HOÀN LƯU KHÍ QUYỂN VĨ ĐỘ THẤP VÀ TƯƠNG TÁC ĐẠI DƯƠNG -KHÍ QUYỂN VỚI HIỆN TƯỢNG ENSO

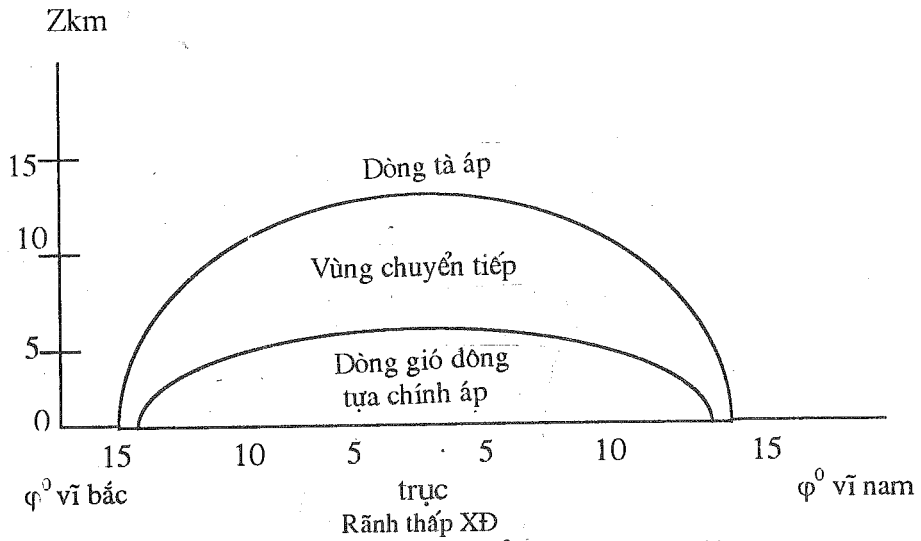
GS. PTS. Lê Đình Quang
Viện Khí tượng Thủy văn

I. HOÀN LƯU KHÍ QUYỂN

1. Hoàn lưu tổng quát của khí quyển ở vùng vĩ độ thấp

Chức năng cơ bản của hoàn lưu nhiệt đới trong "máy nhiệt của khí quyển chính là truyền đưa đến những phần khác của trái đất dư thừa nhiệt nhận được bởi các vĩ độ thấp do hấp thụ mạnh bức xạ mặt trời. Do sự khác nhau của nhiệt độ giữa vùng xích đạo và cận nhiệt đới, ở nhiều vùng của dải nhiệt đới quan sát thấy hệ thống hoàn lưu qui mô lớn, mà các hệ thống này được đặc trưng bởi hoặc là tín phong hoặc là gió mùa. Các hệ thống này tạo thành những dòng cơ bản của khí quyển vùng nhiệt đới. Cùng với các hệ thống qui mô lớn này còn có các hệ thống hoàn lưu qui mô nhỏ được gọi là các nhiễu động của dòng cơ bản hay đơn giản là các nhiễu động. Sự khác nhau giữa dòng cơ bản hay đơn giản và các nhiễu động trước hết là ở qui mô không - thời gian.

Dòng cơ bản gồm 2 phần: dòng gió đông tựa chính áp ở phần dưới của tầng đối lưu, trục của nó hầu như trùng với trục của rãnh xích đạo, còn dòng tà áp ở trên cao. Tính tà áp tăng theo độ cao khi càng xa cực. Khi đó tốc độ dòng gió đông giảm theo độ cao. Ở phần trên tầng đối lưu gần với cận nhiệt đới dòng gió đông này trở thành dòng gió tây. Không thể xác định chính xác giới hạn giữa dòng chính áp và tà áp, chỉ có thể chỉ ra rằng ở phần dưới tầng đối lưu sự chuyển này xuất hiện ở khoảng cách 10 - 15^0 vĩ từ trục rãnh xích đạo bên trên nó ở độ cao 6 - 12km (h.1).

