

張作生
不詳

東南亞及西太平洋之大氣環流

B. W. Thompson 原著
子 猷 譯

「高層氣流分析，對於天氣預報至為重要。但目前高空觀測資料仍感缺乏，欲每日繪製遠東地區之高層氣流圖至為困難。香港皇家氣象台根據各地之氣球觀測，並採用多數之飛行報告，每日繪製高層氣流圖而加以分析研究，本文作者對於各不同季節選出若干可作為代表性之標準型式，詳為敘述其演變經過及對於天氣之影響，臺灣適在其研究區域之中心，頗可作為天氣預報之參考。——譯者附識」

一、緒 說

本文係根據自一九四七年開始香港皇家氣象台每日所繪2000呎，5000呎及10000呎氣流圖之分析研究，其中10000呎氣流圖包含最多之資料，除氣球觀測外尚有在此高度附近之飛行天氣報告。此種報告當然不能供給完全之天氣情況，故必需與低層氣流圖連合應用。

目前在此地區對於天氣預報之唯一直接方法，係利用地面圖及氣流圖，自大戰以後日本馬尼刺關島等地實行無線電探測，香港亦經開始，但其測點過稀，不足以繪製等壓線圖及其他更新之分析圖。普通氣球觀測，自一九四七年後已逐漸改良，但直至目前仍不足夠，幸有飛行員之天氣報告足以補充。彼等風之觀測已在本文中採用。由經驗所示，當資料衆多時，在不同報告中有高度之相似點，但精確率則尚不足以作小範圍之精細研究。單獨一次飛行中之報告，除非與已知之氣流相符合，或可以其他方法加以核對時，不能冒然採用。在此次研究中最大之困難，為觀測價值之決定。非經常或特殊之報告，可能對於某一情況非常重要，均經慎重處理而常予放棄。因此所繪之圖過於簡化。在另一方面，若對於所有之報告同等重視，則有時根本不可能繪成任何型式，或毫無希望而成一張過份複雜之圖。來自中國大陸之稀少報告，未能使此問題減少困難。在大陸上一次氣球觀測或一次飛行上的風之報告，若不加以嚴格考核，可能因此而使全區域之想像流線圖成為變形，吾人必須顧及在此廣大之區域內，報告如此稀少，無法希望使流線完全與報告之風相符合。在氣流中小的不規則必須予以漠視，所繪之流線應與普通大規模之型式相符合。

在每節中為說明某一季節之情況，附列若干模範圖，表示主要氣流及其輻合帶。此等模範圖並非平均圖，亦非實況圖，僅為代表最常遇到之氣流分佈情形。其唯一目的係用以表示此一季節之主要情況，其設計係為天氣預報之應用，並藉圖表示各季每日天氣情況之背景，甚至有一二圖即可達此目的。在實際上預報員必須試行指出此種季節氣流之位置及其輻合帶，並須估計其強度與相互作用。此種資料當然不能常用模範圖上所描述之強度與位置求得，但在一季中之大部日數，每日氣流圖與適當之模範圖極為相似。或者除五月之變遷時期外，即為每季主要氣流型式之近似圖。此為本文研究最顯著之特色。

二、流線與輻合帶

香港皇家氣象台高層氣流圖，係依照流線分析原則繪製，向熱帶地區逐漸開展。在此區域之無線電探測較高緯度為少，本文附圖中之流線係依照普通方法繪製，與報告之風向相切，但風速僅約略以間隔表示，在實際上不能再有所進步。因每日圖上所根據之資料包括十二小時之時間，幾乎全部為晝間時刻。

注意點集中於風之分佈甚於溫度之分佈，因此引用輻合帶一名詞，用以表示有不同歷史氣流相接觸之界面。此種情形與高緯度之鋒相似，但因高空之溫度觀測並非常有，不能在每一情況中證明二種氣流間有密度不連續之存在，暖鋒與冷鋒之標準天氣型式，亦不能應用於熱帶之輻合區域，在吾人獲得更完全之資料以前，最好保留此輻合帶之名詞，而不用鋒之一字。因輻合帶係說明觀測之現象，鋒則牽涉於特有之性質。

