

# 國立中山大學海洋資源研究所

碩士論文

指導教授：劉祖乾、曾若玄 博士

從高屏峽谷水文之時空變化來探討懸浮物質傳輸的機制

Inferred Suspended Sediment Transport Process in the Head  
Region of Kao-Ping Submarine Canyon Based on Temporal  
and Spacial Hydrographic Observations

研究生：黃俊傑 撰

中華民國九十年七月

# 誌謝

本論文的完成要感謝兩位恩師劉祖乾老師與曾若玄老師，提供學業研究上悉心教誨與指導，以及生活上的種種照顧，讓我在求學期間得以心無旁務的學習知識及完成研究，同時亦要感謝鐘玉嘉老師提供實驗器材，及海科中心洪國偉博士、小郭的協助，得以進行資料的分析與收集。

在學期期間亦要感謝所上行政人員吳姐、陳先生及海地化所所辦莊姐、康大哥、圖書室的黃姐及小業等的協助，另外非常感激實驗室助理汶璋幫忙水樣採集與過濾，同時亦要感謝海資所同學政亨、明琛、小倩、育志、姜錦、坤燕、小黑、智堯、駱安、瑪格的協助與精神上的支援，學長沈勇廷、許敦睿、劉坤章的技術指導，學弟鄭柏欣、施孟憲、莊士巧、劉鐘霖的力量支援，及鐘玉嘉老師實驗室的全力幫忙，使我得以完成實驗與擁有多采多姿的生活。

最後感謝家裏的支持與鼓勵，讓我專心於學業不受影響，在求學的過程中學習到許多以前未曾經驗及體驗的生活，另外還有其他對我提出建議與幫助的好友們，雖然無法在篇幅中一一道謝，只能將你們存放在心中，永遠的謝謝你們。

# 目錄

章次	頁次
中文摘要.....	i
英文摘要.....	iii
目錄.....	iv
表目錄.....	vii
圖目錄.....	viii
第一章、序論 .....	1
第一節、前言 .....	1
第二節、研究目地 .....	3
第二章、研究區域 .....	6
第一節、高屏溪流域特性 .....	6
第二節、高屏峽谷的成因和地形特徵 .....	6
第三節、前人研究 .....	10
第三章、實驗設計理念與分析方法 .....	11
第一節、實驗設計理念與測線規劃.....	11
第二節、研究設備.....	13
3-2-1、CTD.. .....	13
3-2-2、ADCP.....	13
3-2-3、Transmissometer(透光度探針) .....	14
3-2-4、LISST-100 .....	15
3-2-5、RCM-8(Recording Current Meter) .....	17
3-2-6 Sediment Trap.. .....	17
第三節、時空觀測 .....	17
3-3-1、季節性觀測(時空變化剖面) .....	18
3-3-2、連續觀測(錨錠) .....	18
第四節、長期連觀測 .....	22

第五節 時序分析 .....	22
3-5-1、Tidal Analysis .....	22
3-5-2、Spectral Analysis .....	25
第六節 水動力參數計算及地形效應 .....	26
第七節 EOF 多變數分析 .....	27
<b>第四章 觀測結果 .....</b>	<b>31</b>
<b>第一節 近岸觀測結果 .....</b>	<b>31</b>
4-1-1、近岸流場 .....	25
4-1-2、近岸水位與溫度場 .....	33
<b>第二節 海底峽谷時序觀測結果 .....</b>	<b>35</b>
4-2-1、溫、鹽與流場 .....	35
4-2-2、懸浮沉積物粒徑分析 .....	42
<b>第三節、峽谷水文環境 .....</b>	<b>46</b>
4-3-1、流場 .....	50
4-3-2、溫度場 .....	53
4-3-3、鹽度場 .....	56
4-3-4、密度場 .....	60
4-3-5、SSC .....	64
<b>第四節、峽谷水動力狀態及地形效應.....</b>	<b>67</b>
4-4-1、穩定度(Stability E).....	67
4-4-2、Richard Number .....	71
4-4-3、地形效應 .....	71
<b>第五章 討論 .....</b>	<b>75</b>
<b>第一節、峽谷水文環境 .....</b>	<b>75</b>
<b>第二節 峽谷懸浮沉積物傳輸 .....</b>	<b>77</b>
<b>第三節 水動力結果及地形效應 .....</b>	<b>81</b>
<b>第四節、EOF 分析結果 .....</b>	<b>84</b>
5-4-1、高屏溪季節性影響 .....	84
5-4-2、水動力平衡 .....	87
<b>第六章 結論 .....</b>	<b>92</b>
<b>第一節 高屏海底峽谷的水文特性 .....</b>	<b>92</b>
6-1-1、季節性變化 .....	92
6-1-2、潮汐作用 .....	92
<b>第二節 高屏溪輸出對海底峽谷的影響 .....</b>	<b>93</b>
<b>第三節、峽谷動力環境.....</b>	<b>93</b>



6-3-1、層化結構 .....	94
6-3-2、內潮波作用 .....	94
6-3-2、水力平衡結果 .....	96
第七章 參考文獻 .....	97



## 表目錄

表一、高屏海底峽谷觀測航次與觀測項目.....	13
表二、高屏海域連續觀測之儀器設定.....	25
表三、近岸流場潮流分析結果.....	33
表四、近岸水位潮汐分析結果.....	35
表五、近岸溫度潮汐分析結果.....	35
表六、高屏峽谷溫度時序觀測潮汐分析結果.....	42
表七、峽谷內流場潮流分析結果.....	42
表八、 Mode 1.....	87
表九、 Mode 2.....	91

# 圖目錄

圖 1-1、近岸沉積系統(Komar, 1976).....	2
圖 1-2、河流輸出沉積物傳輸過程中的四個階段(Wright and Nittrouer, 1995)...	2
圖 1-3、海底峽谷附近之沉積物傳輸過程示意圖(from Gardner, 1989).....	4
圖 1-4、觀測期間啟德颱風路徑圖(from 中央氣象局, 2000).....	5
圖 2-1、高屏溪月平均流量和含沙量(水資源局, 1996).....	7
圖 2-2、研究期間高屏溪日流量及各航次觀測時間.....	8
圖 2-3、研究區域.....	9
圖 3-1、實驗設計與分析方法流程圖.....	12
圖 3-2、Transmission & SSC.....	16
圖 3-3、後報潮流場.....	19
圖 3-4、測線規劃.....	20、 21
圖 3-5、Trap 結構示意圖.....	23
圖 3-6、EOF 處理步驟.....	29
圖 3-7、EOF 前兩種特徵型, 可解釋資料百分比.....	30
圖 4-1、近岸流場分析結果.....	32
圖 4-2、近岸水位與溫度場.....	34
圖 4-3、高屏海底峽谷溫度時序觀測.....	36
圖 4-4、高屏海底峽谷溫度變化趨勢(25h Moving average).....	38
圖 4-5、高屏峽谷溫度時序分析.....	39
圖 4-6、峽谷鹽度及流場時序觀測.....	40
圖 4-7、峽谷流場時序分析.....	41
圖 4-8、高屏溪口與峽谷懸浮顆粒觀測結果.....	43
圖 4-9、四種粒徑群即時體積濃度變化(Wentworth scale).....	45
圖 4-10、Sediment Trap 與 LISST-100 四種顆粒粒徑群分比變化.....	47
圖 4-11、T-S 分佈圖(6/99~3/00).....	48、 49
圖 4-12、測站 J 溫鹽分佈圖與南海水及黑潮水.....	76
圖 4-13、觀測流場.....	51、 52
圖 4-14、溫度.....	54、 55
圖 4-15、連續 12 小時溫度剖面與潮流.....	57
圖 4-16、鹽度.....	58、 59
圖 4-17、連續 12 小時鹽度剖面與潮流.....	61
圖 4-18、密度.....	62、 63
圖 4-19、連續 12 小時密度剖面與潮流.....	76
圖 4-20、SSC.....	65、 66
圖 4-21、連續 12 小時 SSC 剖面與潮流.....	68
圖 4-22、Stability E.....	69、 70

圖 4-23、Richard Number. ....	72
圖 4-24、地形效應. ....	73
圖 5-1、N-S 潮流與溫度連續變化. ....	76
圖 5-2、非潮汐溫度頻譜分析. ....	78
圖 5-3、SSC 與密度場. ....	79、 80
圖 5-4、流場與密度場. ....	82
圖 5-5、EOF 結果(Eigen Weighting) :Mode 1. ....	85、 86
圖 5-6、EOF 結果(Eigen Weighting) :Mode 2. ....	88、 89
圖 6-1、峽谷動力結構示意圖. ....	95

# 第一章、序論

## 第一節、前言

近岸與大洋間的動力作用與沉積物的傳輸過程中，能量與物質交換一直是科學家們感興趣的部份，同時在這方面也進行了許多的研究與調查(Wroblewski and Hoffman, 1989)。在生物、地質與化學循環系統中，懸浮顆粒物質(suspended particulate matter: SPM)的起源與消滅所產生的影響往往與大陸邊緣(continent margin)所扮演的角色有關：細顆粒物質的傳輸動力過程顯示了顆粒物質在大陸邊緣被補捉(trap)或路過(bypass)的機制。從圖 1-1，若將河流與沿岸地區劃分成一個個獨立的單位，則整個近岸地區便可視為許多獨立單位的組合；因此，由河流帶來的陸源沉積物，出海後會被沿岸流帶往海底峽谷，而沉積物在這裏發生沉降，海底峽谷成為沉積物堆積的最終場所，所以河流-沿岸流-海底峽谷三者之間便形成一個獨立的沉積系統。近岸沉積物的傳輸過程，由河流輸出的陸源沉積物在近岸傳輸可分成四個階段(圖 1-2)，1.河流輸出、2.沉降作用、3.再懸浮與傳輸過程：波浪、沿岸流的淘選和因地形變化而發生的重力傳輸過程、4.長期的累積結果，海底峽谷所扮演的角色則是屬於第三和第四階段。

海底峽谷是大陸邊緣的共同特徵，一般都認為海底峽谷是將河流帶來的陸源沉積物傳輸到深海的管道，另一方面，海底峽谷常常發現有高於陸棚與大陸斜坡的顆粒濃度值，因此被認為有累積或再懸浮的作用存在(Beer and Gorsline, 1971; Drake et al., 1978)，在物理海洋方面，許多的動力作用都會影響峽谷的內部水文環境，如潮汐(Shepard, 1979) 內波(Gardner, 1989) 暴潮 濁流等 許多研究(Hickey et al., 1986; X. Durrieu, 1994)中也指出，峽谷內各環境因子都會受到地形的限制，如流場、水文分佈與懸浮顆粒濃度(suspended sediment concentration: SSC)等都明顯的與地形變化有關，同時，海底峽谷穩定層化的特性，也有助於懸浮物質往深海平原的傳輸。根據一些海底峽谷的研究與調查結果，峽谷內的流場在接近

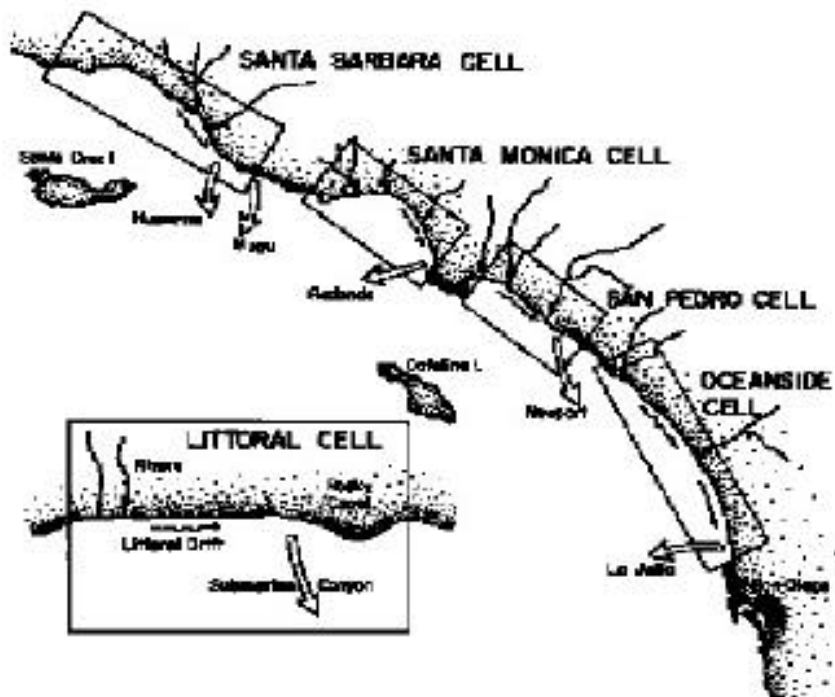


圖1-1、近岸沉積系統(Komar, 1976)

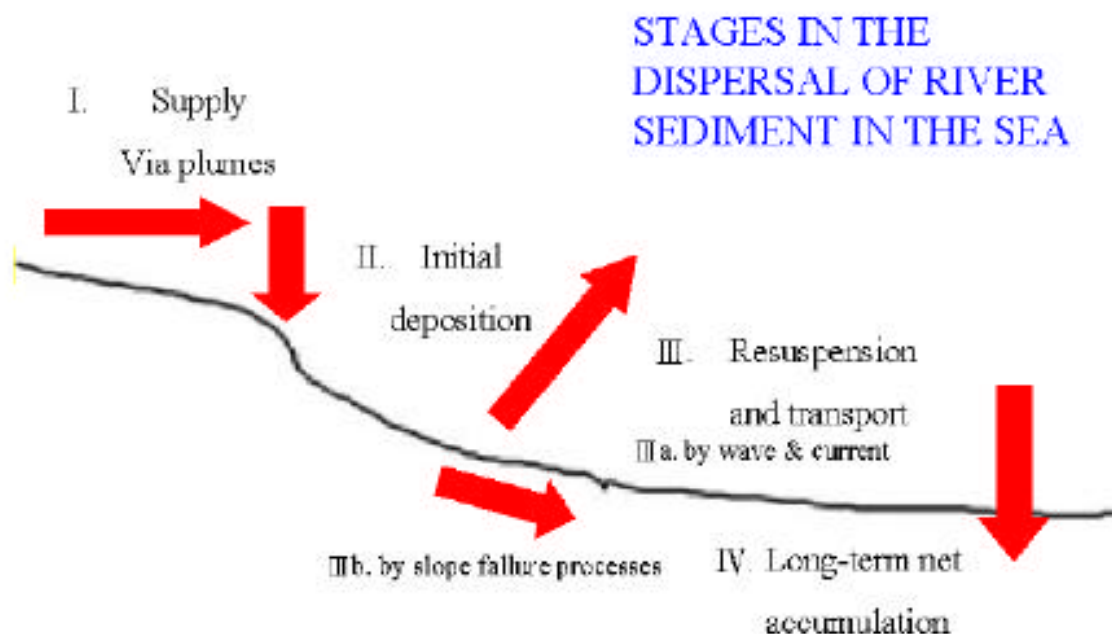


圖1-2、河流輸出沈積物傳輸過程中的四個階段  
(Wright and Nittrouer, 1995)

底層(3 m above bottom)的部份，為一受潮流影響並沿峽谷軸變化的流場(Shepard et al., 1979)，而且隨著深度不同，流場也會受到暴潮、潮汐和內波等作用而增強(Hotchkiss and Wunsch, 1982)，但不管流場的變化如何，基本上都已超過沉積物傳輸所需的臨界速度(threshold velocity)(Southard et al., 1971; Miller et al., 1977)。在海底峽谷內部懸浮顆粒的傳輸過程研究中，de Madron (1994)認為風場與流場的交互作用，促進了陸棚與陸斜間懸浮物質的交換過程；同樣的，Granata et al. (1999)等也提出海底峽谷內顆粒傳輸與流場之間的影響：反氣旋流場在峽谷地形效應影響的情形下，會加強水平方向和向下的顆粒傳輸(圖 1-3)；另一方面，在峽谷最近十年的研究指出(Lafuente et al., 1999)，內波作用促使了峽谷的混合過程，由於峽谷的地形變化，內波能量在峽谷內發生聚焦時，便會引起水體的擾動，尤其是峽谷頭部的混合作用，常常就由此一作用所引起的。

## 第二節、研究目的

高屏溪為台灣南部第一大河，為南台灣主要的沉積物輸出源，其週遭海域有一海底峽谷成為沉積物傳輸的管道，與世界上其他峽谷相較，高屏海底峽谷的地理位置特殊，恰好使得高屏河口與海底峽谷直接銜接，因此由河流帶來的陸源沉積物一般認為會直接注入海底峽谷中，是世界上少數的地形特徵之一。根據前人的研究(馮, 1988；吳, 1996)，主要使用 ADCP、CTD 及沉積物採集來進行研究，分別對高屏峽谷的水文、流場以及沉積物傳輸等進行調查，在定點連續觀測峽谷的變化情形，位置以峽谷外側或是頭部的觀測為主，但高屏海底峽谷的地形彎延曲折，其地形的變化的影響亦不可忽視，因此峽谷內部的情形則缺乏較細部的調查，同時也缺乏一對峽谷內水文環境整體的比較。根據許多研究指出(Petruncio et al., 1998; Snyder et al., 1986)，峽谷水文環境穩定且容易受地形地貌的限制，使得水文、流場與懸浮顆粒分佈之間息息相關，因此想要一窺峽谷全貌的方法只有透過時空的觀測，另一方面，海底峽谷內懸浮顆粒的傳輸，與氣候的變化以及季

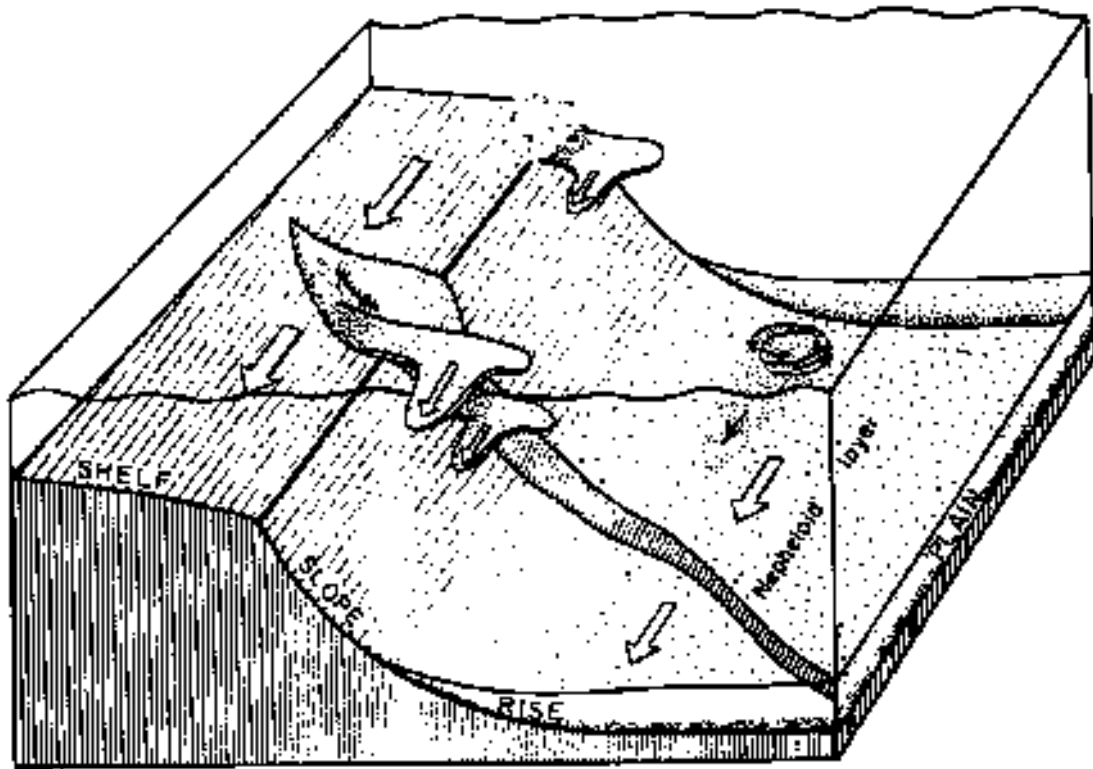


圖 1-3 海底峽谷附近之沉積物傳輸過程示意圖

(from Gardner, 1989)

節的變換等有密切的關係，實驗中於豐水季時(8/99、6/00、7/00)所出現高屏溪的高流量輸出及啟德颱風(7/6~7/10/2000)的過境，皆有助於研究高屏溪的高輸出對海底峽谷的影響，而最終目的，是希望透過水文、流場與懸浮顆粒(SSC)的現場調查，建立峽谷內部環境的空間背景資料，並經由一些水動力計算(stability  $E$ 、 $Ri$  等)來觀查峽谷的動力結構，而峽谷內各種環境因子間的關係，則利用統計學上的多變數分析方法 EOF(Empirical Orthogonal [eigen] Function)分析，給予高屏海底峽谷的環境變化進一步界定與解析。



# Typhoon Kai-tak

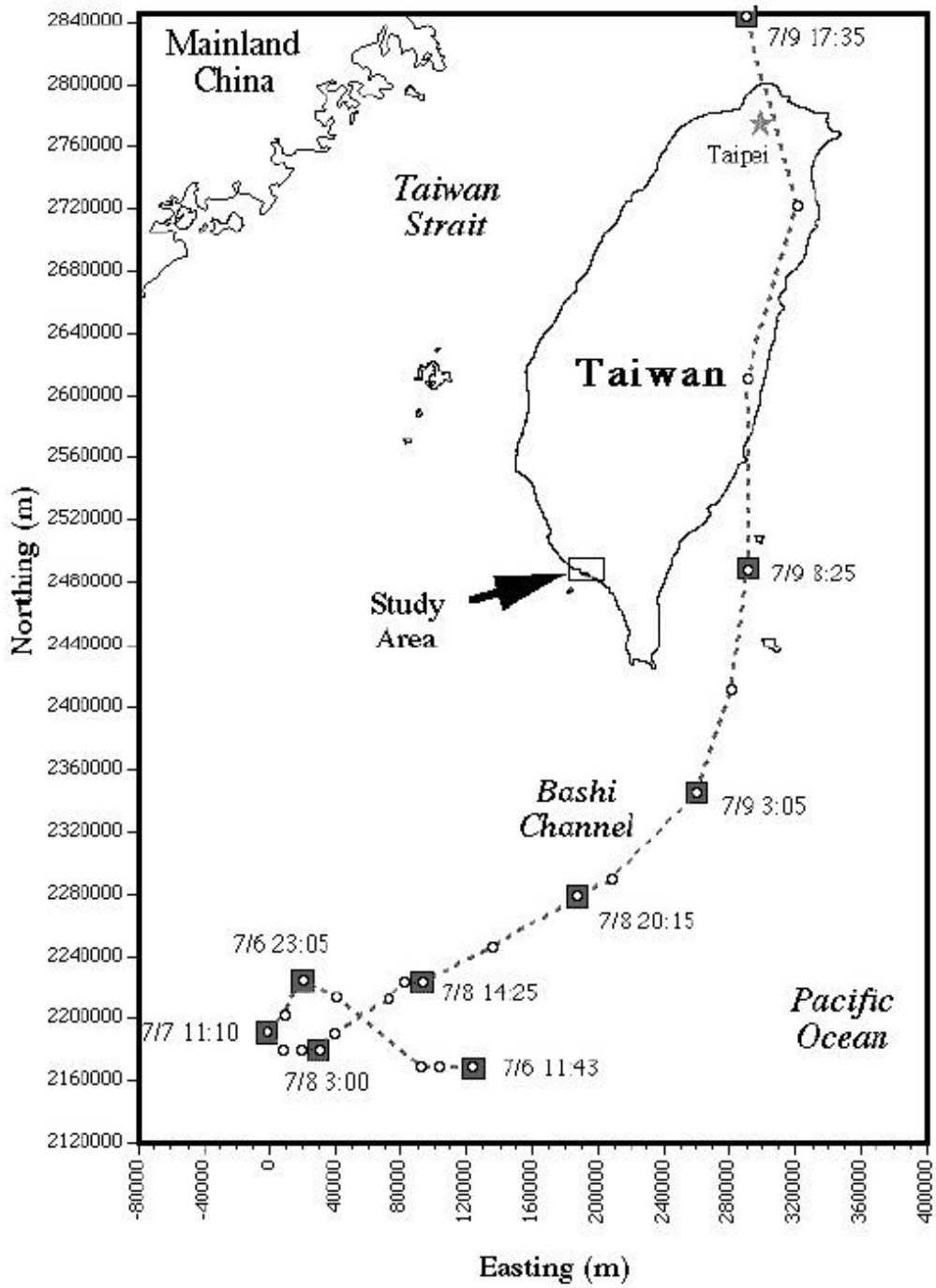


圖 1-4、觀測期間啟德颱風路徑圖

(from 中央氣象局, 2000)

## 第二章、研究區域

### 第一節、高屏河流域特性

高屏溪發源自中央山脈，南流至東港注入台灣海峽，而且為台灣南部第一大河，全長 171 公里，由旗山溪(楠梓仙溪)、荖濃溪、隘寮溪三大支流匯流而成，年輸水量為  $8.46 \times 10^9 \text{m}^3$ 、懸浮沉積物輸出為  $3.61 \times 10^8 \text{M.T.}$ 、流域面積為  $3257 \text{km}^2$ (水資源局, 2000)。高屏溪由於季風效應作用，有著明顯的豐枯水季變化，每年六至九月為其豐水季，佔全年流量八成以上，輸沙量亦同(圖 2-1)，在此次研究期間(圖 2-2)，由水利局所提供的高屏溪流量變化，發現在 8 月份的流量較過往十年平均值約大上一個數量級，同時也帶來大量的陸源沉積物，其河流輸出物主要以粉砂與黏土為主(劉, 1999)，成份為變質岩及現代沉積物(Ho, 1986)。

高屏地區的用水來源主要來自高屏流域，無論是農業用水、都市用水及工業用水皆取自高屏溪，因此受到人類活動的影響十分嚴重，除高屏溪上流為荒涼的山區外，中、下流的部份受到大量農、畜、都市用水的排放造成水中有機質的增加及砂石業的開發，尤其在枯水期流量減少時，水質的惡化更形嚴重。另一方面，工業用廢水如大發工業區及林園工業區所排放的部份，本應是經由大林蒲海洋放流管排放至外海，但也時常傳出有園區的廢水不當排放至林園圳，而注入高屏溪口，造成對高屏溪口的污染。

### 第二節、高屏峽谷的成因和地形特徵

高屏海底峽谷位於小琉球北方的大陸斜坡上，從高屏溪及東港溪口處開始向外海方向沿伸，一般視為高屏溪入海後的延續，地理位置在高雄南方大約 20 海哩處，呈 S 字型切割於大陸棚上，縱剖面為 V 字型，地形最窄處不足一公里，最寬處約 4 公里，地勢狹長曲折(圖 2-3)，水深變化陡峭，深度變化從 100m 到 450m 以上，海底地形變化急劇陡峭，峽谷走向以東北-西南走向為主，從一些研究指出(Yu et al., 1991)，峽谷的地形變化有助於沉積更勝於傳輸作用，而高屏海

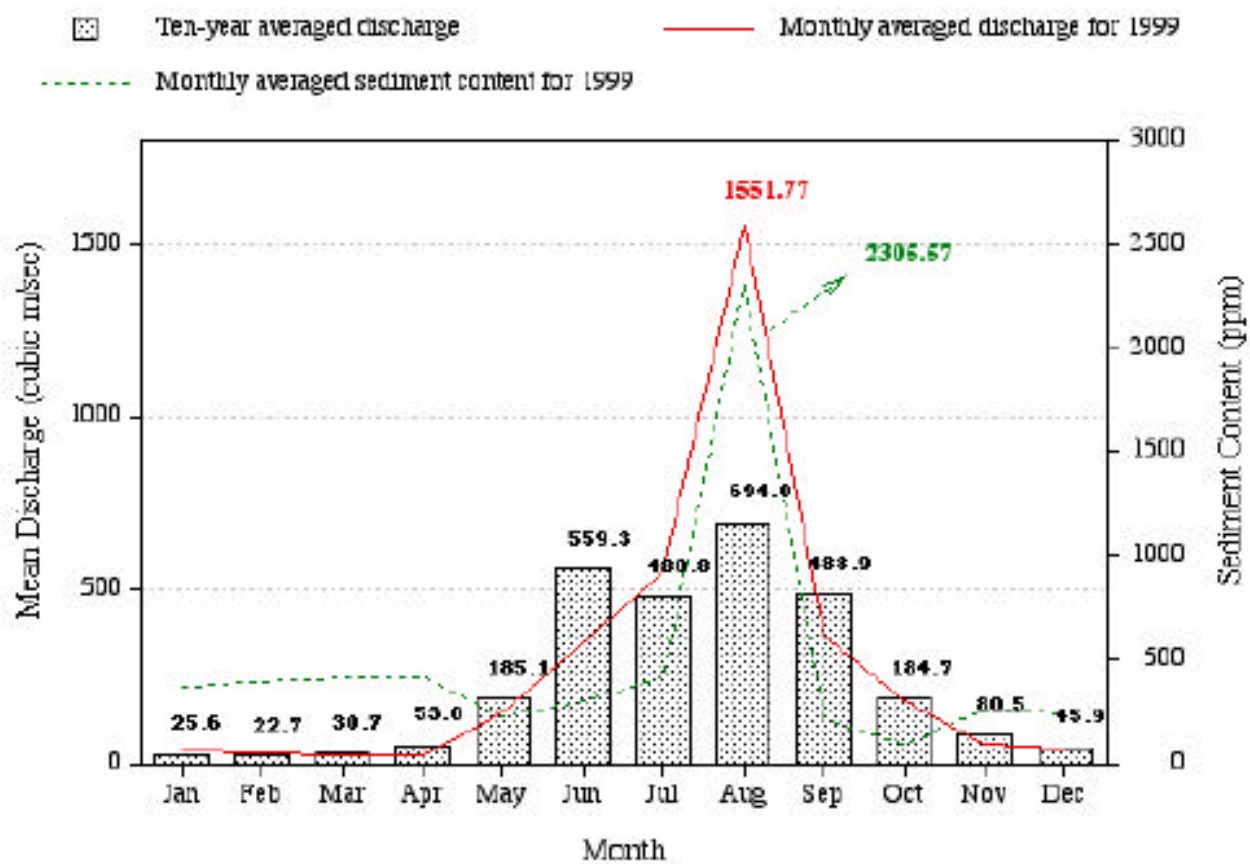


圖2-1、高屏溪月平均流量和含沙量  
(水資源局, 1996)

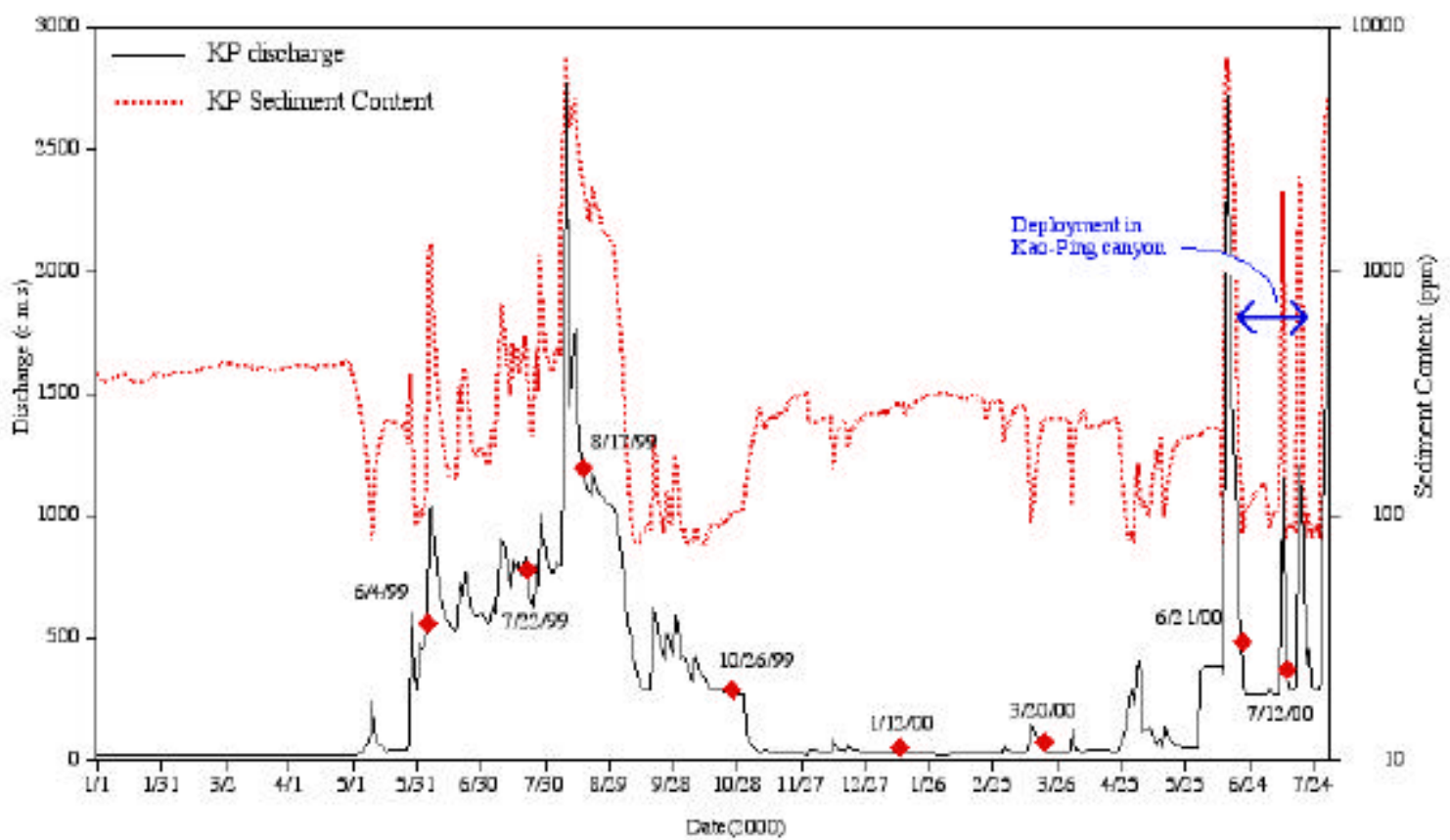


圖2-2、研究期間高屏溪流量與含沙量及各航次觀測時間  
 (◆表示8個觀測航次時間)

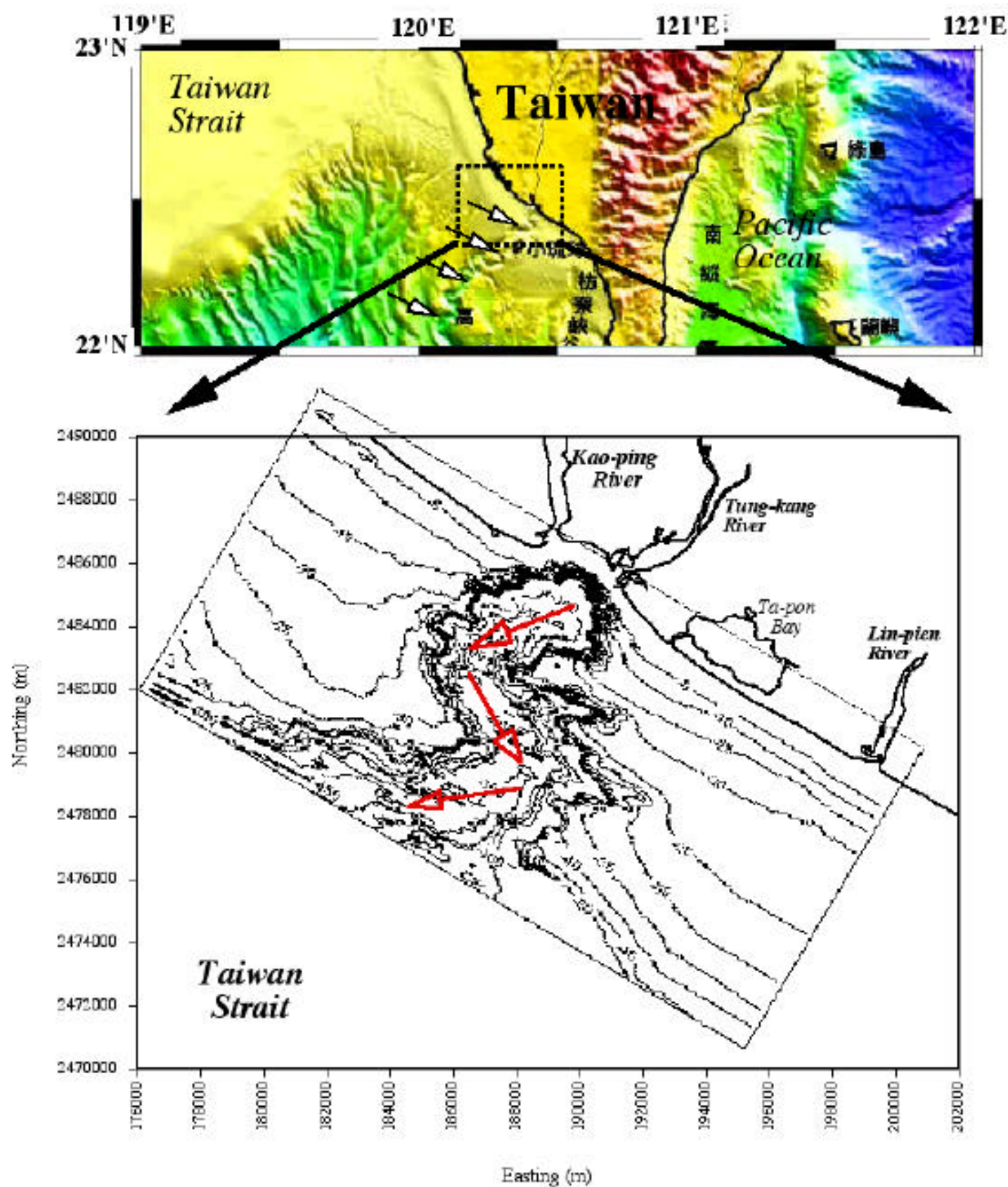


圖2-3、研究區域  
(箭頭所指為峽谷走向變化)

底峽谷的形成原因，可能是在某一時期海平面低於現今時的海岸平原時，裸露在大氣中受到長期侵蝕的結果，後來在沉積與侵蝕交互作用的過程中，形成現今的高屏海底峽谷，其地理位置甚至一度移動過(Chow et al., 2001)。

### 第三節、前人研究

1988 年馮等使用 ADCP 對峽谷內的流場進行研究調查，發現當高屏海底峽谷(Kao-ping Submarine Canyon)的流場在水位漲潮之時，峽谷底層會發生順下峽谷流(downcanyon currents)，而在退潮之時，則發生逆上峽谷流 (upcanyon currents)，並且在峽谷地形的主導下，底層流僅沿著峽谷主軸做週期性往復運動。2000 年曾、張等對峽谷的表層流作季節性變化的調查中，發現在 5 月及 9 月其表層淨流以東南向為主，最大流速為 40~50cm/s，12 月表層淨流則為西北向，最大流速為 80~90cm/s，主要受到大尺度季風的風向與強度的影響。在峽谷的水文調查方面，吳等(1996)利用海洋三號研究船的 CTD，進行峽谷內定點連續觀測，研究中指出，在春、秋兩季(4 月、11 月)會有黑潮水入侵高屏峽谷西南方海域，並進入高屏峽谷，而夏季，則峽谷內被類似南海水的低鹽水團所佔據，到了冬季則黑潮由高屏峽谷西北方海域入侵；另一方面，Wang et al. (1996)在高屏峽谷附近的東港水域進行連續一年的水溫調查發現，在大潮期間附近水域水溫會出現近似潮汐週期的波動，出現時間主要在晚春與夏季，認為在內潮波運動和當地的斜溫層變化的影響下，使得深海低溫海水得以溢出海底峽谷，進而傳輸至近岸陸棚。在沉積物方面，劉(1999)對高屏溪近岸及高屏海底峽谷的沉積物調查中指出，高屏峽谷主要為泥質沉積物富集區，並以向岸傳輸為主，而來自高屏溪的泥質陸源沉積物大多沉積於高屏溪口近岸地區與海底峽谷頭部，而且沉積物長期沿岸傳輸的方向以西北向為主。

## 第三章、實驗設計理念與分析方法

### 第一節、實驗設計理念與測線規劃

台灣地勢山高水急，河流水量變化甚大(圖 2-1)，所以季節性的降雨影響陸源沉積物輸出的多寡，因此觀測時間主要依據高屏溪的豐枯水季的季節變化為主(表一)，觀測高屏溪輸出對海底峽谷的影響，另一方面，配合高屏峽谷彎延曲折的地形(圖 2-3)，所以在觀測時盡量沿著峽谷走向進行測量，以取得峽谷的時空剖面資料；實驗設計(圖 3-1)根據觀測的目的不同分為二個部份，一是探討高屏溪與海底峽谷互動關係的季節性觀測，以時空觀測剖面來探討峽谷的空間變異，使用 CTD、ADCP、Transmissometer 等儀器觀測溫度、鹽度、密度、流場和懸浮顆粒的分佈狀況，最後經由統計學方法多變數分析(EOF)，分析各變異因子間的時空相關性，最後得到海底峽谷不同季節的水文及動力的空間分佈狀況；另一是以豐水季為主的觀測，對高屏峽谷轉折處的垂直剖面進行溫、鹽、流、SSC 的連續觀測，並利用新型光學儀器 LISST-100 觀測水體中 32 種懸浮顆粒的粒徑，透過時間序列分析探討峽谷環境的連續變化，最後將兩種觀測結果予以整合，成為峽谷內動力環境的基本架構。

測線規劃以峽谷地形變化為觀測主軸，從峽谷頭部往外分成 10 個測站，最遠距峽谷頭部約 11 公里，觀測網格水平間距為 1 公里，垂直間距則是隨觀測項目不同有其相對應的解析度，最高為 1 公尺最低為 8 公尺，共收集八個航次的縱剖面觀測資料，並在豐水季時另外觀測橫切峽谷剖面的變化，長期連續觀測部份針對高屏海域的空間變化，分別在高屏溪口、近岸陸棚與海底峽谷三處進行同步觀測，探討三者間的關係。



