

熱帶氣旋螺旋雨帶之對流結構特徵

林李耀

空軍氣象中心

摘要

臺灣位於西太平洋熱帶氣旋之侵襲區域內，當颱風來臨時也往往造成人員與財物的重大損失，因此對此中尺度天氣系統我們必須特別加以重視。但因熱帶氣旋生成於海上，觀測資料取得不易，因此在研究上頗為困難。本文將過去對熱帶氣旋螺旋雨帶之觀測與理論研究做簡單的整理與回顧，並配合 Barnes et al. (1983) 對熱帶氣旋 Flody 的飛機雷達觀測與分析結果，來說明熱帶氣旋螺旋雨帶之對流與結構特徵。

一、簡介

熱帶氣旋，這種伴有強風豪雨的劇烈天氣系統，一直是大氣科學中備受關注的研究主題。

當二次世界大戰結束後，雷達觀測被廣泛應用在氣象研究方面。而其中在熱帶氣旋的降水結構上，Maynard (1945) 與 Wexler (1947) 發現主要降水區域發生在雷達回波圖上可容易被辨認出的螺旋狀雨帶上，而非均勻分佈在氣旋內部。因此相對於螺旋狀雨帶的生成、維持、結構特徵、以及對熱帶氣旋本身強度的影響，也成了颱風研究的主題之一。

本文的主要目的即在探討其中有關螺旋狀雨帶 (spiral rain bands) 的結構特徵，以及可能的形成理論依據。

二、過去重要理論回顧

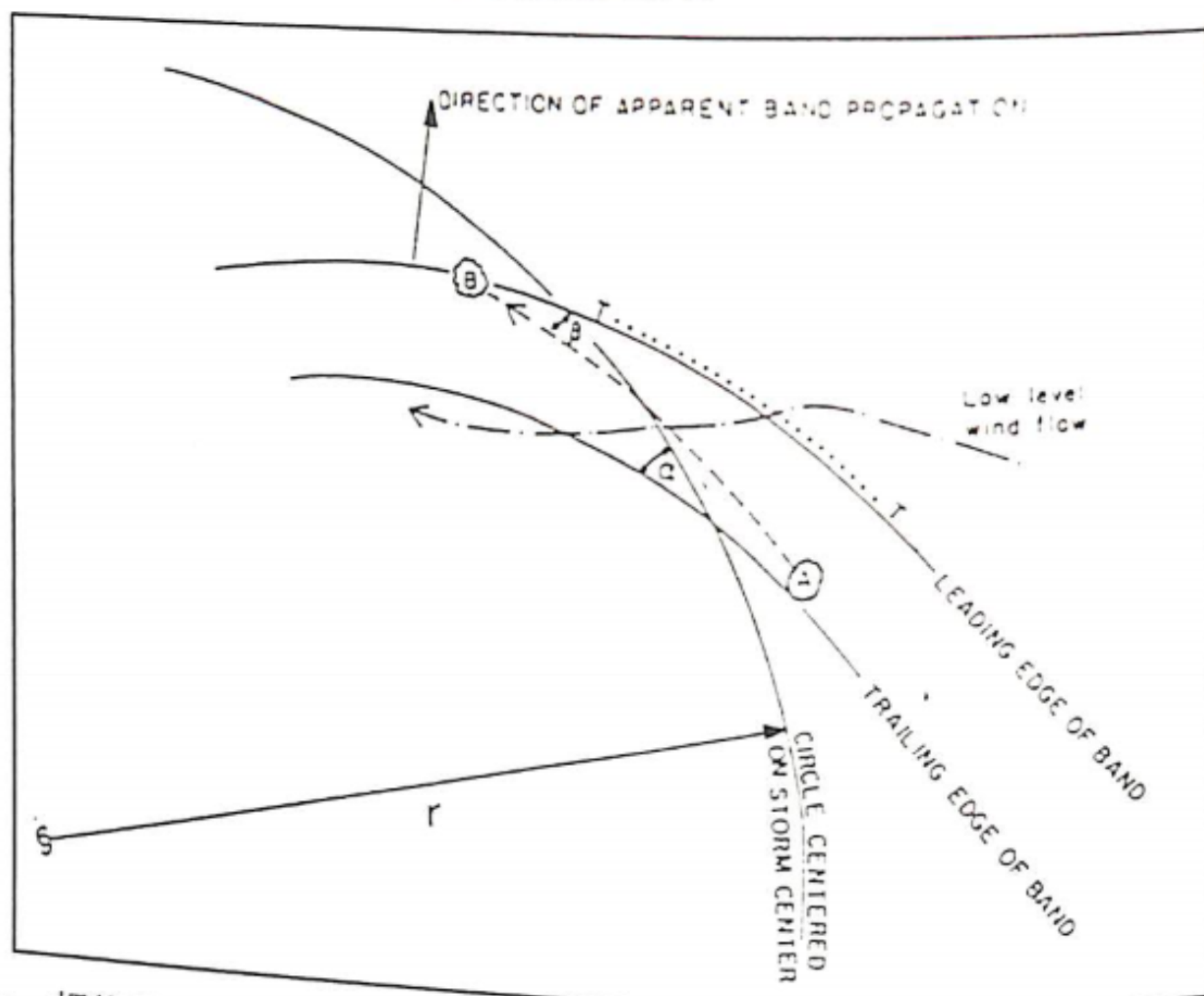
Anthes (1982) 利用 Wexler (1947)、Ligda (1955) 及 Tatehira (1961) 的觀測研究，畫出螺旋狀雨帶近地面動力及熱力示意圖 (圖一)。

在示意圖上將螺旋狀雨帶由外到內分為前

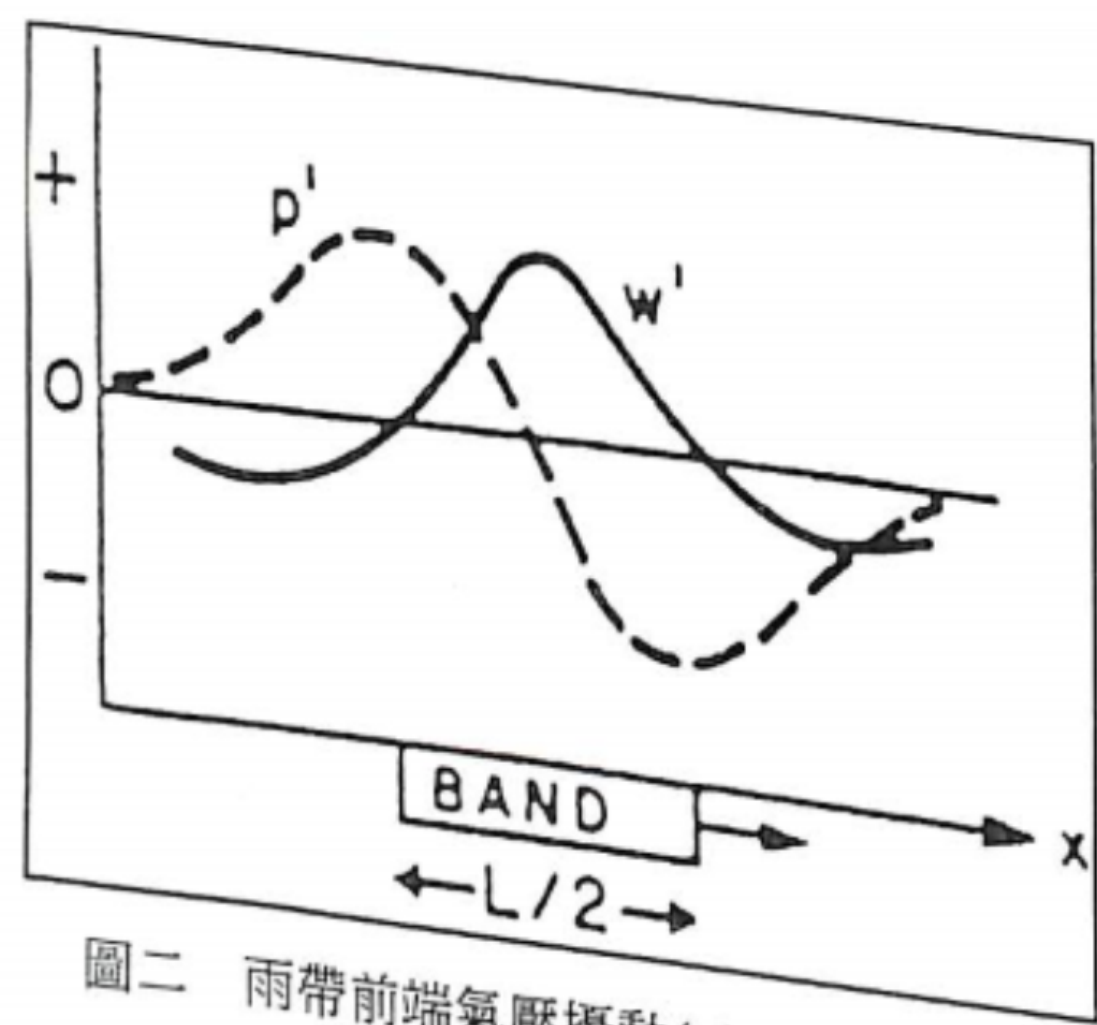
端 (leading edge) 和尾端 (trail edge)。雨帶並非切向平行於氣旋中心，而是與氣旋有一交角，且向外移出。新生對流胞則自雨帶的內側尾端生成，然後向前端移動，且在雨帶前端可觀測到一低壓槽。此槽之距平值大約 1-2 mb，至於低壓槽生成原因，根據東京大學 (1969) 的研究指出，因其相位分佈與淺水重力波相同 (圖二)，因此重力波作用為其一可能的形成原因。

