

TAMEX IOP 8 山區對流降水的數值模擬

陳文信 陳景森

國立中央大學 大氣物理所

摘要

1987年6月7日大溪測站在5小時內共測得降水量109 mm。利用民航局中正機場單都卜勒雷達的回波資料，發現在大溪附近山區持續有回波，對流降水發生於山頂及其附近斜坡上，並在山頂、斜坡及山區發展。從回波資料判斷，在整個降水過程中，首先，對流降水系統有沿斜坡向東移動的趨勢，系統持續在山頂及其附近斜坡發展，而在後期，降水區向東快速的擴展並衰退。

本文利用一適用於山區的二維地形座標的雲雨數值模式，以大溪附近山區為模式的下邊界，來模擬此次大溪附近的對流降水之特性。

一、前言

台灣地形特殊，山脈由臺灣北部連綿至臺灣南部，山脈西側斜坡坡度緩，東側斜坡則相當陡峭，此種特殊地形配合地表加熱的差異，蒸發作用的差異與綜觀天氣溫度、溼度和風場的相互作用，可引發斜坡地低層的輻合，將水汽帶往高空，形成對流性的積雲或積雨雲，導致降水的發生。本文利用數值方法，來模擬山區對流降水的特性，希望能在實務作業上，提供局部地區即時天氣預報的參考。

對於山區對流與降水的研究，國外做過相當多。在觀測方面，Braham and Draginis(1960)，Kuo and Orville(1973)、Caracena et. al.(1979)及Banta(1984)等的研究，可歸納成下列結論：1. 山區的斜坡地在白天可視為高層的一熱源；2. 山岳對環境風場產生阻擋作用，氣流因而爬升，並在地形阻擋和高層熱源的合力作用下，引發山上夏日對流的發展；3. 山高及駛流層風速的大小，影響豪雨系統是否滯留；4. 山頂以上風場向下混合時，可能抑制對流發展。

與地形有關的數值模擬研究相當多，如Orville (1964; 1968) Grossman and Durran(1984)，Ogura and Yoshizaki(1988)、Banta(1986)，和

Yoshizaki and Ogura(1988)。其結果強調山高、地表加熱、環境風場和水汽供應對於對流系統初生發展及是否滯留的重要性。

1987年臺灣地區中尺度氣象實驗(TAMEX)，對於臺灣地區中小尺度天氣現象的研究，提供相當好的密集觀測資料，因此，我們想利用二維可壓縮的雲雨數值模式，在Meso-r的尺度內考慮地形、地表加熱與大氣條件的作用，來研究山區對流降水的特性及機制，並與雷達回波資料作印證。

二、天氣分析

1987年6月7日0800 LST的地面天氣圖(圖1)顯示，冷鋒面在中國大陸華南地區。500 mb的天氣圖則指出500 mb槽正好位於中國大陸華中的上空；500 mb脊正好位於東南沿海。使得臺灣北部地面吹南風，500 mb則吹西北風。利用板橋探空資料(圖2)，可知低層風由南風向上順轉為西南風，而在上層則轉為西北風和北風；700 mb以下，大氣為潛在不穩定；950 mb以下的空氣塊，舉升超過900 mb時，即可自由對流。由於風場有垂直於南北走向山脈的向東分量，使山岳的地表

加熱和地形的阻擋，很容易的就能提供這樣的舉升作用。

從衛星資料看出，山區可能有很大的降水。台灣北部山區測站均測得相當多的雨量，其中大溪測站在短短 5 小時內，共下了 109 mm 的雨量，如圖 3 所示，且這些降水是在山區產生並非由華南或臺灣海峽移到臺灣地區的。

利用民航局中正機場 (CAA) 雷達，Chen & Wang (1989) 曾做過回波的水平剖面圖，如圖 4 所示，CAA 在圖中的位置以 × 符號表示，由 1300 LST 的水平剖面圖 (圖 4)，可清楚的看出回波已經在臺灣北部及中部的山脊西側發展。在臺灣北部有三個強回波區 (離 CAA 約 25-30Km)，並正好在地形斜率很大的地方 (300 m/Km)。值得注意的是 1300-1700 LST 期間，雖然最強回波區並非正好在大溪，但強回波則持續在大溪附近發生 (圖 4)。

為了明瞭大溪附近降水的情形，以及回波隨時間的變化，我們採用不同時間的雷達回波資料，但若只取經過大溪的剖面，不一定經過大溪附近的最強降水回波；並由於水平剖面圖顯示回波強度大過 30 dBZ 的範圍大約是長 10 km，所以擇取在 CAA 南方 24-34Km 之間 (大溪南北各 5 公里) 南北向的回波極大值作成垂直剖面圖 (圖 5)，來看看對流降水的特性，並與模擬的結果比較。

由圖 5 很清楚看到降水完全集中在山區，並在各山頂的西側斜坡都有較大的降水中心。特別是在大溪附近，有二強對流中心，然後此二強對流中心併鄰，而在大溪附近的斜坡，則持續有新對流中心繼續發生 (圖 5b-d)，並受環境風場的西風分量影響，強對流中心有向東移的現象，於是降水區很快速的向東擴展。1600 LST 左右 (圖 5 e)，系統開始有衰退的現象，1700 LST (圖 5 f) 時，雖然山區仍有極大的回波，但在大溪附近不再有新生的對流中心。

雷達回波有三個有趣的現象，(1) 降水集中於山區，尤其是在斜坡上，(2) 大溪附近持續有較大的降水中心，(3) 1320 LST 時二對流中心併鄰，並向東快速的擴展。造成這些現象的原因，可能是上游斜坡的抬升運動、斜坡升降率大、山區粉蒸熱和水汽源、山頂高度和環境風場，使對流降水持續發生在斜坡及各山頂之上 (Caracena, et. al., 1979; Yoshizaki, et. al., 1988)。

本文將利用二維雲雨數值模式，來模擬 1987 年 6 月 7 日發生於大溪附近強對流降水的特性。

三、數值模式說明

本數值模式是利用可壓縮性方程組 (compressible equations)，來研究臺灣北部大溪附近山區降水的特性。因為是可壓縮系統，所以聲波與重力波可共同存在此模式內，與非彈性系統 (anelastic system) 不同。在非彈性系統內，壓力由波桑方程式 (Poisson equation) 求得；但是在類似本模式需要座標轉換時，波桑方程式的係數不是常數，需要較複雜的計算，才可求出壓力，但在可壓縮模式中，可以利用時間分割法 (time splitting method) (Klemp and Wilhelmson, 1978)，對有關聲波部份，用比較小的時間間隔來處理，而有關對流部份，則用大的時間間隔處理，如此就可以不必由波桑方程式來求壓力了，而其所需的計算時間與解具有常係數的波桑方程式來求壓力了，而其所需的計算時間與解具有常係數的波桑方程式大致相同。