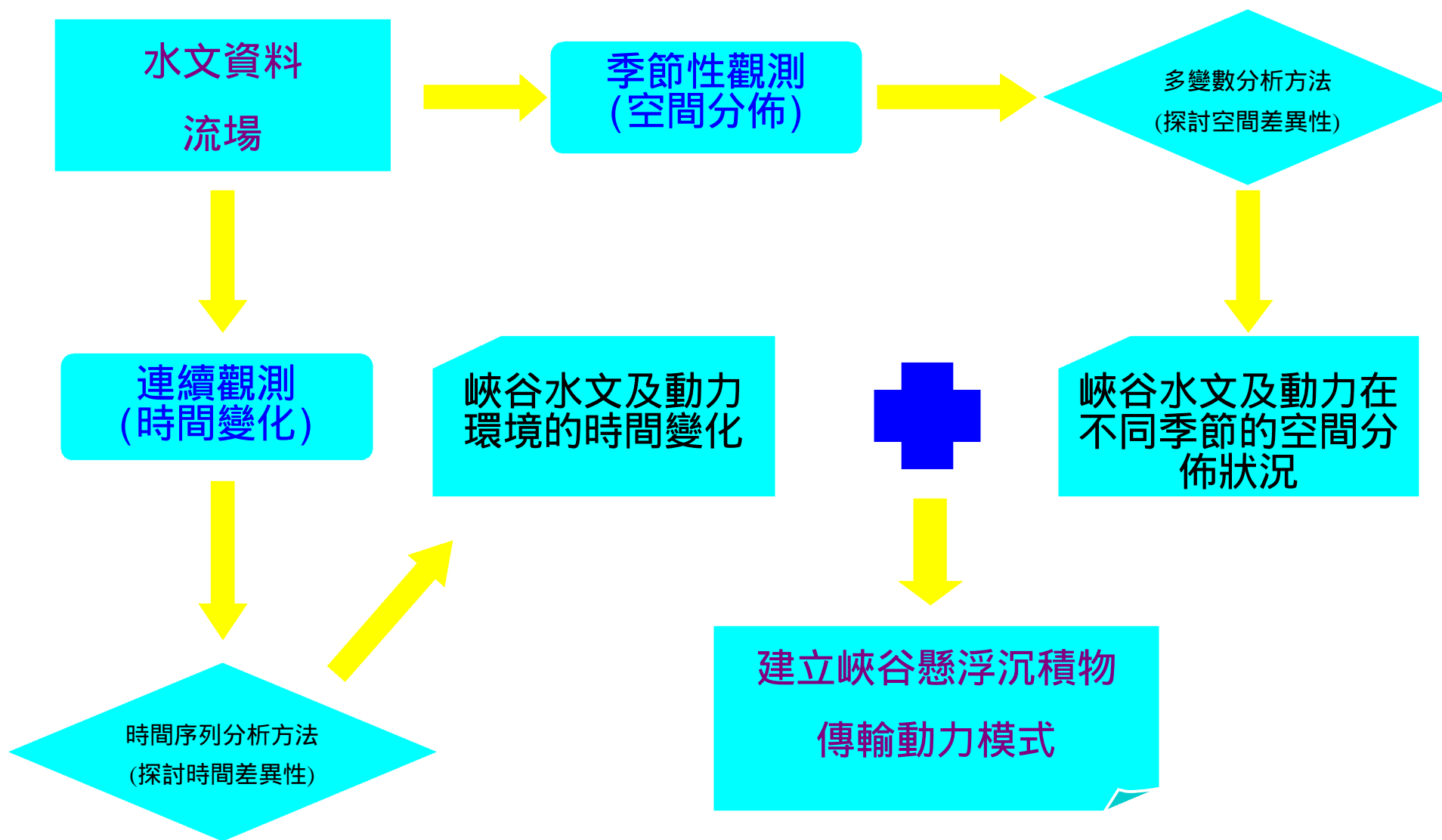


圖 3-1、實驗設計與分析方法流程圖



表一、高屏海底峽谷觀測航次與觀測項目

豐水季			枯水季		
航次	時間	觀測項目	航次	時間	觀測項目
CR536	6/4/1999	CTD、ADCP、SSC	CR572	10/26/1999	CTD、ADCP、SSC
CR548	7/22/1999	CTD、ADCP、SSC	CR598	1/12/2000	CTD、ADCP、SSC
CR552	8/17/1999	CTD、ADCP、SSC	CR608	3/20/2000	CTD、ADCP、SSC
CR634	6/20-21/2000	CTD、ADCP、SSC、LISST-100、RCM、S700、Sediment Trap			
CR639	7/12/2000	CTD、ADCP、SSC			

## 第二節、研究設備

### 3-2-1、CTD(溫鹽深儀)

溫鹽深儀 (SBE 911 plus CTD System ) 一般簡稱為 CTD (Conductivity、Temperature、Depth), 利用溫度探針量測溫度、導電度探針換算鹽度, 壓力探針換算成深度, 因此溫鹽深儀可得到深度在六千公尺內之測站中不同深度之溫度、鹽度、深度資料, 透過溫鹽深儀控制器(Deck Unit)與電腦連線, 提供海洋基本的水文資料。同時可配合需求加掛各類探針, 例如螢光探針、透光度探針、溶氧探針、PH 探針等, 提供海域概括性現象。實驗中用以觀測水體中溫度、鹽度、密度等變化, 資料收集尺度為每一公尺一筆資料, 每次佈放時皆盡可能下放至最大深度。

### 3-2-2、ADCP(流測儀)

研究中所用兩組 ADCP 分別為海洋三號研究船上由美國 RDI 公司製造的

75kHz S<sub>b</sub>-ADCP，及由曾若玄老師實驗室所提供的 600kHz Workhorse ADCP，分別對高屏峽谷內外流場進行探測，S<sub>b</sub>-ADCP 利用 Bottom-tracking 方法求實際流速，ADCP 發出音訊頻率為 75kHz 每層長度設定為 8 公尺，第一筆資料由水下 22.4 公尺開始收集，每 8 公尺一筆資料收集到海底最深深度 15 % 內的資料為止，由於 ADCP 的精確度與船舶的航行速度有關，因此只截取船速維持 2 至 8 節時的資料使用，做為峽谷內部流場變化的依據；而 Workhorse ADCP 則放置在高屏溪口近岸觀測，儀器上另外具有溫度及壓力感應器，取樣頻率為 2 分鐘，每 30 公分一筆資料，在佈放期間受到颱風的影響使得資料只連續收集 16 日(6/29-7/15)的溫、壓、流觀測資料。

### 3-2-3、Transmissometer(透光度探針)

海洋三號上的 Transmissometer 為附掛在 CTD 上之透光度探針，透過光學原理以光線在水體中的能量衰減的程度，來判定水體中顆粒濃度的多寡，當水體中懸浮顆粒濃度高時，則透光度便會降低，反之，透光度高則表示顆粒濃度低，觀測時與 CTD 資料一同收集，資料尺度一樣為一公尺一筆，而其所得到的透光度值(transmission)與當時水體環境有關，且為一光學的相對值並非實際的濃度單位，因此在每一航次的 10 個觀測站，依各站水柱深度等分成表、中、底三層，每層採集二公升的水樣做為比對水體中 SSC 含量的標準，過濾時採用 Whatman 出廠 GF/C 型號(孔徑約 1.5 $\mu$ m)的玻璃濾紙，並經過 10 小時的烘乾後稱重，得到水體中總懸浮顆粒濃度(SSC)，與船上 Transmissometer 所得的數值進行回歸分析，進而得到 transmission 與 SSC 之間的關係(圖 3-2)，最後把 Transmissometer 所觀測到的數值轉換後，便可得到峽谷內的 SSC 分佈狀況。

圖 3-2 所求得的关系式是利用透光度計的資料和現場水樣迴歸結果，因為不同的水文環境會使得觀測到的透光度值有所差異，所以每次作業時皆得到一組相關性，盡量避免因不同水文環境影響而使懸浮顆粒濃度值(SSC)的計算產生太大

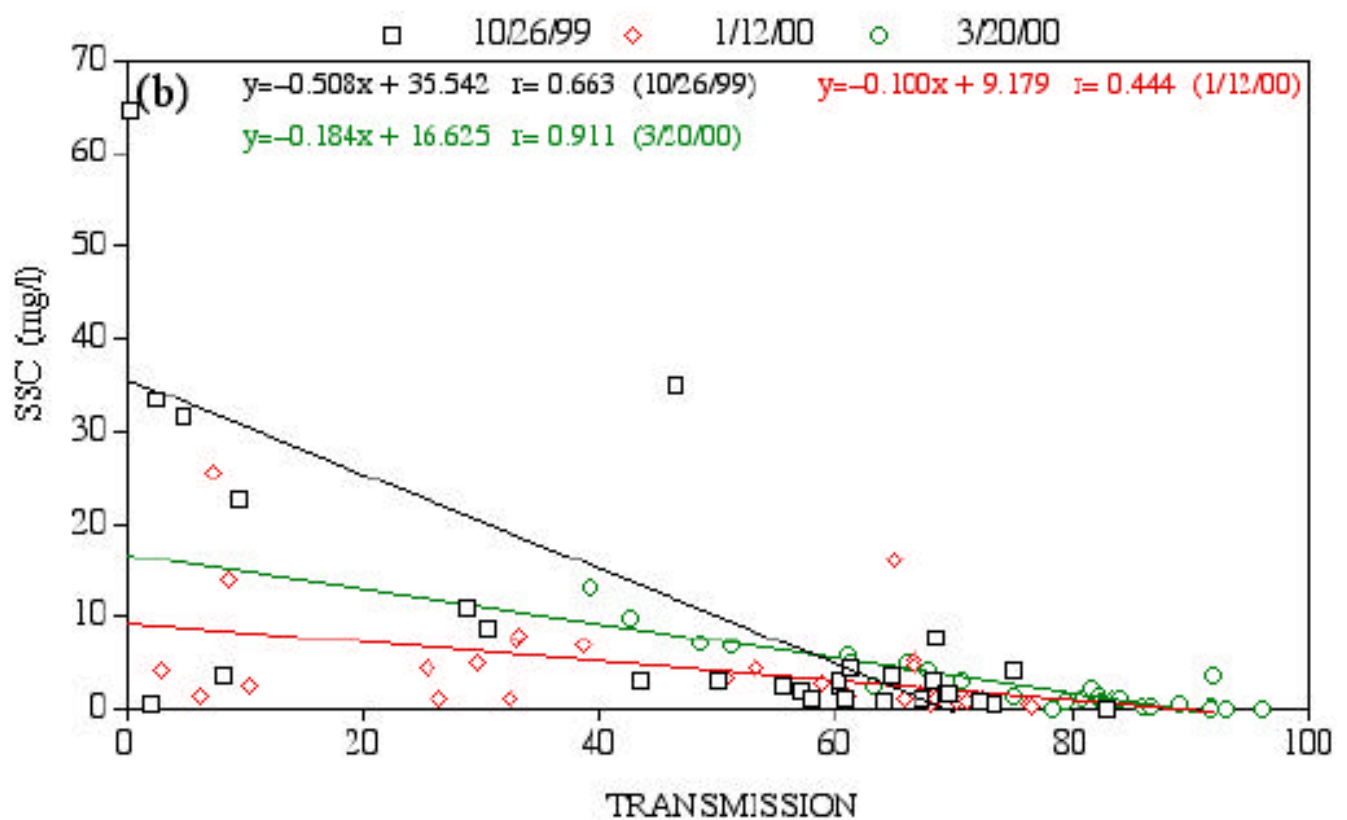
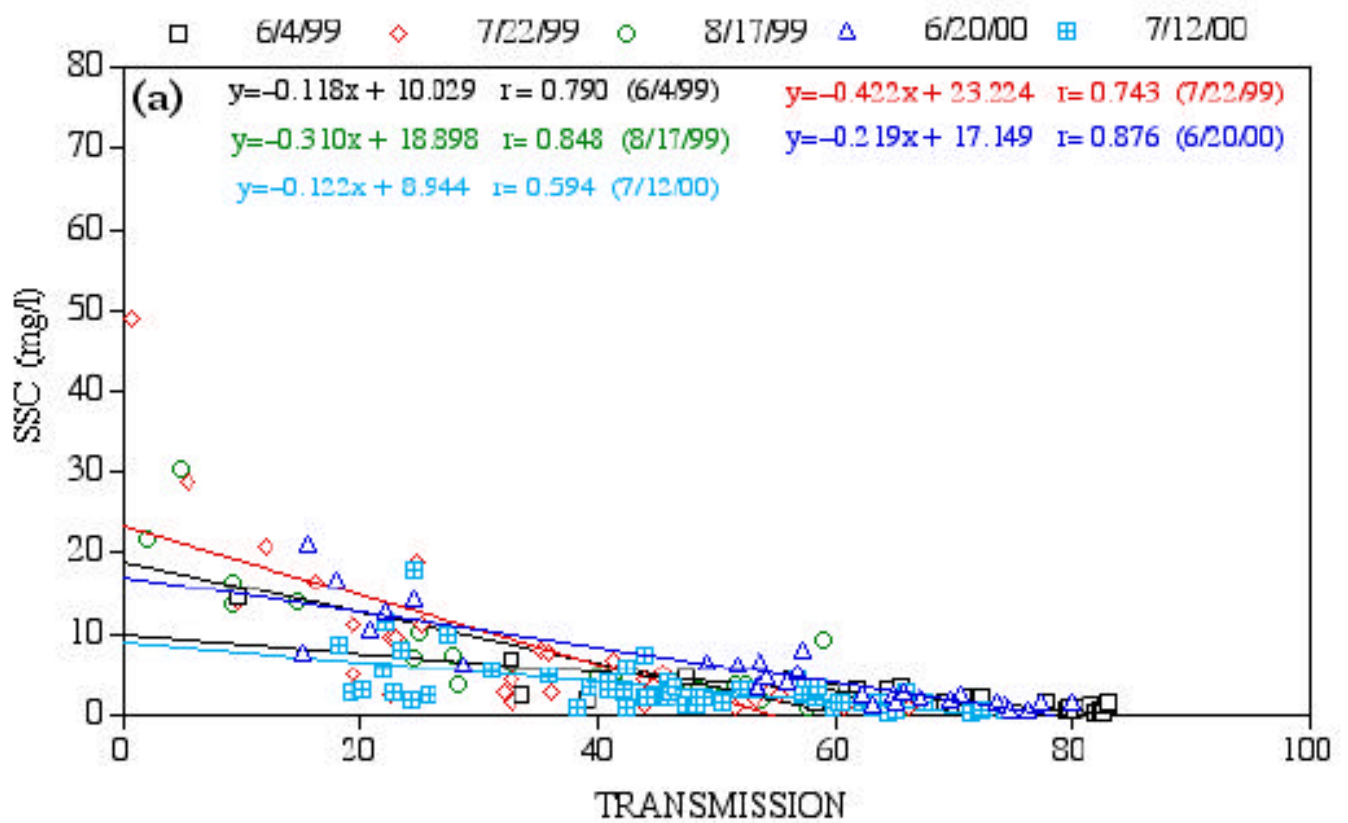


圖3-2、Transmission & SSC

a. 豐水季    b. 枯水季

的偏差，由圖中可知，在豐水季(3-2a)，6/99、7/99、8/99、6/00 所回歸得到的相關性( $r>0.74$ )較好，根據 Bunt et al.(1999)和 Hatcher et al.(2000)對懸浮顆粒和透光度間關係的研究指出，影響兩者關係的好壞取決於顆粒粒徑分佈和表層的生物作用，從圖中可以發現在豐水季時，所得水樣的濃度的差異極大，這是因為表層生物的生產力旺盛，故得到較高的顆粒濃度值，而得到較高的相關係數，但同樣是豐水季，7/00 得到較差的值( $r=0.594$ )，這是因為 2000 年 7 月的航次中，所採集的樣本包含了峽谷內部和近岸陸棚的海水，不同區域的樣本降低了回歸後所得到的相關性；另一方面，枯水季(3-2b)所得到的相關性也偏低，其原因可能與高屏溪帶來的陸源沉積物減少，此時表層水的懸浮顆粒濃度較低，降低了透光度計的敏感度(10/99、1/00)，同樣在枯水季的 3/00 卻有較高的相關性( $r=0.911$ )，因峽谷底層的懸浮顆粒濃度亦較往常所觀測時為低，使得採得的水樣濃度分佈偏低且較為均勻，反而得較好的相關性。

#### 3-2-4、LISST-100

由 Sequoia Scientific 公司所製造的 LISST-100 (Laser In-Situ Scattering and Transmissiometry)，使用 670 nm 波長的紅外光，利用光學繞射原理得到水體中 32 種粒徑的分佈狀況(particle size distribution: psd)，然後經由經驗公式矩陣轉換，推導出各個粒徑在水體中所佔的體積，進而得到體積濃度值( $\mu\text{l/l}$ )，實驗中為了方便與沉積物收集器(Trap)上分析得到的顆粒粒徑比較，將體積濃度( $\mu\text{l/l}$ )轉換成不同粒徑所佔的粒徑數百分比(Size Distribution Percentage)，舉例來說，假設 32 種粒徑其體積濃度為  $C_1\sim C_{32}$ ，顆粒半徑分別為  $R_1\sim R_{32}$ ，則可得到  $SD_1$ (Size Distribution Percentage)=

$$SD_1 = \frac{\left( \frac{C_1}{R_1^3} \right)}{\left( \frac{C_1}{R_1^3} + \frac{C_2}{R_2^3} + \dots + \frac{C_{32}}{R_{32}^3} \right)} \quad (1)$$

### 3-2-5、RCM-8(Recording Current Meter)

由鐘玉嘉老師實驗室所提供的流速儀(RCM8)，為挪威 Aanderaa Instruments 公司所製造，可同時觀測連續流速、流向，及溫度、鹽度和壓力變化，實驗中使用兩台流速儀觀測中層(195m)及下層流場(245m)，儀器間距離為 50 m，資料時間為一個月(6/20~7/20)。

### 3-2-6、Sediment Trap

同樣由鐘玉嘉老師實驗室所提供的法國 Avenue Jacques Abba 製造的沉積物收集器，用來收集水體中的沉降顆粒，實驗中樣本收集時間為 2.5 日，每一個收集器裝置 12 個採樣瓶，兩組收集器共計 24 瓶樣本，作為沉積通量計算及分析沉積物顆粒粒徑。

## 第三節、時空觀測

峽谷的地形束狹且深度變化急劇，使得峽谷環境自成一個獨立系統，水文環境的變化性不大，只有在急遽的海洋變化(如暴潮、濁流等)或是來自外海的內波作用，對峽谷環境產生影響，而這些影響往往是立即且快速變化，只能透過時空的觀測才能捕捉這些現象。現場觀測採用海研三號研究船上的 CTD、ADCP 和透光計(transmissometer)等儀器，收集水文資料(溫度、鹽度、密度等)、流場和 SSC，每次觀測皆在一半  $M_2$  潮汐週期(6 hour)內完成，以盡量減少因潮汐變化而產生的誤差。考慮到季節性的影響和空間上的分佈狀況，共進行了八個航次(表一)，並在 6/20 時定點收集 12 小時的溫度、鹽度、密度與 SSC 濃度資料，觀測在  $M_2$  潮汐週期內的變化，在調查期間 6/99、7/99、10/99、1/00、3/00 與 7/00 的觀測，是由峽谷頭部往峽谷外進行觀測，而 8/99 與 6/00 觀測方向則是由峽谷外往峽谷頭部觀測。同時根據在峽谷轉折處(22° 24' N, 120° 23' E)水深 245m 所收集的流場資料，經分析得到的潮流結果，來後報各航次觀測進行時的潮流狀

況，如圖 3-3 所示，由於峽谷地形以東北-西南走向為主，所以北向為逆上峽谷方向，南向為順下峽谷方向，由圖中可知觀測時峽谷底層潮流場多半為北向流，只有 7/99 的觀測是完全的南向流場(順下峽谷)。

### 3-3-1、季節性觀測(時空變化剖面)

高屏峽谷以 S 字形切割近岸陸棚，地勢曲折彎延，導致水文環境與地形變化有一定程度的相關性，為了能夠較完整的展現峽谷內水文現象在空間上的分佈，測線規劃(圖 3-4)是沿峽谷地形轉折變化進行觀測，在縱剖面(沿著峽谷地形)分成 A 至 J 十個測站(圖 3-4a,b)，橫剖面(橫切峽谷地形)分成 A 到 E 五個測站(圖 3-4c)，每個測站間的距離約 1 km，分別收集峽谷垂直剖面資料。資料收集分為兩個部份，一是隨著時間和空間變化的水文資料，從溫度、鹽度、密度、懸浮顆粒濃度和流場等來觀察峽谷內部環境與特徵，在考慮到高屏溪的季節性輸出對峽谷的影響下，根據高屏溪的輸水量(圖 2-1)，觀測時間(表一)在豐水季與枯水季兩個季節有不同的設計，在豐水季時平均每月進行一次觀測，枯水季時則每二個月觀測一次，以及在豐水季時，於 CR634(6/00)航次進行定點 12 小時垂直剖面觀測，收集在一個潮汐(半日潮)週期內的水文變化，觀測在潮汐週期內的變化；另一方面，在高屏海底峽谷地形轉折處放置一串由沉積物收集器(trap)、流速儀(RCM8)、溫深儀(S700)和雷射粒徑觀測儀(LISST-100)所組成的儀器串列，觀測峽谷連續一個月的垂直剖面變化。

### 3-3-2、連續觀測(錨錠)

根據時空觀測剖面的結果，在峽谷的地形轉折處經常觀測到 SSC 的高濃度值，同時，在豐水季時(6/99、7/99)也發現 SSC 高值與密度擾動發生的位置一致，為了進一步探討懸浮顆粒在峽谷中受到水動力的影響，及峽谷內水文現象的連續時間變化，在豐水季(6/00，圖 3-4d)時，根據時空觀測剖面在峽谷地形轉折處觀

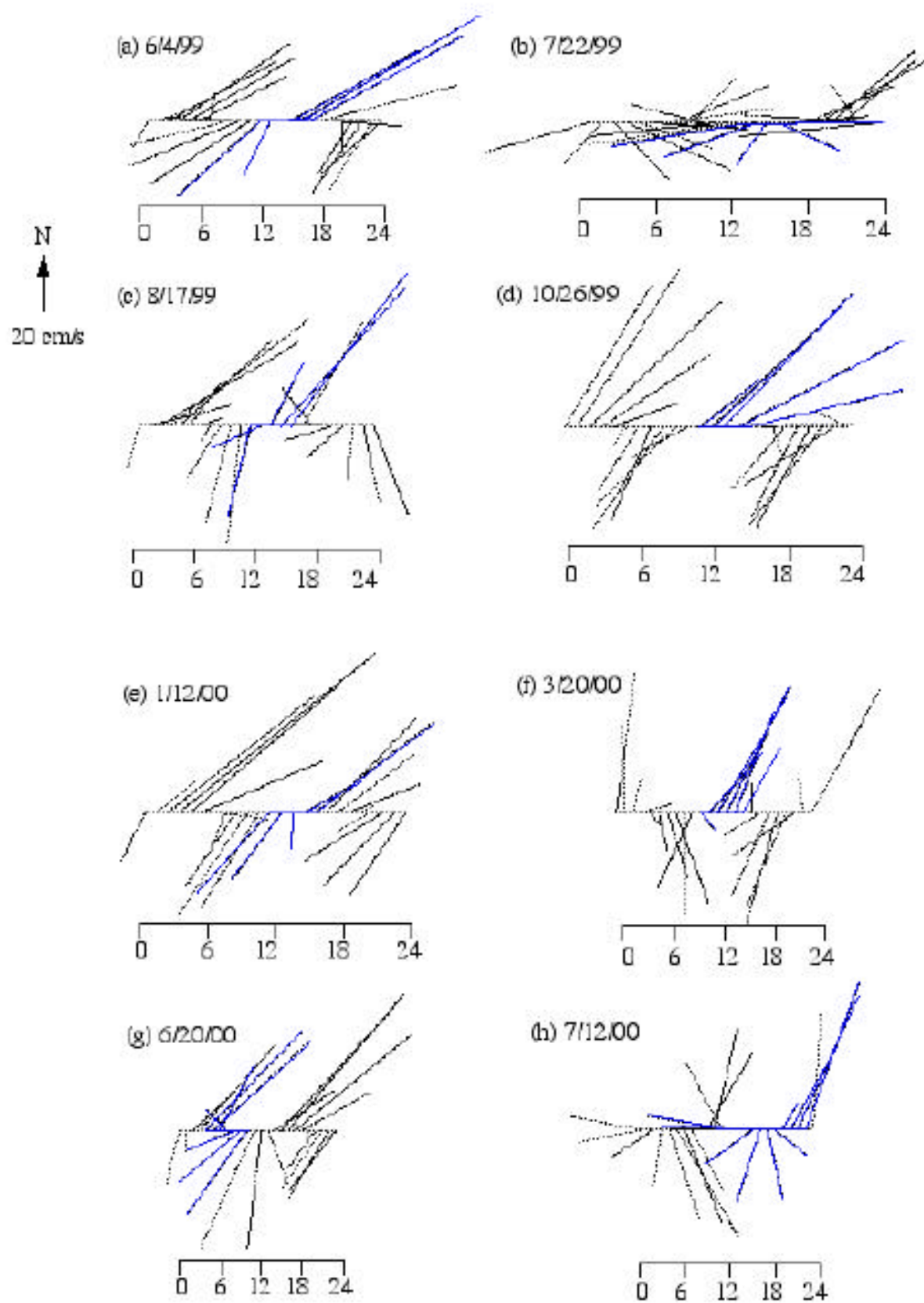


圖3-3、後報潮流場  
實線(-)為觀測時潮流狀態

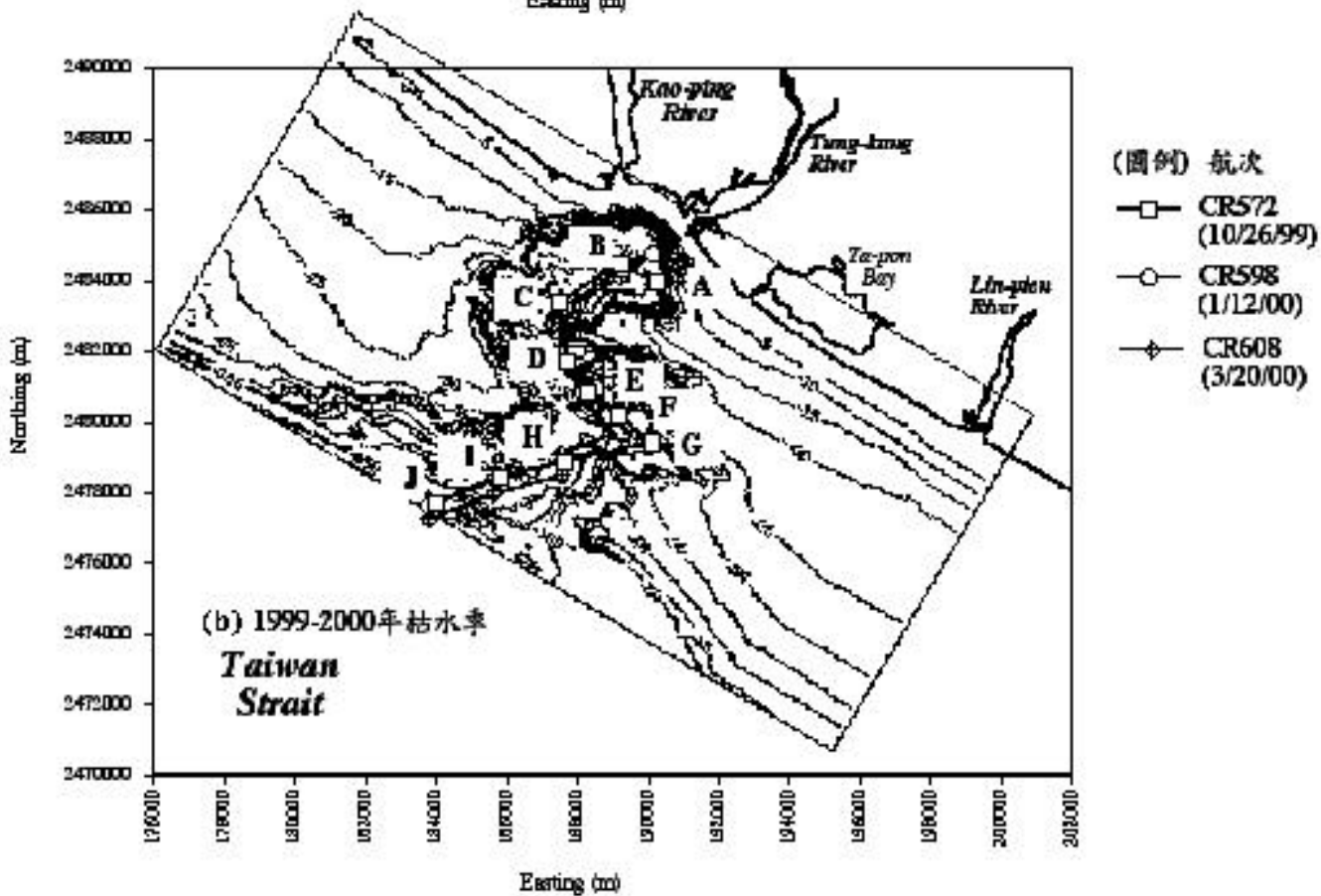
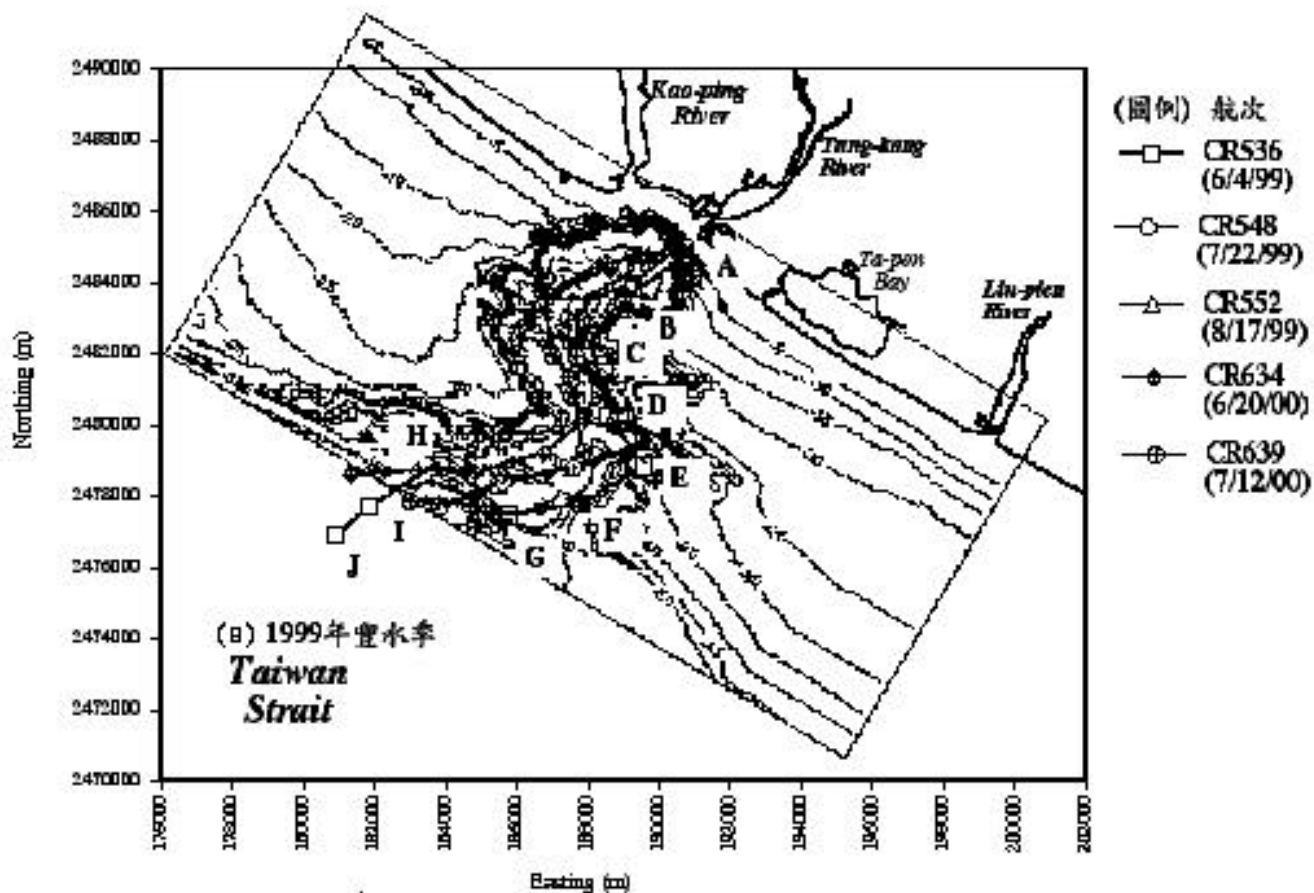


圖3-4、測線規劃



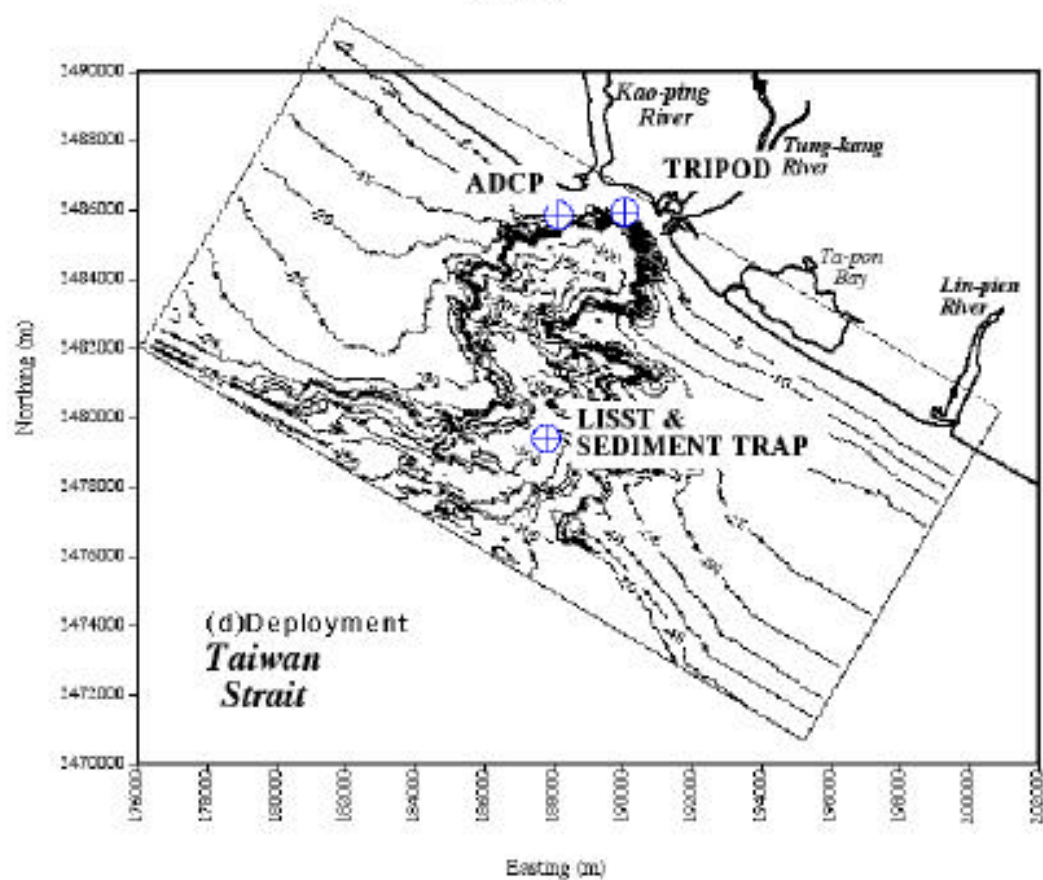
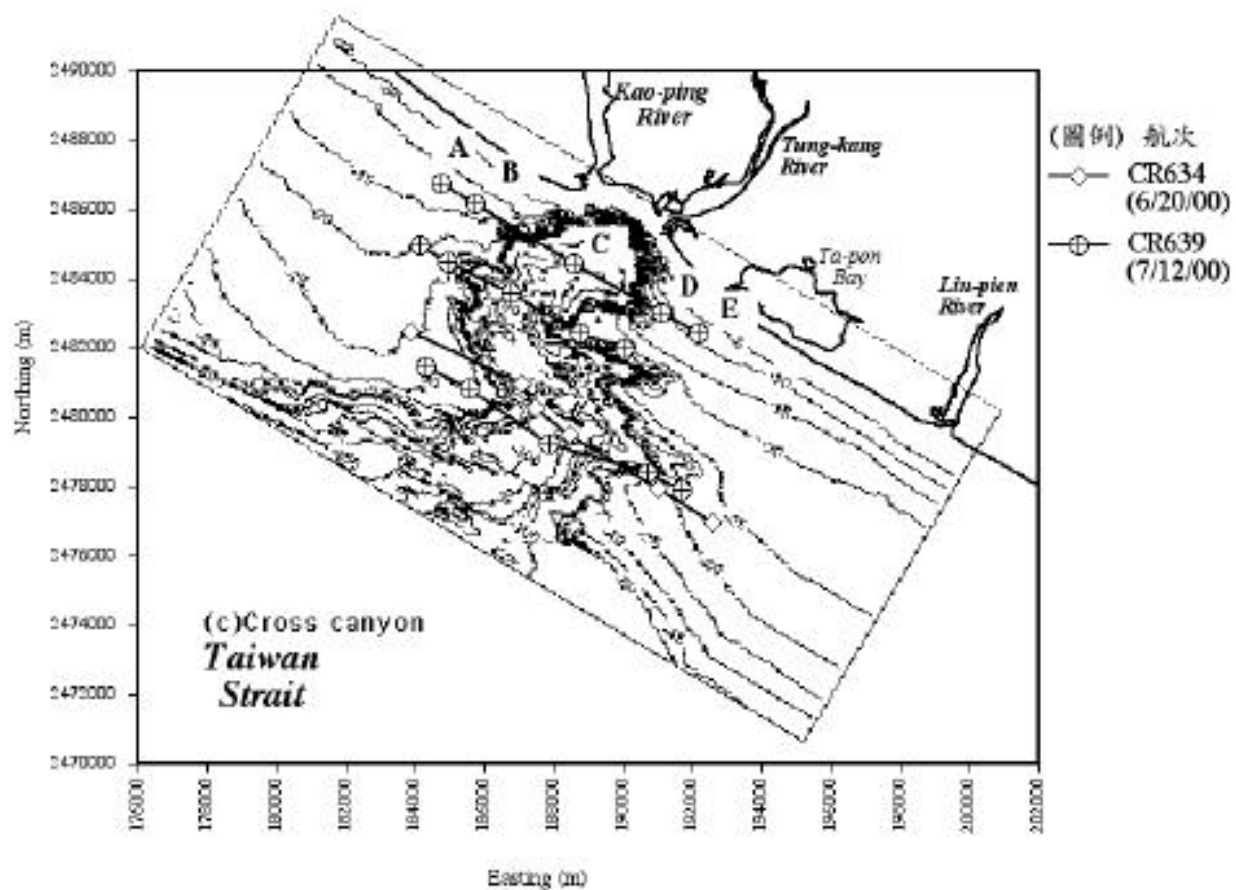


圖3-4、測線規劃(續)

測到的經常高濃度區，佈放一組串列的觀測儀器，觀測不同深度的流速、流向、懸浮顆粒粒徑分佈與溫鹽等資料，得到為期一個月的連續時間變化，並透過時間序列分析方法，探討流場、溫、鹽場和懸浮顆粒粒徑彼此間的關係，以及峽谷垂直剖面的水文分佈狀況。

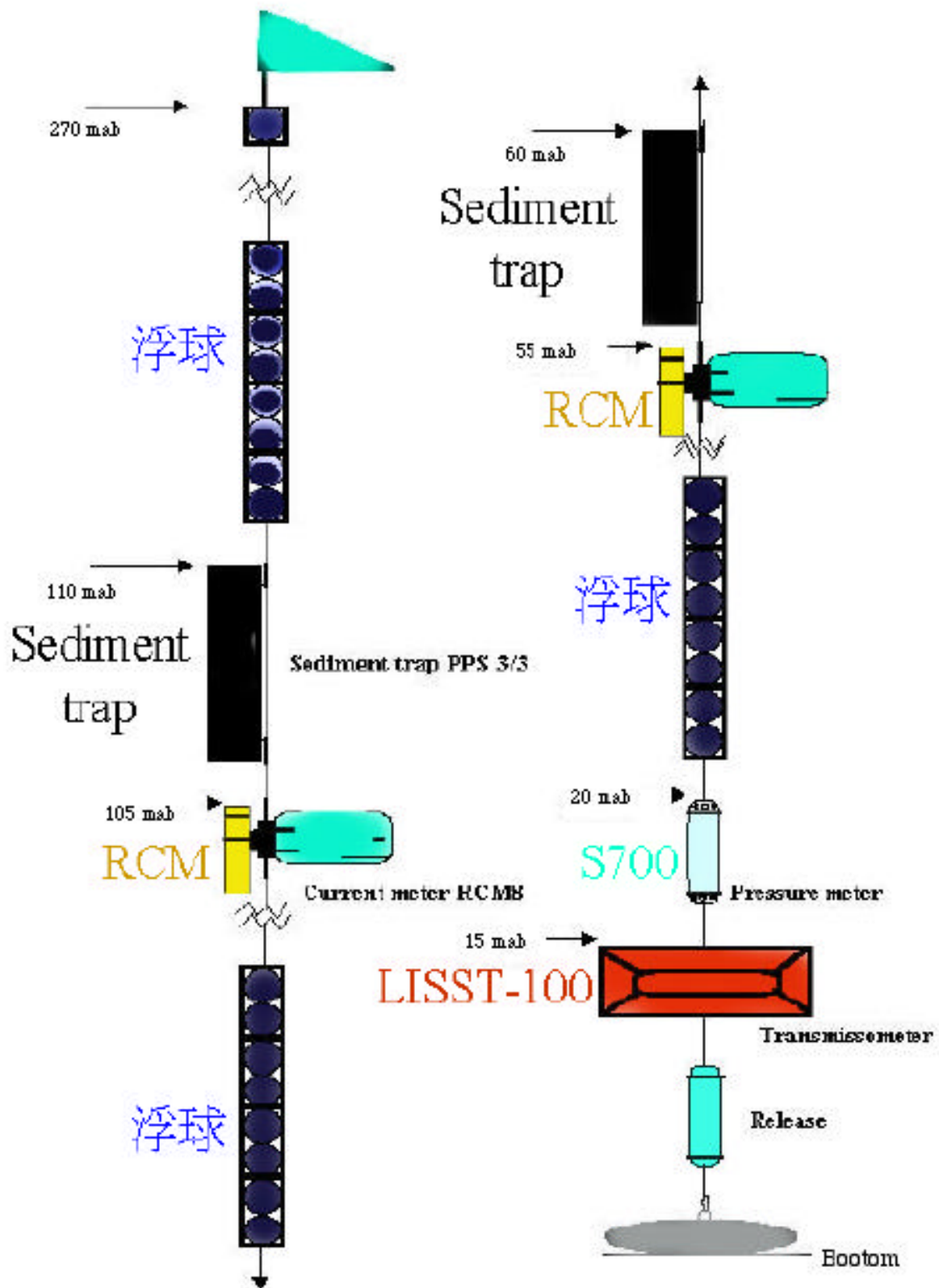
## 第四節、長期連續觀測

2000年6~7月份對高屏海域進行為期一個月的連續觀測(圖3-4d)，分別佈放在高屏溪口(22° 28.652' N 120° 25.212' E)、近岸陸棚(22° 27' N, 120° 25' E)及峽谷地形轉折處(22° 24.78' N 120° 23.73' E)，峽谷內佈放的觀測儀器串其所在位置水柱深度為300米，如圖3-5所示包含了沉積物收集器(190m、240m)、流速儀(195m、245m)、LISST-100(285m)與S700(280m)，分別為期一個月的連續觀測資料，表二所示為所有儀器設定資料。

## 第五節、時序分析

### 3-5-1、Tidal Analysis

根據前人在峽谷的研究中指出(Shepard, 1979)，由天體運動所引起的潮汐作用是海底峽谷內重要的作用力之一，同時海底峽谷由於受地形變化的限制，使得峽谷內的潮汐作用相當明顯。實驗中利用公式(2)將觀測結果解析出潮汐與潮流變化，再與原始觀測結果進行比較，使用公式(3)ER (energy ratio)值的計算，比較峽谷內不同深度的觀測結果其中潮汐能量所佔的比例，當ER值愈大則表示潮汐所佔的能量愈大，同時公式(4)Form Number的計算，進一步探討潮汐變化的種類，可分為四種，分別是 semidiurnal、mix-predominant semidiurnal、mix-predominant diurnal 和 diurnal。



**Schematic diagram of mooring T1kp deployed in Kao-Ping Canyon (22o24.782'N, 122o23.739'E, Water depth: 290.9 m)**

圖3-5、Trap結構示意圖

潮汐公式：

$$h(t) = h_0 + \sum_{K=1}^N a_k \cos(\mathbf{s}_k t + \mathbf{f}_k) + \mathbf{h}(t) \quad (2)$$

$h(t)$  = 觀測水位或溫度                       $\mathbf{s}_k$  = 潮汐頻率  
 $h_0$  = 平均水位 (溫度)                       $\mathbf{f}_k$  = 潮汐相位  
 $a_k$  = 潮汐振幅                               $\mathbf{h}(t)$  = 非潮汐水位 (溫度)

ER(energy ratio)：

$$ER = \frac{\sum_{t=1}^n (h_t - \bar{h})^2}{\sum_{k=1}^n (h_k - \bar{h})^2} \times 100\% \quad (3)$$

$h_t$  = 潮汐水位 (溫度)     $h_k$  = 觀測水位 (溫度)     $\bar{h}$  = 平均水位(溫度)

Form Number：

$$N_f = \left( \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \right) \quad (4)$$

$K_1, O_1$  全日潮振幅,  $M_2, S_2$  半日潮振幅

Type of tides

1. Semidiurnal      2. Diurnal      3. Mixed

$N_f = 0$  0.25(semidiurnal)

0.25 1.5(mix, predominant semidiurnal)

1.5 3.0(mix, predominant diurnal)

>3.0(diurnal)

