

ĐO MƯA BẰNG RA ĐA THỜI TIẾT

TS. Trần Duy Sơn

Có hai phương pháp đo mưa bằng Ra đa: phương pháp một băng sóng và phương pháp hai băng sóng, song phương pháp nào cũng có sai số, thậm chí sai số rất lớn. Những sai số này xuất hiện do bản chất kỹ thuật của phương pháp và do tính chất bất ổn định của mục tiêu. Để nâng cao độ chính xác của phép đo mưa bằng Ra đa phải thực hiện phép hiệu chỉnh trên cơ sở sử dụng kết quả đo đồng thời của Ra đa và mạng lưới vũ lượng kế. Tuy vậy, độ chính xác của kết quả hiệu chỉnh lại được quyết định bởi mật độ trạm vũ lượng kế, thời gian mưa liên tục và kích thước vùng mưa. Một số tác giả nước ngoài đã có những nghiên cứu về quan hệ giữa độ chính xác của số liệu đo mưa bằng Ra đa đã hiệu chỉnh với mật độ vũ lượng kế sử dụng, thời gian mưa và kích thước vùng mưa. Những kết quả này có thể tham khảo để lắp đặt mạng lưới các vũ lượng kế phục vụ cho nhiệm vụ đo mưa của Ra đa thời tiết, đáp ứng cho các yêu cầu khác nhau của công tác Khí tượng thủy văn.

Từ giữa thế kỷ 20 trở lại đây vấn đề sử dụng Ra đa để đo mưa được triển khai ở nhiều nước. Ưu điểm của đo mưa bằng Ra đa là đo nhanh trên diện rộng và định vị chính xác vùng mưa. Vì vậy, phương pháp này đang ngày càng được áp dụng rộng rãi và thu hút sự quan tâm của các nhà khí tượng. Mặc dù vậy đo mưa bằng Ra đa là phép đo gián tiếp nên có thể có sai số. Những sai số này là do kỹ thuật đo đạc gây nên (sai số dụng cụ), cũng có thể do bản chất của mục tiêu (vùng mưa). Vì vậy vấn đề nâng cao độ chính xác của số liệu đo mưa bằng Ra đa đang được đặt ra.

1. Cơ sở của phương pháp đo mưa bằng Ra đa

Một trong những quan trắc định lượng của Ra đa là đo mưa. So với quan trắc mưa bằng dụng cụ đo mưa độc lập là vũ lượng kế (VLK) quan trắc mưa bằng Ra đa có những ưu điểm:

- Quan trắc được không gian mưa liên tục. Khoảng cách giữa các điểm đặt của mạng lưới VLK thường lớn hơn kích cỡ của vùng mưa trong các cơn mưa rào mạnh, loại mưa cho lượng mưa lớn. Vì vậy nhiều vùng mưa không bị phát hiện bởi mạng lưới quan trắc này;

- Có thể quan trắc và theo dõi liên tục những biến động về không và thời gian trường mưa;

- Có thể quan trắc cấu trúc không gian ba chiều của đám mây hay hệ thống mây gây nên mưa;

- Từ một địa điểm có thể quan trắc tức thời trường mưa trên một lãnh thổ rộng với bán kính 200 – 250 km;

- Thuận lợi cho việc tích hợp thông tin, lưu giữ và xử lý chúng để phục vụ cho các tính toán.

Phương pháp đo mưa bằng Ra đa còn có tác dụng cho các ứng dụng khí hậu, truyền sóng vô tuyến, thủy lợi, dự báo lũ và quan trắc lũ trong những thời điểm nhạy cảm; nghiên cứu đất màu, sự thay đổi nguồn nước trong khu vực khó tiếp cận nơi dân cư thưa thớt không có được các điểm quan trắc ổn định; sự thay đổi của tuyết trong quan hệ với dự báo lở tuyết; đo đặc khả năng trữ nước trong khu vực đập thủy điện.

Để làm rõ về các phương pháp luận của đo mưa bằng Ra đa ta hãy xét phương trình cường độ mưa dưới dạng đơn giản sau:

$$R = \frac{\pi}{6} N_0 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 e^{-\lambda D} [V(D_c) - W] dD \quad (1)$$

Trong đó:

D - đường kính hình cầu tương đương của hạt nước (đường kính hạt có thể tích như hạt hình cầu).

R - cường độ mưa (mm/h)

Phương trình này cho thấy rằng cường độ mưa R phụ thuộc vào hai tham số của hàm phân bố hạt theo kích thước là N_0 , Λ và tốc độ thăng của không khí W. Thông thường thì ở gần mặt đất trị số W được chấp nhận bằng 0. Nếu giá trị W = 0 không được chấp nhận thì R thường cao hơn hoặc thấp hơn so với thực tế phụ thuộc vào luồng hạt mưa rơi vào trong vùng dòng giáng hay dòng thăng của không khí.

