

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Graduate Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

台灣西南海域陸棚及峽谷內沈積物傳輸方式

Transport of sediments in shelf and submarine canyons

off SW Taiwan



Tseng, Jing-Yi

指導教授：蘇志杰 博士

Advisor: Su Chih-Chieh, Ph.D.

中華民國九十八年七月

July, 2009

致謝

感謝蘇志杰教授一直以來耐心的指導讓學生增廣見聞許多，以及俞何興教授、扈治安教授及劉家瑄教授對論文的指教，讓學生獲益良多，還有蔣正興教授在採樣上的幫助。

謝謝老大把我帶進台大這環境中，讓我了解做實驗的快樂。謝謝海研所裡的朋友善良的少薇學姊、很厲害的裕程學長、會做幸福美食的致中學長、溫柔的怡雯姐、好玩的品璋、報告達人婉霞、親愛的凱莉、活潑的嫻珊、率性的健瑛、漂亮的 LULU、愛運動的怡靜、一樣愛貓的悅婷、黃金右腳屈、電腦達人琪鈺、大方的佳瑜等的幫助與鼓勵，尤其凱莉，在這期間不斷的鼓勵及陪伴，完成我們的約定！有妳們真好！

另外還要感謝幫助採樣辛苦的船員們，出海真不是件簡單的事！還要感謝幫助岩芯剖半的海大岩芯庫朋友們。還有感恩那些讓我生出數據來的沉積物及儀器設備，沒有你們就不會有這本了！

最後我要感謝爸爸、媽媽以及哥哥和嫂子，無怨無悔的付出及一路支持鼓勵，讓我任性的繼續唸完研究所，超愛你們的！還有每天等我回家，陪伴我、聽我說話和跟我玩的瑪扭扭，有你真好。

摘要

本文研究區域位於台灣西南海域陸棚、高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷。西南海域具有陸棚短窄及海底峽谷地形等特徵，其中高屏海底峽谷頭部接連著陸上的高屏溪；枋寮海底峽谷從陸棚開始、頭部沒有河川連接。本研究希望能夠藉由陸棚之表層沈積物及峽谷上、中、下部的岩芯分析中找出沈積物傳輸方式，且對不同時間同一採樣點所採集之岩芯做時間尺度上的對比。

從 X 光攝影之結果來看可知此區的岩芯中幾乎均含濁流沉積物。粒徑分析的結果顯示從峽谷上部至峽谷下部的沈積物顆粒含砂比越來越大，其峽谷上部沈積物主要為粉砂及泥而峽谷深部沉積物之含砂量較大，說明此區的沈積物主要因濁流或重力流攜帶輸出。²¹⁰Pb 分析中發現有一近期快速堆積之沈積物分佈於整個高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷西側。在相隔一年多後，於相對高屏海底峽谷之 OR1-785 2A 同一站位採集 OR-851 GCC 岩芯中發現此一快速沈積事件之沈積物厚度應超過 1.5 公尺，比對當時地震及水文資料推測乃因洪氾所引起。另外，也間接的証實海研一號舊型的重力岩芯採集器會造成表層沈積物損失。峽谷中大量堆積沈積物經過長時間底流淘選後僅剩數公分薄層，說明了峽谷為沈積物的通道，長時間後沈積物會被帶離。枋寮海底峽谷之岩芯中亦有如高屏海底峽谷新一期快速堆積之沈積物，但從其 X 光攝影可看出部分岩芯層理並非相當完整，甚至其淘選度相對於岩芯本身早期之沈積物較好，比對採樣時間點，推測其為 2006 年地震所產生之濁流沈積物。高屏溪河流攜帶沈積物大量輸出，主要堆積於高屏海底峽谷中，溢流部分受海流及潮流作用飄送至鄰近區域沉積。

關鍵字：濁流、海底峽谷、X 光攝影、粒徑分析、²¹⁰Pb

Abstract

The southwestern Taiwan offshore is mainly composed by narrow continental shelf with several submarine canyons, in which the Gaoping canyon is connected with the Gaoping River, and in contrary, the Fangliu canyon is without river connected. This study wishes to combine the grain size and ^{210}Pb profile data in conjunction with X-radiograph images to understand the transportation of sediments on the shelf off southwestern Taiwan, especially in the Gaoping and Fangliu canyons.

X-ray radiography images show the turbidites are widespread in the study area, and grain size results show the sand contents are increased from upper canyon to lower canyon. It implies the sediments were transported by turbidity or gravity flow in this area. ^{210}Pb analysis shows new turbidite layer in all the Gaoping canyon and western Fangliu canyon core samples. In the March of 2006, we collected a core (OR1-785-2A) from Gaoping canyon and found a newest forming thick turbidite in the box core. A year later, at the same location, a gravity core (OR1-851 GCC) was taken and finds the thickness of the turbidite layer is over 150 cm, and this turbidite layer is related to the flooding event in 2005. In the lower part of the gravity core OR1-785-2A, the thin layered turbidites are appeared repeatedly. We suggest the huge and thick sediments were deposited in the canyon in temporary, followed by long-term re-suspension, re-transportation and erosion processes, the thick turbidite layer transferred into thin layer, and the whole transformation illustrates why the submarine canyon is a conduit of sediments transportation. Compare to the Gaoping canyon, the new turbidites deposited in the Fangliu canyon was probably caused by the 2006 Hengchun earthquake.

Key words: Turbidite, submarine canyon, X-ray, grain size analysis, ^{210}Pb

目錄

口試委員審定書.....	i
致謝.....	ii
摘要.....	iii
Abstract.....	iv
目錄.....	v
圖目錄.....	vii
表目錄.....	ix
第一章 緒論	1
1.1. 前言.....	1
1.2. 研究區域簡介.....	2
1.3. 研究目的.....	5
第二章 研究方法	8
2.1. 研究區域.....	8
2.2. 沈積物採樣.....	8
2.3. 沈積物處理.....	8
2.4. 沈積物分析.....	12
2.4.1. X光攝影.....	13
2.4.2. 粒徑分析.....	15
2.4.4. 燒失量.....	20
2.4.5. ²¹⁰ Pb 放射性核種分析.....	21
第三章 實驗結果與討論	26
3.1. 岩芯 X 光攝影.....	26
3.1.1. 濁流沈積層序.....	26
3.1.2. 特殊構造的岩芯 X 光片.....	28
3.1.3. 沈積物粒徑分析結果.....	31
3.1.4. 峽谷之淺部、中部及深部的沈積物粒徑變化.....	32
3.1.5. 表層沈積物之空間分佈.....	32
3.2. ²¹⁰ Pb 放射化學分析.....	36
3.2.1. 高屏海底峽谷.....	37
3.2.2. 枋寮海底峽谷.....	37
3.2.3. 沈積速率.....	40
3.3. 綜合討論.....	41
3.3.1. 高屏海底峽谷快速沈積事件的判別.....	41
3.3.2. 2006 年恆春地震對高屏海底峽谷的影響.....	45
3.3.3. 峽谷是沈積物之通道.....	46