至於螺旋雨帶生成區域與移行觀測方面，Senn 與 Hiser (1959) 的分析研究指出：雨帶事實上形成於眼牆附近，而後向外迅速傳播。另外重要的是，雨帶並不隨氣旋中心旋轉，而是保持在其生成象限內。平均而言，向外移速大約每秒 3-6 公尺。Tatehira (1961) 也指出和 Senn 與 Hiser 相同的看法，並以個案研究得到向外 (相對氣旋中心) 移速大約每秒 4 公尺，也和前者結論相符。

而在此螺旋狀雨帶的生成機制方面，Willoughby (1978a) 提出可能為向內傳播重力波作用所導致的結果。至於其雨帶之向外移行，則是與環境平流相加成後之作用。他並用一系列的機制模擬研究來得到其理論依據之證



圖一 螺旋雨帶結構示意圖。雨帶與氣旋中心有一夾角 α ，T-T 點線表雨帶前端中尺度低壓槽，點虛線為低層氣流走向，對流胞形成於雨帶尾端(A)，移向雨帶前端，並在移出雨帶後消散(B)。(摘自 Anthes 1982)



圖二 雨帶前端氣壓擾動(p')與垂直速度擾動(w')分布示意圖。

除了此類向外移行的螺旋狀雨帶外，Alison (1974) 及 Fett 與 Brand (1975) 指出另一種尺度較大，可較長時間存在(大約數天生命期)，且近似滯留狀態的雨帶。他們認為此種雨帶與上述尺度較小且移行迅速的雨帶應該來自不同的生成機制。根據其猜測，與綜觀

尺度不同氣流場所導致之輻合作用有很大的相關。Anthes 與 Hoke (1975) 之研究也提出相同的看法。

至於其他與螺旋狀雨帶有關的生成機制研究，各學者不同的看法很多，大致整理簡述於下：Fletcher (1945) 認為螺旋狀雨帶之形成與間熱帶輻合區(ITCZ)的雲帶流入有關。Wexler (1947) 則提出雨帶可以由熱帶雲街(cloud street)與氣旋環流在某些波數加強後產生。Tepper (1958) 與 Abdullah (1966) 認為雨帶是由眼牆附近對流先產生重力波，再透過重力波向外傳播輻合過程，形成螺旋狀雨帶。Macdald (1968) 提出經由羅士培波(Rossby wave)傳播過程，也可模擬出螺旋狀雨帶之形式。Faller (1961) 與 Fang (1977) 的研究則認為透過邊界層內一些不穩定度的釋放過程，例如 Ekman instability 及 Rayleigh instability 可以得到類似螺旋狀雨帶之結構。

另外在最近 Guinn 與 Schubert (1993) 利用位渦診斷的方式，提出透過一些波動分裂(wave breaking)、渦旋合併(vortex merger)、以及渦旋與不對稱熱源交互作用等過程，也成功的模擬出類似熱帶氣旋螺旋狀雨帶之形成。

雖然以上很多學者提出許多學說，相要嘗試去解決有關熱帶氣旋螺旋雨帶的形成問題，但是值得注意的是，並沒有一種理論已完全被接受為實際雨帶之成因。因此，在雨帶研究上仍有相當大的發展空間，而前述的各種學說，更提供了一系列的思考方向。

另外在有關氣旋雨帶因子影響，及雨帶對颱風強度影響研究方面，Diercks 與 Anthes (1976a) 利用模式說明雨帶內的潛熱釋放過程，在形成雨帶過程上並無絕對性的影響。我們可以由圖三比較出有無潛熱釋放過程並無甚大之差距。

至於在雨帶強度對颱風之影響研究上，Simpson (1965) 提出在眼牆附近雨帶加入

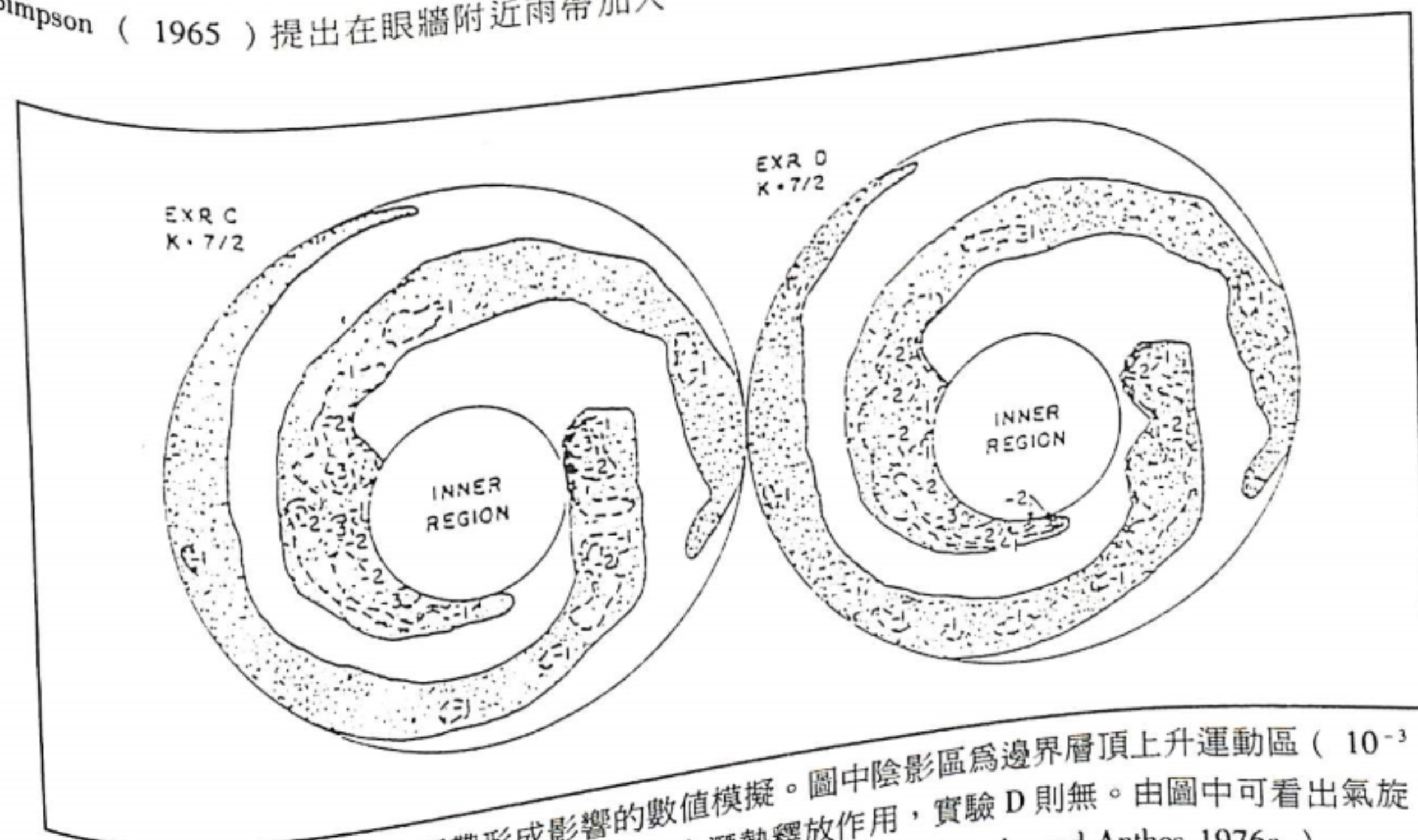
碘化銀後，將增強雨帶強度而造成眼牆向外擴張，如此颱風為了保持其角動量，其切向風速勢必減小，而降低其破壞力。Shapiro 與 Willoughby (1982) 認為眼牆外側雨帶扮演阻擋颱風外側氣流到達颱風中心的角色，因此水氣補給被截斷，而使颱風強度減弱。此結論在 Gamache 與 Houze (1982) 與 Zipser (1977) 均有相同的看法。

