

颱風侵襲時臺灣海島對風場分析與預報之影響*

The Influences of Taiwan Island on the Wind Field Analysis and Forecasting during Typhoon Invasions

王 時 鼎 林 則 銘 俞 家 忠
Shih-Ting Wang Tze-Min Lin Chia-Chung Yu

ABSTRACT

The problem of wind field of Typhoons affecting Taiwan may be considered and treated as one of the viscous rotating fluid past an immersed body—the Central Mountain Range. It is noted that the phenomena occurred in the boundary layer of a viscous fluid, such as flow separation, vortex, and wake zone are all actually to be found in Taiwan during Typhoon invasions. Besides, the Proudman-Taylor theorem for the rotating fluid and the dynamic effects of large-scale flow passing over a barrier can also be applied to these situations. Generally, the features of flow field in this region can be well explained by the theories mentioned above. Some observational evidences are presented and the applications in wind forecasting are discussed.

一、前 言

本文目的主要係就界流層理論 (Boundary-layer theory) 對臺灣颱風力問題應用作一簡單之討論。吾人均知，由於平均高度近三千公尺之中央山脈縱貫其間，故顯見臺灣颱風之風力分佈並不能藉理想颱風流型或在空闊海面上颱風流型以處理。而基本上，應被視為黏性，旋轉氣流 (A viscous rotating fluid) 流越一浸物 (An immersed body) 時之情形。其中所出現之有關主要問題包括有：

- (1) 邊界層 (Boundary-layer)；
- (2) 氣流分離 (Flow separation)；
- (3) 渦旋 (Vortex)；
- (4) 尾流 (Wake)；
- (5) 旋轉流體呈二維現象之理論 (The Proudman-Taylor theorem)；
- (6) 流體跨越浸物 (山脈) 之效應等。

此亦即言，臺灣颱風風力預報必須考慮上述諸問

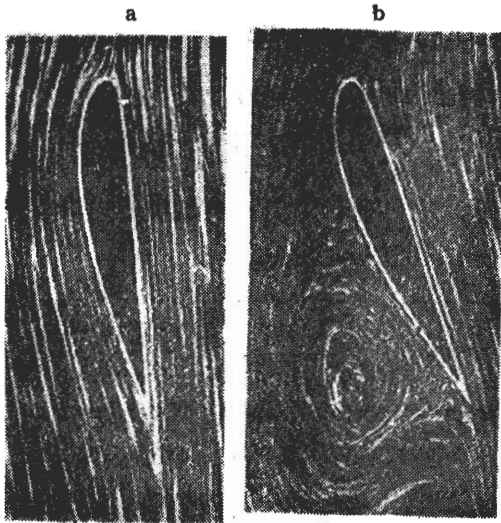
題。而實際上，空軍氣象中心在行政院國學科學委員會支援下之『侵襲臺灣颱風風力研究』所以採取就過去近一百次颱風之例作統計方法之研究，即係基於上述諸種複雜現象之考慮。而本文則為配合統計研究，直接就界流層理論用於實際之例之分析及進一步風力預報之討論。

二、模式試驗與臺灣颱風流型之類似性

在未討論臺灣颱風流型之前，茲先就流體力學中流體流越「浸物」(Immersed body) 之典型模式試驗與實際颱風侵襲臺灣所示結果作一比較。

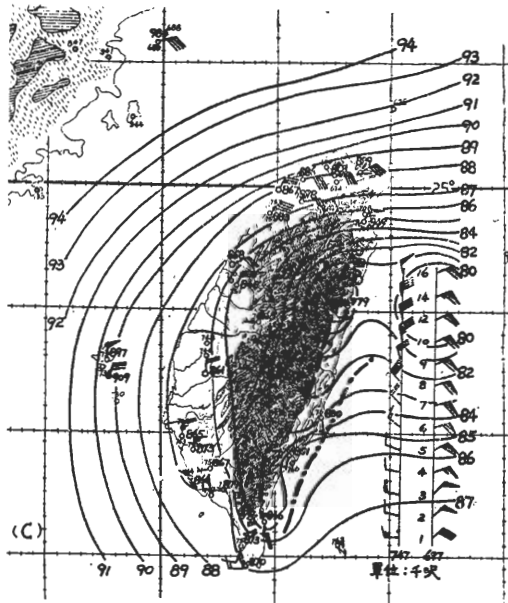
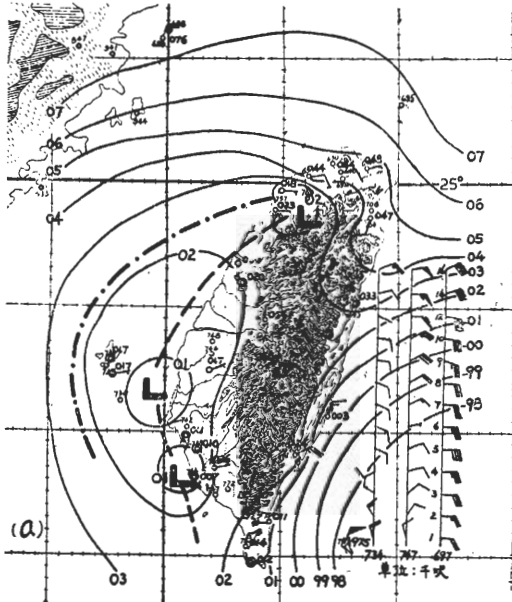
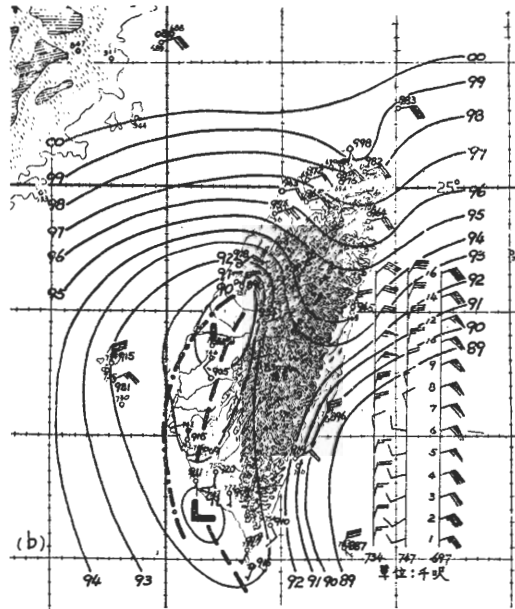
圖一 a-b 為流體流越線型翼板，以其進入角 (Incidence angle) 或稱衝角 (Angle of attack) 不同，所示翼板兩方之流型分佈。圖一 a 中，進入角為零，顯見流動呈流線型，尾間有小的「尾流區」。但在同樣之流體流動中，以進入角不同，流型分佈完全改觀。圖一 b 即約在進入角為 20° 時之流型分佈，顯見翼背出現「分流」與「渦旋」現象。

* 本文為「臺灣颱風破壞性風力之研究」文中之一部份，並獲國家科學委員會補助。



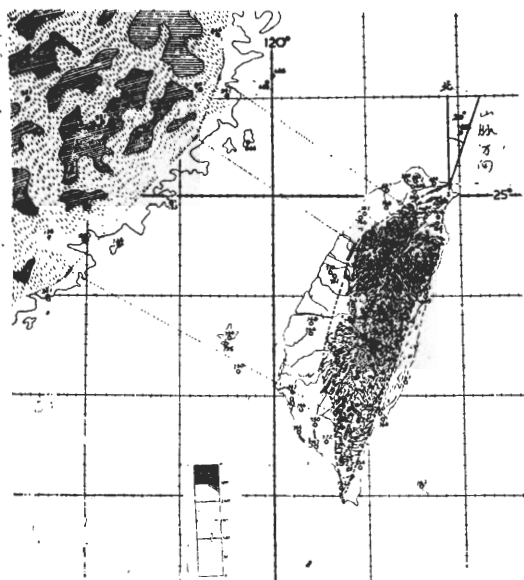
圖一 流體流越線型翼板，以衝角不同，翼板兩方流型分佈(a)流動呈流線型，(b)翼背造成流動之「分離」(Separation)而產生渦旋(Vortex)⁽¹⁾。
 Fig. 1. Flow around a barrier, (a) flow without separation⁽¹⁾ (b) flow with separation

