

侵台颱風環流中熱力強迫效應包含焚風效應對山脈上、下風面 地面流場與氣壓場之影響

——台灣颱風環流中熱力強迫效應初步研究之——

王時鼎 鄭明典 葉天降
中央氣象局

摘 要

本文係屬有關颱風環流過山在「非阻擋流制」(unblocked flow regime)下有關熱力強迫效應一系列研究的一部分。本文目標在其對中央山脈上、下風面之地面流場與氣壓場變化之影響。我們曾對16次颱風個例對此問題作了研究，並就其中6次颱風之例作為本文對上述問題之分析例證。其中山脈東側與西側颱風環流中熱力強迫效應各為三例。研究結果顯示，就中央山脈東側而言，顯著之熱力強迫作用主要係由於「焚風下坡流」，其對地面氣壓場變化之影響，可分五類，即：(1)造成背風槽，(2)背風中尺度低壓，(3)背風中尺度渦旋，(4)在山脈上風面使颱風中心轉向焚風所造成之高溫中心，(5)使颱風中心因之造成上、下層斷裂。除後兩者僅舉出颱風個例名稱外，其餘在本文中均作了原因分析。而就中央山脈西側而言，颱風流場下風面之熱力強迫作用遠較東側為複雜。此處三例發現，焚風效應均有選擇在日間出現之事實，發現真正焚風下坡流並未到達地面(新竹除外)，而在地面仍在「阻擋流」(blocked flow)中，且天空狀況主要仍在疏、裂雲情況(山脈上層應仍為在「非阻擋流制」中)，致日中輻射增溫，與夜間長波輻射冷卻之非絕熱作用扮演關鍵角色。可發現日中增溫除可造成「背風低壓」外，並可進一步造成「中尺度氣旋」，且在此處引述個例中，有出現海、陸風環流之事實。

一、前言

有關低Fr流制(low Froude number flow regime)之氣流過山(主要為氣流繞山)，無論模擬與實際觀測研究，近年來已取得了很多成果，例如：Smolarkiewicz and Rotunno(1989、1990)，Smith and Grubisic(1993)，Rasmussen and Smolarkiewicz(1993)等。但有關中或高Fr值時(例如 $Fr \geq 0.5$)之氣流過山之理論討論似乎不多，例如：Smith(1980、1985)。有關實際觀測討論，由於颱風內焚風發生之事實已引起甚多注意，例如：洪、胡(1989)，郭、楊(1982)，Liao(1979)，蔡、王、林(1993)，謝、王、鄭(1996)等。另外氣流經過一熱源或氣流過山遭受日際溫度變化，關於此近年來已受到注意，例如：Reisner and Smolarkiewicz(1994)，Huang and Ra-

man(1990)，Lin(1994)等。而此處為就颱風環流中，主要為中或高Fr氣流過山時($Fr \geq 0.5$)，亦即在「非阻擋流制」(unblocked flow regime)實際發生有焚風(間亦與地面非絕熱日射增溫與夜間長波輻射冷卻伴隨)時，以台灣之例所作對流場與氣壓場變化之調查與分析。本文第二節、第四節為中央山脈東側與兩側下風面在熱力強迫效應下之流場與氣壓場變化討論，第三節為颱風侵台時山脈東西兩側熱力強迫作用比較，第五節為山脈上風面流場與氣壓場變化討論，第六節為颱風環流影響下，熱力強迫效應泛論，第七節為結論。

二、中央山脈東側位於颱風環流下風面 (downstream)時在熱力強迫效應下之 流場與氣壓場變化

颱風侵台當台灣中央山脈東側在上游「非阻擋流制」(unblocked flow regime)控制下時，由於其山脈坡度陡峭，山形簡單，可發現「焚風下坡流」為惟一可見之單純熱力強迫效應之例。

由於「焚風下坡流」現象所造成氣壓場效應之重要性，此處各用於分析東部焚風之颱風個例(參見表 1)，均有作地面天氣圖(主要為氣壓場)之分析。可發現颱風環流中東部各地「焚風」效應，在氣壓場分布上扮演了不同的角色。由此處分析，其造成之效應約可分為五類，即：(a)背風槽，(b)背風副低壓，(c)背風副渦旋，(d)使山脈下風處因焚風造成低壓效應引使颱風中心打轉，(e)使山脈下風處因焚風造成低壓效應引使颱風上下層中心斷裂。各氣壓型式所伴隨之「焚風風場」型式亦頗有不同。以下為其討論：

1. 背風槽

在此處 12 次個例中(見表 1)，均曾有伴生低壓槽，其最顯著之例，厥推 1963 年 GLORIA 與 1993 年 DOUG 者，DOUG 者見圖 1a ~ d。由圖 1a 可見東部焚風現象(高溫)均極顯著，此為該 12 次個例之共同現象。但深有興趣的，即：何以其他颱風在某一階段均伴隨有上述之他種氣壓場變化現象(見表 1)，而此兩者則無之(僅伴隨背風槽)。比較各圖(GLORIA 之圖略去)略可見，此兩颱風在台灣山脈東側發生焚風之時，均有極大南北方向之氣壓差，計：GLORIA 颱風為 964.0 hPa(宜蘭)至 991.5 hPa(恒春)，約 300 公里內差值達 27.5 hPa；DOUG 颱風為 963.9 hPa 至 997.8 hPa，差值達 33.9 hPa(圖 1d)。其他各颱風均未達如此巨大之差值，因該區氣壓梯度大，至其中間無出現反向梯度如「背風低壓」情況之可能，此或為與其他四種氣壓場現象所最大不同之原因，在預報上有其特別意義。又可發現此兩例，山脈西側「迎風脊」現象均不甚著，惟東西之氣壓差則甚大，此兩例均達 15 ~ 20 hPa 之多。又該兩例低壓槽處之風之型式與一般焚風低壓槽者頗有不同，均伴有甚強(可達 40 kts)之西南風，實際為「焚風下坡流」，復受「背風槽」中強烈之氣壓梯度所制約(constraint)(圖 1b 與 d)，致所出現者為「西南」風而非「西」風。除上述 DOUG 與 GLORIA

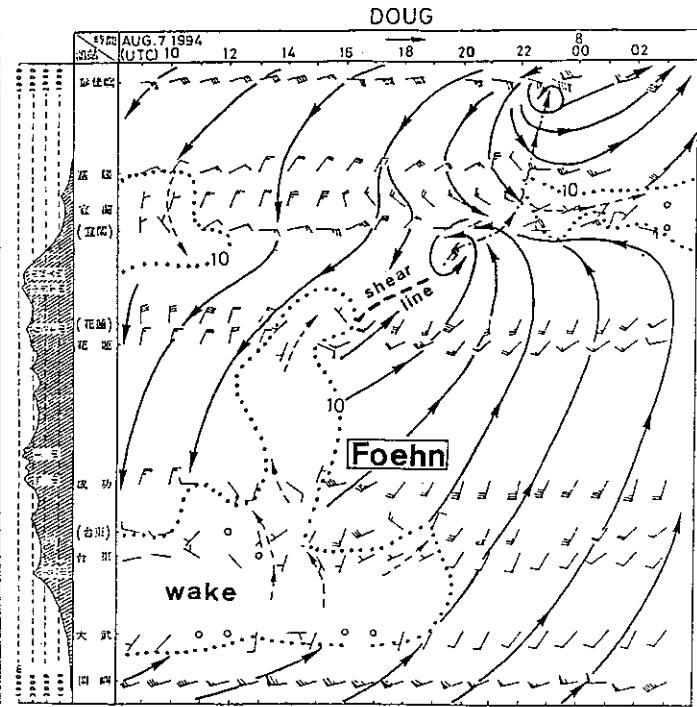
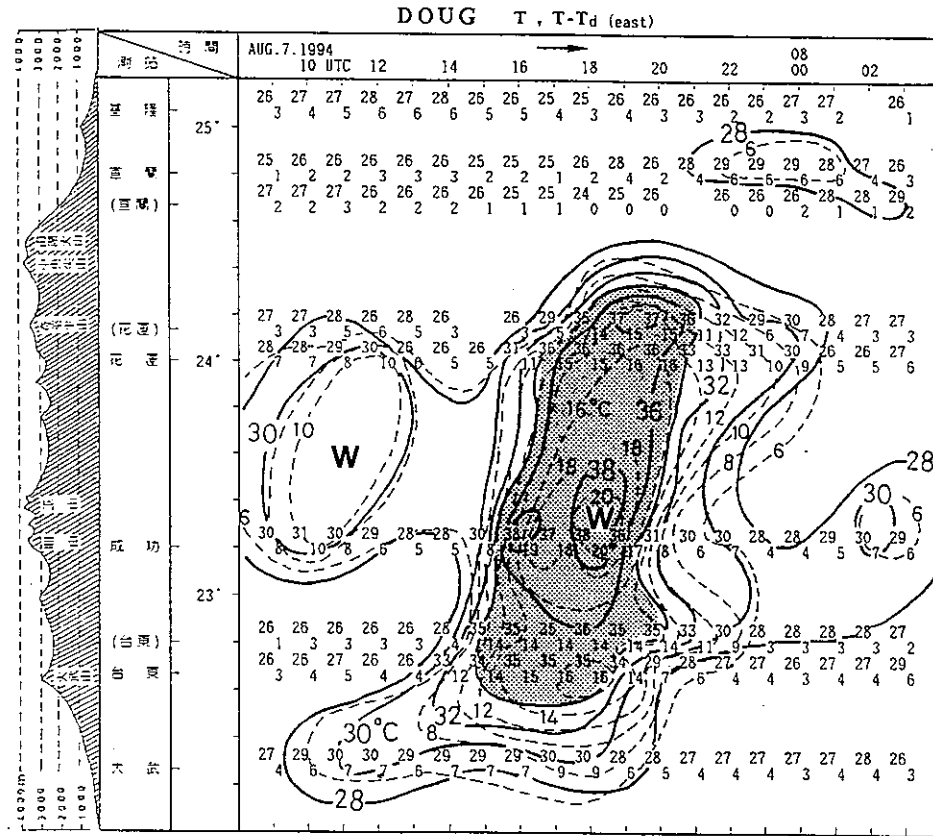
兩颱風之外，一般焚風低壓槽(見表 1)，每多伴隨「弱風尾流區」(wake zone)，風力類多在 10 kts 以下，且風向亦較不規則。就「流制」(flow regime)而言，該兩列名颱風情形為標準之「非阻擋流」(unblocked flow)情形下之「下坡流」，並有最廣的焚風區域分布。其他者(參見表 1)之背風槽區之流場為「阻擋流」(blocked flow)下之型式，以尾流區為其特徵。

