

熱帶波擾動研究之最新發展

馬麒麟譯
C. L. Ma

Some Recent Developments in the Study of Tropical Wave Disturbances

提要

自一九六六年以來，在熱帶平流層發現了兩種類型之波狀運動。這兩種波狀運動可與赤道波系的兩種最重要的模式相提並論。此等波動之特徵為下向相位之傳播，使其在能量及緯流動量的垂直輸送上具有重要性。在熱帶對流層下層，存在有單獨的一類，包括不垂直傳播之波動模式，其中之一就是衆所周知的東風波。

本文係討論這兩種波動在熱帶大氣環流中所扮演之角色，並詳述此等波動之可能能源。

一、前言

一九四〇年代東風波的發現，強烈刺激了對於熱帶波擾動的研究。至一九五〇年代初期，東風波以及與之有密切關係的赤道波的主要特徵，業已有充分的說明，而在就動力觀點解釋此等現象方面，也有了重大的進展。

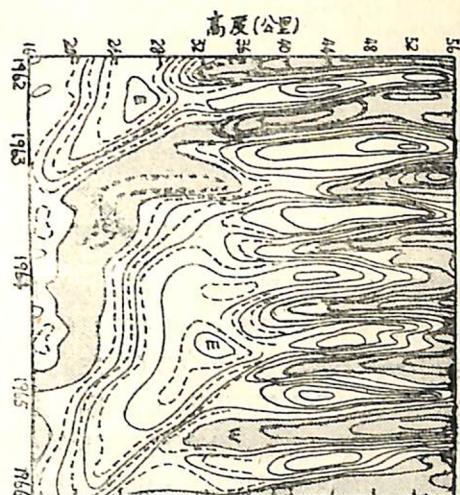
把此等早期波動模式予以擴展和普遍化的嘗試，由於熱帶高空觀測的稀少，以及由於解釋天氣結果缺少健全的理論基礎，而受到了嚴重的阻礙。因此在其後數年，熱帶研究的重點，乃轉移至諸如颶風構造，對流和熱帶大氣環流等其他問題。

在過去幾年，天氣研究的資料和理論支持的不足，曾經有相當程度的緩和。波譜分析技術應用於長時間連續熱帶資料，多少彌補了熱帶測站的不良分佈。松野氏（1966）和林森氏（1967）在理論方面的貢獻，對天氣研究的計劃和結果的解釋，提供了非常重要的指引。此等發展對於擴展熱帶擾動方面的研究努力，曾經有所貢獻。此種活動已經產生若干重要的結果，特別是就高層的擾動而言。

二、平流層波擾動

環繞地球的強烈、穩定的緯流，曾經是很多觀測和理論研究的主題。赤道平流層中緯流風的「近似兩年」或二十六個月波動，為瑞德氏（1960）所

首先注意，由於解釋跨越赤道地區所發生的巨大緯流加速度的複雜問題，曾經引起極多氣象人員的注意。圖一所示的時間高度剖面圖，便說明此一現象，以及在較高高度同樣顯著的半年波動。

