

東亞冬春季海洋暖雲對氣膠敏感性之探討

張巧薇¹、陳怡均^{2*}、陳維婷³

¹中國文化大學大氣科學系 ²中央研究院環境變遷中心 ³臺灣大學大氣科學系

(中華民國 110 年 5 月 31 日收稿；中華民國 110 年 12 月 6 日定稿)

摘 要

氣膠透過氣膠間接效應影響雲輻射力，同時氣膠與雲的交互作用也會受到大氣環境條件影響。本研究使用 2006-2010 年 A-Train 衛星序列的共同定位資料探討冬季與春季時東亞地區氣膠與海洋性暖雲的交互作用，依據環境特性，我們以近地表穩定度(Near Surface Stability, NSS)和估計逆溫強度(Estimated Inversion Strength, EIS)進一步分類雲的樣本，探討不同環境條件下雲敏感性的變化。

雲敏感性分析的結果顯示，近地面穩定度、逆溫強度以及雲的降水狀態均會影響氣膠與雲的交互作用，本研究分別針對不降水雲與降水雲在不同環境條件下的型態與敏感性進行分析。在穩定的海洋邊界層中，由於氣膠增加有利蒸發逸入回饋增強，不降水雲的雲水含量隨著氣膠增加而減少，然而降水雲則因為氣膠增加抑制了碰撞合併成長過程，雲中的液態水含量因此增加。在強沉降逆溫的環境下，蒸發逸入回饋作用會進一步使得不降水雲中的液態水含量降低，而降水雲的雲水含量、雲光學厚度與雲反照率則具有顯著的正敏感性。在弱沉降逆溫的環境下，雲與氣膠之間的交互作用並不顯著。比較不降水雲與降水雲，降水雲的敏感性比不降水雲更高。

關鍵詞：氣膠與雲交互作用、氣膠間接效應、雲敏感性、衛星共同定位

* 通訊作者：陳怡均 yichunchen@gate.sinica.edu.tw

一、前言

親水性的氣膠是雲滴形成的凝結核，從雲的形成階段即開始影響雲微物理性質、降水效率與輻射力，進而影響大氣能量收支，間接調控氣候系統，當中所牽涉的一系列複雜的物理過程總稱為氣膠間接效應(aerosol indirect effect)，可以分為第一與第二間接效應：假設大氣中的液態水含量為固定，當氣膠數量濃度增加時，雲凝結核數量增加，並彼此競爭大氣中的水氣，造成暖雲的雲滴數量增加且半徑變小，雲總表面積因此增加，同時使雲光學厚度與雲反照率增強，此過程稱為第一間接效應或涂米效應(Twomey effect)(Twomey, 1970)。而雲滴半徑變小導致雲滴碰撞成長效率降低，不容易形成毛毛雨(drizzle)，留在雲中的液態水因而增加，使得雲的生命期延長進而可以反射更多太陽輻射，此過程則稱為第二間接效應或 Albrecht effect (Albrecht, 1989)。

然而，氣膠與雲交互作用當中的物理機制會受到雲的型態的影響，因為不同型態的雲是不同的動力與微物理過程的產物，同時雲與大氣環境的交互作用亦會干擾氣膠與雲的交互作用(Fan et al., 2016)。Jiang

et al. (2010)使用高解析度的大渦流模擬(large eddy simulation)模擬氣膠增加之後淺積雲的雲水含量(liquid water path, LWP)、雲量(cloud fraction, CF)、光學厚度(optical depth, τ)以及降水的改變，證實氣膠濃度增加之後，由於雲滴半徑變小，使得雲滴蒸發時間縮短、速率變快。而增強的蒸發冷卻效應則有利雲頂逸入作用，能夠進一步促進蒸發逸入回饋循環(evaporation-entrainment feedback)，此一正回饋循環會增強雲內外空氣的混合作用，使得雲水含量減少(Wang et al., 2003; Xue et al., 2006)，並抵銷一部分透涂米效應所增強的雲反照率(Ackerman et al., 2004; Chen et al., 2012)。蒸發逸入回饋循環對不降水的雲來說非常重要(Xue et al., 2008)，因為氣膠濃度增加會加強雲邊緣的逸入作用，並透過蒸發逸入回饋降低雲反照率。Small et al.(2009)使用 Center for Interdisciplinary Remotely-Piloted Aircraft Studies (CIRPAS)飛機觀測資料研究休士頓近海不降水淺積雲的蒸發逸入回饋機制，結果發現，受污染的雲外緣蒸發速率比乾淨的雲快，蒸發冷卻加深了雲內外的水平浮力梯度，增強雲外乾空氣逸入，使其雲水含量與雲量均減少。然而對降水雲而言，氣膠增加則會抑制降水

雲的雲滴碰撞合併成長過程，使其毛毛雨降水減少、生命延長、雲量增加，雲反照率因此得以提升。

為了更進一步了解大氣環境對於氣膠與雲交互作用的影響，亦有研究使用衛星資料探討此一科學問題。Chen et al.(2014) 使用 2006 年八月至 2011 年四月，CloudSat 與 MODIS (MOderate Resolution Imaging Spectroradiometer)、CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite)、AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer)、CERES (Clouds and Earth's Radiant Energy System) 等 A-Train 衛星序列的共同定位(co-locate)資料，研究在多重氣象因子的影響下，全球海洋暖雲的雲

微物理特性對氣膠的敏感性(susceptibility)。該研究指出，自由大氣相對濕度(free-troposphere humidity, RH_{ft.})和低對流層穩定度(Lower troposphere stability, LTS)對於雲水含量對氣膠的敏感性皆有舉足輕重的影響。分別檢視降水雲與不降水雲，降水雲的雲水含量對氣膠的敏感性較強，因此氣膠濃度增加時降水雲的雲光學厚度與雲反照率也增加的較多。從穩定度來看，在不穩定的環境下雲對氣膠的敏感性較強，這是因為不穩定的環境下邊界層頂的逆溫作用較弱，更有利於雲頂逸入作用發生。至於自由大氣相對濕度的影響，在潮濕的自由大氣中，降水雲的雲水含量隨氣膠濃度上升增加的較多、而不降水雲的雲水含量則減少的較多，此現象亦會影響到雲光

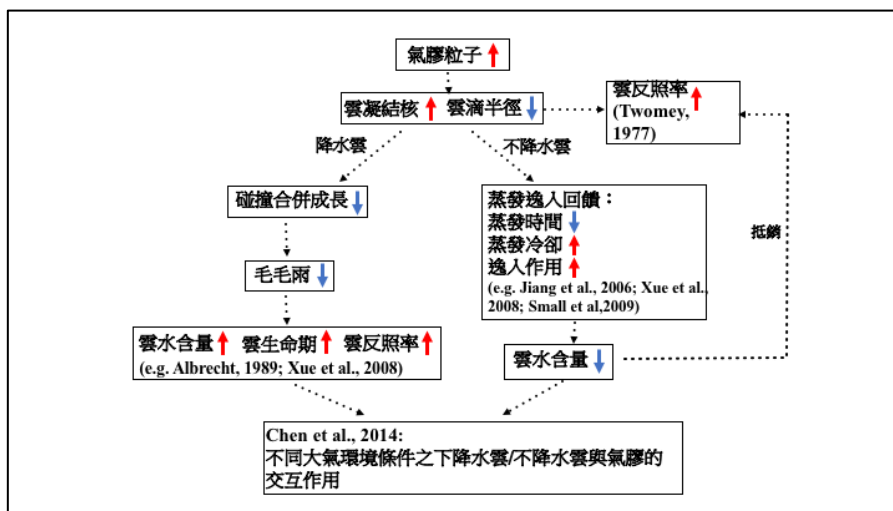


圖 1、氣膠間接效應前人研究回顧之示意圖。紅色箭頭：上升、增強或增加，藍色箭頭：下降、減弱或減少。

學厚度與雲反照率敏感性：當環境趨向乾燥、不穩定時，雲光學厚度與雲反照率隨氣膠濃度上升增加的程度較少。我們將過去針對層積雲的氣膠間接效應的相關研究整理如圖 1，並更進一步針對東亞的低雲與氣膠的交互作用進行探討。

在東亞季風區內，冬季與春季的環境十分有利於海洋上的低雲生成。冬季與春季時東亞盛行冬季季風，同時西北太平洋上有黑潮流經，造成暖海溫與顯著的海溫梯度，過去已有研究指出，冬季季風與黑潮對海洋邊界層的結構與雲的形態均有直接影響。冬季季風環流起源於西伯利亞高壓朝著西北太平洋逐步移出大陸的過程，當西伯利亞高壓往大陸沿岸、向東南移動

時，會伴隨強烈冷空氣爆發以及強烈北風南下，並在短時間內到達熱帶地區(Chang et al., 1983)。寒潮爆發時，高緯度強烈的冷空氣潰流至低緯度地區，會導致該地區氣壓上升、風速增強且氣溫急遽下降(Boyle and Chen, 1987)。而當冷高壓通過黃海或東海時，海氣溫差可達十多度，因此誘發了強烈海氣交互作用（侯等人，2014），加上大尺度冷高壓沉降的影響，經常在海洋邊界層頂形成層積雲。圖 2 為 2010 年 1 月 13 日寒潮個案的 Terra-MODIS 衛星雲圖，可以清楚的觀察到寒潮爆發上下游的低雲型態轉變：冷空氣在離岸一段距離之後形成雲街，到了更下游的地區則出現積雲群，型態多為開放胞。

