

氣象學報季刊

七卷二期

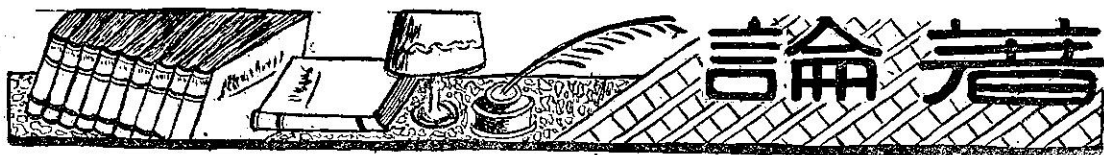
目次

一、論 著

- 淡水河流域氣候概況.....徐 廖 晉 淮.....(1)
- 水平輻散及其與等壓線型式的關係.....韋 燕 禧.....(7)
- 東亞噴射氣流之特性.....戚 啓 勳.....(17)
- 臺灣之寒害.....顏 俊 士.....(23)

二、譯 述

- 亞洲大陸夏季之大氣環流結構.....陳 以 明.....(35)



淡水河流域氣候概況

徐 晉 淮
廖 學 鑑

Climate over the Drainage Basin of Tanshui River of Northern Taiwan

Liao Shyue-yih
Hsu Chin-huai

Abstract

This report is a climatological study over the drainage basin of the Tanshui River of Northern Taiwan. The main points covered under this investigation are given in following topics:

(1) Revealing the causes of heavy rainfalls over the drainage basin of Tanshui River.

(2) Discussing the variations of climatological elements such as air temperature, humidity, evaporation and wind over the drainage basin of Tanshui River.

1 氣候概述

臺灣位於北迴歸線上，一般為熱帶性氣候，春秋兩季較短，故大略分為夏冬兩季，即冬季完全受東北季風之控制。冬季西伯利亞之極地大陸冷氣團，形成強盛之高氣壓，籠罩大陸及其近隣，此季風本為乾燥且寒冷，影響本省冬季氣候。夏季季風，為西南風，盛行於西太平洋。其最盛時期，為六月至八月，此海洋氣團為高溫多濕，影響本省氣候，夏季雨量甚多。颱風亦于此季威脅本省。但詳細分析觀測紀錄，北部與南部，東部與西部，及高山與平地各有差異。淡水河流域之北部與東北部（指宜蘭、基隆地區），雖亦有相當之差異，但大體相似，因之要分析淡水河流域（以下簡稱本流域）氣候可視此區域為同一氣候型，以最完全且有長期觀測紀錄（自1897年至1959年紀錄）之臺北作為代表，就雨量、氣溫、濕度、蒸發量及風各項要素分析其紀錄統計，略述如下，以供參考。

本流域之降雨原因，可分類為：

- (a) 東北季風之降雨（冬季）
- (b) 鋒面性降雨（春季及初夏）
- (c) 颱風性降雨（夏秋）
- (d) 熱源性雷雨（夏季）
- (e) 因上層氣流之降雨（秋冬）
- (f) 地形性降雨
- (g) 低氣壓性降雨 共七種，茲分析如下。

(a) 東北季風之降雨

冬季大陸高氣壓向南移動，其寒冷氣團因受臺灣中央山脈之阻擋而強制上昇，遂降雨於向風面之山腹及平地，但本流域在山脈背面，其落雨狀況比東北部甚小，又因此大陸氣團之平均高度位於 3,000 公尺以下，故降雨的垂直分佈多在海拔 500~1,000 公尺左右，因之在本流域的降雨，必當部份雨雲越過北部山脈而形成，所以雨量應少於東北部，今將冬季各月（10 月至 2 月）宜蘭（代表東北部）與臺北（代表北部）總雨量平均比較如下（單位為公厘）：

地點 \ 月別	10	11	12	1	2
台北	121.0	69.1	74.4	90.0	141.5
宜蘭	398.9	357.5	244.8	152.2	148.6

(b) 鋒面性降雨

由於春季(或秋冬)自大陸向東移動之溫帶低氣壓相伴之鋒面(多為冷鋒)，經過北部時，北部雨量較多於南部，通常降雨繼續時間較短，但冷鋒通過後恢復上述(a)型繼續降雨。

(c) 颱風性降雨

通常6月至9月颱風期中強烈颱風進襲臺灣附近，在颱風中心附近地區發生暴雨。本流域日降雨量超過100公厘以上之114次中，因颱風而降雨超過100公厘者有70次左右(因1907年前無天氣圖可查)，佔總次數之六成以上，均係颱風經過臺灣北部或北部海面時發生之暴雨，其中于7月及8月佔75%以上，附表1是臺北有觀測以來63年間之日降雨量超過100公厘以上之記錄與各當日天氣圖對照，判定其降雨原因，以T

字表示因颱風而降雨，()內英字母為颱風經過海域(例如(N)是經過臺灣北部海面)，F為鋒面，L為低氣壓，H為高氣壓，SW為西南氣流及熱源性雷雨等原因而降雨。

(d) 熱源性雷雨

夏季之西南或東南季節風期內，本省在高溫多濕之熱帶氣團籠罩之下，因地面溫度升高而水汽上昇，積雨雲發展，遂發生熱帶特有之雷雨，且受地形及上層氣流影響大多地區普遍降雨，是為熱源性雷雨，尤以西南部為甚。此種降雨，其日變化甚為明顯陸上發生頻率於14~18時最大。海上則多發生於夜間。本流域內夏季亦盛行熱源性雷雨。

(e) 上層氣流之降雨

通常稱帶狀雨或雨域(Rain Belt)，常連續發生於秋冬春三季，在大陸高氣壓南側發生廣大區域降雨(東西達1,000公里南北約500公里)，其原因為大陸氣團與南方海洋氣團之界面(亦稱滯留鋒)停滯不動，上層空氣發生擾亂而繼續降雨，通常延續二三日連綿不停。

表一：臺北之100mm.以上降水日量表(1897年~1961年)

日降水量 (mm.)	發 年	生 月	生 日	發 生 原 因 *	日 降 水 量 (mm.)	發 年	生 月	生 日	發 生 原 因 *
358.9	1930	7	28	T(N)	177.4	1900	9	14	?
325.8	1932	8	24	T(N)	176.9	1912	9	16	T(N)
287.3	1911	8	31	T(N)	175.8	1931	4	15	L. SW
281.3	1901	8	2	T(N)	173.4	1943	7	18	T(N)
263.4	1953	8	16	T(N)	172.9	1925	9	15	T(NE)
259.6	1940	9	30	T(N)	171.1	1925	8	27	T(N)
244.0	1959	7	15	T(N)	170.0	1941	6	18	L
243.0	1959	4	26	SW	169.8	1897	8	8	T(N)
242.1	1901	8	1	?	168.6	1931	5	15	L. F.
232.4	1902	8	31	?	165.9	1956	7	31	T(N)
232.0	1924	9	6	T(N)	165.2	1918	10	24	T(N)
221.1	1920	9	3	T(N)	164.6	1924	8	11	T(NE)
209.0	1899	9	27	SW	164.5	1920	9	4	T(N)
199.2	1903	6	17	T(N)	163.6	1899	8	5	T(E→W)
198.7	1926	10	9	H. F	163.1	1917	8	19	T(N)
197.6	1898	8	6	?	162.8	1947	9	10	F
194.4	1898	9	30	?	160.4	1893	8	30	?
194.0	1912	8	28	T(N)	160.1	1924	8	5	T(E→N)

189.9	1914	7	1	T(S→W)	158.2	1924	7	28	T(N)
185.2	1919	8	25	T(N)	157.8	1903	5	13	L
184.8	1939	8	13	T(N)	157.7	1900	6	15	?
183.0	1940	8	30	T(N)	156.7	1914	9	6	T(N)
156.4	1913	7	19	T(N)	128.7	1922	6	17	F.
155.8	1922	8	23	T(N)	128.1	1903	6	24	SW
152.9	1907	5	24	L	124.9	1949	6	11	L. F
152.4	1914	9	7	T(N)	124.4	1947	10	2	H. T(S)
149.0	1901	9	17	T(N)	123.8	1944	8	13	T(N)
147.2	1910	9	2	T(N)	123.7	1923	8	10	T(N)
145.5	1898	8	7	T(N)	123.1	1929	5	22	L. F.
144.1	1915	7	5	L. SW	122.7	1956	5	29	L
143.2	1943	7	17	T(N)	122.2	1935	7	22	T(N)
142.6	1932	7	5	SW	121.5	1952	7	18	T(N)
142.3	1897	8	9		120.8	1898	5	31	
138.8	1927	6	5	T(E)	120.6	1946	9	25	T(N)
137.0	1958	7	29	SW	120.0	1925	6	23	SW
136.9	1955	9	2	L. F.	120.0	1960	8	8	T(N)
136.6	1946	6	7	SW	119.4	1923	6	15	L. SW
136.1	1918	10	4	T(N→NE)	119.3	1922	10	2	F. H
134.0	1898	5	18	L. SW	119.2	1948	7	6	T(N)
132.2	1903	7	31	T(N)	118.8	1957	5	29	SW
132.2	1956	8	1	T(N)	118.3	1915	9	25	SW
132.1	1932	6	7	L	117.7	1918	6	1	L. SW
131.8	1930	7	31	T(N)	117.5	1946	7	9	L. F.
129.1	1929	8	12	T(N)	115.9	1948	9	17	T(N)
115.1	1903	6	25	?	106.2	1939	6	9	L. F.
113.9	1909	9	18	T(N)	105.5	1912	6	17	L. F.
112.6	1928	9	5	T(N)	103.5	1910	9	30	T(N)
112.5	1916	7	15	SW. F	103.2	1900	7	9	SW
112.3	1941	6	16	L. F	103.2	1900	6	11	?
111.0	1899	6	1	?	102.9	1898	8	21	?
110.7	1907	4	30	L	102.7	1937	8	2	T(N)
109.0	1910	9	28	T(E→W)	102.6	1916	8	18	T(N)
109.0	1933	9	17	T(NE)	102.5	1946	7	29	L. SW
108.7	1949	11	30	H. F	101.2	1921	6	30	L. F
108.5	1929	8	12	T(N)	101.0	1940	8	2	T(N)
108.4	1900	6	4	?	100.9	1900	9	18	T(E→W)
108.4	1933	6	7	F	100.4	1931	7	26	L. SW

* T...颱風而降雨 ()內英字母為颱風經過海域

F...鋒面而降雨

L...低氣壓而降雨

H...高氣壓而降雨

SW...西南氣流及熱源性雷雨

(f) 地形性降雨

即所謂局部性降雨，如山岳地方夏季之雨及向風面山腹之斜面，氣流強制上升成雨及氣流輻合而發生之雨均是與 (d) 種降雨之性質頗為接近，本流域常發生此種降雨。

(g) 低氣壓性降雨

低氣壓發生於臺灣附近或通過附近海面時，因受其直接影響而降雨，同時與鋒面性降雨常相混而同時發生，但一般低氣壓降雨時間較長。

本流域有關雨量記錄以臺北為例，大略為：每年6月之總降雨量為最多，次之8月；最少為11月，次之12月及1月，均未達100公厘，總括為夏季雨量，冬季雨量小。月總雨量最大是1898年8月之940.7公厘，最小是1924年11月之4.2公厘，幾等於該月當中無降雨。年平均合計雨量約2100公厘，最大為3172.8公厘(1947年)，最小為1498.9公厘(1934年)。一日間最大雨量為1930年7月28日之358.9公厘，一時間最大雨量為1946年7月29日之88.0公厘。圖1是按月平均氣溫與每月降雨總量之相關圖(數目字為月別)錄供參考。

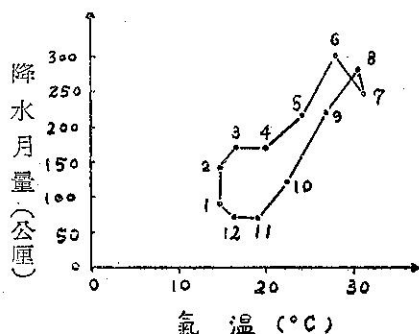


圖 1：月平均氣溫及月降水總量之相關圖

圖2. 示臺北之每月平均雨日(雨量 0.1 公厘以上之日數)與每月總雨量平均值，每月雨日數略相等，但夏季6月、7月、8月雨量甚多，而冬季1月、11月、12月甚少，可知雨量與雷雨日數為正相關，但6月雷雨日數比7月及8月少，其雨量則甚大，可證明6月之因熱雷而降雨量甚大。

2—2 氣 溫

本流域隣接北迴線，夏季氣溫與臺灣南部比較相差不多，臺灣隔臺灣海峽，與福建相距不到100公里，冬季氣溫頗受大陸高氣壓之影響，本流域冬季氣溫降低甚多，在大屯山頂或中央山脈北端地區有白雪

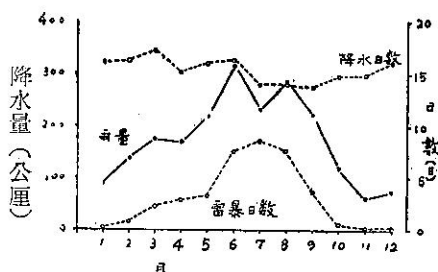


圖 2：臺北各月降水量，降水日數及雷暴日數

可見，今從記錄比較氣溫狀況。茲以臺北為例與臺灣南端恒春氣溫比較，結果如次：年平均氣溫臺北為21.8°C，恒春為24.6°C，而臺北7月28.2°C，8月(28.1)高於恒春7月(27.7°C)8月(27.3°C)之氣溫，因臺北地形為盆地之故。次再分析臺北氣溫各項記錄如下：氣溫月平均除1月、2月、3月及12月外，各月均為20.0°C以上，佔全年四分之三。月平均最高氣溫超過30°C以上為6, 7, 8及9月之四個月，且其他各月均為20°C左右。月絕對最高氣溫除1月之29.8°C外，均超過30°C以上，其中4、5、6、7、8、9、10月之七個月均在35°C以上，有觀測記錄以來之63年中，于1921年8月31日之38.6°C為最高紀錄，換算華氏為101度。最高氣溫30°C以上年平均有131天，略為全年三分之一強，換句話說三天裡有一天最高氣溫達到30°C。以上從高溫記錄而論，本流域為熱帶性氣候，但每年9月中旬起，東北季風開始盛行，本流域亦不能避免此影響，氣溫漸次下降，于每年1月及2月發生最低氣溫，與大陸沿岸福建地區之氣候相仿。至於低氣溫記錄，每月平均最低氣溫1月、2月、3月及12月為15°C以下，其中2月之12.2°C為最低，次之1月之12.3°C，每月絕對最低氣溫均在20°C以下，5°C以下之月份為1月(2.1°C)，2月(零下0.2°C)，3月(1.4°C)，4月(4.7°C)，11月(1.1°C)及12月(1.8°C)之五個月。絕對最低氣溫記錄為1901年2月13日之零下0.2°C。如再觀察每年最低溫度10°C以下日數，平均只有17天，1月、2月平均每月各佔6天，約21天有1天最低氣溫在10°C以下。可以說本流域冬季氣溫甚低但期間極短，夏季氣溫極高期間極長。

2—3 濕 度

通常濕度之變化受天氣變化及氣溫之高低而異，即冬季東北季風盛行時，本流域空氣地面來自東北方向，上層從西北方向流入乾燥而寒冷空氣，因氣流來自大陸且經過陸地時間較長，經過海面時間極短，故

帶來水汽甚少乘性乾燥，直接影響雨量之多寡。相反夏季西南季風因太平洋海洋性氣團高溫多濕及經過海洋區域之影響，夏季雨量豐沛。觀察濕度之變化，以降水量、絕對濕度、混合比或露點溫度表示，較易知之，因之在此以絕對濕度之年變化的圖3曲線與降水量變化曲線比較，可看出為正相關。

2—4 蒸 發 量

通常蒸發量受氣溫、日射及風之影響為主體變化，例如日中降雨，太陽無露面時，蒸發量極微，反之天空無雲天氣晴朗時，蒸發量極大，今將蒸發量及有

關記錄列如下表：

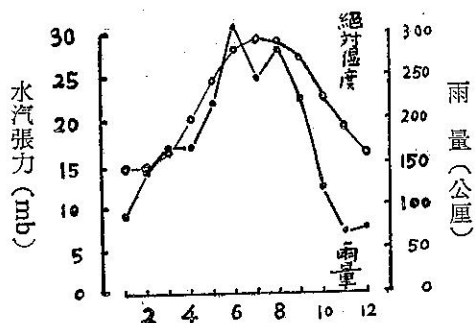


圖 3：各月水汽張力與降水量相關圖

月別 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
蒸發量 (mm.)	60.0	53.7	78.9	98.8	125.6	141.1	174.7	173.5	146.4	112.4	80.8	63.1
最大蒸發量 (mm.)	6.7	8.5	7.8	9.2	10.9	14.2	16.2	13.8	10.9	8.2	8.3	6.4
不照日數 (日)	10.7	1.11	11.0	8.2	6.0	4.3	1.6	2.0	2.8	2.8	5.8	10.2
日照時數 (時)	88.1	76.3	91.6	112.1	140.2	160.9	223.9	223.4	190.9	141.2	107.3	90.9

由上表統計臺北之蒸發量7月及8月最多，2月最少即夏季蒸發多冬季少，臺北一日最大蒸發量為1909年7月13日之 162 公厘，冬季蒸發量與降水量比較，10月、11月、12月及1月大約相等，夏季降水量比蒸發量甚大，由此本流域冬季為乾燥期，夏季為濕潤期，此亦與日照時數月變化成正比，與不照日數成反比，由此可知蒸發量受日射及天氣變化之影響甚大，夏季蒸發旺盛又致降雨量之增加。至如本省西南部冬季天氣晴朗略無降雨，同時蒸發量過多而致發生乾旱現象，但本流域冬季仍可獲少量降雨，且雲量多可有減少蒸發量之功，故極少有乾旱現象，但仍難以稱冬季雨量充足。

2—5 風

東北季風與西南季風，為控制臺灣氣候的主因，東北季風盛行於冬期，故本省東北部迎風之地，冬季為雨期，但靠近東北部之本流域位於背風地位，天氣較為良好，雨量較少。西南季風盛行於夏季，受地形影響為偏西風，本流域成迎風面，故常發生熱源性雷雨及春季受溫帶性低氣壓通過北部海面影響降雨，故本流域風向對降雨及其他氣象要素影響巨大。下面以記錄敘述本流域風之變化，冬季最多風向為東風(1、2、3、

4、5、9、10、11、及12月) 夏季最多風向為西風 (6、7、8、各月)，風速月平均(單位m/s)如下：

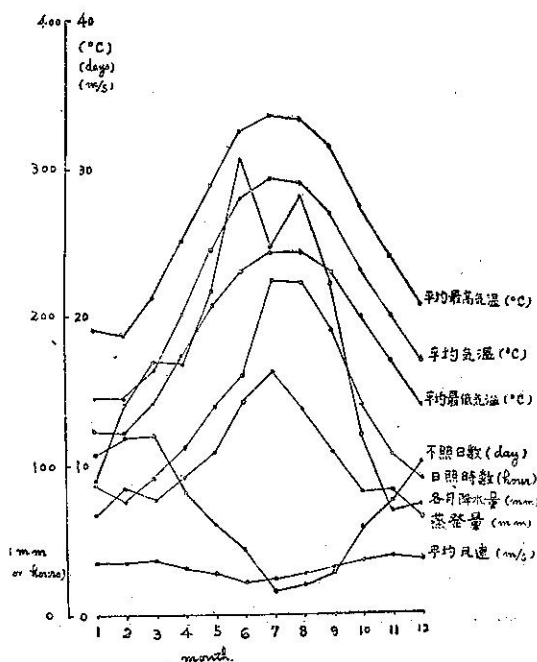


圖 4：臺北之各種氣象要素各月變化圖

月別 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
風速	3.3	3.3	3.4	3.1	2.8	2.2	2.4	2.7	3.1	3.6	3.9	3.7

一般稱冬季風繼續時間長且風速強，夏季通常之風速 31.3m/s，是臺北63年來之平均最大風速，次繼續時間短風速弱（颱風進襲時除外）。1899年8月5日示暴風日數（規定 10m/s以上）每月合計及平均如下：

月別 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
總計 (日)	57	56	84	74	61	60	118	140	123	71	93	69
平均	0.9	0.9	1.3	1.2	1.0	1.0	1.9	2.2	2.0	1.1	1.5	1.1

以上各種要素月別統計繪於同一圖上，列如圖 4。

從此圖中較易看出本流域各要素變化與其相互關係，可供參考。

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

水平輻散及其與等壓線型式的關係 章燕禧

Horizontal Divergence and Its Relationship to Isobar Patterns

Y. S. Wei.

Abstract

The horizontal divergence is the rate of areal expansion per horizontal unit area of a fictitious element moving with the horizontal components of the motion. If the motion is strictly horizontal, the horizontal divergence is represented by the rate of areal expansion of the real fluid element per unit area.

If the area increases with time, it is called divergence, conversely, if the area decreases with time, it is then called convergence. Convergence is negative value of divergence, so that both divergence and convergence are simply called divergence.

The content of this paper states as following: We first give the definition of divergence and its expressions in various coordinate systems, the divergence in the wind fields and some effects of divergence. Next, we research the relationship between the divergences and isobaric patterns, for example, the divergence in the wave shaped isobaric patterns as well as in the circular isobaric patterns. Finally we study the vertical distribution of divergence in the air.

