

颱風引發焚風之初步研究

洪秀雄

胡仲英

國立中央大學
大氣物理研究所

中央氣象局
應用氣象組

(中華民國七十七年十月三日收稿；七十八年二月五日定稿)

摘 要

焚風是山脈背風面下沉的乾暖風。迎風面的強風是誘發山背焚風的主要原因。本研究用數值模式討論焚風發生的機制及水汽在焚風現象中扮演的角色。同時，以民國 60 年 9 月 22 日貝絲颱風為例探討颱風誘發台灣東南地區焚風的現象。

關鍵詞：焚風、颱風、地形效應

一、前言

焚風 (Foehn) 其名字源於拉丁語 *favonius*，係指在阿爾卑斯 (Alps) 山脈背風面下沉的乾暖風。焚風幾乎是所有山岳地區普遍的現象，而在其他山岳區，焚風均有不同之當地名稱：例如在洛磯山為 *Chinook*，在阿根廷稱為 *Zonda*，在安得斯 (Andes) 山稱為 *Puelche*，在捷克斯拉夫稱為 *Ljuka*，在南加州稱為 *Santa Ana*，在南非稱為 *berg wind*，在紐西蘭稱為 *north-wester* 等等。

焚風發生時溫度、濕度及風速常有劇烈的變化，1943 年 1 月 15 日美國洛磯山東側的 *Black Hills* 在兩分鐘內溫度由 -20°C 上升至 7°C (Hamann, 1943)，加拿大的 *Pincher Creek* (位於洛磯山以東) 焚風發生一小時內溫度上升 25.5°C (Turner, 1966)；1933 年 12 月 9 日美國蒙他納州 *Havre* 城焚風發生時溫度由 -23°C 升至 -8°C (Glenn, 1961)。焚風期間有時風速忽然增大，甚至會由小於 5 m/s

增大到大於 45 m/s (Julian and Julian, 1969)。圖 1 為 1963 年 5 月 26 日日本 *Obihiro* 發生焚風時，風速、風向、溫度與濕度隨時間的變化 (Arakawa, 1969)，由該圖顯示風速由 2 m/s 突增至 15 m/s ，焚風開始時風向由東風轉為西北西風，焚風期間則持續為西北西風，溫度在 1 小時內上升 10°C ，且繼續上升至 21°C ，相對濕度則在 30 分鐘內巨降 50%。

有關焚風的物理機制，眾說紛云，Vergeiner 與 Lilly (1970) 曾提出超臨界氣流理論 (Supercritical flow)，該理論可視為一水渠流過起伏地面，其右方有一抽水機，左方有一貯水池，參見圖 2，依流體動力學理論，當起伏頂點上方的水深達到一臨界值時，流場變成臨界流，流出量變成極大值。起伏背面的下沉流場會被加速而成為超臨界噴流 (Supercritical shooting flow)，下游區由於能量的損失，流場由噴流變成平穩流 (Tranquil flow)，介於兩者之間為擾動水躍 (Turbulent hydraulic jump)，或稱滾軸 (rotor)，惟此理論只能應用於兩層

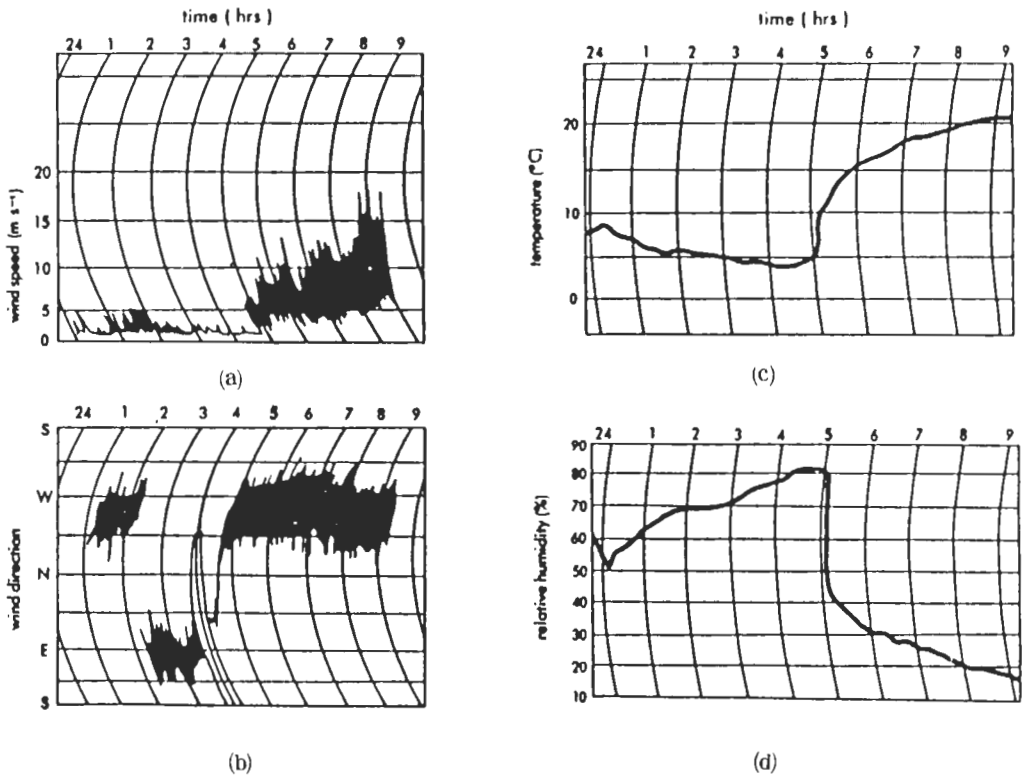


圖 1 日本 Obihiro 1963 年 5 月 26 日地面觀測資料。(a)風速 (b)風向 (c)溫度 (d)濕度。(摘自 Arakawa, 1969)

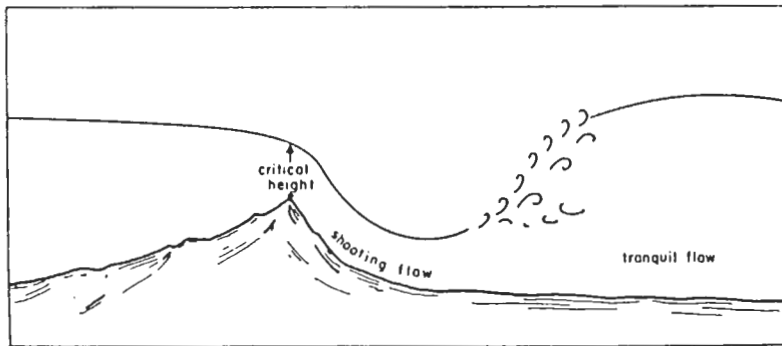


圖 2 過山流場的示意圖。(摘自 Brinkmann, 1971)。

均勻流體中，且不允許背風波（Lee wave）存在，所以並不能完全適用於實際大氣中。Scorer and Klieforth（1959），Beran（1967）等由理論研究及實際觀測證實大振幅的背風波會導致焚風，Scorer（1951），Wallington（1960），則證實在流場中如 ℓ^2 隨高度減小，大氣會產生波動， ℓ^2 （Scorer parameter）定義如下：

$$\ell^2 = \frac{g\beta}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} \quad (1.1)$$

g = 重力加速度， Z = 垂直高度，

$$\beta = \text{靜力穩定度} = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} ,$$

U = 垂直於山脊的風速， θ = 位溫。

所以，風速或降溫率隨高度增加皆會產生波動。在(1.1)式中 ℓ^2 受到風速隨高度變化率大於降溫率隨高度變化率，所以通過山脈的高層強風往往會造

成背風波，惟實際大氣中不易計算 ℓ^2 值，故此理論應用困難。Atkinson（1981）在「中尺度大氣環流」一書中敘述Hann在19世紀提出焚風的兩種機制（參見圖3），圖3a顯示在乾大氣中，山頂上游空氣塊越過山頂後，受重力作用下沉，此時空氣塊被壓縮並依乾絕熱降溫率增溫，造成背風山脚處的焚風現象。圖3b顯示在濕大氣中，由於地形抬升作用在迎風坡造成地形雲霧（Wall cloud）及降水，同時釋放大量凝結潛熱，迎風坡山脚處的空氣塊被吹到雲霧中，受凝結潛熱加熱後再下沉到山背處造成焚風。Glenn（1961），Beran（1967）認為造成焚風還有另外兩個因素，其一為氣團的改變，例如太平洋暖氣團行至洛磯山東麓取代原來盤據的極地冷氣團，而導致當地溫度上升，他們認為1943年1月15日在美國洛磯山東側的Black Hill 創下焚風溫度上升紀錄，就是這個因素造成的。另一為背風下沉氣流的混合作用（Mixing）導致減低夜間輻射冷卻率。

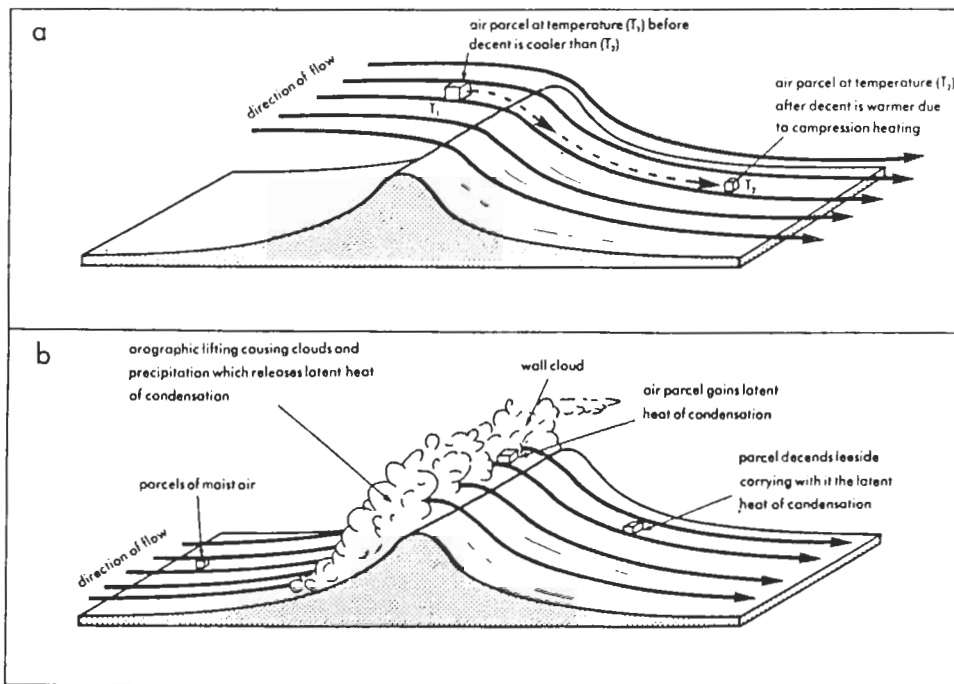
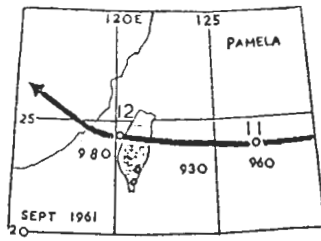
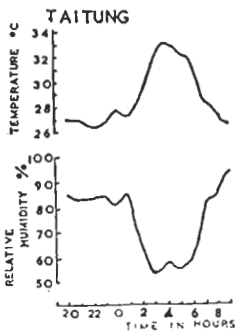


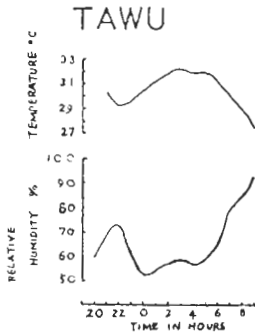
圖3 焚風發生的兩種可能機制。（摘自 Atkinson 1981）。



(a)



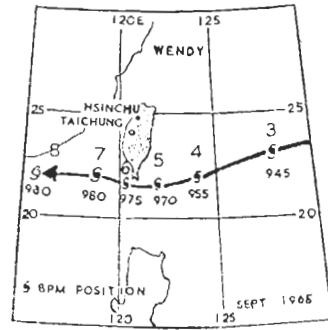
(b)



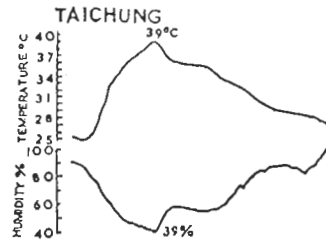
(c)

圖 4 1961年9月12日天氣圖。(a)PAMELA 颱風路徑 (b)台東溫度、濕度 (c) 大武溫度、濕度 (摘自 Liao, 1979)

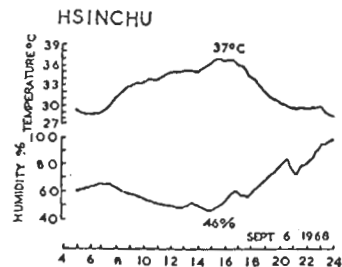
迎風面強風誘發山背焚風是一個相當有趣的研究題目。台灣位於颱風路徑要衝，每年平均有3到4個颱風侵襲台灣，其挾帶的豪雨及強風，往往對本省農作物造成極大的損失。同時，颱風經過台灣時，受中央山脈地形的影響，常在背風面誘發焚風現象，Liao (1979) 研究發現：颱風於台灣北部通過時，或夏季西南季風特別強盛時，於台東附



(a)



(b)



(c)

圖 5 1968年9月6日天氣圖。(a)WENDY 颱風路徑 (b)台中溫度、濕度 (c)新竹溫度、濕度。

近常發生焚風現象(圖4)；颱風於南部通過時，則於台中附近發生焚風(圖5)。焚風溫度達39°C以上時，會使農作物枯死。1927年8月19日颱風通過巴士海峽，導致台中發生焚風，溫度高達39.3°C，1942年6月7日台東的焚風溫度高達39.5°C，為台灣歷年來焚風之最高氣溫記錄。台灣的焚風多在4月至9月間，焚風因颱風誘發而生

成的機率相當高，1981年6月13日艾克(Ike)颱風經過台灣北方海面，在宜蘭地區誘發焚風(郭與楊，1982)，時值一期水稻孕穗至抽穗期，自十三日下午八時起至十四日清晨六時左右氣溫由25.6°C上升至27.9°C，相對濕度由93%減至62%，僅持續數小時之乾暖風，導致五結、壯圍等地區水稻發生白穗，受害面積高達7258公頃，受害程度亦達46%，損失頗鉅。由此可知颱風對於本省的為害不僅為其暴風及豪雨，同時其誘發的局部焚風為害亦甚可觀。

颱風誘發焚風的現象，僅發生在颱風環流有足夠的深度與強度，以致強迫空氣在一短時期內完全越過山脈。本研究的主要目的在探討焚風的物理機制，其重點在討論水汽扮演的角色，平均風速對焚風的影響。同時，本研究也用1971年9月22日貝絲(Bess)颱風個案討論颱風誘發焚風的現象。

二、數值模式

本研究利用二維流體靜力平衡數值模式討論流過沿y軸無限長山脈的流場變化及其水汽分佈。

垂直坐標定義為：

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p^*}, \quad p^* = p_s - p_t \quad (2.1)$$

式中p為氣壓變數，p_s與p_t分別為地面及模式頂氣壓。此σ座標系統係沿著地形，且可將模式頂放在任何氣壓層面。

模式中運動方程式、流體靜力公式、連續方程式、熱力方程式及水汽、雲水、雨水預測方程式用通量形式(Flux Form)分別表示如下(Anthes and Warner, 1978; Pielke, 1984)：

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = - \frac{\partial p^* uu}{\partial x} - \frac{\partial p^* u \sigma}{\partial \sigma} - \frac{R T}{(1 +$$

$$\frac{R T}{p_t / p^* \sigma}) \frac{\partial p^*}{\partial x} - p^* \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

$$+ f p^* v + F_u + R_u, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial p^* v}{\partial t} = - \frac{\partial p^* uv}{\partial x} - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - p^* f (u - u_g) + F_v + R_v, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ell_n (\sigma + p_t / p^*)} = - R T, \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \frac{\partial p^* u}{\partial x} - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma}, \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = - \frac{\partial u p^* T}{\partial x} - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{R T \omega}{c_p (\sigma + p_t / p^*)} + F_T + R_T + L_c, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = - \frac{\partial u p^* q_v}{\partial x} - \frac{\partial p^* q_v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + S_{q_v} + F_{q_v} + R_{q_v}, \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = - \frac{\partial u p^* q_c}{\partial x} - \frac{\partial p^* q_c \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + S_{q_c} + F_{q_c} + R_{q_c}, \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = - \frac{\partial u p^* q_r}{\partial x} - \frac{\partial p^* q_r \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + S_{q_r} + F_{q_r} + R_{q_r}, \quad (2.9)$$

公式中各符號均為氣象常用符號，其說明參見附錄1。模式中各物理量的次網格尺度的水平擴散項

(Subgrid-scale horizontal diffusion) 採用四階，使次網格現象得以有效的控制。模式的頂部加入一個吸收層 (Absorbing layer)，以避免地形產生的向上傳送重力波能量碰到模式頂反射回到計算區域內。模式的下游側向邊界條件採用輻射邊界條件 (Radiation lateral boundary condition)，俾使擾動可以順利的流出下游邊界處而不致造成側向邊界處的反射。至於上游邊界處則採用無梯度側向邊界條件。模式中的時間積分法採用修正的跳蛙法 (Modified leap-frog scheme)，此法可強烈減弱計算模 (Computational mode) 而不致影響物理模 (Physical mode)。

模式中用乾對流調節法 (Dry convective adjustment) 來消除大尺度運動的不穩定層。模式中包含雲微物理過程，包括水汽凝結作用，雲水 (Cloud water) 的變換作用 (Conversion)，雨水的收集作用 (Collection) 及蒸發作用等均用參數化公式來計算，詳見附錄 2。為簡化起見，本模式暫不考慮邊界層效應。本研究將模式頂置於 50 毫巴處，吸收層底位於 10 公里高度處，模式底部在地面。模式水平方向取 72 格點， $\Delta x = 5$ 公里，垂直方向取 32 層，近地面處解析度較高，高層解析度較小。積分時階 $\Delta t = 10$ 秒。

本模式的詳細說明參見胡 (1987)。

三、數值模擬

本節利用二維流體靜力平衡模式，討論在美國標準大氣 (參見表 1, Hess, 1959) 及設定的濕度場內，水汽在焚風現象中扮演的角色，及平均風場對焚風強度的影響。由於模式是二維的，所以山岳地形取下述高斯剖面 (Gaussian Profile)，其公式為：

$$h(x) = h_m e^{-\left(\frac{x-x_0}{a}\right)^2} \quad (3.1)$$

本節模擬中取 $h_m = 1000$ 公尺， $a = 20$ 公里，在沒有摩擦力的條件下，分別作 6 個模擬，其內容

參見表 2。表 2 各圖為模式積分 3 小時的結果。

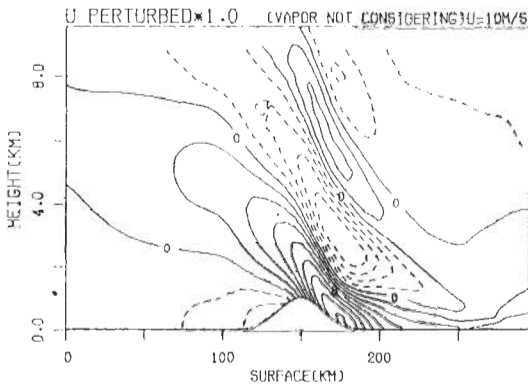
表 1 美國標準大氣及本文設定相對濕度

高度 (km)	氣壓 (mb)	溫度 (°C)	相對濕度 (%)
0	1013.25	15.0	99
1	898.71	8.5	98
2	794.90	2.0	96
3	700.99	-4.5	94
4	616.29	-11.0	92
5	540.07	-17.5	90
6	471.65	-24.0	85
7	410.46	-30.5	80
8	355.82	-37.0	75
9	307.24	-43.5	70
10	264.19	-50.0	50
(10.769)	(234.53)	-55.0	40
11	226.19	-55.0	30
12	193.38	-55.0	25
13	165.33	-55.0	20
14	141.35	-55.0	20
15	120.86	-55.0	20
16	103.30	-55.0	20
17	88.34	-55.0	15
18	75.53	-55.0	10
19	64.57	-55.0	10
20	55.21	-55.0	10

