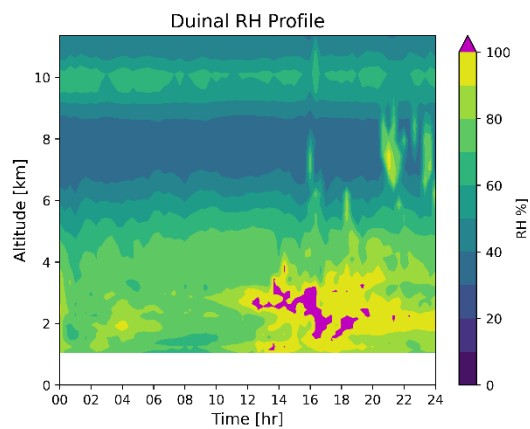


## 1. Relative Humidity

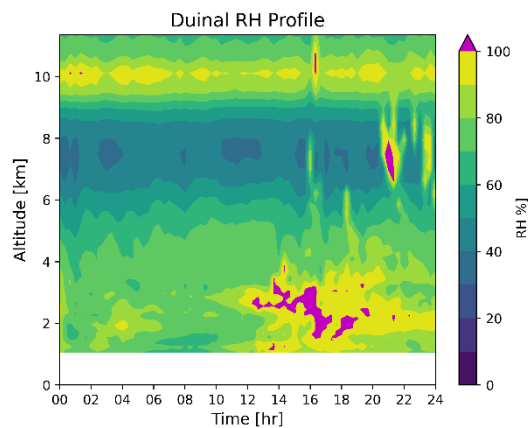
若不考慮溫度對水相態影響，僅利用液態水面上的 C-C equation 計算飽和蒸汽壓(即飽和水氣僅會凝結而不凝華)，並利用氣壓與比濕計算水氣壓，以此可以計算相對濕度，畫出以下相對濕度剖面。

相較於原先相對濕度剖面，這次修正將過飽和區域以不同於原 colormap 的顏色強調。



(圖一)相對濕度剖面[僅凝結]

若考慮溫度會影響水相變過程，即溫度低於  $0^{\circ}\text{C}$  之飽和水氣壓可能會凝華成冰晶，高於  $0^{\circ}\text{C}$  之飽和水氣壓則為液態水。那調整過後的飽和水氣壓計算出的相對濕度剖面如下圖二。



(圖二)相對濕度剖面[考慮凝結與凝華]

比較圖一與圖二，可以發現於因為低空溫度較高，飽和水氣皆以凝結為

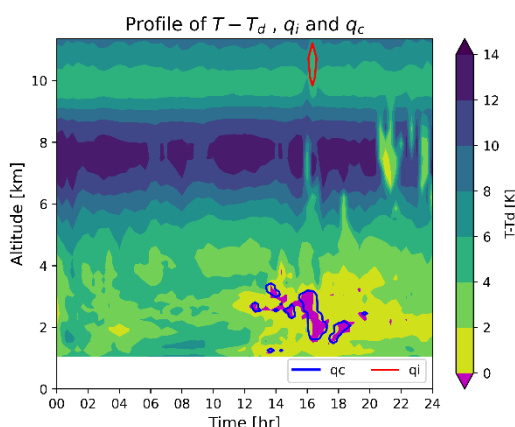
主，因此飽和水氣壓在低空剖面與圖一相同。然而在高空因溫度低於  $0^{\circ}\text{C}$ ，因此飽和水氣會以凝華為冰晶為主，而冰面上的飽和水氣壓會比液面上飽和水氣壓來的低(因為冰分子動能低於液態水，冰更不容易凝華為水氣)，因此圖二中高空的相對濕度比圖一更高。

由上面二張剖面都可以見到中午過後於約 2 公里高處相對濕度超過 100%，這可能與午後對流將大量近地表水氣帶往高空，而上空大氣凝結核無法快速與水氣反應，而導致該處產生飽和甚至過飽和的水氣。也因為對流將水氣向上帶，因此可以見到約下午四點時，有明顯水氣向上延伸的特徵。