三、個案研究

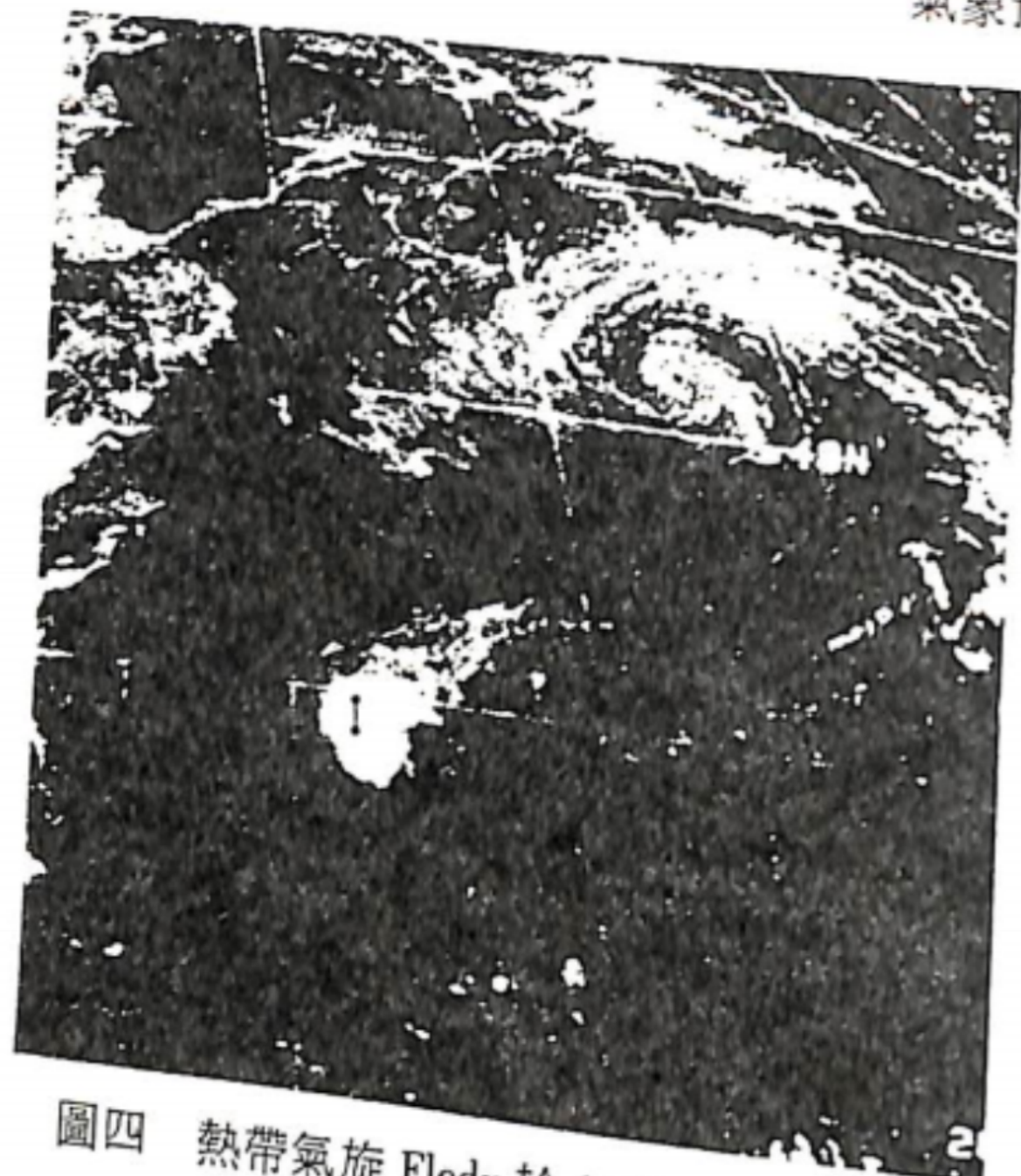
Barnes、Zipser、Jorgensen 與 Marks (1983) 利用實際個案密集觀測研究，來說明熱帶氣旋雨帶的組織結構。

首先要說明的是，該實驗計畫主要針對 1981 年美國國家氣旋研究實驗室(NHRL) 利用 NOAA WP-3D 飛機密集觀測 Floyd 颱風的資料分析，來探討颱風的三維結構。而該實驗想要研究的主题，除了更清楚雨帶的結構外，也想瞭解雨帶與氣旋強度之間有何相關。

我們由圖四的可見光衛星雲圖，先對



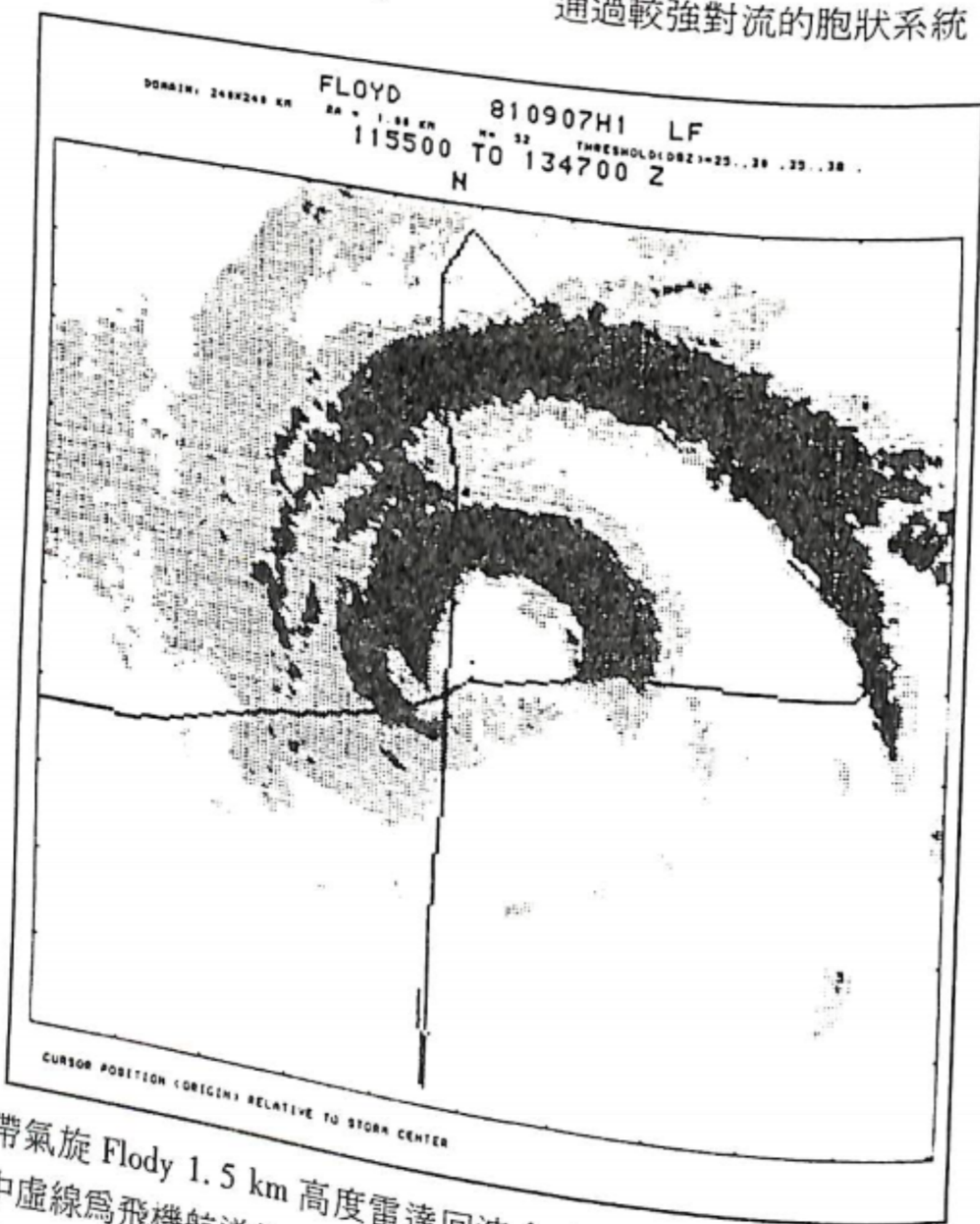
圖三 潛熱釋放對螺旋雨帶形成影響的數值模擬。圖中陰影區為邊界層頂上升運動區(10^{-3} mbs $^{-1}$)，實驗 C 氣旋外圍區域包含潛熱釋放作用，實驗 D 則無。由圖中可看出氣旋外圍區域潛熱釋放對雨帶之形成無太大影響。(摘自 Diercks and Anthes 1976a)



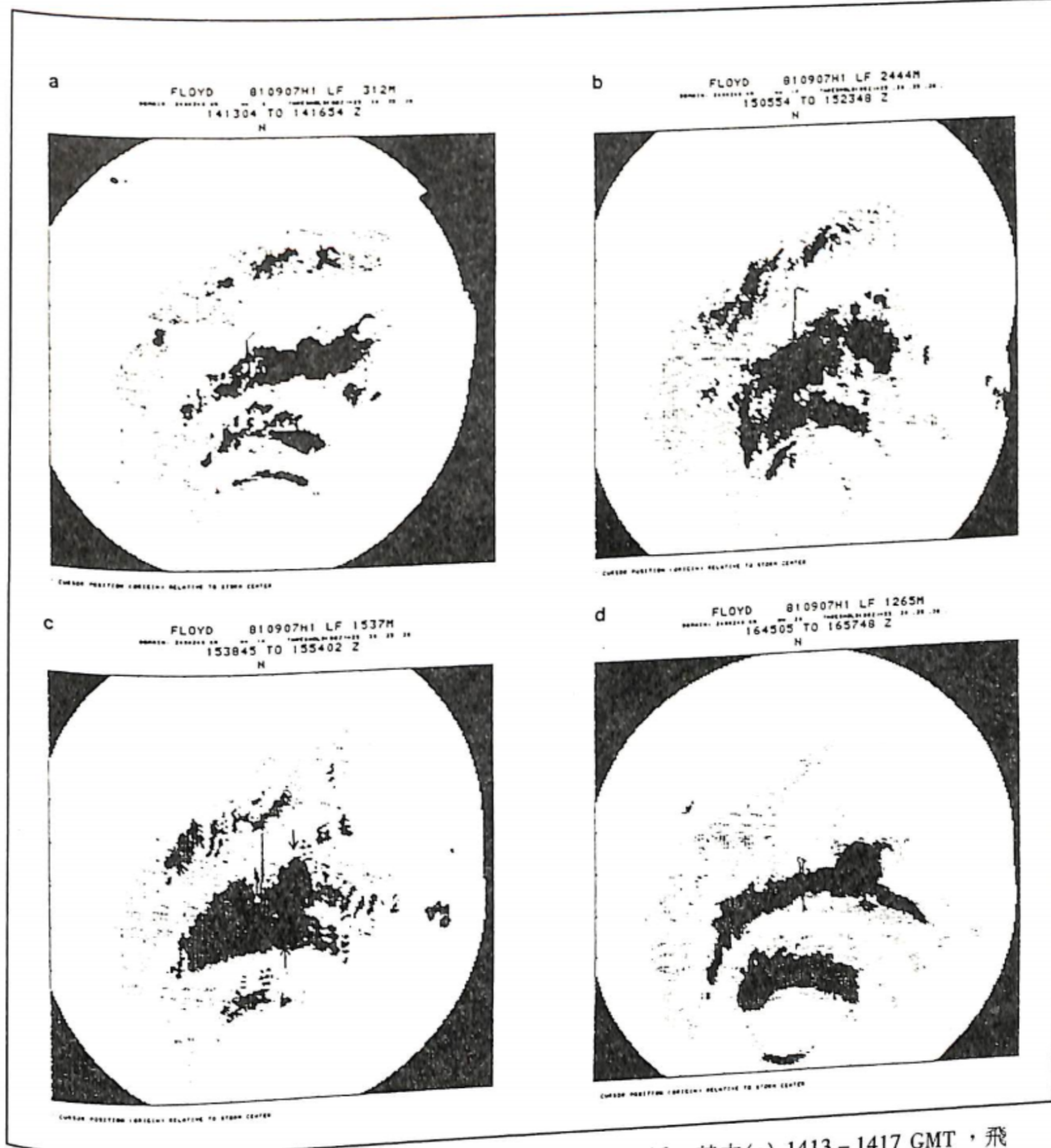
圖四 熱帶氣旋 Flody 於 1300 GMT 的可見光衛星雲圖。圖中發現對流頂位於氣旋中心以北，相對於螺旋雨帶位置內 (30N)。(摘自 Barnes et al. 1983)

