

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

NGUYỄN BÌNH PHONG

**NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH
VÀ KHÔNG KHÍ LẠNH ĐẾN CẤU TRÚC
CỦA BÃO Ở VÙNG DUYÊN HẢI VIỆT NAM**

LUẬN ÁN TIẾN SĨ KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC

Hà Nội - 2022

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

**NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH
VÀ KHÔNG KHÍ LẠNH ĐẾN CẤU TRÚC
CỦA BÃO Ở VÙNG DUYÊN HẢI VIỆT NAM**

Ngành Khí tượng và Khí hậu học

Mã số: 9440222

LUẬN ÁN TIẾN SĨ KHÍ TƯỢNG VÀ KHÍ HẬU HỌC

Tác giả luận án

Giáo viên hướng dẫn 1

Giáo viên hướng dẫn 2

Nguyễn Bình Phong

PGS.TS. Nguyễn Văn Thắng

TS. Nguyễn Văn Hiệp

Hà Nội - 2022

LỜI CAM ĐOAN

Tôi xin cam đoan nội dung luận án “Nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình và không khí lạnh đến cấu trúc của bão ở vùng duyên hải Việt Nam” là công trình nghiên cứu của cá nhân của tôi. Số liệu sử dụng trong luận án và kết quả nghiên cứu là do tôi tự tìm hiểu, phân tích một cách khách quan, trung thực, có nguồn gốc rõ ràng và chưa được công bố dưới bất cứ hình thức nào. Tôi xin chịu hoàn toàn trách nhiệm nếu có sự không trung thực của thông tin sử dụng trong công trình nghiên cứu này.

Tác giả

Nguyễn Bình Phong

LỜI CẢM ƠN

Để hoàn thành khóa đào tạo tiến sỹ và hoàn thiện luận án này, lời đầu tiên nghiên cứu sinh (NCS) xin gửi lời cảm ơn sâu sắc đến hai Thầy PGS.TS Nguyễn Văn Thắng và TS. Nguyễn Văn Hiệp là những người đã trực tiếp tận tình chỉ bảo, định hướng và hướng dẫn NCS trong suốt quá trình học tập, nghiên cứu. NCS cũng xin chân thành cảm ơn các Thầy, Cô, các nhà khoa học trong lĩnh vực Khí tượng và Khí hậu học đã đóng góp những ý kiến rất quý báu trong suốt quá trình thực hiện và hoàn thiện luận án.

NCS cũng xin gửi lời cảm ơn đến lãnh đạo Trường, Khoa Khí tượng Thủy văn - Trường Đại học Tài nguyên và Môi trường Hà Nội và các bạn đồng nghiệp đã tạo điều kiện và thời gian cho NCS trong suốt quá trình học tập và nghiên cứu.

Cuối cùng, NCS xin cảm ơn những người thân, bạn bè đã luôn bên cạnh khuyến khích, động viên để NCS có thể hoàn thành khóa học tập, nghiên cứu này.

MỤC LỤC

DANH MỤC HÌNH ẢNH.....	v
DANH MỤC BẢNG BIỂU	ix
DANH MỤC KÍ HIỆU VIẾT TẮT	x
PHẦN MỞ ĐẦU	1
1. Lý do lựa chọn đề tài.....	1
2. Câu hỏi nghiên cứu	1
3. Mục tiêu của luận án.....	2
4. Đối tượng và phạm vi nghiên cứu.....	2
5. Phương pháp nghiên cứu.....	2
6. Những đóng góp mới của luận án.....	2
7. Các luận điểm bảo vệ	3
8. Ý nghĩa khoa học và thực tiễn.....	3
9. Cấu trúc của luận án.....	3
CHƯƠNG 1: TỔNG QUAN CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU VỀ ẢNH HƯỞNG	4
CỦA ĐỊA HÌNH, KHÔNG KHÍ LẠNH ĐẾN CẤU TRÚC BÃO	4
1.1 CƠ SỞ LÝ THUYẾT VỀ BÃO.....	4
1.1.1 Khái niệm.....	4
1.1.2 Phân loại.....	4
1.1.3 Những điều kiện hình thành	5
1.2 TỔNG QUAN CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU TRÊN THẾ GIỚI.....	6
1.2.1 Các công trình nghiên cứu về cấu trúc bão	6
1.2.2 Các công trình nghiên cứu về tác động của địa hình đến cấu trúc bão.....	19
1.2.3 Các công trình nghiên cứu về tác động của gió mùa, không khí lạnh đến cấu trúc bão	25
1.3 TỔNG QUAN CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU Ở VIỆT NAM.....	27
1.4 TIỂU KẾT CHƯƠNG I.....	38
CHƯƠNG 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU	40
2.1 SỐ LIỆU.....	40
2.2 PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU.....	42

2.2.1 Phương pháp mô hình số trị.....	42
2.2.1.1 Mô hình WRF.....	42
2.2.1.2 Phương pháp ban đầu hóa xoáy trong mô hình.....	44
a) Phương pháp ban đầu hóa xoáy động lực học	44
b) Phương pháp dịch chuyển xoáy.....	45
2.2.2 Phương pháp Sy nốp.....	48
2.3 THIẾT KẾ THÍ NGHIỆM.....	48
2.4 TIỂU KẾT CHƯƠNG II.....	52
CHƯƠNG 3: KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH, KHÔNG KHÍ LẠNH ĐẾN CẤU TRÚC BÃO	54
3.1 NÂNG CAO CHẤT LƯỢNG TRƯỜNG BAN ĐẦU BẰNG PHƯƠNG PHÁP BAN ĐẦU HÓA XOÁY	54
3.1.1 Lựa chọn sơ đồ ban đầu hóa xoáy trong mô hình WRF	54
3.1.2 Khảo sát vai trò ban đầu hóa xoáy qua một số trường hợp điển hình.....	58
3.2 VAI TRÒ CỦA ĐỊA HÌNH ĐỐI VỚI CẤU TRÚC BÃO	71
3.2.1 Vai trò của địa hình đối với cấu trúc trường khí tượng trong bão	72
3.2.2 Vai trò của địa hình đối với cường độ bão.....	80
3.2.3 Vai trò của địa hình đối với quỹ đạo bão.....	82
3.3 VAI TRÒ CỦA KHÔNG KHÍ LẠNH ĐỐI VỚI CẤU TRÚC BÃO.....	84
3.3.1. Vai trò của không khí lạnh đối với cấu trúc xoáy bão tích hợp.....	84
3.3.2. Vai trò của không khí lạnh đến cấu trúc một số trường khí tượng trong các trường hợp điển hình	87
3.3.2.1 Trường hợp bão Damrey	88
3.3.2.2 Trường hợp bão Mujigae.....	95
3.4 TIỂU KẾT CHƯƠNG 3	99
TÀI LIỆU THAM KHẢO	104
PHỤ LỤC.....	118

DANH MỤC HÌNH ẢNH

Hình 1.1: Ảnh radar của bão Corba từ tàu khu trục USS Warrington của Mỹ.....	7
(Nguồn: thư viện ảnh của NOAA)	7
Hình 1.2: Mặt cắt thẳng đứng của bão. Trục hoành biểu diễn khoảng cách theo phương ngang tính từ tâm bão (km), đường thẳng liền nét nằm song song biểu diễn các đường đẳng áp (mb), đường cong liền nét biểu diễn các đường đẳng nhiệt độ thể vị (K), đường nét đứt biểu diễn nhiệt độ không khí (°C) (Nguồn: Palmén,1948)	8
Hình 1.4: Sự phụ thuộc của gió tiếp tuyến vào cường độ bão (Nguồn: Holland và Merrill, 1984)	13
Hình 1.5: Ảnh thị phổ và radar của siêu bão Amber (1997) với cấu trúc 2 thành mắt bão (Nguồn: Trung tâm khoa học vũ trụ, Đại học Wisconsin-Madison).....	15
Hình 1.6: Mặt cắt thẳng đứng của bão Rita năm 2005, hình ảnh của radar Doppler trên máy bay thám sát P-3. Thang màu thể hiện độ phản hồi radar, mũi tên màu đen thể hiện vận tốc gió (Nguồn: Houze và cs, 2007)	16
Hình 1.7: Mắt bão trên ảnh mây vệ tinh của hai siêu bão Matthew (trái) và Harvey (phải) năm 2017 (Nguồn: NOAA/NEXRAD)	17
Hình 1.8: Ảnh radar của cơn bão Dolly năm 2008 tại thời điểm mắt bão có hình đa giác với thang đo màu là độ phản hồi radar (dBZ) (Nguồn: NOAA/NEXRAD)	18
Hình 1.9: Hình ảnh mô phỏng quá trình động lực hình thành xoáy quy mô nhỏ quanh thành mắt bão (Nguồn: Naylor và Schecter, 2014).....	18
Hình 1.10: Dải mây hình xoắn trên ảnh mây vệ tinh (Nguồn: NOAA/NEXRAD).	19
Hình 1.11: Bản đồ đường đi trung bình của XTNĐ đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến Việt Nam (Nguồn: Mai Văn Khiêm, 2015)	28
Hình 2.1: Quỹ đạo 18 cơn bão lựa chọn khảo sát	42
Hình 2.2: Sơ đồ khối của mô hình WRF.....	43
Hình 2.3: Miền tính sử dụng trong quá trình chạy ban đầu hóa xoáy (trái) và mô phỏng (phải).	49
Hình 2.4: Quỹ đạo các cơn bão chịu tác động của KKL	50
Hình 3.1: Quỹ đạo 18 cơn bão lựa chọn để khảo sát ban đầu hóa xoáy	55

Hình 3.2: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão của trường gió mực 10m (m/s) và khí áp mực mặt biển (hPa) bão Damrey cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy.	61
Hình 3.3: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão trường tốc độ gió (m/s) và dị thường nhiệt độ (K) bão Damrey cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và.....	62
(b) có ban đầu hóa xoáy.	62
Hình 3.4: Độ phản hồi vô tuyến tại thời điểm ban đầu 00Z ngày 03/11/2017 trường hợp (a) không ban đầu hóa xoáy, (b) có ban đầu hóa xoáy và (c) ảnh mây vệ tinh kênh 89H.	62
Hình 3.5: Biến trình áp cực tiểu (hPa) tại tâm (a) và tốc độ gió cực đại (m/s) gần tâm (b) hạn dự báo tới 24 giờ thời điểm dự báo là 00Z ngày 03/11/2017.	64
Hình 3.6: Biến trình (a) khí áp cực tiểu (hPa) và (b) tốc độ gió cực đại (m/s) bão Mujigae (2015) từ nguồn JTWC (màu xanh) và JMA (màu đỏ).	66
Hình 3.8: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão của trường gió mực 10 m (m/s) và khí áp mực mặt biển (hPa) bão Mujigae cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy. Các đường kẻ ngang đánh dấu giá trị quan trắc khí áp cực tiểu (gió cực đại) của JTWC và của JMA tại thời điểm 00Z ngày 03/10/2015.	69
Hình 3.9: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão trường tốc độ gió (m/s) và dị thường nhiệt độ (K) bão Mujigae cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy.	70
Hình 3.10: Quỹ đạo quan trắc bão Mujigae (2015) của JMA (đỏ), JTWC (đen) và mô phỏng với có ban đầu hóa xoáy (tím) và không ban đầu hóa xoáy (xanh).	70
Hình 3.11: Độ cao địa hình miền tính với (a) mặc định, giữ nguyên độ cao địa hình, (b) giảm độ cao về 2m, (c) giảm 50% độ cao, (d) giảm 75% độ cao và (e) tăng 150% độ cao.	72
Hình 3.12: Cấu trúc trường mây bão Damrey (2017) thông qua độ phản hồi vô tuyến (đơn vị đo: dbz) thời điểm bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER2m, (c) TER150 và (d) TER50	74
Hình 3.14: Như hình 3.12 đối với thời điểm 3h trước khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER2m, (c) TER150 và (d) TER50	75

Hình 3.15: Như hình 3.12 đối với thời điểm 3h sau khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER2m, (c) TER150 và (d) TER50	75
Hình 3.16: Mặt cắt thẳng đứng của khí áp mực biển (đường đen chấm đậm) và gió mực 10m (đường đen mảnh) qua tâm bão thời điểm bão Damrey (2017) đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m	77
Hình 3.17: Như Hình 3.16 nhưng với thời điểm 3 giờ trước khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m.....	77
Hình 3.18: Như Hình 3.16 nhưng với thời điểm 3 giờ sau khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m	78
Hình 3.19: Mặt cắt đông - tây qua tâm bão Damrey (2017) của trường tốc độ gió (đường liền nét), tỉ số xáo trộn (phủ màu) và tốc độ thẳng đứng (véc tơ) thời điểm đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m.....	79
Hình 3.20: Biểu đồ biến trình vận tốc gió cực đại tại độ cao 10m (a), chênh lệch tốc độ gió cực đại (b), khí áp cực tiểu tại tâm bão (c) trong các trường hợp CTL, TER2m, TER150 và TER50, đường thẳng màu đen biểu diễn thời điểm bão đổ bộ.....	81
Hình 3.21: Quỹ đạo của các cơn bão (a) bão Kalmeagi, (b) bão Mujigae, (c) bão Wutip, (d) bão Damrey và (e) bão Usagi trong các trường hợp CTL (đường màu đen), TER2m (đường màu xanh lá cây), TER150 (đường màu đỏ) và TER50 (đường màu tím) và TER75 (đường màu xanh dương).....	83
Hình 3.22: Trường tỉ số xáo trộn nước mưa tại mực bề mặt (kg/kg) trung bình của 18 cơn bão (a), các cơn bão không chịu tác động của KKL (b) và các cơn bão chịu tác động của KKL (c).....	85
Hình 3.23: Cấu trúc trường tốc độ gió mực 10m (m/s) trung bình của 18 cơn bão (a), các cơn bão không chịu tác động của KKL (b) và các cơn bão chịu tác động của KKL (c). 86	86
Hình 3.24: Cấu trúc trường gió vĩ hướng (trên) và kinh hướng trung bình (dưới) của 18 cơn bão (a), các cơn bão không chịu tác động của KKL (b) và các cơn bão chịu tác động của KKL (c).....	86
Hình 3.25: Hình thể sy núp trong thời gian bão Mujigae hoạt động (a) 12Z 03/10, (b) 18Z 03/10, (c) 00Z 04/2015 và (d) 12Z 04/10/2015 (nguồn: www.tmd.go.th).	88
Hình 3.26: Bản đồ độ phản hồi vô tuyến hạn dự báo 6 giờ trường hợp có ban đầu hóa (a) và ảnh mây vệ tinh (b) tại thời điểm 06Z ngày 03/11/2017	89

Hình 3.27: Mặt cắt thẳng đứng qua tâm bão trong trường hợp ban đầu hóa xoáy đối với (a) gió mực 10m (đường liền nét, m/s), khí áp mực biển (đường chấm, hPa), (b) gió (véc tơ) và tốc độ gió (phủ màu) và (c) tỉ số xáo trộn ngưng kết (phủ màu) ở hạn dự báo 06 giờ thời điểm 06Z ngày 03/11/2017.....	90
Hình 3.28 Tương tự như Hình 3.27 nhưng cho dự báo 12 giờ thời điểm 12Z ngày 03/11/2017.....	92
Hình 3.29: Độ phản hồi vô tuyến và ảnh mây vệ tinh lúc bão đổ bộ (a) dự báo 24 giờ tại thời điểm 00Z ngày 04/11/2017 và (b) ảnh mây vệ tinh lúc 23:16Z ngày 03/11/2017.....	93
Hình 3.30 Tương tự như Hình 3.27 nhưng cho dự báo 24 giờ thời điểm 00Z ngày 04/11/2017.....	94
Hình 3.31: Độ phản hồi vô tuyến mô phỏng tại (a) 12Z 03/10/2015, (b) 18Z 03/10/2015, (c) 00Z 04/10/2015 và (d) 06Z 04/10/2015 từ trường hợp có ban đầu hóa.	96
Hình 3.32: Mặt cắt thẳng đứng đông - tây qua tâm bão đối với trường tốc độ gió (phủ màu, m/s) và véc tơ gió tại điểm lưới theo mô phỏng có ban đầu hóa tại (a) 12Z 03/10/2015, (b) 18Z 03/10/2015, (c) 00Z 04/10/2015 và (d) 06Z 04/10/2015.....	96
Hình 3.33: Như hình 3.32 nhưng đối với mặt cắt thẳng đứng theo phương nam - bắc	97

DANH MỤC BẢNG BIỂU

Bảng 1.1: Phân loại XTNĐ dựa theo tốc độ gió mạnh nhất vùng gần trung tâm	4
Bảng 2.1: Độ dài chuỗi số liệu đối với các cơn bão	41
Bảng 2.2: Danh mục các thí nghiệm	50
Bảng 2.3: Danh sách các cơn bão thực hiện mô phỏng dự báo, với điều kiện ban đầu lấy tại 00UTC và 12UTC	51
Bảng 3.1: Sai số cường độ và khoảng cách trung bình của các cơn bão	55
Bảng 3.2: Sai số cường độ và khoảng cách trung bình của 228 thí nghiệm	58
Bảng 3.3: Sai số từng vòng lặp tại trường ban đầu	59
Bảng 3.4: Sai số khí áp cực tiểu tại tâm (hPa)	63

DANH MỤC KÍ HIỆU VIẾT TẮT

ATNĐ	Áp thấp nhiệt đới
BMJ	Sơ đồ tham số hóa đối lưu Betts-Miller-Janjic (Betts-Miller-Janjic Scheme)
BoLAM	Mô hình dự báo thủy tĩnh Bologna (The hydrostatic meteorological Bologna Limited-Area Model)
BVBB	Bắc Vịnh Bắc Bộ
CMC	Trung tâm khí tượng Canada (Canadian Meteorological Centre)
DWD	Cơ quan dự báo thời tiết của Đức
GD	Sơ đồ tham số hóa đối lưu Grell-Devenyi (Grell-Devenyi Scheme)
GEM	Mô hình môi trường toàn cầu (The Global Environmental Multiscale Model)
GFS	Số liệu dự báo toàn cầu (Global Forecast System)
GME	Mô hình dự báo toàn cầu của Đức
GSM	Mô hình phổ toàn cầu (The Global Spectral Model)
HRM	Mô hình dự báo độ phân giải cao (High Resolution Model)
IR	Ảnh hồng ngoại (Infrared Image)
ITCZ	Dải hội tụ nhiệt đới (Inter Tropical Convergence Zone)
JMA	Cơ quan Khí tượng Nhật Bản (Japan Meteorology Agency)
KF	Sơ đồ tham số hóa đối lưu Kain-Fristch (Kain-Fristch Scheme)
KKL	Không khí lạnh
KMA	Cơ quan Khí tượng Hàn Quốc (Korea Meteorology Agency)
NCEP	Trung tâm Dự báo Môi trường Quốc gia Hoa Kỳ (National Centers for Environmental Prediction)
NCHMF	Trung tâm dự báo Khí tượng Thủy văn Quốc gia
NOAA	Cục quản lý đại dương và khí quyển quốc gia Mỹ (National Oceanic and Atmospheric Administration)
NOGAPS	Hệ thống dự báo khí quyển toàn cầu của Hải quân Mỹ (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System)
MAE	Sai số trung bình tuyệt đối (Mean Absolute Error)
ME	Sai số trung bình (Mean Error)
MM5	Mô hình quy mô vừa thế hệ thứ 5 (Fifth-Generation NCAR Mesoscale Model)
MP	Tham số vi vật lý mây (Micro Physics)
PBL	Lớp biên hành tinh (Planet Boundary Layer)
SLP	Khí áp mực biển (Sea Level Pressure)
SST	Nhiệt độ bề mặt nước biển (Sea Surface Temperature)

STS	Bão rất mạnh (Severe Tropical Storm)
TBTBD	Tây Bắc Thái Bình Dương
TD	Áp thấp nhiệt đới (Tropical Depression)
TS	Bão nhiệt đới (Tropical Storm)
TY	Siêu bão (Typhoon)
VBB	Vịnh Bắc Bộ
VIS	Ảnh thị phổ (Visible Image)
WRF-ARW	Mô hình WRF (Advanced Research WRF)
WRFDA	Đồng hóa dữ liệu WRF (WRF Data Assimilation)
WRF	Mô hình nghiên cứu và dự báo thời tiết (Weather Research and Forecasting)
WRFNMM	Mô hình nghiên cứu và dự báo thời tiết phi thủy tĩnh (Weather Research and Forecasting Nonhydrostatic Mesoscale Model)
XTNĐ	Xoáy thuận nhiệt đới

PHẦN MỞ ĐẦU

1. Lý do lựa chọn đề tài

Bão và áp thấp nhiệt đới (gọi chung là xoáy thuận nhiệt đới, XTNĐ) là hiện tượng thời tiết nguy hiểm, XTNĐ xuất hiện kèm theo mưa to gió lớn thường mang lại những hiện tượng thiên tai như lũ lụt diện rộng hay nước dâng trong vùng biển nơi XTNĐ đi qua. Theo tổ chức Khí tượng thế giới, trong 50 năm qua, có 1.942 trường hợp thiên tai do XTNĐ gây ra, làm gần 800.000 người thiệt mạng và gây thiệt hại kinh tế 407,6 tỷ USD, trung bình mỗi ngày có 43 người chết và thiệt hại 78 triệu USD [155]. Việt Nam nằm ở khu vực của ổ bão Tây Bắc Thái Bình Dương với số lượng bão khoảng 30 cơn/năm, chiếm 38% số bão trên toàn cầu. Vì vậy, hàng năm nước ta chịu thiệt hại nặng nề do bão gây ra cả về của cải vật chất và con người. Cùng với đó, nhà nước đã phải bỏ ra nhiều tỷ đồng khắc phục hậu quả do bão gây ra. Một trong những nỗ lực nhằm giảm mức độ thiệt hại về tài sản và con người do bão là dự báo tương đối chính xác đường đi của bão. Hiện nay các mô hình số dự báo thời tiết và dự báo bão đã được đưa vào ứng dụng nghiệp vụ và nghiên cứu ở Việt Nam. Bên cạnh đó, Việt Nam cũng tham khảo sản phẩm của nhiều mô hình nghiệp vụ của các trung tâm lớn trên thế giới trong công tác nghiệp vụ. Tuy nhiên, chất lượng dự báo bão của các mô hình nhiều lúc chưa đáp ứng được yêu cầu thực tế đặt ra do sai số dự báo quỹ đạo còn lớn.

Khi bão tiến vào gần bờ, việc dự báo quỹ đạo bão lại càng phức tạp hơn do sự tương tác giữa bão với địa hình và các hình thái thời tiết khác. Tùy thuộc vào tốc độ di chuyển, cường độ của bão và dạng địa hình mà bão đi qua, khu vực chịu ảnh hưởng của bão sẽ có hệ quả mưa, gió khác nhau do biến đổi cấu trúc của các trường khí tượng. Bên cạnh địa hình, trong điều kiện gió mùa mùa đông hoạt động mạnh hoặc tăng cường thì KKL cũng có những ảnh hưởng đáng kể đối với cấu trúc, cường độ bão.

2. Câu hỏi nghiên cứu

Bão sẽ chịu tác động của địa hình Việt Nam như thế nào? Cấu trúc của các trường khí tượng khi bão tiến vào gần bờ biển Việt Nam sẽ ra sao trong điều kiện có sự xâm nhập của KKL? Cơ chế nào khống chế các tác động đó? Đó là những câu hỏi

lớn chưa được trả lời một cách thỏa đáng. Chính vì những lí do nêu trên, đề tài “Nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình và KKL đến cấu trúc của bão ở vùng duyên hải Việt Nam” được lựa chọn nhằm nghiên cứu quỹ đạo bão, cấu trúc của bão, đặc biệt là cấu trúc của các trường mưa và gió khi bão bị ảnh hưởng bởi KKL và địa hình của Việt Nam trong quá trình hoạt động, di chuyển.

3. Mục tiêu của luận án

- Mô phỏng được ảnh hưởng của địa hình Việt Nam tới cấu trúc đối xứng của bão thời điểm trước và sau khi bão đổ bộ vào vùng duyên hải Việt Nam.

- Đánh giá được ảnh hưởng của KKL tới cấu trúc các trường trong bão trên Biển Đông;

4. Đối tượng và phạm vi nghiên cứu

- Đối tượng nghiên cứu

+ Các cơn bão hoạt động trên Biển Đông, đặc biệt là các cơn chịu tác động của KKL và đổ bộ vào vùng duyên hải Việt Nam;

+ Tác động của độ cao địa hình duyên hải Việt Nam đến cấu trúc bão đổ bộ.

- Phạm vi nghiên cứu

+ Phạm vi không gian: Khu vực Biển Đông và vùng duyên hải Việt Nam

+ Phạm vi thời gian: Giai đoạn 2014-2018

5. Phương pháp nghiên cứu

- Phương pháp số trị: dùng để mô phỏng cấu trúc các trường khí tượng và dự báo các cơn bão được lựa chọn trong luận án.

- Phương pháp phân tích Sy nốp: dùng để phân tích các hình thế quy mô vừa và quy mô lớn trong thời gian các cơn bão hình thành, phát triển và đổ bộ vào vùng duyên hải của Việt Nam

- Phương pháp thống kê: dùng để thống kê các cơn bão; tính toán, so sánh, đánh giá sai số cường độ, quỹ đạo và các trường khí tượng trong bão.

6. Những đóng góp mới của luận án

- Làm rõ hơn cơ chế và biểu hiện sự ảnh hưởng của địa hình Việt Nam tới cấu trúc các trường mây, gió, phân bố lượng mưa và sự lệch hướng của quỹ đạo khi bão gần bờ và đổ bộ;

- Làm rõ hơn cơ chế và biểu hiện sự ảnh hưởng của KKL đến cấu trúc trường mây, phân bố lượng mưa và gió mạnh trong bão hoạt động trên khu vực Biển Đông Việt Nam.

7. Các luận điểm bảo vệ

- Sự hiện diện của địa hình Việt Nam có ảnh hưởng đến cấu trúc các trường khí tượng của bão trước và sau khi đổ bộ.

- Khi có tác động của KKL, cấu trúc xoáy bão các cơn bão trên Biển Đông sẽ bị thay đổi.

8. Ý nghĩa khoa học và thực tiễn

- Kết quả nghiên cứu của luận án về vai trò của độ cao địa hình, KKL đến cấu trúc các trường khí tượng trong bão có thể làm cơ sở khoa học để xác định khu vực bão đổ bộ và có mưa lớn, gió mạnh do tác động của địa hình và KKL;

- Kết quả nghiên cứu góp phần nâng cao sự hiểu biết về ảnh hưởng của độ cao địa hình và KKL đến cấu trúc bão, qua đó góp phần nâng cao chất lượng dự báo bão ở Việt Nam, đặc biệt là khu vực chịu tác động của mưa lớn, gió mạnh giúp phòng tránh và giảm thiểu các tác hại do bão gây ra.

9. Cấu trúc của luận án

Ngoài phần mở đầu, tài liệu tham khảo và phụ lục, luận án được chia thành 3 chương, cụ thể như sau:

Chương 1: Tổng quan các công trình nghiên cứu về ảnh hưởng của địa hình, KKL đến cấu trúc bão.

Chương 2: Số liệu và phương pháp nghiên cứu.

Chương 3: Kết quả nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình, KKL tới cấu trúc bão.

CHƯƠNG 1

TỔNG QUAN CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU VỀ ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH, KHÔNG KHÍ LẠNH ĐẾN CẤU TRÚC BÃO

1.1 CƠ SỞ LÝ THUYẾT VỀ BÃO

1.1.1 Khái niệm

Xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ) là tên gọi chung được dùng để chỉ bão và áp thấp nhiệt đới (ATNĐ) XTNĐ là một vùng gió xoáy có đường kính lớn tới hàng trăm ki-lô-mét, hình thành trên vùng biển nhiệt đới. Ở Bắc bán cầu, gió thổi xoáy vào tâm theo hướng ngược chiều kim đồng hồ, ngược lại ở Nam bán cầu gió xoáy vào tâm theo hướng cùng chiều kim đồng hồ, áp suất khí quyển trong XTNĐ thấp hơn xung quanh, có mưa, đôi khi kèm theo dông, tố, lốc [44]. Tùy theo tốc độ gió mạnh nhất ở vùng gần trung tâm mà XTNĐ được phân chia thành ATNĐ hay bão. Áp suất khí quyển trong bão thấp hơn so với ATNĐ và thường thấp hơn 1000mb.

Bão là một XTNĐ có sức gió mạnh nhất từ cấp 8 trở lên và có thể có gió giật. Bão có sức gió mạnh nhất từ cấp 10 đến cấp 11 được gọi là bão mạnh, từ cấp 12 đến cấp 15 gọi là bão rất mạnh, từ cấp 16 trở lên gọi là siêu bão [44].

1.1.2 Phân loại

Theo quyết định số 44/2014/QĐ - TTg ngày 15 tháng 8 năm 2014 của Thủ tướng chính phủ Quy định về dự báo, cảnh báo và truyền tin thiên tai, dựa vào tốc độ gió mạnh nhất vùng gần trung tâm mà XTNĐ còn được chia ra thành 5 cấp bao gồm: ATNĐ, bão, bão mạnh, bão rất mạnh và siêu bão (Bảng 1.1).

Bảng 1.1: Phân loại XTNĐ dựa theo tốc độ gió mạnh nhất vùng gần trung tâm [44].

Cấp XTNĐ	Cấp gió (beaufort)	Tốc độ gió		
		m/s	km/h	Kts
Áp thấp nhiệt đới (Tropical Depression - TD)	6 - 7	10,8 - 17,1	39 - 61	21,1 - 32,9
Bão (Tropical Storm - TS)	8 - 9	17,2 - 24,4	62 - 88	33,0 - 47,5

Bão mạnh (Severe Tropical Storm - STS)	10 - 11	24,5 - 32,6	89 - 117	47,6 - 63,2
Bão rất mạnh (Typhoon/Hurricane - TY)	12 - 15	32,7 - 61,2	118 - 220	63,3 - 118,8
Siêu bão (Super typhoon)	Từ cấp 16 trở lên	>61,2	>220	>118,8

Tốc độ gió mạnh nhất vùng gần trung tâm XTNĐ là tốc độ gió trung bình lớn nhất trong thời gian từ 02 - 10 phút tùy quốc gia (Việt Nam là tốc độ gió mạnh nhất trong thời đoạn 02 phút). Rõ ràng thời đoạn lấy gió cực đại càng ngắn khả năng đạt tốc độ gió với đại lượng lớn càng lớn. Chính vì thế thông tin bão truyền từ các trung tâm dự báo thời tiết về thời điểm chuyển từ ATNĐ sang bão, tốc độ gió lớn nhất cũng khác nhau. Điều đó dẫn đến việc xác định tần số cũng như cường độ của XTNĐ cũng khác nhau.

1.1.3 Những điều kiện hình thành

Riehl (1948a,b) và Palmén (1948) [123, 124, 121] tổng hợp các điều kiện cơ bản cho sự hình thành bão bao gồm:

- a. Khu vực đại dương có diện tích đủ lớn với nhiệt độ bề mặt biển cao (từ 26-27°C trở lên) bảo đảm nước bốc hơi mạnh, cung cấp năng lượng ngưng kết lớn cho hệ thống bão.
- b. Thông số Coriolis có giá trị đủ lớn để tạo xoáy. Bão thường hình thành trong giới hạn bởi vĩ độ 5-20° hai bên xích đạo. Trong phạm vi 5°S-5°N, nơi có lực Coriolis quá nhỏ, không thể cân bằng với lực gradient khí áp của các vùng áp thấp để tạo ra chuyển động xoáy thuận.
- c. Dòng cơ bản có độ đứt gió thẳng đứng nhỏ, bảo đảm sự tập trung của dòng ẩm vào khu vực bão trong thời gian đầu của sự hình thành bão. Nếu độ đứt thẳng đứng của gió lớn sẽ ngăn cản sự phát triển của xoáy thuận.
- d. Ở trên cao, trường khí áp phải phân kỳ để đảm bảo sự giải tỏa khối lượng không khí hội tụ ở mặt đất và duy trì bão.

e. Ở mặt đất phải có những nhiễu động áp thấp ban đầu. Kết quả thống kê cho thấy có đến 80% các cơn bão có liên quan với ITCZ. Năm nào ITCZ ít hoạt động thì bão cũng ít.

Năm 1967, Gray [58, 69] đã xác định sáu yếu tố môi trường thuận lợi cho sự hình thành và phát triển của XTNĐ. Ba nhân tố động lực là khu vực hình thành mà ở đó các tham số Coriolis đủ nhỏ, xoáy tầng thấp (850 hPa) lớn hơn trung bình, độ đứt gió thẳng đứng nhỏ trên khu vực trung tâm XTNĐ. Ba nhân tố nhiệt động lực học là nhiệt độ bề mặt nước biển ấm 26°C đến độ sâu 60m, sự bất ổn định của ẩm từ mực thấp đến giữa tầng đối lưu (500 hPa) và có một lớp bất ổn định có điều kiện trong khí quyển.

1.2 TỔNG QUAN CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU TRÊN THẾ GIỚI

1.2.1 Các công trình nghiên cứu về cấu trúc bão

Trong giai đoạn trước năm 1970, việc nghiên cứu bão chủ yếu tập trung vào đo đạc, mô tả đặc điểm về khu vực hình thành, quỹ đạo, đặc điểm của trường khí tượng bề mặt và sự thay đổi theo mùa của bão nhiệt đới. Trong giai đoạn này các thiết bị trên tàu biển, thiết bị giám sát trên máy bay quân sự và các thiết bị đo thám sát trên cao như radar, bóng thám không đã cung cấp một tập số liệu nhất định về các trường khí tượng trong bão. Trên cơ sở bộ số liệu có được, các nhà nghiên cứu đã công bố những kết quả nghiên cứu cơ bản ban đầu về cấu trúc bão.

Vào tháng 7 năm 1943, hai phi công Joseph B. Duckworth và Ralph O'Hair đã sử dụng máy bay huấn luyện AT-6 xâm nhập vào mắt bão [160]. Đây là lần đầu tiên con người thực hiện các phép đo trực tiếp vào bên trong bão để nghiên cứu cấu trúc của các trường khí tượng trong bão. Đến cuối những năm 1940, việc theo dõi các cơn bão từ trên cao đã trở thành công việc hàng ngày và khởi đầu cho một kỉ nguyên của các phép đo trực tiếp về cấu trúc của bão nhiệt đới. Trước thời điểm này cũng có một số ít phép đo được thực hiện với các cơn bão đi qua các tàu, đảo hoặc vùng ven biển. Các phép đo trực tiếp giúp các nhà nghiên cứu thiết lập được cấu trúc cơ bản của bão nhiệt đới như cấu trúc của trường gió, mưa và khí áp tại bề mặt, tuy nhiên cấu trúc ba chiều của bão vẫn là một vấn đề chưa được nghiên cứu nhiều do trong thời kỳ này bộ số liệu quan trắc còn chưa đầy đủ.

Năm 1944 phép đo bằng radar đầu tiên được thực hiện bởi tàu khu trục USS Warrington của Mỹ đối với cơn bão Cobra. Hình ảnh radar cho thấy rõ mắt bão, tường mây quanh mắt bão và các dải mây mưa (Hình 1.1)



Hình 1.1: Ảnh radar của bão Corba từ tàu khu trục USS Warrington của Mỹ
(Nguồn: thư viện ảnh của NOAA [156]).

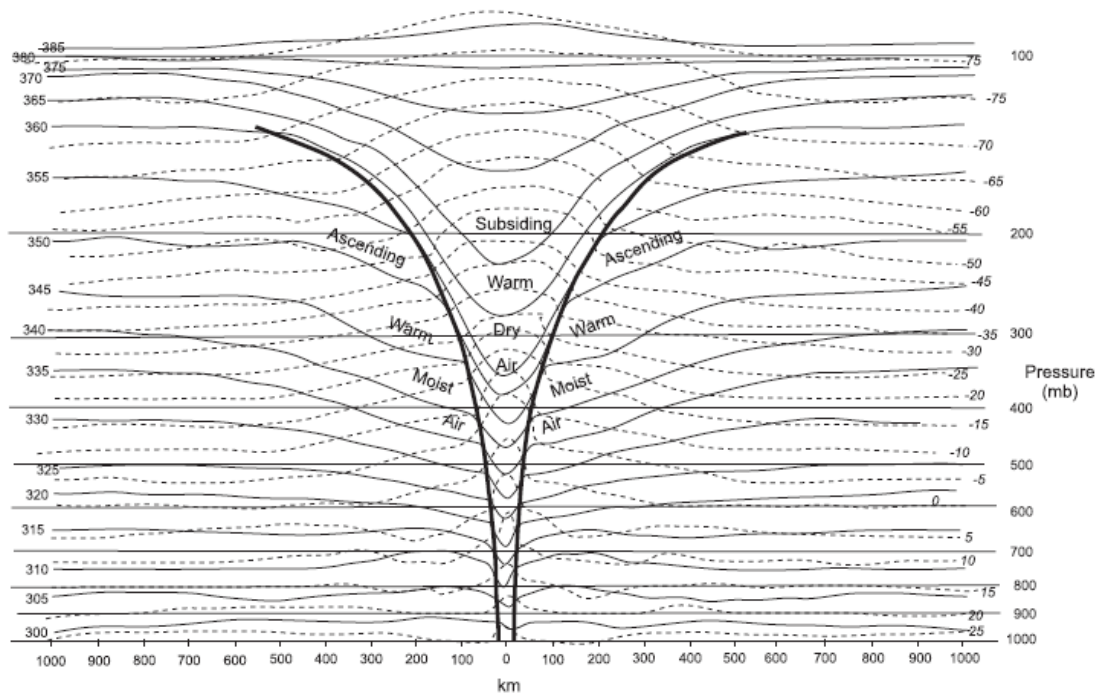
Những năm sau đó, trung tâm dự báo nghiệp vụ về bão JTWC (Join Typhoon Warning Center) tiếp tục mở rộng việc theo dõi, quan trắc các cơn bão và tạo ra bộ nhiều bộ số liệu giúp các nhà khoa học có điều kiện nghiên cứu chuyên sâu về bão nói chung và cấu trúc bão nói riêng. Trong đó phải kể tới Herbert Riehl (Riehl, 1950,1954) [125, 126] trong công trình “Mô hình về sự hình thành của bão nhiệt đới” đã chỉ ra vai trò của sự trao đổi nhiệt của đại dương trong sự hình thành của bão nhiệt đới, tác giả nhận ra rằng bão sẽ thay đổi cấu trúc về dòng giáng khi không khí đủ nhiệt, ẩm và dòng tiềm nhiệt trao đổi từ bề mặt. Tuy nhiên tác giả chưa định lượng hóa mối quan hệ này với tốc độ gió cực đại và khí áp tại tâm bão.

Nhà khoa học người Đức Ernst Kleinschmidt (1951) [94] là người đầu tiên phát hiện ra công thức biểu diễn tốc độ gió cực đại là một hàm của năng lượng nhiệt và ông cho rằng “năng lượng nhiệt của đại dương là nguồn nhiệt cơ bản để duy trì bão nhiệt đới”, mối liên hệ này được biểu diễn bởi công thức:

$$V^2 = 2E \frac{q^2}{1 - q^2}$$

Trong đó V (m/s) là vận tốc gió cực đại, E (m^2/s^2) là năng lượng nhiệt của đại dương tính cho 1 đơn vị khối lượng, q là hệ số. Trong công thức trên Kleinschmidt bỏ qua ảnh hưởng của lớp biên với giả thiết năng lượng âm từ bề mặt bằng hằng số.

Cũng trong giai đoạn này, Erik Palmén trong bài báo “Sự hình thành và cấu trúc của bão nhiệt đới” (Palmén (1948) [121] đã chỉ ra năng lượng của bão phát sinh từ quá trình bất ổn định có điều kiện của khí quyển. Ông là người đầu tiên chỉ ra cấu trúc mặt cắt thẳng đứng của bão (Hình 1.2) dựa vào chuỗi số liệu thám sát mắt bão năm 1944.



Hình 1.2: Mặt cắt thẳng đứng của bão. Trục hoành biểu diễn khoảng cách theo phương ngang tính từ tâm bão (km), đường thẳng liền nét nằm song song biểu diễn các đường đẳng áp (mb), đường cong liền nét biểu diễn các đường đẳng nhiệt độ thế vị (K), đường nét đứt biểu diễn nhiệt độ không khí ($^{\circ}\text{C}$)

(Nguồn: Palmén, 1948 [121]).

Sau này, Riehl và Malkus công bố hai bài báo nổi tiếng (Malkus và Riehl (1960) và Riehl (1963b)) [111,128] mô tả các phương trình động lực đối với khí quyển thủy tĩnh biểu diễn mối liên hệ giữa các yếu tố khí tượng trong các cơn bão ở trạng thái dừng. Đây là các công trình đánh dấu giai đoạn ban đầu nghiên cứu về cấu

trúc và năng lượng của bão nhiệt đới và có ý nghĩa nền tảng quan trọng đối với các nghiên cứu về cấu trúc, năng lượng bão trong giai đoạn tiếp theo.

Từ những năm 1950 đến những năm 1960, với sự phát triển của khoa học công nghệ, đặc biệt là khoa học máy tính, vệ tinh và radar, các nhà khoa học bắt đầu nghiên cứu mô hình số để dự báo sự di chuyển của bão cũng như nghiên cứu sâu hơn về cấu trúc các trường khí tượng trong bão. Charney và cs (1950) [53] đã xây dựng mô hình xoáy chính áp để dự báo bão nhiệt đới, tuy nhiên do năng lực hạn chế của máy tính thời điểm đó, hệ thống chỉ tích phân được mô hình với độ phân giải khoảng 300km. Để khắc phục hạn chế của máy tính, các nhà nghiên cứu thực hiện tách xoáy sau đó sử dụng phương trình xoáy chính áp để dự báo bão. Sasaki và Miyakoda (1954) [134] đã chỉ ra có thể tăng độ phân giải của mô hình bằng cách tính xu thế xoáy từ phương trình xoáy sau đó lấy xu thế xoáy tính được cộng với trường ban đầu để dự báo bão.

Cuối những năm 1950, Banner Miller (1958) [113] công bố lý thuyết về khí áp cực tiểu của bão. Miller đã tính profile của nhiệt độ theo phương thẳng đứng trong mắt bão, sau đó tính khí áp tại tâm bão bằng phương trình thủy tĩnh. Phép tính có độ chính xác cao với giá trị khí áp đo được tại tâm bão. Miller coi nguồn năng lượng để hình thành và duy trì các cơn bão là do sự giải phóng tiềm nhiệt của không khí bất ổn định có điều kiện xung quanh bão.

Từ lý thuyết của Miller, các nhà khoa học Kasahara (1961), Rosenthal (1964), Kuo (1965) và Yamasaki (1968) [91, 131, 99, 153] đã mô phỏng số hóa về sự hình thành và phát triển của bão nhiệt đới. Kasahara đã khởi tạo mô hình với khí quyển bất ổn định có điều kiện, và mô hình có thể giữ được xoáy trong khoảng 3 giờ tích phân. Rosenthal (1964) [131] cũng khởi tạo mô hình với quá trình bất ổn định của điều kiện của khí quyển và đưa thêm thông lượng hiện nhiệt từ bề mặt vào tính toán, nhưng ông không tính lượng bốc hơi trong mô hình. Xoáy trong mô hình phát triển rất nhanh trong khoảng 9 giờ tích phân. Kuo (1965) [99] sử dụng mô hình chính áp 2 mực theo phương thẳng đứng với xoáy ban đầu yếu trong khí quyển bất ổn định có điều kiện, ngoài thông lượng hiện nhiệt từ bề mặt, ông đưa thêm thành phần gió vào mô phỏng. Mô hình đã khởi tạo được xoáy với tốc độ gió cực đại đạt đến 25 m/s sau 36 giờ tích phân. Mô hình 4 mực của Yamasaki (1968) [153] không tính thông lượng ẩn nhiệt và hiện nhiệt bề mặt và tham số hóa đối lưu ẩm. Mô hình không cho biết rõ

quá trình bất ổn định ban đầu là gì, nhưng mô hình tuyến tính 4 mực của ông có thể tích phân trong khoảng 10 ngày và xoáy chính áp yếu ban đầu phát triển thành bão với tốc độ gió cực đại đạt 40 m/s tại bán kính cách tâm bão 10 km.

Năm 1964, Vic Ooyama [120] và hai nhà nghiên cứu khác là Jule Charney và Arnt Eliassen [52] đã đồng thời công bố hai bài báo giới thiệu về điều kiện bất ổn định loại 2 (CISK-Conditional Instability of the Second Kind). Cả hai bài báo đều thống nhất rằng bão nhiệt đới là một vùng khí quyển bất ổn định điều kiện có sự hội tụ ở lớp biên Ekman và nguồn cung cấp tiềm nhiệt là yếu tố quyết định cho sự phát triển của bão.

Từ những năm 1950 đến đầu 1960, có 2 cuộc cách mạng quan trọng trong việc quan sát các cơn bão nhiệt đới. Thứ nhất, radar thế hệ mới WRS-57 được sáng chế và đưa vào sử dụng giúp cho các nhà nghiên cứu xác định chính xác cường độ và cấu trúc của các cơn bão trước khi đổ bộ. Thứ hai, các cơn bão trên trái đất được giám sát bởi vệ tinh TIROS III [160].

Như vậy, với sự phát triển nhanh chóng của máy bay trinh sát, radar, vệ tinh và công nghệ máy tính trong thời kỳ hậu chiến tranh thế giới lần thứ 2 và những tiến bộ trong nghiên cứu của các nhà khoa học là những tiền đề quan trọng trong giai đoạn phát triển mới của việc nghiên cứu cấu trúc và dự báo bão sau này.

Trong giai đoạn này, công nghệ giám sát đã có những bước tiến vượt bậc. Từ năm 1987, các hiện tượng thời tiết nguy hiểm trong đó có bão đã được giám sát bởi radar Doppler, từ đó cấu trúc của trường gió trong bão khi bão tiếp cận đất liền có độ chính xác cao hơn (Stith và cs, 2019) [137]. Thiết bị đo được thả từ máy bay được thực hiện thường xuyên hơn giúp cung cấp những thông tin có giá trị hơn về cấu trúc nhiệt động lực của bão.

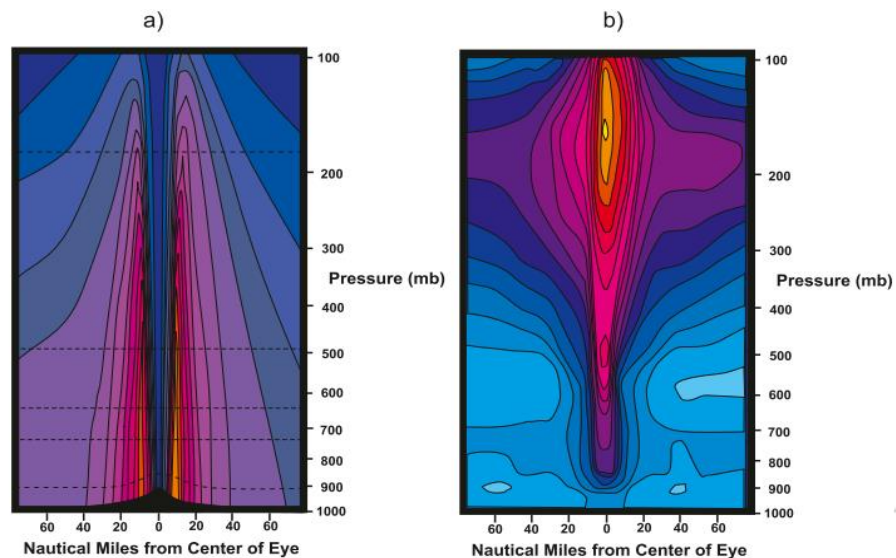
Có lẽ tiến bộ vượt bậc đáng chú ý nhất là công nghệ giám sát các hiện tượng thời tiết nguy hiểm bằng vệ tinh viễn thám (Ackerman và cs, 2018; Fu và cs, 2019) [46, 68]. Trong nhiều thập kỉ, các vệ tinh liên tục cải tiến chất lượng độ phân giải hình ảnh theo cả không gian và thời gian. Giữa những năm 1970, Vern Dvorak đã phát triển công nghệ tính toán các đặc trưng của bão từ ảnh vệ tinh kênh thị phổ và hồng ngoại (Dvorak 1975, 1984) [62, 63]. Trong những năm gần đây, thiết bị không

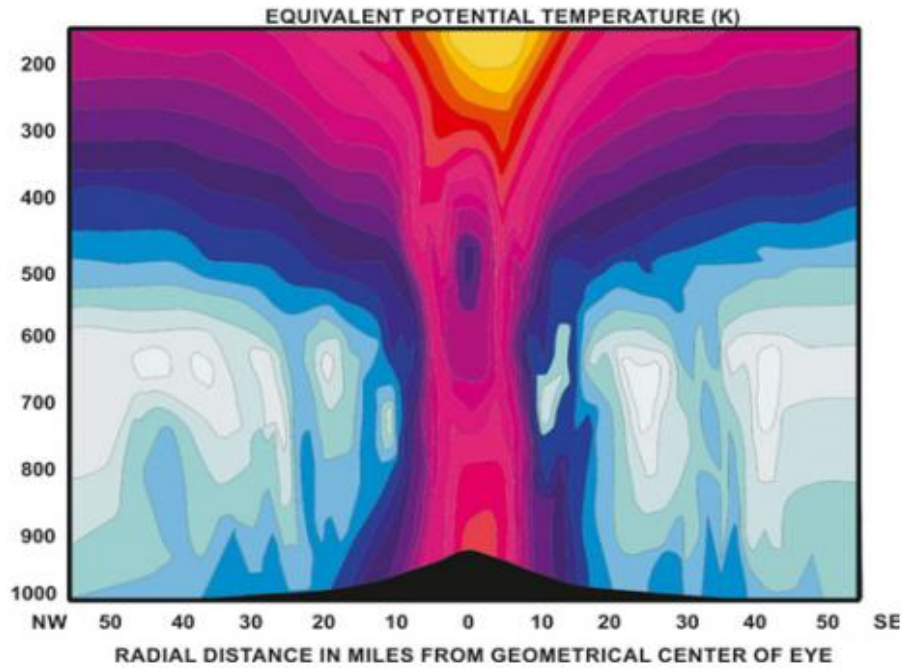
người lái (UAV) đã được sử dụng để đo các trường khí tượng trong bão. Tuy nhiên, việc đo đạc mới chỉ dừng lại ở các nghiên cứu chuyên đề do rất tốn kém về chi phí.

