

夏季東亞高層冷心低壓之分析

吳宗堯

中華民國中央氣象局

(中華民國六十五年三月十三日收件，同年三月二十六日修正)

摘要

本文對東亞地區夏季所發生之高層冷心低壓加以詳細分析，此等冷低之發生大多由於上層對流層中先有冷槽存在，槽線南端與極區源地割離而形成，其動向受中緯度暖心高壓南緣東向氣流駛行偏向西移動，民國六十四年八月中國大陸上空所發生之冷低實例對冷低之結構作較詳細介紹。

一、前言

夏季東亞地區中上層對流層中常見有低壓單獨出現，在低層或地面上則未見有低壓環流存在，此類低壓係屬於一種冷心渦旋 (Cold core low)，其特性頗類似中高緯度上之割離低壓，惟一不同點，即中高緯高空冷低大多自西向東移動，且地面有鋒面相伴，而此類冷渦旋形成後每取自東向西路經移動，且地面上亦無鋒面相伴。有關東亞上空冷低特性與構造之研究報告尚不多見。六十四年夏季東亞地區此類高空冷低出現極為頻繁，乃試就六十三年與六十四年兩年資料作初步之分析與研究。

分析二年之資料，發現東亞地區上層對流層出現之冷低，以 300 毫巴高度上之環流最為顯著，可是西太平洋廣闊洋面上高空資料不够稠密，分析不易，每易遺漏或忽略此類低壓之存在，在日本東方洋面上有時根本無法察覺其存在或發生，迨其接近東經 140 度時憑日本各測站以及琉璜島等各島嶼高空報告始可判定此種冷低之存在；因此，在研究分析過程中對各層高空圖 (850, 700, 500, 300, 200 毫巴) 必須重新仔細分析，觀察其前後連續性，對出現時間在一日以下或其前後無甚連續性者均予捨棄不用，并以自東向西移行之高空冷低為着眼點，資料時間取六、七、八、九、十月五個月份，其他各月因中緯度西風強勁，且西風帶所在緯度較低，此類高空冷低在東亞地區自不易發生，即使有發生可能，亦在極低緯度，對本區影響不大，故研究時間以夏月為主。

六十四年八月中旬對流層上層曾有一次極顯著之

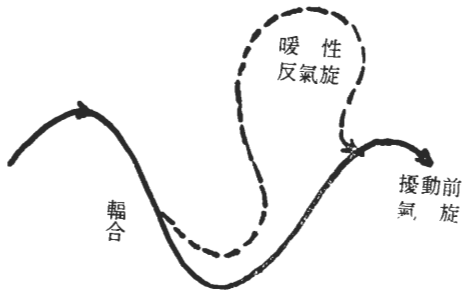
冷心低壓，發生在黃海南部上空，經湘贛雲貴等地移至緬甸北部，因其所經路線恰在陸地上，高空測站分布稠密，故利用此一實例對此種高空冷低之垂直結構與特性可作較詳細之分析。

二、高空冷心低壓之發生

高空冷心低壓之發生，最常見者是阻塞系統下所出現之割離低壓 (Cut off low)，根據 Namias 與 Clapp (1951) 研究，中緯度西風帶常作一種指數循環 (Index cycle)，當由高指數轉變成低指數時，在高緯度上出現暖心高壓，而在較低緯度上則出現冷心低壓，形成一個阻塞系統，此種形式一旦建立，其持續性甚大，常可維持一至二週，移動亦極緩慢，對天氣影響極大。另一種高層冷低之形成，Crocher et al. (1947) Palmén (1949) 諸氏認為是由於高空有冷槽存在，在其南端部份與母槽割離而形成。Palmén 與 Nagler (1949) 曾利用 500 毫巴高度上溫度場與高度場說明冷心氣旋形渦旋由其母槽中割離過程，如圖一，極地冷空氣自其源地移出後，移向較低緯度時，通常有下沉作用，由於槽線中冷空氣強烈下沉結果，對流層上層水平輻合與垂直伸展可以加強其渦旋率，因此，改變其正弦形波動形式。根據位絕對渦旋率保守性定理

$$\frac{\xi + f}{\Delta P} = \text{常數}$$

式中 ξ 相對渦旋率， f 是柯氏參數， ΔP 是空氣柱厚度，若 ΔP 增大，亦即空氣柱垂直伸展，則 $\xi + f$ 也



圖一 高層對流層中正弦形波動之變性，由於受到槽線中下沉冷氣團上方之輻合作用所致。(Palmén, Nagler, 1949)

Fig. 1 Schematic diagram showing the changes from the normal "sinusoidal" air movement in the upper troposphere, resulting from convergence above a sinking cold-air mass in the trough. (After Palmén and Nagler, 1949)

應增大，但空氣向南移動時，柯氏參數值變小，因此，使渦旋率更為增大。因之氣流線自必加深其氣旋式變曲；相對的，氣流向北移動時，必增加其反氣旋式變曲。

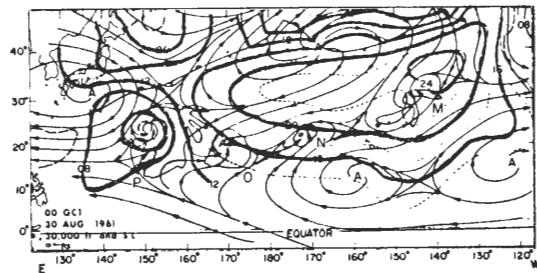
Berggren et al (1949) 亦曾指出當阻塞高壓時，槽線東移速度將減慢，槽與槽間之距離因之縮短，亦即增加其波幅，並造成一連串割離低壓在阻塞高壓之南方向東移過。

上述之冷低大多偏向東移動，有時在適當條件下，此類高層冷低受暖高壓東向氣流之導引，亦可使之向西移動，甚或環繞邊緣移行，Peltonen (1963) 所舉之 1959 年 11 月 8—20 日北歐上空之冷低即屬此類西進並環繞高壓邊緣移行之實例。惟此實例係發生冬季高緯度，與東亞地區高層冷低發生之季節顯然不同。

至於熱帶地區有時亦會有高層冷低存在，Palmén (1951) 認為此類冷低首先發生於十公里之高度，然後逐漸向下發展，在其發展過程中，低層信風環流多半不受影響，Palmén 強調此種環流類似高緯之割離低壓。R. H. Simpson (1952) 亦曾對此種高層冷低之發生加以研究，認為有二種形式，三分之二情形導源於中緯度冷鋒系統，當高空槽加深而形成一割離低壓，高緯槽線繼續東移，高壓隨之亦東移橫過該低壓之北方，然後併入副熱帶高壓，最後低壓冷源完全被高壓割離而形成一孤立之冷低，同時此種