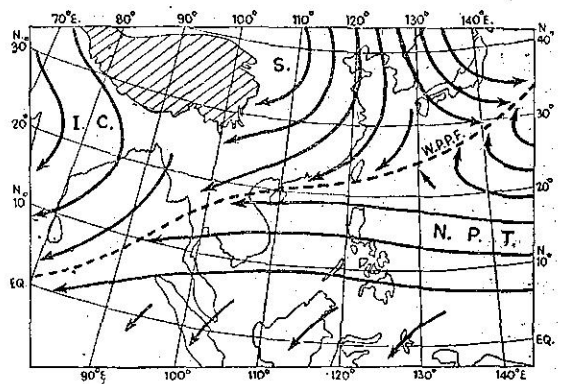
由經驗所示，在此區域內之輻合，通過較厚氣層，其主要氣流間之輻合區域，與雲帶及雨帶相符合，因此可假定空氣之上升。在活動的輻合帶內，天氣可能甚壞，自高層雲中降落大雨，有時有雷雨活動，但非常有。對於此種體系之結構所知甚少，有時飛行報告，有兩行平行之強烈積雨雲，被厚的高層雲所分隔。有時一行積雨雲與高層雲相連繫。有時根本無積雨雲。但雲系與降雨強度之週日變化極大，而壞天氣帶之寬度亦有甚大變化。

在此區域內發生於主要氣流間之輻合帶，在赤道附近已有一長的行程，因此或已獲得相似之溫度特性，在此一季節中已趨於成爲接近永久性之形式，而無連續之運動。Forsdyke (註一) 於一九四八年曾敘述輻合帶常有不連續之運動，亦與此相符合。無論如何，在此區域內之主要輻合帶並無明顯之運動，同時保持其壞天氣之特性。正常之情形，一幅合帶可能沿某一線活動數日，然後減弱或消滅，與其所屬氣流之臨時變化相應。此後在一新的位置從新復活，而造成一擾動天氣之新時期，其方向與前次之位置大致平行。因此在熱帶區域中任何地點，如有由於此種主要輻合帶之壞天氣開始發現時，預報此種體系之外移不如預報此種天氣之繼續維持。同樣，如天氣良好，則主要輻合帶之到達，亦不致有驟然變化。因此基於持續性之天氣預報證明頗爲適當。其必須注意者，適用此種說明之輻合帶，其主要氣流曾在增熱地區經過長的行程，而獲得相似之溫度特性。對於在一氣流內尚有移動性低壓槽之輻合帶，並不適用。至於極地氣團爆發而至熱帶，可以確定有密度不連續情形者亦不適用。如有某種程度之密度不連續，雖無明確證明，作者認爲輻合帶僅向垂直於其本身之方向移動。

三、冬季 (十一月至三月) 大陸氣團佔優勢

(a) 二〇〇〇呎

第一圖表示大陸與太平洋兩種氣團之關係。地面圖爲強大西伯利亞反氣旋所盤據，中心近於貝加爾湖。其體系甚淺，爲一極端寒冷之氣層籠罩於範圍廣大之週圍地區。此反氣旋之強度有極大變化。一增強時期，繼之以一淺層冷空氣之傾瀉，向南流向東北九省及中國本部。其邊緣成爲新的西太平洋極鋒。在日本南面之太平洋上，寒冷之西伯利亞氣流，與在太平洋副熱帶反氣流勢力下之貿易風氣流相接觸，因之此極鋒常爲強盛而活動。在華南及華南以外，西伯利亞氣流來自東北方向，與向西進行之貿易風氣流相遇，穿過中南半島而入印度洋。西伯利亞氣流越過南部中南半島以南者從未有觀測，因之在此區域內之鋒有不同組織。當西伯利亞氣流經過廣漠之海洋，幾乎變爲不可辨認。在印度洋上，極鋒雖仍然分隔貿易風與大陸氣團，但常爲衰弱而不明顯。大陸氣團經過大陸後已不成其爲氣團，不過在印度北部薄弱而沉降，此鋒在印度洋上並不重要。