Từ những bộ số liệu lớn thu thập được từ các thiết bị hiện đại, trong giai đoạn này các nhà khoa học đã đạt được nhiều bước tiến lớn trong nghiên cứu cấu trúc bão, cụ thể như sau:

a) Cấu trúc đối xứng của bão

Với chương trình nghiên cứu bão quốc gia của Mỹ (NHRP-National Hurricane Research Program), một số lượng lớn các bài báo về cấu trúc của bão nhiệt đới được công bố. Các tác giả Hawkins và Rubsam (1968); Hawkins và Imbembo (1976) [73, 74] đã chỉ ra cấu trúc đối xứng của bão (Hình 1.3) dựa trên số liệu thám sát bằng máy bay. Các mặt cắt cho thấy cấu trúc lõi nóng của bão trong giai đoạn trưởng thành và hầu như không có dị thường nhiệt độ ở gần bề mặt, giá trị dị thường lớn nhất xuất hiện ở gần đỉnh tầng đối lưu; tốc độ gió lớn nhất xuất hiện ở gần bề mặt đất và giảm dần theo độ cao.



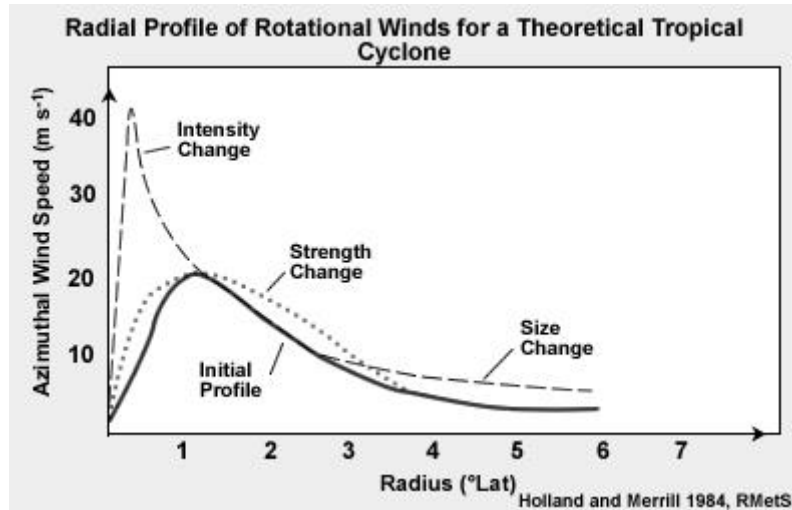


Hình 1.3: Mặt cắt qua tâm bão Inez năm 1966 với a) phân bố vận tốc gió theo không gian, b) dị thường nhiệt độ của phân tử khí với môi trường và c) nhiệt độ thế vị tương đương

(Nguồn: Hawkins và Imbembo, 1976 [74]).

Cũng sử dụng số liệu thám sát bằng máy bay, Gray và Shea (1973), Weatherford và Gray (1988a,b) [70, 145, 146] đã phân tích cấu trúc đối xứng của trường gió, nhiệt và khí áp của một số cơn bão hoạt động trên Đại Tây Dương và Tây Bắc Thái Bình Dương. Weatherford và Gray cũng chỉ ra mối quan hệ đồng biến giữa tốc độ gió cực đại và khí áp cực tiểu tại tâm bão.

Về bán kính của bão, ngay từ năm 1984, Holland và Merrill [81] đã chỉ ra rằng bán kính của gió bão nhiệt đới tuân theo luật phân bố chuẩn loga. Sau này, Dean và cs (2009) [59] sử dụng chuỗi số liệu lịch sử về thám sát bão, Demuth (2006), Kossin (2017, 2018), Chavas và Emanuel (2010) [60, 95, 96, 55] sử dụng số liệu gió vệ tinh QuickSCAT cũng khẳng định luật phân bố chuẩn loga của bán kính bão (Hình 1.4). Vào những năm đầu 1980, với bộ số liệu quan trắc, thám sát bão, các quá trình vật lý cơ bản về cấu trúc đối xứng của bão đã được công bố. Holland (1980, 2010) [78, 80] đã xây dựng profile gió và khí áp thực nghiệm dựa trên chuỗi số liệu thám sát.



Hình 1.4: Sự phụ thuộc của gió tiếp tuyến vào cường độ bão

(Nguồn: Holland và Merrill, 1984 [81]).

Mặc dù nguồn số liệu quan trắc, thám sát về bão có từ rất sớm nhưng các công trình nghiên cứu lý thuyết về cấu trúc của bão chỉ được công bố nhiều vào khoảng thời gian sau những năm 2000. Emanuel và Nolan (2004), Chavas và Emanuel (2014) [64, 56] chỉ ra rằng profile của tốc độ gió phương vị tại đỉnh lớp biên ma sát tuân theo phương trình Ekman

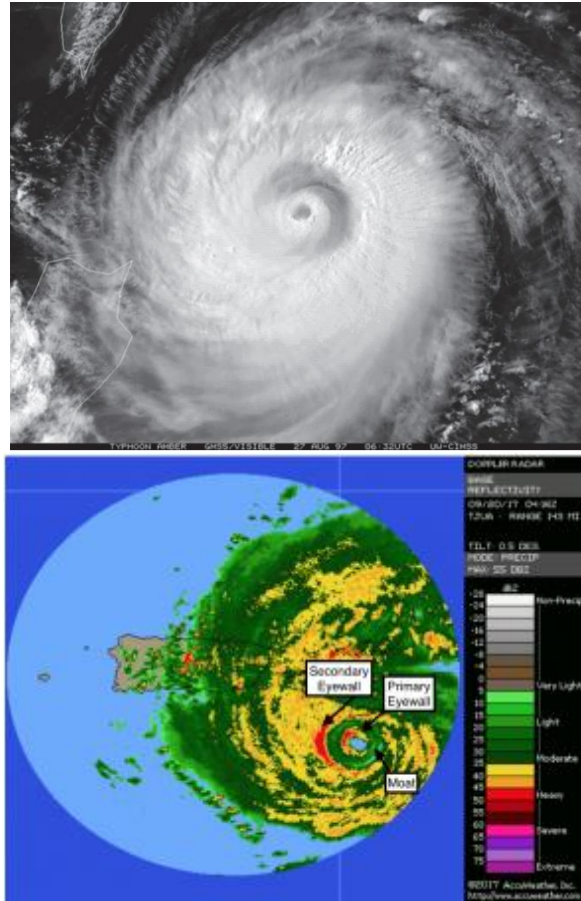
$$\frac{\partial(rV)}{\partial r} = \frac{2r^2 C_d V^2}{w_c (r_0^2 - r^2)} - fr$$

Trong đó r là bán kính gió bão, V là tốc độ gió phương vị, w_c là tốc độ thẳng đứng trung bình $\approx 0.25 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, C_d là hằng số thực nghiệm.

Sự hiểu biết lý thuyết về cấu trúc đối xứng của bão chưa bắt kịp để giải thích được các đặc trưng mới thu được từ quan trắc. Emanuel và Nolan (2004) [64] và Chavas và Emanuel (2014) [56] cho rằng sự biến đổi theo bán kính của gió hướng tâm bên ngoài khu vực mưa phải thỏa mãn điều kiện tốc hội tụ Ekman tại đỉnh của lớp biên cân bằng với giảm tốc độ gió trong tầng khí quyển tự do phía trên lớp biên, nếu không thỏa mãn điều này trong trạng thái cân bằng ổn định không khí sẽ bị tụ lại ở đỉnh của lớp biên. Từ việc tính toán gió từ phương trình Riccati, Chavas và Emanuel (2014) cho thấy nghiệm giải bằng phương pháp số rất phù hợp với profile gió thám sát khu vực xa tâm bão. Các lý thuyết về cấu trúc gió vùng gần tâm bão còn nhiều mâu thuẫn với nhau, theo các tác giả này, chỉ lý thuyết của Emanuel và Rotunno

(2011) là phù hợp nhất. Emanuel và Rotunno (2011) [65] cho rằng phân tầng nhiệt độ trong dòng ra quyết định profile gió xuyên tâm vùng lõi bão và phân tầng nhiệt lại bị không chế bởi dòng ra. Dòng ra tiếp đó lại là yếu tố đẩy số Richardson tới giá trị tới hạn để khởi tạo chuyển động nhiễu động.

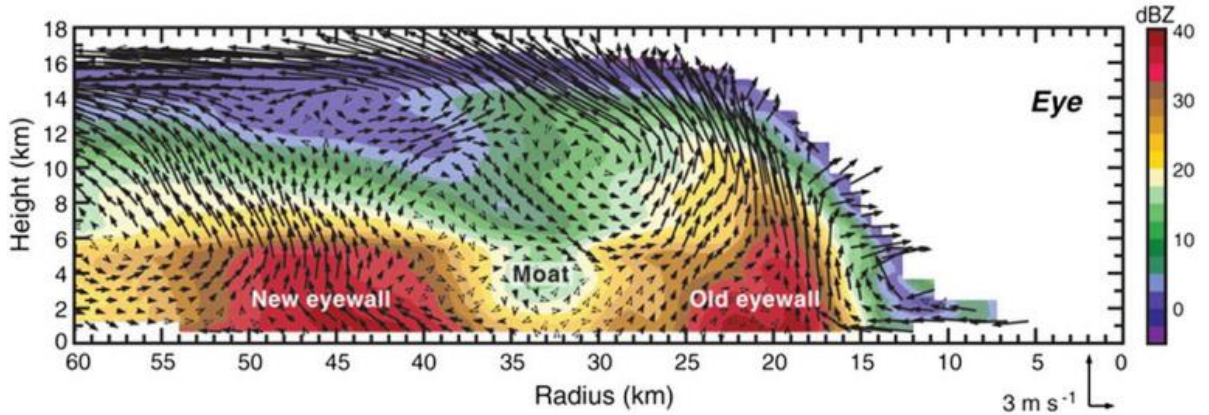
Ngay từ những năm 1950, các nhà khoa học đã nhận ra rằng cấu trúc đối xứng và ổn định của bão chỉ có trong những nghiên cứu lý tưởng hóa và trong nhiều trường hợp thực tế cấu trúc bão có những đặc điểm khác biệt. Ví dụ, Fortner (1958) [67] phân tích cấu trúc của siêu bão Sarah (1956) ở Tây Bắc TBD và chỉ ra rằng ở nhiều thời điểm bão Sarah có hai thành mắt bão (eyewall) và cường độ bão dao động theo thời gian. Những năm đầu 1980, sự tồn tại của hai thành mắt bão đã được khẳng định dựa trên số liệu quan trắc bằng máy bay và ảnh radar, theo Willoughby và cs (1982) [148] cấu trúc thành mắt bão thường thay đổi theo thời gian, thành mắt bão thứ hai hình thành bên ngoài thành mắt bão đã có trước đó, sau đó co lại và thay thế thành mắt bão thứ nhất. Quá trình này thường xuất hiện trong các cơn bão mạnh và siêu bão. Kossin và Sitkowski (2009) [98] chỉ ra rằng thành mắt bão thứ 2 thường hình thành khi ở tầng đối lưu giữa có độ ẩm cao, độ đứt gió thẳng đứng nhỏ và lớp xáo trộn của đại dương tương đối sâu (Hình 1.5). Cũng có những bằng chứng cho thấy thành mắt bão thứ hai hình thành trong xoáy thuận do sự mở rộng của trường gió và dẫn tới sự mở rộng của hoàn lưu bão (Huang và cs, 2012; Rozoff và cs, 2012) [85, 133].



Hình 1.5: Ảnh thị phổ và radar của siêu bão Amber (1997) với cấu trúc 2 thành mắt bão (Nguồn: Trung tâm khoa học vũ trụ, Đại học Wisconsin-Madison [98]).

Đến những năm 1990, ảnh thị phổ của vệ tinh được sử dụng để nghiên cứu các thành mắt bão đồng tâm. Hình 1.5 biểu thị ảnh thị phổ của cơn bão Amber năm 1997 ở Tây Bắc TBD với cấu trúc hai thành mắt bão và Hình 1.6 biểu thị mặt cắt thẳng đứng của độ phản hồi radar và vận tốc gió của cơn bão Rita năm 2005 với thành mắt bão thứ hai có xu hướng dịch chuyển vào gần tâm bão và thay thế thành mắt bão cũ (Houze và cs, 2007) [82].

Rogers (2021) [130] tổng quan và nghiên cứu ảnh hưởng của các yếu tố môi trường tới cấu trúc bão sử dụng các nguồn số liệu quan trắc máy bay cho thấy các yếu tố môi trường như độ đứt gió thẳng đứng, cấu trúc lớp biên hành tinh, các quá trình tương tác đại dương khí quyển, điều kiện nhiệt môi trường trên cao... có thể ảnh hưởng tới cấu trúc cũng như cường độ XTNĐ.



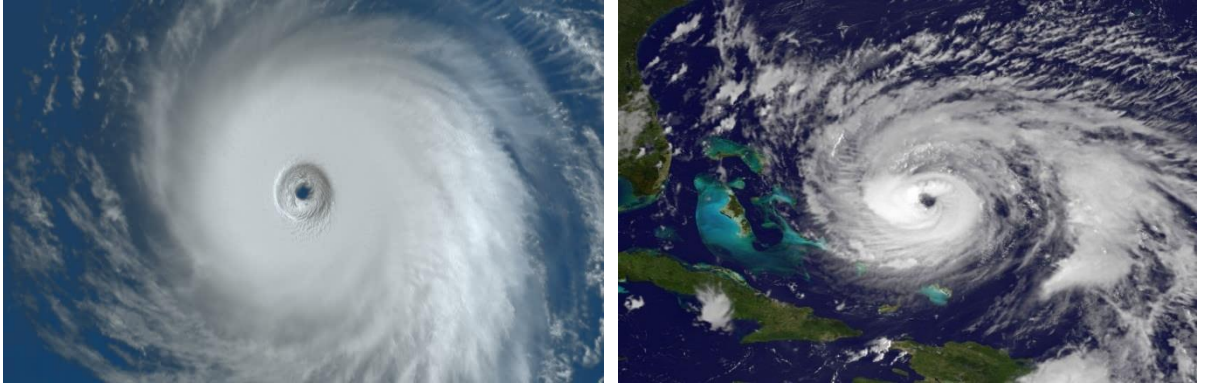
Hình 1.6: Mặt cắt thẳng đứng của bão Rita năm 2005, hình ảnh của radar Doppler trên máy bay thám sát P-3. Thang màu thể hiện độ phản hồi radar, mũi tên màu đen thể hiện vận tốc gió

(Nguồn: Houze và cs, 2007 [81]).

Như vậy, đã có một số lượng lớn các công trình nghiên cứu về cấu trúc đối xứng của bão được công bố, trong đó đặc biệt là cấu trúc thành mắt bão đồng tâm, tuy nhiên các lý thuyết được công bố còn chưa có sự đồng thuận cao. Một câu hỏi nghiên cứu đã và đang được các nhà khoa học quan tâm là cấu trúc của bão chịu ảnh hưởng bởi các điều kiện khí quyển bên ngoài (ví dụ như tương tác với các nhân tố bề mặt hoặc các hệ thống thời tiết lân cận) và bởi sự bất ổn định nội tại, bên trong của bão ở mức độ nào.

b) Cấu trúc mắt bão

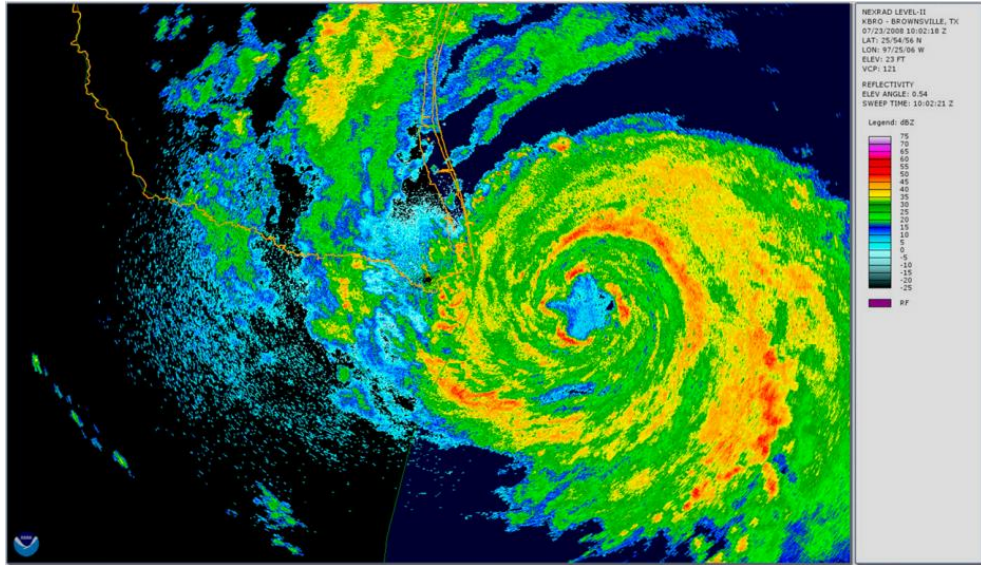
Mắt bão thường có hình trụ tròn, đường kính có thể từ 8 đến 200 km tùy theo bão yếu hay mạnh. Khi bão ở vào giai đoạn trưởng thành, tại bề mặt trị số khí áp trung tâm giảm xuống thấp nhất, trung bình từ 950 đến 960mb. Giá trị khí áp thấp nhất đã từng quan trắc được là 870mb ở cơn bão Tip hoạt động trên vùng biển Tây Bắc Thái Bình Dương ngày 12/10/1979. Trong vùng này, gradient khí áp đột ngột giảm xuống gần như bằng 0 nên gió cũng giảm một cách đột ngột, chỉ còn gió nhẹ, thậm chí lặng gió. Vùng mắt bão là khu vực quang mây, chỉ có dòng không khí đi xuống chậm và có nhiệt độ cao hơn các vùng xung quanh. Thông thường ở những cơn bão mạnh mắt bão càng tròn và rõ nét.



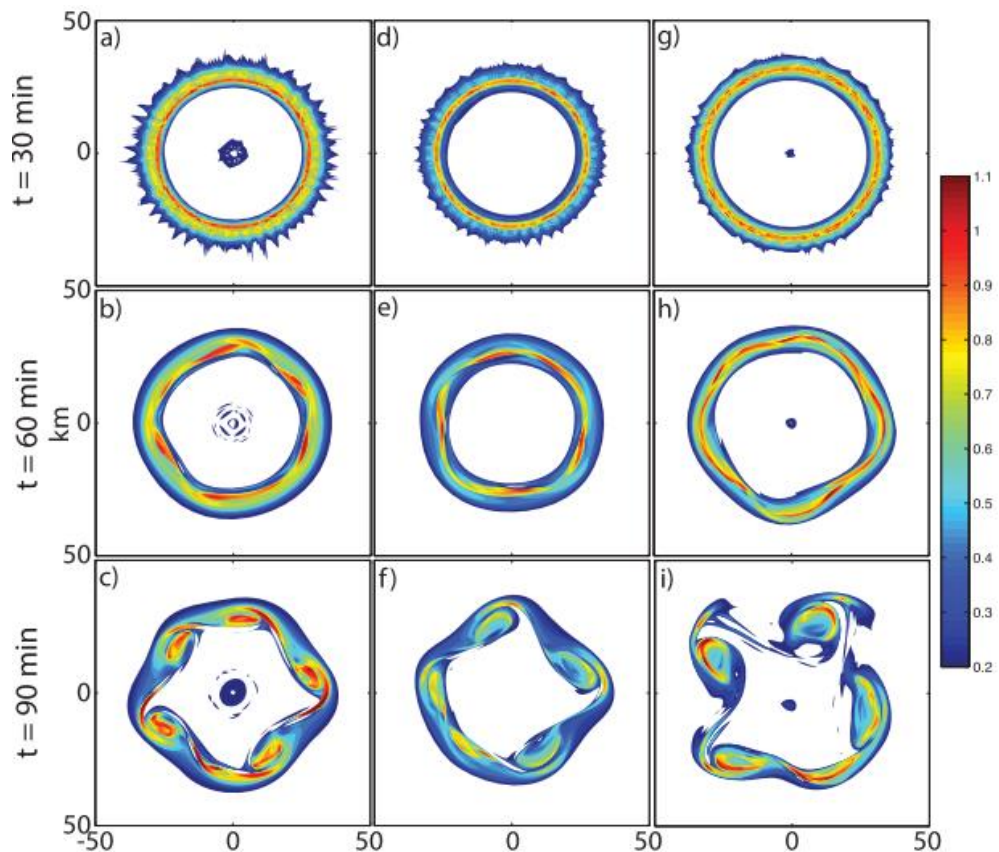
Hình 1.7: Mắt bão trên ảnh mây vệ tinh của hai siêu bão Matthew (trái) và Harvey (phải) năm 2017

(Nguồn: NOAA/NEXRAD [157]).

Sự phát triển mạnh mẽ của tường mây quanh mắt bão là do không có sự xáo trộn giữa phần bên trong mắt bão với bên ngoài, từ đó tạo thành một bức tường xoáy hình trụ bao quanh mắt bão. Tại mỗi mực khí áp, vận tốc gió hướng tâm thay đổi từ 0 m/s trong mắt bão đến giá trị cực đại, trong khi entropy ẩm bão hòa thay đổi từ giá trị cao trong mắt bão đến giá trị thấp hơn do quá trình cân bằng gió nhiệt (Montgomery và Shapiro, 1995) [114]. Bức tường xoáy hình trụ bao quanh mắt bão thường không ổn định và biến dạng liên tục theo sự phát triển của bão (Bishop và Thorpe 1994; Le Dizes và cs. 1996; Nolan và Farrell 1999; Nolan 2001) [49, 104, 117, 118], vào thời điểm xoáy bão tương đối ổn định sẽ xuất hiện nhiều xoáy nhỏ quanh mắt bão và mắt bão lúc này có hình đa giác (Lewis và Hawkins 1982; Muramatsu 1986; Black và Marks 1991) [105, 115, 50] (Hình 1.8). Bên cạnh đó, có rất nhiều công trình nghiên cứu về động lực học thành mắt bão (ví dụ như Rotunno 1978; Willoughby 1988a; Schubert và cs. 1999; Kossin và Schubert 2001; Nolan và Montgomery 2002; Naylor và Schechter 2014) [132, 147, 135, 97, 119, 116], các công trình đều khẳng định, độ đứt gió mạnh theo phương thẳng đứng kết hợp với độ đứt gió hướng tâm có thể làm tăng số lượng xoáy quy mô nhỏ quanh khu vực thành mắt bão (Hình 1.9).



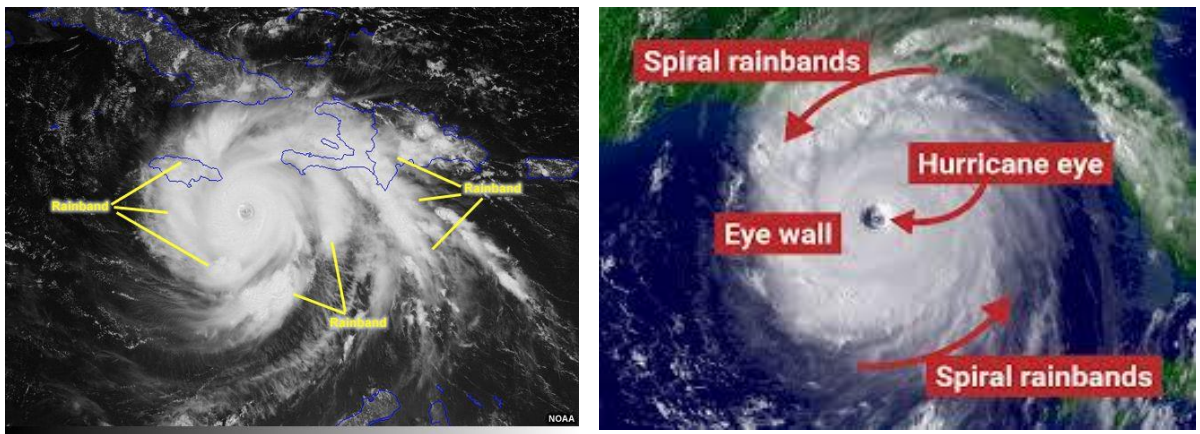
Hình 1.8: Ảnh radar của cơn bão Dolly năm 2008 tại thời điểm mắt bão có hình đa giác với thang đo màu là độ phản hồi radar (dBZ)
(Nguồn: NOAA/NEXRAD, Naylor và Schecter, 2014 [116]).



Hình 1.9: Hình ảnh mô phỏng quá trình động lực hình thành xoáy quy mô nhỏ quanh thành mắt bão
(Nguồn: Naylor và Schecter, 2014 [116]).

c) Dải mây trong bão

Các dải mây mưa ở rìa ngoài của bão (nơi thường có tốc độ gió lớn) có thể trải xa cách tâm bão hàng trăm ki-lô-mét. Những dải mây này chuyển động xoáy tròn ốc theo chiều ngược chiều kim đồng hồ, có độ rộng từ khoảng vài ki-lô-mét đến vài chục ki-lô-mét. Các dải mây này được tạo thành từ nhiều khối mây đối lưu phát triển mạnh, ở nhiều giai đoạn khác nhau và liên kết với nhau chặt chẽ, có sắp xếp, có tổ chức. Đôi khi các dải mây, mưa xoắn và mắt bão bị các lớp mây trên cao che phủ khiến cho chúng ta gặp rất nhiều khó khăn khi theo dõi bão bằng ảnh mây vệ tinh. Xen kẽ giữa các dải mây hình xoắn kèm theo gió mạnh gây ra mưa to, gió lớn là những vùng gió không mạnh và mưa không nhiều tạo thành từng đợt.



Hình 1.10: Dải mây hình xoắn trên ảnh mây vệ tinh

(Nguồn: NOAA/NEXRAD [157]).

1.2.2 Các công trình nghiên cứu về tác động của địa hình đến cấu trúc bão

Công tác dự báo bão đã vốn là một quá trình phức tạp, đầy khó khăn. Dự báo được chính xác vị trí và thời gian bão đổ bộ và khi bão tương tác với địa hình và các hình thái thời tiết khác như gió mùa còn khó khăn gấp nhiều lần. Có thể dẫn ra đây các công trình nghiên cứu về bão đổ bộ như chương trình nghiên cứu bão đổ bộ quốc tế (ITCLP), chương trình thử nghiệm bão đổ bộ của Trung Quốc (CLAYTEX),... và những nghiên cứu khác về sự đổ bộ của bão bằng các số liệu quan trắc của Hoa Kỳ,... Cả số liệu quan trắc và các công trình nghiên cứu đã chỉ ra rằng quỹ đạo bão sẽ chuyển hướng khi tiếp cận và đi qua khu vực đồi núi, đảo hoặc đất liền. Dựa vào số liệu quan trắc (Brand và Brelloch 1974; Wang 1980; Yeh và Elsberry

1993; Hsu và cs 2013) đã thống kê và đánh giá sự thay đổi về cường độ và cấu trúc của các cơn bão gần Đài Loan [51, 144, 154, 83]. Ví dụ như Yeh và Elsberry (1993) [154] nghiên cứu 103 cơn bão di chuyển theo phía tây gần Đài Loan và chỉ ra rằng cường độ bão yếu hơn và di chuyển chậm hơn khi tiếp cận địa hình do đó bão ảnh hưởng lớn hơn và thời gian tác động lâu hơn đến khu vực đổ bộ. Tuy nhiên, tác giả chưa phân tích sâu hơn về tác động của hoàn lưu quy mô lớn và địa hình đến chuyển động lệch hướng của bão.

Từ những năm 1980 đến 2015, có nhiều nhà khoa học sử dụng mô hình số để mô phỏng tác động của địa hình đến quỹ đạo bão bao gồm các nghiên cứu sử dụng địa hình thực (Wu 2001; Jian và Wu 2008; Huang và cs 2011) [149, 88, 86] và các nghiên cứu thực nghiệm lý tưởng hóa (Chang 1982; Bender 1987; Yeh và Elsberry 1993; Lin và cs 1999; Wu và Kuo 1999; Lin và Savage 2011; Hsu và cs 2013; Tang và Chan 2013; Wu và cs 2016) [54, 48, 154, 109, 150, 110, 83, 138, 152]. Mô phỏng bằng mô hình số với các thiết kế lý tưởng hóa khác nhau sử dụng trong các nghiên cứu này đã cung cấp thêm những kiến thức về những thay đổi do địa hình gây ra đối với sự di chuyển của bão. Năm 1982, tác giả Chang sử dụng mô hình lý tưởng hóa với độ phân giải 60 km đã chỉ ra tác động của địa hình làm bão chuyển động lệch hướng khi di chuyển về phía tây của Đài Loan. Yeh và Elsberry (1993) [154] cũng sử dụng mô hình lý tưởng hóa với độ phân giải 45 km để mô phỏng tác động của địa hình với các trường ban đầu về vị trí bão, tốc độ gió và cường độ bão khác nhau. Kết quả mô phỏng của mô hình là khá phù hợp với số liệu quan trắc. Ngoài ra, để mô tả về sự đổ bộ của các cơn bão nhiệt đới tác giả Tuleya (1983) [140] đã sử dụng mô hình lưới tinh. Kết luận của nghiên cứu này tập trung vào những thay đổi của quỹ đạo, cường độ và mưa bão khi đổ bộ. Theo đó, quỹ đạo của bão thay đổi đáng kể trong quá trình bão đổ bộ, bão mô hình di chuyển chậm hơn và có sự giảm đáng kể trong dải mưa bão sau khi bão đổ bộ một vài giờ.

Các tác giả Brand và Blelloch (1974) và Chang (1982) [51,54] nghiên cứu về sự đổ bộ của bão vào những vùng có địa hình núi phức tạp. Các trường hợp thử nghiệm được tiến hành đối với những cơn bão gần Đài Loan, địa hình núi là những vùng có quy mô ngang từ 300km và độ cao cực đại trên 2000m. Các tác giả nhận

định khi bão di chuyển vào gần vùng bờ, địa hình đặc biệt khí có núi cao có những ảnh hưởng đối với về quỹ đạo và cường độ bão. Ngay cả khi bão mới gần bờ, chưa đổ bộ thì bão đã có những biến đổi như suy giảm về cường độ, lệch hướng quỹ đạo cũng thay đổi về tốc độ di chuyển của cơn bão.

Cũng vẫn là những nghiên cứu về sự tiếp cận của bão khi vào bờ, tác giả Bender (1987) [48] nghiên cứu về sự ảnh hưởng của địa hình đảo khu vực bờ biển Taiwan đối với bão. Kết luận cho thấy, về quỹ đạo, có sự lệch theo hướng Bắc khi xoáy bão khi tiếp cận bờ. Cường độ bão thay đổi có liên quan rất lớn đến tích trữ năng lượng ẩn nhiệt.

Dự báo bão bằng mô hình số trị đã được ứng dụng đa dạng với nhiều loại mô hình nhưng dự báo riêng cho những cơn bão đổ bộ thì vẫn ở một mức nhất định. Theo Ashu Dastoor and Krishnamurti (1991) [47], khi nghiên cứu dự báo đối với bão đổ bộ bằng mô hình số trị thì những yếu tố cần quan tâm nhất đó là những yếu tố đặc trưng cho địa hình đồi núi (độ phân giải ngang); tác động của độ ẩm bề mặt và điều kiện biên. Theo các tác giả thì đối với mô hình quy mô vừa, các tham số độ ẩm đất có tác dụng đáng kể trong việc cải thiện cấu trúc và chuyển động của các cơn bão đổ bộ.

Đối với sự tan rã của bão sau khi đổ bộ, Tuleya (1994) [141] cho thấy rằng có một số yếu tố có ảnh hưởng nhất định, đó là sự giảm nhiệt độ bề mặt đất gần lõi bão dẫn đến giảm lượng bốc hơi, và vì thế năng lượng cung cấp cho bão không còn nên bão không thể phát triển mạnh thêm. Tiếp đó, Kurihara Y, M.A.Bender, K.E.Tuleya và R.J.Ross (1995) [103] nghiên cứu về mối quan hệ giữa sự tan rã của bão với độ gồ ghề bề mặt cũng như độ ẩm của đất. Bão sẽ tan rã nhanh hơn khi độ gồ ghề của đất lớn và độ ẩm của đất giảm. Nghiên cứu của Shen, W., I. Ginis, and R. E. Tuleya (2002) [136] về bão đổ bộ chú trọng đến các ảnh hưởng của nước và nhiệt bề mặt đối với bão. Theo đó, lượng nhiệt bề mặt hay đốt nóng bề mặt có những ảnh hưởng đáng kể đến cấu trúc và cường độ của những cơn bão đổ bộ.

Johnny C. L. Chan, K. S. Liu và cộng sự (2004) [89] nghiên cứu cấu trúc đối lưu bất đối xứng liên quan đến sự đổ bộ của XTNĐ dọc bờ biển phía Nam Trung Quốc bằng dữ liệu vệ tinh GMS-5 và radar Doppler cho bốn cơn bão (Maggie, Sam, York, Cam) khi đổ bộ vào Hong Kong năm 1999 cho thấy ba trong bốn trường hợp

(Maggie, Sam và York) có sự đối lưu được tăng cường ở phía tây trung tâm bão, đặc biệt là trong trường hợp của Sam và York khi quan sát bằng dữ liệu radar. Dữ liệu vệ tinh cũng cho thấy sự tăng cường của đối lưu của các cơn bão. Điều này phù hợp với dữ liệu quan trắc và mô phỏng số trước đây.

Tác giả T.W. Hui và K.Y. Shum (2005) [142] sử dụng ảnh vệ tinh và radar đã đánh giá các đặc trưng của các cơn bão đổ bộ. Trong nghiên cứu này tác giả đã thử nghiệm đối với trường hợp cơn bão Kompas đổ bộ vào phía Nam Trung Quốc. Kết luận mới chỉ đưa ra ở khía cạnh cấu trúc bão chứ không đánh giá về mức độ sai số. Kết luận cho rằng sự phân bố của vùng đối lưu xung quanh tâm bão trở nên bất đối xứng sau khi đổ bộ, rằng sự bất đối xứng này có liên quan đến độ đứt gió giữa các mực 850mb và 200mb với vùng đối lưu chính ở vùng cuốn xuống của vectơ độ đứt.

Bằng việc sử dụng mô hình WRF với độ phân giải 4 km, Jian và Wu (2008) [88] nghiên cứu chuyển động thất nút của siêu bão Haitang (2005) trước khi đổ bộ vào Đài Loan. Các tác giả đã chứng minh nguyên nhân của chuyển động thất nút (đổi hướng về phía Nam của quỹ đạo bão) là do có sự hội tụ của gió ở mực thấp tại khu vực giữa bão và địa hình. Tại khu vực này các phần tử không khí trong gió xoáy hội tụ do cường bức và hình thành nên khu vực gió mạnh ở phía Bắc của tâm bão và đẩy bão di chuyển về phía Nam.

Kimball (2008) [93] cũng với những nghiên cứu về bão đổ bộ đã kết luận rằng, bão tan rã khi đổ bộ ngoài nguyên nhân do sự suy giảm lượng bốc hơi bề mặt còn do sự tăng ma sát khi bão tiếp cận với bờ. Bên cạnh đó tác giả nghiên cứu về tác động của các đặc trưng bề mặt đất đối với phân bố mưa bão trước, trong và sau khi bão đổ bộ. Các thông lượng bề mặt cũng có những quan hệ nhất định đối với lượng mưa có liên quan đến bão đổ bộ.

Cheung, Huang và Lee (2008) [90] đã nghiên cứu “Đặc điểm của lượng mưa trong thời kì có bão ở đảo Đài Loan”. Phân tích các đặc trưng không gian và thời gian của lượng mưa bằng cách thiết lập vùng khí hậu dựa trên 62 trường hợp bão ảnh hưởng đến đảo Đài Loan từ nhiều hướng khác nhau bằng cách sử dụng dữ liệu quan trắc từ 371 trạm mưa tự động trong giai đoạn 1989 - 2002. Kết quả cho thấy sự phân bố lượng mưa trung bình khi bão ở một vị trí cụ thể so với đảo Đài Loan. Mưa lớn xảy ra tại bờ biển phía đông của Đài Loan khi bão ở vị trí phía nam (120° - 122° E,

19° - 22°N) hoặc tây nam (118° - 120°E, 19° - 21°N). Khi bão đổ bộ và ở trong khoảng 120° - 122°E và 23° - 25°N, sự phân bố lượng mưa cũng tập trung về phía đông. Một trường hợp khác, lượng mưa lớn xảy ra khi tâm bão nằm ở phía đông bắc (122° - 124°E, 25° - 27°N) của đảo Đài Loan.

Chun-Chieh Wu và cộng sự (2009) [58] nghiên cứu sự tác động của cơn bão nhiệt đới Paul (1999) và lượng mưa có liên quan đến cơn bão Rachel (1999) gần Đài Loan cho thấy cơn bão Paul là một trong nhân tố ngăn cản sự di chuyển của bão Rachel, ngoài ra cơn bão Rachel di chuyển về phía tây nam là do ảnh hưởng của rãnh gió mùa.

Meiying Dong và cộng sự (2010) [61] nghiên cứu sự tăng cường lượng mưa khi XTND đổ bộ vào đất liền bằng dữ liệu tái phân tích của NCEP và NCAR với độ phân giải 2,5 x 2,5 độ, dữ liệu mưa toàn quốc của Trung Quốc trong 6 giờ giai đoạn 1998-2006 cho thấy sự tăng cường mưa chủ yếu do sự tương tác giữa màn mây gió mùa và XTND mà hai nguồn năng lượng chính là thế năng và tiềm nhiệt. Ngoài ra địa hình bề mặt cũng đóng vai trò quan trọng đối với sự gia tăng lượng mưa của XTND.

Liguang Wu và Jia Liang (2011) và Chun-Chieh Wu (2011) [107, 108, 151] nghiên cứu ảnh hưởng của gió mùa đối với cơn bão Morakot (2009) cho thấy sự di chuyển chậm lại và tĩnh lại ở vùng lân cận Đài Loan của cơn bão có liên quan đến dòng gió mùa tần số thấp. Trước khi đổ bộ vào Đài Loan cơn bão đã tương tác với dao động quy mô tựa hai tuần (QBW) ngay bên ngoài bờ biển phía đông và sau đó tương tác với MJO sau khi vào eo biển Đài Loan. Sự kết hợp này đã làm tăng cường gió tây nam quy mô synopt ở phía nam cơn bão, làm giảm chuyển động về phía tây, đồng thời sự tác động của dao động vùng nhiệt đới theo mùa này cũng là nguyên nhân chính gây ra mưa lớn ở phía Nam Đài Loan. Yi-Hsuan Huang và Chun-Chieh Wu (2011) [86] nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình đảo đến sự lệch hướng của bão Krosa (2007) bằng mô hình quy mô vừa MM5 phiên bản 3.7.3 trước khi nó đổ bộ cho rằng độ cao địa hình của Đài Loan đóng vai trò quan trọng nhất trong sự lệch hướng quỹ đạo bão Krosa trong khi các tính chất bề mặt, hình dạng địa hình và vi vật lý mây đóng vai trò thứ yếu.

Jonathan D. Hall và Ming Xue (2013) [72] nghiên cứu ảnh hưởng của sóng Rossby đối với mưa lớn ở Đài Loan trong cơn bão Morakot (2009) bằng mô hình phi

thủy tĩnh độ phân giải cao ARPS (the Advanced Regional Prediction System) cho thấy sóng Rossby có vai trò quan trọng đối với việc xác định tâm mưa lớn ở cơn bão.

Wook Jang và Hye-Yeong Chun (2013) [87] nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình đối với sự phát triển của cơn bão Saomai (2006) dưới sự tác động của cơn bão nhiệt đới Bopha (2006) bằng dữ liệu mô phỏng số với mô hình WRF cho thấy độ cao của dãy núi Trung ương (CMR) lớn làm cơn bão Bopha di chuyển về hướng Bắc nhiều hơn và làm suy yếu nó bởi độ cao địa hình ngăn cản sự tương tác của cơn bão với dãy Trung ương và bão Saomai. Ngoài ra kết quả nghiên cứu cũng chỉ ra rằng độ đứt gió thẳng đứng giữ không khí nóng gần trung tâm cơn bão trong tầng đối lưu trên, làm tăng cường bão.

Hsiao-Ling Huang và Ming-Jen Yang (2014) [84] nghiên cứu về trữ lượng nước và mưa của cơn bão Morakot (2009) khi mô phỏng bằng mô hình WRF phiên bản 3.2 với độ phân giải 1km cho thấy sự hình thành mưa và các quá trình ngưng kết hơi nước và bốc hơi giáng thủy bị ảnh hưởng mạnh mẽ bởi độ cao địa hình. Tỷ lệ mưa của bão khi đổ bộ vào đất liền chỉ khoảng 50%, hiệu quả mưa giảm 15-20% so với khi bão qua dãy núi Trung ương. Nguyễn Văn Hiệp và Yi-Leng Chen (2011, 2014) [75,76] đã sử dụng mô hình khởi tạo xoáy giả nhằm cung cấp trường ban đầu có độ phân giải cao cho mô hình WRF để mô phỏng cơn bão Morakot năm 2009 với ba mô phỏng riêng biệt trong điều kiện ban đầu khác nhau bao gồm phân tích toàn cầu (CTRL), gói khởi tạo xoáy - bogus package từ WRF (WB) và gói khởi tạo mới - new initialization package (NT). Kết quả nghiên cứu cho thấy hệ thống NT mô phỏng cơn bão rất tốt cả về cấu trúc bất đối xứng, quỹ đạo, cường độ, cường độ gió mực thấp, phản xạ radar và lượng mưa.

Robert G.Fovell và các cộng sự (2016) [129] nghiên cứu ảnh hưởng của tham số vi vật lý mây và bức xạ đối với cấu trúc và hoạt động của XTNĐ, nhóm tác giả cho rằng hoạt động của XTNĐ, cường độ và độ rộng của trường gió, sự bất đối xứng trong lõi bão, hoạt động đối lưu ngoài lõi, đặc tính của mây vũ tích rất nhạy cảm với tham số hóa vi vật lý mây (MP). Kevin A.Hill và Gary M.Lackmann (2009) [77] nghiên cứu ảnh hưởng của độ ẩm môi trường và kích thước XTNĐ cho thấy XTNĐ khi mô phỏng trong môi trường khô thì lượng mưa bên ngoài lõi giảm đi.

1.2.3 Các công trình nghiên cứu về tác động của gió mùa, không khí lạnh đến cấu trúc bão

Theo Khromov (1957) [92] gió mùa là chế độ ổn định theo mùa của các dòng không khí, có sự thay đổi rõ rệt về hướng gió thịnh hành từ mùa đông sang mùa hè và từ mùa hè sang mùa đông. Cường độ và độ ổn định của gió mùa được thể hiện rõ rệt ở các vùng vĩ độ nhiệt đới. Tại Đông Nam Á, gió mùa mùa đông là gió mùa đông bắc, còn gió mùa mùa hè là gió mùa tây nam. Từ đầu tháng 9, Áp cao Siberia dần dần mạnh lên và tồn tại trong suốt thời kì mùa đông. Đây là trung tâm áp cao rộng lớn và mạnh mẽ nhất trên trái đất, cường độ đôi khi lên tới 1071mb.

Khrômôp chỉ ra rằng sự xâm nhập của KKL cực đới tương ứng với chu kì phát triển - suy thoái của ACCNĐ, thường không quá một tuần lễ. Từ trung tâm xoáy nghịch này, gió thổi tỏa ra các vùng lân cận, khi điều kiện hoàn lưu thuận lợi, không khí cực đới có thể tràn xuống miền Bắc Việt Nam. Trong quá trình di chuyển xuống phía Nam, nhờ hấp thụ được nhiệt và ẩm, khối không khí cực đới trở thành khối không khí cực đới biến tính, đã ấm và ẩm lên nhiều. Tuy vậy so với khối không khí cũ trước đây đã trải qua quá trình biến đổi lâu dài và đang không chế ở khu vực này thì nó vẫn lạnh và khô hơn, nhiệt độ, độ ẩm giữa hai khối không khí chênh lệch nhau khá lớn. Vì vậy, khi khối không khí cực đới biến tính tràn xuống miền Bắc Việt Nam, nhiệt độ và độ ẩm của không khí giảm xuống đột ngột, gió chuyển sang hướng đông bắc và thường được gọi là gió mùa đông bắc. Trong nhiều trường hợp, cùng với sự xâm nhập của KKL có cả sự hình thành và xâm nhập của front lạnh.

Trong cuốn sách về gió mùa Châu Á của Bin Wang (2006) [143] đã đưa ra nguyên nhân gây ra gió mùa Châu Á mạnh mẽ là do sự tương phản nhiệt đất biển giữa vùng đất rộng lớn (vùng lục địa Á - Âu) với vùng biển từ Indonesia đến Thái Bình Dương. Với sự thay đổi theo mùa của bức xạ mặt trời và sự quay của Trái Đất, khí hậu gió mùa với tùy từng mùa của nó mà có sự đảo ngược về cả hướng gió thịnh hành và kết hợp cả mưa, thời tiết thường ẩm ướt vào mùa hè và khô ráo vào mùa đông.

Do tính đặc thù của khí hậu khu vực cũng như điều kiện địa hình, ở một số nơi trên thế giới có sự ảnh hưởng của KKL đến XTNĐ nói chung và bão nói riêng. Số

công trình nghiên cứu về gió mùa, KKL và XTNĐ rất nhiều, nhưng công trình nghiên cứu về ảnh hưởng của KKL đến XTNĐ tuy có từ lâu nhưng không nhiều.

Theo Fett (1968) [66] sự xâm nhập của KKL đến vùng nhiệt đới là một trong các điều kiện thuận lợi cho ATNĐ hình thành và cũng là một trong các điều kiện thuận lợi cho ATNĐ phát triển thành bão. Từ các số liệu quan trắc và kết quả nghiên cứu Riehl (1963b) đã chỉ ra sau khi XTNĐ đi vào lưới ACCNĐ thì việc tiếp xúc với KKL rất có khả năng sẽ biến XTNĐ thành xoáy thuận ngoại nhiệt đới.

Theo Palmén và Newton (1969) [122], nếu có sự thâm nhập rất nhanh của KKL mạnh, khi XTNĐ tiến gần đến vùng tà áp của dải gió tây vùng vĩ độ trung bình, thì thường dẫn đến việc XTNĐ tái sinh và biến tính thành xoáy thuận ngoại nhiệt đới. Dạng tái sinh như vậy thường gặp ở khu vực gần bờ biển phía đông của Bắc Mỹ và vùng Thái Bình Dương gần Nhật Bản vào cuối mùa XTNĐ, khi sự xâm nhập của không khí cực đới đã đến tận cùng vĩ độ thấp. Kết quả nghiên cứu cho thấy: quá 3/4 số XTNĐ vượt qua vĩ tuyến 30⁰N và suy yếu khi chúng đổ bộ vào đất liền hoặc đi vào vùng nước lạnh, còn lại 1/4 số XTNĐ đi vào vùng vĩ độ trung bình, kết hợp với đới front và chuyển hóa thành xoáy thuận ngoại nhiệt đới.

Tác giả Li Tianfu (2003) [106] nghiên cứu nguyên nhân của những trận mưa lớn do XTNĐ ở vùng đảo Hải Nam, phân tích số liệu các XTNĐ vùng Biển Đông và bản đồ thời tiết 30 năm qua cho thấy rằng khi khối không khí nóng phía nam theo hoàn lưu của XTNĐ đi lên phía bắc, gặp KKL từ phía bắc đi xuống tại chính khu vực Bắc Biển Đông thì có thể gây ra những trận mưa >100mm cho khu vực đảo Hải Nam, như trận mưa từ ngày 11/10 đến ngày 17/10/2000, lượng mưa vượt quá 500mm, ở Tunchang lượng mưa đạt đến 893mm.

Trong bài nghiên cứu của mình, hai tác giả người Trung Quốc là Han Ying, và cs (2008) [71] đã đưa ra nhận xét rằng gradient nhiệt độ tăng sẽ làm tăng cường độ xoáy. Có nghĩa trong một số trường hợp, KKL là một nguồn giúp thúc đẩy sự phát triển của các cơn bão nhiệt đới. Tác giả đã tiến hành thay đổi điều kiện biên ngang đối với KKL và không khí nóng từ đó đã chỉ ra được rằng không khí nóng từ bán cầu Bắc sẽ làm giảm dòng không khí phía bắc của bão, lực li tâm hình thành mạnh sẽ làm suy yếu sự hội tụ tầng thấp. Ngược lại KKL từ phía bán cầu Bắc sẽ làm tăng cường gió bắc di chuyển xuống dẫn đến sự mạnh lên của bão, lực đẩy vào trung tâm sẽ làm

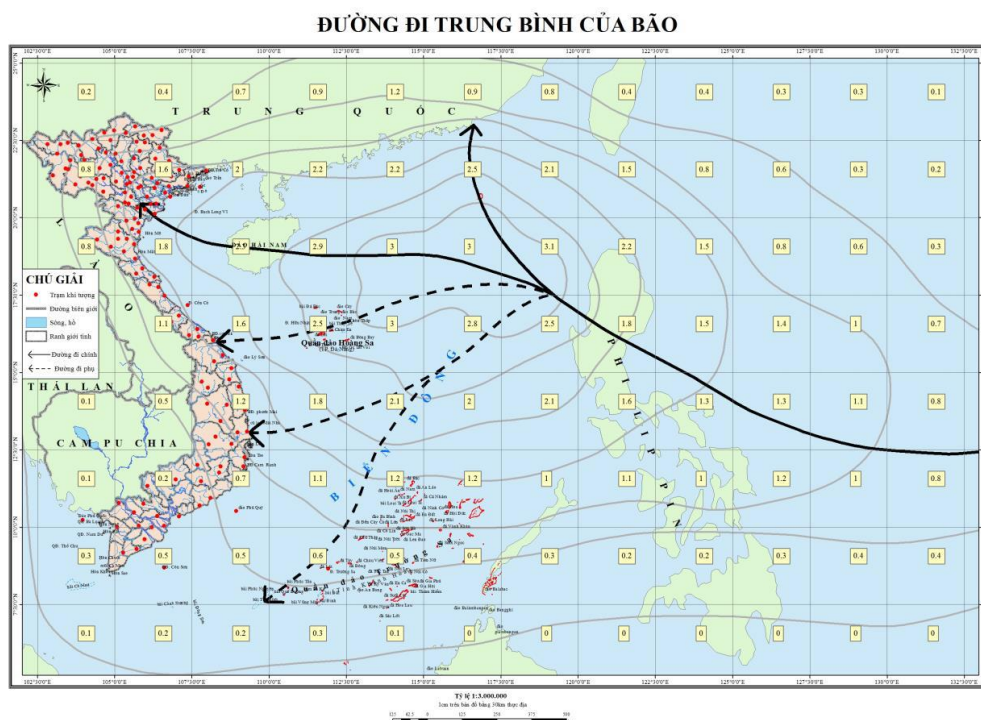
tăng cường hội tụ và năng lượng được vận chuyển đến bão, làm tăng cường sự chênh lệch của nhiệt độ bên trong bão.

