

MƯA LỚN Ở MIỀN TRUNG VIỆT NAM

Jun Matsumoto¹, Satoru Yokoi²

¹Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan, and Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa, Japan.

²Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Chiba, Japan.

Bài báo này đưa ra những điều kiện khí quyển quy mô synoptic liên quan đến mưa lớn miền trung Việt Nam. Như sự kiện mưa lớn xảy ra ngày mùng 2-3 tháng 11 năm 1999, hai nhiễu động khí quyển giữ vai trò chính trong sự kiện mưa lớn này. Đầu tiên là sự di chuyển đến của không khí lạnh (KKL) với dị thường gió bắc trong tầng thấp của khí quyển, nhiễu động này hình thành ở phía bắc Trung Quốc tại vị trí gần 40°N, di chuyển theo hướng nam và gây ra gió Đông Bắc mạnh bất thường. Hệ thống gió Đông Bắc này liên tục thổi vào dãy Trường Sơn. Thứ hai là dị thường gió nam trên vùng phía bắc Biển Đông kết hợp với nhiễu động kiểu áp thấp nhiệt đới (ATNĐ) ở phía nam Việt Nam đã ngăn không cho KKL di chuyển xa hơn xuống phía nam. Trên vùng phía bắc Biển Đông, dị thường gió nam được hình thành từ vùng hội tụ tầng thấp mạnh đã kết hợp với dị thường gió Đông Bắc trong KKL và vùng không khí nhiệt đới nóng ẩm. Đây là hình thể thích hợp cho sự xuất hiện của mưa lớn địa hình trên khu vực miền Trung Việt Nam. Sử dụng các chuỗi số liệu tái phân tích 24 giờ (từ 1979-2002) và số liệu mưa mặt đất, sự xuất hiện đồng thời của KKL và nhiễu động kiểu ATNĐ là nhân tố quan trọng gây ra mưa lớn cho khu vực miền Trung Việt Nam.

1. Giới thiệu

Việt Nam nằm dọc bờ đông của bán đảo Đông Dương (ICP) được ngăn cách với phần còn lại của bán đảo bởi dãy Trường Sơn nằm dọc bờ biển. Sự tiến triển mùa của giáng thủy ở Việt Nam có sự khác biệt lớn giữa các vùng bờ sự trải dài qua nhiều vĩ độ từ 8°N-22°N (Matsumoto 1997). Ở phía bắc, mùa mưa tập trung vào tháng 9, tháng 10 trong khi mùa mưa ở phía nam tập trung vào tháng 11, tháng 12. Nói cách khác, vùng giáng thủy cực đại từ tháng 9 ở phía bắc chuyển dần theo hướng nam và đạt đến khu vực phía nam vào tháng 12 (Yokoi, 2007). Miền Trung Việt Nam được đặc trưng bởi dải đồng bằng hẹp với độ rộng nhỏ hơn 100 km. Mùa mưa chính trong vùng này xảy ra trong giai đoạn tháng 10, tháng 11. Theo khí hậu, lượng mưa tại Huế (16,4°N, 107,7°E) là hơn 1,400 mm trong vòng 2 tháng,

lượng mưa này chiếm hơn 50% lượng mưa năm. Giai đoạn tháng 10 – tháng 11 còn được biết đến như là giai đoạn chuyển pha từ mùa gió mùa hè sang mùa gió mùa đông ở bắc bán cầu. Trên vùng Biển Đông, gió mùa mùa Tây Nam rút lui vào tháng 9, sau đó gió mùa Đông Bắc xuất hiện quanh vĩ độ 20°N vào đầu tháng 10 (Hình 1). Trục của gió Đông Bắc di chuyển xuống phía nam và đạt đến vĩ độ 10°N vào tháng 12 tương ứng với vùng giáng thủy cực đại ở Việt Nam.

Một trong những sự kiện mưa lớn nhất xảy ra ở miền Trung Việt Nam là sự kiện mưa lớn xảy ra vào ngày mùng 2 – 3 tháng 11 năm 1999. Trong sự kiện mưa này, lượng mưa tại Huế là 1,800 mm chỉ trong 2 ngày chiếm hơn 60% lượng mưa trung bình năm và là đợt mưa lớn nhất được ghi nhận trong vòng 50 năm. Tổng lượng mưa (trong 2 ngày) lớn hơn

700 mm so với lượng mưa đo được tại Đà Nẵng (16.0°N, 108.2°E) và Nông Sơn (15.7°N, 108.0°E). Đợt mưa lớn này đã gây ra lũ lớn tại Huế và các khu vực xung quanh. Sau đây, sự kiện mưa này được gọi tắt là NOV99. Đó là một nhiễu động khí quyển quy mô lớn và quy mô synoptics điển hình đã gây ra sự biến động mưa trên bán đảo Đông Dương trong mùa gió mùa hè với phạm vi mở rộng của quy mô thời gian từ vài ngày đến vài tuần (Yokoi và Sato-mura 2005; Yokoi, 2007). Bài báo này sẽ đưa ra hai nhiễu động giữ vai trò quan trọng trong sự kiện NOV99: sự tiến đến của KKL và nhiễu động kiểu ATNĐ kết hợp với sự dao động nội mùa (DĐNM) nhiệt đới quy mô thời gian 30-60 ngày. Để hiểu được cơ chế gây ra mưa lớn ở miền Trung Việt Nam cần phải nghiên cứu trạng thái của các nhiễu động trong thời kỳ chuyển pha gió mùa. Bài báo này tổng kết các kết quả đưa ra trong nghiên cứu của Yokoi và Matsumoto (2008) mô tả các điều kiện khí quyển quy mô synoptics và các nhiễu động trong đợt mưa lớn NOV99 và thảo luận về cơ chế gây ra mưa lớn ở miền Trung Việt Nam.

2. Số liệu

Chuỗi số liệu các trường khí quyển sử dụng trong nghiên cứu này là số liệu tái phân tích 25 năm của Nhật Bản (JRA-25, Onogi, 2007) do Cơ quan Khí tượng Nhật Bản (JMA) và Viện Nghiên cứu Trung tâm về Công nghiệp điện (CRIEPI) đưa ra trong khoảng thời gian từ 1979 đến 2002. Độ phân giải ngang của số liệu là 1,250, độ phân giải thời gian là 6 giờ với 12 mực tiêu chuẩn trong khí quyển nhiệt đới (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 và 100 hPa). Bài báo này sẽ bước đầu tập trung vào trường gió ở mực 925 hPa. Lưu ý rằng có 7 mực bên dưới mực 850 hPa thông thường trong mô hình mô phỏng JRA-25, vì vậy mực 925 hPa được phân giải tốt. Để loại bỏ hoàn lưu ngày, một phin lọc thời gian 1-2-2-2-1 được áp dụng cho số liệu tái phân tích trong phần 3 và trung bình ngày được sử dụng trong phần 4. Những phân tích được thực hiện để mô tả nhiễu động quy mô synoptics. Chúng tôi cũng phân tích số liệu dị thường được xây dựng bằng cách loại bỏ ba hàm điều hoà đầu tiên của hoàn lưu mùa theo khí hậu. Nghiên cứu này

cũng sử dụng số liệu mưa mặt đất ngày trên khu vực bán đảo Đông Dương của Trung tâm Khí tượng Thủy văn Quốc gia Việt Nam (52 trạm), Phòng Khí tượng Thủy văn Lào (8 trạm) và Phòng Khí tượng Cam Pu Chia (4 trạm). Số liệu nội suy phát xạ sóng dài trung bình ngày (OLR) do Cục Khí quyển và Đại dương Quốc gia Mỹ (NOAA) cung cấp với độ phân giải ngang là 2,50 (Liebmann và Smith 1996) cũng được sử dụng trong nghiên cứu này.