圖二 a-c 為 1962 年 8 月 4-5 日歐珀 (Opal) 之例。其流型分佈，顯與圖一 a-b 之模式試驗甚為類似，並顯見臺灣之地形自東北方向看亦略呈流線狀 (見圖三)。



圖二 1962 年 8 月 4 ~ 5 日歐珀 (Opal) 颱風之例，藉與圖四比較。圖中 (a) 衝角為 70°，(b) 40°，(c) 10°。圖中細線為等壓線用以代表氣流，斷點線為自由氣流線 (Free-Streamline)，斷線為渦旋之軸線，另並附桃園 (697)、東港 (747)、馬公 (737) 高空風，藉以決定渦旋之厚度 (參見表一)。

Fig. 2. Flow separation found in Taiwan during the invasion of typhoon Opal 1962.



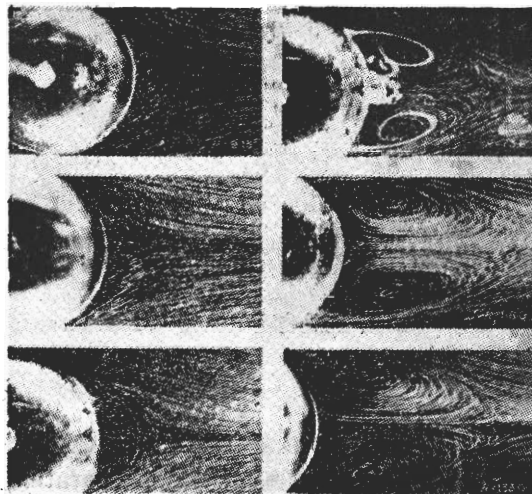
圖三 臺灣地形圖，藉圖可見：(1)中央山脈之走向為北偏東約 20°，並略呈流線狀，(2)臺灣海峽略呈漏斗狀之地形。
Fig. 3. Orography of Taiwan and the vicinity

圖四所示為高度散開 (Divergent) 之通道中之流動。藉圖可見，亦同樣出現有「分離」，與「渦旋」現象。為別於圖一，本處者稱內部流動 (Internal flow) 之渦旋；而前者稱外部流動 (External flow) 之渦旋。本圖之例類似於臺灣海峽情形 (海峽在中段，即新竹至臺中間為較窄)。其實例見圖二b 中，於高雄至東港西方近海之小渦旋。

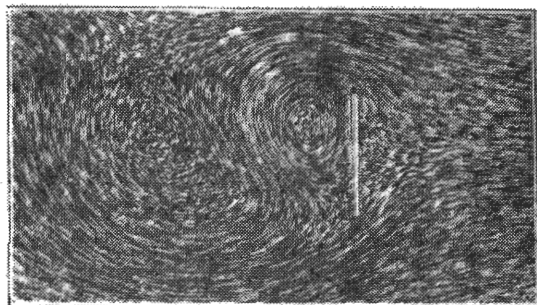


圖四 高度散開 (Divergent) 之通道中氣流之「分離」，藉以說明氣流自東北流過臺灣海峽之情形⁽¹⁾。
Fig. 4. Flow with separation in a highly divergent channel⁽¹⁾

藉上各圖可見颱風侵襲臺灣時之流型分佈，即使僅與二維實驗模型比較，已甚類似，此足說明，臺灣颱風風力分佈絕不能僅以理想流體以處理之。另外並附兩圖。圖五所示為流動過一球體之情形，示雷諾數 (Reynolds number) 對流場分析之重要。圖六所示為流體經一平板時之情形，顯示上游與下流方向流動之顯著不同。以上各圖之含義，基本上均可用於颱風越過臺灣時之流場分析與預報。



圖五 流體過一球體之流型，並示樂氏數對流場分析之重要性⁽²⁾。
Fig. 5. Flow patterns showing wakes behind spheres in a meridional plane⁽²⁾



圖六 流體經一平板時之情形⁽³⁾。
Fig. 6. Flow patterns around a flat plate⁽³⁾

三、有關理論之應用

為便於分析討論，此處茲將各重要有關理論及其應用作一說明。

(一) 氣流繞山——邊界層，分離與渦旋。

氣流繞山現象由上節討論，可藉界流層理論說明；故此處茲就此一方面之理論略作討論。下述為 Prandtl 所導出之二維，不可壓縮，層流界層 (Laminar boundary layer) 之控制方程式：

$$\rho(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial t}) = - \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \dots \dots \dots (1)$$

式中 μ 為空氣之黏度係數 (Coefficient of viscosity)，其餘均為氣象上常用符號。

於穩定情形下

$$\rho(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y}) = - \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \dots \dots (2)$$

於邊界面上， $y=0$ ，及 $u=v=0$ ，而得

$$\mu (\frac{\partial^2 u}{\partial y^2})_0 = \frac{dp}{dx} \dots \dots \dots (3)$$

當(3)式中 $\frac{dp}{dx}=0$ ，或 $\frac{dp}{dx}<0$ 時，於邊界層內之切變氣流 (Shear flow) 中，流速剖面均將無轉向點。而僅於 $\frac{dp}{dx}>0$ (反向氣壓梯度下)，由(3)式 $\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$ 在邊界上為正，而於自由氣流線 (Free streamline) 上， $\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$ 係為負。故其間存在有流速剖面之析向點 (相對渦度之最大或最小點)。氣流因之有反向流動，而造成界層內氣流與邊界分離 (Separation)，並形成渦旋 (Vortex)。

上述渦旋之產生亦可藉 Lord Rayleigh 之切變氣流不穩定 (Shear flow instability) 理論說明。應用於轉動地球上，郭曉嵐 (H. L. Kuo) 氏引入 β 項 ($\frac{d(2\Omega \sin \phi)}{dy}$)，亦即所謂氣流「正壓不穩定」(Barotropic instability)。

颱風接近中央山脈時，西側之渦旋大小通常不足 200 公里，由尺度分析 (Dimensional analysis) 可見，地球轉動作用 (fv) 並不重要，故 Prandtl 之邊界層公式應可相當良好的適用於侵臺颱風出現邊界層時之情形。

(二) 氣流越山——迎風脊，背風槽及副中心。

此可藉已簡化之渦度方程得出 (未考慮邊界層影響)

$$\frac{d\zeta}{dt} = - \frac{2\Omega \cos \phi}{a} V_y - (\zeta + 2\Omega \sin \phi) \text{Div} \vec{V} \dots \dots \dots (4)$$

上式均為氣象上一般常用符號，僅其中 a 代表地球半徑。

(4)式示，於氣流迎風面，以氣流越山，氣柱厚度減小造成氣流輻散，且如風向為向北 ($V_y>0$)，均

可造成反氣旋式渦度之增加。實際即所見之高壓脊 (參見圖10)。在山脈背風面，情形恰相反，將有氣旋式渦度之增加，此實際即所見之背風槽，或副中心 (圖十)。

(三) 旋轉流體之效應

一項極饒興趣之事實，即正壓轉動流體，其運動為二維者，即：

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0$$

$$\text{或 } \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \text{ 及 } \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots (5)$$

