

## VỀ MỘT CÁCH THAM SỐ HÓA LỚP BIÊN TÀ ÁP DỪNG CỦA KHÍ QUYỀN

LÊ ĐÌNH QUANG

### § 1. MỞ ĐẦU

**T**RONG những năm gần đây nghiên cứu lớp biên tà áp của khí quyển được đề cập đến trong các công trình của các tác giả như Vönsinger, Laikhotman, và Rudencó, Joedanóp, Taronópônki và Snaidóman v.v... trong đó đã tính đến hiệu ứng tà áp của lớp biên khí quyển. Hiệu ứng tà áp của lớp biên khí quyển được mô tả bởi gradient nằm ngang của nhiệt độ không khí trong các phương trình chuyển động mà biểu thức của chúng có dạng sau [4]:

$$\lambda_x = \frac{\kappa^2}{f^2} \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial x}; \quad \lambda_y = \frac{\kappa^2}{f^2} \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial y}$$

Đặc biệt ở vùng vĩ độ thấp do tính nhỏ của tham số Coriolit  $f$  nên các đại lượng  $\lambda_x, \lambda_y$  có cùng bậc với các số hạng khác của phương trình chuyển động, do vậy tính tà áp không thể bỏ qua được.

Thực tế việc sử dụng các mô hình của các tác giả nêu trên còn gặp khó khăn, bởi việc không thể sử dụng trực tiếp các thông tin sy-nốp tiêu chuẩn của các quan trắc khí tượng, vì vậy ở bài này chúng ta dẫn ra việc tính toán các đặc trưng rối của lớp biên trên cơ sở phương pháp tham số hóa và sử dụng trực tiếp các thông tin quan trắc khí tượng.

### § 2. ĐẶT BÀI TOÁN

Tính đến sự biến thiên của gradient khí áp theo chiều cao, hiệu ứng tà áp gây ra sự quay của gió theo độ cao. Khi đó hệ phương trình mô tả lớp biên tà áp dừng của khí quyển được viết dưới dạng không thứ nguyên như sau [1]:

$$\frac{d^2 \eta_n}{dZ_n^2} + \frac{\sigma_n}{K_n} = \lambda_x \quad (1)$$

$$\frac{d^2 \sigma_n}{dZ_n^2} - \frac{\eta_n}{K_n} = \lambda_y \quad (2)$$

$$\frac{\eta_n^2 + \sigma_n^2}{K_n} - \mu P_n - \frac{i_n^2}{K_n} + 0,54 \frac{d}{dZ_n} \frac{1}{K_n} \frac{db_n}{dZ_n} = 0 \quad (3)$$

$$l_n = \left( \frac{d}{dZ_n} L_n \frac{b_n}{K_n} \right)^{-1} \quad (4)$$

$$K_n = l_n \cdot b_n^{3/2} \quad (5)$$

$$P_n = \frac{K_n}{Z_n} \left( 1 + \frac{v Z_n^{m+1}}{\mu H_n^m} \right) \quad (6)$$

$$\mu = - \frac{\kappa^2 g}{C_p \rho f T_v^2} P_0 \quad (7)$$

$$v = \frac{\kappa^2(\gamma_a - \gamma_H)g}{f^2 T} \quad (8)$$

$$\lambda_x = \frac{\kappa^2}{f^2} \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad \lambda_y = \frac{\kappa^2}{f^2} \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (9)$$

Các điều kiện biên:

$$\begin{aligned} Z_n \rightarrow 0 \text{ thì } \eta_n \rightarrow 1; \quad \sigma_n \rightarrow 0; \quad b_n \rightarrow 1; \quad L_n \rightarrow 0 \\ Z_n \rightarrow \infty \text{ thì } \eta_n \rightarrow 0; \quad \sigma_n \rightarrow 0; \quad b_n \rightarrow 0 \end{aligned} \quad (10)$$

Ở đây,  $x, y, z$  - các tọa độ; đồng thời trục  $Ox$  hướng theo hướng gió sát đất;  $k$  - hệ số rối;  $T$  - nhiệt độ không khí;  $g$  - gia tốc trọng lực;  $f$  - tham số Coriolit;  $\rho$  - mật độ không khí;  $c$  - nhiệt dung đẳng áp;  $\gamma_a$  và  $\gamma_H$  - gradient thẳng đứng đoạn nhiệt khô và thực (ở phần trên của lớp biên);  $P$  - đồng nhiệt rớt;  $P_0$  - giá trị của  $P$  ở gần mặt đất;  $H$  - độ cao lớp biên hành tinh;  $m$  - hằng số kinh nghiệm nhận bằng 0 và  $f$ ; chỉ số  $n$  có nghĩa là các đại lượng không thứ nguyên.  $v_*$  - tốc độ động lực;  $\kappa$  - hằng số Caroman.