3.3.4. 高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷之異同.....	47
第四章 結論.....	49
參考文獻.....	50
附錄 I	54
附錄 II	70



圖目錄

圖 1-1	對濁流沈積物之不同定義	2
圖 1-2	台灣南部海域海底地形圖)	4
圖 1-3	臺灣西南海域每年有 49 百萬噸的沈積物排放量	5
圖 1-4	2006 年恆春地震震央位置及海底通信電纜斷裂位置圖	7
圖 2-1	本文沈積物採樣位置圖	9
圖 2-2	實驗分析流程	12
圖 2-3	X 光機	14
圖 2-4	高屏海底峽谷(OR1-785GC7A)岩芯 X 光攝影照片	14
圖 2-5	LS13 320 雷射粒徑分析儀及其內部結構示意圖	17
圖 2-6	粒徑尺度轉換圖	18
圖 2-7	KINGMECH 的冷凍乾燥機	20
圖 2-8	^{210}Pb 活度-深度曲線示意圖	25
圖 2-9	^{209}Po 、 ^{210}Po 的 α 能譜圖	25
圖 3-1	細粒濁流沈積層序	27
圖 3-2	高屏海底峽谷中部 OR1-851 GCC 之 X 光攝影照片	27
圖 3-3	高屏海底峽谷下部之 OR1-785 BC1A X 光片及粒徑砂泥比	29
圖 3-4	枋寮海底峽谷中部之 OR3-1237 st11 岩芯 X 光片及岩芯含水量	30
圖 3-5	枋寮海底峽谷中部之 OR3-1237 st11X 光片	31
圖 3-6	高屏海底峽谷岩芯沈積物之砂泥比	33
圖 3-7	枋寮海底峽谷岩芯沈積物砂泥比	34
圖 3-8	高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷表層沈積物之砂泥比	35
圖 3-9	高屏海底峽谷、枋寮海底峽谷及高屏陸棚之表層沈積物譜圖	36
圖 3-10	高屏陸棚表層沈積物(OR3-1262)之含砂量分布圖	36
圖 3-11	高屏海底峽谷附近的岩芯表層 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度	38
圖 3-12	高屏海底峽谷中部的 OR1-785 BC2 及 OR1-851 GCC5 之 ^{210}Pb 活度對深度剖面圖。	39
圖 3-13	枋寮海底峽谷上部陸坡之 OR1-825 BC15 的 ^{210}Pb 活度值、淘選度及粒徑中值比較。	39
圖 3-14	枋寮海底峽谷上部陸坡之 OR1-825 BC16 的 ^{210}Pb 活度值、淘選度及粒徑中值之比較。	40
圖 3-15	枋寮海底峽谷上部陸坡之 OR1-825 BC17 的 ^{210}Pb 活度值、淘選度及粒徑中值之比較。	40
圖 3-16	高屏溪之新發大橋月流量	42
圖 3-17	高屏海底峽谷中部之 OR1-785 BC2A、GC2A 及 OR1-851 GCC 的 ^{210}Pb 活度值	44
圖 3-18	新一期濁流沈積物於各採樣站之厚度	45

圖 3-19 高屏海底峽谷之 OR1-785 GC2A 及 OR1-851 GCC 岩芯之砂泥比.....47



表目錄

表 2-1	本文所使用沈積物之航次、站名、經緯度及水深	10
表 3-1	研究區域之沈積速率與質量累積速率	41



第一章 緒論

1.1. 前言

1929 年加拿大紐芬蘭地區發生 Grand Bank 地震，當時 7.2 級的地震造成震央附近陸坡地區海底通信電纜由淺海往深海依序斷裂，期間歷時 13 小時之久，引起許多科學家對海底通信電纜斷裂的成因作諸多的討論。譬如部分學者認為斷層造成了海底通信電纜的拉張而斷裂 (Gregory, 1929; Hodgson and Doxsee, 1930; Keith, 1930; de Smitt, 1932)，而 Johnstone (1930) 則認為因地震劇烈搖晃擺動才造成海底通信電纜斷裂，但是以上說法並不能完整解釋整個海底電纜斷裂事件。直到 Heezen and Ewing (1952) 對此事件提出，地震引發之海底濁流造成了海底通信電纜的斷裂，才完整的解釋整個過程。此乃學者首次提出地震具有引發濁流的能力，並進而利用斷纜位置及斷裂時間推算出濁流流速。

由於長久以來，研究人員對於濁流的了解並非十分清楚，近來有許多學者在容易發生濁流的薩伊海底峽谷 (Zaire submarine canyon) 及蒙特里海底峽谷 (Monterey Submarine Canyon) 作現地的量測。研究人員使用錨碇系統並於其上裝載了濁度計、流速儀、溫度計及沈積物收集器…等，觀察濁流的規模及發生時間，配合地震及天氣紀錄以推測其成因 (Khripounoff et al., 2003; Xu et al., 2004)，如暴風、洪氾、陸棚邊坡不穩定…等。台灣西南海域具有前文所述發生濁流的條件，因此台灣西南海域常有濁流事件發生。野外對濁流研究觀察無法避免的受限於尺度範圍，我們從可得的岩芯、變頻聲納剖面、設施電纜破壞或現地測量等資料來儘可能完整的了解此地區濁流的發生情況。

濁流是海洋中沈積物傳輸的重要媒介，最初由 Forel (1885) 發表的 Geneva 湖水下峽谷和 Rhone 河關係中提出，其後 Kuenen (1950) 於實驗室利用水槽進行濁流實驗 (Meiburg et al., 2009)，而 Bouma (1962) 針對濁流的沈積構造特性定出