此二維非靜力平衡的數值模式，是利用在地形座標下的數值方法，求出水平速度 (u)，垂直速度 (w)，位溫 (θ)，無因次壓力 (Nondimensional pressure, π)，重量混合係數 (momentum eddy mixing coefficient, KM)，水汽混合比 (q_v)，雲滴混合比 (q_c) 和雨滴混合比 (q_r) 的數值解。

利用 Navier-Stokes 方程和溼空氣狀態方程可得動量方程式，其中次網格 (subgrid) 上速度場計算項，採用 Lilly (1962) 的方法。

利用無因次壓力

$$\bar{\pi} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{R_d/C_p} = \left(\frac{R_d}{P_0} P \theta_v\right)^{R_d/C_p} \quad (3.1)$$

，可壓縮連續方程和熱力方程，可得壓力方程。

對於 θ , q_v , q_c 和 q_r 的預報方程式可寫成如下形式

$$\frac{d\phi}{dt} = M_\phi + D_\phi \quad (3.2)$$

M_ϕ 為微物理項， D_ϕ 為微物理項

本模式下邊界加入地形考慮，地形座標是參考 Gal-Chen and Somerville (1975)，在垂直方向的座標轉換假設為

$$\zeta = \frac{Z_t(z - Z_s)}{Z_t - Z_s} \quad (3.3)$$

其中 $Z_s(x)$ 為地形高度，而 Z_r 是模式的下邊界高度，利用 (3.3) 可將直角座標 (x, z) 的微分轉換至地形座標 (x, ζ) 上，做法如 Durran and Klemp (1982)，如此一來可將直角座標上的方程組轉換成在 (x, ζ) 座標上的方程組。

本模式上下邊界均採滑動邊界，即除垂直風速 ($w = 0$) 之外，其它物理量 (Ψ) 的垂直微分為零 ($\partial\Psi/\partial\zeta = 0$)，為避免模式內向上傳的波動反射回來，模式上端的網格點給予吸收層的處理 (Clark, 1977; Klemp and Lilly, 1978)，側邊界的處理與 Chen and Lin (1983) 相同，採輻射邊界，即只允許模式內的波動往外傳播，在下邊界我們加入地形的考慮，取大溪南北各五公里的地形高度加以平均，並以類似簡單的三個鐘形來代表平均地形，即為模式地形 (圖 6)。

為了簡化地表加熱的處理，我們仿照 Banta (1986) 的方法，採取等熱通量及隨高度變化的加熱處理，令熱通量為 $1,152 \text{ K cms}^{-1}$ ，在這種加熱情形下最低網格的位溫每小時約增加 0.5 度，水汽供應則仿照的 Tripoli and Cottor. (1989) 方法，令模式最低層網格， $x = 1 - 170 \text{ km}$ 上的水汽混合比值一直等於初始值。

TAMEX IOP#8 於 6 月 7 日 1300 LST 開始，板橋探空站在 0800 LST 和 1400 LST 釋放探空兩次 (圖 2)，其間無從知道大氣的真實狀況，1118 LST 時，衛星資料顯示臺灣北部山區有對流雲形成，1300 LST 時，CAA 的雷達回波顯示已有強降水發生於北部山區，所以我們修訂 1400 LST 的探空資料，作為模式的初始大氣條件 (圖 7)。主要修正處在於水汽混合比取 0800 LST 與 1400 LST 的較大值，又在 2000 m 以下的位溫場則取 0800 LST 與 1400 LST 的平均。

關於資料的初始化，首先將修正過的環境位溫場，隨高度內差到網格點上，作為模式的環境位溫場，環境風場利用 Tripoli and Cotton (1982) 的方法，即在山頂之上風場與探空資料相同，而山頂以下的部份，讓風場等量增加，在 90 分鐘內由零調節到探空資料的數值 (內差到網格點上的值)，然後再讓模式用 60 分鐘自行調節，其間不加任何外力，其目的在減少氣流過山所造成的小擾動，然後重新設定時間為零，地表開始加熱並供應水汽。

四、模擬的結果

模式開始後 600s (圖 8a)，降水現象首先發生在山頂 ($x = 134 \text{ km}$) 前的斜坡並移上山頂，高度 1.5 km 處，1200s 時 (圖 8b) 此降水中心發展並已移到山頂之後，而在原處另有一在斜坡上初生，發展並移上山頂的降水中心，強度為 8 dBZ 左右；2400s 時 (圖 8c)，斜坡上又初生降水中心，發展並移上山頂 ($x = 134 \text{ km}$)，強度已超過 20 dBZ，東移的中心則有減弱的現象，值得注意的是在 $x = 89 \text{ km}$ 處有一新生的降水中心，此降水中心快速發展並在 3600s 時 (圖 8d) 向東移到 $x = 102 \text{ km}$ ，高度發展到 4 km 高以上 (稱之為 A 胞)，而在原初生地則另有一降水胞形成， $x = 134 \text{ km}$ 的降水持續，仍有中心分出移向東，而在 4 km 高， $x = 137$ 、155 km 處有二降水中心，是為山頂之後的上升運動所造成，初始大氣條件顯示在高度 3.6 公里處，溼度較大，從模式開始以後，在 $x = 135$ 、155 km 持續有上升運動，所以到 3600s 有 5 dBZ 以上的降水。

4800s 時 (圖 9a)，A 胞快速發展，強度已超過 35 dBZ，並已移過山頂 ($x = 105 \text{ km}$) 繼續向東，在 A 胞的西側，則跟著二降水中心，而在 $x = 134 \text{ km}$ 山頂之後的回波中心，不見有增強現象，因為從模式開始後，此處一直有下降氣流抑制對流發展，6000s 時 (圖 9b)，A 胞發展得相當大，正爬上第二座山的斜坡，並由於 A 胞的下降氣流影響，A 胞右側二中心減弱， $x = 134 \text{ km}$ 附近的降水中心則消失了。

