# 一、 前言

海底峽谷是一種普遍存在於世界各大洋的海底地形,它通常存在於大陸棚的邊緣。而海底峽谷的存在,剛好阻斷平行於等深線的沿岸強流所造成隔絕向離岸方向傳送物質的物理邊界,使得陸棚上的沿岸水藉著峽谷的存在有了更新的管道。陸棚與斜坡間的海水的交換也直接影響到浮游生物群落的動力和結構,因此也與沿岸地區的生產力關係密切(Denman and Powell, 1984),近來的研究也指出海底峽谷所引起的流場與海水交換與仔稚魚的分布有關(Cowen et al., 1993)。

Allen(2000)利用數值模式研究兩種截然不同的峽谷地形所引發的流場動力特性,第一種地形為有限長度的峽谷,峽谷地形大約只延伸至大陸棚的二分之一的位置,還離海岸線有一段距離,而另一種地形則是峽谷已切割至大陸棚內側甚至延伸至河口附近。模式結果發現延伸至河口的峽谷會發生季節性的湧升現象,而有限長度的峽谷只會發生間歇性的湧升現象。

Klinck(1996)的模式研究結果則指出峽谷表層沿岸流的方向控制著峽谷湧升流及交換物質的強弱程度,在北半球,當陸地在東邊,而流從北往南流時,Klinck稱之為左邊界流(left-bounded flow),由於受科氏力的影響,水被帶往外海,則湧升流易發生於峽谷頭目外海與陸

棚水之間的交換現象很顯著;反之,若為右邊界流時,則是相反的效果;而當地水體層化現象的程度也會影響交換物質的程度及湧升流的大小,但效果沒有沿岸流方向來的主要。

Lafuente et al. (1999)於La Linea Submarine Canyon觀測發現 當地峽谷內的潮流皆是平行於峽谷的主軸方向,潮流的振幅常高達 0.5 m/s, 而這樣大的振幅是來自於內部壓力梯度的變化, 而此壓力 梯度的變化與周圍海底地形所造成的斜壓潮(Baroclinic tide)有關。峽 谷似乎也是傳送能量至沿岸的通道,而傳送至峽谷頭的能量足夠造成 陸棚上中層水的混合作用。Hickey (1997)於Astoria Submarine Canyon觀測風應力對峽谷環流的影響發現,在北半球,當陸地在東 方且峽谷地形由西向東延伸,如北風增加時,則峽谷底層湧升流增 加。當北風最強時,底層湧升流最強、渦度最小、表層流朝南流最強、 表層水溫最低。當北風最小時,底層湧升流最小、底層渦度最大、表 層水溫最高。綜合上述數值模式及現場觀測的結果,可以瞭解影響峽 谷環流的主要物理因素,包括有沿岸流的方向、水體層化現象的程 度、海底的地形、密度場的分布及風應力等條件,本研究是從現場調 查與觀測資料著手,希望進一步確認峽谷環流的動力變化與時空分 布。

# 二、 研究區域

## 2.1 地理位置及海底地形

本文之研究區域-高屏峽谷(Kao-ping Submarine Canyon),是位於高雄東南方約20海浬的大陸斜坡上(圖1),小琉球位於峽谷南方,峽谷西北方有澎湖水道連接台灣海峽,東南方有巴士海峽與太平洋連接,西南方為南中國海,高屏峽谷由南中國海盆向北轉東北延伸至台灣西南高屏溪口,因此高屏海域的水文特性主要是受南海及附近沿岸河川淡水所控制(黃等,1993)。高屏峽谷頭有高屏溪及東港溪注入淡水,谷底與周圍陸棚的落差經常超過四、五百公尺,峽谷寬度約七公里寬。

### 3.2 潮汐

台大海洋研究所<u>王胄</u>教授於高雄海域海氣象調查研究(1993)指出小琉球 高雄二港口及東港等三站的潮汐均為全日與半日週期分量相當的混合潮型,它們的潮型指標參數(form ratio)分別為小琉球 1.31、高雄二港口 1.26 以及東港 1.25。而  $K_1$ 、 $O_1$ 、 $S_2$ 等分潮波是從東或東南向西或西北傳播,而  $M_2$ 分潮波卻是由北往南傳,而高雄二港口的  $P_1$  及  $M_2$  分潮振幅較不穩定,且高雄地區的低頻水位具有明顯的季節性變化,一般而言,一、二月水位最低,而八、九月水位最高。

## 3.3 海流

馮(1988)利用海研一號的 150 KHz 船碇式都普勒剖流儀 (Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler,以下簡稱 Sb-ADCP) 觀測高屏峽谷的流場,其結果顯示峽谷底層的流場相當一致,在高潮至低潮之間,峽谷底層發生順下峽谷流(downcanyon currents),在低潮至高潮之間,則發生逆上峽谷流(upcanyon currents),底層流沿主軸做半日週期的反覆運動,由於馮(1988)無適當之測線設計,且只有通過峽谷一趟的航次,因此無法解析潮流及探討表層流場季節性變化等特性。

台大海研所<u>王胄</u>教授在高屏峽谷內收集了近一年的底層海流資料(黃等, 1993),發現高屏峽谷內之潮流是以半日週期為主的半日潮流,而潮流有向底部逐漸增強的趨勢,高屏峽谷底層海流流速甚強,實測之最大流速為 135 cm/s,低通過濾後之海流資料則顯示底層具有相當穩定、流向外海的低頻海流,而高屏峽谷中層水低頻海流則是流向峽谷頂部,這種流況對峽谷內的沉積環境具有相當大的影響力。

#### 3.4 風場

港灣技術研究所於高雄及林邊的風速 風向測站觀測(黃等, 1993) 顯示兩測站在 1~2及 10~12月期間,風向主要集中在北北東(NNE) 方向,是典型冬季東北季風型態,而7~8月風向主要集中於南南東 到西南向之間,是夏季西南風型態。

### 3.5 實驗目的

由於本研究地區受到高屏峽谷地形的影響使得峽谷內的流場相當複雜,過去學者所作過的觀測研究與資料量仍嫌不足,加上當地海域的漁業資源也相當豐富,如著名的櫻蝦及各種魚類..等重要漁業資源的分佈使得當地成為南台灣重要的漁獲區(陳等,1994)。Wang and Chern(1996)於高屏峽谷附近的東港水域發現,在大潮期間附近水域水溫經常呈現近似潮汐頻率的週期性劇烈波動,而此水溫變動也與季節性因素有關,水溫波動主要出現在晚春與夏季,而此現象推測可能與內潮波運動及當地海水斜溫層長期變化有關。因此內潮波運動在高屏峽谷更是重要的海洋物理特性,而內潮波運動所呈現於高屏峽谷的空間流場是我們研究的重點。

吳(1996)於高屏峽谷進行了季節性的水文觀測發現,高屏峽谷表層水的水文特性是受季節性因素影響,而高屏峽谷表層流場是否也隨著季節的不同而有所不同?而高屏峽谷附近海域的平均流流場是如何分布?潮流流場又是如何變化?這些都是我們想知道的問題。

本研究是利用 Sb-ADCP 能觀測空間流場的優點,以適當之測線設計(Lwiza et al., 1991),即可解析出當地潮流及整個海域流場的變

化。此外並配合峽谷內外的錨碇式海流、溫鹽的時間序列觀測,以期對漁業資源豐富、地形複雜多變的高屏峽谷附近海域流場及動力機制做一完整的探討。

# 三、 實驗設計及現場調查

本研究於 1999年9月 12月及 2000年5月利用各兩天的時間,使用 Sb-ADCP 及溫鹽深儀(Conductivity, Temperature, Depth Recorder,以下簡稱 CTD)於高屏峽谷附近海域進行三個航次的流場及水文的監測,且於 2000年6月~7月期間利用 RCM-8海流儀及Workhorse ADCP 進行定點錨碇監測海流、水位、溫、鹽時間序列,另外由中央氣象局取得琉球嶼潮位資料從 1999年5月~2000年2月,共計10個月,琉球嶼風速資料1999年9月、12月及2000年5月、6月及7月,共計5個月,琉球嶼雨量資料2000年6月及7月,共計兩個月。

#### 3.1 Sb-ADCP

本實驗 Sb-ADCP 及水文監測共有三個航次,皆是利用中山大學海研三號研究船上美國 RDI 公司製的 75 kHz 的 Sb-ADCP 於高屏峽谷附近海域進行監測工作。此三個航次 ADCP 資料皆利用 Bottom-tracking 方法求算實際流速,ADCP 發出音訊頻率為 75 kHz,每層長度(Bin length)設定為 4 公尺,第一層的資料為水下 16.4 公尺深。資料紀錄為每兩分鐘的平均資料。而接近海底 15 %深度的資料,因為受海底回音的干擾,所以不予使用。

第一個航次(C557 航次)於 1999 年 9 月 1 日至 9 月 2 日兩天, 沿著 AB 測線來回做 24 小時共 18 趟的 ADCP 測線觀測(圖 2),第二 航次(C593 航次)於 1999 年 12 月 22 日至 12 月 23 日兩天,沿著 AB、 CD 兩條測線來回做 13 小時各 9 趟的 ADCP 觀測,第三航次(C621 航次)於 2000 年 5 月 2 日至 5 月 3 日兩天,ADCP 測線及與第二航 次完全相同。測線長約 15 公里,且測線大致上通過高屏峽谷。由於 海研三號定位系統已於第三航次前更換成 DGPS,而第三航次前兩趟 測線並無發現,以致於相同的經緯度在 GPS 與 DGPS 兩種定位系統 上,位置有相當大的差距,導致第三航次 AB 測線前兩趟測線與原先 設計不同,經發現後重新修正測線位置,因此前兩趟測線資料則沒有 使用,所以第三航次 AB 測線可用測線共有 7 趟,CD 測線可用測線 共有 10 趟。

三個航次每趟 ADCP 測線所需的行船時間約為 1 小時左右,實際路徑大致依循預定測線航行。各測線及測站的詳細經緯度見表 1。 三個航次詳細的測線與測站相對地理位置如圖 2 所示。

跑 ADCP 測線時, 船速儘可能保持 6 節(約 3.18 m/s), 以維護資料品質。船保持等速越過測線盡頭, 再等速迴轉進行下一趟測線, 確保測線內船速穩定且資料完整。

## 3.2 CTD 水文觀測

當 Sb-ADCP 測線跑完後,接著利用 Seabird 公司的溫鹽深儀 (CTD) 分別做三個站的水文監測,而三個 CTD 站均位於峽谷內部。 1999 年 9 月航次三個站分別為 B、S1、S2 站(圖 2、表 1),而 1999 年 12 月及 2000 年 5 月則均為 S1、S2 及 S3 站。

表 1. 三個航次各測線及測站的詳細經緯度資料,第二航次與第三航次位置相同

C557 航次						
1999.09.01~02						
工作說明	測站	經度(E)	緯度(N)	深度(m)		
Sb-ADCP	Α	120º 24.50'	22º 27.70'			
Sb-ADCP &CTD	В	120º 18.00'	22º 22.30'	450		
CTD	S1	120° 23.331'	22º 26.906'	114		
	S2	120º 20.818'	22º 24.680'	435		
		C593 航次 及	C621 航次			
	199	9.12.22~23 及 2	2000. 05.02~03			
工作說明	測站	經度(E)	緯度(N)	深度(m)		
Sb-ADCP	Α	120º 25.098'	22º 27.600'			
	В	120º 18.300'	22º 22.242'			
	O	120° 25.542'	22º 25.440'			
	Δ	120° 19.452'	22º 20.400'			
CTD	S1	120° 24.000'	22º 24.198'	318		
	S2	120° 20.142'	22º 24.000'	450		
	S3	120º 18.108'	22º 21.660'	418		

## 3.3 峽谷內外的定點觀測

高屏峽谷內外的定點觀測,分別由中山大學海地化所<u>劉祖乾</u>教 授 <u>鍾玉嘉</u>教授及海資所<u>曾若玄</u>教授共同合作完成,分別利用 RCM-8 海流儀及 Workhorse ADCP 於 2000 年 6~7 月期間在高屏峽谷內、 外進行海流、水位、溫、鹽時間序列的監測工作。

## 3.3.1 峽谷內的 RCM 海流儀

兩台 RCM-8 海流儀於 2000 年 6 月 20 日至 2000 年 7 月 21 日 錨碇於高屏峽谷內(圖 2),共 32 天,詳細經緯度見表 2.。 RCM-8 海流儀上也安裝有溫度、導電度及壓力等感應器,取樣頻率為 1 小時。當地水深 290 公尺,第一台 RCM-8 深度為 170 公尺深,第二台 RCM-8 深度為 236 公尺,儀器回收後發現 RCM-8 的壓力計顯示於 2000 年 6 月 28 日 7 時第一台 RCM-8 深度降至 200 公尺深,第二台降至 270 公尺深,我們推測由於當地地形陡峭,且受漁民拖網作業影響以至於錨碇向下位移了約 30~40 公尺深,因此我們只使用了後面 24 天的時間序列資料作一系列的分析。

## 3.3.2 峽谷外的 Workhorse ADCP

一台美國 RDI 公司製 600 kHz Workhorse ADCP 於 2000 年 6 表 2. 錨碇式 RCM-8 及 Workhorse ADCP 的佈放資料

RCM-8				
觀測時間 2000.6.20 ~ 7.21				
經度(E)	緯度(N)	水深(m)	儀深(m)	備註
			200	附壓力、溫度及導電度等感應器。
120° 24.50'	22º 27.70'	290		連續資料期間:2000.6.28~7.21
			270	

Workhorse ADCP				
	觀測時	間 2000.6.1	9 ~ 7.21	
經度(E) 緯度(N) 水深(m) 備註				
120° 25.098' 22° 27.600' 15 附壓力、溫度等感應器。				
			連續資料期間:2000.6.29 ~ 7.15	

月 19 日至 2000 年 7 月 21 日安裝在東港附近陸棚海底(圖 2),詳細經緯度見表 2,共 33 天。當地水深 15 公尺,取樣頻率為 2 分鐘,pings per ensemble 為 60, Bin 的長度為 30 公分。ADCP 儀器上也安裝有溫度及壓力感應器。由於 Workhorse ADCP 的固定架曾於 6 月 22 日及 7 月 15 日兩次翻覆,推測為漁船拖網作業所影響,使得有效天數約剩下 19 天左右,而連續資料約有 16 天左右(見表 2)。

# 四、 資料分析方法

### 4.1 Sb-ADCP 測線網格點的決定

由於船碇式 ADCP 每趟測線資料點的空間位置都不相同,因此 必須訂出固定間隔的網格點將每一趟的資料都以線性內插的方式,內 插到固定的網格點上(Lwiza et al., 1991), 以 1999 年 09 月 01 日的 航次為例,由於船速約6節,而兩分鐘有一點的平均資料,一節約 0.53 m/s, 兩分鐘船約走了 0.53 x 6 x 120 = 381.6 公尺, 因此網格 點水平距離最好不要小於 400 公尺,而讓設定好的格點前後皆有資 料可內插至格點上。因此我們水平距離取 0.003 個緯度距離 , 由於測 線與東西方向夾角 33°, 因此水平距離等於 0.003 緯度距離 × csc33° 約等於 613 公尺, 水平共 26 個網格點。最右邊的網格點其緯度為 22.4497(N), 最左邊的網格點其緯度為 22.3747(N), AB 測線全長約 為 15.32 km。而垂直網格點數視其當地水深而定,16.4 公尺是第一 個垂直網格點的深度,以下每4公尺就有一個垂直的網格點(圖3), 定好了網格點之後,我們就可以將每一趟資料皆內插至格點上,因此 我們就有每個網格點在一個潮汐週期的時間序列資料了。

## 4.2 Sb-ADCP 淨流與潮流的解析

以第一航次為例, 我們將 18 趟資料都內插到同一個網格點, 因此

每一個網格點都有 18 個時間序列的資料,過去研究發現( 黃等, 1993 ) 東港、小琉球一帶的潮位特性為混合潮型,以  $M_2$ 和  $K_1$ 分潮為主,所以我們將這 18 點的流速資料(24 小時),利用 Visual Fortran 6.0 IMSL資料庫中的副程式,用最小平方法(the least square method) 來 fit 非線性函數,fit 出的參數有  $M_2$ 分潮振幅及相位、 $K_1$ 分潮的振幅及相位以及淨流速,如圖 4 所示。而 fit 的方式如下:

$$u = u_0 + \sum_{k=1}^{n} a_{uk} \sin((\frac{2\pi t}{T_k}) - \theta_{uk})$$
 (1)

$$v = v_0 + \sum_{k=1}^{n} a_{vk} \sin((\frac{2\pi t}{T_k}) - \theta_{vk})$$
 (2)

其中 u 表示東-西方向速度分量,v 表示南-北方向速度分量, $u_0$ 、 $v_0$ 分別表示 U、V 的淨流速, $a_{u1}$ 、 $a_{v1}$ 分別表示 U、V 分量  $M_2$ 的振幅, $a_{u2}$ 、 $a_{v2}$ 分別表示 U、V 分量  $M_2$ 的振幅, $m_{u2}$ 0 从 分量  $m_{u2}$ 0 从 分量  $m_{u2}$ 0 从 分量  $m_{u2}$ 0 从 分量  $m_{u2}$ 0 为别表示 U、V 分量  $m_{u2}$ 0 为别为  $m_{u2}$ 0

AB 及 CD 兩條測線 , 且只 fit  $M_2$  潮流 , 希望能在相同的時間內觀測到較大範圍的流場變化。

## 4.3 Sb-ADCP 的資料品質

此研究過程裡,相當倚重海研三號的船碇式 ADCP 剖流儀,所 以 ADCP 的資料品質相當重要,一般測試 Sb-ADCP 的流向誤差皆是 參考 Joyce(1989)的方法,其原理是計算 GPS 船速及 Sb-ADCP 船 速間的差別。而國家海洋科學研究中心王玉懷博士曾於 1999 年澎湖 水道的研究中即對海研三號船碇式 ADCP 剖流儀做過類似的適用性 測試。測試結果,海研三號的船碇式 ADCP 的適用性是受肯定的。 Sb-ADCP 的資料品質管制為資料處理的首要步驟,對不良資料的刪 除方法可參見 Lwiza et al.(1991), Wong and Munchow(1995)等,而 王(personal communication)利用海研三號於澎湖水道的探測,資料 品管設定為當船速小於 400 cm/s (約 7.5 節)和每兩分鐘平均一次的 船首向(heading)變化小於 4°且 good pings > 85%的資料水平速度誤 差小於 6 cm/s, 垂直速度小於 8 cm/s。因此利用船碇式 ADCP 觀測 時,控制船速及刪除船轉向時及條件不良時的資料是必要的,所以這 三個航次我們皆盡量控制船速於測線上保持約 6 節左右(約 320 cm/s),以維護資料品質。

