

NGHIÊN CỨU NĂNG LƯỢNG BẤT ỔN ĐỊNH CỦA KHÍ QUYỂN TRONG QUAN HỆ VỚI CÁC HIỆN TƯỢNG THỜI TIẾT NGUY HIỂM PHÁT TRIỂN Ở VIỆT NAM BẰNG SỬ DỤNG SỐ LIỆU THÂM KHÔNG

KIỀU THỊ XIN, VŨ THANH HẰNG, PHẠM THỊ LÊ HẰNG

I. MỞ ĐẦU

Sự phát triển đối lưu ẩm - đối lưu sâu có vai trò quan trọng trung tâm trong chu trình năng lượng khí quyển, là biểu hiện cơ sở của động lực học khí quyển nói chung và động lực học của xoáy thuận nhiệt đới - bão, mưa, giông, lốc... nói riêng. Tuy vậy đến nay hiểu biết của con người về các quá trình vật lý gắn liền với đối lưu ẩm và tương tác giữa chúng với dòng quy mô lớn vẫn chưa hoàn chỉnh, nên biểu diễn chúng trong các mô hình khí quyển còn rất xa so với mong muốn và cần được từng bước hoàn thiện. Vấn đề này đặc biệt quan trọng đối với dự báo thời tiết nhiệt đới, trong các mô hình mô phỏng quy mô vừa, và trước hết trong các mô hình mô phỏng xoáy thuận nhiệt đới.

Trong ba năm gần đây (1997-1999) thời tiết và khí hậu trên toàn cầu nói chung, khu vực ta nói riêng có nhiều biến động. Các hiện tượng thời tiết gắn liền với đối lưu ẩm như mưa lớn, bão, lũ lụt phát triển mạnh, nhiều và tập trung chủ yếu vào cuối mùa trên một nửa lãnh thổ phía nam của Việt Nam. Trên nhiều vùng khác của đất nước giông, lốc cũng hoạt động nhiều. Các phương pháp dự báo cũng như đánh giá kết quả của ta hiện nay chủ yếu dựa vào thám sát mặt đất trong lúc sự phát triển thời tiết địa phương ở nhiệt đới có quan hệ chặt chẽ với cấu trúc thẳng đứng của khí quyển.

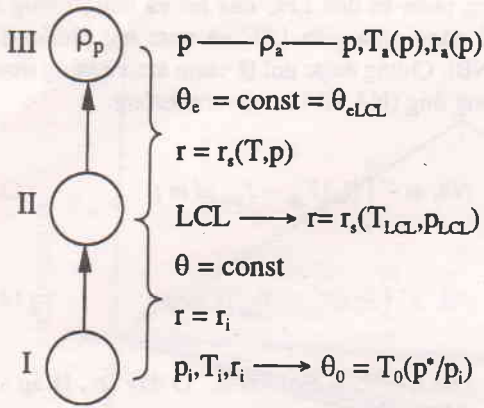
Nghiên cứu mô hình hóa số cho thấy, cấu trúc của các hệ thống đối lưu sâu phụ thuộc vào giá trị và cấu trúc của profin độ đứt gió thẳng đứng cùng với giá trị của năng lượng bất ổn định biểu diễn qua tham số thế năng đối lưu khả năng (CAPE) trong môi trường xoáy phát triển. Đối lưu sâu gây