3. Các điều kiện khí quyển quy mô synoptics trong đợt mưa lớn ngày 2-3 tháng 11 năm 1999 (NOV99)

Trong phần này, chúng tôi sẽ kiểm tra trường hoàn lưu quy mô synoptics trong tầng khí quyển mực thấp trong thời gian xảy ra NOV99. Trường gió ngang tại mực 925 hPa lúc 12 giờ (giờ quốc tế) ngày 2 tháng 11 (Hình 3a) được đặc trưng bởi một vùng gió bắc mạnh thổi từ Biển Vàng vào vùng đông bắc bán đảo Đông Dương dọc theo bờ đông của lục địa Âu – Á. Hướng gió khá giống với gió mùa Đông Bắc trong tháng 11 (Hình 3b), tốc độ gió trên Biển Đông trong thời kỳ NOV99 là 22 m/s gấp đôi tốc độ gió trung bình khu vực này (11 m/s). Trường nhiệt độ thế vị tương đương (Hình 3c) cho thấy một khối không khí nhiệt đới nóng ẩm tồn tại trên vùng phía nam biển Đông và một dải tựa front với gradient ngang lớn nằm theo hướng Tây Tây Nam – Đông Đông Bắc. Một phần của dải này cũng đã được thông báo như một front tĩnh trên bản đồ thời tiết mặt đất của JMA. Nó được miêu tả bởi đường liền đậm trong hình 3a. Tốc độ gió cực đại quan trắc được gần đường đẳng nhiệt độ thế vị tương đương 335 K, gió Đông mạnh đưa không khí bất ổn định nhiệt tương đối đến bán đảo Đông Dương gặp dãy Trường Sơn tạo dòng thăng gây ra mưa địa hình.

Gió Đông mạnh đã kết hợp với KKL từ vĩ độ trung bình. Mặt cắt theo chiều vĩ độ - thời gian của gió kinh hướng tại mực 925 hPa được lấy trung bình qua các kinh tuyến từ 110 – 120°E (Hình 4a) cho thấy tín hiệu gió Bắc mạnh hơn -6m/s hình thành gần vĩ độ 400N lúc 06 giờ (giờ quốc tế) vào ngày 31 tháng 1. Trường gió này đã kết hợp với hệ thống sóng – rãnh trên cao (không đưa ra minh hoạ). Tín hiệu lan truyền nhanh về phía nam và đạt đến vĩ độ 250N trong

vòng 18 giờ. Sau đó, tín hiệu này từ từ tiến đến bắc Biển Đông và đạt đến vĩ độ 20°N lúc 00 giờ (giờ quốc tế) ngày 2 tháng 11. Trong quá trình lan truyền theo hướng nam, tín hiệu gió Bắc đi cùng với vùng dị thường hội tụ ngang ở phía nam (Hình 4b) và vùng dị thường nhiệt độ âm ở phía bắc (Hình 4c). Những đặc điểm này phù hợp với đặc điểm mà nhiều nhà khoa học đã đưa ra như giới thiệu trong phần 1, chính là do sự xâm nhập của KKL. Lưu ý là trên vùng Biển Đông không chỉ có một vùng hội tụ yếu đã quan trắc được tại mực 850 hPa mà còn có một vùng dị thường phân kỳ mạnh quan trắc được ở phía tây của vùng hội tụ trên mực 925 hPa (không đưa ra minh họa). Đây giống như cấu trúc thẳng đứng mỏng của KKL (Chen, 2002). Một trong những đặc điểm đặc trưng của vùng KKL này là khi tín hiệu gió Bắc đạt đến bắc Biển Đông. Trong khi các tín hiệu KKL ban đầu lan truyền xa hơn về phía nam đến vĩ độ 10°N và đôi khi vượt qua xích đạo (Chang, 1983; Love 1985; Wu 2007. Tín hiệu của vùng KKL này ngừng di chuyển và tồn tại ở đó cho đến 00 giờ (giờ quốc tế) ngày 5 tháng 11 (hình 4a). Đồng thời, vùng gió Đông bắt đầu mạnh lên ở vĩ độ tương tự (Hình 4d). Bởi KKL vẫn tồn tại kéo dài ở khu vực này, gió Đông Bắc mạnh hơn bình thường tiếp tục tồn tại trong 2 ngày.

Để thảo luận nguyên nhân gây ra đặc điểm tồn tại kéo dài này, hình 5a cho thấy dị thường gió kinh hướng tại mực 925 hPa lúc 12 giờ 00 ngày 2 tháng 11. Một vùng dị thường gió Nam cũng được tìm thấy trên khu vực giữa Biển Đông có tâm tại 11,25°N, 112,5°E có độ lớn là 6 m/s. Dị thường gió Nam này đã ngăn cản sự di chuyển xa hơn xuống phía nam của KKL, có thể qua sự thay đổi cân bằng động lượng trên sự lan truyền của KKL. Tốc độ lan truyền xuống phía nam của KKL trong khoảng vĩ độ từ 20-25°N có thể được ước lượng từ hình 5a là khoảng 5 m/s, dị thường gió Nam 6 m/s có thể chặn sự lan truyền xuống phía nam của vùng KKL này. Tuy nhiên, rất khó để thảo luận chi tiết hơn về cơ chế, bởi vì không có cái nhìn nhất quán về động lực lan truyền xuống phía nam của tín hiệu KKL trong vùng cận nhiệt đới.

Hơn nữa, ảnh hưởng của sự ngăn chặn lan

truyền xuống phía nam của KKL đã được đưa ra ở trên, dị thường gió nam dường như đã góp phần gây ra mưa lớn theo 2 cách dưới đây. Thứ nhất, dị thường đã hình thành một vùng hội tụ ngang mạnh trong tầng thấp của khí quyển trên khu vực miền Trung Việt Nam (Hình 5b) kết hợp với gió Đông Bắc trong KKL. Thứ hai, dị thường có xu hướng đưa không khí nhiệt đới nóng ẩm vào phía bắc Biển Đông, nhất là trước khi KKL đến. Dị thường gió Nam này là một thành phần của dị thường hoàn lưu xoáy thuận có tâm ở Đông Nam bán đảo Đông Dương, được đánh dấu bởi chữ B trong hình 5b. Dị thường hoàn lưu này có quy mô ngang khoảng 2000 km và xuất hiện cùng với dị thường gió Đông Bắc trong KKL ở phần phía đông bắc của nó. Cấu trúc thẳng đứng của dị thường hoàn lưu này hầu như chỉ tồn tại phía dưới mực 300 hPa với trục hơi nghiêng về phía tây theo độ cao (không minh họa). Mặt cắt thời gian – kinh độ của dị thường gió kinh hướng (Hình 6) cho thấy dị thường gió Nam đã xuất hiện tại 1400E ngày 28 tháng 10 lan truyền theo hướng Tây và đạt đến kinh tuyến 110°E vào ngày 2 tháng 11. Cấu trúc không gian và thời gian khá giống với cấu trúc không gian thời gian của nhiễu động kiểu ATNĐ (Takayabu và Nitta 1993).