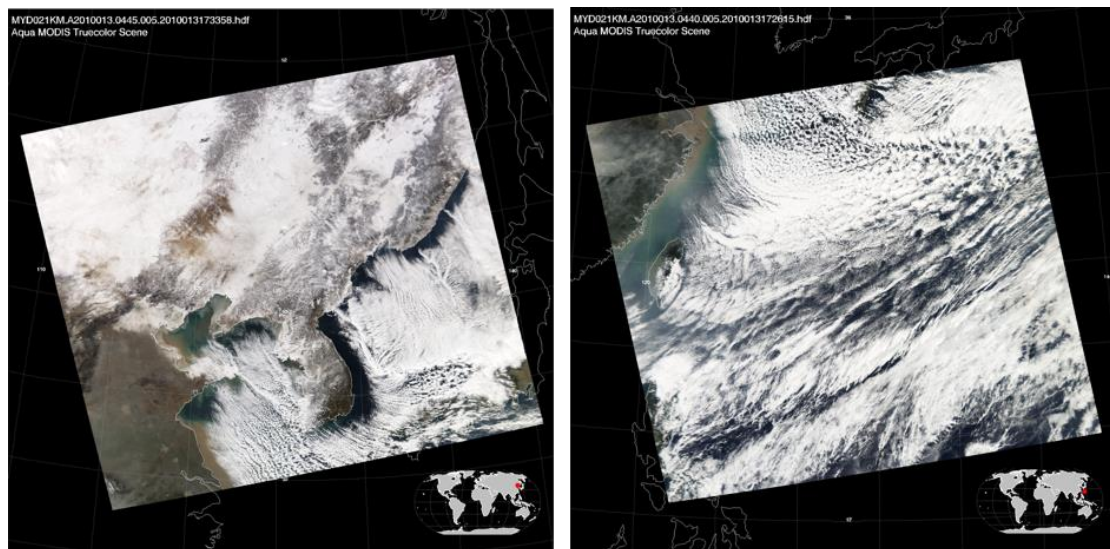


圖 2、2010 年 1 月 13 日 Aqua 衛星 MODIS 之高解析度可見光彩色衛星雲圖 (a) 0445 UTC，範圍包含朝鮮半島、黃海，(b) 0440UTC，範圍包含華南、臺灣、西北太平洋。

除了雲的型態之外，高解析度的衛星觀測資料能夠進一步解構雲的粒子，Liu et al. (2016) 使用 CALIPSO 雲頂高度資料、以及結合 CloudSat 與 CALIPSO 的 DARDAR MASK 產品分析液態雲的水物 (hydrometer)。冬季時，從冷海溫區過渡到暖海溫區，雲的水物組成由冰雲轉變為液態水雲與雨水，而且低雲雲頂亦逐漸升高，顯示從冷海溫區進入暖海溫區之後，雲的型態從層狀轉變為對流型態的雲，同時降水亦增加。這些轉變直接反映了海洋邊界層結構的變化：冬季時，強烈海氣溫差導致海洋邊界層不穩定，引發強烈的紊流，使得邊界層快速抬升，同時邊界層頂被高壓沉降產生的逆溫層覆蓋。春季時，因為暖海溫區的上升運動比冬季時更強，故暖海溫區的雲頂高度比冬季時更高，且

海氣溫差較冬季時小，海溫鋒面強度比冬季時更強，黑潮的影響便相形重要。東亞的冬季與春季既是海洋上的低雲最頻繁出現的季節，同時也是空氣污染最嚴重的季節。Koike et al. (2012) 與 Koike et al. (2016) 的研究均指出，寒潮爆發時，不僅會使得海洋邊界層變得不穩定，也會把大量的人為排放氣膠輸送到海面上，兩者總和起來的效應會造成黑潮附近的雲滴數量大幅增加，並連帶的使該區雲光學厚度與反照率均增加。

為了瞭解東亞地區冬春季時，海洋性暖雲隨著大氣環境轉變所發生的型態改變，以及不同型態的雲與氣膠的交互作用 (圖 3)，本研究使用 A- Train 衛星序列 CloudSat、CALIPSO、MODIS Aqua 的共同定位資料，找出重要的大氣環境參數，

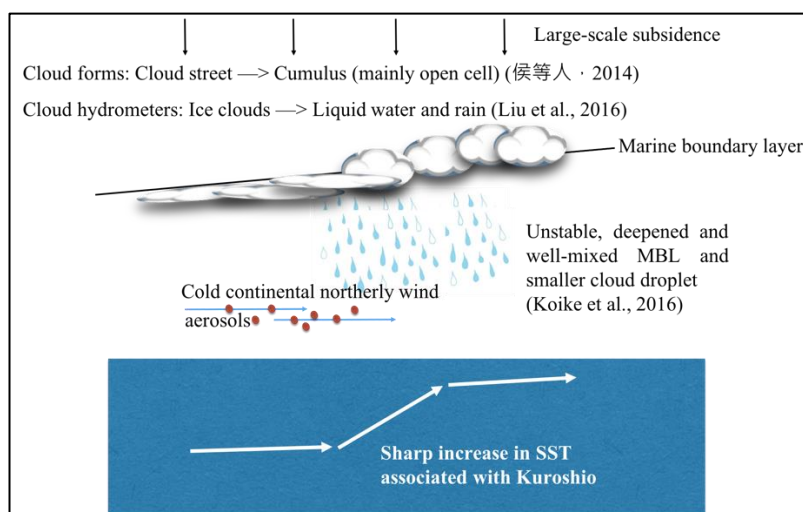


圖 3、研究脈絡示意圖。

並一一分析這些參數對雲的型態以及氣膠—雲交互作用的影響。第二章介紹本文所使用的衛星觀測資料與處理資料的方法，第三章說明 2006-2010 年間冬季與春季東亞大氣環境與氣膠濃度高低分布的平均狀態，第四章為東亞暖雲特性與對氣膠的敏感性等研究結果與討論，第五章為結論。

二、資料與方法

本研究使用 Chen et al. (2014) 所處理完畢的 A-Train 衛星序列共同定位資料，涵蓋年份從 2006 年到 2011 年四月，本研究使用的時間為 2006 - 2010 年冬季（2006 年 12 月到 2007 年 1-2 月視為 2006 年冬季）與春季（三到五月），範圍包含 0 - 50 °N、100 - 140 °E。

（一）CALIPSO Level 2 雲與氣膠產品

本研究使用 CALIPSO Lidar Level 2 5 km Cloud and Aerosol Layer product version 3.01 (Haynes and Stephens, 2007) 資料產品當中的雲層數與氣膠層數資料來篩選上方沒有氣膠層覆蓋的單層雲樣本。資料的水平解析度為 5 公里，內容包含剖面特性 (column properties) 與分層特性 (layer properties) 兩大類。剖面特性描述大氣垂直剖面的時間與空間資訊，包含時間、經緯

度、地表類型、地形高度等，每一個剖面有相應的分層特性資料，描述粒子的光學特性與空間分布，包含：雲層、氣膠層的底部與頂部的高度、層數、光學厚度等。

（二）CloudSat 2C-PRECIP-COLUMN

本研究使用 CloudSat 2C-PRECIP-COLUMN 資料產品當中的 surface_type 與 precip_flag 產品篩選海洋上的雲樣本，並辨別其降水狀態。CloudSat 所搭載的 94 GHz 雲剖雷達 (Cloud Profiling Radar, CPR) 水平解析度 1.1 公里、垂直解析度 240 公尺，對不同粒徑大小的雲滴和雨滴具有高敏感性 (Luo et al., 2008)。2C-PRECIP-COLUMN 根據 CPR 回波資料以及 ECMWF-AUX 的環境變數資料，反演粒子的降水種類、降水機率與降水強度。Surface type 描述樣本所對應的地表狀態，surface_type = 0 表示該點資料位於沒有海冰的海面上。Precip_flag 則用來判斷雲樣本是否降水，precip_flag = 0 代表沒有偵測到降水，precip_flag 的值 1、2 分別表示粒子可能、非常可能降水，但降水強度不足以到達地表。precip_flag = 3 代表確定偵測到降水 (Haynes and Stephens, 2007)。precip_flag = 9 為不確定值，表示無法判斷粒子是否有降水，產生不確定值的原因可能是因為雷達回波、輻射削弱參數、海溫、地面風速等輸入資料遺失或資料品質不佳。本研究使用該產品篩選出位

於海洋上的暖雲樣本，並將 precip_flag = 1-3 的樣本均視為降水雲。

(三) 雲特性與氣膠光學特性資料

本研究所使用的雲特性變數包含：雲滴有效半徑(cloud droplet effective radius, Re)、雲水含量(cloud liquid water path, LWP)、雲光學厚度(cloud optical depth, τ)、雲量(cloud fraction, CF)、雲頂壓力(cloud-top pressure, CTP)與雲頂溫度(cloud-top temperature, CTT)，資料均來自 Aqua 衛星所搭載的中解析度分光輻射計(MODIS) level 2(MYD06)資料產品。我們使用 3.7 μm 波段反演的 Re 與 τ ，解析度為 1 公里，LWP 則是由 Re 與 τ 推導而來，定義如下： $LWP=(2/3)Re\rho\tau$ 。

雲頂壓力與雲頂溫度資料解析度為 5 公里，為了移除冰雲與冰水混合相態的雲，僅選取雲頂壓力高於 500 hPa、雲頂溫度高於 270 K 的雲樣本，並使用 MODIS 與 CERES 共同定位(co-locate)的雲相態資料來篩選液態水雲。(Chen et al., 2014)

本研究亦使用氣膠指數(Aerosol Index, AI)(Chen et al., 2014)作為雲凝結核(Cloud Condensation Nuclei, CCN)數量的代用指標，定義如下：

$$AI = AOD \text{ (Aerosol Optical Depth)} \times \text{\AA}ngstr\ddot{o}m \text{ exponent}$$

而氣膠光學厚度 (AOD) 會因入射光波長不同而改變：

$$\tau_{\lambda} = \tau_{\lambda_0} \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha} \quad (1)$$

其中 τ_{λ} 與 τ_{λ_0} 是波長分別為 λ 與 λ_0 時的氣膠光學厚度。不同波長的氣膠光學厚度比值與波長比值呈現指數關係，該指數 α 即是 Ångström exponent，其值與氣膠的粒徑大小成反比。我們使用 MODIS level 3 (MYD08) 的 AOD 與 Ångström exponent 資料，以波長 0.55 μm 與 0.867 μm 計算 Ångström exponent。AI 的值越高，代表小粒徑氣膠在所有氣膠當中所佔的比例越高，則雲凝結核數量越多。

(四) ECMWF-AUX 與環境參數

本研究所使用的大氣環境參數：溫度、氣壓、比濕資料均取自 ECMWF-AUX。ECMWF-AUX 產品將 ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis Interim) 再分析資料的全球網格大氣狀態變數內插到 CloudSat 軌跡上，進行內插時，找出包圍 CloudSat 資料點的四個 ECMWF 網格，並根據 1B-CPR 的高度資料定位出每一

