

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

LÊ QUỐC HUY

**NGHIÊN CỨU BIẾN ĐỘNG QUY MÔ NỘI MÙA
MỘT SỐ YẾU TỐ KHÍ TƯỢNG, HẢI DƯƠNG
KHU VỰC BỜ TÂY BIỂN ĐÔNG
LUẬN ÁN TIẾN SĨ KHOA HỌC TRÁI ĐẤT**

Hà Nội, 2018

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

LÊ QUỐC HUY

**NGHIÊN CỨU BIẾN ĐỘNG QUY MÔ NỘI MÙA
MỘT SỐ YẾU TỐ KHÍ TƯỢNG, HẢI DƯƠNG
KHU VỰC BỜ TÂY BIỂN ĐÔNG**

Chuyên ngành: Hải dương học

Mã số: 62440227

LUẬN ÁN TIẾN SĨ KHOA HỌC TRÁI ĐẤT

Tác giả Luận án

Giáo viên hướng dẫn 1

Giáo viên hướng dẫn 2



Lê Quốc Huy

GS. TS Trần Thục

GS. TS Đinh Văn Ưu

THỦ TRƯỞNG CƠ SỞ ĐÀO TẠO
(Ký, đóng dấu)

Hà Nội, 2018

LỜI CAM ĐOAN

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

Tác giả Luận án



Lê Quốc Huy

LỜI CẢM ƠN

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

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

Tác giả chân thành cảm ơn các chuyên gia, các nhà khoa học của Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu, các đồng nghiệp tại Trung tâm Nghiên cứu Khí tượng Thủy văn biển, tập thể lớp K42 Khí tượng Thủy văn và Hải dương học, các cơ quan hữu quan đã có những góp ý về khoa học cũng như hỗ trợ nguồn tài liệu, số liệu cho tác giả trong suốt quá trình thực hiện Luận án.

Cuối cùng, tác giả xin gửi lời cảm ơn tới những người thân yêu trong gia đình đã luôn ở bên cạnh, động viên cả về vật chất và tinh thần để tác giả hoàn thành tốt Luận án của mình.

Tác giả Luận án



Lê Quốc Huy

MỤC LỤC

CHƯƠNG 1: TỔNG QUAN CÁC NGHIÊN CỨU VỀ BIẾN ĐỘNG QUY MÔ NỘI MÙA TRÊN BIỂN ĐÔNG.....	7
1.1. Khái niệm về dao động nội mùa.....	7
1.2. Các nghiên cứu trên thế giới	8
1.3. Các công trình nghiên cứu ở Việt Nam	27
1.4. Tổng quan các nghiên cứu về mối liên hệ giữa dao động nội mùa với ENSO..	28
CHƯƠNG 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU.....	33
2.1. Số liệu nghiên cứu	33
2.1.1. Số liệu trạm hải văn	33
2.1.2. Số liệu tái phân tích theo ô lưới.....	33
2.1.3. Các chỉ số dao động khí hậu	34
2.1.4. Tương quan giữa số liệu tại trạm hải văn và số liệu tái phân tích	36
2.2. Phương pháp nghiên cứu	37
2.2.1. Phương pháp phân tách các thành phần dao động EEMD	37
2.2.2. Phương pháp phân tích Fast MEEMD.....	42
2.2.3. Kiểm nghiệm ý nghĩa thống kê của kết quả nghiên cứu	43
CHƯƠNG 3: BIẾN ĐỘNG NỘI MÙA CỦA NHIỆT ĐỘ BỀ MẶT BIỂN VÀ GIÓ BỀ MẶT PHÍA TÂY BIỂN ĐÔNG	44
3.1. Kết quả xây dựng các chỉ số biến động nội mùa của SST và ứng suất gió	44
3.2. Phân tách các thành phần dao động từ số liệu trạm	55
3.3. Biến động nội mùa dưới ảnh hưởng của MJO	60
3.3.1. Biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày theo thời gian trong mùa đông	60
3.3.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của biến động 30 – 60 ngày trong mùa đông	66

3.3.3. Mối quan hệ giữa SST và gió trong quy mô nội mùa 30 – 60 ngày trong mùa đông	74
3.4. Dao động nội mùa dưới ảnh hưởng của BSISO.....	75
3.4.1. Biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày theo thời gian trong mùa hè	75
3.4.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của dao động 30-60 ngày trong mùa hè.....	79
3.4.3. Mối quan hệ giữa SST và gió quy mô nội mùa 30 – 60 ngày trong mùa hè ..	85
3.5. Dao động nội mùa dưới ảnh hưởng của QBWO trong mùa đông	87
3.5.1. Biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày theo thời gian trong mùa đông	87
3.5.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông	91
3.5.3. Mối quan hệ giữa SST và gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa đông	97
3.6. Dao động nội mùa dưới ảnh hưởng của QBWO trong mùa hè	98
3.6.1. Biến động theo thời gian của dao động 10 - 20 ngày trong mùa hè.....	98
3.6.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của dao động 10-20 ngày trong mùa hè.....	102
3.6.3. Mối quan hệ giữa SST và gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa hè	107
3.7. Ảnh hưởng của ENSO đến dao động nội mùa bờ Tây Biển Đông	110

DANH MỤC HÌNH

Hình 0.1. Bản đồ khu vực Tây Biển Đông	2
Hình 1.1. Mặt cắt ngang thẳng đứng tại xích đạo của MJO khi lan truyền từ Ấn Độ Dương sang tây Thái Bình Dương.	9
Hình 1.2. Sơ đồ mô tả cấu trúc gió quy mô lớn của MJO. Biểu tượng mây biểu thị trung tâm đối lưu.	10
Hình 1.3. Các trường đặc trưng của dao động 30-60 ngày khu vực xích đạo Trung tâm và Tây Thái Bình Dương trong các tháng 6, 7, 8 giai đoạn 1982-2014.....	19
Hình 1.4. Sơ đồ tóm tắt vòng chu kỳ của các dao động nội mùa tựa hai tuần. Mũi tên đậm nét liên biểu thị sự lan truyền của dị thường đối lưu liên quan đến QBWO.	22
Hình 1.5. Tương tự hình 1.3 nhưng đối với dao động quy mô 10-20 ngày.	23
Hình 2.1. Pha không gian của các dao động nội mùa: a)MJO, b)BSISO.	35
Hình 2.2. Tương quan giữa số liệu quan trắc tại trạm và số liệu tái phân tích trên ô lưới.....	36
Hình 2.3. Sơ đồ của nghiên cứu	37
Hình 2.4. Sơ đồ của phương pháp MEEMD	43
Hình 3.1. Kết quả phân tích EOF với số liệu dao động nội mùa 30 – 60 ngày của SST trong mùa đông	45
Hình 3.2. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 30-60 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 30-60 ngày trong mùa hè.	47
Hình 3.3 a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè.....	48

- Hình 3.4. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông.....49
- Hình 3.5. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF1; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa đông.....51
- Hình 3.6. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF1; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa hè.....52
- Hình 3.7. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF1; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè.....53
- Hình 3.8. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF1; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông.....55
- Hình 3.9. Tỷ lệ % Phương sai của từng dao động IMF vào tổng Phương sai chung của các dao động trong chuỗi số liệu SST tại các trạm hải văn: Sơn Trà, Quy Nhơn, Phú Quý, Phú Quốc và trung bình miền nghiên cứu từ số liệu tái phân tích.57
- Hình 3.10. Chuỗi số liệu và biên độ của thành phần biến động nội mùa quy mô 10-20 ngày của SST và vận tốc gió trong thời kỳ 01/01/1993-31/12/2015 tại các trạm: a) SST, b) biên độ biến động SST, c) Vận tốc gió, d) biên độ biến động vận tốc gió..59

Hình 3.11. Chuỗi số liệu và biên độ của thành phần biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của SST và vận tốc gió trong thời kỳ 01/01/1993-31/12/2015 tại các trạm: a) SST, b) biên độ biến động SST, c) Vận tốc gió, d) Biên độ biến động vận tốc gió.	60
Hình 3.12. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.	61
Hình 3.13. Biến đổi giá trị trung bình SST quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa đông tại các trạm hải văn theo các pha không gian của MJO.	65
Hình 3.14. Biến đổi giá trị trung bình vận tốc gió quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa đông tại các trạm hải văn theo các pha không gian của MJO.	66
Hình 3.15. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa đông trong giai đoạn 1993 – 2015.....	67
Hình 3.16. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha ướt từ trước 0 ngày đến sau 30 ngày khi hồi quy với chỉ số MJO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.....	71
Hình 3.17. Phân bố SST (a, d, g, j), WSTR (b, e, h, k), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i, l) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha khô từ trước 30 ngày đến 0 ngày khi hồi quy với chỉ số MJO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.....	73
Hình 3.18. Biến trình tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa đông	74
Hình 3.19. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa hè giai đoạn 1993 – 2015.....	75
Hình 3.20. Biến đổi giá trị SST quy mô nội mùa trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của BSISO.....	79
Hình 3.21. Biến đổi giá trị vận tốc gió quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa hè trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của BSISO.....	79
Hình 3.22. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa hè trong giai đoạn 1993 – 2015.....	80

Hình 3.23. Phân bố SST (a, d), WSTR (b, e), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha ướt từ trước 30 ngày đến trước 10 ngày khi hồi quy với chỉ số BSISO trong mùa hè giai đoạn 1993-2015.....	82
Hình 3.24. Phân bố SST (a, d), WSTR (b, e), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha khô từ trước 10 ngày đến trễ 10 ngày khi hồi quy với chỉ số BSISO trong giai đoạn 1993-2015.....	84
Hình 3.25. Biểu trình thể hiện sự tương quan giữa SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10-20 ngày tại các trạm hải văn trong các thời điểm trước/trễ.	86
Hình 3.26. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.	87
Hình 3.27. Biến đổi giá trị SST quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa đông trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.....	90
Hình 3.28. Biến đổi giá trị vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa đông trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO	91
Hình 3.29. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa đông trong giai đoạn 1993 – 2015.....	92
Hình 3.30. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha ướt từ trước 3 ngày đến sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.	95
Hình 3.31. Phân bố SST (a, d), WSTR (b, e), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c,f) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha khô tại các thời điểm trước 9 ngày và sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.....	97
Hình 3.32. Biểu trình thể hiện sự tương quan giữa SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa đông tại các trạm hải văn trong các thời điểm trước/trễ.	98
Hình 3.33. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa hè giai đoạn 1993 – 2015.....	99

Hình 3.34. Biến đổi giá trị SST quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa hè trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.....	101
Hình 3.35. Biến đổi giá trị vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa hè trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.	101
Hình 3.36. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa hè trong giai đoạn 1993 – 2015.....	103
Hình 3.37. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha ướt từ trước 9 ngày đến trước 3 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong giai đoạn 1993-2015.	104
Hình 3.37. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha khô từ 0 ngày đến sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong giai đoạn 1993-2015.	107
Hình 3.39. Biến trình thể hiện sự tương quan giữa SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa hè tại các trạm hải văn trong các thời điểm trước/trễ.	109
Hình 3.40. Hệ số tương quan trễ giữa SST10 và SST Nino3.4.....	112
Hình 3.41. Hệ số tương quan trễ giữa SST30 và SST Nino3.4.....	113
Hình 3.42. Hệ số tương quan trễ giữa STR10 và SST Nino3.4.....	113
Hình 3.43. Hệ số tương quan trễ giữa STR30 và SST Nino3.4.....	114

DANH MỤC BẢNG

Bảng 3.1. Các chu kỳ dao động được phân tách của tốc độ gió và SST tại các trạm hải văn (đơn vị: ngày).....	56
Bảng 3.2. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và WSTR trên toàn vùng nghiên cứu với các chỉ số MJO.	62
Bảng 3.3. Hệ số tương quan giữa các chỉ số dao động nội mùa của SST tại các trạm với các chỉ số MJO.	62
Bảng 3.4. Hệ số tương quan giữa các chỉ số dao động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với các chỉ số MJO.	63
Bảng 3.5. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 30-60 ngày mùa đông.....	75
Bảng 3.6. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và WSTR với các chỉ số BSISO.....	76
Bảng 3.7. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST tại các trạm với các chỉ số BSISO.....	77
Bảng 3.8. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với các chỉ số BSISO.....	77
Bảng 3.9. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa hè	87
Bảng 3.10. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và ứng suất gió từ số liệu tái phân tích với chỉ số QBWO trong mùa đông.	88
Bảng 3.11. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST tại các trạm với chỉ số QBWO trong mùa đông.....	89
Bảng 3.12. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với chỉ số QBWSO trong mùa đông.	89
Bảng 3.13. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa đông.	97

Bảng 3.14. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và chỉ số QBWO trong mùa hè.....	99
Bảng 3.15. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST tại các trạm với chỉ số BSISO trong mùa hè.....	100
Bảng 3.16. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với chỉ số BSISO trong mùa hè.....	100
Bảng 3.17. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 10-20 ngày mùa hè.....	108
Bảng 3.18. Các đặc trưng chính của trường SST và WSTR quy mô nội mùa dưới tác động của các dao động nội mùa khu vực Tây Biển Đông.....	109

DANH MỤC CÁC TỪ VIẾT TẮT

BSISO	Boreal Summer Intraseasonal Oscillation Dao động nội mùa mùa hè bắc bán cầu
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation Tổ hợp các phân tích mưa của trung tâm dự báo khí hậu
CSFR	Climate Forecast System Reanalysis Số liệu tái phân tích của hệ thống dự báo khí hậu
ECCO	Estimating the Circulation & Climate of the Ocean Số liệu tái phân tích của hệ thống chuẩn đoán hoàn lưu và khí hậu đại dương
EEMD	Ensemble Empirical Mode Decomposition Tổ hợp phân tách các dao động điều hòa
EEOF	Extended Empirical Orthogonal Function Hàm thực nghiệm trực giao
EMD	Empirical Mode Decomposition Phân tách dao động điều hòa
ENSO	El Niño Southern Oscillation Hiện tượng El Nino - Dao động Nam
EOF	Empirical Orthogonal Function Hàm thực nghiệm trực giao
GCM	General Circulation Models Các mô hình hoàn lưu chung
GPCP	Global Precipitation Climatology Project Dự án mưa khí hậu toàn cầu

IMF	Intrinsic Mode Functions Các hàm dao động nội tại
ISO	IntraSeasonal Oscillation Dao động nội mùa
MEEMD	Multidimension Ensemble Empirical Mode Decomposition Phân tách các dao động điều hòa đối với dữ liệu nhiều chiều
MJO	Madden-Julien Oscillation Dao động nội mùa Madden-Julien
MODAS	Modular Ocean Data Assimilation System Số liệu tái phân tích của Hệ thống đồng hóa số liệu đại dương
NCAR	National Center for Atmospheric Research Trung tâm nghiên cứu khí quyển quốc gia (Mỹ)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction Trung tâm Quốc gia dự báo môi trường (Mỹ)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration Cơ quan quản lý khí quyển - đại dương quốc gia (Mỹ)
OLR	Outgoing Longwave Radiation Bức xạ sóng dài
ONI	Oceanic Niño Index Chỉ số El Niño đại dương
PC1, PC2	Principal Component Hai chuỗi thành phần chính đầu tiên của phân tích EOF
QBM	Quasi-Biweekly Mode Dao động tựa hai tuần

QBWO	Quasi Biweekly Oscillation Dao động nội mùa tựa hai tuần
RMM1,RMM2	Real-Time Multivariate MJO Index Các chỉ số MJO do Matthew C. Wheeler and Harry H. Hendon xây dựng năm 2004
RSMC	Regional Specialized Meteorological Center Trung tâm dự báo khí tượng khu vực chuyên biệt
SSHA	Sea Surface Height Anomaly Dị thường nhiệt độ bề mặt biển
SST	Sea Surface Temperature Nhiệt độ bề mặt biển
TRMM-TMI	Tropical Rainfall Measuring Mission's Microwave Imager
WOCE	World Ocean Circulation Experiment Số liệu tái phân tích của hệ thống thực nghiệm hoàn lưu đại dương thế giới
WSTR	Ứng suất gió bề mặt
XTNĐ	Xoáy thuận nhiệt đới

MỞ ĐẦU

Dao động nội mùa là một trong những dao động tự nhiên xuất hiện trong các yếu tố khí tượng, thủy văn và hải văn. Dao động này có chu kỳ nằm trong khoảng 10-90 ngày - là cầu nối giữa dao động quy mô thời tiết từ 2-10 ngày và dao động mùa có quy mô 3 - 6 tháng. Trong khi dao động mùa ảnh hưởng đến trường nền thì dao động nội mùa ảnh hưởng trực tiếp đến sự thay đổi quy mô thời tiết của các yếu tố khí tượng, thủy văn và hải văn. Tuy nhiên sự quan tâm của cộng đồng khoa học tập trung nhiều hơn đến công tác nghiên cứu và dự báo các yếu tố trong quy mô thời tiết và mùa mà chưa có sự quan tâm nhiều đến quy mô nội mùa.

Biển Đông nằm trong khu vực chịu ảnh hưởng của hai hệ thống gió mùa lớn trên thế giới là gió mùa Đông Á và gió mùa Nam Á. Hai hệ thống này tạo nên hệ thống gió mùa đặc trưng của Biển Đông với sự đối ngược nhau giữa các mùa: mùa hè có gió hướng tây nam là hướng chủ đạo và mùa đông có gió hướng đông bắc là chủ đạo. Sự tương tác giữa các pha hoạt động và gián đoạn của gió mùa với các pha hoạt động của các dao động nội mùa có nguồn gốc từ vùng xích đạo Ấn Độ Dương và xích đạo Tây Thái Bình Dương đã ảnh hưởng đến điều kiện khí quyển và đại dương trên khu vực Biển Đông. Các đặc trưng cơ bản thể hiện ảnh hưởng của các dao động nội mùa là sự dịch chuyển của các vùng đối lưu phát triển đi kèm với hiện tượng tăng cường/suy giảm lượng mưa dị thường và hình thành các hoàn lưu xoáy thuận/ngịch trên Biển Đông trong các pha ướt/khô.

Vùng bờ Tây Biển Đông và ven biển Việt Nam (hình 0.1) có những đặc trưng nổi bật phản ánh mối quan hệ tương tác khí quyển-đại dương-đất liền rõ rệt. Trong đó sự xuất hiện vùng nước trời và lưỡi nước lạnh khu vực Nam Trung Bộ trong cả hai mùa gió là một đặc trưng thể hiện rõ nét nhất (*Ngoài ra còn có sự xâm nhập của khối nước lạnh từ phía Bắc lan xuống phía Nam dọc bờ biển Việt Nam và kéo xuống vĩ độ 8 trong mùa gió đông bắc*). Các đợt mưa lớn và hạn hán ở các vùng trên đất liền liên quan đến vận tải ẩm cũng chịu ảnh hưởng của các dao động nội mùa trong các pha hoạt động. Chính vì vậy việc hiểu biết rõ hơn về biến động nội mùa của các yếu tố khí tượng, hải văn khu vực bờ Tây Biển Đông có ý nghĩa trong việc nghiên cứu và

dự báo các yếu tố khí tượng, hải văn quy mô thời tiết cũng như các hiện tượng thời tiết cực đoan trên biển cũng như trên đất liền.



Hình 0.1. Bản đồ khu vực Tây Biển Đông

1. Tính cấp thiết của đề tài

Dao động nội mùa có hai quy mô chiếm ưu thế nhất là dao động quy mô 30-60 và dao động quy mô 10-20 ngày (Lau và Waliser, 2012) [46]. Dao động quy mô 30-60 ngày có nguồn gốc xuất phát từ vùng xích đạo Ấn Độ Dương. Trong mùa đông dao động này có xu thế di chuyển về phía Đông sang khu vực Tây Thái Bình Dương được Madden-Julian phát hiện năm 1971 nên còn gọi là dao động Madden-Julian (MJO) (Madden và Julian, 1971, 1994; Wang và Rui, 1990; Salby và Hendon, 1994; Zhang và Dong, 2004) [51, 53, 7, 53, 26]. Trong mùa hè, dao động 30-60 ngày có xu thế di chuyển theo hướng Bắc và Đông Bắc từ vùng xích đạo Ấn Độ Dương lên phía Bắc Ấn Độ Dương và Bắc Tây Thái Bình Dương, thành phần đi lên hướng bắc trong mùa hè này được gọi là dao động nội mùa mùa hè bắc bán cầu (Boreal Summer Intraseasonal Oscillation-BSISO) (Yasunari, 1979; Krishnamurti và Subramanian, 1982; Lau và Chan, 1986; Annamalai và Sperber, 2005) [81, 42, 44, 4]. Dao động nội mùa 30-60 ngày có tính chất quy mô toàn cầu do có ảnh hưởng đến toàn bộ dải nhiệt đới và cận nhiệt đới trên toàn cầu. Ngoài ra còn có dao động quy mô 10-20 ngày (có tài liệu gọi là vùng nhiễu động) xuất hiện ở Tây Thái Bình Dương. Dao động này có xu hướng di chuyển theo hướng Tây Bắc đi vào Biển Đông. Hiện nay dao động này được gọi là dao động tựa hai tuần (Quasi BiWeekly Oscillation - QBWO) [57]. Biển Đông là khu vực nằm trên trục di chuyển của các dao động nội mùa này nên chịu tác động rõ rệt bởi các vùng đối lưu và hoàn lưu đi kèm. Các tác động đó được phản ánh qua các yếu tố khí tượng hải văn như hoàn lưu xoáy thuận/ngịch của khí quyển, thời gian bùng phát gió mùa mùa hè, vận tải ẩm và lượng mưa, sự hình thành các xoáy thuận nhiệt đới và bão, nhiệt độ bề mặt biển, các hoàn lưu đại dương và độ cao bề mặt biển. Một số các hiện tượng thời tiết cực đoan như hạn hán hay mưa lớn trên đất liền đã được nghiên cứu chi tiết và tìm ra những nguồn gây tác động. Tuy nhiên nguồn gây tác động liên quan đến các dao động nội mùa còn chưa được nghiên cứu nhiều. Chính vì vậy việc nghiên cứu các biến động nội mùa của các yếu tố khí tượng, hải văn khu vực Biển Đông và đặc biệt là khu vực bờ Tây Biển Đông nhằm đánh giá vai trò của các dao động nội mùa quy mô toàn cầu và khu

vực đến khí hậu và thời tiết khu vực ven biển và trên đất liền Việt Nam là rất cần thiết.

2. Mục tiêu của Luận án

- Đánh giá được ảnh hưởng của các dao động quy mô lớn đến biến động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông.

- Đánh giá được mối quan hệ giữa ENSO với biến động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông.

3. Đối tượng và phạm vi nghiên cứu

Đối tượng nghiên cứu

Biến động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông.

Ảnh hưởng của ENSO tới biến động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông.

Phạm vi nghiên cứu

Nhiệt độ bề mặt biển và ứng suất gió ở khu vực Tây Biển Đông nằm trong khu vực địa lý giới hạn bởi $102^{\circ}\text{E} - 116^{\circ}\text{E}$ và $6^{\circ}\text{N} - 22^{\circ}\text{N}$.

Một số yếu tố khí tượng phản ánh hoạt động và lan truyền của vùng đối lưu và hoàn lưu của dao động quy mô lớn (OLR và gió mực 850 mb) được mở rộng trong phạm vi địa lý $80^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{E}$ và $15^{\circ}\text{S} - 45^{\circ}\text{N}$.

4. Đóng góp mới

- Luận án đã áp dụng thành công phương pháp phân tách các thành phần dao động (EEMD và MEEMD) đối với số liệu khí tượng thủy văn 1 chiều và 2 chiều, không dừng và phi tuyến.

- Trên cơ sở phân tích số liệu thực đo tại các trạm hải văn và số liệu tái phân tích theo ô lưới trong khu vực nghiên cứu, Luận án đã đánh giá được sự hiện diện và ảnh hưởng của các dao động nội mùa quy mô lớn đến biến động của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông.

- Luận án đã đánh giá được mối liên hệ giữa ENSO với biến động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông.

5. Các luận điểm

Luận điểm 1: Biến động nội mùa ở khu vực Tây Biển Đông chịu ảnh hưởng bởi hai quy mô dao động là 10 - 20 ngày và 30 - 60 ngày. Các ảnh hưởng này là khác nhau giữa các mùa đông và mùa hè do đặc trưng của các dao động nội mùa trong các mùa là khác nhau.

Luận điểm 2: Với quy mô toàn cầu và khu vực, ENSO có ảnh hưởng đáng kể đến biến động nội mùa ở khu vực nghiên cứu, thể hiện qua sự tăng cường hoặc suy giảm cường độ biến động nội mùa.

6. Ý nghĩa khoa học và thực tiễn

Luận án đã phân tích được ảnh hưởng của các dao động quy mô lớn toàn cầu đến biến động nội mùa khu vực Tây Biển Đông. Kết quả nghiên cứu của Luận án cho thấy, khu vực nghiên cứu chịu ảnh hưởng bởi hai dao động nội mùa là quy mô 10 - 20 ngày và quy mô 30 - 60 ngày. Các dao động này có những đặc trưng dịch chuyển khác nhau trong mùa đông và mùa hè, vì thế mức độ ảnh hưởng của chúng đến khu vực nghiên cứu là khác nhau.

Luận án cũng đã phân tích được ảnh hưởng của ENSO đến điều kiện khí tượng, hải văn khu vực bờ Tây Biển Đông, thể hiện qua sự gia tăng hoặc suy giảm cường độ biến động nội mùa. Kết quả phân tích cho thấy, ảnh hưởng của ENSO đến các biến động nội mùa là một trong những nguyên nhân chủ yếu làm biến động thời tiết và khí hậu ở Việt Nam.

7. Cấu trúc Luận án

Nội dung của Luận án được trình bày trong ba chương:

Chương 1: Tổng quan các nghiên cứu về biến động quy mô nội mùa ở Biển Đông

Chương 1 trình bày một số khái niệm về dao động nội mùa, cơ chế hoạt động và cấu trúc của dao động nội mùa quy mô toàn cầu. Tổng quan các công trình nghiên

cứu trong và ngoài nước liên quan đến dao động nội mùa khu vực Biển Đông và mối quan hệ giữa các biến động nội mùa trên Biển Đông với ENSO.

Chương 2: Số liệu và phương pháp nghiên cứu.

Trình bày các nguồn số liệu và các phương pháp được ứng dụng trong nghiên cứu.

Chương 3: Dao động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và gió khu vực Tây Biển Đông và quan hệ với ENSO.

Trình bày kết quả nghiên cứu về biến động nội mùa của nhiệt độ mặt biển và gió khu vực nghiên cứu dưới ảnh hưởng của các dao động nội mùa MJO, BSISO, QBWO.

Trình bày kết quả nghiên cứu về biến động nội mùa ở khu vực nghiên cứu trong các năm ENSO và tiềm năng ứng dụng trong dự báo thời tiết và khí hậu.

CHƯƠNG 1: TỔNG QUAN CÁC NGHIÊN CỨU VỀ BIẾN ĐỘNG QUY MÔ NỘI MÙA TRÊN BIỂN ĐÔNG

1.1. Khái niệm về dao động nội mùa

Dao động nội mùa là các dao động có quy mô từ 10 ngày đến 3 tháng. Dao động này lớn hơn dao động quy mô thời tiết và nhỏ hơn dao động mùa nên là cầu nối giữa dao động mùa với các hiện tượng thời tiết. Trong khi dao động mùa ảnh hưởng đến trạng thái nền của thời tiết theo các mùa trên quy mô lớn thì dao động nội mùa tác động trực tiếp đến thời tiết ở khu vực hạn chế nằm trong phạm vi ảnh hưởng của nó.

Các kết quả nghiên cứu cho thấy, trong khoảng chu kỳ từ 10-90 ngày của dao động nội mùa thì 2 khoảng chu kỳ dao động 10-20 ngày và 30-60 ngày chiếm ưu thế nổi trội [46]. Một số nghiên cứu ban đầu cho thấy sự tồn tại của dao động 10-20 ngày trong một số thông số của gió mùa (Murakami, 1976; Krishnamurti và Bhalme, 1976) [58, 40]. Các nghiên cứu sau này chỉ ra rằng dao động 10-20 ngày là một dao động lan truyền sang phía tây liên quan chặt chẽ với các pha hoạt động và gián đoạn của gió mùa (Krishnamurti và Ardunay, 1980; Chen và Chen, 1993; Goswami và Ajaya Mohan, 2000; Chatterjee và Goswami, 2004) [39, 10, 25, 8]. Ngoài dao động chu kỳ 10-20 ngày, dao động chu kỳ 30-60 ngày cũng được thấy trong hoàn lưu gió mùa, mây và lượng mưa. Trong khi đó cấu trúc toàn cầu của dao động 30-60 ngày đã được tìm hiểu trong một số nghiên cứu (Krishnamurti và nnk, 1985, Knutson và nnk, 1986, Murakami và nnk, 1986, Knutson và Weickmann, 1987, Nakazawa, 1986) [41, 37, 59, 37, 62]. Cả hai dao động nội mùa này đều tồn tại trong cả hai hệ thống gió mùa Nam Á và Đông Á.

Trong nghiên cứu này, biến động nội mùa của các yếu tố khí tượng, hải văn khu vực Tây Biển Đông là đối tượng được nghiên cứu. Vì vậy cần phân biệt hai khái niệm dao động nội mùa và biến động nội mùa.

Dao động nội mùa như đã nêu ở trên là các dao động quy mô lớn toàn cầu chu kỳ nội mùa, có tính chất “bập bênh”- nghĩa là có sự trái ngược về trạng thái của khí

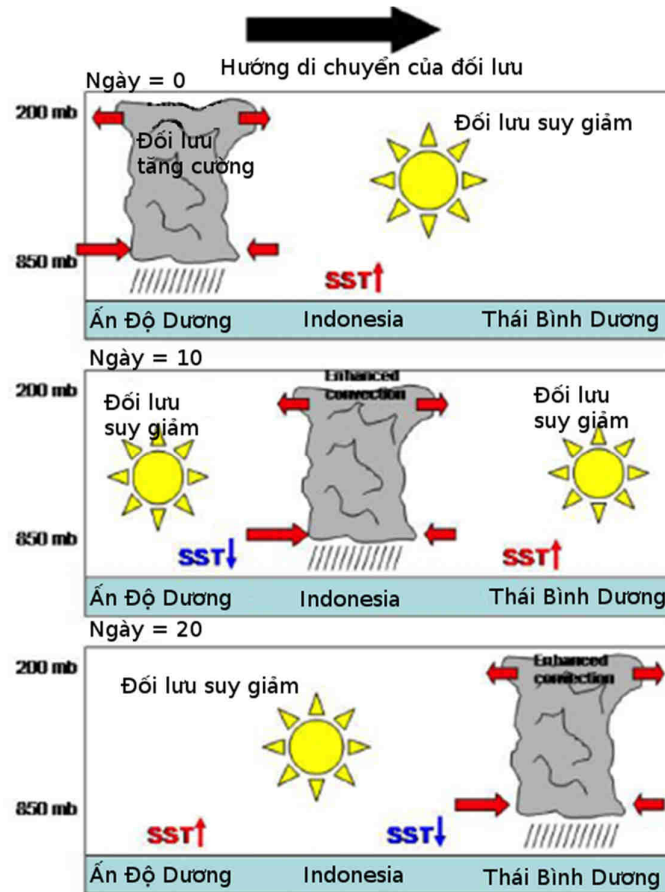
quyển, đại dương giữa pha khởi đầu và pha kết thúc của dao động, thuật ngữ trong tiếng Anh là *Intraseasonal Oscillation*. Trong khi đó biến động nội mùa là sự biến động quy mô nội mùa của các yếu tố trên một khu vực địa phương, có thể chịu ảnh hưởng mạnh hoặc yếu bởi các dao động nội mùa quy mô lớn, thuật ngữ trong tiếng Anh là *Intraseasonal Variability*.

1.2. Các nghiên cứu trên thế giới

1.2.1. Các công trình nghiên cứu về dao động nội mùa 30-60 ngày

MJO đã được ghi nhận là dao động nội mùa chiếm ưu thế ở khu vực nhiệt đới. Dao động nội mùa này được phát hiện vào đầu những năm 1970 qua các nghiên cứu của Madden-Julian (1971, 1972) [51, 52]. Các nghiên cứu này sử dụng số liệu gió vĩ hướng, áp suất và nhiệt độ không khí để khám phá ra dao động mà ban đầu các tác giả gọi là “dao động 40-50 ngày”. Sau đó các tác giả khác gọi là “dao động 30-60 ngày” hoặc “dao động nội mùa”. Hiện nay dao động này thường được gọi là dao động Madden-Julian, viết tắt là MJO.

MJO được đặc trưng bởi một vùng đối lưu và lượng mưa được tăng cường hoặc suy giảm bắt nguồn từ vùng nhiệt đới Ấn Độ Dương và lan truyền sang phía đông với tốc độ khoảng 5-6 m/s dọc theo vùng nước ấm Tây Thái Bình Dương (Madden và Julian, 1971; Madden and Julian, 1972; Madden and Julian, 1994, Zhang, 2013; Adames và Wallace, năm 2014) [51, 52, 53, 13, 21]. MJO là một thành phần tự nhiên của hệ thống tương tác khí quyển - đại dương với một chu kỳ nội mùa khoảng 30-60 ngày. Một sơ đồ về cấu trúc và hoạt động của dao động này được minh họa trong hình 1.1. Sơ đồ trong hình 1.1 cho thấy sự thay đổi của đối lưu, lượng mưa, gió và SST khi vùng đối lưu quy mô lớn lan truyền sang phía đông từ Ấn Độ dương sang Tây Thái Bình Dương. Ở tầng đối lưu mực thấp (mực 850 mb) tồn tại dị thường gió tây mạnh ở phần phía tây và trung tâm của đối lưu trong khi dị thường gió đông được thấy ở phía đông của đối lưu. Ở mực trên của tầng đối lưu (mực 200 mb) gió vĩ hướng có hướng ngược lại so với mực 850 mb. Vì vậy ở mực này dị thường gió đông ở phía tây và trung tâm đối lưu còn dị thường gió tây ở phần phía đông của đối lưu (hình 1.2).



Hình 1.1. Mặt cắt ngang thẳng đứng tại xích đạo của MJO khi lan truyền từ Ấn Độ Dương sang tây Thái Bình Dương.

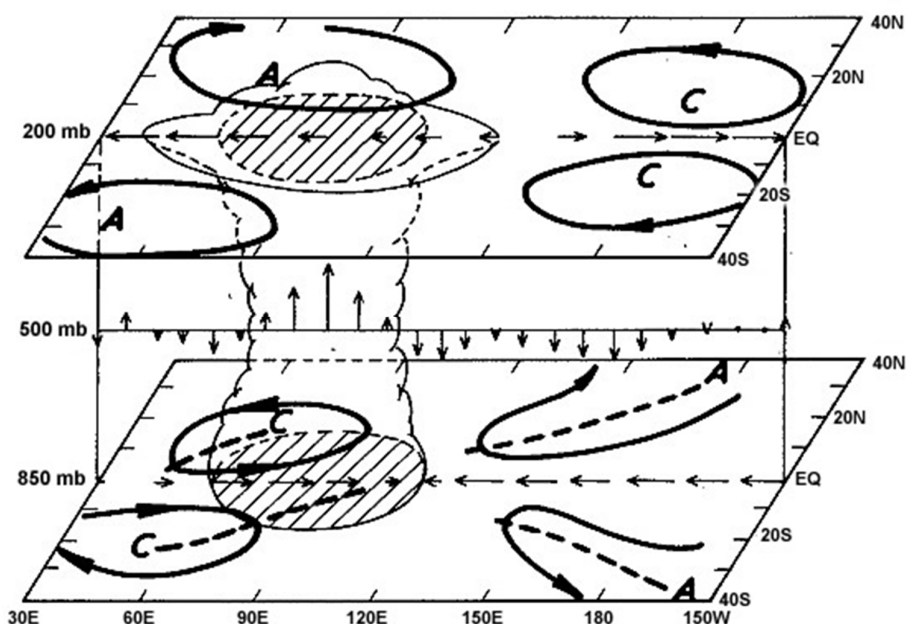
(Mũi tên đỏ chỉ hướng gió; Ký hiệu SST biểu thị vùng dị thường SST: dương (đỏ) và âm (xanh). Nguồn: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO>)

MJO thể hiện một cấu trúc đối ngược về sự phân kỳ và hội tụ giữa tầng đối lưu trên và tầng đối lưu dưới (Salby và Hendon, 1994; Zhang, 2005; Adames và Wallace, 2014; Li, 2014) [26, 12, 21, 71].

Một phần không thể thiếu của tín hiệu MJO trên miền bồn ấm mà đối lưu hoạt động là các xoáy thuận và nghịch ở rìa vùng xích đạo (Rui và Wang, 1990; Zhang, 2005) [12] được minh họa ở hình 1.3. Ở phía tây của đối lưu MJO có hai hoàn lưu quy mô lớn ở rìa xích đạo, với xoáy nghịch ở tầng trên và xoáy thuận ở tầng dưới. Đây là đặc trưng của sóng Rossby quy mô hành tinh. Ở phần phía đông của trung tâm

đối lưu, gió đông ở mực thấp và gió tây ở mực trên là đặc trưng của sóng Kelvin xích đạo.

Các đánh giá toàn diện về MJO có thể tìm thấy trong các công trình của Madden và Julian (1994), Zhang (2005), Lau và Waliser (2012) [53, 12, 46]. Mặc dù MJO đã được nghiên cứu chuyên sâu nhưng vẫn còn những khó khăn trong sự hiểu biết về đối lưu nhiệt đới và sự tương tác của chúng với môi trường quy mô lớn (Zhang và cs, 2013) [13]. Trong bài viết của mình các nhà nghiên cứu mô tả một số hoạt động hợp tác quốc tế bao gồm các hội thảo, nhiều dự án và tiểu dự án với mục đích cải thiện mô phỏng, dự báo và chuẩn đoán số MJO.



Hình 1.2. Sơ đồ mô tả cấu trúc gió quy mô lớn của MJO. Biểu tượng mây biểu thị trung tâm đối lưu.

(Các mũi tên thể hiện gió dị thường ở mực 850mb-200mb và chuyển động thẳng giáng ở mực 500 mb. Các ký tự “A” và “C” đánh dấu trung tâm hoàn lưu xoáy nghịch và xoáy thuận. Các đường nét đứt biểu thị các sóng và rãnh của khí áp).

Nguồn: Rui và Wang (1990) [28]

MJO hoạt động mạnh nhất trong mùa đông và mùa xuân ở bắc bán cầu khi nó xuất hiện như là một hệ thống quy mô lớn gồm đối lưu, gió vĩ hướng, lượng mưa lan

truyền sang phía đông (Hendon và Salby, 1994) [26]. Trong thời gian mùa hè ở bắc bán cầu, trong khi hoạt động của MJO thường yếu hơn và các đặc trưng phức tạp hơn thì sự dịch chuyển lên phía bắc của hệ thống dao động nội mùa gió mùa lại rõ ràng (Madden và Julian, 1994) [53]. Với việc khảo sát số liệu OLR (bức xạ sóng dài) trong khoảng 1975-1985, Wang và Rui (1990) đã kết luận rằng gần một nửa các sự kiện lan truyền lên phía bắc trong mùa hè ở bắc bán cầu không liên quan đến đối lưu xích đạo lan truyền sang phía đông (các MJO). Dựa trên nghiên cứu của Wang và Rui (1990), John và cs (2004) sử dụng 24 năm số liệu đối lưu để theo dõi khách quan hơn đối với các dị thường đối lưu. Các tác giả đã đưa ra một số kết luận tương tự như của Wang và Rui (1990) cho các dao động nội mùa mùa hè. Với cỡ mẫu lớn hơn so với của Wang và Rui (1990) các tác giả cũng có thể nghiên cứu biến động nhiều năm của các dao động nội mùa mùa hè. Sử dụng chỉ số dao động nội mùa dựa trên hai thành phần chính đầu tiên của phân tích thực nghiệm trực giao đối với số liệu OLR đã được lọc trong khoảng 25-80 ngày trong khoảng thời gian 1975 – 1999 (ngoại trừ năm 1978), Lawrence và Webster (2001) [16] kết luận rằng khoảng 78% đối lưu di chuyển lên phía bắc có liên quan đến đối lưu di chuyển sang phía đông ở xích đạo, mặc dù các tác giả cũng tìm thấy một vài sự kiện nội mùa độc lập dịch chuyển lên phía bắc. Sự khác biệt giữa nghiên cứu của họ với nghiên cứu của Wang và Rui là do một phần các sự kiện nội mùa độc lập đi lên phía bắc chỉ chiếm một phần nhỏ khoảng 20% tổng số phương sai của dao động nội mùa được biểu diễn bởi chỉ số dao động nội mùa của Lawrence và Webster (2001) [16], một phần khác là do Lawrence và Webster (2001) [16] sử dụng một tiêu chí khác để xác định các sự kiện nội mùa độc lập đi lên phía bắc. Trong khi đó mặc dù có một phần các sự kiện nội mùa mùa hè ở bắc bán cầu liên quan đến sự dịch chuyển sang phía đông của dao động nội mùa thì có đến 50% trong số đó là các sự kiện nội mùa đi lên phía bắc độc lập. Các sự kiện dao động nội mùa trong mùa hè khác với trong mùa đông ở các đặc trưng lan truyền lên phía bắc, quy mô hướng kinh tuyến lớn hơn và dịch chuyển sang phía đông yếu hơn (Jones và cs., 2004) [11]. Pai và cs (2009) [17] kiểm tra sự liên kết giữa các pha khác nhau của MJO được xác định bởi chỉ số MJO (RMM1 và RMM2) của Wheeler và Hendon

(2004) [60] với các pha hoạt động và gián đoạn của gió mùa trên khu vực Ấn Độ. Mặc dù không có tín hiệu mạnh xuất hiện nhưng họ vẫn thấy rằng sự bùng nổ cũng như trong các pha gián đoạn của gió mùa dường như diễn ra cùng với các pha MJO 7, 8, 1 và 2. Họ cũng nhận thấy rằng khả năng bùng nổ các pha hoạt động của gió mùa tương đối cao hơn trong các pha 3, 6 của MJO. Một mối liên kết mới giữa một MJO lan truyền sang phía đông và dao động nội mùa mùa hè lan truyền lên phía bắc đã được phát hiện qua công trình của (Joseph và cs 2009) [68], tuy nhiên có sự biến động nhiều năm đáng kể của năng lượng MJO (giữa chu kỳ 30-60 ngày và số sóng hướng đông giữa 1 và 3) trong mùa hè bắc bán cầu. Mặc dù năng lượng của MJO mạnh vào mùa đông và yếu trong mùa hè, nhưng trong mùa hè các năm hạn hán gió mùa Ấn Độ vẫn thấy được năng lượng mạnh như trong mùa đông. Trong những năm hạn hán, MJO gây ra sự tương tác khí quyển - đại dương, dẫn đến một giai đoạn gián đoạn dài của gió mùa và đóng vai trò quan trọng trong việc gây nên hạn hán.

Dưới đây là một số công trình nghiên cứu biến động nội mùa của các yếu tố khí tượng, hải văn trên khu vực Biển Đông.

Gao Rong-zhen và nnk (2000) [24] đã nghiên cứu biến động nội mùa của SST dưới sự tác động của khí quyển trên khu vực Biển Đông. Các tác giả sử dụng số liệu tái phân tích của NCEP gồm số liệu gió trong giai đoạn 1979 – 1990 với độ phân giải 2.5 độ kinh vĩ, số liệu SST trong giai đoạn 1979 – 1996 với độ phân giải 1.875 độ kinh vĩ và số liệu OLR trong giai đoạn 1979 – 1993 với độ phân giải 2.5 độ kinh vĩ. Các tập số liệu đều được áp dụng phương pháp lọc thông dải-bandpass Butterworth để lọc ra tín hiệu dao động từ 20 – 90 ngày. Kết quả cho thấy dao động nội mùa SST diễn ra trên toàn Biển Đông và có kiểu đặc trưng tựa sóng đứng. Mặc dù dao động SST trên quy mô nội mùa tồn tại ở Ấn Độ Dương, Biển Đông và Thái Bình Dương nhưng giữa các khu vực có sự khác nhau. Xét về pha và cường độ thì dao động nội mùa SST trên Biển Đông có những đặc trưng địa phương. Độ lớn của biến động nội mùa SST có thể đạt tới $\pm 0.6^{\circ}\text{C}$. Về cơ chế biến động nội mùa của SST trên Biển Đông, các tác giả đã chỉ ra rằng tồn tại một hệ thống dao động nội mùa của khí quyển trên Biển Đông đã tác động lên SST trong cùng quy mô thời gian. Các hoàn lưu xoáy

thuận/ngịch là nguyên nhân chính gây nên dao động nội mùa của SST với cơ chế SST giảm trong hoàn lưu xoáy thuận và tăng trong hoàn lưu xoáy nghịch.

Trong một nghiên cứu khác năm 2002, Gao Rongzhen và nnk [23] tiếp tục nghiên cứu các đặc trưng khác nhau của dao động nội mùa SST trong mùa đông và mùa hè trên Biển Đông. Tác giả sử dụng các số liệu của NCEP/NCAR gồm gió mực 850mb, OLR và các thông lượng nhiệt bề mặt trong giai đoạn 1982–1997. Các số liệu được lọc bằng phương pháp thông dải để giữ lại các tín hiệu dao động có chu kỳ 30–90 ngày. Phương pháp phân tích EEOF được áp dụng để xác định cấu trúc không gian và biến động theo thời gian của dao động nội mùa. Kết quả cho thấy rằng các đặc trưng của dao động nội mùa SST trong mùa hè khác so với trong mùa đông. Trong mùa hè cấu trúc tương quan theo không gian của dao động nội mùa SST được phân bố theo vĩ hướng trong miền gió mùa. Điều này là do đặc trưng lan truyền theo hướng Đông Bắc của MJO từ xích đạo Ấn Độ Dương lan truyền sang khu vực Biển Đông. Ngược lại cấu trúc dao động nội mùa SST trong mùa đông mang tính địa phương trên Biển Đông do không có tín hiệu nào lan truyền vào. Ngoài ra biến động của dao động nội mùa SST có sự liên quan cao hơn đến gió vĩ hướng và OLR trong mùa hè. Còn trong mùa đông chúng chỉ liên quan đến gió kinh hướng.

Debasis Sengupta và nnk (2001) [66] đã nghiên cứu về dao động nội mùa của đại dương và khí quyển trong thời kỳ gió mùa mùa hè Châu Á. Nghiên cứu sử dụng số liệu nhiệt độ bề mặt nước biển, tốc độ gió bề mặt, OLR từ NOAA để tìm hiểu sự tiến triển theo không gian-thời gian của các dao động nội mùa khí quyển-đại dương trong giai đoạn 1998-2000 ở Ấn Độ Dương và Tây Thái Bình Dương. Các dao động nội mùa gió mùa bao gồm các đợt xen kẽ các pha hoạt động và không hoạt động của đối lưu khí quyển di chuyển về hướng Bắc ở Đông Ấn Độ Dương và Biển Đông. Các dị thường âm và dương của SST được phát sinh bởi các biến động thông lượng nhiệt bề mặt di chuyển lên phía Bắc theo sau các miền đối lưu hoạt động và suy giảm. Sự tiến triển rõ ràng của SST, thông lượng nhiệt bề mặt và đối lưu cho thấy tương tác biển-khí quyển có vai trò quan trọng đối với dao động nội mùa gió mùa.

Cũng trong nghiên cứu của Jiang Yu Mao và nnk (2005) [54], các kết quả phân tích đối với dao động nội mùa 30-60 ngày còn cho thấy dao động nội mùa trong thời kỳ gió mùa mùa hè trên Biển Đông thể hiện sự tồn tại xen kẽ của rãnh gió mùa và sóng áp cao cận nhiệt. Cùng với đó là các xoáy thuận (xoáy nghịch) đi kèm với sự tăng cường (suy giảm) của đối lưu di chuyển về phía Bắc từ xích đạo đến vùng vĩ độ trung bình. Sự di chuyển theo hướng Bắc của hệ thống sóng, rãnh gió mùa dao động 30-60 ngày ở tầng đối lưu mực thấp kết nối với sự dịch chuyển theo hướng Đông của hệ thống phân kỳ-hội tụ dao động 30-60 ở tầng đối lưu mực trên.