了濁流岩的鮑馬序列 (Bouma Sequence)。濁流對海洋沈積物的搬運和堆積有很大的影響力，其流速快及搬運距離遠的特性，使濁流有強大的侵蝕力及搬運能力。目前對濁流沈積物的定義，尚有許多爭議 (Middleton and Hampton, 1973 ; Mulder and Alexander, 2001 ; Sanders, 1965 ; Shanmugam, 2002)。不同的重力流會形成類似的沈積序列，而 Bouma Sequence 又鮮少完整在地層中存在，因此有些科學家將重力流的沈積結果都稱之為濁流沈積物 (圖 1-1，Mutti et al., 1999 ; Shanmugam, 2002)。因如前述 Bouma Sequence 鮮少完整保存於地層中，難以區分出為何種重力流，故本文採用 Mutti (1999) 說法，將重力流沈積物均視為濁流沈積物。

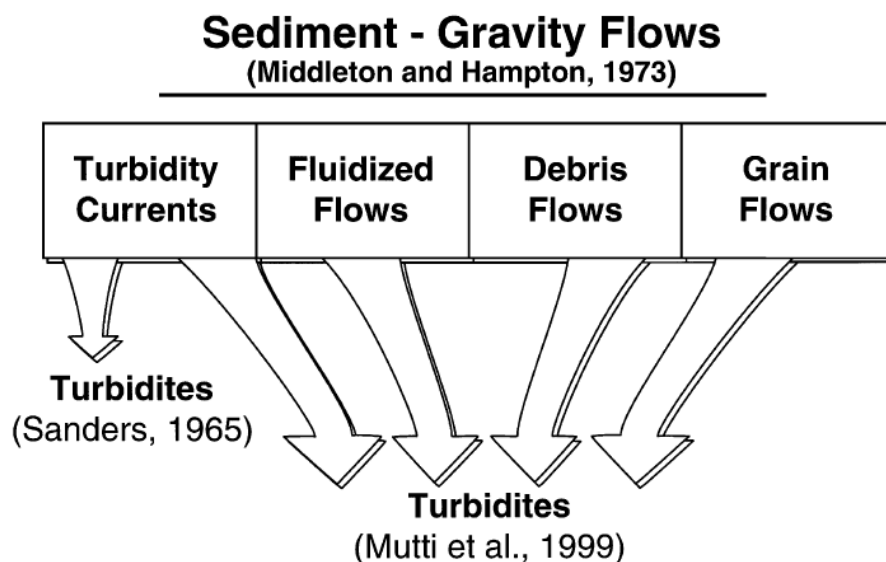


圖 1-1 Sanders (1965) 與 Mutti et al. (1999) 對濁流沈積物之不同定義 (取自 Shanmugam, 2002)

1.2. 研究區域簡介

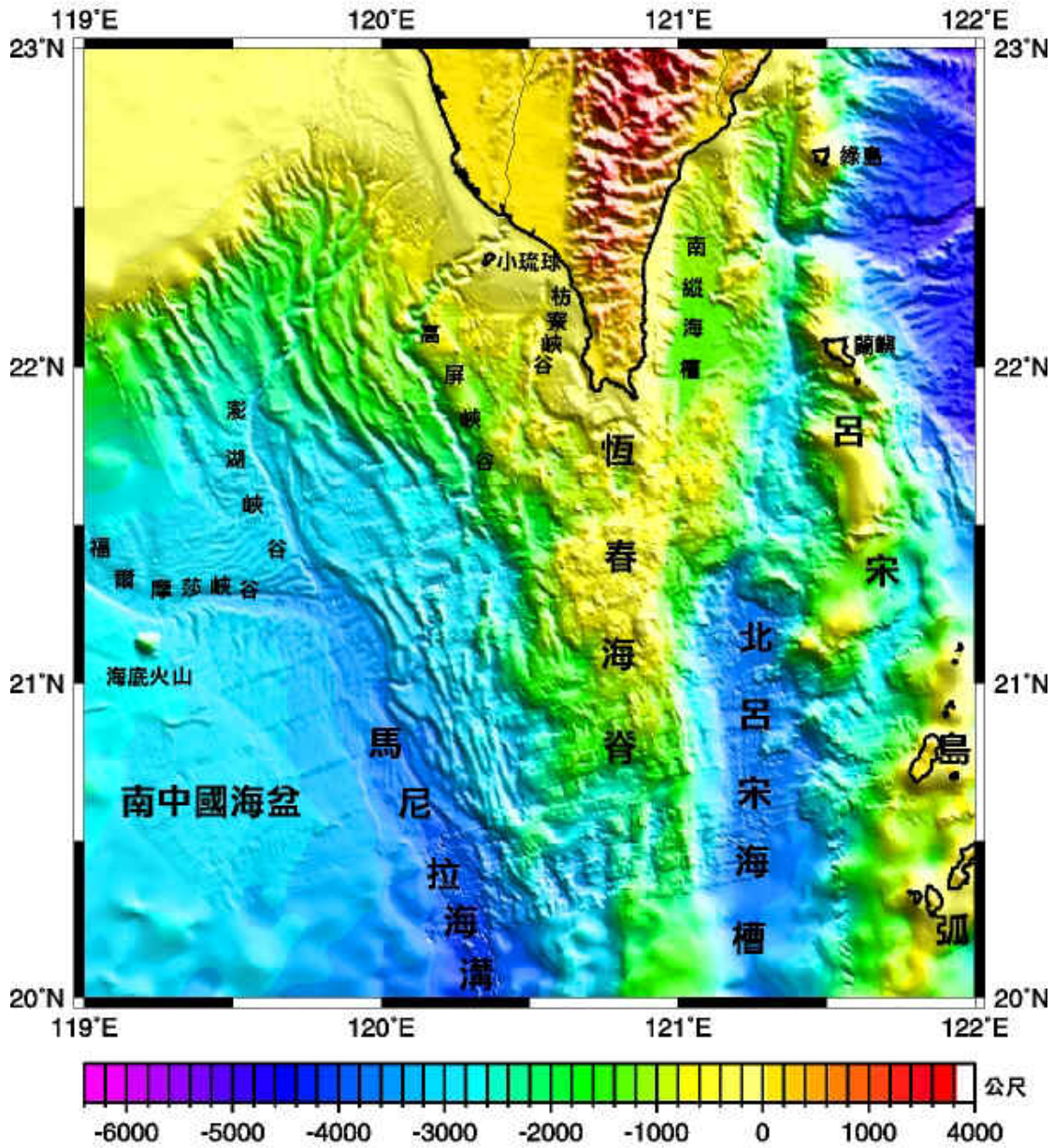
台灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界處，為一聚合型板塊邊界。台灣西南海域地體架構上從南往北由被動大陸邊緣轉變成弧陸碰撞帶。台灣西南海域依水深又可分為高屏陸棚及高屏陸坡，其中高屏陸坡更被進一步以 1000 公尺