個 AN-ECMWF 網格的垂直高度。其他 CloudSat 產品如 2B-GEOPROF、2B-CLDCLASS、2B-TAU、2B-FLXHR 等均須使用 ECMWF-AUX 的大氣環境變數當作反演運算的資料。

為了瞭解東亞冬季季風影響期間，大氣環境對雲微物理特性以及氣膠間接效應的調整，本研究根據近地面穩定度(Near-surface stability, NSS)與估計逆溫強度(Estimated inversion strength, EIS)(Wood and Bretherton, 2006)為環境參數分類海洋暖雲樣本。

NSS 定義為海溫 (sea surface temperature, SST)與 950 hPa 溫度的差值：

$$NSS = SST - T_{950 \text{ hPa}} \quad (2)$$

當大陸冷空氣移動到相對溫暖的洋面上時，海洋邊界層趨於不穩定，則 NSS 值越高。黑潮流經使得該區海溫較高，當冷空氣通過該溫暖海域時，強烈的海氣溫度對比導致海洋邊界層變得非常不穩定，有利淺對流的發生。

冬季季風影響期間，大尺度高壓沉降運動導致海洋邊界層頂被逆溫層覆蓋，在邊界層頂容易出現層積雲。Chen et al. (2014) 使用低對流層穩定度 (Lower

troposphere stability, LTS)作為大氣穩定度的指標，其定義為 $LTS = \theta_{700 \text{ hPa}} - \theta_{\text{surface}}$ ($\theta_{700 \text{ hPa}}$ 和 θ_{surface} 分別是 700 hPa 與地面的位溫)。然而，使用此一指標容易高估高海溫海洋邊界層的穩定度，因此我們使用 EIS 修正濕絕熱直減率對於穩定度的影響，定義如下：

$$EIS = LTS - \Gamma_m^{850 \text{ hPa}}(Z_{700 \text{ hPa}} - LCL) \quad (3)$$

Γ_m 是濕絕熱溫度直減率，定義為：

$$\Gamma_m(T, P) = \frac{g}{c_p} \left(1 - \frac{1 + \frac{L_v q_s(T, P)}{R_d T}}{1 + \frac{L_v^2 q_s(T, P)}{c_p R_v T^2}} \right) \quad (4)$$

其中 $L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ 是蒸發潛熱， q_s 是飽和混合比，單位為 kg/kg 。 $R_d = 287.0 \text{ J/K kg}$ 和 $R_v = 461.0 \text{ J/K kg}$ 分別是乾空氣與濕空氣常數， $g = 9.8 \text{ m s}^{-1}$ 是重力加速度。 $c_p = 1004.0 \text{ J/K kg}$ 是定壓比熱， T 和 p 則是溫度和壓力，單位分別是 K 與 hPa 。 $\Gamma_m^{850 \text{ hPa}}$ 是 850 hPa 的濕絕熱溫度直減率， $Z_{700 \text{ hPa}}$ 是 700 hPa 的高度， LCL 則是舉升凝結高度 (lifting condensation level)。EIS 值越高代表沉降逆溫的強度越強。相較於 LTS，EIS 能夠更精確的描述溫暖海域上大尺度沉降逆溫對於海洋邊界層穩定度的影響。

表 1、CloudSat、CALIPSO 與 Aqua-MODIS 使用變數列表。

Variables	Data product	Spatial resolution
surface_flag	CloudSat 2C-PRECIP-COLUMN	Horizontal: 1.1 km Vertical: 240 m
precip_flag		
Cloud layer flag	CALIPSO Lidar Level 2 Cloud and Aerosol Layer Products	Horizontal: 5 km
Cloud-top pressure (CTP)	Aqua-MODIS MYD06	5 km
Cloud-top temperature (CTT)		
Aerosol optical depth (AOD)	Aqua-MODIS MYD08	1°×1°
Ångström exponent		
Cloud droplet effective radius (R _c)	Aqua-MODIS MYD06	1 km
Cloud liquid water path (LWP)		
Cloud fraction (CF)		
Cloud optical depth (τ)		
Cloud phase flag		
Cloud albedo	CALIPSO-CloudSat-CERES-MODIS product	20 km
SST	ECMWF-AUX	Interpolated to CloudSat track

本研究所使用的資料產品與變數整理於表 1。

(五) 個案篩選與敏感性分析

本研究經由一系列流程篩選位於海洋上的暖雲樣本(圖 4)，完整資料篩選與分析流程如下：

1. 根據 CloudSat 2C-PRECIP-COLUMN 產品的 surface type 資料，篩選出位在海洋上的樣本。
2. 根據 CALIPSO 的雲層與氣膠層資料，

僅留下層數為 1 且上方沒有氣膠層的雲樣本。

3. 根據 Aqua-MODIS 的雲頂溫度、雲頂壓力與雲相態資料，留下雲頂溫度高於 270 K、雲頂壓力大於 500 hPa，且相態必須為液態水雲的樣本。
4. 根據 CloudSat 2C-PRECIP-COLUMN 產品的 precipitation flag 資料，將海洋暖雲樣本進一步區分降水雲與不降水雲。

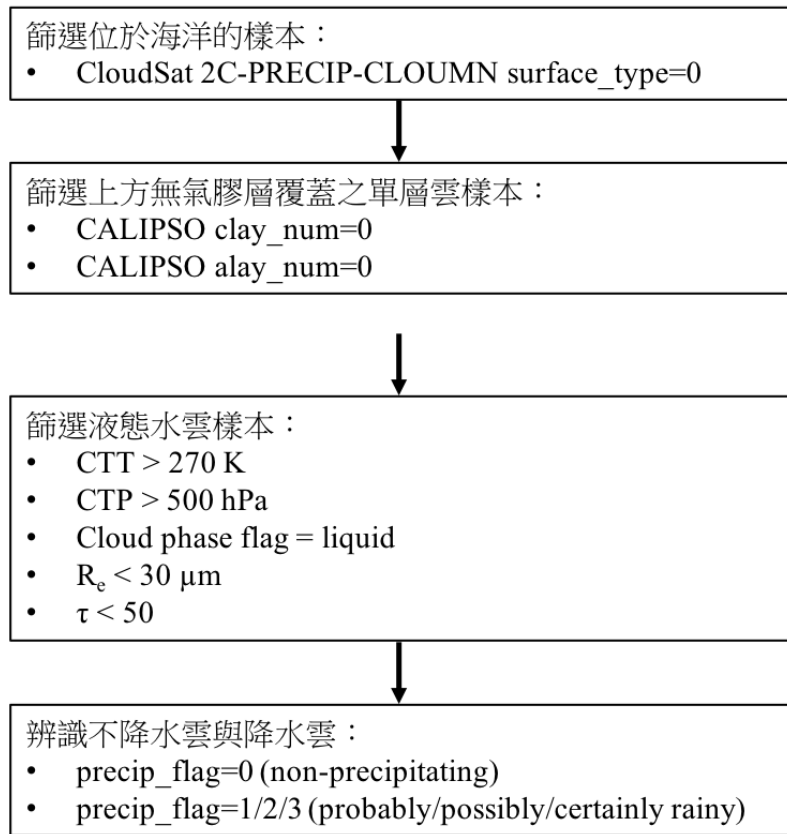


圖 4、海洋暖雲樣本篩選流程

根據以上條件所篩選出來的降水雲樣本，部分雲水含量或光學厚度極高的樣本可能不是層積雲，而是初形成或是正在消散的積雲當中的雨滴，因此我們加上雲滴半徑須小於 30 μm 、雲光學厚度須小於 50 等條件以刪去非層積雲的樣本(Chen et al., 2014)。

敏感性的定義是雲特性變數（有效半徑、雲水含量、雲光學厚度、雲反照率）與氣膠指數的線性迴歸斜率(Chen et al., 2014)，在計算線性迴歸之前，均先計算雲

物理特性變數與氣膠指數的自然對數值，定義如下：

$$\frac{(d \ln(\text{cloud property variables}))}{(d \ln(AI))} \quad (5)$$

為了瞭解東亞冬季與春季時的不同大氣環境條件對敏感性的影響，本研究將 NSS 與 EIS 分成 10-30 th、30-50 th、50-70 th、70-90 th 四個百分位區間，據此分類(Binning)海洋暖雲樣本並計算敏感性。

經過篩選之後一共有 58214 筆樣本，海洋暖雲樣本的空間分布如圖 5a，主要來

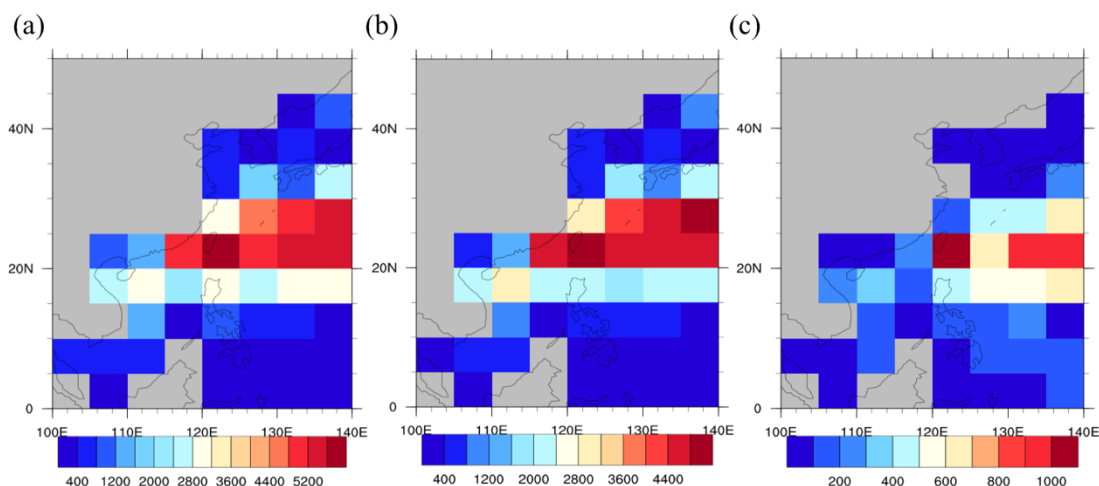


圖 5、2006-2010 冬季與春季海洋暖雲樣本空間分布，色塊代表 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 網格內 (a) 所有海洋暖雲 (b) 不降水雲 (c) 降水雲之樣本數。不降水雲佔所有樣本數 $\sim 87\%$ ，降水雲 $\sim 13\%$ 。

