

國立臺灣大學理學院海洋研究所



碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master's Thesis

黑潮水文流速時空結構之研究

Temporal and Spatial Structure of Hydrography and
Velocity across the Kuroshio

鄭鈞元

Chun-Yuan Cheng

指導教授：詹森 博士

Advisor: Sen Jan, Ph.D.

中華民國 114 年 5 月

May 2025



國立臺灣大學碩士學位論文

口試委員會審定書

MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

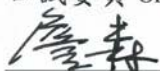
黑潮水文流速時空結構之研究

Temporal and Spatial Structure of Hydrography and Velocity
across the Kuroshio

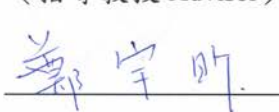
本論文係鄭鈞元 (R11241106) 在國立臺灣大學海洋研究所完成之碩士學位論文，於民國 114 年 05 月 21 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Institute of Oceanography on 21 May 2025 have examined a Master's Thesis entitled above presented by Chun-Yuan Cheng R11241106 candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:



(指導教授 Advisor)









系(所、學位學程)主管 Director:

致謝



在海研所悠悠晃晃也經過了三年，這之間經過了各種大大小小的事件，而這段期間內我受過太多人的幫助。這邊要先感謝我的指導教授詹森老師，他辛勤的指導如此笨拙的我，就算我常常錯誤百出，也不斷地指正我如何正確完成實驗並論文撰寫，此外我也要感謝王胃老師願意空出時間讓我詢問關於研究的問題，並耐心的向我解釋其中的細節與做科學研究的心態，沒有這兩位老師的辛勤指導我必無法完成我的論文，因此在此我對兩位老師們獻上最深的敬意。在此亦感謝我的口試委員們張明輝老師楊穎堅老師、與鄭宇昕老師對於我的論文的指導，他們對我的論文的提出十分精確的建議，感謝他們讓我的研究更加充足。本組的老師們也對我的研究有很大的幫助，感謝陳世楠老師、許哲源老師和曾于恒老師的課程，這些課程工具協助我順利完成我的論文。

感謝海研所 122 室的大家，感謝維婷與 Mac 願意與我暢談天地，緩解了研究中的苦悶。此外海研所的學長姐們也為我的研究提供了很大的協助，感謝吳維常學長、葉祐瑜學姊、余岱鈞學姊、黃佑翔學姊、李琦文學姊、何真珍學姊、王釋虹學長、黃妍禎學姊與林欣怡學姊願意承受我的愚蠢發問，並認真的為我解答。更要感謝為前往 KTV1 施行測量各位前輩，他們在海上的奮鬥為我的論文提供了資料。還有我的同學們游千霈與王怡雯，謝謝你們的鼓勵，令我在這時間內能持之以恆，不斷地向前完成研究。感謝大家願意給與我幫助，就算我不斷的在各種事件出包，大家還是很願意包容我。

此外我也要感謝我的朋友們，南部的兄弟們、海大的兄弟、臺北的朋友、室友們和生漁組的各位夥伴，還有我的機車和腳踏車，謝謝你們的陪伴與支持。更要感謝我摯愛的父親與母親，讓我在無須擔憂其餘事務的環境下完成學業，在背後無條件的支持我，在我無力時推我一把。在此再次鄭重感謝以上提及與未提及的人物給與我的幫助，沒有他們，就沒有這篇論文。

中文摘要



本研究使用於 2012 年至 2023 間在臺灣東部黑潮海域進行的 26 個研究船航次觀測所得的溫鹽深與流速資料，探討黑潮流速的統計狀況與結構模態的變化，並分析黑潮在受到渦旋撞擊、海表面梯度變化、風應力、風應力旋度等作用之變化。

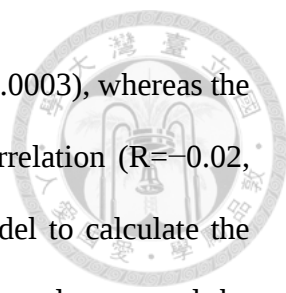
根據實測流速資料計算結果顯示此區域黑潮流量值在 11.99–33.09 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 之間，平均流量為 21.95 Sv，標準差為 5.8 Sv。透過渦旋偵測方法，將航次觀測期間的黑潮分類成受渦旋(CE)與反渦旋(AE)的案例，結果顯示在 CE 的影響下黑潮上層 300 m 內有 -0.05 m s^{-1} 流速減小，在水深 200 m 內 121.9–122.2°E 間有 -0.1 m s^{-1} 的流速變異。在 AE 的影響時下層 300 m 內流速增加 0.05 m s^{-1} ，在 100 m 內的水層於 121.9–122°E 間流速增加 0.1 m s^{-1} 。CE (AE) 的影響下黑潮東側等密面有 +10 (–10) m 的垂直位移，西側等密面則有 –9 (+5) m 的垂直位移，由熱力風關係裡的東西向密度梯度變化，造成北向流速與相應的流量減小(增大)，計算平均的實測流量為 16.85(25.78) Sv。先前的研究結果示此斷面的海表面高度東西向梯度與北向流量的關係並不顯著，此研究中使用新出版的海表面高度計資料，重新計算並發現實測流量與海表面高度東西向梯度的相關係數 R 提升為 0.74 ($p=0.0001$)。透過動力模態分析拆解流速，我們發現此斷面的北向流(V)正壓流與東西向海表面梯度相關係數為 $R=0.71$ ($p=0.0003$)，在斜壓流上此相關僅有 $R=-0.02$ ($p=0.9312$)。此研究亦透過理想渦旋來計算渦旋於測線上之地轉流強度，並將其與動力模態分析結果作比較，結果發現渦旋的影響以正壓流場為主。透過動力模態分析，此研究分析風應力旋度與風應力和此區域黑潮的相關性，結果發現 6 個月前的北太平洋環流區域低緯度平均風應力旋度與黑潮的流速、流量強度有相關，此外也顯示本區域風應力會造成黑潮於此區域的擺動。

關鍵字：黑潮、水文與流速結構、動力模態分析、海面高度梯度、風應力旋度、風應力

Abstract



This study utilizes conductivity temperature depth (CTD) data and current measurements obtained during 26 cruises conducted off eastern Taiwan between 2012 and 2023 to investigate variations in hydrography and velocity structures of the Kuroshio and the underlying dynamics. The study explores how the Kuroshio responds dynamically to the impingement of westward-propagating mesoscale eddies, sea surface height (SSH) zonal gradients, wind stress, and wind stress curl variability. Statistics of measured current velocities indicate that the Kuroshio transport ranges from 11.99–33.09 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), with an average of 21.95 Sv and a standard deviation of 5.8 Sv. An eddy detection algorithm was applied to assist the analysis of eddy influences on the Kuroshio. Under the influence of cyclonic eddy (CE), northward velocity anomaly is approximately 0.05 m s^{-1} within the upper 300 m, with more pronounced variations up to 0.1 m s^{-1} occurring between $121.9\text{--}122.2^\circ\text{E}$ at depths shallower than 200 m. Conversely, influences of anticyclonic eddy (AE) increase northward by approximately 0.05 m s^{-1} within the upper 300 m, and increases up to 0.1 m s^{-1} are noted within the upper 100 m between $121.9\text{--}122^\circ\text{E}$. Under the influence of CE(AE), the isopycnal offshore side of the Kuroshio varied vertically by approximately $+10(-10) \text{ m}$, while the onshore side isopycnal varied by $-9(+5) \text{ m}$. Through the thermal wind relation, CE (AE) induced zonal isopycnal slope decrease (increase) leads to that the average measured Kuroshio transport was 16.85 (25.78) Sv. While previous studies have suggested a weak relationship between the zonal SSH gradient and Kuroshio transport along this section, our reanalysis using updated satellite altimetry data reveals a significant positive correlation between observed transport and zonal SSH gradient with correlation coefficient R of 0.74 and $p=0.0001$. Further analysis by applying dynamical mode decomposition (DMD) to the velocity structure shows a significant correlation between the barotropic (depth-independent)



northward flow component and the zonal SSH gradient ($R=0.71$, $p=0.0003$), whereas the baroclinic (depth-dependent) component exhibits no significant correlation ($R=-0.02$, $p=0.9312$). Additionally, the study employed an idealized eddy model to calculate the geostrophic flow induced by eddies along the observational transect and compared the results with the DMD outcomes. The comparison suggest that eddy influences are primarily exhibited in the barotropic flow field. Finally, DMD was also used to assess the relationship between wind forcing and Kuroshio dynamics. Results show that the mean wind stress curl over the low-latitude North Pacific, lagged by -6 months, is correlated with the strength of the Kuroshio. Moreover, regional wind stress was found to influence the zonal migration of the Kuroshio maximum velocity axis.

Keywords: Kuroshio, hydrography and velocity profile, dynamical mode decomposition, sea level gradient, wind stress curl, wind stress

目次



致謝	i
中文摘要	ii
Abstract.....	iii
目次	v
圖次	vii
表次	x
第一章 緒論	1
1-1 黑潮特性與歷史研究回顧	1
1-2 OKTV 計畫	2
1-3 黑潮的氣候尺度變動	9
1-4 本研究目標	11
第二章 研究資料與分析方法	16
2-1 研究船測資料	16
2-1-1 研究船測水文資料	16
2-1-2 研究船測流速資料	18
2-2 衛星資料	19
2-3 流速與流量計算	20
2-4 動力模態分析	21
2-5 經驗正交函數	24
2-6 渦旋偵測法	25
第三章 結果與討論	27
3-1 水文資料分析結果	27
3-2 流速結構分析	28
3-3 地轉流分析	31

3-4 渦旋偵測.....	35
3-5 動力模態分析.....	43
3-5-1 動力模態分析結果.....	43
3-5-2 動力模態與海表面高度梯度關係.....	47
3-5-3 動力模態與渦旋關係.....	49
3-5-4 動力模態與風應力旋度關係.....	50
3-5-5 動力模態與區域風應力關係.....	55
3-5-6 風應力與風應力旋度對於 KTV1 測線海流的影響	58
3-6 經驗正交函數(EOF).....	62
3-7 使用動力模態分析推測斷面流速.....	64
第四章 結論	68
參考文獻	72



圖次



圖 1、KTV1 與 PCM-1 測線位置(摘自 Jan et al. , 2015 , Figure 1)。	3
圖 2、臺灣東邊黑潮近岸與遠岸兩側 SSHa 和密躍層深度出現蹺蹺板式的變化示意圖，(a)氣旋弱化了黑潮兩側海表面和密躍層的坡度，造成黑潮減速、流量減小； (b)反氣旋則加強了這些坡度，造成黑潮加速、流量增加(摘自 Jan et al. , 2017 , Figure 1)。	4
圖 3、單一或雙中尺度渦旋碰觸黑潮造成的黑潮流量的變化與最大流速軸位置的移動示意圖(摘自 Chang et al. , 2018 , Deep Sea Research I 當期期刊封面圖)。	5
圖 4、黑潮主流結構以下大約在 2000—4000 m 深的反流與形成反流的動力機制示意圖(摘自 Andres et al. , 2017 , Figure 15)。	6
圖 5、臺灣東部黑潮斷面之水團鹽度層疊交錯現象(摘自 Jan et al. , 2019 , Figure 3)。	8
圖 6、黑潮海域營養鹽隨著地轉流向岸邊抬升現象示意圖(摘自詹森、江偉全《黑潮震盪》)。	9
圖 7、PCM-1 測線的前 2 個 EOF 結構(摘自 Zhang et al. , 2001 , Figure 5)。	15
圖 8、KTV1 測線的前 4 個 EOF 結構(摘自 Chang et al. , 2018 , Figure 6)。	15
圖 9、2012–2023 年間 KTV1 航次時間軸。	16
圖 10、26 個航次於 KTV1 測線上所測得之表層到 1000 m 深的(a)溫度與(b)鹽度斷面。	28
圖 11、26 個航次由船載 SADCp 與 LADCP 合成所得的 (a)南北方向流速 V 剖面與 (b)東西方向流速 U 剖面，(c)各測站 25 m 水深的流矢圖。(a)中的綠色直線代表斷面 0—500 m 水深的最大流速軸位置。	30
圖 12、使用船測水文資料與熱力風方程式計算的各航次地轉流流速 V_g 。綠色直線代表斷面 0—500 m 水深的最大流速位置(定義為流速主軸)。	32

圖 13、(a)2012 至 2023 年間各航次流量與 KTV1 測線上東西向海表面梯度對時間圖，藍色星型標號為 Q_D 、藍色圓圈標號為 Q_G 、淡紅色線為東西向海表面梯度、深紅色為經過 30 天低通濾波器(Low-pass filter)的東西向海表面梯度資料。(b) 2012 至 2023 年間於 23.8125°N 上的 SLA 值，藍色實線表航次的時間點。 . 34	
圖 14、(a)平均 ADCP 所測南北方向流速 V ；(b)在 AE 影響下的平均南北方向流速 V ；(c)在 CE 影響下的平均南北方向流速 V ；(d)平均 ADCP 測 U 流速；(e)在 AE 影響下的平均 U 東西方向流速；(f)在 CE 影響下的平均東西方向 U 流速。 . 38	
圖 15、(a)在 AE 影響下的平均南北方向流速變異；(b)在 CE 影響下的平均南北方向流速變異；(c)在 AE 影響下的平均東西方向流速變異；(d)在 CE 影響下的平均東西方向流速變異。 . 39	
圖 16、(a)平均地轉流流速；(b)在 CE 影響撞擊下的平均地轉流流速；(c)在 AE 影響撞擊下的平均地轉流流速。 . 41	
圖 17、(a)在 CE 影響下的平均地轉流流速變異；(b)在 AE 影響下的平均地轉流流速變異。 . 42	
圖 18、在 CE 影響下的 1024 kg m^{-3} 平均等密度線深度變異(藍線)，在 AE 影響下的平均等密度線深度變異(紅線)。 . 42	
圖 19、K101 至 K108 測站的正規化動力模態結構大小。不同模態以不同顏色之曲線表示。 . 43	
圖 20、將平均實測南北方向流速 V 資料透過動力模態分析拆解的結果(a)Mode-0；(b)Mode-1；(c)Mode-2；(d)Mode-3。 . 44	
圖 21、(a)平均南北方向流速 V 橫跨測線的各動力模態的動能佔比；(b)平均東西方向流速 U 橫跨測線的各動力模態的動能佔比。 . 45	
圖 22、(a)南北方向流速 V 第零模態與第一模態振幅的空間分布；(b)東西方向流速 U 第零模態與第一模態振幅的空間分布。 . 47	

圖 23、(a)南北方向流速 V 第零模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性； (b)東西方向流速 U 第零模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性；(c) 南北方向流速 V 第一模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性；(d) 東 西方向流速 U 第一模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性。.....	48
圖 24、(a)理論渦旋南北方向流速 VE 與南北方向流速 V 第零模態振幅相關圖；(b) 理論渦旋東西方向流速 UE 與東西方向流速 U 第零模態振幅相關圖；(c) 理論 渦旋南北方向流速 VE 與南北方向流速 V 第一模態振幅相關圖；(d)理論渦旋東 西方向流速 UE 與東西方向流速 U 第一模態幅相關圖。.....	50
圖 25、2011 年 1 月至 2023 年 12 月之間 130°E 至 120°W 的平均風應力旋度大小。	52
圖 26、(a)北太平洋環流區域低緯度 $5-15^{\circ}\text{N}$ 月平均風應力旋度與東西、南北方向 流速第零模態振幅之間的延遲相關；(b)北太平洋環流區域低緯度($5-15^{\circ}\text{N}$)月 平均風應力旋度與東西、南北方向流速第一模態振幅之間的延遲相關。.....	54
圖 27、(a)北太平洋環流區域中緯度($25-35^{\circ}\text{N}$)月平均風應力旋度與東西、南北方向 流速第零模態振幅之間的延遲相關；(b)北太平洋環流區域中緯度($25-35^{\circ}\text{N}$)月 平均風應力旋度與東西、南北方向流速第一模態振幅之間的延遲相關。.....	55
圖 28、(a)本區域二維風應力場與動力模態 Mode-0 振幅之間的延遲相關；(b)本區 域二維風應力場與動力模態 Mode-1 振幅之間的延遲相關。.....	57
圖 29、(a)東西向與南北向流速第零模態振幅與風應力的延遲分析；(a)東西向與南 北向流速第一模態振幅與風應力的延遲分析。.....	58
圖 30、(a)北太平洋環流區域低緯度($5-15^{\circ}\text{N}$)風應力旋度和剩餘模態振幅(EDR_{kn}) 於各測站的相關係數值；(b)本區域風應力和扣剩餘模態振幅(EDR_{kn})於各測站 的相關係數值。.....	61
圖 31、(上)東西向與南北向流速的 EOF 解釋的變異量；(下) V EOF 與 U EOF 模態 1-4 結構。.....	63

表次



表 1、KTV1 測線測站經度、緯度與其海底深度。.....	17
表 2、SBE Data Processing 軟體執行步驟(參考自國立臺灣大學理學院海洋研究所/ 科技部海洋學門海洋資料庫所撰寫的 CTD 資料處理技術手冊)。.....	18
表 3、各航次進行測量期間、流量、受潛在渦旋影響之種類與其中心位置與中心海 表面異常(SLA)高度。Q _G 為使用地轉流流速計算的流量；Q _D 則為 ADCP 流速 資料計算的流量。*標記者為缺少 LADCP 資料者，計算該航次實測流量 Q _D 時 僅使用由 SADCP 所測量的上層 600 m 流速。本研究對於使用 Q _D 進行統計時 先將*標記者去除後再計算。.....	36
表 4、各模態於 KTV1 的平均流速動能佔比。.....	45
表 5、各模態與其最大相關係風應力旋度、風應力之延遲月分。.....	59
表 6、EOF 模態振幅與理想渦旋所造成流速(VE 、 UE)的相關係數值 R 與其 p 值大 小。.....	64
表 7、南北方向流速 V 模態振幅與各項參數的多元線性回歸分析的係數。.....	65
表 8、東西方向流速 U 模態振幅與各項參數的多元線性回歸分析的係數。.....	66
表 9、多元線性回歸分析預測模態的 R_{adj}^2 值。.....	67

第一章 緒論



1-1 黑潮特性與歷史研究回顧

黑潮是北太平洋的西方邊界流，源起於約 $10-15^{\circ}\text{N}$ 、由東向西流的北赤道流(North Equatorial Current, NEC)，該流抵達菲律賓東邊海岸後，向南分歧則形成民答那峨海流(Mindanao Current)，而向北分歧形成黑潮(Nitani, 1972)。剛形成的黑潮自呂宋島東岸向北方流動通過呂宋海峽，沿著臺灣東部海域北上，緊接著流經東海大陸棚邊緣一路向北至日本九州南方，穿過吐噶刺海峽(Tokara Strait)進入四國、本州南方海域向東流動，直到從本州西南海岸離開形成黑潮延伸流。黑潮對海洋甚至於大氣的重要性在於其海流如同輸送帶一般，將熱量、水團以及鹽分自低緯度熱帶海域輸送至中緯度副熱帶海域，影響沿途的海洋變動、生態、漁業資源等，甚至透過海氣交互作用，發揮其暖水的影響力，對沿途的天氣、西北太平洋的氣候、全球暖化等具有顯著的影響。基於黑潮的重要性，通盤解析黑潮進而預測其動態是大家一致的目標，本研究則期望由分析臺灣東方黑潮的變化機制起，未來能將此動力機制回饋到數值模式，以提升數值模式計算結果的合理性與準確度，逐步達成這個目標。

近三十年間鄰近臺灣黑潮的系統性連續觀測計畫首先是位在東海大陸棚南部邊緣上，由世界海洋環流實驗(World Ocean Circulation Experiment, WOCE)所執行的 PCM-1 測線連續觀測。該計畫布放錨碇海流儀於宜蘭到石垣島之間，自 1994 年 9 月至 1996 年 5 月間連續觀測測線內的黑潮變動(Yang et al., 1999; Johns et al., 2001; Zhang et al., 2001)。根據在 PCM-1 測線上的流速資料研究發現臺灣東方黑潮明顯受海洋中尺度渦旋(mesoscale eddy)影響，研究期間 PCM-1 測線上的溫度和流速資料對應衛星高度計之資料分析結果，得到黑潮的流量受渦旋作用產生約為 100 天的黑潮蜿蜒擺盪(meandering)現象(Zhang et al., 2001)。



接下來在 1992 至 2010 年間從呂宋海峽向東延伸的 PX44 測線，沿線使用拋棄式溫深探針(XBT)蒐集水文資料。根據 1992 年 11 月至 2001 年 6 月的觀測結果，Gilson and Roemmich (2002)提到黑潮在此測線之間 7 月流量最大、4 月流量最小；Long et al. (2021)使用該測線於 1999 至 2010 年的資料，也提出 PX44 測線處的黑潮有季節性變化 19.4 Sv(7–9 月，1 Sv= $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)與 17 Sv(1–3 月)的差異，他們將其歸咎於 7-9 月間南海會有一向東往外的 1.3 Sv 流量加入，使黑潮流量增加，1-3 月則是因為黑潮入侵南海而造成流量減小，論文中也提及西行的海表面高度異常系統可能會造成黑潮反氣旋環流的南北移動。

1-2 OKTV 計畫

近十年以來為了進一步探究臺灣東部的黑潮變動，自 2012 年 8 月起科技部(現為國科會)支助海洋學界所提出的黑潮流量及其變化觀測計畫(Observations of the Kuroshio Transport and Variability, OKTV, 期程 2012/8-2015/7)，其目的在研究及量化黑潮水文、流速的空間結構，以及對應流量的平均值、變異性與控制因子及變動機制。自 2012 年的 OKTV 計畫後，「黑潮研究(II)」(Study of the Kuroshio - II, 簡稱 SK-II)計畫於 2015/8-2017/7 執行，「黑潮研究(III)：水團層疊交錯、內潮、不穩定波動之研究」(Study of the Kuroshio (III) - Interleaving, Internal tides, and Instability waves, 簡稱 SK-III)計畫於 2017/8-2019/7 執行，「次中尺度海洋過程與粗糙地形上海洋混合之整合研究」(Integrated Submesoscale processes and Mixing Above Rough Topography study, 簡稱 iSMART)於 2019/8-2022/7 執行，「黑潮到紊流之間的能量交換觀測研究」(Kuroshio to Turbulence Exchange, KTEX)於 2022/8-2025/7 執行。這些計畫自 2012 年起連續通過研究船、定點錨碇儀器、水下自主滑翔機(Seaglider)等的觀測方法對於臺灣東部的黑潮進行現場觀測，並蒐集人造衛星遙測海面高度等資料共同分析，量化此地區海洋物理、化學、地質與生物特性，目前已發表了多篇論文。

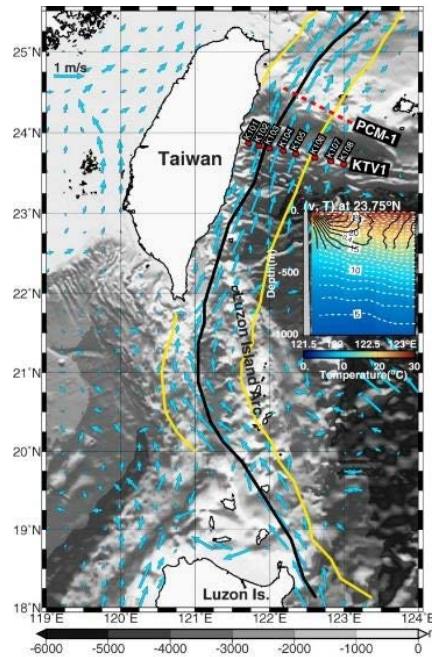


圖 1、KTV1 與 PCM-1 測線位置(摘自 Jan et al.，2015，Figure 1)。

OKTV 計畫始於水文資料的調查，Jan et al. (2015) 的論文中，統整 9 個 KTV1 測線研究船航次的流速測量結果，顯示此區域黑潮洋流厚度大約 400—600 m，600 m 深以下水流速度相對低。且黑潮北向流(速度 v 分量)變化顯著，其速度範圍在 $0.7 - 1.4 \text{ m s}^{-1}$ ，最大流速軸位置曾距離臺灣東岸超過 100 km，且在此斷面花蓮外海會出現南流狀況。此研究並計算了北向黑潮流量($v > 0.2 \text{ m s}^{-1}$)介於 $10.46 - 22.92 \text{ Sv}$ ，研究亦發現東西向速度(u 分量)比北向速度(v 分量)小約 1 個量級。此外，此測線熱通量(相對 0°C)為 $0.838 - 1.793 \times 10^{15} \text{ W}$ ，鹽通量 $345.0 - 775.9 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ ，隨船都卜勒流剖儀(acoustic Doppler current profiler, ADCP)測得的流速所推算的流量，與從水文資料推算出的地轉流流量差值大部分小於 20%。觀測結果顯示中尺度海洋渦旋對黑潮流量變化的影響大於季節變化，驗證世界海洋環流實驗(WOCE) PCM-1 測線觀測黑潮變化所得到的結果(Johns et al.，2001；Zhang et al.，2001)。

關於黑潮與渦旋的交互作用，Tsai et al. (2015)根據 2012 至 2014 年間錨碇於海底的倒置聲納迴聲儀(Pressure sensor-equipped Inverted Echo Sounder, PIES)陣列觀測西向傳播且撞擊黑潮的中尺度海洋渦旋(mesoscale eddy)之時序關係，研究中

PIES 測得的聲波來回傳遞時間與從衛星高度資料算出的海面高度異常之間的零時相關性通常為負值，且其強度在 KTV1 測線上向西減弱，顯示渦旋的影響強度在碰觸到黑潮時有所減弱。這些觀測資料顯示，當渦旋觸碰黑潮時，臺灣東側黑潮近岸與遠岸兩側的海面高度異常(Sea surface height anomaly, SSHa)與密躍層深度(pycnocline depth)呈現蹺蹺板式變化，反氣旋(anticyclonic eddy, AE)加強了黑潮兩側海表面和密躍層的坡度，結果造成臺灣東邊黑潮加速、流量增加；而氣旋(cyclonic eddy, CE)則削弱了這些坡度，造成黑潮減速、流量下降(圖 2)。

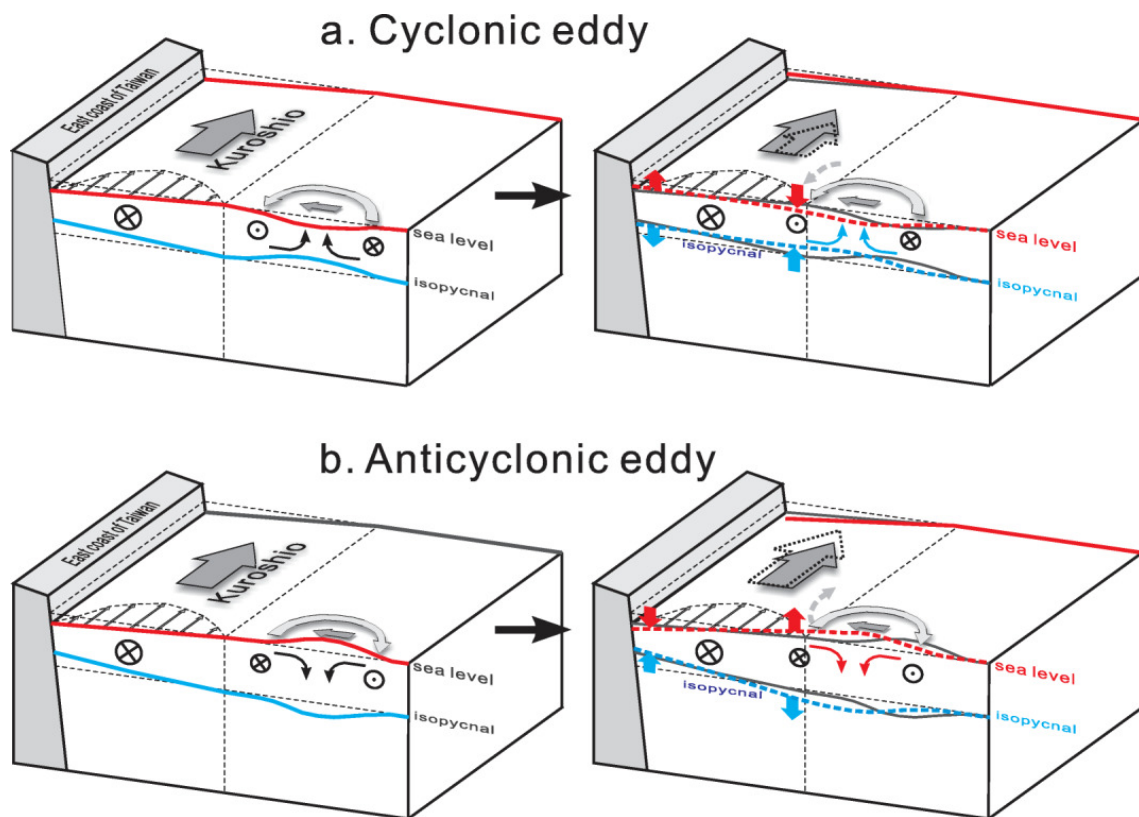


圖 2、臺灣東邊黑潮近岸與遠岸兩側 SSHa 和密躍層深度出現蹺蹺板式的變化示意圖，(a)氣旋弱化了黑潮兩側海表面和密躍層的坡度，造成黑潮減速、流量減小；(b)反氣旋則加強了這些坡度，造成黑潮加速、流量增加(摘自 Jan et al., 2017, Figure 1)。