Ngoài nhiễu động B còn có hai nhiễu động kiểu ATNĐ khác; một nằm ở bờ Đông của tiểu lục địa Ấn Độ và cái còn lại nằm ở Đông Nam Philipin. Hai nhiễu động này được đánh dấu bằng các chữ cái A và C trong hình 5b. Dị thường gió Nam kết hợp với nhiễu động C xuất hiện vào ngày 1 tháng 11 và lan truyền theo hướng Tây (Hình 6). Nhiễu động A được hình thành trên vùng phía nam Biển Đông vào ngày 28 tháng 10 và lan truyền theo hướng Tây Bắc dọc theo bờ nam của bán đảo Đông Dương. Ba tâm nhiễu động này thẳng hàng theo hướng Tây Tây Bắc – Đông Đông Nam, cùng với dải dị thường gió Tây ở phần phía nam của chúng (Hình 5b).

Trong vùng xích đạo, trường hoàn lưu quy mô lớn được đặc trưng bởi tín hiệu kiểu MJO. Trường dị thường thể năng tốc độ tại mực 150 hPa (Hình 7a) bộc lộ một cấu trúc đối số sóng 1. Dị thường âm của nó đã được tìm thấy tại Đông Nam Á và Tây Thái Bình Dương với giá trị âm lớn nhất ở trên vùng

lục địa giữa biển (quanh Philipin). Điều này có nghĩa là có sự hiện diện của tâm phân kỳ quy mô lớn và một nhánh dòng thẳng của dị thường hoàn lưu nhiệt đới ở đó. Đi cùng dị thường thế năng tốc độ này là một dị thường phát xạ sóng dài âm (vùng có đối lưu). Các dị thường âm này xuất hiện trên Ấn Độ Dương vào cuối tháng 9 và lan truyền theo hướng Đông với tốc độ khoảng 3 m/s, có sự giảm nhẹ về cường độ ở phần phía đông 90°E (Hình 7b). Những đặc điểm này phù hợp với những đặc điểm của kiểu MJO đã được đưa ra trong nhiều nghiên cứu (như Murakami và Nakazawa 1985; Krishnamurti, 1985; Weickmann và Khalsa 1990). Về phía đông kinh tuyến 150°E, vùng dị thường phát xạ sóng dài âm đã biến mất và dị thường thế năng tốc độ âm đã suy yếu, trong khi sự lan truyền hướng đông xa hơn sau đó ở tây bán cầu có tốc độ cao hơn, khoảng 13 m/s. Những khác biệt về biên độ và tốc độ giữa tây và đông bán cầu cũng là những đặc điểm đã được biết đến nhiều ở MJO (Knutson, 1986; Hendon và Salby 1994; Kikuchi và Takayabu 2003). Mỗi quan hệ giữa tín hiệu đối lưu kiểu MJO có tâm tại vùng lục địa biển và trường dị thường hoàn lưu mực thấp ở khu vực cận nhiệt đới đưa ra trong hình 4 phù hợp với biến đổi nội mùa nhiệt đới trong mùa hè bắc cực (Knutson và Weickmann 1987; Kemball-Cook và Wang 2001). Những phù hợp này cho thấy rằng chuỗi nhiều động kiểu áp thấp nhiệt đới trong khi quyển mực thấp đưa ra trong hình 5b có thể được quan tâm như là kết quả của tác động phía ngoài sóng Rossby xích đạo đến dị thường đối lưu xích đạo của ĐDNM nhiệt đới như đã được thảo luận trong nghiên cứu của Kemball-Cook và Wang (2001).

Các tác động cộng hưởng của KKL và nhiễu động kiểu ATNĐ kết hợp với ĐDNM nhiệt đới xích đạo có thể được tổng kết như sau. Do hai nhiễu động này, khí quyển mực thấp ngoài biển miền Trung Việt Nam trở nên bất ổn định nhiệt. Gió Đông mạnh bất thường trong KKL đã đưa khối không khí bất ổn định này vào miền Trung Việt Nam gặp dãy núi Trường Sơn (phần cuối của dãy núi này) và hội tụ đã gây ra mưa lớn địa hình cho khu vực. KKL bị chặn lại bởi nhiễu động kiểu ATNĐ cùng với gió Đông Bắc tồn tại hai ngày sau đó đã làm lượng mưa ở đây tăng lên.

4. Phân tích kết quả

Để có thể chứng minh vai trò quan trọng của các ảnh hưởng kết hợp đến sự hình thành mưa lớn ở miền Trung Việt Nam, chúng tôi đề xuất lựa chọn trường hợp nghiên cứu như đã mô tả trong phần 3 và thực hiện phân tích tổng hợp cho KKL và ATNĐ trong suốt thời kỳ chuyển tiếp gió mùa.

Đã có nhiều định nghĩa về KKL được đề xuất bởi các nghiên cứu trước đây, hầu hết trong số đó là dựa trên giả thiết có sự giảm mạnh của nhiệt độ bề mặt hoặc tăng đối lưu dưới, gradient áp suất kinh hướng, gió Bắc mạnh hoặc sự kết hợp của các yếu tố này. Do chúng tôi tập trung nghiên cứu KKL trên vùng Biển Đông, nên khái niệm KKL sẽ được định nghĩa dựa trên các tiêu chí như sau: (1) Có một dị thường gió kinh hướng trung bình 3 ngày tại mực 925mb được lấy trung bình từ 110-120°E dọc theo vĩ độ 20°N lớn hơn -3m/s (-1 nhân với độ lệch chuẩn) và là cực tiểu theo thời gian; (2) Có một dị thường nhiệt độ trung bình 3 ngày tại mực 850mb được lấy trung bình từ 105-115°E dọc theo vĩ độ 25°N là cực tiểu theo thời gian trong chu kỳ 5 ngày bắt đầu từ 2 ngày trước tới 2 ngày sau khi thỏa mãn điều kiện cực tiểu gió kinh hướng. Tiêu chí thứ 2 có thể loại trừ các ATNĐ và bão hoạt động trên vùng Tây Thái Bình Dương hoặc Philippin mà không tương tác với KKL, trong đó có thể tạo ra các dị thường gió Bắc mạnh trên vùng Bắc Biển Đông. Trong các tháng 10-11 của chu kỳ 24 năm số liệu (1979-2002), chúng tôi đã xác định được 45 trường hợp KKL. Mặc dù trường hợp KKL xảy ra vào tháng 11 năm 1999 đã được xác định theo phương pháp này, nhưng chúng tôi không sử dụng trường hợp này để phân tích.