一、前言

水平輻散就是水平的單位面積上流體在水平方向運動的膨脹率。如果運動為嚴格的水平，水平輻散可以單位面積上流體的面積膨脹率表示之。面積按時間增大稱為輻散 (Divergence)，反之，面積按時間而減小則稱為輻合 (Convergence)，輻合是輻散的負值，所以輻散與輻合二者可總之為輻散。本文的內容：首先給出輻散的定義及其在各種坐標系統的表示法，在風場 (Wind fields) 中的輻散輻合，輻散的各種效應 (Effect)；其次探討輻散與各種等壓線型式的關係，例如，波狀等壓線型式中的輻散，圓形等壓線型式中的輻散；最後再研究輻散在大氣中的垂直分佈情形。

二、輻散與輻合

1. 輻散的定義及其在各種坐標系統中的表示法

a. 直角坐標 (Rectangular coordinate) 表示法

輻散的定義一般以向量形式為之：

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V}$$

$$\text{式中 } \vec{\nabla} = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\vec{V} = \vec{i} u + \vec{j} v + \vec{k} w$$

$$\text{因此 } \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \dots \dots \dots (1)$$

如果僅考慮其在水平方面的分量，則水平輻散為

$$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \dots \dots \dots (2)$$

$$\text{式中 } \vec{\nabla}_H = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}, \vec{V} = \vec{i} u + \vec{j} v$$

輻散亦可定義為 $\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V}$ ，同樣可得

$$\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V} = \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho w)}{\partial z} \dots \dots \dots (3)$$

$$\text{或 } \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \rho = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (4)$$

在不可壓縮的流體中， ρ 為常數，則

$$\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V} = \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (5)$$

如僅考慮其在水平方面的分量，則

$$\vec{\nabla}_H \cdot \rho \vec{V} = \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \dots \dots \dots (6)$$

$$\text{或 } \vec{\nabla}_H \cdot \rho \vec{V} = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \dots \dots \dots (7)$$

此處假定 ρ 不變。為區別此二種輻散起見，前者 (1, 2) 兩式所表示者，稱為速度輻散 (Velocity Divergence)，後者 (3, 4, 5, 6, 7) 諸式所表示

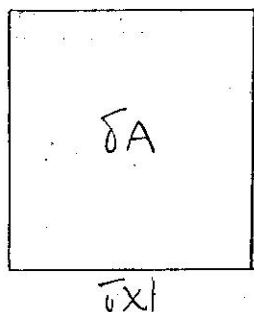


圖 1：輻散中的微面積

$$\delta A = \delta x \delta y$$

上式取對數，再微分得

$$\begin{aligned} \frac{1}{\delta A} \frac{d\delta A}{dt} &= \frac{1}{\delta x} \frac{d\delta x}{dt} + \frac{1}{\delta y} \frac{d\delta y}{dt} \\ &= -\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \end{aligned}$$

上式取極限，則

$$\frac{1}{\delta A} \frac{d\delta A}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

將此式與 (2) 式比較，知輻散就是水平單位面積的膨脹率。

b. 球面極坐標 (Spherical polar coordinate)

表示法 在球面上，單位向量 $\vec{i}$ 與 $\vec{j}$ 的大小不變，其方向則隨運動而改變，故為變量 (Variable)。按此由 (2) 式得

$$\begin{aligned} \vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} &= \left(\vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} \right) \cdot \left(\vec{i}u + \vec{j}v \right) \\ &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \vec{i} \cdot \frac{\partial \vec{j}}{\partial x} \dots \dots (8) \end{aligned}$$

因 $\vec{i} \cdot \vec{i} = \vec{j} \cdot \vec{j} = 1$ ，而 $\vec{i}$ 與 $\frac{\partial \vec{i}}{\partial x}$ ， $\vec{j}$ 與 $\frac{\partial \vec{j}}{\partial y}$ 互相垂直之故也。但由圖 2 可知

$$\frac{\partial \vec{j}}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta \vec{j}}{\Delta x} = -\vec{i} \frac{\tan \phi}{a} \dots \dots (9)$$

將 (9) 式代入 (8) 式內，得出輻散在球面極坐標中的表示法為

$$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{v}{a} \tan \phi \dots \dots (10)$$

在北半球上 ϕ 為正，將此式與 (2) 式比較之可知：如空氣質點向北運動 ($V > 0$)，考慮地球曲率 (Curvature) 所得的輻散較在將地面視為平面所得者為小；反之，如向南運動，則較大，此實因兩經度間的緯距 (Latitudinal Distance) 在北者較在南者為

者，稱為質量輻散。(Mass Divergence) 無論速度輻散或質量輻散，都可分做垂直方向與水平方向的分量。下文所說的輻散，乃專指水平輻散而言。

設微面積 (Area Elements)

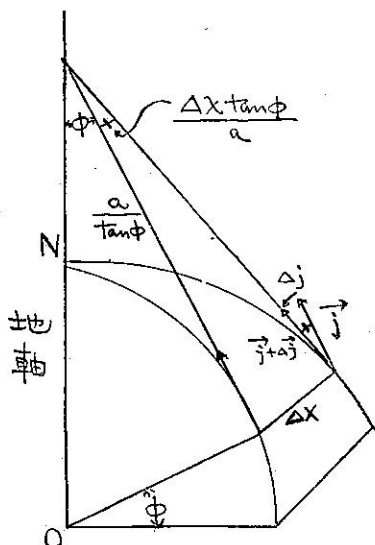


圖 2：j 按經度的變化

標 (Natural Coordinate) 表示法 通常以 s 表示一曲線的切線方向， n 為法線 (Normal) 方向， $\vec{t}$ 為切線方向的單位向量， $\vec{n}$ 則為法線方向的單位向量， $\vec{t}$ 與 $\vec{n}$ 亦為變量，如是

$$\begin{aligned} \vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} &= \left(\vec{t} \frac{\partial}{\partial s} + \vec{n} \frac{\partial}{\partial n} \right) \cdot \left(\vec{t}v \right) \\ &= \frac{\partial v}{\partial s} + \vec{n} \cdot \frac{\partial \vec{t}}{\partial n} \end{aligned}$$

因 $\vec{t} \cdot \vec{t} = 1$ ， $\vec{n} \cdot \vec{t} = 0$ ， $\vec{t}$ 與 $\frac{\partial \vec{t}}{\partial s}$ 互相垂直故也。

但 $\vec{n} \cdot \frac{\partial \vec{t}}{\partial n} = \frac{\partial \psi}{\partial n}$ ， ψ 為二相鄰切線間的夾角，故得

$$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial s} + v \frac{\partial \psi}{\partial n} \dots \dots (11)$$

(11) 式中右端第一項 $\frac{\partial v}{\partial s}$ 稱為經度的輻散 (Longitudinal Divergence)，簡寫為 LD，第二項 $v \frac{\partial \psi}{\partial n}$ 稱為橫側的輻散 (Transversal Divergence)，簡寫為 TD，故知全部輻散等於 LD 與 TD 之和。

2. 風場中的輻散幅合

圖 3 中虛線表示等風速線 (Isotachs)，方向線表示風向，(A) 圖表 LD，(B) 圖表 LC (經度的幅合)，(c) 圖表 TD，(D) 圖表 TC (橫側的幅合)。

(E) 圖表經度的與橫側的皆為輻散，故為輻散。(H) 圖表二者皆為幅合，故為幅合。(F) 與 (G)

小之故也。在南半球的情形可同樣討論之。但 (10) 式右端 $\frac{v}{a} \tan \phi$ 項，通常較為微小，如討論的輻散區域不過大，可予忽略不計，故知球面上的輻散可以平面上者代替之。

c. 自然坐

標 (Natural

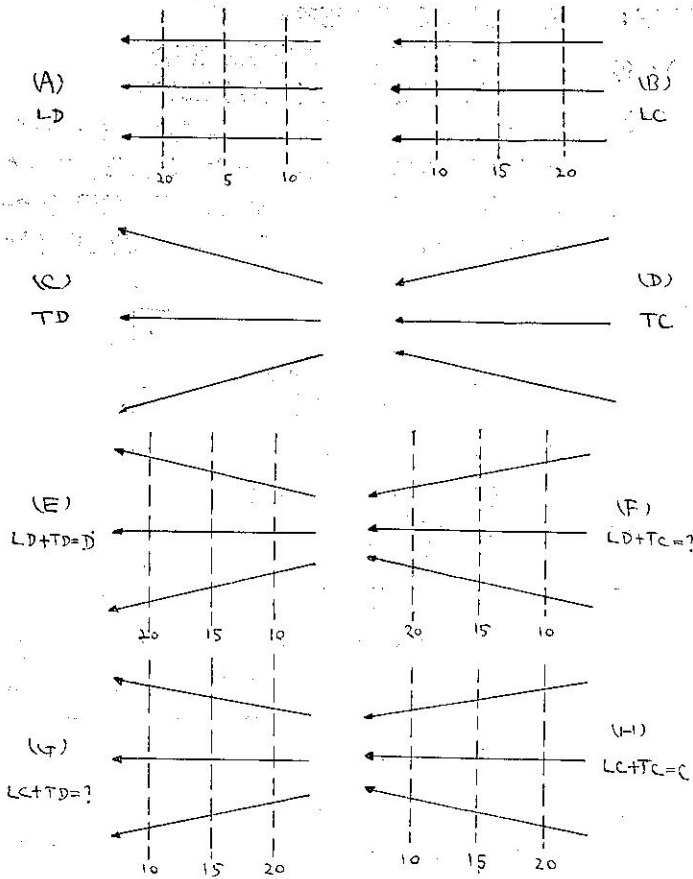


圖 3：風場中的輻散輻合

二圖，經度的與橫側的一為輻合一為輻散，二者之和究為輻合或輻散，須視當時的情況，衡量二者孰大孰小而決定。

3. 與輻散輻合有關的各種效應

為以後討論方便起見，分摩擦效應，加速度效應，緯度效應與曲率效應四種效應，其與輻散輻合的關係列述於後：

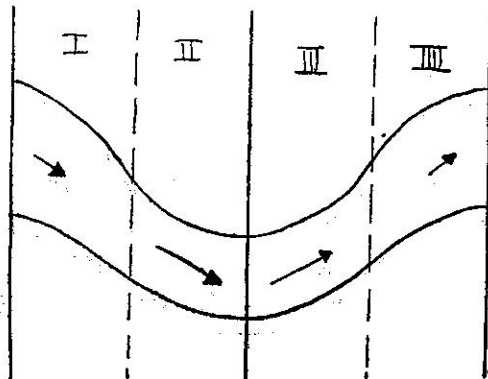


圖 4：波狀等壓線中的緯度效應

a. 摩擦效應 因為地面摩擦的影響，風向並不沿着等壓線吹刮，而與等壓線交於某一角度，角度的大小視地面的粗糙程度而定。在氣旋中，風向向內偏折，故有 TC 出現，同樣，在反氣旋中有 TD 出現。

b. 加速度效應 如空氣質點作加速運動，在該區域則有 LD 出現，如第三圖(A)所示。反之，如減速運動，則有 LC 出現，如第三圖(B)所示。同時，加速運動時，空氣質點橫越等壓線向低壓方向吹刮，則在低壓區域有 TC 出現，在變壓區域有 TD 出現，例如次梯度風(Subgradient-wind)；反之，減速運動時，空氣質點橫越等壓線向高壓方向吹刮，則在低壓區域有 TD 出現，在高壓區域有 TC 出現，例如超梯度風(Superrgradient wind)。

c. 緯度效應 分兩種情形：

(i) 直線等壓線中的緯度效應

為討論簡單起見，設等壓線或南北走向，比等情況，空氣質點運動為地轉風形式，地轉風方程式

$$2\omega \sin \phi V_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \dots (12)$$

上式右端視為常數，對 ϕ 取微分，得

$$\frac{\partial v}{\partial \phi} = -V \cot \phi \dots (13)$$

故知在北半球空氣質點向北運動，風速隨緯度的增加而減小。故向北運動，該區域有 LC 出現。反之，向南運動則有 LD 出現。

(ii) 波狀等壓線中的緯度效應 圖 4 表一波狀等壓線型式，實線為槽線，斷線為脊線，虛線則為經過波狀等壓線轉向點 (Inflectional point) 的直線。I, III 兩區曲線成反氣旋式曲度 ($K < 0$)；II, IV 兩區成氣旋式曲度 ($K > 0$)，由梯度風方程式

$$KV^2 + 2\omega \sin \phi V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \dots (14)$$

視上式右端為常數，將上式中之 v 按 ϕ 取微分，得

$$\frac{dv}{d\phi} = -\frac{\omega \cos \phi v}{kv + \omega \sin \phi} \dots (15)$$

在 II, IV 兩區內 $K > 0$ ，(15) 式右端分子分母中諸項皆為正，故 $\frac{dv}{d\phi} < 0$ ，風速 (v) 向南漸增，向北漸減。

在 I, III 兩區反氣旋式的曲度中 $K < 0$ ，(15)

式內右端分母 $kv + \omega \sin\phi$ 爲正或爲負，討論如下：

將(12)代入(14)內消去梯度項 $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n})$ ，得

$$kv^2 + 2\omega \sin\phi V = 2\omega \sin\phi V_g \dots\dots\dots (16)$$

解此 v 的二次方程式，得

$$V = \frac{\omega \sin\phi - \sqrt{(\omega \sin\phi)^2 + 2\omega \sin\phi V_g k}}{(-k)} \quad (-k > 0)$$

根號前取負號，因此方程式須滿足當梯度 $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n})$ 爲零，風速 (v) 亦爲零的條件故也。當根號內的數值爲零，得出在反氣旋內的最大風速 V_{max}

$$KV_{max} + \omega \sin\phi = 0$$

故得 (15) 式右端分母

$$KV + \omega \sin\phi = -K(V_{max} - V) > 0 \quad \text{恒爲正}$$

故在 I，III 兩區中，風速亦有向南漸增，向北漸減的同樣情形。

由此可知，在槽線之東脊線之西的區域中有 LC 出現；同樣，在槽線之西脊線之東的區域中，有 LD 出現。

d 曲率效應 設 $f = 2\omega \sin\phi$ ，(16) 式改寫爲

$$V = V_g - \frac{kv^2}{f} \dots\dots\dots (17)$$

在氣旋中 $K > 0$ ，得出 $V_0 < V_g$ ；反氣旋中 $K < 0$ ，得出 $V_a > V_g$ ，故知 $V_0 < V_g < V_a$

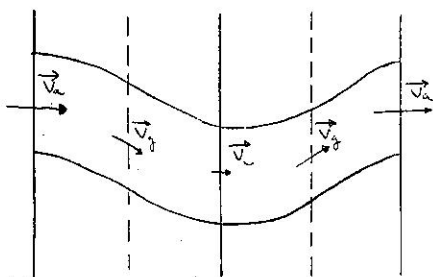


圖 5：波狀等壓線中的曲率效應

由圖 5 可知在槽線之東脊線之西的區域內，有 LD 出現；同樣，在槽線之西脊線之東的區域內，有 LC 出現。

此情形與本節 (c) 之 (ii) 所討論的緯度效應剛剛相反。在此等波狀等壓線型式中某一區域究竟爲輻合或輻散，緯度效應佔優勢或曲率效應佔優勢？待後討論。

三、輻散輻合與等壓線型式的關係

茲將等壓線型式分爲兩類：波狀等壓線與圓形等壓線，波狀等壓線中含有槽線與脊線，圓形等壓線則

有氣旋式與反氣旋式兩種。

4. 波狀等壓線型式中的輻散輻合

a. 經度的質量輻散 (簡寫爲 LMD)

爲簡單起見，在波狀等壓線型式中截取一塊面積，此面積介於二等壓線 p 與 $p - \delta p$ ，槽線 B 與脊線 A 之間 (如圖 6 所示)，此種面積稱爲等壓線溝 (Isobaric Channel)，設槽線上二等壓線間的寬度爲 δn

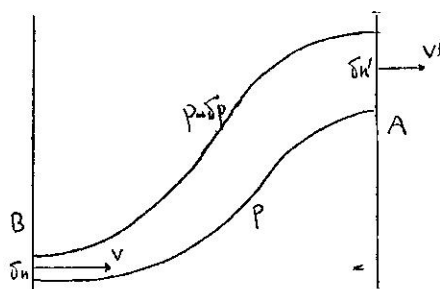


圖 6：等壓線溝中經度的質量輻散

，空氣密度爲 ρ ，速度爲 v ，此高度層至大氣頂間的厚度爲 δz ，則大氣每秒間流過截面積 $\delta n \delta z$ 間的質量，稱爲輸送量 (Transport Capacity) 者，爲

$$\delta F = \rho v \delta n \delta z$$

梯度風方程式 (14) 改寫爲

$$kv^2 + fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \dots\dots\dots (14')$$

因 $\delta p > 0$ ，此式右端應取正號，故

$$\delta F = \frac{\delta p \delta z}{kv + f}$$

脊線上諸量以撇號 (Prime) 表之，同樣可得

$$\delta F' = \frac{\delta p \delta z}{k'v' + f'}$$

由是經度的質量輻散

$$LMD = \delta F' - \delta F = \frac{\delta p \delta z}{(kv + f)(k'v' + f')} - \frac{\delta p \delta z}{(kv - k'v') - (f' - f)} \dots\dots\dots (18)$$

故 $LMD \geq 0$ ，端視 $(kv - k'v') - (f' - f) \geq 0$ 而定。前項 $kv - k'v'$ 稱爲曲率效應，後項 $f' - f$ 稱爲緯度效應。

至此立可解釋第三節中所討論的在波狀等壓線型式中緯度效應與曲率效應互相消長的情況。(18) 式中緯度效應 $-(f' - f)$ 之值恒爲負，其隨高度的變化甚爲微小，如曲率效應不予考慮，則在槽線之東脊線之西的區域內可得出 LMC；在曲率效應中，可設 $k = -k' > 0$ ，則 $kv - k'v' = k(v + v')$ ，其值恒爲正，又西風速度 $v + v'$ 隨高度而增加，故知在低層中，可能 $kv - k'v' < f' - f$ ，由 (18) 式知此處 $LMD < 0$ ，即出現 LMC；繼續上升到達某高度， $kv - k'v' =$

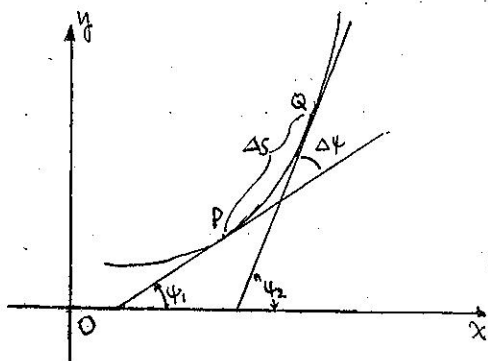


圖 7：曲率的表示法

$f' - f$ ，彼處 $LMD = 0$ ；再繼續上升， $kv - k'v' > f' - f$ ，彼處 $LMD > 0$ ，即出現 LMD 。

茲再詳細討論如下：

(i) 曲率 曲線上附近兩點 P, Q 間的平均曲率（見圖 7）就是過這兩點兩切線的交角 $\Delta\psi$ 與 PQ 間弧長 Δs 之比，當 Q 儘量接近於 P 時，得曲線在 P 點的曲率

$$K = \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{\Delta\psi}{\Delta s} = \frac{d\psi}{ds} \quad (19)$$

又因 $\psi = \arctan \frac{dy}{dx}$ ，將其對 x 微分，及 $ds^2 = dx^2 + dy^2$ （圖 7 右圖），代入（19）式內可得曲率的直角坐標表示法

$$K = \frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}} \quad (20)$$

(ii) Blaton 方程式 此方程式表出氣流線（Streamline）曲率與軌跡線（Trajectory）曲率間的關係，因為風向

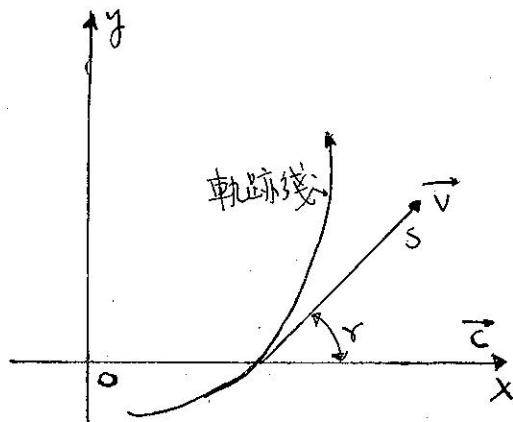


圖 8：軌跡線的方向

$$\psi = \psi(t, x, y)$$

對 t 取微分

$$\begin{aligned} \frac{d\psi}{dt} &= \frac{\partial\psi}{\partial t} + u \frac{\partial\psi}{\partial x} + v \frac{\partial\psi}{\partial y} \\ &= \frac{\partial\psi}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}\psi \quad \dots\dots\dots (21) \end{aligned}$$

$$\text{但 } \frac{d\psi}{dt} = \frac{d\psi}{ds} \frac{ds}{dt} = Kv \quad \dots\dots\dots (22)$$

此處 K 為軌跡線的曲率。

在槽線或脊線上，風向恒為西風，即

$$\psi = \text{常數}, \frac{\partial\psi}{\partial t} = 0, \text{ 由是 (21) 式變為}$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial t} = -\vec{C} \cdot \vec{\nabla}\psi \quad \dots\dots\dots (23)$$

式中 $\vec{C}$ 為槽線或脊線移動的速度。

將（22，23）兩式代入（21）式內，得

$$Kv = \vec{V} \cdot \vec{\nabla}\psi - \vec{C} \cdot \vec{\nabla}\psi$$

設 $\vec{v}$ 與 $\vec{c}$ 間的夾角為 γ ，考慮上式中諸向量在 s 方向的分量，上式可寫為：

$$Kv = V \frac{\partial\psi}{\partial s} - C \cos\gamma \frac{\partial\psi}{\partial s}$$

但 $\frac{\partial\psi}{\partial s} = K_s$ 為氣流線的曲率，故得

$$K = K_s \left(1 - \frac{C \cos\gamma}{V}\right) \quad \dots\dots\dots (24)$$

此乃 Blaton 方程式。

茲可考慮（18）式中的曲率效應：在槽線或脊線上 $\vec{v}$ 與 $\vec{c}$ 的方向一致，即 $\gamma = 0$ ，（24）式變為

$$Kv = K_s (v - c) \quad \dots\dots\dots (25)$$

與 $K'V' = K'_s (v' - c)$

如果在某高度層上無輻散， $LMD = 0$ ，則由（18）式可知

$$kv + f = k'v' + f' \quad \dots\dots\dots (26)$$

此式稱為絕對旋率不變（Constant Absolute Vorticity）定理。凡空氣質點運動滿足（26）式者的軌跡線，稱為絕對旋率不變的軌跡線，簡寫為 $CAVT$ 。

取質點開始運動時的原點在轉向點上，其時 $K = 0$ ，（26）式變為

$$K'V' = -(f' - f) \quad \dots\dots\dots (27)$$

再者，Rossby 參數

$$\beta = \frac{df}{dy}$$

此處 $\beta = 2\omega \cos\phi \frac{d\phi}{dy} = \frac{2\omega \cos\phi}{a}$ ， a 為地球半徑，

β 為 ϕ 的函數。空氣質點運動時，取 β 的平均值，故可視 β 為常數，則由上式可得出

$$f' - f = \beta y \dots \dots \dots (28)$$

如質點運動的波幅 (Amplitude) 不甚大時， $\frac{dy}{dx} \approx 0$ ，將 (20) 及 (28) 式代入 (27) 式內，得出 CAVT 的微分方程式為

$$\frac{d^2 y}{dx^2} = -\frac{\beta}{v} y$$

視 β ， v 為常數，解此微分方程式得出 CAVT 的解為正弦曲線

$$y = \sqrt{\frac{C_1 v}{\beta}} \sin \sqrt{\frac{\beta}{v}} (x + c_2)$$

式中 c_1 ， c_2 為積分常數，故可設空氣質點在氣壓線溝內的運動方程式為

$$y = A \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) \dots \dots \dots (29)$$

式中 A 為波幅， L 為波長， c 為波速，即槽線或脊線移動的速度，將 (29) 式對 x 取微分

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{2\pi}{L} A \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) \dots \dots \dots (30)$$

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) \dots \dots \dots (31)$$

在槽線或脊線上

$$\frac{\partial y}{\partial x} = 0 \dots \dots \dots (32)$$

$$\text{即 } \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) = 0$$

則在槽線上 $\sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) = -1$ ，(31) 式為

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \dots \dots \dots (33)$$

在脊線上， $\sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) = 1$ ，(31) 式為

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \dots \dots \dots (34)$$

由曲率公式 (20) 及 (32, 33, 34) 諸式得

$$K_s = -K_s' = \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \dots \dots \dots (35)$$

將 (25) 內兩式相減，再將 (35) 式代入，得出 (18) 式中的曲率項為

$$KV - K'V' = 2K_s (\bar{v} - C) \dots \dots \dots (36)$$

式中 $\bar{v} = \frac{1}{2}(v + v')$ ，稱為平均帶風 (Mean Zonal Wind)。

其次，與 (28) 式同樣可得出

$$f' - f = 2A\beta$$

再將 (35) 式代入得

$$f' - f = 2K_s \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \dots \dots \dots (37)$$

於是，可將 (36, 37) 兩式代入 (18) 式內，得

$$LMD = N \left[\bar{v} - C - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \right] \dots \dots \dots (38)$$

式中 $N = \frac{2\delta p \delta z K_s}{(kv + f)(k'v' + f')}$ 恒為正數 (Positive)。

故知欲使 $LMD \approx 0$ ，端視 $\bar{v} - C - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \approx 0$ 而定。

求得某一氣層 (Level) 上，無經度的質量輻散，彼處 $LMD = 0$ ，此層稱為無經度的質量輻散層，(Level of Longitudinal Mass Nondivergence) 簡寫為 LLMND。其高度大概在 600mb 上下，由 (38) 式知彼處滿足下式

$$C = \bar{v} - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \dots \dots \dots (39)$$

此乃著名的 Rossby 長波運動方程式。可藉此以預報長波的運動速度。在特例當長波駐留 (Stationary) 時， $C = 0$ ，由 (39) 式得出駐留波長

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{v}}{\beta}} \dots \dots \dots (40)$$

此處 $\beta = \frac{2\omega \cos \phi}{a}$ ，故知駐留波長為平均帶風與緯度的函數，由是 (39) 式變為

$$C = \frac{\beta}{4\pi^2} (L_s^2 - L^2) \dots \dots \dots (41)$$

由此可知，當

- (i) $L < L_s$ 時， $C > 0$ 向東運動，
- (ii) $L = L_s$ 時， $C = 0$ ，駐留，
- (iii) $L > L_s$ 時， $C < 0$ ，向西運動。