第一圖

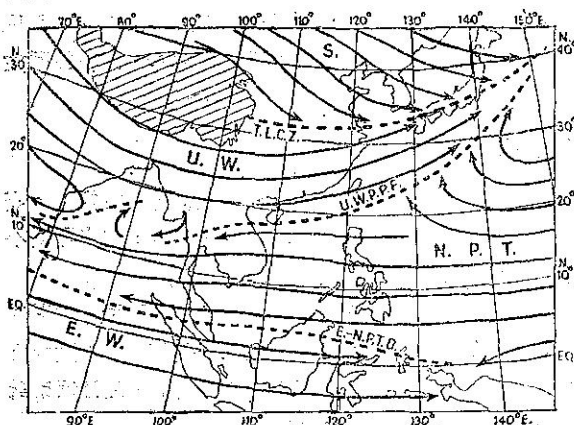
自十一月至三月2000呎最常見之氣流型式
I. C—印度大陸氣流 N.P.T.—太平洋貿易風
W.P.P.F.—西太平洋極鋒 S—西伯利亞氣流
斜線表示高於3000公尺之西藏高原

(b) 一〇〇〇〇呎

在此高度與二〇〇〇呎之氣流有極大區別。在北部並非低層之北風而爲強烈之西風氣流。西伯利亞及氣旋並不擴展至一〇〇〇〇呎。自一個體系驟然變至另一個體系，此種情形尤以華南爲甚。

西伯利亞西風發生於西藏高原以北，但在東北九省及華北，此種氣流獲有更偏北之分向。或者由於在高原之東面更趨於分散，以及在日本地區由於阿留申近永久性低壓，或其他低壓在高空發展之氣壓型式所影響之故。此氣流之方向與速度，較英國一〇〇〇〇呎之氣流變化爲少，係環境不同所致。西伯利亞反氣旋爲氣旋活動之緩衝組織，因此高層風流動通暢。西藏背風面之輻合帶，形成於西伯利亞西風之南界，在此區域與中國上層西風相會合。此種接觸大致有鋒之性質。

自十一月至四月，在印度北緯二十度以北之每日氣流圖，七〇〇〇呎高層顯示一強烈之西風，此爲北半球



第二圖

自十一月至三月之10000呎最常見之氣流型式
U.W.—高空西風 E.W.—赤道西風
T.L.C.Z.—西藏背風面輻合帶
W.U.P.P.F.—高空西太平洋極鋒
E.—N.P.T.D.—赤道西太平洋貿易風不連續帶

西風帶之一部分，在亞洲高原西面所分裂，一支在北面延續而成西伯利亞西風，另一支在印度流動。此一支曾經印度氣象局（一九四三）所說明（註二），在印度之方向為西略偏於北，在孟加拉之風速最大，此處適當高原最寬之中部南面。此一南支在香港常稱為高空西風，用以區別來自北方之大陸西伯利亞氣流。此一氣流在華南所觀測者，常在冬季東北季風之上，為一顯著之穩定氣流，乾燥而比較溫暖。在此氣流之底部與季風頂部之間，有一明顯的逆溫與變風層（風向變化甚至可達一八〇度）。在十一月之平均高度為一〇〇〇〇呎，至二月降至六〇〇〇呎（Heywood 1941）。（註三）

高空西風之南面與東南面為貿易風，在日本南面彎曲而圍繞於太平洋反氣旋，與高空西風相遇而成為高空西太平洋極鋒。此高空極鋒不必與低層西太平洋極鋒相符合，尤其在華南附近，高空極鋒穩定，而低層極鋒常自北面增強。在一〇〇〇〇呎之高壓帶，普通包含幾個分離的淺漩渦，自太平洋反氣旋向西擴展，至暹羅及北印度洋，此一氣流之高度頻率，可自第三圖所示自新加坡以北各站一〇〇〇〇呎之風向圖見之：在曼谷完全為貿易風佔優勢，但至高空則向北逐漸變為西風。根據一九四七年 Garbell 所述，於中南半島及印度洋上空，在高空西風與貿易風之間，有連串的微弱反氣旋漩渦，可認為係高空西太平洋極鋒向印度洋之延伸。（註四）