Việc định lượng giá trị R được dựa trên kết quả đo đặc độ phản hồi vô tuyến Z ở chế độ phân cực đơn hoặc phân cực kép hoặc dựa trên việc đo đặc độ suy giảm A, hoặc tổ hợp của hai loại đo đặc đó. Khi chỉ sử dụng một Ra đa để đo mưa thì cường độ mưa R được tính bằng hệ thức quan hệ Z - R hoặc A - R bỏ qua sự biến động của hàm phân bố hạt theo kích thước N(D) theo không gian và thời gian. Khi có hai Ra đa cùng đo thì xác định được hai tham số của hàm N(D) và từ đó xác định được R. Phương pháp này được hoàn thiện nếu như chúng ta có biện pháp hiệu chỉnh ở mặt đất. Việc hiệu chỉnh này sẽ cho phép loại bỏ các sai số dụng cụ và giảm bớt độ biến động của kết quả do các đo đặc không thỏa đáng liên quan đến hàm N(D).

Chất lượng đo đặc của Ra đa phụ thuộc vào một số lượng lớn các yếu tố phần cứng và điều kiện khí tượng. Yếu tố phần cứng như độ rộng cánh sóng là một yếu tố rất quan trọng vì nó quyết định độ phân giải về không gian. Không gian của thể tích xung xác định kích thước tối thiểu cỡ của những nhiễu động nhỏ mà Ra đa có thể phát hiện được. Độ rộng cánh sóng bằng 10 tương đương với độ phân giải 2,6 km ở khoảng cách 150 km cách Ra đa.

Một vấn đề khác trong đo mưa bằng Ra đa là phản hồi vô tuyến (PHVT) ngoại lai mà điển hình là phản hồi vô tuyến từ mặt đất của các địa vật. Các chướng ngại mặt đất có thể che khuất cánh sóng Ra đa một phần hoặc tất cả. Những nguồn sai số chính có thể xuất hiện trong phép đo mưa bằng Ra đa là:

- Tính không đồng nhất của mục tiêu quan trắc.
 - Sự đa dạng của trạng thái hạt mưa (mưa nước, mưa đá, mưa hỗn hợp tuyết và nước);
 - Sự không nhất quán trong phân bố hạt theo kích thước (phân bố nhiều đỉnh hoặc có các hạt kích thước vượt ra ngoài miền tần xa Rayleigh như mưa đá)
 - Cánh sóng không được lấp đầy bởi các hạt hoặc lấp đầy nhưng không đồng nhất;
 - Tồn tại lớp tan băng.
 - Sự biến động của vùng mưa trong tầng khí quyển giữa mặt đất và nơi Ra đa thực hiện phép đo:
 - Hạt bị bay hơi hoặc phát triển, số lượng và kích thước hạt thay đổi;
 - Chuyển động thăng của không khí.
 - Vấn đề truyền sóng.
 - Hiệu ứng suy giảm năng lượng sóng điện từ khi truyền qua mây hoặc mưa, qua không khí, qua vòm cầu bảo vệ ăng ten.;
 - Hiện tượng truyền sóng dị thường;
 - Cánh sóng bị che lấp một phần hoặc tất cả.
 - Ra đa được định cỡ không chính xác và sai số đo đặc của phần cứng (sai số đo tọa độ góc, đo khoảng cách).
 - Chu kỳ quan trắc không phù hợp với loại mưa quan trắc.
 - Sai số trong xử lý số liệu, đặc biệt là trong đo đặc công suất trung bình của tín hiệu phản hồi và tính giá trị trung bình theo không và thời gian.
- Các nguồn sai số nói trên có thể được loại trừ hoặc hạn chế nếu có các giải pháp xử lý thích hợp.
- Mây tự nhiên hoặc mưa, ngoại trừ mưa đá, đều đáp ứng điều kiện tán xạ Rayleigh đối với các dải sóng hiện tại sử dụng trong kỹ thuật Ra đa thời tiết. Những Ra đa này có thể đo được độ PHVT(Z). Để sử dụng đại lượng này vào việc xác định một đại lượng X khác, ví dụ $X = R$ (cường độ mưa), $X = M$ (tổng lượng nước), $X = R_0$ (đường kính hạt có xác suất cao nhất trong một thể tích) $X = R_e$ (đường kính

của hạt quy về hình cầu cùng thể tích), $X = A$ (độ suy giảm)... phải thiết lập được mối quan hệ toán học giữa Z và những đại lượng đó. Có rất nhiều công trình đã nghiên cứu vấn đề này nhằm tìm ra những biểu thức thích hợp để khai thác số liệu đo mưa bằng Ra đa phục vụ cho những mục đích khác nhau mà một trong số đó là dự báo thủy văn. Quan hệ này thường được thể hiện dưới dạng hàm số mũ:

$$Z = aX^b \quad (2)$$

Cũng như cấu trúc vi mô của mây hoặc mưa mà những đại lượng trên phụ thuộc, các hệ số a và b biến động rất mạnh theo thời gian và không gian. Vì vậy phải xác định giá trị tức thời, giá trị địa phương và giá trị trung bình của chúng.