表二、高屏海域連續觀測之儀器設定

高屏溪口			
儀器名稱	可用資料長度	儀器設定	觀測項目
SP-2100	6/20 7/20	<b>a. Wave mode:</b> burst interval: 1 hr sampling rate: 1 Hz 1 burst: 512 samples <b>b. Tide mode:</b> burst interval: 15 min 1 burst: 8 samples <b>c. Current mode:</b> burst interval: 1 hr 1 burst: 8 samples	流速、流向、波浪、潮流
TD-410	6/20 7/20	Sampling rate: 15 min	濁度、溫度、鹽度
近岸陸棚			
ADCP	6/29 7/15	Sampling rate: 2 min	流速、流向、溫度
高屏海底峽谷			
RCM	6/20 7/20	Sampling rate: 1 hr	流速、流向、溫度、鹽度
Sediment Trap	6/20 7/20	60 hr(2.5 day)	懸浮沉積顆粒收集
S700	6/20 7/20	Sampling rate: 0.5 Hz Burst Interval: 1 hr 1 burst: 1024 samples	壓力、溫度
LISST-100	6/20 7/20	Sampling rate: 0.5 hr	即時 32 顆粒粒徑體體濃度、壓力、溫度

### 3-5-2、Spectral Analysis

為了探討海底峽谷內各個環境因子間的關係性，在時間連續資料的觀測中，同一時間內我們收集了許多不同的物理量(溫度、鹽度、流場等)，以瞭解各物理現象之間的關係性，因此利用頻譜分析方法比對各個資料的頻率與能量的分佈，來檢驗不同資料之間的關聯性；頻譜分析的原理是將連續時空領域的變化，經由 Fourier 轉換為頻率領域中的能量分佈結果，其公式如下：

頻譜分析：

$$X(i\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i\omega t) dt \quad (5)$$

$$\omega = \text{角頻率} = 2\pi f$$

## 第六節、水動力參數計算及地形效應

透過大洋中各種作用力互相影響的結果，以此來描述各種海洋現象的物理特性，實驗中為了觀察內波作用在峽谷的影響，使用二個水動力參數來作為判斷水體的動力作用，一是當流體中的密度發生變化，會對動力作用產生加強或是抑制的影響，即是探討流體垂直結構穩定度的 Stability(E)，另一個是描述密度變化對流場影響的 Richardson Number(Ri)。在流體垂直結構，當上下海水有著不同的溫、鹽特性，導致其密度有所不同時，垂直方向便會在重力作用的影響下，使得較重的水往下沉降，輕的水向上抬升，因此若上層水團密度大於下層水團時，亦即垂直方向的密度梯度為負時( $\frac{\partial \rho}{\partial z} < 0$ )，便在垂直方向發生運動，造成擾動，反之，梯度為正時( $\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$ )，則表示流體處於穩定狀態，而限制垂直方向運動的產生，所以密度場隨深度的變化即表示流體的穩定狀態強弱，將這個變化的結果給予定量，令  $E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$

$$\text{予定量，令 } E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (6)$$

，當  $E > 0$  則表示水體是處於穩定狀態，同樣若  $E < 0$  則為不穩定，便會發生垂直方向的擾動，使水團產生混合作用。

受到水體中穩定狀態的影響，流場因此而受到限制或是產生紊流，經由水體中的密度場變化所得到的靜力平衡結果，與垂直方向流場變化間兩者的比值，得到密度場對流場的影響  $Ri = N^2 / (\partial u / \partial z)^2$ ,  $N(=gE)$

，當  $Ri < 0$  時表示水體穩定狀態較弱，密度變化加強了紊流的產生，反之則是對紊流產生抑制，而當  $Ri > 1/4$  時則顯示流場處於穩定的層流狀態。

當內波傳輸進入峽谷時，峽谷地形變化會對內波前進路徑產生限制，或折射

進入峽谷頭部，或反射出峽谷，也有可能形成能量的聚焦，由內波的特徵坡度(c)與峽谷地形坡度(r)間的比值，來做為內波在峽谷地形影響下的三種情形，當  $r/c > 1$  則表示地形變化大於內波頻率，將內波能量反射回去，而  $r/c < 1$  則顯示內波前進不受地形的限制，折射過後繼續往峽谷頭部前進，最後當  $r/c = 1$  時，內波能量在地形變化處形成能量的聚焦。

特徵坡度(c)：

$$c^2 = \omega^2 / (N^2 - \omega^2) \quad (8)$$

$\omega$ 為內潮波角頻率

地形坡度(r)：

$$r = \frac{dy}{dx}$$

## 第七節、EOF 多變數分析

EOF(Empirical Orthogonal Function)經驗函數又稱特徵函數(eigen function)，是一種以統計學為基礎的多變數分析方法，在過去曾廣泛運用在氣象學、海岸地質學與地形學上，其主要目的是為了分辨不同的環境因子其時空分佈形態，藉以將這些分佈形態與各種環境因子的關聯性找出來，以便可以進一步瞭解各個因子對整個環境的時空變化的影響程度。設定 EOF 參數時我們選擇實驗中所觀測的溫度、鹽度、SSC、流速及流向等五個環境因子，分別代表峽谷層化狀態(溫、鹽)、及水動力作用(SSC、流速、流向)，由時空觀測的結果轉換成正交距陣資料，並予以向量化，經過 1. 標準化(Standardize)、2. 距陣轉換、3. EOF 計算等步驟，結果得到五個獨立的特徵形式(eigen mode)(Resio and Hayden, 1975)，而每個特徵形式皆有其特徵值(eigenvalue)和相對應的特徵權重(eigenweighting)結果，特徵值用來表示各形式數可解釋資料的多寡，一般以百分比的方式來表示，而在不同的形式數(mode number)中，以第一形式(first mode)可解釋的資料量最多，當形式數愈大則可解釋的部份愈少(Aubrey and Emery, 1983)，其相對應的特徵權重

(eigenweighting)則是由特徵向量與原始觀測的乘積，用來顯示因子間互相影響後的時空分佈結果。

資料距陣的建立是將每次不同環境因子的觀測，其時空變化轉換為同一距陣，處理步驟如圖 3-6 所示，故每一個航次皆可得到一組特徵形式(eigen mode)，而特徵形式會隨其形式數(mode number)增加而減少其特徵值(eigenvalue)，而通常前二個特徵形式可解釋百分比已超過 90 % (圖 3-7)，因此主要取前二個特徵形式(mode 1、mode 2)做為資料變化形態的主要解釋。



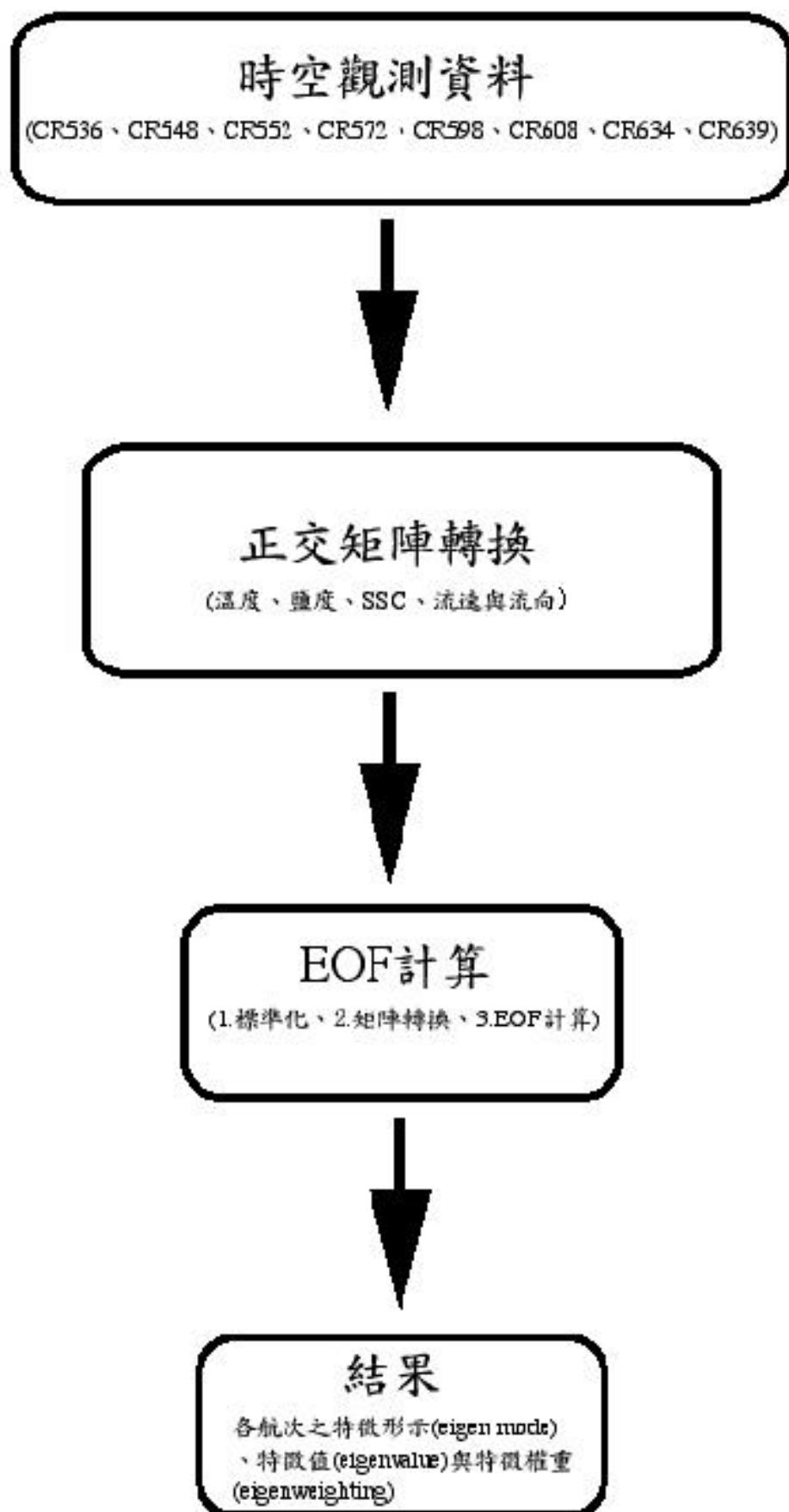


圖3-6、EOF處理步驟

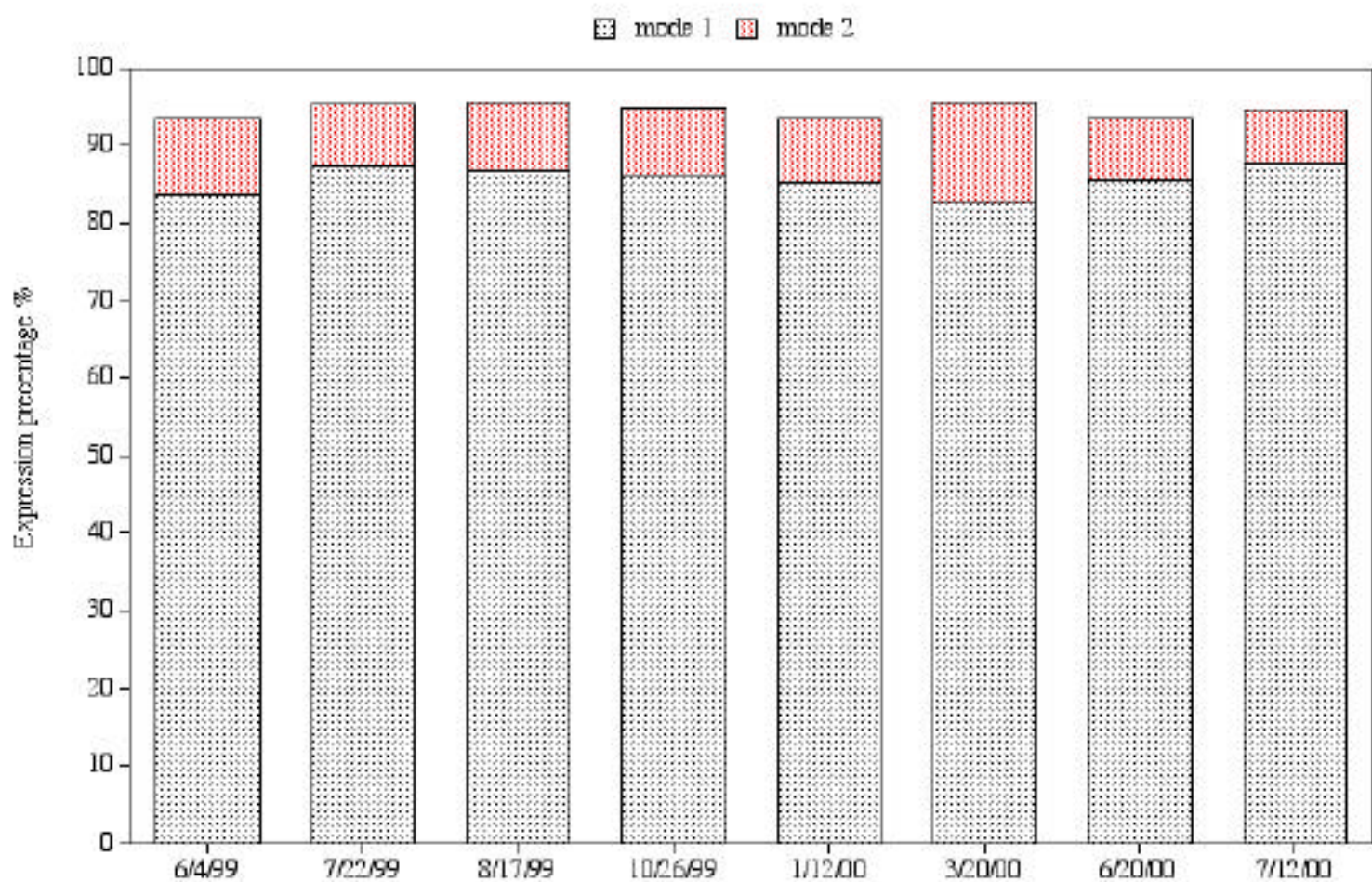


圖3-7、EOF前兩種特徵型式可解釋資料百分比

## 第四章、觀測結果

### 第一節、近岸觀測結果

#### 4-1-1、近岸流場

圖 4-1 顯示出在高屏溪口附近(22° 27' N, 120° 25' E)透過 ADCP 所觀測的連續流場狀況，資料取樣頻率為 2 分鐘一筆，取其最上層觀測值(6.32 m)為表層流場，最下層觀測值(13.82 m)代表底流場，因為觀測期間發生儀器傾倒的情形，所以可使用之連續觀測資料為 16 天(6/29~7/15)，資料經由調合分析結果，所分析出的潮種和相位如表三所示。近岸表層流(圖 4-1a)以西北-東南走向為主，與海岸線的方向平行，最大流速為 83.94cm/s，流向西北 (293.97°)，經分析後  $M_2$ 、 $K_1$  潮流分別為 19.034cm/s、5.868cm/s，從圖 4-1b 可發現觀測流場與解析出的潮流場變化相當一致，且以西北向流較強，最大餘流為 38.95cm/s；底層流(圖 4-1d)和表層一樣以西北-東南流向為主，但流速較低，最大流速 70.43cm/s，流向西北 (276.36°)， $M_2$ 、 $K_1$  潮流大小分別為 8.305cm/s、4.027cm/s，最大餘流為 44.1cm/s。近岸流場以上層流速比下層流速大，潮流場則以  $M_2$  比  $K_1$  潮流大，以半日潮為主導，由觀測流場可知西北向流遠大於東南向的流場，相對於高屏峽谷的地理位置，這樣的流場是不利於將高屏溪帶來的陸源沉積物傳輸至峽谷中，反而有利於陸棚沉積物來源的提供，根據 1999 年劉的觀測結果，從高屏峽谷沉積物中的分析結果顯示，高屏溪口輸沙組成以粉砂與泥質沉積物(18~6.3 $\mu$ m)為主，在峽谷內幾乎沒有觀測到其含量，由於在近岸流場的影響下，高屏溪輸沙並不容易直接注入海底峽谷中。

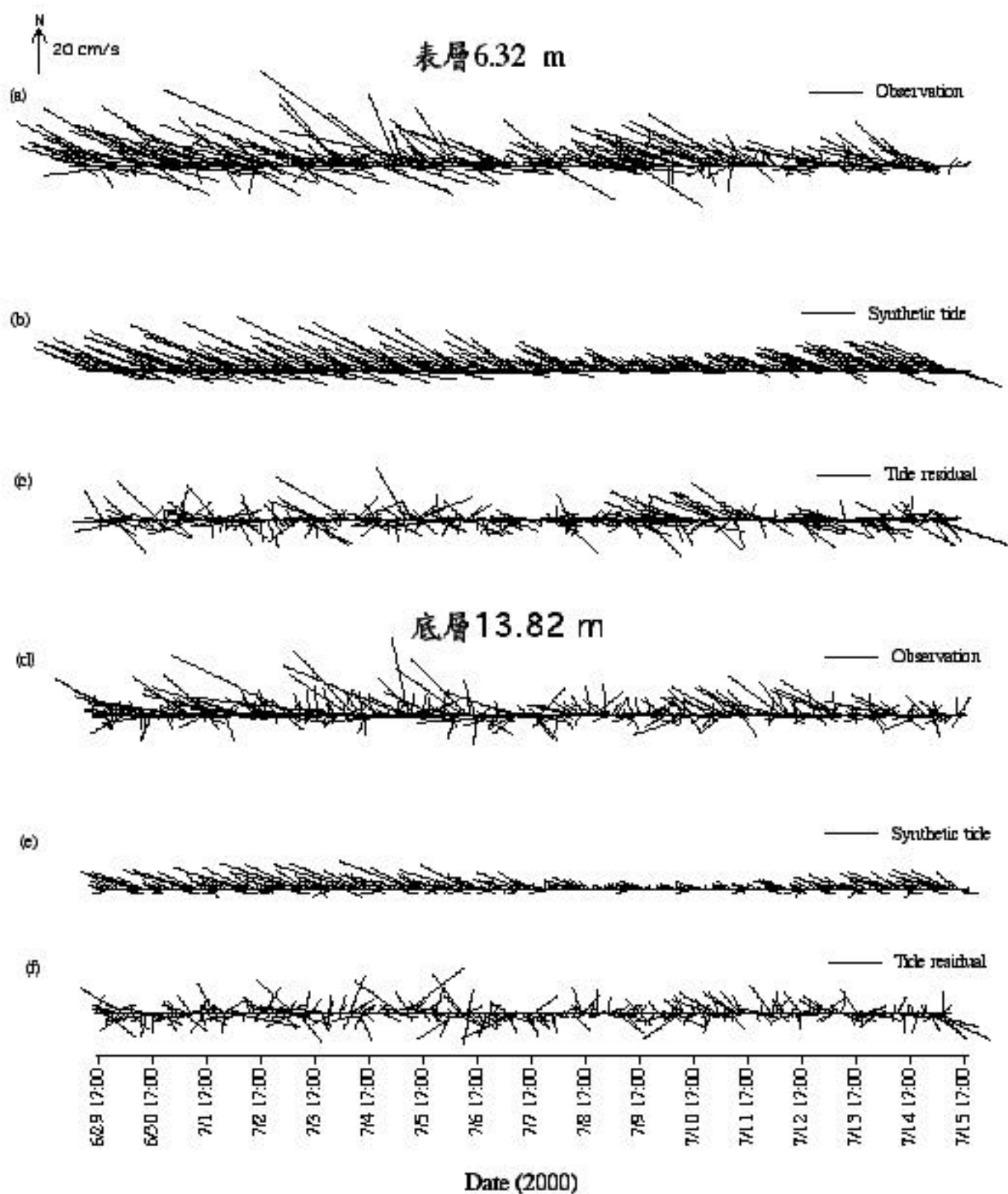


圖4-1、近岸流場分析結果

a、d原始觀測流場，b、e解析潮流場，c、f餘流場。

表三、近岸流場潮流分析結果

潮流分析結果									
表層流					底層流				
潮種	Major (cm/s)	Minor (cm/s)	INC (°)	相位 (G)	潮種	Major (cm/s)	Minor (cm/s)	INC (°)	相位 (G)
<b>M<sub>2</sub></b>	19.03	0.033	163.2	326.1	<b>M<sub>2</sub></b>	8.305	-1.134	167.0	320.6
<b>S<sub>2</sub></b>	11.40	0.205	158.7	356.1	<b>S<sub>2</sub></b>	6.310	0.017	160.6	356.2
<b>K<sub>1</sub></b>	5.868	-0.623	166.5	13.0	<b>K<sub>1</sub></b>	4.027	-0.392	161.5	19.2
<b>O<sub>1</sub></b>	1.855	0.680	125.9	312.6	<b>O<sub>1</sub></b>	2.528	0.139	144.9	336.1

#### 4-1-2、近岸水位與溫度場

高屏溪附近的水位與溫度變化，如圖 4-2 所示，可以看出觀測水位與溫度都有明顯的半日潮變化，而且溫度的峰值比水位延遲了約 2~4 個小時，同時在 6/29~7/4 這一段期間，溫度場出現溫度下降的趨勢，並出現接近 24 的最低溫，根據王霄等(1996)在東港的研究指出，當溫度逐漸下降並低於 24 時，正是內波作用最強時，近岸水與來自峽谷湧升而來的冷水混合而出現溫度下降，另外經由調合分析處理，於表四與表五中列出四個主要潮種-半日潮(M<sub>2</sub>、S<sub>2</sub>)與全日潮(K<sub>1</sub>、O<sub>1</sub>)的相位及振幅，而透過  $N_f (= \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2})$  的計算，進一步判斷屬於那一種潮汐型態，因此得到水位為  $0.25 < N_f = 1.091 < 1.5$ ，為以半日潮為主導的混合潮，同樣，溫度的  $N_f = 0.292$ ，也是以半日潮為主導的混合潮。經由公式(3) 計算水位與溫度的 ER 值，發現近岸水位和溫度的潮汐能量佔觀測能量的 91.59% 和 85.86%，很顯然的溫度場由於受到內波所帶來的冷水影響，而降低了潮汐的能量比例，從表中得到兩者 M<sub>2</sub> 的相位分別為 251.28° 及 358.58°，發現水位領先溫度變化 107.3°，亦即  $\frac{12.42}{360} \times 107.3^\circ = 3.70 \text{ hr}$ ，與觀測的結果一致。

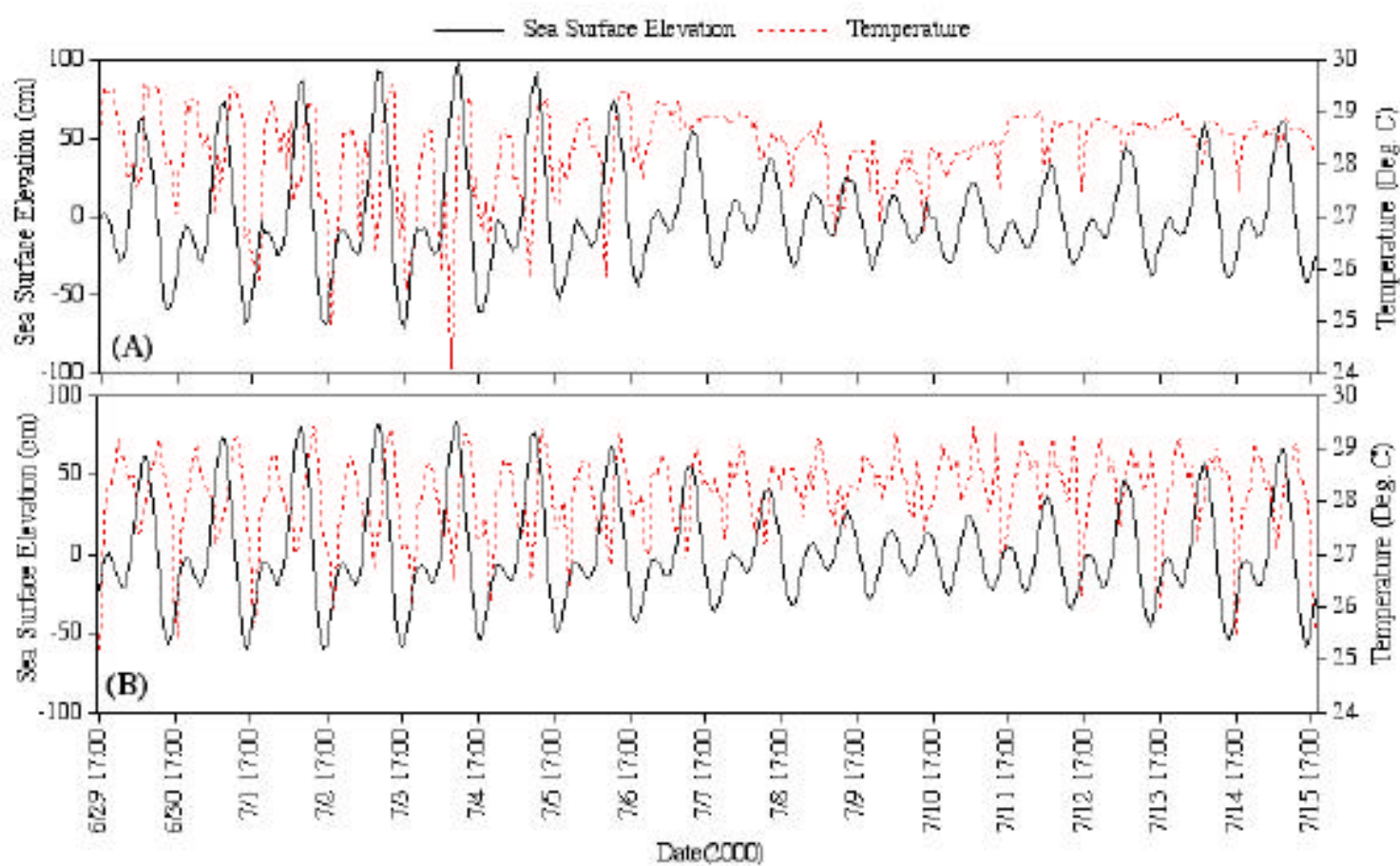


圖4-2、近岸水位與溫度場  
(A) Observation (B) Synthetic tide

表四、近岸水位潮汐分析結果

水位潮汐分析結果			
潮種	振幅(cm)	相位(°)	Form Number & Energy Ratio
M <sub>2</sub>	26.5036	251.28	$N_f = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} = \frac{20.4676 + 20.6017}{26.5036 + 11.1477}$ $= 1.091$ $ER = 91.59\%$
S <sub>2</sub>	11.1477	134.83	
K <sub>1</sub>	20.4676	219.69	
O <sub>1</sub>	20.6017	332.11	
Type of tides 1. Semidiurnal      2. Diurnal      3. Mixed $N_f = 0$ 0.25(semidiurnal) 0.25   1.5(mix, predominant semidiurnal) 1.5   3.0(mix, predominant diurnal) >3.0(diurnal)			

表五、近岸溫度潮汐分析結果

溫度潮汐分析結果			
潮種	振幅(°C)	相位(°)	Form Number
M <sub>2</sub>	0.6813	358.58	$N_f = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} = \frac{0.1314 + 0.2236}{0.6813 + 0.5329}$ $= 0.292$ $ER = 85.86\%$
S <sub>2</sub>	0.5329	238.78	
K <sub>1</sub>	0.1314	158.70	
O <sub>1</sub>	0.2236	24.08	

## 第二節、海底峽谷時序觀測結果

### 4-2-1、溫、鹽與流場

圖 4-3 所示為峽谷中四個深度(195、245、280、285m)的溫度觀測，由圖中



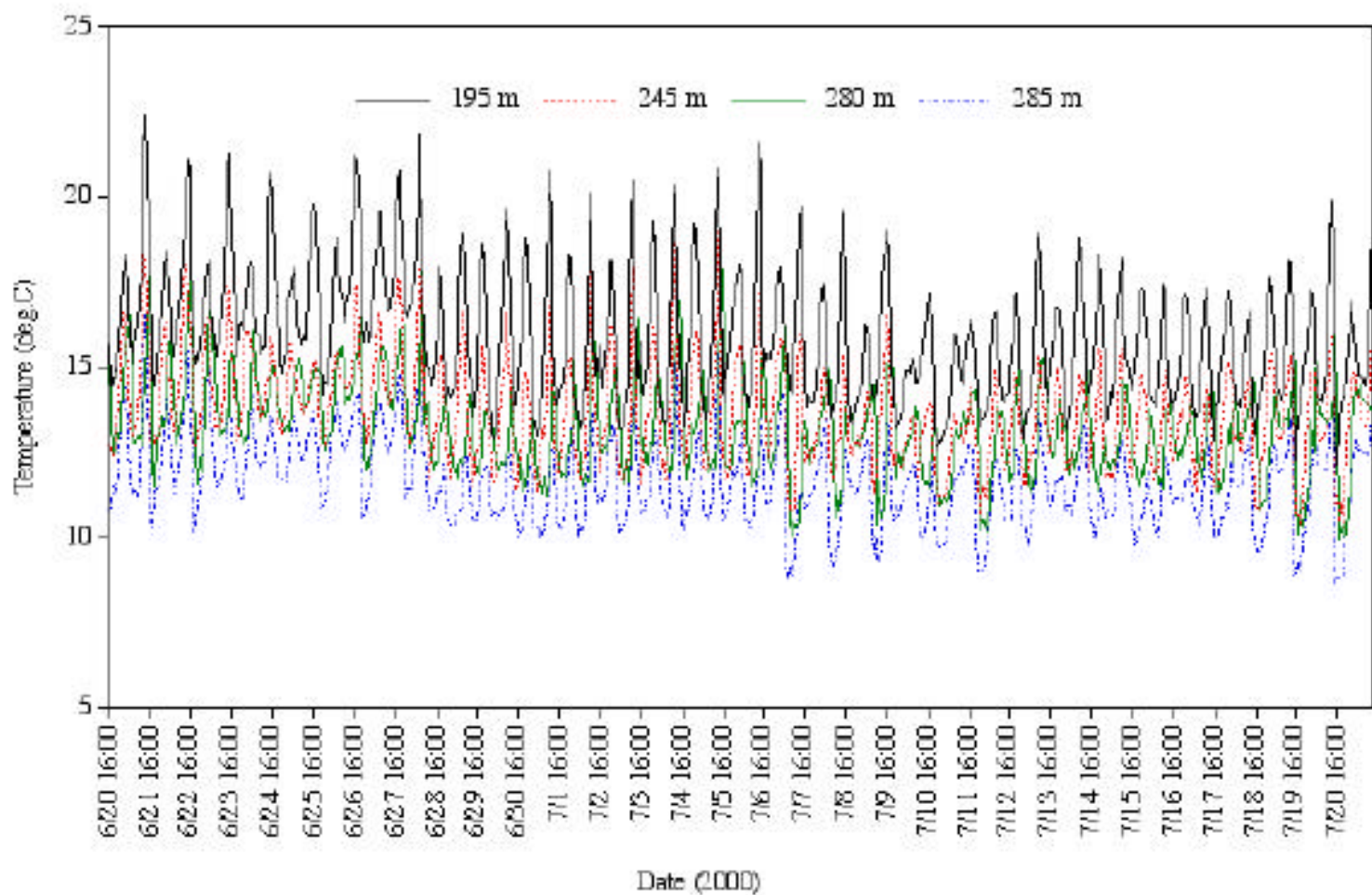


圖4-3、高屏海底峽谷溫度時序觀測



可發現峽谷內溫度變化有明顯的潮汐訊號，而 245m、280m 與 285m 的溫度分佈非常接近，表示在峽谷底層層化狀態不是十分明顯，另一方面，透過 25 小時平均，把潮汐訊號移除，得到峽谷溫度場的趨勢(圖 4-4)，從圖中可以看到溫度有逐漸降低的趨勢，平均每隔十天(6/27、7/7、7/16)195m 深的海水溫度便會下降一次，顯示有一週期性低溫的冷水與峽谷內海水漸漸混合，在底層(>245m)也一樣在 6/27 時發生溫度陡降的現象，應該和近岸的異常低溫(6/29,24 )一樣受到內波作用的影響。經由調合分析結果，得到潮汐溫度場的變化(圖 4-5)與主要潮種(全日潮、半日潮)的振幅，結果如表六所示。由表六可以發現峽谷內的潮汐也是以半日潮為主的混合潮種( $0.25 < N_T < 1.5$ )，而從  $M_2$  潮的振幅顯示，潮汐能量是由上往下遞減，同時其相位亦是由上而下增加，顯示  $M_2$  潮的傳輸路徑是由上往下前進，並由於峽谷地形的限制，而使潮汐能量消滅，另一方面從潮汐能量的比例變化，峽谷內仍是以潮汐為主要的能量，但與近岸陸棚相較( $ER=85.86$ )，峽谷內其它作用力(底層流、內波等)隨著深度增加而增大其影響力，由圖 4-5 可以看到不同深度的溫度場經由調合分析的結果，其非潮汐變化的部份在 6/27~28 與 7/6~8 之間都顯示出溫度異常的變化，有可能是內波作用的結果。圖 4-6 為流速儀(RCM7)所觀測鹽度及流場的一個月時序資料，流場在 6/20 6/28 時以東北-西南向流場為主，當進入七月份，則轉成南-北向流場為主，由圖中可以發現下層(245m)的流速比上層(195m)為大，6/27~28 時流速降至最小，7/6~8 則上層(195m)以北向流較強，下層(245m)為強烈的南北向流，而鹽度場上下層(195、245 m)的差異不大，在 6/27~28 之間有略為上升的變化，7/6~8 則是變化趨勢減緩，顯示出混合良好的情形，最大鹽度值(>34.8)出現的時間為 6/28、7/4、7/5，最小鹽度值(<34.3)則出現在 6/21、7/3、7/4 和 7/5。圖 4-7 為流場調合分析結果，各種主要潮種流速及相位如表七所示，6/29 7/11 為大潮期間，6/27~28 為潮流最弱的時刻，潮流大小以下層較強，由表七可知 245m 的  $M_2$  流速(27.45cm/s)大於 195m(13.92cm/s)，顯然峽谷地形有加強潮流作用的情形。

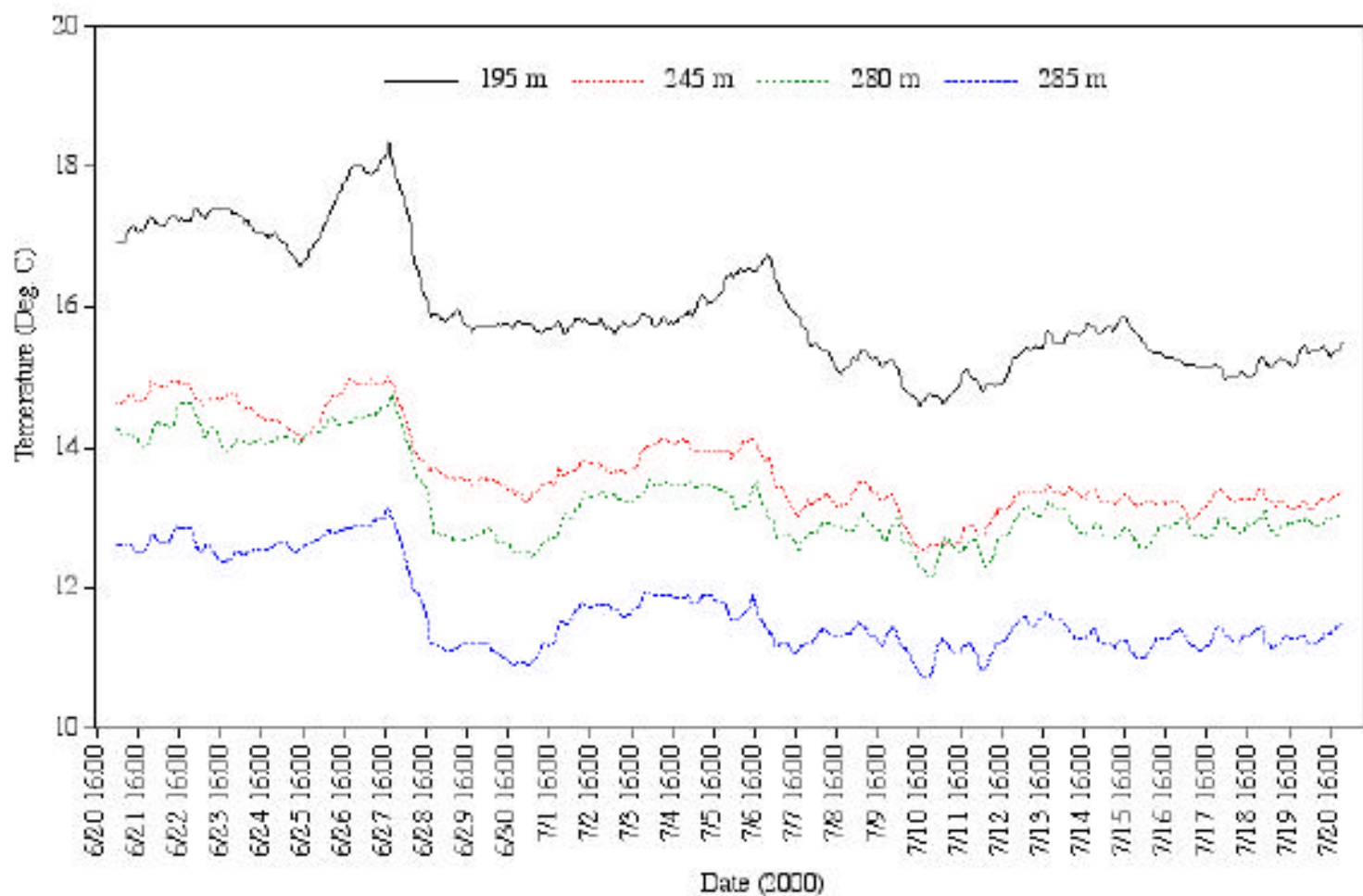


圖4-4、高屏海底峽谷溫度變化趨勢(25 h Moving average)

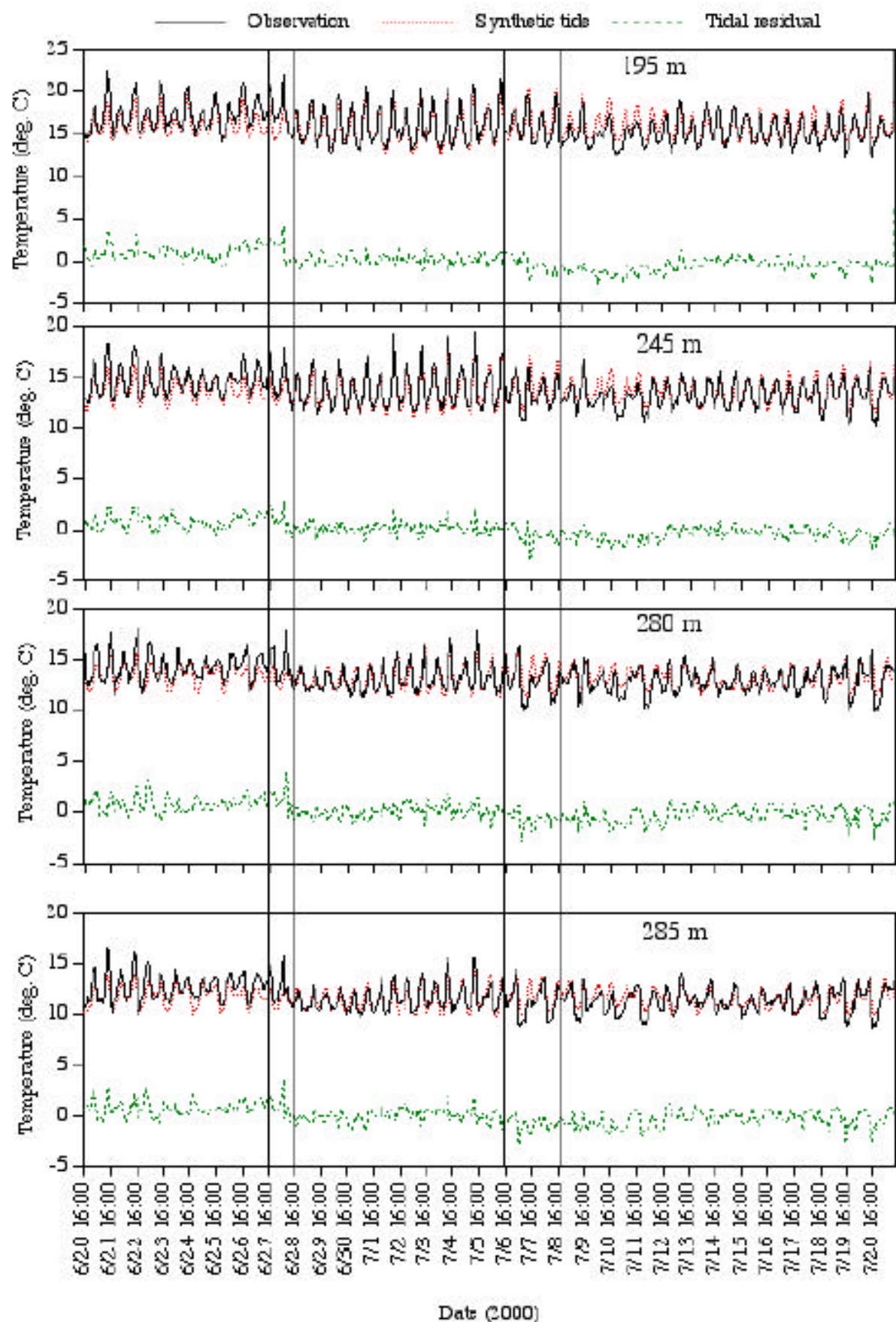


圖4-5、高屏峽谷溫度時序分析

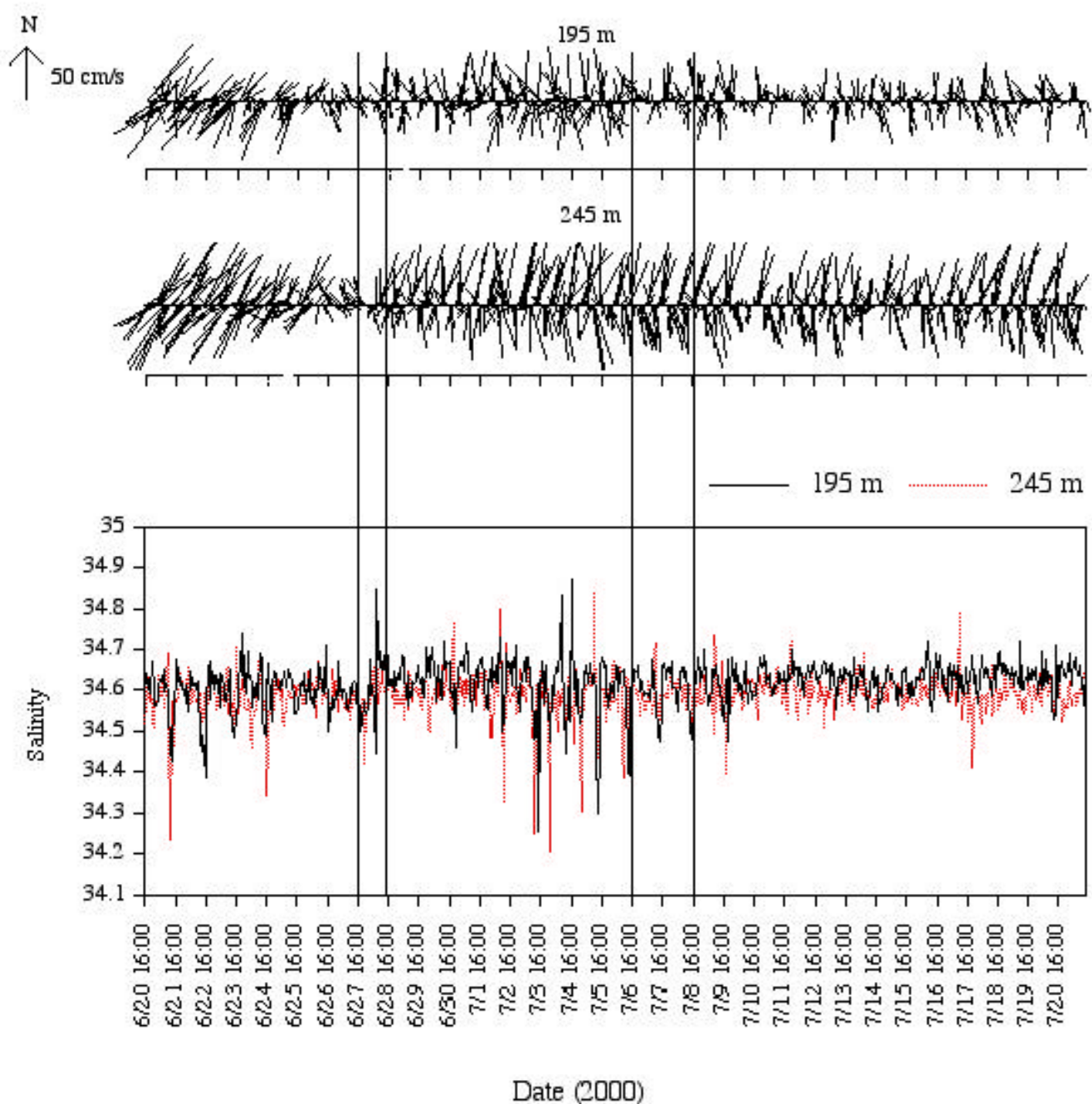


圖4-6、峽谷鹽度及流場時序觀測



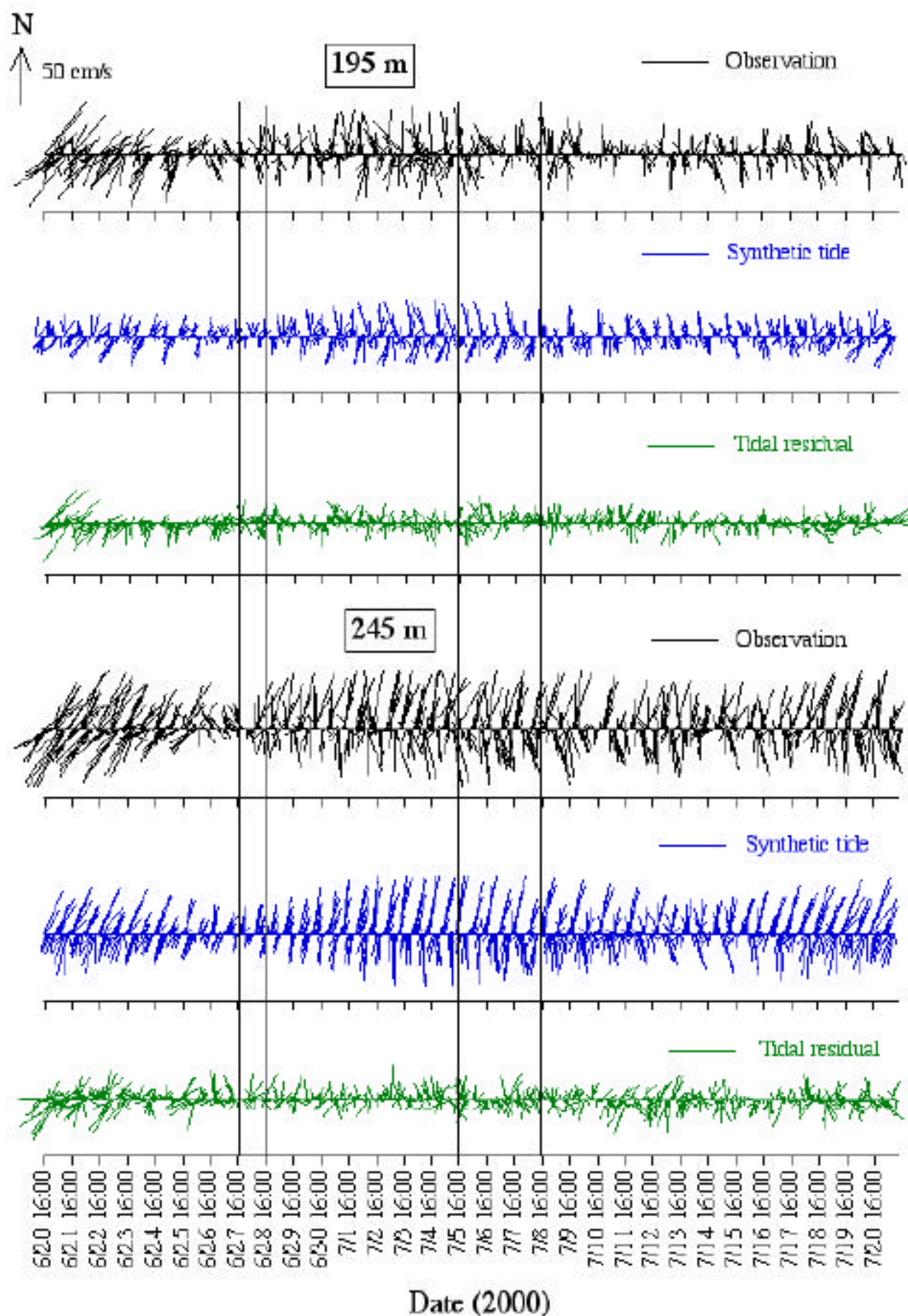


圖4-7、峽谷流場時序分析

表六、高屏峽谷溫度時序觀測潮汐分析結果

高屏峽谷溫度時序觀測(6/20/00 7/21/00)								
	195 m		245 m		280 m		285 m	
	A	G	A	G	A	G	A	G
M <sub>2</sub>	1.955	321.41	1.570	325.70	1.153	35.24	1.028	337.83
S <sub>2</sub>	0.541	271.06	0.601	284.15	0.552	12.77	0.489	316.14
K <sub>1</sub>	0.441	157.17	0.193	138.21	0.195	147.23	0.213	111.99
O <sub>1</sub>	0.119	55.55	0.173	357.04	0.202	3.49	0.176	332.40
N <sub>f</sub>	0.224		0.169		0.233		0.256	
ER	71.2		71.8		60.2		58.9	