Một nghiên cứu chi tiết dao động nội mùa trên Biển Đông đối với các trường SST, gió và dòng chảy đã được Shang-Ping Xie và các cộng sự thực hiện năm 2007 [80]. Các số liệu được sử dụng trong nghiên cứu này gồm: số liệu SST trung bình ngày từ TRMM-TMI độ phân giải 0.25 độ kinh vĩ, từ 10/12/1997 đến 31/12/2004; số liệu gió trung bình tuần QuickSCAT độ phân giải 0.25 độ kinh vĩ, từ 21/07/1999 đến 29/12/2004; số liệu SSHA trung bình tuần của Topex/Poseidon có độ phân giải là 0.33 độ kinh hướng và 0.18 độ vĩ hướng, từ 14/10/1992 đến 29/12/2004. Để vẽ bản đồ các hình thể khí quyển quy mô hành tinh, số liệu độ cao địa thế vị và gió mực 850mb trung bình ngày của ECMWF từ 14/10/1992 đến 28/08/2002 và số liệu mưa trung bình hậu của CMAP từ 14/10/1992 đến 20/12/2004. Các số liệu này đều có độ phân giải là 2.5 độ kinh vĩ. Trước khi áp dụng phân tích tương quan, hồi quy, các số liệu được loại bỏ chu kỳ mùa bằng cách trừ đi số liệu trung bình tháng khí hậu từ số liệu trung bình tuần. Sau đó phương pháp lọc thông cao-highpass chu kỳ 90 ngày được thực hiện để giữ lại các chu kỳ dao động dưới 90 ngày trong tất cả các số liệu. Phân tích đã chỉ ra rằng sự phát triển của dòng gió xiết và lưỡi nước lạnh không phải chỉ là một quá trình quy mô mùa riêng biệt mà còn bao gồm một vài hiện tượng có quy mô nội mùa trong mỗi năm với khoảng thời gian là 45 ngày. Trong một hiện tượng quy mô nội mùa điển hình, dòng gió xiết được làm mạnh lên đến vận tốc trên 12m/s, kéo theo sự phát triển của lưỡi nước lạnh ngoài khơi phía đông của miền Nam Việt Nam một tuần sau đó, dòng chảy nằm trên biên của một hoàn lưu xoáy kép trên Biển Đông. Hoàn lưu này bản thân nó cũng được cường hóa do tác động của gió nội

mùa và duy trì cường độ trong 2 đến 3 tuần. Lưỡi nước lạnh nội mùa ảnh hưởng đến gió bề mặt, làm suy giảm vận tốc gió cục bộ do sự gia tăng trạng thái ổn định của lớp khí quyển gần mặt biển. Trước tiên các hiện tượng ở trên có thể được xem như là sự thích ứng của Biển Đông với các đợt gió nội mùa của khí quyển – là một phần của dao động nội mùa cùng sự bùng phát gió mùa mùa hè quy mô hành tinh được đặc trưng bởi sự lan truyền theo hướng đông bắc của đối lưu sâu khí quyển. Dị thường nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển và mưa trong một đợt biến động trên Biển Đông được cho là sự tác động trở lại khí quyển của đại dương.

Các nghiên cứu trước cho thấy thời điểm bùng phát gió mùa mùa hè trên Biển Đông thường xảy ra đồng thời với sự xuất hiện của một rãnh dao động nội mùa 30 – 60 ngày lan truyền theo hướng Bắc. Mặt khác trên quan điểm synop một số nghiên cứu khác cho rằng sự xuất hiện của front vĩ độ trung bình là cơ chế kích hoạt gió mùa mùa hè Biển Đông bùng phát. Cùng với các quan điểm trên các tác giả H. W. Tong, Johnny C. L. Chan và W. Zhou (2009) [70] đã cho rằng cả dao động MJO/sóng Kelvin và rãnh vĩ độ trung bình đều có liên quan đến sự bùng phát gió mùa. Với việc sử dụng các số liệu ERA – 40 của gió vĩ hướng mực thấp, độ cao địa thế vị, nhiệt độ trong thời kỳ bùng phát gió mùa trong giai đoạn 1991-1999. Các kết quả phân tích cụ thể cho thấy MJO/sóng Kelvin đóng vai trò chủ yếu trong việc tạo ra sự dịch chuyển quy mô lớn trên vùng trung tâm Biển Đông. Trong khi đó hiệu ứng gia tăng tốc độ gió Tây ở phía trước rãnh vĩ độ trung bình chỉ giới hạn ở phía Bắc Biển Đông. Kết quả của mô hình cho thấy sóng MJO/Kelvin kiểm soát thời gian bùng phát gió mùa bằng việc làm thay đổi nền gradient độ cao địa thế vị kinh hướng ở Biển Đông.

Mathew Roxy và Youichi Tanimoto (2012) [65] nghiên cứu sự ảnh hưởng ngược lại của trường SST đến dao động nội mùa của gió mùa mùa hè trên Biển Đông. Nghiên cứu tập trung lên quy mô dao động 30 – 60 ngày khi dị thường đối lưu di chuyển lên phía bắc chiếm ưu thế trên Biển Đông. Phân tích các trường hợp dị thường SST đạt cao nhất trong thời kỳ gió mùa tây nam hoạt động cho thấy sự gia tăng dị thường SST trên Biển Đông chịu ảnh hưởng đáng kể bởi dị thường thông lượng bức xạ sóng ngắn. Và dị thường thông lượng nhiệt ẩn bề mặt. Sự giảm nhiệt độ của dị

thường SST dương làm gia tăng các thông lượng nhiệt đi vào khí quyển gây bất ổn định lớp khí quyển từ mực 1000mb đến mực 700mb. Dị thường SST dương xảy ra trước dị thường mưa dương khoảng 10 ngày với hệ số tương quan là $r = 0.44$. Điều này cho thấy một hiệu ứng tương tác khí quyển-đại dương trên Biển Đông nơi mà các dị thường SST có xu hướng tạo thành một điều kiện thuận lợi cho hoạt động của đối lưu và duy trì lượng mưa tăng cường trong thời kỳ gió mùa mùa hè trên Biển Đông. Ngoài ra dị thường áp suất bề mặt biển âm gây ra bởi dị thường SST dương đóng vai trò trong việc làm tăng cường sự lan truyền lên phía Bắc của các dị thường nội mùa trên Biển Đông.

Guihua Wang và nnk (2013) [73] đã công bố công trình nghiên cứu: “Tác động của MJO đến SST và hoàn lưu mùa hè trên Biển Đông”. Nghiên cứu sử dụng các số liệu tái phân tích gồm: số liệu gió QuickSCAT độ phân giải 0.25 độ kinh vĩ, trong thời gian từ 2000 đến 2007, số liệu thông lượng nhiệt bề mặt biển OAF flux từ WHOI độ phân giải 1 độ kinh vĩ trong khoảng thời gian 2000 – 2007, số liệu SSHA của MODAS độ phân giải 0.25 độ trong khoảng thời gian 1993 – 2008. Chỉ số MJO đã được nghiên cứu bởi Wheeler and Hendon (2004). Chỉ số này dựa trên hai “mode” đầu tiên của phân tích hàm thực nghiệm trực giao EOF đối với các trường gió vĩ hướng mực 200mb, 850 mb và OLR vùng xích đạo. “Mode” đầu tiên là RMM1 và “mode” thứ hai là RMM2. Do “mode” thứ hai mô tả điều kiện khí quyển khi MJO gây nên sự tăng cường của đối lưu trên Thái Bình Dương và gió Tây mực thấp phát triển trên Biển Đông trong mùa hè. Vì vậy chỉ số MJO RMM2 được các tác giả sử dụng. Các tác giả cũng sử dụng các mô hình số trị để mô phỏng lại các trường hải văn Biển Đông dưới tác động của MJO gồm: mô hình lý thuyết Sverdrup, mô hình 1.5 lớp và mô hình 3 chiều ROMS. Kết quả nghiên cứu cho thấy MJO có sự tác động mạnh đến gió mùa Tây Nam mùa hè trên Biển Đông. Hoàn lưu Biển Đông thể hiện sự phản hồi mạnh dưới tác động của MJO. Các tác giả cho rằng hiệu ứng động lực liên quan tới trường gió thường quan trọng hơn hiệu ứng nhiệt động lực trong việc tác động đến nhiệt độ và hoàn lưu đại dương khu vực. Trong pha phía Tây của MJO, cả xoáy ứng suất gió dương phía Bắc Biển Đông và xoáy ứng suất gió âm ở phía Nam

Biển Đông đều mạnh lên tạo nên một xoáy thuận mạnh hơn ở phía Bắc và một xoáy nghịch ở phía Nam. Trong pha phía Đông của MJO, các điều kiện hải văn có sự phản hồi ngược lại nhưng yếu hơn. Do đó MJO có thể tăng cường hoàn lưu Biển Đông trong mùa hè. Đối với SST trên Biển Đông, do pha phía Tây của MJO có ảnh hưởng mạnh mẽ hơn đến SST so với pha phía Đông, nên MJO tạo ra một dị thường SST tương tự như ở phía Tây. SST thường lạnh đi khi vận tốc gió được tăng cường bởi MJO và nhiệt độ dưới bề mặt lạnh hơn (ấm hơn) ở phía Bắc (phía Nam) Biển Đông liên quan đến sự tăng cường của hoàn lưu do tác động của MJO.

Gần đây, Adames và Wallace (2014) [21] đã khảo sát cấu trúc và sự tiến triển của trường gió vĩ hướng và trường dị thường độ cao địa thế vị ở trong chu kỳ MJO và thảo luận về sự khác biệt giữa tín hiệu MJO ở tầng đối lưu mực trên và mực dưới. Các tác giả thấy rằng ở mực trên các sóng Rossby rìa xích đạo tập trung trong khoảng 28°N và 28°S , chỉ ngang với trục của dòng xiết gió tây trung bình khí hậu và hoạt động như các ống dẫn sóng. Các tác giả thấy rằng sự tương phản giữa các hình thái ở mực trên và mực dưới tầng đối lưu bao gồm một chế độ tà áp (baroclinic) sâu với sự nhiễu loạn của phân cực đối nghịch trên và dưới mực 400 mb thì chiếm ưu thế trong vùng nhiệt đới, cộng với một trường chính áp (barotropic) còn lại bao gồm các chuỗi sóng cận nhiệt đới phát ra từ sóng Rossby bên cạnh. Các tác giả lập luận rằng tại hầu hết các kinh độ, dòng xiết đóng vai trò như các giá chặn để ngăn cản sự lan truyền hướng cực của các hoạt động sóng liên quan đến MJO. Tuy nhiên các tác giả nhấn mạnh rằng khi các sóng Rossby rìa xích đạo đi qua các miền tồn tại dòng xiết trung bình khí hậu thì dị thường gió vĩ hướng hướng cực của mức cao hay thấp trong các sóng Rossby rìa xích đạo có khả năng giải phóng động năng từ dòng trung bình sang ngoại lực tác động lên các sóng cận nhiệt đới.

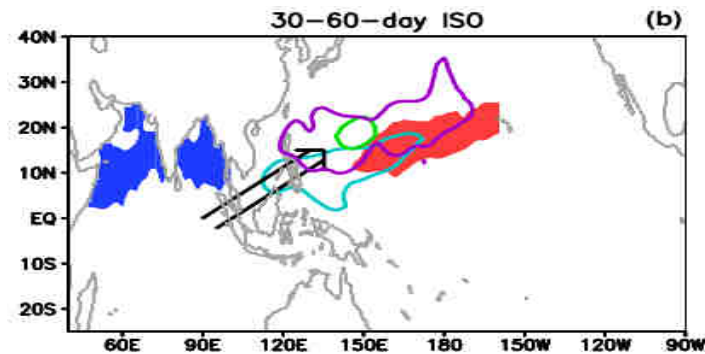
Tác động của MJO đến dao động nội mùa các trường khí tượng, hải văn Biển Đông cũng được trình bày trong một nghiên cứu của Chen GuanJun và nnk (2014). Các tác giả xem xét sự ảnh hưởng của dao động nội mùa trên Biển Đông đến mưa lớn ở phía Nam lục địa Trung Quốc trong thời kỳ gió mùa mùa hè. Nghiên cứu sử dụng số liệu OLR của NOAA có độ phân giải 2.5° độ kinh vĩ và số liệu mưa trạm của

lục địa Trung Quốc trong giai đoạn 1981-2010. Các tác giả chỉ ra rằng đặc trưng quan trọng nhất của dao động nội mùa trong gió mùa mùa hè Biển Đông là chịu ảnh hưởng bởi sự biến động của cao áp cận nhiệt Tây Thái Bình Dương cùng với mối liên hệ chặt chẽ với MJO. Dao động nội mùa trên Biển Đông được mô tả bằng hai thành phần chính đầu tiên khi phân tích hàm thực nghiệm trực giao với số liệu gió vĩ hướng mực 850 mb. Phân tích cho rằng các quá trình dao động nội mùa trong thời kỳ gió mùa mùa hè trên Biển Đông thể hiện sự thay thế luân phiên giữa dao động hướng đông – tây của cao áp Tây Thái Bình Dương và dao động theo hướng Bắc của MJO tạo nên các pha khô và ướt xen kẽ với chu kỳ khoảng 40 ngày.

Kunhui Ye và Renguang Wu (2015) [82] đã công bố công trình: “Sự tương phản các mối quan hệ khí quyển-đại dương giữa dao động nội mùa 10-20 ngày và 30 – 60 ngày trong thời gian từ tháng 5 đến tháng 9 trên Biển Đông và Tây Bắc Thái Bình Dương”. Kết quả nghiên cứu cho thấy SST có sự biến động nội mùa lớn ở Bắc Ấn Độ Dương, Biển Đông và vùng cận nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương trong quy mô 30-60 ngày. Phân bố hệ số tương quan giữa SST và mưa, bức xạ sóng ngắn và thông lượng nhiệt ẩn thể hiện một cấu trúc nghiêng có hướng tây nam - đông bắc trong quy mô 10-20 ngày và hướng đông – tây là cấu trúc của phân bố hệ số tương quan lớn hơn trong quy mô 30 – 60 ngày. Thời gian trễ giữa mưa và SST ở khu vực ngoài vùng xích đạo lớn hơn ở vùng lân cận xích đạo. Ngược lại thời gian trễ giữa SST và mưa ở vùng gần xích đạo lại lớn hơn vùng ngoài xích đạo. Các dao động nội mùa của khí quyển gây ra dao động nội mùa của SST thông qua sự thay đổi các trường bức xạ-mây và gió-bốc hơi. Sự biến động nội mùa của SST lại tác động trở lại khí quyển thông qua sự ảnh hưởng đến sự ổn định của lớp khí quyển bên trên trong miền ngoài xích đạo. Sự tác động của SST đến khí quyển trong quy mô 30 – 60 ngày lớn hơn trong quy mô 10 – 20 ngày.

Tiếp theo hướng nghiên cứu ở trên, trong công trình của Renguang Wu và Xi Cao (2016) [74], mối quan hệ giữa dao động nội mùa vùng Tây Bắc Thái Bình Dương đến dao động nội mùa của SST khu vực nhiệt đới Châu Á – Thái Bình Dương trong quy mô 30-60 ngày cũng được đề cập. Các dao động nội mùa 30-60 ngày ảnh hưởng

đến vùng nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương có nguồn gốc ở vùng xích đạo Đông Ấn Độ Dương. Tại đây các dị thường SST ở Trung tâm và Đông Thái Bình Dương không có sự tác động đáng kể lên các trường nền.



Hình 1.3. Các trường đặc trưng của dao động 30-60 ngày khu vực xích đạo Trung tâm và Tây Thái Bình Dương trong các tháng 6, 7, 8 giai đoạn 1982-2014.

Mũi tên đen đánh dấu hướng di chuyển của dao động, đường xanh lục thể hiện vùng dị thường của độ đứt thẳng đứng hướng đông của gió vĩ hướng, đường xanh lá cây là miền độ ẩm riêng dương, đường tím là miền dị thường chuyển động thẳng, nền màu đỏ là miền dị thường dương SST.

Nguồn: Renguang Wu và Xi Cao (2016) [28]

Lin A L và nnk (2016) [48] đã công bố một công trình: “Tác động của hoạt động MJO xích đạo đến sự bùng phát gió mùa mùa hè trên Biển Đông”. Các tác giả sử dụng 35 năm số liệu tái phân tích OLR trung bình ngày của NCEP – DOE và số liệu SST trung bình tháng ERSSTV2 của NOAA để phân tích tác động của hoạt động MJO đến sự bùng phát gió mùa mùa hè trên Biển Đông và sự tương tác của nó với SST khu vực nhiệt đới. Kết quả cho thấy MJO trong các pha ở khu vực Tây Thái Bình Dương (Ấn Độ Dương) là điều kiện thuận lợi (không thuận lợi) cho sự bùng phát gió mùa mùa hè trên Biển Đông. Khi MJO ở pha phía Tây Thái Bình Dương với một dị thường hoàn lưu xoáy thuận xuất hiện từ vùng Biển Đông sang đến Tây Thái Bình Dương đã giải phóng nhiều lượng nhiệt ẩn hơn do tăng cường đối lưu. Hoàn lưu xoáy thuận cũng là điều kiện gây ra sự thoái lui của cao áp cận nhiệt. Mặt khác nguồn nhiệt trên khu vực lân cận Philippin gây nên sự hình thành áp cao Nam Á trên khu vực bán đảo Đông Dương, phía Bắc Biển Đông và sự đổi gió sang hướng Đông ở mực trên

tăng đối lưu khu vực Biển Đông. Từ đó gió mùa mùa hè trên Biển Đông bắt đầu hoạt động. Khi MJO hoạt động trên Ấn Độ Dương thì đối lưu trên vùng Tây Thái Bình Dương suy yếu, nguồn nhiệt chuyển sang pha lạnh với các điều kiện ngược lại không thuận lợi cho sự bùng phát gió mùa mùa hè.

1.2.2. Các công trình nghiên cứu về dao động nội mùa quy mô 10-20 ngày

Như đã đề cập ở mục 1.1, dao động nội mùa quy mô 10 - 20 ngày đã được ghi nhận là một hệ thống chính ảnh hưởng đến khí hậu trung bình mùa và thời tiết khu vực nhiệt đới và cận nhiệt đới. Tuy nhiên vẫn còn những hạn chế trong sự hiểu biết về cấu trúc không gian, thời gian và động lực của nó, đặc biệt là trong quy mô toàn cầu.

Chen và Chen (1993) [10] đã thực hiện một nghiên cứu toàn diện về cấu trúc và các đặc tính lan truyền của dao động tựa hai tuần (Quasi Biweekly Mode-QBM). Sử dụng mô hình nước nông với cấu trúc thẳng đứng cố định và quy mô thời gian gián đoạn của biến độ ẩm, Goswami và Mathew (1994) đề xuất rằng QBM là một dao động bất ổn định của khí hậu nhiệt đới do sự phản hồi của bốc hơi-gió trong điều kiện gió Tây. Tuy nhiên, bản chất chính xác của dao động không ổn định là không rõ ràng do cấu trúc kinh hướng không được hiển thị. Ngoài ra bước sóng vĩ hướng của hầu hết các dao động bất ổn định là từ 9000km – 12000km, lớn hơn nhiều so với quan trắc.

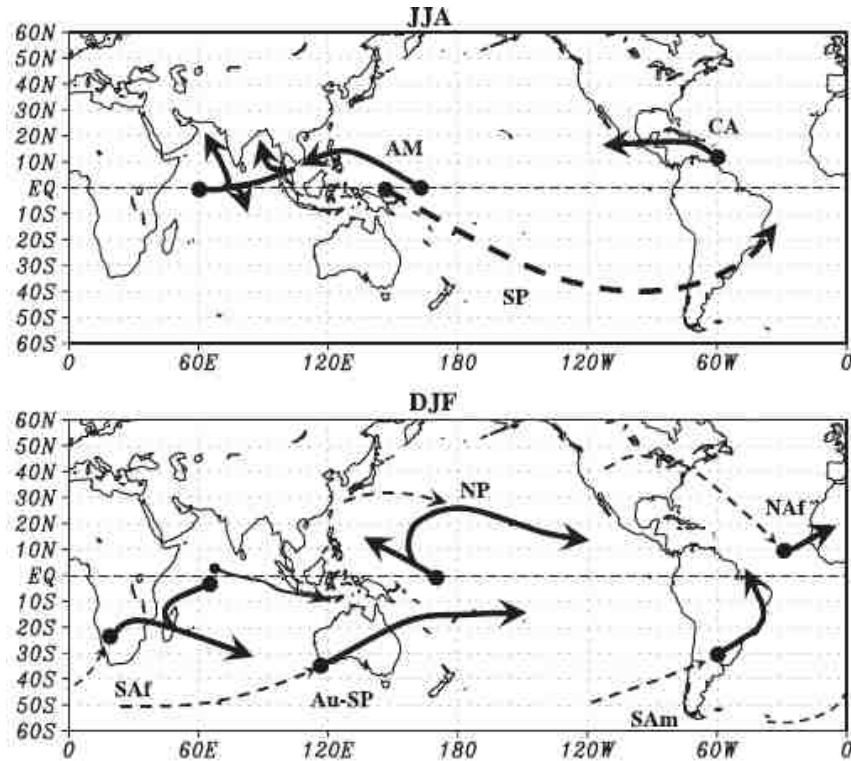
Để hiểu rõ hơn về cấu trúc của dao động 10-20 ngày trên quy mô toàn cầu, Kazuyoshi Kikuchi và BinWang (2008) [36] đã sử dụng phương pháp Tracking (theo Rui và Wang, 1990) và phân tích hàm thực nghiệm trực giao áp dụng với số liệu OLR và mưa (TRMM 3B42) từ năm 1998 đến 2005 của trung tâm dữ liệu NCEP-DOE. Cả hai phương pháp đều có kết quả tương đồng với nhau. Các phân tích cho thấy có nhiều hoạt động quy mô lớn của QBWO trong các thời gian khởi đầu, dịch chuyển, phát triển và tiêu tan. Các dị thường đối lưu liên quan đến QBWO chiếm ưu thế trong dải vĩ độ giữa 10° và 30° ở cả hai bán cầu. QBWO có xu hướng xuất hiện trên các khu vực có liên quan đến gió mùa. Có ba dao động trong mùa hè bắc bán cầu được xác định ở khu vực Châu Á - Thái Bình Dương, Trung Mỹ và miền cận nhiệt Nam

Thái Bình Dương. Có năm dao động trong mùa hè Châu Úc được xác định ở các vùng Australia-Tây Nam Thái Bình Dương, Nam Phi-Ấn Độ Dương, Nam Mỹ-Đại Tây Dương, cận nhiệt đới Bắc Thái Bình Dương và miền Bắc Đại Tây Dương-Bắc Phi. Các dao động nội mùa tựa hai tuần trên toàn cầu được phân thành hai loại: một lan truyền theo hướng Tây và một lan truyền theo hướng Đông. Các dao động lan truyền theo hướng Tây được thấy ở vùng Châu Á-Thái Bình Dương và Trung Mỹ trong mùa hè. Nó bắt nguồn từ vùng nhiệt đới và tan rã ở các vùng cận nhiệt đới. Các dao động lan truyền theo hướng Tây này có dạng là các sóng Rossby xích đạo thể hiện cho sự kết nối giữa đối lưu và dòng trung bình gió mùa. Còn dao động lan truyền theo hướng Đông kết nối với sóng Rossby cận nhiệt đới lan truyền chủ yếu sang phía Đông và về xích đạo. Kết quả của nghiên cứu này còn đưa ra một sơ đồ của hệ thống dao động nội mùa tựa hai tuần trong vùng nhiệt đới (hình 1.4).

Tiếp sau nghiên cứu của Kazuyoshi Kikuchi và BinWang (2008), Guanghua Chen and ChungHsiung Sui (2010) [9] đã nghiên cứu đặc trưng và nguồn gốc của QBWO trên khu vực Tây Thái Bình Dương trong mùa hè bắc bán cầu. Nghiên cứu sử dụng các phương pháp phân tích EOF, wavelet đối với số liệu hoàn lưu và đối lưu của NCEP trong các năm 2000-2007. Kết quả phân tích cũng thể hiện QBWO xuất phát từ vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương và lan truyền sang hướng Tây Bắc. Cấu trúc ngang của nó thể hiện một độ nghiêng hướng tây nam - đông bắc nhưng chủ yếu là sự kéo dài theo hướng kinh tuyến. Theo chiều thẳng đứng, QBWO có độ nghiêng về hướng Tây Bắc có chiều cao làm gia tăng cấu trúc của chế độ tà áp (baroclinic) đầu tiên. Các tâm của các vùng xoáy và chuyển động thẳng đứng gần xích đạo cho thấy độ trễ pha khoảng $\frac{1}{4}$ bước sóng phù hợp với đặc tính của sóng xích đạo, trong khi hoàn lưu xoáy thuận được kết hợp chặt chẽ với đối lưu dị thường khi các sóng dịch chuyển ra khỏi xích đạo. Công trình này cũng kết luận rằng nguồn gốc của QBWO liên quan chặt chẽ với sóng Rossby xích đạo.

Trong một nghiên cứu của Renguang Wu và Xi Cao (2016) [74], mối quan hệ giữa cường độ dao động nội mùa 10-20 ngày trong mùa hè ở khu vực nhiệt đới Tây

Thái Bình Dương với SST khu vực nhiệt đới Châu Á-Thái Bình Dương đã được phân tích.



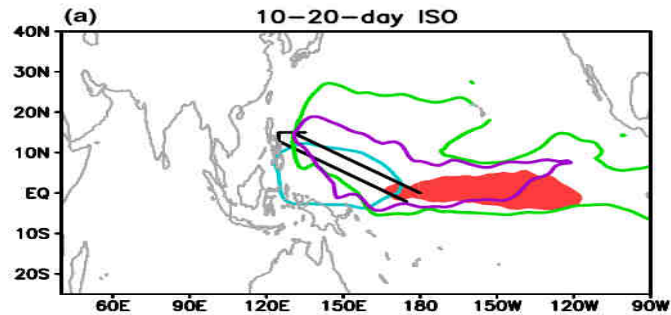
Hình 1.4. Sơ đồ tóm tắt vòng chu kỳ của các dao động nội mùa tựa hai tuần. Mũi tên đậm nét liền biểu thị sự lan truyền của dị thường đối lưu liên quan đến QBWO.

Mũi tên đậm nét đứt thể hiện sự lan truyền rõ ràng của sóng Rossby xích đạo hoặc ống sóng Rossby gây nên đối lưu QBWO. Đường mũi tên nét đứt mỏng cho biết khả năng xâm nhập của sóng Rossby. Mũi tên mỏng nét liền là đối lưu QBWO ở vùng nhiệt đới Ấn Độ Dương trong mùa hè Châu Đại Dương (một dao động yếu và dị thường).

Nguồn: Kazuyoshi Kikuchi và BinWang (2008) [35].

Các phân tích cho thấy cường độ của dao động 10-20 ngày ở khu vực nhiệt đới Tây-Bắc Thái Bình Dương chịu ảnh hưởng bởi độ đứt gió thẳng đứng, độ ẩm mực thấp và chuyển động thẳng giáng. Sự tăng cường của dao động 10-20 ngày xảy ra trong miền có sự liên hợp của dị thường độ đứt thẳng đứng hướng đông của thành phần gió vĩ hướng, sự gia tăng độ ẩm và đối lưu dị thường. Dị thường SST ở vùng

xích đạo trung tâm và phía Đông Thái Bình Dương có vai trò quan trọng đối với sự thay đổi cường độ của dao động 10-20 ngày. Với sự tăng cường hoạt động của dao động nội mùa thì bức xạ sóng ngắn tại bề mặt trung bình mùa suy giảm và thông lượng nhiệt ẩn bề mặt gia tăng dẫn đến sự làm lạnh SST ở vùng nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương.



Hình 1.5. Tương tự hình 1.3 nhưng đối với dao động quy mô 10-20 ngày.

Nguồn: Renguang Wu và Xi Cao (2016) [74]

Gần đây, sự lan truyền và các cơ chế cơ bản của QBWO trong mùa hè trên miền gió mùa Châu Á tiếp tục được nghiên cứu bởi các tác giả Meirong Wang, Jun Wang và Anmin Duan (2017) [57]. Dựa trên số liệu tái phân tích ERA-Interim, số liệu mưa GPCP và một mô hình hoàn lưu chung khí quyển (SAMIL2.4.7), các phân tích thống kê chỉ ra rằng QBWO trên miền gió mùa Châu Á có nguồn gốc chính từ vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương di chuyển theo hướng Tây Bắc đến vịnh Belgian và phía Bắc Ấn Độ, sau đó di chuyển theo hướng Bắc đến vùng cao nguyên Tây Tạng. Với một cấu trúc thẳng đứng chính áp. Sự lan truyền theo hướng Bắc của QBWO được gây nên bởi ba cơ chế chính gồm: xoáy tà áp, bình lưu ẩm lớp biên và thông lượng nhiệt hiện bề mặt. Sự lan truyền này bị chi phối bởi hiệu ứng xoáy tà áp khi QBWO nằm ở phía Nam của vĩ độ 20. Trong quá trình lan truyền xa hơn lên phía Bắc đến cao nguyên Tây Tạng, bình lưu ẩm lớp biên và thông lượng nhiệt hiện bề mặt là các cơ chế chủ yếu. Kết quả mô phỏng bằng mô hình số trị khẳng định thêm rằng mô hình số trị có thể mô phỏng chính xác đường lan truyền của tín hiệu QBWO. Đồng thời phân tích độ nhạy cho thấy thông lượng nhiệt hiện ở phía Bắc Ấn Độ và sườn

đốc phía Nam cao nguyên Tây Tạng là tác nhân chủ yếu đến sự di chuyển lên phía Bắc của QBWO.

Qua các công trình nghiên cứu trên có thể thấy rằng dao động nội mùa 10-20 hay QBWO có nguồn gốc từ vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương. Dao động này di chuyển theo hướng Tây Bắc về vùng gió mùa Châu Á trong đó có Biển Đông dưới dạng sóng Rossby xích đạo. Đi kèm với các tín hiệu QBWO là các trường nền đặc trưng như gió, mưa, chuyển động thẳng và các thông lượng nhiệt ẩm bề mặt. Chính các trường nền đặc trưng này làm thay đổi đặc trưng trường nền ở các khu vực mà QBWO lan truyền tới. Đã có nhiều nghiên cứu tập trung đến sự thay đổi của các trường khí tượng, hải văn khu vực dưới sự ảnh hưởng của hoạt động của QBWO trên khu vực Biển Đông. Dưới đây sẽ tiếp tục tổng quan một số công trình nghiên cứu về dao động QBWO tập trung cho khu vực Biển Đông và có sự liên quan đến đối tượng nghiên cứu của luận án này.

Các công trình nghiên cứu QBWO trên vùng Biển Đông

Các công trình nghiên cứu về dao động QBWO trên khu vực Biển Đông xuất hiện nhiều trong những năm gần đây. Điều này cho thấy sự quan tâm nhiều hơn đến dao động này của cộng đồng khoa học khí quyển, đại dương. Đồng thời cũng khẳng định tầm quan trọng của dao động này đến thời tiết và khí hậu khu vực Châu Á.

Sử dụng số liệu OLR trên Biển Đông như một chỉ số, Fukutomi và Yasunari (1999, 2002) [19, 20] đã tìm thấy sự tương tác hai chiều nhiệt đới-cận nhiệt đới trong quy mô thời gian 10-25 ngày ở phía Tây Thái Bình Dương vào đầu mùa hè. Họ đã khảo sát mối quan hệ giữa đối lưu nhiệt đới trên Biển Đông và hoàn lưu quy mô lớn. Kết quả cho thấy một ống sóng đối lưu mực thấp và cao cùng với một số 5-6 sóng vĩ hướng hình vòng cung đi vào Bắc Thái Bình Dương. Trong tầng đối lưu thấp hơn lần lượt các dị thường hoàn lưu cận nhiệt đới lan truyền theo hướng Tây Nam vào vùng Biển Đông theo đường dẫn phía Tây mở rộng từ miền gió mùa nhiệt đới sang Bắc Thái Bình Dương dọc theo rìa phía Bắc của áp cao cận nhiệt đới. Theo kết quả của họ thì có thể thấy rằng sự xâm nhập theo hướng Nam của sóng Rossby vĩ độ trung bình và QBWO bắt nguồn từ vùng nhiệt đới cùng làm tăng cường biên độ dao động

10-20 ngày trên miền cận nhiệt Đông Á. Sự đóng góp đồng thời vào dao động 10 – 20 ngày từ vùng nhiệt đới và vĩ độ trung bình vẫn đòi hỏi cần phải nghiên cứu nhiều hơn để xác định các tương tác và ảnh hưởng của chúng đến QBWO.

Piyali Chatterjee and B. N. Goswami (2004) [8] đã kiểm tra lại cấu trúc theo phương ngang và phương thẳng đứng của dao động 10 – 20 ngày trong mùa hè và mùa đông. Các tác giả sử dụng các số liệu hoàn lưu và đối lưu gồm gió kinh hướng và vĩ hướng tại một số mực thẳng đứng, OLR của NCEP/NCAR trong 10 năm (1992-2001), số liệu mưa từ GPCP trong 6 năm (1997 – 2002). Kết quả cho thấy cấu trúc không gian trung bình của dao động 10-20 ngày trong hoàn lưu và đối lưu tương tự như một dạng sóng Rossby xích đạo chế độ kinh hướng thuần túy có bước sóng khoảng 6000 km và tốc độ pha phía tây khoảng 4.5 m/s dịch chuyển lên phía bắc của xích đạo khoảng 5°N trong mùa hè Bắc bán cầu và dịch chuyển về phía nam khoảng 5°S trong mùa đông phương bắc. Sự dịch chuyển này gây nên vùng gió vĩ hướng mạnh nhất ở vĩ độ 5°N (5°S) trong mùa hè (mùa đông) Bắc bán cầu.

Jiang Yu Mao và Johnny C. L. Chan (2005) [54] đã sử dụng phương pháp phân tích wavelet đối với số liệu tái phân tích OLR trung bình ngày của NCEP-NCAR trong giai đoạn 1975-2002 (trừ năm 1978). Tuy nhiên các tác giả chỉ trích xuất số liệu từ 01/05 đến 31/07 vì cho rằng mưa trên Biển Đông trong tháng 8 phần lớn chịu ảnh hưởng bởi các cơn bão chứ không phải mưa do gió mùa. Kết quả phân tích cho thấy dao động 10-20 ngày biểu hiện như một hệ thống xoáy thuận-nghịch trên khu vực Tây Thái Bình Dương nhiệt đới, lan rộng theo hướng Tây Bắc đi vào Biển Đông. Một khối liên kết chặt chẽ hình thành giữa hội tụ (phân kỳ) ở mực trên với xoáy nghịch (xoáy thuận) ở mực thấp. Nghiên cứu này tiếp tục khẳng định nguồn gốc chính của dao động 10-20 ngày là ở vùng xích đạo trung tâm Thái Bình Dương, phía đông kinh độ 140°E, mặc dù một nhiễu động từ phía Đông Bắc Biển Đông cũng có góp phần ảnh hưởng đến dao động 10 – 20 ngày. Các hình thể hoàn lưu từ một pha không hoạt động đến một pha hoạt động giống như những hình thể liên quan đến sự lan truyền của hỗn hợp sóng Rossby-trọng lực đã được quan sát trong những nghiên cứu trước.

Tiếp ngay sau nghiên cứu trên, Wen Zhou và Johnny C. L. Chan (2005) [85] cũng đã công bố một công trình nghiên cứu mối liên quan giữa các dao động nội mùa với sự bùng nổ gió mùa mùa hè trên Biển Đông. Các tác giả áp dụng phân tích wavelet và tương quan hồi quy đối với tập số liệu tái phân tích trung bình ngày của NCEP bao gồm độ cao địa thế vị, vận tốc gió, nhiệt độ không khí, độ ẩm riêng trong giai đoạn 1979 – 2001. Kết quả nghiên cứu cho rằng dao động 10 – 20 ngày có sự dịch chuyển theo hướng Tây Bắc và liên quan đến sự suy yếu của Áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương. Khi đó áp cao cận nhiệt Tây Thái Bình Dương bị tách thành hai phần bởi một xoáy thuận trên vùng biển Hoa Đông với một xoáy nghịch vẫn duy trì trên vùng Biển Đông và một phần của cao áp vẫn thịnh hành trên khu vực phía Tây Bắc Thái Bình Dương. Điều này có thể góp phần làm bốc hơi mạnh và làm lạnh khu vực Biển Đông ở thời điểm 8 ngày trước khi gió mùa mùa hè bùng phát. Một giả thuyết được đề xuất để giải thích những biến động quan sát thấy trong thời kỳ bùng phát gió mùa mùa hè trên Biển Đông. Đó là khi dao động 30-60 ngày hình thành trên khu vực xích đạo Ấn Độ Dương và phát triển thành một dải đối lưu rộng lớn (rãnh gió mùa) thì một vùng đối lưu của dao động 10-20 được gây ra do sự mở rộng của rãnh gió mùa kéo dài đến phía Tây Thái Bình Dương. Hai quá trình này sau đó cùng với nhau làm suy yếu xoáy nghịch cận nhiệt đới trên Biển Đông do chúng làm tăng đáng kể hiệu ứng bình lưu ngang của nhiệt, ẩm. Sau đó gió Tây có thể xâm nhập và thịnh hành trên Biển Đông và sự bùng phát gió mùa mùa hè xuất hiện.

Xiao Long Jia và Song Yang (2013) [32] nghiên cứu tác động của dao động nội mùa QBWO trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương lên gió mùa mùa hè Đông Á trong tháng 6 và 7. Các tác giả sử dụng số liệu OLR của NOAA, mưa từ GPCP, số liệu hoàn lưu gồm gió kinh hướng và vĩ hướng từ nguồn CFSR trong giai đoạn 1979-2010. Sự lan truyền theo hướng Tây Bắc của đối lưu QBWO trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương được mô tả bởi hai thành phần chính EOF đầu tiên từ số liệu OLR chu kỳ 10-20 ngày được lọc bằng bộ lọc thông dải (bandpass filter). Số liệu OLR được trích xuất giới hạn trong phạm vi 100°E-170°E và 0°N-30°N bởi sự biến động mạnh của OLR trong vùng này. Hai thành phần chính PC1 và PC2 thể hiện một tương

quan trở đáng kể khoảng $\frac{1}{4}$ chu kỳ. Vì vậy 8 pha hoạt động của QBWO được xác định bằng cách sử dụng PC1 và PC2 trong một sơ đồ pha-không gian hai chiều để mô tả một chu kỳ hoạt động của đối lưu QBWO. Tại mực thấp tầng đối lưu, hình thể khí quyển phản ánh đối lưu QBWO thể hiện một sự lan truyền hướng Tây Bắc của hệ thống các xoáy nghịch và xoáy thuận được sắp xếp theo hướng tựa nam-bắc. Khi QBWO ở trong pha 3, 4 (pha 7, 8) tức là hoạt động của đối lưu QBWO được tăng cường (đã suy giảm) thì hoàn lưu xoáy thuận (xoáy nghịch) phản ánh sự tăng cường (suy yếu) của gió Tây nhiệt đới trên Biển Đông và Philippin, đồng thời cũng cho thấy một rãnh gió mùa trên Biển Đông hoạt động (không hoạt động). Hình dạng của cao áp Tây Bắc Thái Bình Dương có thể chịu ảnh hưởng đáng kể của QBWO. Khi đối lưu QBWO tăng cường (suy giảm) trên khu vực Biển Đông và Philippin thì cao áp Tây Bắc Thái Bình Dương có xu thế nằm theo hướng Đông Bắc (Tây Nam) hơn so với bình thường.

1.3. Các công trình nghiên cứu ở Việt Nam

Cho đến nay các nghiên cứu khoa học lĩnh vực khí tượng, hải dương học trong nước hầu như chỉ tập trung vào quy mô thời tiết, mùa và nhiều năm. Các nghiên cứu về dao động nội mùa vẫn còn rất hạn chế.

Vấn đề dao động nội mùa MJO và ảnh hưởng đến khí tượng Biển Đông được đề cập trong Hội thảo khoa học lần thứ 10 của Viện Khoa học Khí Tượng Thủy văn và Biến đổi khí hậu với tiêu đề “Dao động Madden-Julien (MJO) và hoạt động của xoáy thuận nhiệt đới ở Tây Bắc Thái Bình Dương và Biển Đông Việt Nam” bởi Nguyễn Đức Ngữ (2013) [2]. Tác giả sử dụng số liệu trung bình ngày OLR, gió các mực 850mb và 200mb của NOAA và số liệu xoáy thuận nhiệt đới RSMC của Nhật Bản với độ phân giải 2.5 độ kinh vĩ trong giai đoạn 1991 – 1995. Bằng các phương pháp phân tích tương quan tác giả đã có một số nhận định chính sau: i) Trong quá trình MJO, vùng hội tụ và đối lưu trên xích đạo Đông Ấn Độ Dương dịch chuyển và mở rộng về phía Đông Bắc, trong khi vùng hội tụ và đối lưu Tây Thái Bình Dương dịch chuyển về phía Đông và mở rộng về phía Bắc, đồng thời hoạt động đối lưu giảm dần, trái lại vùng khuếch tán lớn phía Đông Phi-lip-pin dịch chuyển về phía Tây Nam

so với vị trí ban đầu; ii) Chu kỳ dao động MJO trên vùng nghiên cứu trong các tháng nửa đầu mùa hạ (tháng 5 – 7) khoảng 38 – 40 ngày, dài hơn so với các tháng nửa cuối mùa hạ (tháng 8– 10), trung bình 30 – 35 ngày; iii) Dao động Madden-Julian (MJO) trong mùa hạ (V – X) chủ yếu ảnh hưởng đến hoạt động của XTNĐ trên vùng biển Tây Bắc Thái Bình Dương nhiệt đới, bao gồm vùng biển phía Đông Philippin và Biển Đông, không thấy ảnh hưởng rõ đến hoạt động của XTNĐ trong vùng biển trung tâm Thái Bình Dương.

Gần đây nhất, Bùi Minh Tuấn và nnk (2016) [1] đã đề cập đến đặc trưng dịch chuyển lên phía bắc của dao động nội mùa và cơ chế dao động nội mùa của của lượng mưa tại Bắc Bộ và Nam Bộ. Tác giả sử dụng số liệu tái phân tích của ECMWF độ phân giải 0.75 độ kinh vĩ và số liệu mưa quan trắc ngày tại 18 trạm đo của Việt Nam trong giai đoạn 1981-2009. Các phương pháp lọc Lanczos, phân tích EOF và tính toán tương quan-hồi quy được sử dụng trong nghiên cứu này. Các kết quả phân tích cho thấy các điều kiện thời tiết khí hậu ở Việt Nam chịu ảnh hưởng rõ ràng bởi dao động nội mùa có nguồn gốc từ xích đạo Ấn Độ Dương di chuyển lên phía Bắc trong thời kỳ gió mùa mùa hè nội mùa của trường gió vĩ hướng ở khu vực Đông Nam Á và Nam Á. Dao động này là nguyên nhân gây ra các giai đoạn khô và ẩm ướt luân phiên tại Bắc Bộ và Nam Bộ với chu kỳ từ 30 đến 40 ngày. Tuy nhiên có sự khác nhau rất lớn trong đặc trưng hoàn lưu quy mô lớn gây ra mưa tại hai khu vực Bắc Bộ và Nam Bộ. Cụ thể, ẩm từ khu vực nhiệt đới Tây Thái Bình Dương và vịnh Bengal là nguồn cung cấp chính cho dao động nội mùa của đối lưu ở Bắc Bộ, ngược lại, đối lưu tại Nam Bộ chỉ được cung cấp bởi ẩm được đưa tới từ khu vực nhiệt đới Ấn Độ Dương.

1.4. Tổng quan các nghiên cứu về mối liên hệ giữa dao động nội mùa với ENSO

Các dao động nội mùa chu kỳ 10-20 ngày và 30-60 ngày là những tín hiệu rõ ràng nhất trong dao động nội mùa khu vực nhiệt đới. Trong khi đó ENSO cũng là một hiện tượng dao động nhiều năm phổ biến nhất trong hệ thống khí quyển-đại dương khu vực nhiệt đới. Cả hai dao động nội mùa và ENSO đều liên quan đến sự thay đổi lớn của đối lưu, hoàn lưu quy mô lớn, các hình thái thời tiết trên toàn thế giới ở khu vực nhiệt đới. Cho đến trước những năm 1980, hai dao động này vẫn được xem là

những hiện tượng riêng biệt do quy mô thời gian khác nhau rất lớn liên quan đến sự tái hiện và thời gian một vòng chu kỳ hoàn chỉnh của mỗi dao động và còn do một thực tế rằng các mô hình kết nối khí quyển - đại dương không thể mô phỏng được dao động nội mùa nhưng lại có khả năng dự báo tốt ENSO (Zebiak 1989). Giả thuyết về mối quan hệ mật thiết giữa dao động nội mùa và ENSO được đề xuất lần đầu tiên vào giữa những năm 1980 bởi Lau (1986a, b) [44, 45]. Sau đó nhiều nghiên cứu dựa trên mô hình hoá và số liệu quan trắc đã xuất hiện đưa ra những tranh luận về giả thuyết này. Cho tới nay đã có nhiều công trình nghiên cứu khẳng định giả thuyết trên qua việc nghiên cứu ảnh hưởng của vùng nhiễu dịch chuyển sang phía đông lên các dao động tựa ENSO có tần số thấp (Lau and Chan 1988, Kessler and Kleeman 2000, Bergman et al. 2001)[43,84, 6]. Trong hội thảo quốc tế về MJO-ENSO được tổ chức vào ngày 15-17/03/2000 tại NOAA, nhiều lý thuyết khác nhau về mối liên hệ giữa hai dao động này đã được thảo luận [84]. Buổi hội thảo được tổ chức do sự kiện MJO bất thường được ghi nhận trong năm 1996/1997 trùng với sự xuất hiện của hiện tượng El Niño 1997/1998. Nhiều cuộc thảo luận với nhiều chủ đề trong đó có việc không dự báo đúng sự kiện ấm lên mạnh mẽ này đã cho thấy có những lý thuyết mâu thuẫn thậm chí trái ngược nhau liên quan đến sự ảnh hưởng của MJO đến ENSO. Cuối cùng hội thảo cũng đi đến một thống nhất gợi ý rằng MJO có thể đóng một vai trò trong sự biến động của ENSO dưới dạng như một cơ chế kích hoạt ENSO khởi tạo (Lau và Chan 1986, McPhaden và Yu (1999), Kessler và Kleeman 2000, Bergman et. 2001) [44, 56, 34, 6], đặc biệt sau khi MJO được quan trắc có tần số và biên độ được tăng cường trong pha phát triển của sự kiện El Niño 1982/1983 [45]. Kessler và Kleeman (2000) [34] cho thấy rằng, trong giai đoạn 1980-1998, các giai đoạn đầu của các sự kiện El Niño có liên quan đến sự gia tăng đáng kể trong hoạt động dao động nội mùa trong vùng bồn ảm. Hơn nữa, McPhaden (1999) [56] ghi nhận rằng từ những năm 1950, tất cả El Niño đều có liên quan đến sự gia tăng mức độ của gió Tây bề mặt nội mùa. Phần lớn sự gia tăng của hoạt động gió Tây Nam trong pha khởi đầu của ENSO với hoạt động mạnh nhất xảy ra vào các tháng mùa hè và mùa thu ở nam bán cầu [18].

Thực tế hoạt động của MJO mức độ vừa phải trong những năm 1981/1982 đã dẫn đến một sự kiện El Niño mạnh, còn hoạt động của MJO mạnh trong năm 1989/1990 đã không dẫn đến một sự kiện ấm lên ngay tức thì và hoạt động mạnh của MJO năm 1996/1997 dẫn đến sự kiện El Niño mạnh nhất thế kỷ cho thấy ảnh hưởng của MJO đến ENSO phụ thuộc vào trạng thái trung bình của hệ thống kết hợp [34]. Bergman và nnk (2001) [6] cho rằng El Niño không phát triển sau hoạt động mạnh mẽ của MJO trong giai đoạn 1989 – 1990 bởi vì cấu trúc đại dương dưới bề mặt không hỗ trợ sự phát triển của nó. Perigaud và Cassau (2000) [64] cho biết thêm rằng MJO chỉ có thể tác động đến sự phát triển của El Niño nếu nhiệt lượng của đại dương là cao, như trường hợp năm 1997. Trong khi Benestad và nnk (2002) [5] kết luận rằng sự lan truyền về phía Đông của sóng Kelvin đại dương do MJO gây ra phụ thuộc vào trạng thái trung bình của đại dương sao cho sự lan truyền của chúng có xu hướng thuận lợi hơn trong giai đoạn ấm của ENSO. Trên cơ sở phân tích hoạt động sóng xích đạo trong thời kỳ El Niño năm 1997-1998, McPhaden và Yu (1999) [56] cho thấy El Niño vẫn sẽ phát triển khi không có hoạt động MJO mạnh được quan sát.