Chúng ta chú ý rằng  $\lambda_x$  và  $\lambda_y$  các thành phần không thứ nguyên của gradient nhiệt độ nằm ngang, không thay đổi trong giới hạn của lớp biên hành tinh, tham số hóa cho tính tả áp, còn  $v$  - tham số ổn định nhiệt ở phần trên của lớp biên hành tinh được xem là nhân tố bên ngoài và được xác định theo số liệu thực.

Hệ phương trình (1) - (6) đối với các giá trị cố định  $\mu, v, \lambda_x, \lambda_y$  được giải bằng phương pháp xấp xỉ liên tiếp theo « $k$ » với điều kiện biên (10) [3].

Đối với các điểm tính cụ thể giá trị  $\mu, v, \lambda_x$ , và  $\lambda_y$  không phải là cho trước, mà tính toán từ những thông tin khí tượng syn-nốp tiêu chuẩn. Để giải bài toán cho các điểm cụ thể từ những tham số syn-nốp đã biết chúng ta lập ra 2 tổ hợp không thứ nguyên.

$$\text{- Số Rossby} \quad R_0 = \frac{C_g}{f \cdot Z_0} \quad (11)$$

$$\text{- Tham số ngoài của tầng kết} \quad M = \frac{g}{f C_g} \frac{\delta\theta}{\theta} \quad (12)$$

Ở đây  $C$  - tốc độ gió địa chuyển;  $Z$  - tham số gờ gờ;  $\delta\theta = \theta_H - \theta_0$  hiệu nhiệt độ thế vị ở giới hạn trên và dưới của lớp biên. Vì  $\delta\theta$  trong mô hình dự báo không xác định thì giá trị  $\delta\theta$  tính theo độ lớn của  $\delta\theta = \theta_{850} - \theta_0$ . Ở đây  $\theta_{850}$  - giá trị của  $\theta$  trên mực áp suất 850 mb. Khi đó bài toán tham số hóa dẫn đến việc nghiên cứu phương pháp tính các profile thẳng đứng của các đặc trưng lớp biên hành tinh với những giá trị  $R_0, \mu, v, \lambda_x$  và  $\lambda_y$ .

Vì tham số tầng kết  $\mu$  không thể xác định theo các số liệu đo đạc thông thường chúng ta sẽ dùng tham số sau [2]:

$$M = M_{12} + v H_n \chi / \kappa^2$$

Ở đây

$$M_{12} = M_1 - M_2; \quad M_1 = \frac{\beta}{C_{gf}} \delta\theta \Big|_{1000}^{850}; \quad M_2 = \frac{\beta}{C_{gf}} (\gamma_a - \gamma) H_{850}; \quad \beta = \frac{g}{T};$$

Chỉ số 1000 và 850 là giá trị của các yếu tố khí tượng ở mực 1000 và 850 mb.;  $H$  - độ cao địa thế vị.

Chúng ta biểu thị đại lượng  $M$  qua các tham số lớp biên, để đạt điều đó dùng hệ thức nhận được bằng cách tích phân  $\frac{d\theta}{dZ}$  [2] trong giới hạn của lớp biên. Cuối cùng nhận được biểu thức tính

$$\mu = \left( M_{12} + \frac{v H_n \chi}{2 \kappa^2} \right) \frac{\kappa^2}{\chi L_n (\kappa^2 H_n R_0 \chi)} \quad (13)$$

Sau khi giải hệ phương trình chuyển động thành phần tốc độ gió ở độ cao  $Z$  tính theo công thức sau

$$\begin{aligned} u(Z) &= \frac{C_g \chi}{f^2} \left[ \frac{\cos \alpha}{\chi} + \frac{d\sigma_n}{dZ_n} - \lambda_y \right] \\ v(Z) &= \frac{C_g \chi}{f^2} \left[ -\frac{\sin \alpha}{\chi} - \frac{d\eta_n}{dZ_n} + \lambda_x \right] \end{aligned} \quad (14)$$

Ở đây  $\alpha$  - góc giữa gió thực và gió địa chuyển;  $\chi$  - hệ số ma sát địa chuyển.

