

TÍN PHONG VÀ TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU MƯA LỚN CÓ ẢNH HƯỞNG CỦA TÍN PHONG Ở MIỀN TRUNG

PGS.TS. Phạm Vũ Anh

Mưa lớn diện rộng có khả năng gây ra lũ lớn ở Trung Bộ Việt Nam, trong một mức độ nhiều hay ít, đều có vai trò rất quan trọng của tín phong. Cho nên việc tìm hiểu về tín phong để đi tới nghiên cứu về tín phong ở biển Đông và qui luật hoạt động của nó trong các tháng X, XI, XII làm cơ sở cho việc tiếp tục nghiên cứu về mưa lớn ở miền Trung là rất cần thiết.

1. Tín phong

Tín phong là dòng khí ổn định, thường xuyên thổi từ rìa của áp cao cận nhiệt đới đi dần về phía xích đạo hoặc dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ).

Giữa hai vành đai áp cao cận nhiệt đới và rãnh xích đạo hay ITCZ là hai đới tín phong của bắc và nam bán cầu. Tín phong có tầm quan trọng toàn cầu vì chúng bao phủ tới gần nửa diện tích trái đất. Mỗi đới tín phong có bề rộng tới 20 độ vĩ trên bán cầu mùa hè và khoảng 30 độ vĩ trên bán cầu mùa đông.

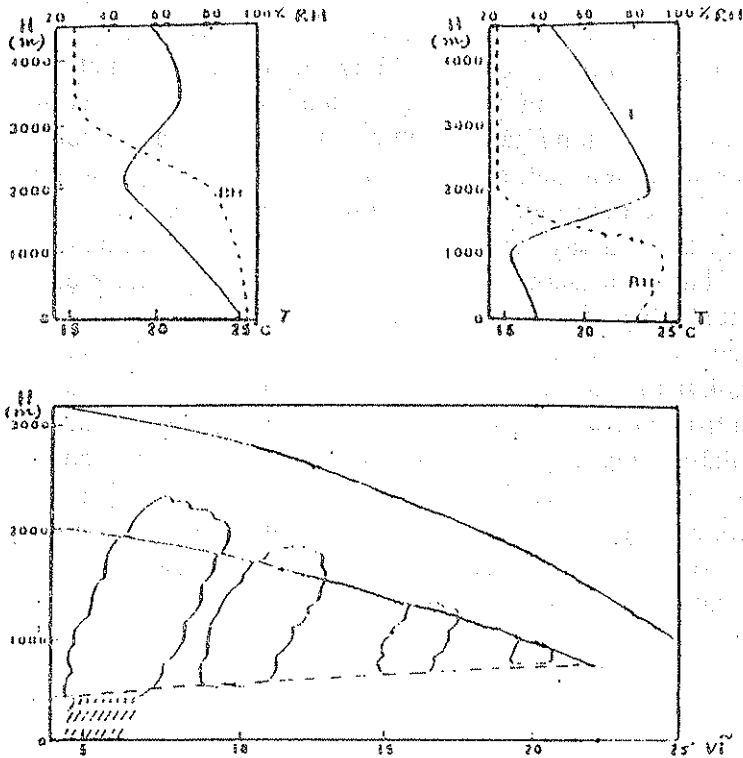
Hướng chung của tín phong ở bắc bán cầu là ENE và ở nam bán cầu là ESE. Tốc độ gió trung bình $4 \div 8$ m/s và đạt giá trị cực đại trong mùa đông. Tốc độ gió hợp thành trung bình là 2,4 m/s vào mùa hè và 4,3 m/s vào mùa đông. Trong khu vực tín phong, trên phạm vi khống chế của áp cao cận nhiệt đới, tồn tại dòng giáng rất đặc trưng trên quy mô synop với tốc độ trung bình khoảng $-0,3$ m/s.

Một đặc tính nổi bật của tín phong là tính ổn định và đều đặn. Tuy nhiên, tín phong vẫn thể hiện những biến đổi rõ rệt giữa các năm về cường độ của nó. Đặc biệt, tín phong yếu đi trong những năm có hoạt động của El Niño và mạnh lên trong những năm có hoạt động của La Niña một cách rõ rệt. Sự mạnh lên của tín phong trong từng giai đoạn luôn luôn nhất quán với sự mạnh lên của các trung tâm áp cao cận nhiệt đới trên đại dương.