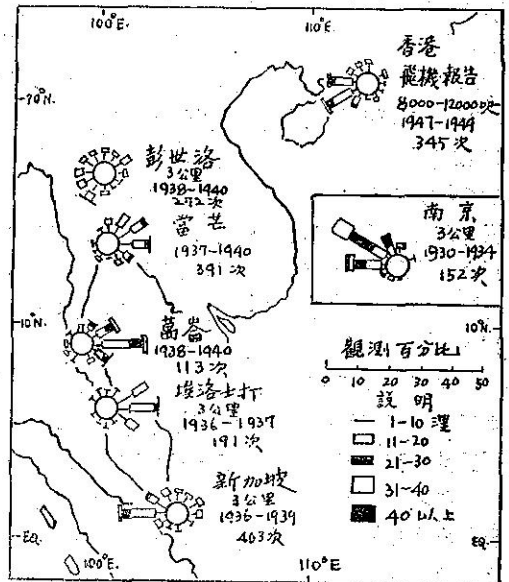
如第三圖所示，在新加坡（Kallang）一〇〇〇〇呎西風佔優勢。此為赤道西風，與高空西風之區別至為明顯。風力不弱，風速之最大頻率超過每時一〇哩，在東經一二〇度以東為東風氣流所代替。因此在二氣流之間形成自南至北之輻合帶。北太平洋貿易風與赤道西風間之不連續帶，普通在北緯三度最為明顯，在此區域雖非特別活動，但天氣變化至為顯著。自北面較為穩定之型式，至南面變化為不穩定之型式。此一現象名為赤道—北太平洋貿易風不連續帶。在一年中此後數月移至最北時極端重要。

（c）東北季風之律動

西伯利亞反氣旋（季風）之寒潮，由於臺灣至庫頁島間海陸臨接地區低氣壓之發展而爆發（Ramage 1948）（註五）。此種低壓之來源不同，少數低氣壓自西面接近西伯利亞反氣旋而穿越時，或沿其東北面繞過之，或在其邊緣於地面削弱成為一高空槽仍繼續東進，在冷氣團之上穿越於強烈之氣流中，在到達海岸時再向下發展而至地面。其他低氣壓或形成於西太平洋極鋒之波動，或為日本南面之背風面低氣壓。不論來源如何，此種低氣壓將冷空氣攪入於漩流中而獲得動量，加強之程度變化極大而逐漸向東北移動，在加深之低氣壓及增強之反氣旋影響之下，新鮮之低層西伯利亞氣流向南及東南流出，至最後低氣壓合併於阿留申低壓，並有更強而範圍更廣之反氣旋形成為止。於是獲致一穩定之狀態，加速之運動停止，西太平洋極鋒成為停滯狀態。此係一平靜時期之開始，實際上極鋒趨於分散。

單獨一個低氣壓之誘發，甚少有如此的過程，亦無如此強力使寒潮擴至極南地區。季風氣流有時雖甚少變化，但影響中南半島南部者，往往由於二個或三個分潮低氣壓之誘發。如此則第一個可使西太平洋極鋒推至華中，然後在平靜時期到達以前，一新的低氣壓急速發展，使極鋒繼續移動，或有一個低氣壓發生於更南的位置。此係低層常見之實況，如第四第六第八圖所示。

與季風寒潮相結合之天氣，變化甚大。地理位置，冷空氣之厚度，寒潮之強度與範圍，高氣壓中心之確實位置，以及誘發性低氣壓等對此均有影響。低層季風之寒潮，可與中國及東北九省一〇〇〇〇呎上空兩種氣流型式相結合。一為如第二圖中所示之高層氣流，其確實範圍及輻合帶位置，雖有變化，但甚少消失。曾經觀測之另一主要變化，為西藏高原上空有一反氣旋產生時發生。此種情形並非常有，普通在冬季前半期發生，其結果使高層西風完全消失，在反氣旋東面中國上空則為一北風氣流。季風寒潮可與此一〇〇〇〇呎兩種氣流中之任何一種相結合。前者可使中國上空多雲，後者則天氣良好，其標準情況分述如下：



