

MỘT SỐ ĐẶC ĐIỂM VỀ BIẾN ĐỔI NĂNG LƯỢNG CỦA CƠN BÃO IDA (8624)

KS. ĐỖ NGỌC THÁNG
Phòng NCLHVX

I – ĐẶT VẤN ĐỀ

Cơn bão IDA (8624) phát sinh ở phía Đông Phi-líp-pin từ ngày 10-XI-1986. Sau khi đi qua vùng quần đảo Phi-líp-pin, cường độ bão giảm đi một ít (áp thấp ở tâm từ 990 tăng lên 994mb). Khi đi vào biển Đông, bão phát triển mạnh lên.

Ngày 15-XI (12⁰⁰ h GMT) bão IDA đạt trị số áp suất cực tiêu. Các tham số về cường độ bão như sau :

$$P_c = 985\text{mb} ; \quad V_{max} = 50\text{kts}$$

Sau thời điểm này bão dày lên và tan rã (ngày 18-XI) tại vị trí khoảng

$$\varphi = 20^{\circ}\text{B}, \lambda = 113,5^{\circ}\text{Đ}.$$

Trong suốt thời gian hoạt động của bão IDA, tàu NCKII Liên Xô « Viên sĩ KOROLOP » tiến hành nghiên cứu khí quyển nhiệt đới trên biển Đông. Tàu đã tiếp cận bão (ở khoảng cách ngắn nhất khoảng 180km), do đó đã thu thập được số liệu có giá trị về cơn bão này.

Thời điểm bão phát triển cực đại (PTCD) trùng với thời điểm tàu « KOROLOP » tiếp cận ở khoảng cách gần nhất với bão. Do đó, sẽ tiện lợi khi tìm hiểu số liệu của tàu liên quan đến bão IDA, bởi vì chuỗi số liệu thu được phản ánh khá đối xứng so với thời điểm bão PTCD theo 2 ý nghĩa : không gian và thời gian. Trong bài này chúng tôi sẽ tận dụng đặc điểm trên để phân tích bằng một phương pháp khá đơn giản là so sánh một vài tham số năng lượng, từ đó rút ra những kết luận liên quan đến biến đổi cường độ của bão IDA.

Chuỗi số liệu của tàu « KOROLOP », sẽ được chia thành 2 phần :

- Phần đầu phản ánh giai đoạn trước khi bão PTCD.
- Phần sau mô tả giai đoạn dày lên và tan rã.

Ở đây chỉ xét biến đổi của các tham số năng lượng trong 2 lớp ngăn cách bởi 2 mặt đẳng áp 1000 và 850mb.

II – NỘI DUNG

Đối với 1 đơn vị khối lượng không khí, ta xét năng lượng tĩnh được biểu thị bởi công thức:

$$h = C_p T + gZ + Lq \quad (\text{cal/cm}^2) \quad (1)$$

trong đó:

C_p – nhiệt dung đẳng áp = 0,24 cal/g. độ

T – nhiệt độ không khí $^{\circ}\text{K}$

g – 980,5 cm/ gy^2

Z – độ cao cột khí quyển đang xét có diện tích đáy đơn vị

L – tiềm nhiệt bay hơi (Cal/g)