相較於 PCM-1 測線位於宜蘭海脊的水道，黑潮經過時形同受到限制，導致流軸位置變化幅度相對較小；然而，由於中尺度渦旋會在臺灣東側的 KTV1 測線附近接觸到黑潮進而互相影響對方流場，此現象導致流速與流量改變，同時也使此區域的黑潮流軸變化顯著 (Chang et al., 2018)。Chang et al. (2018) 的研究指出，中尺度渦旋引起的黑潮流量變化與主軸擺動，與單一渦旋衝擊或雙渦旋共伴系統 (dipole eddies) 有關。圖 3 示意在兩種情境下的黑潮變化，在單渦旋撞擊之情況下，干擾橫跨黑潮東西方向海面高度差異和地球旋轉效應之間的平衡，以及海水等密度面傾斜與流速剪切的平衡，兩者共同影響了流量的增減；在雙渦旋共伴系統作用之下，反氣旋渦+氣旋渦或氣旋渦+反氣旋渦造成上游的海流輻合或輻散影響黑潮流速變得較重要。無論是單一渦旋或雙渦旋系統與黑潮交互作用期間，上游的海流輻合或輻散導引均導致 KTV1 測線上黑潮最大流速軸位置移動靠岸或離岸。

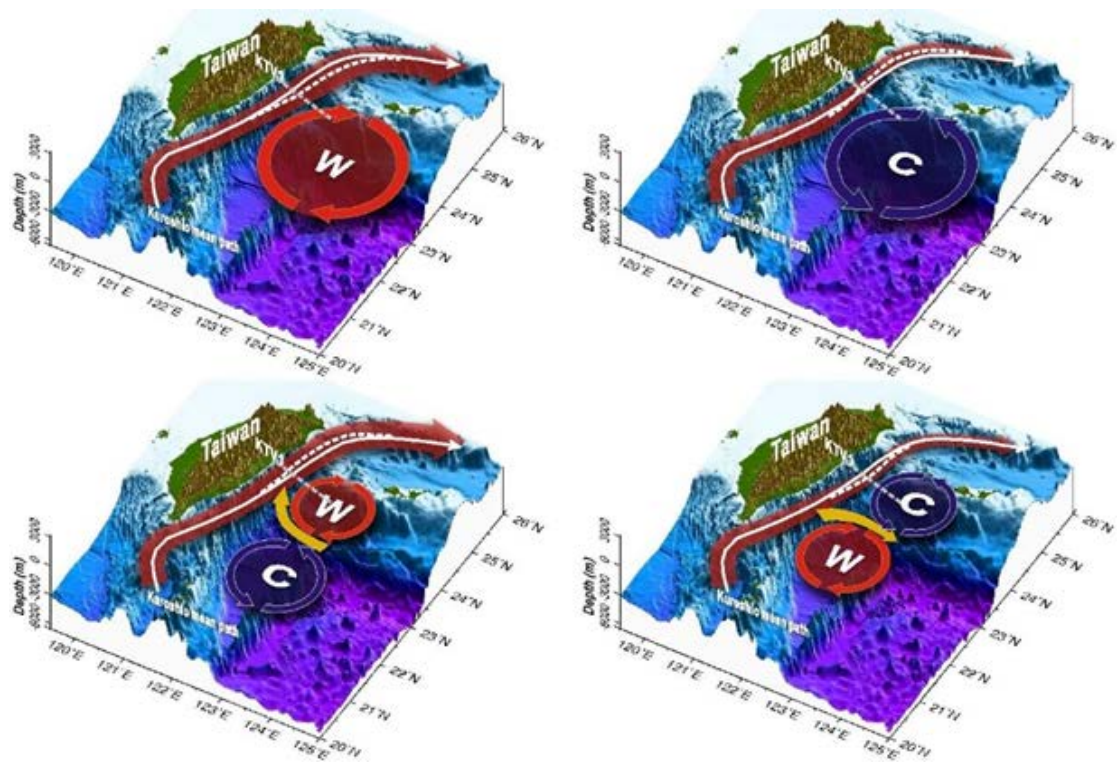


圖 3、單一或雙中尺度渦旋碰觸黑潮造成的黑潮流量的變化與最大流速軸位置的移動示意圖(摘自 Chang et al., 2018, Deep Sea Research I 當期期刊封面圖)。

先前的研究亦發現黑潮於此斷面的流速與流量相較上游區域更大。據 Andres et al. (2017) 的研究，分析 2012 至 2014 年間錨碇於海底的倒置聲納迴聲儀(PIES)陣列、3 組錨碇都卜勒流剖儀(ADCP)、研究船測水文及流速、水下滑翔觀測儀(Seaglider)資料，並比較黑潮於呂宋島東北方與臺灣東方的差別，於 KTV1 的流速增加且流速垂直結構增厚，流量增加 50%。同時他們也量化黑潮主流結構以下大約在 2000—4000 m 深的回流在呂宋島東北方的流量為 -10.3 ± 2.3 Sv (圖 4)，在 KTV1 測線為 -12.5 ± 1.2 Sv。文中指出，黑潮下方的反向流是由臺灣東側黑潮深層流(約 200—400 m 深以下)經過耶雅瑪海脊後，被相對較淺的宜蘭海脊阻擋所致，部分深層水流轉向，形成沿著臺灣東海岸向南方向的逆流；他們的研究同時也指出，渦旋的撞擊不僅影響海表面的黑潮流，反氣旋渦接近黑潮時，深層反氣旋渦也同樣被宜蘭海脊阻擋，此二主因也是造成黑潮下方反向流的原因。

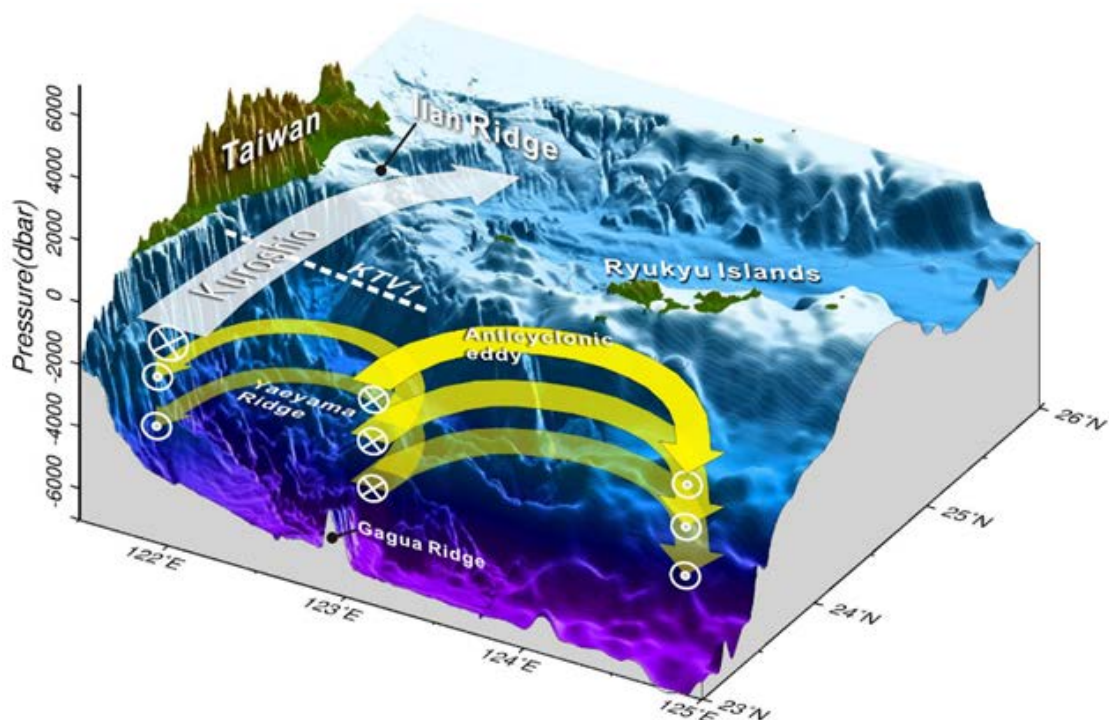
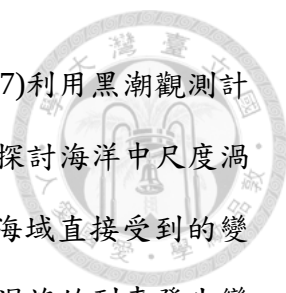
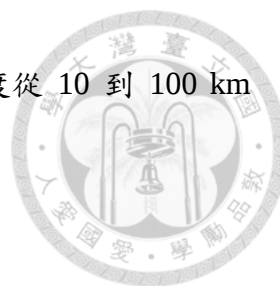


圖 4、黑潮主流結構以下大約在 2000—4000 m 深的回流與形成回流的動力機制示意圖(摘自 Andres et al. , 2017 , Figure 15)。



為更進一步了解中尺度渦旋對於黑潮的影響，Jan et al. (2017)利用黑潮觀測計畫 PIES 陣列資料與 Princeton Ocean Model (POM)數值模式實驗探討海洋中尺度渦旋碰到黑潮後彼此的直接影響與間接影響。直接影響指的是此海域直接受到的變化，文中指出直接影響方面，海表面高度與等密度線深度會隨著渦旋的到來發生變化，渦旋會導致垂直於黑潮流向的海表面與等密度線出現蹺蹺板式變化，進一步引起流速與流量的改變。間接影響則指渦旋與黑潮交互作用後所產生的非局部性效應，該效應會在遠離主要交互作用區域的其他海域引發可觀測的變化。關於間接效應，文中指出，渦旋在臺灣東側撞擊黑潮前，會引發黑潮西側於呂宋海峽發生黑潮入侵的現象；渦旋撞擊後，亦會在臺灣東北部海域引發黑潮入侵東海大陸棚的現象。研究結果亦指出，黑潮與渦旋交互作用的結果會因碰撞緯度、渦旋強度及其為氣旋或反氣旋而有所差異。此外，文中提到黑潮在呂宋海峽的狀態會影響黑潮主軸偏移程度。當呂宋海峽的黑潮蜿蜒幅度較大時，會在下游(靠近宜花海岸)產生反(南)向海流。

關於水文資料及其所對應的水團方面，Mensah et al. (2014, 2015) 根據研究船與 Seaglider 的觀測到的水文資料，發現黑潮內存在的水團包括南海海水(South China Sea Water, SCSW)、黑潮源流(Kuroshio Tropical Water, KTW)和北太平洋水(North Pacific Water, 也稱西菲律賓海水(West Philippine Sea Water, WPSW)。而在呂宋海峽西部，黑潮源流水與南海水之間存在明顯的鋒面，儘管存在鋒面分隔，但黑潮源流水與南海熱帶水在呂宋海峽仍發生混合現象。他們也提出季風會影響水團的變化。在不同的季風期間，呂宋海峽的鹽度極大值存在顯著差異。Jan et al. (2019)更進一步在黑潮中層水(Kuroshio Intermediate Water, KIW)和北太平洋中層水(North Pacific Intermediate Water, NPIW)之間發現水團層疊交錯(interleaving)的現象(圖 5)。當黑潮中層區兩個溫、鹽度互異的水團遭遇時，並非立即混合成新水團，而是因水團界面的擾動，透過複雜的雙擴散過程(Double diffusion)，在黑潮斷面 500—800 m



深之間發展成兩股水團上下交錯層疊的水文結構。每層水平長度從 10 到 100 km 不等，層與層的厚度大約 50 m。

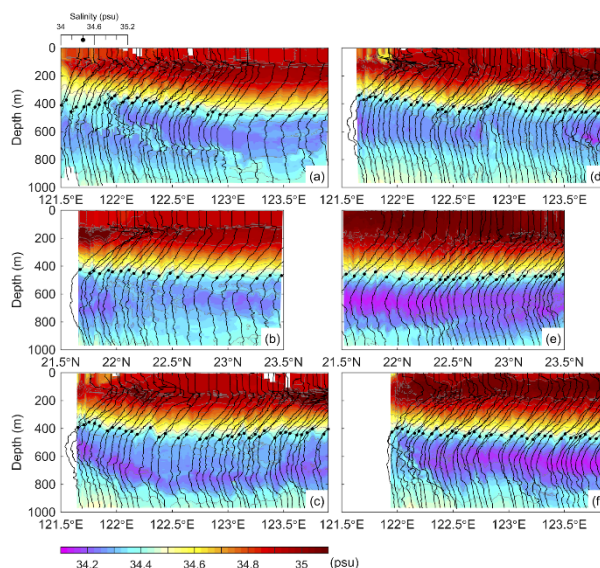


圖 5、臺灣東部黑潮斷面之水團鹽度層疊交錯現象(摘自 Jan et al., 2019, Figure 3)。

Chen et al. (2022) 透過測量 KTV1 測線於水深 250 m 的營養鹽通量及其輸送量，顯示黑潮在此測線觀測到典型的沿岸湧升現象(coastal uplift)，同時當黑潮流量增加時，沿岸湧升的強度也會隨之增加，反之亦然；湧升流所攜帶的營養鹽促進了浮游植物的生長，使近岸地區上層 100 m 的硝酸鹽濃度平均增加約 0.49 μM (約 178%)，葉綠素 a 濃度也因此比離岸地區高出 88.3%。沿岸上升流的影響範圍約為 50 x 400 km。湧升流提供了額外的營養鹽和初級生產力，可支持更高營養層級的生物，這樣的結果也為”黑潮悖論”(Kuroshio paradox)中黑潮雖然是寡營養，卻支持大量魚類資源的假說(Nagai, 2019)，提供了一個動力上的解釋(圖 6)。

Coastal uplift nourishes oligotrophic Kuroshio ecosystem

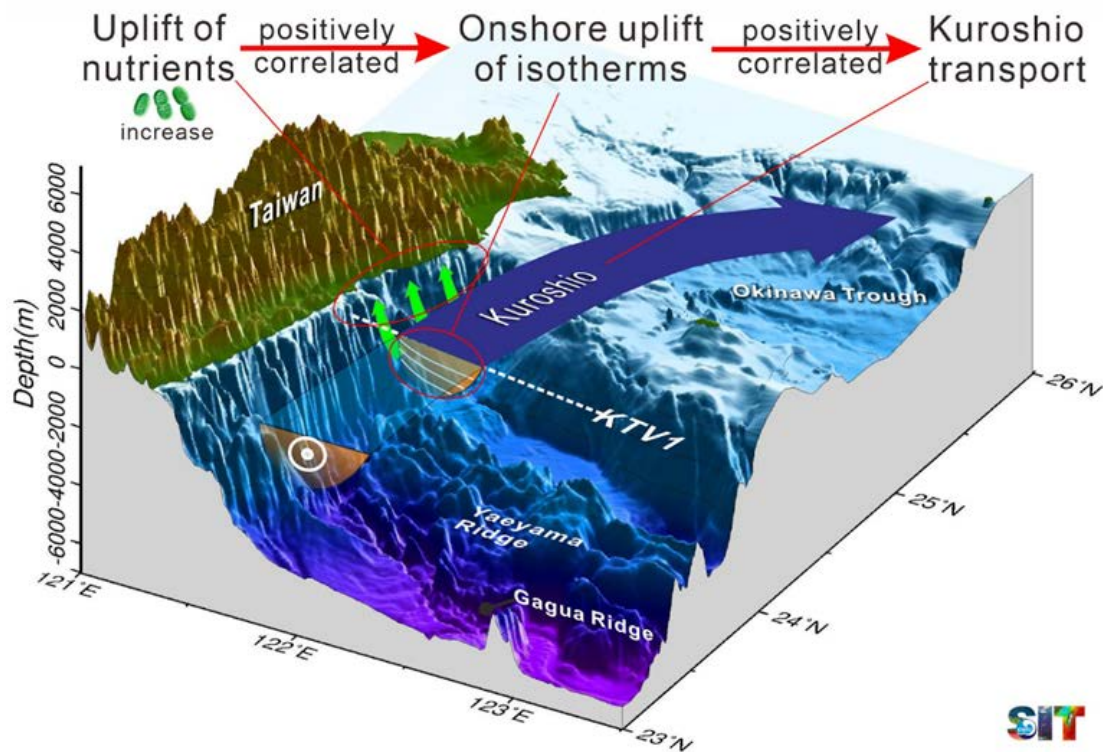


圖 6、黑潮海域營養鹽隨著地轉流向岸邊抬升現象示意圖(摘自詹森、江偉全《黑潮震盪》)。

1-3 黑潮的氣候尺度變動

有關黑潮的氣候尺度變動，Yasuda and Hanawa (1997)曾分析 1966–75 年與 1976–85 年兩個期間的變化。他們分析 1966–75 年與 1976–85 年北太平洋副熱帶模態水(North Pacific Subtropical Mode Water, NPSTMW)於北太平洋副熱帶環流西北部的變動，NPSTMW 或稱斜溫層水(Thermocline Water)特徵為一層溫度穩定介於在 16°C 至 18°C 之間的水層(Masuzawa, 1969)。Yasuda and Hanawa (1997)發現此兩段時間 NPSTMW 有 10 年期變化：在 1976–85 年間，NPSTMW 形成區的西南部水溫變得更暖，主因為黑潮流量在 1970 年代增加較低緯度地區向日本南部輸送的暖水增加，即暖水平流的增加，阻止了該區域溫度下降，即使該區域也有較大的熱量釋放，最終導致了可觀測到的增溫；而 NPSTMW 東北部的水溫則變得更冷，其原



因為西風在 1970 年代中期的加強，造成北太平洋中部的海表熱釋放顯著增加，伴隨著艾克曼熱輻散顯著地降低該區域水溫。Miller et al. (1998)則提及風應力對於 NPSTMW 的影響，透過再分析資料與數值模擬，發現 10 年尺度(decadal-scale)的海盆(basin-scale)風應力旋度變化會造成的北太平洋環流 NPSTMW 降溫與副熱帶環流流量增加，其機制是 1970 年代中期北太平洋冬季期間阿留申低壓(Aleutian Lows)增強，造成西風增強所伴隨觀測到的風應力旋度增強所導致。

Chen et al. (2019)使用數值模式模擬結果比較第五階段 Coupled Model Intercomparison Project (CIMP5)中 Representative concentration pathway 4.5 (RCP 4.5)情境下的結果，RCP 的指標(數字部分)提供一個粗略的估計，估計該情境在模式中於 2100 年的輻射驅動力(Radiative Forcing)強度，如 RCP 4.5 情境下輻射驅動力的強度會不斷增加至該世紀的結尾達到 4.5 W m^{-2} (Taylor et al., 2012)。結果發現在此暖化條件下暖化的海表面溫度會透過垂直混合使 NPSTMW 隨著等密線向西傳遞至黑潮的東側，導致黑潮等密面斜度增加，使黑潮加速。而有部分研究則支持風應力旋度變化會導致黑潮加速，依照史沃卓普(Sverdrup)的理論，海洋環流對會受到風應力旋度變化產生的動力調整造成流量變化(Sverdrup, 1947)，Deser et al. (1999)為了證實黑潮延伸流的十年尺度流量變化應是由十年尺度風應力旋度變化產生，使用實測風應力資料與海溫資料進行分析。結果顯示，風應力旋度場推斷的史沃卓普通量(Sverdrup transport)變化與上層海洋的地轉流量變化吻合。此外，在黑潮延伸區觀測到的地轉平衡流量十年尺度變化與 Sverdrup 輸送量變化的數值也一致，進一步支持了風應力驅動黑潮延伸區強度變化的假說。Wang et al. (2016)使用 Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)再分析資料證明受到海盆尺度的風應力旋度的減弱會造成黑潮主流的流量減小。Huang et al. (2024)的研究探討海表溫度增溫與風應力旋度兩種機制導致的黑潮加減速，他們使用臺灣多尺度海洋社區模式(Global Taiwan multiscale community ocean model, TIMCOM)的敏感性實驗分別對於 2 種機制進行模擬，結果在暖化條件下東海的黑潮上層 300 m 內流量增加，而

風應力不僅在於上層水層造成流量變化，亦會造成 300 m 以下水層有流量改變，表示兩種機制都會影響東海的黑潮流量的變化。Chang and Oey (2011)認為除此風應力旋度與暖化的影響之外，臺灣東側的黑潮流量和北太平洋副熱帶反流(Subtropical Counter Current, STCC)區域的渦旋多寡有關，在該區域渦旋量較多時會導致黑潮流量較大。而上述研究中對於黑潮的數值模擬實驗的網格大多較粗，僅以 1、2 個網格解析黑潮變動的能力有限，這些結果是否能代表真實的海洋動力仍須更多的深入探討。

1-4 本研究目標

為了探討中尺度渦旋對黑潮的影響，本文定義中尺度渦旋為持續且似圓形的封閉環流，其中持續的定義為嵌入該結構中水體的水平繞行時間(turnover time)比該渦旋保持可辨識的時間更短。中尺度渦旋主要的動力機制為科氏力與壓力梯度力間的平衡，亦有準地轉(quasi-geostrophic)平衡的貢獻(Cushman-Roisin, 1994)。就本研究的目標海域而言，這些中尺度渦旋主要來自 STCC 區域。STCC 的渦旋可能是由於 STCC 和其下方水層來自南方的 NEC 之間的垂直剪切所引發的斜壓不穩定性而形成的，在 STCC-NEC 系統中，STCC 向東流動，而 NEC 向西流動，兩相反方向的流導致了顯著的垂直速度切，這種不穩定性在春季達到高峰，導致渦流能量增加，並呈現出明顯的季節性變化(Qiu, 1999)；此外 STCC 北方的海表面的溫度鋒面(front)亦是造成此不穩定的原因之一(Chang and Oey, 2014)。渦旋產生後透過自身的平流作用向西傳遞至臺灣東方，此作用的機制與羅氏培波(Rossby wave)相似，透過渦旋內水團平流而離開初始生成的環境時，於新位置時會因科氏參數的改變或水團受到垂直方向的拉伸時，所產生的相對渦度改變，而因水團仍遵守位渦度(potential vorticity)守恆：

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{f+\zeta}{h} \right) = 0 \quad (1)$$

在此式中 f 為科式參數(Coriolis parameter)， ζ 為相對渦度， h 則為水層厚度。這樣的動力框架下會使氣旋渦向西、向北方向移動，而反氣旋渦有向西、向南的運動分量(Cushman-Roisin, 1994)，最後渦旋向西運動碰到西方邊界流時兩者產生交互作用(Chang and Oey, 2011; Qiu and Chen, 2010; Chang et al., 2015; Jan et al., 2017)。

渦旋所挾帶的水團若與黑潮接觸時可能會影響黑潮東西向的密度梯度(圖 2)，進而影響此區域黑潮斷面的斜壓性，改變黑潮的地轉平衡動力，最後造成流速及對應流量的改變(Tsai et al., 2015; Jan et al., 2017; Mensah et al., 2020)。而在 Lien et al. (2014)的文章中提到呂宋島東北方的黑潮有 8 次流量變異大於 5 Sv 的變化事件，其中有數次可能為這些向西行進中尺度渦旋的影響所造成的。此外，Yang et al. (1999)也曾推測中尺度渦旋碰觸黑潮帶來的海表面高度變化也會使流量變異，而渦旋不論是氣旋渦或反氣旋渦的到來皆會造成周圍海水的上升或下降，根據地轉平衡，東西向海面高度異常(Sea level anomaly, SLA)的變化會導致南北向海流速度的變化。當海面高度梯度升高時，通常地轉流也要增強。在李(2003)的研究中採用由美國海軍研究實驗室(US Naval Research Laboratory, NRL)所運作的 North Pacific Ocean Nowcast/Forecast System(NPACNFS)模式結果，經過分析後得知渦旋在臺灣東側碰觸黑潮時，會引起臺灣東側海域水團的變化，進而影響黑潮流量；西向傳播的反氣旋渦使部份黑潮偏離主軸產生向東的蜿蜒而降低北向通流量，氣旋渦則引進黑潮東側的海水使流量增加。Tsai et al. (2015)的文章中指出中尺度渦旋與臺灣東側的黑潮交互作用進行時長在 12 - 54 天之間，其影響距離也從 100 至 450 km 不等，此距離則取決於中尺度渦旋的半徑大小。

OKTV 計畫的研究也發現到臺灣東部黑潮有很大的時間變異性，觀測資料發現此區域黑潮斷面除有常態的最大流速軸位移外還有著雙主軸的結構(Jan et al., 2015; Mensah et al., 2020)。其中的雙主軸結構可能的是由黑潮入侵南海時於呂宋海峽會分流為西側的入侵南海支流以及東側的黑潮北向支流，其中東側支流與臺灣東部的似永久性反氣旋(quasi-permanent anticyclonic recirculation)環流受東北季風的影響。



響向北移動的共同作用，將黑潮流匯合之區域向下游驅動，導致臺灣東部出現雙主軸結構；或者是受由東向西傳遞的反氣旋渦交互作用影響造成，反氣旋渦撞擊黑潮時，渦流會沿著黑潮東側變形和消散，進而增強呂宋海峽東側的黑潮北向支流，因經過呂宋海峽時西側的西向黑潮支流未受到反氣旋渦加速，兩者的流速差使得東側支流更加明顯最後造成雙主軸結構的生成(Chern and Wang, 1998; Yang et al., 2015)。

海表面高度異常方面，Lien et al. (2014)於 2012 年 6 月至 2013 年 6 月間於呂宋島東北方佈放了 6 個錨碇 ADCP，從觀測資料分析結果發現黑潮的流量與東西向海表面高度變異梯度(zonal gradient of SSHA)有高相關性($R=0.9$)，表示黑潮的動力符合地轉平衡的關係，黑潮流經日本也同樣符合地轉平衡的條件(Uchida et al., 1998)。然而 OKTV 計畫在臺灣的東側使用水文資料與 ADCP 測量流速所推算的流量與海表面高度變異關係並不顯著 (Jan et al., 2015)。在 Yan and Sun (2015)的研究中亦提及臺灣東側的流量不適以海表面高度計資料推算，他們將其歸因於臺灣海岸附近海表面高度計的訊號雜訊較大且軌跡覆蓋不佳，並非黑潮不符合地轉平衡，詳細原因則有待研究。

再根據 Baker-Yeboah et al. (2009)使用 PIES 對南大西洋東南海表面高度異常(渦旋)系統進行觀測的結果，將正壓(barotropic)流場與斜壓(baroclinic)流場的成分分離後得到在一渦旋存在時，正壓流場可以解釋 20%的海表面高度的異常值(variance)，且當海面高度變異超過 15 cm 時正壓流可以解釋 47%的變異；而斜壓流場在相同情況下所能解釋的變異較少，有時甚至可忽略不計。Andres et al. (2017)的研究提出，渦旋挾帶的斜壓成分會影響 KTV1 測線的深層流(>1000 dbar)。Mensah et al. (2020)亦指出，KTV1 測線離岸側的黑潮正壓流佔平均流量的 30%，而近岸側僅佔 11%。研究亦發現，0—500 m 間的平均流速最大軸位置容易受到渦旋影響，這是由於較大流速的正壓流所致，顯示 KTV1 測線上的正壓與斜壓成分較為複雜。