### 4.4 錨碇式觀測資料分析

取得每 1 小時紀錄一筆的原始資料後,先進行 38 小時低通過濾求得低頻海流,再分別對 RCM-8 所記載的溫度、鹽度及海流資料進行能譜或調和分析及各項統計分析,亦使用上述低通過濾後的數據繪製海流累進向量圖(Progressive Vector Diagram,以下簡稱 PVD圖)。Workhorse ADCP 鐵架取回後,即從 ADCP 的記憶體中下載資料,ADCP 原始觀測設定每 2 分鐘平均一筆,由於我們觀測目的在於了解低頻的運動,因此我們先將原始資料平均成逐時資料,消除高頻帶波段的干擾,而後利用平均後的逐時資料去作調和分析及能譜分析。而 ADCP 資料也再做 38 小時低通過濾求得低頻海流,以及利用低通過濾後的數據繪製 PVD 圖。

## 4.5 CTD 的資料分析

CTD 水文原始資料,先經過一套標準工作的程序處理,將 1 秒 24 筆的原始資料平均成每間隔 1 公尺的水溫 鹽度及密度垂直分布,再分別繪製溫度、鹽度垂直剖面圖或溫鹽圖(T-S 圖),更可利用 CTD 觀測到的密度場垂直分佈情形計算穩定度(N)等參數值。

## 五、 結果

## 5.1 基本潮位與海流分析

## 5.1.1 潮位

各分潮振幅根據一般的潮汐分類(Pond and Pickard, 1983),以主要全日潮與半日潮的振幅比例來劃分潮汐類型(form ratio),其中 F =  $(K_1 \, \text{分潮振幅} + \, \text{O}_1 \, \text{分潮振幅}) / (M_2 \, \text{分潮振幅} + \, \text{S}_2 \, \text{分潮振幅})$ ,當 F 介於 0 到 0.25 之間,稱之為半日潮型; F 介於 0.25 到 1.5 之間,此潮汐是以半日潮為主的混合潮型;當 F 介於 1.5 到 3.0 之間,此潮汐是以全日潮為主的混合潮型;當 F 大於 3.0 時,則為全日潮型。

表 3. 琉球嶼 1999 年 5 月~8 月潮位調和分析結果

でくるころにろいめ、「ししし」「しり」「ファンカー」という「日ン」「「「ハロント				
ANALYSIS OF HOURLY TIDAL HEIGHTS				
Liu-Chiu Yu 1999/05/26 - 1999/08/24				
NO.OBS.= 2159 NO.PTS.ANAL.= 2161				
NAME PERIOD(HR) A(m) G(deg)				
K1 23.93 0.1933 131.05				
M2 12.42 0.1699 134.33				
01 25.82 0.1437 326.31				
S2 12.00 0.1377 201.71				
Form ratio =1.10				

小琉球的潮位資料以調和分析處理後,得到 1999 年 5~8 月、 9~12月及2000年1~2月(表3~5)的 Form ratio 分別為1.10, 1.12 及 1.44,可見本海域的潮汐均為偏向半日潮的混合潮型。東港陸棚 ADCP 於 2000 年 6~7月所測到的水位計算得到 Form ratio= 1.28

(表 6),也以半日潮為主的混合潮型,此結果與<u>王胄</u>教授在琉球嶼(F=1.31)及東港(F=1.25)的觀測結果相當接近。

## 表 4. 琉球嶼 1999 年 9月~12月的潮位調和分析結果

ANAL	VOLO OF HOURLY TIDAL HELCHTO				
ANALYSIS OF HOURLY TIDAL HEIGHTS					
Liu Ch	hiu-Yu 1999/09/23 - 1999/12/31				
NO.OBS.	NO.OBS.= 2375 NO.PTS.ANAL.= 2377				
NAME	PERIOD(HR) A(m) G(deg)				
M2	12.42 0.1952 173.70				
K1	23.93 0.1590 32.79				
01	25.82 0.1357 75.61				
\$2	12.00 0.0689 225.34				
Form ratio = 1.12					

## 表 5. 琉球嶼 2000 年 1 月~2 月潮位調和分析結果

Form ratio =1.44				
S2 12.00 0.0639 237.	28			
01 25.82 0.1235 92.	09			
M2 12.42 0.1526 89.	15			
K1 23.93 0.1886 318.	31			
NAME PERIOD(HR) A(m) G(	deg)			
NO.OBS.= 1295 NO.PTS.ANAL.=	: 1297			
Liu-Chiu Yu 2000/01/01 - 2000				
ANALYSIS OF HOURLY TIDAL HEI	GHTS			
	3 1 · · · > 3     /   /   /			

## 表 6.東港 ADCP 2000 年 6 月~7 月潮位調和分析結果

	Form ratio = 1.28
S2	12.00 0.1154 359.34
01	25.82 0.1834 32.91
M2	12.42 0.2359 264.48
K1	23.93 0.2683 174.18
NAME	PERIOD(HR) A(m) G(deg)
NO.OBS.=	431 NO.PTS.ANAL.= 433
	-Kang 2000/06/29 - 2000/07/15
ANALYS	IS OF HOURLY TIDAL HEIGHTS

## 5.1.2 錨碇式海流

由錨碇時間序列的流速棍棒圖(圖 5)發現高屏峽谷內部 200 公尺 儀深及 270 公尺儀深的流向主要以南、北向的半日潮流為主,最大 流速分別為 42.1 cm/s 及 63.9 cm/s, 當時流向分別為 353°及 9°, 而 38 小時低通過濾的低頻海流都低於 10 cm/s (圖 6) , 與船碇式 ADCP 觀測結果相同(見下節),說明了高屏峽谷底層淨流或低頻海流流速不 大,且流向不甚規則,底層270m的PVD圖則是朝東北向移動(圖7), 也就是朝著峽谷頭的方向移動,而200m的PVD圖則是朝西北移動, 移動距離比 270m 小很多, 而經調和分析後得到的四個主要潮流分量 (M<sub>2</sub>、S<sub>2</sub>、K<sub>1</sub>、O<sub>4</sub>)發現, 200 m深 M<sub>2</sub>潮流約為其它潮流的 3 ~ 4 倍(圖 8、表 7), 而 270m 深 M。潮流約為其它潮流的 5~6 倍, 因此 峽谷內是以 M。潮流為主,且所佔的比例甚大,而峽谷底層則更加明 顯,利用能譜分析也發現 M。週期的能量較其它周期大很多(圖 9), M。分潮流的振幅在 200 公尺深及 270 公尺深分別約佔所有潮流振幅 的 63%及 70% ,比例 = (M<sub>2</sub>/(M<sub>2</sub>+K<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>+O<sub>1</sub>))。

東港陸棚 ADCP 所觀測 7 公尺深、10 公尺深及 12 公尺深的流向主要以西北西向的流為主,其次則是東向的流(圖 10、圖 11),最大流速分別為 76 cm/s,74 cm/s 及 67 cm/s,當時流向分別為 282°、295°及 289°,而 38 小時低通過濾的低頻海流幾乎都是西北西向(圖

12),流速最大達 20 cm/s,三個深度的 PVD 圖皆是朝西北西向移動 (圖 13),而以底層海流的移動距離較小,由於觀測位置接近高屏溪河口,因此主要流向西北西向應為河水出海的方向。經調和分析後得到底層水(12 公尺深)的四個主要潮流分量 $(M_2, S_2, K_1, O_1)$ ,發現半日潮流 $(M_2, S_2)$ 為主要潮流類型(圖 14、表 9),約為全日潮流 $(K_1, O_1)$ 的 2~3 倍,與高屏峽谷內以  $M_2$ 為主的潮流型態有所不同。利用能譜分析也是得到相同的結果,水下 7 公尺深的半日潮流的振幅約為全日潮流的 4~5 倍(圖 15、表 10)。

表 7.高屏峽谷 200m 南-北速度分量(V)的調和分析結果

P(   - 3/2			,	• •
ANALYSIS	OF HOURLY	V kaopin car	nyon 200m	
	2000/06/28	- 2000/07/2	1	
NO.OBS.	= 555	NO.PTS.ANAL.	.= 555	
NAME	PERIOD(	HR) A(cm/s)	G(deg)	
M2	12.42	13.220	71.92	
K1	23.93	3.449	227.59	
S2	12.00	3.418	185.05	
01	25.82	0.702	194.52	

表 8.高屏峽谷 270m 南-北速度分量(V)的調和分析結果

1A	NALYSIS O	F HOURLY V	
Kaopin canyo	on 270m 2	000/06/28-2	2000/07/21
NO.OBS.=	555 N	NO.PTS.ANAL	= 555
NAME	PERIOD(H	IR) A(cm/s	) G(deg)
M2	12.42	28.424	78.99
S2	12.00	4.769	218.33
01	25.82	4.570	163.84
K1	23.93	3.105	162.49

表 9.東港陸棚 12m 東-西流速分量(U)的調和分析結果

```
ANALYSIS OF HOURLY U STN Tung-Kang 12m
        2000/06/29 - 2000/07/15
 NO.OBS. = 431 NO.PTS.ANAL. = 433
   NAME
          PERIOD(HR) A(cm/s) G(deg)
           12.00
                   6.7195 39.08
     S2
            12.42
     M2
                   4.6511 203.18
     K1
            23.93 4.4190 145.88
     01
            25.82
                   1.3708 322.97
```

表 10.東港陸棚 7m 東-西流速分量(U)的調和分析結果

## 5.2 Sb-ADCP 的流場

圖 16~18 為三個航次 Sb-ADCP 在網格點上的典型流速剖面分布可發現高屏峽谷的流場,在每個季節都可明顯分成表層與底層兩層完全不同流向的流場型態,即為斜壓性的流場特性,兩層流場之間的介面處流速相當小,此介面約在水面下 80 ~ 100 公尺深處,越往外海此介面的深度則有變深的趨勢。由於峽谷主軸方向主要為東北-西南走向,底層流場大多沿著峽谷主軸的方向做逆上峽谷流(東北流)與順下峽谷流(西南流)的反復運動,而表層流場皆約存在於 100 公尺

以上的上層水域,流向主要為西北-東南走向,且與底層流向完全不同。

## 5.2.1 潮流

由於 9 月航次有 24 小時的海流時間序列資料,因此可以解析出  $K_1$  全日分潮的振幅及相位,結果發現高屏峽谷海域其半日潮流較全日潮流來的重要(圖 19),底層潮流主要沿著峽谷主軸以  $M_2$  週期為主的 反復運動,而越往底層  $M_2$  潮流振幅所佔的比例則越大(圖 20),而高 屏峽谷的  $M_2$  潮流振幅約為  $M_2$  加上  $K_1$  潮流振幅比例的 50% ~ 90%, 與 RCM 海流儀的資料經調和分析後所得結果  $M_2$  潮流約佔所有潮流的 63%及 70%相當吻合,因此峽谷內隨著深度增加其  $M_2$  週期的潮流振幅確實有加強的趨勢。

圖 21 則是三個航次每條測線利用最小平方法迴歸計算後所得到每一個網格點的平方殘差值(SSE),當 SSE 值越大,代表迴歸的結果越不好,12 月航次的 SSE 值較其他兩個航次大,應是由於冬季風浪較大,導致迴歸的結果較差。

高屏峽谷表層潮流的變化似乎相當複雜,受峽谷及琉球嶼地形影響頗大,且似乎有季節性因素存在,圖 22 為 3 個航次的表層(16.4 m深)M2潮流橢圓分布圖,圖 23~25 為 3 個航次表層(16.4 m深)M<sub>20</sub>潮流每一小時的流場變化圖。5 月及 9 月的潮流橢圓較為相似,12

月潮流橢圓則較為特殊,根據高雄港近岸及港內地區海流特性研究 (蘇,1998)結果顯示,高雄外海漲潮向東南向,退潮向西北向,用於 高屏峽谷海域來討論,以大體上來看,高屏峽谷海域漲潮似乎有一部 份由小琉球西北西方的較深海域朝陸地東向流動,一部份則是從高雄 海域方向過來的東南流,而退潮似乎是一部份海水向西退往外海,一 部份往高雄海域方向的西北流。

我們由 Sb-ADCP的潮流資料也發現了表層潮流與底層潮流之間的關係(圖 26 ~ 28),也就是當表層潮流朝東南流時,則底層潮流則為順下峽谷流(主要為西南流),當表層潮流朝西北流時,則底層潮流則為逆上峽谷流(主要為東北流),因此峽谷底層流似乎是漲潮時為順下峽谷流,退潮時為逆上峽谷流。由圖 29 及圖 30 分別為船碇式 ADCP十二月 256 公尺深網格的流速資料及峽谷中的 RCM 資料都發現峽谷底層在漲潮時底層為順下峽谷流,而由圖 16 ~ 18 三個航次 Sb-ADCP的流速剖面資料與潮位的關係,也發現相同結果。因此漲潮時,高屏峽谷表層流為東南流,底層為順下峽谷流;退潮時,表層流為西北流,底層為逆上峽谷流,此觀測結果與馮(1988)結論似乎有所不同。

利用最小平方法求得每一個網格點的淨流流速和 M<sub>2</sub>分潮的振幅及相位等參數值(圖 4),就可以得到在一個潮汐週期內任何時間每一個網格點的流速及流向值,因此我們利用這個方法就可以得到三個航

次在半日潮汐週期(12 月及 5 月)或全日潮汐週期(9 月)內的空間流場隨時間變化的情形,如圖 22~圖 28、圖 31 ~圖 33、從 12 月表層 16.4公尺的空間流場隨時間變化圖(圖 31)中發現一些有關於表層流場漲退潮的流場變化情形,似乎在漲潮期間表層流場的渦流結構特別明顯,單就看 M₂潮流的流場空間變化的資料(圖 24)也可明顯知道當時潮流漲退潮(東南-西北)的方向,而由 9 月(圖 32)及 5 月(圖 33)表層流的流場變化也可以得到一些訊息,9 月及 5 月航次表層流皆以西南流為主,而些微的潮汐影響使得流向些微轉向或致使流速減弱,因此利用此分析方法可對整個潮汐週期的流場變化做一完整描繪及探討。

## 5.2.2 淨流及淨流量

從三個航次最小平方法迴歸得到的高屏峽谷底層淨流流速皆很小(圖 34),與 RCM 海流儀低通過後的低頻海流一樣,皆約小於 10 cm/s。而由表層(16.4 米深)淨流流矢圖(圖 35)發現,9 月及 5 月航次的表層淨流是朝東南流的,而 12 月航次淨流則是朝西北流為主,且 5 月的淨流速較 9 月為大,9 月淨流速約為 20~30 cm/s,而 5 月淨流速約有 40~50 cm/s,而以 12 月的淨流速最大,最大淨流速達 80~90 cm/s,而 12 月的表層的淨流圖發現有水平尺度約為 7~9 公里的渦旋(eddy)存在,以上資料顯示高屏峽谷表層流場似乎受季節性因

素影響而造成完全不同的流場型態。

Sb-ADCP 測線剖面的淨流量是以簡易的淨流流速乘上單位時間所通過的面積計算而得,表層至 16.4 公尺深的淨流速皆以 16.4 公尺深的流速值為準,而海底至最深一層之間空白區域的淨流速,則以最深一層的淨流速與海底流速為零兩者的內插值計算。結果以 9 月秋季的流量最小只有 0.18 Sv (圖 36),而其傳送方向為東南方,而 12 月及 5 月的傳送量差不多,約在 0.3 ~ 0.4 Sv 之間,但傳送方向則兩者相反,12 月朝西北向傳送,5 月則朝東南向傳送,而從 12 月的流量圖似乎也可看出渦流存在的現象,利用動能 K<sub>e</sub> = mv²/2,得到 1999年 9 月 AB 測線每小時整個船碇式 ADCP 測線剖面的動能消長情形(圖 37),顯示峽谷底部動能能量密度較大,而 9 月峽谷內動能最高可達 0.2 Jm³。

#### 5.3 水文特性

#### 5.3.1 CTD

吳(1996)在高屏峽谷的水文調查中指出夏季混合層深度僅僅很薄一層,此觀測與我們 5 月的觀測相似,在較靠近峽谷口的  $S_2$  及  $S_3$  測站混合層約為 20 公尺左右而更靠近峽谷頭的  $S_1$  站幾乎沒有混合層存在(圖 38),此時深層冷水應該已經受到內潮波的抬升而漫出峽谷。

冬天(12月)的航次我們 CTD 資料顯示混合層在 S1, S2及 S3

站皆約為 50 公尺左右,此觀測與吳(1996)的觀測 110~130 公尺相差很多,我們的解釋為 12 月航次當天剛好為冬至(農曆 15 日)大潮,而Wang and Chern(1996)發現東港出現冷水事件通常發生於大潮期間2~4天內,當大潮發生時,深層冷水隨著大振幅內潮波的抬升,使得混合層厚度因此而變小。而在 9 月航次的 CTD 資料,混合層約在80 公尺左右,較吳(1996)的 60~70 公尺大一些,由於 9 月航次當天為農曆 22~23 日,為小潮,所以內潮波振幅較小,造成混合層厚度較大的原因。

### 5.3.2 定點水文觀測

高屏峽谷 200 公尺及 270 公尺深的水溫,在大潮期間半日週期的水溫波動可高達 8 (圖 39),在小潮期間,溫度波動明顯較小,約只有 2~3 ,而經波譜分析及調和分析均發現 200 公尺深水溫 M<sub>2</sub>

表 11.高屏峽谷 200m 水溫的調和分析結果

ANALYSIS OF HOURLY Temp.
Kaopin canyon 200m 2000/06/28-2000/07/21
NO.OBS.= 555 NO.PTS.ANAL.= 555
NAME PERIOD(HR) A(°C) G
M2 12.42 1.8009 292.22
K1 23.93 0.5244 78.40
S2 12.00 0.4972 52.22
01 25.82 0.2586 57.41
$\mathbf{i}$