水深為界分為上部陸坡及下部陸坡。此區有四個主要的海底峽谷，由西向東依序為澎湖海底峽谷系統、高雄海底峽谷、高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷 (Yu and Song, 1993)。海底峽谷為大陸棚邊緣常見的地形特徵，也是傳輸陸源沈積物到深海的重要管道 (Carson et al., 1986)。本研究區域如圖 1-2 所示，位於台灣西南海域 (119.5°-121°E, 21°-23°N)，本文主要以高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷作為研究的區域。


台灣西南海域的海底峽谷可以分為兩類：第一類是與陸上河流或者是古河流有關的海底峽谷，例如高屏海底峽谷；第二類是源於棚裂附近而與陸上河流或者是古河流無關的海底峽谷，例如枋寮海底峽谷。第一類的海底峽谷最大的特色在於長度非常長，且寬度與落差尺度較大；第二類的海底峽谷長度顯得非常短，且尺度上也較為狹小 (李, 1992)。高屏海底峽谷因和高屏溪相連而得名，從高屏溪河口向外海延伸至大陸斜坡，最後與馬尼拉海溝北延部份相銜接，全長超過 240 公里，其橫剖面從上游狹窄且陡峭的谷壁越往下游越寬廣 (Liu et al., 1993; Yu et al., 1991)。枋寮海底峽谷因枋寮在其源頭處而得名，枋寮海底峽谷自外部大陸棚開始向外海延伸至少 28 公里 (Yu et al., 1991)。

臺灣為一島嶼型國家，且降雨相當充沛，降雨通常僅停留在陸地上短暫時間隨即排往鄰近的海域。每年的梅雨季、颱風時期及冬天的東北季風均可為臺灣帶來豐沛的雨水，雨水沖刷了陸地並帶走部份陸上沈積物往鄰近海域堆積。濕季時河流洪氾導致沈積物排出量大增，提供附近海域大量的沈積物輸出，尤其台灣西南海域一帶每年有高達 49 百萬噸輸出量，如圖 1-3 所示 (Dadson et al., 2003)，為臺灣台灣西南海底峽谷帶來龐大的沈積物供應量。台灣西南海底峽谷內的淨水流方向在平時為沿峽谷溯源而上 (upcanyon) 向上游傳輸，在濕季時為沿峽谷向外海 (downcanyon) 向下游傳輸，而在濕季時的龐大的流量挾帶大量的沈積物往外海奔流，或許會引發濁流或是塊體崩移 (mass flow) 沿著峽谷向外海傳輸並在峽谷中堆積 (Liu et al., 2006)。

台灣南部海域海底地形圖



繪製單位：  台灣大學海洋研究所

 國科會海洋科學研究中心海洋資料庫

繪製日期：12月1998年

圖 1-2 台灣南部海域海底地形圖。(取自國家海洋科學中心資料庫)

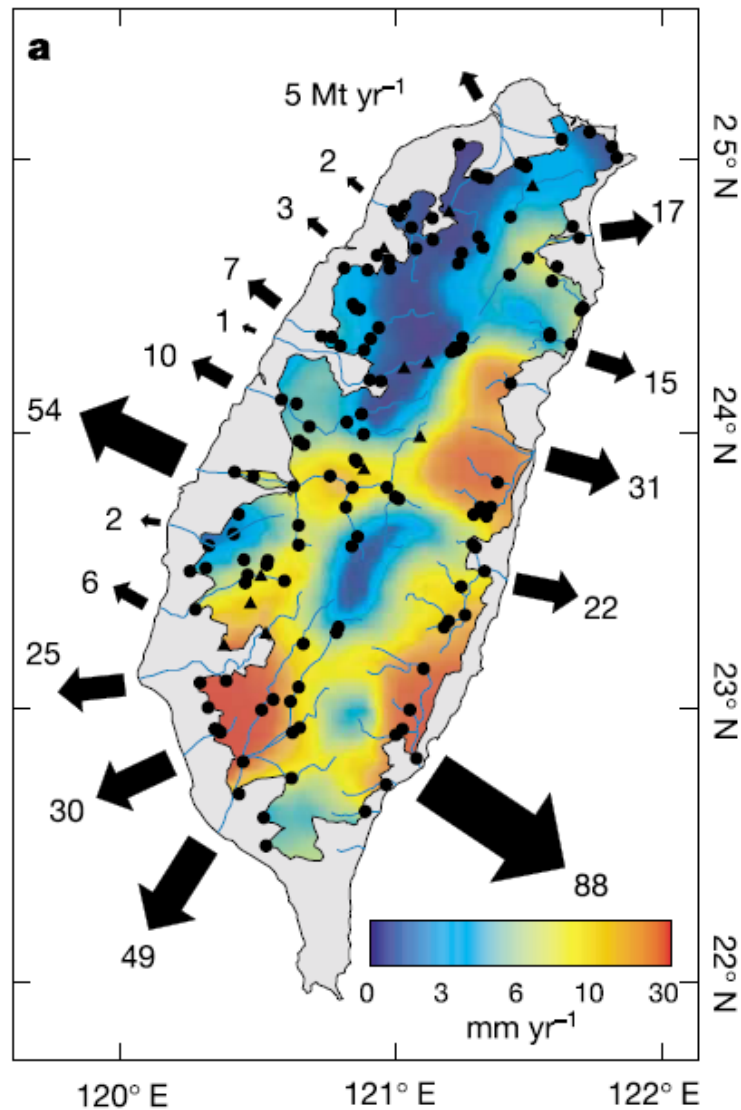


圖 1-3 臺灣西南海域每年有 49 百萬噸的沈積物排放量。(取自 Dadson et al., 2003)

1.3. 研究目的

臺灣位處於板塊邊界多地震活動及西太平洋颱風路徑行經的區域，前文中提到各文獻提出之引發濁流的成因與臺灣地質條件背景相似，又臺灣西南的高屏溪為臺灣三大河流之一，每年都有大量的陸源物質藉著河水往臺灣西南海域輸送，這些輸出量龐大的沈積物進入海洋後如何分佈與傳輸？又以前何種方式沈積？是本文將探討的問題。

