

KHÁC BIỆT CỦA THAM SỐ BẤT ỔN ĐỊNH LIÊN QUAN ĐẾN SỰ XUẤT HIỆN ĐÔNG TRƯỚC VÀ TRONG MÙA HÈ TRÊN KHU VỰC HÀ NỘI

Nghiêm Trung Hậu⁽¹⁾, Bùi Minh Tuấn⁽²⁾

⁽¹⁾Học viện Kỹ thuật Quân sự

⁽²⁾Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội

Ngày nhận bài: 12/7/2021; ngày chuyển phản biện: 13/7/2021; ngày chấp nhận đăng: 13/8/2021

Tóm tắt: Nghiên cứu này hướng tới phân tích sự khác biệt của giá trị tham số bất ổn định khí quyển liên quan tới sự xuất hiện đông trước và trong mùa hè tại trạm Láng, Hà Nội trong giai đoạn 2008 tới 2018. Các giá trị của tham số bất ổn định được thu thập từ bộ số liệu tái phân tích ERA5 và số liệu đo đạc từ bóng thám không tại trạm Láng. Kết quả nghiên cứu dựa trên 698 đợt đông cho thấy, trong mùa xuân, đông thường xuất hiện vào đêm và đầu giờ sáng, trong khi đó, trong mùa hè, đông thường xuất hiện vào buổi chiều. Đồng thời, các cơ chế hình thành đông khác nhau trong hai giai đoạn này dẫn tới sự khác biệt rất lớn của các tham số như CAPE, CIN, chỉ số K, nhiệt độ điểm sương và độ đứt gió. Đông ở mùa xuân thường xuất hiện khi có xâm nhập lạnh hoặc sự phát triển của rãnh gió Tây trên cao, do đó, các giá trị nhiệt độ điểm sương, CAPE và K thường nhỏ nhưng giá trị độ đứt gió lớn. Ngược lại, trong mùa hè, đông chủ yếu là đông nhiệt, hình thành do sự bất ổn định khí quyển liên quan đến đốt nóng bề mặt, do đó giá trị nhiệt độ điểm sương, CAPE và K lớn nhưng giá trị độ đứt gió lại tương đối nhỏ. Các giá trị chi tiết của các tham số bất ổn định này có thể sử dụng là cơ sở để xây dựng các phương pháp dự báo đông dựa trên kết quả dự báo mô hình số trong tương lai.

Từ khóa: Mưa lớn; Mưa đông, Tham số bất ổn định, CAPE, CIN, K.

1. Mở đầu

Đông là một hiện tượng thời tiết nguy hiểm, xảy ra thường xuyên ở Việt Nam. Đông có thể xuất hiện ở tất cả các vùng miền và ở nhiều thời điểm trong năm. Các hiện tượng đi kèm với đông như sấm sét, gió giật, mưa lớn, mưa đá... hàng năm đã gây ra rất nhiều thiệt hại về cơ sở vật chất, tài sản và tính mạng con người. Do đó, việc nghiên cứu và dự báo đông ở Việt Nam là một vấn đề quan trọng và luôn được sự quan tâm của cộng đồng khí tượng. Tuy nhiên, do quy mô ngang của một ổ đông tương đối nhỏ, vào khoảng 10 km, đồng thời cơ chế hình thành đông rất phức tạp nên việc dự báo sự xuất hiện của đông bằng mô hình số còn rất hạn chế. Các dự báo đông hiện nay vẫn chủ yếu dựa trên ảnh mây vệ tinh và độ phản hồi từ radar.

Sự phát triển của đông được đặc trưng bởi sự phát triển mạnh mẽ của mây đối lưu theo

phương thẳng đứng đi kèm với gió giật mạnh. Những đặc trưng khí quyển quan trọng liên quan đến sự hình thành của đông bao gồm độ ẩm trong lớp biên, bất ổn định có điều kiện và các quá trình gây ra sự thăng lên của không khí trong lớp biên [13, 18]. Với các điều kiện nâng thích hợp, ví dụ như quá trình xâm nhập lạnh hoặc sự cản của địa hình, khối khí nóng ẩm trong lớp biên thăng lên và hình thành dòng thăng của cơn dông. Trong quá trình thăng lên, khối không khí giãn nở đoạn nhiệt và lạnh đi. Đến một độ cao nhất định, hơi nước trong khối không khí sẽ ngưng tụ thành nước và giải phóng ẩn nhiệt. Lượng nhiệt được giải phóng này là nguồn năng lượng chính, quyết định sự phát triển và cường độ của cơn dông. Vì vậy, nhiệt và ẩm trong lớp biên khí quyển được coi là nguồn nhiên liệu cho cơn dông. Nói chung, cơn dông mạnh hơn hình thành trong lớp biên khí quyển có không khí nóng ẩm hơn (nếu các điều kiện khác là như nhau). Bên cạnh đó, sự thay đổi của hướng và tốc độ gió (độ đứt gió) theo phương ngang và phương thẳng đứng cũng là yếu tố

Liên hệ tác giả: Bùi Minh Tuấn

Email: tuanbm183hus@vnu.edu.com

cực kì cần thiết để hình thành dông. Trong môi trường không có độ đứt gió, cơn dông và không khí trong lớp biên bên dưới sẽ di chuyển cùng nhau, cơn dông sẽ nhanh chóng tiêu thụ hết nhiên liệu và tan rã. Tuy nhiên trong môi trường độ đứt gió lớn, cơn dông sẽ được liên tục đẩy tới các vị trí lớp biên có điều kiện giàu không khí nóng ẩm, do đó, cơn dông sẽ tồn tại lâu hơn và cường độ mạnh hơn.