Floyd 颱風在 1300 GMT 的綜觀天氣型態，有大致的了解；氣旋中心氣壓大約 975 mb，且其環流外型為非對稱型態，氣旋以每秒 4.7 公尺的速度向東北（大約 30 度）移動。另外要注意的是，圖中颱風內部的線段代表 P-3 飛機在 1400 GMT 到 1700 GMT 相對颱風中心密集觀測的飛行路徑。

圖五則是 Floyd 颱風的水平雷達回波合成圖 (1155 - 1347 GMT)，由圖上可更明顯的看出氣旋雨帶並非環狀對稱於眼牆，且雨帶中越接近眼牆區域，其雷達回波的胞狀結構越不明顯。圖六是作 1400 - 1700 GMT 觀測之較短時距合成分析，我們可以看出雖然飛機路徑觀測的雨帶為同一位置，但不同時間會有不同的回波型態。在 6b 及 6d 的觀測時間中發現飛機通過較強對流的胞狀系統，而 6a 及 6c 的合成



圖五 熱帶氣旋 Flody 1.5 km 高度雷達回波合成分析圖 (1155 - 1347 GMT)。其中虛線為飛機航道軌跡，其中灰階回波強度由淺至深為 25、30、35、與 38 dB(Z)。圖中區域為 240 x 240 km。(Barnes et al. 1983)

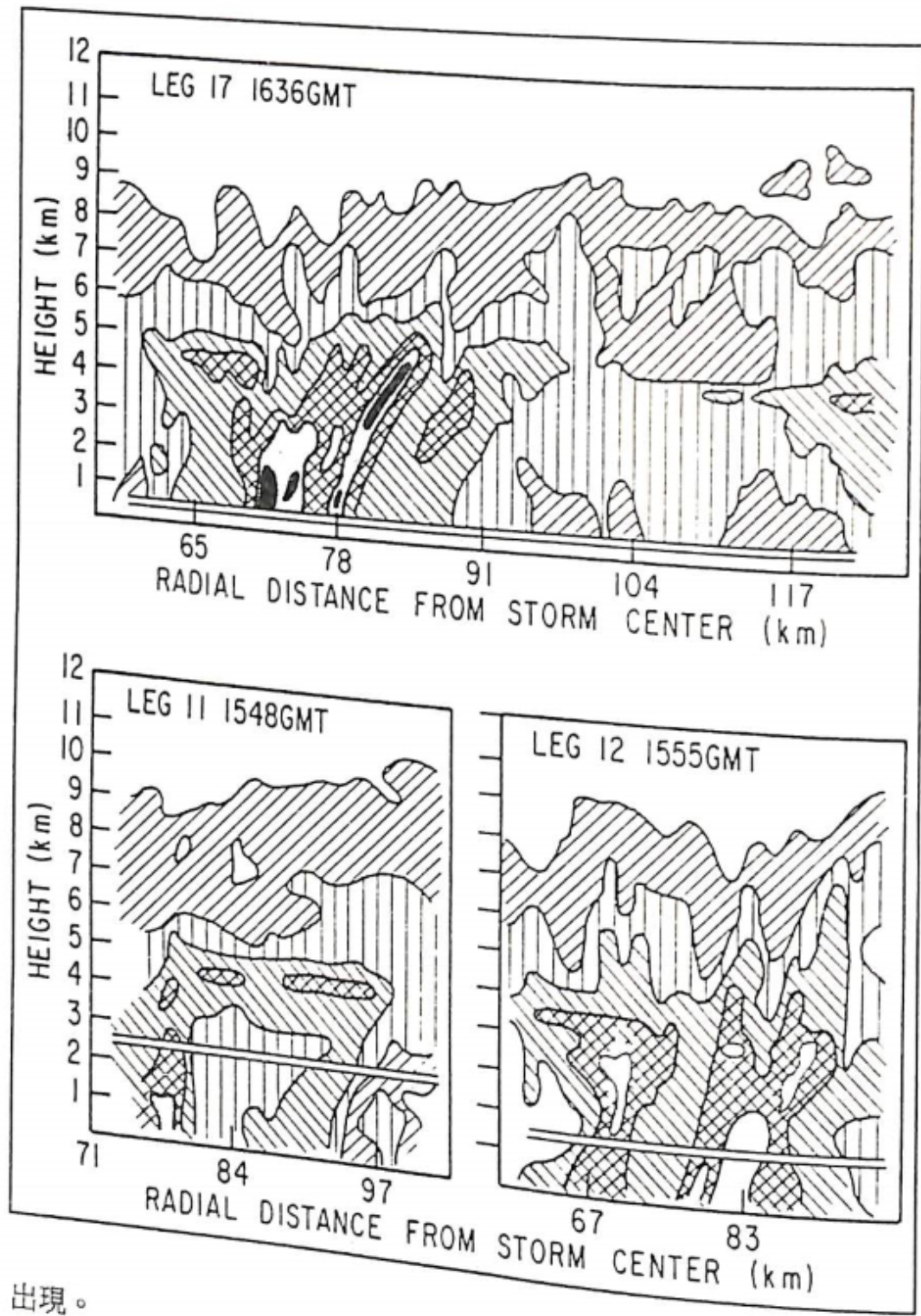


圖六 熱帶氣旋 Flody 的螺旋雨帶雷達回波時間序列分析。其中(a) 1413 - 1417 GMT，飛機高度 0.3 km；(b) 1506 - 1524 GMT，2.4 km；(c) 1539 - 1554 GMT，1.5 km；(d) 1645 - 1658 GMT，1.3 km。回波強度與圖五相同。(Barnes et al. 1983)

分析圖則沒有發現同樣的現象。

為了更清楚的看出其差異性，由圖七中三個不同飛行任務所觀測得到的飛機垂直雷達回波分析來做比較；leg 17 為有通過較強對流系統的個案，主要對流發生在距颱風中心大約 70 - 85 公里處，此區有發展健全的胞狀回波

，而除此區域外，大致為層狀降水型態。leg 11 為沒有通過較強對流系統的個案，其回波特徵沒有胞狀對流，且在距地面 4 - 5 公里高度可觀測到亮帶 (bright band) 存在，此為層狀降水之特徵。leg 12 觀測時間在 leg 11 後大約 7 分鐘，在回波圖中又可看出有較強對流域



圖七 熱帶氣旋 Flody 的螺旋雨帶雷達回波垂直剖面分析其中 LEG 17 通過較強對流區，LEG 11 與 12 為相差 7 分鐘之序列分析，其中灰階回波強度由淺至深為 12、20、25、30、35 與 40 dB (Z)。(Barnes et al. 1983)