2006 年 12 月 26 日臺灣當地時間晚上 8 點 26 分發生了規模達 7.0 的恆春地震，在相隔約八分鐘又發生強烈餘震。此次地震在臺灣西南海域引發了沈積物崩塌、滑移或濁流等事件，造成西南海域多達 14 條海底通信電纜斷裂。斷裂的海底通信電纜橫越高屏海底峽谷和馬尼拉海溝，從水深 1500 公尺到 4000 公尺依序的斷裂 (Hsu et al., 2008)。本研究中的 OR1-785 岩芯樣品為 2006 年 3 月所採集，而 OR1-851 GCC 的岩芯樣品為 2007 年 12 月所採集，並且與 OR1-785 2A 相隔一段時間後在同一站位進行採樣。這兩次的採樣時間橫跨了 2006 年的恆春地震，希望能從採集的岩芯中探討地震對於沈積物的影響。

高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷具有不同的形成機制和地質背景，本研究希望利用岩芯的分析資料，(1)探討高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷沈積物傳輸機制及沈積作用與結果；(2)探討檢視地震前後海底表層沈積物變化，了解地震在沈積物上扮演角色。



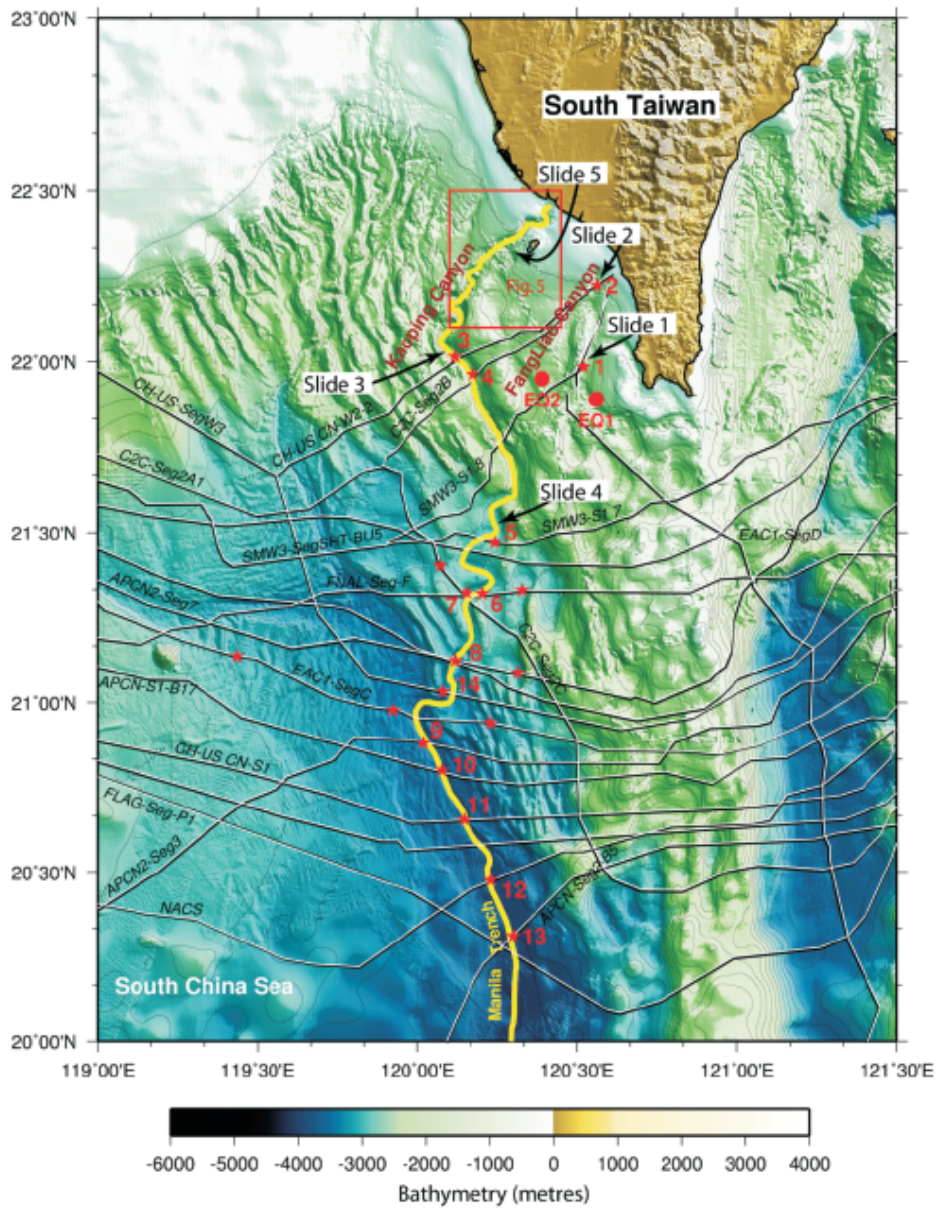


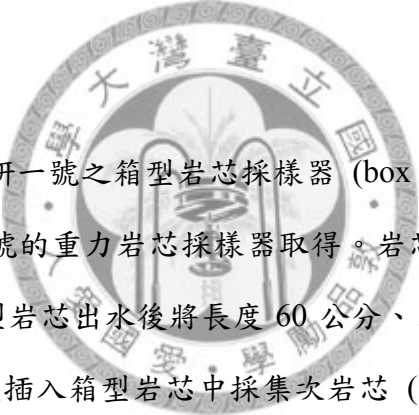
圖 1-4 2006 年恆春地震震央位置 (EQ1、EQ2) 及海底通信電纜斷裂位置圖。(取自 Hsu et al., 2008)

第二章 研究方法

2.1. 研究區域

本文研究區域位於台灣西南海域，地形上包含了高屏陸棚及陸坡上之高雄海底峽谷、高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷。本文研究分析之沈積物為高屏陸棚 (OR3-1262) 使用 Shipek 旋轉式抓泥器採集的表層沈積物、高屏海底峽谷 (OR1-785、OR1-851) 及枋寮海底峽谷 (OR1-825、OR1-853、OR1-888 和 OR3-1237) 等航次所採取的箱型岩芯及重力岩芯為研究對象。各測站如圖 2-1 所示，採樣位置經緯度與底深列於表 2-1。