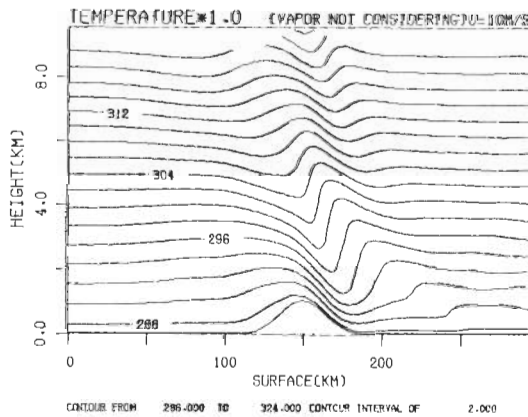
表 2 本文中 6 個數值模擬的內容

模擬編號	水平風速	水汽加入	結果
1	10 m/s	無	圖 6, 圖 7, 圖 8, 圖 27 a
2	10 m/s	有	圖 9, 圖 10, 圖 11, 圖 12, 圖 27 b
3	5 m/s	無	圖 13, 圖 14, 圖 15
4	5 m/s	有	圖 16, 圖 17, 圖 18, 圖 19, 圖 27 c
5	20 m/s	無	圖 20, 圖 21, 圖 22
6	20 m/s	有	圖 23, 圖 24, 圖 25, 圖 26, 圖 27 d

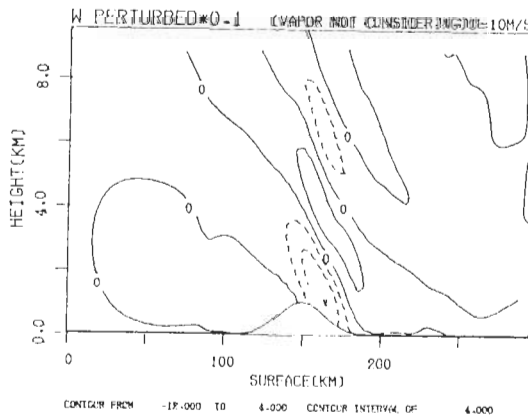
第 1 個模擬水平風速 $u = 10$ m/s，不加入水汽，結果在圖 6 中顯示山背的下波擾動 $u' = 14$ m/s， $w = -0.8$ m/s，且山岳波呈明顯的向上游傾斜，垂直波長約為 5.8 公里。圖 7 為不同地點的地面溫度隨時間變化，圖 7 a 與圖 7 b 顯示山前



(a)



(b)



(c)

圖 6 水平均勻風速為10 m/s 的乾大氣模擬 (模擬 1)。(a)水平風速擾動場 (b)位溫場 (c)垂直風速場。

溫度變化不大，圖 7c 顯示山頂處溫度隨時間逐漸減低 2.6°C，至 1 小時後保持不變，圖 7d 顯示山背 20 公里處，在 0.5 小時溫度上升 2.0°C，圖 7e 顯示山背 40 公里處在 1 小時溫度上升 2.0°C，山背更遠方則溫度變化不大(圖 7f)。圖 8 為不同地點的地面水平風速擾動隨時間變化。圖 8a 與圖 8b 顯示山前風速減慢，山頂後方 20 公里處(圖 8d)地面水平風速先迅速增加，後呈緩慢增加，山頂後 40 及 60 公里(圖 8e 及 8f)則水平風速先略減小再迅速增加，然後再呈緩慢增加。

第 2 個模擬係在第 1 個模擬的大氣條件下加入設定的濕度場，結果參見圖 9 至圖 12。比較圖 9 與圖 6 顯示：加入水汽後使水平風速下坡擾動減小，山岳波振幅減小，且向上游傾斜較不明顯，水汽因山脈阻擋而在迎風坡形成地形雲，並因凝結作用造成上升氣流，而上升氣流中心四周有補償性的下降運動。比較圖 10 與圖 7 顯示：加入水汽後，山背的溫度上升幅度較大，且持續時間較久，換言之，水汽的凝結作用會增加山背焚風效應。比較圖 11 與圖 8 顯示，加入水汽後不但 u' 擾動變小，且呈波動狀，由圖 12 顯示山背 20 至 40 公里，相對濕度由 100% 呈波狀遞減至 60%， u' 與相對濕度呈波狀係由於美國標準大氣為條件性不穩定大氣所致。

第 3 個模擬係乾大氣中取均勻風速為 5 m/s，此時垂直波長為 2.9 公里，圖 13 顯示山背的水平及垂直擾動分別為 $u' = 10 \text{ m/s}$ ， $w = -0.4 \text{ m/s}$ ，均小於均勻風速為 10 m/s 的第 1 個模擬。比較圖 14、15 與圖 7、8 顯示均勻風速較小時，山背處溫度上升較小，風速隨時間變化幅度亦較小。

第 4 個模擬(圖 16 至圖 19)係在第 3 個模擬中加入水汽，與第 3 個模擬(圖 13 至圖 15)比較顯示加入水汽後山背 u' 及 w 擾動變小，惟溫度上升幅度較大且呈持續增加。比較第 2 個模擬與第 4 個模擬顯示均勻風速較大時，山背焚風的效應較大且延伸距離較遠。

第 5 個模擬(圖 20 至圖 22)取乾大氣均勻風速為 20 m/s，此時垂直波長為 11.6 公里。圖 20 顯示山背的 u' 及 w 最大擾動並不在地面處而係在山

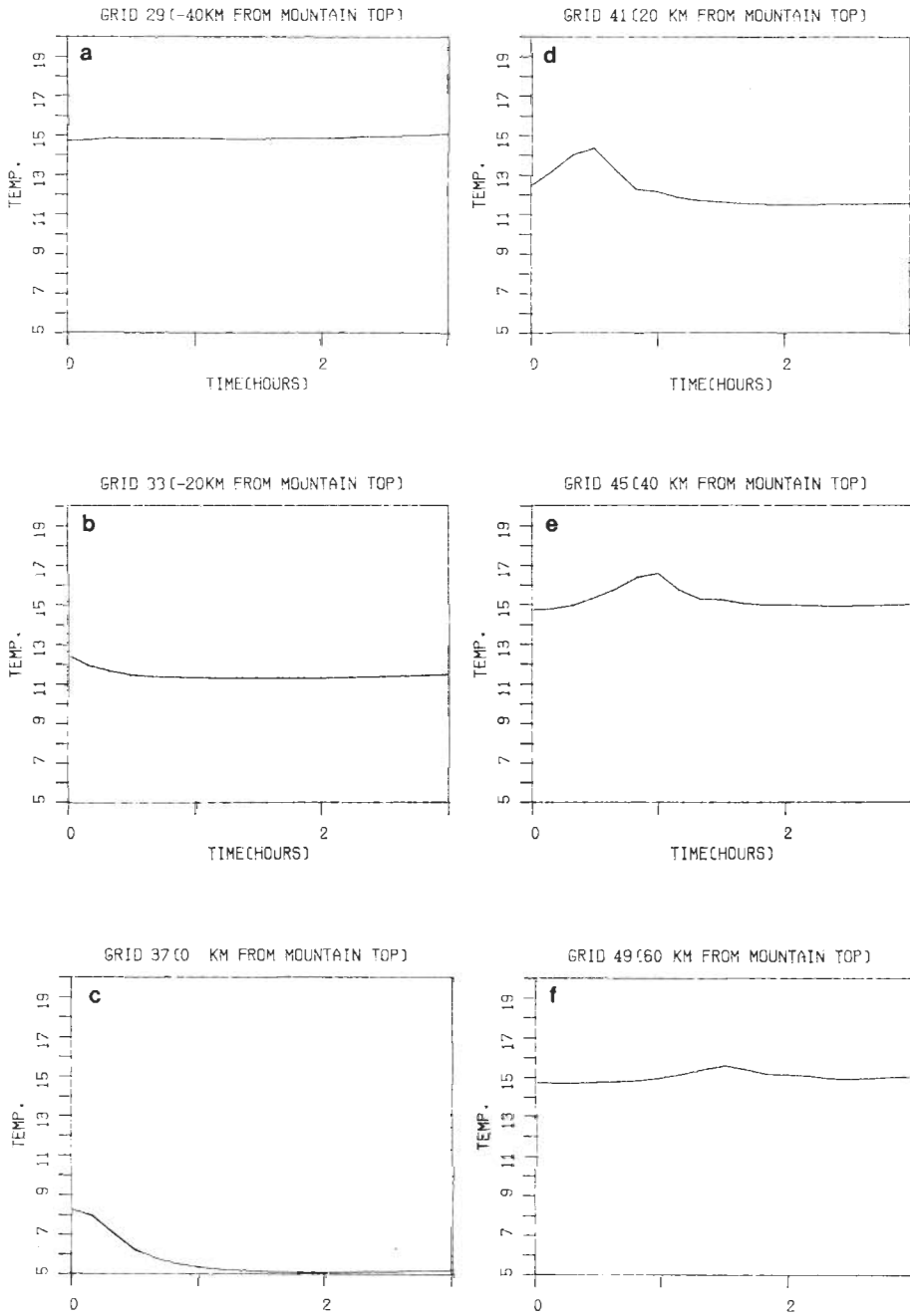


圖 7 模擬 1，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

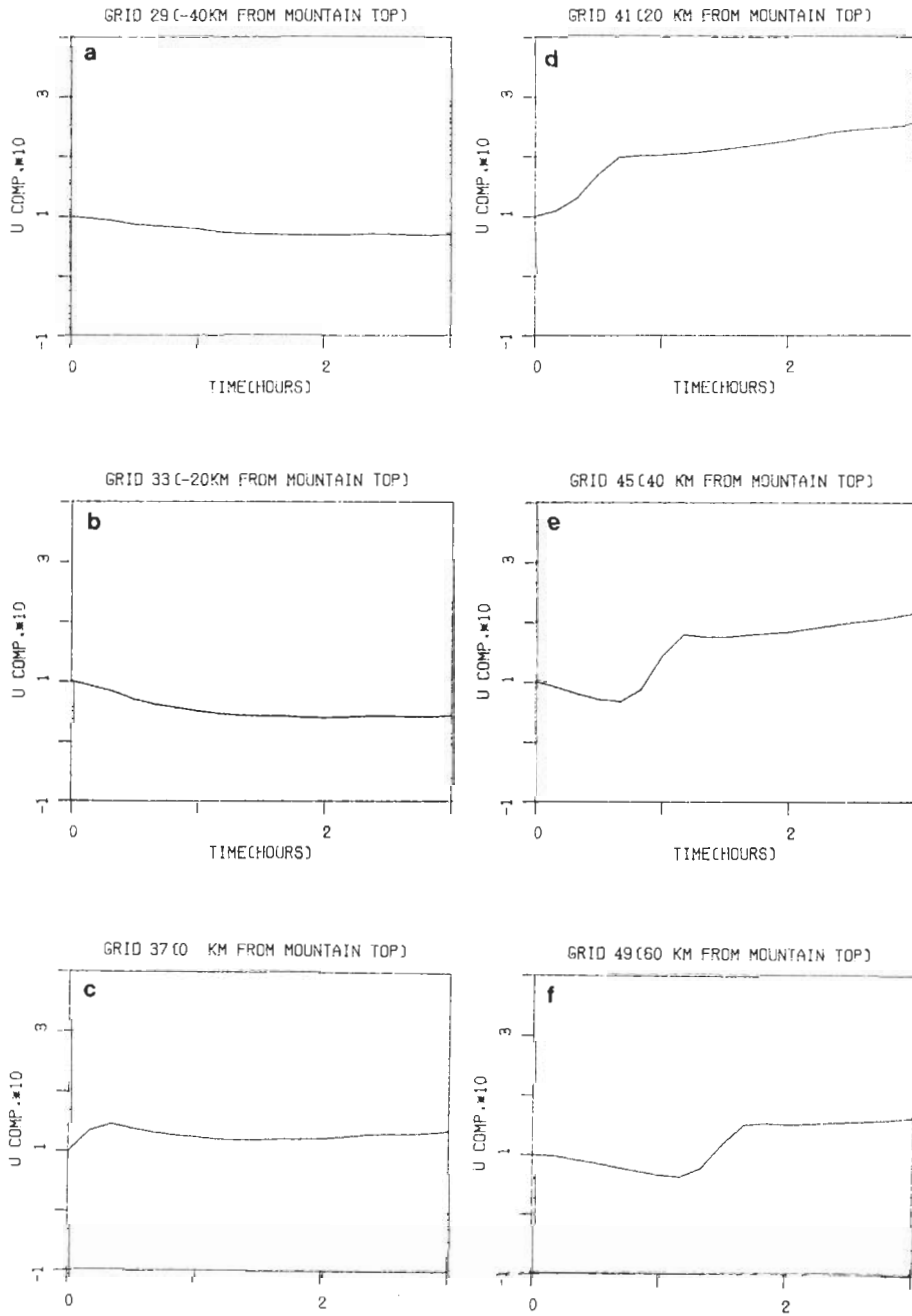


圖 8 模擬 1，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

頂上方 4 至 5 公里處，山岳波呈直立狀，由於垂直波長約等於對流層厚度，山背處 u' 及 w 擾動反較均勻風速為 10 m/s 時為小。

第 6 個模擬 (圖 23 至圖 26) 係將第 5 個模擬加入水汽，山背 40 公里至 60 公里處溫度上升達 3.8°C ，相對濕度則降至 60% 。

圖 27 為第 1、2、4、6 四個模擬中不同高度的空氣質點在模擬 0.5 小時後的運動軌跡。圖 27 a 顯示乾流場中， $u = 10\text{ m/s}$ 時，山前近地層的質點無法爬過山頂，山前 1 公里高度處的質點越過山頂後，會沿背風坡下衝接近地面。圖 27 b 加入水汽後，山前近地層的質點因水汽凝結釋放潛熱得到足

夠能量爬過山頂，山前 1 至 2 公里的質點也因潛熱而在山頂前 (Wall cloud 處) 上升，惟質點越過山頂後沿背風坡下降的深度不及乾大氣。圖 27 c 顯示均勻風速較小，質點平流慢，山前近地層質點無法爬過山頂。圖 27 d 顯示均勻風速為 20 m/s 時，山前近地層質點可爬過山頂而達山背近地面處。

本節模擬的初步結論為：

1. 加入水汽後，山背的焚風現象會增強，且持續時間較久，發生焚風的範圍較大。
2. 均勻風速愈大，焚風的現象愈明顯，惟山背的擾動 u' 及 w 在垂直波長為對流層厚度的 $1/2$ 時為最大。