此即所謂 Proudman—Taylor 理論，係用於具有剛體轉動 (Solid rotation) 性質之流體。地球為一球體，中高緯度轉動快，洛氏數 (Rossby number) 近於 0.1，故氣流為二維者，亦即地轉式 (Geostrophic) 氣流。低緯洛氏數近似為 1 (沿當地垂直軸轉動慢)，故有 Hadley 直接熱力環流。颱風出現於低緯，以轉動快，故亦近似為二維。是以臺灣颱風發現氣流繞山現象較之越山現象為顯著。相信即係此項效應之結果。

四山脈上風面與下風面氣流之特性

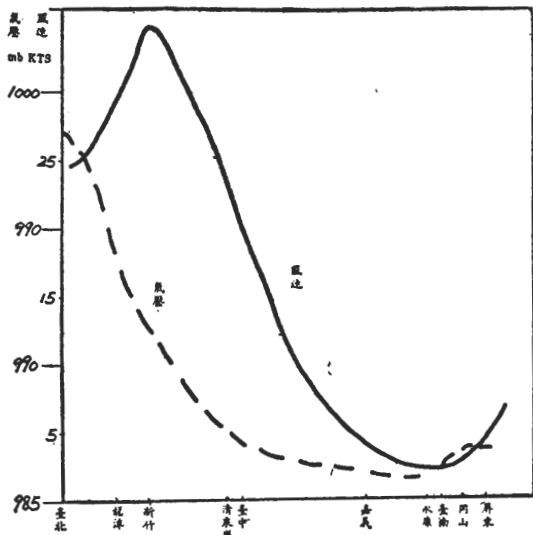
上風面之氣流，無論繞山或爬山，較之下風面與背風面者，其黏性 (Viscosity) 效應均小。故可近似地以位流 (Potential flow) 問題處理。因之可藉流網 (Flow net) 法，以作各區風力分析與預報。反之，在山脈背風及下風面，由實際之例分析，需以黏性流體 (Viscous fluid) 問題以處理之，而此亦為下節討論之重點所在。

四、分析所得結果

(一) 各類渦旋所在區，亦即為尾流 (Wake) 或弱風區。

由上述二，三兩節可見臺灣因颱風造成之渦旋，凡三類：內部流動之渦旋，外部流動之渦旋，及背風槽引起之渦旋。由實際分析可見，凡諸渦旋區，不論颱風中心位置遠近，一般風速均在 15KTS 以下。此可分別參見於圖七，圖二 a-c，及圖八 a-b 等。更正確言，渦旋區又可再加分析。繪出自由氣流線 (Free streamline)，該線為界流層與其外不受邊界影響之颱風氣流或稱主流 (Main flow) 間之分界線，及低壓成渦旋之軸線 (以後將論及該軸線係作有規則之移動)。而所謂弱風區係指渦旋在自由氣流線以內之部分言。當然自由氣流線之上風速則視颱風

本身半徑之氣流大小以爲別，並非均在 15KTS 以上
(見圖二 a Opal 颱風之例)



圖七 渦旋區之氣壓及風力分佈剖面示例——1961年9月28日04Z 莎莉 (Sally) 颱風之例，天氣圖見圖十。

Fig 7: The pressure and wind distribution in the wake zone in Taiwan during the invasion of typhoon Sally 1961.

(二) 氣流進入角 (Incidence angle) 及雷諾數 (Reynolds number) 兩者不同實際所造成尾流或弱風區位置之變化。

所謂進入角, α (Incidence angle), 亦即障礙物走向與其進入氣流間之夾角。臺灣中央山脈略呈流線型, 長軸走向爲北北東至南南西, 約爲自北偏東呈 20° 之角度 (見圖三)。如該處盛行氣流爲 90° , 其進入角則爲 $90^\circ - 20^\circ = 70^\circ$ 。而雷諾數 (R_e) 爲 $R_e = \frac{Vd}{\nu}$, V 爲氣流特性速度, 茲以桃園與馬公平均風速爲代表。 d 爲特性長度, 則以中央山脈長度 320 公里爲代表。 ν 爲空氣運動摩擦係數, 此處以 $80^\circ F$ 溫度時值爲代表。上述 α , R_e 參數與尾流區大小之關係爲: α 愈大, 尾流區 (Wake zone) 愈大, 反之, R_e 愈大, 尾流區愈小。故兩者均與臺灣颱風風力預報有密切關係。例見前已提及之 1962 年歐珀 (Opal) 颱風。該颱風走向爲東南向西北, 中心強度 150KTS。所取三圖 (參見圖二 a-c) 各代表颱風外圍氣流 (圖二 a) 及颱風迫近時 (圖二 b 及 c) 之情形。有關該三圖之上述各項資料列表 1a。

表一 1962 年 8 月 4-5 日 Opal 颱風與 1971 年 7 月 25 日 Nadine 颱風侵臺, 氣流進入角雷諾數大小與中央山脈背面弱風或稱尾流區之關係

Table 1. Data demonstrating the variation of wake zones as the function of incidence angles and Reynolds numbers—From the examples of typhoons Opal (1962) and Nadine (1971)

(a) Opal 颱風 (1962)

(b) Nadine 颱風 (1971)

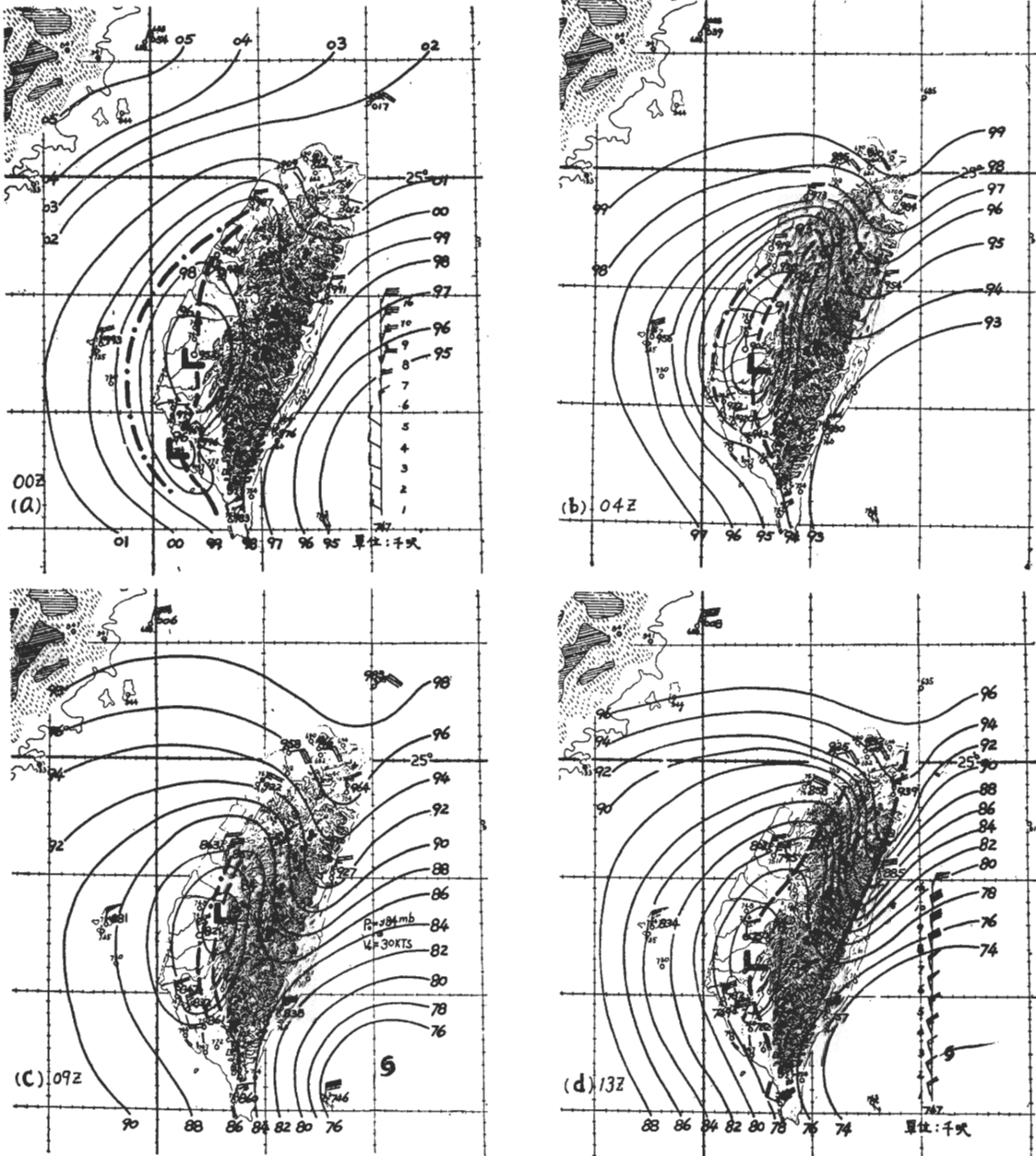
時 間	4/8 18Z	5/8 06Z	5/8 12Z	25/7 00Z	25/7 04Z	25/7 09Z	25/7 13Z	備 考
氣 流 進 入 角 (α)	70°	40°	10°	20°	20°	20°	20°	其決定見文中
特 性 風 速 (哩/時)	8	30	45	15	30	40	42	同 上
雷 諾 數	8×10^{10}	3×10^{11}	4.5×10^{11}	1.5×10^{11}	3×10^{11}	4×10^{11}	4.2×10^{11}	同 上
自由氣流距山距離 ($23^\circ N$ 處), (即水平向界 層寬度) (哩)	70哩	30哩	圖中已看不見。 另於山脈東側出 現尾流區。	40哩	25哩	10哩	5 哩	見各圖中段點線
尾流渦旋區軸線距山距離 ($23^\circ N$ 處) (哩)	30哩	6 哩	局限屏東區, 另 東部開始出現。	10哩	10哩	已移至 屏東		見各圖中粗段線
分 離 點 位 置	新竹附近	臺中南方	屏東北方	新竹以南	臺中以南	屏東北方	無	開始出現反向氣 流稱之
動 力 槽 效 應	有	有	無	北段有 南段無	同左	同左	同左	負號表氣壓爲東 高西低 (即西側 有背風槽)
花蓮與臺中氣壓差(mb) 臺東與臺南之氣壓差(mb)	- 1.3 - 1.3	- 4.6 - 0.4	+ 6.6 + 1.0	- 0.7 + 0.3	- 2.5 - 0.8	- 7.0 + 0.9	- 9.0 + 0.8	藉馬公與東港高 空風決定。
垂 直 界 層 厚 度 (呎)	4000呎	6000呎	不 知	5000呎	無資料	無資料	3000呎	
附 圖 編 號	圖二a	圖二b	圖二c	圖八a	圖八b	圖八c	圖八d	

