

冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究

萬 寶 康

An Investigation of the Structure of the Lower Atmosphere and the Weather Phenomena over Taipei Basin in Winter

Pao-Kang Wan

Abstract

The Taipei Basin is situated at the northern end of the Island of Taiwan. It is bounded by hills mostly below 1,000 meters. The Taipei City is located at $25^{\circ} 02'$ and $121^{\circ} 31'$ in the central region of the basin. The average elevation of the city is 7 meters above the mean sea level.

The summer season of the Taipei Basin is a hot period with abundant precipitation while the winter season is a cold period with much less precipitation. The summer precipitation is generated mostly by the heat thunderstorms which are of a local nature with short duration. The winter precipitation comes mostly from the frequent frontal passages. Although the amount of the winter precipitation is not much but it is associated with a widespread cloud cover as well as low fog within a period of several days. It becomes very hazardous to the air activities over the basin.

The prevailing weather in the winter season is subjected to the winter monsoon. It is originated from the source region in Siberia and Northern China in the form of polar outbreaks. These polar outbreaks may be classified into two categories according to Pagaya's School. The Normal Polar Axis is oriented NW-SE and the Ultra Polar Axis is oriented N-S. The latter is much stronger than the former in intensity. The polar outbreak or the so-called cold wave is leading by a cold front. The monsoon stratum extends from the ground up to the base of the frontal inversion.

The winter monsoon is a modified polar continental air mass in nature. The surface inversion of the original air mass in the source region has been destroyed completely before reaching the Taiwan area. The degree of modification depends upon its trajectories over the land or sea. These modified polar continental air mass are named accordingly the Land NPc, the Cold sea NPc and the Warm sea NPc. The weather condition resulted by these air masses differs

significantly from each other over the basin. Another inversion over the frontal surface may be found due to subsidence of the upper prevailing westerlies.

From the day-to-day analysis of the RAOB data of the Taipei City of the three winter months from December 1965 to February 1966, the thermal structure of the lower atmosphere may be classified into 6 different types. The type 1 occurs during a intense polar outbreak with very cloudy sky and frequently precipitation in the form of dizzles to rain. The type 2 appears during a weaker polar outbreak with considerable amount of low clouds. The types 3 and 4 are associated with the diminishing polar outbreaks with heavy fog and occasional little low clouds. The type 5 exists in the transitional period between two polar outbreaks; no distinct discontinuity in thermal structure and moisture content can be found in this type. The type 6 is a situation with two layers of clouds which always appears before the type 1. The lower layer of clouds in type 6 is of the low cloud forms while the upper layer is of the medium cloud forms.

Statistical studies are given to the observational data of each type including the cloud base, the cloud top, the cloud thickness, the inversion base, the inversion top, the inversion thickness and the inversion magnitude. The vertical temperature distribution and moisture content in the unsaturated or saturated layer near the earth's surface, the cloud layer and the inversion layer are also studied. From the successive sequence of these types, the duration of each polar outbreak can be determined. Therefore, the days of persistence of each type can also be determined. These results may be used as an aid to the weather forecasting in order to promote the flying safety.

一、前言

臺北盆地位於臺灣本島之北端，臺北市則位於盆地之中央。其地不僅為環島交通幹道之樞紐，亦且為東亞與西太平洋空中航路之要衝。臺北盆地之全年天氣變化甚大。夏季多熱雷雨，但存在時間短暫且侷限於一隅，故對於航空之阻擾尚不十分嚴重。而冬季則多持久性之低雲，且其掩蔽範圍甚廣，有時即使無低雲存在，晨間地面附近亦常有濃霧對於航空均可構成極大之威脅。本文之目的即在研究冬季臺北盆地有低雲或濃霧出現時之低層大氣結構形態，進而尋求一種預測此等天氣現象變化之著手方法，藉以促進飛行之安全。

本文所根據之研究資料以五十四年十二月至五十

五年二月冬季三個月臺北市地面與高空氣象觀測報告為主。因五十四年至五十五年介於五十三年太陽寧靜年與五十八年太陽活動年之間，大致可以代表平均之一般大氣環流狀況，不受太陽輻射極端變化之影響。且五十四年與五十五年臺北市地面與高空氣象觀測報告均經國際地球物理合作組織中國委員會整理出版，資料內容尚稱完整。在五十四年十二月至五十五年二月冬季三個月中，僅五十四年十二月六日缺報一次。

臺灣省氣象局於光復後即開始利用日人遺留之無線電探空器材，在臺北市從事高空氣象之觀測，惟結果並不甚理想。自四十二年十月起改用日製 CMO S50L 電碼式無線電探空儀後，效率始大為增進。四十四年起每日於格林威治標準時 0900 觀測一次。四十六年四月起改為格林威治標準時 0000，並偶於

河發源於臺北盆地之東北方山地，在端芳附近轉向西流入盆地，再於關渡隘口匯合淡水河流出盆地。故淡水河下游實匯合新店溪與基隆河二水而成。淡水河河牀斜度甚小，水流緩慢，泥沙沿途沉積，漲潮時且有海水倒灌現象。

臺北市位於北緯 $25^{\circ} 02'$ ，及東經 $121^{\circ} 31'$ ，適在盆地之中央，瀕臨淡水河東岸，為介於新店溪與基隆河間之一片平原。平均高度約為 7 公尺。

就氣候而言，臺灣之四季並不能予以明顯之劃分。全年中除偶有氣旋波與颱風之騷擾外，十月至三月之六個月中，全島係受冬季季風之控制，屬於溫帶型之天氣變化。四月至九月之六個月中，則為夏季季風所支配，屬於熱帶型之天氣變化。其中十二月至二月之冬季三個月為冬季季風之旺盛時期，六月至八月之夏季三個月為夏季季風之旺盛時期。其他各月則為冬夏季風之變換時期，故臺灣附近為全球各地冬夏季風交替現象最顯著之區域，亦為最具有代表性之季風氣候。

臺北盆地因其周圍為群山所環繞，故其氣候亦深受地形之影響。一月大屯山（1,098 公尺）之平均溫度為 8.2°C ，鞍部（836 公尺）為 9.8°C ，竹子湖（600 公尺）為 11.8°C ，臺北市（8 公尺）為 15.1°C 。大屯山至鞍部之溫度直減率為每百公尺 0.61°C ，鞍部至竹子湖為每百公尺 0.64°C ，竹子湖至臺北市為每百公尺 0.64°C 。大屯山至臺北市平均每百公尺為 0.63°C ，極接近於對流層中之平均溫度直減率每百公尺 0.65°C 。

表一 臺北盆地一月及七月之平均溫度

月 份	大 屯 山 (1098m)	鞍 部 (836m)	竹 子 湖 (600m)	臺 北 市 (8m)
一 月	8.2	9.8	11.3	15.1°C
七 月	22.9	23.1	24.4	28.5°C

七月大屯山之平均溫度為 22.9°C ，鞍部為 23.1°C ，竹子湖為 24.4°C ，臺北市為 28.5°C 。大屯山至鞍部之溫度直減率每百公尺為 0.08°C ，鞍部至竹子湖

為每百公尺 0.55°C ，竹子湖至臺北市每百公尺為 0.51°C 。大屯山至臺北市平均每百公尺為 0.51°C ，極接近於通常所採用海面之平均溫度直減率每百公尺 0.56°C 。

表二 臺北盆地一月及七月溫度直減率

月 份	大 屯 山 至 鞍 部 (262m)	鞍 部 至 竹 子 湖 (236m)	竹 子 湖 至 臺 北 市 (592m)	大屯山至 臺北市 (1090m)
一 月	0.61	0.64	0.64	$0.63^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
七 月	0.08	0.55	0.81	$0.51^{\circ}\text{C}/100\text{m}$

由此可見，無論一月或七月，由臺北市至竹子湖，鞍部，再至大屯山，其平均溫度及濕度直減率均係自下而上逐層減少，表示上層之穩定度較下層為大。就一月與七月大屯山至臺北市整層之溫度直減率而言，雖然一月之每百公尺 0.63°C 較七月之每百公尺 0.51°C 為大，表示一月之穩定度較七月為小，但竹子湖至臺北市之最低一層內，則一月之每百公尺 0.64°C 較七月之每百公尺 0.81°C 為小，表示一月之穩定度較七月為大。此係就月平均值計算而得，實際之個別情況當較此為強烈。

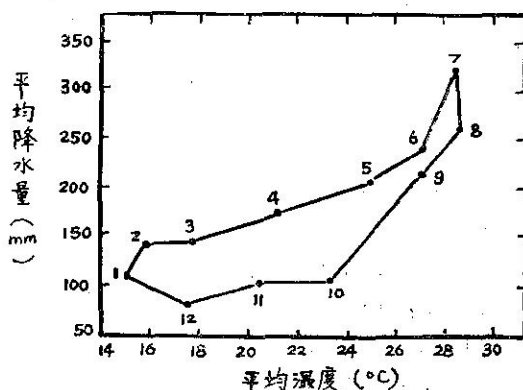
臺北盆地與四周山地降水量之比較，同時受到高度與風向之影響。一般言之，高處多於低處，迎風面多於背風面，充分具有地形性降水之特性。一月大屯山之降水量為 278.0mm，鞍部為 320.8mm，竹子湖為 309.2mm，臺北市為 107.6mm。七月大屯山之降水量為 304.3 mm，鞍部為 305.9 mm，竹子湖為 315.7mm，臺北市為 821.5mm，均以鞍部為最多。大屯山測站位於大屯山山嶺，為盆地附近最高之測站。鞍部測站位於大屯山東側，即大屯山與小觀音山間之彎形地區，高度較低，但由於地形之約束，故鞍部一月與七月之降水量均較大屯山為多。竹子湖測站位於七星山西南山腰，雖其東方正為高聳之七星山所阻擋，但全年仍以東北風為頻仍。據亢玉瑾（1967）之解釋，認為該地之東北風實由七星山兩側迴繞再行匯合所致。但在臺北盆地附近之雨水，實際以基隆河流域之火燒寮（880 公尺）為最多，其極端最大之年降水量高達 8,408mm。

