

沿高屏峽谷海流對冷水湧升的影響

壹、 研究動機

《台灣區域海洋學》一書中，其中提到台灣西南方的高屏峽谷在夏季會有冷海水抬升現象，而閱讀〈高屏海底峽谷之流場觀測〉和〈應用觀測水文資料分析沿高屏峽谷流場受地形改變之影響〉兩篇論文後，對高屏峽谷的流場和冷水湧升現象產生好奇。後在課堂中由老師轉告得知中山大學舉辦之新海研三號研究計畫，能自行設計研究計畫，並出海至台灣西南海域取數據，恰能藉此研究高屏峽谷流場，因此擬下計畫，希望能驗證前人對於高屏峽谷的研究，包括觀測冷水湧升現象、潮汐對流場的影響、混合層的觀測等，並期待有新發現。

貳、 研究目的

透過高屏峽谷之流場分析，重現前人對於高屏峽谷的研究，包括：

- 一、觀測高屏峽谷表層和底層流場的差異
- 二、觀測潮流對於底層流場的影響
- 三、藉與前人 CTD 資料比對觀測潮流對高屏峽谷冷水起伏波動的影響
- 四、由 CTD 資料中判斷混和層與斜溫層的差異

參、 文獻回顧

Lee 等人在 2009 年的論文〈Internal tidal currents in the Gaoping (Kaoping) Submarine Canyon〉中提到：由羅士比變形半徑可知，高屏峽谷 $R_0 < 10$ ，可視為狹縫。因此研究者只要以單一沿主軸的航線取得觀測資料，便能代表整個高屏峽谷。

張育嘉在 2001 年提出的〈高屏峽谷及附近海域之流場觀測〉論文中，分析 1999 年 9 月、12 月和 2000 年 5 月的 ADCP 資料，並提到高屏峽谷的流場分為表層和底層兩層流向不同的流場，兩流場的介面約在水深 100 公尺左右，越往外海深度越深，其中底層流場多沿著峽谷主軸做逆上峽谷流或順下峽谷流。而張育嘉(2001)與 Wang(2008)中都提到高屏峽谷的底層流場在漲潮時為逆上峽谷流，退潮時為順下峽谷流。兩篇論文中亦觀測到高屏峽谷的潮流以半日潮為主。張育嘉(2001)整理出影響高屏峽谷冷水湧升的因素有四：(1)潮汐振幅大小，大潮期間較易發生。(2)混合層厚度，混合層薄時較易發生。(3)沿岸流流向，左邊界流較有利冷水湧升。(4)峽谷內流速分布情形。

Chiou 等人在 2011 年的論文〈Sources of baroclinic tidal energy in the Gaoping Submarine Canyon off southwestern Taiwan〉中提到，表面混合層的定

義為每公尺溫度差 $<0.05^{\circ}\text{C}$ ，深度約為 30 公尺。

肆、 研究設計

一、研究設備

本次出海搭乘新海研三號研究船，並用其上的 ADCP(船載式都卜勒流剖儀)和 CTD(溫鹽深儀)收集數據。

(一)、ADCP

ADCP 是一種用於測量水速的水聲學流速計。其原理類似於聲納，ADCP 的音鼓向水中發射聲波，水中的散射體使聲波產生散射；ADCP 接收散射體返還的回波信號，通過分析其都卜勒效應頻移以計算流速。

本次航程使用 75HZ 的音鼓，資料由水深 15.93 公尺開始，解析度為 8 公尺一筆，每 120 秒一筆數據，其中包括垂直向、東西向、南北向流速等。

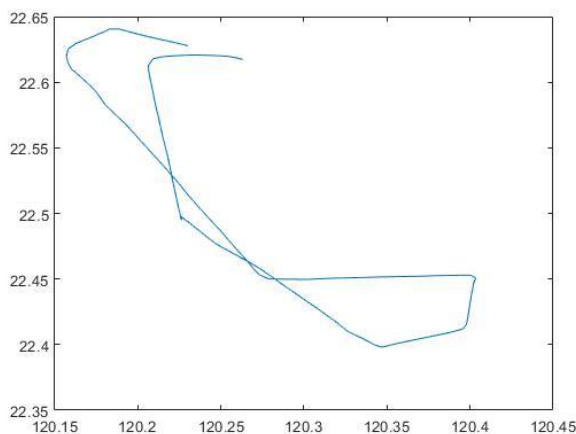
(二)、CTD

CTD 是一種用於測量海水的電導率、溫度和壓力的海洋學儀器，須將船停下後，將 CTD 放入海中。本研究使用之 CTD 數據為，由深度 3 公尺開始，每一公尺一個數據，其中包含溫度、鹽度、壓力等資料。