Trong dự báo nghiệp vụ, các dự báo viên thường phân tích các tham số bất ổn định nhận được từ bóng thám không hoặc từ các mô hình dự báo số trị để đưa ra những nhận định về khả năng xảy ra dông. Những công cụ dự báo dông được sử dụng phổ biến như giản đồ thiên khí Emma hoặc Skew-T. Có rất nhiều chỉ số được đưa ra phân tích như: Năng lượng đối lưu tiềm năng (CAPE); chỉ số cản đối lưu (CIN); chỉ số nâng (LI); chỉ số K; nhiệt độ điểm sương; độ đứt gió thẳng đứng. Mỗi chỉ số phản ánh những đặc trưng bất ổn định khác nhau. Thông thường, đối với những cơn dông mạnh và có thời gian tồn tại tại dài thường đòi hỏi CAPE và độ đứt gió phải có giá trị lớn [8, 11, 16, 19, 20]. Việc sử dụng kết hợp các chỉ số bất ổn định này được dựa trên các nghiên cứu về các tham số bất ổn định liên quan đến khả năng xuất hiện dông có từ những năm 1950 [6, 7, 9, 12, 14, 15] cho đến nay. Các nghiên cứu chủ yếu dựa trên phân tích một số lượng lớn những lần dông xuất hiện, sau đó phân loại và thống kê các giá trị tham số bất ổn định tương ứng. Tuy nhiên ở các khu vực khác nhau, các giá trị của tham số bất ổn định cũng khác nhau. Năm 2007, nhiều nghiên cứu được tiến hành so sánh các giá trị của tham số bất ổn định từ bóng thám không trong những lần xuất hiện dông lớn ở Châu Âu và Hoa kì trong giai đoạn 1958 - 1999 [8, 9]. Kết quả cho thấy, các giá trị tham số bất ổn định ứng với những loại dông nhất định ở Châu Âu thường có giá trị cao hơn so với ở Hoa Kì. Điều này là do tác động khác nhau của các yếu tố như các hình thế quy mô Synop và địa hình.

Ở Việt Nam, nghiên cứu và dự báo dông được tiến hành từ khá sớm [1 - 5]. Nguyễn Minh Trường và c.s [1] đã nghiên cứu mối quan hệ CAPE/CIN với mưa lớn nửa đầu mùa hè khu vực Bắc Bộ bằng cách chọn ra các đợt mưa lớn hơn

50 mm của các tháng Ba đến tháng Sáu năm 1998 và 1999, ứng với các hình thế thời tiết mà đối lưu có thể phát triển, mưa lớn tập trung duy nhất vào một ngày. Trên cơ sở những đợt mưa được chọn, nhóm sử dụng số liệu cao không lúc 00 Z sáng tại trạm Láng của các ngày tương ứng để nghiên cứu. Kết quả cho thấy, trong hầu hết các trường hợp được khảo sát, mưa lớn xảy ra với điều kiện cơ bản là CIN lớn (giá trị tuyệt đối nhỏ), CAPE không âm liên tục đến độ cao đủ lớn. Ngoài ra nếu có thêm điều kiện là gió tăng đều đặn trong lớp biên thì khả năng xảy ra mưa lớn là rất cao. Dù vậy, trong nghiên cứu này do số trường hợp khảo sát còn ít nên độ tin cậy thống kê chưa cao và cần khảo sát thêm một số trường hợp để đưa ra ngưỡng dự báo chính xác.

Các nghiên cứu được tiến hành sau đó chủ yếu sử dụng thông tin của các radar thời tiết để dự báo dông [2 - 5], ví dụ như đề tài của Nguyễn Thị Tân Thanh, sử dụng Doppler tại Tam Kỳ, Nha Trang và số liệu vũ lượng ký để thử nghiệm dự báo mưa cực ngắn cho khu vực Trung Trung Bộ. Đề tài của Trần Duy Sơn, dựa vào sản phẩm từ 3 radar: Việt Trì, Phù Lãn và Vinh xây dựng hệ thống nhận biết, nhận dạng các đám mây có khả năng gây các hiện tượng thời tiết cục bộ như mưa lớn, tố, lốc, mưa đá. Đến năm 2018, đề tài cấp Bộ được chủ trì bởi Đài Khí tượng cao không đã sử dụng tổng hợp các nguồn số liệu viễn thám (radar, vệ tinh), định vị sét và các nguồn số liệu bề mặt được quan trắc đo đạc đồng bộ trên mạng để xây dựng chương trình tính toán, tích hợp, hiển thị các sản phẩm và công cụ định lượng mưa, xác định dông và cảnh báo định lượng mưa, đồng phục vụ dự báo mưa dông hạn 0 - 3 giờ (hạn cực ngắn). Kết quả đã cung cấp một công cụ hữu ích để dự báo viên có thể đưa ra những nhận định về khả năng dự báo dông.

Bên cạnh phương pháp dự báo này, các dự báo viên thường sử dụng các giá trị khác nhau của các chỉ số khí quyển thu được từ các trạm thám không vô tuyến để nhận định khả năng xảy ra dông với hạn dự báo dài hơn. Tuy nhiên, phương pháp này có một hạn chế, đó là tại các thời điểm thu thập số liệu là 00 Z và 12 Z, lúc này nhiệt độ bề mặt thường tương đối thấp và không thuận lợi để xảy ra dông. Do đó, một phương án thay thế đó là sử dụng các chỉ số

bất ổn định được dự báo bởi mô hình số để nhận định sự xuất hiện của dông. Phương pháp này có thể khắc phục được những hạn chế của phương pháp trước và được sử dụng khá phổ biến trên thế giới.

Hà Nội thuộc vùng khí hậu Đồng bằng Sông Hồng, là khu vực có sự chi phối bởi nhiều hình thể thời tiết phức tạp. Do tác động của các hình thể này, các điều kiện khí quyển để hình thành dông là tương đối khác nhau ở các thời điểm trong năm, đặc biệt là giai đoạn mùa xuân và mùa hè. Các quan trắc cho thấy, trong mùa xuân, mưa dông thường gây ra bởi sự xâm nhập lạnh hoặc sự phát triển của rãnh gió Tây trên cao. Trong mùa hè, mưa dông chủ yếu là dông nhiệt, liên quan đến quá trình bất ổn định khí quyển gây ra do đốt nóng bề mặt. Do đó, nếu chỉ sử dụng một bộ chỉ số dông duy nhất để dự báo dông trong tất cả các thời điểm trong năm dễ dẫn đến sai số lớn. Các cơ chế vật lý khác nhau sẽ dẫn đến những đặc trưng khí quyển khác nhau, tương ứng với các bộ chỉ số bất ổn định khác nhau. Tuy nhiên cho tới hiện tại, rất ít những nghiên cứu ở Việt Nam đề cập tới vấn đề này. Khoảng trống này là động lực để chúng tôi tiến hành nghiên cứu về sự khác biệt trong tham số bất ổn định liên quan đến sự xuất hiện của dông trước và trong mùa hè ở Hà Nội. Số liệu và phương pháp nghiên cứu được trình bày trong Mục 2. Kết quả nghiên cứu và thảo luận và Kết luận được trình bày trong Mục 3 và Mục 4.

