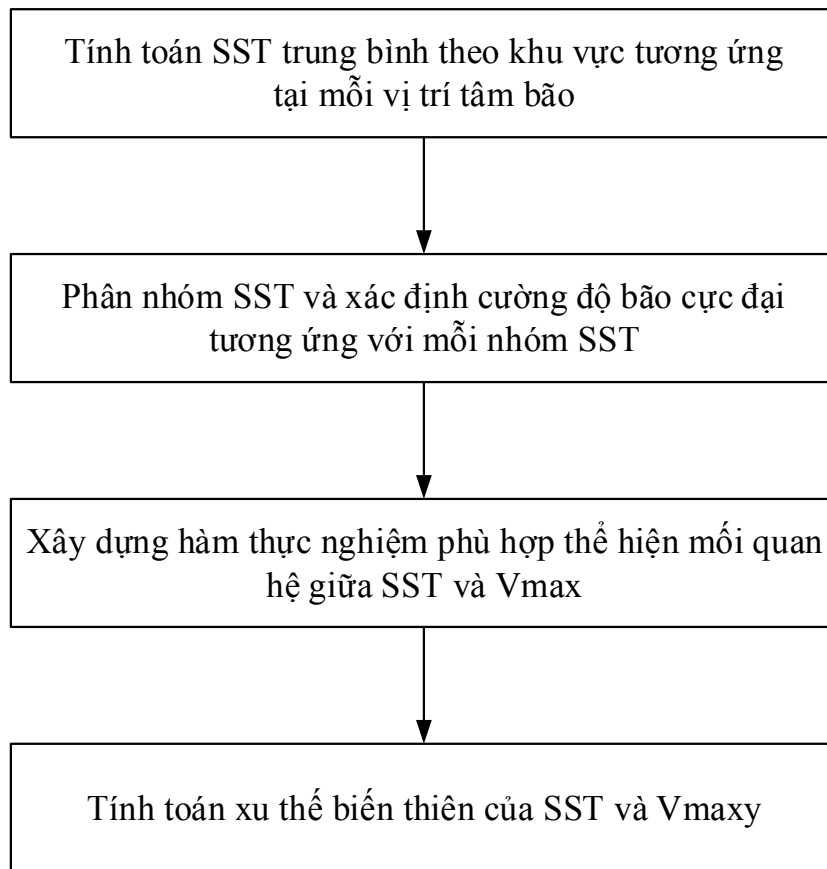
Để xác định mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông, Luận án sử dụng phương pháp tương tự với DeMaria và Kaplan (1994) và Whitney và Hobgood (1997), xây dựng hàm phân bố thực nghiệm có phân nhóm trị số đại lượng. Các bước tiến hành phân tích mối liên hệ giữa SST và V_{max} được trình bày tại hình 2.2 và cụ thể như sau:

Bước 1: Tính toán SST trung bình theo khu vực tương ứng tại mỗi vị trí tâm bão.

Ứng với mỗi vị trí tâm bão cách nhau khoảng thời gian 6 giờ trong miền giới hạn như hình 2.1 trong giai đoạn 1982 -2016, xác định một vùng ô lưới hình vuông có kích thước $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ kinh, vĩ với tâm là vị trí tâm bão để tính trung bình SST. Việc xác định vùng lưới tính trung bình SST phải đảm bảo đủ để SST đặc trưng cho môi trường xung quanh cơn bão. Lựa chọn kích thước vùng tính trung bình SST được thảo luận kỹ tại mục 3.3 thuộc chương 3. Khi xác định được vùng tính toán, bước kiểm tra sẽ được thực hiện để loại bỏ những số liệu SST trên đất liền. Từ đó, tính SST trung bình tương ứng với mỗi vị trí tâm bão đã cho.

Bước 2: Phân nhóm SST và xác định V_{max} tương ứng với mỗi nhóm SST

Lập bảng thống kê hai chuỗi số liệu SST và V_{cd} từ năm 1982 đến 2016. Xác định dải giá trị SST tương ứng với mức độ tập trung của bão, từ đó, phân nhóm SST và xác định V_{max} , các phân vị 99^{th} , 95^{th} , 90^{th} và 50^{th} đối với mỗi nhóm SST. Xây dựng đường phân bố V_{max} và các đường phân vị 99^{th} , 95^{th} , 90^{th} và 50^{th} theo các nhóm SST.



Hình 2.2. Sơ đồ các bước phân tích mối liên hệ giữa SST và V_{max}

Bước 3: Xây dựng hàm thực nghiệm phù hợp thể hiện mối quan hệ giữa SST và V_{max} .

Xác định giá trị giới hạn của SST để xây dựng hàm thực nghiệm giữa SST và V_{max} . Xây dựng hàm tương quan thực nghiệm biểu diễn sự phụ thuộc của V_{max} vào SST. Kiểm nghiệm hàm tương quan thực nghiệm đã xây dựng.

Bước 4: Tính toán xu thế biến thiên của SST và V_{maxy}

Tính toán V_{maxy} (cường độ bão cực đại theo từng năm) và xác định SST tương ứng với giá trị V_{maxy} . Tính toán xu thế biến thiên của SST, V_{maxy} và xác định mối liên hệ giữa chúng.

Để so sánh, đối chứng mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông với các nghiên cứu trước đây, Luận án sử dụng hai hàm thực nghiệm

được đề xuất bởi DeMaria và Kaplan (1994) và Whitney và Hobgood (1997). Cụ thể, DeMaria và Kaplan (1994) đã đề xuất mối quan hệ SST và V_{max} trên khu vực Bắc Đại Tây Dương là một hàm mũ có dạng:

$$V_{max} = A + Be^{C(SST-T_0)} \quad (2.1)$$

trong đó, $T_0 = 30^\circ\text{C}$ là nhiệt độ tham chiếu và các hằng số $A = 28,2$, $B = 55,8$ và $C = 0,1813$ là các hệ số hồi quy có được từ phân tích thống kê cường độ bão cực đại trên khu vực Bắc Đại Tây Dương.

Trên khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương, Whitney và Hobgood (1997) đề xuất mối quan hệ SST và V_{max} dưới dạng:

$$V_{max} = C_0 + C_1 SST \quad (2.2)$$

trong đó, các hằng số C_0 và C_1 là các hệ số hồi quy tương ứng bằng -79,17 và 5,36. Dạng tuyến tính này có thể thấy rất khác so với hàm mũ (biểu thức 2.1). Tuy nhiên, khi xét một cách kỹ lưỡng, hai biểu thức này có liên quan đến nhau khi lưu ý rằng hằng số C trong biểu thức (2.1) là $0,1813 \ll 1$, do đó, dạng hàm mũ có thể được tính gần đúng như một hàm tuyến tính. Dạng tuyến tính tương tự biểu thức (2.2) đã được xây dựng cho khu vực Ấn Độ Dương (Kotal và ctv, 2009) với các hằng số C_0 và C_1 được tính toán lại để phù hợp với dữ liệu bão trên khu vực Ấn Độ Dương. Các biểu thức (2.1) và (2.2) và biểu thức sửa đổi của Zeng và ctv (2007) sẽ được áp dụng cho khu vực Biển Đông để so sánh với kết quả đạt được trong nghiên cứu này và được trình bày trong chương 3.

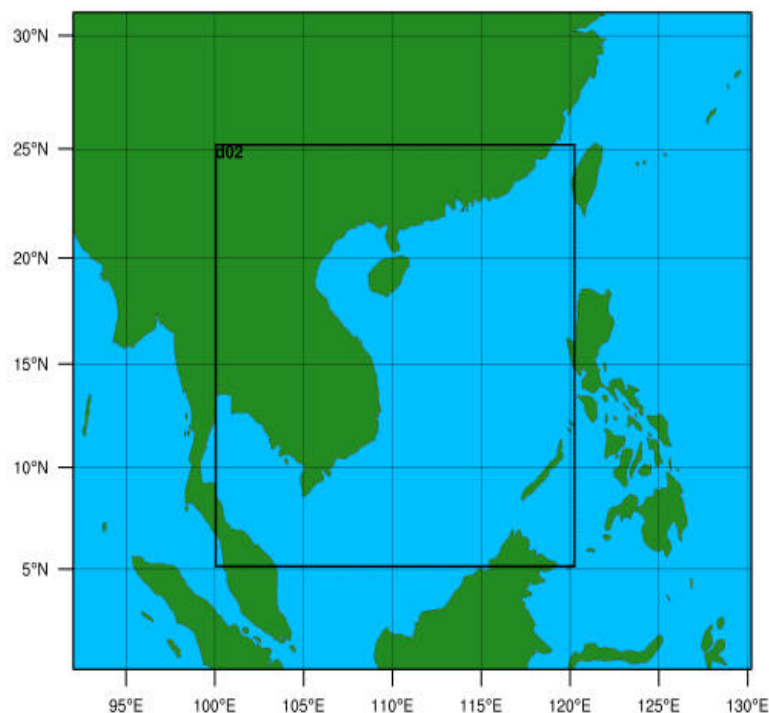
2.1.2. Phương pháp nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị

2.1.2.1. Mô hình WRF và lựa chọn các tham số của mô hình

Mô hình số trị được sử dụng trong nghiên cứu này là hệ thống mô hình WRF nghiên cứu nâng cao (ARW) phiên bản 3.9.2 được phát triển chủ yếu

bởi Phòng Khí tượng qui mô nhỏ và qui mô vừa thuộc Trung tâm quốc gia nghiên cứu Khí quyển Hoa Kỳ (NCAR), Trung tâm quốc gia dự báo môi trường (NCEP), Mỹ (NCAR, 2017).

Lựa chọn miền tính, lưới tính và độ phân giải ảnh hưởng rất nhiều đến kết quả mô phỏng (Giorgi và ctv, 1996). Do đó, miền tính phải được chọn phù hợp với khu vực cần nghiên cứu. Để thỏa mãn yêu cầu của bài toán mô phỏng bão trên khu vực Biển Đông, luận án đã xây dựng miền tính cho khu vực Biển Đông với 2 miền tính, miền tính 1 nằm từ khoảng 0 - 31°N và 92 - 130°E với kích thước 135×158 lưới và độ phân giải ngang 27 km, miền tính này bao trọn lãnh thổ Việt Nam, Biển Đông và một phần biển Philippin. Miền tính thứ 2 được lồng vào miền tính trên có kích thước từ khoảng 5 - 25°N và 100 - 120°E với kích thước 259×250 lưới và độ phân giải ngang mịn hơn là 9 km, nhằm mô phỏng tốt hơn các đặc trưng của bão (hình 2.3).



Hình 2.3. Miền tính của mô hình WRF được lựa chọn phục vụ nghiên cứu đánh giá ảnh hưởng của SST đến cường độ, quỹ đạo bão trên Biển Đông

Kế thừa các nghiên cứu lựa chọn tham số hóa các quá trình vật lý cho mô hình WRF (Hoàng Đức Cường, 2011, 2014), nghiên cứu đã lựa chọn bộ các tham số mô hình WRF như bảng 2.1.

Bảng 2.1. Các tham số mô hình WRF sử dụng trong nghiên cứu

Độ phân giải theo chiều thẳng đứng	32 mực	
Độ phân giải ngang	D01	D02
	27 km	9km
Miền tính tích phân	0 - 31°N; 92 - 130°E	5 - 25°N; 100 - 120°E
Sơ đồ bức xạ sóng ngắn	RRTMG (Iacono, 2008)	
Sơ đồ bức xạ sóng dài	RRTMG (Iacono, 2008)	
Sơ đồ tham số hóa đối lưu	Kain-Fritsch 2 (KF2) (Kain, 2004)	
Sơ đồ vi vật lý	Thompson (Thompson và cộng sự, 2004)	
Sơ đồ lớp biên hành tinh	Lớp biên hành tinh YSU (Hong, 2006)	
Sơ đồ tham số hóa bề mặt	Revised MM5 Monin-Obukhov scheme (Jimenez, 2012)	

2.1.2.2. Mô hình lớp xáo trộn đại dương 1 chiều

Mô hình OML trong hệ thống mô hình ARW được phát triển bởi Pollard và ctv (1973), bao gồm làm lạnh bề mặt biển bởi quá trình xáo trộn và mô phỏng ảnh hưởng của các điều kiện đại dương đến cường độ và các đặc tính của bão. Để tính toán SST giảm do quá trình xáo trộn, mô hình OML tính toán với các cột riêng lẻ ứng với mỗi một điểm lưới. Khi gió thổi trên bề mặt biển, lớp trên bề mặt bị xáo trộn, tạo ra một lớp tựa đồng nhất, bên dưới lớp này là lớp nê-m nhiệt có gradien nhiệt độ lớn (hình 2.4).

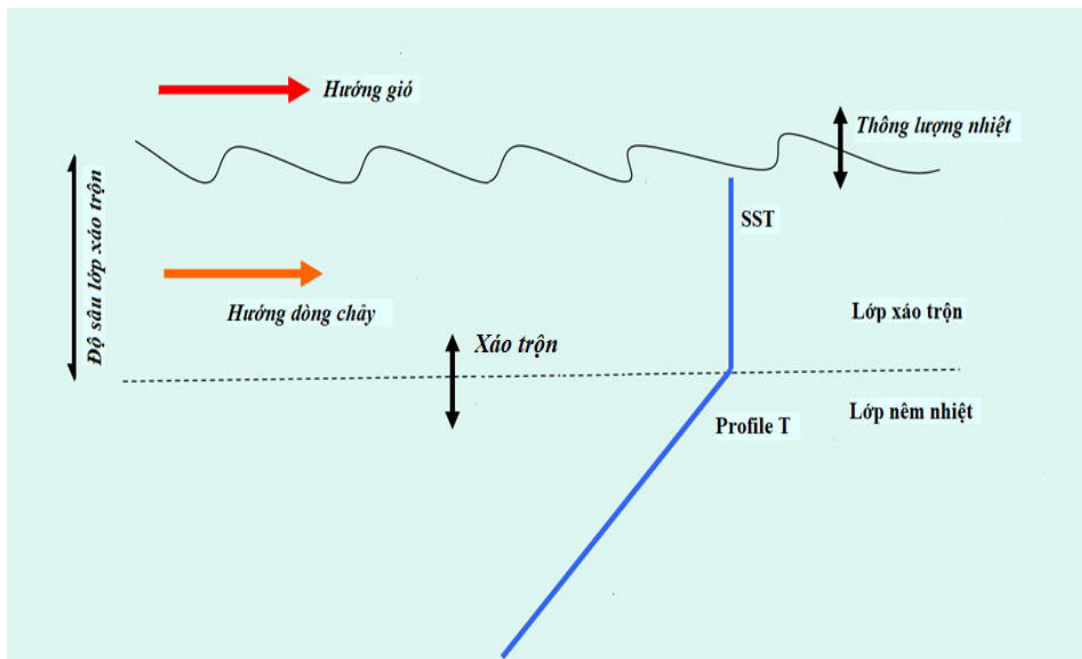
Mô hình OML xem xét lớp xáo trộn có độ sâu h với giả thiết lớp này

chuyển động như một khối thống nhất theo phương ngang với vận tốc (u, v) và chênh lệch với nhiệt độ ban đầu T' . Giả thiết quá trình bình lưu ngang được bỏ qua và xem mô hình OML là mô hình tuyến tính một chiều Boussinesq với ứng suất gió (τ_x, τ_y) được tính ở mực $z=0$. Vì vậy, sự thay đổi nhiệt độ ứng với mỗi điểm lưới được tính bởi sự phân bố lại nhiệt độ theo chiều thẳng đứng. Theo đó, sự thay đổi nhiệt độ so với nhiệt độ ban đầu ở mỗi điểm lưới được cho bởi:

$$T' = T(t) \text{ đối với độ sâu } -h < z < 0 \quad (2.3)$$

$$T' = \Gamma z \text{ đối với độ sâu } z < -h \quad (2.4)$$

trong đó, Γ là tốc độ thay đổi T theo độ sâu và h là độ sâu lớp xáo trộn.



Hình 2.4. Sơ đồ mô hình lớp xáo trộn

(Nguồn: https://dtcenter.org/HurrWRF/users/docs/presentations/tutorial2011/Lecture_2011_AHW_Physics.pdf)

Mô hình OML được tích hợp trong mô hình WRF như một chương trình con được gọi trong quá trình tính toán các điểm nước. Mô hình OML được kết hợp với mô hình khí quyển trong WRF thông qua dòng thông lượng nhiệt và

động lượng tại bề mặt ở mỗi cột riêng lẻ. Dòng thông lượng nhiệt bao gồm chủ yếu là dòng bức xạ mặt trời đến bề mặt đại dương và dòng hiện nhiệt, ẩn nhiệt từ bề mặt đại dương đi vào khí quyển. Dòng thông lượng động lượng là ứng suất gió bề mặt, gây ra sự thay đổi tốc độ dòng chảy theo phương thẳng đứng ở lớp trên của đại dương, dẫn đến xáo trộn thẳng đứng được tăng cường và mở rộng. Lực Coriolis cũng được tính trong mô hình, gây ra độ lệch của dòng chảy ở lớp trên của đại dương.

Mô hình OLM thiết lập trong nghiên cứu này được kết nối với cả hai miền tính của mô hình WRF tại mỗi bước thời gian sai phân của mô hình WRF. Điều kiện ban đầu của mô hình OML là trường SST được lấy từ số liệu GFS như trong mô hình WRF và cấu trúc nhiệt theo chiều thẳng đứng được tính toán dựa trên độ sâu lớp xáo trộn h và tốc độ thay đổi nhiệt độ theo độ sâu phía dưới lớp xáo trộn Γ cho trước. Trong nghiên cứu này, độ sâu lớp xáo trộn h và tốc độ thay đổi nhiệt độ theo độ sâu phía dưới lớp xáo trộn Γ được lấy theo trung bình khí hậu và lần lượt bằng 50m và $0,14^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Điều kiện biên xung quanh được coi là biên kín, với tất cả giá trị tại điểm đất liền và bên ngoài miền tính được cho bằng 0.

2.1.2.3. Mô hình đại dương 3 chiều Price-Weller-Pinkel

Mô hình 3DPWP (Price và ctv, 1986; 1994) được kết nối trong lõi động lực của hệ thống mô hình ARW với thiết lập các điểm lưới ngang như phần khí quyển của mô hình WRF. Mô hình 3DPWP bao gồm 30 mực thẳng đứng với độ phân giải 10 m đối với lớp từ 5 m đến 195 m và 20 m đối với các lớp từ 210 m đến 390 m.

Mô hình 3DPWP là mô hình hoàn lưu đại dương 3 chiều đầy đủ về mặt vật lý với các quá trình đại dương bao gồm quá trình cuốn hút/xáo trộn, vận chuyển thẳng đứng/nước trời và vận chuyển ngang. Tuy nhiên, mô hình này không bao gồm dòng chảy nền và độ sâu đáy biển. Mô hình 3DPWP là mô

hình thủy tĩnh, có thể tính toán hồi tiếp của đại dương đối với sự chuyển động của bão bằng cách giải các phương trình động lượng, nhiệt và muối như dưới đây:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + f k V + V \cdot \nabla V + W \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau}{\partial z} - \frac{1}{\rho_o} \nabla P \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho_o c_p} \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla S + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial E}{\partial z} \quad (2.7)$$

Trong đó, T và S là nhiệt độ và độ muối; P là áp suất thủy tĩnh; H , E và τ là các thông lượng nhiệt (ẩn nhiệt và hiện nhiệt), muối và động lượng; V là dòng chảy ngang và W là thành phần thẳng đứng của vận tốc; f là tham số Coriolis. Các thông lượng hiện nhiệt (Q_S) và ẩn nhiệt (Q_L) được tính toán từ mô phỏng SST và các tham số khí quyển khác, theo công thức:

$$Q_S = \rho_* C_q U_{10} (T_{10} - SST) B \quad (2.8)$$

$$Q_L = \rho_* C_q U_{10} (q_{10} - q_{ss}) K \quad (2.9)$$

Trong đó, ρ_* là tỷ lệ mật độ không khí và mật độ nước biển; C_q là hệ số chuyển đổi ($1,3 \times 10^{-3}$); T_{10} và U_{10} lần lượt là nhiệt độ và tốc độ gió tại mực 10 m trên bề mặt biển; B là tỷ lệ nhiệt dung của không khí với nhiệt dung của nước biển; K là tỷ lệ ẩn nhiệt bốc hơi với nhiệt dung của nước biển; q_{10} và q_{ss} lần lượt là độ ẩm riêng ở 10 m trên bề mặt biển và ở mực mặt biển với giả thiết không khí bão hòa ở mực mặt biển.

Thông lượng động lượng được tính bởi công thức:

$$\tau = \rho_* C_D U_{10}^2 \quad (2.10)$$

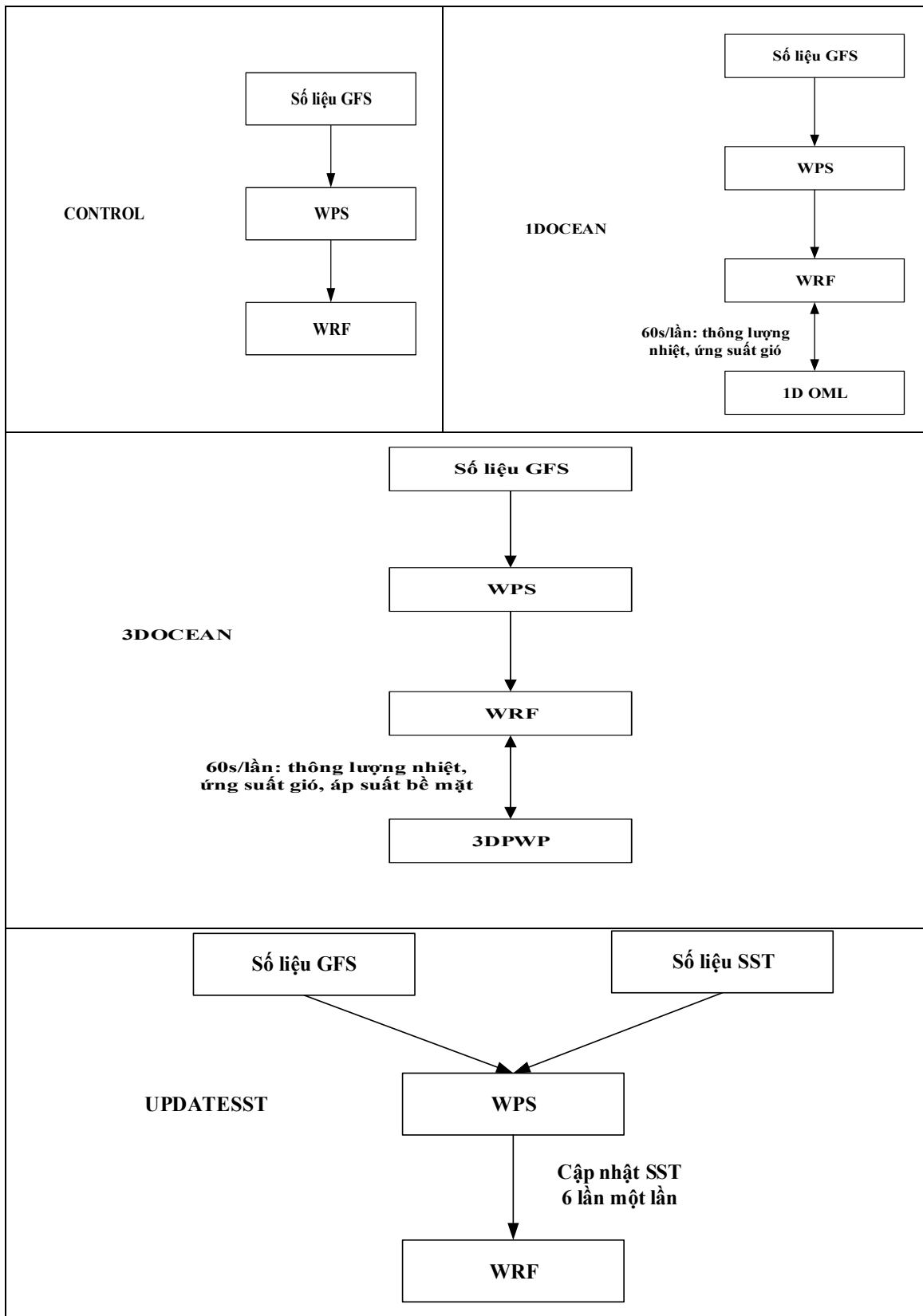
Trong đó, C_D là hệ số ma sát kéo phụ thuộc vào trạng thái đại dương (Powell và ctv, 2003).

Trong nghiên cứu này, mô hình 3DPWP được kết nối với cả hai miền tính của mô hình WRF tại mỗi bước thời gian sai phân của mô hình WRF. Trong nghiên cứu này, điều kiện ban đầu của mô hình 3DPWP là trường SST

được lấy từ số liệu GFS như trong mô hình WRF và cấu trúc nhiệt, muối theo chiều thẳng đứng tại mỗi nút lưới được cho là các profile nhiệt, muối có được từ số liệu khí hậu. Điều kiện biên xung quanh được coi là biên kín, với tất cả giá trị tại điểm đất liền và bên ngoài miền tính được cho bằng 0.

Để đánh giá ảnh hưởng của SST đến cường độ và quỹ đạo bão trên Biển Đông, nghiên cứu thực hiện mô phỏng lại các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông với 4 trường hợp thử nghiệm: 1) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF với trường SST được lấy từ số liệu GFS-ANL và được giữ không đổi trong suốt 72 giờ mô phỏng (CONTROL). Lưu ý, SST trong trường hợp này chính là trường nhiệt độ ở lớp mỏng sát bề mặt (skin temperature) tiếp giáp giữa đại dương và khí quyển như thiết kế mặc định của mô hình WRF. 2) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình OML (1DOCEAN); 3) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình 3DPWP (3DOCEAN); 4) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF với trường SST cập nhật 6 giờ một lần, được từ nội suy số liệu SST vệ tinh trung bình ngày (UPDATESST). Tất cả các tham số khí quyển, điều kiện ban đầu và điều kiện biên khác được thiết lập như nhau cho cả bốn trường hợp mô phỏng.

Sơ đồ các bước tiến hành mô phỏng trong bốn trường hợp thử nghiệm được trình bày tại hình 2.5 dưới đây.



Hình 2.5. Sơ đồ mô hình lớp xáo trộn

2.2. SỐ LIỆU ĐƯỢC SỬ DỤNG NGHIÊN CỨU

2.2.1. Các số liệu sử dụng trong nghiên cứu mối quan hệ của nhiệt độ mặt nước biển và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông

2.2.1.1. Số liệu về bão

Số liệu về bão bao gồm kinh, vĩ độ tại tâm bão, V_{cd} được khai thác từ nguồn dữ liệu quỹ đạo bão chuẩn (Best Track) của Trung tâm Cảnh báo Bão Mỹ (JTWC) thông qua trang web: <https://www.metoc.navy.mil/jtwc/>. Đây là chuỗi dữ liệu bão từ năm 1948 đến nay, bao gồm tất cả các thông tin như số lượng bão, kinh vĩ độ tại tâm bão, P_{ct} , V_{cd} . Về nguyên tắc, chúng ta có thể sử dụng P_{ct} để thể hiện cường độ bão như Baik và Paek (1998). Tuy nhiên, P_{ct} mới chỉ được đưa vào trong dữ liệu bão JTWC bắt đầu từ năm 2000. Trước năm 2000, dữ liệu về cường độ bão từ JTWC chỉ có V_{cd} , còn P_{ct} có thể tính được từ số liệu V_{cd} khi dùng hàm tương quan kinh nghiệm áp suất - gió. Để có chuỗi số liệu đầy đủ và tránh sai số tính toán, trong nghiên cứu này, V_{cd} được sử dụng để biểu thị cho cường độ bão.

Hiện nay, trên thế giới có nhiều nguồn dữ liệu về bão trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương, trong đó có 2 nguồn dữ liệu đáng tin cậy nhất là Trung tâm Cảnh báo Bão Mỹ (JTWC) và Trung tâm Khí tượng khu vực (RSMC) Tokyo trực thuộc Cục Khí tượng Nhật Bản. Tuy nhiên, hai nguồn dữ liệu này cung cấp giá trị tương đối khác nhau về cường độ bão và vị trí tâm bão như đã được đề cập trong nghiên cứu của Kamahori và ctv (2006) và Song và ctv (2010). Có nhiều nguyên nhân dẫn đến sự khác nhau giữa hai nguồn số liệu này. Một trong những nguyên nhân chủ yếu là do cách xác định tốc độ gió quan trắc để ước tính V_{cd} . JTWC ước tính V_{cd} từ tốc độ gió quan trắc trung bình 1 phút, trong khi đó, RSMC ước tính V_{cd} từ tốc độ gió quan trắc trung bình 10 phút. Sự khác biệt trong cách tính trung bình tốc độ gió quan trắc cho thấy V_{cd} từ JTWC thường cao hơn so với V_{cd} từ RSMC. Ngoài ra, một nguyên

nhân khác dẫn đến sự khác biệt giữa V_{cd} từ JTWC và từ RSMC chính ở phương pháp được sử dụng để ước tính V_{cd} từ số liệu gió quan trắc. Với mục đích thống nhất và so sánh với những nghiên cứu của DeMaria và Kaplan (1994); Whitney và Hobgood (1997); Zeng và ctv (2007), nguồn dữ liệu JTWC được lựa chọn trong nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông.

2.2.1.2. Số liệu nhiệt độ mặt nước biển tái phân tích

Số liệu SST được sử dụng trong nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông là số liệu SST nội suy tối ưu (OI) trung bình tuần với độ phân giải không gian là $1^\circ \times 1^\circ$ kinh, vĩ (Phiên bản 2, Reynolds và ctv, 2002) được cung cấp bởi Phòng nghiên cứu vật lý thuộc NOAA, Mỹ. Số liệu OISST có được từ việc kết hợp số liệu vệ tinh và số liệu quan trắc truyền thống (phao, tàu) dựa trên thuật toán nội suy tối ưu. Phân tích OI được thực hiện trên tất cả các khu vực đại dương, trong khi khu vực đất liền, đảo được lấp đầy bởi phép nội suy Cressman để tạo ra một lưới hoàn chỉnh. Chuỗi số liệu OISST từ tháng X/1981 đến nay được lưu trữ theo định dạng NetCDF trên lưới kinh, vĩ. Số liệu OISST được cung cấp miễn phí tại địa chỉ: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>.

Ngoài ra, bộ số liệu tái phân tích SST được cung cấp bởi Trung tâm Quốc gia về dự báo môi trường (NCEP)/Trung tâm Quốc gia về nghiên cứu khí quyển (NCAR), Mỹ cũng được sử dụng. Số liệu NCEP/NCAR SST có tần suất thời gian rất cao là 6 h tương tự với khoảng thời gian có được số liệu bão, tuy nhiên, độ phân giải ngang tương đối thô $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ kinh vĩ. Trong nghiên cứu này, bộ số liệu NCEP/NCAR SST đóng vai trò là một thử nghiệm khác sẽ bổ sung và kiểm chứng với các phân tích từ bộ số liệu OISST.

Mặc dù, số liệu bão JTWC có từ năm 1948, tuy nhiên, chuỗi số liệu OISST được cung cấp bắt đầu từ tháng X năm 1981. Do đó, chuỗi số liệu bão

JTWC và chuỗi số liệu OISST được sử dụng trong nghiên cứu này là chuỗi số liệu 35 năm (1982 - 2016). Nghiên cứu cũng chấp nhận hạn chế của số liệu OISST có thể không thể hiện được đầy đủ quá trình giảm SST do bão tạo ra hiệu ứng nước trời (Schade và Emanuel, 1999) do được SST tính trung bình tuần.

2.2.2. Các số liệu sử dụng trong nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình số trị

2.2.2.1. Nguồn số liệu GFS

Các trường ban đầu và điều kiện biên cho mô hình WRF là số liệu phân tích của mô hình Hệ thống Dự báo toàn cầu (GFS-ANL) do NCEP cung cấp. Số liệu GFS-ANL có độ phân giải ngang $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ kinh, vĩ, các số liệu cách nhau 6 h. Đây là số liệu bao gồm các trường khí tượng tối thiểu như khí áp mặt biển, SST, nhiệt độ không khí bề mặt, độ ẩm không khí bề mặt, thành phần gió ngang ở độ cao 2m so với bề mặt và độ cao địa thế vị, nhiệt độ không khí, độ ẩm không khí, thành phần gió ngang theo các mực khí áp. Số liệu GFS-ANL được lưu trữ theo định dạng grib, được cung cấp miễn phí tại địa chỉ: ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/analysis_only/.

Hiện tại, NCEP cung cấp hai nguồn số liệu phân tích toàn cầu khác nhau là GFS-ANL và FNL. Đây là hai nguồn số liệu được tạo ra từ cùng một hệ thống dự báo và đồng hóa dữ liệu với cấu hình và nguồn dữ liệu như nhau. Tuy nhiên, GFS-ANL và FNL có sự khác biệt nhỏ về lượng dữ liệu thực được đồng hóa và điều kiện ban đầu. Do mô hình số trị toàn cầu cần thời gian để tính toán, mô phỏng nên GFS-ANL cần được bắt đầu tính toán sớm nhất có thể để kịp dự báo thực tế. FNL là sản phẩm phân tích cuối cùng, được bắt đầu muộn hơn để chứa đựng tất cả các số liệu quan trắc hiện có. Trong thực tế, số liệu FNL sử dụng nhiều hơn 10% số liệu quan trắc so với số liệu GFS – ANL

(theo nhận định của trang web Lưu trữ dữ liệu nghiên cứu của NCAR: <https://rda.ucar.edu/>). Cả GFS-ANL và FNL đều sử dụng sản phẩm dự báo 6h của FNL để làm trường nền trong đồng hóa dữ liệu của chu kỳ tính toán tiếp theo.

Trong tính toán mô phỏng thời tiết bằng mô hình số trị, điều kiện ban đầu và điều kiện biên là một trong những yếu tố quan trọng ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng. Do đó, số liệu sử dụng cho điều kiện ban đầu và điều kiện biên càng chính xác càng tốt. Mặc dù số liệu FNL chứa đựng nhiều số liệu quan trắc hơn số liệu GFS-ANL, tuy nhiên, số liệu FNL được cung cấp với độ phân giải ngang là $1^\circ \times 1^\circ$ kinh, vĩ. Từ tháng VII/2015 đến nay, FNL có thêm dữ liệu với độ phân giải cao hơn là $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. Số liệu GFS-ANL hiện tại được cung cấp ở ba loại sản phẩm là $1^\circ \times 1^\circ$, $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (từ tháng I/2007) và $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (từ tháng III/2004). Do đó, để phục vụ bài toán mô phỏng các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông từ năm 2011 đến 2017, nghiên cứu đã lựa chọn bộ số liệu GFS-ANL có độ phân giải $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ cho điều kiện ban đầu và điều kiện biên của mô hình WRF với việc chấp nhận hạn chế về lượng dữ liệu quan trắc được đồng hóa đưa vào hệ thống GFS-ANL.