高層冷低向下發展到達極低層或地面；另一種發生模式是低緯度東風層上空先有低壓存在，若極地西風高空槽在其北方通過時，可引發地面低壓環流，極地槽移出後，高層低壓被完全割離而形成一割離冷低。

Sadler (1963) 研究夏季中部北太平洋對流層上層低壓時，發現有一半永久性槽線橫亘於東太平洋 35°N 至西太平洋中部 15—0°N，並舉出 1961 年 8 月 30 日 0000Z 30,000 呎氣流線圖(如圖二)，圖中 M、N、O、P 各點均為高層渦旋，其中 M、N、O 各點渦旋均在高壓之南緣，實際位於副熱帶高壓與低緯高壓之鞍形低壓區，P 點之渦旋則已發展



圖二 一九六一年八月卅日地面等壓線(斷線)與三萬英尺氣流線(實線)(Sadler 1963)

Fig. 2 Sea-level isobars (dashed) and 30,000ft streamlines at 00 GCT Aug. 30, 1961. (after Sadler, 1963)

成為熱帶氣旋，Sadler 認為 P 點渦旋由上層冷心渦旋向下發展而成，此類渦旋可能與 Palmer 所稱之高層氣旋相同。Sadler 指出此類渦旋經常可在太平洋槽 (Pacific trough) 中生成，並以每小時十二至十五海里速度向西南移動。

綜合以上各學者對高層冷低發生之原因，再分析東亞地區高層冷低發生前後之天氣圖形勢，發現其生成原因以及動向雖有若干相似之處，但并不完全一致。東亞地區高層冷低之形成，在六十四年六十三二年夏季十七次個例中(如表一)，發現其中有十三次均係由於高緯度有極深之冷槽存在，在冷槽南端部份與母槽脫離而形成割離低壓，此割離低壓部份之溫度較四周為低，成為一冷心之低壓，此種情形與 Crocker 與 Palmén 等所研究中高緯度上冷心割離低壓之形成似乎一致，惟東亞地區 300 毫巴高度上之低壓環流遠較 500 毫巴上之低壓環流顯著，此或係因緯度不同

表一 高空冷性低壓發生地點及時間 (1974-1975)'

Table 1. The occurrences of cold core low in the upper troposphere in 1974-1975

時 間	持續天數 (天)	發 生 地 點	路 徑	消 失 地 點	到 達 最 低 緯 度	備 考
63. 7. 18 — 7. 19	1	四川	SW	四川	31°N	
63. 7. 22 — 7. 28	6	日本東京灣東方	NW-N-NE	庫頁島	35°N	
64. 7. 14 — 7. 14	1	琉球東南方海面	NW	琉球	24°N	
64. 7. 16 — 7. 18	2	四川	SW	四川	30°N	
64. 7. 20 — 7. 29	10	日本東南方海面	SW-W	浙江沿海	26°N	
63. 8. 2 — 8. 7	6	杭州	SW-SE-W-NW	江西	24°N	
63. 8. 8 — 8. 18	11	日本南方海面	WSW-NW	江西	23°N	
63. 8. 16 — 8. 20	4	黃河中游	SW-NW-N-NE	河套	34°N	
64. 8. 12 — 8. 12	1	日本東京灣附近	SW	日本東京灣 附近	32°N	併入 8.12-8.15 系統中
64. 8. 12 — 8. 15	4	琉璜島	W	琉球南部	24°N	
64. 8. 10 — 8. 14	4	黃海南部	WSW	緬甸北部	24°N	
64. 8. 19 — 8. 20	2	蘭州	SSW	西康	31°N	
64. 8. 21 — 8. 23	2	四川	S-W	西康	28°N	
64. 8. 28 — 9. 7	11	日本南方海面	WSW-WNW	緬甸北部	20°N	
64. 9. 2 — 9. 3	2	日本東南方海面	SW	琉球東方海面	29°N	
64. 9. 5 — 9. 7	3	琉球東方海面	NW	琉球北方	23°N	
64. 9. 9 — 9. 14	5	臺灣東方	SW	臺灣海峽	23°N	

所致；其餘四次個例則發生在鞍形低壓場或副熱帶高壓之南緣，發生於副熱帶高壓南緣之冷低，因資料不足極難判定其真實性，也許有二種可能，一種是於中高緯度深槽南端割離而成，循高壓邊緣西進者，在發生過程中由於資料不足而未曾發覺者；另一種情況可能與 Sadler 所研究之高層冷低類似，發生在太平洋中部二個高壓之間，在此東西向鞍形低壓場中有一連串冷低呈東西向排列存在。

東亞地區高層冷低形成後，每取自東向西路經移動，主要係受制於高層之暖高，夏季中國大陸地面為熱低壓，高層則為高壓，因此高層低壓在日本附近上空發生後，或自更東方向西移至日本附近之冷低，每取向西南至西方向移動，若高壓分裂東移，亦可使冷低轉向西北成更偏向東北移動，六十三年七月廿二至廿八日及六十三年八月十六日至廿日冷低之路徑即屬此類，與 Peltonen (1963) 所舉一九五九年十一月八日北歐上空冷低之路徑幾乎完全一致。東亞高空冷低最西可達之地區約為西藏高原東側，更西地區便難見有冷低之活動；其原因可能受大陸西部地形影響，該處平均高度在三公里以上，足以破壞中上層之低壓環流，此外，冷低經長途西進後，由於冷空氣不斷下沉，各層溫度逐漸變性增暖，終使整個冷低環流完全

變性而消失。

東亞高層冷低之移動速度不一，最快者每日可達十一個緯度，最慢者有時亦可停滯一、二天，大體言之，冷低向西南轉向西移動時有減速現象，自西轉向西北時則有加速現象，每日平均速度為四個緯度。

高空冷低持續天數差距亦大，最短者僅一天，最長者可達十一天之久。發生冷低之主要地帶在北緯廿五度至卅五度之間，其路徑最南地區則可到達北緯廿度左右。

表一內六十四年七月十四日在琉球東南方之冷低，似乎可能由威克島 (Wake) 移來，經分析七月七、八、九日三天威克島高空紀錄，七月 12Z 300 毫巴高度風向由東北順轉為東南風，風速增至 40kts，高度與溫度均曾降至最低；十月 00Z Minamitorijima 測站 300 毫巴風向亦由東風順轉為東南風，高度與溫度亦曾降至最低，顯示有冷低通過該二地南方之可能。另一次類似情形為六十四年六月十二日 00Z 威克島 300 毫巴高度上風向由東北四十海里順轉為東南風，高度降至最低，達 9620 重力位公尺，溫度亦降至 -37.3°C，其前後卅六小時之高度與溫度差極大，計高度差達一百重力位公尺，溫度差達攝氏五度；同時 Minamitorijima 之十四日 12Z 高空紀錄顯示高度

