

海洋層積雲對流相關研究之回顧

蘇世穎
空軍氣象中心

摘 要

在東亞地區冬季寒潮爆發時，我們經常可以在衛星雲圖上看到一整片的層積雲籠罩在西北太平洋的上方。這類型的層狀對流在全球的其他地區也經常被發現。這些海洋層積雲分佈的範圍十分廣大而生命期又十分的久，在氣候研究這類層積雲水平結構的維持或破碎，甚至雲頂高度或雲水含量的改變，對長短波輻射的收支平衡都會有很大的影響。而自從 1968 年 Lilly 首先針對這種海洋層積雲進行研究之後，各種觀測實驗與不同的研究計畫都不斷的在進行，也使我們更瞭解海洋層積雲的機制與對氣候的影響。

本文將分成幾個部分來介紹海洋層積雲的相關研究。第一部分介紹一些海洋層積雲的背景資料，並針對層積雲相關研究的目的與科學價值加以整理。第二部分介紹觀測資料整理出海洋層積雲對流地區的大氣環境特性與海洋邊界層層積雲中一些基本物理過程。第三部分介紹有關海洋層積雲模擬模式之發展。第四部分介紹海洋層積雲相關研究有關於雲微物理部分的研究成果與雲微物理模式的比較。第五部分介紹層積雲中被觀察到的流體運動現象。第六部則將海洋層積雲對流研究的進展作一番總整與未來研究課題之介紹。

(2002 年 2 月 20 日收稿；2002 年 2 月 27 日定稿)

一、前言

在東亞地區冬季寒潮爆發時，我們經常可以從衛星雲圖上發現西北太平洋地區，會被整片很低層的層積雲 (stratocumulus, Sc) 所籠罩。其實從全球的衛星雲圖來看，某些特定的地區會經常性的被層積雲所覆蓋；如北歐的北海與波羅的海，南美洲的厄瓜多爾、秘魯與智利的外海，非洲西岸、澳洲東岸與太平洋東岸的美國加州與墨西哥外海

(圖 1-1)。這些層積雲都發展在海洋邊界層內，且分佈的面積十分寬廣，一般可達數萬至數百萬平方公里；這類型層積雲的生命期也很長，大部分都能維持數天到數週。在氣候研究上層積雲水平結構的維持或破碎，甚至雲頂高度或雲水含量的改變，對長短波輻射的收支平衡都會有很大的影響。此外這種

層積雲在向低緯度運動時的成長與破裂過程



圖 1-1 1975 年 11 月 30 日 0835Z 地中海及北非地區 DMSP 衛星可見光衛星雲圖。

，也是熱帶積雲發展可能的來源之一，所以間接的也提供在熱帶地區的低層水氣輻合傳送的反饋機制。因為這些海洋層積雲所擁有的特性，所以即使沒有伴隨劇烈的天氣現象，對全球輻射能量收支平衡與大氣環流中

水氣的傳送還是會造成重要的影響，進而影響全球氣候的變化。

這類海洋層積雲都是發生在大氣的邊界層裡，與海洋和高層大尺度環境大氣之間有很大的關連，也可以說是海氣交互作用的一良好研究題材。因為以上這些原因，對層積雲結構維持與成長機制、海氣交互機制、輻射平衡機制甚至動力對流過程都十分重要的雲微物理機制，在相關研究中亦佔了很大的一部份。同時因為這種層積雲分佈的面積十分廣大又很穩定，所以在衛星遙測技術出現後，也常觀察到一般流體實驗中會出現的流體運動現象；如封閉胞 (close cell) 與開放胞 (open cell)、雲街 (cloud street) 與渦街 (Karman vortex street) 等現象，這也是另一類研究的焦點。

本文將分成幾個部分來介紹海洋層積雲的相關研究。第二部分介紹觀測資料整理出海洋層積雲對流地區的大氣環境特性與海洋邊界層層積雲中一些基本物理過程。第三部分介紹有關海洋層積雲模擬模式之發展。第四部分介紹海洋層積雲相關研究有關於雲微物理部分的研究成果與雲微物理模式的比較。第五部分介紹層積雲中被觀察到的流體運動現象。第六部則將海洋層積雲對流研究的進展作一番總整與未來研究課題之介紹。

二、層積雲的特性與基本物理過程

圖 2-1(b)是海洋層積雲邊界層標準熱力條件的垂直剖面，我們利用這張圖說明海洋層積雲對流的大氣環境特徵。大部分海洋層積雲對流的海表面溫度都較低，出現的區域通常會伴隨著冷洋流的經過；同時海洋層積雲邊界層也都位於大尺度系統的副熱帶高壓沈降區域裡，在邊界層頂會因為沈降作用形成穩定的逆溫層，自然限制了對流發展的高度；而海洋層積雲邊界層則會因為洋面不斷的提供充足水氣與層積雲所產生的降水而變