第三圖

自十二月至二月10000呎附近之風向圖

(d) 季風寒潮與中國高空西風相結合

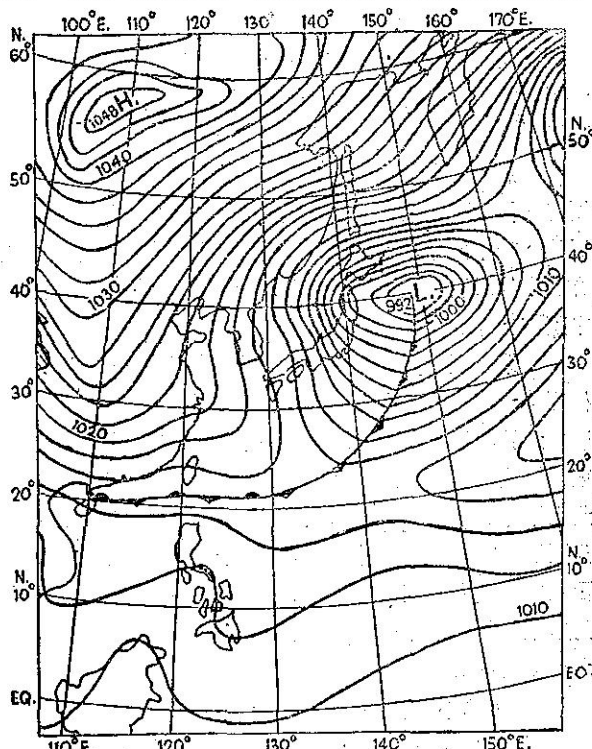
設在西伯利亞西風中有一移動性低壓槽，逐漸向地面發展，當其到達黃海沿岸時引起一寒潮爆發。在此種情形下，華北上空一〇〇〇〇呎大致已為西北風，西藏背風面輻合帶可能因此而增強，或略向南移動，有中層雲發生。由於黃海上空低層環流之發展，以及幾乎必然之急速加深，新鮮的西伯利亞氣流，在低層開始向南流，西伯利亞反氣旋急速增強。在新鮮的與停滯的西伯利亞氣流之間，形成一新的極鋒，在新的低氣壓影響之下向東南移動。

極鋒之西部向南延伸，當其及於西藏背風面輻合帶之下而與之符合時，達於最大強度，可能發生多量降水。在較為停滯之狀況時，大致在長江沿線，有形成波狀低壓之趨勢。但正常之發展，極鋒在高空西風之下繼續向南移動，西藏背風面輻合帶則停留於地面。於是東北季風形成一非常寒冷之氣層，厚約五〇〇〇呎至八〇〇〇呎，其頂部有一逆溫層與急速變風層。自上海至香港之間，在反氣旋南面，極鋒與等壓線平行。因此任何再向南之運動，根據於反氣旋增強而產生之等變壓趨勢，常將其逐至華南沿海以外。在此種情形時，西伯利亞氣流仍非常寒冷（註六），流經南中國海時與貿易風強烈輻合。最後之情況，當極鋒與高空西太平洋極鋒相符合時，因外海水溫之高，及反氣旋寒潮之和緩，逐漸消滅。

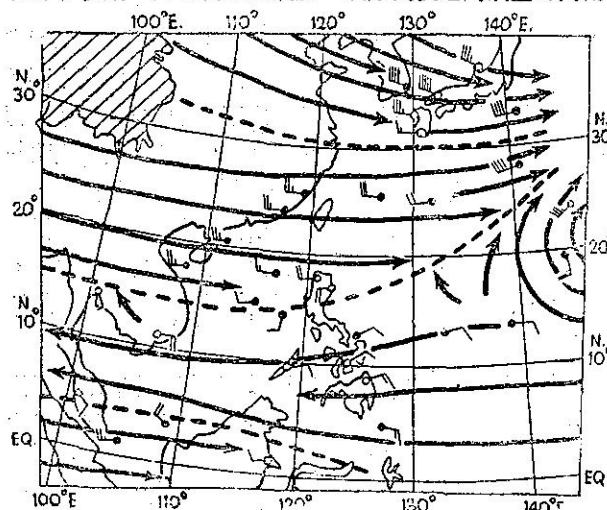
在日本附近，西太平洋極鋒之型式不同。在此處所受反氣旋影響較小，且高空西太平洋極鋒之影響，較南面為甚，因此極鋒至為強盛，發生標準的冷鋒天氣。

在中國與寒潮相連結之天氣，根據於逆溫層之高度及水汽含量，雲以層狀為多，Ramage（註七）曾說明季風寒潮在香港並不產生顯著之雨量。因西伯利亞氣流甚淺，其上面為乾燥高空西風，而有一強烈逆溫層所致。