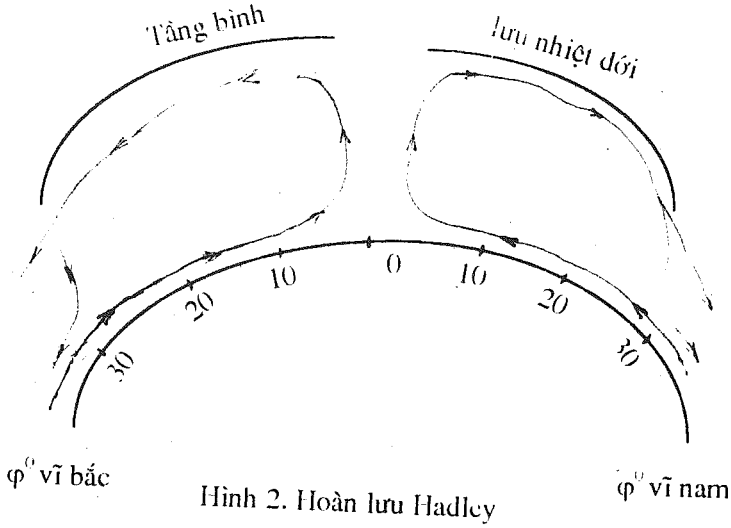


h.1 Sơ đồ dòng cơ bản vùng nhiệt đới

Ở mực thấp, gần trục của rãnh xích đạo tốc độ dòng gió đông là cực tiểu. Càng xa trục về phía bắc và nam tốc độ tăng lên và đạt cực đại ở vùng tín phong bên trên đại dương.

Ở bên trên tầng đối lưu yếu dần về phía cực. Chúng trở thành dòng gió yếu hay dòng gió tây ở bán cầu mùa hè và gió tây mạnh ở bán cầu mùa đông bên trên áp cao cận nhiệt đới mặt đất.

Một xu thế xác định với các dòng kinh hướng, hướng về rãnh xích đạo ở phía dưới tầng đối lưu và hướng về phía cực ở bên trên tầng đối lưu được tồn tại. Thêm vào đó bổ sung chuyển động không khí đi xuống ở vùng dải cận nhiệt đới áp cao và chuyển động đi lên trong miền rãnh xích đạo, hoàn lưu kín qui mô lớn được hình thành mà nó được phát hiện vào năm 1735 bởi Hadley. Cơ chế hoàn lưu này được gọi là hoàn lưu Hadley (h.2).



Hình 2. Hoàn lưu Hadley

Hoàn lưu Hadley được xem là hoàn lưu đơn giản nhất ở vùng nhiệt đới. Tương ứng với mô hình này, dư thừa nhiệt ở gần xích đạo biến thành động năng. Phần lớn lượng nhiệt tiêu phí thành bốc hơi và dịch chuyển cùng với khối không khí chuyển động ở dạng tiềm nhiệt ngưng kết hơi nước tạo thành mây và mưa. Đối lưu trong sự bất ổn định của khí quyển phân tầng tăng cường việc truyền đưa năng lượng đến những lớp trên cao.

Ở những vĩ độ cao, khối không khí được mang đi bởi các dòng khí trên cao. Ở 20 - 30^0 không khí hạ xuống trong hệ thống xoáy nghịch của đới áp cao. Hoàn lưu được làm kín bằng các dòng không khí mạnh mẽ chuyển động về phía xích đạo ở những lớp thấp.

2. Các hoàn lưu khác mang tính khu vực

Ngoài hệ thống tổng quát hoàn lưu khí quyển đã nói ở trên, vùng vĩ độ thấp còn chịu ảnh hưởng các hệ thống hoàn lưu sau:

2.1 Rãnh xích đạo

Một dải áp suất thấp cận xích đạo, ở đó có dòng khí đối lưu và sự thăng lên của không khí gọi là rãnh thấp xích đạo. Sự hội tụ của các dòng khí trong miền rãnh thấp xích đạo được gọi là "dải hội tụ nhiệt đới".

Rãnh thấp xích đạo là đối tượng synốp quan trọng nhất ở vùng nhiệt đới. Rãnh thấp xích đạo còn có các tên gọi khác như "vùng hội tụ tín phong", "vùng đối lưu xích đạo".