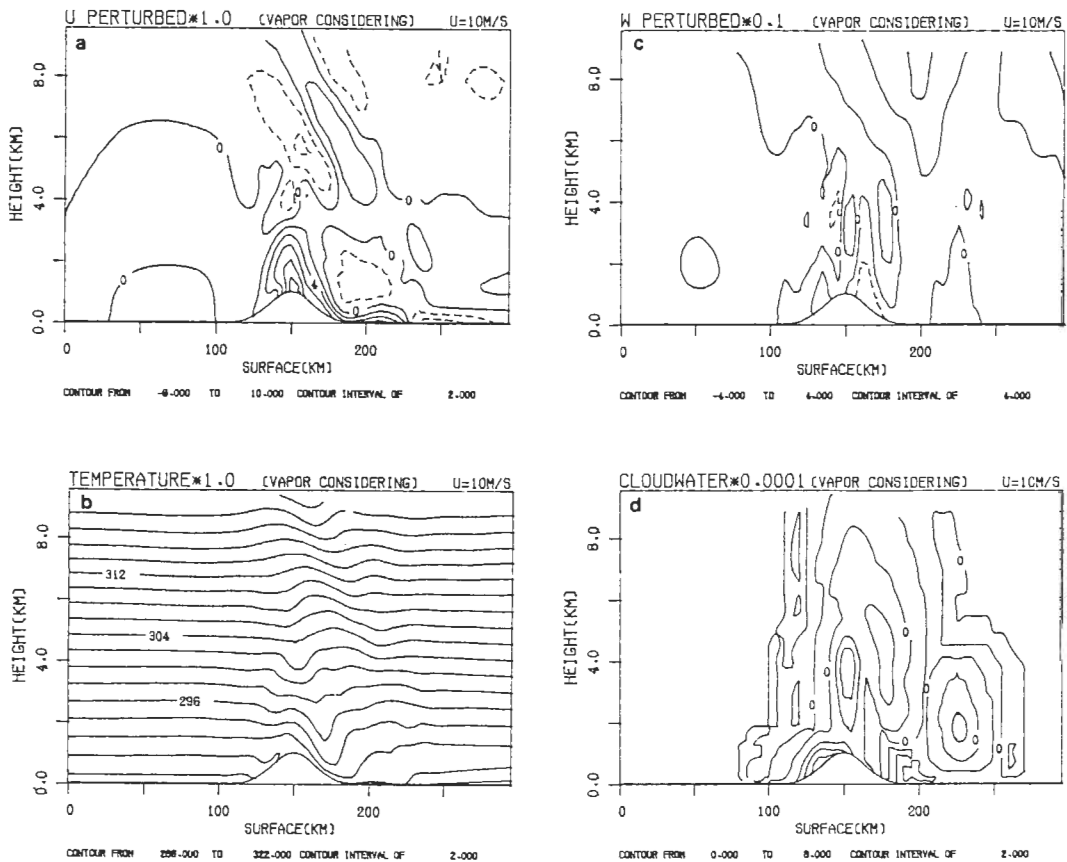


圖 9 水平均勻風速為 10 m/s 的濕大氣模擬 (模擬 2)。(a)~(c)各圖同圖 6，(d)雲水場。

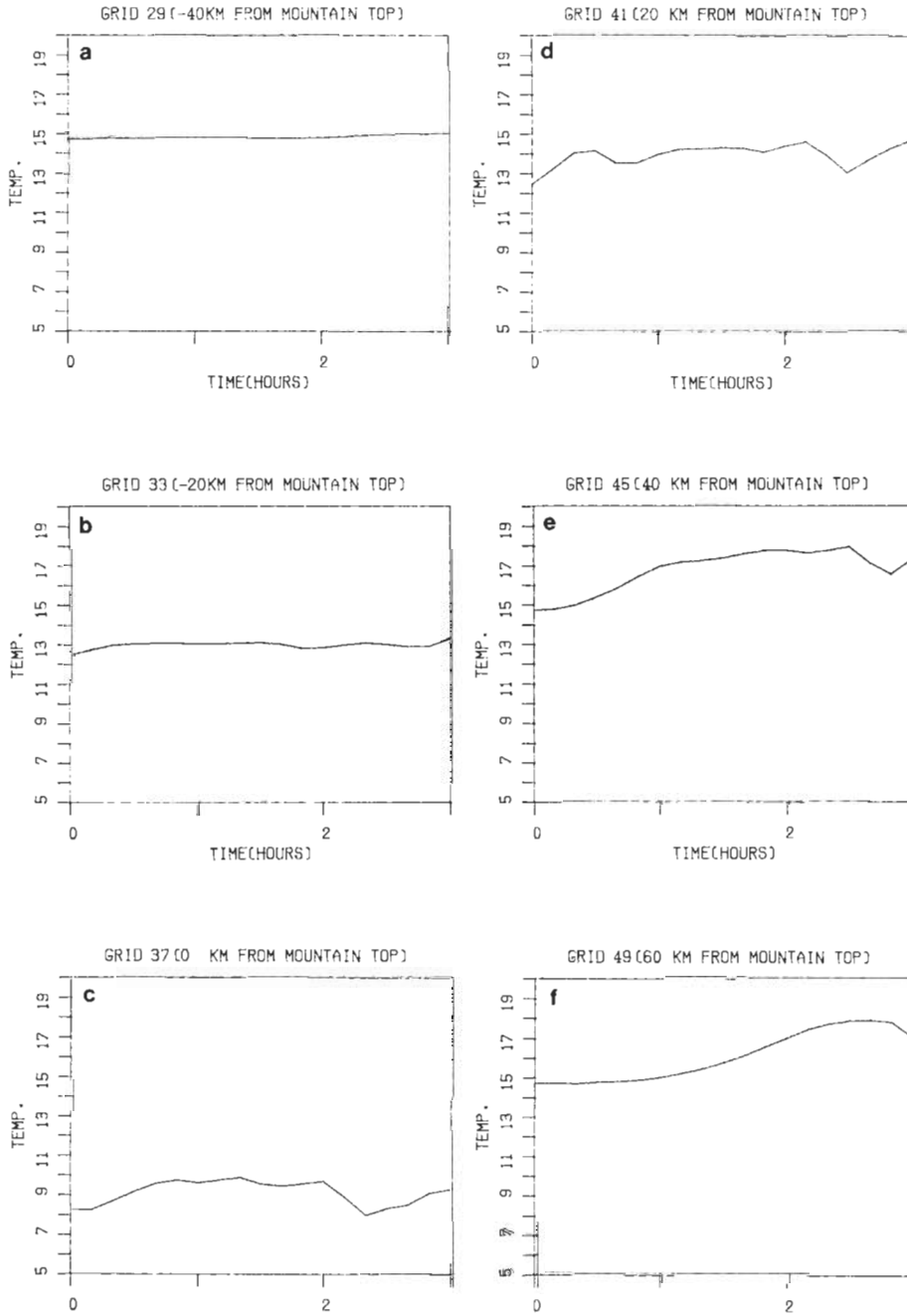


圖10 模擬 2，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

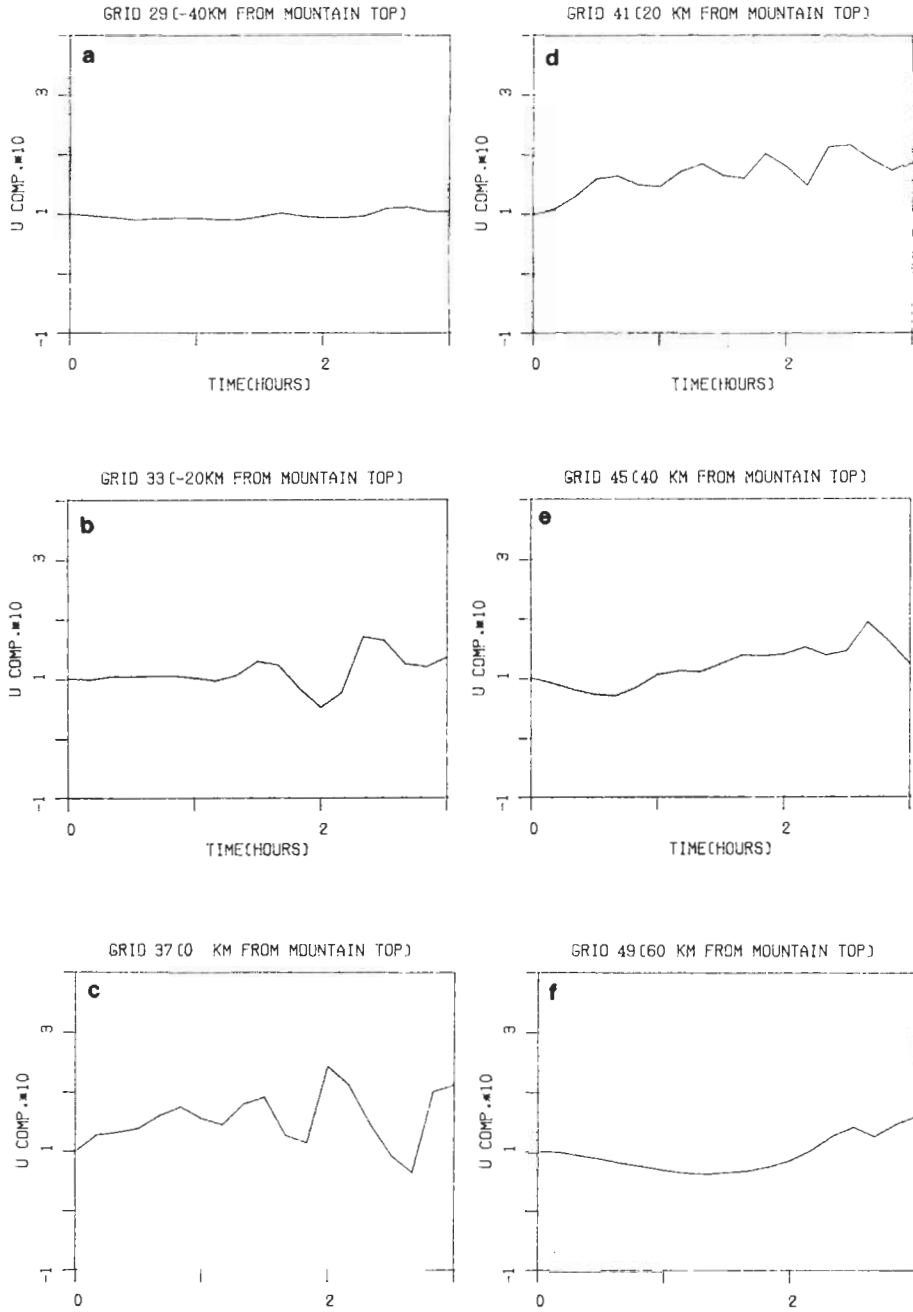


圖 11 模擬 2，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

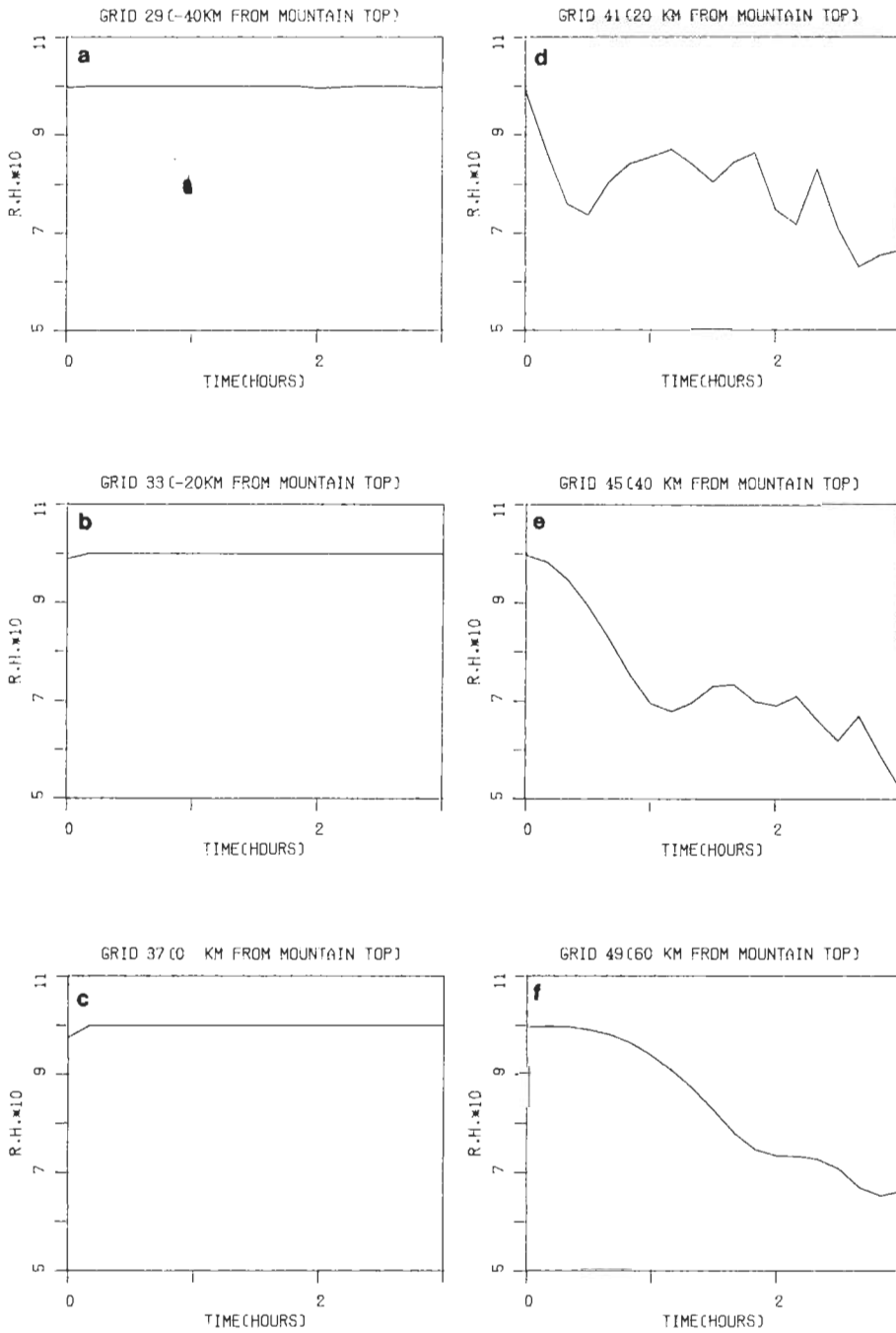


圖 12 模擬 2，位於山頂不同距離的地面相對濕度變化。

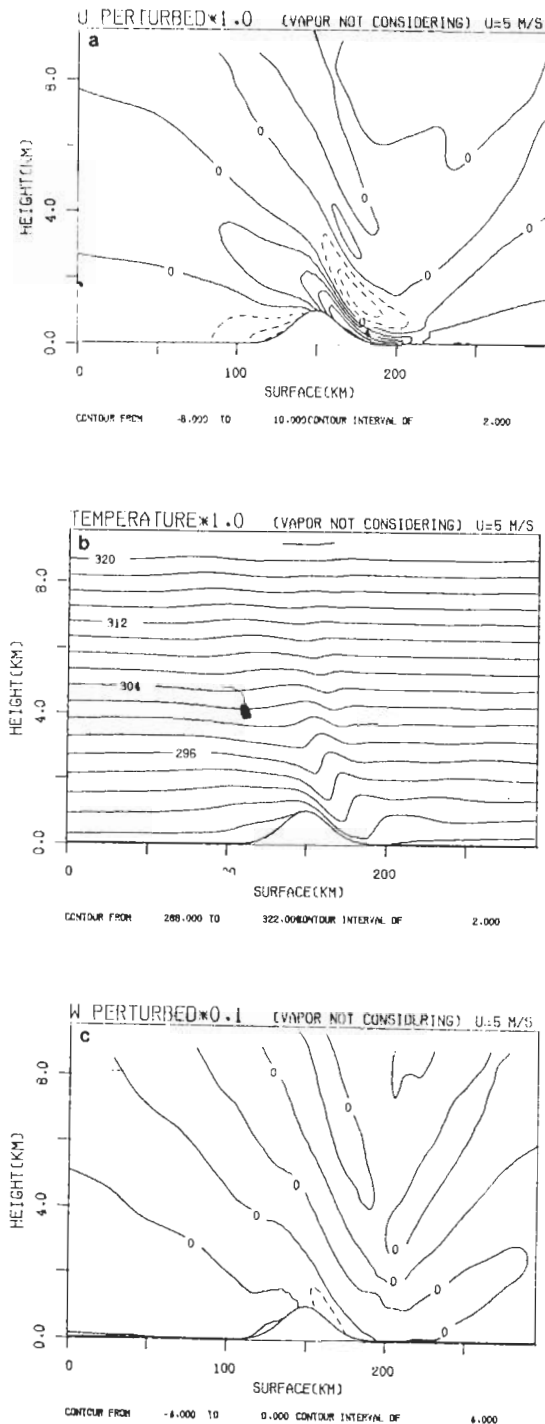


圖13 水平均勻風速為 5 m/s 的乾大氣模擬 (模擬3)。(a)~(c)各圖同圖6。

3. 乾大氣中，均勻風速為 10 m/s 時，山前近地層空氣質點無法爬過山頂；加入水汽後，山前的地形雲牆所釋放的凝結潛熱會使質點加熱上升，越過山頂後沿背風坡下沉，惟其下沉深度不及乾大氣者。
4. 風速較小時 ($u = 10 \text{ m/s}$)，背風坡近地層的氣流來自迎風坡前山頂高度處；風速夠大時 ($u = 20 \text{ m/s}$) 背風坡近地層的氣流則來自迎風坡前近地面處。

四、實例研究

作者選擇民國60年9月22日侵台的貝絲 (Bess) 颱風個案 (中央氣象局, 1971)，討論颱風接近台灣誘發焚風的現象。

圖28顯示貝絲颱風的路徑，9月17日20時首先在 17°N ， 148.8°E 發展成輕度颱風，19日20時位於 20.4°N ， 138.2°E ，中心最大風速為 63 m/s ， 15 m/s 之暴風半徑達300浬， 25 m/s 之半徑為100浬，顯然已發展為強烈颱風。22日22時貝絲颱風由宜蘭北方登陸，翌晨由桃園附近出海，威力減弱，進入中國大陸減弱為熱帶低壓後消失。圖29顯示22日20時地面及500毫巴天氣圖，圖29 a 顯示北緯 30° 至 40° 間為一高壓區，圖29 b 則顯示太平洋高壓向西延伸至中國大陸，兩圖均顯示貝絲颱風隨駛流穩定走向西北西。圖30顯示9月22日台灣各測站的溫度變化，由該圖顯示台東 (站號760) 及新港 (站號761) 在22日21時開始發生焚風現象，至於偏南的大武 (754) 及偏北的宜蘭 (708) 則並沒有焚風現象，台灣西部各站溫度亦僅有日變化而無焚風現象，可見颱風誘發焚風是相當局部 (local) 的現象。

圖31為焚風發生前 (22日20時) 的地面資料，台灣西部吹西北風，台東、大武則吹偏南風，圖32顯示台東風場、溫度及相對濕度的逐時變化，圖32 a 顯示發生焚風時，風向由偏南風轉為偏西風，風速由 2 Kts 增大至 7 Kts 以上，圖32 b 顯示在2小時內溫度由 27.1°C 上升至 35.5°C ，上升幅度高達 8.4°C ，圖32 c 顯示相對濕度由 89% 劇降

