

MỘT SỐ VẤN ĐỀ VỀ THAM SỐ HÓA ĐỐI LƯU TRÊN VÙNG NHIỆT ĐỐI TRONG MÔ HÌNH KHÍ HẬU KHU VỰC

TS. **Hồ Thị Minh Hà** - Trường Đại học Khoa học tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội
ThS. **Thái Thị Thanh Minh** - Trường Cao đẳng Tài nguyên và Môi trường Hà Nội

Bài báo này xem xét các đặc trưng về hoạt động đối lưu trên khu vực nhiệt đới từ số liệu tái phân tích về độ phủ mây, vận tốc gió thẳng đứng, độ ẩm riêng, nhiệt độ, lượng mưa tại 4 ốp quan trắc mỗi ngày từ 01/01/2000 đến 31/12/2000 được thu thập từ trang web của Trung tâm nghiên cứu khí quyển quốc gia Mỹ (NCEP/NCAR), từ đó tìm hiểu điều kiện nào là quan trọng trong quá trình hình thành và phát triển của đối lưu trên khu vực nhiệt đới và các vấn đề thường gặp trong tham số hóa đối lưu trên vùng nhiệt đới. Các kết quả nghiên cứu cho thấy kiểu tham số hóa đối lưu dựa trên hội tụ ẩm là phù hợp nhất đối với vùng nhiệt đới, nhất là trong các mô hình khí hậu khu vực.

Từ khóa: tham số hóa, đối lưu, nhiệt đới, mô hình khí hậu

1. Mở đầu

Đối lưu là quá trình quan trọng, mang đến lượng lớn mưa cho các khu vực nhiệt đới. Đây cũng là một quá trình vật lý đặc biệt khó giải quyết đầy đủ và chính xác trong các mô hình số trị dự báo thời tiết và khí hậu. Ở các vùng vĩ độ trung bình, các đặc điểm quan trọng của khí quyển như sóng dài, xoáy thuận vĩ độ trung bình có quy mô đủ lớn để giải hiện trong các mô hình với độ phân giải vài chục kilômét. Trong khi đó, ở nhiệt đới, gradient nhiệt độ rất nhỏ và các hệ thống có tổ chức có dạng các sóng chính áp được điều khiển bởi đốt nóng ẩn nhiệt trong các lõi đối lưu [Hennon, 2008]. Chính vì thế, độ phân giải ngang của các mô hình số trị hiện thời là không đủ tinh để giải hiện các quá trình đối lưu nhiệt đới. Hơn nữa, hồi tiếp giữa hoạt động đối lưu và các dòng quy mô lớn rất quan trọng nên cần biểu diễn được các ảnh hưởng của đối lưu lên môi trường xung quanh thông qua quá trình tham số hóa. Giả thiết chính được sử dụng trong tham số hóa đối lưu là các đặc trưng thống kê của các quá trình ngẫu nhiên quy mô dưới lưới có thể được suy diễn ra từ các biến quy mô lưới.

Dù được biểu diễn như thế nào thì các sơ đồ tham số hoá đều phải trả lời các câu hỏi quan trọng

sau (1) Đối lưu khởi phát do hình thể quy mô lớn điều khiển như thế nào, vị trí và cường độ của đối lưu? (2) Đối lưu biến đổi môi trường ra sao? và (3) Các đặc trưng nào của mây được tham số hoá? Ba câu hỏi này tương ứng với ba vấn đề cần giải quyết là (1) xác định điều kiện khởi phát đối lưu (dựa vào sự xuất hiện bất ổn định đối lưu tại điểm lưới sao cho các phần tử rồi đạt tới mực đối lưu tự do (LFC) hoặc hội tụ ẩm mực thấp vượt ngưỡng); (2) hồi tiếp đối lưu biến đổi nhiệt động lực quy mô lưới thông qua dòng cuốn ra (tạo ra sự làm lạnh và làm ẩm do bốc hơi quy mô lớn) và sự hạ xuống trong môi trường xung quanh (tạo ra sự làm nóng và làm khô quy mô lớn); và (3) xây dựng mô hình mây [Arakawa, 2004].

Trên các đại dương nhiệt đới rộng lớn, các điều kiện nhiệt ẩm rất thuận lợi cho đối lưu hình thành và phát triển. Vì vậy, vấn đề gặp phải trong tham số hóa đối lưu khu vực nhiệt đới là lựa chọn được điều kiện khởi phát đối lưu phù hợp. Khởi phát đối lưu dựa vào lực nổi dương như phù hợp về mặt vật lý vì lực nổi vốn là bản chất sinh ra đối lưu nhưng với nền nhiệt độ rất cao trên khu vực nhiệt đới thì điều kiện này có thể quá nhạy. Chính vì vậy, mục tiêu của bài báo là xem xét các yếu tố gắn liền với hoạt động đối

lượng như lượng mây, tốc độ thẳng đứng, độ ẩm, lượng mưa, ... để tìm hiểu yếu tố nào là quan trọng để mây hình thành, phát triển và gây mưa trên khu vực nhiệt đới và đề xuất kiểu tham số hóa đối lưu phù hợp nhất đối cho vùng nhiệt đới, nhất là các mô hình khí hậu khu vực.