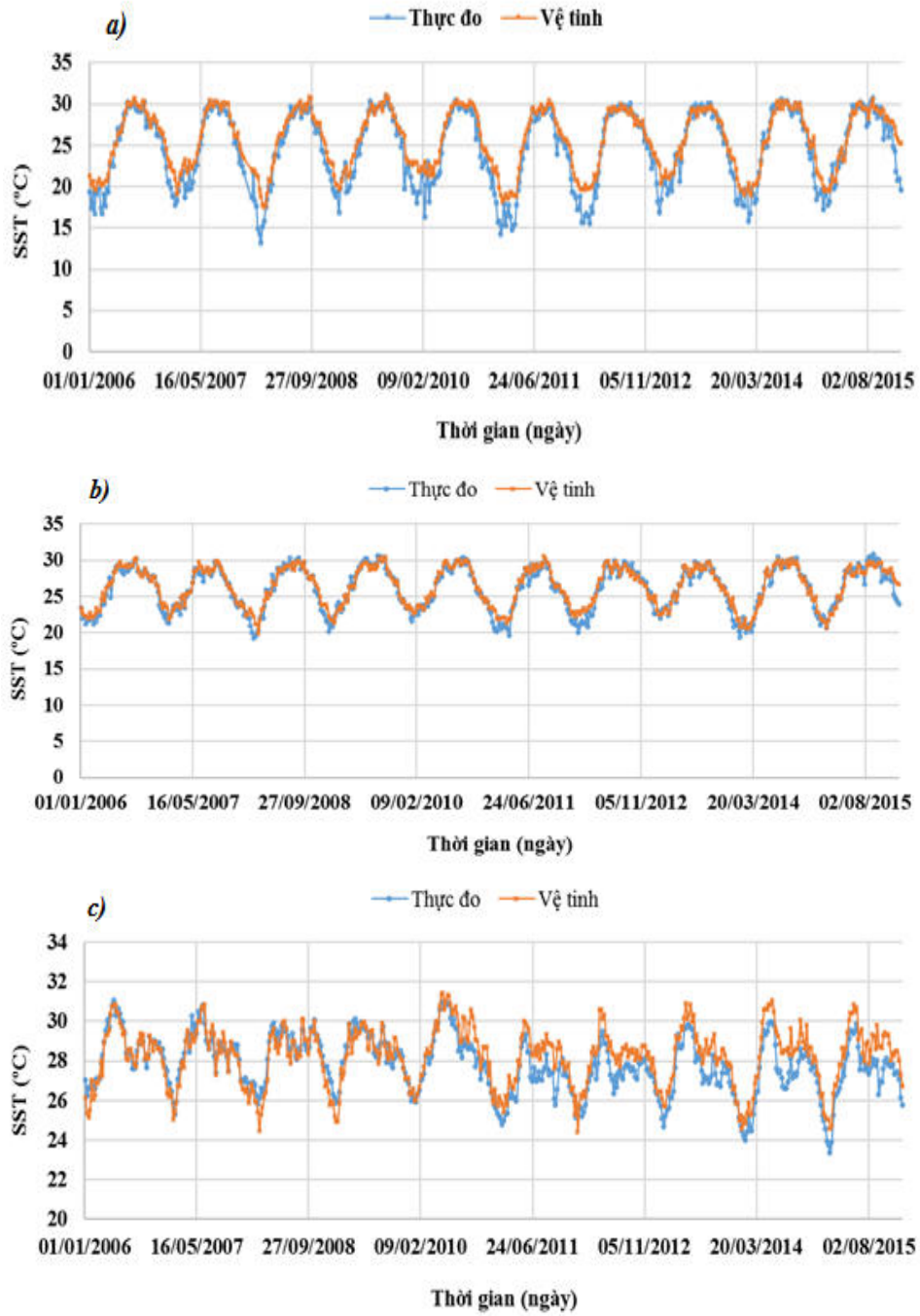
2.2.2.2. Số liệu nhiệt độ mặt nước biển từ vệ tinh

Số liệu SST trong nghiên cứu cập nhật SST trong mô hình WRF mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão là số liệu vệ tinh được cung cấp bởi Hệ thống viễn thám RSS (Remote Sensing Systems) của Tổ chức nghiên cứu khoa học về vệ tinh viễn thám ở Bắc California, Mỹ. Đây là số liệu SST trung bình ngày gần thời gian thực được nội suy tối ưu các dữ liệu vệ tinh từ cảm biến đo vi sóng (TMI, AMSR-E, AMSR2, WindSat) và cảm biến đo hồng ngoại (MODIS) với độ phân giải không gian tương đối cao là 9 km (SST RSS). Số liệu SST RSS được lưu trữ dưới dạng binary hoặc netcdf và được cung cấp miễn phí tại địa chỉ website: <http://www.remss.com/>.

Để đánh giá nguồn số liệu SST RSS, nghiên cứu đã sử dụng số liệu SST trung bình ngày của 16 trạm quan trắc ven biển trong giai đoạn từ 2006-2015 (danh sách trạm được trình bày tại bảng 2.2). Hiện nay, trên cả nước có 17 trạm hải văn ven bờ quan trắc SST và các yếu tố hải văn khác. Do trạm DK1-7, có chuỗi số liệu không đủ dài và bị gián đoạn nên không được sử dụng để đánh giá chất lượng nguồn số liệu SST RSS. Do các trạm hải văn hầu hết là trạm ven bờ, do đó, không thể tránh khỏi những ảnh hưởng của yếu tố lục địa đến chất lượng số liệu quan trắc. Ngoài nguồn số liệu tại trạm, số liệu SST cũng có thể được thu thập từ những đợt khảo sát theo các chương trình, đề án cấp quốc gia hoặc chương trình hợp tác quốc tế, tuy nhiên, nguồn số liệu đo đạc này thường không liên tục hoặc không đủ dài để đảm bảo về mặt thống kê, do đó, không được sử dụng để đánh giá nguồn số liệu SST RSS.

Để so sánh mức độ phù hợp số liệu SST RSS và số liệu SST tại các trạm quan trắc, nghiên cứu sử dụng phương pháp phân tích biến trình theo thời gian và phương pháp phân tích tương quan thống kê giữa hai nguồn số liệu. Số liệu SST RSS được trích xuất bằng cách lấy trung bình 4 ô lưới lân cận vị trí 16 trạm nhằm hạn chế những ảnh hưởng của bờ biển đến chuỗi số liệu.

Hình 2.6 biểu diễn biến trình số liệu SST RSS và số liệu thực đo tại các trạm Bạch Long Vĩ, Côn Đảo, Vũng Tàu trong 10 năm (2006-2015). Theo đó, biến trình SST RSS khá tương đồng so với biến trình SST trung bình ngày theo số liệu thực đo.



Hình 2.6. Biến trình SST RSS và SST trung bình ngày thực đo tại các trạm:

a) Bạc Long Vĩ; b) Côn Đảo và c) Vũng Tàu

Bảng 2.2. Tương quan giữa số liệu SST RSS và số liệu SST tại 16 trạm

Trạm	Hệ số tương quan r	t	Kết luận ($\alpha=0,05$; $N-2=3650$)
Cửa Ông	0,95	186,3	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Bãi Cháy	0,92	139,7	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Cô Tô	0,90	122,3	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Hòn Dấu	0,93	158,0	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Bạch Long Vĩ	0,94	167,6	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Sầm Sơn	0,86	100,0	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Hòn Ngư	0,93	149,3	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Cồn Cỏ	0,94	172,6	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Sơn Trà	0,90	127,5	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Quy Nhơn	0,84	93,3	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Phú Quý	0,92	139,7	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Vũng Tàu	0,78	75,4	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Côn Đảo	0,85	97,0	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Thổ Chu	0,72	62,2	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Phú Quốc	0,72	62,3	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt
Trường Sa	0,64	49,9	$ t > t_{\alpha}=1,96$ nên r lớn rõ rệt

Bảng 2.2 trình bày kết quả phân tích tương quan giữa hai chuỗi số liệu SST RSS và SST trung bình ngày thực đo tại 16 trạm quan trắc hải văn. Theo

đó, có mối tương quan đồng biến giữa hai nguồn số liệu SST RSS và SST thực đo tại trạm với hệ số tương quan tương đối cao, dao động là từ 0,64 đến 0,94. Kiểm nghiệm mức độ rõ rệt của hệ số tương quan r cho thấy tất cả 16 hệ số tương quan giữa SST RSS và SST thực đo tại trạm đều lớn rõ rệt. Như vậy, nguồn số liệu SST RSS có mối quan hệ dương tương đối chặt chẽ và khá tương đồng về biến trình theo thời gian so với số liệu SST thực đo tại trạm. Do đó, số liệu SST RSS là đáng tin cậy và có thể được sử dụng để cập nhật SST trong mô hình WRF.

Ngoài các số liệu trên, để đánh giá kết quả mô phỏng bão bằng mô hình WRF trong các trường hợp thử nghiệm, số liệu về bão bao gồm kinh vĩ độ tại tâm bão, V_{cd} từ nguồn dữ liệu JTWC được sử dụng, chi tiết nguồn dữ liệu JTWC được đề cập tại mục 2.2.1.1 trong chương này.

2.3. PHƯƠNG PHÁP ĐÁNH GIÁ, KIỂM NGHIỆM KẾT QUẢ

2.3.1. Phương pháp kiểm nghiệm phương trình hồi quy

Để kiểm nghiệm phương trình hồi quy phi tuyến một biến, trước tiên phải chuyển đổi phương trình này về phương trình hồi quy tuyến tính một biến. Đối với phương trình hồi quy có dạng hàm phổ biến như hàm logarit cơ số tự nhiên, có thể chuyển đổi về hàm tuyến tính như sau:

$$\text{Từ phương trình } \hat{y} = a_0 + a_1 \ln x, \text{ đặt: } \ln x = x' \quad (2.11)$$

$$\text{Ta được: } \hat{y} = a_0 + a_1 x' \quad (2.12)$$

Đây là một phương trình hồi quy tuyến tính.

Đối với phương trình hồi quy tuyến tính một biến $\hat{y} = a_0 + a_1 x'$ được xây dựng trên cơ sở tập các số liệu thực nghiệm X và Y . Để kiểm nghiệm khả năng dùng được của phương trình này, cần xác định xem Y có thực sự phụ thuộc tuyến tính vào X hay không, tức cần kiểm nghiệm giả thiết:

$$H_0: a_1=0 \quad (2.13)$$

Nếu H_0 đúng thì phương trình hồi quy không dùng được, muốn vậy ta lập biến mới:

$$f = \frac{U(n-2)}{Q} \quad (2.14)$$

trong đó, các hiệp biến U và Q được tính như sau:

$$U = \sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - \bar{y})^2 = a_1 l_{xy} = \frac{\left[\sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})(y_t - \bar{y}) \right]^2}{\sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2} \quad (2.15)$$

$$Q = l_{yy} - U \quad (2.16)$$

với l_{yy} được tính như sau:

$$l_{yy} = \sum_{t=1}^n (y_t - \hat{y}_t)^2 + \sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - \bar{y})^2 \quad (2.17)$$

Như vậy, bài toán kiểm nghiệm giả thuyết H_0 trở thành kiểm nghiệm với biến thương f giữa U và Q . Do U chỉ phụ thuộc vào 1 nhân tố nên U có 1 bậc tự do, l_{yy} có $n-1$ bậc tự do nên Q có $n-2$ bậc tự do.

Theo lý thuyết thống kê, nếu giả thuyết H_0 đúng thì f có phân bố Fisher với $(1, n-2)$ bậc tự do $f \in F(1, n-2)$. Từ đó, với xác suất phạm sai lầm loại I (α) cho trước, ta có:

$$P(f \geq F_\alpha) = \alpha \quad (2.18)$$

và chỉ tiêu kiểm nghiệm là:

+ với $f \geq F_\alpha$ thì bác bỏ giả thuyết H_0 , tức là phương trình hồi quy có thể dùng được.

+ với $f < F_\alpha$ thì chấp nhận giả thuyết H_0 , tức là không thể sử dụng phương trình hồi quy để mô tả quan hệ tuyến tính giữa X và Y .

2.3.2. Phương pháp đánh giá sai số mô phỏng quỹ đạo, cường độ bằng mô hình WRF

Sai số vị trí trung bình (MPE) được lựa chọn để đánh giá sai số mô phỏng quỹ đạo bão bằng mô hình WRF. MPE đặc trưng cho mức độ sai lệch trung bình về mặt không gian giữa vị trí tâm bão mô phỏng và vị trí tâm bão quan trắc, chính là khoảng cách giữa tâm bão thực tế và tâm bão mô phỏng:

$$PE = R_e \cos^1[\sin\varphi_1 \sin\varphi_2 + \cos\varphi_1 \cos\varphi_2(\lambda_2 - \lambda_1)] \quad (2.19)$$

trong đó, R_e là bán kính trái đất $R_e = 6378,16$ km

φ_1 và λ_1 là vĩ độ và kinh độ của tâm bão thực tế (radian)

φ_2 và λ_2 là vĩ độ và kinh độ của tâm bão dự báo (radian)

Giá trị trung bình của sai số khoảng cách PE được tính:

$$MPE_j = \frac{\sum_{i=1}^n PE_{ij}}{n} \quad (2.20)$$

Như đã đề cập tại mục 2.2.1.1, V_{cd} trong nghiên cứu này được sử dụng để đặc trưng cho cường độ bão. Để đánh giá sai số cường độ bão mô phỏng, luận án sử dụng sai số trung bình tuyệt đối (MAE). MAE xác định độ lớn trung bình mức độ chênh lệch của V_{cd} theo mô phỏng và theo giá trị thực tế:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x^f - x^0| \quad (2.21)$$

Trong đó, n là dung lượng mẫu, x là giá trị V_{cd} với ký hiệu f và 0 chỉ các giá trị dự báo và quan trắc.

TIÊU KẾT CHƯƠNG 2

Để nghiên cứu ảnh hưởng của SST đến cường độ, quỹ đạo của bão trên Biển Đông, nghiên cứu đã lựa chọn hai cách tiếp cận như đã định hướng ở chương 1, cụ thể:

1) Sử dụng phương pháp phân tích tương quan dựa trên hàm phân bố thực nghiệm có phân nhóm trị số đại lượng tương tự như DeMaria và Kaplan

(1994) và Whitney và Hobgood (1997) để nghiên cứu mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông trong giai đoạn từ 1981 -2016.

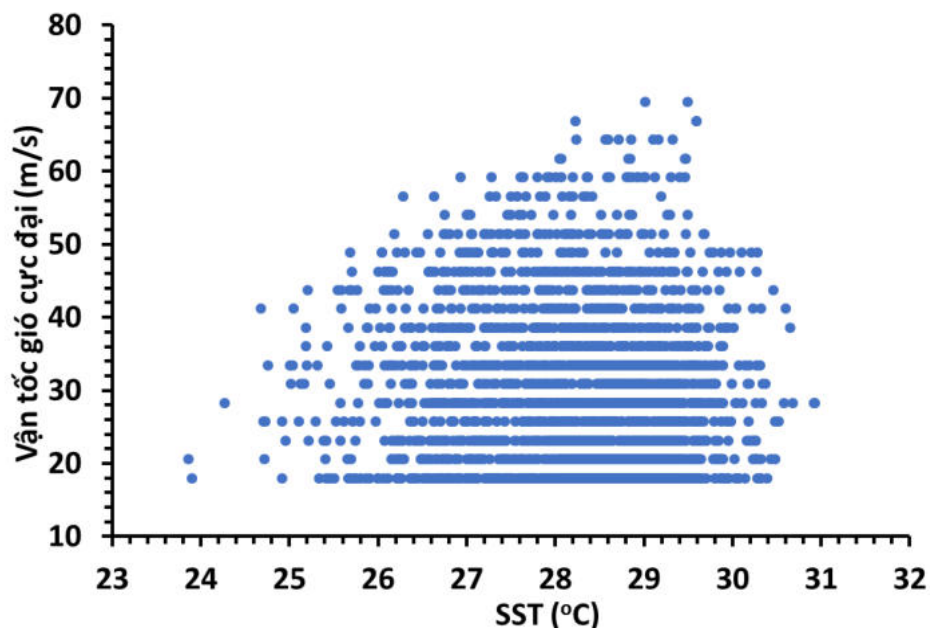
2) Sử dụng mô hình số trị mô phỏng lại các cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông với bốn trường hợp thử nghiệm: 1) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF với trường SST được lấy từ số liệu GFS-ANL và được giữ không đổi trong suốt 72 h mô phỏng (CONTROL). 2) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình OML (1DOCEAN); 3) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF kết hợp với mô hình 3DPWP (3DOCEAN); 4) Mô phỏng bão bằng mô hình WRF với trường SST cập nhật 6h một lần, có được từ nội suy số liệu vệ tinh SST RSS trung bình ngày (UPDATESST).

Nhằm phục vụ đánh giá ảnh hưởng của SST đến cường độ, quỹ đạo bão trên Biển Đông, nghiên cứu đã lựa chọn và sử dụng các loại số liệu: (1) Số liệu SST sử dụng từ ba nguồn số liệu khác nhau (SST RSS, OISST và NCEP/NCAR SST); (2) Dữ liệu về bão được khai thác từ JTWC, Mỹ; (3) Các trường ban đầu và điều kiện biên cho mô hình WRF được sử dụng là số liệu phân tích GFS-ANL của mô hình GFS.

CHƯƠNG 3: KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU MỐI QUAN HỆ GIỮA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN VÀ CƯỜNG ĐỘ BÃO CỤC ĐẠI TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG

3.1. CƯỜNG ĐỘ BÃO CỤC ĐẠI KHÍ HẬU TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG

Dựa vào đặc điểm phân bố V_{cd} trên khu vực Biển Đông theo SST (hình 3.1), số liệu SST được chia thành 8 nhóm với mỗi nhóm cách nhau 1°C để tính V_{max} và các phân vị (99^{th} , 95^{th} , 90^{th} và 55^{th}) theo mỗi nhóm SST từ 24 đến 31°C . Việc chia số liệu SST thành các nhóm cách nhau $0,5^{\circ}\text{C}$ cũng đã được thực hiện, tuy nhiên, kết quả tìm được không có sự khác biệt nhiều về phân bố V_{max} và các phân vị trong khoảng $25-28^{\circ}\text{C}$, ngoại trừ có sự dao động lớn về giá trị V_{max} và các phân vị khi $\text{SST} < 25^{\circ}\text{C}$ và $\text{SST} > 29^{\circ}\text{C}$ do có quá ít điểm dữ liệu cho mỗi nhóm SST. Do đó, việc chia SST thành các nhóm cách nhau 1°C được chọn trong nghiên cứu này.



Hình 3.1. Phân bố vận tốc cực đại vùng gần tâm bão trên khu vực Biển Đông theo SST của 2876 quan trắc

Bảng 3.1 biểu diễn các đặc điểm phân bố của cường độ bão theo từng nhóm SST. Trong đó, SST giữa nhóm là giá trị SST trung tâm của mỗi nhóm; SLQT là số lượng quan trắc trong mỗi nhóm; SSTtb: Giá trị SST trung bình theo mỗi nhóm; $V_{cđtb}$ là giá trị cường độ bão trung bình theo mỗi nhóm; V_{max} là giá trị cường độ bão cực đại theo mỗi nhóm.

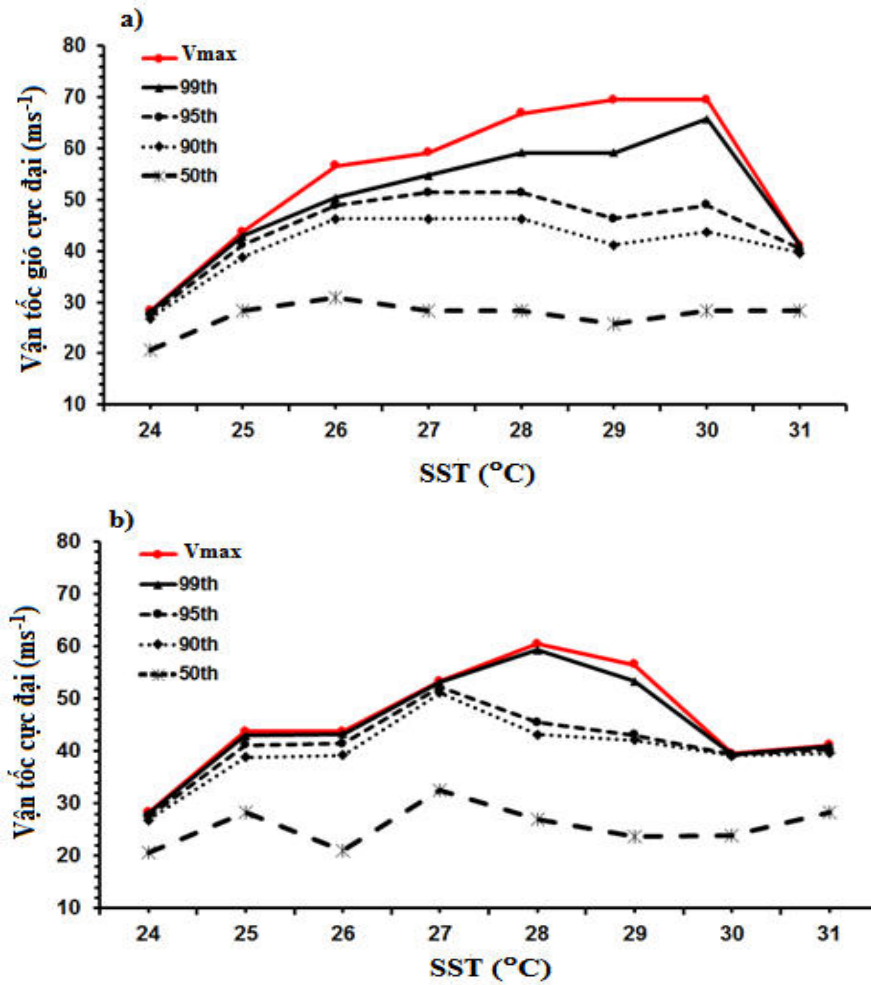
Bảng 3.1. Các đặc điểm cường độ bão theo các nhóm SST

SST giữa nhóm	SLQT	SSTtb	$V_{cđtb}$	V_{max}
24	3	24,00	22,30	28,30
25	30	25,13	28,72	43,73
26	141	26,11	31,07	56,59
27	471	27,05	30,53	59,16
28	862	28,08	32,48	66,88
29	1140	29,00	30,70	69,45
30	222	29,80	30,00	69,45
31	7	30,70	31,20	41,20

Theo đó, hầu hết các quan trắc tập trung ở các nhóm từ 27 đến 30°C, chiếm 93,7% tổng số quan trắc, chỉ có 6,05% tổng số quan trắc được phân bố trong các nhóm nhiệt độ từ 24 đến 26°C và 0,25% tổng số quan trắc được phân bố trong nhóm 31°C. Đáng chú ý là cường độ bão trung bình $V_{cđtb}$ theo nhóm SST trên khu vực Biển Đông đạt cực đại tại SST = 28°C với giá trị trung bình $\approx 32,5 \text{ ms}^{-1}$, trong khi cường độ bão trung bình theo nhóm SST đạt cực đại tại SST = 26°C ở khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương (Whitney và Hobgood, 1997) tại SST = 25°C và SST=27°C ở khu vực Bắc Đại Tây Dương (DeMaria và Kaplan, 1994). Như vậy, trên khu vực Biển Đông, bão mạnh hoạt động trên

vùng biển có SST cao hơn so với các khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương và Bắc Đại Tây Dương. Ngoài ra, chúng ta có thể đánh giá dưới góc độ khí hậu về khả năng cường độ cực đại mà các cơn bão có thể đạt được ở khu vực Biển Đông cao hơn so với các khu vực Đông Bắc Thái Bình Dương và Bắc Đại Tây Dương do có SST ấm hơn. Tuy nhiên, lưu ý mối quan hệ giữa V_{max} đối với mỗi nhóm SST khác với MPI đối với SST bởi vì V_{max} là cường độ bão cực đại thực tế mà bão có thể đạt được đối với mỗi nhóm SST, không phải cường độ bão tiềm năng cực đại lý thuyết hoặc không phải cường độ bão cực đại đạt được trong suốt thời gian tồn tại của bão. Do đó, giá trị V_{max} đối với mỗi nhóm SST trên khu vực Biển Đông thấp hơn đáng kể so với MPI được tính từ phương trình lý thuyết MPI.

Tương tự như những nghiên cứu trước đây, hình 3.2 cho thấy V_{max} tăng khi SST tăng, phù hợp với sự phụ thuộc của MPI vào SST. Mối quan hệ này còn đúng với các phân vị thứ 99th, 95th, 90th và 50th với SST trong khoảng 24-27°C đối với cả trường hợp bao gồm hay không bao gồm tốc độ dịch chuyển của bão (hình 3.2a và 3.2b). Không giống như cường độ bão cực đại khí hậu ở khu vực Bắc Đại Tây Dương có giá trị tương đối lớn từ 45-75 ms⁻¹ với SST trong khoảng 24-28°C (xem hình 2, DeMaria và Kaplan, 1994), V_{max} trong khu vực Biển Đông có giá trị nhỏ hơn từ 29-68 ms⁻¹ đối với cùng khoảng giá trị SST. Ngoài ra, khoảng giá trị V_{max} trong khu vực Biển Đông cũng thấp hơn nhiều so với khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương đối với cùng khoảng giá trị SST (Zeng và ctv, 2007). Điều này có thể được giải thích rằng phần lớn các cơn bão hình thành ở ngoài khơi Tây Bắc Thái Bình Dương khi vượt qua quần đảo Philippin vào khu vực Biển Đông bị yếu đi đáng kể và thông thường không khôi phục được hoàn toàn sức mạnh khi hoạt động trên khu vực Biển Đông.



Hình 3.2. (a) Phân bố cường độ bão cực đại (ms^{-1}) và các phân vị thứ 99th, 95th, 90th và 50th theo các nhóm SST với mỗi nhóm cách nhau 1°C; (b) tương tự như (a) nhưng cường độ bão được đi trừ tốc độ dịch chuyển của bão

Đối với $SST > 28^{\circ}C$, đường cong biểu diễn mối quan hệ giữa SST - V_{max} và phân vị thứ 99th tăng tương đối chậm, trong khi các đường phân vị khác đều thể hiện giảm khi SST tăng. Đây là điều khác biệt giữa V_{max} và MPI vì theo lý thuyết MPI luôn tăng với SST tăng. Đặc biệt, V_{max} có dấu hiệu giảm khi SST tăng với $SST > 30^{\circ}C$, tương tự như ở khu vực Bắc Đại Tây Dương (DeMaria và Kaplan, 1994) và ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương (Zeng và ctv, 2007). V_{max} giảm ở giới hạn ấm nhất của SST ($SST > 30^{\circ}C$) có thể do tính chất không biểu thị được của dữ liệu bão khi có quá ít điểm dữ liệu hoặc

có thể do thời gian bão lưu lại tương đối ngắn. Theo đó, bão đi qua vùng biển rất ấm trong một khoảng thời gian tương đối ngắn không đủ để làm cường độ bão tăng lên trước khi bão di chuyển vào vùng có SST thấp hơn hoặc đổ bộ vào bờ.

Về mặt vật lý, sự tăng chậm của V_{max} theo SST trên khu vực Biển Đông có thể do một số nhân tố sau: 1) bản chất vật lý của bão trên khu vực Biển Đông dẫn đến SST ít chiếm ưu thế hơn các nhân tố khác ở những giá trị SST rất ấm; 2) thiếu số liệu bão ở những khu vực có SST rất ấm; 3) hoặc cả 2 nhân tố trên. Mặc dù, nghiên cứu này chưa đưa ra nhân tố nào đóng vai trò quan trọng dẫn đến sự tăng chậm của V_{max} theo SST ở khoảng giá trị rất ấm của SST, tuy nhiên, một khả năng có thể dễ nhận thấy, V_{max} không phải là một hàm tuyến tính như nghiên cứu của Whitney và Hobgood (1997) cũng không phải là hàm mũ như nghiên cứu của DeMaria và Kaplan (1994) và Zeng và ctv (2007). Do đó, việc tìm hàm biểu diễn cho mối quan hệ giữa V_{max} và SST trên khu vực Biển Đông là điều cần thiết.

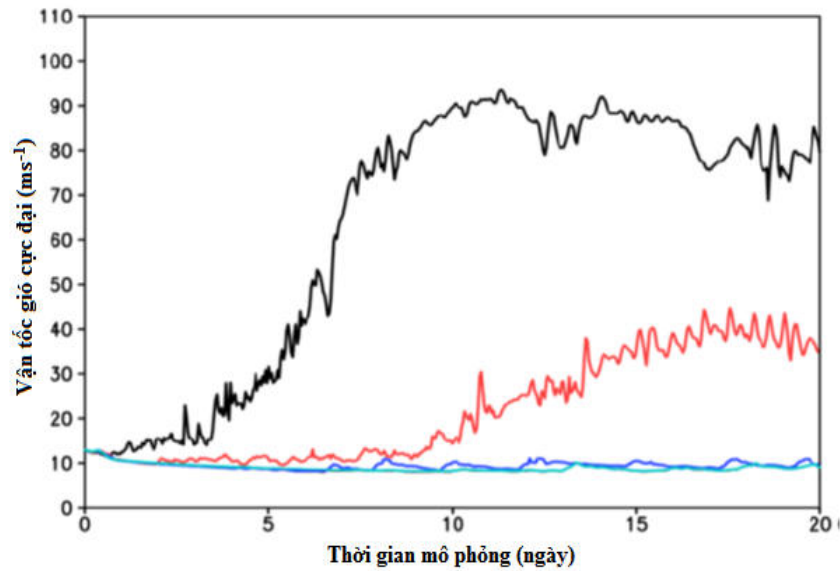
3.2. NGUỖNG NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN CỰC TIỂU ĐỂ BÃO PHÁT TRIỂN TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG

Về mặt giá trị, đường cong biểu diễn mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông như hình 3.2 phù hợp với khoảng SST từ 24-30°C và không phù hợp với khoảng 15-30°C như trong nghiên cứu của DeMaria và Kaplan (1994), Zeng và ctv (2007), Baik và Paek (1998). Từ góc độ lý thuyết, bão được kỳ vọng là có thể phát triển ở bất kỳ giá trị SST nào với điều kiện SST có giá trị lớn hơn nhiệt độ lớp không khí dòng thổi ra tại tầng đối lưu trên, do đó, khoảng SST từ 15-30°C nên được sử dụng để có thể so sánh tốt hơn với các nghiên cứu trước đây. Theo các nghiên cứu của Gray (1968, 1975) và Ramsay (2013), giá trị SST cực tiểu cần thiết cho sự phát triển của bão là

25°C. Do đó, cần thiết phải lựa chọn ngưỡng SST thích hợp trước khi phân tích chi tiết mối quan hệ SST và V_{max} .

Mặc dù sự tồn tại của SST cực tiểu để bão phát triển vẫn còn khó lý giải theo quan điểm lý thuyết, Bister và Emanuel (2002) đề xuất công thức tính MPI dựa trên năng lượng đối lưu tiềm năng (CAPE) và đưa ra điều kiện cho sự phát triển của bão. Cụ thể, CAPE bão hòa trong khu vực mắt bão phải lớn hơn CAPE môi trường để bão có thể đạt đến giới hạn của MPI lý thuyết. Nghiên cứu Kieu và Wang (2017) đã chỉ ra rằng sự ổn định tĩnh của tầng đối lưu quy mô lớn có thể làm giảm giới hạn cường độ tiềm năng mà một cơn bão có thể đạt được ở bất kỳ SST nào. Điều đó cho thấy SST phải có giới hạn dưới để sự phát triển của bão không xảy ra.

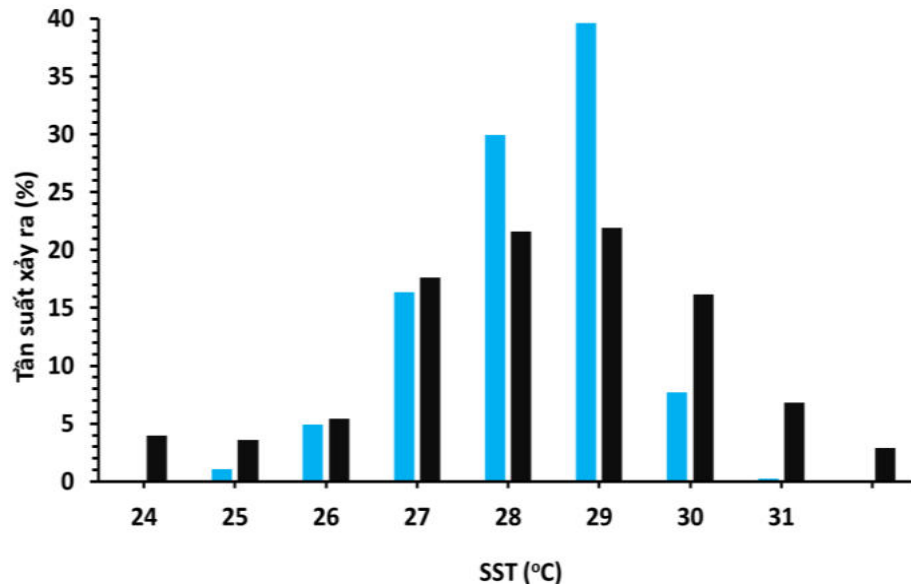
Kieu và Zhang (2018) đã kiểm chứng sự tồn tại của giá trị SST cực tiểu cho bão phát triển bằng việc sử dụng mô hình mây CM1 (Bryan và Rotunno, 2009) mô phỏng xoáy lý tưởng với các giá trị SST khác nhau trong khoảng 23 - 29°C với các nhiễu động nhiệt độ và vận tốc được thêm vào nhằm kích hoạt đối lưu phát triển. Kết quả mô phỏng sau 20 ngày cho thấy, với SST bằng 23°C (đường màu xanh lơ) và 24°C (đường màu xanh da trời), mô hình CM1 không thể phát triển xoáy từ nhiễu động ban đầu. Với SST lớn hơn bằng 25°C (đường màu đỏ), xoáy ban đầu được hình thành và phát triển. Với SST bằng 29°C (đường màu đen), mô hình tạo ra xoáy có tốc độ gió cực đại lên đến 90 ms^{-1} (hình 3.3). Kết quả thử nghiệm này cho thấy tồn tại một giới hạn dưới của SST để nhiễu động ban đầu phát triển thành bão ở vùng biển nhiệt đới và giá trị đó bằng 25°C.



Hình 3.3. Kết quả mô phỏng lý tưởng hóa sự thay đổi cường độ cực đại của xoáy theo thời gian với những thử nghiệm lý tưởng hóa tương ứng với các giá trị SST lần lượt 23°C, 24°C, 25°C và 29°C bằng mô hình CM1

(Nguồn: Kieu và Zhang, 2018)

Theo số liệu thực tế trên khu vực Biển Đông, tồn tại giá trị SST cực tiểu tương đối phù hợp với kết quả thử nghiệm của Kieu và Zhang (2018). Theo hình 3.4, phần lớn các điểm dữ liệu bão phân bố trong khoảng SST từ 26-30°C đối với cả hai loại số liệu OISST (cột màu xanh) và số liệu tái phân tích NCEP/NCAR SST (cột màu đen), không có dữ liệu bão nào phân bố ở SST dưới 24°C. Như vậy, trên khu vực Biển Đông, xây dựng mối quan hệ giữa SST và V_{max} trong khoảng SST từ 24-30°C là hợp lý hơn so với khoảng SST từ 15-30°C như các nghiên cứu trước đây. Giới hạn SST thấp hơn trong các nghiên cứu của DeMaria và Kaplan (1994), Baik và Paek (1998), Zeng và ctv (2007) có thể liên quan với những cơn bão di chuyển hướng cực đến vùng biển có nhiệt độ tương đối thấp.



Hình 3.4. Tần suất của cường độ bão ứng với mỗi nhóm SST trên khu vực Biển Đông theo số liệu OISST và NCEP/NCAR SST thời kỳ 1982 - 2016

Đối với các giá trị SST trên 30°C trên khu vực Biển Đông, do ít dữ liệu nên Luận án không xem xét mối quan hệ SST - V_{max} trong khoảng giá trị này, tương tự như các nghiên cứu của Baik và Paek (1998) và Zeng và ctv (2007) trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Như vậy, các phân tích mối quan hệ SST và V_{max} trong phần tiếp theo của Luận án sẽ được giới hạn trong phạm vi SST từ $24 - 30^{\circ}\text{C}$.

3.3. XÂY DỰNG HÀM THỰC NGHIỆM LIÊN HỆ GIỮA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN VÀ CƯỜNG ĐỘ BÃO CỰC ĐẠI TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG

Phân tích ở mục 3.1 cho thấy V_{max} không phải là hàm mũ hoặc hàm tuyến tính, do đó, cần xây dựng một hàm khác để biểu diễn mối quan hệ này, đặc biệt đối với $\text{SST} > 28^{\circ}\text{C}$. Bằng phương pháp phân tích tương quan và phương pháp xây dựng các đường cong phù hợp (fitting) biểu diễn mức độ tăng chậm ở giới hạn âm nhất của SST, dạng hàm logarit tự nhiên (ln) được lựa chọn là hàm phù hợp cho mối quan hệ SST - V_{max} . Do đó, hàm thực

nghiệm liên hệ giữa SST - V_{max} trên khu vực Biển Đông được đề xuất có dạng như sau:

$$V_{max} = A + B \ln(SST - T_r) \quad (3.1)$$

Trong đó, A và B là các hệ số được xác định từ phân bố SST và bão, T_r là nhiệt độ tham chiếu. Như phân tích ở chương 1, cường độ bão cực đại không chỉ phụ thuộc vào SST, mà còn phụ thuộc vào các nhân tố khác như nhiệt độ lớp không khí tại dòng thổi ra ở đỉnh tầng đối lưu, độ ẩm tương đối tại lớp biên dưới của khí quyển, ... Trong công thức (3.1), T_r là gia số thể hiện ảnh hưởng của các nhân tố khác đến V_{max} . Theo đó, T_r khác 0 là lựa chọn tốt nhất để phương trình (3.1) có thể được áp dụng cho phạm vi biến thiên khí hậu rộng hơn. Do nghiên cứu này chỉ tập trung vào nhân tố SST và được tính theo đơn vị độ C nên T_r đơn giản được chọn là bằng 0. Việc lựa chọn nhiệt độ tham chiếu này không làm thay đổi tính chất của phương trình (3.1), ngoại trừ việc tạo ra các đường cong có độ dốc khác nhau.

