

使用雷達資料分析降水系統之對流結構特徵

游安吉

陳台琦

空軍

中央大學

氣象中心

大氣物理研究所

摘要

過去對於中尺度對流系統，輿論等降水系統的研究常將系統區分為對流區與層狀區作分析，所使用的方法有利用雷達回波資料的垂直結構，也就是根據回波亮帶(bright band)來分辨；有些學者則以回波的梯度(強梯度屬對流區)或是回波的強度(一般以30dBZ為標準)等回波水平分布狀態作區分；另外也有依據物理特性，以空氣的垂直運動(氣流垂直速度大於冰或雪粒子終端速度的區域為對流區)為依據。

上述的方法中，利用回波梯度與強度可能將新生對流胞忽略而看成層狀區，使用垂直速度分辨會遺漏不易求得空氣垂直運動速度的困擾。針對上述缺點，本文利用不同於以往的梯度選取曲線來定義對流，找出一個方便簡單的方法，文中利用回波對比反差的方式區分對流區與層狀區，且因為取低背景回波對應強對流梯度，已將新生對流特性考慮進去，隨背景回波增加對應梯度逐漸減小，此種方法比過去以某一回波臨界值做為區分標準更為完備，因此對降水系統之對流結構特徵能有更進一步的認識與了解，對於對流生命週期的了解也有所幫助。

一、前言

過去許多學者對於中尺度對流系統、中尺度對流複合體及輿線等系統的研究顯示，那些系統的概念模式可分為兩部份：一部份為位於系統前緣，包含有一些不連續積雨雲塔呈線狀排列、具有強烈回波而且有強烈上升與下降運動等特性的對流區域；另一部份則呈現水平寬廣回波、回波梯度明顯較弱、位於溶解層高度有明顯的強回波帶存在，且此區以溶解層為界上方有中尺度上升運動，下方則有中尺度下降運動，一般稱之為層狀區。不同區的微物理過程及內部結構是許多學者研究的題目，而且對流區伴隨的劇烈天氣對於飛航安全上的影響相當大，所以對流區與層狀區的分辨相當重要，從前習慣以回波值大小、回波梯度及回波亮帶定義對流與層狀區。本文中採用異於以往的方式，不僅考慮到新生對流的特性，也可避免求垂直速度的複雜計算。

Houghton(1968)依據物理特性做以下的定義：

當垂直速度 w 符合下式條件

$$|W| < |V_{ice}|$$

V_{ice} 表示冰晶粒子或是雪粒子下降時的終端速度(約1-3m/s)

的區域，即屬於層狀區，未合上式的區域，也就是

$$|W| \geq |V_{ice}|$$

時，就定為對流區。

Cheng and Houze(1979)認為當回波面積小於100平方公里時，只要回波有對流尺度短生命(一般小於60分鐘)及缺乏可辨識之結構等特徵，則可視為對流區；若為較大回波區域(面積大於100平方公里，小於1000平方公里)，因面積過大不可整個區域視為對流區，可能部分或整個區域由不規則及快速變化的對流元素所組成；當回波區大於1000平方公里時(尤其大到10000平方公里)，則僅可能部分為對流胞，其他區域則為水平均勻或較對流區發展緩慢的降水所涵蓋，且此水平均勻降水可能與砧狀雲有關係，因為具有較

大的水平範圍與較長時間尺度，且在動力及微物理的尺度方面皆比那些不規則、快速變化的對流區大，因此稱之為中尺度區。

Houze(1982)指出中尺度對流系統對大尺度環境的加熱作用來自系統中空氣垂直運動產生的凝結與蒸發作用，在大尺度區域裡理想化之中尺度對流系統中，對流區與層狀區的熱力作用研究指出對流區中整個對流層皆為增溫作用，而層狀區在下對流層為冷卻作用，上對流層則為增溫作用，綜合以後系統整個對流層高度皆為增溫作用，但在上對流層的增溫作用比單獨受對流區增溫時高，下對流層則比單獨受對流增溫少，可見層狀區的增溫作用對整個系統的熱力垂直結構有重要的影響，其中對流區與層狀區的區分以30dBZ作為基準值。