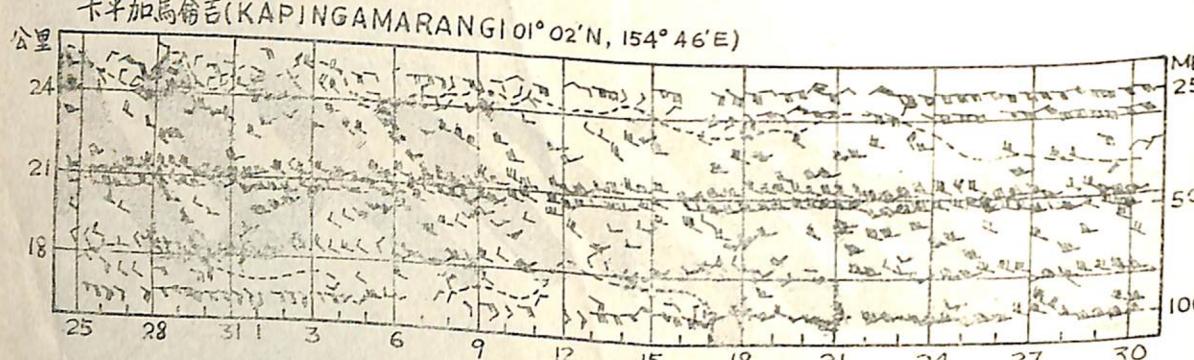


圖一：緯度 8 度處緯流風之時間—高度剖面，年週期已予消除。等風速線（實線）間隔為 10 公尺／秒。暗黑色區域指示西向風。在 35 公里以下，運河區 (9° N) 及亞森森島 (8° S) 之月平均高空資料會予混合平均，以消除對赤道呈奇特對稱之所有波動。在 35 公里以上，因為僅阿森森島有火箭資料可供利用，故未能作此種處理。在此等高度，年週期係藉調和分析法予以消除。

對於此等現象的初期研究，為了方便起見，幾乎沒有例外，係採用月平均風統計作為原始資料。這自然不可能鑑別週期短於一個月的波動。早在一九六三年，艾布頓氏（1963）便注意到，在近似兩年波動的東風系中，會有出現一、兩年西風的情況，反之亦然，但直到最近，還沒有人嘗試以有系統的基礎來分析此等波動。

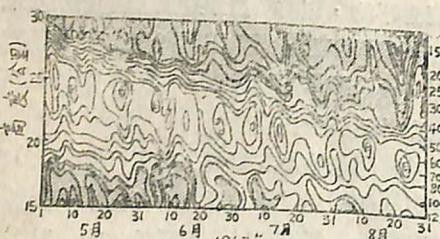
當柳井氏和丸山氏（1966）注意到，在平流層高度經流風分速有規律的、像波似的波動時，最近人們才又開始對熱帶波擾動發生興趣。據觀測，此

等波係向西及向下傳播，水平波長約為一萬公里，垂直波長約為六公里，週期四一五天。此等波在圖二中明顯可見，圖二顯示風的時間高度剖面。隨後的研究（丸山氏和柳井氏 1967，丸山氏 1967）顯示，在緯流風分速和溫度中存在有關聯的波動。此等參數間觀測到的相位關係為，在北半球任何既定



圖二：風之時間一高度剖面，風速以浬為單位。暗黑色區域指示南向風分速。

在發現四—五日平流層波後不久，華萊士和柯斯基二氏（1968）注意到，在相同區域的緯流風有一大型十一—十五日週期之波動（圖三）。沒有證據顯示，經流風分速有任何相關的波動。回顧過去，便很容易知道，此等波動儘管其波幅大，何以沒有在較早被發現。其週期太長，以致無法在短時間之連續每日資料中被人所注意，而在月平均中也無法出現，因為波長又太短。此外，此等波並不造成風向的變化。艾布頓氏的觀察，西風偶爾侵入到東風系中，以及東風偶爾侵入到西風系中，便很可能是由於此等情形所致。

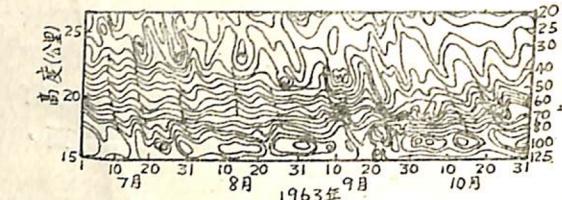


圖三：緯流風之時間一高度剖面。等風速線間隔為 5 公尺/秒。暗黑色區域示西向風。

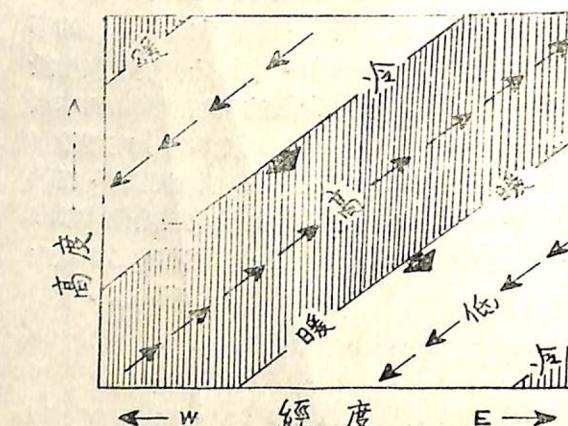
此等波也產生明顯的溫度波動（圖四）。最暖溫度係在最大西風前四分之一週，兩種波動均係向下傳播。波幅以在赤道為最大，至緯度十度處減小至約為最大值的二分之一。此一觀測的證據顯示了