表 12.高屏峽谷 270m 水溫的調和分析結果

ANALYSIS OF HOURLY Temp. Kaopin canyon 270m 2000/06/28-2000/07/21 NO.OBS.= 555 NO.PTS.ANAL.= NAME PERIOD(HR) A(°C) M2 12.42 1.4764 299.76 S2 12.00 0.4207 68.69 K1 23.93 0.2835 54.84 01 25.82 0.2721 55.71

週期的分量皆較其它分量( $S_2$ 、 $K_1$ 、 $O_1$ )大 3~4 倍(圖 40.、表 11、表 12)而 270 公尺深水溫的  $M_2$  週期能量則為其它週期的 4~6 倍,因此 峽谷內水溫的變化仍是以  $M_2$  週期為主,與分潮流能量以  $M_2$  分潮流為

表 13.東港陸棚 ADCP 14m 水溫調和分析結果

Al	NALYSIS OF HOURLY TEMP.
STN Tun	g-Kang 2000/06/29 - 2000/07/15
NO.OBS.:	= 431 NO.PTS.ANAL.= 433
NAME	PERIOD(HR) A(°C) G
S2	12.00 0.2893 221.37
M2	12.42 0.1846 29.59
01	25.82 0.1250 24.61
K1	23.93 0.0195 166.23

#### 表 14.高屏峽谷 270m 鹽度的調和分析結果

主相同,而峽谷內的鹽度調和分析的結果也是以  $M_2$  週期為主(表 14)。

東港陸棚 ADCP 所觀測到的水溫,在大潮期間半日週期的水溫 波動也可高達 5 (圖 41),在小潮期間,水溫波動有的甚至不到 1 , 而東港水溫的能譜看出水溫波動以半日週期的能量為主,但半日週期 的能量約只有全日週期能量的 2~3倍,沒有峽谷內的 4~6倍來的 顯著,而調和分析的結果(表 13)發現東港陸棚的水溫波動仍以 S<sub>2</sub>週 期的振幅是最大的,與潮流分量的結果相同。

## 六、 討論

### 6.1 表層淨流場與水文資料的季節性變化

結合過去眾多學者對南海東北部及高屏峽谷海域水文特性之研 究顯示(Fan and Yu 1981; Fan 1982; 王和陳 1987; Shaw 1989; 吳 1996),高屏海域大致受三種水團所影響,分別為黑潮入侵水、大陸 沿岸水及南海水。黑潮入侵水其特徵為高溫、高鹽,而大陸沿岸水其 特徵則為低溫、低鹽。南海水的水文特徵則是介於黑潮水與南海水之 間。由於高屏峽谷正是瀕臨南海東北部海域的小區域的近岸海域,因 此高屏海域的水文特性主要應是受南海水文以及附近沿海各河川的 沖淡水所影響。黑潮入侵水出現機制與東北季風的強弱有著密切的關 係(Shaw, 1989)。秋末時,黑潮水從巴士海峽北上,出現在南海東北 部上層海域,冬季黑潮水佔據的範圍逐步擴大,春季則達到全盛時 期 , 且發展成暖心高壓環流結構(王與陳 1987)。 而我們所觀測到冬季 (12 月)高屏峽谷淨流主要以西北流為主(圖 35),似乎正是黑潮入侵水 北上的過程,從三個航次溫鹽圖上(圖 42)顯示高屏峽谷水文由於受到 沖淡水效應的影響,使得當地水文鹽度一般是比南海水低,但冬季高 屏峽谷海水鹽度確實明顯較其他兩個季節(秋、春)高出 0.1 ~ 0.2 pus., 以及台大海研所王胄教授 1991 年於高屏峽谷表層 5m 深的水 溫分布圖(圖 44)中 , 也可清楚發現確實有高溫水從南往北傳送 , 這些 觀測結果似乎就是冬季黑潮水入侵至高屏峽谷的證據之一,而吳(1996)的結論也說明了南海東北部海域的水文季節變化有反映至高屏峽谷內。

春末夏初,西南季風開始盛行,使得南海水隨著西南季風進入了南海東北部海域,此時南海東北部海域均盛行著東北向的西南季風流,這些東北向的海流在通過台灣灘後受到陸地地形的影響將有部分轉向東南向(圖 43),而沿著高雄、屏東海岸南下而從台灣南端流出巴士海峽(Wang and Chern 1992) ,從我們觀測到的春末夏初的 5 月航次及夏末秋初的 9 月航次其高屏峽谷附近海域的表層淨流均是朝東南向,因此我們的觀測結果與 Wang and Chern(1992)所述南海東北部夏季環流型態相當的一致。由此可知,高屏峽谷海域的淨流流場明顯受季節性因素所主導,而此季節性因素即是季風轉換及其強弱程度。

## 6.2 峽谷幾何形狀及層化參數對流的影響

利用峽谷地形特徵及水文特性來計算一些參數,用來比較其他研究地區的峽谷是很有幫助的(Hickey, 1997),而描述一個峽谷的物理特性通常有幾個重要的依據,分別為 Rossby number  $(R_o)$ 、the stratification parameter (S)、the vertical stratification scale  $(T_r)$  和 the internal Rossby radius of deformation  $(R_d)$ ,而這些參數的計算

公式如下;

$$R_o = U / fL$$
 (3)

$$S = NH / fL$$
 (4)

$$T_r = fL / N \tag{5}$$

$$R_d = NH / f$$
 (6)

其中f為科氏力參數,U為平均與最大的流速尺度範圍,N為buoyancy frequency  $(N^2 = (q/)(z))$ , q 為重力加速度, 是密度, z 是 深度, L 為峽谷寬度的一半, H 為峽谷主軸的深度。對高屏峽谷而言, 峽谷主軸的底層深度(H)約為 400 公尺, 二分之一寬度(L)約 3.5 公 里,計算結果f=2 sin = 5.56x 10<sup>-5</sup>, U取20~60 cm/s, N的計 算利用 CTD 測站所得的密度資料,在層化現象較弱(9月)與層化現象 較強(12月)時,得到 N 的變化範圍約在  $1x10^{-2} \sim 2x10^{-2}$ , R。的範圍 約 1 ~ 3 , S 的範圍約 20~ 41 , Tr 的範圍約 19 m ~ 10 m , R 的範圍 約 71 km ~ 143 km。就一般大尺度的環流型態是  $R_0$  <  $10^{-3}$  , 因此高 屏峽谷的環流是屬於小尺度的環流,S的值代表水體層化的程度,值 越大,代表層化越明顯,Klinck(1996)的數值模擬將弱的層化與強的 層化的 S 值分別設成 8 及 32,弱的層化湧升現象則較為明顯,因此 S值 20~41 代表高屏峽谷的水體的層化程度隨季節性變化,由於 9 月S值只有 20, 因此理論上湧升現象應該較 12月 S値 41 為明顯,

此理論與 Wang and Chern(1996)推論當地混合層的厚度影響冷水溢流至東港陸棚的機制似乎相當地類似。而 R<sub>d</sub>值 71 km 遠大於峽谷寬度 7 km,表示高屏峽谷是一個地形相當狹長的峽谷。

## 6.3 渦流及湧升

#### 6.3.1 渦旋

冬季 12 月航次,在小琉球北方發現有水平尺度約 7~9 公里的渦漩存在(圖 35),海洋中島嶼後方是否形成渦漩,決定於海流 Reynolds number 的大小(Batchelor, 1970),當 Reynolds number 的值介於 60 和 90 之間,渦漩將會持續地出現於島嶼的後方。近幾年來,觀測島嶼後方尾流渦旋的結構,皆是利用遙感技術來觀測(Ferrier et al., 1996),且其中沿岸水的 Reynolds number (*R<sub>e</sub>*)被定義為

$$R_e = \frac{VL}{K_H} \tag{7}$$

其中 V為該水域的流速尺度,L 為該島嶼的總長度, $K_H$ 為水平渦流 黏滯係數, 由船碇式 ADCP 流速資料得知該水域最快流速約為 1.6 m/s (圖 45),而琉球嶼的總長度約為 5500 公尺, $K_H$ 則是依據 Pattiaratchi et al.(1986)取  $10^2$  m²/s,計算結果  $R_e$  = 88。因此當冬季高屏峽谷海域淨流朝西北流時,我們在琉球嶼北方發現的渦流結構,似乎正是由琉球嶼島後尾流所形成,由於 12 月當天剛好為冬至大潮

期間,所以潮流特別強勁,因此小琉球北方渦流的形成主要控制於當時海流的速度及方向。Tseng(2001)曾經以浮標觀察到當強流通過小琉球時,其後方之紊流擴散係數遽增,這也間接證實了本研究所看到的島後渦旋現象之存在。

### 6.3.2 湧升

如果將海底峽谷概括分成有限長度的峽谷及延伸至河口的峽谷兩種,後者會有季節性冷水湧升的現象,前者則只是間歇性有冷水湧升發生(Allen, 2000)。就高屏峽谷海底地形來看,似乎是傾向於延伸至河口的峽谷這一類型,因此可預期將會有季節性的湧升現象出現。

Wang and Chern(1996)曾觀測過東港附近陸棚的水文特性,結果確實發現晚春至夏季(5月~8月)有近似潮汐週期的水溫波動,其原因被傾向認為是由內潮與季節性因素所造成,在晚春與夏季時,當峽谷斜溫層的深度較附近陸棚淺時,內潮會把峽谷深層的冷水向上抬升而漫出峽谷,造成東港附近陸棚水溫驟降,且發現此冷水湧升通常發生於大潮期間2~4天內。我們於2000年6~7月在東港陸棚放置的Workhorse ADCP的水溫紀錄也觀測到水溫的劇烈變動,在大潮期間水溫在半天之內變化高達5以上,而在小潮期間其水溫變化通常只在1~2之間(圖41),因此在夏季證實當地潮汐的振幅確實會影響東港附近陸棚冷水湧升的程度。

另一方面,峽谷表層沿岸流的方向也會控制著峽谷湧升流及交換 物質的強弱程度(Klinck 1996),在北半球,當沿岸流在陸地的左(西) 方,且此沿岸流是朝南流,Klinck稱為左邊界流(left-bounded flow), 此時高密度的水將被湧升至陸棚上,而此動力機制則是壓力梯度力及 科氏力加速度。反之,右邊界流(right-bounded flow)會造成下沉流的 發生,在我們 Sb-ADCP 的流場觀測發現高屏峽谷海域 5 月及 9 月的 表層淨流是東南流 , 即左邊界流(圖 46) , 因此有利於冷水湧升產生的 條件,由於9月流速較小,因此冷水湧升現象應較5月來的小,而 12 月的高屏峽谷表層淨流則主要為西北流,即右邊界流,因此不利 於冷水湧升的條件,此結論與 Wang and Chern(1996)觀測結果: 5~ 8月東港陸棚會有劇烈水溫波動,兩者相當吻合。因此峽谷表層沿岸 流的方向似乎也是控制峽谷冷水湧升至陸棚的重要條件之一。綜合以 上討論,影響高屏峽谷冷水湧升的主要因素似乎至少有三項,分別為 (1)潮汐振幅的大小,大潮期間較易發生冷水湧升。(2)混合層的厚度, 當春末或夏季時混合層厚度較薄,冷水容易溢流至陸棚。(3)沿岸流 的流向,當沿岸流為左邊界流,將有利於冷水湧升。

## 6.4 峽谷內外海流、風場、潮位及水溫的相關性

將琉球嶼風速(圖 47)與峽谷內 RCM 海流儀的海流資料及東港陸棚 Workhorse ADCP 的海流資料之間作相關分析,發現峽谷內的流

速與風速的相關係數皆小於 0.2(圖 48),而東港陸棚的流速資料雖然較接近海面,約在水面下 7 公尺深,不過其相關係數也皆小於 0.3,顯示高屏峽谷海域的海潮流與風的相關性低,因此海潮流特性受本海域的風應力影響甚小。

東港陸棚的潮位與峽谷內的流速 V 分量(峽谷主軸的方向)的最大相關係數為-0.4,發生於潮位延遲流速約 2 小時(圖 49),而東港陸棚的潮位與 U 分量流速(沿著海岸的方向)之間的最大相關係數為 0.6,發生於潮位領先流速約 5 小時(圖 50),因此高屏峽谷內及東港陸棚上的海流皆與潮位相關,由於我們使用的是東港陸棚的水位資料,因此東港陸棚的相關係數明顯較高。

高屏峽谷 200 公尺及 270 公尺深的水溫與東港陸棚的水溫及海流的相關係數最大皆約只有 0.3(圖 49、圖 51、圖 52),因此東港附近陸棚與高屏峽谷 200 米及 270 米的水溫及海流都是低度相關性,原因似乎是由於河水影響了東港陸棚附近的水溫及流場變化,使得兩者的相關性較不顯著。

## 七、結論

本研究利用船碇式都普勒剖流儀(Sb-ADCP)、溫鹽深儀(CTD)、 錨碇式 RCM-8海流儀及 Workhorse ADCP 於高屏峽谷附近海域進行 流場、溫度、鹽度及潮位等觀測。研究結果顯示,高屏峽谷海域的流 場在不同季節皆是斜壓性流場型態,峽谷底層流主要為  $M_2$ 半日週期 的潮流往復運動, $M_2$ 潮流振幅及所佔潮流的比例隨深度變深而增 強,底層淨流或 38 小時低頻流速甚小,皆小於 10 cm/s,峽谷底層 的水溫及鹽度也都是以  $M_2$ 週期為主的半日週期性變化。

表層流場有季節性的變化,9月及5月表層淨流以東南向為主,12月則以西北向為主,以12月表層淨流速最大,最大流速約為80~90 cm/s,其次為5月表層最大淨流約為40~50 cm/s,最小為9月約只有20~30 cm/s,高屏海域的表層淨流流場受季節性因素主導,此季節性因素與大尺度季風的風向及強弱似乎有關。西南季風盛行時,南海東北部的強勁風驅流分叉而南下,造成高屏峽谷淨流流場為東南向的流場型態,東北季風增強時,造成黑潮由巴士海峽入侵北上,而造成西北向為主的流場型態。

高屏峽谷於漲潮時,底層為順下峽谷流,表層潮流為東南流;退潮時,底層潮流為逆上峽谷流,表層潮流則為西北流,其示意圖如圖53 所示。12 月在小琉球北方海域發現一個水平尺度約7~9 公里的渦

漩結構,推論此渦流的產生是由於北向的強流受到小琉球島嶼的阻擋 而在其後方引起 Karman vortex 所致。當高屏峽谷表層淨流為東南流 時(5 月及 9 月),沿岸水受科氏力影響而帶往外海,使得沿岸地區水 位降低,而產生有利於湧升的條件,而 9 月由於朝東南的淨流速較 弱,所以利於湧升的條件沒有 5 月時來的好,Wang and Chern(1996) 在東港附近陸棚也觀測到在 5~8 月期間水溫有半日週期的劇烈波動 發生。表層流的流向似乎也是控制高屏峽谷交換物質強弱的因素之 一,且東港陸棚的 ADCP 水溫紀錄發現大潮期間的冷水湧升情況較 為強勁,說明潮汐的振幅也會影響湧升的大小。此外,高屏峽谷冷水 湧升的因素可能與當地混合層厚度有關,因此高屏峽谷海域影響冷水 湧升的三個主要影響因素分別為當地表層流的流向、混合層的厚度及 潮汐振幅的大小。

## 八、參考文獻

- 王胄、陳慶生(1987):南海北部暖心渦流。台灣海洋學刊,18,92-113。
- 吳德泰(1996):高屏峽谷水文特性之調查及研究。*國立中山大學海洋資源研究 所碩士論文*。
- 陳守仁,何權浤,蘇偉成,周耀休(1994):台灣櫻蝦漁業。*中國水產月刊第497期*, 25-36。
- 黃煌煇等人(1993):高雄海域海氣象調查研究: 台南水工試驗所, 研究試驗報告第 140 號。
- 馮世墩(1988):高屏峽谷底層流之變化。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。 蘇青和(1998):高雄港近岸及港內地區海流特性研究,港灣技術研究所87-研(十一) -1。
- Allen, S.E. (2000): On subinertial flow in submarine canyons effect of geometry *J. Geophys. Res.*, 105, C1, pp 1285-1297
- Batchelor, G. K. (1970): An Introduction to Fluid Dynamics, Cambridge University Press.
- Cowen, R. K., J. A. Hare and P. Fahay(1993): Beyond hydrography: Can physical processes explain larval fish assemblages within the Middle Atlantic Bight?, *Bull. Mar. Sci.*, 53, 567-587.
- Denman, K. L. and T. M. Powell(1984): Effects of physical processes on planktonic ecosystems in the coastal ocean, *Oceanogr. Mar. Biol.*, 22, 125-168.
- Fan, K. L.(1982): A study of water masses in Taiwan Strait. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 13, 140-153.
- Fan, K. L. and C. Y. Yu (1981): A study of water masses in the seas of southernmost Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 12, 94-111.
- Ferrier, G., Davies, P. A. and J. M. Anderson (1996): Remote sensing observations of a vortex street downstream of an obstacle in an estuarine flow, *Int. J. Remote Sensing*, 17, 1-8.
- Hickey, B. M.(1997): The response of a steep-sided, narrow canyon to time-variable wind forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 697-726.
- Joyce, T. M.(1989):On in situ "calibration" of shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 169-172.
- Klinck, J.M(1996): Circulation near submarine canyons: A modeling study, *J. Geophys. Res.*, 101, 1211-1223.
- Lafuente J. G., Sarhan T., Vargas M., Vargas J. M. and F. Plaza (1999): Tidal motions and tidally induced fluxes through La Línea submarine canyon, western Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 104, C2, 3109-3119.