Sự thay đổi vị trí của mặt trời xác định sự thay đổi vị trí các trung tâm tác động khí quyển. Như về mùa hè áp cao cận nhiệt đới dịch chuyển lên đến những vĩ độ thấp hơn. Như vậy, vị trí vĩ độ của rãnh xích đạo có biến trình năm không như nhau ở các kinh tuyến khác nhau.

2.2 Tín phong

Giữa dải áp suất cao cận nhiệt đới và rãnh thấp xích đạo ở phía dưới tầng đối lưu quan sát thấy gió mạnh, thường xuyên thổi theo hướng đông – đông bắc (ở bán cầu bắc) và đông – đông nam (ở bán cầu nam) đó là tín phong. Chúng bao phủ diện rộng lớn từ 20^0 vĩ ở bán cầu mùa đông, từ 30^0 vĩ ở bán cầu mùa hè đến rãnh thấp xích đạo. Trong bất cứ thời gian nào của năm, hơn 1/3 diện tích mặt đất chịu sự tác động của tín phong.

Tín phong thường phát triển ở phần đông của đại dương còn trên lục địa và phần phía tây của đại dương gió có hướng khác.

Trong vùng tín phong phân chia thành 3 lớp rõ rệt

1. Lớp tín phong phía dưới: độ cao khoảng 500mét, gần với cực đại cận nhiệt đới. Độ cao này tăng lên về phía xích đạo, ở giáp giới rãnh thấp xích đạo có thể đạt đến 2500mét. Khối không khí ở lớp tín phong phía dưới thường là ẩm, nhiệt độ của nó phụ thuộc vào nhiệt độ của đại dương và tăng dần về phía xích đạo.
2. Lớp nghịch nhiệt tín phong nằm ngay trên lớp tín phong phía dưới, cường độ của nghịch nhiệt và độ cao của lớp này tăng lên khi chuyển dịch về phía vĩ độ thấp. Khi đó sự khác nhau của nhiệt độ giữa giới hạn trên và dưới của nghịch nhiệt giảm đi. Nghịch nhiệt mạnh nhất quan sát thấy về mùa đông, bên trên phần phía đông của đại dương. Đôi khi quan sát thấy vài lớp nghịch nhiệt.
3. Lớp tín phong phía trên, nằm trên lớp nghịch nhiệt. Tín phong phía trên có hướng đông, chúng yếu hơn lớp tín phong phía dưới. Trong dải áp cao cận nhiệt đới độ cao của lớp này trung bình là khoảng 6km, ở tiếp giáp với rãnh thấp xích đạo nó có thể đạt đến 10km.

Phản tín phong

Thuật ngữ "phản tín phong" được dùng để biểu thị các dòng không khí đi ra khỏi các vĩ độ thấp ở phần trên cao tầng đối lưu. Các dòng này ở phía xích đạo nằm ở độ cao 8 - 12km. Càng xa xích đạo các dòng này hạ dần độ cao, ở $25 - 30^0$, nằm ở mực 4 - 6km, ở đấy các dòng rơi vào ảnh hưởng của lực côriôlit và lệch khỏi hướng ban đầu trở thành dòng gió tây địa chuyển.

Phản tín phong biểu thị bởi dòng xiết cận nhiệt đới với gió tây rất mạnh ở mực 200 hPa, ở bán cầu bắc về mùa đông ở vĩ độ 30 - 35^0. Về mùa hè nó được thay thế bởi dòng xiết gió đông nhiệt đới mạnh bên trên lục địa châu Á và châu Phi ở khoảng 10^0 vĩ.

2.3 Các nhiễu động nhiệt đới

Các nhiễu động nhiệt đới được phân chia làm 3 nhóm:
+ Các xoáy,
+ Nhiễu động sóng,
+ Hệ thống tuyến tính.

*** Các xoáy (hoàn lưu kín)**

+ Xoáy thuận: xoáy thuận nhiệt đới là chỉ các xoáy thuận bất kỳ nảy sinh ở tầng đối lưu nhiệt đới.

+ Xoáy nghịch: các nhiễu động xoáy nghịch ở vùng nhiệt đới có cường độ nhỏ. Xoáy nghịch cũng được chia ra 2 loại: - xoáy nghịch phát triển ở mặt đất và không thấy ở trên cao; - xoáy nghịch chỉ phát triển ở trên cao (xoáy nghịch trên cao).