第三表 臺北市各月及年平均溫度及降水量

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
平均溫度 $^{\circ}\text{C}$	15.1	15.8	17.8	21.3	24.8	27.1	28.1	28.5	27.0	23.3	20.5	17.5	22.3
降水量 mm	107.6	144.3	148.2	173.0	207.8	235.8	321.5	257.7	213.5	103.7	103.3	81.5	2102.7

表三為臺北市各月及全年平均溫度及降水量。如吾人將表中各月平均溫度為橫座標，各月平均降水量為縱座標，繪製一週年氣候循環圖如圖二，即可由圖顯示臺北市十二月至二月之冬季三個月為一低溫少雨時期，全季降水量僅佔年降水量之 15.9%，六月至八月之夏季三個月為一高溫多雨時期，全季降水量約佔年降水量之 38.8%。夏季三個月之降水量多係得自局部之熱雷雨與偶然過境之颱風，故雷雨日數較多，密雲日數較少。反之，冬季三個月之降水量多係得自持續性之低雲雲層，故雷雨日數絕少，而密雲日數則較多，又臺北市為一人口稠密，工廠林立之現代工業化都市，空氣污濁，吸濕性之凝結核充斥。全年各月，每值夜間地面輻射增，風力減弱，即常因盆地中之水汽氤氳，而極易於地面附近發生低霧。此種情形尤以冬季之三個月為甚。故冬季三個月之低雲與濃霧，足以對航空構成最嚴重之威脅，而影響飛行之安全，需要吾人加以深入研究。表四示臺北市全年各月

之雷雨日數，密雲日數及有霧日數，可作為上述說明之佐證。



圖二 臺北市週年氣候循環

表四 臺北市各月及年平均雷雨日數、密雲日數及有霧日數

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
雷雨日數	0.1	0.5	0.8	2.3	3.6	6.0	9.4	6.2	3.9	0.4	0.1	0.1	33.4
密雲日數	17.6	16.2	18.6	15.1	13.7	11.0	5.4	6.4	8.1	11.9	15.2	15.8	155.0
有霧日數	10.4	12.3	14.5	14.8	13.1	12.1	10.9	10.9	8.5	6.2	7.2	9.0	129.6

三、冬季季風之特性及其對於 臺北盆地之影響

冬季西伯利亞及我國北部一帶常有強烈而廣大之冷高壓，每間隔數日可產生一極端寒冷與乾燥之極地大陸氣團。此種氣團在源地之地面溫度每低至 -50°C 以下，較之北美之同類氣團尤低約二十度。此種氣團在源地時，由於強烈之輻射冷卻作用，恒有一深厚之地面逆溫層 (Surface inversion)，其厚度約在 1,500 至 2,000 公尺之間。溫度之增加不超過攝氏 20 度。其水汽含量甚低，通常尚不及 1g/kg ，然以溫度過低，其地面附近之相對濕度仍可達 90 % 左右。其位溫與相當位溫均向上增加，整個氣層呈穩定狀態。

此種極地大陸氣團南移後，沿途不斷吸收地面之熱量與水分，溫度與水汽含量均相繼增加，三、四日間可到達沿海，其源地之地面逆溫層已告破壞無餘，但由於其上層西風之下沉作用，使其整層之溫度升高，而在冷鋒鋒面之上方另產生一下沉逆溫層

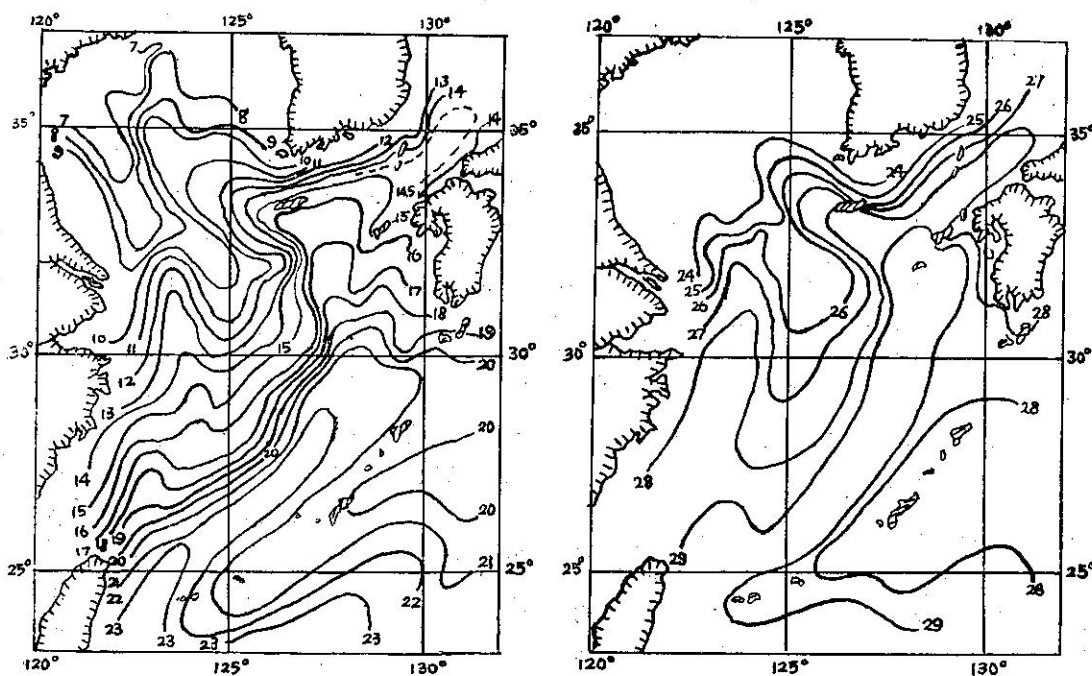
(Subsidence inversion)，其底部通常約在 1,500 至 3,500 公尺之間。在下沉逆溫層下方之氣層內，由於水汽含量之增加，位溫雖向上增加，但相當位溫則向上減少，而呈對流性不穩定狀態。此種情形在氣團經過海面時，海水蒸發作用強盛，其變性程度尤甚。最後更因在臺灣登陸後所受陸上機械性與熱性之複雜渦動，使其充分混合，而產生接近於乾絕熱之溫度直減率，其水汽混合比亦逐漸趨於上下一致。此種氣團之地面氣流如因地形之抬高而達到凝結面時，即可產生濃厚之低雲雲層，時或降落綿密之雨水。

惟極地大陸氣團之移動與滯留係受大規模大氣環流形態之控制，亦即由高空導流之方向與強度決定之。二者方向相同，則氣團移動急速，否則移動緩慢，或竟滯留不動。根據 Pagava 學派之理論，可比照歐洲之情況，將東亞與西太平洋之寒潮 (Cold wave) 軸向分為以下兩類：一種為經常發生之西北至東南軸向，可稱之為正常極軸類 (Normal polar axis)。另一種為特強之北至南軸向，可稱之為超常

極軸類 (Ultra polar axis)。當一西伯利亞及我國北部之冷高壓循此等極軸方向移動時，乃挾携其極地大陸氣團離開其溫地，並依其反氣旋風系向南方宣洩。此種現象謂之寒潮爆發，因而形成東亞與西太平洋之冬季季風 (Winter monsoon)。

(一) 正常極軸類寒潮爆發時之冬季季風，變性之極地大陸氣團隨盛行之反氣旋風系由我國大陸經黃海與東海而抵達臺灣。因其軌跡所經為遼闊之海面，故溫濕之增加甚大。惟冬季東海海面之水温因受黑潮之影響，其等溫線均作西南至東北之走向。靠近大陸沿岸，其温度可由 10°C 至 20°C ，靠近琉球列島附近，其温度則可由 20°C 至 28°C ，不似夏季海面水温分佈之均勻 (圖三)。故冬季到達臺灣此種變性

極地大陸氣團又可按其所經海面軌跡之不同分為兩種：其軌跡之靠近大陸沿岸者，底層温度與所經之海面水温相若，到達臺灣北端時，約在 14°C 左右，通稱為冷海變性極地大陸氣團 (Cold sea NPc or ScNPc)。其軌跡之靠近琉球列島者，底層温度亦與所經之海面水温接近，到達臺灣北端時，約在 19°C 左右，較前者約高出五度，通稱為暖海變性極地大陸氣團 (Warm sea NPc or SwNPc)。此兩種變性極地大陸氣團之相對濕度均甚大，常接近飽和狀態，風向在西北至東北之間，到達臺灣北端時，以東北為主，風力較弱，可以彭佳嶼之風向與風力為標準。進入臺北盆地時，則因受地形之限制，乃迂迴由基隆河谷到達臺北市而為東風。



圖三 東海表面水温分佈

(二) 超常極軸類寒潮爆發之冬季季風：當此類寒潮爆發時，其經向流速遠較正常極軸類為強。在到達臺灣之前，其軌跡所經大部份為我國大陸沿岸之寒冷陸地，小部份經過由渤海灣沿海岸南流之黃海冷水及來自長江排水南流之沿岸冷水。雖然此等黃海冷水與長江口以南之沿岸冷水，目前尚無完整之記錄可稽，但此種變性極地大陸氣團到達臺灣北端時，其底層温度均在 10°C 以下，較之冷海變性之極地大陸氣團更低約五度，通稱為陸地變性極地大陸氣團 Land NPc

or LNPc)。其相對濕度較低，偶有低至 60% 者。風向在西北至東北之間，到達臺灣北端時，以西北為主，風力勁強，其吹向大致與中央山脈之走向相平行，不受地形之阻擋，全島均在其侵襲之下。