Đối với những điểm trên đại dương thuật tính có hơi khác một chút. Như đã biết trên mặt đại dương gió sinh ra sóng, mà sóng làm thay đổi độ gồ ghề của mặt đệm cũng có nghĩa làm thay đổi chế độ rối của lớp biên khí quyển. Vì vậy trong những bài toán về lớp biên trên mặt đại lượng, độ gồ ghề thường không cho và phụ thuộc vào các tham số bên ngoài.

Tham số gồ ghề  $Z_0$  được tính theo công thức của Chronoc

$$Z_0 = \frac{mv^2}{g} \quad (15)$$

Ở đây  $m = 0,05$  là hệ số kinh nghiệm. Đặt biểu thức (15) vào (11) và dẫn ra số không thứ nguyên

$$R_1 = \frac{mfCg}{g} \quad (16)$$

Sau một vài phép biến đổi đơn giản chúng ta nhận được biểu thức liên hệ giữa số Rossby  $R_0$  và  $R_1$

$$\lg R_1 = 0,8 - (\lg R_0 + 2\lg X) \quad (17)$$

Hệ số ma sát địa chuyển  $X$  phụ thuộc vào những tham số bên ngoài do vậy

$$R_0 = f(R_1, \mu, v, \lambda_x, \lambda_y)$$

Nếu sự liên hệ của  $R_0$  và  $R_1$  tìm được thì theo  $R_1$  đã biết  $R_0$  cũng sẽ tính được và những tính toán tiếp theo cho các điểm trên biển hoàn toàn như tính đối với các điểm trên đất liền.

### § 3. KẾT LUẬN

Trên cơ sở phương pháp tham số hóa lớp biên, bài toán lớp biên đã áp dụng đã được giải với các tham số ngoài và số liệu thông tin syn-ốp tiêu chuẩn để tính toán bộ các đặc trưng rối của lớp biên khí quyển cho những trường hợp cụ thể. Mô hình trên đã được dùng để tính toán các đặc trưng rối và tương tác cho vùng biển Thuận Hải - Minh Hải trong đề tài Tương tác biển - khí quyển trong chương trình nghiên cứu khoa học cấp nhà nước. Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận-hải - Minh-hải.

Nhận ngày 10-12-1981

Địa chỉ:

Phòng nghiên cứu khí tượng nhiệt đới  
Tổng cục khí tượng thủy văn

### TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. ЛАЙХТМАН Д. Л. Физика пограничного слоя атмосфера, Гидрометеониздат, Л., 1970.
2. ЛЕ ДИНГ КУАНГ. Количественные характеристики планетарного пограничного слоя в низких широтах. Канд. диссертация. Одесса, 1977.
3. ТАРНОПОЛЬСКИЙ А. Г., ШНАЙДМАН В. А. Параметризация бароклинного планетарного пограничного слоя атмосфера. Труды ГМЦ, вып. 180. Гидрометеониздат, Л., 1976.
4. YORDANOV, D., WIPPERMANN F. The parametrization on the turbulent fluxes of momentum, heat and moisture at the ground in a baroclinic planetary boundary layer. Beitr Phys. Atm., 45. 1972.

### РЕЗЮМЕ

О методе параметризации стационарного бароклинного пограничного слоя атмосферы

На основе теоретической модели, разработанной Лайхтманом, система уравнений стационарного бароклинного пограничного слоя атмосферы с внешними параметрами решается методом матричной прогонки. В модели автор заменил внешний параметр стратификации  $M$  другим  $M_{12}$  для решения задачи по стандартным аэрооптическим данным. Задача решается на ЭВМ 360/40 языком фортрана. В результате решения задачи мы получим универсальные профили характеристик турбулентности. Автор получил атласы характеристик турбулентности и взаимодействия пограничных слоев океана — атмосфера над морскими районами Тхуан Хай — Минь Хай.