自 $20-30^{\circ}\text{N}$ ， $115-140^{\circ}\text{E}$ 之間。不降水雲樣本（圖 5b）與降水雲樣本（圖 5c）的分布情形與全部海洋暖雲樣本的空間分布類似，兩者分別佔了總樣本數約 87% 與約 13% 。

三、東亞地區冬季與春季大氣環境與氣膠分布概況

2006-2010 年間東亞冬、春季 1000 hPa 與 850 hPa 風場如圖 6，資料取自 ERA-Interim 再分析資料，空間解析度為 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 。冬季時，北緯 30° 以北的低層風場以由大陸吹向海洋的西北風為主，過了 30° 以南，風向逐漸轉為東北風（圖 6a）；由 850 hPa 風場來看，在台灣附近出現一個局部反氣旋式環流（圖 6c）。春季時，

冬季季風環流減弱（圖 6b），伴隨太平洋高壓增強，由 850 hPa 風場可見 30° 以南轉為西南風（圖 6d）。冬、春季的海溫結構如圖 7，海溫資料取自 ERA-Interim 再分析資料。由於黑潮流經，西北太平洋的海溫並不完全隨著緯度越高而遞減，靠近西側陸棚區域有一條明顯的海溫鋒面，流經該區的海水表面溫度較高，形成顯著的海溫梯度，與大洋東岸副熱帶的冷海溫環境截然不同。東海平均海溫約落在 $290-300\text{K}$ 之間，位於大陸邊緣的黃海（北緯 30° 以北）平均海溫在 283K 以下。台灣東北部外海到日本南端的海溫結構清楚顯示黑潮的蜿蜒路徑。太平洋的黑潮鋒面在冬春兩季較為顯著，又以春季時的海溫梯度較強。

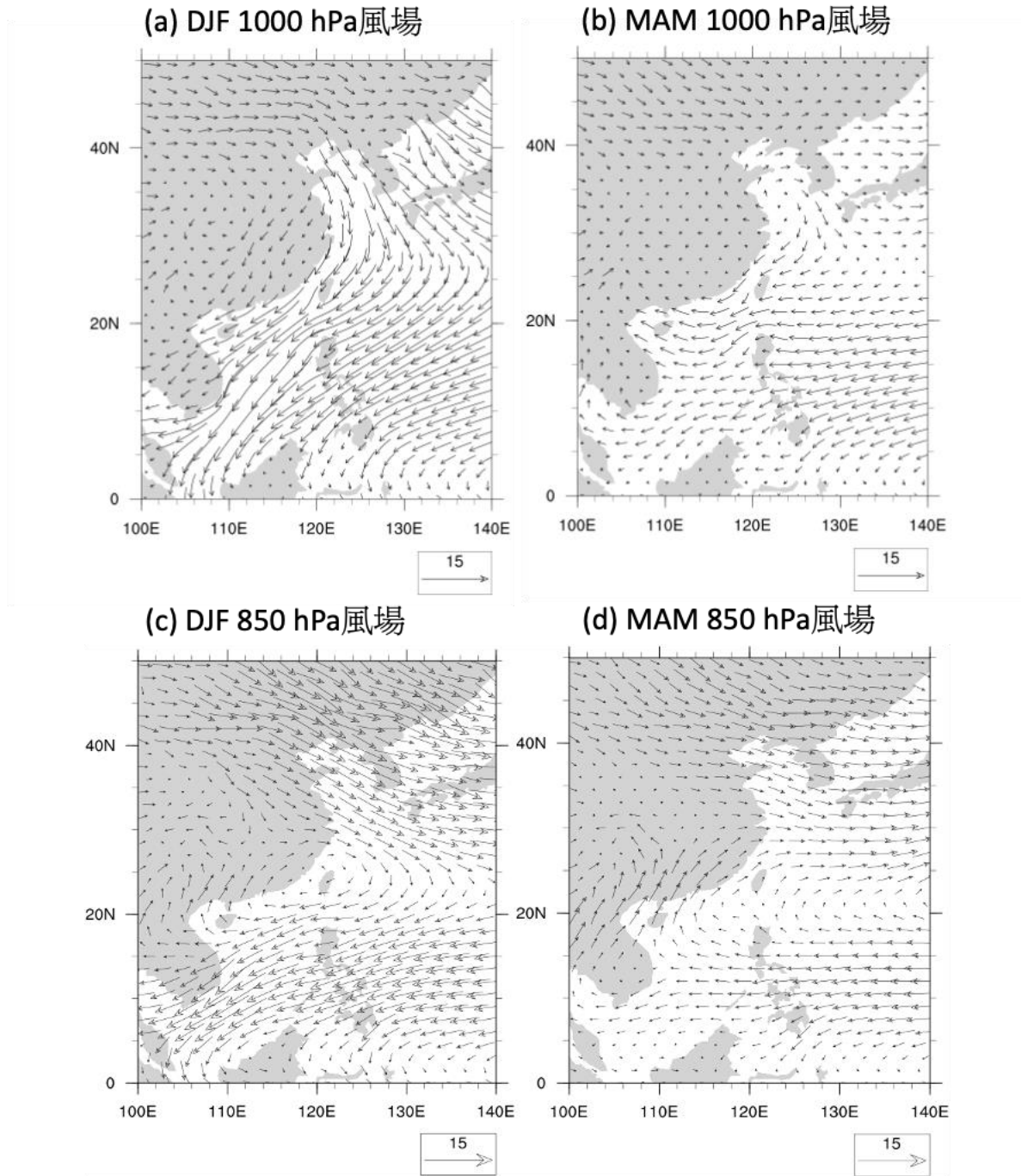


圖 6、ERA-Interim 再分析風場 (a) 2006-2010 冬季 1000 hPa, (b) 2006-2010 春季 1000 hPa, (c) 2006-2010 冬季 850 hPa, (d) 2006-2010 春季 850 hPa。

近地面穩定度的空間分布如圖 8。冬季季風影響期間，受到黑潮流經影響的海域 (20-35 °N, 125-140 °E) 平均 NSS 十分顯著。在季節尺度內，相較於氣溫，海

溫的變異較小，影響 NSS 高低的主要因素為低層的氣溫。當冷氣團移動出海時，低層的西北風增強，在溫暖海域上，顯著的海氣溫差使得海洋邊界層非常不穩定。

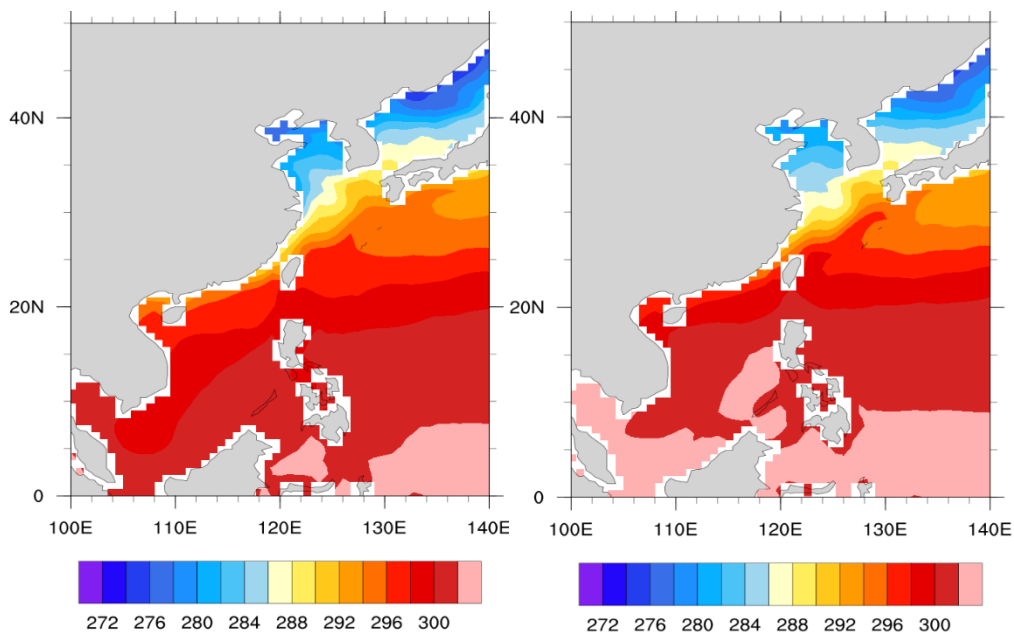


圖 7、ERA-Interim 再分析海表面溫度（單位：K） (a) 2006-2010 冬季，(b) 2006-2010 春季。

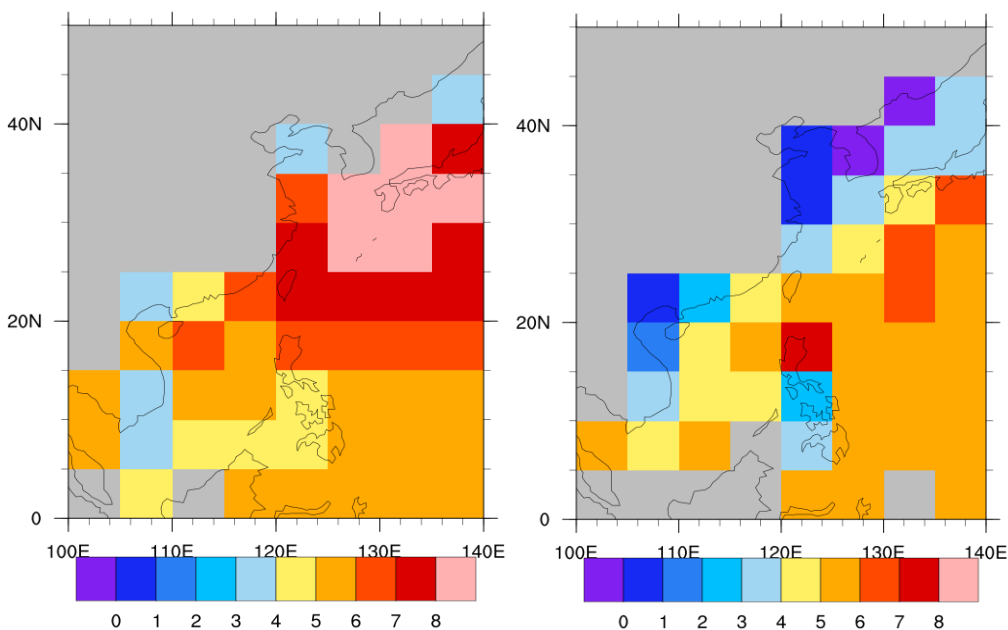


圖 8、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 網格平均 NSS（單位：K），海溫資料取自 ECMWF-AUX，網格內所包含樣本數均大於 100。(a) 2006-2010 冬季，(b) 2006-2010 春季。