2. 背風副低壓

此處茲以 1960 年 8 月之 TRIX 颱風為例，此可參見圖 2a、b。由圖 2b 可見此時之「背風低壓」係發生於成功與台東一帶，因該處山脈平均高度在 2000 ~ 2500 m 之間，氣流可有效爬山。是以背風面空氣柱增溫效應均非均勻(圖 2a)，致背風面氣壓之下降，亦非均勻，故造成者為背風副低壓，此想為直接有關也。「背風副低壓」一般情形，氣壓梯度均甚微弱，所伴隨者均為「弱風尾流」(wake)，風力均在 5 kts 或以下，為標準之地面層內「阻擋流」(blocked flow)情形下之流場特徵。在本例情形山脈西側「迎風脊」明顯，背風低壓(伴隨有高溫)之尺度亦甚大，包圍等壓線之長軸有達 2 個緯度。

3. 背風渦旋

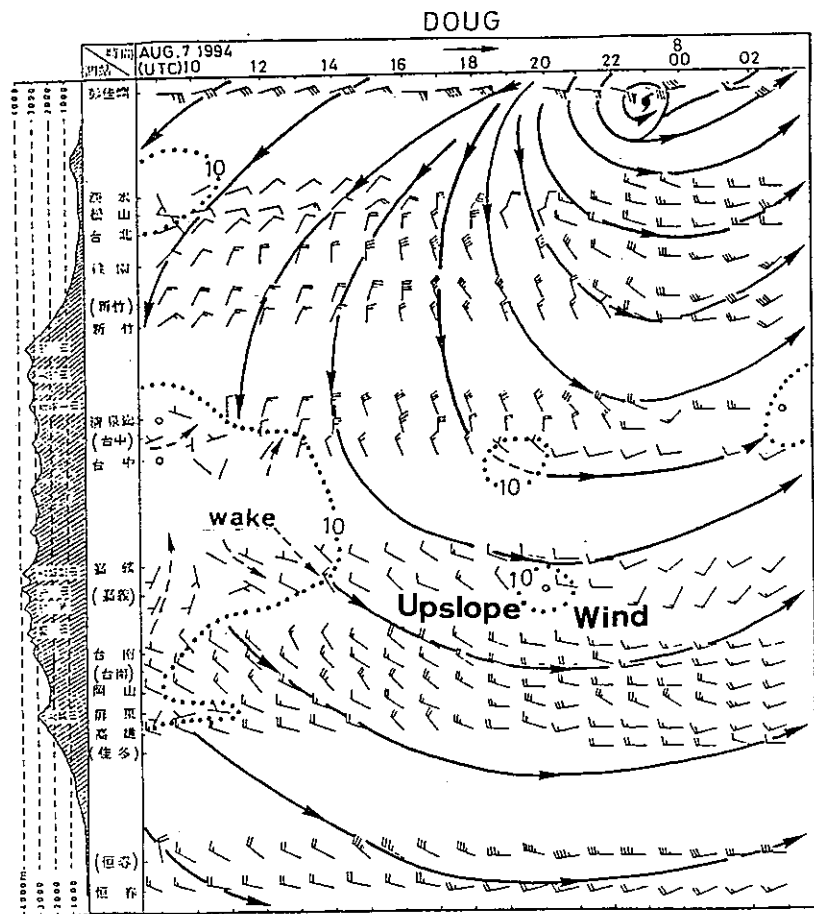
背風渦旋與背風低壓之定義不同之處為，兩者均須有低壓中心，可繪出封閉之等壓線，但後者風力微弱，並未伴生有環流中心，而背風渦旋則反是，低壓中心係伴生有環流中心。此時近中心一帶，必須規定有 10 kts 以上之風力(定義)。此處最佳之例為 1940 年 8 月未命名之颱風(該颱風曾保有成功溫度之最高紀錄，為 37.9 °C，但已為圖 1 之 1994 年之 DOUG 颱風 39.1 °C 所打破)。此可參見圖 3b 天氣圖上成功風向之變化。成功為西南風 25 kts(07 UTC，見圖 3a)，但一小時後，突轉為東北風 20 kts，顯已形成環流中心。此並可參見圖 3a 中成功之溫度、氣壓與風之時間變化圖(關鍵時間有半小時之資料)，西來風(焚風下坡風)最大時略具有最高之溫度與最低氣壓(焚風僅持續約二小時，參見圖 3a)。因有局部最大氣壓差，成功之氣壓比台東者低 6.5 hPa 致造成副渦旋。類此台灣中尺度山脈，下坡風增溫直接造成降壓效應者，本例亦可為最佳之例(按 Holton(1979)所述情形為大尺度山系氣流過山時情



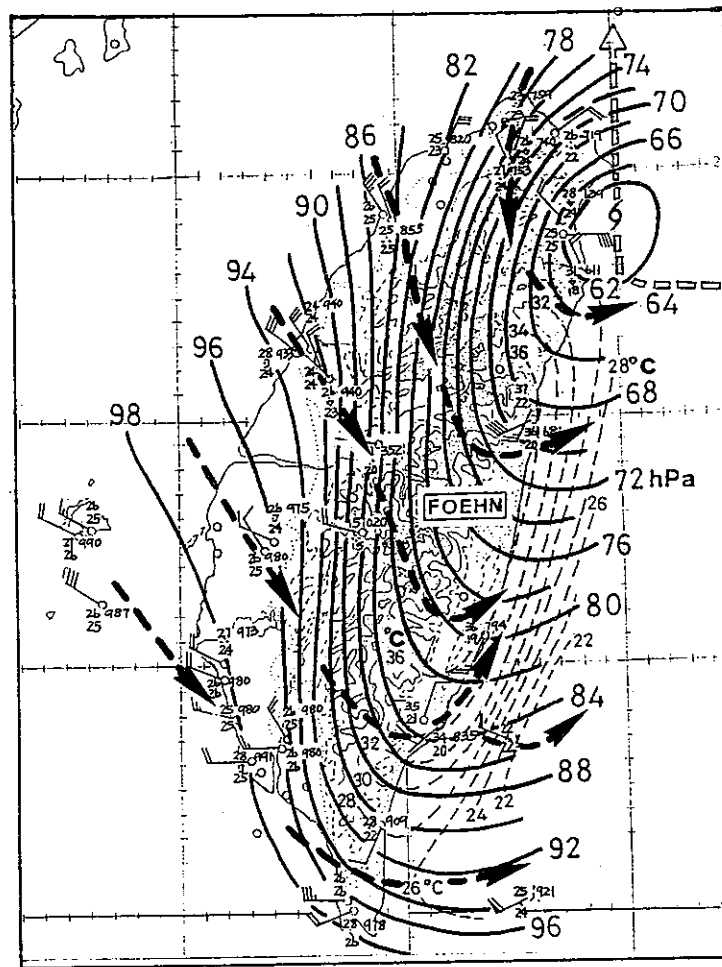
(a) DOUG 颱風過境時台灣中央山脈東部各地(自北向南)出現焚風時之溫度值(°C)(實線)及溫度與露點差值(T-Td, °C)(斷線)時間變化剖面圖。因焚風發生間為漸進者(溫度(°C)上升, 相對濕度(%)或露點(Td)為下降)。為示其起迄時間, 故凡溫度到達 28 °C 以上、T-Td 差達 6 °C 以上者逕認為焚風發生之時間, 又影線區表 $T \geq 34$ °C (因颱風來時一般均有雨, 溫度略均在 28 °C 以下, 故以上所述之 T 及 T-Td 差值可認為焚風發生界限, 是以溫度低於 28 °C 時, 則不作分析)。