在 7200s (圖 9c)，A 胞已移到 $x = 134 \text{ km}$ 山頂，並發展為二降水中心 (A, A1) 併鄰的現象，而在 $x = 98 \text{ km}$ 附近持續有對流胞發展；8400s 時 (圖 9d)， $x = 87 \text{ km}$ 處仍有新生對流胞，整個回波場有向東傳進的現象，A 胞移到 $x = 134 \text{ km}$ 山頂，A 胞東側新生降水中心，A1 側則減弱並移上山頂。9660s 時 (圖 10a)，A 胞東側新生的中心已移到 $x = 160 \text{ km}$ ，A 胞持續發展並近似滯留在 $x = 134 \text{ km}$ 山頂之上，使 A1 胞與其西側移來的降水中心合併，雷達資料亦有此現象，原來在 $x = 89 \text{ km}$ 的新生胞，又一次移上 $x = 105 \text{ km}$ 山頂並發展， $x = 89 \text{ km}$ 處則持續有新胞初生。

10800s 時 (圖 10b)，滯留的 A 胞被 A1 胞擠向東，A1 胞又發展大過 35 dBZ，值得注意的是在其上游，又一次由原 $x = 103 \text{ km}$ 處對流中心發展起來的強對流中心 (B 胞)，又將移上斜坡 (重複

4800s 時 A 胞的動作)，約略計算 A 胞系統在大溪附近斜坡停留的時間，自 7200s 到 10800s，約為一小時。

然後 A 胞衰滅，A1 胞併入 A 胞成爲主體 或支持 A 胞的對流，仍稱之爲 A 胞，此時（12000s）B 胞已走上斜坡，其西側新生對流中心又因 B 胞環流影響而衰退（圖 10c），13200s 時（圖 10d），B 胞已移上山頂，並與 A 胞及由 A 胞東側中層新生的降水中心，一起籠罩在 $x=120-160$ km 山區，強對流中心仍在 35 dBZ 以上，14400s（圖 11a），A 胞強降水中心擴大，大過 35dBZ 的地區有 10 km 寬；B 胞衰滅，其西側持續有新生的對流胞發展，然後併入 B 胞中，成爲的 B 胞主體或支持 B 胞的對流活動。B 胞亦有與上游移來的新生對流中心合併的現象，A1 胞和雷達資料均有此現象。

15600s（圖 11b），強降水中心東移，B 胞則靠新生對流中心的併入而滯留在 $x=134$ km 附近，其西側又有新生胞發展；16800s（圖 11c），A 胞已移過 $s=154$ km 山頂，B 胞西側新生胞發展，強度大過 35 dBZ，但並不重複 A 胞和 B 胞的行爲，而在移上斜坡後併入 B 胞中，成爲 B 胞的主體，18000s（圖 11d）， $x=103$ km 處又有新生胞，前面的降水中心已相當接近 B 胞了，值得注意的是 A 胞已在衰退，B 胞已移過 $x=134$ km 的山頂，約略計算 B 胞在大溪附近斜坡停留的時間不到二小時（12000s 到 18000s），且其強度較 A 胞系統小。

19200s（圖 11e），B 胞雖由於新降水中心的併入得以保持一定的強度，但就整體來看，各對流胞均在衰退中，值得注意的是在 21600s（圖 11f），A 胞將移過海陸交接處（ $x=170$ km）時，又有另一降水中心 $x=185$ km 附近（海上）形成。

五、結 論

1987 年 6 月 7 日大溪附近發生強對流降水，分析雷達回波資料和大溪測站的逐時降水量，我們發現此次降水有二特性；1. 回波集中在山區，2 大溪測站測得降水量在 1300L-1400L 及 1500L-1600L 較大如圖 3。

利用二維雲雨模式，模擬上述的降水特性，結果斜坡上持續有對流發展，受風場影響向東傳進，並在山頂附近滯留，滯留對流胞由於西側（上游）不斷有對流中心的併入，能維持一定的強度，造成斜坡、山頂和山區都有相當大的降水，相當能表現

大溪附近對流降水的特性，惟山區降水受山高、熱源、水汽源和天氣條件影響，所以對於此個案的進一步研究仍在進行中。

參考文獻

- Banta, R.M., 1984: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part 1: Observations of the dry circulations. Mon. Wea. Rev., 112, 340-356.
- , 1986: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part II: Numerical studies of upslope flow duration. Mon. Wea. Rev., 114, 1112-1130.
- Braham, R. R., Jr., and M. Draginis, 1960: Roots of orographic cumuli. J. Meteor., 17, 214-226.
- Caracena, F., R.A. Maddos, L.R. Hoxit and C.F. Chappel, 1979: Mesocyclone of the Big Thompson Storm. Mon. Wea. Rev., 107, 1-17.
- Chen, C.S. and S.M. Lin, 1983. A study of the lateral boundary conditions in a numerical storm model. Bull. of Geophys., National Central Univ., R.O.C. 24, 57-76
- Chen Ching-Sen and Tai-Chi Chen Wang, 1989: An investigation into an orographic storm during TAMEX IOP#8. 24 th Conference on Radar Meteorology, American Meteorology Society, Tallahassee, Florida.
- Clark, T.L., 1977: A small scale dynamics model using a terrain following coordinate transformation. J. Comput. Phys., 24, 186-215.
- Deardorff, J.W., 1975: The development of boundary-layer turbulence models for use in studying the severe storm environment. Proc. SEASAME Meeting, Boulder, NOAA-ERL, 251-264.
- Durran, D.R. and J.B. Klemp, 1982: The effects of moisture on trapped mountain lee waves. J. Atmos. Sci., 39, 2490-2506.
- Gal-Chen, T., and R. Somerville, 1975; Numerical solution of the Navier-Stokes equations with topography. J. Comput. Phys., 17, 209-223.
- Klemp, J.B., and R.B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. J. Atmos. Sci., 35, 1070-1096.
- , and K.D. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. J. Atmos.

Sci., 35, 78-106.

Kuo, J.T. and H.D. Orville., 1973: A radar climatology of summertime convective clouds in the Black Hills. J. Appli. Meteor., 12, 359-368.

Orville, H.D., 1964: On mountain upslope winds. J. Atmos. Sci., 21, 622-633.

Orville, H.D., 1968: Ambient wind effects on the initiation and development of cumulus clouds over mountains. J. Atmos. Sci., 25, 385-403.

Robert, A.J., 1966: The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations. J. Meteor. Soc. Japan., 44, 237-245.

Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1982: The Colorado state university three-dimensional cloud/

mesoscale 1982 part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. Journal De Recherches Atmospheriques, 16, 185-219.

-----, and W.R. Cotton, 1989: Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part I: Simulated genesis and comparison with observations. Mon. Wea. Rev., 117, 273-304.

Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988. Two-and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. J. Atmos. Sci., 45, 3700-3722.

Wilhelmson, R.B., 1974: the life cycle of a thunderstorm in three dimensions. J. Atmos. Sci. 31, 1629-1651.

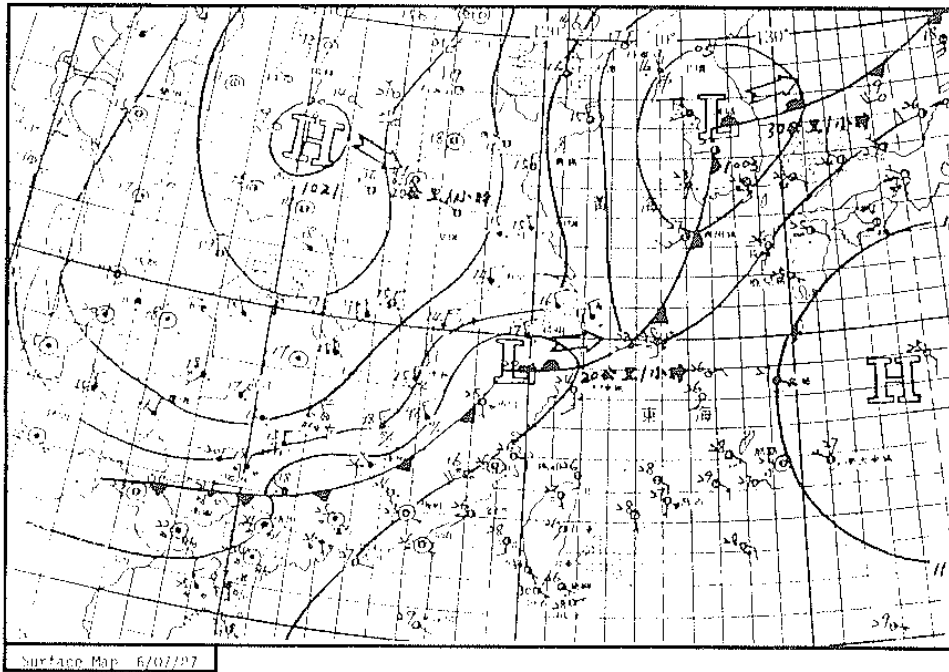


圖1. 1987年6月7日0800LST的地面天氣圖。

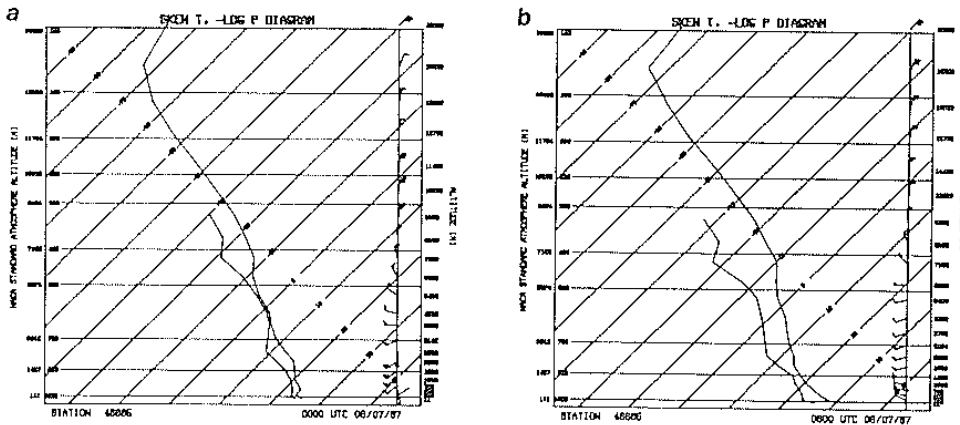


圖2. 板橋探空站(a) 0000z 和(b) 0600z 的探空曲線。

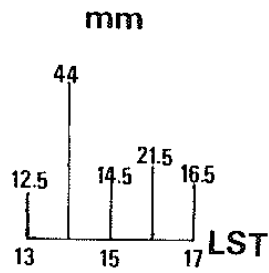


圖3.大溪測站 1300LST-1700LST 逐時降水量。

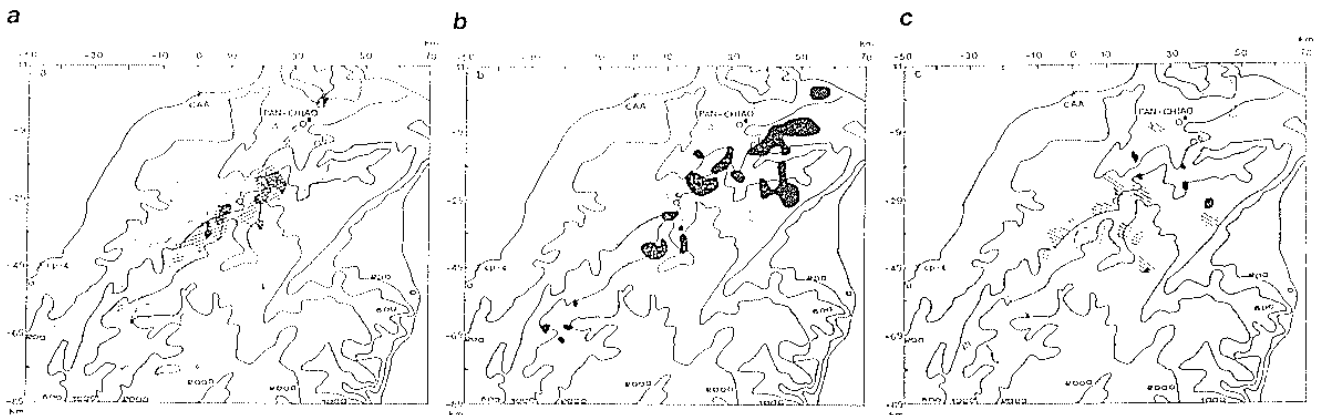
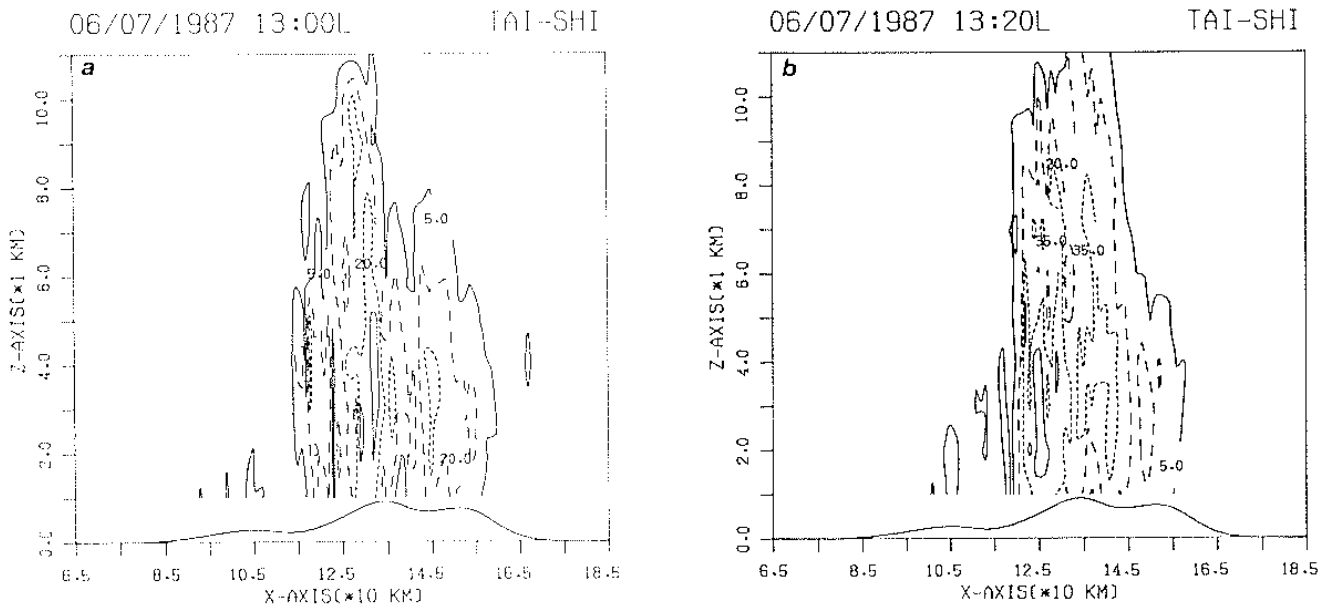


圖4. CAA雷達所測台灣北部回波強度，(a) 1300 LST，陰影、斜線和黑色區、分區代表 10、30和40 dBZ，(b)陰影區代表 1300LST回波強度大過 40dBZ地區、黑色區則為 1400 LST的，(c)同(a)，但陰影為 1500LST，斜線為 1550 LST、黑色為 1650LST的。



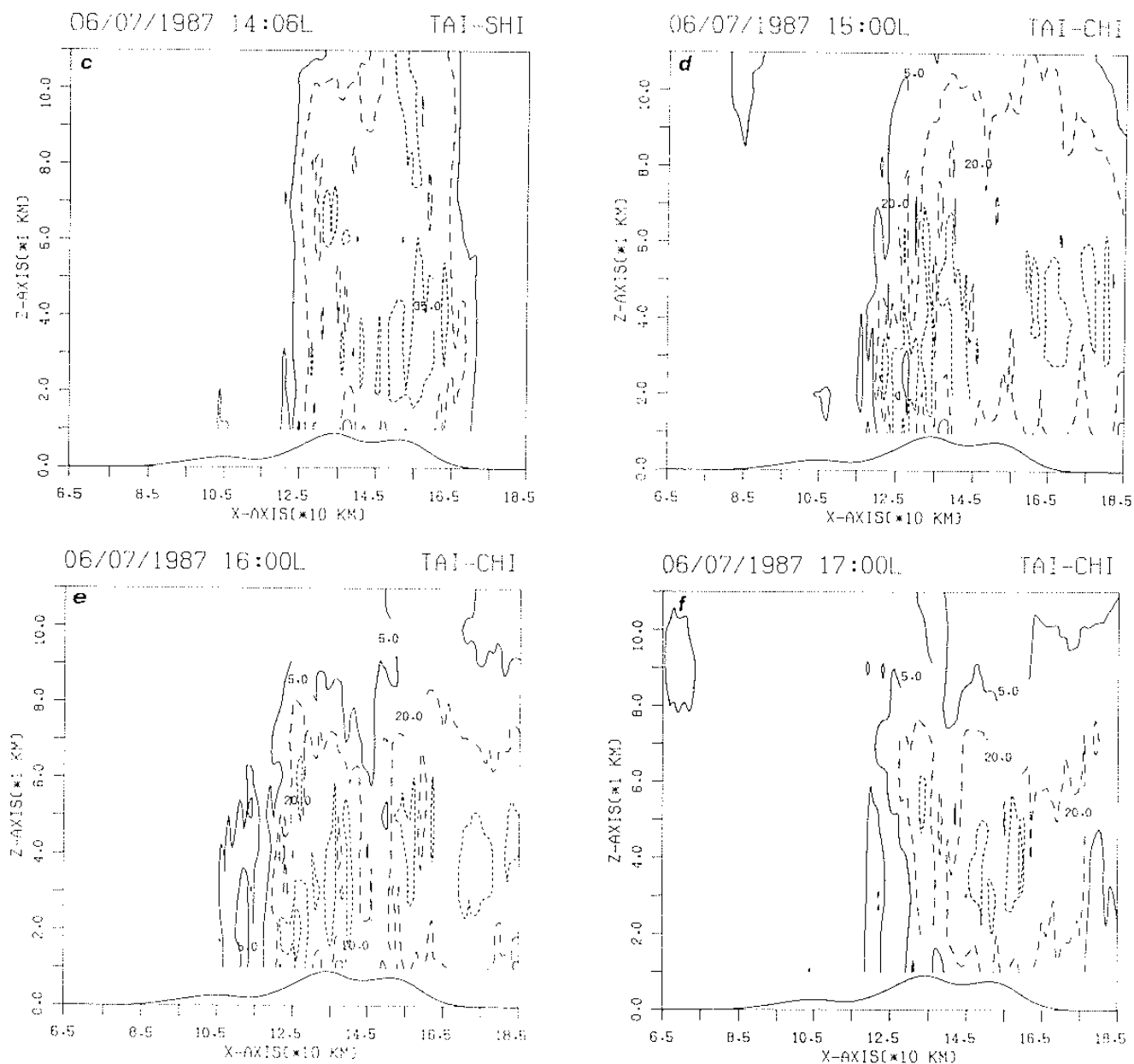


圖5. 極大值垂直剖面圖，橫軸為東西向距離，大溪測站在 $x=126$ km處；縱軸為高度，各等值線值，實線為 5，虛線 20，點線 35，粗實線為 50 dBZ，(a) 1300，(b) 1320，(c) 1406，(d) 1500，(e) 1600，(f) 1700 LST。