此外，設 $\beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 = V_0$ ，稱為臨界風速 (Critical Velocity)，在 LLMND 上的平均帶風為 $\bar{v}_0$ ，由經驗知 C 與 V_0 隨高度的改變甚微，較之 $\bar{v}$ 的變化，此二者的變化可予忽略，因此 (39) 式為

$$\bar{v}_0 = C + V_0$$

可代入 (38) 式內，得

$$LMD = N (\bar{v} - \bar{v}_0) \dots \dots \dots (41)$$

在對流層內，平均帶風隨高度的增高而增大，故由 (41) 式知

- (i) 低於 LLMND 之處， $\bar{v} < \bar{v}_0$ ， $LMD < 0$ ，輻合；
- (ii) 在 LLMND 上， $\bar{v} = \bar{v}_0$ ， $LMD = 0$ ，無

- 輻散；
(iii) 高於LLMND之處， $\bar{V} > \bar{V}_0$ ， $LMD > 0$ ，輻散。

以上的討論，為在槽線之東脊線之西的區域內情形。同理，可求得在槽線之西脊線之東的區域內，輻散輻合的情形恰恰與此相反。茲以垂直剖面圖（圖9）表示各區域內輻散輻合的分佈情形，此等分佈情形，稱為丁氏補償（Dine's Compensation）。

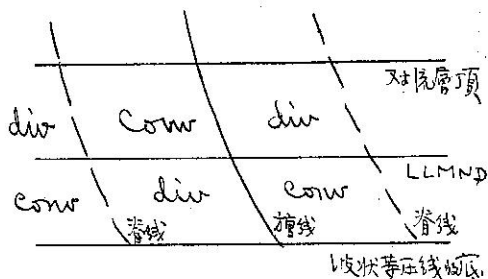


圖9：丁氏補償

b. 橫側的質量輻散（簡寫為 TMD）

在中緯度地帶，波狀等壓線的曲率，在中間部分為最大，然後逐次向南向北兩邊扁平，其分佈情形，約如圖10所示，所謂 TMD 就僅考慮空氣質點橫越等壓線運動的情況，茲先假定此型式靜止， $C=0$ ，則因氣壓梯度隨處而異，空氣質點從氣壓梯度較大之

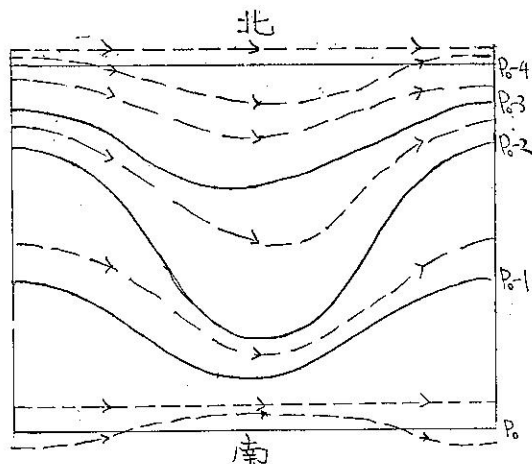


圖10：波狀等壓線型式中的TMD
（實線表等壓線，虛線表軌跡線）

處吹至較小之處，風速漸減，稱為超梯度風，有橫越等壓線吹向高壓的趨向。反之，為次梯度風，空氣質點向低壓方向吹刮，因此，如圖10所示，在槽線之東脊線之西的區域，有 TMD 出現。同理，在槽線之

西脊線之東的區域，有 TMC 出現。當風速 $V > C$ 時，亦可適合此規則，因為相對帶風(Relative Zonal Wind) $V - C > 0$ 之故也。

反之，若 $V - C < 0$ 時，則風向逆流。因此，在槽線之東脊線之西的區域，有 TMC 出現，在槽線之西脊線之東的區域，有 TMD 出現。

當 $V - C = 0$ 時，相對帶風為零，則整個區域 $TMD = 0$ 。

c. 全部的質量輻散

由第(11)式可知全部的質量輻散(MD)為LMD與TMD二者的總和，茲綜合本節a, b二部的討論，得出下列結論：

(i) $\bar{V} - C > V_0$ 相對帶風為西風而大於臨界風速，在槽線之東脊線之西的區域，二者皆為輻散，即 LMD 與 TMD 同時出現；在槽線之西脊線之東的區域，二者皆為輻合，即 LMC 與 TMC 同時出現。

(ii) $\bar{V} - C < 0$ 相對帶風為東風，在槽線之東脊線之西的區域，二者皆為輻合，即 LMC 與 TMC 同時出現。在他一區域，二者皆為輻散，即 LMD 與 TMD 同時出現。

(iii) $V_0 > \bar{V} - C > 0$ 相對帶風為西風而小於臨界風速。槽線之東脊線之西的區域為 LMC 與 TMD；他一區域則為 LMD 與 TMC。全部的質量輻散為二者之差，所以總有某一高度層，其相對帶風的某值小於臨界風速而大於零，彼處的 LMD 恰可與 TMC 平衡，則其全部質量輻散為零，此氣層稱為無質量輻散層 (Level of Mass Nondivergence)，簡寫為 LMND，由此可知 LMND 的高度較之 LLMND 為低。

5. 圓形等壓線型式中的輻散輻合

a. 徑度的質量輻散 (LMD)

如果空氣質點在穩定的情形下運動，氣流線可以等壓線代替之，軌跡線亦幾乎與氣流線重合，即空氣質點沿氣流線運動。茲以氣旋型式為例，因為圓周的曲率不變，氣旋式等壓線的曲率為正的常數，故空氣質點在氣旋中運動時，曲率效應幾可忽略不計，由(15)式知風速隨緯度的增加而減小，由(圖11)知 $V > V'$ ，如果等壓線成同心圓，則氣旋的右半邊出現 LMC，左半邊出現 LMD，反氣旋中的情形恰與此相反。

茲詳細討論如下：

考慮氣旋右半邊的輻散輻合情形，與上章同樣的討論，此處 Blaton 方程式 (25) 改寫為：

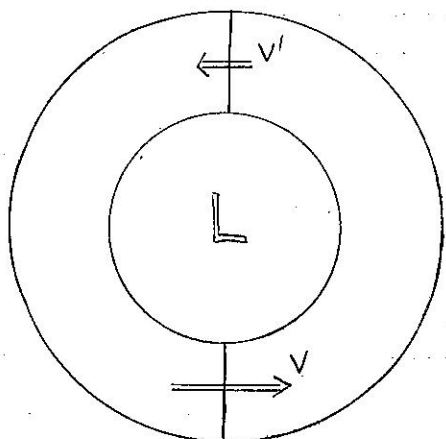


圖11：氣旋中的 LMD

$$\begin{aligned} KV &= K_s (v - c) \\ K'V' &= K_s (v' + c) \end{aligned} \quad (25')$$

因在氣旋中 $K_s' = K_s$ ，且在北端 v' 的方向與 c 恰相反。

緯度效應改寫為

$$f' - f = 2R\beta = 2 \frac{\beta}{K_s} \quad (37')$$

因 $2R$ 為氣旋的直徑，即最南端與最北端的距離，及

$$K_s = \frac{1}{R} \text{ 故也。}$$

將 (25', 37') 代入 (18) 式內，得

$$LMD = N' [v - v' - c - 2\beta R^2] \quad (38')$$

式中 $N' = \frac{\delta p \delta z K_s}{(kv + f)(Kv' + f')}$ 恒為正數，

故知欲使 $LMD = 0$ ，端視 $v - v' - 2c - 2\beta R^2 = 0$ 而定，在特例

$$v - v' - 2c - 2\beta R^2 = 0$$

則 $LMD = 0$ ，此時稱為臨界偏心率 (Critical Eccentricity)，如 (12) 圖 b 所示。

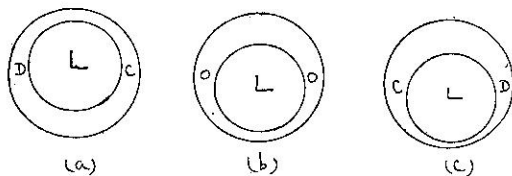


圖12：氣旋中等壓線的分佈與輻散輻合

(a) 圖表偏心率較臨界情形為小，表示右邊為 LMC 左邊為 LMD；此乃正常情況；(c) 圖表偏心率較臨界情形為大，表示右邊為 LMD，左邊為 LMC，乃罕見的情況。故就一般而論，氣旋中的等壓線不過分向南偏折，氣旋的右半邊為 LMC，而左半邊為 LMD，如果此等情況一直保持至大氣層頂部，則氣

旋向西運動，此與一般以常識判斷者恰恰相反。

b. 橫側的質量輻散(TMD)

因為緯度效應，氣旋的右半邊，空氣質點向北運動的速度漸減，故為超梯度風，有越過等壓線向外吹刮的趨勢，故氣旋右半邊有 TMD 出現；同理，左半邊有 TMC 出現，但由經驗知其量甚微，與 LMD 比較，TMD 可以忽去不計，故全部質量輻散可以 LMD 代表之。

再者，考慮空氣質點在氣旋內運動軌跡線曲率變化的情形，亦可得出 TMD 的分布情況。前已假定氣流線可以等壓線代替之，按 Blaton 方程式 (24)，分為五種情況討論如下：

(i) $C = 0$ 氣旋靜止， C 為氣旋向東運動的速度，不論風速 V 的大小向如何， $K = K_s$ ，軌跡線始終與等壓線重合，風沿等壓線吹刮，在此情況下， $TMD = 0$ 。

(ii) $V > C > 0$ 氣旋向東運動且風速大於氣旋速度，由圖13 (a)， C 與 V 的交角 γ 在各象限內的變化範圍及 (24) 式，可以得出 K 的分布情況如圖 14 (a) 所示，在南半部 $K < K_s$ ，風向等壓線的外方吹

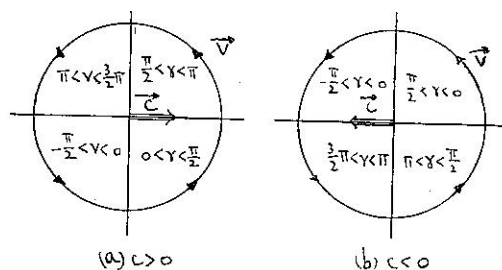


圖13： γ 在各象限內變化的範圍

刮，故有 $TMD =$ 出現；同樣，在北半部有 TMC 出現。如就東半部或西半部而論，則 $TMD = 0$ ，所以 TMD 可予忽略，全部輻散可以 LMD 代表之。再詳細研究：合併 LMD 與 TMD 二者，在東北部有最大的輻合，西南都有最大的輻散，東南部有較小的輻合，西北部有較小的輻散，因為假定 TMD 之量始終小於 LMD 故也。

(iii) $V > -C > 0$ 氣旋向西運動且風速大於氣旋速度，與 (ii) 同樣討論，用 (24) 式與圖13 (b) 可得出圖14 (b)，可知在南半部有 TMC 出現，北半部有 LMD 出現；合併 LMD 與 TMD 二者，東南部有最大的輻合，西北部有最大的輻散，西南部有較小的輻散，東北部有較小的輻合。

(iv) $C > V > 0$ 氣旋向東運動且風速小於氣旋

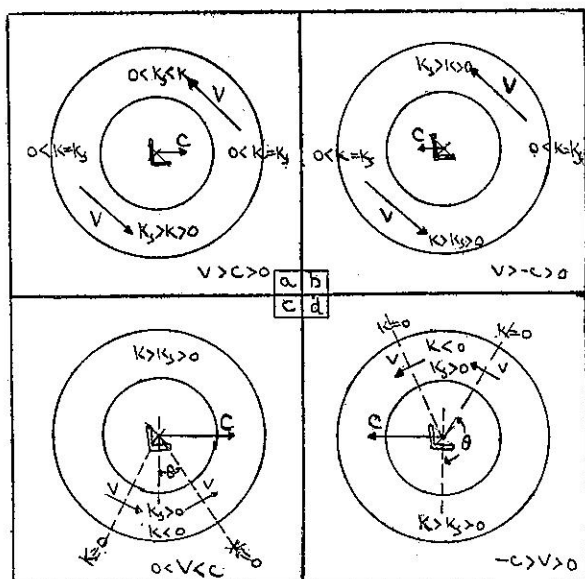


圖14：在運動的氣旋型式內，軌跡線曲率與等壓線曲率間的關係

速度，如圖14 (c) 所示， $K=0$ 的線與正南方向的交角 θ ，按 (24) 式可得出

$$\cos \theta = \frac{V}{C} \dots \dots \dots (42)$$

$K=0$ 的線有二，其與南北方向成對稱，在 2θ 角的劣弧扇形內， K 與 K_s 異號， $K < 0$ ，軌跡線有反氣旋式的曲率，此扇形內 TMD 之量較大。在此扇形之外的氣旋內， $K > K_s$ ，則為 TMC。故就東半部或西半部而論 TMD=0，故 TMD 可忽去不計，而以 LMD 代表輻散的全部。再者，合併 TMD 與 LMD 二者，可知在氣旋的南南西部有最大的輻散，在南南東部有較小的輻合，如果在此區域內 TMD 增大，輻散為零或有輻散出現，亦很可能。

(v) $-C > V > 0$ 氣旋向西運動且風速小於氣旋速度，與 (iv) 同樣的討論，如圖 14 (d) 所示，

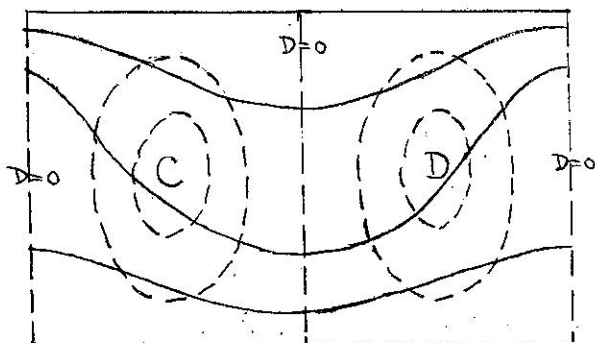


圖15：波狀等壓線型式內的輻散等值線(虛線所示者)

$K=0$ 的線有二，其與正南方向的交角 θ 亦可適合 (42) 式，唯 V 與 C 異號， $\cos \theta$ 為負值，此二線的位置如圖14 (d) 所示，在 $K=0$ 二線所夾的劣弧扇形內，軌跡線的曲率為反氣旋式的， $K < 0$ 故在此扇形內有較大的 TMD。在此扇形以外的氣旋內， $K > K_s$ ，則為 TMC。就東半部或西半部而論，TMD=0，故 LMD 可代表輻散的全部。合併 TMD 與 LMD 二者，在氣旋的北北西部有最大的輻散，在北北東部有較小的輻合，或輻散為零，或為輻散亦有可能。

在反氣旋內的輻散輻合可同樣討論，茲不贅述。

四、輻散輻合的垂直分佈

由經驗知中緯度地帶 700mb 鄰近以上的高空，水平面上的等壓線成波狀型式，再按以上諸節的討論，在此等高度稍高的波狀等壓線型式內，輻散等值線 (Isolines of Divergence) 則如圖15圖所示，零值線與槽線及脊線相合，輻散中心在槽線之東的轉向點附近，輻合中心在槽線之西的轉向點附近，地面低壓應與輻散中心相合，如以虛線表地面等壓線，實線表示高空等壓線，如圖16上圖所示，再在 AB 線上繪出垂直剖面圖，其中輻散輻合的分佈如圖16下圖所示。在地面摩擦層內，因地面摩擦原因，低壓中心附近應為輻合，摩擦層以上的氣旋型式內，東部為輻合，西部為輻散；繼續上升到達波形等壓線的底層，槽線之東為輻合，之西為輻散；再上升則為 LLMND，在 LLMND 之上，槽線之東為輻散，之西為輻合；再上升則為對流層頂了。

最後，我們可以解釋 LLMND 為何位於 600mb 高度的上下，一般而論，地面氣旋向東移動，氣旋之東的地區，自地面至大氣層頂的全部質量輻散之和應為輻散。假定地面氣壓為 1000mb，則自地面至 500mb 高度間的大氣質量恰為全部質量的一半，氣旋之東與槽線之東的底層皆為輻合，故 LLMND 應低於 500mb 高度。又因波狀等壓線的底常在 700mb 高度上下，LLMND 應高於波狀等壓線的底，亦即 LLMND 應高於 700mb 高度，因此 LLMND 應在 600mb 高度上下。

五、結 語

一般而言，考慮某一區域某高度的輻散輻合，如果該處 LMD (或 LMC) 與 LMD (或 TMC) 同時出現，則該處為輻散 (或輻合)；同樣，如果該處的某種效應為輻散 (或輻合)，他一效應亦為輻散 (或輻合)

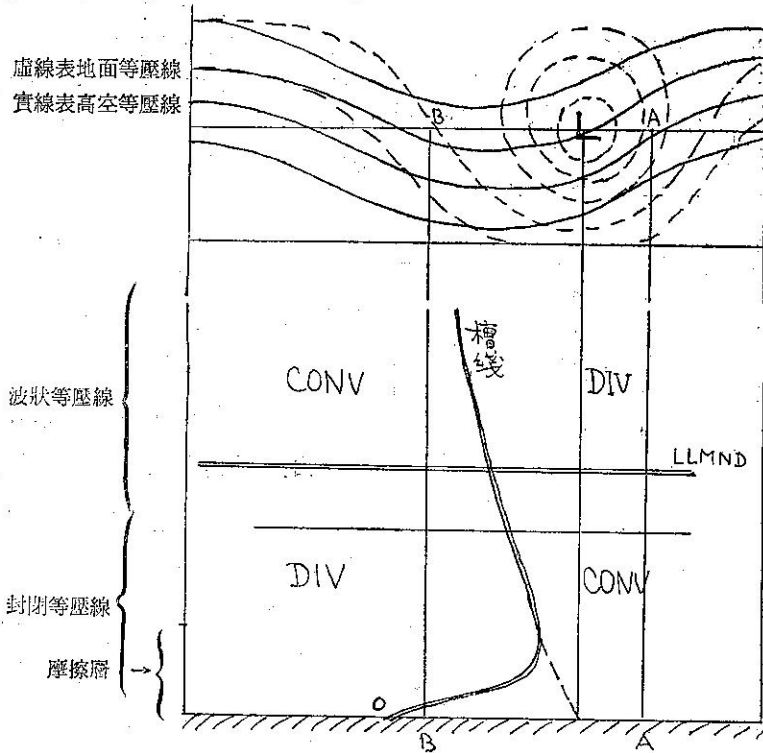


圖16：輻散輻合的垂直分佈

，此二者之和為輻散（或輻合）是無疑義。較複雜的情況乃在某一區域某高度中，輻散與輻合同時存在，其全部輻散究為輻散或輻合，則須判斷何者佔優勢而定。例如，在波狀等壓線型式中，緯度效應與曲率效應所影響的輻散輻合按高度互為消長的情況；又如在

氣旋等壓線型式中，其右半邊為 LMC，左半邊為 LMD；再就 $V > C > 0$ 而論，南半邊為 TMD，北半邊為 TMC，其全部的輻散究為輻散或輻合，則必須分區討論方可窺其全貌。至於某處輻散輻合數值的大小如何，則較為複雜了，本文未予論及。（完）

東亞噴射氣流之特性 戚啓勳

Characteristics of Jet Streams in the Far East

Abstract

C. H. Chi

This synopsis is to give a general information on the observations and results of my study on the jet streams appeared in the Far East. The writer first gave its cause and characteristics on the formation of a jet-stream in the upper atmosphere and then described its seasonal change on their geographical positions. From mid-October to the mid-April, there are two jet-streams in existence over the continental China and its neighbouring seas. These two jet-streams become intermingled near the neighborhood of Japan. The northern jet-stream was relatively stronger than the southern one and its height was about 40,000 ft. with a horizontal and vertical shears. This prominent feature on branching of the Westerlies was clearly indicated the dynamic effect of Tibetan Plateau. During the summer months the jet-stream played a role of minor importance in the drama of weather. Its average height was 43,000 ft. The wind velocity generally sharply decreased from west to east and gave a contradictory picture from the winter months. But the paths of these jet-streams are fairly agree with the maximum rainy zones and the prevailing tracks of extra-tropical storms.

一、前言

二次大戰以前，由於探空資料稀少，一般氣象學者都不知道高空有所謂「噴射氣流」(Jet stream，亦譯「激流」)存在。直到 1944 年美國太平洋區 B-29 機群空襲日本，發現飛機的真空速雖有每小時 300 哩，但迎面吹來一股強風，竟使地速幾等於零。回來的時候轉為順風，地速一變而為超過真空速幾達一倍。這次任務為恐油量不足，不得不在途中將炸彈卸落，趕返基地。當時李梅將軍為對付此種神秘氣流，命令所屬不顧敵方高射炮火，低空飛往日本轟炸，返航時再爬高到此強風層內，藉收順風之利。

其實這種高空強風帶早在一九一八年就被美國陸軍航空隊一位試飛員在俄亥俄州上空遭遇到，因而創了高速記錄，但在當時大家都未予置信。一九三三年氣象學家白裘克銀 (V. Bjerknes) 等在大氣平均截面圖上也曾發現北半球上空有一條移動迅速的強烈西風帶。隨後經大戰末期的實際經驗證實，氣象學者才急起探測研究。

截至目前為止，雖然噴射氣流的成因還沒有確實明瞭，但它的行為和稟性却已有不少資料。這些成果

無論對天氣預報或高空飛行都有很大幫助。遠東地區的噴射氣流情形經各方探討也有不少成就，值得作綜合性之報導。下面先對噴射氣流成因和一般性質作一簡短說明，使讀者易於瞭解。

二、噴射氣流之成因

關於噴射氣流的成因，最初諾瑪斯 (J. Namias) 倡導一種「合流說」。他認為對流中層常有兩股偏南和偏北的西風氣流，因高低緯波列之異相 (Out of phase) 而相遇在一處，等溫線因而密集，西風能量集中在此狹窄的區域內。軸線北面的較冷空氣逐漸堆積，產生下降運動，軸線南面因為損失空氣而產生上升運動。隨後洛氏 (C. G. Rossby) 一派却認為噴射氣流是大氣中「側面混合」的後果。大規模熱源渦流再加以絕對旋率有趨於平衡的趨向，即可形成側面混合。洛氏指出冬季各月混合區內的勢能具有週期性堆積現象，當它釋出動能時，在緯度 30 至 50 度的對流層頂附近就會產生一條狹窄的強烈西風帶。

這兩種學說主要差別有三：

(一) 混合說認為強勢力管場 (即增加溫度和氣壓梯度) 乃側面混合的結果；合流說却認為增強力管場才

會產生噴射氣流。

(二)混合說認為旋率移轉和側面混合時發生，合流說則認為旋率移轉是噴射氣流建立後經混合作用後才產生。

(三)混合說認為噴射氣流附近有一反向或間接的南北向環流，合流說却認為是一直接的南北向環流。

三、噴射氣流之一般性質

現在大家都知道南北半球的對流層頂都有一條或兩條西風噴射氣流。噴射氣流中心的高度通常在350-200 毫巴之間。強風帶有和定壓面上的等高線相平行的趨勢，但並非永遠如此，特別是槽線以東，有時候最強風的軸線可能會貫穿400 呎間隔的等高線兩條或三條。噴射氣流的位置隨季節而不同，冬季大多在南北緯30-50 度之間徘徊，夏季則移近極圈，以北半球來說至少可抵達北緯55度。有些氣象學者認為任何一條個別噴射氣流移行數日後就會變為不規則行動，但仍能保持移向低緯度的趨勢。根據等風速線的形態可以看出噴射氣流中心呈扁平的橢圓形，厚度大約在4,000 呎左右。噴射氣流的寬度頗不一致，有時候可超過300哩，有時候却只有100哩上下。循一噴射氣流軸線可見它的最大和最小風速中心有向下游移動的趨向。噴射氣流軸線南北溫度梯度極大，每30哩約降攝氏兩度。豎向軸線上垂直風切非常強烈，尤以極面附近為著。

噴射氣流雖然是一條蜿蜒曲折的繞極強風帶，但並非完整無缺，其間常斷裂。低壓南北軸線上大多形成複式噴射氣流。噴射氣流和極面在本質上常彼此關聯，最大風速軸線和500 毫巴面上的極面大多在同一位置。柏爾 (E. Palmen) 門指出：極面上空有一噴射氣流，稱之為「極面噴射氣流」(Polar front jet)，實際上約在極面北方750 哩處。南方另有一噴射氣流，稱之為「副熱帶噴射氣流」(Subtropical jet)。前者亦稱「主噴射氣流」，後者稱為「副噴射氣流」。