(b) DOUG 颱風過境時, 台灣中央山脈東部各地(自北向南)出現焚風時之流場時間變化剖面圖, 示焚風發生時流場之分布。圖中點線區表風速小於 10kts 範圍, 示山脈背風面之尾流區(wake zone)或迎風面之滯流區(stagnation zone)。風速繪製法, 一長桿表 10kts。

圖 1 侵台颱風於台灣中央山脈東側(部)出現顯著焚風個案之地面溫度場、流場與氣壓場分析——1994 年 8 月 6 ~ 8 日 DOUG 颱風之例。



(c) 同圖(b), 但為山脈西側氣流上風面者。



(d) 7日 19UTC 時 DOUG 之天氣詳圖。此時山脈東側焚風範圍已向北擴展至花蓮與蘇澳。圖中，細實線為等壓線(hPa)，粗斷線為流線，細斷線為等溫線(°C)。

形之例而非本處之例)。背風副渦旋之產生，可認為在穩定(stable)「副低壓」階段，轉為不穩定(unstable)「副低壓」階段之特徵，此時每先伴隨有局部氣壓梯度之增大。

4. 山脈下風處因焚風造成低壓效應，使颱風中心吸引該處

關於此，此處計有三例，即：1960年之SHIRLEY，1965年之MARY與1989年之SARAH(各見表1)。因已另作有專題討論，此處不另贅述。

5. 山脈下風處因焚風造成低壓效應使颱風過山時上、下層斷裂

關於此，可參見表1中之1969年之ELSIE颱風，因已另闢專章討論，不另贅述。

三、颱風侵台時中央山脈東、西兩側熱力強迫作用比較

由上討論可見台灣東部在颱風環流過山之下風面時，其「熱力強迫作用」主要係由於「焚風」。但在颱風侵襲、中央山脈西側為背風面時則遠為複雜。較有系統之顯著高溫之發生，似乎僅限台中與新竹兩地(此亦可參見蔡、王、鄭，1995年文中之表3-4，自建站以來至1990年止，西部自台中至恆春夏季7~9月颱風季中，僅台中有出現38°C以上之高溫，絕對最高為39.3°C；而新竹在北部各測站中亦為8、9兩月高溫之保持者，絕對最高為38.7°C，其高溫均由於颱風)，且可發現就該兩地所擷取過去四次最著西部颱風侵襲時高溫之例，其高溫均限在白天，特別是在中午及以後。且特以在台中，該四例在地面上均未有「焚風下坡流」，而且大部分時間風力均在5 kts及以下，即在「弱風尾流」(wake)區中。本文計引三例，各為1962年之DINAH(參見圖4)，1953年之RITA(參見圖5)與1968年之WENDY(參見圖6)，另一例為1969年之VIOLA(圖略)。可發現該四例之高溫，主要係為地面在「阻擋流制」(blocked flow regime)，而上層則在「非阻擋流制」之複合型式下(參見圖7d)，此在各颱風該時間天空狀況情形可知之，詳見後之討論)，而地面之

白天高溫實由於「日中輻射增溫」之非絕熱效應(詳見後述)。又台灣西部(含新竹)晚間，該4次最著之例均無明顯「焚風」現象(可參見謝、王、鄭，1996)，發現係由於夜間「長波輻射冷卻」以抵銷焚風效應之故，此並可參見圖6a，1968年WENDY颱風之例。由圖可見，9月6日晨間5時(5日21 UTC)溫度僅為24°C，溫度露點差為1°C，但顯見係在颱風背風面之深槽控制下時(圖6c)，至11時(03 UTC)，而溫度已升至39°C，露點差為16°C，由此略可見台灣山脈西部因有頗大之平原，故於颱風環流之背風面時，除焚風外，地面非絕熱之增溫、冷卻亦為明顯熱力強迫效應之源。綜上所述，可得台灣西部當在颱風環流背風面時，可見有三種顯著之熱力強迫作用，即：

(1) 背風面爬山氣流下沉所造成乾絕熱增溫——此主要在天空狀況變化知之，並詳後述。

(2) 背風面在地面層「弱風尾流區」中所造成之日中非絕熱日射增溫，並因之增強焚風效應之效果。

(3) 背風面在地面層上所造成之夜間長波輻射冷卻，使之抵銷焚風效應之增溫，致西部夜間無明顯焚風(謝、王、鄭，1996)。

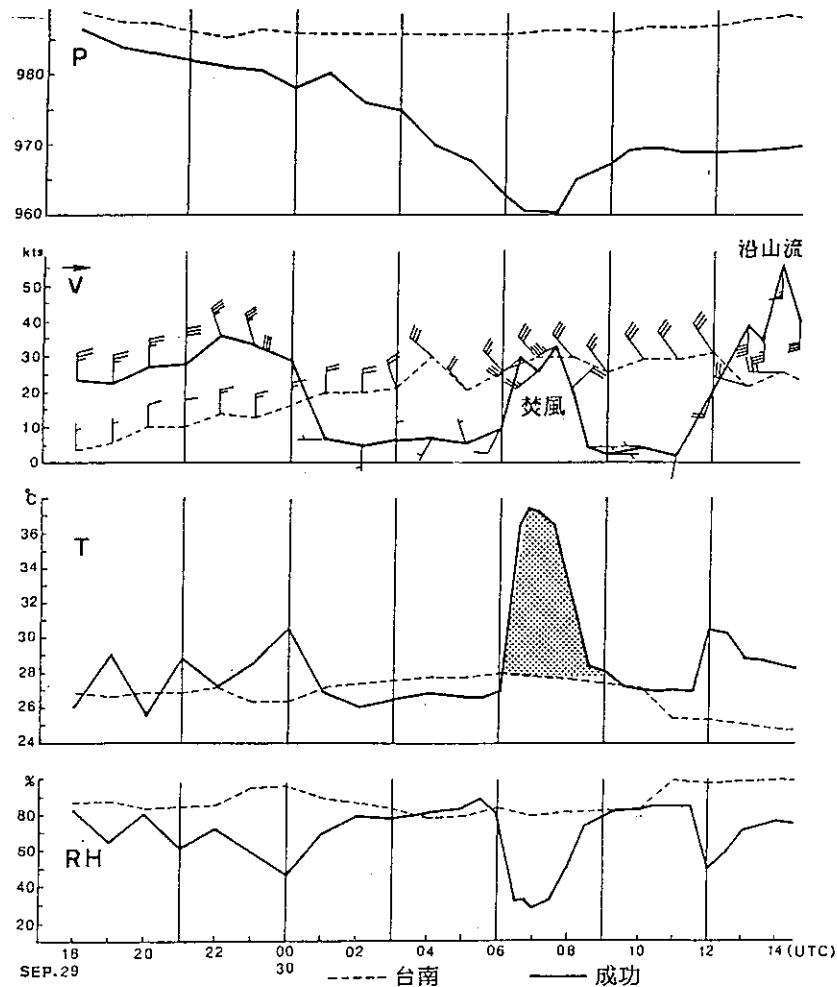
以下再討論山脈西部在背風面時各項熱力強迫效應對颱風環流內之氣壓場與風場變化之局部影響。

四、中央山脈西側位於颱風環流下風面時熱力強迫效應下之流場與氣壓場變化

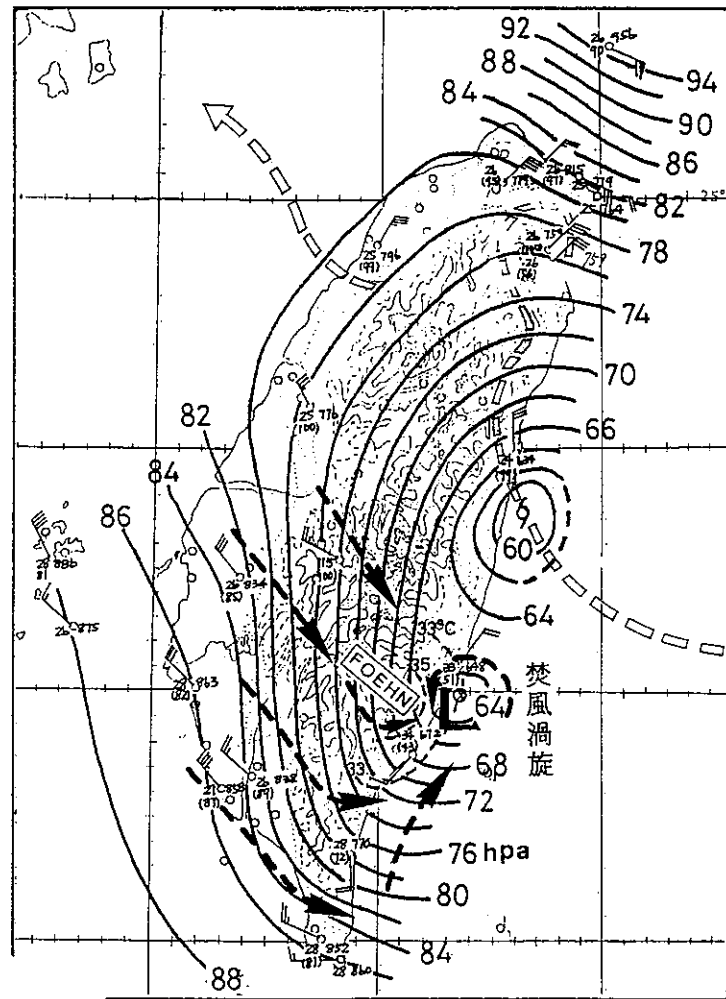
表1所列台灣西部四例中，其因上所述之焚風等熱力強迫效應造成背風面氣壓場變化可有三種型式，亦即東部發生之五種型式之前三種，即：(a)背風槽，(b)背風低壓，與(c)背風渦旋。其成因，與上述山脈東部者有頗多不同，詳見下述。