在冬季初期，西伯利亞反氣旋，或分裂後之高氣壓可向南移動，經華北與華中，然後氣流自反氣旋分散，經由海道而到達華南者絕無僅有，形成少許雲量。但在冬季後期，大部分經由海道，僅有少數之主要反氣旋中心採取其他路徑。在中國及其近海發生之天氣，可有低層雲及毛毛雨，寬達數百哩延展至西太平洋極鋒之後面。當新鮮的寒潮在華南海域與貿易風相輻合時，有廣佈之層雲及毛毛雨。



第四圖
一九四九年一月二日格林威治零時在寒潮爆發後之天氣圖



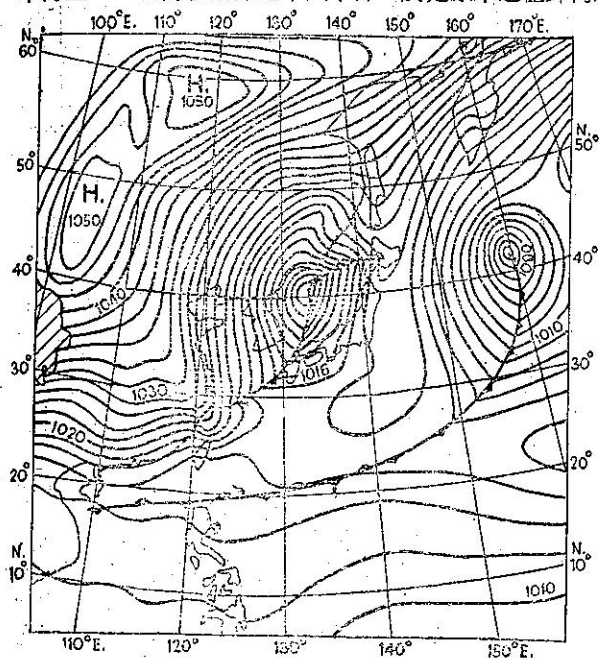
第五圖
一九四九年一月二日10000呎氣流圖白圈為氣球觀測，黑圈為飛行報告，一全羽表示10時渾

在如此廣大地區，僅由於氣象狀況，亦可想見此種情形當然有許多複雜變化產生。因此在日本附近，高空西伯利亞氣流可直接與貿易風相接觸，而無高空西風之介入；西藏背風面輻合帶可被逐至中國東南海岸以外，而與地面極鋒相符合，或甚至超過一長距離。

第四圖與第五圖，表示一新鮮寒潮爆發後之情形。設第四圖之等壓線大致用以指示流線，則與第一圖之關係立刻明瞭。同樣第五圖亦與第二圖相似。自此時以後之平靜時期亦可想見，低氣壓移向東北之阿留

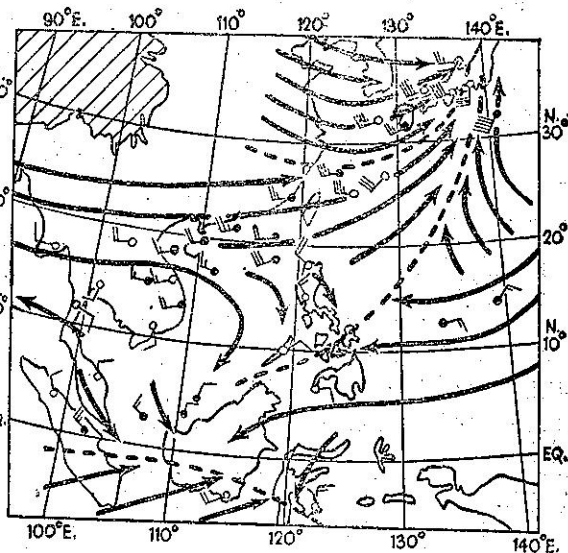
申群島，反氣旋逐漸衰弱，在東北九省之氣壓梯度趨於鬆弛，極鋒北移向華南之運動亦不發生。代之而起者，低氣壓移去後，西伯利亞氣流之海道經路延長，幾乎與貿易風平行，華南溫度略升，極鋒消失。

六小時以後，在朝鮮地面圖上發現一小的環流，其來源因無較早的資料並不明瞭，但次日其中心加深而在日本海上，一新的寒潮掃過中國本部，於是原來之極鋒尚未消滅，又有一新的極鋒形成（第六圖）。但如第七圖所示，在華南上空仍為西風，風速亦未增強。在日本上空，雖有數處之風速達於七〇時裡，但亦未較前數日增加。在菲列濱上空，高空西太平洋極鋒，在地面極鋒之



第六圖

東北季風新鮮寒潮之開始，1949年1月3日0時(G.M.T.)