- Lwiza K. M. M., Bowers D. G. and J. H. Simpson (1991):Residual and tidal flow at a tidal mixing front in the North Sea. *Cont. Shelf Res.*, 11, 1379-1395
- Pattiaratchi, C., James, A., and M. Collins (1986): Island wakes and headland eddies: A comparison between remotely sensed data and laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 92, 783-794.
- Pond S. and Pickard G. L. (1983): *Introductory Dynamical Oceanography*, Butterworth-Heinemann Ltd, Oxford, 2<sup>nd</sup> edition.
- Shaw, P. T. (1989): The intrusion of water masses into the sea southwest of Taiwan. *J. Geophys. Res.*, 94, 18213-18226
- Tseng, R.-S. (2001): A note on dispersion and diffusion near estuaries and around islands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (Accepted).
- Wang, J. and C. S. Chern(1992): On the deflection of a rotational, baroclinic jet by an angular coast with application to the branching of currents southwest of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 29, 18-33.
- Wang, J. and C. S. Chern(1996):Preliminary observations of internal surges in Tung-Kang. *Acta Oceanogr. Tawanica*, 35, 17-40
- Wong, K. C. and A. Munchow(1995):Bouyancy forced interaction between estuary and inner shelf: observation. Cont. Shelf Res., 15, 1, 59-88

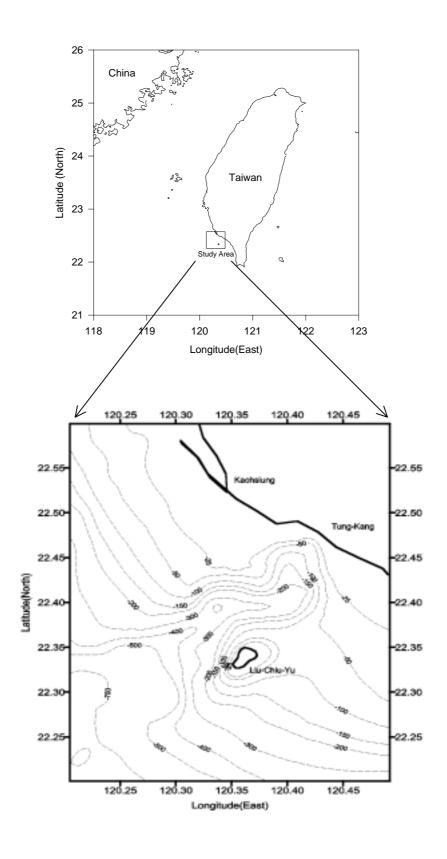


圖 1. 高屏峽谷地理位置及等深線圖

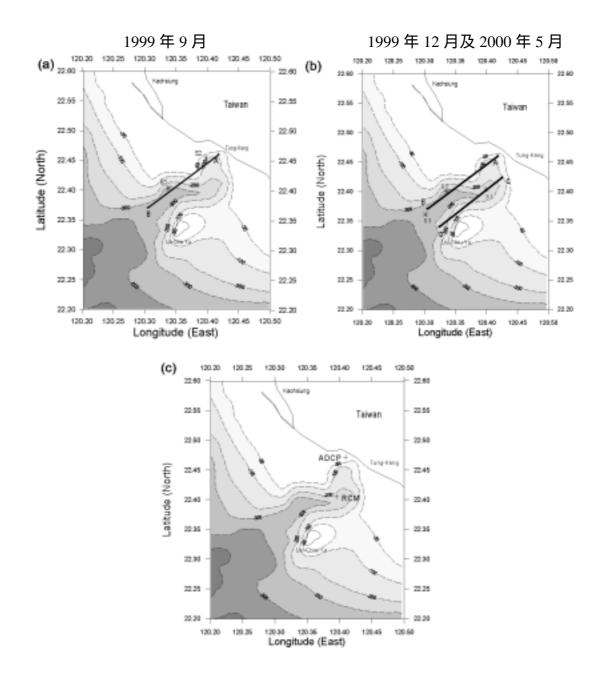


圖 2. (a)1999年9月航次的 Sb-ADCP 測線及 CTD 測站(b)1999年12月和2000年5月兩航次的 Sb-ADCP 測線及 CTD 測站位置,圖中虛線為等深線,單位為公尺(c) 東港及高屏峽谷施放錨碇式 ADCP 及 RCM-8 地點。實線表示 Sb-ADCP 測線,\*表示 CTD 測站。

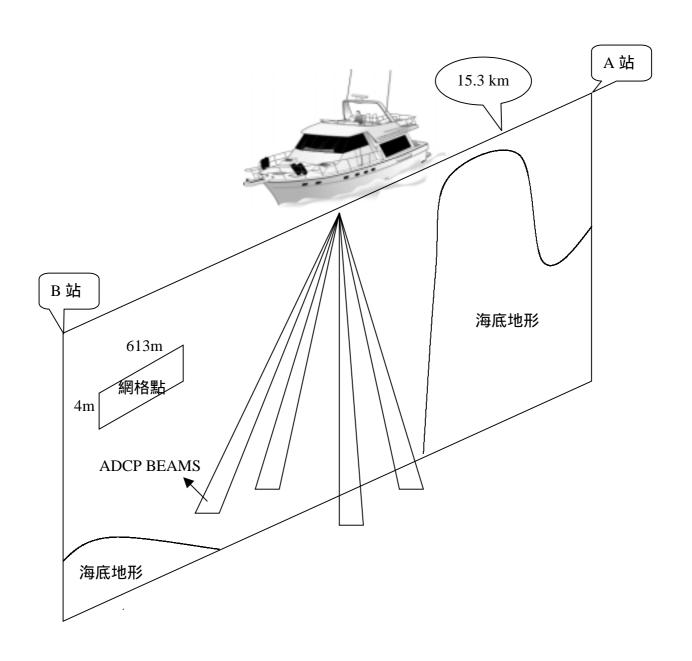
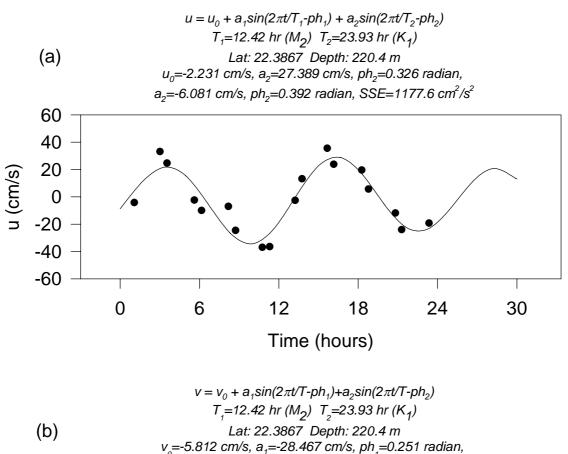


圖 3. 高屏峽谷 Sb-ADCP 測線及網格點尺度示意圖



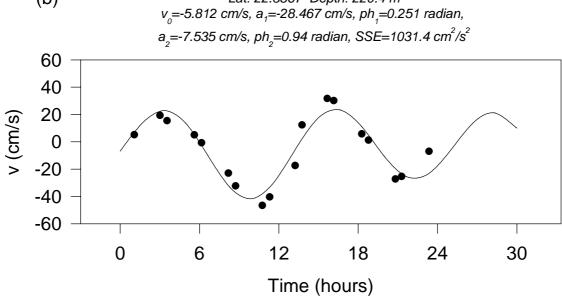
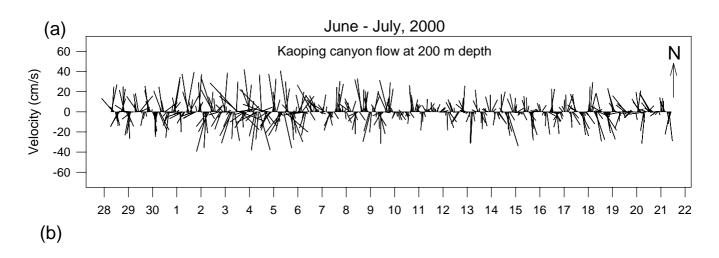
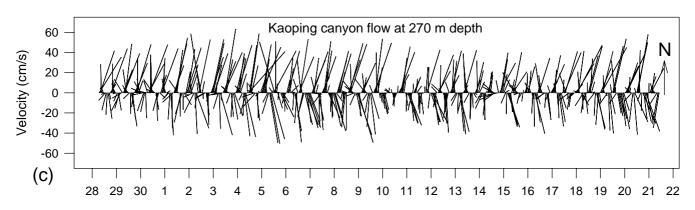


圖 4. 1999 年 9 月航次 220-m 深的網格點,利用最小平方法迴歸( a)u 和(b)v 潮流資料所得到淨流速( $u_0$ 、 $v_0$ )、 $M_2$ 潮流的振幅( $a_1$ )和相位( $ph_1$ )、及  $K_1$ 潮流的振幅( $a_2$ )及相位( $ph_2$ )的結果。





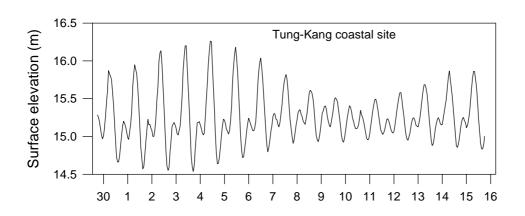


圖 5. 高屏峽谷 RCM 測站儀器深(a)200m 與(b)270m 的流速棍棒圖及(c)東港 陸棚 ADCP 水位資料。

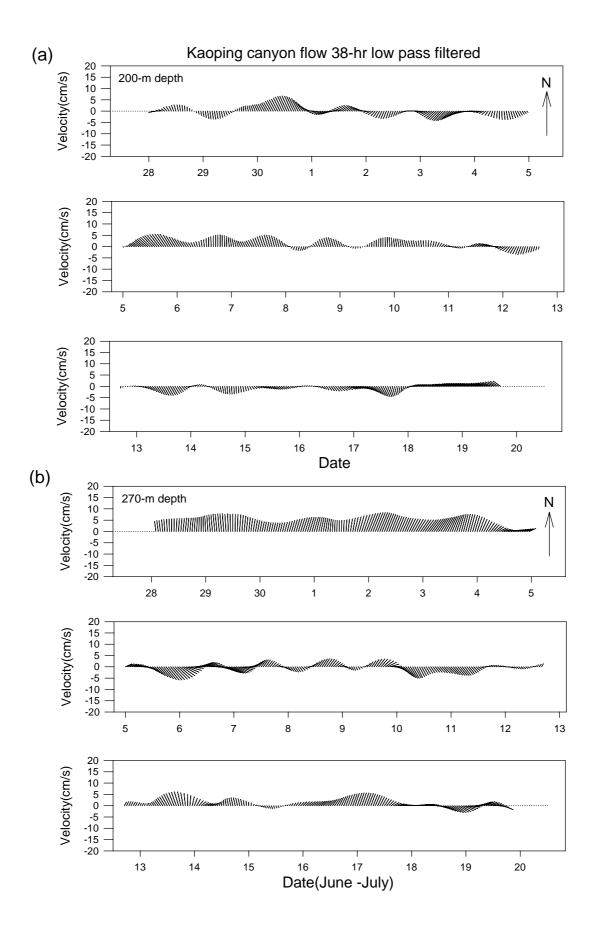
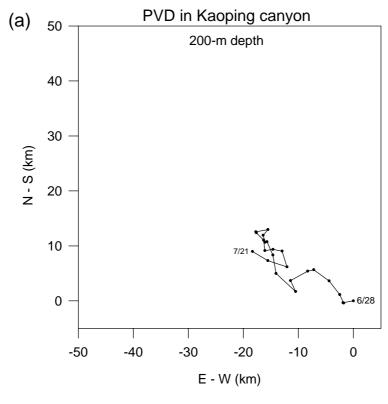


圖 6. 高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 三十八小時低通過濾後棍棒圖。



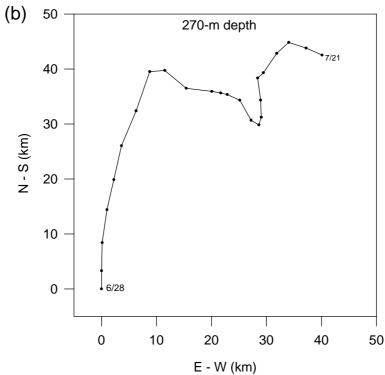


圖 7.高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 海流行進向量圖(PVD)。

## Ellipse of tidal current in Kaoping canyon

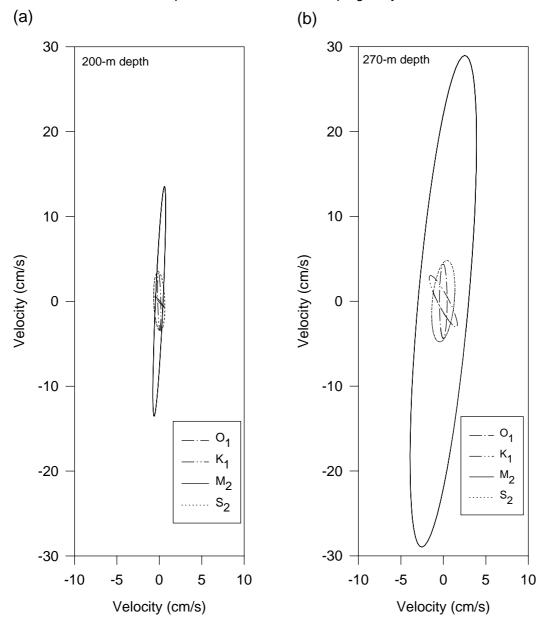
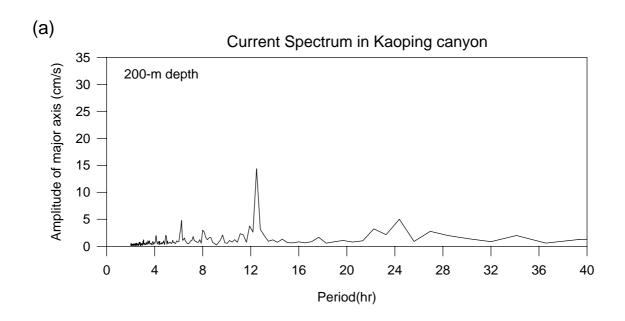


圖 8. 高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 調和分析後得到各主要潮流橢圓圖。



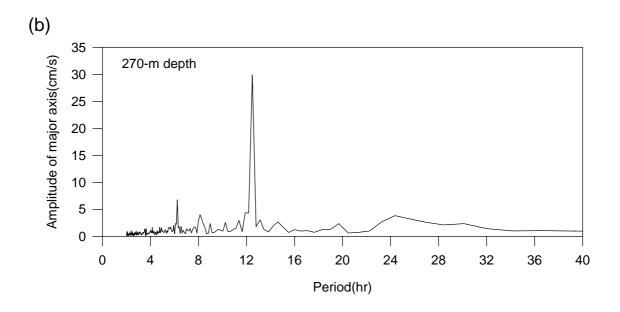


圖 9. 高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 潮流能譜圖

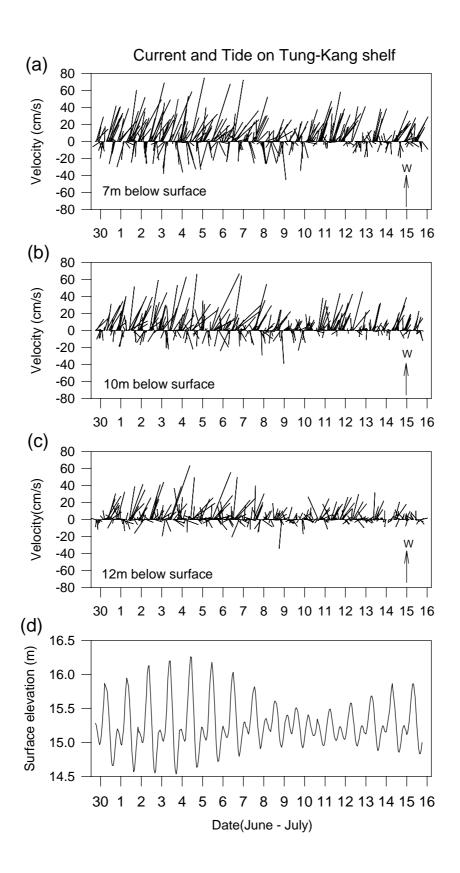


圖 10. 東港陸棚 ADCP 測站水面下(a)7m、(b)10m、(c)12m 的流速棍棒圖及(d) 水位資料。

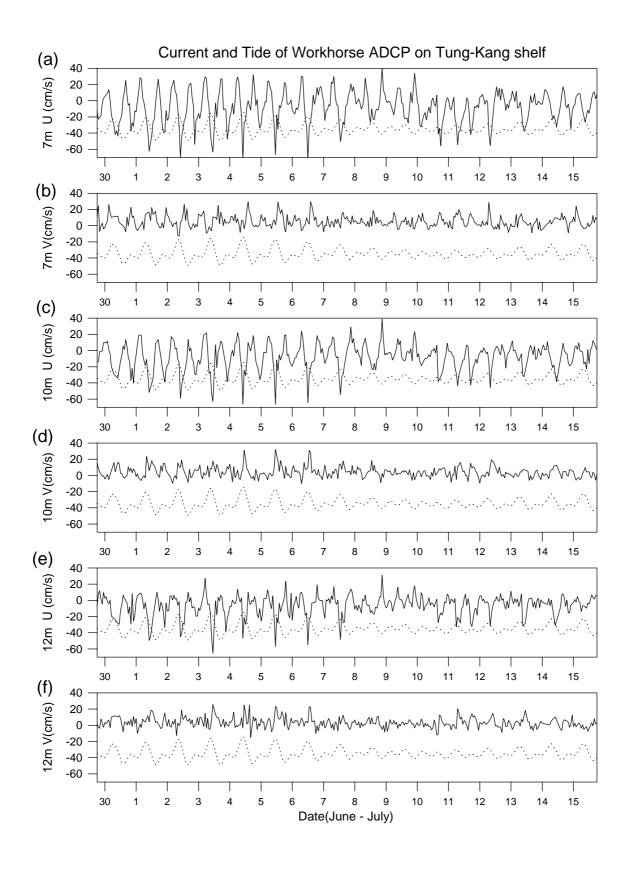


圖 11.東港陸棚 ADCP 測站水下 7m 深(a)U、(b)V 流速及 10m 深(c)U、(d)V 流速及 12m 深(e)U、(f)V 流速與東港水位(虛線)關係。