表七、峽谷內流場潮流分析結果

高屏峽谷流場時序觀測(6/20/00 7/21/00)									
上層(195 m)					下層(245 m)				
潮種	Major (cm/s)	Minor (cm/s)	INC (°)	相位 (G)	潮種	Major (cm/s)	Minor (cm/s)	INC (°)	相位 (G)
M <sub>2</sub>	13.927	-0.556	80.3	26.0	M <sub>2</sub>	27.454	2.970	78.6	25.5
S <sub>2</sub>	3.798	-2.519	65.6	103.3	S <sub>2</sub>	9.658	-0.796	72.6	100.0
K <sub>1</sub>	3.298	0.032	79.9	143.2	K <sub>1</sub>	2.273	-0.202	103.7	85.8
O <sub>1</sub>	1.612	-0.308	39.4	359.4	O <sub>1</sub>	3.329	-0.895	88.4	197.6

#### 4-2-2、懸浮沉積物粒徑觀測

峽谷懸浮沉積物的觀測分為兩個部份，一是使用現場雷射粒徑分析儀(LISST-100)觀測的32個粒徑即時變化，另一個是由沉積物收集器(Sediment Trap)收集水體中的沉降顆粒，由鐘玉嘉老師實驗室處理分析，樣本處理時分成四種粒徑群組。圖4-8為LISST-100及SP-2100所觀測的資料與沉積物收集器的粒徑分析結果，由圖中峽谷底層(285m)的懸浮顆粒濃度有著逐漸增加的趨勢，發生時間

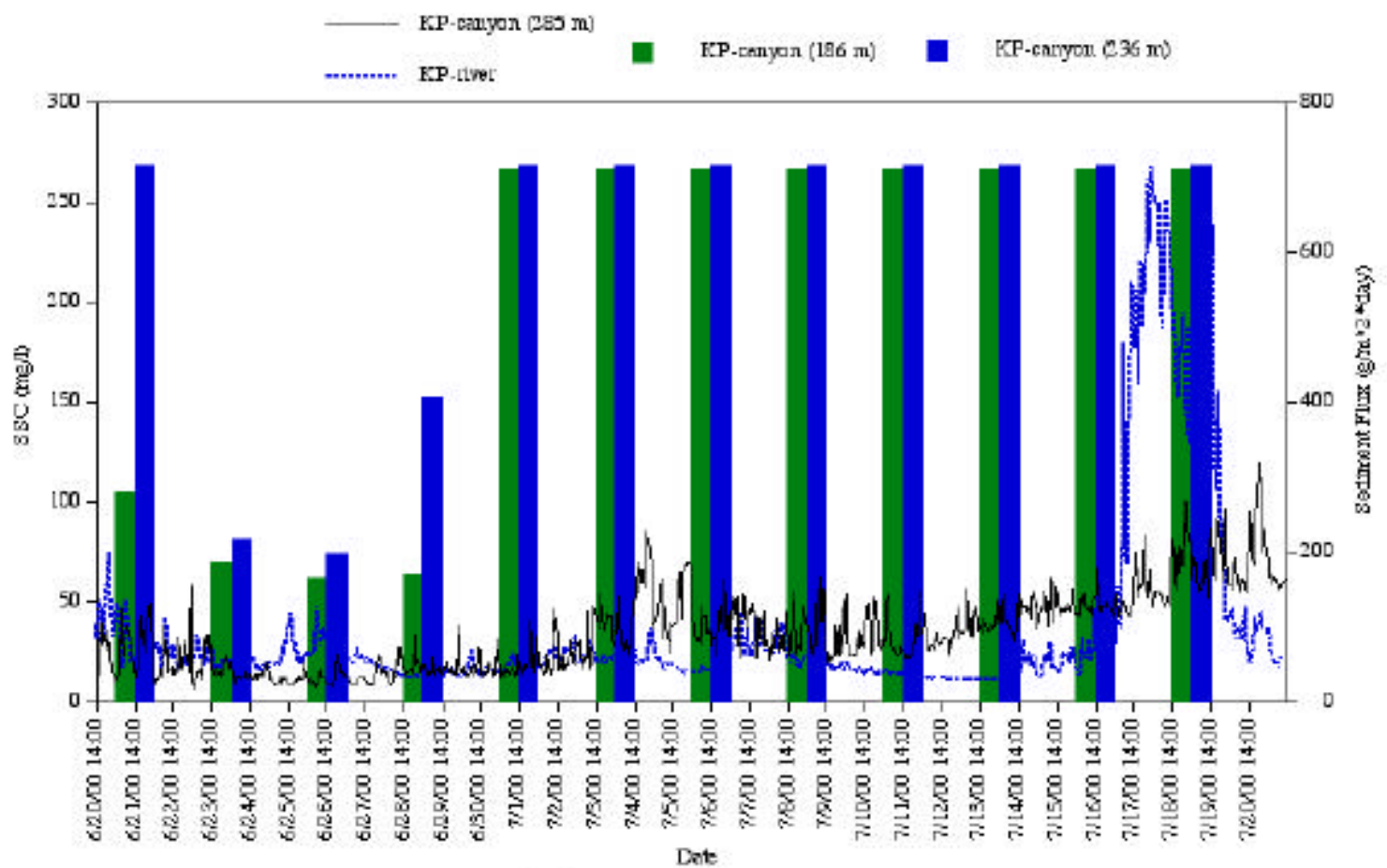


圖4-6、高屏溪口與峽谷懸浮顆粒觀測結果

在 6/2 左右，高屏溪的 SSC 觀測則是在 7/17~20 有著異常高值，可能與區域性降雨有關，由兩者的變化趨勢來看，可以發現高屏溪的輸出與峽谷底層(285 m)的濃度變化並無一致的關係性，但在 7/4~5 間都出現濃度的突然增加，此時正值啟德颱風出現，顯然都是受到氣候變化的影響，而沉積收集器所得到的資料則顯示峽谷下層(236m)的沉積通量比上層(186m)高，最高則超過  $700 \text{ g/m}^2 \cdot \text{day}$ ，最低則是 6/25~27 的  $166.01 \text{ g/m}^2 \cdot \text{day}$ ，可以發現當下層(236m)的沉積通量增加時，底層(285m)觀測到的懸浮顆粒濃度也隨之往上遞增，而上層(186m)則延遲了 2~3 天才出現極值，由此可知下層(236m)所收集到的沉積物有不同於上層(186m)的來源，推測應與底層(285m)所觀測到的 SSC 為同一來源，另一方面，七月份開始的持續高通量值顯示沉積物來源有增加的情形，同樣的現象也出現在底層濃度觀測結果，但在高屏溪口的觀測則沒有看到相對應的 SSC 濃度增加，顯然收集到的懸浮沉積顆粒其來源並非來自高屏溪的輸出，可能有近岸陸棚的再懸浮顆粒或是來自外海向峽谷內的傳輸等其他來源。

同時，根據 Wentworth scale 的尺度，將所觀測的顆徑資料分成四種粒徑群：Clay (1.36 ~ 3.67 $\mu\text{m}$ )、Very Fine to Medium Silt (VFM Silt, 4.33 ~ 26.74 $\mu\text{m}$ )、Coarse Silt (31.56 ~ 61.20  $\mu\text{m}$ ) 和 Sand (72.22 ~ 230.14 $\mu\text{m}$ )，來比較不同的粒徑間濃度變化情形，根據劉(1999)對峽谷沉積顆粒的調查指出，峽谷底部沉積物主要以粗粉砂與泥質沉積物(0.4~6.3 $\mu\text{m}$ )為主，圖 4-9 顯示峽谷底層(285m)所觀測到的懸浮顆粒體積濃度四種粒徑群的變化，其中以 Sand 的濃度最高，其次為 Silt，最小為 Clay，在 Sand 的連續粒徑濃度變化中有遞增的趨勢，而其餘粒徑群則無此一現象，但在 7/3 ~ 7/6 時都會出現異常峰值，另一方面，從體積濃度的日變化情形來看，顯示懸浮顆粒濃度變化有潮汐的訊號隱含其中。由於 LISST-100 所得到的粒徑分佈與體積有關，使得粒徑愈大的顆粒所測得的濃度值偏高，為了避免因顆粒粒徑不同而產生判斷上的誤差，因此根據公式(1)，將 LISST-100 觀測到的體積濃度值除以其粒徑體積，換算成粒徑個數，再除以總粒徑個數，便得到粒徑個數百分比，同樣的，從 Sediment Trap 樣本所分析出的粒徑分佈也轉換成重量百分比變化，



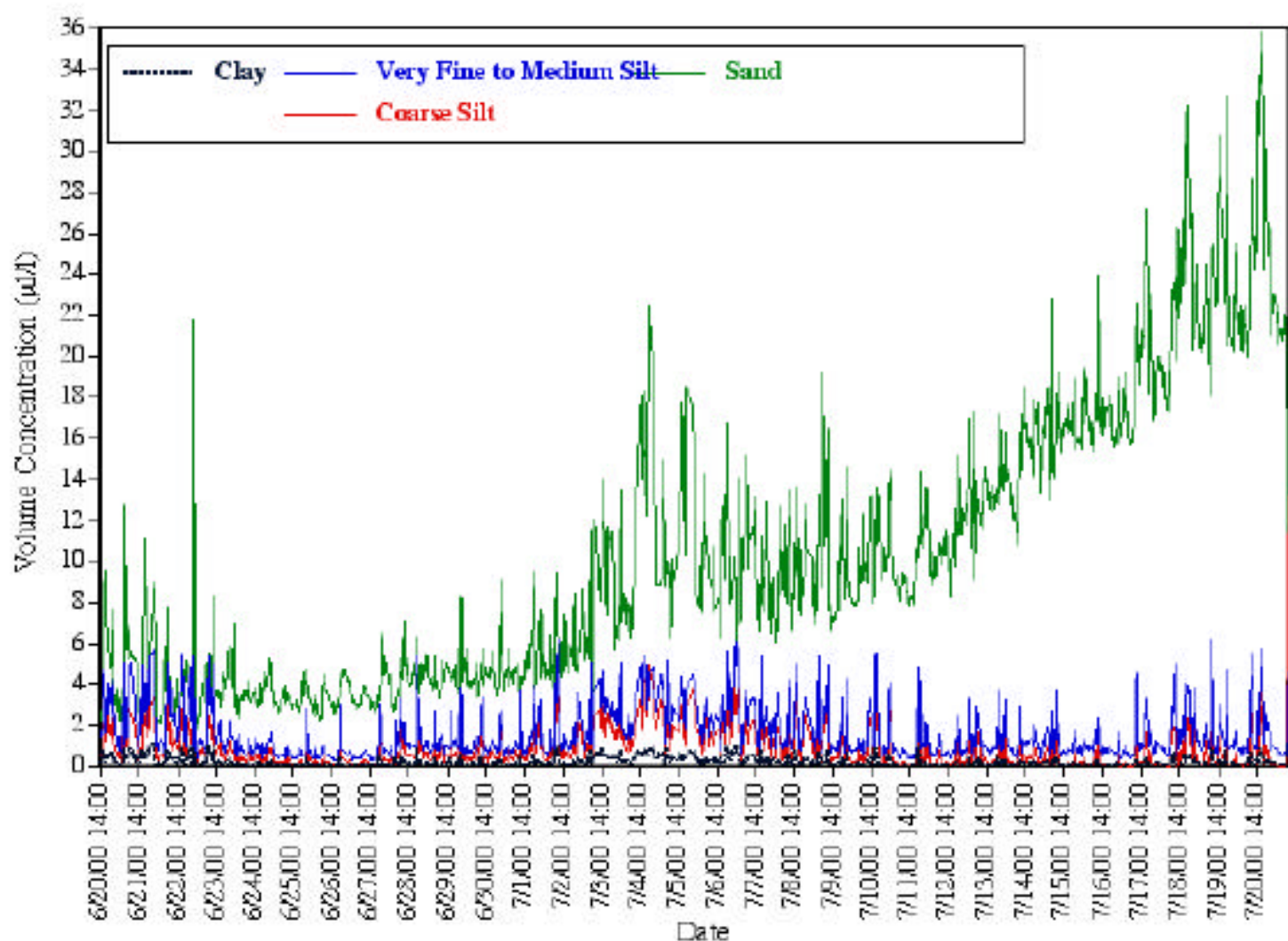


圖4-9、四種粒徑群即時體積濃度變化(Wentworth scale)

Clay:  $1.36 \sim 3.67 \mu\text{m}$ , Very Fine to Medium Silt:  $4.33 \sim 26.74 \mu\text{m}$

Coarse silt:  $31.56 \sim 61.20 \mu\text{m}$ , Sand:  $72.22 \sim 230.14 \mu\text{m}$

結果如圖 4-10 所示,由圖中可以發現 Clay、VFM Silt 和 Coarse Silt 佔了底層(285m) 觀測懸浮顆粒含量的 90%以上,與前人(劉,1999)在峽谷底部沉積物觀測結果相同,另一方面,由沉積物收集器所分析出的顆粒粒徑變化顯示,Clay 與 VFM Silt 的變化是一致的,而 Coarse Silt 則與兩者變化相反,從重量百分比的變化顯示,下層(236m)的 Clay 與 VFM Silt 含量比上層(186m)高,到了 7/13 以後才使兩者關係相反過來,從連續變化趨勢來看,下層(236m)Coarse Silt 和 Sand 的含量逐漸增加,使得 Clay 與 VFM Silt 的比例變小,而上層(186m)則在 7/4~7 之間出現 Sand 的高值,根據劉(1999)的研究指出,在峽谷轉折處的沉積物粒徑,以粗粉砂 (31 63 $\mu$ m)、細粉砂(4 31 $\mu$ m)和黏土(<4 $\mu$ m)為主,而峽谷兩側陸棚則以中砂(250 420 $\mu$ m)、細砂(125 210 $\mu$ m)為主,由此可知,有一以 Clay、VFM Silt 和 Coarse Silt 為主的中層懸浮層(195 m),提供在 186~236m 所收集到的懸浮沉積物,同時在某些情況下會出現為陸棚的再懸浮顆粒所提供 Sand 的的懸浮顆粒。

### 第三節、峽谷水文環境

高屏峽谷的水文環境在地形的限制下,溫鹽分佈主要呈層化結構,由於與高屏溪口直接銜接,使得來自高屏溪的沖淡水在峽谷頭部產生混合,另一方面在近岸陸棚有時會出現因內波作用而導致的低溫現象,指出峽谷不定時會受到深層海水的湧入;圖 4-11 是八個航次所觀測的溫鹽變化,其海水特性可分為幾個部分描述:在豐水季所帶來的豐沛雨量,出現高屏溪高流量輸出(圖 2-2),大量的沖淡水(<31 psu)訊號分別出現在 7/99、8/99 與 6/00 的溫鹽圖(圖 4-11b、c、g)中,而在枯水季(圖 4-11d、e、f),則沖淡水的訊號消失,顯示高屏溪輸出對峽谷內水體的有著季節性影響,同時,在 6/99 與 6/00(圖 4-11a、g)的溫鹽圖中,也觀測到可能來自峽谷外的高鹽(>34.5 psu)低溫(<10 $^{\circ}$ )海水,另一方面,在橫切峽谷剖面,陸棚水(圖 4-11j、k)相較於峽谷水(圖 4-11i)是較為高溫和低鹽,而在離峽谷頭部 6 7 公里處(圖 4-8h),仍可觀測到低鹽(<31 psu)的沖淡水訊號,顯示高屏溪沖淡

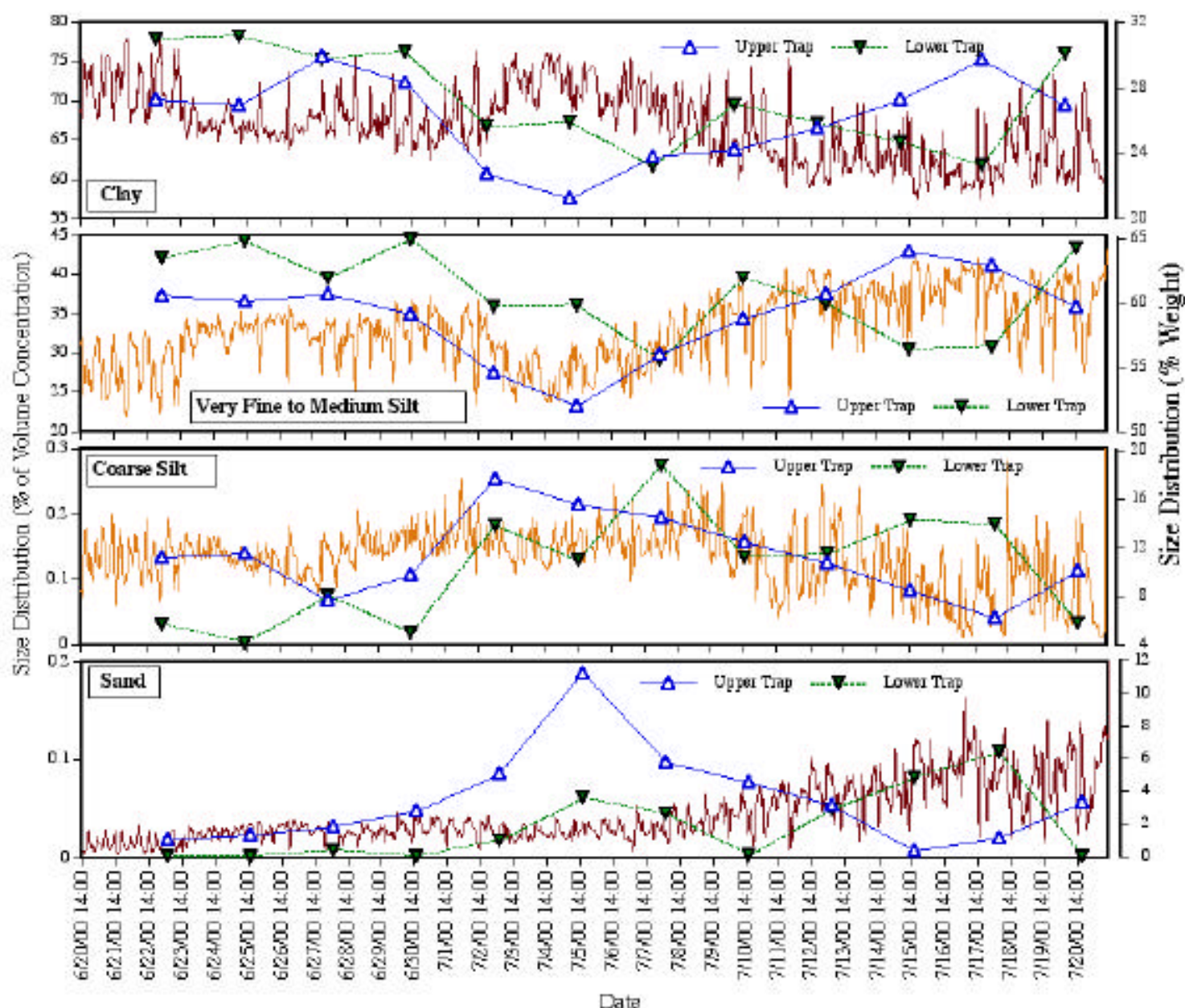


圖 4-10、Sediment Trap 與 LISST-100  
四種顆粒粒徑百分比變化

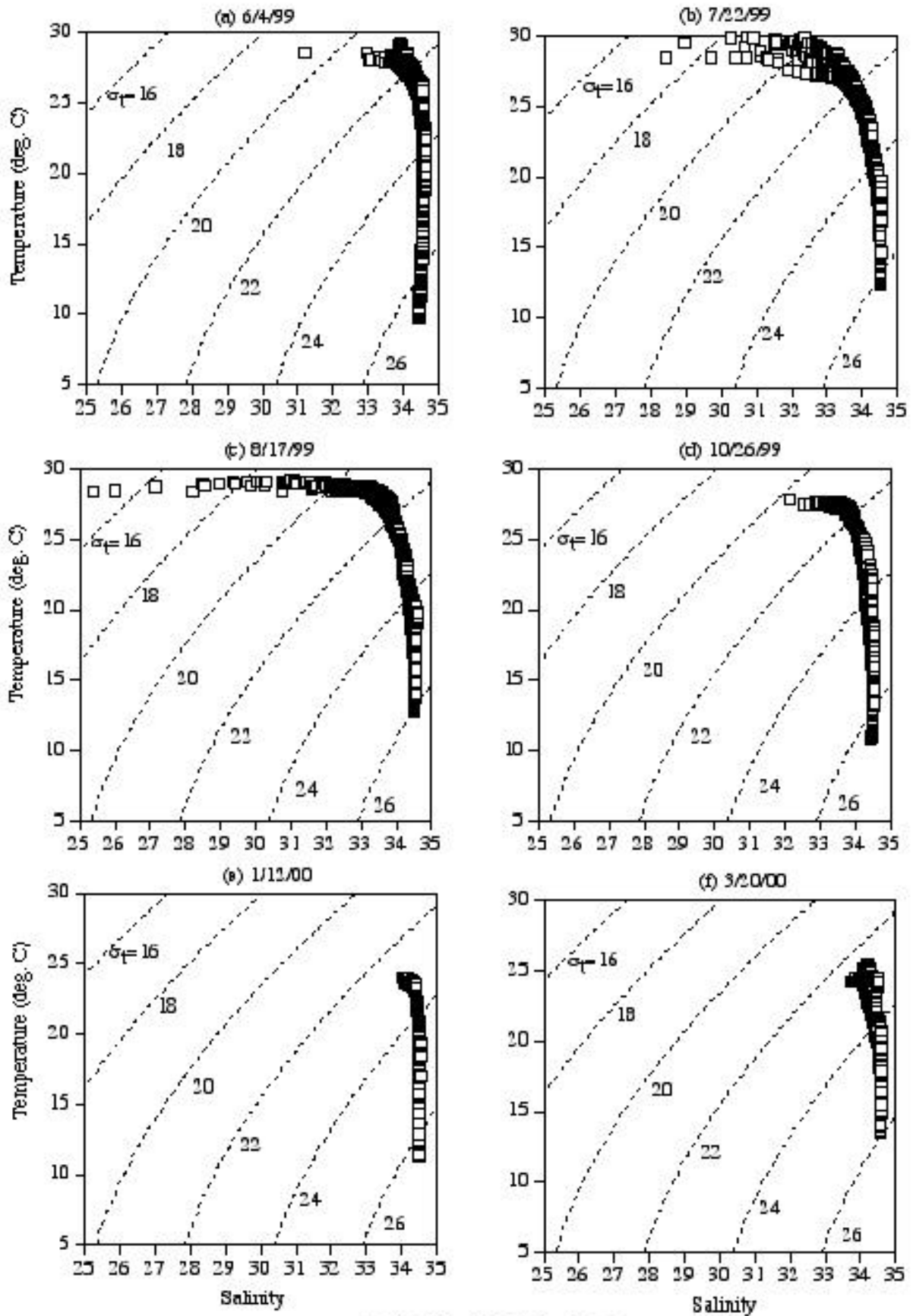


圖4-11、T-S分佈圖  
6/99~3/00

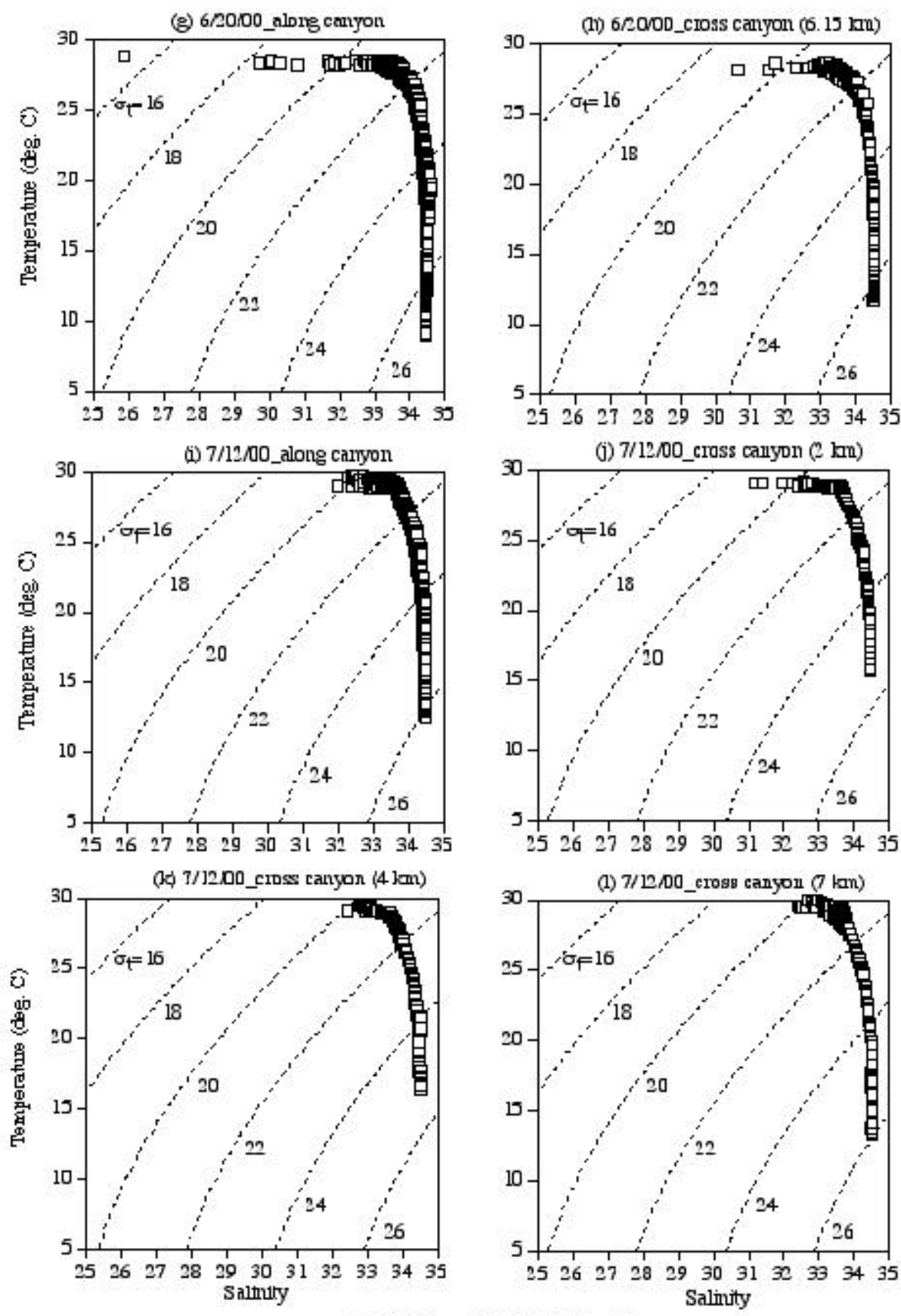


圖4-11、T-S分佈(續)  
6/00~7/00



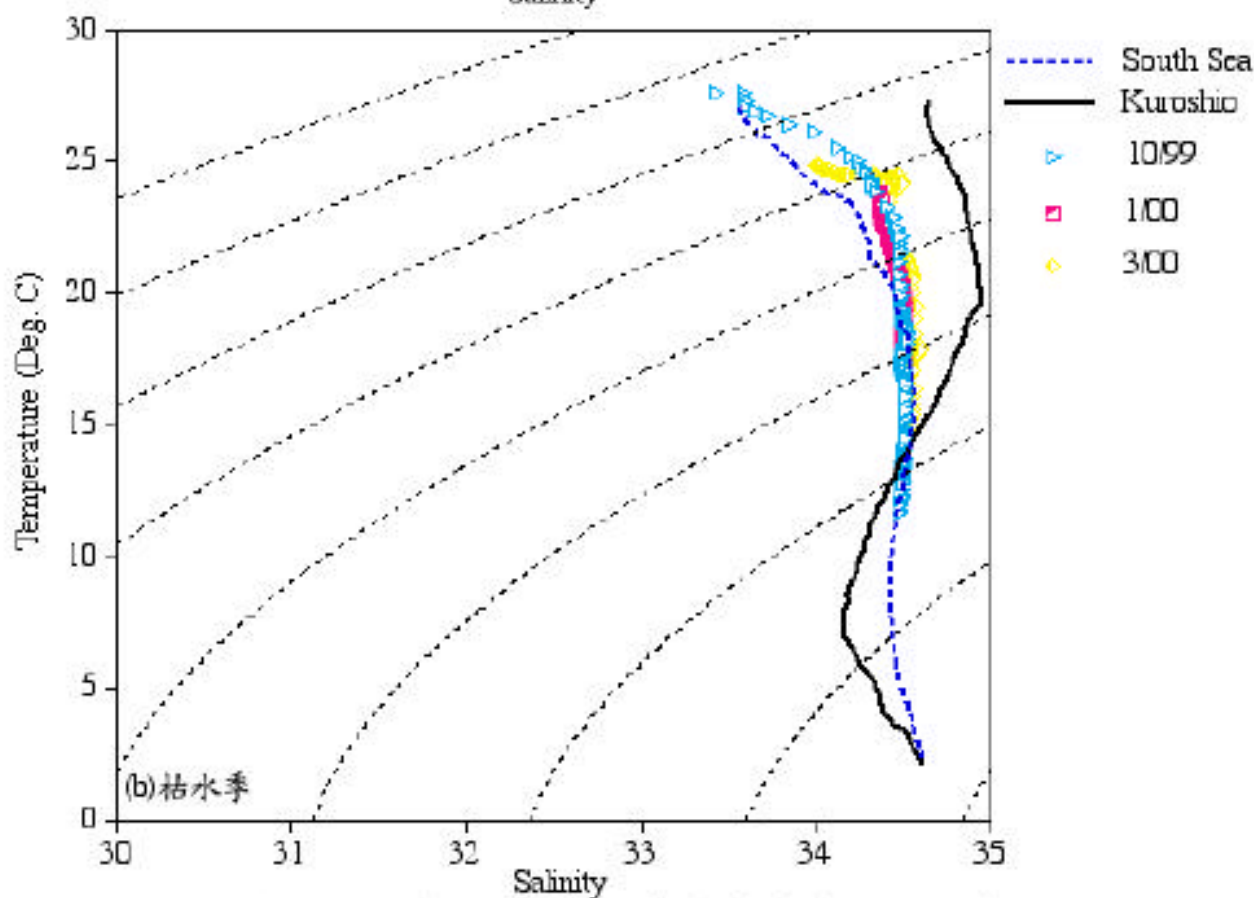
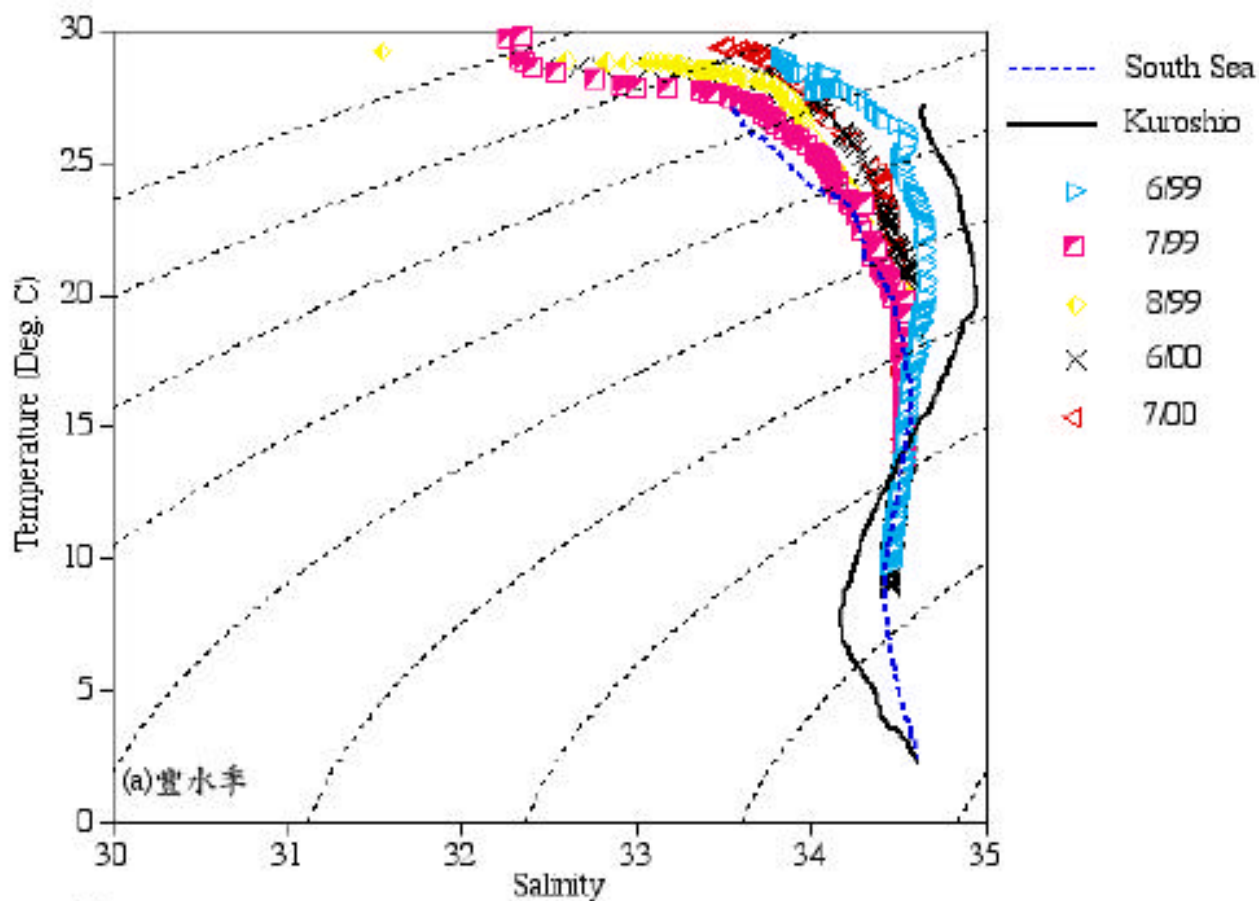


圖4-12、測站J溫鹽分佈圖與南海水及黑潮水

水的影響範圍可能至峽谷縱長(10 km)的一半以上；到了枯水季(圖 4-11d、e、f)，各月份峽谷內溫鹽觀測結果的分佈集中，顯示水體混合良好，從秋初(10/99)到冬末(3/00)，峽谷水低溫訊號逐漸消退( $>10^{\circ}$ )，根據 1997 年吳等的調查，在春、秋兩季觀測到黑潮水曾入侵高屏海底峽谷，與我們觀測(10/99-3/00)的時間相近，顯示峽谷水低溫訊號消退可能受到黑潮高溫高鹽水的影響。

#### 4-3-1、流場

高屏海底峽谷呈東北-西南走向，所以北向流為順上峽谷的流場，南向流則為順下峽谷的流場，根據海研三號上所收集的 ADCP 流場資料，繪製成沿峽谷走向的瞬間流場(圖 4-13)，從圖中，峽谷垂直流場分佈延著某些界面形成上下不同流向，底層流向受地形限制與峽谷走向一致，為東北-西南及西北-東南的流向為主，表層流向則較多變化，但仍以南-北流向為主；根據 2000 年 6~7 月於峽谷下層(245m)觀測所得的潮流資料，預報出時空剖面觀測期間的潮流狀態(圖 3-3)，在 1999 年六、八、十月及 2000 年三、六月為北向潮流場，1999 年七月與 2000 年 1 月和 7 月則是以南向潮流場為主，在豐水季，六月的底層潮流(圖 4-13a)為南轉北向的流場，與後報潮流場(圖 3-3a)的西南轉東北向流，兩者的觀測結果相同，同樣的，七月(圖 4-13b)與八月(圖 4-13c)份的流場分別為南向流與北轉南向流，與後報潮流場(圖 3-3b、c)變化亦相當一致，顯示豐水季峽谷的底層流受潮流變化所主導；在枯水季，十月與一月份的後報潮流為東北流向及西南轉東北流向，觀測流場(圖 4-13d、e)分別為東北向及南轉北向的流場，看來是一致的，但三月份流場(圖 4-13f)為西南轉東北流向，後報潮流場(圖 3-3f)為東北向流，兩者之間約有  $90^{\circ}$  的相位差。

根據近岸水位潮汐變位(圖 4-13 小圖)的結果與圖 3-3 的後報潮流場相對照，6/99、8/99 與 10/99 為近岸水位退潮時段，底層潮流場則以北向流(逆上峽谷)為主，而 7/99、6/00 及 7/00 為漲潮時段，此時底層潮流場以南向流(順下峽谷)為

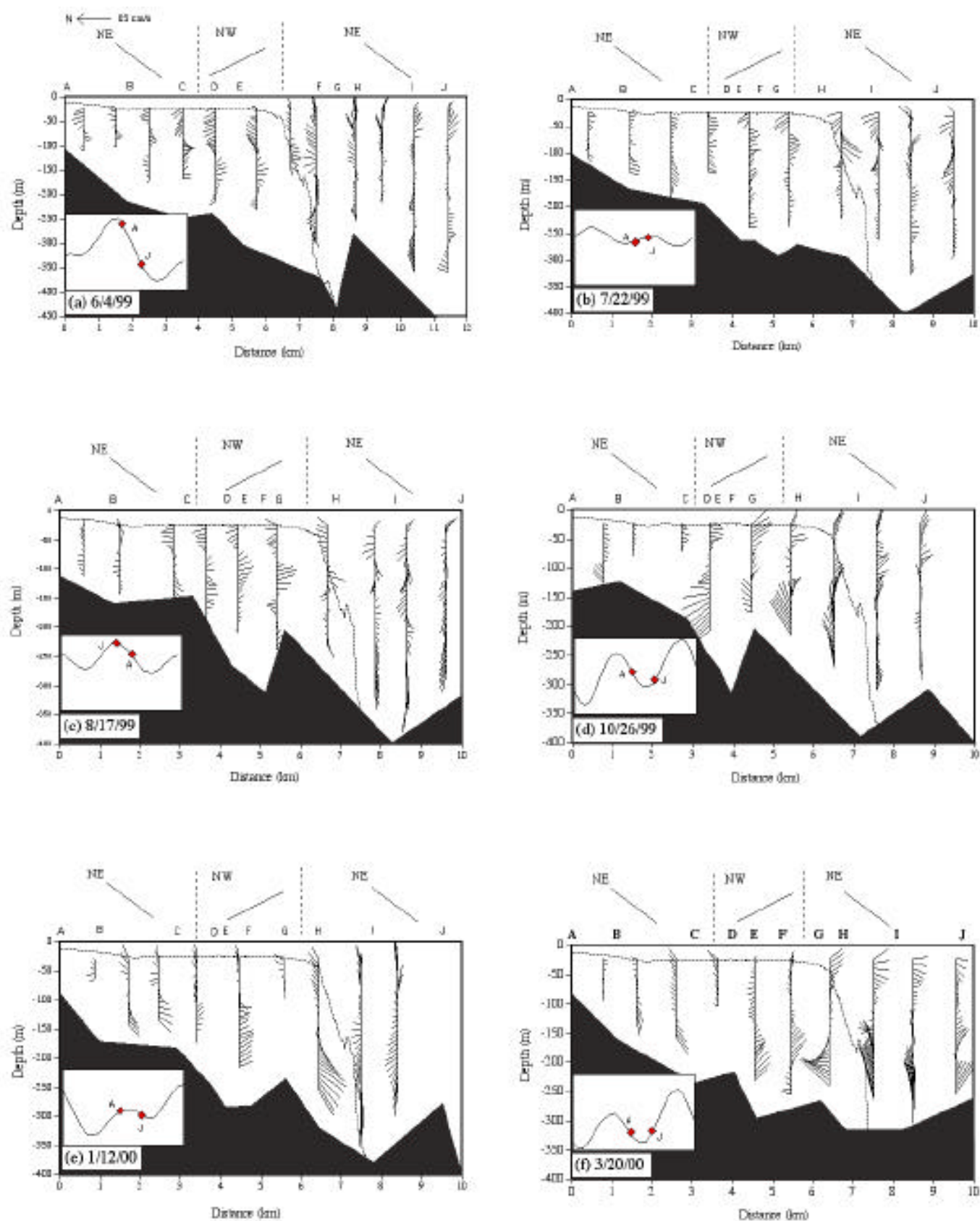


圖4-13、觀測流場

圖中A-J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸地地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，小圖為近岸潮沙水位。