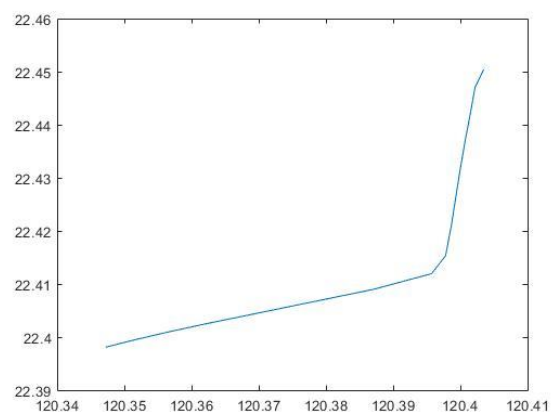
二、航線

在出海前擬定之研究計畫中，設計了 3 組航線，預計用 ADCP 觀測垂直峽谷主軸的剖面流場(每剖面三次)，研究以沿峽谷主軸資料代替整個峽谷之適切性，並下放 CTD，觀測冷水湧升，但 CTD 的下放需大約 1 小時，而在使用 ADCP 觀測時，船速須減慢，加上出港前準備作業所耗的時間，原本所訂的三個計畫皆無法在當天完成。

Lee(2008)的論文中提到，根據羅士比半徑，高屏峽谷 $R_0 < 10$ ，可視為狹縫，可以單一主軸代替整個峽谷，因此改為沿峽谷主軸的航線，以此條航線代表峽谷流場。並且不下放 CTD。圖一圖二為新航跡圖。



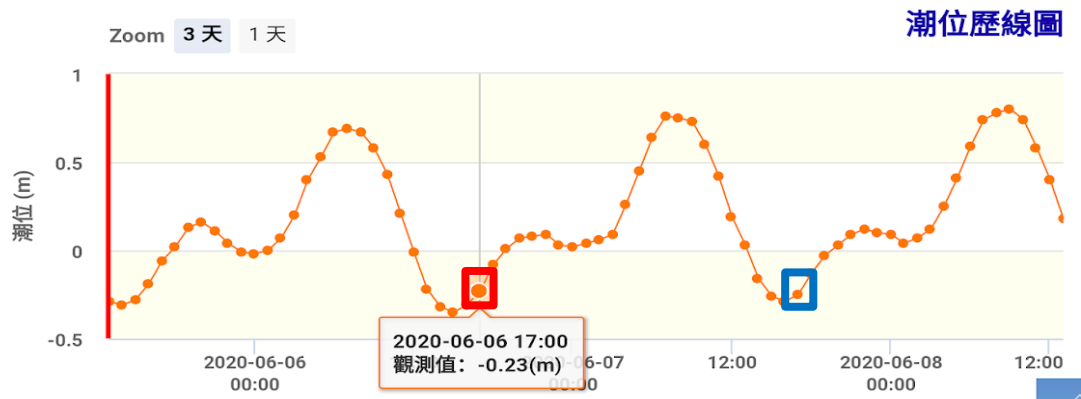
圖一：全程航跡圖(縱軸：緯度 橫軸：經度)



圖二：峽谷內航跡圖(縱軸：緯度 橫軸：經度)

三、CTD 儀器規劃

出海當天在峽谷內的時間為 17:00~17:36，而在隔日(6/7)的航次中，於此時段放下了 CTD，Wang(2008)曾提到，高屏峽谷的潮流為半日潮，因此本研究使用 6/7 的 CTD 資料代替 6/6。圖三為 6/6~6/8 高雄港潮位圖，其中紅色框為 6/6 航行至峽谷內的時刻，藍色框則為 6/7 下放 CTD 的時段，兩者的潮位大約相等，且均是乾潮過後開始漲潮的時刻。