此等變性極地大陸氣團到達臺灣時之特性曾經沈傳節 (1949) 及劉衍淮 (1961) 先後予以研究，已有明確之認識。又根據王時鼎 (1955) 之研究，顯示臺灣在冷海變性極地大陸氣團控制下，其氣流走向與中央山脈作 20° 至 60° 之交角，北部多雲，間有微雨

。西南部為背風面，氣流越山下降，產生絕熱增溫作用，常有持續性之晴朗天氣。東南部首當其衝，風力勁強，多雲。在暖海變性極地大陸氣團控制之下，則東部多雲，西部多霧。當陸地變性極地大陸氣團控制之時，則整個臺灣成爲一個天氣區，天氣多雲有雨，風力勁強。

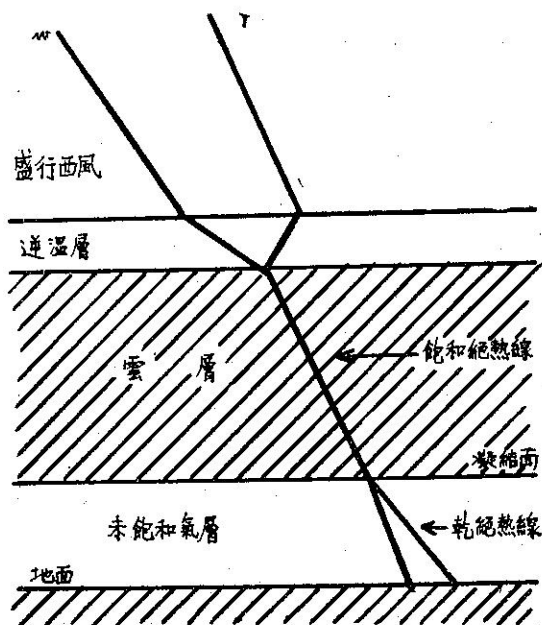
每次新鮮之冬季季風到達臺灣時，風起雲湧，氣溫陡降，故一般人稱此極地空氣爆發爲寒潮爆發。寒潮之爆發以一冷鋒爲其前導。此一冷鋒通常係由東北延至西南，並由西北向東南方向移動。高空之主槽隨之東移加深，而停滯於亞洲東海岸之外。蓋大規模寒潮爆發時，由於低層空氣之向外輻散，必然導致高空氣流入急劇輻合，因而使此高空主槽滯留不動，並在臺灣北端形成持續性之惡劣天氣。但有時因高空主槽後方較小波動繼續向前推進之影響，槽深隨之起伏變化，引起近地寒潮之間歇激盪，發生臺灣附近冬季季風之湧動 (Surge)，天氣狀況亦隨之微有變化。

寒潮停留日久，氣團變性程度加深，整個氣層溫度升高，相對濕度降低，低雲雲層消散，天氣立趨晴朗。近地氣流擴散衰弱，高空主槽乃加速東移，冷鋒隨之前進，並因鋒面前後氣壓不連續性之削弱而瓦解。此時原有之極地冷高壓亦擴大爲一副熱常之暖高壓。中心氣壓強度大爲降低，有時並發生分裂而迅速移出，以迄另一次寒潮之來臨。在兩次寒潮之過渡時間內，臺灣各區天氣普遍轉晴。換言之，東亞與西太平洋冬季之天氣，在一次寒潮爆發之後，逐漸由低指數之環流形態變爲高指數，然後再於另一次寒潮爆發之後，逐漸由高指數環流形態變爲低指數，如此循環變化不已。

四、冬季臺北盆地低層大氣之結構模式與天氣現象

由前節所述，可知由西伯利亞及我國北部源地到達臺灣北端之變性極地大陸氣團，大約經過三、四日之跋涉。同時由於所經不同之軌跡，會各有一段或多或少之海面歷程。但因沿途對於熱量與水分之不斷掙拾，其源地所有之地面逆溫層業已破壞無餘，但因其上層盛行西風之下沉作用，而另在其冷鋒之上方產生一鋒面逆溫層 (Frontal inversion)。故吾人可將此一鋒面逆溫層之底部視爲季風之上限，並將其離地之高度視爲季風層 (Monsoon stratum) 之厚度。此一逆溫層之存在與否可作爲寒潮盛衰之表徵，而季風層之厚度則欲視寒潮之強度而定。

根據五十四年十二月至五十五年二月冬季三個月臺北市逐日地面與高空氣象觀測報告之分析與統計，可將其低層大氣結構形態歸納爲以下六種不同之模式。茲將此六種模式之結構形態及其天氣特徵分述如下：



圖四 第一類結構模式
T爲溫度線
W爲露點溫度線 (以下同)

(一)第一類：此爲冬季臺北盆地有強烈寒潮存在時之典型結構模式。此種變性極地大陸氣團由於地形之抬高與渦動之助長，而在 1,000 至 1,500 公尺處構成一凝結面，並在凝結面之上方產生一層廣泛之低雲，其雲狀或爲層雲，或爲層積雲。惟雲底之下方常有檻襍之碎層雲存在，並降落綿密之細雨，故實測之雲底高度恒較理論所得之凝結面高度爲低。

凝結面之下方爲一未飽和之潮濕氣層。由於機械性與熱性渦動之充分混合作用，其溫度之垂直變化應趨於中性之乾絕熱溫度直減率。其水汽混合比亦應上下大致趨於一致，但因溫度之下降，相對濕度乃逐漸向上增加，直至凝結面而達到飽和狀態。惟凝結面下方之溫度直減率常因潮濕空氣中水汽凝結潛熱之逐漸釋出，及觀測時間之遲早，故多小於乾絕熱溫度直減率。本文所採用資料之觀測時間爲格林威治標準時 0000，相當於東經 120° 標準時之 0800，是時未飽

和之濕潮氣層內之渦動混合作用正方興未艾，直至午後二時左右各高度溫度均達到最高值後始臻於其極限。此點曾經林紹豪（1965）及亢玉瑾（1967）先後指出。由此可瞭解未飽和氣層內溫度直減率與觀測時間早晚之關係。本文假定未飽和氣層內具有乾絕熱溫度直減率係以其充分混合後之最大極限值為標準。

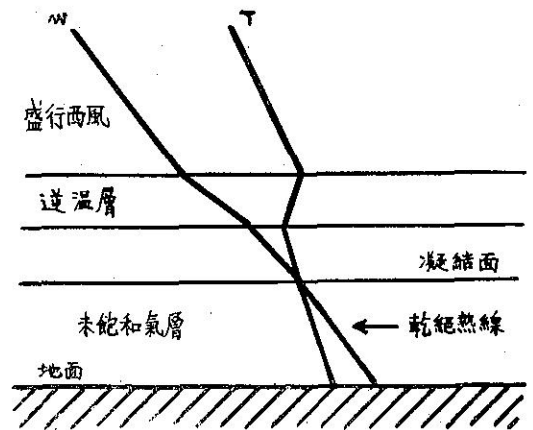
雲層之中，由於水汽凝結潛熱之大量釋出，溫度隨高度之低降減緩，而趨於飽和絕熱溫度直減率。其相對濕度大多數在 95 % 至 100 % 之間。亦偶有低 80 % 至者。根據美國加州大學洛杉磯分校氣象系 Neiberger (1944) 對於洛杉磯盆地層度之研究結果，發現層雲中之相對濕度大多數在 90 % 以上，但亦有低至 75 % 左右者，惟出現機會不多，此點與上述情形相合。彼等又認為雲層中之相對濕度與觀測時間有關。在雲層發展極盛時，其相對濕度較大，在雲層初現及消散時，則相對濕度較小。臺北市與洛杉磯兩地均為大規模之工業化都市，到處工廠林立，時時將大量之吸濕性凝結核擴散於空氣中，以致地面附近之水汽易於發生凝結，勿須待其達到飽和狀態。臺北市地面附近冬季經常易於發生低霧之原因亦由於此。

雲層之發展受制於其上方之鋒面逆溫層，故雲頂之高度可以此一逆溫層底部之高度表示之。惟無線電探空儀之溫度與濕度觀測因儀器本身靈敏度之限制，在氣球迅速上升途中不能立即反應，且由於溫度與濕度觀測之交互變換，均稍有落後現象。在 1944 年美國加州大學洛杉磯分校氣象系對於洛杉磯盆地層雲之研究中，曾將 31 次無線電探空儀之觀測結果與飛機觀測之結果加以比較，證明無線電探空儀所測得之逆溫層底部之位置，其中僅有 2 次較雲頂之高度低達 180 公尺之多，但 29 次之誤差均在 50 公尺以內，且 15 次之兩種觀測結果完全相合。芝加哥大學氣象系為此曾經設計有一種由無線電探空儀改造而成之雲層探測儀 (Cloudsonde)，其中僅裝置電阻濕度片以連續觀測濕度，可測出濕度之迅速變化。加州大學洛杉磯分校氣象系亦曾使用此種儀器於層雲之研究，證明由此種儀器所測得之雲頂高度與同時無線電探空儀所測得之逆溫層底部高度極為符合，僅有些微之誤差，可能仍係由於反應時間上之落後現象所致。

季風層以上之高空盛行西風中，空氣乾燥而穩定，與下方之季風層形成一顯著之不連續面。逆溫層底部之高度視季風之強弱而定，而逆溫層之強度 (Magnitude) 則視高空盛行西風之下沉作用之強弱而定。但雲頂之溫度因夜間輻射而散熱冷却，且高空盛行

