

# NGHIÊN CỨU ẢNH HƯỞNG CỦA HỒ NƯỚC LỚN ĐẾN ĐIỀU KIỆN NHIỆT ĐỘNG LỰC HỌC ĐỊA PHƯƠNG BẰNG PHƯƠNG PHÁP SỐ

ThS. Nguyễn Minh Trường<sup>1</sup>, ThS. Vũ Thanh Hằng<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Phòng Thí nghiệm Dự báo Thời tiết và Khí hậu

<sup>2</sup>Bộ môn Khí tượng, Khoa Khí tượng - Thủy văn - Hải dương học  
Đại học Khoa học Tự nhiên Hà Nội

**N**ghiên cứu này sử dụng mô hình số khép kín rối bậc 1,5 để mô phỏng các quá trình vật lý diễn ra trong lớp biên nơi có sự tồn tại của một hồ nước lớn lý tưởng hoá. Sơ đồ ẩn luân hướng được áp dụng cho việc tích phân hệ phương trình vi phân mô tả lớp biên. Các kết quả thu được của mô hình cho thấy hồ nước có ảnh hưởng to lớn đến chế độ nhiệt động lực học địa phương, đặc biệt là trường nhiệt và trường gió, lên đến độ cao hơn 100 m. Rõ ràng các hồ nước lớn có vai trò quan trọng như là một cơ chế điều hoà tiểu khí hậu địa phương. Vì vậy, dưới góc độ này hồ nước lớn trong các khu đô thị có thể thoả mãn cả hai tiêu chí cảnh quan và tiện nghi gió-nhiệt cho các vùng dân cư lân cận xuôi theo chiều gió thịnh hành. Hơn nữa, với các kết quả này mô hình cho thấy khả năng của nó trong việc mô phỏng các hiện tượng khác trong lớp biên khí quyển, ví dụ như lan truyền chất ô nhiễm.

## 1. Mở đầu

Nhiệt dung lớn của các bề mặt nước, chẳng hạn như mặt hồ, mặt đại dương... và sự xáo trộn gây ra bởi các xoáy rối bên trong các lớp nước sẽ làm giảm sự biến đổi nhiệt độ bề mặt nước trong chu kỳ ngày đêm về giá trị gần như bằng không. Tuy nhiên, đối với bề mặt đất, đặc biệt là đất trống, bê tông và asphalt, quá trình làm nóng và làm lạnh không khí mạnh hơn vì nhiệt dung và độ dẫn nhiệt phân tử nhỏ của đất đã ngăn chặn sự truyền nhiệt nhanh xuống phía dưới bề mặt đất trong chu kỳ ngày đêm. Kết quả là bề mặt đất sẽ nóng hơn bề mặt nước vào ban ngày và lạnh hơn vào ban đêm [2], [3].

Khi không khí lạnh di chuyển trên bề mặt nước ấm hơn, các thông lượng nhiệt và ẩn nhiệt đi vào khí quyển có thể rất lớn, đốt nóng không khí trong lớp biên khí quyển hành tinh trong khi không khí tiếp tục dịch chuyển

trên bề mặt nước. Một số tác giả đã chỉ ra rằng các thông lượng nhiệt có thể đạt tới hàng trăm  $Wm^{-2}$  [2]. Khi bề mặt nước đủ rộng, sự thay đổi đáng kể trong các điều kiện thời tiết địa phương xảy ra dọc theo bờ đón gió so với các điều kiện bên bờ khuất gió là hệ quả của các thông lượng nhiệt lớn này. Xem xét khía cạnh kỹ thuật tính toán, người ta thấy rằng chỉ với độ phân giải ngang 8km mới đạt được sự mô phỏng chính xác [2], [3].

Trong lớp biên khí quyển hành tinh, các quá trình rối thống trị và đóng vai trò vận chuyển thông lượng khối lượng và năng lượng từ bề mặt lên các mực cao hơn. Các số hạng rối xuất hiện trong các phương trình mô tả dòng trung bình là kết quả của việc tác động toán tử trung bình Raynold lên các phương trình, làm cho hệ phương trình này trở thành một hệ không khép kín. Việc cố gắng suy diễn các phương trình vi phân mới cho các số hạng

rối mới xuất hiện chỉ làm cho hệ phương trình càng trở nên không khép kín. Theo khía cạnh toán học, cần khép kín hệ phương trình trước khi tích phân, và bài toán đó được gọi là khép kín rối [3]. Bậc khép kín rối được xác định là bậc của thành phần tương quan rối cao nhất được tính từ các phương trình vi phân. Chẳng hạn như nếu tất cả các số hạng tương quan bậc hai được tính đến sử dụng các phương trình vi phân thì bậc khép kín rối sẽ là bậc hai, mặt khác nếu chỉ có một vài số hạng tương quan bậc hai được tính thì bậc khép kín rối là bậc 11/2.