點，在波經過時，風向量係順時鐘方向轉變，最高溫度出現於最大南風之時。在南半球反之亦真。此等波對赤道具有奇特的對稱，並且似乎限於在赤道的大約十二度範圍以內。松野氏（1966）曾作出氣壓場和氣流型的水平描繪。

圖五表解所示的物理解釋。



圖四：溫度之時間一高度剖面。等溫線間隔為 2°C 。斷線指示自緯流風分析所得之東向風最大值。



圖五：沿緯圈之理想化剖面，示緯流風、溫度

、氣壓以及自理論考慮推得與凱爾文波有關的垂直運動波動之相位。

(一) 緯流分風速必須和經向氣壓梯度處於地轉平衡，才沒有經流風渦動。從這一點推斷，最大緯流風和最大氣壓的高度，應該一致。

(二) 空氣靜力平衡必須最暖溫度低於（在前）最大氣壓高度四分之一波長。這一點在觀測上已得到證明。

(三) 緯流動量方程必須：最大西風依隨最大東至西氣壓梯度之後四分之一週。由上述諸項限制，唯有東向傳播波能滿足這一點。

(四) 在此地區的輻射程序，其作用時間，較之波的作用時間要長得多，根據第一定律，最暖溫度必須落後最大下沉四分之一週。

(五) 在沒有經流風分速時，根據連續性，緯流風和垂直運動波動必須同相。

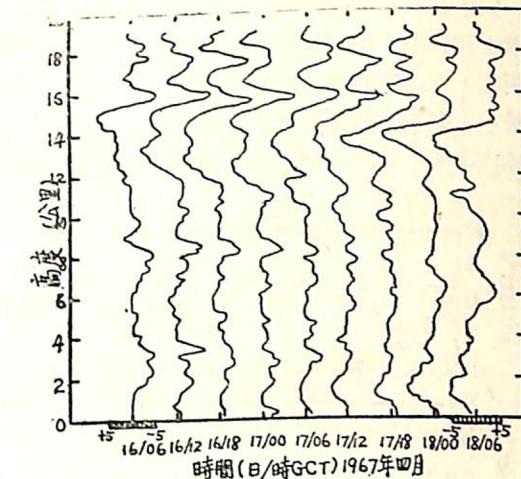
圖五所示之安排，為唯一能滿足所有這些必要條件者。相似但略微複雜的推論，便得到和丸山二氏所發現的波的對應安排。

松野氏（1966）和林森氏（1967），曾經藉求得赤道面上運動、連續性和熱力能直線化方程的緯流傳播波解答，在理論上預測此等相同的相位關係。合成的波動模式羣包括重力波和羅斯貝波。最重要的一種對赤道呈均勻對稱的模式，是一種沒有緯流風分速，而結構和圖五所示相同的東向傳播重力波。此種重力波曾有大氣「凱爾文波」（Kelvin Wave）之稱，因為它和一種沿海岸界限傳播，而沒有和界限垂直的分速度之淺的水重力波相似。在大氣的情形，赤道所扮演的角色和海岸線相同（林森和賀爾頓二氏 1968）。

在理論解答上，對赤道呈奇特對稱的最重要的模式，其結構和觀測到的四—五日波所示者相似。這是一種混合的羅斯貝重力波模式，是為此解答的獨特之處。

還有代表方程解答的高等模式。理論上的考慮顯示，此等模式的特徵應為垂直波長很短的擾動（林森氏和松野氏 1968）。迄至目前為止，此等模式在觀測上尚無絲毫不差的符合情形，但有若干跡象顯示，其中若干模式，可能和有時候在高垂直分辨率探空中出現的細微結構有關。圖六所示得自線島實驗之探空，即其一例。在此連續之探空資料中，我們看到有證據顯示，垂直波長小至一二公里，