2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Số liệu thu thập

Nguồn số liệu chính được sử dụng trong nghiên cứu này là bộ số liệu tái phân tích ERA5 [16], được cung cấp bởi Trung tâm Dự báo Hạn vừa Châu Âu (ECMWF). Bộ số liệu được thu thập trong giai đoạn 2008 - 2018, với độ phân giải $0,25 \times 0,25^\circ$ kinh vĩ trên khu vực miền Bắc Việt Nam. Đây là bộ số liệu độ phân giải cao theo thời gian (24 giờ ngày⁻¹), do đó, có thể cung cấp chính xác các giá trị của tham số bất ổn định tại thời điểm xảy ra dông. Tuy nhiên do số liệu tái phân tích có độ phân giải thẳng đứng khá thô, do đó có thể sẽ không mô tả chính xác các giá trị tham số bất ổn định trong lớp biên. Số liệu từ bóng thám không tại trạm Láng lúc 00 Z sẽ

được sử dụng để đánh giá khả năng nắm bắt các chỉ số này từ số liệu tái phân tích. Bộ số liệu này được cung cấp bởi đại học Wyoming trên trang web <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Trong nghiên cứu này, bộ số liệu dông được quan trắc tại trạm Láng trong giai đoạn 2008 - 2018 được sử dụng để xác định các trường hợp xảy ra dông. Số liệu này cung cấp chính xác thời điểm xảy ra dông và thời gian kéo dài của cơn dông. Đồng thời, số liệu mưa ngày tại trạm Láng trong cùng giai đoạn cũng được sử dụng để phân loại mưa gây ra bởi dông.

2.2. Phương pháp nghiên cứu

Để nhận được giá trị của các tham số khí quyển liên quan đến sự xuất hiện của dông, các giá trị điểm lưới từ bộ số liệu ERA5 được nội suy tuyến tính về vị trí trạm Láng. Các giá trị này sau đó được so sánh với giá trị thu được từ bóng thám không tại thời điểm 00 Z để kiểm tra khả năng nắm bắt các giá trị tham số bất ổn định. Kết quả đánh giá sẽ dựa trên sự tương đồng giữa trung vị và các phân vị của số liệu ERA5 và số liệu thám không. Sau đó, số liệu tái phân tích tại chính xác thời điểm xảy ra dông dựa trên số liệu quan trắc được phân tích và nhận định dựa trên giải đồ dạng hộp (box-plot).

Nghiên cứu này tập trung vào phân tích các đợt dông liên quan đến mưa lớn do những thiệt hại lớn đối với các hoạt động kinh tế - xã hội của mưa lớn gây ra. Theo quy định của Tổ chức khí tượng thế giới (WMO), mưa lớn là mưa có tổng lượng mưa lớn hơn hoặc bằng 16 mm trong 24 h. Do đó, chỉ những đợt dông có lượng mưa lớn hơn hoặc bằng ngưỡng 16 mm ngày⁻¹ được thống kê và phân tích.

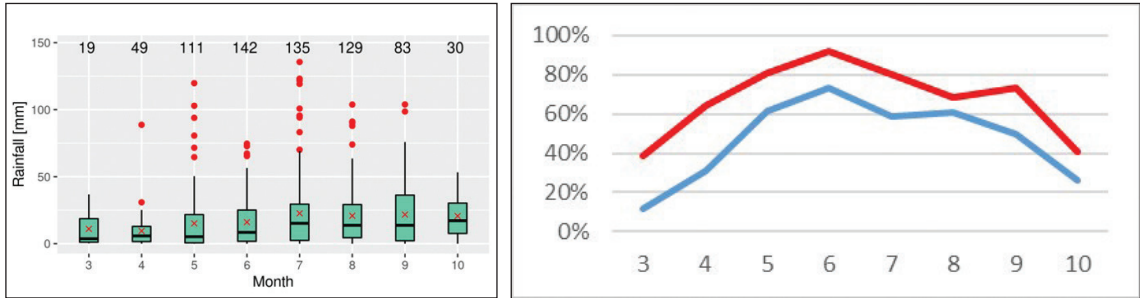
3. Kết quả và thảo luận

3.1. Một số đặc trưng mưa dông trên khu vực Hà Nội

Trong giai đoạn 2008 - 2018 ghi nhận tổng cộng 698 ngày mưa dông, trong đó có 418 ngày dông có mưa ($P < 16$ mm) và 280 ngày dông có mưa lớn ($P \geq 16$ mm). Lượng mưa trung bình trong các trường hợp dông có mưa lớn là 18,35 mm, trong đó khoảng 75% lượng mưa của các ngày dông nằm dưới 27 mm. Lượng mưa trung bình các ngày mưa dông dao động từ 9,48 mm

(vào tháng Tư) đến 22,67 mm (vào tháng Bảy). Theo thời gian từ tháng Ba đến tháng Mười các trường hợp dông có mưa lớn chiếm tỉ lệ ngày càng lớn và lượng mưa cực đại có thể đạt được trong các ngày mưa dông cũng tăng theo. Đặc biệt thời gian từ tháng Bảy đến tháng Mười, số ngày có P

≥ 16 mm chiếm khoảng một nửa số ngày mưa dông và lượng mưa lớn nhất có thể đạt được là 75,9 mm. Trong khi đó, vào mùa xuân (tháng Ba và tháng Tư), số trường hợp dông có $P \geq 16$ mm chiếm chưa đầy 25% và số ngày mưa dông có lượng dưới 5 mm chiếm khoảng 50% (Hình 1).