Cũng theo Tsinh - Chang Chen, Jun Matsumoto (2017) [57] đã tiến hành nghiên cứu về sóng lạnh và dị thường gió nam tại khu vực giữa Biển Đông kết hợp với một ATNĐ gây mưa lớn ở khu vực Trung Bộ, tác giả đã chỉ ra sự cùng tồn tại của KKL và XTNĐ có vai trò quan trọng đối với sự xuất hiện của mưa lớn ở khu vực miền trung của Việt Nam và các quan trắc cho thấy các sóng lạnh không có XTNĐ sẽ không có lượng mưa lớn.

1.3 TỔNG QUAN CÁC CÔNG TRÌNH NGHIÊN CỨU Ở VIỆT NAM

Ngay từ những năm 1960, các nhà khí tượng Việt Nam đã có một số công trình nghiên cứu về KKL, về XTNĐ, tần số XTNĐ, mùa XTNĐ, cường độ XTNĐ, hướng di chuyển của XTNĐ và các tác động của KKL đến XTNĐ.

Việt Nam có khí hậu nhiệt đới gió mùa và mùa XTNĐ kéo dài từ tháng 6 đến tháng 11. Theo Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc (1993) [41], hằng năm có thể có 11 XTNĐ ảnh hưởng đến nước ta, trong đó 60% là XTNĐ từ Thái Bình Dương và 40% hình thành ngay trên Biển Đông, và do sự xô dịch theo mùa về đường đi của XTNĐ, mùa XTNĐ có xu hướng chậm dần từ Bắc vào Nam. Nguyễn Đức Ngữ (2010) [22] nghiên cứu đặc điểm bão dựa trên số liệu quan trắc cho thấy trung bình mỗi năm nước ta chịu ảnh hưởng của trên 7 cơn bão và ATNĐ. Thời gian bão ảnh hưởng đến Việt Nam kéo dài từ tháng 3 đến tháng 12 trong đó các tháng 6-10 có tần suất đáng kể, đặc biệt trong 3 tháng 8-10 có tần suất lớn. Nghiên cứu cũng xác định các vùng ảnh hưởng của bão dựa trên các tiêu chí như ba tháng nhiều bão nhất, số cơn bão trung bình năm, gió bão mạnh nhất và lượng mưa trung bình một đợt bão.



Hình 1.11: Bản đồ đường đi trung bình của XTNĐ đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến Việt Nam
(Nguồn: Mai Văn Khiêm, 2015 [17]).

Theo các bản đồ đường đi trung bình của XTNĐ đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến Việt Nam cho tám tháng: 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 và 12 trong tập “Atlas khí hậu và biến đổi khí hậu Việt Nam” của Mai Văn Khiêm và cộng sự (2015) [17], thì hướng di chuyển phổ biến của XTNĐ ảnh hưởng đến nước ta trong khoảng từ tây tây bắc đến tây tây nam .

Về cường độ của XTNĐ trên Biển Đông, Lê Văn Thắng (1992) [31] nhận xét rằng ở Biển Đông sức gió gần trung tâm XTNĐ nói chung từ cấp 8 đến cấp 9, ít khi trên cấp 12. Nguyễn Văn Khánh và Phạm Đình Thụy (1985) [15] nhận xét rằng trong số 72 XTNĐ đổ bộ vào miền Bắc Việt Nam thời kì 1956 - 1980 có 43 cơn gây ra gió mạnh từ cấp 10 đến cấp 12; 17 cơn gây ra gió từ cấp 13 đến cấp 14. Phạm vi có gió mạnh từ cấp 6 trở lên là vài trăm km (khoảng 2 vĩ độ) xung quanh tâm XTNĐ. Thông thường tốc độ gió mạnh ở các vĩ độ kế cận phía Bắc XTNĐ lớn hơn so với các vĩ độ kế cận phía Nam. Đặc điểm này thể hiện rất rõ ở những XTNĐ giữa mùa hoặc cuối mùa do tác động kết hợp giữa XTNĐ với KKL.

Từ đầu tháng 9 áp cao Siberia dần dần mạnh lên. Các đợt KKL bắt đầu ảnh hưởng đến phía Nam Trung Hoa và Đông Dương, KKL có thể xuống tới giữa Biển

Đông, từ giữa hoặc cuối tháng 11, KKL có thể ảnh hưởng tới khu vực nam và tây nam Biển Đông. Theo Nguyễn Vũ Thi (1985) [34], ở Việt Nam mỗi năm trung bình có 33 đợt KKL, front lạnh ảnh hưởng đến Việt Nam theo hai hướng chủ yếu: theo hướng bắc - nam hoặc theo hướng lệch về đông, trong đó nhiều đợt chỉ đến Bắc Bộ, Bắc Trung Bộ và không đến được các vĩ độ thấp hơn. Trừ tháng 7 và tháng 8, hầu như KKL không ảnh hưởng đến Việt Nam, còn suốt từ tháng 9 đến tháng 6 năm sau là thời gian các đợt KKL từ phía bắc lục địa Châu Á tràn xuống phía nam đến các khu vực lãnh thổ nước ta.

Trả lời câu hỏi khi nào thì KKL ảnh hưởng đến XTNĐ, các nhà khí tượng Việt Nam đã nghiên cứu từ nhiều góc độ khác nhau. Các nhà nghiên cứu ảnh mây vệ tinh ở nước ta cho rằng đó là khi trên ảnh mây vệ tinh, hệ thống mây XTNĐ và hệ thống mây front lạnh kết hợp với nhau. Lê Thanh Sơn (1987) [26] cho rằng đó là khi hệ thống gió đông bắc của KKL nhập vào hệ thống gió của XTNĐ. Lê Bắc Huỳnh, Lê Văn Thảo coi KKL ảnh hưởng trực tiếp đến XTNĐ khi đới mây front lạnh hòa trộn vào đới mây XTNĐ, còn KKL ảnh hưởng gián tiếp khi mây front lạnh cách XTNĐ tương đối xa, chỉ có kích động lan truyền làm tăng gradient khí áp (theo chiều nằm ngang hướng vào tâm XTNĐ). Vận dụng khái niệm KKL ảnh hưởng đến XTNĐ, Lê Thanh Sơn (1985) [25] nghiên cứu số liệu 14 năm từ 1970 đến năm 1983 và đi đến nhận xét: những XTNĐ chịu ảnh hưởng của KKL chỉ xuất hiện ở Nam Trung Bộ, từ tháng 9 đến tháng 12 hàng năm. Càng về cuối năm hoặc cuối mùa XTNĐ, tỷ lệ kết hợp của hai hệ thống càng lớn. Trần Gia Khánh (1998) kết luận nếu KKL ở phía Bắc, cách XTNĐ dưới 1500km cần chú ý đến tác động của KKL đến cường độ và hướng di chuyển của XTNĐ. Khi khoảng cách càng nhỏ thì tác động của KKL đến XTNĐ càng rõ rệt.

Lê Thanh Sơn (1987) [26] nghiên cứu trường đường dòng trên mực 850mb để xem xét ảnh hưởng của KKL đến XTNĐ đổ bộ vào miền Trung, nhận thấy trường đường dòng đặc trưng cho hình thế này là hệ thống hai xoáy nghịch (một xoáy nghịch tiêu biểu cho KKL có tâm nằm ở lục địa Trung Quốc, một xoáy nghịch phụ có tâm ở Miền Điện, xấp xỉ vĩ tuyến 200N) và một XTNĐ nằm trên vùng Biển Đông. Tùy vị trí của các xoáy nghịch này mà XTNĐ đổ bộ vào miền Trung, suy yếu và tan nhanh hoặc suy yếu và tan trên biển. Tác giả đi đến nhận định rằng, ở nước ta, khi XTNĐ

bị KKL xâm nhập, chúng thường yếu đi nhiều hơn là chuyển hướng và chưa thấy XTNĐ mạnh lên. Lê Văn Thắng (1992) [31] phân tích số liệu sy nồm 1948 - 1958 và nhận thấy rằng sự hình thành của XTNĐ có quan hệ mật thiết với sự hoạt động của KKL, khi ATNĐ hình thành, nếu đồng thời có KKL tràn xuống thì ATNĐ dễ phát triển thành bão và tăng mạnh.

Lê Đình Quang (1991) [24] nghiên cứu ảnh hưởng front lạnh đến sự tiến triển của XTNĐ Biển Đông và nhận xét: tác động của KKL làm cho gradient khí áp ở ngoại vi của XTNĐ tăng lên, do đó khu vực có gió mạnh ở rìa XTNĐ trải rộng ra. Sự tác động của KKL làm cho XTNĐ mạnh lên chỉ trong trường hợp KKL không xâm nhập sâu vào XTNĐ, còn khi KKL bị đẩy vào bên trong XTNĐ sẽ làm cho XTNĐ đầy lên nhanh chóng hoặc tan đi. Nếu KKL yếu chỉ ảnh hưởng đến khu vực khoảng 20°N , trong khi đó ở Nam Biển Đông gió tây nam mạnh, vùng hội tụ của hai đới gió này tạo ra và duy trì hoàn lưu xoáy thuận, thì XTNĐ phát triển.

Theo Lê Văn Thảo (1996) [32], sự xâm nhập của KKL xuống khu vực Đông Nam Trung Quốc và miền Bắc Việt Nam có vai trò quan trọng đáng kể trong sự thay đổi hướng chuyển động của bão: “Trong sáu trường hợp bão đổi hướng xuống phía Nam có năm trường hợp liên quan đến sự xâm nhập của KKL và một trường hợp nhiều động sóng đông trên cao ở phía Đông của bão”. Theo Lê Văn Thảo (1996) thì KKL ảnh hưởng đến XTNĐ dưới hai dạng trực tiếp và gián tiếp:

- KKL ảnh hưởng trực tiếp đến XTNĐ khi đới mây front lạnh hòa trộn vào đới mây XTNĐ. KKL khô xâm nhập dần vào phần dưới cột không khí trong XTNĐ. KKL khô xâm nhập dần vào phần dưới cột không khí trong XTNĐ và chuyển dịch dần lên các tầng cao hơn dưới dạng “*nêm lạnh*”. Nền nhiệt độ giảm, điều đó làm tiêu hao nguồn năng lượng bổ sung, ngăn cản sự phát triển của XTNĐ. Thông thường khi có sự xâm nhập trực tiếp của KKL sâu vào XTNĐ thì XTNĐ di chuyển chậm lại và suy yếu nhanh chóng. Nếu cường độ KKL mạnh, nhiệt độ thấp, độ giảm nhiệt độ do KKL lớn, XTNĐ có thể suy yếu và tan rã nhanh trên biển. Nếu cường độ KKL yếu, sự xâm nhập mang tính chất khếch tán, cường độ XTNĐ cũng suy yếu và hướng chuyển động của XTNĐ lệch dần xuống phía Nam;

- KKL ảnh hưởng gián tiếp đến XTNĐ khi khoảng cách giữa front lạnh và XTNĐ tương đối xa, nhiệt độ thấp của khối KKL chưa tác động đến XTNĐ, nhưng

do kích động lan truyền tăng đáng kể gradient khí áp (theo chiều nằm ngang hướng vào tâm XTNĐ) nên cường độ XTNĐ mạnh lên và phạm vi gió mạnh ở rìa phía Bắc của XTNĐ cũng tăng lên.

Nguyễn Ngọc Thục (1992) [35] trong công trình nghiên cứu “Phân loại các dạng hình thể sy núp gây mưa lớn, đặc biệt lớn thuộc các tỉnh Nghệ An đến Thừa Thiên Huế” đã thống kê các hình thể gây mưa, mưa lớn ở khu vực này trong đó tác giả đã chỉ ra rằng tồn tại 2 hình thể tương tác giữa KKL và XTNĐ đó là: XTNĐ kết hợp với KKL tác động trước, XTNĐ kết hợp với KKL tác động đồng thời.

Trần Đình Bá (1979) [1] sử dụng ảnh mây vệ tinh để nghiên cứu ảnh hưởng của không khí cực đới đến XTNĐ và nhận xét: Khi XTNĐ đi lên phía Bắc, đến gần vùng front lạnh, ở rìa phía tây của XTNĐ mặt front bị phá vỡ nhanh chóng do hoàn lưu đồng hướng của rìa XTNĐ và KKL, còn rìa phía Đông - nghịch hướng, do đó ở đây tương phản nhiệt front được duy trì hoặc tăng lên và đới mây front không những không bị phá vỡ mà đôi khi còn được tăng cường. Trên ảnh mây vệ tinh đới mây front lúc đó là một dải dài hàng ngàn km, rộng hàng trăm kilômet nối với hệ thống mây XTNĐ. Trần Đình Bá nghiên cứu số liệu 7 năm (1972 - 1978) với 53 trường hợp front cực tiếp cận XTNĐ, kết hợp phân tích nhiệt độ không khí mực biển và nhận thấy rằng:

- Khi tiếp cận với front cực, XTNĐ có thể yếu đi, mạnh lên hoặc ít thay đổi cường độ;
- Nếu tương phản nhiệt front vùng gần XTNĐ lớn ($> 6^{\circ}\text{C}$) và nhiệt độ không khí hút vào XTNĐ thấp ($< 27^{\circ}\text{C}$) thì 24h giờ sau đó XTNĐ sẽ yếu hẳn đi. Nếu tương phản nhiệt front nhỏ ($\leq 6^{\circ}\text{C}$) nhiệt độ không khí hút vào XTNĐ cao ($\geq 27^{\circ}\text{C}$) thì XTNĐ tiếp tục phát triển hoặc ít thay đổi cường độ. Đời sống của XTNĐ có thể được kéo dài thêm từ hai đến ba ngày.

Trong nghiên cứu sau đó Trần Đình Bá (1985, 1997) [2, 3] sử dụng ảnh mây vệ tinh và yếu tố nhiệt, ẩm (nhiệt độ T, điểm sương Td, độ hụt điểm sương T - Td) của không khí bề mặt và mực 850mb để xem xét sự tiến triển của 4 XTNĐ trên Biển Đông trong năm 1993 khi có sự tác động của KKL và có nhận xét rằng:

- Không khí cực đới bị cuốn vào hoàn lưu XTNĐ có thể làm cho XTNĐ yếu đi hoặc mạnh lên tùy thuộc và mức độ biến tính của không khí cực đới trước lúc xâm nhập vào hoàn lưu XTNĐ;

- Khi mới gặp front lạnh, không khí cực đới chưa ảnh hưởng ngay đến hoàn lưu XTNĐ. Tối thiểu phải 6h sau khi tiệm cận với front lạnh môi trường xung quanh XTNĐ mới thực sự ảnh hưởng đến sự tiến triển của XTNĐ.

- Các yếu tố nhiệt và ẩm của không khí xung quanh XTNĐ giảm càng mạnh bao nhiêu thì môi trường ảnh hưởng đến XTNĐ càng nhanh bấy nhiêu.

Tác giả Nguyễn Văn Thắng (2011) [33] cho rằng: KKL ảnh hưởng trực tiếp đến bão và ATNĐ khi lớp mây front hòa trộn vào hệ thống mây của bão. KKL khô xâm nhập dần vào dưới cột không khí trong bão và dịch chuyển dần lên cao hơn dưới dạng các nê-m lạnh. Nền nhiệt độ giảm làm tiêu hao nguồn năng lượng bổ sung, ngăn cản sự phát triển của bão và ATNĐ. Nếu cường độ KKL mạnh, nhiệt độ thấp, bão và ATNĐ có thể suy yếu và tan rã ngay trên biển. Nếu cường độ KKL yếu xâm nhập mang tính chất khuếch tán, cường độ của bão và ATNĐ cũng suy yếu và hướng chuyển động lệch dần về phía Nam.

Theo Trần Công Minh (2003, 2007) [18, 19] thì khi KKL di chuyển đến Bắc Trung Bộ dưới tác động của dãy Trường Sơn một phần không khí cực đới biến tính phần dưới di chuyển về phía đông nam dưới dạng gió hướng tây bắc, một phần bị đẩy lên cao và bị cuốn theo gió tây trên cao. Nếu lớp KKL trong gió mùa đông bắc đủ dày thì khi gặp dãy Trường Sơn dòng khí thăng cưỡng bức địa hình tạo hệ thống mây kéo dài từ đỉnh núi ra Biển Đông cho mưa. Khi các hệ thống thời tiết này kết hợp với bão sẽ gây ra sự thay đổi về cường độ, quỹ đạo của bão khi đổ bộ. Trong suốt mùa gió mùa hè (tháng 6, 7, 8) mưa lớn xuất hiện ở phần phía Nam của khu vực Đông Nam Á bao gồm miền Nam Việt Nam. Do dãy Trường Sơn chạy dọc hướng Tây Bắc - Đông Nam, nên mưa lớn bên phần phía tây - biên giới giữa Việt Nam và các nước Lào, Căm-pu-chia. Vào mùa Đông gió mùa Đông bắc mang đến cho các nước Đông Nam Á có cực Nam 10°N khoảng 50% lượng mưa hàng năm. Không chỉ Việt Nam mà toàn bán đảo Đông Dương bước vào mùa Đông từ giữa tháng 12 cho đến giữa tháng 4. Vào những tháng chuyển tiếp (tháng 10, 11) từ gió mùa hè sang gió mùa đông thì nguyên nhân gây

mưa chính ở các tỉnh miền Trung là hoạt động đối lưu di chuyển lên từ phía xích đạo trong đó có bão.

Cũng theo Trần Công Minh “sự biến động lớn qua các tháng và qua các năm ở tất cả các khu vực liên quan tới sự biến động của hai yếu tố: độ đứt thẳng đứng và nhiệt độ mặt nước biển dao động gần giá trị chuẩn khí hậu của chúng”, thời gian này có độ đứt gió thẳng đứng nhỏ kết hợp với nhiệt độ bề mặt nước biển lớn đã tạo điều kiện thuận lợi đưa tần suất hình thành bão tới mức cực đại. Vào cuối mùa bão, do dần bị khống chế bởi lười lạnh từ phía Bắc, số lượng bão giảm đi đáng kể. Đến các tháng mùa Đông, lười lạnh chi phối hoàn toàn nên hầu như vào thời gian này không xuất hiện bão.

Các phương án cải tiến trường ban đầu để nghiên cứu đường đi, cường độ bão từ trước tới nay ở Việt Nam thường là phương pháp cài xoáy giả. Công trình nghiên cứu cài xoáy giả đầu tiên ở Việt Nam là của tác giả Trịnh Văn Thư (1992) [36] đã nghiên cứu ban đầu hóa xoáy bão cho trường ban đầu và sử dụng mô hình nước nông một mực để dự báo quỹ đạo hai cơn bão (Betty năm 1987 và Dan năm 1989) trên khu vực Biển Đông. Kết quả nghiên cứu cho thấy kích thước, cường độ, hướng và tốc độ chuyển động cho độ nhạy đáng kể trong dự báo quỹ đạo bão.

Tại Việt Nam, một số nghiên cứu về ban đầu hóa xoáy đã được thực hiện nhằm cải thiện chất lượng dự báo của mô hình. Bùi Hoàng Hải và Phan Văn Tân (2002) [8] khảo sát ảnh hưởng quá trình ban đầu hóa tới quỹ đạo dự báo bằng việc chạy mô hình WBAR cho 3 cơn bão Durian (2001), Kajiki (2001), Wukong (2000). Kết quả cho thấy ban đầu hóa xoáy đã góp phần làm giảm sai số vị trí của quỹ đạo dự báo. Phan Văn Tân và Nguyễn Lê Dũng (2008) [27] đã xây dựng xoáy nhân tạo bằng cách đồng hóa số liệu quan trắc giả từ mô-đun đồng hóa dữ liệu biến phân ba chiều 3D-VAR trong mô hình WRF thử nghiệm dự báo đối với 10 cơn bão hoạt động trên khu vực Biển Đông trong khoảng thời gian từ 2006-2008. Kết quả nghiên cứu cho thấy, việc sử dụng bộ số liệu “giả” đã cải thiện đáng kể chất lượng dự báo quỹ đạo bão, nhất là đối với các cơn bão mạnh. Trần Tân Tiến và Lê Thị Hồng Vân (2009) [40] nghiên cứu sự ảnh hưởng của các yếu tố cấu thành xoáy nhân tạo trong đồng hóa số liệu xoáy giả bằng mô hình WRF đối với cơn bão Lekima đã nhận định rằng vai trò của ban đầu hóa xoáy là quan trọng trong cải thiện chất lượng dự báo bão, đặc biệt là về cường độ. Du Đức Tiến và cộng sự (2016) [37] đã sử dụng đồng thời thông tin

quan trắc gió tại các mực trên cao tính toán từ sự dịch chuyển của mây do Trường đại học Wisconsin, Hoa kỳ cung cấp để xây dựng mô hình xoáy ba chiều đầy đủ bằng phương pháp đồng hóa tổ hợp lọc Kalman (LetKF) cho mô hình WRF-ARW. Nghiên cứu được thực hiện thử nghiệm trên cơn bão Usagi (2013) hoạt động trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Kết quả cho thấy việc đưa thông tin quan trắc vào góp phần tăng cường chất lượng dữ báo quỹ đạo được cải thiện tại hầu hết các hạn dự báo.

Các công trình tiếp theo của Kiều Thị Xin và cộng sự (2002) hay Phan Văn Tân và cộng sự (2002) [43, 8] nghiên cứu cài xoáy 2 chiều trên mô hình chính áp để dự báo quỹ đạo bão ở Việt Nam. Những năm sau đó nhóm tác giả Phan Văn Tân và Bùi Hoàng Hải (2004) [30] nghiên cứu lý thuyết và áp dụng cài xoáy 3 chiều trên mô hình MM5. Phan Văn Tân và cộng sự (2008) [27] thử nghiệm cài xoáy giả vào trường ban đầu bằng phương pháp đồng hóa 3DVAR cho 10 cơn bão trong các năm 2006-2008. Kết quả tính trung bình cho tất cả các hạn dự báo đến 48 giờ là 120 km, kết quả này cải thiện được khoảng 50 km so với không đồng hóa. Trong thời gian này, Nguyễn Thị Minh Phương (2003) [23] nghiên cứu điều chỉnh các phương án ban đầu hóa xoáy để rút ra được những bộ tham số tối ưu cho dự báo quỹ đạo bão ở Việt Nam.

Hoàng Đức Cường và cộng sự (2005) [5] nghiên cứu về khả năng áp dụng mô hình MM5 cho dự báo hạn ngắn ở Việt Nam đã đưa ra nhận định: “Trong miền tính có sự hoạt động của XTNĐ nhất thiết phải sử dụng chức năng cài xoáy của mô hình”. Một công trình khác của Đặng Thị Hồng Nga và cộng sự (2006) [21] đã ứng dụng sơ đồ phân tích xoáy 3 chiều của TCLAPS trong mô hình dự báo số trị MM5, kết quả dự báo thử nghiệm cho thấy những hiệu chỉnh, cải tiến làm tăng độ chính xác dự báo quỹ đạo bão vùng Biển Đông Việt Nam.

Trần Tân Tiến và cộng sự (2009) [40] đã thử nghiệm dự báo và đánh giá sai số vị trí của quỹ đạo bão bằng 4 phương án trên mô hình MM5 (MM5 nguyên thủy, MM5 có cài xoáy giả, MM5 có cập nhật số liệu địa phương và MM5 có cài xoáy giả kết hợp cập nhật số liệu địa phương). Kết quả nghiên cứu cho thấy đối với mỗi cấp độ bão khác nhau thì sử dụng các phương án khác nhau. Bên cạnh đó, Trần Tân Tiến và cộng sự (2009) [40] nghiên cứu ảnh hưởng các yếu tố cấu thành xoáy nhân tạo

trong đồng hóa số liệu (3DVAR) bằng mô hình WRF. Trong nghiên cứu này nhóm tác giả thử nghiệm 5 trường hợp (không đồng hóa; đồng hóa trường áp suất mặt biển và gió; đồng hóa trường áp suất mặt biển, gió và ẩm; đồng hóa trường áp suất mặt biển, gió và nhiệt độ; đồng hóa trường áp suất mặt biển, gió, ẩm và nhiệt độ) đối với cơn bão Lekima 2007. Kết quả chỉ ra rằng đồng hóa trường áp suất mặt biển và gió với trường nền cho kết quả khả quan nhất, đặc biệt về cường độ.

Hoàng Đức Cường và cộng sự (2010) [6] thử nghiệm phương án đồng hóa số liệu “giả” được trích từ xoáy nhân tạo và cập nhật xoáy giả (không sử dụng đồng hóa) cho trường ban đầu để thử nghiệm dự báo 10 cơn bão trong 2 năm 2008-2009 bằng mô hình WRF. Theo các tác giả, kết quả hầu như không cải thiện. Bên cạnh đó, các tác giả thử nghiệm đồng hóa số liệu cao không, mặt đất và số liệu vệ tinh và thử nghiệm dự báo cho 2 mùa bão năm 2008-2009. Kết quả cho thấy việc đồng hóa các số liệu này chỉ cải thiện trong 42 giờ đầu.

Bùi Hoàng Hải và Nguyễn Quang Trung (2011) [7] tiến hành nghiên cứu lý thuyết và xây dựng mô hình đối xứng tựa cân bằng để nghiên cứu sự tiến triển của bão. Các tác giả tiến hành khảo sát trên 1 trường hợp XTNĐ lý tưởng không có ma sát bề mặt và nguồn nhiệt. Quá trình mô phỏng đã nắm bắt được nhiều đặc trưng như tăng cường hoàn lưu xoáy thuận, sự phát triển của hoàn lưu xoáy nghịch và quá trình thu hẹp của thành mắt bão của XTNĐ.

Các công trình đầu tiên nghiên cứu và áp dụng dự báo tổ hợp là Đề tài KC 09.04 của Trần Tân Tiến (2004) [38]. Đề tài đã triển khai dự báo bão trên Biển Đông bằng sự kết hợp dự báo trung bình tổ hợp 3 mô hình RAMS, ETA, WRF để xây dựng tổ hợp dự báo các trường khí tượng. Kết quả dự báo tổ hợp cho thấy mô hình tổ hợp có khả năng nâng cao chất lượng dự báo của các trường khí tượng. Sau một năm, Hoàng Đức Cường (2005) [5] đã thử nghiệm dự báo tổ hợp cho mô hình MM5 bằng phương pháp lấy trung bình đơn giản với các dự báo thành phần lần lượt là sản phẩm của mô hình MM5 sau khi đã có những lựa chọn khác nhau đối với các sơ đồ tham số hóa đối lưu và vi vật lý mây.

Võ Văn Hòa và cộng sự (2006 a,b,c) [9, 10, 11] khái quát lại một số phương pháp gây nhiễu cho trường ban đầu sử dụng trong tổ hợp quỹ đạo bão và đề xuất một số hướng nghiên cứu tổ hợp quỹ đạo bão dựa trên mô hình chính áp WBAR. Các kết

qua đánh giá sai số dự báo các sản phẩm tạo ra từ phương pháp Morte Carlo của Võ Văn Hòa (2006) trên một số cơn bão trong 3 mùa bão năm 2003-2005 cho thấy sự cải thiện đáng kể trong chất lượng dự báo so với dự báo kiểm chứng. Bên cạnh đó nhóm tác giả còn xây dựng phương án dự báo tổ hợp quỹ đạo bão (trung bình đơn giản và hồi quy tuyến tính) dựa trên các kết quả của trung tâm dự báo của Nhật, Bắc Kinh và Guam. Số liệu dùng để xây dựng gồm 37 cơn bão hoạt động trên Biển Đông từ năm 2001-2006 với tổng số trường hợp nghiên cứu là 345. Kết quả nghiên cứu cho sai số vị trí trung bình của phương án hồi quy tuyến tính là nhỏ hơn so với phương án trung bình đơn giản nhưng sự chênh lệch là không đáng kể.

Trần Tân Tiến và cộng sự (2010) [39] đưa ra được các phương trình dự báo tổ hợp bằng các phương án tổ hợp trung bình đơn giản, trung bình có trọng số, siêu tổ hợp từ các sản phẩm dự báo từ các mô hình riêng lẻ như RAMS, WRF, ETA, HRM, WBAR... Ngoài ra trong đề tài này đã có kết quả ban đầu của phương pháp nuôi nhiều trên mô hình RAMS với hạn dự báo 3 ngày. Kết quả được thử nghiệm với 2 cơn bão Chanchu và Prapiron năm 2006 hoàn toàn phù hợp với lý thuyết tổ hợp của Kalnay. Bên cạnh đó đề tài thử nghiệm phương pháp “tối ưu hoá thống kê nhiều chiều” để dự báo quỹ đạo bão với bộ số liệu dự báo đường đi của bão trên 5 mô hình được áp dụng thử nghiệm. Bộ số liệu lịch sử bao gồm 149 trường hợp dự báo hạn 72 giờ của mô hình WRF, ETA, BARO, RAMS, và RAMS có cài xoáy giả (RAMSBOG) được sử dụng, 149 trường hợp này được tạo ra từ các dự báo của 3 cơn bão Chanchu (2005), Durian (2006), và Kai-tak (2006) trên vùng Biển Đông. Kết quả thu được là các ma trận sai số hiệp biến nền của các kỳ dự báo (06 tới 72 giờ). Kết luận trong nghiên cứu này là: “tính tương quan chéo của kinh và vĩ độ của tâm bão là không thể bỏ qua trong dự báo đường đi bão bằng phương pháp tổ hợp”.

Kiều Quốc Chánh (2011) [4] giới thiệu và áp dụng phương pháp tổ hợp lọc Kalman trên mô hình WRF. Kết quả nghiên cứu bước đầu cho thấy bộ lọc Kalman tổ hợp có thể sử dụng trường quan trắc gió vệ tinh và cho thấy tiềm năng ứng dụng cao của biến thể này trong việc nâng cao chất lượng dự báo thời tiết đặc biệt là khi có bão.

Võ Văn Hòa (2012) [13] nghiên cứu phương án dự báo bão dựa trên 4 mô hình HRM, BoLAM, WRFARW và WRFNMM với bộ số liệu ban đầu số liệu phân tích và dự báo từ 5 mô hình toàn cầu gồm GSM của JMA (độ phân giải $0.5^0 \times 0.5^0$), GFS

của NCEP, GME của DWD, GEM của CMC và NOGAPS của US Navy. Các kết quả đánh giá trong 3 mùa bão (2008-2010) cho thấy sai số vị trí trung bình của 20 dự báo thành phần nhỏ hơn so với phần lớn các dự báo thành phần, với sai số vị trí là khoảng 120 km, 240 km và 290 km đối với các hạn dự báo 24, 48 và 72 giờ tương ứng.

Các tác giả Đặng Thị Hồng Nga, Nguyễn Minh Việt và Hoàng Đức Cường (2010) [20] đã dựa trên cơ sở phân tích các đặc trưng thống kê về tần số bão, ATNĐ hoạt động trên khu vực TBTBD và Biển Đông. Các nguồn số liệu sử dụng trong báo cáo là số liệu của Cơ quan Khí tượng Nhật Bản, Trung tâm Liên hợp cảnh báo bão thuộc Hải quân Hoa Kỳ và của NCHMF trong thời kỳ 1959 - 2008. Báo cáo đưa ra một số nhận định về hoạt động và xu thế diễn biến của tần số bão trên khu vực TBTBD, XTNĐ nói chung và bão nói riêng trên Biển Đông, XTNĐ ảnh hưởng, đổ bộ vào đất liền Việt Nam. Kết quả phân tích cho thấy: “Không có dấu hiệu về sự thay đổi trong biến trình năm của tần số bão, ATNĐ hoạt động trên khu vực TBTBD và Biển Đông. Khu vực đổ bộ của bão, ATNĐ vào đất liền Việt Nam có sự dịch chuyển vào phía Nam lãnh thổ. Tuy tần số bão hoạt động trên khu vực TBTBD và Biển Đông giảm nhưng số lượng bão rất mạnh đổ bộ vào Việt Nam có dấu hiệu gia tăng trong những thập kỷ gần đây”.

Tác giả Đinh Văn Ưu và cộng sự (2010) [42] đã nghiên cứu quy luật hoạt động của ATNĐ đổ bộ vào khu vực ven biển Việt Nam. Đó là cơ sở để đánh giá, phân vùng, dự báo và cảnh báo nhằm có được những biện pháp thích ứng và giảm thiểu tác động của các hiện tượng nguy hiểm này. Với cơ sở dữ liệu bão gần 60 năm đã cho phép đánh giá định lượng quy luật hoạt động của bão và đổ bộ vào bờ.

Từ nghiên cứu này, nhận thấy mùa bão trên khu vực có thể xem bắt đầu từ tháng 5 và kết thúc vào tháng 12 khi số bão trung bình xấp xỉ 20% số bão trung bình năm. So với khu vực TBTBD, trên BĐ và vùng ven bờ Việt Nam, quy luật mùa bão nhìn chung không có sự khác biệt đáng kể, tháng có số lượng bão cực đại chuyển từ tháng 8 trên TBTBD sang tháng 9 trên BĐ và sang tháng 10 đối với vùng biển gần bờ Việt Nam. Tuy nhiên, số lượng bão đổ bộ vào các vùng biển ven bờ Việt Nam có biến trình năm khác nhau đối với từng đoạn bờ biển và khác với BĐ. Khoảng thời gian có số bão đổ bộ nhiều nhất khu vực BVBB kéo dài từ tháng 7 đến tháng 9, trong khi cực đại số lượng bão đổ bộ xảy ra tại Nam VBB và Trung Trung Bộ là tháng 10,

Nam Trung Bộ - tháng 11 và Nam Bộ là các tháng 11, 12. Để nghiên cứu xu thế biến động lớn hơn thập niên, tác giả đã tiến hành lấy trung bình trượt chuỗi số liệu bão hàng năm với chu kỳ tối thiểu là 10 năm. Kết quả thu được là: “Đối với khu vực TBTBD, các loại bão vừa và ATNĐ có xu thế tăng, các loại bão mạnh có xu thế giảm, đặc biệt bão cấp 10, cấp 11, dẫn đến tổng số lượng bão và ATNĐ giảm. Đối với BĐ, tổng số lượng bão và ATNĐ có xu thế tăng nhẹ, trong khi các bão mạnh có xu thế giảm. Đối với khu vực ven bờ Việt Nam, trong giai đoạn các năm 1990 - 2000, nhận thấy có sự gia tăng của số lượng bão mạnh, chủ yếu xảy ra đối với VBB. Tuy nhiên đối với các vùng bờ biển khác thì số lượng bão mạnh có xu thế giảm, trong khi bão vừa và ATNĐ lại tăng lên”.

1.4 TIỂU KẾT CHƯƠNG I

Từ các công trình liên quan đến vấn đề tác động của địa hình, KKL đến XTNĐ có thể rút ra một số nhận xét như sau:

- Đã có một số lượng lớn các công trình nghiên cứu về cấu trúc đối xứng của bão được công bố, trong đó đặc biệt là cấu trúc thành mắt bão đồng tâm, cấu trúc các dải mây, cấu trúc trường nhiệt, ẩm, vận tốc gió cực đại, khí áp cực tiểu trong bão tuy nhiên các lý thuyết được công bố còn chưa có sự đồng thuận cao. Một câu hỏi nghiên cứu đã và đang được các nhà khoa học quan tâm là cấu trúc của bão chịu ảnh hưởng bởi các điều kiện khí quyển bên ngoài (ví dụ như tương tác với các nhân tố bề mặt hoặc các hệ thống thời tiết lân cận) và bởi sự bất ổn định nội tại, bên trong của bão ở mức độ nào.

- Các nghiên cứu gần đây sử dụng mô hình số để mô phỏng tác động của địa hình đến quỹ đạo bão bao gồm các nghiên cứu sử dụng địa hình thực và các nghiên cứu thực nghiệm lý tưởng hóa. Mô phỏng bằng mô hình số với các thiết kế lý tưởng hóa khác nhau sử dụng trong các nghiên cứu này đã cung cấp thêm những kiến thức về những thay đổi do địa hình gây ra đối với sự di chuyển của bão.

- Hầu hết các tác giả đều đề cập đến sự xuất hiện của KKL ở vĩ độ thấp trong mùa Đông và mùa Hè, có ảnh hưởng đến sự hình thành, phát triển, chuyển hướng của XTNĐ, cũng như sự biến tính của xoáy thuận ngoại nhiệt đới;

- Các phương pháp nghiên cứu chủ yếu là phân tích thống kê sy nốp, và phân tích ảnh mây vệ tinh với các yếu tố nhiệt ẩm. Những năm gần đây, bằng

phương pháp sử dụng mô hình số trị các tác giả đã nghiên cứu quá trình ảnh hưởng của KKL đến XTNĐ, chủ yếu là sự chuyển hóa thành xoáy thuận ngoại nhiệt đới ở vùng vĩ độ trung bình.

- Các nghiên cứu trong nước chủ yếu tập trung vào nghiên cứu các phương pháp thống kê, cài xoáy, nuôi nhiễu, đồng hóa số liệu, phát triển hệ thống dự báo tổ hợp để dự báo quỹ đạo bão. Mặc dù đã có một số nghiên cứu trước đây đề cập tới ảnh hưởng địa hình và gió mùa tới bão, chưa có nghiên cứu đầy đủ, sâu về cơ chế của các ảnh hưởng này. Do vậy nghiên cứu này sử dụng các nguồn số liệu quan trắc kết hợp mô phỏng mô hình số để nghiên cứu và giải thích sâu hơn về: (1) ảnh hưởng của địa hình và KKL tới cấu trúc bão trong điều kiện gió mùa mùa đông và (2) trên cơ sở sản phẩm mô phỏng cấu trúc bão bằng mô hình số, giải thích cơ chế nào ảnh hưởng của địa hình, KKL tới cấu trúc bão trên Biển Đông.

CHƯƠNG 2

SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

2.1 SỐ LIỆU

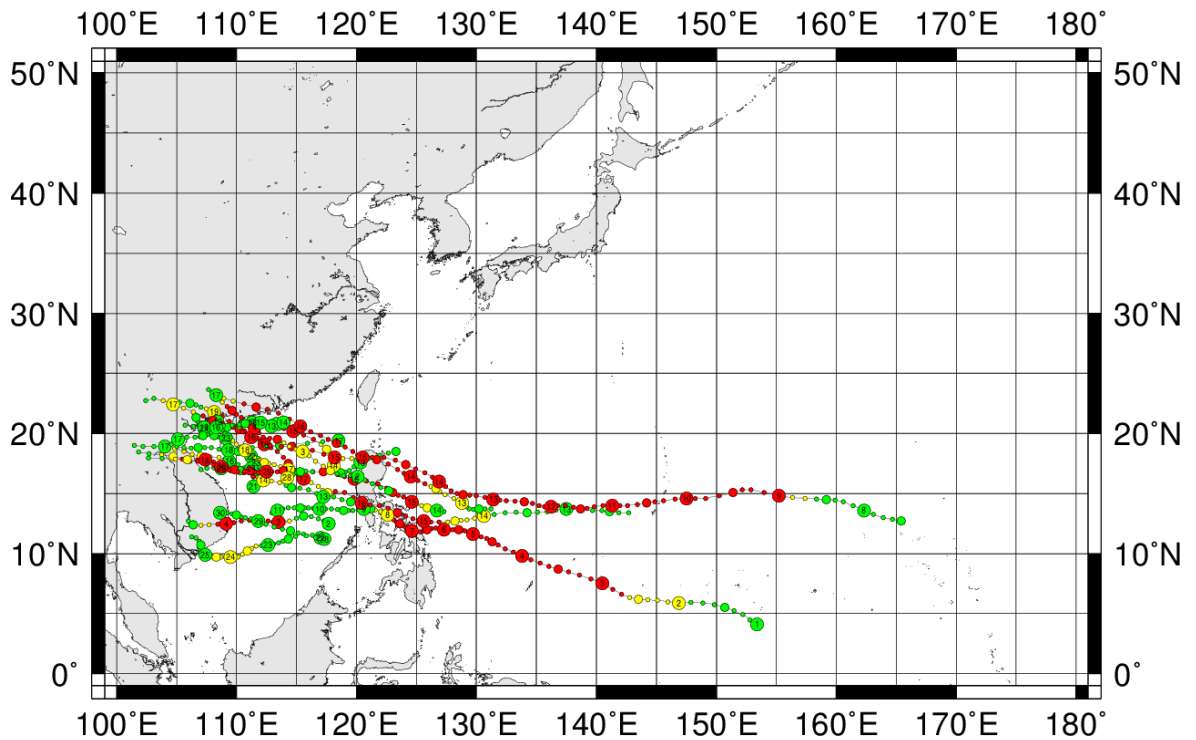
Trong luận án này, bộ số liệu chỉ thị của bão (besttrack) cung cấp bởi của Cơ quan Khí tượng Nhật Bản (JMA) và của Trung tâm cảnh báo bão Hoa kỳ (JTWC) được sử dụng làm đầu vào cho chương trình ban đầu hóa xoáy. Số liệu besttrack bao gồm: khu vực bão hình thành, vị trí tâm bão (vĩ độ và kinh độ) và cường độ (tốc độ gió mạnh nhất, khí áp mực biển thấp nhất cách nhau 6 giờ). Số liệu trường ban đầu và điều kiện biên phụ thuộc thời gian được lấy từ sản phẩm phân tích FNL của Trung tâm Dự báo Môi trường Hoa kỳ (NCEP). Bộ số liệu được lấy trong giai đoạn từ năm 2014 đến 2018 (Bảng 2.1).

Số liệu mưa liên quan đến bão được khai thác từ hai bộ dữ liệu. Nguồn số liệu thứ nhất là dữ liệu lượng mưa TRMM trong khoảng thời gian 3 giờ (3B42) với độ phân giải $0,25 \times 0,25$ độ kinh vĩ. Sản phẩm lượng mưa 3B42 có được dựa trên vệ tinh vi sóng và quan trắc hồng ngoại, khai thác tại website: <https://trmm.gsfc.nasa.gov/>. Nguồn số liệu thứ hai là số liệu tái phân tích của ERA của châu Âu, được khai thác tại website <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>

Hoạt động đối lưu được kiểm tra bằng số liệu từ cảm biến thám không hồng ngoại (atmospheric infrared sounder, AIRS) đặt tại vệ tinh Aqua của Cơ quan Hàng không và không gian Quốc gia (NASA). Cảm biến AIRS giúp quan trắc các thông số nhiệt độ và hơi nước khí quyển ở các độ cao khác nhau. Số liệu này được khai thác tại website https://www.nasa.gov/mission_pages/hurricanes/archives/index.html. Độ phản hồi radar các cơn bão gần bờ được khai thác từ Trung tâm Khí tượng Thủy văn Quốc gia Việt Nam.. Ảnh của cơn bão số Damrey (2017) được khai thác tại website http://rammb.cira.colostate.edu/products/tc_realtime/storm.asp?storm_identifier=WP282017.

Bảng 2.1: Độ dài chuỗi số liệu đối với các cơn bão

STT	Tên cơn bão	Thời gian lấy số liệu	Số lần mô phỏng dự báo
01	201409 - RAMMASUN	00z15072014 - 00z21072014	12
02	201415 - KALMAEGI	00z11092014 - 12z18092014	16
03	201421 - SINLAKU	12z25112014 - 00z03122014	8
04	201422 - HAGUPIT	00z06122014 - 00z13122014	12
05	201508 - KUJIRA	12z18062015 - 12z25062015	12
06	201522 - MUJIGAE	12z30092015 - 00z07102015	16
07	201608 - DIANMU	12z14082016; 00z21082016;	8
08	201621 - SARIKA	00z13102016 - 12z20102016	16
09	201704 - TALAS	00z13072017 - 12z19072017	8
10	201708 - SONCA	12z21072017 - 00z28072017	8
11	201719 - DOKSURI	00z10092017 - 00z17092017	12
12	201720 - KHANUN	12z10102017 - 12z17102017	12
13	201723 - DAMREY	12z30102017 - 00z07112017	16
14	201809 - SONTINH	00z14072018 - 00z21072018	12
15	201816 - BEBINCA	00z10082018 - 12z17082018	16
16	201321 - WUTIP	00z25092013 - 12z02102013	16
17	201822 - MANGKHUT	00z12092018 - 12z19092018	16
18	201829 - USAGI	12z19112018 - 12z26112018	12
Tổng cộng			228



Hình 2.1: Quỹ đạo 18 cơn bão lựa chọn khảo sát

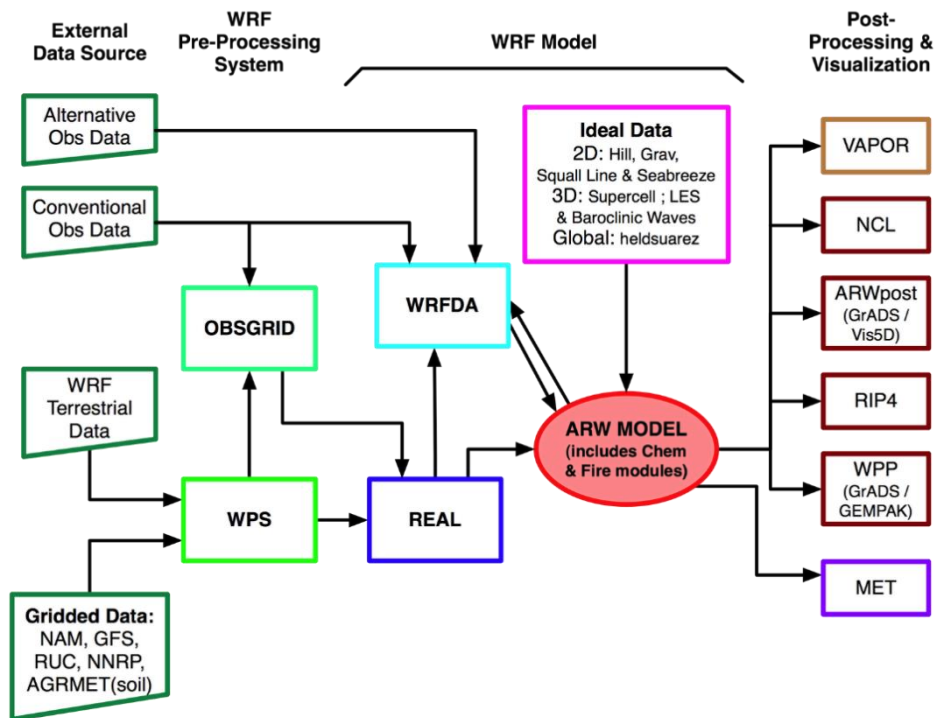
2.2 PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

2.2.1 Phương pháp mô hình số trị

2.2.1.1 Mô hình WRF

Luận án sử dụng mô hình ARW-WRF 3.8 (Advanced Research WRF) bất thủy tĩnh với hệ phương trình Navier Stock đầy đủ để mô phỏng cấu trúc bão. Mô hình có hệ trục tọa độ áp suất thủy tĩnh với giá trị áp suất tại bề mặt và đỉnh khí quyển là hằng số. Các lựa chọn quá trình vật lý cơ bản của mô hình bao gồm: Sơ đồ tham số vi vật lý mây (MP) WSM6, Goddard (Tao, 2003); Sơ đồ tham số hóa đối lưu Betts – Miller - Janjic (BMJ), Grell-Devenyi (Grell và Devenyi, 2002); Sơ đồ lớp bề mặt Monin-Obukhov; Sơ đồ lớp đất bề mặt Noah LSM; Sơ đồ bức xạ sóng dài Rapid Radiative Transfer Model (RRTM); Sơ đồ bức xạ sóng ngắn Duhia và sơ đồ Yonsei cho lớp biên hành tinh; Sơ đồ lớp biên hành tinh YSU (Hong, 2006). Chi tiết hơn về mô hình WRF có thể tham khảo trong Skamarock (2008).

WRF Modeling System Flow Chart



Hình 2.2: Sơ đồ khối của mô hình WRF

Các thành phần chính của mô hình ARW-WRF phiên bản 3.8 bao gồm:

- Bộ phận tiền xử lý (WPS): Chức năng của bộ phận tiền xử lý là tạo ra bộ số liệu tại lưới tính của mô hình.
- Bộ phận đồng hóa dữ liệu (WRFDA): là chương trình đồng hóa số liệu quan trắc vào trường phân tích được tạo ra bởi chương trình WPS. Chương trình này cũng cho phép cập nhật điều kiện ban đầu trong trường hợp mô hình WRF được chạy ở chế độ tuần hoàn. Kỹ thuật đồng hóa số liệu biến phân bao gồm cả biến phân ba chiều 3DVAR và biến phân 4 chiều 4DVAR.
- Bộ phận xử lý trung tâm (ARW): Đây là mô đun chính của hệ thống mô hình WRF, bao gồm các chương trình khởi tạo đối với trường hợp mô phỏng lí tưởng, các mô phỏng dữ liệu thực và chương trình tích phân.
- Bộ phận hậu xử lý (Post-processing & Visualization tools): bao gồm một số chương trình và phần mềm cho việc khai thác sản phẩm và đồ họa như RIP4, NCL, GrADS và Vis5D.

2.2.1.2 Phương pháp ban đầu hóa xoáy trong mô hình

a) Phương pháp ban đầu hóa xoáy động lực học (Dynamical Vortex Initialization)

Như chúng ta đã biết, sự hình thành và phát triển của bão thường diễn ra trên biển, nơi mà nguồn số liệu quan trắc vô cùng thưa thớt. Hơn nữa, điều kiện ban đầu của các mô hình khu vực được nội suy từ phân tích toàn cầu có độ phân giải tương đối thô, điều đó có thể dẫn đến sự khác biệt lớn về cường độ cũng như là đặc điểm vật lý giữa xoáy ban đầu trong mô hình khu vực và mô hình toàn cầu. Ngoài ra, xoáy ban đầu từ phân tích toàn cầu thường có cường độ quá yếu hoặc quá mạnh so với thực tế, đây là một trong những nguyên nhân dẫn đến những sai số trong quá trình khởi tạo (Kurihara và cộng sự 1993).