並有向下傳播傾向的持久性特徵。在鄰近測站相同高度也有此等相同特徵出現，此一事實顯示，其水平範圍是相當大的。



圖六：聖誕島 (2°N , 158°E) 在一為期兩日期間，間隔 6 小時之經流風分速垂直剖面。單位為公尺/秒。

上述觀測的證據強烈顯示，在赤道大氣中存在有一完全波譜的波模式。此等波模式自垂直波長八公里或更長的凱爾文波，乃至波長一公里或更短的擾動。就一般而言，此等波的特徵，為向下相位之傳播，長週期（數日或更長）以及大波長（凱爾文波長達四萬公里）。業經觀測鑑定的兩種模式，其特性略如表一。

表一： 垂直傳播波之說明

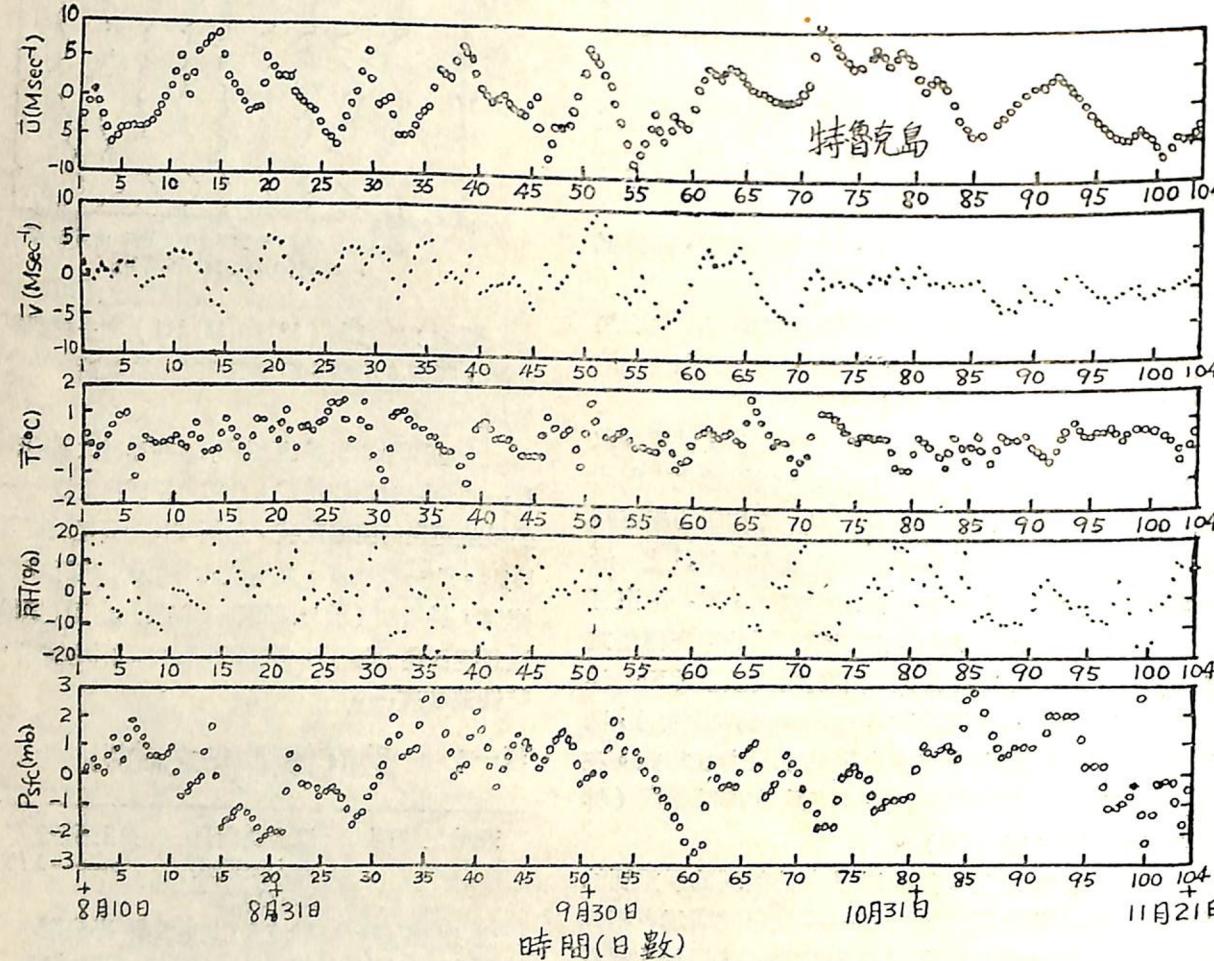
理論之說明	混合羅斯貝—重力波模式	凱爾文波 $n=1$ 模式
發生區域	平流層，上對流層	平流層
週期	4—5 日	12—18 日
垂直波長	4—8 公里	>6 公里
水平波長	10,000 公里	>20,000 公里
傳播方向	西向、下向	東向、下向
波幅 E-W 分速	2—3 公尺/秒	8—12 公尺/秒
N-S 分速	2—3 公尺/秒	0