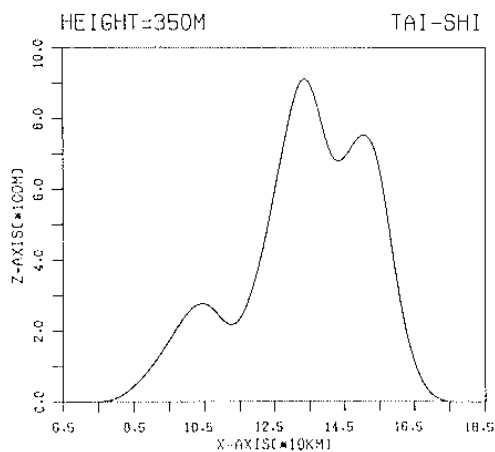


圖6. 模式地形，三座山的高度，分別為 288 m、911 m 和 789 m，大溪測站的位置約在 $x=126$ km。

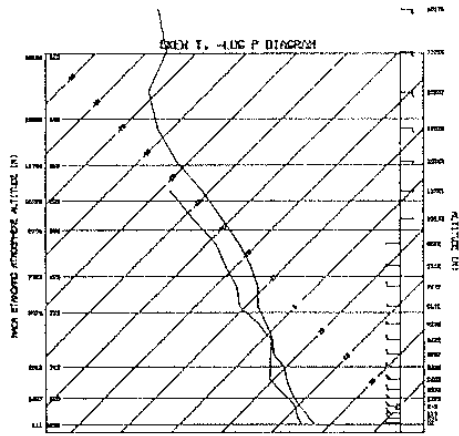


圖7. 模式和始條件。

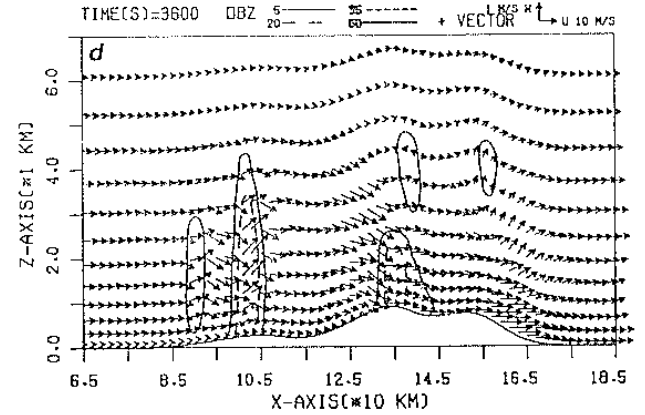
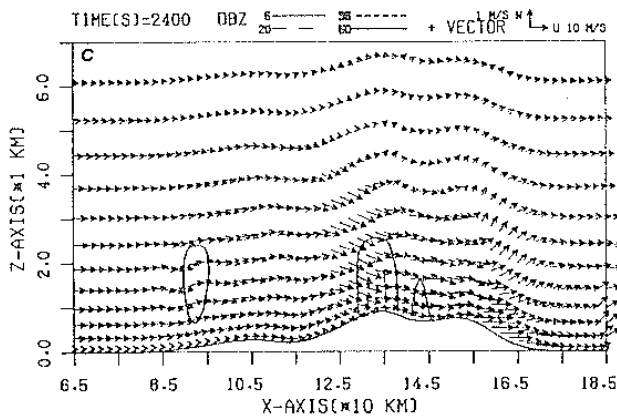
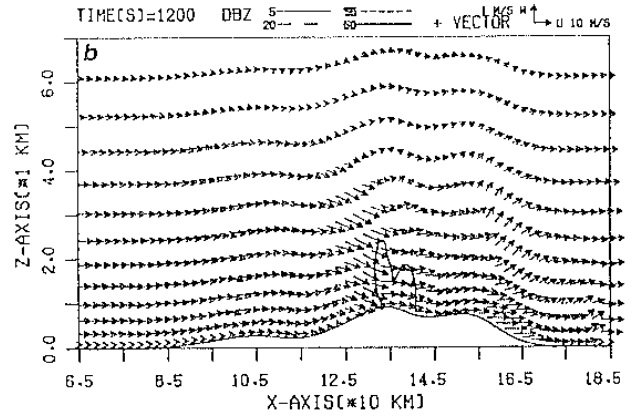
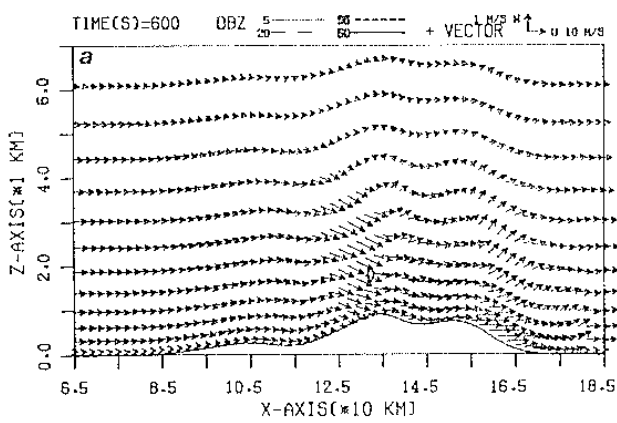
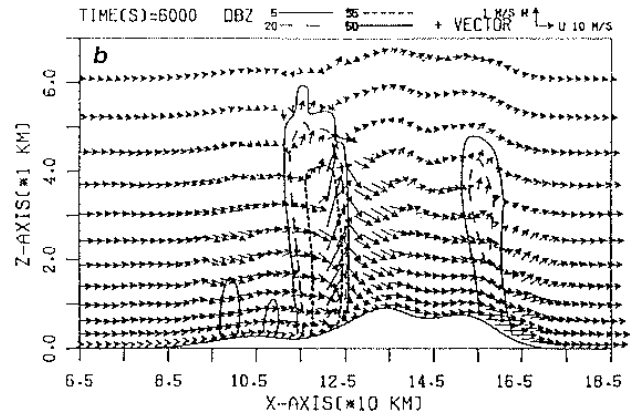
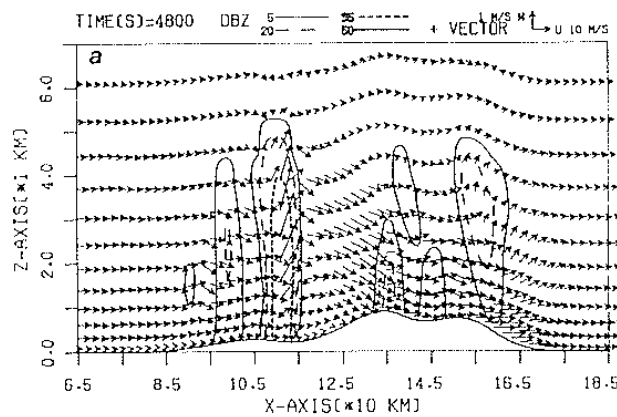


