

SỬ DỤNG SỐ LIỆU RADAR KHÍ TƯỢNG ĐỂ ƯỚC LƯỢNG CƯỜNG ĐỘ BÃO

K.S. TRẦN DUY SƠN
Đài KTTV Nghệ Tĩnh

Bằng những phương pháp tương tự người ta đã có thể sử dụng số liệu radar để ước lượng cường độ xoáy thuận nhiệt đới. Radar có ưu điểm là quan trắc được liên tục song bị hạn chế bởi khoảng cách, còn ảnh vệ tinh thì bị gián đoạn. Radar quan trắc được cấu trúc của giáng thủy trong cơn bão còn ảnh vệ tinh cho ta biết đặc điểm của trường mây trong khu vực bão hoạt động. Vì cường độ mưa trong bão liên quan đến tiềm nhiệt ngưng kết cho nên căn cứ vào số liệu mưa do radar cung cấp có thể suy luận được cường độ bão.

1. Ước lượng cường độ bão bằng radar

Tiêu chuẩn để đánh giá cường độ bão là áp suất trung tâm bão P_0 . Áp suất này được ước lượng theo đặc điểm của phản hồi vô tuyến quan trắc được trong cơn bão sau khi đã có đầy đủ mọi cơ sở để suy luận.

Cường độ của xoáy thuận nhiệt đới nói chung thể hiện rất rõ qua hình ảnh của phản hồi vô tuyến trên màn ảnh radar. Xoáy thuận càng mạnh thì số lượng dải xoắn càng nhiều. Những xoáy thuận yếu, không tập trung thường có dải xoắn rộng với góc xuyên lớn và ngược lại những xoáy thuận mạnh thường có dải xoắn hẹp hơn và góc xuyên nhỏ hơn. Người ta đã tìm được mối tương quan hợp lý giữa số lượng dải xoắn và áp suất trung tâm. Những xoáy thuận yếu ($P_0 > 980\text{mb}$) có không đến 5 dải xoắn. Những xoáy thuận vừa $930\text{mb} \leq P_0 \leq 960\text{mb}$ có từ 5 đến 10 dải xoắn. Những xoáy thuận mạnh $P_0 \leq 930\text{mb}$ có hơn 10 dải xoắn (không kể những dải xoắn ở bên ngoài xa trung tâm xoáy). Việc xác định vị trí và số lượng dải xoắn đôi khi gặp phải những khó khăn lớn, đặc biệt là khi các dải xoắn ở quá xa hoặc là cường độ phản hồi quá yếu. Trong những trường hợp này phải sử dụng đến hệ thống đăng phản hồi.

Độ rộng của dải xoắn cũng tương quan tốt với áp suất trung tâm. Những xoáy thuận có $P_0 \approx 950\text{mb}$ có dải xoắn với độ rộng khá lớn, trong khi đó ở những xoáy thuận có áp suất trung tâm... nhỏ hơn thì độ rộng của các dải xoắn chỉ giới hạn ở mức không vượt quá 10Km.

Độ dài của các dải xoắn cũng có quan hệ với áp suất trung tâm. Ở những xoáy thuận có $P_0 < 950\text{ mb}$, dải xoắn thường có độ dài lớn song quan hệ này không đủ tin cậy để sử dụng trong nghiệp vụ. Có thể do giới hạn bởi tầm hoạt động, màn ảnh radar không cho phép xác định chính xác độ dài của dải xoắn trong cơn bão.

Sau khi đã ước lượng được áp suất P_0 , gió cực đại bờ mặt trong cơn bão được tính theo công thức dưới đây do Flucto [2] đưa ra :

$$V_{max} = A \sqrt{P_n - P_0} \quad (1)$$

Trong đó V_{max} – tốc độ gió cực đại ở bờ mặt tính bằng knots; P_n – áp suất rìa bão tính bằng miliba, P_0 – áp suất tâm bão (mb); A – hằng số thực nghiệm. Flucto cho A bằng 16 trong khi đó ở khu vực Ấn Độ Dương, Natrajan và Ramamuchay cho A bằng 13,6. Mishr và Gupta [4] cho A bằng 14,2. Đối với vùng Tây Bắc Thái Bình Dương Atkinson và Holiday đã đưa ra công thức thực nghiệm [1]

$$V_{max} = 12,4 (1010 - P_0)^{0,614} \quad (2)$$

Độ lớn của mắt bão hay bán kính của mắt bão cũng là một đại lượng được sử dụng để ước lượng cường độ bão. Bán kính mắt bão dao động từ 10 đến 80 km và tập trung nhất là 50 km. Các xoáy thuận yếu thường có kích thước mắt khá lớn. Khi có mắt kép thì thường thấy mắt trong nhỏ hơn bình thường và mắt ngoài lớn hơn bình thường. Rich đã chứng minh được kích thước mắt bão tỷ lệ nghịch với bình phương của sin vĩ độ. Song mối quan hệ này không đáng tin cậy lắm.