何爾頓氏（1969）曾說明，假定熱帶擾動其垂直比例相當於大氣比例高度的查奈氏（1963）比例分析法，不適用於此等垂直傳播之擾動。在下面一節，我們將討論另外一種查奈氏比例分析法顯然適

用的波狀擾動。

三、對流層波擾動

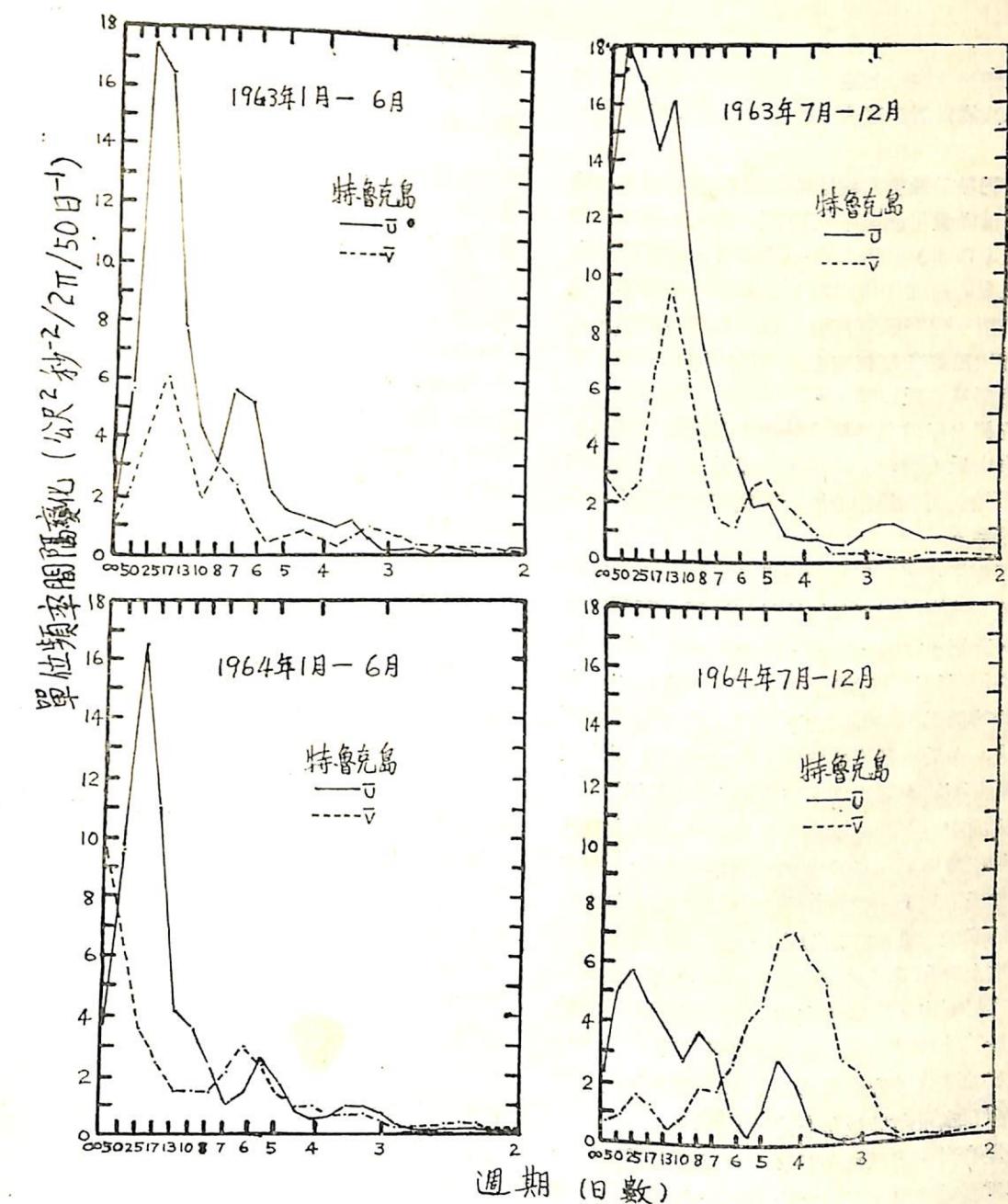
似乎還有另外一種不垂直傳播的熱帶波擾動。華萊士和張氏(1969)最近對對流層下層資料所作的研究，提出了此等波動的證據。自此項研究所作之圖七，顯示了特魯克島自地面至五百毫巴間氣層「垂直平均」時間連續之風、溫度及相對濕度。兩