1. 背風槽

最佳之例為1962年之DINAH颱風，此可參見1962年10月2日21 UTC之天氣圖(圖略)。該時山脈西側南北氣壓差為甚大，達22 hPa，其風向大致



(a) 此未命名颱風中心過境台灣北部時，山脈西側迎風面台南(斷線)與東側背風面成功(實線)之近似相同緯度測站之氣壓(P)、風向量(V)、溫度(T)、與相對濕度(RH)值之時間變化圖。其中溫度線之影線區表焚風出現時之強度及時間，此同時可參見 P、V 與 RH 之值之變化。



(b) 30日08UTC天氣詳圖，注意在東側出現焚風處之成功、台東一帶，已因焚風效應(空氣柱溫度升高引起地面氣壓下降)產生包圍等壓線之低壓中心，並具明顯之氣旋式環流。其他說明同1(d)。

圖3 侵台颱風於台灣中央山脈東側(部)出現顯著焚風個案之地面氣象要素、流場與氣壓場分析——1940年8月30日未命名颱風之例。

為一致，均為北來風；其山脈東西向之氣壓差亦甚大(略在 10 hPa 以上)。因山脈西側天氣報告甚多，故略可見其槽線則在台灣陸上，即在山脈之西側，地面溫度值較高之處。

2. 背風低壓

此處所引四次颱風之例均有發生(參見表 1)。茲舉其中兩次之例，即：1953 年之 RITA 與 1968 年 WENDY 之例各見圖 5 與圖 6。由各圖均可見「背風副低壓」尺度大小均在 1 個緯度上下，其南北低壓軸線亦略在西部陸上，且中心所在之處附近風力均小，一般均在 5 kts 及以下(參見圖 5b、c、d 與圖 6b、c)，氣壓梯度亦極微弱。並可見 RITA 颱風情形下，其中心略與午後增溫最高之處附近(圖 5a、c、d)，WENDY 颱風亦然(參見蔡、王、鄭，1995)，惟此處所引之圖為夜間者(參見圖 6c，為 21 UTC 相當於 05 地方時)，因同時用作夜間引發局部環流之例之用。

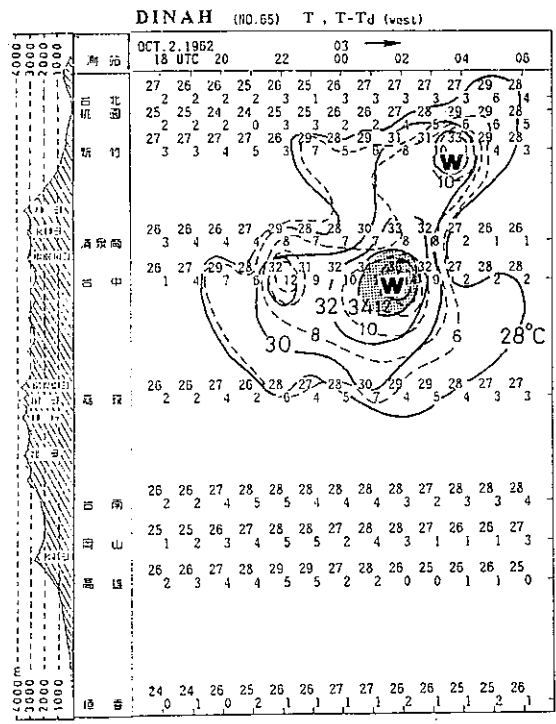
3. 背風渦旋

此處四次颱風個例中(表 1)，計有三次「背風低壓」均增強成為「背風渦旋」。各為 1962 年之 DINAH 颱風，1969 年之 VIOLA 颱風與 1968 年之 WENDY 颱風。DINAH 颱風之副低壓演化成背風渦旋時之圖見圖 4a ~ c 與。由圖 4c 可見於 3 日 04 UTC(12 LST)，DINAH 颱風中心係在高雄之西約 200 公里之台灣海峽中，此時台灣區域之盛行氣流為來自東南，風力頗大(參見成功、台東及玉山之風)，台灣西部恰在山脈之背風面。由等壓線分析，背風副低壓中心約在新竹與台中之間，計可繪出兩條封閉等壓線(間隔為 2 hPa)，其尺度大小約 150 公里。由氣流線分析(附有箭頭之粗斷線)顯見氣壓場中心略與流場中心一致。且由新竹(空軍測站)與清泉崗之風速可見均已達 25 kts，風向一為東北，一為西風；故顯見其強度已達中尺度渦旋之強度(見前述之定義)，故此處稱之為「背風渦旋」。由圖 4b 流場剖面圖中，可見在 2 小時之前(02 UTC)，台中區三測站之風大小不一(5 ~ 10 kts)，風向亦不一致，顯仍在「背風低壓」之階段，而顯見圖 4c 所示之「背風渦旋」則係由此「背風低壓」增強所造成，並同為背風面熱力強迫效應(thermal forcing effect)之結

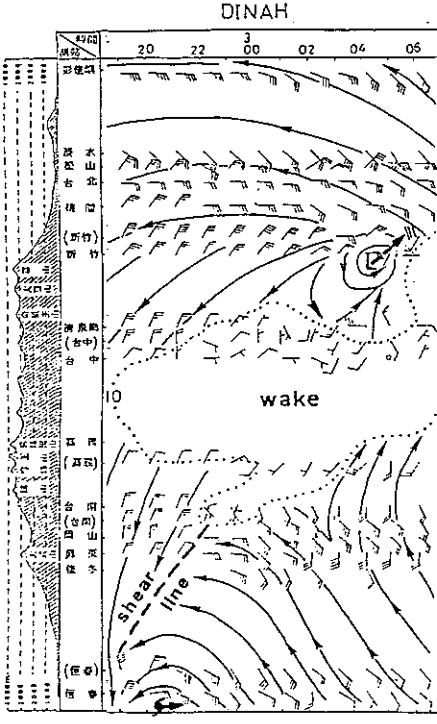
果。極有興趣的，該副低壓增強至渦旋強度，經研判完全係由於日中射增溫所造成之結果，此可參見圖 4a 山脈西側之自北向南各測站溫度及溫度露點差之時間剖面圖。藉圖 4c 雖可見大範圍環境為在強大爬山流(參見玉山之風)背風面「背風槽」形勢下，但該渦旋之迅速形成(至 03 UTC 亦即 10 地方時低壓中心南北兩方已有出現 15 kts 之氣旋式環流，見圖 4b)係與日中輻射之迅速增溫密切關聯(該時段新竹，由層積雲轉為積雲，台中則為層積雲、雨層雲轉為高積雲、層積雲)。於 3 日 09 地方時(01 UTC)台中溫度為自 32 °C 增至 34 °C，10 地方時增至 36 °C(圖 4a)，於一小時後(11 地方時)該風力微弱之副低壓才增強為渦旋(此處定義低壓中心必須亦為環流中心，風力應在 10 kts 以上)，中心之南之清泉崗出現西南風 15 kts，12 地方時增至西風 25 kts(圖 4b 與 c)。該低壓增強為渦旋，或稱中尺度氣旋，約在地面日射顯著增溫之二小時後。而且該渦旋之生命史略為 4 小時(11 ~ 14 地方時，亦即 03 ~ 06 UTC)，與日中輻射加熱之時間尺度略一致。而且深有興趣的，該增強後之渦旋，隨增溫區之北移(圖 4a)至新竹，亦隨之北移至新竹與桃園之間(見圖 4b 中 14 地方時，亦即 06 UTC 兩地之風變化)，與增溫中心極為一致。由此處討論所得結論為，該台中新竹之間副低壓增強為具有氣旋式環流之渦旋雖在大範圍環境為颱風環流之「背風槽」情形下出現，但直接影響其增強因素為日中輻射所造成之地面層之增溫，而非單純之焚風效應。1968 年 WENDY 颱風亦然，討論略去。