除了黑潮的水文及流速統計狀態，為了進一步探索臺灣東側的黑潮的動力模態及背後的動力機制，本研究使用 OKTV 計畫於臺灣東部海域 KTV1 測線(由花蓮港向外延伸至 123 °E，圖 1)在 2012 年 9 月至 2023 年 11 月間 26 個航次量測所得的資料，結合衛星測高資料分析 KTV1 測線之水文與流速資料，探討黑潮與海表面高度異常系統間的交互作用。研究中將分析海表高度異常系統的路徑、特徵、強度與其和黑潮碰撞的位置；水文資料則提供給我們黑潮的水文剖面，使用水文資料結合動力模態分析(Dynamic Modes Decomposition, DMD)來計算黑潮流速場的模態，此方法可以根據其水文場的動力結構拆解，將此區域的斷面結構分解為正壓與斜壓的模態來做討論。此外也將對流速結構作經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function, EOF)分析此區域流速斷面在時間上的變化，以輔助我們對渦旋的海面高度異常系統與黑潮的交互作用的理解。

而關於臺灣東部黑潮流速 EOF 分析，在 Zhang et al. (2001)的文章中使用 1994 年 9 月 1996 年 5 月間於 PCM-1 測線用錨碇流速儀(moored current meter)測量之黑潮流速，將上層 100 m 內流速刪除後進行 EOF 分析(圖 7)，其中北向流 V EOF 1 佔變異量的 34%，因其振幅可代表流量於 PCM-1 斷面的增減，所以 V EOF1 代表黑潮的流量；V EOF 2 佔變異的 25%，則代表著黑潮主流東西向擺盪的模態。近年 Chang et al. (2018)使用於 2012 年 11 月至 2014 年 10 月間(共 23 月)在 KTV1 測線西半段布放的三組 75 kHz ADCP 所測量的流速剖面資料，以 EOF 分析測量斷面上層 500 m 的流速結構(圖 8)，結果得知其中第一模態的主成分(PC1)佔變異的 45.8% 是黑潮主流軸線遷移的指標，第二模態的主成分 PC2 佔變異的 29%，其模態結構(圖 8b)代表黑潮主流的「平均」空間結構，它與黑潮流量之間有高相關性($R=0.98$)。兩研究的 EOF 分析結果的第一模態與第二模態代表的物理機制相反，顯示相對 PCM-1，KTV1 測線的黑潮擁有較活躍的主軸遷移(Chang et al., 2018)。然而此結果差異亦可能受原因所影響，地形可能是原因之一，PCM-1 測線位置位於琉球島弧之上，測線最深的測站深度為 1000 m，而在 KTV1 最深則達 4204 m 平均水深為

2741 m；除此之外兩者的取樣空間解析度與跨度亦有差異，PCM-1 使用了 11 測站的個錨碇流速資料，於 KTV1 的實驗僅有橫跨半個測線的三組上層 500 m 實測流速資料；且兩實驗的取樣時間亦有不同，Chang et al. (2018)提及 PCM-1 實驗進行時 STCC 的渦旋數量較多，KTV1 進行時 STCC 渦旋數量較少，而黑潮流量也受 STCC 處產生渦旋數量的影響(Chang and Oey, 2011)，以上均為造成兩研究的結果模態機制相反的可能原因。綜合以上方法與研究，本研究將再探討(1)臺灣東方的東西向海表面梯度與流速/流量的關係與(2)渦旋撞擊下的流速剖面變化。

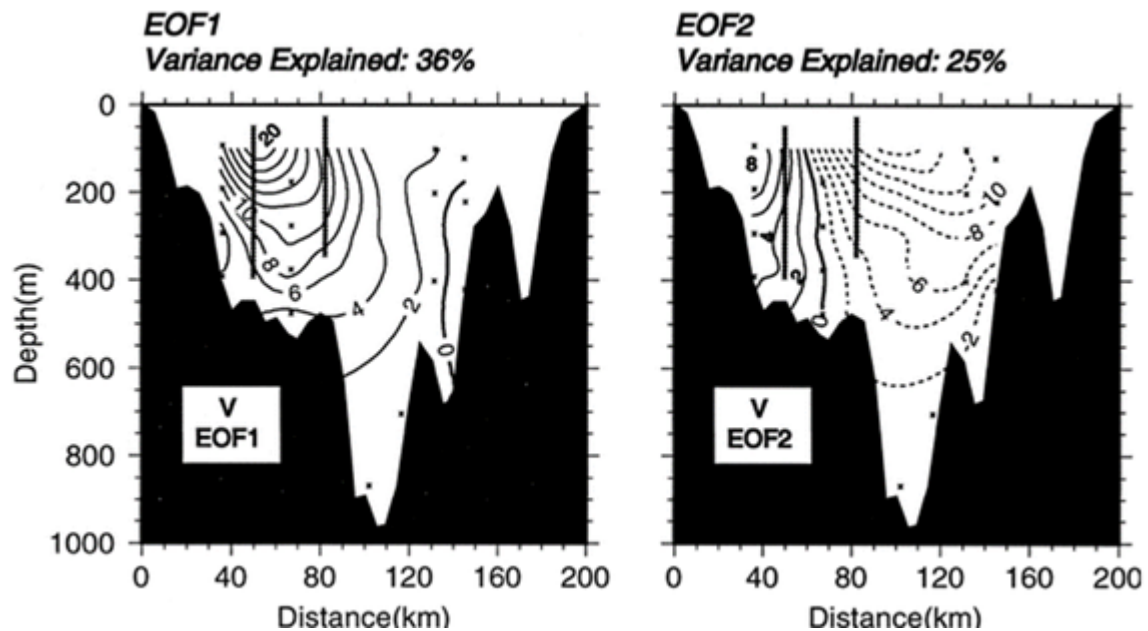


圖 7、PCM-1 測線的前 2 個 EOF 結構(摘自 Zhang et al., 2001, Figure 5)。

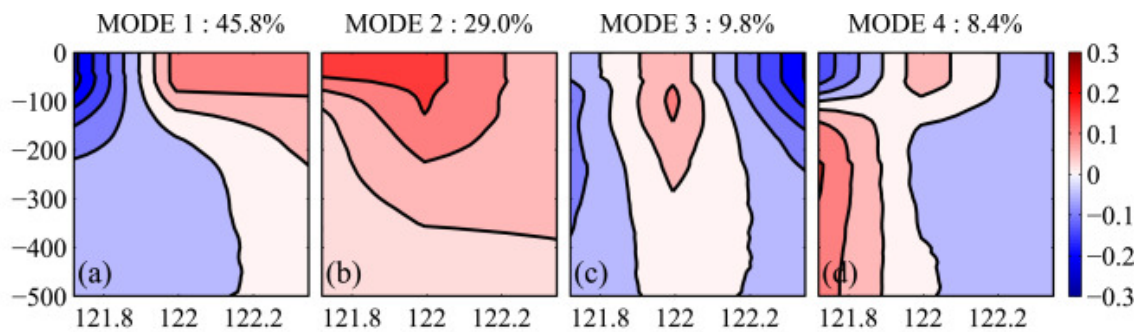


圖 8、KTV1 測線的前 4 個 EOF 結構(摘自 Chang et al., 2018, Figure 6)。

第二章 研究資料與分析方法



2-1 研究船測資料

2-1-1 研究船測水文資料

科技部(國科會)所補助的 OKTV 計畫於 2012 年起在測線 KTV1 經常地觀測臺灣東部海域黑潮斷面水文與流速。KTV1 測線從花蓮港東側向東延伸至 123°E，測線上設有 8 個測站(圖 1)，測站名稱由西至東為 K101—K108，測站間的間距在 10—20 km 之間(表 1)。本研究使用的水文資料來自海研一號 1012 航次(OR1-1012)、OR1-1017、OR1-1018、OR1-1042B、OR1-1051、OR1-1066、OR1-1081、OR1-1088、OR1-1094、OR1-1098、OR1-1109、OR1-1117B、OR1-1124、OR1-1134、OR1-1140、OR1-1165B、OR1-1196B、OR1-1213、OR1-1222、OR1-1233、OR1-1243、海研五號 0029 航次(OR5-0029)、勵進 2007 航次(LGD-2007)、新海研 1 號 0016 航次(NOR1-0016)、NOR1-0043A、NOR1-0067，共 26 個航次(見表 3，圖 9)。

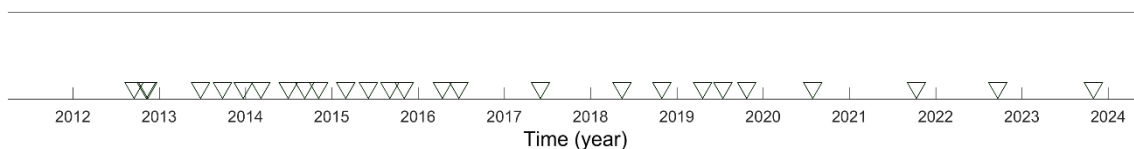


圖 9、2012–2023 年間 KTV1 航次時間軸。

因各船期間的海況與任務有別，並非上述所有航次都有 8 個 KTV1 測站的完整資料。由航次測得的各測站的水文資料會經過由 Sea-Bird 公司發行的軟體 SBE Data Processing (<https://software.seabird.com/>)將測得之資料轉換並進行校正。前述研究船所使用的鹽溫深儀(Conductivity-Temperature-Depth，CTD)型號皆為 SEB 911 plus，而在導電度探針與溫度探針同時量測同一水體時，其中任一方先碰觸至水體將會使鹽度資料有一異常值，當導電度探針先碰到水體時此值為正，溫度探針時則為

負，為避免此種狀況影響至量測資料，將各航次獲取的資料透過 SBE Data Processing 軟體並透過由國立臺灣大學理學院海洋研究所/科技部海洋學門海洋資料庫所撰寫的 CTD 資料處理技術手冊 (<https://www.odt.ntu.edu.tw/wp-content/uploads/sites/10/2019/04/CTD.pdf>)之步驟轉換成統一資料格式，經過 Data Conversion、Filter、Align CTD、Cell Thermal Mass、Loop Edit、Derive 與 Bin Average，共 7 種方法處理觀測資料(表 2)，來減少溫鹽度的錯誤數值。

表 1、KTV1 測線測站經度、緯度與其海底深度。

測站	經度 (°E)	緯度(°N)	海底深度(m)
K101	121.7203	23.8750	2462
K102	121.8602	23.8437	4204
K203	122.0	23.8125	2573
K104	122.1864	23.7813	2520
K105	122.3516	23.7429	2852
K106	122.6102	23.6953	2641
K107	122.8281	23.65	2416
K108	123.0	23.6170	2263

表 2、SBE Data Processing 軟體執行步驟(參考自國立臺灣大學理學院海洋研究所/科技部海洋學門海洋資料庫所撰寫的 CTD 資料處理技術手冊)。

步驟	方法	目的
1	Data Conversion	將原始資料自轉為 ASCII 檔案以便讀取以及使用
2	Filter	以低通濾波提高提高壓力探針的解析度，並對溫度和導電度進行低通濾波，排除溫度鹽度等高頻變動數據，使數據更為平滑。
3	Align CTD	將優化導電度、溫度及溶氧及各探針測得之參數對齊時間，這可確保鹽度、溶氧和其他數據參數是基於來自同一水團的測量。
4	Cell Thermal Mass	針對導電度進行溫度修正。
5	Loop Edit	將 CTD 下放速率遠小於設定移動速率最小值，所記錄的資料排除。
6	Derive	帶入經上述步驟取得之優化的溫度、導電度數值，用以計算 鹽度、密度、溶氧等參數。
7	Bin Average	平均成每一單位壓力一筆的數據。

2-1-2 研究船測流速資料

每航次流速剖面是以船載都卜勒流剖儀(Shipboard acoustic Doppler current profiler, SADC)來量測，各研究船使用的 SADC 型號不盡相同，包括 75 kHz 與 150 kHz 的 ADCP，75 kHz 可以測量水深 500–700 m 內之海流剖面，150 kHz 觀測深度較淺約為 200–400 m。另也會使用 300 kHz 下放式都普勒流速儀(Lowered ADCP)，使用時與 CTD 一同下放，即可紀錄與 CTD 下放深度同深的流速剖面資料。原始資料獲取後透過由基爾亥姆霍茲海洋研究中心提供的 IFM-

GEOMAR/LDEO Matlab LADCP-Processing system (<https://github.com/jgrelet/ladcp>)

將其轉為各深度之流速資料。為獲得完整 KTV1 斷面流速資料，本研究將由 75 kHz SADC 測量的水深 600 m 以上流速與 1000 m 以上的 LADCP 銜接並將 600 m 以上於相同深度的 SADC 流速與 LADCP 流速資料做平均處理，600–1000 m 部分流速則使用 LADCP 資料，最後將所有流速資料平均成為垂直每 20 m 一個，我們即可獲得各航次 ADCP 流速(u, v)斷面。

2-2 衛星資料

為分析臺灣東側之海表面高度變化，本研究可以使用衛星測高儀(Satellite altimeter)的海表高度異常資料(Sea Level Anomaly, SLA)，透過衛星測高儀資料我們可以計算臺灣東側黑潮與渦旋系統的大致位置。

由隸屬於 CNES(French Space Agency)的 CLS(Collecte Localisation Satellites)開發的 DUACSS (Data Unification and Altimeter Combination System)整合哥白尼任務中的衛星(Sentinel-6A、Sentinel-3A/B)和其他合作任務中的衛星(例如：Jason-3、Saral[-DP]/AltiKa、Cryosat-2、OSTM/Jason2、Jason-1、Topex/Poseidon、Envisat、GFO、ERS-1/2、Haiyang-2A/B)並由 Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS, <https://www.copernicus.eu/>)所發布的整合資料，內包含 SLA 資料，地轉流流速等資料也在該網站發布。其中 SLA 資料方面 Pujol et al. (2016)提及此產品使用使用近 20 年(1993–2012 年)海表面高度計資料作為高度計參考週期 (altimeter reference period)，相對起舊版產品是使用 7 年(1993–1999)資料作為高度計參考週期計算 SLA，提升了準確性。發布的資料又分為近即時(near-real-time, NRT)和延時(delayed-time, DT)二種。NRT 資料為每日釋出，NRT 資料的延遲時間較短，約為數小時到一日，處理過程較為簡化，以求快速提供資料，解析度為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ；DT 資料則會經過更完整的處理程序，包括多重校正和品質控管，以

確保資料的準確性和一致性，解析度為 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 度。本研究使用的 DT 資料時間為 2012/01/01 至 2023/12/31，涵蓋 26 個航次的觀測期間。



2-3 流速與流量計算

本研究將 CTD 測量的密度資料網格化，以 K101 與 K108 當作西與東邊兩側邊界，二站之間等間距取 6 個節點(共 8 個節點)，再對密度資料做每 10 m 深的資料垂直平均，獲得網格化後的水文資料後使用熱力風關係(Thermal wind relation)計算剖面地轉流流速(v_g)大小：

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{-g}{f\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (2-1-1)$$

式中 f 為科氏參數($f = 2\Omega \sin\varphi$, Ω 是地轉角頻率, φ 是緯度), g 為重力加速度, ρ_0 為參考密度, ρ 為密度。以熱力風關係推算地轉流時需使用一參考流速來推算整個剖面之流速，在沒有實際測量流速資料時多以底部流速或某個深度(例如 1000 m)為 0 的深度作為參考流速，向上積分求得地轉流速剖面。本研究使用的資料中因有 LADCP 的實測流速，所以使用 900 dbar 的 LADCP 流速資料作為參考流速代入，部分航次未包含 LADCP 流速資料之測站則以 1000m 水深流速為 0 代入。經過計算即可得到 8 個節點的地轉流速剖面資料。為使資料平順，再將 8 個測站點的流速資料內插至 5 個等間距網格上，得到地轉流流速斷面。

流量的計算則為將網格上流速乘上單位網格面積並加總即可得到流量值，計算 KTV1 斷面黑潮流量時，參考 Jan et al. (2015) 的方法將黑潮的核心流定義為北向流速 v 大於黑潮最大流速的兩次 e-folding，其值約為 0.2 m s^{-1} 來做計算，在此我們僅將北向流速 v 大於 0.2 m s^{-1} 的網格納入計算得到各航次的地轉流流量(Q_G)，類似的方法也用來計算由 ADCP 流速所測量出來的實測資料流量(Q_D)。上述計算是將資料處理完成且網格化的 ADCP 與水文資料帶入以下公式：

$$Q_G = \int_z^0 \int_{xw}^{xe} v_g(x, z) dx dz \quad (2-1-2a)$$

$$Q_D = \int_z^0 \int_{xw}^{xe} v_D(x, z) dx dz$$

(2-1-2b)

式中 xe 與 xw 分別代表東西邊邊界，之後即可獲得各航次流量。



2-4 動力模態分析

因在同樣的固定的點上有 26 個航次同樣深度不同時間觀測所得的水文資料與流速場資料，所以可以使用動力模態分析(Gill, 1982; Szuts et al., 2012)的方法來研究臺灣東側 KTV1 斷面的流速變化模態。使用動力模態方法可以將速度場拆解為許多動力模態，透過動力方程式描述的模態來拆解一流速場的結構。這種方法簡化了對複雜海洋現象的分析，並使其容易分析主要的影響因素。此方法的目標是將海流速度場分解成其組成的模態。這些成分可以分為正壓(barotropic)和斜壓(baroclinic)模態，其中正壓模態為第零模態(Mode-0)，第一模態(Mode-1)開始即為斜壓模態。研究各個模態可以分析正壓和第一斜壓模式如何隨深度變化，推斷其受何種動力因素之影響，亦可以量化每個模態中包含的能量大小。

為了將流速中的模態拆解，首先假設流體是不可壓縮、遵守布氏近似(Boussinesq approximation)且流體運動在 f -plane 上(即 f 為常數)；本方法忽略非線性加速度和與動量平衡些微偏離的成分，使用穩定的密度分布 $\bar{\rho}(z)$ ，以將方程式線性化；使用靜水壓近似，假設運動是無黏性的，即忽略黏滯效應。將沿岸的 y 方向尺度 δ_y 設定遠大於 x 方向尺度 δ_x ，時間尺度 δ_t 則遠大於 f^{-1} 即：

$$\delta_y \gg \delta_x, \delta_t \gg f^{-1} \quad (2-2-1)$$

最後的控制方程式 (Governing equation)如下：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2-2-2a)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2-2-2b)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2-2-2c)$$



$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \quad (2-2-2d)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0 \quad (2-2-2e)$$

其中 u 、 v 、 w 為 x 、 y 、 z 三方向的流速分量， ρ 為密度場的擾動， ρ_0 為參考密度， g 為重力加速度。將 2-2-2 的計算式整合後可得：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\rho_0 N^2}{g} w \quad (2-2-3a)$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t \partial y} - f \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 p}{\partial y \partial x} \quad (2-2-3b)$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t \partial x} + f \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 p}{\partial y \partial x} \quad (2-2-3c)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial^2}{\partial z \partial t} \left(\frac{1}{\rho_0 N^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (2-2-3-d)$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t \partial x} - \frac{\partial^2 u}{\partial t \partial y} + f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (2-2-3-d)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = f \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) = \frac{\partial^2}{\partial z \partial t} \left(\frac{1}{\rho_0 N^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right)$$

假設初始條件為穩定，在對時間 t 積分之後，積分常數 $C(x, y, z) = 0$ ，即

$$\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + (x, y, z) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho_0 N^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (2-2-4)$$

或我們假設運動為有一頻率 σ 的震盪運動(fluctuating motion)，即 $u, v, w, p, \rho \propto e^{i\sigma t}$ ，

我們將會獲得與 2-2-4 相同的結果。在大尺度的準地轉運動上， σ 較小， $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \approx$

$\nabla_H^2 p$ ， $p \propto e^{i(k_1 x + k_2 y)}$ 可得：

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho_0 N^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right) + k^2 p = 0 \quad (2-2-5)$$

其中 $k^2 = k_1^2 + k_2^2$ ，而 2-2-5 遵守：

$$\frac{\partial p}{\partial z} = 0, \quad z = 0, H. \quad (2-2-6a)$$

在此研究中將海面設定為硬蓋(rigid lid) 及海底邊界設定為平底(flat bottom)，即

$$\text{在 } z = 0, H \text{ 時, } w = 0 \quad (2-2-6b)$$

$$\text{在 } z = 0, H \text{ 時, } \frac{\partial \rho}{\partial t} = -w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0 \quad (2-2-6c)$$



而因 $\frac{\partial^2 p}{\partial t \partial z} = -\frac{\partial \rho}{\partial t} g$ ，所以

$$\frac{\partial p}{\partial z} = 0, \quad z = 0, H. \quad (2-2-6d)$$

最後我們可以得到一特徵值方程式：

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{\rho_0 N^2} \frac{\partial p_n}{\partial z} \right] + r_n^2 p_n = 0 \quad (2-2-7)$$

式中 r_n^2 為特徵值，且 $r_n^2 = k_n^2$ ， n 為模態的編號。

為了解出 p_n 模態的外觀，可以使用 4 階 Runge-Kutta 法求得此特徵方程式的數值解。而本研究中為使計算過程較簡易，我們設 $Q(z) = \frac{1}{N^2(z)} \frac{\partial p_n}{\partial z}$ ，式 2-2-7 即變成：

$$\frac{\partial Q(z)}{\partial z} + \rho_0 r_n^2 N^2 Q(z) = 0 \quad (2-2-8)$$

將邊界條件 2-2-6 與由 CTD 測量的水文資料代入 2-2-8 後，可透過解特徵值問題得到解答 $Q(z)$ 。解 $Q(z)$ 時使用差分方法執行，得解 $Q(z)$ 後，將其代回 2-2-7，即可計算各航次的各水層模態 p_n 。得到水層模態後即可以其為基準將各航次所測得之資料以 $T_k(z_i)$ 帶入，其中 k 表示航次第 t_k ($k = 1, 2, 3 \dots K$) 次，做各模態的展開，並獲得該航次該動力模態的振幅大小 (ED_{kn})：

$$ED_{kn} = \sum_{i=1}^N p_n T_k(z_i) \quad (2-2-10)$$

透過各航次的測量數據對同一模態的投影，所得的振幅大小 ED_{kn} 與投影結果可以協助我們判斷哪個模態在各航次中較為顯著，為此需要將各個航次測得之實測流速投影至同樣的模態之上，將平均水文資料代入並計算 KTV1 測線的平均動力模態，再將實測流速投影至其上獲得各模態的振幅大小，能幫助我們比較各航次模態之間的差異。



2-5 經驗正交函數

經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 乃大氣海洋科學中常用的統計分析方法。在統計學則稱為主成分分析(Principal components analysis)。其優點在於可以將多維空間數據資料中的主、次要變化模式分解出來。EOF 的方法特點在於是一種「經驗」方法，它可以直接從觀測數據中提取模態，而不是基於任何特定的動力學方程式(Kundu et al., 1975)，這也是其與動力模態分析的差別，動力模態分析是由簡化的運動方程式和邊界條件所推算的，EOF 則為一種僅需對資料統計的分析方法。EOF 在於海洋大氣科學的應用多使用在某固定點或網格上有大量的時間序列觀測資料，如在向量上 Kaihatu et al. (1998)文中將其應用於高頻雷達所測量的海流流速資料或可以將其套用在風速資料上(David, 1983)，純量方面則能套用海表溫資料(Weare et al., 1976)或海表面動力高度資料(Long et al., 2021)。而在黑潮流域上也曾有對流速與溫度做過 EOF 的研究，例如在第一章中所提 Zhang et al. (2001)的文章中將 EOF 使用在 PCM-1 測線的錨碇海流資料，在 u 、 v 流速與溫度的 EOF 分析，在 KTV1 斷面，Chang et al. (2018)使用錨碇 ADCP 測量的流速進行 EOF 分析。

為了對資料進行 EOF 分析，取在 KTV1 斷面上以 0 方法已完成網格化的上層 1000 m 流速資料，即可得到 KTV1 全 8 個測站每 20 m 深度平均之 ADCP 測量平均流速的速度網格，處理之後得到 8×50 個格點，即 400 個資料點。應用 EOF 分析前，先將流速(V)減去該網格的平均流速($\bar{V}$)得到的值(v)來進行運算，此值 v 稱為變動流速：

$$v(x_i, t_k) = V(x_i, t_k) - \bar{V}(x_i) \quad (2-3-1)$$

假設 $V_k(z_i)$ 為航次第 t_k ($k = 1$ 為 OR1 - 1012 航次、 $k = 2$ 為 OR1 - 1017 航次...， $k = 1, 2, 3 \dots K$) 次，位於網格 z_i ($i = 1, 2, 3, \dots N$) 所測量到之流速分量，各組資料間的互相關統計值(Cross-correlation)即可形成一個 $N \times N$ 的實數矩陣 $R(z_i, z_j)$ ，即



$$R(z_i, z_j) = \begin{bmatrix} \overline{v_1 v_1} & \overline{v_1 v_2} & \cdots & \overline{v_1 v_N} \\ \overline{v_2 v_1} & & \ddots & \vdots \\ \vdots & & & \\ \overline{v_N v_1} & \cdots & & \overline{v_N v_N} \end{bmatrix} \quad (2-3-2)$$

式中， $\overline{v_i v_j} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K V_k(z_i) V_k(z_j)$ 。矩陣 R 為對稱且為實數矩陣，具 N 個特徵值 (Eigenvalue, λ_n) 和 N 個相對應的特徵向量 (Eigenvector, ϕ_n)，即

$$\sum_{i=1}^N R(z_i, z_j) \phi_n(z_i) = \lambda_n \phi_n(z_j), n = 1, 2, 3, \dots, N \quad (2-3-3)$$

而其中 λ_n 與 ϕ_n 為互相正交 (orthogonal)，即

$$\sum_{i=1}^N \phi_n(z_i) \phi_m(z_i) = \delta_{nm}, \delta_{nm} = \begin{cases} 0, & \text{if } m \neq n \\ 1, & \text{if } m = n \end{cases} \quad (2-3-4)$$

ϕ_n 亦可稱作第 n 模態的模組向量 (mode vector)，各組觀測資料可以使用各自的特徵向量來展開，即

$$V_k(z_i) = \sum_{n=1}^N E_{kn} \phi_n(z_i) \quad (2-3-5)$$

由上式，於航次 t_k 次第 n 模態的經驗正交函數振幅 E_{kn} 即可由觀測資料推算而出

$$E_{kn} = \sum_{i=1}^N V_k(z_i) \phi_n(z_i) \quad (2-3-6)$$

2-6 渦旋偵測法

中尺度渦旋與黑潮的交互作用為影響臺灣東側黑潮的一大主因，其影響層面不僅僅是海表面高度，也會影響水層等密面斜率，這些因素皆是導致觀測海域流速變化的潛在原因 (Chang and Oey, 2011; Jan et al., 2017; Chang et al., 2018; Mensah et al., 2020; Zhang et al., 2020)。因此分析中尺度渦旋在航次觀測時間區間內是否影響到觀測海域，對於了解臺灣東部海域黑潮流速變化的動力因子至關重要。渦旋

可以透過 W 參數(Okubo-Weiss parameter)來界定，其方法是由 Isern-Fontanet et al. (2004)統整 Okubo (1970)和 Weiss (1991)而提出，計算式為：

$$W = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 - \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 \quad (2-4-1)$$