冬季與春季相較之下，冬季的海氣溫差更為顯著。從空間分佈來看，冷空氣甫出海的海域溫度較低，NSS 亦較低；而越往冬季季風下游，因為冷空氣已充分變性混合，

海氣溫差（亦即 NSS）亦會降低。春季冷氣團強度較弱，底層季節性風向轉為偏東西向(圖 6b)，由大陸源區直接迅速出海的海氣溫差(亦即 NSS)亦會降低。春季冷氣團強度較弱，底層季節性風向轉為偏東西向(圖 6b)，由大陸源區直接迅速出海的海氣溫差(亦即 NSS)亦會降低。春季冷

溫差整體比冬季減弱，NSS 之空間分布主要受海溫分布控制，由沿海地區的低值往東南方向逐漸增加，在北緯 25 度以南，季節上低層風向已轉為偏東轉西南風，因此這些低緯區域春季的 NSS 值與北方冷高壓活動關聯不大。冬季與春季的 EIS 分布

如圖 9。EIS 在靠近大陸邊緣的黃海最強，最大值發生在冬季時為 8.4 K，強度向外海和低緯度遞減，反映出高壓出海所帶來的大尺度沉降逆溫強度的變化。春季時的 EIS 減弱許多，僅黃海、日本海仍然受到大陸冷高壓影響。

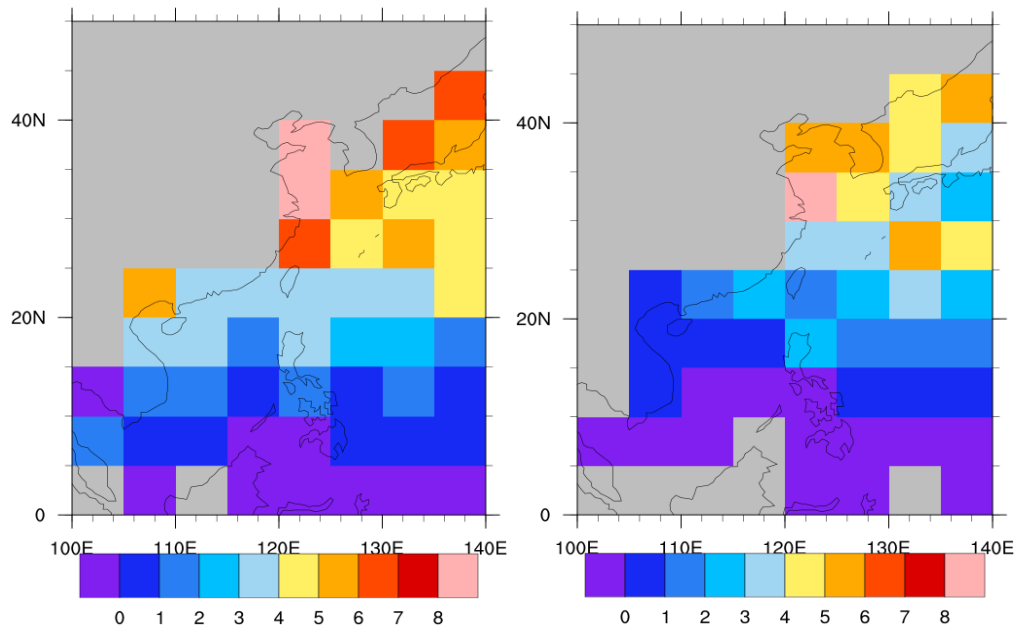


圖 9、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 網格平均 EIS (單位: K)，溫度資料取自 ECMWF-AUX，網格內所包含樣本數均大於 100。(a) 2006-2010 冬季，(b) 2006-2010 春季。

冬季與春季時海上 AI 的空間分布情形與產生高排放的都會與工業區分布一致(圖 10)。氣膠隨著冷高壓外緣出海之後往東南傳送，使得近岸的氣膠指數較高，越往海上氣膠指數越低，在開放海域，東海與黑潮的氣膠指數也比太平洋開放海域高，此一分布正反映了冬季季風環流輸送氣膠的情形(圖 6a,c)。而春季時，受到中國沙塵和東南亞生質燃燒長程傳送的影响

(e.g., Dong et al., 2018)，平均氣膠指數比冬季時高。

四、海洋暖雲對氣膠之敏感性分析

第三章呈現季節性大氣環境與氣膠指數的整體空間分布，可看見不同季節下，這些可影響海洋暖雲特性的環境條件，與季節性綜觀天氣型態與海溫分布之間的大致對應關係。然而海洋暖雲發生時，其巨

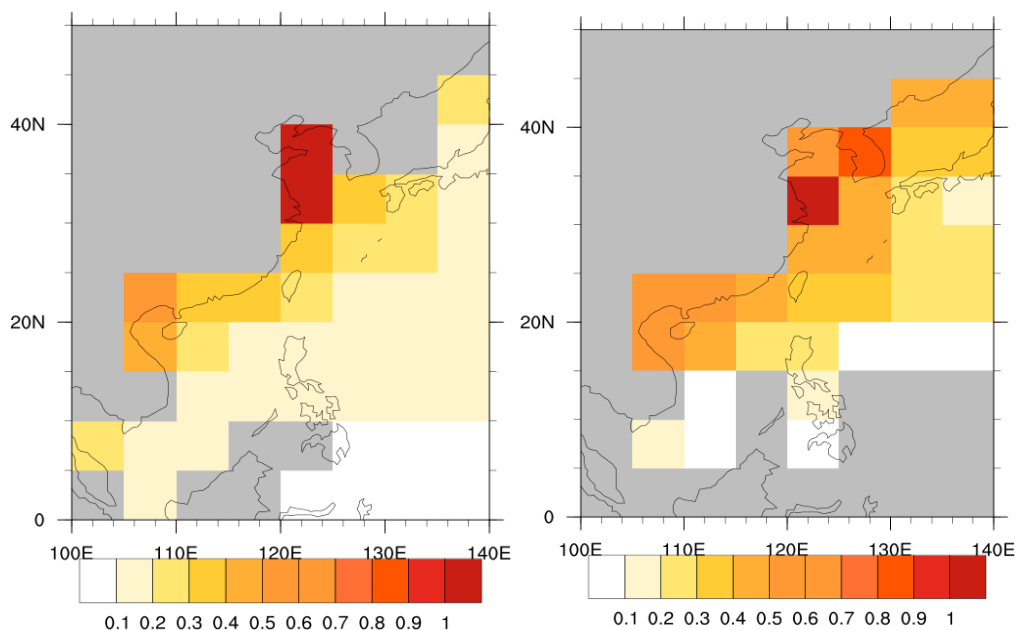


圖 10、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 網格平均氣膠指數，網格內所包含樣本數均大於 100。(a) 2006-2010 冬季，(b) 2006-2010 春季。

觀物理特性(雲水含量、雲量、雲高、雲光學厚度、降水發生與否)直接由當下的環境條件控制，而環境條件的變化，隨著每次冷空氣出海之強度、路徑、當時的海溫條件而不同。由第一章之文獻回顧可知，氣膠對於暖雲之間接效應，隨著雲巨觀物理條件會有不同的反饋過程主導，因此本章不以冬季春季將環境條件做區分，而是將所有衛星海洋暖雲樣本根據環境條件進行排序，首先了解暖雲結構及氣膠指數隨著環境條件的漸進變化，再針對結構相似之海洋暖雲，比較它們對於氣膠敏感性的差異。

(一) 不同大氣環境下的暖雲型態與氣膠變異

1. 近地面穩定度 (NSS)

降水與不降水海洋暖雲的雲水含量、雲量、雲頂壓力、雲光學厚度與氣膠指數在 NSS 第 10-30、30-50、50-70、70-90 四個百分位區間的分布情形如圖 11。

降水與不降水海洋暖雲的雲水含量、雲量、雲頂壓力、雲光學厚度與氣膠指數在 NSS 第 10-30、30-50、50-70、70-90 四個百分位區間的分布情形如圖 11。隨著海氣溫差增加，不降水雲的雲水含量、雲量、雲光學厚度與雲頂高度皆有提高的趨勢。在降水雲當中，提高的趨勢則更為明顯。以上趨勢顯示，當海洋邊界層內紊流增強，邊界層頂亦提高，海洋暖雲的型態轉變成對流活動較旺盛的淺對流雲。