Để làm sáng tỏ mối quan hệ giữa dị thường gió kinh hướng trung bình trên khu vực 10-15°N, 110-115°E (viết tắt là v'cscs) với lượng mưa trên bán đảo Đông Dương, chúng tôi đã phân loại 45 trường hợp ON-CS vào 3 nhóm: KKL có v'cscs âm và lớn hơn -7m/s [KKL có gió Bắc mạnh (KKL-NW), có 6 trường hợp thuộc nhóm này], KKL có v'cscs dương và lớn hơn 4m/s [KKL có gió Nam mạnh (KKL-SW), có 6 trường hợp thuộc nhóm này], và các trường hợp phổ biến còn lại (KKL-thường), có 33 trường hợp. Dị thường gió ngang tổng cộng trên và xung quanh

Biển Đông đối với nhóm KKL-SW tại mực 925mb (xem hình 13) là gần tương tự với hình 5b, cho thấy một ATNĐ có tâm trên vùng giữa Biển Đông và một dị thường gió Đông Bắc thổi vào trong bán đảo Đông Dương. Hội tụ ngang tầng thấp và sự vận chuyển về hướng bắc của khối không khí ẩm và ẩm trên Bắc Biển Đông đã quan trắc được trong trường hợp mưa lớn vào tháng 11 năm 1999.

Hình 9a-c đưa ra lượng mưa trung bình từ +1 đến +3 ngày trong vùng phía đông bán đảo Đông Dương của 3 nhóm KKL được đề cập ở trên. Lượng mưa tổng cộng của KKL-SW (xem hình 9c) là lớn hơn 60mm/ngày cho các vùng ven biển giữa 13 và 160N, và lớn hơn nhiều so với nhóm KKL-NW (hình 9a) và KKL-thường (hình 9b). Cụ thể, lượng mưa trung bình trên 9 trạm quan trắc ven biển như thấy trong hình 9f là 67.4mm/ngày đối với nhóm KKL-SW và lớn hơn gấp 3 lần so với nhóm KKL-NW (18.9mm/ngày) và KKL-thường (24.1mm/ngày); sự khác biệt này là rất đáng kể thông qua kiểm nghiệm thống kê tại mức 99%. Hơn nữa, lượng mưa tổng cộng của KKL-NW và KKL-thường chỉ có thể so sánh được với lượng mưa khí hậu trong các tháng 10-11 (hình 9e). Do đó, chúng tôi kết luận rằng một KKL không thể tự gây ra được mưa lớn ở vùng ven biển phía đông của bán đảo Đông Dương.

Để nghiên cứu tầm quan trọng của KKL, chúng tôi tiến hành so sánh lượng mưa của KKL-SW với lượng mưa trong điều kiện khí quyển có một dị thường gió nam trên vùng giữa Biển Đông nhưng không có bất kỳ KKL nào. Chúng tôi đã tìm thấy 62 trường hợp như trên trong đó có v'cses lớn hơn 4m/s và là một cực đại theo thời gian, và không có KKL nào trên Biển Đông và vùng biển Trung Quốc (gọi tắt là SW-đơn phương). Kết quả phân tích các bản đồ độ cao địa thế vị và gió ngang tại mực 925mb đã cho thấy dị thường gió nam là một bộ phận của ATNĐ có tâm tại vùng giữa Biển Đông. Lượng mưa tổng cộng của SW-đơn phương (hình 9d) nhỏ hơn nhiều so với KKL-SW mặc dù lượng mưa này lớn hơn nhiều so với KKL-NW và KKL-thường. Trên thực tế, lượng mưa của SW-đơn phương được lấy trung bình trên 9 trạm quan trắc ven biển (hình 9f) là 40.8mm/ngày và nhỏ hơn đáng

kể về mặt thống kê so với KKL-SW tại mức kiểm nghiệm 99%.

Do đó, chúng tôi kết luận rằng sự đồng tồn tại của KKL và dị thường gió Nam kết hợp với ATNĐ là điều kiện thuận lợi cho sự hình thành mưa lớn tại các vùng ven biển phía đông của bán đảo Đông Dương hơn là sự tồn tại độc lập của KKL hoặc dị thường gió Nam. Trường hợp mưa lớn xảy ra vào tháng 11 năm 1999 được mô tả trong phần 3 là một ví dụ điển hình cho hiệu ứng kết hợp này.

5. Kết luận

Bài báo này đã phân tích các nhiễu động khí quyển quy mô synop ở khu vực Đông Á và Đông Nam Á để nghiên cứu trường hợp mưa lớn lịch sử xảy ra tại miền Trung Việt Nam từ 2-3 tháng 11 năm 1999. Trong tháng 11 năm 1999, một đợt gió mùa Đông Bắc tăng thấp trên khu vực Bắc Biển Đông đã được tăng cường bởi 2 nhiễu động: một đợt không khí lạnh và một vùng thấp dạng ATNĐ. Đợt gió Bắc của KKL bắt nguồn gần vĩ độ 400N của phía Bắc Trung Quốc đã lan truyền xuống phía nam dọc theo bờ biển phía đông của lục địa Á-Âu, sau đó duy trì trên vùng bắc Biển Đông trong hai ngày. Một dị thường gió Nam trên vùng giữa Biển Đông kết hợp với ATNĐ đóng vai trò quan trọng trong đặc tính duy trì này. Ngoài ra, dị thường này còn tạo ra một vùng hội tụ mạnh tại miền Trung Việt Nam kết hợp với dị thường gió Đông Bắc của KKL, và cung cấp thêm nguồn không khí ẩm và ẩm gây ra sự bất ổn định trong khí quyển tầng thấp. Chính điều này đã làm cho đợt gió Đông Bắc mạnh hơn bình thường vận chuyển không khí bất ổn định tới miền Trung Việt Nam trong 2 ngày và gây ra mưa địa hình cho miền Trung Việt Nam.

Chúng tôi đã tiến hành phân tích và chứng minh rằng sự đồng tồn tại của KKL và ATNĐ có vai trò quan trọng cho sự hình thành của mưa lớn miền Trung. Dựa trên số liệu trong các tháng 10-11 của 24 năm số liệu từ 1979 đến 2002, chúng tôi đã xác định được 6 KKL có dị thường gió Bắc mạnh trên vùng giữa Biển Đông (KKL-NW), 6 KKL có dị thường gió Nam (KKL-SW), và 33 KKL có dị thường gió kinh hướng (KKL-thường). Nhóm KKL-NW bao gồm các