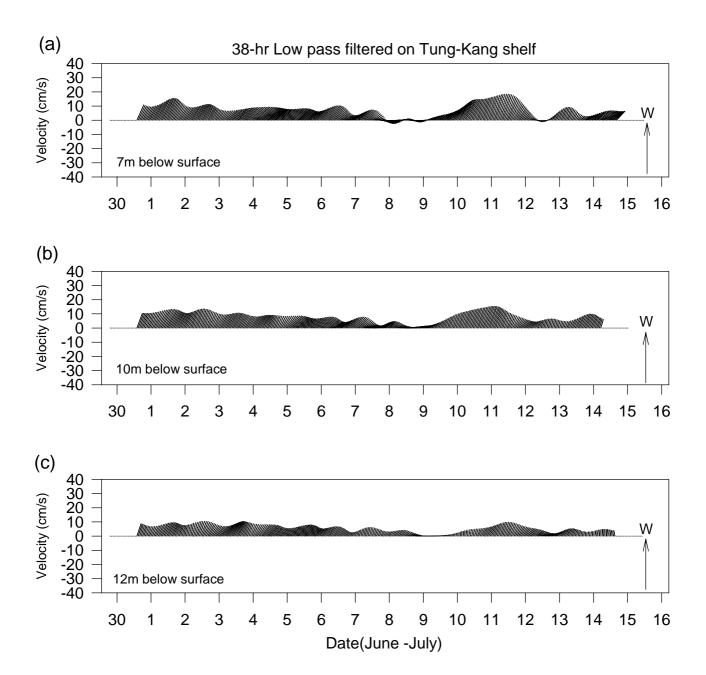


圖 12. 東港陸棚(a)7m、(b)10m 及(c)12m 三十八小時低通過濾棍棒圖。

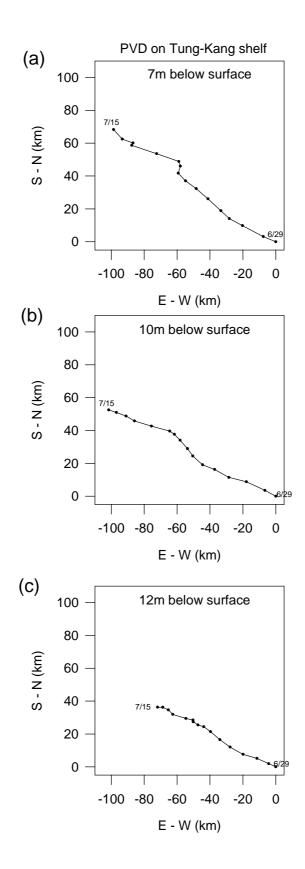


圖 13. 東港陸棚(a)7m、(b)10m 及(c)12m 海流行進向量圖(PVD)。

## Ellipse of tidal current on Tung-Kang shelf

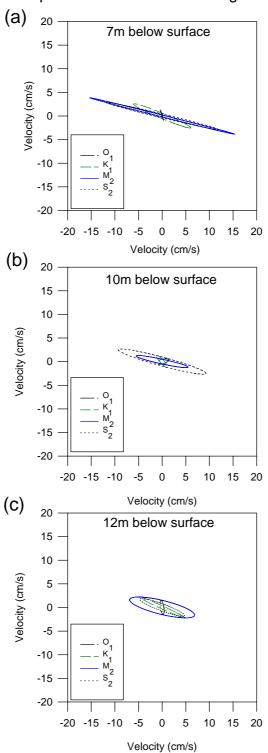


圖 14. 東港陸棚(a)7m、(b)10m 及(c)12m 調和分析後得到各主要潮流橢圓圖。

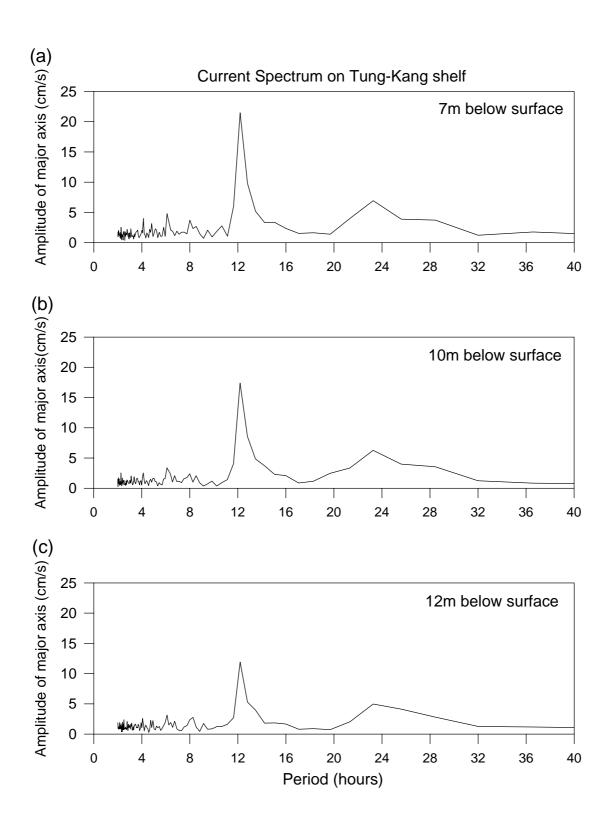


圖 15. 東港陸棚(a)7m、(b)10m 及(c)12m 潮流能譜圖

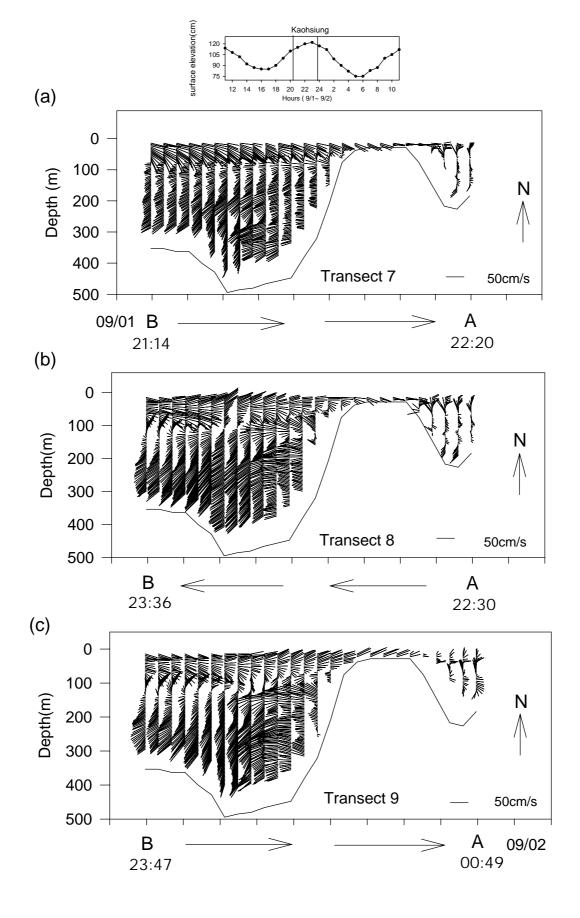


圖 16. 九月航次 ADCP 航次 AB 測線的第(a)七、(b)八、(c)九趟流速剖面。

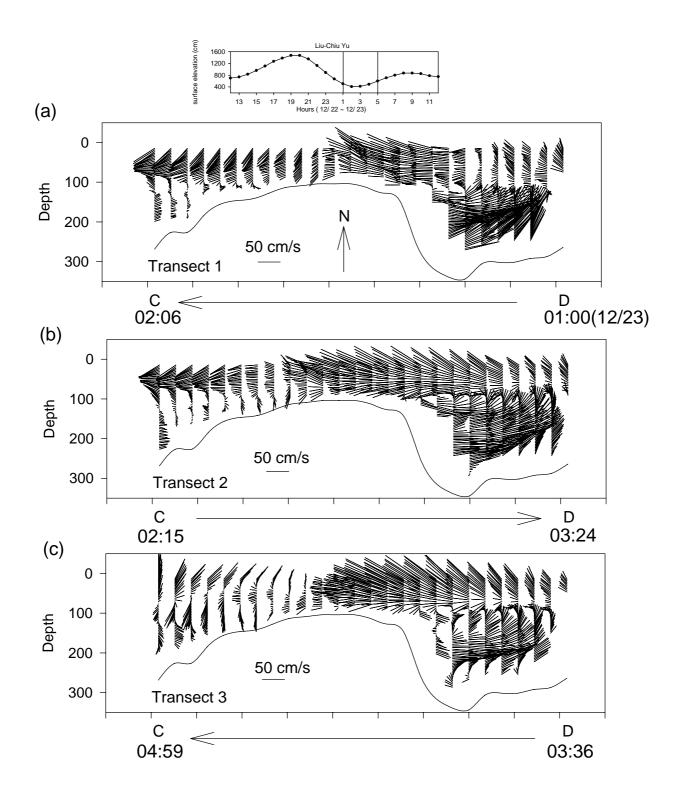


圖 17. 十二月航次 ADCP 航次 CD 測線第(a)一、(b)二、(c)三趟的流速剖面觀測 結果。

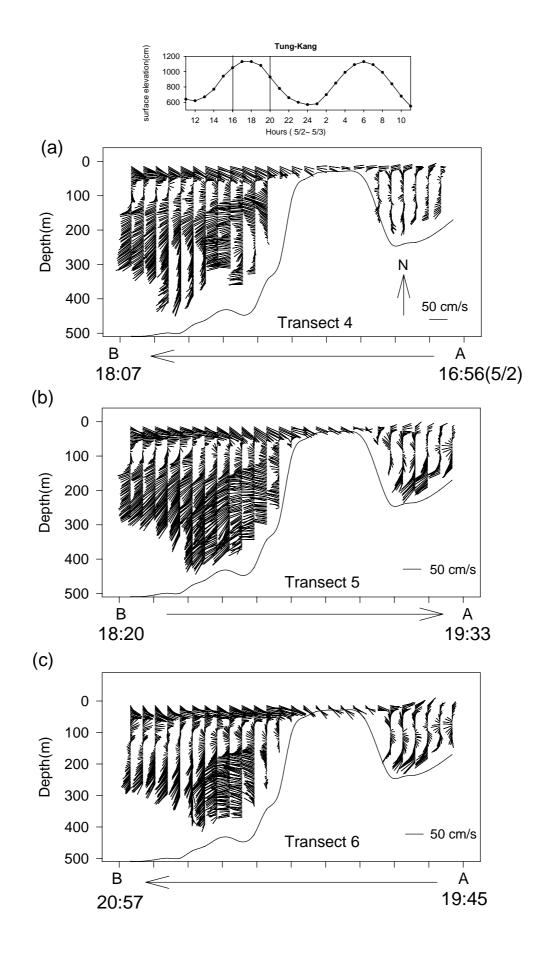


圖 18. 五月航次 ADCP 航次 AB 測線第(a)四、(b)五、(c)六趟的流速剖面。 面。

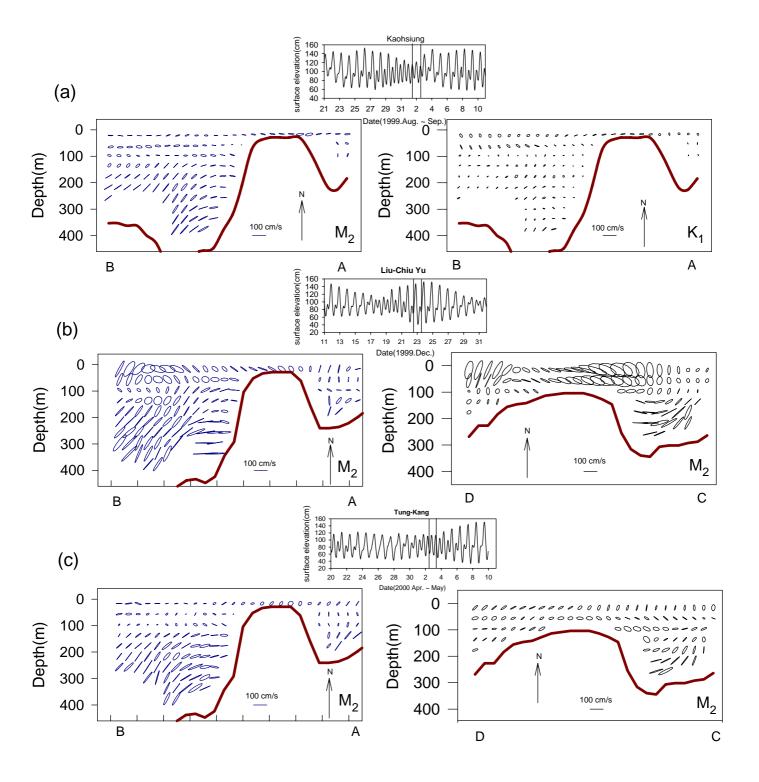


圖 19. 九月航次 AB 測線的(a) $M_2$ (左圖)及  $K_1$ (右圖)潮流橢圓剖面圖。十二月航次 (b)AB(左圖)及 CD(右圖)測線的  $M_2$ 潮流橢圓剖面圖。五月航次(c)AB(左圖)及 CD(右圖)測線的  $M_2$ 潮流橢圓剖面圖。

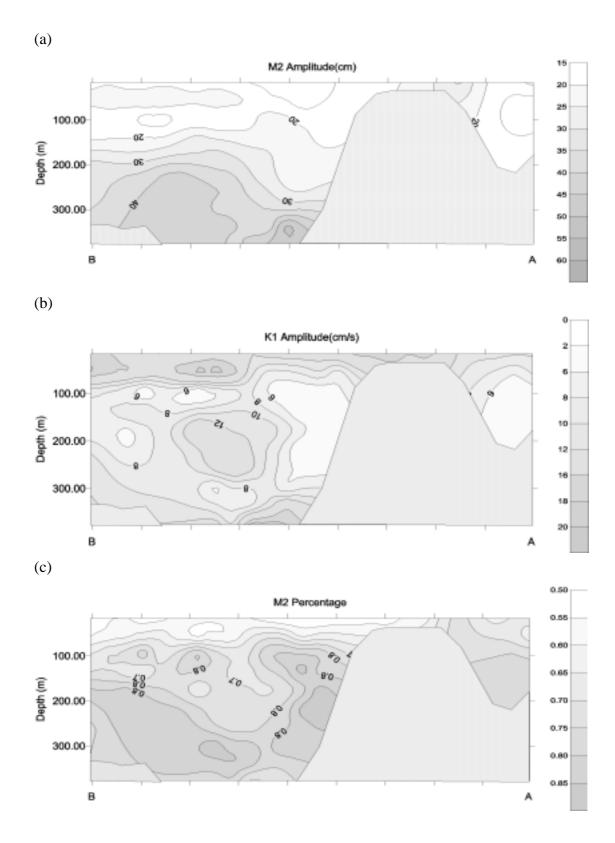


圖 20. 船碇式 ADCP 九月航次迴歸得到(a) $M_2$ 潮流的振幅、(b) $K_1$ 潮流的振幅及 (c) $M_2$ 潮流佔整個潮流的比例( $M_2$ /( $M_2$ + $K_1$ ))。

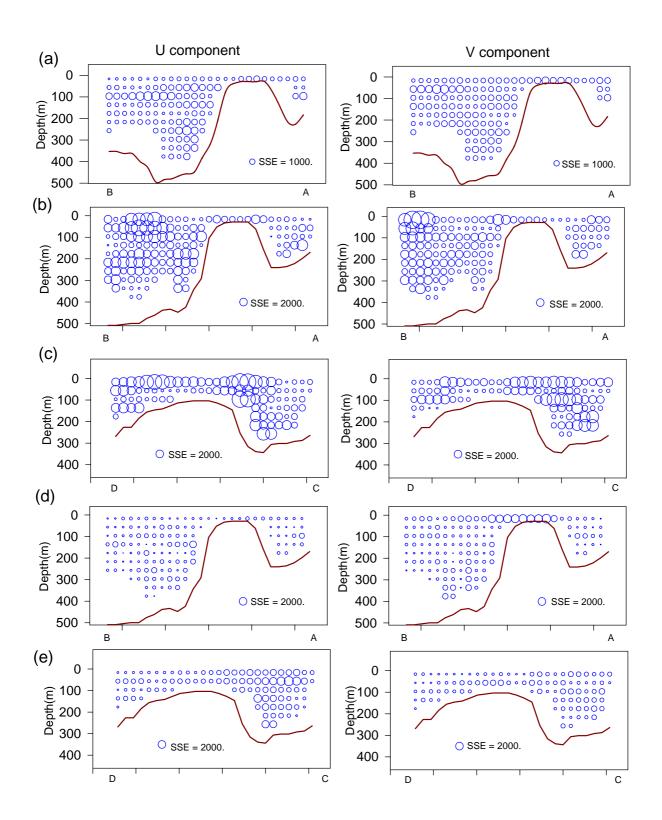


圖 21. 九月航次(a)AB 測線最小平方法迴歸所得到的殘差平方和(SSE,單位: cm²/s²)分布圖。十二月航次(b)AB 及(c)CD 測線最小平方法迴歸所得到的 SSE 值分布圖。五月航次(d)AB 及(e)CD 測線最小平方法迴歸所得到的 SSE 值分布圖。