噴射氣流也有它的生命循環，包括一構成期和一消散期。一次可維持數星期之久。此種生命循環和指標循環 (Index cycle) 具有密切關係。當噴射氣流南移時，通常勢力大多增強，但在北緯30度以南，因動力作用而使之消散。北緯30-35 度之間，最大風速有時會超過每小時300 哩。

噴射氣流並不限於中緯度的西風帶內，亞非兩洲熱帶地區的高空還有一種東風噴射氣流。海洋上却並

沒有，由此可以想見海陸分佈對於高空氣流型具有重大的控制作用。

四、冬季之東亞噴射氣流

冬季各月，世界上最強烈的西風經常出現在遠東地區上空。從十月中旬開始到次年四月中旬，中國大陸和近海一帶都有兩股噴射氣流。南面一股在北緯30-40 度之間，亦即副熱帶噴射氣流，冬季平均位置在北緯34度，高度在200 毫巴上下，離地約四萬呎。圖1 示1956 年1-3 月平均噴射氣流位置，圖中可見

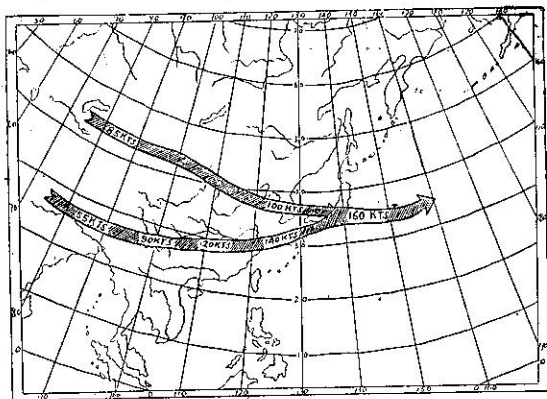


圖1：1956年1月至3月東亞平均噴射氣流位置

南方之噴射氣流從喜馬拉雅山南面向東延伸，穿過川黔交界地區經湘贛北部至杭州灣出海。中心風速向下游增強。在西藏高原南面時僅約每時60~90哩，到川黔交界已增強至每時120 哩，出海時達140 哩，到達日本附近和北方一股合併時增到每時160 哩。個別噴射氣流的強度可達每時300 哩。這一股噴射氣流緯度方面的變化較小，自十月間初見於華南後一直要到次年四月中旬始見北移。它的位置和冬季寒帶空氣南下的極限相配合。因此嚴格說來，此股噴射氣流自十二月至次年二月逐漸增強且趨南移，二月份到達最南極限之北緯三十三度。

北面一股即極面噴射氣流，圖中可見從帕米爾高原以北向東穿越塔里木盆地，至內外蒙交界處折向東南，在秦皇島附近入海。此股較南面一股稍弱，在新疆蒙古一帶中心風速不過每時八十五哩，出海時亦僅一百哩。高度亦較低，平均約在250 毫巴，即離地35,000 呎附近，出海後才升高到40,000呎。這一股噴射氣流和移動性低氣壓及極面相偕，每天和每月的緯度波動範圍較大。圖1 內所示之形態無非為平均方法之後果，實際上決沒有這樣平滑而具有規律。

南北兩股噴射氣流中間的西風帶，面積寬廣而勢力薄弱，四川盆地上空甚至還出現東風。出海後中間區域迅速變狹，東經120度的截面上，400毫巴處北緯25度與35度的濕度差竟相差到攝氏十七度。這樣強烈的溫度差，實為兩股噴射氣流漸趨匯合的後果。根據美空軍第一氣象聯隊的分析，日本、韓國一帶北緯50度以南僅有一條最強西風帶，因此推斷中國大陸的兩股噴射氣流出海後即趨於合併。合併後的噴射氣流情況，據統計一月份北緯28~38度離地三萬至五萬呎間平均風速都超過每時一百哩。最強風速在四萬呎附近，該處每時一百哩風速的範圍較廣，可自北緯40度向南延展至北緯25度。二月份更向南伸展至最大限度。最大風速的垂直軸線在下層微向北方上傾，從500毫巴面至噴射氣流中心，軸線近乎垂直，再向上軸線轉為向南傾斜。

冬季亞洲噴射氣流具有強烈的水平風切和垂直風切，水平風切主要在噴射氣流中心的北面。強烈噴射氣流中每一緯度水平風切大約在每時50~80哩，南面偶而也有這樣強大的風切。垂直風切以噴射氣流下面較強，最大風中心以下一萬到一萬五千呎常有每千呎達50哩時的風切出現。西藏高原的南面垂直風切最強，拉薩上空400~300毫巴間每公里垂直風切竟達每時15哩，相當於溫度梯度每百公尺相差攝氏1.4度，此在低緯度已經是相當大的數值；高原以北垂直風切很小，因此溫度梯度也不大。

遠東地區噴射氣流平均位置和最大降水區及最多風暴路徑配合得很好，見圖2。圖中顯示冬季在喜馬拉雅山南面經過的副熱帶噴射氣流正好是低緯度溫帶

氣旋最常走的路徑。這種氣旋大多在長江下游產生，隨後移出東海岸至東經135度後趨於加強，加強後的路徑大多偏向噴射氣流的北方。低壓中心地面位置以西，噴射氣流的高度顯然增加。北方一股和西伯利亞氣旋群的平均路徑或極面相配合。極面之上空或稍偏南常出現一個最大風核心，尤以西伯利亞寒潮爆發時為顯著。

東亞沿海岸上空之有兩股噴射氣流，顯然和美國的情況不同，美國東海岸只有一股噴射氣流。東經120度東亞南方噴射氣流和西經80度美國噴射氣流相比較，前者偏南約5度，中心風速要高出約40哩時。東經120度線上北緯15度和35度的溫度差，較西經8度上同一緯度間距的溫度差要大攝氏五度。

茲舉逐日天氣圖上之實例，以為平均情況之解釋，藉助預報應用。圖3示1954年2月6日0300Z之地面及500mb圖。下層最重大變化在於日本東方之低壓加深至992mb，此種加深過程係在較弱之寒帶噴射氣流中進行。環流加強後，建立新極鋒，此一噴射氣流亦同時增強。因此日本南方顯然有兩股噴射氣流。

第二例認為1957年1月22日1500Z之500mb圖。見圖4，圖中可以看出：西風帶受西藏高原之阻而分成兩支：一支流向高原北方；另一支則趨向南方。二者過高原繞回時，南支因動力作用形成一槽，北支則因動力作用形成一脊，每支西風內均有一噴射氣流存在。

最近在東亞地區噴射氣流較顯著之一例在今（五十）年二月一日0000Z 500mb圖上，如圖5所示。圖中琉球群島至日本南方噴射氣流極為顯著。雖當時

因高空風報告太少，無法確定兩股噴射氣流之軸線位置，大陸上之高空風亦不強。但我人仍可看出河西走廊附近形成一脊，雲南一帶形成一槽，顯然為西風帶越過西藏高原因動力作用而產生。再者，臺灣上空西風極強，冷鋒自臺灣南端向東北伸至日本東南。前面一冷鋒已越過硫磺島。地面高壓中心自外蒙西部趨向東南，低壓中心在北海道以東。凡此均足以顯示副熱帶噴射氣流約經臺灣上空，而寒帶噴射氣流則穿過日本四國之南端，走向東北東。

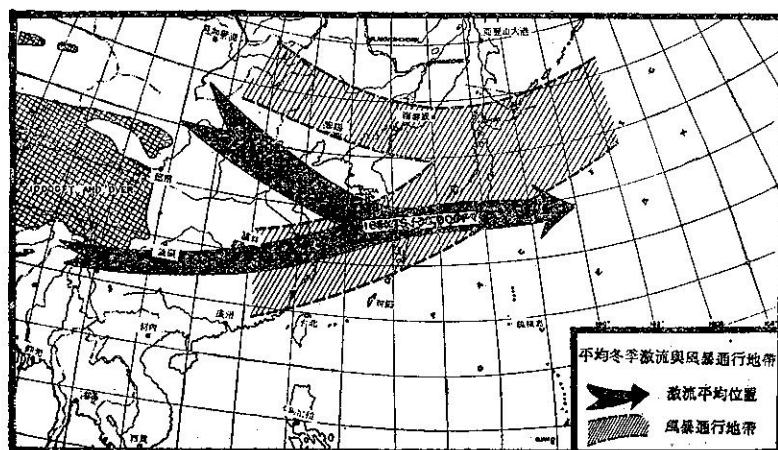


圖2：冬季（12月、1月、2月）最大風軸線平均位置交疊在溫帶氣旋通行地帶的上面。格子部份表示超過10,000呎的西藏高原。

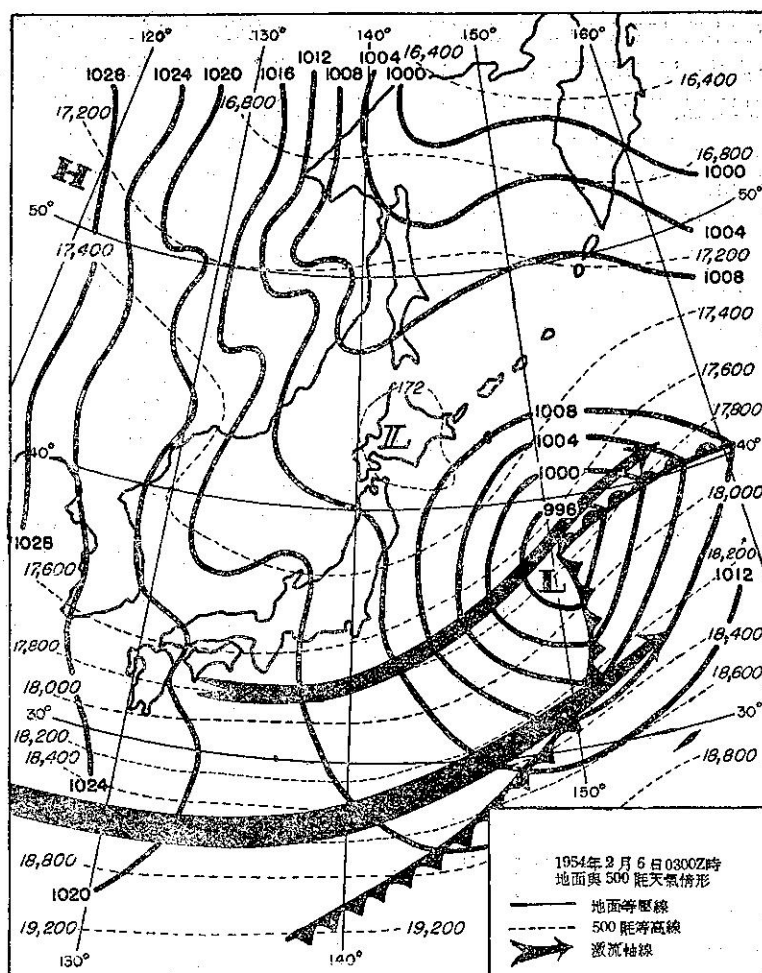


圖3：1954年2月6日0300Z時地面與500mb
天氣情形

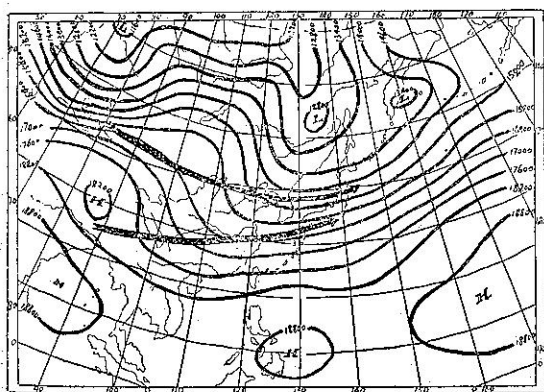


圖4：1957年1月22日1500Z之500mb圖
(粗線箭頭為冬季平均噴射氣流
軸線位置)

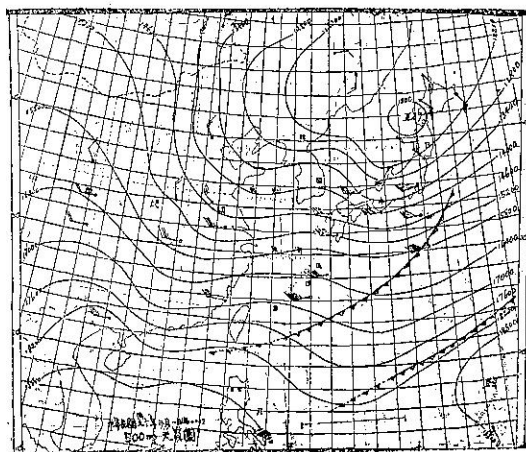


圖5：1961年2月1日0000Z
500mb天氣圖

五、夏季之東亞噴射氣流

亞洲高空夏季的噴射氣流和冬季截然不同，世界上最強的冬季噴射氣流一到夏季就變得微不足道，中心平均風速不足每時60哩。個別噴射氣流的最大風速範圍約自每時50哩至110哩，雖然偶而也可到達150至200哩，但機會很少。根據各經度線上6、7兩月份平均截面圖看來，顯然有兩股分立噴射氣流，但8月份平均圖却沒發現北面一股。南方的副熱帶噴射氣流

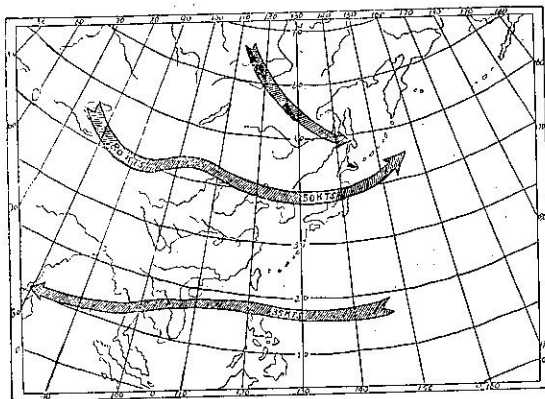


圖 6：1956年7、8兩月平均噴射氣流位置

平均位置在北緯38度附近，變動範圍從北緯35度至45度。高度平均為43,000呎，變動範圍約自35,000呎至50,000呎。圖6示1956年7、8兩月噴射氣流平均位置，圖中顯示南方噴射氣流從巴克什湖上空向東南穿過塔里木盆地，隨後略向北偏經內蒙北部後再偏東南，在渤海之秦皇島上空入海，穿過南北韓接界處和日本本州北部折向東北東。中心風速在巴爾克什湖上空尚有每時80哩，隨即轉弱至不足50哩。此點和冬季情形正好相反，按冬季此一噴射氣流顯然向下游增強。

北方的極面噴射氣流夏季亦隨極面北移，高度約40,000呎，勢力較副熱帶噴射氣流更弱。平均位置約自西伯利亞之勒拿河上游向東南延伸至庫頁島南部。如圖3所示。

另在低緯度高空尚有一股東風噴射氣流，中心風速平均自每時30哩至40哩。根據近世氣象學者研究，指出赤道地區既完全為海洋所佔有，北緯20度以北則為

陸地，因此北半球夏季最強烈之地面加熱在赤道以北；加之廣大西藏高原有大部面積伸至700毫巴面，很多高脊伸展至500毫巴以上，足以將地面吸收的日射直接加熱至對流中層，促使對流上層產生強烈的力管場，推動順鐘向環流，這樣才產生亞洲低緯度的東風噴射氣流。

東亞一帶夏季副熱帶噴射氣流軸線和主要風暴路徑也配合得很好，見圖7。至於遠在北方的一股，因為平均風暴路徑資料不足，故未繪入。據亞洲氣象學者的研究結果，指出五月底或六月初西藏高原的噴射氣流驟然消失，但日本南部的高空此時仍有噴射氣流存在，一定要等到日本的噴射氣流也消失，中國的梅雨期才告終止。

六、春秋交替季節之噴射氣流

春秋兩季南方之副熱帶噴射氣流平均位置在北緯32度至35度。春季向北推移，秋季則逐漸移向南方。平均最大風速春季自每時140哩減弱至100哩，平均為每時120哩。此一噴射氣流秋季逐漸增強，九月份最大風速為每時70哩、至十一月增至140哩。高度約在200毫巴與150毫巴之間，即離地四萬至五萬呎。

北方之極面噴射氣流逐月緯度變化較大，平均位置在北緯40至45度之間，高度約五千呎至四萬呎。秋季較春季略強，按秋季最大風速自每時90哩至110哩，春季約在60至100哩之間。

自夏季至秋季日本上空先出現西風噴射氣流，隨後秋冬之交始在西藏高原以南突然出現一股副熱帶噴射氣流。冬夏交替季節最容易出現複式環流。這兩條

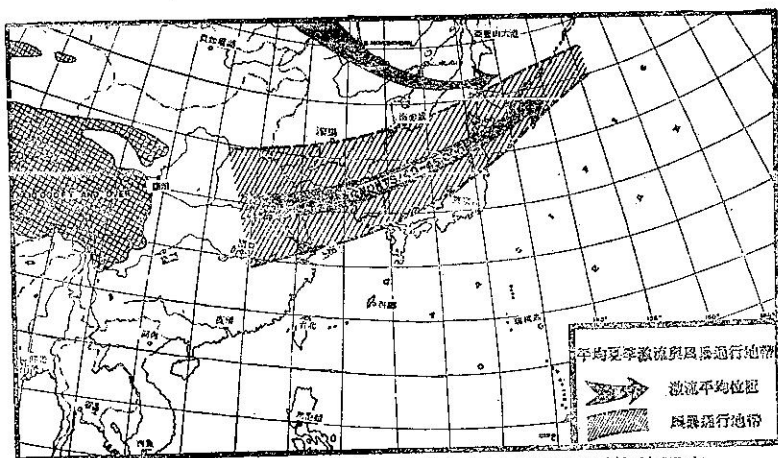


圖 7：夏季（6月、7月、8月）最大風軸線平均位置交疊在溫帶氣旋通行地帶的上面。格子部份表示超過10,000呎的西藏高原。

噴射氣流時合時分，在日本、韓國一帶位置在北緯35度至45度，高度在三萬至四萬五千呎之間。

七、結 論

東亞冬季顯然有南北兩股噴射氣流，即副熱帶噴射氣流和極面噴射氣流，分自西藏高原南北向東延伸，出海後漸趨合併。南面的噴射氣流非常穩定，不僅每天位置很少變化，每年的平均位置也能保持不變。這一股噴射氣流勢力最強，對我國天氣有重大控制作用。北面一股勢力較弱，緯度波動也比較大。夏季雖然也有兩股噴射氣流，但却彼此分立，各不相涉。並且低緯度10度至15度間還有一股東風噴射氣流。遠東地區噴射氣流之具有如此特質，顯然受到兩種控制因素：一種是廣大的亞洲大陸和海洋之間冬季和夏季所產生的熱力對比效應。另一種因素即為西藏高原的動力和熱力效應。因為略呈橢圓形的西藏高原，長軸超過3,000公里，短軸超過1,400公里，假定和鄰近的新疆、蒙古高原併在一起來看，寬廣的程度足以和整個西風帶相比擬。東西向伸展相當於長波的長度。平均高

度超過四公里，佔對流層厚度的三分之一強。西風帶內既然有這樣高大的障礙，對大氣一般環流當然會產生動力影響。再加上到達高原的氣流隨季節而不同，高原的動力效應也隨之而改變。另一方面，西藏高原也可以把它看作一個巨大的輻射體，夏季為一熱源，冬季高原東南部受到日射強烈也是熱源，其餘因積雲之故可能是冷源，因此對大氣環流產生一種熱力效應。東亞噴射氣流的季節演變，即為此等效應的後果。

參 考 文 獻

1st Weather Wing, USAF. Far East Climatology of the Jet Stream 1955.

氣象預報與分析第一至第三期：東亞大氣環流
沈傳節：噴射氣流的性質 氣象學報 第一期

P. Koteswaram: The Eastly Jet Stream in the Tropics
Tellus Feb. 1958.

空軍學術季刊二卷八期：高空氣流探秘

空軍學術季刊二卷七期：噴射氣流內的航行問題

Herbert Riehl: Forecasting in Middle Latitudes. 1952.

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

臺灣之寒害

顏俊士

A Report on the Study of Cold Injury in Taiwan

Abstract

C. S. Yen

The cold injury in subtropical belt was rare, but sometimes it happens in the districts of high relief lands in Taiwan. The damage of cold injury was not serious, yet the loss of farming products under cold injury still takes considerable importance on the economy of forms. The writer therefore took this subject as his study during last winter. The essential points of this paper are listed in the following paragraphs:

1. The number of days with minimum air temperature below 10°C in northern and middle part of Taiwan during winter and spring months had more than 15 days. Number of days with minimum air temperature below 5°C during last 63 years was relatively higher at Taichung than Taipei. The date of occurrence generally happened during the period from 11 to 15th February in both Taipei and Taichung.
2. The appearance of minimum air temperature over the bare ground was always earlier than readings recorded in the thermometer shelter. The period of minimum temperature below 5°C was also comparatively longer over the bare ground than at the observation yard if they are not to be influenced by the hedges.
3. The minimum grass internal temperature was higher than the surface of the east-west ridge, south-north ridge, drains, bare ground and air temperature at the observation yard.
4. The minimum surface temperature of the drains running east-west and south-north are relatively higher than the surface of bare ground. The difference of minimum surface temperature between the drains of different directions was mainly influenced by the wind directions.
5. The average minimum of surface temperature of east-west ridge was relatively higher than the south-north ridge during winter but the minimum surface temperature of both directions of the ridges were higher than the bare ground when it is calm but lower than the bare ground when it is windy. The difference entirely depend upon the influence of wind direction and wind velocity.
6. The severity of cold injury on crops mainly depends upon their species and varieties. According to the result of our experiment, the withering ratio of sweet potato on east-west ridges was comparatively higher than south-north ridges.