Mặc dù một số nghiên cứu đã ghi nhận sự gia tăng hoạt động nội mùa liên quan đến các sự kiện El Niño, nhưng một số tác giả cho rằng MJO có xu hướng ít hoạt động hơn trong các năm El Niño [67] và hoạt động mạnh hơn trong các năm La Nina. Việc hiển thị một sự kết nối MJO – ENSO rõ ràng đã gây nhiều tranh luận với một vài nghiên cứu ứng dụng phân tích EOF gần đây cho thấy những biến động nhiều năm của hoạt động MJO không có tương quan với ENSO [34, 67]. Dựa trên những dữ liệu liên tục của khí quyển lớp trên và dữ liệu OLR trong ít nhất 18 năm tính đến năm 1997, Slingo và nnk (1999) đã xem xét hai thành phần EOF đầu tiên để thể hiện một mối quan hệ yếu, không đáng kể giữa hoạt động của MJO và SST ở quy mô nhiều năm. Một nghiên cứu tương tự của Hendon và nnk (1999) [27] đã sử dụng hai chỉ số EOF đầu tiên của OLR và gió vĩ hướng mực 850mb cho 25 năm trong khoảng thời gian mùa hè Australia từ tháng 11 đến tháng 3 cũng cho thấy hoạt động MJO quan sát được không liên quan đến El Niño. Các dữ liệu liên tục của OLR và gió vĩ hướng 10m trong những năm 1979 – 1999 cũng được sử dụng bởi Kessler (2001) [84] để

chỉ ra mối quan hệ duy nhất giữa MJO và ENSO là sự mở rộng sang phía Đông của MJO do sự ấm lên liên quan đến ENSO ở trung tâm Thái Bình Dương, trong đó dị thường dương SST hỗ trợ đối lưu lan truyền về phía Đông.

Mặc dù không có mối quan hệ đáng kể nào được tìm thấy hoạt động MJO và ENSO trong những giai đoạn liên tục hoặc chỉ trong mùa hè ở Australia nhưng Hendon (2005) [87] gần đây đã phát hiện ra một mối quan hệ đáng kể giữa hai hiện tượng này trong mùa hè bắc bán cầu. Hendon (2005) [87] sử dụng trường SST trung bình để giải thích hoạt động của MJO tăng cường trong mùa hè bắc bán cầu khi các sự kiện El Niño đang phát triển. Trong pha khởi tạo của El Niño từ tháng 5 đến tháng 9, trường SST trung bình tương đồng với trường SST bình thường trong cuối mùa hè nam bán cầu khi MJO mạnh nhất. Lưỡi nước lạnh Đông Thái Bình Dương cũng không xuất hiện trong thời gian này để hỗ trợ MJO lan truyền xa hơn về phía Đông và duy trì cường độ của nó lâu hơn.

Kết luận chương 1

Từ sự phát hiện và những nghiên cứu ban đầu dựa trên các số liệu thực đo, các cơ chế và đặc trưng của các dao động nội mùa quy mô toàn cầu đã dần được làm sáng tỏ. Những năm gần đây có nhiều công trình tập trung nghiên cứu sự tác động đến thời tiết, khí hậu của các khu vực nhiệt đới và cận nhiệt đới do những đặc trưng khác nhau của dao động nội mùa trong mùa đông và mùa hè. Đặc biệt là trên khu vực Biển Đông - là nơi chịu tác động của cả hai hệ thống gió mùa Đông Á và gió mùa Nam Á.

Các công trình nghiên cứu biến động nội mùa trên Biển Đông gần đây đã làm rõ hơn những tác động của các dao động quy mô 10 – 20 ngày và 30 – 60 ngày trong mùa đông và mùa hè. Có thể thấy các nghiên cứu ảnh hưởng của dao động nội mùa trong mùa đông (MJO) ít hơn các nghiên cứu về dao động nội mùa trong mùa hè (BSISO). Hơn nữa, các nghiên cứu gần đây cũng làm rõ hơn sự tác động của dao động nội mùa quy mô 10 – 20 ở Tây Thái Bình Dương đến thời tiết, khí hậu Biển Đông. Ngoài ra mối quan hệ giữa ENSO với các dao động nội mùa và ảnh hưởng đến các khu vực khác nhau trên Ấn Độ Dương và Thái Bình Dương cũng được tập trung nghiên cứu, mặc dù vẫn còn tồn tại một số quan điểm trái ngược.

Tuy nhiên các nghiên cứu chi tiết cho vùng biển phía Tây Biển Đông và ven bờ Việt Nam còn hạn chế, đặc biệt là các nghiên cứu của các tác giả trong nước. Do đó số liệu thực đo của các trạm khí tượng, hải văn ven bờ Việt Nam chưa được ứng dụng trong các nghiên cứu biến động quy mô nội mùa.

Vì vậy nghiên cứu này sẽ sử dụng số liệu thực đo tại các trạm hải văn ven bờ Việt Nam để góp phần làm tăng thêm độ tin cậy của các số liệu thực đo tại trạm và số liệu tái phân tích trong nghiên cứu biến động quy mô nội mùa. Ngoài ra nghiên cứu này sẽ sử dụng một phương pháp phân tích hữu dụng đối với các số liệu không dừng và phi tuyến dựa trên biến đổi Hilbert – Huang để phân tách các thành phần dao động nội mùa.

CHƯƠNG 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

2.1. Số liệu nghiên cứu

2.1.1. Số liệu trạm hải văn

SST và tốc độ gió được quan trắc tại các trạm hải văn ven biển Việt Nam từ giữa thế kỷ 20. Tuy nhiên, đến năm 1993 số liệu mới được đo đạc đồng bộ, liên tục và đầy đủ. Sau khi phân tích và đánh giá chất lượng như thời gian quan trắc, sự liên tục của chuỗi số liệu thì số liệu SST và tốc độ gió quan trắc trong giai đoạn 1993 – 2015 của 4 trạm được sử dụng trong nghiên cứu, gồm: Bãi Cháy, Sơn Trà, Phú Quý, Phú Quốc. Số liệu sử dụng trong nghiên cứu này là số liệu trung bình ngày. Với độ phân giải một ngày, tín hiệu biến động quy mô nội mùa hoàn toàn có thể được nhận biết trong chuỗi số liệu. Ngoài ra bốn trạm hải văn được lựa chọn ở trên là do vị trí phân bố đều từ bắc xuống miền nam đại diện cho bốn khu vực biển ven bờ: miền Bắc (Bãi Cháy), miền Trung (Sơn Trà), miền Nam gồm Nam Trung Bộ và Nam Bộ (Phú Quý), miền Tây Nam Bộ-biển Tây (Phú Quốc). Hơn nữa do có sự khác biệt giữa vùng biển phía Bắc và phía Nam với ranh giới khoảng vĩ tuyến 14 trong sự phân bố biến động nội mùa của các yếu tố khí tượng, hải văn nên các trạm Bãi Cháy và Sơn Trà được lựa chọn là đại diện cho vùng biển phía Bắc, phía Nam là trạm Phú Quý và Phú Quốc.

2.1.2. Số liệu tái phân tích theo ô lưới

Các số liệu tái phân tích trên lưới được sử dụng trong nghiên cứu này gồm: số liệu SST và ứng suất gió bề mặt (WSTR) của dự án ECCO2 có độ phân giải 0.25 độ kinh vĩ, bức xạ sóng dài (OLR) và gió tại mực 850mb của NCEP có độ phân giải 2.5 độ kinh vĩ. Các số liệu tái phân tích này cũng có độ phân giải theo thời gian là 1 ngày. Độ dài của số liệu SST, WSTR và gió mực 850 mb là 23 năm (1993-2015). Trong khi đó độ dài của số liệu OLR là 21 năm (1993-2013). Mặc dù độ phân giải của số liệu OLR và gió 850mb là thô nhưng vẫn biểu thị được tính chất lan truyền của vùng đối lưu trong các pha dao động nội mùa trên phạm vi lớn.

Dự án dự báo hoàn lưu và khí hậu đại dương (ECCO2) được thành lập năm 1998 là một phần của dự án thực nghiệm hoàn lưu đại dương thế giới (WOCE) với mục tiêu tổng hợp kết quả của một mô hình hoàn lưu chung (GCM) và các số liệu quan trắc khác nhau để tạo ra một mô tả định lượng về sự tiến triển của trạng thái đại dương toàn cầu. Sự tổng hợp này còn được biết đến với thuật ngữ đồng hoá số liệu - là rất quan trọng bởi số liệu quan trắc tại các trạm và viễn thám vẫn còn thưa và chưa đầy đủ so với quy mô và đặc trưng của hoàn lưu đại dương. Sự tổng hợp này cũng cung cấp một sự kiểm tra tính đồng nhất nghiêm ngặt đối với số liệu quan trắc và đối với mô hình. ECCO có sự đồng nhất về dữ liệu, không có sự gián đoạn số liệu tại bất cứ thời gian hay địa điểm nào. Các giải pháp của ECCO thế hệ đầu tiên được sử dụng rộng rãi cho nhiều ứng dụng khoa học. Tuy nhiên độ phân giải lưới theo phương ngang còn thô, thiếu Bắc Cực và băng biển nên giới hạn khả năng mô tả đại dương thực của ECCO thế hệ đầu tiên. Để giải quyết sự hạn chế trên của dự án ECCO giai đoạn 1, dự án ECCO giai đoạn 2 (ECCO2) tiếp tục tổng hợp sự tiến triển theo thời gian của tất cả các số liệu đại dương, băng biển tốt nhất có thể trên quy mô toàn cầu có độ phân giải cao và khả năng bắt được các xoáy đại dương quy mô nhỏ. Sự tổng hợp dữ liệu đầu tiên của ECCO2 cho giai đoạn 1992 - 2007 đã được thực hiện khi sử dụng cách tiếp cận của Green để ước lượng điều kiện nhiệt độ và độ muối ban đầu, các điều kiện biên bề mặt và một vài tham số mô hình thực nghiệm đại dương, băng biển. Các dữ liệu độ phân giải cao và tần số cao của ECCO2 được lưu trữ và cung cấp cho cộng đồng khoa học sử dụng tại địa chỉ: <http://ecco2.org>.

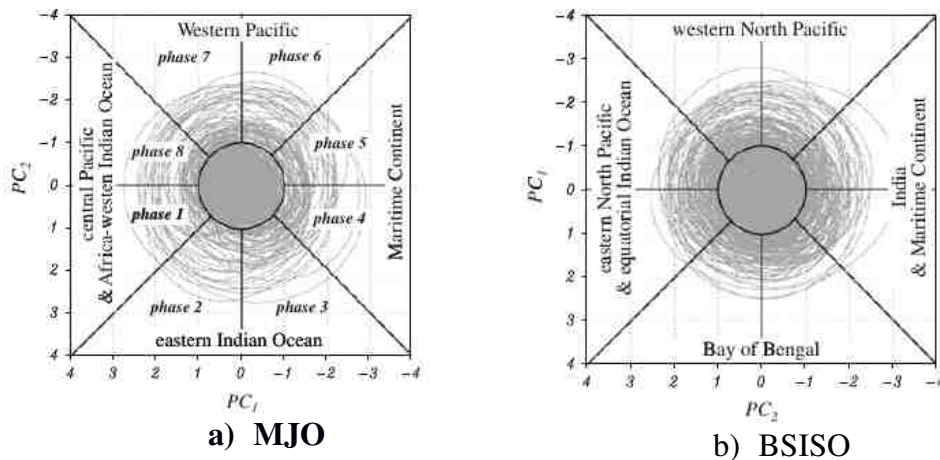
2.1.3. Các chỉ số dao động khí hậu

2.1.3.1. Chỉ số dao động nội mùa

Các chỉ số dao động nội mùa được lấy từ bộ chỉ số do Kikuchi và nnk (2012) [36] xây dựng. Do dao động nội mùa nhiệt đới có sự biến động và hình thái lan truyền khác nhau giữa mùa đông và mùa hè nên để biểu diễn chính xác trạng thái của ISO tại bất kỳ thời điểm nào trong năm, một chỉ số “bimodal” ISO đã được xây dựng. Nó bao gồm chỉ số thể hiện dao động MJO với xu thế lan truyền sang phía Đông dọc xích đạo chiếm ưu thế và dao động nội mùa mùa hè bắc bán cầu (BSISO) với xu thế lan

truyền lên phía Bắc và biến động lớn trên vùng rãnh gió mùa ngoại xích đạo. Phương pháp phân tích EEOF được áp dụng với số liệu OLR cho hai mùa: mùa đông (tháng 12, 1, 2) và mùa hè (tháng 6, 7, 8). Tại thời điểm mới xây dựng, các chỉ số được tính toán cho giai đoạn 1979-2009. Hiện nay số liệu chỉ số “bimodal” ISO này được cập nhật đến đầu năm 2017. Chỉ số MJO1 và MJO2 là chuỗi số liệu theo thời gian của hai thành phần chính đầu tiên qua phân tích EEOF biểu diễn trạng thái của dao động MJO trong mùa đông. Tương tự chỉ số BSISO1 và BSISO2 biểu diễn trạng thái dao động BSISO trong mùa hè. Các chỉ số này có thể lấy được từ địa chỉ:

http://iprc.soest.hawaii.edu/users/kazuyosh/Bimodal_ISO.html



Hình 2.1. Pha không gian của các dao động nội mùa: a) MJO, b) BSISO.

Nguồn: Kikuchi và nnk (2012) [36]

2.1.3.2. Chỉ số ONI

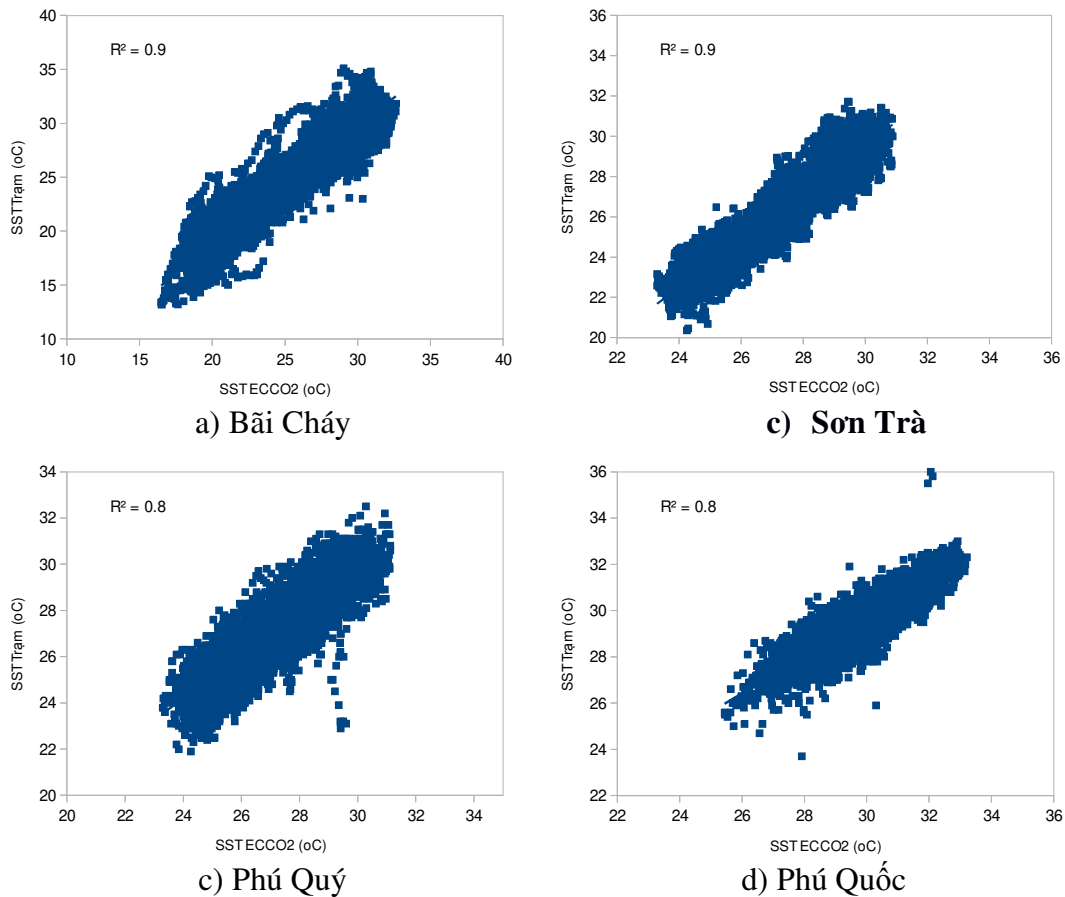
Chỉ số ONI (Oceanic Niño Index) được thu thập từ NOAA. Chỉ số ONI là giá trị trung bình trượt 3 tháng của dị thường SST khu vực Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W). Chỉ số này là một tiêu chuẩn được NOAA sử dụng để xác định các đợt El Niño (ấm) và La Nina (lạnh) trong khu vực nhiệt đới Thái Bình Dương.

Số liệu chỉ số ONI có thể lấy được từ địa chỉ:

<http://ggweather.com/enso/oni.htm>

2.1.4. Tương quan giữa số liệu tại trạm hải văn và số liệu tái phân tích

Hệ số tương quan giữa số liệu quan trắc tại trạm và số liệu tái phân tích trên lưới được tính toán để đảm bảo tính đồng nhất giữa hai loại số liệu này khi sử dụng để phân tích trong nghiên cứu.

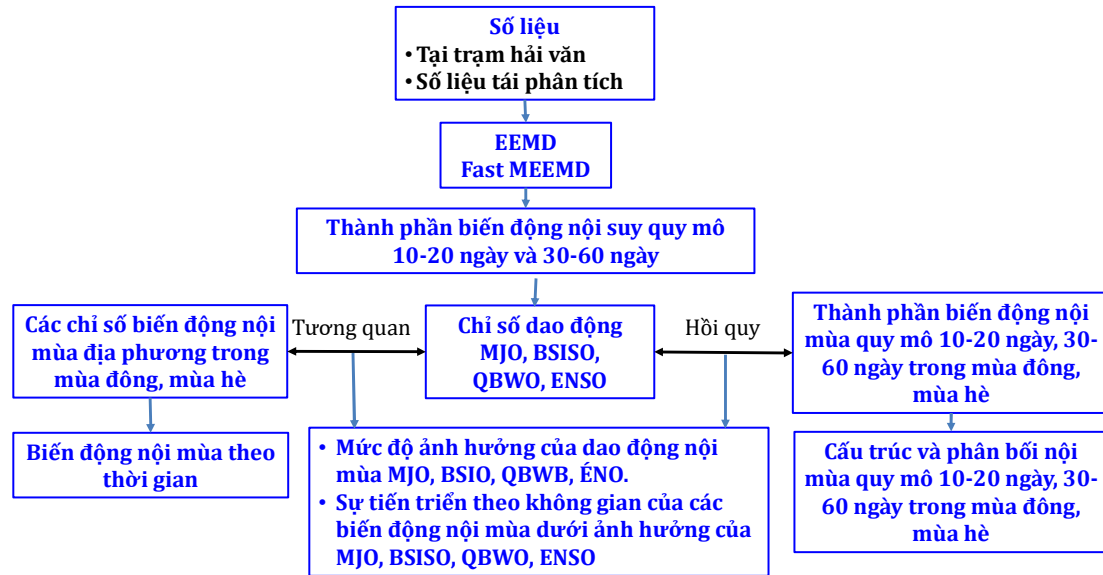


Hình 2.2. Tương quan giữa số liệu quan trắc tại trạm và số liệu tái phân tích trên ô lưới

Với hệ số tương quan cao trên 0.8, số liệu tái phân tích có sự đồng nhất cao với số liệu thực đo tại trạm. Như vậy số liệu tái phân tích hoàn toàn có thể được sử dụng để phân tích cấu trúc và tiến triển theo thời gian dao động nội mùa khu vực nghiên cứu.

2.2. Phương pháp nghiên cứu

Các phương pháp được ứng dụng trong nghiên cứu này được trình bày trong sơ đồ sau:



Hình 2.3. Sơ đồ của nghiên cứu

2.2.1. Phương pháp phân tách các thành phần dao động EEMD

Phương pháp EEMD là một trong những phương pháp phân tích số liệu phổ biến dựa trên biến đổi Hilbert-Huang. Được đề xuất lần đầu tiên vào năm 1998, sau đó phương pháp này đã được ứng dụng rộng rãi trong nhiều lĩnh vực. Lĩnh vực khí tượng thủy văn cũng đã có nhiều công trình nghiên cứu sử dụng hiệu quả phương pháp này. Trong các công trình đó, biến đổi Hilbert-Huang chủ yếu được sử dụng để nhận biết các tín hiệu dao động có chu kỳ từ thời tiết đến nhiều năm trong số liệu quan trắc. Sau đây là một số công trình tiêu biểu: Huang. N và cộng sự (1999) nghiên cứu quá trình tiến triển của sóng Stock phi tuyến [63]. Dean G. Dufy (2004) đã làm rõ khả năng của phân tích Hilbert-Huang trong việc nhận biết được các tín hiệu từ sy nóp đến khí hậu trong số liệu của các yếu tố mưa, bức xạ mặt trời, áp suất bề mặt biển, mực nước biển, thủy triều [15]. Huang. N (2005) đã thống kê những ứng dụng của phân tích Hibert-Huang trong hải dương học, đặc biệt là phân tích ảnh viễn thám. Một ưu thế của biến đổi Hilbert-Huang là phân tích xu thế biến đổi của số liệu [29].

Trong quá trình phân tích, sau khi đã tách được hết các thành phần dao động có trong số liệu, thành phần còn lại cuối cùng sẽ chỉ là một hàm đơn điệu và thành phần còn lại này được xem là xu thế biến đổi của số liệu. Với khả năng này gần đây phương pháp phân tích EEMD đã được sử dụng trong nhiều công trình nghiên cứu liên quan đến biến đổi khí hậu. Phân tích xu thế biến đổi nhiệt độ không khí đã được thực hiện trong các nghiên cứu của Zhaohua Wu (2011), Leonard J. Pietrafesa (2013), V. Capparelli (2013), Fei Ji (2014), Lin Peng-Fei (2015) [86, 50, 72, 22, 49]. Phân tích xu thế biến đổi của mực nước biển nhằm tính toán mực nước biển dâng trong nghiên cứu biến đổi khí hậu cũng được thực hiện trong các công trình của Han Soo Lee (2013), Han Soo Lee và Mai Văn Công (2013), Suriyan Saramul (2014), J. Park (2015) [31, 3, 69, 33].

Ngoài ra có một công trình nghiên cứu sử dụng phương pháp liên quan gần nhất với Luận án này do Man Li C. Wu và Siegfried Schubert thực hiện năm 1999 là “Sự phát triển của gió mùa mùa hè và dao động nội mùa khu vực Nam Á”. Trong nghiên cứu này các tác giả đã sử dụng biến đổi Hilbert-Huang để phân tách các thành phần dao động từ số liệu mưa, gió mực 850mb và OLR. Từ đó các tác giả tìm hiểu tác động của dao động nội mùa mùa hè đến sự phát triển của gió mùa Nam Á [88].

Như vậy biến đổi Hilbert-Huang đã được sử dụng rộng rãi trong phân tích số liệu khí tượng thủy văn đồng thời với các phương pháp biến đổi phổ biến khác như Fourier hay wavelet. Tuy nhiên tác giả Norden E. Huang (2008) [78] nhận xét rằng biến đổi Hilbert-Huang có những ưu thế hơn so với biến đổi Fourier và wavelet khi phân tích số liệu không dừng và phi tuyến (số liệu thực trong lĩnh vực khí tượng, thủy văn). Những ưu thế đó được tổng hợp trong bảng dưới đây:

Biến đổi	Fourier	Wavelet	HHT
Nền tảng	Tiên nghiệm	Tiên nghiệm	Thích ứng
Biểu diễn số liệu	Năng lượng - tần số	Năng lượng - tần số - thời gian	Năng lượng - tần số - thời gian

Tần số	Không tiến triển: không chắc chắn toàn cầu	Không tiến triển: không chắc chắn miền	Phân biệt: Địa phương và tính chắc chắn.
Phi tuyến	Không	Không	Có
Không dừng	Không	Có	Có
Trích xuất đặc trưng	Không	Rời rạc: không Liên tục: có	Có
Cơ sở lý thuyết	Lý thuyết hoàn chỉnh	Lý thuyết hoàn chỉnh	Thực nghiệm

Dưới đây sẽ trình bày cơ sở lý thuyết của phương pháp EEMD:

Phương pháp EEMD được cải tiến từ phương pháp EMD dựa trên biến đổi Hilbert – Huang. EMD là một phương pháp mới và hữu ích trong việc tách và phân tích một chuỗi số liệu theo thời gian thành các chuỗi dao động điều hòa thành phần với tần số (từ cao tới thấp) và biên độ khác nhau. Các dao động này được phân tích dựa trên đặc tính của chuỗi số liệu quan trắc (tự thích ứng – adaptive analysis) mà không phụ thuộc vào ý muốn chủ quan của người sử dụng [30].

Xét một chuỗi số liệu theo thời gian $X(t)$, thông qua quá trình lọc (sifting process), EMD sẽ tách $X(t)$ thành các hàm dạng bản chất (IMF - Intrinsic Mode Function) hay còn gọi là mode, có tần số và biên độ riêng:

$$X(t) = \sum_{i=1}^n IMF_i + r \quad (1)$$

Trong đó, IMF_i là các thành phần dao động với tần số từ cao tới thấp, r là phần còn lại của chuỗi số liệu sau khi tách (được xem là xu thế biến đổi của yếu tố theo chuỗi số liệu $X(t)$), n là số lượng các thành phần IMF. Số lượng các IMF phụ thuộc vào số giá trị quan trắc của chuỗi số liệu.

Để áp dụng được EMD trong phân tách tín hiệu, số liệu đầu vào phải đáp ứng ba điều kiện sau: (i) Tín hiệu phải có ít nhất 2 cực trị, gồm: 1 cực đại và 1 cực tiểu; (ii) - Các quy mô thời gian hay chu kỳ có thể được xác định bằng khoảng thời gian

giữa hai điểm cực trị; (iii) - Nếu dữ liệu không có cực trị mà chỉ có điểm uốn được ghi lại thì cực trị được xác định bằng cách lấy đạo hàm.

Các bước của thuật toán sàng lọc EMD được tiến hành như sau:

Xác định tất cả các cực trị, nối các điểm cực đại bằng một đường bao trên và các điểm cực tiểu bằng một đường bao dưới. Tính giá trị trung bình của các đường bao trên và đường bao dưới để được một đường trung bình $m_I(t)$.

Trừ số liệu gốc cho đường $m_I(t)$ ta được thành phần thứ nhất của quá trình sàng lọc $h_I(t)$,

$$h_I(t) = X(t) - m_I(t) \quad (2)$$

Xem $h_I(t)$ như là một chuỗi số liệu mới, bước 1 và bước 2 được lặp đi lặp lại:

$$h_2(t) = h_I(t) - m_2(t)$$

...

$$h_k(t) = h_{k-1}(t) - m_k(t)$$

Quá trình lặp chỉ dừng lại khi tiêu chí hội tụ dạng Cauchy (Huang và nnk, 1998) được thỏa mãn [30]:

$$SD_k = \frac{\sum |h_{k-1}(t) - h_1(t)|^2}{\sum h_{k-1}^2} \quad (3)$$

Trong đó, nếu SD_k nhỏ hơn một giá trị cho trước (thường trong khoảng 0.2-0.3) thì quá trình sàng lọc dừng lại, vì IMF được tách đã mang đầy đủ ý nghĩa vật lý. Thành phần dao động có tần số lớn nhất $c_I(t)$ sẽ được gán bằng $h_k(t)$

$$c_I(t) = h_k(t) \quad (4)$$

Sau khi thành phần IMF có tần số cao nhất được chiết xuất $c_I(t)$, thì phần còn lại của số liệu được xác định:

$$r_I(t) = X(t) - c_I(t) \quad (5)$$

Phần dư r_l tiếp tục được sử dụng để chiết xuất các thành phần IMF có tần số thấp hơn. Khi phần dư r_l trở thành một hàm đơn điệu hoặc không có thành phần IMF nào được chiết xuất thêm thì quá trình phân tách số liệu dừng lại. Cuối cùng chuỗi số liệu được phân tách thành dạng (1).

Tuy nhiên, phương pháp EMD có một hạn chế là hiện tượng “lẫn” tần số (hay mode mixing). Tức là có nhiều hơn một tần số tồn tại trong một hàm IMF hoặc một tần số có mặt trong hai hàm IMF khác nhau. Điều này sẽ dẫn tới sự sai lệch về kết quả và bản chất vật lý của từng IMF nhận được.

Phương pháp EEMD được Wu và Huang (2008) [78] cải tiến dựa trên EMD nhằm khắc phục các tồn tại của phương pháp EMD. Theo đó, chuỗi số liệu gốc được cộng thêm thành phần nhiễu trắng (nhiều Gaussian) với biên độ hữu hạn và tiến hành quá trình tách các hàm IMF theo phương pháp EMD dựa trên chuỗi số liệu mới. Các hàm IMF nhận được từ EEMD đã giảm đáng kể hiện tượng lẫn tần số [78]. Thông thường, biên độ của nhiễu trắng bằng 0.2-0.4 lần độ lệch chuẩn của chuỗi số liệu gốc và số lần lặp của quá trình lọc thường khoảng vài trăm lần.

Các bước thực hiện của phương pháp EEMD như sau: (i) Bổ sung chuỗi nhiễu trắng vào số liệu gốc; (ii) Phân tách số liệu cùng với các nhiễu trắng thành các IMF (theo phương pháp EMD); (iii) Lặp lại các bước 1 và 2 nhiều lần cho đến khi các đường bao trên và dưới đối xứng qua trục “0” (mỗi một lần lặp lại thì một nhiễu trắng khác được bổ sung vào số liệu); (iv) Kết quả đạt được IMF cuối cùng là trung bình của các IMF của mỗi lần lặp lại.

Để xác định chu kỳ trung bình của mỗi IMF, công thức sau được đề xuất [56]:

$$AC_k = n/Peaks_k$$

Trong đó, AC_k là chu kỳ trung bình của thành phần IMF thứ k , n là độ dài hoặc cỡ mẫu của chuỗi số liệu gốc; $Peaks_k$ là số đỉnh cực trị địa phương của thành phần IMF thứ k .

2.2.2. Phương pháp phân tích Fast MEEMD

Phương pháp EEMD chỉ áp dụng cho các chuỗi số liệu một chiều. Để tính toán cho tập số liệu 2 chiều biến đổi theo thời gian (x, y, t) thì phải áp dụng EEMD cho chuỗi số liệu theo thời gian tại từng vị trí nút lưới. Cách tính này có thể thực hiện được với tập số liệu quy mô không gian nhỏ có ít điểm nút lưới. Tuy nhiên với tập số liệu có quy mô không gian lớn, phạm vi thời gian dài thì cách tính trên sẽ tốn nhiều thời gian. Phương pháp Fast MEEMD được Zhaohua Wu và nnk (2016) [77] đề xuất để phân tích cho các tập dữ liệu không gian và thời gian lớn.

Ý tưởng của phương pháp Fast MEEMD rất đơn giản. Sử dụng phương pháp phân tích hàm thực nghiệm trực giao EOF để nén dữ liệu thành các cặp thành phần chính PC và EOF tương ứng. Sau đó sử dụng phương pháp EEMD chỉ phân tách các chuỗi thành phần chính PC thành các thành phần IMF thay vì phải phân tích số liệu gốc trên từng nút lưới. Tiếp đó sử dụng cấu trúc không gian tương ứng được mô tả bởi các thành phần EOF để tái tạo lại dữ liệu theo các thành phần IMF được phân tách. Sơ đồ phương pháp Fast MEEMD được trình bày trong hình 2.4 gồm các bước sau:

i) Tất cả các cặp thành phần chính bao gồm thành phần cấu trúc theo không gian EOF ký hiệu là V_i và các chuỗi theo thời gian tương ứng PC ký hiệu là Y_i của dữ liệu trên miền tính được tính toán.

ii) Số các cặp thành phần chính được giữ lại trong tập số liệu được nén được xác định bởi tổng phương sai tích lũy của các cặp thành phần chính đầu tiên phải đạt tối thiểu 99%.

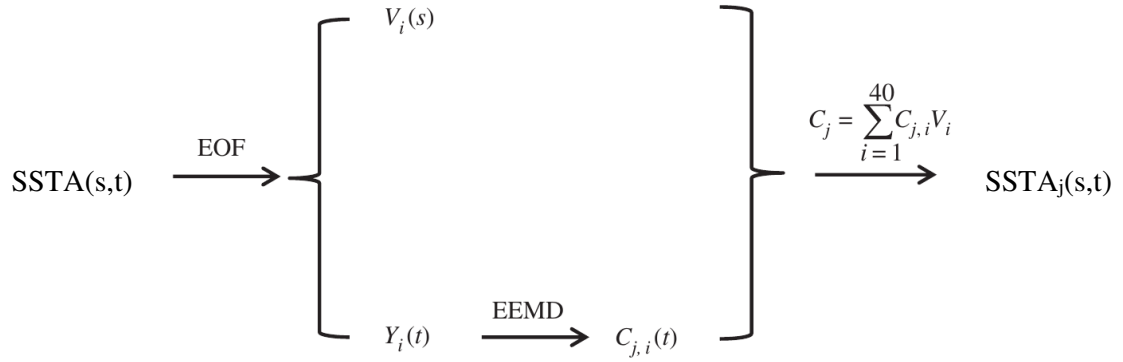
iii) Từng chuỗi thành phần chính theo thời gian Y_i được phân tách bằng phương pháp EEMD.

$$Y_i = \sum_{j=1}^n c_{j,i} + r_{n,i}$$

trong đó $c_{j,i}$ là các dao động của các tần số nhất định và $r_{n,i}$ là phần dư của số liệu Y_i .

iv) Kết quả cuối cùng của thành phần MEEMD thứ i là thành phần C_j .

$$C_j = \sum_{i=1}^{40} c_{j,i} V_i$$



Hình 2.4. Sơ đồ của phương pháp MEEMD

2.2.3. Kiểm nghiệm ý nghĩa thống kê của kết quả nghiên cứu

Kiểm nghiệm Student's t theo nghiên cứu của K. Ye and R. Wu (2015) [82] được sử dụng trong nghiên cứu này. Bậc tự do được tính toán theo công thức sau:

$$DOF = (TDS/MD) * YS - 2 \quad (6)$$

trong đó, TDS là số ngày từ tháng 5 đến tháng 9 (153 ngày), số ngày từ tháng 12 đến tháng 3 là 151 hoặc 152 ngày; MD là số ngày trung bình của các quy mô dao động nội mùa (15 ngày đối với dao động 10-20 ngày và 45 ngày đối với dao động 30 – 60 ngày) và YS là độ dài số liệu tính bằng năm, nghiên cứu này sử dụng 23 năm số liệu (1993 – 2015). Theo công thức (1) thì bậc tự do DOF của các dao động nội mùa 10 – 20 ngày và 30 – 60 ngày trong mùa hè tương ứng là 232 và 76, trong mùa đông tương ứng là 219 và 72.

Dựa trên công thức kiểm nghiệm Student sau:

$$t = \frac{r}{\sqrt{(1 - r^2)/DOF}} \quad (7)$$

Ta tính được hệ số tương quan đảm bảo được ý nghĩa thống kê 95% đối với dao động nội mùa 10 – 20 ngày và 30 – 60 ngày lần lượt là 0.13 và 0.22. Do đó hệ số tương quan với giá trị nhỏ hơn/lớn hơn -0.13/0.13 (-0.22/0.22) sẽ có ý nghĩa thống kê ở mức độ tin cậy 95% đối với dao động 10 – 20 ngày (30 – 60 ngày).

CHƯƠNG 3: BIẾN ĐỘNG NỘI MÙA CỦA NHIỆT ĐỘ BỀ MẶT BIỂN VÀ GIÓ BỀ MẶT PHÍA TÂY BIỂN ĐÔNG

3.1. Kết quả xây dựng các chỉ số biến động nội mùa của SST và ứng suất gió

Chỉ số biến động nội mùa trên Biển Đông bao gồm biên độ và pha được xác định từ chuỗi biến thiên theo thời gian của hai thành phần chính đầu tiên trong phân tích EOF (PC1 và PC2) theo công thức của Matthews (2000) [55]:

$$A = \sqrt{PC1^2 + PC2^2}$$

$$\alpha = \arctan(PC2/PC1)$$

Trong đó A là biên độ, α là pha của dao động nội mùa.

Các chỉ số biến động trong mùa đông được xác định từ chuỗi các thành phần chính PC1 và PC2 trong các tháng 11, 12, 1, 2, 3. Các chỉ số dao động trong mùa hè được xác định từ chuỗi các thành phần chính PC1 và PC2 trong các tháng 5, 6, 7, 8, 9.

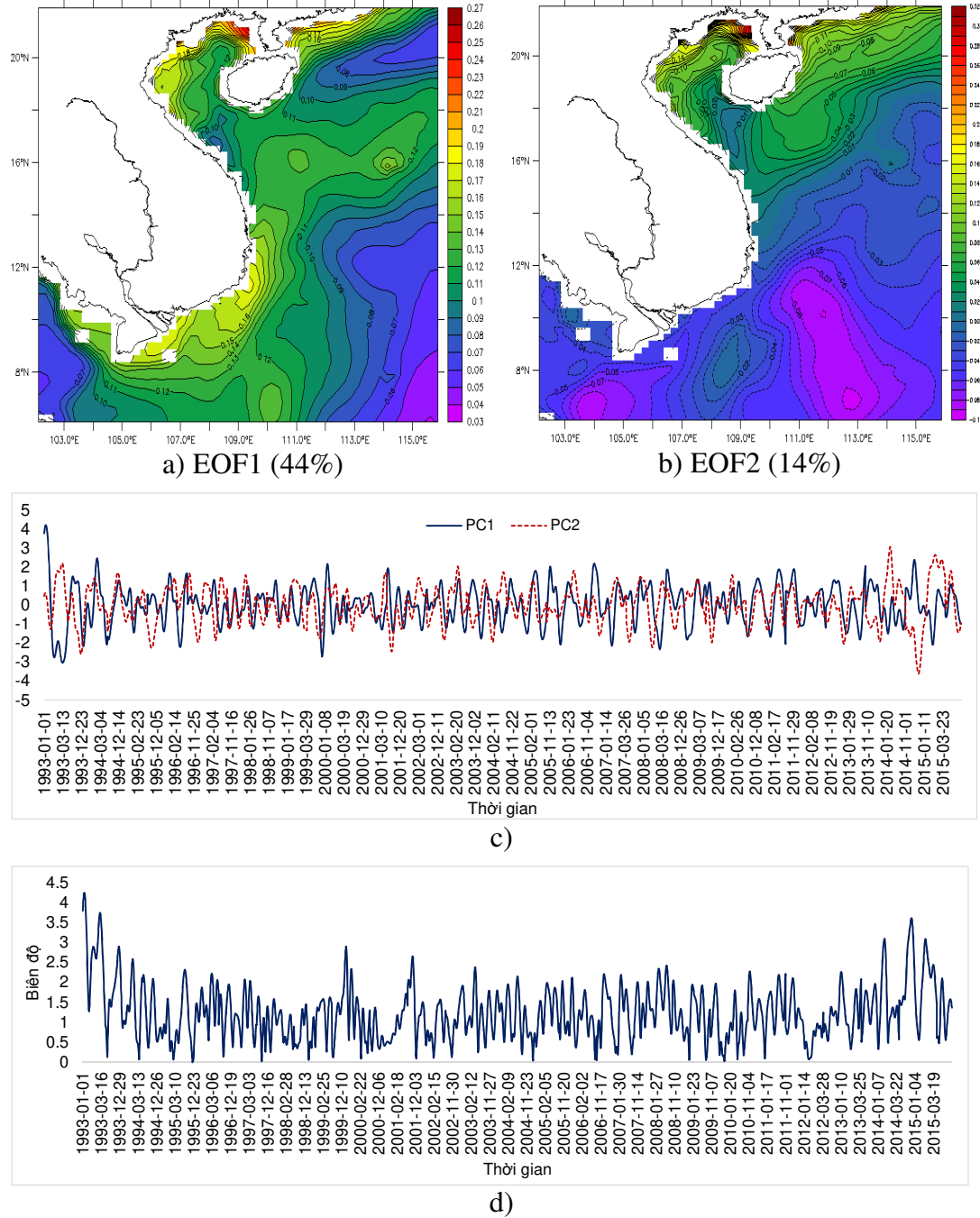
Chuỗi số liệu biến động nội mùa của SST và vận tốc gió tại các trạm được xem như là các chỉ số biến động tại các trạm đó sau khi được chuẩn hoá bằng độ lệch tiêu chuẩn của chính chuỗi số liệu đó.

3.1.1. Xây dựng chỉ số QBWO

Chỉ số QBWO được xây dựng dựa trên số liệu OLR quy mô 10-20 ngày đã được lọc qua phương pháp MEEMD. Khu vực có sự biến động OLR quy mô nội mùa 10-20 lớn nhất được lựa chọn để phân tích EOF là 110°E-150°E và 0-25°N. Các chuỗi PC1 và PC2 của hai thành phần chính EOF1 và EOF2 đầu tiên được xem là chỉ số QBWO1 và QBWO2. Sau đó các chỉ số QBWO1 và QBWO2 được chuẩn hoá bằng độ lệch tiêu chuẩn của chính nó. Phương pháp xây dựng chỉ số của QBWO này đã được sử dụng trong các nghiên cứu của P. Chatterjee và B. Goswami (2004) [8], Chan và cs (2002) [47], J. Mao và J. Chan (2005) [85].

3.1.2. Xây dựng chỉ số biến động nội mùa của SST khu vực nghiên cứu

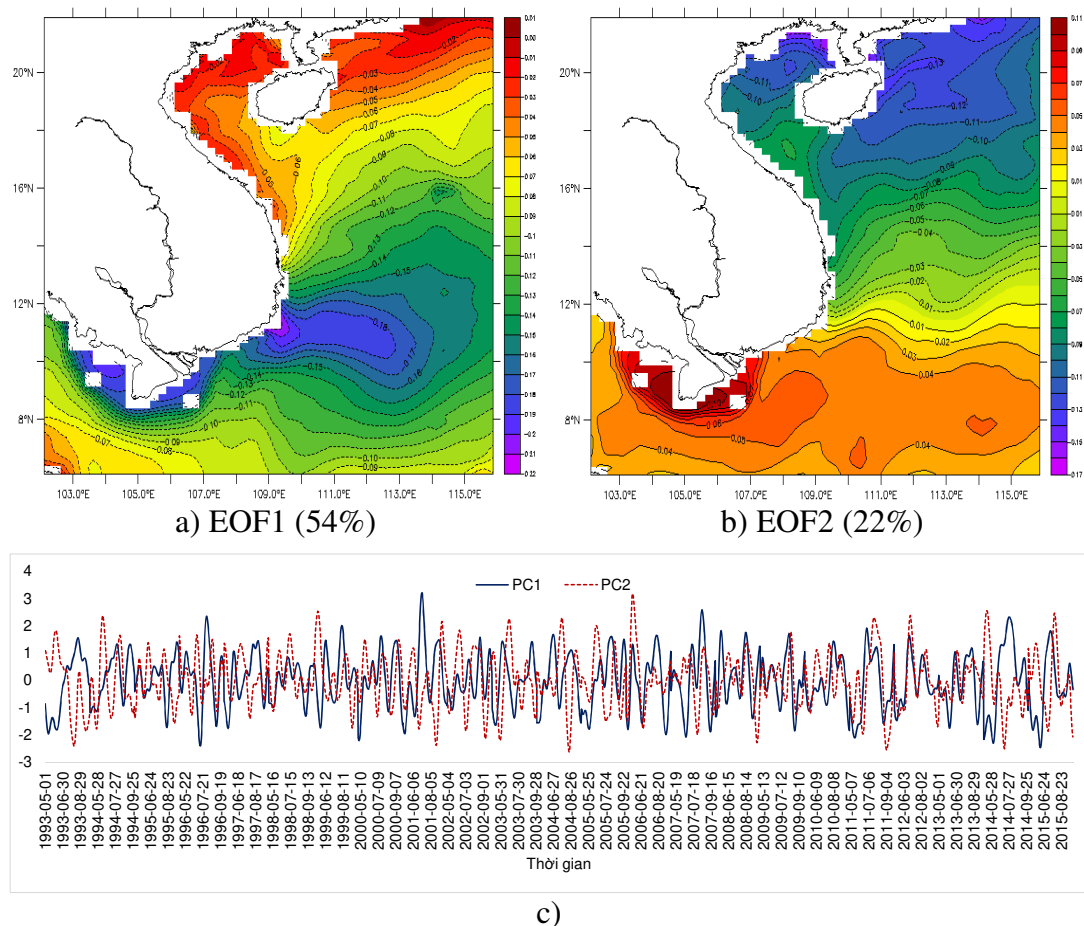
Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 30 - 60 ngày của SST trong mùa đông:

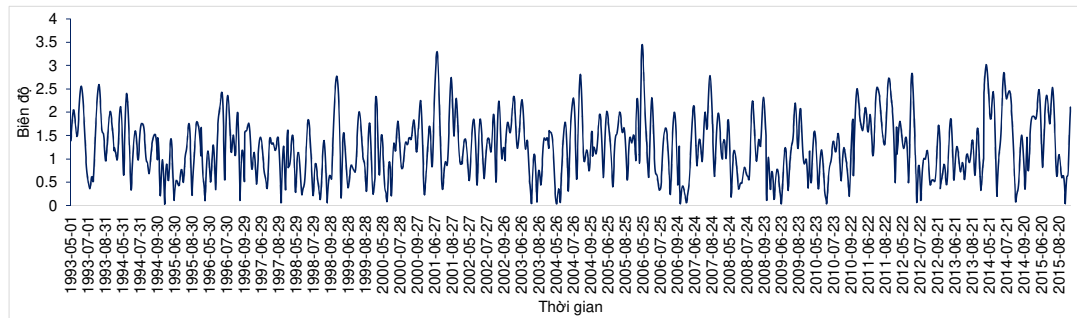


Hình 3.1. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 30-60 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 30-60 ngày trong mùa đông

Chỉ số biến động nội mùa được xây dựng từ hai thành phần chính đầu tiên trong phân tích EOF đối với số liệu quy mô nội mùa. Do đó sự phân bố theo không gian của các thành phần chính EOF1 và EOF2 cũng phản ánh phân bố của các khu vực hoạt động mạnh/yếu của biến động nội mùa. Trong mùa đông, thành phần EOF1 thể hiện dị thường dương SST bao phủ toàn bộ vùng nghiên cứu. Vùng giá trị cao của dị thường dương SST nội mùa phân bố ở phía Bắc ven bờ lục địa Trung Quốc, miền Bắc Việt Nam và ven bờ từ Nam Trung Bộ đến Nam Bộ (hình 3.1a). Trong khi đó thành phần EOF2 thể hiện sự phân hóa với dị thường dương SST nội mùa ở phía Bắc và dị thường âm ở phía Nam vùng nghiên cứu (hình 3.1b). Qua giá trị tỷ lệ % trong tổng phương sai chung của các thành phần chính, ta thấy thành phần chính EOF1 (44%) có mức độ đóng góp lớn hơn gấp ba lần thành phần EOF2 (14%).

Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 30 – 60 ngày của SST trong mùa hè:





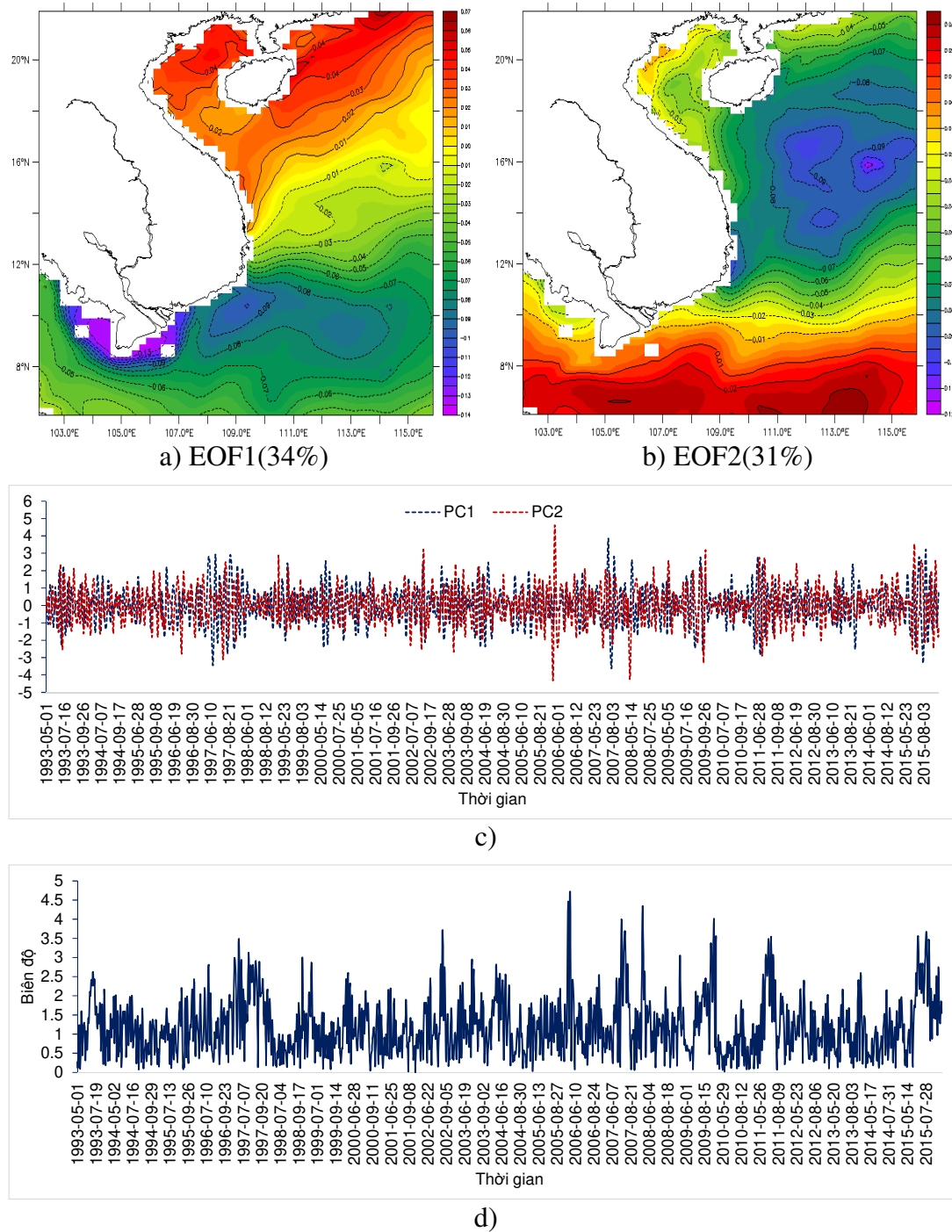
d)

Hình 3.2. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 30-60 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 30-60 ngày trong mùa hè.

Trong mùa hè, thành phần EOF1 của biến động nội mùa SST quy mô 30-60 ngày cho thấy toàn bộ vùng nghiên cứu là dị thường âm, với tâm dị thường xuất hiện ở khu vực ven bờ Nam Trung Bộ và lan truyền theo hướng Đông ra ngoài khơi (hình 3.2a). Có thể thấy phân bố này giống với phân bố của trường SST vùng nước trời Nam Trung Bộ khi gió mùa Tây Nam hoạt động mạnh. Phân bố của thành phần EOF2 cho thấy sự phân hóa của dị thường SST nội mùa giữa vùng biển phía Bắc và phía Nam vĩ độ 12. Theo đó vùng biển phía Bắc là dị thường âm và vùng biển phía Nam là dị thường dương (hình 3.2b). Tỷ lệ % trong tổng phương sai chung của các thành phần chính cho thấy mức độ đóng góp của dao động đầu tiên gấp hai lần so với dao động thứ hai, cụ thể EOF1 là 35%, EOF2 là 21%.

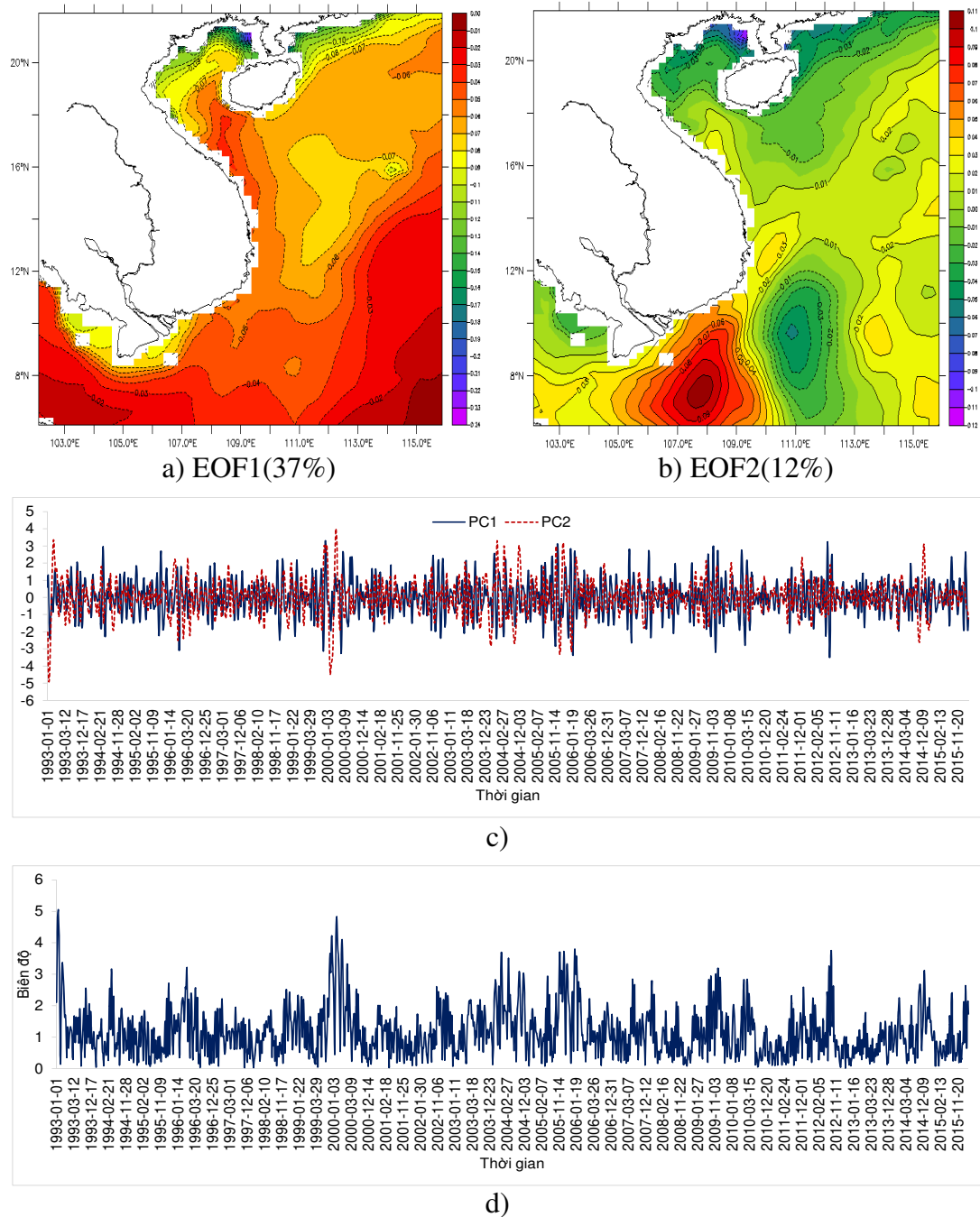
Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 10-20 ngày của SST trong mùa hè:

Trong mùa hè, hai thành phần EOF1 và EOF2 của biến động nội mùa SST quy mô 10-20 ngày phân bố trái ngược nhau. Phân bố của thành phần EOF1 cho thấy dị thường dương ở phía Bắc, dị thường âm ở phía Nam với đường ranh giới có trục hướng đông bắc – tây nam (hình 3.3a). Ngược lại, phân bố của thành phần EOF2 cho thấy dị thường âm ở phía Bắc và dị thường dương ở phía Nam với đường ranh giới có trục hướng đông – tây nằm ở khoảng vĩ độ 9 (hình 3.3b). Tỷ lệ % trong tổng phương sai chung của các thành phần chính cho thấy mức độ đóng góp của hai dao động đầu tiên gần như nhau với EOF1 là 34%, EOF2 là 31%.



Hình 3.3 a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè.

Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 10 – 20 ngày của SST trong mùa đông:

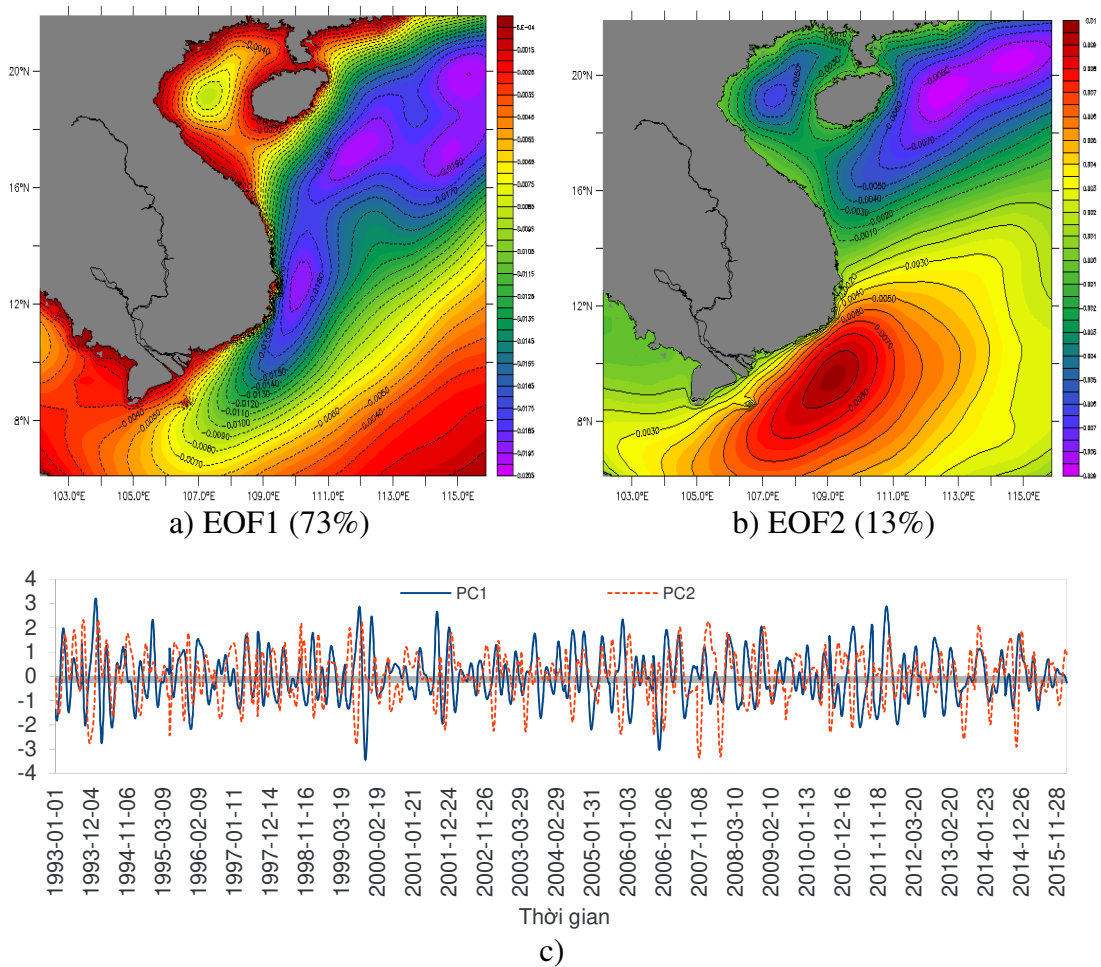


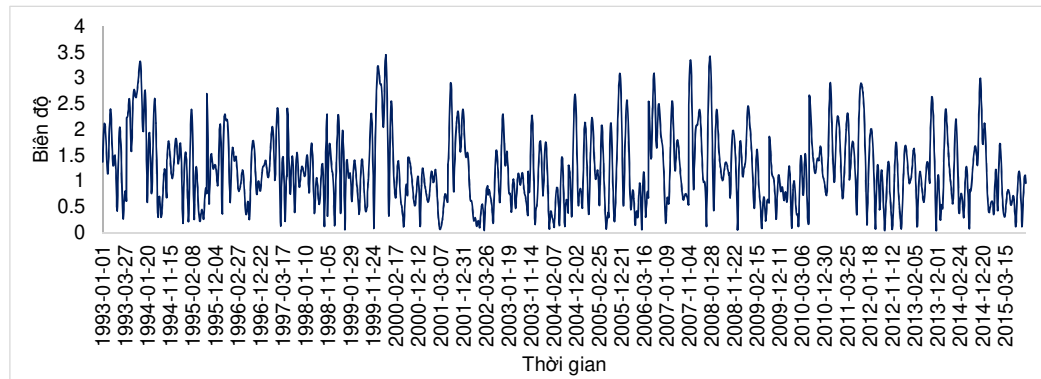
Hình 3.4. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của SST quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông.

Dị thường dương SST nội mùa quy mô 10-20 trong mùa đông xuất hiện trên toàn bộ vùng nghiên cứu trong phân bố của thành phần EOF1 (hình 3.4a). Phân bố này trái ngược với phân bố của thành phần EOF1 trong quy mô 30-60 ngày. Trong khi đó phân bố của thành phần EOF2 thể hiện một cặp đôi dị tâm dị thường SST âm/dương nằm ở ngoài khơi vùng biển Nam Bộ (hình 3.4b). Tỷ lệ % trong tổng phương sai chung của các thành phần chính cho thấy mức độ đóng góp của dao động thứ nhất gấp ba lần dao động thứ hai, cụ thể EOF1 là 37%, EOF2 là 12%.

3.1.3. Xây dựng chỉ số dao động ứng suất gió khu vực nghiên cứu

Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 30 – 60 ngày của WSTR trong mùa đông:



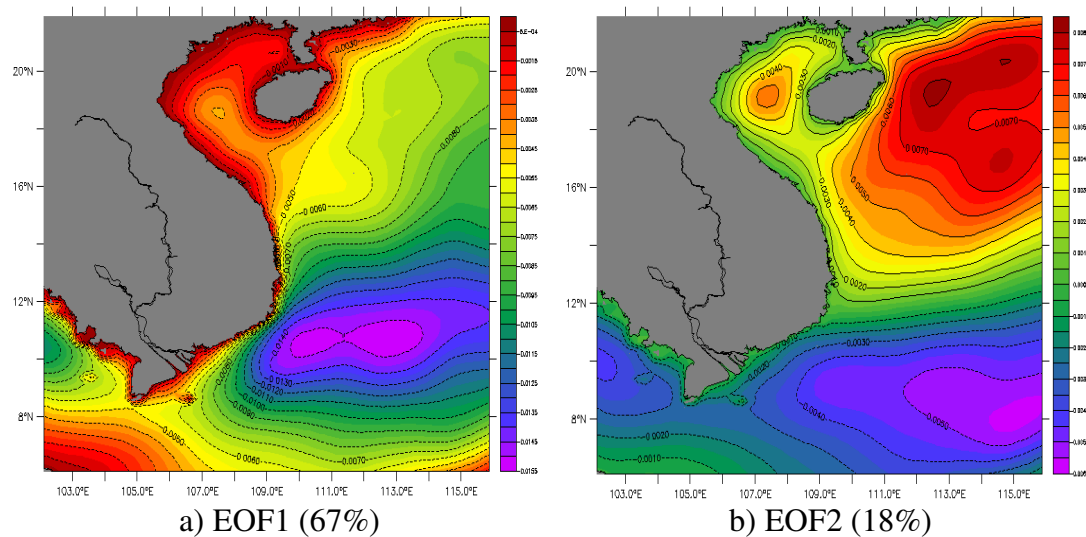


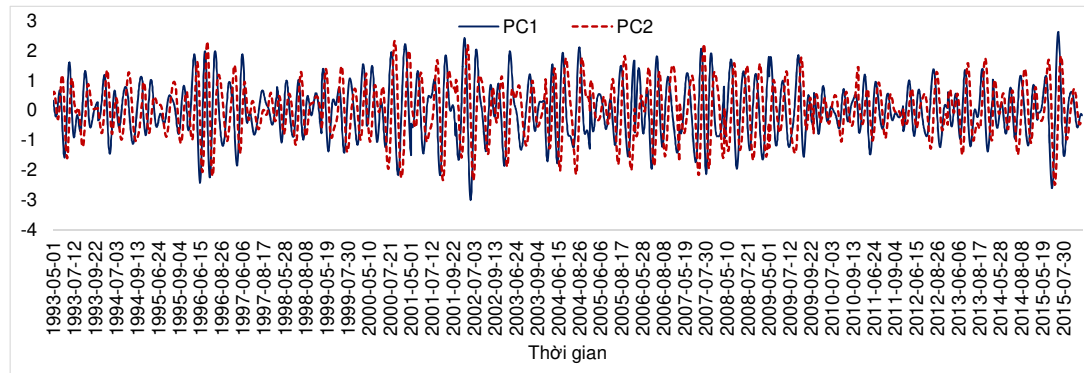
d)

Hình 3.5. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa đông.

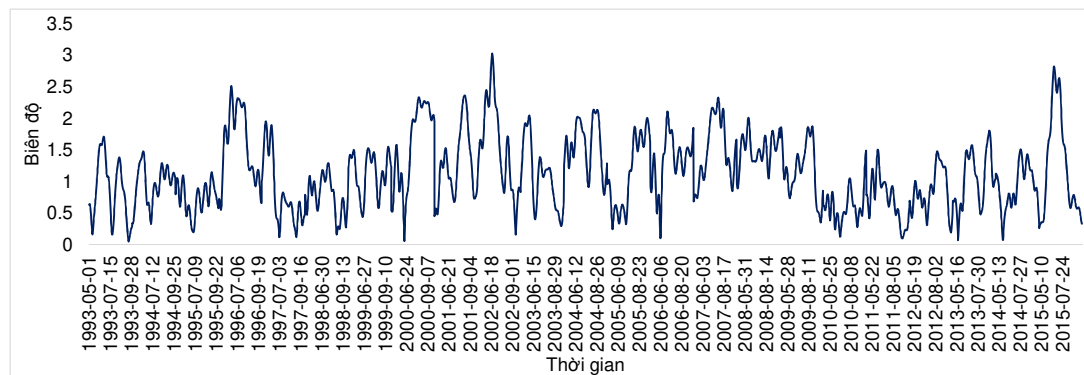
Phân bố của thành phần EOF1 cho thấy dải hoạt động mạnh của biến động nội mùa ứng suất gió có trục Đông Bắc-Tây Nam (hình 3.5a). Trong khi đó, thành phần dao động EOF2 có một tâm dị thường âm ở phía Bắc và dương ở phía Nam (hình 3.5b). Tỷ lệ đóng góp của thành phần dao động EOF1 (73%) cao hơn rất nhiều so với tỷ lệ của thành phần EOF2 (13%).

Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 30 – 60 ngày của WSTR trong mùa hè:





c)

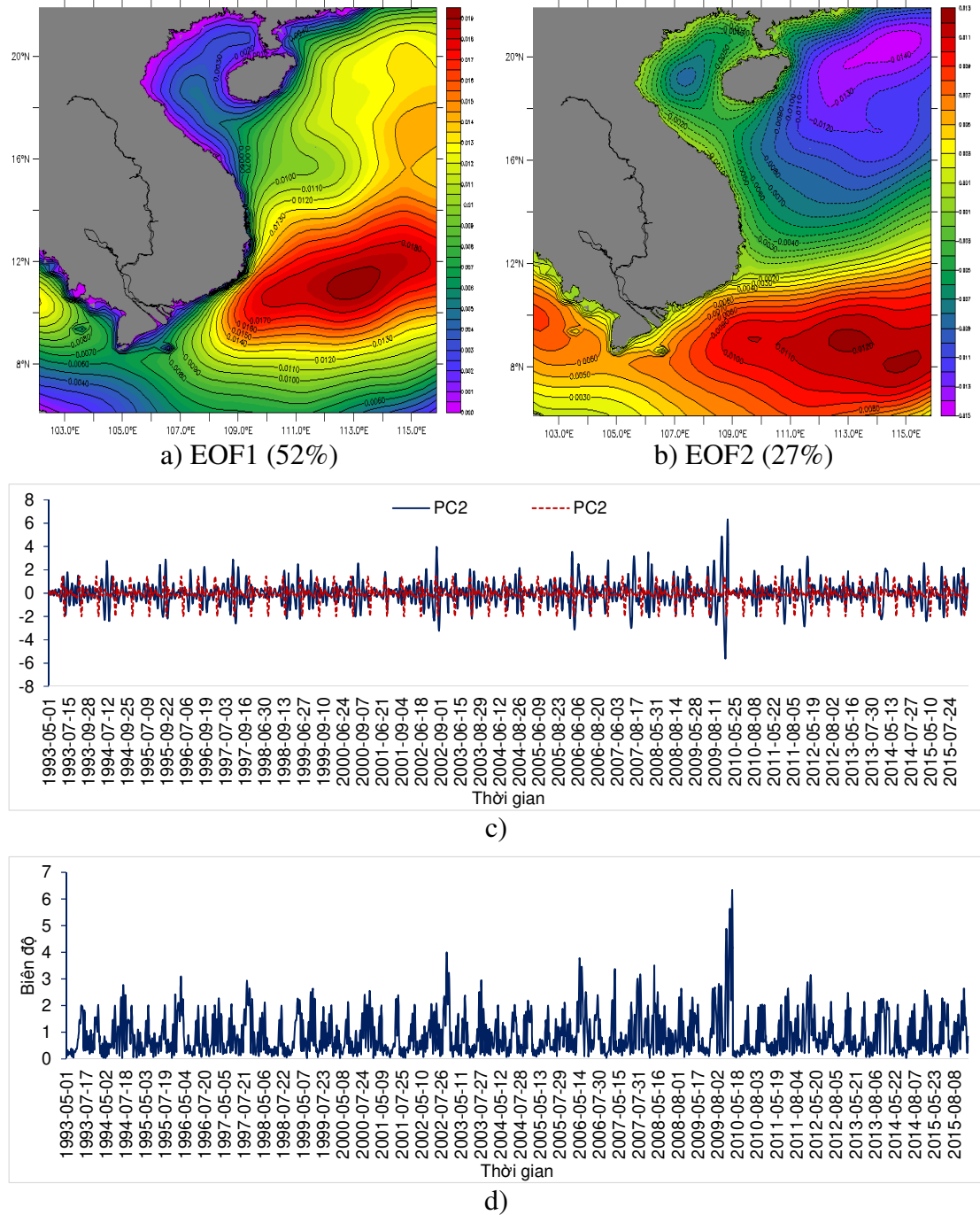


d)

Hình 3.6. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 30 – 60 ngày trong mùa hè.

Phân bố theo không gian của cả hai thành phần dao động EOF1, EOF2 đều cho thấy có một dải dị thường âm ở phía Nam kéo từ ven bờ Việt Nam sang phía Đông. Điều này cũng có thể cho thấy biến động nội mùa hoạt động mạnh ở khu vực phía Nam vùng nghiên cứu. Tỷ lệ % phương sai của thành phần EOF1 (67%) cao hơn nhiều lần so với thành phần EOF2 (18%).

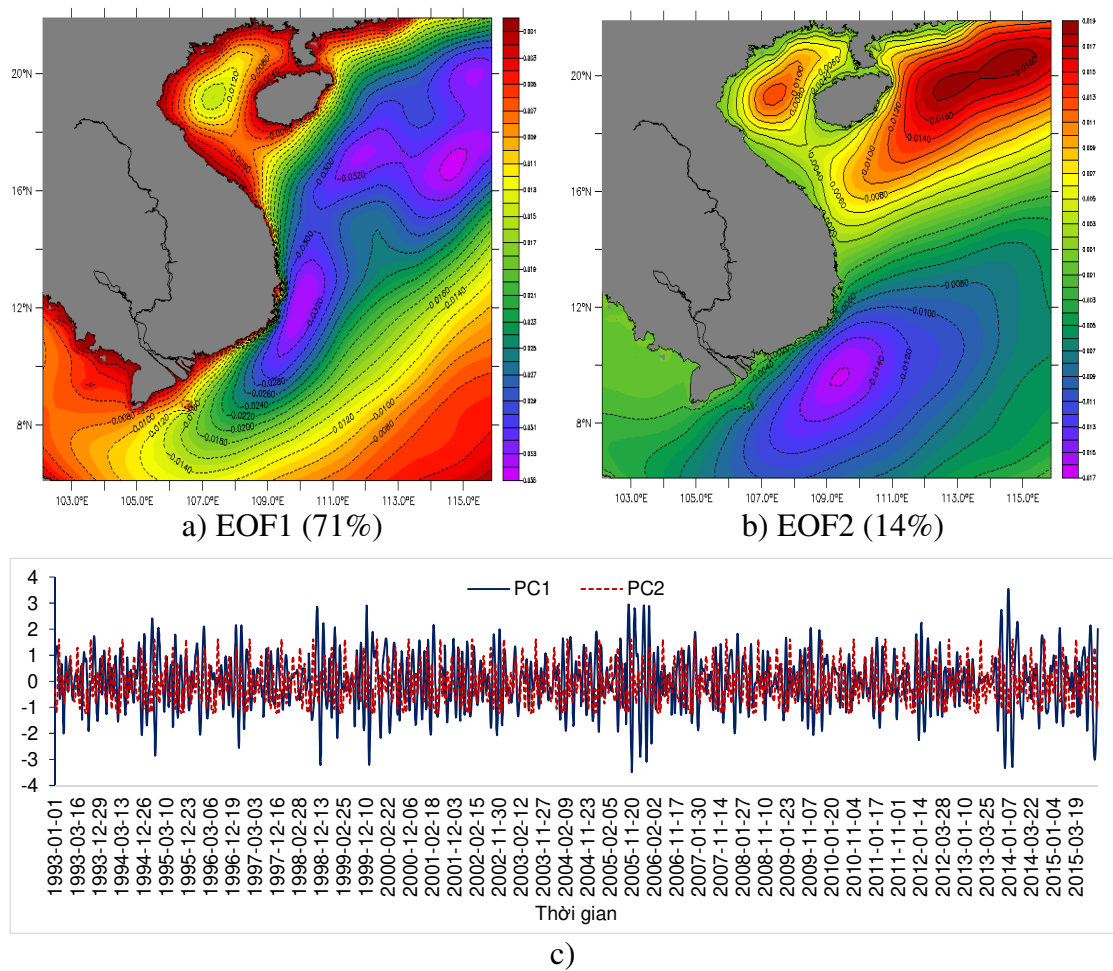
Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 10 – 20 ngày của WSTR trong mùa hè:

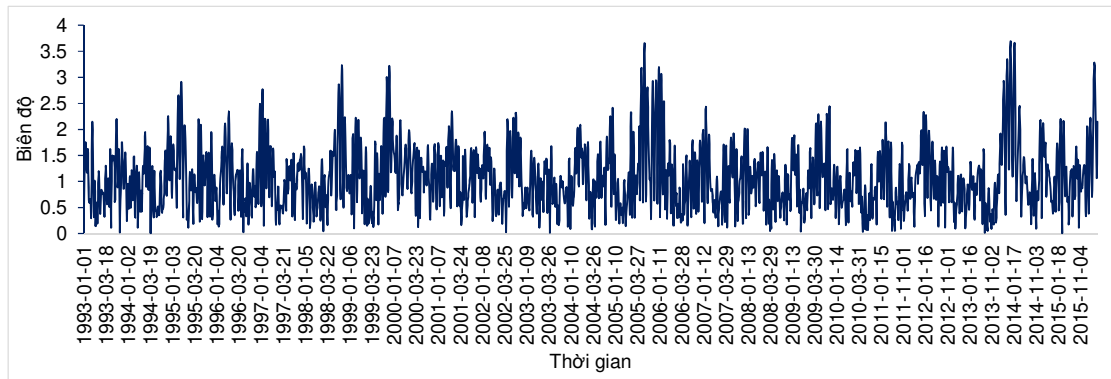


Hình 3.7. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè.

Phân bố theo không gian của cả hai thành phần dao động EOF1, EOF2 đều cho thấy có một dải dị thường dương ở phía Nam kéo từ ven bờ Việt Nam sang phía Đông. Điều này có thể được nhận định rằng vùng hoạt động mạnh của biến động nội mùa ứng suất gió quy mô 10-20 ngày cũng nằm ở phía Nam tương tự như quy mô 30-60 ngày. Tỷ lệ % phương sai chung của thành phần EOF1 (52%) lớn gần gấp hai lần thành phần EOF2 (27%).

Kết quả xây dựng chỉ số biến động nội mùa 10 – 20 ngày của WSTR trong mùa đông:





d)

Hình 3.8. a) Thành phần chính EOF1, b) Thành phần chính EOF2; c) Chuỗi thành phần chính PC1, PC2 của biến động nội mùa WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông; d) Chuỗi chỉ số biên độ biến động nội mùa của WSTR quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông.

Trong mùa đông, sự phân bố theo không gian và tỷ lệ phương sai của thành phần dao động EOF1 trong quy mô 10-20 ngày gần như tương tự với quy mô 30-60 với một dải dị thường âm có trục Đông Bắc-Tây Nam (hình 3.8a). Tuy nhiên có khác biệt ở thành phần EOF2 khi dị thường dương ứng suất gió tồn tại ở phía Nam khu vực nghiên cứu trong quy mô 10-20 ngày (hình 3.8b), còn trong quy mô 30-60 ngày là dị thường âm.

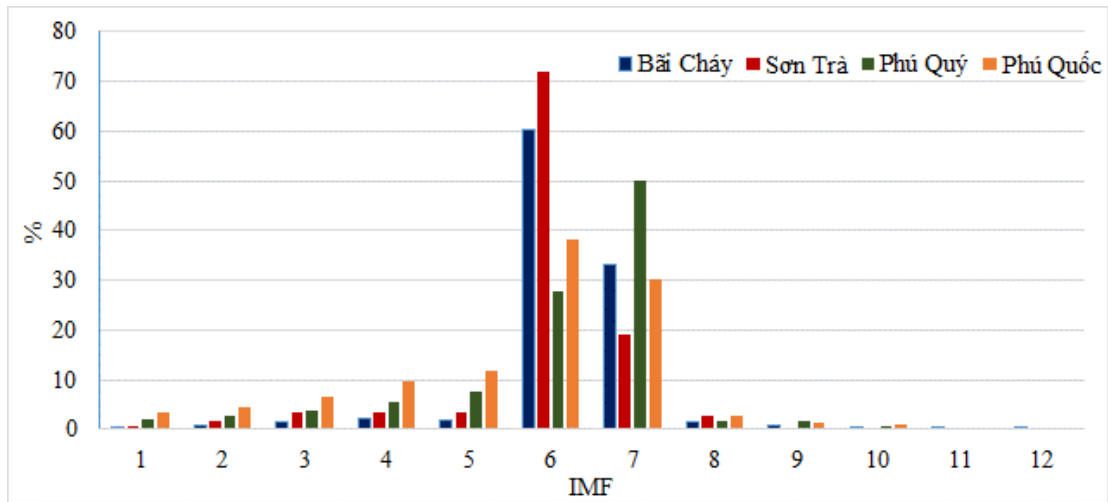
3.2. Phân tách các thành phần dao động từ số liệu trạm

Số liệu SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn được sử dụng để phân tách các thành phần dao động bằng phương pháp EEMD. Kết quả phân tách cho thấy, có tất cả 12 thành phần dao động được phân tách, các thành phần dao động nội mùa nằm ở các thành phần IMF3, IMF4 và IMF5 (Bảng 3.1). Thành phần IMF3 có chu kỳ từ 12 đến 16 ngày đại diện cho thành phần dao động nội mùa quy mô 10-20 ngày. Các thành phần IMF4 và IMF5 có chu kỳ nằm trong khoảng 25-70 ngày. Tuy nhiên chúng ta có thể tổ hợp hai thành phần IMF này thành một thành phần duy nhất. Thực hiện điều này là do theo định nghĩa của dao động nội mùa Madden-Julien thì dao động này có chu kỳ nằm trong khoảng 30 – 60 ngày. Vì vậy mặc dù phân tách ra hai dao động IMF4 và IMF5 chu kỳ riêng biệt nhưng vẫn có thể cộng hai thành phần dao động này

thành một dao động có khoảng chu kỳ trong khoảng 30 – 60 ngày theo đúng định nghĩa của dao động nội mùa Madden-Julien. Việc cộng hai thành phần dao động này cũng là một kỹ thuật mà phương pháp EEMD cho phép. Điều này đã được thực hiện trong nghiên cứu của Zhaohua Wu và Norden E. Huang năm 2008 [78] . Trong công trình nghiên cứu này các tác giả đã tổ hợp hai thành phần dao động có chu kỳ từ 1 tháng đến nửa năm thành một dao động duy nhất.

Bảng 3.1. Các chu kỳ dao động được phân tách của tốc độ gió và SST tại các trạm hải văn (đơn vị: ngày)

IMF/Trạm	Bãi Cháy		Sơn Trà		Phú Quý		Phú Quốc	
	Gió	SST	Gió	SST	Gió	SST	Gió	SST
IMF1	3	3	3	3	3	3	3	3
IMF2	6	7	6	7	7	7	6	7
IMF3	12	14	14	15	16	14	13	15
IMF4	25	29	27	29	33	31	28	32
IMF5	51	60	56	64	66	70	54	68
IMF6	99	210	121	226	175	179	106	175
IMF7	227	350	277	349	336	350	300	350
IMF8	382	700	506	760	600	600	442	525
IMF9	840	1200	914	1394	1050	1200	933	1400
IMF10	1680	4200	2522	2788	1680	2100	1680	2100
IMF11	7887	8279	7447	8303	7667	4307	4315	4752
IMF12	8317	8739	9947	8702	8738	8739	8055	8749

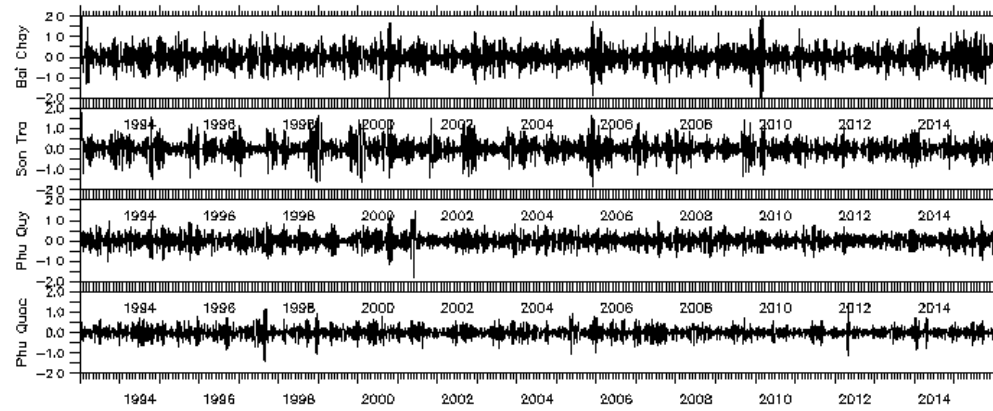


Hình 3.9. Tỷ lệ % phương sai của từng dao động IMF vào tổng Phương sai chung của các dao động trong chuỗi số liệu SST tại các trạm hải văn: Bãi Cháy, Sơn Trà, Phú Quý, Phú Quốc.

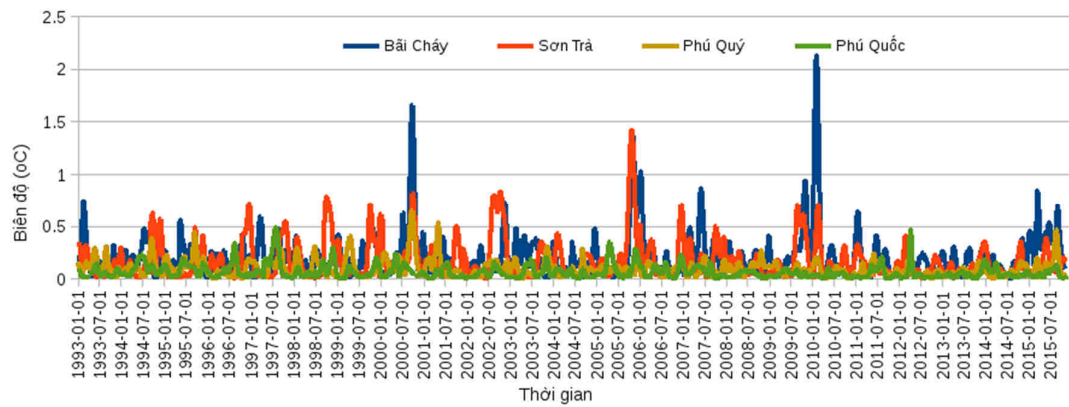
Từ bảng 3.1 ta thấy hai dao động nội mùa chu kỳ 10-20 ngày và 30-60 ngày đều xuất hiện trong số liệu SST và vận tốc gió tại tất cả các trạm từ bắc đến nam. Tại trạm Phú Quý chu kỳ dao động nội mùa của gió lớn hơn hoặc bằng chu kỳ dao động nội mùa của SST. Các trạm khác thì ngược lại, biên độ dao động cũng có sự khác biệt giữa các trạm. Biên độ biến động nội mùa trong cả hai quy mô thời gian của vận tốc gió tại các trạm phía nam như Phú Quý, Phú Quốc lớn hơn các trạm phía bắc như Bãi Cháy, Sơn Trà, trong đó biên độ biến động tại Phú Quý là lớn nhất (hình 3.10 b, d). Ngược lại, biên độ biến động nội mùa của SST tại các trạm phía bắc lớn hơn phía nam (hình 3.11 b, d). Như vậy bước đầu có thể thấy có sự phân hoá về độ dài của chu kỳ biến động nội mùa và biên độ biến động nội mùa của SST và gió theo không gian giữa các trạm quan trắc. Sự phân hoá này sẽ được giải thích trong phần cấu trúc phân bố theo không gian của SST và vận tốc gió trong quy mô nội mùa.

Ngoài ra tỷ lệ % phương sai của từng dao động IMF cũng thể hiện mức độ đóng góp (cũng có thể xem là năng lượng) của từng dao động trong chuỗi số liệu. Từ hình 3.9 ta thấy mức độ năng lượng của các IMF 6 và 7 là lớn nhất, sau đó là các IMF 3, 4, 5. Như vậy các dao động nội mùa (IMF 3, 4, 5) có mức độ đóng góp đáng kể

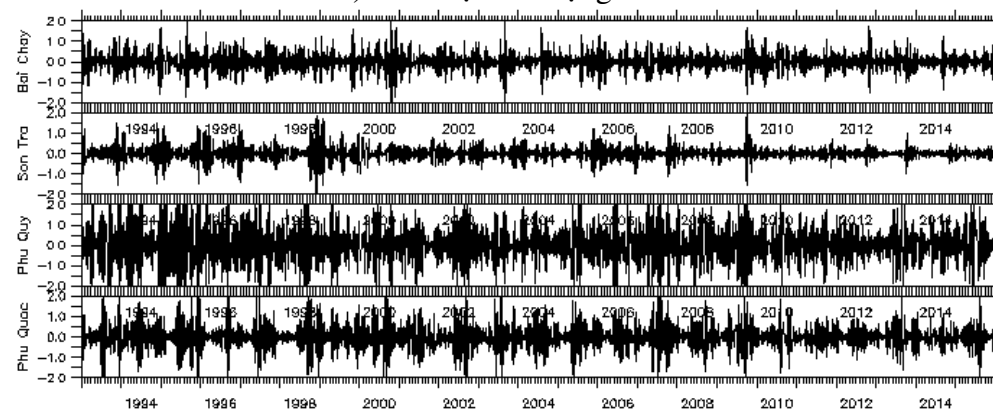
trong chuỗi số liệu, chỉ đứng sau IMF6 là dao động nửa năm và IMF7 là dao động năm.



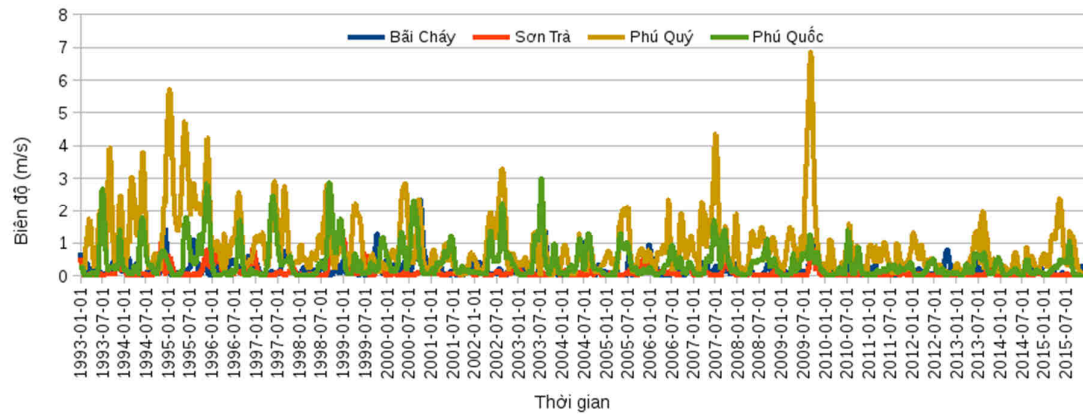
a) SST



b) Biên độ biến động SST

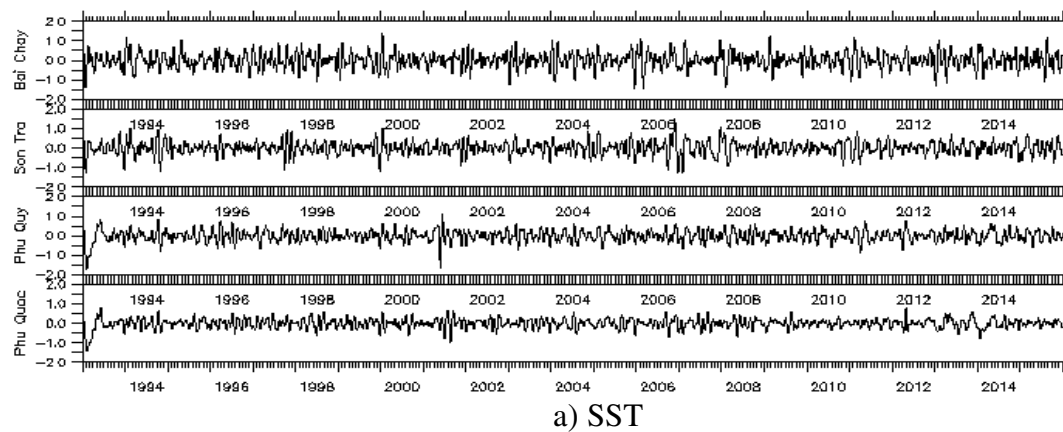


c) Vận tốc gió

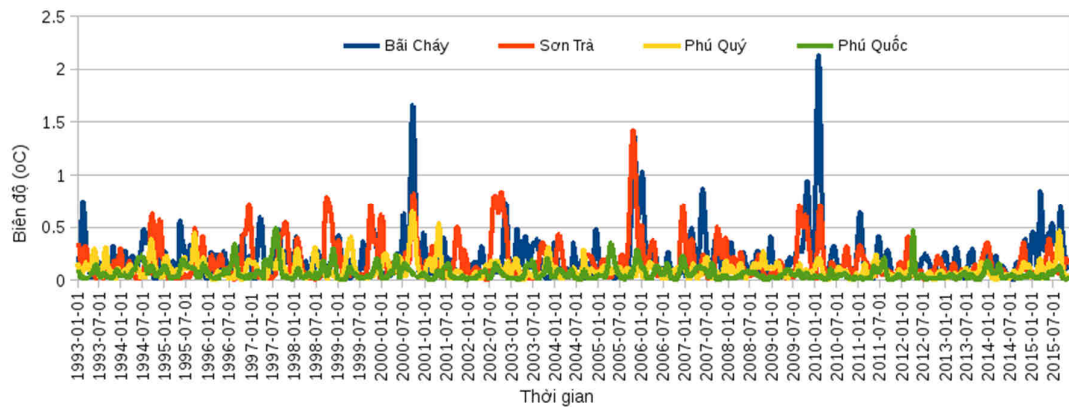


d) Biên độ biến động vận tốc gió

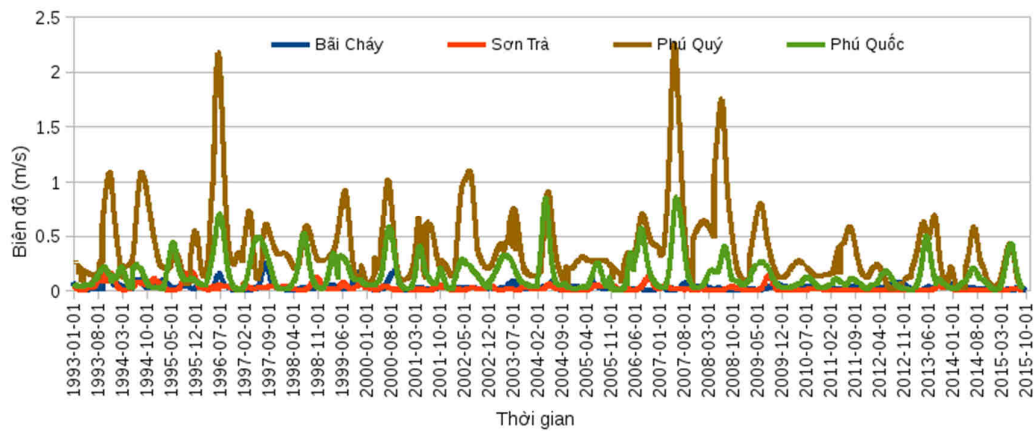
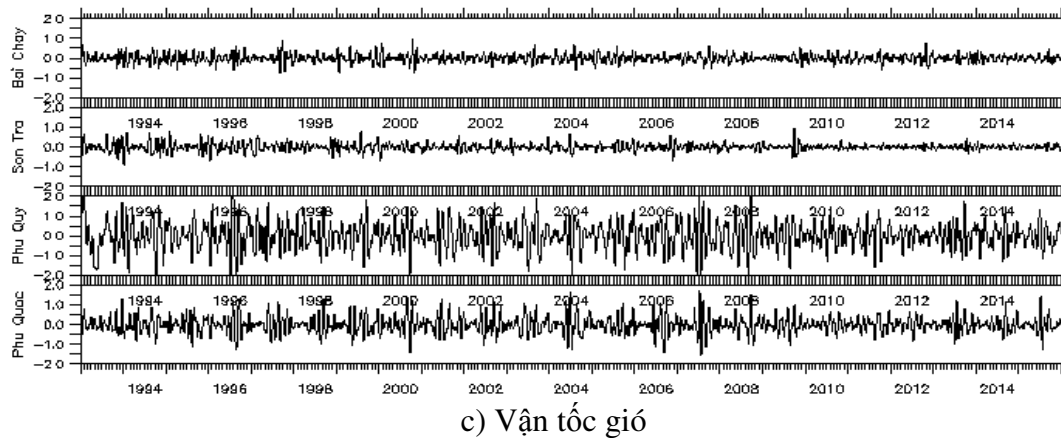
Hình 3.10. Chuỗi số liệu và biên độ của thành phần biến động nội mùa quy mô 10-20 ngày của SST và vận tốc gió trong thời kỳ 01/01/1993-31/12/2015 tại các trạm: a) SST, b) biên độ biến động SST, c) Vận tốc gió, d) biên độ biến động vận tốc gió.



a) SST



b) Biên độ biến động SST



Hình 3.11. Chuỗi số liệu và biên độ của thành phần biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của SST và vận tốc gió trong thời kỳ 01/01/1993-31/12/2015 tại các trạm: a) SST, b) biên độ biến động SST, c) Vận tốc gió, d) Biên độ biến động vận tốc gió.