西風中之水汽含量甚低，不足以遏阻此種長波輻射之損失，故雲頂附近之雲層溫度下降，促使其部份餘留之水汽繼續凝結，增大雲點之大小並降落至雲底。雲底附近之部份餘留水汽再上升至雲頂附近而發生凝結。如此進行不已，遂使雲頂之密度逐漸增大，雲底亦逐漸下垂而呈襤褸狀態，甚至促成雲中水點之增長而降落為綿密之細雨。故臺北盆地冬季每遇有雲層存在時，由傍晚以至於翌日之清晨，不僅雲幕低垂，且時有雨水降落，即由於此。反之，日間則因雲頂大量吸收日射增熱，水分逐漸蒸發而使雲層密度減小。且地面溫度增加，空氣溫度增強，使雲下空氣充分混合增熱，雲底附近水分蒸發，雲幕升高，除非雲層深厚，大量阻斷日射之穿透而到達地面，否則日間大都較少降水。

當此種模式存在時，天空多有 9/10 以上乃至 10/10 之密雲，其雲狀為雲層或層積雲，雲層之下方有大量之襤褸碎層雲。其目測之雲底高度恒較應有雲之底高度為低。晨間地面附近有低霧。

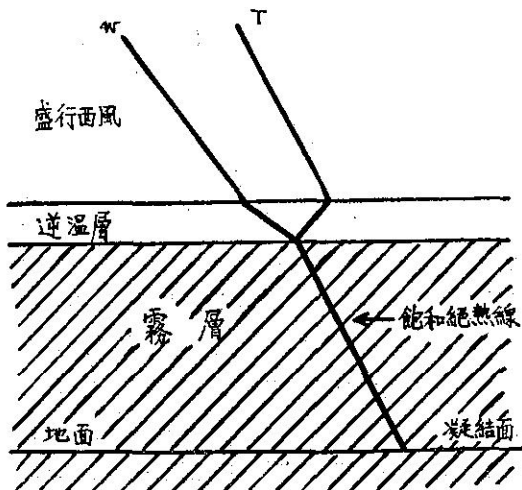


圖五 第二類結構模式

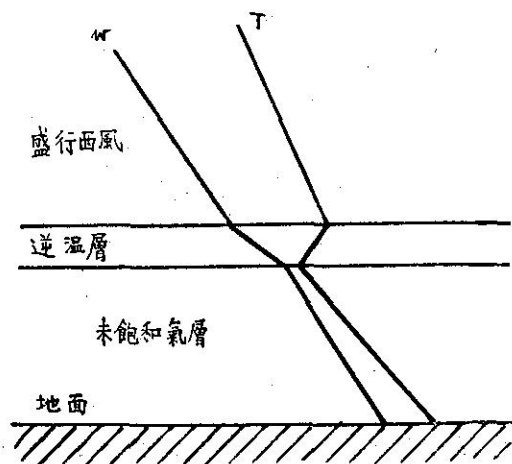
(二)第二類：此種模式與第一類甚為近似，惟凝結面以上之相對濕度急降由 100 % 直降至 70 % 以下，以迄逆溫層底部為止。天空之雲量多寡不一，視凝結面以上相對濕度之垂直分佈而定。相對濕度較大者，雲量較多，反之，則較少。晨間仍有低霧。此種模式出現之次數甚少，全季三個月中僅有六次。常出現於第一種模式之前後，有時亦可單獨出現。

(三)第三類：此為冬季臺北盆地有薄弱寒潮存在時之典型結構模式，惟全季三個月僅有一次，出現於五十五年三月五日。該日由地面至 1,900 公尺之季風層

全均呈飽和狀態，充滿深厚之霧層。逆溫層位於霧層之上方。惟無線電探空儀中之電阻濕度片因長時間通過濃霧濡濕，致逆溫層底部以上之濕度觀測大為失真，而紀錄過大之相對濕度。



圖六 第三類結構模式

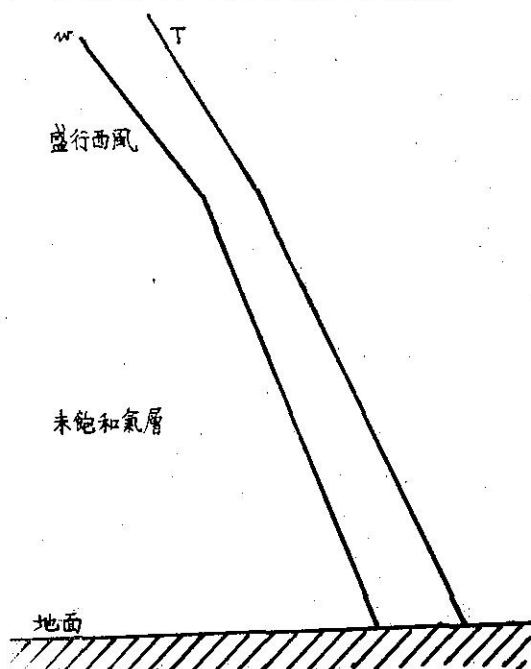


圖七 第四類結構模式

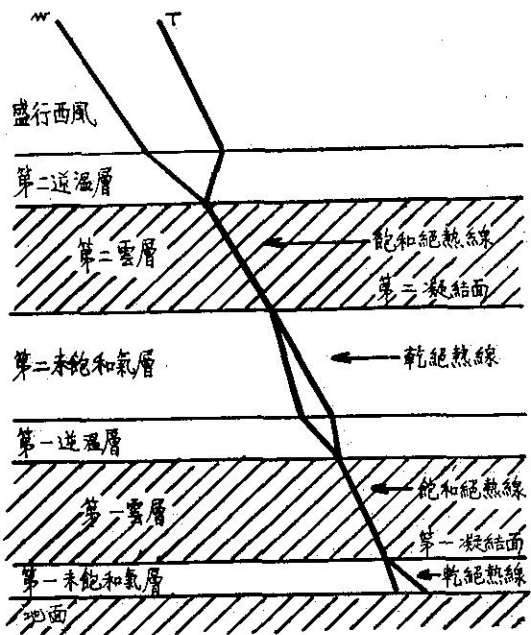
第四類：此種模式與第三類甚為近似，惟逆溫層下方之相對濕度常在 100 % 以下，甚至低至 70 % 左右。天氣狀況以晴天為多。偶亦有相當雲量，其多寡欲視逆溫層下方相對濕度之垂直分佈而定。相對濕度較大者，雲量較多，反之則較少。其雲狀為積雲或層積雲。晨間有低霧。

第五類：此為冷鋒過境後，深度變性極地大陸氣團控制下之一種模式，亦為兩次寒潮爆發過渡期間

之結構形態，較第三、四類兩種模式變性尤深。整個氣層溫度升高，鋒面逆溫層已不復存在。天氣晴朗，或偶有少量之低雲，其雲狀為積雲或層積雲。



圖八 第五類結構模式



圖九 第六類結構模式

內第六類：此為天空有兩層雲層存在時之一種模式。其下層為層雲或層積雲，上層則為高層雲或高積雲。其出現機會不多，全季三個月中僅有七次。此種模式有上下兩個凝結面。第一個凝結面係位於季風層中，乃因地形迫舉及空氣渦動兩種合併作用而產生。第二個凝結面係位於第一雲層之上方，亦係位於季風層之上方，乃因鋒面迫舉作用而產生。蓋新鮮之強烈變性極地大陸氣團楔入於變性已深之衰老極地大陸氣團之下方。迫使其沿鋒面上升而產生第二個凝結面。此即兩個雲層存在之原因，並應以地面至第二逆溫層底部之高度為季風層之厚度。惟每當下層低雲瀰漫天空時，上層中雲即不復得見。故有此種結構模式出生時，必係低雲較淺薄且有裂隙，始可自裂隙間窺見中雲，但其雲量多寡則仍難於確定。此種結構模式常先於第一類結構模式出現。換言之，應為強烈寒潮入侵時之一種形態，僅見於冷鋒際地帶，冷鋒過境之後，隨則變為第一類結構模式。

五、各種結構形態之分層高度分析與統計

欲從事冬季臺北盆地低層大氣結構形態之研究，

必先從事於季風層厚度之決定。惟臺北市逐日之高空氣象觀測報告係以無線電探空儀之觀測得之，多缺乏同時間之高空風觀測紀錄。故本文不得不著重於著重於無線電探空觀測報告之分析，並以其鋒面逆溫層底部之高度以表示季風層之厚度。然後參考其少數之高空風觀測報告，或同時間鄰近桃園之高空風觀測報告，由垂直方向風之不連續性以驗證季風層頂部之確定位置。至於季風層中凝結面之位置則可完全利用無線電探空觀測報告之分析決定之。其中以垂直方向相對濕度之分佈為量重要。如將凝結面高度視為雲層底部之高度，逆溫層底部之高度視為雲層頂部之高度，則由凝結面至逆溫層底部之高度較差即為雲層之厚度。逆溫層頂部之高度可由逐溫層中之垂直溫度變化形態決定之。惟有時為逆溫，有時為等溫，有時則僅有溫度直減率之改變，即減緩其溫度直減率。如遇有最後一種情形發生時，即無從決定其逆溫層之強度，而不得不予以捨棄，不納入資料之統計。

茲根據此項原則將前述各種模式之分層高度資料分別予以分析並加統計於後：

表五 第一類結構形態分層高度統計

月 份	表 飽 和 氣 層			雲 層			逆 溫 層				觀 測 次 數
	地面高度 m.	凝結面高度 m.	厚 度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚 度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚 度 m.	強 度 °C	
十二月	9	1375	1366	1375	3441	1986	3441	4010	517	1.9	16
一 月	9	1178	1169	1178	3613	2436	3613	4103	625	1.2	14
二 月	9	1167	1158	1167	3569	2448	3569	3838	428	1.5	11
全 季	9	1240	1231	1240	3541	2290	3541	3983	523	1.5	41