的十分潮濕。這類型的層積雲都不會有強降水現象的發生，降水的形式多以毛雨 (drizzle) 呈現；海洋層積雲邊界層內會維持較弱的垂直風切，也就是說亂流動能 (turbulence kinetic energy, TKE) 主要是由浮力項所提供。浮力產生項的主要來源有二，一是海表面熱量通量所產生的正浮力，另一個就是在層積雲雲頂所產生的輻射冷卻作用。這兩種作用會影響層積雲對流的結構。由圖 1-3(b)中我們就可以看到在邊界層裡各項熱力參數的垂直剖面幾乎都是一直線，這是因為海洋層積雲邊界層內因為亂流不斷的作用使邊界層內的空氣不斷的混合，使得海洋層積雲邊界層一直維持在一個均勻混合 (well-mixed) 的狀態。一般而言，海洋層積雲厚度約為一至二百公尺，雲內滿足溼絕熱降溫率，而雲水為絕熱凝結水。

海洋層積雲邊界層的存在對氣候有相當程度的影響。以輻射能量收支平衡的觀點來看，一般無雲覆蓋的洋面反照率約為 0.05 (陸地反照率約為 0.2)，但是海洋層積雲反照率可以達到 0.6 至 0.8，也就是說大部分的太陽短波輻射會被層積雲反射回去；而且 MSTBL 中層積雲的雲頂高度並不會太高，所以雲頂與洋面的向外長波輻射 (outgoing long wave radiation) 量差異並不大，這兩種效應相加之後的淨效應，對氣候上有冷卻的效果。以 Ramanathan et. al(1989)、Harrison et. al(1990)、Klein and Hartmann(1993)分析的結果顯示，被層積雲覆蓋的區域有 -100 W/m^2 的冷卻率，而在北半球夏季層積雲覆蓋可以產生 -17 W/m^2 的淨效應。而 Randall et. al(1984)甚至定性的推估被雲覆蓋產生的冷卻效應會抵銷兩倍 CO_2 的增暖效果。

而就海洋層積雲邊界層對大氣環流中水氣傳送所扮演的角色而言，可以說是熱帶地區水氣的來源之一。在哈德里環流 (Hadley circulation) 的沈降區因為大氣條件剛好有助

於海洋層積雲邊界層的形成，所以在這裡會有大範圍的層積雲存在。

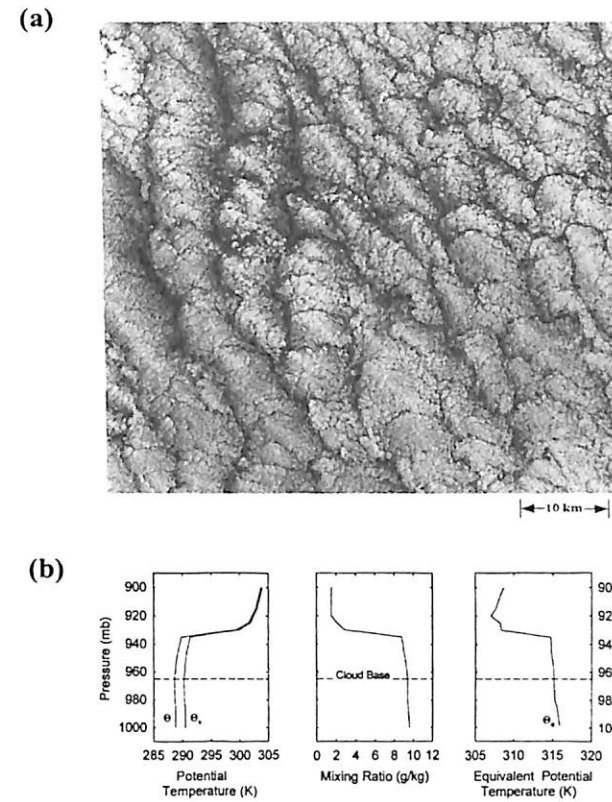


圖 2-1 (a) 加州外海層積雲之高解析度衛星照片 (LANDSAT 衛星)，照片區域之實際面積為 3600 平方公里。(b) 是在與 (a) 相同區域內之位溫、虛位溫、混合比以及相當位溫的探空觀測資料。【取自 Bohren and Albrecht, Atmospheric Thermodynamics, 1998, Oxford University Press, New York, p.321~p.322】

而在赤道附近的間熱帶輻合帶 (ITCZ) 則是哈德里環流的上升區域，此處洋溫高受熱力直接作用會產生強烈的上升運動同時產生強降水現象，使得在間熱帶輻合帶當地所蒸發的水氣量並不足以補充當地降水所損耗的水氣量。此時在沈降區的海洋層積雲會隨著哈德里環流向南移動，使哈德里環流的下支變的潮濕，最後會將這些水氣輸送至間熱帶輻合帶補充當地所不足的水氣。根據 Schubert et. al(1995)與 Wyant et. al (1997)的研究顯示，層積雲也會在南移的過程中，因