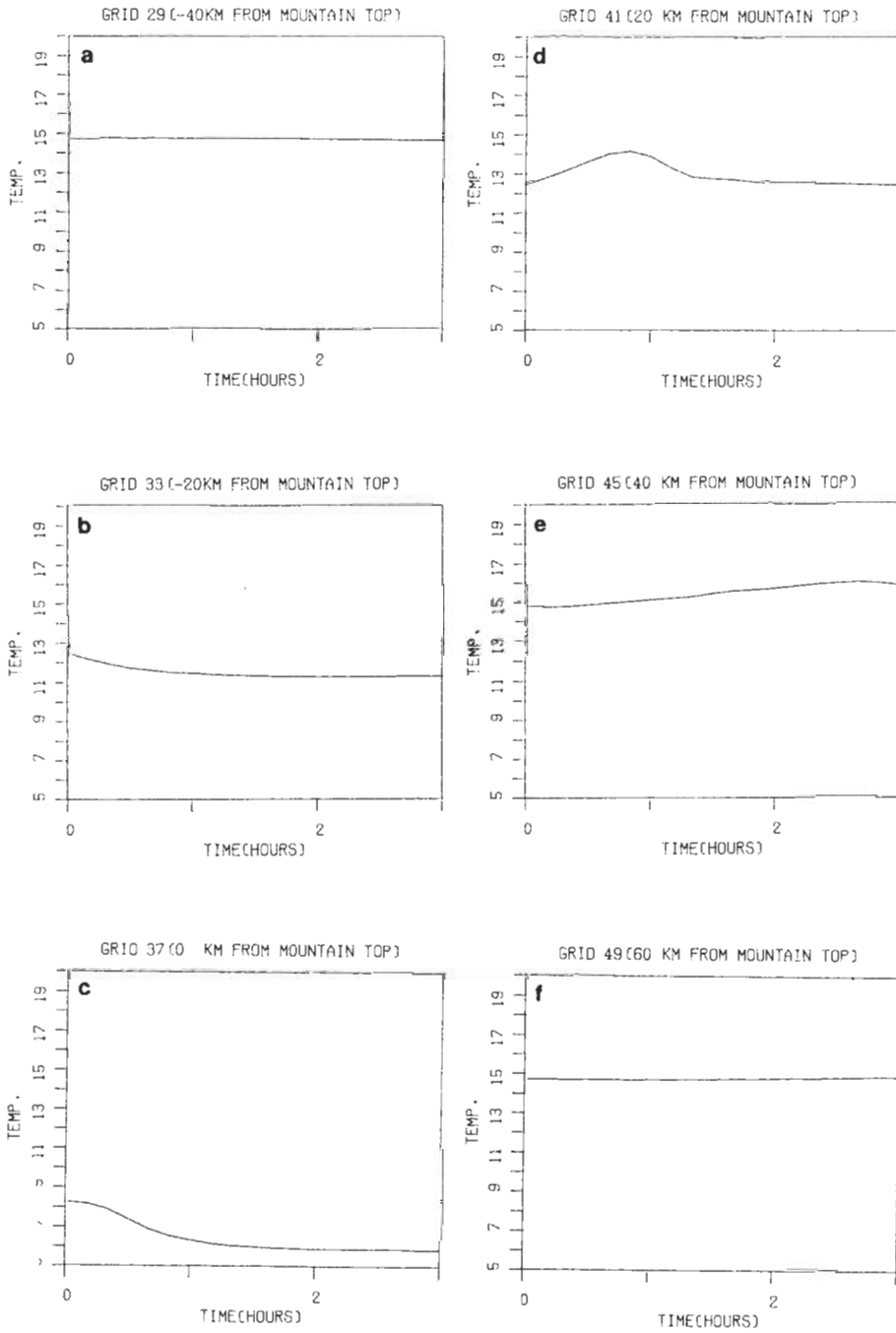


圖14 模擬3，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

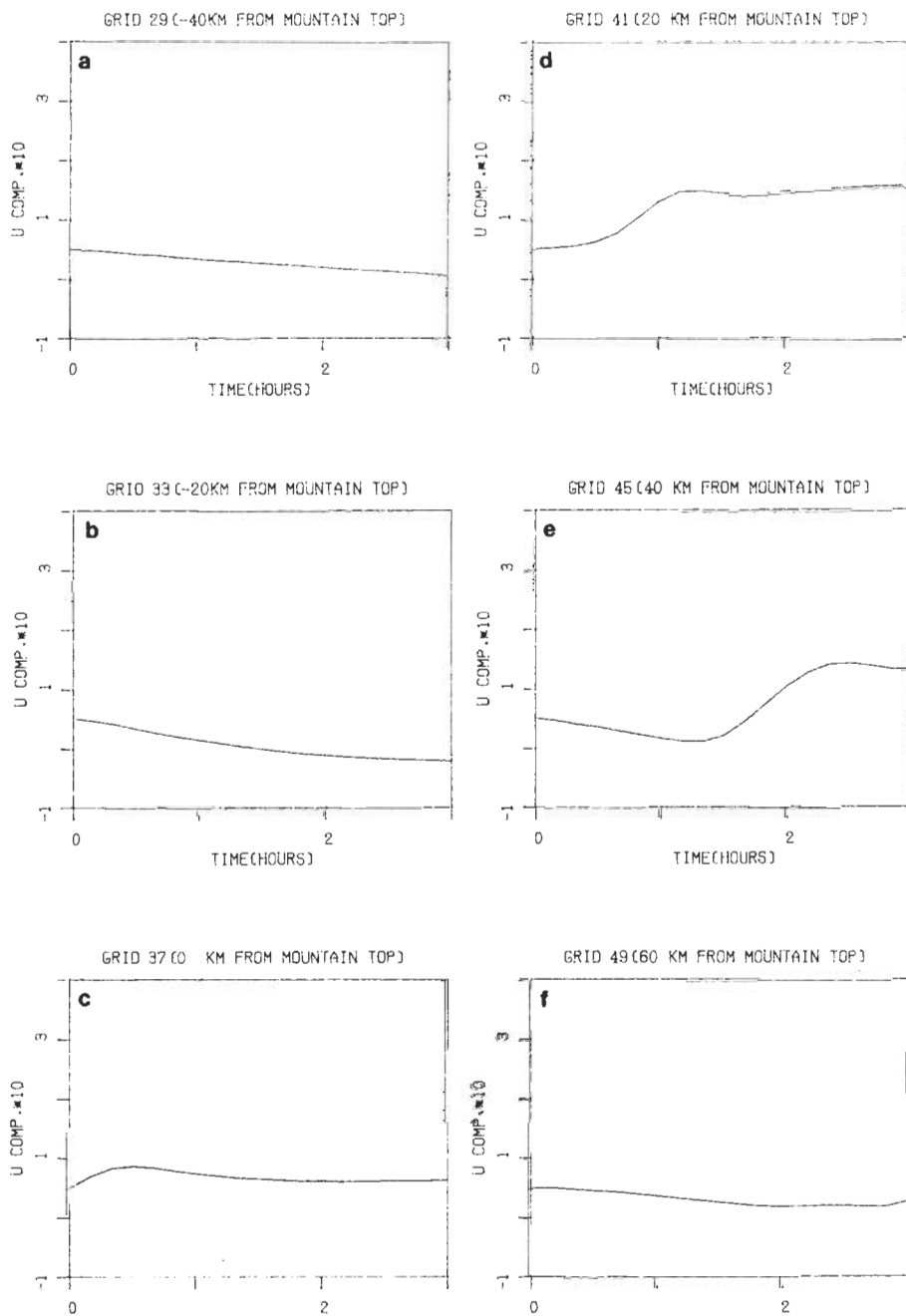


圖15 模擬3，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

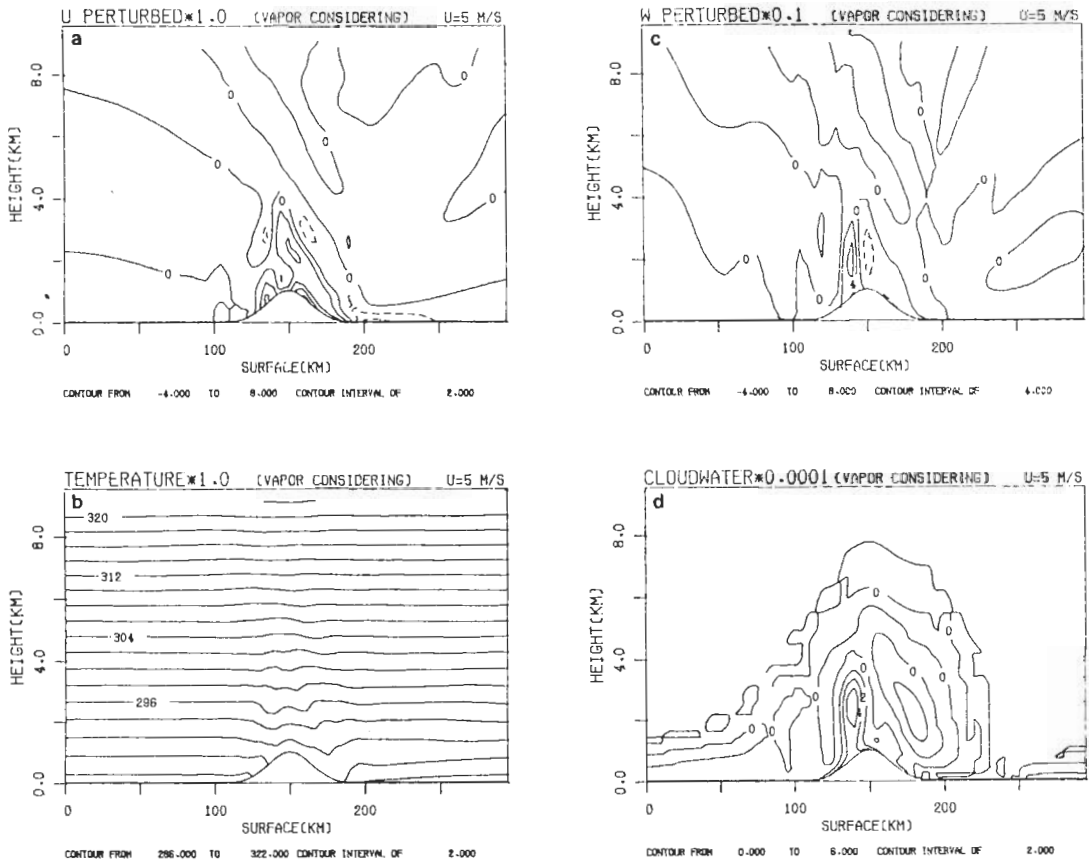


圖 16 水平均勻風速為 5 m/s 的濕大氣模擬 (模擬 4)。(a)~(d)各國同圖 9。

至 40%。由上述資料顯示貝絲颱風在宜蘭北方登陸時，颱風環流受中央山脈影響，在台東、大武誘發焚風現象。本節即針對此現象進行數值模擬。

首先，我們選用 9 月 22 日 20 時東港 (747) 的探空資料 (圖 33) 代表上游流場的大氣狀況。圖 33 顯示低層大氣的水汽充足，850 毫巴及 350 毫巴高度處各有一穩定層存在，地面至 850 毫巴間吹偏北風，風速由 25 Kts 隨高度增至 40 Kts，850 毫巴至 300 毫巴間吹西北風，平均風速約為 35 Kts，250 毫巴以上吹東北風，風速減弱為 25 至 30 Kts。

由於數值模式是二維的，所以地形也採用二維剖面。Wallace (1983) 認為讀取地形高度不

恰當是造成數值模擬系統誤差的主要原因。本研究採用 Wallace (1983)，Dell'Osso (1984) 的包封地形法 (Envelope orography) 的觀念。首先在以 23°N 為中心，南北各 0.5° 緯度寬的範圍內讀取每公里的地形高度值，然後在 4 公里 × 4 公里的方格內求取平均與標準偏差值，再依下式相加：

$$h_*(x, y) = \bar{h}(x, y) + F\sigma_h \quad (4.1)$$

h_* 為結果， \bar{h} 為平均， σ_h 為標準偏差值，F 為權重，本文取 0.5。然後在南北方向依同法再作一次處理，即得二維的地面高度分佈。此法包含次網格地形，能正確描述地形的實際效益。由圖 34 山脈

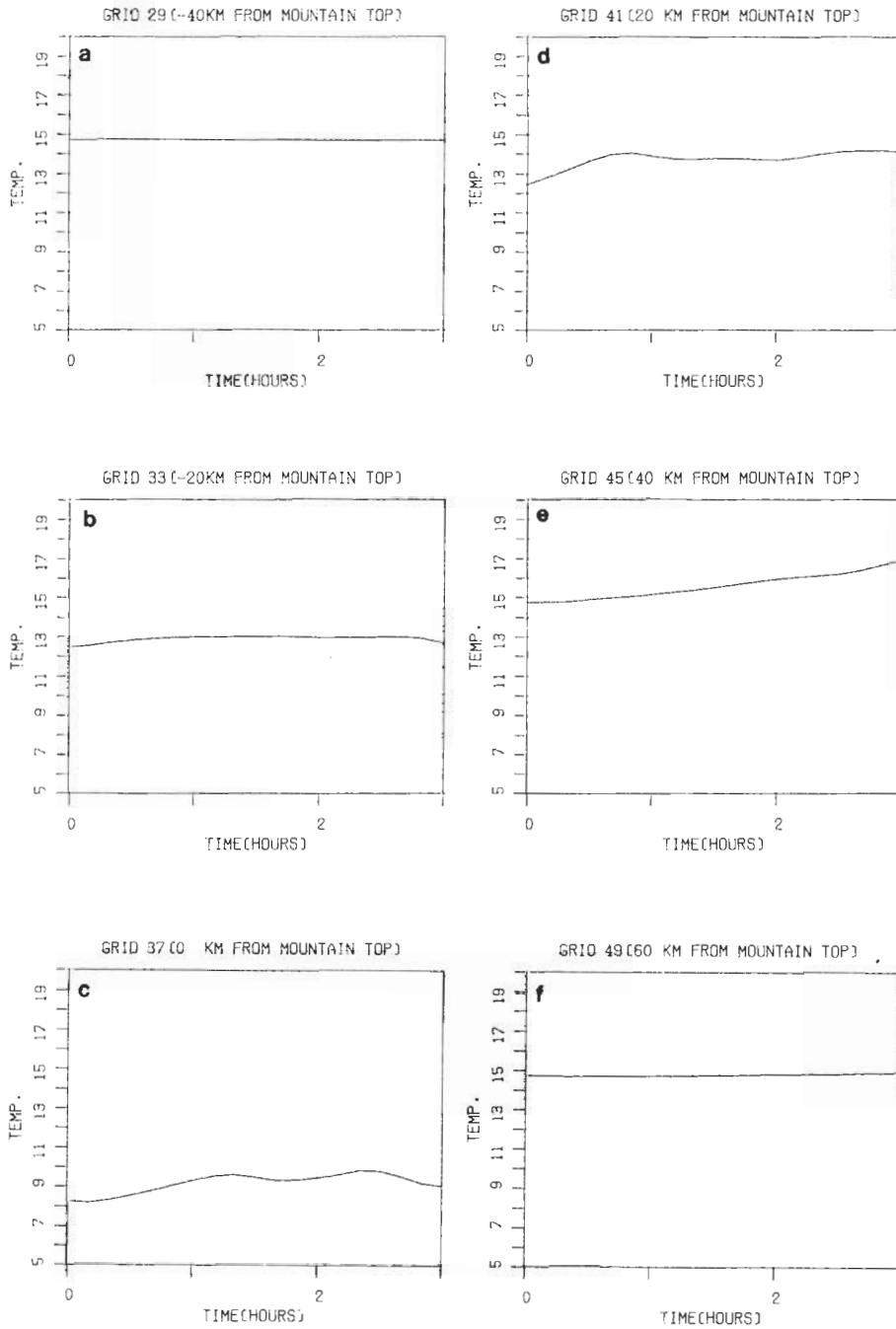


圖 17 模擬 4，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

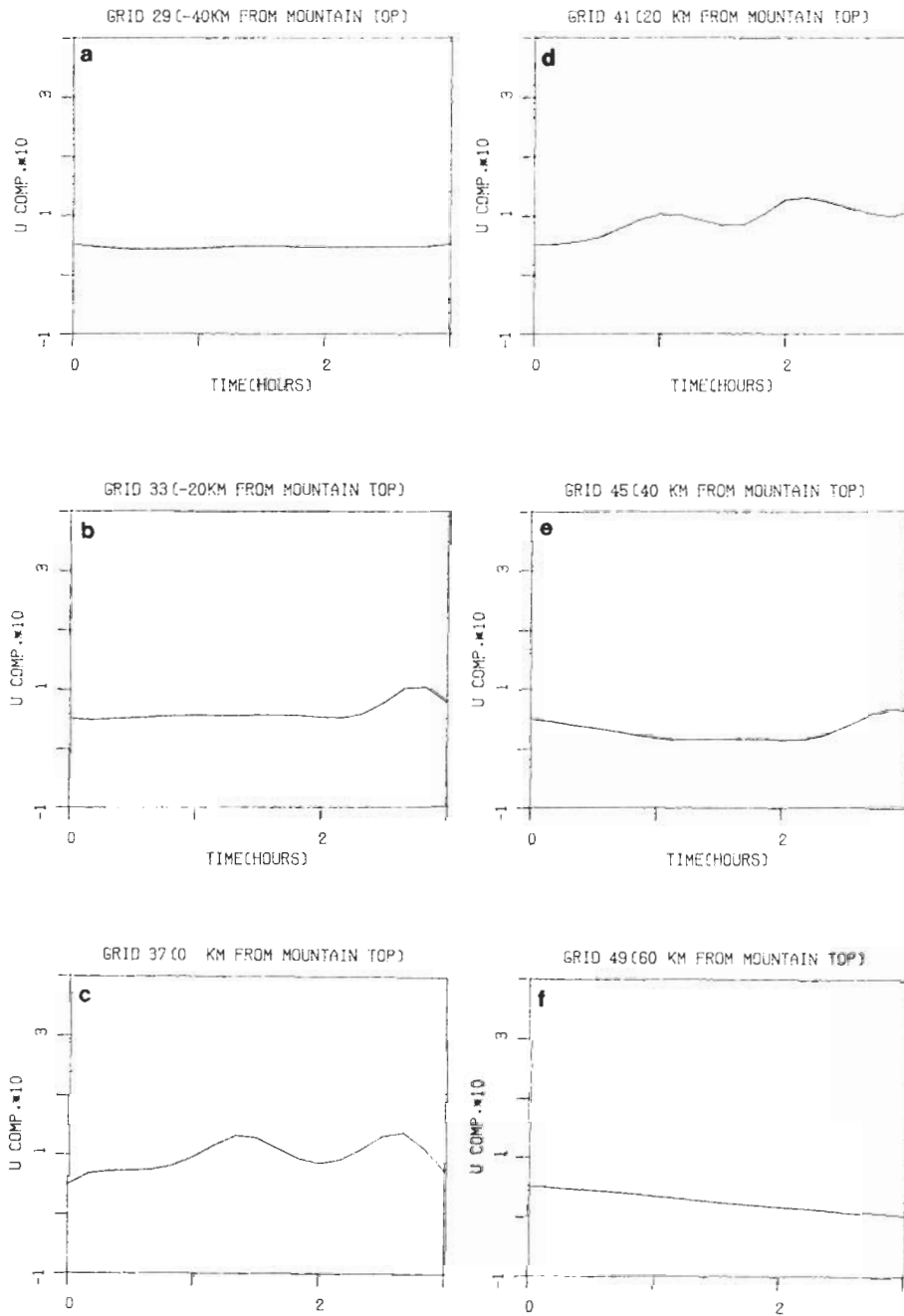


圖 18 模擬 4，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

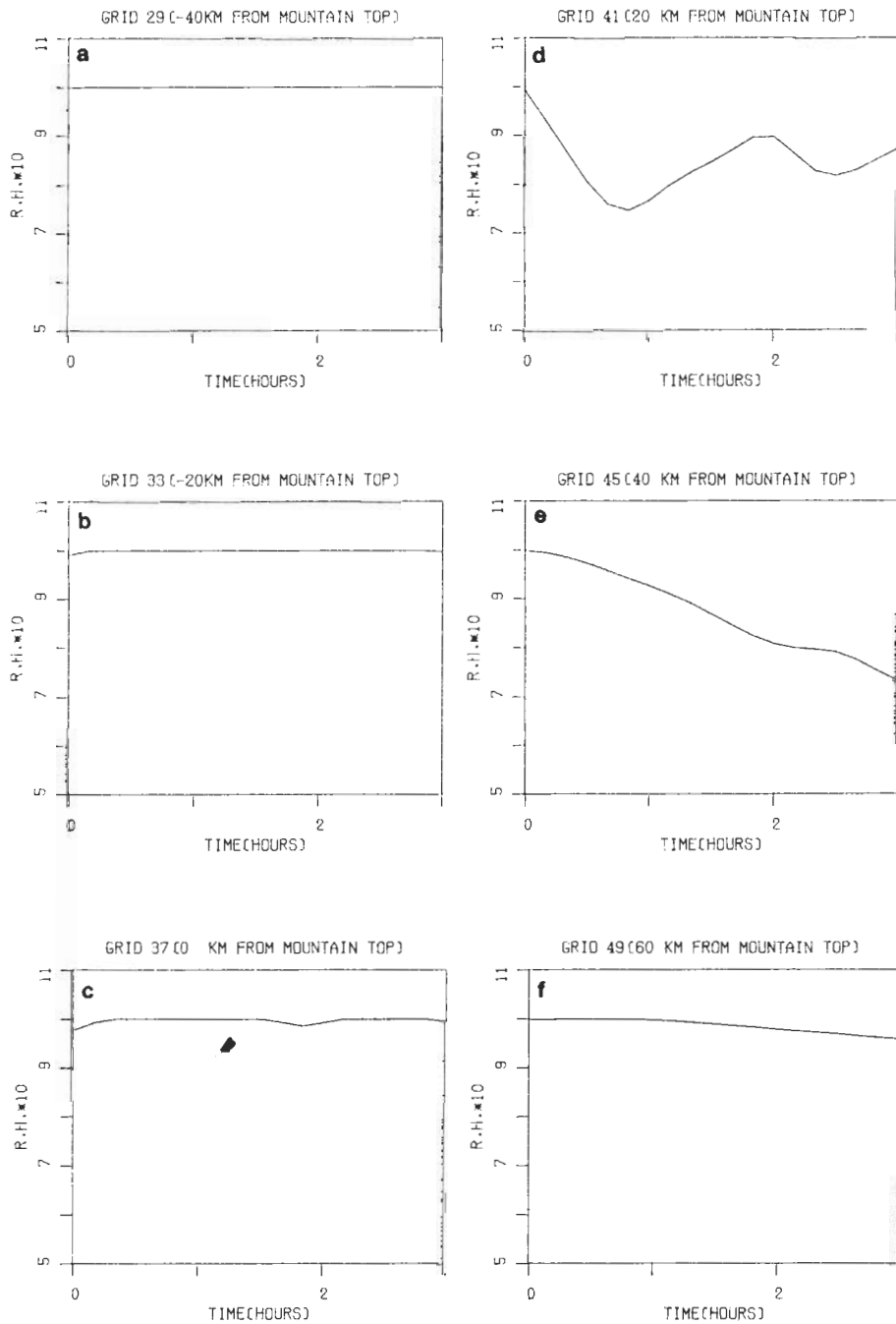


圖 19 模擬 4，位於山頂不同距離的地面相對濕度變化。

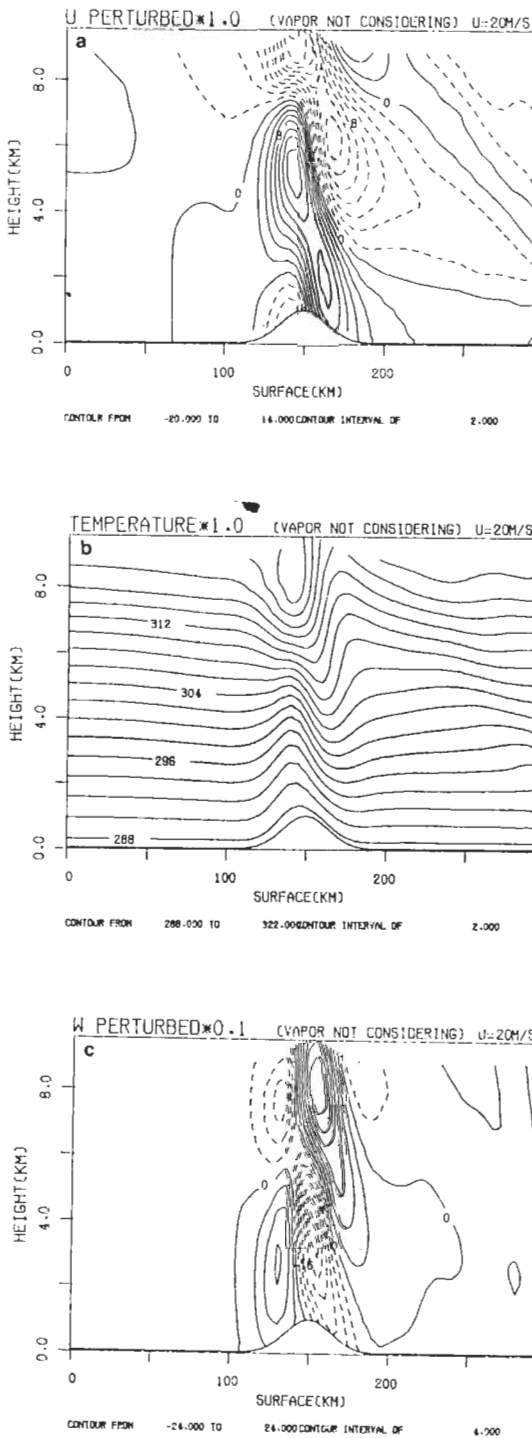


圖 20 水平均勻風速為 20 m/s 的乾大氣模擬 (模擬 5)。(a)~(c)各圖同圖 6。

地形顯示地形剖面 x 軸方向約 120 公里，山頂高度為 2200 公尺，山脈高寬比 (Aspect ratio) 在台灣西部約為 0.05，而在台灣東部約為 0.08，顯然台灣東部山脈更陡峻。

