

亂流山嶽波與台灣區域之飛行安全

王時鼎

Turbulences and Mountain Waves in Relations to Flying Safety in Taiwan Region

Shih-Ting Wang

Abstract

This paper deals with general factors governing the formations of turbulences either in clouds or in clear air and mountain waves, the criteria of inertial instability for latitudes at which Taiwan is located, and the Richardson numbers calculated from the monthly mean upper air data at Taoyuan, Makung and Tung-kong in Taiwan. In addition, the synoptic and weather conditions involved in the five actual cases of aircraft accidents are analysed, and rules which air crews should strictly obey are specially emphasized.

一、前言

亂流與山嶽波為航行於大氣中之航空器所最不易克服的自然敵人。由於它的存在與發展，每非肉眼可見，且一經遭遇，每常猝不及防，致輕則造成飛機之激盪顛簸，重則更肇致不幸機毀人亡的慘劇。特以臺灣區域，境內羣山縱貫，高峯林立，航行所遭遇之此項問題亦特為嚴重。而越山飛行造成墮機事件，亦間有所聞。所最不幸的，雖然這些天氣現象，強烈的影響飛行安全，但首當其衝之飛行人員，或職司預報之氣象人員，對其均瞭解甚少。故實際情形飛行人員往往僅能採取消極措施，避免飛臨山區，或經過山區飛行，但不幸地，近年來空中航行，仍有為亂流及山嶽波所吞噬之事實。故對臺灣區域亂流及山嶽波之認識，仍為當前飛行及氣象人員所急需，而本文目的即在就山嶽波及亂流對飛行之影響趨避方法，及該兩現象在臺灣區域之生成發展，分佈情形，及其實際之預報問題，作一較為廣泛之研究與討論。

二、亂流與山嶽波對飛行安全之影響

在就該兩氣象因子之生成發展作較有系統之討論之前，此處先就該兩因子對飛行之影響，就其要者，作一敘述，藉使有關人員提高警覺與注意。

(一)山嶽波雖為在接近山峯及背風面山坡之處最為激烈，但此駐留波串甚至可影響山脈上空數倍於山峯之高度。就臺灣中央山脈之情形言，即使在三、四萬英尺之高空，仍可明顯發現其存在（參見圖三與圖四）。

(二)山嶽波中同時可出現風陣（gust）與風飄（draft），對某一意義言，兩者常無區別，而僅隨飛機結構之特性與大小而有所不同。「風陣」之對於體積較小速度較慢之飛機，猶如「風飄」對於體積較大速度較快之飛機，同樣均足造成可觀之簸動。而小飛機之所謂「風飄」，亦即大飛機之「風陣」。此亦即言，山嶽波無論對體型不同或速度各異之飛機均有嚴重影響。而實際在臺灣山區，螺旋槳飛機與噴射客機均曾遭受血的教訓。

(三)山嶽波之主要動力在風速與大氣不穩定度。當大氣穩定，風速微小，或風向平行山脈吹動時，仍可有甚為平穩之飛行，臺灣區本軍有三處氣象探空站，如有資料，立可判斷。

(四)山嶽波之存在，可造成飛機上氣壓高度表之高度數值之顯著誤差。因山嶽波屬氣壓波，在其發展領域內，同一高度上可造成氣壓隨距離之顯著變動。根據實際研究，其氣壓波動略與風速平方成正比。而在實際飛行中，曾發現有與實際高度差距一千呎之紀錄。

(戊)山脈區域除去亂流與山嶽波外，並有複雜混亂之偏流，在山區上空飛行，尤以藉儀器飛行時，特宜注意。

(己)同屬亂流之「風陣」與「風飄」，在其極度強烈時，均可造成對飛機結構上之損害。通常各型飛機設計時，一般均已考慮亂流對其之影響。惟超過某一定值（有效陣風風速「effective gust velocity」一般為在30呎/秒以上時），則仍不可避免造成飛機結構上之損害。而特宜注意者，於遭遇強烈亂流時，試圖控制飛機之顛簸激盪，更易加重飛機之損害。

(庚)雲中亂流常可藉雲型及其發展，加以判定。但在無雲大氣中，在某些氣象條件之配合下，可造成較雷雨雲中亂流更為強烈之所謂「晴空亂流」(clear air turbulence)。因其常無指示，一經遭遇，每猝不及防。

三、亂流與山嶽波之成因分類

由上敘述，顯見此兩氣象因子，直接關係飛行之安全，但不幸地，氣象人員對其所知仍然不夠。此基本上由於觀測資料之缺乏，及其本身現象之複雜均為有關。為了便於對臺灣區域此兩現象之討論，此處就其成因及分類作一敘述。

就吾人當前所知，亂流之成因約可分為下述四類：

(一)雲中亂流——此主要係大氣在流體靜力不穩定，或稱熱力不穩定時產生。在大氣探空屬性曲線分佈中，甚易予以辨別。實際上對流雲（積雨雲）發展愈盛，愈易出現雲中亂流。最強烈之雲中亂流出現於積雨雲發展之第二階段，即雲中出現有雷陣雨之初期。

