

CAPPI產生方式對雨量估計的影響

周思運¹ 葉青青¹ 羅存文¹ 林宏聖²

氣象科技研究中心¹ 五分山雷達站²
中央氣象局

摘要

計算雷達CAPPI影像來估計回波特性是產生雨量影像最重要的步驟之一。本文中使用了模組化的極坐標二點、四點Z值域(回波強度)內的線性內插及ComPPI(Composite PPI)方法來產生CAPPI。並在極坐標中利用精確的地形資料從事不同方法的地形阻擋回波去除(包含不同的內插方式與不同的去除回波步驟)。

將內插後的一、二及三公里高的極坐標CAPPI回波影像投影成直角坐標影像,並以最小距離與固定體積內之最大值表示法將影像的水平解析度縮減為二公里及四公里。再使用 $Z = 200R^{1.6}$ 關係式及時間序列的資料,估計即時、一小時累積、與三小時累積雨量以做比較之用。文中並定義位移交相關函數以做為檢查雨量圖形是否存在位移變形的指標,同時我們認為位移交相關函數可做為圖形相似性的客觀描述方法之一。

使用清泉崗都卜勒雷達資料(時間從民國81年7月6日18:00至23:30),計算不同CAPPI產生方法對應的雨量影像。我們計算以台灣為中心的512公里見方的範圍(WINS系統中的全台灣尺度),對降雨率最大值的時間序列,及長時間積分的降雨率分布加以分析。計算結果顯示,不論內插方法的選擇為何,最大的差異都集中在是否有地形回波去除的動作。同樣範圍內的位移交相關函數計算的結果,則顯示不同的CAPPI產生方法推算出的雨量影像,不存在線性位移變形。圖形的相似性指標則顯示,有做極坐標地形回波去除的影像可視為一類,其它的必需視為另外一類。

一、前言

中央氣象局與空軍氣象聯隊於民國八十一年八月決定建立以共享所有基本雷達(basedata)資料為主的氣象雷達網。中央氣象局即時預報小組負責發展所有通訊、及雷達產品產生的相關軟體。我們的目標在建立一示範性的全國氣象雷達資訊架構。並藉此機會發展本島特殊需求的氣象雷達應用產品。

本文的目的在說明CCK雷達網連計劃對即時雨量、一小時累積雨量、及三小時累積雨量產生方式所做的研究。我們使用一公里、二公里及三公里高的合成CAPPI影像來產生水平解析度為二公里及四公里的雨量影像。本文的重點在比較在CAPPI產生時,因使用不同的內插方式及地形壓制方式,對雨量影像產生結果的比較。並嘗試定義圖形相似性的客觀指標,來說明不同方法所產生結果的差異。

由於台灣地區多山,因此任何雨量影像的估計如果無法有效壓制地形回波的影響,則無法直接成為預

報作業上的應用產品。同時為滿足清泉崗(CCK)雷達複雜多變的掃描策略,我們嘗試多種不同的產生CAPPI方式及嘗試在產生CAPPI的過程中,加上不同的地形壓制方法。由於缺少適當的技術及相關硬體文件,清泉崗5公分雷達不容易在訊號處理器上直接從事程式撰寫以壓制地形的回波(尤其在長距離掃描操作時)。所以必須撰寫軟體以處理地形回波。

雖然Mohr(1979); Heymsfield, Ghosh, Chen(1983); 蘇良石(民國77年)等曾應用不同內插方式在CAPPI的產生方面作過研究。但他們所使用的方法均無同時考慮地形回波壓制及快速投影到任意尺度的顯像技術,因此無法為中央氣象局WINS系統所選用。同樣的EEC/IRIS系統CAPPI產生程式也有類似的問題。

雖然Timo(1984)討論到不良的掃描策略會有喪失真實現象的存在,但由於雷達的掃描策略已由雷達站決定,因此我們假設所有的雷達掃描策略已經被調整到最好的狀態。同時因為台灣的地形回波很強,所以使用統計內插的方式很容易把地形造成的假回波擴散

到正常的回波之中。WINS系統發展人員嘗試發展在極座標系統下，使用地形資料以處理部份地形阻擋回波；希望產生最少地形回波的CAPPI。在本文中我們比較不同壓制地形回波的方法對雨量估計的影響。

文中所使用的CAPPI產生方式大体上和Mohr, (1979)相似。雨量估計的方式，為使用固定體積內之回波最大值來代表此體積內的回波值，再使用Z-R關係式估計雨量。本文主要分為四部份。一、前言，二、產生CAPPI影像之方式及地形壓制的原理，三、雨量影像之差異度量及說明，四、結論與討論。

二、產生CAPPI影像之方式及地形壓制原理

一般而言CAPPI影像比較不易做好地形回波壓制，所以過去在複雜地形區大多直接使用PPI回波影像做雨量估計。但是Fabby, Austin等1992年使用高解析度雷達做降水估計的精確度研究顯示，如果能有效的壓制地形回波，則無論是層狀降水或對流性降水，使用CAPPI估計降水，在和雨量站資料比較後，都能得到比較好的結果。尤其在所要估計的距離大於100公里時，最能保持和雨量站的一致性。在此我們發展出有效的CAPPI地形回波壓制步驟，嘗試使用此種CAPPI來估計降雨。本節介紹CAPPI的產生方式。

雷達資料特性說明：

清泉崗(CCK)空軍氣象雷達為EEC公司5公分C波段雷達，雷達的半強度寬為1度，使用VAX3400電腦系統從事雷達控制及雷達應用產品的產生。為避免過多的先行資料處理，喪失了有意義的訊息。因此我們發展的流程是直接處理RDA(雷達資料接收子系統)接收下來的原始資料，然後將所有的原始資料即時送到中央氣象局與空軍氣象中心，再產生各自所需要的產品。

清泉崗雷達站採取的掃描策略為高空間解析度掃描(約200~300公尺徑向解析度)與低空間解析度掃描(約1公里徑向解析度)交錯使用。由於高徑向解析度的整體掃描僅能提供半徑50公里的有效回波。所以在雨量估計流程中我們放棄不用，而僅使用低徑向解析度的掃描的回波資料(此時速度場僅能提供約3~5m/sec的最大可區分速度，所以在處理上我們放棄所有風速值)。

以民國81年7月6日18:00至23:30的案例資料中為例，低徑向解析度的整體掃描時間間隔大約為30分鐘。所以我們使用的回波資料大体上可提供一個0.5小時時間解析度，回波值範圍-31.5dBZ~95.5dBZ，徑

向空間解析度為1公里的資料。在我們的目標時間內(18:00~23:30Z)，大約有12個整體掃描。每一個整體掃描的掃描平面的角度不完全相同，但大体上每一整體掃描至少提供由0度至20度，下密上疏的11個掃描資料。資料的每一個掃描面(PPI)的方位角個數並不固定，而每一雷達波束(bin)的資料點數(Gate)也並不固定，甚至每一波束第一個資料點至最後一個資料點的方位角差也不固定。但是所需要的所有訊息，都記錄在資料說明簡介檔及資料本身。

CAPPI產生方式：

由於我們必需將雷達資料顯像到不同大小的投影坐標上，因此使用Mohr, 1979的方法似乎並不是好的選擇。我們採用三維CAPPI產生策略如下：(1)將所有的資料下載成每一掃描平面的資料為一度間隔共為360度的極坐標平面。(2)將回波資料做垂直方向的內插，將在波束上的資料內插成徑向解析度相近的極座標等高度回波(CAPPI)，(3)將極座標的CAPPI投影到欲顯像的尺度。分段的理由是未來我們較易將第(3)部份的工作移至WINS工作站處理。