## 2. Dew Point Temperature

利用  $e = e_s(T_d) \Rightarrow T_d = \frac{1}{\frac{1}{T_0} - \frac{R_v}{L_v} \ln\left(\frac{e}{e_{s0}}\right)}$  計算出露點溫度  $T_d$ ，並求得其與氣溫差值  $T - T_d$  剖面。

這次修正上述剖面與雲水、雲冰分布繪於同一圖上，將雲冰、雲水分別以紅、藍線等值線將  $q_i > 0.1$  [g/kg] 與  $q_c > 0.1$  [g/kg] 框出，如下圖三。



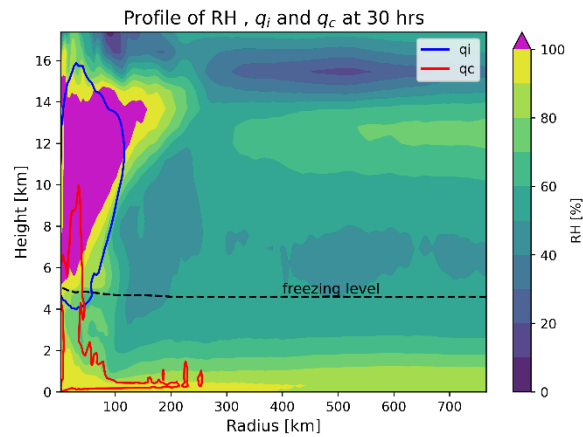
(圖三)氣溫與露點溫度差值與雲水、雲冰分布

氣溫越接近露點溫度(差值越小)，表示空氣越潮濕，因此其剖面會呈現出類似相對濕度剖面。由氣溫與露點溫度差值剖面一樣可以見到下午四點前後有水氣較多的特徵。

由圖中可以見到在下午四點時 2 公里上空有液態水凝結、在高空 10 公里處有冰晶形成。這表示應該為下午三、四點時有較強烈午後對流挾帶大量水氣，在高空中部分凝結成水、部分在更高空成為冰，因此能在 2 公里處看見  $q_c$ 、在 10 公里以上看見  $q_i$ 。而當午後對流因太陽輻射逐漸減弱，對流強度下降，氣塊無法再被抬升而開始下降，此時會因為絕熱壓縮增溫而使水氣蒸發或昇華為水氣，使得水滴與冰晶減少，相對濕度也跟著降低。

### 3. Thermodynamics of Tropical Cyclone

利用 C-C equation 計算出  $e_s$  與  $e_{si}$ ，並將溫度大於  $0^\circ\text{C}$  以  $e_s$  計算、小於  $0^\circ\text{C}$  以  $e_{si}$  計算，以此可得相對濕度剖面結構，如下圖五。而以溫度  $0^\circ\text{C}$  為分界(圖中紅線)，決定水氣相變後為水滴或冰晶。



(圖四)颱風相對濕度剖面結構與雲水、雲冰分布

將雲水混合比與雲冰混合比剖面結構畫出同時畫在圖五相對濕度上，圖中可以見到 freezing level 以下為水滴，以上主要為冰晶，但仍有少許水滴，這可能是颱風中心強對流使得有部分液態水還未變成冰晶，而是以過冷水的形式存在。

若比對雲水、雲冰與相對濕度剖面結構，可以發現中心水、冰分布的地方相對濕度皆在 100%附近。但相對濕度剖面上可以見到 12-14 公里高半徑 100-150 公里處有相對濕度極高向外伸展的區域但在圖六卻沒有這樣的特徵。如此差異或許是因頂端向外徑向速度大，將飽和水氣被向外分布而還未形成水滴或冰晶，造成相對濕度有向外延伸的特徵，但  $q_i$ - $q_c$  分布卻沒有。