其中 $\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2$ 為剪切變形(Shearing deformation)，表示軸受沿座標變化的拉伸力導致形狀改變； $\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2$ 為流體的伸長變形(Stretching deformation)，即其受到的側向力而產生的側向形變； $\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2$ 為渦度(vorticity)，表示流體因流速梯度受到的旋轉程度。Cheng et al. (2014)文中提出使用 W 參數的方法時，雖能表現出海面的渦度場與變形場的交互作用，但會忽略渦旋系統對於海表面高度的影響，為此他們為判斷一水體是否為渦旋設定了六個條件，來增加偵測系統的客觀性：(1)在渦旋中心必須存在一個以渦度主導的區域($W < 0$)，(2)海面高度異常的經向梯度在經過渦旋中心處必須改變號，(3)海面高度異常的緯向梯度也必須在渦旋中心處改變符號，且其符號變化方向須與經向分量一致，(4)SLA 的幅度在渦旋中心處具有該區域極值(最小值或最大值)，(5)渦旋中心周圍必須存在封閉的 SLA 等值線，(6)渦旋振幅(中心海表面高度與周遭高度差)必須大於由衛星高度計資料庫提供的海表面高度準確值(sea level accuracy value)。使用此方法能有效地辨識北太平洋的渦旋，偵測結果的平均形狀誤差為 24%。形狀誤差小於 50%的渦旋佔總渦旋數的 98%。

上述 Cheng et al. (2014)的渦旋偵測法應用於由哥白尼網站所下載海表面衛星資料中的絕對地轉流流速(Absolute geostrophic velocity)，計算 W 參數與取得海表面高度異常值(SLA)資料。獲取 W 參數後將其網格化並將渦度主導的區域($W < 0$)標記起來，並讀取該區域的海表面高度異常值，同時計算該區域的海表面高度異常值別度，若梯度在經度或緯度方向有任一不滿足在渦旋中心處改變符號的條件即將其剔除，最後再確認該區域是否有封閉的 SLA 等值線與中心與周遭高度差是否大於誤差值。獲取渦旋偵測結果後，可以判斷航次觀測期間是否有渦旋的潛在影響。

第三章 結果與討論



本章由 26 個航次觀測所得水文與流速資料、渦旋偵測、動力模態分析與經驗正交函數的分析結果，探討臺灣東側黑潮的變動特徵，並探討其受到何種動力作用所影響。

3-1 水文資料分析結果

圖 10 顯示的是由各航次 CTD 測量所得的水文資料。KTV1 斷面的溫度分佈有季節溫度差異，在夏至秋季(6–10 月份)的航次中，經常可見表層高溫($>28^{\circ}\text{C}$)的現象，部分航次甚至測得超過 30°C 的水溫，例如航次 OR1-1012(2012 年 9 月)、OR1-1042B(2013 年 6 月)、OR1-1051(2013 年 9 月)等航次，這些高溫的水通常存在上層 50 m 內。而最低的表層溫度(22°C)則出現在冬季航次 OR1-1066(2014 年 3 月)。鹽度方面，觀測到海表層的低鹽度水(< 33.8 psu)，水層厚度大約 50 m，基本上可分為兩種型態：一種侷限於測線西側，另一種則橫跨整個測線表層。此外，高鹽度(> 34.5 psu)的水通常位於 KTV1 斷面東側 50–300 m 水深之間，而此海水的溫度與鹽度在 Mensah et al. (2014)將此區域水團的特性分類下，可以推斷近岸側的航次在溫度介於 $15\text{--}30^{\circ}\text{C}$ 擁有低的鹽度(< 34.6 psu)為西菲律賓海熱帶海水(WPSTW)。此外，在溫度介於 $15\text{--}30^{\circ}\text{C}$ 的離岸處高鹽度(> 35 psu)的水亦在航次 OR1-1042B、OR1-1094、OR1-1134、OR1-1140、OR1-1165B 中觀測到，深度多介於 100–200 m 之間，這樣的高鹽度水根據 Mensah et al. (2014)的分類應為北太平洋熱帶海水(NPTW)。而在所有航次都可以觀測到表層有水溫經常超過 25°C 的海水， 25°C 水層的等溫線深度由西至東(由近岸向東)漸深，深度多介於 100–150 m 之間，這樣的分布特徵在鹽度的剖面上也能見到，等鹽面在各航次亦有東深西淺(即向岸抬升)的特性，造成這樣特性的原因之一是在黑潮行經呂宋海峽時西側的南海水匯入所造成(Mensah et al., 2014; Jan et al., 2015; Chen et al., 2016)，使得斷面西側鹽度



與溫度經常較低，而這樣的溫鹽度斷面分布特性會造成黑潮的斜壓性增加，影響黑潮的斜壓流流速，造成黑潮流量增加(Jan et al., 2015)。

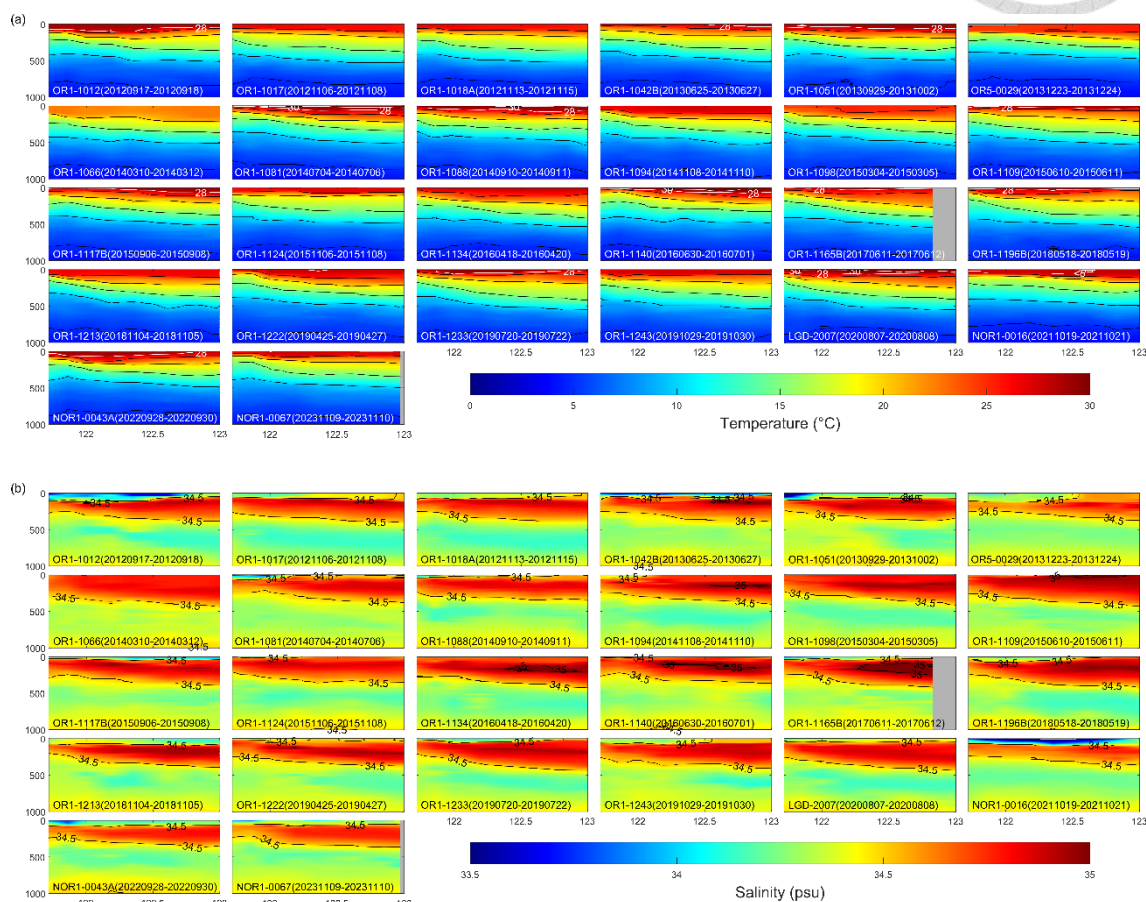


圖 10、26 個航次於 KTV1 測線上所測得之表層到 1000 m 深的(a)溫度與(b)鹽度斷面。

3-2 流速結構分析

圖 11a、b 顯示 KTV1 斷面上由 SADCPC 與 LADCP 合成的流速結構，圖 11c 則顯示各航次 LADCP 或 SADCPC(無 LADCP 資料的航次)原始資料於各測站 25 m 水深的流矢圖。在南北方向流速(V)方面，KTV1 測線斷面的海流有時呈現雙主軸結構，如 OR1-1012、OR1-1017、OR1-1066、OR1-1081、OR1-1088、OR1-1109、OR1-



1117B、OR1-1124、OR1-1134 和 OR1-1196B 等 10 個航次。在這些航次中，多數最大流速軸位於測線的近岸側，但部分航次(如 OR1-1066)則出現在遠岸側，而為了量化最大流速軸位置，參考 Mensah et al. (2020)文中將斷面 0–500 m 水深的流速平均，並將最大者設為流速主軸，主軸位置可用於辨別航次觀測期間 KTV1 測線的海流是否受到渦旋的影響，在受 AE(CE)影響時流速主軸會受到斜壓流影響向東(西)移動。在所有航次中南北方向流速 V 超過 0.2 m s^{-1} 的黑潮的核心流主要發生在上層 600 m 內。然而，在 OR1-1117B、OR1-1024、OR1-1134、OR1-1140、OR1-1233 和 OR1-1243 等航次中，仍可觀測到深層南北方向流，有時甚至與上層黑潮流場分離。此外，極大南北方向流速($V > 1 \text{ m s}^{-1}$)通常出現在 122°E 以西，唯一例外為 OR1-1165B 航次。

在東西向流速(U)方面，大致可分為兩種類型：(1)整個測線上東西方向流速 U 均為正值(東向流)；(2)東側 U 為正值，西側 U 為負值，可能反映渦旋的影響與黑潮流的偏移。此外，東西方向流速 U 大小僅為南北方向流速 V 的 10%，因此南北方向流速 V 對本研究而言更具關鍵性。

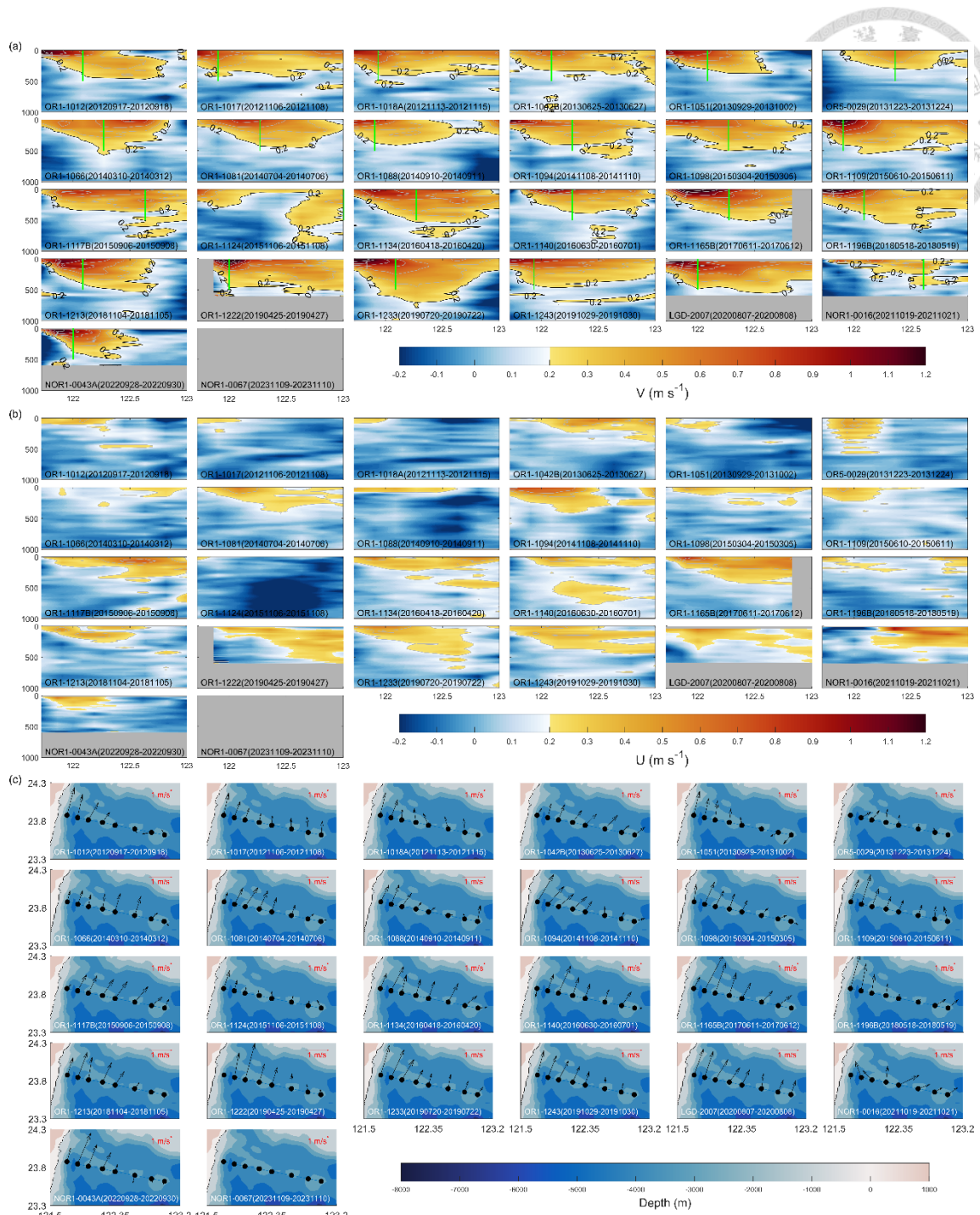


圖 11、26 個航次由船載 SADC 與 LADCP 合成所得的 (a)南北方向流速 V 剖面與(b)東西方向流速 U 剖面，(c)各測站 25 m 水深的流矢圖。(a)中的綠色直線代表斷面 0—500 m 水深的最大流速軸位置。



3-3 地轉流分析

本節中將 ADCP 所測量到的流速，拆解為以下組成：

$$V = V_{gb} + V_{gc} + V' + \tilde{V} \quad (3-3-1)$$

其中 V 為 ADCP 測得之北向速度， V_{gb} 為正壓地轉流， V_{gc} 為斜壓地轉流， V' 為流速擾動值， $\tilde{V}$ 則為週期性流速變化(例如潮流)。式中地轉流速度 V_g 被拆分為正壓(barotropic, V_{gb})與斜壓(baroclinic, V_{gc})兩個成分，而 V' 代表擾動流速，其速度量級為 $O(10^{-2} \text{ m s}^{-1})$ ，週期性流速變化 $\tilde{V}$ 則多由潮汐所致。為探討地轉流成分對流量與流速的影響，我們利用熱力風方程式(2-1-1)計算地轉流(圖 12)，並將其與 ADCP (SADCP 與 LADCP 合成)測得的南北方向流速 V 進行比較。結果顯示，在全 26 航次的測量期間中，由水文資料計算的地轉流 V_g 與 ADCP 測量的南北方向流速 V 在 3 個航次(如 OR1-1066、OR1-1213、OR1-1243 的離岸側)出現較顯著的最大流速位置差異。

為比較流速主軸位置在兩種測量與計算方法下的差異，使用於 3-2 節中提及由 Mensah et al. (2020)提出的流速主軸。結果顯示在航次中透過兩流速資料計算的流速主軸經度差異 $< 0.1^\circ$ (經度)的航次有 9 個航次分別為：OR1-1066、OR5-0029、OR1-1081、OR1-1134、OR1-1165B、OR1-1222、OR1-1233、NOR1-0016、NOR1-0043A，兩種觀測方法的深流速主軸經度的均方根誤差 0.2624° (經度)，也就是近乎差了 2 個測站的距離。這樣的結果原因有(1)計算地轉流時將流速內插至 5 個等距測站，造成空間解析度較 SADCP 與 LADCP 合成流速(ADCP 流速)的空間解析度低，最後造成計算流速主軸時造成兩者差異。(2)本研究使用的資料並非連續觀測，無法觀測到此最大流速軸在何種渦旋影響下的移動過程，只有瞬間的平均場。

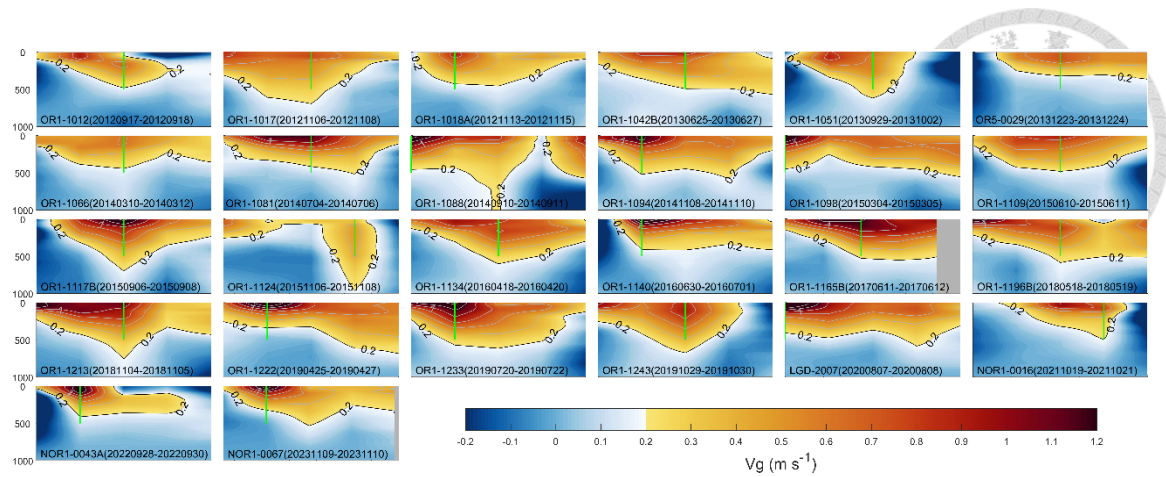


圖 12、使用船測水文資料與熱力風方程式計算的各航次地轉流流速 V_g 。綠色直線代表斷面 0–500 m 水深的最大流速位置(定義為流速主軸)。

以 ADCP 所測的北向流速計算的實測流量(Q_D)，與使用地轉流所計算的地轉流流量(Q_G)結果彙整於表 3。本研究所使用之 26 個航次中的 Q_G 介於 10.92 Sv (OR5-0029)至 35.21 Sv (OR1-1233)之間，平均 Q_G 流量為 21.08 Sv，標準差為 6.4 Sv。而 ADCP 流速所計算的 Q_D 流量則介於 11.99 Sv (OR5-0029)至 33.09 Sv (OR1-1233)之間，平均 Q_D 流量為 21.95 Sv，標準差為 5.8 Sv。兩種資料計算所得的流量差異多數落在 $\pm 20\%$ 範圍內，僅有少數航次(如 OR1-1088，+ 58 %；OR1-1213，+ 46 %)出現較大偏差，而兩種資料計算所得的流量均方根差值為 4.99 Sv，這樣的偏差可能是受到非地轉流成分的影響，以及因數據網格化過程中產生的誤差所致。

進一步分析兩種資料計算所得的流量與東西向海表面高度梯度相關係數值分析顯示(圖 13a)， Q_G 與測線上東西向海表面高度異常梯度的相關係數值 $R=0.68$ ($p=0.0001$)，而 Q_D 的相關係數值則為 0.74 ($p=0.0001$)。Jan et al. (2015)與 Yan and Sun (2015)的研究曾指出本測線上的流量與東西向海表面高度梯度的相關性較低，但據本研究的結果顯示兩者的線性相關性比較有意義，原因跟近年新海表面高度計資料品質的提升有關，Pujol et al. (2016)中也提及，相較起舊版的產品，本研究使用的新版產品的 SLA 變異數增加了 5.1%，提升的部分主要在於波長小於約 250

km 的訊號，有利於測量本海域 SLA，且此海域經常發生中尺度渦旋的影響，圖 13b 亦可觀測到本測線上歷年西向傳遞的海表面異常，而因海表面高度計資料品質的提升亦使東西向海表面梯度與流量的相關性有所增加。然而，由於 Q_G 與海表面高度梯度的相關性較 Q_D 低，表示 KTV1 測線的東西向海表面高度梯度除了地轉流成分，還有因為其他動力所造成的流速。

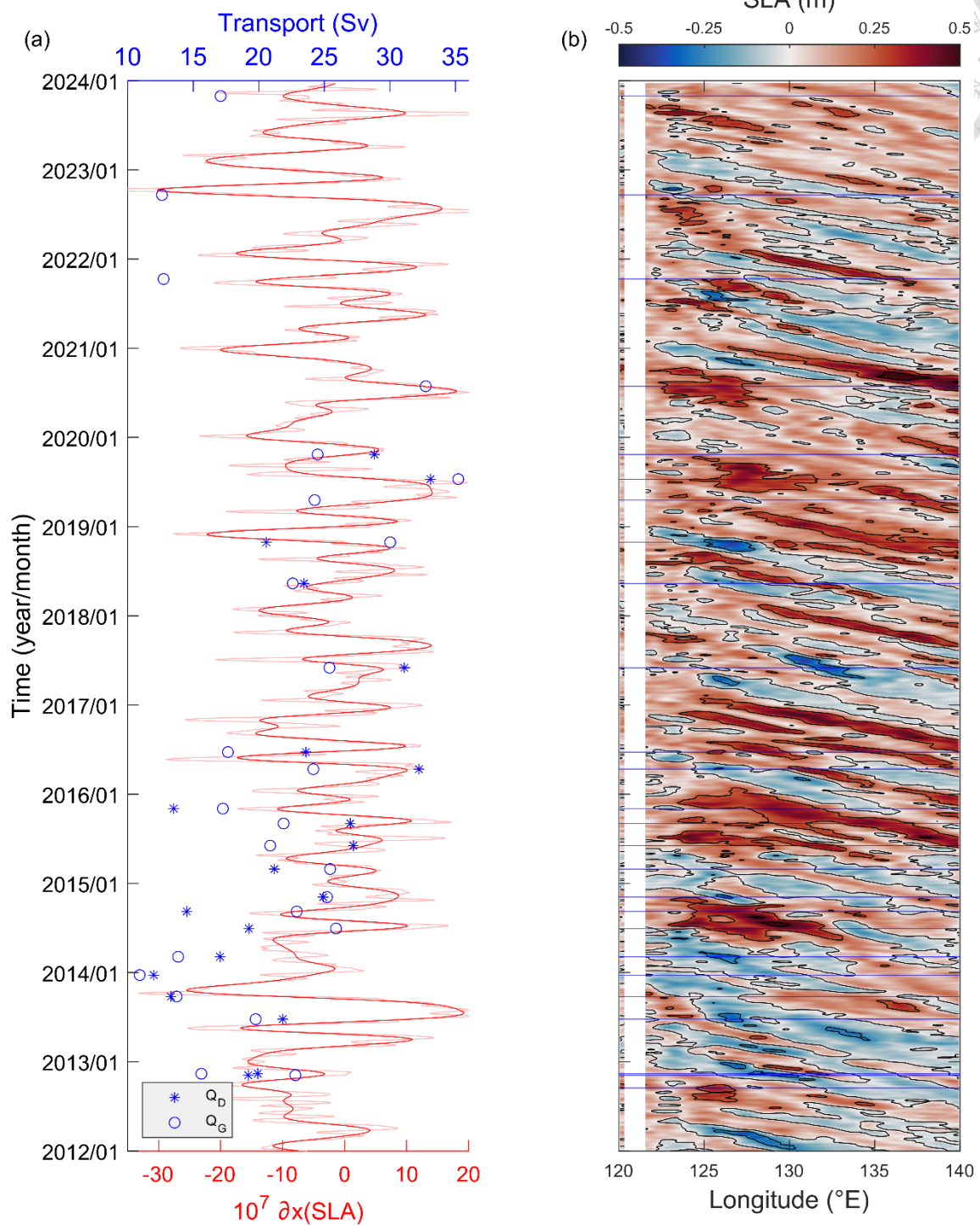


圖 13、(a)2012 至 2023 年間各航次流量與 KTV1 測線上東西向海表面梯度對時間圖，藍色星型標號為 Q_D 、藍色圓圈標號為 Q_G 、淡紅色線為東西向海表面梯度、深紅色為經過 30 天低通濾波器(Low-pass filter)的東西向海表面梯度資料。(b) 2012 至 2023 年間於 23.8125°N 上的 SLA 值，藍色實線表航次的時間點。



3-4 渦旋偵測

渦旋乃是影響 KTV1 測線黑潮變化的重要因素(Chang and Oey, 2011; Jan et al., 2017; Chang et al., 2018; Mensah et al., 2020; Zhang et al., 2020), 在測線同緯度歷史海表面異常圖中也可以觀測西行的海表面異常對於此 KTV1 測線的影響(圖 13b)。因此, 若能將航次區分為受不同類型渦旋影響的情況, 將有助於深入分析影響流速結構。本研究使用將渦旋的中心位置與高度整理於表 3。

渦旋偵測結果顯示, 潛在受氣旋渦(CE)潛在影響的航次有 12 個, 包括 OR1-1012、OR1-1017、OR1-1051、OR5-0029、OR1-1066、OR1-1088、OR1-1098、OR1-1124、OR1-1140、NOR1-0016、NOR1-0043A、NOR1-0067; 而潛在受反氣旋渦(AE)潛在影響的航次 14 個, 分別為 OR1-1018A、OR1-1042B、OR1-1081、OR1-1094、OR1-1109、OR1-1117B、OR1-1134、OR1-1165B、OR1-1196B、OR1-1213、OR1-1222、OR1-1233、OR1-1243、LGD-2007。根據此分類, 分別計算兩種情況下的流量, 潛在受 CE 影響的航次平均實測流量 Q_D 為 16.85 Sv, 標準差為 3.92 Sv, 平均地轉流流量 Q_G 為 16.67 Sv, 標準差為 4.76 Sv; 潛在受 AE 影響的航次平均實測流量 Q_D 為 25.78 Sv, 標準差為 4.88 Sv, 平均地轉流流量 Q_G 為 24.86 Sv, 標準差為 4.88 Sv。

表 3、各航次進行測量期間、流量、受潛在渦旋影響之種類與其中心位置與中心海表面異常(SLA)高度。 Q_G 為使用地轉流流速計算的流量； Q_D 則為 ADCP 流速資料計算的流量。*標記者為缺少 LADCP 資料者，計算該航次實測流量 Q_D 時僅使用由 SADCP 所測量的上層 600 m 流速。本研究對於使用 Q_D 進行統計時先將*標記者去除後再計算。

航次編號	測量起始日期	測量結束日期	Q_G	Q_D	潛在影響渦旋	渦旋中心經度	渦旋中心緯度	SLA 極值(m)
OR1-1012	2012/09/17	2012/09/18	13.10	17.34	CE	123.4375	22.40375	-0.0367
OR1-1017	2012/11/06	2012/11/08	22.79	19.20	CE	122.9375	21.9375	-0.1649
OR1-1018	2012/11/13	2012/11/15	15.62	19.92	AE	122.4375	24.0625	0.1162
OR1-1042B	2013/06/25	2013/06/27	19.76	21.83	AE	124.5625	22.0625	0.3738
OR1-1051	2013/09/29	2013/10/02	13.73	13.30	CE	124.4375	21.9375	-0.3512
OR5-0029	2013/12/23	2013/12/24	10.92	11.99	CE	122.8125	23.4375	-0.1415
OR1-1066	2014/03/10	2013/03/12	13.85	17.05	CE	123.9375	23.4375	-0.2532
OR1-1081	2014/07/04	2014/07/06	25.89	19.25	AE	123.8125	22.6875	0.3260
OR1-1088	2014/09/10	2014/09/11	22.89	14.51	CE	123.1875	23.8125	0.0447
OR1-1094	2014/11/08	2014/11/10	25.21	24.91	AE	124.6875	22.4375	0.3342
OR1-1098	2015/03/04	2015/03/05	25.44	21.19	CE	123.6875	23.3125	-0.0065
OR1-1109	2015/06/10	2015/06/11	20.87	27.21	AE	124.9375	22.6875	0.3023
OR1-1117B	2015/09/06	2015/09/08	21.89	26.98	AE	123.0625	23.3125	0.2333
OR1-1124	2015/11/06	2015/11/08	17.26	13.51	CE	122.9375	23.1875	-0.2136
OR1-1134	2016/04/18	2016/04/20	24.16	32.22	AE	122.9375	23.3125	0.2408
OR1-1140	2016/06/30	2016/07/01	17.65	23.59	CE	122.3125	24.3125	-0.1247
OR1-1165B	2017/06/11	2017/06/12	25.39	31.10	AE	122.8125	23.0625	0.2465
OR1-1196B	2018/05/18	2018/05/19	22.59	23.44	AE	122.0625	23.4375	0.1727
OR1-1213	2018/11/04	2018/11/05	30.02	20.57	AE	122.5625	23.3125	0.1232
OR1-1222	2019/04/25	2019/04/27	24.26	39.05*	AE	123.5625	22.3125	0.3585
OR1-1233	2019/07/20	2019/07/22	35.21	33.09	AE	122.6875	23.5625	0.2381
OR1-1243	2019/10/29	2019/10/30	24.49	28.82	AE	123.9375	22.9375	0.2948
LGD-2007	2020/08/07	2020/08/08	32.73	33.87*	AE	123.4375	23.5625	0.3361
NOR1-0016	2021/10/19	2021/10/21	12.74	20.20*	CE	122.1875	23.8125	-0.0003
NOR1-0043A	2022/09/28	2022/09/30	12.62	23.39*	CE	124.0625	22.0625	-0.4664
NOR1-0067	2023/11/09	2023/11/10	17.09	N/A	CE	123.1875	22.4375	-0.2742