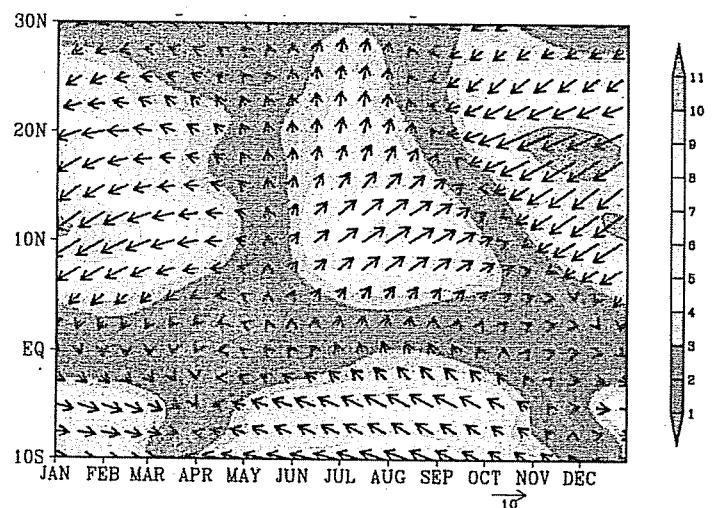
trường hợp có sự đồng tồn tại của KKL và ATNĐ. Chúng tôi đã xác định được 62 trường hợp có dị thường gió Nam kết hợp với ATNĐ tồn tại trên vùng giữa Biển Đông nhưng không có KKL (SW- đơn phương). Chúng tôi cũng chứng minh rằng lượng mưa tổng cộng của KKL-SW là lớn hơn rất nhiều so với lượng mưa của KKL-NW, KKL-thường và SW- đơn phương, nhờ đó có thể chứng minh được vai trò quan trọng của hiệu ứng kết hợp giữa KKL và ATNĐ. Ngoài ra, chúng tôi cũng nhận thấy trường hợp KKL không có ATNĐ không thể gây ra mưa lớn; lượng mưa tổng cộng của KKL-NW và KKL-thường chỉ có thể so với lượng mưa khí hậu trong các tháng 10-11.

Sự tồn tại của ATNĐ trong sự kiện mưa lớn vào tháng 11 năm 1999 có thể bắt nguồn từ sóng Rossby phản ứng lại dị thường đối lưu quy mô lớn trên vùng ven biển kết hợp với sự ĐĐNM trên vùng xích đạo. Bên cạnh đó, các ATNĐ trong một nửa số trường hợp KKL-SW cũng kết hợp với dị thường đối lưu ĐĐNM. Do đó, ĐĐNM là một trong những chỉ tiêu quan trọng cho sự hình thành và duy trì ATNĐ có đóng góp tới hiệu ứng kết hợp nói trên.

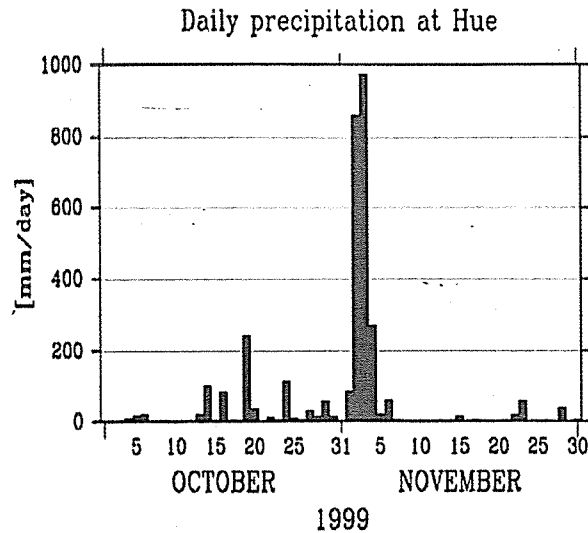
Bên cạnh hiệu ứng này, một số nhân tố khác có thể đóng góp tới sự hình thành mưa lớn. Điều đó có thể được giải thích bằng cách tính toán thực tế rằng lượng mưa trong sự kiện mưa lớn vào tháng 11 năm 1999 là lớn nhất trong 50 năm trở về trước như đã trình bày trong phần 1. Hơn nữa, lượng mưa được lấy trung bình trên 9 trạm quan trắc ven biển như đã thấy trong hình 9f từ ngày 2-4 tháng 11 năm 1999 là 203mm/ngày, lớn hơn 3 lần so với lượng mưa do KKL-SW gây ra (67.4mm/ngày). Một nhân tố có thể là dị thường nhiệt độ mặt nước biển (SST) trên vùng giữa Biển Đông. Reynold và nnk (2002) đã nghiên cứu bộ số liệu OISST của NOAA trên khu vực Bắc và giữa Biển Đông cho trường hợp mưa lớn vào tháng 11 năm 1999 và nhận thấy SST cao hơn so với giá trị trung bình khí hậu của các ngày đầu tháng 11. SST ấm hơn đã cung cấp ẩn nhiệt và ẩn nhiệt nhiều hơn cho khí quyển tầng thấp, gây ra mưa đối lưu mãnh liệt hơn. Các đánh giá định lượng là hết sức cần thiết để thảo luận về chủ đề này và sẽ được nghiên cứu giải quyết trong nghiên cứu tiếp theo.