與溫度亦有顯著之降低現象，根據此二測站紀錄，似乎可以判定有冷低在其南方通過，若果真如此，則北太平洋上高層冷低之活動範圍可以到達北緯 15—20 度間。

三、冷低發生次數與月分布

民國六十三與六十四年六月至十月東亞地區高層冷低共計發生十七次（僅限於自東向西移行之冷低），計六十三年出現五次，六十四年出現十二次，六十四年出現次數較六十三年高出二倍多，惟在各月分布情形頗為一致，均以八月份發生頻率最高，約佔全期（六至十月）二分之一強，二年中六月至十月均未見有高層冷低在本區出現。各月份冷低出現次數如表二。

表二 夏季高層冷低出現次數
Table 2. The month distribution of cold core low in upper level in Summer

年份	月份	6	7	8	9	10	合計
63 年		0	2	3	0	0	5
64 年		0	3	6	3	0	12

各月份高層冷低發生地所在緯度，粗看似雜亂無章，但若詳細分析約略可以看出七月份集中在 32°N—35°N，八月份集中在 25°—32°N，八月份冷低發生緯度顯較七月份者偏南甚多，九月份一次發生在 35°N，另二次發生在 23°—25°N，大體言之，九月份冷低發生緯度又較八月份者偏南，此恰與副熱帶高壓脊位置隨季節之進退有關。

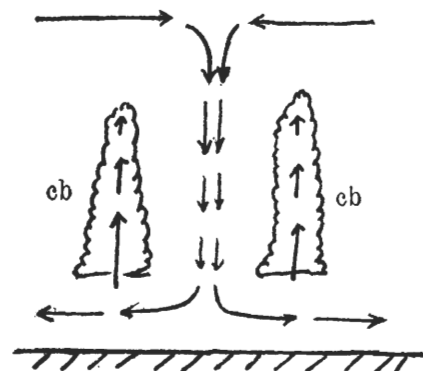
四、高層冷低之特性與結構

東亞地區對流層上層冷心低壓之環流以 300 毫巴高度最為顯著，其次為 500 與 200 毫巴，有時冷低環流可向下發展到 700 毫巴，但并不常見，二年十七次個例中僅有四次，至於發展至 850 毫巴高度以下者則更為鮮見，地面上更少有鋒面與此冷低相伴出現，大體言之，此種高層冷低之平均厚度約在 500 至 200 毫巴間。冷低之軸心大多近乎垂直，在十七次個例中，其垂直軸心發生傾斜者計有六次，其中五次其軸心隨高度增加而向南傾斜（500—200 毫巴），上下層中心位移約二至四個緯度，另一次軸心隨高度增加而向東偏斜。

高層冷低各層之溫度場分布頗為對稱，低溫中心與環流中心大多近乎一致，低溫中心偏離環流中心雖有，但并不多見。以 300 毫巴為例，低溫中心最低溫度可達 -37°C 左右，平均在 -30—-36°C 之間。

關於風場之分布，有半數以上冷低在 300 毫巴及以上之高度上有噴射氣流 (Jet) 環繞低壓中心，距低壓中心約有二至四緯度，此噴射氣流之強度以東北至西北象限最大，約在 50—70kts 間，東南至西南象限風速約在 30—40kts 間，此種風場之分布與 Palmén 所稱冷低周圍有噴射氣流存在一節極為吻合。

六十四年八月間在衛星雲圖 (圖未附) 上曾發現有若干次積狀雲呈圓環狀環繞低壓中心，低壓中心部份無雲存在，呈中空圓環狀，此圓環狀雲猶如熱帶氣旋中之雲牆 (wall clouds)，由衛星雲圖上可以證知高層低壓四周應有強烈之上升氣流存在；低壓中心部份，既無雲存在，似乎可以推斷該區有下降氣流存在；但有時高層雖有冷低存在，衛星雲圖不一定有明顯之中空圓環狀雲系，此可能與高層冷低與天氣之強度與發展有關。林氏 (1972) 亦曾提到高層冷低與天氣之關係，六十年七月卅一日有高層冷低經過臺灣上空，臺灣全省均有雷雨發生，北部雨量特大，六小時雨量高達 30—40 公厘，再進一步分析雷雨發生與終止時間，發現雷雨發生於 300 毫巴冷低邊緣到達臺灣前後，而雷雨中止於高層冷低中心接近之際，此亦可說明高層冷低區域垂直環流情形。如圖三。



圖三 高層冷低垂直氣流剖面圖

Fig. 3 Two dimensional distribution of air flow for a model upper cold core low.

五、冷心低壓對臺灣天氣之影響

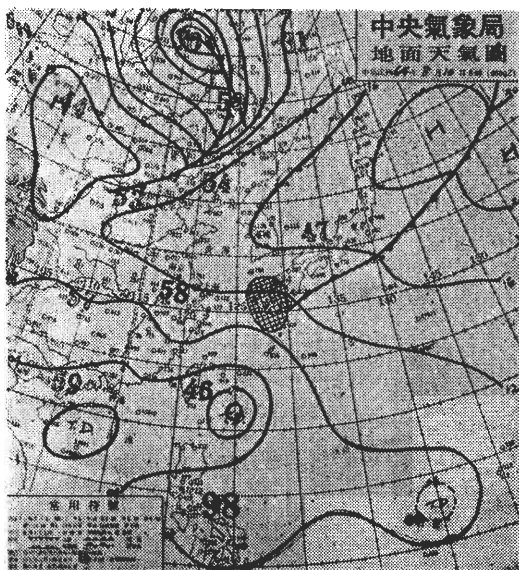
臺灣地區夏季天氣變化比較單純，除受颱風侵襲外，大部份均在太平洋副熱帶高壓脊控制下，主要天

氣變化為雷陣雨天氣，此種雷陣雨之發生多半屬於氣團性熱雷雨，有良好之連續性，即雷雨一經發生，其後數日均有再度出現之可能，其中以七月份雷雨之連續性最大，最久者可達六天，連續雷雨在三天及以上者，其可能性亦高達百分之四十五。其他如由於東風波，高空槽或高空冷低所引發之雷雨，大多無連續性，僅在此種氣壓系統過境時始見之，迨氣壓系統過去後，其雷雨亦迅即終止。因此，對此種原因所誘發之雷雨，容易為預報員所忽視，致常可造成連續之錯失。