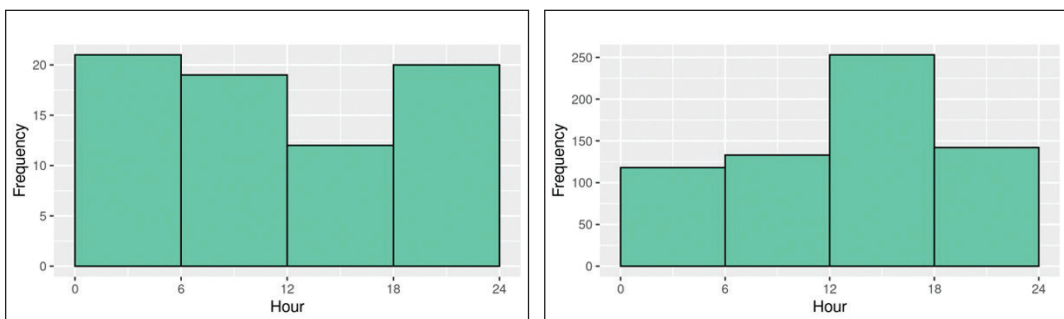


Hình 1. Biểu đồ hộp của lượng mưa do dông trong các tháng (hình bên trái) (giá trị trung bình: x; các outlier: ●) và biểu đồ tỷ lệ phần trăm số ngày mưa dông trên tổng số ngày mưa (đường màu xanh) và lượng mưa do dông trên tổng lượng mưa trong các tháng (đường màu đỏ) giai đoạn 2008 - 2018

Mùa hè với lượng nhiệt và ẩm dồi dào, cũng là giai đoạn mưa dông xảy ra thường xuyên nhất. Trong toàn bộ giai đoạn từ 2008 - 2018 (11 năm), từ tháng Năm đến tháng Chín, mỗi tháng đều ghi nhận có tổng số trên 80 ngày mưa dông. Số ngày mưa dông cực đại vào tháng Sáu, với 142 ngày mưa dông, chiếm 73% số ngày mưa và 92% tổng lượng mưa. Tháng có số ngày mưa dông thấp nhất là tháng Ba, chỉ có 19 trường hợp được ghi nhận trong 11 năm, chiếm 12% số ngày mưa và 39% tổng lượng mưa của tháng Ba.

Thời điểm trong ngày phổ biến xảy ra dông tại trạm Láng cũng có sự khác nhau giữa mùa

xuân và mùa hè. Trong mùa xuân, dông xảy ra phổ biến trong khoảng từ 18 h ngày hôm trước đến 12 h ngày hôm sau, chiếm 60/72 tổng số trường hợp dông. Ngược lại, trong mùa hè, dông xuất hiện nhiều trong thời gian từ 12 h đến 18 h, chiếm 253/646 số trường hợp dông. Do ban ngày và ban đêm gắn liền với những thay đổi của bức xạ mặt trời và những đặc trưng rất khác nhau của bất ổn định khí quyển, do đó, cơ chế dẫn đến sự hình thành dông trong giai đoạn mùa xuân và mùa hè tại Hà Nội là khác nhau. Do vậy cần có sự nghiên cứu sâu thêm về các đặc trưng dông giữa hai giai đoạn này (Hình 2).



Hình 2. Biểu đồ tần suất thời điểm xảy ra mưa dông trong thời gian từ tháng Ba đến tháng Tư (trái) và từ tháng Năm đến tháng Chín (phải) giai đoạn 2008 - 2018

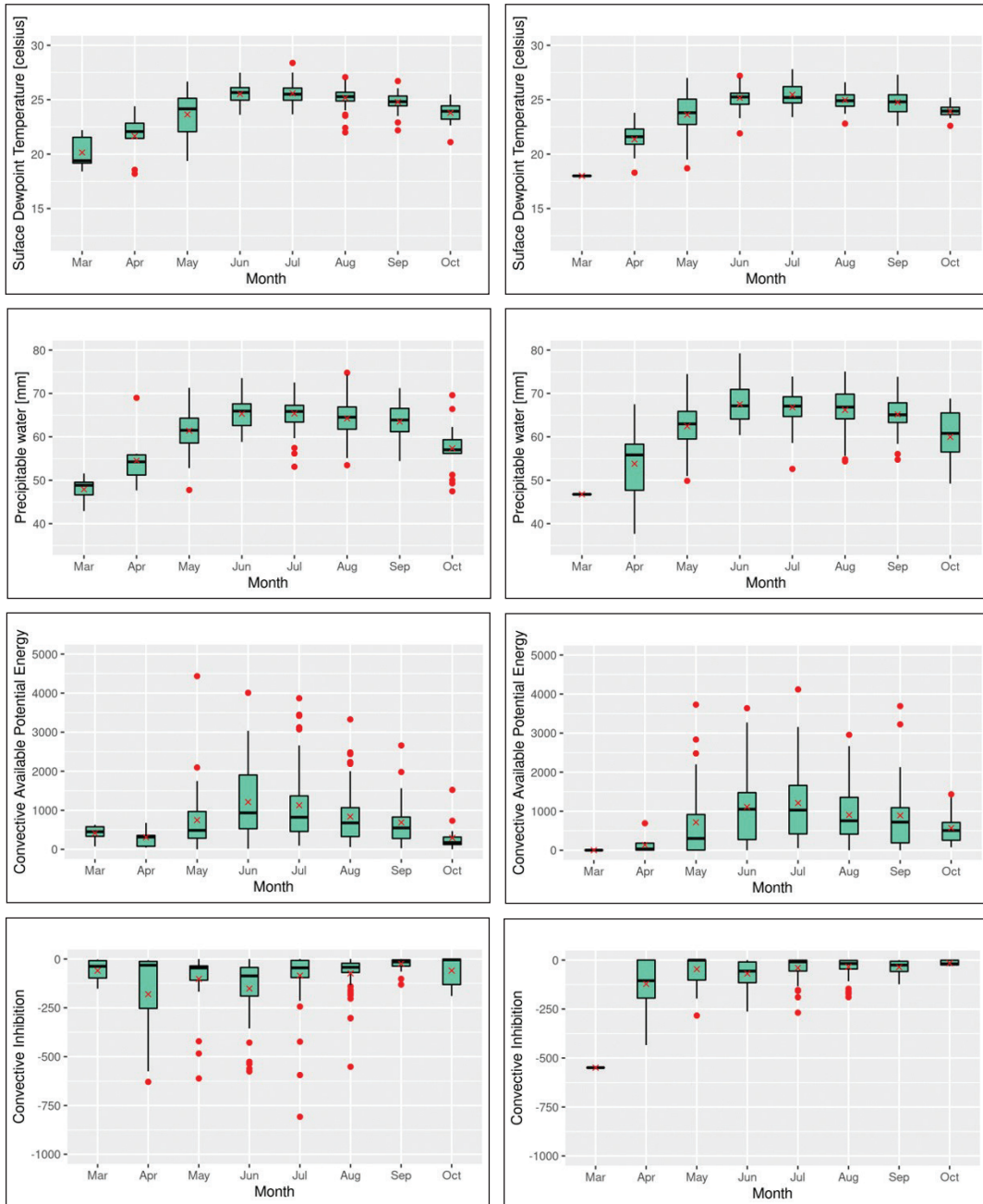
3.2. So sánh số liệu thám không và tái phân tích