第五表為冬季三個月第一類結構形態 41 次分層高度資料之統計結果。在全季三個月中，雲底高度以一月之 1,375 公尺最高，二月之 1,167 公尺最低。雲頂高度以一月之 3,613 公尺最高，十二月之 3,441 公尺最低。雲層厚度以二月之 2,448 公尺最大，十二月之 1,986 公尺最小。表示冬季三個月中，第一類之季風以一月最強，十二月最弱。二月之雲層低而厚，十二月之雲層度而薄。全季平均雲底高度為 1,240 公尺，平均雲頂高度為 3,541 公尺，平均雲層厚度為 2,290 公尺。此處所指雲頂高度即季風層厚度。在全季中，此項季風層無論其最大厚度或平均厚度均為六

類中之最大者，亦即顯示此類季風為六類中之最強者。

冬季三個月中，第一類雲上逆溫層之厚度以一月之 625 公尺最大，二月之 428 公尺最小，其強度則以十二月之 1.9°C 最大，一月之 1.2°C 最小。顯示雲上逆溫層雖以一月為最厚，但以十二月為最強。全季三個月平均逆溫層厚度為 523 公尺，平均強度為 1.5°C。

在第一類 41 次觀測紀錄中，計有 34 次為密雲，6 次為裂雲，其中 25 次有毛雨至中雨之降水。16 次有低霧，且有 1 次因霧濃而難辨天空狀況。

表六 第二類結構形態分層高度統計

日期	未飽和氣層			雲層			逆溫層				雲量
	地面高度 m.	凝結面高度 m.	厚度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 m.	
1/1	9	1060	1051	1060	1900	840	1900	2330	430	1	≤ 1/10
2/1	9	1560	1551	1560	1990	430	1990	2420	430	1	≤ 1/10
25/1	9	1130	1121	1130	1544	414	1544	2042	498	0	< 9/10
1/2	9	1220	1211	1220	1513	293	1513	1640	127	1	10/10
2/2	9	1300	1291	1300	1730	430	1730	—	—	—	4/10
全季	9	1254	1245	1254	1735	481	1735	2108	371	0.7	—

表六為冬季三個月第二類結構形態5次分層高度資料之統計結果。此類結構形態與第一類相近。其平均雲底高度 1,254 公尺與第一類之 1,240 公尺相近，但其平均雲頂高度 1,735 公尺則遠較第一類之 3,541 公尺為小。其平均雲層厚度 481 公尺亦遠較第一類之 2,290 公尺為小，尚不及第一類之四分之一。以雲量論之，第一類大多數為 9/10 以上至 10/10 之密雲，而第二類則由 1/10 以下至 10/10 不等。此等結果顯示第二類之季風層遠較第一類為薄弱，其平均厚度尚

不及第一類之半數。

雲上逆溫層之平均厚度、第二類為 371 公尺，第一類則為 523 公尺。其平均強度，第二類為 0.7°C，第一類則為 1.5°C。顯示第二類之季風層上方之下沉作用已較第一類為衰弱，致其逆溫層之平均厚度與平均強度均較第一類為小。

在第二類 5 次觀測紀錄中，計有 2 次為碧空，1 次為疏雲，2 次為密雲。每次清晨地面附近均有低霧。

表七 第三類結構形態分層高度紀錄

日期	霧層			逆溫層			
	地面高度 m.	霧頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 °C
5/2	9	1900	1891	1900	2100	200	2.0

第七表為冬季三個月第三類結構形態僅有一次之觀測紀錄。可知由地面至 1,900 公尺間之整個季風層內因水汽飽和而充滿濃霧。霧層上方之逆溫層，其

厚度為 200 公尺，強度為 2.0°C。此類結構形態為臺北盆地冬季發生濃霧之典型模式。惟因僅有一次紀錄，尚不能完全具有代表性。

表八 第四類結構形態分層高度統計

月份	未飽和氣層			逆溫層				觀測次數
	地面高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 m.	
十二月	9	1551	1542	1551	1939	388	1.5	9
一月	9	1366	1357	1366	1725	359	1.5	6
二月	9	1651	1642	1651	1812	424	0.5	6
全季	9	1523	1514	1523	1825	390	1.2	21

表八爲冬季三個月第四類結構形態 20 次分層高度資料之統計結果。此種結構形態與第三類相近，但整個季風層爲一未飽和氣層。此項未飽和氣層之平均厚度以二月之 1,642 公尺最大，一月之 1,357 公尺最小。顯示冬季三箇月中，第四類之季風以二月爲最強，一月爲最弱。全季三個月未飽和氣層之平均厚度爲 1,514 公尺，不及第三類霧層之厚度 1,891 公尺。顯示第三類之季風可能較第四類爲強。

第四類未飽和氣層上方逆溫層之平均厚度亦以二月之 424 公尺最大，一月之 359 公尺最小。其平均強度則以十二月及一月之 1.5°C 較大，二月之 0.5°C 較小。顯示二月之雲上逆溫層。其厚度雖最大但強度則最小，一月之厚度雖最小但強度則最大。全季三個月未飽和氣層上方逆溫層之平均厚度爲 390 公尺，較第三類霧層上方逆溫層之厚度 200 公尺爲大，但其平均強度爲 1.2°C ，則較第三類霧層上方逆溫層之強度 2.0°C 爲小。

在第四類 21 次觀測紀錄中，計有 11 爲碧空，

8 次爲疏雲，3 次爲裂雲，每次地面附近的有低霧，且有 4 次因霧濃而不辨天空狀況。

第五類爲兩次寒潮過渡期間之結構形態，係在深度變性極地大陸氣團控制之下。在此一形態中，冷鋒已行瓦解，鋒面逆溫層亦不復存在。雲霧稀少，且甚淺薄。上下層空氣因對流與渦動之充分混合，已無明顯之特性層可尋。在第五類 14 次觀測紀錄中，計有 5 次爲碧空，2 次爲疏雲。每次清晨地面附近均有低霧，且其中有 7 次因霧濃而不辨天空狀況。

表九爲冬季三個月第六類結構形態 7 次分層高度資料之統計結果。此爲兩個雲層之複合結構模式。

第一雲層之平均雲底高度爲 238 公尺，平均雲頂高度爲 1,175 公尺，平均雲層厚度爲 934 公尺。此一雲層屬於低雲類，其雲狀爲層雲或層積雲。第二雲層之平均雲底高度爲 2,606 公尺，平均雲頂高度爲 3,669 公尺，平均雲層厚度爲 1,063 公尺。此一雲層屬於中雲類，其雲狀爲高層雲或高積雲。兩個雲層之平均厚度相差無幾。

表九 第六類結構形態分層高度統計

日 期	第一未飽和氣層			第一雲層			第一逆增層			
	地面高度 m.	凝結面高度 m.	厚度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 m.
10/12	9	161	152	161	720	559	720	1120	400	0
5/1	9	179	170	179	1040	861	1040	1240	200	0
6/1	9	167	158	167	790	623	790	1010	200	—
7/1	9	230	221	230	1528	1298	1528	1670	142	0
22/1	9	217	208	217	560	343	560	1557	997	—
23/1	9	215	206	215	1760	1545	1760	2170	410	1
10/2	9	500	491	500	1810	1310	1810	2035	225	0
全季	9	238	229	238	1175	934	1175	1543	368	0

日 期	第二未飽和氣層			第二雲層			第二逆溫層			
	層底高度 m.	凝結面高度 m.	厚度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 $^{\circ}\text{C}$
10/12	1120	1537	417	1537	2160	623	2160	—	—	—
5/1	1240	2500	1250	2500	3400	900	3400	3850	450	4
6/1	1010	2070	1060	2070	3098	1028	3098	—	—	—
7/1	1670	2350	680	2350	3116	766	3116	—	—	—
22/1	1577	3155	1578	3155	5060	1905	5060	5300	240	2
23/1	2170	3750	1580	3750	5080	1330	5080	—	—	—
10/2	2035	2880	845	2880	3770	890	3770	4510	740	1
全季	1543	2606	1060	2606	3669	1063	3669	4553	477	2.3

第一雲層上方逆溫層之平均厚度為 368 公尺，幾呈等溫形態。第二雲層上方逆溫層之平均厚度為 477 公尺，平均強度為 2.3°C 。二者之中，以後者為較顯著。

第六類為觀測次數較少之結構形態。蓋有兩個雲層同時出現時，下方之第一雲層常滿佈天空，致位於上方之第二雲層難於自地面窺見。在第六類 7 次觀測紀錄中，第一雲層雲量多寡不一，其中計有 1 次無低雲，3 次為疏雲，2 次為裂雲，1 次為密雲，雲狀均為層積雲。第二雲層之雲量不明，雲狀有 5 次為高積雲，2 次為高層雲。在地面附近，5 次有低霧。有密雲之 1 次並有毛雨。

六、各種結構形態之分層溫濕分析與統計

在前節中，作者曾就冬季臺北盆地低層大氣各種結構形態之分層高度資料分別予以統計，可知各種結構模式出現時，其各層構造界限及其天氣現象均有明顯之特徵。茲再就各種結構形態之分層溫濕資料分別

予以分析，以決定各層之溫濕狀況。

表十為冬季三個月第一類結構形態 41 次分層溫濕資料之統計結果。在全季三個月中，其平均地面溫度，以十二月之 15.6°C 最高，二月之 14.7°C 最低。全季三個月之平均地面溫度為 15.2°C ，其中包括三種變性極地大陸氣團侵入臺北盆地之綜合狀況，故其個別地面溫度可由 9°C 以至 19°C ，此處未再予明顯劃分。平均地面水汽混合比以十二月與一月之 10.4 g/kg 較高，二月之 10.0 g/kg 較低。平均地面相對濕度則以一月之 94% 最高，十二月之 90% 最低。顯示二月活動氣團之溫濕常較十二月為低，當為陸地變性極地大陸氣團較為盛行之影響所致。全季三個月之平均地面溫度為 15.2°C ，平均地面水汽混合比為 10.3 g/kg ，平均地面相對濕度為 92%。此一未飽和氣層內之溫度直減率，以一月之 $0.75^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。全季三個月平均溫度直減率為 $0.69^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，與對流層中之平均溫度直減率 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 相近。