出現。

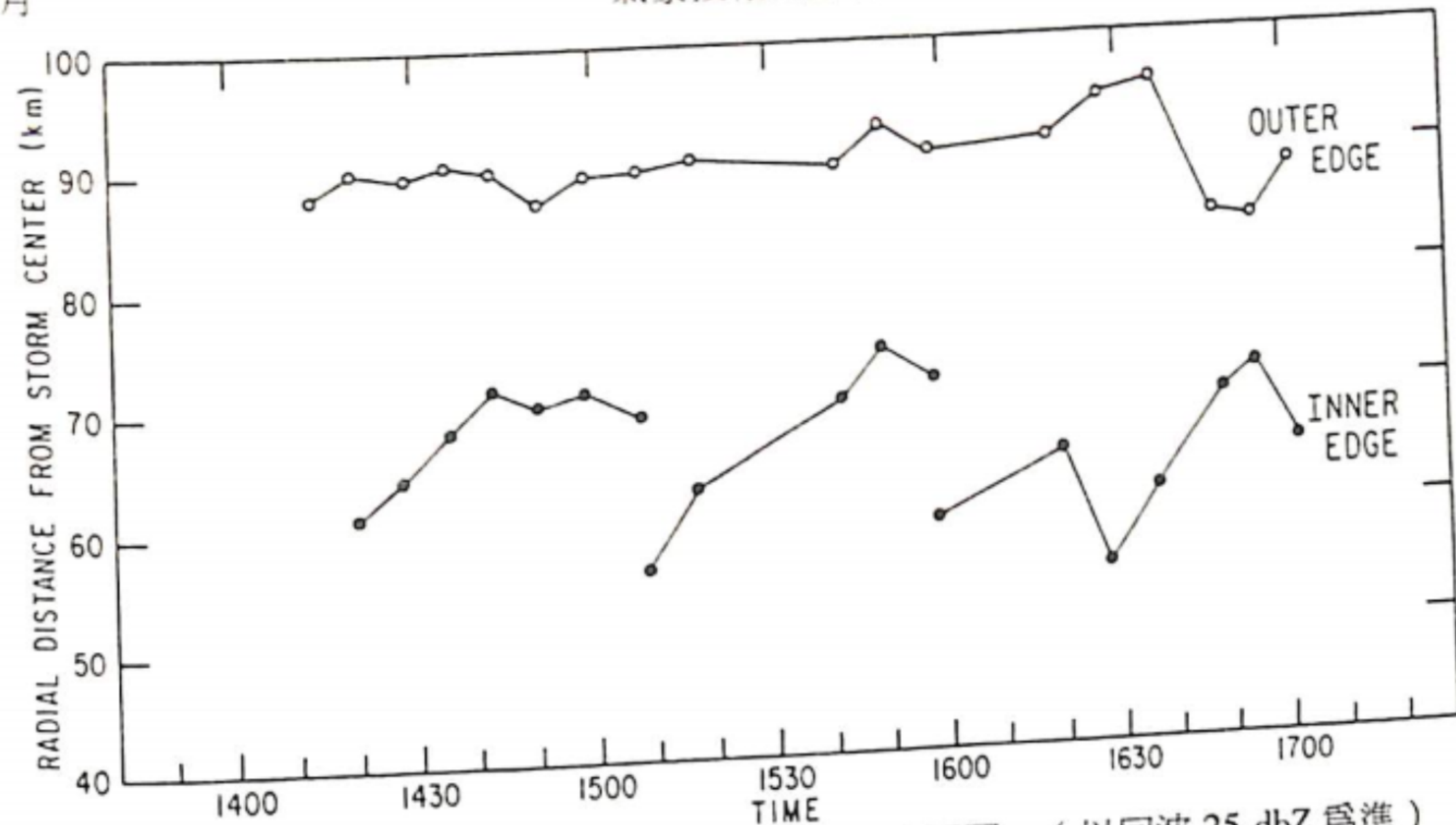
由以上可以得到一個結論，螺旋雨帶內部包含胞狀與層狀降水型態，且隨時間空間位置會有改變。而胞狀對流大部分由雨帶內端形成，而後向外端移行消散。圖八為雨帶平均位置分析圖（相對中心），由圖中可發現雨帶外緣距颱風中心位置大致不變（保持在距中心大約 90 公里處）。而其內端則因常有對流胞的通過而位置較不規則。

在風場分析方面，首先由圖九的徑向風合成分析圖來說明。由圖中可明顯發現針對颱風而言，內流區域大約在 4 公里以下，且最大內流區域在 1 公里以下。在 4 公里以上則為外流區

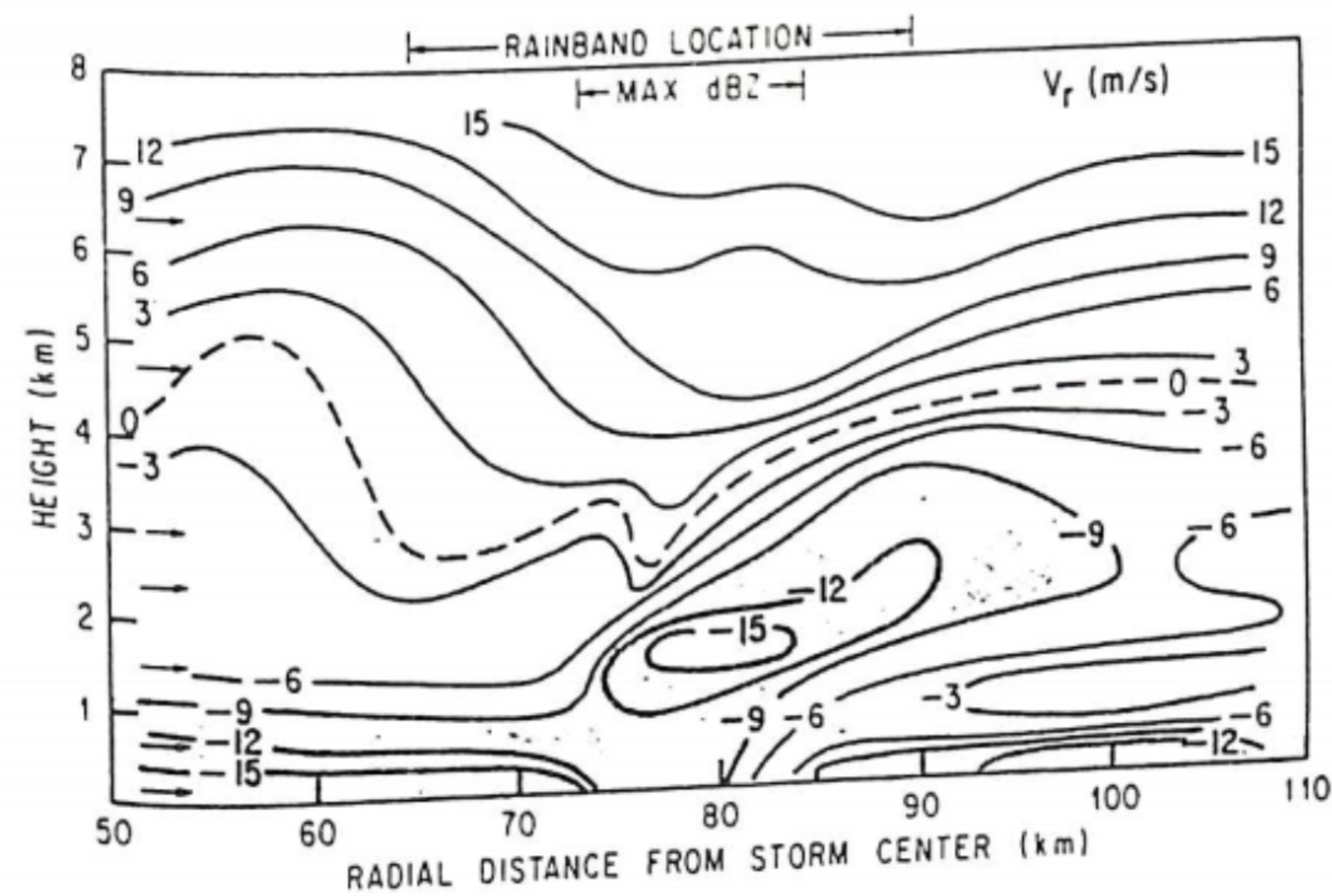
域。

但是相對雨帶而言，最大內流位置發生在最低層大約 0.5 公里以下。且氣流在流入雨帶最大回波前緣（大約距中心 95 - 85 公里處），內流速度由每秒 12 公尺，減小到每秒 6 公尺，造成局部輻合現象。在通過此區域後，內流速度向中心增加，而在 85 - 75 公里區域形成局部輻散現象。另一值得注意的是，雨帶存在於強風切的環境狀態下。

針對雨帶的輻合輻散場分析（此時只考慮徑向輻合）可由圖十來說明；圖中主要特徵是雨帶內部（75 公里左右）500 公尺以上有一主要輻合區域，此輻合區域且隨高度向外延伸