圖8. 模擬結果，細實線為5，虛線20，點線35，粗實線50，垂直速度放大10倍 時間自風場調節後算起，(a) 600s，(b) 1200s，(c) 2400s，(d) 3600s。



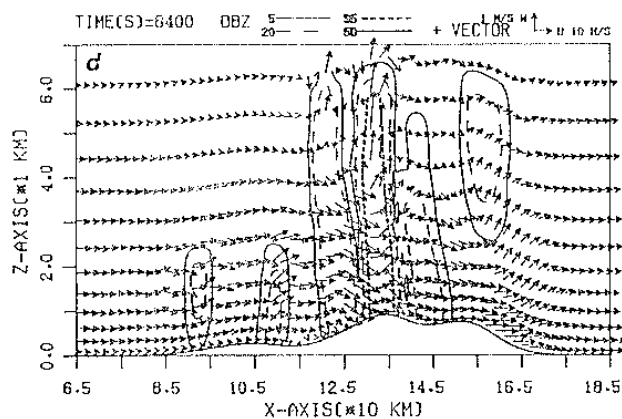
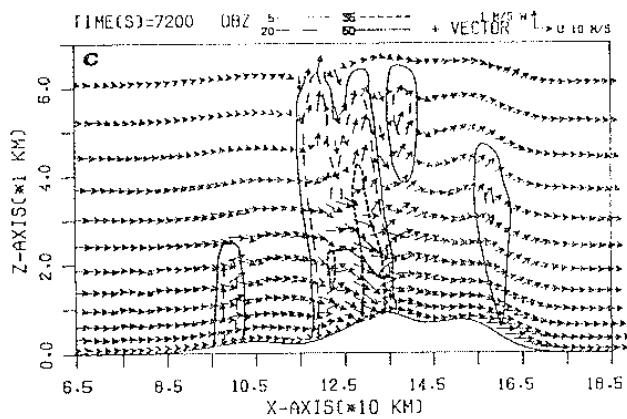


圖9. 如圖8, (a) 4800s, (b) 6000s, (c) 7200s, (d) 8400s。

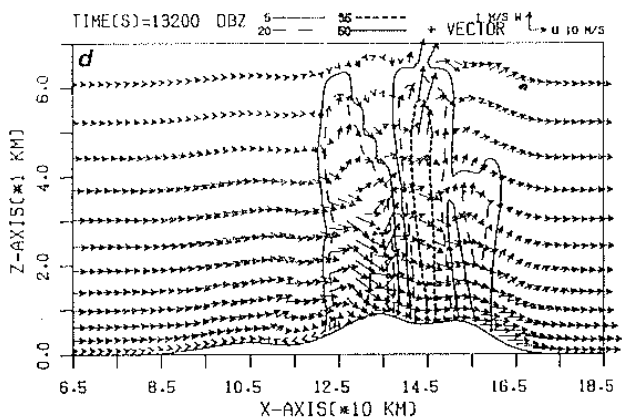
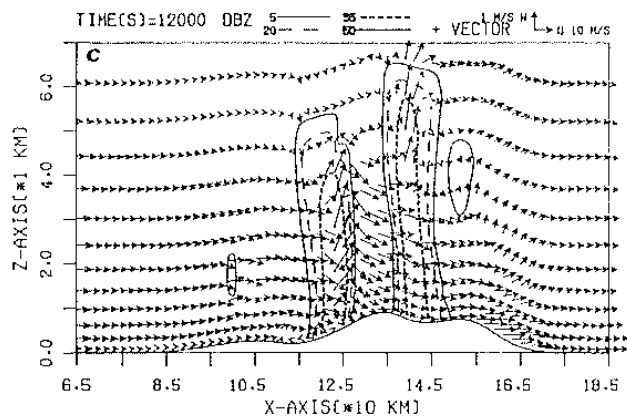
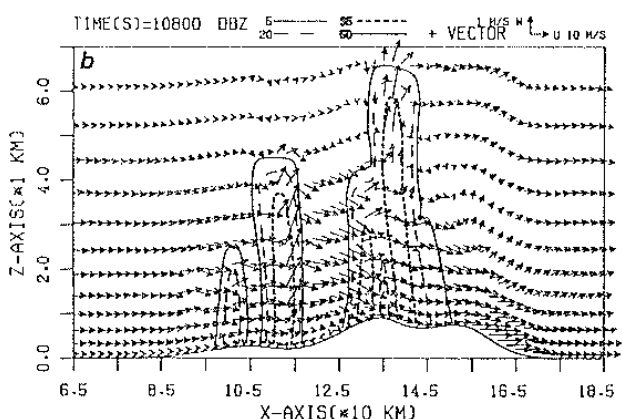
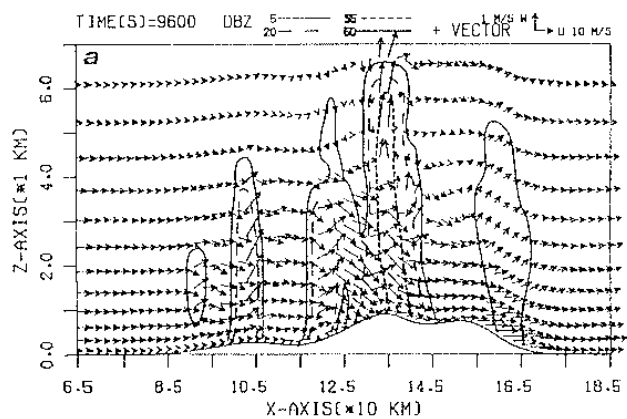
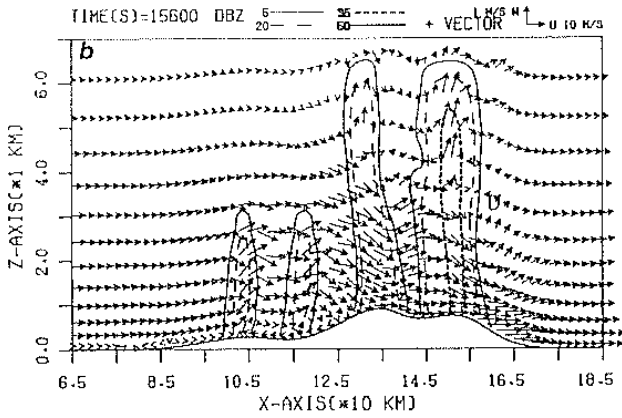
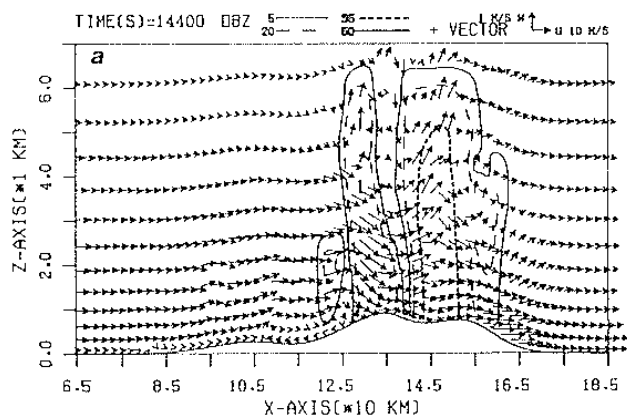