由圖 14 來進一步分析不同渦旋對平均流速剖面結構的影響。圖 14 顯示 KTV1 測線的航次平均流速剖面，其中黑潮的核心流(以 $V > 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 當邊界)主要位於上層 450 m，最大流速主軸位於 121.9°E ，同時可觀測到大於 0.2 m s^{-1} 的東西向流速 U 影響測線中段(約 122.4°E)。在受 CE 影響的航次中，南北方向流速 V 相對較小，主要流幅影響深度減少至約 400 m，東西向流速 U 亦較小，且 $U > 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 的影響範圍縮小至 122.2°E 。相較之下，在 AE 影響下，整體流速相對較大，測線西側(121.8°E – 122°E)形成顯著的最大流速軸，黑潮主流影響深度達 500 m。此外，東西向流速 U 方面，大於 0.2 m s^{-1} 的流速範圍向東擴展至測線最東端，即 123°E 。

分析兩種狀態下的實測流速變異，圖 14 顯示受 CE 影響時，南北方向流速 V 近岸側的最大流速減少約 0.1 m s^{-1} ，此流速減弱侷限在上層 150 m 以內範圍在 121.8°E 至 122.1°E 之間，且測線上層 400 m 全域呈現 -0.5 m s^{-1} 的流速減弱。在東西向流速 U 方面，測線東側亦出現 -0.1 m s^{-1} 的流速變動，此流速減弱影響深度約為 300 m 深，且於 150 m 深處有 -0.1 m s^{-1} 的流速變動由 122.9°E 向西延伸至 122.2°E ； -0.5 m s^{-1} 的流速減弱在西側則可以影響至 700 m 的水深，此深度在 122.4°E 至 123°E 間，測線西側的 -0.5 m s^{-1} 東西方向流速減弱限於上層 100 m 內。受 AE 影響時，南北方向流速 V 在測線西側增加約 0.1 m s^{-1} ，這樣的流速增加出現在 121.9°E 至 122°E 的上層 100 m 內，整條測線的流速變異達 0.05 m s^{-1} 的範圍則出現在 250 m 內。此外，在 AE 影響下，東西向流速 U 變異與 CE 影響下的型態類似，但擁有相反的流速變異， 0.5 m s^{-1} 的流速增加在西側則可以影響至 600 m 的水深，此深度只在 122.4°E 至 123°E 間，西側的 0.5 m s^{-1} 東西方向流速增加與 CE 影響下類似被侷限於上層 100 m 內。

綜合以上分析，可以再次證明渦旋對 KTV1 測線黑潮的流速結構具有顯著影響，且 AE 與 CE 影響下的此斷面流速增減呈現相似結構。在南北方向流速 V 部分，兩者皆會導致近岸流速出現較深且顯著的變動，此現象隨著離岸距離愈遠而逐漸減弱。同樣，在東西方向流速方面，離岸側的流速變化幅度較大且較深，並向近

岸側遞減。在流速結構上，與直覺相符合地，兩種渦旋影響的主要差異在於其導致的流速變異：CE 影響下的變異為負值，而 AE 影響下的變異則為正值。

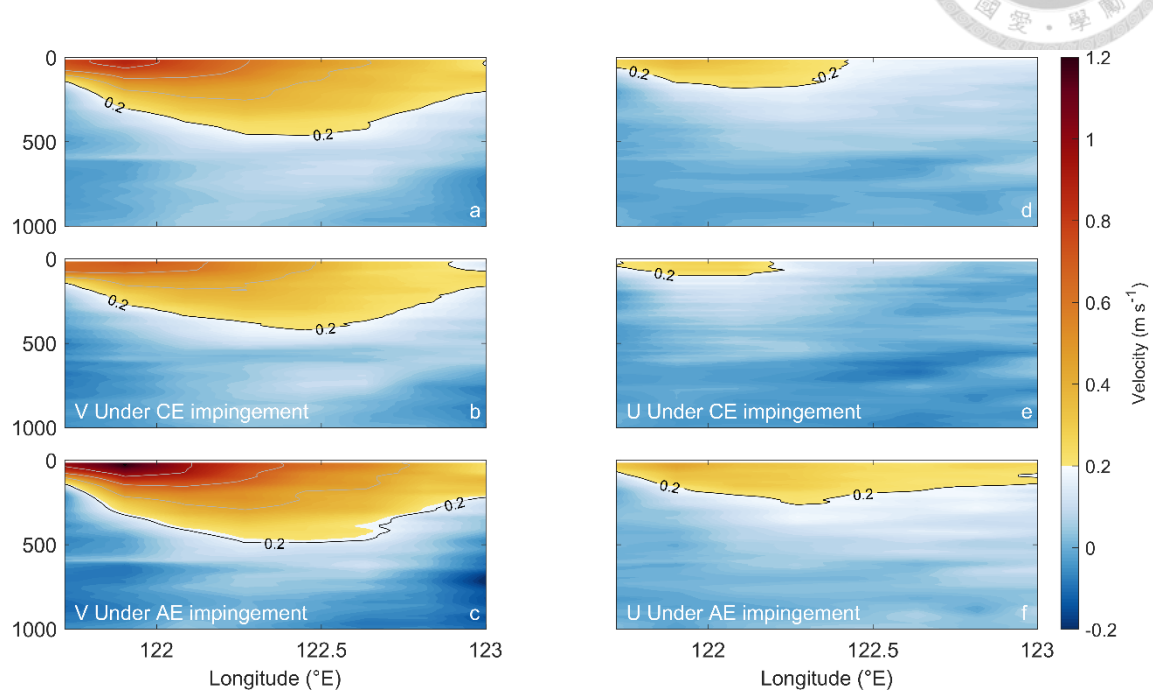


圖 14、(a)平均 ADCP 所測南北方向流速 V；(b)在 AE 影響下的平均南北方向流速 V；(c)在 CE 影響下的平均南北方向流速 V；(d)平均 ADCP 測 U 流速；(e)在 AE 影響下的平均 U 東西方向流速；(f)在 CE 影響下的平均東西方向 U 流速。

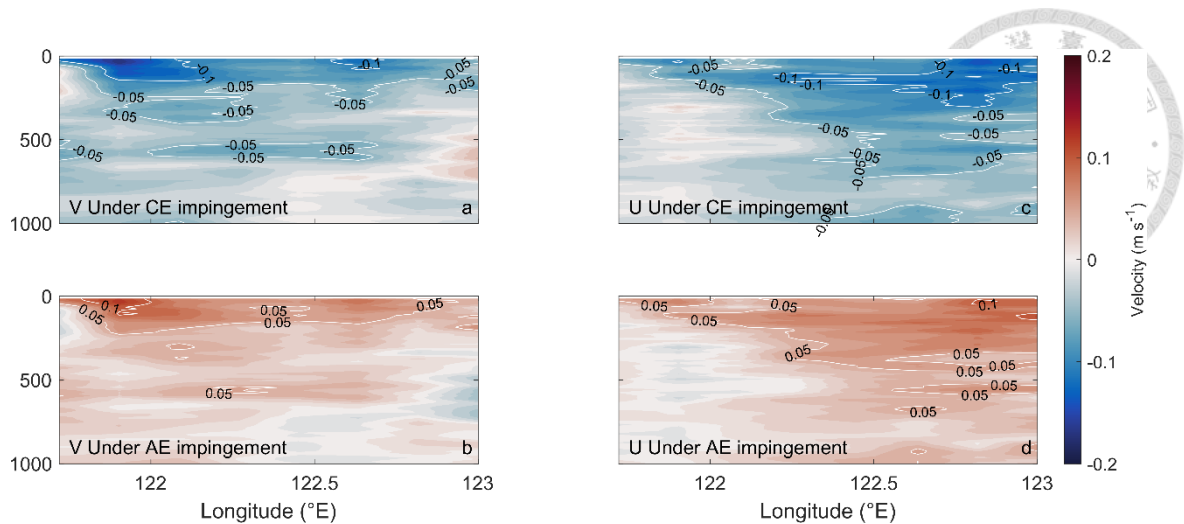


圖 15、(a)在 AE 影響下的平均南北方向流速變異；(b)在 CE 影響下的平均南北方向流速變異；(c)在 AE 影響下的平均東西方向流速變異；(d)在 CE 影響下的平均東西方向流速變異。

圖 16 顯示平均地轉流流速及其在兩種不同渦旋影響下的流速剖面。平均地轉流流速的情況下黑潮的核心流在可以橫跨測線兩側，黑潮的核心流在雙側的深度約為 150 m 深，測線中央最大深度為 495 m 深，最大流速為 0.95 m s^{-1} ，位於 122°E 。在 CE 影響下，黑潮的核心流在 CE 影響下最大深度為 435 m，黑潮的核心流在向西移動至 122.9°E ，最大流速為 0.82 m s^{-1} ，同樣位於 122.04°E 。相比之下，在 AE 影響下，流速顯著增加，黑潮的核心流影響深度達 525 m，最大流速為 1.06 m s^{-1} 。此外，相較於平均狀況，密度為 1024 kg m^{-3} 的等密面在 CE 影響下呈現東升西降，而在 AE 影響下則呈現西升東降的變化。計算各測站等密度線的深度變異(圖 18)，在 CE 影響下，東側等密面上升約 10 m，西側則下降約 10 m；而在 AE 影響下，東側等密面下降約 10 m，西側則上升約 7 m。這樣的結果與前人研究所描述的渦旋影響下密度面呈現蹺蹺板式變化的現象相符(Jan et al., 2017; Mensah et al., 2020)。進一步計算 CE 和 AE 影響下的地轉流流速變異值(圖 17)，結果顯示流速變化主要發生在上層 500 m 以內，在 CE 影響下 -0.05 m s^{-1} 的流速減弱在最大深度出現在近岸側深度為 435 m，最淺則在離岸側僅為 205 m， -0.1 m s^{-1} 的流速減弱最大影響深度為 235 m，同時亦能觀測在近岸側的上層 50 m 內有 -0.15 m s^{-1} 的流速減



弱；AE 的影響下橫跨測站的 0.05 m s^{-1} 流速提升最大影響深度為 395 m，出現在測線中央； 0.1 m s^{-1} 的流速提升最大的影響深度為 155 m，將 AE 的最大影響深度對比 CE 的影響下同樣大小的流速變異最大深度，可以發現 AE 影響深度皆較淺，特別是近岸側流速在 CE 的影響下流速變異量較大且較深，說明 CE 對於黑潮的流速結構影響會橫跨測線，而 AE 的影響會較被侷限在測線中段，而這樣的現象應與黑潮本身的流速有關，因為本身北向帶有較強的北向流速，南向流速的 CE 流速較容易造成黑潮的流速結構變化，與黑潮相同向的流速的 AE 則較難穿透黑潮本身的流速結構。

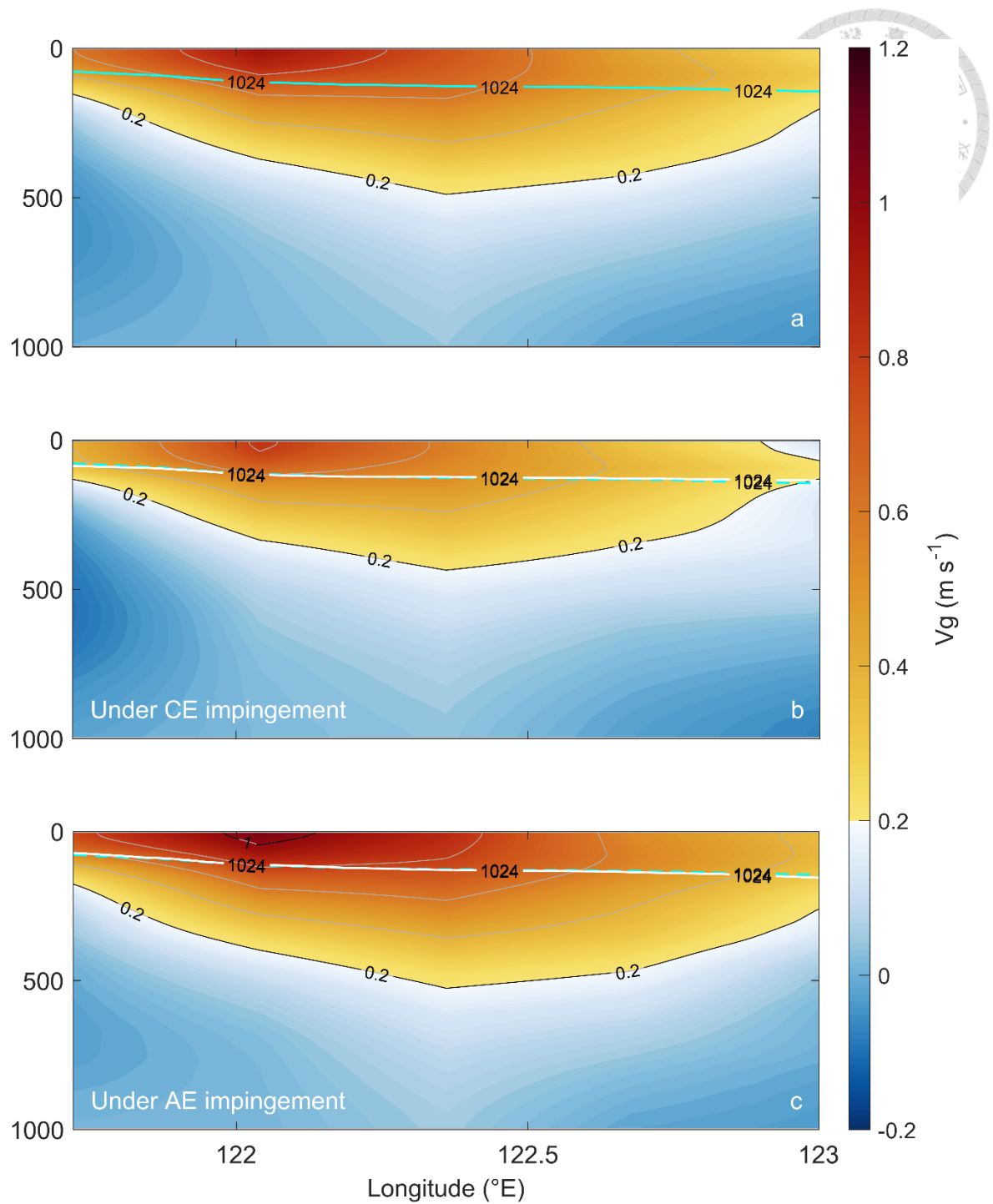


圖 16、(a)平均地轉流流速；(b)在 CE 影響撞擊下的平均地轉流流速；(c)在 AE 影響撞擊下的平均地轉流流速。

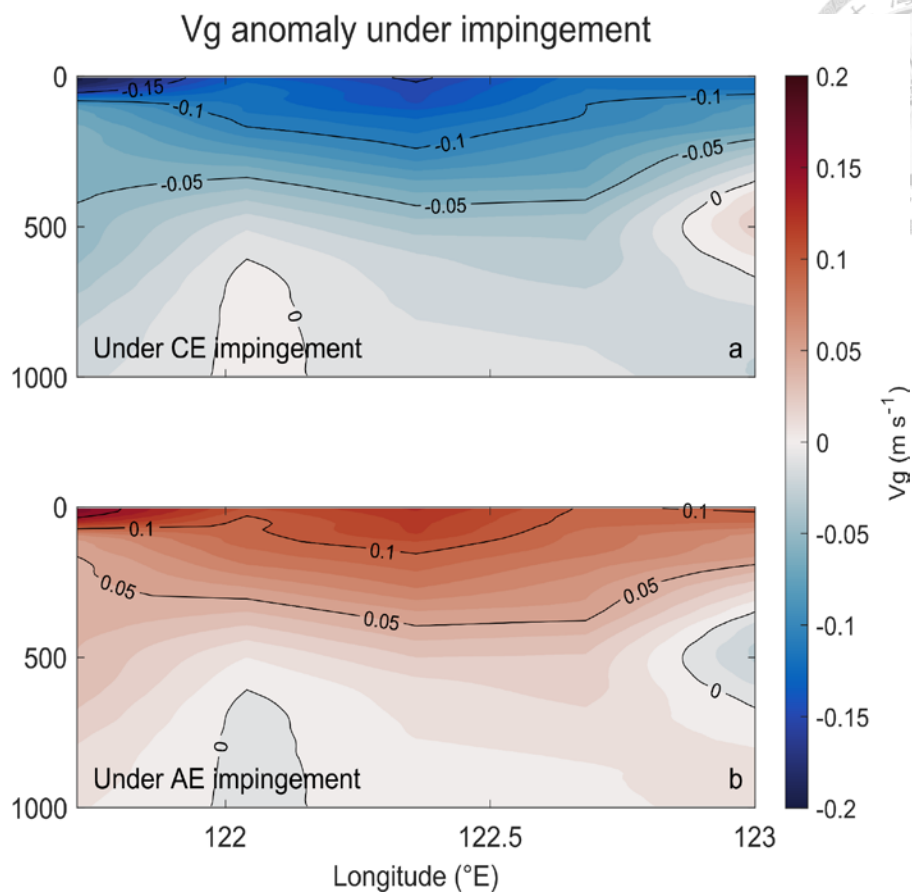


圖 17、(a)在 CE 影響下的平均地轉流流速變異；(b)在 AE 影響下的平均地轉流流速變異。

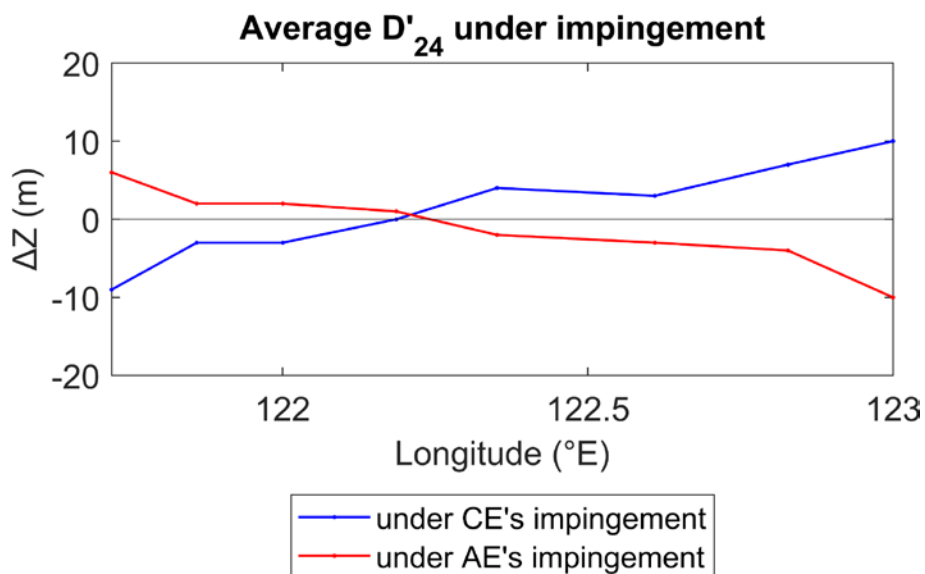


圖 18、在 CE 影響下的 1024 kg m^{-3} 平均等密度線深度變異(藍線)，在 AE 影響下的平均等密度線深度變異(紅線)。



3-5 動力模態分析

3-5-1 動力模態分析結果

圖 19 顯示經過動力模態分析後，各測站的正規化動力模態振幅。第一模態的轉折點均位於水深 300 至 400 m，且此深度呈現西邊(近岸)測站較東邊(離岸)測站淺的特徵，且與各測站的斜溫層深度一致。

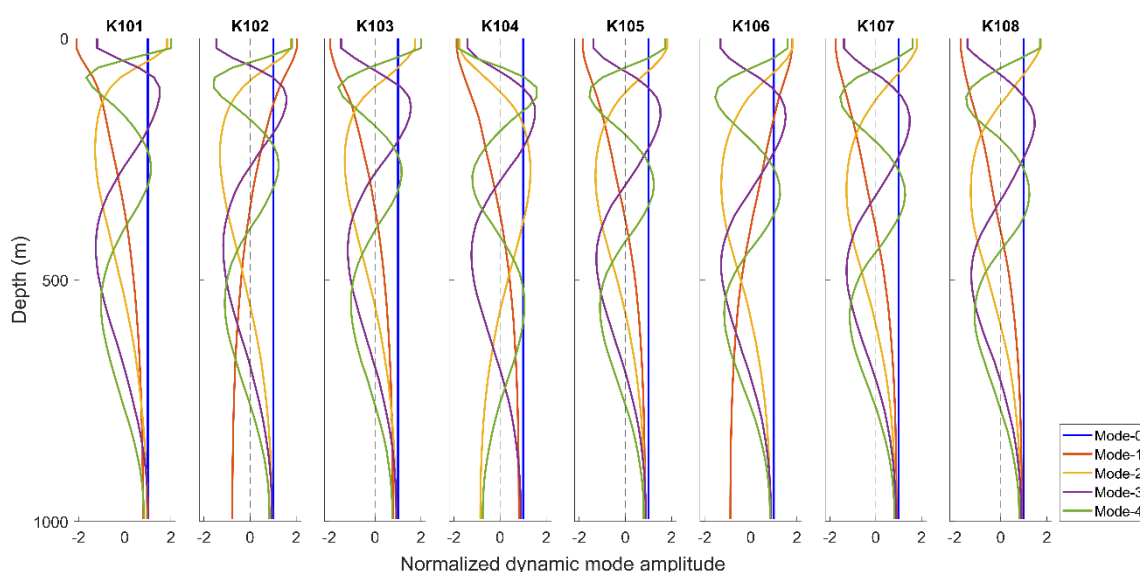


圖 19、K101 至 K108 測站的正規化動力模態結構大小。不同模態以不同顏色之曲線表示。

將實測流速投影至平均水文資料所分析的動力模態，我們可以根據水文資料拆解此區域的流速動力狀態，此方法會將實測流速拆解為第零模態（正壓模態，Mode-0）、第一斜壓模態(Mode-1)、第二斜壓模態(Mode-2)、第三斜壓模態(Mode-3)至第 N 斜壓模態(Mode-N)的流速結構。在此以平均南北方向實測流速 $\bar{V}$ 為例，圖 20 展示透過動力模態將平均南北方向實測流速 $\bar{V}$ 所拆解的模態流速，其中圖 20a 中，Mode-0 的流速大於 0.2 m s^{-1} 的區域位於 121.9°E 至 122.5°E 之間；而圖 20b 顯示的 Mode-1 則呈現上下相反的特徵，最大流速軸出現在 121.9°E ，最大流速值

達 0.6 m s^{-1} 。然而投影的結果圖 20c、d 顯示此測線平均南北方向流速 $\bar{V}$ 在 Mode-2 與 Mode-3 上的流速偏小，最大流速分別僅有 0.098 m s^{-1} 與 0.027 m s^{-1} 。

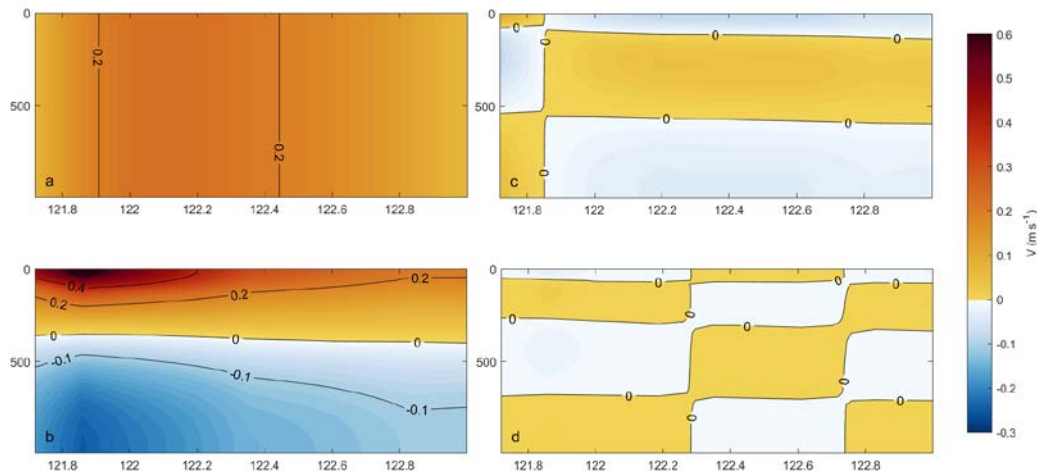


圖 20、將平均實測南北方向流速 $\bar{V}$ 資料透過動力模態分析拆解的結果(a)Mode-0；(b)Mode-1；(c)Mode-2；(d)Mode-3。

為了解各模態對本斷面流速的影響，將平均實測流速($\bar{V}$ 、 $\bar{U}$)資料投影至各模態，並計算各模態的動能佔比。圖 21 顯示各測站各模態的動能佔比，表 4 呈現平均動能佔比，平均南北方向流速 $\bar{V}$ 在測線上的平均動能佔比中，Mode-0 佔 46.88%，Mode-1 佔 49.12%，Mode-2 佔 1.94%，Mode-3 佔 0.07%，Mode-4 佔 0.71%，前五個模態共佔 98.73%的動能。值得注意的是，Mode-0 在測線中段測站的動能較大，而 Mode-1 則在測線兩端的測站動能較大。平均東西方向流速 $\bar{U}$ 方面，Mode-0 佔 45.17%，Mode-1 佔 48.38%，Mode-2 佔 2.33%，Mode-3 佔 0.42%，Mode-4 佔 0.86%，前五個模態共佔 97.17%的動能。與平均南北方向流速 $\bar{V}$ 不同，平均東西方向流速 $\bar{U}$ 的正壓模態在測線近岸側較小，離岸側較大，而第一模態則呈現西大東小的分布，透過這樣的動能分析，我們知道此區域的兩方向流速由 Mode-0 與 Mode-1 主導(表 4)。

表 4、各模態於 KTV1 的平均流速動能佔比。

	Mode-0	Mode-1	Mode-2	Mode-3	Mode-4
$\bar{V}$	46.88%	49.12%	1.94%	0.07%	0.71%
$\bar{U}$	45.17%	48.38%	2.33%	0.42%	0.86%