對於高空槽之預測，由於槽線來自西方，陸地上高空資料豐富，分析追蹤與預測均不甚困難，若平日稍加注意，對由於高空槽過境所引發之雷雨預報不難成功。至於由於高層冷低或東風波所引起之雷雨，在預報上便比較困難，臺灣東方海洋上資料缺乏，尤以高空資料更甚，因此，對來自臺灣東方之高層冷低，無論在分析與預報上均感困擾。惟高層冷低之發生與動向均有跡象可尋，若能仔細分析，也不難找出其存在；因多數高層冷低係由於中高緯度上深槽所引起，對此等深槽移進本區後應予注意，其次是注意琉球與日本南方諸島嶼高空資料之變化，若300mb高度降至9660重力位公尺，溫度降至 -30°C 以下時便須注意冷低之存在，若發現有冷低存在，則根據中緯暖高之變化，可以判定此冷低未來之動向，蓋高層冷低具有循暖高邊緣移動之特性，如此，由於高層冷低所誘發之雷雨，在二、三天前便可預知。

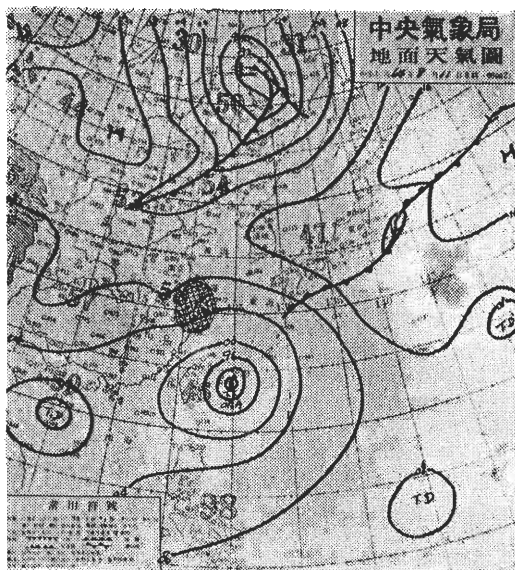
六、民國六十四年八月十至十四日實例

六十四年八月十日 0000Z (圖四) 地面圖上主要



圖四 六十四年八月十日八時地面圖
Fig. 4 Surface chart for 00Z August 10, 1975.

鋒面在日本東海岸，另一鋒面系統在我國東北，高氣壓在日本東北方海面，其脊線向西伸入黃河中游，南海北部巴士海峽至關島為一低壓帶，有三個熱帶性低壓分別位於海南島東方，臺灣東南方以及關島西方等海面。十一日 0000Z (圖五) 地面圖上位於臺灣東南方海面之熱帶低壓已發展成颱風「阿拉」并向西北移動，其他氣壓系統無甚變化。十二日 0000Z 「阿拉」颱風已移至臺灣北部海面 (圖六) 日本東方之鋒面已更遠離，日本為高壓盤踞，其脊線西伸至黃海，我國

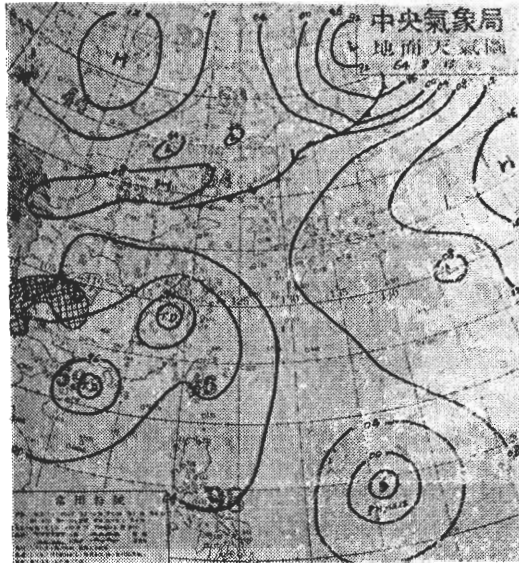


圖五 六十四年八月十一日八時地面圖
Fig. 5 Surface chart for 00Z August 11, 1975.



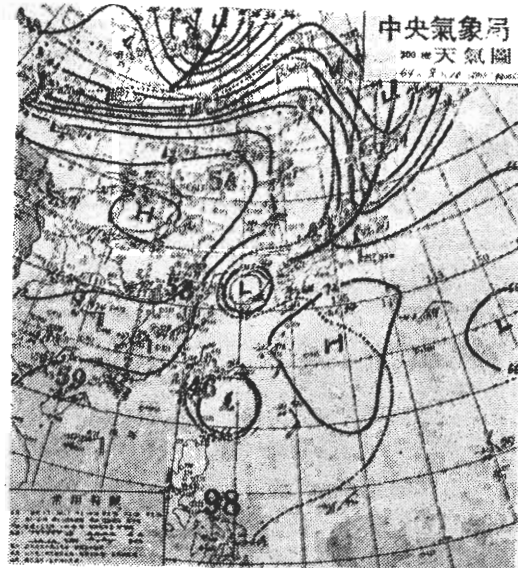
圖六 六十四年八月十二日八時地面圖
Fig. 6 Surface chart for 00Z August 12, 1975.

東北之鋒面系統移動極慢，十三日 0000Z 地面圖（圖七）上「阿拉」颱風登陸浙江後已減弱為熱帶低壓，菲島東方海面有颱風「費利絲」形成，我國東北之鋒面已移至大陸沿海，日本仍為太平洋副熱帶高壓控制。自十日至十三日為止，在這四天期中自黃海南部以迄雲貴高原一帶，地面上未有任何低壓活動。

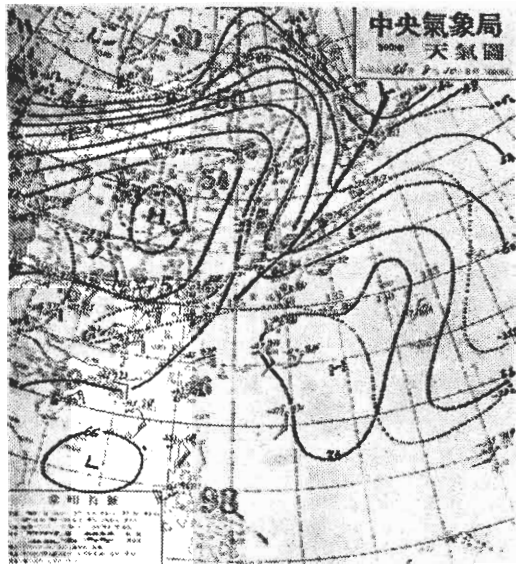


圖七 六十四年八月十三日八時地面圖
Fig. 7 Surface chart for 00Z August 13, 1975.