Lời cảm ơn

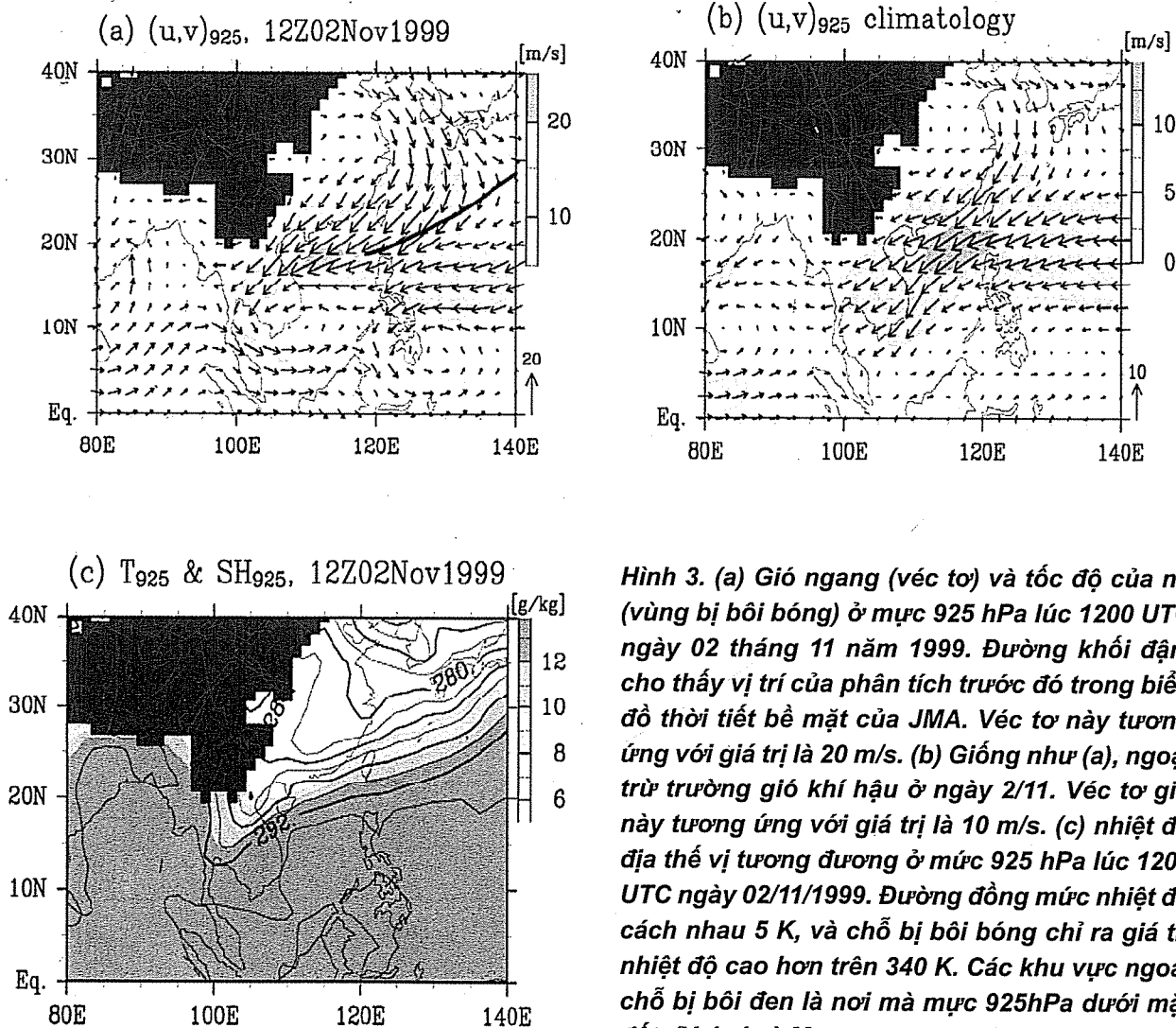
Bài báo này dành tặng lễ kỷ niệm 40 năm ngày thành lập Đài Khí tượng Cao không của Trung tâm KTTV QG. Chúng tôi cũng muốn dành tặng bài báo này cho ông Trần Văn Sáp, nguyên Phó Tổng Giám đốc Trung tâm KTTV QG, vì ông đã luôn hỗ trợ chúng tôi trong các nghiên cứu khí tượng, khí hậu và thủy văn. Chúng tôi xin cảm ơn các cán bộ của Trung tâm KTTV QG, đặc biệt là các ông Hoàng Gia Hiệp, Đinh Đức Tú, Hoàng Minh Toán, Nguyễn Quang Vinh của Đài Khí tượng Cao không; các ông Trần Quang Chủ, Hoàng Tấn Liên, Hoàng Đình Thành của Đài KTTV Khu vực Trung Trung Bộ đã luôn hỗ trợ chúng tôi. Chúng tôi cũng xin cảm ơn GS Manabu D. Yamanaka và TS Suichi Mori của JAMSTEC vì những góp ý và hỗ trợ hữu ích cho nghiên cứu này. Nghiên cứu này được tài trợ bởi dự án nghiên cứu "Hệ thống Tích hợp và Phân tích Số liệu" (Data Integration and Analysis System –DIAS), của Bộ Giáo dục, Văn hóa, Thể thao, Khoa học và Công nghệ Nhật Bản (MEXT). Nghiên cứu này cũng được hỗ trợ kinh phí bởi quỹ Grant-in-Aid (B-21310120) từ MEXT.



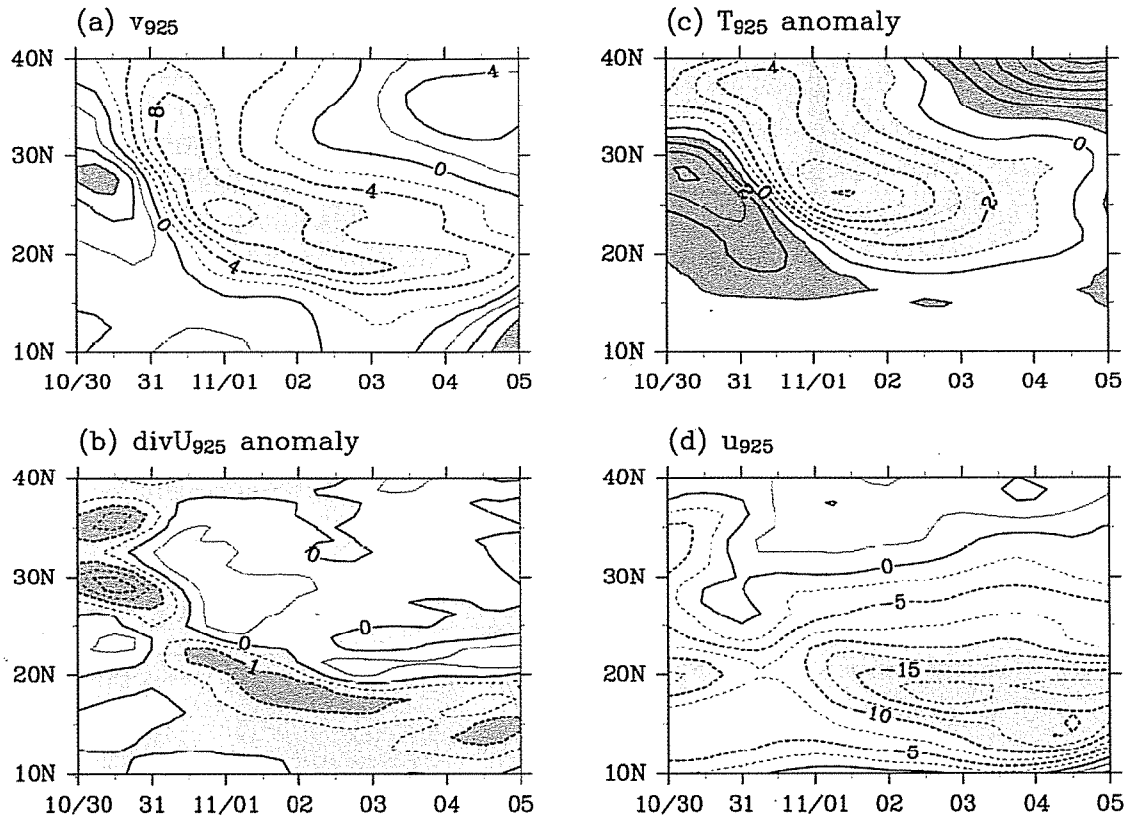
Hình 1. Khí hậu gió mùa theo biên ngang (véc tơ) và tốc độ của nó (vùng được bôi bóng) ở mực 925hPa E, trung bình ở vĩ độ 110-120 °Đ được tính toán từ dữ liệu JRA-25. Véc tơ hiển thị tương ứng với giá trị là 10 m/s. (Trích từ Yokoi và Matsumoto, 2008)



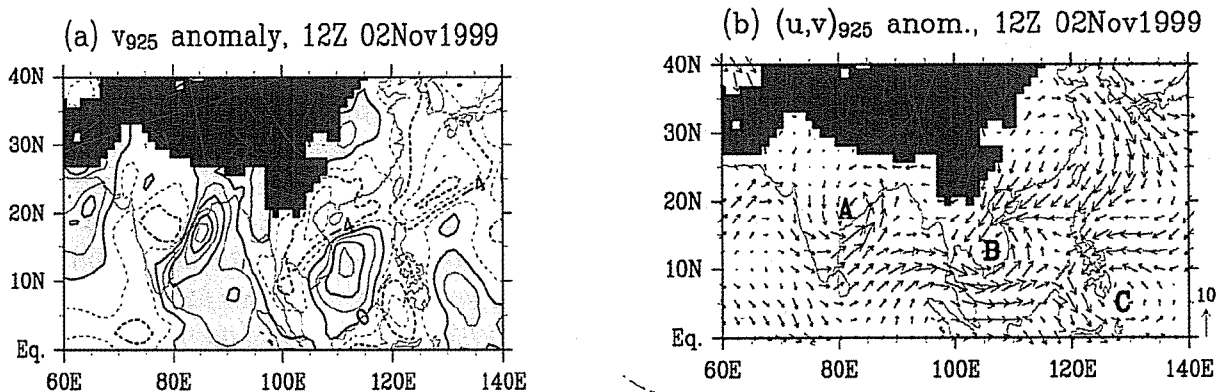
Hình 2. Lượng mưa ngày [mm/ngày] tại Huế vào tháng 10 - tháng 11 năm 1999. (Trích từ Yokoi và Matsumoto, 2008)



