

DỰ TÍNH MƯA BÃO BẰNG MÔ HÌNH THỐNG KÊ KHÍ HẬU

NGUYỄN VĂN TUYẾN

Cục Dự báo KTTV

Những kiến thức khí hậu cho đến nay vẫn luôn luôn là một công cụ của dự báo thời tiết. Người ta còn nói: «Khí tượng hiện đại là tổng hợp của khí hậu học và các khoa học vật lý của khí quyển». Nhất là ở khu vực nhiệt đới thì phương pháp khí hậu hàng nửa thế kỷ nay vẫn còn là một nhánh (hay phương pháp) của các phương pháp dự báo thời tiết nhiệt đới [5]

Mặc dù mô hình thống kê khí hậu có một số hạn chế như đã trình bày trong [3] nhưng cũng vẫn xứng đáng là một công cụ dự báo mưa bão, (nhất là đối với ta đang cần tăng cường cơ sở kỹ thuật cho công tác dự báo thời tiết. Mô hình thống kê khí hậu dự tính mưa bão dưới đây được thiết lập dựa vào cơ sở lý luận đã trình bày trong [3], có một số phân tích bổ sung và thay đổi cho phù hợp với thực tế khách quan của ta.

I — MÔ HÌNH

1. Mô hình thống kê khí hậu ở đây xem mưa bão là do hội tụ ẩm ở tầng thấp sát mặt biển, mặt đất được đưa lên cao nhờ chuyển động đối lưu, rồi ngưng kết thành mây và cho mưa. Ở đây không phải mô hình động lực nên không được xem xét gì đến tốc độ thẳng đứng và các quá trình vật lý khác mà cho rằng có bao nhiêu lượng ẩm được hội tụ vào trong hoàn lưu bão thì có bấy nhiêu lượng mưa, không có phân kỳ ẩm ở lớp giữa (khoảng từ 1 đến 5 — 6km). Đối với địa điểm cụ thể trong khu vực nếu có địa hình đồi núi cao thì lượng mưa còn được gia tăng nhờ hiệu ứng địa hình. Như vậy, mưa bão trong mô hình thống kê — khí hậu bao gồm hai phần mưa do hội tụ và mưa do địa hình.

1. Mưa hội tụ

Ở lớp dưới thấp, khối không khí hội tụ lại, mạnh mẽ nhất là ở phía trước miền gió cực đại của dòng chảy phía đông và phía nam tầng thấp. Ở trên cao thì không khí lạnh chảy xuống và có dòng phân kỳ trên cao do sự hiện diện của xoáy nghịch trên cao trên khu vực có bão. Ở phần trung tâm của bão, khối mây dày đặc được tạo thành mà trên ảnh mây vệ tinh được gọi là phần đĩa mây trung tâm. Phần đĩa mây ở khu vực Việt Nam có độ lớn 1,5 — 4,0 độ kinh/vĩ (hay 160km — 450km). Mây đối lưu này còn trải dần ra dải mây phần ngoài thành mây Ns, cho mưa rất dữ dội. Như vậy những cơn bão mạnh, mây bão bao trùm toàn Bắc Bộ, còn những cơn bão yếu hơn (đối lưu phát triển yếu hơn) thì mây bão bao trùm chủ yếu phần phía đông Bắc Bộ (vì khoảng cách giữa 2 điểm cực tây và cực đông Bắc Bộ khoảng 5,5 độ kinh).

Để mô hình hóa mưa do bão ta đưa ra các giả thiết sau đây:

a) *Bão có phân bố áp suất đối xứng.*

Trong thực tế khi bão đổ bộ vào đất liền phần phía trước bão gradien khí áp tăng lên do ma sát, làm cho bão có phân bố khí áp bất đối xứng. Điều này cũng quan sát được khi bão di chuyển ngoài đại dương với mức độ bất đối xứng nhỏ hơn: bão di chuyển càng nhanh mức độ bất đối xứng càng lớn. Phân bố khí áp bất đối xứng kéo theo sự phân bố bất đối xứng của một số yếu tố khác như gió, nhiệt, ẩm, cuối cùng là mưa. Nhưng nếu ta lấy trung bình cho một khu vực hoặc một miền trong đó có chứa trạm (địa điểm) ta cần xem xét thì hoàn toàn có thể chấp nhận được.