為沈降作用強度會隨著緯度變小而減弱同時海洋表面溫度會漸漸升高，透過對流動力機制的調節會使對流作用加劇，層積雲會發展的越來越厚，最後則會以積雲的型態出現在熱帶地區。

由於海洋層積雲邊界層的維持與發展對氣候會有明顯的影響，那瞭解海洋層積雲邊界層中對流的動力機制就十分的重要了，圖 2-2 就是在討論海洋層積雲邊界層問題時部分最重要的動力與熱力機制示意圖。在層積雲的雲頂主要的機制有輻射冷卻與逸入作用，而在海表面則有熱通量水氣通量會對影響海洋層積雲邊界層，而在層積雲內與雲底則有其他不同的機制在運作。不過這些不同的過程對海洋層積雲邊界層所會影響海洋層積雲邊界層中海氣交互作用的進行；換句話說就是這些機制會改變由海洋表面獲得能量的速率；進而使得對流型態與強度發生變化，最後反應的結果就是海洋層積雲邊界層結構的改變。

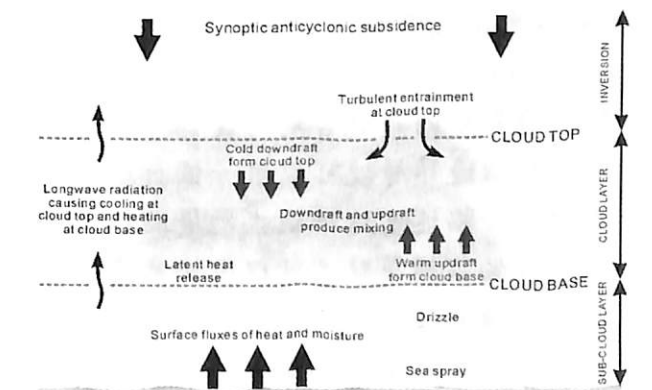


圖 2-2 海洋層積雲邊界層中基本物理過程示意圖。雲頂部分有大尺度沈降運動、雲頂長波輻射冷卻效應與雲頂逸入過程；層積雲內有水氣的潛熱釋放、長波輻射增溫效應與雲內上升下沈氣流所產生的混合作用；雲底主要是由洋面向上傳送浮力、熱量與水氣通量。

三、海洋層積雲模擬模式之發展

研究層積雲結構的維持與成長的動力

機制，大致可以分為兩方面進行。一方面是進行觀測計畫，利用觀測的資料去分析層積雲內的亂流結構；另一方面則是利用模式理論模式進行研究。而自從 Lilly(1968)提出了最原始的一維熱力概念模式之後，關於海洋層積雲邊界層模式模擬的研究就不曾間斷。

用來模擬邊界層的模式，因為邊界層的垂直尺度與水平尺度與一般使用大尺度模式使用的並不相同（邊界層模式中的垂直差異較明顯，所以不宜使用靜力平衡假設），且對網格解析度的需求也不相同（需模擬大氣對流的過程，所以要避免參數化的使用，相對的網格解析度必須增加），所以與我們一般所使用的綜觀尺度模式或中尺度區域模式有很大的不同。而層積雲模擬研究所使用的模式也因為研究焦點和主要控制機制的差異，所使用的模式也會有所不同。

我們依照海洋層積雲邊界層模式架構與特性的不同，將這些模式分為四大類：

(1) 混合層模式(Mixed layer model)：

Lilly 在 1968 年的文章中提出，在假設邊界層內是混合均勻 (well mixed) 時，整個邊界層就可以用一個一維熱力學模式去描述。這種模式的優點在於模式本身的架構單純，可以很快且清楚地表現出邊界條件對邊界層內的影響。但模式的缺點也是因為做了邊界層內混合均勻的假設，實際上並沒有任何的物理空間解析度。所以用這種模式探討的問題會被侷限在模式的邊界條件對邊界層整體的影響，如 Schubert et al. (1987a, b) 與 Baker (1993) 的研究中所使用的就是這類的模式。

(2) 一維亂流封閉模式 (1-D turbulence closure model)：

由於 Mixed layer model 並無法表現出邊界層的結構變化，所以漸漸地就

發展出有一維垂直空間解析度的模式。這類模式的基本架構還是以熱力學為主，在模式計算上必須有垂直方向上各層的通量，而模式本身又無法預報垂直運動，所以就利用參數法去得到每一層的通量。這種模式同樣十分簡單就可以運作，而且垂直方向上又有空間自由度，所以被廣泛用來討論邊界層內各項參數的垂直變化。但是在使用這種模式時還是必須小心參數化的過程是否恰當，因為把整個二維水平的運動利用一個參數來表現時，如果參數不正確可能反而會對模擬產生反效果。Duykerke and Driedonks (1987) 就是利用這種模式計算海洋層積雲覆蓋對邊界層內亂流動能 (turbulent kinetic energy) 各項貢獻的垂直分佈變化；而 Ackerman (1995) 同樣利用這種模式去耦合雲模式與輻射模式，觀察降水效應對層積雲內雲滴粒徑的影響。