圖七：特魯克島 (7°N , 151°E) 時間連續之垂直平均緯流風及經流風分速、溫度及濕度（自地面至550mb，以50mb間隔平均分為十層）及地面氣壓。缺漏觀測資料係以內插法求得。

四一五日擾動係向西傳播，速度略微超過平均東向流動。其經向波長為三千公里，因此顯然不同於上述波長為一萬公里的四一五日擾動，在它們活動時（例如一九六四年末期），會引起相對濕度的波動，最大值出現於氣流場槽的附近或正東方。因

此在很多方面，它們和標準型的東風波或「赤道」波相似。有跡象顯示，此等相同的波動，在其發生於太平洋較東面的測站如聖誕島時，其特徵可能為隨高度向東傾斜（向上相位之傳播，柳井氏等人1968）。



圖八、特魯克島垂直平均緯流風及經流風分速之動力波譜。

何爾頓氏曾經指出，此等波動所觀測到的傳播速度，約和具有適當緯流波數的自由羅斯貝模式所預期者相同。

較長週期的擾動，其水平比例似乎大得多；或許達一萬公里。其特徵為緯流和經流風分速兩者間具有一種強烈的同相關係。把此等擾動認為是緯向傳播波，可能並不適當，因為它們似乎限於在有限

的經度範圍內。

我們注意到，本節所討論的擾動，其垂直比例和查奈氏(1963)比例分析假定可以相比，其分析的結果（即擾動必為等正壓）似乎適用於此等擾動。

四、熱帶波擾動在大氣環流中所扮演之角色

赤道地區的垂直傳播波擾動，在幾方面影響大

氣環流：

(1) 它們把波能向上輸送。由於此一性質，它們可能作為波能自對流層洩出的主要機構（林森氏 1967）。

(2) 它們是動量垂直輸送的重要機構。在某些情況下，此種動量可能被平均緯流所吸收。林森氏和何爾頓氏（1968）曾提議有一種機構，波動擾動和平均緯流間的交互作用憑以而能供給近似兩年波動以動量來源。現在已經有很多觀測的證據顯示，此種交互作用是實際存在的（丸山氏 1968—1969，華萊士及柯斯基二氏 1968）。

(3) 它們自赤道向外輸送熱量（凱爾文波例外）。根據丸山氏（1968）計算，自赤道區域向外流出的熱流輻散，可能為對流層頂高度熱量預算中的一項重要因素。

為了更佳瞭解此等波動擾動在大氣環流中所扮演的角色，我們必須更詳細檢討其結構。在圖五的討論中，我們注意到，氣壓、緯流風以及垂直運動波動均在相同相位。這就是說，在一既定高度，上升氣流的特徵為，氣壓較之下降空氣為高以及緯流速度較大。由於氣壓差的結果，在該高度下面的空氣，對其上面的空氣作功，而實際上有機械能給予較高高度的空氣。此波羣所有各個波的共同性質是，向下相位的傳播，是能量向上傳播的指示。柳井和林氏二氏（1969）曾經對和混合羅斯貝重力波模式有關的能量垂直運動加以估計。