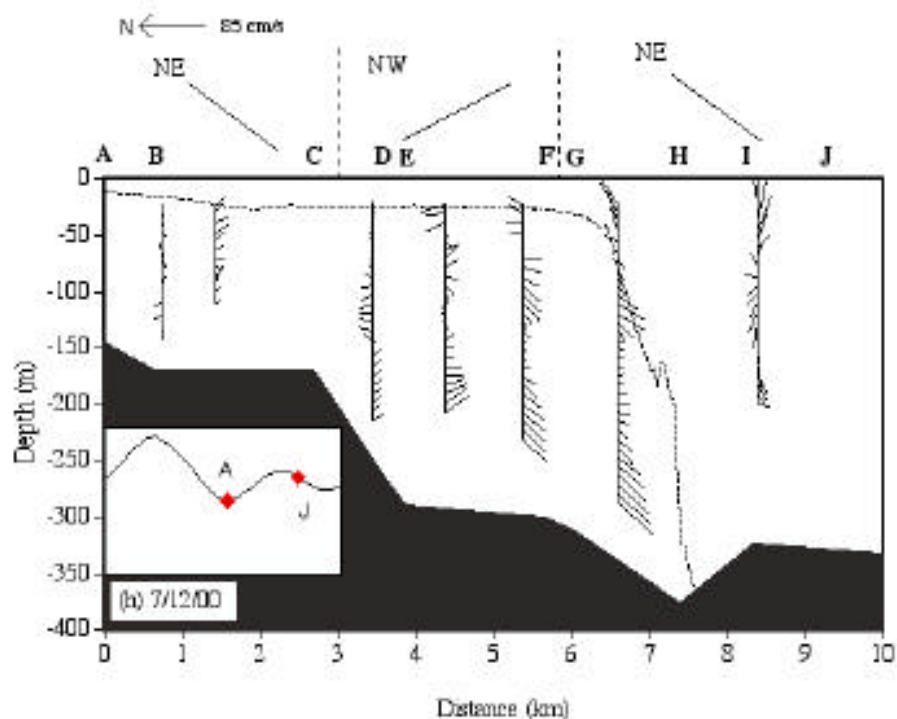
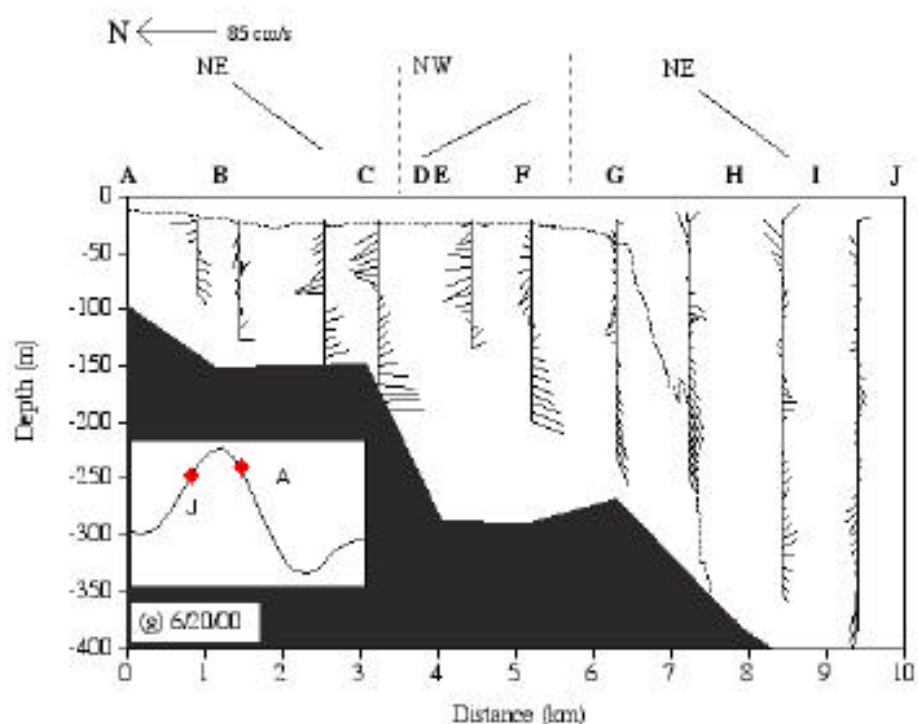


圖4-13、觀測流場(續)

圖中A-J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，小圖為近岸潮汐水位。

主，而 1/00 與 3/00 都處於漲退潮轉換時段，其底層潮流場則分別為南向流與北向流，與之前張(2000)所作之觀測相同，但與瞬間觀測流場作比較，我們發現 8/99 的底層流場以南向流為主，顯示八月份時有大於潮流場的作用力存在。

#### 4-3-2、溫度場

時空溫度場剖面觀測(圖 4-14)展現出峽谷內部層化結構的分佈，在豐水季時，等溫線的分佈平行於峽谷，溫度的時空變化不大，雖有潮汐的訊號呈現在溫度變化上，但看起來是受到限制的，圖 4-14 左下角的小圖表示在水深 245m 的後報溫度潮汐變化，所以觀測期間 7/99、8/99、1/00、6/00 和 7/00 為漲潮時段，而 6/99、10/99 和 3/00 為退潮時段，另一方面在 6/99 (圖 4-14a)與 7/99 (圖 4-14b)時，於峽谷底層觀測到溫度反轉，位置大概距峽谷頭部 3 公里或 5 公里處，深度約 250m，測站編號分別為 C 與 F，由後報潮汐溫度變化，由小圖的溫度潮汐場可知此現象都發生在漲潮時間，另外在豐水季的峽谷橫剖面觀測結果，6/00(圖 4-14h)與 7/00(圖 4-14j、k、l)在峽谷中間水深 100m 以上呈現等溫線的隆起，顯然此處出現湧升流的現象，另外從溫度分佈顯示七、八月份的峽谷水溫略高於六月份所觀測的結果，若以等溫線 24 作為內波所引起的近岸低溫水團指標(王胄, 1996)，發現 7/99、6/00 與 7/00 的 24 等溫線分佈在水深 50m 左右，而 6/99 與 8/99 則分佈在 100m 以下，顯然在六、七月時可能發生低溫海水溢出高屏峽谷，另外從 6/00 與 7/00 峽谷的橫剖面，發現峽谷中間有類似湧升的現象，和王胄老師所提出的低溫海水漫出峽谷的機制一致。

枯水季的觀測結果顯示，峽谷內溫度場的變化明顯的反應出潮汐的訊號，1/00(圖 4-14e)甚至出現等溫線向峽谷外傾斜分佈，此時後報潮汐場為漲潮時段，與觀測結果相符，而 10/99(圖 4-14d)與 3/00(4-14f)同樣是屬於退潮時段，但 3/00 潮汐作用的影響比較顯著，時空觀測溫度分佈顯示 1/00 與 3/00 的溫度混合情形比豐水季佳，其層化作用相對也較弱。

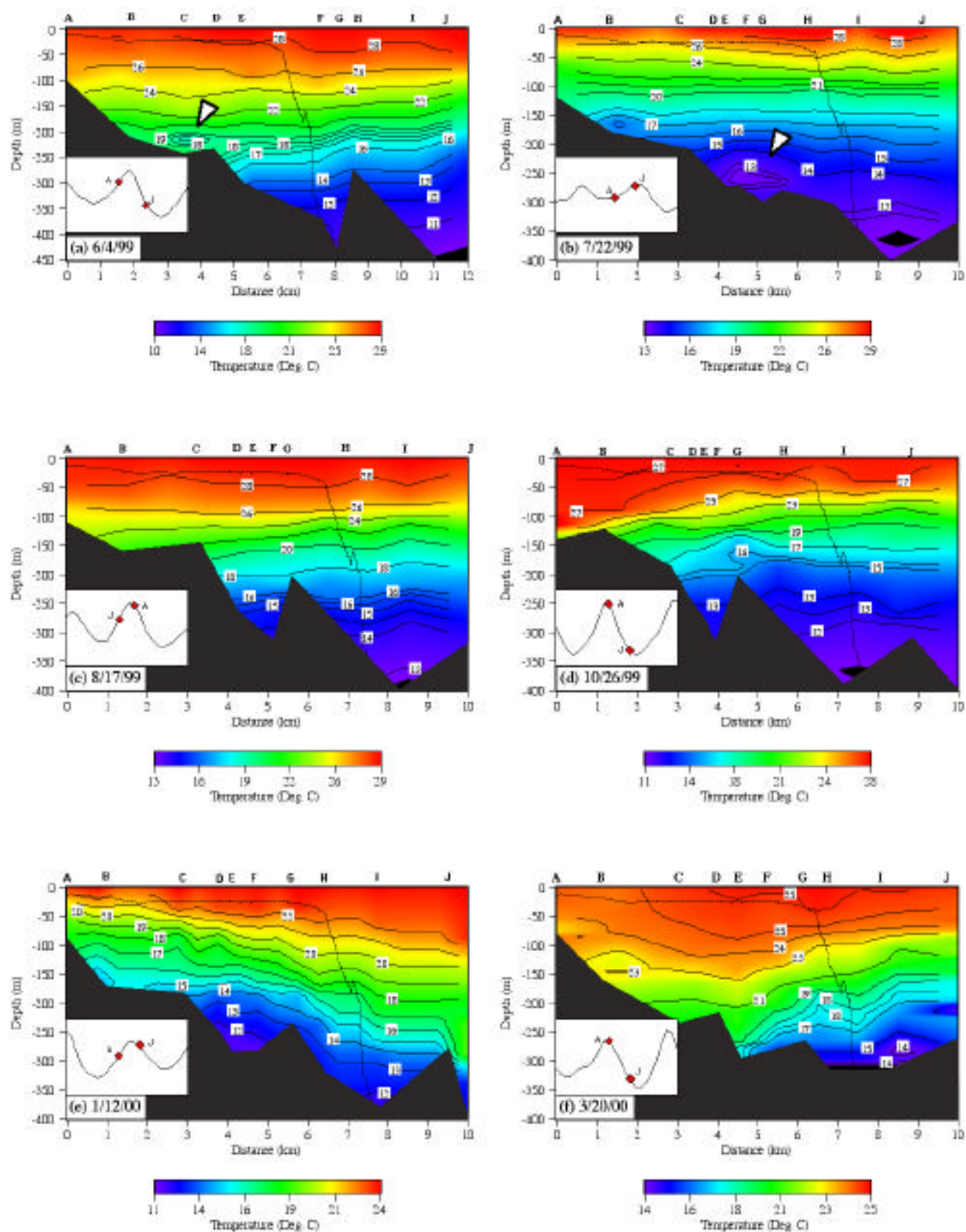


圖4-14、溫度

圖中A~J為各航次10個觀測位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m後視溫度潮沙場。

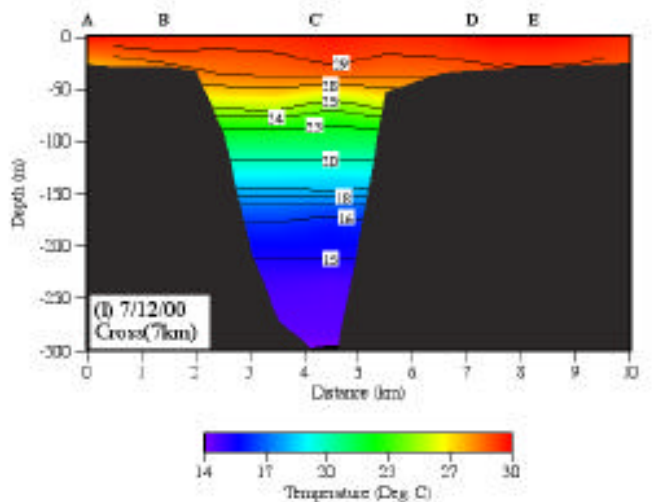
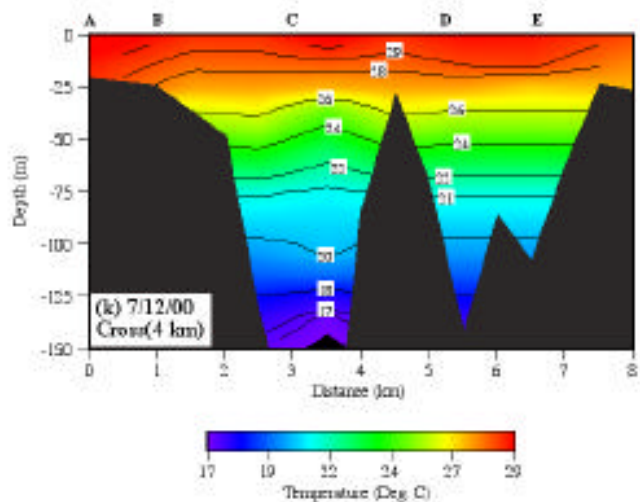
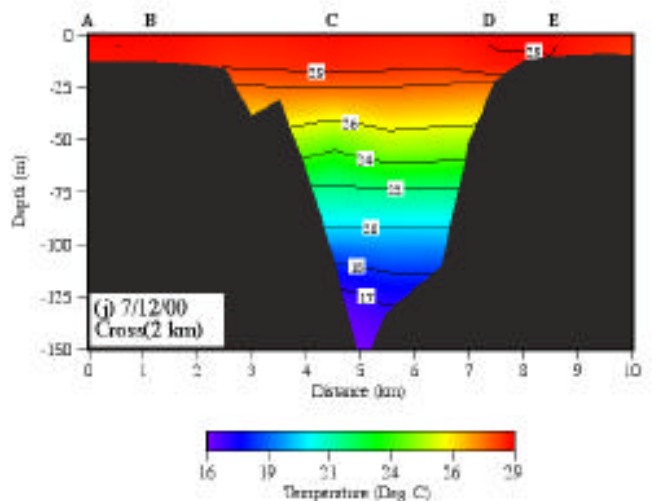
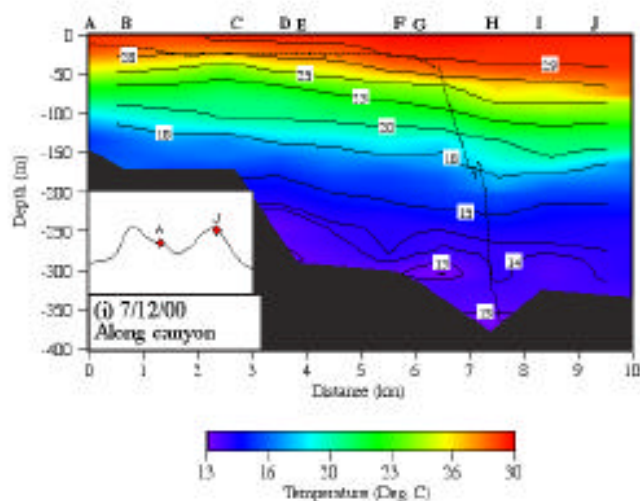
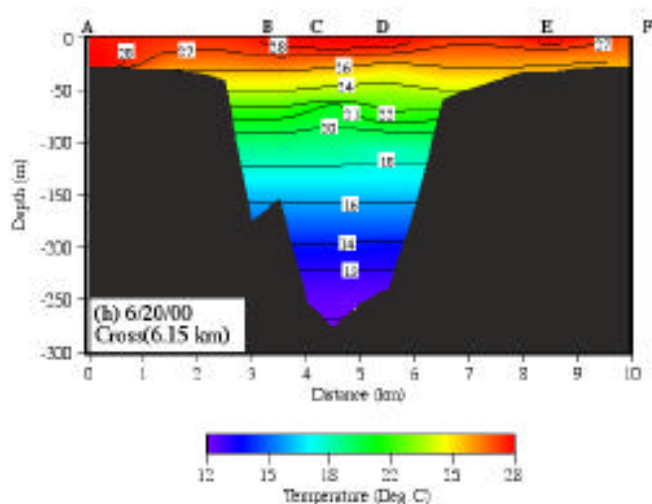
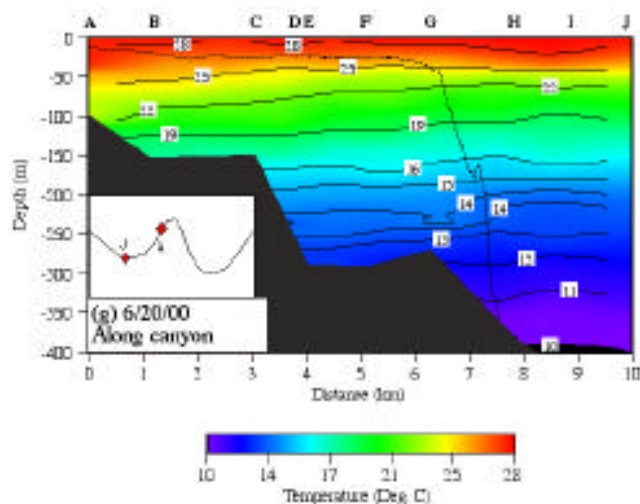


圖4-14、溫度(續)

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m後報溫度潮沙場。

在 6/00 時於儀器佈放串列附近進行一個  $M_2$  潮汐週期的觀測，圖 4-15 為溫度場潮汐週期的變化情形，可以發現在深度 100~250m 之間，溫度的潮汐作用明顯，而底層(>250m)則是呈現混合良好的低溫海水，由圖中可以發現當出現北向流場時，同時在深於 250m 處會觀測到低溫海水湧入峽谷，南向流時則溫度逐漸回升，水溫變化與潮流變化有一約  $90^\circ$  的相位差，當流場流速接近於零時，水溫的潮汐變化剛好是最高或最低溫，由此可知流場領先溫度場  $90^\circ$ ，約 3 小時。

### 4-3-3、鹽度場

透過鹽度的時空分佈狀態來探討自高屏溪的沖淡水與大洋深層海水在峽谷的作用情況，圖 4-16 展示了 8 個航次所觀測的峽谷鹽度時空分佈，一如溫度場所觀測的結果相似，鹽度場的分佈狀也展現出層化結構，而潮汐的影響並沒有有溫度場的變化明顯。豐水季時在 7/99、8/99 與 6/00 的鹽度最低值在 30~31 左右，其時空變化分佈(圖 4-16b、c、g)顯示出現在峽谷頭部表層，與高屏溪觀測到的高輸出(圖 2-2)發生的時間是一致的，應為高屏溪沖淡水的訊號，可以發現高屏溪沖淡水的範圍約離峽谷頭部 1 公里左右，而 8/99 時(圖 4-16c)因高屏溪流量出現遠大於十年平均的異常峰值，沖淡水的訊號可到達 4~5 公里處，另一方面，峽谷內常常觀測到鹽度值 34.50 的深層高鹽海水入侵峽谷，6/99 與 6/00 在中層(150 200 m)觀測到異常高鹽水(>34.50 psu)入侵，而 7/99 與 7/00 此高鹽水分佈範圍出現在 200 m 以下，顯示在夏初(6、7 月)時有高鹽的海水在峽谷深層進出，而峽谷橫切剖面的觀測，在 6/00 與 7/00 時(圖 4-16h、j、k、l)峽谷中層與溫度場一樣出現等鹽度面的隆起，顯然是湧升流場所帶來的底部高鹽水；枯水季的鹽度時空分佈(圖 4-16d、e、f)與溫度場一樣受潮汐的影響而變化，尤其在 3/00 的退潮時段觀測，潮汐的振盪範圍可達 100m，而同樣的，鹽度值 34.50 的深層高鹽海水在枯水季出現在深度 200m 左右，從圖 3-16e 與圖 3-16f 可以發現漲潮時高鹽水湧入峽谷內，退潮時則退出峽谷。



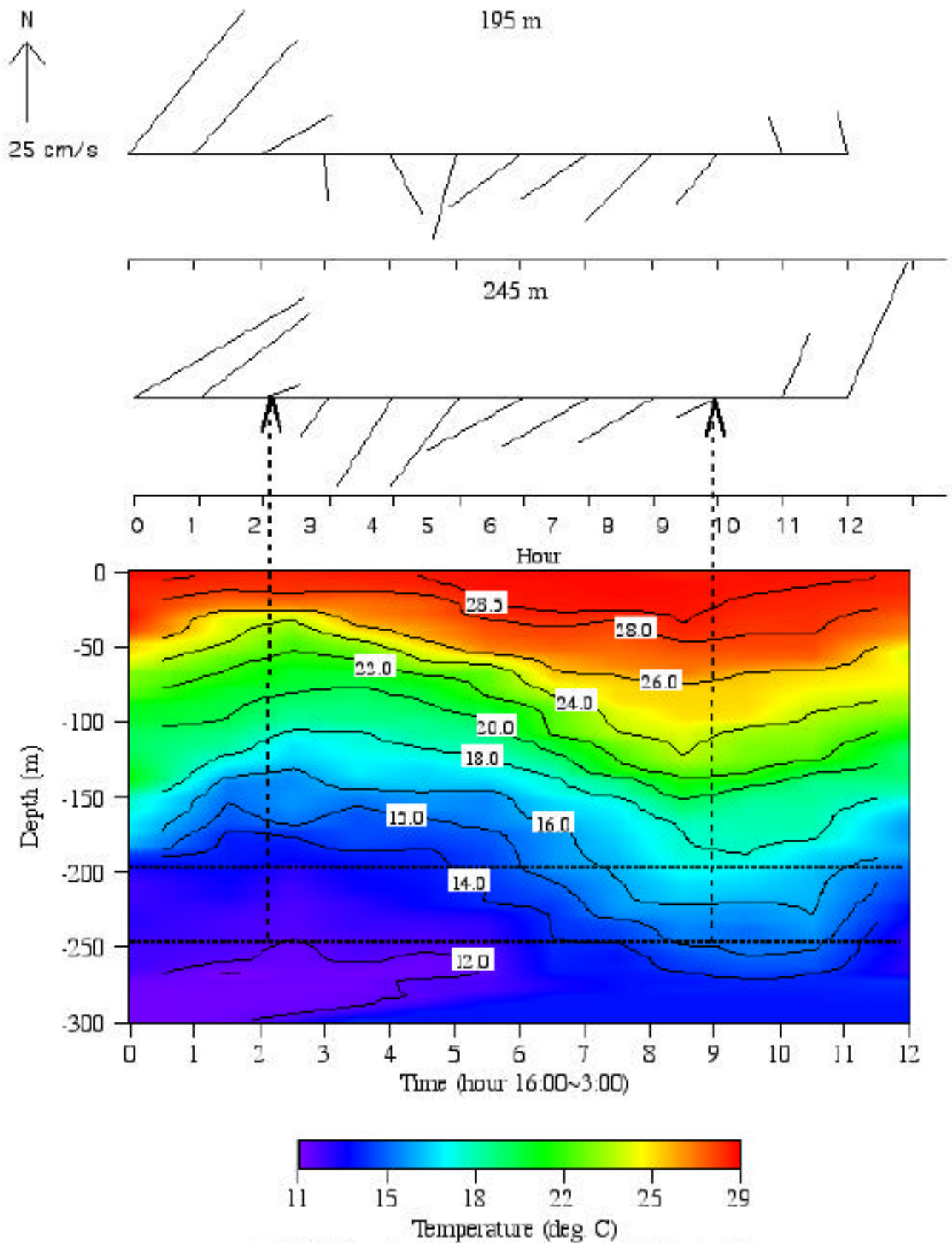


圖4-15、連續12小時溫度剖面與潮流

黑色虛線表示流速儀觀測位置，上圖所示分別為195 m及245 m的潮流棍棒圖，箭頭所指處為流速最小時。

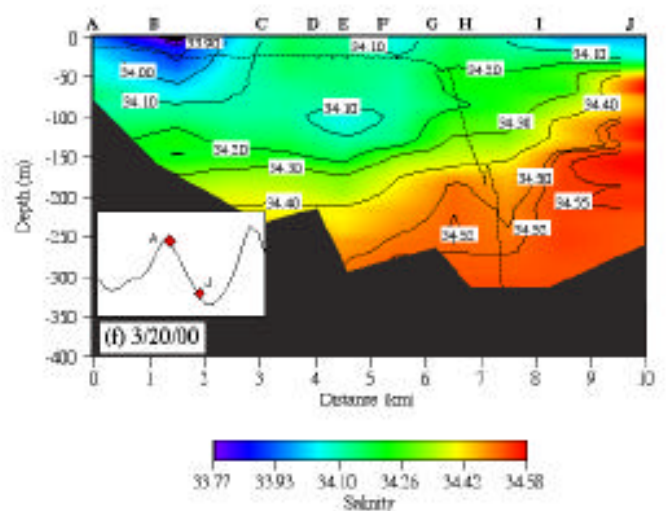
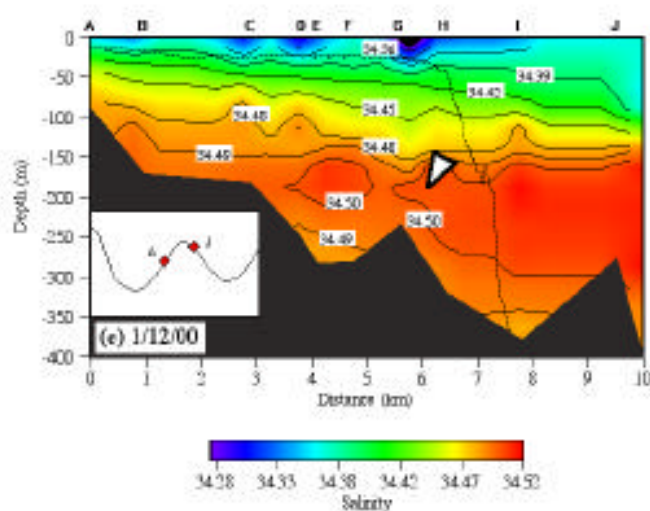
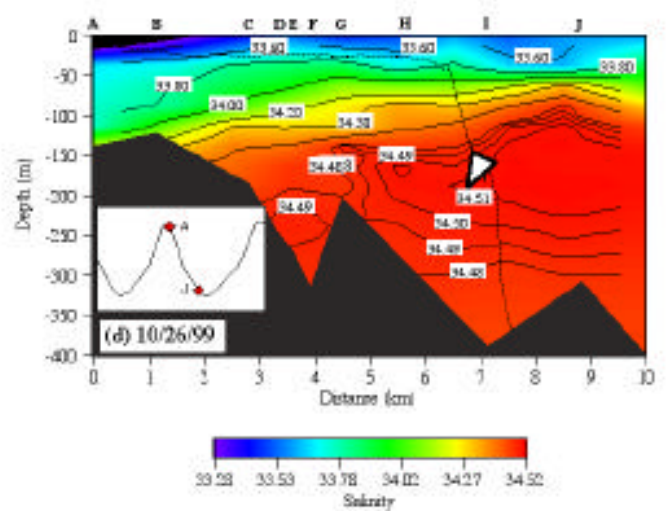
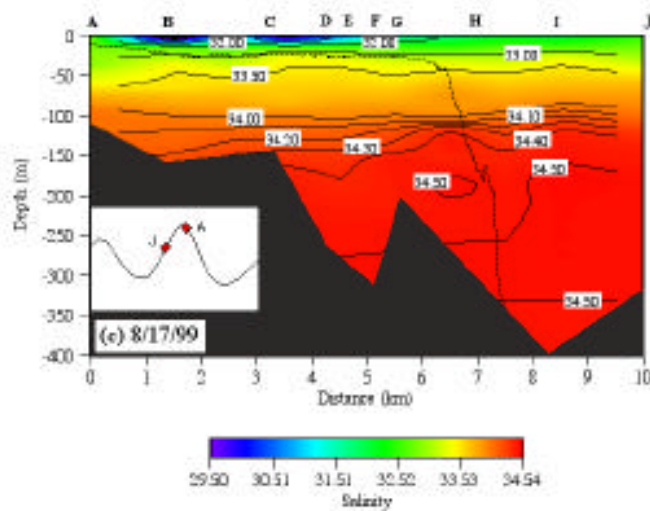
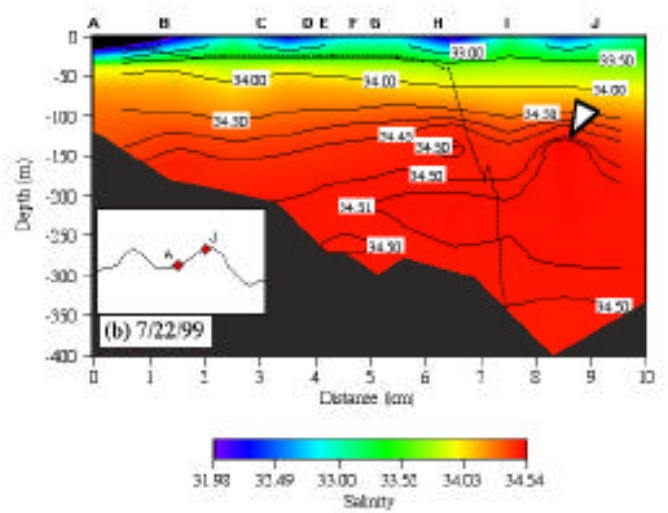
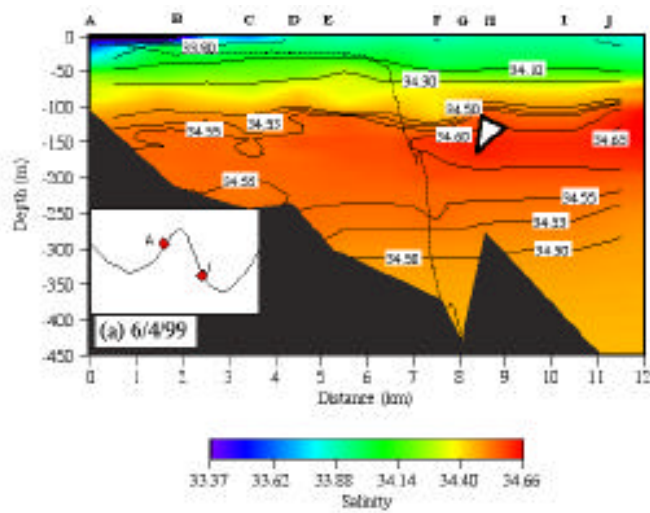


圖4-16、鹽度

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m淺槽溫度潮沙場。

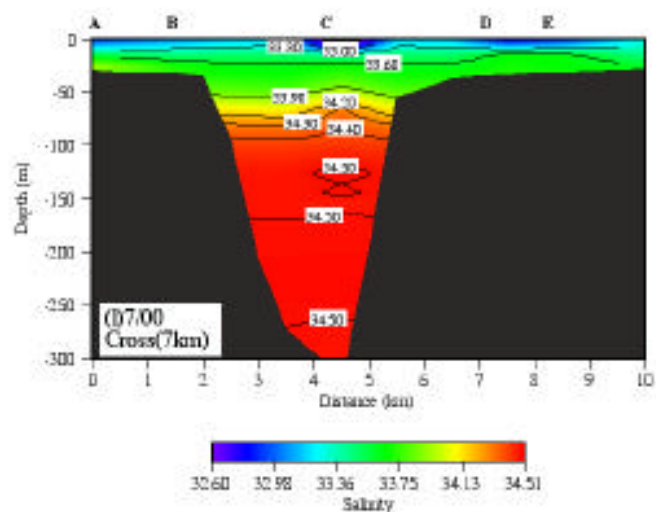
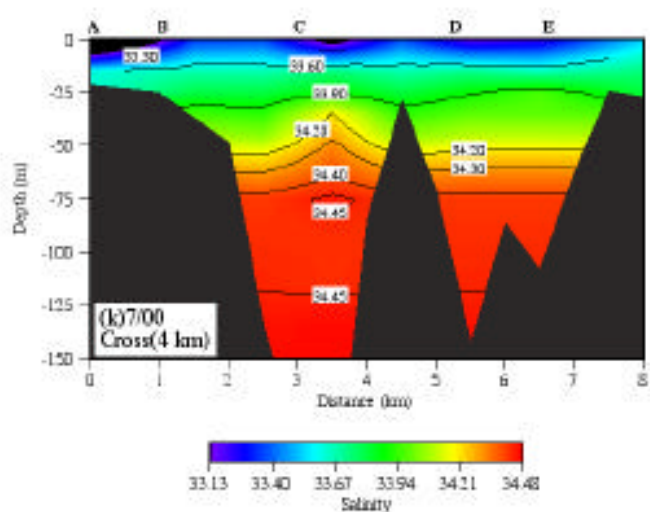
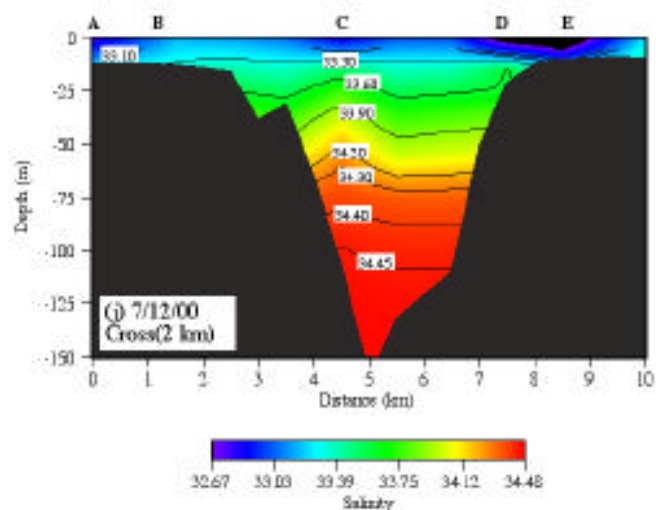
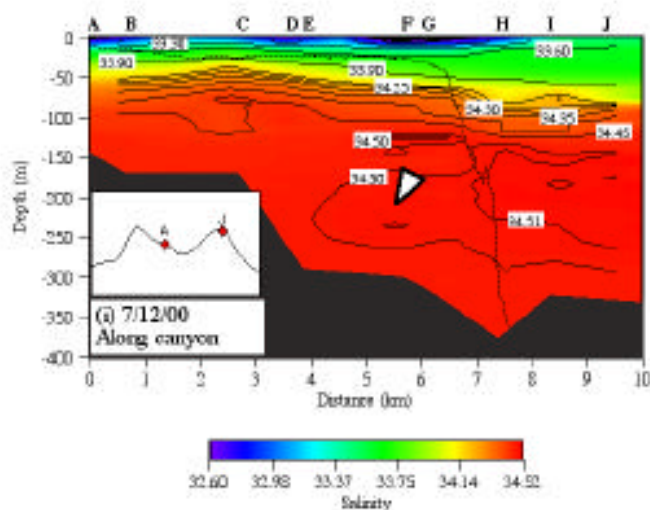
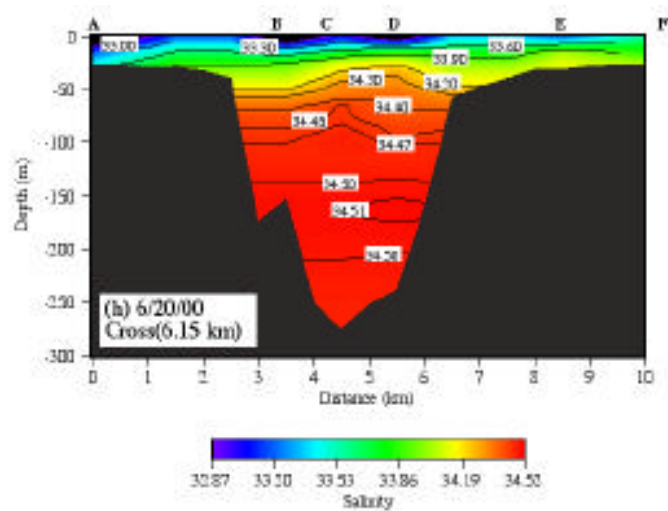
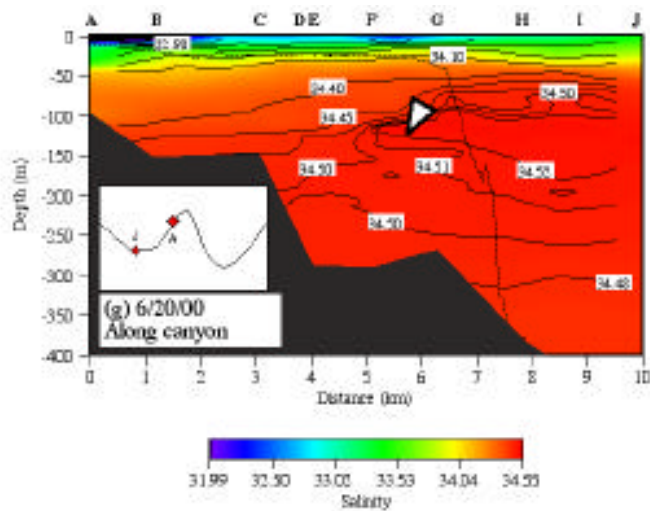


圖4-16、鹽度(續)

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m處橫溫度測沙場。



圖 4-17 為鹽度的潮汐週期連續觀測，鹽度變化在 50m 以下受潮汐作用較為明顯，而 250m 以下則幾乎不受潮汐影響，在 100~200m 之間，約在 3 小時左右，當流場變小時，峽谷下層(>100 m)則會出現高鹽水團的殘留，而在南向潮流時鹽度驟降，直到下一個流轉換(10 hr)時達到最低值(34.47)，同時深層(>250 m)的鹽度值則維持在 34.50 左右。

#### 4-3-4、密度場

密度的變化對水體的穩定狀態是一個重要的指標，圖 4-18 顯示峽谷內密度場的時空分佈，由於密度變化主要受溫度影響，因此密度場變化與溫度場十分相似，在受潮汐作用的影響是一致的，所以豐水季時，同樣在 6/99 與 7/99 時(圖 4-18a、b)距峽谷頭部 3 4 及 4 6 公里，深度 200 250m 處發現到密度急遽變動的區域 (>25.0、>26.0)，顯示此處密度發生反常而產生擾動，使得海水因為密度的變化發生垂直方向的運動，同時層化的密度場也有助於內波能量的傳輸，而在峽谷橫剖面觀測，一樣於峽谷中間發現密度面的隆起；在枯水季時，密度的層化結構變弱，觀測到較大的密度梯度，從圖 4-18e 可以發現隨著潮汐變化，於漲潮時出現明顯的向峽谷外傾斜的密度梯度，同樣 3/00(圖 4-18f)是在退漲時段的觀測，可看出等密度線的變化為向岸傾斜，而隨著密度梯度在峽谷內產生的密度流，可能會使峽谷內的流場比豐水季為大。

圖 4-19 為密度的定點連續 12 小時垂直觀測剖面，在密度場垂直結構的時間變化，有著類似潮汐週期的震盪，且隨著深度增加其變動的幅度也隨之加大，而根據深度 145 及 245 m 的流場觀測，密度的變化比流場約晚 90°，即流速最小時(2~3、10~11 hr)，為密度值極大或極小，另一方面在峽谷底層(>250 m)密度分佈變化不大，海水的混合較為均勻。

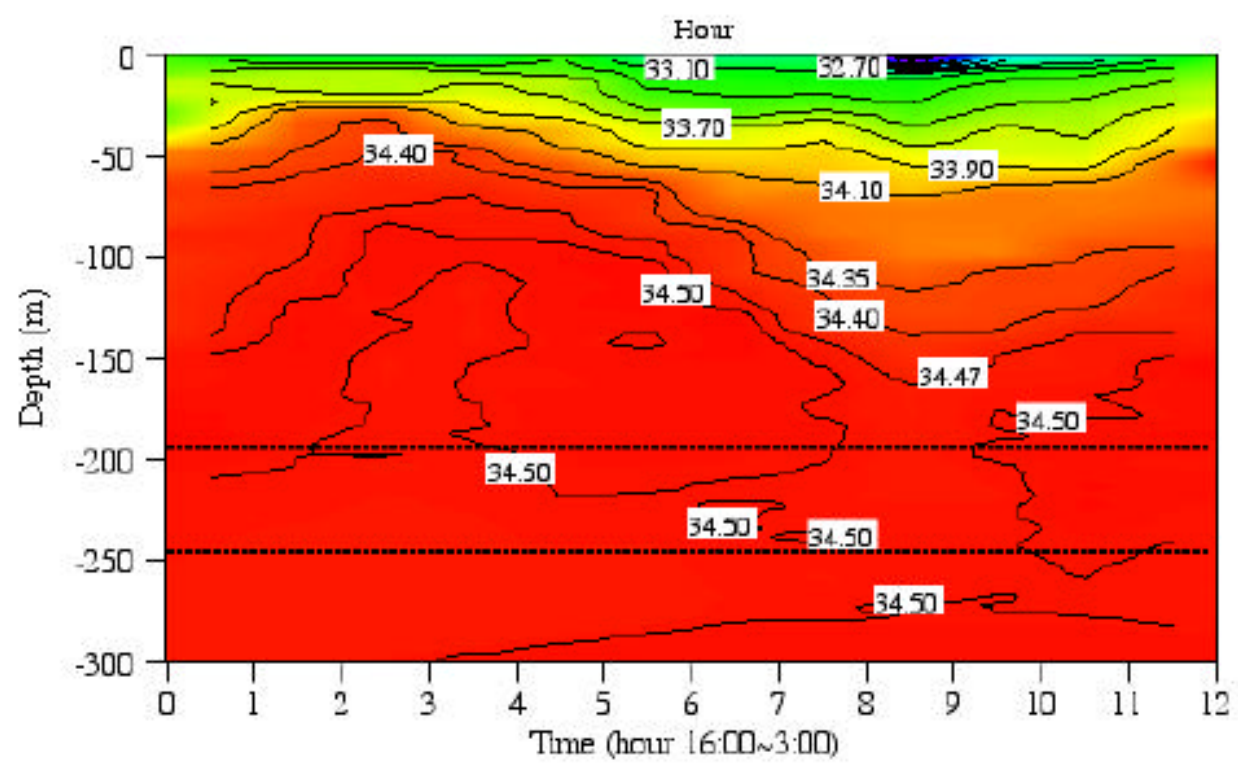
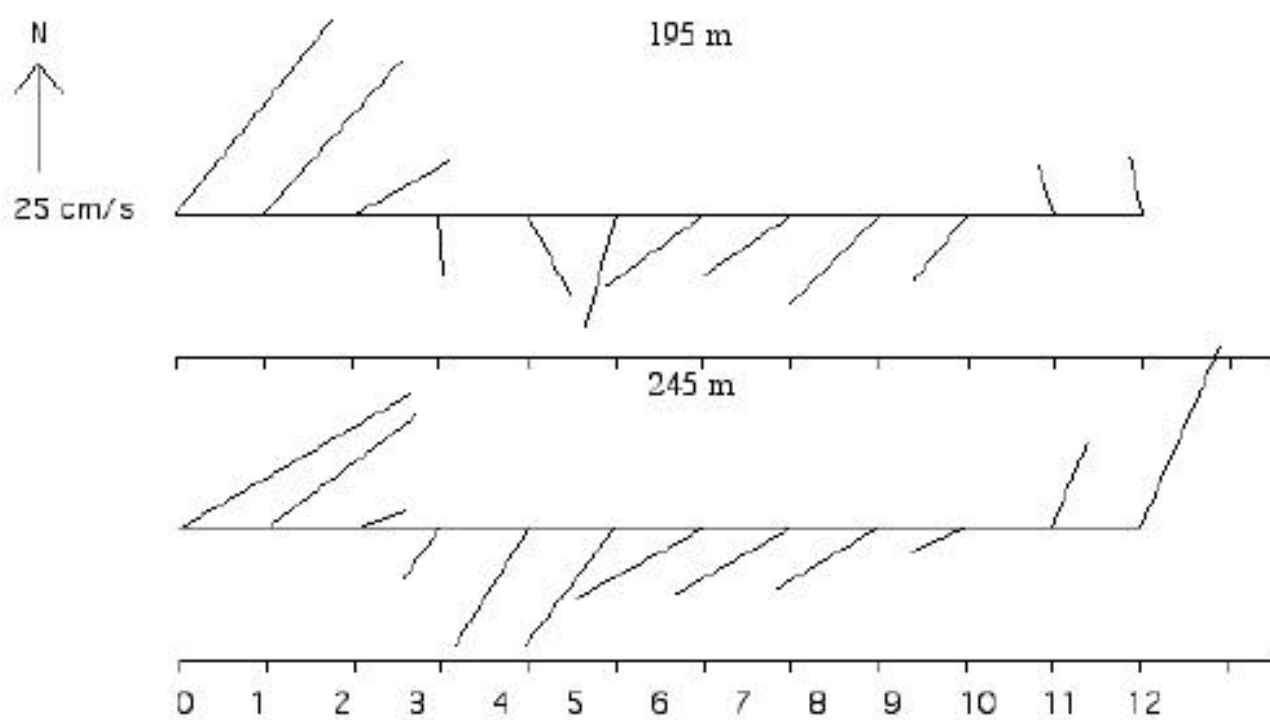