b) *Thỏa mãn các điều kiện dừng.*

Điều kiện dừng ở đây giống như ở hầu hết các mô hình dự báo thời tiết đã được chấp nhận: trạng thái bão ở thời điểm t được xác định khi biết trước trạng thái bão ở thời điểm t_0 , khoảng thời gian $\Delta t = t - t_0$ và $\frac{dv}{dt} = \text{const}$

c) *Không khí bề mặt là không khí đã bão hòa và gradien nhiệt thẳng đứng là đoạn nhiệt ẩm.*

Giả thiết này hầu như hoàn toàn thỏa mãn vì bão hình thành trên biển, hơi nước từ biển cuốn hút vào hoàn lưu bão nên luôn luôn thỏa mãn trạng thái bão hòa ở lớp dưới thấp. Trong thực tế quan trắc, ngày mà bão đổ bộ vào trạm là ngày trạm nằm trong miền đối lưu mạnh mẽ, độ ẩm tương đối đạt bão hòa hoặc xấp xỉ bão hòa. Còn khi trạm nằm ở dải mây ngoài của bão thì thường độ ẩm thấp hơn, nếu có mưa trước bão thì độ ẩm đạt trạng thái bão hòa.

Khi không khí bên trong miền đối lưu mạnh mẽ của bão thỏa mãn giả thiết này thì có bao nhiêu lượng ẩm sẽ tương ứng với bấy nhiêu lượng mưa khả giáng, không có trao đổi nhiệt (năng lượng) trong quá trình không khí ẩm chuyển động lên trên tạo thành mây mưa.

d) *Có hội tụ ngang ở lớp thấp nhất 1km, không có phân kỳ trong lớp giữa 1km và 6km, không có phân kỳ ẩm ở trên 6km.*

Giả thiết về hội tụ ngang ở lớp thấp nhất hoàn toàn thỏa mãn trong thực tế. Trong lớp giữa 1 và 5-6km không có dòng phân kỳ, những dòng hội tụ ngang được di chuyển lên trên và tạo thành các hoàn lưu dạng xoáy theo chiều thẳng đứng. Về phân kỳ ẩm ở trên 6km có thể được chấp nhận để cho mô hình được đơn giản, vì phần mây dày đặc ở gần tâm bão có thể có đỉnh mây ở độ cao trên 10km (dải mây dày đặc cách tâm bão 20km, có độ rộng cách tâm 30-60km, chân mây dưới 1km, đỉnh mây trên 10km). Nếu tính cả mây dải ngoài thì về trung bình đỉnh mây đối lưu khoảng 5-6km.

e) *Tốc độ dọc theo bán kính bão thuộc bên trong dòng chảy vào là một hàm duy nhất của bán kính.*

Với những giả thiết khả chấp trên đây ta có thể mô phỏng khối không khí chứa lượng nước khả giáng trên miền đối lưu mạnh mẽ của bão như là

một khối hình trụ có bán kính r , chiều cao $dH = \frac{dP}{dg}$ (hình 1). Nếu gọi tốc

độ dọc theo bán kính hướng dòng khí vào tâm bão là $\bar{V}_r$, ($\bar{V}_r$ trung bình cho

toàn miền) thì trong một đơn vị thời gian, khối lượng khí được hội tụ vào bên trong hình trụ là $2\pi r \bar{V}_r \Delta p/g$.

Trong đó $\Delta p = 100 \text{ mb}$, g là gia tốc trọng trường. Nếu độ ẩm riêng trung bình là $\bar{q}$ thì lượng ẩm hội tụ vào trong hình trụ trong một đơn vị thời gian là

$$2\pi r \bar{V}_r \bar{q} \Delta p/g \quad (1)$$

Diện tích đáy miền hình trụ là πr^2 nên cường độ mưa bên trong vòng tròn đáy hình trụ trung bình là:

$$R' = \frac{2\bar{V}_r \Delta p \bar{q}}{rg} \quad (2)$$

Mưa trung bình trên miền hình vành khăn sẽ là:

$$\frac{2\Delta p(r_1 \bar{V}_{r_1} \bar{q}_1 - r_2 \bar{V}_{r_2} \bar{q}_2)}{g(r_1^2 - r_2^2)} \quad (3)$$

Ở đây r_1 là bán kính vòng tròn lớn

r_2 là bán kính vòng tròn nhỏ.