Ban đầu hóa xoáy là kỹ thuật xây dựng một xoáy giả có cấu trúc và cường độ gần với xoáy bão thực, có vị trí trùng với vị trí xoáy bão quan trắc để thay thế xoáy có độ phân giải thấp từ phân tích toàn cầu (Mathur 1991, Kurihara và cộng sự 1993) nhằm cải thiện điều kiện ban đầu cho các mô hình số. Mathur (1991) sử dụng hàm phân tích thực nghiệm cho cấu trúc gió từ bề mặt tới các mực trên cao cho quá trình ban đầu hóa, kết quả cho thấy sự cải thiện đáng kể trong điều kiện ban đầu của bão.

Ngoài ra, quá trình ban đầu hóa xoáy trong mô hình số cũng đã góp phần cải thiện được mô phỏng và dự báo cường độ, quỹ đạo bão. Kwon và Cheong (2010) đã đưa ra phương pháp ban đầu hóa xoáy với xoáy giả ba chiều lý tưởng từ dữ liệu thực nghiệm và dữ liệu phân tích. Nghiên cứu đã chỉ ra rằng ban đầu hóa xoáy đã cải thiện được đáng kể dự báo cường độ lẫn quỹ đạo bão so với trường hợp không có ban đầu hóa. Chou và cộng sự (2010), Pu và cộng sự (2002) đồng hóa dữ liệu giáng thủy bề mặt TRMM cho siêu bão Paka (1997) bằng mô hình MM5. Kết quả nghiên cứu cho thấy, đồng hóa dữ liệu góp phần cải thiện cường độ, cấu trúc động học và lượng mưa trong bão. Đồng thời cường độ và quỹ đạo dự báo cũng được cải thiện đáng kể. Wu và Chou (2008) tiến hành ban đầu hóa xoáy bằng cách sử dụng kỹ thuật đồng hóa dữ liệu thám sát gió (dropwindsonde) cũng cho thấy những cải thiện về dự báo cường độ và quỹ đạo bão.

Luận án ứng dụng phương pháp ban đầu hóa xoáy động lực NC2011 của nhóm tác giả Nguyễn Văn Hiệp và Yi-Leng Chen (2011) để tạo một trường ban đầu cho

mô hình WRF nhằm dự báo cường độ và quỹ đạo của các cơn bão, đặc biệt là các cơn bão chịu tác động của KKL trên Biển Đông. Đây là phương pháp ban đầu hóa thông qua kỹ thuật chạy lặp nhằm tạo điều kiện ban đầu độ phân giải cao cho mô hình số. Xoáy bão được tạo ra có cấu trúc phi đối xứng ba chiều phù hợp động lực với điều kiện môi trường bão (Nguyen và Chen, 2011). Cường độ, kích thước và vị trí bão phù hợp với thực tế. Chương trình ban đầu hóa xoáy động lực NC2011 được xây dựng với hai giả thiết được sử dụng: thứ nhất là trong khoảng thời gian ngắn (dưới 1 giờ) XTNĐ di chuyển nhưng cấu trúc của nó thay đổi không đáng kể; thứ hai là cấu trúc của XTNĐ được khống chế bởi trường môi trường bão. Trên cơ sở đó, sơ đồ NC2011 xây dựng có các đặc điểm cơ bản như: Sử dụng dữ liệu dự báo toàn cầu làm là điều kiện ban đầu cho quá trình khởi tạo xoáy thông qua khoảng 60-80 vòng lặp với thời gian tích phân mỗi vòng lặp là 1 giờ. Sau mỗi vòng lặp, xoáy từ vòng lặp trước đó được tách ra và sử dụng làm xoáy ban đầu cho vòng lặp tiếp trong khi trường môi trường được giữ không đổi.

Để có được xoáy giả, các quá trình sau được áp dụng cho mỗi biến F ở đầu mỗi chu kỳ chạy:

$$F_{c+1,t_0,x,y,z}^V = F_{c,t_0,x,y,z}^V + f_{c,t_0,x,y,z}^V \text{ với } c = 1, \dots, N$$

Trong đó x, y, z là tọa độ không gian, F_c^V và F_{c+1}^V là các phần xoáy của biến F ở vòng lặp c và ở vòng lặp $c+1$ tại thời điểm ban đầu của mô hình t_0 ; f_c^V là sự khác biệt trong thành phần xoáy của biến F tại chu kỳ c giữa thời gian ban đầu và thời gian ban đầu cộng với dt . Trong trường hợp này dt là 60 phút. N là số vòng chạy lặp.

b) Phương pháp dịch chuyển xoáy (Vortex Relocation)

Trong những năm gần đây, kỹ thuật dịch chuyển xoáy đã được phát triển thành công và đưa vào ứng dụng trong mô hình dự báo toàn cầu (GFS) tại NCEP (Liu, 2000). Kỹ thuật dịch chuyển xoáy dựa vào phương pháp tách xoáy của Kurihara (Kurihara, 1995) trong ban đầu hóa xoáy của mô hình động lực. Thay vì tạo một xoáy giả thông qua quá trình spinup, phương pháp dịch chuyển xoáy tách xoáy trong mô hình dự báo và di chuyển đến vị trí quan trắc. Phương pháp này làm giảm đáng kể sai số gây ra bởi sự không đồng nhất giữa trường ban đầu với các quá trình động lực và vật lý của quá trình spinup. Kỹ thuật dịch chuyển xoáy cũng đã được áp dụng trong

Hệ thống dự báo tổ hợp toàn cầu (Global Ensemble Forecast System) và góp phần làm giảm sai số trong dự báo quỹ đạo bão.

Phương pháp dịch chuyển xoáy cũng được phát triển và ứng dụng trong Hệ thống dự báo phi thủy tĩnh tại Trung tâm dự báo thời tiết của Đài Loan (Liou, 2002). Phương pháp này cũng dựa vào phương pháp tách xoáy của Kurihana (1995), để đưa vào cấu trúc bão trong trường ban đầu, tác giả sử dụng phương pháp nội suy tối ưu 41 bộ số liệu xoáy giả định gần nhất với giá trị quan trắc của bão.

Mô hình WRF cho phép các nhà nghiên cứu ban đầu hóa bằng phương pháp cài xoáy giả (TC bogusing), phương pháp này sử dụng trường nền bằng cách nội suy từ mô hình toàn cầu (Davis và Low-Nam, 2001) bao gồm 2 bước:

- Bước 1: Loại bỏ hoàn lưu XTNĐ từ trường nền bằng cách loại bỏ thành phần xoáy, phân kỳ và xoáy địa chuyển trong phạm vi 300 km tính từ tâm xoáy.
- Bước 2: Cài xoáy giả Rankine đối xứng được tạo bằng cách sử dụng tốc độ gió quan trắc cực đại và profile gió chỉ định vào vị trí bão quan trắc.

Tóm lại, phương pháp ban đầu hóa xoáy của Kurihara (1993, 1995) có thể tạo ra xoáy ban đầu phù hợp với mô hình dự báo về khía cạnh động lực học. Tuy nhiên, phương pháp này chỉ tạo ra một xoáy đối xứng phù hợp về gió cực đại với xoáy quan trắc được và profile gió đưa vào theo kinh nghiệm.

Phương pháp dịch chuyển xoáy sử dụng trong luận án nhằm làm giảm sai số của vị trí XTNĐ trong trường ban đầu so với vị trí quan trắc và được thực hiện sau bước tiền xử lý WPS. Trường ban đầu và giá trị quan trắc sau đó được đồng hóa bởi WRFDA để tạo ra điều kiện ban đầu của mô hình. Bước đầu tiên của phương pháp dịch chuyển xoáy là tách xoáy khỏi dòng môi trường trong trường phỏng đoán ban đầu, bước này luận án sử dụng kỹ thuật tách xoáy của Kurihara (1995) và sử dụng thêm giá trị xoáy cực đại tại mực 850 hPa để xác định vị trí tâm của XTNĐ để loại bỏ những nhiễu động gần bề mặt (Hsiao, 2010), trong bước này, xoáy được tách ra khỏi trường ban đầu thông qua quá trình tính toán như sau:

a) Sử dụng bộ lọc thông thấp (LPF: Low Pass Filter) để tính của các trường cơ bản gió (u_L, v_L), nhiệt độ thế vị θ_L , tỉ số xáo trộn hơi nước γ_L , khí áp bề mặt p_{sL} từ trường phỏng đoán ban đầu u, v, θ, γ và p_s với điều kiện nhiễu động có bước sóng

nhỏ hơn 1200km trong phạm vi 4000 km quanh tâm XTNĐ. Sau đó, trường nhiễu động toàn phần được tính bằng hiệu số giữa trường cơ bản với trường phỏng đoán ban đầu.

b) Xác định phạm vi của hoàn lưu XTNĐ: Rìa ngoài cùng của hoàn lưu xoáy thuận được xác định khi gió tiếp tuyến tại mực 850 hPa thỏa mãn một trong hai điều kiện: $v < 6 \text{ m/s}$ và $\frac{\partial v}{\partial r} < 4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ hoặc $v < 3 \text{ m/s}$ với giới hạn bán kính lớn nhất là 800 km

c) Tính các nhiễu động phi xoáy thuận (non-TC perturbations) tại bề mặt: $u_{nt}, v_{nt}, \theta_{nt}, \gamma_{nt}, p_{snt}$ bằng phương pháp phân tích khách quan Barnes (Barnes 1994). Cuối cùng các đặc trưng của hoàn lưu xoáy $u_t, v_t, \theta_t, \gamma_t, p_{st}$ được tính bằng hiệu số giữa nhiễu động toàn phần với nhiễu động phi xoáy thuận.

Giá trị nhiễu động phi xoáy thuận tại nút lưới g trong miền tính được xác định bởi công thức:

$$x_g = \frac{\sum_{j=1,24} W_j y_j}{\sum_{k=1,24} W_k}$$

với y_j là nhiễu động chia theo 24 hướng của XTNĐ, $W = e^{-\left(\frac{r}{R_1}\right)^2}$ là hàm trọng số, r là khoảng cách giữa điểm j và nút lưới g, R_1 là bán kính ảnh hưởng được chọn bằng 300 km.

Xoáy sau khi tách ra được dịch chuyển đến vị trí quan trắc. Trường ban đầu tại vị trí mới của xoáy được tạo ra trong modul WRF-3DVAR, các biến dịch chuyển bao gồm gió (u_g, v_g), nhiệt độ thế vị θ_g , tỉ số xáo trộn hơi nước γ_g , khí áp bề mặt p_{sg} được tính theo công thức:

$$u_g = u - u_t + u_{td} = u + \tilde{u}$$

$$v_g = v - v_t + v_{td} = v + \tilde{v}$$

$$\theta_g = \theta - \theta_t + \theta_{td} = \theta + \tilde{\theta}$$

$$\gamma_g = \gamma - \gamma_t + \gamma_{td} = \gamma + \tilde{\gamma}$$

$$p_{sg} = p_s - p_{st} + p_{std} = p_s + \tilde{p}_s$$

Trong đó giá trị thay đổi do dịch chuyển xoáy là:

$$\tilde{u} = u_{td} - u_t$$

$$\tilde{v} = v_{td} - v_t$$

$$\tilde{\theta} = \theta_{td} - \theta_t$$

$$\tilde{\gamma} = \gamma_{td} - \gamma_t$$

$$\tilde{p}_s = p_{std} - p_{st}$$

2.2.2 Phương pháp Sy nốp

Để nghiên cứu ảnh hưởng của KKL đến bão, đầu tiên cần đưa ra chỉ tiêu nhằm xác định một cơn bão chịu ảnh hưởng của KKL. Có nhiều phương pháp để xây dựng chỉ tiêu được các tác giả trong và ngoài nước đưa ra như: sử dụng phương pháp phân tích thống kê Sy nốp, phương pháp sử dụng ảnh mây vệ tinh, phân tích trường áp và trường đường dòng. Tuy nhiên trong phạm vi giới hạn của luận án, NCS đã lựa chọn xây dựng chỉ tiêu bằng cách sử dụng phương pháp thống kê Sy nốp, phân tích trường áp và trường đường dòng. Dựa trên tập số liệu quan trắc bão trên khu vực Biển Đông và hoạt động của KKL từ tháng 9 đến tháng 12 giai đoạn nghiên cứu, kết hợp với việc phân tích trường áp và trường đường dòng chọn ra những cơn bão trên Biển Đông có thời gian hoạt động trùng hoặc gần trùng với thời gian hoạt động của KKL, sau đó kiểm tra lại bằng việc phân tích trường áp và trường đường dòng trên các mực mặt đất và 925mb, từ đó xác định được những cơn bão chịu ảnh hưởng của KKL.

Tiêu chí để lựa chọn một cơn bão có tương tác với KKL sử dụng trong luận án này nếu thỏa mãn hai tiêu chí: (1) cơn bão phải hoạt động trong giai đoạn hoạt động mạnh của gió mùa mùa đông (tháng 9 đến tháng 12); (2) trong thời gian cơn bão hoạt động, tồn tại ít nhất một lần tâm bão có khoảng cách tới đường đẳng áp mực biển 1020 hPa nhỏ hơn 300 km. Giá trị 300km được lựa chọn nhằm đảm bảo hoàn lưu xoáy bão có phần chung với vùng lưỡi lạnh của KKL. Thực tế cho thấy bán kính xoáy bão (xác định là bán kính đường đẳng áp khép kín ngoài cùng hoặc bán kính gió 15 m/s) thường giao động từ 400 km tới 600 km.

2.3 THIẾT KẾ THÍ NGHIỆM

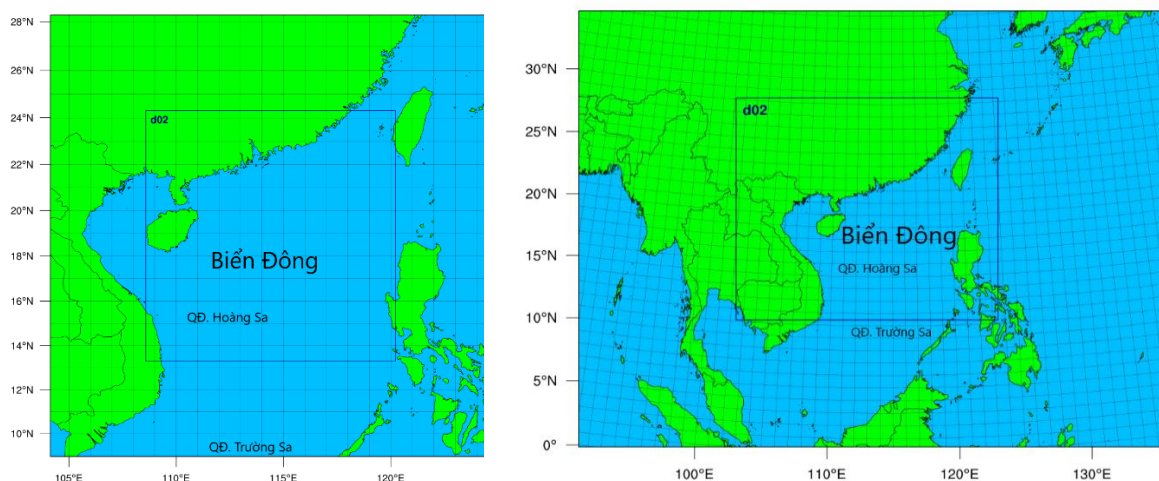
Sử dụng mô hình WRF với phương pháp cài xoáy như trên, luận án thiết kế thí nghiệm như sau:

Để nghiên cứu ảnh hưởng của gió mùa tới cấu trúc bão bằng mô hình số, điều kiện ban đầu, cấu trúc xoáy bão tại thời điểm ban đầu của mô hình là rất quan trọng.

Một điều kiện ban đầu với cường độ và vị trí bão không đúng với thực tế có thể dẫn tới những mô phỏng sai lệch về tương tác giữa bão và gió mùa, dẫn đến các thông tin mô phỏng về cấu trúc bão trong quá trình tích phân mô hình có thể sai lệch với thực tế. Do vậy việc cải thiện vị trí và cường độ bão trong điều kiện ban đầu qua ban đầu hóa xoáy là cần thiết để nghiên cứu, mô phỏng ảnh hưởng của KKL đến cấu trúc bão.

Các lựa chọn vật lý của mô hình tương tự như Nguyen and Chen (2011) bao gồm: Sơ đồ tham số vật lý mây (MP) WSM6; Sơ đồ tham số hóa đối lưu: Betts – Miller - Janjic (BMJ); Sơ đồ lớp bề mặt Monin-Obukhov; Sơ đồ lớp đất bề mặt Noah LSM; Sơ đồ bức xạ sóng dài Rapid Radiative Transfer Model (RRTM); Sơ đồ bức xạ sóng ngắn Duhia và sơ đồ Yonsei cho lớp biên hành tinh.

Miền tính được sử dụng để chạy ban đầu hóa xoáy và mô phỏng bao gồm 2 lưới lồng ghép nhau với độ phân giải lần lượt là 18km và 6km. Trong đó, kích thước miền tính sử dụng chạy ban đầu hóa lần lượt là 121x121, 205x205 điểm lưới. Miền tính chạy mô phỏng có kích thước lớn hơn, 301x221 và 385x337 điểm lưới, để có thể tính toán được ảnh hưởng của các hình thái thời tiết không chế khu vực (Hình 2.3). Cần chú ý rằng, trong phương pháp NC2011, vị trí các miền tính tại mỗi thời điểm mô phỏng được xác định tự động theo tâm bão.

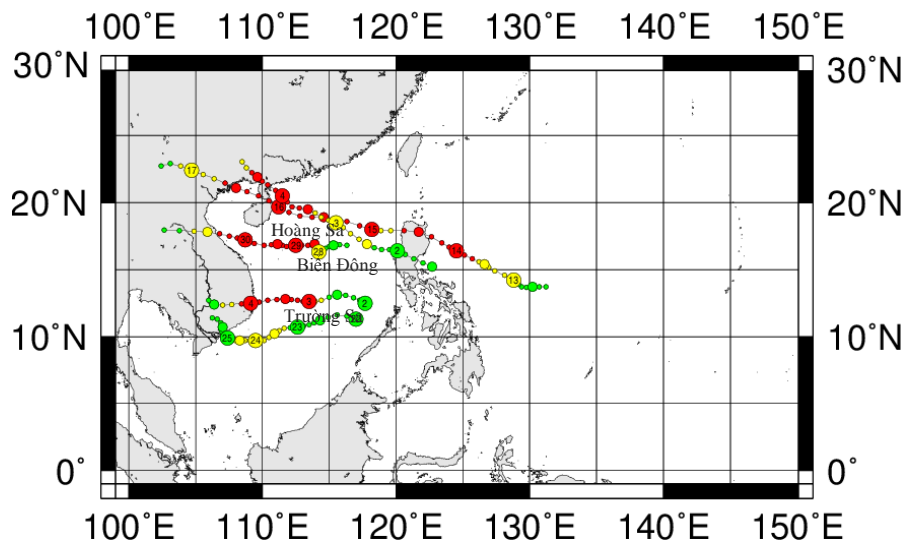


Hình 2.3: Miền tính sử dụng trong quá trình chạy ban đầu hóa xoáy (trái) và mô phỏng (phải).

Để đánh giá tác động của ban đầu hóa xoáy, luận án lựa chọn mô phỏng đối với các cơn bão đi qua kinh tuyến 120 độ của 5 mùa bão từ 2014 đến 2018 (Bảng 2.3). Tùy thuộc vào thời gian tồn tại, mỗi cơn bão sẽ có số lần mô phỏng khác nhau với thời gian

giữa các lần mô phỏng là 12 giờ, thời gian dự báo là 48 giờ. Các lựa chọn vật lý và ban đầu hóa xoáy bao gồm (Bảng 2.2): Mặc định (CTL), Cài xoáy giả (BG), Dịch chuyển xoáy (RL), Ban đầu hóa động lực (NC).

Để đánh giá tác động của địa hình đến cấu trúc của 05 cơn bão chịu tác động của KKL (Hình 2.4), luận án tiến hành thay đổi độ cao địa hình với các thí nghiệm được thiết kế như sau (Bảng 2.2): Giảm độ cao địa hình toàn miền tính về 2m (TER2m), giảm 50% độ cao địa hình (TER50), giảm 75% độ cao địa hình (TER75) và tăng 150% độ cao địa hình (TER150).



Hình 2.4: Quỹ đạo các cơn bão chịu tác động của KKL

Bảng 2.2: Danh mục các thí nghiệm

STT	Tên thí nghiệm	Tên viết tắt	Mô tả vật lý
01	Mặc định	CTL	Sơ đồ vi vật lý 6 lớp WSM6; Sơ đồ bức xạ sóng ngắn Dudhia; Sơ đồ bức xạ sóng dài RRTM; Sơ đồ tham số hóa đối lưu BMJ; Sơ đồ vật lý tại bề mặt Monin-Obukhov; Sơ đồ đất Noah LSM
02	Cài xoáy giả	BG	CTL+Bogus
03	Dịch chuyển xoáy	RL	CTL+Dịch chuyển tâm xoáy đến vị trí quan trắc

STT	Tên thí nghiệm	Tên viết tắt	Mô tả vật lý
04	Ban đầu hóa động lực	NC	CTL+NC2011
05	Giảm độ cao địa hình toàn miền tính về 2m	TER2m	Thay đổi độ cao địa hình của số liệu đầu vào
06	Giảm 50% độ cao địa hình	TER50	Thay đổi độ cao địa hình của số liệu đầu vào
07	Giảm 75% độ cao địa hình	TER75	Thay đổi độ cao địa hình của số liệu đầu vào
08	Tăng 150% độ cao địa hình	TER150	Thay đổi độ cao địa hình của số liệu đầu vào

Bảng 2.3: Danh sách các cơn bão thực hiện mô phỏng dự báo, với điều kiện ban đầu lấy tại 00UTC và 12UTC

STT	Tên cơn bão	Thời gian ban đầu hóa	Số lần mô phỏng dự báo
01	201409 - RAMMASUN	00z17072014; 12z17072014; 00z18072014;	12
02	201415 - KALMAEGI	00z14092014; 12z14092014; 00z15092014; 2z15092014;	16
03	201421 - SINLAKU	12z28112014; 0z29112014;	8
04	201422 – HAGUPIT	00z09122014; 12z09122014 00z10122014;	12
05	201508 - KUJIRA	12z21062015; 00z22062015; 12z22062015;	12
06	201522 - MUJIGAE	12z02102015; 00z03102015; 12z03102015; 00z04102015;	16
07	201608 - DIANMU	12z17082016; 00z18082016;	8
08	201621 - SARIKA	00z16102016; 12z16102016; 00z17102016; 12z17102016;	16
09	201704 - TALAS	00z16072017; 12z16072017;	8

STT	Tên cơn bão	Thời gian ban đầu hóa	Số lần mô phỏng dự báo
10	201708 - SONCA	12z24072017; 00z25072017;	8
11	201719 - DOKSURI	00z13092017; 12z13092017; 00z14092017;	12
12	201720 - KHANUN	12z13102017; 00z14102017; 12z14102017;	12
13	201723 - DAMREY	12z02112017; 00z03112017; 12z03112017; 00z04112017;	16
14	201809 - SONTINH	00z17072018; 12z17072018; 00z18072018;	12
15	201816 - BEBINCA	00z13082018; 12z13082018; 00z14082018; 12z14082018;	16
16	201321 - WUTIP	00z28092013; 12z28092013; 00z29092013; 12z29092013;	16
17	201822 - MANGKHUT	00z15092018; 12z15092018; 00z16092018; 12z16092018;	16
18	201829 - USAGI	12z22112018; 00z23112018; 12z23112018;	12
Tổng cộng			228

2.4 TIỂU KẾT CHƯƠNG II

Các công trình nghiên cứu trong và ngoài nước đã chỉ ra, sự hình thành và phát triển của bão thường diễn ra trên biển, nơi mà nguồn số liệu quan trắc vô cùng thưa thớt. Hơn nữa, điều kiện ban đầu của các mô hình khu vực được nội suy từ phân tích toàn cầu có độ phân giải tương đối thô, điều đó có thể dẫn đến sự khác biệt lớn về cường độ cũng như là đặc điểm vật lý giữa xoáy ban đầu trong mô hình khu vực và mô hình toàn cầu. Ngoài ra, xoáy ban đầu từ phân tích toàn cầu thường có cường độ quá yếu hoặc quá mạnh so với thực tế, đây là một trong những nguyên nhân dẫn đến những sai số trong quá trình khởi tạo để cải thiện chất lượng các bản tin dự báo quỹ đạo, cường độ bão thì cần thiết phải ban đầu hóa xoáy. Với mục đích cao chất

lượng trường ban đầu trong mô phỏng cấu trúc bão, luận án sử dụng các phương pháp ban đầu hóa xoáy hiện đang được nghiên cứu và áp dụng phổ biến trên thế giới bao gồm cái xoáy giả, dịch chuyển xoáy, ban đầu hóa xoáy động lực để đánh giá lựa chọn sơ đồ ban đầu hóa xoáy phù hợp nhất trong việc mô phỏng cấu trúc trường khí tượng của các cơn bão chịu tác động của gió mùa mùa đông khi gần bờ và đổ bộ.

Luận án cũng sử dụng phương pháp lý tưởng hóa (idealize) với việc thay đổi độ cao địa hình của miền tính trong mô hình WRF ở các cấp độ khác nhau để nghiên cứu tác động của độ cao địa hình đến cấu trúc các trường khí tượng trong bão. Kết quả mô phỏng cấu trúc bão của mô hình sau đó được đánh giá, phân tích, so sánh để thấy rõ được tác động của độ cao địa hình đến sự thay đổi theo thời gian và không gian của các trường khí tượng

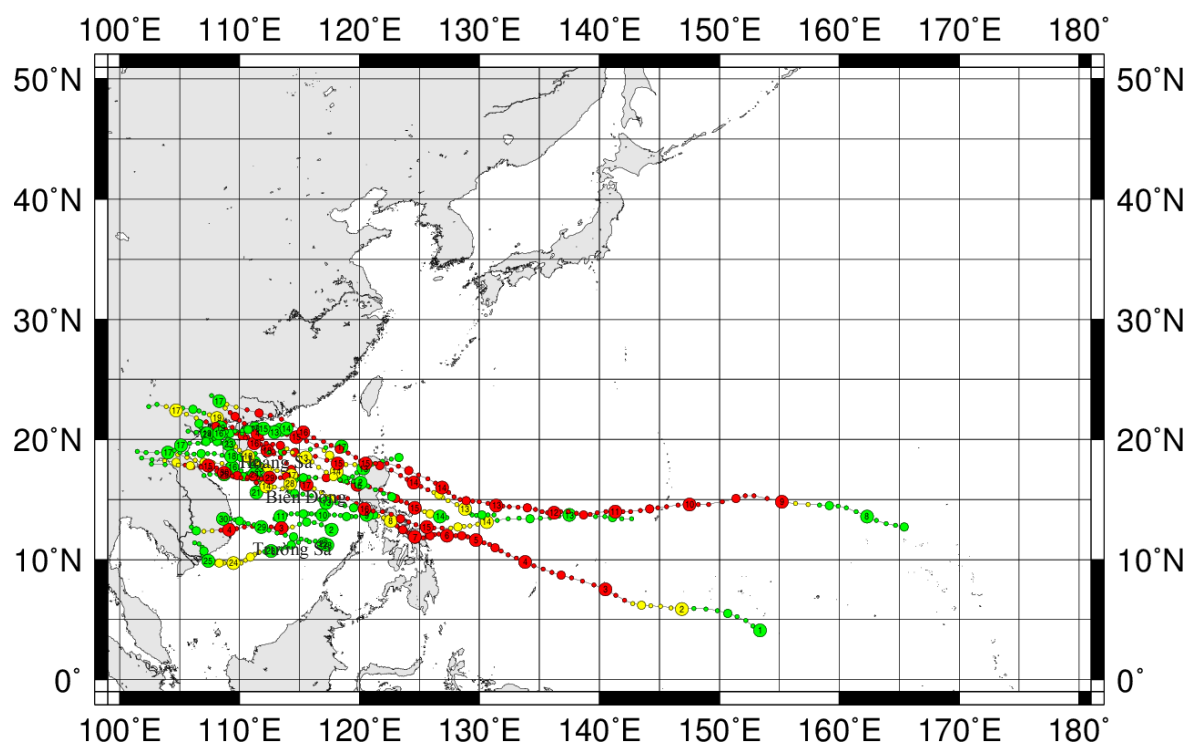
CHƯƠNG 3

KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH, KHÔNG KHÍ LẠNH ĐẾN CẤU TRÚC BÃO

3.1 NÂNG CAO CHẤT LƯỢNG TRƯỜNG BAN ĐẦU BẰNG PHƯƠNG PHÁP BAN ĐẦU HÓA XOÁY

3.1.1 Kết quả đánh giá sơ đồ ban đầu hóa xoáy trong mô hình WRF

Để có được bộ số liệu mô hình tốt phục vụ việc nghiên cứu cấu trúc bão, ảnh hưởng của địa hình, KKL tới cấu trúc bão, trường ban đầu của mô hình trước khi thực hiện tích phân tạo số liệu cho nghiên cứu phải tốt. Đối với mô hình mô phỏng và dự báo bão, do xoáy bão hình thành trên biển, nơi có số liệu quan trắc bề mặt, thám không thưa thớt, phương pháp ban đầu hóa xoáy thường được áp dụng để nâng cao chất lượng của xoáy bão trong điều kiện ban đầu của mô hình. Trong luận án này, để lựa chọn sơ đồ ban đầu hóa xoáy phù hợp nhất trong việc tạo số liệu mô hình, dự báo quỹ đạo, cường độ bão và đánh giá mức độ ảnh hưởng của KKL, địa hình đến cấu trúc của các cơn bão, luận án đã thực hiện 228 thí nghiệm đối với 18 cơn bão (Bảng 3.1) bao gồm 05 cơn bão có ảnh hưởng của gió mùa mùa đông và 13 cơn không chịu ảnh hưởng. Các cơn bão được lựa chọn đều có thời gian tồn tại trên 2 ngày, trong đó có 6 cơn hình thành ở phía Đông Phi-líp-pin và 12 cơn hình thành ở khu vực phía tây Phi-líp-pin và Biển Đông. Luận án cũng chỉ lựa chọn các cơn bão có hoàn lưu bão ảnh hưởng trực tiếp hoặc có quỹ đạo bão đổ bộ vào vùng duyên hải Việt Nam (Hình 3.1). Các thí nghiệm được chia thành 4 phương án, bao gồm: 1) dự báo mặc định (CTL), phương án này không sử dụng sơ đồ ban đầu hóa xoáy; 2) dự báo với sơ đồ cài xoáy giả (BG); 3) dự báo với sơ đồ dịch chuyển xoáy (RL); 4) dự báo với sơ đồ ban đầu hóa động lực (NC), như đã trình bày cụ thể trong Chương 2.



Hình 3.1: Quỹ đạo 18 cơn bão lựa chọn để khảo sát ban đầu hóa xoáy

Bảng 3.1: Sai số cường độ và khoảng cách trung bình của các cơn bão

STT	Tên cơn bão	Thí nghiệm	Sai số cường độ trung bình		Sai số khoảng cách trung bình (km)
			Pmin (mb)	Vmax (m/s)	
01	201409 - RAMMASUN	CTL	28.3	19.4	95.3
		BG	28.3	19.5	101.7
		RL	24.1	19.1	64.6
		NC	13.8	15.2	64.6
02	201415 - KALMAEGI	CTL	6.2	6.1	116.1
		BG	8.6	6.1	118.8
		RL	4.5	5.8	133.6
		NC	8.6	6.1	118.8
03	201421 - SINLAKU	CTL	10.3	6.7	95.3
		BG	8.6	4.4	80.4
		RL	6.6	6.4	97.2
		NC	5.7	5	82.1

STT	Tên cơn bão	Thí nghiệm	Sai số cường độ trung bình		Sai số khoảng cách trung bình (km)
			Pmin (mb)	Vmax (m/s)	
04	201422 - HAGUPIT	CTL	9.5	6.6	137.7
		BG	10.6	7.7	129.6
		RL	8.8	6.8	127.1
		NC	8.3	6.4	112.5
05	201508 - KUJIRA	CTL	4.1	3.4	119.9
		BG	5.4	4.1	153.0
		RL	4.8	4.3	126.9
		NC	3.8	3	104.9
06	201522 - MUJIGAE	CTL	12.7	8	83.8
		BG	31.3	26.1	69.4
		RL	17.4	8.4	73.5
		NC	17.3	8.2	71.2
07	201608 - DIANMU	CTL	13.1	5.4	227.6
		BG	12.5	5.3	151
		RL	11.1	4	269.8
		NC	11.2	5.4	138
08	201621 - SARIKA	CTL	15.9	5.6	61.0
		BG	11.4	6	66.0
		RL	13.9	6.9	55.3
		NC	11.6	5.4	41.5
09	201704 - TALAS	CTL	8.7	2.3	113.5
		BG	9.6	3.2	85.3
		RL	5.4	2.3	83.3
		NC	9.6	3.2	85.3
10	201708 - SONCA	CTL	4.7	5.2	134.1
		BG	4.7	5.2	134.1
		RL	5.2	6.1	113.9

STT	Tên cơn bão	Thí nghiệm	Sai số cường độ trung bình		Sai số khoảng cách trung bình (km)
			Pmin (mb)	Vmax (m/s)	
		NC	5	5.6	109.9
11	201719 - DOKSURI	CTL	7.1	6.5	98.7
		BG	7.1	6.5	98.7
		RL	9.8	7.5	85.9
		NC	9.1	7.6	96.8
12	201720 - KHANUN	CTL	9.8	8.9	111.3
		BG	8.8	8.2	97.2
		RL	8.9	7.7	101.5
		NC	10.3	9.1	84.9
13	201723 - DAMREY	CTL	3.6	5.2	94.8
		BG	3.8	4.8	95
		RL	2.8	6.6	44.6
		NC	2.8	6	43.2
14	201809 - SONTINH	CTL	5.0	5.5	436.1
		BG	5.0	5.5	436.1
		RL	4.7	4.6	314.4
		NC	3.3	3.9	340.8
15	201816 - BEBINCA	CTL	2.8	4.5	140.7
		BG	3.0	4.2	127.9
		RL	3.4	5.2	215.4
		NC	4.2	5.6	192.6
16	201321 - WUTIP	CTL	18.9	13.9	132.2
		BG	18.3	13.8	102.5
		RL	22.2	13.5	100.4
		NC	13.1	10.7	103.8
17	201822 - MANGKHUT	CTL	6.0	8.2	129.9
		BG	8.9	7.4	159.5

STT	Tên cơn bão	Thí nghiệm	Sai số cường độ trung bình		Sai số khoảng cách trung bình (km)
			Pmin (mb)	Vmax (m/s)	
		RL	6.7	6.0	104.2
		NC	6.7	8.9	119.5
18	201829 - USAGI	CTL	11.9	12.2	122.6
		BG	10.7	11.0	112.3
		RL	8.3	8.9	120.5
		NC	8.2	7.1	112

Bảng 3.2: Sai số cường độ và khoảng cách trung bình của 228 thí nghiệm

Loại thí nghiệm	Sai số Pmin (mb)	Sai số Vmax (m/s)	Sai số khoảng cách trung bình
CTL	9.5	6.6	137.7
BG	10.6	7.7	129.6
RL	8.8	6.8	127.1
NC	8.3	6.4	112.5

So sánh sai số cường độ và khoảng cách trung bình giữa các thí nghiệm trong Bảng 3.1 và 3.2 có thể thấy với hầu hết các cơn bão, sơ đồ ban đầu hóa xoáy động lực NC cho kết quả sai số dự báo nhỏ nhất cả về cường độ và khoảng cách. Sai số khoảng cách trung bình và cường độ của sơ đồ NC giảm lần lượt khoảng 18.3%, 3% (Vmax) và 12.6% (Pmin), so với trường hợp mặc định (CTL), trong khi đó sơ đồ dịch chuyển xoáy RL và cài xoáy giả BG có kết quả sai số lớn hơn. Điều đó có nghĩa là sơ đồ ban đầu hóa xoáy động lực NC giúp làm tăng độ chính xác trong việc dự báo cường độ và quỹ đạo bão của mô hình WRF.

3.1.2 Khảo sát vai trò ban đầu hóa xoáy qua một số trường hợp điển hình

a) Vai trò của ban đầu hóa xoáy động lực đối với bão Damrey

Để đánh giá vai trò của ban đầu hóa xoáy đối với việc dự báo cường độ bão, luận án đã ứng dụng phương pháp ban đầu hóa xoáy động lực NC2011 với cơn bão Damrey (2017) trong hai trường hợp có ban đầu hóa xoáy và trường hợp mặc định

(không ban đầu hóa) dự báo bão cho thời điểm 00Z ngày 03/11/2017 khi bão tiến gần bờ và mạnh lên trước khi đổ bộ.

Bảng 3.3 mô tả sai số trường ban đầu tại các vòng lặp khác nhau đối với khí áp mực biển cực tiểu tại tâm bão P_{min} (hPa) và tốc độ gió cực đại gần tâm bão V_{max} (m/s) ở vòng lặp từ 55 tới 65. Kết quả vòng lặp thứ 61 là vòng lặp đầu tiên có V_{max} và P_{min} trùng với số liệu quan trắc với trị số khí áp cực tiểu tại tâm bão tương ứng là 970 hPa và 36 m/s. Vòng lặp 61 được lựa chọn làm điều kiện ban đầu cho mô hình dự báo.

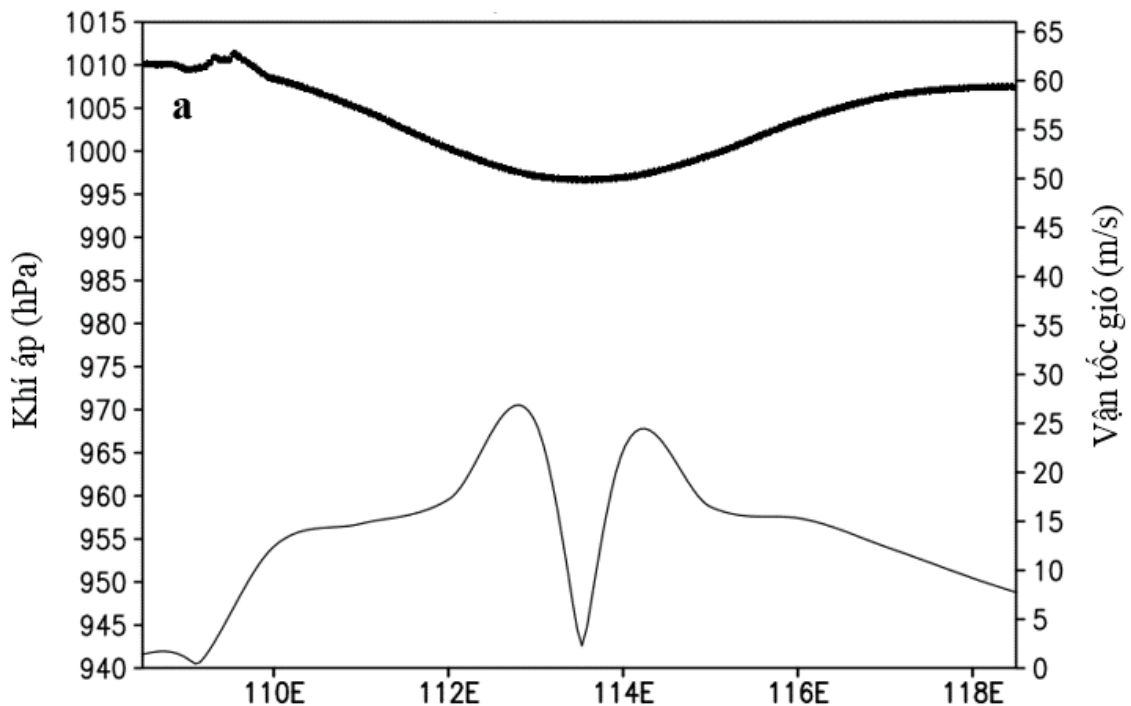
Bảng 3.3: Sai số từng vòng lặp tại trường ban đầu

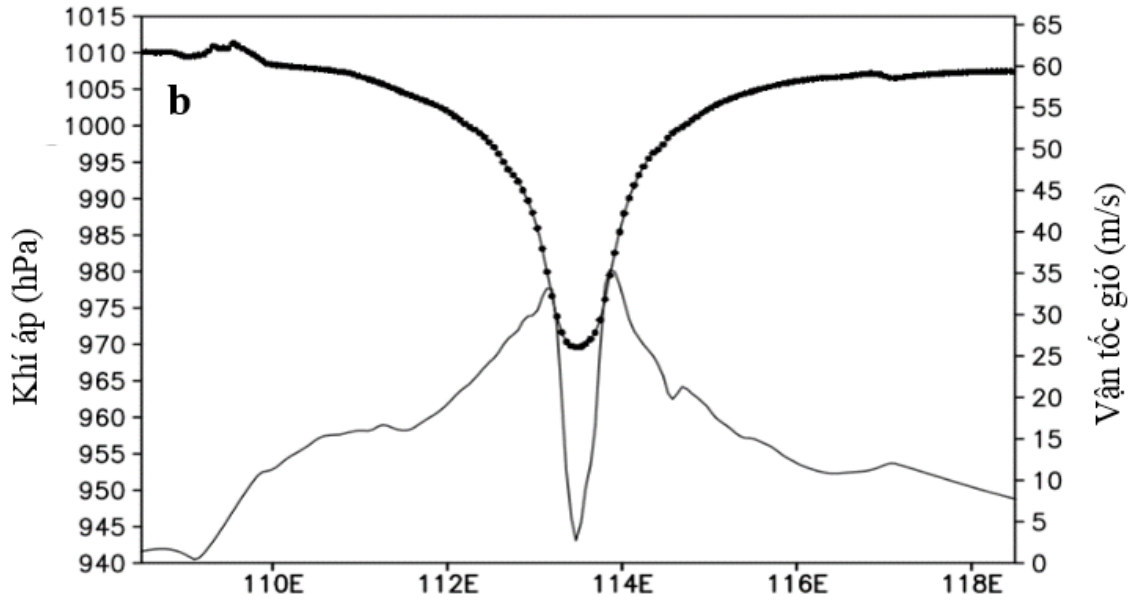
Vòng lặp	ID	V_{max}	P_{min}	Delta V_{max}	Delta P_{min}
55	41512	36	971	0	1
56	41518	36	971	0	1
57	41523	35	971	1	1
58	41529	35	971	1	1
59	41534	36	970	0	0
60	41539	37	970	1	0
61	41545	36	970	0	0
62	41550	36	970	0	0
63	41555	38	969	2	1
64	41601	38	969	2	1
65	41606	36	969	0	1

Mặt cắt dọc vĩ tuyến qua tâm bão trên Hình 3.2 cho thấy sau khi ban đầu hóa xoáy trường khí áp mực biển cực tiểu và tốc độ gió cực đại đã được điều chỉnh từ giá trị phân tích 995 hPa và 26 m/s về giá trị quan trắc tương ứng là 970 hPa và 36 m/s.

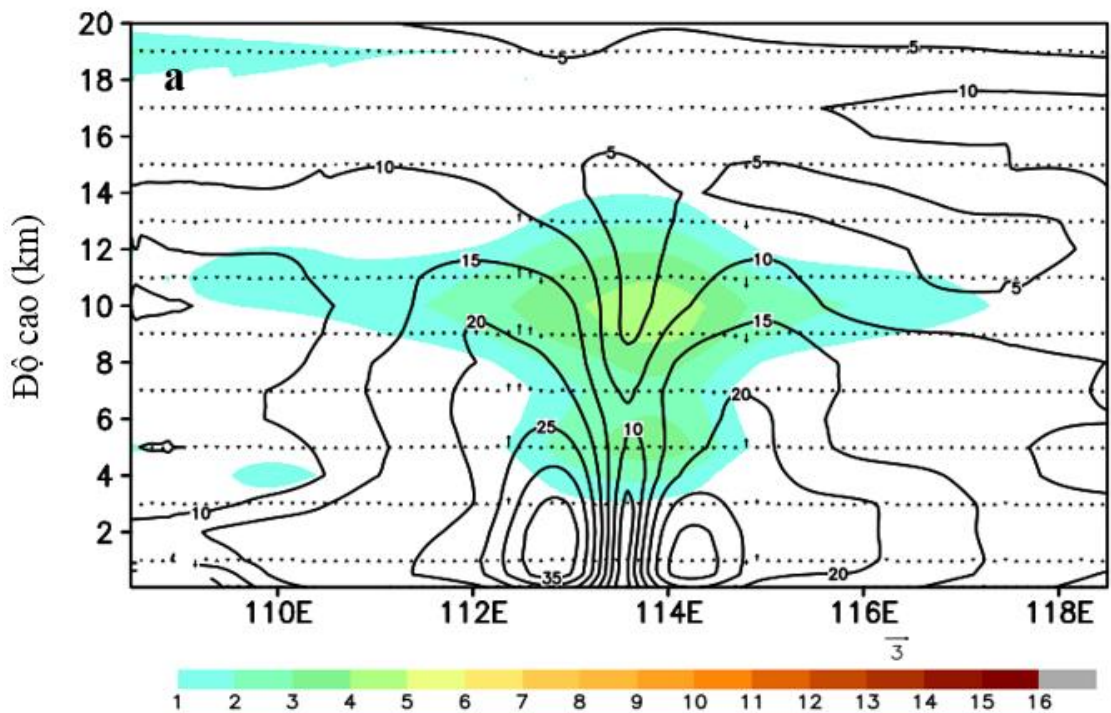
Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão của trường tốc độ gió (m/s) và dị thường nhiệt độ (K) bão Damrey cho hai trường hợp không có ban đầu hóa xoáy (Hình 3.2a) và có ban đầu hóa xoáy (Hình 3.2b) cho thấy dị thường nhiệt độ trong trường phân tích đạt cực đại khoảng 4-5 K tại độ cao khoảng 10 km (Hình 3.3a). Sau khi ban đầu hóa xoáy, dị thường nhiệt độ vẫn đạt cực đại ở độ cao khoảng 10 km nhưng giá trị tăng lên tới 10-12 K. Sự tăng lên của dị thường nhiệt độ này phù hợp với cường độ bão tăng lên gần với giá trị cường độ quan trắc. Trên thực tế, bão càng mạnh thì khí áp cực tiểu tại tâm càng giảm và dị thường nhiệt độ mực cao vùng tâm bão càng tăng.

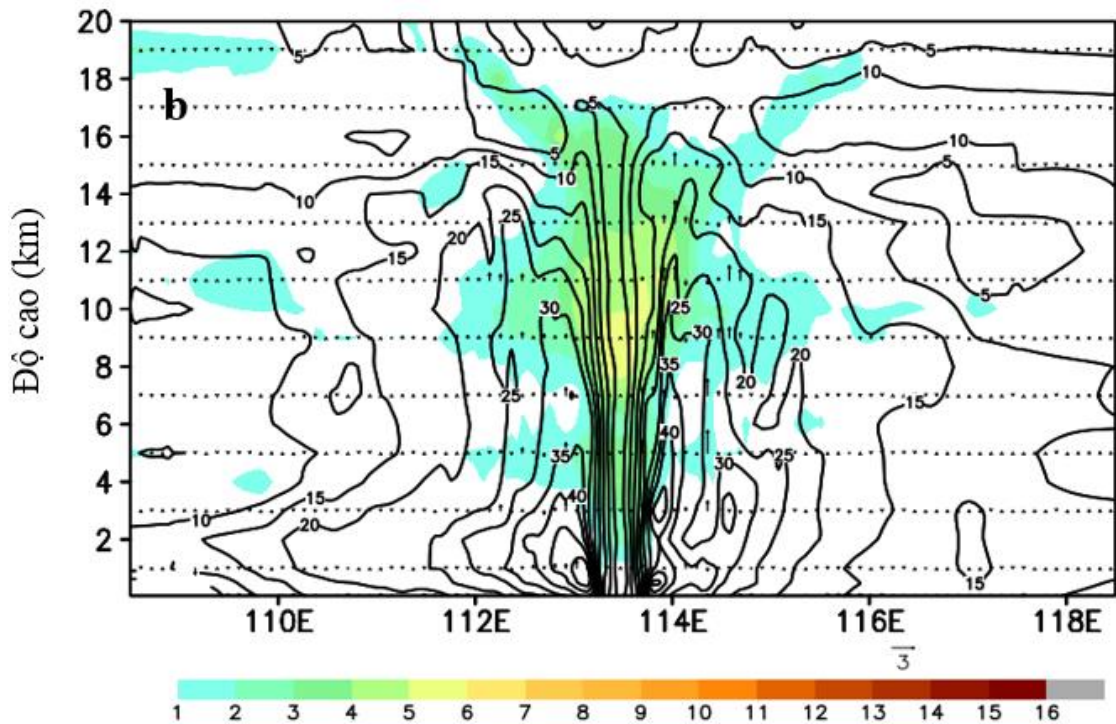
Hình 3.2 cũng cho thấy sau khi ban đầu hóa xoáy, ngoài cường độ gió cực đại gần với thực tế hơn thì phân bố cường độ gió vùng gần tâm bão cũng phù hợp hơn. Trong khi bán kính gió cực đại trên trường phân tích tới khoảng 100km (Hình 3.2a), bán kính này trên trường ban đầu hóa xoáy khoảng 30-50 km. Vào thời điểm bão đang ở cường độ mạnh, độ lớn bán kính gió cực đại sau khi ban đầu hóa xoáy là phù hợp với thực tế hơn. Bán kính mắt bão thực tế trong trường hợp này cũng khoảng 30-50 km (Hình 3.4b).