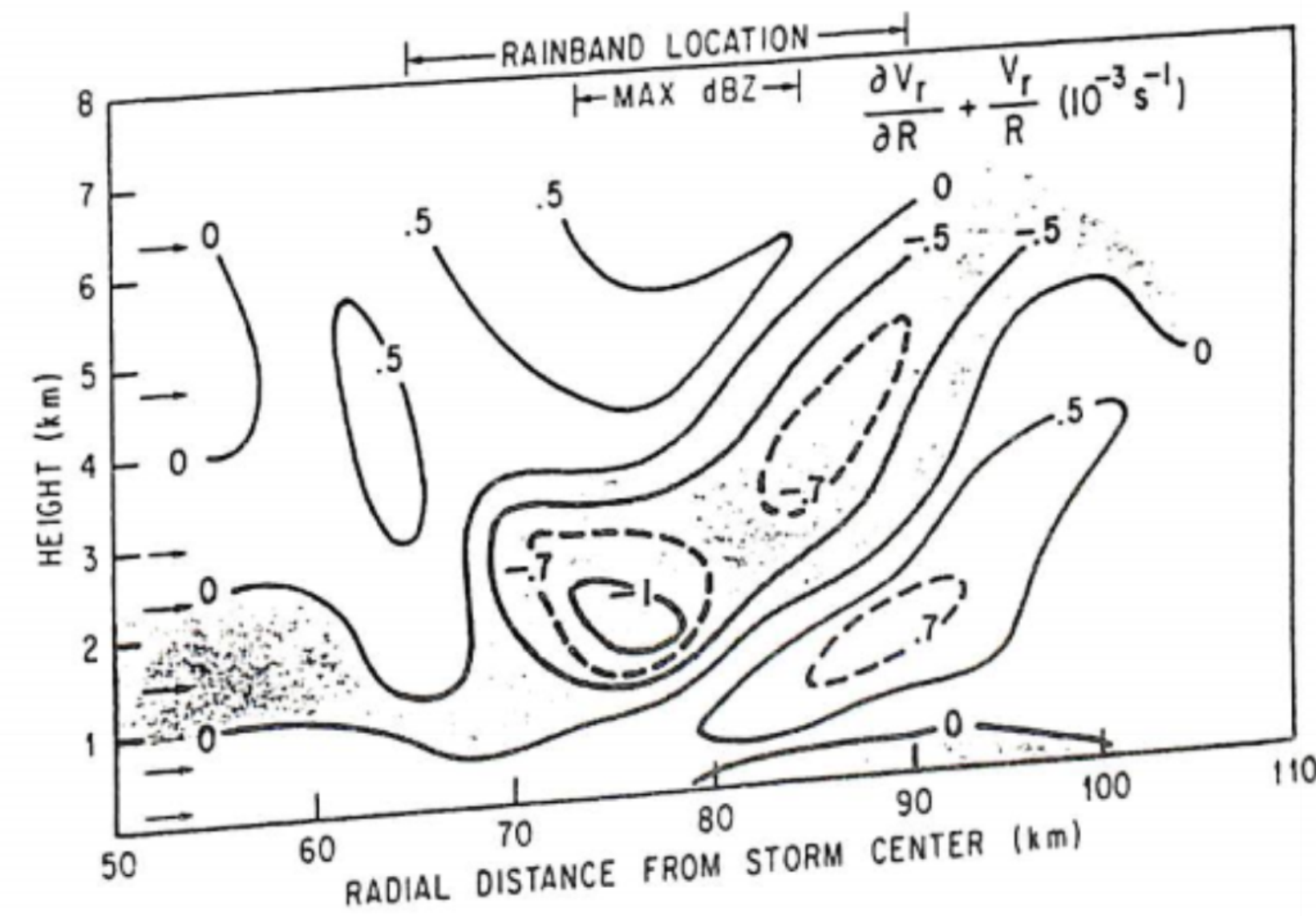


圖八 熱帶氣旋 Flody 雨帶內外端相對氣旋中心位置圖。(以回波 25 dbZ 為準)



圖九 熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之雷達徑向風場強度觀測垂直剖面分析。其中負值表氣流方向指向中心，正值為遠離中心。最大回波位置與雨帶位於圖之上方，左方小箭頭表飛機高度，陰影區之內流 > 9 ms⁻¹。(Barnes et al. 1983)

圖十 熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之輻散場強度垂直剖面分析。此時僅考慮徑向輻散度 (x 10⁻³)。輻合區以陰影表示。(Barnes et al. 1983)



其次在雨帶前緣(100-80公里處)500公尺以下有次要的輻合區,這結果並不令人感到意外,但有趣的是在雨帶前緣500公尺以上區域,有一主要輻散區,此區之成因將在下文中說明。

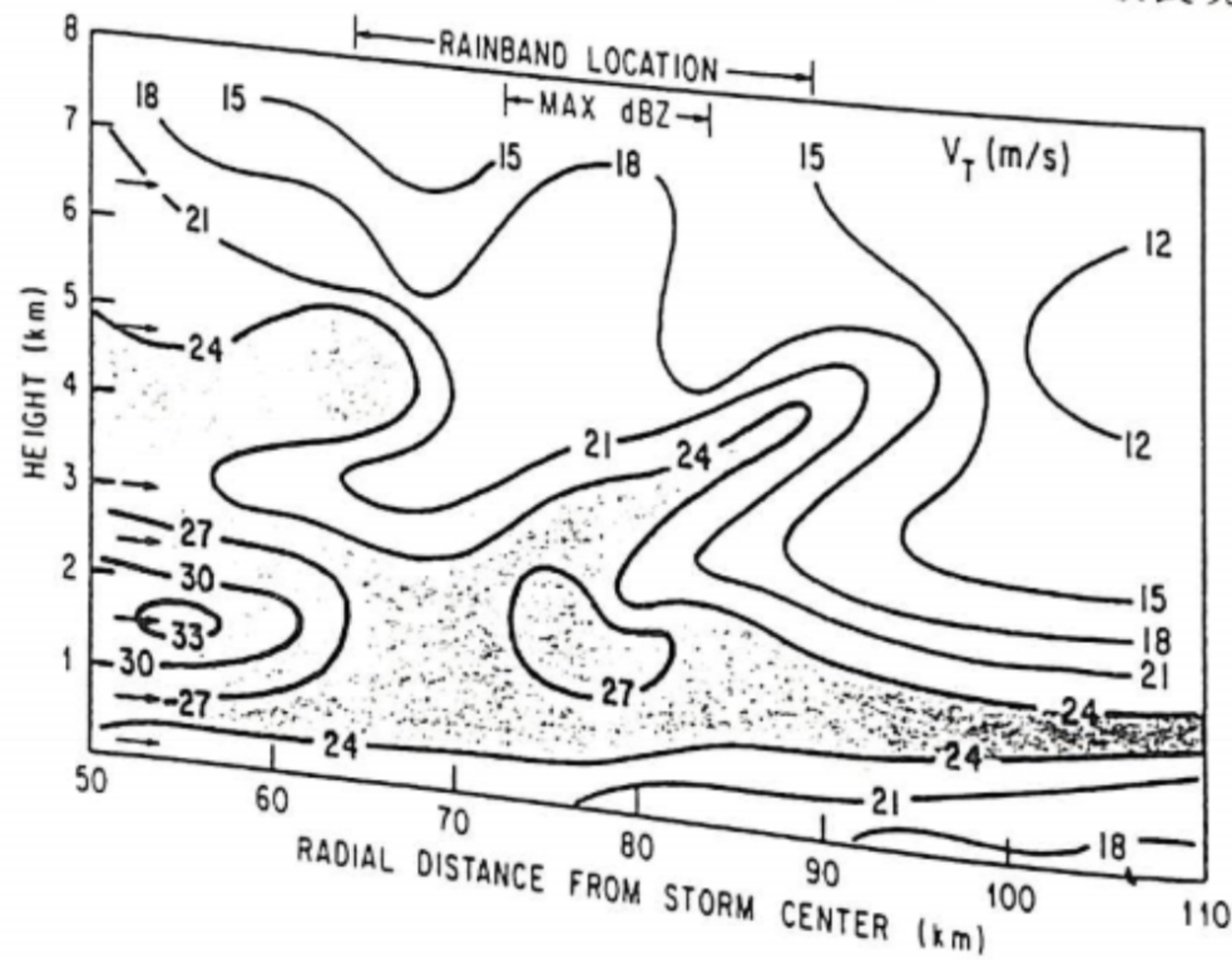
圖十一為雨帶切向風速分析圖,其主要特徵為雨帶中最大風速發生在1到2公里間,且與主要輻合區域相配合。