圖10. 如圖8, (a) 9600s, (b) 10800s, (c) 12000s, (d) 13200s。



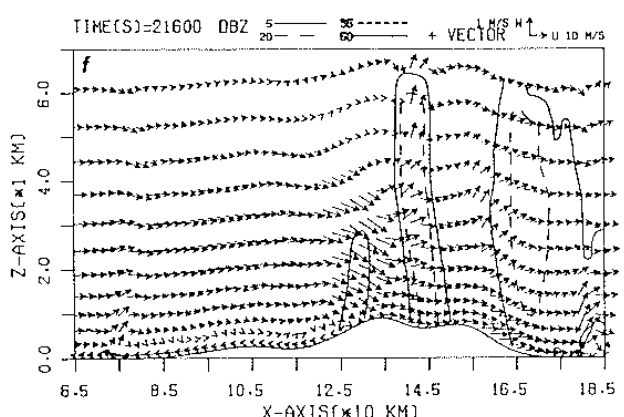
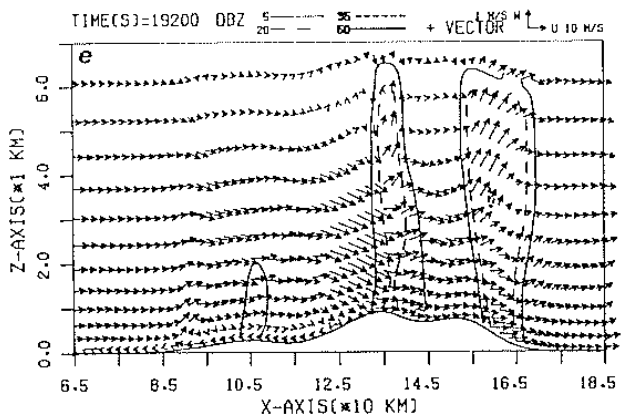
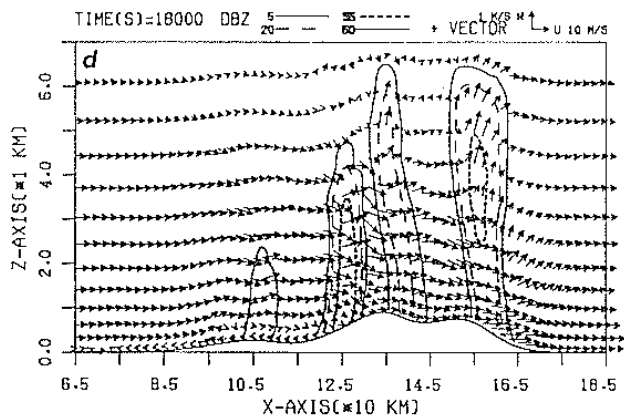
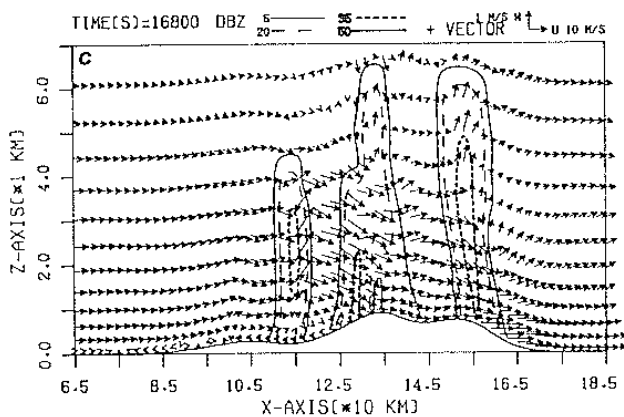


圖11.如圖 8 , (a) 14400s , (b) 15600s , (c) 16800s
 , (d) 18000s , (e) 19200 , (f) 21600 。

A numerical Study on the Convective System in
 Mountains Areas During TAMEX IOP#8
 Wen-Shin Chen Ching-Sen Chen
 Institute of Atmospheric physics
 National Central University

ABSTRACT

In the afternoon of June 7, 1987 the total amounts of precipitation was 109 mm in five hours at Ta-Shi near mountainous area. The characteristics of echoes obtained from CAA radar showed that the echoes continually developed over mountain peak and sloping terrain. New echoes formed in the lower area west of Ta-Shi then moved eastward and merged with the convective systems in mountainous areas.

A two-dimensional terrain-following coordinated numerical model was used to simulate the convective systems near Ta-Shi area. Simulation results indicated that new convections continually formed west of Ta-Shi and moved eastward and merged with the convective systems over mountainous areas.