4. 在颱風環流中中央山脈西側熱力作用所引起之海、陸風效應

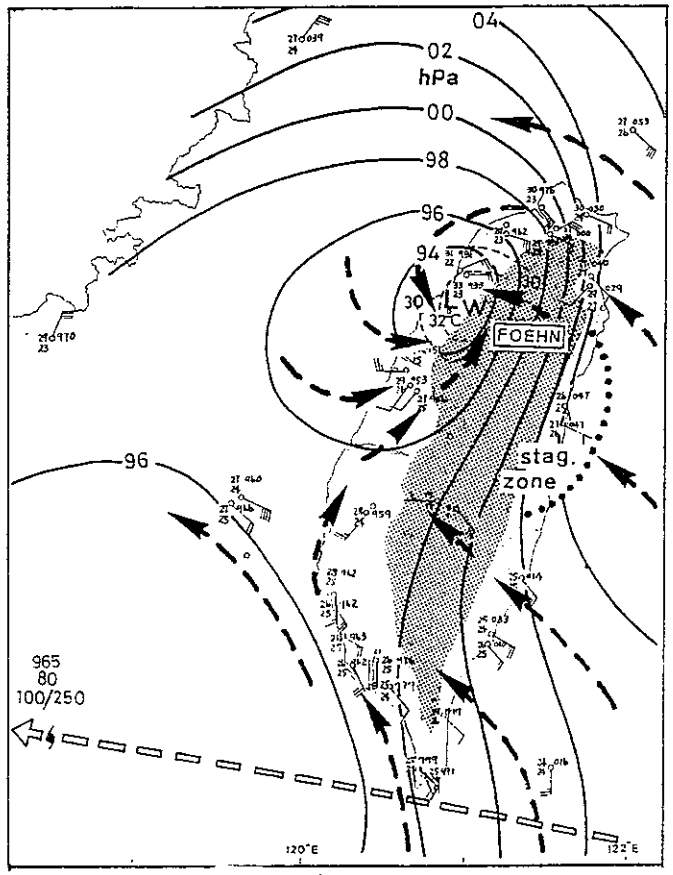
在颱風環流中，中央山脈西側因日中輻射增溫所造成之局部海風環流最佳之例，為 1990 年之 DOT 颱風。該颱風中心在登陸階段趨於減弱並為山脈西側之海風環流所造成低壓中心所取代，該颱風該項現象將另作專文討論，不在本文範圍。此處係隨舉上已述及之 RITA 颱風以為例，此可參見圖 5c。由圖可見，RITA 颱風中心在該時位置係在 19.5°N，122.8°E，即約在恆春東南方 340 公里之海面，但由圖顯見台灣已在其環流控制下，蘭嶼之風為 50



(a) 同圖 1(a)·但為 DINAH 颱風者。

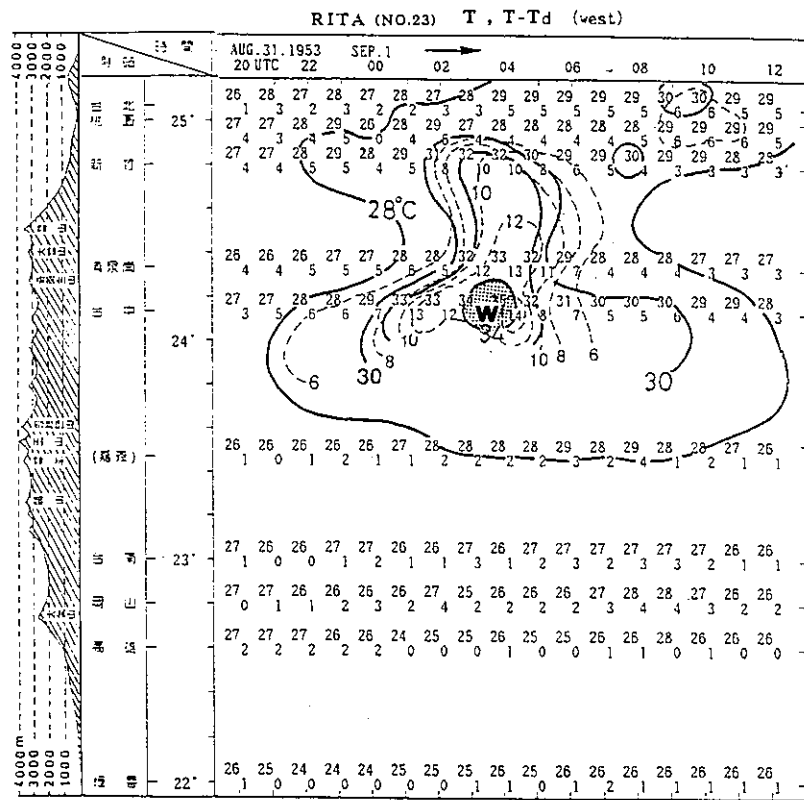


(b) 同圖 1(c)·但為 DINAH 颱風者。

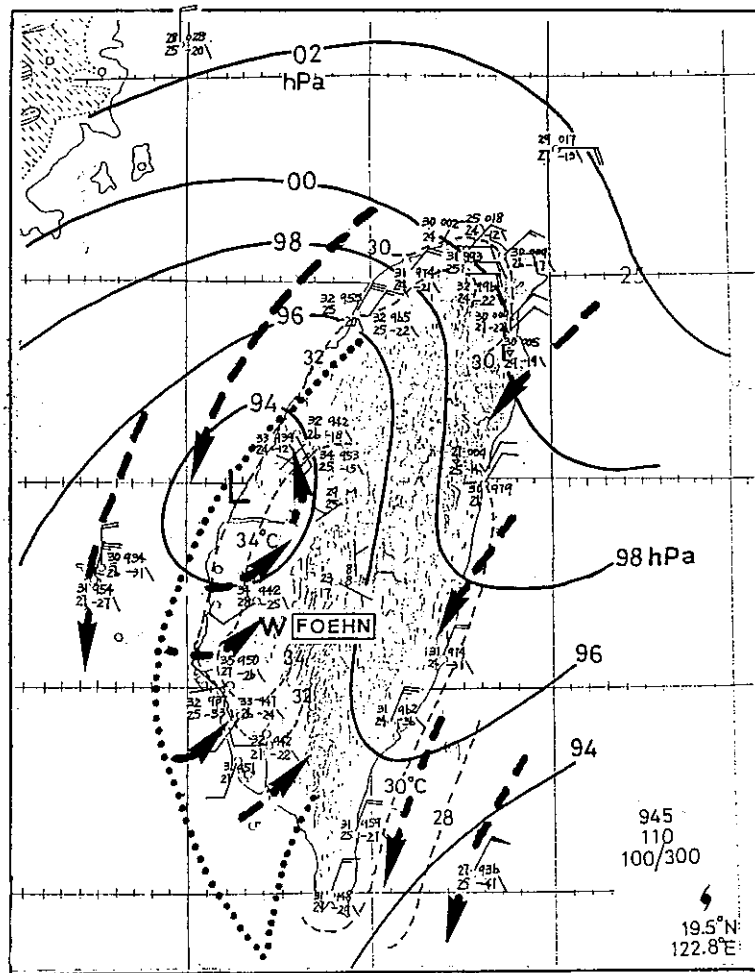


(c) 3日 04UTC 時 DINAH 之天氣詳圖。圖中已可見有背風渦旋(由副低壓發展而成)與焚風區。注意該區並伴隨有日中輻射增溫之非絕熱效應在內(參見圖 a)。其他說明同圖 1(d)。

圖 4 侵台颱風於台灣中央山脈西側(部)出現焚風及因日中輻射增溫加強焚風效應個案之流場、氣壓場與地面溫度場分析——1962年 10月 1~3日 DINAH 颱風之例。



(a) RITA 颱風過境時，台灣中央山脈西部各地(自北向南)出現焚風時之溫度值(°C)(實線)及溫度與露點差值(T-Td, °C)(斷線)時間變化剖面圖。注意其增溫僅出現於白天，天空狀況為多雲至密雲之時。其他說明同圖 1(a)。



(b) 1953 年 8 月 31 日 06UTC 時 RITA 之天氣詳圖。圖中山脈西側有高溫區所形成之副低壓，及嘉義以南因陸上高溫所產生之海風環流。此時颱風中心距台灣尚遠，台灣區係在「組合流制」中(參見圖 5(d))。其他說明同圖 1(d)。