2. Số liệu và phương pháp

Số liệu được sử dụng trong nghiên cứu bao gồm độ phủ mây trung bình tháng của NASA (<ftp://isccp.giss.nasa.gov/pub/data/D2Tars/>) với độ phân giải $2,5 \times 2,5$ độ, vận tốc gió thẳng đứng, độ ẩm riêng, nhiệt độ, lượng mưa tại 4 ớp quan trắc mỗi ngày từ 01/01/2000 đến 31/12/2000, độ phân giải $2,5 \times 2,5$ độ, tải về từ trang web của Trung tâm nghiên cứu khí quyển quốc gia Mỹ (NCEP/NCAR) <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>. Lượng mưa trung bình ngày với độ phân giải 1×1 độ cũng được tải về từ GPCP (<ftp://rsd.gsfc.nasa.gov/pub/1dd-v1.1/>). Năm

2000 được chọn để phân tích do là năm có thể thu thập được đầy đủ dữ liệu. Nhiệt độ và lượng mưa ngày quan trắc trên 58 trạm được chia thành 7 vùng khí hậu trên lãnh thổ Việt Nam được thu thập để xem xét sự phụ thuộc của nhiệt độ và lượng mưa từng vùng khí hậu Việt Nam vào các yếu tố liên quan đến hoạt động đối lưu.

Phương pháp chủ yếu được sử dụng ở đây là phân tích trực quan và chuỗi thời gian. Các tính toán thống kê về phân kỳ thông lượng ẩm và hệ số tương quan được sử dụng để tìm hiểu mối quan hệ giữa hoạt động đối lưu và các quá trình có liên quan đến giáng thủy.

Phân kỳ thông lượng ẩm được tính theo công thức:

$$F_v = \nabla \cdot (q\vec{V}) = \left[\frac{\partial qu}{\partial x} + \frac{\partial qv}{\partial y} \right] \quad (1)$$

Khí đó, nếu $FV < 0$ là hội tụ ẩm và $FV > 0$ là phân kỳ ẩm. Biểu thức sai phân là:

$$\left[\frac{\partial qu}{\partial x} + \frac{\partial qv}{\partial y} \right]_{(i,j)} = \frac{qu(i+1,j) - qu(i-1,j)}{(x(i+1,j) - x(i-1,j)))} + \frac{qv(i,j+1) - qv(i,j-1)}{(y(i,j+1) - y(i,j-1))} \quad (2)$$

Hệ số tương quan (HSTQ) rxy giữa 2 biến x và y được tính thông qua biểu thức của Pearson như sau:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n-1)s_x s_y}$$

Trong đó $\bar{x}$ và $\bar{y}$ là trung bình số học của chuỗi x và y; n là dung lượng mẫu; s_x và s_y là độ lệch chuẩn của x và y được tính theo biểu thức sau:

$$s_x^2 = \overline{x^2} - (\bar{x})^2$$

$$s_y^2 = \overline{y^2} - (\bar{y})^2$$

HSTQ cho biết mối quan hệ tuyến tính giữa biến x và y. Hai biến phụ thuộc tuyến tính vào nhau càng chặt nếu trị số tuyệt đối của HSTQ giữa chúng càng lớn.

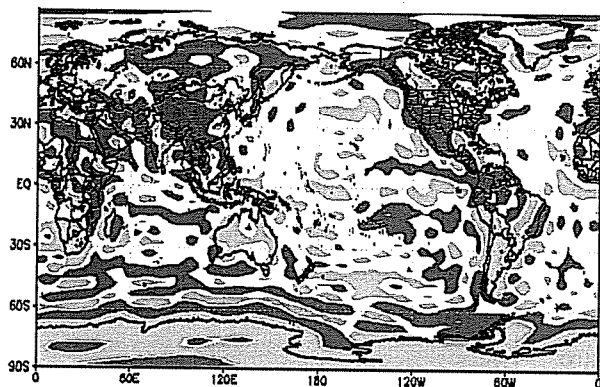
3. Một số kết quả

Trên khu vực Châu Á nhiệt đới, gió mùa mùa hè là hệ thống hoạt động phức tạp gắn liền với các quá trình quy mô vừa và chịu các ảnh hưởng không nhỏ của các quá trình có tính địa phương như địa hình, đường bờ, ... gây hậu quả nghiêm trọng đến đời sống con người khi xảy ra lũ lụt, hạn hán hay nắng nóng. Hoạt động của gió mùa mùa hè trên khu vực Nam Trung Quốc và biển Đông không chỉ ảnh hưởng đến khí hậu khu vực mà còn ảnh hưởng tới khí hậu các khu vực lân cận, thậm chí là khí hậu toàn cầu thông qua các quá trình trao đổi năng lượng và chu trình thủy văn [Lau và Weng, 2002]. Hoạt động đối lưu trên vùng nhiệt đới cũng xảy ra mạnh mẽ nhất trong mùa hè nên các phân tích trong bài báo tập trung vào các tháng mùa hè, đặc biệt là tháng 7 - tháng đặc trưng cho mùa hè bắc bán cầu.

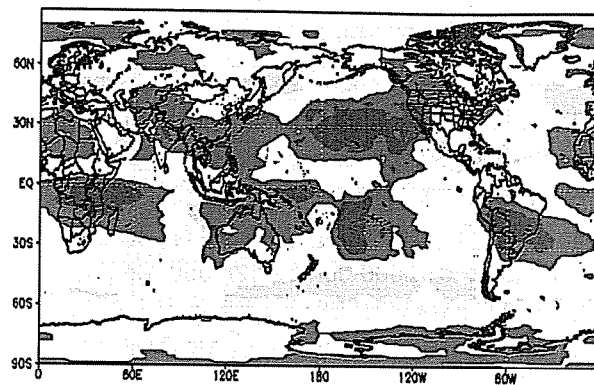
Trước hết xem xét quan hệ giữa phân bố mưa toàn cầu với các yếu tố liên quan chặt chẽ đến quá trình giáng thủy như độ phủ mây, vận tốc thẳng đứng và phân kỳ thông lượng ẩm trên hình 1. Lượng

mây là hình ảnh thể hiện những khu vực có đối lưu mạnh xảy ra. Ví dụ, dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ) được xác định thông qua vị trí của dải mây quanh xích đạo. Độ phủ mây từ số liệu tái phân tích được biểu diễn trong hình 1b thể hiện được vị trí ITCZ vào tháng 7. Mặc dù lượng mây toàn phần không thể