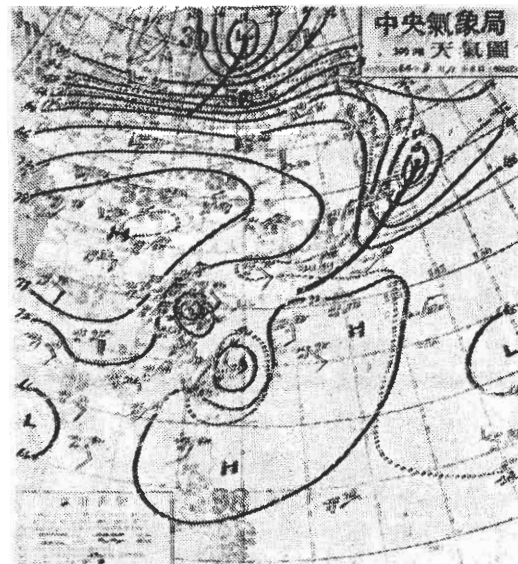
六十四年八月十日八時 300 毫巴等壓面圖（圖八），在日本西海岸有深槽存在，槽線部份有極強烈之風切，溫度槽較高空槽更向西南延伸，一直伸至長江中游南岸，我國華北與琉球東方均有暖高存在。十日廿時 300 毫巴高度上（圖九），黃海南部上空有冷心割



圖九 六十四年八月十日廿時 300mb 等壓面圖
(實線為等高線；虛線為等溫線以攝氏為單位)
Fig. 9 300mb chart for 12Z August 10, 1975.
(Solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade heavy lines are trough lines)



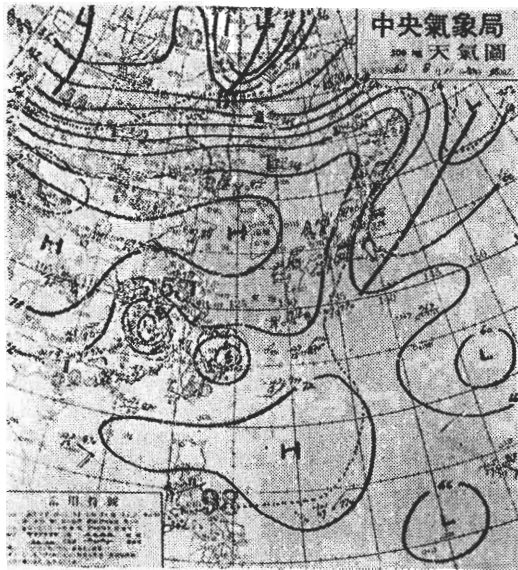
圖八 六十四年八月十日八時 300mb 等壓面圖
(實線為等高線，虛線為等溫線，以攝氏為單位)
Fig. 8 300mb chart for 00Z. August 10, 1975.
(Solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade heavyline is trough line)



圖十 六十四年八月十二日八時 300mb 等壓面圖
(實線為等高線；虛線為等溫線以攝氏為單位)
Fig. 10 300mb chart for 00Z August 11, 1975.
(solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade, heavy lines are trough lines)

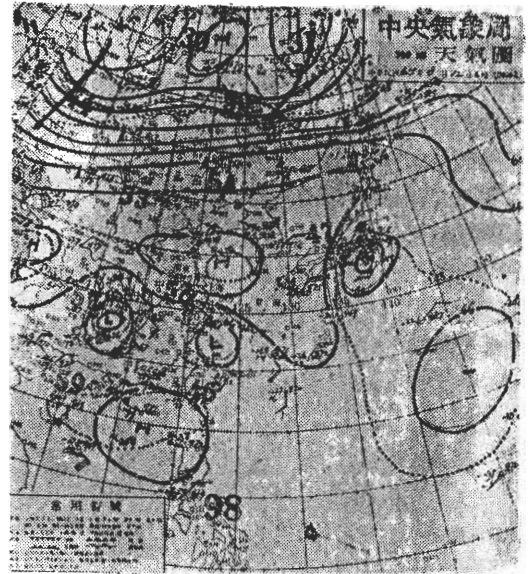
至於高層氣流情況，以 300 毫巴等壓面圖分析，

離低壓形成，與日本上空母槽已完全脫離，臺灣東方海面上空亦有暖心氣旋式環流，應屬「阿拉」颱風之環流。十一日八時冷低已向西南移至浙江，高度降低60重力位公尺，顯示此冷低正在發展中，四周環流顯著，並且有噴射氣流環繞此冷低；臺灣東方上空仍有明顯之阿拉颱風環流存在；我國華北上空之暖高無甚變化，仍停滯在原處。十一日廿時 300 毫巴等壓面圖（圖十一）上我國華北之暖高已有分裂高壓中心移至黃



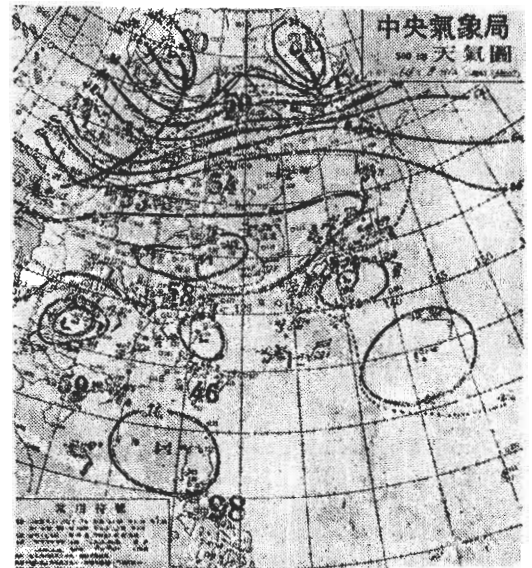
圖十一 六十四年八月十一日廿時 300mb 等壓面圖
(實線為等高線；虛線為等溫線以攝氏為單位)
Fig. 11 300mb chart for 12Z August 11, 1975.
(solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade, heavy lines are trough lines)