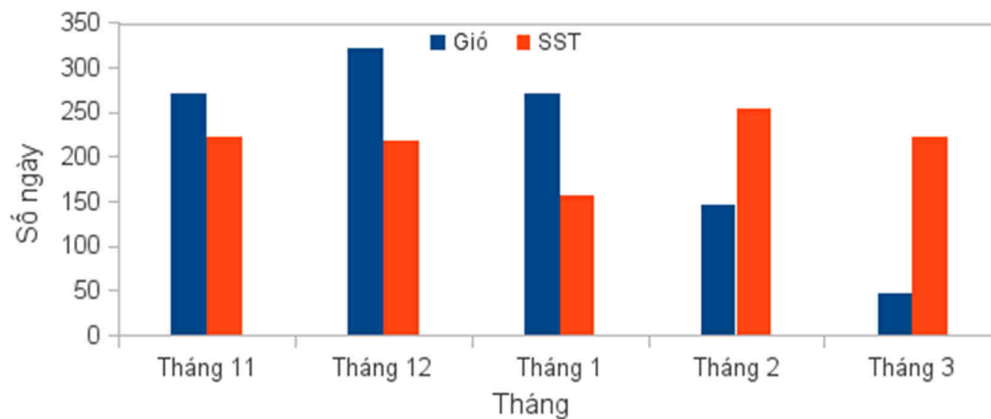
3.3. Biến động nội mùa dưới ảnh hưởng của MJO

3.3.1. Biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày theo thời gian trong mùa đông

MJO còn gọi là dao động nội mùa mùa đông bắc bán cầu khi thường xuất hiện mạnh mẽ trong mùa đông ở bắc bán cầu và lan truyền theo hướng Đông từ Ấn Độ Dương sang Thái Bình Dương. Do đó việc đánh giá biến động của dao động nội mùa của các trường khí tượng, hải văn do ảnh hưởng của MJO cần phải thực hiện trên số liệu được trích xuất trong mùa đông từ tháng 11 đến tháng 3 hàng năm. Trong đó tháng 11, 12 là các tháng của năm trước và tháng 1, 2, 3 là các tháng của năm kế tiếp.

Biến động nội mùa của SST và WSTR trên khu vực phía Tây Biển Đông theo thời gian được phân tích qua chỉ số biến động nội mùa được xây dựng trong mục 3.1. Từ chỉ số biến động nội mùa này, các đợt biến động nội mùa của SST và gió hoạt động mạnh được xác định khi biên độ của chỉ số dao động $A > 1.5$ [47]. Cường độ biến động nội mùa trong mùa đông của một năm được thể hiện qua số ngày xuất hiện biến động nội mùa (số ngày biến động nội mùa được kéo dài khi cường độ của đợt biến động nội mùa là mạnh và ngược lại).

Cường độ biến động nội mùa mùa đông của SST và WSTR trong các tháng thể hiện qua số trung bình tháng nhiều năm của số ngày biến động nội mùa trong các tháng mùa đông. Cường độ biến động nội mùa của WSTR tăng từ đầu mùa đông đạt lớn nhất trong tháng 12, sau đó giảm dần đến hết mùa đông trong tháng 3 (hình 3.12). Đối với SST thì cường độ lại giảm từ tháng 11 đến tháng 1 sau đó tăng trở lại và hoạt động mạnh nhất trong tháng 2, sau đó lại giảm đến hết mùa đông.



Hình 3.12. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.

Phần trên trình bày sự biến động nội mùa của SST và gió trên khu vực phía Tây Biển Đông theo thời gian. Tuy nhiên những đặc trưng biến động nội mùa này mới mang tính chất địa phương. Tiếp theo sẽ làm rõ hơn ảnh hưởng của MJO đến những biến động nội mùa trong khu vực nghiên cứu.

Trước hết, hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và WSTR trên toàn khu vực nghiên cứu (các chỉ số này được xây dựng trong mục 3.1) với chỉ

số MJO đã được tính toán. Kết quả cho thấy hệ số tương quan là khá thấp (bảng 3.2). Mặc dù vậy các hệ số tương quan này đều đạt mức ý nghĩa thống kê 95%. Đối với biến động nội mùa của WSTR thì chỉ có hệ số tương quan giữa chỉ số PC1 và MJO1 là đạt mức ý nghĩa thống kê 95% với giá trị 0.23. Theo số liệu tại các trạm hải văn, biến động nội mùa SST tương quan thấp với chỉ số MJO1 và nhưng đều đạt mức ý nghĩa thống kê 95%. Đồng thời hệ số tương quan giữa chỉ số vận tốc gió nội mùa và chỉ số MJO cũng rất thấp và hầu hết đều không đạt mức ý nghĩa thống kê 95%. Tuy nhiên ta vẫn có thể nhận thấy xu thế hệ số tương quan ở các trạm phía Bắc (Bãi Cháy, Sơn Trà) cao hơn các trạm phía Nam (Phú Quý, Phú Quốc). Như vậy MJO có ảnh hưởng yếu đến biến động nội mùa của SST và vận tốc gió ở các trạm ven bờ Việt Nam trong mùa đông. Trên quy mô toàn khu vực nghiên cứu, mức độ ảnh hưởng của MJO đến biến động nội mùa của SST lớn hơn biến động nội mùa của WSTR. Điều này sẽ được minh chứng thêm khi xét kết quả tính toán hồi quy giữa biến động nội mùa của SST và WSTR với MJO theo không gian ở mục 3.3.

Bảng 3.2. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và WSTR trên toàn vùng nghiên cứu với các chỉ số MJO.

Chỉ số	Chỉ số MJO1		Chỉ số MJO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
PC1-SST	0.24*	4	-0.22*	-7
PC2-SST	-0.25*	12	0.25*	2
PC1-WSTR	0.23*	-5	-0.21	5
PC2-WSTR	-0.06	5	0.06	4

Bảng 3.3. Hệ số tương quan giữa các chỉ số dao động nội mùa của SST tại các trạm với các chỉ số MJO.

Chỉ số	Chỉ số MJO1	Chỉ số MJO2
--------	-------------	-------------

	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	-0.27*	11	0.28*	1
Sơn Trà	0.22*	-3	-0.19	-13
Phú Quý	0.3*	-1	-0.25*	-13
Phú Quốc	0.23*	0	-0.17	-12

Bảng 3.4. Hệ số tương quan giữa các chỉ số dao động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với các chỉ số MJO.

Chỉ số	Chỉ số MJO1		Chỉ số MJO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	0.11	7	-0.14	-3
Sơn Trà	-0.21	-7	-0.21	4
Phú Quý	-0.09	-6	-0.11	6
Phú Quốc	-0.14	-6	-0.14	6

Đánh giá biến đổi nội mùa của SST và vận tốc gió từ số liệu trạm hải văn theo các pha của MJO.

Theo nghiên cứu của Kikuchi và nnk (2012) [36], một chu kỳ hoạt động của MJO trải qua 8 pha biến đổi theo không gian (hình 2.1a). Từ pha 1 đến pha 8 thể hiện sự hình thành của MJO trên khu vực xích đạo Ấn Độ Dương sau đó phát triển và dịch chuyển sang phía đông, cuối cùng suy yếu trong pha 8 trên khu vực xích đạo Tây Thái Bình Dương. Vị trí MJO cho thấy, trong các pha 3, 4, 5, 6 vùng đối lưu ẩm nằm ở phía Nam Biển Đông trên khu vực Ấnôxêxia và ảnh hưởng nhiều nhất tới Biển Đông. Các pha này được xem là các pha ướt của MJO đối với khu vực Biển Đông. Ngược lại, trong các pha 1, 2, 7, 8 vùng đối lưu ẩm nằm trên khu vực Ấn Độ Dương

và Tây Thái Bình Dương, đồng thời vùng đối lưu kìm hãm nằm ở phía Nam Biển Đông. Vì vậy các pha 1, 2, 7, 8 của MJO được xem là các pha khô của MJO đối với khu vực Biển Đông.

Nghiên cứu này lựa chọn 4 trường hợp đại diện cho các pha dịch chuyển của MJO là: A - gồm các pha 1 và 2; B - gồm các pha 3 và 4; C - gồm các pha 5 và 6; D - gồm các pha 7 và 8. Từ hình 2.1a ta thấy trường hợp A có $PC1 > 0$ và $PC2 > 0$; trường hợp B có $PC1 < 0$ và $PC2 > 0$; trường hợp C có $PC1 < 0$ và $PC2 < 0$; trường hợp D có $PC1 > 0$ và $PC2 < 0$. Nghiên cứu đã lựa chọn các giá trị của SST và vận tốc gió tại các thời điểm mà giá trị $PC1$ và $PC2$ của MJO thỏa mãn tương ứng các trường hợp A, B, C, D ở trên. Các thành phần $PC1$ và $PC2$ là chỉ số dao động nội mùa của MJO đã được giới thiệu trong chương 2.

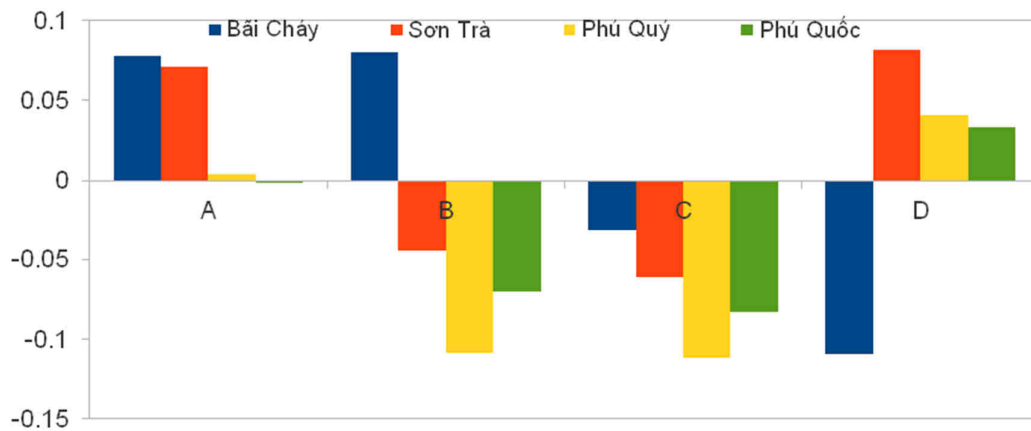
Kết quả tính đối với giá trị trung bình SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 30-60 ngày trong mùa đông tại các trạm cho thấy (hình 3.13, 3.14):

Trong các pha ướt (trường hợp B và C), giá trị trung bình của SST quy mô nội mùa ở hầu hết các trạm là âm, riêng trạm Bãi Cháy có giá trị dương ở trường hợp B. Ngược lại giá trị trung bình của vận tốc gió nội mùa là dương tại các trạm Phú Quý, Phú Quốc, riêng trạm Bãi Cháy có giá trị âm ở trường hợp B. Có thể thấy biến động nội mùa của SST và vận tốc gió tại Bãi Cháy có sự ngược pha so với các trạm khác trong mối quan hệ với MJO. Điều này cũng đã được thể hiện bằng hệ số tương quan trong các bảng 3.4 và 3.5. Mặt khác trạm Phú Quý có SST chịu ảnh hưởng bởi MJO lớn nhất tiếp đến là trạm Phú Quốc và Sơn Trà. Vận tốc gió nội mùa trung bình tại Bãi Cháy và Sơn Trà giảm. Ngược lại các trạm Phú Quý và Phú Quốc tăng, trong đó vận tốc gió nội mùa tại Phú Quý tăng lớn nhất.

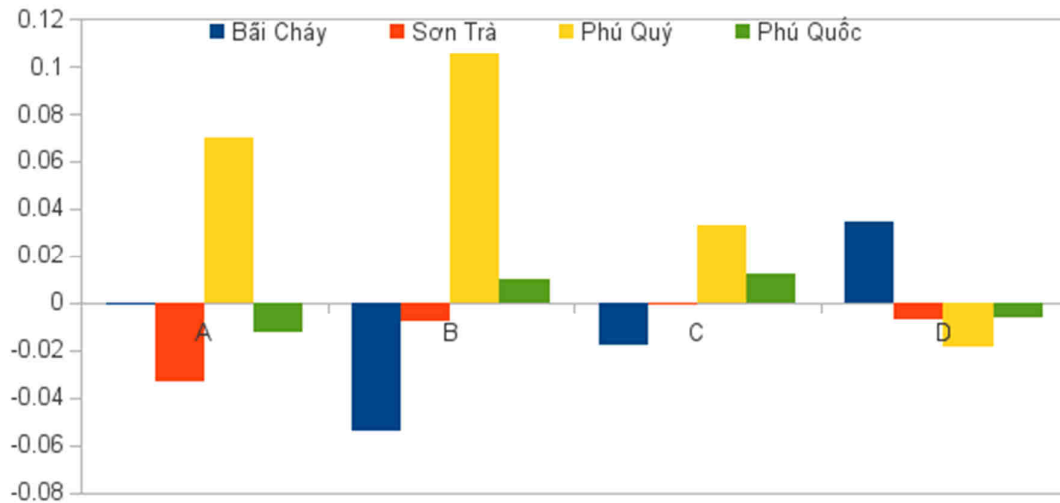
Trong các pha khô (trường hợp A và D), giá trị trung bình của SST nội mùa tại hầu hết các trạm là dương, riêng trạm Bãi Cháy có giá trị âm trong trường hợp D. Khi vùng đối lưu ẩm dịch chuyển sang phía Tây Thái Bình Dương và suy yếu làm cho nền nhiệt độ bề mặt trên Biển Đông có xu hướng gia tăng trở lại. Tuy nhiên một lần nữa ta thấy có sự ngược pha (hay chậm pha) của SST tại trạm Bãi Cháy hoặc phía Bắc khu vực nghiên cứu so với các trạm còn lại từ miền Trung trở xuống. Vận tốc

gió nội mùa trong pha khô có giá trị trung bình là âm tại hầu hết các trạm. Đồng thời sự ngược pha của trạm Bãi Cháy cũng được thể hiện vận tốc gió.

Như vậy, biến động nội mùa của SST tại các trạm phản ứng với sự ảnh hưởng của MJO rõ rệt hơn so với vận tốc gió. Điều này cũng phù hợp với hệ số tương quan của SST nội mùa với MJO lớn hơn vận tốc gió nội mùa đã nêu ở trên. Trong các trường hợp A, D khi vùng đối lưu khởi đầu ở Ấn Độ Dương và kết thúc ở Thái Bình Dương, lúc này trên Biển đông đang là pha khô của MJO nên giá trị trung bình SST nội mùa tại các trạm là dương. Trong các trường hợp B, C khi vùng đối lưu ở trên vùng Indonesia, lúc này trên Biển đông là pha ướt của MJO nên giá trị trung bình SST nội mùa tại các trạm là âm.



Hình 3.13. Biến đổi giá trị trung bình SST quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa đông tại các trạm hải văn theo các pha không gian của MJO.



Hình 3.14. Biến đổi giá trị trung bình vận tốc gió quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa đông tại các trạm hải văn theo các pha không gian của MJO.

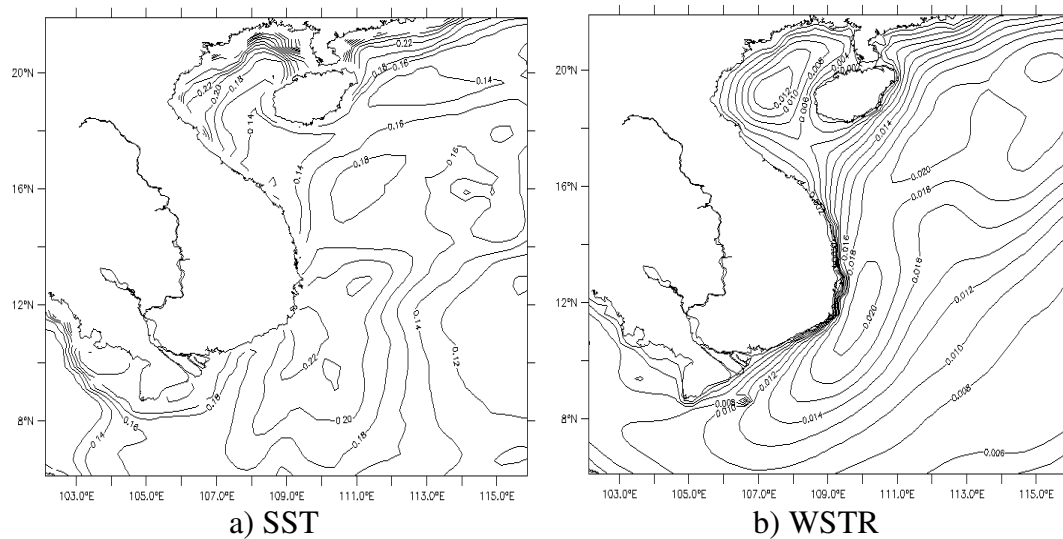
3.3.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của biến động 30 – 60 ngày trong mùa đông

3.3.2.1. Cấu trúc phân bố theo không gian của biến động nội mùa

Biến động nội mùa trong mùa đông của SST và WSTR có sự phân bố rõ ràng ở khu vực phía Tây Biển Đông. Hình 3.15 cho thấy khu vực có SST biến động nội mùa mạnh là ở ven bờ phía Bắc giáp với lục địa Trung Quốc và ở ven bờ biển Nam Trung Bộ. Trong khi đó WSTR có sự biến động nội mùa mạnh từ đông bắc xuống tây nam ven bờ biển Nam Trung Bộ. Có thể thấy phân bố độ lệch tiêu chuẩn của cả SST và ứng suất gió đều có sự tương đồng với phân bố của thành phần EOF1 đã phân tích ở mục 3.1. Vùng biển ven bờ Nam Trung Bộ đều xuất hiện sự biến động nội mùa mạnh của SST và WSTR. Sự phân bố độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa SST và WSTR cũng phù hợp với kết quả nghiên cứu của Wu và Chen (2015) [76].

Qua phân bố độ lệch tiêu chuẩn của SST và WSTR ở trên, ta cũng thấy được ảnh hưởng của gió mùa mùa đông Đông Á (EAWM) đến biến động nội mùa trên Biển Đông. Cũng theo Wu và Chen (2015) [76], có sự liên quan chặt chẽ giữa biến động nội mùa SST khu vực Biển Đông với gió mùa mùa đông Đông Á (EAWM) với thời gian trễ là 3 – 5 ngày. Trong pha hoạt động yếu của EAWM, sự suy giảm tốc độ gió

bề mặt là hạn chế thông lượng nhiệt ẩn bề mặt dẫn đến sự ấm lên của SST. Trong pha hoạt động mạnh của EAWM, tốc độ gió bề mặt mạnh lên làm gia tăng thông lượng nhiệt ẩn bề mặt dẫn tới sự lạnh đi của SST. Như vậy ta có thể nhận định rằng sự ảnh hưởng của dao động nội mùa MJO trong mùa đông đến biến động nội mùa của SST và WSTR trên khu vực phía Tây Biển Đông là do sự tương tác giữa các pha hoạt động của MJO với các pha hoạt động của gió mùa Đông Á.



Hình 3.15. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa đông trong giai đoạn 1993 – 2015.

3.3.2.2. Ảnh hưởng trong quá trình dịch chuyển sang phía Đông của MJO

Ảnh hưởng của MJO đến biến động nội mùa của SST và WSTR trong mùa đông trên vùng biển nghiên cứu được đánh giá thông qua sự phân bố hệ số tương quan theo không gian và bản đồ hồi quy của biến động nội mùa theo chỉ số MJO. Trong đó chỉ số MJO1 biểu thị sự lan truyền sang phía đông của MJO từ đông Ấn Độ Dương (pha 1, 2, 3, 4 chỉ số MJO1 âm) sang Tây Thái Bình Dương (pha 5, 6, 7, 8, chỉ số MJO1 dương). Do đó chỉ số MJO1 được lựa chọn để tính hệ số tương quan và là chuỗi tham chiếu để xây dựng bản đồ hồi quy của biến động nội mùa trên khu vực nghiên cứu.

Nghiên cứu sử dụng phương pháp tính hồi quy đơn biến nhằm ước lượng hoặc dự báo giá trị của biến phụ thuộc (là các yếu tố trong quy mô nội mùa) theo sự biến

đổi của biến độc lập (là chỉ số các dao động nội mùa) trên toàn bộ các điểm lưới từ số liệu tái phân tích. Phương trình hồi quy tại từng điểm lưới được xây dựng từ hai chuỗi giá trị: một là chuỗi chỉ số biến động nội mùa của các yếu tố; hai là chuỗi chỉ số dao động nội mùa. Trong đó chuỗi chỉ số dao động nội mùa sẽ được dịch chuyển trước hoặc trễ một bước thời gian cụ thể so với chuỗi chỉ số biến động nội mùa. Sự dịch chuyển bước thời gian này chính là để tính tương quan chéo giữa hai chuỗi số liệu. Dấu trừ (-) thể hiện chuỗi chỉ số dao động nội mùa dịch chuyển lên trước một bước thời gian so với chuỗi chỉ số biến động nội mùa. Dấu cộng (+) thể hiện sự dịch chuyển trễ về sau một bước thời gian của chuỗi chỉ số dao động nội mùa so với chỉ số biến động nội mùa. Hệ số hồi quy tại tất cả các điểm lưới sẽ xây dựng được một bản đồ hồi quy của các yếu tố lên chỉ số dao động nội mùa. Các bản đồ hồi quy này cũng mang cả thông tin của hệ số tương quan chéo (chỉ có hệ số hồi quy tại các điểm có hệ số tương quan chéo đạt mức ý nghĩa thống kê 95% mới được thể hiện)

Sự tiến triển theo không gian và thời gian của SST và WSTR quy mô nội mùa được thể hiện qua các bản đồ hồi quy (hình 3.16, 3.17). Các bản đồ hồi quy này được xây dựng tại các thời điểm khi chỉ số MJO dịch chuyển một bước thời gian là 10 ngày. Các thời điểm khi chuỗi chỉ số MJO dịch chuyển trước (-) hoặc trễ (+) so với chuỗi chỉ số biến động nội mùa được ký hiệu là TGT. Ví dụ, tại thời điểm $TGT = -10$ nghĩa là chỉ số MJO dịch chuyển trước 10 ngày so với chuỗi chỉ số biến động nội mùa, còn $TGT = +10$ nghĩa là chỉ số MJO dịch chuyển trễ 10 ngày. Khi $TGT = 0$ thì tương đương với việc tính hệ số tương quan thường giữa hai chuỗi số liệu. Biến động nội mùa của SST và WSTR trên khu vực nghiên cứu được phân tích qua sự dịch chuyển của MJO trong các pha khô và ướt.

Trong pha ướt, Biển Đông chịu ảnh hưởng rõ rệt nhất khi vùng đối lưu phát triển được biểu thị bằng vùng dị thường OLR âm và dị thường hoàn lưu xoáy thuận, cũng như vùng dị thường gió tây ở vùng trung tâm đối lưu nằm trên vùng Indonesia (hình 3.16-f). Đặc trưng biến động quy mô nội mùa của các yếu tố phía Tây Biển Đông là tồn tại dị thường âm của SST và trường ứng suất gió hướng đông bắc chiếm ưu thế.

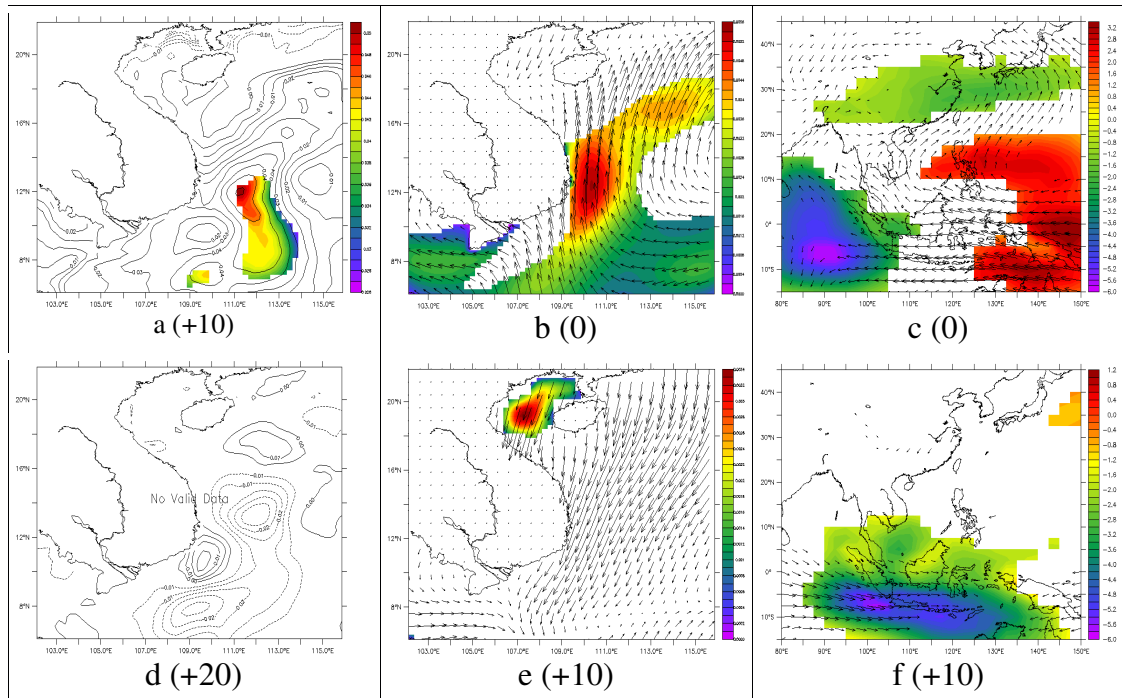
Sự biến động theo không gian của các yếu tố phía Tây Biển Đông trong quy mô nội mùa theo quá trình dịch chuyển của MJO trong pha ướt được trình bày chi tiết sau đây.

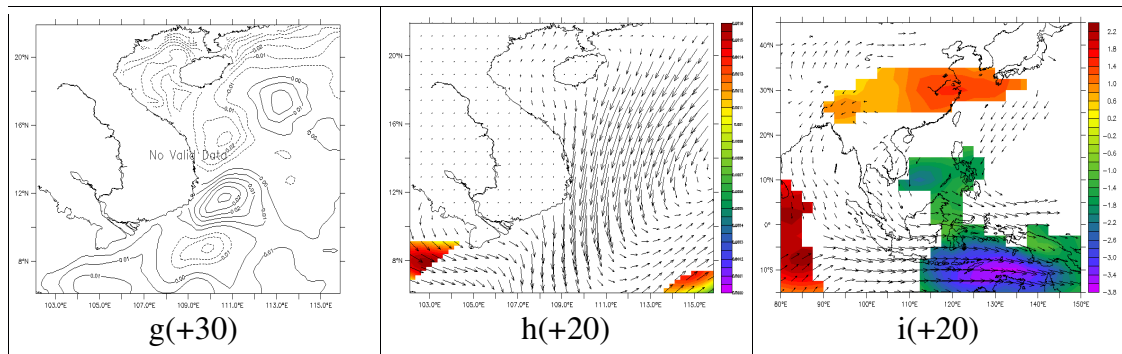
Thời điểm $TGT = 0$, vùng đối lưu phát triển hình thành trên khu vực xích đạo Ấn Độ Dương là bắt đầu một chu kỳ mới của MJO. Như thể hiện trên hình 3.16-c, vùng dị thường OLR âm phát triển trên vùng Ấn Độ Dương, đồng thời một vùng dị thường OLR âm khác tồn tại ở khu vực cận nhiệt đới xung quanh vĩ độ 30 và kéo dài từ lục địa Trung Quốc sang vùng biển phía Đông Nhật Bản. Trong khi đó vùng dị thường OLR dương tồn tại trên vùng Tây Thái Bình Dương. Do ảnh hưởng của hoàn lưu xoáy nghịch ở xích đạo Tây Thái Bình Dương và hoàn lưu xoáy thuận cận nhiệt đới ở phía Bắc nên trường WSTR trên khu vực nghiên cứu có hình thế của rìa phía Tây của xoáy nghịch với hướng đông ở phía nam, hướng nam ở giữa và hướng tây nam ở phía Bắc. Vùng dị thường WSTR dương lớn nhất nằm ở khu vực ven bờ Nam Trung Bộ trong khoảng vĩ độ 10 – 14 (hình 3.16-b). Sau 10 ngày, trường SST quy mô nội mùa là dị thường dương do trường SST phản hồi lại sự tác động từ các trường khí tượng trễ khoảng 7-10 ngày. Tuy nhiên chỉ một vùng dị thường SST dương ở khu vực phía Nam ngoài khơi Nam Trung Bộ là đạt được mức ý nghĩa thống kê 95% (Hình 3.16-a).

Thời điểm $TGT = +10$ (10 ngày sau khi hình thành), vùng đối lưu phát triển dịch chuyển sang phía đông, nằm trên khu vực Indonesia và bao phủ một phần phía Nam Biển Đông (hình 3.16-f). Toàn bộ vùng nghiên cứu có gió hướng đông bắc chiếm ưu thế. Tuy nhiên ảnh hưởng đáng kể của MJO đến trường gió chỉ tồn tại ở Vịnh Bắc Bộ và không tồn tại ở các vùng khác trong khu vực nghiên cứu (hình 3.16-e). Trường dị thường dương của SST sau đó 10 ngày vẫn tồn tại và chiếm ưu thế phản ánh quá trình chuyển tiếp từ pha khô sang pha ướt. Tâm dị thường SST dương nằm ngoài khơi bờ biển Nam Trung Bộ và kéo dài xuống phía Nam (hình 3.16-d).

Thời điểm $TGT = +20$ (20 ngày sau khi hình thành), vùng đối lưu phát triển tiếp tục di chuyển về phía Đông sang vùng Tây Thái Bình Dương (hình 3.16-i). Tâm vùng đối lưu trải dài trong khoảng kinh độ $125^{\circ}E - 140^{\circ}E$. Đồng thời một vùng dị

thường OLR dương xuất hiện trên khu vực cận nhiệt đới và vùng dị thường OLR dương bắt đầu đi vào vịnh Belgan. Với hình thế này gió trên vùng Tây Biển Đông chịu ảnh hưởng bởi hoàn lưu của ba vùng đối lưu trên. Phần lớn khu vực nghiên cứu trường gió chịu ảnh hưởng của đối lưu phát triển nên xuất hiện một hoàn lưu xoáy thuận ở giữa Biển Đông. WSTR ở vùng biển từ phía Đông Bắc kéo xuống phía Tây Nam ven bờ biển Việt Nam thịnh hành hướng Đông Bắc và Bắc, vùng biển phía Đông Nam có hướng Tây Nam và vùng Vịnh Thái Lan hướng Tây Bắc. Ngoài ra vùng biển phía Bắc Vịnh Bắc Bộ chịu ảnh hưởng bởi hoàn lưu xoáy nghịch của vùng đối lưu khu vực cận nhiệt đới nên WSTR có hướng Tây Nam. Mặc dù trường gió thể hiện rõ ảnh hưởng bởi hệ thống các hoàn lưu có nguồn gốc MJO gây nên nhưng chỉ có một vùng nhỏ phía Tây Nam và Đông Nam khu vực nghiên cứu biểu thị mức độ ảnh hưởng đó đạt mức ý nghĩa thống kê 95% (hình 3.16-h). Dưới ảnh hưởng của trường khí quyển trong quy mô nội mùa, trường dị thường âm của SST chiếm ưu thế tại thời điểm 10 ngày sau (hình 3.16-g). Đồng thời xuất hiện các tâm dị thường SST dương, âm xen kẽ có trục hướng Đông Bắc-Tây Nam. Tuy nhiên trường dị thường SST quy mô nội mùa không thể hiện sự ảnh hưởng đáng kể của MJO.





Hình 3.16. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha ướt từ trước 0 ngày đến sau 30 ngày khi hồi quy với chỉ số MJO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.

Các số từ 0 đến +30 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa MJO trước/trễ so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu - là trước, dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

Trong pha khô của MJO, các trường khí tượng hải văn chịu ảnh hưởng bởi sự dịch chuyển sang phía Đông của vùng đối lưu kìm hãm được thể hiện bằng vùng dị thường OLR âm, hoàn lưu xoáy nghịch của gió mực thấp và gió hướng đông ở giữa vùng đối lưu, đặc biệt là khi vùng đối lưu kìm hãm nằm trên khu vực Indonesia. Đặc trưng nổi bật của các yếu tố khí tượng hải văn ở Tây Bắc Đông quy mô nội mùa trong pha này là tồn tại dị thường dương của SST và trường ứng suất gió hướng Tây Nam chiếm ưu thế.

Sự biến động theo không gian của các yếu tố khí tượng hải văn ở Tây Bắc Đông trong quy mô nội mùa theo quá trình dịch chuyển của vùng đối lưu kìm hãm MJO được trình bày chi tiết sau đây.

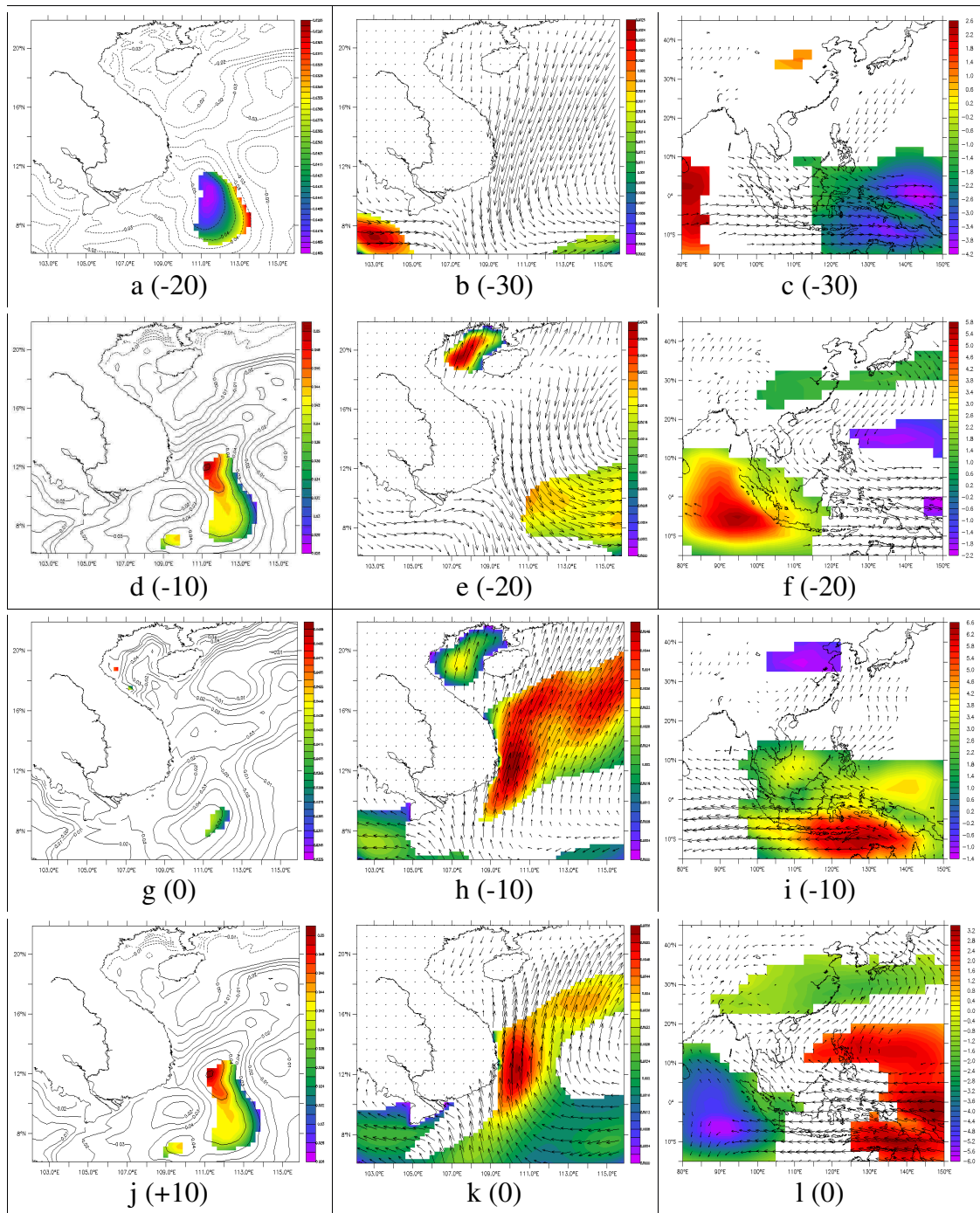
Thời điểm TGT = -30 (thời điểm bắt đầu của pha khô), khi vùng đối lưu phát triển đã di chuyển và nằm trên khu vực Tây Thái Bình Dương, đồng thời vùng đối lưu kìm hãm được biểu thị bằng vùng dị thường OLR dương cũng xuất hiện ở xích đạo Ấn Độ Dương (hình 3.17-c). Hoàn lưu xoáy thuận mực thấp tồn tại ở phía Đông Phillippin và rìa phía Tây của hoàn lưu xoáy thuận này vẫn còn ở trên khu vực Biển Đông đã làm cho gió có hướng Bắc, Đông Bắc chiếm ưu thế trên khu vực nghiên cứu. Riêng vùng tây nam và đông nam là tồn tại dị thường gió hướng tây (hình 3.17-b).

Phân bố dị thường âm SST quy mô nội mùa chiếm ưu thế với một tâm dị thường nằm ở ngoài khơi vùng biển Nam Bộ (hình 3.17-a). Có thể thấy tại thời điểm này vùng đối lưu và hoàn lưu của MJO không có ảnh hưởng đáng kể đến trường WSTR và SST. Ảnh hưởng của MJO đến trường WSTR chỉ tồn tại trong vùng gió tây ở phía tây nam và đông nam khu vực nghiên cứu.

Thời điểm TGT = -20 (10 ngày sau khởi đầu), vùng đối lưu kìm hãm dịch chuyển đến phía Đông Ấn Độ Dương và bắt đầu lan tới khu vực phía Tây Indonesia. Trong khi đó, vùng đối lưu phát triển đã ở khu vực Tây Thái Bình Dương nhưng rìa phía Tây của nó vẫn tiếp tục ảnh hưởng đến khu vực Tây Biển Đông (hình 3.17-f). Trường ứng suất gió phản ánh sự ảnh hưởng của cả hai vùng đối lưu phát triển và kìm hãm. Rìa phía Tây của một xoáy thuận tồn tại ở khu vực giữa và đông nam do ảnh hưởng của đối lưu phát triển, trong khi đó gió Tây xuất hiện ở khu vực Tây Nam do ảnh hưởng của đối lưu kìm hãm (hình 3.17-e). Sau đó 10 ngày trường SST đã chuyển sang dị thường dương nghĩa là SST quy mô nội mùa có xu thế tăng (hình 3.17-d). Như vậy trong khi trường ứng suất gió chịu ảnh hưởng bởi cả hai vùng đối lưu thì trường SST lại chỉ chịu ảnh hưởng của vùng đối lưu kìm hãm. Điều này là do vùng nghiên cứu nhận được nhiều nhiệt lượng từ bức xạ mặt trời hơn khi vùng đối lưu nhiều mây đã ra khỏi Biển Đông.

Thời điểm TGT = -10 (20 ngày sau khởi đầu), vùng đối lưu kìm hãm tiếp tục dịch chuyển sang phía Đông và bao phủ một vùng rộng lớn phía Nam Biển Đông và Indonesia (hình 3.17-i). Trường ứng suất gió hướng Tây Nam và Nam chiếm ưu thế, riêng khu vực Đông Nam và Tây Nam vùng nghiên cứu có hướng Đông (hình 3.17-h). Trường SST sau đó 10 ngày vẫn duy trì dị thường dương (hình 3.17-g).

Thời điểm TGT = 0 (30 ngày sau khởi đầu và cũng là thời điểm kết thúc của pha khô), vùng đối lưu kìm hãm đã dịch chuyển sang phía Tây Thái Bình Dương. Trường ứng suất gió vẫn thể hiện đặc trưng rìa phía Tây của một xoáy nghịch tồn tại trên Biển Đông (hình 3.17-k). Dị thường dương của SST sau 10 ngày vẫn chiếm ưu thế trên khu vực nghiên cứu (hình 3.17-j).

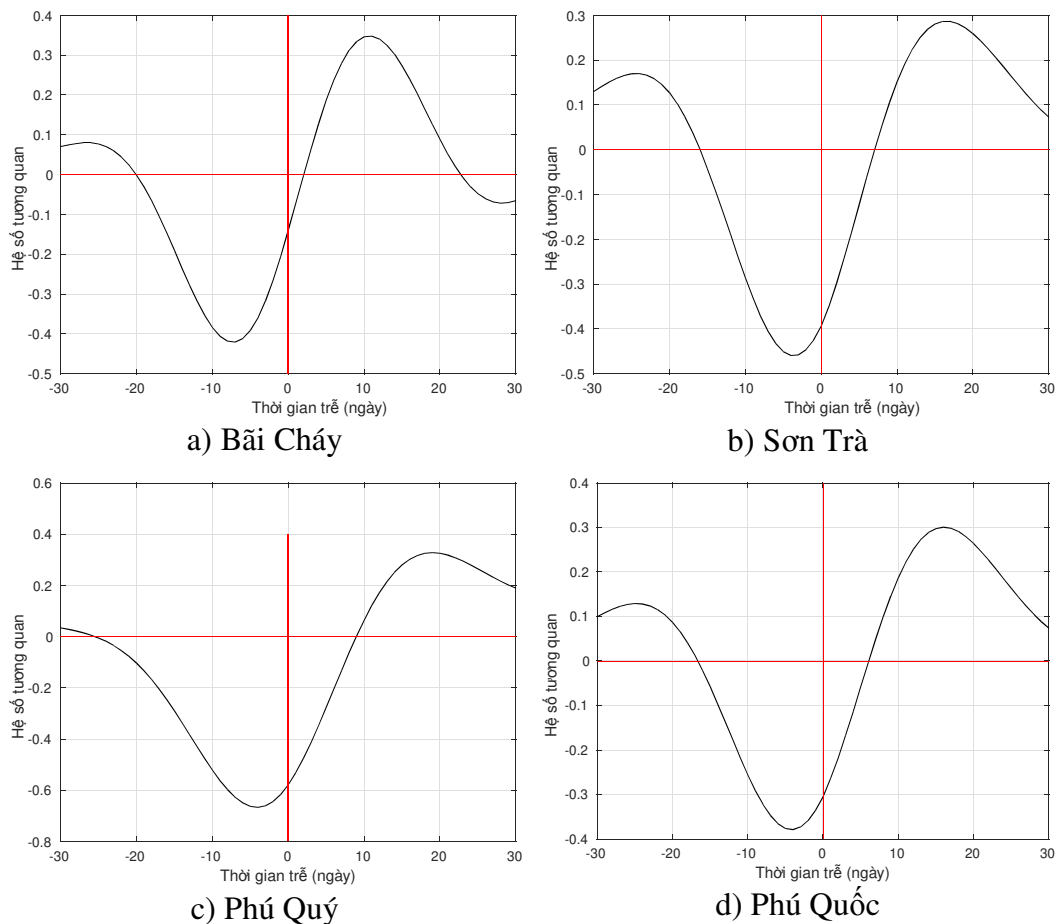


Hình 3.17. Phân bố SST (a, d, g, j), WSTR (b, e, h, k), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i, l) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha khô từ trước 30 ngày đến 0 ngày khi hồi quy với chỉ số MJO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.

Các số từ -30 đến 0 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa MJO trước/trễ so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu - là trước, dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

3.3.3. Mối quan hệ giữa SST và gió trong quy mô nội mùa 30 – 60 ngày trong mùa đông

Mối quan hệ giữa SST và gió được thể hiện qua hệ số tương quan tính toán từ số liệu các trạm hải văn giữa SST và vận tốc gió. Bản chất của mối quan hệ giữa gió và SST là mối quan hệ nghịch. Kết quả phân tích tương quan trễ tại các trạm cho thấy hệ số tương quan đạt lớn nhất ở trạm Phú Quý (-0.67) tiếp đến là Sơn Trà (-0.46) và Bãi Cháy (-0.42), thấp nhất là ở Phú Quốc (-0.39) (bảng 3.5, hình 3.18). Sự phân bố của hệ số tương quan ở các trạm cũng cho thấy biến động nội mùa diễn ra trên hầu hết các trạm hải văn ven biển và hoạt động mạnh nhất tại vùng biển Nam Trung Bộ.



Hình 3.18. Biểu trình tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa đông

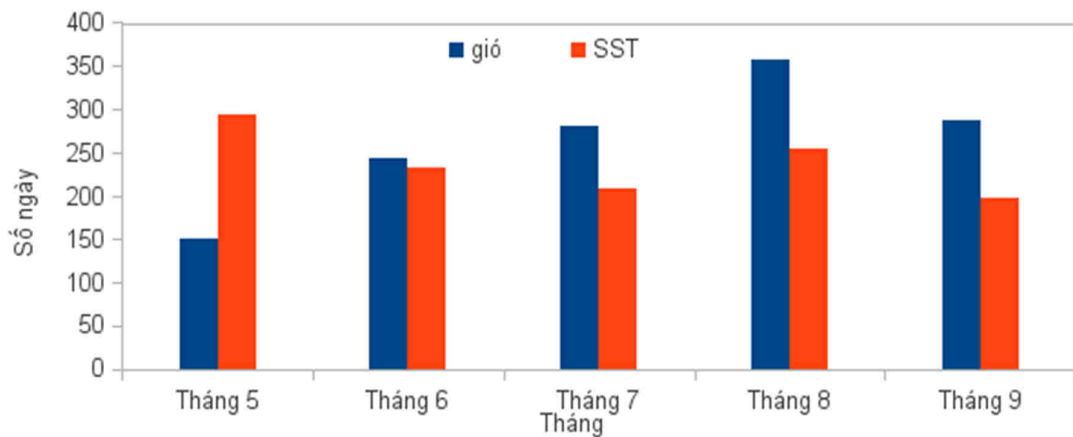
Bảng 3.5. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 30-60 ngày mùa đông

Trạm	Bãi Cháy	Sơn Trà	Phú Quý	Phú Quốc
Hệ số tương quan trễ	-0.42	-0.46	-0.67	-0.39
Số ngày trễ	-7	-4	-4	-4

3.4. Dao động nội mùa dưới ảnh hưởng của BSISO

3.4.1. Biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày theo thời gian trong mùa hè

Cường độ biến động nội mùa được thể hiện qua số lượng ngày biến động nội mùa trung bình nhiều năm trong các tháng mùa hè giai đoạn 1993 – 2015. Cường độ biến động nội mùa của WSTR có sự biến đổi giống với quy luật diễn biến của cường độ gió mùa tây nam trên Biển Đông. Cường độ biến động của WSTR tăng dần từ tháng 5 (thời kỳ khởi đầu gió mùa Tây Nam) và đạt cao nhất vào tháng 8 khi gió mùa Tây Nam phát triển mạnh nhất, sau đó giảm trong tháng 9 cũng là thời điểm chuyển tiếp sang gió mùa Đông Bắc. Có xu thế ngược lại, cường độ biến động của SST giảm dần từ tháng 5 đến tháng 9, ngoại trừ tháng 8 có sự tăng đột biến (hình 3.19).



Hình 3.19. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa hè giai đoạn 1993 – 2015.

Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của các yếu tố WSTR và SST từ số liệu tái phân tích trên khu vực nghiên cứu với chỉ số BSISO cao hơn so với chỉ số MJO. Điều này cho thấy ảnh hưởng của BSISO đến biến động nội mùa khu vực nghiên cứu lớn hơn ảnh hưởng của MJO. Hệ số tương quan giữa chỉ số PC1 của các yếu tố với chỉ số BSISO2 cao hơn cả với giá trị của SST và WSTR lần lượt là -0.54 và 0.67 (bảng 3.6). Từ kết quả phân tích tương quan này, chỉ số BSISO2 được lựa chọn là chuỗi tham chiếu để xây dựng bản đồ hồi quy của biến động nội mùa SST và WSTR đối với BSISO.