Trong những năm gần đây, các nhà khoa học tại Đại học Tổng hợp bang Colorado (CSU) đã phát triển một mô hình bậc 11/2 cho lớp biên khí quyển, bao gồm hai phương trình, một phương trình cho động năng rối và một phương trình cho qui mô độ dài xoáy rối. Mô hình có thể, sau rất nhiều các thử nghiệm số ở

Hoa Kỳ, tái tạo lại các quá trình xảy ra trong lớp biên khí quyển rất tốt nhờ đó mà phép khép kín rối của mô hình này được áp dụng rộng rãi [2].

Chính vì vậy, như là bước đầu tiên trước khi thực hiện các ứng dụng khác chẳng hạn như vận chuyển chất ô nhiễm trong lớp biên khí quyển, trong nghiên cứu này các tác giả đã áp dụng mô hình q-q<sup>2</sup>1 đối với một hồ lớn được lý tưởng hóa. Mô hình này thuộc họ mô hình bậc 11/2 được Yamada và các cộng sự phát triển tại CSU. Các phương trình, cấu hình miền tính, các điều kiện ban đầu và điều kiện biên sẽ được trình bày dưới đây.

## 2. Hệ phương trình

Các phương trình chuyển động viết cho tốc độ gió trung bình và các phương trình bảo toàn đối với nhiệt độ thế vị L và tỉ số xáo trộn của lượng nước tổng cộng Q<sub>w</sub> có thể được viết dưới dạng sau [1], [4], [5].

$$\frac{dU}{dt} = f(V - V_g) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{xy} \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{uw}) \quad (1)$$

$$\frac{dV}{dt} = -f(U - U_g) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xy} \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{vw}) \quad (2)$$

$$\frac{d\theta_L}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \theta_L}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \theta_L}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{\theta_L w}) \quad \text{và} \quad \frac{dQ_w}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial Q_w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial Q_w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{q_w w}) \quad (3)$$

Trong đó (x, y, z) là tọa độ đề các; t là thời gian; U<sub>g</sub> và V<sub>g</sub> là các thành phần gió ngang theo hướng x và y tương ứng; f là thông số Coriolis; và toán tử ở vế trái của các phương trình trên được định nghĩa như sau

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z} \quad (4)$$

Các thành phần gió địa chuyển U<sub>g</sub> và V<sub>g</sub>; và các hệ số khuếch tán ngang K<sub>x</sub>, K<sub>y</sub> và K<sub>xy</sub> được xác định theo Yamada [4], [5], [6], [7].

Vận tốc thẳng đứng W nhận được bằng cách tích phân phương trình liên tục cho chất lỏng

không nén được.

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

Mô hình đòi hỏi các nghiệm dự báo đối với các phương trình năng lượng rối và qui mô độ dài xoáy rối, gồm:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} (q^2/2) &= \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial (q^2/2)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial (q^2/2)}{\partial y} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left( qlS_q \frac{\partial (q^2/2)}{\partial z} \right) - \overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{vw} \frac{\partial V}{\partial z} + \beta g \overline{w\theta_v} - \frac{q^3}{B_l} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\frac{d}{dt}(q^2 l) = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial(q^2 l)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial(q^2 l)}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( q l S_1 \frac{\partial(q^2 l)}{\partial z} \right) + l E_1 \left[ -\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{vw} \frac{\partial V}{\partial z} + \beta g \overline{w \theta_v} \right] - \frac{q^3}{B_1} \left( 1 + E_2 \left( \frac{l}{kz} \right)^2 \right) \quad (7)$$

Trong đó  $q^2 = \overline{u_i u_i}$ ;  $l$  là qui mô độ dài xoáy rối;  $B_1, E_1, E_2, S_q$  và  $S_l$  các hằng số thực nghiệm được xác định từ các nghiên cứu trong phòng thí nghiệm. Các phương trình trên cũng bao gồm các thông lượng rối khác nhau như  $\overline{uw}, \overline{vw}, \overline{q_w w}$  và  $\overline{\theta_v w}$ . Các đại lượng này có thể được biểu diễn qua các số hạng của  $U, V, Q_w$  và  $L$ ; các phương trình khác và các mô tả chi tiết hơn được trình bày trong [4], [5], [6], [7].