Szoke et.(1986 I, II)使用GATE觀測實驗的雷達資料對中尺度系統對流胞的研究中，以在最低高度角測得雷達回波局部最大值至少40dBZ、在某一高度角最大回波值比周圍回波至少大3dBZ、在1-5km高度之間一般有最強的回波直徑、垂直方向一個回波極大值至少存在兩個連續高度角且不會跟鄰近回波極大值互相混淆等四個標準來定義對流胞。

Houze(1993)認為降水一般可清楚地分為兩種類型，分別是層狀降水及對流降水，層狀降水一般發生在雨層雲，而對流降水則發生在積雲或積雨雲中，因此能夠以垂直速度加以區分，他定義層狀降水區為空氣垂直速度比冰晶或雪的終端速度小的降水過程，冰或雪的終端速度約1-3m/s；而對流降水則定義為空氣垂直速度在1-10m/s，一般指大於或等於冰晶或雪的下降終端速度。

台灣地區每年出現的降水系統主要為鋒面、鋒面帶中的中尺度對流系統、颱風及夏季的午後雷雨等其中又以伴隨在梅雨鋒面中的中尺度對流系統與颱風最容易帶來豪雨，本文使用1987年5-6月間TAMEX實驗計劃中的IOP#13與IOP#2作分析，另外也對葛拉絲颱風作測試，其中IOP#13及IOP#2部分利用雙都卜勒雷達資料合成技術與VVP單都卜勒雷達測風技術求得垂直風場加以對照比較。

二、分析方法介紹

本文中區分對流區與層狀區的方法與過程，可大致分成三個步驟來加以說明，分別敘述如下：

第一、計算背景回波平均值

利用CEDRIC將雷達觀測到之球面坐標上的回波資料內差到直角坐標上並取出欲分析範圍內之資料，再以所取範圍內每一網格點為中心，取半徑11公里的圓，計算圓內所含資料的平均值，當作此格點的背景回波值，取11公里即是將此範圍內小尺度回波變化先平均以作為平均背景值(如圖一)。

第二、根據背景回波值決定對流半徑

從第一步驟求出背景回波值後，再根據圖二中曲線所示，決定出每一網格點相對應的對流半徑。決定了區域中每一格點的對流半徑之後，再利用每一格點的對流半徑分別計算對流半徑範圍內的回波平均值，每一格點可求得一對流回波平均值。

此步驟中依據不同背景回波值截取對流半徑最主要的用意是考慮到新生對流尺度較小，且回波強度較小的特性，取較小的對流半徑才不至於將此小尺度對流系統給忽略掉。

第三、決定對流區與層狀區

將第二步驟求得之對流回波平均值減掉第一步驟求得之背景回波平均值，即可求得每一網格點上的回波差值，再利用背景回波平均值與回波差值關係圖(圖三)中粗實線為標準訂出對流區與層狀區，以此一曲線定出之對流及層狀區與過去使用方法主要的優點在強調強背景回波區不須太強的回波梯度即可視為對流區，在弱背景回波區則只要有強回波梯度也可被視為對流區，使用此標準來決定對流，乃是由觀測經驗中可發現初生對流常具有回波強度弱，尺度很小及回波梯度大等特徵。

三、結果分析

圖四為IOP#13中四個不同時間3km高度對流區與垂直速度關係圖，從圖上可看到前三個時間位於東半邊之主對流區與垂直速度的位置呈現中間為下降運動而左右兩邊為上升運動，在0728時則呈現西半部上升運動東半部下降運動，從過去學者研究的結果，在系統前緣應為上升運動而後方則為下降運動，此與所得結