mưa trong tầng đối lưu nhiệt đới phụ thuộc chủ yếu vào sự cung cấp không khí ẩm trong lớp khí quyển 500-1000 m thấp nhất (B.E. Mapes, 1993). Vì vậy các nghiên cứu thám sát của các hệ thống đối lưu thường biểu diễn giá trị xác định được của CAPE và cân đối lưu (CIN). Đây là những đặc trưng của môi trường xoáy. Nhiều cơ quan dự báo thời tiết trên thế giới rất quan tâm đến giá trị của hai đại lượng này trong dự báo nghiệp vụ hàng ngày. Tuy nhiên chúng rất nhạy đối với nhiệt độ và độ ẩm tương đối của phần tử khí nâng lên (Mapes và Houze, 1992). Vì vậy để xác định đúng CAPE và CIN đòi hỏi trước hết phải có thám sát thẳng đứng đầy đặc trong lớp khí quyển dưới cùng, và sau đó phải có mô hình và chương trình tính tương ứng chuẩn xác. Vì lẽ đó trong nghiên cứu này chúng tôi có thể tính CAPE và CIN từ số liệu thám sát không nhận được bằng hệ thống thiết bị mới của các trạm Tân Sơn Hoà (Tp Hồ Chí Minh), Đà Nẵng và Láng (Hà Nội) trong thời kỳ 1997-1999 bằng chương trình tính hiện đại của K. Emanuel, và được R. Smith và Nguyễn Văn Sáng phát triển (PROGRAM KCAPE).

II. CƠ SỞ LÝ THUYẾT

1. Lực nổi và đánh giá lực nổi

Một phần tử khí chưa bão hòa có nhiệt độ T và tỷ số xáo trộn r_i trượt từ mực I có áp suất đi qua mực ngưng kết năng (LCL) II - nơi phần tử đạt bão hòa có tỷ số xáo trộn $r = r_s(T_{LCL}, p_{LCL})$ đến mực III nằm phía trên LCL. Quá trình nâng xảy ra trong môi trường chưa bão hòa có nhiệt độ $T_o(p)$, tỷ số xáo trộn $r_o(p)$ và áp suất p như biểu diễn dưới đây :



Lực nổi tính cho một đơn vị khối lượng tác động lên phân tử tại mực III xác định bởi

$$b = -g(\rho_p - \rho_a)/\rho_p \quad (1)$$

Nếu áp dụng phương trình trạng thái cho không khí mây [$p = \rho_p R_d T_{\rho p}$] và không khí chưa bão hòa [$p = \rho_a R_d T_{va}$], trong đó $T_{\rho p}$ là nhiệt độ mật độ của phân tử, T_{va} là nhiệt độ ảo của môi trường và R_d - hằng số chất khí riêng của không khí khô, ta sẽ có:

$$b = g(T_{\rho p} - T_{va})/T_{va} \quad (2)$$

ở đây $T_{va} = T_a(1 + \epsilon r_a)$ và $T_{\rho p} = (1 + \epsilon r_p)/(1 + r_{T_p})$, trong đó $\epsilon = 0,61$, r_{T_p} là tỷ số xáo trộn tổng cộng của lượng nước trong phân tử khí, và T_p là nhiệt độ phân tử khí tại mực III. Như vậy để tính được b ta cần tính được ba đại lượng T_p, r_p, r_{T_p} . Ở đây cần phân biệt hai trường hợp:

a) Đối với quá trình chưa bão hòa: từ I đến II nhiệt độ thể và tỷ số xáo trộn hơi nước bảo toàn, ta có

$$T_{\rho p} = \theta_i (p/p^*)^\kappa (1 + \epsilon r_i) \quad (3)$$

b) Đối với quá trình nâng bão hòa: từ II đến III nếu phân tử nâng không xáo trộn với môi trường xung quanh thì nhiệt độ thể tương đương của nó θ_e bảo toàn và tỷ số xáo trộn hơi nước bão hòa $r_s(T, p)$ cũng bảo toàn, khi đó nhiệt độ thể tương đương thuận nghịch xác định theo Smith (1997):

$$\theta_e = T \left(\frac{p^*}{p_d} \right)^{R_d/(c_{pd} + c_L r_T)} \exp \left[\frac{L_v r_s}{(c_{pd} + c_L r_T) T} \right] \quad (4)$$

và tổng lượng nước của phân tử $r_T = r_i$; p_d là áp suất riêng của không khí khô. Nếu coi tất cả nước ngưng kết rơi ngay khi nó tạo thành thì θ_e sẽ là nhiệt độ thể tương đương giả và xác định bằng công thức kinh nghiệm chính xác hơn của Bolton (1980)