(二)近地面層之亂流——此每稱機械性亂流，主要係與近地面層風速之垂直差異（風切變）及地形粗糙度有關。松山機場，近年來曾有兩次起飛不久則墮落於附近山區之不幸失事事件，或多少係與此種亂流有關。

(三)晴空亂流——此亦屬機械性亂流，主要係由於風速在水平及垂直方面強烈風差所引起。在噴射氣流處最易發生，因在其範圍內，最易滿足上述之條件。且因噴射氣流一般均在三、四萬英尺上空，該區通常已均無水汽存在，故雖有猛烈升降氣流，因無雲伴生，乃稱「晴空亂流」。注意並非所有噴射氣流均有亂流伴生，主要係視其風速及風變大小以為斷。

(四)山嶽波亂流——由山嶽波內升降氣流所造成之風變，及近山嶽處之摩擦作用等所產生，並與山嶽波之強度略呈正比。值得特別注意者，山嶽波所產生之亂流較諸極大部份雷雨中之亂流，尤為猛烈，且多數情形每無微相可循。

以下再略論山嶽波之成因：

有數種因素可造成山嶽波之產生，如：大氣穩定度，地轉風之平衡作用，山脈高度、潤度與坡度，以及風向、風速與風速隨高度之分佈情況等。其中特以風速隨高度分佈情況關係最切。根據實際觀測，至少有五種不同型式之山嶽波發生，此主要均屬垂直風變不同所影響之結果（參見圖四a~e）。

四、臺灣區域之亂流與山嶽波

在臺灣區域，上述之各類亂流與山嶽波，均可發生，且由於下述之數項因素，其出現每常較其他地區為顯著與猛烈。

(一)本區域地處副熱帶，並屬海島，其空氣一般情形均在潛在不穩定狀態中，甚易造成垂直運動，產生亂流。

(二)臺灣境內有中央山脈、雪山、玉山與阿里山山脈縱貫其間，超過三千公尺之山峯彼皆是。且冬季高空西風盛行，夏季則以東風佔勢，均為正向山脈，故甚易產生山嶽波。特以冬季，高空西風風速，每數倍於夏季東風之風速，故冬季山嶽波更易有較大強度。

(三)根據陳正祥氏臺灣地誌一書所列，臺灣標高一公尺以下地區僅佔全島面積之百分卅一。由此可見臺灣極大部份面積係屬山區（另據須洪熙氏統計山地區域佔總面積百分六十四強），故均易造成低空之亂流，影響飛機之起落。

(四)在冬季，全球聞名之亞洲區域南支噴射氣流即在臺灣以北附近。間於高空西風帶南移時，噴射氣流之軸心，或即在臺灣之上空。由於其所伴隨之強烈水平與垂直風切變，故每易產生晴空亂流。更有進者，此時因西風風速普遍增強，受阻於南北向排列之中央山系，故類多有嚴重之山嶽波伴生。由於此兩者聯合之結果，亂流強度倍增，致對飛行威脅亦加重。所幸山嶽波之產生係在山脊上空及其背風面，亦即係在山脈之東側。而我噴射機場場主要係在中央山脈之西側，而非山嶽波發展之領域，否則後果更不可想像。

由上討論，可見在臺灣區域均滿足各類亂流及山嶽波產生之條件，且由於緯度、地形、區域性之

大氣特性等因素影響，更可增加其激烈之程度。

五、臺灣區域亂流與山嶽波預報問題

談到預報問題，自然地必須借重觀測之事實，很不幸的，臺灣區域此現象之觀測記錄，並未備有，故此處有關本區域預報問題之討論，勢必專着重理論方面之推求。另外，為了便使氣象人員預報之參考，某些根據世界各國所作有系統觀測所得亂流與山嶽波之模式，且可用諸臺灣區域者，亦將加以適當之引證。

(一)渦動能量公式之應用——為了明瞭何以亂流常見於某些特定地區與某些特定之天氣圖型式分佈下，吾人首需瞭解下述渦動能量公式（以符號表明）之應用：

$$\frac{dE}{dt} = V + H + C - D$$

式中 dE/dt 表三度空間渦動能量 (eddy energy) 之時間變化率。式中右邊第一項之 V 代表垂直風變對渦動能產生之量度，與風速大小之平方成正比。第二項 H ，為水平風變對渦動能之量度，風變屬氣旋式時，其值為正。第三項 C ，為大氣垂直方向溫差對渦動能產生之量度，當盛行空氣降溫率接近或大於乾絕熱降溫率時，其值為正，對流雲發展區內，其值亦為正。而 D 項代表渦動能耗損而呈熱能。故上式表示亂流能量 (turbulent energy) 可由垂直或水平風變而產生。而大氣穩定度在不穩定時，可產生亂流；穩定時制止亂流。而在所有情形下，渦動能對熱能之變換為破壞亂流。

在實際應用上，上式之 V 、 H 、及 C 值，甚易在探空曲線屬性上獲得指示。臺灣區域，桃園、東港及馬公本軍均有探空站，故某區或某日相對言，較易有亂流發生，則可藉助於該三地施放之探空紀錄以求得。

