

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

Lê Quốc Huy¹, Trần Thực¹, Đinh Văn Ưu², Nguyễn Xuân Hiền¹

Tóm tắt: Phương pháp phân tách các thành phần dao động EEMD dựa trên biến đổi Hilbert-Huang được ứng dụng để nghiên cứu ảnh hưởng của dao động nội mùa quy mô 10-20 ngày đến trường ứng suất gió và nhiệt độ bề mặt biển. Số liệu tái phân tích trên lưới của nhiệt độ nước biển bề mặt (SST) và ứng suất gió bề mặt (WSTR) của hệ thống chuẩn đoán hoàn lưu và khí hậu đại dương (ECCO2), bức xạ sóng dài (Outgoing Longwave Radiation - OLR) và gió mực 850 mb của Trung tâm Quốc gia dự báo môi trường Mỹ (NCEP) được sử dụng trong nghiên cứu này. Các phân tích cho thấy trong các pha hoạt động và gián đoạn của vùng đối lưu ẩm (pha ướt và khô), Dao động tựa hai tuần (Quasi Biweekly Oscillation - 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. Các vùng dị thường SST và WSTR nội mùa có sự dịch chuyển lên phía Đông Bắc trong chu kỳ hoạt động của QBWO.

Từ khóa: Dao động nội mùa, EEMD, QBWO, nhiệt độ bề mặt nước biển, ứng suất gió, Biển Đông.

Ban Biên tập nhận bài: 20/5/2017

Ngày phản biện xong: 12/6/2017

1. Mở đầu

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 synóp 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 hẹp hơn 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 [9]. 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 [10, 4]. Các nghiên cứu sau này chỉ ra rằng, dao động 10 - 20 ngày là một chế độ lan truyền sang phía tây liên quan chặt chẽ với các pha hoạt động và gián đoạn của gió mùa [6, 1]. Nghiên cứu của Wang, X, và cộng sự cho thấy có dao động quy mô 10 - 20 ngày xuất hiện ở Tây Thái Bình Dương và 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) [13].

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 gió mùa này tạo nên một hệ thống gió mùa đặc trưng của Biển Đông với sự đối ngược nhau giữa các mùa: mùa hè có gió mùa hướng tây nam là hướng chủ đạo và mùa đông có gió mùa hướng đông bắc là hướng chủ đạo. Sự tương tác

¹Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn & Biến đổi khí hậu

²Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội
Email: huylq2@gmail.com

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 Tây Thái Bình Dương đã ảnh hưởng đến điều kiện khí quyển và đại dương trên khu vực Biển Đông. Chính vì vậy, việc hiểu biết rõ hơn về quy luật và cơ chế dao 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 synôp cũng như các hiện tượng thời tiết cực đoan.

2. Phương pháp nghiên cứu và thu thập số liệu

2.1 Phạm vi nghiên cứu và số liệu

Phạm vi nghiên cứu là khu vực bờ Tây Biển Đông nằm trong giới hạn: 6°N - 22°N và 102°E - 116°E. Các số liệu tái phân tích trên lưới được sử dụng trong nghiên cứu này gồm: số liệu trung bình ngày của SST và WSTR từ dự án ECCO2 có độ phân giải 0.25 độ kinh vĩ; các số liệu OLR và gió tại mực 850 mb của NCEP có độ phân giải 2.5 độ kinh vĩ.

Số liệu SST và WSTR giới hạn trong khoảng 102°E - 116°E và 6°N - 22°N. Số liệu OLR và gió mực 850 mb được mở rộng trong phạm vi 80°E - 150°E và 15°N - 45°N nhằm biểu diễn sự dịch chuyển trong các pha dao động của QBWO. Khi phân tích, so sánh kết quả, việc dẫn về khu vực Tây Biển Đông (6°N - 22°N và 102°E - 116°E) đều khẳng định sự thống nhất các quy luật phân bố các trường khí hậu, hải văn lựa chọn.

Tất cả các số liệu đều được lấy trong khoảng thời gian 1993 - 2015.

2.2. Phương pháp nghiên cứu

2.2.1 Phương pháp phân tách các thành phần dao động EEMD

Phương pháp EEMD được cải tiến từ phương pháp EMD dựa trên biến đổi Hilbert-Huang [8]. EMD là một phương pháp hiện đại được sử dụng trong tách và phân tích một chuỗi số liệu theo thời gian thành các chuỗi dao động 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 [7].