Do số liệu thám không vô tuyến chỉ được quan trắc lúc 7 h và 19 h địa phương (00 Z và 12 Z) là những thời điểm thường không phải là

thuận lợi để hình thành dông. Để phân tích chính xác các đặc trưng khí quyển tại thời điểm xảy ra dông, số liệu ERA5 với độ phân giải thời gian 1 giờ được sử dụng. Để đánh giá khả năng mô tả

chính xác các tham số bất ổn định của khí quyển, số liệu ERA5 và số liệu quan trắc tại lúc 00 Z được so sánh. Có thể thấy, nhìn chung, số liệu ERA5 có

sự tương đồng tốt so với số liệu quan trắc, tuy nhiên, ERA 5 có xu hướng cho CAPE có giá trị lớn hơn và CIN thấp hơn so với quan trắc (Hình 3).



Hình 3. Phân bố của T_d tại bề mặt, PW, CAPE và CIN lúc 7h00 (00 Z) những ngày mưa dông có lượng mưa $P \geq 16$ mm (các hình bên trái là giá trị qua trắc bóng thám không, các hình bên phải là giá trị thu được từ số liệu ERA5)

3.3. Sự khác biệt của các tham số bất ổn định liên quan đến dông tại Hà Nội

Nhiệt độ điểm sương (T_d) trong lớp biên khí quyển là một thước đo tốt cho cả nhiệt độ và độ

ẩm. Trong khi nhiệt độ thể hiện cho hiển nhiệt, độ ẩm sẽ biểu diễn cho ẩn nhiệt, do đó, nhiệt độ điểm sương có thể coi là chỉ số biểu diễn rất tốt cho nguồn năng lượng để hình thành dông.

Nhiệt độ điểm sương càng cao đồng nghĩa với tổng năng lượng ẩn nhiệt và hiển nhiệt lớn. Từ Hình 4 có thể thấy, nhiệt độ điểm sương (trong thời điểm xuất hiện dông có lượng mưa lớn) có xu hướng tăng dần từ tháng Ba, đạt cực đại vào tháng Sáu và giảm dần trong các tháng sau đó. Trong các tháng mùa hè, dông xuất hiện trong điều kiện T_d tại bề mặt cao ($T_d > 24^\circ\text{C}$). Trong khi đó, các tháng mùa xuân, dông thường diễn ra khi T_d thấp hơn ($T_d < 24^\circ\text{C}$). Các trường hợp dông ở các tháng mùa xuân, giá trị T_d dao động lớn hơn so với các tháng mùa hè.

Lượng nước khả giáng (PW) là lượng nước có được nếu toàn bộ lượng hơi nước trong cột khí quyển, trong một đơn vị tiết diện, có độ cao trải dài từ bề mặt lên đỉnh tầng đối lưu ngưng tụ thành nước. Thực tế lượng mưa còn được gây ra bởi sự vận chuyển ẩm từ các khu vực xung quanh tới khu vực đó. Tuy nhiên, đối với các quá trình có quy mô thời gian ngắn như dông, sự vận chuyển hơi nước theo phương ngang nhỏ, do đó, lượng nước khả giáng có thể là một chỉ số tốt dự báo lượng mưa gây ra bởi dông. Nhìn chung, lượng nước khả giáng càng lớn, lượng mưa gây ra bởi dông càng lớn. Từ Hình 4 có thể thấy tương tự như nhiệt độ điểm sương, lượng nước khả giáng trong những ngày xảy ra dông cũng có xu hướng tăng dần từ tháng Ba, đạt cực đại vào tháng Sáu và giảm dần trong các tháng sau đó. Trong tháng Năm, số trường hợp dông có mưa lớn xảy ra khi khí quyển có $PW > 59$ mm chiếm 75%, con số này tăng lên trong tháng Sáu đến tháng Chín. Các tháng mùa xuân có giá trị của PW thấp hơn hẳn khi tất cả trường hợp tháng Tư có $PW < 59$ mm và tất cả trường hợp dông có mưa lớn tháng Ba có $PW < 54$ mm, tuy nhiên PW không bao giờ thấp hơn 43 mm.

CAPE là năng lượng cực đại có thể cung cấp cho một phần tử thăng lên từ mực đối lưu tự do, do đó, CAPE có vai trò cực kì quan trọng để hình thành dông. Tương tự với nhiệt độ điểm sương và lượng nước khả giáng, càng vào các tháng mùa hè, CAPE càng lớn. CAPE đạt cực đại vào tháng Sáu, sau đó giá trị của CAPE lại giảm dần trong các tháng sau đó. Trong cả năm, độ lớn CAPE trong các trường hợp $P \geq 16$ mm dao động trong khoảng từ $672,25 \text{ J kg}^{-1}$ (tháng Ba) đến $1878,85 \text{ J kg}^{-1}$ (tháng Sáu). Trong các tháng

hè, 75% các trường hợp dông có mưa lớn xảy ra chỉ khi CAPE đạt trên 700 J kg^{-1} . Ngược lại, trong các tháng mùa xuân, dông có mưa lớn xảy ra khi CAPE có giá trị nhỏ hơn rất nhiều ($200 - 300 \text{ J kg}^{-1}$). Có đến hơn 75% số trường hợp dông có mưa lớn xảy ra trong tháng Ba, Tư chỉ cần CAPE đạt dưới ngưỡng 1300 J kg^{-1} .