Rất nhiều tác giả đã tìm kiếm mối liên hệ giữa kích thước mắt bão quan trắc được bằng radar với cường độ bão. Bell [3] bằng thống kê đã tìm ra rằng ở khu vực Thái Bình Dương mắt bão càng nhỏ thì cơn bão càng mạnh. Một số tác giả khác trong đó có Raghavan lại khẳng định rằng ở vùng vịnh Băng-gan không tồn tại mối liên hệ giữa kích thước mắt bão và cường độ bão. Bằng lý thuyết người ta đã chứng minh được rằng sự giảm dần của kích thước mắt bão với thời gian là dấu hiệu tăng cường của cường độ bão. Ngược lại, mắt bão càng mở rộng ra thì cường độ bão càng giảm đi. Đây chính là cơ sở của lý thuyết làm thay đổi cường độ bão mà một số tác giả đã đề xuất. Song người ta đã không thuận tý dựa vào quan hệ giữa kích thước mắt bão và cường độ bão để làm dự báo vì rằng sự gia tăng hay thu nhỏ của kích thước mắt bão có thể là hiện tượng tạm thời song có khi là do hiện tượng truyền sóng dọc thường. Để trả về thời gian giữa cấu tạo đặc điểm và thay đổi tương ứng trong tốc độ gió cũng là trả ngại lớn cho việc sử dụng quan hệ trên.

Mắt bão hoàn chỉnh có hình tròn là dấu hiệu của cơn bão mạnh. Trong khi đó mắt bão không có hình dáng rõ ràng là dấu hiệu của hệ thống yếu.

Trường hợp bão có mắt kép – hai mắt đồng tâm là dấu hiệu của cơn bão mạnh. Mắt kép quan trắc được trong trường hợp xoáy thuận đạt đến cường độ cực đại. Sau khi xuất hiện mắt kép, bão hoặc là yếu đi hoặc là tồn tại bất biến. Khi mắt trong mắt hẵn đi thì cường độ lại tiếp tục tăng.

Vì mắt bão thể hiện đặc điểm của cường độ bão nên có thể hy vọng vào sự liên quan giữa cường độ bão và độ cao đỉnh mây của tường mây mắt bão hoặc là cường độ giáng thủy trong đó. Nhiều ý kiến cho rằng độ cao đỉnh mây của tường mây mắt bão không nhất thiết phải cao, Raghavan và một số người khác đã khẳng định rằng một hệ thống yếu cũng có thể có độ cao đỉnh

mây lớn. Song trong phạm vi một cơn bão thì độ cao của đỉnh mây trong tường mây mắt bão tương quan với cường độ cơn bão đó mặc dù mối tương quan đó rất nhỏ, không thể sử dụng được trong công tác nghiệp vụ. Sai số trong phép đo độ cao đỉnh mây do hiện tượng truyền sóng điện thường cũng gây khó khăn cho việc sử dụng mối quan hệ này. Cường độ mưa ở vùng tường mây mắt bão tuy có tương quan với cường độ bão song hệ số tương quan rất bé, không thể sử dụng được trong nghiệp vụ. Lượng mưa trong xoáy thuận nói chung tương quan yếu với cường độ xoáy, song lượng mưa trong vùng trung tâm và phần đóng góp của lượng mưa cường độ mạnh cho lượng mưa vùng trung tâm có tương quan tốt với cường độ xoáy.

Tóm lại, hình dạng, kích thước mắt bão và sự thay đổi của chúng có thể được sử dụng để ước lượng cường độ bão. Những vấn đề nghiên cứu trong tương lai cần đi theo hướng đó.

Diện tích của vùng mưa cũng được sử dụng để suy luận một số đại lượng tương quan đến cường độ bão. Diện tích của vùng mưa từ tâm xoáy thuận xấp xỉ bằng diện tích của vùng gió mạnh và thường rộng hơn vùng gió bão.

Đã có nhiều cố gắng liên hệ tính bất đối xứng trong phân bố vùng phản hồi ghi nhận được trên màn ảnh trùng với trường gió song không đi đến kết luận do thiếu số liệu kiểm nghiệm thực tế. Trong những trường hợp có số liệu thì đều khẳng định rằng trường gió trong bão không đối xứng. Gió mạnh nhất thường tập trung vào bên trái của quỹ đạo di chuyển của bão và không phụ thuộc vào vị trí đường đi của chính nó. Có khi vùng mưa và khu vực có gió mạnh nhất trùng hợp với nhau song đó chỉ là trường hợp ngẫu nhiên (cơn bão Althey) [1].

Cường độ phản hồi bao gồm cả độ dày của chúng phải liên quan với cường độ bão thông qua sự giải phóng tiềm nhiệt ngưng kết, đặc biệt là ở vùng trung tâm. Tiềm nhiệt được giải phóng này quyết định sự duy trì và tăng cường của cường độ bão. Đáng tiếc là hiện nay chưa có đủ số liệu để kết luận chính xác mối quan hệ này.

2. Sử dụng số liệu radar để tính cường độ bão

Như đã nói ở trên cường độ xoáy thuận có thể hiện qua đặc điểm phản hồi. Một số tác giả đã cố gắng xác định một cách định lượng cường độ xoáy thuận từ năm 1975.