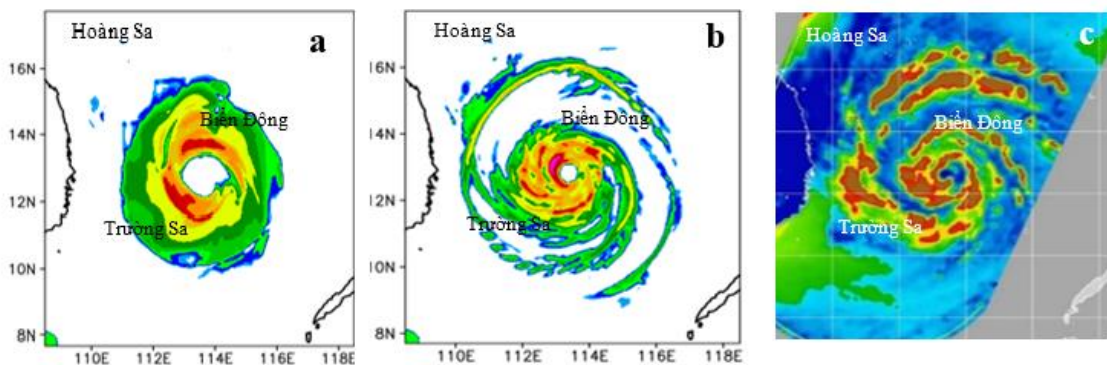


Hình 3.2: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão của trường gió mực 10m (m/s) và khí áp mực mặt biển (hPa) bão Damrey cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy.





Hình 3.3: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão trường tốc độ gió (m/s) và dị thường nhiệt độ (K) bão Damrey cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy.



Hình 3.4: Độ phản hồi vô tuyến tại thời điểm ban đầu 00Z ngày 03/11/2017 trường hợp (a) không ban đầu hóa xoáy, (b) có ban đầu hóa xoáy và (c) ảnh mây vệ tinh kênh 89H.

Độ phản hồi vô tuyến của bão tại thời điểm ban đầu cho hai trường hợp trước và sau ban đầu hóa xoáy (Hình 3.4) cho thấy, trước khi ban đầu hóa xoáy, độ phản hồi vô tuyến được mô phỏng (Hình 3.4a) không phù hợp với quan trắc vệ tinh, ngược lại, sau ban đầu hóa xoáy (Hình 3.4b) hình dạng của bão khá tương đồng với ảnh mây vệ tinh (Hình 3.4c), đặc biệt ở vùng gần tâm bão. Khu vực phía tây mắt bão có độ phản hồi tương đối cao, đạt từ 45-50dbz, trùng với hình ảnh quan trắc vệ tinh.

Ngoài ra, các dải mây xung quanh mắt bão có độ phản hồi nhỏ hơn, đạt từ 25-35 dbz cũng được mô phỏng khá gần với thực tế.

Đối với quỹ đạo bão Damrey, dự báo nghiệp vụ ở Việt Nam và các trung tâm lớn trên thế giới đều cho kết quả dự báo khá tốt. Tuy nhiên, về cường độ thì lại khác, vì Damrey là cơn bão có cường độ mạnh lên khi tiến gần vào bờ. Trong luận án này, vì vậy cũng chỉ tập trung vào nghiên cứu khả năng dự báo cường độ bão Damrey. Bảng 3.4 và Hình 3.5a cho thấy kết quả sai số khí áp cực tiểu tại tâm bão hạn tới 24 giờ tại thời điểm ban đầu lúc 00Z ngày 03/11/2017. Có thể nhận thấy sai số của mô hình khi sử dụng chương trình ban đầu hóa xoáy hầu như đều nhỏ hơn so với trường hợp mặc định ở hầu hết các hạn dự báo. Đặc biệt tại thời điểm ban đầu và hạn dự báo 18 giờ, sai số chỉ 1hPa.

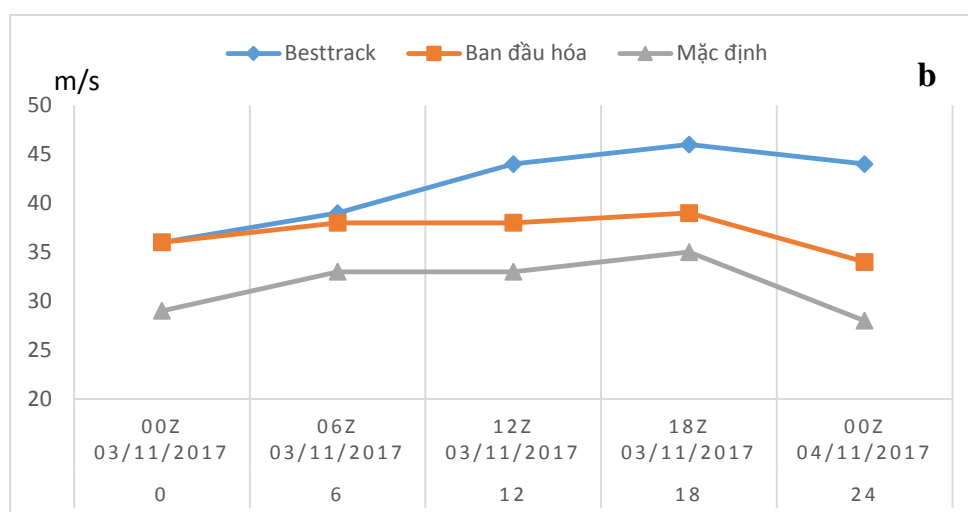
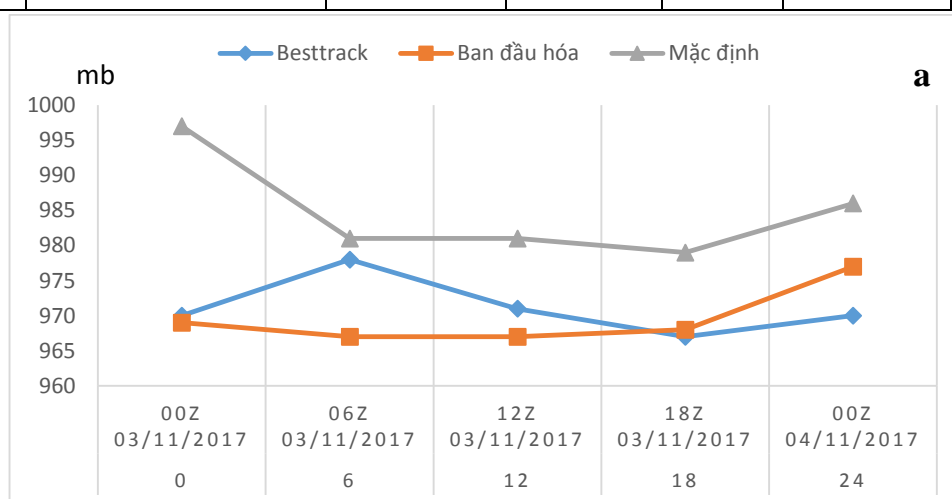
Sai số tốc độ gió cực đại gần tâm bão hạn tới 24 giờ tại thời điểm ban đầu lúc 00Z ngày 03/11/2017 được tính toán và thể hiện trong Bảng 3.5 và Hình 3.6b. Qua bảng số liệu cũng như biểu đồ, ta có thể thấy sai số của mô hình với kỹ thuật ban đầu hóa xoáy luôn cho kết quả nhỏ hơn so với trường hợp không có ban đầu hóa, hơn nữa tại các hạn dự báo sai số luôn nhỏ hơn 10 m/s. Đặc biệt tại thời điểm ban đầu và hạn dự báo 6 giờ sai số là 0 m/s và 1 m/s (Bảng 3.5).

Bảng 3.4: Sai số khí áp cực tiểu tại tâm (hPa)

Hạn dự báo	Thời gian dự báo	Besttrack	Ban đầu hóa	Mặc định	Sai số (Ban đầu hóa)	Sai số (Mặc định)
0	00Z 03/11/2017	970	969	997	-1	27
6	06Z 03/11/2017	978	967	981	-11	3
12	12Z 03/11/2017	971	967	981	-4	10
18	18Z 03/11/2017	967	968	979	1	12
24	00Z 04/11/2017	970	977	986	7	16

Bảng 3.5: Sai số tốc độ gió cực đại gần tâm bão (m/s)

Hạn dự báo	Thời gian dự báo	Besttrack	Ban đầu hóa	Mặc định	Sai số (Ban đầu hóa)	Sai số (Mặc định)
0	00Z 03/11/2017	36	36	29	0	-7
6	06Z 03/11/2017	39	38	33	-1	-6
12	12Z 03/11/2017	44	38	33	-6	-11
18	18Z 03/11/2017	46	39	35	-7	-11
24	00Z 04/11/2017	44	34	28	-10	-16



Hình 3.5: Biến trình áp cực tiểu (hPa) tại tâm (a) và tốc độ gió cực đại (m/s) gần tâm (b) hạn dự báo tới 24 giờ thời điểm dự báo là 00Z ngày 03/11/2017.

Phương pháp ban đầu hóa xoáy đã cải thiện đáng kể chất lượng dự báo cường độ bão, sai số tại các hạn dự báo hầu hết đều nhỏ hơn so với không ban đầu hóa xoáy.

Đối với trường áp, sai số tại thời điểm ban đầu và tại hạn dự báo 18 giờ chỉ khoảng 1 hPa. Với trường tốc độ gió cực đại, thời điểm ban đầu sai số bằng 0 m/s, trong 6 giờ tiếp theo là 1 m/s, tại các hạn dự báo còn lại sai số đều không quá 10m/s. Kỹ thuật ban đầu hóa xoáy đã nắm bắt được sự duy trì cường độ của bão giai đoạn 24 h cho tới khi đổ bộ vào đất liền, một lần nữa cho thấy những cải thiện đáng kể của ban đầu hóa xoáy trong dự báo cường độ bão so với trường hợp mặc định.

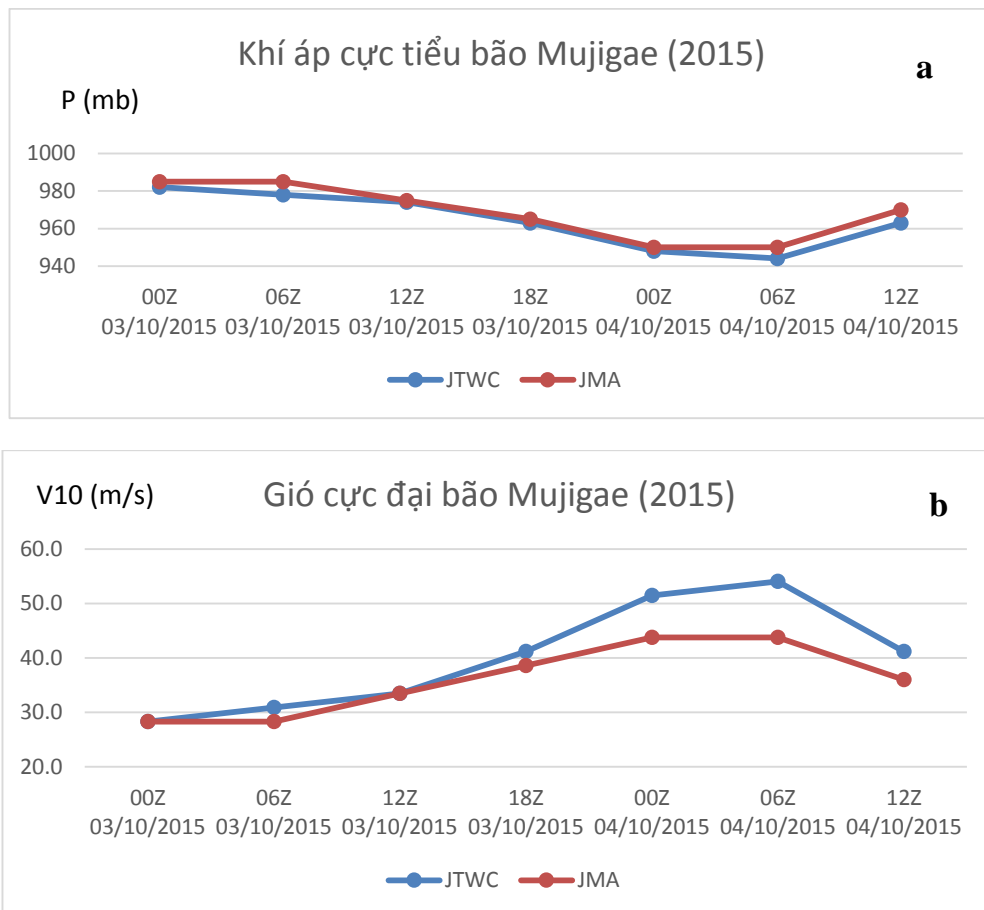
b) Vai trò của ban đầu hóa xoáy động lực đối với bão Mujigae

Trong phần này sẽ trình bày kết quả mô phỏng hạn 24 giờ bão Mujigae (2015) với thời điểm ban đầu lúc 06Z ngày 03/10/2015. Đây là thời điểm 24 giờ trước khi bão đổ bộ vào đất liền khu vực bán đảo Nam Trung Quốc. Hai thí nghiệm được thực hiện bao gồm: (1) điều kiện ban đầu được lấy thuận tủy từ phân tích toàn cầu FNL của NCEP (CTRL); và (2) điều kiện ban đầu được cập nhật với sơ đồ ban đầu hóa xoáy NC2011 (Bogus).

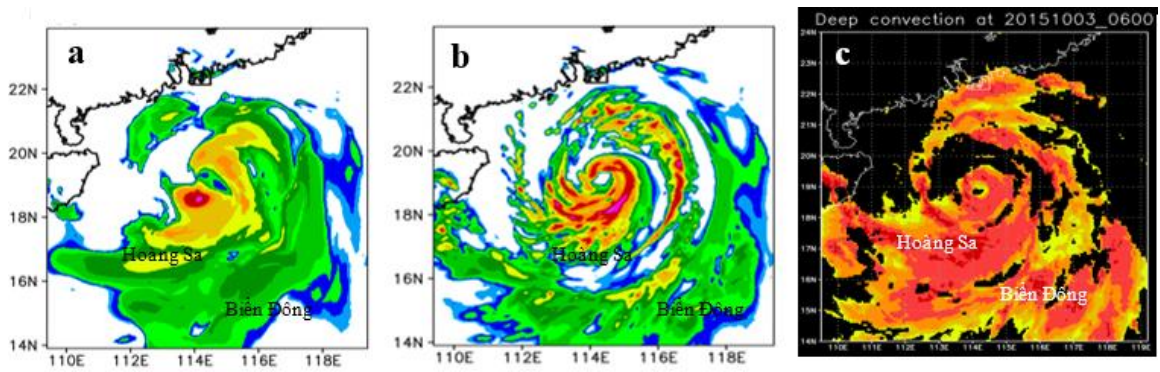
Trong giả thiết xây dựng sơ đồ ban đầu hóa xoáy động lực của NC2011 của Nguyễn Văn Hiệp và Yi-Leng Chen (2011), một giả thiết mặc định là giá trị quan trắc vị trí và cường độ bão có chất lượng tốt. Trên cơ sở đó khi mô hình khởi tạo (spin-up), sau một số vòng lặp nhất định, cường độ xoáy bão mô hình sẽ tiến tới cường độ xoáy bão quan trắc, các biến trong mô hình cũng đạt trạng thái tựa cân bằng giữa các quá trình quy mô vừa trong xoáy bão với trường môi trường quy mô lớn. Do vậy, trước khi áp dụng sơ đồ NC2011, chất lượng cường độ xoáy bão quan trắc cần được xem xét. Hình 3.6 cho thấy sự sai khác lớn nhất trong số liệu besttrack đối với khí áp cực tiểu tại tâm bão Mujigae giữa hai trung tâm JMA và JTWC khoảng 5-8 hPa. Sai khác lớn nhất tại các thời điểm bão đang phát triển (trước 06Z ngày 03/10) và khi bão ở sát bờ và đổ bộ (sau 00Z ngày 4/10/2015) (Hình 3.6a). Sai khác với gió cực đại từ sau 00Z ngày 4/10/2015 là lớn. Sai khác lớn nhất vào 06Z ngày 4/10/2015 với giá trị tới 11 m/s (Hình 3.6b). Độ lớn của sai khác này lớn hơn sai số trung bình dự báo cường độ hạn 24h của nhiều trung tâm lớn trên thế giới. Đây là một ví dụ điển hình về chất lượng số liệu quan trắc cường độ bão khi được xác định chủ yếu qua các công thức thực nghiệm từ các trường quan trắc vệ tinh. Ngoài một số cơn bão có số liệu thám sát máy bay, số liệu besttrack ước lượng từ số liệu vệ tinh hiện nay là nguồn số liệu chính sử dụng trong đánh giá chất lượng dự báo cường độ bão. Khi sử dụng số liệu này để hiệu chỉnh mô hình và đánh giá chất lượng dự báo, nếu chất lượng số

liệu kiểm chứng không tốt sẽ dễ dẫn tới mất phương hướng trong nghiên cứu và dự báo cường độ bão. Mức độ chưa chắc chắn cao trong số liệu quan trắc cường độ bão có thể là một trong những nguyên nhân quan trọng làm chất lượng dự báo cường độ bão của cộng đồng khí tượng thế giới không có những biến chuyển đáng kể trong mấy chục năm gần đây.

Trong trường hợp nghiên cứu này, do số liệu quan trắc cường độ bão Mujigae có mức độ chưa chắc chắn cao, khi áp dụng phương pháp đầu hóa xoáy động lực của NC2011 của Nguyễn Văn Hiệp và Yi-Leng Chen, luận án không sử dụng tiêu chí nguyên gốc là so sánh sai khác cường độ để dừng quá trình khởi tạo. Thay vào đó, quá trình khởi tạo được dừng khi cấu trúc mây trong bão, cụ thể là cấu trúc trường độ phản hồi radar có mức độ tương tự tương đối với cấu trúc mây đối lưu sâu trên ảnh mây vệ tinh Himawari 8.



Hình 3.6: Biến trình (a) khí áp cực tiểu (hPa) và (b) tốc độ gió cực đại (m/s) bão Mujigae (2015) từ nguồn JTWC (màu xanh) và JMA (màu đỏ).



Hình 3.7: Độ phản hồi vô tuyến tại thời điểm ban đầu 06Z ngày 03/10/2015 trường hợp (a) không ban đầu hóa xoáy, (b) có ban đầu hóa xoáy và (c) vùng đối lưu sâu xác định từ kênh thị phổ của vệ tinh Himawari 8 cùng thời điểm.

Độ phản hồi vô tuyến của bão tại thời điểm ban đầu cho hai trường hợp trước và sau ban đầu hóa xoáy (Hình 3.7) cho thấy khi không ban đầu hóa xoáy, phản hồi vô tuyến mô phỏng (Hình 3.7a) không phù hợp với quan trắc vệ tinh. Sau ban đầu hóa xoáy (Hình 3.7b) hình dạng của bão khá tương đồng với ảnh mây vệ tinh (Hình 3.7c), đặc biệt vùng gần tâm bão. Cấu trúc phi đối xứng của bão thể hiện rõ trên số liệu vệ tinh và mô phỏng mô hình sau khi ban đầu hóa xoáy, với hai khu vực mây đối lưu sâu phát triển mạnh là phía nam và phía đông bắc mắt bão. Khu vực này có độ phản hồi tương đối cao, đạt từ 45-50dbz (Hình 3.7b), trùng với vùng có mây đối lưu sâu trên ảnh mây vệ tinh (Hình 3.7c).

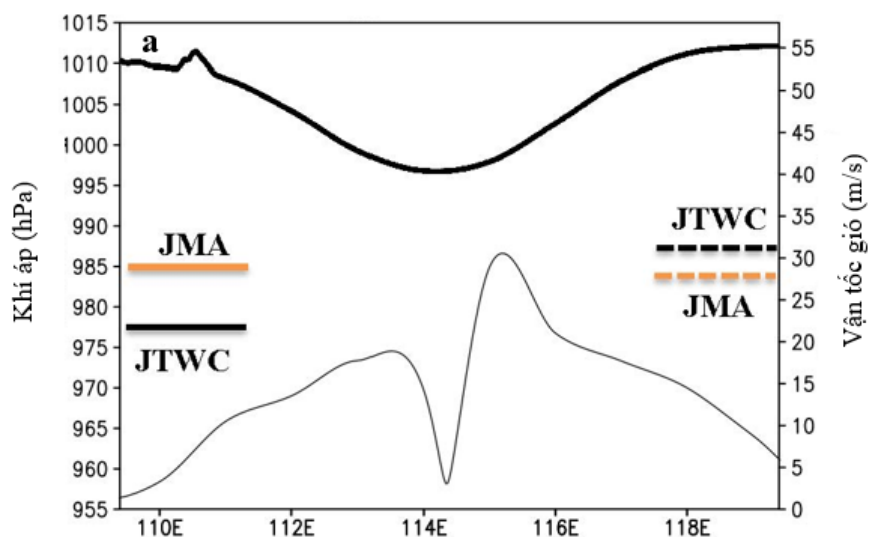
Mặt cắt dọc vĩ tuyến qua tâm bão trên Hình 3.8 cho thấy gió cực đại trên trường phân tích (chưa có ban đầu hóa xoáy) là 31 m/s, tương đương với giá trị JTWC nhưng lớn hơn giá trị của JMA. Khí áp cực tiểu phân tích chỉ đạt 995 hPa, cao hơn nhiều so với giá trị của JMA là 985 hPa và JTWC là 978 hPa (Hình 3.8a). Sau khi ban đầu hóa xoáy trường khí áp mực biển cực tiểu được khơi sâu và tốc độ gió cực đại được tăng cường. Khi mô hình tái tạo được cấu trúc mây phù hợp quan trắc vệ tinh, giá trị khí áp cực tiểu đạt 972 hPa, gió cực đại đạt 36 m/s (Hình 3.8b).

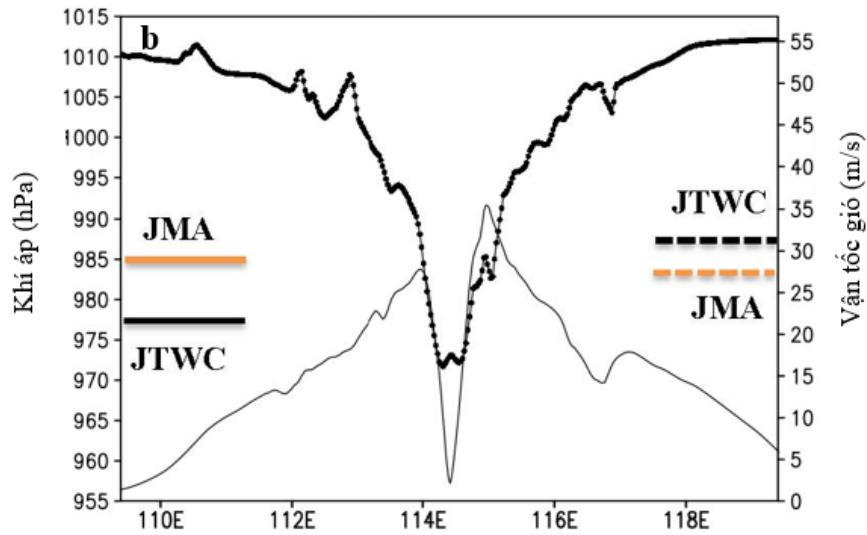
Để tiếp tục phân tích sự khác biệt giữa trường ban đầu trước và sau khi ban đầu hóa xoáy, mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão đối với trường tốc độ gió (m/s) và dị thường nhiệt độ (K) cho hai trường hợp không có ban đầu hóa xoáy và có ban đầu hóa xoáy được đưa ra trên Hình 3.9. Kết quả cho thấy dị thường nhiệt độ trong trường phân tích đạt cực đại khoảng 6-8 K tại độ cao khoảng 8 km (Hình 3.9a). Sau khi ban

đầu hóa xoáy, dị thường nhiệt độ đạt cực đại ở độ cao khoảng 10 km và giá trị tăng lên tới 8-10 K. Sự tăng lên của dị thường nhiệt độ này phù hợp với sự mạnh lên của cường độ bão gần với cường độ quan trắc. Trên thực tế bão càng mạnh thì khí áp cực tiểu tại tâm bão càng giảm và dị thường nhiệt độ mực cao vùng tâm bão càng tăng.

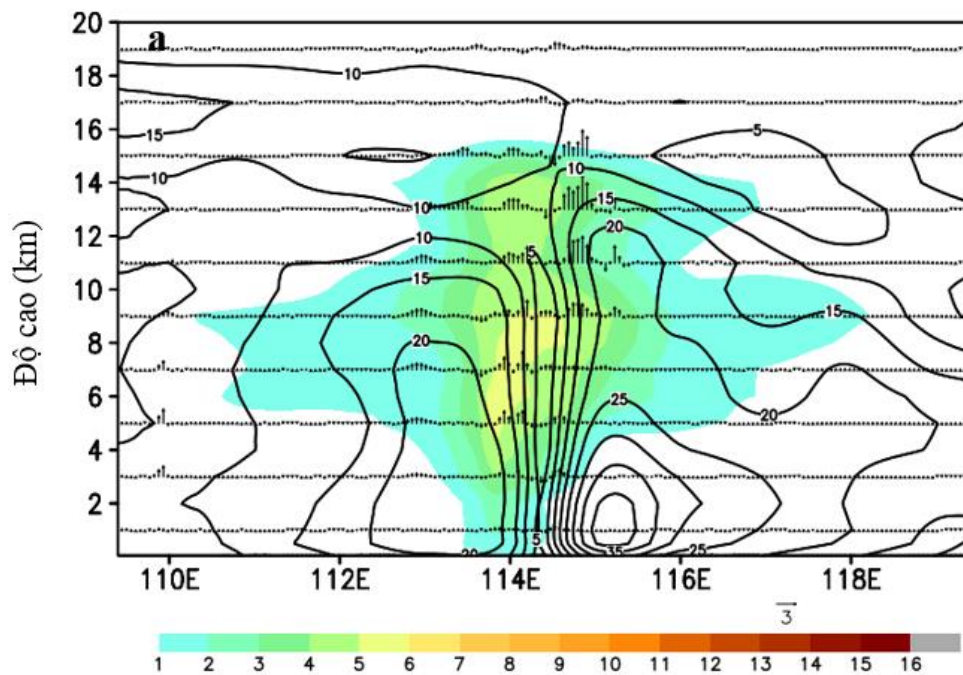
Hình 3.9 cũng cho thấy sau khi ban đầu hóa xoáy, phân bố cường độ gió vùng gần tâm bão cũng phù hợp hơn, bán kính gió cực đại trên trường phân tích đạt khoảng 100 km (Hình 3.8a), bán kính này trên trường ban đầu hóa xoáy khoảng 50 km (Hình 3.8b). Như vậy độ lớn bán kính gió cực đại sau khi ban đầu hóa xoáy phù hợp với thực tế hơn. Bán kính mắt bão thực tế ước lượng từ ảnh mây vệ tinh (Hình 3.7c) trong trường hợp này cũng khoảng 50 km.

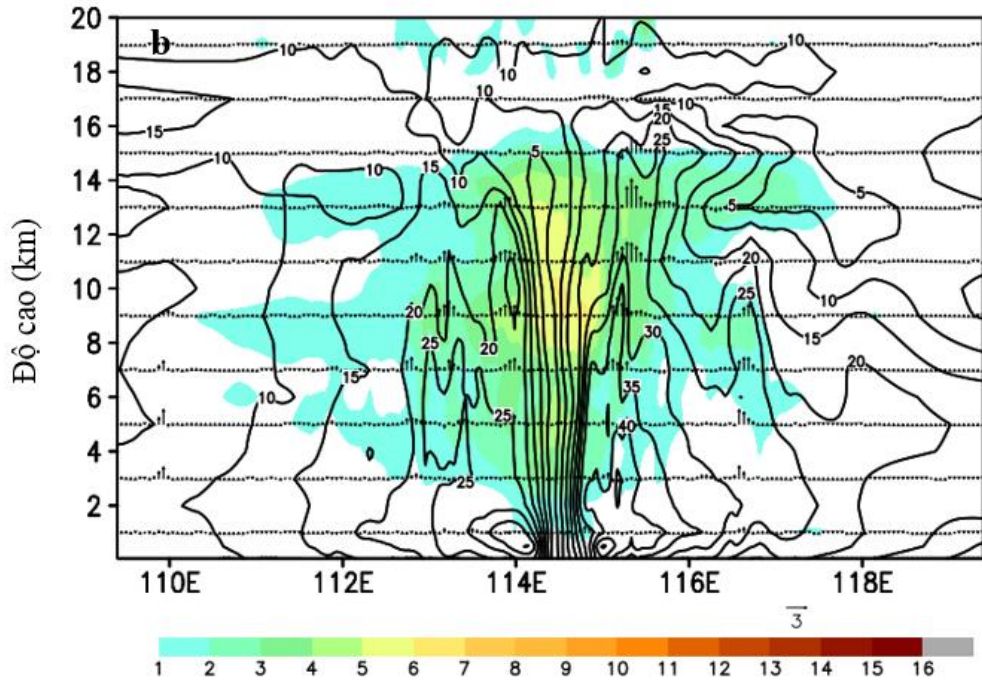
Với trường hợp bão Mujigae, không có sự khác biệt lớn đối với số liệu quan trắc quỹ đạo. Về chất lượng mô phỏng quỹ đạo, cả hai trường hợp có và không có ban đầu hóa xoáy đều cho kết quả mô phỏng khá tốt quỹ đạo bão. Mặc dù vậy, ngoại trừ thời điểm mô phỏng 24h, ban đầu hóa xoáy cho kết quả dự báo quỹ đạo kém hơn trường hợp không ban đầu hóa xoáy, còn lại, sai số quỹ đạo của tất cả các hạn mô phỏng đều nhỏ hơn 50 km, tốt hơn so với không ban đầu hóa xoáy. Với cấu trúc mây phù hợp với ảnh mây vệ tinh, vị trí mô phỏng gần như không sai khác với quan trắc, sản phẩm mô phỏng của mô hình có thể sử dụng để nghiên cứu sự biến đổi cấu trúc ba chiều của bão khi gần bờ và đổ bộ.



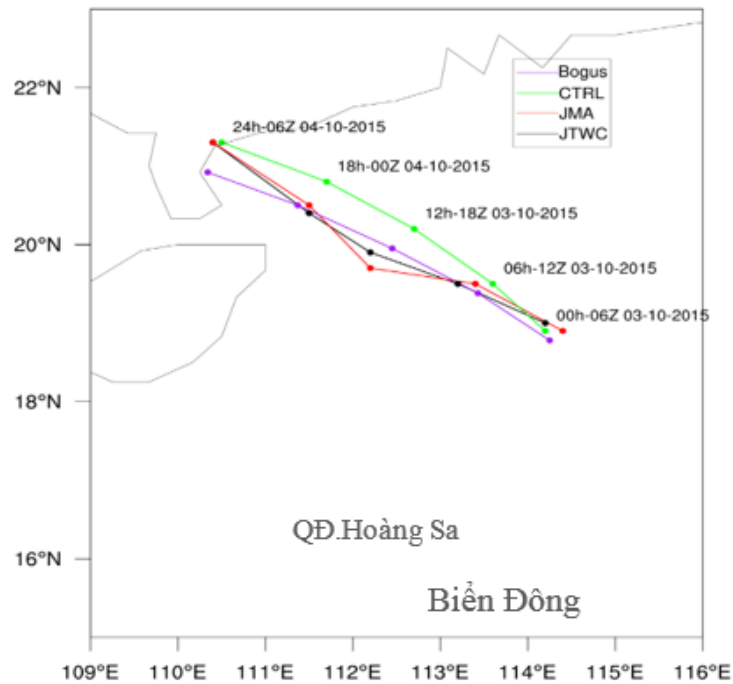


Hình 3.8: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão của trường gió mực 10 m (m/s) và khí áp mực mặt biển (hPa) bão Mujigae cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy. Các đường kẻ ngang đánh dấu giá trị quan trắc khí áp cực tiểu (gió cực đại) của JTWC và của JMA tại thời điểm 00Z ngày 03/10/2015.





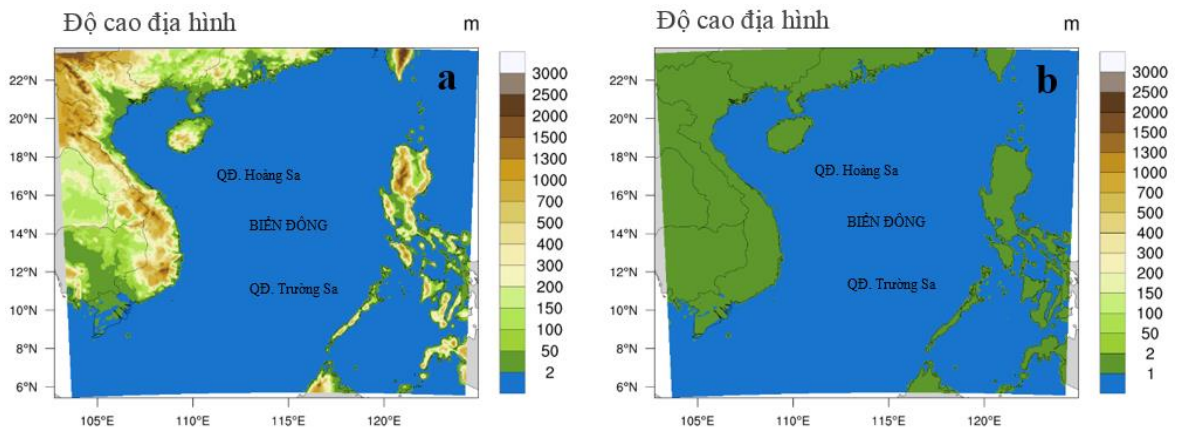
Hình 3.9: Mặt cắt vĩ hướng qua tâm bão trường tốc độ gió (m/s) và dị thường nhiệt độ (K) bão Mujigae cho trường hợp (a) không có ban đầu hóa xoáy và (b) có ban đầu hóa xoáy.

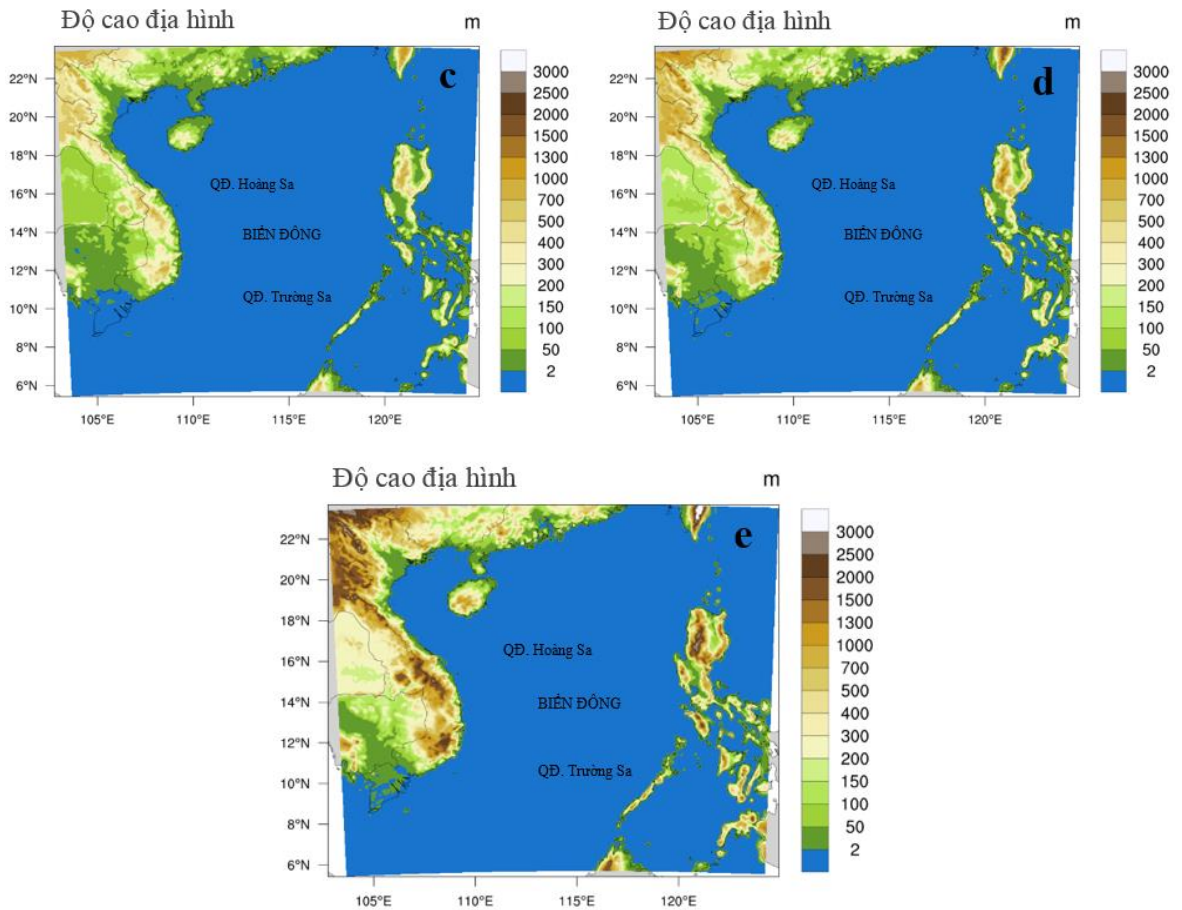


Hình 3.10: Quỹ đạo quan trắc bão Mujigae (2015) của JMA (đỏ), JTWC (đen) và mô phỏng với có ban đầu hóa xoáy (tím) và không ban đầu hóa xoáy (xanh).

3.2 VAI TRÒ CỦA ĐỊA HÌNH ĐỐI VỚI CẤU TRÚC BÃO Ở VÙNG DUYÊN HẢI VIỆT NAM

Trung bình mỗi năm Việt Nam chịu tác động trực tiếp của 5-6 cơn bão đổ bộ. Khi bão tiếp cận và đổ bộ vào đất liền thường gây ra mưa lớn, gió mạnh và gây ra lũ lụt vì vậy việc nghiên cứu cường độ, cấu trúc và quỹ đạo bão là vấn đề thu hút nhiều nhà khoa học. Với địa hình đồi núi chiếm $\frac{3}{4}$ diện tích lãnh thổ và thấp dần theo hướng từ Tây Bắc xuống Đông Nam nên những tác động của bão lại càng trở lên khốc liệt hơn đối với các khu vực tiếp giáp biển. Các bộ số liệu quan trắc bão đã ghi nhận trước khi đổ bộ vào đất liền các cơn bão thường chuyển động lệch hướng so với quỹ đạo ban đầu, cường độ bão cũng suy yếu rất nhanh sau khi đổ bộ. Trong phần này, luận án tiến hành khảo sát vai trò tác động của địa hình đến quỹ đạo, cường độ và một số trường khí tượng trong bão. Luận án sử dụng mô hình WRF với các lựa chọn vật lý được trình bày cụ thể trong Chương 2 kết hợp với 4 thí nghiệm thay đổi độ cao địa hình: 1) (TER2m) là đưa địa hình toàn miền tính về độ cao 2m; 2) (TER50) giảm 50% độ cao địa hình; 3) (TER75) giảm 75% độ cao địa hình; 4) (TER150) tăng 150% độ cao địa hình (Hình 3.11). Sau đó, luận án tiến hành phân tích, đánh giá, so sánh với trường hợp mặc định (CTL) (Hình 3.1) để thấy được tác động của địa hình đến cấu trúc theo phương ngang và phương thẳng đứng của trường mây, trường gió, trường nhiệt, ẩm và quỹ đạo, cường độ của bão.





Hình 3.11: Độ cao địa hình miền tính với (a) mặc định, giữ nguyên độ cao địa hình, (b) giảm độ cao về 2m, (c) giảm 50% độ cao, (d) giảm 75% độ cao và (e) tăng 150% độ cao.

3.2.1 Vai trò của địa hình đối với cấu trúc trường khí tượng trong bão

Sự phát triển, di chuyển của bão nhiệt đới phụ thuộc nhiều vào môi trường xung quanh bão. Bão, áp thấp hoạt động trên Biển Đông và đổ bộ vào đất liền Việt Nam ngoài chịu ảnh hưởng của các hình thế thời tiết quy mô lớn như áp cao cận nhiệt đới Thái Bình Dương, ITCZ, nhiệt độ nước biển bề mặt, độ đứt gió các tầng khí quyển còn phụ thuộc vào đặc điểm địa hình ven biển. Trong phần này, luận án nghiên cứu đánh giá vai trò tác động của độ cao địa hình khu vực Việt Nam đến cấu trúc theo phương ngang và phương thẳng đứng của các trường khí tượng trong bão vào các thời điểm đổ bộ, trước và sau khi bão đổ bộ vào khu vực duyên hải Việt Nam.

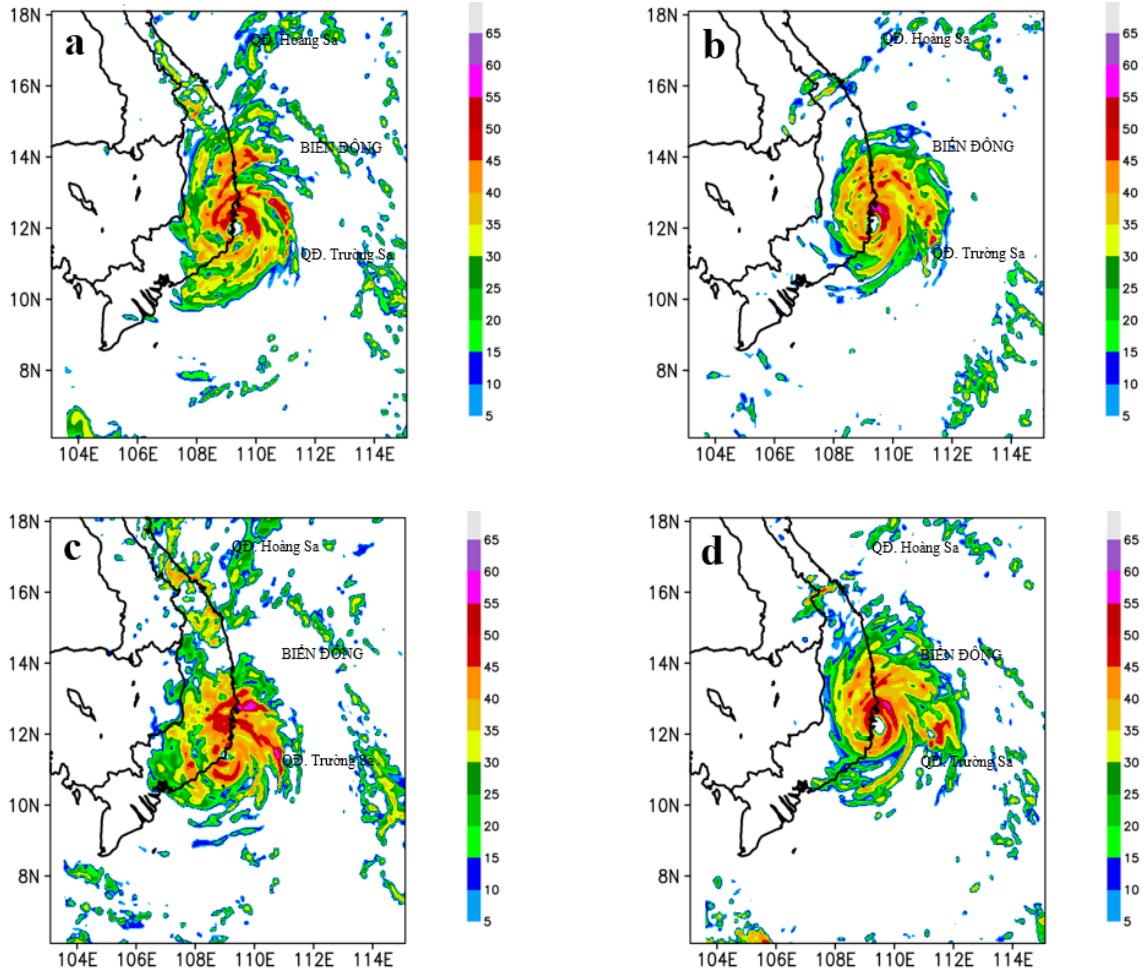
3.2.1.1 Vai trò của địa hình đối với cấu trúc trường mây

Hình 3.12 biểu diễn kết quả mô phỏng cấu trúc trường mây theo phương ngang của bão Damrey thông qua độ phản hồi vô tuyến vào lúc bão đổ bộ ứng với các thí

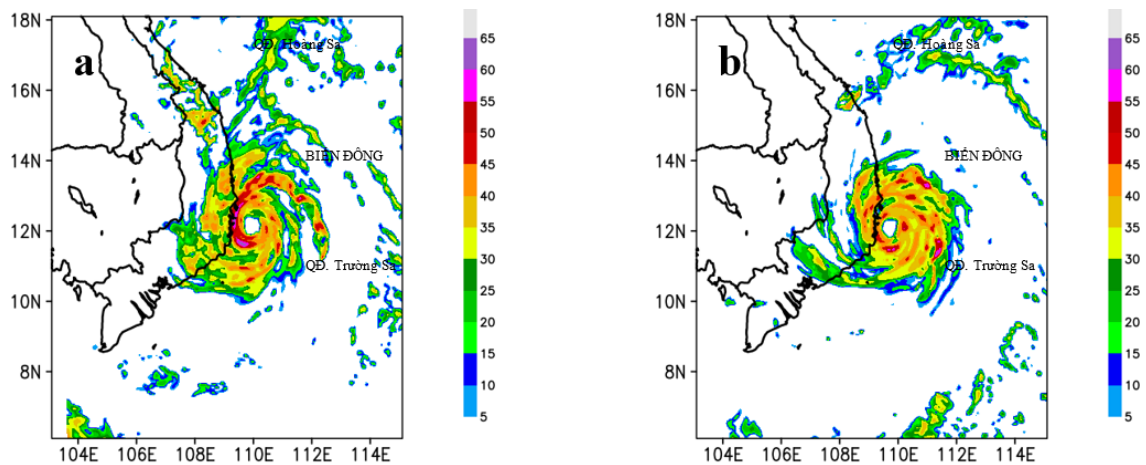
nghiệm thay đổi độ cao địa hình. Dựa vào kết quả mô phỏng có thể thấy trong trường hợp tăng độ cao địa hình (Hình 3.12a, c), do tác động của địa hình, cấu trúc trường mây bất đối xứng do các dải mây bị phá vỡ, ngược lại, trong các trường hợp giảm hoặc giữ nguyên độ cao địa hình, cấu trúc trường mây đối xứng hơn (Hình 3.12b, d). Cấu trúc mắt bão trong trường hợp tăng độ cao địa hình không còn rõ như các trường hợp có độ địa hình thấp hơn. Như vậy, do tác động của ma sát bề mặt sinh ra do độ cao địa hình, cấu trúc trường mây và mắt bão bị phá vỡ, địa hình càng cao thì tính chất bất đối xứng của trường mây càng lớn.

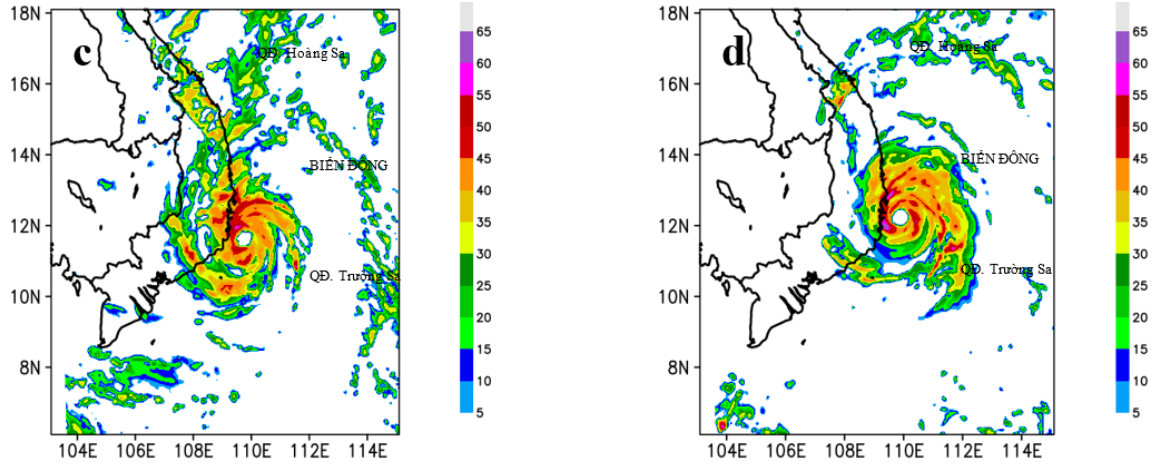
Cũng theo Hình 3.12, 3.13 có thể thấy thời gian bão đổ bộ của bão Damrey trong trường hợp giảm độ cao địa hình xảy ra sớm hơn từ 1 đến 2 giờ so với trường hợp mặc định, trong khi trường hợp tăng độ cao địa hình, bão đổ bộ muộn hơn so với trường hợp mặc định khoảng 4 giờ.

Hình 3.14 biểu diễn kết quả mô phỏng trường mây trong bão thời điểm 3 giờ trước khi bão đổ bộ, kết quả cũng cho thấy trong các trường hợp giảm độ cao địa hình cấu trúc trường mây khá đối xứng, phần phía tây và bắc của hoàn lưu bão xuất hiện một số dải mây tách ra khỏi đĩa mây của bão do tác động của địa hình. Trong các trường hợp mặc định và tăng độ cao địa hình, cấu trúc trường mây trong bão bất đối xứng mạnh mẽ ở phần phía tây bắc của đĩa mây, khu vực có độ phản hồi lớn đạt trên 50 dbz xuất hiện ở phần phía tây của đĩa mây nơi bão chịu tác động cường bức của độ cao địa hình (Hình 3.14 a,c). Trường hợp giảm độ cao địa hình, giá trị độ phản hồi của mây tương đối đồng nhất, đặc biệt trong trường hợp giảm độ cao địa hình về 2m (Hình 3.14b). Kết quả mô phỏng chi tiết theo từng giờ được thể hiện trong Phụ lục 1.