(二)臺灣區域大氣慣性不穩定度之臨界值——慣性不穩定度 (inertial instability) 代表水平氣流之穩定度，故與上述渦動能量公式中之「 H 」項直接相關。此對臺灣區域亂流產生特別有其應用價值。因「 H 」項代表水平之風變，對直線式之西風氣流言，慣性不穩定僅在當向北增加之水平風變率大於當地之地球自轉偏向參數時才可發生。而基本上在冬季臺灣一般係在南支噴射氣流軸之南，滿足上述水平風變方向之條件。茲試以桃園、東港兩探空站之自轉偏向參數為例：

$$\text{桃園： } 2\Omega \sin \phi = 2 \times 0.4226 \times 7.292 \times 10^{-5} \\ = 0.62 \times 10^{-4} / \text{秒}$$

$$= 0.22 / \text{小時，相當於 100 海里距離中差 22 哩/時}$$

$$\text{東港： } 2\Omega \sin \phi = 2 \times 0.38 \times 7.292 \times 10^{-5} \\ = 0.554 \times 10^{-4} / \text{秒}$$

$$= 0.20 / \text{小時，相當於 100 海里距離中差 20 哩/時}$$

此實際指示在北部當水平風速差（風變）於 100 哩內在 22 哩/時以上，南部在 20 哩/時以上時，則可有亂流發生。深值注意者，自轉偏向參數係隨緯度增加而增加，在高緯水平風切甚大時，才能產生與低緯相同之慣性不穩定度。例如在 $43^\circ N$ ，需水平風切變達 36 哩/時（100 海里距離內）才可。由上述事實可說明兩點：

1. 臺灣區域較諸中高緯度區更易產生由水平風變造成之亂流。

2. 不同緯度處所得亂流研究結果，並不一定適合應用於其他區域。

另外由上述計算結果指示：在冬季言臺灣區域甚易滿足因水平風切變 (wind shear) 而產生亂流 (turbulence) 之條件——桃園與東港風差一般言，逾 25 哩/時，即可有晴空亂流產生。

(三)臺灣區域大氣之李查遜數 (Richardson number) ——李查遜數之公式：

$$R_i = -\frac{C}{V} = \frac{g(r_a - r)h^2}{T(V_2 - V_1)^2}$$

式中之 C 與 V 之含義與渦動能量公式中者完全相同。另外 g 表重力加速度， r 與 r_a 各表大氣盛行與乾絕熱之減溫率， V_2 與 V_1 各表厚度層之底與頂處之風向量， T 為該氣層之平均溫度。上式實際則為前式「 C 」與「 V 」兩項對亂流發展之綜合效應。李查遜數愈小，大氣中愈易產生渦動能，亦即言亦愈易產生亂流（其臨界值約為「1」）。上式中之參數，如有探空紀錄，立可讀出。故李查遜數則可藉該式求得。如此藉垂直風差大小及不同穩定度情形下所導生之亂流強度，即可獲知。以下茲就臺灣區之平均逐月探空紀錄情形，對李查遜數大小作一比較討論，以 10000 呎及 20000 呎層上之資料為據。

有關臺灣三探空站逐月一萬至二萬呎之平均風變值 ($V_1 - V_2$) 見表一。有關臺灣三探空站逐月一萬至二萬呎之平均溫度遞減率 (r) 見表二。

地點	月份	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12月	資料年份
桃園		31.4	39.7	24.3	13.9	5.0	-1.6	1.3	0.7	-1.2	9.1	19.3	25.8	民45—50年
馬公		31.2	28.0	13.0	1.2	3.9	-1.4	-0.2	3.2	2.2	8.7	16.8	25.4	民45—50年
東港		49.0	41.8	32.8	22.3	7.6	-4.0	-0.5	3.6	-3.3	3.5	31.3	41.6	民47—50年

表一、臺灣三探空站10,000—20,000呎逐月平均風變值之比較 (負值表風隨高度減小, 風速單位 哩/時)

地點	月份	1月	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12月	資料年份
桃園		11.3	13.0	14.5	15.1	15.0	15.2	16.0	15.8	15.2	14.9	14.5	12.2	民45—50年
馬公		13.0	13.3	14.6	15.7	15.3	15.2	15.4	15.4	15.2	14.9	14.3	12.9	民45—50年
東港		12.6	13.4	14.3	15.2	15.4	15.1	15.5	15.0	15.1	15.1	15.0	11.7	民47—50年

表二、臺灣三探空站10,000—20,000呎逐月平均遞減率 (°C) 之比較

藉表一、表二資料之助, 各地大氣之李查遜數則可求得。此處就桃園一月份及七月份之大氣李查遜數推求如下:

$$\begin{aligned} \text{一月份: } R_1 &= (9.8 \times 18.7 \times 3000) \\ &\div (17.5 \times 17.5 \times 267.0) = 8.5 \\ \text{七月份: } R_1 &= (9.8 \times 14.2 \times 3000) \\ &\div (0.7 \times 0.7 \times 276.0) = 3025.2 \end{aligned}$$

由此處求得之李查遜數可見臺灣北部一月份及七月份平均言, 由垂直風切與大氣穩定度聯合所產生之亂流, 均可忽視 (一般其值少於1時方有亂流)。值得注意的, 此係平均情況, 並非個別之例, 此實際指示由此所產生亂流, 出現機會為就冬夏比較言, 夏季遠比冬季高空亂流出現機會為少 (其值愈大愈穩定)。又李查遜數並不能指示「熱力不穩定度」, 故不能據此以作雲中亂流之預報。