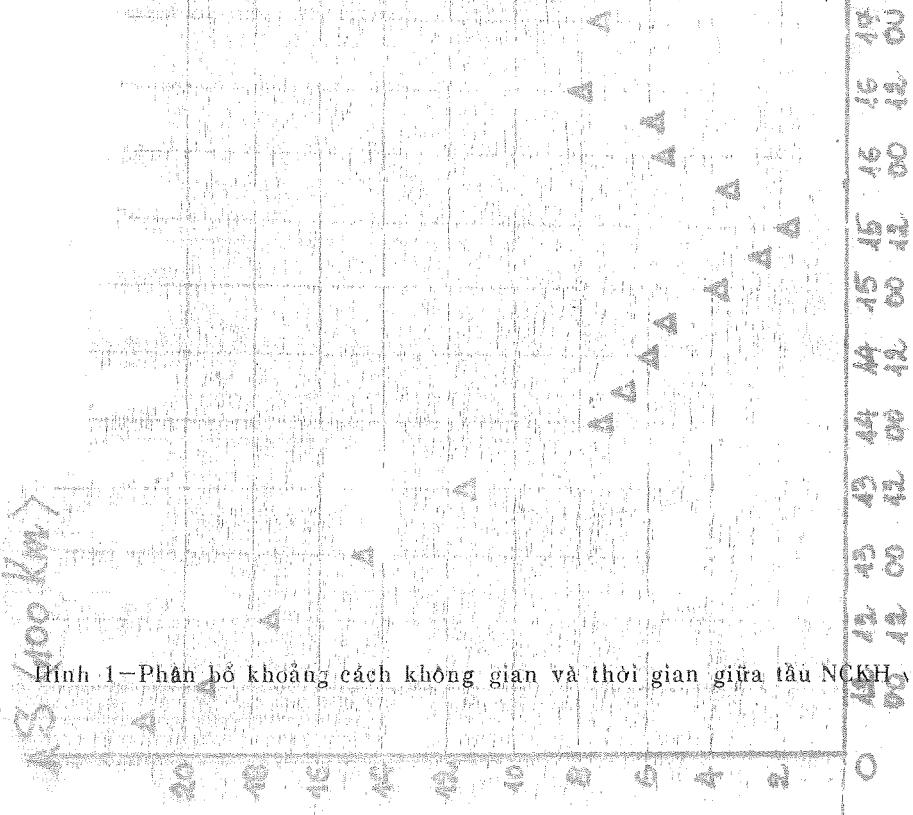
$L = 597 - 0,57t$ ($t^{\circ}\text{C}$ là nhiệt độ không khí).

q – độ ẩm riêng (g/kg).

Ba thành phần của h là : $C_p T$, gZ và Lq lần lượt biểu thị: nội năng, thế năng và tiềm nhiệt. Tổng h của chúng được gọi là năng lượng tĩnh.

Sơ đồ phân bố khoảng cách không gian và thời gian giữa tàu NCKH và bão như hình 1.

Sơ đồ trên được vẽ bằng cách biến đổi từ bản đồ địa lý, giữ nguyên không đổi khoảng cách không gian giữa tàu và bão. Vì thế sơ đồ này diễn tả một bức tranh đã biến dạng của một chuyền động tâm bão thẳng đều dọc theo trục hoành con điệu đánh dấu Δ biểu thị vị trí tương ứng của tàu NCKH.



Hình 1 – Phân bố khoảng cách không gian và thời gian giữa tàu NCKH và bão IDA

Như vậy việc khảo sát (so sánh) biến thiên các trị số năng lượng sẽ được xét theo quan điểm tĩnh: Ta coi rằng bão như một quá trình lan truyền dao động từ một cột khí quyển này sang một cột khí quyển khác theo hướng trục hoành. Còn số liệu của mỗi lần quan trắc của tàu được xem như kết quả quan trắc (và sau đó là tính toán) của một quan trắc viên đường như cố định trong mỗi cột khí quyển tương ứng.

Đương nhiên quan điểm tĩnh như vậy là không thực, vì bão là một quá trình phức tạp của tương tác giữa đại dương và khí quyển. Sự phát sinh, phát triển và tan rã của bão phụ thuộc ở mức độ lớn vào tác dụng của ngoại lực hoặc vào tương tác của bão với các quá trình hoặc hiện tượng khác ngoài bão (ví dụ: với không khí lạnh v.v.). Do đó, nếu chỉ xem bão như một quá trình lan truyền nhiều động khí quyển sẽ đưa đến sai số đáng kể.

Nhưng mặt khác, quan điểm tĩnh vẫn có ích lợi, vì là sản phẩm của hệ thống biển – khí quyển, quá trình bão tất yếu mang bản chất sóng, cho dù bản chất này bộc lộ không đơn giản.

Trong bảng 1 trình bày trị số của $C_p T$ ứng với khối lượng không khí trong các cột khí quyển cho lớp không khí giữa 1000 và 850mb.

Bảng 1

Nhánh 1			Nhánh 2		
Cực đại	Trung bình	Cực tiểu	Cực tiểu	Trung bình	Cực đại
10875	10833	10741	10789	10815	10846

Đối với giá trị trung bình ta có:

$$(C_p T)^+_{TB} > (C_p T)^-_{TB} \quad (2)$$

Dấu + ký hiệu nhánh phát triển, còn dấu – chỉ nhánh đầy lên, tan rã.