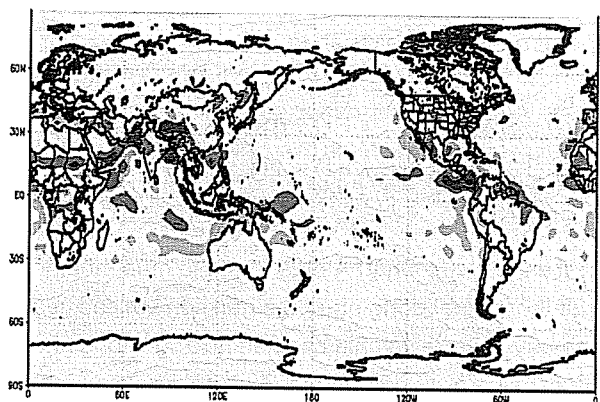
hiện là mây đối lưu sâu hay mây tầng nhưng cho thông tin rất quan trọng về hoạt động của đối lưu nói chung, nhất là khi kết hợp với bản đồ tốc độ thẳng đứng (hệ tọa độ áp suất) trên hình 1a và phân bố lượng mưa trên hình 1d.



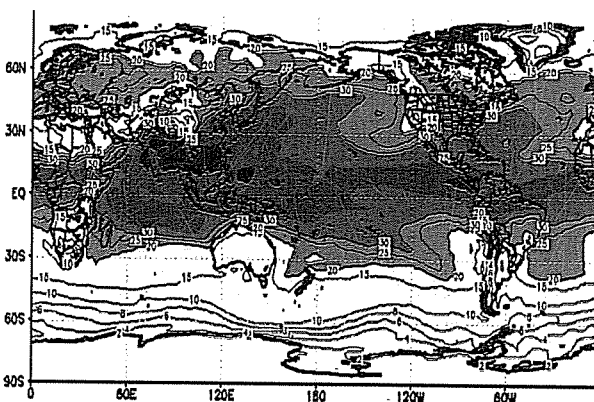
(a) Vận tốc thẳng đứng (Pa/s), NCEP



(b) Độ phủ mây (%), NASA

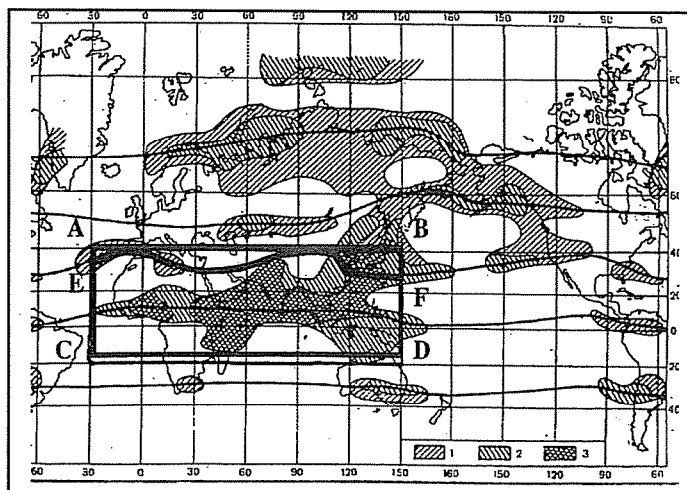


(c) Phân kỳ thông lượng ẩm (g/kg/ngày)



(d) Lượng mưa (mm/ngày), NCEP

Hình 1. Các giá trị trung bình tháng 7/2000 của (a) Vận tốc thẳng đứng (Pa/s) tại mực 1000mb; (b) Độ phủ mây (%); (c) Phân kỳ thông lượng ẩm (g/kg/ngày) tại mực 1000mb và (d) Lượng mưa (mm/ngày)



Hình 2. Phân vùng gió mùa của S.P.Khromov (1957). Phân giới hạn trong hình chữ nhật tô đậm là khu vực gió mùa ĐNA theo số liệu của Ramage (1971); 1: Khu vực có xu thế gió mùa; 2: Khu vực gió mùa; 3: Khu vực gió mùa điển hình.

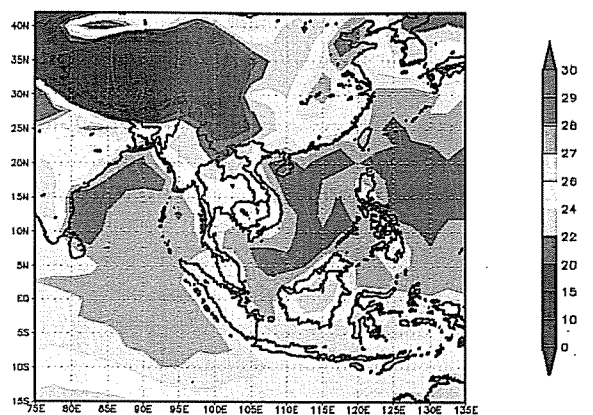
Lượng mây tập trung nhiều nhất quanh xích đạo và hai dải 60 độ vĩ, liên quan đến nhánh dòng thăng trong hai hoàn lưu Hadley (xích đạo) và Ferrel (vĩ độ trung bình). Gần 30 độ vĩ là khu vực khá ít mây do nằm trong nhánh dòng giáng. Vào mùa hè, dòng thăng mạnh trên Trung quốc, đại dương xích đạo, dòng giáng trên Châu Úc, Nam Mỹ, Nam cực. Ở bờ Tây của nam Mỹ, quanh xích đạo có sự đối lập nhau về dòng thăng và giáng. Trên Trung quốc, mùa hè thịnh hành dòng thăng nhưng ít mây và ít mưa. Trong khi đó trên cao nguyên Tây Tạng, vào mùa hè, dòng thăng và giáng xen kẽ nhưng nhiều mây và mưa rất lớn.