噴射氣流區內所出現之晴空亂流——臺灣區域在冬季, 因噴射氣流即在附近, 故歷來本軍飛行人員報告中, 常有遭遇亂流之敘述。有關於此, 將在下節實例分析中作一討論。

中央山脈與山嶽波亂流——此處所指中央山脈係屬泛稱, 包括所有縱貫山系 (參看圖一)。由於其一般高度在三千公尺以上, 最高者如玉山, 高

達3997公尺。且無論冬夏均與高空盛行氣流略成正交, 故甚易造成山嶽波而產生亂流。為對臺灣山系分佈、型式等有一認識, 茲繪製中央山脈兩主峯處 (雪山與玉山) 之東西向山脈剖面圖如圖二a與b及臺北至宜蘭間之山脈剖面圖如圖二c。由此三剖面圖型式可見, 其出現之山嶽波當遠較一般型式為複雜。另外繪製根據有系統空中實測所作成之山嶽波與亂流關係剖面圖如圖三, 及不同氣流型式下, 擾動氣流分佈情形如圖四, 藉供飛行及氣象人員應用參考。

(一) 山嶽波之強度指示——根據理論研究, 相同型式之山脈情形下, 當大氣穩定度隨高度減少以及風速隨高度增加時, 有最大之山嶽波強度。如氣象條件一定, 則山脈愈高, 坡度愈大時, 山嶽波亦愈強。根據實際觀測, 即使一百公尺高之山嶺, 亦足生成山嶽波。就風速而言, 達25哩/時以上時, 即可產生山嶽波。又就地面天氣圖分析, 山脈兩側氣壓差愈大, 山嶽波強度亦愈大, 其生成區域係在氣壓較低之一方。就山嶽波波長而言, 平均風速愈大, 其波長亦愈長。

(二) 飛行於山嶽波中高度喪失之計算——高度之喪失可藉下式獲得估計:

$$H = \frac{Vh}{(S-V)}$$

式中, H示飛行高度之喪失, h為相對於四周地形之山脈高度, V為山峯處之風速, S為飛機之速度。由公式可見其高度喪失係與風速及山高成正比, 與飛機速度成反比。如上述V、h、及S均為已知時, 則立可求得飛機飛臨山嶽波內時, 高度之喪失。舉例:

山高 (h) 1,000公尺, 風速 20公尺/秒, 飛機速度 60公尺/秒, 代入之得

$$\begin{aligned} H &= 20 \times 1000 \div (60 - 20) \\ &= 20000 \div 40 = 500 \text{公尺 (高度之喪失)} \end{aligned}$$

由公式並顯而易見, 速度愈慢之飛機, 飛臨山脈上空時, 更需有更大之距山頂之安全高度。且山脈愈高, 距山頂所需之安全高度亦愈大。實際言, 飛機為防飛臨山脈上空高度之喪失, 其距山嶺之高度, 應為山之高度一半以上。例: 如山高為三千公尺, 應飛四千五百公尺以上。

六、造成飛機危害之臺灣區域亂流

與山嶽波之實例分析

以上有關預報問題之七點討論, 主要係為配合臺灣情形所作偏重理論方面之推釋。此處擬藉過去曾經造成不幸事件或確經證實遭遇嚴重亂流之幾次實例, 略作簡要分析。除作對上述理論之引證外, 更主要的, 為望能藉此使我飛行及氣象人員, 加強對亂流與山嶽波的注意與警惕。

(一) 山嶽波亂流之例——本處所述為民五十八年元月二日上午中華自臺東飛往高雄C-47, 309號班機在大武山山區墮毀時之氣象情況之例。說明用圖有當日上午十一時之地面天氣圖如圖五a, 元月一日廿時二萬英尺上空噴射氣流圖如圖五b, 當日八時東港高空風及溫度隨高度分佈圖如圖五c。藉上述三圖可明顯見出下述事實:

1. 冷面移至巴士海峽, 大武地面風甚大達20哩/時, 山脈西側有顯著低壓槽, 此均指示有山嶽波發展。

2. 由噴射氣流圖可見臺灣區水平風差幾達30哩/時 (自50向北增至80哩/時), 已符本區之「慣性不穩定」條件, 空氣中易有亂流產生。

3. 由東港探空顯見五千呎至一萬一千呎之間, 大氣極不穩定, 風速隨高度增加。特以一萬至一萬一千呎之間尤然。經藉該項資料計算李查遜數 (Richardson number) 僅0.3, 已可產生顯著之亂