果似有出入，其原因應是本個案所取範圍東面已涵蓋中央山脈所造成。

若是從微物理觀點來看，應該先有垂直速度產生將空氣抬升凝結再反應在回波強度上，所以我們試著比較不同時間得到的對流與垂直速度間之關係，圖五為0657時的垂直運動與0728時對流區的合成圖，從圖上發現主對流區東邊與下降運動配合，而西邊則與上升運動配合，且西南面線狀對流亦與上升運動配合，中間時間間隔約半小時，與微物理成長時間相當配合，所以在本個案中對流區與垂直速度間似乎有延遲的關係存在。南方的上升運動區，從楊(1994)追蹤粒子軌跡發現，此區粒子上升後即再下降，因此此區之上升運動無法造成十分組織化的對流區。

IOP#2為一颶線系統，颶線系統的特徵為具有一線狀對流區，此區有較強垂直運動、較大回波值及較強回波梯度存在；後方伴隨大區域弱回波及弱垂直運動的層狀區，為一二維組織化的結構。

圖六為對流區與垂直運動合成圖，從圖上可看到對流呈南北向的線狀分布且在東面有一些新生小對流胞出現，顯示系統前緣位於東方，其結果與過去概念模式相當一致。垂直運動從2-5km高度主要對流區幾乎皆與上升運動一致，僅北半段西方與南半段有部分位於下降區，此區域可能是屬於較弱的對流區，6-7km則顯示全部對流皆位於上升運動區，東方邊界附近小對流胞則從2-7km都位在上升運動，顯示求出之對流區在颶線系統所得到的結果相當符合。

對於颶風內部對流結構分布如圖七所示，颶風中的對流呈零散不規則且沿著雨帶分布，雨帶大部分區域為層狀區，表示颶風內部是由許多獨立小對流胞組織而成中間由強降水的層狀區將之連結而成為颶風雨帶，這些獨立小胞可能不斷消長，由颶風概念模式知道颶風在雨帶區入流不能像颶線般有完整的線狀結構，須有間隔的入流存在，才能夠使系統維持，所以顯示我們得到呈零散不規則分布的對流是正確，未來應再以三維風場來比較驗證。

四、結論與展望

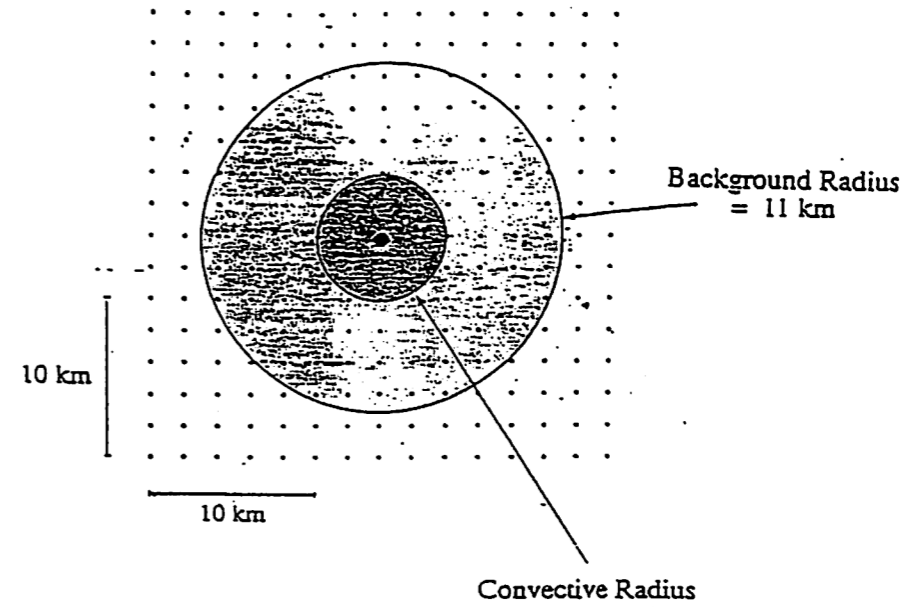
利用雷達回波的簡單計算來分辨對流與層狀區，

不僅將過去依回波梯度、強度區分的方法考慮進去，而且將新生對流尺度小、回波強度較弱、回波梯度較強的特性也顧慮到，因此得到系統的對流結果勢必較過去為佳。在本文分析結果中，對於颶線系統結構有很好的結果；中尺度對流系統方面(IOP#13)對流的出現與垂直速度有延遲的現象出現；颶風則發現對流沿雨帶呈現不規則的分布，與理論上相當配合。