藉圖及表一 a 可見臺灣中央山脈西側廣大尾流或弱風區，隨颱風之趨近 (α 減小, R. 增大) 係向山脈西側腹地收縮。自由氣流線與中心軸線隨之以俱移，兩者間相對距離亦隨之縮減。至颱風移至花蓮東方附近時 (圖二 c)，山脈西側之界流層 (Boundary layer) 在圖上已無跡可見。值得注意者，此時山脈東側花蓮及以南有「分離」及「尾流」區出現 (比較

圖二 b 及 c)。類此尾流或弱風區位置變化為中心登陸臺灣北部颱風之典型型式。

(三) 氣流進入角 (α) 不變而雷諾數 (R.) 增大時尾流或弱風區位置之變化。

此處茲以 1971 年 7 月 25 日 00Z, 04Z, 09Z, 13Z, 娜定 (Nadine) 颱風之天氣圖為例 (中心登陸中部)，各見圖八 a-d。在該時期中，該颱風係以



圖八 1971 年 7 月 25 日娜定 (Nadine) 颱風之天氣圖 (b) 00Z, (b) 04Z, (c) 09Z, (d) 13Z 示衝角或稱氣流進入角相同，而雷諾數不同時流型之變化。另並附東港 (747) 高空風資料。

Fig. 8. Variation of wake zone associated with the different Reynolds numbers but at a constant incident angle during the invasion of typhoon Nadine 1971, (refer to table 1)

310° 方向接近臺灣，由桃園高空風及盛行風推算，其進入角 α ，約均為 20° ($40^\circ - 20^\circ = 20^\circ$)。其他資料，如 R_s 、界流層寬度、厚度，尾流區範圍等，均見表 1 b。由該四圖及表可見，因進入角均不大，故弱風或稱尾流區範圍均甚小。由圖八 a-c 可見「分離」(Separation) 與「渦旋」(Vortex) 區，但其後之圖(圖八 d) 以雷諾數增加，該兩現象已均消失，惟仍可見邊界層(Boundary layer)，其係局限於近山脈附近及屏東區域。又分離點(Point of separation) 亦隨尾流區向南以俱移。不同於上述 Opal 颱風之例，中心在中部以南過境之颱風，東部均未出現有弱風區現象。本處 Nadine 颱風即可為類此颱風過境弱風區位置變化典型之例。

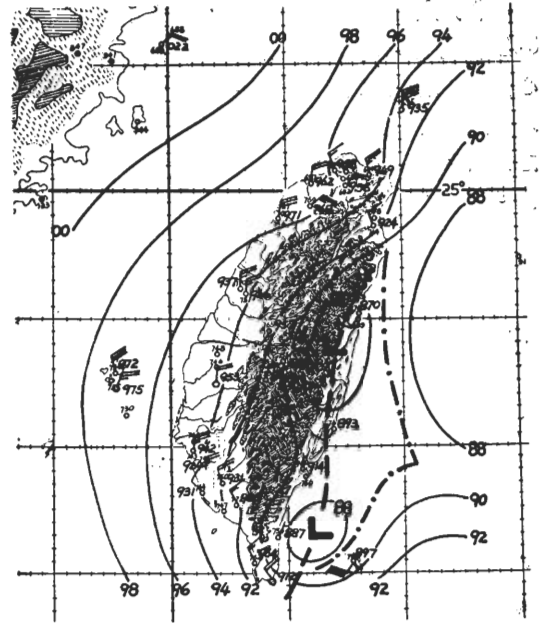
(四) 無「分離」(Separation) 現象發生之颱風路徑與位置。

臺灣颱風風力預報最主要問題，即為分離區之出現，以至出現與盛行氣流反向之「回流」(Reversed flow) 與弱風區，致與正常颱風侵襲風力預報完全相反。在臺灣當颱風係在其相同之緯度間自東向西移行，或無論何時，其颱風盛行氣流恰與山脈走向平行時，每無「分離」現象發生。特以強烈大型颱風為尤然(因 Re 大)，此特宜注意(參見 Nadine 颱風附圖八之 c 與 d 及圖十四 c 之模式圖)。