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 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: một cực đại và một 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 phương pháp EMD 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 $m_1(t)$.

Trừ số liệu gốc cho đường $m_1(t)$ ta được thành phần thứ nhất của quá trình sàng lọc $h_1(t)$,

$$h_1(t) = X(t) - m_1(t) \quad (2)$$

Xem $h_1(t)$ như là một chuỗi số liệu mới, bước 1 và bước 2 được lặp đi lặp lại

$$h_2(t) = h_1(t) - m_2(t)$$

.....

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

Quá trình lặp chỉ dừng lại khi tiêu chí hội tụ dạng Cauchy (Huang và nnk, 1998) được thỏa mãn [8]:

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

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 $c_1(t)$ sẽ được gán bằng $h_k(t)$

$$c_1(t) = h_k(t) \quad (4)$$

Sau khi thành phần IMF có tần số cao nhất được chiết xuất $c_1(t)$, thì phần còn lại của số liệu được xác định:

$$r_1(t) = X(t) - c_1(t) \quad (5)$$

Phần dư r_1 tiếp tục được sử dụng để chiết xuất các thành phần IMF có tần số thấp hơn. Khi phần dư 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 (6).

Tuy nhiên, phương pháp EMD có một hạn chế là hiện tượng “lẫn” tần số (*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) [14] 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 [14]. 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 [8]:

$$AC_k = n/Peaks_k$$

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 (x, t). 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 nhanh Zhaohua Wu và nnk (2016) [15] 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 trên từng nút lưới. Tiếp đó sử dụng cấu trúc không gian tương ứng được mô tả bởi các thành phần EOF tương ứng để tái tạo lại dữ liệu theo các thành phần IMF được phân tách. Sơ đồ phương pháp Fast MEEMD gồm các bước sau:

- Tính 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 .

- Giữ lại các cặp thành phần chính trong tập số liệu được nén sao cho tổng phương sai tích lũy của các cặp thành phần chính đầu tiên phải đạt tối thiểu 99%.

- Phân tích từng chuỗi thành phần chính theo thời gian Y_i bằng phương pháp EEMD

$$Y_i = \sum_{j=1}^n c_{j,i} + r_{n,i} \quad (6)$$

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

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

$$C_j = \sum_{i=1}^{40} c_{j,i} V_i \quad (7)$$

2.2.4 Xây dựng chỉ số QBWO

Chỉ số QBWO được xây dựng dựa trên nghiên cứu của Chatterjee và Goswami (2004) [3], Chan và cs (2002) [2], Mao và Chan (2005) [11]. 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 $100^\circ\text{E} - 150^\circ\text{E}$ và $0^\circ - 25^\circ\text{N}$. 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. Chỉ số QBWO2 được lựa chọn làm chuỗi tham chiếu để xây dựng các bản đồ hồi quy của các biến động nội mùa SST và ứng suất gió đối với dao động nội mùa QBWO.

2.2.5 Kiểm nghiệm ý nghĩa thống kê của kết quả nghiên cứu

Kiểm nghiệm Student's t theo nghiên cứu của Ye và Wu (2015) được sử dụng trong nghiên cứu này. Bậc tự do được tính theo công thức [14]:

$$\text{DOF} = (\text{TDS}/\text{MD}) * \text{YS} - 2 \quad (8)$$

Trong đó: TDS là số ngày từ tháng 5 - 9 (153 ngày); MD là số ngày trung bình của quy mô dao động nội mùa (15 ngày đối với dao động 10 - 20 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 (7) thì bậc tự do DOF của các dao động nội mùa 10 - 20 ngày là 232.