Những hệ số này có thể xác định theo phương pháp thực nghiệm trên cơ sở một tập hợp số liệu đo đồng thời của Z và X . Có hai cách để lấy giá trị quan hệ giữa Z và X :

- Tập hợp các giá trị hàm phân bố $N(D)$ đo được bằng phổ kế [Joss and Waldvogel, 1967 and 1969; Campistron, Despoux, and Lacaux, 1987; Gertzman and Atlas, 1977], từ tập hợp này Z và X được tính bằng tích phân số các hàm;

- Giá trị Z và giá trị X được đo độc lập với nhau đồng bộ về không gian và thời gian, Z thì đo bằng Ra đa còn X đo bằng phương tiện kỹ thuật khác độc lập với Ra đa (ví dụ như R thì đo bằng VLK).

2. Một số phương pháp đo mưa bằng Ra đa

Đo mưa bằng Ra đa là một nhiệm vụ quan trọng của Ra đa thời tiết. Có nhiều phương pháp đo mưa bằng. Có thể tóm tắt một số phương pháp như sau:

a. Đo mưa bằng hiệu ứng suy giảm sóng điện từ

• Dùng Ra đa sóng đơn hay Ra đa một băng sóng

Mưa làm suy giảm năng lượng sóng điện từ khi sóng này truyền qua nó. Độ suy giảm này có thể đo được bằng cách đo độ PHVT một mục tiêu cố định khi giữa Ra đa và mục tiêu này không có mưa và độ PHVT mục tiêu đó khi giữa chúng có mưa. Mức chênh lệch hai độ PHVT này sẽ phản ánh cường độ

mưa trong vùng mưa mà sóng điện từ đi qua. Độ suy giảm năng lượng sóng điện từ và cường độ mưa liên hệ với nhau bằng biểu thức sau.

$$a_p = kR^\gamma \quad (3)$$

Trong đó:

a_p - Độ suy giảm năng lượng sóng điện từ dB/km;

R - Cường độ mưa mm/g;

k, γ - Hệ số phụ thuộc vào dải tần số và nhiệt độ.

Hình 1 mô tả quan hệ giữa độ suy giảm một chiều với cường độ mưa và độ dài bước sóng Ra đã sử dụng trong dải sóng $\lambda = 0,83 - 15$ cm.

Hình 1. Độ suy giảm trong mưa phụ thuộc vào cường độ mưa và độ dài bước sóng

• Dùng Ra đa sóng kép (Dual-Wavelength a-R method)

Để tránh dùng vật mục tiêu chuẩn ở mặt đất Eccles và Mueller [1971] đã đưa ra phương pháp đo mưa theo độ suy giảm năng lượng sóng điện từ của hai băng sóng trên một khoảng cách Δr nào đó ở trong mưa mà một dải sóng bị suy giảm mạnh còn dải kia thì hầu như không bị suy giảm. Độ suy giảm này được ký hiệu là \bar{R} . Áp dụng quan hệ (2) công thức xác định cường độ mưa R có dạng:

$$\bar{R} = \left(\frac{a}{k}\right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (4)$$

Trong đó: - Hiệu số độ suy giảm của hai dải sóng;

R - Cường độ mưa trung bình trên đoạn đường Δr ;

k, γ - Các hệ số phụ thuộc vào độ dài bước sóng.

Với phương pháp này, không cần phải kiểm chuẩn Ra đa. Tuy nhiên, kết quả đạt được cũng không khả quan lắm khi trong vùng mưa có cả mưa nước hạt nhỏ lẫn với mưa đá hạt lớn do các bước sóng khác nhau và kích thước hạt khác nhau thì cơ chế tán xạ cũng khác nhau (tán xạ theo định luật Mie hay Rayleigh) và như vậy thì độ PHVT sẽ khác nhau [Sulakvelidze et al., 1965]

b. Dùng độ PHVT Ra đa sóng đơn (Single-Wavelength Reflectivity)

Một trong những phương pháp rõ ràng và phổ biến nhất là sử dụng quan hệ đơn giản giữa Z do từ một Ra đa và cường độ mưa (còn gọi là hệ thức Marshall- Palmer).

$$Z = AR^b \tag{5}$$

Rất nhiều tài liệu đề cập đến quan hệ này. Hệ số A và b trong hệ thức tương quan này biến động rất mạnh trong tự nhiên. Những biến động này có thể liên quan tới một số lượng lớn các nhân tố được phân chia thành hai loại sau.