2.2. 沈積物採樣



岩芯採樣是使用海研一號之箱型岩芯採樣器 (box core) 及重力岩芯採樣器 (gravity core) 和海研三號的重力岩芯採樣器取得。岩芯採樣器觸底後記錄下時間、水深及經緯度。箱型岩芯出水後將長度 60 公分、內徑約 6.7 公分、外徑約 7.3 公分之壓克力管筆直插入箱型岩芯中採集次岩芯 (sub-core)。收集到的岩芯上、下均用塑膠蓋封口後保持直立運回實驗室冷藏庫保存以待進一步的處理與分析。表層沈積物採樣是使用海研三號之 Shipek 旋轉式抓泥器 (Sediment grab) 取得，採集器觸底取得表層沈積物出水後，將沈積物裝入密封袋中保存，即可帶回實驗室進行後續分析。

2.3. 沈積物處理

岩芯剖半後，一半之岩芯以保鮮膜封住後用塑膠套包裹並標示清楚保存 (archives)，另一半的岩芯則供實驗 (working) 分析使用。將 1 公分厚的壓克力盒壓入表面已抹平之實驗用半管岩芯，使用釣魚線將其餘部分切割分離 (此步驟過程中應避免沈積物受到擾動)，其餘部分以每 1 公分為一段做分樣保存，並置於

50 ml 離心管中。壓克力盒中之沈積物抹平後準備進行 X 光攝影工作，分樣保存之沈積物待冷凍乾燥完後，取出部分樣本進行粒徑、含水量、燒失量及 ^{210}Pb 放射化學等分析實驗。

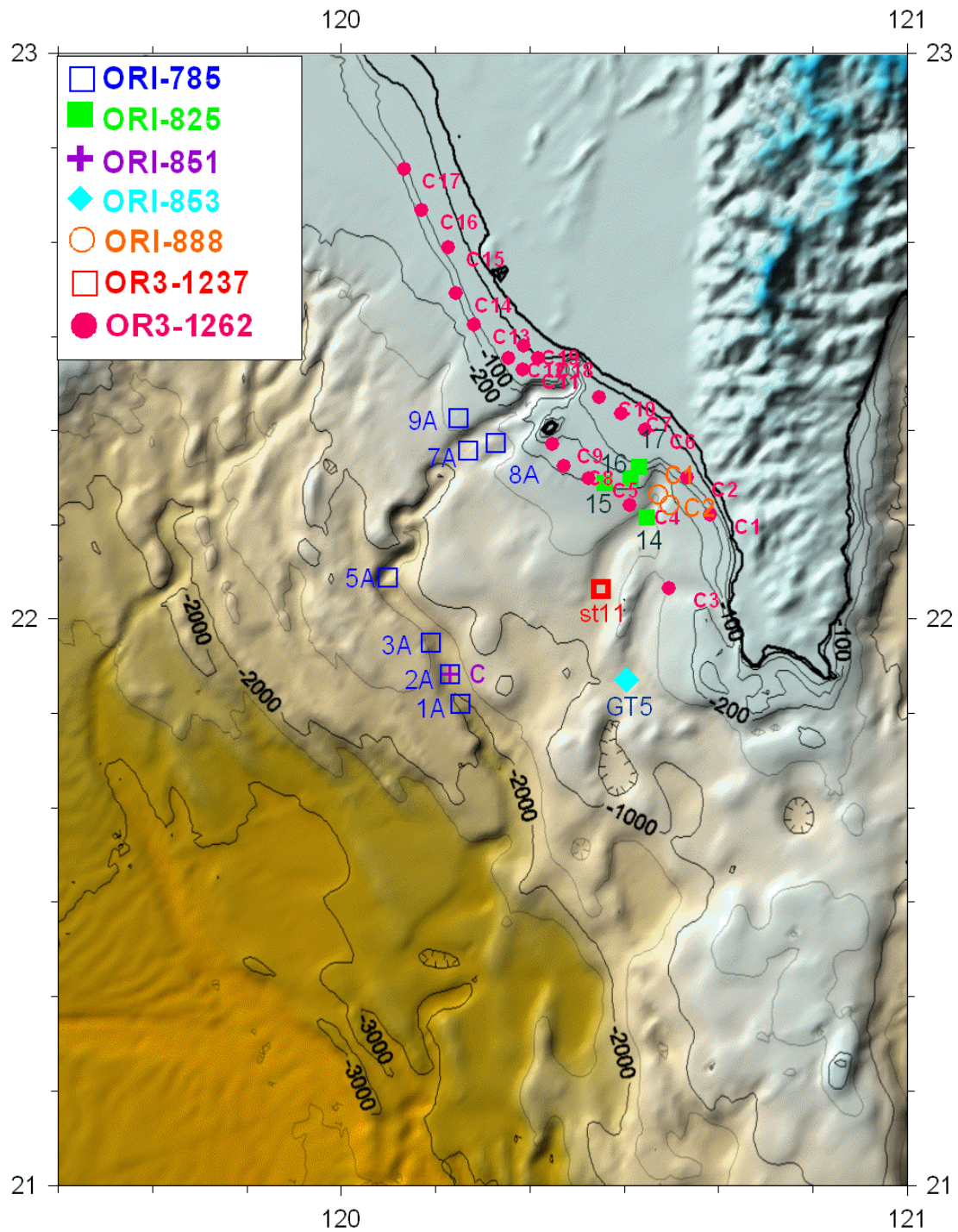


圖 2-1 本文沈積物採樣位置圖。

表 2-1 本文所使用沈積物之航次、站名、經緯度及水深。

航次	站名	日期	經度(°E)	緯度(°N)	水深 (m)
ORI-785	1A(BC)	2006/3/12	120.2110	21.8500	2291
	2A(BC)	2006/3/12	120.1917	21.9025	2040
	2A(GC)	2006/3/12	120.1917	21.9025	2040
	3A(BC)	2006/3/12	120.1578	21.9582	
	5A(GC)	2006/3/12	120.0828	22.0742	1807
	7A(GC)	2006/3/13	120.2243	22.2985	683
	8A(BC)	2006/3/13	120.2720	22.3123	507
	8A(GC)	2006/3/13	120.2715	22.3125	505
	9A(BC)	2006/3/13	120.2077	22.3563	410
	9A(GC)	2006/3/13	120.2077	22.3570	410
ORI-825	14(BC)	2007/3/22	120.5397	22.1800	669
	14(GC)	2007/3/22	120.5402	22.1799	668
	15(BC)	2007/3/22	120.4657	22.2405	183
	15(GC)	2007/3/22	120.4658	22.2402	190
	16(BC)	2007/3/22	120.5102	22.2497	128
	16(GC)	2007/3/22	120.5103	22.2505	127
	17(BC)	2007/3/23	120.5255	22.2698	78
	17(GC)	2007/3/23	120.5283	22.5283	72
ORI-851	C(GC)	2007/12/8	120.1923	21.9023	2008
ORI-853	GT5(GC)	2007/12/20	120.4887	21.8500	886
OR3-1237	st11(GC)	2007/7/20	120.4591	22.0537	838