(1)將資料下載成360度：

包含下列幾種步驟：

- (i) 排除區域掃描(sector scan),
- (ii) 將計數值換成dBZ, 及使用(1)式將dBZ換成回波強度
$$Z = 10^{(dBZ/10)} \quad (1)$$
- (iii) 以回波束的中心線來代表回波波束所在的方位角。
- (iv) 以距離中心線最近的距離重新分配回波波數為360個。(分析方法(e),(f),(g),見表一)或以回波強度(Z)做線性內插來決定方位角(0-360)角度的回波值。(分析方法(a)-(d))

(2)將回波資料做垂直方向內插以產生CAPPI

圖(1)為經過地球曲率校正後的電磁波在地球表面的傳播軌跡。橫軸坐標為地表距離，直軸為高度。在計算時我們假設地球為一球體，而雷達電波為直線傳播。所以地球半徑可以用有效地球半徑(Battan, 1973)代之。以大圓計算地表上任一點距離雷達站的距離，然後依據不同的雷達仰角，可計算出雷達回波所在位置的傾斜面距離與雷達波所在的高度。使用的估算計算式如下：

$$r = \frac{h \tan \theta}{\cos \phi - \sin \phi \tan \theta} \quad (2.1)$$

$$h'' = \sqrt{(r \sin \phi)^2 + (r \cos \phi)^2} - R \quad (2.2)$$

上式中

R = 有效地球半徑(4/3地球半徑)

h = 雷達高度+R

θ = 球面計算距離雷達站地表徑向距離D/R

ϕ = 雷達仰角

D = 以大圓計算距離雷達站之地表徑向距離

$r(D)$ = 雷達波束傾斜面距雷達站的距離

$h''(D)$ = 雷達波在距離雷達站D的高度

圖(1)中的實線表示雷達電波的主軸軌跡,虛線則表示雷達站在電波射出時如果不能濾去任何接近地面的電波(在主電波軸上),則半強度電波所能向下延伸至的高度值。值得注意的是在雷達仰角為零時,雷達會有地面的回波反射(以半波強度寬為1度計算)。由於清泉崗雷達站並沒有對射出電波的主軸低於地面的部份去除,因此考慮回波得到的訊息時,實線和虛線所包含的區域都應該加以考慮。

圖(1)中的橫線則表示CAPPI的高度。假設雷達的仰角不是抬的太高,則在雷達波軸方向的空間解析度投影到地表面上的徑向解析度是不會改變太多。所以我們選擇和雷達徑向空間解析度相同的地表徑向解析度,來做為極坐標CAPPI的徑向解析度。並尋找在和此地表徑向點(gate)垂直線相交的各仰角掃描點做為內插的目標點。我們比較兩種內插方法(i) Composite PPI: 選擇固定高度上下各0.5公里範圍內的波點,並將其指定為此固定高度的回波(dBZ)(方法(G)),或(ii)線性內插: 尋找包含此固定高度的兩點(分別屬不同的仰角)並使用此兩點的回波強度來從事內插以決定此固定高度點的回波值。由於回波強度和dBZ為指數關係,所以所有的值必需先由dBZ值轉成回波強度再做內插。方法(ii)可以寫成下式,尋求在距離雷達D處(大圓距離)要求滿足 $h_1(\alpha_1, D) \leq H \leq h_2(\alpha_2, D)$ 與最小值 $h_2(\alpha, D) - h_1(\alpha, D)$ 條件,且在某一方位角所對應的點來做內插。在上式 α_1, α_2 為雷達的仰角, $h_1(\alpha_1, D), h_2(\alpha_2, D)$ 為波軸離地表(海平面)的高度,H為CAPPI高度。

方法(ii)中最低的掃描仰角必需做特別處理,我們檢查固定高度但不能內插的點並決定是否被實線與虛線包含在內,如果固定高度H滿足 $h(\alpha_{min}, D) - \frac{1}{2} D\beta \leq$

$H \leq h(\alpha_{min}, D)$, D為地表徑向距離, β 為半波強度寬。則給予最低仰角地表徑向距離D所對應掃描傾斜面上的距離r上的回波值。分析方法(A),(B),(C),(D),(E)使用(ii)來處理。

地形回波去除方式:

地形回波則以下列方法去除,(1)先由台灣四十公尺解析度的DTM(Digital Terrain Map)資料製作一以清泉崗雷達站為中心的極坐標一度方位角寬,120公尺徑向解析度的地形表。使用1967年DTM坐標與經緯度坐標轉換公式(Synder,1982),以建立地形資料與經緯度的關係。地形表的選取是以每度主軸的左右各0.5度及徑向解析距離內的所有資料點的最大值來代表,每一地形點的垂直解析度為一公尺,平均標準誤差約為五公尺。由於極坐標的解析度並非均勻,所以最大的極值位置不確定的大小約為1.9公里(在110公里處)。由於清泉崗的地理位置所在,所以我們僅須考慮小於110公里的範圍來做地形回波去除,就足以去除所有地形影響點。(2)檢查雷達掃描策略並縮減地形徑向解析度以和雷達掃描的徑向解析度一致(雷達的徑向解析度範圍可由0.1公里至1公里,依掃描策略設定而變)。縮減的方式則是以極坐標CAPPI徑向點(Gate)所包含範圍內,所能得到的地形最大值來代表此徑向點(Gate)所面對的地形高度值。(3)檢查雷達的回波軌跡(假設有效地球半徑為4/3地球半徑)及包含向下延伸的虛線部份(圖1)是否與地形相交。如果相交就忽略此點的回波值,如果假設雷達波柱為圓形,如此則可以除去地形部份阻擋而產生的回波。

由於雷達旋轉並不是十分穩定(見下節),及大氣本身會造成雷達波的折射,所以不能使用單點影響來做濾地形的唯一選擇。我們假設造成地形回波的阻擋作用會因不確定的其它因素而擴散到相臨的雷達波點(Gate)及波束(Bin)上。我們使用五點(二維計數距離小於等於1,例(A),(E)),九點(二維計數距離小於等於1.5,例(B))及十三點(二維計數距離小於等於2.0例(c))的擴散影響點來作濾地形所必需考慮的點數。表(1)為我們7個不同極坐標CAPPI產生方式的說明。

將濾地形回波(或未作地形回波壓制)完畢的極坐標CAPPI回波影像使用林宏聖,周思運等81年所發展出的平面影像投影技巧,可將資料投影到任意地圖尺度的坐標上。圖(2.a,b,c,d)為民國八十一年七月六日21:30使用方法(A),(C),(E),(G)產生的極坐標CAPPI投影到512公里見方的全台灣尺度,一公里水平解析度的CAPPI影像。圖中可見是否有做地形回波壓制對回波的形態有極大的影響,這是由於清泉崗的東方約40公

里就為逐漸昇高的台地。比較圖(2.a)與圖(2.d)可以見到明顯的台地回波邊界。這顯示我們的流程可以很有效的去除部份地形阻擋而產生的回波。

圖(3)則為同一組資料的dBZ分佈圖,同樣可明顯的區別地形回波去除是否運作。而不同的產生方式也會造成dBZ分布的些微差異(方法(A),(E))。不過由分布曲線來看,清泉崗雷達有相當正常的dBZ值分佈。由於無回波波譜可做比較,因此無從得之去除的地形阻擋回波是否過多。

三、雨量影像之差異度量及說明

使用經過地形壓制後的一公里高、二公里高及三公里高的水平解析度為一公里的CAPPI影像為基礎,找出最大值,然後縮減成適當的水平解析度以做為Z-R關係式估計雨量的回波基底。