Tín phong bắt nguồn từ đầu phía đông của các trung tâm áp cao cận nhiệt đới trên các đại dương. Trong lộ trình thổi về phía tây, trải qua nhiều ngàn kilômét, tín phong cũng dần dần tiếp cận với rãnh xích đạo hoặc ITCZ và hội tụ tại đó với tín phong của bán cầu đối diện. Tín phong thổi đều đặn nhất ở khoảng giữa lộ trình của nó, ở đây độ ổn định của tín phong thường đạt đến giá trị $90 \div 95\%$.

Trong quá trình đi về phía xích đạo, tín phong phải trải qua những biến đổi nhiệt - động lực rất rõ rệt: ở nguồn của nó tín phong có tính phân kỳ. Nhưng khi đến gần xích đạo chúng lại có tính hội tụ vì ở đó gradien áp suất giảm, tín phong thổi chậm lại làm cho không khí bị dồn ứ lại. Sự hội tụ khối lượng và sự hợp lưu của các dòng khí làm xuất hiện dòng thăng mạnh, rất đặc trưng của khu vực ITCZ. Mặt khác, tín phong thổi trên những khoảng trống rộng lớn của đại dương cho nên gần cuối lộ trình chúng càng chuyên chở rất nhiều nhiệt và hơi ẩm.

Tín phong có cấu trúc ba lớp bên dưới rất đặc trưng, độ dày của các lớp đều tăng dần theo hướng đi về phía xích đạo. Wells (1986) đã đưa ra sơ đồ mặt cắt thẳng đứng về nhiệt, ẩm cùng với cấu trúc ba lớp của tín phong, như được dẫn ra ở hình 1.

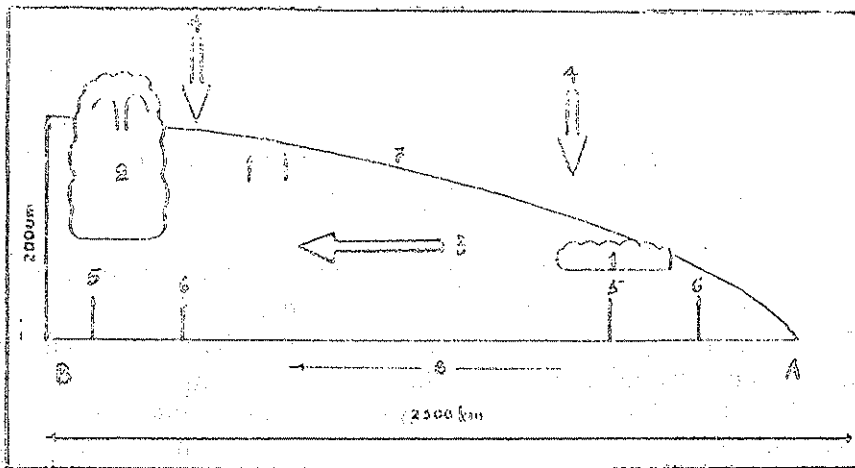


Hình 1 (a) Profin thẳng đứng của nhiệt độ (T) và độ ẩm tương đối (RH) ở các vĩ tuyến 5° và 20° (b) Mặt cắt kinh hướng về cấu trúc ba lớp của tín phong

Từ dưới lên trên ba lớp đó là lớp dưới mây, lớp mây và lớp nghịch nhiệt. Hai lớp bên dưới thường được gọi là "Tín phong tầng thấp" hay lớp "Biên tín phong" - còn lớp nghịch nhiệt thường được gọi là "Nghịch nhiệt tín phong".

Nghịch nhiệt tín phong là lớp khí quyển được đặc trưng bởi sự tăng lên của nhiệt độ theo độ cao, trái ngược với sự phân bố nhiệt độ theo độ cao ở bên dưới và bên trên nó. Nghịch nhiệt tín phong khác các nghịch nhiệt khác ở phạm vi bao phủ rộng lớn của nó. Tuy nhiên, độ cao và cường độ của nghịch nhiệt này cũng biến đổi rõ rệt trên những miền rộng lớn khác nhau. Bốn cơ chế có thể là nguyên nhân dẫn tới sự hình thành của nghịch nhiệt tín phong. Đó là các quá trình loạn lưu, bức xạ nhiệt, bình lưu và dòng giáng (Hastenrath, 1985). Trong đó có lẽ dòng giáng là cơ chế thích hợp hơn cả vì các đặc tính về không gian và thời gian của nghịch nhiệt này rất trùng hợp với các đặc điểm về sự phân kỳ và dòng giáng có liên quan với hệ thống áp cao cận nhiệt đới trên đại dương rộng lớn.