$$\theta_{pe} = T \left(\frac{p^*}{p} \right)^{0,2854/(1-0,28r)} \times \exp \left[r(1+0,81r) \left(\frac{3376}{T_{LCL}} - 2,54 \right) \right] \quad (5)$$

trong các công thức trên p đo bằng mb, và T_{LCL}, p_{LCL} xác định bởi

$$T_{LCL} = \left[\frac{1}{T_d - 56} + \frac{\ln(T_k/T_d)}{800} \right]^{-1} + 56, \quad (6)$$

$$p_{LCL} = p^* \exp \left[\frac{1}{\kappa} \ln(T_{LCL}/\theta_i) \right]. \quad (7)$$

Ở đây p^* là áp suất mực xem xét, thường nhận giá trị 1000 mb, T_k và T_d - nhiệt độ và nhiệt độ điểm sương của phân tử chưa bão hòa, đo bằng độ tuyệt đối.

2. Năng lượng bất ổn định và đôi lưu

Phương pháp chung nghiên cứu độ ổn định khí quyển đối với đôi lưu là đánh giá lực nổi của một phân tử khí di động trên quãng đường xác định trong quá trình thuận nghịch hay đoạn nhiệt giả.

Thế năng đôi lưu khả năng (CAPE) là tổng năng lượng tính cho một đơn vị khối lượng sẽ được giải phóng khi phân tử trượt từ một mực đã cho trong khí quyển đến mực đôi lưu tự do và sau đó nâng đoạn nhiệt hoặc giả đoạn nhiệt đến mực nổi tiềm định (LNB) nhờ lực nổi của nó mà không xáo trộn với môi trường xung quanh:

$$CAPE_i = \int_i^{LNB} F \cdot dl, \quad (8)$$

trong đó F là lực tính cho một đơn vị khối lượng tác động lên phân tử và dl là vectơ đơn vị dọc theo tuyến di động. Vectơ lực F nói chung bao gồm hai

thành phần : thành phần thẳng đứng sinh ra do lực nổi và thành phần ngang sinh ra do gia tốc Coriolis nảy sinh trong khí quyển tã áp. ở đây ta quan tâm đến thành phần thứ nhất và do đó sẽ có

$$CAPE_i = \int_i^{LNB} b dz, \quad (9)$$

trong đó z là vectơ đơn vị theo chiều đứng (dọc vectơ trọng lực). Thay lực nổi b bằng (1) với $\alpha = 1/\rho$ (9) sẽ trở thành

$$CAPE_i = \int_i^{LNB} g \left(\frac{\alpha_p - \alpha_a}{\alpha_a} \right) dz. \quad (10)$$

Trong trường hợp thừa nhận môi trường ở trong cân bằng thủy tĩnh thì

$$CAPE_i = \int_{p_n}^{p_i} (\alpha_p - \alpha_a) dp, \quad (11)$$

trong đó α_p và α_a là thể tích riêng của phân tử và của môi trường khí tương ứng. p_i và p_n là áp suất tại mực phân tử xuất phát và tại mực nổi phiếm định của nó tương ứng. Nếu dùng định luật của chất khí lý tưởng thì (11) lại có thể viết lại dưới dạng sau

$$CAPE_i = \int_{p_n}^{p_i} R_d (T_{pp} - T_{pa}) d \ln p \quad (12)$$

Như vậy $CAPE_i$ tỷ lệ với diện tích được bao quanh bởi các đường cong nhiệt độ của phân tử và của môi trường.

Điều kiện tiên quyết để có đối lưu ẩm mạnh là tích lũy được CAPE lớn. Những điều kiện khí tượng đưa đến cấu trúc nhiệt động thẳng đứng có CAPE lớn phụ thuộc vào sự phân bố cụ thể của những đặc điểm vật lý mặt trái và địa hình. Vùng giữa vịnh Mexico và sa mạc cao ở Bắc Mexico và Tây nam Mỹ là vùng điển hình có CAPE lớn và do đó là vùng của sự phát triển giông cực mạnh trên thế giới.