Với hàm thực nghiệm được cho bởi phương trình (3.1) và phân tích hồi quy chuỗi số liệu bão và OISST trên khu vực Biển Đông cho ta các hệ số $A = -426,8$ và $B = 148,2$.

Để kiểm nghiệm sự phù hợp của phương trình (3.1) với độ tin cậy cho phép 95%, ta đặt: $z = \ln(SST)$, phương trình (3.1) được chuyển về phương trình hồi tuyến tính 1 biến:

$$V_{max} = A + B * z \quad (3.2)$$

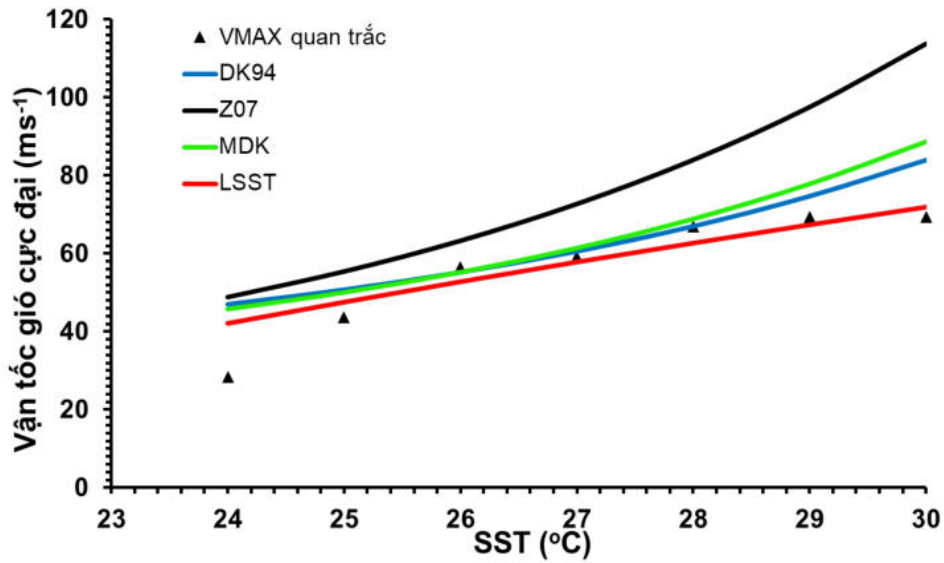
Kết quả kiểm nghiệm Fisher (F) với mức ý nghĩa $\alpha = 0,05$, $n = 8$ và được trình bày ở bảng 3.2.

Bảng 3.2. Kết quả kiểm nghiệm F của phương trình hồi quy

U	Q	$F = \frac{U \times (n - 2)}{Q}$	Phân phối F ($F\alpha$)	Kết luận
706,20	247,47	17,12	5,99	$F > F\alpha$, bác bỏ giả thiết H_0 , phương trình hồi quy phù hợp

Như vậy, theo kết quả kiểm nghiệm, hàm thực nghiệm liên hệ giữa SST - V_{max} được cho bởi phương trình (3.1) với độ tin cậy 95% là phù hợp.

Để so sánh mối quan hệ giữa SST - V_{max} được cho bởi phương trình (3.1) đối với khu vực Biển Đông với mối quan hệ SST - V_{max} theo các phương trình (2.1) và (2.2) từ các nghiên cứu trước đây, bốn đường cong hồi quy được xây dựng và được biểu diễn trên hình 3.5. Bốn đường cong cụ thể như sau: (1) Đường cong theo phương trình của DeMaria và Kaplan (1994) (ký hiệu: DK94); (2) Đường cong theo phương trình của Zeng và ctv (2007) (ký hiệu: Z07); (3) Đường cong dựa trên phương trình của DeMaria và Kaplan (1994) nhưng với các hệ số của phương trình (2.1) thay đổi phù hợp với mối liên hệ SST và bão khu vực Biển Đông: $A = 24,8$; $B = 63,9$ và $C = 0,18$ (ký hiệu MDK); và (4) Đường cong biểu diễn phương trình logarit tự nhiên theo công thức (3.1) (ký hiệu LSST).



Hình 3. 5. So sánh đường cong hàm thực nghiệm logarit tự nhiên liên hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông trong thời kỳ 1982 – 2016 với các đường cong khác nhau (DK94; Z07; MDK) và V_{max} quan trắc

Trong bốn đường cong hồi quy trên, đường cong Z07 có sự khác biệt lớn nhất so với V_{max} quan trắc, cho thấy khác biệt lớn về đặc điểm riêng của bão trên khu vực Biển Đông khi so sánh với đặc điểm thống kê chung của toàn bộ bão khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Mặt khác, cả hai đường cong DK94 và MDK thể hiện sự phù hợp tốt với các V_{max} quan trắc trên khu vực Biển Đông với $SST < 28^{\circ}\text{C}$, nhưng có giá trị tương đối cao so với V_{max} quan trắc đối với SST lớn hơn. Sự phù hợp hơn của các đường cong DK94 và MDK với V_{max} quan trắc trên khu vực Biển Đông tạo nên điều bất ngờ vì bão trên khu vực Bắc Đại Tây Dương thường yếu hơn bão trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Tuy nhiên, kết quả phân tích cho thấy sự phụ thuộc của V_{max} vào SST tại hai khu vực là tương đồng nhau ở khoảng nhiệt độ 25-28°C.

Đường cong logarit tự nhiên như phương trình (3.1) thực sự thể hiện tốt hơn mối quan hệ giữa SST và V_{max} với khoảng SST rộng hơn. Sự phù hợp hơn giữa đường cong phương trình (3.1) khi so sánh với các đường cong còn

lại được thể hiện rõ ràng nhất ở khoảng giá trị SST > 28°C. Đối với giới hạn dưới của SST (< 25°C), tất cả các đường cong đều thể hiện giá trị cao hơn V_{max} , do số liệu SST biến thiên lớn hoặc do ít số liệu bão trong phần giới hạn dưới của SST. Mặc dù, chúng ta có thể tìm một hàm phù hợp tốt hơn với V_{max} ở phần giới hạn dưới của phân bố SST, nhưng sự phù hợp tốt hơn đó có thể lại là sai số vì thực tế trên khu vực biển nhiệt đới bão không phát triển đối với SST ≤ 24°C như đã thảo luận ở phần 3.2. Như vậy, việc nỗ lực để tìm hàm phù hợp hơn với V_{max} ở phần giới hạn dưới của SST là không cần thiết.

Nhằm kiểm tra độ nhạy của phương trình logarit tự nhiên biểu diễn mối quan hệ SST - V_{max} đối với kích thước vùng tính trung bình SST, nghiên cứu đã tính toán các hệ số hồi quy A, B của phương trình (3.1) tương ứng với các kích thước vùng tính trung bình SST từ 5° x 5° đến 10° x 10° kinh vĩ. Việc kiểm tra độ nhạy của phương trình (3.1) đối với kích thước các miền tính trung bình SST là cần thiết bởi vì sự đóng góp khác nhau của các dòng thông lượng bề mặt giữa vùng bên trong lõi và vùng rìa của hoàn lưu bão sẽ ảnh hưởng khác nhau đến cường độ bão. Do tính không đồng nhất của SST trên khu vực Biển Đông, phân tích độ nhạy này có thể chỉ ra mối quan hệ SST - V_{max} sẽ thay đổi như thế nào với cách xác định điều kiện SST khác nhau. Ngoài ra, việc tính toán này còn nhằm kiểm tra tính đúng đắn của việc lựa chọn vùng tính toán trung bình SST (10° x 10° kinh vĩ) đã được thực hiện từ những bước phân tích trước.

Bảng 3.2 cho thấy đối với các vùng tính trung bình SST có kích thước lớn hơn hoặc bằng 8° x 8° kinh vĩ, các hệ số A, B và hệ số tương quan bình phương không thay đổi, với $r^2=0,7294$. Đối với vùng tính toán trung bình SST có kích thước nhỏ hơn hoặc bằng 7° x 7° kinh vĩ, các hệ số A và B có sự thay đổi tương đối nhỏ và r^2 có giá trị tương đối cao trong phạm vi 0,74 – 0,76. Sự ít nhạy cảm của hệ số hồi quy của phương trình (3.1) đối với kích

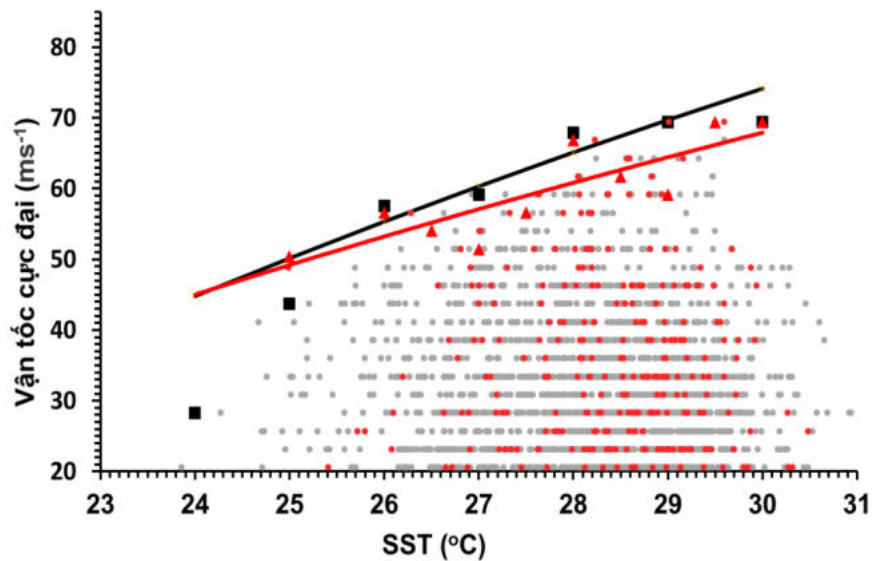
thước vùng tính trung bình SST cho thấy sự phù hợp cao của dạng hàm logarit tự nhiên biểu diễn mối quan hệ SST- V_{max} trên khu vực Biển Đông. Ngoài ra, hệ số r^2 không thay đổi ở vùng tính trung bình SST có kích thước lớn hơn hoặc bằng $8^\circ \times 8^\circ$ kinh vĩ cho thấy đây giới hạn của kích thước phù hợp cho việc tính trung bình SST. Như đã được đề cập trong mục 2.1.1 của chương 2, việc lựa chọn vùng tính trung bình SST phải phải đảm bảo đủ lớn để SST đặc trưng cho môi trường xung quanh cơn bão, hạn chế ảnh hưởng của SST tại vùng tâm bão (thông thường có giá trị thấp hơn khu vực xung quanh do hiệu ứng nước trời ở tâm bão). Do đó, kích thước $10^\circ \times 10^\circ$ kinh vĩ được lựa chọn là phù hợp để tính trung bình SST trong nghiên cứu này.

Bảng 3.3. Độ nhạy của các hệ số hồi quy trong phương trình logarit tự nhiên (3.1) đối với kích thước các miền tính trung bình SST

Kích thước vùng tính tb	A	B	r^2
$10^\circ \times 10^\circ$	134,05	383,97	0,7294
$9^\circ \times 9^\circ$	134,05	383,97	0,7294
$8^\circ \times 8^\circ$	134,05	383,97	0,7294
$7^\circ \times 7^\circ$	132,21	378,15	0,7598
$6^\circ \times 6^\circ$	130,35	372,21	0,7649
$5^\circ \times 5^\circ$	128,51	366,50	0,7413

Do OISST là số liệu SST trung bình tuần nên có thể không thể hiện chính xác giá trị của SST khi bão đạt cường độ cực đại trên khu vực Biển Đông, nghiên cứu đã sử dụng số liệu tái phân tích NCEP/NCAR SST để kiểm chứng. Mặc dù số liệu NCEP/NCAR SST có xu hướng ấm hơn số liệu OISST (xem hình 3.4), hình 3.6 cho thấy mối quan hệ SST - V_{max} nhận được từ số

liệu NCEP/NCAR SST (đường nét liền màu đỏ) trên khu vực Biển Đông có tính chất của dạng hàm logarit tự nhiên hơn dạng hàm mũ hoặc dạng tuyến tính như từ số liệu OISST (đường nét liền màu đen). Như vậy, tính nhất quán của hai chuỗi số liệu OISST và NCEP/NCAR SST cho thấy hàm logarit tự nhiên là phù hợp để thể hiện mối quan hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông.

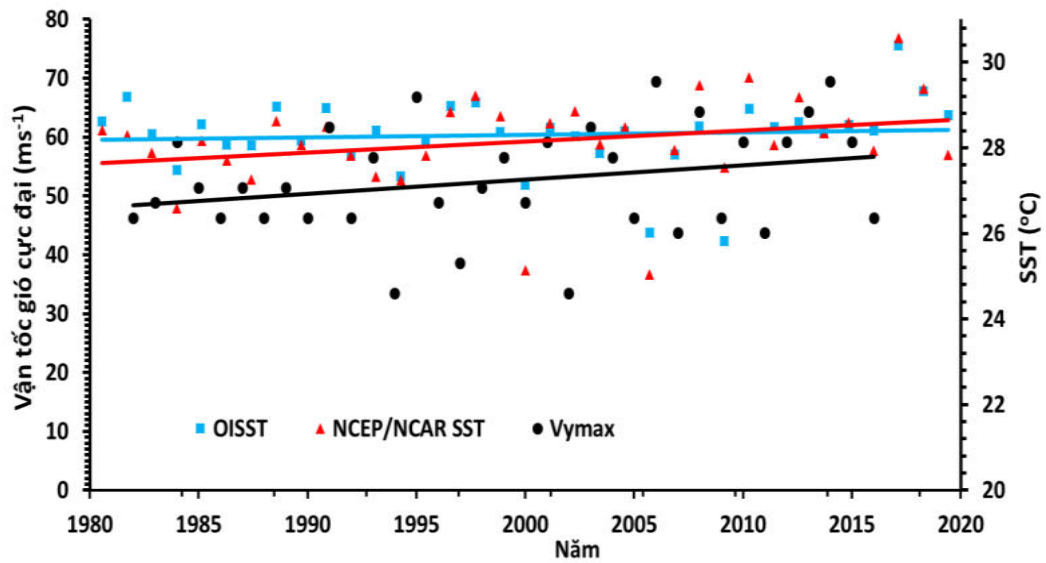


Hình 3.6. So sánh mức độ phù hợp của đường cong logarit tự nhiên với V_{max} đối với số liệu OISST và số liệu NCEP/NCAR SST

3.4. XU HƯỚNG BIẾN THIÊN CỦA CƯỜNG ĐỘ BÃO CỰC ĐẠI TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG

Nghiên cứu cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông đưa đến một vấn đề khác cần được quan tâm là V_{max} trên khu vực Biển Đông thay đổi như thế nào trong vài thập kỷ qua? Giải quyết vấn đề này không chỉ làm sáng tỏ sự thay đổi về mặt khí hậu của cường độ bão trên khu vực Biển Đông mà còn giúp xác nhận những nghiên cứu về sự thay đổi của cường độ bão liên quan đến biến đổi khí hậu (Knutson và ctv, 1998, 2007; Kamahori và ctv, 2006; Murakami và ctv, 2011; IPCC/AR5, 2013).

Hình 3.7 biểu diễn biến thiên theo thời gian đoạn 1982-2016 của cường độ bão cực đại năm (hình tròn màu đen) và SST từ hai nguồn số liệu OISST (hình vuông màu xanh) và NCEP/NCAR SST (hình tam giác màu đỏ). Ở đây lưu ý rằng, không giống như V_{max} trong mỗi nhóm SST được đề cập ở những phần trước, cường độ bão cực đại được biểu diễn trong hình 3.7 là cường độ bão cực đại năm (sau đây được ký hiệu là V_{ymax} để phân biệt với V_{max} ứng với mỗi nhóm SST) trên khu vực Biển Đông. Để phù hợp với số liệu V_{ymax} , SST được biểu diễn trong hình 3.7 không phải là SST lớn nhất trên khu vực Biển Đông trong năm mà là SST trung bình trên vùng diện tích $10^\circ \times 10^\circ$ kinh vĩ với tâm là tâm bão tại thời gian (ngày hoặc tuần) tương ứng bão có cường độ đạt cực đại năm. Tương tự với các nghiên cứu trước đây (Knutson và ctv, 1998, 2007; Wang và Chan, 2002; Vecchi và ctv, 2013), hình 3.7 cho thấy SST tương ứng với V_{ymax} trên khu vực Biển Đông có xu hướng âm dần lên trong giai đoạn 1982 -2016 ứng với cả hai nguồn số liệu OISST và NCEP/NCAR SST. Xu thế tăng của số liệu NCEP/NCAR SST (xấp xỉ $0,9^\circ\text{C}$ trong 35 năm) nhanh hơn xu thế tăng của số liệu OISST (xấp xỉ $0,5^\circ\text{C}$ trong 35 năm). Tuy nhiên, cả hai xu thế tăng này đều không có ý nghĩa thống kê ở khoảng tin cậy là 95% với giá trị p lần lượt là 0,18 và 0,45 và r^2 có giá trị nhỏ hơn 0,05. Lưu ý rằng xu thế SST tương ứng với cường độ bão cực đại năm trên khu vực Biển Đông không đặc trưng cho xu thế chung của SST trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương và cũng như trên khu vực Biển Đông. Mặc dù có sự khác biệt này nhưng xu hướng tăng của SST tương ứng với V_{ymax} cho thấy sự phù hợp với xu thế tăng của SST trên khu vực Biển Đông như trong nghiên cứu của Nguyễn Xuân Hiền và ctv (2014).

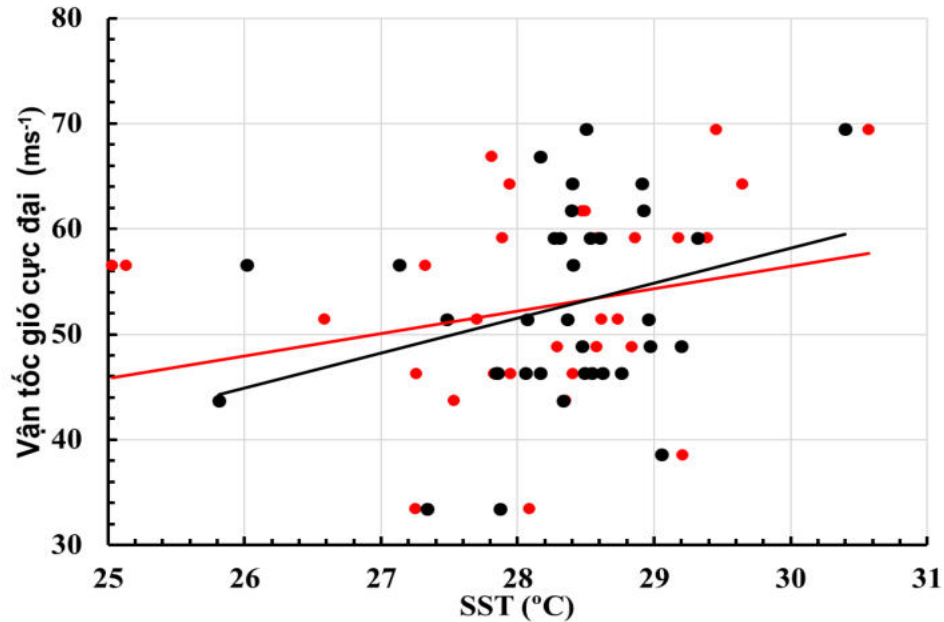


Hình 3.7. Biến thiên theo thời gian giai đoạn 1982 – 2016 của $V_{y_{max}}$ và SST tương ứng từ hai nguồn số liệu OISST và NCEP/NCAR SST

Cùng với xu thế tăng của SST, $V_{y_{max}}$ có xu hướng tăng trong giai đoạn 1982 – 2016. Tuy $V_{y_{max}}$ trên khu vực Biển Đông biến động lớn từ 29 ms^{-1} đến 70 ms^{-1} nhưng hình 3.7 cho thấy có mối tương quan dương giữa SST và $V_{y_{max}}$ theo thời gian, tức là $V_{y_{max}}$ tăng tương ứng với SST tăng từ nguồn số liệu OISST (chấm tròn màu đỏ) và từ nguồn số liệu NCEP/NCAR SST (chấm tròn màu đen) (hình 3.8). Mối tương quan giữa NCEP/NCAR SST và $V_{y_{max}}$ (đường màu đen) lớn hơn so với mối tương quan OISST và $V_{y_{max}}$ (đường màu đỏ) có thể là do độ phân giải không gian của NCEP/NCAR SST tốt hơn, biểu diễn trung thực hơn SST tại thời điểm bão đạt cường độ cực đại.

Xu thế tăng của $V_{y_{max}}$ theo thời gian rõ ràng hơn xu thế tăng của SST tương ứng với $V_{y_{max}}$, mặc dù xu thế tăng của $V_{y_{max}}$ vẫn không có ý nghĩa thống kê ($p=0,14$). Xu thế tăng của $V_{y_{max}}$ cho thấy bão mạnh có xu hướng gia tăng về cường độ theo thời gian. Kết quả này phù hợp với phân tích gần đây của Tran và ctv (2018), có sự thay đổi đáng kể về mật độ hạt số lượng bão

mạnh (cấp 13 trở lên) trong khu vực Biển Đông giai đoạn 1975-1994 và 1995-2015.



Hình 3.8. Đồ thị phân tán cường độ bão cực đại năm $V_{y_{max}}$ tương ứng với SST từ hai nguồn số liệu OISST và NCEP/NCAR SST trong giai đoạn 1982 - 2016, các đường nét liền tương ứng là các đường xu thế tuyến tính

TIỂU KẾT CHƯƠNG 3

Dựa trên tập số liệu 35 năm (1981 -2016), mối liên hệ giữa SST và V_{max} trên khu vực Biển Đông đã được nghiên cứu một cách cụ thể. Kết quả nghiên cứu cho thấy phân bố SST liên quan đến hoạt động bão trên khu vực Biển Đông biến thiên hẹp hơn (24-30°C) khi so sánh khoảng biến thiên (15-30°C) tại các khu vực Bắc Đại Tây Dương theo kết quả của DeMaria và Kaplan (1994), hoặc khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương theo kết quả của Zeng và ctv (2007). Đặc biệt, V_{max} ban đầu tăng gần như là hàm tuyến tính nhưng sau đó ít thay đổi đối với $SST > 28^{\circ}C$. Đặc tính này cho thấy sự phụ thuộc của V_{max} vào SST là một logarit tự nhiên trong khoảng nhiệt độ 24-30°C. Sự phụ thuộc của V_{max} vào SST trên khu vực Biển Đông được tìm thấy là rõ rệt và không

phụ thuộc vào độ phân giải thời gian của các nguồn số liệu SST. Kết quả nghiên cứu cho thấy giới hạn trên của cường độ bão trên khu vực Biển Đông có các đặc điểm khác so với V_{max} trên khu vực Bắc Đại Tây Dương hoặc trên toàn bộ khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Từ quan điểm thực tế, hàm biểu diễn tương quan giữa SST và V_{max} giúp nhận định tốt hơn giới hạn về cường độ bão tối đa mà các cơn bão có thể đạt được trên khu vực Biển Đông khi biết SST. Kết quả này góp phần nâng cao khả năng đánh giá về tính chất của cường độ bão trên khu vực Biển Đông trong các quá trình dự báo nghiệp vụ thực tế tại Việt Nam.

Nghiên cứu xu thế biến đổi của cường độ bão và SST trong giai đoạn 1982 -2016 cho thấy xu hướng tăng đối với cả SST và cường độ bão cực đại năm trong khu vực Biển Đông. Xu thế tăng của cường độ bão cực đại năm phù hợp với xu thế tăng của bão mạnh do biến đổi khí hậu.

CHƯƠNG 4: KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHÒNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG BẰNG MÔ HÌNH SỐ TRỊ

Kết quả phân tích ở chương 3 cho thấy cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông có mối liên hệ chặt chẽ với SST. Do đó, việc dự báo tốt SST sẽ giúp nhận định được tốt hơn giới hạn về cường độ bão tối đa mà các cơn bão có thể đạt được trên khu vực Biển Đông. Một trong những phương pháp cải thiện dự báo SST là biểu diễn được đầy đủ sự thay đổi của trường SST do tương tác đại dương trong môi trường bão mang lại. Ngoài ra, những thay đổi của trường SST tác động đến mô phỏng cường độ, quỹ đạo bão sẽ cho phép đánh giá được một cách toàn diện mục tiêu của Luận án đặt ra trong nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ mặt nước biển đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên Biển Đông. Đây là nội dung chính của chương 4.

4.1. THIẾT KẾ THỬ NGHIỆM

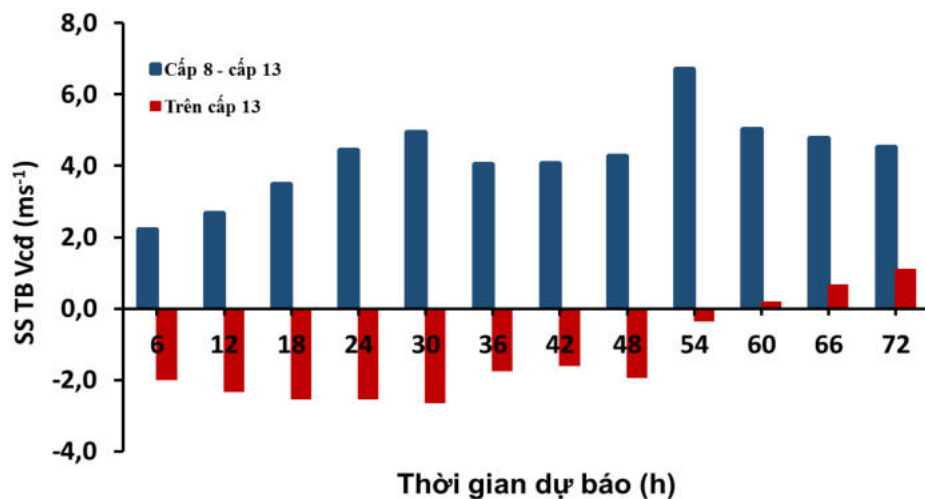
Như đề cập ở chương 2, để đánh giá ảnh hưởng của SST đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên Biển Đông, Luận án tiến hành mô phỏng lại các cơn bão với 4 trường hợp thử nghiệm: CONTROL; 1DOCEAN; 3DOCEAN và UPDATESST. Với mỗi một trường hợp thử nghiệm, Luận án thực hiện 151 mô phỏng cho 17 cơn bão được lựa chọn trong đoạn 2011-2018 với tần suất 6 giờ tính từ thời điểm bão bắt đầu hoạt động trên khu vực Biển Đông. Danh sách các cơn bão được trình bày tại bảng 4.1.

Bảng 4.1. Danh sách những cơn bão mô phỏng từ năm 2011 – 2018

Năm	Tên cơn bão	Vmax trên kv Biển Đông (ms^{-1})	Cấp gió bão lớn nhất trên kv Biển Đông	Số ngày hoạt động trên kv Biển Đông	Ngày bắt đầu mô phỏng	Số lượng mô phỏng
Nhóm 1						
2011	Nalgae	41	13	4	01/10/2011	9
2014	Kalmaegi	41	13	4	14/9/2014	8
2015	Kujira	26	10	4	20/6/2015	12
2016	Aere	28	10	4	06/10/2016	12
2016	Sarika	41	13	4	15/10/2016	10
2016	Tokage	41	13	3	25/11/2016	6
2017	Sonca	23	9	3	22/07/2017	7
2017	Haikui	23	9	2	09/11/2017	6
2018	Sontinh	23	9	2	16/07/2018	6
2018	Bebinca	31	11	5	13/08/2018	13
2018	Yutu	28	10	3	30/10/2018	8
2018	Usagi	36	12	4	22/11/2018	11
Nhóm 2						
2014	Rammasun	76	> 17	4	16/7/2014	11
2017	Doksuri	49	15	4	12/09/2017	11
2017	Khanun	44	14	4	12/10/2017	9
2017	Damrey	46	14	3	01/11/2017	6
2017	Tembin	44	14	3	23/12/2017	6
Tổng cộng:						151

Theo kết quả mô phỏng 17 cơn bão bằng mô hình WRF với trường SST mặc định từ GFS-ANL (trường hợp CONTROL), V_{cd} có xu thế cao hơn so

với quan trắc đối với những cơn bão có gió từ cấp 8 đến cấp 13. Ngược lại, đối với những cơn bão có gió trên cấp 13, mô phỏng V_{cd} có xu thế thấp hơn so với quan trắc (hình 4.1). Kết quả tương tự được Osuri và ctv (2013), Kanase và Salvekar (2014) tìm thấy trên khu vực Bắc Ấn Độ Dương và Vịnh Bengal. Tuy nhiên, theo nghiên cứu của Osuri và ctv (2013), mô phỏng V_{cd} bằng WRF cho xu thế thấp hơn so với quan trắc ở Bắc Ấn Độ Dương đối với những cơn bão có V_{cd} lớn hơn hoặc bằng 33 ms^{-1} (tương đương cấp 12 trở lên). Xu thế mô phỏng V_{cd} thấp hơn so với quan trắc trong trường hợp này có thể lý giải là do xoáy bão ban đầu từ mô hình toàn cầu GFS thường yếu hơn so với thực tế, đặc biệt đối với các cơn bão có cường độ rất mạnh (Du và ctv, 2013).



Hình 4.1. Sai số trung bình vận tốc gió cực đại tại vùng gần tâm bão trong giai đoạn 2011 – 2017 với bão có gió cấp 8-cấp 13 và trên cấp 13

Từ nhận định trên, để đánh giá thay đổi trường SST do bão và ảnh hưởng của thay đổi đó đến cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông, Luận án chia 17 cơn bão thử nghiệm thành 2 nhóm dựa trên cường độ bão cực đại của từng cơn bão đạt được trong suốt thời gian bão hoạt động trên khu vực Biển Đông. Trong đó, cường độ bão cực đại của từng cơn bão được xác định là giá trị V_{cd} lớn nhất đối với mỗi cơn bão trong suốt thời gian hoạt động trên khu vực Biển Đông từ số liệu JTWC. Lưu ý, cường độ cực đại của bão được

xác định trong nghiên cứu này có thể khác biệt so với số liệu từ TTDBKTTVQG, do khác nhau về ước tính V_{cd} và xác định tốc độ gió quan trắc trong bão để ước tính V_{cd} theo nguồn số liệu JTWC và theo nguồn số liệu từ TTDBKTTVQG. V_{cd} theo JTWC được ước tính từ tốc độ gió quan trắc trung bình 1 phút, còn V_{cd} theo TTDBKTTVQG được ước tính từ tốc độ gió quan trắc trung bình 2 phút. Các nhóm bão được phân chia trong nghiên cứu này cụ thể như sau: nhóm 1 bao gồm các cơn bão có cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông nhỏ hơn hoặc bằng $41,4 \text{ ms}^{-1}$ tương đương bão có gió từ cấp 8 đến cấp 13; nhóm 2 bao gồm các cơn bão có cường độ bão cực đại trên khu vực Biển Đông lớn hơn $41,4 \text{ ms}^{-1}$ tương đương bão có gió trên cấp 13. Chi tiết có thể xem tại bảng 4.1.

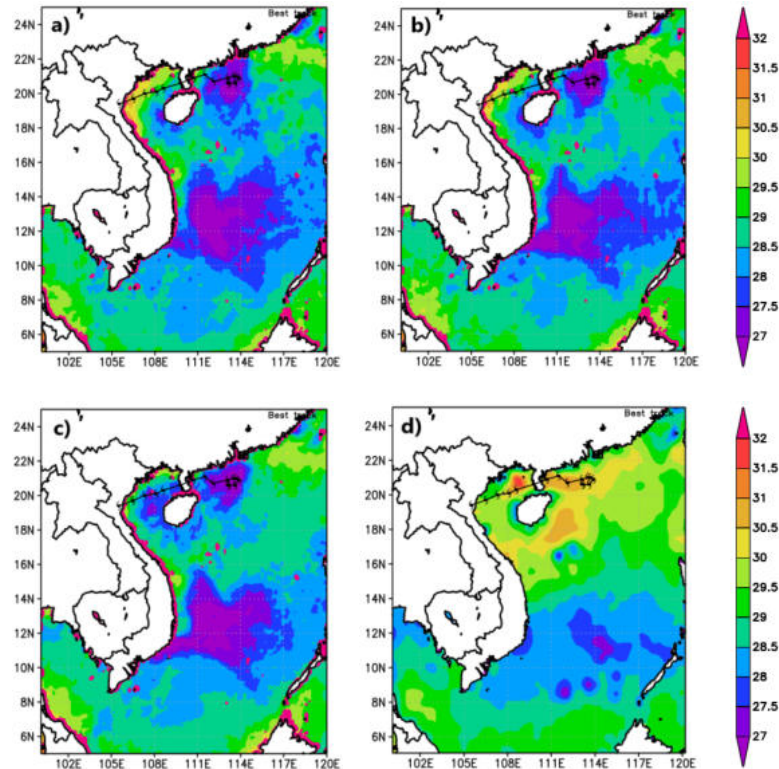
Các phân tích dưới đây được thực hiện với các cơn bão đại diện cho 2 nhóm bão nêu trên, đồng thời, những đánh giá, nhận xét chung được thực hiện đối với từng nhóm bão nhằm thấy rõ sự thay đổi của SST và các tác động khác nhau của thay đổi SST đến cường độ, quỹ đạo bão theo từng nhóm.

4.2. TRƯỜNG NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN

Trước tiên, SST được mô phỏng trong 4 trường hợp thử nghiệm sẽ được đánh giá và phân tích cụ thể, qua đó làm căn cứ khi phân tích kết quả mô phỏng cường độ, quỹ đạo bão.

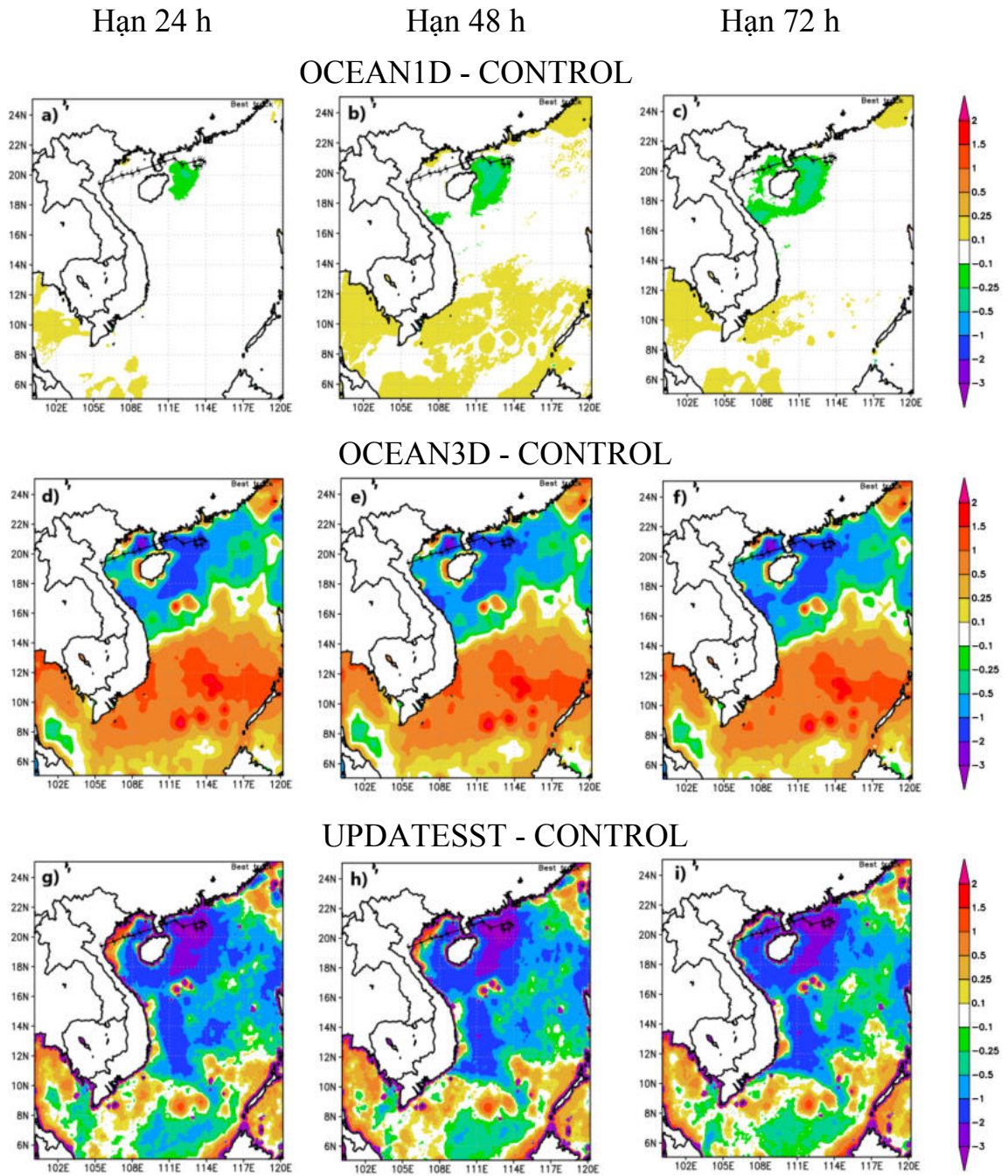
Hình 4.2 biểu diễn trường SST trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại các ngày 14/8/2018, 15/8/2018, 16/8/2018 và trường SST của CONTROL tương ứng với mô phỏng cơn bão Bebinca tại 00Z ngày 13/8/2018. Trong đó, trường SST của CONTROL được lấy từ số liệu GFS-ANL và giữ không đổi trong suốt 72 giờ mô phỏng. Theo hình 4.2 a, b, c, SST ở vùng tâm bão hoạt động theo số liệu vệ tinh SST RSS có giá trị thấp hơn khu vực xung quanh với giá trị thấp nhất là 27°C . Tuy nhiên, SST tại vùng bão hoạt động trong mô phỏng CONTROL có giá trị tương đối cao, xấp xỉ

30,5°C. Chênh lệch SST ở vùng tâm bão giữa mô phỏng CONTROL và số liệu thực tế xấp xỉ 3,5°C. Ngoài ra, chênh lệch SST rõ rệt còn tìm thấy ở khu vực nước trời ven bờ Nam Trung Bộ với giá trị chênh lệch khoảng 1,5°C. Như vậy, SST ở mô phỏng CONTROL không diễn tả tốt trường SST thực tế, đặc biệt tại vùng bão Bebinca hoạt động.



