#### 謝辭

提筆寫謝辭之時,回想起這兩年多來從事作研究的路上所經歷 過的一切種種,彷彿就在眼前般出現,有歡笑也有汗水。首先要感 謝指導教授 曾若玄博士,在他的嚴格督導下,讓我在作研究的過程 中,獲得不少有關作科學研究必須具備的寶貴知識與經驗,使原本 持馬虎心態的我,改正許多,受益不淺。另外李文鴻、林首杰學長 之前在此實驗所建立的基礎,使得在實驗過程中能駕輕就熟許多, 而在實驗的細節上也給予我許多的經驗指導,使我能夠加以發揮。 先前的論文計畫書審查承蒙海環所 李宗潘教授、海資所 李玉玲教 授及 蕭炎宏教授的指導使本論文有初步的雛形; 特別感謝擔任論 文口試委員的台大海洋所 <u>唐存勇</u>教授、中山海環所 <u>黄材成</u>教授及 空軍航校 楊宏宇教授對本論文指正與建議,使得本論文以更嚴謹的 心態來處理。此外對於助理黃偉義兄、學弟林建志及學妹孫佩君以 及海研一號上辛苦的工作人員熱心幫忙,感謝之意溢於言表。 最後要感謝的是父母親及家人的栽培與支持使我能無後顧的走上這 學術研究的路,逐步實現我的理想與願望,對此我以最感恩的心來 回報他們。而來自周遭師長、朋友的鼓勵,我亦銘記在心。

entum flux is well correlated with the wind speed. On the other hand, the sensible and latent heat fluxes depend not only on the wind speed, but also on the air-sea temperature difference and humidity difference, respectively. The relationship between the neutral transfer coefficient  $C_{DN}$ ,  $C_{EN}$  and the wind speed is consistent with previous studies. The result of  $C_{TN}$  is more scattered. The roughness length  $Z_0$ , increases with increasing wind speed as  $U_{10}$ >5.4m/s, and decreases with increasing wind speed as  $U_{10}$ <5.4m/s. The roughness length of temperature and humidity, decrease with increasing wind speed. It was found that the sensible and latent heat fluxes are higher for areas with higher SST.

The SST satellite images indicate a rapid sea temperature increase at the area of  $10^{\circ}$  N~ $20^{\circ}$  N,  $115^{\circ}$  E~ $120^{\circ}$  E between May 14 and May 18, 1997. The Atlas buoy-derived latent heat flux, dynamic height, water temperature, wind speed and direction also showed a rapid change on this period, which should correspond to the onset of the summer monsoon. These results clearly demonstrate that the air-sea interaction processes over the South China Sea play an important role on the onset, maintenance and variability of the East Asia monsoon.

(Keywords: Sea surface temperature, Air-sea interaction, Air-sea fluxes)

# 目錄

摘	
要	2
Abstract	3
目錄	4
圖表目錄	5
一、前言	7
二、實驗設備	
三、實地觀測及資料處理方法	14
四、慣性消散法之理論基礎	17
五、結果與討論	
六、結論	
七、參考文獻	

# 圖表目錄

回	貼	•	
回	犹	•	

圖 1.南海地法	形圖					••••			37
圖 2	. 海	研	-	號	儀		器	裝	置
圖				••••					38
圖 3-a. C484	航線圖					•••••			39
圖 3-b. C490	航線圖							•••••	40
圖 3-c. C517	航線圖					••••			41
圖 3-d. C520	航線圖					••••			42
圖 4	•	資	料	處		理		流	程
圖								•••••	
圖 5a, C4	84 各參數排	<b>憂動頻</b> 譜	爭圖	••••••	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	••••	· · · · · ·	•••••	44
圖 5.	- b ,	C 4	. 9 (	) 各	爹	數	擾	動	頻譜
圖	· · · · · · · · ·	····	··· ···	••••		• • • •			. 4 5
圖 5c, C5	17 各参數打	<b>愛動頻</b> 留	昏崮	·····	 A.	њ <i>і</i>	·····	 £,	46
崮 ) . □	- d ,	C 5	2 (	)谷	爹	藪	掕	動	頻 譜
回 ( - C1	········		··· ···	•••	••••				. 4 /
回 0a, C4	84 合参数9 00 々 ム 軌 /	计频互助	り回 ⊾ 回	• • • • • • • • • •		••••		•••••	404
回 00, C4	90 合今数9 17 夕安數4	计频互助	7回 4国		• • • • • • • •	••••	• • • • • •	•••••	49 50
圖 0C, C3 圖 6 d C5	11 合今数7 20 久安數6	计频互到	1回 1国	• • • • • • • • • •	• • • • • • • •	••••	• • • • • •	•••••	50 51
圖 7-a C184	20 合参数7 水迴 岳迴	F 须 丘 野 国 语 、3	7回 2			 明定	 列	•••••	
圖 7-h C490	水温、乱温、	、風迹、江	国庄主	及濕及	左 时 / 羊 時	町 門 店	列圖	•••••	52 52
圖 7-c C517	水温、气温、	国谏议	副度美	人派及	左 叭 「 美 時 F	可/J 訂床	列圖	• • • • • •	53
圖 7-d.C520	水溫、氣溫	風速、沿	副度差	<b>及濕度</b>	差時	訂序	列圖		53
圖 8.能量消音	<b>散率ε、温</b>	度擾動	消散率	N <sub>t</sub> 及	<u>※</u> 度援	いい	肖散 3	率 Na	對
風速	U <sub>10</sub> 圖							· · · · · ·	54
圖 9.(a)溫度:	擾動消散率	N <sub>t</sub> 對月	虱速 U	$_{10}(T_{s}-\theta$	) <sub>Z</sub> )圖,	及(b)	)溼度	擾動	消
		散率 Ν	Ia對風	速 U <sub>10</sub> (	$(\overline{Q}_{s}-Q)$	z)		-	
	圖					5	55		
圖 10.中性曳	占係數 C <sub>Γ</sub>	n 對風辺	ま U <sub>10</sub>	圖					56
圖 11.傳遞係	、數 C <sub>T</sub> 對(a)	$U_{10}\Delta T$	( U <sub>10</sub> <8	3m/s)圖	及對(	(b)U	$_{10}$ $\Delta$	T(U	10
>									8m/s)
圖						••••		.57	
圖 12.中性傳	遞係數 CTT	v對風速	U <sub>10</sub> 圖			••••		• • • • • • •	58
圖 13.中性傳	遞係數CEI	v對風速	U <sub>10</sub> 圖			•••••			59
圖 14.(a)中档	<b>E</b> 曳力係數	$C_{DN}$ ,(b)	中性傳	遞係數	$c_{\rm TN}$	及(c)	)中性	傳遞	係

	數	$C_{EN}$	對	十 大	氣	穩	定	度	Z/L
	圖					50			
圖	15.(a)曳	力係數	$C_D/C_D$	(Wu),(b)	傳遞係	數 C <sub>T</sub> /	$C_{T}(Wu)$	)及(c)傳	遞係
	數	$C_E/$	$C_{E}(V$	Vu) 對	大	氣	穩	定 度	Z/L
	圖			6	1				
圖	16.粗糙	長度(a)	$Z_0$ , (b)Z	$Z_t \mathcal{B}(c)Z_q$	對風速	U <sub>10</sub> 圖.			62
圖	17.1997	年四月	份 C48	84(a)動量	、(b)顯	頁熱及(	c)潛熱i	通量值對	计時間
	圖					•••••		• • • • • • • • • • •	63
圖	18.1997	年六月	份 C49	0(a)動量	、(b)顯	頁熱及(	c)潛熱i	通量值對	计時間
	圖					•••••		• • • • • • • • • • •	64
圖	19.1998	年四月	份 C51	7(a)動量	、(b)顯	頁熱及(	c)潛熱i	通量值對	计時間
	圖					•••••		• • • • • • • • • • •	65
圖	20.1998	年六月	份 C52	20(a)動量	、(b)顯	頁熱及(	c)潛熱i	通量值對	计時間
	圖					•••••		• • • • • • • • • • •	66
圖	21. (a)動	b量、(b)	)顯熱及	(c)潛熱:	通量值	隨緯度	變化圖		67
圖	22.動量	通量對	風速 l	J <sub>10</sub> 圖					68
圖	23.顯	熱通	量 對 (	a)風速	U $_{1\ 0}$	及(b)	) 對 溫	度差 T	$\Gamma_{s} - \theta_{z}$
圖									6 9
圖	24.潛熱	通量對	(a)風速	U <sub>10</sub> 及對	+(b)溼度	E差 Qs	-Qz圖	••••	70
圖	25.1	997	年 5	月 1	4 - 1 8	日的	] 南海	SST	影像
圖									7 1
圖	26.南氵	每 ATI	LAS 浔	牟標 4 )	月~6 月	毎1(	) 分鐘	原始氣	象資料
圖						•••		7	2
圖	27 南	海 AT	LAS	浮標動	量、顯	熱及潛	季熱通:	量值時	間序列
	昌	•		•••				7	3
圖	28.19	97 年	-四月	份東沙	島及太	、平島	氣象立	占資料:	對時間
	冒								7 4
圖	29.19	97 年	- 六月	份東沙	島及太	平島	氣象立	占資料:	對時間
	圖								7 5
圖	30.19	98 年	-四月	份東沙	島及太	平島	氣象立	占資料:	對時間
	昌		•					7	6