Trong khí quyển bất ổn định điều kiện, các phân tử bất ổn định thế nói chung sẽ có nổi âm trong phần dưới của môi trường trước khi trở thành nổi dương trên mực đối lưu tự do (LFC) của nó. Vì vậy cần xác định riêng biệt thế năng cần thiết để

nâng phân tử đến LFC của nó và năng lượng nổi khả năng giữa giữa LFC và mực nổi phiếm định (LNB). Chúng được gọi là vùng âm và vùng dương tương ứng (NA,PA) trong môi trường:

$$NA_i \equiv - \int_{p_f}^{p_i} R_d (T_{pp} - T_{pa}) d \ln p \quad (13)$$

$$PA_i \equiv \int_{p_n}^{p_f} R_d (T_{pp} - T_{pa}) d \ln p, \quad (14)$$

sao cho $CAPE_i = PA_i - NA_i$. Ở đây p_f là áp suất trên LFC.

Một hiệu ứng quan trọng của đối lưu mưa là sinh ra dòng giáng đưa đến mưa sẽ bốc hơi trong không khí chưa bão hòa hay tan trên mực băng. *Thế năng đối lưu khả năng của dòng giáng* khi đó sẽ là

$$DCAPE_i \equiv \int_{p_p}^{p_n} R_d (T_{pa} - T_{pp}) d \ln p, \quad (15)$$

trong đó p_n là áp suất trên mực mà ở đó phân tử bắt đầu hạ xuống, tức là bắt đầu đạt lực nổi âm. DCAPE tăng cùng với giảm độ ẩm tương đối của phân tử ở trạng thái ban đầu. Thực tế là bốc hơi không đủ để duy trì bão hòa cho phân tử trong suốt quá trình hạ xuống, nên ta có thể coi DCAPE là giới hạn trên của năng lượng dòng giáng có thể có. Trị giá của DCAPE phụ thuộc rất nhạy vào tổng lượng mưa thực sự đã bốc hơi.

Trong trường hợp không tồn tại độ dứt gió nên thì chính thế năng đối lưu khả năng sẽ chuyển thành động năng cực đại của phân tử. Khi đó sẽ xác định được tốc độ thẳng đứng cực đại trong khí quyển của dòng thẳng

$$w_{\max} = \sqrt{2CAPE}, \quad (16a)$$

và của dòng giáng

$$-w_{\max} = \sqrt{2DCAPE}. \quad (16b)$$

Trị số của tốc độ gần với các giá trị này có khi đạt được trong những cơn giông dữ dội, nhưng thực tế chúng thường nhỏ hơn nhiều do thường hình thành gradient khí áp thẳng giáng ngược lại, và do đó làm loãng lực nổi cũng như động lượng vì sự xáo trộn của không khí môi trường.

3. Phân tích kết quả nhận được của CAPE và CIN theo số liệu thám không của Việt Nam

Để nghiên cứu năng lượng bất ổn định của môi trường khí quyển trên lãnh thổ Việt Nam có quan hệ như thế nào với sự phát triển các hiện tượng thời tiết nguy hiểm của ba năm 1997-1999 chúng tôi đã sử dụng chương trình mô hình tính của K. Emanuel & R. Smith để tính giá trị của CAPE và CIN từ tập số liệu thám không 07 h sáng hàng ngày của : tháng 10 và 11/1997, tháng 10 và 11/1998, tháng 10/1999 ở ba trạm Tân Sơn Hoà (Tp HCM), Đà Nẵng và Láng (Hà Nội). Đây là thời kỳ trước hoặc trong hoạt động tàn phá đặc biệt mạnh của những cơn bão cuối mùa trong ba năm qua.

Nhận xét chung đầu tiên từ những kết quả nhận được là giá trị CAPE vào tháng 10 và 11 ở cả ba trạm của 3 năm 1997-1999 đều rất lớn, trong đó giá trị CAPE ở Hà Nội và Thành phố Hồ Chí Minh hầu như luôn luôn lớn vượt hẳn so với ở Đà Nẵng. Quan hệ này bộc lộ đặc điểm khô rõ rệt ở Đà Nẵng vào mùa này so với Tp HCM và Hà Nội. Giá trị CIN nhận được ở đây nói chung nhỏ hơn quy luật và do đó không được trình bày chi tiết ở đây.