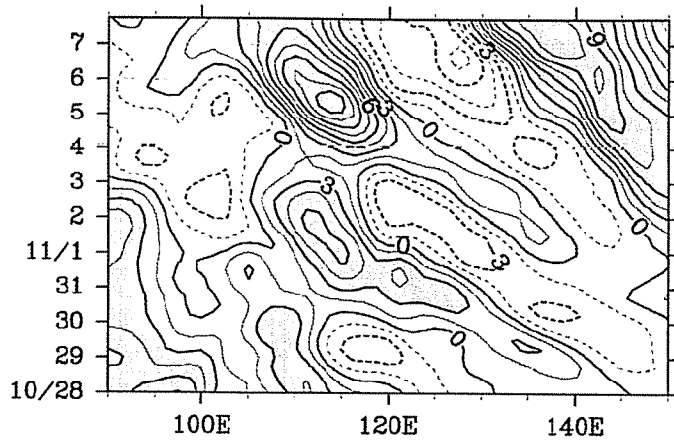
Hình 3. (a) Gió ngang (véc tơ) và tốc độ của nó (vùng bị bôi bóng) ở mực 925 hPa lúc 1200 UTC ngày 02 tháng 11 năm 1999. Đường khối đậm cho thấy vị trí của phân tích trước đó trong biểu đồ thời tiết bề mặt của JMA. Véc tơ này tương ứng với giá trị là 20 m/s. (b) Giống như (a), ngoại trừ trường gió khí hậu ở ngày 2/11. Véc tơ gió này tương ứng với giá trị là 10 m/s. (c) nhiệt độ địa thế vị tương đương ở mức 925 hPa lúc 1200 UTC ngày 02/11/1999. Đường đồng mức nhiệt độ cách nhau 5 K, và chỗ bị bôi bóng chỉ ra giá trị nhiệt độ cao hơn trên 340 K. Các khu vực ngoài chỗ bị bôi đen là nơi mà mực 925hPa dưới mặt đất. (Yokoi và Matsumoto, 2008)



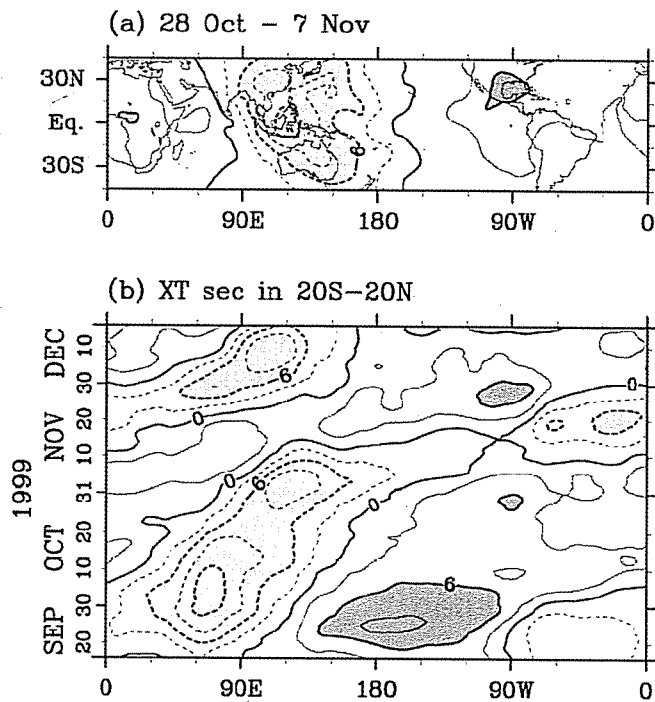
Hình 4. (a) Mặt cắt ngang thời gian-vĩ độ của gió kinh hướng ở mức 925 hPa, trung bình ở 110-120 ° Đ. Đường đồng mức gió kinh hướng cách nhau khoảng 2 m/s, và khu vực có màu tối (hoặc sáng) cho thấy giá trị gió cao hơn 6 m/s (thấp hơn -6 m/s). (b) Giống như (a), ngoại trừ phân kỳ ngang dị thường. Đường đồng mức thời gian cách nhau $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, và vùng bị bao phủ màu (sáng) tối cho thấy giá trị thấp hơn $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (0 s^{-1}). (c) giống như (a), trừ nhiệt độ bất thường. Đường đồng mức nhiệt độ có khoảng cách là 1 K, và vùng có màu (sáng) tối có giá trị cao hơn +1 K (thấp hơn -1 K). (d) tương tự hình (a) ngoại trừ gió vĩ hướng. Đường đồng mức gió có khoảng cách là 2,5 m/s, và khu vực có màu cho thấy giá trị thấp hơn -10 m/s. (Yokoi và Matsumoto, 2008)



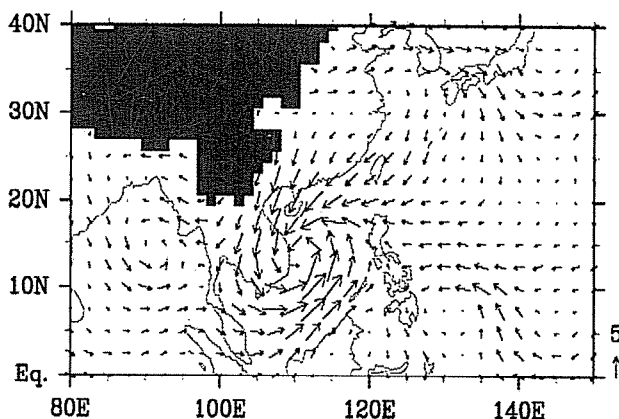
Hình 5. (a) Dị thường gió kinh hướng (vùng bóng dị thường âm) và (b) véc tơ dị thường gió ngang ở mức 925 hPa lúc 1200 UTC ngày 02 tháng 11 năm 1999. Đường đồng mức gió có khoảng cách trong hình (a) là 2 m/s, và véc tơ được hiển thị trong hình (b) tương ứng với giá trị là 10 m/s. Các khu vực trong vùng bị bôi đen cũng giống như trong hình 5. (Yokoi và Matsumoto, 2008)