Hình 4.2. Trường SST (°C) trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại: a) ngày 14/8/2018; b) ngày 15/8/2018; c) ngày 16/8/2018 và d) trường SST (°C) của CONTROL ứng với mô phỏng tại 00Z ngày 13/8/2018

Theo hình 4.3, không có sự khác biệt đáng kể về trường SST sau 24 giờ mô phỏng giữa CONTROL và 1DOCEAN, ngoại trừ vùng phía đông bắc đảo Hải Nam, Trung Quốc, nơi bão Bebinca hoạt động. Ở 48 và 72 giờ mô phỏng, vùng có SST giảm ở 1DOCEAN được mở rộng xuống phía đông nam so với khu vực bão hoạt động. Tuy nhiên biên độ giảm SST trong trường hợp 1DOCEAN so với CONTROL là tương đối nhỏ, khoảng -0,1 đến -0,5°C.



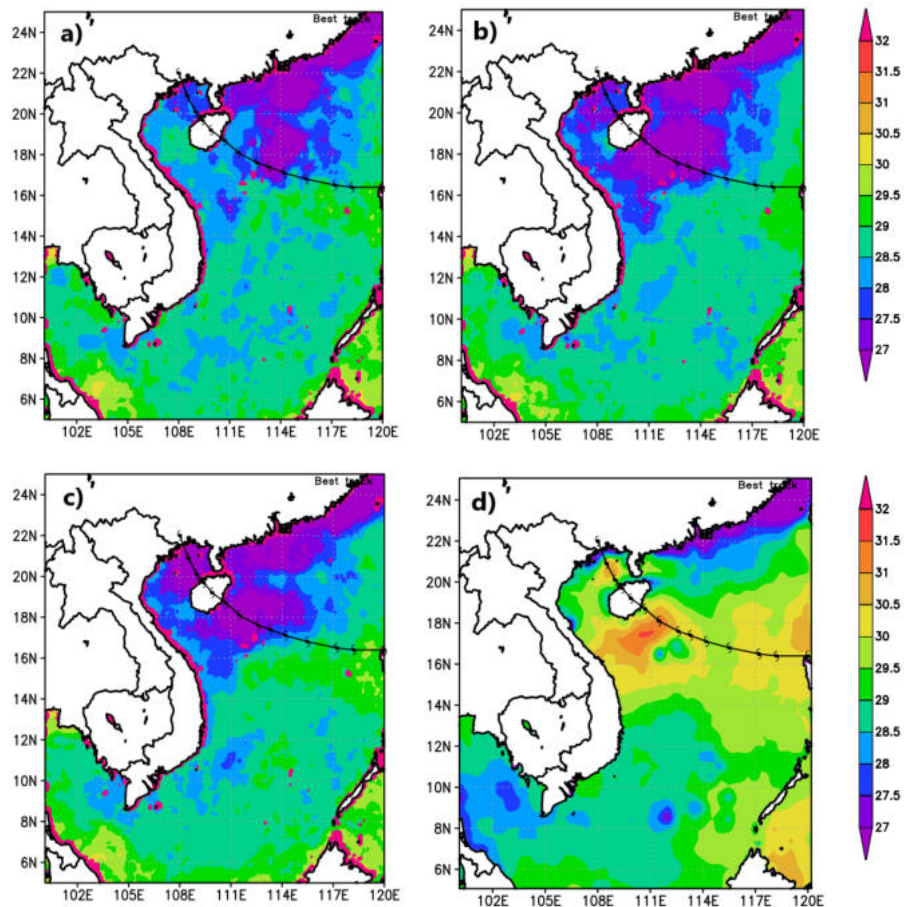
Hình 4.3. Hiệu trường SST ($^{\circ}\text{C}$) mô phỏng 24 h, 48 h, 72 h giữa 1DOCEAN (a, b, c); 3DOCEAN (d, e, f); UPDATESST (g, h, i) và CONTROL với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018

Trường SST tại vùng phía bắc và phía đông của đảo Hải Nam (vùng bão hoạt động và vùng lân cận) ở 3DOCEAN giảm so với CONTROL với sự khác biệt lớn nhất là -3°C . Tương tự, SST ở UPDATESST tại vùng bão Bebinca hoạt động giảm so với CONTROL với giá trị chênh lệch lớn nhất là -2°C . Như vậy, SST giảm tại vùng bão Bebinca hoạt động ở 3DOCEAN có quy mô rộng nhất và ở 1DOCEAN là nhỏ nhất cả về diện tích và độ lớn. SST giảm ở vùng bão hoạt động cho thấy việc kết hợp mô hình WRF với mô hình OML hoặc 3DPWP đã diễn tả được quá trình giảm SST do bão. Quy mô và biên độ giảm của SST trong trường hợp 1DOCEAN nhỏ hơn nhiều so với 3DOCEAN. Có thể lý giải điều này là do quá trình nước trời do bão chiếm ưu thế hơn so với quá trình xáo trộn trong bão. SST giảm tại vùng bão hoạt động trong trường hợp UPDATESST cho thấy cập nhật theo thời gian số liệu SST RSS đã cung cấp điều kiện biên dưới của mô hình WRF gần với thực tế hơn khi so sánh với trường hợp không cập nhật (CONTROL).

Trường SST ở khu vực Nam Biển Đông, Vịnh Thái Lan và biển Trung Hoa ở ba trường hợp 1DOCEAN, 3DOCEAN và UPDATESST đều tăng so với CONTROL, tuy nhiên, chênh lệch SST trong trường hợp 1DOCEAN so với CONTROL là nhỏ nhất. SST tăng ở khu vực ngoài vùng bão hoạt động có thể được lý giải bởi các nguyên nhân sau: (1) trao đổi thông lượng nhiệt, ẩm tại bề mặt đại dương - khí quyển tác động đến hoàn lưu và các quá trình vận chuyển ngang của đại dương, khí quyển, dẫn đến phân bố lại SST (đối với 1DOCEAN và 3DOCEAN); (2) Do hạn chế của mô hình OML và 3DPWP dẫn đến sai số trong quá trình mô phỏng (cả hai mô hình đều giả thiết không có độ sâu đáy biển; các biên miền tính và đất liền bằng 0; điều kiện ban đầu của mô hình được lấy từ trung bình khí hậu) (đối với 1DOCEAN và 3DOCEAN); (3) Do sự khác biệt giữa hai nguồn SST từ GFS-ANL và SST RSS (UPDATESST). SST từ GFS-ANL được sử dụng trong CONTROL là số

liệu phân tích có độ phân giải không gian là $0,5 \times 0,5$ độ kinh, vĩ và được giữ không đổi trong suốt quá trình tính toán. Trong khi đó, SST ở UPDATESST là số liệu quan trắc trung bình ngày có độ phân giải không gian $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ và được nội suy, cập nhật vào điều kiện biên của mô hình WRF 6h một lần.

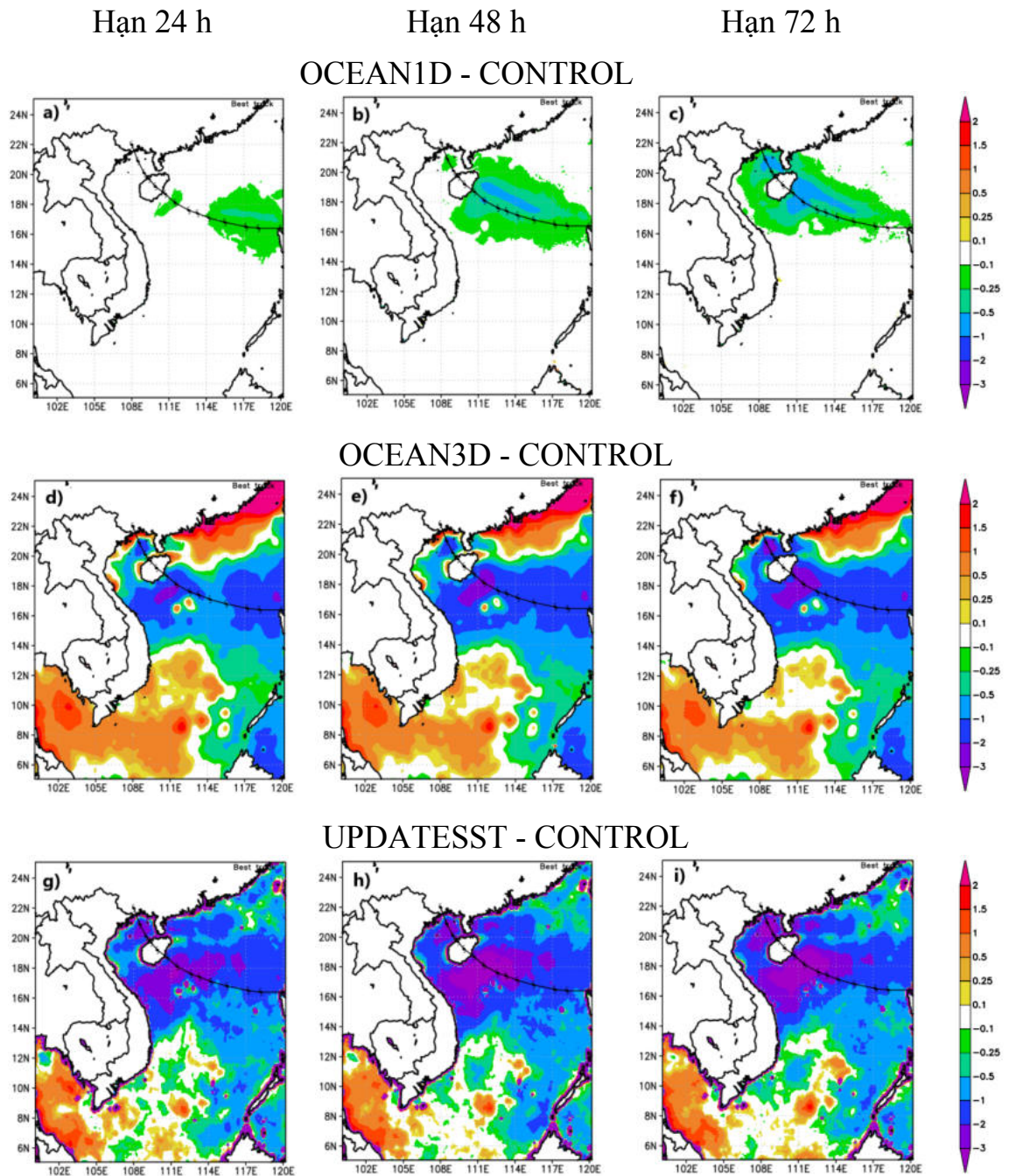
Cũng như cơn bão Bebinca, trường SST tại vùng bão Sarika (2016) đi qua trong trường hợp CONTROL có giá trị tương đối cao so với số liệu thực tế. Đặc biệt tại khu vực phía Nam đảo Hải Nam, Trung Quốc, chênh lệch SST giữa CONTROL và SST RSS khoảng 3°C (hình 4.4).



Hình 4.4. Trường SST ($^\circ\text{C}$) trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại: a) ngày 17/10/2016; b) ngày 18/10/2016; c) ngày 19/10/2016 và d) trường SST ($^\circ\text{C}$) của CONTROL ứng với mô phỏng tại 00Z ngày 16/10/2016

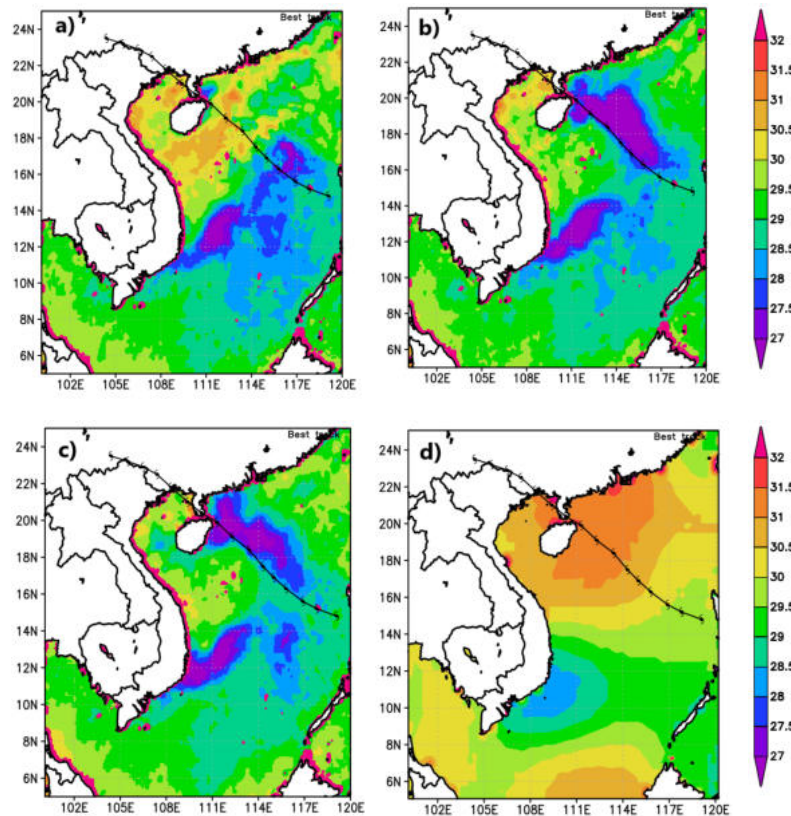
Theo hình 4.5 a, b, c, trường SST 24 giờ, 48 giờ và 72 giờ mô phỏng ở 1DOCEAN giảm tại vùng bão hoạt động so với CONTROL với giá trị khác biệt lớn nhất là -1°C . Sự khác biệt của trường SST giữa 1DOCEAN và CONTROL tại vùng bão Sarika hoạt động có quy mô và biên độ lớn hơn so với bão Bebinca, cho thấy quá trình xáo trộn trong bão Sarika mạnh mẽ hơn trong bão Bebinca. SST 24 giờ, 48 giờ và 72 giờ mô phỏng trong các trường hợp 3DOCEAN (hình 4.5 d, e, f) và UPDATESST (hình 4.5 g, h, i) giảm đáng kể tại vùng bão hoạt động và vùng lân cận so với CONTROL với giá trị khác biệt lớn nhất đều xấp xỉ -3°C .

Việc kết nối mô hình WRF – 3DPWP dẫn đến trường SST có sự khác biệt tương đối lớn so với CONTROL không chỉ ở vùng tâm bão mà trên toàn miền tính. Trường SST ở 3DOCEAN tại vùng ven bờ Trung Quốc và ven bờ từ Phú Yên đến Kiên Giang cao hơn so với CONTROL khoảng 2°C . Ở trường hợp UPDATESST, vùng SST cao chỉ thể hiện rõ ở ven bờ Phú Yên đến Kiên Giang và có giá trị thấp hơn khi so sánh với 3DOCEAN. Ngược lại, không có sự khác biệt đáng kể về SST giữa 1DOCEAN và CONTROL ở ngoài vùng tâm bão. Như vậy, việc kết nối mô hình WRF-OML chỉ tác động đến SST trên quy mô nhỏ, chủ yếu ở vùng tâm bão, nơi có tốc độ gió lớn gây nên sự xáo trộn lớn trong lớp xáo trộn đại dương.



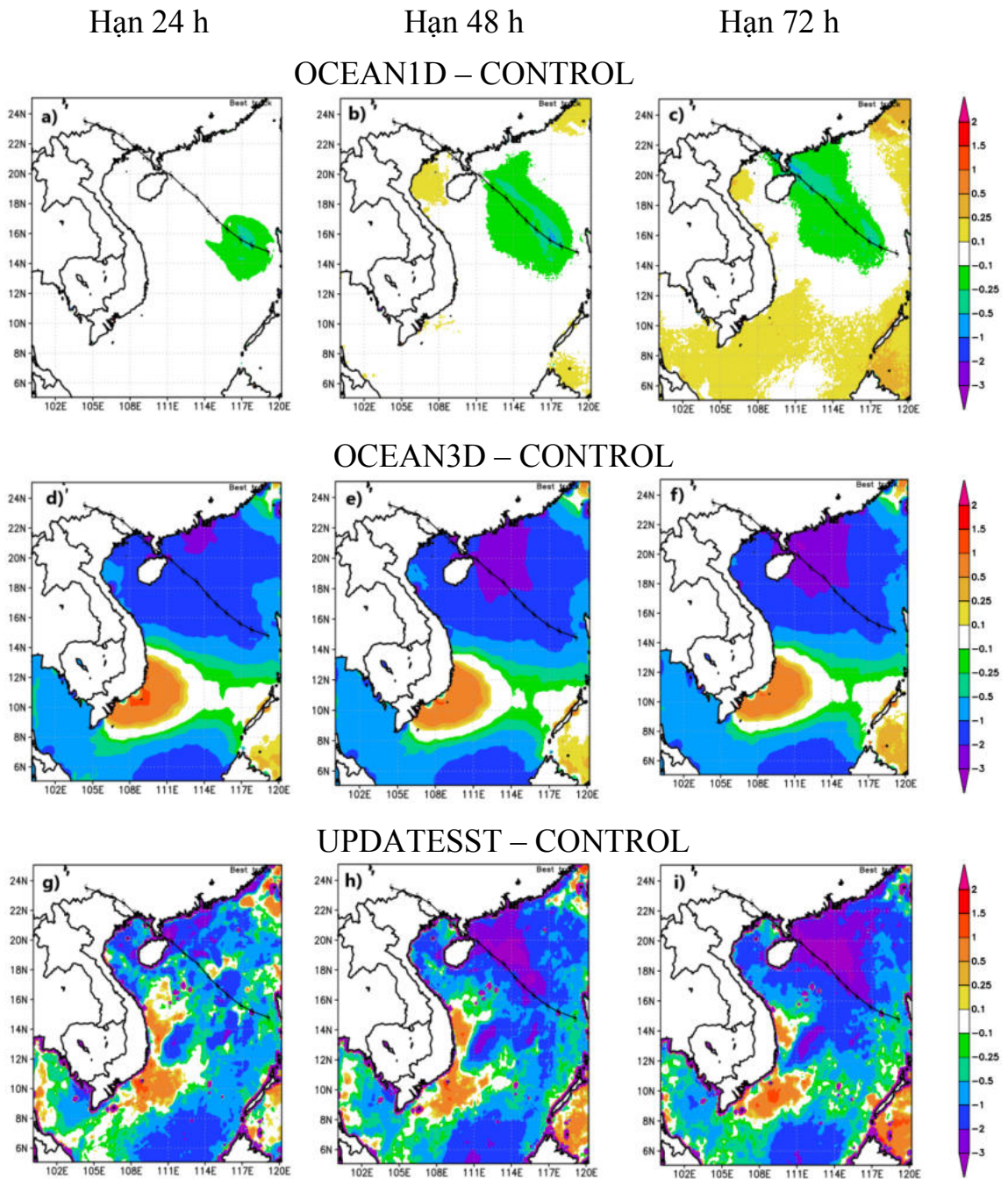
Hình 4.5. Hiệu trường SST ($^{\circ}\text{C}$) mô phỏng 24 h, 48 h, 72 h giữa 1DOCEAN (a, b, c); 3DOCEAN (d, e, f); UPDATESST (g, h, i) và CONTROL với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016

Hình 4.6 biểu diễn trường SST trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại các ngày 17/7/2014, 18/7/2014, 19/7/2014 và SST ở CONTROL tương ứng với mô phỏng cơn bão Rammasun tại 06Z ngày 16/7/2014. Giống như mô phỏng SST trong các cơn bão Bebinca và Sarika, mô phỏng SST trong bão Rammasun ở trường hợp CONTROL có giá trị tương đối cao so với quan trắc từ vệ tinh. Sự khác biệt lớn nhất được tìm thấy ở khu vực phía phải đường đi của bão trong ngày 18 và 19/7/2014 với giá trị chênh lệch lớn nhất là 4°C. Ngoài ra, sự khác biệt giữa CONTROL và số liệu SST RSS còn được thể hiện ở vùng nước trôi ven bờ khu vực Nam Trung Bộ. Ở trường hợp CONTROL, vùng nước trôi khu vực Nam Trung Bộ yếu hơn, mở rộng và dịch chuyển về phía Tây Nam so với trường SST từ RSS.



Hình 4.6. Trường SST (°C) trung bình ngày từ số liệu vệ tinh SST RSS tại: a) ngày 17/7/2014; b) ngày 18/7/2014; c) ngày 19/7/2014 và d) trường SST (°C) của CONTROL ứng với mô phỏng tại 06Z ngày 16/7/2014

Tương tự như cơn bão Sarika, trường SST ở 1DOCEAN trong mô phỏng bão Rammasun chỉ cho sự khác biệt rõ nhất so với CONTROL ở vùng bão hoạt động với giá trị chênh lệch lớn nhất là -1°C (vùng ven bờ đảo Hải Nam). Tại các khu vực khác, chênh lệch SST giữa 1DOCEAN và CONTROL dao động ở khoảng $0,25 - 0,5^{\circ}\text{C}$ (hình 4.7 a, b, c). Đối với 3DOCEAN và UPDATESST, vùng SST giảm so với CONTROL ở khu vực bão Rammasun hoạt động được mở rộng cả về quy mô và độ lớn khi so sánh với vùng SST giảm trong hai cơn bão Bebinca và Sarika. Giá trị SST giảm lớn nhất ở 3DOCEAN và UPDATESST trong bão là -3°C ở phía phải đường đi của bão (hình 4.7 d, e, f, g, h, i). Chênh lệch dương rõ rệt của trường SST (khoảng 1 đến $1,5^{\circ}\text{C}$) giữa 3DOCEAN/UPDATESST và CONTROL được tìm thấy ở vùng ven biển Khánh Hòa. Sự khác biệt của SST giữa UPDATESST và CONTROL ở khu vực biển Khánh Hòa có thể liên quan đến khu vực nước trời ở CONTROL bị lệch về phía Tây Nam so với trường SST quan trắc do dữ liệu GFS - ANL có độ phân giải thấp không diễn tả chính xác phân bố không gian và độ lớn của trường SST trên khu vực Biển Đông. Mặc khác, sự khác biệt rõ rệt của trường SST trên một vùng rộng lớn ở khu vực Nam Trung Bộ giữa 3DOCEAN và CONTROL có thể do cả hai nguyên nhân: (1) sự thiếu chính xác của trường SST ở CONTROL và (2) hạn chế của mô hình 3DPWP dẫn đến sai số trong quá trình mô phỏng.



Hình 4.7. Hiệu trường SST ($^{\circ}\text{C}$) mô phỏng 24 h, 48 h, 72 h giữa 1DOCEAN (a, b, c); 3DOCEAN (d, e, f); UPDATESST (g, h, i) và CONTROL với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014

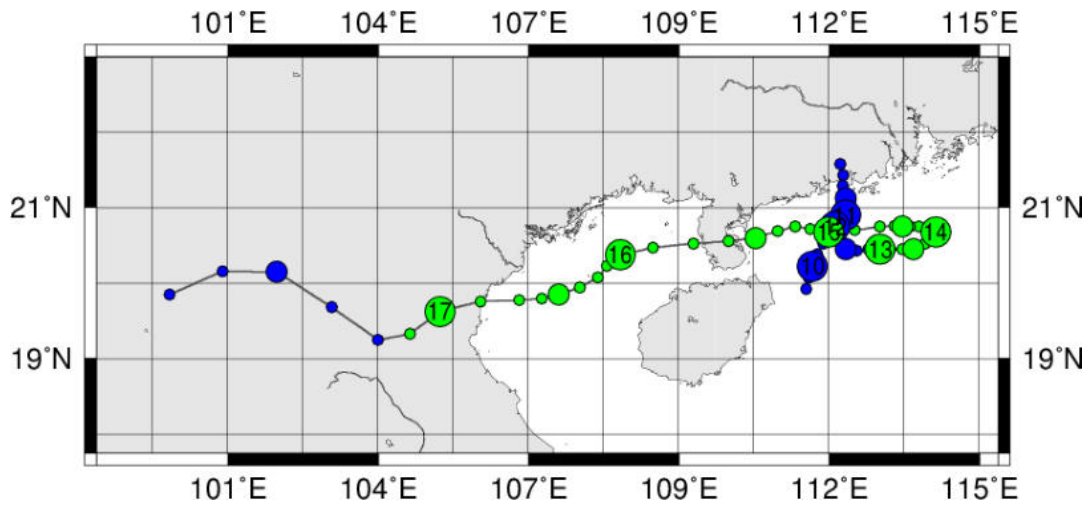
Kết quả mô phỏng trường SST của 17 cơn bão với 4 trường hợp cho thấy việc kết hợp giữa WRF - OML, WRF - 3DPWP và cập nhật trường SST RSS biểu diễn được quá trình giảm SST do bão. Quy mô và biên độ giảm của SST ở 1DOCEAN nhỏ hơn so với 3DOCEAN trong tất cả các trường hợp mô phỏng đã khẳng định rõ hơn nhận định SST giảm do quá trình xáo trộn trong bão nhỏ hơn so với quá trình nước trời do bão. Nhận định tương tự được tìm thấy trong nghiên cứu của Wu và ctv (2015) khi mô phỏng cơn bão Megi (2010) trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương.

Kết quả mô phỏng còn cho thấy vai trò của hiệu ứng vận chuyển bình lưu trong lớp bề mặt biển trong việc mở rộng quy mô của vùng có SST giảm. Như vậy, trường SST trong cả ba trường hợp 1DOCEAN, 3DOCEAN và UPDATESST đều có sự thay đổi so với CONTROL, đặc biệt là tại khu vực bão hoạt động. Sự thay đổi đó tác động đến cường độ và quỹ đạo bão như thế nào sẽ được nghiên cứu chi tiết trong các mục tiếp theo.

4.3. ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHỎNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO NHÓM 1

4.3.1 Cơn bão Bebinca (2018)

Cơn bão Bebinca (2018) – cơn bão số 4 được hình thành từ một ATNĐ trên khu vực Biển Đông từ ngày 13/8/2018. Ngay từ khi là ATNĐ, Bebinca có quỹ đạo tương đối phức tạp, rích rắc. Sau khi mạnh lên thành bão, cơn bão Bebinca di chuyển theo hướng Đông và Đông Bắc, đến ngày 14/8, bão chuyển hướng Tây – Tây Nam và đổ bộ vào Sầm Sơn, Thanh Hóa. Sức gió mạnh nhất vùng gần tâm bão là 31 ms^{-1} . Sau khi đổ bộ vào ngày 17/8, cơn bão nhanh chóng suy yếu và tan (hình 4.8).

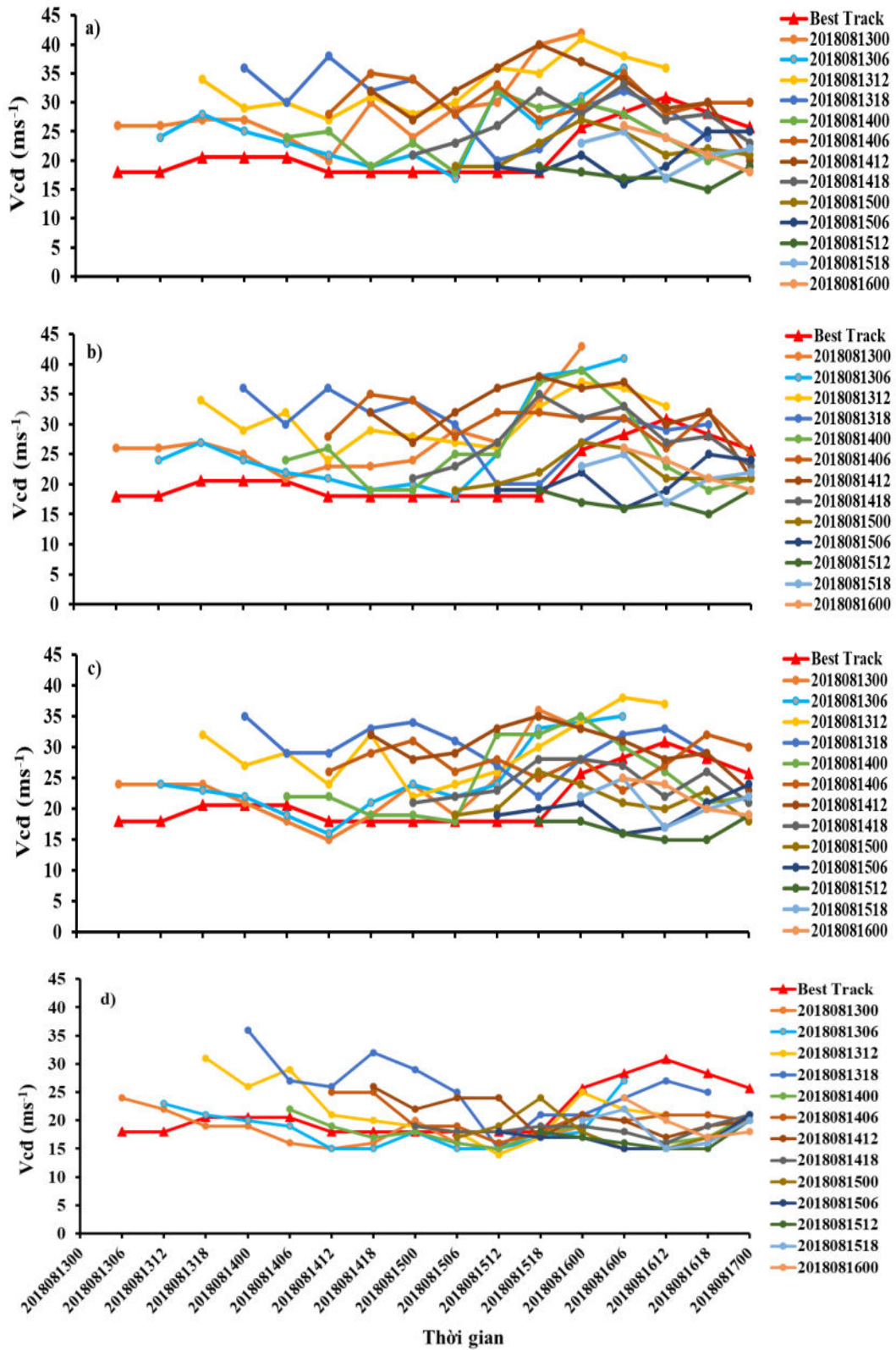


Hình 4.8. Quỹ đạo của bão Bebinca (2018)

(Nguồn: <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>)

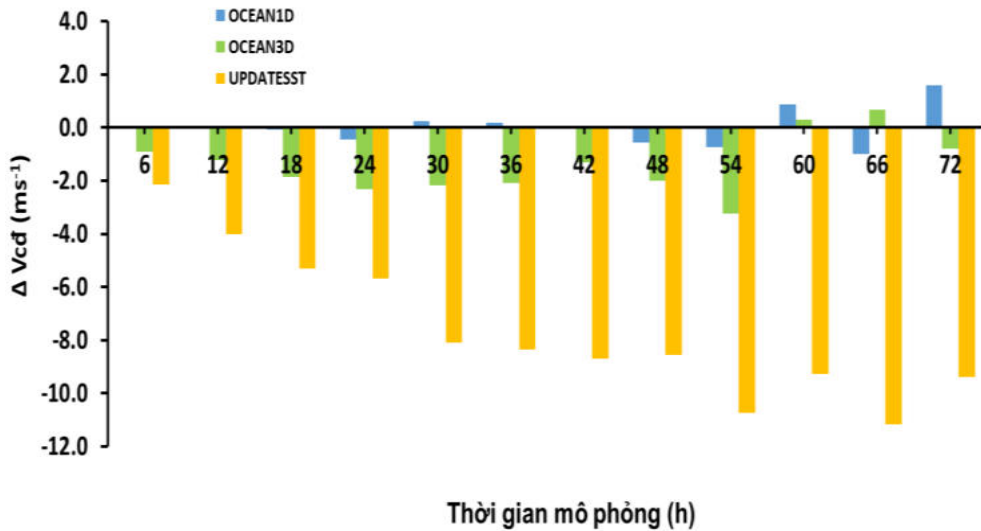
Mô phỏng cơn bão Bebinca (2018) được thực hiện với 13 mô phỏng cho mỗi một trường hợp thử nghiệm với tần suất 6 giờ, bắt đầu từ 00 Z ngày 13/8/2018.

Hình 4.9 cho thấy mô phỏng bão Bebinca bằng mô hình WRF ở bốn trường hợp có xu hướng cao hơn về cường độ so với thực tế ở những thời điểm mô phỏng từ 06 Z ngày 13/8 đến 18 Z ngày 15/8, đây là quãng thời gian bão hoạt động ở khu vực Bắc Biển Đông và bắt đầu di chuyển vào khu vực vịnh Bắc Bộ. Từ 00 Z ngày 16/8, khi vào vịnh Bắc Bộ, bão Bebinca có xu thế tăng cường cường độ. Tuy nhiên, cả 4 trường hợp không mô phỏng được sự tăng cường cường độ này và V_{cd} cho xu hướng thấp hơn so với JTWC. Mô phỏng V_{cd} thấp hơn so thực tế ở cả 4 trường hợp có thể là do bão được mô phỏng đi vào đất liền vùng phía nam Trung Quốc, sau đó vòng ra biển, tuy nhiên, trên thực tế bão di chuyển trên khu vực Bắc Biển Đông và khu vực vịnh Bắc Bộ (xem hình 4.12).



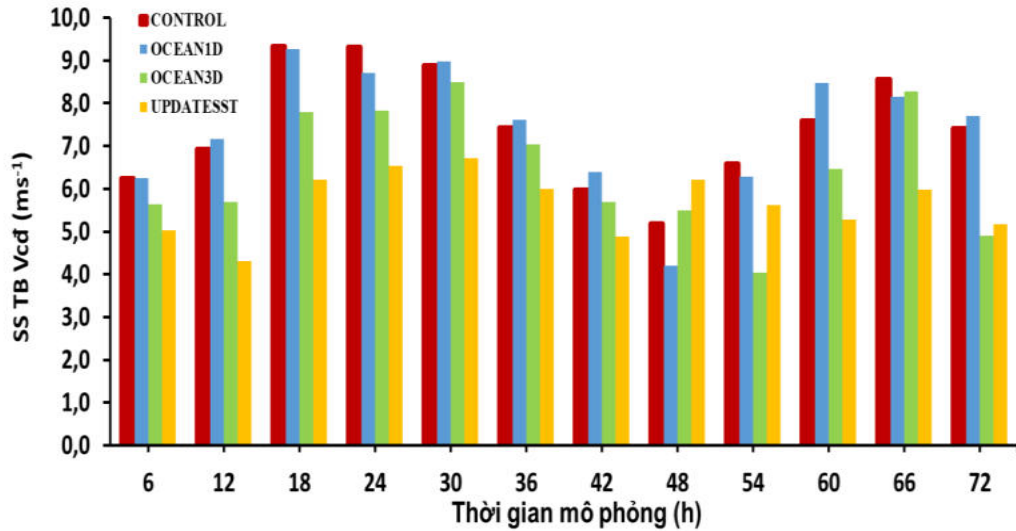
Hình 4.9. V_{cd} trong bão Bebinca từ JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp:
 a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

Xem xét kỹ hơn các trường hợp mô phỏng cho thấy chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN và CONTROL là tương đối nhỏ. Mô phỏng V_{cd} giữa 3DOCEAN, UPDATESST có xu thế thấp hơn đáng kể khi so sánh với CONTROL. Đặc biệt, chênh lệch trung bình giữa UPDATESST và CONTROL có thể đến -12 ms^{-1} (hình 4.10). Kết quả mô phỏng cho thấy dường như có sự tương ứng giữa mức độ giảm V_{cd} và mức độ giảm SST ở vùng tâm bão ở các trường hợp 1DOCEAN, 3DOCEAN và UPDATESST khi so sánh với CONTROL.