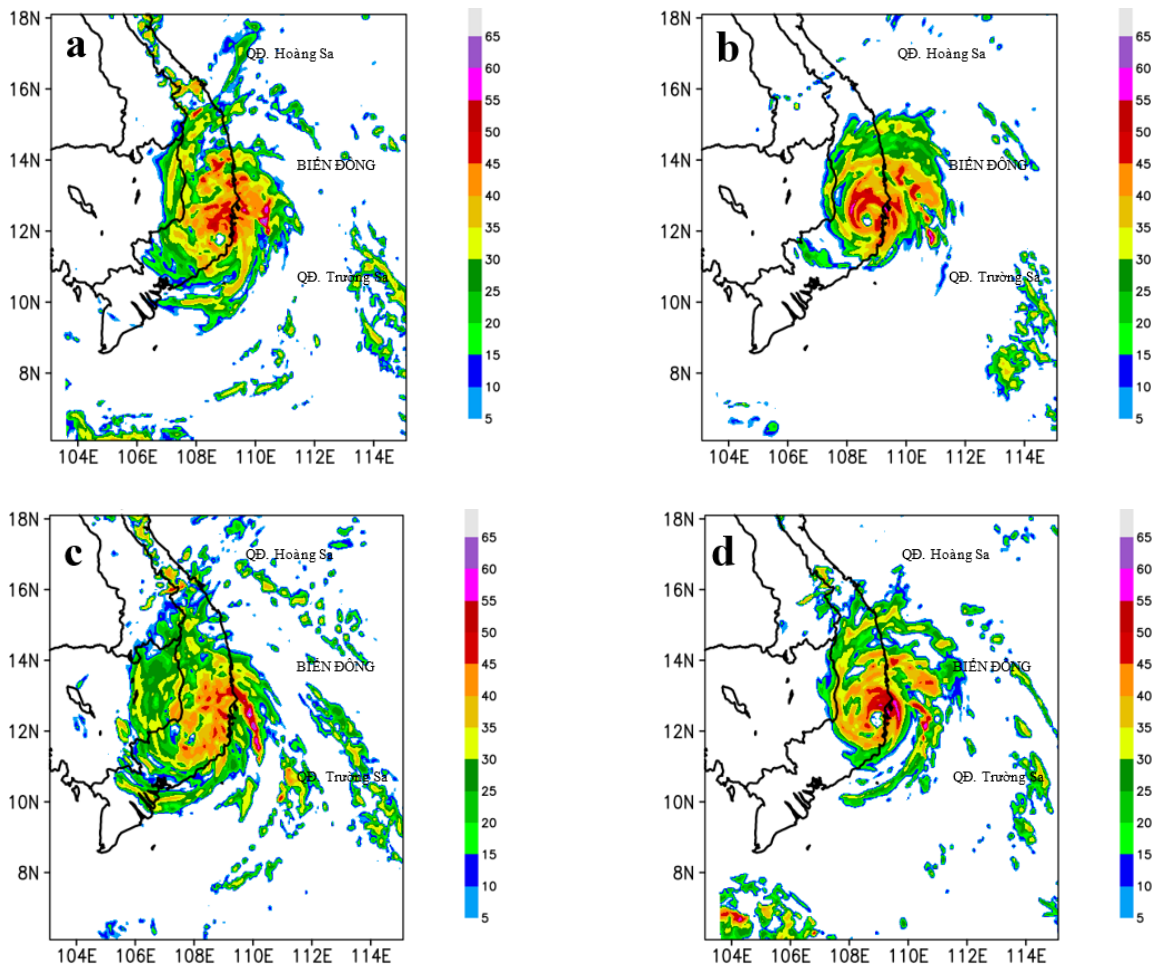


Hình 3.12: Cấu trúc trường mây bão Damrey (2017) thông qua độ phản hồi vô tuyến (đơn vị đo: dbz) thời điểm bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER2m, (c) TER150 và (d) TER50





Hình 3.14: Như Hình 3.12 đối với thời điểm 3h trước khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER2m, (c) TER150 và (d) TER50

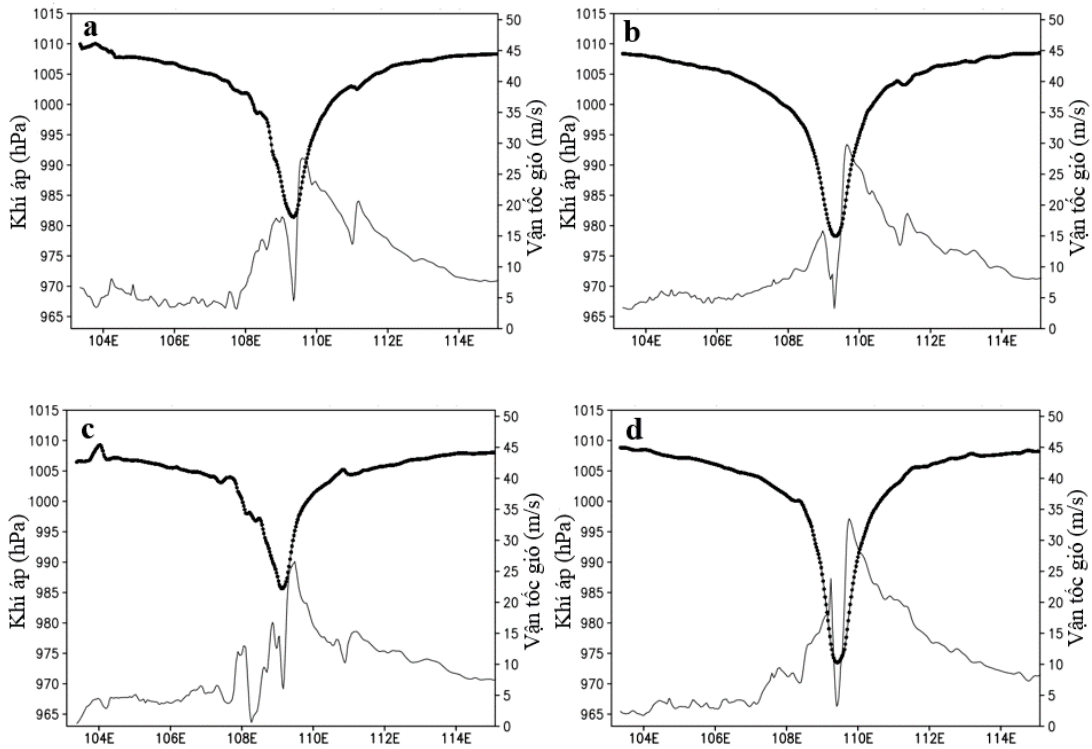


Hình 3.15: Như Hình 3.12 đối với thời điểm 3h sau khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER2m, (c) TER150 và (d) TER50

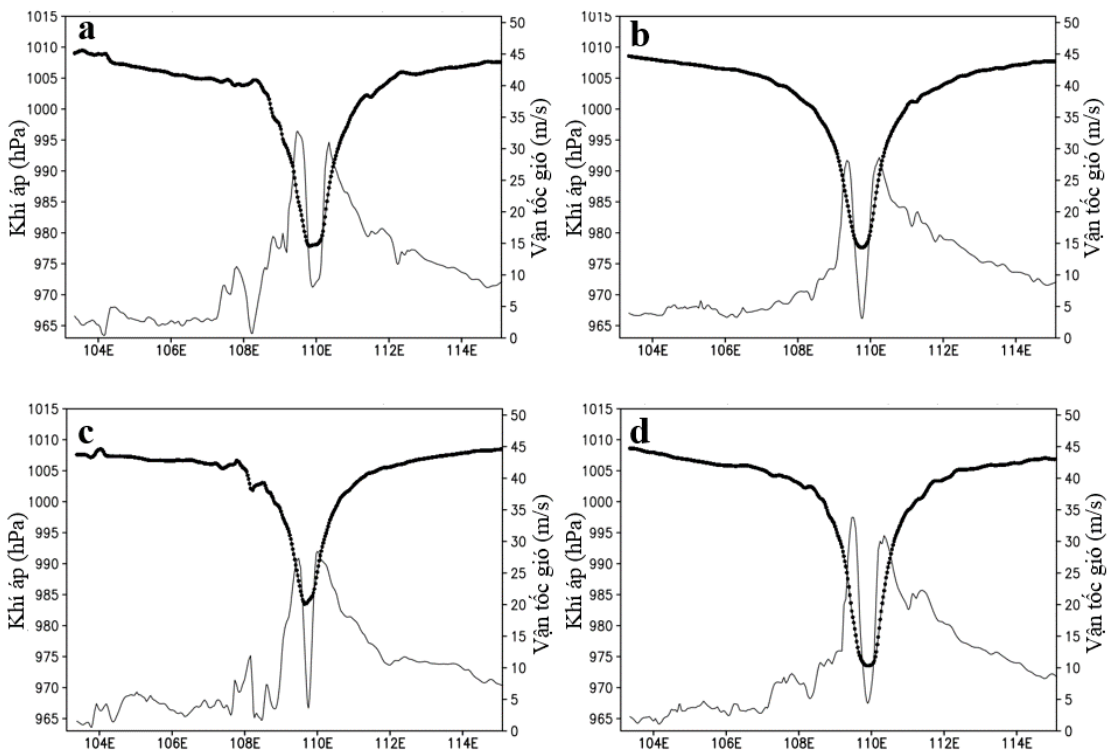
3.2.1.2 Vai trò của địa hình đối với tốc độ gió cực đại và khí áp cực tiểu trong bão

Để nghiên cứu vai trò của địa hình đến trường khí áp cực tiểu (P_{min}) và vận tốc gió cực đại (V_{max}) tại tâm bão tại độ cao 10m, luận án tiến hành xây dựng mặt cắt qua tâm bão ứng với các thí nghiệm thay đổi độ cao địa hình vào các thời điểm bão đổ bộ (Hình 3.16), 3 giờ trước khi bão đổ bộ (Hình 3.17) và 3 giờ sau khi bão đổ bộ (Hình 3.18). Kết quả cho thấy, ở tất cả các trường hợp, khí áp cực tiểu tại tâm bão lớn nhất trong thí nghiệm độ cao địa hình được tăng nhiều nhất (Hình 3.16c, 3.17c, 3.18c), khí áp cực tiểu nhỏ nhất trong thí nghiệm giảm độ cao địa hình về 2m (Hình 3.16d, 3.17d, 3.18d). Cũng theo các kết quả mô phỏng, khí áp cực tiểu trong các thí nghiệm giảm độ cao địa hình lớn hơn so với trường hợp mặc định và ngược lại. Cụ thể, tại thời điểm 3 giờ trước khi bão đổ bộ, P_{min} trong thí nghiệm TER150 đạt giá trị lớn nhất là 987 mb, trong thí nghiệm TER2m đạt giá trị nhỏ nhất là 973 mb, P_{min} có giá trị 976mb trong thí nghiệm TER50 và 978 mb trong trường hợp mặc định. Như vậy, P_{min} bão sẽ giảm khi tăng độ cao địa hình và tăng lên khi giảm độ cao địa hình. Kết quả mô phỏng chi tiết hơn theo từng giờ được thể hiện trong Phụ lục 2.

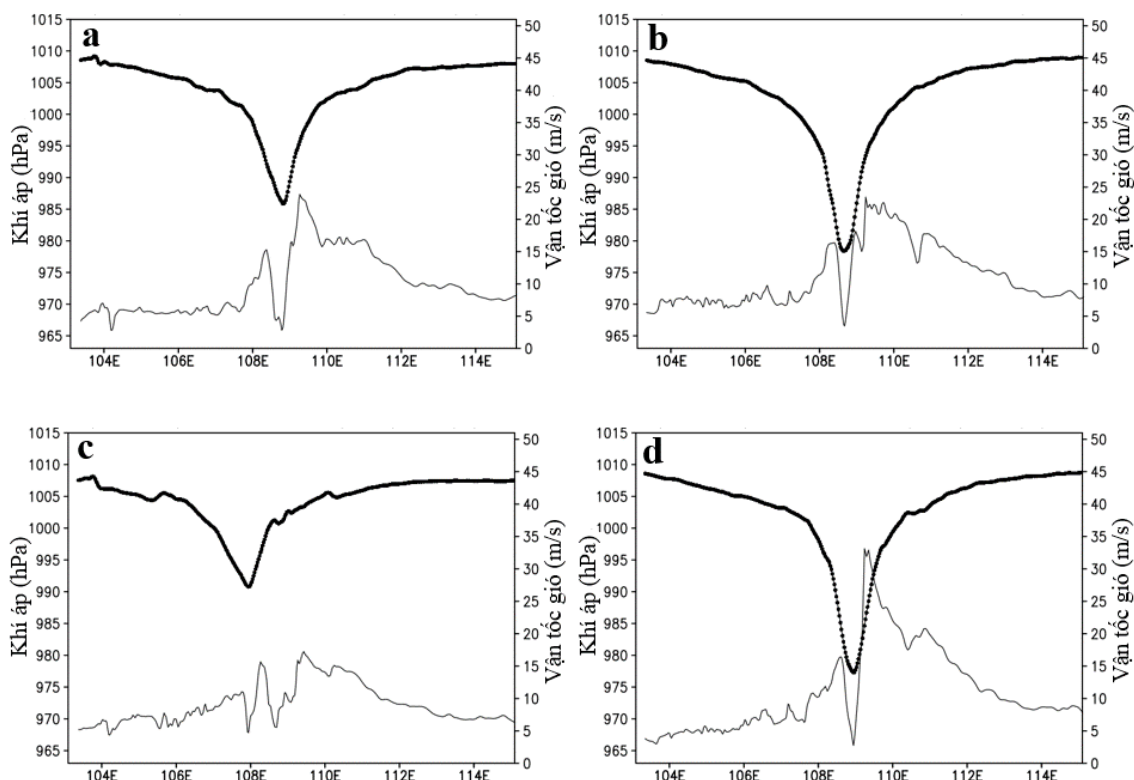
Với mặt cắt đông-tây của vận tốc gió, phân bố vận tốc gió quanh mắt bão bất đối xứng, trong tất cả các thí nghiệm phần phía đông của tâm bão nơi hoàn lưu bão còn ở trên biển trong thời điểm bão đổ bộ có giá trị lớn hơn phần phía tây của cơn bão nơi hoàn lưu bão ở trên đất liền. Tốc độ gió cực đại xuất hiện tại thành mắt bão và có giá trị giảm dần từ 35m/s đến 26m/s khi độ cao địa hình giảm (Hình 3.16). Vào thời điểm 3h trước khi bão đổ bộ, phân bố vận tốc gió quanh mắt bão khá đối xứng, giá trị vận tốc gió cực đại ở hai bên thành mắt bão hầu như không có sự chênh lệch (Hình 3.17). Còn vào thời điểm 3h sau khi bão đổ bộ, tốc độ gió giảm rất nhanh do bão không còn nguồn cung cấp ẩm để duy trì cường độ và do tác động phá vỡ cấu trúc của địa hình khi bão đi sâu vào đất liền, giá trị vận tốc gió trong các thí nghiệm giảm độ cao địa hình lớn hơn trong thí nghiệm tăng độ cao địa hình (Hình 3.18)



Hình 3.16: Mặt cắt thẳng đứng của khí áp mực biển (đường đen chấm đậm) và gió mực 10m (đường đen mảnh) qua tâm bão thời điểm bão Damrey (2017) đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m



Hình 3.17: Như Hình 3.16 nhưng với thời điểm 3 giờ trước khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m

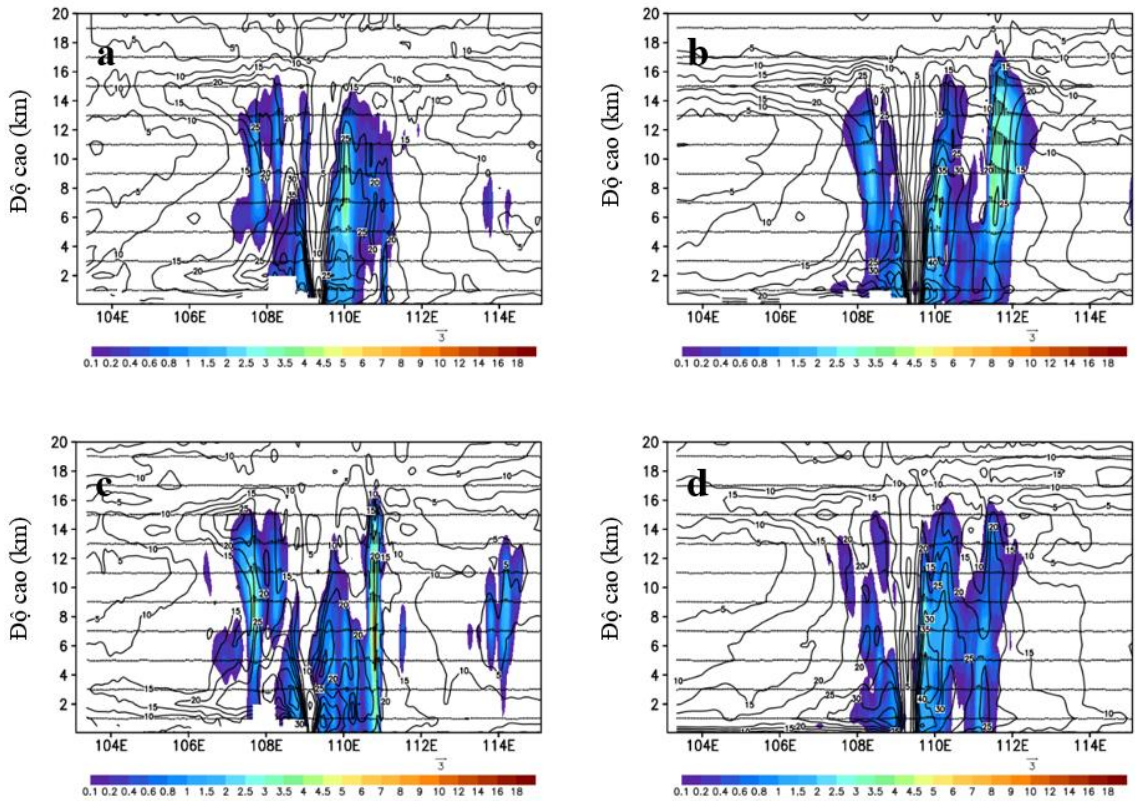


Hình 3.18: Như Hình 3.16 nhưng với thời điểm 3 giờ sau khi bão đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m

3.2.1.3 Vai trò của địa hình đối với cấu trúc thẳng đứng của trường gió, độ ẩm và tốc độ thẳng đứng

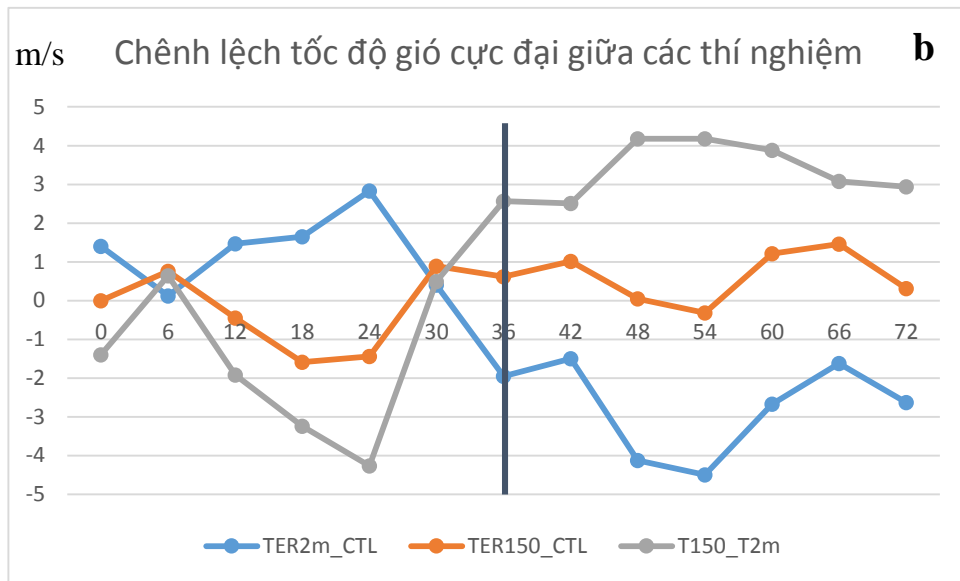
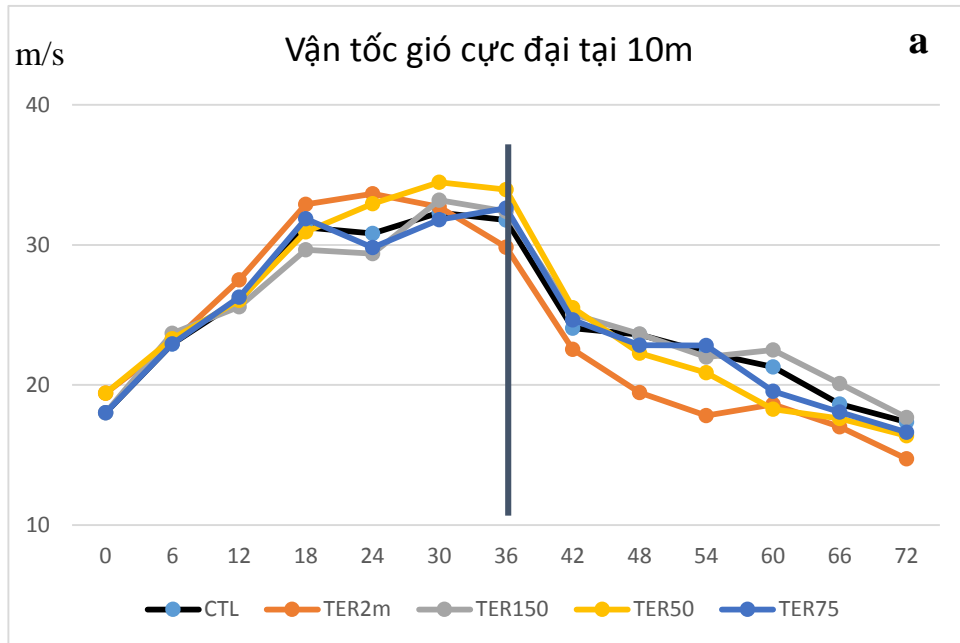
Để xem xét cấu trúc thẳng đứng của bão, luận án xây dựng mặt cắt đông - tây qua tâm bão của trường tốc độ gió (đường liền nét), độ ẩm thông qua tỉ số xáo trộn hơi nước (phủ màu) và tốc độ thẳng đứng (véc tơ). Kết quả cho thấy, phân bố trường tỉ số xáo trộn hơi quanh mắt bão bất đối xứng, trong tất cả các thí nghiệm phần phía đông của tâm bão nơi hoàn lưu bão còn ở trên biển trong thời điểm bão đổ bộ có giá trị lớn hơn phần phía tây của cơn bão nơi hoàn lưu bão ở trên đất liền. Phần phía tây của tâm bão có phân bố theo không gian không liên tục do cấu trúc mây bị phá vỡ dưới tác động của địa hình. Tốc độ gió cực đại xuất hiện ở độ cao từ 2 km đến 8 km tùy thuộc vào độ cao địa hình mà bão đi qua (Hình 3.19). Ở phần phía dưới của cơn bão tại độ cao 2 km đến 4 km, nơi chịu tác động cường bức của địa hình, tốc độ gió có giá trị lớn đạt 30 m/s đến 40 m/s.

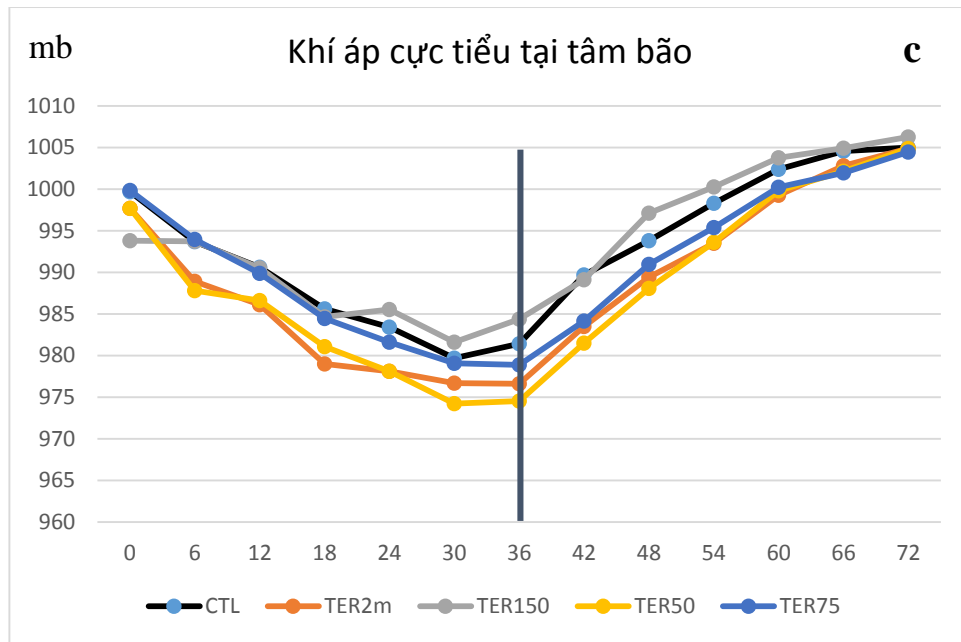
Về dòng thẳng trong bão, khu vực phía đông của tâm bão, nơi hoàn lưu bão còn ở trên biển, dòng thẳng có giá trị lớn hơn so với phía tây do phía đông bão vẫn được cung cấp năng lượng nhiệt, ẩm từ đại dương. Các thí nghiệm có địa hình cao thì tốc độ dòng thẳng cũng có giá trị lớn hơn so với thí nghiệm có địa hình thấp. Như vậy, vào thời điểm bão đổ bộ, độ cao địa hình có vai trò làm tăng tốc độ gió ở mực thấp và tốc độ dòng thẳng trong bão.



Hình 3.19: Mặt cắt đông - tây qua tâm bão Damrey (2017) của trường tốc độ gió (đường liền nét), tỉ số xáo trộn (phủ màu) và tốc độ thẳng đứng (véc tơ) thời điểm đổ bộ trong các trường hợp (a) CTL, (b) TER50, (c) TER150 và (d) TER2m

3.2.2 Vai trò của địa hình đối với cường độ bão





Hình 3.20: Biểu đồ biến trình vận tốc gió cực đại tại độ cao 10m (a), chênh lệch tốc độ gió cực đại (b), khí áp cực tiểu tại tâm bão (c) trong các trường hợp CTL, TER2m, TER150 và TER50, đường thẳng màu đen biểu diễn thời điểm bão đổ bộ.

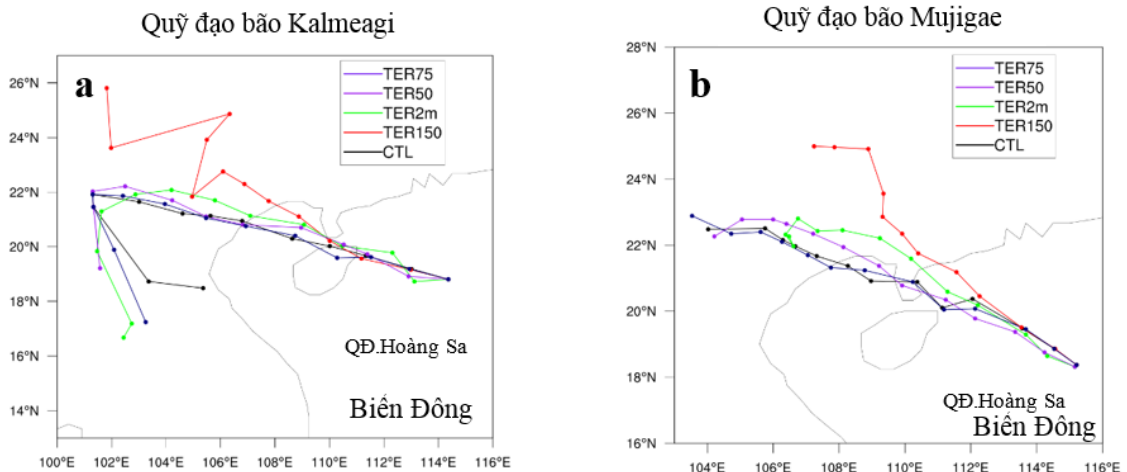
Hình 3.20a biểu diễn sự thay đổi của vận tốc gió cực đại tại 10m ứng với các hạn dự báo từ 00 giờ đến 72 giờ. Có thể nhận thấy, khi bão chưa đổ bộ, giá trị vận tốc gió tăng dần từ 18 đến 33 m/s và sau khi bão đổ bộ vào đất liền, vận tốc gió giảm rất nhanh trong 6 vòng tiếng. Sau khi bão suy yếu thành ATNĐ, vận tốc gió vẫn giảm nhưng với tốc độ chậm hơn. Hơn nữa, trong khoảng thời gian 6 giờ trước khi đổ bộ, vận tốc gió cũng đã giảm chậm do hoàn lưu bão trong thời điểm này cũng đã chịu ảnh hưởng của địa hình. Như vậy, tác động của địa hình đã làm vận tốc gió cực đại của bão bị giảm khi tiếp cận và đổ bộ vào đất liền. Cũng theo Hình 3.20a, trong giai đoạn trước khi bão đổ bộ, vận tốc gió cực đại trong các trường hợp giảm địa hình có giá trị lớn hơn so với trường hợp mặc định khoảng từ 0,5 đến 3 m/s. Ngược lại, trong trường hợp tăng địa hình, hầu hết các thời điểm, vận tốc gió có giá trị nhỏ hơn so với trường hợp mặc định. Trong giai đoạn sau khi bão đổ bộ, vận tốc gió cực đại trong các trường hợp giảm địa hình lại nhỏ hơn so với trường hợp mặc định và ngược lại.

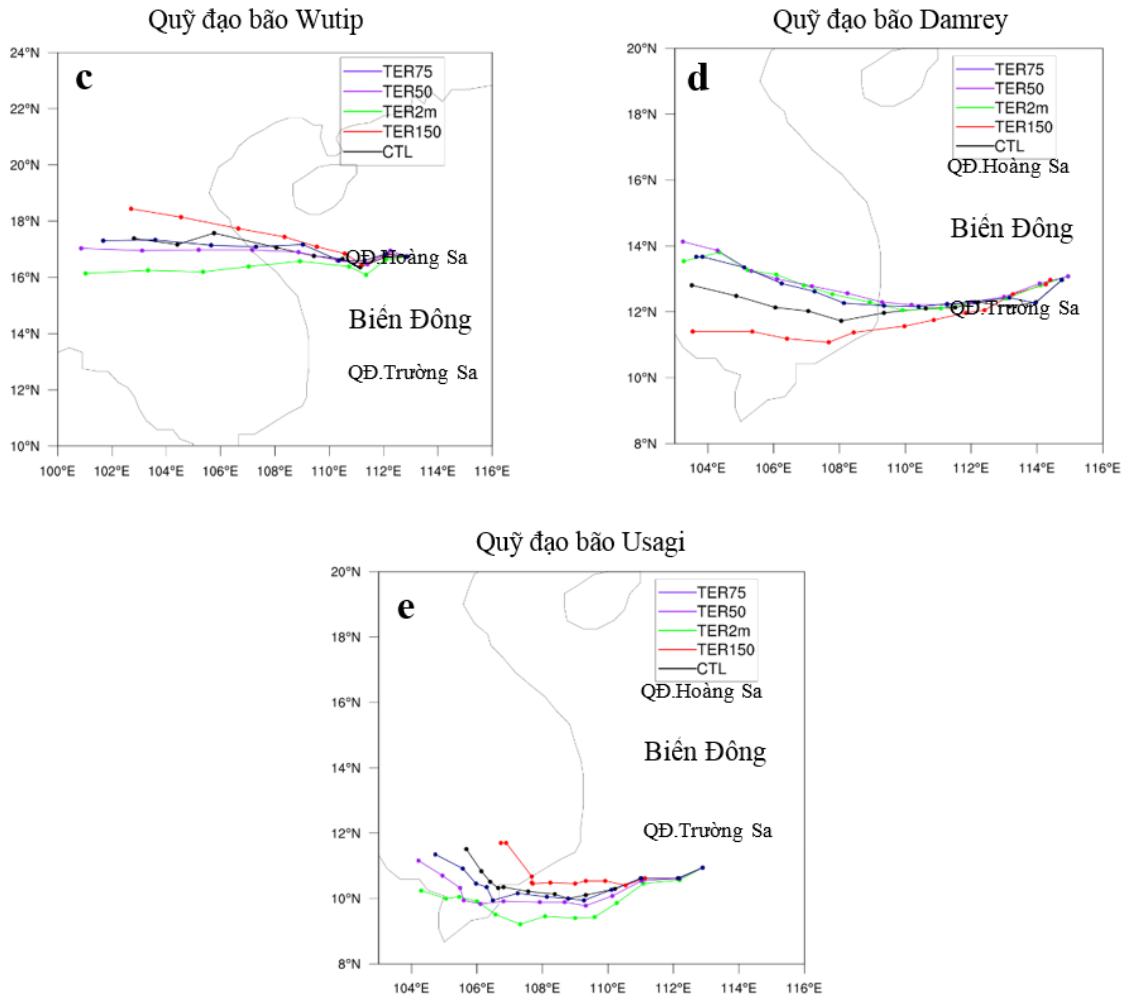
Hình 3.20b thể hiện rõ rệt hơn sự chênh lệch vận tốc gió cực đại tại 10m trong bão giữa các trường hợp tăng, giảm độ cao địa hình lớn nhất và trường hợp mặc định. Có thể thấy, chênh lệch vận tốc tốc gió cực đại tại 10m giữa trường hợp giảm độ cao

địa hình với trường hợp mặc định (đường màu xanh) có giá trị dương trước khi bão đổ bộ và có giá trị âm sau khi bão đổ bộ, điều đó có nghĩa là khi giảm độ cao địa hình tốc độ gió cực đại tại 10m khi bão trên biển tăng lên và khi bão đổ bộ tốc độ gió tại 10m lại giảm so với trường hợp mặc định. Trong trường hợp tăng độ cao địa hình, chênh lệch vận tốc gió cực đại có giá trị ngược lại so với trường hợp giảm độ cao địa hình. Như vậy, độ cao địa hình có ảnh hưởng rõ rệt đến vận tốc giá cực đại tại 10m của bão. Khi tăng/giảm độ cao địa hình, tức là tăng/giảm lực cưỡng bức của địa hình, tốc độ gió cực đại ở mực dưới thấp có giá trị nhỏ/lớn khi bão chưa đổ bộ và tăng/giảm nhanh khi bão đổ bộ.

Hình 3.20c biểu diễn biến trình của khí áp cực tiểu tại tâm bão trong các thí nghiệm thay đổi độ cao địa hình. Kết quả cho thấy, các thí nghiệm giảm độ cao địa hình, khí áp cực tiểu tại tâm bão nhỏ hơn so với thí nghiệm mặc định, trong khi với thí nghiệm tăng độ cao địa hình, giá trị này lớn hơn so với trường hợp mặc định. Như vậy, có thể thấy rõ vai trò của địa hình đối với cường độ bão, địa hình càng thấp tức lực cưỡng bức và ma sát do địa hình càng nhỏ thì khí áp tại tâm bão càng khơi sâu, cường độ bão càng mạnh.

3.2.3 Vai trò của địa hình đối với quỹ đạo bão





Hình 3.21: Quỹ đạo của các cơn bão (a) bão Kalmeagi, (b) bão Mujigae, (c) bão Wutip, (d) bão Damrey và (e) bão Usagi trong các trường hợp CTL (đường màu đen), TER2m (đường màu xanh lá cây), TER150 (đường màu đỏ) và TER50 (đường màu tím) và TER75 (đường màu xanh dương)

Hình 3.21 biểu diễn quỹ đạo của các cơn bão ứng với các thí nghiệm tăng, giảm độ cao địa hình. Kết quả cho thấy, 4/5 cơn bão có quỹ đạo lệch lên phía Bắc và 01 cơn (Damrey) có quỹ đạo lệch về phía Nam khi tăng độ cao địa hình. Cũng theo Hình 3.21, hai cơn bão Usagi, Wutipan có quỹ đạo lệch về phía Nam khi giảm độ cao địa hình. Hai cơn bão đổ bộ ở khu vực phía Bắc, quỹ đạo có xu hướng lệch về phía đông bắc. Trong tất cả các thí nghiệm, khi bão ở xa đất liền, quỹ đạo bão hầu như không bị lệch hướng do ít chịu tác động của địa hình. Khi bão tiến vào gần bờ, vào thời điểm cách bờ biển khoảng 200 km đến 300 km trước khi đổ bộ, quỹ đạo bão bắt đầu bị lệch hướng nhiều hơn và tăng dần khi bão càng gần bờ. Như vậy, việc tăng

giảm độ cao địa hình đã làm cho lực cưỡng bức của địa hình và lực ma sát thay đổi, từ đó gây ra sự khác nhau về cấu trúc các trường khí tượng trong bão và làm cho quỹ đạo, cường độ bão thay đổi theo.

3.3 VAI TRÒ CỦA KHÔNG KHÍ LẠNH ĐỐI VỚI CẤU TRÚC BÃO

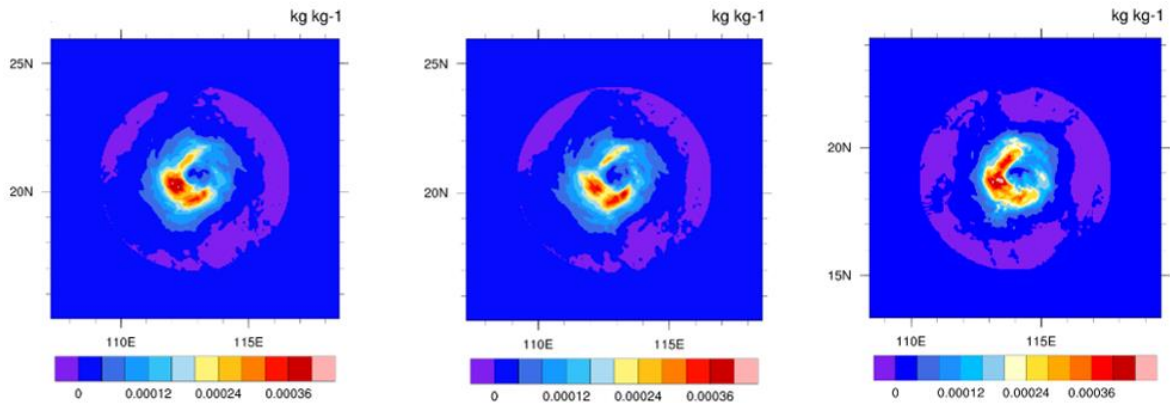
Để xem xét vai trò của KKL đến cấu trúc một số trường khí tượng trong bão, luận án tiến hành hai hướng tiếp cận. Hướng thứ nhất là xây dựng xoáy bão tích hợp để thấy sự thay đổi của cấu trúc xoáy bão khi có KKL trên cơ sở tập số liệu thống kê từ một số lượng tương đối lớn các trường hợp xoáy bão. Hướng tiếp cận thứ hai là mô phỏng số độ phân giải cao một số cơn bão điển hình nhằm nghiên cứu chi tiết hơn vai trò của KKL đến cấu trúc một số trường khí tượng trong bão.

3.3.1. Vai trò của không khí lạnh đối với cấu trúc xoáy bão tích hợp

Việc xây dựng xoáy bão tích hợp được thực hiện bằng cách lấy trung bình theo nhóm từ tập số liệu 228 trường hợp số liệu mô phỏng xoáy bão của 18 cơn bão. Để tính xoáy bão tích hợp, trước hết các xoáy bão tại từng thời điểm được xác định tâm. Xoáy bão phân tích từ trường toàn cầu được khởi tạo để các trường quy mô nhỏ (vùng đối lưu sâu, vùng gió mạnh gần tâm bão được khởi tạo trên cơ sở đưa các xoáy bão cân bằng nhiệt động lực với trường môi trường quy mô lớn thông qua phương pháp phân tích, cân bằng xoáy động lực. Sau đó số liệu vùng xoáy bão được cho đưa vào cùng một miền tính có kích thước 11×11 độ kinh vĩ với độ phân giải 6 km, với tâm bão đặt ở giữa miền tính. Các xoáy bão này được lấy trung bình tại mỗi điểm lưới để xác định các trường khí tượng của xoáy bão tích hợp. Các phương án tích hợp được chia thành 3 trường hợp bao gồm: (1) tích hợp trường trung bình của tất cả tập số liệu của 18 cơn bão, (2) tích hợp trường trung bình của các cơn bão không chịu tác động của KKL và (3) tích hợp trường trung bình của các cơn bão chịu tác động của KKL.

Hình 3.22 biểu diễn kết quả tích hợp cấu trúc trung bình của trường tỉ số xáo trộn nước mưa (kg/kg) trong bão. Trong tất cả các trường hợp có thể thấy đặc điểm chung là vùng mưa tập trung mưa phía nam và phía tây nam của tâm bão (Hình 3.22a, b, c) có thể do không khí giàu ẩm phía nam mang vào hoàn lưu bão (phần mô phỏng các trường hợp điển hình ở phần sau của chương này sẽ phân tích chi tiết hơn về cấu

trúc phi đối xứng này). Đối với những cơn bão không chịu tác động của KKL (Hình 3.22b) ở phía đông của tâm bão vùng mưa có giá trị tương đối nhỏ hơn so với trung bình. Ngược lại, trong trường hợp bão chịu tác động của KKL (Hình 3.22c), vùng mưa phía tây bắc tâm bão tăng cường có thể do hội tụ hoàn lưu bão với gió mùa đông bắc (sẽ phân tích kỹ hơn ở mục mô phỏng các trường hợp điển hình).

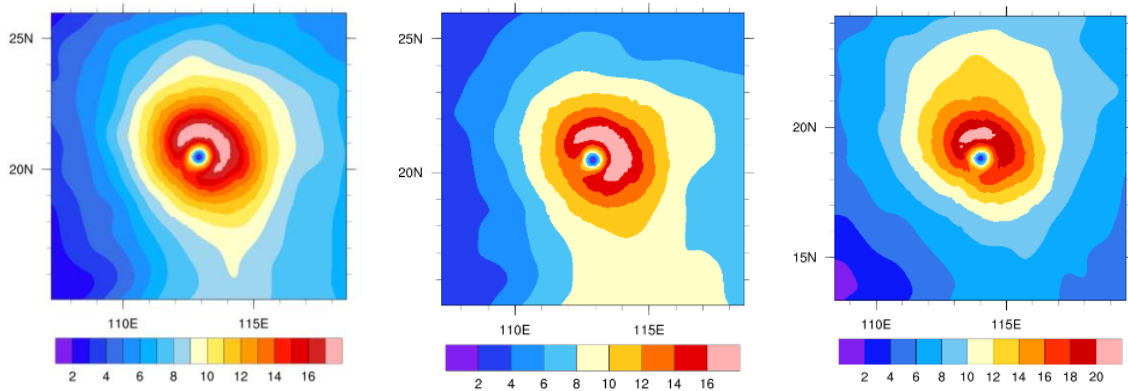


Hình 3.22: Trường tỉ số xáo trộn nước mưa tại mực bề mặt (kg/kg) trung bình của 18 cơn bão (a), các cơn bão không chịu tác động của KKL (b) và các cơn bão chịu tác động của KKL (c).

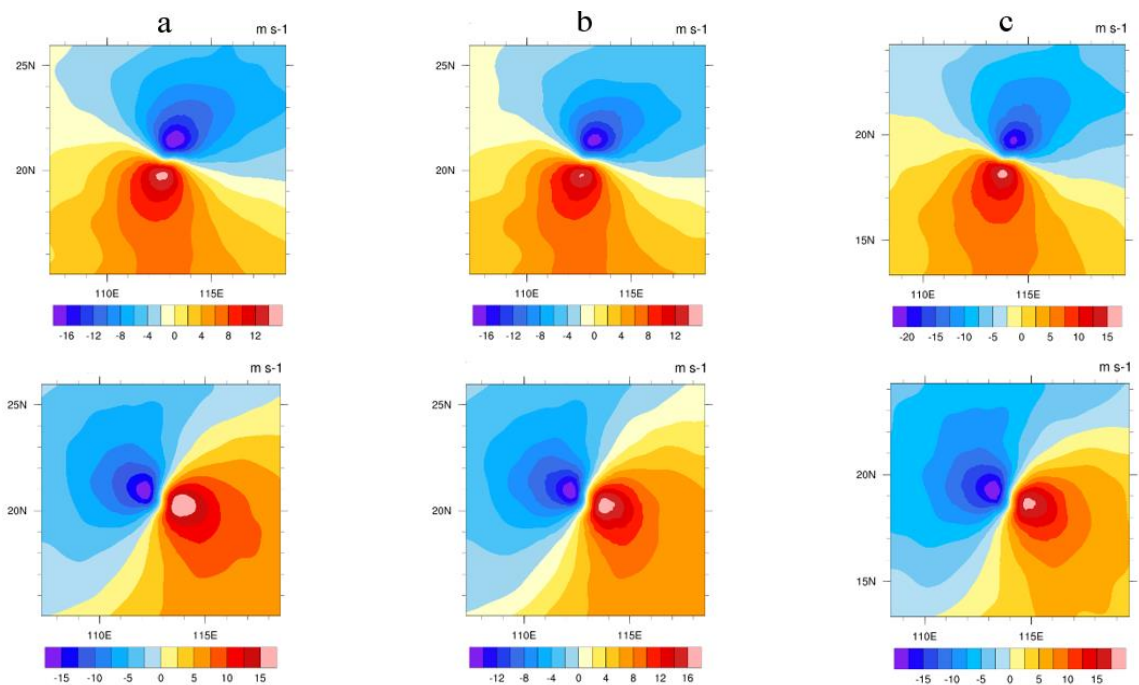
Như vậy có thể thấy tác động của KKL làm tăng cường vùng mưa phía tây bắc của xoáy bão. Vùng mưa liên quan tới hội tụ ẩm tăng cường do tương tác hoàn lưu phía bắc xoáy bão với gió mùa này có thể làm tăng cường độ mưa phía tây bắc cơn bão, khi bão ảnh hưởng tới đất liền hoặc đổ bộ trong điều kiện có hoạt động của gió mùa mùa đông.

Hình 3.23 biểu diễn hình ảnh tích hợp cấu trúc trung bình của trường tốc độ gió (m/s) mực 10m trong bão. Kết quả cho thấy trong trường hợp tích hợp cả 18 cơn bão lựa chọn (Hình 3.23a) vùng gió mạnh tập trung phía đông và bắc tâm bão do phần này ít ảnh hưởng ma sát với địa hình. Ảnh hưởng của ma sát địa hình gây giảm tốc độ gió phía tây của hoàn lưu bão rõ rệt nhất khi bão đổ bộ. Mặc dù vậy khi bão chưa đổ bộ, không khí với động lượng nhỏ hơn (gió yếu hơn, phần tử khí di chuyển chậm hơn) từ phía gần đất liền và từ đất liền quán hút vào hoàn lưu bão cũng có thể gây ra vùng gió tương đối yếu hơn ở phần hoàn lưu phía tây của cơn bão. Trong trường hợp xoáy tích hợp các cơn bão không chịu tác động của KKL, vùng gió mạnh cũng tập trung phía đông và bắc tâm bão, vùng gió yếu ở phía tây nam nơi tiếp giáp với địa hình. Sự khác biệt rõ được thể hiện trong trường hợp các cơn bão chịu tác

động của KKL. Một vùng gió mạnh phía bắc và tây bắc được tăng cường với tốc độ cực đại trên vùng này lớn hơn 2-6 m/s so với trường hợp không chịu ảnh hưởng của KKL. Có thể thấy các phần tử khí với động lượng tương đối cao trong KKL góp phần tăng cường tốc độ gió (có thể dẫn tới tăng cường tốc độ gió cực đại trong bão) ở vùng hoàn lưu phía bắc và tây bắc của xoáy bão. Sự tăng cường tốc độ gió do KKL thấy rõ hơn trên Hình 3.24. Trên Hình 3.24 cho thấy trường hợp có KKL hoạt động, gió kinh hướng tăng cường phía đông (Hình 3.24 c, trên) và gió vĩ hướng tăng cường phía bắc (Hình 3.24 c, dưới) của xoáy bão.



Hình 3.23: Cấu trúc trường tốc độ gió mực 10m (m/s) trung bình của 18 cơn bão (a), các cơn bão không chịu tác động của KKL (b) và các cơn bão chịu tác động của KKL (c)



Hình 3.24: Cấu trúc trường gió vĩ hướng (trên) và kinh hướng trung bình (dưới) của 18 cơn bão (a), các cơn bão không chịu tác động của KKL (b) và các cơn bão chịu tác động của KKL (c).