Ở phía đông các đại dương, không khí tín phong một mặt nhận được thêm hơi ẩm từ mặt biển, nhưng mặt khác lại mất một phần nhiệt vì di chuyển trên mặt nước mát hơn không khí vùng khởi phát, nên tính chung tín phong mất nhiệt cho mặt biển. Thêm vào nữa, khối khí tín phong còn mất nhiệt vì phát xạ sóng dài. Kết quả là nhiệt độ của không khí tín phong hạ xuống gần với nhiệt độ mặt nước biển. Đối lưu ẩm bị hạn chế bởi nhiệt độ mặt nước biển mát, bởi dòng giáng qui mô synop với tính ổn định cao của tầng kết khí quyển thể hiện một lớp nghịch nhiệt tín phong khá mạnh. Trong bối cảnh những mối tương tác như vậy giữa đại dương và khí quyển khiến cho ở phía đông các đại dương như Thái Bình Dương, Đại Tây Dương thường xuất hiện các lớp mây tầng thấp (Stratus) rộng lớn rất điển hình. Khi di chuyển về phía tây, không khí tín phong di chuyển trên mặt nước ấm dần và nhiệt độ mặt nước biển dần dần cao hơn nhiệt độ không khí tín phong ở trên nó. Khi đó nhiệt độ của các lớp không khí tín phong bên dưới trở nên ấm hơn và chuyển động đối lưu có thể hình thành trong các lớp tín phong tầng thấp. Dạng mây tầng tầng thấp bị phá vỡ và mây tích hình thành, thường được gọi là mây tích tín phong. Wells (1986) đã mô tả các quá trình này và đưa ra sơ đồ về sự biến đổi các đặc tính của khối không khí tín phong cho thấy ở phía tây của các đại dương, cùng với sự tăng lên của nhiệt độ mặt nước biển, độ cao và bề dày của lớp tín phong tầng thấp tăng thêm đáng kể (hình 2).



Hình 2 . Sự biến đổi các đặc tính của khối khí tín phong

1 - Mây tầng; 2 - Mây tích tín phong; 3 - Tín phong tầng thấp; 4 - Dòng giáng; 5 - Bốc hơi; 6 - Nhiệt loạn lưu; 7 - Nghịch nhiệt tín phong; 8 - Chiều tăng của nhiệt độ mặt nước biển; A - Rìa phía E của áp cao cận nhiệt đới; B - Về phía W và phía xích đạo.

Hoạt động đối lưu và như thế lượng mưa đối lưu tăng dần từ phía đông sang phía tây của đại dương vì sự tăng dần của nhiệt độ nước biển từ đông sang tây. Cũng vì thế ở phần phía tây của đại dương, cùng với sự tăng của các lớp tín phong tầng thấp, độ

cao của lớp nghịch nhiệt tín phong cũng nâng lên đến độ cao khoảng 2000 ÷ 3000m, tức là khoảng bốn lần lớn hơn so với ở phía đông đại dương. Chẳng hạn, ở phía Đông Đại Tây Dương chân lớp nghịch nhiệt ở thấp hơn 500m, nhưng nó tăng lên trên 1500m ở phía Tây Đại Tây Dương và tới 2000m ở vùng gần xích đạo (Hastenrath, 1985).

Phù hợp với các đặc điểm đã nêu là xu hướng giảm dần cường độ của lớp nghịch nhiệt tín phong. Nghịch nhiệt tín phong mạnh nhất ở phía đông của đại dương. Những khảo sát thực tế cho thấy ở phía Đông Thái Bình Dương, tại khu vực California (Mỹ) cường độ của nghịch nhiệt tín phong là 10°C/ 400m, trong khi đó, ở phía Tây Thái Bình Dương, tận Hawaii (Mỹ) cường độ nghịch nhiệt tín phong chỉ là 2°C/ 2000m (Simpson, 1973).