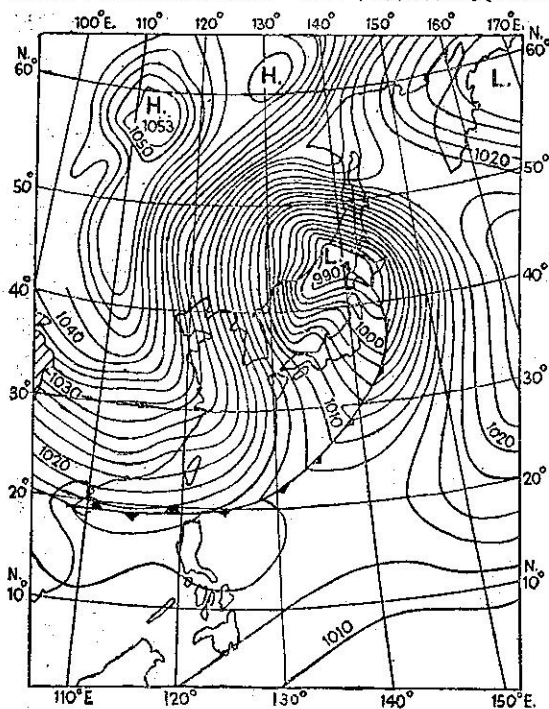


第七圖

1949年1月3日10000呎氣流圖

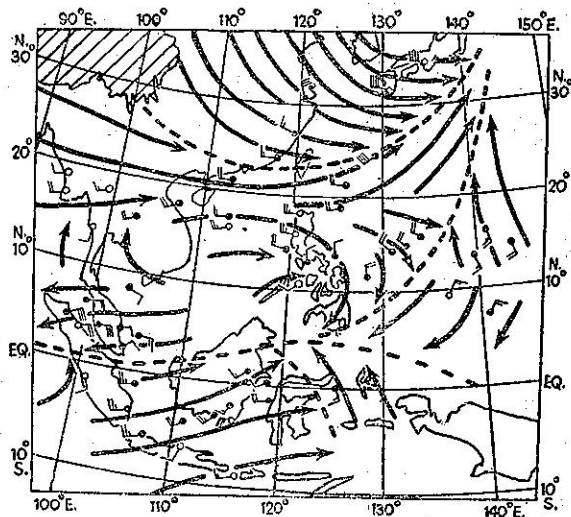
前，移向東南。而在赤道一〇〇〇〇呎之高空形成一幅合帶之中心。自中南半島南部地區則為輻散氣流。

次一日之地面圖，如第八圖所示，除全部體系大為增強外，與第一日並無甚大差別。惟在一〇〇〇〇呎則有極大變化。西藏背風面輻合帶被逐至華南沿海而成為強鋒。在其北



第八圖

強力的東北季風新鮮寒潮與新的西太平洋極鋒，1949年1月4日



第九圖

1949年1月4日10000呎氣流圖

面八〇〇〇呎之飛行報告：溫度為攝氏一度至三度，而在其南面九〇〇〇呎之報告，則為九度至十二度。因無北婆羅洲之資料，未能確定此處之輻合中心，但其存在則可斷言也。在中國海南部上空之明顯輻散區域，則為一特殊情況。