Xoáy nghịch trên cao không chỉ xuất hiện ở bán cầu mùa hè ít khi thấy ở dưới 5 - 7km. Chúng có trung tâm nóng. Các xoáy nghịch trên cao lại có thể chia ra 2 loại nhỏ là xoáy nghịch động lực và nhiệt lực.

*** Các nhiễu động sóng**

Có 2 loại nhiễu động sóng quan sát thấy ở vùng nhiệt đới, đó là sóng đông ở vùng Caribê và *sóng xích đạo ở TBD*.

Sóng đông là nhiễu động sóng nảy sinh ở phía nhiệt đới của dải áp cao cận nhiệt đới. Những nhiễu động sóng đông cũng có khi là nguồn gốc nảy sinh xoáy thuận nhiệt đới.

Sóng xích đạo: sóng này được phân chia 2 dạng: sóng trong dòng gió đông không có độ tán và sóng trong dòng gió đông đối lưu.

2.4 Hệ thống tuyến tính

Các xoáy hay các vùng phân kỳ có xu thế tập trung dọc theo một đường (hoặc một vùng) mà độ dài của nó lớn hơn độ rộng không nhiều. Ở những vùng như thế thường có chuỗi các xoáy thuận liên quan đến đối lưu còn là chuỗi các xoáy nghịch liên quan đến các vùng phân kỳ.

2.5 Gió mùa

Gió mùa châu Á: Châu Á là lục địa lớn nhất của trái đất phía đông và đông nam là TBD, phía nam là Ấn Độ Dương. Xung quanh phía nam và đông nam có rất nhiều đảo lớn, nhỏ. Những tiền đề để phát triển sự ổn định nhất định của chế độ hoàn lưu được đặc trưng bởi tính ưu việt của gió hướng duy nhất về mùa đông và hướng ngược lại về mùa hè được tạo ra ở vùng nhiệt đới châu Á. Sự tồn tại của cao nguyên Tây Tạng rộng và cao kéo dài từ tây sang đông là thuận lợi để hình thành và phát

triển của gió mùa châu Á. Cao nguyên Tây Tạng là sự phân chia tự nhiên giữa khối không khí nhiệt đới và cực.

Gió mùa châu Á gồm có gió mùa mùa đông và gió mùa mùa hè.

II. TƯƠNG TÁC ĐẠI DƯƠNG - KHÍ QUYỂN TRÊN KHU VỰC NHIỆT ĐỚI TBD VỚI HIỆN TƯỢNG EN NINO

Hiện tượng En Nino xuất hiện trên vùng xích đạo TBD ở bờ biển Nam Mỹ. Sự bắt đầu của En Nino thường xảy ra vào tháng 12. Cùng lúc đó dòng chảy lạnh Peru được thay thế bằng dòng chảy nóng ngược chiều bắt đầu ở vịnh Gua -ia - kil ở biên giới trên biển giữa Êcuađo và Peru. Vùng nước nóng lan tới vùng giữa và đông của xích đạo TBD.

Trong thời kỳ En Nino, cường độ của dao động nam (SO) cũng thay đổi. Dao động nam bao gồm dải cận nhiệt đới TBD, Ấn Độ Dương và phù hợp với sự biến đổi của các tham số khí tượng ở mặt biển cũng như trong tầng đối lưu. Hiện tượng En Nino và dao động nam gọi là ENSO được xác định bởi sự biến đổi của các đặc trưng khí tượng thủy văn.

Đánh giá trên qui mô lớn, tính ngẫu nhiên điển hình của ENSO kéo dài khoảng 18 - 24 tháng. Chu kỳ hạn ở Mêhicô, vùng Caribê, đông bắc Oxtrâylia, các đảo đông nam TBD, Ấn Độ và vùng đông nam châu Phi trùng hợp với các pha tương ứng với các năm ấm của ENSO ở phần xích đạo TBD.