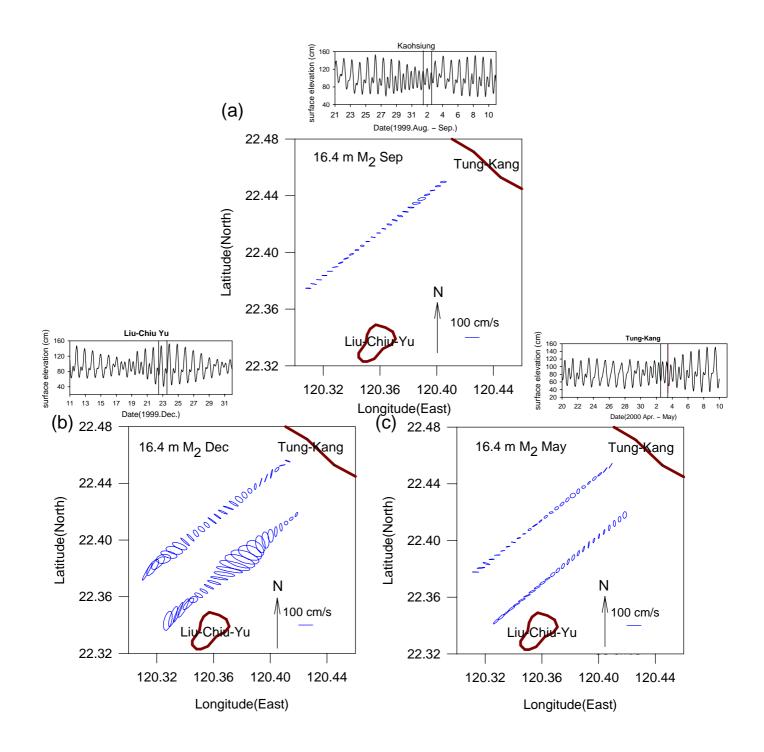


圖 22. (a)九月航次、(b)十二月航次及(c)五月航次表層 16.4 公尺深的  $M_2$ 潮流 橢圓。

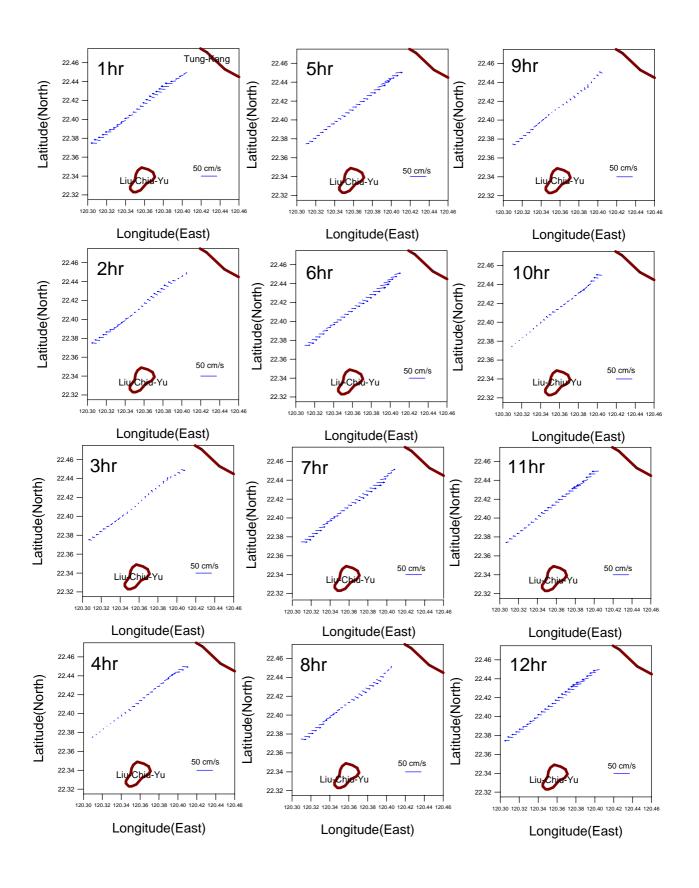


圖 23. 利用最小平方法得到九月航次表層 16.4 公尺在一個半日潮汐週期內, $M_2$ 潮流每一小時的流場變化。

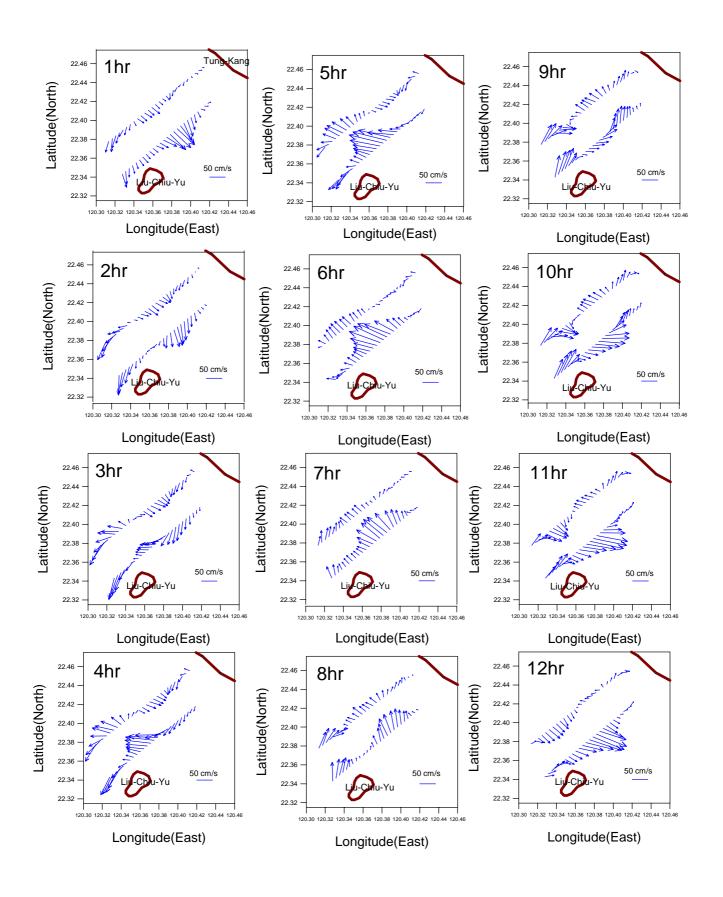


圖 24. 利用最小平方法得到十二月航次表層 16.4 公尺在一個半日潮汐週期內, M<sub>2</sub>潮流每一小時的流場變化。

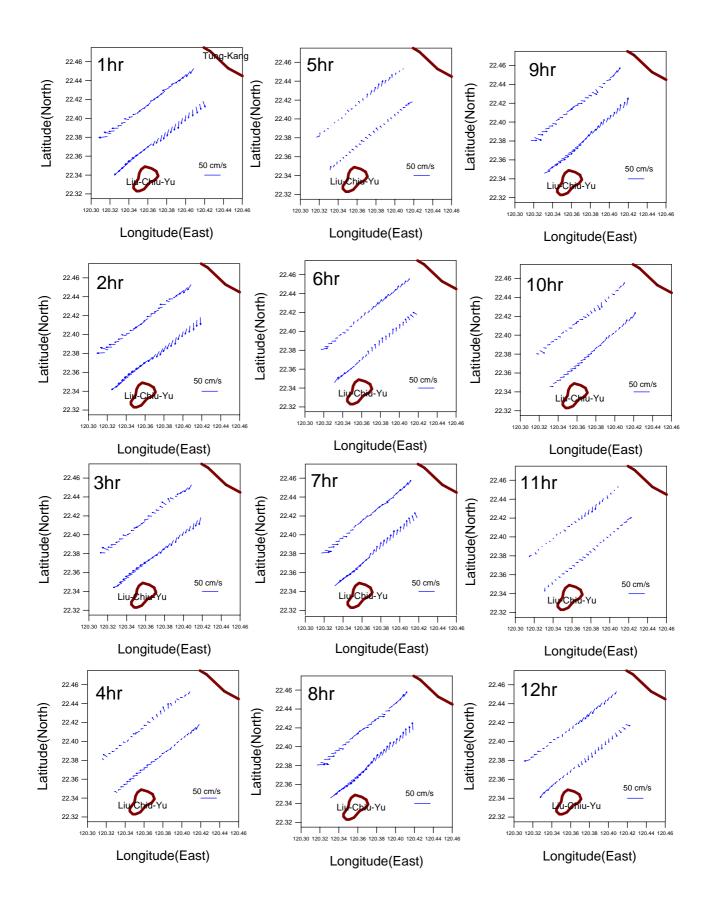


圖 25. 利用最小平方法得到五月航次表層 16.4 公尺在一個半日潮汐週期內,  $M_2$ 潮流每一小時的流場變化。

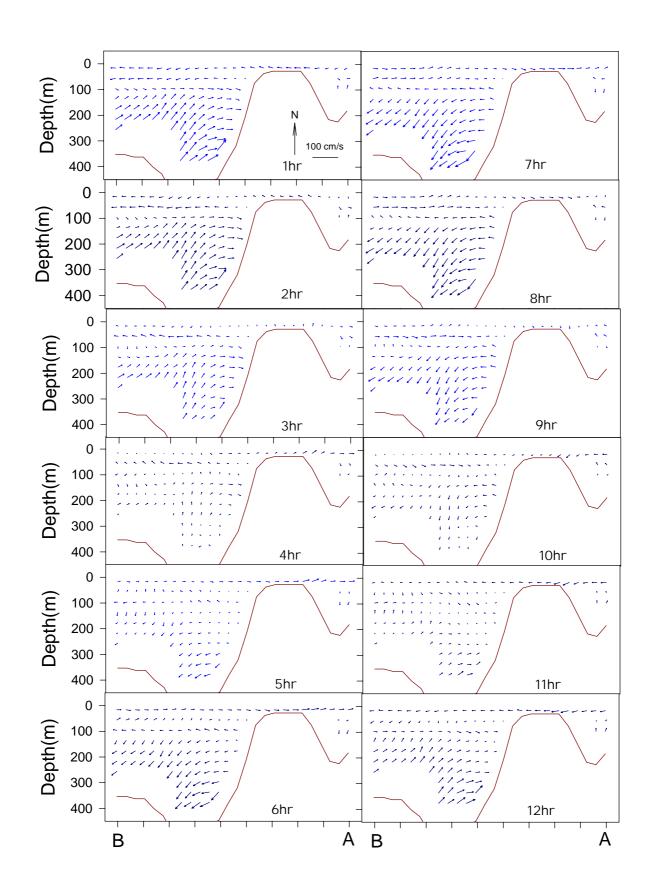


圖 26. 利用最小平方法得到九月航次 AB 測線在一個半日潮汐週期內, $M_2$ 潮流每一小時的流場變化。

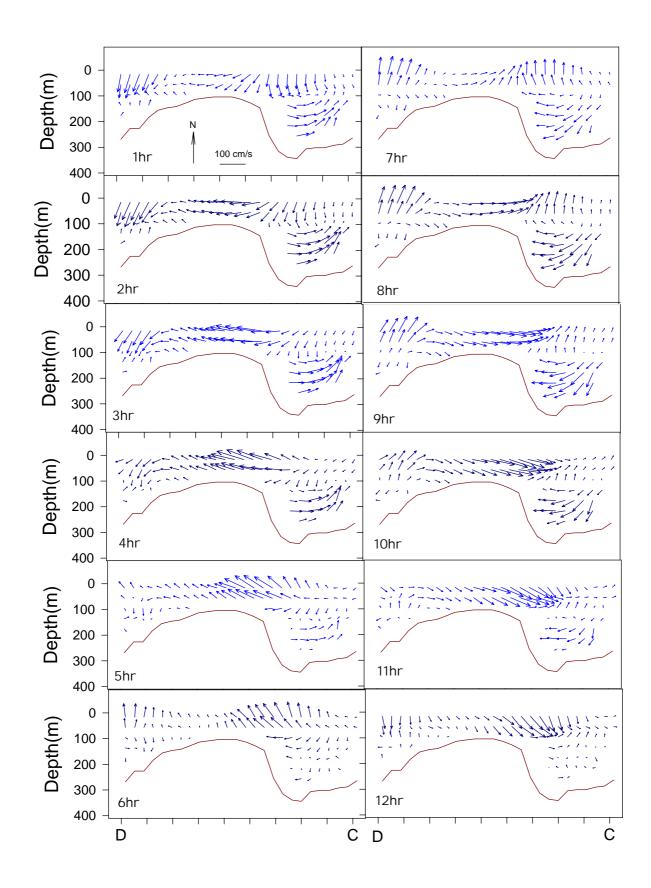


圖 27. 利用最小平方法得到十二月航次 CD 測線在一個半日潮汐週期內, $M_2$ 潮流每一小時的流場變化。

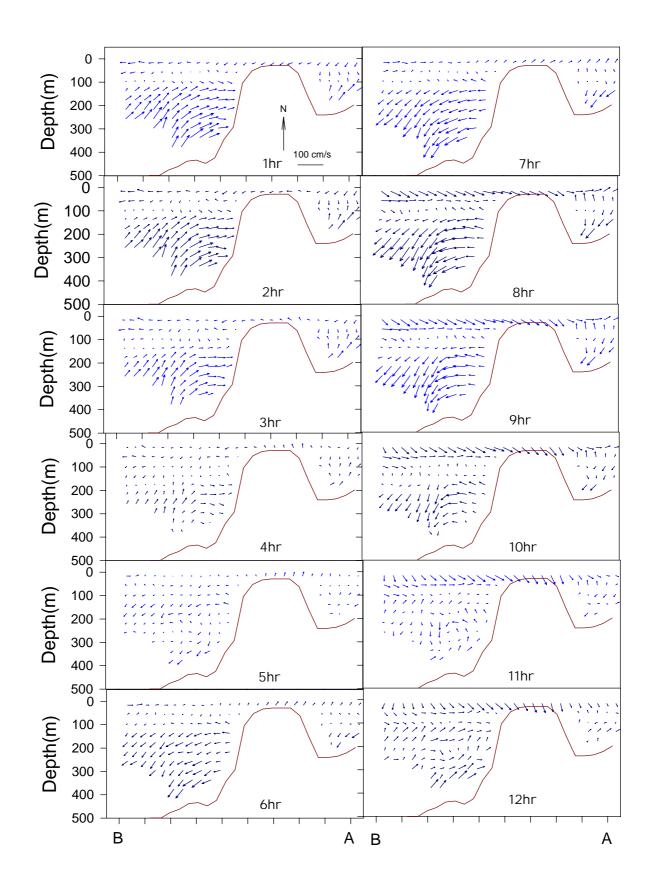
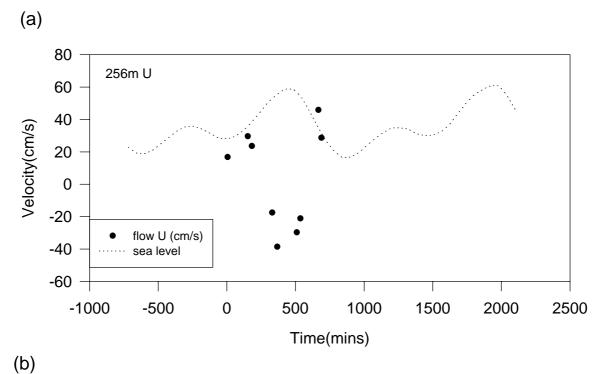