表十 第一類結構形態分層溫濕統計第

月 份	未飽和氣層				雲層				逆溫層				觀測次數
	地面溫度 $^{\circ}\text{C}$	凝結面溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	地面濕度 W g/kg (R.H.%)	雲底溫度 $^{\circ}\text{C}$	雲頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最大濕度 R. H. %	層底溫度 $^{\circ}\text{C}$	層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最小濕度 R. H. %	
十二月	15.6	6.5	0.66	10.4 (90)	6.5	-2.6	0.41	99	-2.6	-0.9	-0.40	56	16
一月	15.3	7.4	0.75	10.4 (94)	7.4	-3.1	0.43	100	-3.1	-1.3	-0.53	52	14
二月	14.7	7.6	0.65	10.0 (93)	7.6	-2.3	0.36	100	-2.3	1.2	-0.33	62	11
全季	15.2	7.2	0.69	10.3 (92)	7.2	-2.7	0.40	100	-2.7	-0.3	-0.42	56	41

第一類平均雲底溫度以二月之 7.6°C 最高，十二月之 6.5°C 最低。平均雲頂溫度亦以二月之 -2.6°C 最高，一月之 -3.1°C 最低。雲層平均溫度直減率則以一月之 $0.43^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $0.36^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。顯示二月之雲層厚度不僅較十二月及一月為大，且整個雲層低垂，故其溫度亦較十二月及一月為高，雲層內溫度之垂直分佈亦較十二月及一月為均勻。平均雲層最大相對濕度各月均為飽和狀態。全季三個月平均雲底溫度為 7.2°C ，平均雲頂溫度為 -2.7°C ，平均雲層溫度直減率為 $0.40^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，平均雲層最大相對濕度則為 100%。

第一類逆溫層內之平均溫度直減率以一月之

$-0.53^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $-0.33^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。（此處所有之負值，表示溫度在垂直方向係向上增加）。逆溫層之平均最小相對濕度以二月之 62% 最大，一月之 52% 最小。顯示二月之逆溫層內，溫度隨高度之增加較一月為緩，但相對濕度則較大。全季三個月平均逆溫層溫度直減率 $-0.42^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，平均最小相對濕度為 56%。

表十一為冬季三個月第二類結構形態 5 次分層溫濕資料之統計結果。可見第二類之平均地面溫度 15.0°C 稍較第一類之 15.2°C 為低，平均地面水汽混合比 9.9 g/kg 稍較第一類之 10.3 g/kg 為小，平均地面相對濕度 91% 稍較第一類之 92% 為小。未

飽和氣層內之平均溫度直減率 $0.60^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 亦較第一類之 $0.69^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小。

第二類之平均雲底溫度 7.4°C 雖稍較第一類之 7.2°C 為高，但其平均雲頂溫度 6.8°C 則遠較 -2.7°C 為高。顯示第二類雲層之平均雲底高度與第一類相差

無幾，但其平均厚度則遠遜於第一類。第二類雲層內之平均溫度直減率 $0.09^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 亦較第一類之 $0.40^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小，顯示第二類雲層內溫度隨高度之減少較第一類為緩。兩類雲層內之平均最大相對濕度均為 100% 。

表十一 第二類結構形態分層溫濕統計

日期	未飽和氣層				雲層				逆溫層			
	地面溫度 $^{\circ}\text{C}$	凝結面溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	地面濕度 W g/kg (R.H. %)	雲底溫度 $^{\circ}\text{C}$	雲頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最大濕度 R.H. %	層底溫度 $^{\circ}\text{C}$	層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最小濕度 R.H. %
1/1	9	3	0.57	6.9 (90)	3	1	0.24	100	1	2	-0.23	25
2/1	14	2	0.77	7.6 (76)	2	1	0.23	100	1	2	-0.23	28
25/1	16	7	0.80	10.4 (90)	7	7	0	100	7	—	—	—
1/2	17	13	0.33	11.4 (93)	13	13	0	100	13	14	-0.79	66
2/2	19	12	0.54	13.1 (94)	12	12	0	100	12	—	—	—
全季	15.0	7.4	0.60	9.9 (91)	7.4	6.8	0.09	100	6.8	6.0	-0.41	39

第二類逆溫層內之溫度直減率 $-0.41^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 與 41% 則較第一類之 56% 為小。
第一類之 $-0.42^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 相若，其平均最小相對濕度

表十二 第三類結構形態分層溫濕紀錄

日期	霧層				逆溫層			
	地面溫度 $^{\circ}\text{C}$	霧層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	地面濕度 W g/kg (R.H. %)	層底溫度 $^{\circ}\text{C}$	層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最小濕度 R.H. %
5/2	11	2	0.49	8.3 (100)	2	4	-1.0	—

表十二為第三類結構形態僅有之 1 次分層溫濕觀測紀錄。其地面溫度為 11°C ，地面水汽混合比為 8.3g/kg ，地面相對濕度為 100% 。霧層內之溫度直減率為 $0.49^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。霧層上方逆溫層之層底溫度為 2°C ，層頂溫度為 4°C ，溫度直減率為 $-1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。其相對濕度則因無線電探空儀中之電阻濕度片因通過霧層後全部濡濕，致在逆溫層仍繼續紀錄 100% ，而不能對逆溫層內之水汽含量發生迅速反應而紀錄其應有之正確相對濕度。

表十三為冬季三個月第四類結構形態 20 次分層溫濕資料之統計結果。其地面溫度以十二月及一月 15.7°C 較高，二月之 15.5°C 較低。地面水汽混合

比以一月之 10.8g/kg 最大，十二月之 9.6g/kg 最小。地面相對濕度以一月之 95% 最大，十二月之 84% 最小。未飽和氣層內之溫度直減率以十二月之 $0.50^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，一月之 $0.46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。顯示一月地面溫濕較十二月為大，但未飽和氣層內溫度隨高度之減少則一月較十二月為緩。全季三個月平均地面溫度為 15.6°C ，平均地面水汽混合比為 10.1g/kg ，平均地面相對濕度為 89% ，未飽和氣層內平均溫度直減率為 $0.48^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

第四類未飽和氣層上方之逆溫層，其層底溫度以一月之 9.5°C 最高，十二月之 7.5°C 最低。層頂溫度亦以一月之 11.0°C 較高，十二月及二月之 9.0°C

表十三 第四類結構形態分層溫濕統計

月 份	未飽和氣層				逆溫層				觀測次數
	地面溫度 °C	層頂溫度 °C	溫度直減率 °C/100m	地面濕度 W g/kg (R. H. %)	層底溫度 °C	層頂溫度 °C	溫度直減率 °C/100m	最小濕度 R. H. %	
十二月	15.7	7.9	0.50	9.6 (84)	7.9	9.0	-0.26	44	9
一 月	15.7	9.5	0.46	10.8 (95)	9.5	11.0	-0.39	50	6
二 月	15.5	7.5	0.49	10.0 (90)	7.5	9.0	-0.12	36	6
全 季	15.6	8.3	0.48	10.1 (89)	8.3	9.7	-0.28	43	21

較低。逆溫層內之溫度直減率以一月之 $-0.39^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $-0.12^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。最小相對濕度則以一月之 50% 最大，二月之 36% 最小。顯示一月之逆溫層較二月為薄，整層之溫度較二月為高。且逆溫層內一月溫度隨高度之增加亦較二月為速。

表十四為第五類結構形態 14 次分層溫濕資料之統計結果。此種結構形態雖無明顯之特性層可尋，但吾人在 700mb 以下之低層大氣中，可按各主要層之溫濕觀測紀錄分為地面至 1,000mb，1,000mb 至 850mb，850mb 至 700mb 等三層分別予以分析。

表十四 第五類結構形態低層溫濕統計

日 期	溫 度 °C				溫度直減率 °C/100m			水汽混合比 g/kg				相 對 濕 度 %			
	地面	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb	地面	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb	地面	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb
9/12	19	18.0	9.0	6.5	1.12	0.61	0.45	11.8	11.2	9.9	7.3	85	86	90	90
20/12	18	16.0	12.5	6.5	1.41	0.36	0.43	12.6	10.7	9.4	7.9	97	93	95	99
21/12	17	18.0	11.5	11.0	0	0.22	0.49	11.6	12.6	11.2	8.6	95	97	86	79
23/12	19	18.5	15.0	8.5	0.88	0.43	0.44	13.6	12.4	10.9	7.7	98	92	92	83
13/1	16	16.0	15.5	9.5	0	0.09	0.68	10.5	10.5	8.8	5.6	92	92	74	56
26/1	15	14.0	11.0	5.5	1.10	0.29	0.44	9.8	9.2	7.6	5.9	91	90	85	80
31/1	16	16.0	14.5	8.0	0	0.21	0.65	9.4	9.3	8.7	6.5	82	81	78	73
8/2	15	14.5	10.5	3.5	0.56	0.52	0.44	9.8	8.9	6.7	4.4	91	85	76	72
9/2	14	14.0	11.0	5.5	0	0.44	0.31	9.8	9.4	7.4	4.2	97	93	84	54
16/2	16	15.5	13.5	7.0	0.77	0.22	0.63	10.1	9.7	8.7	6.7	88	87	82	80
19/2	19	18.5	14.0	6.5	0.76	0.59	0.44	12.1	11.7	9.8	6.5	87	87	89	80
20/2	18	18.0	15.0	7.5	0	0.43	0.56	12.7	12.4	10.6	7.5	97	95	90	87
21/2	18	18.0	16.5	10.5	0	0.22	0.56	11.7	11.7	9.9	7.0	90	90	77	67
22/2	22	21.5	18.0	10.5	0.83	0.43	0.56	14.6	14.4	12.3	8.7	87	88	86	85
全 季	17.3	16.9	13.4	7.6	0.52	0.36	0.51	11.4	11.0	9.4	6.8	91	90	84	77