(3) 二維動力模式 (2-D dynamic model)：

當相關研究的目標漸漸移至層積雲動力機制的探討時，之前的 Mixed layer model 或 1-D turbulence closure model 都因為無法提供足夠的自由度而變得不再適用。此時這類型二維動力模式的出現，幫助我們擺脫以往單純由熱力過程主導的模式架構。在有限的一維水平空間解析度與垂直空間解析度中，整個模式完整的熱力與動力架構與高速的計算效率，提供探討影響海洋層積雲邊界層對流動力機制的最佳工具。如同 Kuo and Schubert (1988)、Schubert et al. (1995) 與 Wyant and Bretherton (1997) 等，都是利用這種模式討論海洋層積雲邊界層對流的動力機制。

(4) 三維動力模式 (3-D dynamic model)：

當電腦開始快速地發展，計算資源不再嚴重的不足時，便嘗試開始利用三維動力模式去討論更細微的海洋層積雲邊界層對流結構與特徵。這類模式通常用的是大渦流模擬作為基本動力模式的架構，同時耦合詳細的雲微物理模式、輻射模式或是海洋模式等不同功用的模式。這類型的模式因為自由度大所以可以考慮複雜的大氣條件，但是也因為考慮的變因太多而造成計算效率不佳與後續資料處理困難等缺點。近些年來關於海洋層積雲邊界層細部結構的動力調整機制、雲微物理過程與輻射傳遞等研究，多是使用這類型模式做為工具，如 Sullivan et al. (1998)、Stevens et al. (1998) 與 Khairoutdinov and Kogan (2000) 等。

由以上的介紹就可以發現，各模式彼此之間都互有優缺點。例如計算方便的模式雖然架構簡單清楚，但是就會犧牲模式本身的自由度；而複雜詳細的模式因為考慮的很完整，自然就必須損失計算上的效率，且無法清楚分離出各種機制間的影響。所以說並沒有一個模式適合用來探討海洋層積雲邊界層中的每一個問題，最恰當的方法是依照所研究問題的特性，去找尋最適合的模式做為工具，才能進行最有效率且清楚地模擬。

四、雲微物理模式

前面曾經提過海洋層積雲研究的幾個重要目標是層積雲結構的成長與維持、輻射平衡與水氣傳送過程，而雲微物理過程對這些問題的研究與瞭解是十分的重要。雖然雲微物理過程十分的重要，但在初期由於對雲微物理機制的瞭解並不十分完整，且當時計算機資源十分昂貴，所以在早期雲微物理過程一直被刻意的忽略。直到 1990 年代起電腦

技術的迅速發展與雲微物理理論的逐漸建立的科學家開始注意到雲微物理對海洋層積雲邊界層的影響。而許多的雲微物理模式或參數方法紛紛被發展出來。

一般來說雲微物理模式主要是與動力模式搭配，提供幾項重要的變數訊息給動力模式使用。這些重要變數通常會包括雲滴與雨滴的粒徑分佈、水氣含量、液態水含量 (liquid-water concentration)、總水含量與液態水路徑 (liquid-water path) 等。而雲微物理模式和前一章所介紹的邊界層模式一樣，由最簡單到複雜有許多不同的種類。

最簡單的雲微物理模式是利用總體水物法，這種方法是將所有液態水含量的效果加在一起以參數化的方法加入動力模式之中。所以在這種模式中並不考慮粒徑分佈的問題。Lin et al. (1983) 利用除了一般透過液態粒子成長過程所產生的液態水含量外，另外加入雪 (snow) 與雹 (hail) 等冰相過程去計算正總體水物法的參數，得到較符合實際狀況的結果。Lee (1992) 則是在計算總體水物法參數時加入粒徑分佈的因素一起考慮，修正之前因為不考慮粒徑分佈所導致的問題。

除了總體水物法之外，另外有一種可以解析粒徑分佈但是沒有辦法反應粒子相對運動與粒子活化機制的雲微物理模式。因為無法沒有辦法反應粒子間相對運動，所以碰撞成長過程以參數化的形式表現；而活化機制的控制則利用自動轉換的方法來驅動。Baker & Charlson (1990) 與 Baker (1993) 便是利用這種方法模擬層積雲中雲滴的粒徑與濃度變化，發現雲滴濃度會有一雙穩定現象 (bi-stability) 存在。這種雙穩定現象的發生與粒子的活化機制有關，這種雙穩定現象對層積雲的破裂或維持也有影響。這種模式的優點是可以得知粒子粒徑變化的情況；但是缺點就是在於利用參數式所表現的活化