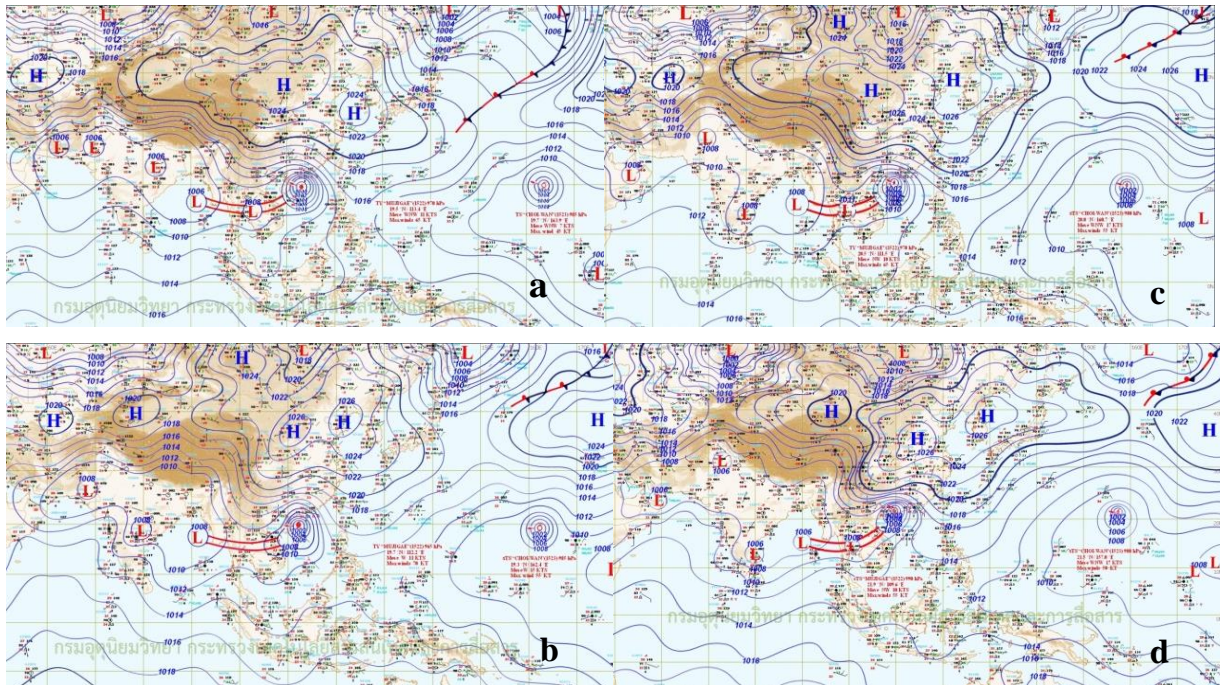
3.3.2. Vai trò của không khí lạnh đến cấu trúc một số trường khí tượng trong các trường hợp điển hình

Trong phần này, luận án khảo sát vai trò của gió mùa mùa đông tới cấu trúc bão qua kết quả mô phỏng số độ phân giải cao với cơn bão Damrey và Mujigae. Với bão Damrey, một số vấn đề khoa học và thực tiễn đáng được quan tâm là: 1) các cơn bão thường yếu đi khi di chuyển gần bờ, tuy nhiên là cường độ bão Damrey lại mạnh lên khi di chuyển vào gần bờ và gần như duy trì cường độ đến khi đổ bộ; 2) kết quả dự báo nghiệp vụ tại Việt Nam cũng như sản phẩm mô hình tại các trung tâm lớn trên thế giới đều cho thấy cường độ bão đều yếu hơn đáng kể so với thực tế; 3) hậu quả thiệt hại vô cùng nghiêm trọng cả về người và tài sản do bão Damrey gây ra. Các nghiên cứu trước đây cho thấy ban đầu hóa xoáy có nhiều ưu điểm vượt trội so với trường hợp không có ban đầu hóa. Câu hỏi đặt ra là, liệu với ban đầu hóa xoáy động lực, mô hình WRF có thể dự báo được cường độ bất thường của bão Damrey khi tiến gần bờ hay không? Nếu dự báo cường độ tốt, sản phẩm mô hình có thể sử dụng để nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình, gió mùa mùa đông tới cấu trúc bão Damrey. Xuất phát từ thực tế trên, trong luận án sẽ tiếp tục sử dụng mô hình WRF với ban đầu hóa xoáy động lực để nghiên cứu đánh giá cấu trúc bão Damrey (2017) giai đoạn bão đi vào gần bờ và đổ bộ.

Bão Mujigae hay còn gọi là cơn bão số 4 năm 2015 được hình thành từ một vùng ATNĐ trên vùng biển phía đông quần đảo Phi-lip-pin. Theo Cơ quan Khí tượng Nhật Bản, vào 18 giờ ngày 30/9/2015, cách 160km về phía đông hòn đảo Samar, Phi-lip-pin tồn tại một trung tâm áp thấp. Sau 12 giờ vùng thấp này di chuyển theo hướng Tây-Tây Bắc và mạnh lên thành một ATNĐ. Tới thời điểm 12 giờ ngày 01/10/2015, ATNĐ mạnh lên thành bão và được đặt tên là Mujigae. Đến thời điểm 04 giờ ngày 02/10/2015, bão Mujigae đổ bộ lần thứ nhất vào tỉnh Aurora của Phi-lip-pin, vị trí tâm bão ở khoảng 16,1 độ vĩ Bắc và 121 độ kinh Đông và giảm cấp thành một ATNĐ.

Sau khi rời khỏi quần đảo Phi-lip-pin vào khu vực Biển Đông, nơi có độ đứt gió yếu và nhiệt độ bề mặt nước biển cao góp phần tạo điều kiện cho áp thấp mạnh lên thành bão. Trong 24 giờ tiếp theo, bão tiếp tục di chuyển theo hướng Tây Tây Bắc về phía tây Quảng Đông-Trung Quốc. Đến thời điểm 00 giờ ngày 04/10/2015

khi cách Hồng Kông khoảng 350 km về phía nam tây nam, cường độ của bão mạnh lên đột ngột với vận tốc gió cực đại tại tâm lên tới trên 50 m/s và đổ bộ lần thứ hai vào biên giới giữa Việt Nam và Trung Quốc vào thời điểm 06Z ngày 04/11/2015, sau đó tan giã vào khoảng 00Z ngày 05/10/2015.



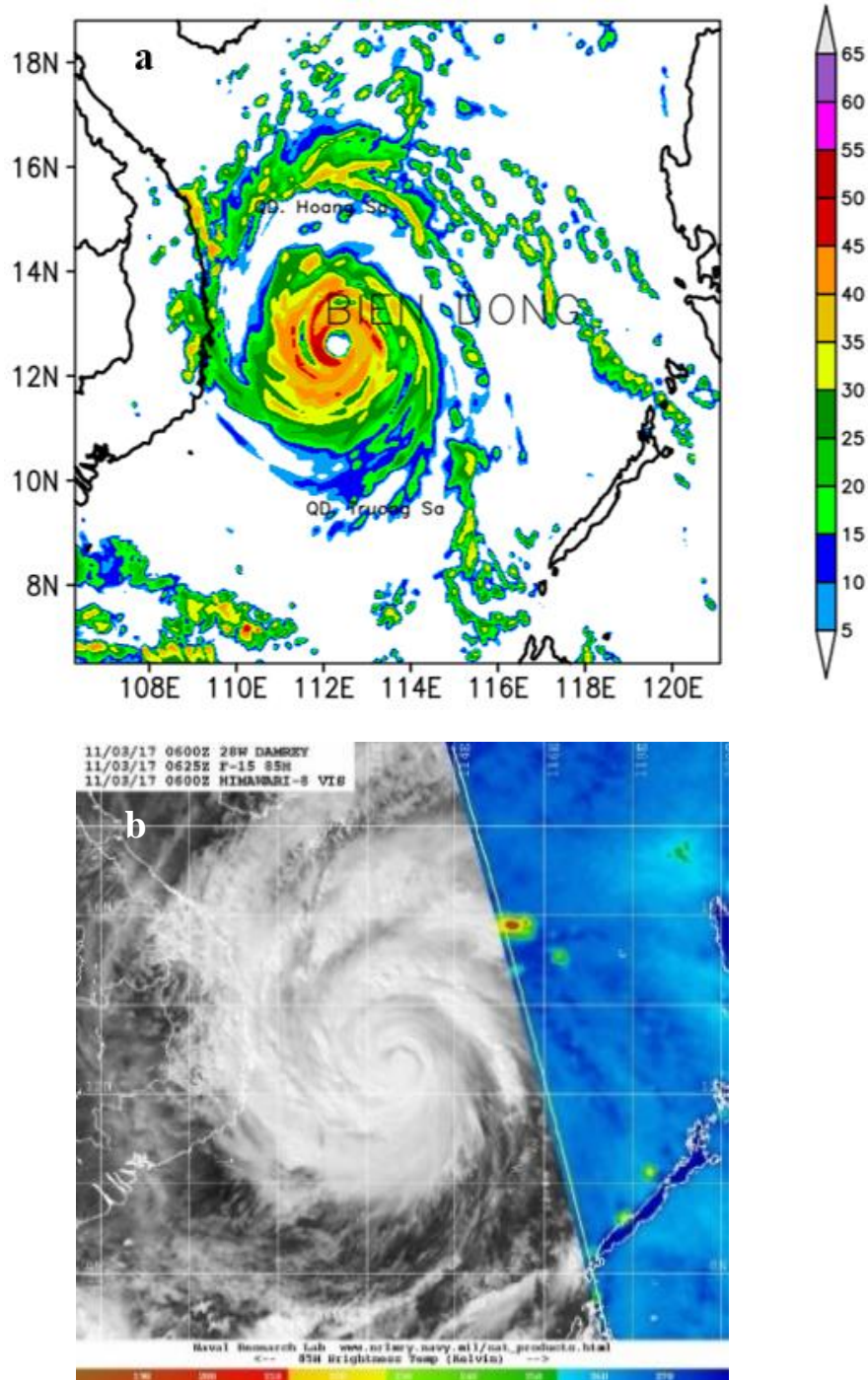
Hình 3.25: Hình thể sy nốp trong thời gian bão Mujigae hoạt động (a) 12Z 03/10, (b) 18Z 03/10, (c) 00Z 04/2015 và (d) 12Z 04/10/2015 (nguồn: www.tmd.go.th).

Về hình thể sy nốp, tại thời điểm 12UTC ngày 03 tháng 10 năm 2015, khu vực phía bắc Việt Nam chịu tác động của áp cao lạnh lục địa lệch đông có cường độ yếu, bão Mujigae nằm trên một rãnh thấp đi qua Biển Đông và Ấn Độ Dương. Đến thời điểm 12UTC ngày 04 tháng 10 năm 2015, khu vực phía bắc của bão tiếp tục chịu tác động của áp cao lạnh lục địa lệch đông có cường độ tăng dần cho tới khi bão Mujigae đổ bộ vào bán đảo Lôi Châu với cường độ khá mạnh khi đi vào đất liền và ảnh hưởng trực tiếp đến khu vực Đông bắc của Việt Nam (Hình 3.25).

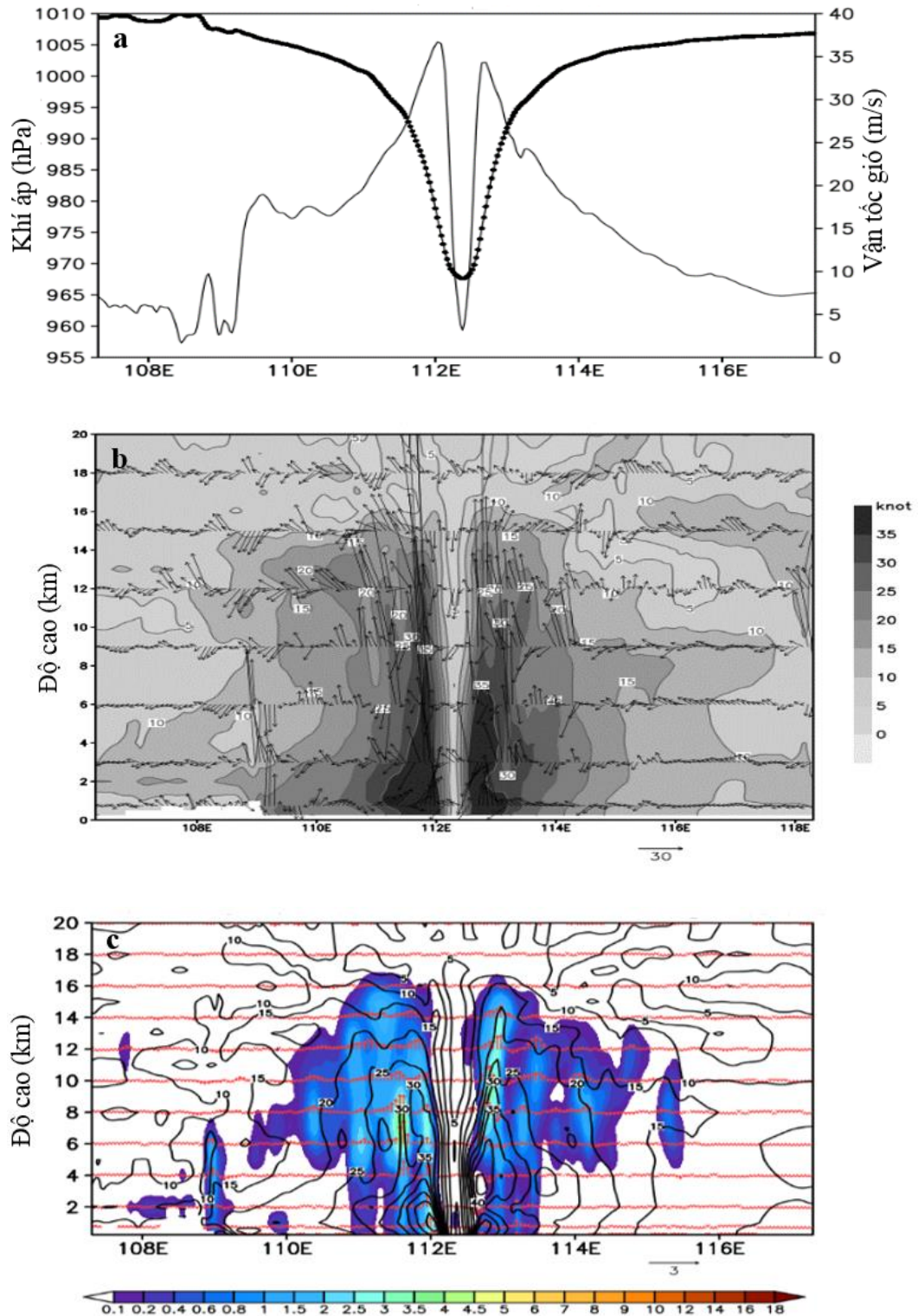
3.3.2.1 Trường hợp bão Damrey

Trên cơ sở dự báo tương đối tốt cường độ như đã nêu ra ở Mục 3.1, sản phẩm mô hình chạy với ban đầu hóa xoáy được sử dụng để đưa ra các nhận định về cấu trúc thẳng đứng của bão giai đoạn gần bờ và đổ bộ. Ảnh mây vệ tinh trên Hình 3.26b cho thấy, khi còn cách đất liền khoảng 400 km, bão có kích thước khá lớn với cấu trúc mây gần tâm bão tương đối đối xứng, đối lưu sâu phát triển mạnh hơn ở phía tây

tâm bão, vùng bán kính trên 200 km từ tâm bão có cấu trúc phi đối xứng với mây tập trung phía Bắc của tâm bão, phía đông cơn bão mây chủ yếu tập trung ở vùng khoảng 200 km gần tâm bão. Nhìn chung các đặc trưng phân bố phi đối xứng của mây được mô hình mô phỏng tương đối tốt (Hình 3.26a).

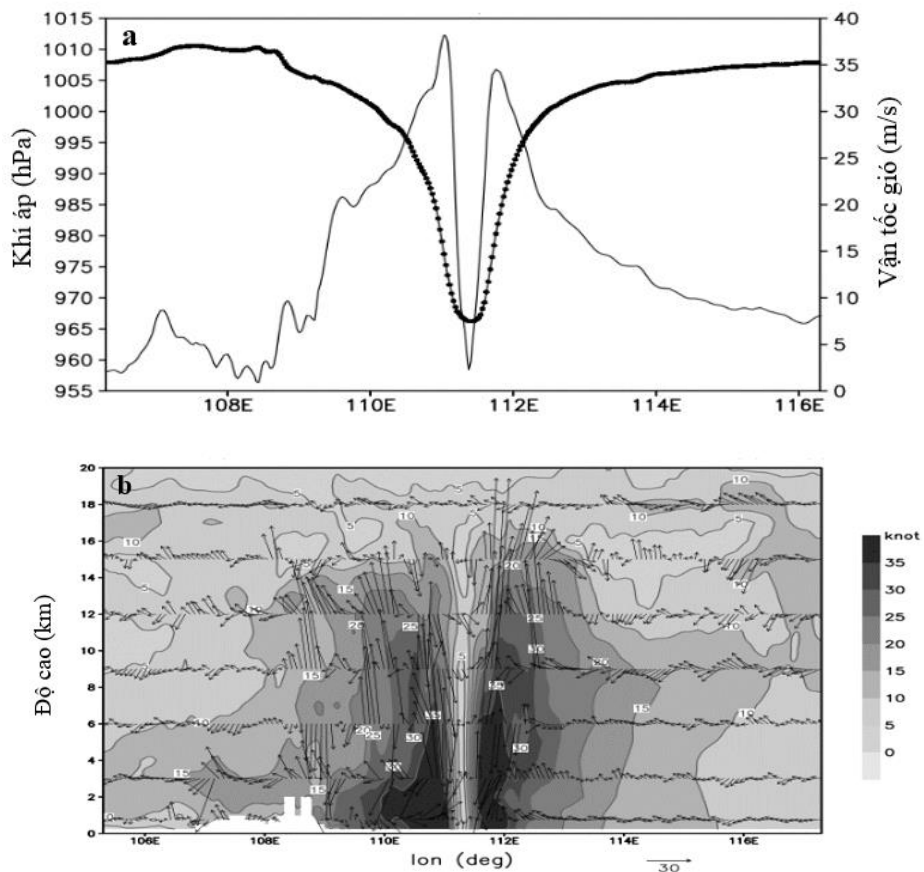


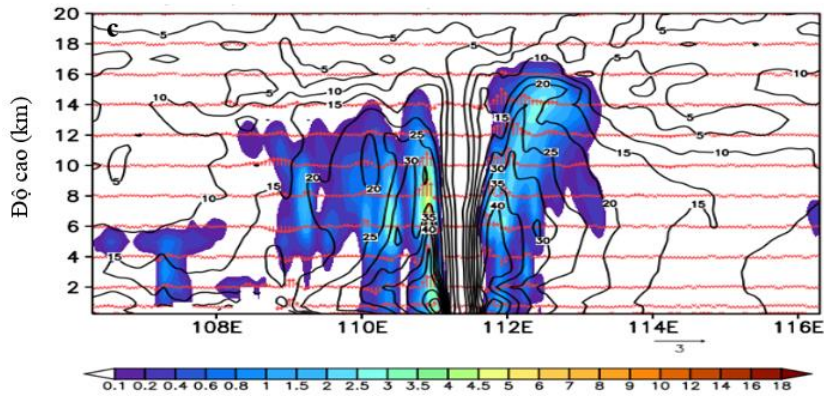
Hình 3.26: Bản đồ độ phản hồi vô tuyến hạn dự báo 6 giờ trường hợp có ban đầu hóa (a) và ảnh mây vệ tinh (b) tại thời điểm 06Z ngày 03/11/2017



Hình 3.27: Mặt cắt thẳng đứng qua tâm bão trong trường hợp ban đầu hóa xoáy đối với (a) gió mực 10m (đường liền nét, m/s), khí áp mực biển (đường chấm, hPa), (b) gió (véc tơ) và tốc độ gió (phủ màu) và (c) tỉ số xáo trộn ngưng kết (phủ màu) ở hạn dự báo 06 giờ thời điểm 06Z ngày 03/11/2017

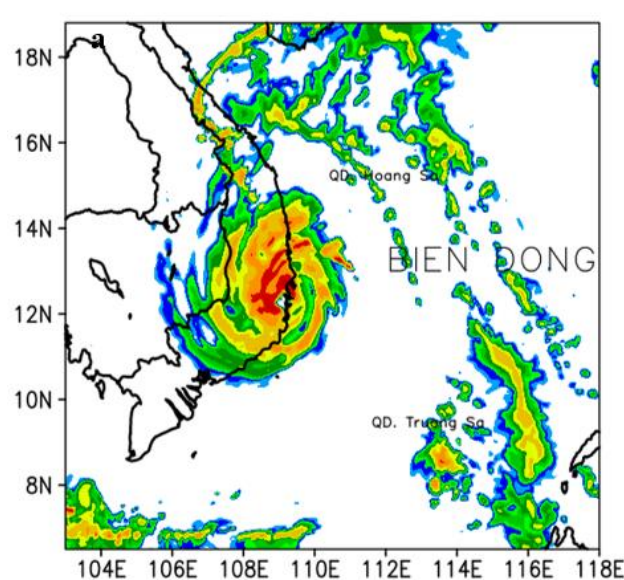
Để nghiên cứu cấu trúc của bão khi bão gần bờ, Hình 3.27 mô tả mặt cắt thẳng đứng qua tâm bão ở hạn dự báo 06 giờ thời điểm 06Z ngày 03/11/2017. Hình 3.27b cho thấy khu vực có dòng giáng vùng tâm bão tồn tại từ độ cao 18 km xuống tới gần bề mặt. Khí áp mực biển có cấu trúc tương đối đối xứng, phân bố gió mực 10m, tốc độ gió, tỉ số xáo trộn ngưng kết có đặc điểm phi đối xứng với các giá trị thiên cao hơn về phía tây (Hình 3.27). Các đặc trưng này phù hợp với cấu trúc của mây và độ phản hồi radar trên Hình 3.26. Như vậy có thể thấy, gió mạnh hơn, đối lưu phát triển mạnh hơn về phía đất liền và bờ biển Việt Nam. Phần tầng cường mây phía bắc cơn bão có nguyên nhân do tăng cường hội tụ ẩm từ bề mặt đất đến độ cao 2km ở phía tây của mắt bão (Hình 3.27b,c) khi hoàn lưu bão tương tác với KKL.

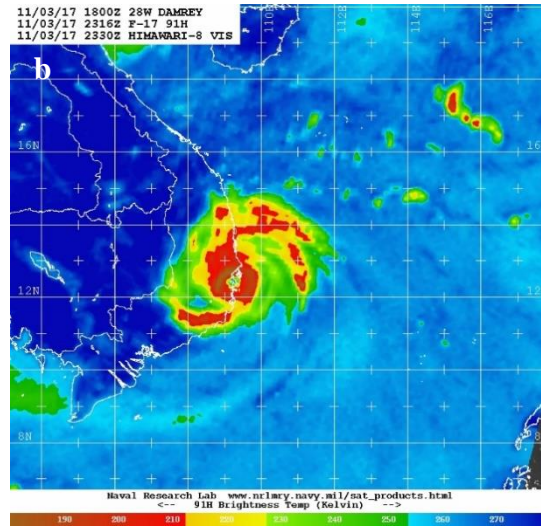




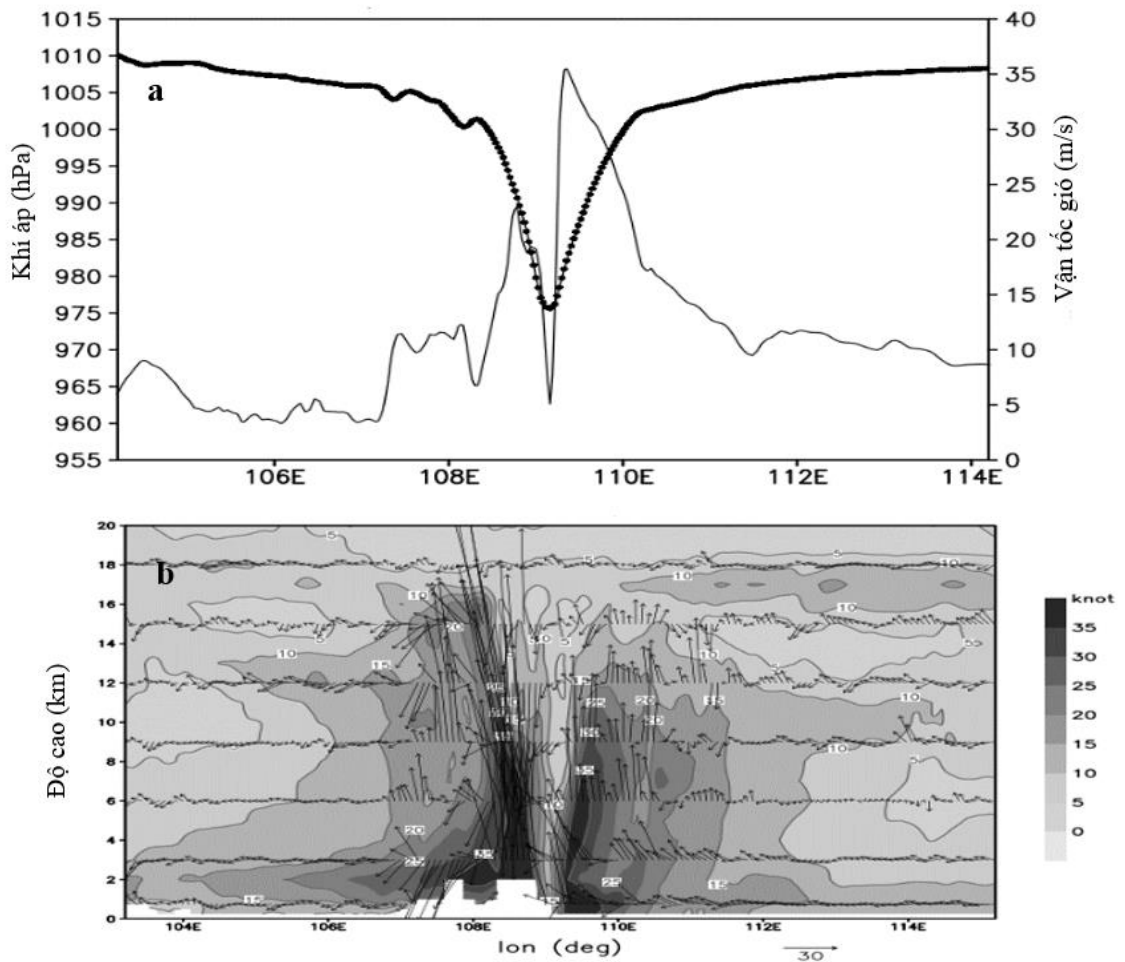
Hình 3.28 Tương tự như Hình 3.27 nhưng cho dự báo 12 giờ thời điểm 12Z
ngày 03/11/2017

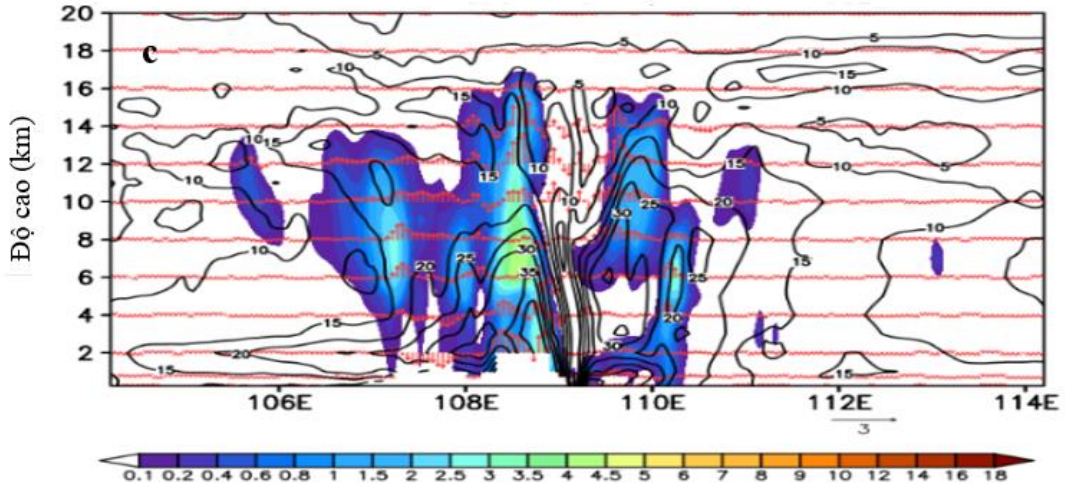
Tại thời điểm 12Z ngày 03/11/2017 (Hình 3.28) bão tiếp tục di chuyển theo hướng Tây, tâm bão còn cách đất liền khoảng 200km. Hoàn lưu phía tây của bão đã ảnh hưởng tới vùng biển Nam Trung Bộ và các tỉnh trong khu vực. Hình 3.28, 3.29 cho thấy cấu trúc bão tiếp tục giữ đặc điểm phi đối xứng mạnh với gió mạnh hơn và đối lưu phát triển mạnh hơn về phía đất liền. Đây là một đặc điểm khá khác biệt của cơn bão Damrey. Thông thường khi bão gần bờ, do ảnh hưởng của mặt đệm, tốc độ gió mạnh thường tập trung ở phía đông cơn bão nơi có ma sát trên biển thấp hơn. Có thể do trường hợp này, hoàn lưu phía tây cơn bão có hướng gió gần trùng với hướng gió mùa đông bắc dẫn tới cộng hưởng và gió mạnh hơn.





Hình 3.29: Độ phản hồi vô tuyến và ảnh mây vệ tinh lúc bão đổ bộ (a) dự báo 24 giờ tại thời điểm 00Z ngày 04/11/2017 và (b) ảnh mây vệ tinh lúc 23:16Z ngày 03/11/2017.





Hình 3.30 Tương tự như Hình 3.27 nhưng cho dự báo 24 giờ thời điểm 00Z ngày 04/11/2017.

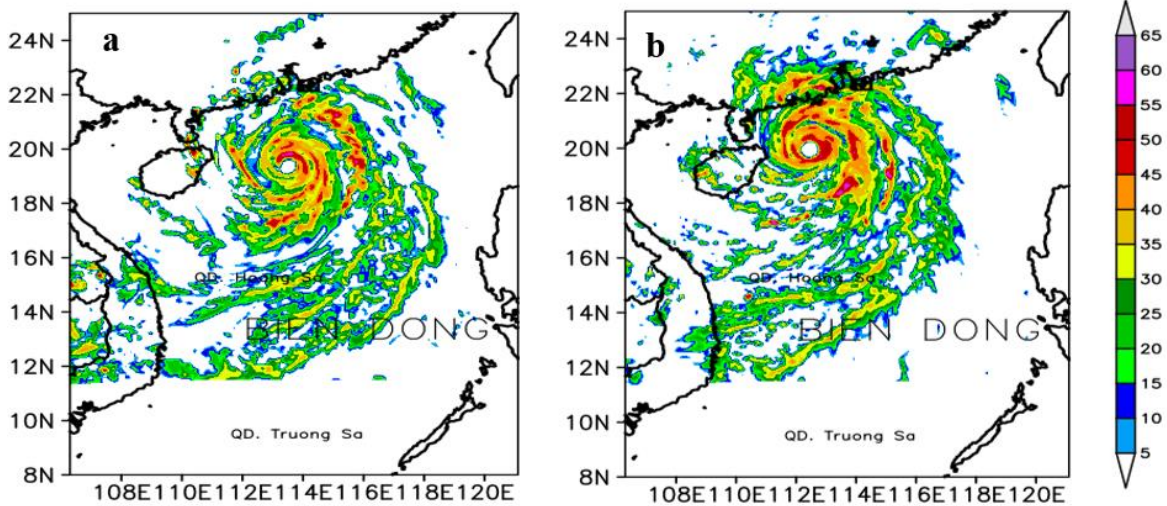
Tại thời điểm 00Z ngày 04/11/2017 (Hình 3.30) khi bão đã đổ bộ vào đất liền Việt Nam, cấu trúc bão mô phỏng (Hình 3.30a) và quan trắc vệ tinh (Hình 3.30b) khá phù hợp khi vùng tập trung đối lưu sâu chủ yếu trên đất liền Việt Nam, khu vực phía tây so với tâm bão. Các khu vực đối lưu sâu này phát triển mạnh với đỉnh đối lưu lên tới trên 18 km (Hình 3.30b, 3.30c). Sự phát triển mạnh của đối lưu sâu trên đất liền do tương tác giữa hoàn lưu bão với địa hình. Ngược lại, gió cực đại trong bão phía đất liền lại yếu hơn nhiều do ảnh hưởng mạnh của ma sát bề mặt và sự cuốn hút của không khí có động năng yếu khu vực đất liền vào vùng gần tâm bão (Hình 3.30a). Mặc dù gió ở độ cao lớn hơn thường mạnh hơn, vùng gần tâm bão phía tây tâm bão trên khu vực núi cao ở độ cao khoảng gần 2km so với mặt biển, tốc độ gió cực đại chỉ đạt khoảng 24 m/s. Phía đông cơn bão, do không chịu ảnh hưởng mạnh của ma sát, gió cực đại mực 10m trên mặt biển vẫn đạt 36 m/s.

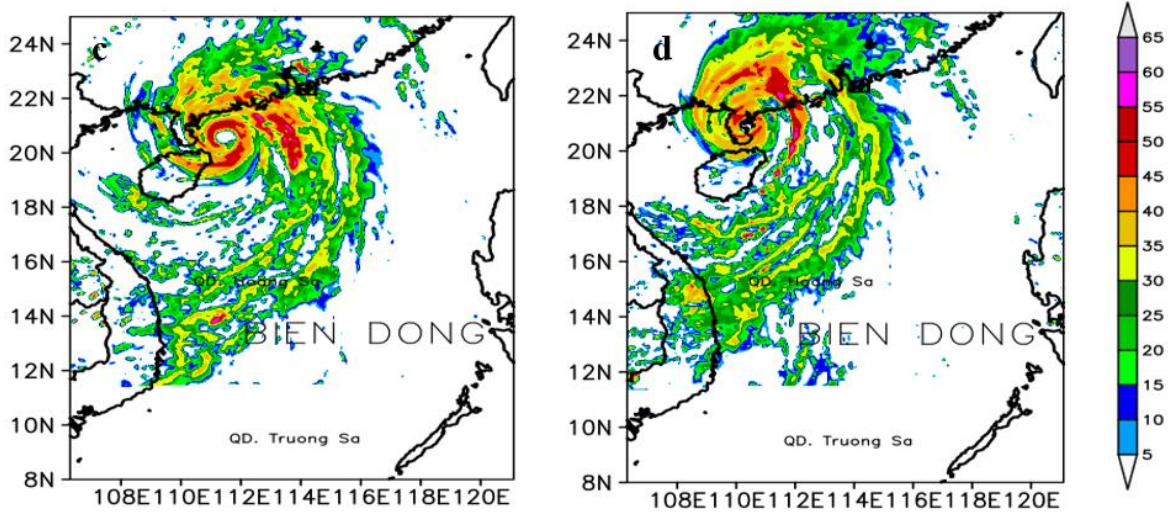
Kết quả cho thấy trong khi khí áp mực biển có cấu trúc tương đối đối xứng thì phân bố gió mực 10m, tốc độ gió, tỉ số xáo trộn ngưng kết có đặc điểm phi đối xứng mạnh với các giá trị thiên cao về phía tây. Khi bão tiến gần bờ cấu trúc bão tiếp tục giữ đặc điểm phi đối xứng mạnh với gió mạnh hơn và đối lưu phát triển mạnh hơn về phía đất liền. Đặc trưng này là khá bất thường của cơn bão Damrey do trong trường hợp này, hoàn lưu phía tây cơn bão có hướng gió gần trùng với hướng gió mùa Đông bắc dẫn tới cộng hưởng và gió mạnh hơn. Ở phía bắc xa tâm bão, mây tăng cường do tăng cường hội tụ ẩm khi hoàn lưu bão tương tác với KKL.

Khi bão đã đổ bộ vào đất liền Việt Nam, khu vực phía tây cơn bão có đối lưu sâu phát triển mạnh do tương tác giữa hoàn lưu bão với địa hình. Ngược lại, gió cực đại mực 10m trong bão phía đất liền mặc dù ở độ cao cao hơn tới 2 km lại yếu hơn nhiều so với tốc độ gió cực đại trên biển do ảnh hưởng mạnh của ma sát bề mặt và sự cuốn hút của không khí có động năng yếu khu vực đất liền vào vùng gần tâm bão.

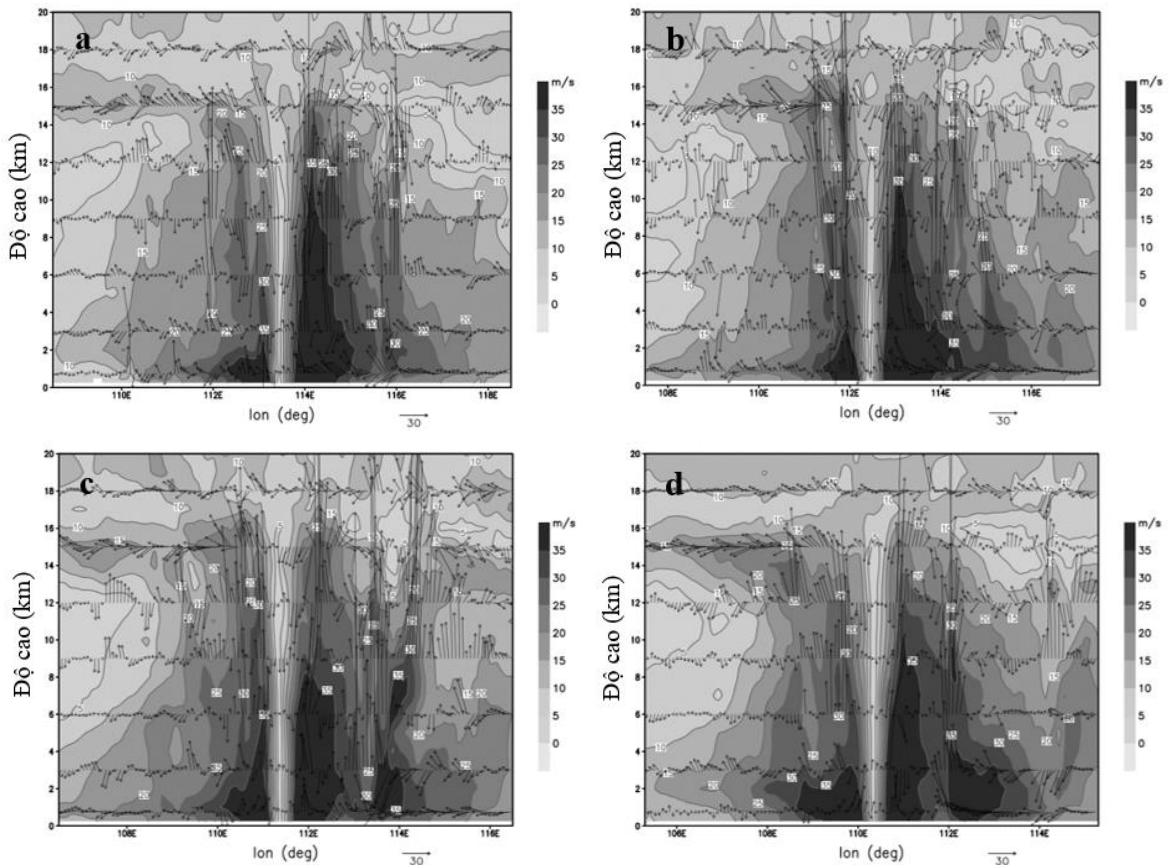
3.3.2.2 Trường hợp bão Mujigae

Trên cơ sở mô phỏng tốt quỹ đạo và cấu trúc mây, trong phần này sản phẩm mô hình chạy với ban đầu hóa xoáy được sử dụng để đưa ra các nhận định về cấu trúc thẳng đứng của bão Mujigae giai đoạn gần bờ và đổ bộ. Hình 3.31 biểu diễn độ phản hồi vô tuyến mô phỏng 6 giờ một của bão Mujigae. Tại các thời điểm 12Z 03/10/2015, và 18Z 03/201/2015 khi tâm bão còn cách đất liền trên 100 km, phân bố độ phản hồi radar vùng gần tâm bão khá đối xứng. Vùng xa tâm bão, đối lưu sâu chủ yếu phát triển khu vực trên biển phía Nam và Đông Nam so với tâm bão. Khi bão đổ bộ, vùng 300 km từ tâm bão có tính phi đối xứng mạnh với vùng mây đối lưu sâu tập trung về phía Bắc tâm bão (phía đất liền) do tương tác hoàn lưu bão với địa hình và đất liền nơi có ma sát lớn.

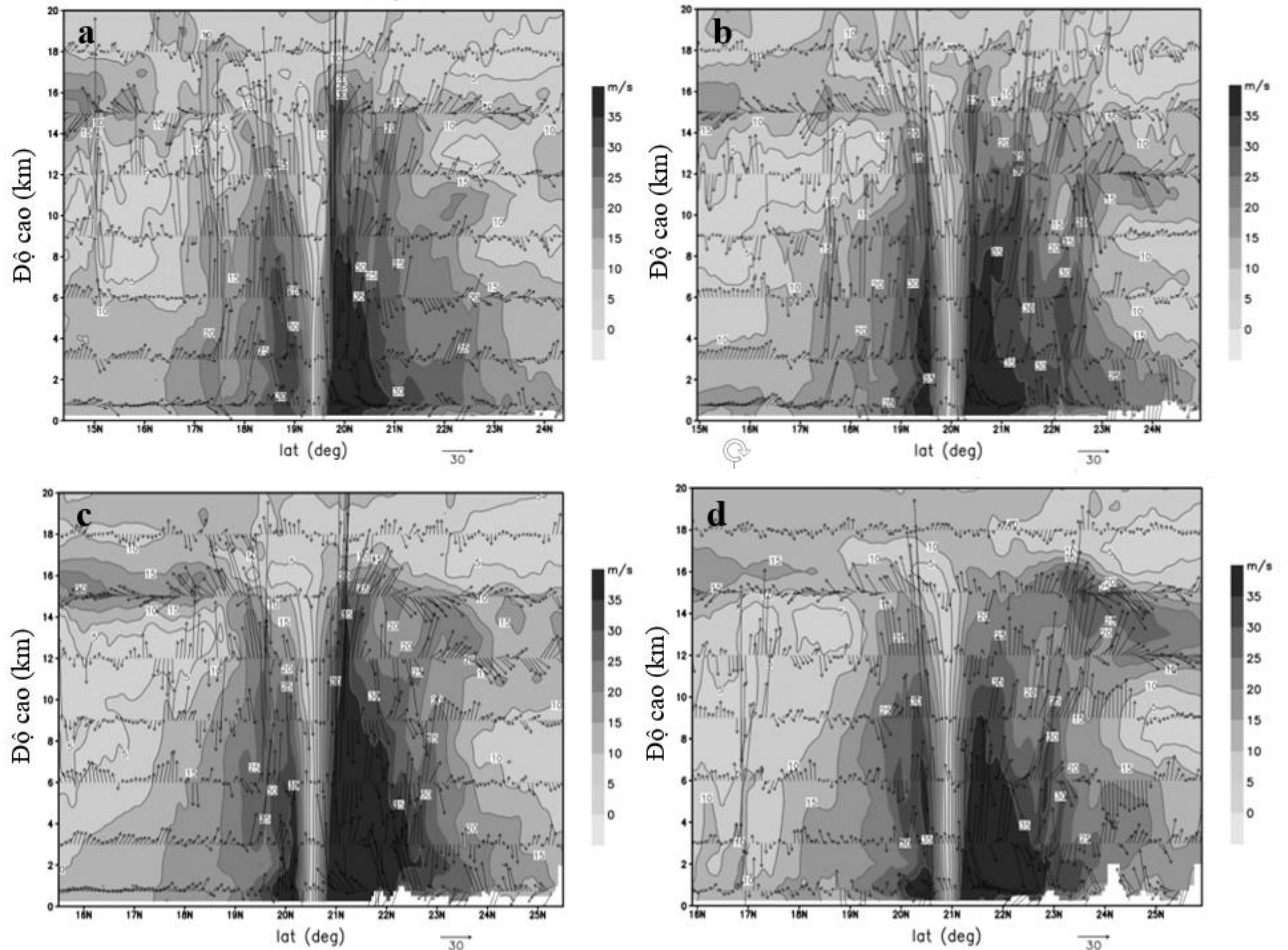




Hình 3.31: Độ phản hồi vô tuyến mô phỏng tại (a) 12Z 03/10/2015, (b) 18Z 03/10/2015, (c) 00Z 04/10/2015 và (d) 06Z 04/10/2015 từ trường hợp có ban đầu hóa.



Hình 3.32: Mặt cắt thẳng đứng đông - tây qua tâm bão đối với trường tốc độ gió (phủ màu, m/s) và véc tơ gió tại điểm lưới theo mô phỏng có ban đầu hóa tại (a) 12Z 03/10/2015, (b) 18Z 03/10/2015, (c) 00Z 04/10/2015 và (d) 06Z 04/10/2015.



Hình 3.33: Như Hình 3.32 nhưng đối với mặt cắt thẳng đứng theo phương nam - bắc.

Để nghiên cứu cấu trúc của bão Mujigae khi gần bờ, các Hình 3.32 và 3.33 mô tả mặt cắt thẳng đứng qua tâm bão tại các thời điểm tương ứng với trên Hình 3.32. Hình 3.33 cho thấy vùng bán kính khoảng 100 km gần tâm bão, tốc độ gió mực thấp dưới 2 km tương đối đối xứng. Ở trên cao (trên 2km) gió mạnh (tốc độ gió > 35 m/s) chủ yếu tập trung phía đông của tâm bão. Vùng xa hơn của tâm bão (bán kính từ 150 tới 400 km), gió mạnh cũng chủ yếu tập trung ở phía đông của tâm bão (Hình 3.33). Vùng gió mạnh phía đông này do các nguyên nhân chính như: (1) đối lưu khu vực này mạnh (Hình 3.33) giúp mang các phần tử khí có động năng lớn mực thấp lên cao hơn, (2) gió gradient tăng cường do tương tác giữa hoàn lưu bão với áp cao lạnh lục địa phía bắc cơn bão và (3) của ma sát trên biển nhỏ. Cần chú ý rằng khi tâm bão mô phỏng bão đổ bộ vào 06Z 04/10/2015, phần phía đông của hoàn lưu bão vẫn nằm trên biển.

Mặt cắt thẳng đứng bắc - nam (Hình 3.33) cũng thể hiện rõ phân bố phi đối xứng của trường gió. Thông thường phần phía nam của cơn bão phải có gió mạnh

hơn phía bắc của cơn bão do ở trên biển có ma sát nhỏ, tuy nhiên trong trường hợp này lại ngược lại, phía bắc tâm bão (phần trên đất liền) lại có gió mạnh hơn. Nguyên nhân của sự bất thường này là do gió phần phía bắc cơn bão tăng cường do gió gradient mạnh khi áp cao lạnh lục địa phía bắc hoạt động.

Trong trường hợp bão Mujigae (2015), quan trắc cường độ bão cho thấy có sự khác biệt đáng kể (tới 10 m/s) giữa số liệu tại JTWC và JMA. Sự chưa chắc chắn cao trong quan trắc cường độ bão có thể là một trong những nguyên nhân quan trọng dẫn đến chất lượng dự báo cường độ bão trên thế giới gần như không có cải thiện đáng kể trong mấy chục năm gần đây. Do mức độ chưa chắc chắn cao trong số liệu quan trắc cường độ bão Mujigae, việc ứng dụng chỉ tiêu nguyên thủy trong sơ ban đầu hóa xoáy động lực của NC2011 không phù hợp. Lý do là khó xác định được trạng thái cân bằng động lực của xoáy bão dựa trên sự sai khác giữa cường độ xoáy khởi tạo với cường độ quan trắc nếu số liệu quan trắc không chính xác. Do vậy, khi áp dụng phương pháp NC2011 trong luận án này, tiêu chí áp dụng thay thế để dừng quá trình khởi tạo là khi cấu trúc trường độ phản hồi radar có mức độ tương tự tương đối với cấu trúc mây đối lưu sâu trên ảnh mây vệ tinh Himawari 8.

Sau khi ban đầu hóa xoáy, trường khí áp mực biển cực tiểu được khơi sâu và tốc độ gió cực đại được tăng cường. Mô hình tái tạo được cấu trúc mây đối lưu sâu phù hợp thực tế, phân bố cường độ gió vùng gần tâm bão cũng phù hợp hơn, bán kính mắt bão gần với thực tế hơn, sai số quỹ đạo của tất cả các hạn mô phỏng tới 24 h đều nhỏ hơn 50 km.

Phân tích sản phẩm mô hình chạy với ban đầu hóa xoáy cho thấy cấu trúc hoàn lưu bão Mujigae có tính phi đối xứng mạnh. Khi bão trên biển, vùng gió mạnh hơn nằm ở phía đông do các nguyên nhân chính như: (1) đối lưu khu vực này mạnh giúp mang các phân tử khí có động năng lớn mực thấp lên cao hơn, (2) gió gradient tăng cường do tương tác giữa hoàn lưu bão với áp cao lạnh lục địa phía bắc cơn bão và (3) ma sát trên biển nhỏ. Khi bão đổ bộ, điểm khác biệt trong cơn bão Mujigae là phần trên đất liền phía bắc nơi có ảnh hưởng mạnh của ma sát trên đất liền lại có gió mạnh hơn phần trên biển nơi có ảnh hưởng ma sát yếu. Sự bất thường này có thể do sự hoạt động của áp cao lạnh lục địa phía bắc khiến gió gradient mạnh hơn làm tăng cường cho gió phần phía Bắc cơn bão.

3.4 TIỂU KẾT CHƯƠNG 3

Trong chương 3, luận án đã tiến hành sử dụng sơ đồ ban đầu hóa trong mô hình WRF nghiên cứu, đánh giá vai trò của độ cao địa hình đến cấu trúc các trường mây, gió, độ ẩm, tốc độ thẳng đứng, cường độ và quỹ đạo bão, đồng thời cũng đánh giá vai trò của KKL đến cấu trúc của hai cơn bão Damrey và Mujigae. Kết quả nghiên cứu cho thấy:

- Việc sử dụng phương pháp ban đầu hóa xoáy là cần thiết trong nghiên cứu cấu trúc bão. Phương pháp ban đầu hóa xoáy đã cải thiện đáng kể chất lượng dự báo cường độ bão, sai số tại các hạn dự báo hầu hết đều nhỏ hơn so với trường hợp không ban đầu hóa xoáy. Cấu trúc các trường khí tượng, vị trí tâm bão trong trường hợp ban đầu hóa xoáy phù hợp với quan trắc hơn so với trường hợp không ban đầu hóa.

- Độ cao địa hình có ảnh hưởng rõ rệt đến cấu trúc trường mây, mắt bão. Địa hình càng cao thì cấu trúc trường mây của bão trong thời điểm trước, trong và sau khi đổ bộ càng bất đối xứng. Trong các cơn bão được lựa chọn, đĩa mây bất đối xứng mạnh mẽ ở phần phía tây bắc của bão. Cấu trúc mắt bão trong trường hợp tăng độ cao địa hình không còn rõ như các trường hợp có độ cao địa hình thấp hơn.

- Độ cao địa hình cũng có ảnh hưởng mạnh mẽ đến khí áp cực tiểu và vận tốc gió cực đại tại tâm bão. Địa hình càng cao thì khí áp cực tiểu tại tâm bão càng lớn và vận tốc gió cực đại càng nhỏ tức cường độ bão càng giảm.

- Trong các thí nghiệm thay đổi độ cao địa hình, quỹ đạo bão bị lệch hướng so với trường hợp mặc định.

- Khi bão tiến gần bờ cấu trúc bão có đặc điểm phi đối xứng mạnh với gió mạnh hơn và đối lưu phát triển mạnh hơn về phía đất liền do hoàn lưu phía tây cơn bão có hướng gió gần trùng với hướng gió mùa đông bắc dẫn tới cộng hưởng khiến gió mạnh hơn. Ở phía bắc xa tâm bão, mây tầng cường do tăng cường hội tụ ẩm khi hoàn lưu bão tương tác với KKL. Khi bão đổ bộ, gió cực đại mực 10m trong bão phía đất liền mặc dù ở độ cao cao hơn 2 km nhưng lại yếu hơn nhiều so với tốc độ gió cực đại trên biển do ảnh hưởng mạnh của ma sát bề mặt và sự cuốn hút của không khí có động năng yếu khu vực đất liền vào vùng gần tâm bão.