由於上升和下沉空氣兩者間西風分速的差異，可以很容易看出，在凱爾文波，西向動量係向上輸送。至於其他波動模式，解釋則比較複雜。就一般而言，其他模式係分別視其相位傳播為東向或西向，而將西向或東向動量向上輸送。

同樣情形，向極地流動的空氣而溫度暖，反之，向赤道流動的空氣而溫度冷，熱量自赤道向外輸送，便是由於此種巧合所致。這種情形以在溫度波動最大的對流層頂高度或緊靠其上方處為最強烈。

等正壓波擾動在大氣環流中所扮演的角色，比較不太明顯。大規模運動場的動量或能量垂直輸送

，似乎微不足道。（這並不排除與此等波有關的對流活動，可能為重要的垂直輸送機構的可能性。）和垂直傳播波的熱量輸送比較，經流熱量輸送應該也很小。低頻率波中緯流風和向極分速兩者間的強烈正相關顯示，這些對緯流動量的向極輸送可能有

效。四—五日波的分風速間也有一正相關，但範圍要小得多（華萊士及張氏 1969）。

五、波的能源

垂直傳播波繼續不斷自低層大氣把能量向上輸送至較高高度處向下沉降。能量下沉可能為平均緯流，或者，如果波動傳播至極高高度而未被平均緯流所吸收，它可能為湍流黏度或輻射減弱。在這兩種情形，均暗示為低層大氣中的能源。由於此一原因，此等波被認為是「強制的」模式。

在另一方面，我們稱之為「等正壓」的模式，並不在垂直方向輸送能量或動量。因此，如非由於摩擦，它們不會有能量下沉，並可在沒有外力強制的情形下，無限期地持續。由於此一原因，它們有時被稱之為「自由模式」。在實際上，此等波也需要有能源，才有摩擦存在。

在目前，對此等波的激勵來源，尚未有充分的瞭解。馬克氏（1968）曾提議，它們可能在較高緯度，由於側偶合而被不穩定的斜壓擾動所推動。他曾經以一種兩層的熱帶大氣模型，證明此一機械結構，此種熱帶大氣在中緯度範圍係由推測之強制作用所推動。此種強制作用係自實際資料得來。在模型中所發生的熱帶擾動，其頻率及波數強烈暗示為垂直傳播模式。不過，其垂直結構和上述等正壓模式更為相似。此等具有挑戰性的結果，鼓勵人們在未來沿此方向進行研究。

另一可能的能源，為潛熱的釋出。真鍋氏和史麥高林斯基二氏（1967），在其濕大氣環流中，曾獲得和上述等正壓模式相似的小波幅擾動。此等擾動係由在模型大氣統計上言對濕絕熱程序不穩定的區域，由於對流調整而造成。對流調整使對流層上層變暖，而使對流層下層冷卻，造成在高層為暖心，而在低層為冷心之擾動。氣團場對合成水平氣壓梯度的反應，在對流層中層產生具有最大波幅的等正壓旋率擾動。至於此種作用在實際大氣中是否發生，仍有待證明。

此等波的第三個可能的能原，為平均緯流的動能。當強烈風切區域位於赤道附近時，便可能滿足正壓不穩定的必要條件。在北半球夏季，西太平洋的間熱帶輻合區，其特徵往往為赤道西風和東北貿

（下轉 8 頁）

民國 58 年 3 月至 5 月東亞區域環流與天氣概況
Circulation and Synoptic Situation in East Asia, March-May, 1970