過程是否真的反映了大氣實際的狀況並無法得到驗證。

另外一種處理雲微物理過程的方法是類似將 Bin model 參數化的分群計算法 (Parameterization scheme)。使用這個方法是將粒子大約分為幾大類，如把雲滴、雨滴與冰晶各分為一類，各類間的轉換可以由粒徑改變或以參數化方式自動轉換則要看模式的架構。這種方法在計算時間上要比詳細分類的 Bin model 來的節省，但是也因為分類的比較粗糙所以模擬的結果會因為分類的多寡與詳細的程度而有不同。Feinglod et al. (1998) 便是希望找出一個較佳的 Parameterization scheme 去取代 Bin model 以節省龐大的計算資源。

最為複雜的就屬詳細描述各種雲為物理過程的 Bin model，這類模式是將粒子依粒徑大小分成許多類別。這種將粒子分類的方法遠比之前所提的 Parameterization scheme 要來的詳細，這種模式可以詳細的計算各粒子的粒徑分佈與變化，必且隨著目標的不同可以調整 Bin 的範圍，可以精準的掌握雲微物理的過程，但也因為將粒子對不同的粒徑分的很細所以計算量相對的也的高，是一種比較耗費計算的處理方法。

其實這些雲微物理模式對粒徑大小處理方法的不同之外，還有對粒子間相對運動 (平流作用) 的方法也會有所不同。如網格元法就是把每個網格元平移後，再去重新計算他們的粒徑分佈可以由雲模式獨自完成，且在微物理參數的表現是以連續的形式出現不會有不連續的狀況出現。但是網格點法則是要由動力模式幫忙進行粒子平流的工作，而且一些雲微物理參數必須以連續場的方式才可以表現，如果換為離散的網格點可能也為影響計算的結果。這問題在 Clark (1974) 就已經被點出，另外如 Taylor & Ackerman (1999) 就是因為網格點的關係必須修正其

他的參數彌補離散的網格點所造成的結果。

五、特殊流體運動現象

因為這種層積雲分佈的面積十分廣大又很穩定，在衛星遙測技術出現後，也常觀察到一些流體實驗中會出現的流體運動現象；如封閉胞 (close cell) 與開放胞 (open cell)、雲街 (cloud street) 與渦街 (Karman vortex street) 等現象，這也是另一類研究的重點。

因為海洋層積雲邊界層有著均勻混合的特性，所以環境熱源的垂直分佈將主宰整個邊界層內的對流型態。在海洋層積雲邊界層中主要的熱源之一為雲頂的長波輻射冷卻作用，另一個則是由海表面傳至海洋層積雲邊界層的热量與水氣通量。Helfand and Kalnay (1983) 就利用一個二維模式，設定不同的加熱 (冷卻) 率垂直剖面去模擬層積雲的對流結構，在他的模擬中得到了簡單而明確的結論—不同的加熱 (冷卻) 率的垂直分佈會導致不同的對流形式。當給定一個只有雲頂才會冷卻的垂直剖面 (圖 5-1(a) 實線)，所得到層積雲對流的結構就如圖 5-1(b) 所示，會呈現大部分區域為微弱上升運動而局部地區有強下沉運動的封閉胞 (closed cell) 結構。反之若最初給定在底層才會加熱的垂直剖面 (圖 5-1(a) 虛線)，則出現的對流結構如同圖 5-1(c) 一般，大部分區域為微弱下沉運動而局部地區有強上升運動的開放胞 (open cell)。圖 5-1(d) 與圖 5-1(e) 為對流結構之示意圖。

另外一種經常在衛星雲圖中被觀察到的現象，就是在廣大的層積雲上會有一條條的雲線 (cloud line) 出現，如圖 5-2 所示。雲線大致可以依照其成因分為兩類，一種是動力機制所造成的雲街，另一種則是由雲微物理機制所形成的船尾跡 (ship track)。雲街出現的時機主要是在海洋層積雲邊界層的層

頂有很強垂直風切的時候，因為強垂直風切所產生渦度，進而導致較強的垂直運動 (部分地區有較強沉降作用)，使對流胞呈呈整齊的線狀排列。這種現象在台灣冬季寒潮爆發時最容易被觀察到。而船尾跡則是由於海洋層積雲邊界層十分潮濕，且海洋的大氣比較乾淨，可作為凝結核的粒子數較少。一旦在邊界層中加入人為污染，如懸浮微粒 (aerosol)，則會使層積雲迅速的發展成導致厚度增加，而在衛星雲圖上就會形成一條條的亮帶十分明顯。圖 5-2 中就有部分的雲線是因為船隻經過排出污染物所形成的船尾跡。