(五) 氣流繞山與越山效應。

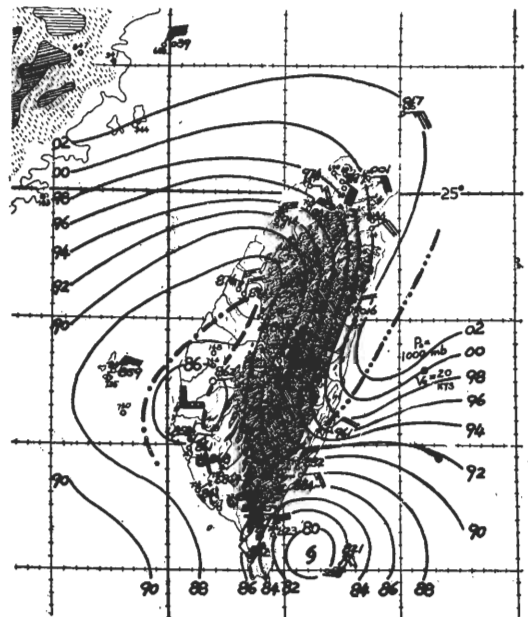
理論上完全繞過浸物(Immersed body) 的氣流，如出現者為層流界層(Laminar boundary-layer)，則浸物後方之氣壓值應與「分離點」處者相若。此因尾流區中之渦旋並不能變換其渦流轉動動能而使氣壓增加，故其值略與分離點處相若，將永較其前方「停留點」(Stagnation point) 處為低。如出現者為紊流界層(Turbulent boundary layer)，以動量輸送(Momentum transfer) 關係，後方尾流區範圍小，且其氣壓值亦較高。另外越山氣流，以越山動力效應(見第三節)，前後方有最大之氣壓差值。故藉天氣圖上盛行風方向及山脈兩側氣壓分佈，可決定氣流是否為越山或繞山。進而決定尾流或弱風區範圍及其隨時間之變化。以下將給出一些顯著之例。

(a) 全繞山——例見圖九，1969年9月26日，06Z 之艾爾西(Elsie) 颱風天氣圖。藉圖可見氣流均順沿山脈而行。並由等壓線型式可見均無氣流越山造成之迎風面脊與背風槽出現。另圖 12 所示瓊安(Joan) 颱風亦為極佳之例。



圖九 1969年9月26日06Z艾爾西(Elsie) 颱風之流型，示氣流繞山效應。(與越山效應基本不同點為無「迎風脊」，或不顯著，參見圖十)。(圖中各曲線說明見圖二)

Fig. 9. Flow patterns of typhoon Elsie 1969, showing the effect of flow moving around the mountain in Taiwan.

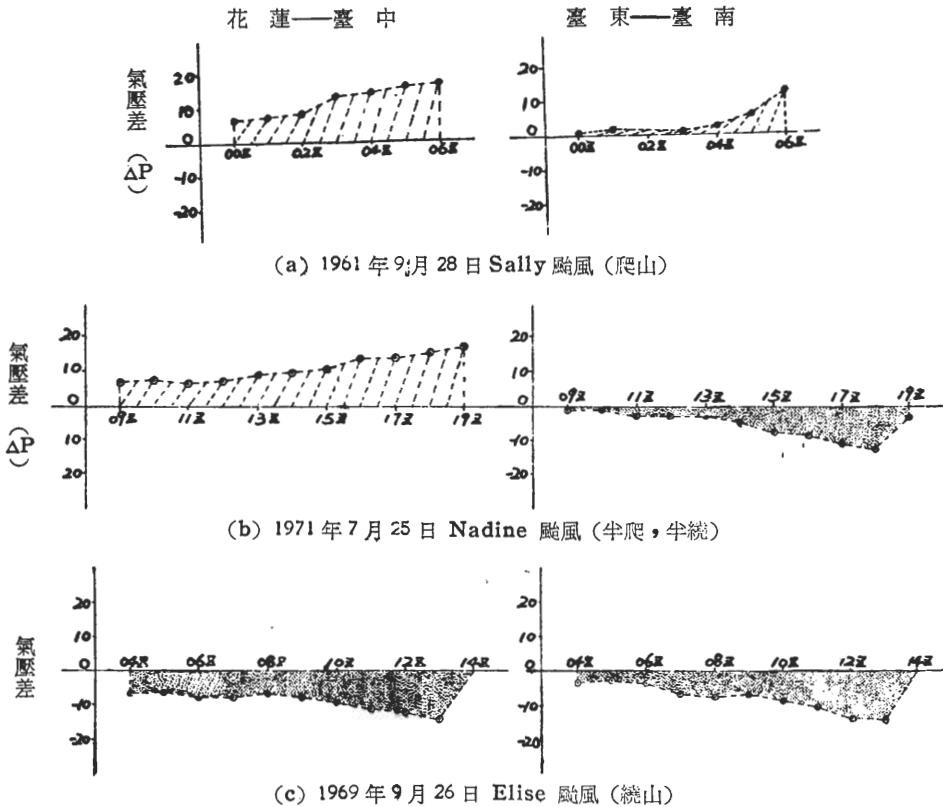


圖十 1961年9月28日04Z莎莉(Sally) 颱風之流型示氣流越山效應。

Fig. 10. Flow pattern of typhoon Sally 1961, showing the effect of flow crossing over the Central Mountain Range in Taiwan.

(b) 全爬山——例見圖十，1961年9月28日，04Z 莎莉 (Sally) 颱風詳圖。藉圖可見，該颱風中心恰位於臺灣大武東方近海。而使颱風中心北方氣流均暴露於山脈迎風面上。由於氣流越山而造成迎風面之巨大高壓脊；及背風面，即山脈西側之巨大低壓槽。

(c) 半爬山，半繞山——例見圖八c，1971年7月25日 13Z 娜定 (Nadine) 颱風詳圖。該時該颱風恰位於臺東東方海上。致一般言，約23°N 以北之氣流為越山（注意迎風脊與背風槽之長度），以南氣流為繞山。



圖十一 a-c 藉中央山脈兩側近似相同緯度測站之氣壓差值(花蓮與臺中、臺東與臺南)，示氣流繞山與越山效應，(a)全爬山，(b)部份繞山與爬山，(c)全繞山。

Fig. 11a-c. Pressure differences from the stations in both sides of the mountain at about same latitudes, showing the effect of typhoon flow crossing over and moving around it, respectively.

以上三種情況可藉山脈東西側緯度略平行測站之氣壓差為正或為負，明顯見出。此處係取花蓮與臺中，及臺東與臺南，見圖十一（以東方測站氣壓減去西方者）。氣流全繞山者氣壓西高東低（圖十一 a）。反之，全爬山者恰相反，全部為東高西低（圖十一 b）。而半爬山，半繞山者，南北兩組測站之氣壓變化恰為異相 (Out of phase)。另外，值得注意者，如無視等壓線型式而僅考慮低層之氣流走向，可見三種情形低層氣流均有繞山現象，此現象之造成，引出一極有趣之事實，將於下節說明。

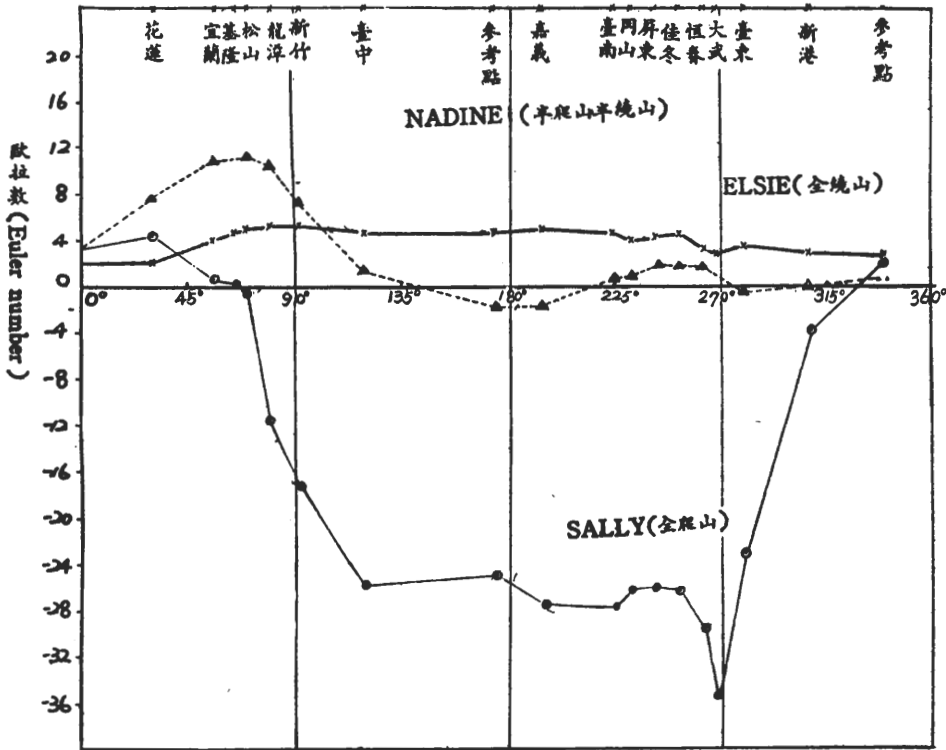
另外，此處並製作此三例情形下，環繞中央山脈各測站之歐拉數 (Euler number, $E_n = \frac{p - P_0}{\frac{\rho V_0^2}{2}}$) 分佈如圖十一 d (各根據圖八c, 9 及 10 之資料) 以示氣流繞山及越山情形下，環山各測站氣壓分佈之特性。各颱風之 P_0 及 V_0 取法，Nadine 與 Sally 者各見圖八 c 及圖十。Elise 颱風， $P_0 = 980\text{mb}$ $V_0 = 50\text{KTS}$ ，係為風力半徑上數字之近似值。