在溫度方面，冬季三個月地面之平均溫度為 17.3°C 。地面至 1,000mb 之平均溫度為 16.9°C ，1,000mb 至 850mb 為 13.4°C ，850mb 至 700mb 為 7.6°C ，均由下向上逐層減小。溫度直減率以地面

至 1,000mb 之 $0.52^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，1,000mb 至 850mb 之 $0.36^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。

在濕度方面，冬季三個月地面之平均水汽混合比為 11.4g/kg 。地面至 1,000mb 之平均水汽混合比為

11.0g/kg, 1,000mb 至 850mb 爲 9.4g/kg, 850mb 至 700mb 爲 6.8g/kg, 均由下向上逐層減小。地面之平均相對濕度爲 91%。地面至 1,000mb 之平均相濕度爲 90%, 1,000mb 至 850mb 爲 84%, 850mb 至 700mb 爲 77%, 亦均由下向上逐層減小。

由上述結果顯示第五類各層之溫濕均具有明顯之連續性, 且其平均地面溫度與平均地面水汽混合比均爲各類中之最高者。但其平均地面相對濕度亦甚高, 故易於地面附近發生低霧。

表十五 第六類結構形態分層溫濕統計

日 期	第一未飽和氣層				第一雲層				第一逆溫層			
	地面 溫度 °C	凝結 面度 °C	溫度 直減 率 °C/100m	濕度 W g/kg (R.H.%)	雲底 溫度 °C	雲頂 溫度 °C	溫度 直減 率 °C/100m	最大 濕度 R. H. %	層底 溫度 °C	層頂 溫度 °C	溫度 直減 率 °C/100m	最小 濕度 R. H. %
10/12	18	17	0.66	12.2 (94)	17	14	0.56	100	14	14	0	86
5/1	13	12	0.59	7.3 (78)	12	6	0.58	83	6	6	0	72
6/1	12	12	0	8.6 (97)	12	10	0.32	95	10	—	—	81
7/1	14	15	-0.45	9.9 (98)	15	8	0.54	99	8	8	0	96
22/1	16	13	1.44	16.6 (92)	13	12	0.30	99	12	—	—	85
23/1	16	16	0	10.5 (92)	16	5	0.71	100	5	6	-0.23	90
10/2	16	16	0	10.9 (95)	16	10	0.46	96	10	10	0	96
全季	15.0	14.5	0.35	10.0 (92)	14.5	9.3	0.50	96	9.3	8.8	-0.05	87

日 期	第二未飽和氣層				第二雲層				第二逆溫層			
	層底 溫度 °C	凝結 面度 °C	溫度 直減 率 °C/100m	濕度 W g/kg (R.H.%)	雲底 溫度 °C	雲頂 溫度 °C	溫度 直減 率 °C/100m	最大 濕度 R. H. %	層底 溫度 °C	層頂 溫度 °C	溫度 直減 率 °C/100m	最小 濕度 R. H. %
10/12	14	12	0.48	9.7 (86)	12	9	0.50	89	9	—	—	—
5/1	6	-1	0.56	4.7 (72)	-1	-6	0.56	98	-6	-2	-0.89	37
6/1	9	2	0.66	6.5 (81)	2	0	0.20	100	0	—	—	—
7/1	8	6	0.29	7.8 (96)	6	1	0.67	100	1	—	—	—
22/1	8	-1	0.57	6.8 (85)	-1	-13	0.63	100	-13	-11	-0.83	65
23/1	6	0	0.38	5.9 (100)	0	-7	0.53	100	-7	—	—	—
10/2	10	3	0.83	6.5 (99)	3	-3	0.67	99	-3	-2	-0.14	20
全季	8.7	3.0	0.54	6.8 (88)	3.0	-2.7	0.54	100	-2.7	-5.0	-0.35	41

表十五爲冬季三個月第六類結構形態分層溫濕資料之統計結果。

第一未飽和氣層之平均地面溫度爲 15.0°C, 較第二未飽和氣層之平均層底溫度 8.7°C 爲高。第一

未飽和氣層之平均地面水汽混合比為 10.0g/kg ，平均地面相對濕度為 92% ，第二未飽和氣層之平均層底水汽混合比為 6.8g/kg ，平均層底相對濕度為 88% ，前者均較後者為大。

第一雲層之平均雲底溫度為 14.5°C ，較第二雲層之平均雲底溫度 3.0°C 為高。第一雲層之平均雲濕溫度為 9.3°C ，亦較第二雲層之平均雲頂溫度 -2.7°C 為高。第一雲層內之平均溫度直減率為 $0.50^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，較第二雲層內之平均溫度直減率 $0.54^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小。第一雲層之平均最大相對濕度為 96% ，較第二雲層之最大相對濕度 100% 為小。蓋第一雲層整層溫度較高，且其溫度直減率較小，故其平均最大相對濕度反較第二雲層為小。

第一逆溫層內之平均溫度直減率 $-0.05^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 較第二逆溫層內之平均溫度直減率 $-0.35^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小。第一逆溫層內之平均最小相對濕度 87% 則較第二逆溫層內之平均最小相對濕度 41% 為大。顯示第二逆溫層內因水汽含量銳減，雖其平均溫度直減率較第一逆溫層為大，但平均最小相對濕度仍較第一逆溫層為小。

七、各種結構形態之發生頻率及其出現順序

茲根據五十四年十二月至五十五年二月臺北市逐日地面與高空氣象觀測報告之分析結果，將此冬季三個月臺北盆地低層大氣各類結構形態之觀測次數與發生頻率合併統計如下表：

表十六 各類結構形態觀測次數及發生頻率

形態種類	十二月	一月	二月	全季	發生頻率
1	16	14	11	41	46.1%
2	—	3	2	5	5.6
3	—	—	1	1	1.1
4	9	6	6	21	23.6
5	4	3	7	14	15.7
6	1	5	1	7	7.9
合計	30	31	28	89	100

由表十六可見冬季三箇月中，各月均以第一類之觀測次數為最多，在全季中，其觀測次數為 41 次，發生頻率高達 46.1% ，幾近半數之多。其次為第四類，觀測次數為 21 次，其發生頻率為 23.6% ，約佔四分之一弱。再次為第五類，觀測次數為 14 次，其發生頻率為 15.7% ，約佔八分之一強。三者合計之觀測次數為 76 次，其合計之發生頻率為 85.4% 。其餘第二、三、六各類之出現機會均甚少，合計之觀測次數為 13 次，合計之發生頻率為 14.6% 。故第一、四、五合類為冬季三箇月中臺北盆地低層大氣三種最重要之結構形態。

吾人可再將此冬季三箇月中臺北盆地低層大氣逐日出現之結構形態及其伴生之天氣現象依次排列如下表：

由表十七可見此冬季三箇月中共有 13 次寒潮經過臺北盆地，平均每月約為 4.3 次。根據魏元恆 (1968) 之研究，得出八年 (1957-1965) 冬季三個月寒

潮侵襲臺灣之頻率，平均每年冬季為 14 次，即每月平均為 4.7 次。兩者甚為相近。惟前者係利用低層大氣結構形態之出現順序以判斷寒潮之經過次數，而後者則係利用冷鋒過境次數之傳統方法以表示寒潮之經過次數，可能其中包括少數寒潮之湧動現象，故其平均數字較前者稍多。蓋寒潮之湧動可能增加冷鋒過境之次數，而不一定能變化低層大氣之結構形態，故後者之計算方法可能稍多於前者。又魏元恆於同一研究中亦指出冬季寒潮侵襲臺灣次數與太陽輻射之變化有關。發現四十七年冬季三個月（係指四十六年十二月至四十七年二月之冬季三個月）寒潮侵襲臺灣共達 19 次，約為 5 日即有一次寒潮，超出八年平均值約 5 次，蓋是年為國際地球物理年，亦即太陽輻射具有空前強烈變化之一個太陽活動年也。故前述較大之年均寒潮侵襲臺灣頻率可能亦與包括此一太陽活動年及其相近幾個年份之統計數字有關。

至於每一次寒潮經過臺北盆地所持續日數，亦可

表十七 臺北盆地冬季三個月逐日結構形態出現順序

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
十二月	4	4	4	1	1	M	1	1	5	6	1	4	4	4	1	1	1	4	4	5	5	4	5	1	1	1	1	1	1	1	1	
	○	○	○	⊕	⊕		⊕	⊕	○	⊕	⊕	○	○	○	⊗	⊕	⊕	○	⊕	⊗	⊗	⊗	○	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	
	=	=	=	=	=		.	.	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	.	.	=	.	=	.	.	=	
										Ac																						
一 月	2	2	1	4	6	6	6	1	4	4	4	4	5	4	1	1	1	1	1	1	1	6	6	1	2	5	1	1	1	1	5	
	○	○	⊕	○	○	⊕	⊕	⊕	○	⊗	○	⊗	○	○	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	○	
	=	=	,	=	=	=	=	=	.	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	,	,	,	=	=	.	.	.	.
					Ac	Ac	As																Ac	As								
二 月	2	2	4	4	3	4	4	5	5	6	1	1	1	1	4	5	1	1	5	5	5	5	1	1	1	1	1	1	4			
	⊕	⊕	⊕	⊕	⊗	⊗	⊕	⊗	⊗	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊗	⊕	⊕	⊕	○	⊗	⊗	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	○			
	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	.	.	.	.	.	.	.	.	.	
										Ac																						