Thay trị số của Δp và g vào công thức (3) ta có cường độ mưa trung bình tính bằng mm/h là:

$$R = \frac{4,572(r_1 \bar{V}_{r_1} \bar{q}_1 - r_2 \bar{V}_{r_2} \bar{q}_2)}{r_1^2 - r_2^2} \quad (4)$$

Ở đây $\bar{V}_r$ là thành phần tốc độ gió thổi vào tâm trên bán kính r tính bằng m/s, r là bán kính tính từ tâm bão tính bằng dặm Anh; $\bar{q}$ là độ ẩm riêng trung bình cho toàn miền tính bằng g/kg, chỉ số 1 và 2 chỉ giá trị tương ứng trên vòng tròn lớn và vòng tròn nhỏ của hình vành khăn.

Nếu vòng tròn nhỏ là mắt bão thì $\bar{V}_{r_2} = 0$ và công thức (4) trở thành

$$R = \frac{4,572 r_1 \bar{V}_{r_1} \bar{q}_1}{r_1^2 - r_2^2} \quad (5)$$

Trong trường hợp địa điểm dự báo nằm trong vùng mắt bão thì $\bar{V}_{r_1} = 0$ do đó $R=0$. Điều này rất lý thú là phù hợp với thực tế trời quang mây ở khu vực mắt bão.

Trong trường hợp $r_1 = r_2$ và $r_2 \neq 0$, tức địa điểm dự báo nằm ở thành mắt bão, thì $\bar{V}_{r_1} = 0$ nên $R = 0$

Trong trường hợp $r_2 = 0$ tức bão không có mắt và $r_1 = 0$ thì

$$R = \frac{4,572 \bar{V}_{r_1} \bar{q}_1}{r_1} \quad (6)$$

Theo các tác giả nước ngoài thì bán kính mắt bão mà tại đó $\bar{V}_{r_2} = 0$ trung bình chỉ vào khoảng 8 km. Chúng tôi đã khảo sát thử trường hợp thay về phải, sử dụng 2 công thức (5) và (6) bằng việc chỉ sử dụng công thức (6) thì sai số rất nhỏ: với $r_1 \geq 15 \text{ km}$ thì sai số của lượng mưa R là $\leq 2,6\%$. Hơn thế nữa việc xác định vị trí tâm bão và bán kính mắt bão sai số thường hàng

chục, có khi hàng trăm km, do đó trong tính toán thực tế ta có thể chỉ sử dụng công thức (6) là đủ.

2. Vấn đề mưa do địa hình

Người ta đều thừa nhận rằng sự phân bố của giáng thủy có quan hệ với sự phân bố địa hình, mức độ quan hệ mạnh yếu thì tùy thuộc ở hoàn lưu và địa hình thực tế. Ở đây chúng tôi muốn đề cập đến những kết quả mới nhất khác với lý thuyết cổ điển về vấn đề này.

Lý thuyết cổ điển về ảnh hưởng của địa hình đối với giáng thủy giải thích là khi gió gặp địa hình núi non thì chuyển động lên theo sườn núi, nhiệt độ không khí giảm theo quá trình đoạn nhiệt, không khí lạnh đến bão hòa và tiếp đó là ngưng kết tạo thành mây và giáng thủy. Còn ở phía khuất gió thì mây tràn sang do chuyển động giáng, nó sẽ bốc hơi và tan rã (hình 2).

Trước kia vì chưa có đủ số liệu quan trắc, kể cả số liệu ra đa và vệ tinh, chất lượng cũng chưa cao nên người ta vẫn cứ coi thuyết cổ điển trên là đúng, tuy đã có một số dự báo viên nghi ngờ có cảm tưởng rằng nó chưa hoàn chỉnh đối với mục đích dự báo.