Đối với lớp không khí từ mặt biển đến mực 850mb ta cũng có một kết luận giống như (2) khi phân tích và so sánh $C_p T$ ở hai nhánh phát triển và tan rã. Ngoài giá trị trung bình, còn xét kỹ hơn giá trị của $C_p T$ tại các điểm có thể so sánh tốt hơn (ứng với không gian và thời gian xấp xỉ như nhau) và cũng nhận thấy giá trị của $C_p T$ ở nhánh phát triển lớn hơn rõ rệt so với ở nhánh đầy lên – tan rã tại 2 điểm đối xứng với nhau về không gian và thời gian so với thời điểm bão PTCD.

Phân tích giá trị gZ bằng cách tương tự, ta cũng có kết luận:

$$(gZ)^+ > (gZ)^- \quad (3)$$

Tính toán đối với đại lượng Lq , tình hình các trị số diễn biến phức tạp hơn. Ta xem xét bảng sau:

Bảng 2

Mức	Nhánh 1			Nhánh 2		
	Cực đại	Trung bình	Cực tiêu	Cực tiêu	Trung bình	Cực đại
Mặt biển đến 1000mb	91	72	23	23	65,6	93
Giữa 1000 và 850mb	1354	1264	1100	1141	1269	1362
Mặt biển đến 850mb	1425	1336	1179	1141	1334,6	1455

Sau khi phân tích và so sánh ta có:

Trong lớp từ mặt biển đến 1000mb:

$$(Lq)^+ > (Lq)^- \quad (4)$$

từ 1000 đến 850 mb:

$$(Lq)^+ < (Lq)^- \quad (5)$$

Trong lớp từ mặt biển đến 850mb ta có 2 giá trị xấp xỉ:

$$(Lq)^+ = 1336 \text{ (Cal/cm}^2\text{)}$$

$$(Lq)^- = 1335 \text{ (Cal/cm}^2\text{)}$$

Do đó không cho phép kết luận khẳng định lớn hơn hay nhỏ hơn(*)

Tình trạng của các trị số Lq trong 2 lớp dưới của tầng đối lưu như trên là đáng lưu ý: Có thể nói, đây là một trong những biểu hiện đặc trưng của quá trình bão ở lân cận (trước và sau) thời điểm bão PTCD.

Thật vậy, nếu ta lấy 2 cột khí quyển trung bình ứng với các giá trị trung bình của Lq, ta có sơ đồ:

(*) Để giải thích hệ thức (4) có ý kiến cho rằng, giá trị của tiem nhiệt trước khi bão PTCD lớn hơn khi bão tan là điều bình thường, vì khi bão tan, tiem nhiệt đã được giải phóng hoàn toàn, lúc đó bão không nhận được năng lượng thêm từ đại dương vào khí quyển.

Ý kiến này theo chúng tôi chưa thật thỏa đáng vì: Trước hết, trị số tiem nhiệt (Lq) ở lớp sát nước của tầng đối lưu chưa biêu thị năng lượng thực tế, mà chỉ phản ánh đơn thuần độ ẩm (nồng độ hơi nước xem như một chất khí, nhẹ hơn không khí, vận hành trong khí quyển). Chỉ khi lên cao (chủ yếu từ khoảng 1,5–2km trở lên), do sự giảm nhiệt độ và có hạt mangan ngừng tụ, hơi nước này mới có điều kiện hóa lỏng và giải phóng năng lượng.

Trước bão PTCD	Bão PTCD	Sau bão PTCD				
<table border="1" style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr><td>1264</td></tr> <tr><td>72</td></tr> </table>	1264	72		<table border="1" style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr><td>1269</td></tr> <tr><td>66</td></tr> </table>	1269	66
1264						
72						
1269						
66						

Dấu ký hiệu quá trình bão cần khảo sát ở lân cận thời điểm bão IDA

đạt độ sâu cực trị. Nếu xét theo quan điểm tĩnh, các trị số trên cho phép đoán nhận rằng: dưới tác dụng của một hiệu ứng khí quyển nào đấy, gây nên sự phát triển cực đại của bão, độ hụt của Lq của lớp cuối:

$$\Delta Lq = (Lq)^+ - (Lq)^- = 6(\text{Cal/cm}^2)$$

đã bị đẩy lên lớp trên. Đề ý rằng Lq là tiềm nhiệt hỏa hoi, trên thực tế phản ánh lượng hơi ẩm trong khí quyển. Sự vận động của khí quyển trong quá trình bão, ở một góc độ nào đấy; được thể hiện rõ rệt ở quá trình vận động của hơi ẩm thoát lên bề mặt đại dương và vận hành trong cơ chế hình thành và phát triển bão.