一、前言

由氣溫顯著減低至作物生育界限以下時所發生之災害，即稱寒害；而所謂凍害、霜害、冷風害亦均包括在內。本省位於低緯度，屈處於亞熱帶。從氣溫資料考察，年平均氣溫均在 21.0°C 以上，月最低氣溫平均亦位高於 15.0°C 以上，均在各種作物生育最低溫度限外，冬季之寒害雖不普遍發生，但亦常聞有局地寒害之消息。然因不是主要作物災害，未引起有關人士之關切。但在人口劇增，耕地有限，在十年來耕地面積僅增百分之一下的情況下，為解決糧食問題，除在擴大耕地面積，農業技術方面作進一步改進外，如何研究預防，減少氣象災害以免數個月之勞力與金錢毀於一旦，此亦刻不容緩的一件急事。筆者基於此一觀點，偶而作若干關於寒害方面的調查，提供參考。

二、本省發生寒害的可能性

所謂寒害就是冬季農作物受低於該作物生育溫度以下之低冷溫度時呈枯死、凋萎、生育不良等現象。在臺灣冬季，適於二期作與一期作水稻之間，田間較少栽培作物，僅有蔬菜、菸草、麥類、甘藷等有限種類，因此發生寒害的普遍較少，但為推行輪作，有效地利用耕地時，冬季亦須利用耕地之故，栽培種類，面積因之大增，冬季受寒害之機會，普遍性亦可能增加。而由各種作物的最低生育溫度之不同，其耐寒性均有差異，相同種類作物亦以其品種，同一品種亦以其生育時期如發芽、生長、生殖、成熟等各階段對於低溫之反應相差亦不一致。低溫時間之長短，發生低溫前後之天氣情形如何，其受害程度亦有差異。據 Haberland 氏研究各種作物生育最低溫度如表一所示，其中種類，

表一：作物之最低溫度
(據 Haberlandt 氏)

作物名	最低溫度
小麥	3-4.5°C
裸麥	1-2
大麥	3-4.5
燕麥	4-5
玉 米	8-10
稻	10-12
菸草	13-14
大麻	1-2
甜菜	4-5
豌豆	1-2
胡 瓜	12

菸草之最低溫度較高，事實上常聞一期作幼苗受害，再舉行補植或菸草受霜害等消息。各種作物之耐霜性、耐凍性據小宮氏及安田氏調查結果如表二及表三，可見各種作物之受害程度定有差異，各種果樹類之生育時期則耐寒溫度情況，據美國農務省長年調查結果如表四。

綜合上述前人研究結果以果樹類之耐寒性較強，一般作物如氣溫減低至 10.0°C 以下時，生育已甚緩慢，甚至可能發生損害，如以 10.0°C 為危險溫度界限論之，請參照表五（本省各地 10.0°C 以下日數表），除了位於較高之竹子湖，日月潭等例外，平地以臺中為最多天，最低氣溫曾減至 10.0°C 以下年有 21.9 天，新竹次之，就有 17.9 天。而臺北有 17.7 天等均有過半個月，而南部之臺南亦有 13.8 天之多，可見

表二：作物之耐霜性表（據小宮氏）

耐霜性程度	作物種類
弱	馬鈴薯、大豆、小豆、豌豆、粟、南瓜、西瓜、胡瓜、番茄、茄子、桑、葡萄
中	玉米、蘋果
較強	陸稻、燕麥
強	甘藍、山東菜、牧草類、大麻、黃麻、亞麻

表三：各種作物耐凍性表（據安田氏）

耐凍性	作物種類
最弱	胡瓜、南瓜、大豆、桑、茶、馬鈴薯、茄子、鳳仙花、柑橘、無花果、枇杷
稍強	桃、梨、蘋果、葡萄
強	豌豆、油菜、蠶豆、大麥、小麥、菠薐菜

表四：各種果樹在卅分以內無發生災害溫度表

果樹種類	有顏色蕾	開花中	尚呈綠色小果
蘋果	-3.9	-2.2	-1.7
洋梨	-3.9	-2.2	-1.1
桃	-3.9	-2.2	-1.1
李(義大利種)	-4.2	-2.7	-1.1
櫻桃	-2.2	-2.2	-1.1
梅	-3.9	-2.2	-1.1
杏	-3.9	-2.2	-0.6
巴丹杏	-3.3	-2.8	-1.1
葡萄	-1.1	-1.7	-1.7
胡桃	-1.1	-1.1	-1.1

表五：本省各地 10°C 以下日數

地名	月	1	2	3	4	11	12	計
基隆	36	3.3	2.9	1.0	0.1	0.1	0.9	8.3
竹子湖	6	18.2	16.5	12.8	3.7	2.8	10.8	64.8
淡水	10	6.4	5.6	1.8	0.2	—	2.5	16.5
臺北	56	5.8	5.9	2.1	0.2	0.6	3.1	17.7
新竹	15	7.0	5.5	1.9	0.5	0.1	2.9	17.9
宜蘭	17	3.5	3.3	1.0	0.2	0.1	1.7	9.7
金六結	6	6.3	3.0	1.5	—	—	2.0	12.8
臺中	56	8.3	6.5	1.8	0.1	0.7	4.5	21.9
花蓮	41	1.1	0.6	0.2	0.0	0.1	0.6	2.6
日月潭	11	12.5	9.0	3.0	0.4	0.5	6.1	31.5
臺南	56	5.3	4.5	1.0	0.1	0.2	2.7	13.8
臺東	52	0.3	0.2	0.0	—	0.0	0.1	0.6
高雄	20	0.9	0.4	0.2	—	—	0.3	1.8

本省寒害發生之威脅日期不短，而東部及高雄等地區僅有 3 天以下低於 10.0°C 日數，寒害發生可能性甚微。歷年有霜日數統計如表六，因為測候所大部份位於都市內，降霜較郊外為少。其有霜紀錄雖與田間有異，但亦可知大略之偏向，就是說，北部之有霜次數為本省之冠，而發生於 2 月者尤多，臺中次之，而一、二月次數相等，新竹僅可能發生於一月間，但臺南有

表六：測候所有霜日數紀錄（歷年平均）

地名紀錄年數	1	2	3	11	12	計
臺北 56	0.1	0.3	0.1	0.0	0.2	0.7
新竹 5	0.2	—	—	—	—	0.2
臺中 56	0.2	0.2	—	0.0	0.1	0.5
臺南 56	0.0	0.0	—	—	0.0	0.1

霜之機會甚微，換句話說，即無霜害發生之可能性，因為縱有降霜亦不一定引起霜害。

三、本省發生寒害之時期及頻度

在日本寒害尤其是霜害，因為是較大農作物災害之一種，經諸人士研究結果已獲相當的成果，譬如研究桑樹之發生霜害時期的結果，認為每年四月廿一日至廿五日間前後五天為發生霜害危險期間，因之在此時期均採取防備對策，在冬季期間降霜預報亦受農業界之重視。在臺灣因寒害並不普遍，限於局地且不是每年發生，未受重視，故除了零碎紀錄或若干有霜日

數紀錄外，尚鮮研究報告。

茲假設氣溫呈 5.0°C 以下為寒害發生日期，而從歷年氣象紀錄統計列舉臺北及臺中兩地，最低氣溫 5.0°C 以下日數表如表七及表八。其自 1897 年至 1959 年共 63 年間，所發生之年數及日數統計結果如表九，表示臺中較臺北呈低於 5.0°C 以下最低氣溫之年數、日數為多。各月發生次數兩地均以一月為

表八：歷年最低氣溫 5.0°C 以下發生日數

臺北 1897 年至 1959 年

年度	1	2	3	11	12	計
1897		1				1
1898	1	2				3
1901		5			1	6
1902		2				2
1903	1					1
1904		1				1
1906		1			2	3
1907					1	1
1908		1				1
1909					1	1
1910	1					1
1914	5					5
1915					1	1
1917	2	5			3	10
1918	7	2				9
1919	1	2			3	6
1920	6					6
1921		1				1
1922				2		2
1923		1			1	2
1924					1	1
1925					6	7
1926		1			4	4
1930		1				1
1932	4		1		2	7
1933					1	1
1934	2				1	3
1935						
1940	1					1
1942	1				2	3
1943						
1945	1					1
1948	1					1
1949	2					2
1952	1					1
1953	1	3				4
1955	1					1
1956	1					1
1957	1					1
1958		3				3
1959	3					3
計39年	43	35	1	2	30	111

表七：歷年最低氣溫 5.0°C 以下發生日數

臺北 1897 年至 1959 年

年度	1	2	3	4	11	12	計
1897		1					1
1898		2					2
1901		6					6
1902		1					1
1903	2						2
1906		2	2				4
1914	2	1					3
1917		2				4	6
1918	3	2	1				6
1919		3				2	5
1920	3						3
1922					3		3
1923		1				1	2
1924						1	1
1925						2	2
1926						3	3
1928	1						1
1931	3						3
1932	3	3	1				7
1934	1						1
1935		2					2
1940	1						1
1942	1						1
1943				1			1
1945	1					1	2
1949	2						2
1950						1	1
1951	2						2
1953	2						2
1955	2	2					4
1956	1						1
1958		3					3
1959	3						3
計33年	33	31	4	1	3	15	87

表九：月別最低氣溫低於 5.0°C 日數及年數

地區	月 年日數	1		2		3		4		11		12		一 年	
		年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數
臺 北		17	33	14	31	3	4	1	1	1	3	8	15	33	87
臺 中		19	43	17	35	1	1	—	—	1	2	15	30	39	111

表十：同一年間同月中平均發生次數及發生百分比

地區	月	1		2		3		4		11		12		一 年	
		平均	百分比	平均	百分比	平均	百分比	平均	百分比	平均	百分比	平均	百分比	平均	百分比
臺 北		1.94日	26.56	2.21日	20.97	13.6日	4.68	1.00日	1.56	3.00日	1.56	1.87日	12.50	2.63日	51.56
臺 中		2.26日	29.78	2.06日	26.56	1.00日	1.56	—	—	2.00日	1.56	2.00日	23.43	2.85日	60.93

表十一：低於 5.0°C 半旬別發生頻度 (臺中及臺北)

臺 中	半旬別 月別	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-31	計	臺 北	半旬別 月別	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-31	計
	1 月	8	9	7	11	4	4	43		1 月	5	12	5	7	2	2	33
	2 月	6	5	16	4	4	—	35		2 月	5	5	13	4	2	2	31
	3 月	1	—	—	—	—	—	1		3 月	1	2	—	1	—	—	4
	4 月	—	—	—	—	—	—	—		4 月	—	—	—	—	—	—	—
	11 月	—	—	—	—	—	—	2		11 月	—	—	—	—	—	3	3
	12 月	3	6	1	1	6	2	30		12 月	—	2	1	—	3	9	15
計									計								
111									87								

多，次為二月而在十二月間發生者亦不少。而一旦發生，平均有幾天則見表十，臺中較臺北為多些，有 285 天在同一年內發生。各月發生日數平均，除四及十一月在 67 年中僅有一次發生例外，臺北以二月為發生日數較多，有 2.21 天，次為一月、十二月之順序，但臺北以一月之發生日數為多，二月、十二月隨之。其平均發生日數亦在二天左右。就是說，如該年該月有發生低於 5.0°C 以下時可能有二天左右。但統計其各月發生機會即不一致，以臺中 29.78% 之一月為頻度最高，換句話說，每三年約有一年在一月間發生低於 5.0°C 以下之機會。且一有發生即有二天左右之可能性，次為臺北之一月及臺中之二月，其發生率亦較高，均佔 26.56%，即每四年有一年在該月中減低於 5.0°C 以下之機會，臺中在十二月亦有每四年中有一年之發生頻率，臺北於二月之發生率為 20.97% 即每五年有一年，十二月間之發生率為 12.50%，每八年就有一年發生。而其餘三月、四月、十一月間發生率則微不足道。姑不論任何月間發生，單從年發生率考慮，臺北 51.56%，臺中 60.93%，以臺中之發生率為較高，大體說，每二年中有一年發生氣溫減低至 5.0°C 以下之日子。以上可見臺灣之氣溫減低在 5.0°C 以下，對於農作物發生影響之機會相當高。再查歷年發生日期有無特異性，以半旬為期，統計其發生次數結果列如表十一，以臺中二月十一日至十五日為發生最多，曾發生十六次，臺北是時及臺中十二月最末半旬居次，即發生十三次，臺北年初

第二半旬（一月六日至十日間）為十二次，臺中在一月十六至廿日間為發生十一次，臺北十二月最末半旬有九次等有集中性之傾向，但其散佈度尚大。如調查

表十二：同一日期發生頻度
(二次以上日期)

臺 北		臺 中		臺 中	
日 期	次 數	日 期	次 數	日 期	次 數
2 月 12 日	5	2 月 14 日	5	1 月 19 日	2
1 月 7 日	4	1 月 17 日	4	1 月 21 日	2
1 月 10 日	4	2 月 12 日	4	1 月 26 日	2
1 月 18 日	3	2 月 13 日	4	2 月 11 日	2
2 月 11 日	3	1 月 4 日	3	2 月 19 日	2
2 月 13 日	3	1 月 8 日	3	2 月 20 日	2
12 月 30 日	3	1 月 10 日	3	12 月 5 日	2
1 月 2 日	2	1 月 18 日	3	12 月 6 日	2
1 月 8 日	2	2 月 5 日	3	12 月 22 日	2
1 月 11 日	2	2 月 10 日	3	12 月 23 日	2
1 月 17 日	2	2 月 22 日	3	12 月 26 日	2
2 月 2 日	2	12 月 29 日	3	12 月 27 日	2
2 月 4 日	2	12 月 30 日	3	12 月 31 日	2
2 月 6 日	2	1 月 1 日	2		
2 月 14 日	2	1 月 3 日	2		
2 月 18 日	2	1 月 5 日	2		
12 月 26 日	2	1 月 9 日	2		
12 月 27 日	2	1 月 11 日	2		
12 月 29 日	2	1 月 15 日	2		

同一日期內發生次數，即因其散佈性大，愈難得其集中性。其結果列舉如表十二，臺北以二月十二日，臺中二月十四日之發生次數較多均有五次在該日發生，發生四次者，臺北在一月七日，十日兩天，臺中即在一月十七日，二月十二日及十三日等三天雖有集中傾向，但均不顯著，再有詳細分析之心要。以上綜合分析結果，臺北地區之寒害發生機會以二月十一至十四日間為最多，次為一月七至十一日間，十二月廿六至卅日間為第三，一月十六日至十九日，二月十九日間為第四，臺中同樣地以二月九日至十四日為發生機會最多。次為二月十五日至廿一日之間，第三為十二月廿五日至卅一日間，第四為一月一日至五日及一月七日至十一日間，第五為二月十九日至廿二日間為發生頻度較多時期。其呈低溫時之高低程度之平均除三月及十一月發生次數特少外，臺北以二月之低溫平均為

低，為 3.5°C ，而十二月次之，為 3.8°C ，而一月間者為 4.1°C ，臺中一月及二月平均均為 3.6°C 而十二月為 4.0°C 。比較之下仍以臺北較低些。(如表十三)。

表十三：最低氣溫 5.0°C 以下平均

(臺北及臺中)

地區	月別	1 月	2 月	3 月	11 月	12 月
臺 北		4.1	3.5	3.7	3.1	3.8
臺 中		3.6	3.6	4.3	2.8	4.0

四、發生寒害當天之氣象

冬季本省氣溫顯著地減低，天氣嚴寒。由於本省受移動性高氣壓勢力控制的結果。因該高氣壓來自低溫的發生地區，溫度甚低之故，其低溫度影響所及，

表十四：氣溫減低於 5.0°C 以下當天氣象情況

☆ 日間係 09-14-17 時三次平均值 夜間係 18-06 時每時平均值

發 生 日 期	平 均 氣 壓		平 均 氣 溫		最高最低氣溫極端值			水 蒸 汽 張 力		雲 量		風 速	
	日 間		日 間		最 高			日 間		日 間		日 間	
	mm	mm	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	mm	mm			m/sec	m/sec
1960年12月30日	767.7	768.6	9.8	4.6	12.6	4.0	8.6	6.30	5.23	5	0	3.2	3.1
1961年1月17日	770.1	771.4	11.0	5.8	13.8	3.3	10.5	7.50	6.56	7	2	4.2	0.8
1961年2月1日	770.3	769.4	7.2	5.3	8.0	4.0	4.0	7.03	5.65	10	6	2.6	2.3
1959年1月16日	771.8	773.1	10.6	3.7	14.0	1.2	12.8	6.26	5.33	2	0	3.3	0.0

圖 1：1961年1月18日8時天氣圖

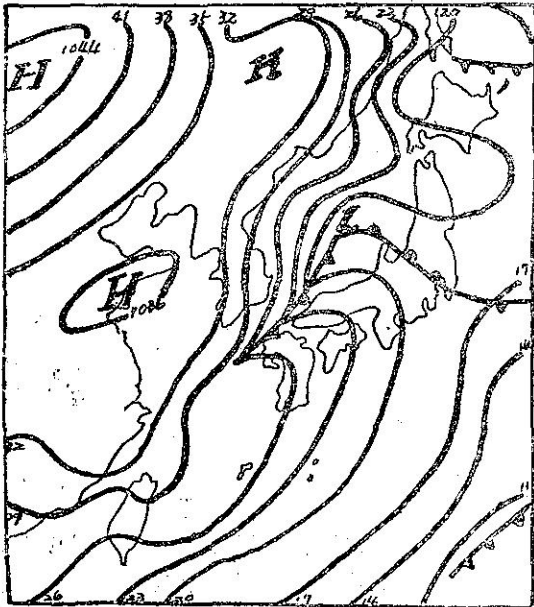
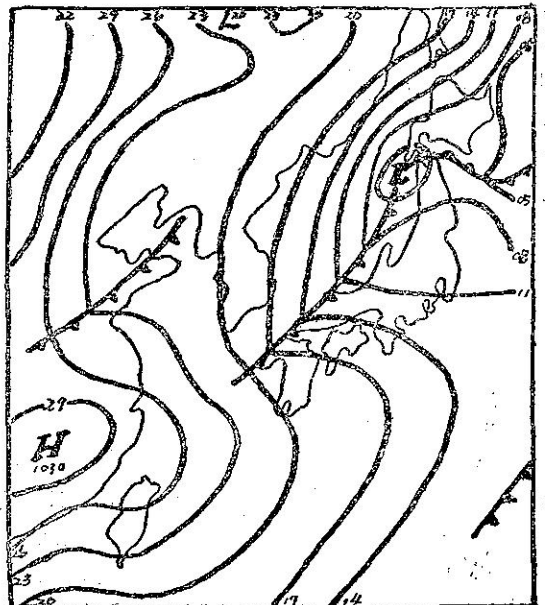


圖 2：1961年2月2日8時天氣圖



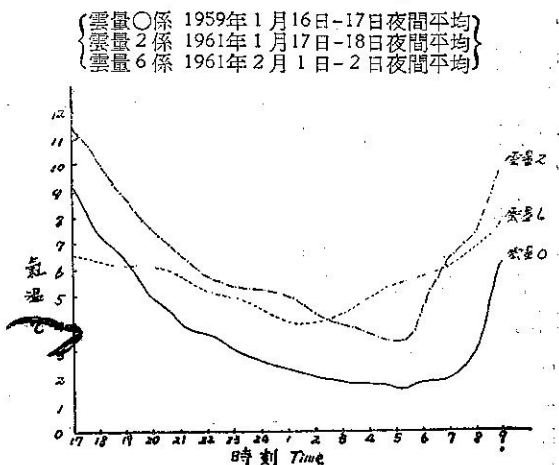
使本省之氣溫急激低降。去年十二月卅一日，本年一月十八日及二月二日共三天所發生減低於 5.0°C 以下時及前年一月十七日所發生之低溫當天之氣象情況如表十四。亦以本年一月十八日及二月二日之天氣圖（如圖 1 及圖 2），該二日之高氣壓中心均移駐於華中而其勢力相當旺盛結果，本省各地均在該氣團勢力範圍內而呈高氣壓，其氣壓之高低程度與歷年平均氣壓，歷年月平均氣壓及發生該月之平均氣壓比較，如表十五均較高，而在是時平均氣壓之間爭第一二，其

表十五：氣壓比較 (01~24時平均氣壓mm.)

日期	平均發生當天日平均氣壓	發生該月日平均氣壓	歷年平均月氣壓	歷年平均氣壓
1960年 12月30日	767.96	765.22	764.8	759.6
1961年 1月17日	770.69	766.49	765.2	759.6
1961年 2月1日	770.21	735.25	764.2	759.6
1959年 1月16日	772.17	766.83	765.2	759.6

變異之程度尙待查，可見其高氣壓之特殊性。發生低溫現象之前與該夜間之氣壓比較，除二月一日之夜間氣壓較日間氣壓為低外，其餘三次均增高，就是說，低溫現象在高氣壓增強中易於發生。日間(07時至17時)平均氣溫與夜間(18時至06時)平均氣溫之較差，除二月二日以外均差 5.0°C 以上，最高與最低氣溫極端值之較差更為顯著，其變動之大小與作物寒害之大小可能成比例，在見有降霜之前年一月十七日及本年嚴寒之一月十八日之最高與最低氣溫則均有 10.0°C 以上之較差。水蒸氣張力雖在呈低溫之夜較白天為小的現象，惟其相差與一般日變化之差異尙待差，但尙可稱該夜之水蒸氣張力較小，換句話說，是夜較白天為乾燥。雲量在該夜間均較白天減少而氣溫急減之去年十二月卅日夜及前年一月十六日夜間均減為無雲，但減溫不甚顯著之二月一日夜間則尙有一半以上之雲量，即表示雲量之多寡與溫度幅射間關係密切，因為地面之幅射為在 $270\text{--}300\text{\AA}$ 範圍內之長波幅射之故，易被雲、水蒸氣或二氧化碳吸收後再接受其幅射同時透過水蒸氣層所消失之熱量小之故，其減溫速度較為緩慢，由圖 3，雲量之多寡與氣溫變化圖可清楚地看出其顯著的差異。風速亦呈低溫之該夜較日間為減弱，尤其減溫甚劇烈之本年一月十七日夜及前年一月十六日夜間至翌晨之風速平均僅 1.0m/sec 以下，甚至整夜無風而有降霜，與相同地夜間無雲且有若干風之去年十二月卅日夜相較，雖是時侵襲之高

圖 3：雲量之多寡與氣溫變化



氣壓勢力不同，後者之氣壓較高且為有風之故，渦傳導旺盛進行熱混合結果，減溫速度較緩而其最低極端值相差甚顯著。本省有優勢高氣壓侵襲時定有冷鋒之通過關係，發生嚴寒之前降有陣雨，此自表十六，可資證明。嚴寒當天之相對濕度平均與是月平均相對濕度比較如表十七，除本年二月一日因雨後不久濕度較高外，其餘均較乾燥。

表十六：低溫發生前之降雨

開始降雨日時	停雨日時	低溫發生時
1月31日18時25分	2月1日11時40分	2月1日夜至翌晨
1月16日1時40分	1月17日19時50分	1月17日夜至翌晨
12月28日18時00分	12月29日19時30分	12月30日夜至翌晨

表十七：發生低濕時之平均濕度

日期	平均相對濕度	該月平均相對濕度
1961年2月1日	92.3	84.7
1961年1月17日	74.0	79.0
1960年12月30日	76.0	81.2
1959年1月16日	80.0	83.0

夜間之冷卻速度(減溫速度)在觀測坪百葉箱內，自十七時至呈最低氣溫極值時之速度，除了去年十二月卅日夜因受特殊地形風向影響，冷卻迅速，每小時竟減 1.31°C 之大為例外外(本文後詳述)，其餘三次均以每小時 0.6°C 至 0.7°C 之減溫速度進行。但自十七時減至 5.0°C 間之減溫速度在無雲之前年一月十六日及去年十二月卅日夜間均以每小時減 1.3 至 1.4°C 之快速度進行，而有雲時與雲量之多寡略成比例，即平均雲量二之本年一月十七日夜為每小時

減 0.8°C 而雲量六之本年二月一日夜間則僅每小時 減 0.3°C。(請參照表十八)。

表十八：最低氣溫發生時間與減溫速度 (觀測坪內)

日期	17時氣溫	最低氣溫		17時與最低差	減溫時間	每小時減溫速度	至5°C時間	減溫所須時間	每小時減溫速度	夜間平均	
		溫度	發生時間							雲量	風速
1959年1月16日	9.2	1.2	17日05時30分	8.0	12 30	0.64	20 00	3 00	1.40	0	00
1960年12月30日	8.6	4.0	30日20時30分	4.6	3 30	1.31	19 40	2 40	1.38	0	3.1
1961年1月17日	11.5	3.3	18日05時00分	8.2	12 00	0.58	01 10	8 10	0.79	2	0.8
1961年2月1日	6.7	4.0	2日01時30分	5.5	8 30	0.65	23 00	6 00	0.28	6	23

五、寒害之微氣象

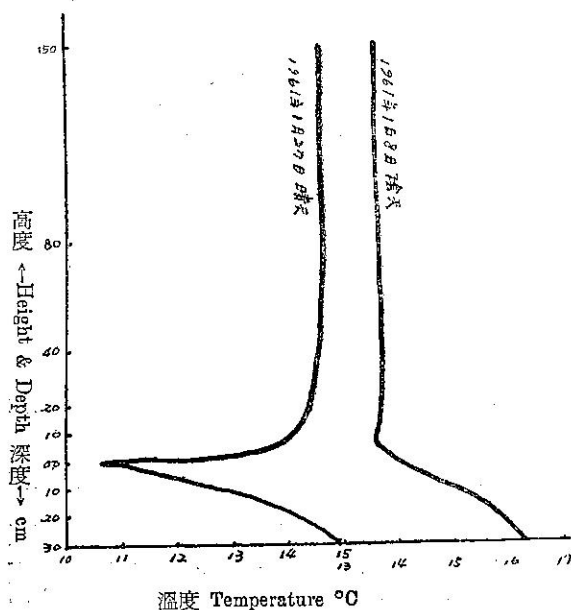
(一) 溫度剖面

受寒害的作物在一般情形之下均以低處較高處為嚴重，此種現象尤以受霜害時甚為明顯，果樹受霜害時如圖4，Comice Pear 梨樹為例，靠地面之低處毫無收穫，

圖4：Comice Pear 受霜害情形圖



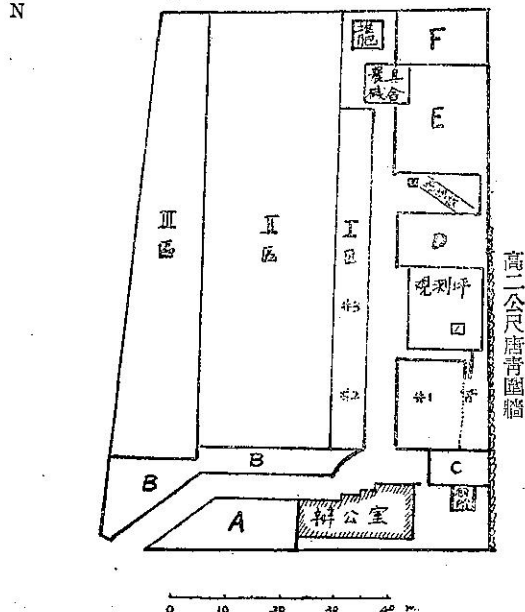
圖5：裸地夜間溫度剖面圖



地面氣層較高處氣溫為低之故。茲以本站冬季微氣象觀測紀錄為例，如圖5，左線為本年一月廿七日無雲時及右線為一月八日多雲時各晨之裸地溫度剖面圖，在天晴時靠地面之十公分高與地面間之溫度相差甚大，因無雲，自地面向天空之輻射如前項，未被雲吸收抑制結果溫度傾度大，明顯地呈蓋格教授之所謂放熱型（或出射型），自地中溫度輻射之情形亦可自其溫度傾度明顯地看出。而其溫度傾度隨高度逐次減小，但陰天多雲時不僅是溫度傾度甚微，且地表面溫度亦較近地氣層為高，前者就是發生寒害時的溫度剖面型態，如果天晴無雲但有風時由上下熱交流旺盛結果，無法維持其逆轉型態，使後者如右線之溫度剖面型態。無雲時明顯地呈溫度逆轉現象，為夜間自地面向天空之長波長輻射易透過之故，地表面之冷卻甚顯著，其