Tuy nhiên, khu vực mưa lớn không chỉ tập trung quanh khu vực 4-5o vĩ mà còn tồn tại ở vĩ độ trung bình, nơi có lượng mây khá nhỏ. Điều này xảy ra rất rõ vào mùa hè trên Châu Á, khu vực gió mùa điển hình trên thế giới (xem hình 2). Nhận định này khá phù hợp với nhiều quan điểm cho rằng lượng mưa dồi dào của khu vực này đến từ những luồng gió mang hơi ẩm từ đại dương xích đạo [Wang, 2006].

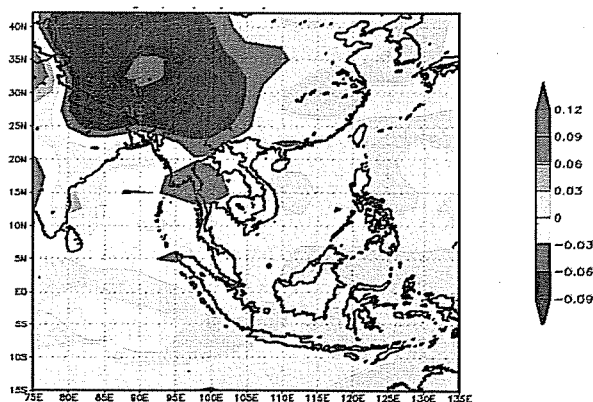
Nhìn chung, những khu vực có dòng thăng mạnh như trên bờ Đông Thái Bình Dương (TBD), Ấn Độ Dương (ÂĐD) là những khu vực có nhiều mây và nhiều mưa. Tuy nhiên, có những vùng dòng thăng phát triển mạnh như cao nguyên Tây Tạng là do đốt nóng bề mặt nên không có nhiều mây hay trên TBD nhiệt độ mặt biển khá cao vào mùa hè lại tồn tại chủ yếu là dòng giáng nhưng là khu vực nhiều mây và nhiều mưa, do có sự hội tụ ẩm mực thấp mạnh. Như vậy, nguyên nhân gây mưa lớn là do sự hội tụ ẩm mực thấp gây ra là chủ yếu còn dòng thăng phát triển mạnh là do nhiệt độ bề mặt cao và là nguyên nhân thứ yếu. Khu vực TBD xích đạo có dải hội tụ nhiệt đới, lượng mây và mưa nhiều trong khi thịnh hành dòng giáng quy mô lớn nên có thể nói mưa do ITCZ tạo ra từ các chuyển động thăng của các đoàn mây tích có quy mô dưới lưới mà với độ phân giải $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, số liệu vận tốc thẳng đứng không thể hiện được.

Xem xét kỹ hơn khu vực Đông Nam Á vào mùa hè ta thấy nhiệt độ trên đại dương khá cao và đồng đều nhưng chuyển động thẳng đứng tại bề mặt có những vùng thăng và giáng xen kẽ nhau và phân bố

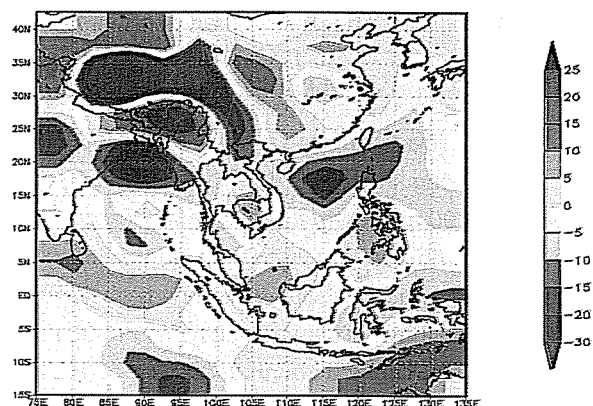
không đồng đều với phân bố mưa. Trong khi đó, thông lượng ẩm mực thấp có phân bố khá gần với phân bố giáng thủy. Ví dụ, khu vực vịnh Bengal và rìa phía Nam của cao nguyên Tây Tạng là hai khu vực hội tụ ẩm bị tách ra bởi khu vực phân kỳ trên Myanmar, tương ứng với chúng là hai khu vực có lượng mưa lớn xen kẽ với vùng có lượng mưa thấp hơn. Hội tụ ẩm tháng 7 chủ yếu do gió mùa Tây Nam mang ẩm từ ÂĐD và TBD xích đạo vào đất liền.



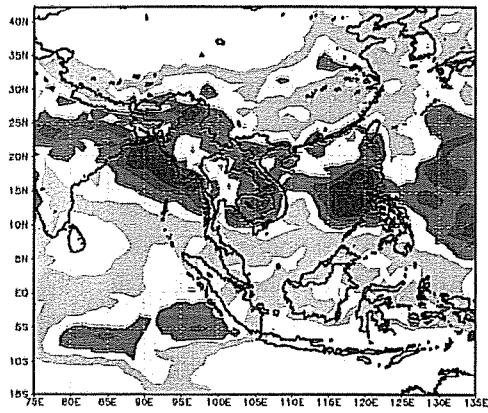
(a) T_s (oC), ERA40



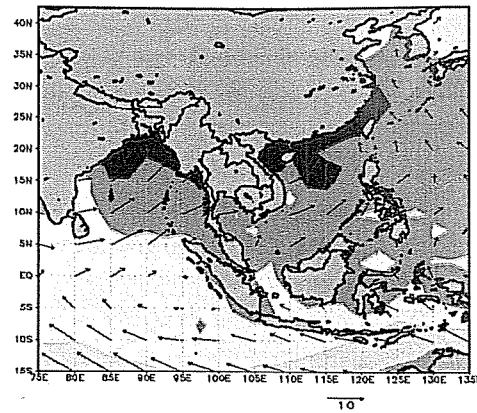
(b) Vận tốc thẳng đứng (Pa/s), NCEP



(c) Phân kỳ thông lượng ẩm (g/kg/ngày)