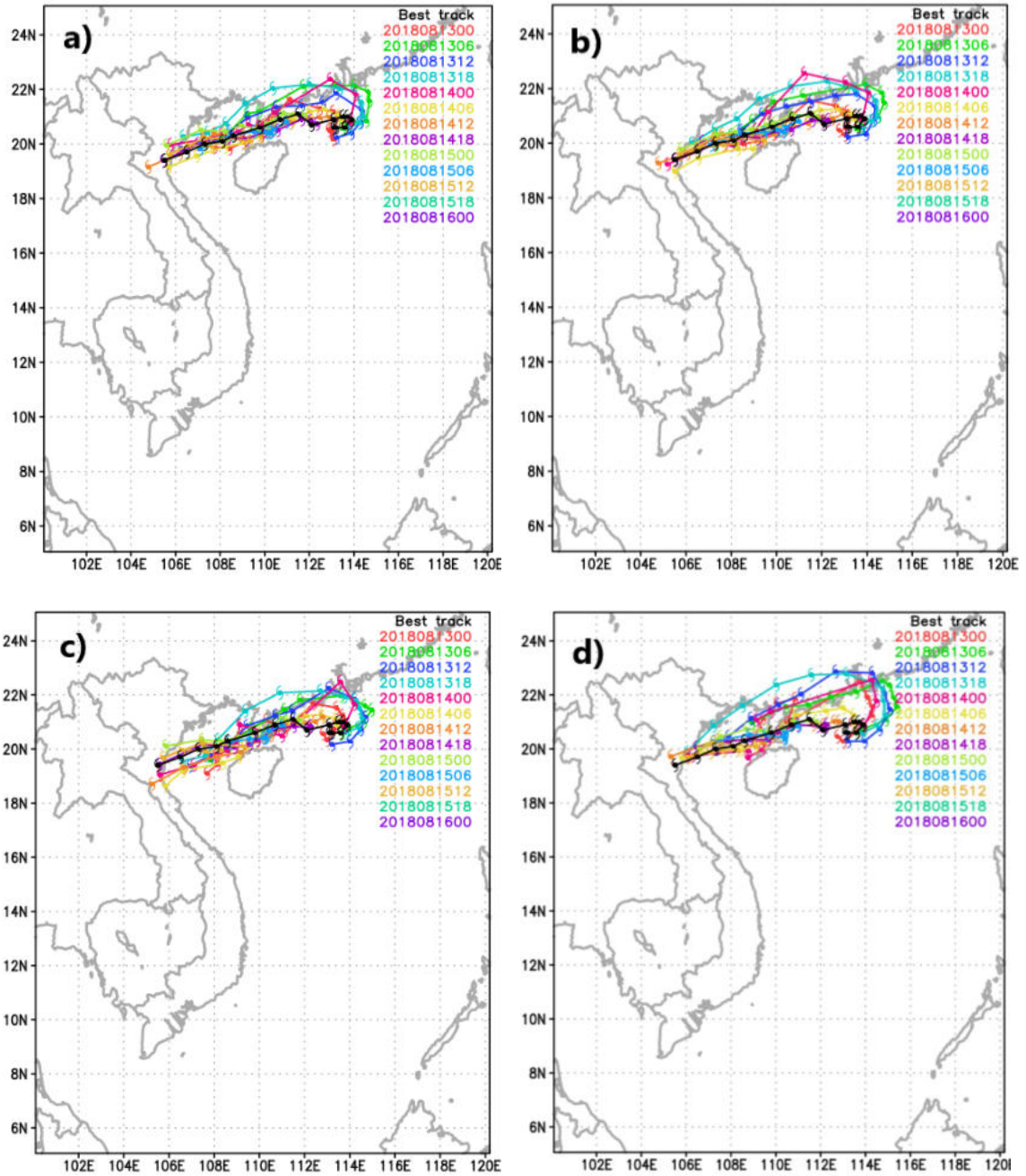
Hình 4.10. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Bebinca

Hình 4.11 cho thấy không có sự khác biệt đáng kể về sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} giữa 1DOCEAN và CONTROL. Cả 2 trường hợp này đều cho sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} tương đối lớn, dao động từ $6-9 \text{ ms}^{-1}$ (đối với CONTROL) và $4-9 \text{ ms}^{-1}$ (đối với 1DOCEAN). Cả 3DOCEAN và UPDATESST cho sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} nhỏ hơn so với CONTROL, đặc biệt, sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở UPDATESST giảm còn $4-7 \text{ ms}^{-1}$.



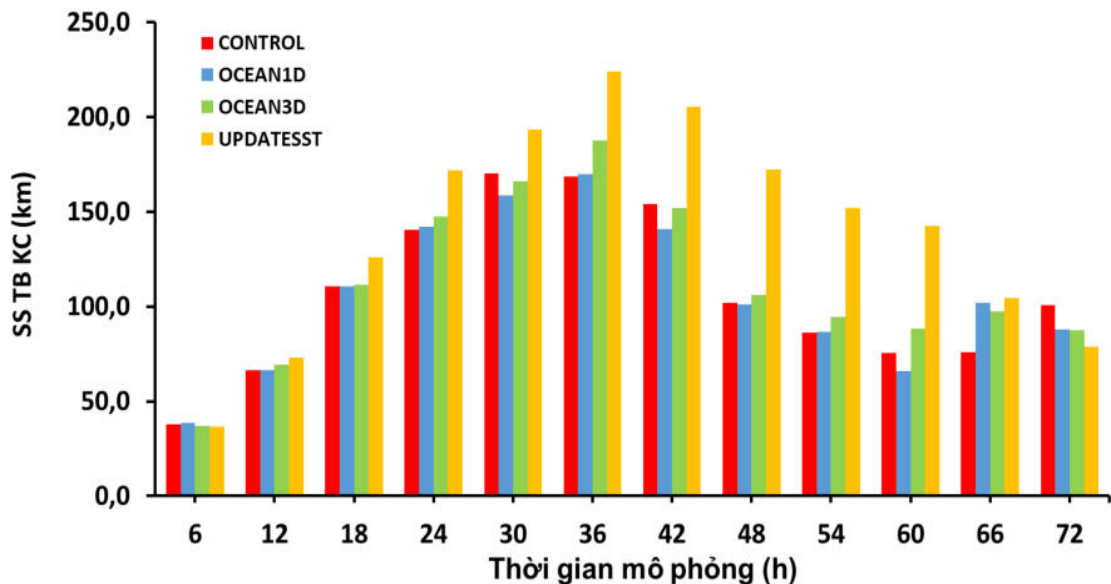
Hình 4.11. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} trong bão Bebinca so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng

Theo hình 4.12, mô phỏng đường đi của bão Bebinca trong cả 4 trường hợp có xu hướng lệch phải so với thực tế, ngoại trừ 3DOCEAN có xu hướng lệch trái khi tiến sát vào bờ. Sự khác biệt giữa mô phỏng và thực tế rõ rệt nhất ở các thời điểm từ 00 Z ngày 13/8 đến 12 Z ngày 15/8. Cả 4 trường hợp đều mô phỏng bão Bebinca đi vào đất liền vùng phía nam Trung Quốc, sau đó vòng ra biển vào 15/8. Từ ngày 16/8 trở đi, mô phỏng đường đi của bão trong trường hợp CONTROL và 1DOCEAN có xu thế gần với thực tế hơn. Tuy nhiên, 3DOCEAN và UPDATESST mô phỏng đường đi của bão vẫn tương đối khác so với thực tế. So sánh mô phỏng đường đi của bão giữa các trường hợp 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST với trường hợp CONTROL cho thấy sự khác biệt lớn nhất được tìm thấy ở UPDATESST và nhỏ nhất ở 1DOCEAN, tương ứng với mức giảm SST ở vùng tâm bão lớn nhất ở UPDATESST và nhỏ nhất ở 1DOCEAN.



Hình 4.12. Đường đi của bão Bebinca từ quỹ đạo chuẩn của JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

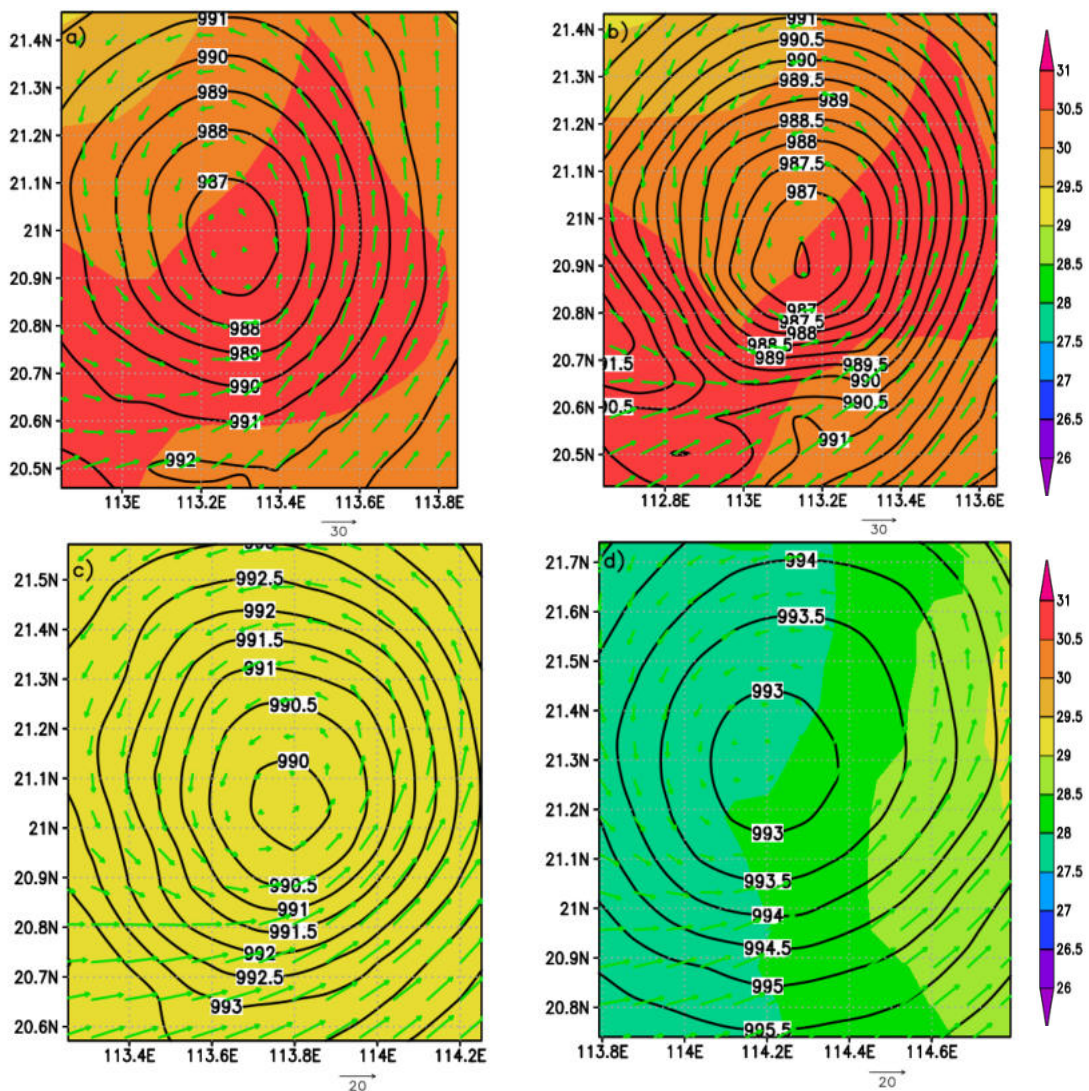
Không có nhiều sự khác biệt về sai số trung bình khoảng cách của bão Bebinca giữa 1DOCEAN và CONTROL. Sai số trung bình khoảng cách trong trường hợp 3DOCEAN, UPDATESST lớn hơn đáng kể so với CONTROL (hình 4.13). Trong đó, trường hợp UPDATESST cho sai số lớn nhất với giá trị có thể lên đến 214,9 km ở 36 giờ mô phỏng. Sai số trung bình khoảng cách tương đối lớn ở các hạn từ 24 đến 42 giờ đối với 4 trường hợp tương ứng với các thời điểm bão được mô phỏng đi vào đất liền Trung Quốc, trước khi vòng ra vịnh Bắc Bộ.



Hình 4.13. Sai số trung bình khoảng cách so với vị trí cơn bão Bebinca từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng

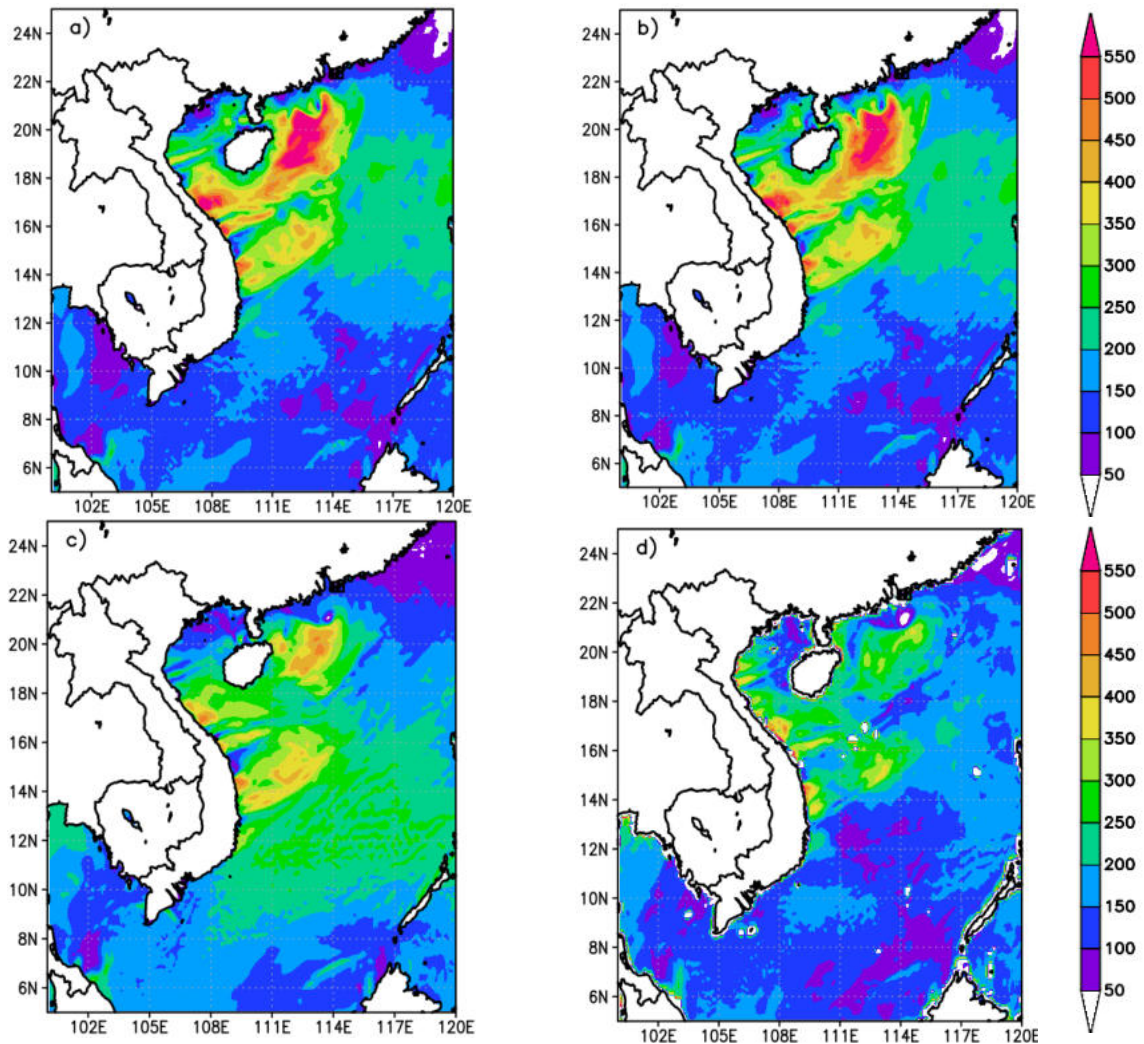
Để thấy rõ hơn ảnh hưởng của SST đến mô phỏng cường độ và quỹ đạo của cơn bão Bebinca, Luận án xem xét kỹ hơn trường SST tại vùng tâm bão. Theo hình 4.14, trường SST ở khu vực gần tâm bão ở 1DOCEAN không có nhiều sự khác biệt so với CONTROL với giá trị SST tương đối cao, từ 29,5 đến 31°C, ngoại trừ vùng có SST cao nhất ở góc phần tư phía dưới bên phải tâm bão bị thu hẹp lại. Đối với trường hợp 3DOCEAN, toàn vùng tâm bão có SST giảm so với CONTROL với giá trị SST đồng nhất 29°C. Điều này cho

thấy quá trình giảm SST do bão đã được tính đến thông qua việc kết nối giữa WRF và 3DPWP. Trường SST ở vùng tâm bão ở UPDATESST là thấp hơn đáng kể so CONTROL với giá trị thấp nhất là 27,5°C. Như vậy, cập nhật trường SST vào biên dưới của mô hình WRF đã biểu diễn được SST giảm ở tâm bão.



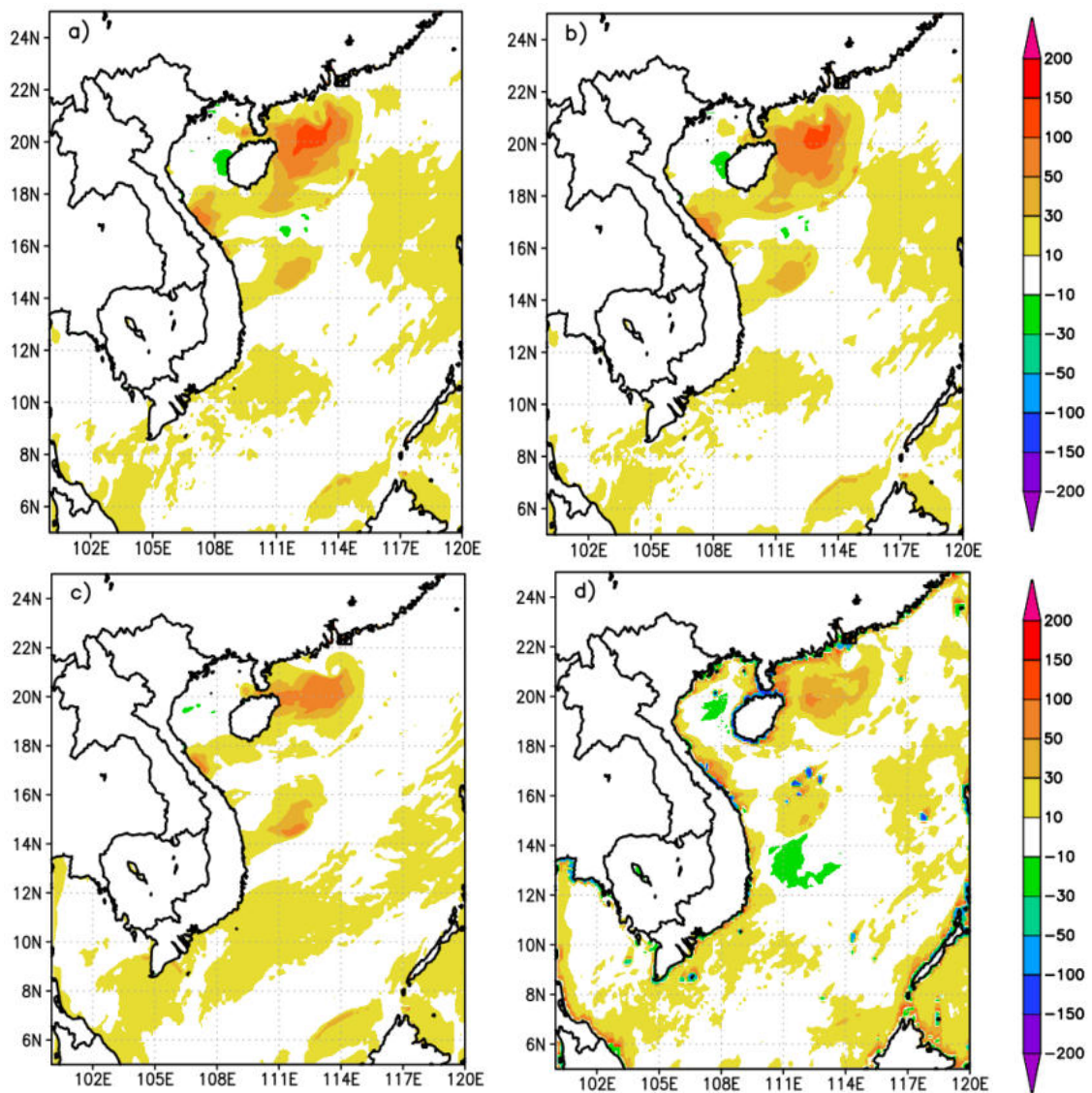
Hình 4.14. Mô phỏng 24 h trường áp suất mực mặt biển (hPa), tốc độ gió mực 10 m (ms^{-1}) và SST ($^{\circ}\text{C}$) tại tâm bão Bebinca với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 3DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

Theo hình 4.15 và 4.16, thông lượng ẩ nhiệt và hiể nhiệt mô phỏng trong 24 giờ với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00 Z ngày 13/8/2018 ở 1DOCEAN tương tự như ở CONTROL. Mô phỏng thông lượng ẩ nhiệt và hiể nhiệt ở các trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST giảm đáng kể so với CONTROL tại khu vực phía trái quỹ đạo bão. Cụ thể, chênh lệch thông lượng ẩ nhiệt tại vùng tâm bão ở 3DOCEAN và UPDATESST so với CONTROL lần lượt là -150 Wm^{-2} và -250 Wm^{-2} (hình 4.15).



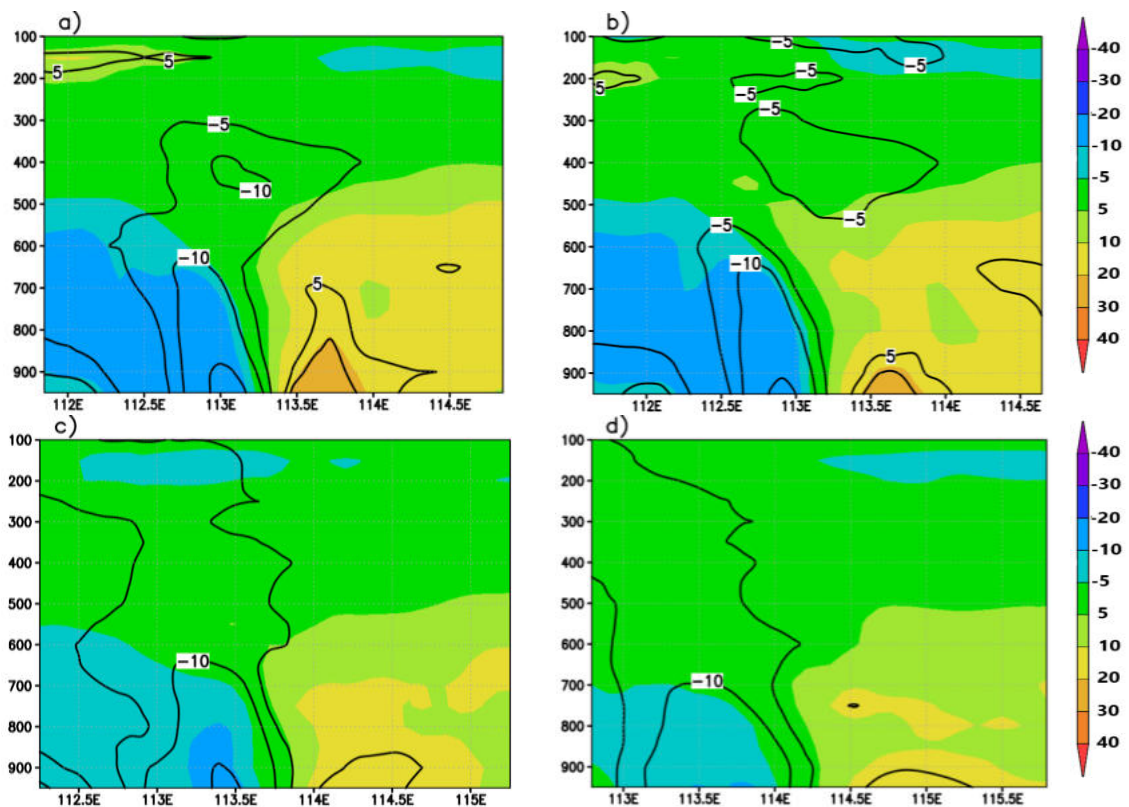
Hình 4.15. Mô phỏng 24 h thông lượng ẩ nhiệt (Wm^{-2}) với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

Hình 4.16 cho thấy chênh lệch thông lượng hiển nhiệt tại vùng tâm bão ở 3DOCEAN và UPDATESST so với CONTROL có giá trị lần lượt là -50 Wm^{-2} và -70 Wm^{-2} . Nhìn chung, mức độ giảm thông lượng ẩn nhiệt và hiển nhiệt trong 3 trường hợp 1DOCEAN, 3DOCEAN và UPDATESST ở vùng tâm bão so với CONTROL có liên hệ với mức độ giảm SST ở vùng tâm bão.



Hình 4.16. Mô phỏng 24 h thông lượng hiển nhiệt (Wm^{-2}) với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

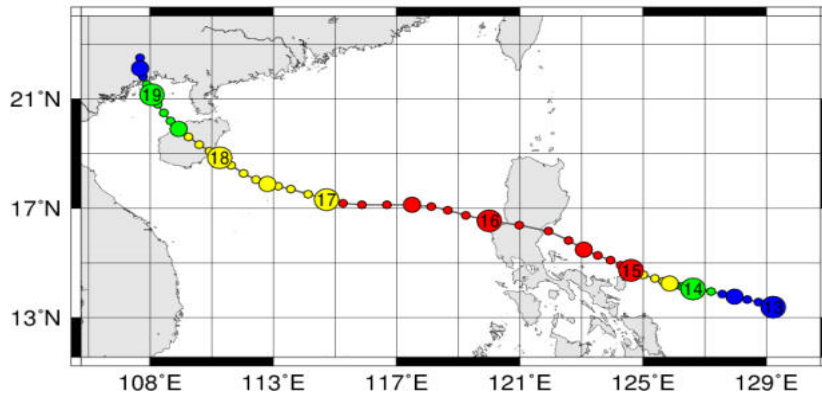
Theo hình 4.17, cấu trúc thẳng đứng của bão trong trường hợp 1DOCEAN có phần yếu hơn CONTROL, tuy nhiên, sự khác biệt là không nhiều. Cấu trúc thẳng đứng của bão ở 3DOCEAN và UPDATESST yếu hơn nhiều so với CONTROL cả về quy mô và cường độ. Như đã đề cập trong chương 2, bốn trường hợp thử nghiệm được thiết lập giống nhau về các tham số khí quyển, các điều kiện ban đầu và điều kiện biên ngoại trừ các trường SST khác nhau được đưa vào mô hình WRF để mô phỏng bão. Xem xét các trường hợp thử nghiệm cho thấy SST giảm mạnh ở vùng tâm bão làm giảm dòng thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt, dẫn đến giảm quy mô phát triển của bão và cường độ bão ở các trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST khi so sánh với trường hợp CONTROL.



Hình 4.17. Mô phỏng 24 h mặt cắt thẳng đứng tốc độ gió theo phương tiếp tuyến (ms^{-1}) của bão Bebinca với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 13/8/2018 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

4.3.2 Con bão Sarika (2016)

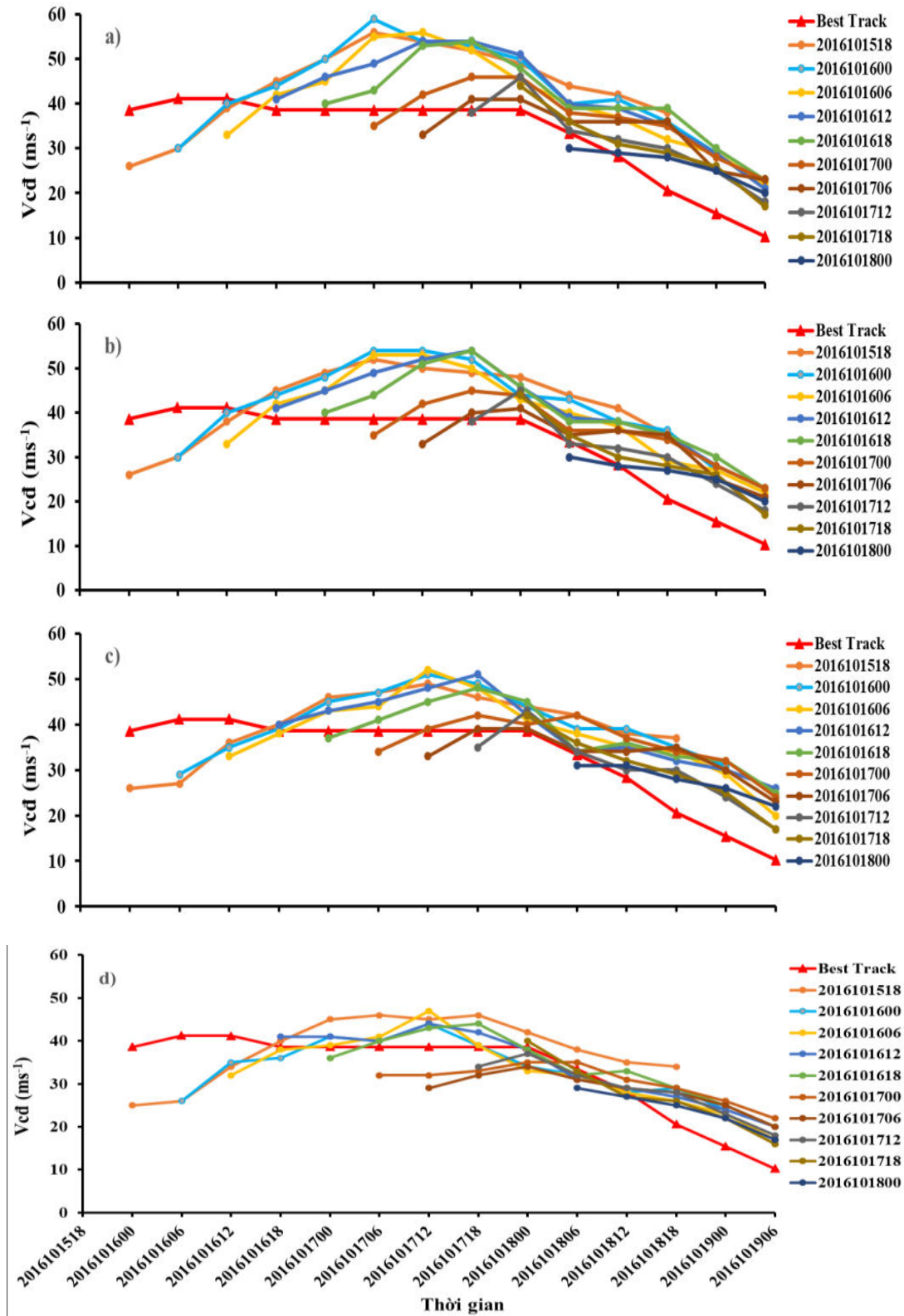
Con bão Sarika (2016) – con bão số 7 được hình thành từ một ATNĐ trên khu vực ngoài khơi miền Trung Philippin. Sau khi hình thành, bão di chuyển theo hướng Tây, sau đó đổi hướng di chuyển theo hướng Tây Tây Bắc và cường độ mạnh lên rất nhanh. Đêm ngày 15/10, khi áp sát bờ biển phía Đông đảo Lu Đông, bão mạnh lên cực đại cấp 15. Sau khi vượt qua đảo Lu Đông đi vào Biển Đông theo chuyển hướng Tây Tây Bắc rồi Tây Bắc với cường độ giảm xuống cấp 12. Bão Sarika suy yếu thành ATNĐ rồi đổ bộ vào đất liền phía Nam tỉnh Quảng Tây (Trung Quốc) vào ngày 19/8 (hình 4.18).



Hình 4.18. Quỹ đạo của bão Sarika (Con bão số 7 năm 2016)

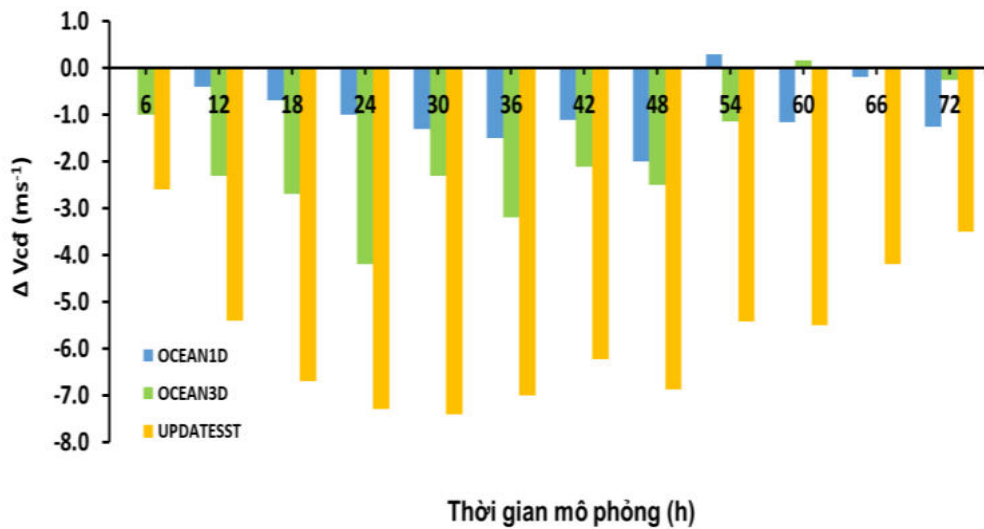
(Nguồn: <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>)

Mô phỏng con bão Sarika (2016) được thực hiện với 10 mô phỏng cho mỗi một trường hợp thử nghiệm cách nhau 6 giờ, bắt đầu từ 18 Z ngày 15/10/2016. Theo hình 4.19, mô phỏng cường độ của con bão Sarika trong bốn trường hợp đều cao hơn so với thực tế, ngoại trừ tại một số thời điểm ban đầu mô phỏng, cường độ bão có xu hướng thấp hơn so với thực tế. Đây có thể do ảnh hưởng của quá trình khởi tạo mô hình (spinup). Tương tự như con bão Bebinca, cường độ bão Sarika trong trường hợp 1DOCEAN không có sự khác biệt đáng kể so với CONTROL. Tuy nhiên, cường độ bão ở 3DOCEAN và UPDATESST có xu thế nhỏ hơn nhiều so với CONTROL, đặc biệt là UPDATESST.