Sự hình thành dao động nam liên quan với thời kỳ phát triển của hoàn lưu Woulker, được xác định bởi sự nâng lên mạnh mẽ không khí ở vùng Indonesia và sự đi xuống ở phía đông TBD, cũng như với sự tăng cường dòng hướng đông trên bề mặt biển và dòng hướng đông bên trên vùng xích đạo TBD. Sự tăng cường của hoàn lưu này dẫn tới sự nâng lên mạnh mẽ của khối nước ở sâu phía dưới, gây ra thời tiết xấu nhiều mây ở Inđônêxia, phía đông Oxtrâylia và Ấn Độ.

Trong rất nhiều trường hợp, chuẩn sai dương của nhiệt độ nước biển ở phần Tây TBD không trùng với En Nino. Ngoài ra, hiện tượng En Nino cũng không xuất hiện trước khi có vùng nước nóng ở vùng biển nói trên.

Nhiều nhà khoa học cho rằng sự yếu đi rõ rệt của tín phong ở bên trên phần phía tây và vùng giữa TBD là sự "phát hoả" đối với En Nino và sự biến đổi nhiệt độ của đại dương.

Nguồn nhiệt lớn nhất trong khí quyển nằm bên trên Inđônêxia và dịch chuyển từ bán cầu này sang bán cầu kia theo sự chuyển động của mặt trời. Khi những nguyên nhân làm cho tín phong yếu đi chưa được xác định thì cực tiểu nhiệt độ khí quyển Inđônêxia là dấu hiệu "phát hoả" của En Nino.

Đối lưu của gió là nguyên nhân tích tụ nước nóng, đến lượt mình vùng nước nóng duy trì đối lưu khí quyển và đối lưu ẩm. Bắt đầu quá trình là sự xuất hiện nước nóng chuyển động về phía đông nhờ sóng Kelvin, là sự yếu đi của nước trồi xích đạo và cuối cùng là sự phá huỷ của tín phong đông nam. Khi chỉ số dao động nam SOI có giá trị cao, cũng khi đó tín phong có cường độ lớn, đối lưu ẩm bên trên Inđônêxia lớn và khối nước nóng tích tụ ở phần tây TBD rất lớn. Sự tích tụ khối nước nóng kéo dài

trong vài năm, vùng nước nóng trở nên rộng lớn hơn, sự di chuyển của nguồn nhiệt chệch khỏi sự di chuyển điển hình bắc - nam và chuyển sang theo vĩ tuyến.

Sự chuyển động của khối nước nóng về phía đông có thể coi là "khởi thủy" hình thành sóng Kelvin và chính sóng Kelvin dẫn đến sự pha trộn nước nóng về phía đông. Ở giới hạn phía đông đại dương, nước nóng lan truyền lên phía bắc và xuống phía nam, khối lượng nước nóng tích tụ ở vùng nhiệt đới giảm đi. Giả thiết này phù hợp với sự giảm mực nước đại dương ở vùng xích đạo TBD sau hiện tượng En Nino 1982.

Sự tăng lên của khối nước nóng ở phía tây TBD có liên quan với hoàn lưu trung bình sẽ dẫn đến sự dịch chuyển của cực tiểu nhiệt độ Inđônêxia theo vĩ hướng cho đến khi gió tây không xuất hiện ở tây TBD và không tạo ra điều kiện hình thành En Nino.

Sự dịch chuyển của các xoáy khí quyển bên trên phần phía bắc TBD mạnh lên đáng kể trong trường hợp có ENSO. Phân tích chuẩn sai nhiệt độ của đại dương, áp suất ở mực biển, gió, nhiệt độ, độ cao địa thế vị với qui mô toàn cầu thời kỳ từ 1964 - 1981 chỉ ra rằng: sự xuất hiện ENSO mang đặc trưng toàn cầu, mặc dù sự biến đổi của các đặc trưng khí tượng ở phạm vi TBD là lớn hơn đáng kể. Trường hợp riêng hoàn lưu Hadley mạnh lên trong thời kỳ ENSO.

Phân tích sự tiến triển theo thời gian chuẩn sai nhiệt độ đại dương và các tham số khí quyển toàn cầu đối với một số chu trình ENSO thời kỳ từ 1967 - 1979 có các nhận xét sau:

- Sự lan truyền về phía đông của chuẩn sai áp suất và gió vĩ hướng từ Ấn Độ Dương tới TBD là tính chất đặc biệt cơ bản nhất của ENSO.