Nghịch nhiệt tín phong thường rõ và mạnh về mùa đông. Còn mùa hè thường yếu hơn, đôi khi rất yếu, không thể hiện rõ vì khi đó nhiệt độ mặt nước biển nóng lên, đối lưu hoạt động mạnh, không khí ẩm ở các tầng thấp xáo trộn với không khí khô ở trong lớp nghịch nhiệt tín phong làm cho lớp biên tín phong trở nên dày hơn và chân của lớp nghịch nhiệt tín phong trở nên cao hơn còn bề dày của lớp này cũng như cường độ của nó thì giảm đi (Wells, 1986).

2. Mưa lớn ở miền Trung có ảnh hưởng của tín phong

Mưa lớn diện rộng gây lũ lớn ở miền Trung nước ta là một trong những thiên tai cực kỳ nguy hại, nên từ lâu đã được nhiều nhà khí tượng ở Việt Nam đề tâm nghiên cứu. Song do những hạn chế về số liệu và đặc biệt do hoàn cảnh chiến tranh nên những nghiên cứu trước đây về vấn đề này còn chưa nhiều và tản mạn.

Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc [1] cũng đã đề cập đến hình thế mưa lớn ở Trung Bộ Việt Nam vào thời kỳ thu - đông mà các ông cho rằng có vai trò quan trọng của gió đông tín phong và của các nhiễu động nhiệt đới trong không khí nhiệt đới biển đối dào nhiệt, ẩm.

Nghiên cứu chi tiết và đầy đủ hơn về mưa lớn diện rộng ở miền Trung là công trình nghiên cứu [4]. Theo các tác giả thì mưa lớn diện rộng ở miền Trung hình thành trong các dạng hình thế thời tiết sau đây:

Dạng 2.4.b.1 : Dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ) có nhiễu động xoáy thuận (XT) ở ven bờ biển và kết hợp tác động của không khí lạnh (KKL)

Tuỳ thuộc vị trí của ITCZ, khả năng phát triển thẳng đứng của XT, cường độ tác động của KKL mà cường độ mưa, thời gian và không gian mưa có sự khác nhau: ITCZ ngang qua Trung Bộ ở khoảng vĩ tuyến 12 ÷ 15°N, XT ở ven biển có trục hầu như thẳng đứng từ bề mặt tới mực 500mb. Gió ở các mực 850, 700, 500mb có hướng E - SE mạnh trên 7m/s. Đồng thời ở bề mặt KKL xâm nhập xuống các tỉnh phía Bắc, Bạch Long Vĩ có gió NE ≥ 11m/s. Khi đó mưa to với lượng mưa R ≥ 300mm diện rộng xảy ra từ Nghệ An, Hà Tĩnh tới phía bắc đường ITCZ. Nếu có fron lạnh, với khoảng cách tới ITCZ là 5° vĩ, thì cường độ mưa càng lớn khi fron lạnh càng tiến gần tới đường ITCZ. Khi KKL tràn xuống qua vĩ tuyến 15°N thì mưa lớn kết thúc. Nhưng thông thường KKL xuống đến Khu 4 cũ thì suy yếu dần và sau đó lại có KKL tăng cường thì đợt mưa kéo dài 3 ÷ 5 ngày. Tổng lượng mưa R ≥ 500mm xảy ra ít nhất trên 2 ÷ 3 tỉnh. Trung tâm thường ở sát phía bắc đèo Ngang hoặc bắc đèo Hải Vân với R ≥ 1000mm.

Dạng 2.4.b.2

Với hình thế tương tự 2.4.b.1. nhưng có khác là tâm XT ở ven biển càng lên cao càng lệch về phía nam hoặc phía tây thì phạm vi mưa lớn xảy ra từ phía Nam Nghệ An - Hà Tĩnh đến phía bắc dải ITCZ, lượng mưa $300 \div 500\text{mm}$. Nếu KKL không mạnh nhưng tăng cường liên tục thì đợt mưa tiếp tục kéo dài và một số nơi lượng mưa $R > 500\text{mm}$.