Hình 4.19. V_{cd} trong bão Sarika từ JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp:
 a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

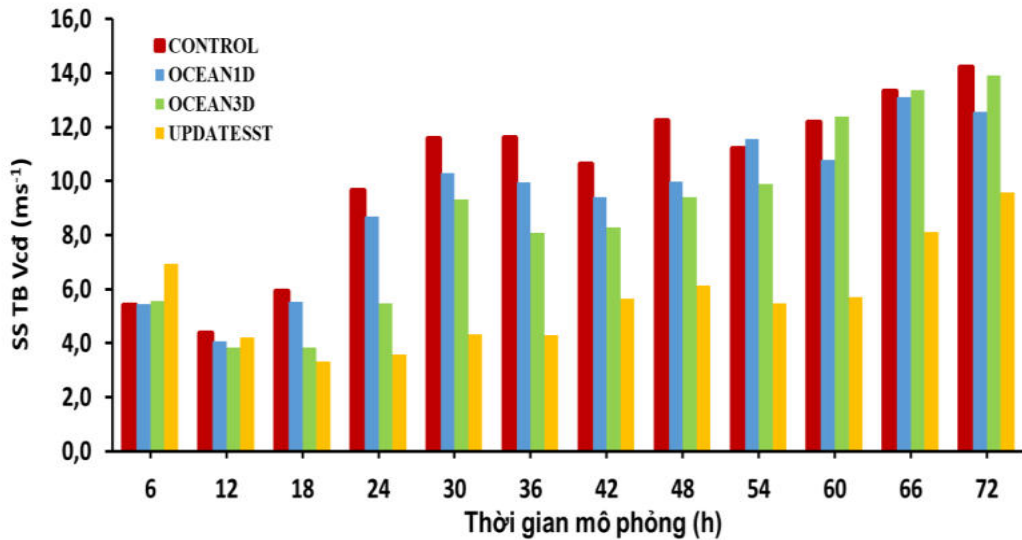
Theo hình 4.20, chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN và CONTROL là tương đối nhỏ, khoảng -1 đến -2 ms^{-1} và giữa 3DOCEAN và CONTROL là từ -1 đến -4 ms^{-1} . Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa UPDATESST và CONTROL là lớn nhất với giá trị từ -3 đến $-7,5 \text{ ms}^{-1}$. Tuy nhiên, chênh lệch này là nhỏ khi so sánh với kết quả mô phỏng bão Bebinca.



Hình 4.20. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Sarika

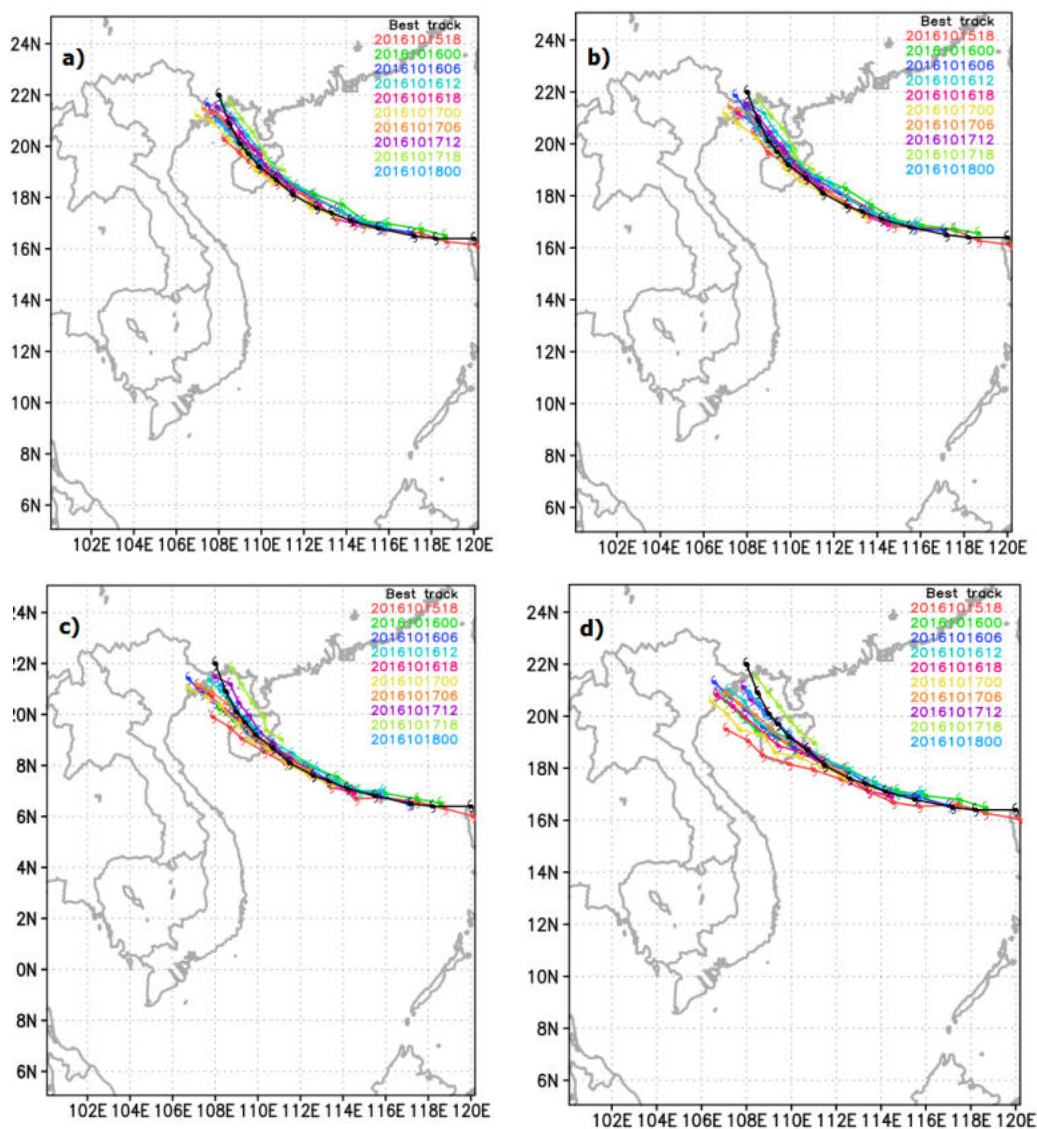
Hình 4.21 trình bày sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} trong bão Sarika so với số liệu bão thực tế từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng. Theo đó, sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} trong cả 3 trường hợp 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST đều nhỏ hơn so với CONTROL sau 12 giờ mô phỏng, đặc biệt sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở UPDATESST giảm đáng kể so với CONTROL. Điều này cho thấy cập nhật trường SST có độ phân giải cao nhằm cung cấp điều kiện biên dưới chính xác hơn cho mô hình WRF làm giảm đáng kể sai số mô phỏng cường độ bão bằng mô hình số trị so với trường hợp không cập nhật SST. Nhận định này tương đối phù hợp với kết quả nghiên cứu của Rai và ctv (2018).

Như vậy, việc kết hợp mô hình WRF và mô hình OML/3DPWP làm giảm sai số mô phỏng cường độ bão so với CONTROL ở trước 60 giờ mô phỏng thông qua mô phỏng được quá trình giảm SST ở tâm bão. Tuy nhiên, sau 60 giờ mô phỏng, việc kết hợp này không cải thiện sai số mô phỏng cường độ bão so với CONTROL do bão tiến sát hoặc đổ bộ vào đất liền Trung Quốc.



Hình 4.21. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} trong bão Sarika so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng

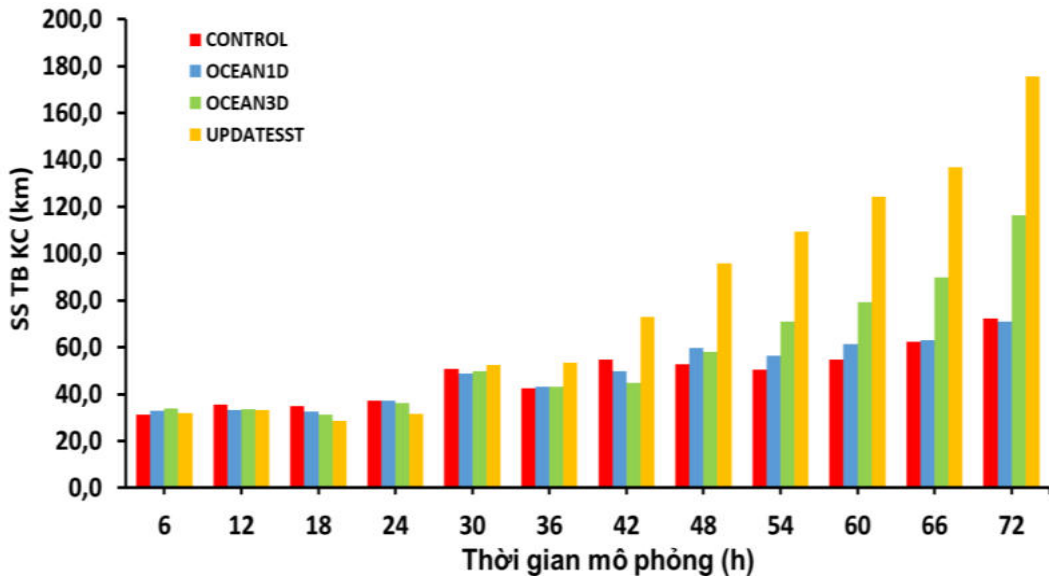
Theo hình 4.22, mô phỏng quỹ đạo ở CONTROL và 1DOCEAN tương đối bám sát so với thực tế. Quỹ đạo bão ở 3DOCEAN và UPDATESST lệch sang trái so với quỹ đạo bão từ JTWC, trong đó, trường hợp UPDATESST cho lệch sang trái lớn nhất ở khu vực đảo Hải Nam và Nam Vịnh Bắc Bộ khi so sánh 3 trường hợp còn lại. Mặc dù chưa thể lý giải một cách tường minh cơ chế tác động của trường SST đến quỹ đạo bão do sự chuyển động của bão phụ thuộc nhiều vào hoàn lưu quy mô lớn, tuy nhiên, từ kết quả mô phỏng đường đi của cơn bão Bebica và Sarika cho thấy sự thay đổi trường SST dẫn đến thay đổi nhất định chuyển động của bão.



Hình 4.22. Đường đi của bão Sarika từ dữ liệu bão JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

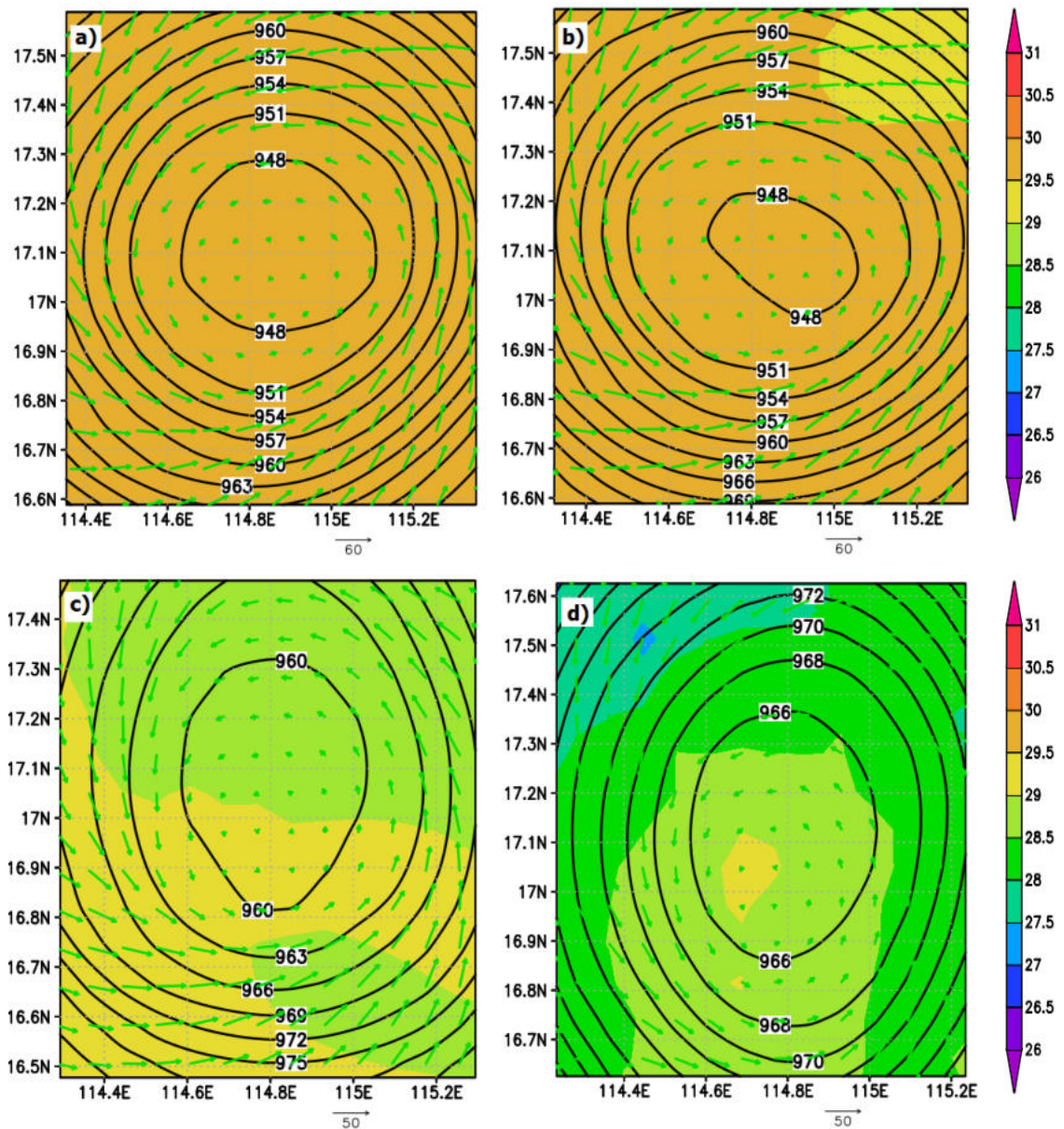
Đánh giá sai số trung bình khoảng cách ở bốn trường hợp mô phỏng so với vị trí cơn bão Sarika từ JTWC cho thấy sai số trung bình khoảng cách trong trường hợp 1DOCEAN tương tự so với CONTROL với giá trị sai số tương đối nhỏ, cao nhất chỉ khoảng 60 km. Ở UPDATESST, sai số trung bình khoảng cách không khác biệt nhiều so với CONTROL ở những hạn dự báo

trước 42 giờ. Tuy nhiên, sau 42 giờ mô phỏng, sai số trung bình khoảng cách ở UPDATESST tương đối cao với giá trị sai số lớn nhất đạt 160 km ở hạn dự báo 72h (hình 4.23).



Hình 4.23. Sai số trung bình khoảng cách so với vị trí cơn bão Sarika từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng

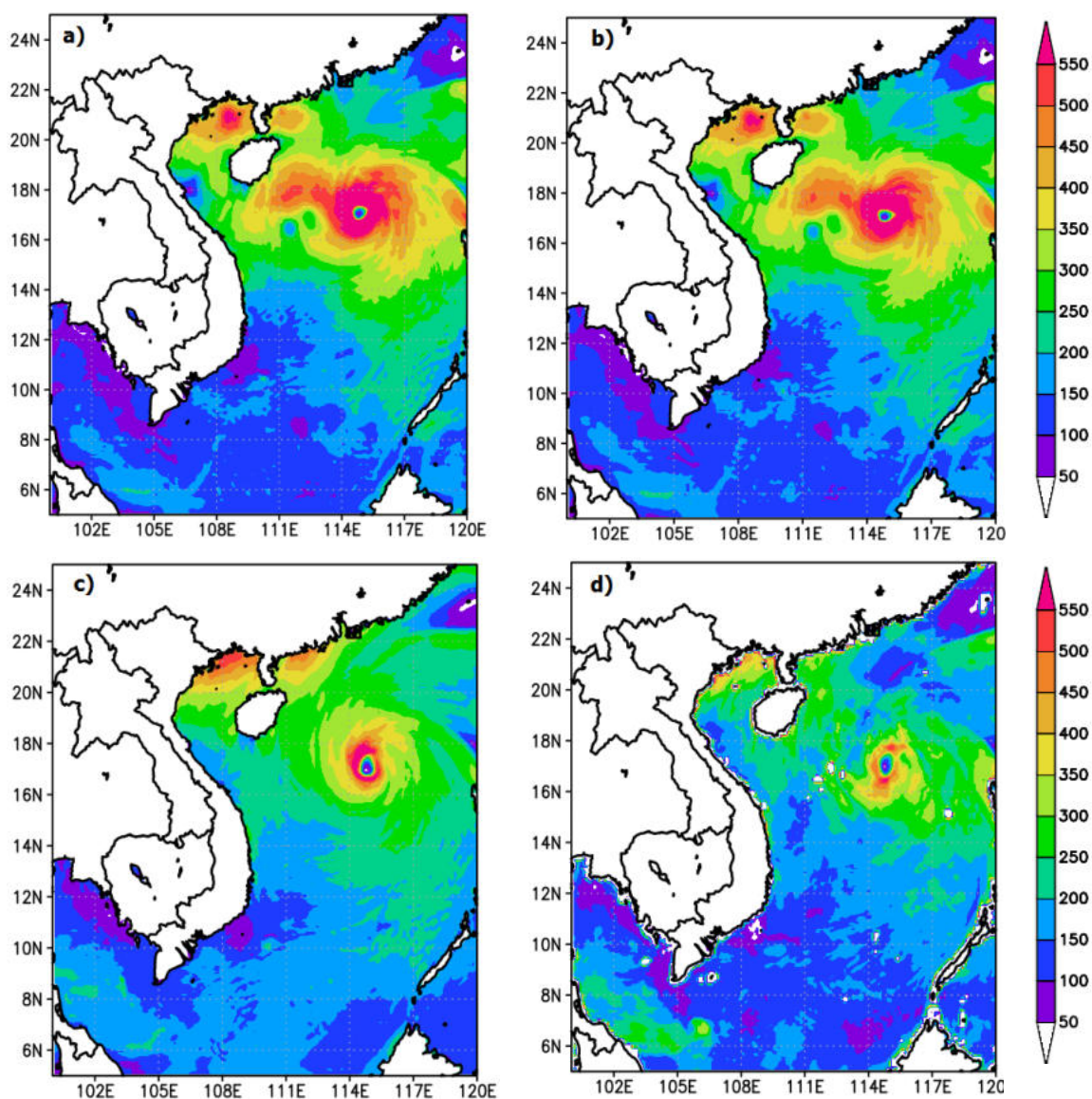
Hình 4.24 cho thấy trường SST ở vùng tâm bão ở 1DOCEAN không có nhiều sự khác biệt so với CONTROL với giá trị SST dao động từ 29,5 đến 30°C, ngoại trừ vùng SST ở góc phân tư phía trên bên phải tâm bão có giá trị thấp hơn so với CONTROL. Đối với trường hợp 3DOCEAN, toàn vùng tâm bão có SST giảm so với CONTROL với giá trị dao động từ 28,5 đến 29,5°C. Như vậy, quá trình giảm SST ở vùng tâm bão đã được tính đến trong mô phỏng SST ở 3DOCEAN. SST ở vùng tâm bão trong trường hợp UPDATESST có giá trị tương đối thấp, dao động từ 28 đến 29,5°C. Tương tự như trường hợp 3DOCEAN, cập nhật trường SST quan trắc vào biên của mô hình WRF đã biểu diễn được hiệu ứng giảm SST tại vùng tâm bão.



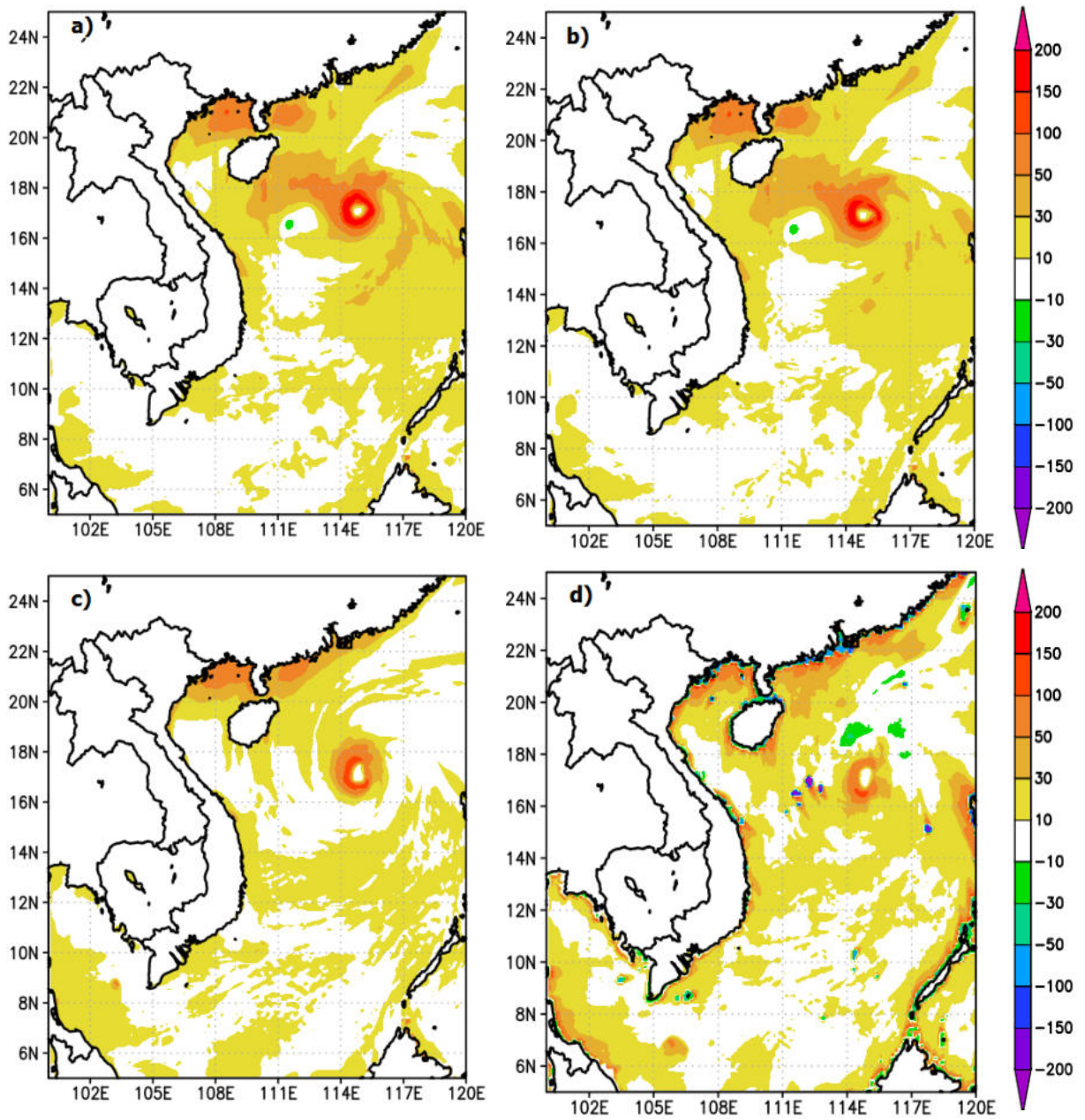
Hình 4.24. Mô phỏng 24h trường áp suất mực mặt biển (hPa), tốc độ gió mực 10 m (ms^{-1}) và SST ($^{\circ}\text{C}$) tại vùng tâm bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

Theo hình 4.25 và hình 4.26, thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt mô phỏng trong 24 giờ với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00 Z ngày 16/10/2016 ở trường hợp 1DOCEAN tương tự so với trường hợp CONTROL. Mô phỏng

thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt ở 3DOCEAN và UPDATESST giảm đáng kể so với CONTROL ở vùng tâm bão. Lượng tiềm nhiệt bị hụt đi trong hai trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST so với lượng tiềm nhiệt ở CONTROL là xấp xỉ -200 Wm^{-2} . Ngoài ra, vùng thông lượng ẩn nhiệt có giá trị cực đại ở UPDATESST thu hẹp đáng kể khi so sánh với CONTROL.

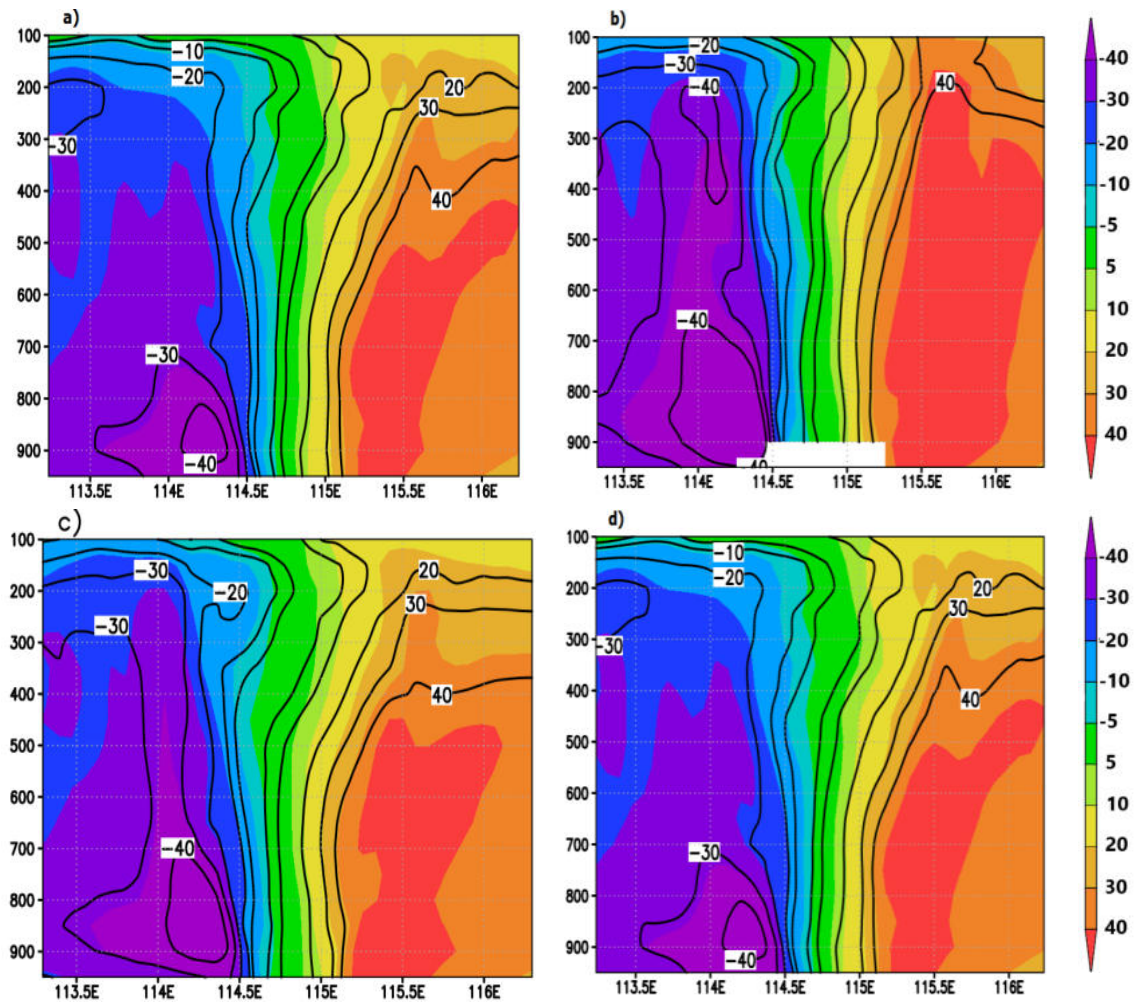


Hình 4.25. Mô phỏng 24 h thông lượng ẩn nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST



Hình 4.26. Mô phỏng 24 h thông lượng nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

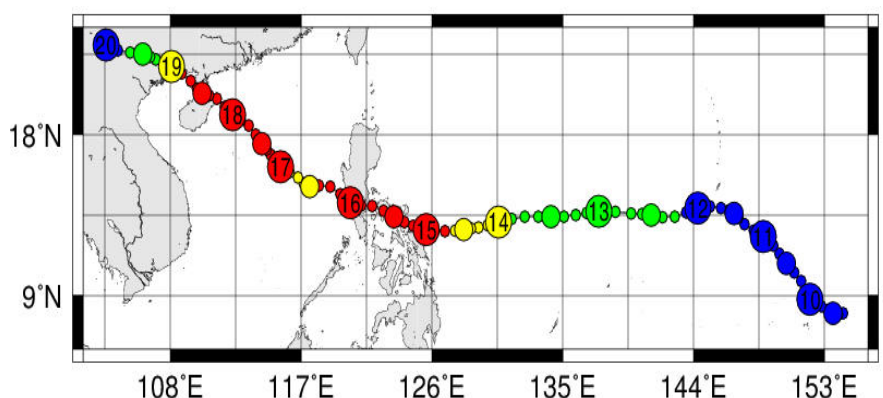
Tương ứng với quá trình giảm thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt tại vùng tâm bão, cường độ và cấu trúc bão Sarika được mô phỏng bởi 3DOCEAN và UPDATESST yếu đi đáng kể khi so sánh với CONTROL. Theo hình 4.27, vùng có tốc độ gió từ 40 ms^{-1} trở lên phát triển đến mực gần 200 hPa ở CONTROL, nhưng bị thu hẹp lại ở mực 500 hPa ở cả hai trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST.



Hình 4.27. Mô phỏng 24 h mặt cắt thẳng đứng tốc độ gió theo phương tiếp tuyến (ms^{-1}) tại vùng tâm bão Sarika với thời điểm bắt đầu mô phỏng 00 Z ngày 16/10/2016 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

4.4. ẢNH HƯỞNG CỦA NHIỆT ĐỘ MẶT NƯỚC BIỂN ĐẾN MÔ PHỎNG CƯỜNG ĐỘ VÀ QUỸ ĐẠO BÃO NHÓM 2

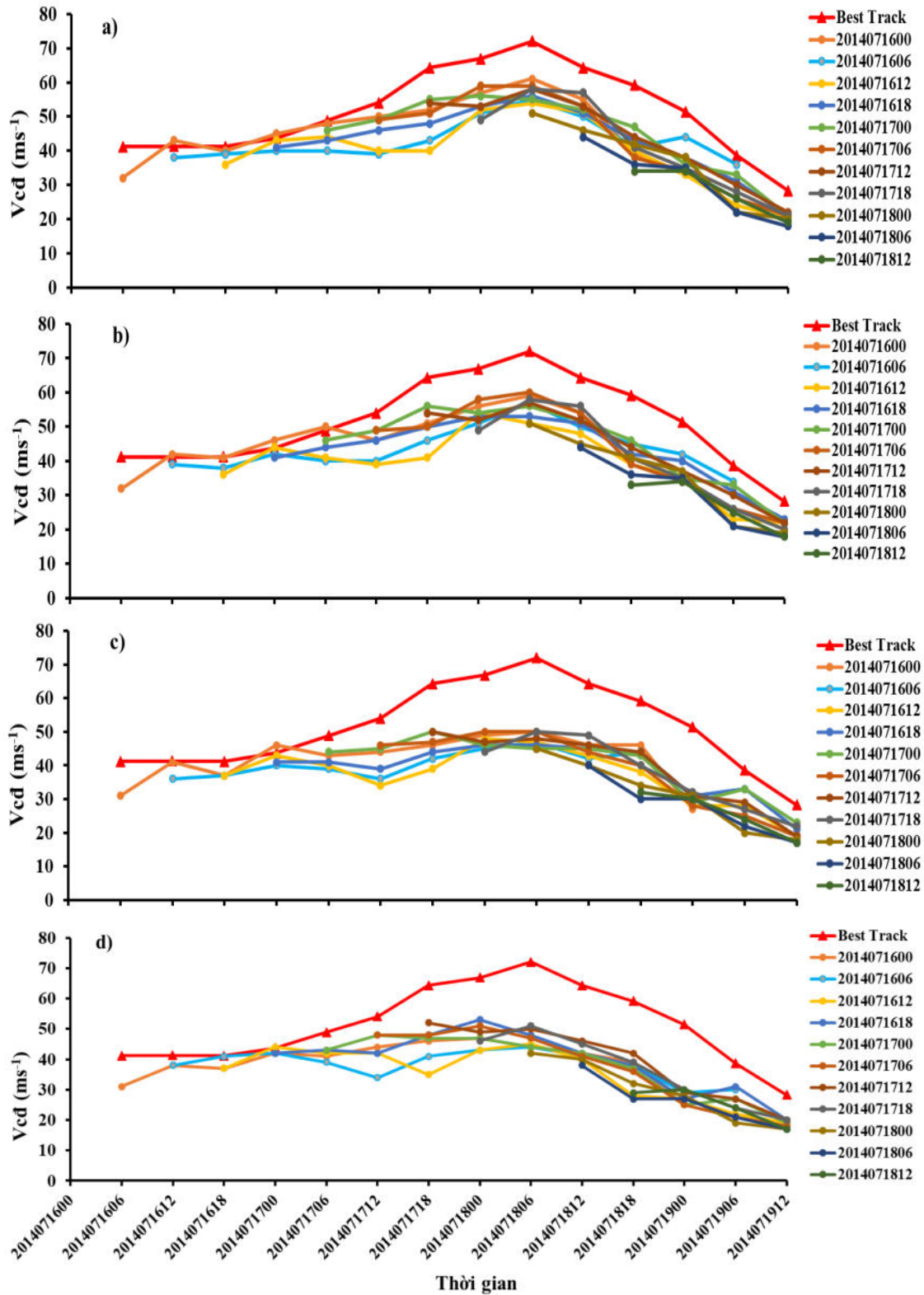
Cơn bão Rammasun (2014) – cơn bão số 2 hình thành trên biển Tây Bắc Thái Bình Dương. Sau khi vượt qua đảo Lu-dông, Phillipin, bão Rammasun di chuyển vào Biển Đông theo hướng Tây Bắc vào ngày 16/7. Tốc độ gió trong bão Rammasun khi hoạt động trên khu vực Biển Đông đạt cực đại trên cấp 17. Ngày 19/7, bão Rammasun đi vào đất liền Trung Quốc và ảnh hưởng trực tiếp đến các tỉnh Quảng Ninh – Hải Phòng của nước ta (hình 4.28).



Hình 4.28. Quỹ đạo của bão Rammasun (Cơn bão số 2 năm 2014)

(Nguồn: <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>)

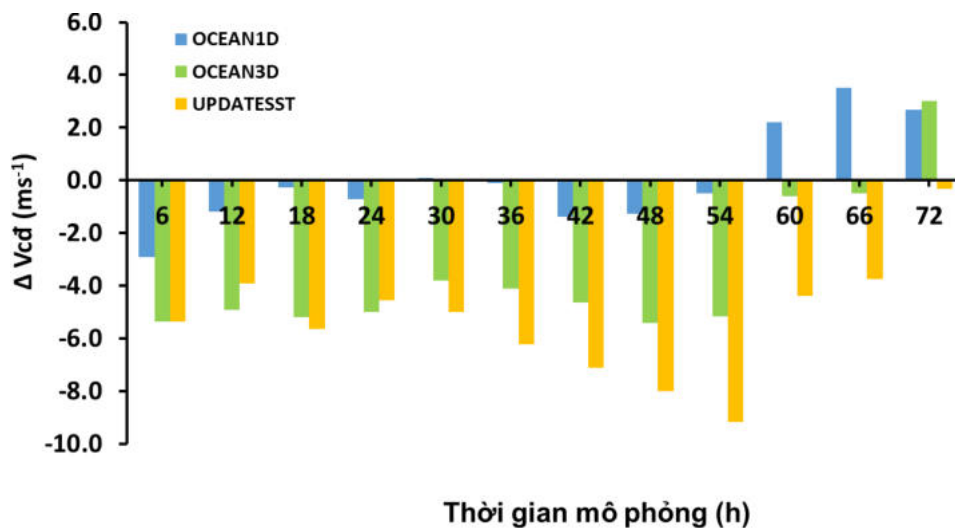
Mô phỏng cơn bão Rammasun (2014) được thực hiện với 11 mô phỏng cho mỗi một trường hợp cách nhau 6h, bắt đầu từ 00 Z ngày 16/7/2014. Khác với hai cơn bão Bebinca và Sakira, cường độ của bão Rammasun trong cả bốn trường hợp đều có xu hướng thấp hơn so với thực tế (hình 4.29). Trong đó, mô phỏng V_{cd} không có sự khác biệt đáng kể giữa 1DOCEAN và CONTROL. Tuy nhiên, V_{cd} ở 3DOCEAN và UPDATESST tương đối thấp so với CONTROL, chênh lệch lên đến -11 ms^{-1} (đối với 3DOCEAN) và -17 ms^{-1} (đối với UPDATESST). Sự khác biệt lớn này có thể liên quan đến sự khác biệt lớn giữa trường SST ở vùng tâm bão của 3DOCEAN và UPDATESST so với CONTROL.