- Châu Á và đại lục Âu - Á trước hết là nguồn gốc của chuẩn sai lớn áp suất và gió vĩ hướng xuất hiện bên trên Ấn Độ Dương. Sự lan truyền tín hiệu ENSO từ đại lục Âu - Á và Ấn Độ Dương tới vùng xích đạo TBD được nêu lên rất sớm bởi Barnett và Krisnamuti.

- Cấu trúc thẳng đứng các chuẩn sai của các yếu tố nói trên ở bên trên trung tâm châu Á vào thời kỳ giữa của chu trình ENSO khoảng 1 năm đến khi cực đại (hoặc cực tiểu) của nhiệt độ vùng xích đạo TBD liên quan đến diện tích lớn nhất (hoặc nhỏ nhất) của vùng phủ tuyết ở châu Á như là một mắt xích liên quan đến quá trình ở vĩ độ cao ngoại nhiệt đới và vùng xích đạo TBD.

- Độ trễ (sự muộn hơn) của các quá trình hoàn lưu giữa bắc TBD và trung tâm châu Á khoảng 6 tháng hoặc hơn, đóng vai trò chủ chốt trong các nguyên nhân hình thành ENSO..

Rõ ràng ENSO có liên quan với tương tác giữa đại dương và khí quyển, giữa đại dương và lục địa trong qui mô toàn cầu.

Nghiên cứu chuỗi số liệu nhiệt độ nước 40 năm ở vùng bắc TBD, các nhà khoa học chỉ ra rằng; sự biến đổi của độ bất ổn định nhiệt độ nước bề mặt có chu kỳ dao động là vài năm và có khuynh hướng tiến tới chu kỳ dài. Độ ổn định lớn của nhiệt độ nước bề mặt dẫn đến chuẩn sai âm của nhiệt độ nước vùng trung tâm của bắc TBD và chuẩn sai dương dọc theo bờ.

Sự dao động với chu kỳ 33 - 50 và 22 - 28 tháng đã tìm thấy ở vùng phía đông của xích đạo TBD. Sự lan truyền của dao động chuẩn chu kỳ 2 năm (22 - 28 tháng) về phía tây, trong khi đó với dao động chu kỳ 3 - 4 năm cả về phía tây lẫn phía đông.

Tốc độ lan truyền của các dao động chuẩn chu kỳ 2 năm và 3 - 4 năm rất khác nhau trong những năm En Nino mạnh và yếu.

Biến đổi không - thời gian nhiệt độ đại dương rất khác nhau về phía đông và phía tây từ kinh tuyến 180^0. Biên độ cực đại của các dao động xuất hiện ở phía đông phần xích đạo TBD, một cực đại thứ 2 nhỏ hơn ở vĩ độ 20 - 50^0 phần phía đông TBD.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Loginov. V. F. Nguyên nhân và hệ quả của biến đổi khí hậu.- NXB kỹ thuật, Minsk, 1992.
2. Palmen E; Newton C.W. Hệ thống hoàn lưu khí quyển.-NXB KTTV, Leningrat,1973.
3. Vitviski G.N.- Hoàn lưu khí quyển ở vùng nhiệt đới.-NXB KTTV, Leningrat,1971.

(tiếp theo trang 22)

Bảng 5. Lượng mưa năm 1998 ở Quảng Ngãi (mm)

Địa điểm	Lượng mưa từ tháng I đến VIII	So với TBNN (%)	Lượng mưa từ tháng IX tháng XII	So với TBNN (%)	Lượng mưa năm 1998	So với TBNN (%)
Trà Bồng	964	83	4185	205	5149	161
Sơn Hà	559	57	2965	162	3524	125
Sơn Giang	926	94	4117	188	5043	158
Giá Vực	803	112	3954	164	4757	152
Ba Tơ	861	93	3990	172	4851	150
Trà Khúc	300	53	3467	211	3767	171
Thị xã Q. Ngãi	369	60	3461	205	3830	167
An Chỉ	410	67	3749	214	4159	176
Mộ Đức	194	41	2968	231	3162	180
Đức Phổ	287	85	3193	220	3480	194

Ghi chú: Số liệu Mộ Đức chỉ dùng để tham khảo