流。

4. 上述東港探空亦甚符山嶽波發展條件 (參見上節「山嶽波之強度指示」)。

由以上四點分析, 山區顯有山嶽波亂流發生, 惟所憾者, 該處雲量均少 (見圖五a), 致飛行員未加警覺並飛離航線, 乃有不幸事件之肇生。

(二) 對流性亂流之例——本處所述為民四十八年八月十三日之例。該日上午九時餘, 我C-46, 058號機載運國際學生及記者自臺北飛馬公, 距馬公約50哩處, 飛機猝遇下降氣流, 失去操縱, 突由六千呎降至一千數百呎, 致造成一人死亡與十一人受傷。此處茲附該日九時地面天氣圖如圖六。由圖可見冷面即在臺灣北部及海峽北部一帶, 清泉崗於十時曾報有雷雨, 此示必有對流性之積雨雲發展。而飛機失去操縱, 約即在清泉崗西方之海峽內, 顯係受雷雨雲中之下降氣流影響無疑。所幸此種下降性亂流, 係距地層愈近強度愈小, 否則更不堪設想。

(三) 近地面層亂流之例——本處所述為民五十九年二月廿一日清晨遠東航空公司送報專機在臺北起飛後, 旋在南港附近山區失事之例。該處附近前泰國某顯要訪華時, 亦不幸失事於斯。為促使警惕故續述當日氣象情形藉供參考。此處茲附廿一日晨八時之地面天氣圖如圖七。由圖可見冷面即在臺北附近, 北部三測站之地面風均達15哩/時以上, 由此可見摩擦層以上風速當必倍增, 兼之山地高低不平, 故甚易造成機械性之低空亂流。對載重少, 面積大, 並剛在爬升之運輸機, 信可構成相當威脅 (在爬升並剛起飛之飛機, 水平分速較小, 遇亂流時高度喪失對航速小之飛機遠較航速高者為大, 此上經述及並經舉例說明), 不可不預為注意。

(四) 晴空亂流之例——此處所述係飛行員之事後報告, 時間為民五十四年三月九日近晚之時, 地區在平潭及福建沿海。兩次空中巡邏均曾遭遇頗劇晴空亂流。本軍已故張敦明少校曾著文分析, 確屬信而有徵。故此處特錄該日二十時二萬英尺之噴射氣流圖如圖八, 藉供噴射機飛行之參考。由該圖可見, 東港與桃園風變差達35哩/時, 噴射氣流軸位於臺灣南端及南海, 福建沿海一帶係位於具有顯著水平風變並氣旋式曲率之處, 故宜其有晴空亂流產生 (另可參閱本文中之噴射氣流與晴空亂流關係圖)。

七、大氣中飛行安全之防範——結論

以上業就亂流與山嶽波之成因, 對飛行安全之

影響，臺灣區域亂流與山嶽波出現情形，本區域之預報問題，以及配合預報研究所作實例分析等諸方面，作一較為廣泛及淺顯之討論。鑒於臺灣區域亂流與山嶽波對飛行安全之重要性，此處特以『大氣中飛行安全防範應注意事項』條陳臚列，以代本綜合研究報告之結論。

(一)臺灣區域由於地形，地理及氣象因素等影響，特易產生各式亂流與山嶽波。

(二)當地面有寒流南下，冷面過境，低層風速顯著增加，高空噴射氣流移近本區，垂直風變增加顯著，空氣接近乾絕熱降溫率等情況時，每為本區將有亂流與山嶽波發展之指示，氣象與飛行人員則宜提高警覺。

(三)臺灣區域各式亂流及山嶽波強度隨高度分佈，略如圖九所示。當(二)中所列條件有半數以上適合時，類多有如圖所指示之各式亂流及山嶽波之發展。

(四)注意臺灣本軍桃園、馬公、及東港三探空站之探空資料，如一萬呎層上風速逾25哩/時，風向為東或西向，此時山區則可能有山嶽波之發展。

(五)臺灣區山嶽波之產生，在冬季由於低層之東風及高空之西風盛行，故中央山脈兩側均可出現山嶽波，特以臺灣東部一帶，尤為顯著。嚴重時，山嶽波與晴空亂流合而為一，而更加重對飛行安全之