### 3. Miền tính, điều kiện biên và điều kiện ban đầu

Như đã nói ở trên, các hồ lớn có thể ảnh hưởng rất lớn đến chế độ nhiệt động lực địa phương nhưng ở Việt Nam chưa có nhiều các nghiên cứu về vấn đề này, mặc dù có tính thực tiễn cao. Hơn nữa, để có được các số liệu đo đạc có thể dùng cho nghiên cứu một hồ thực đòi hỏi phải tổ chức các đợt quan trắc tại hiện trường tốn kém. Ngược lại các nghiên cứu lý tưởng hoá (được dùng rất phổ biến trong các nghiên cứu khí tượng học trong các năm gần đây) có thể giúp các nhà khoa học hiểu được các quá trình vật lý cơ bản trong khi vẫn tránh được yêu cầu về nguồn số liệu quan trắc. Do vậy, trong nghiên cứu thử nghiệm bước đầu này chúng tôi sử dụng một miền tính toán bao gồm 30 x 21 x 21 điểm lưới theo hướng x, y và z tương ứng; trong đó một hồ lý tưởng hóa bao gồm 6 x 6 điểm lưới trên mặt ngang có vị trí tâm ở vĩ độ 23°N. Bước lưới ngang là 1 km, như vậy miền tính có kích thước 30 x 21 km<sup>2</sup> và hồ lý tưởng có kích thước 6 x 6 km<sup>2</sup>, tương đương kích thước các hồ chứa và hồ điều hoà ở Miền Bắc Việt Nam. Cấu hình lưới thẳng đứng có dạng logarit tuyến tính và mực trên cùng có độ cao khoảng 3km so với mặt đất.

Lưới thẳng đứng hướng xuống dưới đối với đất bao gồm 11 mực, độ sâu cực đại là 1m.

Điều kiện ban đầu được giả thiết là đồng nhất theo phương ngang đối với tất cả các trường, trong đó trường gió có dạng loga và các trường khác được thiết lập tương tự như trong các nghiên cứu của Yamada [6]. Trường gió tại mực trên cùng được cho là có tốc độ 5m/s với hướng Tây - Tây Nam và được gán bằng không tại mặt đất. Nhiệt độ bề mặt nước được xem là hằng số theo thời gian và bằng 26°C, trong khi đó nhiệt độ bề mặt đất là 20°C và tăng xuống phía dưới tới 25°C tại mực sâu nhất và được giữ không đổi theo thời gian. Các điều kiện biên xung quanh thực hiện trong mô hình là điều kiện biên phát xạ, giúp tránh được sự phản xạ của các nhiễu tính toán từ các khu vực biên bên vào trong tâm của miền tính [4].

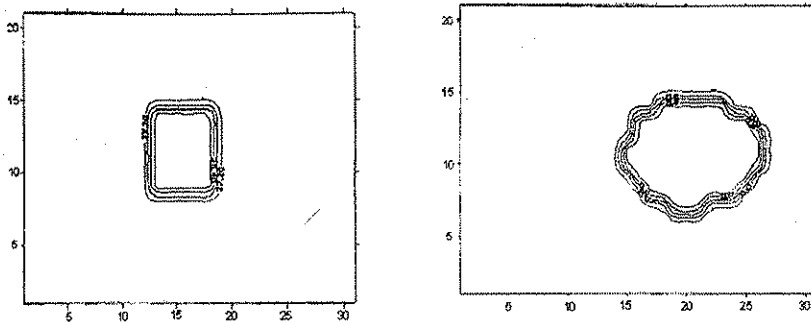
Trong nghiên cứu này, sơ đồ sai phân hữu hạn là sơ đồ ẩn luân hướng (Alternative Direction Implicit - ADI), với sai phân tiến theo thời gian và sai phân trung tâm theo không gian. Mô hình bắt đầu tích phân lúc 5h theo giờ địa phương, ngày 20/8, và kết thúc lúc sau 30 h. Như vậy thời gian tích phân là hơn một ngày, với mục đích chủ yếu là nắm bắt các biến đổi có chu kỳ ngày đêm. Các kết quả thu được trong nghiên cứu này được thực hiện trên cơ sở phần mềm sẵn có dưới dạng mã nguồn bằng ngôn ngữ FORTRAN (các tác giả sẵn sàng cung cấp), các tình huống mô phỏng do người sử dụng xây dựng.