Số liệu tại các trạm hải văn cho thấy chỉ số biến động nội mùa của SST và vận tốc gió có sự tương quan với BSISO2 cao hơn so với chỉ số BSISO1. Hệ số tương quan ở các trạm phía Bắc thấp hơn các trạm phía Nam với các giá trị của SST/vận tốc gió tại các trạm Bãi Cháy, Sơn Trà, Phú Quý, Phú Quốc lần lượt là -0.08/0.15, 0.37/-0.18, 0.61/0.66, 0.68/0.61 (bảng 3.7, 3.8). Điều này cho thấy ảnh hưởng của BSISO có xu thế tăng từ Bắc xuống Nam. Xu thế tăng mức độ ảnh hưởng của BSISO từ Bắc xuống Nam là do BSISO có đặc trưng dịch chuyển từ vùng xích đạo lên vùng cận nhiệt đới theo hướng Đông Bắc. Cường độ của BSISO giảm dần khi dịch chuyển từ dưới xích đạo đi lên và tiêu tan ở khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương. Xu thế ảnh hưởng của BSISO đến biến động nội mùa của SST và ứng suất gió sẽ được làm rõ hơn trong quá trình phân tích sự tiến triển theo không gian và thời gian của BSISO qua số liệu tái phân tích trên khu vực Tây Biển Đông.

Bảng 3.6. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và WSTR với các chỉ số BSISO

Chỉ số	Chỉ số BSISO1		Chỉ số BSISO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
PC1-SST	0.49*	-3	-0.54*	7
PC2-SST	-0.37*	-13	0.35*	-2

PC1-WSTR	-0.59*	-10	0.67*	2
PC2-WSTR	0.06	-15	-0.08	5

Bảng 3.7. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST tại các trạm với các chỉ số BSISO

Chỉ số	Chỉ số BSISO1		Chỉ số BSISO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	0.1	-8	-0.08	12
Sơn Trà	0.32*	8	0.37*	-4
Phú Quý	0.47*	12	0.61*	1
Phú Quốc	0.57*	12	0.68*	0

Bảng 3.8. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với các chỉ số BSISO

Chỉ số	Chỉ số BSISO1		Chỉ số BSISO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	-0.15	5	0.15	-7
Sơn Trà	0.15	-11	-0.18	-1
Phú Quý	0.64*	-7	-0.66*	1
Phú Quốc	0.6*	-7	-0.61*	1

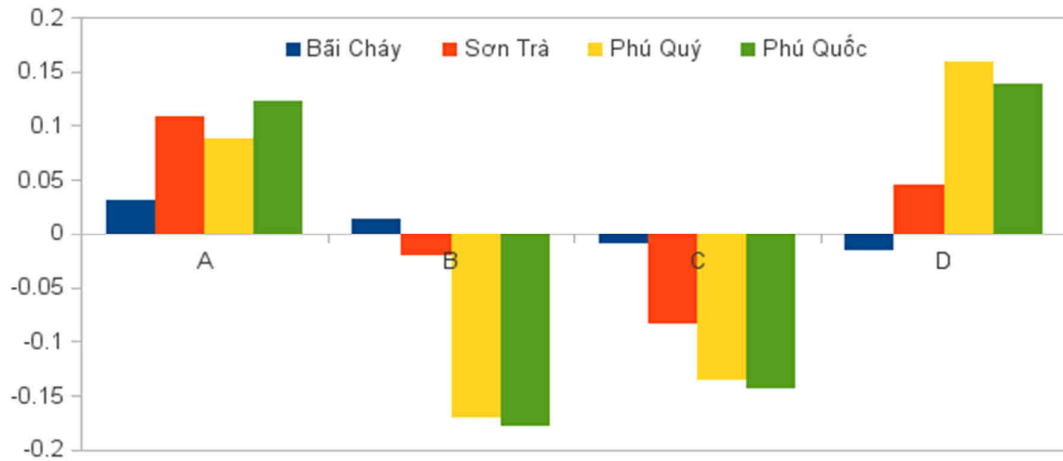
Đánh giá biến đổi nội mùa của SST và vận tốc gió từ số liệu trạm hải văn theo các pha của BSISO.

Tương tự đối với MJO, sự ảnh hưởng của BSISO đối với biến động nội mùa của SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn cũng được phân tích theo các pha dịch chuyển của BSISO. Tuy nhiên việc xác định các trường hợp A, B, C, D theo giá trị các chỉ số PC1 và PC2 của BSISO có sự khác biệt so với MJO (hình 2.1b). Theo đó các trường hợp A, B, C, D của BSISO được xác định như sau: trường hợp A có PC1 > 0 và PC2 > 0; trường hợp B có PC1 > 0 và PC2 < 0; trường hợp C có PC1 < 0 và PC2 < 0; trường hợp D có PC1 < 0 và PC2 > 0.

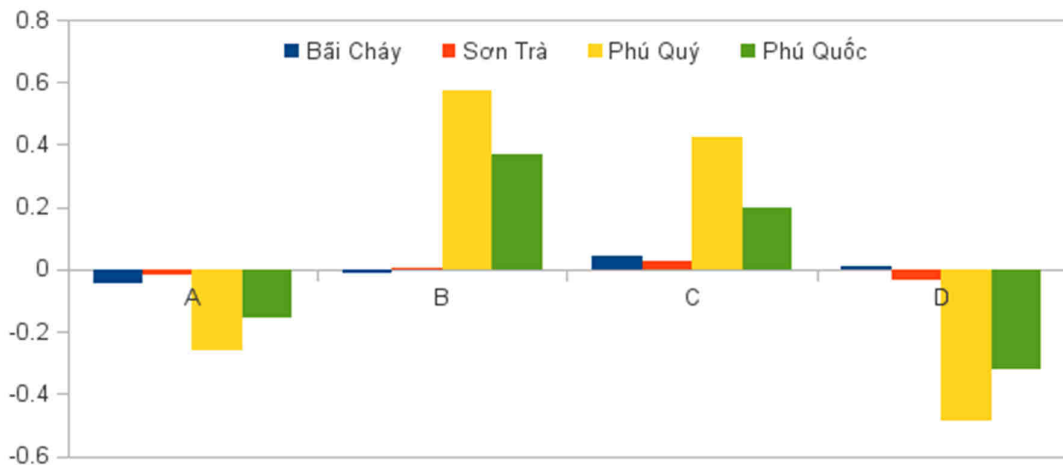
Kết quả tính đối với giá trị trung bình SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 30-60 ngày trong mùa hè tại các trạm cho thấy (hình 3.20, 3.21):

Trong các pha ướt (trường hợp B và C), vùng đối lưu phát triển của BSISO ảnh hưởng mạnh mẽ đến khu vực nghiên cứu. SST trung bình tại các trạm đều có xu hướng giảm, trong đó trạm Phú Quý, Phú Quốc đều giảm sâu. Riêng trạm Bãi Cháy vẫn chưa có xu thế giảm trong trường hợp B. Tương tự như trường hợp của MJO, SST tại trạm Bãi Cháy có sự trễ ngược pha so với các trạm khác trong mối quan hệ với BSISO. Giá trị SST trung bình tại các trạm cũng cho thấy mức độ ảnh hưởng của BSISO trong trường hợp này tăng dần từ Bắc xuống Nam. Giá trị trung bình của vận tốc gió quy mô nội mùa có xu thế ngược với giá trị SST và giá trị các trạm phía Nam cao hơn các trạm phía Bắc. Sự chênh lệch giá trị trung bình của SST và vận tốc gió tại các trạm phía Bắc và Nam thể hiện sự phân bố mức độ ảnh hưởng của BSISO, điều này cũng phù hợp với giá trị các hệ số tương quan ở trên.

Trong các pha khô (trường hợp A và D), hầu hết các trạm đều có giá trị trung bình SST dương và vận tốc gió âm, ngoại trừ trạm Bãi Cháy có sự ngược pha so với các trạm còn lại trong trường hợp D. Điều này cho thấy trong pha khô, giá trị SST quy mô nội mùa có xu thế tăng, còn vận tốc gió thì giảm tại các trạm hải văn. Đồng thời, mức độ ảnh hưởng của BSISO đến các trạm phía Nam cũng cao hơn các trạm phía Bắc như trong pha ướt.



Hình 3.20. Biến đổi giá trị SST quy mô nội mùa trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của BSISO.



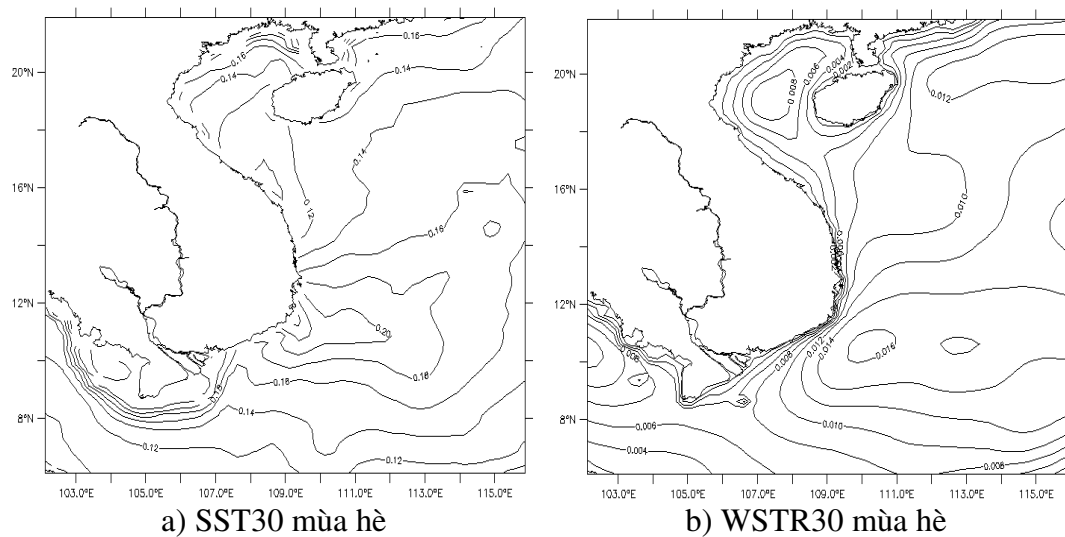
Hình 3.21. Biến đổi giá trị vận tốc gió quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa hè trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của BSISO.

3.4.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của dao động 30-60 ngày trong mùa hè

3.4.2.1. Cấu trúc phân bố theo không gian của biến động nội mùa

Trong mùa hè, biến động nội mùa của trường SST và WSTR khu vực bờ Tây Biển Đông cũng chịu sự tương tác giữa hoạt động của BSISO và gió mùa Tây Nam giống như chịu sự tương tác giữa MJO và gió mùa đông bắc trong mùa đông. Phân bố độ lệch tiêu chuẩn của trường SST và WSTR thể hiện cấu trúc biến động quy mô

nội mùa. Theo đó, biến động nội mùa của SST có cấu trúc là một trục hướng Tây Nam – Đông Bắc (hình 3.22a). Trong đó vùng biển Nam Trung Bộ là nơi diễn ra biến động nội mùa SST lớn nhất và vùng biến động nội mùa mạnh này kéo dài sang phía Đông rồi lên phía Đông Bắc. Đặc điểm phân bố này cũng trùng với đặc trưng hoạt động của vùng nước trôi dưới tác động của gió mùa Tây Nam hoạt động mạnh và địa hình cũng như đường bờ trên đất liền phía Nam Việt Nam. Trong khi đó, phân bố biến động nội mùa của trường WSTR cho thấy có hai tâm biến động lớn ở phía Bắc xung quanh vĩ độ 20 và phía Nam xung quanh vĩ độ 10 của vùng nghiên cứu (hình 3.22b).



Hình 3.22. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa hè trong giai đoạn 1993 – 2015.

3.4.2.2. Ảnh hưởng trong quá trình dịch chuyển lên phía Đông Bắc của BSISO

Một đặc trưng nổi bật của BSISO là sự dịch chuyển đi lên phía Bắc và Đông Bắc của hệ thống đối lưu nội mùa quy mô lớn. Hệ thống đối lưu có cấu trúc của một dải có trục Tây Bắc-Đông Nam kéo dài từ vịnh Bengal sang vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương. Trong mỗi một chu kỳ hoạt động, BSISO có những tác động đáng kể đến thời tiết, khí hậu khu vực Biển Đông bằng các pha hoạt động và gián đoạn luận phiên di chuyển theo hướng Đông Bắc. Do đó trường SST và WSTR quy mô nội mùa

30 – 60 cũng chịu ảnh hưởng rõ rệt bởi BSISO. Sự biến động của SST và WSTR trong các pha hoạt động của BSISO sẽ được mô tả dưới đây.

Quá trình dịch chuyển của vùng đối lưu phát triển BSISO trong pha ướt (vùng dị thường OLR âm) từ lúc phát triển ở vùng xích đạo Ấn Độ Dương đến lúc tiêu tan trên khu vực Đông Á được thể hiện trong các hình 3.23. Quá trình dịch chuyển của vùng đối lưu kìm hãm BSISO trong pha khô (vùng dị thường OLR dương) được thể hiện trong hình 3.24. Qua các hình vẽ thể hiện quá trình dịch chuyển của BSISO ta có thể thấy khi vùng đối lưu phát triển nằm trên Biển Đông thì cũng là thời điểm vùng đối lưu kìm hãm xuất hiện ở khu vực Ấn Độ Dương và ngược lại.

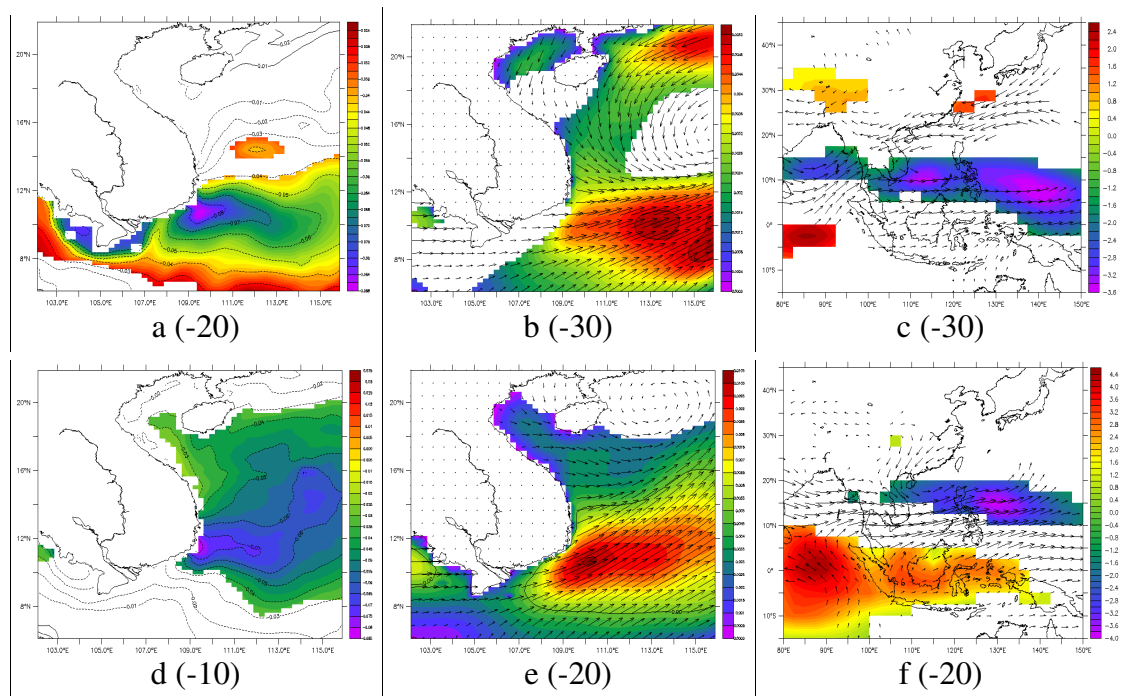
Trong pha ướt của BSISO, biến động nội mùa của các yếu tố trên khu vực Tây Biển Đông chịu ảnh hưởng bởi vùng đối lưu phát triển dịch chuyển từ phía Nam lên. Đặc trưng nổi bật của các yếu tố trong quy mô nội mùa là tồn tại dị thường SST âm chiếm ưu thế ở phía Nam và giữa khu vực nghiên cứu, cùng với một xoáy thuận của ứng suất gió. Biến động nội mùa của SST và WSTR hoạt động mạnh ở phía Nam, sau đó có xu thế dịch chuyển lên phía Bắc trong vùng nghiên cứu.

Sự biến động theo không gian của các yếu tố phía Tây Biển Đông trong quy mô nội mùa theo quá trình dịch chuyển của BSISO trong pha ướt được trình bày chi tiết sau đây.

Tại thời điểm TGT = -30, dải đối lưu phát triển của BSISO nằm vắt ngang giữa Biển Đông. Tồn tại một tâm dị thường OLR âm và một xoáy thuận của trường gió mực 850mb nằm ở giữa Biển Đông xung quanh vĩ độ 10 (hình 3.23 - c). Do đó hình thành một xoáy thuận của WSTR ở giữa khu vực nghiên cứu (hình 3.23-b). Trong điều kiện này WSTR ở phía Bắc có hướng Bắc, Đông Bắc và hướng Tây, Tây Nam ở phía Nam. Hai vùng WSTR mạnh nằm ở phía Bắc và phía Nam của xoáy thuận. Trong đó ở khu vực phía Nam, gió hướng Tây của rìa xoáy thuận kết hợp với dị thường gió tây từ vịnh Bengal thổi sang đã làm tăng cường thêm WSTR, hình thành một dải WSTR mạnh từ ven bờ Việt Nam ra ngoài khơi. Chính vùng WSTR mạnh này đã tác động lên trường SST làm hình thành một dải dị thường SST âm ở phía Nam khu vực nghiên cứu. Trong đó tâm dị thường SST âm nằm ở ven bờ Việt Nam

lan truyền sang phía Đông như một lưỡi lạnh (hình 3.23-a). Cấu trúc này cũng chính là biểu hiện của cơ chế tăng cường hoạt động của tâm nước trời khi gió Tây Nam phát triển kết hợp với hướng đường bờ.

Tại thời điểm TGT = -20 ngày, dải dị thường âm của OLR đã dịch chuyển lên phía Bắc Biển Đông. Hoàn lưu xoáy thuận của gió mực 850mb của vùng đối lưu phát triển cũng dịch chuyển lên phía Bắc (hình 3.23-f). Do đó gây nên một xoáy thuận của ứng suất gió tồn tại ở phía bắc và sự thịnh hành ứng suất gió hướng Tây và Tây Nam ở khu vực giữa và Nam vùng nghiên cứu (hình 3.23-e). Trong thời điểm này, trường dị thường SST âm nội mùa chiếm ưu thế hoàn toàn trên khu vực nghiên cứu. Đồng thời vùng tâm dị thường SST âm cũng có xu thế dịch chuyển lên phía Bắc bao phủ toàn bộ khu vực giữa vùng nghiên cứu (hình 3.23-d).



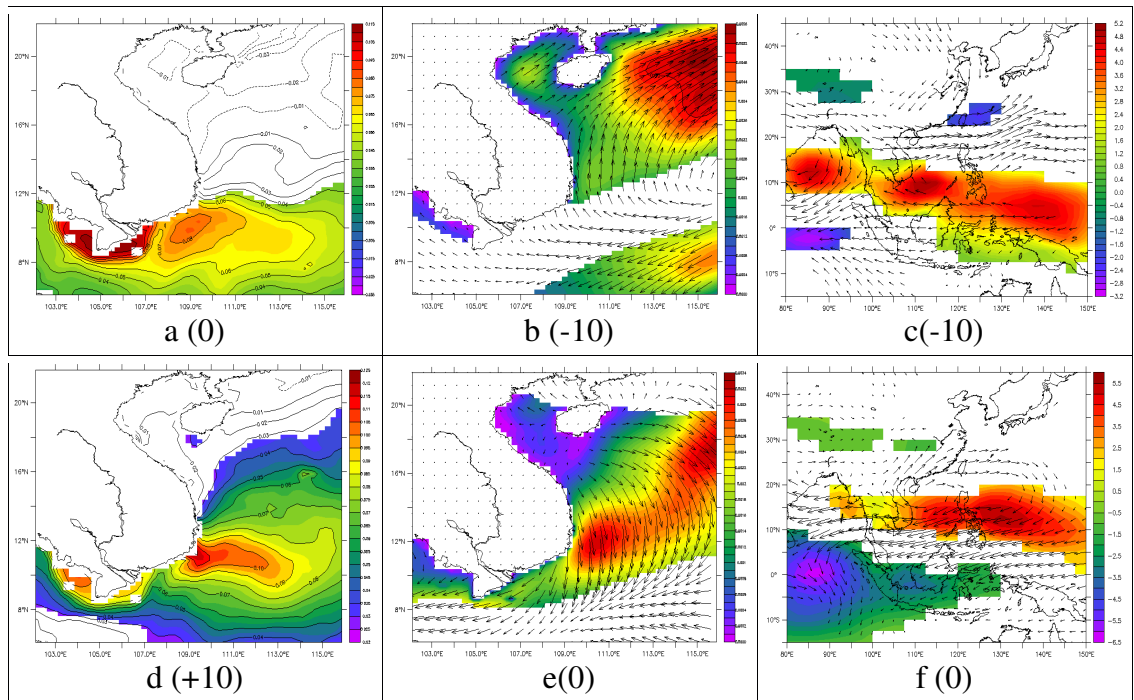
Hình 3.23. Phân bố SST (a, d), WSTR (b, e), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha ướt từ trước 30 ngày đến trước 10 ngày khi hồi quy với chỉ số BSISO trong mùa hè giai đoạn 1993-2015.

Các số từ -30 đến -10 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa BSISO trước so với biến động nội mùa của các yếu tố. Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%

Trong pha khô, tại thời điểm $TGT = -10$ ngày, dải dị thường dương của OLR từ xích đạo di chuyển lên phía Bắc vào khu vực Nam Biển Đông thay thế vùng dị thường OLR âm ảnh hưởng trực tiếp đến các trường khí tượng hải văn khu vực phía Tây Biển Đông. Vùng Tây Biển Đông bắt đầu bước vào giai đoạn chịu ảnh hưởng bởi pha khô của BSISO. Trái ngược với pha ướt, thời điểm này một xoáy nghịch của trường gió mực 850mb hình thành trên Biển Đông (hình 3.24-c). Đây chính là đặc trưng của hoàn lưu phân kỳ tồn tại ở khí quyển mực thấp vùng đối lưu kìm hãm. Một xoáy nghịch của trường WSTR cũng hình thành với tâm ở khoảng kinh tuyến 116 phía đông khu vực nghiên cứu. Do ảnh hưởng của hoàn lưu xoáy nghịch này nên nửa phía Bắc khu vực nghiên cứu WSTR có hướng Nam và Tây Nam. Gió có hướng Tây Nam đã gây nên một vùng có WSTR mạnh ở phía Bắc khu vực nghiên cứu. Còn một nửa phía Nam, WSTR có hướng Đông (hình 3.24-b). Trường dị thường SST nội mùa lúc này có sự phân hoá rõ rệt thành hai miền khác nhau. Phía Bắc vùng nghiên cứu từ vĩ độ 15 trở lên có dị thường SST âm. Trong khi đó một nửa phía Nam từ vĩ độ 15 trở xuống có dị thường SST dương. Tuy nhiên vùng dị thường SST dương đạt ý nghĩa thống kê 95% chỉ giới hạn từ vĩ độ 12 trở xuống (hình 3.24-a). Sự ấm lên của SST vùng biển phía Nam khu vực nghiên cứu là do ảnh hưởng của dải dị thường OLR dương của khí quyển ở trên. Chính dải này đã hạn chế sự phát triển của đối lưu làm gia tăng mức độ ổn định của lớp khí quyển trên bề mặt biển dẫn đến làm giảm thông lượng nhiệt ẩn bề mặt biển và làm cho trường SST ấm lên. Mặt khác trong dải này lượng mây giảm đáng kể dẫn đến lượng bức xạ sóng ngắn đi xuống bề mặt biển lớn hơn cũng dẫn đến làm gia tăng SST bên dưới. Một điều kiện khác làm SST ấm lên là do tác động của trường WSTR. Trong thời điểm này, gió khu vực phía Nam vùng nghiên cứu có hướng Đông đã làm hạn chế sự phát triển của vùng nước trời Nam Trung Bộ và làm cho trường SST khu vực này ấm hơn so với trong pha ướt.

Tại thời điểm $TGT = 0$ ngày, dải dị thường OLR dương đã dịch chuyển lên giữa Biển Đông. Hoàn lưu xoáy nghịch của gió mực 850 mb tồn tại trên vùng biển phía Bắc Biển Đông. Một nửa phía Nam từ vĩ độ 16 trở xuống, gió mực 850 mb có hướng Đông. Dòng gió hướng Đông này là rìa phía Nam của hoàn lưu xoáy nghịch

trải dài từ Tây Thái Bình Dương sang vịnh Bengal (hình 3.24-f). Trường WSTR thể hiện một tâm của hoàn lưu phân kỳ nằm ở phía Bắc khu vực nghiên cứu. Phân kỳ WSTR quy mô nội mùa này ảnh hưởng đến toàn bộ dải ven biển Việt Nam. Giá trị WSTR ven bờ biển phía Bắc (từ Đà Nẵng trở lên) nhỏ hơn ven bờ biển phía Nam (từ Đà Nẵng trở xuống). Một dải WSTR mạnh kéo dài từ ven bờ biển Nam Trung Bộ lên phía Đông Bắc vùng nghiên cứu (hình 3.24-e). Sau đó 10 ngày, vùng dị thường SST dương ở khu vực phía Nam cũng có xu thế lan rộng lên hướng Đông Bắc. Vùng dị thường SST dương đạt ý nghĩa thống kê chiếm phần lớn khu vực phía Nam và Đông Nam, trong khi đó một phần phía Bắc và Tây Bắc dị thường SST không đạt mức ý nghĩa thống kê. Trong vùng ven bờ Việt Nam, dị thường SST dương có biến động đáng kể chỉ tồn tại từ vĩ độ 14 trở xuống với hai tâm dị thường có giá trị lớn đáng kể là ở ven bờ Nam Trung Bộ và ven bờ biển Kiên Giang (hình 3.24-d).



Hình 3.24. Phân bố SST (a, d), WSTR (b, e), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f) quy mô nội mùa 30-60 ngày trong pha khô từ trước 10 ngày đến trễ 10 ngày khi hồi quy với chỉ số BSISO trong giai đoạn 1993-2015.

Các số từ -10 đến +10 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa BSISO trước/trễ so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu - là trước, dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

Như vậy trong mùa hè, biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày khu vực nghiên cứu chịu ảnh hưởng rõ rệt bởi dao động nội mùa mùa hè bắc bán cầu (BSISO) khi dao động này có xu thế dịch chuyển lên phía Bắc và Đông Bắc, từ khu vực xích đạo Ấn Độ Dương lên phía Tây Bắc Thái Bình Dương. Sự dịch chuyển lên phía Bắc của các pha ướt và khô luân phiên đã làm cho biến động nội mùa của nhiệt độ mặt biển và ứng suất gió có xu thế trái ngược nhau trong từng pha. Đối với trường ứng suất gió, dị thường xoáy thuận thường xuất hiện trong pha ướt. Xoáy thuận này làm tăng cường gió hướng Tây, Tây Nam ở phía Nam khu vực nghiên cứu. Sự tăng cường gió Tây Nam đã làm gia tăng hoạt động của nước trời khu vực Nam Trung Bộ, hình thành lưỡi nước lạnh từ bờ hướng ra phía đông và dịch chuyển lên phía Đông Bắc. Ngược lại, dị thường xoáy nghịch tồn tại trên Biển Đông trong pha khô. Đồng thời dị thường dương của nhiệt độ bề mặt biển xuất hiện thay thế dị thường âm trong pha ướt ở phía Nam khu vực nghiên cứu. Hệ số tương quan giữa nhiệt độ bề mặt biển và vận tốc gió tại các trạm hải văn cũng thể hiện rằng tác động của BSISO đến phần nửa phía Nam là lớn hơn đối với phần nửa phía Bắc của khu vực nghiên cứu.

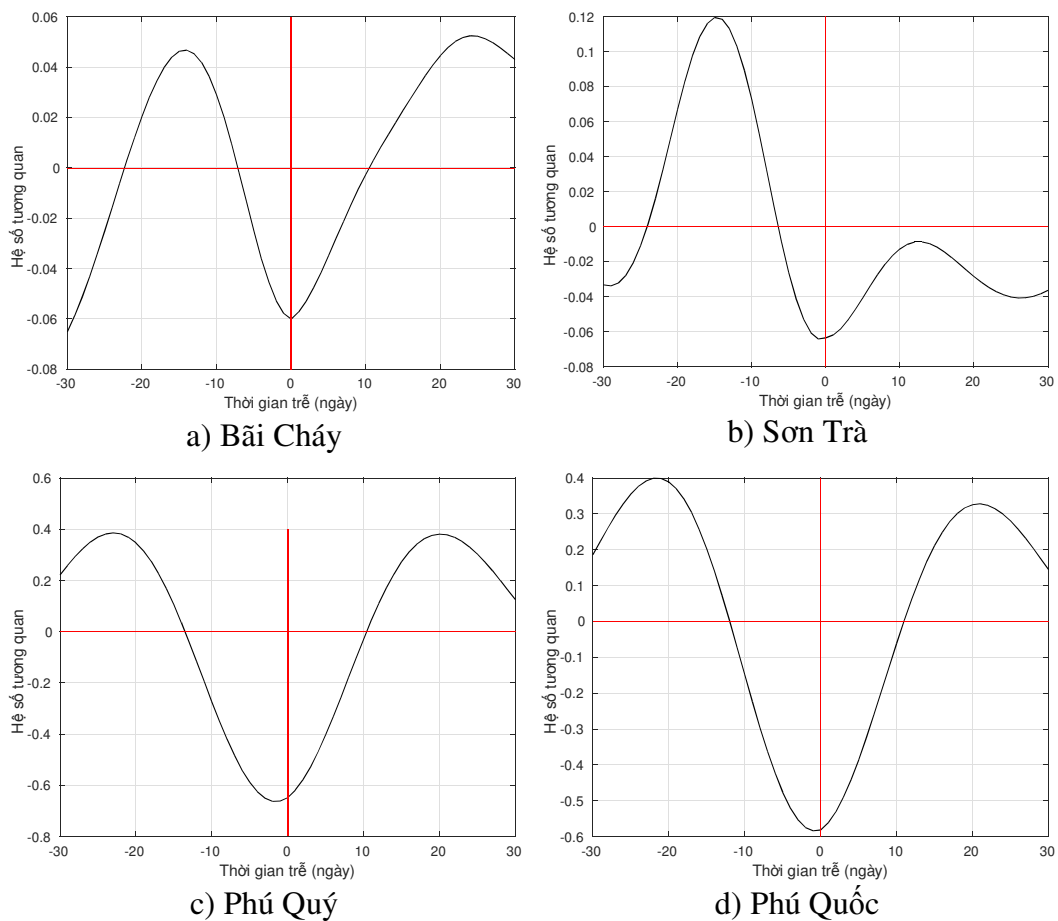
3.4.3. Mối quan hệ giữa SST và gió quy mô nội mùa 30 – 60 ngày trong mùa hè

Theo các phân tích về sự ảnh hưởng của BSISO đến Biển Đông trong quá trình dịch chuyển lên phía Đông Bắc, có thể thấy trong cả pha khô và pha ướt, vùng biển chịu ảnh hưởng mạnh của BSISO là phía nam vùng nghiên cứu, đặc biệt là vùng nước trời Nam Trung Bộ. WSTR là một trong những tác nhân chủ yếu gây nên sự biến động nội mùa của trường SST. Chính vì vậy hệ số tương quan giữa SST và gió sẽ cho thấy những khu vực có sự phản hồi của trường SST với trường gió của khí quyển. Đây cũng chính là sự phản ánh sự tương tác khí quyển – đại dương trong quy mô nội mùa khu vực nghiên cứu.

Từ kết quả phân tích hệ số tương quan giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa cho thấy, các trạm phía Bắc (đại diện là các trạm Bãi Cháy, Sơn Trà) không có sự tương quan giữa SST và vận tốc gió khi hệ số tương quan rất nhỏ (-0.06). Trong khi đó hệ số tương quan tại các trạm phía Nam khá cao,

tại trạm Phú Quý là -0.66 và trạm Phú Quốc là -0.58 (Bảng 3.9, hình 3.25). Kết quả này phù hợp với phân bố của các tâm dị thường SST cao ở khu vực nước trời Nam Trung Bộ và vùng biển Kiên Giang thể hiện sự tác động của trường gió đến trường SST là lớn nhất ở các vùng này.

Như vậy, hệ số tương quan giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn cũng thể hiện BSISO tác động đến phần nửa phía Nam lớn hơn nửa phía Bắc khu vực nghiên cứu.



Hình 3.25. Biến trình thể hiện sự tương quan giữa SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10-20 ngày tại các trạm hải văn trong các thời điểm trước/trễ.

Thời gian trễ = -30 (30) ngày có nghĩa là SST trước (trễ) so với vận tốc gió 30 ngày.

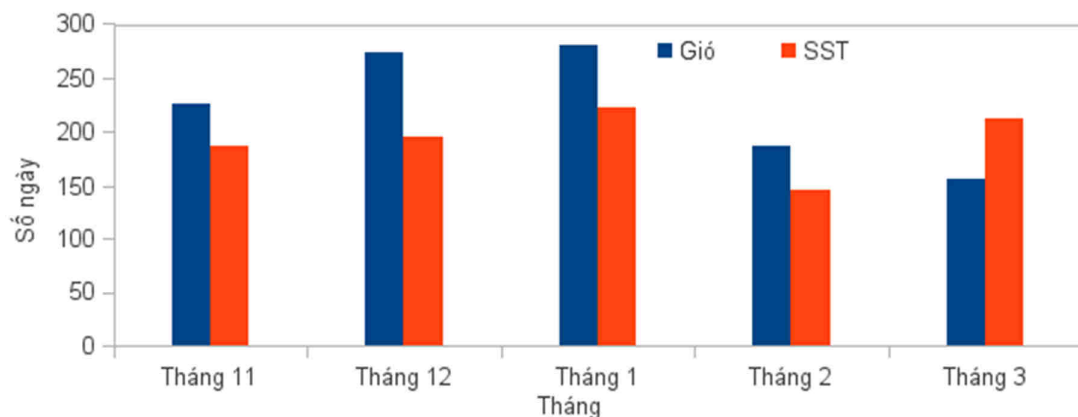
Bảng 3.9. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 30 – 60 ngày mùa hè

Trạm	Bãi Cháy	Sơn Trà	Phú Quý	Phú Quốc
Hệ số tương quan trễ	-0.06	-0.06	-0.66	-0.58
Số ngày trễ	0	-1	-2	-1

3.5. Dao động nội mùa dưới ảnh hưởng của QBWO trong mùa đông

3.5.1. Biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày theo thời gian trong mùa đông

Xét số lượng ngày biến động nội mùa qua các tháng mùa đông trung bình nhiều năm giai đoạn 1993-2015 cho thấy cường độ biến động nội mùa của SST và WSTR cùng có xu hướng tăng dần từ đầu mùa đông (tháng 11) và đạt cao nhất vào giữa mùa đông (tháng 1) và giảm ở cuối mùa đông (tháng 3). Ngoại trừ cường độ biến động nội mùa của SST lại tăng trong tháng 3 (hình 3.26). Như vậy có thể thấy quy luật thay đổi cường độ của biến động nội mùa tương đồng với quy luật thay đổi cường độ của gió mùa đông bắc. Điều này cho thấy sự ảnh hưởng của gió mùa Đông Á đến biến động nội mùa khu vực bờ Tây Biển Đông.



Hình 3.26. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.

Mức độ ảnh hưởng của QBWO đến biến động nội mùa quy mô 10-20 ngày của SST và gió được đánh giá qua hệ số tương quan giữa các chỉ số biến động nội mùa khu vực nghiên cứu và chỉ số QBWO. Kết quả tính toán hệ số tương quan trễ giữa chỉ số biến động SST và WSTR với chỉ số QBWO được trình bày trong bảng 3.10. Ta có thể thấy các hệ số tương quan tương đối thấp. Các hệ số đạt mức ý nghĩa thống kê 95% là hệ số tương quan giữa chỉ số PC1 của SST và WSTR với chỉ số QBWO. Trong đó hệ số tương quan giữa chỉ số PC1 của SST và WSTR với chỉ số QBWO2 là cao nhất lần lượt đạt -0.26 và 0.28.

Hệ số tương quan giữa các chỉ số biến động nội mùa của SST và vận tốc gió tại trạm với chỉ số QBWO cũng cho thấy hệ số tương quan với chỉ số QBWO2 lớn hơn với chỉ số QBWO1. Hệ số tương quan của SST cao nhất đạt -0.25 tại các trạm Sơn Trà, Phú Quý, thấp nhất là -0.15 tại trạm Bãi Cháy (bảng 3.11). Hệ số tương quan của vận tốc gió cao nhất đạt 0.24 tại các trạm Sơn Trà, thấp nhất là 0.18 tại trạm Phú Quốc (bảng 3.12). Mặc dù giá trị khá thấp nhưng tất cả các hệ số tương quan với chỉ số QBWO2 đều đạt mức ý nghĩa thống kê 95% nên ta vẫn có thể khẳng định rằng QBWO có ảnh hưởng đến biến động nội mùa khu vực bờ Tây Biển Đông. Đồng thời chỉ số QBWO2 sẽ được lựa chọn làm chỉ số tham chiếu để xây dựng bản đồ hồi quy của các biến động nội mùa SST và WSTR.

Bảng 3.10. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và ứng suất gió từ số liệu tái phân tích với chỉ số QBWO trong mùa đông.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

Chỉ số	Chỉ số QBWO1		Chỉ số QBWO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
PC1-SST	0.12	-4	0.28*	3
PC2-SST	0.05	4	0.04	0
PC1-gió	0.15*	0	-0.26*	-1

PC2-gió	0.03	4	0.04	0
---------	------	---	------	---

Bảng 3.11. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST tại các trạm với chỉ số QBWO trong mùa đông.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

Chỉ số	Chỉ số QBWO1		Chỉ số QBWO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	0.06	0	-0.15*	2
Sơn Trà	0.08	4	-0.25*	2
Phú Quý	0.13*	3	-0.25*	1
Phú Quốc	0.17*	4	-0.2*	1

Bảng 3.12. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với chỉ số QBWSO trong mùa đông.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

Chỉ số	Chỉ số QBWO1		Chỉ số QBWO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	-0.02	0	0.21*	-1
Sơn Trà	-0.12	1	0.24*	-1
Phú Quý	-0.1	0	0.19*	0
Phú Quốc	-0.08	1	0.18*	0

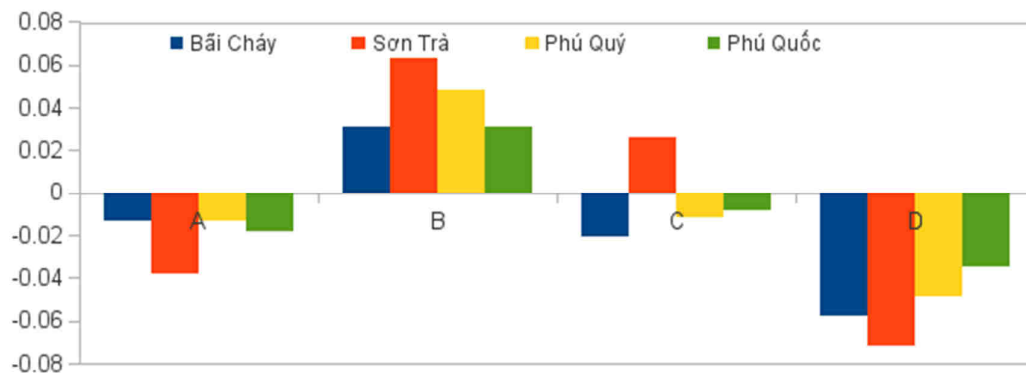
Đánh giá biến động nội mùa của SST và vận tốc gió từ số liệu trạm hải văn theo các pha của QBWO trong mùa đông.

Xác định các trường hợp A, B, C, D theo giá trị các chỉ số PC1 và PC2 của QBWO sẽ giống với BSISO. Theo đó các trường hợp A, B, C, D của BSISO được xác định như sau: trường hợp A có $PC1 > 0$ và $PC2 > 0$; trường hợp B có $PC1 > 0$ và $PC2 < 0$; trường hợp C có $PC1 < 0$ và $PC2 > 0$; trường hợp D có $PC1 < 0$ và $PC2 < 0$.

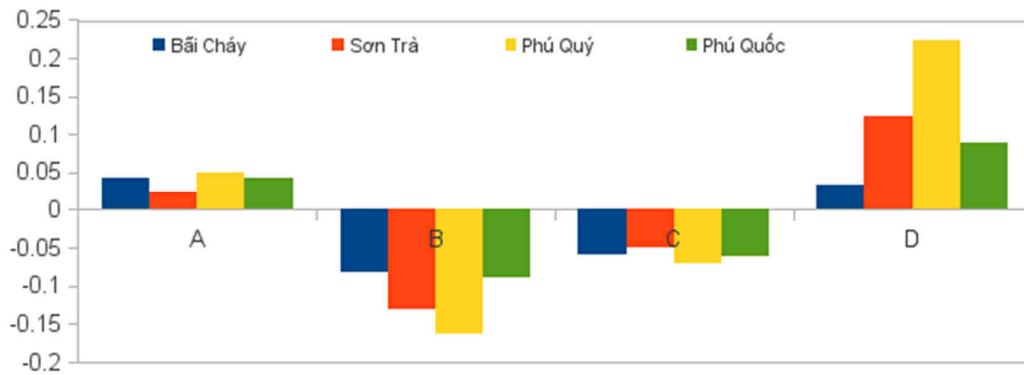
Kết quả tính đối với giá trị trung bình SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10-20 ngày trong mùa đông tại các trạm cho thấy (hình 3.27, 3.28).

Trong các pha ướt (trường hợp A và D), giá trị trung bình của SST quy mô nội mùa tại các trạm có xu thế giảm, ngược lại giá trị vận tốc gió có xu thế tăng. Ngoài ra, giá trị trung bình tại hầu hết các trạm đều có sự biến động cùng pha. Điều này có thể được lý giải là do vùng đối lưu phát triển dịch chuyển từ Tây Thái Bình Dương (phía Đông Philippin) vào khu vực Biển Đông nên ảnh hưởng đến toàn bộ dải ven bờ biển Việt Nam gần như đồng thời (thời gian trễ giữa các trạm không lớn, bảng 3.11, 3.12).

Trong các pha khô (trường hợp B và C), giá trị trung bình của các yếu tố hầu như có xu hướng ngược lại so với pha ướt. Tức là giá trị SST tăng còn vận tốc gió giảm. Ngoại trừ trường hợp C, các trường hợp còn lại cho thấy có mối liên hệ ngược pha giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn dưới ảnh hưởng của QBWO.



Hình 3.27. Biến đổi giá trị SST quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa đông trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.



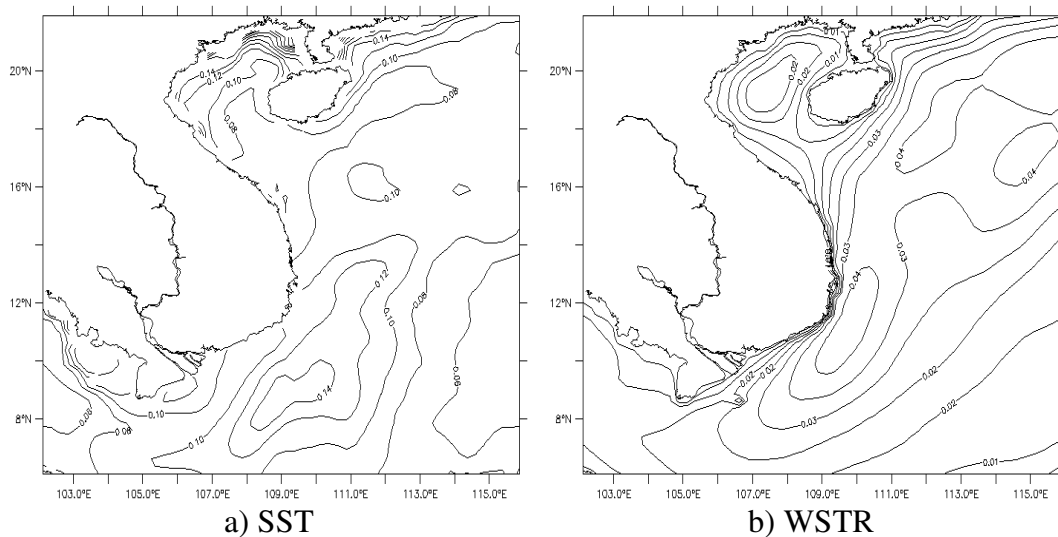
Hình 3.28. Biến đổi giá trị vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa đông trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.

3.5.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông

3.5.2.1. Cấu trúc phân bố theo không gian của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông

Trong mùa đông, độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày có sự tương đồng với sự phân bố độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày. Đó là tồn tại một vùng biến động nội mùa của SST lớn ở ngoài khơi biển Nam Trung Bộ và kéo dài xuống phía Nam (hình 3.29a). Sự phân bố độ lệch tiêu chuẩn này của SST cũng tương đồng với các kết quả của Wu và Chen (2015) trong hình 2a [76], Wu và Cao (2015) trong hình 2a [75]. Ngoài ra dọc dải ven biển phía Nam lục địa Trung Quốc kéo dài đến ven bờ biển Bắc Bộ Việt Nam cũng là nơi có giá trị độ lệch tiêu chuẩn lớn trong vùng nghiên cứu. Vùng biển ven bờ phía Bắc thường có nền SST thấp và biến động theo hoạt động của gió mùa Đông Á. Như vậy có thể thấy rằng biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày mùa đông cũng có thể liên quan tới gió mùa Đông Á (Wu và Chen, 2015) [76]. So sánh giá trị độ lệch tiêu chuẩn giữa hai quy mô thời gian 10 – 20 ngày và 30 – 60 thì kết quả của nghiên cứu này khác biệt so với kết quả của Wu và Cao (2015). Cụ thể giá trị độ lệch tiêu chuẩn của quy mô 10 – 20 ngày lớn hơn quy mô 30 – 60 ngày trong nghiên cứu Wu và Cao (2015), kết quả của nghiên cứu này cho xu thế ngược lại.

Ảnh hưởng của gió mùa Đông Á đến biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông ở phía Tây Biển Đông cũng được thể hiện qua phân bố độ lệch tiêu chuẩn của trường WSTR. Vùng có giá trị độ lệch tiêu chuẩn của WSTR cao phân bố theo một trục hướng đông bắc-tây nam. Trong đó có hai vùng biến động nội mùa mạnh là ở phía Đông Bắc vùng nghiên cứu và ở ven bờ biển Nam Trung Bộ kéo dài theo hướng Tây Nam (hình 3.29b). Xu thế phân bố này cũng giống với phân bố độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày nhưng có giá trị lớn hơn.



Hình 3.29. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa đông trong giai đoạn 1993 – 2015.

3.5.2.2. Ảnh hưởng trong quá trình dịch chuyển lên phía Tây Bắc của QBWO mùa đông

Tương tự như trong quy mô 30 – 60 ngày, sự tiến triển theo thời gian của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày được thể hiện qua các bản đồ hồi quy của các trường SST và WSTR với chuỗi thời gian tham chiếu là chỉ số QBWO2 trong mùa đông. Khoảng thời gian dịch chuyển của chỉ số QBWO so với chỉ số biến động nội mùa SST và WSTR là từ trước 9 ngày (-9) đến trễ 9 ngày (+9) với bước thời gian dịch chuyển là 3 ngày. Kết quả phân tích hồi quy cho thấy, QBWO có tác động đến biến động nội mùa quy mô 10-20 ngày mùa đông của khu vực phía Tây Biển Đông. Trường dị thường SST và WSTR quy mô nội mùa thay đổi theo các pha ướt và khô

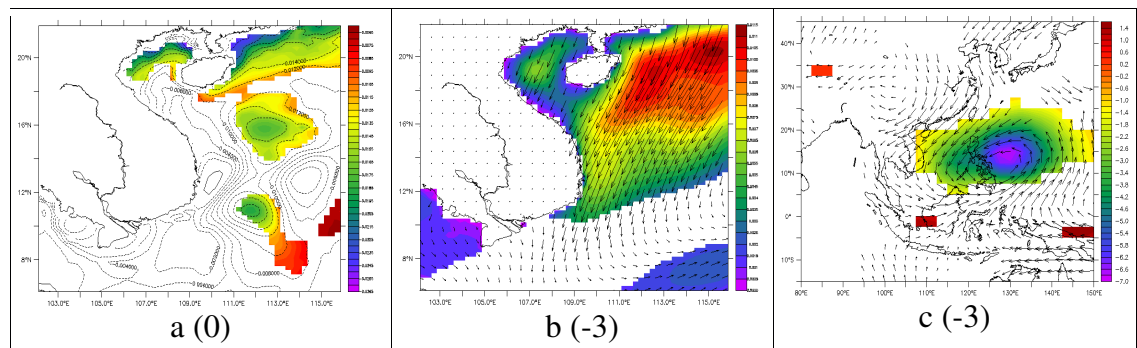
của QBWO khi hệ thống các pha này xen kẽ nhau cùng dịch chuyển lên phía Tây Bắc. Chi tiết được phân tích dưới đây.