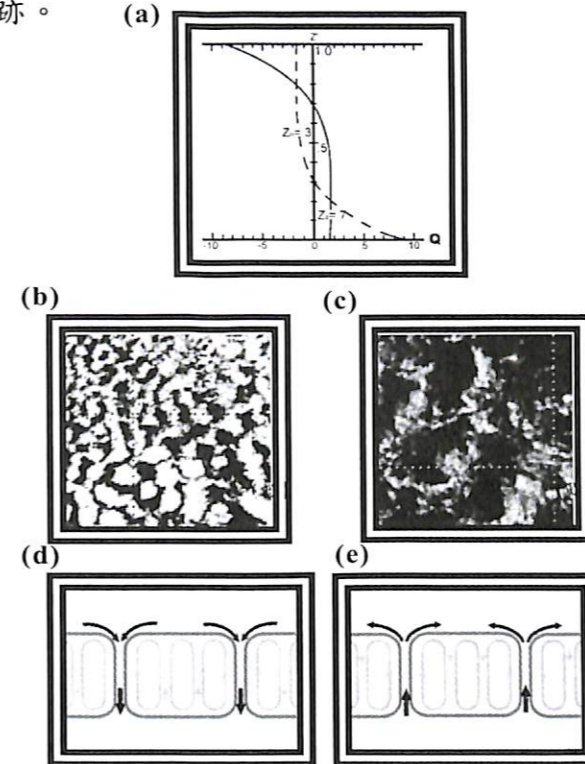


圖 5-1 封閉胞與開放胞。(a) 不同的加熱 (冷卻) 率垂直剖面， $Z_0 = 0.3$ (虛線) 表示在底部加熱， $Z_0 = 0.7$ (實線) 表示在頂部冷卻。【取自 Helfand and Kalnay, 1983】(b) 封閉胞衛星雲圖。【中國東海，1975年2月16日 00Z, DMSP 衛星可見光雲圖】(c) 開放胞衛星雲圖。【北海，1984年3月27日 14Z, NOAA-7 衛星可見光雲圖】(d) 封閉胞對流示意圖。(e) 開放胞對流示意圖。

還有一種我們在冬季寒潮爆發時的衛星雲圖上經常觀察到現象，就是渦街 (Karman vortex street)，如圖 5-3。這是因為氣流通過地形阻礙物時，因為大氣的雷諾數 (Reynold's number) 太大所造成的尾流現象。這種現象在冬季寒潮爆發時高壓迅速南移，將層積雲向南推送，穿越韓國濟州島時最容易看見。另外像是在阿留申群島等地也可以看到這種 vortex street 的現象。

六、海洋層積雲邊界層相關研究之過去與未來

若回顧三十多年來海洋層積雲邊界層相關研究的發展，依照研究工具與目標的不同，可以將其區分為三個主要的階段：

(1) 1968~1980: Lilly (1968) 的文章可以

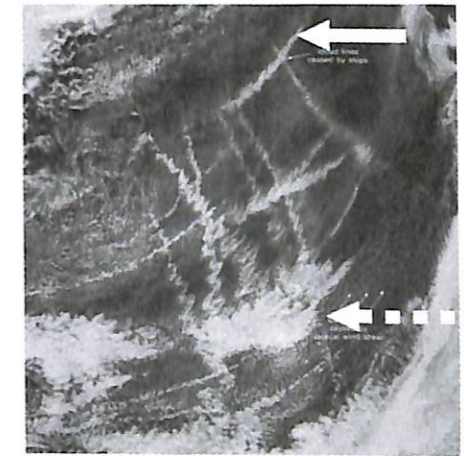


圖 5-2 雲線，實線箭頭所指處為船尾跡 (ship track)，虛線箭頭所指之處為雲街 (cloud street)。【DMSP satellite visible imagery over the eastern North Pacific just off the coast of California at 1623Z July 28, 1975】

說是層積雲研究的開端，在文章中三個主要的課題：混合層模式 (mixed layer model)、逸入不穩定與雲頂長波輻射冷卻效應，在接下來的十年中被廣泛的探討與研究。在這段時間內主要的研究進展在於進行了許多觀測獲得層積雲幾本熱力結構的重要資料，並且利用混合層

模式或一維熱力學模式模擬邊界條件對層積雲的影響。探討的目標集中在海溫、大尺度沈降、逸入不穩定與長波輻射冷卻。

- (2) 1981~1990：當基礎動力機制漸漸地被釐清之後，研究海洋層積雲邊界層的模式也由原先單純熱力學模式轉換為包含了各種基礎動力機制的模式。而在這段時間內憑藉著更完整的觀測資料與電腦資源，讓我們修正了過去許多過於理想推論，也對海洋層積雲邊界層的對流結構與層積雲輻射特性有更深入的瞭解。在這十年內中海洋層積雲邊界層研究的重要突破在於二維動力模式的發展與層狀對流結構動力機制的探討。