圖 5 侵台颱風於台灣中央山脈西側(部)出現焚風以及因日中輻射增溫加強焚風效應個案之溫度場與風場分析——1953 年 8 月 31 日~9 月 1 日 RITA 颱風之例。

kts, 澎湖亦有達 25 kts 之強風。該圖時間係在下午 2 時地方時(06 UTC), 由圖可見西部因在背風面之「尾流」區中, 風力一般微弱, 致午後因日射增溫, 溫度普遍均升至 32 °C 以上, 特以較靠島內之台中、嘉義、台南均達 34 °C 以上(較海峽中之澎湖高 4 °C 以上), 致由於海陸溫差而造成海風環流。由圖可見西部各地之風, 均為與此時颱風環流來自東北向之風相反, 而係來自西或西南方向(來自台灣海峽方向), 顯屬午後陸、海溫度所造成之海風環流。相反的, 圖 6a ~ c 所示之 WENDY 颱風, 在山脈西側則為受「陸風」控制下之情形。同 RITA 颱風, 此時山脈西側係在颱風環流之背風面(圖 6c), 風力略均在 5 kts 以下(圖 6b), 因恰在夜間(該圖時間 21 UTC, 相當於 05 地方時), 且台灣北部、西部台南以北之雲量均在疏雲至裂雲之間, 雲狀為卷雲、高積雲、層積雲不一, 致可出現夜間長波輻射冷卻(台中溫度降至 25 °C, 清泉崗 24 °C, 見圖 6a), 而引起向海峽方向之陸風環流(參見圖 6b)。但新竹因下坡風顯著, 仍見有輕度焚風發展(例如 6 日晨 5 時, 由地面觀測報告溫度為 29.7 °C, 露點為 19.6 °C, 風為東北東風 25 kts, 並在記事欄註明有焚風), 而台灣西部乃係由於夜間長波輻射冷卻, 抵銷了焚風效應, 致未觀測有「焚風」。

此處有關在颱風侵襲中, 台灣西部因日間輻射增溫引起海風環流, 與夜間長波輻射冷卻引起陸風環流, 乃係初步之分析; 關鍵問題乃在台灣西部無探空或高空風觀測, 致無法作進一步之討論。

此處已就颱風環流中, 台灣西側焚風作用及其他熱力強迫作用對氣壓場與風場造成之影響經作了簡單討論。此處各例, 因颱風中心均已在巴士海峽、西行進入台灣海峽南段之時, 故無發生該「背風渦旋」取代原颱風中心之可能。此時原颱風中心如西行經近台灣中央山脈部位, 則甚多個例顯示, 此副渦旋可取代原颱風中心, 而發生在台灣區域最引人興趣之颱風行進路徑不連續之問題。

五、伴隨山脈下風面熱力強迫效應下中央山脈上風面(upstream)之流場與氣壓場變化

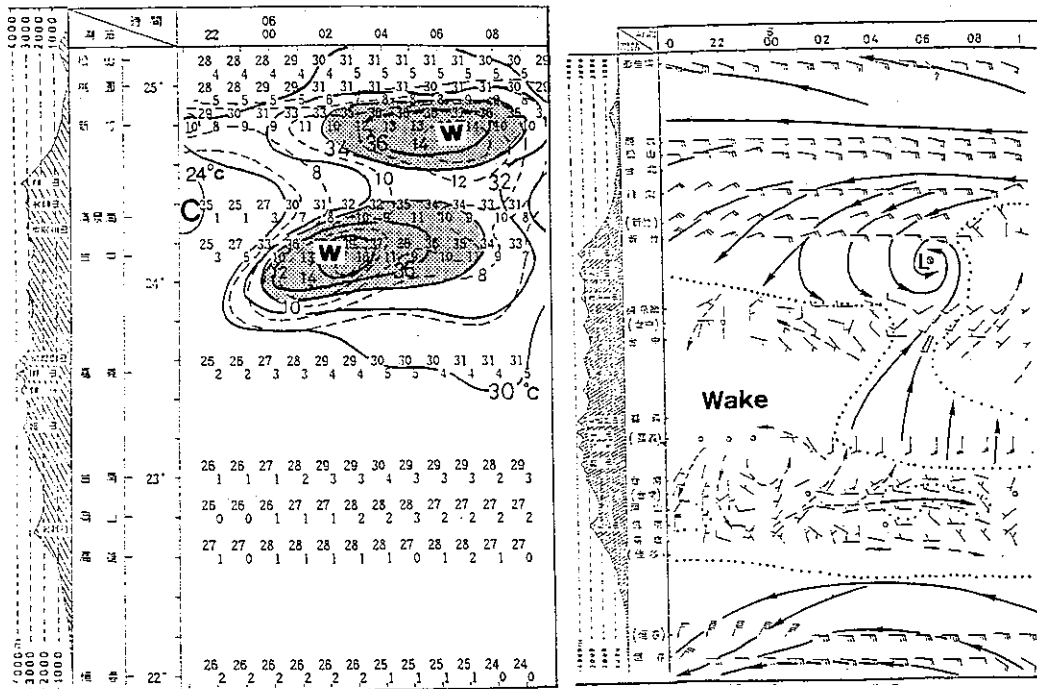
以上已對山脈下風面因熱力強迫效應造成之氣壓場與流場加以分析。因此處主要均為牽涉焚風之熱力效應, 故亦牽涉山脈上游之氣壓場與風場。經由此處 16 次個例(表 1)之分析, 上游之流場與氣壓場效應, 可略如下述:

(一)控制氣流爬山之參數

在颱風旋流情形下, 山脈上風面可出現多種流制(flow regime)情形。歸納之, 可得: (a)沿山流制(parallel flow regime), (b)阻擋流制(blocked flow regime), (c)非阻擋流制(unblocked flow regime)或稱上坡流制, (d)組合流制(combined flow regime)(參見圖 7)。當颱風侵襲時, 控制這些流制之參數, 此處認為基本上有三者: 其一為「氣流進入角, α 」(此處定義為中央山脈長軸方向與颱風進入氣流方向之夾角), 經研究當 $\alpha > 70^\circ$ 時(王, 1992 P.149 ~ 176), 山脈迎風面之流制(a), 將轉為流制(b)或(c); 其二為佛羅得數(Froude number, $Fr \equiv U/NH$, 參見謝、王、鄭, 1996), 此每為上述(b)與(c)流制之分野, 經分析如 $Fr < 0.5$ 即為流制(b)(例如 Lin, 1994), $Fr \geq 0.5$ 即屬流制(c); 其三為熱力強迫數, $\eta^* \equiv L^*Q_0 / UH(\partial\bar{Q}/\partial Z)^{-1}$ (Reisner and Smolarkiewicz, 1994。其中 \bar{Q} 為平均加熱率, 其他請參見原文), 一般言, $\eta^* \geq 1$ 時, 氣流(此為層流, stratified flow)無視 Fr 值之大小均可過山(上述文獻之 P.124)。在侵台颱風情形下, 背風面出現焚風時必須滿足 $Fr \geq 0.5$, 在熱力強迫作用時則應考慮 η^* 值, 詳細了解請參見上所引述之文。

(二)山脈上風面之「阻擋流」(blocked flow)之情況及其氣壓場

本系列之文主要均屬山脈下風面有下坡流, 即出現焚風效應等時之論述, 亦即在「非阻擋流」(unblocked flow)情形之下時。但可發現即使在背風面有「下坡流」(downslope flow)時, 其「迎風面」(windward side)地面流場中, 仍可發現若干在「阻擋流」(blocked flow)情形下之特徵, 如: 上風面之「滯留區」(stagnation zone)與「氣流分流」(flow splitting)。例如出現滯留區者有: 圖 5d 之 RITA 颱風, 藉圖可見其東側上風區之成功為靜風, 花蓮之空軍與氣象局測站風向相反, 此均示有阻擋流內之



(a) 同圖 1(a), 但為 WENDY 颱風者。

(b) 同圖 1(c), 但為 WENDY 颱風者。

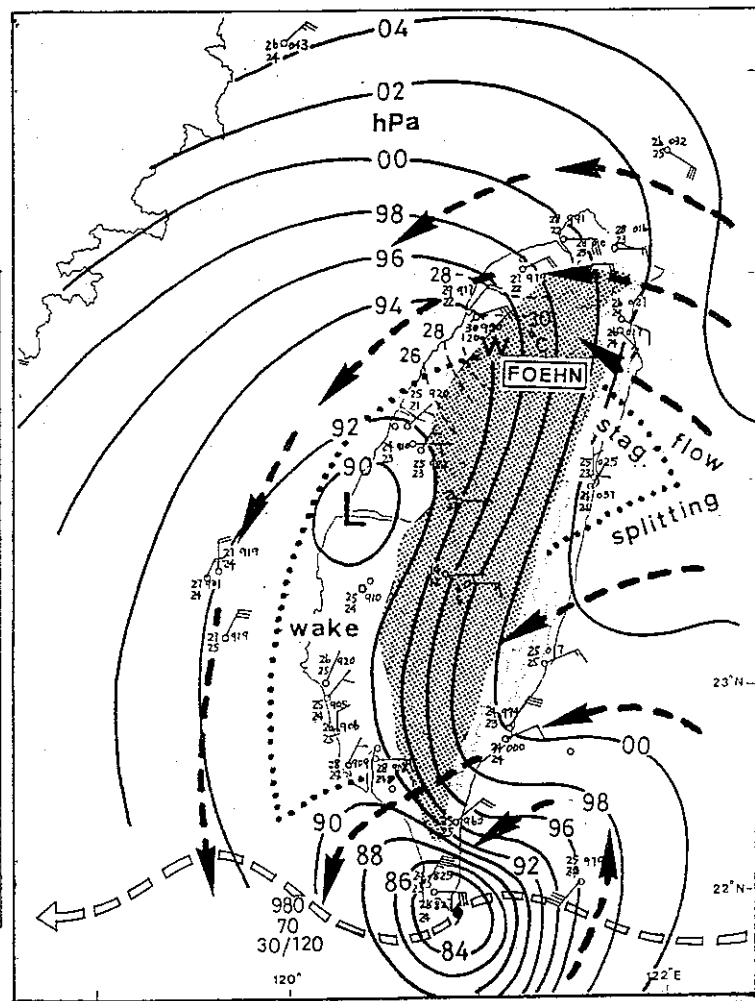


圖 6C 1968 年 9 月 5 日 21UTC 時 WENDY 之天氣詳圖。圖中有背風低壓，焚風則不著。因係在夜間，有長波輻射冷卻以抵消焚風之效應，且地面發生有微弱陸風環流(離岸風)。