- Với trường hợp cơn bão đang có xu hướng di chuyển đi lên phía bắc trong điều kiện gió mùa hoạt động mạnh, bão có tính phi đối xứng mạnh. Khi bão trên biển, vùng gió mạnh hơn nằm ở phía đông có thể do đối lưu khu vực này mạnh giúp mang các phần tử khí có động năng lớn mực thấp lên cao hơn, và gió gradient tăng cường do tương tác giữa hoàn lưu bão với áp cao lạnh lục địa phía bắc cơn bão trong điều kiện ma sát trên biển nhỏ.

- Khi bão đổ bộ, điểm đáng chú ý là phần trên đất liền phía bắc quỹ đạo bão nơi có ảnh hưởng mạnh của ma sát trên đất liền lại có gió mạnh hơn phần trên biển nơi có ảnh hưởng ma sát yếu. Nguyên nhân của sự bất thường này là do sự hoạt động của áp cao lạnh lục địa phía bắc khiến gió gradient mạnh hơn làm tăng cường cho gió phần phía bắc cơn bão.

KẾT LUẬN VÀ KIẾN NGHỊ

I. KẾT LUẬN

Bằng việc sử dụng mô hình nghiên cứu và dự báo thời tiết WRF, luận án đã nghiên cứu về ảnh hưởng của địa hình, KKL đến cấu trúc bão ở vùng duyên hải Việt Nam. Luận án đã đạt được một số kết quả như sau:

1) Luận án đã xây dựng hệ thống 04 thí nghiệm tăng giảm độ cao địa hình và các sơ đồ ban đầu hóa để cải thiện chất lượng của trường ban đầu, sau đó sử dụng sơ đồ ban đầu hóa tốt nhất để nghiên cứu mô phỏng cấu trúc các cơn bão hoạt động trong điều kiện có tương tác với KKL.

2) Các thí nghiệm về địa hình được thực hiện với 05 cơn bão hoạt động trong điều kiện có tác động của gió mùa mùa đông. Kết quả nghiên cứu cho thấy địa hình có tác động rõ rệt đến cấu trúc các trường khí tượng trong bão, quỹ đạo và cường độ bão. Cụ thể như sau:

- Khi giảm độ cao địa hình cấu trúc các trường khí tượng trong bão có tính đối xứng hơn so với trường hợp tăng độ cao địa hình.

- Cường độ bão trong các trường hợp giảm độ cao địa hình lớn hơn so với trường hợp mặc định và tăng độ cao địa hình.

- Các trường hợp tăng độ cao địa hình, quỹ đạo bão bị lệch lên phía bắc so với quỹ đạo thực tế trong phần lớn các cơn bão, riêng đối với bão Damrey, quỹ đạo bị lệch về phía nam.

3) Nghiên cứu ảnh hưởng của KKL tới cấu trúc bão cho thấy, với trường hợp bão từ Biển Đông đi vào khu vực Miền Trung trong điều kiện chịu tác động của KKL cho thấy:

- Khi bão tiến gần bờ cấu trúc bão có đặc điểm phi đối xứng mạnh với gió mạnh hơn và đối lưu phát triển mạnh hơn về phía đất liền do hoàn lưu phía tây cơn bão có hướng gió gần trùng với hướng với gió mùa đông bắc dẫn tới cộng hưởng khiến gió mạnh hơn. Ở phía bắc xa tâm bão, mây tầng cường do tăng cường hội tụ ẩm khi hoàn lưu bão tương tác với KKL. Khi bão đổ bộ, gió cực đại mực 10m trong bão phía đất liền do ảnh hưởng mạnh của ma sát bề mặt và sự cuốn hút của không khí có động năng yếu khu vực đất liền vào vùng gần tâm bão.

- Với trường hợp cơn bão có xu hướng dịch chuyển lên phía bắc trong điều kiện gió mùa mùa đông hoạt động mạnh, bão có tính phi đối xứng mạnh. Khi bão trên biển, vùng gió mạnh hơn nằm ở phía đông do đối lưu khu vực này mạnh giúp mang các phần tử khí có động năng lớn mực thấp lên cao hơn, và gió gradient tăng cường do tương tác giữa hoàn lưu bão với áp cao lạnh lục địa phía bắc cơn bão trong điều kiện ma sát trên biển nhỏ.

- Khi bão đổ bộ, phần trên đất liền phía bắc nơi có ảnh hưởng mạnh của ma sát trên đất liền có gió mạnh hơn phần trên biển nơi có ảnh hưởng ma sát yếu. Nguyên nhân của sự bất thường này là do sự hoạt động của áp cao lạnh lục địa phía bắc khiến gió gradient mạnh hơn làm tăng cường cho gió phần phía bắc cơn bão.

II. KIẾN NGHỊ

Bão là một hệ thống động lực rất phức tạp trong khí quyển. Việc nghiên cứu, đánh giá ảnh hưởng bằng việc thay đổi đồng thời độ cao của địa hình và cường độ KKL chưa được thực hiện trong luận án do KKL là hệ thống động, luận án chưa thực hiện việc thay đổi cường độ KKL trong mô hình mô phỏng. Trong các nghiên cứu tiếp theo cần nghiên cứu thay đổi cường độ của KKL trong các thí nghiệm để thấy rõ hơn tác động đồng thời của KKL và địa hình đến cấu trúc bão.

Vấn đề nghiên cứu về vai trò của tương tác đại dương khí quyển trong quá trình tương tác bão-KKL sử dụng các hệ thống mô hình kết hợp biển-khí quyển cũng như các nguồn số liệu quan trắc bão tăng cường trên Biển Đông để làm sáng tỏ hơn ảnh hưởng của gió mùa mùa đông tới cấu trúc, cường độ bão cũng là một hướng nghiên cứu nên được quan tâm.

**DANH MỤC CÁC CÔNG TRÌNH ĐÃ CÔNG BỐ CỦA TÁC GIẢ
LIÊN QUAN ĐẾN LUẬN ÁN**

- 1) Đặng Hồng Như, **Nguyễn Bình Phong**, Nguyễn Xuân Anh, Nguyễn Đăng Quang, Nguyễn Văn Hiệp (2017), “The Role of Orographic Effects on Occurrence of the Heavy Rainfall Event over Central Vietnam in November 1999”, *Tạp chí Khoa học và Công nghệ*, Vol.17,No.4B, tr. 31-36.
- 2) **Nguyễn Bình Phong**, Nguyễn Tiến Mạnh, Nguyễn Văn Hiệp, Nguyễn Văn Thắng (2018), “Nghiên cứu áp dụng sơ đồ ban đầu hóa xoáy NC2011 trong mô hình WRF để khảo sát khả năng dự báo cường độ cơn bão Damrey năm 2017”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 688, tr. 9-23.
- 3) **Nguyễn Bình Phong**, Nguyễn Anh Quốc, Nguyễn Văn Thắng, Nguyễn Xuân Anh, Nguyễn Văn Hiệp (2019), “Nghiên cứu tương tác giữa không khí lạnh và áp thấp nhiệt đới trong đợt mưa lớn từ 13 đến 16/10/2016 trên khu vực Trung Bộ Việt Nam”, *Tạp chí Khoa học Tài nguyên và Môi trường*, 27, tr. 14-26.
- 4) **Nguyễn Bình Phong**, Nguyễn Tiến Mạnh, Nguyễn Xuân Anh, Phạm Lê Khương, Nguyễn Đức Nam, Phạm Xuân Thành, Nguyễn Văn Hiệp (2020), “Ứng dụng ban đầu hóa xoáy mô phỏng và nghiên cứu cấu trúc bão Mujigae (2015) khi gần bờ và đổ bộ”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 709, tr. 1-12.
- 5) **Nguyễn Bình Phong**, Nguyễn Văn Hiệp, Nguyễn Văn Thắng (2020), “Ứng dụng sơ đồ ban đầu hóa xoáy động lực dự báo cường độ và nghiên cứu cấu trúc bão Damrey (2017) giai đoạn gần bờ và đổ bộ”, *Tạp chí Khoa học Biến đổi khí hậu*, 16, tr. 23-35.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tiếng Việt

1. Trần Đình Bá (1979), *Front cực đối với sự hình thành và phát triển của bão*, Tập san KTTV, Tổng cục KTTV, Hà Nội.
2. Trần Đình Bá (1985), *Sử dụng số liệu vệ tinh phân tích và dự báo bão ở Biển Đông*, Tổng cục KTTV, Hà Nội.
3. Trần Đình Bá (1997), *Ảnh hưởng của không khí cực đối lên sự tiến triển của bão Biển Đông*, Tuyển tập báo cáo của Hội nghị khoa học lần thứ 3, Trung tâm KTTV Biển, Hà Nội.
4. Kiều Quốc Chánh (2011), “Tổng quan hệ thống đồng hóa bộ lọc Kalman tổ hợp và ứng dụng cho mô hình dự báo thời tiết WRF”, *Tạp chí Khoa học Đại học Quốc Gia Hà Nội*, T.27 (1S), tr. 17-29.
5. Hoàng Đức Cường, Trần Thị Thảo, Nguyễn Như Toàn (2005), *Ứng dụng phương pháp dự báo tổ hợp cho mô hình MM5*, Hội thảo khoa học lần thứ 9, Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn, Hà Nội.
6. Hoàng Đức Cường (2010), *Nghiên cứu ứng dụng mô hình WRF phục vụ dự báo thời tiết và bão ở Việt Nam*, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học và công nghệ cấp bộ, Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Môi trường, Hà Nội.
7. Bùi Hoàng Hải, Nguyễn Quang Trung (2011), “Xây dựng mô hình đối xứng tựa cân bằng để nghiên cứu sự tiến triển của xoáy thuận nhiệt đới”, *Tạp chí Khoa học Đại học Quốc Gia Hà Nội*, T.27(1S), tr. 71-80.
8. Bùi Hoàng Hải, Phan Văn Tân (2002), "Khảo sát ảnh hưởng của trường ban 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.
9. Võ Văn Hòa, Đỗ Lê Thủy, Nguyễn Chi Mai (2006a), “Các phương pháp tạo nhiễu động trong dự báo quỹ đạo xoáy thuận nhiệt đới. Phần I: Giới thiệu phương pháp và hướng áp dụng cho điều kiện ở Việt Nam”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 541, tr. 23-32.

10. Võ Văn Hòa, Đỗ Lệ Thủy, Nguyễn Chi Mai (2006b), “Các phương pháp tạo nhiễu động trong dự báo tổ hợp quỹ đạo xoáy thuận nhiệt đới. Phần II: Một số kết quả nghiên cứu”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 543, tr. 21-31.
11. Võ Văn Hòa (2006c), “Dự báo quỹ đạo xoáy thuận nhiệt đới dựa trên dự báo tổ hợp hàng nghìn thành phần”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 547, tr. 7-18.
12. Võ Văn Hòa (2008), *Nghiên cứu ứng dụng dự báo tổ hợp cho một số trường dự báo bão*, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học và công nghệ cấp bộ, Hà Nội.
13. Võ Văn Hòa (2012), *Nghiên cứu phát triển hệ thống dự báo tổ hợp thời tiết hạn ngắn cho khu vực Việt Nam*, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học và công nghệ cấp bộ, Hà Nội.
14. Nguyễn Thị Hoan, Hoàng Đức Cường, Trương Bá Kiên, Nguyễn Văn Hiệp, Kiều Quốc Chánh, Vijay Tallapragada, Nguyễn Tiến Mạnh, Lê Thị Tuyết, Mai Văn Khiêm (2015), “Vai trò của ban đầu hóa xoáy trong mô hình HWRF đối với mô phỏng cấu trúc bão Ketsana (2009)”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 649, tr. 7-11.
15. Nguyễn Văn Khánh và Phạm Đình Thụy (1985), *Một số đặc trưng cơ bản của bão hoạt động trên Biển Đông và Việt Nam*, Tổng cục KTTV.
16. Trần Gia Khánh, 1998, *Hướng dẫn nghiệp vụ dự báo*, Trung tâm khí tượng thủy văn quốc gia.
17. Mai Văn Khiêm và nnk (2015), *Nghiên cứu xây dựng Atlas khí hậu và biến đổi khí hậu Việt Nam*, BCTK đề tài KHCN cấp Nhà nước, BĐKH.17.
18. Trần Công Minh (2003), *Khí tượng sy nớp nhiệt đới*, NXB Đại học Quốc gia Hà Nội, 116 tr.
19. Trần Công Minh (2007), *Khí hậu và khí tượng đại cương*, NXB Đại học Quốc gia Hà Nội, 206tr.
20. Đặng Thị Hồng Nga, Nguyễn Minh Việt và Hoàng Đức Cường (2010), *Xu thế diễn biến của tần số xoáy thuận nhiệt đới ở Tây Bắc Thái Bình Dương và Biển Đông*, Tuyển tập báo cáo hội thảo khoa học lần thứ 13, Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu.
21. Đặng Thị Hồng Nga (2006), *Nghiên cứu ứng dụng và cải tiến sơ đồ phân tích xoáy trong dự báo quỹ đạo bão bằng phương pháp số*, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học và công nghệ cấp bộ, Hà Nội.

22. Nguyễn Đức Ngữ (2010), *Nghiên cứu xây dựng bản đồ phân vùng tai biến môi trường tự nhiên lãnh thổ Việt Nam*. Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học và công nghệ cấp Nhà nước, Mã số: KC-08-01.
23. Nguyễn Thị Minh Phương (2003), “Lựa chọn một tham số cho sơ đồ ban đầu hóa xoáy trong mô hình số trị chính áp dụng báo đường đi của bão trên Biển Đông”, *Tạp chí KTTV số 12-2003*, tr. 13-22.
24. Lê Đình Quang và các cộng tác viên (1991), *Nghiên cứu sự hình thành và tiến triển của XTND ở thời kì phát triển ban đầu với mục đích giải thích các nhân tố xác định các qua trình này*, Trung tâm liên hợp Việt Xô về Khí tượng Nhiệt đới và Nghiên cứu Bão, Hà Nội.
25. Lê Thanh Sơn (1985), *Vài đặc điểm về tác động của KKL đến các cơn bão đổ bộ vào Việt Nam*, Phân tích và dự báo bão, Tổng cục KTTV, Hà Nội.
26. Lê Thanh Sơn (1987), “Ảnh hưởng của KKL đối với bão ở miền Trung và hình thể đường dòng đặc trưng”, *Tạp san KTTV*, Tổng cục KTTV, Hà Nội.
27. Phan Văn Tân, Nguyễn Lê Dũng (2008), "Thử nghiệm ứng dụng hệ thống WRF-VAR kết hợp với ban đầu hóa xoáy vào dự báo quỹ đạo bão trên Biển Đông”, *Tạp chí Khí tượng Thủy văn*, 7(583), tr. 1-9.
28. Phan Văn Tân, Kiều Thị Xin, Nguyễn Văn Sáng, Nguyễn Văn Hiệp (2002), “Kỹ thuật phân tích xoáy tạo trường ban đầu cho mô hình chính áp dụng báo quỹ đạo bão”, *Tạp chí KTTV số 1-2002*, tr. 13-25.
29. Phan Văn Tân, Kiều Thị Xin, Nguyễn Văn Sáng (2002), “Mô hình chính áp WBAR và khả năng ứng dụng vào dự báo quỹ đạo bão khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương và Biển Đông”. *Tạp chí KTTV số 6-2002*, tr. 27-33.
30. Phan Văn Tân, Bùi Hoàng Hải (2004), “Ban đầu hóa xoáy 3 chiều cho mô hình MM5 và ứng dụng trong dự báo quỹ đạo bão”. *Tạp chí KTTV*, 10, tr. 14-25.
31. Lê Văn Thắng (1992), *Đặc điểm căn bản của Bão Biển Đông và xu thế trên cao (500mb) ảnh hưởng đối với hướng đi của nó*, Nội san khí tượng vật lý địa cầu.
32. Lê Văn Thảo (1996), *Dự báo sự chuyển hướng của bão ở Biển Đông trên cơ sở phân tích mô hình synốp đặc trưng*, Trung tâm DBQG, Hà Nội.

33. Nguyễn Văn Thắng, Nguyễn Trọng Hiệu, Trần Thục (2011), *Biến đổi khí hậu và tác động ở Việt Nam*, NXB Khoa học và kỹ thuật, Viện khoa học Khí tượng Thủy văn và Môi trường, 125tr.
34. Nguyễn Vũ Thi (1985), *Các khối không khí lạnh ở miền Bắc Việt Nam và phương pháp dự báo hạn ngắn sự lập lại gió mùa đông bắc*, Luận án Phó tiến sỹ khoa học, Viện Khoa học KTTV, Hà Nội.
35. Nguyễn Ngọc Thục (1992), “Phân loại các dạng hình thể Sy núp gây mưa lớn, đặc biệt lớn thuộc các tỉnh Nghệ An đến Thừa Thiên Huế”, *Tạp san KTTV*, Tổng cục KTTV, Hà Nội
36. Trịnh Văn Thư (1992) “Ứng dụng mô hình phương trình nước nông vào dự báo quỹ đạo bão nhiệt đới”. *Tạp chí KTTV*, 3, tr. 5-14.
37. Dư Đức Tiến, Ngô Đức Thành, Kiều Quốc Chánh (2016), “Sử dụng đồng thời quan trắc quy mô lớn và quy mô bão trong việc tăng cường thông tin ban đầu cho bài toán dự báo xoáy thuận nhiệt đới bằng mô hình số trị”, *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN, Các Khoa học Trái đất và Môi trường*, 3S(32), tr. 224-235
38. Trần Tân Tiến (2004), *Xây dựng mô hình dự báo các trường khí tượng thủy văn vùng Biển Đông*, Đề tài nghiên cứu KH-CN cấp Nhà nước KC.09.04, Hà Nội.
39. Trần Tân Tiến (2010), *Xây dựng công nghệ dự báo liên hoàn bão, nước dâng và sóng ở Việt Nam bằng mô hình số với thời gian dự báo trước 3 ngày*, Đề tài nghiên cứu KH-CN cấp nhà nước KC.08.05, Hà Nội.
40. Trần Tân Tiến, Lê Thị Hồng Vân (2009), "Nghiên cứu ảnh hưởng của các yếu tố cấu thành xoáy nhân tạo trong đồng hóa số liệu xoáy giả bằng mô hình WRF đối với cơn bão Lêkima", *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN*, 3S (25), tr. 508-516.
41. Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc (1993), *Khí hậu Việt Nam*, NXB Khoa học Kỹ thuật, 312 tr.
42. Đinh Văn Ưu (2010), “Sự biến động hoạt động và đổ bộ của bão nhiệt đới vào bờ biển Việt Nam”, *Tạp chí khoa học ĐHQGHN*, Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, số 3S (26), tr. 479 – 485.
43. Kiều Thị Xin và cs (2002), *Nghiên cứu áp dụng mô hình số khu vực phân giải cao cho mục đích dự báo chuyển động của bão trên vùng biển Việt Nam*, Đề tài NCKH cấp nhà nước, Hà Nội.

44. Quyết định số 17/2011/QĐ-TTG của Thủ tướng Chính phủ : Ban hành Quy chế báo áp thấp nhiệt đới, bão, lũ.
45. Quy trình dự báo hạn vừa - hạn dài, Trung tâm khí tượng thủy văn quốc gia, Hà Nội.

Tiếng Anh

46. Ackerman, S., and Coauthors (2018), Satellites see the world's atmosphere. A Century of Progress in Atmospheric and Related Sciences: Celebrating the American Meteorological Society Centennial, *Meteor. Monogr.*, 59, pp. 1-53.
47. Ashu Dastoor and T.N.Krishnamurti (1991), The Landfall and Structure of A Tropical Cyclone: The Sensitivity of Model Predictions to Soil Moisture Parameterizations, *Boundary-Layer Meteorology*, 55, pp. 345-380.
48. Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara (1987), A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 115, pp. 130–155.
49. Bishop, C. H., and A. J. Thorpe (1994) Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part I: Linear wave dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 51, pp. 852–873.
50. Black, P. G., and F. Marks (1991), The structure of an eyewall meso-vortex in Hurricane Hugo. Preprints, *19th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc.*, pp. 579–582.
51. Brand, S., and J. W. Blueloch (1974), Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan, *Mon. Wea. Rev.*, 102, pp. 708–713.
52. Charney, J. G., and A. Eliassen (1964), On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, 21, pp. 68–75.
53. Charney, J. G., R. Fjørtoft, and J. Von Neumann (1950), Numerical integration of the barotropic vorticity equation, *Tellus*, 2, pp. 237–254.
54. Chang, S. W.-J. (1982), The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 110, pp. 1255–1270.
55. Chavas, D. R., and K. A. Emanuel (2010), A QuickSCAT climatology of tropical cyclone size, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18816.

56. Chavas, D. R., and K. A. Emanuel (2014), Equilibrium tropical cyclone size in an idealized state of axisymmetric radiative–convective equilibrium, *J. Atmos. Sci.*, 71, pp. 1663–1680.
57. Chen T-C, Tsay J-D, Matsumoto J, Alpert J (2017), Forecast advisory for a cold-season heavy rainfall/flood event that developed from multiple interactions of the cold-surge vortex with cold-surge flows in the South China Sea, *Weather Forecast*, 32, pp. 797–819.
58. Chun Chieh Wu và K.W. Cheung (2009), Numerical Study of the Rainfall Event due to the Interaction of Typhoon Babs (1998) and the Northeasterly Monsoon, *monthly weather review*, 137, pp. 2049-2064.
59. Dean, L., K. Emanuel, and D. R. Chavas (2009), On the size distribution of Atlantic tropical cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14803.
60. Demuth, J. L., M. DeMaria, and J. A. Knaff (2006), Improvement of Advanced Microwave Sounding Unit tropical cyclone intensity and size estimation algorithms, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45, pp. 1573–1581.
61. Dong, M. Y., L. S. Chen, Y. Li, et al. (2010), Rainfall reinforcement associated with landfalling tropical cyclones, *J. Atmos.Sci.*, 67, pp. 3541–3558.
62. Dvorak, V. F. (1975), Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 103, pp. 420–430.
63. Dvorak, V. F. (1984), *Tropical cyclone intensity analysis using satellite data*, NOAA Tech. Rep. NESDIS, 11, 45 pp.
64. Emanuel, and D. Nolan (2004), *Tropical cyclone activity and global climate. 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami Beach, FL, Amer. Meteor. Soc., 10A.2.
65. Emanuel and R. Rotunno (2011), Self-stratification of tropical cyclone outflow. Part I: Implications for storm structure, *J. Atmos. Sci.*, 68, pp. 2236–2249.
66. Fett R. W. (1968), Typhoon Formation Within the zone of the Intertropical Convergence, *Mon. Wea. Rev.*, 96(2), pp. 106-117.
67. Fortner, L. E. (1958) Typhoon Sarah, 1956, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 39, pp. 633–639.

68. Fu, L.-L., T. Lee, W. T. Liu, and R. Kwok (2019), *50 years of satellite remote sensing of the ocean. A Century of Progress in Atmospheric and Related Sciences: Celebrating the American Meteorological Society Centennial*, Meteor. Monogr., No. 59, Amer. Meteor. Soc.
69. Gray W. M. (1967), Global view of the origin of tropical disturbances and storm, *Mon. Wea. Rev.*, 96, pp. 669 – 700.
70. Gray and D. J. Shea (1973), The hurricane's inner core region. II. Thermal stability and dynamic characteristics, *J. Atmos. Sci.*, 30, pp. 1565–1576.
71. Han Z Y, Li X S, Chen Y Y, Yang D Y. (2008), Quantification of magnetic coercivity components reveals the cause of anomalous decrease of magnetic susceptibility of the Xiashu loess (in Chinese), *Chin J Geophys*, 51, pp. 1835–1843.
72. Hall, J. D., M. Xue, L. Ran, and L. M. Leslie (2013), High-resolution modeling of Typhoon Morakot (2009): Vortex Rossby waves and their role in extreme precipitation over Taiwan, *J. Atmos. Sci.*, 70, pp. 163–186.
73. Hawkins, H. F., and D. T. Rubsam (1968), Hurricane Hilda, 1964: II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964, *Mon. Wea. Rev.*, 96, pp. 617–636.
74. Hawkins, H. F., and S. M. Imbembo (1976), The structure of a small, intense hurricane-Inez 1966, *Mon. Wea. Rev.*, 104, pp. 418–442
75. Hiep Van Nguyen and Yi-Leng Chen (2011), High-Resolution Initialization and Simulations of Typhoon Morakot (2009), *Mon. Wea. Rev.*, 139, pp. 1463-1491.
76. Hiep Van Nguyen and Yi-Leng Chen (2014), Improvements to a Tropical Cyclone Initialization Scheme and Impacts on Forecasts, *Mon. Wea. Rev.*, 142, pp. 4340-4356.
77. Hill KA, Lackmann GM (2009), Influence of environmental humidity on tropical cyclone size, *Mon. Wea. Rev.*, 137, pp. 3294–3315.
78. Holland, G. J., (1980), An analytic model of the wind and pressure profiles in a hurricane, *Mon. Wea. Rev.*, 108, pp. 1212–1218.
79. Holland G. J., (1983), Tropical cyclone motion: Environmental Interaction plus a Bete effect, *J. Atmos. Sci.*, 40, pp. 328-341.

80. Holland, J. I. Belanger, and A. Fritz, (2010), A revised model for radial profiles of hurricane winds, *Mon. Wea. Rev.*, 138, pp. 4393–4406.
81. Holland, G. J, and Merrill, R. T, (1984), On the dynamics of tropical cyclone structural changes, *Quart. J. R. Met. SOC*, 110, pp. 723-745.
82. Houze, S. S. Chen, B. F. Smull, W.-C. Lee, and M. M. Bell, (2007), Hurricane intensity and eyewall replacement, *Science*, 315, pp. 1235–1239.
83. Hsu, L.-H., H.-C. Kuo, and R. G. Fovell, (2013), On the geographic asymmetry of typhoon translation speed across the mountainous island of Taiwan, *J. Atmos. Sci.*, 70, pp. 1006–1022.
84. Huang, H.-L., M.-J. Yang, and C.-H. Sui, (2014), Water budget and precipitation efficiency of Typhoon Morakot (2009), *J. Atmos. Sci.*, 71, pp. 112-129 .
85. Huang, Y. J., M. T. Montgomery, and C. C. Wu, (2012), Concentric eyewall formation in Typhoon Sinlaku (2008). Part II: Axisymmetric dynamical processes, *J. Atmos. Sci.*, 69, pp. 662–674.
86. Huang, Y.-H., C.-C. Wu, and Y. Wang, (2011), The influence of island topography on typhoon track deflection, *Mon. Wea. Rev.*, 139, pp. 1708–1727.
87. Jang, W., Chun, H.Y. (2013), The effects of topography on the evolution of typhoon saomai (2006) under the influence of tropical storm bopha (2006), *Mon. Wea. Rev.*, 141, pp. 468–489.
88. Jian, G.-J., and C.-C. Wu, (2008), A numerical study of the track deflection of Super typhoon Haitang (2005) prior to its landfall in Taiwan, *Mon. Wea. Rev.*, 136, pp. 598–615.
89. Johnny C. L. Chan và K. S. Liu, (2004), Asymmetric Distribution of Convection Associated with Tropical Cyclones Making Landfall along the South China Coast, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 97(1), pp. 57-68.
90. K. K. W. Cheung, L. R. Huang, and C. S. Lee (2008), Characteristics of rainfall during tropical cyclone periods in Taiwan, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, pp. 1463 – 1474.
91. Kasahara, (1961), A numerical experiment on the development of a tropical cyclone, *J. Meteor.*, 18, pp. 259–282.

92. Khromov SP (1957), Die geographische verbreitung der monsune, *Petermanns Geogr Mitt*, 101, pp. 234–237.
93. Kimball, S.K., (2008), Structure and Evolution of Rainfall in Numerically Simulated Landfalling Hurricanes, *Mon. Weather Rev.*, 136, pp. 3822–3847.
94. Kleinschmidt, E., Jr., (1951), Grundlagen einer theorie der tropischen zyklonen, *Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol.*, 4A, pp. 53–72.
95. Kossin, J. P., (2017), Hurricane intensification along United States coast suppressed during active hurricane periods, *Nature*, 541, pp. 390–393.
96. Kossin, J. P., (2018), A global slowdown of tropical cyclone translation speed, *Nature*, 558, pp. 104–107.
97. Kossin, J. P., and W. H. Schubert, (2001), Mesovortices, polygonal flow patterns, and rapid pressure falls in hurricane-like vortices, *J. Atmos. Sci.*, 58, pp. 2196–2209.
98. Kossin J. P., and M. Sitkowski, (2009), An objective model for identifying secondary eyewall formation in hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, 137, pp. 876–892.
99. Kuo, H.-L., (1965), On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, 22, pp. 40–63.
100. Kuo, H.-C., R. T. Williams, J.-H. Chen, and Y.-L. Chen, (2001), Topographic effects on barotropic vortex motion: Nemean flow, *J. Atmos. Sci.*, 58, pp. 1310–1327.
101. Kun-Hsuan Chou and Chun-Chieh Wu (2008), Typhoon Initialization in a Mesoscale Model - CohPaination of the Bogused Vortex and the Dropwindsonde Data in DOTSTAR, *Mon. Wea. Rev.*, 136(3), pp. 865-879.
102. Kurihara Y., Bender M. A., and Ross R. J., (1993), An initialization scheme of hurricane model by vortex specification, *Mon. Wea. Rev.*, 121, pp. 2030-2045.
103. Kurihara, Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross (1995), Improvements in the GFDL hurricane prediction system, *Mon. Wea. Rev.*, 123, pp. 2791–2801.
104. Le Dizes, S., M. Rossi, and H. K. Moffat, (1996), On the threedimensional instability of elliptical vortex subjected to stretching, *Phys. Fluids*, 8, pp. 2084–2090.

105. Lewis, B. M., and H. F. Hawkins, (1982), Polygonal eye walls and rainbands in hurricanes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 63, pp. 1294–1300.
106. Li Tianfu (2003), Hainan Island Violent Rainstorm Induced by Tropical Cyclone of the South China Sea and Cold Air, *J. Atmos. Sci.*, 52, pp. 1549–1566.
107. Liguang Wu và Jia Liang (2011), Monsoonal Influence on Typhoon Morakot (2009). Part I: Observational Analysis, *Journal of the atmospheric sciences*, 68, pp. 2208-2221
108. Liguang Wu và Jia Liang (2011), Monsoonal Influence on Typhoon Morakot (2009). Part II: Numerical Study, *Journal of the atmospheric sciences*, 68, pp. 2222-2235.
109. Lin, Y.-L., J. Han, D. W. Hamilton, and C.-Y. Huang (1999), Orographic influence on a drifting cyclone, *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 534–562.
110. Lin, Y.-L., and L. C. Savage III, (2011), Effects of landfall location and the approach angle of a cyclone vortex encountering a mesoscale mountain range. *J. Atmos. Sci.*, 68, pp. 2095–2106.
111. Malkus, J. S., and H. Riehl, (1960), On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes, *Tellus*, 12, pp. 1–20.
112. Merrill, R. T., (1984), A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, pp. 1408–1418.
113. Miller, B. I., (1958), On the maximum intensity of hurricanes, *J. Meteor.*, 15, pp. 184–195.
114. Montgomery, M. T., and L. J. Shapiro, (1995), Generalized Charney–Stern and Fjortoft theorems for rapidly rotating vortices, *J. Atmos. Sci.*, 52, pp. 1829–1833.
115. Muramatsu, T., (1986), The structure of polygonal eye of a typhoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, pp. 913–921.
116. Naylor, J., and D. A. Schecter, (2014), Evaluation of the impact of moist convection on the development of asymmetric inner core instabilities in simulated tropical cyclones, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 6, pp. 1027–1048

117. Nolan, D. S. and B. F. Farrell, (1999), Generalized stability analyses of asymmetric disturbances in one- and two-celled vortices maintained by radial inflow, *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 1282–1307.
118. Nolan, D. S., (2001), The stabilizing effects of axial stretching on turbulent vortex dynamics. *Phys. Fluids*, 13, pp. 1724–1738.
119. Nolan, D. S., and M. T. Montgomery (2002), Nonhydrostatic, threedimensional perturbations to balanced, hurricane-like vortices. Part I: Linearized formulation, stability, and evolution, *J. Atmos. Sci.*, 59, pp. 2989–3020.
120. Ooyama, K., (1964), A dynamical model for the study of tropical cyclone development, *Geofis. Int.*, 4, pp. 187–198.
121. Palmén, E., (1948), On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, 3, pp. 26–39.
122. Palmén, E. and Newton, C.W. (1969), *Atmospheric Circulation Systems*. Academic Press, New York, 471-522.
123. Riehl, H., (1948a), On the formation of typhoons, *J. Meteor.*, 5, pp. 247–265.
124. Riehl, H., (1948b), On the formation of west Atlantic hurricanes, *University of Chicago Dept. of Meteorology Misc. Rep. 24*, 64 pp.
125. Riehl, H., (1950), A model of hurricane formation, *J. Appl. Phys.*, 21, pp. 917–925.
126. Riehl, H., (1954), *Tropical Meteorology*. McGraw-Hill, 392 pp.
127. Riehl, H., (1963a), On the origin and possible modification of hurricanes, *Science*, 141, pp. 1001–1010.
128. Riehl, H., (1963b), Some relations between wind and thermal structure of steady state hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, 20, pp. 276–287.
129. Robert G. Fovell, Y. Bu, K. L. Corbosiero, W. Tung, Y. Cao, H. Kuo, L. Hsu, and H. Su, (2016), Influence of Cloud Microphysics and Radiation on Tropical Cyclone Structure and Motion. *Meteorol. Monogr.*, 56, pp. 11.1-11.27.

130. Rogers, R.F. (2021) Recent Advances in Our Understanding of Tropical Cyclone Intensity Change Processes from Airborne Observations. *Atmosphere*, 12, p. 650.
131. Rosenthal, S. L., (1964), Some attempts to simulate the development of tropical cyclones by numerical methods, *Mon. Wea. Rev.*, 92, pp. 1–21.
132. Rotunno, R., (1978), A note on the stability of a cylindrical vortex sheet, *J. Fluid Mech.*, 87, pp. 761–771.
133. Rozoff, C. M., D. S. Nolan, J. P. Kossin, F. Zhang, and J. Fang, (2012), The roles of an expanding wind field and inertial stability in tropical cyclone secondary eyewall formation, *J. Atmos. Sci.*, 69, pp. 2621–2643.
134. Sasaki, Y., and K. Miyakoda, (1954), Numerical forecasting of the movement of cyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 32, pp. 325–335
135. Schubert, W. H., M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guinn, S. R. Fulton, J. P. Kossin, and J. P. Edwards, (1999), Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 1197–1223.
136. Shen, W., I. Ginis, and R. E. Tuleya, (2002), A numerical investigation of land surface water on landfalling hurricanes, *J. Atmos. Phys.*, 59, pp. 789–802.
137. Stith, J. L., and Coauthors, (2019), *100 years of progress in atmospheric observing systems. A Century of Progress in Atmospheric and Related Sciences: Celebrating the American Meteorological Society Centennial*, Meteor. Monogr., No. 59, Amer. Meteor. Soc.
138. Tang, C. K., and J. C. L. Chan, (2013), Idealized simulations of the effect of Taiwan and Philippines topographies on tropical cyclone tracks, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140, pp. 1578–1589.
139. Trinh, Van Thu and T. N. Krishnamurti (1992), Vortex initialisation for typhoon track prediction, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 47, pp. 117–126.
140. Robert E. Tuleya, Morris A. Bender and Yoshio Kurihara (1983), A simulation study of the landfall of tropical cyclone using a movable nested-Mesh model, *Mon. Wea. Rev.*, 112, pp. 14–136.

141. Robert E. Tuleya (1994), Tropical storm development and decay: Sensitivity to surface boundary conditions, *Mon. Wea. Rev.*, 122, pp. 291–304.
142. T.W. Hui and K.Y. Shum, (2005), *Changes in the Structure of Tropical Storm Kompasu (0409) Before and After over Hong Kong in July 2004*. WMO International Workshop on Tropical Cyclone Landfall. Processes, Macao, China.
143. Wang, B. (2006). *The Asian monsoon*, Environmental Sciences. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
144. Wang, S.-T., (1980), Prediction of the movement and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity, *National Science Council Research Rep*, 108, 100 pp.
145. Weatherford, C. L., and W. M. Gray, (1988a), Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology, *Mon. Wea. Rev.*, 116, pp. 1032–1043.
146. Weatherford, C. L., and W. M. Gray, (1988b), Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part II: Structural variability, *Mon. Wea. Rev.*, 116, pp. 1044–1056.
147. Willoughby, H. E., (1988a), The dynamics of the tropical hurricane core, *Aust. Meteor. Mag.*, 36, pp. 183–191.
148. Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, (1982), Concentric eyes, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex, *J. Atmos. Sci.*, 39, pp. 395–411.
149. Wu, C.-C., (2001), Numerical simulation of Typhoon Gladys (1994) and its interaction with Taiwan terrain using the GFDL hurricane model, *Mon. Wea. Rev.*, 129, pp. 1533–1549.
150. Wu, C.-C., and Y.-H. Kuo, (1999), Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenges, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, pp. 67–80.
151. Wu, L.G., Liang, J. and Wu, C.-C. (2011), Monsoonal influence on typhoon Morakot (2009). Part I: observational analysis, *J. Atmos. Sci.*, 68, pp. 2208–2221 .
152. Wu, Q., and Z. Ruan (2016), Diurnal variations of the areas and temperatures in tropical cyclone clouds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, pp. 2788–2796.

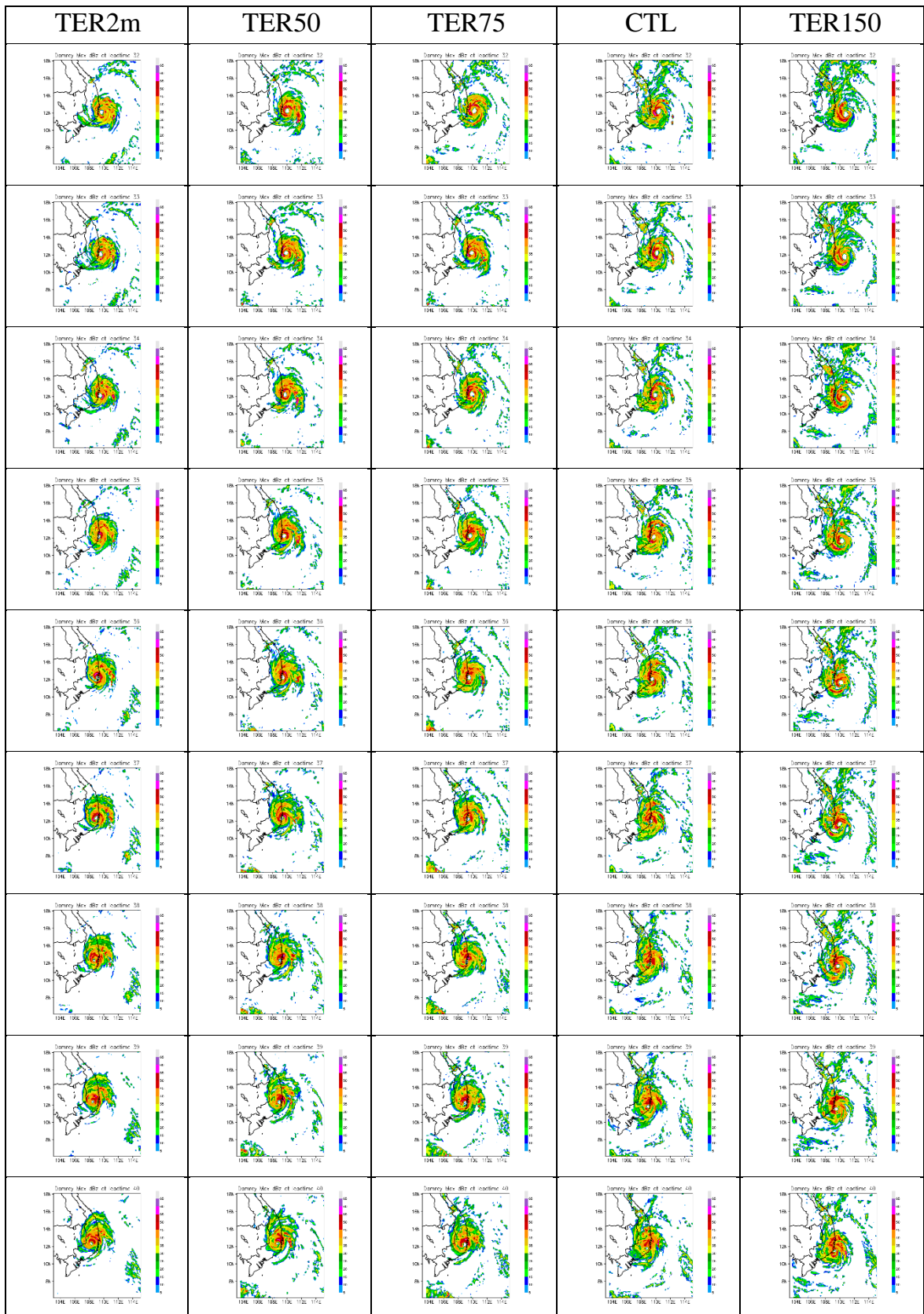
153. Yamasaki, M. (1968), Numerical simulation of tropical cyclone development with the use of primitive equations, *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, pp. 178–201.
154. Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry (1993), Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections, *Mon. Wea. Rev.*, 121, pp. 3193–3212.

Trang Web:

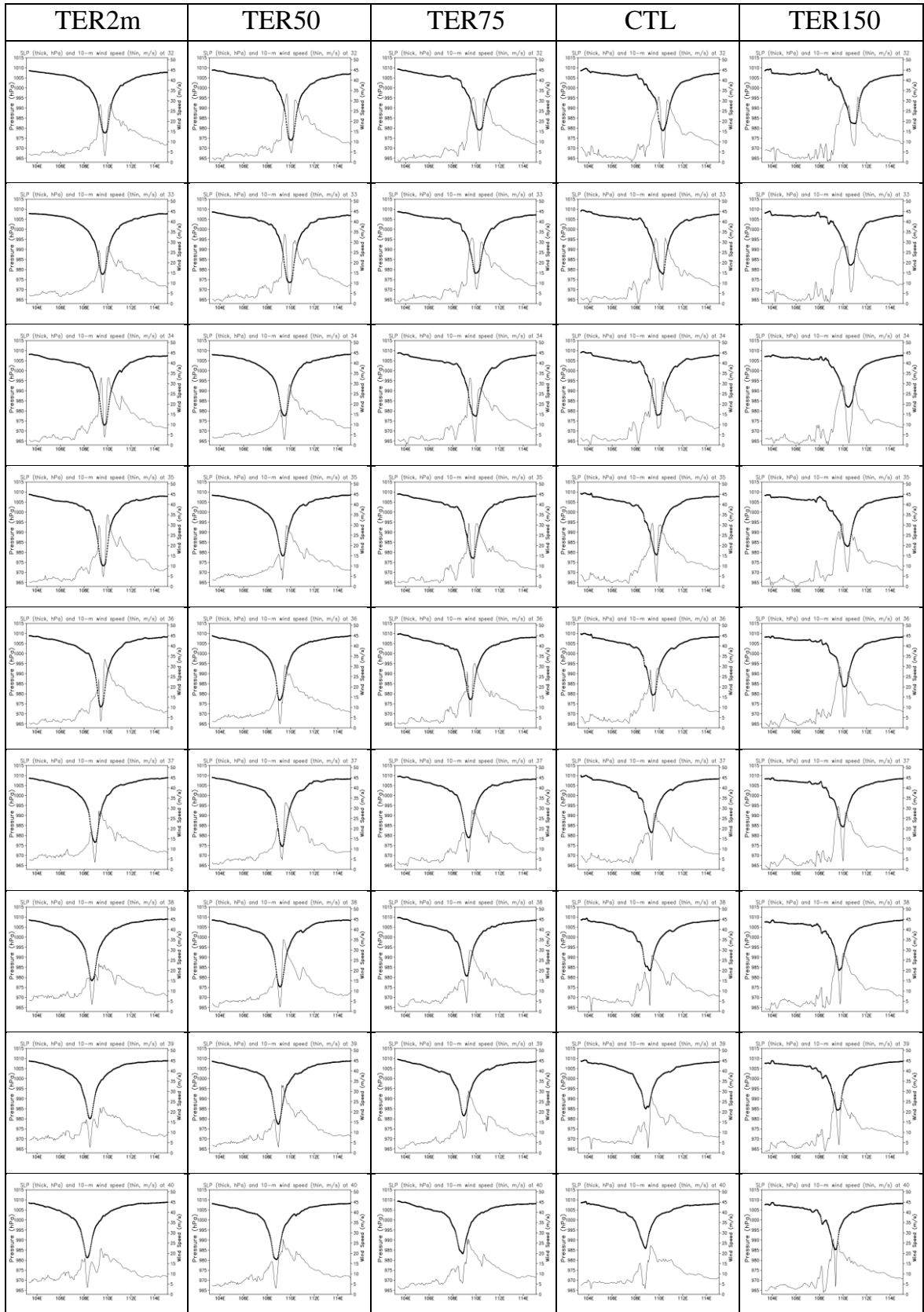
155. <https://public.wmo.int/en/our-mandate/focus-areas/natural-hazards-and-disaster-risk-reduction/tropical-cyclones>
156. <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/year/wnp/2020.html.en>
157. <https://www.ncdc.noaa.gov/has/HAS.FileAppRouter?datasetname=GFSGRB24&subqueryby=STATION&appName=&outdest=FILE>
158. <https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html?western-pacific>
159. https://en.wikipedia.org/wiki/1944_Pacific_typhoon_season#Typhoon_Cobra
160. <http://www.hurricanescience.org/science/observation/aircraftrecon/>

PHỤ LỤC

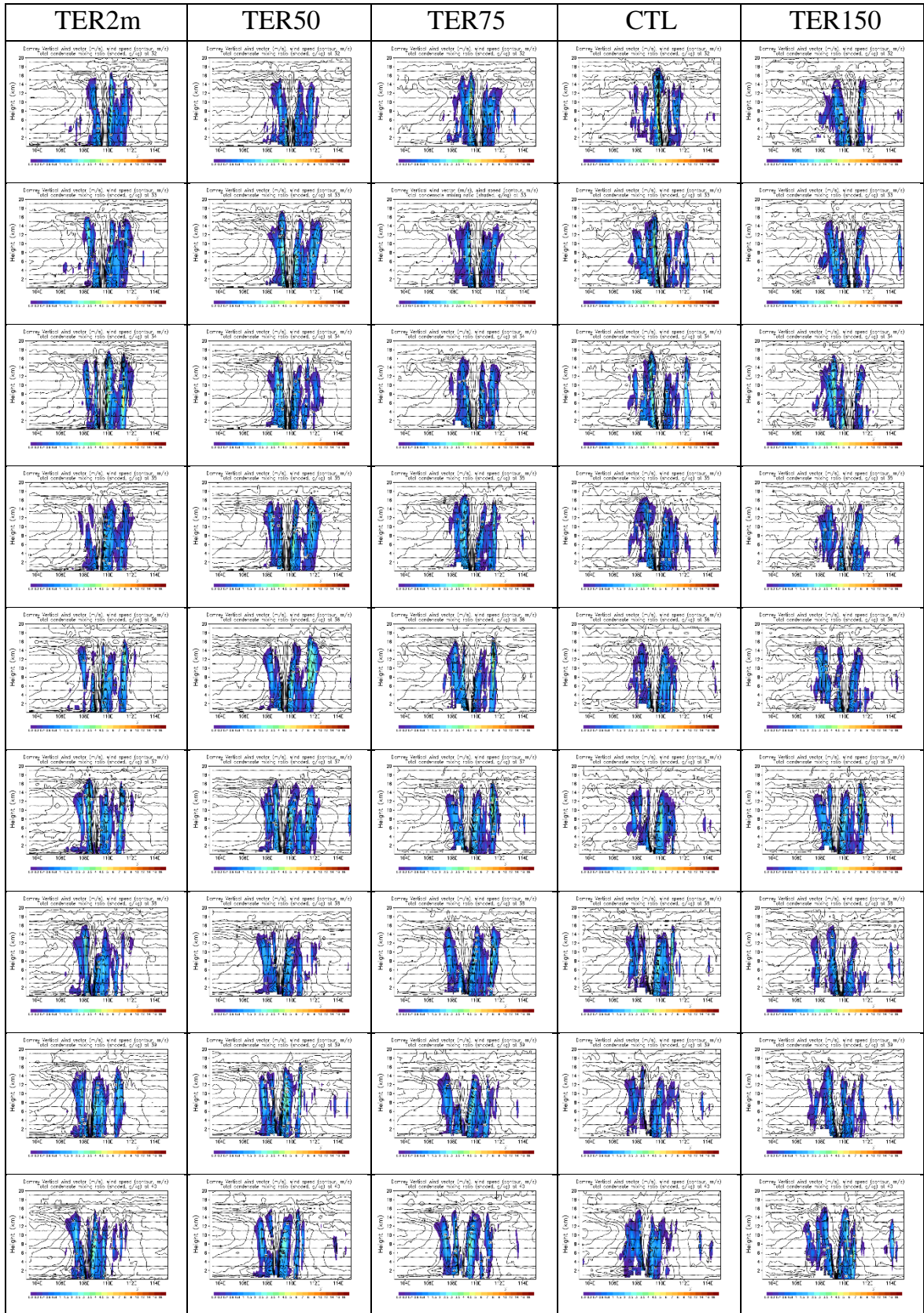
Phụ lục 1: Trường độ phản hồi vô tuyến của bão Damrey trong các thí nghiệm TER2m, TER50, TER75, CTL và TER150.



Phụ lục 2: Tốc độ gió cực đại và khí áp cực tiểu tại tâm bão trong các thí nghiệm TER2m, TER50, TER75, CTL và TER150.



Phụ lục 3: Mặt cắt trường tốc độ gió và tỉ xáo trộn hơi nước qua tâm bão trong các thí nghiệm TER2m, TER50, TER75, CTL và TER150.



Phụ lục 4: Trường dòng dòng và tốc độ gió tại 10m trong các thí nghiệm TER2m, TER50, TER75, CTL và TER150.