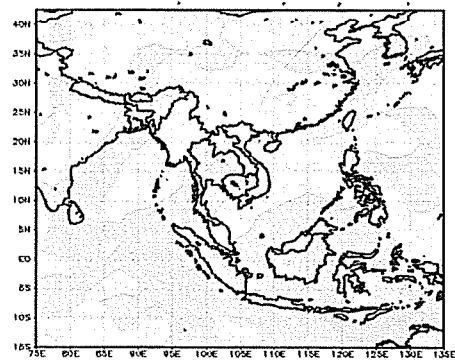


(d) Lượng mưa (mm/ngày), GPCP

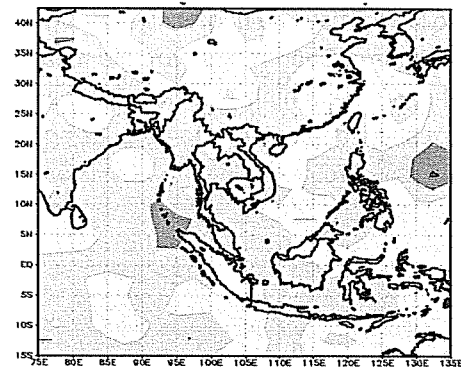


(e) Gió và độ ẩm riêng (g/kg), ERA40

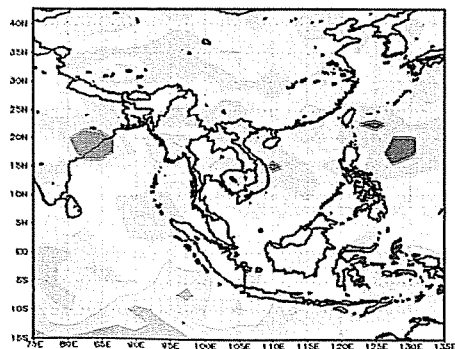
Hình 3 Các giá trị trung bình tháng 7/2000 của (a) Nhiệt độ không khí tại bề mặt Ts (oC); (b) Vận tốc thẳng đứng (Pa/s) tại mực 1000 mb; (c) Phân kỳ thông lượng ẩm (g/kg/ngày) trong lớp 1000-850 mb; (d) Lượng mưa (mm/ngày) và (e) Gió mực 850 mb và độ ẩm riêng (g/kg) khu vực Đông Nam Á.



(a) HSTQ mưa & Ts



(b) HSTQ mưa & vận tốc thẳng đứng



(c) HSTQ mưa & và phân kỳ thông lượng ẩm

Hình 4. HSTQ giữa lượng mưa ngày và (a) Nhiệt độ không khí tại bề mặt Ts; (b) Vận tốc thẳng đứng tại mực 1000mb; (c) Phân kỳ thông lượng ẩm tại mực 1000mb trên khu vực Đông Nam Á, tháng 7/2000.

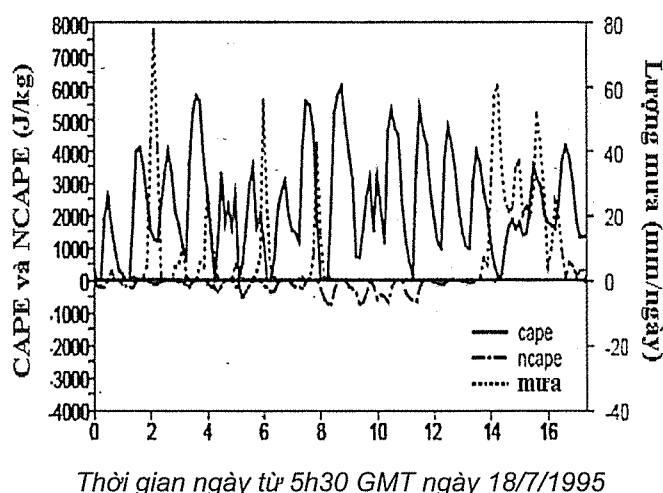
HSTQ giữa lượng mưa ngày tháng 7/2000 và nhiệt độ không khí tại bề mặt Ts, vận tốc thẳng đứng tại mực 1000 mb và với phân kỳ thông lượng ẩm tại mực 1000 mb trên khu vực Đông Nam Á trong thời gian tương ứng được trình bày trong hình 4. Từ kết quả này cho thấy hai điều nghịch lý. Thứ nhất, lượng mưa ngày tỷ lệ nghịch với nhiệt độ bề mặt (HSTQ =

0 đến -0,3) nghĩa là nhiệt độ cao thì lượng mưa nhỏ và ngược lại (hình 4a). Thứ hai, lượng mưa ngày tỷ lệ thuận với vận tốc thẳng đứng (HSTQ = 0 đến 0,3) nghĩa là mưa xuất hiện trên các khu vực thịnh hành dòng giáng (hình 4b). Mặc dù các HSTQ không cao nhưng cũng không phù hợp với logic thực tế. Trong khi đó, HSTQ âm với div(qV) cỡ -0,3 đến -0,5 cho

thấy mưa phụ thuộc khá chặt vào thông lượng ẩm mức thấp (hình 4c), nghĩa là lượng mưa tăng lên trên khu vực có thông lượng ẩm mức thấp lớn. Điều này phù hợp với các điều kiện trên các đại dương nhiệt đới. Nền nhiệt độ cao có thể rất nhạy để kích hoạt đối lưu nên các sơ đồ tham số hóa dựa trên lực nổi có thể sẽ sinh ra rất nhiều mây trên các khu vực có nhiệt độ cao trong mùa hè. Theo Emanuel (1994), sự có mặt của CAPE, năng lượng thể năng khả năng, đặc trưng cho lực nổi, là cần thiết nhưng không phải là điều kiện đủ để kích hoạt đối lưu. Nghiên cứu thực nghiệm của Xie và Zhang (2000)

đã chứng minh điều này. Hình 3.5 là hình ảnh minh họa một ví dụ của Xie và Zhang (2000) trong đó ngày 9 đến 13 có CAPE lớn nhưng không quan trắc thấy mưa, các ngày 2, 6, 8, 14 có CAPE nhỏ nhưng lại có mưa lớn.