圖 6 侵台颱風於台灣中央山脈西側(部)日間出現焚風及夜間因長波外射冷卻(早一日日間亦有焚風，可參見謝、王、鄭，1996)抵消焚風效應個例——1968 年 9 月 5~6 日 WENDY 颱風之例。

滯留區現象；以及圖 4c 之 DINAH 颱風，藉圖可見花蓮空軍測站風速為零，氣象局測站為 5 kts，顯在「滯留區」中；WENDY 颱風亦然，可參見圖 6 中東部花蓮、成功與台東之風速值；且在該圖中亦可見氣流之「分流」現象，圖中成功及以南為東北風，風力頗強(台東空軍測站到達 30 kts)，而宜蘭至彭佳嶼均為頗著之東南風，示有因「分流」所造成之「繞山」作用。可發現此處四例之西部焚風之例，在某一階段時(參見上述各圖)，均有上述現象。但當東部焚風發生時，即西側上風面所見者，則均為「上坡流」(見下述)。此或與中央山脈東、西兩側之山脈坡度不同有關。藉圖中所示之地形圖，山脈東側之坡度均大於山脈西側者，致低層氣流受阻而較上層仍為爬山，亦即屬「組合流」(圖 7d)之情況。例如此處所述之圖 6 情形，新竹仍可見由「下坡流」所造成之「焚風」則為明顯之例。

(三)山脈上風面之「非阻擋流」(unblocked flow)之情況及其氣壓場

可發現此處山脈東部焚風(下坡流)之例，在山脈西部之氣流均為有能力爬山，亦即雖受阻擋，而仍為「未受阻擋」(unblocked)之「爬山流」，此可分別參見上已討論之圖 1 之 1994 年 DOUG 颱風之例，圖 2 之 1960 年 TRIX 颱風之例，與圖 3 之 1940 年未命名颱風之例。由圖 1 可見中央山脈之西之全區均有「上坡流」，致山脈東側「下坡流」均著，特以花蓮氣象局測站之風達 40 kts，山脈東側全區均有焚風，成功並出現溫度歷年之最高紀錄(參見圖 1a)。圖 2 為局部上坡流之例，係與嘉義以南之「迎風脊」伴生，故焚風僅限台東與大武一帶。圖 3 亦然，焚風僅出現於成功與台東。就上述三例歸納之，可見 1960 年 TRIX 之例，上風面在地面圖上可明顯見出局部之「氣壓脊」；但迎風面之「氣壓脊」間亦並不明顯，例如 1994 年之 DOUG 與 1940 年無命名之颱風，但背風面卻有最著之「背風槽」(見圖 1d 之 DOUG)，或竟至迅速發展為「背風渦旋」(見圖 3b 之無命名者)，並出現有最強之焚風(1940 年者成功之最高溫度(37.9 °C)為歷年最高紀錄，至 1994 年方被上述之 DOUG 颱風所打破(39.1 °C))。

六、颱風環流下山脈上、下風面熱力強迫效應泛論

由以上各章節討論可得，在颱風侵襲時山脈東部與西部下風面之熱力效應均為不同。山脈東側因無平原，故下坡流處之「焚風」，應均為氣流下坡絕熱壓縮而使氣流增溫所造成，但山脈西部者卻極為複雜，此上述各節中已均有述之。西部地面因屬開闊平原，非絕熱之日間太陽輻射增溫與夜間長波輻射冷卻扮演關鍵性角色，故「焚風」現象均出現於白天，而不見於晚上。而此即與上述之熱力強迫參數(η^*)影響有關，因其可造成明顯之平均增熱率(\bar{Q}_o)與平均冷卻率($-\bar{Q}_o$)。在 Reisner and Smolarkiewicz(1994)文中，可見在同樣之 Fr 值下， η^* 值之大小，可明顯決定上、下游不同之流場，且或由「阻擋流」轉為「非阻擋流」(黃清勇等(Huang and Raman, 1990)文中也曾以台灣區域作出類似模擬)，經由就夏威夷群島情形，作實際模擬，並一般的由夏威夷實際風場之日中(因 heating 而 $\eta^* > 0$)與夜間時($\eta^* < 0$)變化獲得印証。例如：日中之流場改變了山脈迎風面夜間時之「氣流分流」(flow splitting)，而發生日間非阻擋流流制(unblocked flow regime)(Nash, 1992)。在下風面，日中增溫可使尾流區及其中之渦旋(eddy)增大，亦在對夏威夷流場中之數值模擬中得出。在台灣情形，可發現四次西部焚風之颱風個例(表 1)，其流場均見有日夜變化情形，日間可見因陸上增溫氣流來自海峽之海風環流(例如圖 5c)，夜間則反是為陸風(例如圖 6 之 WENDY)。個例中之 1990 年國際颱風實驗期間(TCM-90)之 DOT，因西部有高空風觀測與探空觀測，更提供一類似之極佳之例(不在本文範圍)。而關於山脈上風面，由於颱風環流造成之風雨現象均為顯著，故地面熱力強迫參數(η^*)之影響並不重要，但上層因氣流爬山凝結絕熱釋放之效應， η^* 值有其絕對重要性。另一山脈背風面熱力強迫效應之極有興趣問題，即：在「焚風」情形下，示山脈西側應有下坡流，但由地面風場均未見有如東部焚風之明顯下坡流降至地面情況，四次颱風之例均無例外(其中三次均有討論，各見圖 4、5、6)。此時

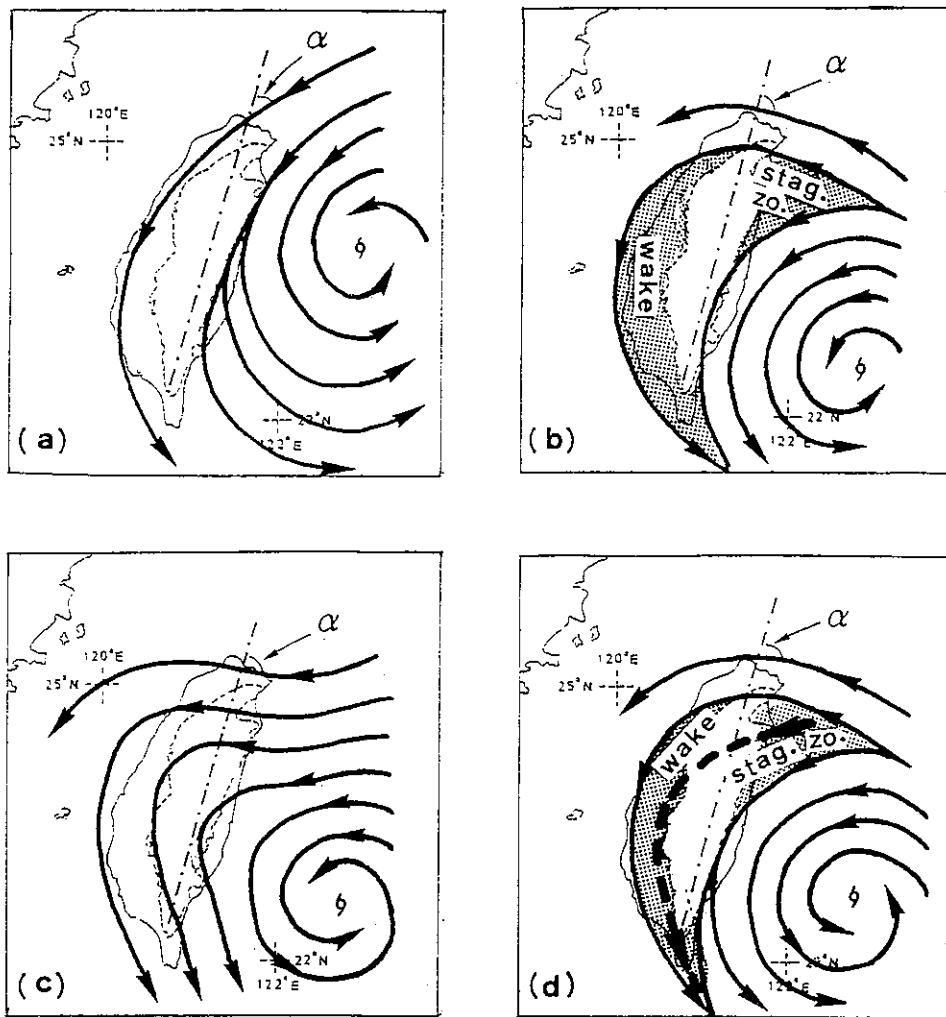


圖 7 在颱風旋流情形下中央山脈上風面出現之四類流制(flow regimes)型式圖。(a)沿山流制，(b)阻擋流制，(c)非阻擋流制，(d)組合流制((b)與(c)組合)。圖中細斷點線示山脈之長軸， α 為氣流進入角，圖(d)中之粗斷線表颱風環流中較上層之爬山氣流，網點區示滯流區或尾流區。