Bằng những nghiên cứu mô hình hóa vào những năm 70 và những nghiên cứu phân tích vào những năm gần đây của một số nhà nghiên cứu [2], FOHN-SPAGNOL (Canada) đã đi đến kết luận là: Hiệu ứng chính của dãy núi là gây ra sự biến dạng trong trường gió. Những quan trắc đều cho thấy rằng hầu hết mây và giáng thủy ở phía đón gió của sườn núi đều đã tồn tại từ trước khi chuyển động vào khu vực núi đồi đó. Khi dải mây (hoặc mưa) chuyển động vào, đạt tới bờ (hoặc sườn núi) thì nó biến dạng, kéo dài ra theo triền núi, chậm lại và có khuynh hướng tựa đứng dọc theo hướng đón gió của dãy núi, vì thế hầu hết giáng thủy sẽ xảy ra ở khu vực này. Khi dải mây theo sau đó cũng trải qua quá trình y như thế thì hòa nhập với dải mây trước và tương tác với nhau, làm cho lượng mưa tăng lên.

Như vậy việc tính mưa do địa hình không phải chỉ do dòng thăng sinh ra khi không khí chuyển động ngang gặp vật chắn (đồi núi), mà chủ yếu do vật chắn làm cho các đám mây hòa nhập với nhau, tương tác với nhau sinh ra lượng mưa gia tăng (hình 3). Thật khó có thể đưa ra một công thức tính được lượng mưa gia tăng do nguyên nhân này.

Theo Shields A.J [4] thì mưa do địa hình với quan điểm cũ được tính theo công thức sau:

$$R = 49,77.u \frac{P_0}{T_{v_0}} (W_0 - W_1) \operatorname{tg} \alpha \quad (7)$$

Trong đó u là tốc độ gió nằm ngang (m/s), P_0 áp suất bề (mặt mb), W_0 và W_1 — độ ẩm riêng ở lớp dưới và lớp trên của cột không khí (g/kg), α là góc nghiêng địa hình, T_{v_0} — nhiệt độ ảo được tính theo công thức sau:

$$T_{v_0} = T_0 (1 + 0,608q) \quad (8)$$

Trong đó, T_0 — nhiệt độ không khí bề mặt, q — độ ẩm riêng bằng trị số hỗn hợp ẩm:

$$W = \frac{0,622e}{P} \quad (9)$$

Ở đây, e – sức trương hơi nước bão hòa (mb) P – áp suất (mb), thường lấy $P = P_0$

Theo quan điểm của chúng tôi thì ở ven biển Bắc Bộ chỉ có khu Đông Bắc có địa hình núi non, nhưng vùng ven biển núi thấp, trung bình khoảng dưới 500m, không có hiệu ứng đáng kể.

Ở đây cũng xin nói là Fohn Spagnol [2] thì bác bỏ hoàn toàn cơ chế vật lý của thuyết cổ điển về hiệu ứng địa hình, còn chúng tôi thì đồng tình với Fohn Spagnol, nhưng vẫn đưa ra đây công thức [7] cho bạn đọc tham khảo.

3. Hiệu chỉnh độ cao trạm

Trong các công thức tính (7) và (9) các trị số P_0 và T_{v0} ứng với độ cao trung bình mực biển. Đối với các trạm khi phát báo chưa dẫn về độ cao mực biển thì cần hiệu chỉnh theo bảng đã tính sẵn dưới đây:

Bảng 1 — Hiệu chỉnh độ cao mực trạm (%)

Độ cao trạm (m)	Mực biển	100	300	500	700	1000
Mưa hội tụ	100	99	96	93	90	86
Mưa địa hình	100	99	97	95	93	91

4. Việc áp dụng và những kết quả ước lượng mưa bão bằng mô hình thống kê khí hậu

a) *Đặc trưng trung bình của số liệu trong lớp 100mb sát mặt đất.*

Muốn sử dụng công thức (6) để ước lượng mưa bão cho một địa điểm trong thời đoạn Δt nào đó (thường lấy 12, 24, 36 và 48 giờ) chúng ta cần phải biết thành phần gió hướng tâm, độ ẩm riêng trung bình cho toàn miền, bán kính r . Vì trị số xấp xỉ bằng nhau giữa độ ẩm riêng và tỷ số hỗn hợp ẩm nên trong thực tế ta thay nó bằng tỷ số hỗn hợp ẩm, tính theo công thức (9).