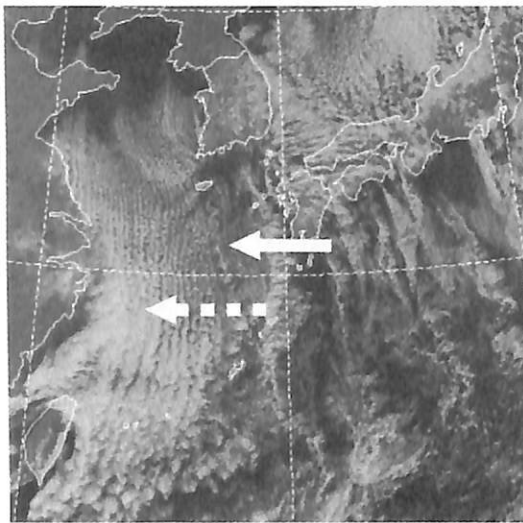


圖 5-3 1999年11月16日03Z東亞地區GMS衛星可見光衛星雲圖。實線箭頭所指處為渦街(Karman vortex street)，虛線箭頭所指之處為雲街(cloud street)。

- (3) 1990~：受惠於電腦科技發展之迅速，計算資源不再嚴重不足，且研究的問題也越來越複雜，各式各樣的耦合模式(couple model)與三維動力模式相繼被發展出來，其中以大渦流模擬(large eddy simulation, LES)模式是在這段時間裡最被廣泛利用的三維動力模式。近期的海洋

層積雲邊界層研究中，所關注的焦點在於雲微物理過程、短波輻射作用與小尺度動力調整機制的探討。也由於研究上的需要，科學家紛紛提出處理MSTBL內各種物理過程的參數化方法。近年來更是充分利用電腦技術的進步發展出包含各種詳細物理過程的耦合模式，希望利用這些模式處理更複雜的問題。

在過去研究的基礎上，展望未來十年關於海洋層積雲邊界層相關研究的發展，則會走向兩種極端尺度課題的研究；一種是充分利用電腦科技的進步，朝向微尺度發展，另外一方面，則是將我們對於海洋層積雲邊界層的各種熱力、動力過程利用參數法導入氣候模式，進行氣候尺度問題的探討。

在可預見的將來計算資源將不再是決定研究能否進行的主因，那時用來模擬海洋層積雲邊界層的模式將會變的十分複雜。即使是在目前計算資源仍屬昂貴的情形下，三維動力模式儼然成為模擬研究的主要工具，輔以各種雲微物理過程、海氣交互作用與輻射傳遞過程的計算，使整個模擬過程更趨於完備。另一方面，海洋層積雲對流在氣候上的重要性也逐漸受到重視。無論是在觀測計畫或是模式模擬方面，海洋層積雲邊界層都是研究的重點之一。目前已經有一些研究試圖在氣候模式中考慮海洋層積雲對流的作用，發現這樣的問題對長期氣候的變化會有一定程度的影響。

參考文獻

- 游志淇, 1991: 層積雲邊界層模擬實驗。台大大氣科學研究所碩士論文, 53頁。
曾以真, 1996: 海洋邊界層逸入不穩定的探討。台大大氣科學研究所碩士論文, 120頁。
羅敏輝, 2001: 氣懸粒子與層積雲的交互作用。台大大氣科學研究所碩士論文, 110頁。

- 蘇世穎, 2001: 海洋層積雲邊界層之海氣交互作用。台大大氣科學研究所碩士論文, 106頁。
Ackerman, A. S., O. B. Toon and P. V. Hobbs, 1993: Dissipation of marine stratiform clouds and collapse of the marine boundary layer due to depletion of cloud condensation nuclei by clouds. *Science*, 262, 226-229
1994: Reassessing the dependence of cloud condensation nucleus concentration on formation rate. *Nature*, 367, 445-447
1995: A model for particle microphysics, turbulent mixing, and radiative transfer in the stratocumulus-topped marine boundary layer and comparisons with observation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1204-1236
Anguelova, M., R. P. Barber Jr. and J. Wu, 1999: Spume drops produced by the wind tearing of wave crests. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1156-1165
Baker, M. B., 1993: Variability in concentrations of cloud condensation nuclei in the marine cloud-topped boundary layer. *Tellus*, 45B, 458-472
Bohren, C. F. and B. A. Albrecht, 1998: *Atmospheric Thermodynamics Oxford University Press*, p. 402
Chen, C. and W. R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 25, 289-321
Chen, J. P. and D. Lamb, 1992: Simulation of cloud microphysical and chemical processes using a multicomponent