圖6：安坑站場地概略圖

I、II、III區均為試驗區，A、B為物候果樹區。
#1、#2、#3均氣溫、地溫剖面觀測地點。
□ 設百葉箱地點。



接近地面之氣層亦以渦傳導作用次第地被冷却。因低溫之空氣較重的關係，如無風時難於與較輕之高溫空氣置換，頗為安定。有風即發生擾亂，熱交換結果溫度傾度小。

(二) 低溫之地面情形差異

發生寒害時之低溫程度，受地形、土壤乾濕，附近有無阻礙物，地面上有無種植植物、覆蓋物，其覆蓋物或植物之疎密等均有影響，本站在觀測坪附近南

方種有唐青圍牆，在調查分析上必須考慮風向之影響，請參照圖 6 概略圖討論調查結果。

1. 最低氣溫極端值以觀測坪上百葉箱內氣溫較裸地上百葉箱內氣溫為低。本來裸地上氣溫之冷却較密生草皮，地面長波長輻射被抑制之觀測坪上氣溫之冷却為甚，但是日發生低溫時之夜間均有若干之風，而觀測坪上之最低溫度發生時之風向均如表十九，吹南風，西北西或南南西風有唐青遮障，風速減弱，

表十九：發生低溫時之時間及氣象要素
(風向在 8.0 公尺高處風速在無遮風物裸地 1.5 公尺高處觀測值)

日期	類 項 目	裸 地 上 百 葉 箱					觀 測 坪 草 皮 上 百 葉 箱				
		最低溫	發生時間	風 向	風 速	雲 量	最低溫	發生時間	風 向	風 速	雲 量
1960年12月30日		4.4	19 30	ENE	0.2	0	4.0	20 30	S	0.9	0
1961年1月18日		3.7	03 00 05 00	NNE WNW	0.4 0.9	0 0	3.3	05 00	WNW	0.9	0
1961年2月2日		4.6	01 40	S	1.3	3	4.0	01 30	SSW	1.3	3

不受由風所引起之擾亂作用，可繼續冷却，同時裸地上百葉箱較觀測坪上為小，通風較難，最低氣溫極端值反以裸地上百葉箱內者為高。

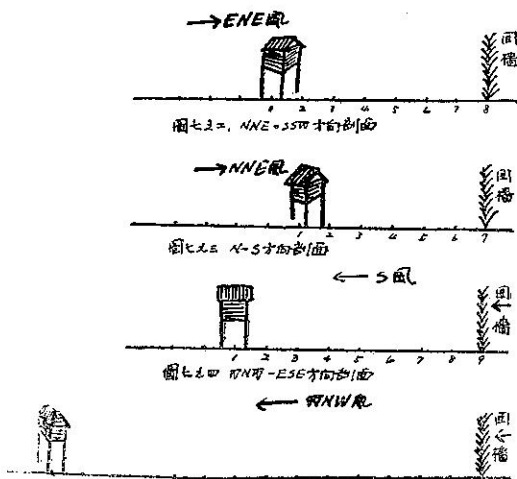
2. 最低氣溫發生時間之遲早。最低氣溫發生時間雖裸地上為觀測坪上各有高低之差，但在不受遮障之同一條件下，如本站吹東北東風或北北東風時（請參照圖 7 之一及之二剖面圖），均不受唐青圍牆之影響，由於裸地地面向天空輻射較有密生草皮之觀測坪為甚之故，裸地之近地面氣層之冷却較快，其發生時間如表十九，在去年十二月卅日夜及本年一月十八日晨為例，裸地上之最低氣溫發生時觀測坪上尚未出現最低氣溫，而繼續減低氣溫，此由表廿，裸地上氣

表廿：裸地上發生最低溫時觀測坪上之溫度

日期	項 目	裸 地 發 生 最 低 溫		同時間觀測 坪上溫度	風 速	風 地
		時 間	溫 度			
1960年 12月30日		19 30	4.4	5.2	0.2	ENE
1961年 1月18日		03 00	3.8	4.0	0.4	NNE

溫已呈最低氣溫時，觀測坪上之氣溫仍高於裸地上氣溫可為佐證。但風向呈西北西，南或南南西且風速不大時，由觀測坪旁有較密，高達二公尺之唐青圍牆遮住風向之故（如圖 7 之 3 及之 4），觀測坪上與裸地上之最低氣溫出現時間略同，但如風較大時，如本

圖 7 之一：ENE~WSW 方向剖面



年二月一日夜間吹 1.3m/sec 時則裸地上有風之擾亂，熱交換迅速，冷却作用較難，同時觀測坪上氣溫之最低極端值之出現亦較裸地上者為早。

3. 最低氣溫保持時間之長短。如表廿一，最低溫度保持時間以觀測坪為長。觀測坪因密生草皮，自地表輻射之長波長輻射均被草皮抑制，草皮有蒸散作用，其空氣濕度亦較裸地為濕，此由表廿二，發生低溫是夜平均絕對濕度均以觀測坪上濕度為高可知其梗概。因此夜間冷却進行較裸地緩慢。但一旦冷却，因

表廿一：最低氣溫滯留時間

日期	觀測坪上	裸地上
1960年12月30日	120分	10分
1961年1月18日	30	10
1961年2月2日	60	10

表廿二：絕對濕度

發生日	觀測坪上箱	裸地上箱
1960年12月30日17時至31日9時平均	5.23 mm	5.22 mm
1961年1月17日17時至18日9時平均	6.56	6.22
1961年2月1日17時至18日9時平均	5.65	5.09

比熱大，減溫亦較緩慢，且受遮障之影響，減速結果以渦亂而熱交換較小，低溫保持時間均較之裸地上者為長。保持 5.0°C 以下時間亦相同地以觀測坪上者為長，且其時間較長，如表廿三，而保持時期之長短

表廿三：氣溫低於 5.0°C 下保持時間

日期	觀測坪內	裸地
1960年12月30日	750分	280分
1961年1月18日	445	355
1961年2月2日	120	10

亦與風速及風向有密切的關係。如夜間平均風速僅 0.8m/sec 時，不受任何影響之裸地上亦有 355 分之長（本年一月十八日），但去年十二月卅日夜，其風速平均雖有 3.1m/sec ，相當大，但因是日夜間無雲，自地面之長波輻射甚強，冷卻快之故，雖有渦亂而熱交換大，且保持 5.0°C 以下時間亦較長。本年二月二日不僅風較大且雲量亦多，結果，不但是長波長輻射受抑制，且受熱交換大之影響，僅能保持十分間。

（三）地形與最低地面溫度。

發生低溫之三天中，最低地面溫度之極端值，如表廿四。茲述其地面溫度極端值之差異。

表廿四：地表面及草溫最低溫度極端值 單位： $^{\circ}\text{C}$

	最低草溫	諸葉覆 東西畦	諸葉覆 南北畦	裸地面溫	東西溝 地溫	南北溝 地溫	風向	風速
1960年12月30日	4.3	3.9	3.7	3.7	4.1	4.0	ENE	0.2
1961年1月18日	4.7	2.9	2.5	2.8	4.4	4.1	NNE WNW	0.4 0.9
1961年2月2日	4.4	3.0	2.6	3.6	4.1	4.2	WNS	1.3

1. 最低草間溫度比任何地面溫度為高。因觀測坪內草皮密生，形成特殊情形之空間，在日間太陽輻射無法到達地面而均由草皮本身吸收，雖然夜間再由草皮葉面向空中輻射而冷卻，但其輻射量尚較自地面輻射為小，草皮間由其蒸散作用之故，濕度較高難冷卻，且過分密生的關係，草間間隙甚擠，難與外面冷而重的空氣相交換，結果其最低極端值不僅比任何地面溫度為高，甚至較離地一公尺半之百葉箱內氣溫為高。

2. 未有任何覆蓋物之裸地與畦溝地面溫度比較，其最低極端值，無論東西畦溝，南北畦溝均較裸地為高，請參照表廿四，其相差達 $0.3\sim 1.6^{\circ}\text{C}$ 之大。即因畦溝接近甘藷，有其蒸散作用影響，空中濕度高且畦溝排水較裸地為差，土壤濕度亦高，同時裸地觀測地點較畦溝觀測地點接近於圍牆及房屋，有其遮風影響結果，由冷卻較難與熱交換大，因此畦溝最低地

面溫度極端值高於裸地地面溫度。其中以風之影響較大，在 0.2m/sec ，風向 ENE 因相同地無遮障影響，相差僅 $0.3\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ ，但裸地有顯著地遮障減弱作用之 NNE 或 WNW 風，且風速有 $0.4\sim 0.9\text{m/sec}$ 時，有旺盛熱交換作用之畦溝地面溫度極端值與裸地相差即達 $1.3\sim 1.6^{\circ}\text{C}$ ，而風速更大，有 1.3m/sec 時，雖裸地有遮障，但尚有若干之風，結果其相差較小，為 $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ 。

3. 東西、南北兩畦溝間之溫度差在風速小於 0.9m/sec 以下時，東西畦溝之地面溫度極端值較高，其相差在 0.9m/sec 風速內，風速愈大相差越大，此因 ENE 或 WNW 風時，南北畦溝之減風效果為大，熱混合較東西畦溝為小，而南風較大，風速有 1.3m/sec 時沿南北畦溝吹走，其熱交換大之故，南北畦溝為較高。

4. 甘藷栽培中之東西與南北畦上之地面溫度最低極端值之平均較裸地地面溫度最低極端值如表廿五，風速僅 0.2m/sec 時，在受地上之畦及藷莖葉之摩

表廿五：畦上平均與裸地地面

溫度最低極端值

單位：°C

日期	東西畦地面溫度	南北畦地面溫度	畦上平均地溫	裸地地面溫度
1960年12月31日	3.9	3.7	3.8	3.7
1961年1月18日	2.9	2.5	2.7	2.8
1961年2月2日	3.0	2.6	2.8	3.6

擦，顯著地減風，藷葉間濕度亦有蒸散作用，故較高，自畦上地面所輻射之長波長被藷葉抑制，同時再逆輻射等結果，其最低極端值以無抑制長波長輻射作用，濕度較低之裸地為低，但稍有風即 0.4~0.9m/sec 時，相反地以畦上地面最低極端值為低，而風較大，有 1.3m/sec 時，其相差更顯著，達 0.8°C 之大。因有風時畦上地面溫度在正風面均有遮障物之存在，風速顯著地減弱結果，較無任何影響之裸地，其熱交換小之故，以畦上地面溫度極端值為低。

5. 東西畦與南北畦上兩地面溫度最低極端值比較，以東西畦上為高，此因日間到達於東西畦之日射量較大於南北畦約半倍（以福井氏之日射量計算式計算）之故，東西畦之地面溫度較高。

6. 東西畦與裸地地面溫度最低極端值比較，風速在 0.9m/sec 以下，而風向為 ENE 或 WNW 時，因東西畦較有遮障影響之畦地通風較好，其熱交換大之故，東西畦較高，但風向為 S 並且風大有 1.3m/sec 時，即東西畦在正風面有遮風效果，較有熱交換之畦地低 0.6°C。

7. 南北畦與裸地地面溫度最低值比較，風甚弱，有 0.2m/sec 時，其溫度略同；而風稍大，為 0.4~0.9 m/sec 或 1.3m/sec 時則較低，此係因白天日射量到達於南北畦為少，故地面溫度較低，但風甚微，0.2m/sec 且風向 ENE 時，裸地區因受房屋之遮風影響與南北畦正風面之遮障效果加高濕環境總和相等結果，其最低值相同。但風向 WNW 風速為 0.4~0.9m/sec 時，雖與南北畦相同地有遮障之減風效果，但南北畦尚有多濕及日射量較少等條件影響，即其最低溫度低些。如風大有 1.3m/sec 並有沿南北方向吹之 S 風時，因裸地之通風較南北畦藷葉間為好，熱擴散（或熱混合）大之故，兩區之相差達 1.0°C。

六、發生寒害情況

（一）受害作物種類及品種

入冬後接連三次嚴寒，本站內栽培之作物除了微氣象觀測用甘藷臺農 57 號品種外，尚有汕頭種及紅心尾二品種。蔬菜類有蘿蔔、結頭菜、豌豆、油菜、甘藍、白菜及花菜等多種。其中受寒害嚴重者為臺農 57 號甘藷（後述）外，紅心尾、汕頭種二品種因耐寒性較強，為頗適於北部普遍栽培之品種，自入冬以來，雖生育不甚理想，但歷三次嚴寒未見任何寒害現象。蔬菜類中豌豆臨開花期，花蕾無法結實及凋落者亦不少，收量頗受影響。果樹類中橫山梨未見任何異常現象，番石榴之葉片間忽見一些褐斑是否其影響不敢斷定，柿子類入冬以來逐漸落葉中而經三次寒冷後不留一片葉子，全部落盡。

（二）遮障之有無與寒害

試驗用品種之臺農 57 號除了栽植於本站場地中央試驗區 I 以外尚有供補植用者，該補植區在唐青圍牆 5 公尺範圍內，三次發生嚴寒時由其遮障之存在，冷氣被阻止之關係，可能該補植區氣溫較試驗區一帶為高，一片綠色未見凋落或變色。

（三）臺農 57 號甘藷發生寒害情況：

1 嘉義農林改良場育成之臺農 57 號甘藷，因其耐寒性較差，入冬以來生育情形欠佳，且接一連三受低溫侵襲結果，綠葉漸趨凋萎。在受害後之二月五日以目測調查全試驗區結果如表廿六，其位置如圖 6 之 I 區內，觀測區較近辦公房屋，即愈接近有遮障物之小區之藷葉枯萎率較無任何影響物之小區為輕。南北畦與東西畦區之平均枯萎率亦成 36.15 比 37.40，有東西畦區之枯萎率較大之傾向。

表廿六：臺農 57 號受寒害枯萎率表

微氣象觀測區		生育調查區	
南北畦	東西畦	南北畦	東西畦
35.91%	36.18%	36.38%	38.62%

2. 受害前後之生育調查結果如表廿七，雖各區僅採取各五株，其調查結果有差異頗大之嫌，但尚可略知其傾向。即插植後經 100 天之地地上部份及地下塊根重量均以東西畦區為良好，但經三次嚴寒受害後之調查，東西畦區之葉數，葉面積均甚顯著地減少，其枯萎率較南北畦區大 24%，葉面積減少率相差 17%，其餘因受害後經十天調查之關係在作物之恢復體制

表廿七：受寒害前後之生育情形

	葉 數				葉 面 積 cm^2				小 葉 數				芽 數				每 塊 根 重 gr			
	南	北	東	西	南	北	東	西	南	北	東	西	南	北	東	西	南	北	東	西
受 害 前		126		158	3098.0		4007.1		26		36		213		326		31.0		35.1	
受 害 後		49		23	915.7		506.0		96		50		506		364		50.1		44.0	
增減百分比	—	61.1	—	85.4	—	70.4	—	87.4	+269.2	+	38.9	+	137.6	+	11.7	+	61.6	+	25.1	+

上，小葉、幼芽之增加旺盛之故，小葉數及芽數均較受害前增加，且其增加率以南北畦區為大，此因南北畦之小葉、芽數之受害較東西畦區者為輕之故，其增加率竟有一倍多。塊根重量之受害前後之增加因該貯藏同化物質自葉片受害凋落，減少其合成能力之故，自生育 100 天至 150 天間之 50 天中，南北畦區僅增加 19 克而東西畦區由其受害較重結果僅增 9 克左右，其增加率南北畦區較東西畦區多 36 %。

3. 以上目測調查及拔株生育調查結果，均相同地顯示東西畦區甘藷較南北畦區甘藷之受害為重，此傾向與最低溫度極端值呈相反現象。因作物之溫度災害不僅與低溫之高低程度有關，其變溫亦有甚大的影響，如表廿八，即發生嚴寒後氣溫開始回升時由南北畦區之東邊之日射量為多，其昇溫較東西畦區為迅速、急激，加重其被害程度，故此其受害率較大。

表廿八：東西南北畦地面溫度差

調 查 日	最低地面溫度				最低地面溫度差	9 時地面溫度				較 差	昇 溫				昇溫差
	南	北	東	西		南	北	東	西		南	北	東	西	
12月31日	3.7		3.9		— 0.2	8.5		8.5		± 0	4.8		4.6		+ 0.2
1月18日	2.5		2.9		— 0.4	8.2		7.8		+ 0.4	5.7		4.9		+ 0.8
2月2日	2.6		3.0		— 0.4	7.5		6.9		+ 0.6	4.9		3.9		+ 1.0

七、結 論

寒害在本省雖不是一種普遍嚴重之氣象災害，但易把農家長期之辛苦結果毀於一朝一夕之間。這不僅是一農家的損失對於國家之農業生產亦有甚大之影響。臺灣在冬季田間尚少重要作物，但今後從提高土地利用效率，增加冬作可能之增產。因此在確立預防災害對策上，有調查寒害發生情形之必要，去年冬季偶然接連三次發生嚴寒，臨時作全面調查，其結果約如下述。

(一) 本省各地氣溫減至 10.0°C 以下之日數，自臺中以北之西部，年有半個月以上，其中以臺中為最多，有 22 日，臺北、新竹次之，臺南尚未達半個月，而其餘僅有三天左右，較寒冷的日數亦不短，影響農作物生長不小。

(二) 最低氣溫極端值呈 5.0°C 以下，嚴寒日之發生頻度，臺中高於臺北且兩地均以一月為最多，二月、十二月均次之。如有發生，自歷年平均值觀察，有接連二至三日發生之傾向。從發生之有無，平均

每二年中有一年發生，且以臺中之發生百分比為高。各月發生率以臺中之一月為最高，每三年一次，臺北一月、臺中二月居次，每四年有一年發生於該月，臺中十二月間略同，臺北二月為每五年，十二月則為每八年發生一次。

(三) 發生時期之集中性，以半旬別統計時，為臺中，二月十一日至二月十五日，十二月廿六日至卅一日，一月十六日至廿日之順序；臺北二月十一日至十五日，一月六日至十日，十二月廿六日至卅一日之順序較易發生。又發生日期之統計結果，臺中以二月十四日為最多，一月十七日、二月十二日、十三日繼之。臺北以二月十二日為最多、一月七日及一月十日為繼續發生次數較多之日期，但其分散度相當大。總之以集中發生於臺北二月十一日至十四日間為多。一月十七日至十一日，十二月廿六日至卅日，一月十六日至十九日及二月四日至二月六日等，臺中即二月九日至二月十四日間、二月十五日至廿一日、十二月廿五日至

卅一日，一月一日至五日，一月七日至十一日而二月十九日至廿二日亦有較多發生之傾向。如發生嚴寒時平均以臺北之最低值較臺中為稍低，而臺北以二月發生者為低，十二月次之，臺中一二月均略同溫。上述傾向與歷年降霜紀錄略同。

(四) 冬季臺灣，氣溫減至 5.0°C 以下時受移動性高氣壓勢力的控制，氣壓相當高，其一般現象如下：

1. 日間平均氣溫與夜間平均氣溫較差在 5.0°C 以上，最高與最低氣溫較差如天晴無雲時在 10.0°C 以上。
2. 夜間較日間為乾燥。
3. 密雲量或自日間漸漸減少，風速亦相同。
4. 減溫速度自十七時氣溫減至 5.0°C 之速度，在天晴寡雲時以每小時減 1.3 至 1.4°C 且在上半夜可減到 5.0°C 以下，而因其 5.0°C 以下之保持時間甚長。

(五) 無雲無風時之氣溫剖面，由溫度逆轉甚為安定，故上下溫度傾度大，多雲或有風時溫度傾度小。

(六) 最低氣溫極端值在本站因有地形影響，有草皮覆蓋之觀測坪上氣溫較裸地上為低。

(七) 最低氣溫發生時間在相同地點不受遮障影響時以裸地較快，觀測坪有遮障影響時，風速 0.8 m/sec 時發生時間略同。風速較大至 1.3 m/sec 時

，以觀測坪上氣溫為快。

(八) 最低氣溫， 5.0°C 以下等保持時間，以觀測坪為長。

(九) 最低草間溫度極端值均較東西、南北走向畦上，畦溝裸地等地表面溫度及百葉箱內最低氣溫為高。

(十) 裸地地表面最低溫度較有甘藷栽培之畦溝地表面溫度為低，其相差大小，視風速、風向而異。

(十一) 東西、南北走向畦溝最低地表溫度極端值受風向之有否沿走向吹而異，有沿走向時即較高。

(十二) 東西畦、南北畦之畦上最低地表溫度比較以東西畦為高。

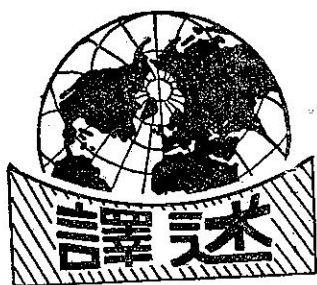
(十三) 畦上地表溫度最低極端值南北、東西畦平均在微風時較裸地為高，而有風時較低。

(十四) 東西畦與裸地，南北畦與裸地地表溫度比較均受風向及風速之影響，相差不一。

(十五) 作物受寒害情形因作物種類、品種各相差一，本次臺農 57 號甘藷，受嚴重之災害，葉片之枯萎甚大，同一品種在有遮障之地區，均不受任何損失。

(十六) 受害情形據目測及拔株調查結果，均以東西畦之枯萎率為大，受害前後之塊根重量之增加甚小。

以上為本次調查的概要，其間尚有許多問題尚有待詳細檢討，容今後再行研究分析。



亞洲大陸夏季之大氣環流結構

陳以明譯

摘 要

本文分析1955年7月之亞洲大陸上5,000呎、10,000呎各高度之平均氣流場，並分析1956年7月與8月亞洲上空200mb之平均等高線，並繪製1956年沿75°E、105°E及120°E各子午線之平均氣流及溫度場之垂直剖面圖。亞洲大陸上氣流之立體結構乃由下列三基本氣流所組成：(1) 中緯度之西風，(2) 高空之熱帶與副熱帶東風及(3) 在高空熱帶與副熱帶東風下之西南季風。

此外並探討1956年春夏二季間過渡期中亞洲大氣環流之轉變。經發現在此期間亞洲之大氣環流發生跳躍性之轉變。喜馬拉雅山以南之高空副熱帶西風噴射氣流向北退縮，而在西藏上空建立一副熱帶高壓脊，在南亞(12°N以南)發生一東風噴射氣流。同時，印度之西南季風與長江流域之梅雨亦於此時開始。作者並發現雨帶之北移與中國大陸上空西風之北退與減弱有密切之關係。

一、引 言

近年來由於中國大陸探空資料之相當增多，關於亞洲大陸大氣環流之性質，已發現頗多新知識。但研究大多限於冬季之大氣環流問題。亞洲大陸上之環流結構，尤其是中國大陸上夏季之環流，並未曾多加探討。本文旨在對於亞洲大陸夏季大氣環流問題提供初步之研討。所用資料主要為1956年夏季者。在此期間，中國大陸上設立若干無線電測風站，故可由無線電測風資料之分佈而確定對流層上部氣流場之結構。此外並計算1950~1955年7月份中國大陸80個以上測站之5,000呎、10,000呎與20,000呎各層之平均風向量，並分析大陸上空之氣流線。由於對流層上部高空風資料之不足，200mb之平均等高圖，乃據1956年7月與8月之資料而繪製。由此項研究乃得下述之結果。