- Nhân tố tại chỗ, địa lý và khí hậu: tính chất địa phương của điều kiện khí quyển và hoàn lưu (ví độ, độ bất ổn định, độ dày khí quyển, địa hình và hiệu ứng bờ biển...) theo địa phương và theo mùa; động lực, nhiệt động lực và các quá trình vật lý vi mô liên quan đến quá trình tạo mưa, hàm phân bố hạt theo kích thước.

- Nhân tố liên quan đến cấu trúc mây: Ở tại một nơi thì các hàm phân bố hạt theo kích thước thay đổi từ loại mây này đến loại mây khác. Ngay trong một loại thì cũng không ổn định vì có sự thay đổi trong các quá trình vật lý. Cụ thể hệ số A thường tăng còn số mũ b thì thường giảm khi cường độ đối lưu trong mây mạnh.

Vì vậy sẽ có được một kết quả đo cường độ mưa R khi có được hệ số A và b thích hợp cho địa phương và cho loại mưa hoặc lấy trung bình (theo không gian và thời gian) các hệ số này từ nhiều địa điểm để tăng phạm vi đại diện của chúng. Một số lượng lớn các hệ cặp hệ số thực nghiệm của các

tác giả khác nhau (hơn 100 cặp) đã được công bố. Trong số đó có của Marshall-Palmer, 1948; Fujiwara, 1958; Cataneo và Stout, 1968; Sekhon và Srivastava, 1970; Carbone và Nelson, 1978 ...

Một trong những cặp hệ số được sử dụng nhiều nhất là cặp hệ số của Marshall-Palmer dùng cho mưa ổn định từ mây tầng (Statiform rain) hay cho mưa vùng vĩ độ trung bình.

$$Z = 200R^{1,6} \tag{6}$$

Với mưa từ mây đối lưu (mưa rào) thì Sekhon và Srivastava, 1971 đã tìm được hệ thức:

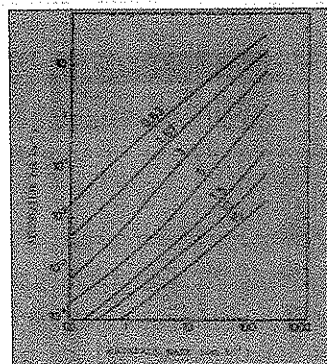
$$Z = 300R^{1,35} \tag{7}$$

Hệ thức 7 giống với các hệ thức tìm được đối với mưa rào ở các vùng địa lý khác.

Đối với tuyết Sekhon và Srivastava, 1970 trên cơ sở tổng hợp kết quả đo đạc ở các vùng khác nhau, đã tìm được hệ thức:

$$Z = 1780R^{2,21} \tag{8}$$

Trong các hệ thức trên đại lượng Z có thứ nguyên là mm^6m^{-3} , R có thứ nguyên là mmh^{-1} . Trong hệ thức (5) đại lượng Z là đại lượng đo bằng Ra đa còn R là độ cao lớp nước mưa tương đương trong 1 giờ nếu như mưa có độ PHVT bằng Z kéo dài trong khoảng thời gian đó. Với cùng một cường độ mưa độ phản hồi vô tuyến của tuyết lớn hơn rất nhiều so với độ phản hồi của mưa; sự khác nhau này phản ánh sự khác nhau về tốc độ rơi. Các hệ thức (3) - (5) được thể hiện trên hình 2 (Sauvageot 1992). Các hệ thức này chỉ được áp dụng khi điều kiện tán xạ Rayleigh được chấp nhận.



Hình 2. Đồ thị quan hệ Z và R của các hệ thức (6) - (8)

3. Sử dụng số liệu đo mưa bằng vũ lượng ký ở mặt đất để hiệu chỉnh số liệu đo mưa bằng Ra đa

Độ chính xác của phép đo mưa bằng Ra đa theo độ phản hồi vô tuyến Z có thể được cải thiện đáng kể nếu như sử dụng được số liệu đo cường độ mưa độc lập ở mặt đất để hiệu chỉnh. Thông thường cường độ mưa này được đo bằng vũ lượng ký

a. Đặc điểm số liệu đo mưa của vũ lượng kế

Các đo đặc lượng mưa hiện nay đều sử dụng dụng cụ đo mưa là VLK. Các dụng cụ này đo lượng mưa trong một khoảng thời gian và sau đó thì tính giá trị trung bình cho khoảng thời gian đó. Giá trị lượng mưa trung bình đó là cường độ mưa trung bình trong khoảng thời gian lấy mẫu. Mẫu lượng mưa có thể thay đổi phụ thuộc vào dụng cụ đo mưa. Mẫu có thể dao động trong khoảng từ mức cảm ứng của dụng cụ đến vài dexilit. Sai số lấy mẫu phụ thuộc cơ bản vào dòng không khí xung quanh bộ cảm ứng. Sai số này làm cho lượng mưa đo bằng dụng cụ giảm đi 10% khi tốc độ gió 5 m/s và đến 20 - 40% khi tốc độ gió khoảng 10 – 30m/s [Sauvageot 1992, trang 154]

Sai số tương đối của đo đặc về phân bố không gian và thời gian của mưa ở mặt đất bằng các VLK phụ thuộc vào cấu trúc của mưa và đặc điểm của mạng lưới các dụng cụ đo mưa. Sai số này tăng khi khoảng cách giữa VLK tăng và giảm khi cường độ mưa tăng, mật độ mạng VLK dày và thời gian mưa lớn.