理由為一、如果雷達對雨量估計的有效範圍為250公里,則在雷達半強度寬為 1° 的條件下,在250公里處的波厚度約為4公里,即1,2,3,4公里高的回波值皆為重疊,所以在此距離高度的差異本身並不是重要的因素,而在水平150公里的範圍,也有至少兩公里最厚的回波。為了選擇適當的估計解析度,所以暫時選定有效選取高度寬度為三公里。二、在台灣地區高於一公里的山峰很多,為估計的範圍包含山區,所以選擇高到三公里增進山區之雨量估計的能力。

由於本文並未從事區域平均雨量誤差估計(Local mean bias),所以所有的差異都來自CAPPI影像產生的過程。

影像差異的度量方法:

我們嘗試定義影像定量而客觀的圖形相似性判別指標。在本文我們企圖決定不同方法產生的圖形是否存在位移變形及計算其相似性。

我們使用下列幾個方法來定義圖形差異的度量。假設兩個雨量影像分別為 Z_{ij} 及 Z'_{ij} 。兩個影像為大小完全相同。影像的足碼為 $i = 1, n, j = 1, m$ 。

定義差異影像為

$$D_{ij} = |Z_{ij} - Z'_{ij}| \quad (3.1)$$

1. 定義差異度為最大數值差

$$D_{max} = \max_{\substack{i=1, n \\ j=1, m}} \{D_{ij}\} \quad (3.2)$$

2. 定義差異度為交相關函數(Cross-Correlation)

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (Z_{i,j} - \bar{Z})(Z'_{i,j} - \bar{Z}')}{\sqrt{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (Z_{i,j} - \bar{Z})^2 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (Z'_{i,j} - \bar{Z}')^2}} \quad (3.3)$$

不同的差異值度量定義會有不同的結果,在此我們希望能更清楚的描述定量差異值的變化。假設兩張影像會有平均值差異及可預測的平移位差。我認為平均值的差異(Mean Difference)並不影響圖形的相似性。所以定義影像的位移差異測度如下,以說明影像的定量位移差異,並描述差異的特性。

定義表示圖形之表徵函數如下:

假設(a)圖為 $(x_1, y_1, z_1), (x_2, y_2, z_2), \dots, (x_n, y_m, z_{nm})$

假設(b)圖為 $(x'_1, y'_1, z'_1), (x'_2, y'_2, z'_2), \dots, (x'_n, y'_m, z'_{nm})$

其中 $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_m)$ 及 $(x'_1, y'_1), (x'_2, y'_2), \dots, (x'_n, y'_m)$ 分別為坐標, z_{nm}, z'_{nm} 為函數值。如果兩張圖完全相同 $(x_1, y_1) = (x'_1, y'_1), \dots, (x_n, y_m) = (x'_n, y'_m), n, m$ 為有上界的正整數,則我們可以定義圖形差異函數(位移交相關函數, Shifting Cross Correlation function)為 $r(s, t)$, $\|r\| \leq 1, r \in R$ 。其中 s 和 t 為可視為距離(滿足距離的定義)且彼此為獨立的變數。函數定義為

$$r(s, t) = \frac{\sum_{i=1}^{n-s} \sum_{j=1}^{m-t} (Z_{i+s, j+t} - \bar{Z}_{s,t})(Z'_{i,j} - \bar{Z}'_{s,t})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-s} \sum_{j=1}^{m-t} (Z_{i+s, j+t} - \bar{Z}_{s,t})^2 \sum_{i=1}^{n-s} \sum_{j=1}^{m-t} (Z'_{i,j} - \bar{Z}'_{s,t})^2}} \quad (3.4)$$

其中

$$\bar{Z}_{s,t} = \frac{\sum_{i=1}^{n-s} \sum_{j=1}^{m-t} Z_{i+s, j+t}}{(n-s)(m-t)}$$

$$\bar{Z}'_{s,t} = \frac{\sum_{i=1}^{n-s} \sum_{j=1}^{m-t} Z'_{i,j}}{(n-s)(m-t)}$$

由於隨著 $\|(s, t)\|$ 的增加,所比較的面積會越來越小,所以有意義的 $r(s, t)$ 至少必需滿足 $-\frac{n}{2} \leq s \leq \frac{n}{2}, -\frac{m}{2} \leq t \leq \frac{m}{2}$, $r(s, t)$ (位移交相關函數)可度量圖形在平移 (s, t) 距離後的相似性。它描述了圖形的相似性值及可能的位移測距。

下為二理想圖形的範例,假設函數F1及F2如下

$$F1_{i,j} = \sin\left(\frac{2\pi}{N}(i-1)\right)\sin\left(\frac{2\pi}{M}(j-1)\right) + 5 \quad (4.1)$$

$$F2_{i,j} = \sin\left(\frac{2\pi}{N}(i-1) + \frac{2\pi\alpha}{N}\right) \sin\left(\frac{2\pi}{M}(j-1) + \frac{2\pi\beta}{M}\right) + 5.5 \quad (4.2)$$

$N = 256, M = 256, \alpha = 50, \beta = 40$,圖(4)為此二函數在第一相限的圖形差異函數等值線。使用高維函數來說明圖形差異的大小,更能有效的說明圖形差別之所在。圖(4)顯示在計算函數 F_1, F_2 的位移交相關函數 $r(s, t)$ 的圖形,兩函數做線性位置偏移後,在偏移 α (在*i*方向)及 β (在*j*方向)角度後可得到最大的相關係數。這和函數的定義差異相符合。因此我們說函數F1及F2的最小差異值是發生在 $i = \alpha$ 及 $j = \beta$,因此在距離 $s = \alpha$ 與 $t = \beta$ 時圖形最為相似。這種偏移相關係數計算可以有效的清除位移現象(Shifting),並定義位移後的圖形相似性(相關性的值)。

影像差異度的計算:

我們想證明不同的CAPPI產生方法間並不會造成位置偏移,這表示我們希望所有的相關係數函數 $r(s, t)$ 在 $s = 0, t = 0$ 都有最大值。如果假設成立就表示雷達影像的產生不存在導航誤差(這在兩張衛星影像的中是一定不成立的)。

使用方程式(3.4)我們計算比較不同產生CAPPI的方法所得的估算結果,使用民國81年7月6日的清泉崗雷達一公里、二公里及三公里的CAPPI回波產品,在降低水平解析度後。使用 $Z = 200 R^{1.6}$ 關係式得出的二公里及四公里水平解析度的雨量影像。利用影像可得下列圖:

圖(5.a,5.b,5.c,5.d)為兩公里水平解析度三小時累積雨量影像(時間7月6日21:30),在第一象限($s \geq 0, t \geq 0$)的平面位移交相關函數圖。圖(5.a,5.b,5.c,5.d)表示不同產生(方法(B),(C),(E),(G))CAPPI方法和方法(A)的位移交相關值。不論任何例子, $s = 0, t = 0$ 都有最大值存在,圖中顯示不同的方法之間無影像平移存在。即使在兩張圖形相關係數極低的例子(方法(A)與方法(G)),影像的平移結果還是造成相關係數的下降。這表示不同CAPPI產生的方法造成的累積雨量之間不存在線性位移。

不同的CAPPI產生方法得出不同的雨量值。圖(6)為21:30時的過去三小時的累積雨量影像。圖(6.a),圖(6.b),圖(6.c)及圖(6.d)分別是使用方法(A),(C),(E),(G)所得的三小時累積雨量結果。圖中可以看出是否有從事地形壓制所產生的差異最大。