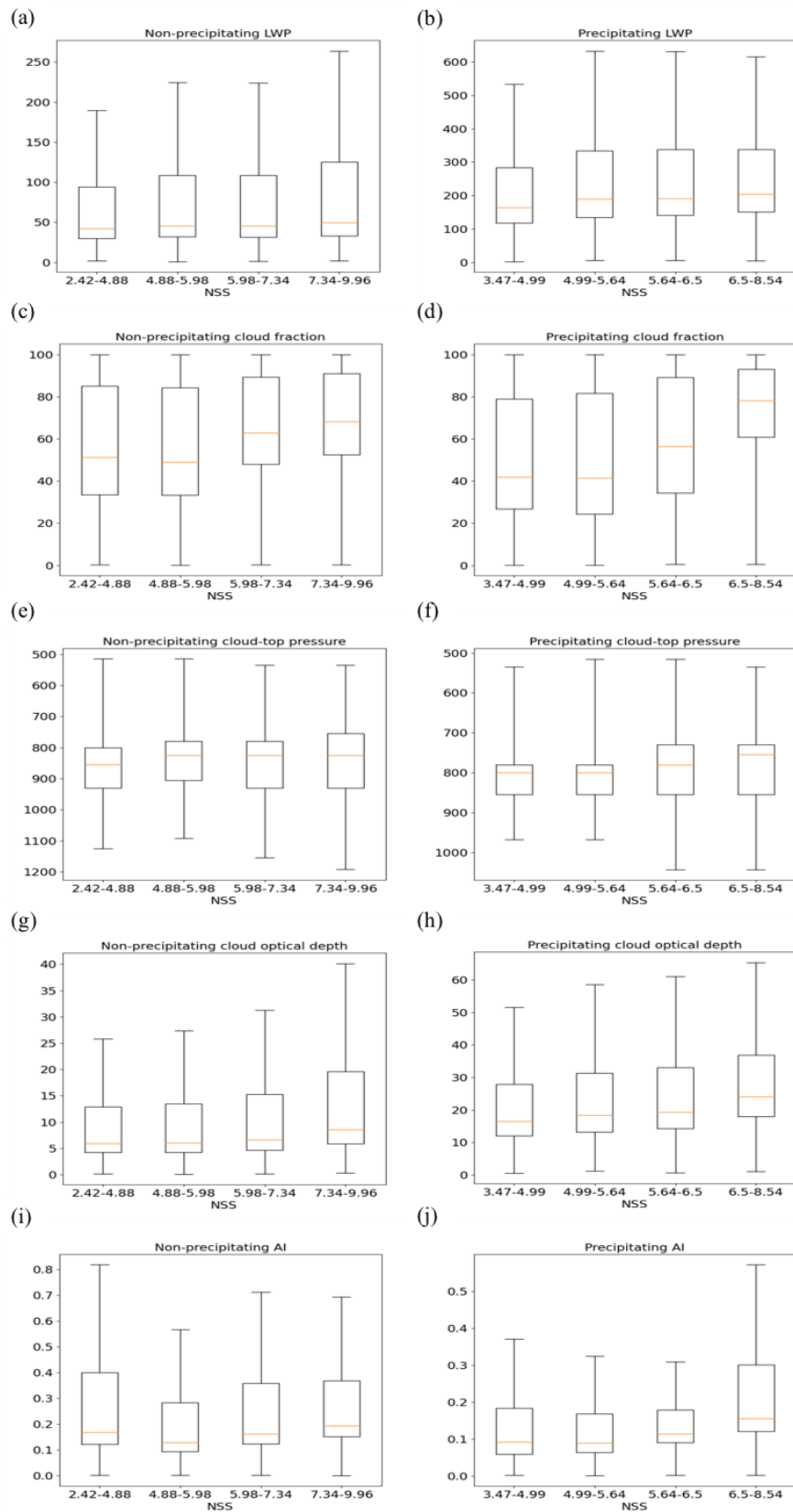


圖 11、NSS 10-30、30-50、50-70、70-90 百分位區間中雲水含量（單位： gm^{-2} ）、雲量（單位： $\%$ ）、雲頂壓力（單位： hPa ）、雲光學厚度與氣膠指數分布盒鬚圖，(a)、(c)、(e)、(g)、(i)為不降水雲，(b)、(d)、(f)、(h)、(j)為降水雲。

降水與不降水雲所在各 NSS 區間內所對應的氣膠指數如圖 11i、11j。NSS 最低的區間 AI 相對高，該區間比較多機會反映的是春季近岸狀態，海洋邊界層穩定且氣膠濃度也較高。NSS = 4.88 K – 5.98 K 的區間較有機會對應到的環境是冬春季海氣溫差較小的低緯度開放海域，平均 AI 最低。當 NSS 增加，AI 亦呈現隨著 NSS 增加的趨勢，顯示這些樣本較有可能反映陸地冷空氣移出到高海溫的海洋上，同時陸源的氣膠也隨之輸出到海面上的情形，且在降水雲的樣本中更為明顯。

2. 估計逆溫強度(EIS)

降水與不降水海洋暖雲的雲水含量、雲量、雲頂壓力、雲光學厚度與氣膠指數在 EIS 第 10-30、30-50、50-70、70-90 四個百分位區間的分布情形如圖 12。隨著 EIS 增強，不降水雲的雲水含量呈現些微增加的趨勢、雲量與雲光學厚度亦增加，雲頂壓力則沒有明顯增減的趨勢。降水雲的雲水含量、雲量、雲光學厚度與雲頂壓力對 EIS 的反應與不降水雲相似。當高壓出海時，沉降逆溫作用增強，環境不利淺對流發生，雲頂高度發展受限，雲的型態偏向層狀。

各 EIS 區間內所對應的 AI 如圖 12i、12j，結果顯示，隨著 EIS 增強，AI 亦呈現增加的趨勢。EIS 的空間分佈可以代表高壓出海的軌跡，與 AI 的空間分佈均呈現往海上遞減的趨勢。同時環境的大尺度沉降增強時，氣膠容亦易累積在邊界層，因此氣膠指數隨著 EIS 升高。

(二) 海洋暖雲敏感性分析

1. NSS

為了討論不降水雲與降水雲在穩定與不穩定的海洋邊界層環境當中的敏感性，分別以不降水雲所對應的 NSS 值小於 25 百分位數 (NSS < 4.5 K) 時海洋邊界層相對穩定、大於 75 百分位數 (NSS > 7.92 K) 時則為相對不穩定，降水雲的相對穩定與不穩定門檻則分別是 NSS = 4.79 K 與 NSS = 6.82 K。海洋邊界層穩定度對氣膠與雲敏感性的影響分析結果如圖 13。不降水雲與降水雲的雲滴有效半徑對氣膠的敏感性均為負值 (圖 13a)，代表氣膠增加時，雲滴半徑隨之減少，有利於光學厚度與反照率的增加 (圖 13 c, d)。

不降水雲的雲水含量對氣膠的敏感性在穩定的海洋邊界層內為負值 (圖 13 b)，降水雲的敏感性為正值但不具統計顯著性。近岸的海洋邊界層較穩定且氣膠含量高，

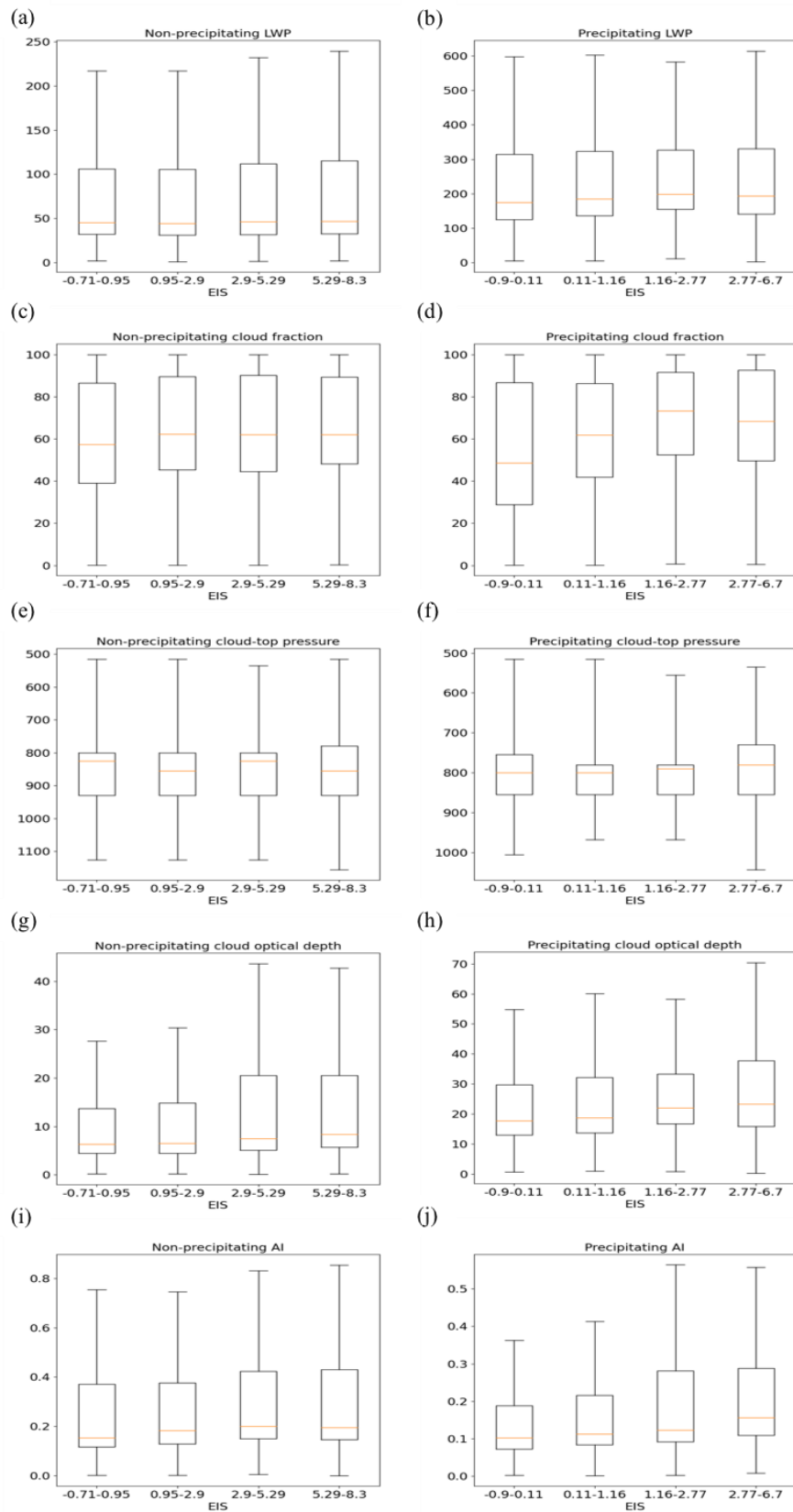


圖 12、EIS 10-30、30-50、50-70、70-90 百分位區間中雲水含量（單位： gm^{-2} ）、雲量（單位： $\%$ ）、雲頂壓力（單位： hPa ）、雲光學厚度與氣膠指數分布盒鬚圖，(a)、(c)、(e)、(g)、(i)為不降水雲，(b)、(d)、(f)、(h)、(j)為降水雲。