海上空，自黃海至大陸西部呈一狹長東西向之高壓帶，冷低循此高壓帶在東風導引下繼續向西南移動，已移至江西上空，強度無變化；「阿拉」颱風高層環流亦開始受大陸高層暖高影響，向西北移動，此二個高層渦旋，一屬冷心，一屬暖心，距離僅八九百公里，似乎應有「騰原效應」(Fujiwara Effect) 亦即兩個颱風接近時有交互運動傾向；但實際上此二個渦旋未發生相互旋轉。十二日八時「阿拉」颱風在 300 毫巴圖上（圖十二）已有減弱趨勢，冷低則仍維持原強度繼續西進，惟一有變化者，即冷低四周風力已開始減弱，由原有 70kts 已降至 50kts，黃海南部以迄大陸西部之暖高甚為穩定，在此期間另有一明顯之變化，即日本上空深槽東移後，除已割離一個冷低外，此刻在日本東京灣上空又有一割離之冷低形成，同時在南大東島 (47971) 東方之冷低亦在向西移動中，亦



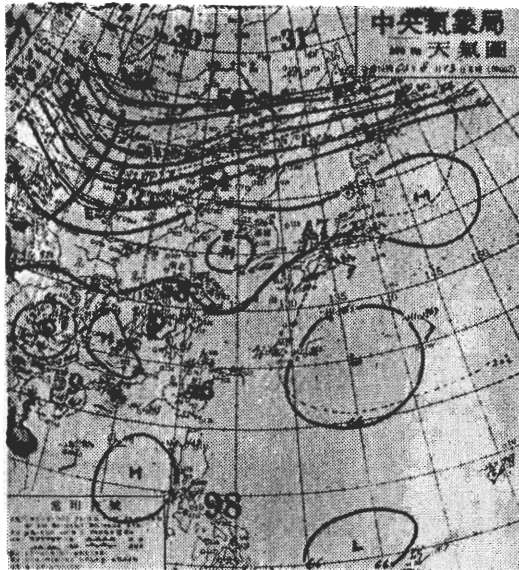
圖十二 六十四年八月十二日八時 300mb 等壓面圖
(實線為等高線；虛線為等溫線以攝氏為單位)
Fig. 12 300mb chart for 00Z August 12, 1975.
(solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade, heavy lines are trough lines)

即同時間有三個冷低同時存在。十二日廿時 300 毫巴圖（圖十三）上大陸西部至黃海仍為一高壓帶，其脊線更向東伸入日本海，日本附近之冷低，大陸上空之

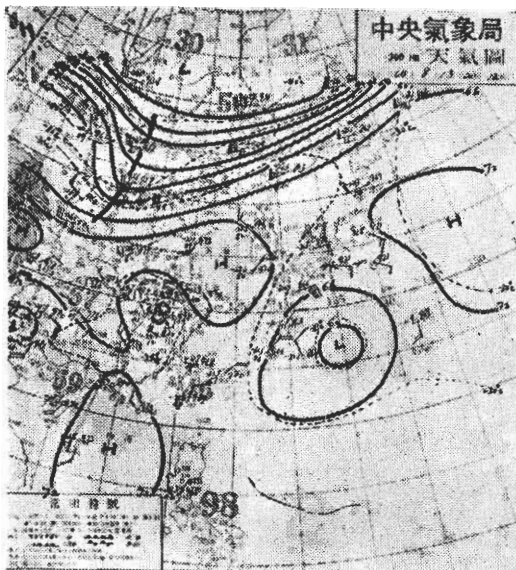


圖十三 六十四年八月十二日廿時 300mb 等壓面圖
(實線為等高線；虛線為等溫線以攝氏為單位)
Fig. 13 300mb chart for 12Z August 12, 1975.
(solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade, heavy lines are trough lines)

冷低以及「阿拉」颱風之低壓環流此高壓導引均向西移行。十三日八時 800 毫巴圖 (圖十四) 上此中緯高壓其脊線更向東伸展，大陸上冷低已移至貴州，仍維



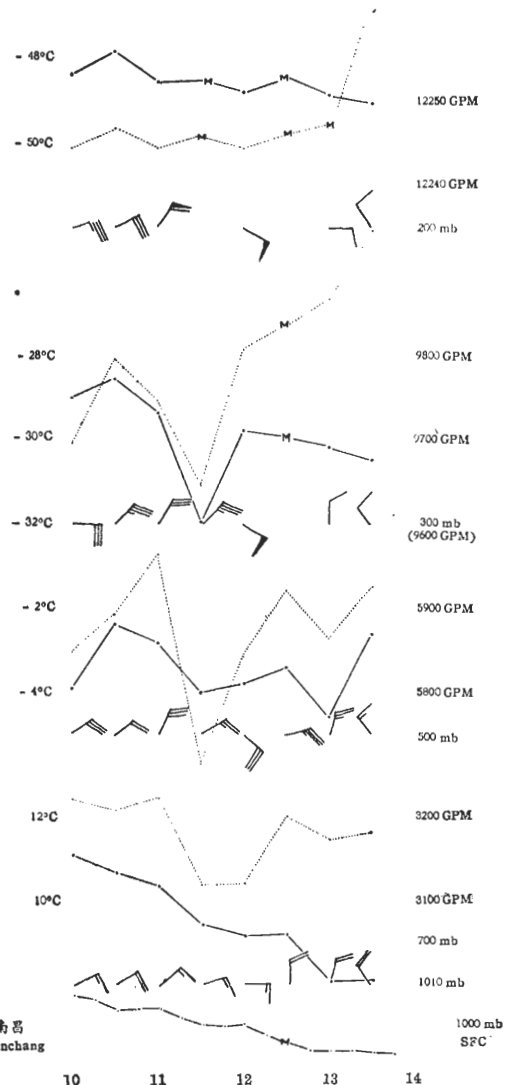
圖十四 六十四年八月十三日八時 300mb 等壓面圖 (實線為等高線；虛線為等溫線以攝氏為單位)
 Fig. 14 300mb chart for 00Z August 13, 1976. (solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade heavy line is trough line)



圖十五 六十四年八月十三日廿時 300mb 等壓面圖 (實線為等高線；虛線以攝氏為單位)
 Fig. 15 300mb chart for 12Z August 13, 1975. (solid lines are contours, dashed lines are isotherms in degree centigrade, heavy line is trough line)

南方之二個冷低已合而為一。十三日廿時 (圖十五) 大陸上冷低移至雲南，強度顯見減弱，高度已填塞 60 重力位公尺，此冷低在十四日於緬甸北部上空仍可見其蹤跡，之後便無法追蹤，一則因印度方面資料缺乏，再則該處已是聳山峻嶺，相信其環流受地形影響迅速破壞。在日本南方之冷低則似正在發展中。