圖4-17、連續12小時鹽度剖面與潮流

黑色虛線表示流速儀觀測位置，上圖所示分別為 195 m 及 245 m 的潮流棍棒圖。

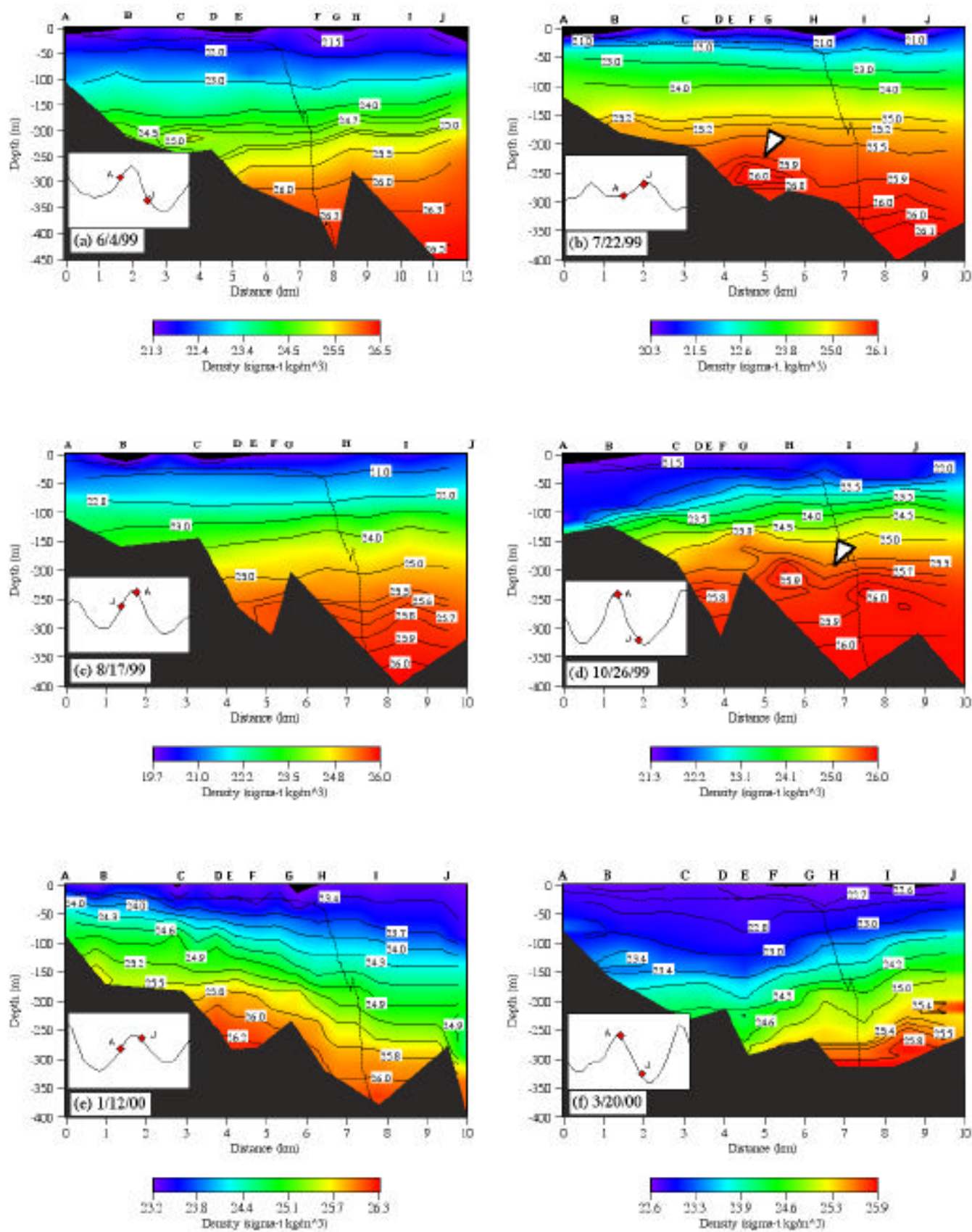


圖4-18、密度

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m後報溫度測沙場。

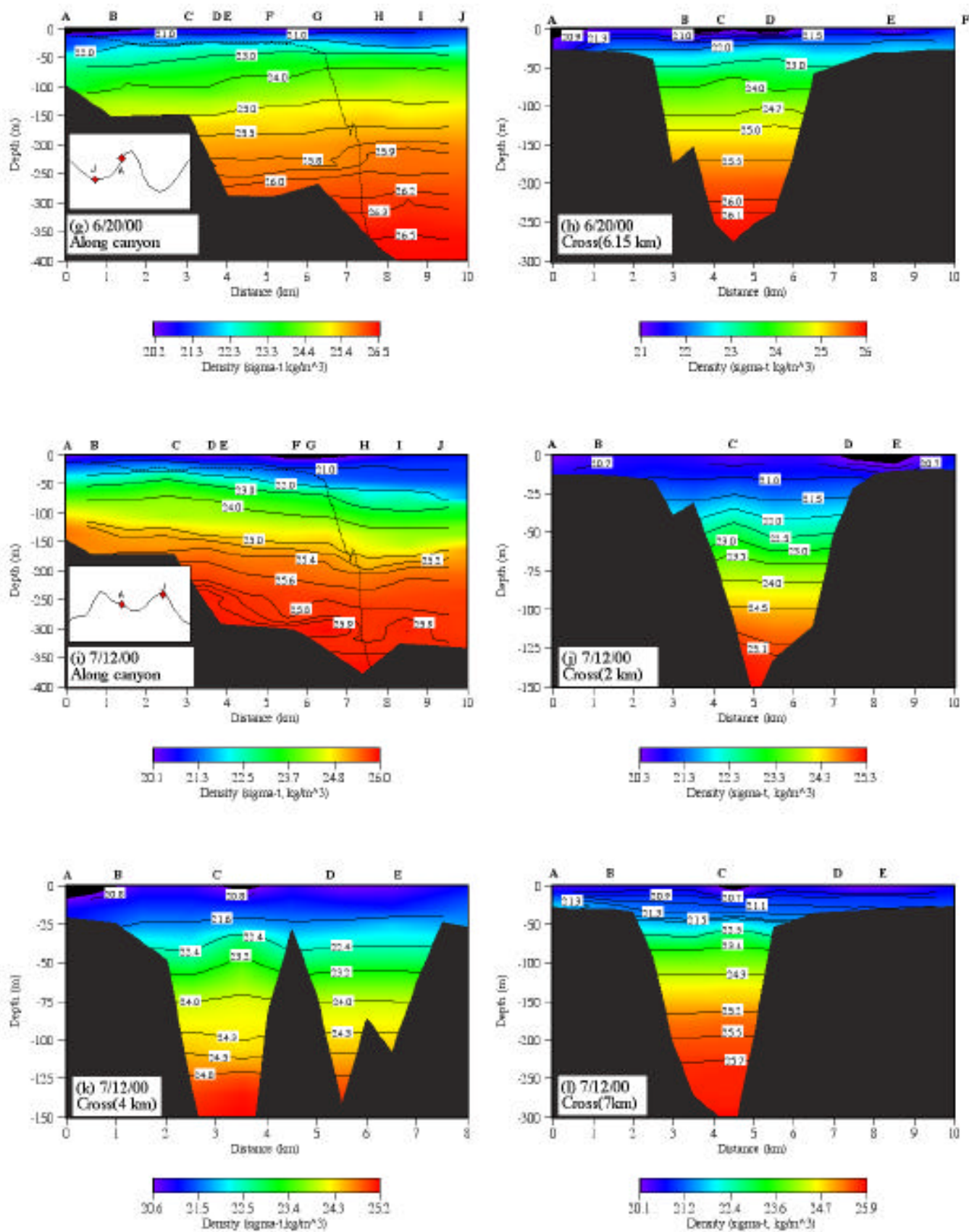


圖4-18、密度(續)

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m處根據溫度測沙場。



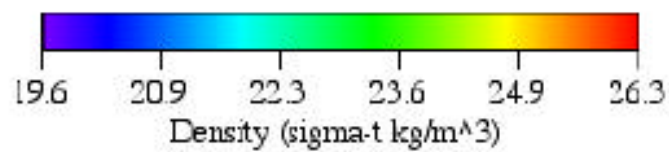
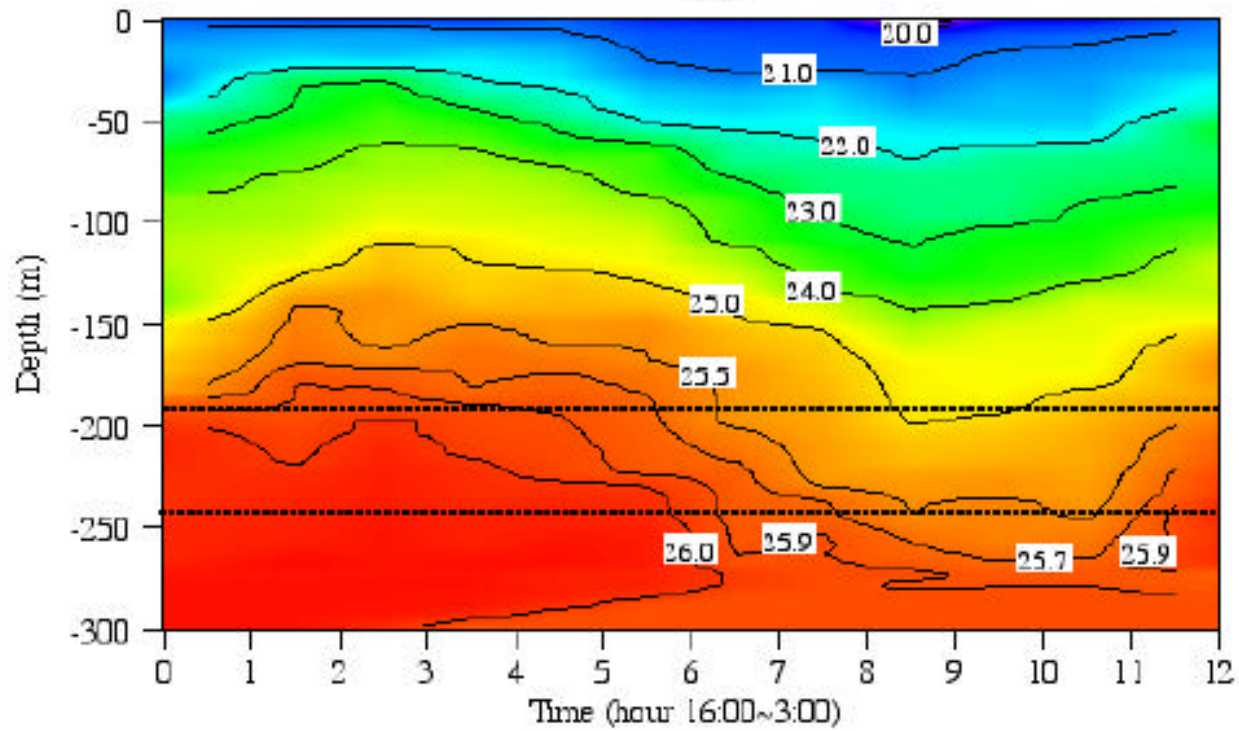
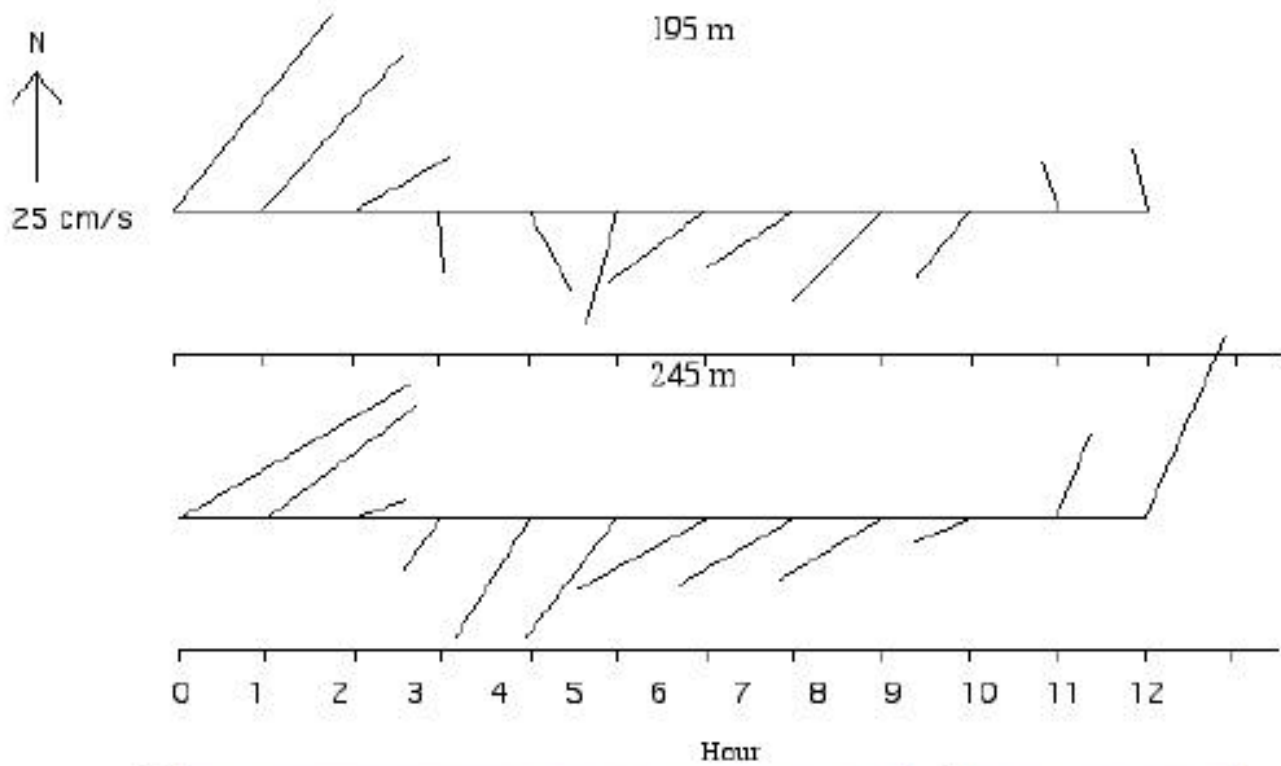


圖4-19、連續12小時密度剖面與潮流

黑色虛線表示流速儀觀測位置，上圖所示分別為 195 m 及 245 m 的潮流棍棒圖。

#### 4-3-5、SSC

一些海底峽谷的研究中(Snyder et al., 1986; Monaco et al., 1990), 將峽谷內的懸浮顆粒分佈分為表層懸浮層(<50 m)、中層懸浮層(50 ~ 150 m)及底層懸浮層(>150 m), 圖 4-20 為高屏海底峽谷懸浮顆粒濃度的時空觀測結果, 濃度高值出現在峽谷地形轉折處(2~3 公里), 以底層懸浮層濃度最高, 在峽谷底層的有一經常性的 SSC 濃度高值; 豐水季時, SSC 分佈高值以表層懸浮層及底層懸浮層為主, 並沿水平方向變化, 在 6/99(圖 4-20a)與 7/99(圖 4-20b) 在深度 150 ~ 200 m 處, 距峽谷頭部 2 ~ 3 及 4 ~ 5 公里處, 發現濃度極大值(>8 mg/l、>16 mg/l), 與密度場觀測到的密度擾動帶同一位置, 而圖 4-17b 離峽谷頭部 2 公里處也發現濃度的高值, 然而由密度場卻沒發現有異常擾動的現象, 但卻發現密度場產生些微的隆起, 因此可能是湧升流所導致 SSC 的高值產生, 同時當高屏溪出現高流量時(圖 2-2, 7/99、8/99、7/00), 則在峽谷頭部觀測到中層懸浮層(圖 4-20b、c、i), 有時其觀測濃度高於表層懸浮層(圖 4-20b), 中層懸浮層的來源可能是在峽谷頭部的湧升流所造成的再懸浮作用, 另一方面在峽谷橫切面, SSC 分佈以表層和底層懸浮層為主(圖 4-17h、j、k、l), 峽谷中間表層可以發現有 SSC 富集的情形, 而 100m 以下則是另一個濃度高值區, 從懸浮層的分佈可以發現 SSC 的傳輸以水平方向為主, 雖然從溫度時空觀測剖面(圖 4-12j、k)觀測到峽谷中層的湧升流作用, 但對於 SSC 的垂直傳輸沒有幫助, 同時也觀測到陸棚有一經常的濃度高值, 由此推測, 豐水季時峽谷層化明顯不易發生垂直擾動, 所以峽谷表層懸浮層(圖 4-20h、j、k、l)的來源可能為近岸陸棚所提供; 在枯水季的時空觀測剖面, 10/99(圖 4-20d)發現 SSC 的高值可達 34mg/l, 遠高於豐水季的觀測(圖 4-20b), 且以底層懸浮層為主, 由圖 4-13 的瞬間流場棍棒圖, 10/99 的底層流場為強烈的北向流, 應是流場所導致底層再懸浮作的增強而觀測到較高的 SSC 濃度值, 而從 1/00 及 3/00(圖 4-17e、f)的 SSC 分佈情形, 可以在底層觀測到像是由湧生流而產生的 SSC 富集, 顯然於枯水季時由於峽谷層化作用減弱, 使得 SSC 的垂直傳輸不再受到

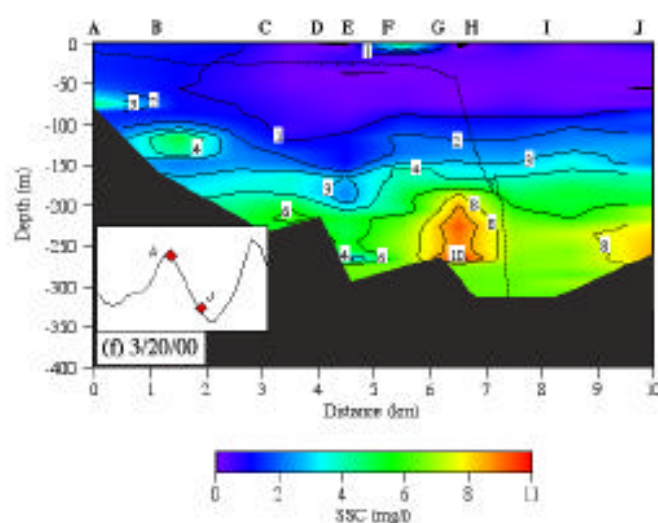
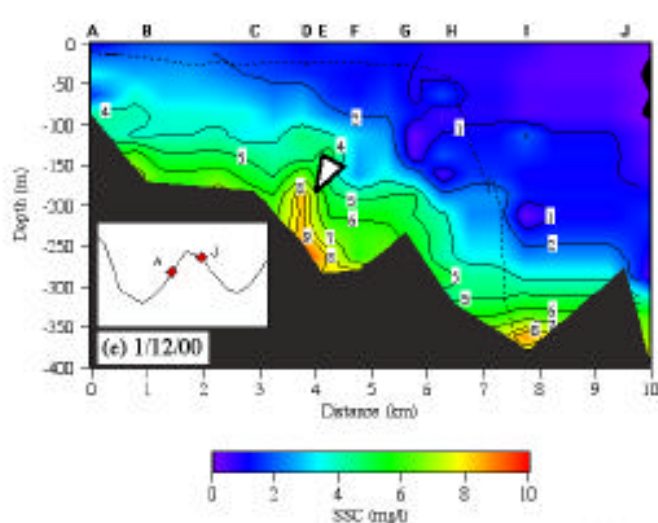
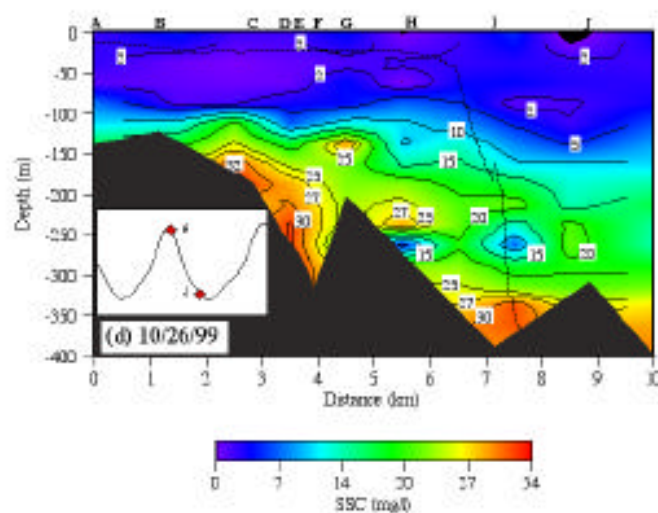
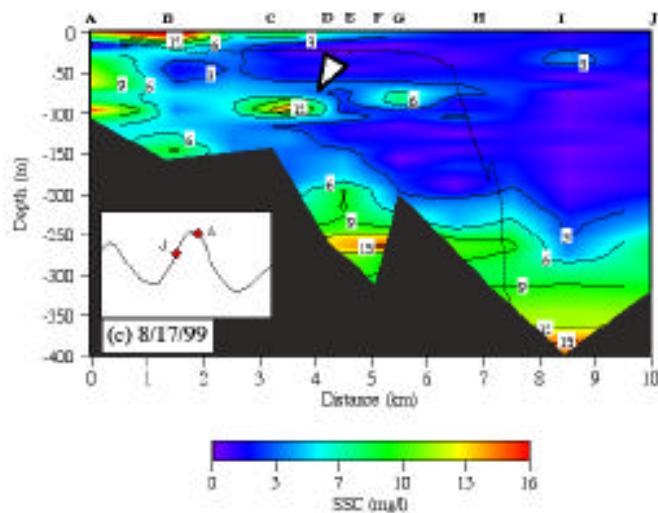
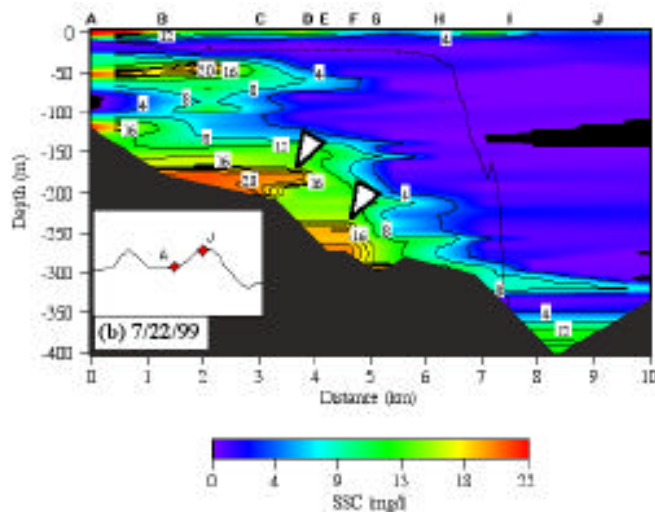
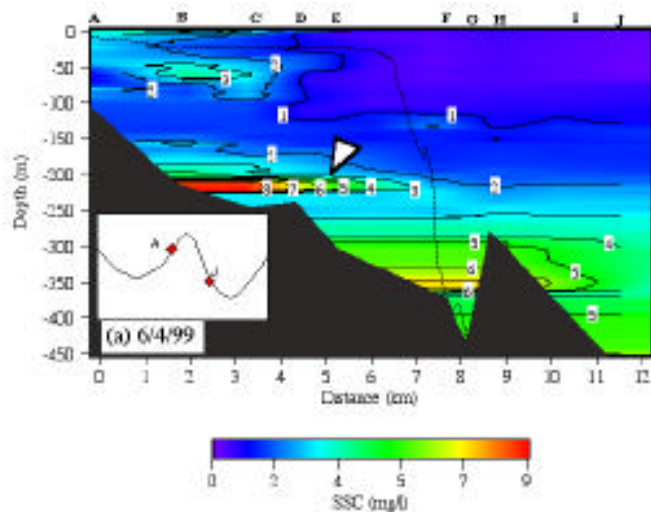


圖4-20、SSC

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m後經溫度測沙場。

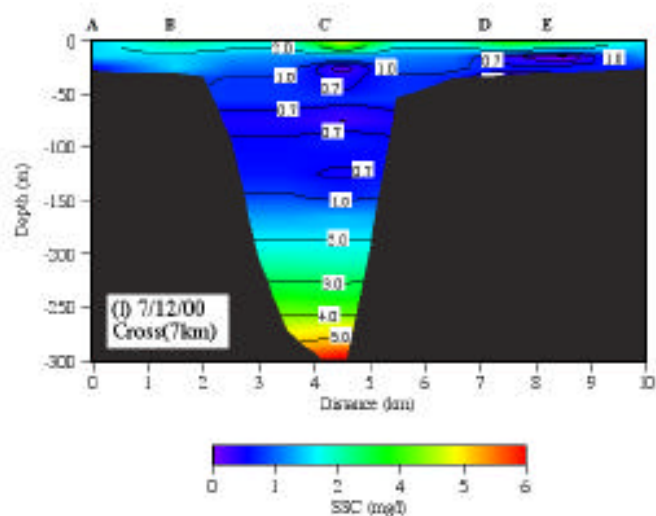
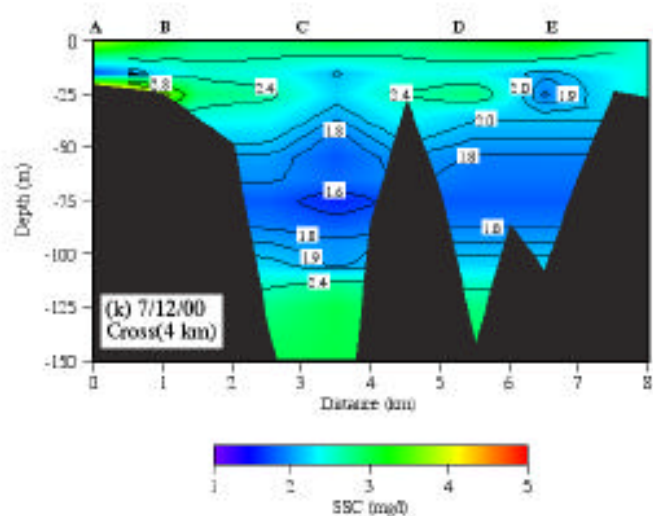
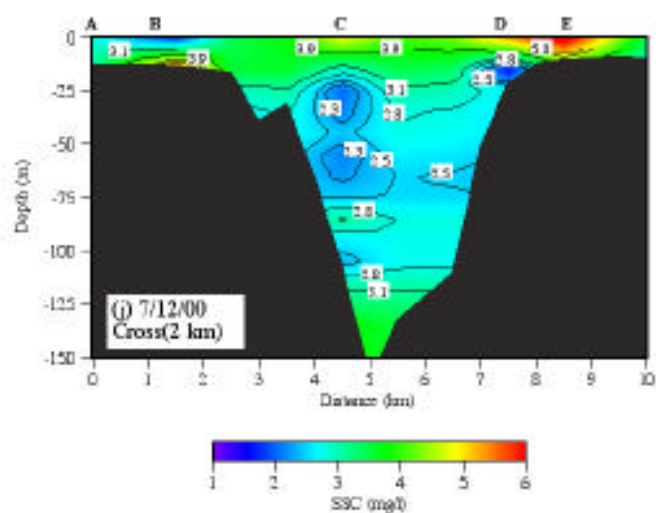
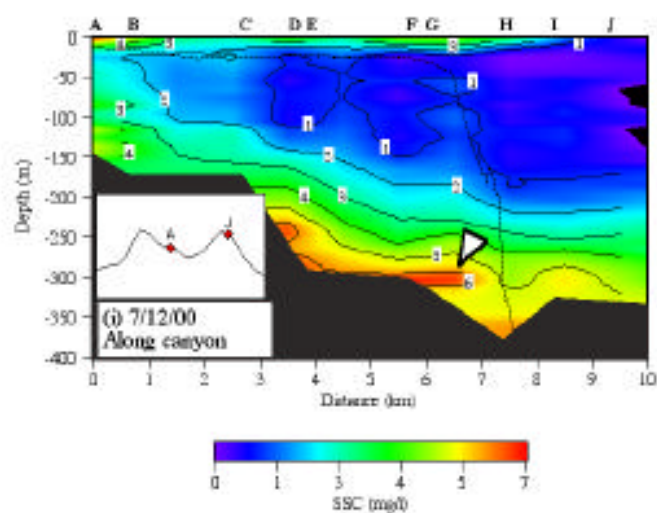
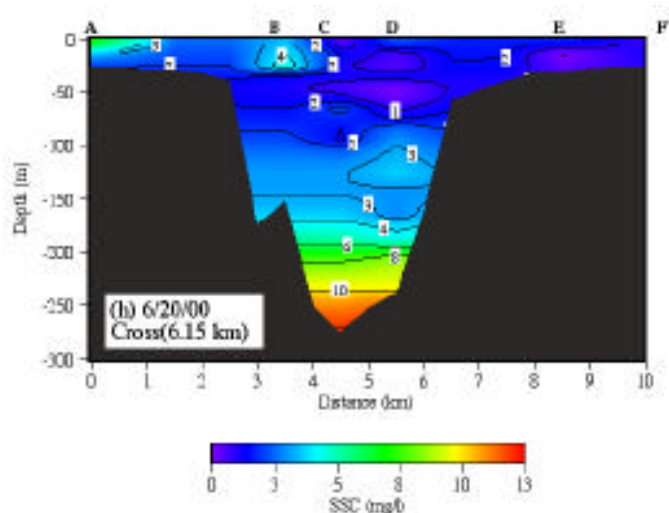
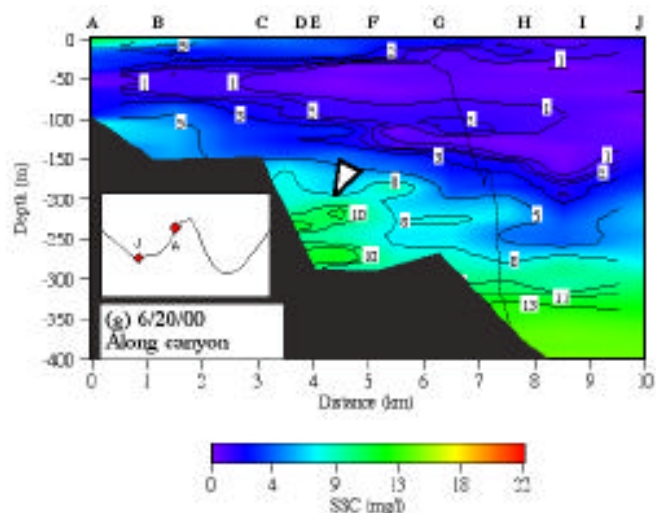


圖4-20、SSC(續)

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為冷渦，小圖為245m後報溫度測沙場。



限制，而懸浮顆粒的分佈也較易受到流場及潮汐作用的影響。

從 SSC 連續觀測資料(圖 4-21)，懸浮顆粒濃度的變化不受潮汐作用限制，最高濃度值(25 mg/l)出現在水深 250 m，時間為 5~6 hr，與 RCM(245 m)所觀測到的流場資料相對照，此時為西南向流最強時，另一方面，當流速接近於零時(2~3hr)，濃度值 20 mg/l 的分佈範圍可至水深 170 m 處，當流向由南向流轉換成北向流時(9~10 hr)，此時 SSC 的分佈降至水深 250 m 以下，顯然南向的流場將懸浮顆粒往外海傳輸，而北向流場則是造成再懸浮作用產生 SSC 的高值。

## 第四節、峽谷水動力狀態及地形效應

### 4-4-1、穩定度(Stability E)

峽谷水文環境會隨著季節的變化而改變其層化狀態，而層化結構的強弱會影響著峽谷傳輸動力機制的作用，因此我們透過 Stability E 的計算來呈現峽谷的層化狀態，經由峽谷的時空觀測密度剖面，計算出峽谷的穩定層化狀態，結果如圖 4-22 所示，隨著地形變化，E 值隨深度增加而減小，有利於向下能量的傳輸，在季節性的變化方面，豐水季(圖 4-22a、b、c、g、i)峽谷的穩定度值較高，E 值最大可達  $100 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ (圖 4-22g)出現在峽谷頭部，穩定度值的大小與密度梯度有關，而密度的變化亦可顯示出水體的混合狀況，即 E 值高表示水體混合差，E 值低則顯示混合良好，由 E 值極值都出現在峽谷頭部，可知是受到高屏溪沖淡水的影響，另一方面離峽谷頭部 3~4 公里(圖 4-22a)及 4~5 公里(圖 4-22b)處有低於零的 E 值，分別得到小於零的 E 值為  $-12 \times 10^{-6}$  及  $-5 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ ，表示水體垂直結構的不穩定，而此處也是 SSC 的高值區，顯然是水團的垂直運動所導致顆粒濃度高值的產生，而在峽谷橫剖面，陸棚的穩定度值高於峽谷(圖 4-22h、k、j)，使得在陸棚產生的懸浮顆粒物質往峽谷中層傳輸較為容易。在枯水季(圖 5-1d、e、f)，峽谷整體 E 值較豐水季低，顯示枯水季的水層穩定度較弱，在 10/99 時觀測到 E 值最低為  $-3 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ ，出現在 5~6 公里處，而 Stability 的時空分佈顯示，水

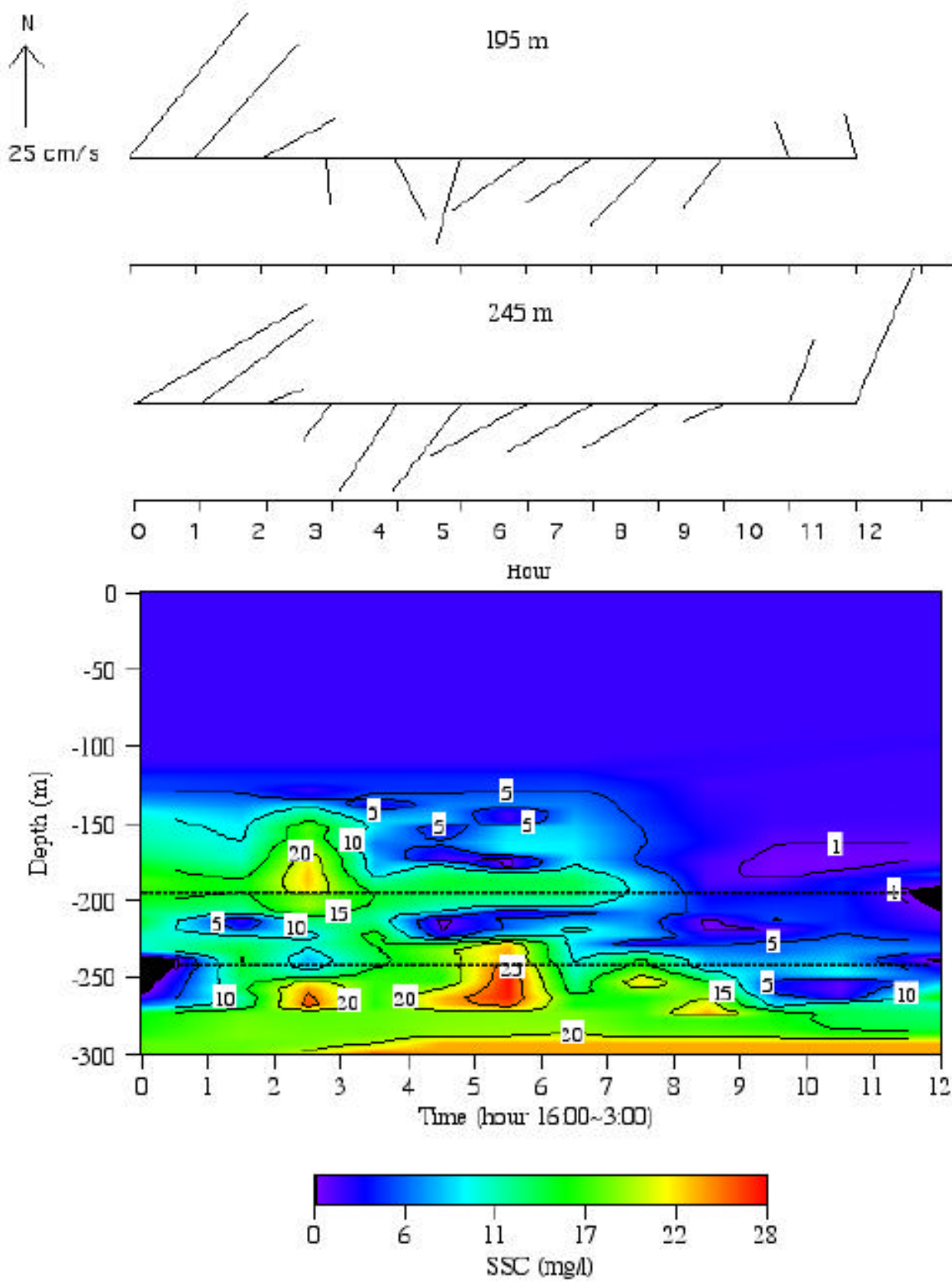


圖4-21、連續12小時SSC剖面與潮流

黑色虛線表示流速儀觀測位置，上圖所示分別為 195 m 及 245 m 的潮流棍棒圖。

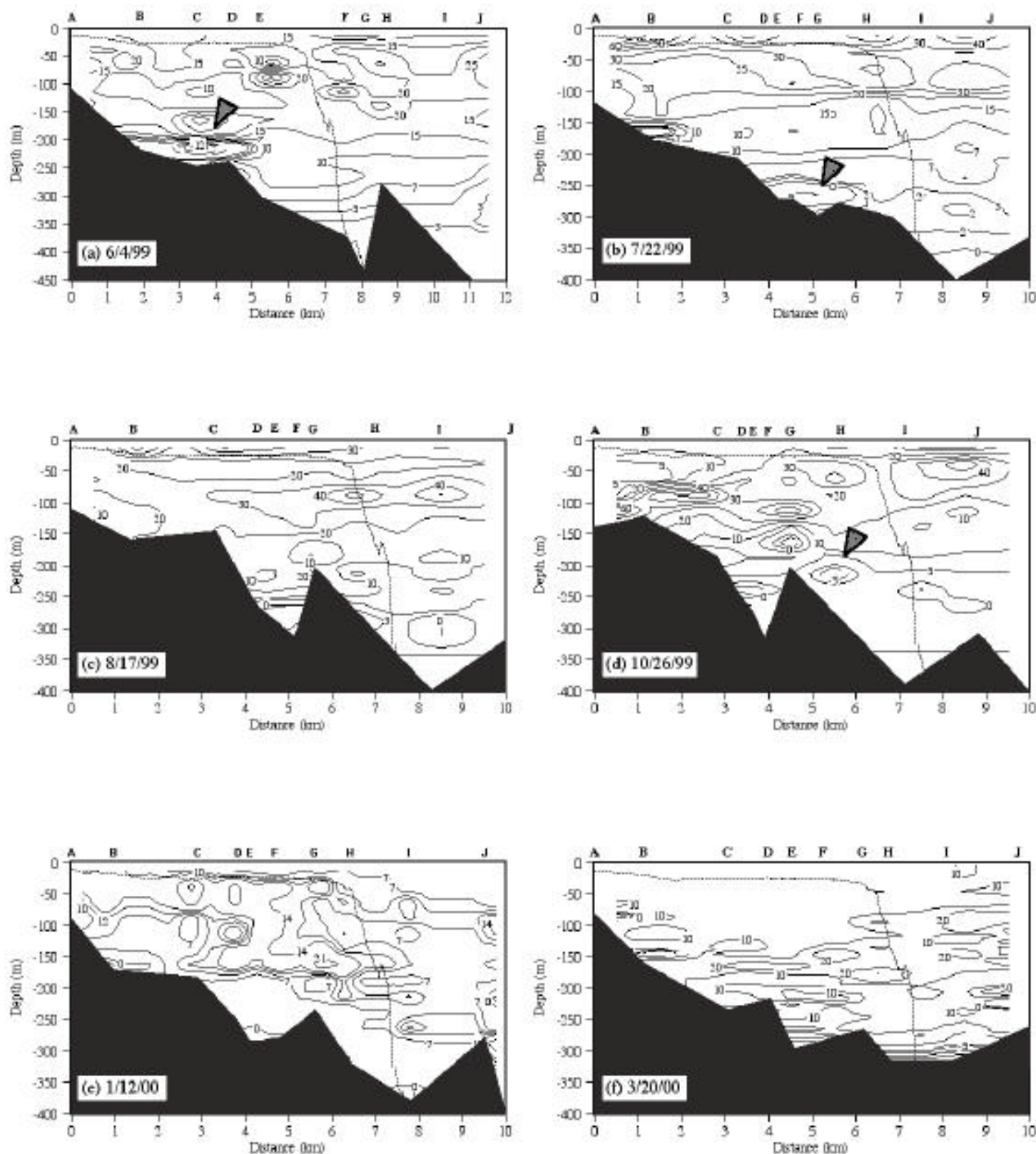


圖4-22、Stability E ( $10^{-6} \text{ m}^{-1}$ )