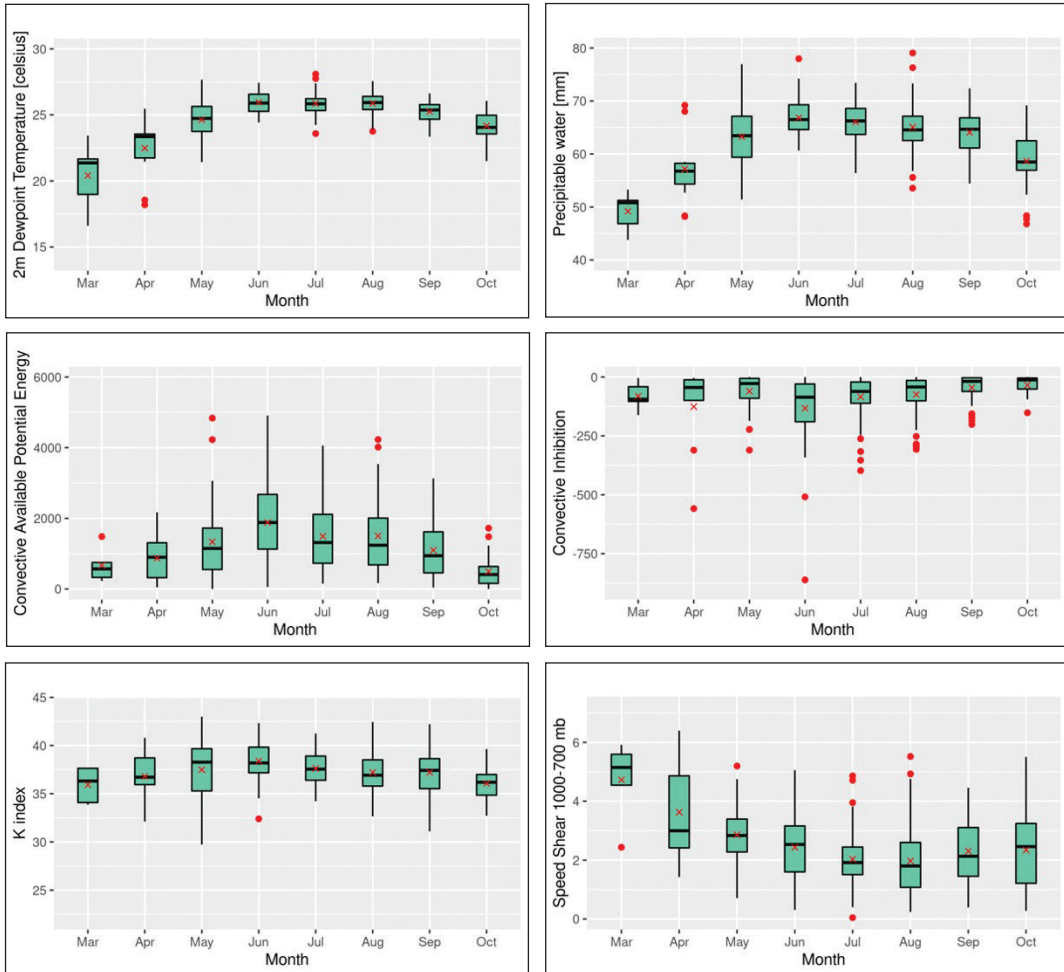
CIN là năng lượng cần thiết phải cung cấp để đưa một phần tử đi từ bề mặt lên mực ngưng kết bằng quá trình đoạn nhiệt khô, sau đó đưa phần tử khí từ lên mực đối lưu tự do bằng quá trình đoạn nhiệt ẩm. Giá trị trung bình nhỏ nhất của CIN rơi vào tháng Sáu với trung bình là $-132,51 \text{ J kg}^{-1}$; giá trị trung bình lớn nhất vào tháng Mười với giá trị là $-51,09 \text{ J kg}^{-1}$. Nhìn chung trong cả năm có khoảng 75% tổng số trường hợp mưa dông có $P \geq 16$ mm xảy ra khi $CIN > -110 \text{ J kg}^{-1}$. Độ phân tán của CIN với các trường hợp mưa dông $P \geq 16$ mm lớn nhất vào tháng Sáu với các giá trị dao động trong khoảng $-341,82$ đến $-0,22 \text{ J kg}^{-1}$ và $IQR = 160,46 \text{ J kg}^{-1}$. Càng tiến về cuối năm, khoảng cách giữa giá trị lớn nhất và giá trị nhỏ nhất của CIN càng giảm. Đến tháng Mười, giá trị của CIN có độ phân tán nhỏ nhất ($46,56 \text{ J kg}^{-1}$), các giá trị của CIN trong tháng này đều lớn hơn $-94,78 \text{ J kg}^{-1}$.

K là chỉ số tổng hợp của gradient thẳng đứng của nhiệt độ giữa mực 850 và 500 ($Te_{850} - Te_{500}$), độ ẩm mực 850 mb (Td_{850}) và độ ẩm mực 700 mb ($Te_{700} - Td_{700}$). Trong các trường hợp mưa dông có $P \geq 16$ mm, chỉ số K cũng có xu hướng cao hơn ở các tháng mùa hè nhưng không có sự phân biệt rõ ràng. Khoảng 75% số trường hợp mưa dông $P \geq 16$ mm mùa hè có K lớn hơn $36,25^\circ\text{C}$ trong khi con số này nhỏ hơn ở các tháng mùa xuân. Giá trị trung bình của K trong các tháng dao động từ $35,92^\circ\text{C}$ vào tháng Ba đến $38,39^\circ\text{C}$ vào tháng Sáu. Độ phân tán của K mạnh nhất trong tháng Năm, vào khoảng $4,38^\circ\text{C}$ và nhỏ nhất trong tháng Ba, vào khoảng $3,82^\circ\text{C}$.