Huff [1970] đã chứng minh rằng sai số trung bình E có thể xác định được bằng phương trình sau:

$$\text{Log } E = a + b \log P + c \log G + d \log T + e \log A \quad (9)$$

Trong đó:

P - Lượng mưa trung bình theo diện tích bằng mm;

G- Mật độ trạm đo mưa tính bằng km²/trạm;

T- Thời gian mưa tính bằng giờ;

A – Diện tích mạng lưới đo mưa tính bằng km²;

a, b, c, d và e - Các hệ số.

Sai số E (tính bằng mm) đại diện cho hiệu số giữa giá trị lượng mưa trung bình P thu được từ một

mạng lưới trạm có mật độ cao nhất và giá trị lượng mưa trung bình tính được từ tất cả các trạm VLK với mật độ G.

Sau 10 năm nghiên cứu với mạng lưới 49 trạm VLK bố trí trên một diện tích 1000 -1500 km² ở bang Illinois (Hoa Kỳ) Huff [1970] đã đưa ra được biểu thức

$$\text{Log } E = -0,49 + 0,68 \log P + 0,94 \log G - 0,01 \log T - 0,75 \log A \quad (10)$$

Mạng lưới trạm VLK dùng để kiểm tra kết quả đo mưa bằng Ra đa thường có mật độ trung bình 10-20km²/ trạm. Với mật độ này, trừ trường hợp vùng mưa dông nhỏ hay mưa trong vùng tốc độ gió mạnh, sai số đo mưa của mạng lưới sẽ nhỏ hơn 5%.

b. Hiệu chỉnh số liệu đo mưa của Ra đa bằng vũ lượng ký

Với phương pháp hiệu chỉnh này số liệu Ra đa phải bảo đảm đủ dày và liên tục. Mạng lưới so sánh phải phải được tối ưu hóa với một số lượng trạm VLK cần thiết để đạt được độ chính xác mong muốn.

Tính đại diện và hiệu lực về không gian và thời gian của phép hiệu chỉnh này phụ thuộc vào đặc điểm của mưa quan trắc, đặc biệt là vào tính đồng nhất của mưa trong khu vực quan trắc. Thực tế giá trị của phép hiệu chỉnh cho số liệu Ra đa sẽ giảm khi khoảng cách giữa thể tích xung của Ra đa (trên cao) và điểm lấy giá trị đo mưa ở mặt đất tăng. Vì vậy nên "rải" các điểm hiệu chỉnh trên toàn bộ vùng quan trắc. Mật độ tối ưu của mạng lưới VLK này phụ thuộc vào độ chính xác muốn có và độ phân giải theo không gian và thời gian cũng như vào loại mưa quan trắc và đặc điểm địa hình.

Các đo đặc của cả bằng Ra đa và VLK được thực hiện bằng cách "lấy mẫu". Những cấu trúc mưa mà kích cỡ của chúng nhỏ hơn khoảng cách giữa hai điểm lưới VLK sẽ bị "lọt lưới". Khi cấu trúc mưa này bị "bắt" bởi Ra đa thì chúng cũng không tham gia vào tương quan

So sánh giá trị trung bình lượng mưa đo bằng Ra đa và đo bằng mạng lưới VLK thấy rõ sự khác nhau rất lớn từ trong một cơn mưa hay từ cơn mưa này đến cơn mưa khác. Giá trị trung bình của tỷ số G/H

(trong đó G là lượng mưa đo bằng VLK, H là lượng mưa đo bằng Ra đa) thường dao động mạnh, có khi đến đến 2 lần từ trận mưa này đến trận mưa khác. Vì vậy rõ ràng phải tìm cách cải thiện độ chính xác của số liệu đo mưa bằng cách hiệu chỉnh để chuyển đổi giá trị đo bằng Ra đa sang lượng mưa "lại" giữa Ra đa và VLK.