在輸入探空資料及地形高度後，我們就可進行數值模擬。首先，我們討論不考慮水汽的乾大氣場。圖 34 是採用民國 60 年 9 月 22 日 20 時探空資料，模式積分 3 小時的結果。圖 34 顯示山後有強烈的下坡運動， $u' = 44 \text{ m/s}$ ， $w = 3.6 \text{ m/s}$ ，山前氣流受山脈阻擋而減速並產生逆流 $u' = -16 \text{ m/s}$ 。圖 34 b 顯示山背位溫有明顯的增加，等位溫線的陡度甚大，甚至造成超絕熱 (Superadiabatic) 現象，此外，山岳波的振幅隨高度明顯遞減。

其次，我們將圖 33 的露點資料同時輸入至模式，積分 3 小時得圖 35。與圖 34 比較得知加入水汽後山前減速及山後加速明顯減小，山岳波的振幅也變小，此點與 Durran 與 Klemp (1983) 的結論一致。圖 35 d 顯示在迎風坡山頂處形成一地形雲，此地形雲與圖 3 b 所示的雲牆相似。圖 36 與圖 37 分別為乾流場與濕流場沿山脈不同位置處 (距山頂 -110, -70, -30, 10, 50, 90 公里，其中距山頂 50 公里處約為台東測站位置) 的 u 分量隨時間變化，由圖 36 可知山前氣流隨時間呈緩慢減速，山頂後 50 公里處水平風速先略減，在 0.3 小時突然上升達 50 m/s，然後近似恆穩狀態 (Steady State)，山頂後 90 公里處水平風速上升的時間延後且上升的幅度較小。圖 37 與圖 36 比較得知加入水汽後，山前的減速及山後的加速作用均較小。

圖 38 與圖 39 分別為乾流場與濕流場沿山脈不同地理位置的溫度隨時間變化，由圖 38 得知山前溫度變化不明顯，山頂附近溫度隨時間降低，山頂後 50 公里處溫度在 0.5 小時由 25.2°C 上升達 7.1°C，山頂後 90 公里處溫度延後至 1 小時才上升，上升幅度僅 4.0°C。圖 39 得知加入水汽後，山頂後 50 公里處溫度上升達 8.3°C，與台東實際上升 8.4°C 極為接近。山後 90 公里處溫度延後至 1 小時上升達 8.1°C。比較圖 39 與圖 38 得知加入水汽作用