威脅。夏季情形下，僅對流性之亂流值得注意，此每可藉雲型發展獲得指示。

(六)當山區出現絮狀雲，或山頂有帽狀雲或倒瀉雲層時，應嚴防山嶽波亂流之襲擊。

(七)如可能，在風強時避免飛臨山區及易發生亂流之區域。

(八)隨時注意高度表，特別是在夜間或雲中飛行時，並記住在山區高度表上所指示之高度值，可能與實際高度有數百呎之差異。

(九)避免直接飛越山嶺，最好以45°角度接近，且飛距山頂之距離應在山高之一半以上。

(十)避免用儀器飛行，進入有顯著山嶽波發展之區域。

(十一)切勿只顧追求空速，嚴重亂流會造成巨大而迅速的空速變化。有時在合理範圍內，犧牲高度可保持空速與飛機之平衡。

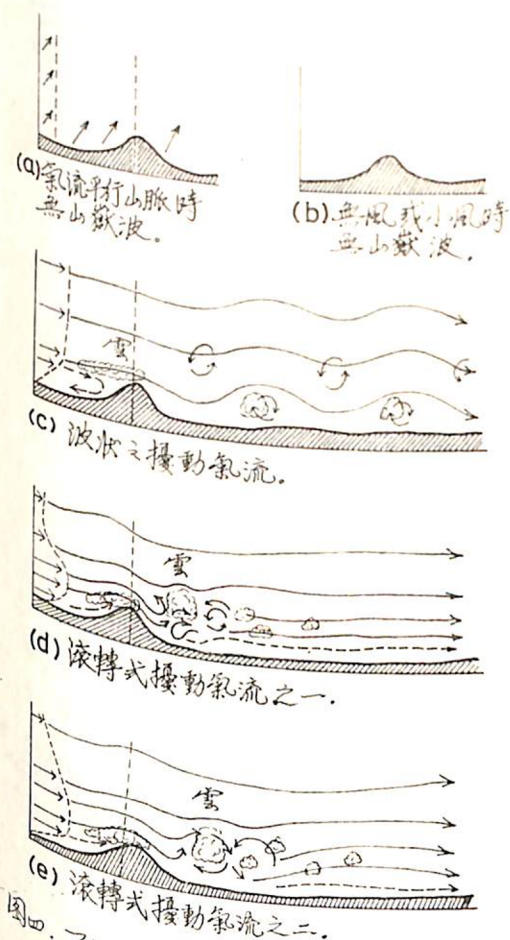
(十二)避免粗心大意，許多遭逢亂流與山嶽波之不幸事件，往往因漫不經心而淪入淵藪。

參考文獻

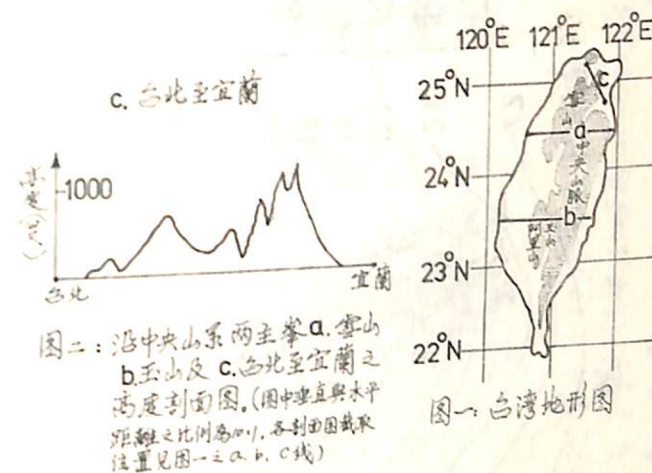
張敦明，1965：「應用飛行員天氣報告對晴空亂流之評估與分析」，氣象預報與分析第25期。



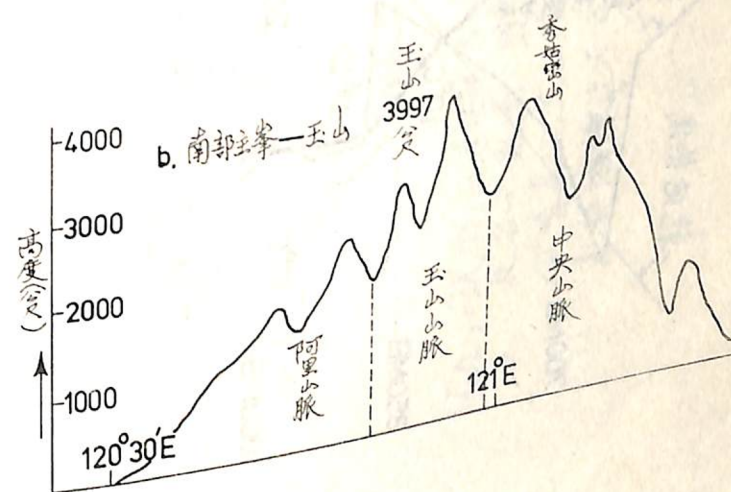
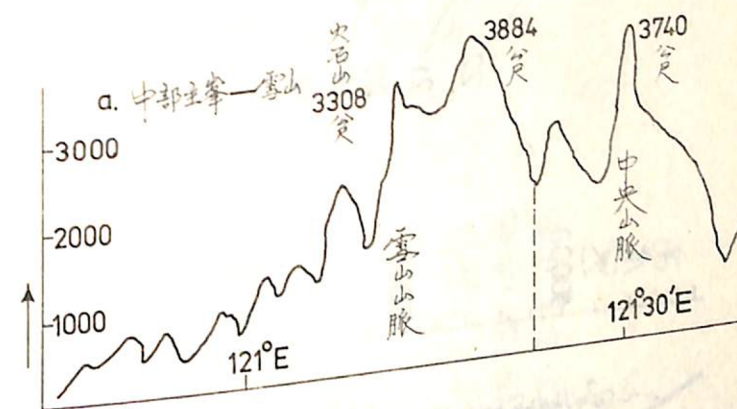
圖三：由Sierra波動計劃所求得之溫度剖面圖，示雲區分佈及山脈背風面之對流層頂下降之情形。