Trên đại dương nhiệt đới, nhất là vào mùa hè, độ ẩm khá cao do bốc hơi cũng là một yếu tố thuận lợi cho đối lưu đối với các sơ đồ tham số hóa dựa trên giả thiết hội tụ ẩm mức thấp. Tuy nhiên, độ ẩm cao chưa phải là điều kiện đủ, quan trọng là hoàn lưu đưa ẩm đến khu vực nào thì mới tạo ra giáng thủy trên khu vực đó.

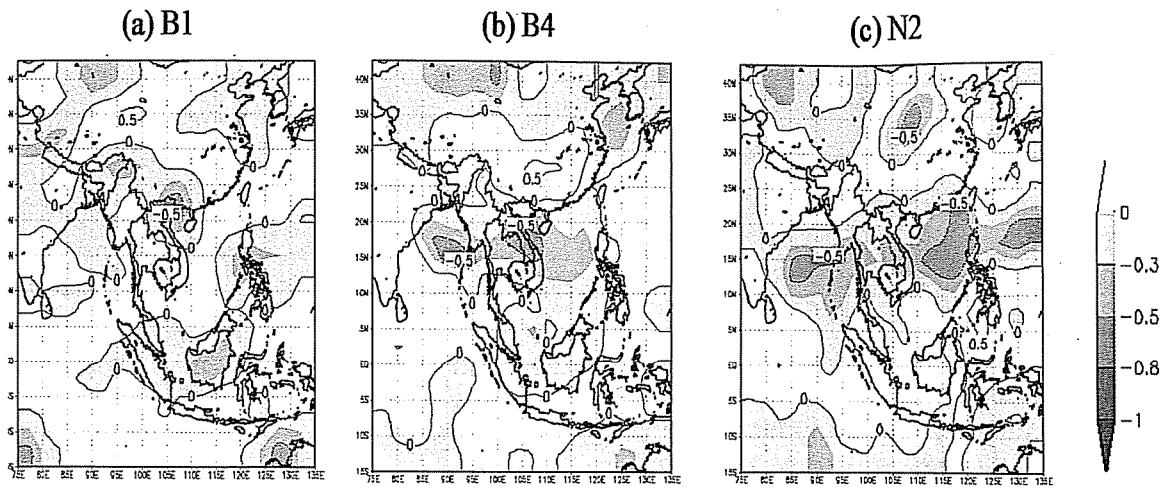


Hình 5. Chuỗi thời gian của CAPE (J/kg), CAPE âm (NCAPE) (J/kg) và lượng mưa quan trắc (mm/ngày). Đường đậm là CAPE, đường chấm, gạch là NCAPE và đường nét đứt là tốc độ mưa.

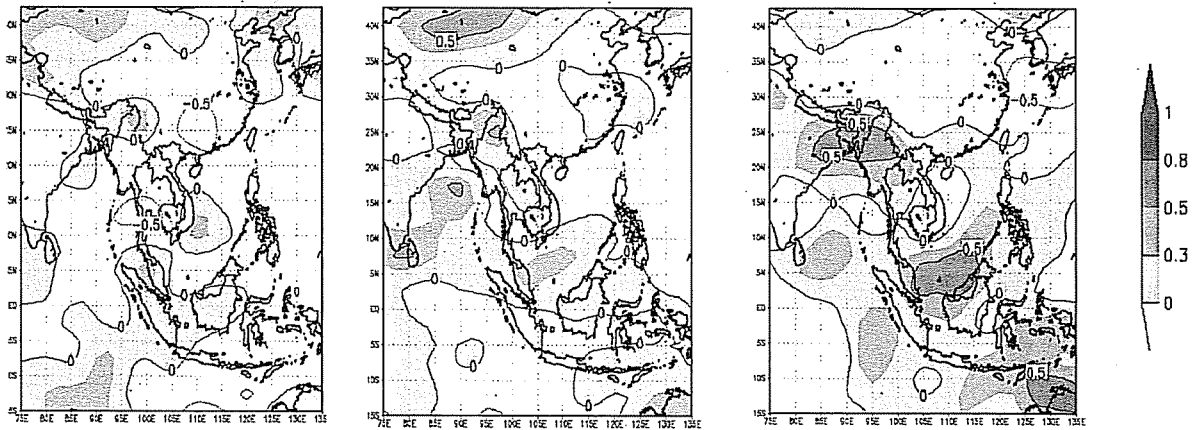
HSTQ giữa lượng mưa tháng 7 của riêng 7 vùng (B1-N3) với nhiệt độ và hội tụ ẩm mức 850 mb khu vực Đông Nam Á cho thấy HSTQ với hội tụ ẩm lớn hơn hẳn HSTQ với nhiệt độ. Vùng B1-B3 tương quan khoảng -0,5 với hội tụ ẩm khu vực Bắc Bộ do gió mùa tây nam. Vùng B4 có tương quan cao trên 0,5 với hội tụ ẩm thuộc ITCZ và gió mùa tây nam. Vùng N1-N3 cũng có liên quan đến hội tụ ẩm trong chuỗi áp thấp gần xích đạo. Hình 6 - hình 9 biểu diễn HSTQ giữa lượng mưa tháng 7/2000 của các vùng B1, B4 và N2 với phân kỳ thông lượng ẩm, nhiệt độ không khí, vận tốc thẳng đứng tại các mực 1000 mb, 925 mb và 850 mb. Như vậy, nhiệt độ cao là nguyên nhân dẫn tới dòng thẳng mạnh nhưng mưa là do hội tụ ẩm từ các vùng đại dương mang lại.