# 表號:

表	2	•	各	航	次	能	譜	篩	選	頻	带
表		•••									77
表	3. C484	I,C49	0,C517	及C5	520 航日	欠實驗	<b>途條件與</b>	資料	明細表		78

摘要

本研究的目的是要量測和推算季風轉換期間(四月至六月)南海 地區的動量、顯熱及潛熱通量的時空變化,並探討通量值隨著海面 溫度(SST)、風速和海氣溫差等之變化情形,研究方法以實際船測 為主並輔以衛星遙測、陸地測站及海上氣象浮標的資料分析。由船 測結果可知動量通量與風速之間具有良好的相關性,而顯熱通量與 潛熱通量則除了與風速相關之外,也分別與海氣溫差、海氣溼度差 成正比;動量與潛熱之中性傳遞係數 C<sub>DN</sub>和 C<sub>EN</sub>的值與風速的變化 趨勢與過去學者的結果大致相同,至於顯熱中性傳遞係數 C<sub>TN</sub>的結 果則較為散亂。粗糙長度 Zo 在風速 U<sub>10</sub> 大於 5.4m/s 時,隨風速增加 而增加,在風速 U<sub>10</sub> 小於 5.4m/s 時,則隨風速增加而減少;而 Z<sub>t</sub>、 Z<sub>q</sub> 則隨風速增加而減少。觀測期間發現水溫較高區域,顯熱及潛熱 通量值較其它區域高。

根據 SST 衛星影像圖可知從 1997 年 5 月 14 至 16 日之間南海中 部偏東海域的 SST 有急速升高的現象,也就是在 10° N~20° N,115° E~ 120° E 海域形成了一大片暖水團,由氣象浮標所觀測到的水 溫、風速、風向以及所推算出來的潛熱通量均亦指出在此一時間有 一突增的情形發生,可知南海的海氣交互作用過程對於東亞季風的 形成與發展扮演了一個關鍵性的角色。

(關鍵詞:海面溫度、海氣交互作用、海氣通量)

# Abstract

This study aims to measure and estimate the turbulent fluxes of momentum, sensible heat and latent heat over the South China Sea during the monsoon transitional period (between April and June). The spatial and temporal variations of air-sea fluxes and their dependence on the sea surface temperature (SST), wind speed and air-sea temperature difference were also investigated. In-situ ship observations as well as the satellite remote sensing of SST were conducted. It is found from the ship measurements that mom

# 一、前言

南海(South China Sea,SCS)位於台灣西南,是東南亞地區最大 的一個邊緣海,最大深度可達 5000 公尺(圖 1.)。從海洋的邊界條件 來看,南海是相當封閉的海域,僅靠著台灣海峽、呂宋海峽和幾條 較淺的海峽與太平洋、印度洋和東海交換海水。從大氣的觀點來 看,南海的季風特性非常明顯,九月之前主要是受到西南季風的影 響,東北季風從十月開始增強,到十二月時涵蓋整個南海並達到最 強,四月開始東北季風轉弱,西南季風取而代之,先在海盆中央發 生,到七、八月時勢力最強籠罩整個南海。

部份學者的研究(He 等, 1987; Yanai,1992; Tao 和 Chen,1987) 均指出東亞季風最早發生的區域在南海及其附近地區, Huang 和 Sun(1992)的研究則認為熱帶西太平洋暖池(warm pool)的海溫變動對 東亞季風會有作用,而 Shaw 和 Chao(1994)的模式運算結果也指出 南海海盆在春季季風轉換期,南北表面海溫差異甚大,熱量及水氣 得以進入暖水團上方的大氣,以上說明了暖水團會影響海氣通量的 變化,進而影響到東亞季風的發展關鍵性的角色。

而海氣交互作用泛指海洋與大氣之間動量、熱量及水汽通量 (flux)的垂直交換過程,根據海面的熱量收支(heat budget)公式可 知,進入海洋的淨熱通量包含了四個分量,分別是短波輻射的熱通 量、長波輻射的熱通量、顯熱通量(藉由海氣之間的溫差)以及潛熱 通量(藉由水汽的蒸發過程),淨熱通量的微小變化會引起海表溫度 (Sea Surface Temperature,SST)的改變,而 SST 的變化卻又會造成大 氣強烈的反應,這種現象在熱帶太平洋特別顯著,因此 Bradley et al.(1991)、Bradley et al.(1993)和 Weare(1989)等人便曾利用研究船行 駛於西赤道太平洋的暖池海域觀測海面的淨熱通量以及水文溫鹽資

料,雖然主要的誘因便是 ENSO 事件,但其皆對海氣之間通量變化 均有相當的研究。

在淨熱通量的四個分量當中,顯熱和潛熱通量均是由於海面 上方的擾動過程(turbulent process)所造成的,其中的潛熱通量是僅 次於短波輻射通量的第二大項,它對於大氣-海洋藕合系統佔著舉足 輕重的地位。Zhang 和 McPhaden (1995)利用赤道太平洋上的 58 個 錨碇浮球所觀測到的氣象與 SST 資料,以 bulk 方法推算潛熱通量。 他們發現在 SST 低於 301K 時, 潛熱通量隨著 SST 增加而增加,但 是在 SST 高於 301 K 時, 潛熱通量卻隨著 SST 增加而減少, 並且說 明風速與海氣濕度差均對潛熱通量有效應。Bradley et al. (1991)利用 船測資料以渦流相關法(eddy correlation method)和慣性消散法 (inertial dissipation method)計算小風條件下的顯熱與潛熱通量,他們 發現在風速小於 4m/s 以下時計算所得之無因次傳送係數(CT 與 CE) 與 Liu et al.(1979)的模式預測值非常吻合,但是在風速 4m/s 到 6m/s 之間時實測值則高於模式預測值。另一方面, DeCosmo et al. (1996) 等人在北海一座固定的平台上進行 HEXOS(Humidity Exchange Over Sea)實驗,結果發現在風速高於 15m/s 以上的強風條件下,碎波與 飛沫(sea spray)並沒有如過去所預期的會使得  $C_T$ 與  $C_E$ 隨風速增加而 變大,這也是能成功地在強風狀況下測得海面上熱通量與水汽通量 的少數研究之一。SST 快速改變處,亦即鋒面(front),對於海氣通 量與以及海面粗糙度等的效應是FASINEX(Frontal Air Sea Interaction Experiment)實驗的主要目標,這個實驗是在北大西洋灣流(Gulf Stream)百慕達西南海域以飛機和船隻進行觀測,結果發現在水溫較 高的那一邊,海氣通量高於水溫較低的那一邊,而且其實測通量相 差值比起預測值要高(Li et al. 1989)。上述研究均指出海氣通量與

SST、風速、海氣溫差等變數之間的關係相當複雜,特別是在低風 速條件下的通量公式仍不一致,預測結果尚無法完全掌握真實現 象,仍有待進一步研究,Smith et al.(1996)在海氣通量方面提供了一 個較完整的文獻整理與回顧。

根據上述前人的研究成果,可以推論海氣通量與 SST 會是南 海季風形成的重要物理量,這是本研究的重點。在過去數年內中山 大學已經成功利用海研三號在台灣海峽的航次觀測冬季和夏季季風 的海氣通量,在船艏安裝超音波風速儀、紅外線濕度儀和快速反應 之氣溫探針等儀器量測高頻擾動量,再以慣性消散法推算動量、顯 熱及水汽通量(曾與李,1995;林與曾,1997)。另一方面,也利用在台 中港外海的一座固定平台上觀測三維風速擾動量,再以渦流相關法 和慣性消散法分別推算出風應力(Tseng, 1998)。本研究利用海研一 號完成四個南海航次的實驗,所觀測的物理量除了前述的風速、濕 度、溫度擾動量之外,還包含了完整的海氣象資料,如 SST-bucket temperature、氣溫、相對濕度、風速、風向等,對南海季風轉換期 的海氣通量特性有初步的瞭解。

而為了更進一步了解整個南海大範圍海氣交互作用的過程,本 研究也分析了其他的資料作為比較,如置於東沙島南方的 ATLAS buoy 之海氣象資料,以及東沙島及太平島的陸地氣象觀測站的資料, 另外還有 NOAA-AVHRR 之遙測 SST 影像,這些資料對於南海季風 筆始的機制與成因的瞭解也很有幫助。

# 二、實驗設備

首先在 C484 航次,於海研一號船艏甲板架設一組 3 公尺高 (C490 以後已改為 6 公尺高)的架子,在上面分別掛載儀器如下:超 音速風速氣溫儀、快速反應白金電阻式測溫儀、紅外線差異吸收式 濕度計、風速風向儀及電子溫濕度計,總計儀器最高處離水面只有 9.5 公尺(C490 以後已增加為 12.5 公尺高)。將全部儀器的訊號與電腦 連接後監視儀器是否正常,並記錄三維風速、氣溫、比濕及相對濕 度等 8 個訊號於 DAT data recorder,裝置如圖 2 所示。另外在觀測 期間,以人工作業方式量測記錄氣溫、海水表面溫、風向、相對濕 度、位置及時間,並用自記式水溫計拖於船尾以記錄海水表面溫度, 以及利用船測 GPS 記錄來計算船速以推算真實的風速。綜合以上的 資料後,便可計算出動量、顯熱及潛熱通量以便作分析。以下分別 說明所使用儀器:

#### 1.超音速風速氣溫儀:

Kaijo DA-600, 測量三維風速以及氣溫, 反應頻率 20Hz, 測量 範圍 0~30 m/s 及-10~+40℃, 誤差<1%。安裝於海研一號船艏的鋼架 頂端, 以船正艏向為北, 分別測量北南向、東西向及上下向的各風 速值, 以及氣溫值, 記錄在 Tape Recorder。此儀器利用音速傳遞時 間差計算出風速及氣溫。可信度甚佳, 且不易受海水飛沫鹽分沾染 探頭的影響。實驗室內校正時, 與標準水銀溫度計比較之下高出 0.2 ℃。

#### 2.快速反應測溫儀:

Atmospheric Instrumentation Research, Inc., FT-1A-T, 反應頻 率 2~25Hz, 測量範圍-50~ +50℃, 誤差<1%。裝置在風速儀下方 1

公尺處位置,它是利用白金細絲探頭測量在不同溫度下有不同的電 阻控制電流輸出,記錄在 Tape Recorder,優點是反應靈敏且快速, 缺點是探頭容易遭受海水飛沫沾附而降低靈敏度,以及因日照吸熱 關係,有偏高的測值出現,增加不少困擾,解決這些問題的方法是 根據白金細絲表面的情況予以更換新探頭,以及增加探頭日光遮蔽 通風筒,並可與超音速風速儀的氣溫作比較。實驗室內校正時,與 標準水銀溫度計比較下,約低 0.4℃。

#### 3.紅外線差異吸收式濕度計:

Analytic Applications, Inc., M100 ,反應頻率 20Hz,測量範 圍 0~40 g/m<sup>3</sup>,誤差<1%。此探頭裝在風速儀下方 1.5 公尺處,它是 利用探頭一端射出定值紅外線經過固定距離,被空氣中水汽吸收部 分紅外線值後,抵達探頭另一端的接收器,再計算出所測量的絕對 濕度值,記錄在 Tape Recorder。優點是反應靈敏且準確,缺點是實 驗時探頭易遭海水飛沫沾附而降低準確度,解決方法是固定巡視探 頭情況並清潔之,並定時將儀器送回原廠維護及校正,最近一次送 修是 1996 年 10 月。

#### 4.電子溫濕度計:

R. M. Young, Model 41371, 時間常數為 15sec, 測量範圍溫 度-50~+50 ℃及相對濕度 0~100%, 誤差 0.3℃及 2~3%。它是分別 以電容量及白金電阻的方式, 測量出相對濕度及氣溫的平均值, 記 錄在 Tape Recorder, 優點是較穩定,可供對照其他儀器用, 但缺點 不是很靈敏, 同樣也是怕海水飛沫的侵蝕, 而降低準確度, 必須常 保持探頭的清潔。

### 5.DAT Data Recorder:

Teac, RD135T, 8 頻道, 記錄時間為每一個磁帶 120 分鐘。所記錄的是原始的連續類比訊號, 實地採樣過程不加任何處理, 回到實驗室後, 再播放出來供電腦擷取資料用。

#### 6. 阿斯曼型乾濕球溫度計:

Tomo, 乾溼溫度計範圍-30~+50℃, 誤差 0.2℃。於航行觀測過 程中,以人工記錄每 15~30 分鐘的乾、濕球溫度計的值後, 推算出 相對濕度,可用來作其它儀器的參考。優點是在室內有相當的可靠 度,但有一明顯缺點是在室外受日光直接照射而降低準確度, 解決 方式是將它置於一遮蔽日光且通風的木箱內測量。

7.自計式水溫計:

Hugrum Seamon-mini, -5~ +40℃, 誤差 0.1℃。在實驗期間自船 側不停地抽取水下 2~3 公尺深的海水裝於水桶中, 記錄每 1 或 5 分 鐘的海水溫度, 其優點是可記錄大量資料, 適合長時間實驗, 且可 以隨需要調整記錄間隔時間。與標準溫度計校正, 僅相差 0.1℃。

8.温度計

分析用水銀溫度計-10~+50℃, 誤差 0.1℃。用來作各測量溫度 儀器的校正標準, 另外在實驗期間, 則以水桶打表水方式, 測量水 溫, 其優點是準確, 但缺點是因刻度太小, 在搖晃的船上, 不易觀 測。

#### 9.濾波器:

Krohn-Hite, Model 3343 & 3382。此二者為用來作過濾訊號用 的儀器,兩機種的過濾範圍功能分別是 0.01~99.9kHz(3343 型)及 0.1~200kHz(3382 型),於訊號擷取使用時採用 Low pass 22Hz,高於 此頻率的信號則予以濾除。

## 10.電腦、軟體及 A/D 卡:

所使用電腦設備為 486-66, 自 Tape Recorder 重播的訊號,先 經過濾波器以 22Hz low pass 濾波後,再利用 LABTECH A/D 卡來擷 取數位資料,每筆資料的取樣長度為 16 分鐘,取樣頻率為 40Hz, 轉為數值後,儲存在電腦內,然後再以這些資料經過計算程式來做 各測量值的計算。

## 三、實地觀測及資料處理方法

1. 實地量測:

第一個航次(C484)的航跡圖如圖 3-a.所示,主要研究的區域為 南海的北邊,並未實際穿越南海中央,而且因為是第一次,測試裝 備成份居多,期望能藉此航次及早發現問題並改善,以利以後的實 驗。自高雄出發後,照預定航線航行,沿途開機量測記錄各數據資 料,除了在19、20日因海況太差,浪高蓋過儀器,而停止記錄外, 前後一共記錄了 60個小時的資料帶,此次實驗鋼架高度僅為3公尺 高,頂部離水面高9.5公尺。

第二個航次(C490)的航跡圖如圖 3-b.所示,不同於上航次的是 自高雄出發後,照預定航線航行,從東沙島直航到太平島之間,中 途只停一站更換 ATLAS Buoy 儀器,約停留6個小時外,其餘時間 不停,一共記錄了近 100 個小時的資料帶。另外須要提到的是儀器 架子高度增加為6公尺,如此頂部離水面最高有 12.5 公尺,因此感 應頭也比較不易受到因海浪和飛沫的影響,加強了儀器使用上的安 全性。

第三個航次(C517)的航跡圖如圖 3-c.所示,其航線雖然與上一 航次相似,但因途中配合其他實驗,所以航線有些變化,但大致上 航向是與來風正對的。沿途的天氣狀況變化不大,風速不強,甚至 有遇到大霧的情況。而在回程北上時,像 C484 一樣遇到鋒面移動, 但沒那麼地強烈,所以全程共記錄了 80 小時的資料帶。

第四個航次(C520)的航跡圖如圖 3-d.所示,但只航行到北緯 11 度便回航。這次不同於前面的是全程採用即時過濾訊號、即時記錄 的方式,便於嘗試自動記錄。但美中不足的是紅外線溼度計發生故 障,無法量得濕度值,故無當航次的潛熱通量值。而表 1.為此四航

次的觀測時間及範圍。

#### 2.實驗室內處理計算:

資料處理過程(如圖 4.),略為說明如下:將這四航次 C484、 C490、C517 及 C520 所記錄的磁帶分別重播,首先以濾波器以 22Hz low pass 濾波後,再經電腦 A/D 卡以 40Hz 取樣,記錄成每筆資料長 度為 16 分鐘 32768 個資料點,其中包含三維風速、超音速氣溫、快 速測溫儀氣溫以及絕對濕度的各項瞬間值;將其轉存為數位資料, 擷取方式乃是參照林和曾(1997)。然後再配合船速、水溫和相對濕度 等其他的資料,計算出各項測量值的平均值和變動量以及慣性領域 內的特殊頻帶的頻率和能量值。

接下來把其他各項資料對應時間作修正對照,作為所有結果的 初步篩選資料條件。首先剃除船隻轉向及加減速時段的資料,因為 大角度的轉向會影響風向的準確性以及當船在加減速度時會造成風 速的誤差,故這些應予去除,不予考慮;然後再根據初步算出的風 向角度,以正船艏為0°,左右各120°為刪除限制(C484為45°),選出 合於條件的資料點,因為超出此範圍的來風可能會受到船體本身的 構形產生的干擾而失真,使得所量到的瞬間變動量會產生誤差。

再從濕度、氣溫和風速的頻譜能量對頻率的關係圖(如圖 5.-a,b,c,d)中,可以看出各參數除了超音速的氣溫頻譜圖顯示較為雜 亂外,其餘皆有一段斜率接近-5/3,頻率約在 0.5~10Hz 之間的慣性 領域。然而在三維風速的頻譜中都可發現在 0.1~0.5Hz 有一突峰出 現,這在林和曾(1997)、Anderson(1993)和 Dupuis et al.(1995)中有相 似的發現,是由於海面湧浪對船體造成的影響所致。尤其以風速垂 直分量 w 的頻譜最明顯,而溫度和濕度頻譜中相類似的雜訊突峰則 分別出現在 0.3~0.6Hz 及 3~6Hz,為了消除這些外來雜訊的干擾,在