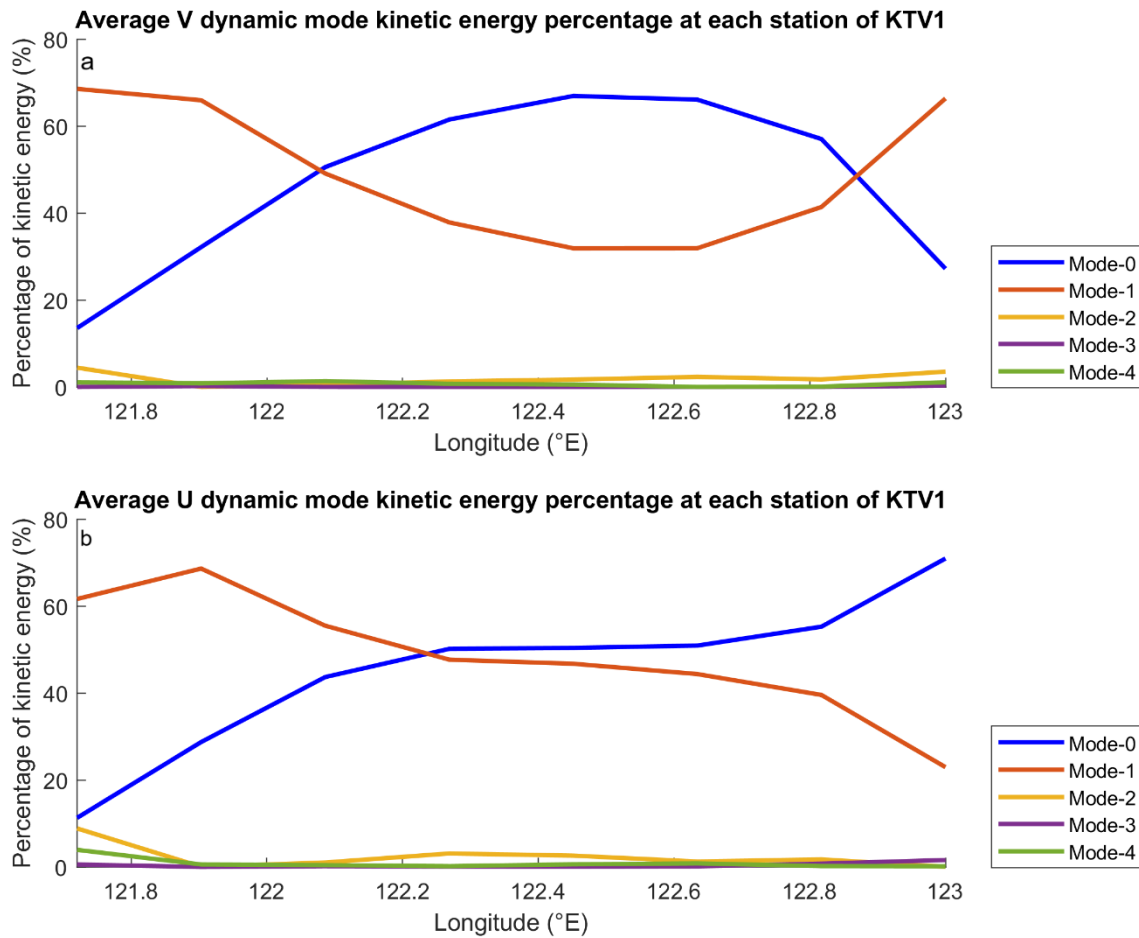


圖 21、(a)平均南北方向流速 $\bar{V}$ 橫跨測線的各動力模態的動能佔比；(b)平均東西方向流速 $\bar{U}$ 橫跨測線的各動力模態的動能佔比。



為了解各航次的差別，透過將各航次的實測流速變異值投影至平均水文資料所計算的動力模態，可以得到該航次於該模態的振幅(ED_{kn} ，如 OR1-1012 航次第一模態振幅)，而模態振幅的大小代表該模態的強度，將其投影至同樣的模態之上便可以用來比較各航次間的差異，即該航次測量期間某一動力模態的影響程度大小。由於模態為一向量，而振幅為一純量，可以透過將振幅大小投影在空間中的分布形式來對航次進行分類，若兩航次的振幅投影在空間中較為接近，則表示它們的動力結構較為相似。根據本節動能分析，使用動能佔比較大的前 2 模態振幅進行空間中的投影，將兩方向流速的第零與第一模態在空間中投影，並依據航次潛在受何種渦旋影響上色，紅色為潛在受 AE 影響，藍色為潛在受 CE 影響來區分。圖 22a 上顯示南北方向流速 V 的第零與第一模態振幅，結果顯示在 AE 和 CE 影響下，第零模態與第一模態的振幅差異顯著。南北方向流速 V 的第零模態振幅在 AE 影響下平均為 0.026，而在 CE 影響下則為 -0.035，表示 AE (CE) 的影響下正壓流場減弱 (增強)；在第一模態方面，AE 影響下的平均振幅為 -0.014，而 CE 影響下則為 0.019，而根據圖 19 第一斜壓模態的外型為上負下正，表示 AE (CE) 的影響下，斜壓流增強 (減弱)，即表面流速增強 (減弱)，深層流場減弱 (增強)。

在東西方向流速的振幅中圖 22b 顯示第零模態振幅與在兩種渦旋影響下的結果。在 AE 影響下的東西方向的第零模態平均振幅為 0.035，而 CE 影響下則為 -0.045，表示 AE (CE) 的影響下東西方向正壓流場增強 (減弱)。此外，AE 影響下的東西方向流速第一模態平均振幅為 -0.047，而 CE 影響下則為 0.060，表示 AE (CE) 影響下東西向斜壓流增強 (減弱)。不論是在南北或東西方向流速方面，AE 影響下的第零模態振幅多為正值，而 CE 影響下則多為負值。代表推測渦旋對於正壓流場的顯著影響，在 CE 的影響下正壓流場減速，AE 則會造成正壓流加速。在第一模態部分，南北方向流速 V 受 AE 與 CE 影響的差異較小，顯示黑潮本身的南北方向流速 V 較強，渦旋帶來的斜壓流速對其影響較為有限，但仍可觀察到渦旋的影響

造成斜壓振幅的減小。而在東西方向第一模態振幅的顯著差異，表示渦旋對東西方向斜壓流速的影響較為顯著，而細節的動力影響會在 3-5-3 節探討。

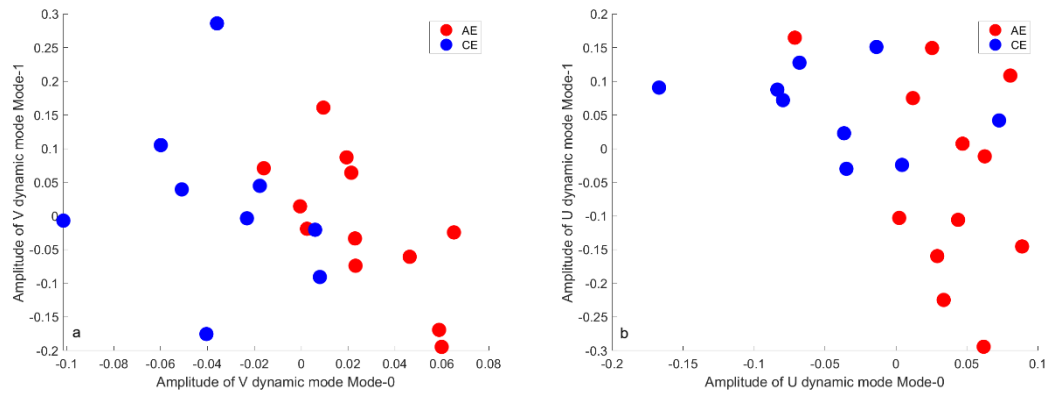


圖 22、(a)南北方向流速 V 第零模態與第一模態振幅的空間分布；(b)東西方向流速 U 第零模態與第一模態振幅的空間分布。

3-5-2 動力模態與海表面高度梯度關係

在 3-1 節中，KTV1 測線上的黑潮地轉流流量 Q_G 與東西向海表面梯度的最高相關係數值為 0.68。透過動力模態分析，可以將正壓、斜壓流場從流速場中拆解，並分別探討其與東西向海表面梯度的相關性。

在圖 23a 中，分析了東西向海表面斜度與南北方向流速 V 模態振幅的關係，兩者相關係數值為 0.71， p 值為 0.0003，顯示出有意義的線性關係。然而，當比較東西向海表面梯度與南北方向流速 V 第一斜壓模態振幅時，相關係數值僅 -0.02，且 p 值高達 0.9312，顯示兩者幾乎不相關。在東西方向流 U 模態振幅與東西向海表面梯度的相關性分析中，東西方向流速 U 正壓模態振幅的相關係數值為 0.75， p 值為 0.0001。而東西方向的第一模態與南北方向的第一模態不同，與東西向海表面梯度的相關係數為 -0.53，為中度負相關，表示東西向海表面斜度越大，東西方向的第一斜壓流(模態)越小。

綜合而言，我們發現測線上無論在東西向還是南北方向流速中的海表面高度變化主要影響正壓流場，這也是 3-1 節中地轉流(Q_G)與東西向海表面高度相關性較低的原因之一。由於地轉流包含正壓地轉流與斜壓地轉流，其斜壓成分可能是造成其與東西向海表面高度關聯性較低的主要因素。

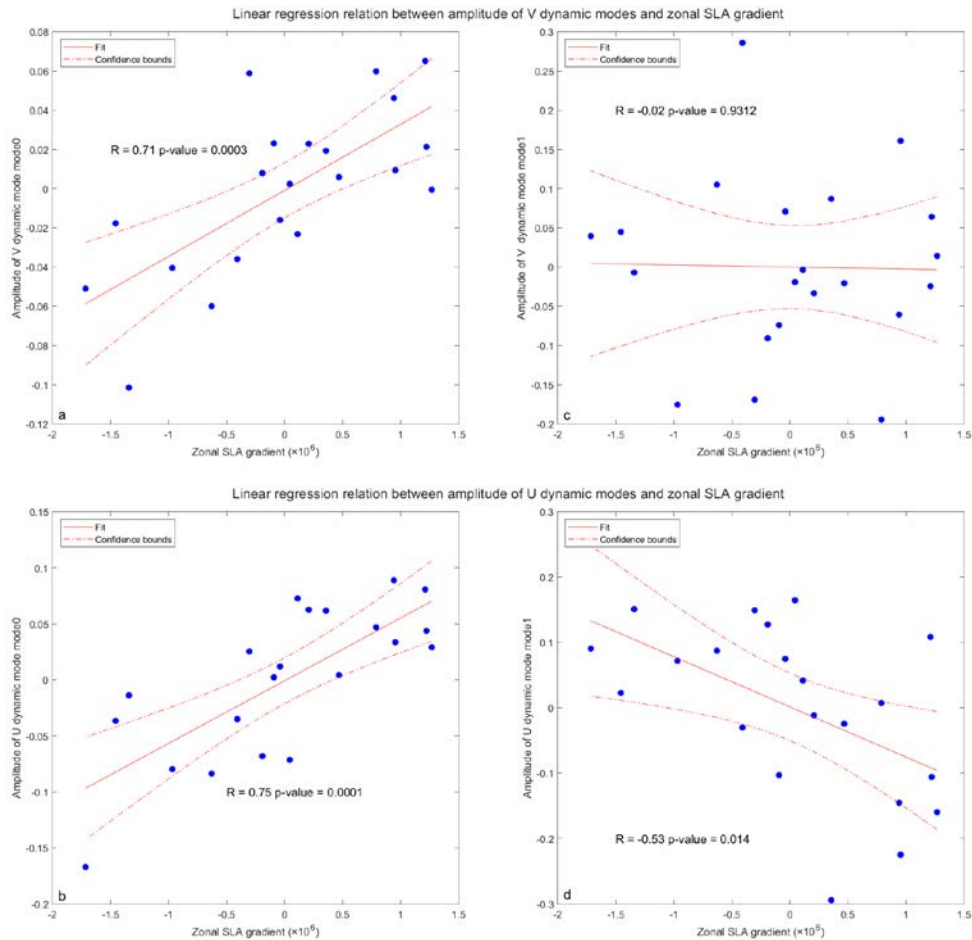


圖 23、(a)南北方向流速 V 第零模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性；(b)東西方向流速 U 第零模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性；(c) 南北方向流速 V 第一模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性；(d) 東西方向流速 U 第一模態振幅與東西向海表面高度梯度的線性相關性。



3-5-3 動力模態與渦旋關係

為了進一步了解渦旋對 KTV1 測線流場的影響，採用 Chelton et al. (2011)提出的平均渦旋結構模型，該研究統計了 35,891 個持續 16 週以上的渦旋，並發現多數渦旋可近似為具有對稱軸的高斯結構：

$$h(r) = A \exp(-r^2/L_e^2) \quad (3-1-1)$$

其中 h 為海表面高度(SSH)， r 為離渦旋中心距離， A 為渦旋中心的振幅， L_e 為渦旋的 e-folding 尺度。利用此理想渦旋模型計算測線中央渦旋造成的理論地轉流流速，並與動力模態之振幅進行比較，以驗證模態振幅是否受到渦旋流速影響。

圖 24a 顯示理想渦旋造成的南北方向流速(VE)與第零模態振幅在空間中的分布，兩者顯現顯著的線性相關，相關係數值 $R=0.73$ ， $p=0.0002$ 。圖 24c 中顯示 VE 與第一模態振幅在空間中的分布，一同兩種渦旋的情況下相關係數值 R 僅有 -0.33 ($p=0.143$)，進一步分析兩種渦旋影響的情況，CE 影響下的情況，其相關係數值 $R=-0.59$ ($p=0.05$)，在 AE 的影響下 $R=-0.16$ ($p=0.61$)，顯示 CE 帶來的的斜壓流場對南北方向第一模態振幅有影響。圖 24b 顯示理想渦旋造成的東西方向流速方面(UE)與東西方向流速 U 第零模態振幅的空間分布， UE 與東西方向流速 U 第零模態振幅在綜合兩種渦旋影響的情況，兩者間的相關係數值達 0.8 ($p=0.00001$)，顯示渦旋流速對黑潮東西方向正壓流速的影響顯著。 UE 與東西方向流速 U 第一模態振幅的分析結果顯示(圖 24d)，當將兩種渦旋影響一同考量時，相關係數值為 0.46 ($p=0.03$)，顯示渦旋對於東西方向斜壓流速有一定程度的影響。無論是東西方向或南北方向的流速，黑潮的正壓流速(第零模態)均受到渦旋帶來的流速影響。在斜壓模態(第一模態)部分，南北方向流速 V 的改變主要來自 CE 渦旋；而在東西方向，由於此測線東西方向流流速 U 較弱(東西方向流速 U 大小僅為南北方向流速 V 的 10%)，不論 AE 或 CE 渦旋的影響均會導致東西方向流速 U 產生顯著的斜壓流速變化，這可能是造成黑潮在該區域最大流速軸擺動的主要原因。

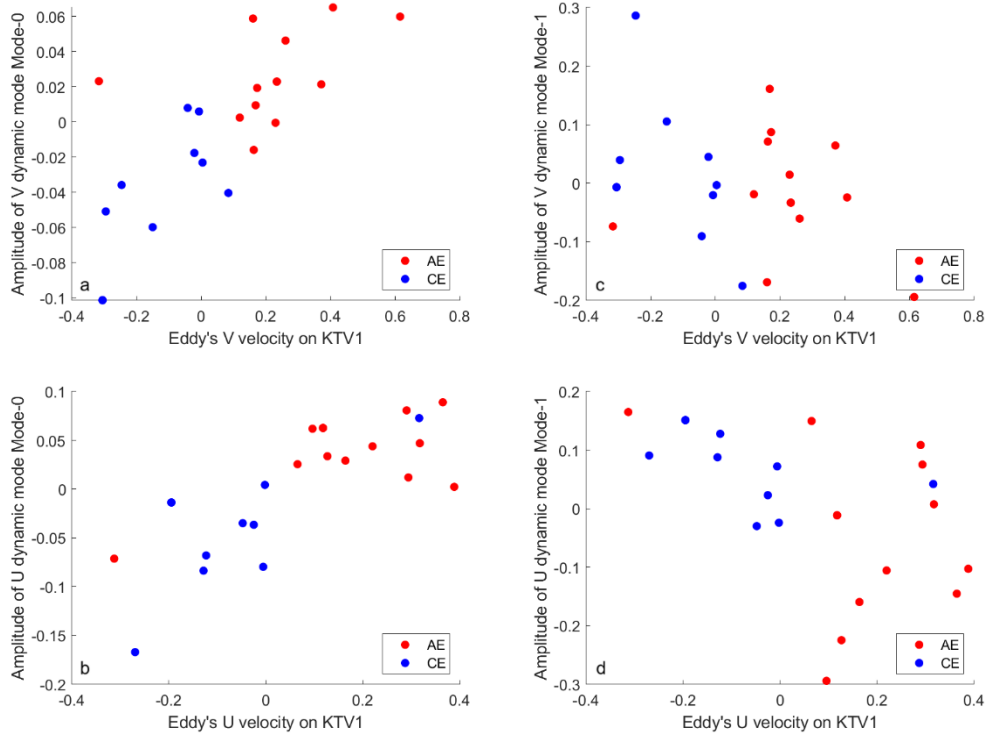


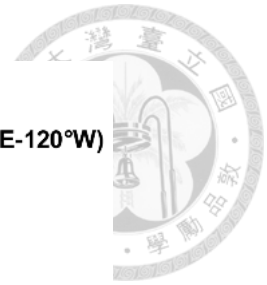
圖 24、(a)理論渦旋南北方向流速 VE 與南北方向流速 V 第零模態振幅相關圖；(b)理論渦旋東西方向流速 UE 與東西方向流速 U 第零模態振幅相關圖；(c) 理論渦旋南北方向流速 VE 與南北方向流速 V 第一模態振幅相關圖；(d)理論渦旋東西方向流速 UE 與東西方向流速 U 第一模態幅相關圖。

3-5-4 動力模態與風應力旋度關係

在海洋動力學中，黑潮為太平洋西方邊界流，其流量主要受大洋風應力旋度左右(Sverdrup，1947)，Andres et al. (2017)文中提及依據照史沃卓普的關係，西方邊界流的流量(T_{sv})應遵守以下：

$$T_{sv}(x_w, y) = \frac{1}{\beta \rho_0} \int_{x_e}^{x_w} (\nabla \times \vec{\tau}) dx \quad (3-5-1)$$

在此 x 與 y 分別代表經、緯方向， β 代表緯向的 f 梯度， ρ_0 為海水密度， $\vec{\tau}$ 為風應力， x_w 與 x_e 則分別代表積分的西邊界與東邊界。而為了分析風應力旋度與 KTV1 斷面動力模態的關係，使用 CMEMS 提供的月平均海表面風場 (<https://doi.org/10.48670/moi-00181>) 再分析資料，計算風應力橫跨太平洋 (130°E–120°W) 的風應力旋度場(圖 25)，並挑選太平洋環流區域擁有正風應力旋度的中緯度(25–35°N)與負風應力旋度的低緯度(5–15°N)。計算兩挑選緯度的風應力旋度後，再分別分析北太平洋環流區域的平均風應力旋度對南北方向流速 V 與東西方向流速 U 動力模態振幅的延遲相關(lagged correlation)影響。



Mean wind stress curl from January 2011 to December 2023 (130°E-120°W)

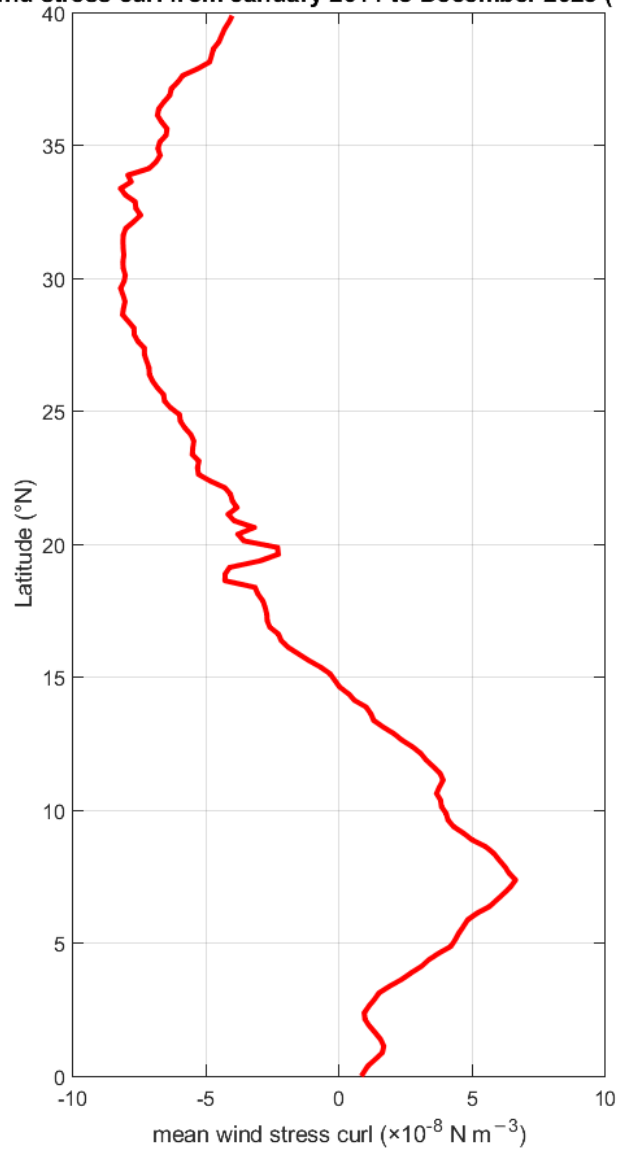
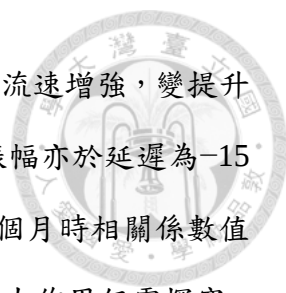


圖 25、2011 年 1 月至 2023 年 12 月之間 130°E 至 120°W 的平均風應力旋度大小。

圖 26a 顯示低緯度平均風應力旋度的與正壓流場的振幅關聯，在延遲-6 個月時，低緯度風應力旋度與南北方向流速 V 第零模態振幅的相關係數為 0.5787 ($p=0.006$)且在東西方向流速 U 第零模態振幅上亦在延遲為-6 個月時相關係數值達到 0.5367 ($p=0.012$)，這樣與兩方向流速振幅都有相關的結果表示 6 個月前的風應



力旋度可能和黑潮主軸強度有關，當風應力旋度變強，黑潮正壓流速增強，變提升南北、東西兩方向的流速強度。同時東西方向流速 U 第零模態振幅亦於延遲為-15 個月時有相關($R=0.4391$)，然而向前 12 個月(1 年)在延遲為-3 個月時相關係數值僅有-0.068，因可以推斷此相關並非年季內的尺度，其原因與動力作用仍需探究。而低緯度風應力旋度與南北方向流速 V 第一模態振幅上，卻沒有顯著的相關性，最高的相關係數值於延遲為-4 個月時出現($R=0.3557$, $p=0.1135$)為較低的相關性，但東西方向流速 U 第一斜壓模態振幅卻於延遲為-11 個月時有一個中度相關($R=0.4720$, $p=0.03$)，對於 KTV1 測線的流速影響將於 3-5-6 節探討。

中緯度的平均風應力旋度大多為負值，因此在計算風應力旋度影響時，將中緯度風應力旋度以負值處理。分析結果圖 27a 顯示，南北方向流速 V 第零模態振幅與風應力旋度的關聯性在延遲為-4 個月時達到極值($R=0.445$, $p=0.043$)，為中度相關。此結果領先低緯度與南北方向流速 V 第零模態振幅的最大相關值 2 個月，其中原因仍需探究。而兩方向流速(U 與 V)第一模態振幅與中緯度風應力旋度的相關係數值皆較低，顯示中緯度風應力旋度雖然可能對斜壓流速變化的影響程度較低，且能發現低緯度風應力旋度的相關係數對相同的模態下比中緯度的相關係數較高，因此本研究將於 3-5-6 節對低緯度風應力旋度作為優先，探討低緯度風應力旋度如何影響 KTV1 測線。

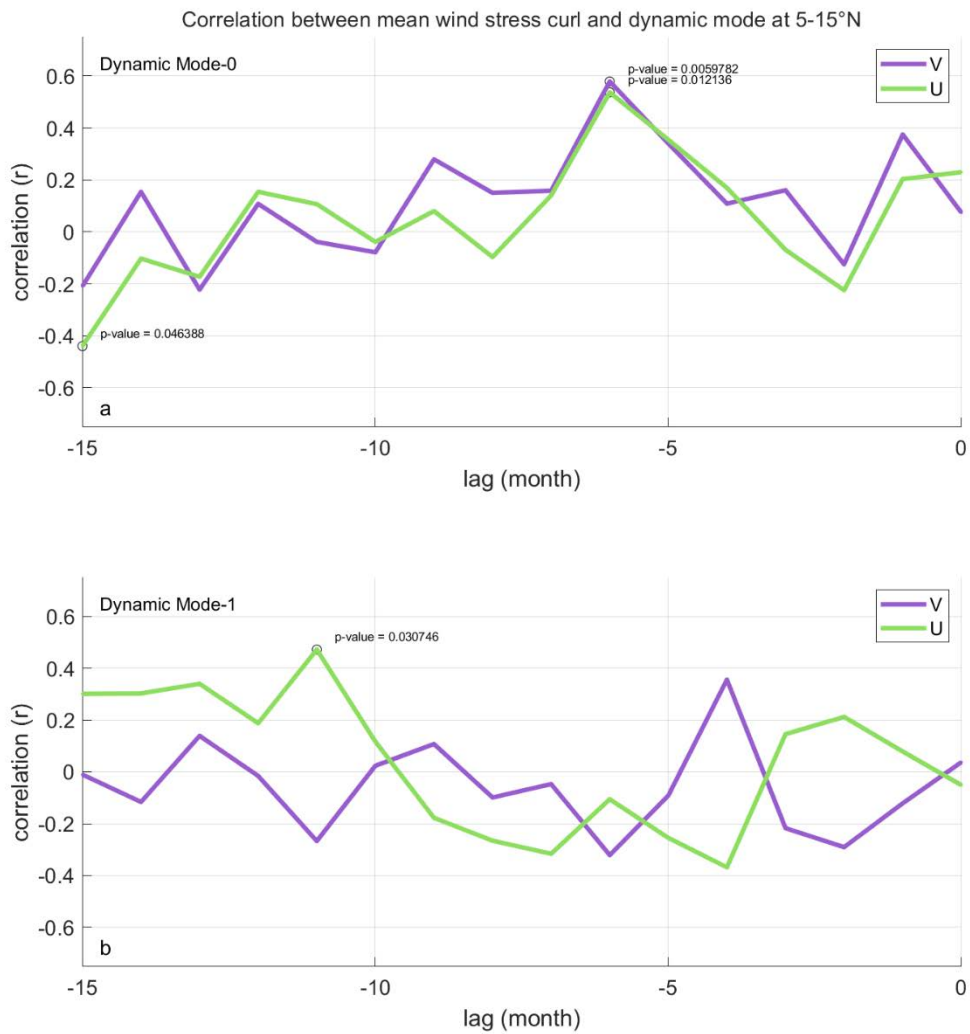


圖 26、(a)北太平洋環流區域低緯度 5-15°N)月平均風應力旋度與東西、南北方向流速第零模態振幅之間的延遲相關；(b)北太平洋環流區域低緯度(5-15°N)月平均風應力旋度與東西、南北方向流速第一模態振幅之間的延遲相關。