Tám nhân tố chính được sử dụng để xây dựng bảng cường độ xoáy thuận là:

1. Độ cao của tường mây vùng mắt bão.
2. Chiều rộng của tường mây vùng mắt bão.
3. Đường kính của mắt bão.
4. Hình dạng mắt bão.
5. Đặc điểm của dải mưa hình xoắn.
6. Góc xuyên của dải xoắn mưa.

7. Độ ổn định của phản hồi bão.

8. Khoảng cách từ tâm bão đến trạm radar.

Tốc độ gió cực đại của cơn bão được tính bằng cách tổng hợp cơ bản nhân tố đó (bảng 4 (III) [4]). Bảng này có thể sử dụng đến độ xa 4000 km cách trạm radar. Sai số tuyệt đối tìm được là 4m/s trong trường hợp phân tích số liệu quá khứ chu kỳ 1967 – 1974 cũng như số liệu nghiệp vụ từ 1975.

Shou-Du-Ching [4] đã đề xuất một phương pháp tính cường độ bão bằng cách sử dụng phương trình hồi quy. Khi mắt bão đã xuất hiện trên màn ảnh radar thì tốc độ gió cực đại Vmax được tính bằng công thức:

$$V_{max} = 31,6613 - 0,1501X1t + 1,4710X2t + 0,1033X3t - 0,3375X4t$$

Trong đó V_{max} – Tốc độ gió cực đại trong cơn bão tính bằng m/s,

$X1t$ – đường kính vùng mắt bão.

$X2t$ – độ cao của tường mây mắt bão tính bằng km.

$X3t$ – độ rộng của tường mây mắt bão tính bằng km.

$X4t$ – góc xuyên nhỏ nhất của dải mưa xoắn tính bằng độ (0).

Khi mắt bão còn chưa xuất hiện trên màn ảnh radar thì phương trình trên có dạng:

$$V_{max} = 37,3686 - 0,3904X1t + 0,0630X2t.$$

Trong đó $X1t$ – góc xuyên nhỏ nhất của dải mưa xoắn.

$X2t$ – độ rộng của dải xoắn mưa.

Các phương trình hồi quy này có thể sử dụng ngay khi tâm bão cách trạm radar trong giới hạn 350km về phía biển. Sai số tuyệt đối tìm được (trong phân tích số liệu quá khứ chu kỳ 1976 – 1989 và số liệu nghiệp vụ đồng thời từ 1981) là 3 m/s.

3. Xác định tốc độ gió bề mặt của cơn bão bằng tốc độ di chuyển của các đám phản hồi độc lập

Một số tác giả đã tính tốc độ di chuyển của các đám phản hồi độc lập trong cơn bão và cố gắng tìm kiếm mối liên hệ giữa chúng với gió thực trên các mức độ cao khác nhau. Ligda đã sử dụng radar mặt đất để quan trắc các cơn bão từ Florida và đã phát hiện ra rằng tốc độ di chuyển của các đám phản hồi đổi lưu độc lập tương quan rất tốt với tốc độ gió thực ở mức độ cao 700mb. Jodan cũng đã phát hiện được sự phù hợp tốt giữa tốc độ gió ở mức 4000m và tốc độ di chuyển của các đám phản hồi đổi lưu độc lập của tường mây vùng mắt bão (cơn bão Daisy – 1988).

Hầu hết các tác giả đều đưa ra một dạng hàm số mô tả mối liên hệ giữa tốc độ di chuyển của các đám phản hồi và khoảng cách kể từ tâm bão [5, 6 và 7].

$$VeR^a = C$$

Trong đó: Ve – tốc độ di chuyển của các đám phản hồi;

R – Khoảng cách cách tâm bão;

a và C – những hằng số.

Cho đến nay vẫn chưa thấy có những cố gắng trong việc nghiên cứu tính chất hệ thống quan hệ giữa mặt cắt tốc độ di chuyển của phản hồi và gió mặt đất nhằm xác định lượng gió mặt đất từ tốc độ di chuyển của các đám phản hồi.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Philip J. Neighen. Radar indicators of tropical cyclone intensity. Report of the seminar on the application of radar data to tropical cyclone forecasting. WMO/TD 26. Section I.
2. S. Raghaven. Radar indicators of tropical cyclone intensity. Report of the seminar on the application of radar data to tropical cyclone forecasting. WMO/TO 26. Section II.
3. Bell G.J. In « Typhoon modification » Proc. WMO. Tech. Conf. WMO N_o 408 P.P. 19 – 29.
4. Thou. Ducheng. Radar indicators of tropical cyclone intensity. Report of the seminar on the application of Radar data to tropical cyclone forecasting. WMO/T.D26. Section III.
5. Kessler. E. and D. Atlas « Radar synoptic analysis » of hurricane Edna, 1954" Geophys. Res. Pap N_o 50, Geophys. Res. Dir. AFCRC.
6. Fuzita, T.T. T. Irawa. K, Watanabe, and I. Imai " A model of typhoons accompanied by inner and outer rainbands" J. Appl. Met. 6.3-19.
7. Black. P.G. Use of airborne radar to evaluate hurricane modification experiments. Psoc. 15th conf. on Radar Met. 85 – 92.