不同的方法的即時差異雨量影像則如圖(7)。圖(7)為7月6日21:30的即時雨量,使用方程式(3.1)計算出的差異影像。圖(7.a)為方法(A)與方法(C),圖(7.b)方法(A)與方法(E),及圖(7.c)方法(A)與方法(G)。由圖中可看出由地形影響點數目不同而造成的差異值不大。不同的內插方法則會有可區別的差異,但是除了未做地形壓制的例子,方法(A)與方法(E)產生結果的差異比較大外(圖(7.C)),圖形的相關性是很高的,但是使用不同的內差方法,些微的變形還是存在的。

當我們降低訊息的解析度時(四公里),則可以感覺有無地形回波壓制的影像差異度降低(圖8)(方法(A)與方法(G))。

圖(9)則為各種不同方法產生的即時雨量值的極值時序變化(方程式3.2),掃描不同時間的整張影像(512公里乘512公里),可以得到每一種方法每一時間的最大降雨率值,由極值雖然無法判定任何圖形的相似性。不過可以看出未做地形回波壓制的極值時間序列不但無規則,而且普遍的值比較大。有做地形回波壓制的降雨率極值的時間序列則明顯的有一特定的聚集群,而且值都相當接近。

造成各圖形有一點些微差異的原因在於地形位置和阻擋去除點有一點些微的差距,當然大氣折射係數的因位置改變也會造成位置偏移,但我們並不認為這是主要的差異來源。這是由於雷達訊號處理的特性,除非我們去計算每一波點(gate)的真正方位角,否則就存在內在的位置誤差。地形和雷達波位置偏移的估計如下:在我們選取的例子內處於長距離掃描(有12個整體掃描約250公里半徑)狀態的整體掃描,平均每Sweep為240個bin,但是在一個bin上每一個波點(Gate)並非在同一個方位角上。因此資料位置的基本誤差為1.5°。這使得我們對位置的估計 $r \theta$ 最大可能誤差為6.5公里(在 $r=250$ 公里)。因此回波點和地形點的位置並非完全一致的。這使得使用內插法的結果和最近距離選取方的結果有可觀察的差異。

圖(10.a)為使用不同CAPPI產生方式所估計出的雨量計數分布圖。我們選擇性的割出方法(B),(D),(E),(G)的結果。圖(10.a)為2公里解析度。圖(10.b)則為4公里解析度。在圖中我們計算了從7月6日18:00到23:30的的累積雨量,並對不同解析度的雨量影像在 512×512 公里見方的面積內做大小絕對值的校正。因此兩圖的大小是可以比較的。同時為了解較大雨率的變化在繪圖尺度上刻意的消除0.5mm/hr到3.5mm/hr降雨率的數值。圖(10.a)顯示方法(B)可以有效率的去除接近山區的回波降雨估計,但仍然能保留部份高降

雨率的數值(接近3.5mm/hr的範圍)。圖中的直軸可視為總降雨量。方法(E)則顯示,雖然地形去除作用相當好,但是地形部份阻擋的現象並不能完全去除,所以仍然有不規則的降雨量突起,這是由於方法(E)中對回波位置的控制沒有方法(B)的好。

沒有地形壓制得到的雨量估計結果很明顯的是無法接受的。地形回波造成的錯誤估計值,很固定出現在某些特定降雨率(dBZ)值。使用ComPPI,來取代CAPPI則很顯明的會過大的放大地形作用。

這種分佈產生的原因是因為我們選擇2×2公里內的回波最大值而造成的。使用回波最大值代表區域的回波值,雖然可以避免喪失降雨率最大值估計,但是如果地形回波濾的不足則會放大假的訊息。4公里水平解析度的結果顯示,使用4公里見方的最大值來代表該區域得降雨率,會大量的增加有義意的估計降雨量,但對地形回波卻不會有上述的作用,其估計值幾乎為兩公里水平解析度的3~4倍。更會進一步的加大地形降雨率的分割區間,即對地形的濾除會更敏感。

但無論2公里或4公里解析度,都顯示出有地形去除或無地形去除,是相當大的兩種不同類型。我們相信(B)方法的地形回波壓制可以去除相當大比例的部份阻擋地形回波。

圖(11)則為不同CAPPI產生方式對(A)方法的以(3.4)式計算時 $t=0, s=0$ 的相關係數時序圖。圖中顯示無地形壓制的結果和有地形壓制的相關性極低。這表示雖然地形所掃描到的面積不大,但影響卻很大。另外要注意的是不同的影響點數所造成的差異是有限的。不精確的bin方位角歸屬所造成的誤差比較起來更大,而且更不規則。這是因為雷達每次掃描的每個bin的方位角寬度並不是這麼均勻,但在(E)方法中我們將其視為均勻,因此會影響到CAPPI產生中的地形去除。

四、結論與討論

雷達地形回波的去除是利用氣象雷達估計雨量最重要的一步。在本文中我們並沒有將使用雷達估計的結果和地面的真實觀測來做比較,因此無從得知我們所建議的地面回波去除會對真實估計出的降雨量有多大影響。但是從區域累積雨量和降雨率的分布曲線來看。我們使用的雷達地形回波去除方法可以有效的去除在某些降雨率的不合理的累積雨量分布。

雖然不同的雷達資料內插方式(比較例(A)與例

(E)),會在降雨率5至7 mm/hr的範圍內造成可觀的總降雨量的差異。但這現象可以解釋,因為任何的內插動作都會喪失雷達回波的極值,而在我們的估計流程中,極值的存在至為重要。因而方法(A)不但在所有降雨率中數值比方法(E)估計的要低,在5至7 mm/hr更可高達30。但是這種差異遠小於地形回波壓制不足所造成的差異。同時由於使用內插回波的方法比較容易控制雷達本身訊息的不穩定而造成的位置誤差。我們仍然認為在雷達雨量估計中使用內插方法來求取極坐標CAPPI會有較佳的雨量估計結果。

地形回波去除時不同地形影響點個數的選取,對接近山區的地形回波影響極大。但因此過份的去除有意義的回波機會也因影響點的增加而大為增加。但是由於我們使用一至三公里的合成回波來估計降雨,所以降雨量沒有顯著的差異。

比較不同CAPPI產生方法所產生的雨量影像,主要的差別在於是否有地形回波的壓制。同一類別的其它差異雖然造成回波的影像差異(difference)看起來很大,但並不足以造成有意義的雨量估計誤差。

降低雨量影像的解析度為四公里時,有大幅度增加高降雨率(在5 mm/hr以上)總雨量估計值的趨勢。尤其會降低不同方法所產生影像的相似性。這現象可以解釋為因為所選取的回波極值過份的擴充其代表性(一點代表四十八點)。所以我們的方法有高估及產生估算值不連續的缺點。只是在二公里的解析度時(一點代表十二點)上述現象被擴展的不夠大,所以不易被發現。雖然我們有寧願高估而不願低估的需求,但讓估算值在一可變的解析度內為相近仍然為必要的要求。所以如何讓不同的解析度得到近似的總雨量估算值,為未來進一步研究的重點。

對兩張不同方法估計出的三小時累積雨量,我們使用交相關函數來檢查他們是否相似。同時也使用位移交相關函數來檢查線性位移的存在。在民國八十一年七月六日的例子中,CCK雷達計算出的三小時雨量影像顯示不同CAPPI產生方式產生的影像並不存在影像線性位移。(及所有的 $s \geq 0$ 及 $t \geq 0$ 的交相關函數值都低於0.5)對有地形回波去除的方法而產生的影像而言,影像的零位移相似性極高。(所有的交相關函數在 $t=0$,及 $s=0$ 時交相關函數值都大於0.9)因此可謂不同的CAPPI產生方法不會造成位移變形。由於圖形相似性包含膨脹(dilation),旋轉(Rotation),位移(shifting),變形(Deformation)。使用位移交相關僅能檢查出影像的位移變化。我們希望能在未來找出圖形膨脹,旋轉及變形定量指標以檢查不同方法造成的指標變化。