圖中虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化，箭頭所指為不穩定度帶。

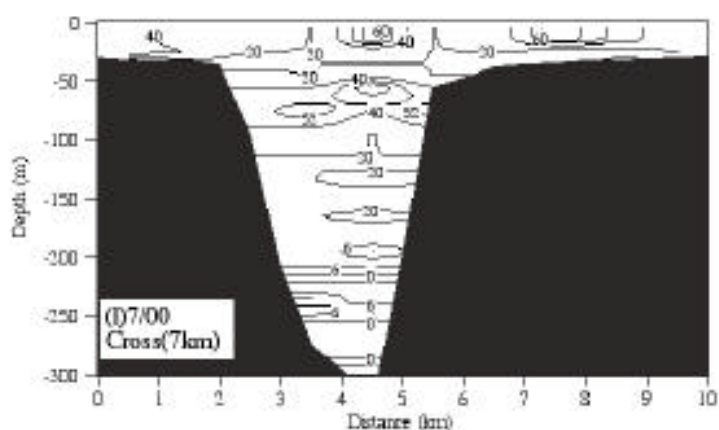
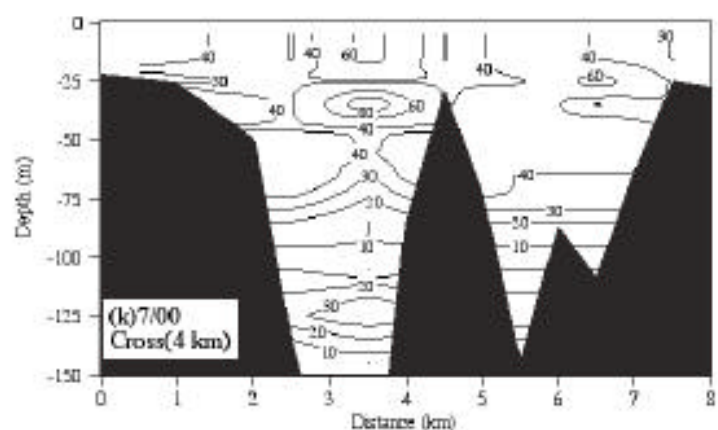
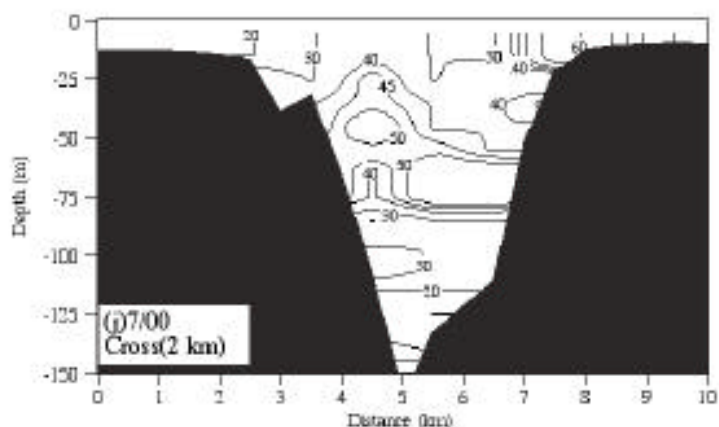
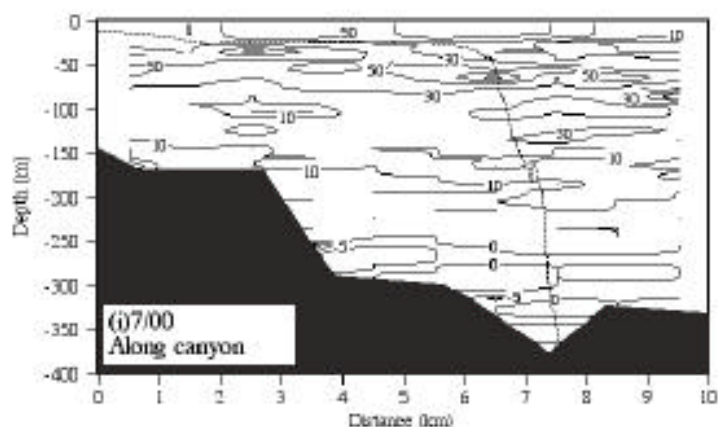
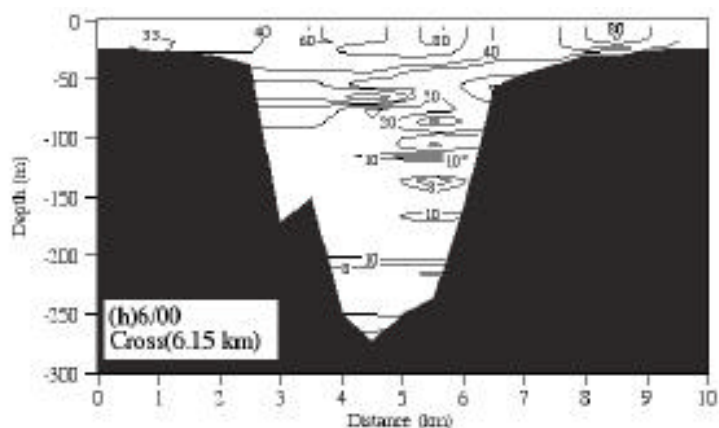
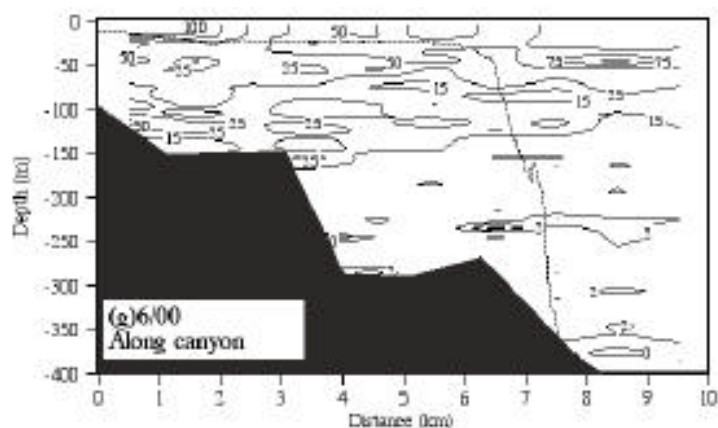


圖4-22、Stability E ( $10^{-6} \text{ m}^{-1}$ )(續)

圖中虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化。

平層化的結構不再存在，垂直方向的混合作用便比較容易發生，事實上從我們在峽谷溫鹽變化的觀測(圖 4-11)中，枯水季的峽谷海水也比豐水季混合良好，也使得枯水季比豐水季有更強的再懸浮作用產生。

#### 4-4-2、Richard Number

從公式(7)計算出 Richard Number 來探討峽谷內密度變化對流場的影響，當  $Ri > 0$  時則表示密度場會抑制紊流(turbulence flow)的產生，反之則加強，由圖 4-23 的結果，明顯看出紊流的發生是受到抑制的，且在豐水季時，7/99、6/00 與 7/00 的  $Ri$  值甚至超過 0.25，即表示密度場使得流場在峽谷出現穩定的層流狀態，流場因此出現分層的現象，出現深度約 150m 及 200~250m 附近；另一方面在枯水季的  $Ri$  時空變化分佈，1/00 時也在 150m 處出現大於 0.25 的  $Ri$  值，由圖 4-13 的觀測流場，此時瞬間流場為順下峽谷流(南向流)，而圖 4-18 的密度場時空剖面，也顯示其密度梯度所造成的密度流方向也為順下峽谷，在密度流作用影響下而使得枯水季也有層流的現象，是由密度梯度所造成，因此其分層界面隨潮汐作用而變動。

#### 4-4-3、地形效應

峽谷層化環境使得內波能量得以傳至峽谷中，在內波的傳輸過程中受到峽谷地形的變化，使得內波的前進路徑或反射出峽谷、或折射至峽谷頭部、或者是在某處形成聚焦，由公式(8)計算，圖 4-24 顯示峽谷地形效應對內波的影響，當  $r/c < 1$  則內波會繼續往峽谷頭部傳輸，反之則反射出峽谷，當  $r/c = 1$  時，則會在此處形成能量的聚焦，另外正值表示由峽谷外往內傳輸的結果，負值則是由峽谷往外傳輸，由圖中可知內波能量在峽谷是往頭部繼續傳輸，只有在部份地形變化劇烈處(圖 4-24a, 9km)，阻止內波傳進峽谷，而在 7/99(圖 4-24b)離峽谷頭部 5~6 公里處其  $r/c$  接近於 1，此處亦觀測到 SSC 濃度高值，而枯水季在 3/00(圖 4-20f)，離峽



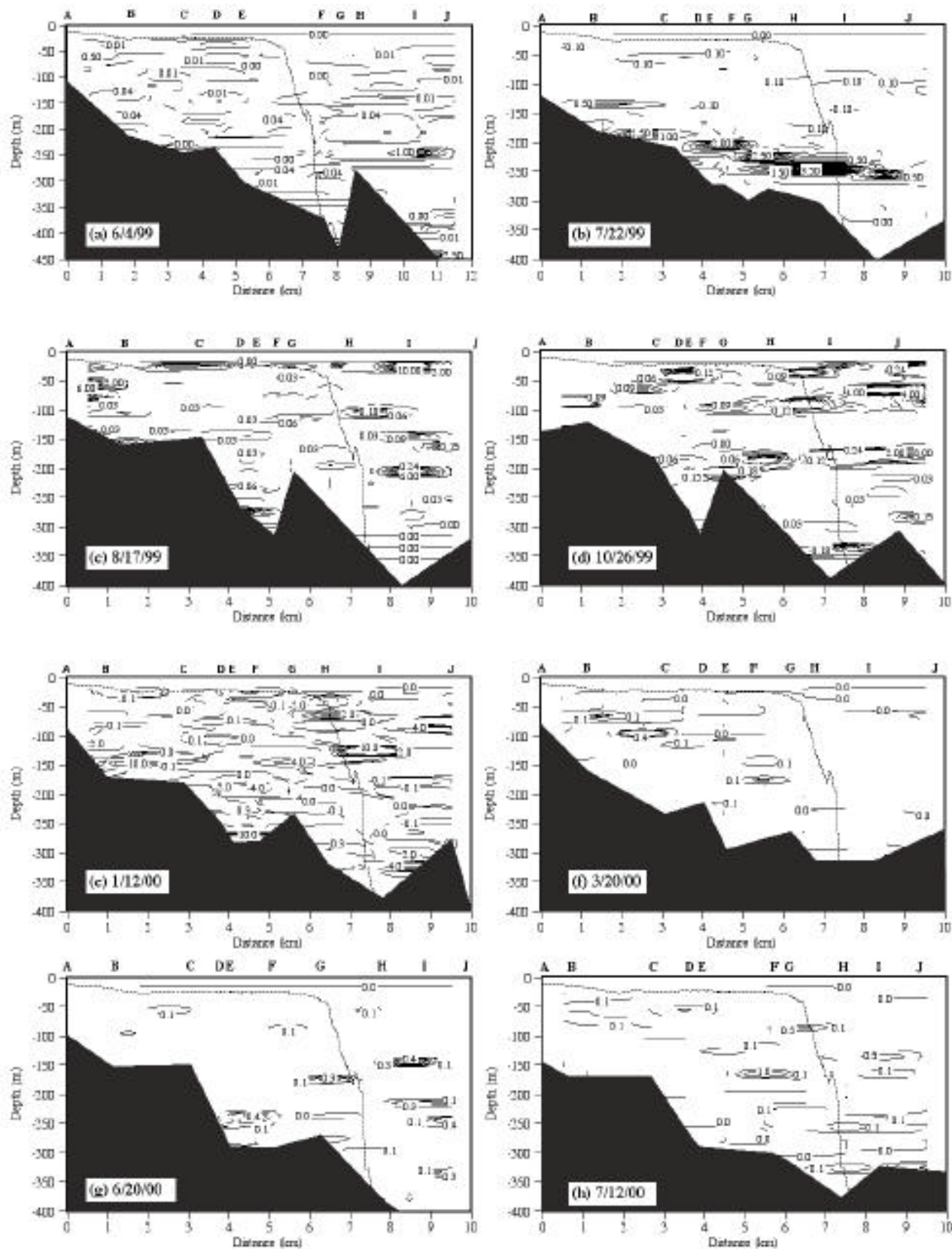


圖4-23、Richard Number

圖中虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷  
縱軸地形變化。

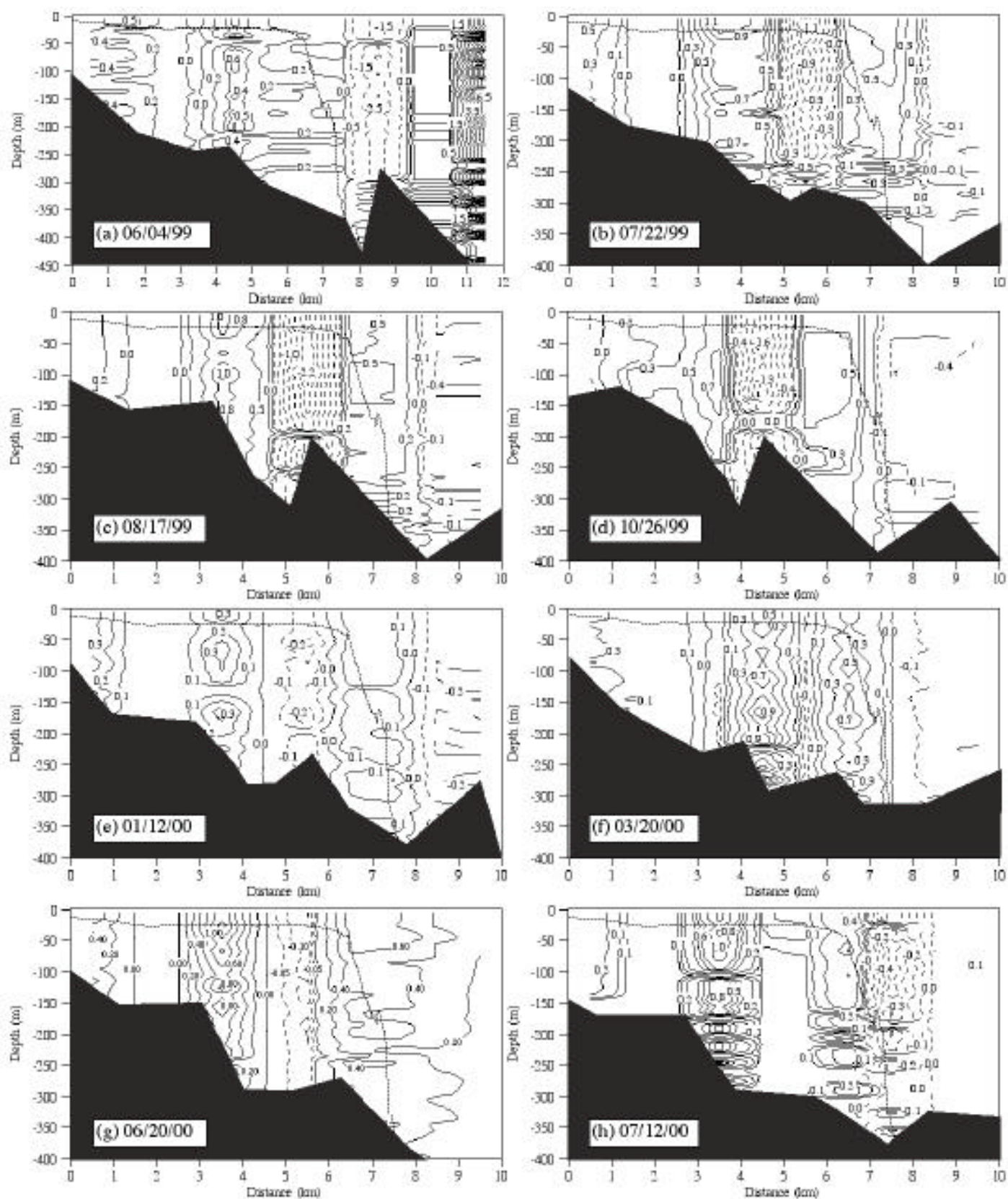


圖4-24、地形效應

圖中虛線表示陸棚地形，黑色部份表示峽谷縱軸地形變化。



谷頭部 4~5 公里處，也觀測到  $r/c$  值接近於 1，但由於枯水季的層化結構較弱，反而沒有觀測到因內波能量的聚焦而引起的濃度高值，不過由此可知在 4~6 公里處是峽谷地形變化最容易引起內波能量聚焦的地點。

## 第五章、討論

### 第一節、峽谷水文環境

高屏海域的水文環境主要受到三種不同性質水團間的交互影響，一是由高屏溪及附近河流輸出形成的近岸水團，特性以低溫低鹽為主，其次是由東北季風作用經由南海東北方上層海域侵入的黑潮水，以高溫高鹽為其特徵，最後是介於兩者之間的南海水團，由於高屏溪與高屏海底峽谷直接銜接的影響，使得我們在觀測溫鹽的變化時(圖 4-11、圖 4-16)，都明顯的觀測到高屏溪沖淡水的訊號，近岸水團的分佈主要以峽谷頭部和近岸陸棚為主，而在峽谷底層則發現高鹽海水的入侵(圖 4-16b、d)，當我們將最外圍的觀測測站 J 的溫鹽分佈與南海水與黑潮相對照時(圖 4-12)，發現峽谷海水性質接近南海水團，顯然此高鹽海水為南海水團，同時在峽谷橫剖面觀測，發現峽谷中間有湧升流作用，而六、七月則有時會偏向黑潮水，隨著進入豐水季之後，此現象便逐漸消退，由溫鹽的分佈情形來看，6/99(圖 4-14a、圖 4-16a)在 150~250m 左右有近似黑潮水的高溫高鹽海入侵，並在離峽谷頭部 2~3 公里處與低溫海水產生混合，從張(2000)在峽谷的水文觀測表示，黑潮水在冬季時侵入高屏海域，春季時為其全盛期，而進入夏季時，黑潮便逐漸消退，另一方面，由於峽谷穩定層化的結構(圖 4-14)，使得豐水季時水文不易產生變動，抑制了潮汐對峽谷的影響，由定點潮汐週期的連續觀測(圖 4-15)，可以發現低溫訊號與北向流場有一相關性，從 2000 年 6~7 月的連續觀測資料，將 195m 與 245m 處的南北向流場與溫度變化相對照，結果如圖 5-1 所示，低溫訊號與北向流場是一致變化，使得低溫海水一直湧進峽谷中；當進入高屏溪枯水季時，高屏溪沖淡水訊號消失，海水溫鹽特性與南海水相似(圖 4-12)，由於峽谷層化作用減弱，流場與潮汐成為峽谷內主要的作用力，溫鹽分佈呈現明顯的潮汐訊號，同時密度梯度的增加也使枯水季的流場比豐水季強。

就峽谷長期的變化而言，在 2000/6~7 月的觀測指出有低溫海水逐漸與峽谷海水混合(圖 4-4)，並且在 6/28 及 7/7 時都出現溫度的異常升高，之後水溫便急

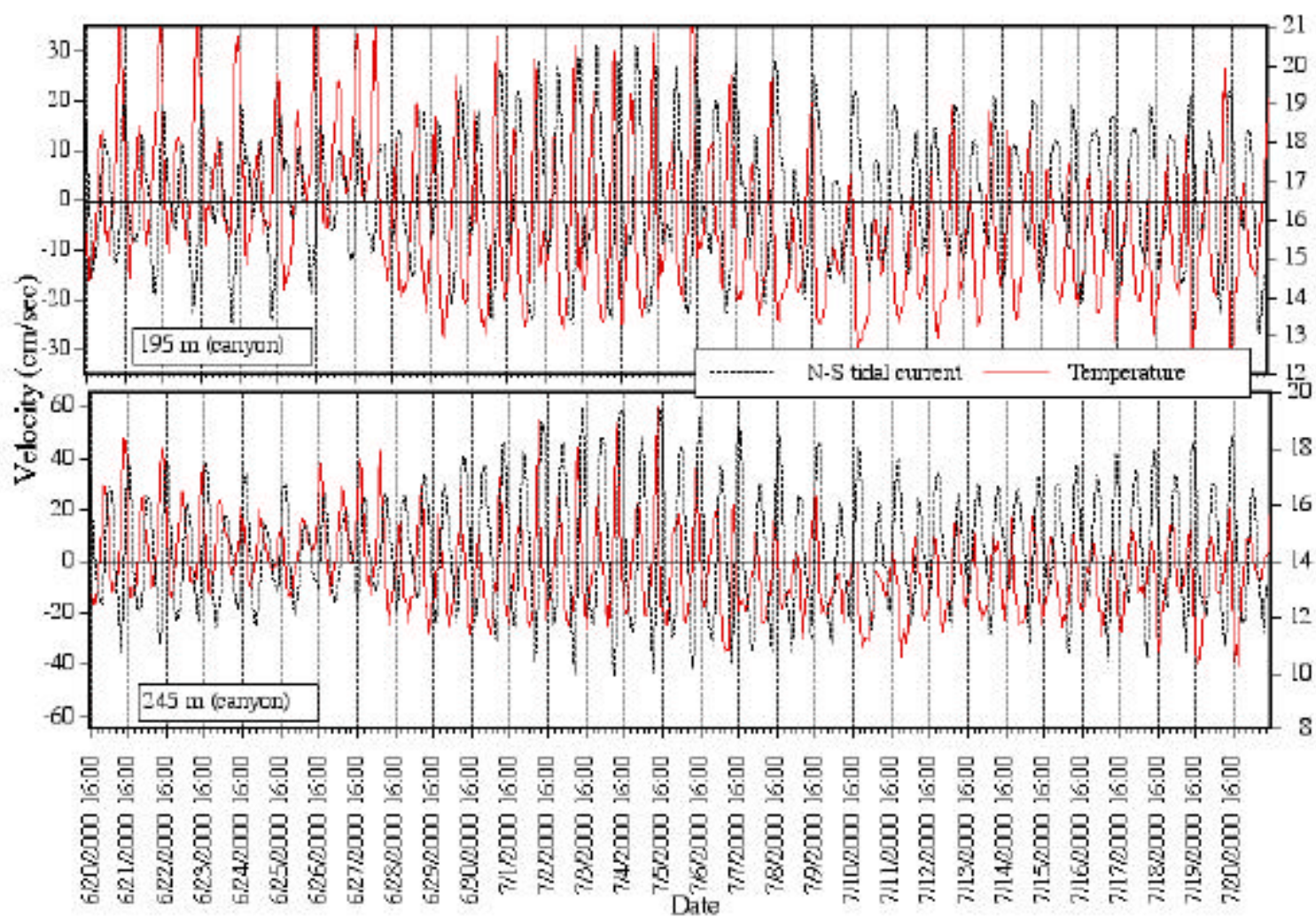


圖5-1、N-S潮流與溫度連續變化

劇下降，由流場的觀測(圖 4-6)此時的流場正逐漸轉弱，鹽度變化則是和溫度相反，由此可知當層流作用減弱時，上下水團開始混合，當下層水團溫度上升後，密度降低而產生湧升流，將低溫海水帶進峽谷內，由非潮汐溫度場的頻譜分析結果(圖 5-2)，在我們觀測到的溫度異常的頻率 0.1cpd(10 天)時有著高能量值，對峽谷水溫變化是一主要的影響作用，另一方面在近岸陸棚的溫度連續觀測，於 7/3~4 時出現異常的低溫，發生於峽谷異常高溫之後數天，顯然兩者受到同一作用影響，而在 7/7 所觀測到峽谷溫度異常正值近岸為小潮時段，溫度場的變化受高屏溪輸出影響較大，以至於沒有觀測到低溫海水的訊號。

## 第二節、峽谷懸浮沉積物傳輸

高屏海底峽谷豐水季時水文環境穩定層化，來至高屏溪輸出的懸浮顆粒物質(圖 4-20)受到了限制而無法直接進入峽谷中，為表層懸浮層的主要來源，而 SSC 的傳輸則是沿等密度面分佈，當高屏溪出現異常高流量時(圖 2-2)，同時也在峽谷頭部觀測到中層懸浮層的產生，其濃度值與底層懸浮相近，顯然是高屏溪高輸出所引起頭部的湧升流場，而產生中層懸浮層，另一方面，底層懸浮層為一經常性的高濃度值，特別在峽谷地形轉折處常常會觀測到濃度的極值，豐水季時(圖 4-21)底層懸浮顆濃度變化(10hr)大於半日潮潮汐週期(6hr)，主要與流場的方向有關，北向流時 SSC 的濃度上升，並發生再懸浮作用，當轉向南向流時，則會往峽谷外傳輸；枯水季的層化狀態減弱，底層懸浮層的濃度有時高於豐水季的觀測值，其 SSC 分佈呈垂直變化，再懸浮作用明顯，由於高屏溪進入枯水季，表層及中層懸浮層因此消失，且因為層化作用減弱，使得 SSC 的水平傳輸作用沒有豐水季時明顯。

在豐水季時峽谷底層(圖 4-20a、b)觀測到異常的高濃度值，同樣地點亦發現密度場的擾動，圖 5-3 將密度分佈與 SSC 的變化放在一起比較，明顯可以看到密度擾動帶與濃度高值區相符合(圖 5-3a、b)，同時亦可發現 SSC 的分佈與等密

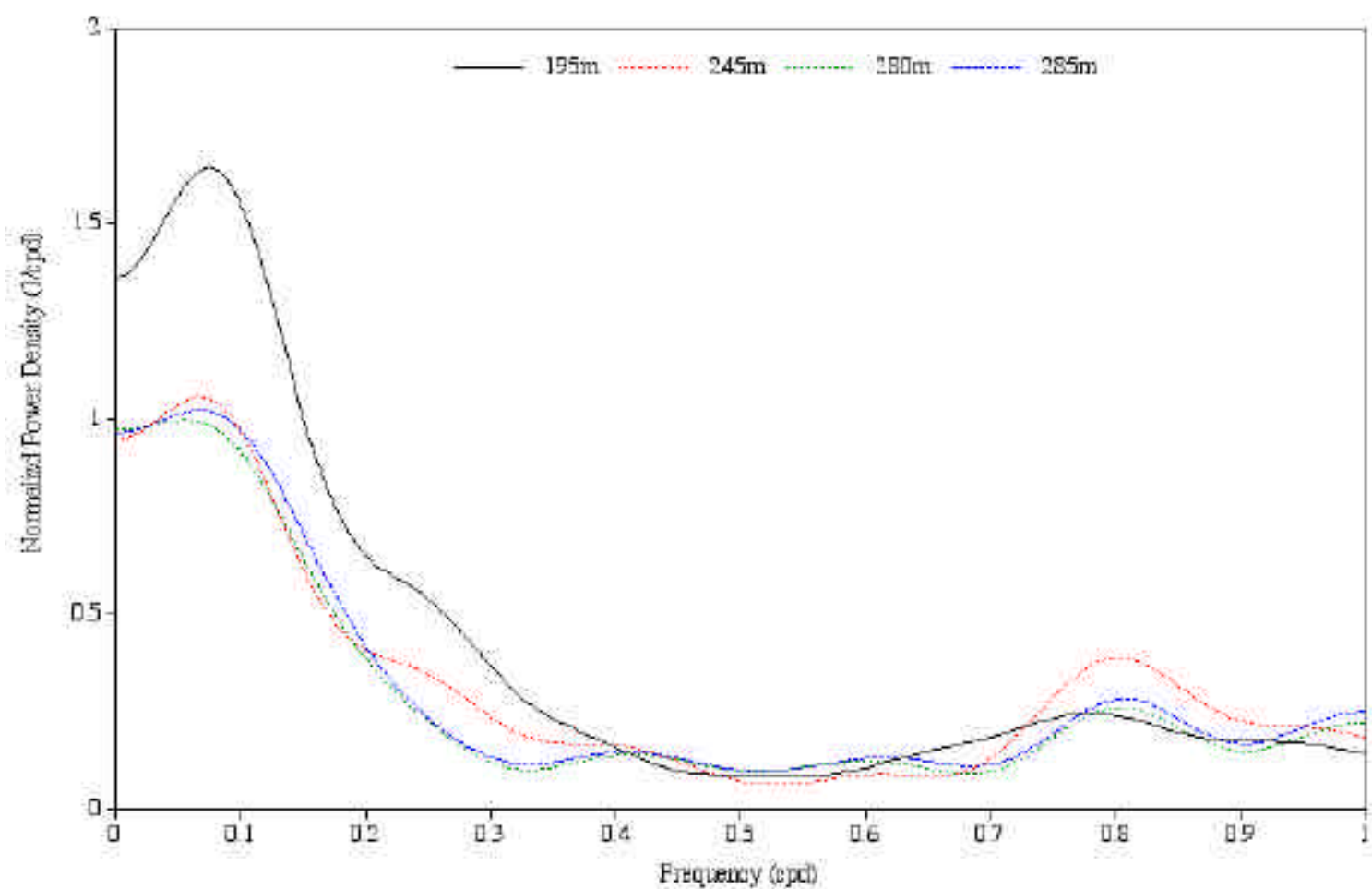


圖5-2、非潮汐溫度頻譜分析



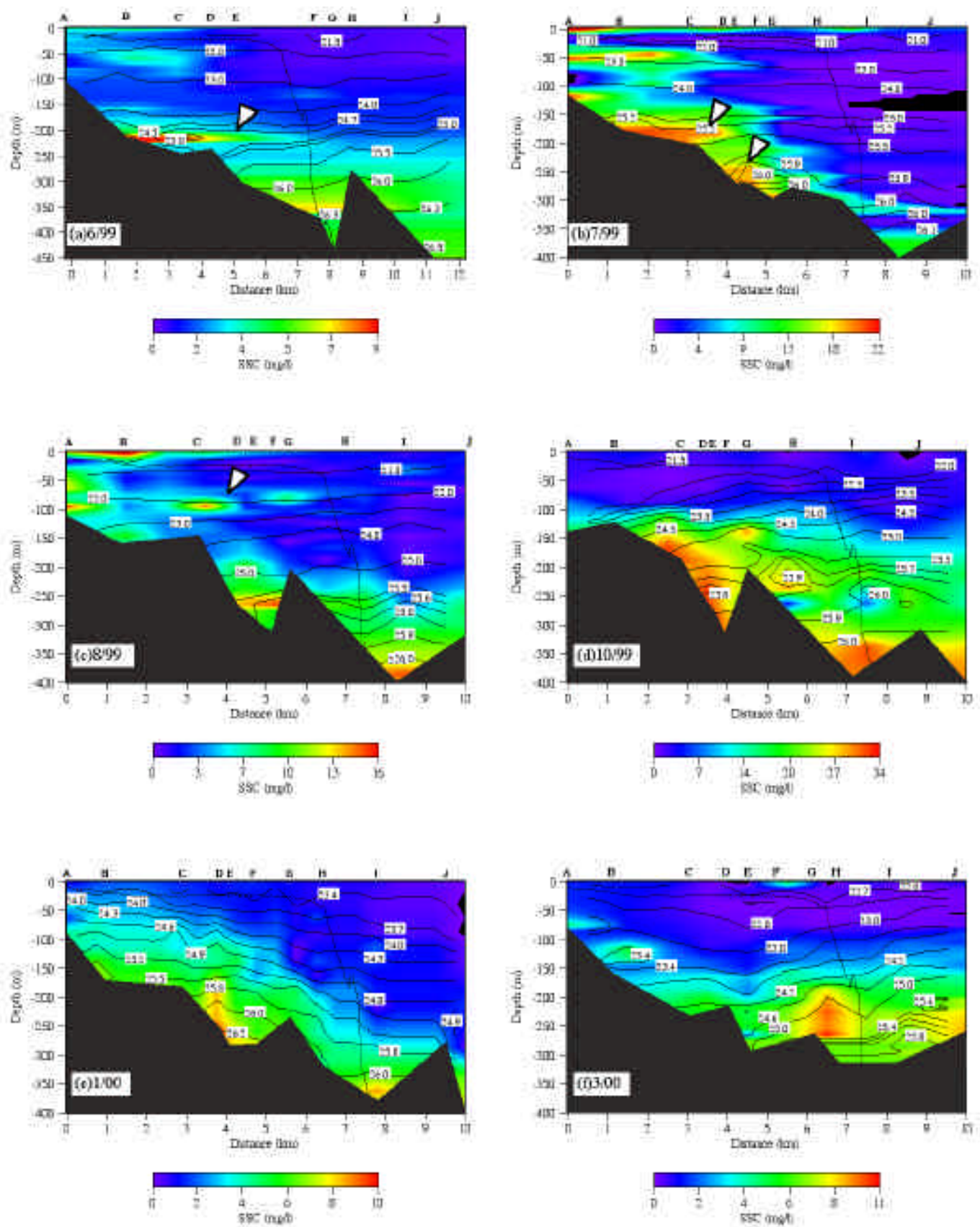


圖5-3、SSC與密度場

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示初期地形，黑色部份表示峡谷段地形變化，實線為密度線，背景為SSC濃度變化，箭頭所指為SSC高值與密度擾動帶。

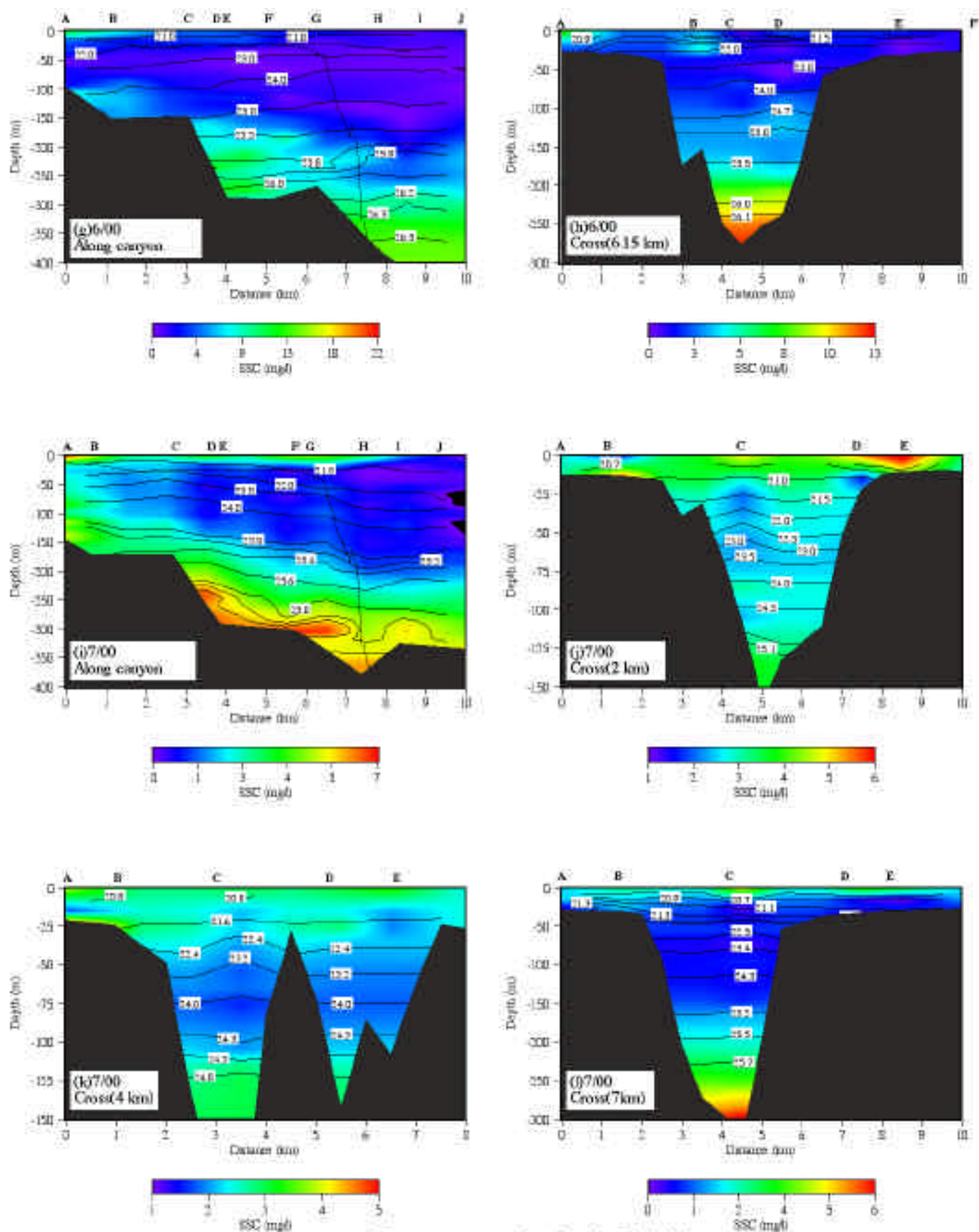


圖5-3、SSC與密度場(續)

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示河網地形，黑色部份表示破谷縱軸地形變化，實線為密度線，背景為SSC濃度變化，箭頭所指為SSC高值與密度擾動帶。



度面一致，當從  $r/c$  的比值分佈(圖 4-24)，知道 7/99 於距峽谷頭部 5~6 公里處為容易發生內波聚焦( $r/c=1$ )的地形，由此可知 7/99 濃度的高值與內波能量聚焦有關，而 6/99 的濃度高值區，根據後報潮流場(圖 3-3)的結果，發現是潮流最弱的時候，從 6~7/00 的連續觀測結果，當流場最弱時垂直方向會出現溫度的混合，導致密度的變化而產生湧升流場，由湧升流導致濃度高值，而在峽谷懸浮顆粒濃度連續觀測部份，從氣象局提供的大氣壓力變化資料，發現在 7/2 7/9 有一啟德颱風形成的低氣壓，而峽谷內的 SSC 則從 7/3 出現濃度上升的變化，且穩定的增加至觀測結束，顯然颱風形成造成 SSC 的增加，但峽谷內有其他作用於觀測時提升水體懸浮顆粒濃度，另一方面，在河口所測到的濃度則在 7/7 出現高值的變化，而在 7/16 7/19 則出現異常高值( 270 mg/l)，顯示高屏溪的 SSC 變化即使是豐水季也有相當大的差異性存在，而從高屏溪與海底峽谷兩者 SSC 變化的趨勢來看，高屏溪的輸出並不會直接影響到峽谷中層(195m)。

### 第三節、水動力結果及地形效應

從水動力結果(Stability E, Ri)來看，高屏海底峽谷於豐水季時形成穩定層化的結構，由於層化作用的關係，使得峽谷容易出現穩定的層流狀態，造成峽谷流場分層的情形，圖 5-4 將流場與密度場的分佈作對照，可以發現流場以峽谷地形轉折處為分界，分層的深度也隨之改變，豐水季在峽谷頭部等密度線 22.0、22.5 及 23.0kg/m<sup>3</sup> 為流場分界面，3~6 公里處則以 23.0 及 24.0 kg/m<sup>3</sup> 為界面，最外側則是 24.0、25.0 及 26.0 kg/m<sup>3</sup> 的等密度線，可見分層界面往峽谷頭部逐漸抬升，而枯水季時，在峽谷頭部仍有分層的情形出現，約是以 22.0、23.0 及 24.6 kg/m<sup>3</sup> 為界面，且密度場的梯度與流場的強弱一致，顯然枯水季時流場的強弱決定於密度流的大小。

另一方面，內波為峽谷內重要物理作用，隨著峽谷地形變化及水文狀態的改變，在峽谷內發生能量的聚焦而導致密度的擾動，而其能量傳輸的路線受地形影

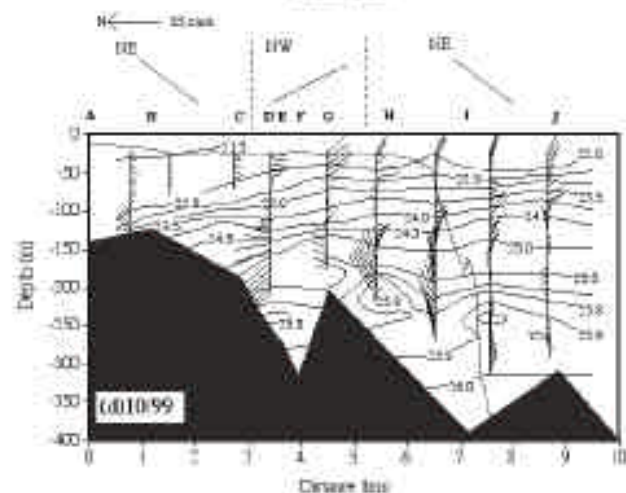
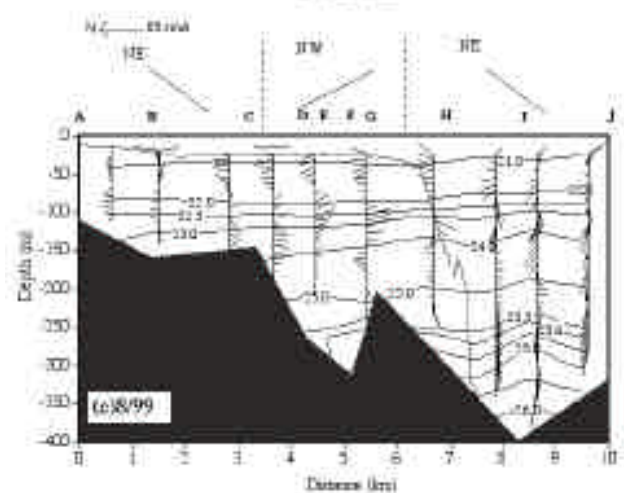
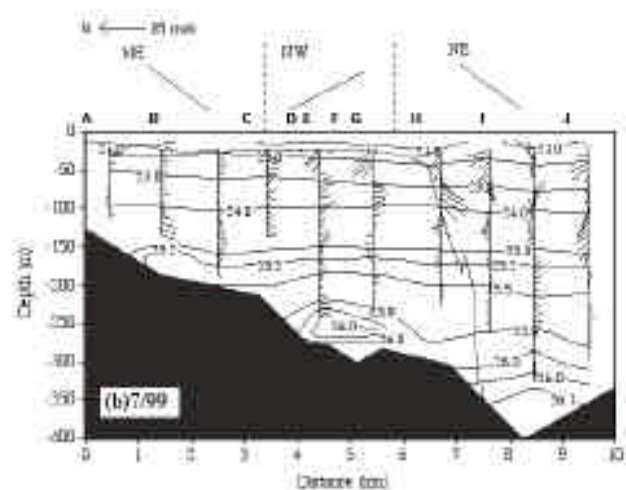
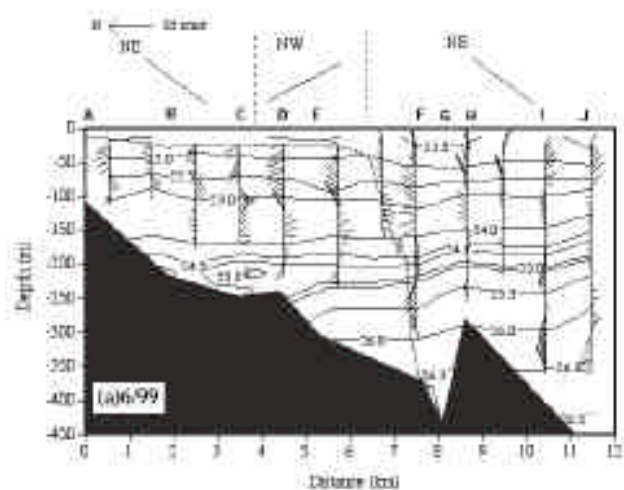


圖5-4、流場與密度場

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸棚地形，黑色部份表示域谷嶺地形變化。

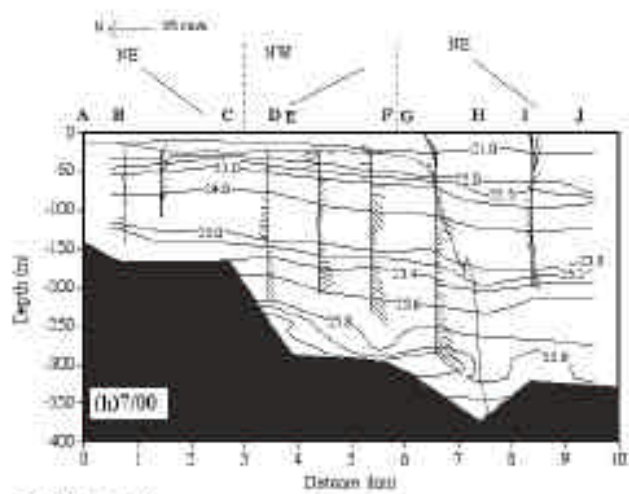
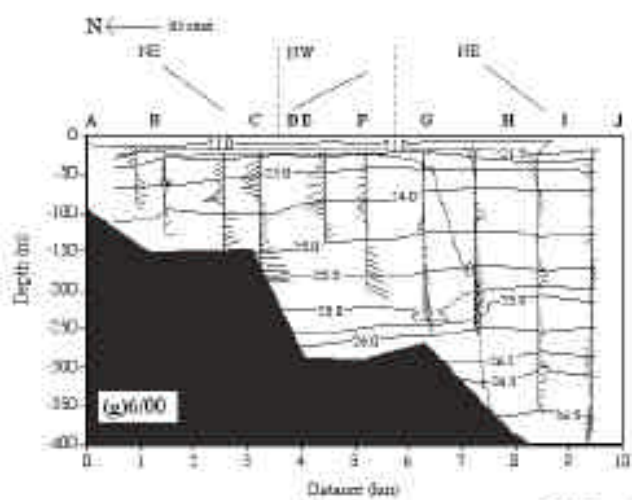
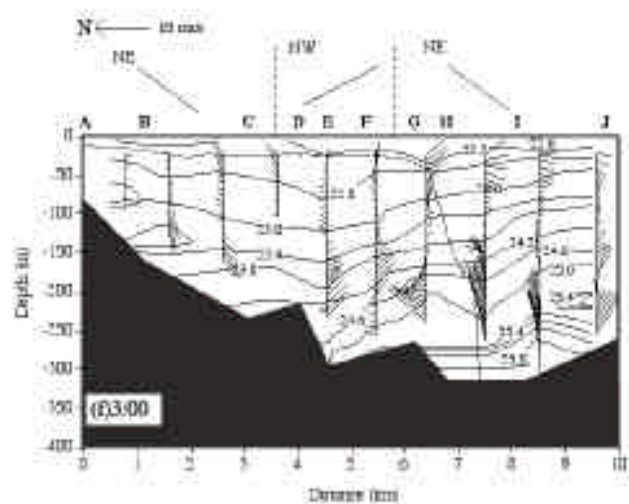
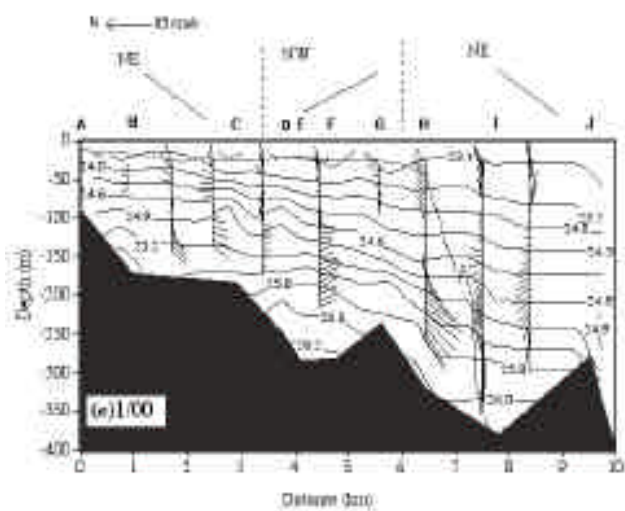