Thông lượng ẩm các mực thấp khá ổn định lên đến khoảng 700 mb trong khi vận tốc thẳng đứng

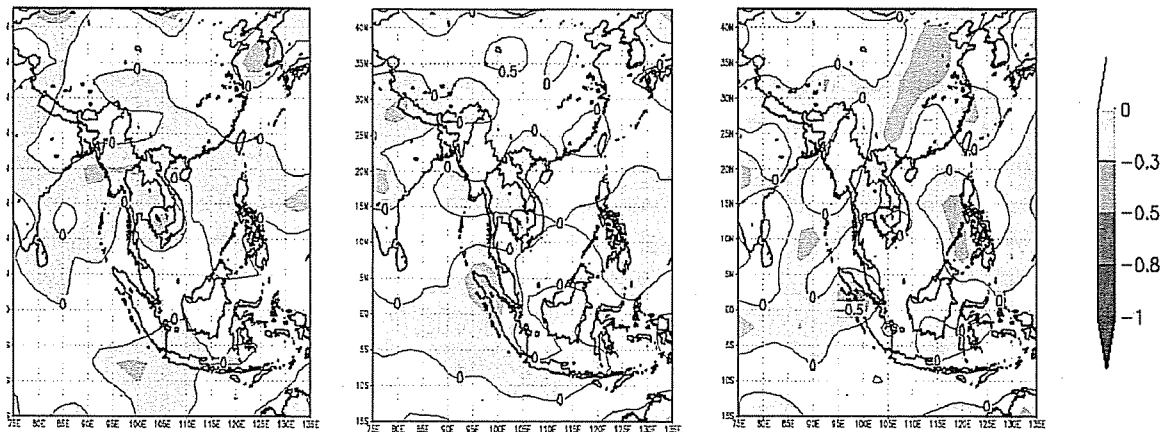
thay đổi rất nhanh. Đặc biệt, phân bố vận tốc thẳng đứng tại các mực cao hơn như 850 mb, thậm chí 700 mb rất gần với phân bố của thông lượng ẩm trên các mực này. Do đó, sơ đồ khép kín dựa trên giả thiết thông lượng ẩm sẽ ổn định hơn nhiều so với sơ đồ dựa trên lực nổi. Nguyên nhân là sơ đồ dựa trên lực nổi rất nhạy với nhiệt độ và địa hình bề mặt, dòng thẳng có thể phát triển rất mạnh trên các vùng biển ẩm hay các vùng núi và khó trở về trạng thái ổn định khi lên cao dẫn tới sai khác so với trạng thái thực của khí quyển. Lớp biên trong các trường hợp này có thể quá bất ổn định hoặc ngược lại. Trong khi đó, nếu dựa trên thông lượng ẩm thì trạng thái vẫn duy trì ổn định trong lớp biên, giúp tích lũy năng lượng và nuôi dưỡng dòng thẳng phát triển lên các lớp cao trong tầng đối lưu.



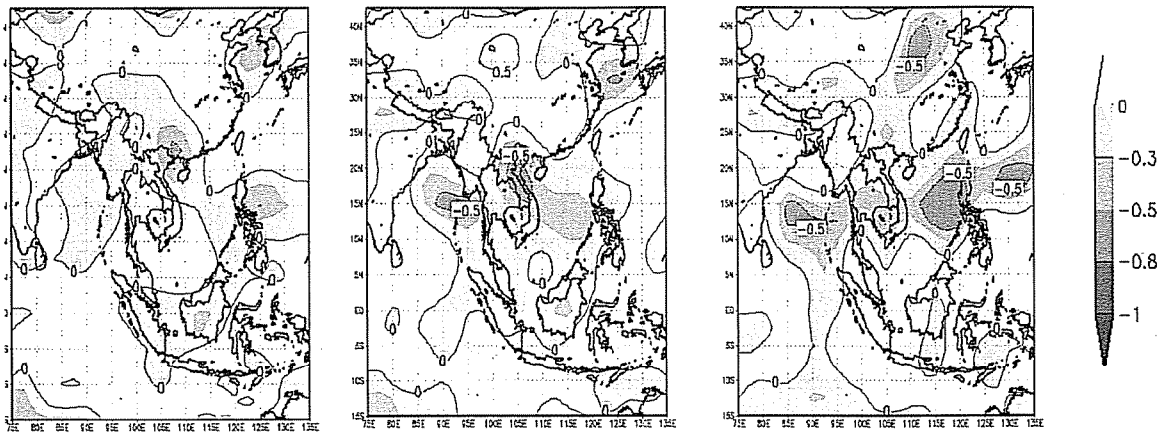
Hình 6. HSTQ giữa lượng mưa tháng 7/2000 của các vùng (a) B1; (b) B4 và (c) N2 với thông lượng ẩm mực 925 mb.



Hình 7. HSTQ giữa lượng mưa tháng 7/2000 của các vùng (a) B1; (b) B4 và (c) N2 với nhiệt độ mực 1000 mb.



Hình 8. HSTQ giữa lượng mưa tháng 7/2000 của các vùng (a) B1; (b) B4 và (c) N2 với vận tốc thẳng đứng mực 1000 mb.



Hình 9. HSTQ giữa lượng mưa tháng 7/2000 của các vùng (a) B1; (b) B4 và (c) N2 với vận tốc thẳng đứng mức 850 mb.