Như vậy, trên bản đồ H_{850} , ta có sẵn độ ẩm riêng q ở các trạm quan trắc cao không, còn ở bản đồ mặt đất thì ta tính tỷ số hỗn hợp ẩm theo công

thức $\bar{W} = \frac{0,622e}{P}$ khi biết sức trương e và trị số khí áp p .

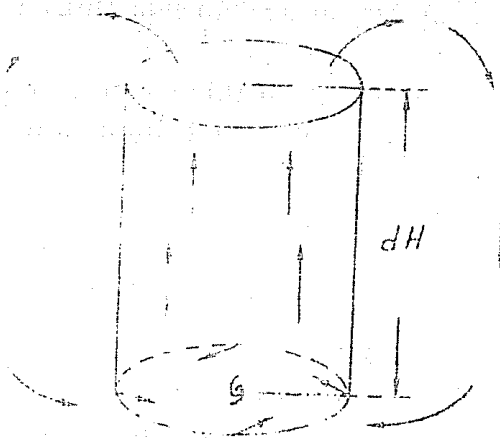
Người ta có thể lấy các trị số của những yếu tố trên một tầng như bề mặt làm trị số đặc trưng cho lớp 100mb. Song ở đây chúng tôi lấy các trị số trung bình tầng bề mặt và tầng H_{850} làm trị số đặc trưng trung bình cho lớp 100mb sát mặt đất.

Về thời gian thì chúng ta không có đủ các quan trắc từng giờ, nên đã lấy các bản đồ của các « obs » synopt chính 00, 06, 12, 18z; bản đồ H_{850} thì lấy 2 « obs » chính 00 và 12z. Song phải tiến hành nội suy các trị số yếu tố cần có theo các thời đoạn 6 giờ một.

Theo chúng tôi, trong những trường hợp có thể, ta sẽ sử dụng các số liệu quan trắc « obs » TYPH để ước lượng mưa bão, nghĩa là theo các quan trắc từng giờ.

b) *Một số tính toán thực nghiệm và kết quả*

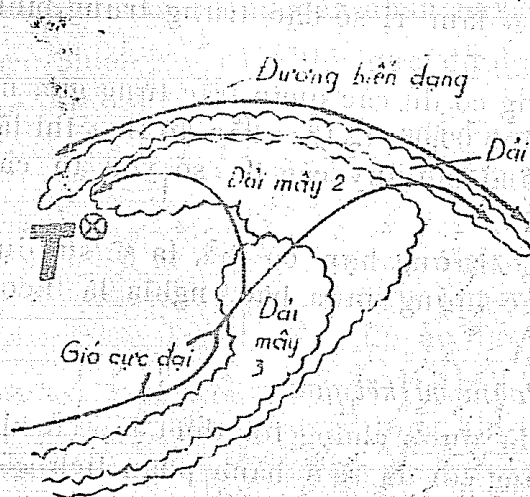
Để khảo sát xem mô hình đã được chúng tôi thiết lập có khả năng áp dụng vào thực tế hay không, chúng tôi đã tiến hành phân tích các yêu cầu thực tế mà mô hình này có thể thỏa mãn.



Hình 1. Mô phỏng hiện tượng đối lưu tạo thành mưa bão



Hình 2. Hiệu ứng địa hình theo thuyết cô điển



H Sơ đồ các dải mây phía trong miền biên dạng tương tác với nhau khi gặp vật chướng ngại biên dạng trường gió/khí áp

— Cố gắng trước hết là chọn các cơn bão trước khi đồ bộ có cấu trúc tương đối thỏa mãn các giả thuyết nêu trong mô hình.

Ước lượng mưa bão cho một số địa điểm thuộc đồng bằng ven biển Bắc Bộ như Hà Nội, Nam Định, Tiên Yên. Trạm Hà Nội được chọn như một địa điểm tiêu biểu của vùng đồng bằng (nhưng nằm sâu trong đất liền); Trạm Nam Định được chọn như một địa điểm tiêu biểu cho đồng bằng ven biển; còn trạm Tiên Yên được chọn như một địa điểm tiêu biểu cho khu đông Bắc Bộ.