Hình 4.29. V_{cd} trong bão Rammasun từ dữ liệu bão JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d)

UPDATESST

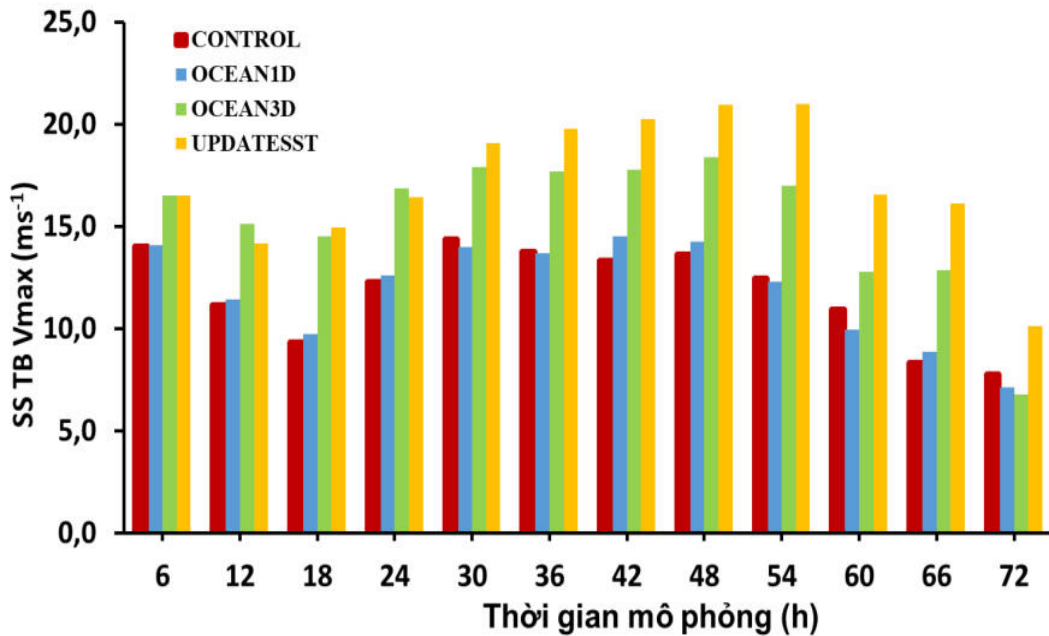
Hình 4.30 biểu diễn chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Rammasun. Theo đó, chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN và CONTROL trong mô phỏng bão Rammasun là đáng kể khi so sánh với mô phỏng bão Bebinca và Sarika, đặc biệt ở các hạn dự báo 6 giờ, 60 giờ, 66 giờ và 72 giờ. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 3DOCEAN, UPDATESST và CONTROL là tương đối lớn ở các hạn dự báo trước 60 giờ. Ở các hạn dự báo từ 60 giờ đến 72 giờ, chênh lệch giữa UPDATESST và CONTROL có xu hướng giảm dần. Đặc biệt, chênh lệch giữa 3DOCEAN và CONTROL là không đáng kể ở các hạn 60 giờ đến 72 giờ.



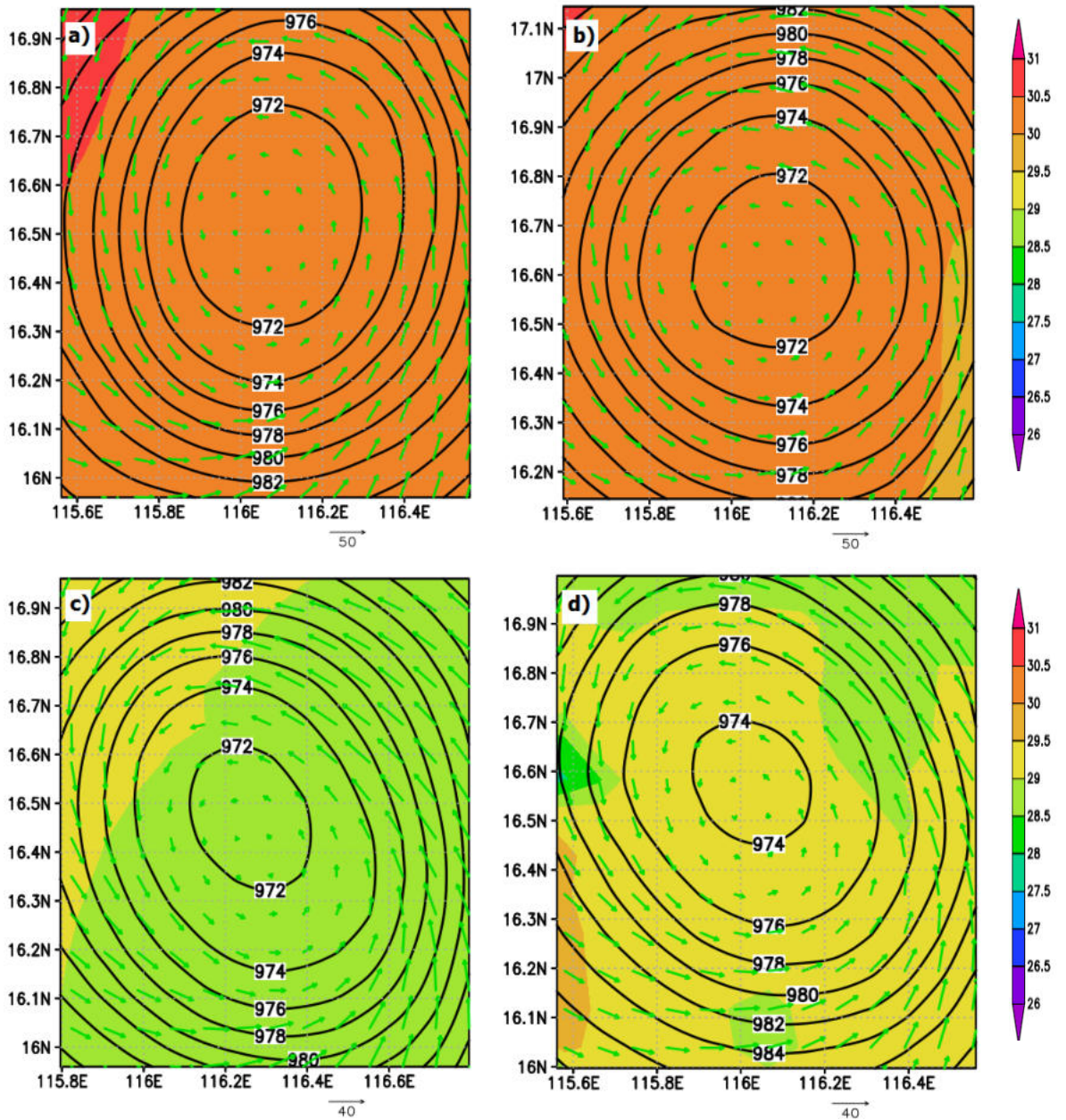
Hình 4.30. Chênh lệch trung bình V_{cd} giữa 1DOCEAN, 3DOCEAN, UPDATESST so với CONTROL trong mô phỏng bão Rammasun

Theo hình 4.31, sai số mô phỏng V_{cd} ở trường hợp 1DOCEAN và CONTROL tương tự nhau. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở cả hai trường hợp tương đối lớn, xấp xỉ 13 ms^{-1} . Hai trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST cho sai số mô phỏng V_{cd} lớn hơn nhiều so với trường hợp CONTROL. Như phân tích ở phần đầu chương 4, mô hình WRF mô phỏng

V_{cd} có xu hướng thấp hơn so với thực tế đối với những cơn bão có cường độ rất mạnh như cơn bão Rammasun. Do đó, khi thêm ảnh hưởng tương tác đại dương - khí quyển vào mô hình WRF, mô phỏng SST có xu thế giảm tại vùng tâm bão (hình 4.32), dẫn đến giảm cường độ bão hay nói cách khác làm tăng sai số cường độ bão khi so sánh với trường hợp CONTROL. Nhận định tương tự được tìm thấy trong nghiên cứu bão trên khu vực Tây Thái Bình Dương của Feng và ctv (2019).

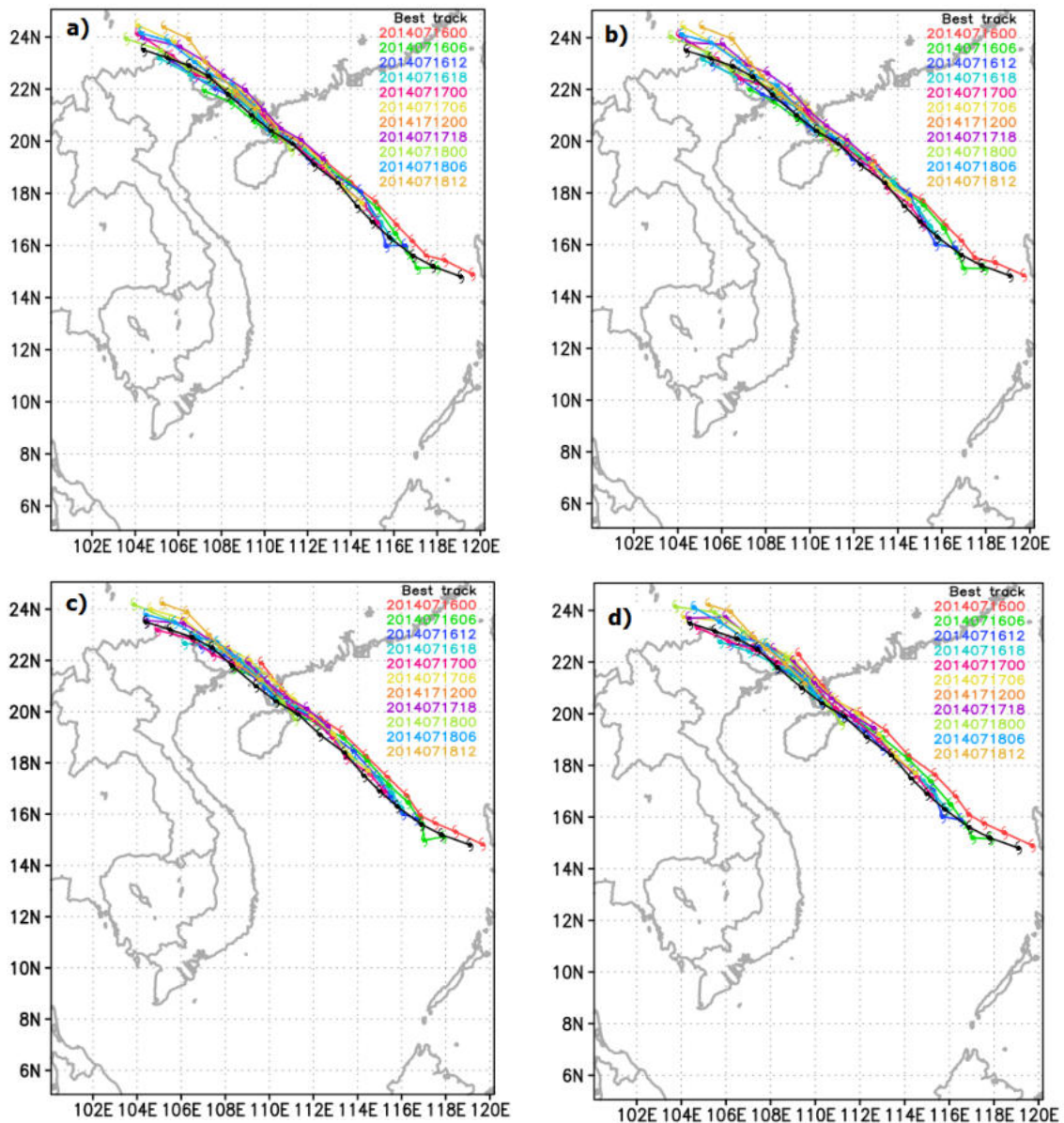


Hình 4.31. Sai số mô phỏng V_{cd} trong bão Rammasun so với số liệu bão thực tế JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng



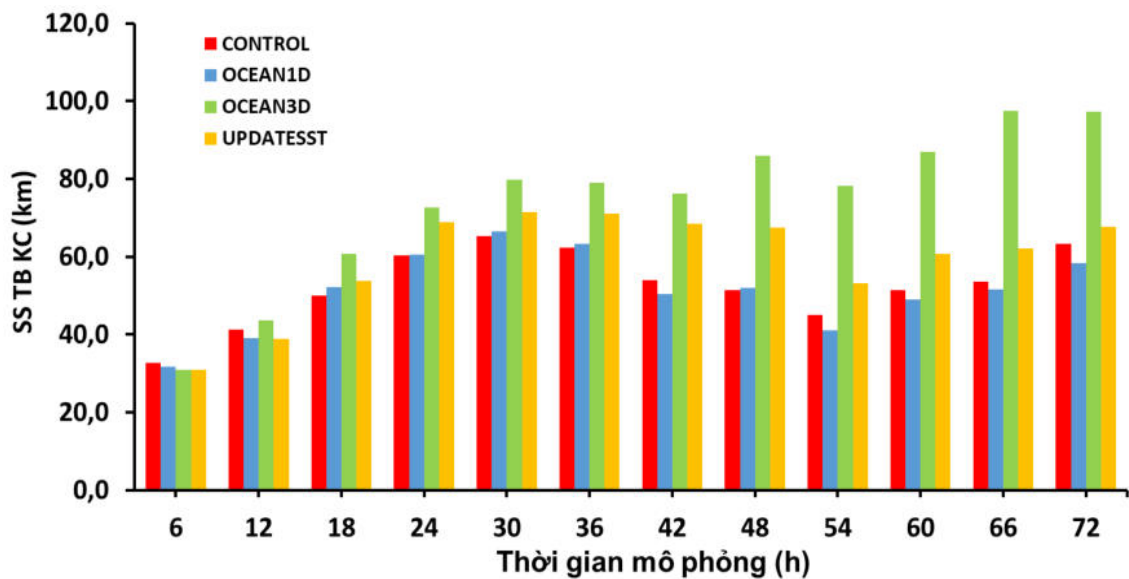
Hình 4.32. Mô phỏng 24 h trường áp suất mực mặt biển (hPa), tốc độ gió mực 10 m (ms^{-1}) và SST ($^{\circ}\text{C}$) tại vùng tâm bão Rammasun với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

Hình 4.33 trình bày đường đi của bão Rammasun từ JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST. Mô phỏng quỹ đạo trong cả 4 trường hợp đều tương đối sát với thực tế, tuy nhiên, hai trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST mô phỏng bão Rammasun di chuyển có phần chậm hơn so với trường hợp CONTROL.



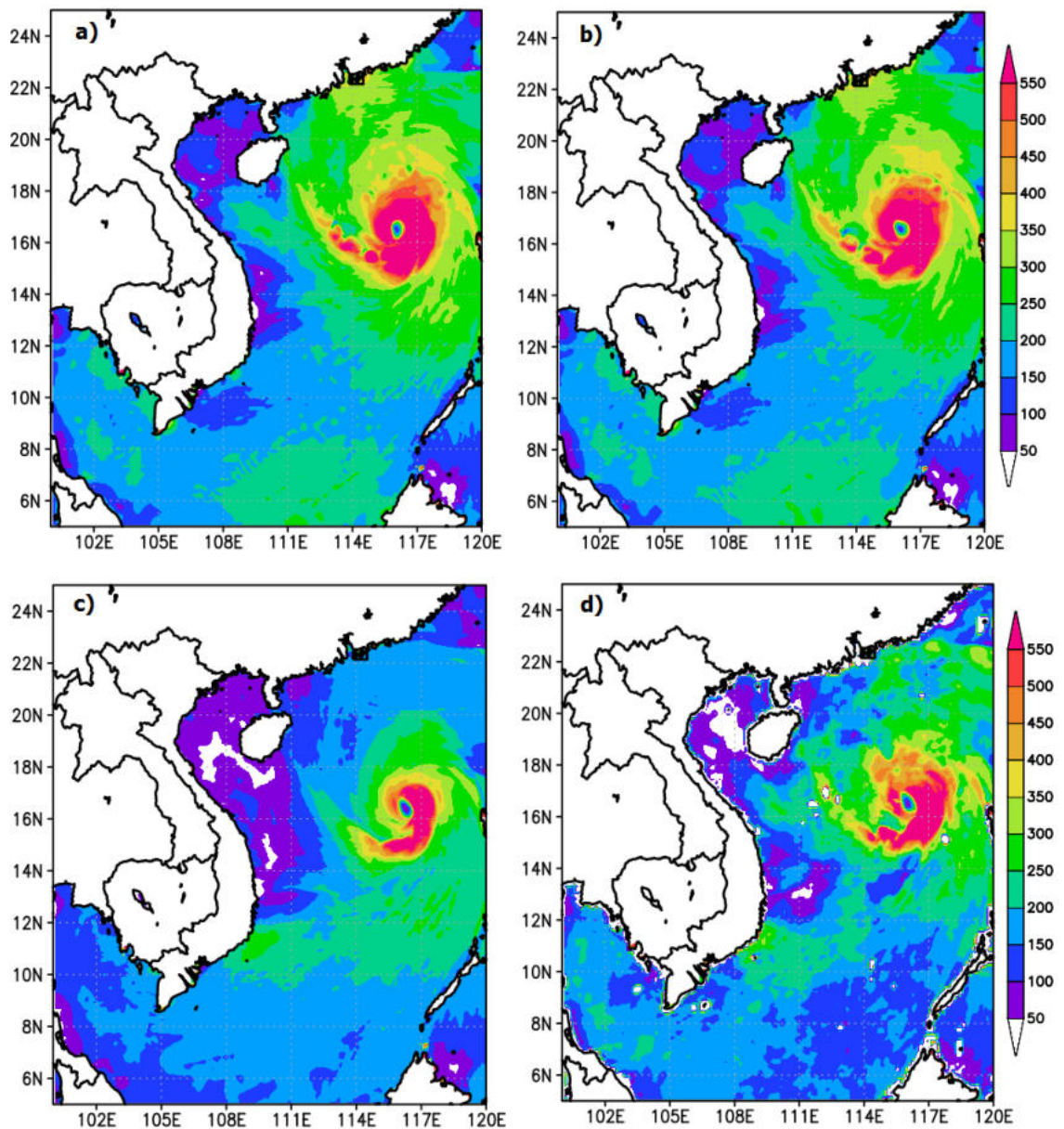
Hình 4.33. Đường đi của bão Rammasun từ dữ liệu bão thực tế JTWC và mô phỏng với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

Đánh giá sai số trung bình khoảng cách quỹ đạo được mô phỏng so với vị trí cơn bão Rammasun từ JTWC cho thấy sai số trung bình khoảng cách trong cả 4 trường hợp đều tương đối nhỏ và không có sự khác biệt nhiều giữa các trường hợp CONTROL, 1DOCEAN và UPDATESST. Sai số trung bình khoảng cách trong trường hợp 3DOCEAN có giá trị cao nhất khi so sánh với các trường hợp còn lại với sai số cao nhất xấp xỉ 97 km ở hạn dự báo 66 và 72 giờ (hình 4.34).



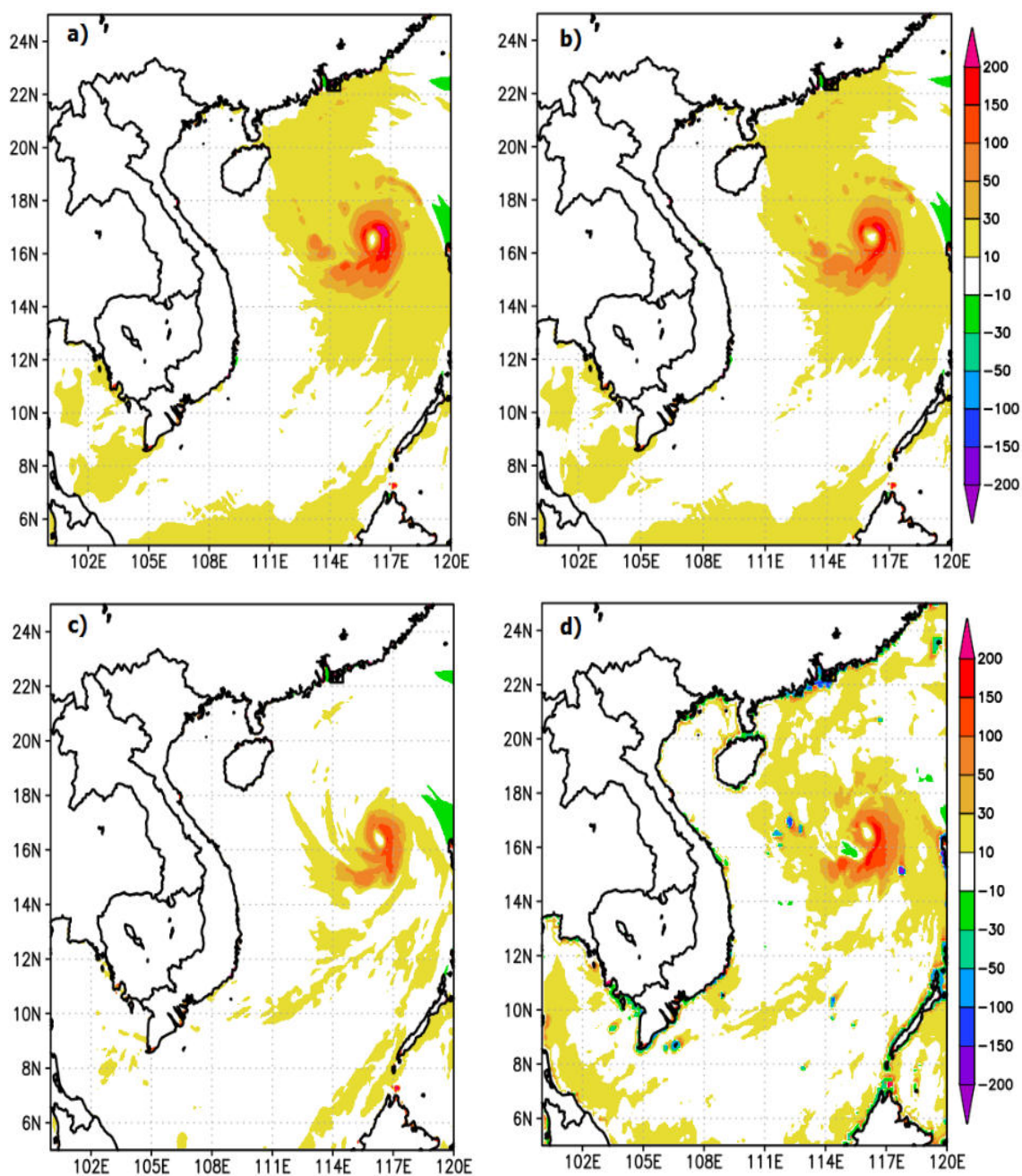
Hình 4.34. Sai số trung bình khoảng cách so với vị trí cơn bão Rammasun từ JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng

Hình 4.35 và hình 4.36 cho thấy thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt mô phỏng trong 24 h ở trường hợp 1DOCEAN không cho sự khác biệt đáng kể so với CONTROL. Tương tự như mô phỏng bão Bebinca và bão Sarika, thông lượng hiện nhiệt và ẩn nhiệt ở 3DOCEAN và UPDATESST giảm đáng kể so với CONTROL ở vùng tâm bão, tương ứng với vùng có SST giảm mạnh. Thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt ở 3DOCEAN, UPDATESST giảm so với CONTROL tương ứng từ -150 Wm^{-2} đến -250 Wm^{-2} và từ -20 Wm^{-2} đến -100 Wm^{-2} .



Hình 4.35. Mô phỏng 24 h thông lượng ản nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Rammasun với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d)

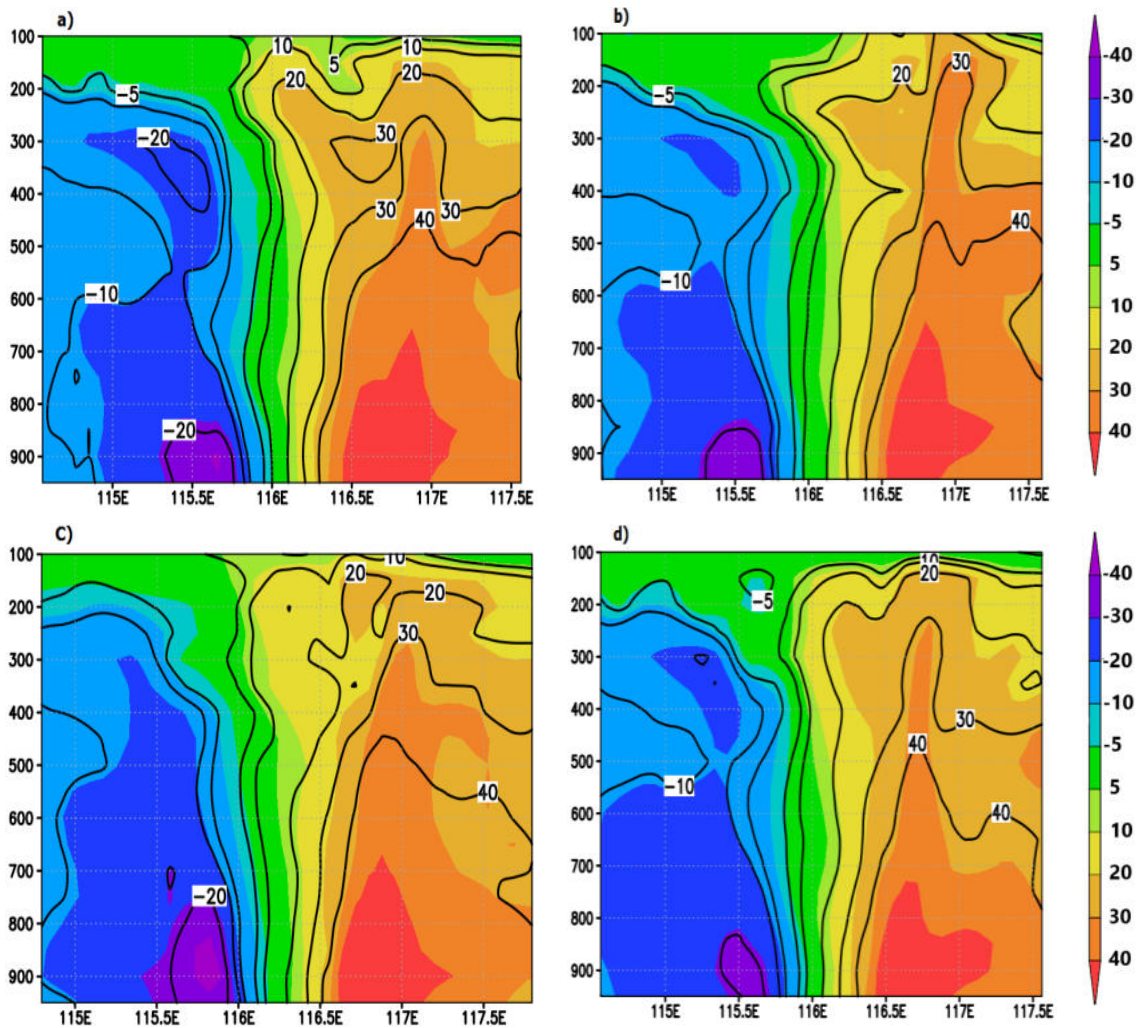
UPDATESST



Hình 4.36. Mô phỏng 24 h thông lượng hiện nhiệt (Wm^{-2}) trong cơn bão Rammasun với thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d)

UPDATESST

Xem xét mặt cắt thẳng đứng của tốc độ gió tiếp tuyến tại khu vực gần tâm bão Rammasun cho thấy cấu trúc thẳng đứng của bão sau 24 giờ mô phỏng trong hai trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST yếu hơn so với CONTROL (hình 4.37).

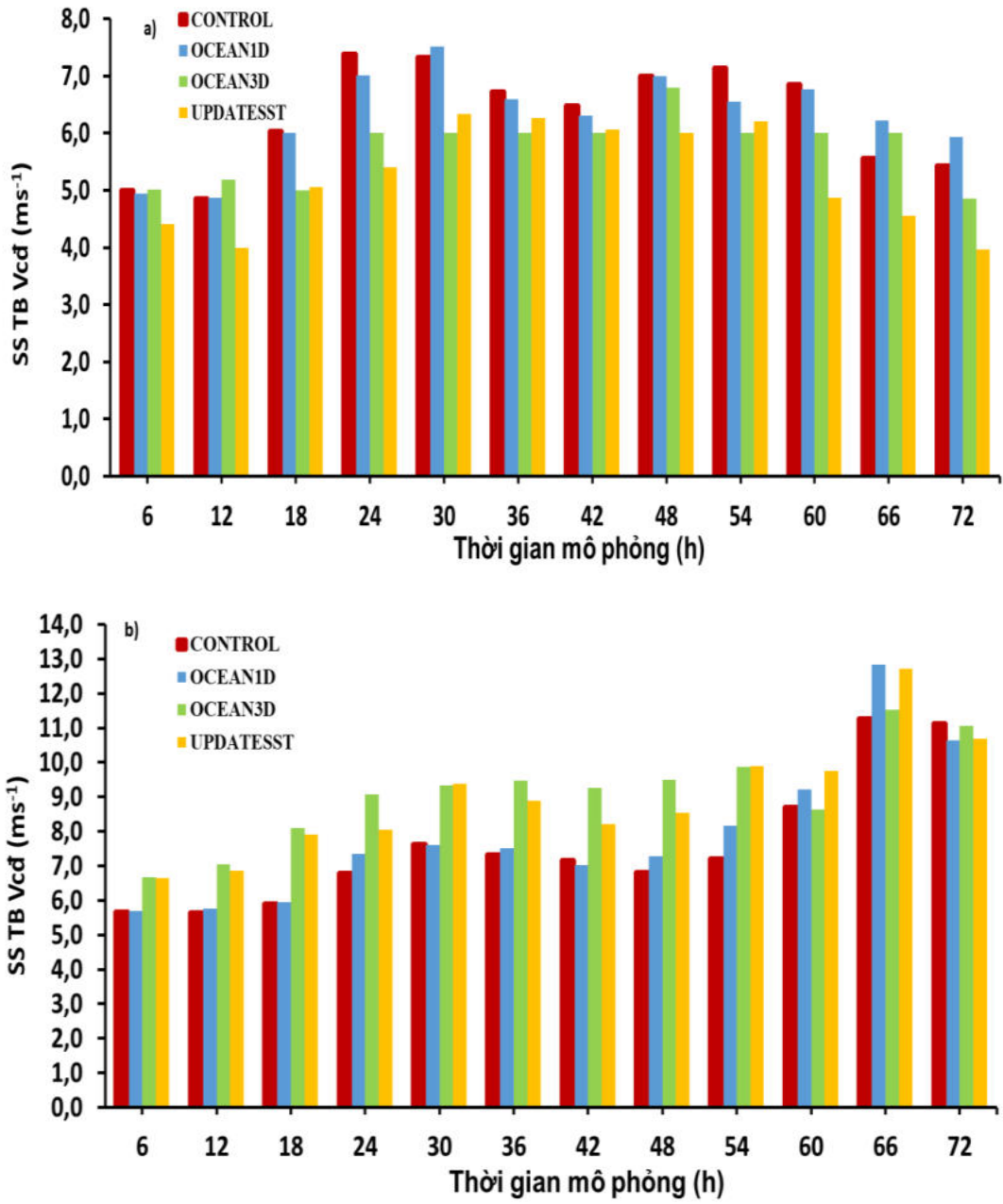


Hình 4.37. Mô phỏng 24 h mặt cắt thẳng đứng của tốc độ gió tiếp tuyến (ms^{-1}) tại khu vực gần tâm bão Rammasun, thời điểm bắt đầu mô phỏng 06Z ngày 16/7/2014 với bốn trường hợp: a) CONTROL; b) 1DOCEAN; c) 3DOCEAN và d) UPDATESST

4.5. ĐÁNH GIÁ VỚI 17 CƠN BÃO HOẠT ĐỘNG TRÊN KHU VỰC BIỂN ĐÔNG GIAI ĐOẠN 2011 -2018

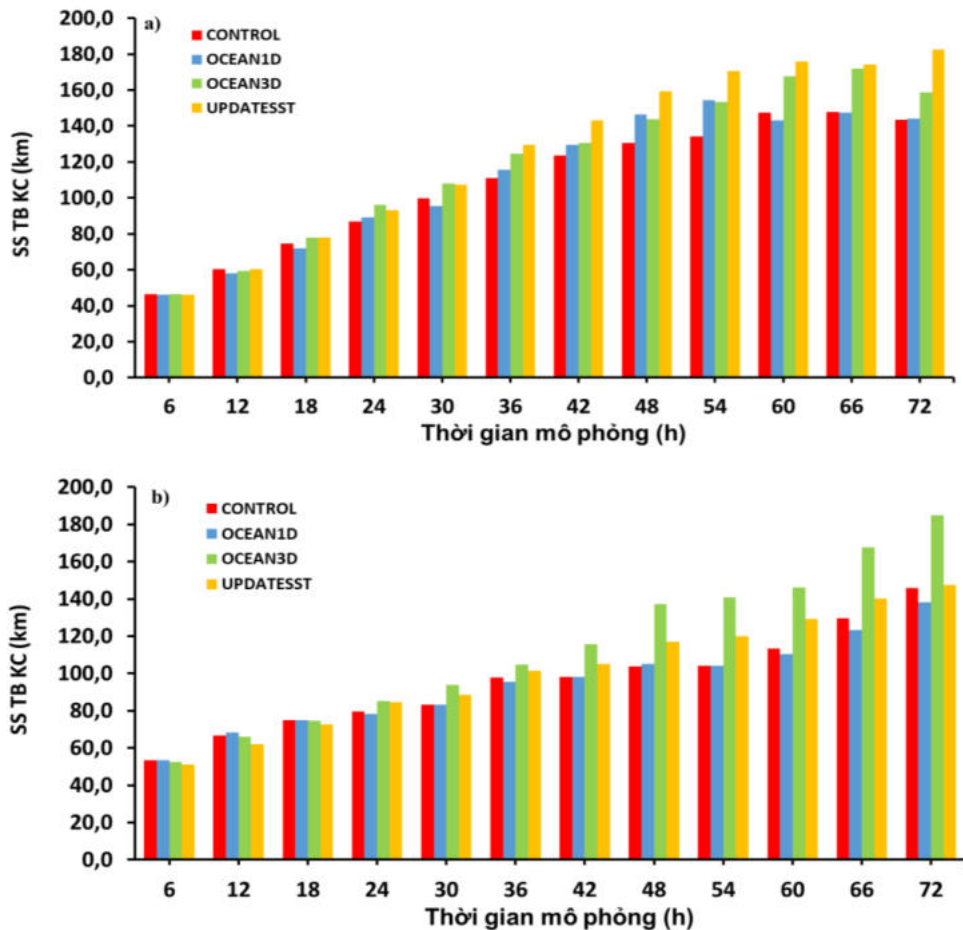
Đánh giá ảnh hưởng của trường SST đến cường độ đối với 2 nhóm bão được trình bày ở hình 4.38. Theo đó, sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở bốn trường hợp thử nghiệm đối với bão nhóm 1 là nhỏ hơn so với nhóm bão 2. Trong cả hai nhóm bão, trường hợp 1DOCEAN không cho thấy sự khác biệt đáng kể về sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} so với CONTROL. Đối với 3DOCEAN và UPDATESST, sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở nhóm 1 giảm so với CONTROL. Đặc biệt, trường hợp UPDATESST cho cải thiện tốt nhất sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} . Đối với bão nhóm 2, sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở 3DOCEAN và UPDATESST có xu thế lớn hơn so với trường hợp CONTROL. Như thảo luận ở đầu chương 4, mô hình WRF có xu thế cho mô phỏng V_{cd} cao hơn so với thực tế đối với những cơn bão nhóm 1 và thấp hơn so với thực tế ở những cơn bão nhóm 2. Tuy nhiên, theo phân tích ở mục 4.3 và 4.4, mô phỏng V_{cd} trong các trường hợp 3DOCEAN và UPDATESST có xu thế nhỏ hơn so với CONTROL tương ứng với SST giảm ở vùng tâm bão. Như vậy, việc thêm hiệu ứng tương tác đại dương - khí quyển vào mô hình số trị mô phỏng bão làm SST giảm ở vùng tâm bão, dẫn đến giảm cường độ bão, kết quả dẫn đến giảm sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở nhóm 1 nhưng gia tăng sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} ở nhóm 2 khi so sánh với CONTROL.

Mặc dù, với kết quả thử nghiệm của một vài cơn bão chưa đủ để đánh giá tác động của trường SST đến cường độ bão, tuy nhiên nhận định trên đưa đến lưu ý trong xem xét tính hiệu quả của kết nối mô hình đại dương - khí quyển và cập nhật trường SST để dự báo cường độ ở những cơn bão có cường độ rất mạnh và siêu bão (bão có gió đạt trên cấp 13).