選取頻帶計算水平順流、氣溫和溼度的能量消散率之前,先對同一 航次的資料,其能譜及頻率的關係中,在任一頻率 fi前後特定頻率 範圍(fi\*1.25<sup>-1</sup>< fi< fi\*1.25)為計算單位,將所有資料筆數落在該頻帶 中的能譜斜率進行統計其平均值及標準差,再以該頻帶之對數中間 值表示,斜率及頻率的關係圖,稱為斜頻互動圖(李,1995),如圖 6.-a,b,c,d,可自圖中看出任一頻率上能譜斜率的變動情形,發現在接 近慣性領域時,斜率變動愈小,自圖中也可看到水平順流風速的能 譜分布較為合理,垂直順流風速及氣溫次之,而濕度稍差,分析其 中原因是個別儀器使用狀況不同所致,因為氣溫與溼度的探測頭易 受到周遭海水飛沫及鹽分的干擾。

此外,我們自頻譜推算能量消散率的過程中,利用 Φuf<sup>5/3</sup> 在慣 性領域中,其理論值應為定值的特性,取其標準差小於 10% 以內, 表示頻譜符合-5/3 的斜率,是一筆可供參考的資料,表 2.列出了各 航次的各變量篩選頻帶。然後配合這些合理的資料,便可進一步計 算出動量、顯熱及潛熱通量值,列於表 3。

### 四、慣性消散法之理論基礎

本研究由研究船航行於廣闊海面上擷取風場的資料,採用不須 量測精準的垂直分量的慣性消散法(inertial dissipation),此法是觀測 水平順流風速、溫度及溼度的擾動量時間序列,以頻譜分析來推算 能量消散率  $\varepsilon$ 、氣溫擾動消散率  $N_t$  及溼度擾動消散率  $N_q$ 。若流場 不受結構物的影響而失真且滿足一些基本假設條件(如下所述),則在 頻譜圖上可找出一段能量密度曲線陡降的頻帶,亦即斜率為-5/3 的 慣性領域。以水平順流風速能譜為例,其所代表的意義是紊流動能 產生(低頻區)且發展穩定後,因空氣分子間的黏滯性使得能量消散 (高頻區),利用此段慣性消散頻帶可求得消散率,進而估算通量值。 本章 中所提到的理論與公式大部份是參考 Large and Pond (1981,1982)。

要討論海洋與大氣邊界層之間的海氣通量,首先要分別說明各通量的定義如下:

動量通量 $\tau = -\rho_{UW}$	
顯熱通量 $H_s = \rho C_P Wt$	
潛熱通量 $H_L = L_E Wq$	

其中u、w、t、q分別代表風速水平順流、風速垂直分量、 空氣溫度、絕對溼度之擾動量,也就是說個別的瞬時量(u、w、t、q) 與 16 分鐘平均值(U、W、T、Q)之間的差,而<sup>-</sup>表示時間平均值, $\rho$ 為空氣密度,  $C_p$ 與 $L_E$ 分別為定壓下乾空氣的比熱與汽化潛熱。

)

若流場滿足穩定狀態且水平均勻分佈,並合理的忽略垂直向的 輻散與壓力的效應(Large and Pond,1981;1982),則紊流能量、位溫變 動與絕對溼度變動之平衡方程式可分別表示為:

$$0 = -\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{g}{T_{v}} \overline{wt_{v}} - \varepsilon$$

$$0 = -\overline{wt} \frac{\partial \theta}{\partial z} \qquad -N_{t}$$

$$0 = -\overline{wq} \frac{\partial Q}{\partial z} \qquad -N_{q}$$

$$(2)$$

)

 $\mathbf{0} = \mathbf{P} + \mathbf{B} - \mathbf{\varepsilon}$ 

其中等號右邊第一項為能量產生項 P,最後一項為消散項( $\varepsilon$ 、 $N_t$ 、 $N_q$ ),而由海氣溫差所造成的浮力效應則為 B(Buoyancy)項, $T_v$ 為虛溫的平均值,虛溫定義為具有和濕空氣同樣密度與壓力的乾空氣溫度, $t_v$ 即為虛溫擾動量,而 $\theta$ 為空氣位溫, $\theta=T+\gamma Z(\gamma$ 為絕熱直減率,約為  $0.01 {\rm Km}^{-1}$ ), $\varepsilon$ 則為因氣體黏滯性所造成的能量消散率, $N_t$ 、 $N_q$ 分別代表由於擴散所造成的位溫變動與濕度變動消散率。

根據 Monin-Obukhov 的相似性理論,指出風速、溫度、濕度之 垂直梯度為大氣穩定度參數 Z/L 之函數:

$$\frac{\kappa Z}{u_{*}} \frac{\partial U}{\partial Z} = \phi_{m} \left(\frac{Z}{L}\right)$$

$$\frac{Z}{t_{*}} \frac{\partial \Theta}{\partial Z} = \phi_{t} \left(\frac{Z}{L}\right)$$

$$\frac{Z}{q_{*}} \frac{\partial Q}{\partial Z} = \phi_{q} \left(\frac{Z}{L}\right)$$

$$\phi_{m} = \phi_{t} = \phi_{q} = 1 + 7 \frac{Z}{L} \qquad f \ o_{L}^{T} > 0$$

$$\stackrel{\text{H}}{=} \psi_{m} = (1 - 16 \frac{Z}{L})^{\frac{-1}{4}} \qquad for \ \frac{Z}{L} < 0$$

$$\phi_{t} = \phi_{q} = (1 - 16 \frac{Z}{L})^{\frac{-1}{2}} \qquad for \ \frac{Z}{L} < 0$$

$$(4)$$

而 $u_*$ 、 $t_*$ 與 $q_*$ 定義為:

friction velocity 
$$u_* = \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{\frac{-1}{2}} = \left|-\overline{uw}\right|^{\frac{-1}{2}}$$
  
temperature scale  $t_* = -\overline{wt}(\kappa u_*)^{-1}$  or  $T_* = -\overline{wt}u_*^{-1}$   
humidity scale  $q_* = -\overline{wq}(\kappa u_*)^{-1}$  or  $Q_* = -\overline{wqu_*}^{-1}$ 

)

其中 von Karman constant  $\kappa$ 值為 0.4, g 為重力加速度。而 Z/L的定義為浮力項 B 與能量產生項  $P_0($ 亦即中性狀態下 P)的比值,並且為了配合在穩定為正值,而加上負號,即

$$\frac{Z}{L} = \frac{-B}{P_0} = \frac{-g\kappa Z t_v w}{{u_*}^3 T_v} ....(6)$$

其中 $L = -u_*^{3}T_v(\kappa g w t)^{-1}$ 為 Monin-Obukhov Length。 而積分(3)式後可得:

$$U_{z} = u_{*}\kappa^{-l} \left[ ln(\frac{Z}{Z_{0}}) - \psi_{m}(\frac{Z}{L}) \right]$$
  

$$\theta_{z} = T_{s} + t_{*} \left[ ln(\frac{Z}{Z_{t}}) - \psi_{t}(\frac{Z}{L}) \right]$$
  

$$Q_{z} = Q_{s} + q_{*} \left[ ln(\frac{Z}{Z_{q}}) - \psi_{q}(\frac{Z}{L}) \right]$$
  
(7)

其中 $Z_0$ 、 $Z_t$ 與 $Z_q$ 分別代表動量、溫度與濕度之表面粗糙長度,  $\theta_z$ 與 $Q_z$ 分別為海面上乙公尺高的位溫和比濕, $T_s$ 為海表水溫度, $Q_s$ 為相對於海表水溫度下的飽和濕度。而 Paulson(1970)自垂直梯度函

數的積分
$$\psi(\frac{Z}{L}) = \int_{0}^{\frac{Z}{L}} \frac{\left[1 - \phi(\frac{Z}{L})\right]}{\frac{Z}{L}} d(\frac{Z}{L})$$
得到下列式子:

而依據 Kolmogorov hypothesis, 在頻率的慣性領域中,水平順 流風速能譜、空氣溫度頻譜與濕度頻譜分別表示為:

$$\Phi_{u}(f) = K\varepsilon^{\frac{2}{3}} \left(\frac{2\pi}{U}\right)^{-\frac{2}{3}} f^{-\frac{5}{3}}$$

$$\Phi_{t}(f) = \beta_{t}\varepsilon^{-\frac{1}{3}} N_{t} \left(\frac{2\pi}{U}\right)^{-\frac{2}{3}} f^{-\frac{5}{3}}$$
.....(9)
$$\Phi_{q}(f) = \beta_{q}\varepsilon^{-\frac{1}{3}} N_{q} \left(\frac{2\pi}{U}\right)^{-\frac{2}{3}} f^{-\frac{5}{3}}$$

若流場滿足區域等向性的條件,

 $\exists \Psi_u(f) = \frac{3}{4} \Phi_v(f) = \frac{3}{4} \Phi_v(f) = \frac{3}{4} \Phi_w(f) ....(10)$ 

其中 $\Phi_u$ 、 $\Phi_v$ 和 $\Phi_w$ 分別為水平順流、橫向及垂直方向的風速 能譜, K、 $\beta_t$ 、 $\beta_q$ 為 Kolmogorov 常數, 分別為 0.55、0.8 及 0.8。根 據慣性領域的頻譜值,利用(9)式即可求出各消散率 $\varepsilon$ 、 $N_t$  及  $N_q$ 之值, 再結合(2)、(3)與(5)式,則海面之動量、顯熱及潛熱通量即可表示成:

顯熱與潛熱通量均定義垂直向上為正值, 即熱量從海洋經由海

表面傳到大氣層中,反之為負。

另外 $Q_s$ 並不是直接量測所得,已知純水的飽和濕度( $Q_{Sat}$ )為絕對溫度的函數: $Q_{Sat}(T) \cong 6.4038 \times 10^8 exp(-5107.4/T)$ 

其中 $Q_{sat}$ 與T所使用的單位分別是 $gm^{-3}$ 與K,而海水的飽和 濕度 $Q_s \cong 0.98 \times Q_{sat}(T)$ ,另一方面藉由儀器量出空氣的比濕 $Q_Z$ 。

除了上述的方法可以求出通量外,亦可以用較簡單的巨觀估算法(bulk method)求出:

 $-\overline{uw} = C_D U_Z^{\ 2}$   $\overline{wt} = C_T U_Z \Delta \theta$   $\overline{wq} = C_E U_Z \Delta Q$ (12)

而 $C_D$ 、 $C_T$ 及 $C_E$ 分別是 drag coefficient、Stanton number 及 Dalton number, 是與高度與大氣穩定度有關的無因次傳送係數:

其中 C<sub>DN</sub>、 C<sub>TN</sub> 及 C<sub>EN</sub> 分別為相當於高度 10m 處中性穩定狀況 下的值,其關係式如下:

再配合現場實地測得的 $U_{z}$ ,  $\theta_{z}$ ,  $Q_{z}$ 及 $T_{s}$ 便可以估算各通量值。

大氣穩定參數 Z/L 利用前面所提式(6)中的 tv 展開,可寫出包括動量、顯熱及潛熱通量的函數:

 $-Q_Z$ ),以及配合引用 $C_D$ 、 $C_T$ 及 $C_E$ ,取代式(15)中未知的通量值,來 估算穩定度Z/L。

## 五、結果與討論

就資料的來源分別說明所獲得之結果如下: (一) 船測部份:

圖 7-a,b,c,d.分別是 C484、C490、C517 及 C520 航次的水溫、 氣溫、風速及濕度差對時間的變化圖,可以看出南海四月份的天氣 狀況不太穩定,而六月份的天氣狀況就相對變化不大。

以風速及風向來看,C484 因為當時正處於春、夏兩季交換之 際,也是梅雨季節,原本微弱的東北季風和新興起的西南季風互相 傾軌,鋒面常徘徊台灣海峽附近,造成天氣的不穩定。實驗剛開始 時風速不大,風向不定,但是隨著緯度越來越低,風向都維持在方 位西南到南的方向;而當船自東沙島南方 ATLAS Buoy 處轉向北航 行時, 正好遇到一波鋒面南移, 造成當時風速超過 12m/sec, 所帶來 的浪高達 4 公尺以上,不僅浪花漫天,甚至高過船頭,對船頭的儀 器造成極大的影響,不得不停止實驗記錄。而 C490 則因為西南季風 已經穩定形成,天氣相較明顯穩定,風浪相對也減小很多,海況平 穩,進而對船身所造成的影響更為明顯的減少,且船艏正好朝著西 南季風的來向,是不可多得的實驗環境。再來是隔年的 C517 則在類 似 C484 的氣候條件下,船隻一路下南海,雖西南季風尚未成熟而東 北季風還餘韻猶存的情況下,發現越往低緯度前進,方位西南到南 的來風越來越明顯,只是風速不強,甚至微風。但當從太平島返台 的途中,曾遇到一波不小的鋒面南移欺壓而來,使得大半南海北部 因而受到影響,但強度沒有 C484 那次的劇烈,風速只及其一半。而 C520 航線與 C490 相似, 雖只到 11°N, 但天氣情形和 C490 相似。

在氣溫變化方面,如前面所說過的,C484 的變化較明顯,尤 其當鋒面南下時,氣溫更是在一天之內明顯降低將近4°C,緯度變化

約2.1°,顯示當時鋒面的強烈;而C490則除了早晚溫差規律的變化 外,另可以看出越往低緯度,氣溫逐漸地升高的特徵;C517和C520 的結果除了剛開始較低外,後來愈往南,氣溫也愈高。

在水溫變化方面,相同地,C484 的變化明顯可看出當鋒面南 移時,一天內降低約 3℃,表示海水受到了鋒面及雲層等因素的影 響,溫度產生變化;而 C490、C517 及 C520 則有明顯規律的日夜變 化,而且往南航行時,水溫越來越高。

濕度差指的是海表面的飽和空氣濕度與離水面 10 公尺高度的 濕度之間的差,C484 的最大濕度差約為 8.93g/m<sup>3</sup>,C490 為 10.72g/m<sup>3</sup>, C517 為 9.32g/m<sup>3</sup>,分析其中差異的原因除了當時的風速造成混合效 應,還有水溫差異的因素。因為風速大,混合作用較強,上下層差 距不多,若風速小,混合作用不明顯,且加上溫差明顯,上下層互 動少,故濕度差較為明顯。

總括說來,這4個航次下來的結果中,C490因為密集且連續 的多天觀測,所以得到大量的資料點數;而C517因天數長但是不連 續,資料數尚佳,C520雖連續但因時間短,尚可;C484則因條件 的限制,使得可取的資料數最少。接下來我們分別針對C490、C517 及C520的測量結果作一詳細分析探討,而C484因資料太少,只供 作參考。

(1) 消散率 *E*、*N*t 、*N*q

慣性消散法在計算海氣通量時,先藉由水平順流頻譜求得動能 消散率 ε,再經由溫度擾動頻譜及溼度擾動頻譜求出溫度擾動消散 率 N<sub>t</sub>和濕度擾動消散率 N<sub>q</sub>的值,其中 ε 的大小將影響 N<sub>t</sub>、N<sub>q</sub>的正 確性。海氣邊界層的剖面風速梯度隨著風速變大而跟著變大,紊流 動能相對地增強,而為達到平衡,氣體分子間的黏滯力所造成的能

量消耗相對增加。從動能消散率與風速  $U_{10}$ 的關係(如圖 8.),可看出 當風速大於 4~5m/s 時,  $\varepsilon$ 隨著風速的增加而增大,而當風速小於 4~5m/s 時,  $\varepsilon$ 隨著風速的增加而減小。再看  $N_t$  與風速和位溫差乘積  $U_{10}(T_{S}-\Theta_Z)$ 的關係(如圖 9-a.),可看出當  $U_{10}(T_{S}-\Theta_Z)>0$ 時,兩者有正 比的關係,這說明了當風速、溫度的垂直梯度增加時,其擾動跟著 增加,而為達平衡,能量消散率跟著增加。而當  $U_{10}(T_{S}-\Theta_Z)$ 小於或 趨近於零時,兩者的關係不太明確或略呈反比。另一方面,溼度消 散率  $N_q$  也隨著風速和溼度差乘積  $U_{10}(Q_{S}-Q_{Z})$  (如圖 9-b.)的增加也有 漸增的趨勢,特別以 C490 的結果最為明顯,惟當  $U_{10}(Q_{S}-Q_{Z})$ 的值較 小時,兩者的關係不明確。

(2) 大氣穩定度 Z/L

大氣穩定度(Z/L)所代表的意義簡單說就是當 Z/L 為正值時,上 層相較於下層輕,會繼續維持原來的狀態;而負值則相反,上層相 較於下層重,則有上下互動以達平衡的傾向。本研究所採用的大氣 穩定度方程式是參考 Large and Pond(1981,1982)所提出的巨觀估算法 (公式 16)而推算出各航次的大氣穩定度,在 C484 中集中分布於 -1.15~2.00;而 C490 則較集中於-1.0~0.08 之間,是接近於中性狀 態;而 C517 則分布在-158~-0.02 之間,而 C520 則分布在-6.60~ -0.01 之間其中 C517 有段時間風速趨近於 0,其穩定度非常地小,當 風速變大時,則又迅速變大。總括來說只有少部份是正值,其餘多 是負值,表示在觀測的大部分期間,海洋與大氣間存在著不穩定的 狀態,表現出熱絡的交互作用。

(3) 中性傳遞係數  $C_{DN}$ 、  $C_{TN}$ 、  $C_{EN}$ 

相對於 10 公尺高,中性狀態下的傳遞係數  $C_{DN}$ 、  $C_{TN}$  及  $C_{EN}$  是 以巨觀估算法估算海氣通量時極為重要的經驗值。由  $C_{DN}$ 與風速  $U_{10}$  的關係(如圖 10)中,可以發現在 C490 的  $C_{DN}$ 值相較於其他研究如 Large and Pond(1981)、Wu(1980)、Dupuis et al.(1997)在低風速下有偏 低的結果,再加以分析後發現,是因為低風速(<4~5m/s)的關係,使 得在接近中性狀態下, $C_{DN}$ 會因而得到較低的值,這樣的情形在 Dupuis et al.(1997)中有提到類似的情況,他們並建議在動能平衡公式 中,可以將原先被忽略不算的傳遞項和壓力項合併列入考慮因素, 並且依風速的大小分為兩個 regime:分別是當  $U_{10}$ <5.4m/s 的 smooth regime 和當  $U_{10}$ >5.4m/s 的 rough regime 來探討中性傳遞係數與風速 的關係。