Vùng Tiên Yên, Móng Cái tuy có địa hình phức tạp, có núi non, song như quan điểm mới về ảnh hưởng của địa hình đến sự gia tăng lượng mưa mà chúng tôi đã trình bày ở trên thì Tiên Yên có đồi núi thấp, quy mô nhỏ, sẽ không có lượng mưa gia tăng khi bão đồ bộ vào từ phía biển Đông.

Ở đây chúng tôi trình bày kết quả tính thử nghiệm cho 4 cơn bão: SARAY (1977), LOLA (1978), JOE (1980) và IRVING (1982).

Các cơn bão này đều xuất hiện ở phía đông Philippin, di theo hướng tây bắc và tây, tây bắc, đồ bộ vào bờ biển nước ta trên đoạn từ Hà Nam Ninh — Hải Phòng đến Móng Cái. Thời gian đồ bộ của các cơn bão này từ tháng VII đến tháng X nghĩa là được chọn rải ra trong chính mùa bão. Về lượng mưa của các cơn bão bao gồm một cơn hầu như « bão khan », một cơn mưa hàng trăm mm và 2 cơn còn lại chỉ gây ra mưa vừa, mưa to.

Đối với mỗi cơn bão, chúng tôi tiến hành ước lượng mưa trong 2 ngày liên tiếp: một ngày trước khi bão đồ bộ và một ngày sau khi bão đồ bộ. Sau khi bão vào đất liền ta vẫn có thể áp dụng mô hình này để tính mưa được, nếu hoàn lưu bão còn duy trì và những giả thiết của mô hình còn được thỏa mãn ở mức độ nào đó.

Tất nhiên không thể áp dụng một phương pháp đánh giá nào vào mô hình này mà chỉ thông qua một số ít trường hợp thử nghiệm, ở đây chỉ phân tích các kết quả thu được để rút ra những nhận xét, đánh giá khả năng đúng đắn của mô hình.

— Trước tiên ta xem xét cơn bão IRVING đồ bộ vào Móng Cái ngày 15 tháng IX năm 1982: thực tế trong ngày 14 và 15 ở Hà Nội, Nam Định và Tiên Yên đều không có mưa, còn ước tính thì Hà Nội mưa 1mm, Nam Định 6,3mm, Tiên Yên 6,2mm. Sang ngày 16, mưa thực tế quan trắc được ở Hà Nội 0,1mm, Nam Định không mưa, Tiên Yên mưa 174mm; còn lượng mưa ước tính thì Hà Nội 00mm, Nam Định 6,0mm, Tiên Yên 28,6mm. Có thể nói dự báo thí điểm Hà Nội hoàn toàn tốt, cho điểm Nam Định tuy dự báo có mưa song đối với mưa bão thì 6mm và 6,3mm là mưa rất nhỏ, không đáng chú ý, nên thực tế không mưa cũng có thể cho đó là một dự báo tốt. Riêng đối với Tiên Yên thì kết quả dự báo có tồi hơn vào ngày 16: từ 19 giờ (giờ Hà Nội) ngày 15 đến đến 19 giờ ngày 16 mưa thực tế 174mm, nhưng ước tính chỉ có 28,9mm. Tuy nhiên ta có thể phân tích chi tiết hơn để thấy được tính đúng đắn của mô hình: nếu tách riêng 12 giờ đầu ngày 16 (tức từ 19 giờ ngày 15 đến 7 giờ ngày 16) thì lượng mưa thực đo là 31mm còn ước tính là 21mm; sai số lớn chỉ xảy ra ở nửa sau của ngày 16 (tức từ 7 giờ ngày 16 đến 19 giờ ngày 16), mưa thực đo 143mm, còn ước tính thì chỉ có 0,5mm. Thực tế trên bản đồ synop lúc 7 giờ (Hà Nội) ngày 16 ở khu vực Móng Cái — Tiên Yên bão đã tan, chỉ để lại một tâm thấp rất nhỏ, tồn tại từ mặt đất lên đến mực 500mb. Rõ ràng trong thời đoạn từ 7 giờ đến 19 giờ ngày 16 không còn bão và cũng không còn hoàn lưu

bão, mà là hình thể mưa sau bão cùng với fron lạnh đã xuống từ trước khi bão vào, không thuộc phạm vi áp dụng mô hình này. Nhìn chung, đây là một cơn bão «khan», mưa rất ít, gió yếu, độ ẩm thấp, bão tan nhanh.