圖 28. 利用最小平方法得到五月航次 AB 測線在一個半日潮汐週期內, $M_2$ 潮流每一小時的流場變化。



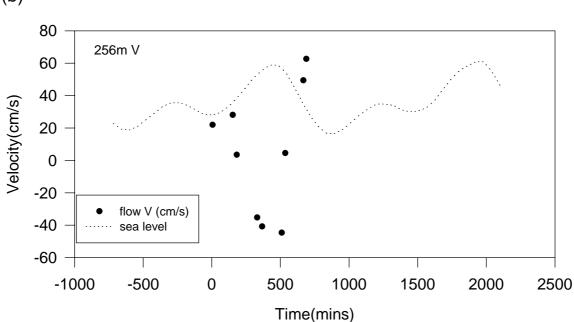


圖 29. Sb-ADCP 十二月航次 AB 測線 22.3837°N 網格點 256 公尺深的(a)U (b)V 分量的流速與琉球嶼水位關係圖。

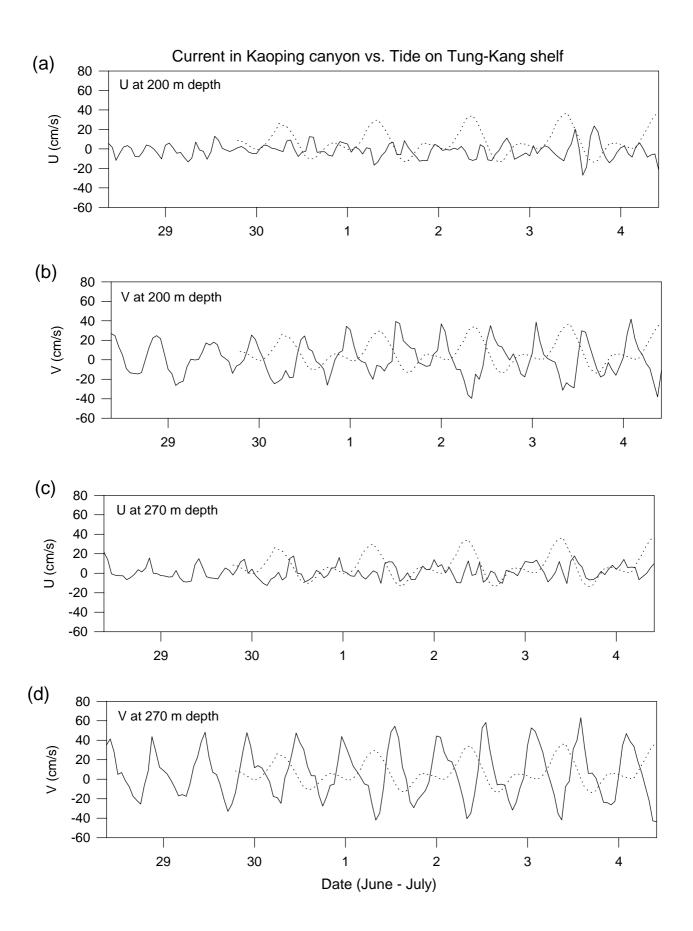


圖 30. 高屏峽谷 200m(a)U (b)V 流速及 270m(c)U (d)V 流速與東港水位(虛線) 關係圖。

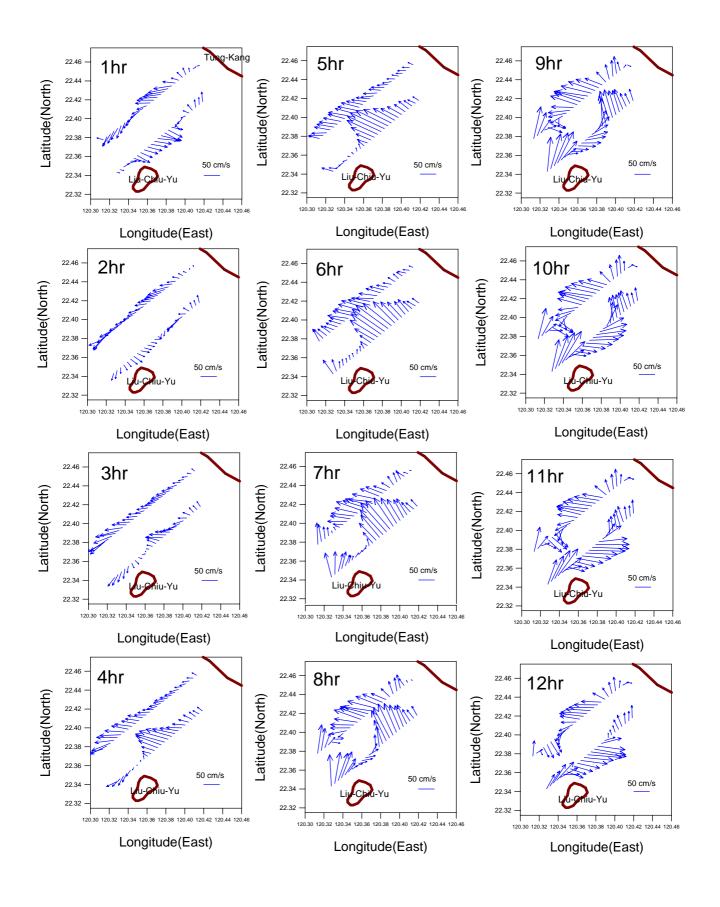


圖 31. 利用最小平方法得到十二月航次表層 16.4 公尺在一個半日潮汐週期內, 每一小時的流場變化(包含潮流及淨流)。

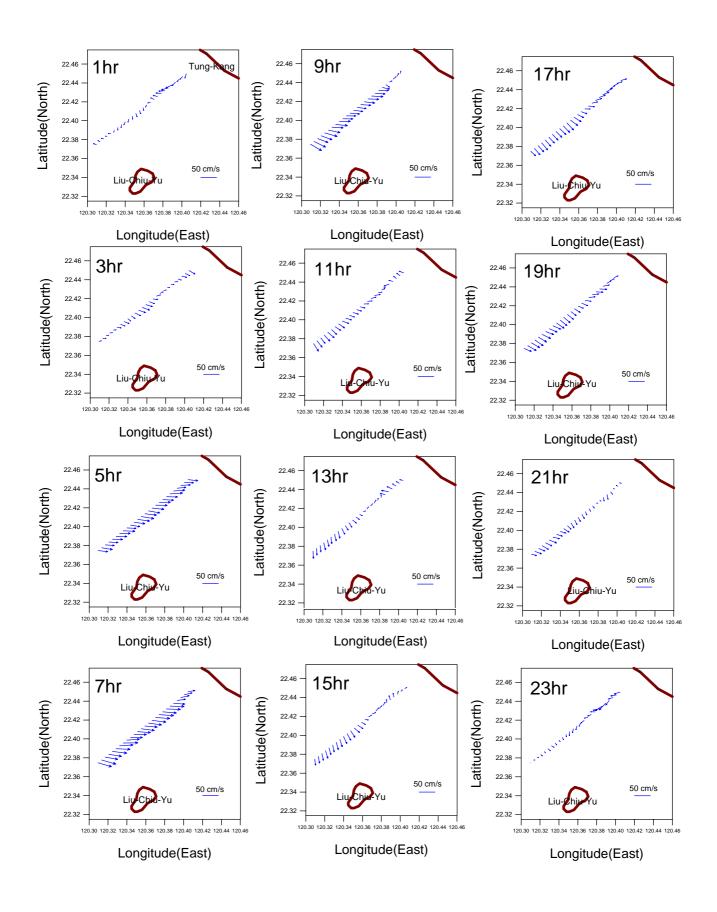


圖 32. 利用最小平方法得到九月航次表層 16.4 公尺在一個全日潮汐週期內, 每二小時的流場變化(包含潮流及淨流)。

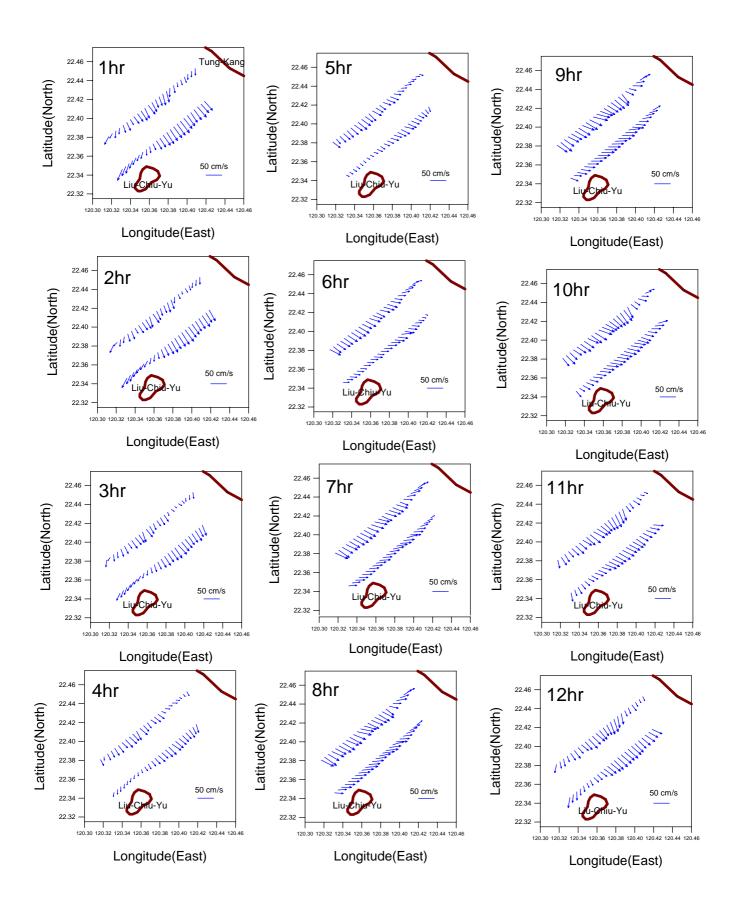


圖 33. 利用最小平方法得到五月航次表層 16.4 公尺在一個全日潮汐週期內,每 一小時的流場變化(包含潮流及淨流)。

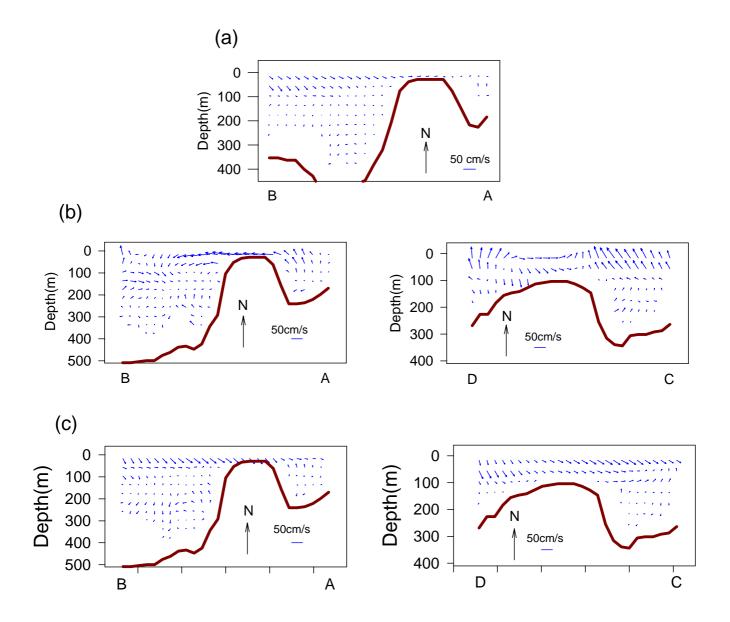


圖 34. 九月航次(a)AB 測線利用最小平方法求得的淨流速剖面圖。十二月航次 (b)AB(左圖)及 CD(右圖)測線利用最小平方法求得的淨流速剖面圖。十二 月航次(c)AB(左圖)及 CD(右圖)測線利用最小平方法求得的淨流速剖面 圖。

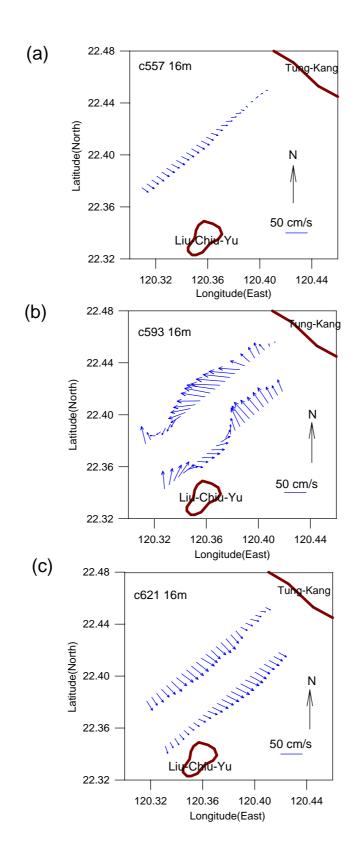


圖 35. (a)九月航次、(b)十二月航次及(c)五月航次表層 16.4 公尺深的淨流流矢圖。

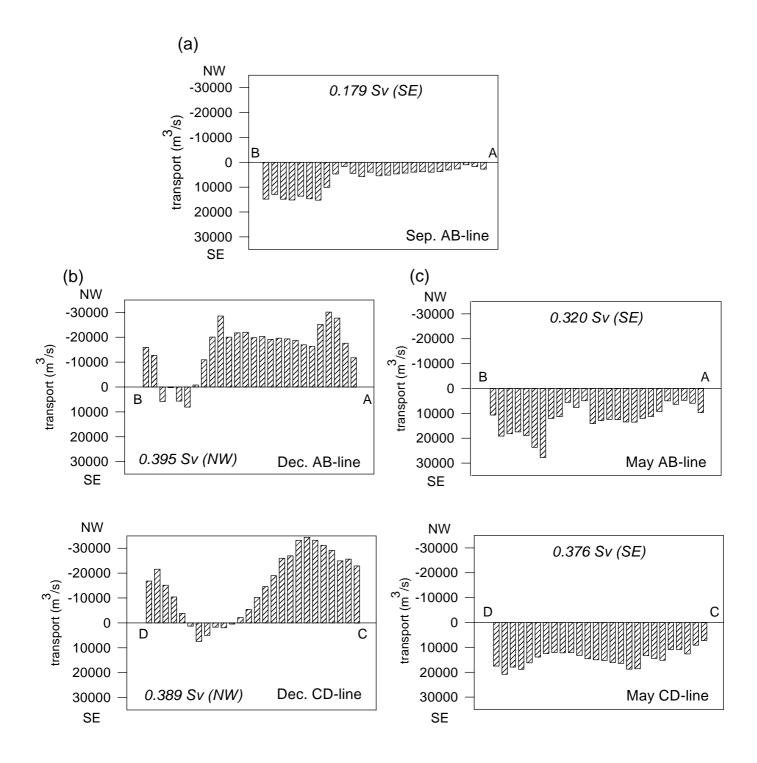


圖 36. (a)九月、(b)十二月及(c)五月三個航次各測線之流量圖。

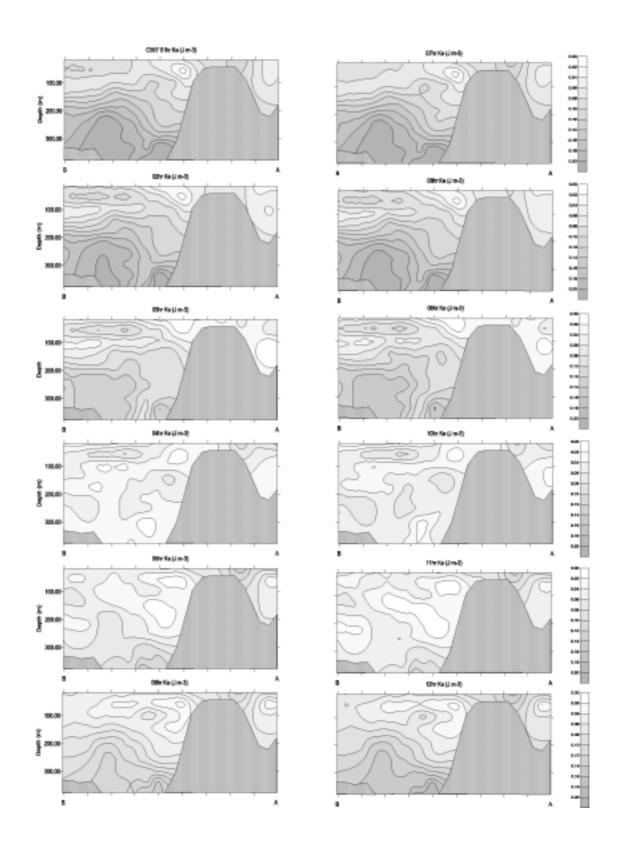


圖 37. Sb-ADCP 九月航次 AB 測線逐時的動能(Jm-3)剖面分布圖。

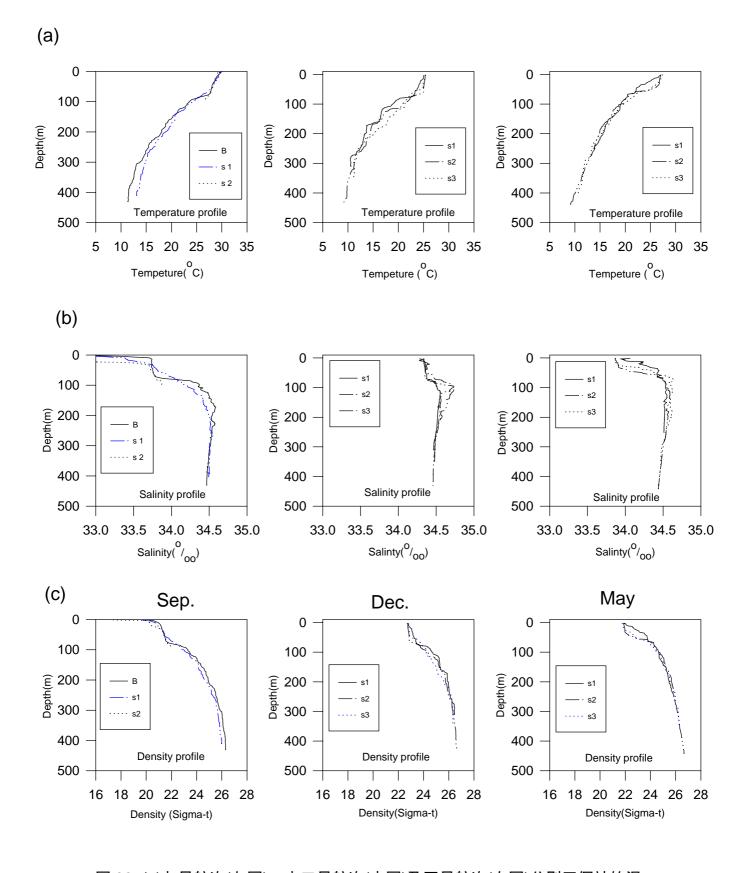


圖 38. (a)九月航次(左圖)、十二月航次(中圖)及五月航次(右圖)分別三個站的溫度( )剖面分布圖。(b)九月航次(左圖)、十二月航次(中圖)及五月航次(右 圖)分別三個站的鹽度(%)。)剖面分布圖。(c)九月航次(左圖)、十二月航次(中 圖)及五月航次(右圖)分別三個站的密度( ,)剖面分布圖。

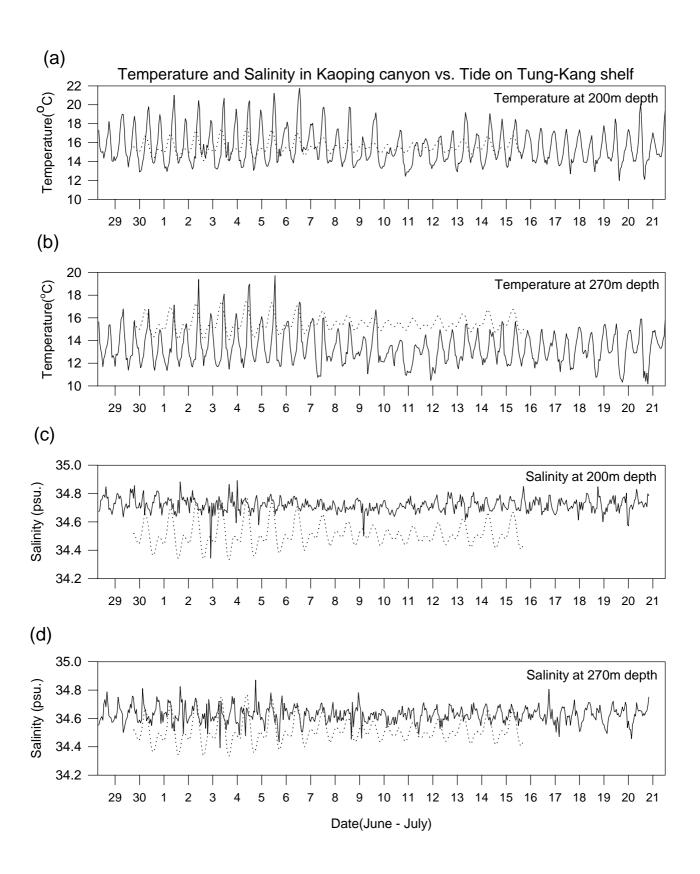


圖 39. 高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 水溫與(c)200m 及(d)270m 鹽度和東港水位 (虛線)關係圖。

Temperature Spectrum in Kaoping canyon and on Tung-Kang shelf

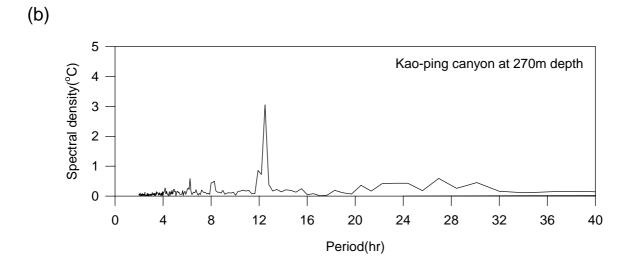
Solve 4 - Kao-ping canyon at 200m depth

Kao-ping canyon at 200m depth

Solve 2 - Kao-ping canyon at 200m depth

Period(hr)