4. Thảo luận

Thí nghiệm mô phỏng xoáy lớn trong mây tầng tích dựa trên dữ liệu từ chuyến bay thí nghiệm nghiên cứu động lực học và vật lý mây tầng tích (DYCOMS-II) lần thứ 2 mã hiệu RF02 của Mỹ trên vùng tây nam Thái Bình Dương ngoài khơi Los Angeles, California tháng 7 năm 2001 cho thấy các xoáy lớn của mây tầng tích cũng chỉ đạt đến quy mô 1-2 km [xem trang web http://www.gfdl.noaa.gov/atmospheric-physics-and-chemistry_clouds_convection]. Đến nay trên thế giới, các mô hình khí hậu dù là mô hình khu vực cũng hiếm có thể có độ phân giải dưới 10 km. Mô hình khí hậu khu vực RegCM3 nguyên gốc của NCAR sau đó được phát triển tại Trung tâm nghiên cứu vật lý lý thuyết Ý (ICTP) được sử dụng trong hầu hết các nghiên cứu về mô hình khí hậu khu vực ở Việt Nam cũng mới dừng ở độ phân giải khoảng 30-50 km. Do đó, tham số hóa đối lưu vẫn là một bài toán nan giải hiện nay. Hơn nữa, đã có rất nhiều nghiên cứu đã chỉ ra rằng kết quả dự báo của mô hình khí hậu khu vực nhạy nhất với tham số hóa đối lưu [Gochis vcs., 2002; Ratnam vcs., 2005; Singh vcs., 2006] nên lựa chọn được giả thiết khép kín cho một sơ đồ tham số hóa cũng như lựa chọn được một sơ đồ thích hợp trong số nhiều sơ đồ là vấn đề rất cần được chú trọng. Các sơ đồ tham số hóa đối lưu khép kín dựa trên lực nổi rất nhạy với nhiệt độ bề mặt nhưng hiện nay, hầu hết các mô hình khí hậu khu vực đều tái tạo nhiệt độ bề mặt thấp hơn quan

trắc. Đây là nguyên nhân và cũng là hậu quả của việc mô phỏng giáng thủy không chính xác. Trong khi đó, trường gió và ẩm, hoàn lưu gió mùa thường được các mô hình nắm bắt khá tốt [Hồ Thị Minh Hà, 2008]. Nhờ vậy, thông lượng ẩm thường được mô phỏng gần với thực tế hơn. Kết quả là sơ đồ tham số hóa đối lưu Tiedtke (1989) với giả thiết khép kín dựa trên giả thiết thông lượng ẩm đã cải thiện kỹ năng mô phỏng cho mô hình khí hậu khu vực RegCM3 so với sơ đồ Grell (1993) có giả thiết khép kín dựa trên lực nổi.

5. Kết luận

Với những kết quả nghiên cứu nêu trên có thể khẳng định rằng tham số hóa đối lưu là một quá trình rất quan trọng đối với dự báo khí hậu và cũng là một quá trình vô cùng phức tạp, rất khó để biểu diễn chính xác trong các mô hình khí hậu có độ phân giải vốn chưa đủ tinh. Việc lựa chọn được giả thiết khép kín cho một sơ đồ tham số hóa cũng như lựa chọn được một sơ đồ thích hợp trong số nhiều sơ đồ là thách thức lớn đối với hiểu biết và khả năng của con người. Tuy nhiên, trong mỗi hoàn cảnh nhất định, đối với mỗi khu vực nhất định có thể lựa chọn được sơ đồ thích hợp nhất. Dựa trên kết quả nghiên cứu này, có thể đề xuất rằng mô hình khí hậu khu vực với độ phân giải vài chục kilomet nên sử dụng giả thiết khép kín mô hình mây dựa trên hội tụ ẩm mực thấp hơn là giả thiết dựa trên lực nổi để mô phỏng khí hậu hạn mùa trên khu vực ĐNA và Việt Nam.

Tài liệu tham khảo

1. Arakawa, A., (Review Article), (2004): "The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future", *Journal of Climate*, Vol. 17, No. 13, pp. 2493-2525.
2. Emanuel K.A. (1994), *Atmospheric Convection*, Oxford University Press, New York, Oxford.
3. Gochis D.J., Shuttleworth W.J., Yang Z.L. (2002), "Sensitivity of the Modeled North American Monsoon Regional Climate to Convective Parameterization", *Monthly Weather Review* Vol. 130, pp. 1282-1289.
4. Hennon C.C., *Tropical Meteorology*, 2008.
5. Khromov S.P. (1957), *Die geographische Verbreitung der Monsune*, *Petermanns Geogr.* Vol. 101, pp. 234-237.
6. Lau K.-M., Weng H.Y. (2002), "Recurrent Teleconnection Patterns Linking Summertime Precipitation Variability over East Asia and North America", *J. Meteorol. Soc. Japan* Vol. 80 (6), pp.1309-1324.
7. Ratnam, J. V., and K. Krishna Kumar, 2005: Sensitivity of the simulated monsoons of 1987 and 1988 to convective parameterization schemes in MM5. *J. Climate*, 18, 2724-2743, doi:10.1175/JCLI3390.1.
8. Singh G.P., Oh J., Kim J., Kim O. (2006), "Sensitivity of Summer Monsoon Precipitation over East Asia to Convective Parameterization Schemes in RegCM3", *SOLA* Vol. 2 (029-032), doi: 10.2151/sola.2006*008. Wang B., (2006): "The Asian Monsoon", <http://www.worldcat.org/oclc/228386161>. Springer-Praxis books in environmental sciences.
9. Xie S., Zhang M. (2000), "Impact of the Convection Triggering Function on the Single - Column Model Simulations", *Journal of Geophysical Research* Vol. 105 (D11), pp. 14, pp. 983-14,996.
10. Hồ Thị Minh Hà (2008): "Nghiên cứu khả năng mô phỏng mùa các yếu tố khí tượng trên lãnh thổ Việt Nam bằng phương pháp thủy động và thống kê". Luận án Tiến sĩ Khí tượng học.