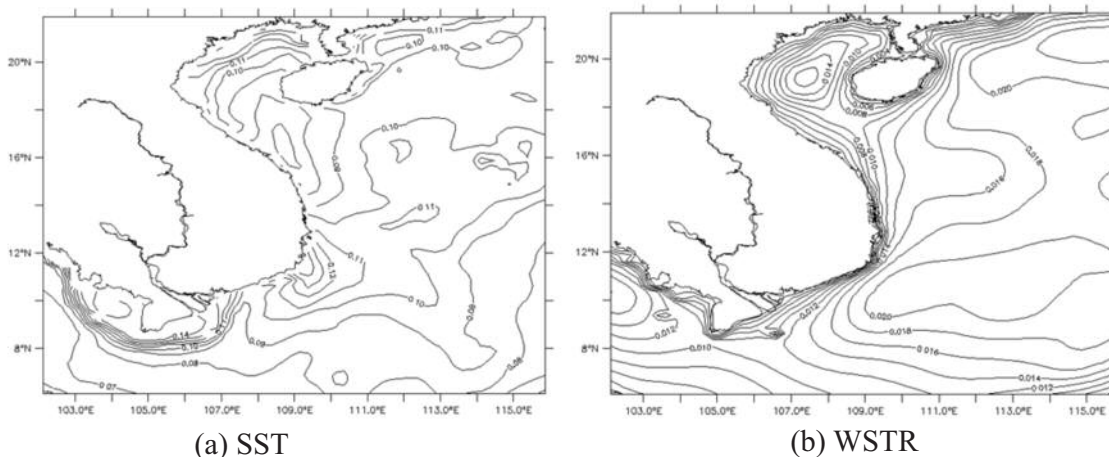
Dựa trên công thức kiểm nghiệm Student sau:

$$t = \frac{r}{\sqrt{(1-r^2)/\text{DOF}}} \quad (9)$$

Ta tính được hệ số tương quan đảm bảo được ý nghĩa thống kê 95% đối với dao động nội mùa 10-20 ngày là 0.13. Do đó hệ số tương quan với độ lớn nhỏ hơn/lớn hơn -0,13/0.13 sẽ có ý nghĩa thống kê ở mức độ tin cậy 95% đối với dao động 10 - 20 ngày.

3. Kết quả và thảo luận

3.1 Cấu trúc không gian của biến động nội mùa quy mô 10 - 20 ngày trong mùa hè



Hình 1. Độ lệch tiêu chuẩn của biến động nội mùa quy mô 10 - 20 ngày của SST (a) và WSTR (b) tất cả các tháng mùa hè giai đoạn 1993 - 2015

Kết quả tính toán cho thấy, trong mùa hè, biến động nội mùa tựa hai tuần của SST cao hơn tại khu vực ven bờ biển Nam Bộ, Nam Trung Bộ (có xu hướng lan ra ngoài khơi và lên phía đông bắc), Bắc Bộ với giá trị độ lệch chuẩn lớn nhất đạt 0.14°C và thấp hơn tại cửa Vịnh Bắc Bộ với

giá trị độ lệch chuẩn thấp là 0.07°C (Hình 1a). Trong khi đó, biến động nội mùa của WSTR có hai dải hoạt động mạnh ở vĩ độ 10 và 20 (giá trị độ lệch chuẩn lớn hơn 0.02 N/m^2). Ngoài ra, còn có hai tâm hoạt động tương đối mạnh là ở vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan (giá trị độ lệch chuẩn

đạt 0.16 N/m^2) (Hình 1b).

3.2 Sự dịch chuyển lên phía Bắc của biên động nội mùa

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 [5]. 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 [5]. Biến động của các trường SST và WSTR trong các pha dao động của QBWO được phân tích dưới đây.

Xét trong trường hợp pha khô của dao động, vùng đối lưu được biểu thị bằng vùng dị thường OLR âm nằm trên toàn bộ vùng Biển Đông (các thời điểm thời gian trễ $-TGT = -9$ ngày, -6 ngày, -3 ngày).

Tại thời điểm $TGT = -9$ ngày, 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 2c). Trường WSTR 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 2b). 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 $TGT = -6$ ngày) 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 gianh 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 2d).