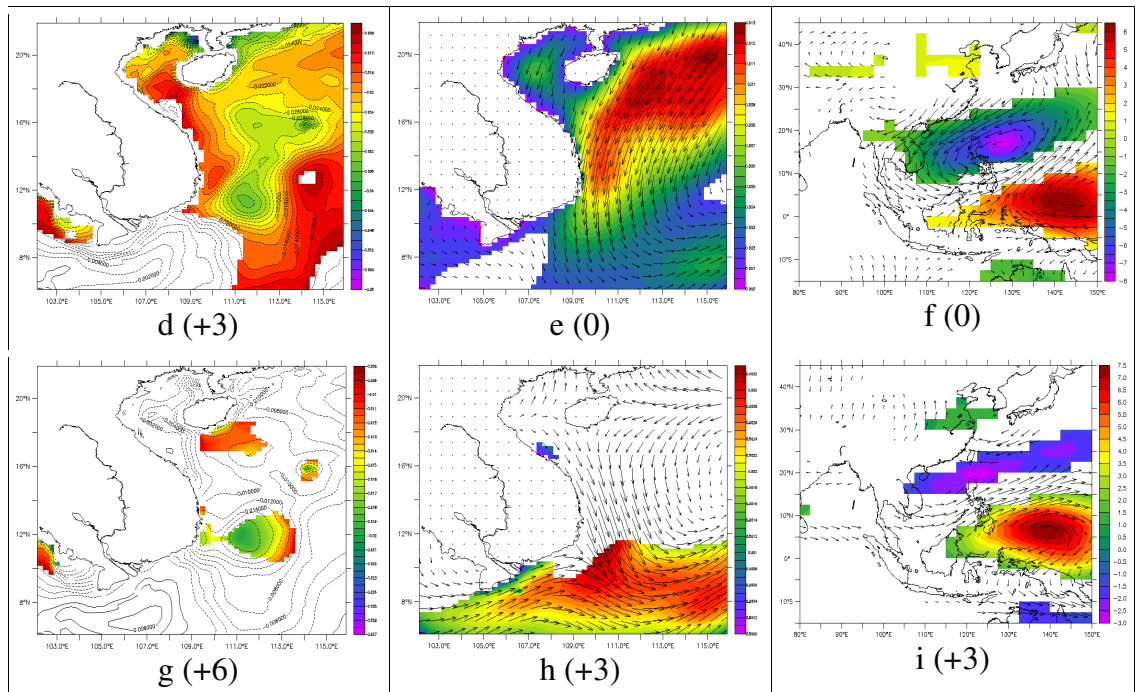
Trước hết xét điều kiện pha ướt khi vùng đối lưu của QBWO thể hiện bằng vùng dị thường OLR âm xuất phát từ xích đạo Tây Thái Bình Dương di chuyển lên phía Bắc và bắt đầu ảnh hưởng đến Biển Đông. Đặc trưng nổi bật của biến động nội mùa khu vực nghiên cứu trong pha ướt là dị thường âm của SST và ứng suất gió hướng Đông Bắc chiếm ưu thế. Dưới đây sẽ là những phân tích sự biến động nội mùa theo các pha tiến triển của vùng đối lưu phát triển của QBWO.

Tại thời điểm $TGT = -3$ ngày, vùng đối lưu từ khu vực xích đạo Tây Thái Bình Dương (phía Bắc quần đảo Papua New Guinea) di chuyển lên phía Đông Philippin. Rìa phía Tây của hoàn lưu xoáy thuận vùng đối lưu này ảnh hưởng đến toàn bộ Biển Đông (hình 3.30-c). Cùng lúc này, vùng dị thường OLR dương của pha khô đã suy yếu ở phía Tây Bắc trên lục địa Trung Quốc. Sự kết hợp giữa hoàn lưu xoáy nghịch phía Tây Bắc và hoàn lưu xoáy thuận Đông Philippin đã làm tăng cường gió hướng Đông Bắc ở phía Bắc và giữa Biển Đông. Trường WSTR trong vùng nghiên cứu có hướng Đông Bắc chiếm ưu thế ở phía Bắc, hướng Bắc ở phía Nam, riêng phía Đông Nam có hướng Tây. Dọc bờ biển Việt Nam, vùng WSTR chịu ảnh hưởng đáng kể của QBWO với hệ số tương quan đạt mức thống kê 95% trải dài từ phía Bắc đến vùng biển Ninh Thuận và vùng biển từ Cà Mau đến Kiên Giang. Tồn tại một dải WSTR không đạt mức ý nghĩa thống kê 95% kéo dài từ phía Tây Nam theo hướng Đông Bắc lên đến vùng giữa khu vực nghiên cứu (hình 3.30-b). Dải WSTR này có hướng Bắc là chủ đạo. Trong quy mô 10 – 20 ngày, biến động nội mùa SST có sự phản hồi với sự tác động của khí quyển trễ khoảng 3 ngày. Do đó trường SST tại thời điểm $TGT = 0$ ngày mới thể hiện sự phản hồi tác động của trường WSTR tại thời điểm này. Theo đó dưới tác động của hoàn lưu xoáy thuận chiếm ưu thế trên Biển Đông, trường dị thường SST âm tồn tại trên toàn bộ vùng nghiên cứu (hình 3.30-a). Khu vực chịu tác động đáng kể nằm ở phía Bắc ven bờ lục địa Trung Quốc, ở giữa vùng nghiên cứu và ngoài khơi vùng biển Nam Trung Bộ.

Tại thời điểm $TGT = 0$ ngày, vùng đối lưu QBWO tiếp tục dịch chuyển theo hướng Tây Bắc. Hoàn lưu xoáy thuận của đối lưu ảnh hưởng xa hơn về phía Tây Biển Đông (hình 3.30-f). Các hình thể trường gió mực 850 mb và trường WSTR vẫn giống với thời điểm $TGT = -3$ ngày. Tuy nhiên vùng WSTR biến động mạnh từ phía Bắc mở rộng xuống phía Nam đến khu vực ven bờ biển Nam Trung Bộ (3.30-e). Trong khi đó trường dị thường SST âm chịu ảnh hưởng đáng kể của QBWO tại thời điểm $TGT = 3$ ngày đã chiếm ưu thế hầu hết khu vực nghiên cứu (hình 3.30-d).

Tại thời điểm $TGT = +3$ ngày, đối lưu phát triển trong pha ước của QBWO tiếp tục dịch chuyển lên phía Tây Bắc và suy yếu. Lúc này hình thể của đối lưu là một dải kéo dài từ khu vực Bắc Biển Đông sang khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương (hình 3.30-i). Hoàn lưu xoáy thuận của trường gió mực 850 mb vẫn chiếm ưu thế trên Biển Đông. Do đó trường WSTR trên khu vực nghiên cứu vẫn thể hiện hình thể của một xoáy thuận. Tuy nhiên có sự tăng cường gió hướng Tây ở phía Nam khu vực nghiên cứu. Sự tăng cường gió hướng Tây này là do sự kết hợp giữa rìa phía Nam của hoàn lưu xoáy thuận với rìa phía Tây Bắc của hoàn lưu xoáy nghịch (hoàn lưu xoáy nghịch của pha khô tiếp theo đã dịch chuyển lên khu vực phía Đông Philippin) (hình 3.30-h). Khu vực trường WSTR chịu ảnh hưởng đáng kể của QBWO là phía nam vùng nghiên cứu giới hạn từ vĩ độ 12 trở xuống. Đối với trường SST (tại thời điểm $TGT = 6$ ngày), dị thường SST âm vẫn chiếm ưu thế trên toàn bộ vùng nghiên cứu. Tuy nhiên vùng biển dị thường SST chịu ảnh hưởng đáng kể của QBWO chỉ còn tồn tại ở khu vực phía Nam đảo Hải Nam và ngoài khơi bờ biển Nam Trung Bộ (hình 3.30-g).





Hình 3.30. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha ướt từ trước 3 ngày đến sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015. Các số từ -3 đến +6 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa QBWO trước/trễ so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu - là trước, dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

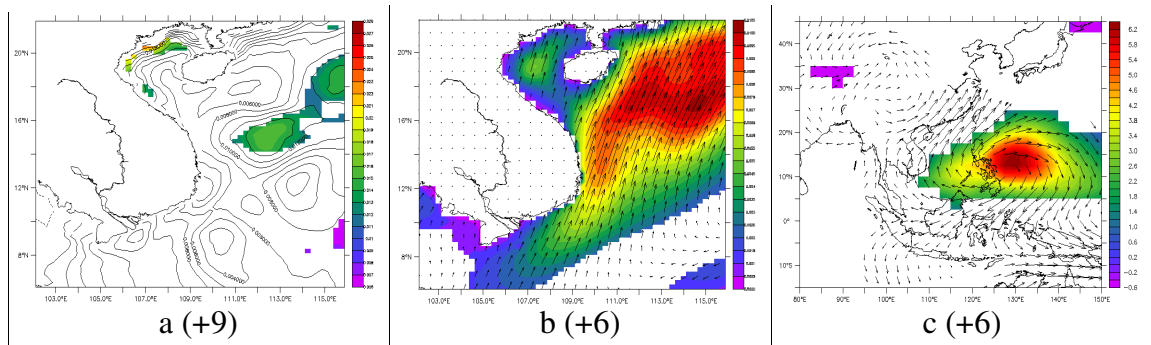
Chuyển sang điều kiện pha khô khi vùng đối lưu không phát triển thể hiện bằng vùng dị thường OLR dương xuất hiện ngay sau vùng đối lưu đối lưu phát triển, dịch chuyển từ xích đạo Tây Thái Bình Dương theo hướng Tây Bắc và ảnh hưởng đến vùng Biển Đông. Đặc trưng nổi bật của biến động nội mùa trái ngược với pha ướt, đó là dị thường dương SST và ứng suất gió hướng Tây Nam chiếm ưu thế trên vùng nghiên cứu. Biến động nội mùa của các yếu tố theo các pha tiến triển của vùng đối lưu kìm hãm của QBWO được phân tích dưới đây.

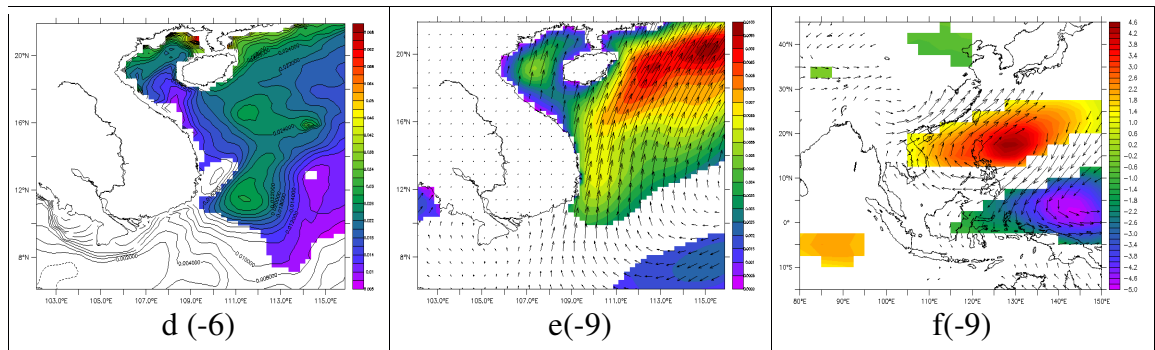
Tại thời điểm TGT = +6 ngày, hoàn lưu xoáy nghịch trong pha khô của QBWO đã dịch chuyển lên phía Đông Philippin và gây ảnh hưởng đến vùng Biển Đông. Thời điểm này hình thế của trường dị thường OLR và gió mực 850 mb (gồm một hoàn lưu xoáy nghịch phía Đông Philippin, một hoàn lưu xoáy thuận ở phía Tây Bắc trên lục địa Trung Quốc) có sự tương phản trái ngược với hình thế tại thời điểm TGT = -3

ngày trong pha ướt ở trên (gồm một hoàn lưu xoáy thuận phía Đông Philippin, một hoàn lưu xoáy nghịch ở phía Tây Bắc trên lục địa Trung Quốc) (hình 3.31-c). Do đó trường WSTR trên vùng nghiên cứu cũng có sự tương phản ngược lại so với trường WSTR trong pha ướt. Trường WSTR chuyển hướng Tây Nam chiếm ưu thế trên vùng nghiên cứu. Trường WSTR chịu ảnh hưởng mạnh mẽ bởi QBWO mở rộng từ vùng biển ven bờ Nam Trung Bộ lên phía Đông Bắc vùng nghiên cứu (hình 3.31-b). Trường SST (tại thời điểm TGT = +9 ngày) trong pha khô đã chuyển sang dị thường dương trên toàn bộ vùng nghiên cứu. Tại thời điểm này vùng dị thường SST chịu ảnh hưởng của QBWO đạt mức ý nghĩa thống kê 95% nằm ở phía Đông Bắc vùng nghiên cứu và có trục hướng Đông Bắc – Tây Nam (hình 3.31-a).

Tại thời điểm TGT = -9 ngày, tâm vùng đối lưu kim hãm tiếp tục dịch chuyển theo hướng Tây Bắc và ảnh hưởng sâu hơn về phía Tây Bắc của Biển Đông (hình 3.31-f). Các đặc trưng dị thường dương của SST và ứng suất gió hướng Tây Nam quy mô nội mùa vẫn duy trì trên khu vực nghiên cứu (3.31-d, e). Tuy nhiên vùng biên động nội mùa mạnh cũng có xu thế dịch chuyển lên phía Bắc.

Tóm lại, trong mùa đông QBWO xuất phát từ vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương dịch chuyển theo hướng Tây Bắc đi vào vùng Biển Đông. Trong các pha ướt của QBWO trên Biển Đông, dưới tác động của hoàn lưu xoáy thuận chiếm ưu thế gây nên trường ứng suất gió hướng Đông Bắc, trường dị thường SST âm tồn tại trên toàn bộ vùng nghiên cứu. Ngược lại, trong các pha khô, Biển Đông chịu ảnh hưởng của hoàn lưu xoáy nghịch của vùng đối lưu kim hãm gây nên trường ứng suất gió hướng Tây Nam và dị thường dương SST chiếm ưu thế.





Hình 3.31. Phân bố SST (a, d), WSTR (b, e), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha khô tại các thời điểm trước 9 ngày và sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong mùa đông giai đoạn 1993 – 2015.

Các số từ -9 đến +9 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa QBWO trước/trễ so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu - là trước, dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

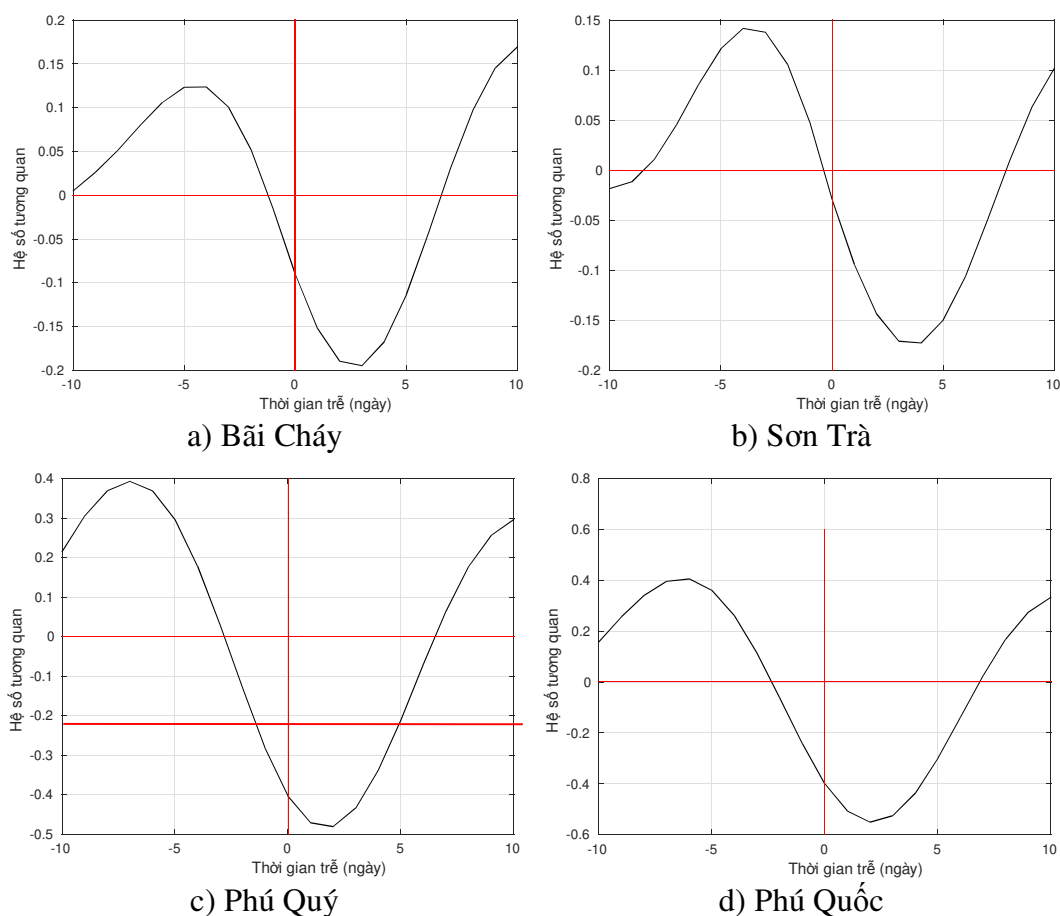
3.5.3. Mối quan hệ giữa SST và gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa đông

Hệ số tương quan giữa vận tốc gió và SST trong quy mô 10 – 20 ngày trong mùa đông phản ánh mức độ ảnh hưởng của QBWO ở phía Bắc thấp hơn phía Nam vùng nghiên cứu. Hệ số tương quan thấp ở các trạm Bãi Cháy (-0.19) và Sơn Trà (-0.17); cao hơn ở các trạm Phú Quý (-0.48) và Phú Quốc (-0.55). Đồng thời số ngày trễ tại các trạm phía Nam cũng ít hơn các trạm phía Bắc (bảng 3.13, hình 3.32).

Bảng 3.13. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa đông.

Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

Trạm	Bãi Cháy	Sơn Trà	Phú Quý	Phú Quốc
Hệ số tương quan trễ	-0.19*	-0.17*	-0.48*	-0.55*
Số ngày trễ	3	4	2	2



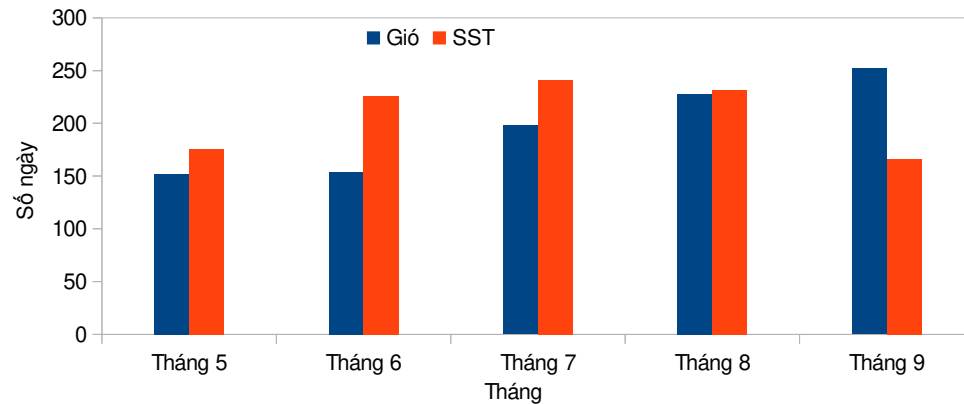
Hình 3.32. Biến trình thể hiện sự tương quan giữa SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa đông tại các trạm hải văn trong các thời điểm trước/trễ.

Thời gian trễ = -10 (10) ngày có nghĩa là SST trước (trễ) so với vận tốc gió 10 ngày.

3.6. Dao động nội mùa dưới ảnh hưởng của QBWO trong mùa hè

3.6.1. Biến động theo thời gian của dao động 10 - 20 ngày trong mùa hè

Số lượng ngày biến động nội mùa qua các tháng mùa hè trung bình nhiều năm giai đoạn 1993-2015 cho thấy cường độ biến động nội mùa quy mô 10-20 ngày của SST có xu hướng tăng dần từ đầu mùa hè (tháng 5) và đạt cao nhất vào giữa mùa hè (tháng 7) và giảm ở cuối mùa hè (tháng 9). Trong khi đó cường độ biến động nội mùa của WSTR tăng dần từ đầu mùa hè và đạt cường độ cao nhất vào cuối mùa hè (tháng 9) (hình 3.33).



Hình 3.33. Tổng số ngày biến động nội mùa đáng kể quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR diễn ra trong từng tháng mùa hè giai đoạn 1993 – 2015.

Trong mùa hè, QBWO ảnh hưởng mạnh mẽ hơn đến biến động nội mùa khu vực phía Tây Biển Đông so với trong mùa đông. Điều này được thể hiện qua hệ số tương quan giữa các chỉ số biến động nội mùa của SST và WSTR khu vực nghiên cứu với chỉ số QBWO đều cao hơn so với mùa đông, giá trị tương quan đạt từ 0.28 đến 0.48 (bảng 3.14). Trong đó hệ số tương quan giữa biến động nội mùa tại các trạm với chỉ số QBWO1 lớn hơn so với chỉ số QBWO2 (bảng 3.15, 3.16). Vì vậy chỉ số QBWO1 được chọn làm chuỗi tham chiếu để xây dựng bản đồ hồi quy của các biến động nội mùa với QBWO.

Bảng 3.14. Hệ số tương quan giữa chỉ số biến động nội mùa của SST và chỉ số QBWO trong mùa hè.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

Chỉ số	Chỉ số QBWO1		Chỉ số QBWO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
PC1-SST	0.48*	-3	0.35*	2
PC2-SST	0.28*	1	0.28*	-4
PC1-gió	-0.35*	4	0.38*	0
PC2-gió	-0.12	0	0.16	-4

Bảng 3.15. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST tại các trạm với chỉ số BSISO trong mùa hè.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

Chỉ số	Chỉ số QBWO1		Chỉ số QBWO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	-0.07	2	0.03	-3
Sơn Trà	-0.2*	-3	-0.17*	3
Phú Quý	0.37*	4	-0.17*	1
Phú Quốc	-0.28*	-4	-0.26*	2

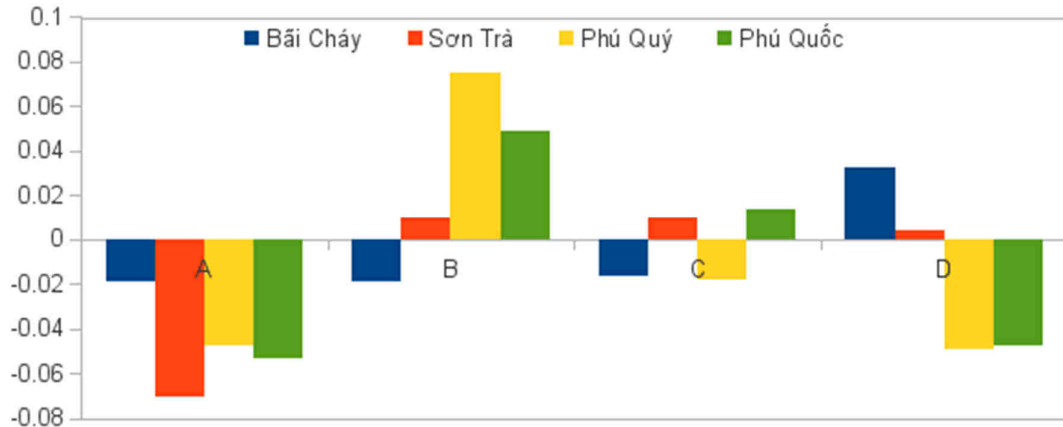
Bảng 3.16. Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của vận tốc gió tại các trạm với chỉ số BSISO trong mùa hè.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

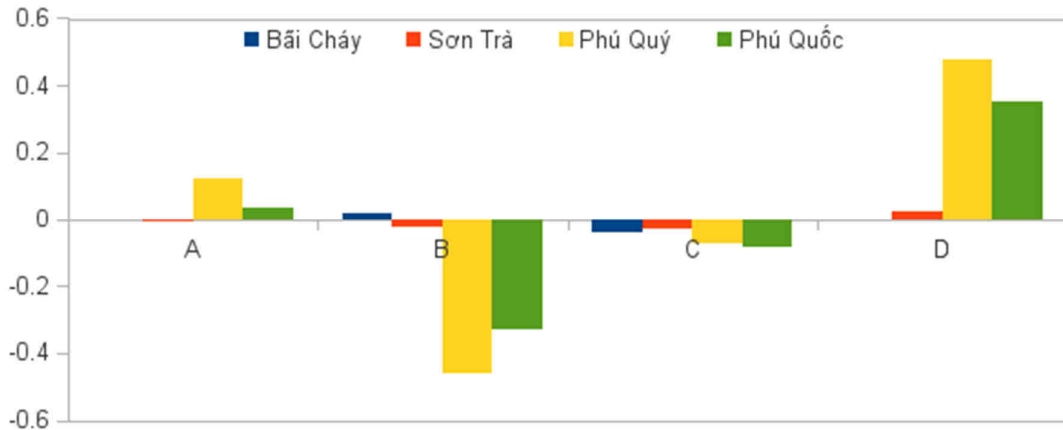
Chỉ số	Chỉ số QBWO1		Chỉ số QBWO2	
	HSTQ	Thời gian trễ	HSTQ	Thời gian trễ
Bãi Cháy	0.06	-4	0.003	2
Sơn Trà	-0.15	3	0.08	-2
Phú Quý	-0.35*	3	0.3*	0
Phú Quốc	-0.38*	3	0.32*	0

Đánh giá biến động nội mùa của SST và vận tốc gió từ số liệu trạm hải văn theo các pha của QBWO trong mùa hè.

Các trường hợp A, B, C, D của QBWO trong mùa hè được xác định như sau: trường hợp A có $PC1 > 0$ và $PC2 > 0$; trường hợp B có $PC1 > 0$ và $PC2 < 0$; trường hợp C có $PC1 < 0$ và $PC2 > 0$; trường hợp D có $PC1 < 0$ và $PC2 > 0$.



Hình 3.34. Biến đổi giá trị SST quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa hè trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.



Hình 3.35. Biến đổi giá trị vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày mùa hè trung bình tại các trạm hải văn theo các pha không gian của QBWO.

Kết quả tính đối với giá trị trung bình SST và vận tốc gió quy mô nội mùa tại các trạm cho thấy (hình 3.34, 3.35):

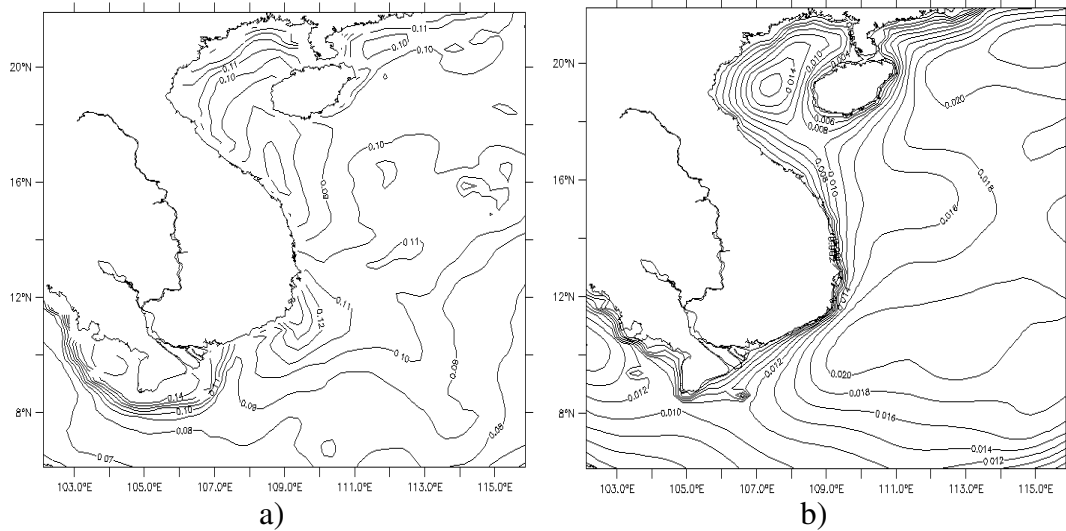
Tác động của QBWO trong mùa hè đến biến động nội mùa của SST và vận tốc gió thể hiện rõ nét tại các trạm phía Nam (Phú Quý, Phú Quốc). Giá trị trung bình SST nội mùa tại các trạm phía Nam có sự gia tăng/suy giảm ngược pha với vận tốc

gió. Trong hầu hết các pha dao động của QBWO giá trị SST và vận tốc gió nội mùa tại trạm Phú Quý biến động lớn hơn so với các trạm khác. Điều này cũng phù hợp với phân tích cấu trúc theo không gian của biến động nội mùa được trình bày dưới đây

3.6.2. Cấu trúc không gian và tiến triển theo thời gian của dao động 10-20 ngày trong mùa hè

3.6.2.1. Cấu trúc phân bố theo không gian của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè

Trong mùa hè, cấu trúc phân bố theo không gian của biến động nội mùa quy mô 10-20 ngày có sự tương đồng với sự phân bố của biến động quy mô 30 – 60 ngày. Biến động nội mùa của SST cao tại ven bờ biển Nam Bộ, Nam Trung Bộ và Bắc Bộ và thấp tại cửa Vịnh Bắc Bộ (hình 3.36a). Trong khi đó biến động nội mùa của WSTR có hai dải hoạt động mạnh ở vĩ độ 10 và 20. Ngoài ra còn có hai tâm hoạt động tương đối mạnh là ở vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan (hình 3.36b). Sự tương đồng về cấu trúc phân bố biến động nội mùa giữa quy mô 10 – 20 và 30 – 60 là do cả hai quy mô biến động này đều chịu sự tác động của các hoàn lưu xoáy thuận/nghịch xen kẽ và luân phiên của QBWO và BSISO dịch chuyển từ phía Nam lên. Sự dịch chuyển lên phía Bắc của các hoàn lưu thuận/nghịch kéo theo sự phản hồi của trường SST và WSTR trong cả hai quy mô thời gian có sự tương đồng chỉ khác nhau về chu kỳ biến động. Như vậy cấu trúc phân bố theo không gian của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày trong mùa hè có sự tương đồng với biến động quy mô 30 – 60 ngày. Trong đó nổi lên sự phân bố đặc trưng: SST biến động mạnh ở vùng nước trồi Nam Trung Bộ, có xu hướng lan ra ngoài khơi và lên phía đông bắc; tồn tại hai dải có biến động nội mùa WSTR mạnh là ở vĩ độ 10 và 20.

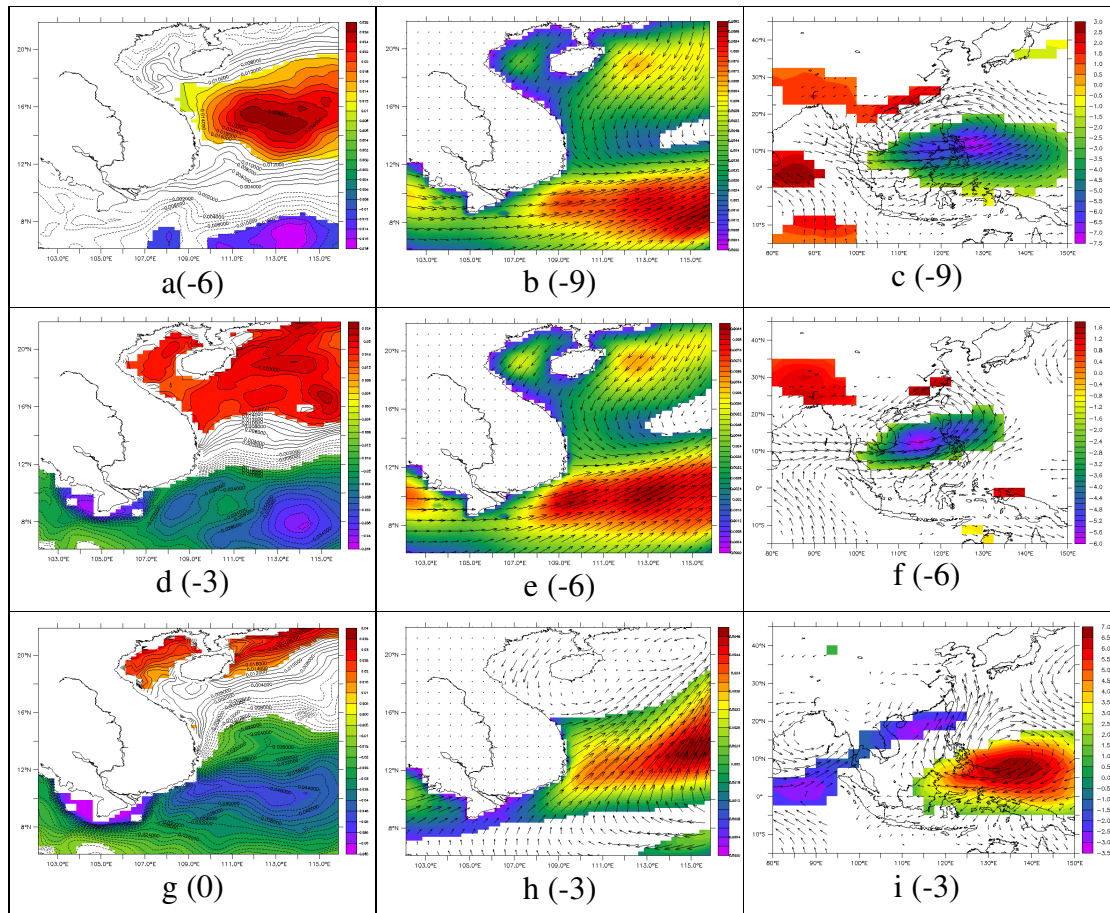


Hình 3.36. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày của SST và WSTR tất cả các tháng mùa hè trong giai đoạn 1993 – 2015.

3.6.2.2. Ảnh hưởng trong quá trình dịch chuyển lên phía Tây Bắc của QBWO mùa hè

Đặc trưng chủ yếu của QBWO trong mùa hè là sự dịch chuyển của vùng đối lưu từ khu vực xích đạo Tây Thái Bình Dương lên phía Tây Bắc và đi vào Biển Đông. Tuy nhiên trong mùa hè vùng đối lưu dịch chuyển xa hơn về phía Tây Biển Đông so với trong mùa đông. Chính vì vậy mức độ ảnh hưởng của QBWO đến biến động nội mùa khu vực phía Tây Biển Đông trong mùa hè lớn hơn trong mùa đông. Điều này đã được minh chứng phân tích sự biến động của SST tại các trạm hải văn ở mục trên. Dưới đây là những phân tích cụ thể sự biến động của các trường SST và WSTR trong các pha dao động của QBWO trong một chu kỳ hoàn chỉnh.

Xét trong trường hợp pha ướt, vùng đối lưu phát triển được biểu thị bằng vùng dị thường OLR âm nằm trên vùng Biển Đông (các thời điểm TGT = -9, -6, -3) (hình 3.37). Đặc trưng nổi bật của biến động nội mùa trong các pha ướt là sự phân hóa rõ rệt giữa phía Bắc và Nam vùng nghiên cứu. Cụ thể, phía Bắc tồn tại dị thường SST dương và ứng suất gió hướng Đông Bắc, phía Nam tồn tại dị thường SST âm và ứng suất gió hướng Tây.



Hình 3.37. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha ướt từ trước 9 ngày đến trước 3 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong giai đoạn 1993-2015.

Các số từ -9 đến -3 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa QBWO trước so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu - là trước, dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

Tại thời điểm TGT = -9, tâm vùng đối lưu nằm ở phía Đông Philippin và một nửa phía Tây của vùng đối lưu ảnh hưởng đến toàn bộ vùng Biển Đông. Trường gió mực 850 mb cho thấy một nửa phía Bắc từ vĩ độ 15 trở lên gió có hướng Đông Bắc, nửa phía Nam từ vĩ độ 15 trở xuống gió có hướng Tây (hình 3.37-c). Trường WSTR trên vùng nghiên cứu cũng thể hiện rõ sự ảnh hưởng của vùng đối lưu QBWO khi có hướng Đông Bắc từ vĩ độ 12 trở lên và hướng Tây từ vĩ độ 12 trở xuống. Ứng suất gió hướng Tây tạo nên một dải hoạt động mạnh ở phía Nam vùng nghiên cứu trong

khoảng vĩ độ 8 – 12 (hình 3.37-b). Dải hoạt động yếu hơn của WSTR nằm ở ranh giới giữa vùng WSTR hướng Đông Bắc và Tây khoảng vĩ độ 14-15. Trường biến động nội mùa SST (tại thời điểm TGT = -6) có sự tương phản rõ rệt giữa vùng biển phía Bắc và phía Nam vùng nghiên cứu. Phía Bắc tồn tại dị thường SST dương tương ứng với vùng WSTR hướng Đông Bắc, phía Nam tồn tại dị thường SST âm tương ứng với vùng WSTR dương Tây. Vùng ranh giới giữa dị thường SST âm và dương cũng tương đồng với vùng giao giới của hướng WSTR. Đồng thời vùng ranh giới này cũng là nơi có biến động SST thấp nhất khi không đạt mức ý nghĩa thống kê 95% (hình 3.37-a).

Tại thời điểm TGT = -6, tâm vùng đối lưu dịch chuyển vào giữa Biển Đông, vùng hoàn lưu của đối lưu này ảnh hưởng xa hơn về phía Tây (hình 3.37-f). Dòng gió Tây ở phía Nam kéo dài từ vịnh Bengal sang tiếp tục được tăng cường. Đây chính là hình thế làm tăng cường lượng mưa và làm giảm SST khu vực phía Nam vùng nghiên cứu khi có sự kết hợp giữa nguồn ẩm từ đối lưu và nguồn ẩm từ vịnh Bengal đưa sang. Trường WSTR tại thời điểm này vẫn có phân bố giống thời điểm trước. Tuy nhiên cường độ WSTR phía Nam lớn hơn và có sự dịch chuyển lên phía Bắc so với thời điểm trước (hình 3.37-e). Trường SST (thời điểm TGT = -3 ngày) cho thấy vùng dị thường dương đã dịch chuyển lên phía Bắc (trên vĩ độ 18), vùng dị thường âm mở rộng lên vĩ độ 16. Tâm vùng nước lạnh nằm ở ven bờ biển Nam bộ và kéo dài từ ven bờ Nam Trung Bộ ra ngoài khơi (hình 3.37-d). Một dải có biến động nội mùa SST yếu kéo dài từ bờ biển miền Trung lên phía Đông Bắc vùng nghiên cứu. Đây là vùng chuyển tiếp từ gió Đông Bắc sang gió Tây, từ dị thường SST dương sang dị thường SST âm và không đạt được mức ý nghĩa thống kê 95%.

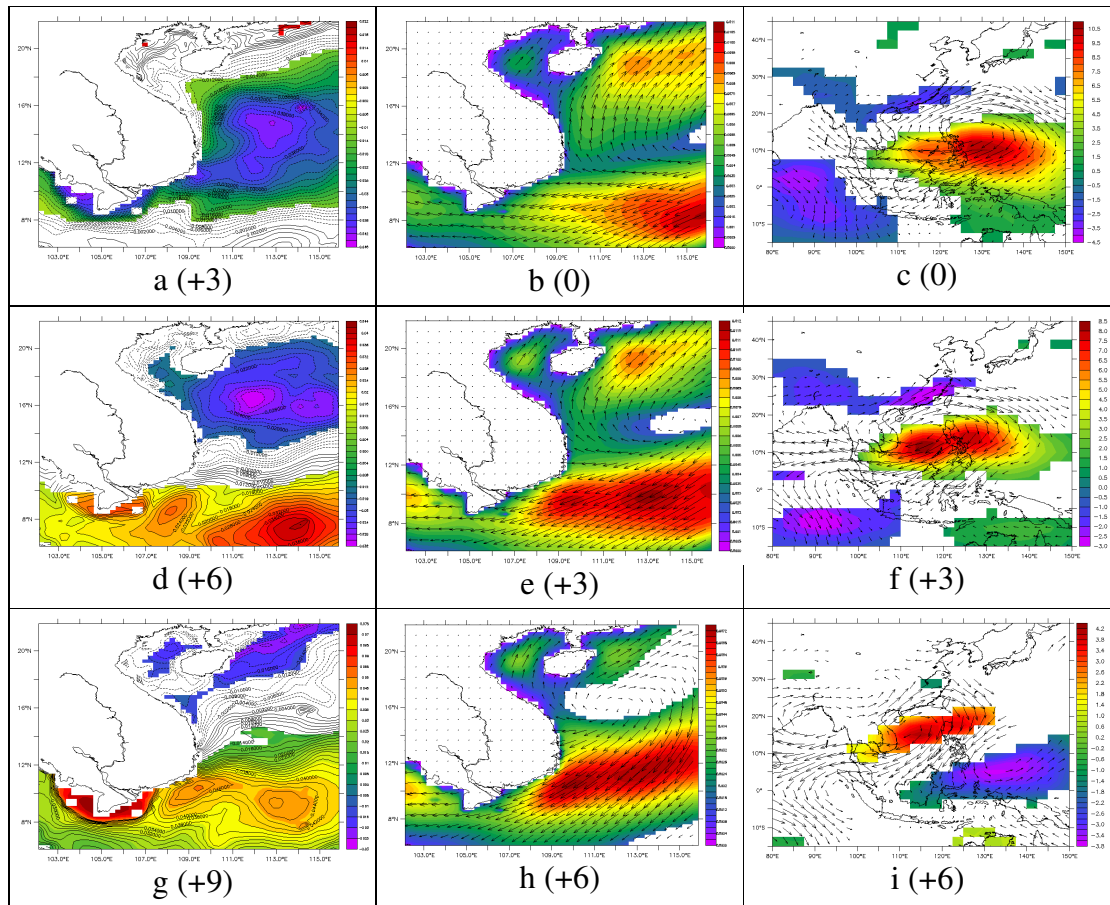
Tại thời điểm TGT = -3 ngày, vùng đối lưu ẩm tiếp tục dịch chuyển lên phía Tây Bắc và bắt đầu suy yếu. Lúc này vùng đối lưu đã thu hẹp lại thành một dải có trục hướng Đông Bắc-Tây Nam kéo dài từ vùng xích đạo Ấn Độ Dương lên khu vực đảo Đài Loan (hình 3.37-i). Với hình thế hướng trục này, trường gió mực 850 mb có hướng Đông Bắc ở phía Tây Bắc và hướng Tây Nam ở phía Đông Nam vùng nghiên cứu. Cùng với đó, dải WSTR hướng Tây đã chuyển sang hướng Tây Nam kéo dài từ

phía Tây Nam lên phía Đông Bắc qua khu vực giữa vùng nghiên cứu. Vùng xoáy thuận WSTR vẫn tồn tại ở phía Bắc từ vĩ độ 16 trở lên (hình 3.37-h). Tương tự vùng dị thường SST âm dịch chuyển lên phía Bắc tạo thành một dải có trục Đông Bắc – Tây Nam với tâm lạnh nhất nằm giữa khu vực nghiên cứu (hình 3.37-g).

Xét trong trường hợp pha khô, Biển Đông chịu ảnh hưởng bởi vùng đối lưu kìm hãm được biểu thị bằng vùng dị thường OLR dương (các thời điểm TGT = 0, +3, +6 ngày) (hình 3.38). Đặc trưng của biến động nội mùa trong pha khô trái ngược so với trong pha ướt. Phía Bắc tồn tại dị thường SST âm và ứng suất gió hướng Tây Nam, phía Nam tồn tại dị thường SST dương và ứng suất gió hướng Đông, Đông Bắc.

Trong pha khô, dưới sự ảnh hưởng của vùng đối lưu kìm hãm, toàn bộ hình thể của trường SST và WSTR đều có sự phân bố tương phản với hình thể trong pha ướt. Phía Bắc vùng nghiên cứu, WSTR có hướng Tây Nam và tồn tại dị thường SST âm. Phía Nam vùng nghiên cứu, WSTR có hướng Đông và tồn tại dị thường SST dương. Đồng thời cũng giống với biến động quy mô 30 – 60 ngày, trong các thời điểm của pha khô, do dòng gió Đông phát triển ở phía Nam khu vực nghiên cứu nên đã làm mất nguồn ẩm được đưa từ vịnh BenGal sang dẫn đến lượng mưa ở khu vực phía Nam suy giảm đáng kể. Ngoài ra do sự hạn chế sự phát triển của đối lưu nên làm gia tăng mức độ ổn định của lớp khí quyển trên bề mặt biển dẫn đến làm giảm thông lượng nhiệt ẩn bề mặt biển và làm cho trường SST ấm lên.

Tóm lại, trong mùa hè QBWO xuất phát từ vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương dịch chuyển theo hướng Tây Bắc đi vào vùng Biển Đông. Trong các pha hoạt động và gián đoạn của vùng đối lưu ẩm (pha ướt và khô), QBWO gây tác động trái ngược lên biến động nội mùa của các trường SST và WSTR trong Biển Đông. Trong pha khô/ướt, phía Bắc bờ Tây Biển Đông tồn tại dị thường SST âm/dương dưới tác động của trường WSTR hướng Tây Nam/Đông Bắc; ngược lại, ở phía Nam dị thường SST dương/âm tồn tại dưới sự phát triển của dải gió Đông/Tây. Cùng với sự dịch chuyển sang phía Tây Bắc ảnh hưởng xa hơn về phía Tây của đối lưu QBWO, các vùng dị thường SST và WSTR nội mùa cũng có sự dịch chuyển lên phía Bắc và xoay theo hướng trục Đông Bắc-Tây Nam.



Hình 3.38. Phân bố SST (a, d, g), WSTR (b, e, h), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong pha khô từ 0 ngày đến sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO trong giai đoạn 1993-2015.

Các số từ 0 đến +9 tương ứng với số ngày mà dao động nội mùa QBWO trễ so với biến động nội mùa của các yếu tố (dấu + là trễ). Khu vực có màu nền là khu vực hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.

3.6.3. Mối quan hệ giữa SST và gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa hè

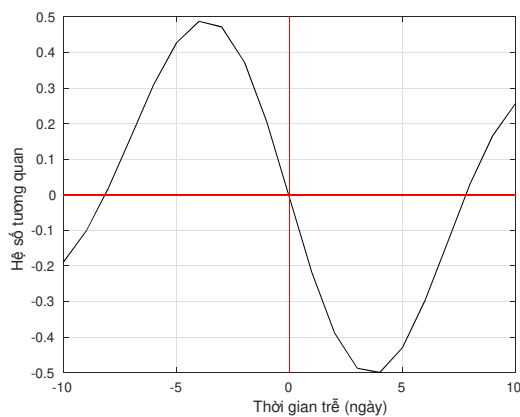
Qua sự phân tích các bản đồ hồi quy giữa các trường biến động nội mùa khu vực nghiên cứu với các chỉ số QBWO ta thấy có sự phản hồi rõ rệt của trường SST dưới tác động của trường WSTR. Đặc biệt là ở khu vực có biến động nội mùa hoạt động mạnh đối với cả trường SST và WSTR như ven biển Nam Bộ (khu vực vịnh Thái Lan), ven bờ Nam Trung Bộ và Bắc Bộ. Điều này chứng tỏ rằng có mối quan hệ chặt chẽ giữa biến động nội mùa của SST và WSTR trong quy mô 10-20 ngày

trong mùa hè. Phân tích tương quan trễ giữa biến động nội mùa của SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn cũng khẳng định thêm nhận định trên. Hệ số tương quan tại trạm Phú Quý đạt lớn nhất là -0.68, tiếp theo là các trạm Sơn Trà và Phú Quốc cùng đạt -0.54 và thấp nhất tại trạm Bãi Cháy là -0.5 (Bảng 3.17, hình 3.39). Ngoài ra số ngày trễ để SST tại trạm đạt giá trị nhỏ nhất tương ứng với giá trị lớn nhất của vận tốc gió tại các trạm cũng thể hiện mức độ tác động của trường gió tới trường SST. Cụ thể số ngày trễ ở các trạm phía Nam như Phú Quý, Phú Quốc là 2 ngày, tại trạm Sơn Trà là 3 ngày và tại trạm Bãi Cháy là 4 ngày. Điều này cho thấy mức độ tác động của trường gió lên trường SST tăng từ Bắc xuống Nam.