(表中M表示紀錄缺失，粗橫線表示寒潮持續日數)

在表十七 中由低層大氣各種結構形態之出現順序決定之。其中持續時間最長者可達八日，最短者則僅有二日。凡第一類結構形態持續較長者為強烈之寒潮，第二及第六類單獨出現之持續較長，或第二及第六類與第一類混合出現之持續較長者均為較薄弱之寒潮。由此可以決定其中較強烈之寒潮約為8次，較薄弱之寒潮則約為5次。其餘第三、四、五各類結構形態均顯然為兩次寒潮過渡期間之各種結構形態。在第一、二、六類之後，可能單獨出現第四類或第五類，或混合出現第四類與第五類。第三類為第四類之一種特殊情形，其出現之機會極少。

由表十七可見在第一類較強烈寒潮存在時，臺北盆地大都為密雲，雲狀為層雲或層積雲。在其每一持續期間內，有1次至5次之降水紀錄，其降水種類可由毛雨至中雨。即使有裂雲出現時，其低雲量亦在7/10至8/10之間。無降水時則地面附近恆有低霧。第二類可單獨出現於較薄弱寒潮過境時，亦可隨同出現於第一類之前後，為一種與第一類相似而發展而不甚成熟之結構形態，或為第一類之連續部份。雲量多寡不一，可由碧空以至密雲不等，雲狀為層雲或層積雲。第三類為地面附近充滿深厚濃霧之一種結構形態。第四類為與第三類相似，但多有少量之低雲，雲狀為積雲或層積雲。地面附近仍有低霧。第三類與第四類均為寒潮衰落之初期象徵，原有之廣泛雲層已不復存在。如寒潮繼續衰落，則低層大氣之結構形態即轉

變第五類。第五類大都為碧空，或偶有少量低雲者，雲狀為積雲或層積雲，為臺北盆地冬季三個月較為難得之晴好天氣，僅清晨地面附近有低霧。如由第一類或第二類直接轉變為第五類時，則天氣之好轉較為迅速。第六類為具有低雲及中雲兩個雲層之一種複合結構形態，常隨同第一類出現，換言之，僅於較強烈寒潮過境時有之。六類之中僅第一類有降水之紀錄。

總之，由臺北盆地冬季三個月逐日低層大氣出現各種結構形態之排列順序，吾人亦可大致決定寒潮爆發之次數與強度，以及其持續之時間與變化，可知其間確有相當之規律可尋，可用以推測逐日天氣之持續性及其變化。如吾人對於各種結構模式分類適當，且能正確運用，則直接由每日地面與高空氣象觀測報告之分析，再決定其低層大氣之結構形態，亦為從事當地天氣預報之一種着手方法。在本研究計劃中，因受所使用資料之限制，每日僅有格林威治標準時0000一次資料之分析，且其中又常缺乏同時間之高空風向與風速觀測紀錄，如每日經常有格林威治標準時0000與1200兩次資料，並有同時間完整之高空風向與風速觀測紀錄，則對於低層大氣各種結構形態之判別，與冬季風層強度與特性之鑑定，當能有更清楚之認識。又本研究計劃係一種試驗性之構想，如再能有多個冬季之完整資料，並以逐日之地面及近地700mb與500mb各層高空天氣圖為佐助，以作進一步之研究，則其結果當可更為圓滿。

八、結 論

根據以上各節之研究，吾人大致可獲致以下數項結果：

(一)臺北盆地十二月至二月之冬季三個月為一低溫少雨時期，但低層大氣中多雲霧，可嚴重影響飛行之安全。

(二)侵入臺北盆地之變性極地大陸氣團，因所歷路程之不同，可分為陸地變性，冷海變性經暖海變性等三種。陸地變性之極地大陸氣團出現於超常極軸類之寒潮爆發狀況。冷海變性經暖海變性之極地大陸氣團則出現由於正常極軸類之寒潮爆發狀況。此等變性極地大陸氣團之盛行，產生東亞與西太平洋之冬季季風。其溫濕性質視其所經陸地或海面之特性受其時間之久暫而定。且因變性程度之不同，故侵入臺北盆地時，更因四周地形之限制與抬高，呈現不同之天氣現象。

(三)臺北盆地冬季三個月中之低層大氣結構形態可歸納為六種模式。第一類為較強烈寒潮爆發時之狀況，低層大氣內有深厚雲之層，雲狀為層雲或層積雲，並時常降落綿密之雨水。第二類為較薄弱寒潮爆發時之狀況，低層大氣內雲量不定，且較稀薄，雲狀亦為層雲或層積雲。第三、第四類為寒潮衰落時之狀況。第三類低層大氣內有深厚之濃霧，第四類則雲量不定，但雲狀為積雲或層積雲。第五類為兩次寒潮過渡期間之狀況，一般天氣晴朗，偶有少量之低雲，雲狀為積雲或層積雲。第六類則為有低雲及中雲兩個雲層存在之狀況，低雲為層雲或層積雲，中雲為高層雲或高積雲，常於強烈寒潮入侵之時先於第一類出現，但出現機會不多。各類結構形態除第一類及第六類有降水發生情形外，清晨地面附近恒有低霧。

(四)第一類之平均雲層厚度為 2,290 公尺，第二類為 481 公尺，尚不及第一類之四分之一。第三、四類已無雲層存在。第三類之霧層厚度為 1,891 公尺。第四類未飽和氣層之平均厚度為 1,504 公尺，第五類無顯著之特性層。第六類第一雲層之平均厚度為 934 公尺，第二雲層之平均厚度為 1,063 公尺。

(五)第一類之平均地面溫度 15.2°C 較第二類之 15.0°C 為高。第一類之平均地面水汽混合比 10.3g/kg 較第二類之 9.9g/kg 為大。第一類之平均地面相對濕度 92% 較第二類之 91% 為大。顯示第一類變性極地大陸氣團之地面溫濕均較第二類為大。第一類之平均雲底溫度 7.2°C 較第二類之 7.4°C 為低。第一類之平均雲頂溫度 -2.7°C 較第二類之 6.8°C 為低。顯

示第一類之整個雲層較第二類為高，故平均雲底與雲頂高度均較低。兩類雲層內之平均最大相對濕度均為 100%。

第三類之地面溫度 11.0°C 較第四類之 15.6°C 為低。第三類之地面水汽混合比 8.3g/kg 較第四類之 10.1g/kg 為小。第三類之地面相對濕度 100% 較第四類之 89% 為大，顯示第三類之地面溫濕均較第四類為小。第三類霧層之層頂溫度為 2°C ，第四類未飽和氣層之層頂溫度為 8.3°C 。

第五類之平均地面溫度為 17.3°C ，平均地面水汽混合比為 11.4g/kg ，均為各類中之最大者。平均地面相對濕度亦達 91%。地面以上之低層大氣內，溫濕均由下向上遞減。第六類之平均地面溫度為 15.0°C ，平均地面水汽混合比為 10.0g/kg ，平均地面相對濕度為 92%。第一雲層之平均雲底溫度為 14.6°C ，平均雲頂溫度為 9.3°C 。第二雲層之平均雲底溫度為 3.0°C ，平均雲頂溫度為 -2.7°C 。兩個雲層之平均最大相對濕度均為 100%。

(六)各類結構形態在冷季三個月中之發生頻率以第一類之 46.1% 為最多，其次為第四類之 23.6%、再次為第五類之 15.7%，其餘各類之發生頻率均較少。各類結構形態之持續時間長短不一，長者可達八日，短者僅有二日，視寒潮之強度及其移動之速度而定。逐日之天氣變化可由其各種結構形態之持續性預測之。此種持續性可由寒潮爆發之極軸方向及冷高壓之中心強度以及地面冷鋒與高空槽線移動之速度等予以決定。如此等結構形態之久暫及其演變可以判斷，則其未來之天氣現象自亦不難預測。

參 考 文 獻

1. Petterssen, S.: Weather Analysis and Forecasting, 2nd ed., 2 vols. McGraw-Hill, 1956
2. Neiberger, M., C. G. P. Beer & L. B. Leopold, The California Stratus Investigation of 1944, U. S. WB., 1945
3. 張月娥：臺北市氣候，氣象學報七卷三期，五十年九月。
4. 鄭子政：臺北盆地之氣候，氣象學報十四卷三期，五十七年九月。
5. 亢玉瑾：陽明山區氣候之分析研究，臺大地理系研究報告第四期，五十六年六月。
6. 林紹豪：彰化澎湖蘭嶼季風特性之研究，臺大

地理系研究報告第四期，五十六年六月。

7. 沈傳節：臺灣之氣團，氣象通訊第七、八、九期，三十八年。
8. 劉衍淮：臺灣氣團之性質，氣象學報七卷四期，五十年十二月。
9. 朱祖佑：中國東海及臺灣附近海流之研究，氣象學報七卷四期，五十年十二月。
10. 王時鼎：臺灣冬季季風天氣及其預報，氣象學報一卷一期，四十四年三月。
11. 徐應璦、王時鼎：寒潮預報有關問題之討論，氣象學報四卷三期，四十七年九月。
12. 王時鼎：中國區域強烈寒潮分析，氣象學報四卷四期，四十七年十二月。
13. 林鞠情：臺灣地形影響冷鋒之初步檢討，氣象學報四卷二期，四十七年六月。
14. 魏元恒：臺灣雨量與極地寒流爆發關係之研究，氣象學報十四卷四期，五十七年十二月。
15. 臺灣省氣象局：臺灣累年氣象報告續編，五十三年。