二、亞洲大陸上空之平均氣流場

上述關於遠東夏季風結構之討論，通常乃基於季風與氣團之觀念。一般僉認夏季有三種氣團交互作用，即(1)潮濕不安定之西南季風，亦稱南半球之赤

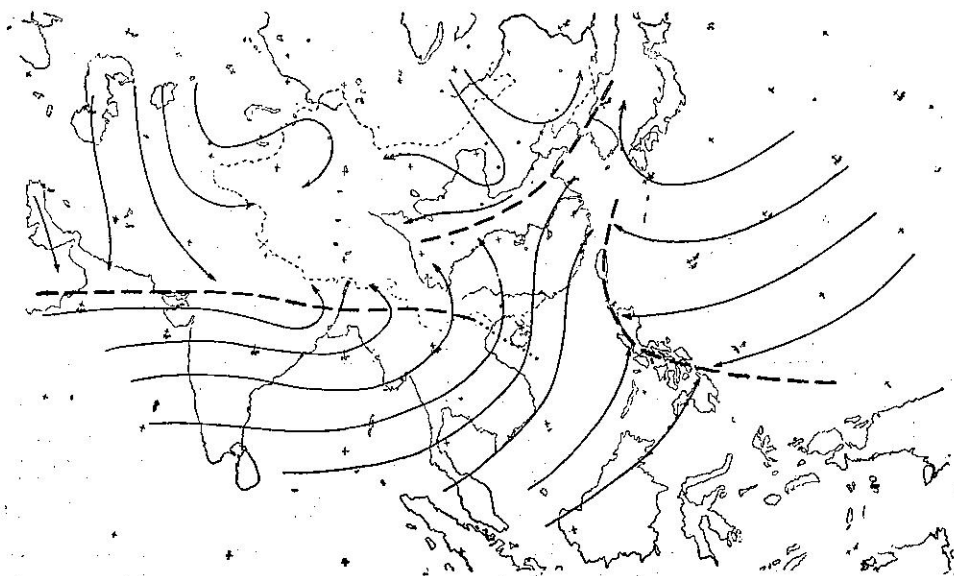


圖 1: 1950~1955 年 7 月 5000 呎之平均氣流線圖

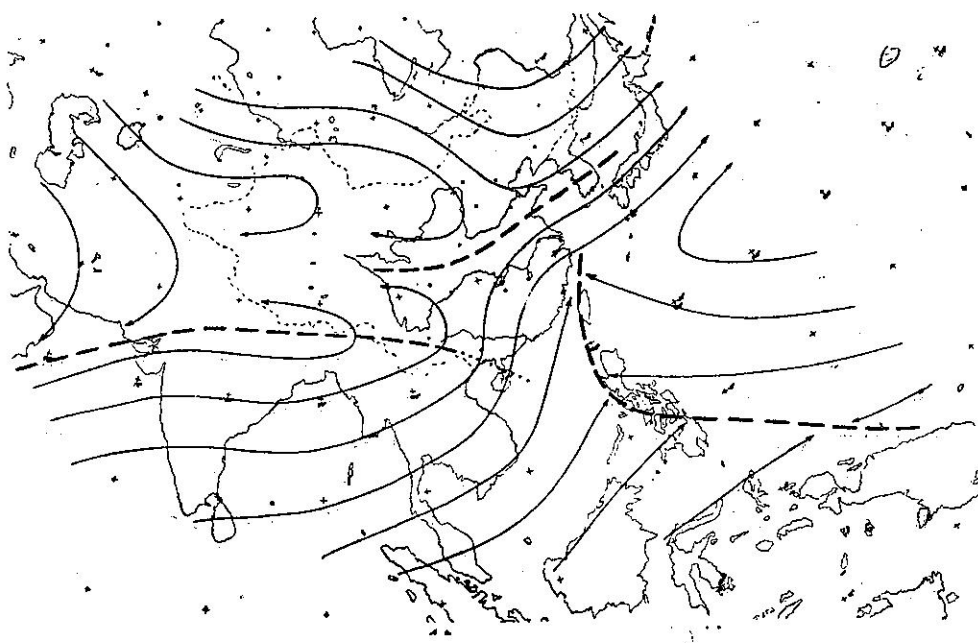


圖2：1950~1955 年 7 月 10,000 呎之平均氣流線圖

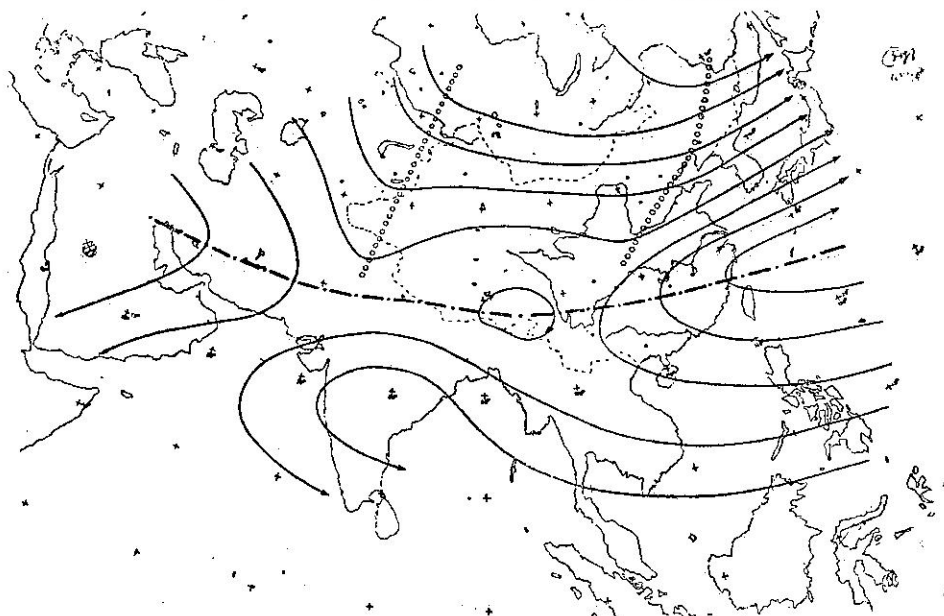


圖3：1950~1955 年 7 月 20,000 呎之平均氣流線圖

道氣團 (Em)；(2) 東南季風 (Tp) 及 (3) 北來之極地大陸氣團。在1950年前，研究中國夏季氣流場僅憑少數測風之紀錄。因之如 Flohn 氏 (1950) 認為中國夏季之東南季風厚度可達3~4km，而西南季風之厚度僅及400~700m。而馳流於西南季風以上者究係何種氣流則未知悉。現在發現僅憑大陸少數高空紀錄及在氣團分析盛行時代所得之結論並不十分正確。例如謝氏最近指出所謂西南季風與東南季風具有同樣之熱

力結構，即低層潮濕而高層乾燥。因之僅憑氣團而分為西南或東南季風頗不切實際。高空氣流場之結構並不像以前想像的簡單。最先請看1956年7月份 5,000呎，10,000呎與 20,000呎高度之氣流形態，以及同年7、8兩月200mb之平均等高線，在氣流線圖上，中國上空之紀錄乃據1950~1955之資料計得，至於印度及其他國家者則據1953~1955之資料。在繪製氣流線圖時，作者曾參考印度上空氣流圖 (Ramanathan, 1939)

以及 Brooks 之世界高空氣流圖 (1950)。在高達 10,000 呎之對流層中 (圖 1, 2) 有一季風輻合區, 自北非西岸穿越阿剌伯海而延伸至印度, 此即間熱帶輻合帶 (ITC)。此輻合帶分隔印度之西南季風與其北

方之東風。當到達緬甸與越南南部時, 季風輻合帶漸趨不顯。在中國大陸上另有一氣流輻合帶居淮河以北與黃河以南。六月間停留於長江之輻合帶至七月份移至黃河流域。此一位置已接近大陸極鋒之位置。但在

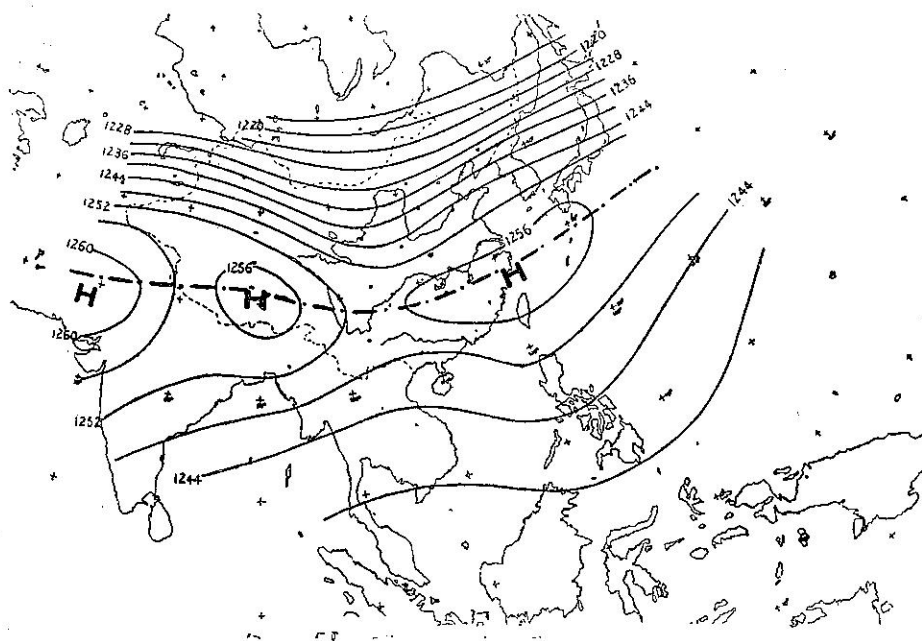


圖 4: 1956 年 7~8 月之 200mb 之等高線 (單位動力+公尺)

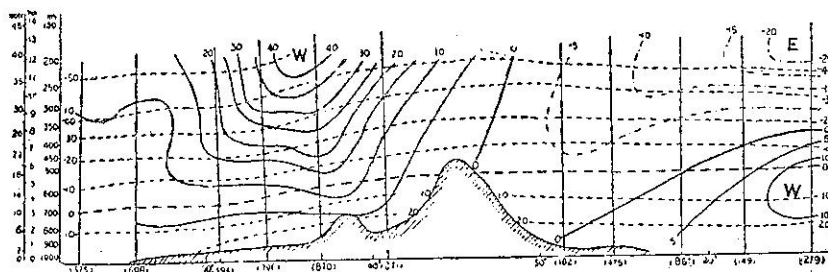


圖 5: 1956 年夏季 (7、8 兩月) 沿 75°E 之緯流風速 (m/s) 與溫度 (°C, 斷線) 之垂直剖面圖

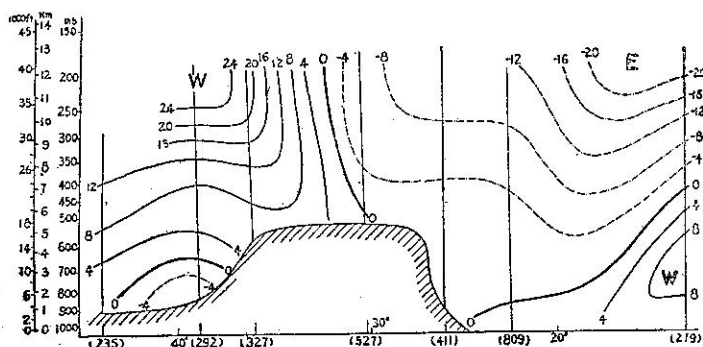


圖 6: 1956 年夏季沿 90°E 之緯流風速 (m/s) 垂直剖面圖

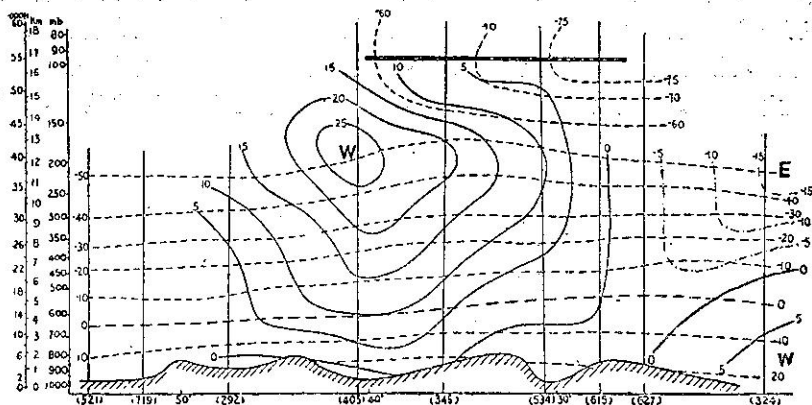


圖 7：1956 年夏季沿 105°E 之緯流風速 (m/s) 與溫度 (°C, 斷線) 之垂直剖面圖

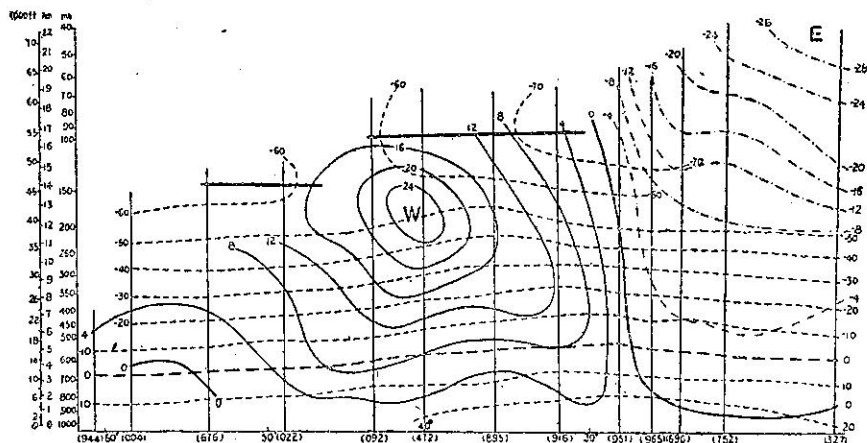


圖 8：1956 年夏季沿 120°E 之緯流風速 (m/s) 與溫度 (°C, 斷線) 之垂直剖面圖

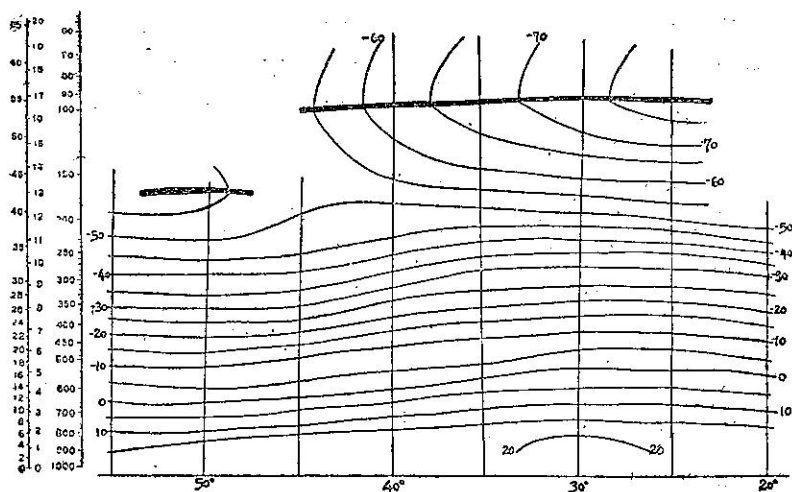


圖 9：1956 年夏季中國大陸 (105~120°E) 上空之平均南北氣溫 (°C) 分佈圖

氣流線圖中，輻合線之位置較地面極鋒略南。此因極鋒之位置不必一定與氣流圖上之輻合線完全吻合，但須同時據溫度場決定。另有一分界線自臺灣伸展經菲律賓而至西南太平洋，分隔西南季風與太平洋之東南季風。在過去之文獻中，由於僅有地面風紀錄可用，印度之季風輻合帶常一直畫至華北。Sawyer 在其 1952 年之著作中，關於間熱帶輻合帶仍沿用此項畫法。Thompson 氏 (1951) 曾提出不同之觀點，彼認為中國大陸上之輻合帶應視為極鋒，此項意見是正確的。但彼將中國大陸之極鋒與印度之輻合帶相連接。由前述之氣流線圖及下述之垂直剖面圖，可知上述之間熱帶輻合帶與極鋒不應相連。大陸上對流層下部之西南風過去認為係赤道氣團，此一觀念亦屬可疑。因在 5,000 呎高度自印度洋經馬來半島至越南，盛行風向偏西而非西南，故不能確定氣團來自赤道。在對流層之中上部（圖 3, 4）沿大陸 27°N~30°N 有一副熱帶高壓之散流軸 (difluent axis)。此散流軸分隔北部溫帶之高空西風與南部之熱帶與副熱帶高空東風。沿此軸出現數分離之反氣旋中心，其一即西藏高原上空之暖高壓。由以上各圖可看出在印度與中國大陸，有熱帶與副熱帶之高空東

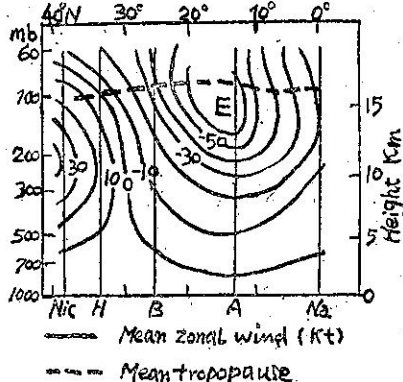
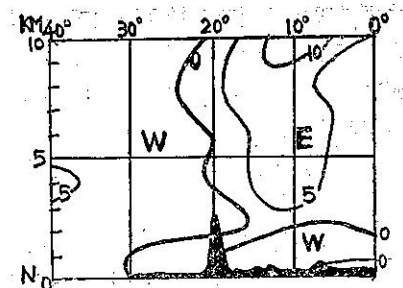


圖10：沿20°E(據 Ekhart)
及沿 45°E(據 R. C.
Sutcliffe 與 J. K.
Bannon) 之平均東
西氣流圖

風馳流於西南季風之上。

三、1956年7、8兩月沿亞 洲大陸不同經度之平均 垂直剖面圖

圖 5、6、7 及 8 為沿 75°E, 90°E, 105°E 及 120°E 各子午線之東西風分速垂直剖面圖。在此諸剖面圖中，其中沿 90°E 與 120°E 圖中 20°N 以南測站之風分速乃據實測風而計得，其餘則按地轉風計得。印度在盛行夏季風時之典型風結構最易由沿 75°E 之垂直剖面圖看出。在印度西南季風上有高空熱帶東風氣流。此項東風之速度向南增加。吾人可假定東風噴射氣流或出現於 10°N 附近。西南季風在 28°N 到達其北方界限。在喜馬拉雅山之南坡上空，高空與地面均為東風，此東風稱為印度夏季風之孟加拉氣流，與其南方之西南季風構成間熱帶輻合帶。在西藏南部有一近乎垂直之東風與西風分界線，位於相當於 200mb 散流軸之位置。一強烈

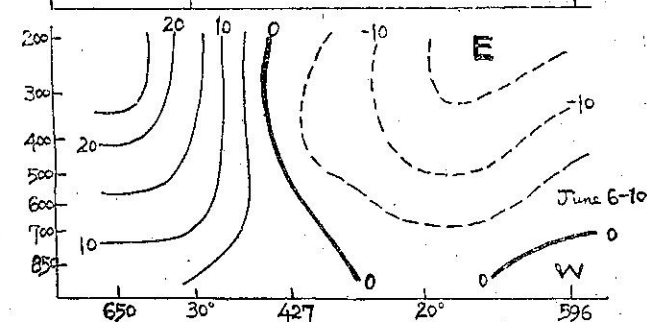
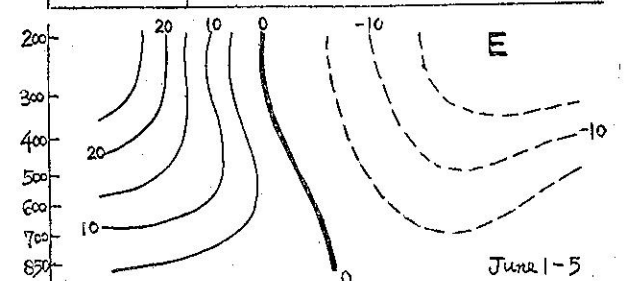
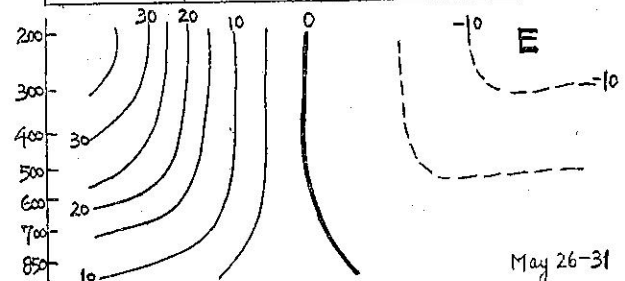
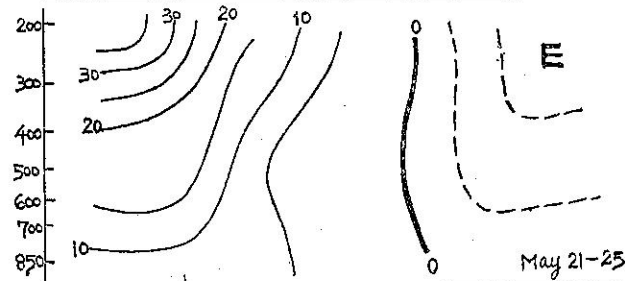
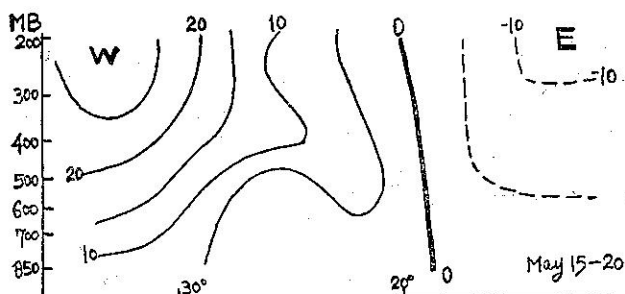