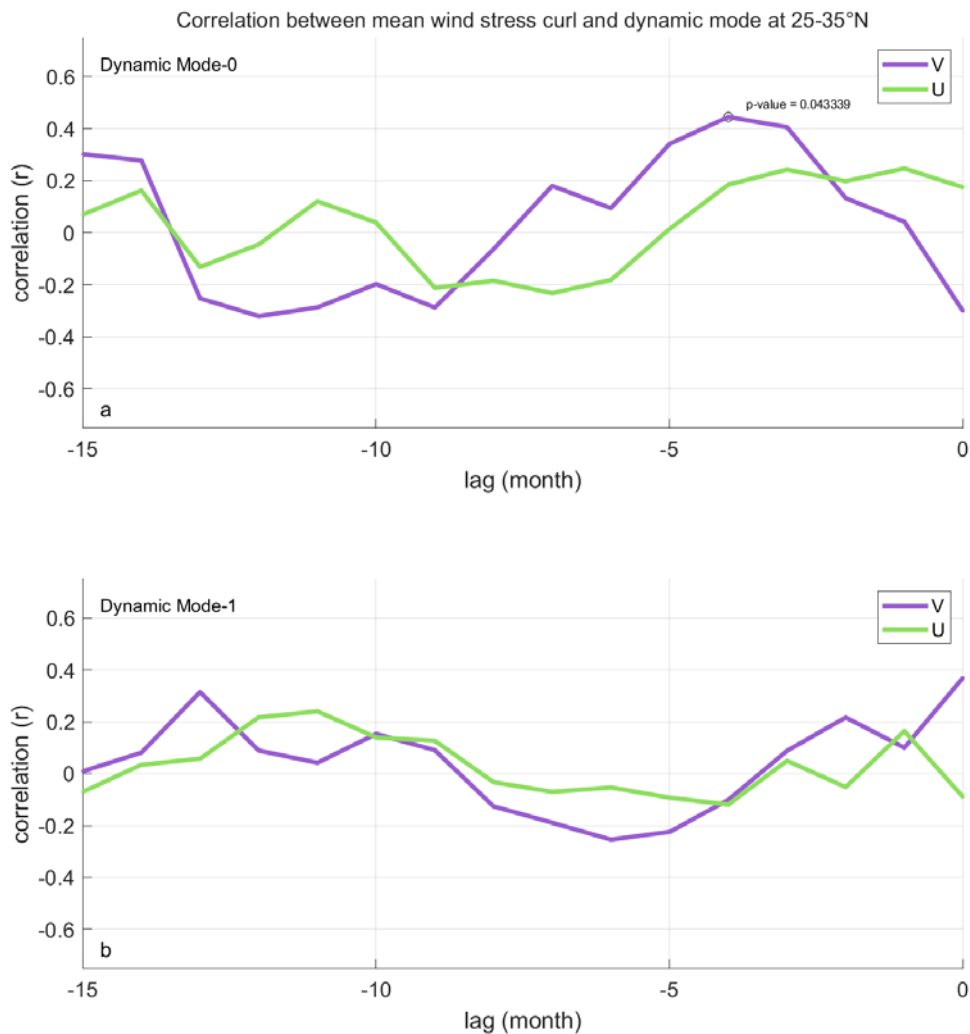
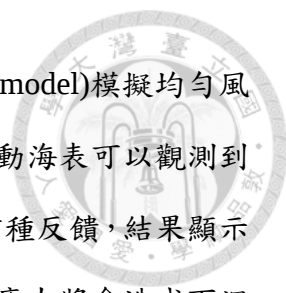


圖 27、(a)北太平洋環流區域中緯度(25–35°N)月平均風應力旋度與東西、南北方向流速第零模態振幅之間的延遲相關；(b)北太平洋環流區域中緯度(25–35°N)月平均風應力旋度與東西、南北方向流速第一模態振幅之間的延遲相關。

3-5-5 動力模態與區域風應力關係

在風應力的影響方面，Chao (1991)透過模式模擬發現，黑潮主軸的季節性遷移主要受季風影響。東北季風(冬季)驅動向岸的艾克曼傳輸，使黑潮表層流向岸側移動；而西南季風(夏季)則驅動離岸的艾克曼傳輸，使黑潮表層流向外海；透過月平均風應力資料與海表面地轉流速 Nakamura et al. (2016)於東海(ECS)觀測到了這樣



的假說，並更進一步使用兩層淺水模式(two-layer shallow water model)模擬均勻風應力在可動海表(moving sea surface)情況下對於流影響，透過可動海表可以觀測到流場在風應力的影響下表面艾克曼層(surface Ekman layer)會有何種反饋，結果顯示均勻風應力場會造成流場有正壓流的回饋，與流同向(異向)的風應力將會造成下沉(湧升)的艾克曼幫浦效應，最終造成噴流的離岸側流速加速(減速)，同時在近岸側有噴流減速(加速)流。Zhang et al. (2021a)則在透過模式證明這樣的動力控制實驗中，模式受到模擬西方邊界流流域的年循環風應力驅動，成功再現了不同深度層中觀測到的季節性流速變化的主要特徵，而在對照實驗中，研究將整區域的風應力移除，結果清楚顯示：整條黑潮路徑上層海水中的季節性流速變化最大值，不復存在。最後再透過兩組實驗分別將模式中東海與北臺灣區域的風應力去除，兩實驗由人造風應力造成的正壓羅士比波(Rossby wave)都會被琉球島鏈阻擋，證明東海上層黑潮的季節性流速變化主要由區域風應力造成，其次才是受到下游平流的影響。Zhang et al. (2021b)更接續此實驗，使用含有艾克曼層動力的 rigid-lid reduced-gravity 模式去證實此假說，並發現這樣的條件只要上層平均深度大於 100 m 此現象就會成立。

本研究使用 CMEMS 發布的月平均風應力(<https://doi.org/10.48670/moi-00181>)再分析資料，選取 20°N–27°N、120°E–130°E 範圍內的風應力數據進行分析，以探討此區域風場(風應力)對黑潮流速的影響。為簡化東西向與南北向風應力的影響，計算二維的風應力場和模態振幅的延遲相關(lag correlation)，並將其依據風應力與流速的延遲相關係數值分別繪製於 x 與 y 軸。透過此分析，可以確定模態振幅與本區域風應力最大相關性的方位角，並將其設為風應力主要影響軸向。接著，透過分解力方法，將所有平均風應力拆解至該主要影響軸上，以直接探討兩方向風應力其對動力模態的影響。透過此方法拆解本區域風應力的結果顯示(圖 28)，KTV1 測線東西、南北方向流速 V 模態振幅大多受東北與西南方向的風應力控制，即為本區域冬、夏季季風的風向。

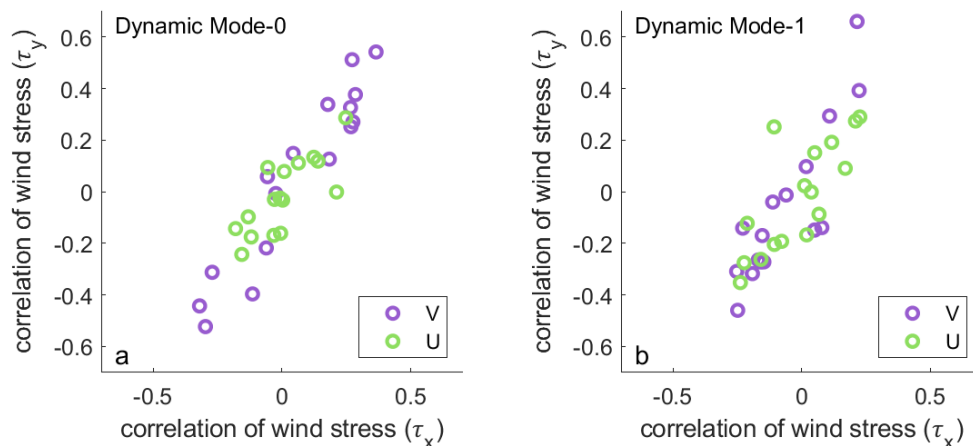


圖 28、(a)本區域二維風應力場與動力模態 Mode-0 振幅之間的延遲相關；(b)本區域二維風應力場與動力模態 Mode-1 振幅之間的延遲相關。

將本區域風應力拆解至區域風應力主要影響軸向後進行延遲相關分析，結果顯示(圖 29a)在延遲為 0 個月時，南北方向流速 V 正壓模態振幅與本區域風應力的相關係數值為 0.4955 ($p=0.0223$)，而延遲為-12 個月時 $R=0.5392$ ($p=0.011$)，顯示南北方向流速 V 與當月本區域風應力關係，然而在東西方向流速 U 正壓模態上卻無法觀測到較好的相關性。此外，在南北方向流速 V 第一模態振幅中觀察到延遲為-8 個月的時候有顯著相關係數值 $R=0.4358$ ， $p=0.048$ ，雖然此相關性的動力機制尚不明確，但推測可能是由移動速度較慢的艾克曼輸送，將水團傳遞至測線西方引起的水層變化，進而影響斜壓流速變化；東西方向流速 U 第一模態振幅於延遲為-12 個月時有相關係數值為-0.4544， $p=0.038$ ；相對的延遲為 0 個月時亦有 $R=-0.3803$ ， $p=0.093$ 的相關係數值，這表示此-12 月的本區域風應力應和 0 個月延遲的本區域風應力為相同事件，表示本區域風應力對於東西方向斜壓流速亦有影響。

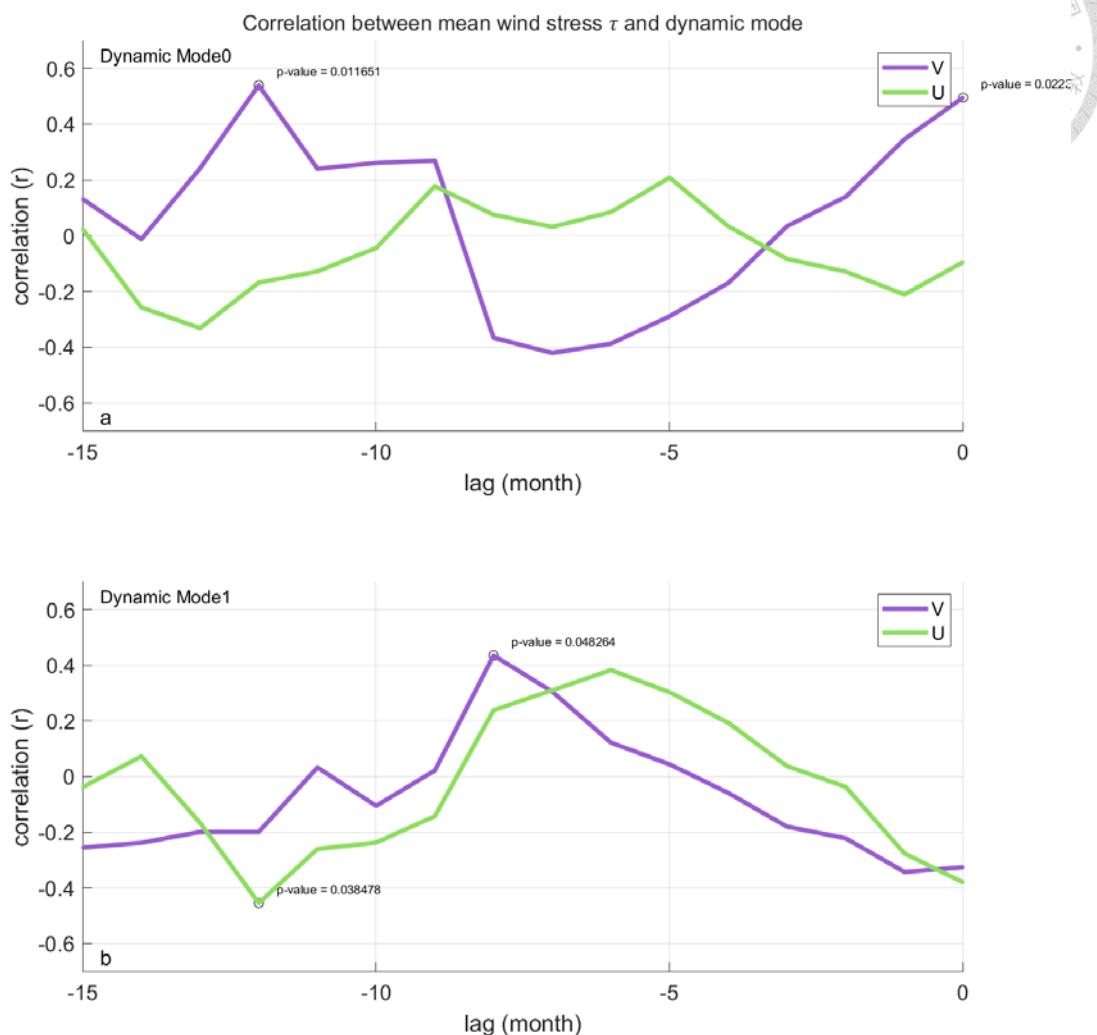


圖 29、(a)東西向與南北向流速第零模態振幅與風應力的延遲分析；(a)東西向與南北向流速第一模態振幅與風應力的延遲分析。

3-5-6 風應力與風應力旋度對於 KTV1 測線海流的影響

為探究風應力與風應力旋度這類遙相關(Teleconnection)現象對該區域流速的影響，首先透過線性回歸計算，將直接影響流速動力模態振幅的因素扣除。在 3-5-2 節中資料顯示 KTV1 測線流速模態振幅與東西向海表面梯度有良好的線性關係，3-5-3 節中亦證實理想渦旋流速對於模態振幅的關係。為了避免此 2 影響分析將此 2 影響透過線性回歸扣除，首先使用線性回歸扣除各測站模態振幅中由月平均東西

向海表面梯度造成的影響後，再度計算線性回歸，進一步扣除理想渦旋於各測站流速的影響，從而獲得剩餘的速模態振幅(EDR_{kn})，其中 n 為模態的編號， k 表示航次第 t_k ($k = 1$ 為 OR1 - 1012 航次、 $k = 2$ 為 OR1 - 1017 航次， $k = 1, 2, 3 \dots K$) 次。

3-5-4 與 3-5-5 節中，發現南北方向流速 V 、東西方向流速 U 分別與北太平洋環流區域低緯度風應力旋度、區域風應力之間有延遲相關(表 5)。因此，將 EDR_{kn} 與北太平洋環流區域低緯度風應力旋度進行相關分析，並依測站繪製其相關係數值。根據各測站的正規化模態振幅(圖 19)，僅測站 K102 與 K106 的第一模態的表面振幅為正，因此在繪製時將這其餘測站(K101、K103、K104、K105、K107、K108)的相關係數乘上負號，以利辨識。使我們能明確辨別第零模態即代表正壓模態，當其為相關係數值為正時，表正壓流為正；而第一模態表示斜壓模態，且在根據前述處理後，當第一模態相關係數值為正(負)相關時表示表層水流速為正(負)，下層為負(正)。

表 5、各模態與其最大相關風應力旋度、風應力之延遲月分。

	wind stress curl	wind stress
V Mode-0	-6	0
U Mode-0	-6	N/A
V Mode-1	N/A	-8
U Mode-1	-11	-12

圖 30a 顯示 EDR_{kn} 與最大相關風應力旋度於各測站的相關值，而在南北方向流速 V 與東西方向流速 U 於第零模態最大相關的延遲都為 -6 個月，為相同時間尺度故在此將兩者一同探討， EDR_{kn} 與 -6 個月延遲的風應力旋度的相關性結果顯示，南北方向流速 V 的正壓模態測線中央(122.2—122.8°E) 的相關係數值為正，且內側測站(121.7—122°E)的相關係數為負，代表黑潮主軸的向外側偏移，同時東西方向流速 U 為出現橫跨測線的負相關。表示延遲為 -6 個月風應力旋度會造成黑潮的流速增強伴隨著黑潮主軸向離岸側偏移。在東西方向流速 U 第一模態方面，延遲

為-11 個月的低緯度風應力旋度會使離岸側(122.1—123°E)的東西方向流速 U 第一斜壓模態為負，這樣的斜壓流減速造成表層東西方向流速 U 減小，改變可能會造成黑潮的向岸偏移。

圖 30b 顯示，各 EDR_{kn} 於各測站與最大相關區域風應力的相關係數值。當月風應力與南北方向流速 V 正壓流模態離岸側(122.6—123°E)的第零模態呈正相關，測線中段(122—122.5°E)則呈負相關，雖這些相關係數較低，範圍僅於-0.2 至 -0.3 間，但近岸側測站的負相關和遠岸側正相關可能反映了黑潮在此區域受到區域風應力影響而產生的主軸偏移。第一模態方面，南北方向流速 V 第一模態測線中段(122.1—122.5°E)呈現較大的正相關，而外側(122.8—123°E)則顯示負相關，這樣的結果可能表示 8 個月前的本區域風應力強度可能對黑潮主軸的強度產生影響，使黑潮北向流速增加並使流速主軸向離岸側偏移，其動力原因可能是透過傳輸較慢的艾克曼傳輸造成此區域的水團斜壓性改變，最後改變整體黑潮的斜壓加速，但這仍需要證實。在東西方向流速 U 第一模態方面觀測到在延遲-12 個月的風應力與測線中段(122.3—122.8°E)的斜壓模態呈現正相關，而同時在 3-5-5 節我們也推測此-12 個月的相關應和 0 個月延遲本區域風應力造成，因此我們可以將此特性作為當月同黑潮流向的風應力吹幅時，測線中段的海表東西方向斜壓流速會加強，造成黑潮向東偏移。再將其與南北方向流速 V 第零模態與當月的本區域風應力相關一同探討，便可以得知當月本區域風應力和黑潮流同向時外側(122.4°E 以東)的南北與東西方向流速都會增加，伴隨著近岸側(122.4°E 以西)的南北流速減小，這樣的結果與 3-5-5 節中敘述到受風應力影響時黑潮離岸側加速與靠岸側減速相同。

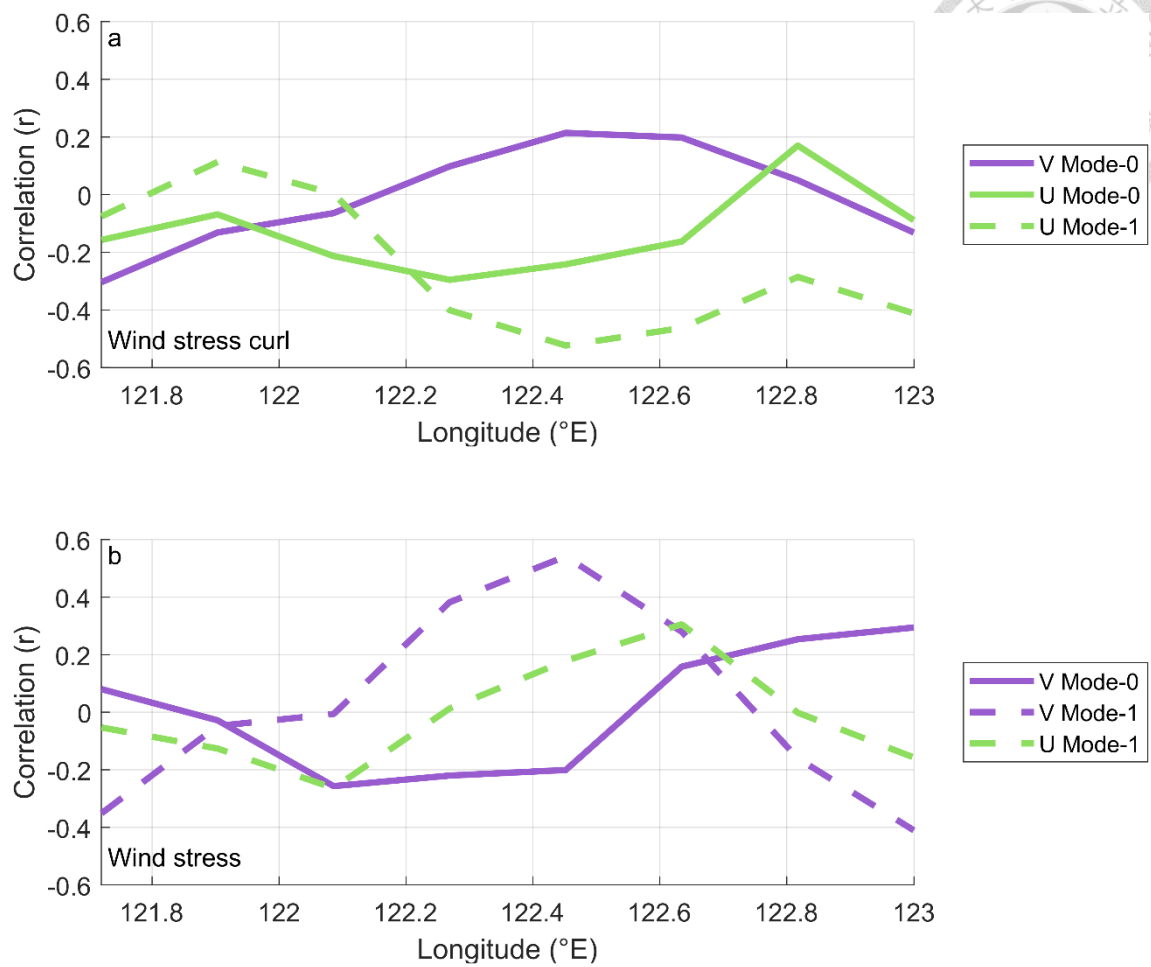


圖 30、(a)北太平洋環流區域低緯度(5—15°N)風應力旋度和剩餘模態振幅(EDR_{kn})於各測站的相關係數值；(b)本區域風應力和扣剩餘模態振幅(EDR_{kn})於各測站的相關係數值。



3-6 經驗正交函數(EOF)

利用經驗正交函數(EOF)分析，可以解釋黑潮流速中的變異(variance)，並量化各模態所能解釋的變異比例，以判斷其空間結構及時間上的振幅變化。本研究使用 SADCP 與 LADCP 測得之流速數據進行 EOF 分解，在南北方向流速 V 的前五個模態共解釋 75.8% 的變異，而東西方向的前五個模態則解釋約 77.2% 的變異。

圖 31 中顯示南北方向與東西方向的 EOF 模態結構，並與 Chang et al. (2018) 在 KTV1 測線錨碇 3 組 ADCP 一年連續觀測數據所得的 EOF 結果比較。結果顯示，雖模態所解釋的變異佔比有所不同，但整體模態結構相似。其中， $VEOF1$ 呈現近岸流速減弱、遠岸流速增強的結構，可能對應黑潮的擺動模式。 $VEOF2$ 顯示出較厚的流速主軸，可能代表黑潮主流強弱的變化模式。而 $VEOF3$ 在離岸側上層顯示明顯的負流速，這與圖 15 中南北方向流速 V 在渦旋碰撞後的變異類似，因此推測 V EOF3 可能與渦旋碰撞導致的離岸側加減速有關。在東西方向流速 U 的 EOF 分析中， $UEOF1$ 顯示整個斷面均存在流速增加的趨勢，其特徵與 3-4 節中渦旋影響下東西方向流速 U 的變化相似。 $UEOF2$ 與 $UEOF3$ 兩模態可能代表兩種不同型態的黑潮， $UEOF2$ 可能是因黑潮擺動離岸時的狀態， $UEOF3$ 則為近岸時的 U 流速狀態。

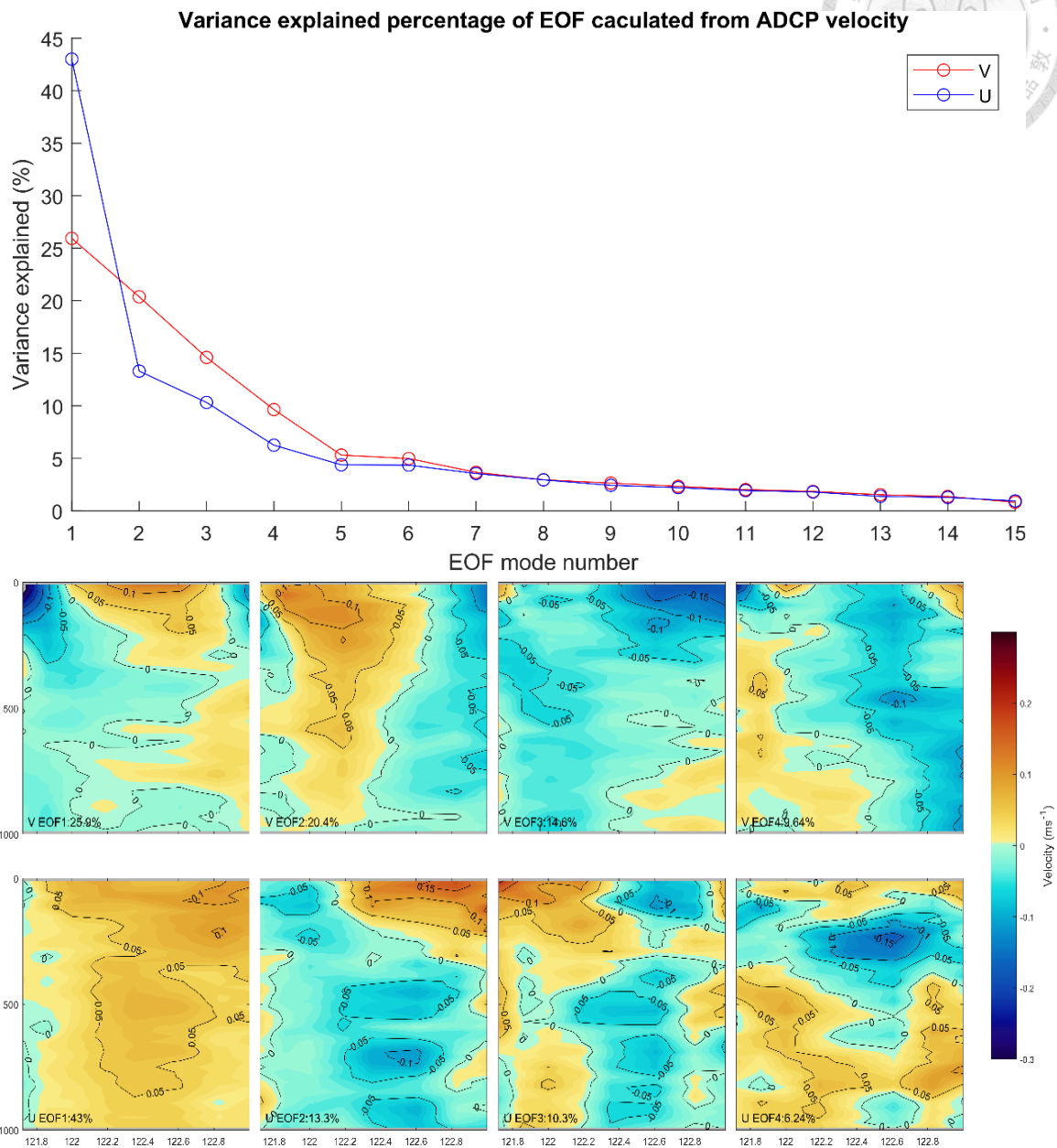


圖 31、(上)東西向與南北向流速的 EOF 解釋的變異量；(下)V EOF 與 U EOF 模態 1-4 結構。

為探討 EOF 模態振幅中渦旋的影響，計算 EOF 模態振幅與 3-5-3 節中提及的理想渦旋所造成流速(VE 、 UE)與各模態的相關性。結果顯示(表 6)，V EOF1 和 V EOF2 的振幅與渦旋造成的南北方向流速 VE 變化並無明顯相關性，僅於 V EOF3 與兩種渦旋之間具有顯著的相關($R=0.59$ ， $R=-0.52$)，進一步證實 V EOF3 代表受渦

旋影響的模態。在東西方向方面，UEOF1 與渦旋造成的東西方向流速 UE 具有顯著相關($R=0.64$ ， $p=0.0057$)，顯示渦旋在 KTV1 斷面對東西方向流速 U 的重要影響性，若將兩種渦旋分開查看，CE 的相關係數值為顯著的 0.81 ($p=0.0148$)，且 UEOF1 可解釋東西方向流速變異的 43%，更進一步證明渦旋對黑潮東西方向流流速的影響。

表 6、EOF 模態振幅與理想渦旋所造成流速(VE 、 UE)的相關係數值 R 與其 p 值大小。

	AE		CE		全航次	
	R	p	R	p	R	p
V EOF1	0.24	0.5339	0.23	0.5792	0.19	0.4436
V EOF2	0.48	0.1929	-0.29	0.4911	0.15	0.5633
V EOF3	-0.52	0.1517	0.59	0.1276	-0.24	0.3499
V EOF4	0.06	0.8882	-0.58	0.1281	-0.28	0.2831
U EOF1	-0.48	0.1894	0.81	0.0148	0.64	0.0057
U EOF2	-0.08	0.8390	-0.31	0.4484	-0.09	0.7377
U EOF3	-0.39	0.3024	-0.59	0.1264	-0.06	0.8121
U EOF4	-0.23	0.5566	0.56	0.1504	0.07	0.7941

3-7 使用動力模態分析推測斷面流速

在 3-5 節中，探討了各個動力模態可能受到的影響因素。若以此為基礎對斷面流速進行拆解，則可透過遙測來推算黑潮在臺灣東側的強度。為達成此目標，需要將各測站模態振幅的影響因子逐一從模態振幅中提取。