我們選用方法(A)為 WINS 系統中的標準雨量估計流程,所有的動作(產生二公里及四公里解析度,即時、一小時、三小時雨量)在 VAX6510 上完成僅需 30 秒,符合即時作業的要求。產生的結果為未來多儀器感應器雨量估計的基礎。

致 謝

感謝中央大學大氣物理研究所陳台琦教授在處理流程上的多方面討論及中央氣象局即時預報系統工作站同仁楊啓瑞先生在顯像上的協助。本計劃為中央氣象局與空軍氣象聯隊,清泉崗氣象雷達站氣象雷達網連計劃的一部份。受”中央氣象局與空軍氣象聯隊的氣象雷達網連合作計劃”及”中央氣象局即時預報系統發展施政計劃”的支持。

參考文獻

Battan, L., 1973 : Radar Observation of the Atmosphere. University of Chicago Press, 324pp.

Fabby, F., G. L. Austin and D. Tees, 1992 : The accuracy of rainfall estimates by radar as a function of range. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **118**, 435-453.

Heymsfield, Gerald M., Koushik K. Ghosh and Lily C. Chen, 1983 : An interactive system for Compositing Digital Radar and Satellite Data. *J. of Climate and Applied Meteorol.*, **22**, 705-713.

Mohr. C. G., and R. L. Vaughan, 1979: An Economical procedure for Cartesian Interpolation and Display of Reflectivity Factor Data in Three-Dimensional Space. *J. Applied Meteorol.*, **18**, 661-670

Synder, J. P., 1982 : Map Projections Used by the U. S. Geological Survey. U. S. Government Printing Office Washington, D. C..

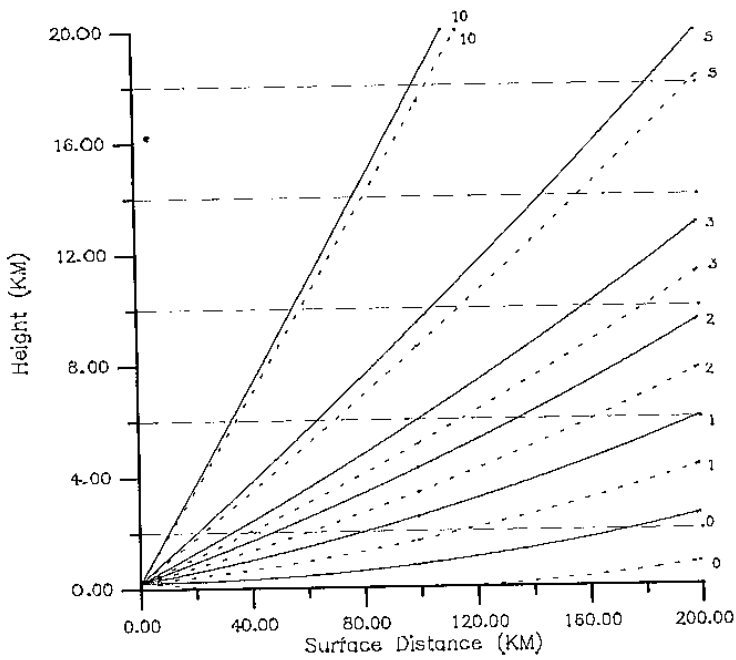
Timo, Puhakka and Kimmo Ruosteenoja, 1984 : Some Problems related to Cartesian space analysis of Digital Radar. 22nd Conf. on Radar Meteorology, **10-13**, 1984, Zurich, Switzerland.

林宏聖, 周思運, 李育棋, 廖述宏, 民國八十一年: WINS 氣象產品製造-(二)傳統氣象雷達資料處理。天氣分析與預報研討會, 81年, 347-354.

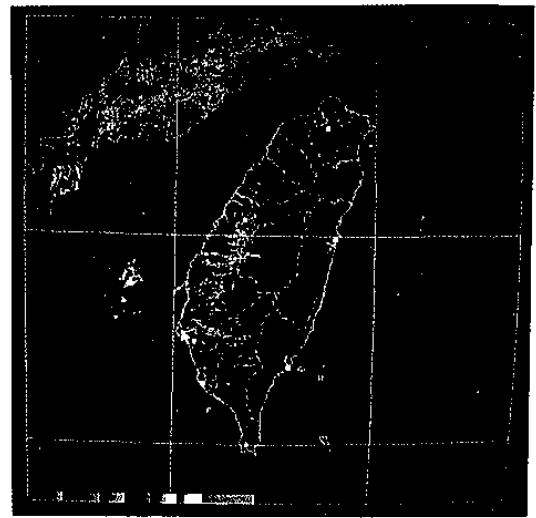
蘇良石, 民國七十七年: 雷達數位化資料客觀分析。大氣科學, 十六期四號, 373-389

方法(A) 四點內插	(1)使用內插方式將資料轉成 360 bin (2)使用內插方式產生極座標 CAPPI (3)在最低仰角使用 0.5 度 bin 寬來尋找 CAPPI 上的回波 (4)極座標 CAPPI 地形回波去除, 地形影響點為 5 點
方法(B) 四點內插	(1)使用內插方式將資料轉成 360 bin (2)使用內插方式產生極座標 CAPPI (3)在最低仰角使用 0.5 度 bin 寬來尋找 CAPPI 上的回波 (4)極座標 CAPPI 地形回波去除, 地形影響點為 9 點
方法(C) 四點內插	(1)使用內插方式將資料轉成 360 bin (2)使用內插方式產生極座標 CAPPI (3)在最低仰角使用 0.5 度 bin 寬來尋找 CAPPI 上的回波 (4)極座標 CAPPI 地形回波去除, 地形影響點為 13 點
方法(D) 四點內插	(1)使用內插方式將資料轉成 360 bin (2)使用內插方式產生極座標 CAPPI (3)在最低仰角使用 0.5 度 bin 寬來尋找 CAPPI 上的回波 (4)無地形回波去除
方法(E) 二點內插	(1)使用最近距離決定法將資料轉成 360 bin (2)使用內插方式產生極座標 CAPPI (3)在最低仰角使用 0.5 度 bin 寬來尋找 CAPPI 上的回波 (4)極座標 CAPPI 地形回波去除, 地形影響點為 5 點
方法(F) 二點內插	(1)使用最近距離決定法將資料轉成 360 bin (2)使用內插方式產生極座標 CAPPI (3)在最低仰角使用 0.5 度 bin 寬來尋找 CAPPI 上的回波 (4)無地形去除流程
方法(G) 最近距離決定法	(1)使用最近距離決定法將資料轉成 360 bin (2)使用 ComPPI(上下厚度 0.5 公里)產生假的 CAPPI (Pseudo-CAPPI) (3)在最低仰角無特別處理 (4)無地形回波去除