### 4. Nhận xét

Như đã đề cập ở trên, tại thời điểm bắt đầu tích phân nhiệt độ bề mặt đất được coi là lạnh hơn so với nhiệt độ bề mặt nước, tuy nhiên, sau khi mặt trời mọc bức xạ mặt trời làm tăng

hiệt độ đất đáng kể do nhiệt dung và sự khuếch tán nhiệt của đất nhỏ dẫn tới hình thành một tâm lạnh trên bề mặt hồ (Hình 1). Một điều thú vị nữa, tại độ cao 10m xuất hiện một tâm nóng mờ, điều này có thể lý giải như sau: 1/ vào buổi sáng sớm hồ vẫn làm ấm các lớp không khí lạnh phía trên nhờ các thông lượng hiển nhiệt do các xoáy rối. 2/ sau khi mặt trời mọc nhiệt độ bề mặt đất tăng cao, tuy nhiên các lớp không khí gần bề mặt vẫn không

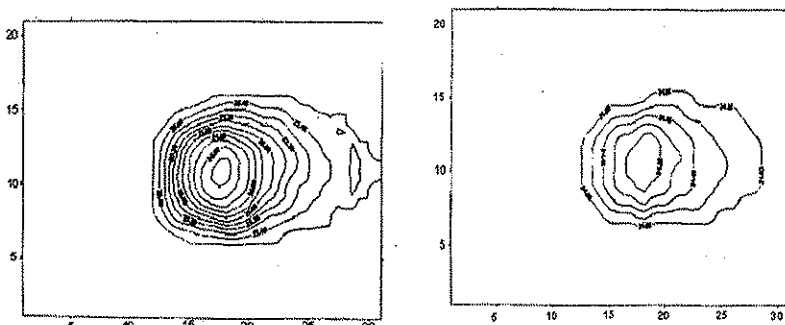
quá bất ổn định do vậy rối vận chuyển hiển nhiệt một cách không hiệu quả. Rõ ràng là kết quả nhận được từ mô hình cho thấy hiện tượng trễ nhiệt trong quá trình vận chuyển nhiệt thẳng đứng vào buổi sáng sớm. Tâm nóng có vị trí nằm về phía đông hơn so với tâm miền là do sự bình lưu nhiệt bởi gió tây - tây nam như đã đề cập ở trên. Tại các độ cao trên 10m không còn xuất hiện tâm nhiệt vào lúc 8 giờ sáng.



**Hình 1. Trường nhiệt độ lúc 8 giờ sáng tại bề mặt trái và tại 10m (phải). Các trục tọa độ có đơn vị là km**

Theo thời gian, bức xạ mặt trời tiếp tục đốt nóng bề mặt đất, nhiệt độ mặt đất tăng lên nhanh chóng làm cho các lớp không khí gần bề mặt trở nên bất ổn định mạnh mẽ. Điều này có thể thấy trên hình 2 và hình 3 nơi các tâm lạnh xuất hiện tại độ cao 102m sau 11 giờ sáng, gây ra bởi các xoáy rối mạnh vận chuyển hiển nhiệt thẳng đứng một cách hiệu quả từ bề mặt đất và đốt nóng các lớp không khí phía trên trong lớp

khí quyển gần bề mặt bất ổn định rất mạnh. Đồng thời, hồ giữ cho các lớp không khí phía trên đủ lạnh để hình thành nên các tâm lạnh. Các tâm lạnh cũng có phân bố phù hợp với hướng gió Tây - Tây Nam như trên hình 1 do bình lưu nhiệt. Lưu ý rằng vào buổi chiều, tại các mực càng cao thì các đường đẳng trị của nhiệt độ càng mở rộng hơn ra biên phía đông.