Độ đứt gió là sự thay đổi của tốc độ gió theo độ cao có vai trò quan trọng để duy trì cơn dông. Độ đứt gió lớn khiến cơn dông bị nghiêng, do đó, dòng giáng của cơn dông (downdraft) sẽ không trực tiếp tác động tới khu vực dòng thăng (updraft), từ đó duy trì cơn dông và kích hoạt sự hình thành cơn dông mới. Độ đứt gió lớn đẩy

cơn dông tới vị trí có lớp biên giàu không khí nóng ẩm, giúp duy trì cơn dông. Có thể thấy, độ đứt gió trong các đợt dông trong mùa xuân và mùa hè có sự khác biệt rõ rệt. Trong mùa xuân, các cơn dông thường gắn với độ đứt gió lớn hơn rất nhiều so với mùa hè. Khoảng 75% các đợt dông có lượng mưa lớn trong mùa hè xảy ra khi độ đứt gió lớp 1000 - 700 mb nhỏ hơn $2,9 \text{ m s}^{-1}$

km^{-1} . Ngược lại, hầu hết các trường hợp mưa dông tháng Ba có lượng mưa trên 16 mm đều có độ đứt gió lớp 1000 - 700 mb lớn hơn $4,5 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$. Độ đứt gió trung bình trong các tháng dao động từ $1,97 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ (tháng Tám) đến $4,73 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ (tháng Ba). Tháng Tư là tháng có độ phân tán độ đứt gió lớn nhất ($2,44 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$), và nhỏ nhất trong tháng Sáu ($93 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$).



Hình 4. Biểu đồ hộp các giá trị của tham số bất ổn định khí quyển trong các ngày dông có $P \geq 16 \text{ mm}$ giai đoạn 2008 - 2018 theo dữ liệu tái phân tích ERA5 (giá trị trung bình: x; outlier: ●)

Sự khác nhau của các tham số bất ổn định cho thấy bản chất khác nhau của quá trình gây ra dông trước và trong mùa hè tại Hà Nội. Trong mùa xuân, nhiệt độ điểm sương thấp, lượng nước khả giáng nhỏ và CAPE nhỏ, nhưng dông vẫn xuất hiện khi độ đứt gió đủ lớn. Điều này cũng phù hợp với các quan trắc trên thực tế cho thấy, mưa dông tại Hà Nội (và miền Bắc nói

chung) trong mùa xuân được gây ra bởi xâm nhập lạnh kết hợp với sự phát triển của rãnh gió Tây trên cao. Trong các trường hợp này, hiệu ứng nâng gây ra khi khối không khí lạnh di chuyển xuống phía Nam và lực nâng phía trước rãnh gió Tây đóng vai trò chính để kích hoạt sự phát triển của dòng thẳng. Đồng thời, trong giai đoạn này, độ ẩm trong lớp biên ở Hà Nội cũng

tăng dần do sự phát triển của gió Đông Nam vận chuyển ẩm từ vịnh Bắc Bộ đi sâu vào đất liền. Sự kết hợp của lực nâng mạnh và độ ẩm tăng giúp hình thành dông mà không cần bất ổn định khí quyển (CAPE) quá lớn. Ngược lại, trong mùa hè, miền Bắc có lượng bức xạ mặt trời và lượng ẩm dồi dào, là điều kiện cực kì thuận lợi để dông nhiệt phát triển. Do đó, dông có thể xuất hiện khi nhiệt độ điểm sương cao, CAPE lớn nhưng không cần lực nâng mạnh và độ đứt gió mạnh. Dông thường hình thành vào buổi chiều do lượng nhiệt và ẩm được tích lũy đủ lớn trong lớp biên và thắng được lực cản của lớp nghịch nhiệt bên trên. Tuy nhiên do độ đứt gió nhỏ, dông nhiệt thường có thời gian sống không dài, các ổ dông cũng không tổ chức thành những hệ thống đối lưu lớn như trong giai đoạn mùa xuân. Do giới hạn của nội dung bài báo khoa học, những nghiên cứu sâu hơn về hình thể quy mô lớn kích hoạt sự hình thành dông tại Hà Nội sẽ được nhóm tác giả trình bày trong những bài báo tiếp theo.

4. Kết luận

Nghiên cứu này phân tích các ngưỡng khác nhau của các tham số bất ổn định liên quan đến sự xuất hiện của dông gây mưa lớn tại trạm Láng trong giai đoạn 2008 - 2018. Dựa trên bộ số liệu ERA5 và số liệu quan trắc bóng thám không cho thấy, có sự khác biệt rất lớn của các giá trị CAPE, CIN, nhiệt độ điểm sương, chỉ số K và độ đứt gió

liên quan đến sự hình thành dông trước và trong mùa hè tại trạm Láng. Trong các tháng Ba và tháng Tư, dông gây mưa lớn trên 16 mm thường xảy ra vào buổi tối và đầu buổi sáng, gắn liền với giá trị nhỏ của nhiệt độ điểm sương, lượng nước khả giáng, CAPE, K, tuy nhiên, độ đứt gió theo phương thẳng đứng lại rất lớn. Điều này cũng phù hợp với quan trắc cho thấy, dông trong mùa xuân ở Hà Nội gây ra chủ yếu bởi xâm nhập lạnh kết hợp với sự phát triển của rãnh gió Tây trên cao. Ngược lại, trong mùa hè, dông gây mưa lớn thường xảy ra vào buổi chiều khi độ đứt gió nhỏ và các chỉ số CAPE, nhiệt độ điểm sương, chỉ số K và lượng nước khả giáng lớn. Lượng bức xạ và lượng ẩm dồi dào giúp cho dông có thể phát triển mà không yêu cầu lực nâng quá lớn như trong mùa xuân. Tuy nhiên, do độ đứt gió nhỏ hơn, dông trong mùa hè thường có chu kỳ sống ngắn hơn và tổ chức ở quy mô nhỏ hơn so với mùa xuân.