圖十二為雨帶區域相當位溫分析圖,圖中可看出在雨帶前緣1公里以下有較高相當位溫區域,但在其上2-3公里高度則存在一最低溫區域。此區域與圖十的最大輻散區域位置相

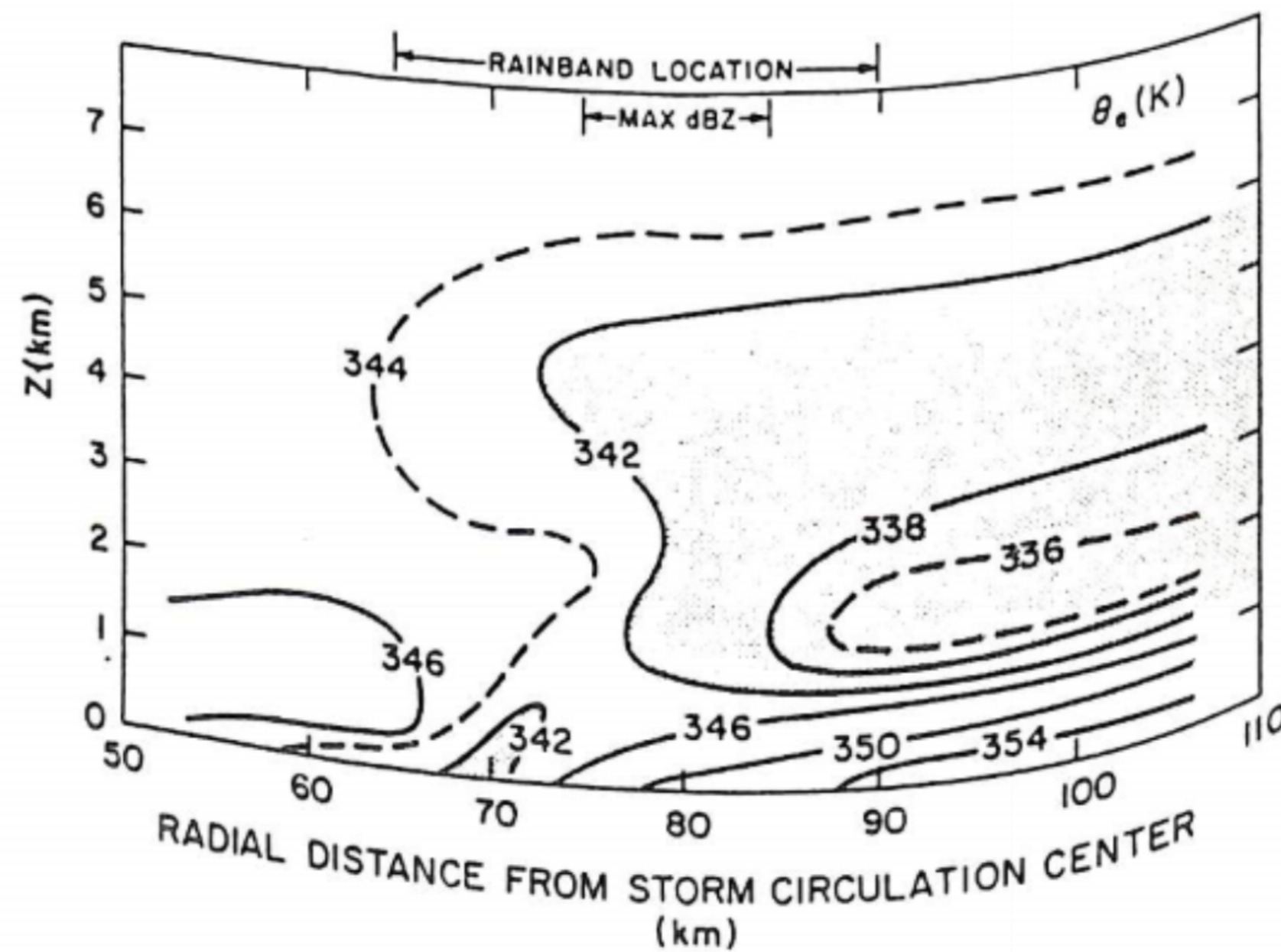
配合。由此已可猜測此輻散區域可能與中層冷乾空氣有關。另外一低溫區域則發生在主要對流區域內側低層。

圖十三為利用圖十之輻散場反求之中尺度垂直速度分佈,其主要特徵包括一主要上升區,和左右兩個微弱下沉區域。此上升區為與雨帶對流性降水區相配合,而微弱下沉區則伴隨層狀降水系統。

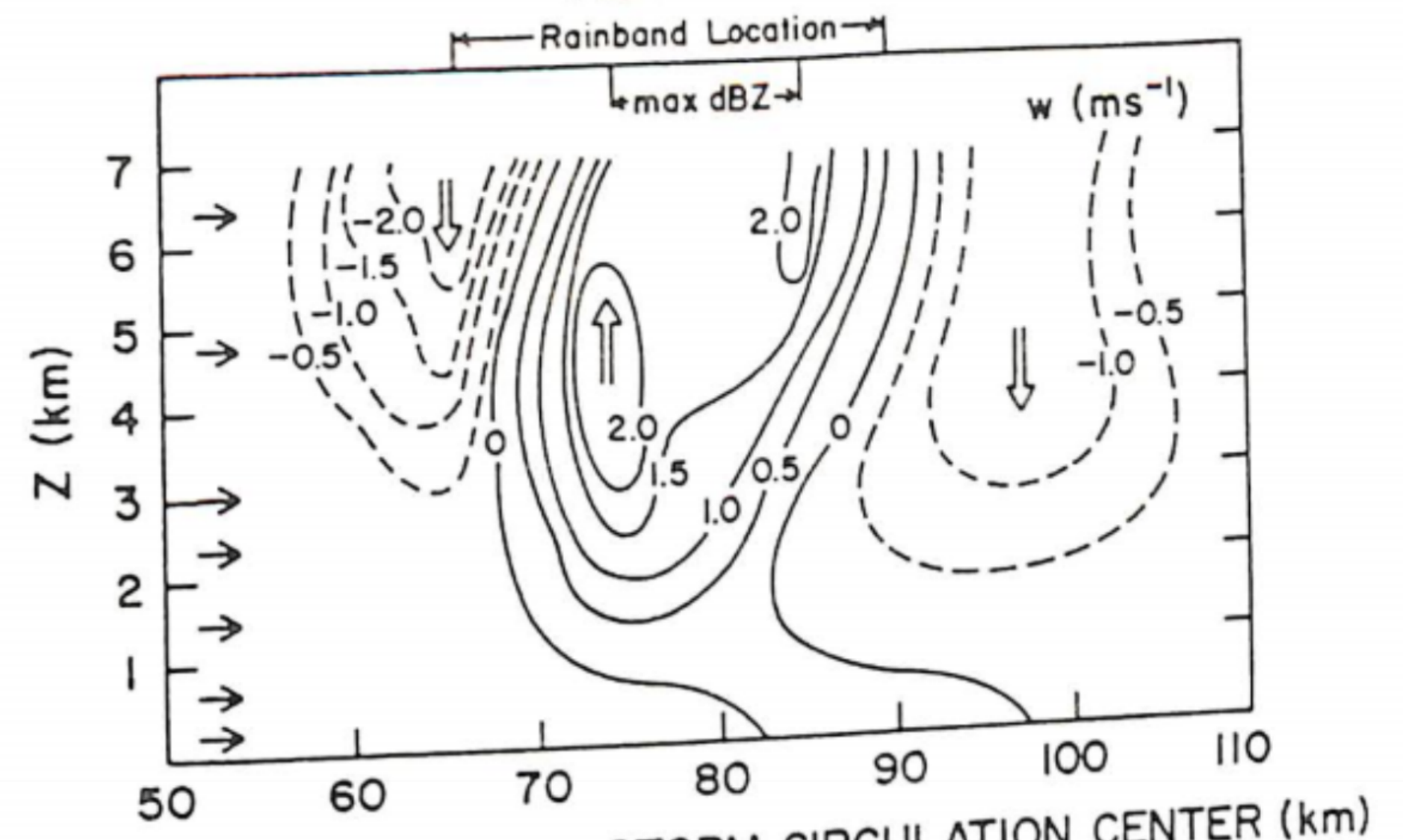
如果此中尺度垂直速度場可合理解釋雨帶的對流結構的話,在雨帶外緣雲區受到4公里高度之下沉氣流影響,應可發現雲內有明顯的破裂現象,及產生一些未飽和區域,但在實際



圖十一 熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之雷達切向風場強度觀測垂直剖面分析。其中正值表氣旋式運動,陰影區風速 $>24\text{ms}^{-1}$ 。(Barnes et al. 1983)



圖十二 熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之相當位溫垂直剖面分析。陰影區表相當位溫 $<324\text{K}$ 。(Barnes et al. 1983)

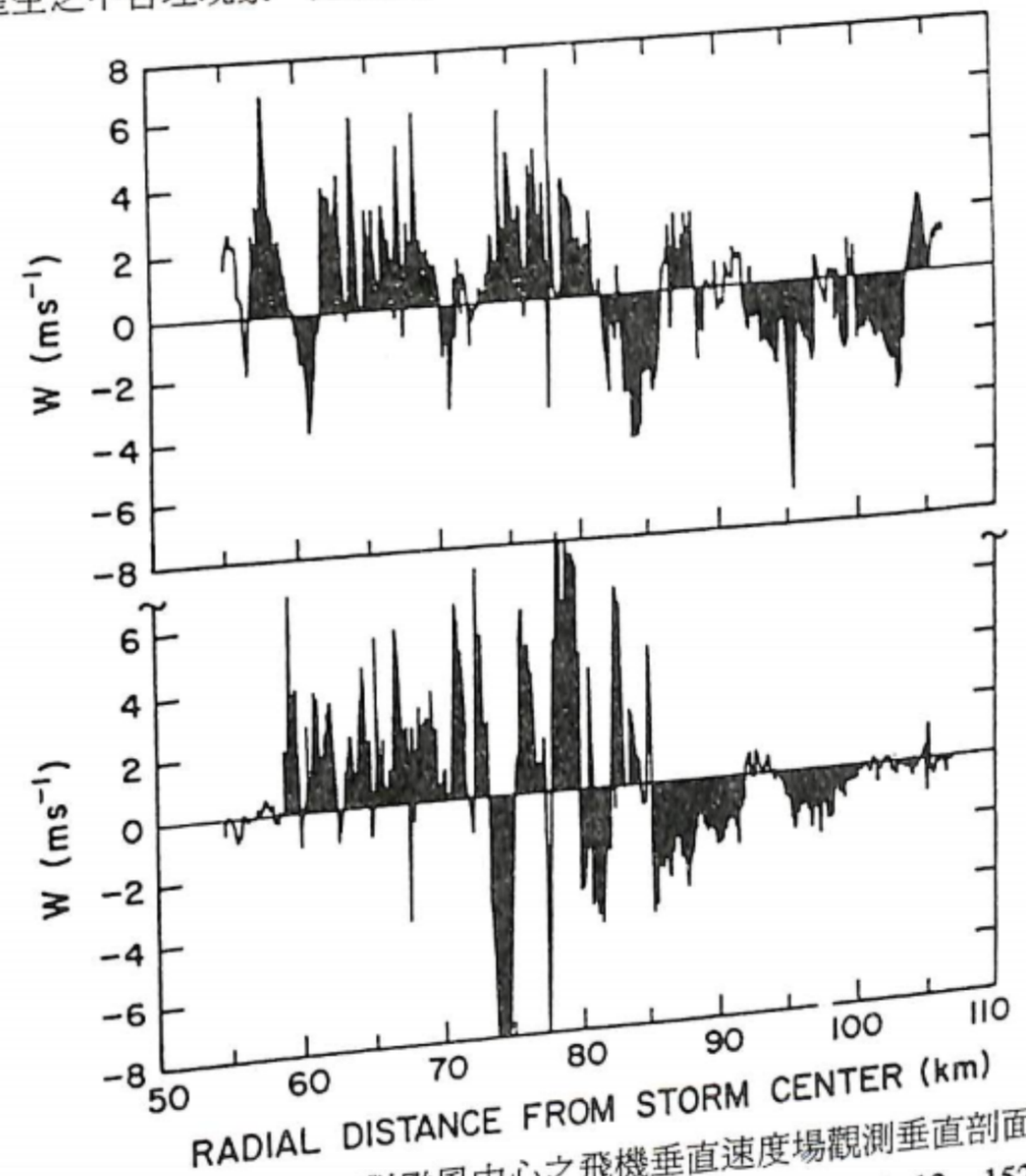


圖十三 熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之中尺度垂直速度場垂直剖面分析。此垂直速度場由圖十之輻散場反求。(Barnes et al. 1983)