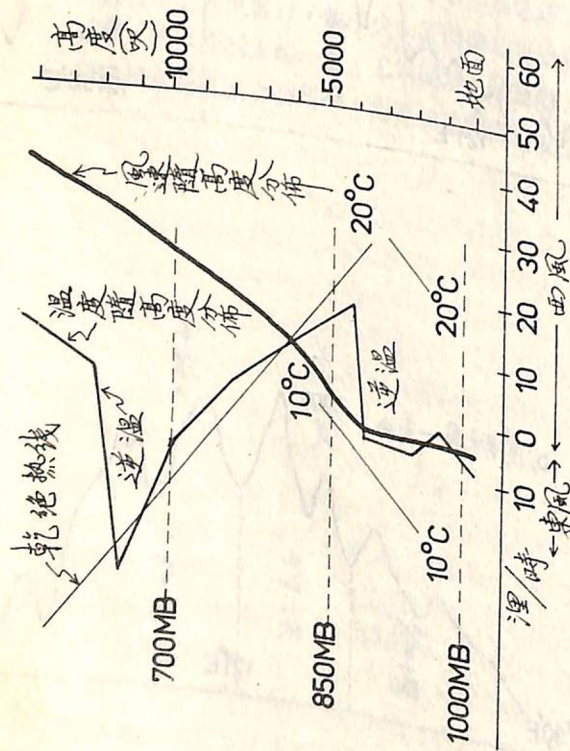


圖四：不同之高空風垂直分佈下(圖左之短箭頭線段)，氣流過山情形，注意風隨高度變化不同，氣流之擾動型式亦不同，並可見擾動氣流可達甚大之高度。

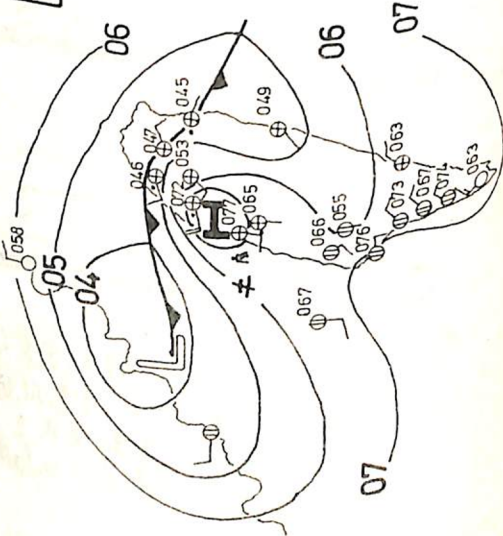


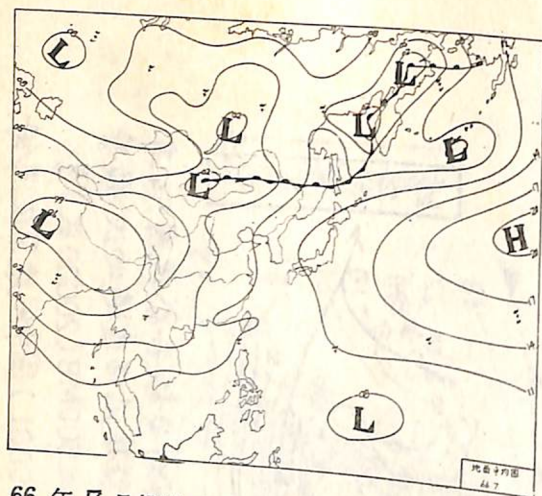
圖二：沿中央山系兩主峰a.雪山b.玉山及c.台北至宜蘭之高度剖面圖。(圖中連直與水平距離之比例為4:1，各剖面圖截取位置見圖一之a、b、c線)



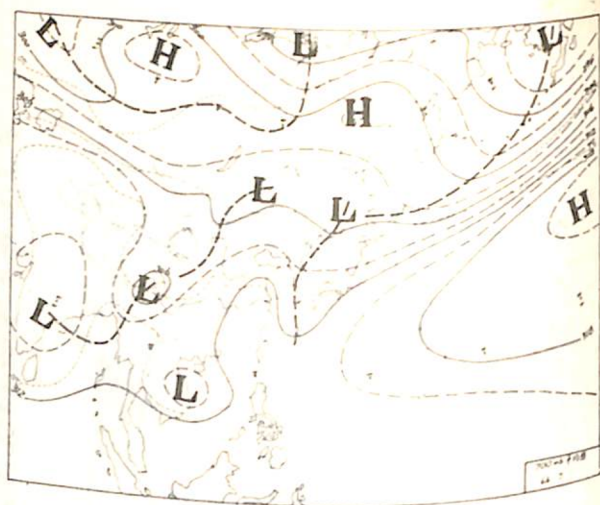


圖五C: 民國58年1月2日0800L (中華班機失事之日) 東港之高空風及溫度隨高度分佈. 由圖可見自5000至10000呎間氣層極不穩定. 試求10000至11000呎間之RICHARDSON數僅約0.3.