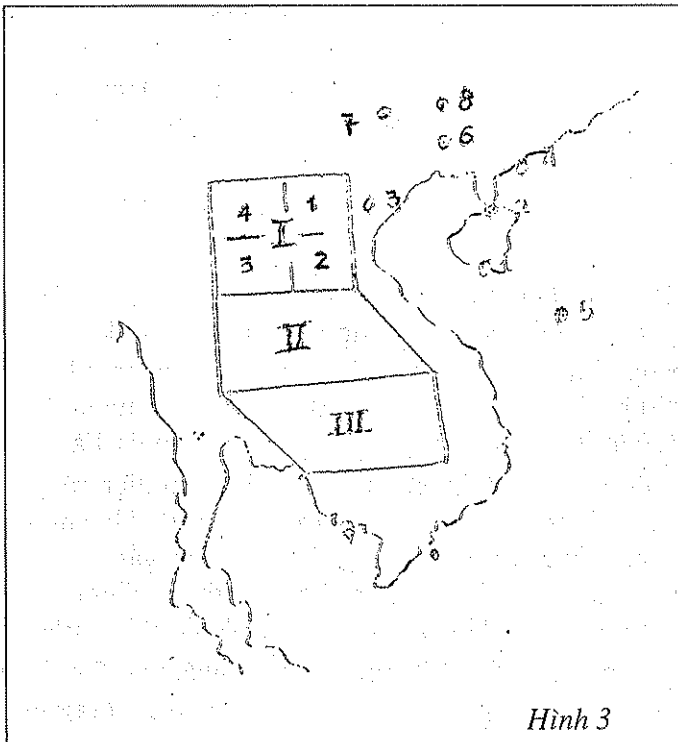
Dạng 2.4.b.3

Hình thế bề mặt tương tự 2.4.b.1. nhưng XT ở ven biển yếu hơn và trục lệch nhiều về nam hơn, ở 850mb tâm XT đã lùi xuống khoảng vĩ tuyến $5 \div 10^{\circ}\text{N}$, ở các lớp cao hơn: 700, 500mb không còn XT nữa mà chỉ còn nhiễu động sóng, tuy nhiên đỉnh sóng vẫn có thể nhô lên tới vĩ tuyến 16, 17°N , các điều kiện về gió vẫn như ở 2.4.b.1., thì mưa lớn với lượng $R \approx 300\text{mm}$ xảy ra ở các tỉnh Quảng Bình - Quảng Trị - Thừa Thiên - Huế. Không có nơi nào mưa đạt tới 500mm (tháng X, tháng XI).

Dạng 2.4.b.4

Khi ITCZ yếu lùi về phía nam hơn. XT trên ITCZ vẫn ở ven bờ biển, nhưng có tâm lùi về phía nam ở trong khoảng các vĩ tuyến $5 \div 10^{\circ}\text{N}$, lên các tầng cao hơn XT mờ đi trở thành nhiễu động sóng, đỉnh sóng nhô lên tới vĩ tuyến $14 \div 15^{\circ}\text{N}$. Lúc này trên biển Đông ở phía bắc ITCZ gió NE $\approx 5 \div 10\text{m/s}$, Bạch Long Vĩ NE $\geq 11\text{m/s}$ thì ở Quảng Nam, Đà Nẵng đến Khánh Hoà có mưa lớn $R > 300\text{mm}$, các tỉnh Quảng Bình - Quảng Trị - Thừa Thiên - Huế $R \approx 100 \div 150\text{mm}$ (tháng X, tháng XI).

Dạng 2.5. Ảnh hưởng của xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ)



Hình 3

Theo các tác giả, bão (kể cả áp thấp nhiệt đới và được gọi chung là XTNĐ) chỉ kéo dài và thực sự nguy hại khi nó có quan hệ chặt chẽ với các hình thế thời tiết xung quanh nó. Các trường hợp đáng chú ý được diễn tả như sau:

Dạng 2.5.3.a. Tàn dư của XTNĐ có tác động của KKL. Từ cuối tháng IX bão (ATNĐ) thường ảnh hưởng đến Trung Bộ. Vào thời kỳ này KKL cũng đã có thể bắt đầu xâm nhập xuống nước ta và tác động tới XTNĐ.