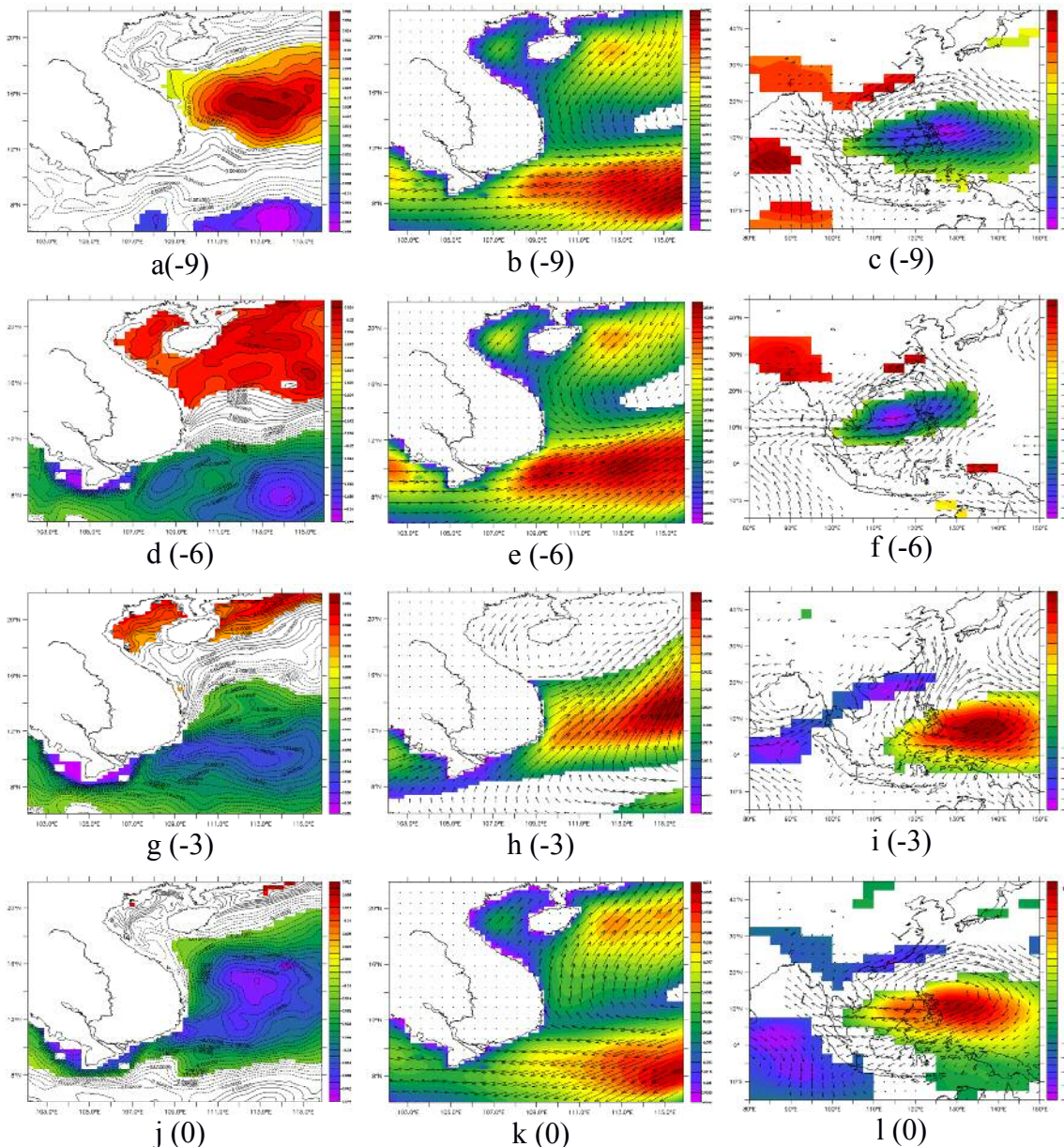
Tại thời điểm $TGT = -6$ ngày, tâm vùng đối lưu dịch chuyển vào giữa Biển Đông, vùng hoàn lưu của đối lưu này ảnh hưởng xa hơn về phía Tây (Hình 2f). Dòng gió Tây ở phía Nam kéo dài từ vịnh Bengal sang tiếp tục được tăng cường. Đây chính là hình thế làm tăng cường lượng mưa và làm giảm SST khu vực phía 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 2e). 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 2g). 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%.