- Hiệu chỉnh từ loại mưa này cho loại mưa khác

Trong cách hiệu chỉnh này tỷ số giữa lượng mưa đo bằng Ra đa và lượng mưa đo bằng VLK sẽ được tính và tỷ số này được dùng để làm hệ số hiệu chỉnh đồng nhất cho lượng mưa đo bằng Ra đa. Hệ số hiệu chỉnh sẽ là:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{i=N} G_i}{\sum_{i=1}^{i=N} R_i} \quad (11)$$

Hoặc

$$F = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} G_i / R_i \quad (12)$$

- Hiệu chỉnh theo không gian

Sự khác nhau giữa số liệu đo mưa từ các VLK mặt đất và số liệu đo mưa bằng Ra đa có nguyên nhân vật lý mà những nguyên nhân này lại thay đổi theo thời gian và không gian. Vì vậy, để tăng độ chính xác của phép hiệu chỉnh so với phép hiệu chỉnh bằng giá trị trung bình của hệ số như đã nói ở trên cần phải có hệ số hiệu chỉnh khác. Hệ số này cũng sẽ thay đổi theo không gian và phản ánh được mức độ ảnh hưởng của trạm VLK. Về mặt toán học thì hệ số này ở một điểm bất kỳ phải là giá trị nội suy của trường các giá trị F tìm được từ các điểm có VLK theo nguyên lý phân tích khách quan [Krajewski, 1987; Creutin, Delrieu va Lebel, 1988]. Cách làm này phản ánh được mức độ ảnh hưởng theo không gian của hệ số

Brandes [1975] đã đề xuất phương pháp hiệu chỉnh theo các giai đoạn như sau:

- Chuyển đổi giá trị PHVT đo được bằng Ra đa sang giá trị cường độ mưa bằng hệ thức Z – R (việc chọn các hệ số A, b trong công thức không quyết

định độ chính xác sau khi hiệu chỉnh song nên chọn hệ số phù hợp với vùng khí hậu);

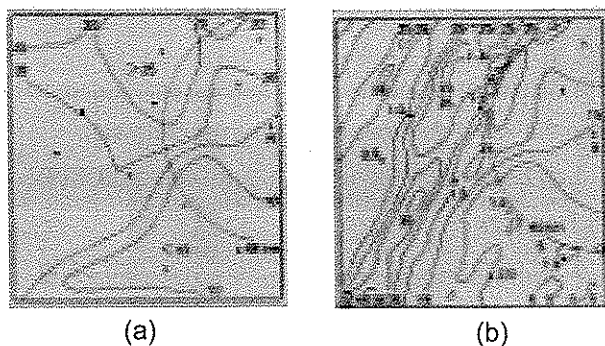
- Cường độ mưa R Ra đa sau khi chuyển đổi lại được chuyển thành lượng mưa trong từng khoảng thời gian Ra đa quan trắc (thời gian quét và xử lý số liệu), sau đó thì được cộng lại cho từng cột có diện tích bằng mức phân giải trên bản đồ Ra đa tương ứng với thời đoạn được chọn (cả trận mưa, một giờ, 3 giờ..... 24 giờ). Trường mưa tinh được sẽ được đưa lên tọa độ Decac rồi được làm tròn, lọc bớt các dao động ngẫu nhiên cỡ nhỏ.

- Tính giá trị F cho từng điểm có VLK (chỉ tính cho VLK có lượng mưa ít nhất là 2,5 mm) bằng cách sử dụng số liệu lượng mưa của Ra đa trong bán kính đã cho xung quanh vũ lượng kế.

- Từ các giá trị tỷ số ta xác định bản đồ (trường) các hệ số hiệu chỉnh sử dụng cho giá trị lượng mưa đo được bằng Ra đa để tạo ra trường lượng mưa Ra đa đã hiệu chỉnh He.

- Độ chênh lệch giữa lượng mưa đã hiệu chỉnh với lượng mưa đo bằng VLK lại được sử dụng để tinh chỉnh hệ số hiệu chỉnh sao cho lượng mưa đo bằng Ra đa đã hiệu chỉnh phù hợp với lượng mưa đo bằng VLK ở điểm đặt vũ lượng kế.

Hình 3 đây là một ví dụ về kết quả về hiệu chỉnh trường mưa của Ra đa bằng số liệu mưa của vũ lượng kế [Brandes, 1975].



Hình 3. a. Bản đồ mưa đo được bằng mạng lưới VLK. b. Bản đồ mưa đo được bằng Ra đa đã hiệu chỉnh bằng số liệu đo mưa của các VLK. Đường đẳng trị là lượng mưa mm; các điểm chấm là vị trí VLK; các chữ số ghi bên cạnh điểm chấm là hệ số hiệu chỉnh. Chữ R là vị trí trạm Ra đa.

Một số nghiên cứu cho thấy rằng khi có mưa rào trên một diện tích 1000 km², lượng mưa đo bằng Ra đa được hiệu chỉnh bằng số liệu đo mưa của 2 VLK (mật độ VLK là 1/500 km²) sẽ có độ chính xác bằng số liệu của 50 VLK (mật độ VLK là 1/20 km²) trên cùng diện tích, là khoảng 20%.