而 $C_T$ 與 $U_{10}\Delta$ T的關係 (如圖 11-a,b),與Wu(1992)的比較下, 在 $U_{10}\Delta$ T>5時,有很好的相關,而越接近零時, $C_T$ 值有明顯昇高現 象。另外在中性傳遞係數 $C_{TN}$ 對 $U_{10}$ 的關係(如圖 12)中,我們可以看 出當風速愈小, $C_{TN}$ 值越大,而風速愈大時, $C_{TN}$ 逐漸趨於定值,與 Dupuis et al.(1997)研究的結果是頗接近的。

而  $C_{EN}$ 與  $U_{10}$ 的關係(如圖 13),同樣可以看出當風速愈小, $C_{EN}$ 值越大,而風速愈大時, $C_{EN}$ 逐漸趨於定值,與 Wu(1996), Dupuis et al.(1997) 比較則相當接近。而在  $U_{10}>6m/s$ 發現  $C_{EN}$ 值趨於定值,這 和 Large and Pond(1982)的研究結果比較之下極為接近,顯示在大風 速下的趨勢與 Large and Pond 是吻合的。

另外由 $C_{DN}$ 、 $C_{TN}$ 及 $C_{EN}$ 分別與大氣穩定度Z/L的關係(如圖 14) 中,可以發現在當Z/L 由負方向趨近零時, $C_{DN}$ 、 $C_{TN}$ 及 $C_{EN}$ 值快速 增加,呈現倒數的關係。

此外實驗值與經驗公式推算值若是吻合的話,不管 Z/L 如何變 化,比值應該在1 附近,而本研究所算出的各項傳遞係數  $C_D$ 、 $C_T$ 及

 $C_E$ 分別與利用 Wu(1980;1992;1996)所提出的  $C_D$ 、 $C_T \oslash C_E$ 經驗公式 的推算值相比後,觀察與大氣穩定度 Z/L 的關係(如圖 15-a,b,c),發 現  $C_D \oslash C_E$ 的比值點表現較為集中,顯示實驗值與 Wu 的推算值吻 合度佳。而而  $C_T$ 的比值在大氣穩定度接近零處顯得分散,顯示在近 中性且微風狀態下受到儀器本身功能的限制。

### (4) 粗糙長度 $Z_0$ 、 $Z_t$ 、 $Z_q$

Liu et al.(1979)提到,在海氣界面為平滑(smooth),即小風時, 動量、潛熱及水汽的傳遞過程主要是藉由交界面分子間的互動作用 而進行的,可由式(14)來說明當風速增加時, $Z_0$ 也隨之增加,但是  $Z_t 及 Z_q$ 卻是隨風速增加而減少的。而Large and Pond(1981,1982)指出 在特定風速範圍內,因為所得到的 $C_{DN}$ 、 $C_{TN}$ 、 $C_{EN}$ 隨 $U_{10}$ 增大而趨於 定值,而認為粗糙長度 $Z_0$ 、 $Z_t$ 、 $Z_q$ 均為定值。在這兒要說明的是 Large and Pond 的資料中,其風速均高於 5m/s,甚至超過 15m/s,另外在 Dupuis et al.(1995)中,曾指出當風速 U<sub>10</sub><5.4m/s 時, $Z_0$ 隨風速增加 而減小,是因為在微風下,海水表面張力作用所致;而當風速  $U_{10}>5.4$  m/s, $Z_0$ 反而隨之增加,則是因為在高風速下,生成海面重 力波影響所致。而本研究所推算的 $Z_0$ 、 $Z_t$ 、 $Z_q$ 與風速 $U_{10}$ 的關係顯 示(如圖 16),將其分為兩個部分討論,在大於 5.4m/s 的部分是 $Z_0$ 、  $Z_t$ 、 $Z_q$ 隨風速增加而增加,而小於 5.4m/s 以下 $Z_t$ 、 $Z_q$ 隨風速增加而 減少。

#### (5) 季風爆發前後通量的時間變化

圖 17,18,19,20 分別為航次 C484、C490、C 517 及 C 520 的通 量對時間的結果,其中每張圖中有 2 種計算方法,分別是 inertial dissipation 及 bulk method(Large and Pond,1982)。另外 C484 還加入台 大大氣所林博雄教授所提供的大氣層的顯熱及潛熱通量的模式計算

結果作為比較。可以自圖中看出 C484 因資料筆數少,使得圖形不能 完全表示出當時的情況,僅能看出約略的結果,而模式計算的結果 則數值偏小且較集中,其原因可能是本研究的每筆資料為 16 分鐘, 而數值模式則是以 6 小時為單位,前者的變化較後者大。對 C490 而 言,其中動量通量的結果顯示 bulk method 稍大於 inertial dissipation 的結果,其原因是前面提到 C<sub>DN</sub> 偏低而造成動量通量值較低。而 C517 及 C520 的通量對時間結果,潛熱通量因儀器前後分別發生故 障而停止收集資資料,故無完整的計算結果。這四個航次的通量計 算結果列於表 3.。C484 及 C490 分別在 1997 年季風爆發時期(5 月 15 日~18 日)的前和後,C517 及 C520 分別在 1998 年季風爆發時期 的前和後,因此我們可以比較這兩年爆發時期前後,動量、顯熱及 潛熱等通量的差異,如下:

在動量通量方面,在 C484 鋒面的通過時,因瞬間風速大於 C490,所以 C484 的瞬間動量通量值雖高於 C490,但平均通量卻較小;相同的情況在 C517 與 C520 之間,因 C517 鋒面通過時,強度 不強,故不論瞬間或平均動量通量表現是 C520>C517。

在顯熱及潛熱通量方面,因為 C490 的水溫較 C484 已經升高 約 2°C,但氣溫並未跟著升高,所以平均溫度差及濕度差均大於 C484,可以想見 C490 的平均熱通量值高於 C484。但因 C484 的資 料較少,所以對於 C484 的觀測結果採取較保守態度來看待。隔年雖 然 C520 的水溫較 C517 高約 1 °C,但因氣溫卻高約 2 °C,所以顯熱 通量因此而有所不同,C517 平均顯熱通量大於 C520,潛熱通量則以 bulk method 的結果來比較是 C520 大於 C517。

(6) 通量的空間變化

另外在前言也曾提到在北大西洋灣流(Gulf Stream)百慕達西南

海域以飛機和船隻進行觀測發現在水溫較高的區域,海氣通量高於 水溫較低的那一邊(Li et al. 1989);Chu and Tseng(1997)的研究報告指 出在每年四月五月間,南海中央(114°-119°E,14°-19°N)出現暖池。本 研究根據 C490 及 C517 的通量對時間的結果顯示,同緯度的通量值 在不同的觀測時間下(如圖 21),可以看出在緯度 13°~18°的地區其 海氣通量值較其他地區高,對照海水溫度資料發現南海此區域海水 溫度稍高於其他地區。另外以 C517 的顯熱通量為例,可以看到南海 南邊呈現負值表示大氣對海洋供給熱量,相反地北邊則是正值是海 洋對大氣供給熱量,以上說明南海海面通量值有空間上的變化。

(7) 通量的日夜變化

C490 觀測時間是從 1997/06/12 開始,到 1997/06/16 為止,總 共收集了約5日的海氣象資料。從圖 7-b.中可發現氣溫和海水溫有 規律的日夜變化的現象。氣溫與海水溫在夜晚因失去日照輻射而降 溫,再加上風吹效應的助力更加強降溫的現象,造成溼度差也跟著 受到影響,這段期間的熱通量變化(如圖 18.),幾乎在正午過後開始 下降,直到隔日凌晨日出才又開始上昇。但6月15日中午到達太平 島後,通量值雖全都降低,但日夜變化仍和前面一樣有變化,只是 變化較小。C517的結果(如圖 7-c.及圖 19.)因過程斷斷續續而不完 整,只有在太平島的連續 30小時可以看出日夜變化的現象,我們將 此段時間與 C490 泊於太平島的時間作一仔細的比較發現: C490 的 海水溫(30.5±0.2)不論白天或晚上都比氣溫(28.5±0.5)高,C517 就比較 敏感,與氣溫(28.8±0.8)比起來,海水溫(29.3±0.3)較不易因日照的有 無而改變,所以 C517 的顯熱通量變化如此劇烈,而潛熱通量則看不 出有此類的現象。

#### (8) 通量與風速、溫度差、溼度差的關係

接下來由動量通量與風速 U<sub>10</sub> 的關係(如圖 22.)顯示隨風速增 長,通量值呈現2次方的增大趨勢。而顯熱通量與風速 U<sub>10</sub>(如圖 23-a.) 有增加的趨勢,但是在風速小於 5m/sec 以下時,顯得分散,另一方 面,顯熱通量與溫度差之間的關係(如圖 23-b.)因為溫度差的範圍不 大,僅局限於-2°C~2.4°C之間,不過可看出同樣有增加的趨勢。最 後要來看得是潛熱通量與風速 U<sub>10</sub> 的關係(如圖 24-a.),呈現出正比的 關係,惟在小風速區域的資料點相當分散,而與濕度差的關係(如圖 24-b.)則有明顯正比的關係。

(二) 衛星海水表溫(SST)