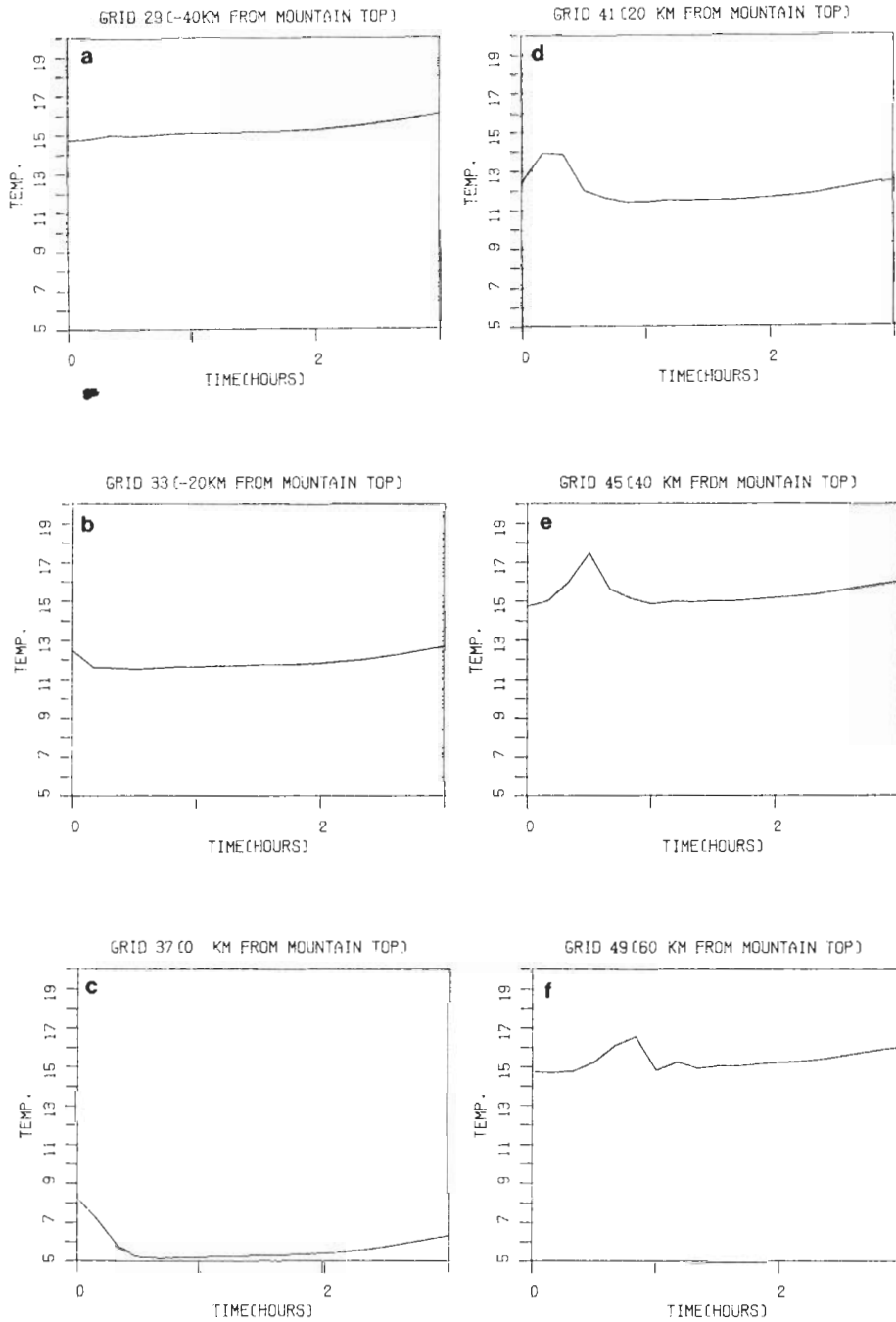


圖21 模擬 5，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

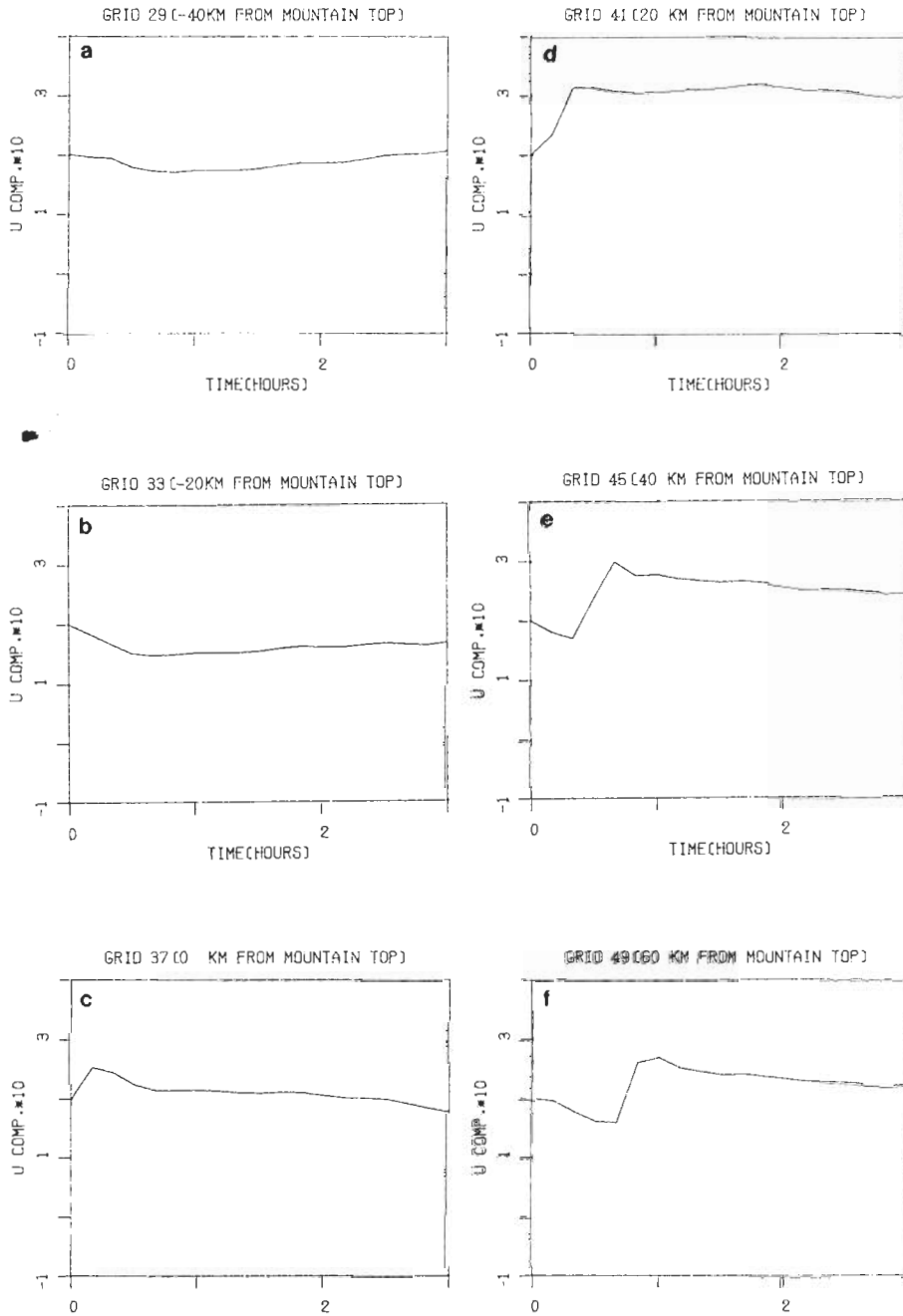


圖 22 模擬 5，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

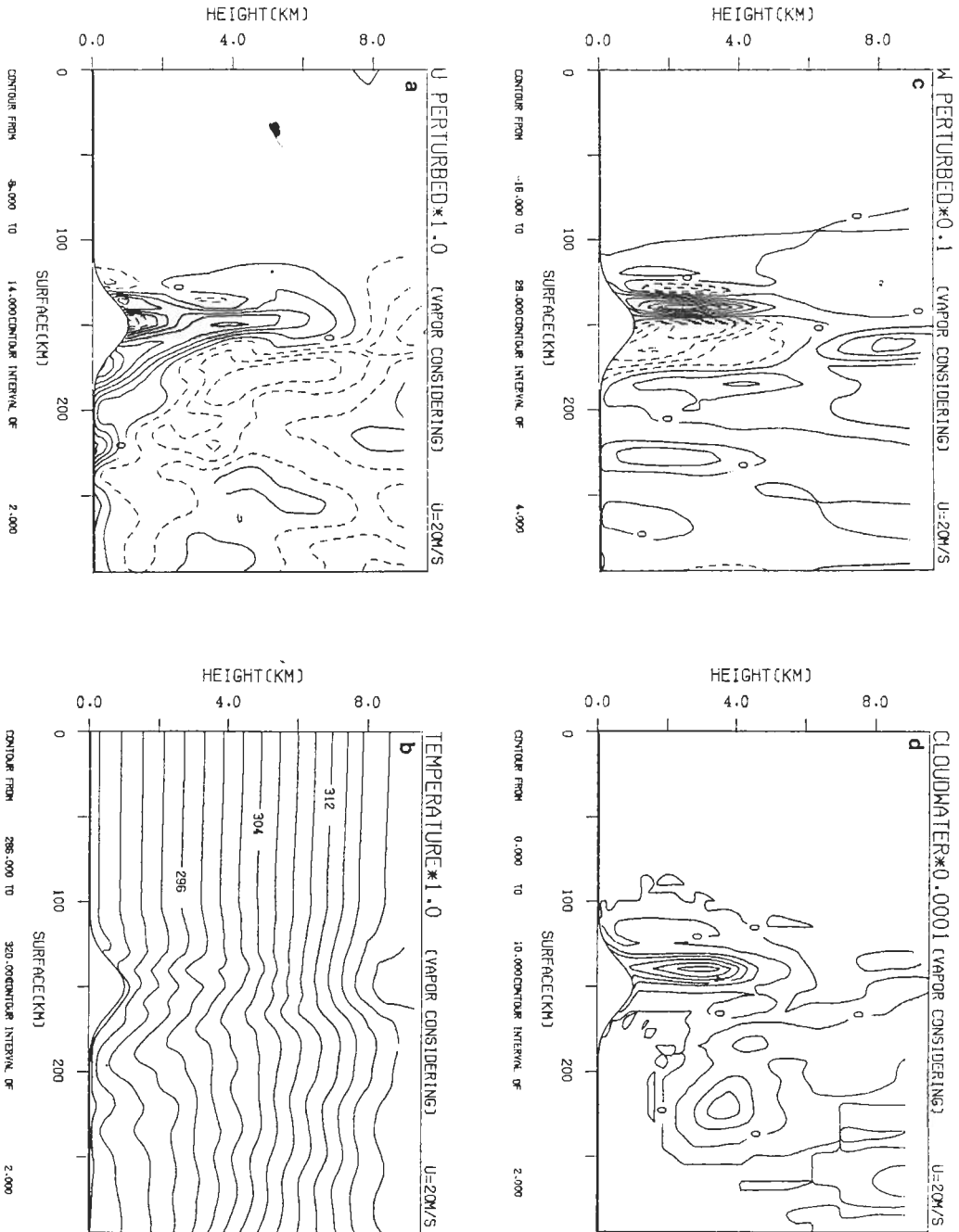


圖 23 水平均勻風速為 20 m/s 的濕大氣模擬 (模擬 6)。(a)~(d)各圖同圖 9。

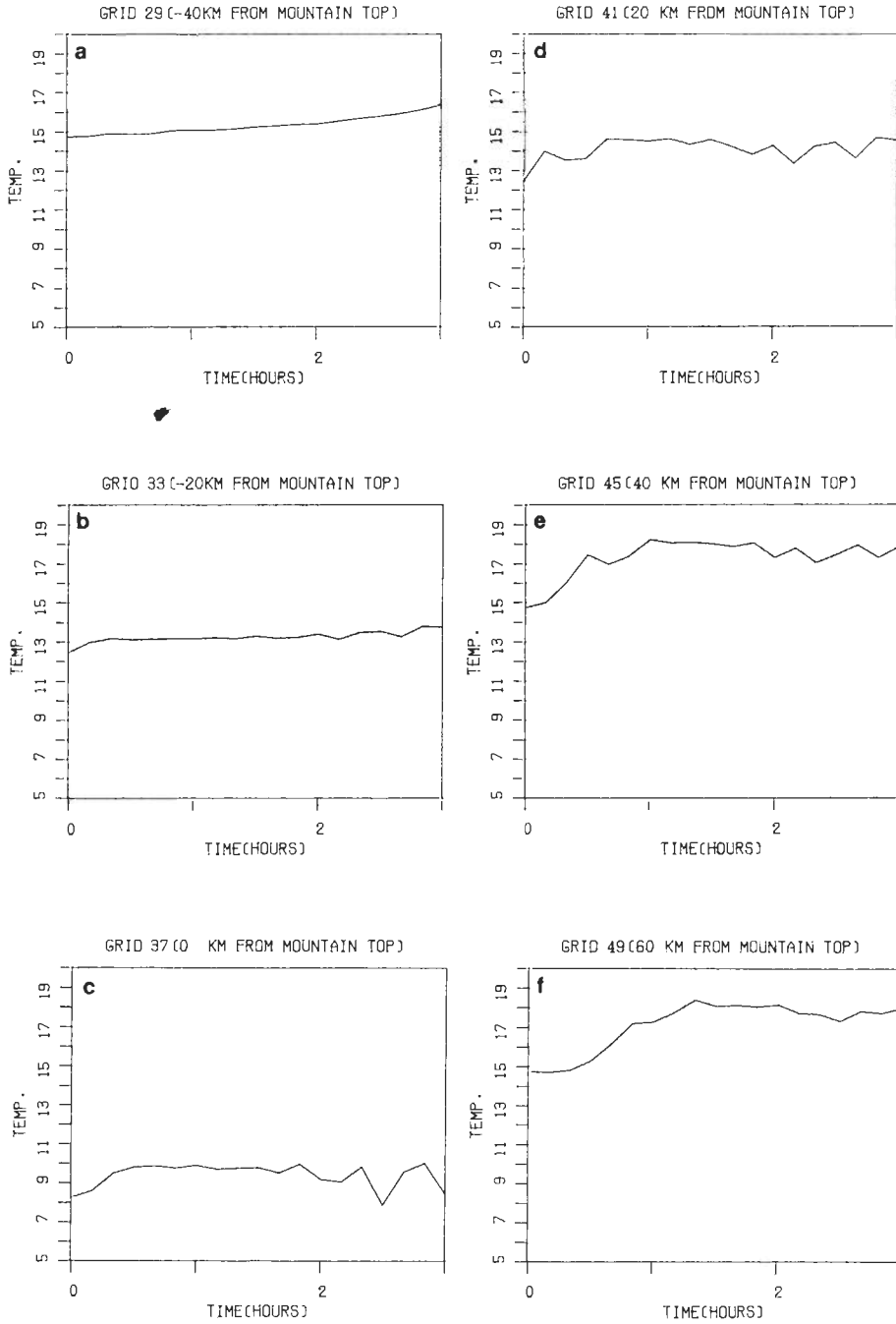


圖24 模擬6，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

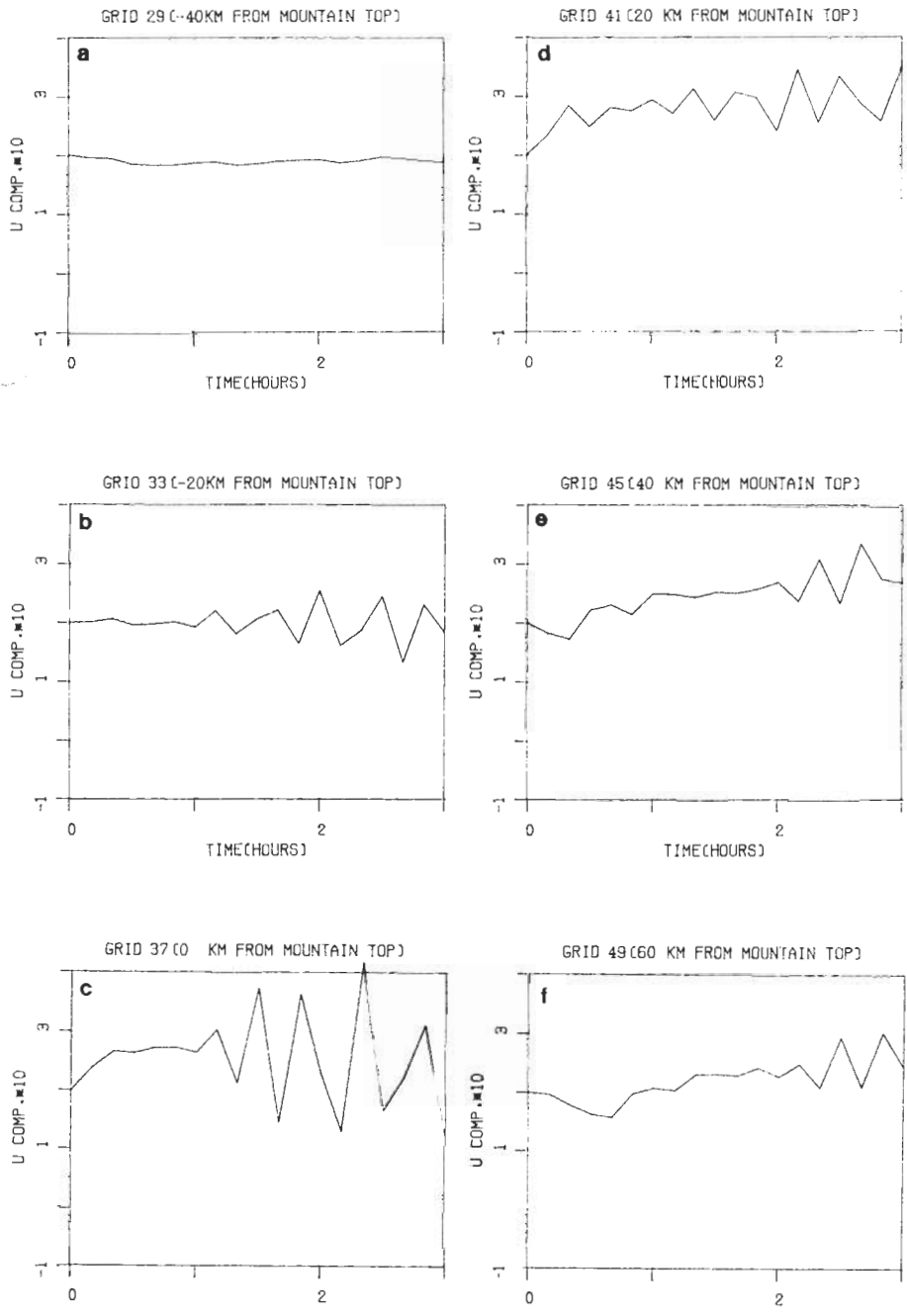


圖 25 模擬 6，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

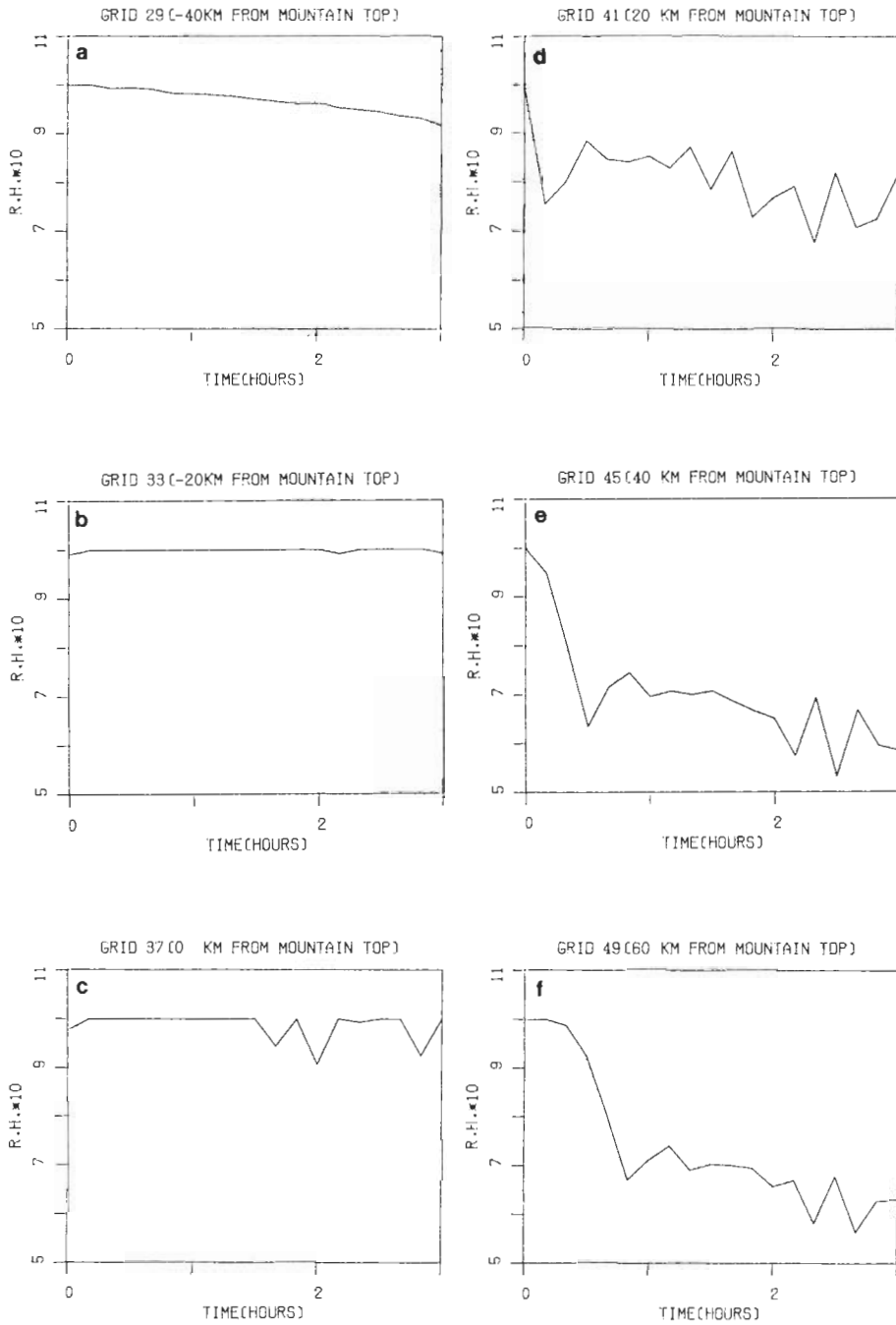


圖26 模擬 6，位於山頂不同距離的地面相對濕度變化。

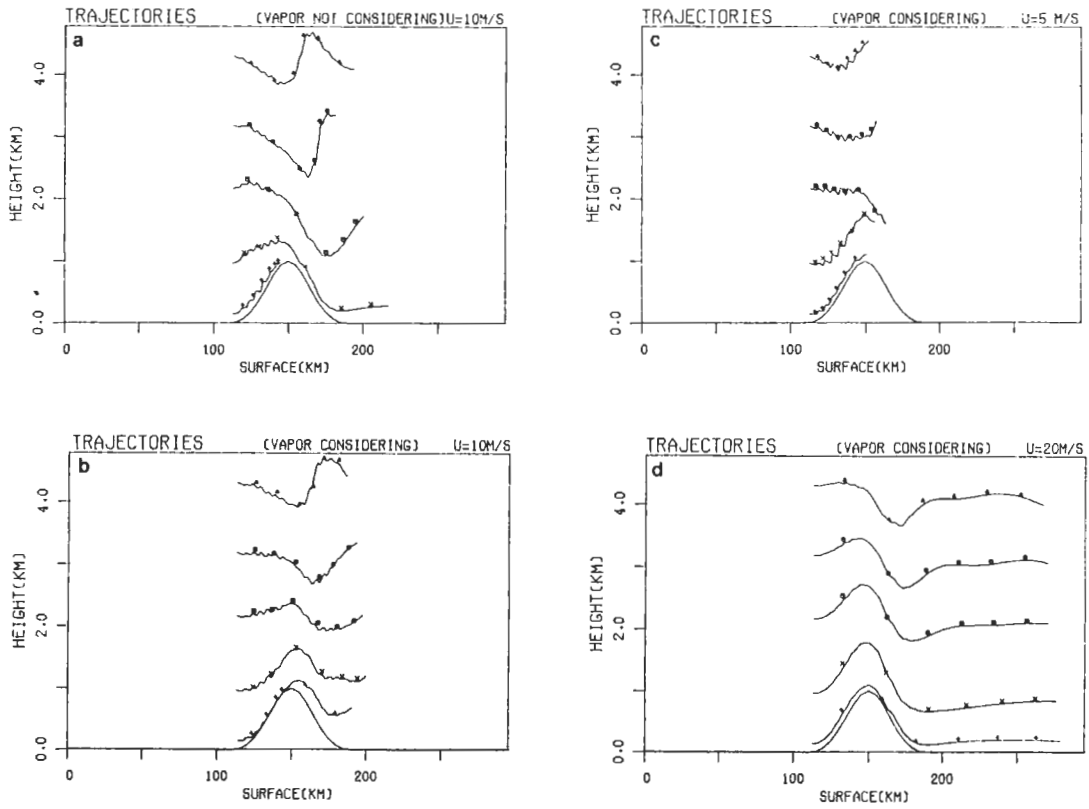


圖27 模擬 1, 2, 4, 6 中空氣質點的軌跡。

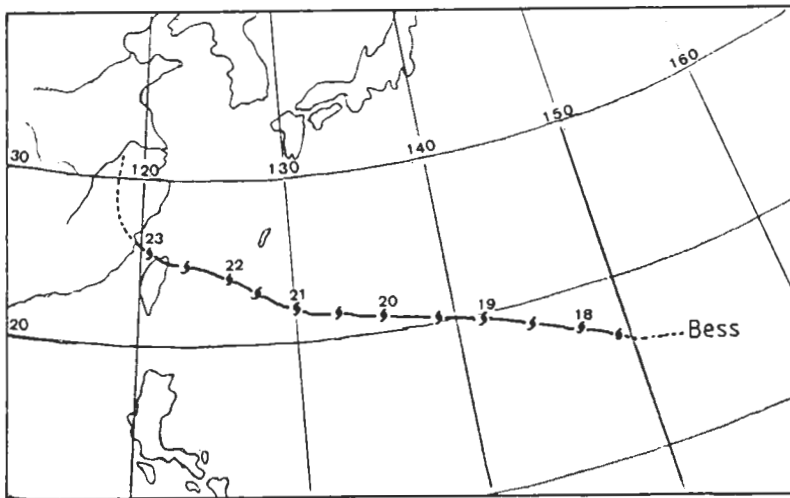
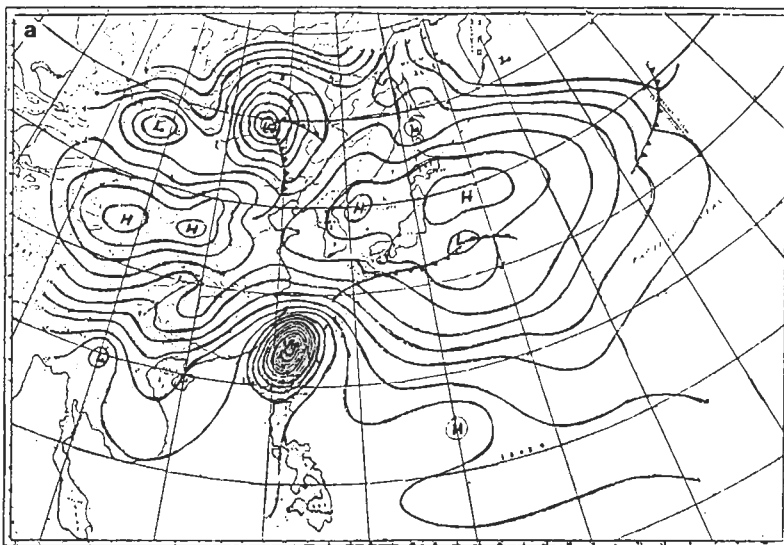
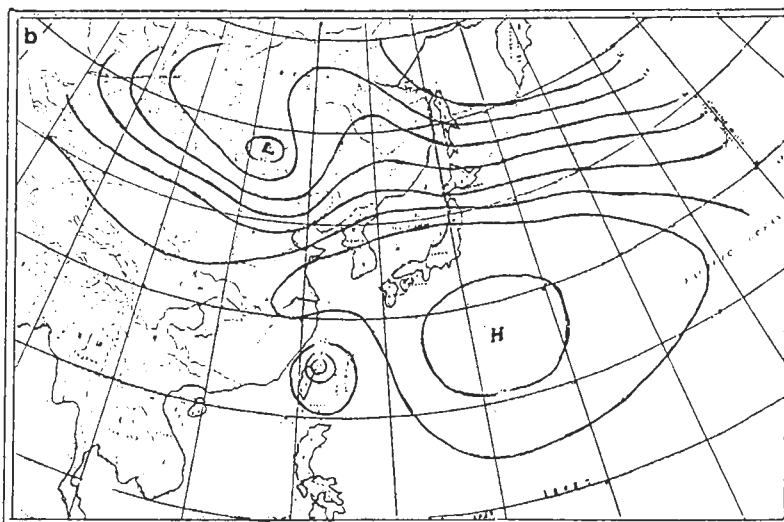


圖28 民國60年9月22日 BESS 颱風的路徑。



民國 60 年 9 月 22 日 20 時之地面天氣圖
Sea level synoptic chart, 1200GMT 22 Sept 1971.



民國 60 年 9 月 22 日 20 時 500 毫巴圖
500mb chart, 1200 GMT 22 Sept. 1971.

圖 29 民國 60 年 9 月 22 日 20 時天氣圖。(a) 地面 (b) 500 毫巴。

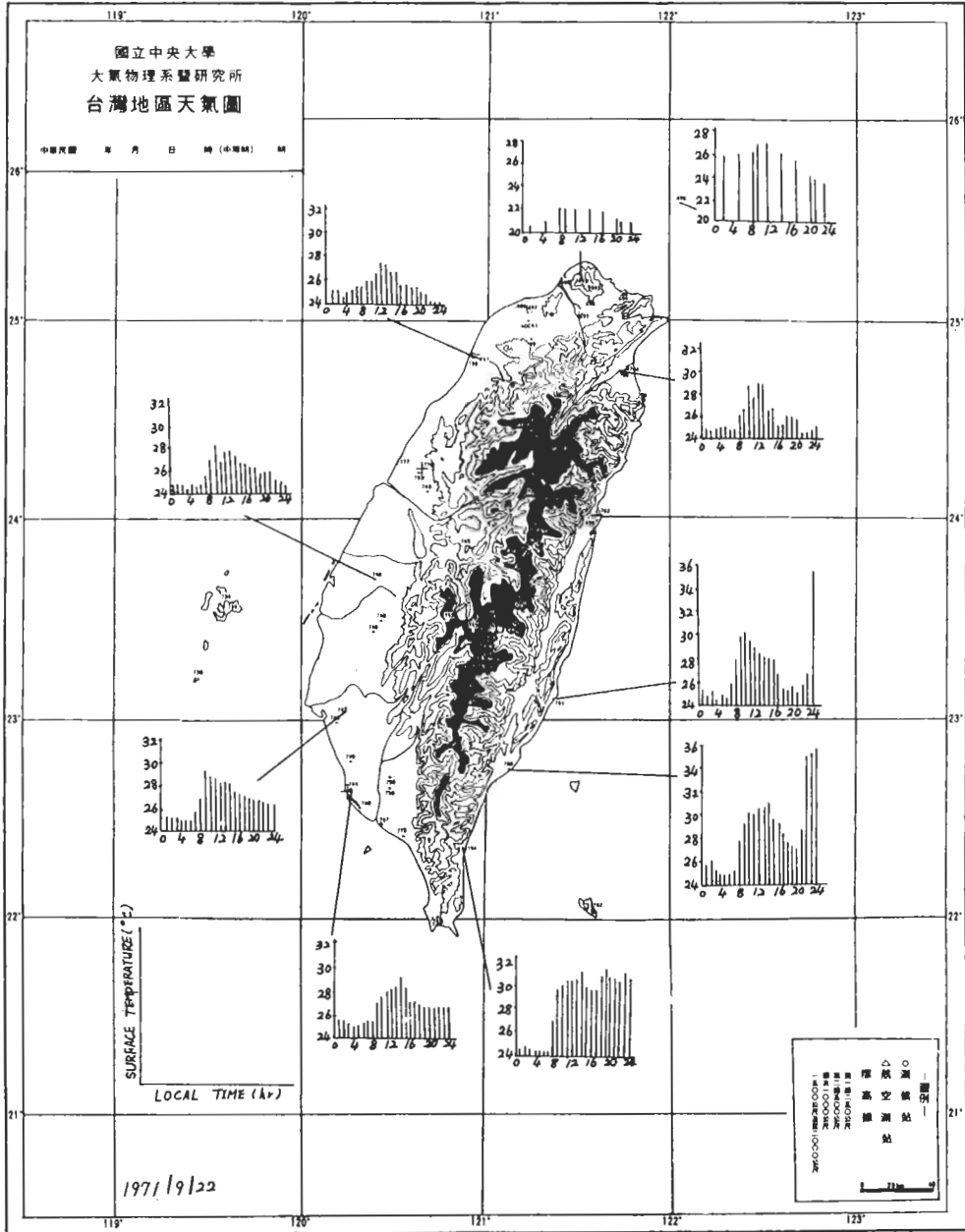


圖30 民國60年9月22日台灣各測站的溫度變化。

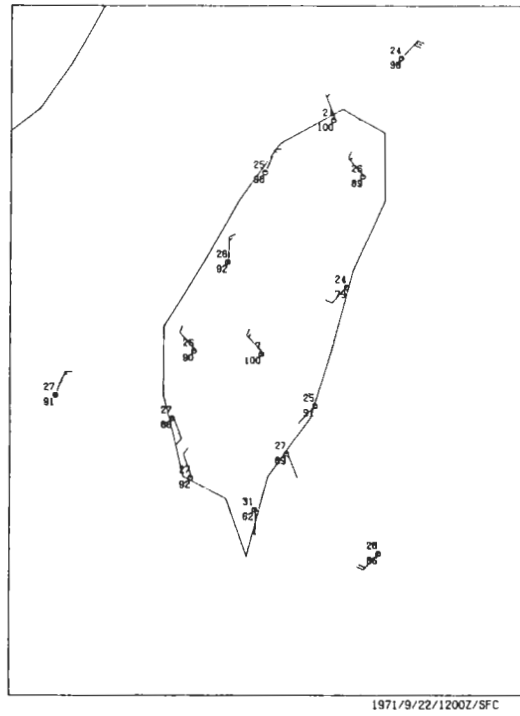


圖 31 民國60年9月22日20時地面觀測資料。

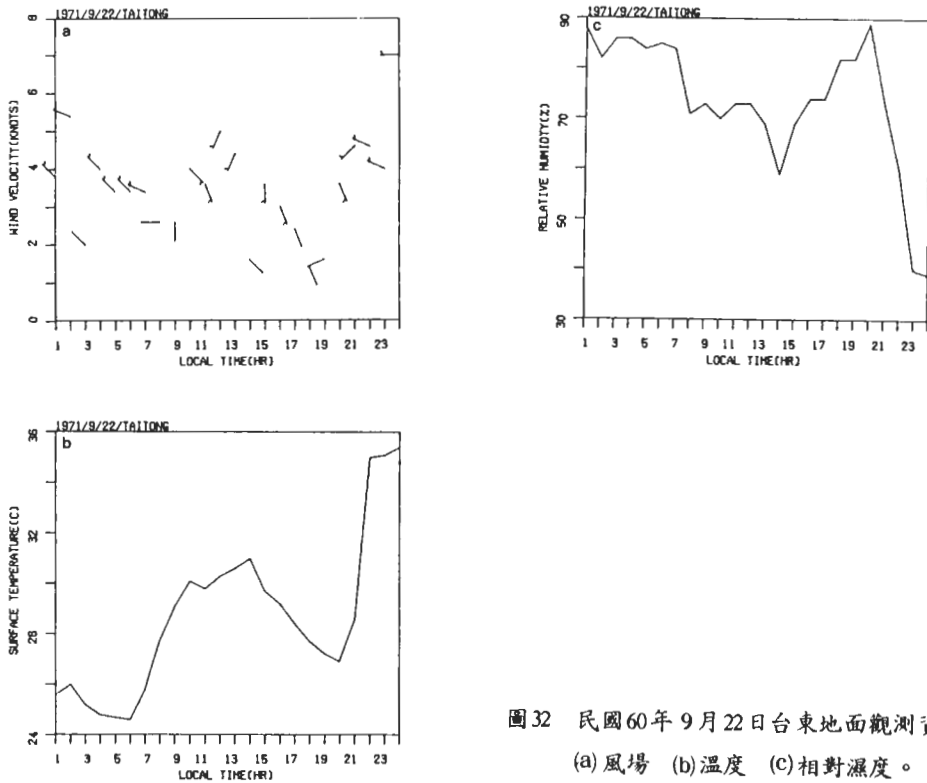


圖 32 民國60年9月22日台東地面觀測資料。
(a)風場 (b)溫度 (c)相對濕度。

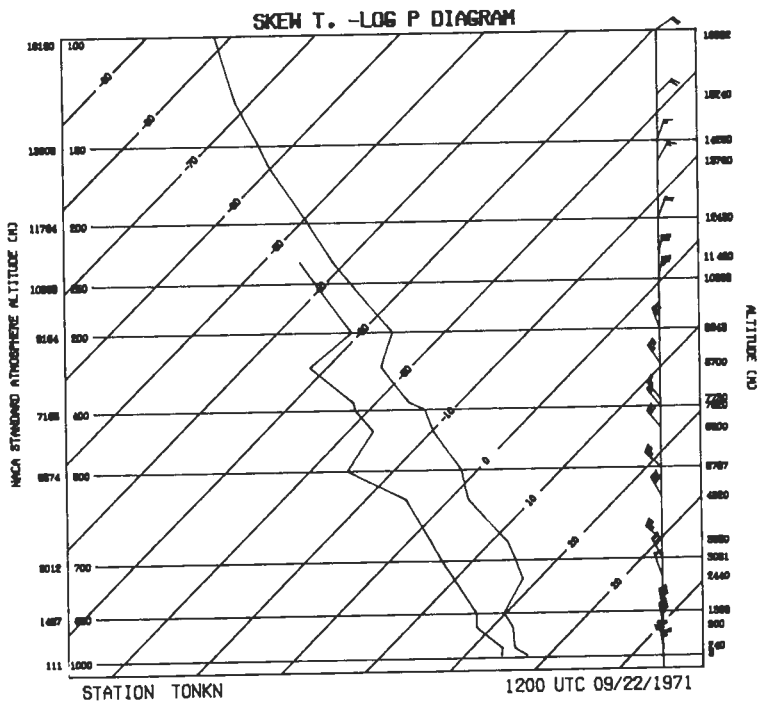


圖33 民國60年9月22日20時東港探空資料。

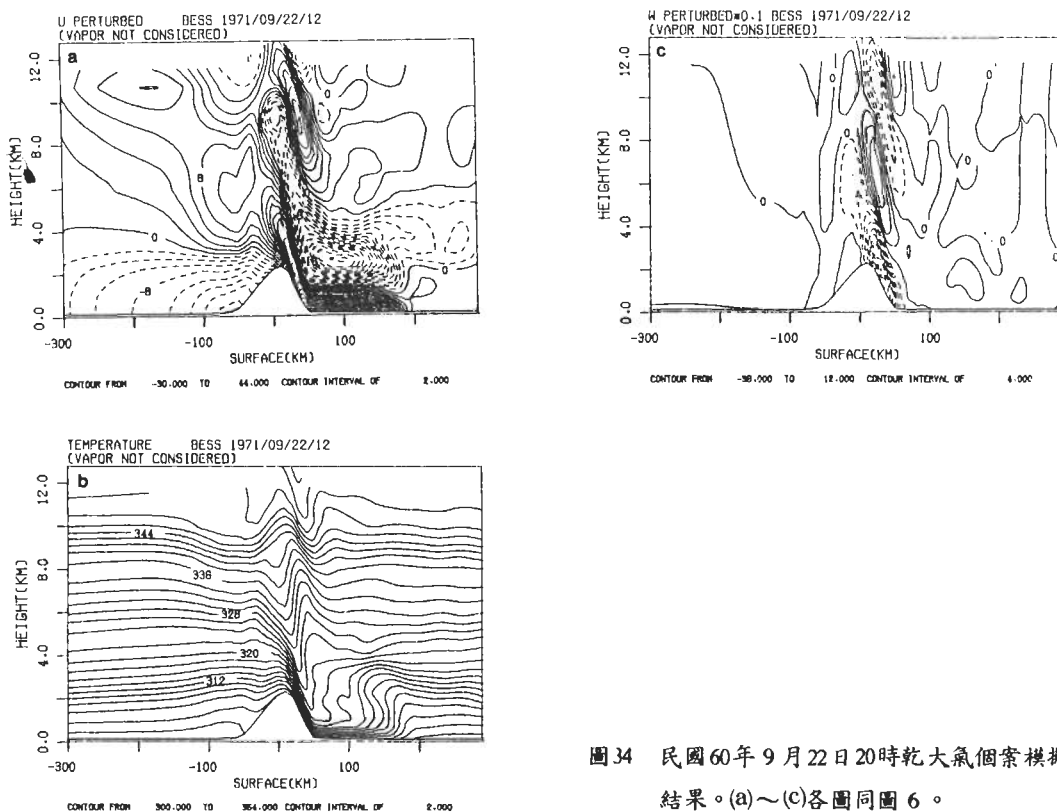


圖34 民國60年9月22日20時乾大氣個案模擬結果。(a)~(c)各圖同圖6。

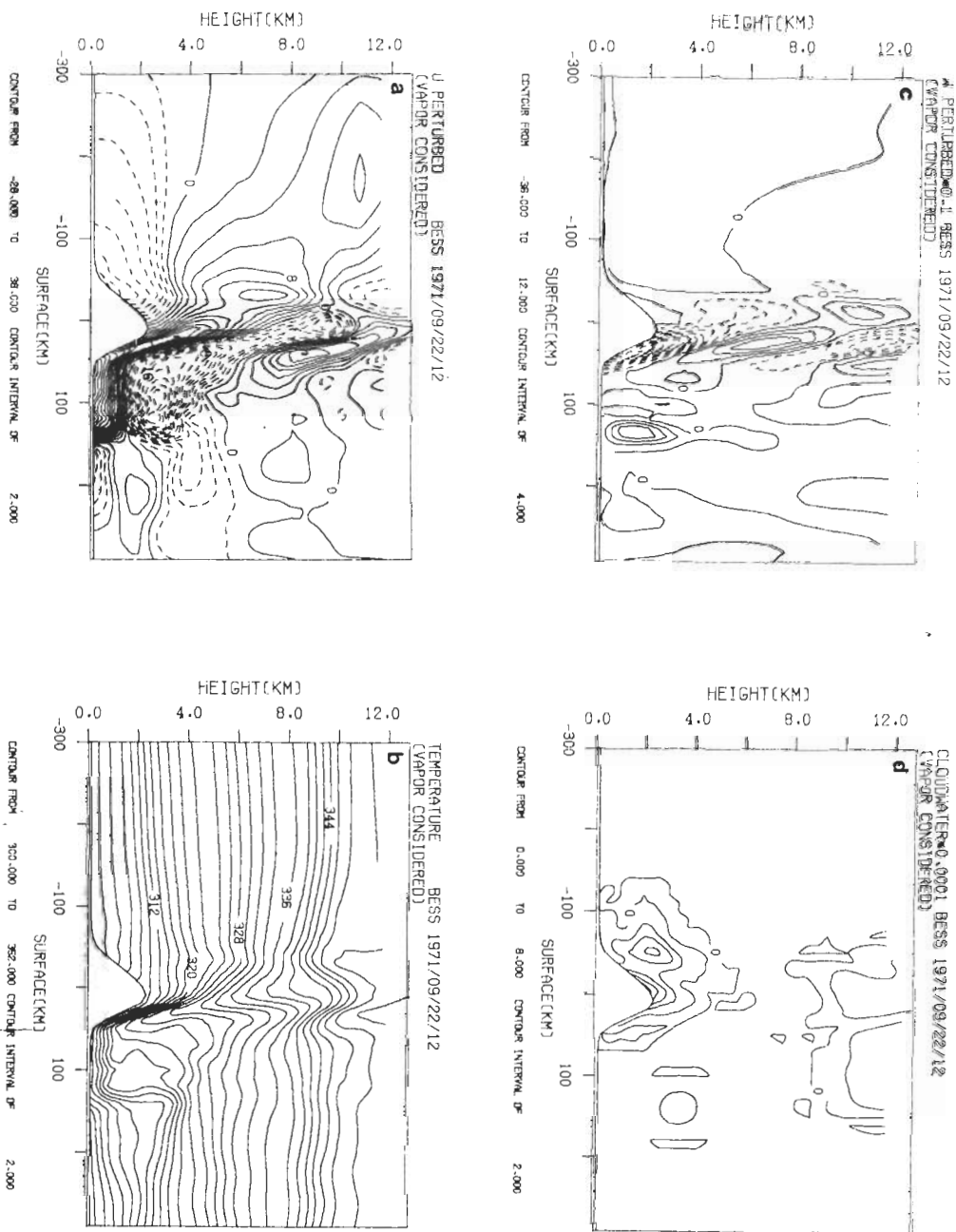


圖35 民國60年9月22日20時濕大氣個案模擬結果。(a)~(d)各圖同圖9。

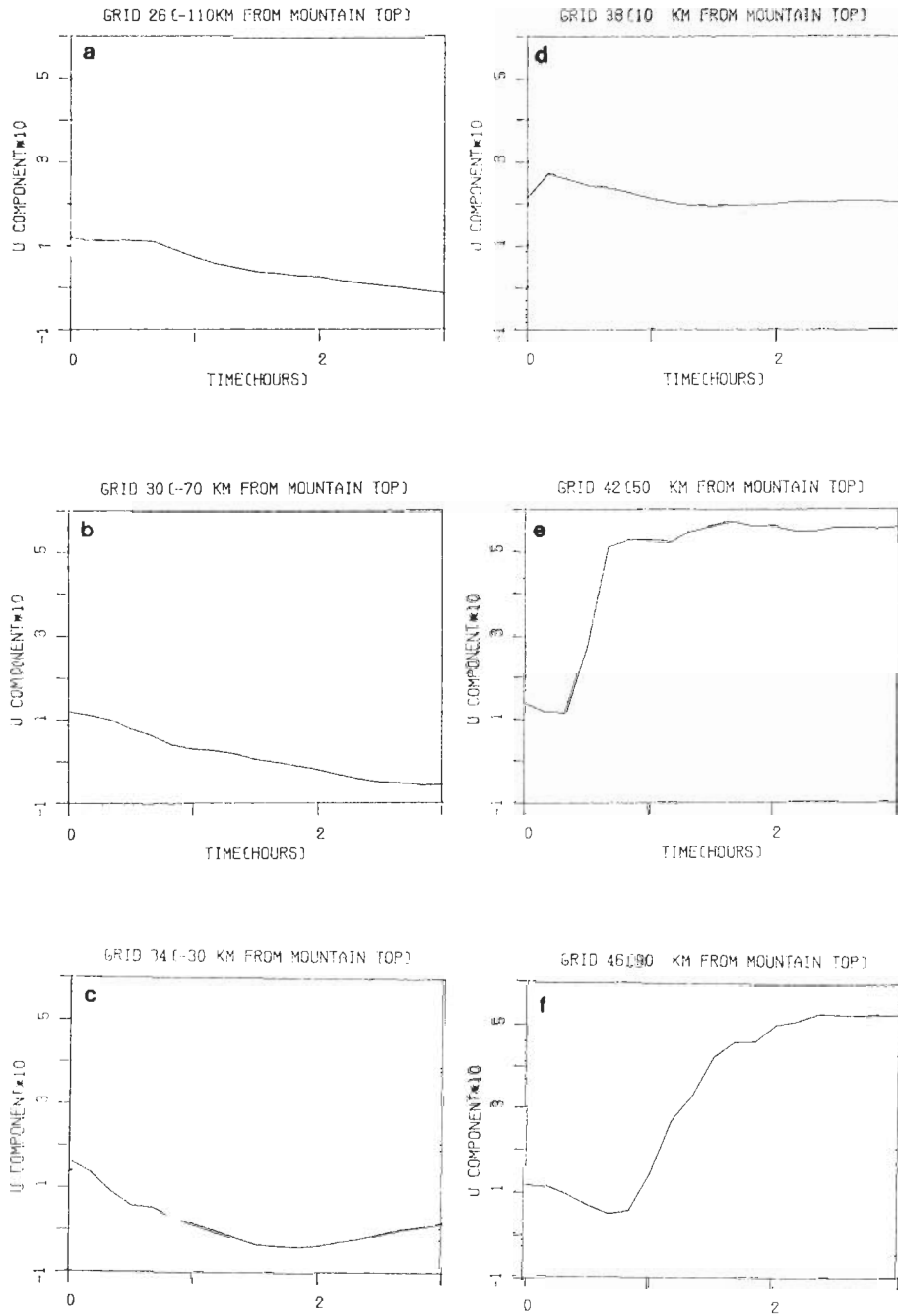


圖36 乾大氣個案模擬，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

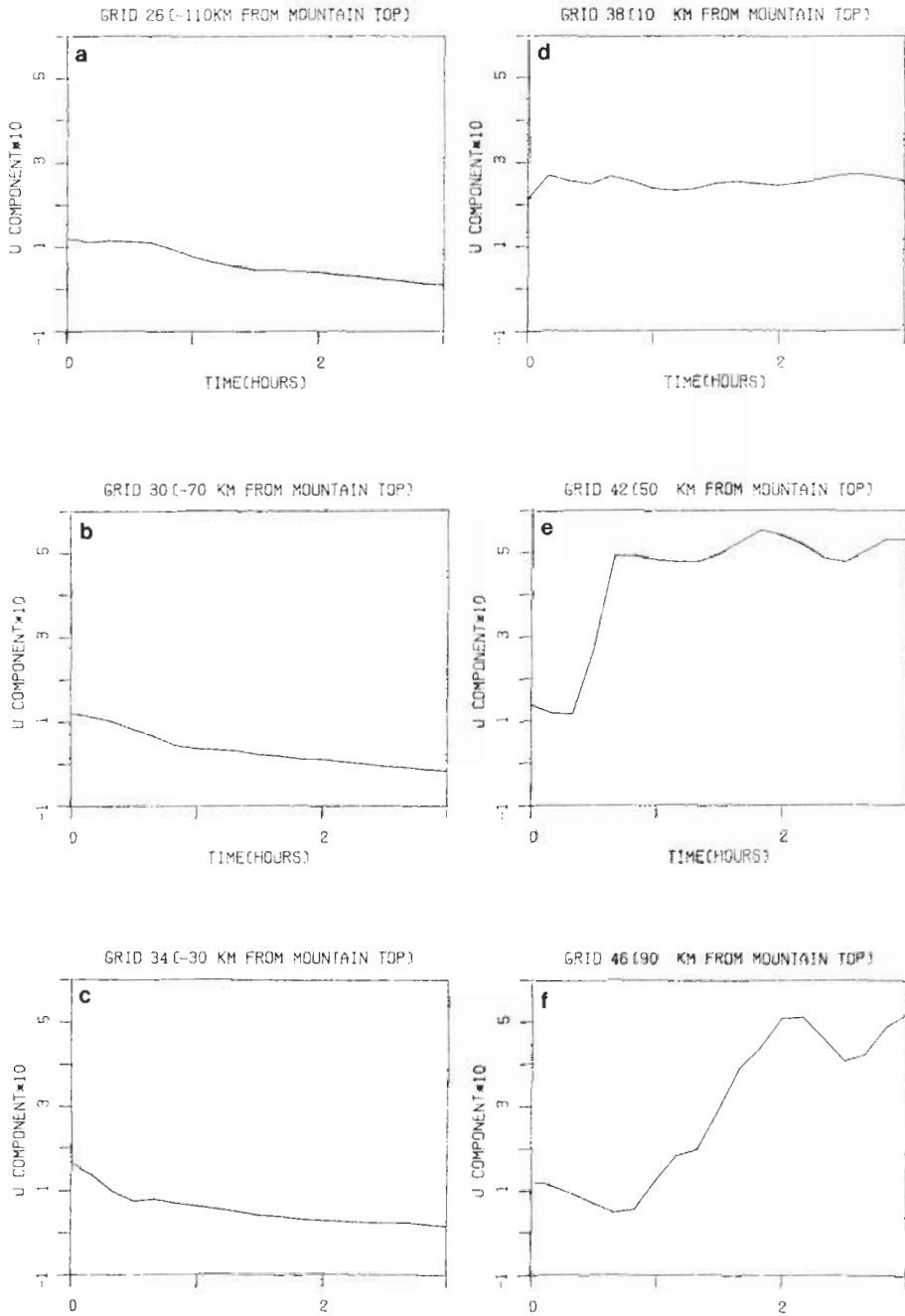


圖 37 濕大氣個案模擬，位於山頂不同距離的地面水平風速變化。

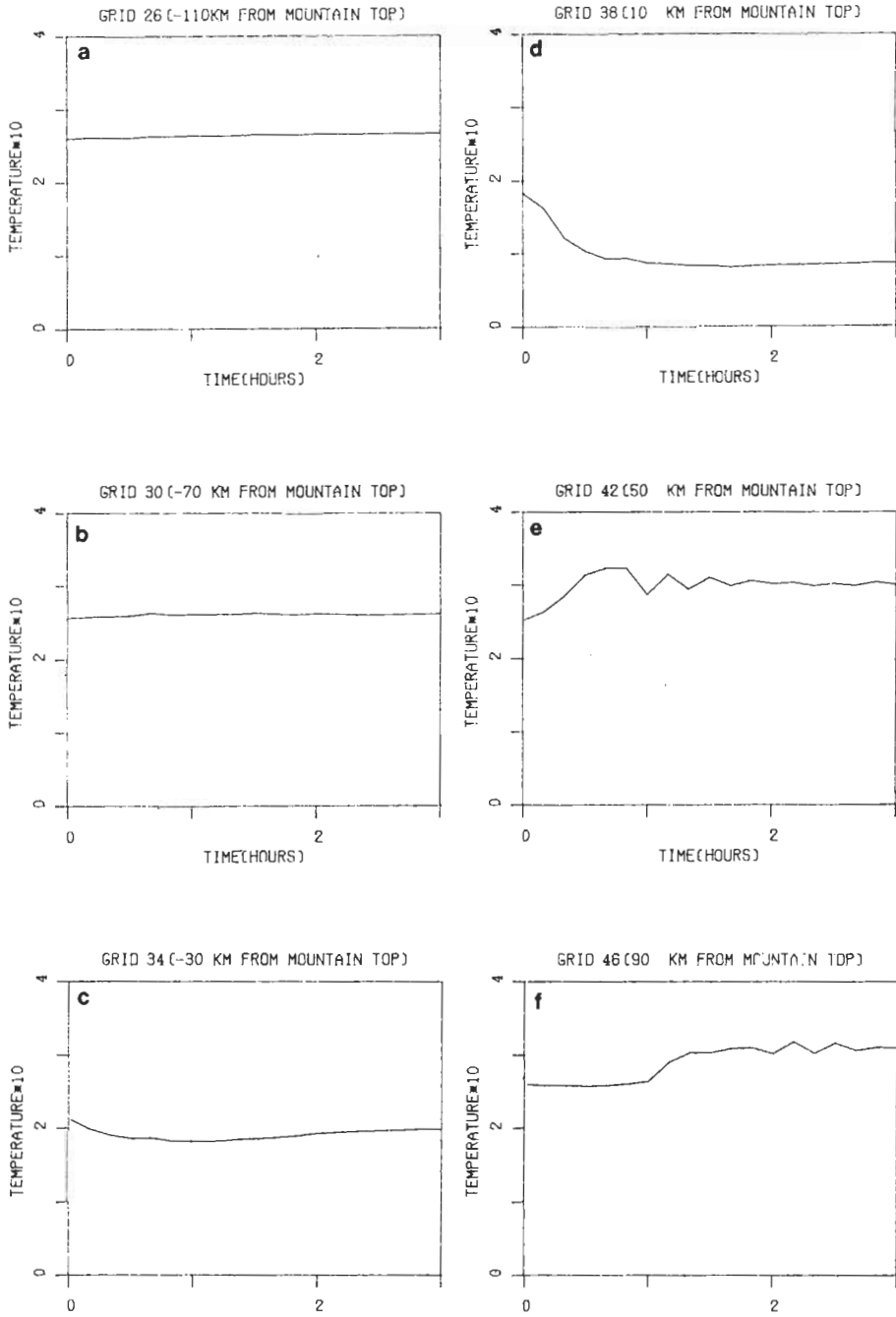


圖38 乾大氣個案模擬，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

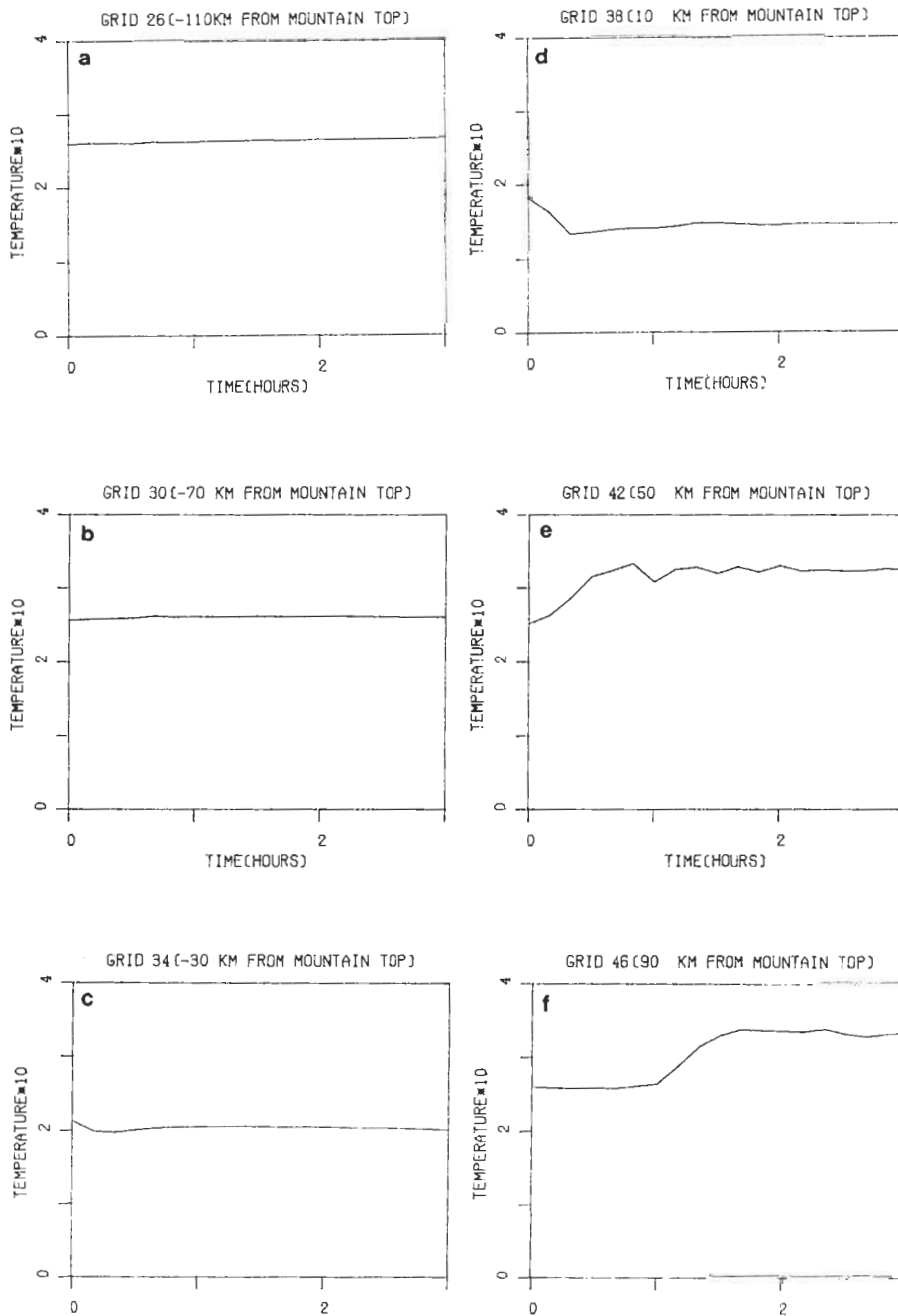


圖 39 濕大氣個案模擬，位於山頂不同距離的地面溫度變化。

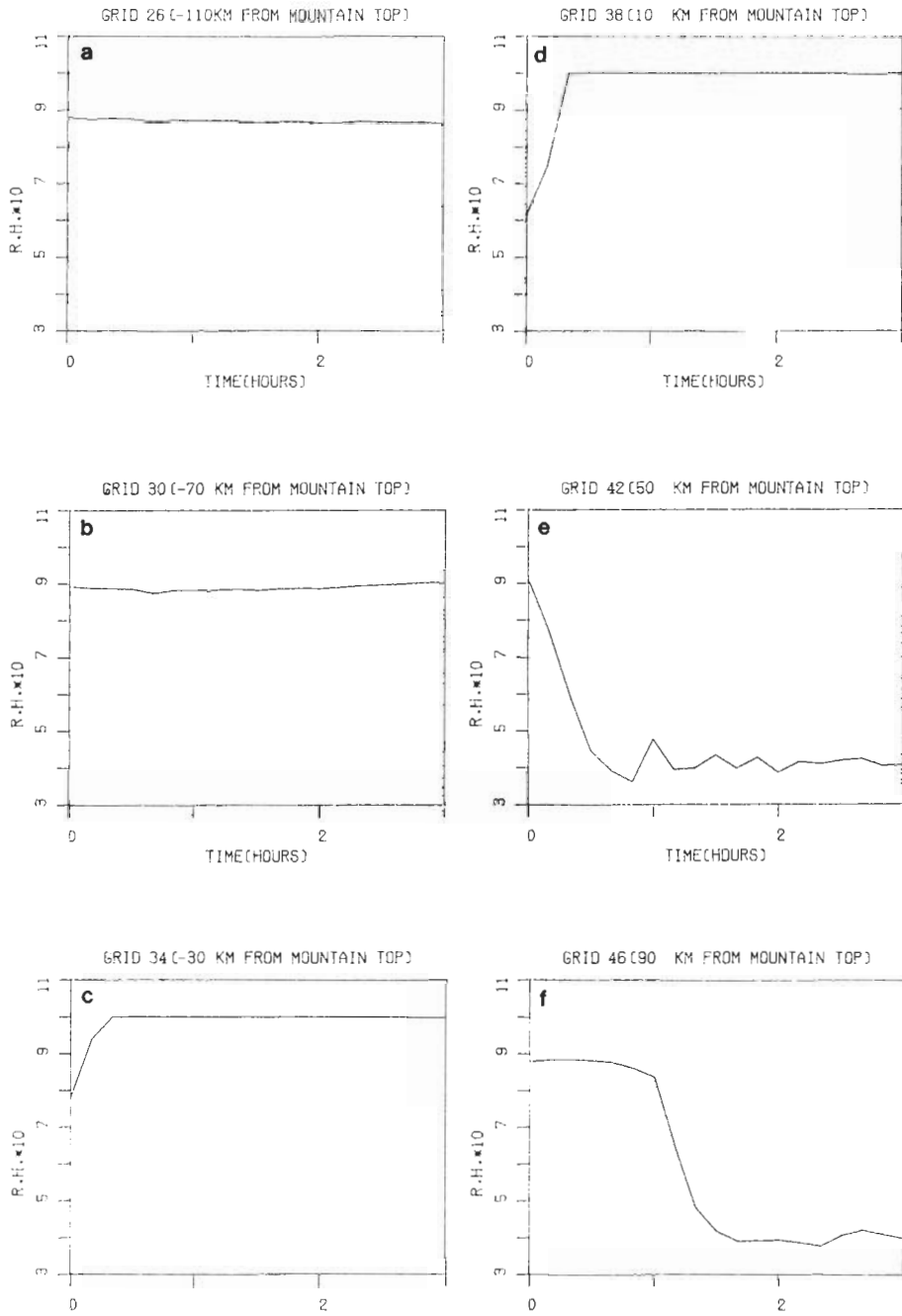


圖40 濕大氣個案模擬，位於山頂不同距離的地面相對濕度變化。

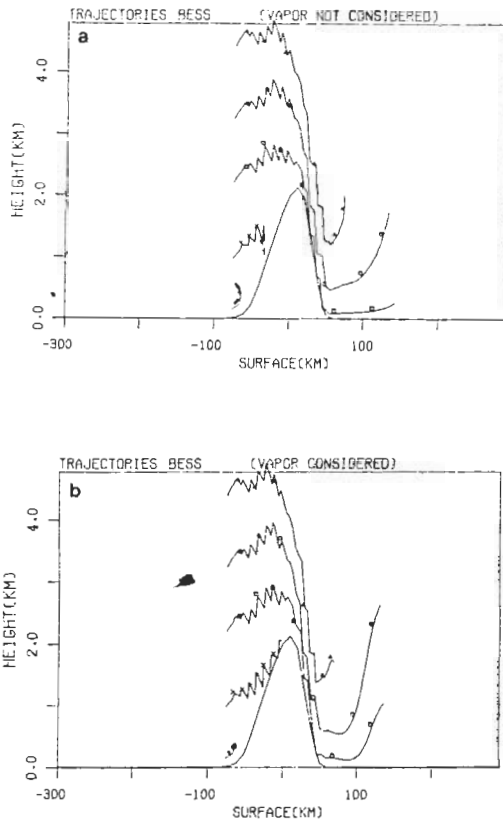


圖41 個案模擬中空氣質點的軌跡。(a)乾大氣
(b)濕大氣。

使山後焚風溫度上升較高，且焚風發生的範圍較廣。

圖40為濕流場沿山脈不同地面位置的相對濕度隨時間變化，顯然山前-110及-70公里處的相對濕度無甚變化，迎風坡及山頂附近在0.2小時就達飽和，山頂後50公里處相對濕度由90%迅速遞減至40%，與台東實際變化相似。山頂後90公里處相對濕度延後下降，1.5小時相對濕度下降達40%。

圖41為乾流場與濕流場的質點軌跡圖，開始時，空氣質點分別位於山頂前70公里處160，990，2200，3200及4400公尺不同高度處，模擬至0.5小時後，釋放各質點，隨流場運動至3.0小時的軌跡。圖41 a顯示乾流場中低層氣流無法越過山頂，山頂高度處的質點越過山頂後受重力作用下沉

可達於地面，是導致山後焚風的空氣來源。3200及4400公尺處的質點越過山頂雖下沉但不會達地面。圖41 b顯示加入水汽後，由於迎風坡山頂處的雲牆釋放凝結潛熱，致使山前低層質點可爬升至山頂附近，2200公尺質點在爬過山頂時也有受熱上升的現象，因而在達於山背地面時溫度較乾大氣為高，至於3200及4400公尺質點則受水汽作用影響不明顯。

五、結論

本研究係以數值模擬方法探討迎風面強風誘發山背焚風的現象。所採用的二維流體靜力平衡模式包括山岳的地形起伏，乾對流調節及水汽循環。次網格尺度參數化採用四階水平擴散，模式頂並包含一足夠深厚的吸收層，流場下游採用輻射邊界條件，上游則用無梯度邊界條件，時間積分法係採用修正的跳蛙法，並用時間勻修法處理氣壓梯度項。

本研究認為：

1. 加入水汽後，山背的焚風現象會增強，且持續時間較久，發生焚風的範圍較大。
2. 均勻風速愈大，焚風的現象愈明顯，惟山背的擾動 u' 及 w' 在垂直波長為對流層厚度的1/2時為最大。
3. 乾大氣中，均勻風速為10 m/s時，山前近地層空氣質點無法爬過山頂；加入水汽後，山前的地形雲牆所釋放的凝結潛熱會使質點加熱上升，越過山頂後沿背風坡下沉，惟其下沉深度不及乾大氣者。
4. 風速較小時（ $u = 10$ m/s），背風坡近地層的氣流來自迎風坡前山頂高度處；風速夠大時（ $u = 20$ m/s）背風坡近地層的氣流則來自迎風坡前近地面處。

在民國60年9月22日貝絲颱風的個案分析中發現焚風僅為局地現象。換言之，可能須視當地地形，過山基本氣流強度，迎風坡水汽凝結量及焚風前之大氣狀況等因素而定。在實例模擬中發現由台灣

北部通過的貝絲強烈颱風，由於該環流既強烈且深厚，含水量亦高，所以會誘發山背處台東、大武的焚風現象，模擬結果顯示台東的溫度上升量與濕度下降量均與實際觀測一致，水平風速大於觀測值則係因二維模式中氣流無法繞山造成的。因此我們未來將繼續研究三維中尺度數值模式，俾進一步研究颱風誘發山後焚風的現象。

誌謝

本研究係交通部中央氣象局委託研究計畫，計畫編號CWB 77-01-09。作者感謝中央氣象局吳局長宗堯及科技中心王技正時鼎的支持與協助，同時感謝該局提供各種觀測資料，使本計畫得以順利完成。國立中央大學研究生游啓富與葉錫圻兩位先生協助繪圖工作，作者謹此一併致謝。

附錄 1 公式符號說明

a	半山寬；或發生變換作用低限值（公式 A. Z）。
C_p	乾空氣定壓比熱。
f	科氏參數。
\bar{F}_ϕ	ϕ 物理量次網格水平擴散量。
g	重力加速度。
h_m	山頂高度。
H	氣塊上升高度。
K_1, K_2, K_3	變換、收集及汽化作用系數。
ℓ	史柯瑞參數（公式 1.1）。
L_c	凝結或汽化造成溫度改變量。
L_v	凝結潛熱。
p_s, p_t	地面，模式頂氣壓。
p^*	$p_s - p_t$ 。
q_v, q_c, q_r	水汽、雲水、雨水比濕（g/kg）。
R	乾空氣氣體常數。
R_ϕ	ϕ 物理量瑞立摩擦項。
S_q	水三相變化的源或沉。
u_g, v_g	地轉風分量。

u', W	水平與垂直擾動速度。
V_T	雨滴的終端速度。
$(\bar{\quad})$	() 變數在某高度的平均值。
ϕ	重力位。
$\bar{\phi}$	任一物理量。
ω	p 座標中的垂直速度。
ρ_B, ρ_S	1000 mb 及地面密度。
σ	垂直座標。
$\dot{\sigma}$	$d\sigma / dt$ 。

* 註：各物理量均用國際單位系統（SI unit）

附錄 2 雲微物理過程的參數化

關於水滴的成長及下降過程，至今尚未完全瞭解，本研究採用 Kessler（1969）的雲微物理過程：當水汽隨上升汽流到達舉升凝結面（LCL）就開始凝結成雲水（Cloud water），這種半徑非常小的水滴通常會隨氣流繼續上升，在上升過程中，由於變換（Conversion）作用（包括繼續凝結、電力吸引和擾動等作用）致使小水滴不斷增長，最後形成足以下降的大水滴，稱為雨水（Rain water），雨水在下降的過程中會由收集（Collection）作用（包括直接捕獲、尾流捕獲、擾動合併等作用）併吞小水滴而繼續增長，直到一部分大水滴的終端速度大於上升汽流，就會由雲中落至地面，造成地面降水。同時，大水滴下降穿過雲底時，會因不飽和而有部分蒸發。

依上述降水過程，（2.7）～（2.9）式中水汽、雲水、雨水的源（Source）與沉（Sink）項 S_{q_v} ， S_{q_c} ， S_{q_r} 可分別寫成下式：

$$S_{q_v} = (\Delta q_v)_{\text{evaporation}} - (\Delta q_v)_{\text{condensation}},$$

$$S_{q_c} = (\Delta q_c)_{\text{condensation}} - (\Delta q_c)_{\text{conversion}} - (\Delta q_c)_{\text{collection}},$$

$$S_{q_r} = (\Delta q_c)_{\text{conversion}} + (\Delta q_c)_{\text{collection}},$$

$$\begin{aligned} & \text{collection} - (\Delta q_v)_{\text{evaporation}} \\ & - (\Delta q_r)_{\text{fallout}} \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

變換作用依下式：

$$(\Delta q_c)_{\text{conversion}} = \begin{cases} K_1 (q_c - a), & q_c \geq a \\ 0, & q_c < a \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

K_1 為 10^{-3} s^{-1} ， a 為雲水低限值，取 $a = 0.5 \text{ g/kg}^3$ 。

收集作用公式如下：

$$(\Delta q_c)_{\text{collection}} = K_2 E \bar{\rho}^{-0.375} \rho_B^{-0.5} q_c q_r^{0.875}, \quad (\text{A.3})$$

K_2 為 933.5 s^{-1} ， E 為收集係數， $\bar{\rho}_B$ 為 1000 mb 處的空氣密度。

汽化作用公式如下：

$$(\Delta q_v)_{\text{evaporation}} = K_3 (\bar{\rho})^{-0.325} a_r q_r^{0.675} (q_s - q_v), \quad (\text{A.4})$$

a_r 為通風效應， q_s 為飽和混合比。 K_3 為 134.5 s^{-1} 。

大水滴下降量計算公式為：

$$(\Delta q_r)_{\text{fallout}} = q_r V_T \Delta t / H, \quad (\text{A.5})$$

V_T 為水滴的終端速度， H 為氣塊上升高度。Simpson 與 Wiggert (1969) 用雲塊半徑來取代 H ，此法適用於較小雲塊。然而對於數公里大小的雲塊而言， H 值可變成很大。實際上， H 為待調整的經驗值。終端速度計算公式為：

$$V_T = 5.1 q_r^{0.125}, \quad (\text{A.6})$$

在降水過程中，凝結作用所釋放出的潛熱及蒸發作用所吸收的潛熱均會造成熱力方程式中溫度的改變

，其改變量如下：

$$\begin{aligned} L_c &= p^* (\Delta q_v)_{\text{condensation}} L_v / C_p, && \text{凝結作用時} \\ &= p^* (\Delta q_v)_{\text{evaporation}} L_v / C_p, && \text{蒸發作用時} \end{aligned} \quad (\text{A.7})$$

參考文獻

- 中央氣象局，1971：民國六十年颱風調查報告，43 pp。
- 胡仲英，1987：山岳對氣流與降水之影響。國立中央大學大氣物理研究所博士論文，138 pp。
- 郭文樂與楊之遠，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。
- Anthes, R.A. and Warner, T.T., 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other meteorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1045-1078.
- Arakawa, S., 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan. *Geophys. Mag.*, 34, 349-425.
- Atkinson B.W., 1981: *Meso-scale Atmospheric Circulations*. 495pp.
- Beran, D.W., 1967: Large amplitude lee waves and chinook winds. *J. Appl. Met.* 6(2), 865-877.
- Brinkmann, W.A.R., 1971: What is a foehn? *Weather*, 26, 230-239.
- Dell'Osso, L., 1984: High resolution experiments with the ECMWF model: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1853-1883.
- Durrant, D.R. and Klemp, J.B., 1983: A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2341-2361.
- Glenn, C.L., 1961: The Chinook. *Weatherwise*, 14, 175-182.
- Hamann, R.R., 1943: The remarkable temperature fluctuations in the Black Hills Region. *Mon. Wea. Rev.*, 71, 29-32.
- Hess, S.L., 1959: Introduction to theoretical meteorology.

- p. 85, Table 6.1.
- Julian, L. T. and Julian, P. R., 1969: Boulder's winds. *Weatherwise*, 22, 108-109.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Met. Monogr. No. 32*, 1-84.
- Liao, S. Y., 1979: Analysis of typhoon modification in Relation to the Foehn wind over Taiwan. The Bulletin of Institute of Geophysics, National Central University, No. 18.
- Pielke, R. A., 1984: Mesoscale Meteorological Modeling, 612pp.
- Riehl, H., 1974: On the climatology and mechanism of Colorado Chinook winds. *Met. Inst. Bonn. Met. Abh.*, 17, 493-504.
- Scorer, R. S., 1951: Forecasting the occurrence of lee waves. *Weather*, 6, (4) 99-103.
- Scorer, R. S. and Klieforth, H., 1959: Theory of mountain waves of large amplitude. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 85, 131-143.
- Turner, R. W., 1966: Pincher Creek. *Weather*, 21(III), 412-413.
- Simpson, J. and Wiggert, V., 1969: Model of precipitating cumulus towers. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 471-489.
- Vergeiner, I., and Lilly, D. K., 1971: The dynamic structure of lee waves as obtained from balloon and airplane observation. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 3, 220-232.
- Wallace, J. M., Tibaldi, S. and Simmons, A. J., 1983: Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 109, 683-717.
- Wallington, C. E., 1960: An introduction to lee waves in atmosphere. *Weather*, 15, 269-276.

A PRELIMINARY STUDY ON TYPHOON-INDUCED FOEHN WINDS

*Siu-Shung Hong*Institute of Atmospheric Physics
National Central University*Chung-Ying Hu*Division of Applied Meteorology
Central Weather Bureau

(manuscript received October 3 1988; in final form February 5 1989)

ABSTRACT

The foehn is a warm, dry wind descending in the lee of a mountain range. The strong wind in the upslope is mainly responsible for the induced foehn wind. The mechanism of foehn and the role of water vapour in the foehn are studied in this thesis by means of numerical modeling. Meanwhile, a numerical integration is conducted to simulate the typhoon case occurred on 22 September, 1971, which caused foehn wind in the south-east area of Taiwan.

Keywords: Foehn, typhoon, terrain effect.