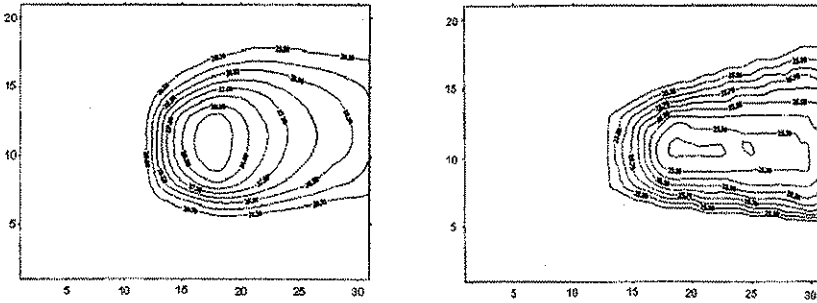


**Hình 2. Trường nhiệt độ lúc 11 giờ sáng tại 10m (trái) và 102m (phải). Các trục tọa độ có đơn vị là km**

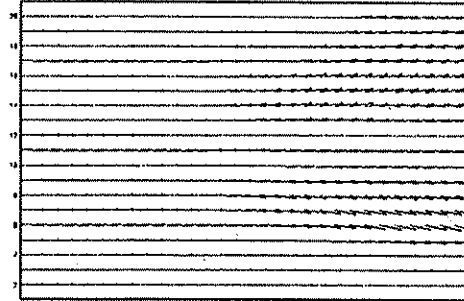
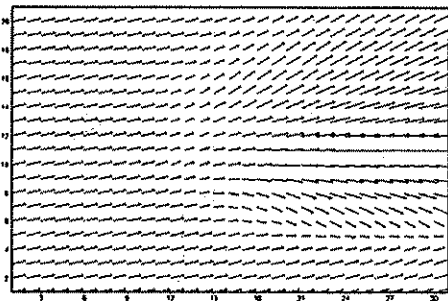
Vào lúc nửa đêm các tâm lạnh mờ được duy trì tại các độ cao không quá 38m, sau đó suy yếu và trạng thái nhiệt trong miền tính được khôi phục trở lại cho tới sáng sớm hôm sau, một chu trình mới lại bắt đầu.

Đối với trường gió lúc 8 giờ sáng, gần như không có dị thường tại các mực trên 10m. Ví

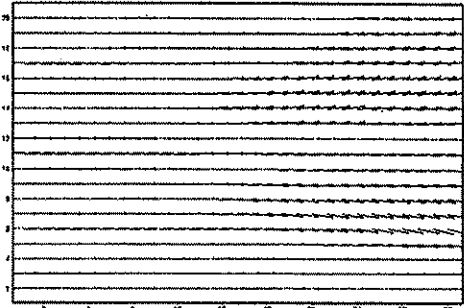
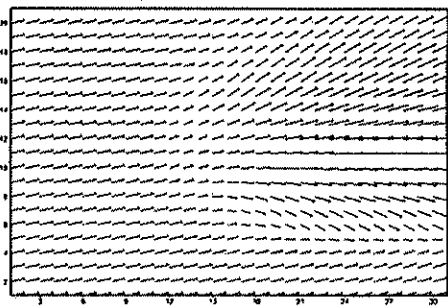
dụ, chẳng hạn như vectơ tốc độ tại 2m ở trên hồ lớn hơn ở trên mặt đất do ma sát gây ra bởi các xoáy rối tại các mực thấp ở trên mặt đất lớn hơn ở trên hồ. Đặc điểm này (hình 4) một lần nữa giải thích rất rõ cho sự tồn tại của tâm lạnh tại bề mặt và tâm nóng mờ tại 10m lúc 8 giờ sáng như được đề cập trên đây (hình 1).



Hình 3. Trường nhiệt độ lúc 2 giờ chiều, tại 10m (trái) và 102m (phải). Các trục tọa độ có đơn vị là km



Hình 4. Trường gió lúc 8 giờ sáng, tại 2m (trái) và 10m (phải). Các trục tọa độ có đơn vị là km



Hình 5. Trường gió lúc 2 giờ sáng, tại 10m (trái) và 102m (phải). Các trục tọa độ có đơn vị là km

Tuy nhiên, theo thời gian trường gió phát triển đáng kể theo chiều thẳng đứng. Chẳng hạn vận tốc gió tại 10m (hình 5) được gia tốc từ trung tâm hồ và phân kỳ về phía biên phía đông lúc 2 giờ chiều. Profile gió ngang này sinh ra do áp suất tăng gắn liền với tâm lạnh trên vùng hồ (hình 3), dẫn đến làm tăng gradient khí áp ngang ở gần bờ khuất gió, và tiếp đến là làm tăng và phân kỳ gió Tây - Tây Nam. Rõ ràng là các hiệu ứng nhiệt động lực xảy ra một cách đột ngột ở phía bên phải của miền. Tình huống tương tự cũng nhận thấy tại độ cao 102m yếu hơn đáng kể.