- framework. Part I: Description of the growth of a cloud droplet spectrum. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2613-2630
Deardorff, J. W., 1980: Cloud-top entrainment instability. *J. Atmos. Sci.*, 37, 131-147
Duykerke, P. G. and A. G. M. Driedonks, 1987: A model for the turbulent structure of the stratocumulus-topped atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 44, 43-64
Duykerke, P. G., H. Q. Zhang and P. J. Jonker, 1995: Microphysical and turbulent structure of nocturnal stratocumulus as observed during ASTEX. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2763-2777
Feingold, G., B. Stevens, W. R. Cotton and A. S. Frisch, 1996: The relationship between drop in-cloud residence time and drizzle production in numerically simulated stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1108-1122
Harison, E. F., P. Minnis, B. R. Barkstrom, V. Ramanathan, R. D. Cess and G. G. Gibson, 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, 95, 18687-18703
Helfand, H. M. and E. Kalnay, 1983: A model to determine open or closed cellular convection. *J. Atmos. Sci.*, 40, 631-650
Herman, G. and R. Goody, 1993: Formation and persistence of summertime Arctic

- stratus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1537-1553
- Khairoutdinov, M. and Y. Kogan, 2000: A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 229-243
- Klein, S. A. and D. L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low cloud stratiform clouds. *J. Climate*, 6, 1587-1606
- Kuo, H. C., 1983: Radiation fields in maritime stratocumulus. M. S. Thesis. Colorado State University.
- Kuo, H. C. and W. H. Schubert, 1988: Stability of cloud-topped boundary layers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 887-916
- Lilly, D. K., 1968: Model of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 94, 295-309
- Nicholls, S., 1984: The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 110, 783-820
- 1987: A model of drizzle growth in warm, turbulent, stratiform clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 1141-1170
- Ogura, Y. and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the experiment. *J. Atmos. Sci.*, 19, 137-179
- Paltridge, G. W., 1974: Infrared emissivity, short-wave albedo and the microphysics of stratiform water clouds. *J. Geophys. Res.*, 79, 4053-4058
- Randall, D. A., 1980: Conditional instability of the first kind upside-down. *J. Atmos. Sci.*, 37, 125-130
- Ramanathan, V., R. D. CESS, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad and D. Hartmann, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243, 57-63
- Rodgers, C. D., 1967: The use of emissivity in atmospheric radiation circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 93, 43-54
- Schlesinger, R. E., 1980: A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part II: Dynamic of updraft splitting and mesovortex couplet evolution. *J. Atmos. Sci.*, 37, 395-420
- Schubert, W. H., J. S. Wakefield, E. J. Steiner and S. K. Cox, 1979a: Marine stratocumulus convection. Part I: Governing equations and horizontally homogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1286-1307
- 1979b: Marine stratocumulus convection. Part II: Horizontally inhomogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1308-1324
- Schubert, W. H., P. E. Ciesielski, C. Lu and R. H. Johnson, 1995: Dynamic adjustment of the trade wind inversion layer. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2941-2952
- Shao, Q. and D. A. Randall, 1996: Closed mesoscale cellular convection driven

- by cloud-top radiative cooling. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2144-2165
- Stephens, G. L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds, Part II. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2123-2132
- Stephens, G. L. and P. J. Webster, 1979: Sensitivity of radiation forcing to variable cloud and moisture. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1542-1556
- Stevens, B., W. R. Cotton, G. Feingold and C. H. Moeng, 1998: Large-eddy simulation of strongly precipitating, shallow, stratocumulus-topped boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3616-3638
- Sullivan, P. P., C. H. Moeng, B. Stevens, D. H. Lenschow and S. D. Mayor, 1998: Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3042-3064
- Taylor, J. P. and A. S. Ackerman, 1999: A case-study of pronounced perturbations to cloud properties and boundary-layer dynamics due to aerosol emissions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 2643-2661
- Wyant, M. C., C. S. Bretherton, H. A. Rand and D. E. Stevens, 1997: Numerical simulation and a conceptual model of the stratocumulus to trade cumulus transition. *J. Atmos. Sci.*, 54, 168-192

Generalize the researches of Marine Stratocumulus Convection

Su Shih hao

Weather Center Air Force R.O.C

Abstract

As shown by satellite images, extended sheets of low-level stratocumulus (Sc) clouds frequently occur over some particular areas of the world. This kind of marine boundary layer stratocumulus is effective on climate. These extensive low-level sheets modify the energy balance at the top of the atmosphere and at the surface quite drastically.

This paper discussed the marine stratocumulus convection with several sections. The first section was the introduction of marine stratocumulus convection. The second section illustrated the properties of marine stratocumulus and the basic physical processes. The third section reviewed the development of the marine stratocumulus models. The fourth section gave a description of microphysics processes in the marine stratocumulus convection. The fifth section shown the special fluid phenomena, that occurs in the marine stratocumulus. The final summarized the researches of Marine Stratocumulus Convection and look into the future works.