(e) 季風寒潮與中國高空北風相結合

此種情況較前者甚少，地面天氣圖在整個過程中之次序與前者相似。高空之北風係指示西藏上空有一高氣壓之存在，普通北風氣流在中國西南部變為反氣旋式，到達印度時，將高空西風完全攔斥於環流之外，其氣流狀況如第十圖所示。此時之地面圖雖未列舉，但大致與第四圖相似。在此種情形時，中國上空有強烈逆溫層，形成少許雲量，通常低層自反氣旋輻散之等變壓線，有如此強烈，以致地面風與等壓線有九十度之交角，而風速則達三〇時浬，向南流動完全取道於大陸，實際上全部地區均繼之以良好天氣。

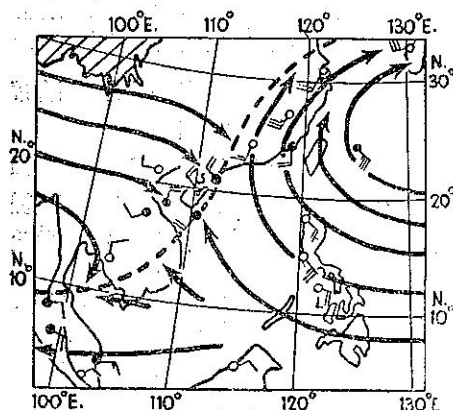
(f) 高空西風中之低壓槽及高空西太平洋極鋒之活動

高空西風之重要情況，為低壓槽之存在，與高空極鋒隨氣流之自西向東運動，此種情況，因自地面被其下面東北氣流之攪擾，甚難自稀少之資料中加以查察。自地面圖上之天氣情況亦不能辨認。溫度露點與風之紀錄均係屬於季風，並不因高空風之經過而有所變更。通常唯一之跡象，為自北至南在中國有一雨帶。但此種現象，又常為地形及季風所發生廣範圍毛毛雨區域之存在而被其隱蔽。惟於一九四九年二月有一極為強烈之高空情況發生，自印度移動經過雲南高原與華南，西風向下發展及於地面。雖為時甚暫，但完全取季風而代之。Ramage (注七) 曾指明，此種氣壓槽係與地面或高空之低氣壓相結合，經西伯利亞或蒙古向東移動而造成此種現象。以有限之資料，可以認為至少擴展至北緯四十度，因此自西向東或經過全部西藏高原。

除此種大規模之情況以外，小波動或高空極鋒亦有存在，其可注意者，在三四月中此種體系係與不穩定天氣相結合，茲舉香港皇家氣象台天氣報告之一例如下：

一九四九年三月二十九日二十三時 (格林威治) 之天氣情況，在二五〇〇呎為 $\frac{1}{2}$ 層雲，在週圍山上一六〇〇呎為零散雲塊，並有間歇性之輕毛毛雨，地面風一〇〇度，風速八時浬，至二十三時二十五分開雷聲，隨即繼之以暴雨之襲擊 (大雨滴)，持續至二十三時四十分。當時觀測發現一南北發展之積雲帶，徐徐向東移動，至消失於視界為止。不幸積雲之下部被層雲所蔽，未能確定其雲底，層雲之移動係以測雲儀觀測，方向為五〇度。此時之高度則為二〇〇〇呎。

此種情形極難查察，而使天氣預報之技術更為困難。



第十一圖

活動的高空西太平洋極鋒由於高空鋒在高空西風中之接近而連合之結果，1948年1月21日10000呎

第十一圖表示一〇〇〇〇呎之氣流與高空現象相結合，在高空西風中向東移動。貿易風已被牽入於其體系中，位於極鋒之前面。因此已與高空西太平洋極鋒相連合而極為活動。當其影響香港時，在十一小時內降雨三〇·七公厘，較之一月之平均雨量三一·八公厘，為一極大之數值。(待續)

註一 Forsdyke, A. G. 1948 Quart. J. R. Met. Soc. 74 p. 388

註二 Indian Met. Dept 1943. Climatological Atlas for airman, Poona.

註三 Heywood, G. S. P. 1941 Upper temperature and properties of air masses over Hongkong, Royal Obs, Hong kong

註四 Garbell M. A. 1947 Tropical and equatorial meteorology, London (Pitman) p.13.

註五 Ramage C. S. 1948 Winter monsoon surges along the China Coast, Royal Obs; Hong Kong

註六 Bannister, R. C. 1948 Weather, 3. p. 344

註七 Ramage C. S. 1949 The synoptic aspects of winter rainfall over S. and S. W. China (unpublished)