(六) 旋轉氣流之「二維」效應之應用。

颱風環流屬『聯合藍欽渦旋』型 (Combined

Rankine vortex), 惟發現與前述呈剛體轉動流體之兩維現象, 仍多類似。極端情形如泰勒柱 (Taylor Column), 亦即旋轉氣流主要將繞過障礙物, 而非垂直越過, 即使在其上, 亦然。有關臺灣颱風類似之例, 此處效選瓊安 (Joan), 1959 年 8 月 29 日, 19Z 之圖 (圖十二)。藉圖可見, 臺灣中央山脈兩側氣流, 幾乎均順沿中央山脈而行。即由於此, 臺灣北部各測站

雖距颱風中心甚遠, 因繞山效應之故, 其風速竟大過颱風中心附近者。尤以宜蘭為最, 風速竟達 90KTS。此亦即所謂繞山之山角作用 (Corner effect), (另圖九所示, 亦然)。另外, 上述因中, 討論到某些特定以越山氣流佔勢之例中, 其低層流場亦均呈『繞山』形式 (參見圖十與圖八 c-d)。此均為上述旋轉氣流之『二維』效應, 有以致之。



圖十一 d 根據繞山 (圖十二 Elise 颱風) 爬山 (圖十三 Sally 颱風) 與半繞山半爬山 (圖十一 C, Nadine 颱風) 三類迴異颱風之例所求出環繞中央山脈測站之歐拉數 (Euler-Number $\frac{P-P_0}{\frac{1}{2}\rho V^2}$) 圖, 藉圖可見此三類情形下歐拉數之顯著不同。

Fig. 11d. Euler number computed from the stations under the influence of typhoons Elsie (1969), Sally (1961), and Nadine (1971), showing the barrier effects on different typhoon tracks.

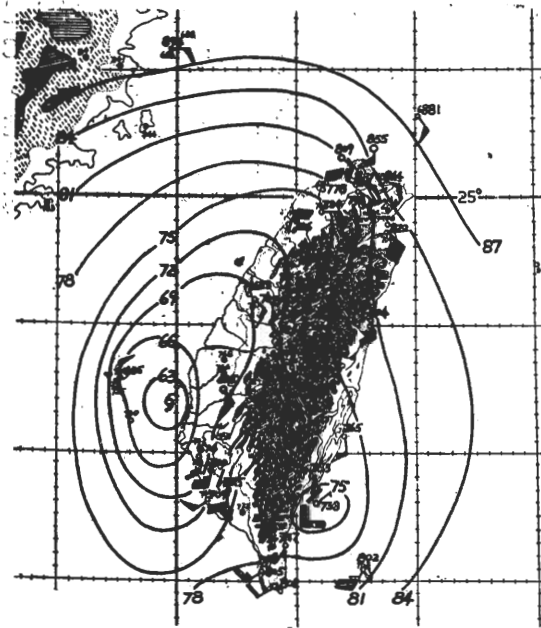
(卅)各區颱風之地形影響

此實際均可藉風力客觀預測圖中 (b) 見出, 惟各該圖係均為「點」, 而非「面」或「區」之分析。此處, 擬分兩類範疇以討論之。

(a) 邊界影響 (Boundary effect)——由邊界條件可見, 氣流不能穿越邊界。在臺灣颱風情形中, 臺灣海峽氣流之加速, 即為受兩邊均屬固定邊界 (Fixed boundary), 而其邊界兩方之山脈又呈聚合形式影響之故。惟最有興趣者, 厥為半固定邊界情形

, 另一邊界則以氣流線或颱風中心充之。此所以臺灣北部, 臺灣西南部及蘭嶼一帶在適當形勢下, 氣流聚合時, 風為特大之原因 (例見圖十二)。

(b) 位流 (Potential flow) 觀念——此於第三節中經已提及, 即上風面或有聚合氣流 (Convergent flow) 處, 可以「位流」原理繪製「流網」(Flow net) 以模擬實際風場型式, 進而決定氣流強弱之分佈。基於此項觀念, 以上 (a) 中邊界影響, 如為聚合型式, 即可作「流網」圖, 以有效決定風速



圖十二 1959年8月29日19Z，瓊安 (Joan) 颱風之流型，用以示旋轉氣流之「二維」效應。
 Fig. 12. Flow pattern of typhoon Joan 1959, showing The Proudman—Taylor effect for the rotating flow.

分佈。圖十四 h 所示即為圖十二瓊安颱風中心，自南部移至海峽時，海峽北段，臺灣北部，臺灣南部及蘭嶼一帶大風區之流網示意圖之例。

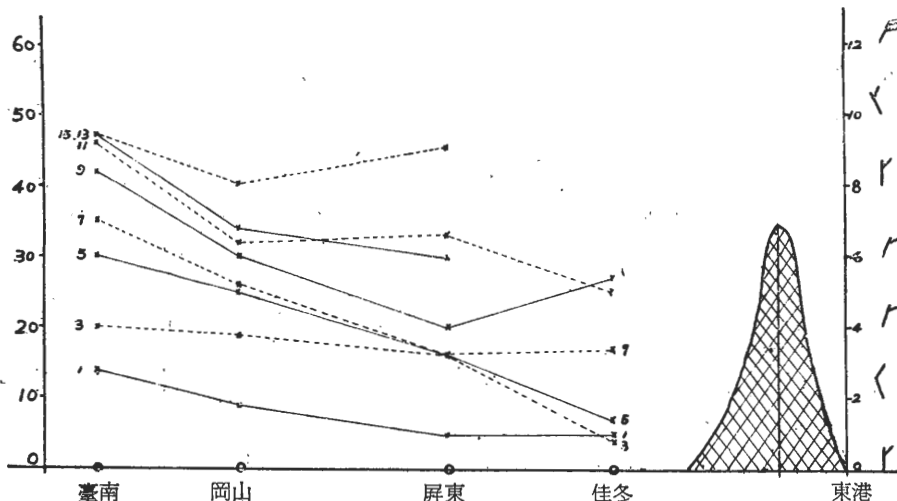
(c) 山脈下風區——以上 (a) (b) 均係山脈上風區之情形。至山脈下風區之特徵主要即為「尾流」

或弱風區之產生。與 (a) (b) 情形恰相反。一般言，颱風未登陸前，山脈西側，及山脈東側颱風中心位置之南，均易產生「尾流」。此又受進入角 (α) 及雷諾數 (R_0) 大小所支配。