表 2-1 本文所使用沈積物之航次、站名、經緯度及水深(續)。

航次	站名	日期	經度(°E)	緯度(°N)	水深(m)
ORI-888	C1(BC)	2008/12/27	120.5632	22.2210	244
	C1(GC)	2008/12/27	120.5628	22.2212	240
	C2(BC)	2008/12/27	120.5831	22.2023	580
OR3-1262	C1	2007/11/22	120.6510	22.1850	107
	C2	2007/11/22	120.6105	22.2512	50
	C3	2007/11/22	120.5789	22.0558	365
	C4	2007/11/22	120.5092	22.2029	370
	C5	2007/11/22	120.4360	22.2503	158
	C6	2007/11/22	120.5360	22.3359	29
	C7	2007/11/22	120.4939	22.3651	27
	C8	2007/11/23	120.3920	22.2718	201
	C9	2007/11/23	120.3726	22.3101	137
	C10	2007/11/23	120.4554	22.3935	27
	C11	2007/11/24	120.3206	22.4416	31
	C12	2007/11/24	120.2947	22.4614	43
	C13	2007/11/24	120.2343	22.5204	78
	C14	2007/11/24	120.2026	22.5767	114
	C15	2007/11/24	120.1880	22.6576	36
	C16	2007/11/24	120.1417	22.7227	62
	C17	2007/11/24	120.1104	22.7955	81
	C18	2007/11/24	120.3463	22.4628	21
	C19	2007/11/24	120.3210	22.4834	22

2.4. 沈積物分析

本研究分析步驟如圖 2-2 所示，並詳加描述如下：

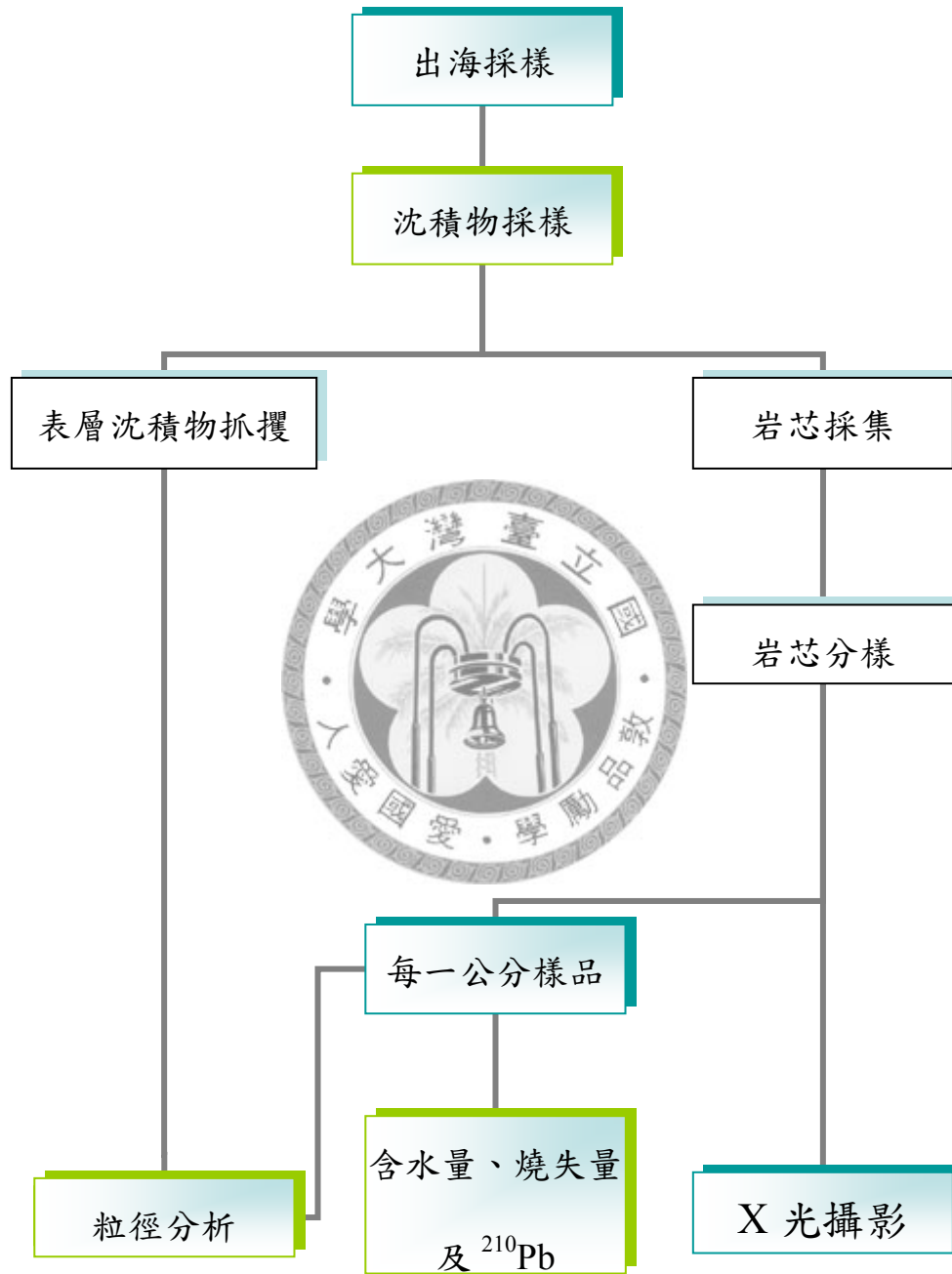


圖 2-2 實驗分析流程。

2.4.1. X 光攝影

早在二十世紀初 X 光攝影技術即廣泛應用於醫學、生物學、古生物學及工業領域，Hamblin (1962) 是將 X 光攝影應用於研究沈積構造之第一人，其後 Bouma 進一步將此技術應用於海洋沈積物之沈積構造研究 (Bouma, 1964)。在 DSDP 及 ODP 等海洋鑽探計畫中，X 光攝影開始被廣泛應用在沈積構造及生物活動的研究中。