上並未觀測到這些現象。微弱下沉運動,是不足以造成近地面層85公里至75公里相當位溫下降12度的情形。

因此,必定有其他尺度運動,來補足其單由中尺度運動所產生之不合理現象。尤其是此

由圖十四的飛機垂直速度觀測可知,事實

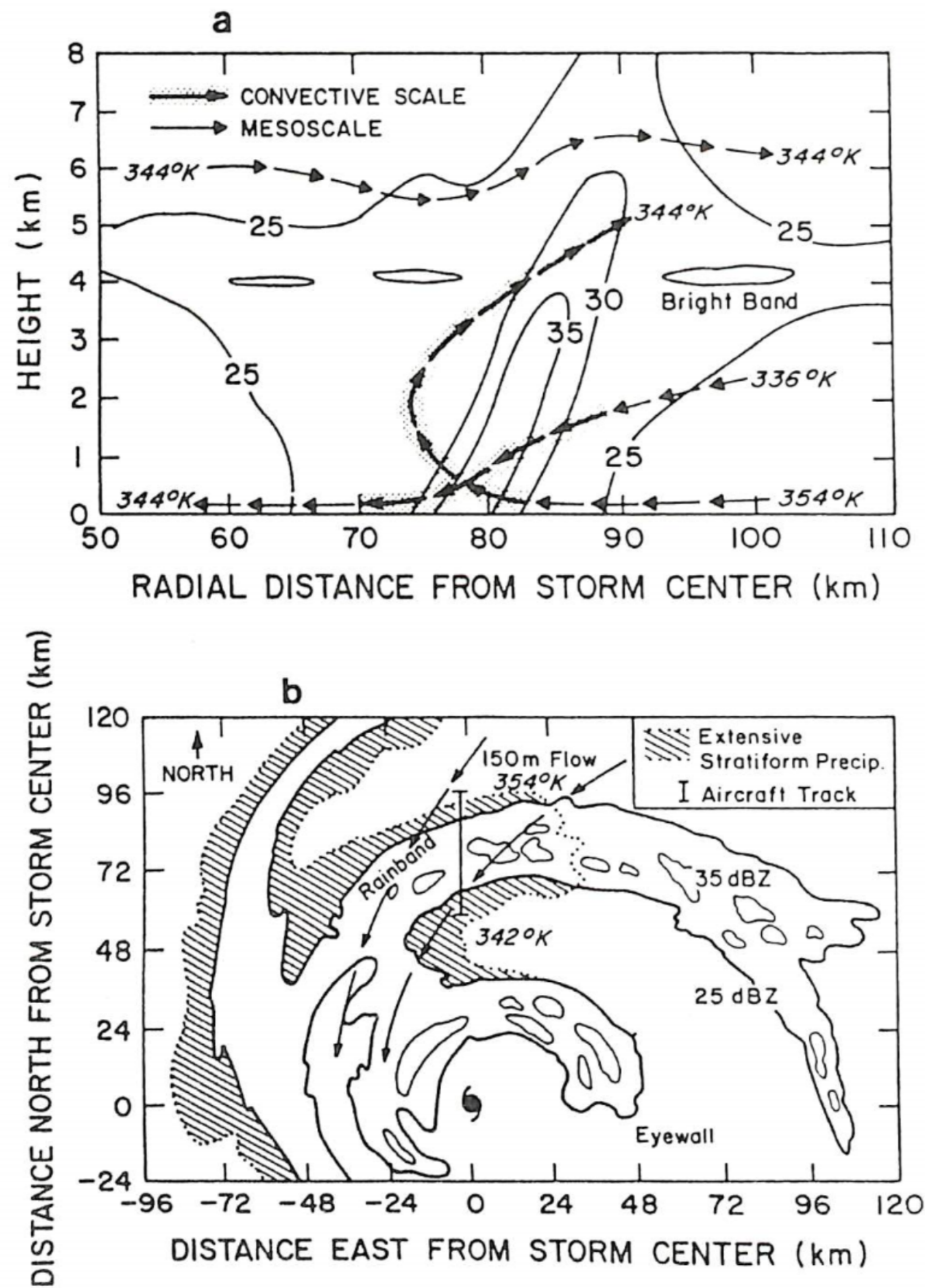


圖十四 熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之飛機垂直速度場觀測垂直剖面分析。圖中時間分別為1540:02-1510:22 GMT與1512:12-1521:32 GMT。飛機高度2.4km。陰影區表飛機遭遇強烈上下沖流。

上雨帶內部之對流(包括上升或下沉)運動,可達到將近每秒10公尺左右。因此前面中尺度運動速度之不足,透過對流尺度運動調整,即可解釋其現象。

圖十五為經過此構想,且透過觀測資料配合,而得到的熱帶氣旋雨帶概念模式。

在圖十五a的雨帶垂直結構圖中包含中尺度及對流尺度兩種不同尺度之三維運動,在雨



圖十五 (a)熱帶氣旋 Flody 相對颱風中心之螺旋雨帶垂直剖面示意圖。其中包括回波強度、相當位溫、以及中尺度與對流尺度垂直運動(如箭頭所示)。(b)熱帶氣旋 Flody 之螺旋雨帶水平剖面示意圖。其中包括飛機路徑、回波強度、對流胞、層狀降水區、以及 150m 氣流與相當位溫。

帶前方中高層冷乾空氣,透過雨帶的主要對流區域(75-85公里處),下降至地面附近而造成雨帶內側之溫度下降10-12度。而雨帶前方低層之暖濕空氣,則因對流上升而無法到達颱風中心。

因此,圖十五b的雨帶水平結構圖中可明顯看出,越接近颱風中心,雨帶的對流胞強度會變小,實因其低層流入的暖濕空氣已被雨帶入區之對流所消耗之故。此結果與先前認為雨帶對流過強,將導致颱風強度減弱之結論相同。

四、結論

由以上對熱帶氣旋螺旋雨帶之探討,大致可以對其結構、及生成可能機制等,得到初步的瞭解。以下對一些較重要結果部份做一整合:

- 1.在熱帶氣旋雨帶生成機制方面,有以上諸多學說可循,但目前對真實雨帶之形成原因,並無確定性之說法。
- 2.雨帶對氣旋強度之影響,由個案研究中發現,雨帶對流扮演抑制颱風強度發展之角色。
- 3.透過中尺度及對流尺度之運動場分析,得知此兩種不同尺度運動在雨帶結構維持上扮演重要角色。
- 4.觀測顯示在雨帶入區與出區之相當位溫差為12度,此差值主要來自雨帶前緣中高層冷乾氣流透過對流尺度運動下沉至雨帶內之故。
- 5.雨帶入區(上風區)之對流胞較雨帶內側(接近中心區域)頻率為高,其主因為暖濕空氣被上風區對流先消耗之故。

五、參考論文

Anthes, R. A., 1982: Tropical cyclones. METeor. Monogr., No. 41, A. M. S. 208pp.

Barnes, G., E. Zipser., D. Jorgensen and F. Marks, JR. 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. J. Atmos. Sci., 40, 2125 - 2137.

Gamache, J.F. and R.A. Houze, JR, 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. Mon. Wea. Rev., 110, 118 - 135.

Guinn, T.A., and W. H. Schubert., 1993: Hurricane Spiral Bands. J. Atmos. Sci., 50, 3380 - 3403.

Jorgensen, D.P., 1983: Mesoscale and convective - scale characteristics of mature hurricane. Part I: General observations by research aircraft., J. Atmos. Sci., 41., 1268 - 1285. Jorgensen, D.P., 1983: Mesoscale and convective - scale characteristics of mature hurricane. Part II: Inner core structure of hurricane Allen(1980) ., J. Atmos. Sci., 41., 1287 - 1311

Senn, H.V. and H.W. Hiser., 1959: On the origin of hurricane spiral rainbands. J. Meteor., 16, 419 - 426.

Willoughby, H.E., 1978: A possible mechanism for the formation of hurricane rainbands. J. Atmos. Sci., 35, 838 - 848.

Willoughby, H.E., 1978: The vertical structure of hurricane rainbands and their interaction with the mean vortex. J. Atmos. Sci., 35, 849 - 858.

Zipser, E.J., 1977: Mesoscale and convective - scale downdrafts as distinct components of squall - line circulation. Mon. Wea. Rev., 105, 1568 - 1589.