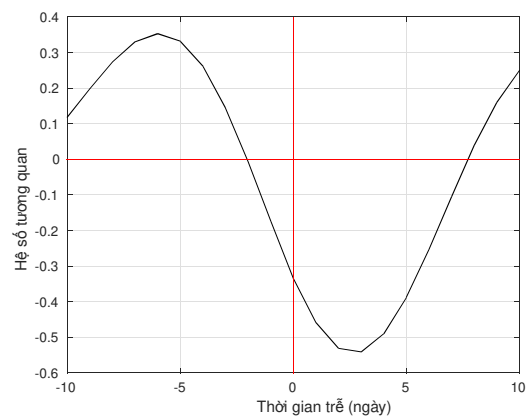
Bảng 3.17. Hệ số tương quan trễ giữa SST và vận tốc gió tại các trạm hải văn trong quy mô nội mùa 10-20 ngày mùa hè.

*Dấu * thể hiện hệ số tương quan đạt mức ý nghĩa thống kê 95%.*

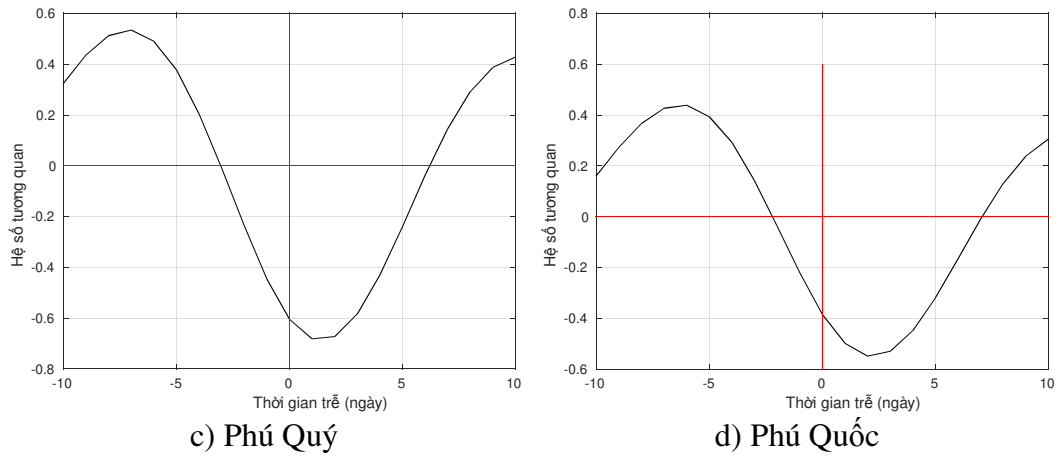
Trạm	Bãi Cháy	Sơn Trà	Phú Quý	Phú Quốc
Hệ số tương quan trễ	-0.5*	-0.54*	-0.68*	-0.54*
Số ngày trễ	4	3	2	2



a) Bãi Cháy



b) Sơn Trà



Hình 3.39. Biến trình thể hiện sự tương quan giữa SST và vận tốc gió quy mô nội mùa 10 – 20 ngày trong mùa hè tại các trạm hải văn trong các thời điểm trước/trễ.

Thời gian trễ = -10 (10) ngày có nghĩa là SST trước (trễ) so với vận tốc gió 10 ngày.

Tổng hợp những đặc trưng chủ yếu của biến động nội mùa dưới tác động của các dao động nội mùa trên khu vực Tây Biển Đông (bảng 3.18)

Bảng 3.18. Các đặc trưng chính của trường SST và WSTR quy mô nội mùa dưới tác động của các dao động nội mùa khu vực Tây Biển Đông

Dao động nội mùa	Pha ướt		Pha khô	
	SST	WSTR	SST	WSTR
MJO	Âm	Đông Bắc	Dương	Tây Nam
BSISO	Phía Nam: âm	Xoáy thuận	Phía Nam: dương	Xoáy nghịch
QBWO mùa đông	Âm	Đông Bắc	Dương	Tây Nam
QBWO mùa hè	Phía Bắc: dương; phía Nam: âm	Xoáy thuận	Phía Bắc: âm; phía Nam: dương	Xoáy nghịch

Bảng 3.18 cho ta thấy được một cách tổng thể biến động nội mùa của các yếu tố SST và ứng suất gió trên khu vực Tây Biển Đông dưới tác động của các dao động nội mùa quy mô lớn. Cụ thể trong mùa đông, MJO và QBWO ảnh hưởng giống nhau đến biến động nội mùa khu vực Tây Biển Đông. Trong mùa hè, BSISO và QBWO cũng có ảnh hưởng giống nhau đến phần phía Nam khu vực nghiên cứu. Đặc biệt trong mùa hè QBWO gây ra sự phân hóa biến động nội mùa giữa hai phần Bắc và Nam vùng nghiên cứu. Ngoài ra tất các dao động nội mùa đều gây nên sự tương phản giữa pha ướt và pha khô khi ảnh hưởng đến biến động nội mùa khu vực nghiên cứu.

3.7. Ảnh hưởng của ENSO đến dao động nội mùa bờ Tây Biển Đông

Hệ số tương quan giữa biến động nội mùa của SST và gió trong cả hai quy mô 10-20 và 30-60 ngày với chỉ số ONI đã được tính toán. Các số liệu đều được tách lấy thành phần chu kỳ nhiều năm (từ 3 đến 7 năm) qua phân tích EEMD. Sau đó thành phần chu kỳ nhiều năm của biến động nội mùa được lấy trung bình tháng. Các nghiên cứu trước đây đã chỉ ra rằng trong thời kỳ ElNino dị thường SST Nino3.4 dương tạo nên vùng đối lưu với dòng thăng ở vùng trung tâm xích đạo Thái Bình Dương. Đồng thời ở phía Tây Thái Bình Dương và Biển Đông là vùng có dòng giáng là nhánh phía tây của hoàn lưu Walker làm hạn chế sự phát triển đối lưu và làm giảm cường độ gió mùa ở khu vực này. Điều kiện này cũng làm giảm cường độ hoạt động của dao động nội mùa trên Biển Đông.

Kết quả tính toán hệ số tương quan giữa các biến động nội mùa với SST Nino3.4 có một số đặc trưng như sau:

Đối với biến động nội mùa của SST, hệ số tương quan rất thấp tại thời điểm $TGT = 0$ ngày, có nghĩa ngay tại thời điểm đang hoạt động, ENSO không có ảnh hưởng đáng kể đến biến động nội mùa ở bờ Tây Biển Đông. Tuy nhiên sau khi hoạt động của ENSO diễn ra khoảng 20 – 30 tháng (thời điểm $TGT = -20, -30$) thì hệ số tương quan tăng đáng kể.

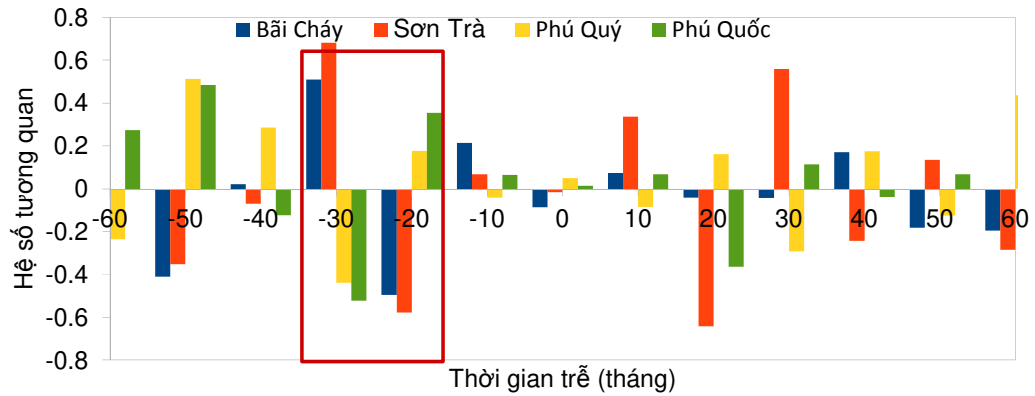
Ở quy mô 10-20 ngày, tại thời điểm $TGT = -20$ ngày các trạm Phú Quý, Phú Quốc có hệ số tương quan dương lần lượt là 0.36, 0.17, các trạm Bãi Cháy, Sơn Trà

có hệ số tương quan âm lần lượt là -0.5, -0.58. Sang đến thời điểm TGT = -30, mối quan hệ số xu thế ngược lại so với thời điểm TGT = -20. Hệ số tương quan tại các trạm Phú Quý, Phú Quốc chuyển sang âm có giá trị lần lượt là -0.44, -0.52, các trạm Bãi Cháy, Sơn Trà có hệ số tương quan dương lần lượt là 0.5, 0.68 (hình 3.40). Có sự ngược pha giữa các trạm phía Bắc (Bãi Cháy, Sơn Trà) và các trạm phía Nam (Phú Quý, Phú Quốc) trong mối quan hệ giữa biến động nội mùa của SST quy mô 10-20 ngày với ENSO trong mùa hè.

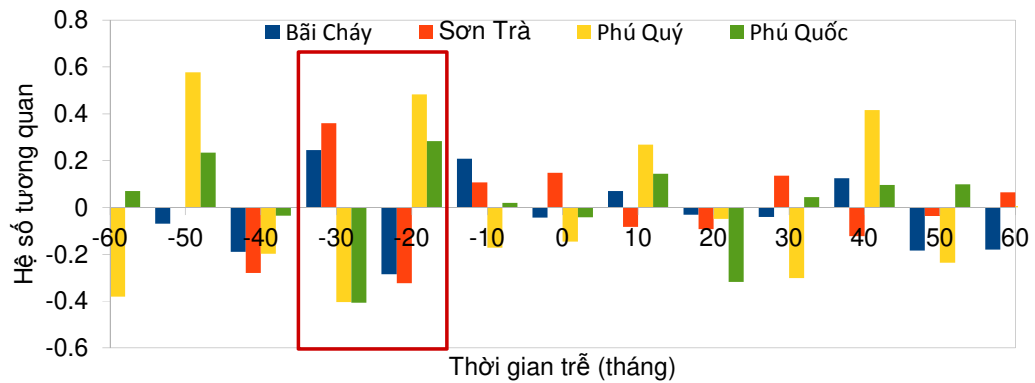
Ở quy mô 30-60 ngày, tại thời điểm TGT = -20 ngày, hệ số tương quan tại các trạm đều dương (Bãi Cháy: 0.4, Sơn Trà: 0.18, Phú Quý: 0.3, Phú Quốc: 0.36). Sang thời điểm TGT = -30, hệ số tương quan tại các trạm chuyển sang âm (Bãi Cháy: -0.43, Sơn Trà: -0.44, Phú Quý: -0.6, Phú Quốc: -0.52) (hình 3.41)

Như vậy có thể thấy ENSO có mối quan hệ đáng kể với biến động nội mùa của SST khu vực bờ Tây Biển Đông sau khi hoạt động ENSO diễn ra khoảng 20 -30 tháng. Trong đó có sự ngược pha giữa các trạm phía Bắc và phía Nam trong quy mô 10-20 ngày. Tại các trạm phía Bắc cũng có sự ngược pha giữa quy mô 10-20 ngày và 30-60 ngày. Hơn nữa, trong quy mô 10-20 hệ số tương quan các trạm phía Bắc lớn hơn phía Nam, trong quy mô 30-60 ngày thì ngược lại.

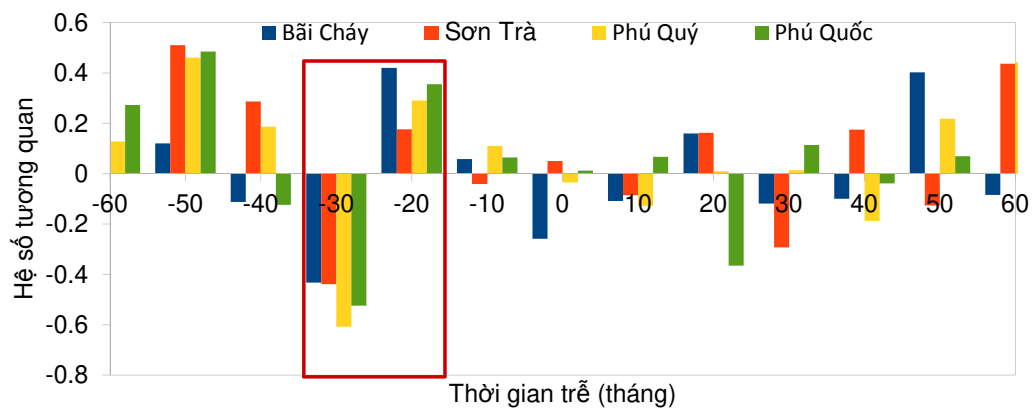
Đối với biến động nội mùa của vận tốc gió, ngay tại thời điểm TGT = 0 ngày, ENSO đã thể hiện sự ảnh hưởng đến biến động nội mùa của gió ở bờ Tây Biển Đông với hệ số tương quan dương tại tất cả các trạm. Hệ số tương quan tại các trạm cho thấy mức độ ảnh hưởng của ENSO giảm từ bắc xuống nam đối với vận tốc gió nội mùa quy mô 10-20 ngày và tăng từ bắc xuống nam đối với quy mô 30-60 ngày (hình 3.42, 3.43).



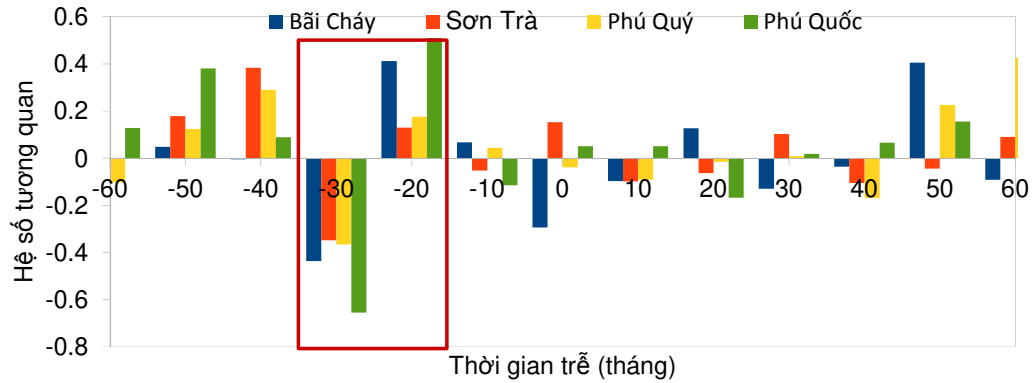
a) mùa hè



b) mùa đông

Hình 3.40. Hệ số tương quan trễ giữa SST10 và SST Nino3.4**a) mùa hè; b) mùa đông**

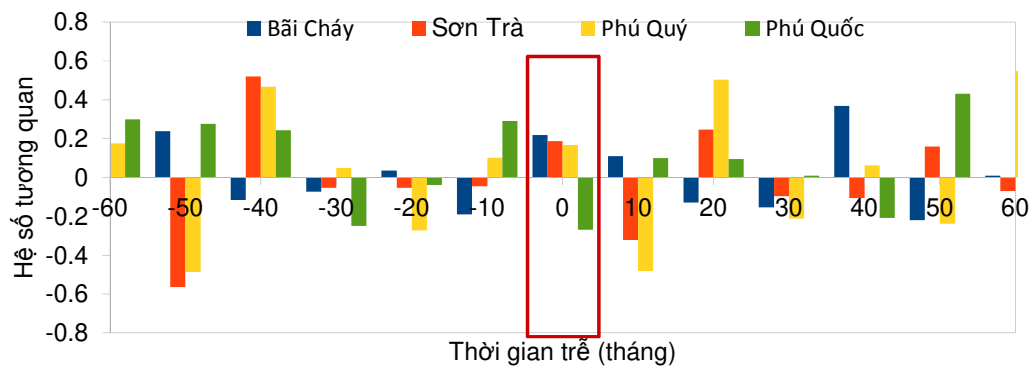
a) mùa hè



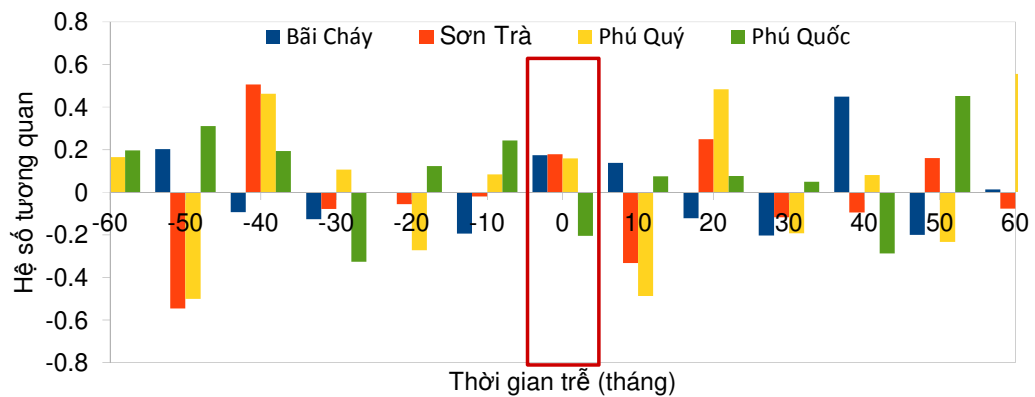
b) mùa đông

Hình 3.41. Hệ số tương quan trễ giữa SST30 và SST Nino3.4

a) mùa hè; b) mùa đông



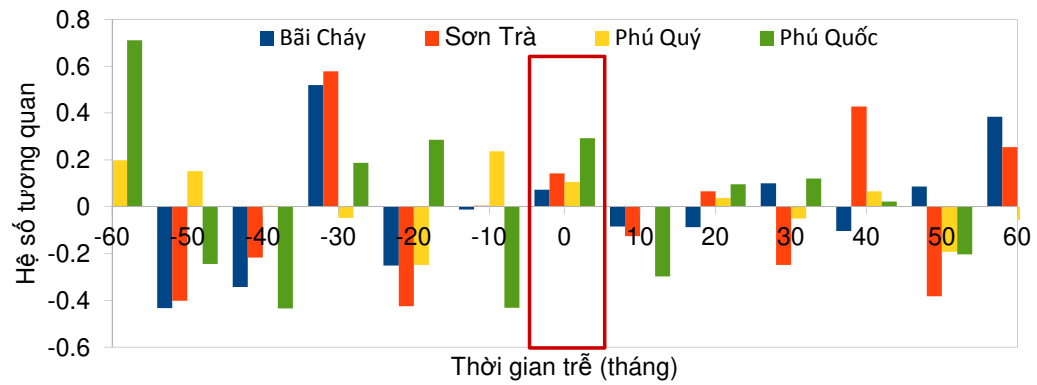
a) mùa hè



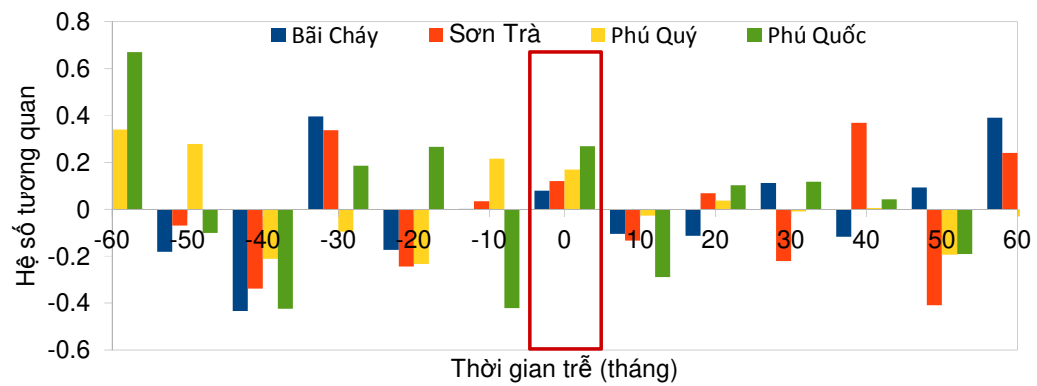
b) mùa đông

Hình 3.42. Hệ số tương quan trễ giữa STR10 và SST Nino3.4. a) mùa hè;

b) mùa đông



a) mùa hè



b) mùa đông

Hình 3.43. Hệ số tương quan trễ giữa STR30 và SST Nino3.4**a) mùa hè; b) mùa đông**

KẾT LUẬN VÀ KIẾN NGHỊ

1. Kết luận

Qua các kết quả phân tích các thành phần biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày và 30 – 60 ngày của nhiệt độ mặt biển và gió khu vực bờ Tây Biển Đông có thể rút ra một số kết luận sau:

1) Về biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày:

- Trong mùa đông, dao động nội mùa tựa hai tuần (QBWO) xuất phát từ vùng xích đạo Tây Thái Bình Dương dịch chuyển theo hướng Tây Bắc đi vào vùng Biển Đông. Trong pha ướt của QBWO, hoàn lưu xoáy thuận chiếm ưu thế gây nên trường ứng suất gió hướng Đông Bắc và trường dị thường âm của nhiệt độ bề mặt biển tồn tại trên toàn bộ vùng nghiên cứu. Ngược lại, trong pha khô của QBWO, hoàn lưu xoáy nghịch chiếm ưu thế gây nên trường ứng suất gió hướng Tây Nam và trường dị thường dương của nhiệt độ bề mặt biển tồn tại trên toàn bộ vùng nghiên cứu.

- Trong mùa hè, trong các pha hoạt động và gián đoạn của vùng đối lưu ẩm (pha ướt và khô), QBWO gây tác động trái ngược lên biến động nội mùa của các trường nhiệt độ mặt biển và gió ở khu vực Biển Đông. Trong pha khô, phía bắc Tây Biển Đông tồn tại dị thường âm của nhiệt độ bề mặt biển dưới tác động của trường ứng suất gió bề mặt có hướng Tây Nam. Trong khi đó, ở phía nam Tây Biển Đông, dị thường dương của nhiệt độ bề mặt biển tồn tại dưới sự phát triển của dòng gió hướng Đông. Trong pha ướt, phía bắc Tây Biển Đông tồn tại dị thường dương của nhiệt độ bề mặt biển dưới tác động của trường ứng suất gió hướng Đông Bắc. Trong khi đó, ở phía nam Tây Biển Đông dị thường âm của nhiệt độ bề mặt biển tồn tại dưới sự phát triển của dòng gió hướng Tây.

Cùng với sự dịch chuyển sang phía Tây Bắc của đối lưu QBWO và ảnh hưởng xa hơn về phía Tây, các vùng dị thường nhiệt độ mặt biển và trường ứng suất gió nội mùa cũng có sự dịch chuyển lên phía Bắc và xoay theo hướng trục Đông Bắc – Tây Nam.

2) Về biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày:

- Trong mùa đông, biến động quy mô 30 – 60 ngày của nhiệt độ mặt biển và gió khu vực bờ Tây Biển Đông chịu ảnh hưởng bởi dao động Madden-Julian (MJO), khi dao động này dịch chuyển sang phía đông từ xích đạo Ấn Độ Dương sang Tây Thái Bình Dương. Do ảnh hưởng của gió mùa Đông Á, phân bố biến động nội mùa trong mùa đông có trục hướng Đông Bắc-Tây Nam trên khu vực nghiên cứu. Khu vực chịu ảnh hưởng rõ rệt nhất nằm ngoài khơi Nam Trung Bộ. Trong pha khô, xuất hiện dị thường dương của nhiệt độ bề mặt biển, cùng với trường dị thường ứng suất gió hướng Tây Nam. Ngược lại, trong pha ướt, dị thường âm của nhiệt độ bề mặt biển và trường ứng suất gió hướng Đông Bắc tồn tại trên vùng nghiên cứu.

- Trong mùa hè, biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày khu vực nghiên cứu chịu ảnh hưởng rõ rệt bởi dao động nội mùa mùa hè bắc bán cầu (BSISO) khi dao động này có xu thế dịch chuyển lên phía Bắc và Đông Bắc, từ khu vực xích đạo Ấn Độ Dương lên phía Tây Bắc Thái Bình Dương. Sự dịch chuyển lên phía Bắc của các pha ướt và khô luân phiên đã làm cho biến động nội mùa của nhiệt độ mặt biển và ứng suất gió có xu thế trái ngược nhau trong từng pha. Đối với trường trường ứng suất gió, dị thường xoáy thuận thường xuất hiện trong pha ướt. Xoáy thuận này làm tăng cường gió hướng Tây, Tây Nam ở phía Nam khu vực nghiên cứu. Sự tăng cường gió Tây Nam đã làm gia tăng hoạt động của nước trời khu vực Nam Trung Bộ, hình thành lưỡi nước lạnh từ bờ hướng ra phía đông và dịch chuyển lên phía Đông Bắc. Ngược lại, dị thường xoáy nghịch tồn tại trên Biển Đông trong pha khô. Đồng thời dị thường dương của nhiệt độ bề mặt biển xuất hiện thay thế dị thường âm trong pha ướt ở phía Nam khu vực nghiên cứu. Hệ số tương quan giữa nhiệt độ bề mặt biển và vận tốc gió tại các trạm hải văn cũng thể hiện rằng tác động của BSISO đến phần nửa phía Nam là lớn hơn đối với phần nửa phía Bắc của khu vực nghiên cứu.

3) Về ảnh hưởng của ENSO đến biến động nội mùa khu vực nghiên cứu:

ENSO có ảnh hưởng đáng kể đến biến động nội mùa của nhiệt độ bề mặt biển khu vực Tây Biển Đông sau khi hoạt động ENSO diễn ra khoảng 20 - 30 tháng. Trong đó có sự ngược pha giữa các trạm phía Bắc và phía Nam trong quy mô 10 – 20 ngày.

Tại các trạm phía bắc cũng có sự ngược pha giữa quy mô 10 – 20 ngày và quy mô 30 – 60 ngày. Hơn nữa, hệ số tương quan giữa biến động nhiều năm của SST trong quy mô 10-20 ngày và biến động nhiều năm của SST Nino3.4 tại các trạm ở phía Bắc lớn hơn ở phía Nam. Ngược lại, trong quy mô 30 – 60 ngày hệ số tương quan ở các trạm phía Bắc nhỏ hơn phía Nam.

ENSO có ảnh hưởng đến biến động nội mùa của vận tốc gió ở khu vực bờ Tây Biển Đông ngay tại thời điểm đang hoạt động. Mức độ ảnh hưởng của ENSO đối với biến động nội mùa quy mô 10 – 20 ngày của vận tốc gió là giảm từ bắc xuống nam. Tuy nhiên, ảnh hưởng của ENSO đối với biến động nội mùa quy mô 30 – 60 ngày của vận tốc gió là tăng từ Bắc xuống Nam.

2. Kiến nghị

1) Dao động nội mùa quy mô lớn có ảnh hưởng rõ rệt đến toàn bộ khí tượng, khí hậu và hải văn khu vực Tây Biển Đông và trên đất liền Việt Nam. Tuy nhiên trong khuôn khổ của Luận án, tác giả chỉ mới xem xét đến hai yếu tố đặc trưng cơ bản của các trường khí tượng, hải văn, đó là nhiệt độ mặt biển và gió. Vì vậy, tác giả kiến nghị nên có các nghiên cứu tiếp theo về biến động nội mùa của các yếu tố khác như độ ẩm, lượng mưa; cường độ, số lượng áp thấp nhiệt đới và bão; dòng chảy; độ cao bề mặt biển và các thông lượng nhiệt – ẩm bề mặt biển.

2) Quan hệ giữa ENSO và biến động quy mô nội mùa ở khu vực Biển Đông là chủ đề cần được tiếp tục nghiên cứu. Đặc biệt là có sự phân tách đối với ảnh hưởng của El Niño thường (El Niño đông Thái Bình Dương) và El Niño Modoki (tựa El Niño, El Niño Trung tâm Thái Bình Dương).

3) Nên có nghiên cứu tiếp theo về việc sử dụng các kết quả phân tích về biến động nội mùa của các yếu tố khí tượng, hải văn trong dự báo quy mô hạn vừa nhằm nâng cao khả năng dự báo thời tiết các trường khí tượng, hải văn khu vực biển và đất liền của Việt Nam. Phương pháp mô hình, kết nối song song khí quyển – đại dương, có thể được áp dụng để tính toán sự biến động nội mùa các trường khí tượng, khí hậu và hải văn.

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

1. **Lê Quốc Huy**, Trần Thục, Đinh Văn Ưu (2013), *Ứng dụng bộ mô hình kết nối nghiên cứu biến động của nhiệt độ nước bề mặt (SST) khu vực bờ Tây Biển Đông*. Tuyển tập Báo cáo Hội thảo Khoa học Quốc gia về Khí tượng, Thủy văn, Môi trường và Biến đổi khí hậu lần thứ XVI, tập II, 250-256.
2. **Lê Quốc Huy**, Trần Thục, Đinh Văn Ưu, Nguyễn Xuân Hiền (2014), *Xác định biến động nội mùa của trường nhiệt độ bề mặt nước biển khu vực nước trời Nam Trung Bộ*. Tuyển tập Báo cáo Hội thảo Khoa học Quốc gia về Khí tượng, Thủy văn, Môi trường và Biến đổi khí hậu lần thứ XVII, 319-324.
3. Trần Thục, Nguyễn Xuân Hiền, **Lê Quốc Huy**, Đoàn Thị Thu Hà (2015), *Cập nhật xu thế thay đổi của mực nước biển khu vực biển Việt Nam*. Tuyển tập Báo cáo Hội thảo Khoa học Quốc gia về Khí tượng, Thủy văn, Môi trường và Biến đổi khí hậu lần thứ XVIII, 365-371.
4. **Lê Quốc Huy**, Nguyễn Xuân Hiền, Trần Thục, Phạm Tiến Đạt (2017), *Phân tích sự biến động của nhiệt độ bề mặt biển và ảnh hưởng của ENSO ở khu vực ven biển Nam Trung Bộ*. Tạp chí Khoa học Biến đổi khí hậu, Số 1, 3/2017, 68-76.
5. **Lê Quốc Huy**, Trần Thục, Đinh Văn Ưu, Nguyễn Xuân Hiền (2017), *Ảnh hưởng của dao động nội mùa quy mô tựa hai tuần đến trường gió và trường nhiệt độ bề mặt nước biển khu vực biển ven bờ Việt Nam trong mùa hè*. Tạp chí Khí tượng Thủy văn, số tháng 7/2017.
6. **Quoc Huy Le**, Thuc Tran, Xuan Hien Nguyen, Van Uu Dinh (2017), *Effects of ENSO on the intraseasonal oscillations of sea surface temperature and wind speed along Vietnam's coastal areas*. Vietnam Journal of Science, Technology and Engineering, Vol 59, number 3, 9/2017, 85-90.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tiếng Việt

1. Bùi Minh Tuân, Nguyễn Minh Trường, Vũ Thanh Hằng (2016), Sự dịch chuyển lên phía bắc của dao động nội mùa và cơ chế dao động nội mùa của lượng mưa tại Bắc Bộ và Nam Bộ Bùi, *Tạp chí Khoa học ĐHQGHN Các Khoa học Trái đất và Môi trường*, vol. 32, no. 3S, pp. 243–249.
2. Nguyễn Đức Ngữ (2013), Dao động Madden – Julien (MJO) và hoạt động của xoáy thuận nhiệt đới ở Tây Bắc Thái Bình Dương và Biển Đông Việt Nam, *Tuyển tập báo cáo Hội thảo khoa học lần thứ 10 - Viện KH KTTV MT*, vol. 3, pp. 243–251.
3. H. S. Lee and M. Van Cong (2013), Regional projection of Sea level rise: the Seto Inland Sea case in Japan, *Khoa học Kỹ thuật Thủy lợi và Môi trường*, Số đặc biệt, pp. 27–37, 11-2013.

Tiếng Anh

4. Annamalai H., Sperber K. R. (2005), Regional Heat Sources and the Active and Break Phases of Boreal Summer Intraseasonal (30 – 50 Day) Variability, *J. Atmos. Sci.*, vol. 62, no. 307, pp. 2726–2748.
5. Benestad B. R. E., Sutton R. T., and Anderson D. L. T. (2002), The effect of El Niño on intraseasonal Kelvin waves, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 128, no. 582, pp. 1277–1291.
6. Bergman J. W., Hendon H. H., and Weickmann K. M. (2001), Intraseasonal Air – Sea Interactions at the Onset of El Niño, *J. Clim.*, vol. 14, pp. 1702–1719.
7. B. Rui, Hualan; Wang (1990), Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies, *J. Atmos. Sci.*, vol. 47, no. 3, pp. 357–379.
8. Chatterjee P., Goswami B. N. (2004), Structure, genesis and scale selection of the tropical quasi-biweekly mode, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 130, no. 599, pp. 1171–1194.

9. Chen G., Sui C. H. (2010), Characteristics and origin of quasi-biweekly oscillation over the western North Pacific during boreal summer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 115, no. 14, pp. 1–14.
10. Chen T. C., Chen J. M. (1993), The 10–20-Day Mode of the 1979 Indian Monsoon: Its Relation with the Time Variation of Monsoon Rainfall, *Mon. Weather Rev.*, vol. 121, pp. 2465–2482.
11. C. Jones, D. E. Waliser, K. M. Lau, and W. Stern (2004), The Madden–Julian Oscillation and Its Impact on Northern Hemisphere Weather Predictability, *Mon. Weather Rev.*, vol. 132, no. 6, pp. 1462–1471.
12. C. Zhang (2005), Madden-Julian Oscillation, *Rev. Geophysics*, vol. 43, no. 2004, pp. 1–36.
13. C. Zhang (2013), Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 94, no. 12, pp. 1849–1870.
14. Dijkstra H. A., Burges G. (2014), International Symposium on Fluid Dynamics, p. 2014.
15. D. G. Duffy (2004), The application of Hilbert-Huang transforms to meteorological datasets, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 21, no. 4, pp. 599–611.
16. D. M. Lawrence and P. J. Webster (2001), Interannual variations of the intraseasonal oscillation in the South Asian Summer Monsoon Region, *J. Clim.*, vol. 14, no. 13, pp. 2910–2922.
17. D. S. Pai, J. Bhate, O. P. Sreejith, and H. R. Hatwar (2009), Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India, *Clim. Dyn.*, vol. 36, no. 1, pp. 41–55.
18. Eare B. R. C. W. (2001), The onset of Convection in the Madden - Julian Oscillation, *J. Clim.*, vol. 14, pp. 780–793.
19. Fukutomi Y. and Yasunari T. (2002), Tropical-Extratropical Interaction Associated with the 10-25-day Oscillation over the Western Pacific during the Northern Summer., *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 80, no. 2, pp. 311–331.

20. Fukutomi Yoshiki and Yasunari Tetsuzo (1999), 10-25 day Intraseasonal Variations of Convection and Circulation over East Asia and Western North Pacific during Early Summer, *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 77, no. 3, pp. 753–769.
21. F. Adames and J. M. Wallace (2014), Three-Dimensional Structure and Evolution of the MJO and Its Relation to the Mean Flow, *J. Atmos. Sci.*, vol. 71, no. 6, pp. 2007–2026.
22. F. Ji, Z. Wu, J. Huang, and E. P. Chassignet (2014), Evolution of land surface air temperature trend, *Nature. Climate. Change.*, vol. 4, no. 6, pp. 462–466
23. Gao R. (2002), Monsoonal characteristics revealed by intraseasonal variability of Sea Surface Temperature (SST) in the South China Sea (SCS), *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, no. 8, pp. 2–5.
24. Gao R., Zhou F., Fang W. (2000), SST Intraseasonal oscillation and atmospheric forcing system of the South China sea, k.V, *Chinese J. Oceanol. Limnol.*, vol. 18, no. 4, pp. 289–296.
25. Goswami B. N., Mohan R. S. A., Centre (2000), Intraseasonal Oscillations and Interannual Variability of the Indian Summer Monsoon, *J. c.*, vol. 14, pp. 1180–1198.
26. Hendon H. H., Salby M. L. (1994), The life Cycle of the Madden-Julian Oscillation, *Am. Meteorol. Soc.*, vol. 51, no. 5, pp. 2225–2237.
27. Hendon H. H., Zhang C., and Glick J. D. (1999), Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer, *J. Clim.*, vol. 12, no. 8 Part 2, pp. 2538–2550.
28. Hualan B. R., Wang (1990), Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies, *J. Atmos. Sci.*, vol. 47, no. 3, pp. 357–379.
29. Huang N. E., Shen S. S. P. (2014), *Hilbert Huang Transform and Its Applications*, vol. 16.

30. Huang N. *et al.* (1998), the empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis, *Proc. R. Soc. Lond. A*, vol. 454, pp. 903–995.
31. H. S. Lee (2013), Estimation of extreme sea levels along the Bangladesh coast due to storm surge and sea level rise using EEMD and EVA, *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 118, no. 9, pp. 4273–4285.
32. Jia X., Yang S. (2013), Impact of the quasi-biweekly oscillation over the western North Pacific on East Asian subtropical monsoon during early summer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 10, pp. 4421–4434.
33. J. Park and W. Sweet (2015), Accelerated sea level rise and Florida Current transport, *Ocean Sci.*, vol. 11, no. 4, pp. 607–615.
34. Kessler W. S., Kleeman R. (2000), Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle, *J. Clim.*, vol. 13, no. 20, pp. 3560–3575.
35. Kikuchi K., Wang B. (2009), Global perspective of the quasi-biweekly oscillation, *J. Clim.*, vol. 22, no. 6, pp. 1340–1359.
36. Kikuchi K., Wang B., and Kajikawa Y. (2012), Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation, *Clim. Dyn.*, vol. 38, no. 9–10, pp. 1989–2000.
37. Knutson T. R., Weickmann K. M. (1987), 30–60 Day Atmospheric Oscillations: Composite Life Cycles of Convection and Circulation Anomalies, *Mon. Weather Rev.*, vol. 115, pp. 1047–1436.
38. Knutson T. R., Weickmann K. M., Kutzbach J. (1986), Global-Scale Intraseasonal Oscillations of Outgoing Longwave Radiation and 250 mb Zonal Wind during Northern Hemisphere Summer, *Mon. Weather Rev.*, vol. 114, pp. 605–623.
39. Krishnamurti B. T. N., Ardanwy P., Srate F. (1980), The 10 to 20-day westward propagating mode and ‘ Breaks in the Monsoons ’ I, *Tellus*, vol. 32, no. 1, pp. 15–26.
40. Krishnamurti T. N., Bhalme H. N. (1976), Oscillations of a Monsoon System. Part I. Observational Aspects, *J. Atmos. Sci.*, vol. 33, no. 10, pp. 1937–1954.

41. Krishnamurti T. N., Jayakumar P. K., Sheng J., Surgi N., Kumar A. (1985), Divergent Circulations on the 30 to 50 Day Time Scale, *J. Atmos. Sci.*, vol. 42, no. 4, pp. 364–375.
42. Krishnamurti T. N., Subrahmanyam D. (1982), The 30–50 Day Mode at 850 mb During MONEX, *J. Atmos. Sci.*, vol. 39, no. 9, pp. 2088–2095.
43. Lau K. M. M., Chan P. H. (1988), Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40–50 day oscillation and ENSO, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 45, no. 3. pp. 506–521.
44. Lau K. M., Chan P. H. (1986), Aspects of the 40–50 Day Oscillation during the Northern Summer as Inferred from Outgoing Longwave Radiation, *Monthly Weather Review*, vol. 114, no. 7. pp. 1354–1367.
45. Lau K. M., Chan P. H. (1986), The 40–50 day oscillation and the El Niño/Southern Oscillation: a new perspective., *Bulletin - American Meteorological Society*, vol. 67, no. 5. pp. 533–534.
46. Lau. W. K. M and D. E. Waliser (2012), Intraseasonal Variability in the Atmosphere–Ocean Climate System. *Praxis Publishing, Springer*, Second Eds, pp 613.
47. Lee J. Y., Wang B., Wheeler M. C., Fu X., Waliser D. E., Kang I. S. (2013), Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region, *Clim. Dyn*, vol. 40, no. 1–2, pp. 493–509.
48. Lin L., Gu D. J., Li C. H., and Zheng B. (2016), “Impact of equatorial MJO activity on summer monsoon onset in the South China Sea,” *Chinese J. Geophys*, vol. 59, no. 1, pp. 28–44.
49. Lin, P.-F., X.-L. Feng, and J.-J. Liu (2015), Historical trends in surface air temperature estimated by ensemble empirical mode decomposition and least squares linear fitting, *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, vol. 8, no. 1, pp. 10–16.
50. L. J. Pietrafesa (2013), On Atmospheric-Oceanic-Land Temperature Variability and Trends, *Int. J. Geosci.*, vol. 4, no. 2, pp. 417–443.

51. Madden R. A., Julian P. R. (1971), Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, vol. 28, pp. 702–708.
52. Madden, R. A. and P. R. Julian (1972), Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, vol 29, pp. 1109–1123.
53. Madden R. A., Julian P. R. (1994), Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation—A Review, *Mon. Weather Rev.*, vol. 122, pp. 814–837.
54. Mao J., Chan J. (2005), Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon, *J. Clim.*, no. 1987, pp. 2388–2402.
55. Matthews J. (2000), Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation, *Q. J. R. Meteorol. ...*, vol. 126, no. 569, pp. 2637–2651.
56. McPhaden M. J. and Yu X. (1999), Equatorial waves and the 1997-1998 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, no. 19, pp. 2961–2964.
57. Meirong Wang D., Jun Wang (2017), Propagation and Mechanisms of the Quasi-Biweekly Oscillation over the Asian Summer Monsoon Region, vol. 31, no. April.
58. Murakami M. (1976), Analysis of summer over, *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 54, no. February, pp. 15–31.
59. Murakami T., Longxun C., An X. (1986), Relationships Between Seasonal Cycles, Low-Frequency Oscillations, and Transient Disturbances as Revealed from Outgoing Longwave Radiation Data, *Mon. Weather Rev.*, vol. 114, pp. 1456–1465.
60. M. C. Wheeler and H. H. Hendon (2004), An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction, *Mon. Weather Rev.*, vol. 132, no. 8, pp. 1917–1932.
61. M. W. Buckley, R. M. Ponte, G. Forget, and P. Heimbach (2014), Low-frequency SST and upper-ocean heat content variability in the North Atlantic, *J. Clim.*, vol. 27, no. 13, pp. 4996–5018.
62. Nakazawa T. (1986), October 1986, *J. Meteorol. Soc. Japanee*, vol. 64, no. 5, pp. 777–786.

63. N. E. Huang, Z. Shen, and S. R. Long (1999), A new view of nonlinear water waves: The Hilbert Spectrum, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, vol. 31, no. 1, pp. 417–457.
64. Perigaud C. M., Cassou C. (2000), Importance of oceanic decadal trends and westerly wind bursts for forecasting El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, no. 3, pp. 389–392.
65. Roxy M. and Tanimoto Y. (2012), Influence of sea surface temperature on the intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon, *Clim. Dyn.*, vol. 39, no. 5, pp. 1209–1218.
66. Sengupta D., Goswami B. N., and Senan R. (2001), Coherent intraseasonal oscillations of ocean and atmosphere during the Asian summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, no. 21, pp. 4127–4130.
67. Slingo J. M. *et al.* (1996), Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: results from an AMIP diagnostic subproject, *Clim. Dyn.*, vol. 12, pp. 325–357.
68. S. Joseph, A. K. Sahai, and B. N. Goswami (2009), Eastward propagating MJO during boreal summer and Indian monsoon droughts, *Clim. Dyn.*, vol. 32, no. 7–8, pp. 1139–1153.
69. S. Saramul and T. Ezer (2014), Spatial variations of sea level along the coast of Thailand: Impacts of extreme land subsidence, earthquakes and the seasonal monsoon, *Glob. Planet. Change*, vol. 122, pp. 70–81.
70. Tong H. W., Chan J. C. L., and Zhou W. (2009), The role of MJO and mid-latitude fronts in the South China Sea summer monsoon onset, *Clim. Dyn.*, vol. 33, no. 6, pp. 827–841.
71. T. Li (2014), Recent Advance in Understanding the Dynamics of the the Madden-Julian oscillation, *J. Meteor. Res.*, 28(1), 001–033,
72. V. Capparelli, C. Franzke, A. Vecchio, M. P. Freeman, N. W. Watkins, and V. Carbone (2013), A spatiotemporal analysis of U.S. station temperature trends over the last century, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 14, pp. 7427–7434.

73. Wang G., Zheng L., and Renquang W. (2013), Impacts of the Madden – Julian Oscillation on the Summer South China Sea Ocean Circulation and Temperature, no. October.
74. Wu R., Cao X. (2016), Relationship of boreal summer 10–20-day and 30–60-day intraseasonal oscillation intensity over the tropical western North Pacific to tropical Indo-Pacific SST, *Clim. Dyn.*, vol. 48, no. 11, pp. 1–18.
75. Wu R., Cao X., and Chen S. (2015), Covariations of SST and surface heat flux on 10-20 day and 30-60 day time scales over the South China Sea and western North Pacific, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 120, no. 24, pp. 12486–12499.
76. Wu R., Chen Z. (2015), Intraseasonal SST variations in the South China Sea during boreal winter and impacts of the East Asian winter monsoon, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 120, no. 12, pp. 5863–5878.
77. Wu Z., Feng J., Qiao F., and Tan Z. M. (2016), Fast multidimensional ensemble empirical mode decomposition for the analysis of big spatio-temporal datasets, *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, vol. 374, no. 2065, p. 20150197.
78. Wu Z., Huang N. E. (2008), Ensemble Empirical Mode Decomposition: a Noise Assisted Data Analysis Method 5, *Adv. Adapt. Data Anal.*, vol. 1, no. 1, pp. 1–41.
79. X. Wang and G. Chen. (2017). Quasi-Biweekly Oscillation over the Vietnam East Sea in Late Summer: Propagation Dynamics and Energetics, *J. Clim.*, 30(11), 4103-4112.
80. Xie S. P., Chang C. H., Q. Xi, and Wang D. (2007), Intraseasonal variability in the summer South China Sea: Wind jet, cold filament, and recirculations, *J. Geophys. Res. Ocean.*, vol. 112, no. 10, pp. 1–11.
81. Yasunari T. (1979), Cloudiness Fluctuations Hemisphere Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon, *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 57, no. June, pp. 227–242.

82. Ye K. and Wu R. (2015), Contrast of local air–sea relationships between 10–20-day and 30–60-day intraseasonal oscillations during May–September over the South China Sea and western North Pacific, *Clim. Dyn.*, vol. 45, no. 11–12, pp. 3441–3459.
83. Zhang C., Dong M. (2004), Seasonality in the Madden – Julian Oscillation, *J. Clim.*, vol. 17, pp. 3169–3180.
84. Zhang C., Hendon H. H., Kessler W. S., and Rosati A. J. (2000), A Workshop on the Mjo and Enso, *Meet. Summ*, no. March 2000, pp. 971–976.
85. Zhou W., Chan J. C. L. (2005), Intraseasonal oscillations and the South China Sea summer monsoon onset, *Int. J. Climatol.*, vol. 25, no. 12, pp. 1585–1609.
86. Z. Wu, N. E. Huang, J. M. Wallace, B. V. Smoliak, and X. Chen (2011), “On the time-varying trend in global-mean surface temperature, *Clim. Dyn.*, vol. 37, no. 3, pp. 759–773.
87. Batstone, C., and H. H. Hendon (2005), Characteristics of stochastic variability associated with ENSO and the role of the MJO, *J. Clim.*, 18, 1773–1789.
88. Wu MLC, Schubert S, Huang NE (1999). The development of the south Asian summer monsoon and the intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, vol. 12, pp. 2054–2075.