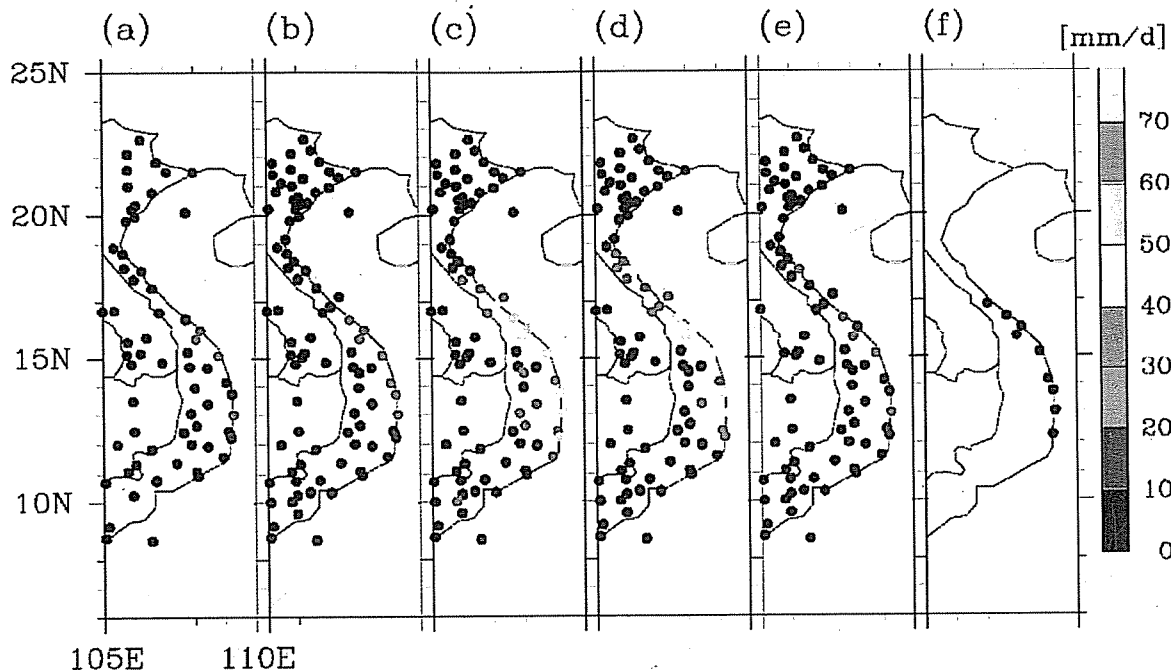
Hình 6. Mặt cắt ngang của dị thường gió kinh hướng theo kinh độ - thời gian ở mức 925 hPa, trung bình ở khoảng 7,5-12,5° Bắc. Đường đồng mức khoảng 1,5 m/s và dị thường là vùng bị bôi bóng có giá trị cao hơn 3 m/s. (Yokoi và Matsumoto, 2008)



Hình 7. (a) Dị thường vận tốc thể năng ở mức 150 hPa (đường viền đồng mức) và dị thường OLR (vùng bị bôi bóng) trung bình trong khoảng thời gian 11 ngày từ 28/10 – 7/11/1999. Đường đồng mức ở khoảng là $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, và vùng tối (sáng) cho thấy dị thường OLR thấp hơn -20 W m^2 (-10 W m^2). (b) Mặt cắt ngang theo kinh độ - thời gian trong 11 ngày, có nghĩa là dị thường vận tốc thể năng đạt ở mức 150 hPa và dị thường OLR trung bình ở 10°S-10°N. Đường viền đồng mức và vùng bị bôi bóng giống như trong hình (a). (Yokoi và Matsumoto, 2008)



Hình 8. Tổ hợp dị thường gió ngang của CS-SW ở mức 925 hPa. Véc tơ được minh họa tương ứng với giá trị 5 m/s. Các khu vực ngoài vùng bị bôi đen cũng giống như trong hình 5. (Yokoi và Matsumoto, 2008).



Hình 9. (a) Tổ hợp các trạm đo giáng thủy (mm/ ngày) của KKL-NW, trung bình trong khoảng 1-3 ngày. biểu thị giá trị cho kích thước hình tròn nằm ở bên phải của con số này. (b) giống như (a), ngoại trừ KKL-thường. (c) giống như (a), ngoại trừ KKL-SW. (d) giống như (a), trừ SW- đơn phương, và trung bình trong khoảng -1 đến 1 ngày. (e) Lượng giáng thủy khí hậu trong suốt giai đoạn tháng 10- tháng 11 (mm/ ngày). (f) Các trạm được sử dụng để so sánh định lượng với lượng giáng thủy tổ hợp. (Trích từ Yokoi và Matsumoto, 2008)

Tài liệu tham khảo

1. Chang, C.-P., J. E. Millard, and G. T. J. Chen, 1983: Gravitational character of cold surges during winter MONEX. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 293-307.
2. Chen, T.-C., M.-C. Yen, W.-R. Huang, and A. G. William Jr., 2002: An East Asian cold surge: Case study. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2271-2290.
3. Hendon, H. H., and M. L. Salby, 1994: The life cycle of the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2225-2237.
4. Kemball-Cook, S., and B. Wang, 2001: Equatorial waves and air-sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, 14, 2923-2942.
5. Kikuchi, K., and Y. N. Takayabu, 2003: Equatorial circumnavigation of moisture signal associated with the Madden-Julian oscillation (MJO) during boreal winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 851-869.
6. Knutson, T. R., K. M. Weickmann, and J. E. Kutzbach, 1986: Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during Northern Hemisphere summer. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 605-623.
7. Knutson, T. R., and K. M. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1407-1436.

8. Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakumar, J. Sheng, N. Surgi, and A. Kumar, 1985: Divergent circulations on the 30 to 50 day time scale. *J. Atmos. Sci.*, 42, 364-375.
9. Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1275-1277.
10. Love, G., 1985: Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cold surges. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1487-1898.
11. Matsumoto, J., 1997: Seasonal transition of summer rainy season over Indochina and adjacent monsoon region. *Adv. Atmos. Sci.*, 14, 231-245.
12. Murakami, T., and T. Nakazawa, 1985: Tropical 45 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1107-1122.
13. Onogi, K., and Coauthors, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
14. Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609-1625.
15. Takayabu, Y. N., and T. Nitta, 1993: 3-5 day-period disturbances coupled with convection over the Tropical Pacific Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 221-246.
16. Weickmann, K. M., and S. J. S. Khalsa, 1990: The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific Ocean during a 30-60 day oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 964-978.
17. Wu, P., M. Hara, H. Fudeyasu, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, F. Syamsudin, R. Sulistyowati, and Y. S. Djajadihardja, 2007: The impact of trans-equatorial monsoon flow on the formation of repeated torrential rains over Java Island. *SOLA*, 3, 93-96.
18. Yokoi, S., and T. Satomura, 2005: An observational study of intraseasonal variations over Southeast Asia during the 1998 rainy season. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 2091-2104.
19. Yokoi, S., T. Satomura, and J. Matsumoto, 2007: Climatological characteristics of the intraseasonal variation of precipitation over the Indochina Peninsula. *J. Climate*, 20, 5301-5315.
20. Yokoi, S. and J. Matsumoto, 2008: Collaborative effect of cold surge and tropical depression-type disturbance on heavy rainfall in Central Vietnam. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3275-3287.