圖三：6/6~6/8 峽谷內航跡圖

四、Matlab 程式繪圖

本研究使用 Matlab 將資料畫成折線圖、流矢圖等，其中，流矢圖的程式碼為

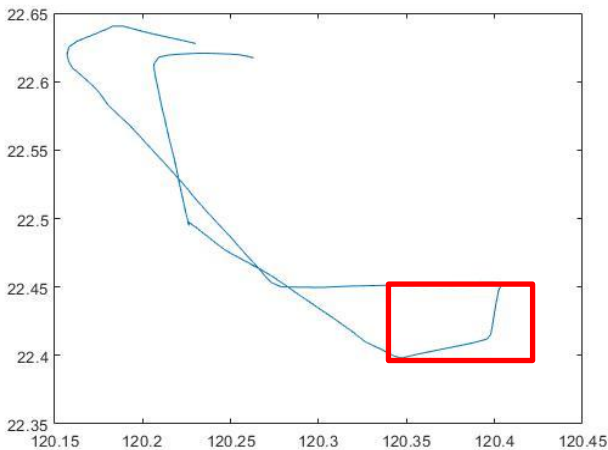
```
quiver(LAT1,-depth,EAS1,VER7(:,1))
```

quiver 即畫流矢圖，括號內的代號依序為橫軸(緯度)、縱軸(壓力轉深度)、東西向流速、垂直向流速；而折線圖的程式碼為

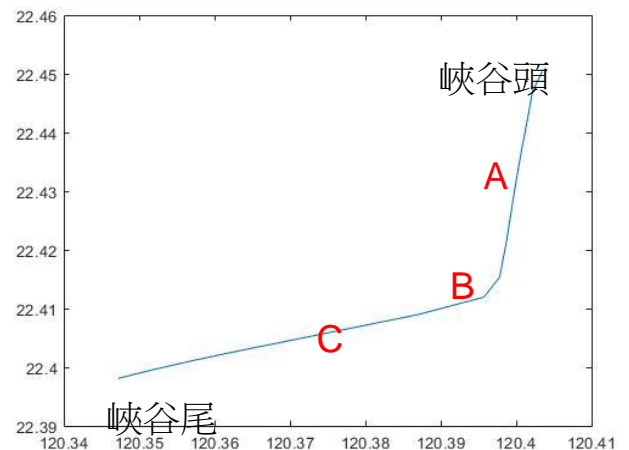
```
plot(T,-pressure)
```

plot 即畫折線圖，括號內的代號依序為橫軸(溫度)、縱軸(壓力轉深度)。

伍、 研究結果



圖四：全程航跡圖(縱軸：緯度 橫軸：經度)



圖五：峽谷內航跡圖(縱軸：緯度 橫軸：經度)

一、航跡圖

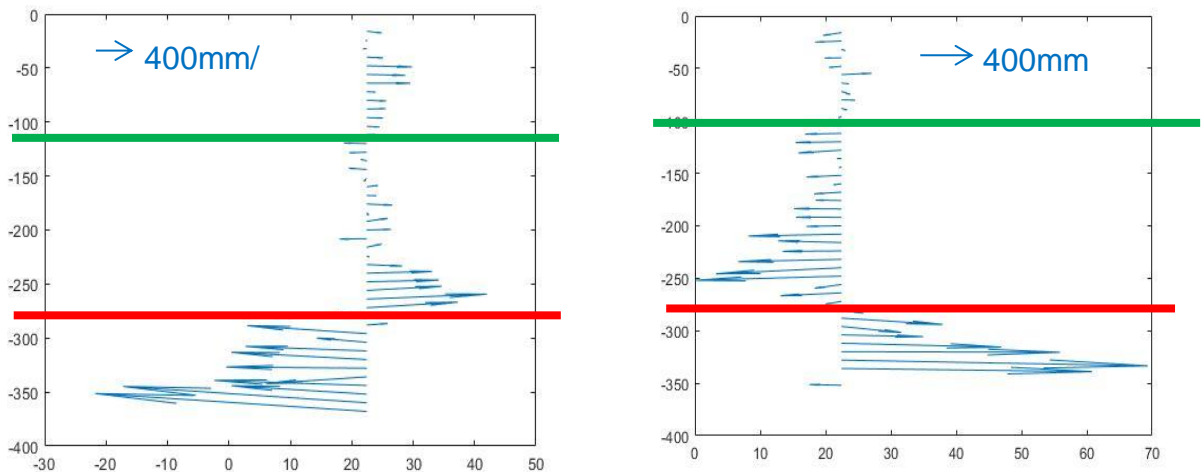
圖四為全程航跡圖，圖五則為峽谷內航跡圖，圖五即圖四紅框中的範圍，定義圖五中，右上角為峽谷頭，左下為峽谷尾，峽谷頭經緯度為(120.40°E,22.45°N)，時間則是 6/6 17:00:16，峽谷尾經緯度為(120.34°E,22.40°N)，時間是 6/6 17:36:04。