圖5-4、流場與密度場(續)

圖中A~J為各航次10個觀測站位置，虛線表示陸網地形，黑色部份表示峽谷縱斷地形變化。

響，由圖 4-24 可以發現內波在峽谷是往頭部前進的，豐水季時因為層化作用強烈，在地形轉折處容易造成內波反射出峽谷，枯水季時層化減弱，內波受到限制，需要地形的急劇變化才能聚焦內波能量，但從密度場的觀測結果，並沒發現因能量聚焦所引起的擾動，可能是枯水季層化較弱，內波能量相對變小，以至於對峽谷的底層懸浮顆粒變化無法造成影響。

## 第四節、EOF 分析結果

將時空分佈的資料轉換成正交距陣，利用統計學方法 EOF 的計算，把各種環境因子與分佈形態的關聯性予以解析出來，實驗中觀測 5 種環境因子(溫度、鹽度、SSC、流向、流速)，計算後各航次得到 5 組獨立的特徵形式(eigen mode)，每一組特徵形式各有其特徵值(eigenvalue)，而每一特徵值所能解釋資料中的多寡以百分比表示，前二組 Mode(圖 3-8) 的解釋百分比佔 90% 以上，大致上可區分為高屏溪季節性影響和水動力平衡等二種型態。各環境因子的關係以特徵向量(eigenvector)方式表示(表八、九)，可分成正值關係群和負值關係群，同一關係群表示因子的變化是一致的，而向量值愈大則表示其影響力愈明顯。

### 5-4-1、高屏溪季節性影響

海底峽谷由於地形的束狹容易形成層化的環境，而且海底峽谷與高屏溪口的直接銜接，直接受到高屏溪豐枯水季輸出的影響，高屏海底峽谷各種環境因子的分佈狀態皆呈現層化結構，從溫、鹽等的分佈便可顯示著峽谷的層化狀態，所以峽谷內水文變化與層化結構的強弱有關。由 EOF 所得到的二組特徵形式，Mode 1 可解釋資料百分比達 80% 以上，從圖 5-5 中顯示的各因子間的關係，可以發現鹽度、溫度、SSC、流速和流向均為正值特徵向量，且各值的相差不大都接近 0.5，因此 Mode 1 所描述的是峽谷封閉水文環境，在相作用下導致所有因子的影響也相同，由圖中可以發現特徵重量(eigen weighting)的變化，除了 10/99 的 EOF 結果，豐水季的變化值略大於枯水季，特徵重量的變化是由特徵向量(eigen vector)

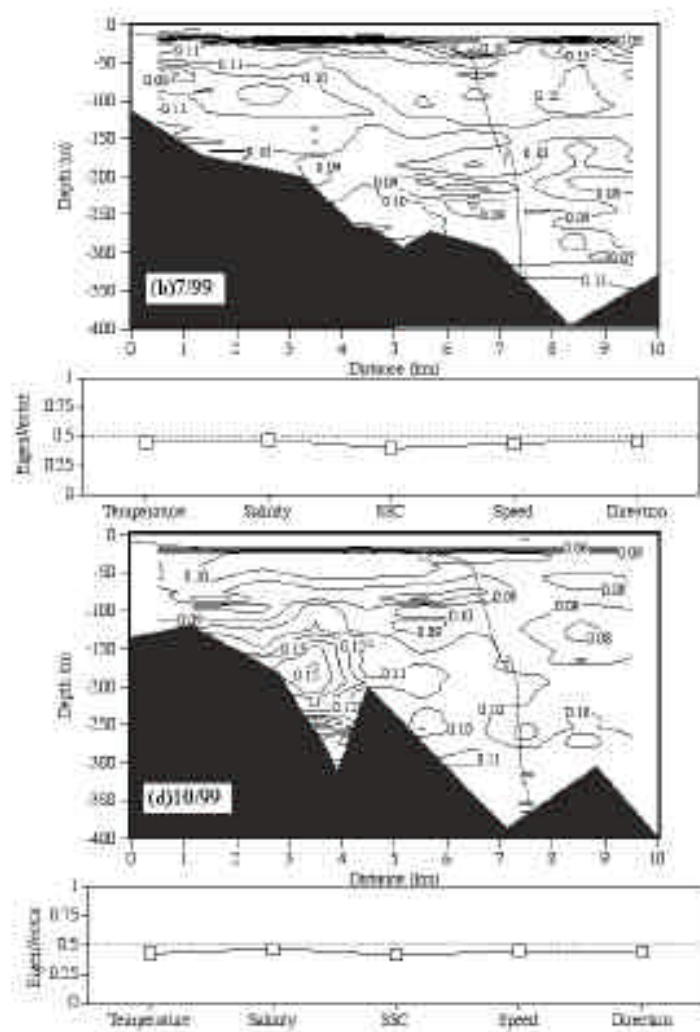
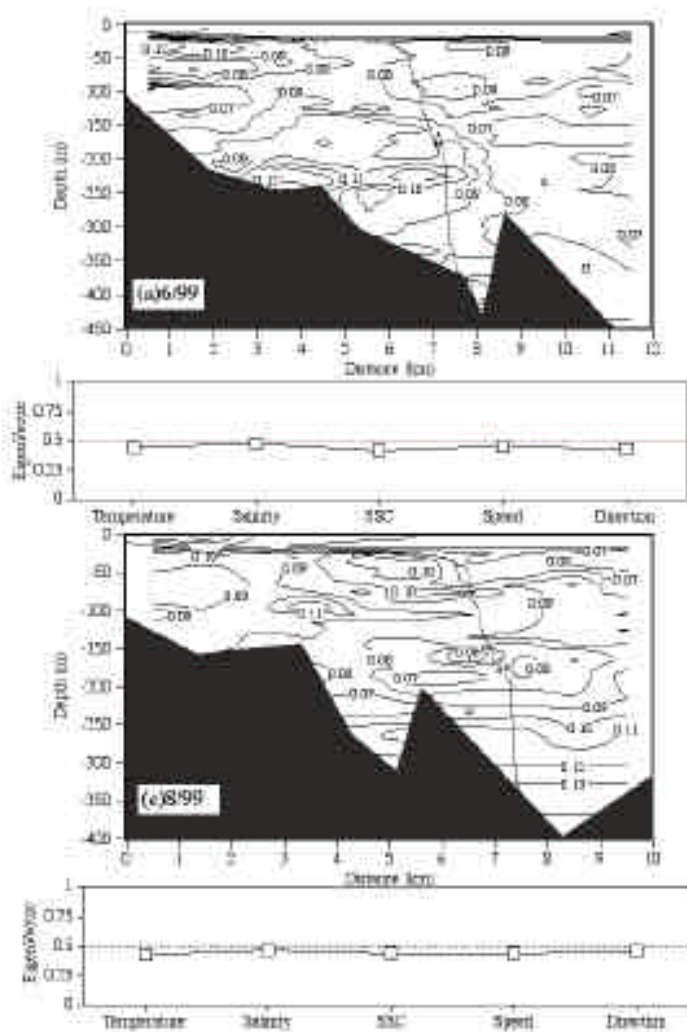


圖 5-5 - EOF 結果 (Eigen Weighting)  
Mode 1

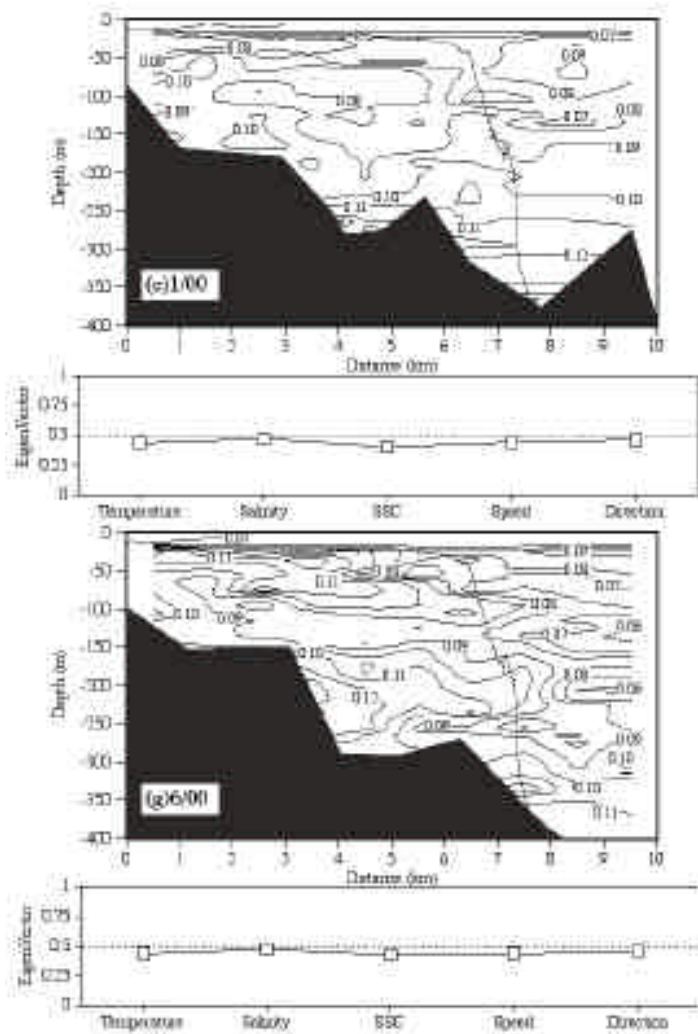


圖5-5 · EOF結果 (Eigen Weighting)(續)  
Mode 1



與原始觀測結果的乘積，當特徵向量的值差異不大時，則顯示出來的即是各環境因子的加總結果，顯然是由於層化作用的關係，使得豐水季的海水混合狀態較差，而 eigen weighting 的高值出現在峽谷頭部及表層 50m 以內，代表著高屏溪輸出的影響，而 mode 1 在豐水季的分佈形態，與溫鹽時空觀測的變化相同，表示峽谷層化結構是由高屏溪輸出所主導的。另一方面，枯水季的 EOF 結果指出底層有較高的特徵重量值，從其分佈型態來看與圖 4-14 的流場觀測結果變化一致，顯然是因為層化結構的減弱而使流場的作用加強，整體而言，mode 1 所展現的是峽谷的層化結構，在高屏溪豐枯水季的影響下，使峽谷水文環境有不同的分佈形態。

表八、Mode 1

+為正值群組；-為負值群組

	溫度	鹽度	SSC	流速	流向
6/99	0.45	0.48	0.42	0.46	0.42
7/99	0.45	0.47	0.40	0.44	0.46
8/99	0.43	0.47	0.44	0.44	0.46
10/99	0.44	0.47	0.42	0.46	0.44
1/00	0.44	0.47	0.41	0.45	0.46
3/00	0.46	0.48	0.44	0.42	0.43
6/00	0.43	0.47	0.43	0.44	0.46
7/00	0.43	0.47	0.43	0.44	0.46

#### 5-4-2、水動力平衡

mode 2(圖 5-6)的 eigen vector 結果顯示，除了 7/99 流速在負值群組外，正值群組是由 SSC 與流速大小所主導，由特徵權重的分佈形態發現正值群組影響以峽谷底層為主，與 SSC 時空觀測剖面的底層懸浮層範圍一致，而負值群組則以溫鹽為主要變化，其影響範圍分佈在峽谷中，流向的變化則是南向流與溫鹽變化一致，北向流則與 SSC 關係較好；6/99 的正值群組為 SSC 與流速，主要分佈範

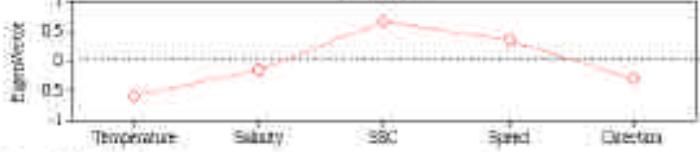
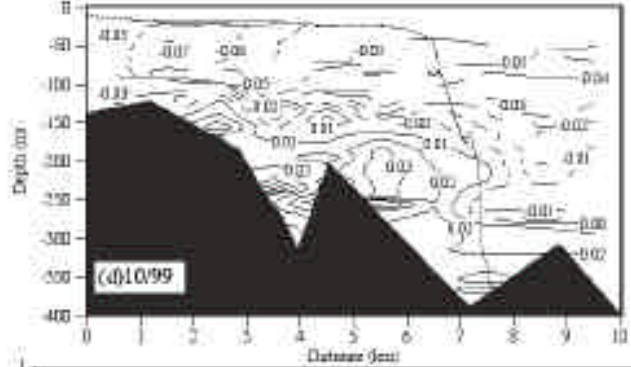
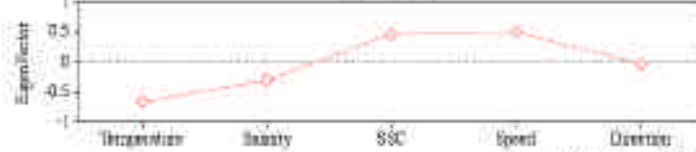
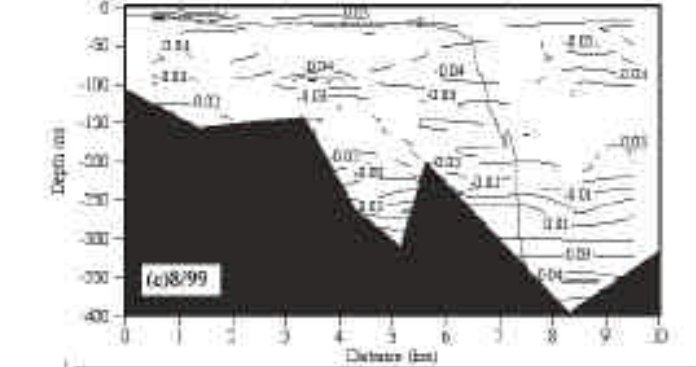
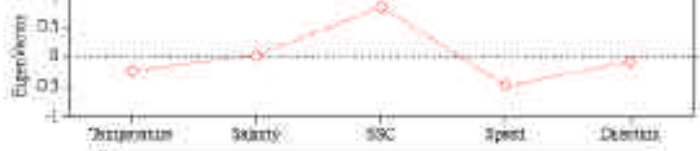
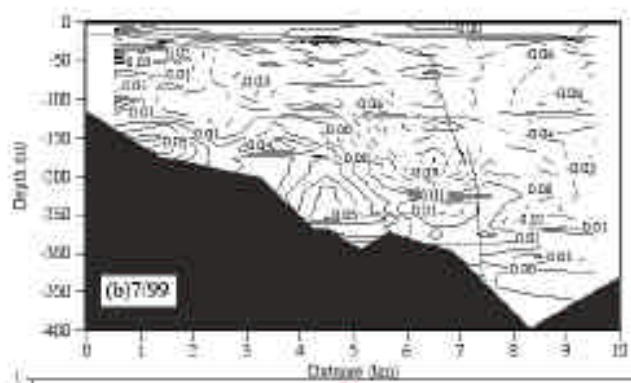
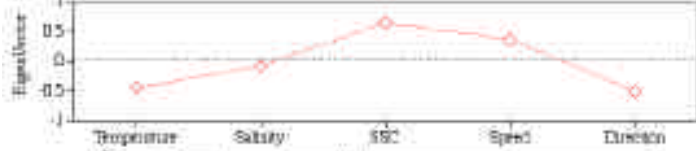
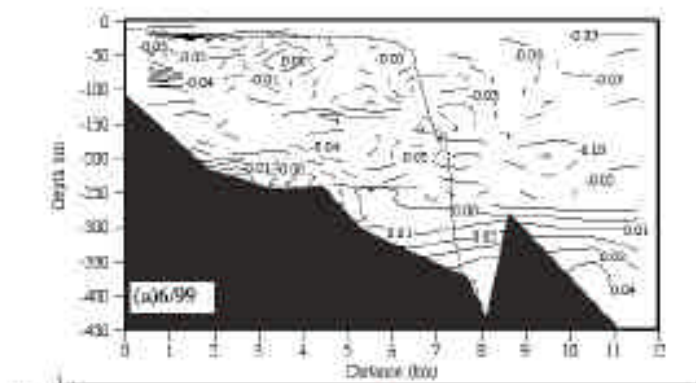


圖 5-6 · EOF 結果 (Eigen Weighting)  
Mode 2

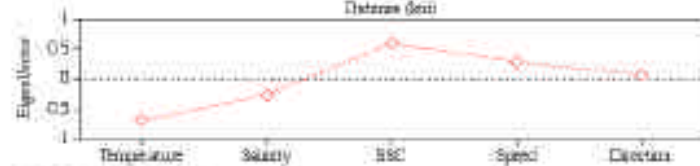
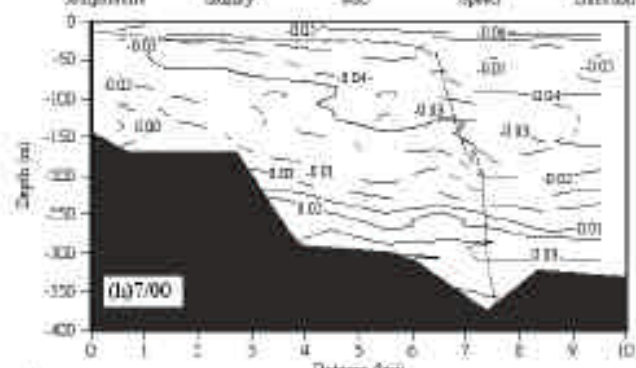
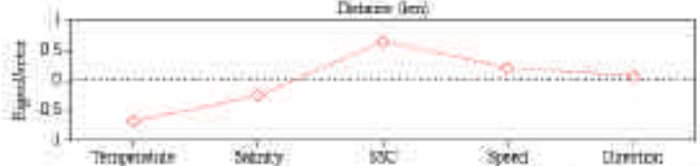
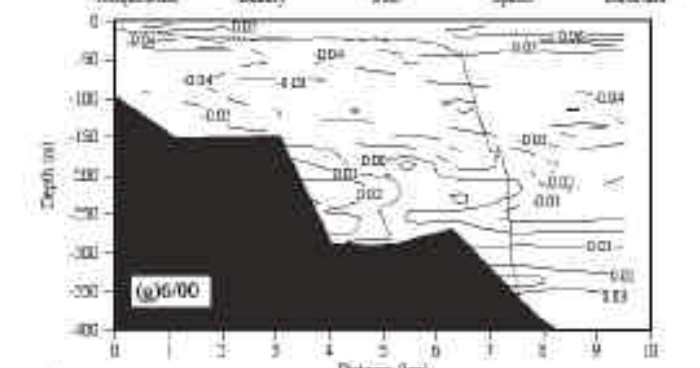
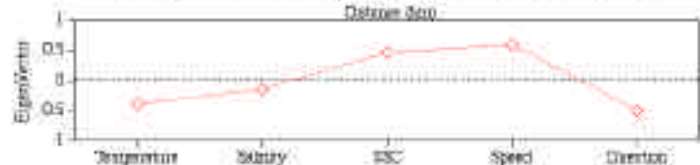
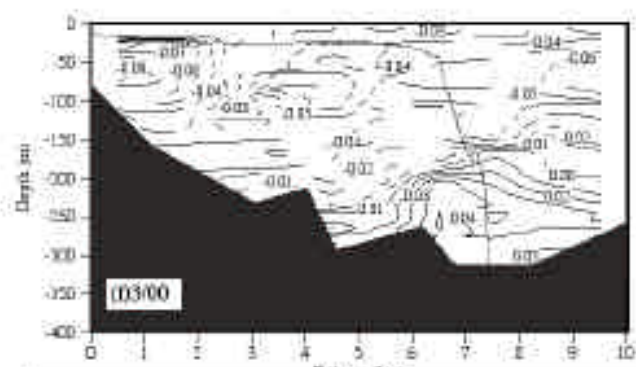
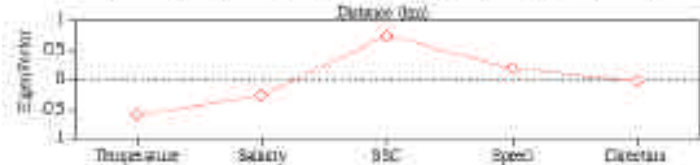
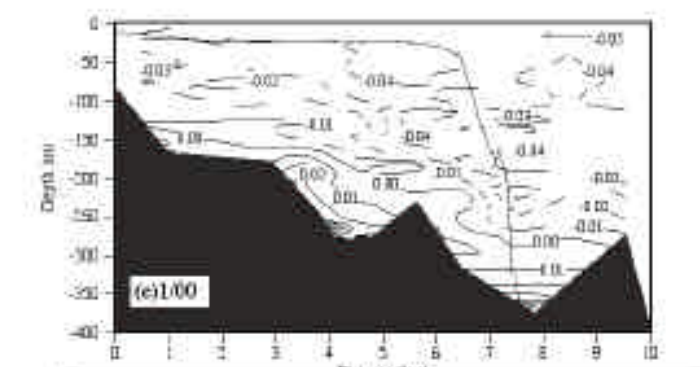


圖5-6、EOF結果(Eigen Weighting)(續)  
Mode 2

圍在 200m 以下，根據懸浮顆粒濃度的時空觀測剖面(圖 4-20)，此區域是底層懸浮層的分佈範圍，負值群組由溫、鹽與流向組成，主要分佈在峽谷的中上層，由流場的瞬間觀測結果，峽谷頭部以北向流場為主，往外海則逐漸轉為南向流，由圖 5-3 可以發現流場有很明顯的分層現象，顯示 6/99 時峽谷溫鹽層化狀態使得流場出現分層，而在峽谷底部正值變化分佈與底層懸浮層的分佈範圍相同，同時北向流場的大小與 SSC 的增加變化一致，顯示在層化狀態下 SSC 會受到北向流的作用而有較高的濃度值，而在 7/99 的 EOF 結果顯示，正值群組只有 SSC 為主要變化量，而負值群組由溫度與流速所組成，鹽度與流向此時不具任何影響力，在特徵權重的正值變化顯示峽谷頭部與底層是 SSC 變化較強的區域，顯然此處的水動力作用較強，由圖 2-2 流量觀測與圖 4-24 的地形效應來看，表層受到高屏溪輸出作用而底層濃度則是內波作用的影響，另一方面在峽谷頭部的中層懸浮層，在特徵權重的分佈並未顯現，表示溫度與流速的影響大於 SSC 的變化，可見在峽谷頭部溫度與流場作用抑制了 SSC 的分佈，而負值變化的部份顯示，峽谷表層因溫度層化而限制了流場的大小，峽谷中間則是流速的影響大於溫度場，表現出層流的作用影響，由圖 4-22 同時也發現 7/99 的穩定度值較高，而 8/99 的 eigen vector 變化與 6/99 相似，不同的是 8/99 的鹽度場效應變大，從圖中可以知道正值變化與 SSC 的底層懸浮層分佈一致，與 6/99 一樣都受到底層流場的影響，而負值變化則分佈在峽谷中間與頭部，原本在 SSC 時空觀測所看到峽谷頭部的中層懸浮和高屏溪輸出，在溫鹽層化作用下壓制此一訊號，顯示高屏溪輸出對峽谷層化狀態的影響大於其所引起的顆粒濃度變化，進入枯水季，10/99 的正值群組為 SSC 與流速，負值群組為溫、鹽及流向，從特徵向量的結果顯示 SSC 的影響變強，流速的大小與 SSC 的變化成正比，正值變化的分佈呈現垂直的結構，且出現於濃度高值區，應該與再懸浮作用有關，至於負值變化的分佈結果，可以看出表層溫鹽變化較大導致特徵權重的增加，另一方面表層流向以南向流為主，隨著深度增加而轉向北向流，1/00 與 10/99 的結果相近，但流向的影響降低，峽谷底層正值變化以底層懸浮層和北向流場為主，負值變化和溫鹽的時空觀測結果

相同，主要受潮汐影響而變化，同樣，3/00(圖 5-6f)時流向的影響加強，峽谷表層有較強的南向流場，就負值變化的分佈，有著因潮汐而導致溫鹽的混合作用，正值變化和 SSC 與流速的變化一致，顯然流場影響懸浮顆粒濃度的分佈，而 6/00(圖 5-6g)與 7/00(圖 5-6h)的結果與 8/99 相類似，只是流速似乎因層化作用變強而降低了影響性；經由 mode 2 特徵向量的變化顯示，峽谷底層為水動力作用平衡的結果，此一現象經由 SSC 的分佈來展現，同時流場的大小也是導致濃度變化的主因，而溫鹽所呈現的水文結構，則是在峽谷中間有較大的影響，表示出峽谷水的穩定性與不變性，而流場的方向有時和溫鹽的變化一致，可能和潮汐作用有關，由此可知 mode 2 是峽谷水動力平衡的結果。

表九、Mode 2

+為正值群組；-為負值群組

	溫度	鹽度	SSC	流速	流向
6/99	-0.44	-0.07	0.65	0.36	-0.50
7/99	-0.23	0.03	0.84	-0.48	-0.08
8/99	-0.66	-0.30	0.48	0.50	-0.03
10/99	-0.57	-0.14	0.67	0.35	-0.29
1/00	-0.58	-0.26	0.74	0.19	-0.02
3/00	-0.39	-0.14	0.47	0.60	-0.50
6/00	-0.68	-0.25	0.65	0.22	0.08
7/00	-0.69	-0.26	0.60	0.29	0.08

## 第六章、結論

### 第一節、高屏海底峽谷的水文特性

#### 6-1-1、季節性變化

高屏海域的水文特性主要受到三種水團的影響，分別為由河流輸出的近岸水團，其特性為低溫低鹽海水，與高溫高鹽的黑潮水及介於兩者間的南海水團，由於海底峽谷地形的限制，使得水文環境不易受到外部流場的影響，但也由於其類似管道的構造，高屏海底峽谷水文變化受到高屏溪輸出直接影響，也容易產生較穩定的層化狀態，豐水季時由溫、鹽等水文觀測便可以明顯看出峽谷層化結構的分佈，此時峽谷水體分別受到來自高屏溪輸出的沖淡水，與黑潮水的入侵，兩種不同水文特性海水角力的結果，造成了海底峽谷的層化環境，由圖 4-11 所展示各航次的溫鹽分佈，可以發現豐水季溫鹽變化範圍較大，將最外側測站的水文資料與黑潮水及南海水文特性相比較(圖 4-12)，六、七月份峽谷的溫鹽分佈偏向黑潮水，顯示在豐水季初黑潮水進出高屏峽谷，出現在深度約 150m 左右，與近岸淡水互相角力而加強了峽谷層化結構，根據吳(1997)的觀測結果，黑潮水在夏季時應退出峽谷，但從我們的觀測資料顯示，夏初時仍是有黑潮水的訊號出現，黑潮水退出峽谷的時間比吳觀測結果還要晚一點；枯水季的水文特性與南海水相近，高屏峽谷幾乎為南海水團所佔據，而失去高屏溪輸出的沖淡水使得峽谷層化狀態減弱，其水文分佈隨潮汐與流場而變化，同時也使得密度場的梯度變大，產生強烈的密度流場。

#### 6-1-2、潮汐作用

峽谷中溫度潮汐變化的振幅約 2 °C，以半日潮為主要的能量，豐水季由於層化作用的關係，溫度場在近岸潮汐的能量所佔比例約 86 %，峽谷中觀測結果為 70 %，能量下降與湧升流有關，由峽谷非潮汐溫度變化的頻譜分析，在 0.1cpd 的頻率有著高能量的變化，發生溫度突然上升的現象，因潮流場的流速變弱使得



層流作用降低，上下層海水混合而使溫度上升，最後產生湧升流場，另一方面，由圖 4-13 可知近岸水位為退潮時段，峽谷流場為北向流(逆上峽谷)，而漲潮時段則為南向流(順下峽谷)，與 2000 年張的觀測結果是一致的，同時我們亦發現峽谷的北向流場與溫度場的低溫變化同步，將低溫水團往峽谷頭部傳輸；當枯水季層化結構減弱，潮汐作用為影響峽谷水文變化的主要動力，並且控制南海水團在峽谷的進出，由圖 4-16 可以發現在漲潮時段，南海高鹽水橫貫整個峽谷，而退潮時段則退出峽谷，同時峽谷流場變化，由於密度流的產生，枯水季時峽谷流場較豐水季為大，瞬間流場觀測(圖 4-13)，枯水季的潮流變化受到限制，瞬間流場變化與密度分佈一致，可見密度流作用大於潮流。

## 第二節、高屏溪輸出對海底峽谷的影響

高屏海底峽谷與高屏溪口直接銜接，受到高屏溪輸出的影響，由於豐枯水季的流量(694.0/25.6 cms)可差距一個數量級以上，因此高屏溪輸出造成峽谷層化結構，但也限制了其所帶來的陸源沉積物往峽谷內傳輸，從 SSC 的分佈(圖 4-20)，表層懸浮層來自高屏溪輸出，分佈範圍可包含整個峽谷水平距離，但其分佈深度不到 20m，枯水季時則消失，而中層懸浮層只有在高屏溪出現異常高流量時(7/99、8/99、7/00)，由高屏溪異常輸出於峽谷頭部造成湧升流場，進而在峽谷頭部形成中層懸浮層，其濃度與底層懸浮層相同，為再懸浮作用而產生的懸浮沉顆粒，而底層懸浮層為經常性的高濃度區，主要由底層流場所導致的濃度高值；當高屏溪輸出進入枯水季時，峽谷層化狀態也同時減弱，SSC 的分佈受潮汐及流場影響，在峽谷地形變化處，底層有明顯的再懸浮作用引起濃度的高值，其濃度極值甚至高於豐水季的觀測結果。

## 第三節、峽谷動力環境

高屏海底峽谷由層化作用、水力平衡和內潮波的傳輸三者組成峽谷水動力環

境,其結果如圖 6-1 所示,豐水季由於高屏溪與黑潮水的互相作用導致峽谷層化,而內潮波便沿此層化界面進入峽谷,一部份在峽谷深處形成能量聚焦,導致密度的擾動,一部份內波能量當層流減弱時使上下海水混合,進而產生湧升流,而枯水季層化結構減弱,潮汐與流場成為主要作用力,峽谷底層以潮汐所造成的密度流為主要動力,峽谷表層則是流場作用較強,同時峽谷底層的再懸浮作用也比豐水季更為明顯,各種動力作用詳述如下:

### 6-3-1、層化結構

從水動力參數計算的結果顯示,峽谷的穩定狀態與其豐枯水季的變化有關,豐水季峽谷穩定度值高於枯水季,形成明顯的層結構,峽谷頭部由於高屏溪的輸出而有較大的穩定度值,同樣在豐水季峽谷比較容易產生層流作用,由密度分佈與流場變化的比較(圖 5-3),層化界面使得流場的上下層流向相反,而隨著峽谷走向的變化,分層界面也隨之改變,在峽谷頭部界面為等密度線  $22.0$ 、 $22.5$  及  $23.0\text{kg/m}^3$ , 3~6 公里處則以  $23.0$  及  $24.0\text{ kg/m}^3$  為界面,最外側則是  $24.0$ 、 $25.0$  及  $26.0\text{ kg/m}^3$  的等密度線,界面深度往峽谷頭部逐漸變淺,當內潮波傳入峽谷內時,隨著分層介面的上抬,可能因此而溢出高屏海底峽谷;枯水季流場也有分層的現象,峽谷下層的流場與等密度面的梯度方向一致,上層則兩者方向相反,顯然上層的流場作用大於密度流,而下層則是密度流為流場主要驅動力,由流場的連續觀測結果,豐水季時峽谷流場隨著深度增加而變大,流場方向也以南北向流為主。

### 6-3-2、內潮波作用

豐水季峽谷層化結構明顯,有助於內潮波的傳輸,從近岸水位觀測結果,在 7/3~7/4 間發現由內潮波所引起的低溫海水混合,而峽谷的連續觀測於 6/28 則出現溫度異常升高,發生於流場變弱時,當層流作用強時,內潮波能量受到抑制,流場轉弱時則內波引起海水的混合,隨著溫度的升高進而發生垂直方向的湧升流場,將底層低溫海水往峽谷頭部傳輸,從峽谷的橫剖面觀測,在峽谷中間的湧升

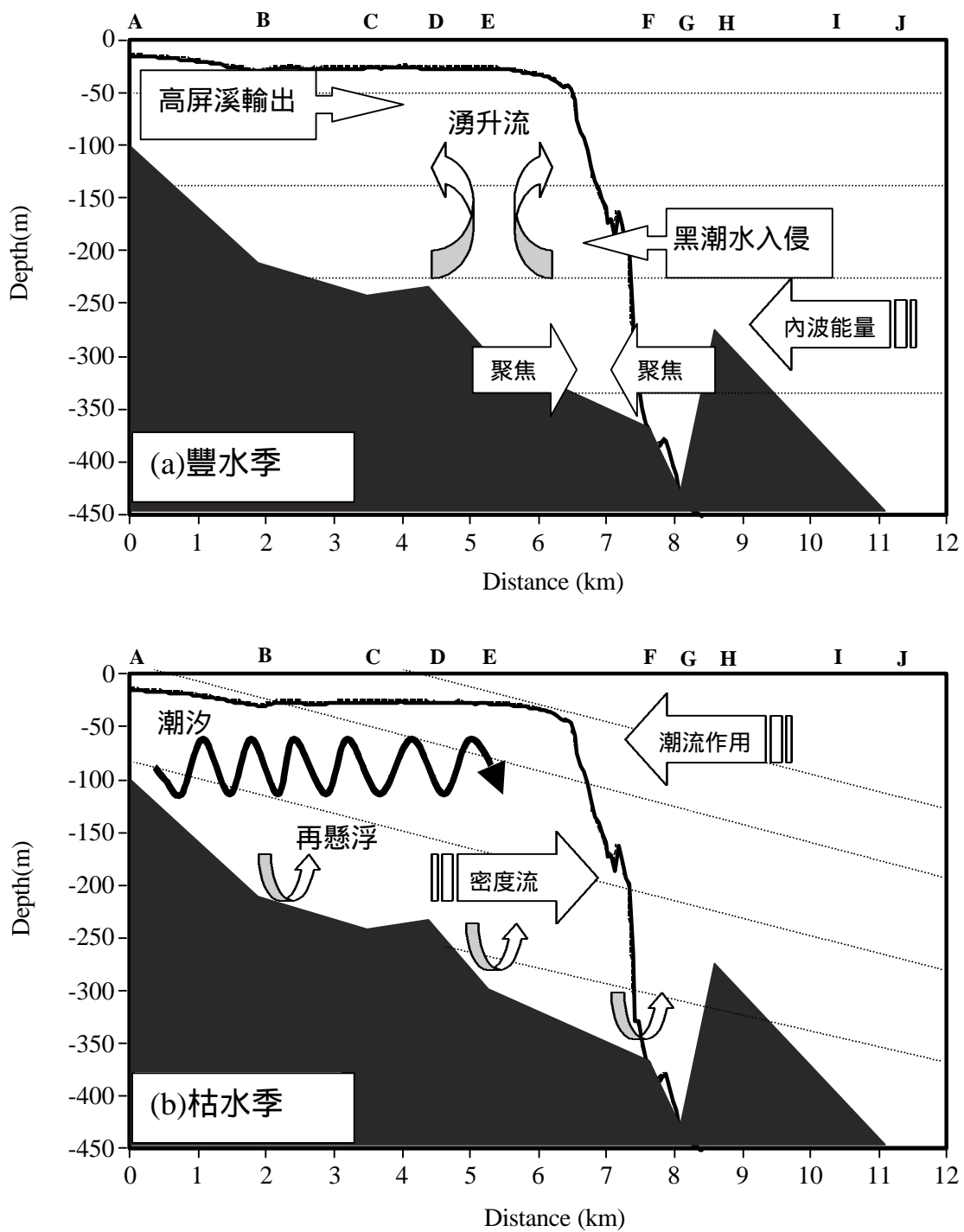


圖 6-1、峽谷動力結構示意圖

圖中虛線(--)表示陸棚地形，黑色部份為峽谷地形，虛線(..)表示峽谷層化結構，(a)箭頭分別表示內波能量傳輸方向、能量聚焦處和懸浮顆粒傳輸方向；(b)箭頭分別表示再懸浮作用與斜壓流場。

流場，顯然也是受到內潮波作用所引起的，Wang and Chern(1996)觀測東港水溫時，認為由內潮波帶來冷水的機制是湧升流場所造成，與我們觀測的結果是一樣的。

### 6-3-3、水力平衡結果

峽谷內水動力平衡結果決定懸浮顆粒的濃度分佈，由 EOF 的計算，在 mode 2 的特徵向量結果顯示 SSC 與流速的變化一致，在峽谷底層兩者的作用大於溫鹽的變化，而峽谷頭部與峽谷中層則溫鹽的變化壓制其他作用力，豐水季時峽谷底於地形轉折處常會發現濃度的高值，此處同時也是密度擾動帶，在 6/99 由於黑潮水的侵入海底峽谷，使得底層水溫上升引起密度的變化，導致密度的擾動而產生 SSC 的高值，7/99 則是地形的變化導致內波能量的聚焦，由內波所引起的密度擾動導致 SSC 的高值，同時峽谷懸浮顆粒濃度的連續觀測結果，在 Clay VFM Silt 與 Coarse Silt 的濃度變化較為一致，在 7/2~7/10 啟德颱風形成期間，觀測到較高的濃度值，同樣的現象於 Sand 也有觀測到，但 Sand 的濃度的一直增加，顯示有自峽谷外的來源在提供，由沉積通量來看，Clay 與 VFM Silt 的來源以再懸浮顆粒為主，Coarse Silt 來源則是由峽谷外進入峽谷內，當底層受到颱風影響導致再懸浮作用時，下層的通量便大於上層所收集的懸浮沉積顆粒，而 Sand 的通量上層高於峽谷下層，其來源應來自近岸陸棚，但峽谷底層的濃度上升應另有來源，由於高屏峽谷是近岸拖網漁業主要作業區，其作業路線沿等深線前進，可能是漁船作業的人為影響而使得 Sand 由陸棚被帶往峽谷底層。

## 第七章、參考文獻

### 中文文獻

- 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。
- 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料學系碩士論文。
- 劉坤章(1999)：從沉物粒徑的分佈來看高屏溪口近岸海域皂沉積物傳輸。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文。
- 張育嘉(2000)：高屏峽谷及附近海域之流場觀測。國立中山大學海洋資料學系碩士論文。
- Agrawal, Y.C., Pottsmith, H.C., 2000. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology*, 168:89-114.
- Beer, R.M. and Gorsline, D.S., 1971. Distribution, composition, and transport of suspended sediment in Redondo Submarine Canyon and vicinity (California). *Marine Geology*, 10, 153-175.
- Bunt, A.C., Larcombe, P., Jago, C.F., 1999. Quantifying the response of optical backscatter devices and transmissometers to variations in suspended particulate matter. *Continental Shelf Research*, 19:1199-1220.
- Chow J., Lee J.S., Liu C.S., Lee B.D., Watkins J.S., 2001. A submarine canyon as the cause of a mud volcano: Liuchieuyu Island on Taiwan. *Marine Geology*, 176:55-63.
- Drake, D.E., Hatcher, P.G. and Keller, G.H., 1978. Suspended particulate matter and mud deposition in upper Hudson Submarine Canyon. In: D. J. Stanley and G. Kelling (Editors), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., pp.33-41.
- Durrieu de Madron, X., 1994. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhone canyon. *Continental Shelf Research*, Vol.14, No.5, pp.457-477.
- Friendrichs, C.T., Wright, L.D., Hepworth, D.A., Kim, S.C., 2000. Bottom-boundary-layer processes associated with fine sediment accumulation in coastal seas and bays. *Continental Shelf Research*, 20:807-841.
- Garvine, R.W. and Monk, J.D., 1974. Frontal Structure of River Plume. *Journal of Geophysical Research*, Vol.79, No.15, p.2251-2259.
- Granata, T.C., Vidondo, B., Duarte, C.M., Satta, M.P., Garcia, M., 1999. Hydrodynamics and particle transport associated with a submarine canyon off Blanes (Spain), NW Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*, 19:1249-1263.
- Hatcher, A., Hill, P., Grant, J., Macpherson, P., 2000. Spectral optical backscatter of

- sand in suspension: effects of particle size, composition and colour. *Marine Geology*, 168:115-128.
- Hickey, B., Baker, E. and Kachel, N., 1986. Suspended particle movement in and around Quinault Submarine Canyon. *Marine Geology*, 71:35-83.
- Hotchkiss, F.S. and Wunsch, C., 1982. Internal waves in Hudson Canyon with possible geological implications. *Deep-Sea Research*, Vol.29, No.4A, pp.415-442.
- Klinck, J.M., 1996. Circulation near submarine canyons: A modeling study. *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, No.C1, p.1211-1223.
- Lafuente, J.G., Sarhan, T., Vargas, M., Vargas, J.M. and Plazl, F., 1999. Tidal motions and tidally induced fluxes through La Linea submarine canyon, western Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, No.C2, p.3109-3119.
- Lin, P. and Liu, P.L. -F., 1998. Turbulence transport, vorticity dynamics, and solute mixing under plunging breaking waves in surf zone. *Journal of Geophysical Research*, Vol.103, No.C8, p.15677-15694.
- Liu, A.K. and Chang, Y.S., 1998. Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas. *Journal of Geophysical Research*, Vol.103, No.C4, p.7995-8008.
- Mercedes, M., La Violette, P.E., Tintore, J., 1990. Coastal flow modification by submarine canyons along the NE Spanish coast. *SCI.MAR.*, 54(4):343-348.
- Miller M.C., I.N. McCave and P.D. Komar, 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507-527.
- Monaco, A., Courp, T., Heussner, S., Carbonne, J., Fowler, S.W., and Deniaux, B., 1990. Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE-I, western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, Vol.10, Nos 9-11, pp. 959-987.
- Petruncio, E.T., Rosenfeld, L.K. and Paduan, J.D., 1998. Observation of the Internal Tide in Monterey Canyon. *Journal of Physical Oceanography*, p.1873-1903.
- Puig, P., Palanques, A., 1998. Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 149:39-54.
- Snyder, G.W. and Carson, B., 1986. Bottom and suspended particle sizes: implications for modern sediment transport in Quinault submarine canyon. *Marine Geology*, 71:85-105.
- Shepard F.P., N.F. Marshall, P.A. Mcloughlin and G. G. Sullivan (1979) Currents in submarine canyons and other sea valleys. The American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 8, pp.173.
- Southard J.B., R.A. Young and C.D. Hollister (1971) Experimental erosion of



- calcareous ooze. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5903-5909.
- Thorbjarnarson, K.W., Nittrouer, C.A. and Demaster, D.J., 1986. Accumulation of modern sediment in Quinault Submarine Canyon. *Marine Geology*, 71:107-124.
- Tsai, C., 1996. An assessment of a time-of-transition laser sizer in measuring suspended particles in the ocean. *Marine Geology*, 134:95-112.
- Wang, J. and Chern, C., 1996. Preliminary observations of internal surges in Tung-Kang. *ACTA Oceanographica Taiwanica*, Vol.35, No 1, pp.17-40.
- Wright, L.D., Nittrouer, C.A., 1995. Dispersal of River Sediments in Coastal Seas: ix Contrasting Cases. *Estuarine*, Vol.18, No.3, p.494-508.
- Wroblewski J.S. and E.E. Hofmann, 1989. U. S. interdisciplinary modeling studies of coastal-offshore exchange process: Past and future. *Progress in Oceanography*, 23, 65-99.
- Yu, H. and Song, G., 2000. Submarine physiographic features in Taiwan region and their geological significance. *Journal of the Geological Society of China*, Vol.43, No.2, p.267-286.