0 -



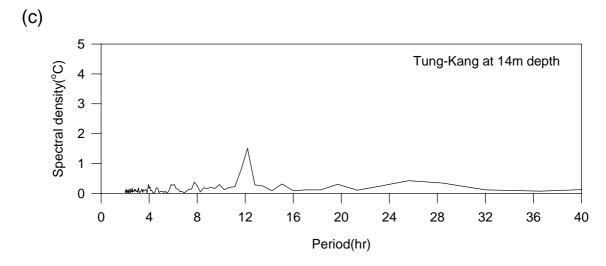


圖 40.高屏峽谷(a)200m、(b)270m 及(c)東港 ADCP 底部 14m 的水溫能譜圖

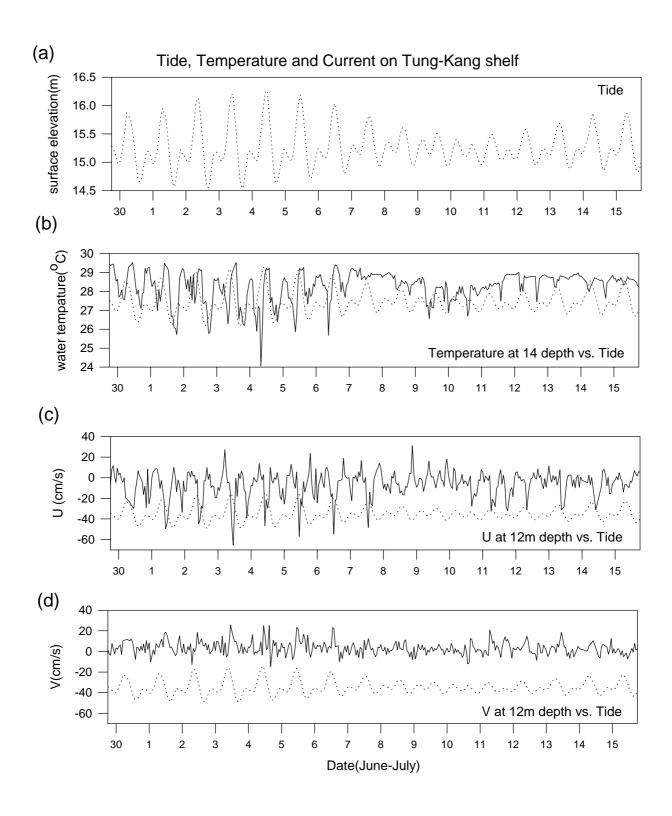


圖 41. 東港陸棚(a)水位、(b)溫度與 12m(c)U、(d)V 速度與水位(虛線)關係圖。

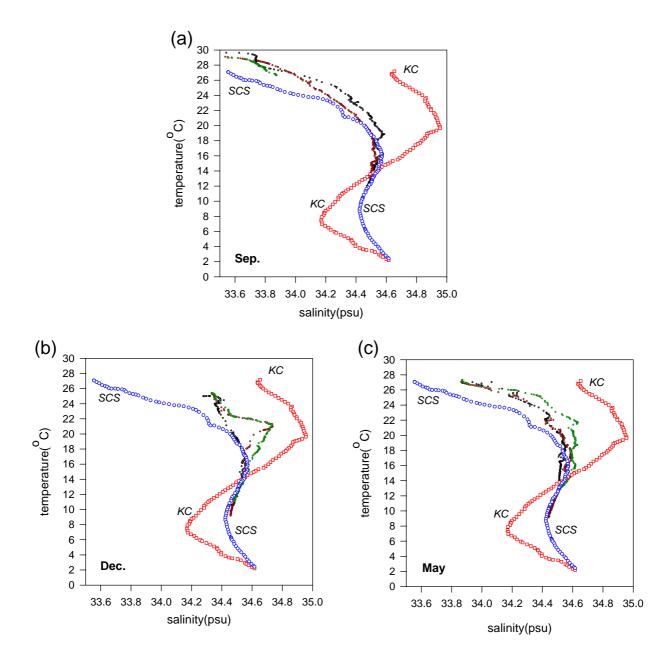
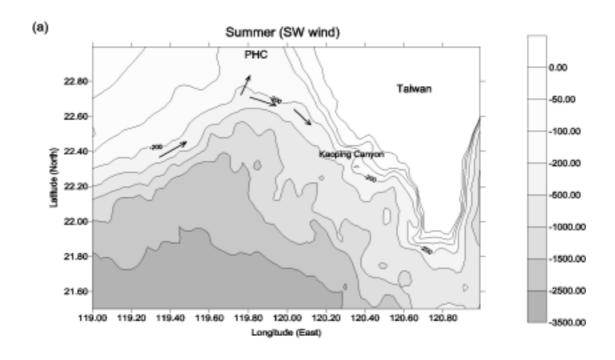


圖 42. (a)九月、(b)十二月及(c)五月三個航次之溫鹽圖。KC:黑潮水,SCS:南海水



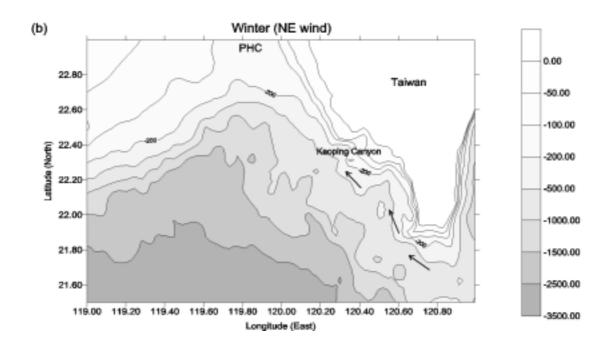


圖 43. (a)夏季西南季風流於澎湖水道南方分叉示意圖及(b)冬季黑潮水由巴士海峽入侵示意圖

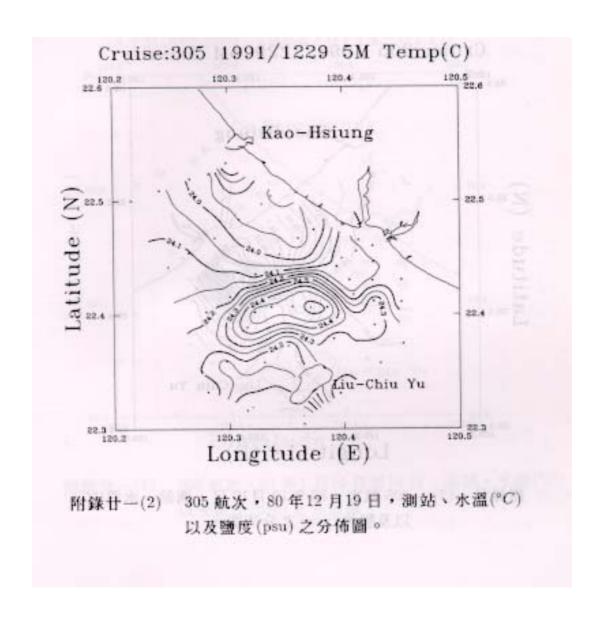


圖 44. 台大海洋研究所於 1991 年於高屏峽谷附近海域觀測的表層(5m)的水文分布圖(取自高雄海域海氣象調查研究報告)。

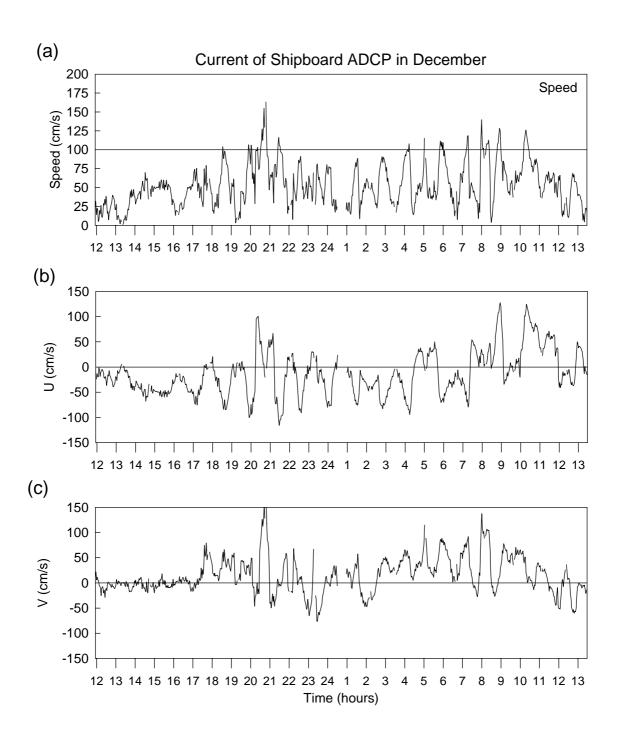


圖 45. Sb-ADCP 十二月航次測線上所有資料點流速、U及V分量的時間序列圖

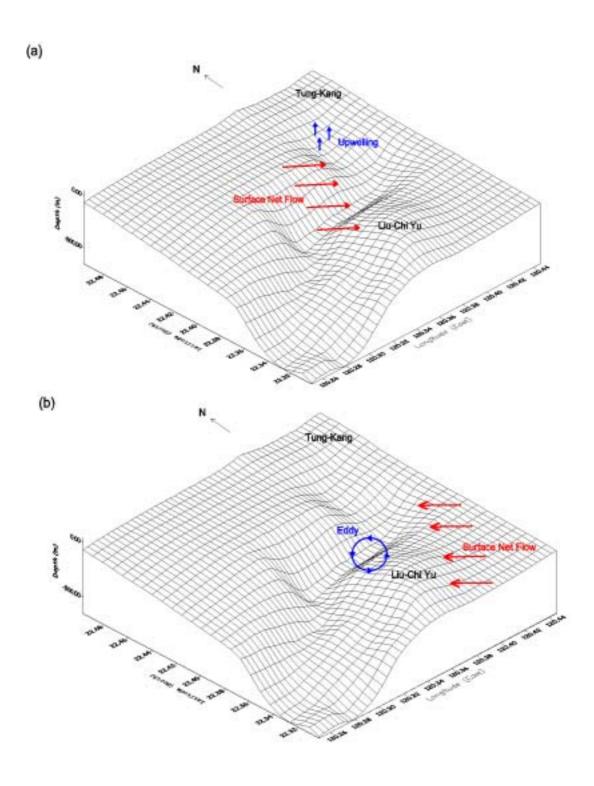


圖 46.(a)當沿岸淨流為左邊界流(東南流)將有助於峽谷頭的冷水湧升現象及 (b)當沿岸淨流為強勁西北流時,琉球嶼北方有出現渦流的機會。

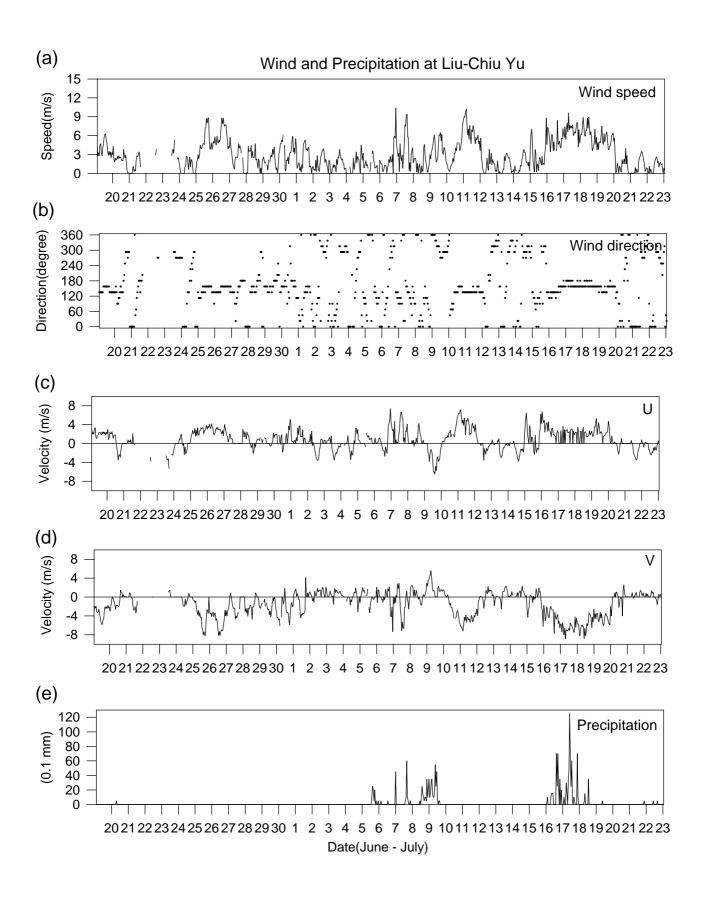


圖 47. 中央氣象局琉球嶼 2000 年 6 月~7 月的氣象資料

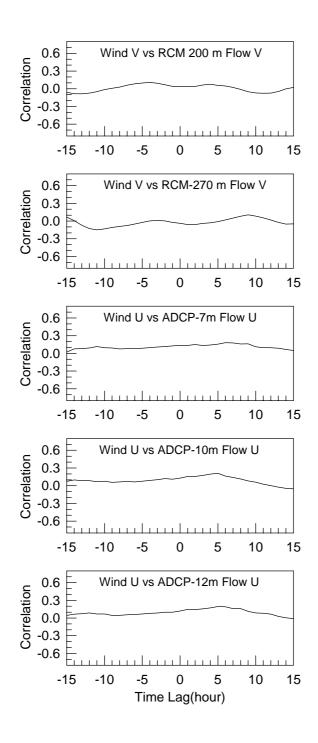


圖 48. 高屏峽谷與東港陸棚的海流資料與琉球嶼風速的相關性

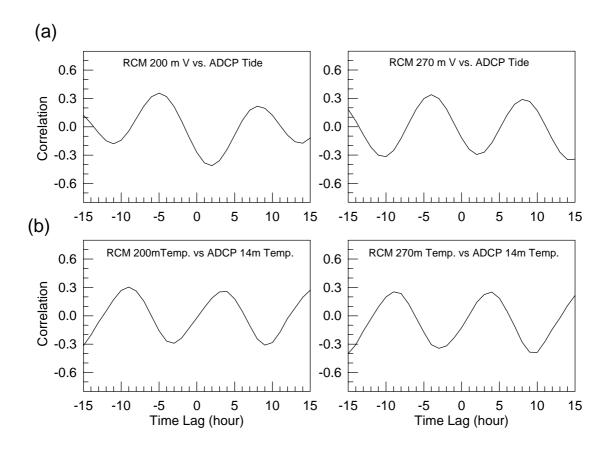


圖 49. 高屏峽谷(a)200m 及 270m 的海流資料與東港 ADCP 水位資料的相關性。(b)高屏峽谷 200m 及 270m 水溫與東港 ADCP 水溫的相關性.

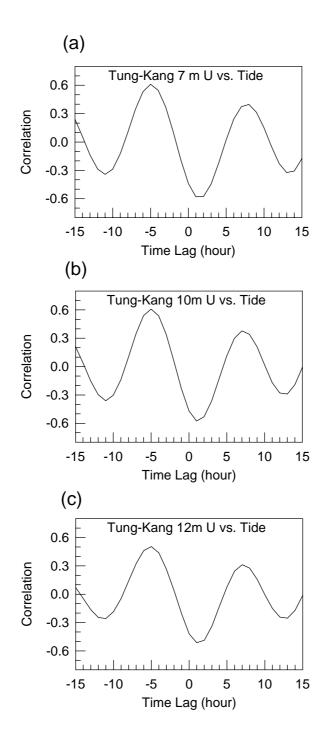
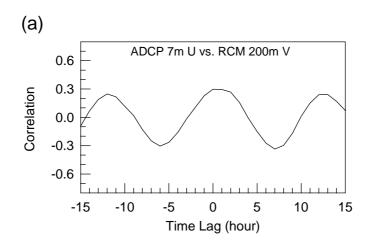


圖 50. 東港陸棚(a)7m、(b)10m 及(c)12m 的海流資料與水位的相關性



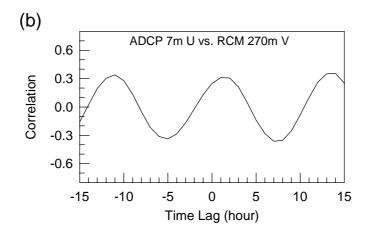
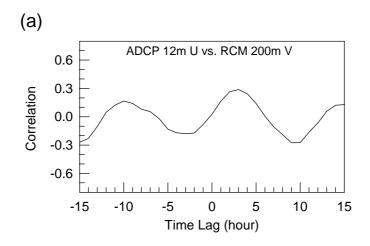


圖 51.東港 ADCP 7m 的流與高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 的流之間的相關性



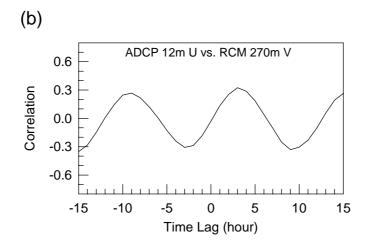


圖 52.東港 ADCP 12m 的流與高屏峽谷(a)200m 及(b)270m 的流之間的相關性

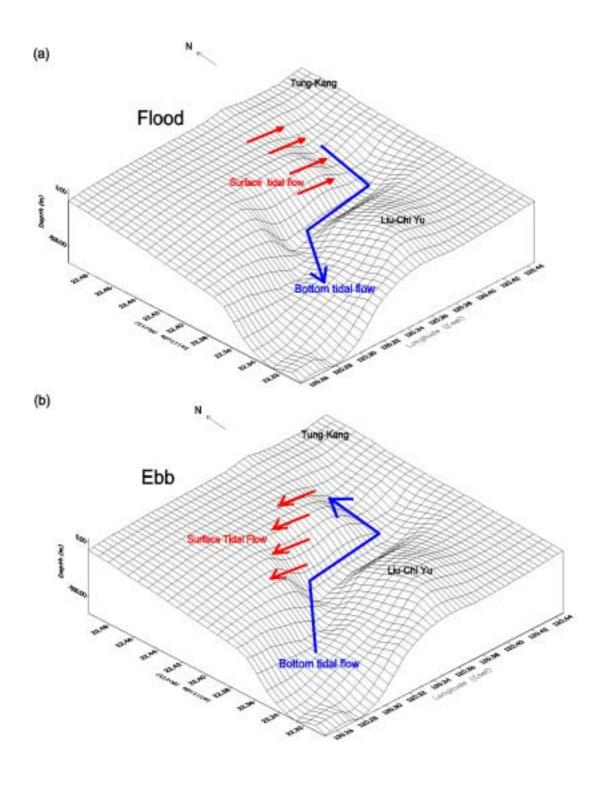


圖 53. 高屏峽谷表層與底層(a)漲、(b)退潮潮流方向示意圖。