Nếu ta xây dựng hệ thức:

$$K = \frac{\frac{Lq_{MB}^{1000}}{Lq_{850}^{1000}}}{\frac{Lq_{850}}{Lq_{1000}}} \cdot 100(%) \quad (6)$$

đo bằng phần trăm, tỷ lệ giữa Lq ở lớp sát nước và lớp kế tiếp. Đại lượng này, có thể nói, liên quan rõ rệt đến cường độ bão và sự biến đổi của cường độ này. (K càng nhỏ tương ứng với sự hao hụt hơi ẩm của lớp sát nước so với lớp liền phía trên).

Tính toán cho K đối với 2 lớp sát bề mặt đại dương, ta có bảng sau:

Bảng 3

Nhánh 1			Nhánh 2		
Cực đại	Trung bình	Cực tiêu	Cực tiêu	Trung bình	Cực đại
7,18	5,73	2,98	2,17	5,17	6,83
		1,81			

Từ đây có kết luận đối với 2 phía lân cận của điểm bão PTCD:

$$K^+ > K^- \quad (7)$$

tức là: so với thời kỳ trước khi bão PTCD, lượng hơi ẩm của lớp sát nước

bị hao hụt đáng kể. Số lượng hơi nước hao hụt này bị đẩy mạnh mẽ từ lớp dưới lên các lớp trên. (Ở đây khái niệm về chuyển động của hơi ẩm từ lớp dưới lên trên là tương đối cho một quan trắc giả định nằm ở mặt đẳng áp 1000 mb quan trắc và ghi nhận các tham số năng lượng tại các lớp).

Tiếp theo ta xét đại lượng:

$$\frac{dK}{dt}$$

là đạo hàm của K theo thời gian, biểu thị tốc độ phát triển của cường độ bão (ở nhánh 1) và tốc độ đẩy lên (ở nhánh 2). Thực hiện tính toán, ta thu được bảng sau:

Bảng 4

Hạn quan trắc	K	$-\frac{dK}{dt}$	$-\frac{dK}{dt}$ TB	$+\frac{dK}{dt}$ TB	$+\frac{dK}{dt}$	K	Hạn quan trắc
{ 13 12 }	7,18	0,115					
{ 14 00 }	6,59		1,23				
{ 14 06 }	5,72		0,53	0,751	0,921	6,32	{ 17 00 }
{ 14 12 }	5,19		0,05		0,71	5,61	{ 16 12 }
{ 14 18 }	5,24		0,25		0,46	5,15	{ 16 06 }
{ 15 00 }	4,99		2,01		0,69	4,46	{ 16 00 }
{ 15 06 }	2,98				2,29	2,17	{ 15 18 }
{ 15 12 }	1,81	1,17			0,36	1,81	{ 15 12 }

Từ đây ta có :

$$\left| \frac{dK}{dt} \right|_{TB}^+ < \left| \frac{dK}{dt} \right|_{TB}^- \quad (8)$$

Nếu gọi :

$$Vxs = \left| \frac{dK}{dt} \right|_{TB}^+ \quad \text{là tốc độ xuống sâu}$$

$$V_{DL} = \left| \frac{dK}{dt} \right|_{TB} \text{ là tốc độ dãy lên}$$

$$\text{Ta có: } V_{XS} < V_{DL} \quad (9)$$

Tức là (đối với bão IDA): tốc độ xuống sâu của bão nhỏ hơn rõ rệt so với tốc độ dãy lên ở lần cận thời điểm bão PTCD.