(八) 臺灣颱風「邊界層」之寬度，厚度與無「分離」情形下近邊界層區流場分析。

(a) 寬度——邊界層寬度亦可視為「自由氣流線」與山脈間之距離。基本上，藉其定出「尾流」(Wake) 或弱風區之範圍。由表 1a, Opal 颱風情形下，其「寬度」竟達 70 哩，此係由於氣流進入角甚大情況下 (70°) 造成。理論上，於適當之 R_0 值時，將可造成卡門渦旋街 (Kármán vortex street)。實際由於臺灣海峽「噴風」效應，致影響其界層寬度與卡門渦旋街之形成。是以上述 70 哩寬度已遠伸入海峽，包括澎湖區在內，可粗略地認為最大極限值。又當氣流垂直山脈時，有最大氣壓阻力 (Pressure drag)；同時亦具最大越山效應，故在相同 R_0 或相同迎風面風速下，此時山脈兩側之氣壓差亦應達最大極限值。另外值得注意者，此處 Opal 颱風之例，70 哩之界層寬度係在颱風外圍半均勻之氣流下。當颱風接近時，由於旋轉氣流之曲率關係，雖在颱風氣流垂直山脈時，其背風面之界層寬度，將遠為減小。例見艾琳 (Elaine) 颱風，僅約 30 哩 (1968 年 9 月 29 日 09Z，圖略)。上述此項事實直接影響臺灣颱風「弱風」區範圍之預報。

(b) 厚度——此處係指界層中渦旋之垂直範圍。

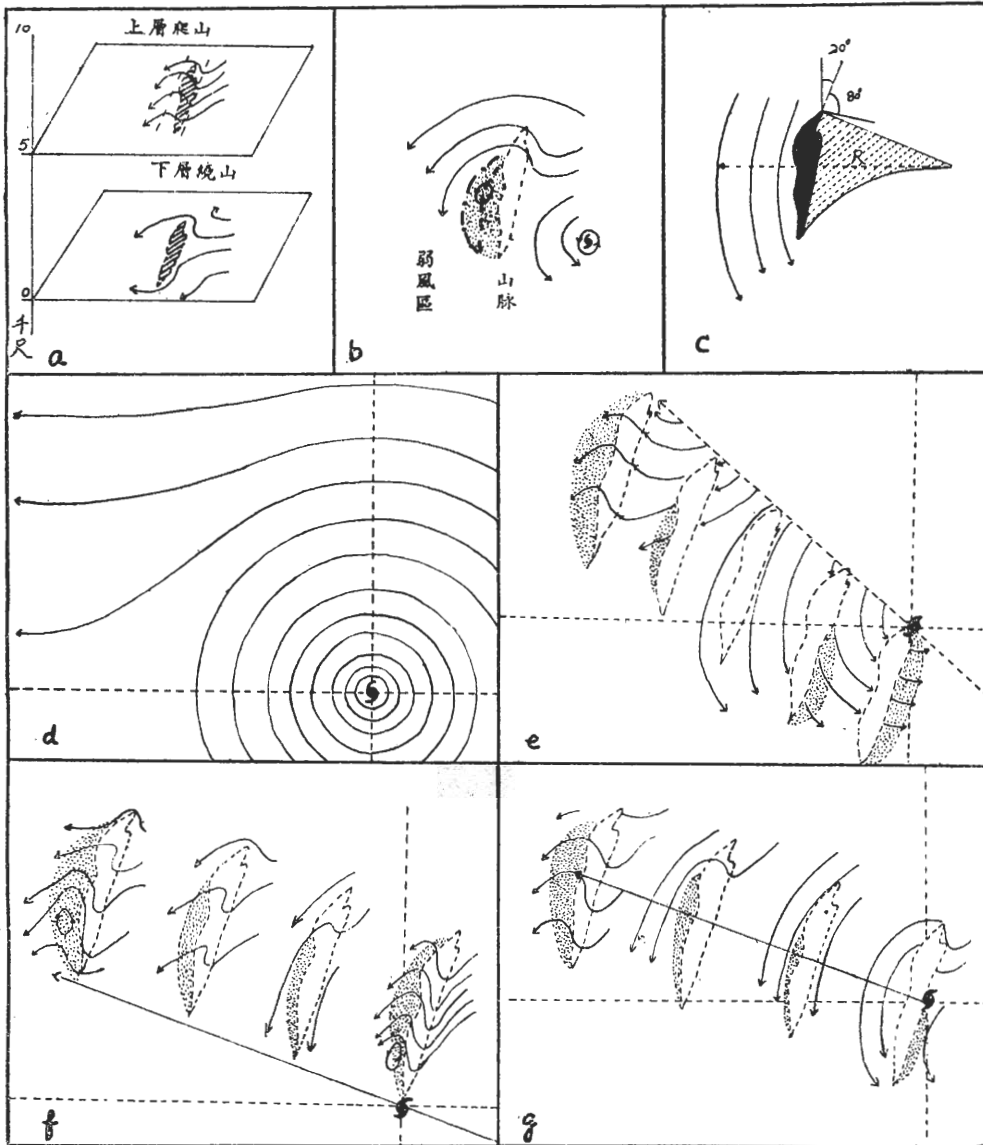


圖十三 1969年9月26日01-15Z，艾爾西 (Elise) 颱風侵襲期間，中央山脈西側四測站 (臺南、岡山、屏東、佳冬) 之地面風速剖面 (單位kts) 及高空風圖——示邊界層之影響。
 Fig. 13. Horizontal and vertical distributions of winds in the boundary layer during the passage of typhoon Elise 1969.

由表 1a 及 b, Opal 及 Nadine 颱風兩例可見其厚度係在 4000 至 6000 呎之間, 約相當於山脈高度之一半。此一高度略可視為繞山與垂直越山氣流之分界層。在該高度層以下, 氣流繞山效應較顯。以上則以越山效應為顯。

(c) 無「分離」情形下近邊界層區域流場分析一

一由於山脈存在, 致同時出現有垂直及水平界層。圖十三所示為艾爾西(Elise) 颱風之例, 各示垂直邊界層與水平邊界層分佈及變化情形。藉該圖之東港高空風可見, 幾乎在山脈高度層以上, 尚受到山脈影響(東港一帶山脈高度約在 7000 呎以下, 而弱風區却高達 10000 呎)。此則或由於旋轉氣流之「二維」效應



圖十四 a-g (a) 颱風氣流接近山脈時, 上層與下層氣流分佈。
 (b) 中央山脈西側「尾流」區模式圖。
 (c) 無分離或分離區不著之颱風中心所在位置。
 (d) 颱風及其外圍之氣流模式。
 (e) 相對於強烈颱風(d)情形下, 經過臺灣北端颱風各不同距離時, 弱風或尾流(Wake)區位置變化圖。(虛線為中央山脈廓線)。
 (f) 颱風中心通過臺灣南端時情形。
 (g) 颱風中心通過臺灣中部時情形。