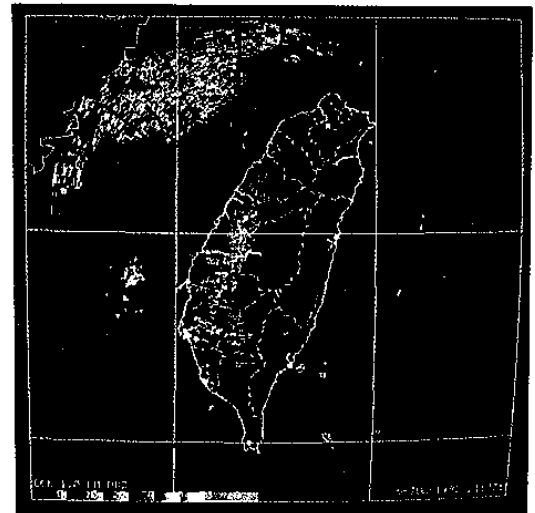
表(1)



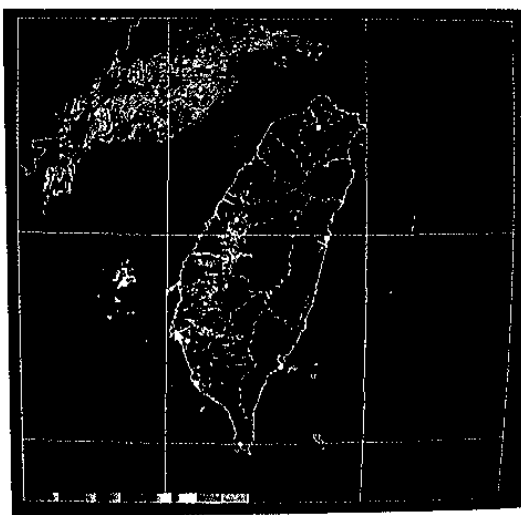
圖(1) 清泉崗雷達不同仰角的雷達波軌跡。地表球面水平距離(橫軸)和高度的對應(直軸)關係。實線為波主軸的軌跡,虛線是雷達半強度寬為0.5度時向下延伸的軌跡。橫斷線則為假想的CAPPI高度。線上的數字則為仰角。



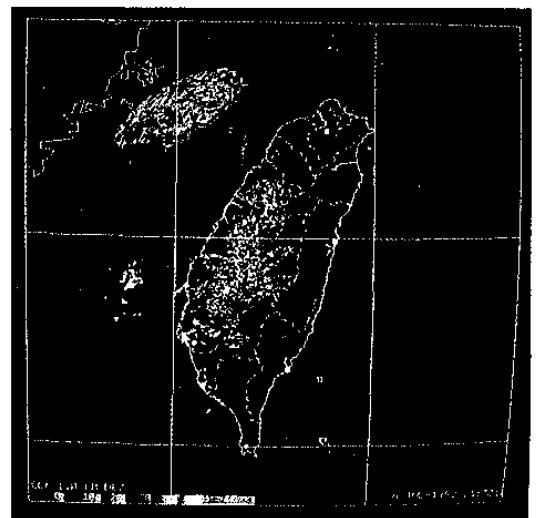
圖(2.b)類似圖(2.a)但使用方法(C),地形影響點為13點



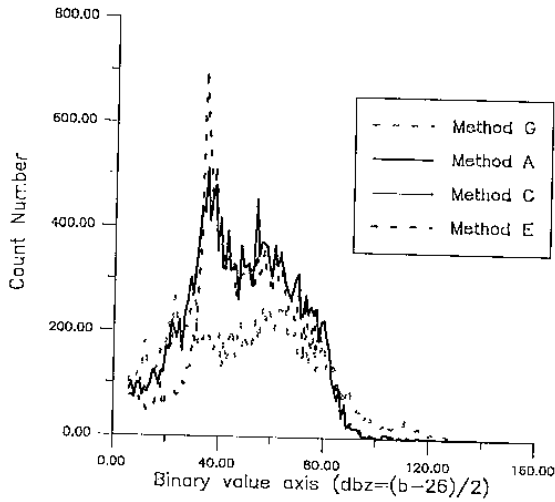
圖(2.c)類似圖(2.a)但使用方法(E)



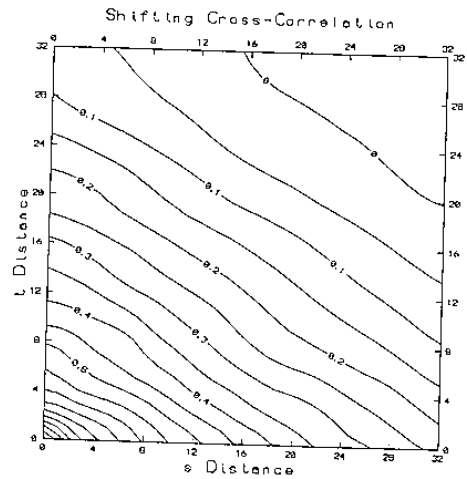
圖(2.a)使用CAPPI產生方法(A)(地形影響點為5點)產生81年7月6日21:30 1公里的CAPPI影像,投影在512公里見方的WINS全台灣尺度。每一像點的水平解析度為1公里。



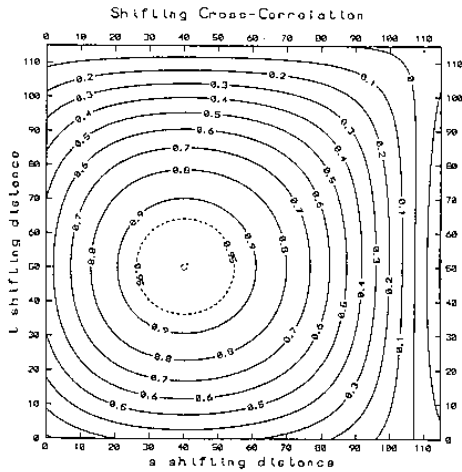
圖(2.d)類似圖(2.a)但使用方法(G),無地形回波去除,無內插方法採用



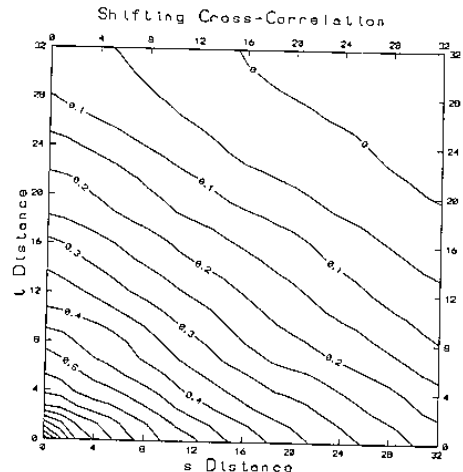
圖(3) 81年7月6日21:30,一公里高CAPPI的dBZ分佈曲線圖,橫軸為dBZ值(以1 dBZ間隔為計數),直軸為dBZ計數值的百分比值。粗實線為方法(A),細實線為方法(C),細虛線為方法(E),細斷線為方法(G),圖中顯示是否有地形回波去除差異最大。