Giá trị của CAPE trong lớp 00-100 m của tháng 10/1997 ở ba trạm nghiên cứu cho trong *bảng 1*. Giá trị nhận được của CAPE ở đây nhìn chung trên toàn lãnh thổ Việt Nam thực sự cực lớn, với cực trị 4132 J/kg ở Hà Nội, 3013 J/kg ở Thành phố Hồ Chí Minh vào ngày 23/10/1997. Theo Holton (1992) giá trị điển hình của CAPE trên biển nhiệt đới vào cỡ 500 J/kg khi nhiệt độ phân tử lớn hơn nhiệt độ môi trường khoảng 1-2 K, và trong những điều kiện xoáy thuận gay gắt giữa miền tây của Bắc Mỹ giá trị CAPE đạt tới 2300-3000 J/kg khi nhiệt độ phân tử lớn hơn nhiệt độ môi trường cỡ 7-10 K.

Kết quả thống kê trong *bảng 2* cho ta thấy tổng giá trị CAPE của tháng 10/1997 ở Tp HCM đạt đến 59007 J/kg, và ở Hà Nội 58404 J/kg, trong đó ở Tp HCM cả 31 ngày của tháng 10/1997 đều có giá trị của CAPE ở mặt đất lớn hơn 500 J/kg, với trung bình ngày của giá trị CAPE ở mặt đất là 1884 J/kg ở Hà Nội, 1194 J/kg ở Đà Nẵng và 1906 J/kg ở Tp HCM. Chúng cũng rất lớn so với thời kỳ tương ứng của năm 1998 (*bảng 3*)

Tháng 10/1997 là thời kỳ trước cơn bão số 5 (LINDA 9726) hoạt động từ 31/10 đến 3/11/1997, một trong những cơn bão tàn phá gần như mạnh

Bảng 1. Giá trị CAPE trung bình trong lớp 00-100 m, tháng 10/1997 (J/kg)

| Ngày | Láng | Đà Nẵng | Tân Sơn Hoà |
|-------|------|---------|-------------|
| 1/10 | 186 | 923 | 3142 |
| 2 | 242 | 926 | 2608 |
| 3 | 985 | 466 | 803 |
| 4 | 2020 | 696 | 1799 |
| 5 | 1060 | 2439 | 1657 |
| 6 | 148 | 1296 | 890 |
| 7 | 1416 | 2196 | 1183 |
| 8 | 1473 | 2065 | 2436 |
| 9 | 1441 | 1714 | 2845 |
| 10/10 | 2177 | 709 | 1120 |
| 11 | 2706 | 46 | 2503 |
| 12 | 2386 | 1144 | 2403 |
| 13 | 1083 | 1453 | 1268 |
| 14 | 3472 | 2129 | 1550 |
| 15 | 3127 | 1853 | 1780 |
| 16 | 3000 | 1716 | 959 |
| 17 | 2241 | 1435 | 325 |
| 18 | 1401 | 1059 | 1232 |
| 19 | 2101 | 905 | 1489 |
| 20/10 | 2393 | 564 | 2982 |
| 21 | 3069 | 82 | 859 |
| 22 | 2291 | 207 | 1918 |
| 23 | 4132 | 847 | 3013 |
| 24 | 3851 | 552 | 1143 |
| 25 | 3016 | 774 | 1208 |
| 26 | 2344 | 1770 | 1315 |
| 27 | xxxx | 550 | 412 |
| 28 | xxxx | 750 | 985 |
| 29 | xxxx | 876 | 501 |
| 30 | xxxx | 310 | 1232 |
| 31/10 | xxxx | 137 | 145 |