Khi XTNĐ đổ bộ vào Trung Bộ, tàn dư XTNĐ tồn tại ở khu vực II (hình 3), đồng thời gió SE thổi mạnh ở

rià phía tây nam lười áp cao cận nhiệt đới vẫn hiện diện ở phía đông tỉnh Quảng Đông và khu vực đông bắc biển Đông suốt từ 850mb tới mức giữa và cao hơn của tầng đối lưu thì KKL chỉ có thể di chuyển một cách chậm chạp xuống phía đông nam Trung Quốc, hầu như không có khả năng ảnh hưởng trực tiếp đến Việt Nam. Trên hình thể khí áp bề mặt, Bắc Bộ ở rìa tây nam lười áp cao lạnh lục địa, ở vịnh Bắc Bộ có gió E. Trên cao mực 850, 700, 500mb các trạm 1,2,3,4,5 có gió SE $\geq 9\text{m/s}$. Khi đó ở Đông bằng Bắc Bộ có mưa to với $R \approx 100 - 300\text{mm}$, nhưng ở hầu khắp các tỉnh từ Thanh Hoá đến Thừa Thiên - Huế có mưa rất to với $R > 500\text{mm}$. Nếu tàn dư XTND ở phía nam của khu vực II thì lượng mưa 700 ÷ 900mm còn có thể xảy ra ở một số nơi trong đó.

Dạng 2.5.3.b.

Tàn dư của XTND có ảnh hưởng trực tiếp của KKL

Tàn dư của XTND tồn tại ở khu vực II và KKL ảnh hưởng trực tiếp đến Việt Nam. Trên bề mặt, gió Bạch Long Vĩ có hướng NE. Trên mực 850mb, gió ở các trạm 4, 6, 7, 8 chuyển hướng ENE - NE, tại trạm 3 (Hà Nội) hướng E - ENE. Tại các trạm phía đông nam như 1, 2, 5 gió vẫn có hướng SE - ESE và mạnh 9m/s trở lên. Khi đó xuất hiện mưa rất to, đặc biệt to ở các tỉnh thuộc Khu 4 cũ, nhiều nơi $R \approx 500\text{mm}$. Nếu trên mực 850mb, tại các trạm 1, 2, 3 gió cũng chuyển hướng NE thì vùng mưa lớn chuyển dần xuống nam Khu 4 cũ. Nếu KKL mạnh làm chuyển được hướng gió của trạm 5 (Hoàng Sa) trên mực 850mb về hướng E - NE thì mưa lớn kết thúc.

Đặc biệt, nếu XTND xuất hiện trong ITCZ mà trục ITCZ kéo dài về phía tây tới vịnh Bengan thì cường suất mưa sẽ lớn hơn. Khi trục ITCZ ở khoảng $15 \div 17^{\circ}\text{N}$ thì trung tâm mưa lớn nhất ở khu vực Thanh Hoá - Nghệ An - Hà Tĩnh. Còn ITCZ ở phía nam 15°N thì khu vực mưa lớn nhất là từ Quảng Bình đến Thừa Thiên - Huế. Nếu tàn dư XTND đã đi xa về phía tây, nhưng ITCZ vẫn tồn tại, đồng thời KKL tiếp tục tăng cường từng đợt yếu thì ở phía bắc ITCZ, mưa lớn vẫn kéo dài, có thể tới 5 ÷ 7 ngày, tổng lượng mưa ở các tỉnh ven biển Khu 4 cũ hoặc Trung Trung Bộ có thể lên tới 1000 ÷ 1500mm.

Trần Gia Khánh [5] khi tổng kết về ảnh hưởng của ITCZ đến các tỉnh ven biển miền Trung đã đưa ra 3 dạng hình thể synop đặc trưng sau đây:

Dạng a

ITCZ hoạt động đơn thuần: Khi đới gió đông - đông nam dày và mạnh ở rìa phía nam áp cao Tây Thái Bình Dương thì mưa lớn xảy ra tập trung ở phía bắc của ITCZ với tổng lượng mưa phổ biến từ 200 - 300mm trong cả đợt, thời gian mưa từ 2 đến 3 ngày. Khi tốc độ gió đông - đông nam ở trên cao suy yếu thì mưa giảm đi - vùng mưa ở phía nam đường ITCZ rất hẹp.

Dạng b

ITCZ có kèm theo XT ở gần bờ biển Trung Bộ: Mưa lớn với cường độ mạnh xảy ra khi XTND tiếp giáp với bờ biển và đi sâu về phía tây. Vùng mưa lớn từ vị trí XT vào đất liền mở rộng về phía bắc tới 3 ÷ 4 vĩ độ. Lượng mưa cả đợt phổ biến từ 300 ÷ 400mm. Trung tâm mưa lớn xuất hiện ở vùng XT vào đất liền và lệch về phía bắc. Vùng phía nam XT cũng như phía nam ITCZ phạm vi mưa lớn hẹp dưới 1 vĩ độ.