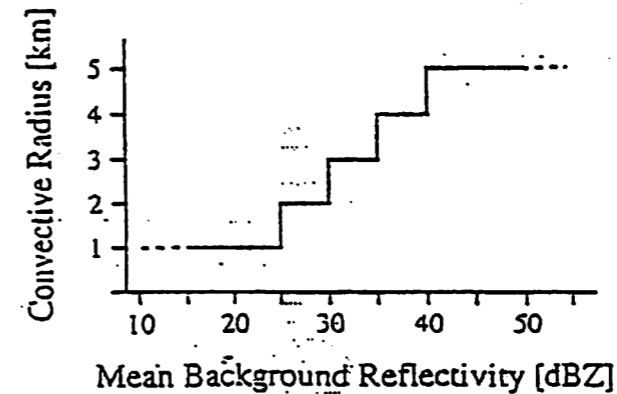
利用此種方法也可以了解對流系統生命期的演化及其垂直結構分布與演化。未來應再使用在雷雨或其他天氣系統內部對流結構做分析比較，可更確定其適用性。另外由於此方法能辨別新生對流系統，對於機場中劇烈天氣的預警系統也應該能夠有所幫助，唯仍須做更多的個案試驗。

五、參考文獻

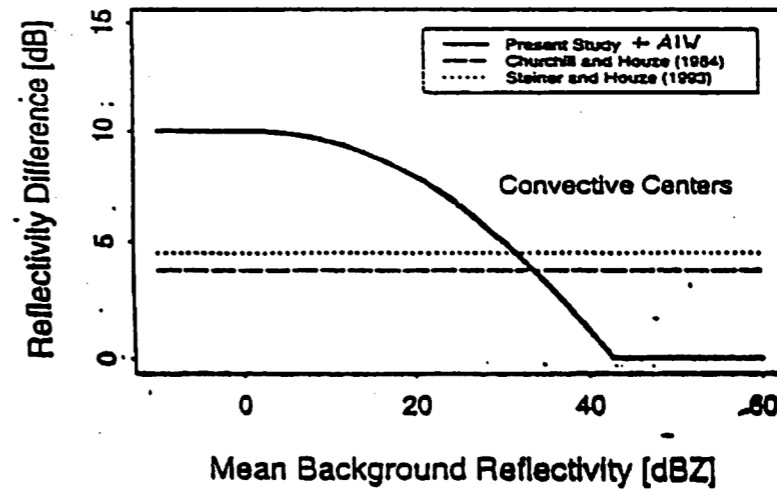
楊淑蓉, 1994: 梅雨季節鋒面帶上中尺度對流系統之結構分析。國立中央大學碩士論文, 91pp.
Cheng, C., -P., and R.A.Houze, Jr., 1979: The distribution of convective and mesoscale precipitation in GATE radar echo patterns. Mon. Wea. Rev., 107, 1370-1381.
Houghton, H.G., 1968: On precipitation mechanisms and their artificial modification. J. Appl. Meteor., 7, 851-859.
Houze, R.A., Jr., 1982: Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. J. Meteor. Sci. Japan., 60, 396-410.
Houze, R.A., Jr., 1993: Cloud Dynamics. Academic Press, San Diego, 573pp.
Szoke, E.J., E.J. Zisper and D.P. Jorgensen, 1986: A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part I: Vertical profile statistics and comparison with hurricanes. J. Atmos. Sci., 43, 182-197.