nhất trong gần một thế kỷ qua ở Nam Bộ và Nam Trung Bộ. Những giá trị lớn phi thường của CAPE trên đây vào trước thời kỳ bão đổ bộ cho ta suy nghĩ về điều kiện bất ổn định mạnh trên đất liền như vậy rất thuận lợi cho bão phát triển, đặc biệt ở vùng đổ bộ của nó. Hà Nội nằm tương đối xa vùng hoạt động và đổ bộ của cơn bão số 5 năm 1997 nhưng cũng có tổng tháng của CAPE (58404 J/kg) rất lớn. Đối chiếu sự biến đổi theo thời gian của CAPE với số liệu quan trắc các hiện tượng thời tiết khu vực Hà Nội chúng tôi thấy, giá trị của CAPE

có quan hệ với hoạt động của giông và mưa rào mạnh ở đây từ 12 đến 19/10/1999.

Một quan hệ tương tự cũng tìm thấy từ tính toán tương ứng cho thời kỳ trước cơn bão số 9 đổ bộ vào miền Trung từ 17-20/10/1999. Kết quả tính toán cho thấy, giá trị CAPE rất lớn trên toàn lãnh thổ từ đầu tháng 10, tăng dần và đạt cực trị trước khi bão tiến dần vào đất liền : ở Hà Nội CAPE đạt cực đại 6605 J/kg ở mặt đất, và 3688 J/kg trong lớp 100-500 m vào ngày 14/10/1999, với 16 ngày, chủ yếu trong nửa đầu của tháng 10, có giá trị CAPE lớn hơn 500 J/kg. Cũng vào ngày 14/10 giá trị CAPE ở Đà Nẵng đạt cực đại ở mặt đất là 1946 J/kg, trong lớp 100-500 m 1006 J/kg, và với 22 ngày có giá trị CAPE ở mặt đất lớn hơn 500 J/kg ; trong lúc đó tại Tp HCM các giá trị tương ứng của CAPE đạt cực đại 4005 J/kg và 2880 J/kg vào ngày 11/10, và với 29 ngày có CAPE lớn hơn 500 J/kg.

Bảng 2. Tổng tháng và trung bình ngày ở mặt đất và trong lớp 0-500m của CAPE (J/kg) - 1997

| | Tháng 10 và 11 năm 1997 | | |
|------------------------------------|-------------------------|---------|-------------|
| | Láng | Đà Nẵng | Tân Sơn Hoà |
| Tổng tháng | | | |
| Mặt đất | 58404* | 37017 | 59007 |
| | 23552 | 14257 | 35396 |
| Lớp 0-500 | 36273 | 20635 | 21410 |
| | 10845 | 10259 | 10779 |
| Trung bình ngày | | | |
| Mặt đất | 1884 | 1194 | 1906 |
| | 785 | 472 | 1180 |
| Lớp 0-500 | 1170 | 666 | 691 |
| | 361 | 342 | 359 |
| Số ngày có CAPE mặt đất > 500 J/kg | 23 | 26 | 31 |
| | 11 | 9 | 21 |

* Ghi chú bảng 2 và 3 : dòng trên, trị số tháng 10 ; dòng dưới in nghiêng : trị số tháng 11

Tổng lượng CAPE của tháng 10/1999 cũng rất lớn với các giá trị 33076 J/kg, 29236 J/kg và 52802 J/kg ở Láng, Đà Nẵng và Tân Sơn Hoà tương ứng, song vẫn thấp hơn so với tháng 10/1997.

Tóm lại, từ tất cả giá trị nhận được của năng lượng bất ổn định trong môi trường khí quyển trên toàn lãnh thổ Việt Nam trước lúc bão đổ bộ vào nước ta trong 3 năm qua (đầu tháng 11/1997, cuối tháng 11/1998 và giữa tháng 10/1999) ta nhận được

một cực đại tuyệt đối của chúng vào thời kỳ trước cơn bão số 5/1997. Giá trị của nó thể hiện khí quyển môi trường có bất ổn định cực mạnh, làm cho bão duy trì được cường độ của nó lâu hơn, hoặc suy yếu chậm hơn, tàn phá mạnh hơn và mang đến lượng nước lớn phi thường như đã diễn ra đầu tháng 11/1997 ở Nam Bộ và Nam trung Bộ. Điều đó phần nào có thể giải thích cho ta về sự tàn phá phi thường của cơn bão LINDA 9726.