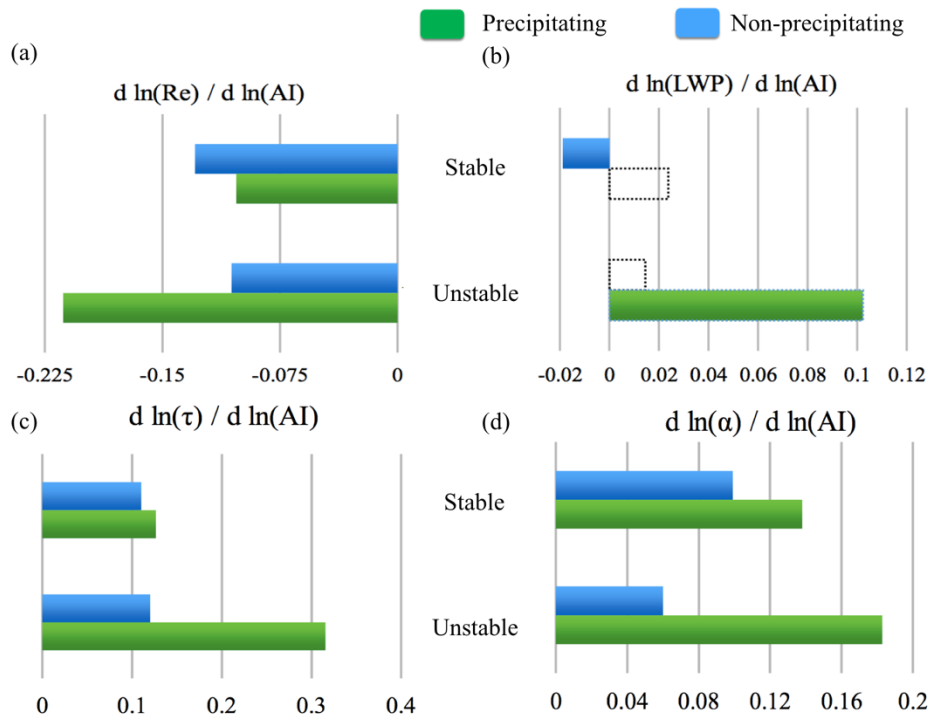


圖 13、穩定與不穩定 NSS 區間內 (a) 雲滴有效半徑(Re) (b) 雲水含量(LWP) (c) 雲光學厚度(τ) (d) 雲反照率(α)對氣膠的敏感性，填色長條具有 95 % 統計顯著性。

對不降水雲而言，雲滴半徑減少會導致雲滴較容易蒸發，並透過蒸發逸入回饋循環降低雲水含量。當海洋邊界層趨於不穩定時，不降水雲與降水雲的雲水含量對氣膠的敏感性都是正值，然而不降水雲的雲水含量敏感性並不顯著。當冷空氣輸出時，高海溫區的邊界層趨於不穩定，同時陸源的氣膠也隨著冷空氣輸出到海面上，對降水雲而言，環境中的氣膠增加會抑制雲滴碰撞合併成長，使得雲水含量增加，此亦有利光學厚度與反照率增加。比較不同的環境條件，當海洋邊界層趨於不穩定時，降水雲對氣膠敏感性相較於不降水雲明顯增強。

2.EIS

不降水雲與降水雲所對應的「強逆溫」與「弱逆溫」門檻如下：不降水雲所對應的 EIS 值小於 25 百分位數 ($\text{EIS} < 0.52 \text{ K}$) 時為相對的弱逆溫、大於 75 百分位數 ($\text{EIS} > 6.0 \text{ K}$) 則為相對的強逆溫，降水雲所對應的弱逆溫與強逆溫門檻分別是 $\text{EIS} = -0.14 \text{ K}$ 與 $\text{EIS} = 3.34 \text{ K}$ 。沉降逆溫強度對雲與氣膠敏感性的結果如圖 14。不降水雲與降水雲的敏感性在不同環境條件下呈現不同的結果。不降水雲與降水雲的雲滴有效半徑對氣膠的敏感性在強、弱沉降環境下均為負值，在強沉降的環境下降水雲的敏感性相較不降水雲更強 (圖 14a)。

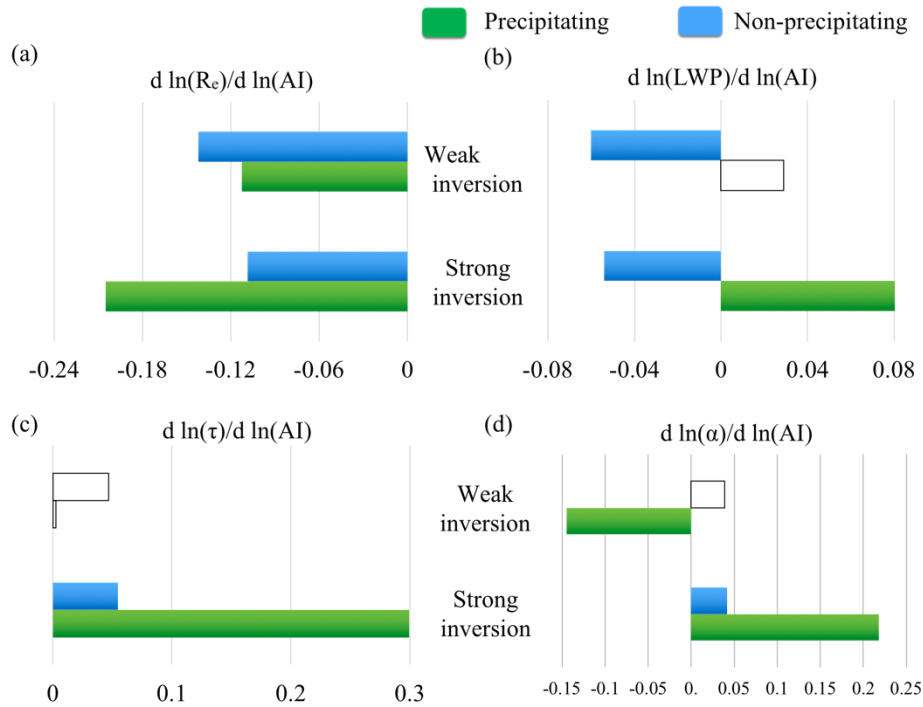


圖 14、不同 EIS 區間內 (a) 雲滴有效半徑(R_e) (b) 雲水含量(LWP) (c) 雲光學厚度(τ) (d) 雲反照率(α)對氣膠的敏感性，填色長條具有 95 % 統計顯著性。

在強、弱沉降逆溫的環境下，不降水雲的雲水含量對氣膠的敏感性均為負值(圖 14 b)，蒸發逸入回饋的效應相當顯著，然而降水雲的雲滴半徑減少則會抑制毛毛雨的形成，有利液態水留在雲中。

在強沉降逆溫環境下，不降水雲與降水雲的光學厚度與反照率(圖 14c, d)均為正敏感性。當邊界層頂沉降逆溫減弱時，不降水雲的敏感性為負值，但雲光學厚度與反照率敏感性均不顯著。降水雲的雲水含量與雲光學厚度的敏感性在弱沉降逆溫的環境下亦不顯著，然而反照率呈現負敏感性，顯示降水雲的反照率與氣膠濃度變異呈現相反的趨勢。

(三) 討論

從過去的研究當中，我們了解到雲對氣膠的反應需要考慮雲本身的狀態以及環境條件的交互影響。比較降水雲與不降水雲，降水雲的雲水含量對氣膠的敏感性高於不降水雲，這個結果與 Chen et al. (2014) 一致。Sorooshian et al. (2010) 使用雲氣塊模式(Cloud Parcel Model)以及區域大氣模式系統第六版(Regional Atmospheric Modeling System version 6.0)進行大渦流模擬(Large eddy simulation)，分析降水效率敏感性，亦認為雲水含量的高低會影響降水敏感性：當雲水含量非常低時，表示雲

中降水非常少或幾乎無降水，此時雲滴半徑減少對碰撞合併成長的影響不大，但會使雲滴較容易蒸發，透過蒸發逸入回饋循環降低雲中的液態水含量。當雲水含量高到一定程度時，雲滴經由碰撞合併成長形成毛毛雨，在這個階段，氣膠增加會抑制毛毛雨的形成，使雲水含量增加。在本研究中我們亦發現，在不穩定的海洋邊界層中，有利淺對流發展並累積雲水含量，降水雲的敏感性相較於不降水雲更高且具有統計顯著性。然而當雲水含量非常高時，因為此階段的降水並非以毛毛雨降水為主，而是透過雨滴收集 (accretion) 成長形成降水，敏感性反而會減弱，而本研究所選取的單層海洋暖雲樣本並無強降水雲。

在東亞地區，受到冬季季風環流系統影響，海洋邊界層的狀態會同時受到高壓大尺度沉降與顯著的海氣溫差的調節。當冬季寒潮爆發的天氣型態，對應到的是海洋邊界層趨於不穩定與邊界層頂的強沉降逆溫同時發生的環境條件，氣膠間接效應影響顯著，當雲滴半徑隨著氣膠增加而減少，不降水雲的雲水含量傾向於透過蒸發回饋減少，而降水雲的含量則會因為碰撞合併成長機制被抑制則增加。而春季時較容易發生冷空氣偏弱的環境條件，海洋邊

界層從穩定到不穩定以及從強沉降到弱沉降的過渡狀態，空間上可能發生在較低緯度海溫梯度較明顯的區域，在這樣的環境條件下，較容易收集到型態破碎的淺積雲或開放胞的樣本，雲對於氣膠的敏感性並不顯著。在過去研究當中，Chen et al. (2014) 認為低對流層穩定度是影響雲水含量對氣膠敏感性的重要環境因素之一，然而在東亞地區，相較於 LTS, NSS 與 EIS 能更精確描述東亞冬春季時海洋邊界層的狀態。本研究亦嘗試分析 LTS，雖然氣膠濃度變異與海洋暖雲的雲量呈現正相關，但與雲水含量、雲光學厚度以及雲頂壓力均無顯著的相關。

五、結論

東亞冬春兩季為冬季季風影響的季節，在此期間，海洋上的低雲頻繁出現，同時陸地上的氣膠也被季風環流輸出至海上。冬季季風和海氣溫差造成的海洋邊界層擾動與大尺度高壓沉降運動，是影響東亞地區海洋暖雲的型態以及氣膠與雲交互作用最重要的天氣因素，因此本研究根據 NSS 和 EIS 分類共同定位衛星資料的海洋暖雲樣本，並分析海洋暖雲型態以及氣膠指數在每個 NSS 和 EIS 區間的特徵。