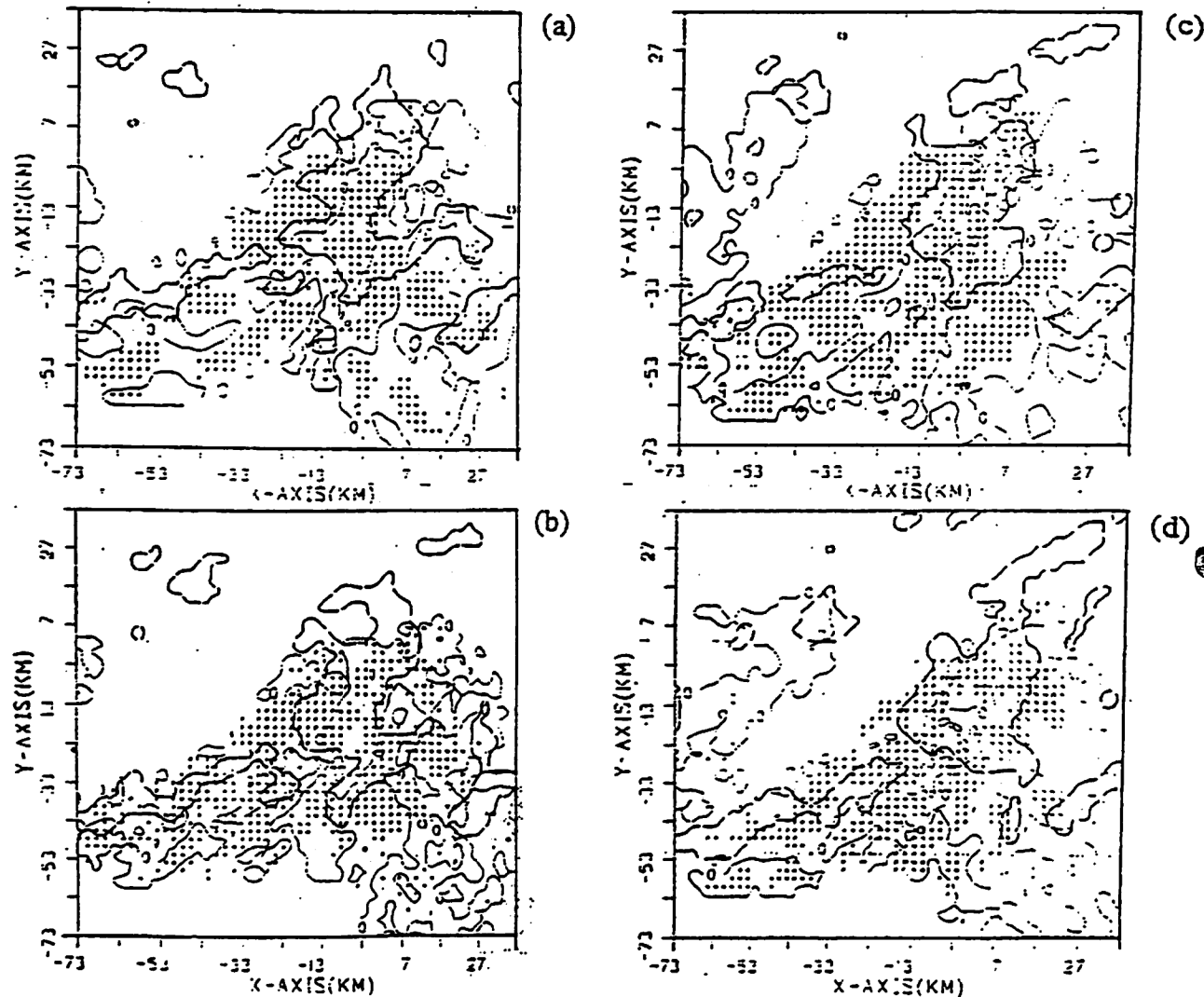
圖一、背景半徑與對流半徑示意圖。(Houze, 1994)