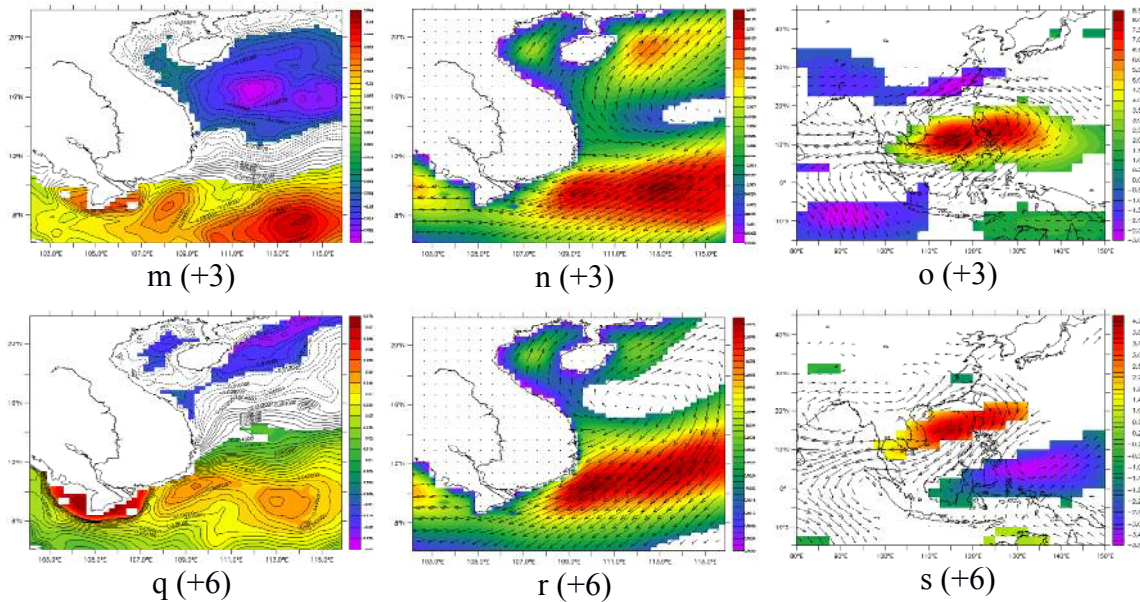
Tại thời điểm $TGT = -3$ ngày, vùng đối lưu ẩm tiếp tục dịch chuyển lên phía Tây Bắc và bắt đầu suy yếu. Lúc này vùng đối lưu đã thu hẹp lại thành một dải có trục hướng Đông Bắc - Tây Nam kéo dài từ vùng xích đạo Ấn Độ Dương lên khu vực đảo Đài Loan (Hình 2i). Với hình thế hướng trục này, trường gió 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 2h). 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 2k). Như vậy, trong pha ướt, đối lưu ẩm phát triển di chuyển vào Biển Đông gây nên sự biến động nội mùa của trường SST và WTR.

Phía Bắc vùng nghiên cứu, WSTR có hướng Đông Bắc và tồn tại dị thường SST dương. Phía Nam vùng nghiên cứu, WSTR có hướng Tây và tồn tại dị thường SST âm.

Xét trong trường hợp pha khô, Biển Đông chịu ảnh hưởng bởi vùng đối lưu không phát triển được biểu thị bằng vùng dị thường OLR dương (các thời điểm TGT = 0, 3, 6 ngày) (Hình 2j - 2s). Trong pha khô, dưới sự ảnh hưởng của vùng đối lưu không phát triển, toàn bộ hình thế của trường SST và WSTR đều có sự phân bố tương phản với hình thế 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.





Hình 2. Phân bố SST (a, d, g, j, m, q), WSTR (b, e, h, k, n, r), OLR và vận tốc gió mực 850 mb (c, f, i, l, o, s) quy mô nội mùa 10-20 ngày trong mùa hè từ trước 9 ngày đến sau 6 ngày khi hồi quy với chỉ số QBWO2 trong giai đoạn 1993-2015. Các số từ -9 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).

4. Kết luận và kiến nghị

Cấu trúc phân bố theo không gian trong mùa hè cho thấy, biến động nội mùa của SST cao hơn tại khu vực ven bờ biển Nam Bộ, Nam Trung Bộ (có xu hướng lan ra ngoài khơi và lên phía đông bắc), Bắc Bộ với giá trị độ lệch chuẩn lớn nhất đạt 0.14°C và thấp hơn tại cửa Vịnh Bắc Bộ với giá trị độ lệch chuẩn thấp là 0.07°C. Trong khi đó, biến động nội mùa của WSTR có hai dải hoạt động mạnh ở vĩ độ 10 và 20 (giá trị độ lệch chuẩn lớn hơn 0.02 N/m²). Ngoài ra, còn có hai tâm hoạt động tương đối mạnh là ở vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan (giá trị độ lệch chuẩn đạt 0.16 N/m²).

Trong các pha hoạt động và gián đoạn của vùng đối lưu âm (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.