為使用多元線性回歸分析(Multiple regression analysis) 來推算各測站各模態在各情況下的振幅大小，須先決定會影響模態振幅的因子項次。3-5-2 節中得知東西向海表面梯度與南北方向流速 V 第零模態、東西方向流速 U 第零模態及第一模態的振幅具有相關性。為了清楚區分東西向海表面高度與渦旋對 KTV1 測線的影響，使用航次月平均東西向海表面梯度作為多元線性回歸分析的第一個項次。渦旋造

成的流速在 3-5-3 節已證實對東西和南北方向流速 V 第零模態與第一模態振幅具有影響。為確定渦旋對各測站的影響，取理想渦旋在理論地轉流下於各測站造成的東西、南北方向流速 V 作為多元線性回歸分析的第二個項次。此外，根據 3-5-4 節的分析，發現南北方向流速 V 模態振幅與風應力旋度在低緯度($5^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$)之間有較好的相關性，因此將其作為多元線性回歸分析的第三個項次。最後，由 3-5-5 的分析，得知風應力亦與南北方向流速 V 模態振幅存在關聯，因此將其納為多元線性回歸分析第四個項次；預測 V 模態 ($VEED$) 的方程式如下：

$$VEED_{kns} = a_{1s} \frac{\delta SLA}{\delta x} + a_{2s} VE_s + a_{3s} \nabla \times \vec{\tau} + a_{4s} \vec{\tau} + C_s \quad (3-7-1)$$

其中 k 表示航次第($k=1$ 為 OR1-1012 航次、 $k=2$ 為 OR1-1017 航次，依此類推， $k=1,2,3\dots K$)次， n 為模態的編號($n=0,1$)， s 為測站數目由 1 至 8 分別代表 KTV1 測線上的 K101 至 K108 測站， SLA 為 KTV1 測線上的海表面異常值， VE 為理論渦旋對於 KTV1 測線上各測站的南北方向流速 V ， $\nabla \times \tau$ 為風應力旋度， τ 為風應力， a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 和 C 為各項係數顯示於表 8。

表 7、南北方向流速 V 模態振幅與各項參數的多元線性回歸分析的係數。

		$n=0$					$n=1$				
		a_1	a_2	a_3	a_4	C	a_1	a_2	a_3	a_4	C
s	1	-0.027	0.313	-0.138	0.303	0.051	0.613	-2.112	0.000	5.527	0.640
	2	-0.046	0.398	0.012	0.063	-0.035	-0.385	2.670	0.000	1.435	-0.098
	3	-0.008	0.301	0.062	-0.192	-0.062	0.029	-0.855	0.000	-0.076	0.066
	4	0.016	0.155	0.116	-0.257	-0.076	-0.072	-0.371	0.000	-3.398	-0.261
	5	0.011	0.094	0.128	-0.216	-0.073	-0.137	-0.453	0.000	-4.713	-0.371
	6	0.021	0.068	0.074	0.119	-0.028	0.402	-0.010	0.000	3.149	0.272
	7	0.016	0.051	-0.016	0.300	0.023	-0.236	0.068	0.000	1.283	0.108
	8	-0.003	0.242	-0.077	0.508	0.066	-0.085	-0.313	0.000	8.330	0.747

在 3-5 節中東西方向流速 U 模態振幅與風應力旋度及風應力的關聯較小，故將此二項從多元回歸分析移除。因此預測 U 模態(UEED)的方程式應為：

$$UEED_{kns} = a_s \frac{\delta SLA}{\delta x} + a_{2s} UE_s + a_{3s} \nabla \times \vec{\tau} + a_{4s} \vec{\tau} + C_s \quad (3-7-2)$$

其中 k 表示航次第($k=1$ 為 OR1-1012 航次、 $k=2$ 為 OR1-1017 航次，依此類推， $k=1,2,3...K$)次， n 為模態的編號($n=0,1$)， s 為測站數目由 1 至 8 分別代表 KTV1 測線上的 K101 至 K108 測站， SLA 為 KTV1 測線上的海表面異常值， UE 為理論渦旋對於 KTV1 測線上各測站的東西方向流速 U ， $\nabla \times \tau$ 為風應力旋度， τ 為風應力， a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 和 C 為各項係數顯示於表 9。

表 8、東西方向流速 U 模態振幅與各項參數的多元線性回歸分析的係數。

		$n=0$					$n=1$				
		a_1	a_2	a_3	a_4	C	a_1	a_2	a_3	a_4	C
s	1	0.019	0.020	-0.034	0.000	0.014	0.075	-0.113	0.010	-0.435	-0.041
	2	0.020	0.039	-0.019	0.000	0.006	0.134	0.114	0.208	0.107	-0.086
	3	0.046	0.102	-0.082	0.000	0.028	-0.094	-0.482	-0.006	-0.061	0.028
	4	0.051	0.271	-0.088	0.000	0.017	-0.132	-0.314	0.646	-0.017	-0.261
	5	0.043	0.338	-0.051	0.000	-0.004	-0.196	0.000	1.135	0.131	-0.484
	6	0.018	0.350	-0.049	0.000	-0.009	0.191	0.009	-0.719	0.848	0.396
	7	0.035	0.153	0.103	0.000	-0.057	-0.283	-0.314	0.469	-0.443	-0.221
	8	0.054	0.141	-0.012	0.000	-0.006	-0.308	0.008	1.106	0.623	-0.393

為分析模型結果，計算多元線性回歸分析預測的模態大小之 R_{adj}^2 (adjusted coefficient of determination)。一般而言使用 R^2 當作模型指標，但 R^2 會隨變數數量增加而持續上升，可能導致誤差；因此使用 R_{adj}^2 ，其優點在於會考量變數數量，而修正因變數數量變化所產生的偏差，更適用於多元回歸分析。 R_{adj}^2 的結果呈現於表 9，

其中，在南北方向流速 V 第零模態下，發現對近岸側測站的預測較為準確，且可對整條測線進行一定程度的預測($R_{adj}^2 > 0.3$)，唯 K107 測站除外($R_{adj}^2 = 0.035$)。至於南北方向流速 V 第一模態，則僅 K105 和 K106 測站的預測較為準確($R_{adj}^2 = 0.396, 0.377$)，但橫跨測線的預測都很差。在東西方向流速 U 面，第零模態遠岸側測站 (K105–K107) 的預測效果較佳 ($R_{adj}^2 = 0.735, 0.695, 0.764$)。而近岸側 (K101–K103) 出現較低的低 $R_{adj}^2 (< 0.2)$ 。而東西方向流速 U 第一模態的整體預測效果較差，僅於 K107 有 $R_{adj}^2 = 0.405$ ，這樣的結果顯示此模型在近岸側與離岸側仍有很大的改善空間，但此模型能夠在正壓流速方面成功預測，特別是對於測線中段 (K104–K107) 的東西方向流速 U 正壓模態乃此模型特長。

表 9、多元線性回歸分析預測模態的 R_{adj}^2 值。

Mode	K101	K102	K103	K104	K105	K106	K107	K108
V0	0.205	0.458	0.569	0.380	0.470	0.272	0.032	0.205
V1	0.293	0.313	-0.028	0.106	0.396	0.377	0.072	0.293
U0	0.010	-0.045	0.171	0.549	0.735	0.695	0.764	0.010
U1	-0.190	-0.072	0.048	0.239	0.278	0.278	0.405	-0.190

第四章 結論



本研究透過多年觀測的黑潮斷面水文資料，探討臺灣東側流速與水文樣貌，並將其與動力模態分析方法結合，拆解在臺灣東方的黑潮流速動力結構後，透過衛星觀測風應力資料、應用衛星觀測海表面高度異常資料、渦旋偵測等資料與方法，探討臺灣東側黑潮的流速特徵，分析其受何種動力作用影響。

水文資料分析結果在 KTV1 測線的溫度分佈中，KTV1 測線斷面溫度分佈呈現明顯的季節性變化。夏至秋季時(6–10 月份)，表層水溫普遍較高，部分航次甚至測得超過 30°C 的高溫，而水溫於冬季(3 月)最低可降至 22°C。鹽度方面，低鹽度水主要出現在表層 50 m 內，並可分為限於測線西側與橫跨整個測線兩種類型；相對地，高鹽度水則集中於 50–300 m 水深的東側區域，通常來自北赤道洋流帶來的高鹽水。各航次均觀察到表層高溫 (> 25°C) 現象，且等溫線與等鹽度線普遍呈現東深西淺的分佈模式。此外，鹽度最大值通常出現在 100–400 m 之間，而近岸區域則經常受到低鹽度水團影響。這些結果顯示，KTV1 斷面的水文結構除了一般的季節變化，也有外來水團及渦旋造成的季內影響，而黑潮在該區的動力特性可能進一步影響溫鹽分佈模式。

南北向流速 V 的實測結果顯示，在 26 個研究航次中，多數最大流速軸位於測線的近岸側，僅 OR1-1066 航次出現偏移最大流速偏移出現在遠岸側，使最大流速軸出現在測線的遠岸側。北向流速超過 0.2 m s^{-1} 的黑潮的核心流通常發生在上層 600 m 以內，然而，少數航次觀測到較深層의北向流與上方黑潮流分離的現象，如在 OR1-1117B、OR1-1024、OR1-1134、OR1-1140、OR1-1233 和 OR1-1243 等航次中。極大北向流速 (> 1 m s^{-1}) 多出現在 122°E 以西。在東西向流速 U 的實測結果中，流場大致可分為兩種類型：(1)全斷面 U 流速皆為正值；(2)東側 U 為正值，西側 U 為負值。透過水文資料與熱力風方程式計算的流速結果與實測流速結果相當接近。比較兩種方法計算的流量，地轉流流量 Q_G 介於 10.92–35.21 Sv 之間，平

均流量為 21.08 Sv，標準差為 6.4 Sv；實測流量 Q_D 則介於 11.99–33.09 Sv 之間，平均流量為 21.95 Sv，標準差為 5.8 Sv。兩種計算方法的流量差異大多落在 $\pm 20\%$ 內，僅少數航次出現較大偏差，可能受到非地轉流成分影響，亦可能源於數據網格化過程中產生的誤差。

在先前的研究中本測線上的流量與東西向海表面高度異常的相關性較低(Jan et al., 2015; Yan and Sun, 2015)。然而，本研究結果顯示， Q_G 與測線上東西向海表面高度異常梯度的相關係數值為 0.68 ($p=0.0001$)，而 Q_D 的相關係數值則為 0.74 ($p=0.0001$)。相關性的提升可能與近年來海表面高度計資料品質的提高有關，Pujol et al. (2016)中也提及，相較起舊版的產品，本研究使用的新版產品的 SLA 變異數增加了 5.1%，其提升主要在於波長小於約 250 km 的訊號，這樣的提升有利於測量本海域 SLA，因此海域充斥著中尺度渦旋的影響，提升亦使東西向海表面梯度與流量的相關性有所增加。

為了探討渦旋對 KTV1 斷面黑潮的影響，我們使用 CMEMS 提供的海表面高度異常(SLA)資料，並結合 Cheng et al. (2020) 提出的渦旋偵測法，以判別各航次測量期間可能受到的渦旋影響，並將航次觀測期區分為受氣旋渦(CE)與反氣旋渦(AE)影響的兩種類型。結果顯示，受 CE 影響的航次，其平均 Q_D 為 16.67 Sv，平均 Q_G 為 16.85 Sv；而受 AE 影響的航次，平均 Q_D 為 24.86 Sv，平均 Q_G 為 25.78 Sv。進一步分析流速變異的剖面圖可見，受 CE 影響時，南北方向流速 V 在 121.8°E 至 122.1°E 間的上層 150 m 內最大減速達 0.1 m s^{-1} ，整體在上層 400 m 皆呈現約 -0.5 m s^{-1} 的流速變弱。在東西方向流速 U 方面，測線東側亦出現約 -0.1 m s^{-1} 的流速變動， -0.5 m s^{-1} 的流速減弱影響深度範圍從上層 100 m 深(測線西側)至 700 m(測線東側)不等。相較之下，受 AE 影響時，南北方向流速 V 在測線西側上層 100 m 內增加約 0.1 m s^{-1} ，250 m 以內整體流速變異達 0.05 m s^{-1} ；。東西方向流速 U 亦出現與 CE 相反的變化，最大可達 0.1 m s^{-1} ， 0.5 m s^{-1} 的流速增加影響深度範圍從

上層 100 m 深(測線西側)至 600 m(測線東側)不等。分析兩種渦旋影響下 1024 kg m^{-3} 等密面平均深度變化，我們發現在 CE 影響下，東側等密面上升約 10 m，西側則下降約 10 m；而在 AE 影響下，東側等密面下降約 10 m，西側則上升約 7 m。

動力模態分析結果顯示，在南北方向流速 V 方面，正壓模態動能佔總動能的 46.88%，第一斜壓模態佔 49.12%，前五個模態共佔 98.73% 的動能。而在東西方向流速 U 方面，正壓模態佔 45.17%，第一斜壓模態佔 48.38%，前五個模態共佔 97.17% 的動能。將各航次的實測流速變異值投影至不同模態，可計算該航次在各模態上的振幅，以比較各航次間的差異。模態振幅的大小代表該模態的強度，進一步反映該模態對黑潮流場的影響程度。

動力模態振幅的相關性分析顯示，測線上的東西向海表面高度梯度主要影響正壓流場，無論是在東西向流速 U 還是南北向的流速 V 中，皆顯示出相似的影響模式，東西向海表面高度梯度在斜壓流場部分僅影響至東西方向斜壓流速。結合渦旋偵測與動力模態分析，計算渦旋影響下的平均動力模態振幅大小發現 CE 影響下南北方向流速 V 的正壓流場與斜壓流場皆減弱；而 AE 影響下則呈現相反趨勢，南北方向流速 V 正壓流場與斜壓流場皆增強。

此研究亦發現風應力與風應力旋度對該區域的黑潮流速具有關聯。透過線性回歸方法扣除直接影響流速(渦旋與海表面梯度)的因素後，我們進一步分析了這些遙相關現象對動力模態振幅的影響。結果顯示，南北方向流速 V 與東西方向流速 U 第零模態與在 6 個月前的低緯度風應力旋度之間存在較高相關性，顯示大洋低緯度風場旋度增強時，黑潮主軸流速亦隨之增強。在風應力的影響方面，我們發現南北方向流速 V 第零模態與與當月風應力呈現相關性，離岸側與當月風應力呈正相關，而測線中段則為負相關，南北第一模態振幅與風應力的相關性分析則顯示，在東西方向第一模態觀測到在延遲為 -12 個月的風應力與離岸側的斜壓模態呈現負相關，而此 -12 個月信號應為 0 個月延遲的風應力造成，表示當月同黑潮流向的風



應力吹拂時，離岸側的東西方向流速 U 會加強，離岸側的南北方向流速 V 正壓流與東西方向斜壓流加強表示黑潮會因當月風應力影響產生擺動。綜合而言，本研究結果顯示區域風應力與大洋風應力旋度對黑潮流速的調控作用，並顯示不同時間尺度的風場變化可能透過遙相關機制影響黑潮的強度與結構。這些結果不僅有助於理解黑潮的變動機制，亦可為黑潮預測與動力研究提供參考依據。

透過實測流速之 EOF 分析，我們進一步發現其 EOF 斷面與 Chang et al. (2018) 於此測線進行 EOF 分析的結果相似，雖然各模態能解釋的變異量佔比不盡相同，但各 EOF 結果的模態斷面類似，這樣的結果增加我們對區域 EOF 模態斷面的了解。此外本研究亦將 EOF 分析結合渦旋偵測，也令我們更進一步確認於此斷面 U 方向流速主要受渦旋影響。

最後我們使用線性回歸與多元線性回歸分析拆解動力模態振幅與各種作用之間的關係式，然而預測模型的結果顯示僅能預測部分測站的南北方向流速 V ，模型結果計算的 R_{adj}^2 在正壓模態僅於測站 K102、K103 與 K105 有 $R_{adj}^2 > 0.4$ 的結果，在斜壓模態則只有 K105 和 K106 有 R_{adj}^2 接近 0.4，表示南北方向流速 V 的預測仍有著一定程度的不確定性，此區域可能有其他動力作用影響此區域的南北方向流速 V ；在東西方向流速 U 離岸側(K106–K107)的正壓流速的預測較優秀 ($R_{adj}^2 > 0.7$)，而近岸側(K101–K103)的正壓流速和 U 方向斜壓流速的預測結果則較差 ($R_{adj}^2 < 0.2$)，結果顯示此模型在近岸側與離岸側的預測仍有很大的改善空間，但此模型能夠在正壓流速方面成功預測，特別是對於測線中段的東西方向流速 U 模態預測乃此模型特長。

參考文獻



- Akitomo, K., Ooi, M., Awaji, T., & Kutsuwada, K. (1996). Interannual variability of the Kuroshio transport in response to the wind stress field over the North Pacific: Its relation to the path variation south of Japan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C6), 14057-14071.
- Andres, M., Mensah, V., Jan, S., Chang, M. H., Yang, Y. J., Lee, C., Ma, B., & Sanford, T. (2017). Downstream evolution of the Kuroshio's time-varying transport and velocity structure. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(5), 3519-3542.
- Baker-Yeboah, S., Watts, D. R., & Byrne, D. A. (2009). Measurements of sea surface height variability in the eastern South Atlantic from pressure sensor-equipped inverted echo sounders: Baroclinic and barotropic components. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(12), 2593-2609.
- Chang, M.-H., Jan, S., Mensah, V., Andres, M., Rainville, L., Yang, Y. J., & Cheng, Y.-H. (2018). Zonal migration and transport variations of the Kuroshio east of Taiwan induced by eddy impingements. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 131, 1-15.
- Chang, Y. L., & Oey, L. Y. (2011). Interannual and seasonal variations of Kuroshio transport east of Taiwan inferred from 29 years of tide-gauge data. *Geophysical Research Letters*, 38(8).
- Chang, Y.-L., & Oey, L.-Y. (2014). Instability of the North Pacific subtropical countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 44(3), 818-833.
- Chao, S.-Y. (1990). Circulation of the East China Sea, a numerical study. *Journal of Oceanography*, 46, 273-295.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in oceanography*, 91(2), 167-216.

Chen, C. T. A., Yeh, Y. T., Yanagi, T., Bai, Y., He, X., & Huang, T. H. (2016). The tug-of-war between the West Philippine Sea and South China Sea Tropical Waters and Intermediate Waters in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(3), 1736-1754.

Chen, C., Wang, G., Xie, S. P., & Liu, W. (2019). Why does global warming weaken the Gulf Stream but intensify the Kuroshio?. *Journal of Climate*, 32(21), 7437-7451.

Chen, C.-C., Lu, C.-Y., Jan, S., Hsieh, C.-h., & Chung, C.-C. (2022). Effects of the coastal uplift on the Kuroshio ecosystem, Eastern Taiwan, the western boundary current of the North Pacific Ocean. *Frontiers in Marine Science*, 9, 796187.

Cheng, Y.-H., Ho, C.-R., Zheng, Q., & Kuo, N.-J. (2014). Statistical characteristics of mesoscale eddies in the North Pacific derived from satellite altimetry. *Remote Sensing*, 6(6), 5164-5183.

Chern, C.-S., & Wang, J. (1998). A numerical study of the summertime flow around the Luzon Strait. *Journal of Oceanography*, 54, 53-64.

Cushman-Roisin, B. (1994), *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, 320 pp., Prentice Hall, N. J.

Deser, C., Alexander, M. A., & Timlin, M. S. (1999). Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s. *Journal of Climate*, 12(6), 1697-1706.

Ford, J. K., MacCallum, R. C., & Tait, M. (1986). The application of exploratory factor analysis in applied psychology: A critical review and analysis. *Personnel psychology*, 39(2), 291-314.

Gill, A. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics* (Vol. 30). Academic Press.

Gilson, J., & Roemmich, D. (2002). Mean and temporal variability in Kuroshio geostrophic transport south of Taiwan (1993–2001). *Journal of Oceanography*, 58, 183-195.

Huang, J. H., Tseng, Y. H., & Kuo, Y. C. (2024). Projected Changes of Kuroshio in a Warming Climate. *Journal of Climate*, 37(24), 6475-6489.

Isern-Fontanet, J., Font, J., García-Ladona, E., Emelianov, M., Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2004). Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo–Weiss parameter. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(25-26), 3009-3028.

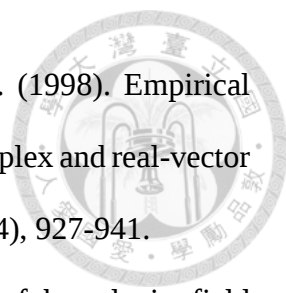
Jan, S., Mensah, V., Andres, M., Chang, M. H., & Yang, Y. J. (2017). Eddy-Kuroshio interactions: Local and remote effects. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(12), 9744-9764.

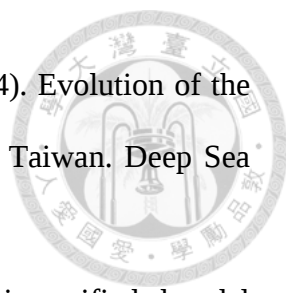
Jan, S., Wang, S.-H., Yang, K.-C., Yang, Y. J., & Chang, M.-H. (2019). Glider observations of interleaving layers beneath the Kuroshio primary velocity core east of Taiwan and analyses of underlying dynamics. *Scientific Reports*, 9(1), 11401.

Jan, S., Yang, Y. J., Wang, J., Mensah, V., Kuo, T. H., Chiou, M. D., Chern, C. S., Chang, M. H., & Chien, H. (2015). Large variability of the Kuroshio at 23.75° N east of Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(3), 1825-1840.

Johns, E., Watts, D. R., & Rossby, H. T. (1989). A test of geostrophy in the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 94(C3), 3211-3222.

Johns, W. E., Lee, T. N., Zhang, D., Zantopp, R., Liu, C.-T., & Yang, Y. (2001). The Kuroshio east of Taiwan: Moored transport observations from the WOCE PCM-1 array. *Journal of Physical Oceanography*, 31(4), 1031-1053.

- 
- Kaihatu, J. M., Handler, R. A., Marmorino, G. O., & Shay, L. K. (1998). Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(4), 927-941.
- Kundu, P. K., Allen, J., & Smith, R. L. (1975). Modal decomposition of the velocity field near the Oregon coast. *Journal of Physical Oceanography*, 5(4), 683-704.
- Legler, D. M. (1983). Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64(3), 234-241.
- Lien, R. C., Ma, B., Cheng, Y. H., Ho, C. R., Qiu, B., Lee, C. M., & Chang, M. H. (2014). Modulation of Kuroshio transport by mesoscale eddies at the Luzon Strait entrance. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(4), 2129-2142.
- Long, Y., Zhu, X. H., Guo, X., Ji, F., & Li, Z. (2021). Variations of the Kuroshio in the Luzon Strait revealed by EOF analysis of repeated XBT data and sea-level anomalies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(7), e2020JC016849.
- Ludvigson, S. C., & Ng, S. (2007). The empirical risk–return relation: A factor analysis approach. *Journal of financial economics*, 83(1), 171-222.
- Masuzawa, J., 1969: Subtropical Mode Water. *Deep-Sea Res.*, 16, 463–472.
- Mensah, V., Jan, S., Andres, M., & Chang, M.-H. (2020). Response of the Kuroshio east of Taiwan to mesoscale eddies and upstream variations. *Journal of Oceanography*, 76, 271-288.
- Mensah, V., Jan, S., Chang, M. H., & Yang, Y. J. (2015). Intraseasonal to seasonal variability of the intermediate waters along the Kuroshio path east of Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(8), 5473-5489.

- 
- Mensah, V., Jan, S., Chiou, M.-D., Kuo, T. H., & Lien, R.-C. (2014). Evolution of the Kuroshio Tropical Water from the Luzon Strait to the east of Taiwan. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 86, 68-81.
- Miller, A. J., Cayan, D. R., & White, W. B. (1998). A westward-intensified decadal change in the North Pacific thermocline and gyre-scale circulation. *Journal of Climate*, 11(12), 3112-3127.
- Nakamura, H., Hiranaka, R., Ambe, D., & Saito, T. (2016). Local wind effect on the Kuroshio path state off the southeastern coast of Kyushu. "Hot Spots" in the Climate System: New Developments in the Extratropical Ocean-Atmosphere Interaction Research, 109-130.
- Nagai, T. (2019). *The Kuroshio Current: Artery of Life*. Washington, DC: John Wiley & Sons.
- Nitani, H. (1972). Beginning of the Kuroshio. *Kuroshio, its physical aspects*, 129-163.
- Okubo, A. (1970). Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep sea research and oceanographic abstracts*,
- Pujol, M.-I., Faugère, Y., Taburet, G., Dupuy, S., Pelloquin, C., Ablain, M., & Picot, N. (2016). DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Science*, 12(5), 1067-1090.
- Qiu, B. (1999). Seasonal eddy field modulation of the North Pacific Subtropical Countercurrent: TOPEX/Poseidon observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*, 29(10), 2471-2486.
- Qiu, B., & Chen, S. (2010). Interannual variability of the North Pacific Subtropical Countercurrent and its associated mesoscale eddy field. *Journal of Physical Oceanography*, 40(1), 213-225.

Sverdrup, H. U. (1947). Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 33(11), 318-326.



Szuts, Z., Blundell, J., Chidichimo, M., & Marotzke, J. (2012). A vertical-mode decomposition to investigate low-frequency internal motion across the Atlantic at 26 N. *Ocean Science*, 8(3), 345-367.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American meteorological Society*, 93(4), 485-498.

Tsai, C. J., Andres, M., Jan, S., Mensah, V., Sanford, T. B., Lien, R. C., & Lee, C. M. (2015). Eddy-Kuroshio interaction processes revealed by mooring observations off Taiwan and Luzon. *Geophysical Research Letters*, 42(19), 8098-8105.

Uchida, H., Imawaki, S., & Hu, J.-H. (1998). Comparison of Kuroshio surface velocities derived from satellite altimeter and drifting buoy data. *Journal of Oceanography*, 54, 115-122.

Wang, Y. L., Wu, C. R., & Chao, S. Y. (2016). Warming and weakening trends of the Kuroshio during 1993–2013. *Geophysical Research Letters*, 43(17), 9200-9207.

Weare, B. C., Navato, A. R., & Newell, R. E. (1976). Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperatures. *Journal of Physical Oceanography*, 6(5), 671-678.

Weiss, J. (1991). The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 48(2-3), 273-294.

Yan, X., & Sun, C. (2015). An altimetric transport index for Kuroshio inflow northeast of Taiwan Island. *Science China Earth Sciences*, 58, 697-706.

Yang, K.-C., Wang, J., Lee, C. M., Ma, B., Lien, R.-C., Jan, S., Yang, Y. J., & Chang, M.-H. (2015). Two mechanisms cause dual velocity maxima in the Kuroshio east of Taiwan. *Oceanography*, 28(4), 64-73.

- 
- Yang, Y., Liu, C.-T., Hu, J.-H., & Koga, M. (1999). Taiwan Current (Kuroshio) and impinging eddies. *Journal of Oceanography*, 55, 609-617.
- Yasuda, T., & Hanawa, K. (1997). Decadal changes in the mode waters in the midlatitude North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 27(6), 858-870.
- Zhang, D., Lee, T. N., Johns, W. E., Liu, C.-T., & Zantopp, R. (2001). The Kuroshio east of Taiwan: Modes of variability and relationship to interior ocean mesoscale eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 31(4), 1054-1074.
- Zhang, Z.-L., Nakamura, H., & Zhu, X.-H. (2021). Seasonal velocity variations over the entire Kuroshio path part I: Data analysis and numerical experiments. *Journal of Oceanography*, 77, 719-744.
- 李逸環 (2003)。西太平洋中尺度渦旋及其對黑潮的影響。(博士論文。國立臺灣大學).
- 詹森, & 江偉全. (2023). 黑潮震盪：從臺灣東岸啟航的北太平洋時空之旅：跟隨研究船和旗魚的航跡, 騎乘黑潮的海上故事.