Kết quả bài báo cho thấy, mặc dù trên cùng một khu vực, các đặc trưng khí quyển liên quan đến sự hình thành dông sẽ khác nhau trong các giai đoạn trong năm và do đó, đòi hỏi đưa ra những ngưỡng chỉ số dự báo khác nhau. Để có được những nhận định chính xác hơn, các quá trình khí quyển quy mô lớn tương ứng với sự phát triển của các tham số bất ổn định này cần được đưa ra phân tích. Đây có thể xem là một vấn đề quan trọng cần được nghiên cứu thêm trong tương lai.

Đóng góp của tác giả: Xây dựng nghiên cứu: B.M.T; Lựa chọn phương pháp nghiên cứu: N.T.H, B.M.T; Xử lý số liệu: N.T.H; Viết bản thảo bài báo và Chỉnh sửa bài báo: B.M.T, N.T.H.

Lời cảm ơn: Nghiên cứu này được tài trợ bởi Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội trong đề tài mã số TN.21.16.

Lời cam đoan: Tập thể tác giả cam đoan bài báo này là công trình nghiên cứu của tập thể tác giả, chưa được công bố ở đâu, không được sao chép từ những nghiên cứu trước đây; không có sự tranh chấp lợi ích trong nhóm tác giả.

Tài liệu tham khảo

Tài liệu tiếng Việt

1. Nguyễn Minh Trường, Vũ Thanh Hằng, Phạm Thị Thanh Hương, (2001), "Quan hệ CAPE/CIN với mưa lớn nửa đầu mùa hè khu vực Bắc Bộ, và nghiên cứu định lượng", Tạp chí Khí tượng Thủy văn số 493, Tr.35 - 39.
2. Nguyễn Thị Tân Thanh (2010), "Nghiên cứu thử nghiệm dự báo cực ngắn mưa, dông", Dự án nghiên cứu khoa học và công nghệ cấp Bộ, Bộ Tài nguyên và Môi trường.
3. Nguyễn Viết Lành, (2000), "Xây Dựng Phương pháp dự báo dông nhiệt nửa đầu mùa hè ở Hà Nội",

Đề tài nghiên cứu cấp tổng cục, Tổng cục Khí tượng Thủy văn.

4. Trần Đình Trọng (2011), "Nghiên cứu cơ sở khoa học, lựa chọn và áp dụng phương pháp dự báo thời tiết hạn cực ngắn ở Việt Nam", Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học cấp Bộ.
5. Trần Duy Sơn (2007), "Nghiên cứu sử dụng thông tin của ra đa thời tiết phục vụ theo dõi và cảnh báo mưa, dông và bão", Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học cấp Bộ.

Tài liệu tiếng Anh

6. Beebe, R. G., (1955), "Types of airmasses in which tornadoes occur", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 36, 349-350.
7. Beebe, R. G., (1958), "Tornado proximity soundings", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 39, 195-201.
8. Brooks, H. E., J. W. Lee, and J. P. Craven, (2003), "The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data". *Atmos. Res.*, 67-68, 73-94.
9. Brooks, H.E., (2007), "Proximity sounding for Europe and the United States from reanalysis". *Abstract, 4th European Conference on Severe Storms, OSMER ARPA FVG, Trieste, Italy.*
10. Brooks, H.E. et al., (2007), "Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis", *Atmos Res.*, 83, 294-305.
11. Craven, J. P., and H. E. Brooks, (2004), "Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection", *Natl. Wea. Dig.*, 28, 13-24.
12. Darkow, G. L., (1969), "An analysis of over sixty tornado proximity soundings". *Preprints, Sixth Conf. on Severe Local Storms, Chicago, IL, Amer. Meteor. Soc.*, 218-221.
13. Doswell III, C.A., Brooks, H.E., and Maddox, R.A., (1996), "Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology", *Weather Forecast.*, 11, 560-580.
14. Fawbush, E. J., and R. C. Miller, (1952), "A mean sounding representative of the tornadic air mass environment". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 303-307.
15. Fawbush, E. J., and R. C. Miller, (1954), "The types of air masses in which North American tornadoes form", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 154-165.
16. Groenemeijer, P. H., and A. van Delden, (2007), "Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands", *Atmos. Res.*, 83, 473-487.
17. Hersbach, H, et al. (2020), "The ERA5 global reanalysis", *Q J R Meteorol Soc.* 2020; 146: 1999-2049.
18. Johns, R.H., and Doswell III, C.A. (1992), "Severe local storms forecasting", *Weather Forecast.*, 8, 559-569.
19. Rasmussen, E. N., and D. O. Blanchard, (1998), "A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters", *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
20. Taszarek, M., and L. Kolendowicz, (2013), "Sounding-derived parameters associated with tornado occurrence in Poland and Universal Tornadic Index", *Atmos. Res.*, 134, 186-197.

THE DISTINCTION BETWEEN STABILITY PARAMETERS ASSOCIATED WITH THUNDERSTORM INDUCING HEAVY RAINFALL IN HA NOI

Nghiêm Trung Hau⁽¹⁾, Bui Minh Tuan⁽²⁾

⁽¹⁾Institute of Military Technology - Civil System

⁽²⁾University of Science - Viet Nam National University

Received: 12/7/2021; Accepted: 13/8/2021

Abstract: In this study, the distinction between stability parameters associated with thunderstorm inducing heavy rainfall in Lang station is analyzed. These parameters are derived from ERA5 reanalysis

dataset and sounding data at Lang station. Based on 698 thunderstorm events, the results show that, thunderstorm tends to occur from the midnight to early morning in spring but, it appears more often in the afternoon in summer. There is also significant difference between the stability parameters associated with thunderstorm inducing heavy rainfall between the two seasons in Ha Noi. In spring, thunderstorm is primarily induced by the interaction of cold surge and upper-level trough, therefore, the associated CAPE, K index and dewpoint temperature are relatively small but windshear is large. In contrast, in summer, thunderstorm is mainly produced by strong radiative heating, thus, the associated CAPE, K index and dewpoint temperature are large but windshear is small. This distinction suggests two different set of stability parameters in prediction thunderstorm in Ha Noi.

Keywords: Heavy rainfall, thunderstorm, stability parameters, CAPE, CIN, K.