黃海南部之冷低自十日形成後以迄至十四日消失為止，其路徑、速度以及其強度，均極穩定，移動速度每日在 5.5 至 7 個緯度間，平均速度為每日六個緯度。

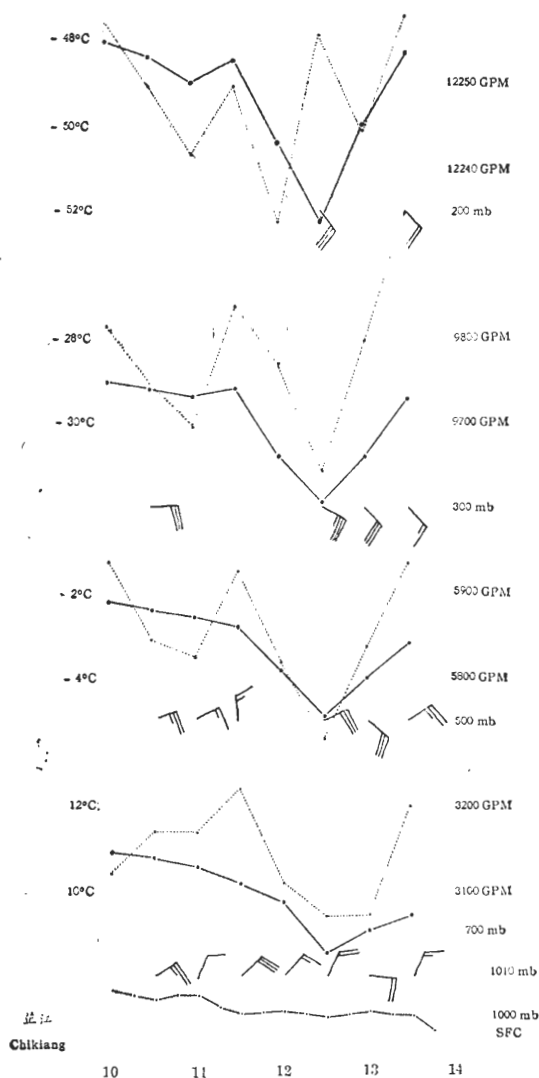


圖十六 六十四年八月十日及十四日南昌時間垂直剖面圖 (虛線表溫度；實線表高度，M 表示缺資料)
 Fig. 16 Time cross section of height (solid lines) and temperature (dotted lines) for different levels (sea level, 700mb, 500mb, 300mb and 200mb) based on Nanchang soundings on August 10-14, 1975. (M means missing)

持完善之環流，「阿拉」颱風環流已大見縮減，日本

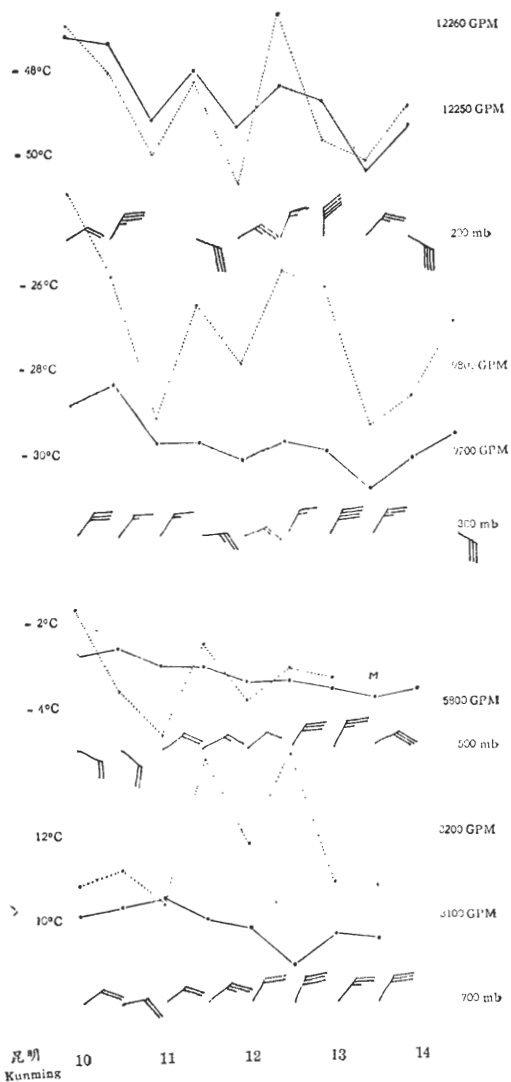
圖十六、十七、十八分別為南昌、芷江、昆明三地時間垂直剖面圖，南昌之時間垂直剖面圖上無論高度場或溫度均顯示此冷低以 300 毫巴高度上發展最為完善，700 與 500 毫巴高度上溫度場之變化較高度場變化明顯，200 毫巴上因資料不齊無法判定。芷江之時間垂直剖面圖大體上與南昌相似，惟一不同之點，即此冷低壓 700 與 500 毫巴高度上高度場與溫度場與溫度場之變化較南昌明顯，顯示此冷低向下發展已到達

700 毫巴高度，亦即為冷低之全盛期，昆明之時間垂直剖面圖上 700 與 500 毫巴高度上之溫度場與高度場變化平淺，顯示此冷低在中低層已開始填塞。因此，此三張剖面圖可分別代表此冷低之發展期，全盛期與衰退期。



圖十七 六十四年八月十日十四日芷江時間垂直剖面圖 (虛線表溫線；實線高度)

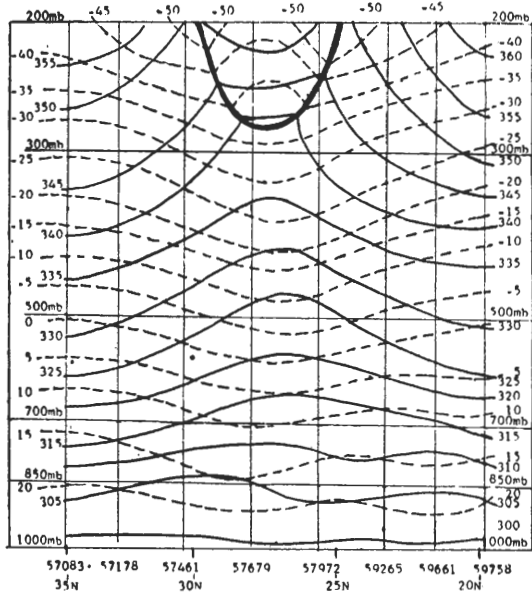
Fig. 17 Time cross section of height (solid lines) and temperature (dotted lines) for different levels (sea level, 700mb, 500mb, 300mb, and 200mb) based on Chihkiang soundings on August 10-14, 1975.