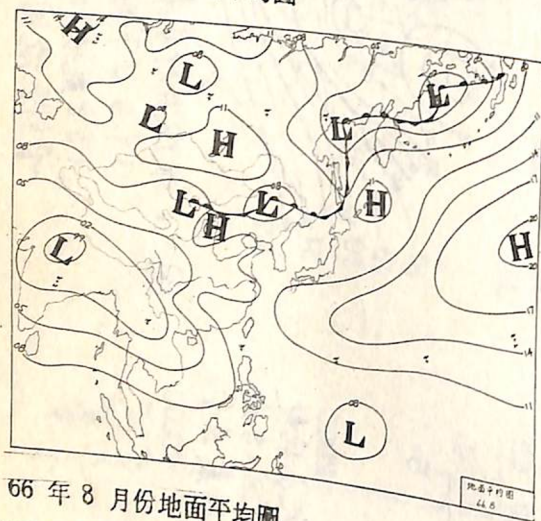




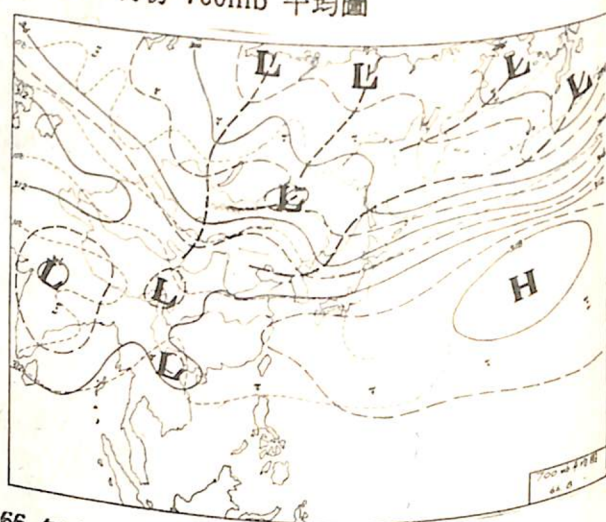
66 年 7 月份地面平均圖



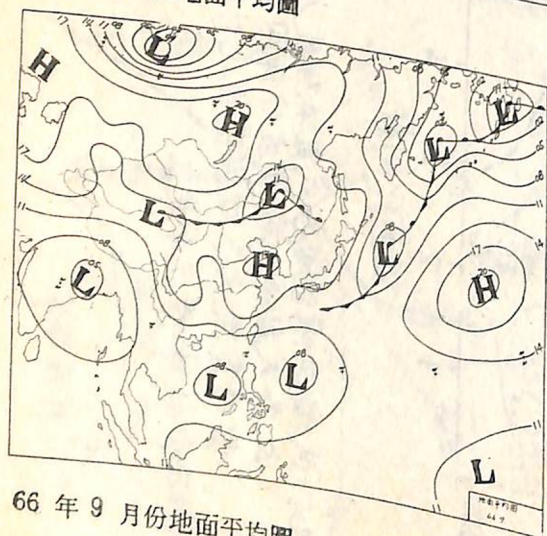
66 年 7 月份 700mb 平均圖



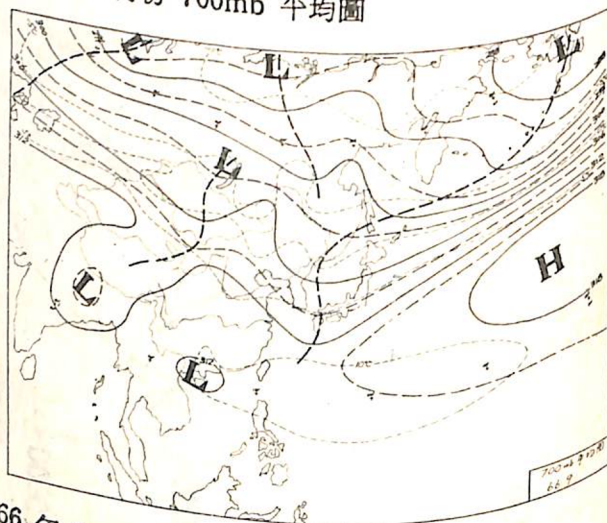
66 年 8 月份地面平均圖



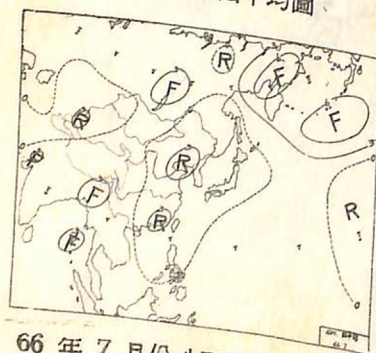
66 年 8 月份 700mb 平均圖



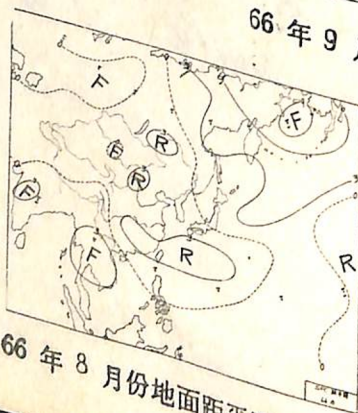
66 年 9 月份地面平均圖



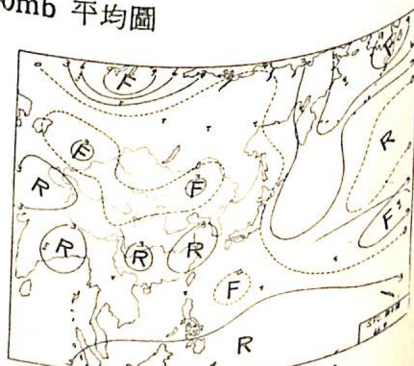
66 年 9 月份 700mb 平均圖



66 年 7 月份地面距平圖



66 年 8 月份地面距平圖



66 年 9 月份地面距平圖