Bảng 3. Tổng tháng và trung bình ngày ở mặt đất và trong lớp 0-500m của CAPE (J/kg) - 1998

| | Tháng 10 và 11 năm 1998 | | |
|------------------------------------|-------------------------|---------|-------------|
| | Láng | Đà Nẵng | Tân Sơn Hoà |
| Tổng tháng | | | |
| Mặt đất | 14106 | 18918 | 47313 |
| | 6619 | 25935 | 27446 |
| Lớp 0-500 | 9932 | 12347 | 26250 |
| | 1803 | 16758 | 11978 |
| Trung bình ngày | | | |
| Mặt đất | 455 | 610 | 1520 |
| | 221 | 864 | 915 |
| Lớp 0-500 | 320 | 398 | 845 |
| | 60 | 559 | 399 |
| Số ngày có CAPE mặt đất > 500 J/kg | 8 | 11 | 27 |
| | 5 | 15 | 17 |

Những kết quả nhận được trên đây cho thấy, số liệu thám không mới cho phép ta hiểu biết tốt hơn cấu trúc thẳng đứng của khí quyển, sự phát triển của đối lưu âm và do đó bão, giông, lốc... Những kết quả nhận được trên đây còn gợi cho ta suy nghĩ về nghiên cứu quan hệ giữa năng lượng bất ổn định và dấu hiệu của sự phát triển các hiện tượng nguy hiểm này trên lãnh thổ Việt Nam.

Đề tài thực hiện với sự hỗ trợ kinh phí của nhiệm vụ NCCB 1999-2000. Tác giả xin chân thành cảm ơn.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

- [1] K.A. EMANUEL, 1994 : Atmospheric convection, Part II : Moist Thermodynamics and Stability, 107-191, Oxford University Press.
- [2] VŨ THANH HẰNG, 2000 : Nghiên cứu một số cơ chế phát triển đối lưu âm trong quan hệ với sự phát triển xoáy thuận nhiệt đới trên lãnh thổ Việt Nam. Khoá luận tốt nghiệp, ĐHKHTN, ĐHQG HN.

[3] PHẠM THỊ, LÊ HẰNG, 2000 : Ứng dụng phương pháp số tính một số tham số đối lưu trên lãnh thổ Việt Nam. Khoá luận tốt nghiệp, ĐHKHTN, ĐHQG HN.

[4] J.R. HOLTON, 1992 : An Introduction to Dynamic Meteorology , Academic Press. Inc., New York-London-Sydney-Tokyo... 511 p.

[5] R.K. SMITH, 1996 : The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection, Chapter 2 : Thermodynamics of moist and cloudy air, 29-58, NATO ASI Series C : Mathematical and Physical Sciences, Vol. 505.

[6] KIỀU THỊ XIN, 2000 : Động lực học khí quyển vĩ độ thấp, 325 tr., ĐHKHTN, ĐHQG HN.

SUMMARY

Study on the atmospheric Instability Energy in relationship with disasters phenomena developing in Vietnam by using sounding data

The development of moisture convection plays a central important role in atmospheric energy cycle. It describes the fundamental dynamics of the atmosphere in general, and the dynamics of convective storms as tropical cyclones- typhoons, strong precipitation, thunderstorms, tornados... in particular. Therefore, calculating the instability energy by using sounding data in Vietnam becomes specially important.

In this paper the authors have calculated the convective available potential energy (CAPE) by using sounding data of Tan Son Hoa, Da Nang and Lang stations during the period of October-November of 1997-1999. Our results showed an absolute maximum of CAPE of the above mentioned period over Vietnam, specially Ho Chi Minh City, developing before the landfall of the typhoon LINDA 9726. The calculated results suggest a relationship between CAPE values and evolutions of disasters phenomena over Vietnam.

Ngày nhận bài : 10-7-2000

ĐHKHTN, ĐHQG HN