— Cơn bão JOE đổ bộ vào Hải Phòng ngày 23 tháng VII năm 1980 gây ra mưa, mưa vừa, mưa to toàn Bắc Bộ. Kết quả ước tính mưa cho Hà Nội, Nam Định và Tiên Yên đều khá tốt. Lượng mưa ước tính ngày 22 tháng VII ở 3 địa điểm đều thấp hơn tế thực, nhưng không nhiều, đều ở cùng cấp mưa — mưa vừa (ước tính 15,3mm, 19,5mm, 32,3mm, thực đo tương ứng 32,5mm, 42,6mm, 56,9mm); sang ngày 23 tháng VII lượng mưa ước tính và thực đo đều so sánh được với nhau trong cấp mưa to (ước tính 138,9mm, 153,3mm, 81,7mm thực đo tương ứng 104,5mm, 110,5mm, 132,5mm).

— Cơn bão LOLA đổ bộ vào Móng Cái ngày 2 tháng X năm 1978 gây ra mưa toàn Bắc Bộ. Kết quả ước tính cho 3 địa điểm đều khá tốt: ngày trước khi bão vào lượng mưa nhỏ, ước tính 11,0mm; 4,9mm, 4,7mm, thực đo tương ứng 0,6mm; 0,8mm; 11,5mm; ngày sau khi bão đổ bộ cả 3 địa điểm đều có mưa vừa, mưa to, ước tính 119,7mm, 41,3mm; 117,7mm, thực đo tương ứng là 84,2mm; 35,1mm; 139,5mm.

— Cơn bão SARAN đổ bộ vào khu vực Hà Nam Ninh — Hải Phòng ngày 21 tháng VII năm 1977 gây ra mưa và mưa vừa, mưa to toàn Bắc Bộ. Kết quả ước tính mưa cho Hà Nội, Nam Định và Tiên Yên đều rất tốt: ngày trước khi bão đổ bộ lượng mưa ước tính là 54,0mm, 72,2mm; 93,5mm, thực đo tương ứng 35,7mm; 124,9mm; 66,5mm nghĩa là cùng cấp mưa vừa, mưa to. Ngày sau khi bão vào, lượng mưa ước tính là 78,5mm; 59,3mm; 24,1mm và lượng mưa thực đo tương ứng là 65,7mm, 52,0mm, 40,6mm; nghĩa là cùng cấp mưa vừa.

Trong cơn bão thử nghiệm thì cơn SAPN là cơn có độ ẩm khá lớn (17 — 18g/kg), cơn bão IRVING và LOLA có độ ẩm khá nhỏ (10 — 11g/kg). Tuy nhiên, độ ẩm nhỏ như vậy cũng không phải là nhân tố quyết định lượng mưa bão, vì nó còn phụ thuộc rất đáng kể vào gió và đặc biệt là vào khoảng cách đến tâm bão.

II — KẾT LUẬN

— Mô hình thống kê — khí hậu trên đây là một mô hình có cơ sở khoa học với những giả thiết chấp nhận được trong thực tế.

— Những tính toán thử nghiệm với điều kiện thực tế về số liệu ở Việt Nam cho thấy kết quả khả quan.

— Cũng tương tự như ở các trung tâm dự báo các nước, khi có những dự báo về quỹ đạo bão ta có thể áp dụng mô hình này vào việc dự báo mùa bão cho các địa điểm đồng bằng ven biển nước ta.

Tuy những tính toán thử nghiệm của chúng tôi cho Bắc Bộ, song mô hình này có thể áp dụng cho cả Trung và Nam Bộ. Đặc biệt đối với miền Trung, do chiều ngang hẹp nên có thể xem toàn miền là ven biển, chỉ lưu ý vùng cao nguyên để xét thêm ảnh hưởng của địa hình núi cao.

— Khi áp dụng mô hình vào dự báo thực tế cần chú ý phân tích dự báo khả năng bão tan nhanh sau khi đổ bộ vào bờ, tạo thành tâm thấp rất nhỏ, không

(Xem tiếp trang 31)