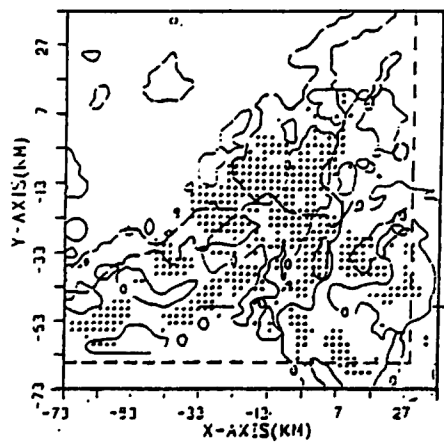
圖二、平均背景回波值與對流半徑選取標準關係圖示意圖。(Houze, 1994)



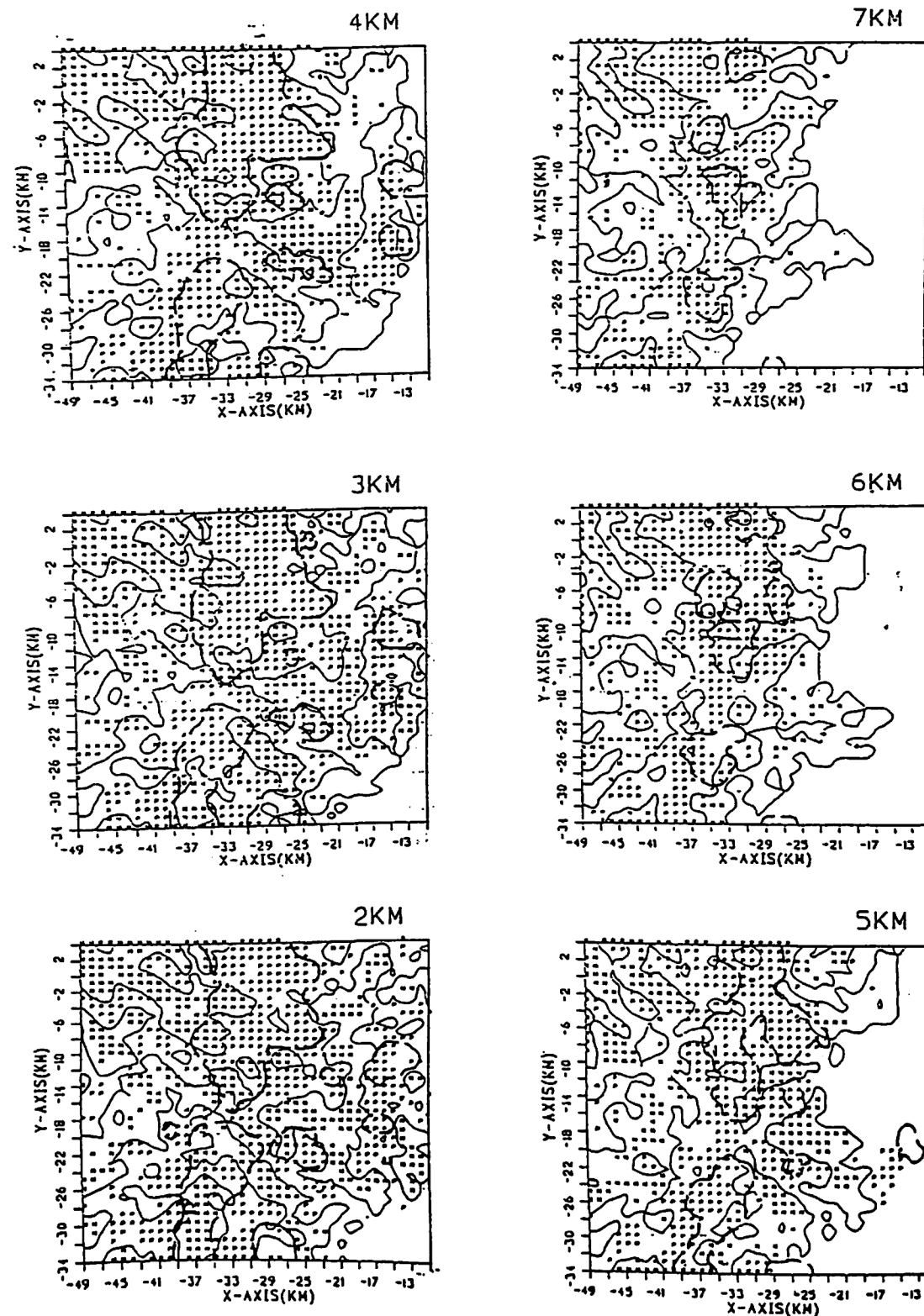
圖三、平均背景回波值與回波差值關係圖示意圖。(Houze, 1994)