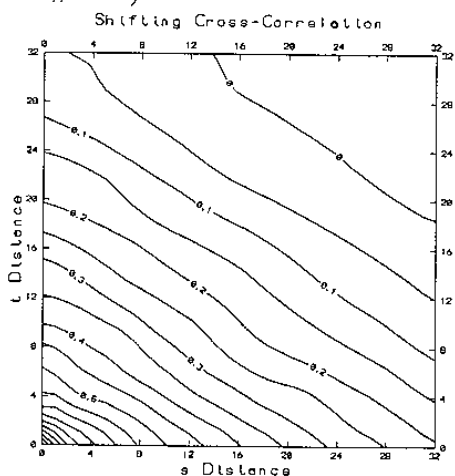
圖(5.b)類似圖(5.a)但為和方法(C)比較



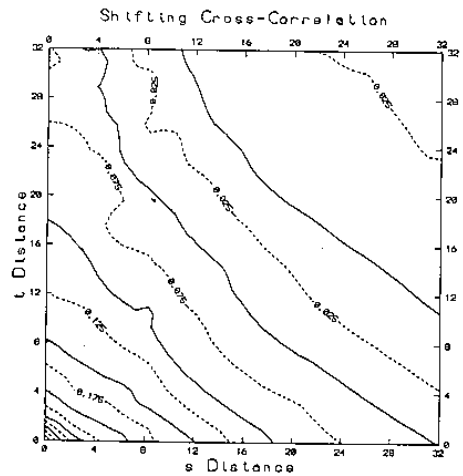
圖(4)為函數F1與函數F2(見正文)的位移交相關函數在($s \geq 0, t \geq 0$)第一象限的分佈,圖中之 α, β 為相位平移值。 α, β 位移所在之值為極大值之所在。 $(\alpha = 50, \beta = 40)$



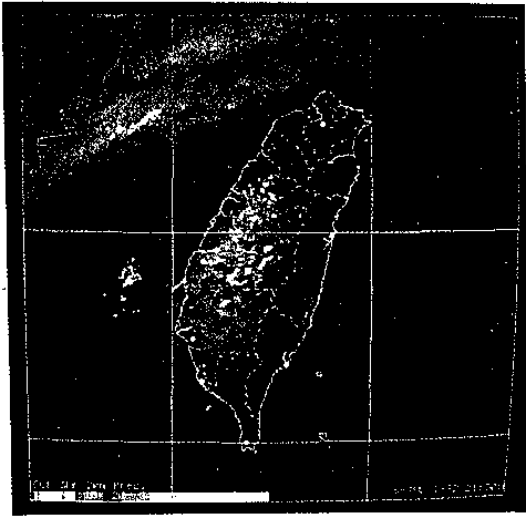
圖(5.c)類似圖(5.a)但為和方法(E)比較



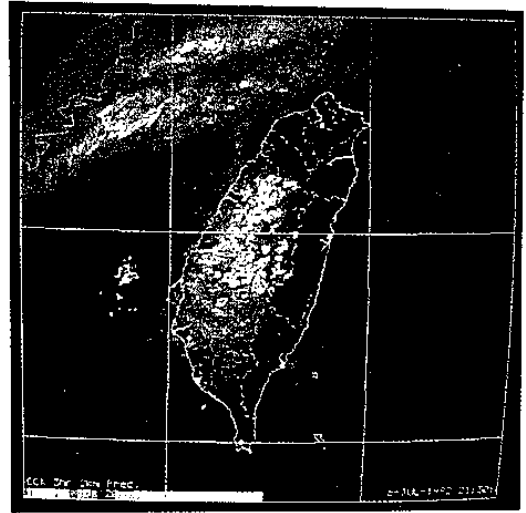
圖(5.a)為兩公里水平解析度三小時雨量影像(81年7月6日21:30),方法(A)和方法(B)的位移交相關函數的等值線,圖中可看出極值發生在($t = 0, s = 0$)



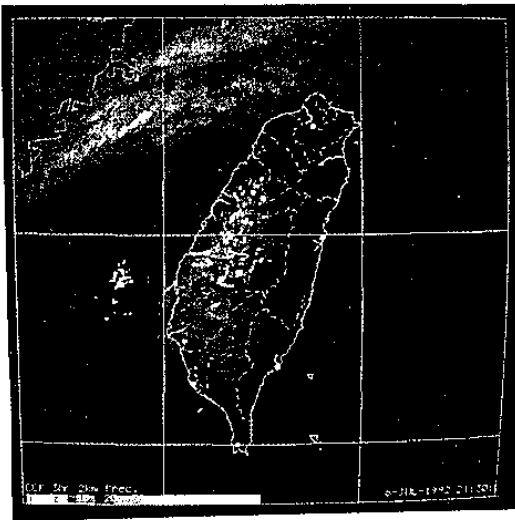
圖(5.d)類似圖(5.a)但為和方法(G)比較



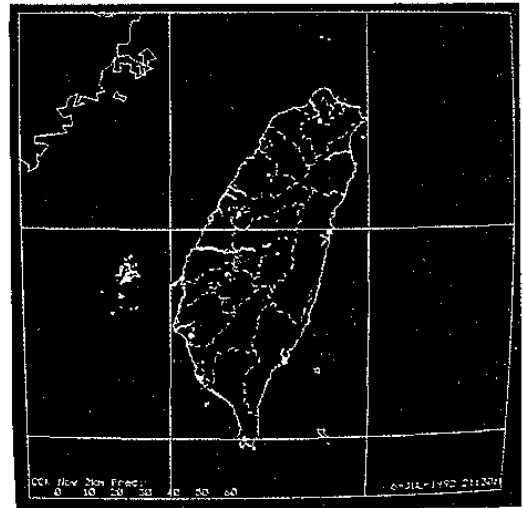
圖(6.a)使用方法(A)產生的81年7月6日21:30的兩公里水平解析度的三小時雨量影像



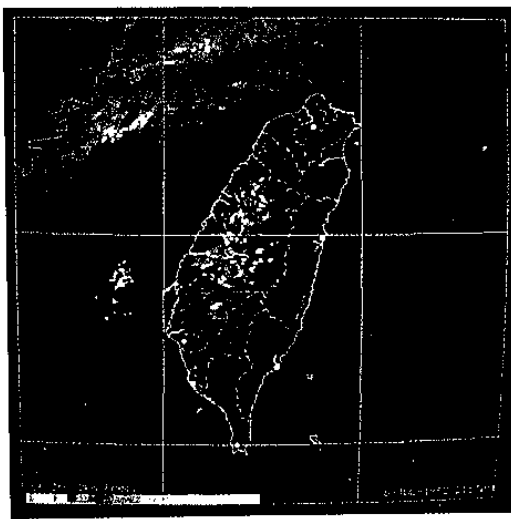
圖(6.D)類似圖(6.a)但使用方法(G)



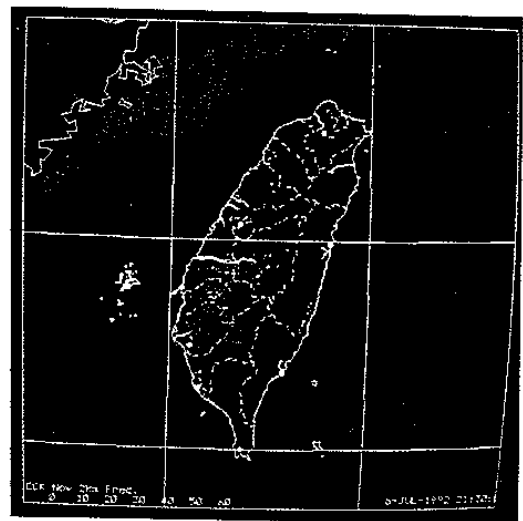
圖(6.B)類似圖(6.a)但使用方法(C)



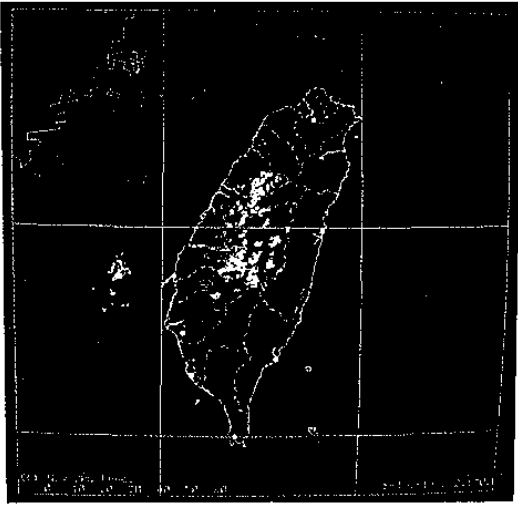
圖(7.a)使用方法(A)與方法(C)產生的81年7月6日21:30即時雨量影像的差異(方程式3.1)影像。水平解析度兩公里