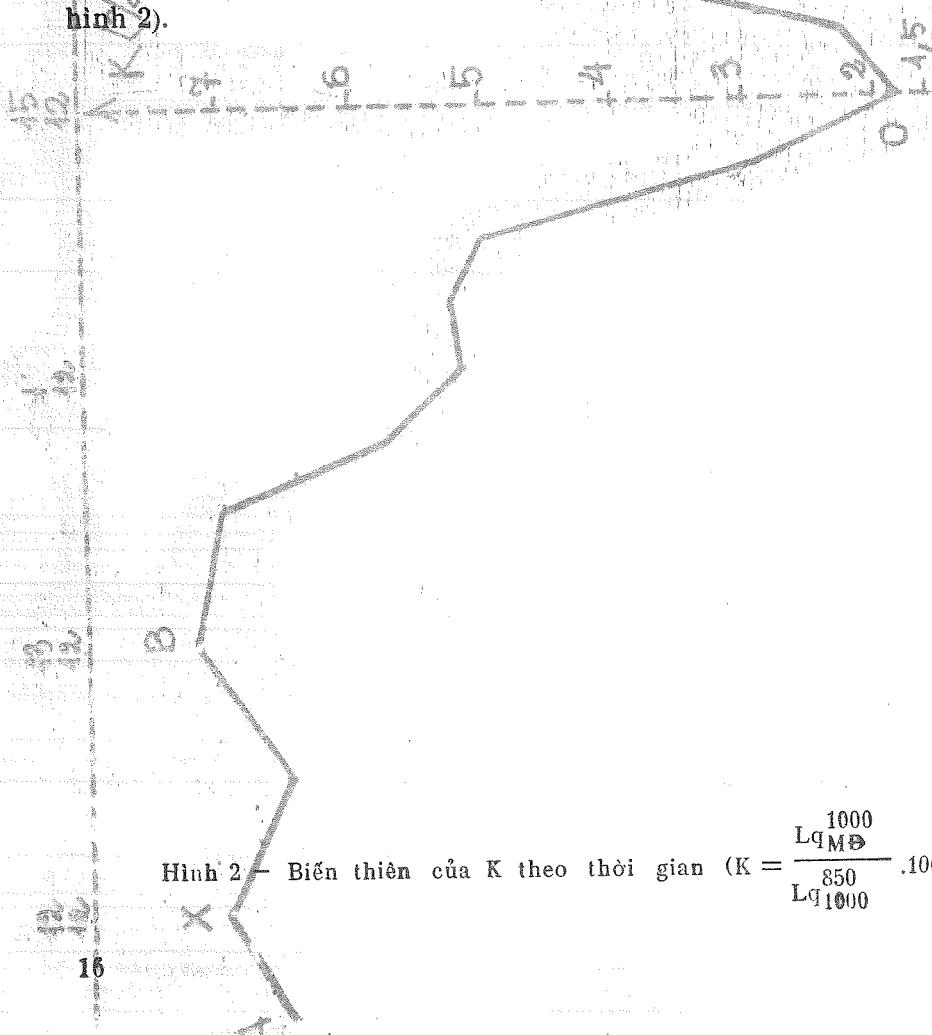
Các số liệu tính toán cho tòng $h = CpT + Lq + gZ$ cũng có kết luận tương tự như CpT và gZ , tức là

$$(CpT + gZ + Lg)^+ > CpT + gZ + Lq^- \quad (10)$$

III — MỘT SỐ NHẬN XÉT BỒ SUNG VÀ KẾT LUẬN

1. Trong quá trình phân tích và so sánh các thành phần năng lượng cho bão IDA ở 2 lớp dưới cùng của tầng đối lưu, chúng tôi còn nhận thấy một dấu hiệu lặp đi lặp lại nhiều lần (qua 7/8 lần phân tích) hiện tượng các đại lượng đạt cực trị vào thời điểm 3 ngày đêm trước khi bão PTCD, ở khoảng cách không gian cách tâm bão 1750km.

2. Nếu đem biểu diễn các số liệu đã tính toán trên đồ thị, ta thu được 8 đường cong mô tả biến thiên của từng tham số. (Ở đây đưa ra 1 ví dụ trên hình 2).



Ta có những nhận xét khái quát sau:

— Nếu lấy trung tâm chú ý là thời điểm bão PTCĐ (điểm 0) thì có thể chia quá trình bão ra làm 4 phần :

a) Phần 1 : Từ điểm A đến điểm B.

Thời kỳ này đặc trưng bởi tính chất biến đổi của các tham số năng lượng là giảm dần nhưng có dao động, có thể gọi tên là « thời kỳ bão chuẩn bị xuống sâu ». Trong số các điểm cực trị, nổi lên rõ rệt một thời điểm (X) — 3 ngày đêm trước khi bão PTCĐ, cách bão 1750 km. Điểm này dường như báo trước sự phát triển cực đại của bão.

b) Phần 2 : Từ B đến 0.