Đối với trường ẩm hồ nước thể hiện tác động không đáng kể do đó các kết quả không

được trích dẫn trong nghiên cứu này.

### 5. Kết luận

Theo các kết quả của mô hình đưa ra trong phần trước, mặc dù chỉ là các mô phỏng lý tưởng hoá nhưng có thể kết luận rằng các hồ lớn thể hiện vai trò quan trọng đối với việc quyết định các điều kiện khí hậu nhiệt động lực địa phương. Trong các trường khí tượng, trường gió và đặc biệt là trường nhiệt chịu tác động mạnh nhất, đây chính là các nhân tố môi trường ảnh hưởng rất lớn tới cuộc sống con người.

Mực cao nhất nơi hồ nước vẫn thể hiện tác động của nó vào khoảng trên 100m, đạt độ cao

của các ngôi nhà chọc trời. Độ cao này cho thấy sự phù hợp tốt với các nghiên cứu khí tượng trước đây mà nhờ đó các nhà khí tượng học trên thế giới gọi là “lớp bề mặt”. Rõ ràng là mô hình được sử dụng trong nghiên cứu này có thể mô phỏng sự vận chuyển khối lượng và năng lượng trong lớp bề mặt và lớp biên khí quyển. Nói cách khác, mô hình q-q2l có độ tin cậy để dùng mô phỏng các quá trình qui mô địa phương và qui mô vừa chẳng hạn như gió đất biển, hiện tượng đảo nhiệt thành phố, vận chuyển chất ô nhiễm...

Vì trường gió trong nghiên cứu này có hướng Tây - Tây Nam do đó các tâm nhiệt, lạnh hơn vào ban ngày và nóng hơn vào ban đêm, bị dịch chuyển về phía Đông - Đông Bắc

do các hiệu ứng bình lưu nhiệt.

Cuối cùng, mô hình và các kết quả của mô hình đã thể hiện ý nghĩa thực tế đáng kể và hoàn toàn có thể để áp dụng cho các điều kiện ở Việt Nam, chẳng hạn như đối với các dự án phát triển, qui hoạch và kiến trúc đô thị... Các hoạt động này có thể tận dụng những ưu điểm của các hồ nước tự nhiên (hoặc các hồ nước nhân tạo nếu cần) trong việc xem xét cùng với hướng gió thịnh hành để đáp ứng các điều kiện về mặt cảnh quan đô thị cũng như tiện nghi nhiệt và sự thoáng mát thuận lợi cho cư dân địa phương. Trong các trường hợp như vậy cần sử dụng các số liệu quan trắc để có được các kết quả gần với thực tế hơn.

### Tài liệu tham khảo

1. Chih-Yue J. Kao and T. Yamada, *Numerical Simulation of a Stratocumulus-Capped Boundary Layer Observed over Land*. *J. Atmos. Sci.*, 46 (1988) 832- 848.
2. Pielke Roger A., *Mesoscale Meteorological Modeling*. (2001). Academic Press.
3. Stull Roland B., *Boundary Layer Meteorology*. (1988). Kluwer Academic Publishers.
4. Yamada T., *A Numerical Model Study of Turbulent Airflow in and Above a Forest Canopy*. *J. Meteo. Soc. of Japan*, 60 (1982) 439-454.
5. Yamada T., *Simulations of Nocturnal Drainage Flows by a q2l Turbulent Closure Model*. *J. Atmos. Sci.*, 40 (1983) 91-106.
6. Yamada T., and S. Bunker, *A Numerical Model Study of Nocturnal Drainage Flow with Strong Wind and Temperature Gradient*. *J. Appl. Meteor.*, 28 (1989) 545- 554.
7. Yamada T., Chih-Yue J. Kao and S. Bunker, *Airflow and Air Quality Simulation over The Western Mountainous Region with a Four-Dimensional Data Assimilation Technique*. *Atmos. Environ.*, 23 (1989) 539- 554.