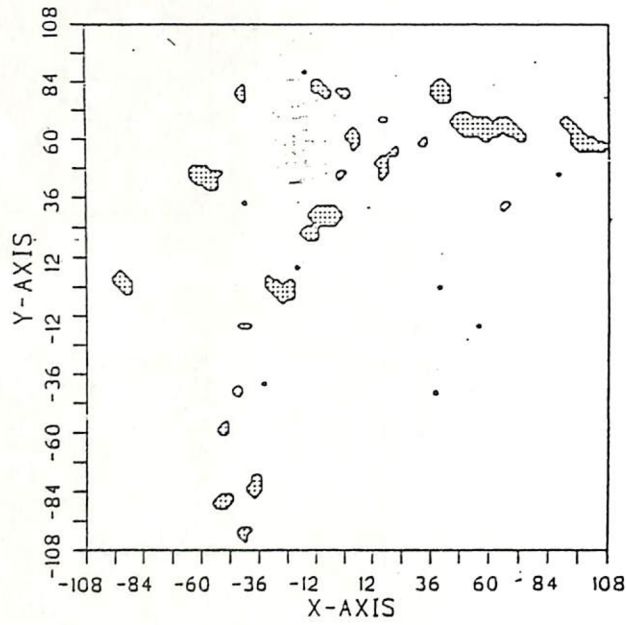
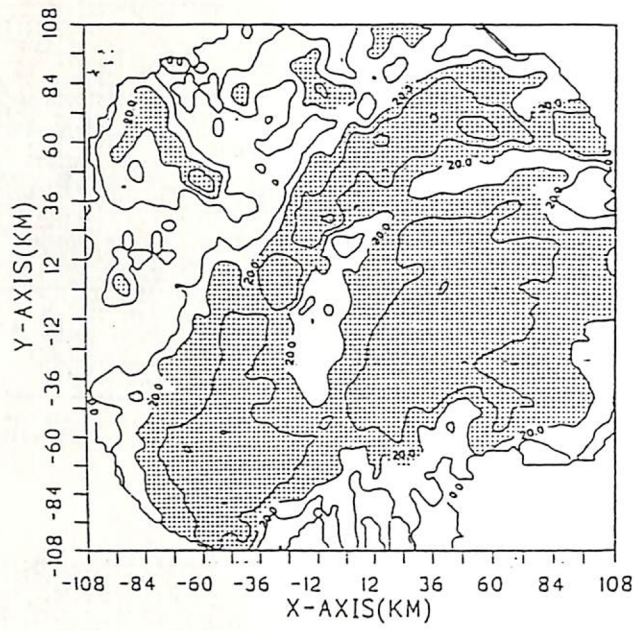
圖四、IOP#13 6/25日 3Km 高度不同時間垂直速度與對流區域合成圖。
 (a)0657LST(b)0703LST(c)0710LST(d)0732LST。



圖五、IOP#13 6/25日 0657LST 垂直速度與 0728LST 對流區域合成圖。



圖六、IOP#2 5/17日 0042LST 垂直速度與對流區域合成圖。



圖六、颱風雨帶與對流區域圖。