由頭到尾將峽谷分為 A、B、C 三段，B 段為轉彎過程，A 段是從峽谷頭到(120.40°E,22.42°N)，C 段則是從(120.38°E,22.41°N)，其中 A 段有 7 比 ADCP 資料，B 段有 4 筆，C 段有 8 筆。

二、ADCP 流矢圖

(一)、峽谷 A 段

圖六和圖七為南北走向之峽谷 A 段其中兩個點的 ADCP 資料，橫軸為緯度(正值為北半球，負值為南半球)，縱軸為深度，箭頭為南北向垂直剖面的速度分布。



圖六、七：峽谷 A 段之南北向垂直剖面 流矢圖

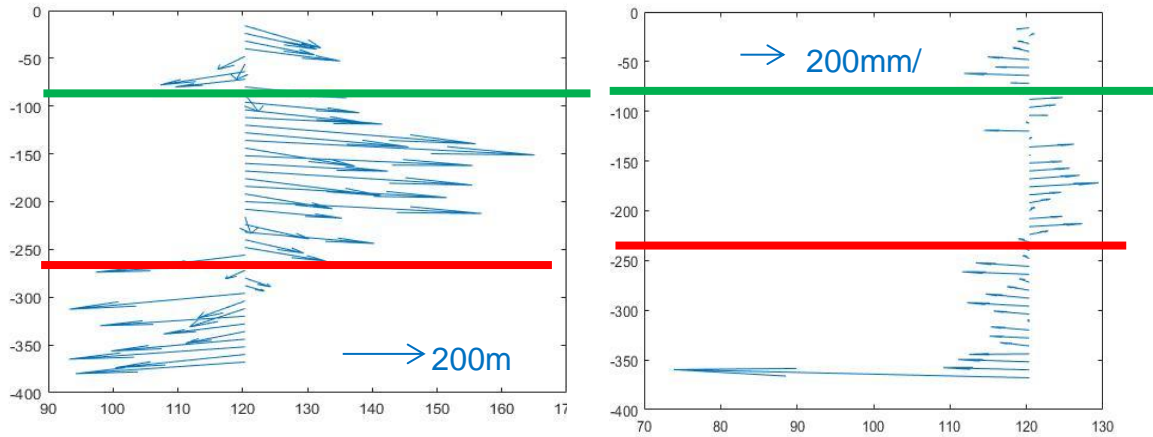
橫軸為緯度(正值為北半球，負值為南半球)，縱軸為深度)

圖六和圖七可看出在深度 100 公尺左右有速度與方向明顯發生改變的分界(標為綠線)，亦有明顯的底層流場和其上方流場的分界(標為紅線)。而最底層的流場大致為往南流。