Cần tiếp tục nghiên cứu ảnh hưởng của dao động nội mùa khác như dao động Madden-Julien quy mô 30 - 60 ngày đến biến động nội mùa khu vực biển ven bờ Việt Nam trong cả mùa hè và mùa đông. Nghiên cứu các dao động nội mùa theo cách tiếp cận bằng mô hình số trị nhằm tiến tới dự báo hạn nội mùa các yếu tố khí tượng, thủy văn khu vực biển ven bờ và trên đất liền Việt Nam.

Tài liệu tham khảo

1. Chen, T.C. and Chen, J.M. (1993), *The 10 - 20Day Mode of the 1979 Indian Monsoon: Its Relation with the Time Variation of Monsoon Rainfall*, Mon. Weather Rev., 121, 2465-2482.
2. Chan, J.C.L., Ai, W. and Xu, J. (2002), *Mechanisms responsible for the maintenance of the 1998 South China Sea Summer Monsoon*. J. Meteorol. Soc. Japan, 80 (5), 1103-1113.
3. Chatterjee, P. and Goswami, B.N. (2004), *Structure, genesis and scale selection of the tropical quasi-biweekly mode*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 130 (599), 1171-1194.

4. Cao, X., Wu, R. and Chen, S. (2016), *Contrast of 10-20 and 30-60 day intraseasonal SST propagation during summer and winter over the South China Sea and western North Pacific*, *Clim. Dyn.*, 48 (3-4), 1233-1248.
5. Krishnamurti, T.N. and Bhalme, H. N. (1976), *Oscillations of a Monsoon System*. Part I. Observational Aspects. *J. Atmos. Sci.*, 33(10), 1937-1954.
6. Krishnamurti, B.T.N., Ardanwy, P. and Srate. F. (1980), *The 10 to 20 day westward propagating mode and "Breaks in the Monsoons"*. I. *Tellus*, 32 (1), 15-26.
7. Huang, et al. (1998), *The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis*, *Proc. R. Soc. Lond. A*, 454, 903-995.
8. Huang, N.E. and Shen, S.S.P. (2014), *Hilbert Huang Transform and Its Applications*, vol 16, Second Eds, pp 400.
9. Lau, W.K.M and Waliser, D.E. (2012), *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. Praxis Publishing, Springer, Second Eds, pp 613.
10. Murakami, M. (1976), *Analysis of Summer Monsoon Fluctuations over India*. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 54 (2), 15-31.
11. Mao, J. and Chan, J. (2005), *Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon*. *J. Clim.*, 18 (13), 2388-2402.
12. 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.*, 45 (11), 3441-3459.
13. Wang, X. and Chen, G. (2017), *Quasi-Biweekly Oscillation over the South China Sea in Late Summer: Propagation Dynamics and Energetics*, *J. Clim.*, 30(11), 4103-4112.
14. Wu, Z. and Huang, N.E. (2008), *Ensemble Empirical Mode Decomposition: a Noise Assisted Data Analysis Method 5*, *Adv. Adapt. Data Anal.*, 1(1), 1-41.
15. 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.*, 374(2065), 20150197.

EFFECTS OF QUASI BIWEEKLY OSCILLATION ON THE SEA SURFACE TEMPERATURE AND WIND FIELDS IN VIET NAM' COASTAL AREAS IN SUMMER

Le Quoc Huy¹, Tran Thuc¹, Dinh Van Uu², Nguyen Xuan Hien¹

¹Vietnam Institute of Meteorology, Hydrology and Climate change

²The University of Science – Vietnam National University Ha Noi

Abstract: *Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) method based on Hilbert-Huang transform was applied to study the effect of 10 - 20 days intraseasonal oscillation (ISO) on wind stress and sea surface temperature. Reanalysis data including SST, wind stress (WSTR) from ECCO2, Outgoing Longwave Radiation (OLR) and wind at 850-mb level from NCEP were used in this study. Analysis results show that QBWO has opposite effects on the SST and WSTR intraseasonal variability (ISV) in the East Viet Nam Sea in their active and break phases (wet and warm phases). In warm/wet phase, there is a negative/positive SST anomaly on the north of the western Vietnam East Sea exists under southwest/northeast SWTR driver. In contrast, the southern study area exists a positive/negative SST anomaly under east/west SWTR driver. Anomalies of SST and WSTR ISV propagates to northeastward in QBWO phases.*

Keywords: *Intraseasonal Oscillation, EEMD, QBWO, SST, Wins stress, Vietnam East Sea.*