Hình 4.38. Sai số trung bình tuyệt đối của V_{cd} so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng đối với a) nhóm bão 1; b) nhóm bão 2

Hình 4.39 cho thấy sai số khoảng cách trung bình trong cả hai nhóm bão trong trường hợp 1DOCEAN tương tự như CONTROL. Sai số khoảng cách trung bình ở 3DOCEAN và UPDATESST tương đối lớn so với CONTROL, đặc biệt ở hạn dự báo từ 42 giờ trở đi. Sai số khoảng cách lớn nhất có thể lên đến 180 km ở hạn dự báo 72 giờ đối với trường hợp UPDATESST (với bão nhóm 1) và 3DOCEAN (với bão nhóm 2). Mặc dù, sai số khoảng cách trong hai trường hợp này là tương đối lớn khi so sánh với trường hợp CONTROL, tuy nhiên theo đánh giá của Du Đức Tiến và ctv (2016), sai số này vẫn ở trong giới hạn cho phép mô hình WRF (sai số khoảng cách của mô hình WRF là 280km ở hạn dự báo 72 giờ).



Hình 4.39. Sai số khoảng cách trung bình so với JTWC trong bốn trường hợp mô phỏng đối với a) nhóm bão 1; b) nhóm bão 2

TIỂU KẾT CHƯƠNG 4

Nghiên cứu đã thực hiện 151 mô phỏng cho 17 cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông trong giai đoạn 2011 -2018, mỗi mô phỏng được thực hiện với 4 trường hợp thử nghiệm CONTROL, 1DOCEAN, 3DOCEAN và UPDATESST. Các kết quả nghiên cứu cho thấy:

Sử dụng mô hình xáo trộn 1 chiều OML kết hợp với mô hình WRF mô phỏng được quá trình giảm SST ở vùng tâm bão, tuy nhiên, biên độ giảm SST là khá nhỏ, do đó, không tạo được sự khác biệt đáng kể về cường độ và quỹ đạo bão so với trường hợp không sử dụng mô hình OML. Sử dụng kết hợp mô hình WRF – 3DPWP hoặc cập nhật trường SST vào điều kiện ban đầu và điều kiện biên của mô hình WRF làm giảm đáng kể trường SST ở vùng tâm bão, dẫn đến giảm cường độ của bão mô phỏng so với trường hợp ban đầu.

Khi tính đến hiệu ứng giảm SST ở tâm bão, sai số dự báo cường độ bão có xu thế giảm đối với những cơn bão có gió cấp 8 đến cấp 13 và gia tăng đối với những cơn bão có gió trên cấp 13 khi so sánh với trường hợp không tính đến hiệu ứng giảm SST ở tâm bão. Điều này đưa đến một lưu ý trong xem xét tính hiệu quả của việc kết nối mô hình đại dương - khí quyển và cập nhật trường SST nhằm dự báo cường độ ở những cơn bão rất mạnh và siêu bão.

Đưa hiệu ứng tương tác đại dương - khí quyển vào mô hình WRF có tác động nhất định đến dự báo quỹ đạo bão, có thể làm lệch hướng của quỹ đạo hoặc làm bão di chuyển chậm hơn, làm tăng sai số khoảng cách khi so sánh với trường hợp ban đầu. Tuy nhiên, sai số này vẫn ở trong giới hạn cho phép mô hình WRF.

KẾT LUẬN VÀ KIẾN NGHỊ

1. Kết luận

1) Kết quả nghiên cứu trên tập số liệu 35 năm (1981 -2016) về bão và SST cho thấy:

Phân bố SST liên quan đến hoạt động bão trên khu vực Biển Đông biến thiên hẹp hơn (24-30°C) khi so sánh khoảng biến thiên (15-30°C) tại các khu vực Bắc Đại Tây Dương và khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Sự phụ thuộc của cường độ bão cực đại vào SST là một logarit tự nhiên trong khoảng nhiệt độ 24-30°C. Sự phụ thuộc của cường độ bão cực đại vào SST trên khu vực Biển Đông được chỉ ra là rõ rệt và không phụ thuộc vào độ phân giải thời gian của nguồn số liệu SST. Kết quả nghiên cứu cho thấy giới hạn trên của cường độ bão trên khu vực Biển Đông có các đặc điểm khác so với trên khu vực Bắc Đại Tây Dương hoặc trên toàn bộ khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Xây dựng hàm biểu diễn tương quan giữa SST và cường độ bão cực đại giúp nhận định tốt hơn giới hạn về cường độ bão tối đa mà các cơn bão có thể đạt được trên khu vực Biển Đông khi biết SST. Kết quả này góp phần nâng cao khả năng đánh giá về tính chất của cường độ bão trên khu vực Biển Đông trong các quá trình dự báo trong nghiệp vụ thực tế tại Việt Nam.

2) Kết quả mô phỏng 17 cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông trong giai đoạn 2011-2018 bằng mô hình WRF với 4 trường hợp thử nghiệm CONTROL, 1DOCEAN, 3DOCEAN và UPDATESST cho thấy:

Sử dụng mô hình xáo trộn 1 chiều OML kết hợp với mô hình WRF mô phỏng được quá trình giảm SST ở vùng tâm bão, tuy nhiên, biên độ giảm SST là khá nhỏ, do đó, không tạo được sự khác biệt đáng kể về cường độ và quỹ đạo bão so với trường hợp không sử dụng mô hình OML. Sử dụng kết hợp mô hình WRF – 3DPWP hoặc cập nhật trường SST vào điều kiện ban đầu và điều

kiện biên của mô hình WRF làm giảm đáng kể trường SST ở vùng tâm bão, dẫn đến giảm cường độ của bão mô phỏng so với trường hợp ban đầu.

Khi tính đến hiệu ứng giảm SST ở tâm bão, sai số dự báo cường độ bão có xu thế giảm đối với những cơn bão có gió cấp 8 đến cấp 13 và gia tăng đối với những cơn bão có gió trên cấp 13 khi so sánh với trường hợp không tính đến hiệu ứng giảm SST ở tâm bão.

Đưa hiệu ứng tương tác đại dương - khí quyển vào mô hình WRF có tác động nhất định đến dự báo quỹ đạo bão, có thể làm lệch hướng của quỹ đạo hoặc làm bão di chuyển chậm hơn, làm tăng sai số khoảng cách khi so sánh với trường hợp ban đầu. Tuy nhiên, sai số này vẫn ở trong giới hạn cho phép mô hình WRF.

2. Kiến nghị

Sử dụng điều kiện ban đầu của mô hình OML/3DPWP dựa trên số liệu trung bình khí hậu có thể dẫn đến sai số trong quá trình mô phỏng bão. Do đó, cần có những nghiên cứu tiếp theo nhằm sử dụng số liệu hải dương ba chiều phân tích/tái phân tích làm điều kiện ban đầu cho mô hình OML/3DPWP phục vụ mô phỏng bão.

Từ nhận định mô phỏng cường độ bão bằng mô hình WRF có xu thế yếu hơn so với thực tế ở những cơn bão có cường độ mạnh đưa đến định hướng nghiên cứu ban đầu hóa xoáy trong mô hình WRF - 3DPWP để mô phỏng bão có cường độ rất mạnh và cần được thực hiện trên tập dữ liệu bão dài hơn.

DANH MỤC CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU

1. Nguyen Thi Thanh, Hoang Duc Cuong, Nguyen Xuan Hien, Chanh Kieu (2019), *Relationship between Sea Surface Temperature and the Maximum Intensity of Tropical Cyclones Affecting Vietnam's Coastline*. International Journal of Climatology, DOI:10.1002/joc.6348.
2. Nguyen Thi Thanh, Nguyen Xuan Hien, Hoang Duc Cuong (2019), *Impact of satellite observed sst on intensity and track simulation of tropical cyclone over Vietnam east sea: a case study of typhoon nalgae (2011)*. Journal of Climate Change Science, Viet Nam Institute of Meteorology Hydrology and Climate Change, No. 9, p.90-97.
3. Nguyễn Thị Thanh, Nguyễn Xuân Hiền, Hoàng Đức Cường, Dư Đức Tiến (2017), *Nghiên cứu cập nhật nhiệt độ mặt nước biển từ số liệu vệ tinh trong mô phỏng cường độ và quỹ đạo bão trên khu vực Biển Đông bằng mô hình WRF*. Tạp chí Khí tượng Thủy văn, số 676, tr.47-55.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tài liệu tiếng Việt

1. Trần Duy Bình (1991), *Nghiên cứu cấu trúc không gian và thời gian trường các yếu tố khí tượng của bão và các quy mô trước bão bằng máy bay – phòng thí nghiệm khí tượng*, Đề tài hợp tác Việt – Xô giai đoạn 1986 – 1990, Trung tâm Liên hợp Việt Xô về Khí tượng Nhiệt đới và Nghiên cứu bão, Hà Nội.
2. Trần Duy Bình (1993), *Nghiên cứu thực nghiệm cấu trúc Mezo của bão và các quy luật trong sự phát triển của chúng*, Đề tài hợp tác Việt – Xô giai đoạn 1991 – 1993, Trung tâm Liên hợp Việt Xô về Khí tượng Nhiệt đới và Nghiên cứu bão, Hà Nội.
3. Chính phủ Việt Nam (2014), Quyết định số 46/QĐ-TTg ngày 15/8/2014 Quy định về dự báo, cảnh báo và truyền tin thiên tai.
4. Hoàng Đức Cường (2004), *Nghiên cứu thử nghiệm áp dụng mô hình khí tượng động lực quy mô vừa MM5 trong dự báo hạn ngắn ở Việt Nam*. Đề Tài nghiên cứu và công nghệ cấp Bộ, Hà Nội.
5. Hoàng Đức Cường (2011), *Nghiên cứu ứng dụng mô hình WRF phục vụ dự báo thời tiết và bão ở Việt Nam*. Đề Tài nghiên cứu và công nghệ cấp Bộ, Hà Nội.
6. Hoàng Đức Cường (2014), *Nghiên cứu ứng dụng mô hình HWRF (Hurricane Weather Research and Forecasting Model) dự báo quỹ đạo và cường độ bão ở Biển Đông*, Đề Tài nghiên cứu và công nghệ cấp Bộ, Hà Nội.
7. Đinh Bá Duy, Ngô Đức Thành, Nguyễn Thị Tuyết, Phạm Thanh Hà và Phan Văn Tân (2016a), Đặc điểm hoạt động của Xoáy thuận Nhiệt đới trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương, Biển Đông và vùng trực tiếp chịu ảnh hưởng trên lãnh thổ Việt Nam giai đoạn 1978-2015, Tạp chí Khoa học

- ĐHQGHN: Các Khoa học Trái đất và Môi trường, Tập 32, Số 2, tr. 1-11.
8. Đinh Bá Duy, Ngô Đức Thành và Phan Văn Tân (2016b), Mối quan hệ giữa ENSO và số lượng, cấp độ xoáy thuận nhiệt đới trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương, Biển Đông giai đoạn 1951 -2015, Tạp chí Khoa học ĐHQGHN: Các Khoa học Trái đất và Môi trường, Tập 32, Số 3S, tr. 43-55.
 9. Lê Đức (2009), *Nghiên cứu cải tiến và áp dụng sơ đồ đồng hóa số liệu cho mô hình HRM dự báo mưa gây lũ ở đồng bằng sông Cửu Long*, Luận án Tiến sĩ, Đại học Quốc gia Hà Nội.
 10. Bùi Hoàng Hải và Phan Văn Tân (2002), Khảo sát ảnh hưởng của trường bai đầu hóa đến sự chuyển động của bão trong mô hình chính áp dự báo quỹ đạo bão khu vực Biển Đông, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 8(500), tr.17-23.
 11. Bùi Hoàng Hải và Phan Văn Tân (2007), Về một sơ đồ ban đầu hóa xoáy mới áp dụng cho mô hình khu vực phân giải cao HRM, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 3 (555), tr. 42-50.
 12. Vũ Thanh Hằng, Ngô Thị Thanh Hương, Phan Văn Tân (2010), Đặc điểm hoạt động của bão vùng biển gần bờ Việt Nam giai đoạn 1945 – 2007, Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, Tập 26, số 3S, 334-353.
 13. Nguyễn Xuân Hiền, Trần Thục, Vũ Khắc Quyết, Khương Văn Hải, Nguyễn Thị Thanh (2014), Xu thế thay đổi của nhiệt độ mặt nước biển khu vực biển Việt Nam, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 639, tr. 5-9.
 14. Võ Văn Hòa (2008), Khảo sát độ nhạy kết quả dự báo quỹ đạo bão tới các sơ đồ tham số hóa đối lưu trong mô hình WRF, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, 71, tr.12-19.
 15. Đặng Hồng Nga (2004), Tác động của không khí lạnh đến cường độ và hướng di chuyển của bão và áp thấp nhiệt đới trên biển Đông, Luận án

tiên sĩ địa lý, Viện khí tượng thủy văn.

16. Phạm Văn Ninh (2009), *Biển Đông - Tập II: Khí tượng Thủy văn Động lực biển*, Nhà xuất bản Khoa học tự nhiên và Công nghệ, Hà Nội.
17. Nguyễn Đức Ngữ (2002), *Tác động của ENSO đến thời tiết, khí hậu, môi trường và kinh tế - xã hội ở Việt Nam*, Báo cáo kết quả đề tài nghiên cứu khoa học cấp Nhà nước, Hà Nội.
18. Lê Đình Quang, Bôkhan V.D, Đặng Tùng Mẫn (1987), Một số kết quả nghiên cứu xoáy thuận nhiệt đới ở biển Đông tháng XIX năm 1986, *Tạp san Khí tượng Thủy văn số 12*, Hà Nội.
19. Lê Đình Quang (1994), Sơ bộ nhận xét một số đặc trưng bề mặt lớp biên biển – khí quyển thời kỳ khảo sát biển 1992, *Hội thảo khoa học về khảo sát biển vùng thềm lục địa và quần đảo Trường Sa*, Hà Nội.
20. Lê Đình Quang (1997), Ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển đến cường độ và hướng di chuyển của xoáy thuận nhiệt đới hoạt động trên biển Đông, *Hội nghị khoa học lần thứ 6 Viện Khí tượng Thủy văn*, Hà Nội.
21. Lê Đình Quang (2000), *Ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển bề mặt đến cường độ và hướng di chuyển của xoáy thuận nhiệt đới trên Biển Đông*. Tuyển tập kết quả nghiên cứu khoa học 1996-2000, tập 1. Nhà xuất bản Nông Nghiệp, tr. 101-115.
22. Phan Văn Tân, Bùi Hoàng Hải (2004), Ban đầu hóa xoáy ba chiều cho mô hình MM5 và ứng dụng trong dự báo quỹ đạo bão, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, Hà Nội, 10(526), tr. 14-25.
23. Phan Văn Tân và Nguyễn Lê Dũng (2009), Thử nghiệm ứng dụng hệ thống WRF-VAR kết hợp với sơ đồ ban đầu hóa xoáy vào dự báo quỹ đạo bão trên Biển Đông, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, (583), tr.1-9.
24. Phan Văn Tân (2010), Nghiên cứu tác động của biến đổi khí hậu toàn cầu đến các yếu tố và hiện tượng khí hậu cực đoan ở Việt Nam, khả năng dự

- báo và giải pháp chiến lược ứng phó, Báo cáo tổng kết đề tài KC08.29/06-10.
25. Công Thanh và Trần Tân Tiến (2011), Thử nghiệm dự báo bão hạn 3 ngày ở biển Đông bằng hệ thống dự báo tổ hợp sử dụng phương pháp nuôi nhiễu, Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ Tập 27, số 3S, tr.58-69.
 26. Nguyễn Văn Thắng (2010), *Nghiên cứu ảnh hưởng của biến đổi khí hậu đến các điều kiện tự nhiên, tài nguyên thiên nhiên và đề xuất các giải pháp chiến lược phòng tránh, giảm nhẹ và thích nghi, phục vụ phát triển bền vững kinh tế xã- hội ở Việt Nam*, Báo cáo đề tài cấp nhà nước KC.08.13/06-10, Hà Nội.
 27. Dư Đức Tiến, Ngô Đức Thành, Kiều Quốc Chánh, Nguyễn Thu Hằng, (2016), Khảo sát sai số dự báo và kỹ năng dự báo quỹ đạo và cường độ bão của các trung tâm dự báo và các mô hình động lực trên khu vực Biển Đông, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, số 661, tr.17-23.
 28. Dư Đức Tiến (2017), *Khảo sát mối quan hệ giữa kỹ năng mô phỏng quỹ đạo và cường độ bão cho khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương bằng hệ thống dự báo tổ hợp*, Luận án Tiến sĩ, Đại học Quốc gia Hà Nội.
 29. Trần Tân Tiến (2010), *Xây dựng quy trình công nghệ dự báo liên hoàn bão, sóng và nước dâng thời hạn trước ba ngày*, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học công nghệ cấp nhà nước KC.08.05/06-10, Hà Nội.
 30. Trần Tân Tiến, Hoàng Thị Mai, Công Thanh (2013), Ứng dụng phương pháp lọc Kalman tổ hợp vào dự báo cường độ bão 5 ngày, Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, Tập 29, (2S), tr. 201-206.
 31. Lê Đức Tố (2009), *Biển Đông - Tập I: Khái quát về Biển Đông*, Nhà xuất bản Khoa học tự nhiên và Công nghệ, Hà Nội.

32. Nguyễn Minh Trường (2004), *Nghiên cứu cấu trúc và sự di chuyển của xoáy thuận nhiệt đới lý tưởng hóa bằng mô hình WRF*, Đề tài nghiên cứu khoa học công nghệ cấp trường, Trường ĐHKHTN, ĐHQGHN.
33. Đinh Văn Ưu (1997), *Tương tác biển – khí quyển*, Đại học quốc gia Hà Nội.
34. Đinh Văn Ưu, Phạm Hoàng Lâm (2006), *Biến động mùa và nhiều năm của trường nhiệt độ mặt nước biển và sự hoạt động của bão tại khu vực biển Đông*, Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, T.XXI, Số 3PT.
35. Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu (2014), *Tổng hợp và công bố kết quả phân vùng bão và xác định nguy cơ bão, nước biển dâng do bão cho đất ven biển Việt Nam*, Báo cáo nhiệm vụ theo Quyết định số 1189/QĐ-BTNMT.
36. Kiều Thị Xin (2002), *Nghiên cứu áp dụng bộ mô hình số trị khu vực cho dự báo chuyển động của bão ở Việt Nam*, Báo cáo kết quả thực hiện đề tài NCKH độc lập cấp Nhà nước, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Hà Nội.

Tài liệu tiếng Anh

37. Bao J. W., Wilczak J. M., Choi J. K. and Kantha L. H. (2000), Numerical simulations of sea-air interaction under high wind conditions using a coupled model: A study of hurricane development, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2190–2210.
38. Baik J. J. and Paek J. S. (1998), A Climatology of Sea Surface Temperature and the Maximum Intensity of Western North Pacific Tropical Cyclones, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 76, 129-137.
39. Bender M. A., Ginnis I. and Kurihara Y. (1993), Numerical simulations

- of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, No. D12, p. 23245-23263.
40. Bender M. A. and Ginis I. (2000), Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 917–946.
 41. Bengtsson L., Böttger H. and Kanamitsu M. (1982), Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model, *Tellus* 34, 440–457.
 42. Bister M. and Emanuel K. A. (2002), Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity. 1. Interannual to interdecadal variability, *Journal of Geophysical Research*, 107(D24), 4801.
 43. Bryan G.H. and R. Rotunno (2009), The maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetric numerical model simulations, *Mon. Wea. Rev.*, 137, 1770-1789.
 44. Chang S. W. (1979), The response of an axisymmetric model tropical cyclone to local variations of sea surface temperature, *Mon. Weather Rev.*, 107, 662-666.
 45. Chang S. W. and Anthes R. A. (1978), Numerical simulation of ocean's nonlinear baroclinic response to translating hurricanes, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 468–480.
 46. Chang S. W. and Anthes R. A. (1979), The Mutual Response of the Tropical Cyclone and the Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 9, issue 1, pp. 128-135.
 47. Chang S.W. and Madala R.V. (1980), Numerical simulation of the influence of sea surface temperature on translating tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.* 37, 2617 – 2630.
 48. Charney J. G. and Eliassen A. (1964), On the growth of the hurricane

- depression, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21, 68–75.
49. Chen Y. J, Xie Q. and Meng W. (2010), A numerical study of the influence of sea surface temperatures with different temporal resolutions on typhoon Dujuan over the South China Sea, *J. Trop. Meteor.*, 16(2), 195-200.
 50. Chen X., Xue M. and Fang J. (2018), Rapid Intensification of Typhoon Mujigae (2015) under Different Sea Surface Temperatures: Structural Changes Leading to Rapid Intensification, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75, 4313-4335.
 51. Chiang T. L., Wu C.R. and Oey L.Y (2011), Typhoon KaiTak: An ocean's perfect storm, *Journal of Physical Oceanography*, 41(1), 221-233.
 52. Davis C. A., Wang W., Chen S. S., Chen Y., Corbosiero K., DeMaria M., Dudhia J., Holland G., Klemp J., Michalakes J., Reeves H., Rotunno R., Snyder C., Xiao Q. (2008), Prediction of landfalling hurricanes with the advanced hurricane WRF model, *Mon Weather Rev.*, 136, 1990–200.
 53. DeMaria M. and Kaplan J. (1994), Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones, *Journal of Climate*, 7, 1324-1334.
 54. DeMaria, M., C.R. Sampson, J.A. Knaff, and K.D. Musgrave (2014), Is tropical cyclone intensity guidance improving?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, (95), pp. 387-398.
 55. Du T. D., Ngo-Duc T., Hoang M. T., and Kieu C. Q. (2013), A Study of Connection between Tropical Cyclone Track and Intensity Errors in the WRF Model, *Meteo. Atmos. Phys.*, 122, 55-64.
 56. Elsberry R. L., Fraim T. and Trapnell R. (1976), A mixed layer model of the ocean thermal response to hurricane, *J. Geophys. Res.*, 81(C6), 1153–1162.
 57. Emanuel K. A. (1986), An air-sea interaction theory for tropical cyclones.

- Part I: steady-state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-604.
58. Emanuel K. A. (1988), The maximum intensity of hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1143–1155.
 59. Emanuel K. A. (1989), The finite amplitude nature of tropical cyclogenesis, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3431–3456.
 60. Emanuel K. A. (1991), The theory of hurricanes, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 23, 179–196.
 61. Emanuel K. A. (1995), The behavior of a simple hurricane model using a convective scheme based on subcloud-layer entropy equilibrium, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, 3959-3968.
 62. Emanuel K. A. (1997), Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetics, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 54, Issue 8, pp.1014-1026.
 63. Emanuel K. A. (2006), Hurricanes: Tempests in a greenhouse, *Physics Today*, 59, 74-75.
 64. Evans J. E. (1993), Sensitivity of tropical cyclone intensity to sea surface temperature, *J. Clim.*, 6, 1133– 1140.
 65. Falkovich A. I., Khain A. P. and Ginis I. (1995), Motion and evolution of binary tropical cyclones in a coupled atmosphere-ocean numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1345–1363.
 66. Feng X, Klingaman N. P. and Hodges K. I (2019), The effect of atmosphere–ocean coupling on the prediction of 2016 western North Pacific tropical cyclones, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 145, 2425–2444.
 67. Fisher E. L. (1958), Hurricane and the sea surface temperature field, *J. Meteor.*, 15, 328–333.
 68. Giorgi F., Marinucci M. R. (1996), An Investigation of the Sensitivity of Simulated Precipitation to Model Resolution and Its Implications

- for Climate Studies, *Monthly Weather Review*, Vol. 124, pp. 148-166.
69. Goh A. Z. C. and Chan J. C. L. (2010), Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity in the South China Sea, *Int. J. Climatol.*, 30, 827–843, doi:10.1002/joc.1943.
70. Gray W.M. (1968), Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669–700
71. Gray M.W. (1975), Tropical cyclone genesis, *Atmos. Sci.*, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 234, 121pp.
72. Harr P.A. and Elsberry R.L. (1996), Structure of a mesoscale convective system embedded in Typhoon Robyn during TCM-93, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 634–652.
73. Holland G.J. (1997), The maximum potential intensity of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 54, 2519–254.
74. Hui, Y., Sai Tick Chan, Barbara Brown et al. (2012), Operational Tropical Cyclone Forecast Verification Practice in the Western North Pacific Region, *Tropical Cyclone Research and Review*, 1(3), pp. 361-372 .
75. Jiang X., Zhong Z., Liu C. (2008), The Effect of Typhoon-Induced SST Cooling on Typhoon Intensity: The Case of Typhoon Chanchu (2006), *Advances in Atmospheric Sciences*, Volume 25, Issue 6, pp.1062-1072.
76. Kanase R. D. and Salvekar P. S. (2014), Study of Weak Intensity Cyclones over Bay of Bengal Using WRF Model, *Atmospheric and Climate Sciences*, 4, 534-548.
77. Kamahori H. N., Yamazaki N., Mannoji N. and Takahashi K. (2006), Variability in intense tropical cyclone days in the western North Pacific, *SOLA*, 2, 104–107.
78. Khain A. P. and I. D. Ginis (1991), The mutual response of a moving tropical cyclone and the ocean, *Beitr. Phys. Atmos.*, 64, 125–142.

79. Kieu C. Q. and Zhang D. L. (2008), Genesis of tropical storm Eugene (2005) associated with the ITCZ breakdowns. Part I: Observational and modeling analyses, *J. Atmos. Sci.*, 65, 3419-3433.
80. Kieu C. Q. and Zhang D. L. (2009), Genesis of tropical storm Eugene (2005) associated with the ITCZ breakdowns. Part II: Roles of vortex merger and ambient potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 67, 1980-1996.
81. Kieu, C. Q. and Wang Q. (2017), Stability of tropical cyclone equilibrium. *J. Atmos. Sci.* 74, 3591-3608.
82. Kieu C. Q. and Zhang D.L. (2018), The control of environmental stratification on the hurricane maximum potential intensity. *Geophysical Research Letters*. 45, 6272-6280.
83. Knutson T. R., Tuleya R. E. and Kurihara Y. (1998), Simulated increase of hurricane intensities in a CO₂-warmed climate, *Science*, 279, 1018-021.
84. Knutson T. R., Sirutis J. J., Garner S. T., Held I. M. and Tuleya R. E. (2007), Simulation of the recent multidecadal increase of Atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 1549–1565.
85. Kotal S. D., Kundu P. K. and Roy Bhowmik S. K. (2009), An analysis of sea surface temperature and maximum potential intensity of tropical cyclones over the Bay of Bengal between 1981 and 2000, *Meteorol. Appl.*, 16, 169–177.
86. Lee C. and Chen S. (2014), Stable boundary layer and its impact on tropical cyclone structure in a coupled atmosphere-ocean model, *Mon. Weather Rev.*, 142, 1927–1944.
87. Lin I. I., Black P., Price J. F., Yang C. Y., Chen S. S., Lien C. C., Harr P., Chi N. H., Wu C. C. and D'Asaro E. A. (2013), An ocean coupling

- potential intensity index for tropical cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1878–1882.
88. Li R. C. Y. and Zhou W. (2014), Interdecadal Change in South China Sea Tropical Cyclone Frequency in Association with Zonal Sea Surface Temperature Gradient, *Journal of Climate*, 27(14), DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00744.1.
89. NCAR (2017), ARW Version 3 Modeling System User's Guide, http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/.
90. Mandal M., Mohanty U.C., Sinha P. and Ali M.M. (2007), Impact of sea surface temperature in modulating movement and intensity of tropical cyclones, *Nat. Hazards*, 41, 413-427.
91. Matsuura T., Yumoto M., Iizuka S. (2003), A mechanism of interdecadal variability of tropical cyclone activity over the western North Pacific, *Climate Dynamic*, 21, 105–117.
92. Mei W., Lien C. C and Lin I. I (2015), Tropical Cyclone–Induced Ocean Response: A Comparative Study of the South China Sea and Tropical Northwest Pacific, *Journal of Climate*, 28 (15), 5952-5968.
93. Mei W. and Primeau F. (2012), The effect of translation speed upon the intensity of tropical cyclones over the tropical ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L07801, doi:10.1029/2011GL050765.
94. Miller B. I. (1958), On the maximum intensity of hurricane, *Journal of Meteorology*, 15, 184–185.
95. Mohan G. M., Srinivas C. V., Naidu C. V., Baskaran R., Venkatraman B., (2015), Real-time numerical simulation of tropical cyclone Nilam with WRF: experiments with different initial conditions, 3D-Var and Ocean Mixed Layer Model, *Nature Hazards*, 77:597–624.
96. Molinari J., Vollaro D., Skubis S. and Dickinson M. (2000), Origins and

- mechanisms of Eastern Pacific tropical cyclogenesis: A case study, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 125-139.
97. Ooyama K. (1969), Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 26, 3–40.
98. Osuri K. K., Mohanty U. C, Routray A., Mohapatra M. and Niyogi D. (2013), Real-time track prediction of tropical cyclones over the North Indian Ocean using the ARW model, *Journal of the Applied Meteorology and Climatology*, 52 (11), 2476-2492.
99. Palmén E. N. (1948), On the formation and structure of the tropical hurricane, *Geophysical*, 3, 26–38.
100. Perrie W., Ren X., Zhang W. and Long Z. (2004), Simulation of extratropical hurricane Gustav using a coupled atmosphere ocean sea spray model, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03110, doi:10.1029/2003GL018571.
101. Pollard R. T., Rhines P. B., Thompson R. Y. (1973), The deepening of the wind-mixed layer, *Geophys Fluid Dyn*, 3, 381–404.
102. Price J. F. (1981), Upper ocean response to a hurricane, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, p. 153-175.
103. Price J. F., Weller R. A. and Pinkel R. (1986), Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing, *J. Geophys. Res.*, 91, 8411-8427.
104. Price J. F., Sanford T. B. and Forristall G. Z. (1994), Observations and simulations of the forced response to moving hurricanes, *Journal of Physical Oceanography*, 24, 233–260.
105. Rai D., Pattnaik S. and Rajesh P.V. (2016), Sensitivity of tropical cyclone characteristics to the radial distribution of sea surface temperature, *Journal of Earth System Science*, 125, 691–708.

106. Rai D., Pattnaik S., Rajesh P. V. and Hazra V. (2018), Impact of high resolution sea surface temperature on tropical cyclone characteristics over the Bay of Bengal using model simulations, *Meteorol Appl.* 2019;26:130–139.
107. Ramsay H. A. (2013), The effects of imposed stratospheric cooling on the maximum intensity of tropical cyclones in axisymmetric radiative-convective equilibrium, *J. Clim.*, 26, 9977–9985.
108. Ren X. and Perrie W. (2006), Air-sea Interaction of Typhoon Sinlaku (2002) simulated by the Canadian MC2 Model, *Advances in Atmospheric Sciences*, 23(4), 521-530.
109. Reynolds R. W., Rayner N. A., Smith T. M., Stokes D. C., and Wang W. (2002), An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate*, 15, 1609-1625.
110. Sakaida F., Kawamura H. and Toba Y. (1998), Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku area in August 1989, *J. Geophys. Res.*, 103(C1), 1053-1065.
111. Sanford, T.B., Price, J.F. and Girton, J.B. (2011), Upper-ocean response to Hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats, *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1041– 1056.
112. Schade L. R., Emanuel K. A. (1999), The Ocean's Effect on the Intensity of Tropical Cyclones: Results from a Simple Coupled Atmosphere–Ocean Model, *J. Atmos. Sci.*, 56, 642–651.
113. Seroka G., Miles T, Xu Y., Kohut J., Schofield O. and Glenn S. (2016), Hurricane Irene Sensitivity to Stratified Coastal Ocean Cooling, *Monthly Weather Review*, 144 (9), 3507-3530.
114. Simpson J., Ritchie E., Holland G.J., Halverson J. and Stewart S. (1997), Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis, *Mon. Wea. Rev.*, 125,

- 2643–2661.
115. Song J. J., Wang Y. and Wu L. (2010), Trend discrepancies among three best track data sets of western North Pacific tropical cyclones, *J. Geophys. Res.*, 115, D12128.
116. Sun Y., Zhong Z., Yi L., Ha Y. and Sun Y. (2014), The opposite effects of inner and outer sea surface temperature on tropical cyclone intensity, *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 119, 2193–2208.
117. Sutyrin G. G. and Khain A. P. (1979), Interaction of ocean and the atmosphere in the area of moving tropical cyclone, *Dokl. Akad. Nauk USSR*, 249, 467–47.
118. Srinivas C. V., Mohan G. M, Naidu C. V., Baskaran R. and Venkatraman B. (2016), Impact of Air-Sea coupling on the simulation of Tropical Cyclones in the North Indian Ocean using a simple 3D-Ocean model coupled to ARW: Impact of Air-Sea coupling on Cyclones, *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 121 (16).
119. Uu D. V. and Brankart J. M. (1997), Seasonal variation of temperature and salinity fields and water masses in the Bien Dong (South China) sea, *Journal Mathematical Computer Modelling*, 26, 97-113.
120. Vecchi G. A., Fueglistaler S., Held I. M., Knutson T. R. and Zhao M. (2013), Impacts of atmospheric temperature trends on tropical cyclone activity, *J. of Climate*, 26 (11), 3877–3891.
121. Vishal B., Rakesh V., Kishtawal C. M. and Joshi P. C. (2011), Impact of satellite observed microwave SST on the simulation of tropical cyclones, *Natural Hazards*, 58, 929–944.
122. Vissa N. K., Satyanarayana A. N. V. and Kumar B. P. (2013), Response of upper ocean and impact of barrier layer on Sidr cyclone induced sea surface cooling, *Ocean Sci. J.*, Vol. 48, No. 3, p. 279-288.

123. Wang B. and Chan J. C. L. (2002), How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific, *J. of Climate*, 15, 1643–1658.
124. Wang Z. Q., Duan A. M. (2012), A New Ocean Mixed-Layer Model Coupled into WRF, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, vol. 5, No. 3, 170 – 175.
125. Whitney L. D. and Hobgood J. S. (1997), The relationship between sea surface temperatures and maximum intensities of tropical cyclones in the Eastern North Pacific, *Journal of Climate*, 10, 2921-2930.
126. Wu C. C, Tu W. T, Pun I. F., Lin I. I., Peng M. S (2015), Tropical cyclone-ocean interaction in Typhoon Megi (2010) - A synergy study based on ITOP observations and atmosphere-ocean coupled model simulations, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 121 (1).
127. Wu L., Zhang H., Chen J. M., and Feng T. (2020), Characteristics of tropical cyclone activity over the South China Sea: Local and nonlocal tropical cyclones, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 31, 261-271, doi: 10.3319/TAO.2019.07.01.02.
128. Xu J., Wang Y. and Tan Z. M. (2016), The relationship between sea surface temperature and maximum potential intensification rate of tropical cyclones over the North Atlantic, *J. Atmos. Sci.*, 73, 4979–4988.
129. Xu J. and Wang Y. (2018), Dependence of tropical cyclone intensification rate on sea surface temperature, storm intensity and size in the Western North Pacific, *Wea. Forecasting*, 33, 523–537.
130. Yablonsky R.M. and Ginis I. (2009), Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane-ocean model forecasts, *Monthly Weather Review*, 137, 4410–4419.
131. Yesubabu V., Kattamanchi V. K., Vissa N. K., Dasari H. P., Sarangam

- V. B. R. (2020), Impact of ocean mixed-layer depth initialization on the simulation of tropical cyclones over the Bay of Bengal using the WRF-ARW model, *Meteorol Appl.*, 2020, 27, DOI: 10.1002/met.1862.
132. Yun K. S., Johnny C. L. C., Ha K. J. (2012), Effects of SST Magnitude and Gradient on Typhoon Tracks around East Asia: a case study for Typhoon Maemi (2003), *Atmospheric Research*, 109-110, 36-51.
133. Zehnder J. A., Powell D.M. and Ropp D.L. (1999), The interaction of easterly waves, orography, and the intertropical convergence zone in the genesis of Eastern Pacific tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1566–1585.
134. Zeng Z., Wang Y. and Wu C. C. (2007), Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity an observational study, *Monthly Weather Review*, 135, 38–59.
135. Zhang W. Z., Lin S. and Jiang X. M. (2016), Influence of Tropical Cyclones in the Western North Pacific, Chapter 1, *Recent Developments in Tropical Cyclone Dynamics, Prediction and Detection*, DOI: 10.5772/64009.
136. Zhu H., Ulrich W. and Smith R. K. (2004), Ocean effects on tropical cyclone intensification and innercore asymmetries, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1245–1258.
137. Zhu T. and Zhang D. L. (2006), The impact of the storm-induced SST cooling on hurricane intensity, *Advances in Atmospheric Sciences* 23:1, 14-22.