(二)、峽谷 C 段

圖八和圖九為東西走向之峽谷 C 段其中兩個點的 ADCP 資料，橫軸為緯度(正值為北半球，負值為南半球)，縱軸為深度，箭頭為東西向垂直剖面的速度分布。

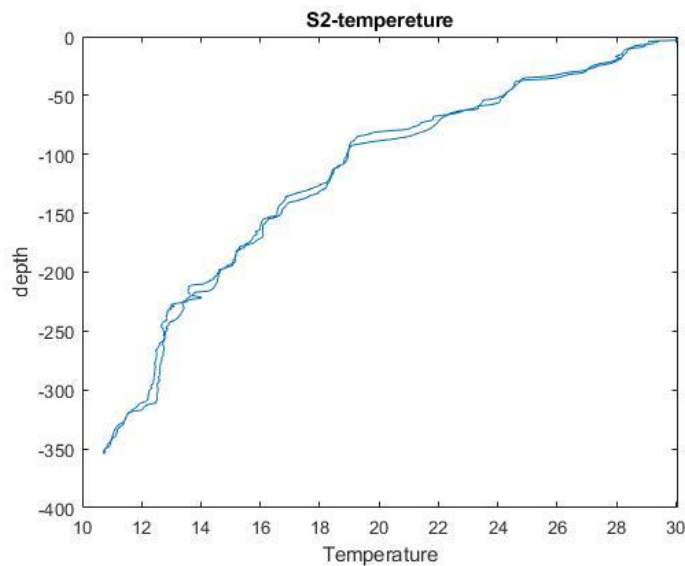
圖八和圖九可看出在深度 100 公尺左右有速度與方向明顯發生改變的分界(標為綠線)，亦有明顯的底層流場和其上方流場的分界(標為紅線)。而最底層的流場大致為往西流。



圖八、九：峽谷 C 段之東西向垂直剖面 流矢圖
橫軸為緯度(正值為北半球，負值為南半球)，縱軸為深度)

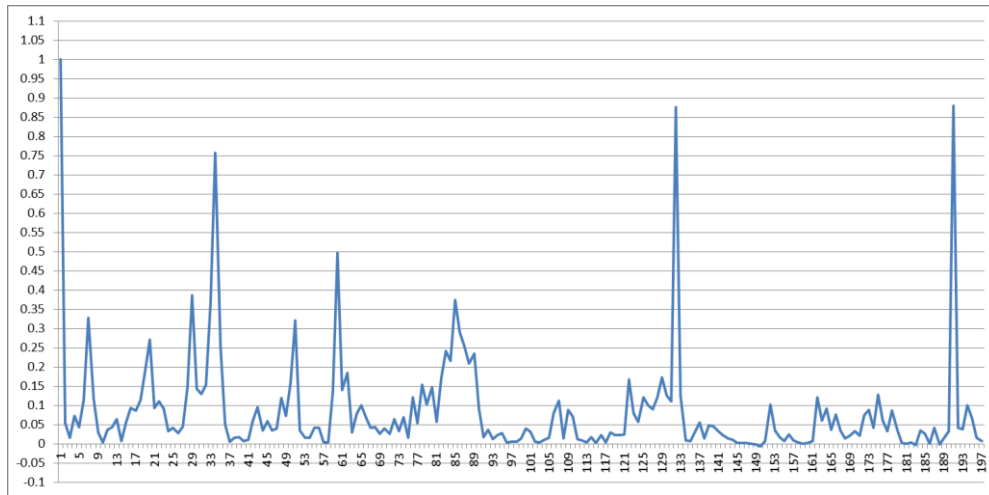
(三)、CTD

圖十為 6/7 下放之 CTD 的溫度對壓力折線圖，橫軸為溫度，縱軸為深度。下放經緯度為(120.37°E,22.40°N)，深度最深為 354 公尺。



圖十

圖十一為 CTD 資料中，每公尺溫度差的折線圖。橫軸為深度，縱軸為每公尺溫度差。僅顯示 0~197 公尺的水溫。



圖十一

陸、 討論

一、 ADCP

(一)、 .A 段

根據張(2001)的論文,高屏峽谷流場在深度約 100 公尺處會有明顯流向改變,圖六和圖七中,雖能在 100 公尺分出兩層,但水深超過 100 公尺之流場卻仍然存在有明顯流向改變,故所謂底層流場的定義未能驗證前人說法。