冷空氣移出大陸通過相對溫暖的洋面，海氣溫差使得海洋邊界層趨於不穩定，特別是在寒潮爆發時，NSS 有可能達到最大值，不穩定的邊界層內紊流增強，雲的型態由雲水含量少、型態破碎的淺雲轉變成雲頂較高、較厚的淺對流雲。NSS 最穩定的區間內氣膠濃度很高，此區間代表的是近岸的海洋邊界層狀態：海水溫度較低，海洋邊界層淺而穩定，而且因為距離陸地工業區的排放源頭較近，氣膠指數較高。然而冷空氣移出大陸時會把氣膠輸送到不穩定的邊界層當中，因此在不穩定的海洋邊界層裡，氣膠指數亦會升高。

NSS 對雲敏感性的影響分析結果顯示，在相對穩定的海洋邊界層內（NSS < 25 百分位數），不降水雲的雲水含量因氣膠增加而減少，蒸發逸入回饋的影響相對重要，然而降水雲的敏感性並不顯著。當海洋邊界層相對不穩定時（NSS > 75 百分位數），雲的型態轉變為以淺對流雲為主，氣膠與雲交互作用轉而以干擾碰撞合併成長過程為主，不降水雲與降水雲的水含量均呈現正敏感性。

冷高壓出海時，海洋邊界層頂以上的大尺度沉降運動亦會增強，沉降所伴隨的絕熱增溫在邊界層頂製造逆溫層，除了雲

頂高度受限於沉降運動無法向上發展之外，雲量、雲厚度均隨著 EIS 增強而增加，雲的型態趨向於層積雲。同時氣膠指數隨著 EIS 增強而上升，因為氣膠會被冷高壓的外緣環流移出海面並容易累積在邊界層。

EIS 對雲敏感性的影響分析結果顯示，在相對強沉降逆溫的環境下（EIS > 75 百分位數），不降水雲的雲水含量對氣膠的敏感性為負值，因為蒸發逸入回饋作用使得雲中的液態水含量降低。而降水雲的雲水含量、雲光學厚度與雲反照率具有顯著的正敏感性，因為雲水含量較高時，加上邊界層頂的強逆溫作用加強雲頂逸入作用，此時氣膠干擾雲滴碰撞合併效應顯著。然而，在弱沉降逆溫的環境下，雲與氣膠之間的交互作用並不顯著。

冬季季風影響期間，海洋邊界層的狀態會受到高壓大尺度沉降與顯著的海氣溫差的調節。當海洋邊界層趨於不穩定與邊界層頂的強沉降逆溫同時發生時，對應到的是冬季寒潮爆發的天氣型態，在此環境條件下，氣膠間接效應影響顯著，不降水雲的雲水含量傾向於透過蒸發回饋減少，而降水雲的含量則會因為碰撞合併成長機制被抑制則增加。而海洋邊界層從穩定到不穩定以及從強沉降到弱沉降的過渡狀態，

在這樣的環境條件下，較容易收集到開放胞或型態破碎的淺積雲樣本，雲對於氣膠的敏感性並不顯著。

東亞是世界上高污染地區之一，但本文主要參考的 Chen et al.(2014) 的研究是針對全球的海洋暖雲，尚未討論到東亞地區的雲與氣膠交互作用及其對雲輻射力的影響。未來擬使用高解析度且涵蓋大範圍的衛星觀測資料，針對東亞地區雲輻射力的敏感性進行分析，以量化東亞冬季季風影響期間，人為排放氣膠對氣候系統的干擾。降水雲在總樣本數當中雖然僅佔約 13%，但對東亞冬季季風影響期間的天氣現象十分重要，因此淺對流降水對氣膠的敏感性也是未來研究工作的重要命題之一。

致謝

本研究感謝科技部計畫之研究經費支持（計畫編號：MOST 109-2628-M-002-003-MY3），讓我們的研究順利進行。

參考文獻

張巧薇，2017：使用衛星觀測分析東亞冬季春季海洋暖雲對氣膠之敏感性。（碩士論文）。臺北市，國立臺灣大學。

侯昭平、余青樺、張智昇、張龍耀、蔡世樵、李亞偉及黃椿喜，2014：東亞地區冷空氣變性過程之數值研究。大氣科學，42(3)，pp. 273-300。

Ackerman, S. A., B. O. Toon, V. P. Hobbs, P. M. Kirkpatrick, and E. D. Stevens, 2004: The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, **432**, pp. 1014-1017.

Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, **245**, pp. 1227-1230.

Boyle, J. S. and T. Chen, 1987: Synoptic aspects of the wintertime East Asian monsoon. *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, pp. 125-160.

Chang, C. -P., J. E. Millard, and G. Chen, 1983: Gravitational character of cold surges during winter MONES. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, pp. 293-307.

Chen, Y. C., M. W. Christensen, L. Xue, A. Sorooshian, G. L. Stephens, R. M. Rasmussen, and J. H. Seinfeld, 2012: Occurrence of lower cloud albedo in ship tracks. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, pp. 8223-8235.

- Chen, Y. C., M. W. Christensen, L. Xue, G. L. Stephens, and J. H. Seinfeld, 2014: Satellite-based estimate of global aerosol-cloud radiative forcing by marine warm clouds. *Nature Geosci.*, **7**, pp. 636-646.
- Dong, X., Fu, J.S., Huang, K., 2018: Analysis of the Co-existence of the Long-range Transport Biomass and Dust in the Subtropical West Pacific Region. *Sci. Rep.*, **8**, 8692. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27129-2>
- Fan, J., Y. Wang, D. Rosenfeld, and X. Liu, 2016: Review of aerosol-cloud interaction: mechanisms, significance and challenges. *J. Atmos. Sci.*, **73**, pp. 4221-4252.
- Haynes, J. M., T. L'Ecuyer, D. Vane, and G. Stephens, 2013: Level 2-C Precipitation Column Algorithm Product Process Description and Interface Control Document. Retrieved from http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/sites/default/files/products/files/2C-PRECIP-COLUMN_PDICD.P2_R04.20130124.pdf.
- Jiang, H., G. Feingold, and A. Sorooshian, 2010: Effect of aerosol on susceptibility and efficiency of precipitation in warm trade cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **67**, pp. 3525-3540, doi: 10.1175/2010JAS3484.1.
- Koike, M., N. Asano, H. Nakamura, S. Sakai, T. M. Nagao, and T. Y. Nakajima, 2016: Modulations of aerosol impacts on cloud microphysics induced by the warm Kuroshio Current under the East Asian winter monsoon. *J. Geophys. Res.*, **121**, pp. 12282-12297.
- Koike, M., N. Takegawa, Y. Kondo, H. Nakamura, K. Kita, H. Matsui, N. Oshima, M. Kajino, and T. Y. Nakajima, 2012: Measurements of regional-scale aerosol impacts on cloud microphysics over the East China Sea: Possible influences of warm sea surface temperature over the Kuroshio ocean current. *J. Geophys. Res.*, **117**, D17205.
- Liu, L. W., S. P. Xie, S. Yang, and S. P. Zhang, 2016: Low-cloud transitions

- across the Kuroshio front in East China Sea. *J. Clim.*, **29**, pp. 4429-4443.
- Lou, Z., G. Y. Liu, and G. L. Stephens, 2008: CloudSat adding new insight into tropical penetrating convection. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L19891, doi: 10.1029/2008GL035330.
- Small, J. D., P. Y. Chuang, G. Feingold, and H. Jiang, 2009: Can aerosol decrease cloud lifetime? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16806.
- Sorooshian, A., G. Feingold, M. D. Lebsock, H. Jiang, and G. L. Stephens, 2010, Deconstructing the precipitation susceptibility construct: improving methodology for aerosol-cloud precipitation studies. *J. Geophys. Res.*, **115**, D17210.
- Twomey, S., 1970: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, pp. 1149-1152.
- Wang, S., Q. Wang, and G. Feingold, 2003: Turbulence, condensation and liquid water transport in numerically simulated nonprecipitating stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **60**, pp. 262-278.
- Wood, R. and C. S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-troposphere stability. *J. Clim.*, **19**, pp. 6425-6432.
- Xue, H. and G. Feingold, 2006: Large-eddy simulations of trade wind cumuli: Investigation of aerosol indirect effects. *J. Atmos. Sci.*, **63**, pp. 1605-1622.
- Xue, H., G. Feingold, and B. Stevens, 2008: Aerosol effects on cloud, precipitation, and organization of shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **65**, pp. 392-406.
- Young, S. A., and M. A. Vaughan, 2009: The retrieval of profiles of particulate extinction from Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) data: algorithm description. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, pp. 1105-1119.

A Study of the Susceptibility of East Asian Marine Warm Clouds to Aerosol Index in Winter and Spring

¹Chiao-Wei Chang ²Yi-Chun Chen ³Wei-Ting Chen

¹Chinese Culture University

²Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica

³National Taiwan University

(manuscript received 31 May 2021 ; in final form 6 December 2021)

Abstract

Aerosols can affect the cloud radiative forcing by acting as the cloud condensation nuclei and subsequently changing the micro- and macro-physical properties of clouds. Recent studies suggested that the interaction between the shallow clouds and aerosols can be affected by the condition of atmospheric environment. In this study, we applied the datasets from A-train constellation of Earth-observing satellites to investigate the aerosol-cloud interaction in East Asia in winter and spring, the seasons in which the low-level marine clouds and high aerosol pollution coexist most frequently. It is found that the environmental condition in East Asian winter and spring is controlled by the monsoonal circulation and the warm sea surface temperature associated with the Kuroshio current. The clouds are then classified based on the near-surface stability (NSS) and estimated inversion strength (EIS) to explore the variation of the susceptibility of cloud properties under different environmental conditions.

The analysis of cloud susceptibility showed that under the stable marine boundary layer, the increase in aerosol particles would enhance the evaporation-entrainment feedback and reduce the liquid water path in the non-precipitating clouds, while the liquid water path in the precipitating clouds would increase due to the inhibited collision-coalescence and the suppressed precipitation. Under strong inversion condition, the liquid water path in the non-precipitating clouds is reduced through enhanced entrainment, while the susceptibility of the

liquid water path, cloud optical depth, and cloud albedo were positive for precipitating clouds. Under weak inversion, the aerosol-cloud interaction is not significant. Comparing non-precipitating and precipitating clouds, the susceptibility of the precipitating clouds is higher.

Keywords: Aerosol-cloud interaction, cloud susceptibility, co-located. doi:

10.53106/025400022021124902003