Trên bề mặt diện tích 1000 km² với thời gian mưa là 1 giờ, số liệu đo mưa của 10 VLK (mật độ vũ lượng kế là 1/100 km²) cho sai số 40%. Nếu dùng số liệu 10 VLK đó để hiệu chỉnh số liệu Ra đa thì sai số sẽ không vượt quá 15%.

Theo kết quả nghiên cứu của nhiều tác giả [Sauvageot 1992], khi thời gian mưa dài (lớn hơn 24 giờ) thì phương pháp đo mưa kết hợp giữa Ra đa và VLK sẽ giảm sai số đo mưa 10-30% so với giá trị chỉ đo bằng 1VLK trên diện tích 1000-2000 km². Sai số sẽ giảm khi khoảng cách giữa các VLK giảm. Ý nghĩa đo mưa của Ra đa sẽ mất đi khi mạng lưới VLK đủ dày và phép hiệu chỉnh sẽ không mang lại lợi ích hay nói cách khác là không cần số liệu mưa đo bằng Ra đa. Với thời lượng mưa lớn hơn 24 giờ thì độ chính xác của số liệu đo mưa của mạng lưới 1 VLK sẽ bằng độ chính xác của số liệu đo mưa của Ra đa kết hợp với VLK với mật độ 1 VLK cho 250-300 km² (tương đương với hình vuông có cạnh 16-17 km hay hình tròn có bán kính 9-10 km).

c. Nghiên cứu khả năng đo bằng Ra đa thời tiết ở Việt Nam

Vấn đề đo mưa bằng Ra đa ở Việt Nam đã được quan tâm từ những năm chín mươi của thế kỷ trước khi các Ra đa thời tiết đầu tiên được lắp đặt và đưa vào khai thác

Trần Tấn Dũng, 2000 đã sử dụng số liệu Ra đa thời tiết MRL-5 chưa số hóa ở trạm Phù Liễn để tính lượng mưa trong từng vùng không gian 30 km x 30 km và so sánh với lượng mưa đo được từ các VLK trong đó. Công trình này gặp phải khó khăn là Ra đa quan trắc không liên tục, số liệu xử lý thủ công.

Tạ Văn Đa, 2002 đã sử dụng số liệu Ra đa MRL-5 chưa số hóa ở trạm Vinh để tính cường độ mưa và lượng mưa tổng thể có so sánh với số liệu đo mưa của các VLK. Tác giả đã đánh giá sai số giữa lượng mưa đo bằng 2 phương tiện kỹ thuật khác

nhau và rút ra một số kết luận. Mặc dù đã rất công phu trong việc chia các ô lưới với diện tích nhỏ với mong muốn nâng cao tính đồng bộ giữa số liệu Ra đa và số liệu VLK nhưng vì trong thời gian khảo sát không có các trận mưa lớn nên kết quả bị hạn chế. Cũng như Trần Tấn Dũng năm 2000 tác giả Tạ Văn Đa cũng gặp phải khó khăn trong khâu xử lý số liệu mưa vì Ra đa chưa số hóa và không quan trắc liên tục.

Trần Duy Sơn, 2007 đã nghiên cứu khả năng đo mưa của Ra đa đã số hóa TRS-2730 trạm Phù Liễn. Trong công trình này tác giả đã tính cường độ mưa đo bằng Ra đa theo độ PHVT (Z) của các điểm không gian xung quanh địa điểm đặt VLK và tính với các loại giá trị Z khác nhau Ztb (độ PHVT trung bình), Zmax (độ PHVT cực đại), Ztsin (độ PHVT có tần suất lớn nhất). Giá trị này cũng được khảo sát với các bán kính khác nhau xung quanh điểm đặt VLK. Một phần quan trọng trong công trình này là thử nghiệm phép hiệu chỉnh số liệu cường độ mưa đo bằng Ra đa theo cường độ mưa đo bằng VLK trên cơ sở sử dụng số liệu đo mưa bằng Ra đa và số liệu của 2 VLK đặt gần nhau. Kết luận của công trình là:

Cường độ mưa đo bằng Ra đa thấp hơn cường độ mưa đo bằng VLK rất nhiều;

Sai số tương đối trung bình cường độ mưa chưa hiệu chỉnh tính với giá trị Zmax là nhỏ nhất.

Trong các cặp hệ số A và b trong công thức Marshall-Palmer thì cặp hệ số A = 200, b = 1,2 cho sai số cường độ mưa nhỏ nhất.

Khi có hiệu chỉnh cường độ mưa đo bằng Ra đa bằng cường độ mưa đo bằng VLK thì sai số giảm đi rất nhiều.