圖11：1956年5月15日至6月10日沿 45°E 之緯流
風速 (m/s) 五日平均垂直剖面圖

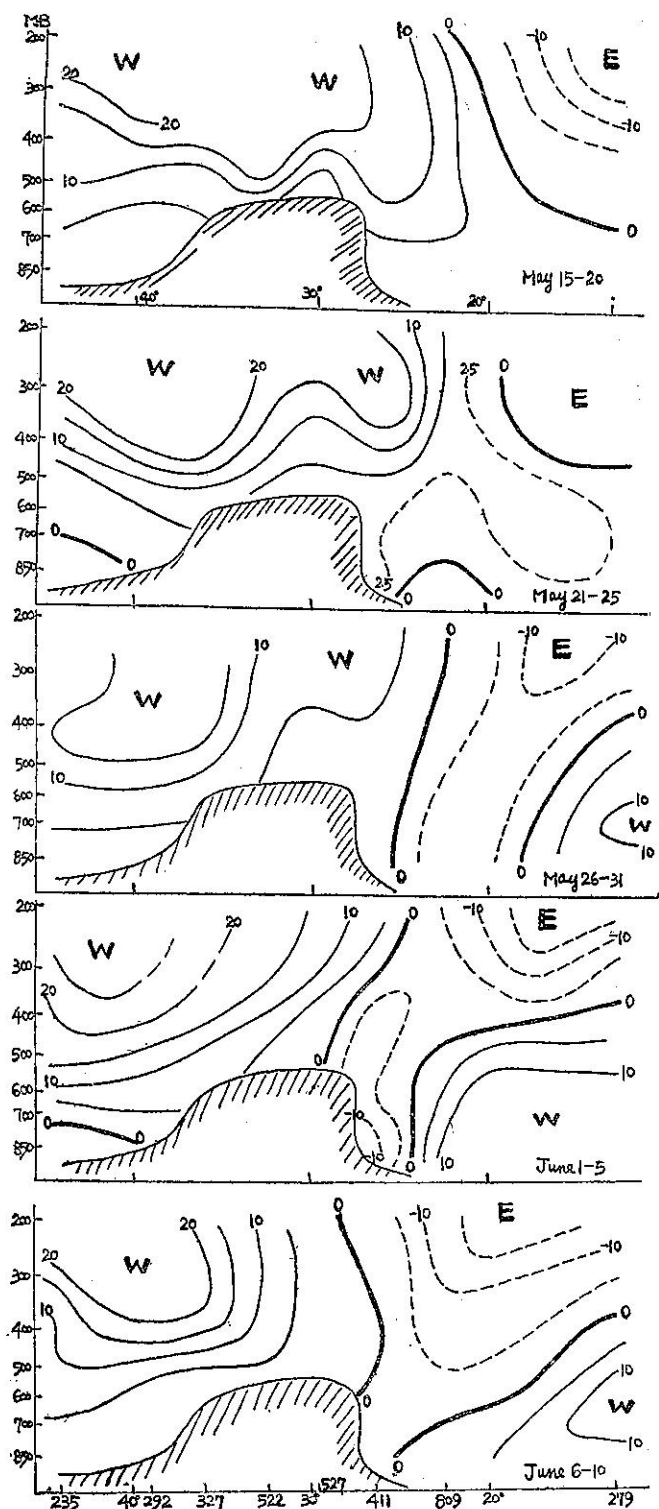


圖12：1956年5月15日至6月10日沿 90°E 之
緯流風速 (m/s) 五日平均垂直剖面圖

之西風噴射氣流存在於西藏北部 45°N 附近。相當於此噴射氣流在溫度場中有一顯著之對流層斜壓區 (Baroclinic zone)。由 1956 年 7 月與 8 月蘇聯阿爾馬阿塔 (Alma-ata) 之西風分速可知：在 300mb 之速度為 22m/sec，在 200mb 為 36m/sec。故可預料在噴射氣流中心之速度更大。加之在阿爾馬阿塔上空之西風甚為穩定，由此間接可知西藏以北高空之噴射氣流甚為穩定。

沿 90°E 之風場乃據六地之實測風資料而繪製。(印度之馬德拉斯、加爾各答、郭海地 (Gauhati 26°11'N, 191°45'E)，新疆之塔城及烏魯木齊，及西藏之拉薩與察汗烏蘇在繪此一子午線剖面圖時並無參考 75°E 與 150°E 之風場。90°E 與 75°E 之垂直剖面圖大致相似。塔里木盆地上空之西風下有一層淺薄之東風，該處冬季亦有一層東風存在。上述之情形可能由於西南季風之上亦相似地出現熱帶東風。

沿西藏東側 (150°E 圖7) 風場之結構，仍具有前述二剖面圖同樣之特性。在 17°N 以南，西南季風之上仍有東風出現。在 15°N 以南可能有一東風噴射氣流存在。一西風噴射氣流可見於 40°N。其中中心強度約 25m/sec，較其上流 (75°E) 為弱。即西藏以北西風噴射氣流之強度向下流增加，在高空西風下，仍有一層淺薄之東風。

圖8示 120°E 風場之垂直剖面圖。在此子午線上西南季風之蹤跡已趨不顯。在 28°N 有一近乎垂直之西風與東風分界線。此線以北，在 40°N 附近，有一西風噴射氣流，此線之南則有東風氣流區存在。東風噴射氣流在馬尼刺以南附近。如以此垂直剖面圖與 Hess 氏 (1948) 所作之夏季 80°W 垂直剖面圖相較，可見西風分界線位置以及西風與東風之噴射氣流之強度均相似。然西風噴射氣流之位置在 120°E 圖上者較諸 80°W 者更偏南。

由此四張垂直剖面圖吾人可見在夏季亞洲大陸上有一西風噴射氣流，位於西藏以北 45°N~40°N 之間，在亞洲南部有一

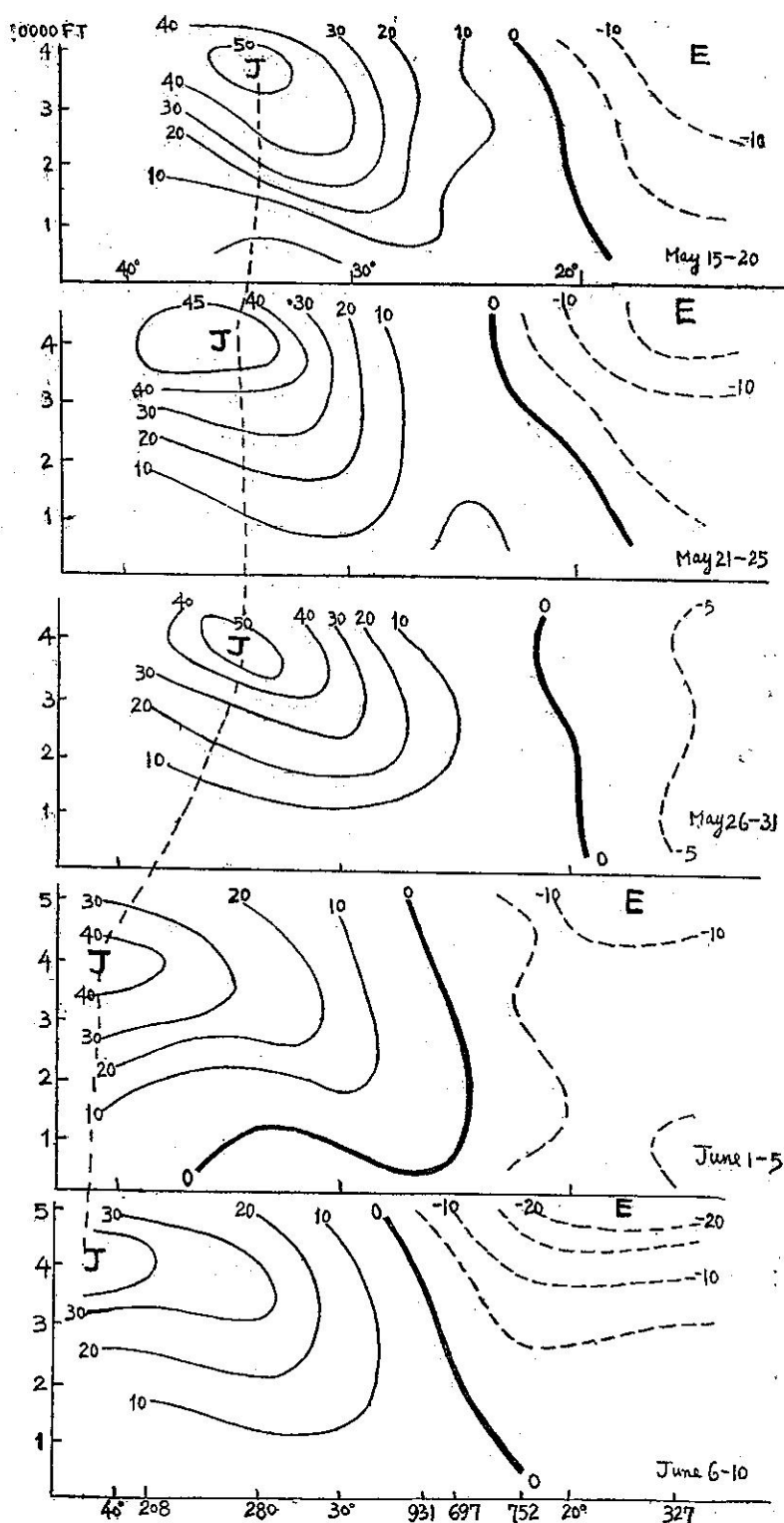


圖13：1956年5月15日至6月10日沿125°E之緯流風速
(m/s) 五日平均垂直剖面圖

熱帶或副熱帶噴射氣流，位於15°N~10°N之間。

溫度場之結構與風場之結構密切配合。圖9示1956年夏季七八兩月中國(120°E~105°E)上空之平均溫度場。由圖可見在28°N~30°N附近有一高溫脊線。在此脊線之北，在35°N~45°N間，相當於高空西風噴射氣流之位置有一顯著之斜壓地帶。脊線以南溫度向南遞減，即相當於東風速度之隨高度增強。

相似之高空溫度場與風場亦可在夏季於中東及北非見之。圖10示20°E及45°E北非上空風場之垂直剖面圖。(據E. Ekhart 1941, 及 Sutcliffe 與 Bannon, 1954) 在45°E之垂直剖面圖上，亞丁(Aden 12°27'N, 44°59'E)上空100mb~150mb有一東風噴射氣流，而在40°N以北則出現一西風噴射氣流。西風與東風之分界線約位於25°N~30°N。相似地，吾人在20°E之垂直剖面圖中之10°N上空有一東風噴射氣流，以及在上空之東風之下有西風出現。是以吾人可得結論：在夏季自北非經中東以迄亞洲大陸之風與溫度之結構顯然均勻一致。

因之由上述分析，吾人可斷定夏季亞洲大陸上三度空間之氣流場主要係由三種基本氣流組成：(1)中緯度之西風。(2)高空之熱帶或副熱帶東風，及(3)居高空熱帶與副熱帶東風之下之西南季風。亞洲大陸冬季之氣流場較為簡單，該時除大陸北部近地面有東北季風出現外，整個對流層盛行西風，是以亞洲大陸之大氣環流冬季較夏季為複雜。

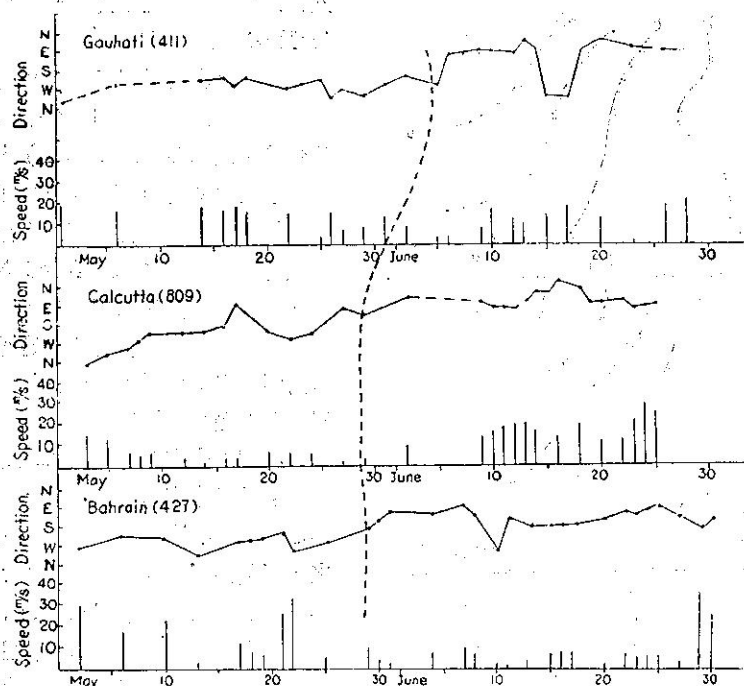


圖14：1956年5～6月巴倫（26°16'N，50°37'E）
加爾各答（印度）與郭海地（Gauhati，印度）
三地200mb之風

四、1956年夏季開始時亞洲大陸大 氣環流之轉變

對1956年夏季開始時亞洲大陸大氣環流之轉變會加分析。對5、6兩月之東西風分速（據實測風）之五日平均值分別沿45°E、90°E及125°E三子午線各作垂直剖面圖。由此諸剖面圖發現一有趣之事實，即亞洲大陸各不同子午線上，在1956年夏季開始時大氣環流之轉變，甚為一致。

在45°E之五日平均垂直剖面圖上（圖11），西風與東風之分界線在五月底前始終停留於巴倫島 Bahrain Island（26°16'N，50°37'E）與亞丁之間。然至五月之最後五日，此分界線突移至巴倫。東風噴射氣流在六月初即已出現於亞丁上空。同時高空西風噴射氣流向北撤退。由此可見在五月底與六月初主要之行星風帶沿45°E子午線顯著北移。

在90°E之垂直剖面圖上（圖12），迄五月底高空副熱帶西風噴射氣流始終停留於西藏以南地區。然在五月之最後五日，西風與東風之分界線突移至喜馬拉雅山南坡。在六月之最初五日此分界線已出現於高原上空。此時以後，垂直剖面圖之結構即與上述圖6之情形相似。此外，自圖12發現印度西南季風之爆發與

南亞副熱帶噴射氣流之北撤以及西藏上空副熱帶脊之生成同時發生。

在125°E之五日平均垂直剖面圖（圖13）上，西風噴射氣流於五月底六月初亦顯示突然之北移與強度減弱。與此同時，東風噴射氣流已在南亞上空生成。如注意天氣圖，可發現1956年長江流域之梅雨季節亦在此同一時期開始。

圖14～15所示為馬尼刺、香港、恒春（註）、沖繩、加爾各答、郭海地（Gauhati）及巴倫島諸地上空200mb（或150mb）高度每日之風向速紀錄，由此諸圖吾人可見於五月底六月初之間，在每一測站上空之風均顯示甚顯著之變化，在巴倫、加爾各答，與郭海地三地之200mb高度，風自完全西向轉為東風，此後西風罕再出現。在巴倫與加爾各答此項轉變發生之時間甚相似，即在五月底。在位於喜馬拉雅山南

坡之郭海地則轉變開始於六月初，此與印度阿薩密地區東南季風開始之平均日期（六月一日至七日，Das, J.C.1951）相符，馬尼刺之風顯示在四、五月間風向變化不定而風速頗小，可能在此時間前後，副熱帶脊持續。然至五月底與六月初，風向突轉為均勻之東風且風速漸增，此點暗示馬尼刺附近上空東風噴射氣流業已建立。在五月底與六月初香港風與恒春之風亦有突然之轉變在此同一時期，沖繩上空之風，亦自穩定之西風轉為輕微之不定向風。一個月後，即在七月上旬，穩定之東風業已建立。在沖繩最初發生變化之時，相當於長江流域梅雨開始之日。

雖則上述分析僅據一年之情況，然作者相信所論之轉變之特性具有代表性。殷氏（1949）指出冬季在西藏以南30°N上空之副熱帶西風噴射氣流，在五月底最後一週突移至西藏以北，在此期間西南季風爆發。葉氏等亦指出在1945～1946年，六月初亞洲噴射氣流之南支突然減弱。Flohn氏（1956）認為印度西南季風之爆發與西藏上空高空風脊之建立發生於同一時期。Sutcliffe與Bannon二氏（1954）曾研究春夏轉變期間中東對流層上部大氣環流之變化，彼等相似地指出中東上空之副熱帶噴射氣流在夏季開始後突然退至北方。此項變化發生之日期每年可能不同，但前後相差

不逾三週。彼等並發見中東上空太氣環流轉變之日與印度西南季風開始之時僅差一或二日。

Suda 與 Asakura (1955) 二氏於研究日本梅雨期間之天氣情況時，指出東亞梅雨季節開始於西南風噴射氣流自喜馬拉雅山南坡移至北坡時，此亦為印度西南季風爆發之時。有此項引用之論證自不同方向探討同一問題，即夏季開始時亞洲大陸上空太氣環流之

轉變問題，由吾人根據1956年情況之分析，所提各作者之觀點可綜合如下，在春夏遞變期間，亞洲上空之太氣環流發生突然之變化。在此時期內，喜馬拉雅山以南之副熱帶西風噴射氣流北退，在西藏上空出現一副熱帶脊線，並有一高空東風噴射氣流在南亞 (12°N 以南附近) 上空生成。同時印度之西南季風爆發，長江流域之梅雨季節亦於焉開始。

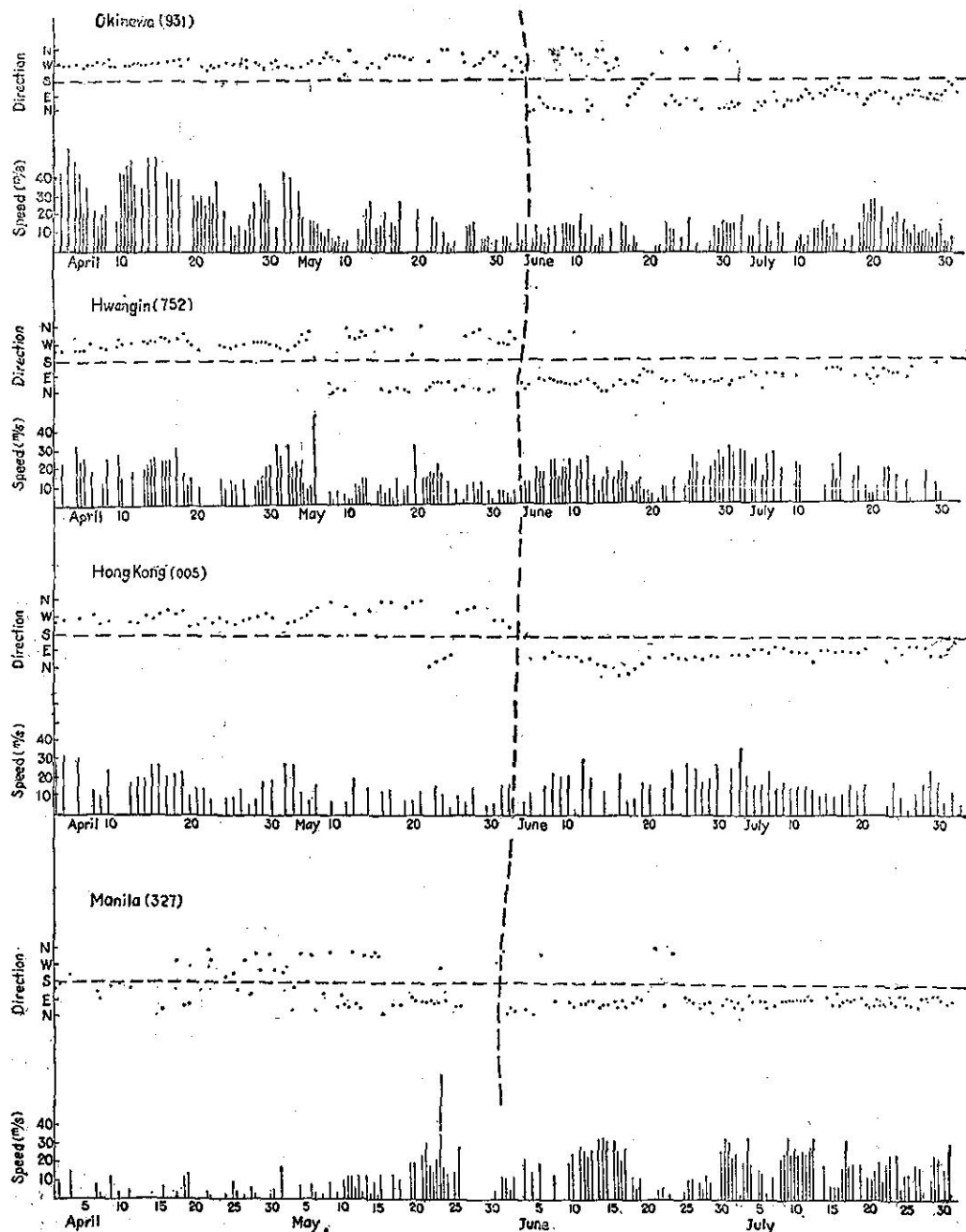


圖15：1956年4~7月遠東（冲繩、恒春、香港、馬尼刺）四測站150mb之風

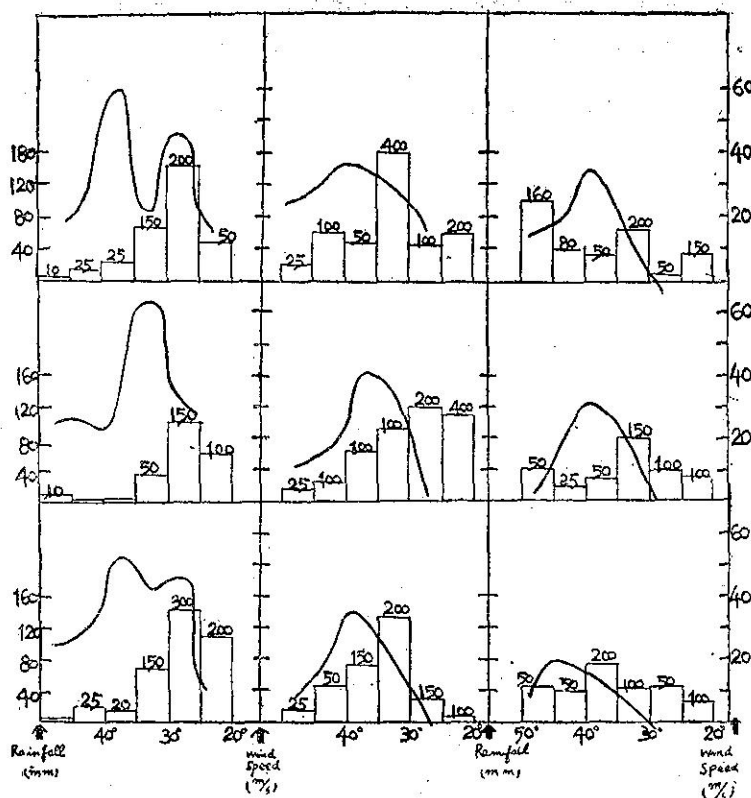


圖16：1956年5~7月沿120°E 200mb緯流地轉風之10日
平均剖面及中國大陸（110°~120°E）之降水分佈圖。

亞洲大氣環流季節性變化之「特殊性」(singularity)可能有助我中國與日本雨季開始即梅雨季節開始日期之長期預報研究。因之值得進一步作更深入之研究。最近作者正對上述變化發生時之北半球大規模天氣情況 (macroscopic synoptic conditions) 從事研究。

五、中國大陸上空西風噴射氣流之位移與強度變化與雨區之關係

中國大陸上之主要雨帶自春至夏有顯著季節性位移。五月，主要雨帶伸展於長江以南，至六月移至長江與淮河間地區，至七月更北移而至黃河流域。此項中國之氣候特性乃為人所熟知。此種雨帶之移動乃與高空西風之北移一致。圖16示1956年在120°E上空200mb之地轉風東西分速之10日平均值每隔5度緯度之分佈，以及在緯度110°E~120°E每隔5度緯度之最大降水量。五月中，120°E上空之西風噴射氣流結構仍具冬季環流型態。有時為單一噴射氣流，而有

時則成二分支。在此時期，平均降水區集中於長江以南。至六月，隨西風之北移，僅發現一單獨之噴射氣流在35°N與40°N之間穿越120°E，且其強度減弱。此時期與梅雨季節相符。至七月中旬後，西風噴射氣流更北移，並繼續減弱，同時主要雨帶移至淮河以北，而長江流域之梅雨季節亦於此告終。

由1956年夏季亞洲大氣環流之結構與轉變之分析，發現若干新事實。因此項分析僅據1956年一年之資料，若干推得之結論或有待未來進一步研究之修正。故本文僅為一初步之研討。

譯者註：圖15中之Hwangin (752) 按其編號752應為臺灣南端之恒春，復據圖8沿20°E之垂直剖面圖上327 (馬尼刺)、752 (恒春) 與696 (臺北) 三地間之距離核對，確為恒春無疑，其拼音Hwangin 或係自中文譯為英文時之誤譯。

原文題目：The Structure of General Circulation over Continent of Asia in Summer.

原文刊載：75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan.

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

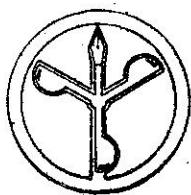
發行人：鄭
社長：鄭
電話：二

八子子
四

○政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：五四七二四



六中
月華
三民
十國
日五
出十
版年

氣象學報季刊

七卷二期

METEOROLOGICAL BULLETIN

Volume 7

June 1961

Number 2

LIAO SHYUE-YIH, HSU CHIN-HUAI

*Climate over the Drainage Basin of
Tanshui River of Northern
Taiwan*.....(1)

Y. S. WEI

*Horizontal Divergence and Its Rela-
tionship to Isobar Patterns*.....(7)

C. H. CHI

*Characteristics of Jet Streams in the
Far East*.....(17)

C. S. YEN

*A Report on the Study of Cold Injury
in Taiwan*.....(23)

臺灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA