谷風環流之數值研究

許武榮[1]　林裕豐[2]

國立台灣大學[1]　空軍氣象中心[2]

摘　要

本研究使用 NTU-Purdue 非靜力模式，植入一理想山谷地形，以水平及垂直均為 50 公尺的高網格解析，以探討谷風環流與對流邊界層發展關係的發展過程。模擬結果已可以完整掌握谷風環流結構及對流邊界層發展的特性，尤其是對於邊界層內小尺度的渦流運動，於模擬過程中均能得到充份的解析。谷風環流的形成，除了在山谷內造成一微弱的下沉運動，同時也會透過冷暖空氣平流的作用，去調整山谷內的溫度分佈，以釋放不穩定度，降低大氣的可應用位能。另外我們也證實谷風環流會抑制斜坡上對流邊界層的發展。

關鍵詞：谷風環流、對流邊界層、可用位能

(2003 年 11 月 1 日收稿；2003 年 11 月 14 日定稿)

一、前言

在一微弱的綜觀天氣環境下，區域性局部環流通常對於成雲致雨的天氣變化扮演重要關鍵角色。除了一般為大家所熟悉的海陸風環流外，由地形所引發的山谷風環流也受到相當廣泛的研究討論。類似海陸風環流理論，熱力作用亦為山谷風系統生成的主要機制。考慮一崎嶇山地，由於在地表(斜坡)和同一高度相隔一段距離的自由大氣間受熱不同，兩者之間存在溫度差異(梯度)，以激發局部環流的形成。一般山谷風被區分為二類: (1)斜坡氣流(slope flow)，(2)谷風(valley winds)。斜坡氣流指夜間密度較大的冷空氣沿山谷斜坡向低處流動，而白天密度較小的暖空氣沿著山谷斜坡向高處流動，這樣的空氣流動通常被稱為夜間下潰流(drainage flow)及白天上坡風(up slope flow)。第二種氣流，即谷風，也就是沿著山谷軸方向環流，這樣環流是沿著山谷軸的水平氣壓梯度而發展，該氣壓梯度是因為谷地兩側不同溫度結構的斜坡氣流流入谷地而產生的(Pielke 2002)。

雖然谷風環流本身為一單純的熱力直接環流，但它卻會受到時間、季節、緯度及地形等所影響。相同於海風環流與陸地對流邊界層的交互作用(許與侯 1997)，谷風環流與環境及對流邊界層交互作用的發展過程中也會存在著許多不同尺度的運動問題。其中邊界層內小尺度的渦流擾動更是觀測上所無法掌握的，因而考慮一完備的數值模式模擬，除了可以充份彌補觀測資料上的不足，同時也能較詳細的探討這些不同尺度運動之間交互作用的影響過程。

二、數值模式介紹

由於一般靜力模式過濾掉對聲波的計算，且為簡省計算時間，在垂直積分上通

常使用隱式格式(implicit scheme)，當水平尺度與垂直尺度近似時，會造成模式計算上的不穩定，於是當我們在處理陡峭地形或對流很強的小尺度運動時，靜力模式便不適用。本研究中使用由許武榮博士與商文義博士所共同發展的台大-普渡全壓縮非靜力模式(NTU-Purdue nonhydrostatic Model；Hsu and Sun 2001)，模式在垂直及水平均採用顯示格式(explicit scheme)，且不需要再做時間的濾化(filter)。另外模式中垂直坐標是採用跟隨地形的 σ 坐標：

$$\sigma=\frac{p_0(z)-p_0(z_{top})}{p_0(z_{surface})-p_0(z_{top})}=\frac{p_0(z)-p_0(z_{top})}{p^*} \qquad (1)$$

其中 p_0 是參考大氣的壓力，僅為高度之函數。雖然是由壓力計算出來的，但因為此壓力為參考態壓力，不隨時間而變，所以嚴格來說此垂直坐標是一種 σ-z 坐標。本模式在數學上已被證明，對於各種物理量的計算，均可以獲得穩定的數值結果(Hsu and Sun 2001)。模式中的預報量分別是風速(u, v, w)、密度(ρ)、相當位溫(θ_e)、總體水含量(q_w)及亂流動能(E)。

三、初始環境及地型設定

許多相關的研究中均顯示谷風環流在一弱綜觀環境下得以有利發展，因此我們的初始設定為一沒有環境風場的大氣狀態，而熱力場方面，位溫隨高度線性增加，靜力穩定度 N^2 為 10^{-4} s^{-2} (N 為 dry Brunt-Väisälä frequency)，N^2:

$$N^2=g\frac{d\ln\theta}{dz} \qquad (1)$$

初始地表溫度為 290K，在模式中地表加熱是藉由 sine 函數溫度曲線隨時間增加的方式給定，如下式：

$$T_{surface}=290+10\sin\left(\frac{2\pi t}{24\times3600}\right) \qquad (2)$$

透過以上簡單的加熱函數造成斜坡和相同高度山谷內存在溫度差異以激發谷風環流形成，進而探討谷風環流的結構及對流邊界層發展特性。

另外在地形方面植入一理想的山谷地形，如圖 1，谷中心位於 A 點(x=0)處，山谷內有 10 公里的谷底平原，兩側斜坡各有水平寬度 10 公里斜坡地形，其左側及右側斜坡坡高度設定分別如(3)及(4)式：

$$Z_l(x)=\frac{h_{\max}}{2}\left(1+\sin\left(\frac{\pi}{2}+\left(\frac{x-a}{a}\right)\pi\right)\right) \qquad (3)$$

$$Z_r(x)=\frac{h_{\max}}{2}\left(1+\sin\left(\frac{3\pi}{2}+\left(\frac{x-a}{a}\right)\pi\right)\right) \qquad (4)$$

其中 $0\le x-a\le a$，Z_l 為右側斜坡高度，Z_r 為左側斜高度，$h_{\max}$ 為山谷深，a 為斜坡的水平距離。另外在山谷兩側由斜坡最高點(山頂)向左右兩側水平方向延伸，各設定了 30 公里的高地平原。

四、數值模擬結果分析

本次數值模擬研究的總積分時間為 4 小時，即地表增溫最大達到 6.67K。模式由初始的穩定狀態，透過地表隨時間加熱，導致同一高度山谷內和兩側斜坡之間的溫度差異以激發谷風環流形成，同時地表溫度隨著時間升高也會引發近地表不穩定邊界層的向上發展。由於模擬實驗中均無考慮環境風場的影響，且以山谷為中心兩側是一對稱地形，谷風環流的發展應該也是對稱的，而我們的模擬結果也顯示這項特徵，因此以下我們將針對模擬範圍的其中半邊(右半邊)結果加以說明與討論。

在控制個案數值積分 3 小時後，也就是地表加熱 3 小時後，谷風環流已開始發展。由圖 2(a)水平風場分佈圖可以看出斜坡上貼近地表的風速值為正，也就是氣流

由山谷吹往山頂，此底層谷風到達山頂後持續向前方推進至約水平 21 公里處(山谷中心水平座標設為 0)，強度達到 5 m s^{-1}。同時在谷風前緣的環流強度及厚度均較斜坡上發展旺盛。在底層谷風的上方無論是在山坡或是山頂平台地區，都存在反向的迴流(return flow) (圖 2a 虛線等值線部份)，迴流的強度較弱，但較為深厚。此模擬谷風環流系統的主要特徵符合了一般我們所認知的谷風環流特性。在圖 2(a)的平地上，水平風場等值線的胞狀結構顯示的是不穩定邊界層內的小尺度熱對流運動。從垂直速度分佈(圖 2b)來看，在此未受到谷風環流系統影響的平地上，對流運動非常旺盛，渦流的最大上速度達到 2 m s^{-1} 以上且較為集中，下降運動則較弱，但下降運動分佈的面積比例較大。由此圖我們也可以清楚的看到在水平座標 6 到 21 公里處對流邊界發展是明顯受到谷風環流所抑制，而此時這個區間內並無熱對流運動產生。另外從圖 2(c)氣流線場的分佈可以看到整個環流的形態及亂流擾動(turbulence)的運動情形。對應垂直速度場的分佈(圖 2b)，我們也可以看到此時在斜坡上並無明顯的擾動發展，較強的擾動則仍是形成於未受谷風環流影響的兩側平地上。由圖中也顯示，當谷風向前推進的過程，除了會將谷風前緣的暖空氣向上舉升，同時也會與對流邊界層發展產生交互作用，以造成谷風前緣處有較強的對流運動發展，此處較強的對流運動則會激發出上層重力波的發散，圖 2(c)中粗箭頭所指示向方向，即為重力波所傳遞的方向。而由於谷風前緣區較強的對流運動會隨著谷風向前推進而緩慢的往前移動，因此我們可以視谷風前緣近似為一駐波(stationary waves)的形成位置，意即在這個位置上重力波會不斷的被激發出來。從圖 2(d)位溫的分佈情形顯示，谷風的形成會將谷底密度較大的冷空氣平流至山頂地區，而谷風迴流則會把山頂地區密度較小的暖空氣平流至山谷內部，這樣的過程實際上也說明了谷風環流的形成扮演著熱量重新分配的角色。另外由位溫場的分佈也可以看出對流邊界層的發展情形。由於邊界層內的亂流混合作用為造成對流邊界層發展的主要機制，因此透過此混合作用會使得對流邊界層內位溫在垂直上均勻混合(well-mixed)。圖中未受到谷風環流系統影響的兩側平地上都可以看到對流邊界層內位溫垂直混合均勻的現象，此時邊界層發展高度約 600 公尺。除此之外，在對流邊界層之上則仍維持層化大氣(stratified atmosphere)的穩定結構。

當模式積分至 4 小時，我們可以從圖 3(a)、(b)水平風場及垂直速度場佈看到，谷風環流前緣已向前推進到約 26 公里處，而且在邊界層內的渦流運動發展均較前一小時旺盛。雖然此時在斜坡上至山頂地區對流邊界層的發展仍受到谷風環流所抑制，但和前一小時相較下，我們可以發現，當地表持續加熱的情況下，斜坡至山頂區間仍會因地表不斷的加熱而產生小擾動的成長，此微弱擾動的垂直速度約為 0.2 m s^{-1}。由氣流線場(圖 3c)分佈，我們可以更清楚的看到在斜坡至山頂區間的這些小擾動形態及分佈情形。而從位溫場的分佈(圖 3d)也可以看到，此時谷風所伴隨的冷空氣平流及谷風迴流的暖空氣平流效應仍然明顯。在未受谷風環流系統影響的平地上，對流邊界層發展高度已達 1 公里，且由位溫等值線的波狀形態可看出邊界層頂的高度因對流運動的發展而產生不均勻的分佈情形，這樣的現象在觀測上已得到很好的證實。

針對以上谷風環流結構特性，我們可由圖 4 谷風環流結構及對流邊界層發展的

示意圖來做個完整的概述與討論。圖中說明當谷風環流發展時，位於谷風環流左右兩側平地上的對流邊界層也隨著時間發展，在邊界層內存在許多小尺度隨機的渦流擾動，此渦流擾動為大氣中能量交換的重要因子。除此之外圖中也顯示，谷風環流的結構主要是在山頂地區有較深厚的發展，斜坡上發展則較淺，且谷風環流的形成會抑制對流邊界層的發展。因此在谷風環流所影響的區域，渦流擾動的發展是受到限制的。

為了詳細的去探討邊界層發展結構情形，我們將從位溫垂直分佈的觀點來討論說明。圖 5 為位溫垂直分佈於不同時間的發展情形，左圖為高地平原水平方向 25 至 35 公里的平均狀態，右圖為谷底平原 10 公里的水平方向平均狀態。由於地表溫度隨時間增加，當地表受熱後會透過混合作用將熱量上傳，且因地表的加熱效率是遠高於混合增溫大氣的效應，因此可以看到兩個地區近地表均存在超絕熱的現象發生。而在超絕熱層之上為一位溫垂直混合均勻的混合層(mixed layer)，其主要受到邊界層內的亂流混合作用所形成。當積分 4 個小時，高地平原地區的混合層發展高度約為 1200 公尺，而谷底此時發展高度僅約 900 公尺，即同一時間下，谷底的對流邊界層發展是較淺的，此造成差異的主要原因是由於高地上的空氣密度較小，而谷底密度較大。當在相同的加熱條件下，密度較小的空氣其擾動發展會較旺盛，因此對流邊界層的發展也會較高。除此之外，谷風環流在山谷內所形成微弱的下沉運動也會影響對流邊界層的發展，使得混合層的高度發展較低。而在混合層之上，兩地區的位溫結構則有較明顯的差異，在沒有受到谷風環流的高地平原地區(左圖)，混合層之上為一穩定的逸入層，冷空氣在對流邊界層頂的逸入作用，使得邊界層頂溫度有明顯的下降並且低於初始溫度，在積分 4 小時空氣逸入的降溫效應最為明顯；而在山谷內部(右圖)混合層之上的溫度卻是隨著時間增高的，相較於高地平原地區(左圖)的情形，空氣逸入作用所造成的降溫現象，在谷底卻是被谷風迴流所帶來的暖空氣平流及下沉運動所造成的絕熱增溫所抵消。可由溫度平流方程來解釋這樣的增溫現象，如下式：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u\frac{\partial \theta}{\partial x} - w\frac{\partial \theta}{\partial z} \qquad (5)$$

受到地表隨時間加熱作用，在同一時間下，斜坡的溫度高於同一高度山谷中心的溫度，因此水平的溫度梯度 $\frac{\partial \theta}{\partial x} > 0$(考慮右邊的斜坡情形)，而迴流風速為負($u<0$)，因此方程式的等式右邊第一項為正，即造成山谷內部位溫的增加($\frac{\partial \theta}{\partial t} > 0$)；而由於山谷內為一位溫隨高度增加的穩定大氣($\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$)，因此山谷內的下沉運動($w<0$)，也會造成山谷內的溫度增加。故在此我們稱山谷內混合層之上，溫度隨時間增加的這個高度為次混合層。除此之外在高地平原地區逸入層及山谷平原內次混合層之上則仍維持初始狀態的穩定大氣結構。對於以上模擬的位溫垂直分佈情形，在觀測白天對流邊界層的發展上均可見相同的結構，尤其以未受到谷風環流系統影響的高地平原上，邊界層結構(左圖)更是一般平地上典型的邊界層發展情形(Deardorff 1978)。

五、結論

在本篇研究中我們使用了台大-普渡全壓縮非靜力模式，探討谷風環流與對流邊界層發展關係。模擬結果顯示谷風環流在山頂地區發展較為深厚，而斜坡上的環流厚度較淺。谷風環流的形成除了會在山谷內造成一微弱的下沉運動，同時也會透過冷暖空氣平流的作用，去調整山谷內的溫度分佈，以釋放不穩定度，降低大氣的可應用位能。另外在模擬的過程中我們發現谷風環流的形成會抑制坡上對流邊界層的發展，以致斜坡上對流邊界層發展較淺。但在谷底平原及谷風前緣前方的高地平原，由於沒有受到谷風環流的影響，因此對流邊界層的發展較為旺盛。而進一步比較谷底和谷風前緣前方高地平原對流邊界層的發展高度則發現，同一時間前者對流邊界層發展的高度較後者淺，此結果可以歸究於兩區域密度差異及前者受到山谷內部下沉運動及谷風迴流所影響。

參考文獻

許武榮與侯昭平, 1997: 海風環流與陸地對流邊界層交互影響之數值研究。 *大氣科學*, **25**, 397-417。

Atkinson, B. W., 1981: Meso-scale atmospheric circulation, *Academic Press*, 495 pp.

Deardorff, J. W., 1978 : Observed characteristics of the outer layer. *In* " Short Course on the Planetary Boundary Layer " (A . K. Blackadar, ed.). Amer. Meteorol. Soc., Boston, Massachusetts.

Kimura, F., and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 549-558.

Kuwagata, T., and F. Kimura, 1995: Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part I: Observations in the Ina valley. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1082-1091.

———, 1997: Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part II: Numerical simulation of the cross-valley circulation. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 883-895.

Pielke, R. A., 2002: Mesoscale meteorological modeling, *Academic Press*, 676 pp.

Hsu, W. R., and W. Y. Sun, 2001: A time-split,forward-backward umerical model for solving a nonhydrostatic and compressible system of equation. *Tellus*, **53A**, 279-299.

Whiteman, C. D., 1982: Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: PartI. Observations. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 270-289.

———, and T. B. McKee, 1982: Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part II. Thermodynamic model. *J. Appl. Meteor.*, **21**,

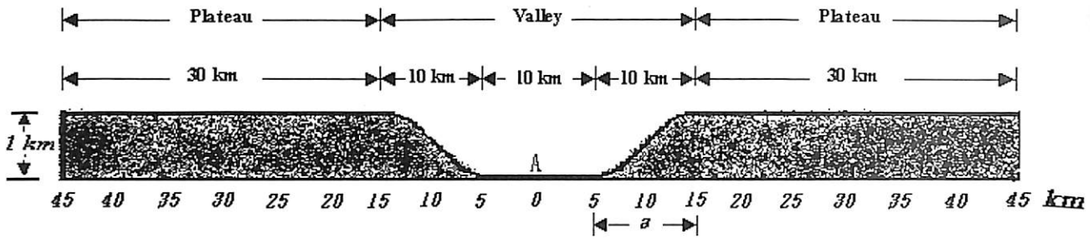


圖 1 地形設定(A 點為山谷中心，a 為斜坡水平距離寬度)。

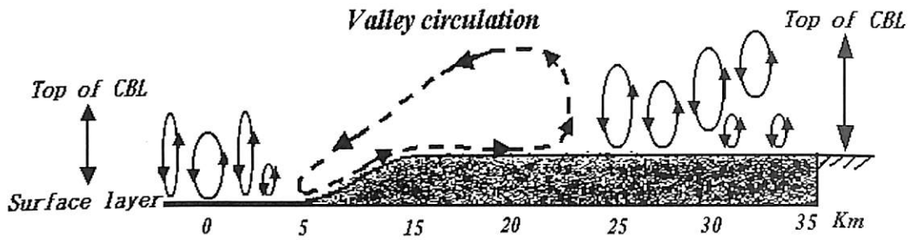


圖 4 谷風環流及對流邊界層發展之示意圖。

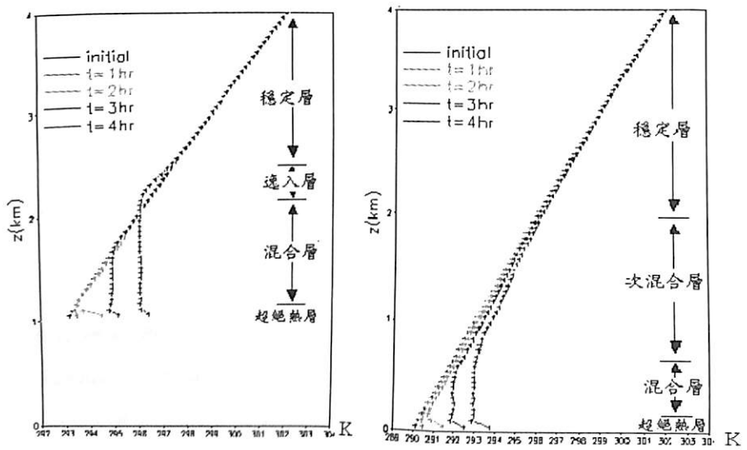
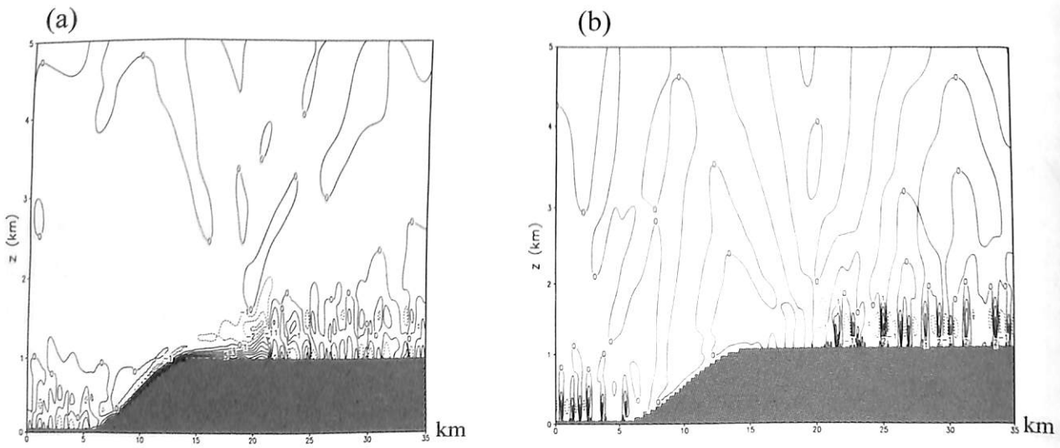


圖 5 控制個案位溫隨時間每小時發展的垂直結構(左圖為 25~35 公里水平方向的平均，右圖為谷底平原 10 公里的平均，)。



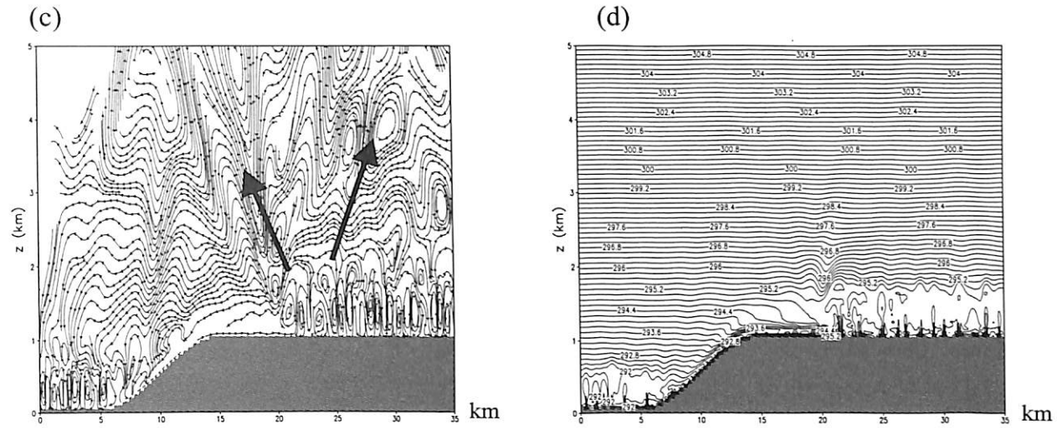


圖 2 控制個案積分 3 小時的 (a)水平風場 (等值線間距為 1 m s^{-1})，(b)垂直速度場 (等值線間距為 1 m s^{-1})，(c)流線圖 (粗箭頭顯示谷風前之較強對流運動引發上層重力波發散情形)，(d)溫度場 (等值線間距為 0.2 K)。各子圖中實線為正值，虛線為負值。

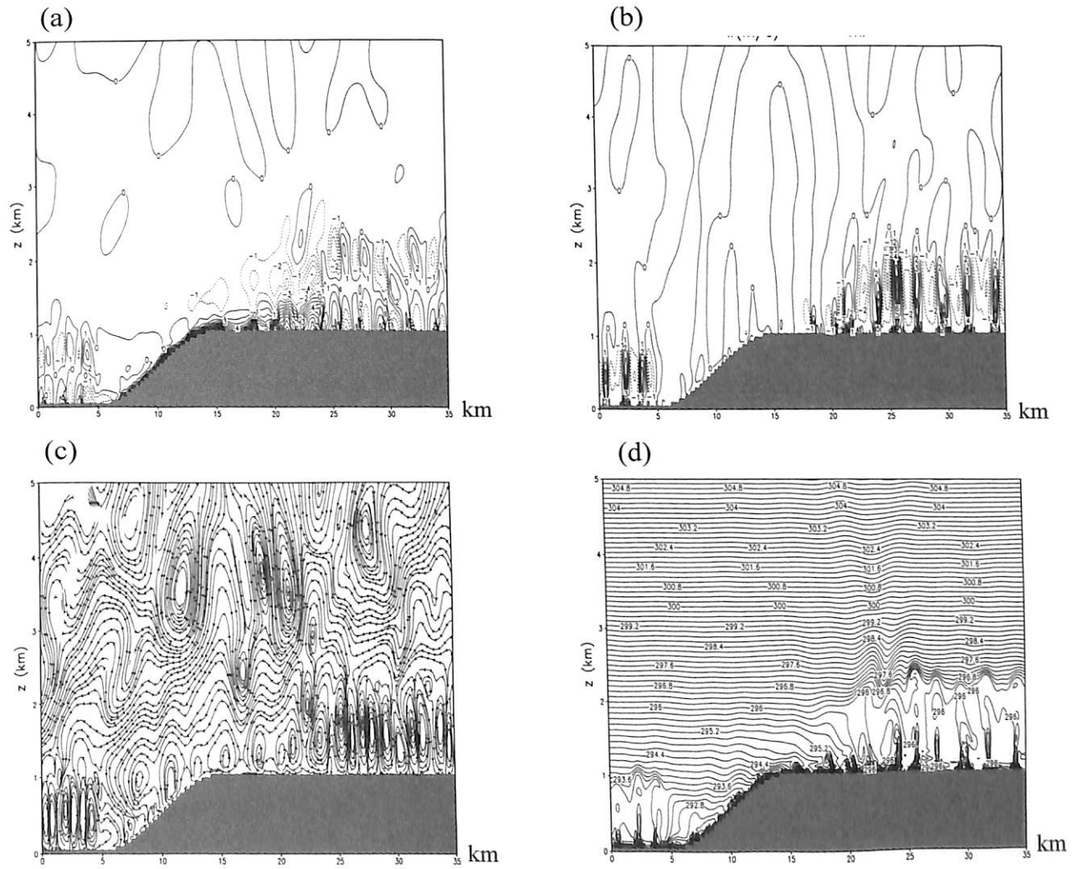


圖 3 相同於圖 2 但為積分 4 小時模擬結果。

The Numerical Simulation of Valley Wind Circulation

Hsu Wu Ron Lin Yu Feng
Nation Taiwan University *Air Force Weather Center*

ABSTRACT

In this study, an NTU-Purdue non-hydrostatic model, embedded within an idealized valley topography, with a grid spacing of 50 meters both vertically and horizontally, was employed to analyze the processes in the development of valley wind circulation, and the role it plays in the evolution of the convective boundary layer (CBL). The results reveal that the valley wind circulation structure and characteristics of the CBL are simulated well by the model, especially in the distribution of large eddies in the PBL. The formation of valley wind circulation not only induces a weak subsidence in the valley's center, but can also rearrange the temperature distribution in the mountain-valley area through advection from both cold and warm air. The mechanisms behind these processes represent that the available potential energy (APE) is decreased with the onset of valley wind circulation. In addition to the above analysis, it is also demonstrated that the development of the CBL can be restrained by these circulations.

Keywords: convective boundary layer , available potential energy