Ở thời kỳ này các tham số được xét giảm đơn điệu (không hoặc hầu như không có dao động). Ta gọi là thời kỳ bão xuống sâu.

c) Phần 3: Từ 0 đến C.

Tính chất biến thiên của các tham số là tăng dần không có dao động, gọi là thời kỳ đầy lên.

d) Phần 4: Từ C đến D.

Các tham số khí quyển tiếp tục trở lại giá trị bình thường với những biến đổi dao động. Phần này ứng với thời kỳ bão tan rã.

Căn cứ vào cách phân đoạn trên, chúng tôi xác định 2 khoảng thời gian sau :

t_{XS} = khoảng thời gian xuống sâu (từ B đến 0)

t_{DL} = khoảng thời gian đầy lên (từ 0 đến C)
và tìm giá trị của t_{XS} , t_{DL} theo từng trường hợp phân tích (CpT , gZ , K ...), sau đó lấy trung bình ta có :

$$t_{XS} = 1,5 \text{ ngày đêm}$$

$$t_{DL} = 1,2 \text{ ngày đêm}$$

Tổng $\tau = t_{XS} + t_{DL} = 2,7$ đối với bão IDA. Do tính chất quan trọng của 2 thời kỳ « xuống sâu » và « đầy lên », ta sẽ gọi τ là « đường kính thời gian vực sâu » của bão. Rõ ràng τ là khái niệm liên quan đến cường độ bão. Vì thế cùng với các khái niệm như : áp suất ở tâm (P_c), gió cực đại (P_{max}), độ mạnh (strength) và kích thước (size), đại lượng $\tau = t_{XS} + t_{DL}$ có thể tham gia để phản ánh đầy đủ hơn khái niệm về cường độ (intensity) của bão.

Trở lại việc phân tích so sánh, ta thấy, đối với bão IDA :

$$t_{XS} > t_{DL}$$

(11)

Đề ý đến (9), chúng ta thấy (9) và (11) hoàn toàn tương thích với nhau về mặt vật lý, mặc dù được suy diễn bằng 2 con đường độc lập với nhau.

3. Cơn bão IDA có tên quốc gia là cơn bão số 10. Mặc dù không đổ bộ vào nước ta, nhưng lại được tàu NCKH Liên Xô (có sự tham gia của các cán bộ KH Việt Nam) tiếp cận và ghi lại nhiều số liệu chi tiết, vì thế rất đáng quan tâm. Một vài kết quả, nhận xét về biến đổi cường độ của bão IDA bước đầu trình bày ở trên với mong muốn góp một phần vào công việc quan trọng là xử lý, khai thác khối lượng số liệu NCKH to lớn của các đợt thám sát biển hỗn hợp Việt - Xô tiến hành từ mấy năm nay, mà mục tiêu là các XTND và bão trên biển Đông.

Tài liệu tham khảo

1. Lê Đình Quang và các cộng tác viên. Báo cáo tổng kết nghiên cứu khoa học đề tài hợp tác Việt - Xô № 1 thời kỳ 1981 – 1985.
2. Nguyễn Thị Sênh. Mùa bão năm 1986 ở Tây Thái Bình Dương. Tập san KTTV 5 -- 1987.
- 3 Số liệu thám sát biển của tàu NCKH Liên Xô « Viện sĩ KOROLOP » 1986
4. R.Ph. Buôc-luc-xki. Hướng dẫn về phương pháp dự báo sự xuất hiện và di chuyển của xoáy thuận nhiệt đới. Lê-nin-grát, NXB khí tượng thủy văn 1986 (tiếng Nga).

(Tiếp theo trang 30)

Tài liệu tham khảo

1. Nguyễn Trần Lưu. Dự báo lượng mưa của mùa mưa ở vùng đồng bằng trung du Bắc Bộ. – Tập san KTTV số 5, 1989.
2. Zhang Jijia, Chen Xingfang. Summer rainfall forecasting in China. The operational seasonal forecasting of the summer rainfall in China. – State Meteorological Administration, Beijing Technical document of programme on long-range forecasting research WMO/TD №147.
3. Lu Ju Zhong, Lu Chun Yu. Long range forecast. – Res. Rept. Ser. WMO № 6/2, 1986.