本實驗室和台大海洋所劉倬騰教授合作,於中山大學設立一座 NOAA HRPT 衛星接收站,每日固定接收 NOAA 12 號及 14 號的 AVHRR 資料,南海亦涵蓋於接收範圍之內,並可用套裝軟體 MAPIX OCEAN 來推算海表水溫。本研究針對 1997 年 4 月~6 月期間的資料 推算表面水溫,再篩選可用資料來研判南海地區海水表溫的變化狀 況,圖 25.是 5 月 14~18 日的南海 SST 影像圖,較高溫的海水首先出 現在呂宋島西部沿岸,不久聚集在南海的東北方,逐漸向南在南海 的中部發展成廣大範圍的暖水團,稍後並於南海中南部散開,而這 一連串的過程正好與同一時段的 ATLAS 浮標、東沙島及太平島測站 所觀測到的西南季風爆發形成的時間吻合,這也指出南海的海溫變 動對於東亞季風會有一定程度的作用。

(三) ATLAS 浮標氣象資料

台大海洋研究所唐存勇教授於 1997 年 4 月在南海中北部放置 了一座錨碇式 ATLAS 海氣象觀測浮台,其錨碇位置如圖 3-a 所示,

此座浮台每10分鐘自動觀測記錄氣象資料(包括風速、風向、氣溫、 相對濕度)以及水溫資料(從海表面一直到數百公尺),本研究根據唐 教授所提供的原始海氣象資料(圖26.),再配合bulk海氣通量計算公 式,算出1997年4月~6月期間的通量結果(如圖27.),發現在1997 年4月21~24日、5月15~18日及5月23~25日這三個時段內,風速、 風向及各通量都有明顯的變化。

#### (四) 東沙島、太平島氣象資料

我們同時也蒐集了位於南海北部的東沙島及南部的太平島上 1997年4月~6月份的氣象測站資料(如圖 28,29,30),再配合 NOAA/ AVHRR 的 SST 影像資料,算出當時兩地的動量、顯熱及潛熱等通 量,從所獲得的結果中分析發現出在5月4~7日及5月15~18日這 二個時期,有明顯的風向、風速變化。其中前者的風速只有 4m/sec 左右的和緩微風,但風向不定;而後者的風速則明顯地穩定增長, 且東沙島的風向穩定於方位西南西達3天以上,太平島的風向更加 明顯看出西南季風的特徵。

從東沙島、太平島兩地的資料中可看出因為南海廣大的空間因 素,所觀測西南季風出現的時機並不一致,因為北部東沙島於5月 15日開始出現轉向,由東北方轉向南方後,16日後風向穩定於方位 西南西,直到20日因來自台灣海峽的鋒面南移使得風向改變;而南 部的太平島則延滯到16日才開始改變風向,19日以後風向即穩定於 西南西,自此以後很少變動,由此可以看出兩地西南季風的啟動時 機各有其快慢。

## 六、結論

根據四個航次的實驗結果,可以歸納出以下的幾個結論說明: (1)在風速大於 5.4m/s 時, 粗糙長度 Z<sub>0</sub> 、 Z<sub>t</sub>、 Z<sub>q</sub> 隨風速增加而 增加, 而小於 5.4m/s 時, Z<sub>t</sub>、 Z<sub>q</sub> 隨風速增加而減少。

(2)當風速  $U_{10} < 5.4 \text{m/s}$  時,屬於 smooth regime,中性曳力係數  $C_{DN} \ C_{TN} \ \mathcal{C}_{EN}$ 隨風速變小而增加;當風速  $U_{10} > 5.4 \text{m/s}$  時,是 屬於 rough regime,  $C_{DN} \ C_{TN} \ \mathcal{C}_{EN}$  隨風速變大而漸趨定值。

(3)氣溫在日落後因失去日照輻射而急遽降溫,再加上風吹效應 的助力更加強降溫的現象,海水溫雖也因日落而緩慢降溫,造 成溼度差也跟著受到影響,使得海氣熱通量值在正午過後開始 下降,直到隔日凌晨日出才又開始上昇,所以海氣邊界層的通 量變化有日變化起伏的特性。

(4)在北緯 13°~18°的南海地區觀測出海水溫度高於其他地區, 使得海氣通量值較其他地區高,所以南海海面通量值有空間上的變化。

(5)綜合衛星 SST 影像、ATLAS 浮標、東沙及太平島測站的氣 象資料後,發現在 1997 年 5 月 4~7 日及 5 月 15~18 日這二段期 間,風向及通量的變化有明顯的變化,即風速增加,動量及潛 熱通量亦明顯增加,而在其他時期卻無類似現象發生。其中 5 月 15~18 日,因為風向穩定持續且風速增長;而由衛星 SST 影 像也可得知 29 °C~31 °C 的高溫暖水團在此期間亦急速擴大範 圍,這些結果均顯示出 5 月 15 日~18 日應該便是 1997 年的南海 季風爆發日期。 (6)比較這兩年的觀測結果發現,在1997年中6月份的動量通量及熱通量值均高於4月份。而1998年的動量通量值雖然如前一年6月份大於4月份,但顯熱通量並不同前一年,反而少許多。而潛熱通量無法比較。

# 七、參考文獻

- 李文鴻,(1995),利用慣性消散法估算海面風應力及熱通量的研究,中山大學海洋資源研究所碩士論文.
- 林首杰,(1996),海面上動量、顯熱與潛熱通量之量測,中山大學 海洋資源研究所碩士論文.
- 林首杰、曾若玄,(1997),台灣海峽南部大氣邊界層內動量、顯熱 及潛熱通量之量測,大氣科學,第25期第1號,1-26.
- 曾若玄、李文鴻,(1995),利用慣性消散法估算海面風應力及熱通 量的研究, *台灣海洋學刊*,第34期第3號, 653-670.
- Anderson, R.J.,(1993), A study of wind stress and heat flux over the open sea by the inertial -dissipation method, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 2153-2161.
- Bradley, E.F.,(1991), P.A. Coppin and J.S. Godfrey, Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 3375-3389.
- Bradley, E.F., J.S. Godfrey, P.A. Coppin and J.A. Butt.(1993), Observations of net heat flux into the surface mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, J. Geophys. Res., 98,22521-22532.
- Chu, P.C., H. C. Tseng, C. P. Chang and J. M. Chen,(1997), South China Sea warm pool detected in spring from the Navy's Master Oceanographic Observational Data Set(MOODS), J. Geophys. Res. 102,15761-15771.
- DeCosmo, J., K. B. Katsaros, S. D. Smith, R. J. Anderson, W. A. Oost, K. Bumke, and H. Chadwick,(1996), Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea(HEXOS) results, J. Geophys. Res., 101, 12001-12016.
- Dupuis, H., A. Weill, K. Katsaros, P. K. Taylor,(1995), Turbulent heat fluxes by profile and inertial dissipation method: analysis of the atmospheric surface layer from shipboard measurements during the SOFIA/ASTEX and SEMAPHORE experiments, *Ann. Geophysicae*, 13, 1065-1074.
- Dupuis, H., P. K. Taylor, A. Weill, and K. Katsaros,(1997), Inertial dissipation method applied to derive turbulent fluxes over the ocean during the Surface of the Ocean, Fluxes and Interactions with Atmosphere/Atlantic Stratocumulus Transition Experiment (SOFIA/ ASTEX) and Structure des Exchanges Mer-Atmosphere, Properties des Heterogeneites Oceaniques : Recherche Experimentale (SEMAP HORE) experiments with low to
moderate wind speeds ,J. of Geophys. Res., 102, C9, 21115-21129.

- He, H.W. Macginns, Z. Song and M. Yanai,(1987), Onset of the Asian Summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1966-1995.
- Huang, R. and F. Sun,(1992), Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 243-256.
- Kraus, E.B. and J.B. Businger,(1994), *Atmosphere-ocean interaction*. Oxford University Press, pp. 362, 1994.
- Large, W.G. and S. Pond,(1981), Open ocean momentum flux measurements in moderate to stronger winds, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324-336.
- Large, W.G. and S. Pond,(1982), Sensible and latent heat flux measurements over the sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 464-482.
- Li, F.,W. G. Large, W. J. Shaw, E. Walsh and K. Davidson,(1989), Ocean Radar Backscatter Relationship with Near Surface Wind, J. Phys Oceanogr., 19, 342-353.
- Paulson, C.A.,(1970), Representation of wind stress and temperature profiles in the unstable atmosphere surface layer, J. Appl. Meteor., 9, 857-861.
- Shaw, P.T. and S.-Y. Chao,(1994), Surface circulation in the South China sea, *Deep-Sea Res.*, 41, 1663-1683.
- Smith, S.D.,(1989), Water vapor flux at the sea surface, *Boundary Layer Meteorol.*, 47, 277-293.
- Tao, S.Y. and L.X. Chen,(1987), A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T.N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Tseng, R.-S.,(1998), Turbulence measurements of wind, temperature and humidity over the ocean, *Proceedings of the National Science Council*, Part A, 22, 6-18.
- Weare, B.C.,(1989),Uncertainties in estimates of surface heat fluxes derived from marine reports over the tropical and subtropical ocean, *Tellus*, 41A, 357-370.
- Wu, Jin,(1980), Wind-stress coefficient over sea surface near neutral condition-A Revisit, *J. Phys. Oceanogr.*,10,727-740.
- Wu, Jin,(1992), Variation of the Heat Transfer Coefficient with Environmental Parameter, J. Phys. Oceanogr.,22,293-300.
- Wu, Jin,(1996), Moisture-Transfer Coefficient for Climate Models, *Boundary-Layer Meteorology*,77,401-407.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Soon,(1992), Seasonal heating of the

Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 319-351.