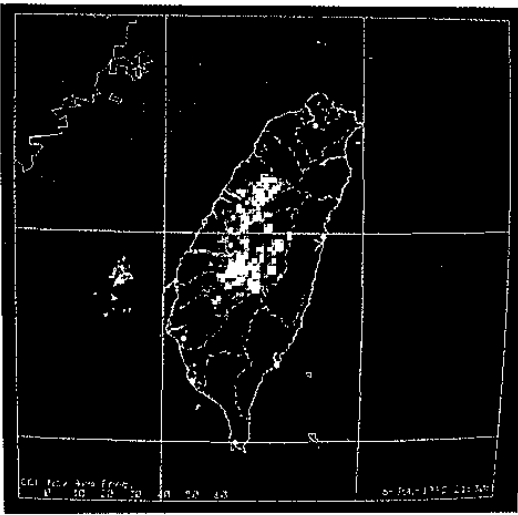
圖(6.C)類似圖(6.a)但使用方法(E)



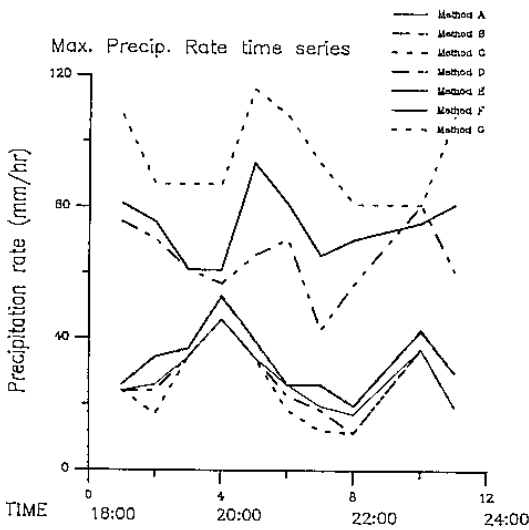
圖(7.b)類似圖(7.a)但為方法(A)與方法(E)



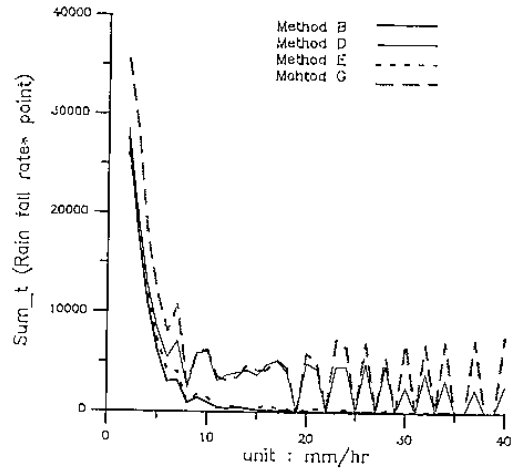
圖(7.c)類似圖(7.a)但為方法(A)與方法(G)



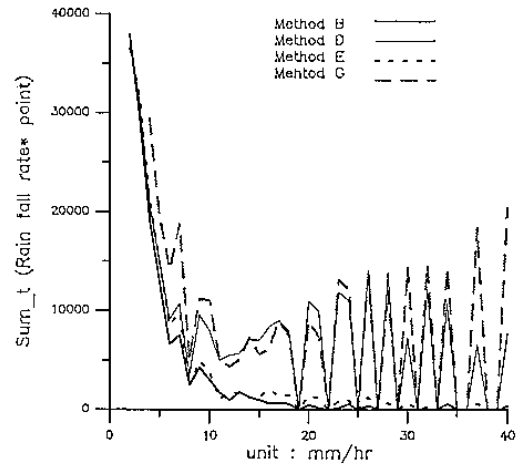
圖(8)使用方法(A)與方法(G)產生的81年7月6日21:30即時雨量影像的差異(方程式3.1)影像。水平解析度四公里



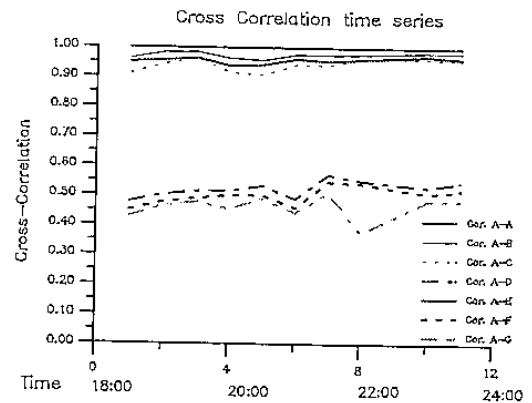
圖(9)不同方法產生的81年7月6日即時雨量影像極值時間序列(兩公里水平解析度)



圖(10.a)方法(B),(D),(E),(G)產生的累積雨量計數分佈圖,橫軸為降雨率mm/hr,直軸為累積雨量計數(\sum 計數值 \times 降雨率)水平解析度為兩公里(總計數個數為 256×256)



圖(10.b)方法(B),(D),(E),(G)產生的累積雨量計數分佈圖,橫軸為降雨率mm/hr,直軸為累積雨量計數(\sum 計數值 \times 降雨率 $\times 4$)水平解析度為四公里(總計數個數為 128×128)



圖(11)清泉崗雷達,81年7月6日18:00至23:30的CAPPI產生方法(B-G)對產生方法(A)的交相關函數($t=0, s=0$)的時間序列圖。

The effect on the estimation of precipitation due to different CAPPI algorithms

Shih-Yun, Chou Chin-Chin, Yeh Twen-Wen, Lo
Research and Development Center , Central Weather Bureau

Hong-Sheng, Lin
Wu-Fan Radar Station, Central Weather Bureau

Abstract

Using CAPPI image to estimate reflectivity is one of the most important step in the precipitation estimation. This article presented different algorithms to generate CAPPI: use modularized two (or four) points from polar coordinate for linear interpolation, and use composite PPI (ComPPI). For the ground clutter removal, this paper presented different declutter mechanisms including using very high resolution topographical data.

Three steps of precipitation estimation were (1) project three vertical resolutions CAPPI reflectivity image (1,2,and 3 KM) on the Cartesian coordinates, (2) reduce the horizontal resolution to 2 and 4 KM by using minimum distance and maximum volume, (3) apply $Z = 200R^{1.6}$ relationship and time series data to estimate current precipitation, one-hour rainfall accumulation, and three-hour rainfall accumulation. This article defined "shifting cross- correlation" as an index for linear shifting deformation of the precipitation pattern. This index can represent the similarity of image pattern.

The precipitation estimation was computed through different CAPPI algorithms using recorded Doppler volume scan data from CCK radar station (from 18:00 to 23:30 of July 6, 1992). We computed the time series of the maximum precipitation probability and time integration of the precipitation probability distribution in an area of 512 by 512 KM centered at Taiwan (so called complete Taiwan scale in CWB's WINS nowcasting system). The precipitation results showed that the effect of ground declutter is much more dominant than that of the different linear interpolation. The results of the "shift cross-correlation" index showed that there is no linear shifting deformation in the precipitation images from different CAPPI algorithms. From the similarity of image pattern, we can separate the images processed by ground declutter and other images that are not processed by declutter mechanism.