Nguyễn Thị Tân Thanh năm 2010 đã nghiên cứu khả năng đo mưa của các Ra đa DWSR 93C trên cơ sở sử dụng số liệu Ra đa thời tiết trạm Tam Kỳ. Đã tính các hệ số A và b cho khu vực miền Trung Việt Nam. Sự khó lý giải trong các kết luận của đồng nghiệp này là giá trị A quá nhỏ mà giá b lại quá lớn khác thường. Kết quả là cường độ mưa đo bằng Ra đa rất nhỏ.

4. Kết luận

Vấn đề đo mưa bằng Ra đa đang thu hút sự quan tâm của nhiều nhà khí tượng Việt Nam nhất là trong điều kiện các dự án lắp đặt các Ra đa thời tiết với số lượng lớn đang triển khai ở nước ta. Hiệu quả đo mưa bằng Ra đa thời tiết là vấn đề không còn phải bàn cãi. Song khi triển khai công tác này cần phải có sự đầu tư đồng bộ cho mạng lưới Ra đa

VLK. Thời gian đầu ta có thể tham khảo áp dụng các kết luận của nước ngoài đã công bố về mật độ trạm VLK. Trong quá trình ứng dụng sẽ định ra mật độ thích hợp cho địa phương tương ứng với nhiệm vụ và yêu cầu độ chính xác của số liệu đo mưa kết hợp Ra đa và VLK..

Tài liệu tham khảo

1. Branhdies, E.A., 1977. Flow in Severe Thunderstorm Observed by Dual- Doppler Radar. *Monthly Weather Rev.*, Vo.105, pp.113-120
2. Campistron, Despaux, and Lacaux, 1987: A Microcomputer Data-Acquisition System for Real-time for Processing of Raindrop Size distribution Measured with the Rd69 Didrometr. *J. Atmospheric and Oceanic Texnology*, Vol. 4, pp.536-540.
3. Carbone, R.E., and Nelson, L.D., . 1978. The Evalution of Raindrop Spectrain Warm- Based Convecctive Storm as Observed and Numerically Modeled. *J. Atmospheric Science*, Vol. 12, pp.2302-2314.
4. Creutin, J. D. , Delrieu and T. Lebel, 1988: Rain Measurement by Raingauge-Radar Combination: A Geostatistical Abroach. *J. Amospheric and Oceanic Technology*, Vol. 5, pp.102-115.
5. Gertzman and Atlas, 1977: Sampling Errors in the Measurement of Rain and Hai parameters. *J. Geophysics Reseach*, Vol. 82,pp 4955-4966.
6. Joss and Waldvogel, 1967: Ein Spectrograph fúniederschlagstrofen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysics*, Vol.68,pp.240 – 246
7. Joss and Waldvogel, 1969: Raindrop Size Distributions and Sampling Size Errors. *J. Atmospheric Science*, Vol. 26,pp.566-569.
8. Krajewski, W. F., 1987: Cokriging Radar Rainfall and Rain Gauge Data. *J. Geophysical Reseach*, Vol. 92, pp. 9571-9580.
9. Marshall, J.S., and W. M. K . Palmer, 1948: The Distribution of Raindrops with Size. *J. Meteorology*, Vol5, pp.165-166.
10. Fujiwara, M., 1965: Raindrop-Size Distribution from Individual Storm, *J. Atmospheric Science*, Vol.22,pp. 585-591..
11. Sekhon, R.S., and R.C. Srrivastava, 1970: Snow Size Spectra and Radar Reflectivity, *J. Atmospheric Science*, Vol.27, pp. 299-307
12. Sauvageot, H., 1992: Radar Meteorology 1992.
13. Huff, P.A. 1970: Sampling Errors in Mesuarement of Mean Preciptation, *J. Applied Meteorology*, Vol5, pp.165-166
14. Sulakvelidze, G.K., N.Sh. Bibilashvili, and V. F. Lacheva ., 1965. Formation of Precipitation and Mod- ification of Hail Process, *Hydromet. Publ. Hause, Leningrad*
15. Trần Tấn Dũng, 2002. Thử nghiệm đo mưa bằng Ra đa thời tiết. Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học cấp Tổng cục. Tổng cục KTTV 2000.
16. Tạ Văn Đa, 2002. Nghiên cứu khả năng đo mưa bằng Ra đa thời tiết. Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học cấp Tổng cục. Tổng cục KTTV 2002.
16. Trần Duy Sơn, 2007. Nghiên cứu sử dụng thông tin Ra đa thời tiết phục vụ theo dõi, cảnh báo mưa dông và bão. Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học cấp Bộ Bộ Tài nguyên và Môi trường 2007. Tr. 54-59.
17. Nguyễn Thị Tân Thanh, 2010. Nghiên cứu thử nghiệm dự báo cực ngắn mưa, dông. Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu khoa học cấp Bộ Bộ Tài nguyên và Môi trường 2010.