Zhang, Guang Jun and M. J. McPhaden,(1995), The Relationship between Sea Surface Temperature and Latent Heat Flux in the Equatorial Pacific, *J. of Climate*, Vol 8, 589-605.



.....

圖 1 南海地形圖 (取材自 Shaw and Chao,1994)





C484 track of R/V OR-I, April 15-22, 1997



C490 track of R/V OR-1, June 10-23 1997

-

圖 3-b. C490 航線圖

40



C517 track of R/V OR-I, April 6-23,1998

- ----



C520 track of R/V OR-1, June 5-11, 1998

-----

42

---



圖 4. 資料處理流程圖



圖 5-a. C484 各參數擾動頻譜圖

圖 5-b. C490 各參數擾動頻譜圖





圖 5-c. C517 各參數擾動頻譜圖



圖 5-d. C520 各參數擾動頻譜圖



圖 6-a. C484 各參數斜頻互動圖



圖 6-b. C490 各參數斜頻互動圖



圖 6-c. C517 各參數斜頻互動圖



圖 6-d. C520 各參數斜頻互動圖



圖 7-a. C484 水溫、氣溫、風速、溫度差及濕度差時間序列圖



圖 7-b.C490 水溫、氣溫、風速、溫度及濕度差圖



圖 7-c.C517 水溫、氣溫、風速、溫度及濕度差圖



圖 7-d.C520 水溫、氣溫、風速、溫度及濕度差圖







圖 9. (a)溫度擾動消散率 N<sub>t</sub>對風速 U<sub>10</sub>(T<sub>s</sub>-θ<sub>Z</sub>)圖及(b)溼度擾動消散率 N<sub>q</sub>對風速 U<sub>10</sub>(Q<sub>s</sub>-Q<sub>Z</sub>)圖(□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 10.中性曳力係數 C<sub>DN</sub> 對風速 U<sub>10</sub> 圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 11.傳遞係數 C<sub>T</sub>對(a)U<sub>10</sub>\* △ T(U<sub>10</sub><8m/s)圖及對(b)U<sub>10</sub>\* △ T(U<sub>10</sub>>8m/s)圖(□:C484;●:C490;▲:C517▽:C520)



圖 12.中性傳遞係數 C<sub>TN</sub> 對 U<sub>10</sub> 圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 13.中性傳遞係數 C<sub>EN</sub>對風速 U<sub>10</sub>圖 (□:C484;●:C490;▲:C517)



圖 14. (a)中性曳力係數 C<sub>DN</sub>, (b)中性顯熱傳遞係數 C<sub>TN</sub>,及(c)中性潛熱 傳遞係數 C<sub>EN</sub>,對大氣穩定度 Z/L 圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 15. (a) 曳力係數 C<sub>D</sub>/ C<sub>D</sub>(Wu,1980), (b) 顯熱傳遞係數 C<sub>T</sub>/ C<sub>T</sub>(Wu,1992), (c) 潛熱傳遞係數 C<sub>E</sub>/ C<sub>E</sub>(Wu,1996),對大氣穩定度 Z/L 圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 16. 粗糙長度(a)Z<sub>0</sub>, (b)Z<sub>t</sub>及(c)Z<sub>q</sub>對風速 U<sub>10</sub> 圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 17.1997 年四月份 C484(a)動量、(b)顯熱及(c)潛熱通量值對時間圖, 虛線為 bulk 方法之計算結果,圓點為大氣模式的計算結果。



圖 18.1997 年六月份 C490(a)動量、(b)顯熱及(c)潛熱通量值對時間圖



圖 19.1998 年四月份 C517(a)動量、(b)顯熱及(c)潛熱通量值對時間圖



圖 20.1998 年六月份 C520(a)動量、(b)顯熱及(c)潛熱通量值對時間圖



圖 21. (a)動量通量、(b)顯熱通量及(c)潛熱通量隨緯度變化圖 (●:C490;▲:C517)







圖 23.顯熱通量對(a)風速 U<sub>10</sub>,及對(b)溫度差 T<sub>S</sub>-θ<sub>Z</sub>圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)



圖 24.潛熱通量對(a)風速 U<sub>10</sub>,及(b)對溼度差 Q<sub>s</sub>-Q<sub>z</sub>圖 (□:C484;●:C490;▲:C517;▽:C520)


圖 25.-a,b,c,d,e 1997 年 5 月 14-18 日的南海 SST 影像圖



圖 26.南海 ATLAS 浮標 1997 年 4 月~6 月每 10 分鐘原始氣象資料圖



圖 27.南海 ATLAS 浮標動量、顯熱及潛熱通量值時間序列圖



圖 28.1997 年四月份東沙島及太平島氣象站資料對時間圖



圖 29.1997 年五月份東沙島及太平島氣象站資料對時間圖



圖 30.1997 年六月份東沙島及太平島氣象站資料對時間圖

	C484	C490	C517	C520
觀測時間	97/4/15~22	97/6/10~21	98/4/6~23	98/6/5~11
觀測經度	115°~121°	114~121°	110°~121°	114°~121°
觀測緯度	18°~22°	10°~22°	10°~22°	13°~22°

表1.各航次觀測時間及範圍

C484 C490 C517 C520 u 篩選頻帶 Hz 1.0-4.0 0.7-2.8 0.7-2.8 0.7-2.8 v 篩選頻帶 Hz 0.6-2.4 0.6-2.4 0.6-2.4 1.0-4.0 w 篩選頻帶 Hz 1.0-4.0 0.6-2.4 0.6-2.4 0.7-2.8 t 篩選頻帶 Hz 0.8-3.2 1.25-5.0 0.9-3.6 1.25-5.0 q 篩選頻帶 Hz 0.6-2.4 0.5-2.0 0.5-2.0 N/A

表 2.各航次能譜篩選頻帶表

表 3. C484、C490、C517 及 C520 航次實驗條件與資料明細表

航次代號		C484	C490	C517	C520			
採樣日期		4/15~21,1997	6/12~16,1997	4/6~19,1998	6/6~7,1998			
可用資料筆數		41	319	442	120			
風速 U <sub>10</sub> (m/s)		1.01~11.70	1.91~10.16	0.22~10.37	0.91~8.01			
氣溫 TZ( <sup>0</sup> C)		22.66~27.66	26.07~29.01	25.18~29.92	26.17~31.22			
表水溫 TS( <sup>0</sup> C)		24.24~27.90	26.10~30.70	25.70~29.70	29.80~30.70			
濕 度		14.6~25.6	20.4~25.9	16.0~25.9	*			
$Q_Z(gm^{-3})$								
位溫差		-1.41~1.79	-1.00~3.22	-0.56~2.00	-0.83~4.12			
$T_{S}-\theta_{Z}(^{O}C)$								
濕度差		-0.84~8.93	0.95~10.72	3.63~9.32	*			
$Q_S\text{-}Q_Z(\text{gm}^{-3})$								
大氣穩定度 Z/L		-2.49~3.03	-3.19~0.08	-158~-0.02	-6.68~-0.01			
Φ 5/3	風速	10%	10%	10%	10%			
	溫度	10%	10%	10%	10%			
標準差	濕度	10%	10%	10%	10%			
Fluxes of Inertial Dissipation Method								
平均風應力		0.03	0.04	0.04	0.08			
$(NT/m^2)$		10.00			<del>.</del>			
半均顯熱通量 (W/m <sup>2</sup> )		19.23	31.48	15.68	4.17			
平均潛熱通量		98.36	160.01	196.51	*			
$(W/m^2)$			100001					
Fluxes of Bulk Method								
平均風應力		0.04	0.07	0.03	0.05			
$(NT/m^2)$								
半均線熱通量 (W/m <sup>2</sup> )		4.28	18.34	2.31	4.33			
平均潛熱通量		19.20	160.80	83.6	79.54			
$(W/m^2)$								

摘 要(二)

而為了要更加瞭解在南海對於台灣及中國大陸等地區季風的 爆發、維持和變化的主要物理過程,進而能改進對南海季風或東亞 短期氣候以及海象狀況的預報、這便是「南海季風觀測實驗」整合 型計劃的目標,而為了到達此一目的,海洋部分需要一些觀測結果 和模式發展,例如海氣交互作用之過程、基本的海流流場和溫鹽結 構等的時空演變特徵,以便配合大氣部分的研究以及資料的耦合, 其中尤以海氣交互作用之過程構成了海洋和大氣之間關係最為密切 的橋樑。為進一步估算出南海海域於季風轉換期的動量、熱量及水 氣垂直通量,本研究計劃在先驅研究期間,建立整套儀器(包含超 音速風速儀、快速反應溫度計、紅外線吸收式濕度儀、水溫計、磁 帶記錄機、信號過濾器、資料擷取系統)的穩定操作與資料處理流 程,並於民國八十六年四月間利用海研一號南海航次測試海洋大氣 邊界層的量測、發展一套慣性消散法的計算的步驟、並推算海洋和 大氣之間的動量、顯量和潛熱通量。這些實驗及結果,對於探討南 海季風的海氣數值模式,將有非常重要的參考價值。

81

# 國立中山大學海洋資源研究所

### 碩士論文

#### 指導教授:曾若玄博士

# 南海春夏季期間海氣通量之研究

Momentum, heat and water vapor fluxes in the

South China Sea during spring and summer

## 研究生: 沈勇廷撰

中華民國八十七年七月