而張(2001)與王(2008)均提到底層流場在漲潮時為逆上峽谷流(往北流),在圖六和圖七中此現象不明顯。推測可能的原因為,高雄港在該點進行 ADCP 測量時雖為漲潮,高屏峽谷卻不一定,也就是高雄港的潮汐時刻可能無法代表高屏峽谷內潮位狀況,推測量測當下可能正值漲退潮交替的乾潮。

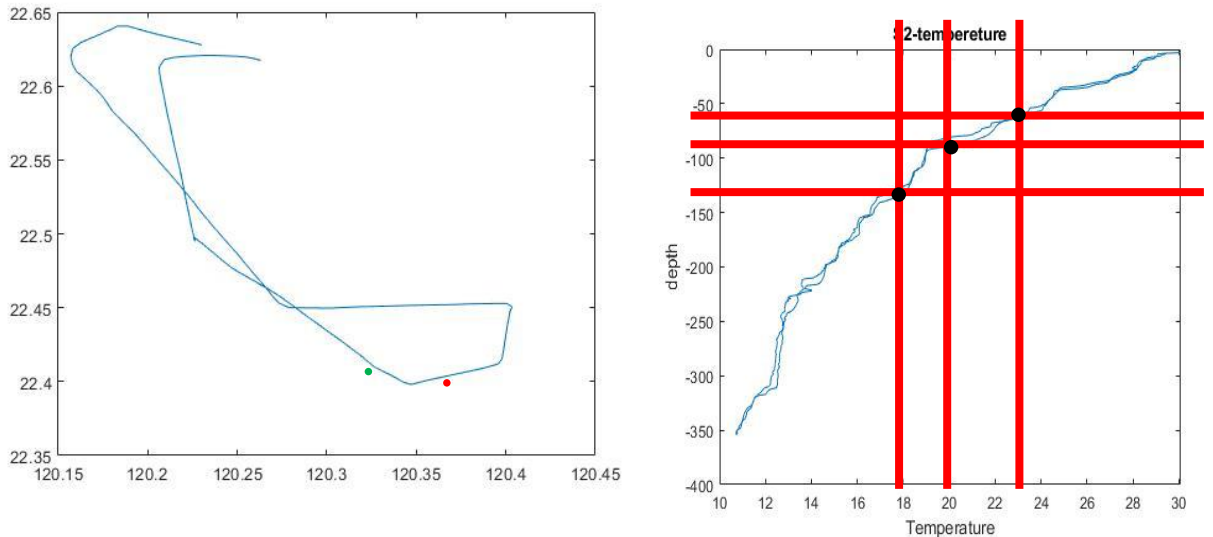
(二)、 .C 段

根據張(2001)的論文,高坪峽谷流場在深度約 100 公尺處會有明顯流向改變,而圖八和圖九中,雖能在 100 公尺分出兩層,但水深超過 100 公尺之流場卻仍然存在與峽谷 A 段所見之明顯流向改變,故所謂底層流場的定義同樣未能在本觀測中重現前人說法。

而張(2001)與王(2008)均提到底層流場在漲潮時為逆上峽谷流(往東流),在本觀測結果中則呈現 100 到 230 公尺水深為逆上峽谷流,230 到 370 公尺水深為順向峽谷流。推論有兩種可能性,其一可能是因為,高雄港在該時刻雖為漲潮,高屏峽谷卻不一定,可能正值漲退潮交替。其二,可能底層流場的定義不同,本觀測資料顯示若高雄港潮位可代表峽谷 C 段之潮位,則張(2001)定義的底層流場僅適用於 100 到 230 公尺之水深,而深度超過 230 公尺的水流則呈現漲潮時為順向峽谷流。