項目		極地高壓	太平洋高壓	低壓分佈	氣壓月距平正負區
地面	3	位置：51°N, 99°E 氣壓：1043 mb	無中心	位置：51°N, 178°W 氣壓：995 mb	正區：千島群島 負區：29°, 23°, 44°N, 黃河以北, 長江下游
	4	位置：50°N, 100°E 氣壓：1027 mb	無中心	①位置：51°N, 175°E 氣壓：1006 mb ②位置：25°N, 75°E 氣壓：1006 mb	正區：我國大陸及蒙古 負區：阿留申區及 50°N 以北
	5	①位置：55°N, 65°E 氣壓：1020 mb ②位置：49°N, 89°E 氣壓：1018 mb ③位置：64°N, 136°E 氣壓：1021 mb	位置：35°N 167°E 氣壓：2970 mb 氣壓：1023 mb	①位置：28°N, 76°E 氣壓：1006 mb ②位置：53°N, 124°E 氣壓：1006 mb	正區：23°, 24°N 及 35°N 以北 155°-180°E 間 負區：印度區 50°, 54°, 日本海區
項目		主要槽線	西風帶南限	副熱帶高壓脊線	高度及溫度梯度 (在 25°N-50°N, 120°E)
平均圖	○	T : 50°N, 147°E, 40°N, 143°E 35°N, 138°E, 28°N, 132°E	平均：33°N 最南：16°E	3150 公尺線圈脊線 ①東 20°N, 179°E 西 15°N, 139°E ②東 17°N, 123°E 西 15°N, 109°E	高度差 3115 - 2830 = 285 公尺 溫度梯度：4 - (-25) = 29°C
	4	T : 66°N, 154°E, 55°N, 159°E 45°N, 156°E, 42°N, 150°E 35°N, 140°E, 33°N, 137°E	平均：35°N 最南：17°N	東 22°N, 170°E 西 22°N, 143°E	高度差：3134 - 2930 = 204 公尺 溫度梯度：5 - (-13) = 18°C
	5	T ₁ : 32°N, 101°E, 25°N, 104°E 20°N, 103°E, 16°N, 100°E T ₂ : 59°N, 141°E, 50°N, 148°E 45°N, 150°E, 30°N, 145°E	平均：35°N 最南：16°E	西 15°N, 108°E	高度差：3114 - 2970 = 144 公尺 溫度梯度：9 - (-6) = 15°C
高氣壓		總次數	源地	平均行徑	極地高壓中心南限 活動待色
低氣壓	3	10	①28°N, 35°E ②蒙古北 ③華北區	SE 行至 140°N 處轉向 E 行	26°N ①高壓盤據蒙古長達六日 ②華北華中區活動多 ③28-39°N, 120°E 處為高壓入海通道
	4	9	①蘇聯 28°N, 35°E ②華北區	東南行至 115°E 處轉向東行	39°N 軌跡單純，蒙古區罕見出現
	5	14	①蘇聯 28°N, 35°E ②蒙古 古北區 ③太平洋	東南行至 115°E 處轉向東行	28°N ①蒙古高氣壓侵入華中 ②極地高壓勢力微弱（中心最高 1033 mb）
低氣壓		總次數	源地	平均行徑	35°N 以南次數 活動特色
颶風	3	26	①西伯利亞西岸 ② 44°N, ③華山 ④華南 ⑤台灣近海	陸地區大多向 SE 行 海洋區大多向 NE 行	7 ①出現熱帶低壓一次 ②台灣近海低壓活動多
	4	16	①蘇聯 24°N, 39°E ②內 外蒙區 ③東北省區 ④長江區	東行至 150°E 處轉向東北	5 ①長江波活躍 ②韓日為大陸低壓之通道
	5	20	①華南區 ②黃河區 ③蒙古區 ④西伯利亞	東行至 120°E 處折轉 N-E 行	7 本月低壓活動頻繁尤以長江沿岸及華南一帶為最
鋒面		總次數	名稱	侵合颶風及日期	備註
寒潮	3	0			熱帶低壓出現一次
	4	0			無颶風出現
	5	0			無颶風出現
鋒面		總次數	120°E 上過境次數	天氣概況（雨區）	備註
寒潮	3	18	40°N 30°N 25°N 20°N 2 3 5 8	40°N 30°N 25°N 20°N 020 021 500 170	①資料時間：每日 0000 ②天氣概況係指雨區而言，以三位數字表示，百位大雨區十位小雨區個位示無雨發生次數
	4	17	4 3 5 5	040 210 032 050	
	5	17	5 4 5 3	050 220 050 210	
寒潮		總次數	強度	路徑	備註
寒潮	3	6	極強 強 中	前鋒最南位置	影棚台灣日期
	4	6	1 3 3	20°N 173°N 19°N	4, 13, 16, 18, 25 4, 12, 14, 21, 25, 27
	5	0			