圖十八 六十四年八月廿日至十四日昆明時間垂直剖面圖 (虛線表溫度；實線表高度)

Fig. 18 Time cross section of height (solid lines) and temperature (dotted lines) for different levels (sea level, 700mb, 500mb, 300mb and 200mb) based on Kunming Soundings on August 10-14, 1975.

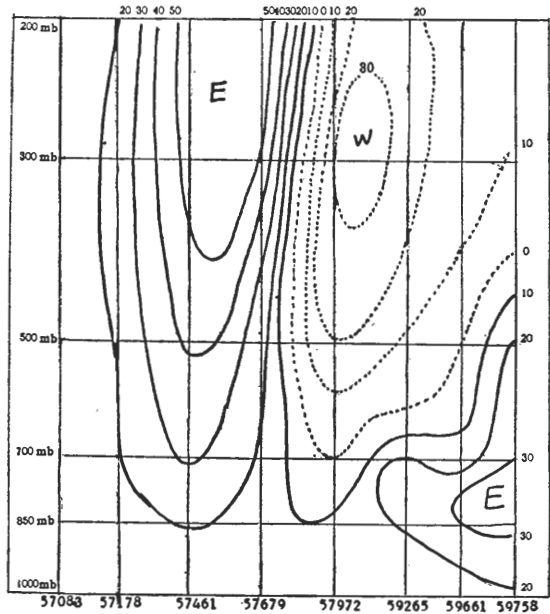
圖十九為六十四年八月十二日 0000Z 東經 112 度經向垂直剖面圖，700 毫巴以上至 280 毫巴有冷溫中心出現至為明顯，且冷溫軸心垂直，700 毫巴高度



圖十九 六十四年八月十二日 0000Z 東徑 112 度經向垂直剖面圖
(斷線表等溫線；(°C) 實線表等位溫線 (°K) 粗實線表對流層頂)

Fig. 19 Vertical section along 112°E at 00Z August 12, 1975. Heavy line corresponds to tropopause; dashed lines are isotherms at 5°C intervals; solid lines, isentropes (°K)

可能受冷低東方之「柯拉」颱風外圍下沉氣流影響所致。



圖廿 六十四年八月十二日 0000Z 東徑 112 度高空風經向垂直剖面圖
(實線表東風分量虛線表西風分量風速單位為哩)

Fig. 20 Vertical profiles of east (solid) and west (dashed) wind velocity components (knots) along 112°E at 00Z August 12, 1975.

以下，冷溫中心不顯且其軸心稍有向北偏斜，最低溫度出現在 280 毫巴高度，約為 -37°C ，280 毫巴以上溫度有逆增現象，有類似對流層存在，Palmén 稱此對流層頂為「假對流層頂」(False tropopauses)，Omoto (1966) 分析 1964 年 2 月 5 日 1200Z 美國德州 Fort Worth 高空冷低紀錄時，在 500 毫巴高度上亦有此現象。圖廿為同時間經向垂直風場剖面圖，冷低北方象限為偏東風，50kts 強風出現在 400 毫巴高度以上，強風軸心約在 250 毫巴高度上下，冷低南方象限為偏西風，風力僅為北方象限之一半。700 毫巴高度以下均為東來風，因之，冷低環流僅向下發展到達 700 毫巴為止。

冷低與降水形成有密切關係，當高層冷低尚未完全形成時，地面上已有陣雨出現(圖四)，當冷低完全被割離後，降雨形式由陣雨轉變為雷雨，初期此雷雨區見於冷低之東方象限(圖五)，當於低壓全盛期至衰老期地面上所見降水分布形式呈半月狀，并均有雷雨發生，按前節所述，由衛星雲圖可見低壓中心四周有積狀雲環繞，則地面上所見之降水分布形式應屬圓環狀分布，本次實例所見降水形式呈半月狀分布，

七、結 論

東亞地區高層冷低之出現，以夏月最多，其中尤以八月份中出現冷低之機會最多，此種高層冷低多數由極深之西風槽割離而形成，冷低之移動，受暖心高壓之影響，每取向西之路徑，在少數有利情況下，可環繞此暖高移動。冷低之垂直厚度平均為 500 - 200 毫巴，間或可向下發展至 700 毫巴，300 至 200 毫巴高度上在低壓之四周有噴射氣流存在。此種高層冷低移經某地時，由於高層空氣急速變冷低層空氣比較溫暖，可造成極度不穩定，因而每易引發強烈之雷陣雨天氣。惟此種冷低之特性與結構，因資料不足，吾人對之尚不够充分了解，有待以後利用衛星雲圖資料再作更深入之研究。

參 考 文 獻

Berggren, R., B., Bolin and C. G. Rossby
1949: An aerological study of zonal motion, its perturbation and breakdown. *Tellus* 1, 14-37.

- Crocker, A. M., W. L. Godson and C. M. Penner 1947: Frontal contour charts. *J. Meteor.*, 4., 95-99.
- Namias, J., and P. E. Clapp 1951: Observational studies of general circulation patterns. *Compendium of Meteorology*, Am. Meteor. Soc., Boston, Mass., 551-567.
- Omoto, Y. 1966: On the structure of an intense upper cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 320-340.
- Palmén, E., 1949: On the origin and structure of high level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, 1, 22-31.
- Palmén, E., 1951: The aerology of extra-tropical disturbances. *Compendium of Meteorology*, Am. Meteor. Soci., Boston, Mass.
- Palmén, E., and K. M. Nagler 1949: The formation and structure of a large-scale disturbance in the westerlies. *J. Meteor.*, 6, 227-242.
- Peltonen, T. 1963: A case study of an intense upper cyclone over eastern and northern Europe in November 1959. *Geophysica*, 8, 225-251.
- Palmer, C. E., 1951: On high level cyclones originating in the tropics. *Trans. Am. Geophys. Union*, 32, 683-696.
- Sadler, J. C., 1963: Utilization of meteorological satellite cloud data in tropical meteorology. *Rocket and Satellite meteorology* North Holland Publ., Amsterdam.
- Simpson, R. H., 1952: Evolution of the Kona storm, a subtropical cyclone. *J. Meteor.*, 9, 24-35.
- 林鞠情 1972: 由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用, 氣象學報 第十八卷 第二期 27-39.

An Observational Study of the Cold Core Low in the Upper Troposphere in Far East in Summer

Tsung-yao Wu

Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, ROC.

Abstract

A detailed study is made of a cold core low in the upper troposphere in Far East in summer. It is found that most cold core lows form from a preexisting cold trough that is ultimately cut off from its connection with the polar source region in the upper troposphere. It moves generally westward under the influence of the steering current south of a warm high. A case study was also selected for the purpose of providing some assistance in investigating the structure of upper cold core lows.