二、 CTD

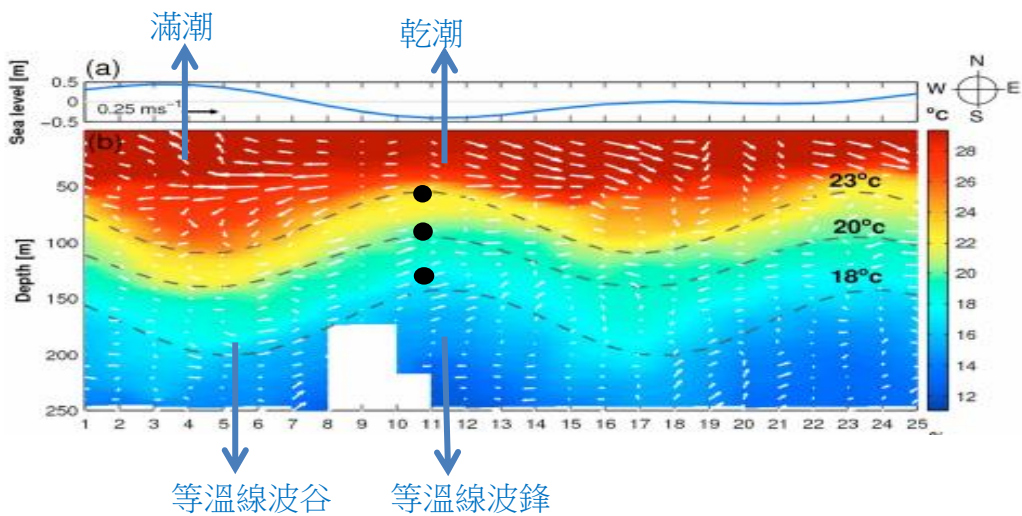
在 Chiou(2011)中，於 2010/9/4-5(農曆 26、27) 下放 CTD，經緯度為(120.33° E, 22.41° N)，深度最深為 250 公尺，而本研究的 2020/6/7 則為農曆 16，兩者皆於大潮期間，可用來比對。圖十二為兩 CTD 資料在航跡圖上的位置，其中，紅點為 6/7，綠點則為 Chiou(2011)中的 CTD 下放位置。



圖十二：全程航跡圖(縱軸：緯度 橫軸：經度) 圖十三：CTD 觀測資料(縱軸：深度 橫軸：溫度)

圖十三為 CTD 觀測資料，若將 CTD 資料中的 18、20、23 度與深度的對應點標出，即為圖十三中的三個黑點。將黑點疊於 Chiou(2011)中的溫度變化圖(圖十四)，可看出 6/7 下放之 CTD 資料，大約位於論文中乾潮狀態之水下等溫線波峰處，驗證量測期間應屬於環境的乾潮結束開始漲潮的狀態。

從圖十三可以推論高屏峽谷的冷水起伏波動受潮汐週期影響為主，而從本次 6 月的觀測結果和 Chiou(2011)在九月所做的結果類似，可看出此現象不因季節而改變。



圖十四：6/7 資料與 Chiou(2011)資料比對圖(上方圖：潮位、下方圖溫度與流矢圖)

在 Chiou(2011)的論文中提到,混合層的定義是每公尺溫度差 <0.05 度,且約為 30 公尺左右,在圖十一中,並無明顯看到溫度差 <0.05 度的海水層,推測可能原因是斜溫層的冷水湧升到混合層甚至海面,導致混合層不明顯。張(2001)中提到,混合層在夏天時較薄,有利冷水湧升,而大潮亦有利於冷水湧升,兩者皆支持本說法。

柒、 參考資料

- 高民雄 (2011)。應用觀測水文資料分析沿高屏峽谷流場受地形改變之影響, 國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所博士論文。
- 張育嘉 (2001)。高屏峽谷及附近海域之流場觀測, 國立中山大學海洋資源學系研究所。
- 葉一慶、沈宗甫、劉紹勇、楊益 與郭芳旭 (2013)。高屏峽谷上游海底地形測繪與海床崩塌區域初探, 國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心。
- 戴昌鳳等人 (2014)。台灣區域海洋學。台北市: 台大出版中心。
- Wang et al.(2008). Observation of internal tidal currents in the Kaoping Canyon off southwestern Taiwan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 80, 153-160.
- Lee et al. (2009). Internal tidal currents in the Gaoping (Kaoping) Submarine Canyon. *Journal of Marine Systems*, 76, 397-404.
- Chiou et al. (2011). Sources of baroclinic tidal energy in the Gaoping Submarine Canyon off southwestern Taiwan, *Journal of Geophysical research*, C12016.