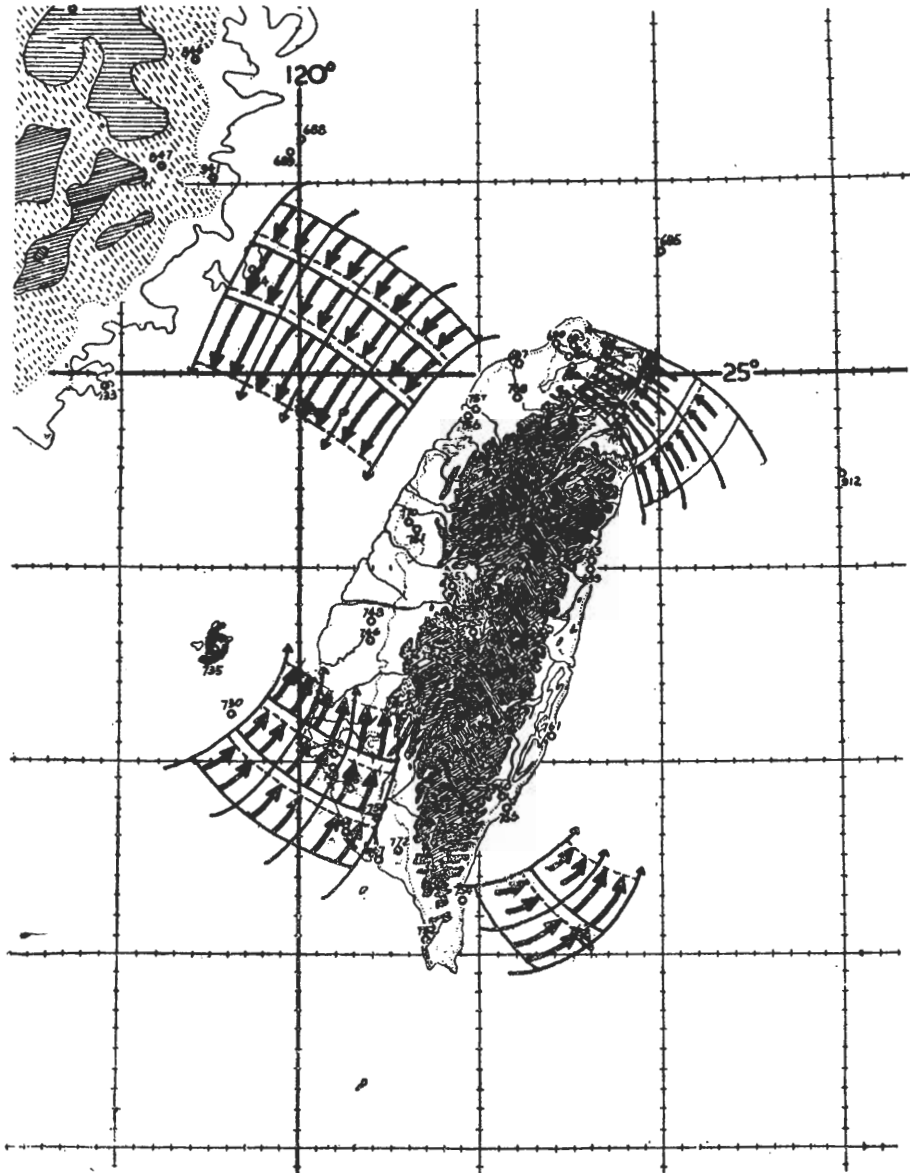
Fig 14a-g. Wake zones occurring in Taiwan for different typical typhoon tracks.

造成（實際此時氣流係平行山脈吹行，天氣圖型式見圖九）。另外，由該圖南部近山脈之空軍四測站（自遠而近各為臺南 743，岡山 745，屏東 750，佳東 772）之地面風速逐時（01-15Z）分佈，給出一近邊界層區風切變化良好之例。當風速小時，界層附近之水平風差至大。就該日 06Z 天氣圖（見圖九）為例，將各測站訂正至與山脈呈直角之距離情形下，22 哩內風差達 20 哩/時。但當風速增大時，由於動量輸送增大，風差顯見逐漸減小。而最後（13Z 以後）艾爾西

中心接近花蓮，南端一帶氣流「角效應」（Corner effect）發生，邊界層在圖上迅趨不見。

五、結 論

本文係嘗試就流體力學中界流層理論與流體繞一浸物（Immersed body）時，所發生現象，以及大規模氣流越山與旋轉氣流之「二維」效應等，作對臺灣颱風場分析與預報之應用。茲歸結以上討論如下述。另外為簡明計，其中部份結果並示如圖十四之模式



圖十四 h 颱風侵襲臺灣時，可藉氣流網（Flow net）決定風速分佈之區域。（根據圖九資料）

Fig. 14h. Wind analysis by the flow net method indicating the corner and channel effects in Taiwan area during a typhoon attack.

圖。

(一) 颱風過臺灣時，各區風場分佈主要係由於氣流繞山與越山效應之結果。一般言，低層約4000-5000呎以下（根據高空風分析），無視氣流進入角(α)大小，均以「繞山」現象為其特徵。在該氣層以上， α 角大時，則將為越「山」(參見圖十四 a 及圖二 a-c)。

(二) 於氣流進入角(α)約大於 15° 時，中央山脈西側，由於「回流」而造成邊界層之「分離」與「渦旋」，形成廣大之弱風或稱「尾流」區。(參見圖十四 b 及圖二 a-c)

(三) 因颱風為一「旋流」，進入角(α)隨颱風移近而隨時變更，且雷諾數為逐漸增大。故山脈背風面(臺灣西側)，尾流(Wake)區範圍亦隨時在變。除颱風分裂過山外⁽⁵⁾⁽⁷⁾⁽⁸⁾，通常尾流區係向南縮小，並趨於消失(參見圖二 a-c 與圖八 a-d)。

(四) 當山脈背風面出現「尾流」區時，即可對該區風速作不逾 20 哩/時之預報(參見圖二 a-b, 圖七, 圖八 a-b, 及圖十)。

(五) 當颱風與臺灣相對位置落於圖十四 C 中所示範圍內時，山脈西側氣流一般均係順沿山脈吹刮(α 角為零)。故可預測將無明顯「尾流」或稱弱風區發生。此時地形影響且有使各地風速增大趨勢，特宜注意(此並可參見圖二 C, 圖八 c-d, 及圖九)。

(六) 氣流「越山」與「繞山」現象，每可藉山脈迎風與背風面同緯度測站之氣壓差(圖十一 a-c)或歐拉數(Euler number)方法(圖十一 d)表出。由此可判別繞山或越山效應之有無，及兩者中何者為佔勢。

(七) 颱風過山時，有呈「二維」運動趨勢，而使山脈兩端風力特大，亦即「角效應」(Corner effect)，特宜注意(參見圖十四 h 與圖十二)。

(八) 在山脈上風面，颱風氣流每可視為無黏性流體(Inviscid fluid)，故該處風場分佈係藉「流網」法(Flow net)分析(參見圖十四 h)。反之，山脈下

風面，則係以黏性流體以處理者。

(九) 颱風侵襲臺灣時，以氣流進入角不同，邊界層之寬度可自距山脈 70 哩(已擴及臺灣海峽)至零哩不等。其厚度，就出現有「渦旋」時言，最高約可達 6000 呎，約相當於山脈之一半高度左右(見表一)。

(十) 效據實際各類路徑颱風之尾流或稱弱風區分析，製成颱風自東南向移近臺灣，分北、中、南三類路徑之模式圖，如圖十四 e-g。藉供各區颱風風力預報參考應用。

本文僅係着重對臺灣颱風風力分析與預報問題之提出，及理論上之解決途徑。很多進一步之分析討論，均未遑論及。文中如有舛誤之處，尚祈海內外高明，多所賜正。

本研究承葉文欽、冷寶仁、謝維權、蘇健玲四君協助整理資料與繪圖，並蒙汪羣從博士與戚啓勳教授迭賜教正，特此一併深致謝忱。

參 考 文 獻

1. Schlichting, H., 1968: "Boundary-layer theory" 歐亞書局影印。
2. Yih, C. S., 1969: "Fluid Mechanics" 歐亞書局影印。
3. Rouse, H., 1953: "Basic Mechanics of Fluids" 歐亞書局影印。
4. Yuan, S. W., 1967: "Foundations of Fluid Mechanics" 歐亞書局影印。
5. 徐應璽、王時鼎; 1960: 「臺灣近海颱風預報問題」，氣象預報與分析，第二期。
6. 空軍氣象中心，1972-1974: 臺灣颱風破壞性風力之研究，第一部份至第三部份。空軍氣象中心出版。
7. 王時鼎，1954: 「颱風橫越臺灣中央山脈之研究」，中國天氣分析月刊，第四卷，第十期。
8. 王時鼎，1963: 「沿臺灣中央山脈前進颱風之地形影響研究」，氣象預報處分析，第十一期。

(作者通信處：空軍氣象中心)