表 1 侵台颱風各顯著焚風個案在山脈背風面之氣壓場特徵

項目	颱風名稱	編號	年份	山脈背風面氣壓場特徵							備註
				背風槽	中尺度低壓	中尺度渦旋	焚風造成風中斷	焚風造成風向	焚風造成副中心並取風	氣壓梯度	
台灣東部	未定名	X	1940	√	√	√				強△P	圖3
	SHIRLEY	50	1960	√	√			√		強轉弱△P	
	TRIX	51	1960	√	√					弱△P	圖2
	GLORIA	68	1963	√						強△P	
	MARY	77	1965	√	√			√		強轉弱△P	
	ELSIE	92	1969	√			√			強轉弱△P	
	BESS	101	1971	√	√					強轉弱△P	
	BILLIE	114	1976	√	√					強轉弱△P	
	NELSON	153	1985	√	√					強△P	
	SARAH	169	1989	√				√		強△P	
台灣西部	DOT	176	1990	√	√	√			√	弱轉強△P	
	DOUG	193	1993	√						弱△P	圖1
	RITA	23	1953		√					弱△P	圖5
	DINAH	65	1962	√	√	√				弱△P	圖4
	WENDY	88	1968		√	√				北部△P大	圖6
	VIOLA	90	1969		√	√				南部△P小	

註：表中台灣西部出現「焚風」四例，發現均嚴格受到溫度日際變化之制約(contraint)

並亦因此影響風場與氣壓場，詳見文中討論。

在地面所見者均為弱風尾流區(wake zone)，此可分別參見圖 4b，圖 5b、c、d，圖 6。並明顯的遭受溫度白天日射增溫與夜間冷卻之非絕熱變化，因而影響西部焚風區風場、溫度場之結構。

七、結論

(1) 颱風侵台山脈背風面所造成之熱力效應可有三種方式，且均顯著影響背風面之氣壓場與風場，各為：(a)焚風下坡流，(b)地面層內因阻擋流造成「尾流」所產生日中增溫效應，(c)「尾流」區中夜間長波外射之冷卻效應。

(2) 由於焚風之增溫造成氣壓下降之事實，可發現台灣中央山脈東側之焚風效應可產生五種不同之氣壓場型式，即：(a)低壓槽，(b)中尺度低壓，(c)中尺度渦旋，(d)颱風中心轉向移入高溫中心，與(e)颱風中心因之造成上、下層分裂。台灣中央山脈西側則僅出現上述之前三種情形。後兩種在西側未見出現，似與山脈坡度與型式有關。因中央山脈東側之坡度遠較西側者為大，且有阿里山山脈與雪山山脈之存在而改變其西側山脈之型式。

(3) 上述各種氣壓場型式，在地面層上均有其獨特之風場。發現在「低壓槽」情形時有三種流場分佈，即：(a)深槽時係伴隨有強「焚風下坡流」，風力最大曾達 40 kts；(b)淺槽時所伴隨者為下層「阻擋流」(blocked flow)情形下之所謂「弱風尾流區」(wake zone)，風力在 5 kts 或以下。(c)為「沿山流」之型式(但上層仍為爬山流)。在「中尺度低壓」情形時，係伴隨「弱風尾流區」。在「中尺度渦旋」時，則為「中尺度低壓」形勢已伴隨有氣旋式環流中心，風速須達 10 kts 以上(定義)，發現焚風下坡流與下層日中輻射增溫均可使之產生。其空間尺度略為一個緯度，時間尺度可達數小時，視其熱力強迫因素之時間長短而定。

(4) 在山脈上風面(upstream)之氣壓場所見者，均為「高壓脊」，僅強度有所不同，遠較上述山脈下風面(downstream)情形為單純。

(5) 山脈上風面地面層之風場則遠較上風面之氣壓場為複雜。在颱風情形下計可分為四種流制

(flow regimes)，即：(a)沿山流(parallel flow)，(b)阻擋流(blocked flow)，(c)「非阻擋流」或稱「上坡流」(unblocked flow)與(d)組合流(combined flow)。此四種流制係受制於三項參數，即：(a)氣流進入角(incident angle)，(b) Froude 數(Froude number)與(c)熱力強迫數(thermal forcing number)。此三項參數與上述四種流制關係已作了初步討論。在上述颱風侵台時之 b、c、d 流制，就台灣中央山脈而言，因其所產生之熱力強迫效應，均可影響下游之氣壓場與流場。

(6) 可發現山脈西部下風面之流場，即使在焚風發生時，仍受制於日際增溫與冷卻之非絕熱變化。亦即白天日射增溫增強焚風效應，夜間長波輻射冷卻完全抵銷了「焚風型」之增溫(因背風尾流區中，風弱，氣壓梯度亦弱，且非為密雲，幾乎雖在颱風影響下，但卻不感受颱風侵襲之影響)。此時控制參數可發現主要為「熱力強迫數」。同時此項日際非絕熱變化可造成台灣西部之局部海、陸風環流，因此而改變焚風流場之型式。

誌謝

本文蒙鍾孝林、謝維權先生及陳慧娟、李金蓮小姐協助，特此致謝。

參考文獻

- 洪秀雄、胡仲英，1989：颱風引發焚風之初步研究。大氣科學，第 17 期第 1 號，1-41。
- 郭文鑠、楊之遠，1982：颱風誘發焚風現象及其對農作物之影響。氣象學報，28，3，4。
- 蔡清彥、王時鼎、鄭明典，1995：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究(三)。中央氣象局專題研究報告 CWB83-1M-01，1-370。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典，1996：侵台颱風環流中焚風現象之預報問題討論。本研討會彙編。
- Huang, C.-Y., and S. Raman, 1990：Numerical simulations of Taiwan island circulations：diurnal modification. Workshop on TAMEX

- scientific results. Boulder, Colorado, 199-203.
- Liao, S.-Y., 1979 : Analysis of typhoon modification in relation to the foehn wind over Taiwan. Bulletin of Institute of Geophysics College of Science, National Central University, 44-60.
- Lin, Y.-L., 1994 : Airflow over mesoscale heat sources Part I : Responses in a uniform flow. Proc. Natl. Sci. Coun. ROC(A) Vol. 18, NO.1, 1994. 1-32.
- Nash, A., 1992 : Diurnal surface weather variations on the island of Hawaii. M.S. thesis, Dept. of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu, HI, 112.
- Reisner, J. M., and P.K. Smolarkiewicz, 1994 : Thermally forced low Froude number flow past three-dimensional obstacles. J. Atmos. Sci., Vol.51, No.1, 117-133.
- Smith, R. B., 1985 : On severe downslope winds. J. Atmos. Sci., 42, 2597-2603.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989 : Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I : Baroclinically generated lee vortices. J. Atmos. Sci., 46, 1154-1164.
- , and ——, 1990 : Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part II : Upwind flow reversal zone. J. Atmos. Sci., 47, NO.12, 1148-1151.

The Upstream and Downstream Flow and Pressure Conditions in Response of the Thermal Forcing Effects Caused by the Central Mountain Range in Taiwan during Typhoon Invasions

Shih-Ting Wang , Ming-Dean Cheng , and Tien-Chiang Yeh
Central Weather Bureau

ABSTRACT

As typhoons approach Taiwan, the effects of thermal forcing in typhoon circulation among the others caused by the Central Mountain Range (CMR) play a crucial role on their behavior and structure. It is found that three flow regimes during typhoon invasions can be noticed, i.e., (a) the parallel flow regime, which means that the typhoon flows basically move along the CMR with the small incident flow angle (α), (b) the blocked flow regime when the incident angle is large enough for the low Froude number (Fr) condition, and (c) the unblocked flow (upsloping flow) regime, which is same as (b) but with a relatively high Froude number. In the paper, the unblocked flow regime situation is discussed by using 6 selected typhoon cases. On the east side of the CMR, the downslope winds shown as the foehn phenomena occurred under the situations when the typhoons centered over the neighboring seas northeast of Taiwan with a $Fr \geq 0.5$ for the windward flow on the west side of the barrier. However, on the west side of the CMR, the foehns only happened in the day time owing to the fact that diurnal heating and cooling effects were dominant because of the relatively larger plain in the west side. Furthermore, the downslope winds never reached to the ground in the west side of the CMR and instead, the wake zone still happened together with the very weak pressure gradients. In this study, the upstream and downstream surface pressure patterns in response to the foehn and the other thermal forcing effects by these six typhoon are investigated in some details.