Dạng c

ITCZ có tâm XT đi vào đất liền và có tác động của KKL.

KKL có thể có tác động đồng thời hoặc tác động sau 12 ÷ 24h khi XT đi vào đất liền ở miền Trung. Mưa lớn trên diện rộng xảy ra trong khoảng từ ITCZ về phía bắc 3÷5 độ vĩ tới vùng tiếp giáp với KKL. Tổng lượng mưa ở hầu khắp các nơi từ 300 ÷ 500 mm, không ít trường hợp có lượng mưa từ 600÷700mm. Lượng mưa ngày lớn nhất có thể đạt tới 400÷500mm. Đây là hệ thống thời tiết mưa lớn dài ngày ở ven biển miền Trung, khi KKL có những đợt tăng cường nhỏ nhưng liên tiếp. Thời gian mưa trung bình 4÷5 ngày.

Tổng kết về mưa do bão (ATNĐ) ở Trung Bộ, Trần Gia Khánh chia các tỉnh ven biển miền Trung thành 3 khu vực: Từ Thanh Hoá đến Hà Tĩnh, từ Quảng Bình đến Quảng Nam - Đà Nẵng, từ Quảng Ngãi trở vào. Trong mỗi khu vực tác giả lại trình bày những nét khái quát và đưa ra những thí dụ cụ thể về mưa bão trong các trường hợp bão ảnh hưởng đơn thuần; bão có ảnh hưởng của KKL đồng thời hoặc trước và sau khi bão đổ bộ; bão đổ bộ liên tiếp mấy cơn. Tuy không thể đưa ra được một cách có qui luật về đặc điểm mưa bão trong từng khu vực, do bản chất phức tạp của vấn đề, nhưng những thí dụ cụ thể cũng là những thực tế rất tốt giúp cho công tác dự báo hoặc nghiên cứu dự báo về mưa lớn do bão gây ra ở miền Trung.

3. Nhận xét và đề xuất

Điểm qua tình hình mưa lớn ở miền Trung trên đây, có thể thấy vai trò của XTND, ITCZ và KKL được các tác giả rất quan tâm, nhưng vai trò của áp cao cận nhiệt đới, của tín phong thì chỉ được nhắc tới rất mờ nhạt trong một vài hình thức. Nói khác đi, các phân tích synop nói trên mới chỉ xem xét quá trình mưa lớn ở miền Trung trên phương diện hình thái học mà chưa đi sâu vào cơ chế nội tại của chúng.

Phạm Vũ Anh (1992) khi phân tích loại hình thời tiết mưa lớn miền Trung, ở phía bắc ITCZ có tác động của KKL đã nhấn mạnh vai trò của tín phong và đã xem gió đông tín phong ở phía bắc ITCZ là chủ thể của quá trình thời tiết này. Tuy nhiên, đó mới chỉ là những suy luận vật lý mang tính giả thiết.

Hoàng Mai [7] khi phân tích số liệu cao không tại Đà Nẵng trong, trước và sau đợt lũ lịch sử ở miền Trung từ ngày 01 ÷ 07-XI-1999 đã thấy rằng khác với thời kỳ trước và sau, trong thời kỳ có lũ lịch sử, gió đông rất ổn định, thậm chí suốt từ mặt đất đến độ cao kết thúc quan trắc (trên 30 km) với tốc độ tăng lên rõ rệt, trung bình từ 10 đến 15m/s, tối cao đạt 30m/s.

Như thế, qua suy luận vật lý và qua một số thăm dò thực tế cho thấy vai trò quan trọng của gió đông tín phong trong các quá trình mưa lớn miền Trung. Có điều là biển Đông và bờ biển Việt Nam nằm ở phần cực tây của Bắc Thái Bình Dương. Ở đây tín phong đã biến tính nhiều so với tín phong chính thống. Cho nên việc nghiên cứu đặc điểm tín phong ở khu vực này là rất cần thiết trước khi xem xét vai trò của nó trong quá trình hình thành mưa lớn diện rộng ở Trung Bộ Việt Nam.

Bài viết này có được nhờ sự tài trợ từ Chương trình nghiên cứu cơ bản của Bộ Khoa học, Công nghệ và Môi trường./

(Xem tiếp trang 33)