本研究所使用之 X 光機為 Associated X-RAY Corporation 的 Minishot，數位 X 光掃描處理系統為德國 NTB 公司的 EZ320 (圖 2-3)，X 光機設定參數為 60 keV, 3 mA。X 光為宇宙線及紫外線之間的連續光譜，波長為 10^{-6} ~ 10^{-10} mm。X 光的產生為高壓之陰極管激發出高速的電子束射向陽極的銅靶上，兩者撞擊後即產生 X 光。X 光管產生的光子包括制動輻射 (bremsstrahlung) 與特性 X 光 (characteristic X-ray)，制動輻射是電子與靶的原子核作用，受到減速而偏離原進行方向導致損失動能，這些能量便以光子形式散失；特性 X 光產生的機制是電子打到靶時會將原子內層的電子撞擊出來成為激發態，此時外層的電子會填補此空洞，填補後多餘的能量就以光子釋出，而光子的能量即為兩個軌道的能階差。

X 光片拍攝時的明暗取決於照射至標本的 X 光量及通過標本的 X 光量，當 X 光通過岩芯樣品時，岩芯內的密度、顆粒大小、成分及構造等組成上之差異使 X 光產生不同程度之衰減。

岩芯剖半後首先用肉眼辨識岩芯，但因受限於岩芯的深色跟無法看透岩芯內部，本研究利用 X 光拍攝時有前述的特點，能更清楚的看出岩芯中的差異，如顆粒大小、特殊構造或生物遺骸等，來辨別岩芯中的沈積物變化及特殊構造(圖 2-4)。



圖 2-3 X 光機。

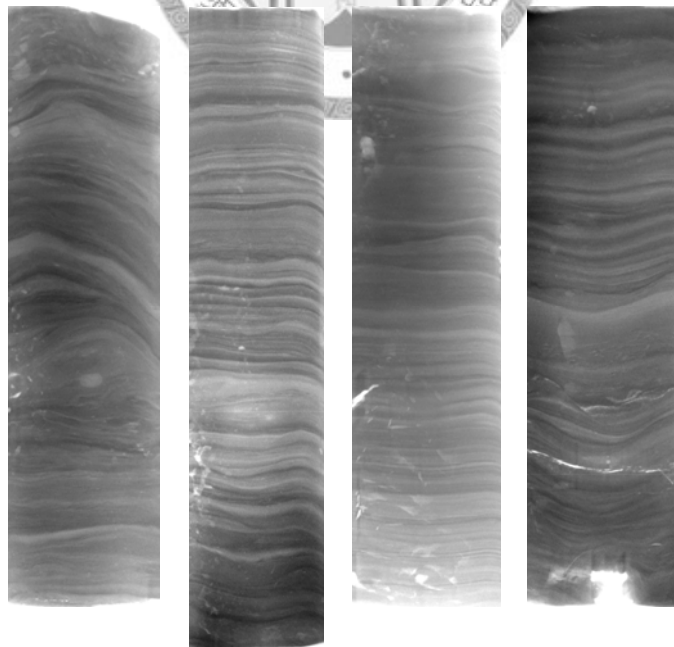


圖 2-4 高屏海底峽谷(OR1-785GC7A)岩芯 X 光攝影照片。

2.4.2. 粒徑分析

沈積物之外形及顆粒大小，受沈積物之來源、搬運距離及搬運途徑中水體流力、流況影響。藉由分析沈積物粒徑參數，可推估沈積物搬運的模式，判斷沈積物的分類、沈積物來源及沈積環境。

近幾十年來因為雷射光學之發展，現已有多種利用雷射來測量粒徑分佈之雷射測徑儀。本文所使用的是 Beckman Coulter LS13 320 Laser Diffraction Particle Analyzer (圖 2-5)，可測的範圍為 0.375-2000 μm ，開啟 PIDS 設定後可測範圍達 0.04-2000 μm 。

本儀器使用的原理為雷射光繞射測徑原理之平行光束型，平行光束照射在欲測顆粒上經由繞射後再由一透鏡投射在感受器上。此介於感受器與樣品間之透鏡稱為傅立葉透鏡 (Fourier lens)。因為它可將同一繞射角之光線，亦即經由等粒徑顆粒造成之繞射光線投射在同一環型感受器，而不受顆粒的位置及移動速度所影響 (蔡，1992)。

樣品在上機前需要先經過前置步驟處理，去除海鹽、有機質及碳酸鹽後，加入六偏磷酸鈉 ($\text{Na}_6\text{P}_6\text{O}_{18}$) 作為離散劑，避免沈積物因凝絮作用而產生結塊，影響測量之準確性。詳細處理步驟如下：

- (A) 洗去海鹽：取約 1 克之沈積物樣品加入蒸餾水約 15 ml 後充分震盪後至離心機以 4500 rpm 離心 5 分鐘。取出離心管，若上層液為澄清則倒掉上層液，若非澄清則需再離心至澄清 (以下離心步驟皆相同)，將樣本以蒸餾水重複洗鹽三次。
- (B) 去除有機質：在洗去海鹽後的沈積物中加入 10 毫升 15% 雙氧水 (H_2O_2)，充分震盪後，放入超音波震盪器中二天，使雙氧水與有機物充分反應以去除有機質。二天後，將樣品離心後捨去上層液再加入 15% 雙氧水確認是否

已經反應完全，若已反應完全則加蒸餾水至 30 毫升後離心，倒掉上層液後再加蒸餾水約 20 毫升三次以洗去雙氧水殘留。

(C) 去除碳酸鹽：在去除有機質之沈積物中加入 7.5 毫升 10% 鹽酸 (HCl)，充分震盪後靜置數小時後，將樣品離心後捨去上層液，再加入 10% 鹽酸確認是否已經反應完全。若已反應完全則加蒸餾水至 30 毫升後離心，倒掉上層液後再加蒸餾水約 20 毫升，重複前述步驟三次以洗去鹽酸殘留。

(D) 加入 1% 的六偏磷酸鈉 ($\text{Na}(\text{PO}_3)_6$) 約 10 毫升，充分震盪後靜置一天，即可上機量測。

由雷射粒徑分析儀所輸出的粒徑單位為微米 (μm) 而地質學上常使用的粒徑單位為 ϕ ，兩者的關係為 $\phi = -\log_2 D$ ，其中 D 為顆粒粒徑，單位為毫米 (mm)，可從 Udden-Wentworth 粒徑尺度 (每一粒級為 2^n mm) 看之間的關係，如圖 2-6 所示。





LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyzer

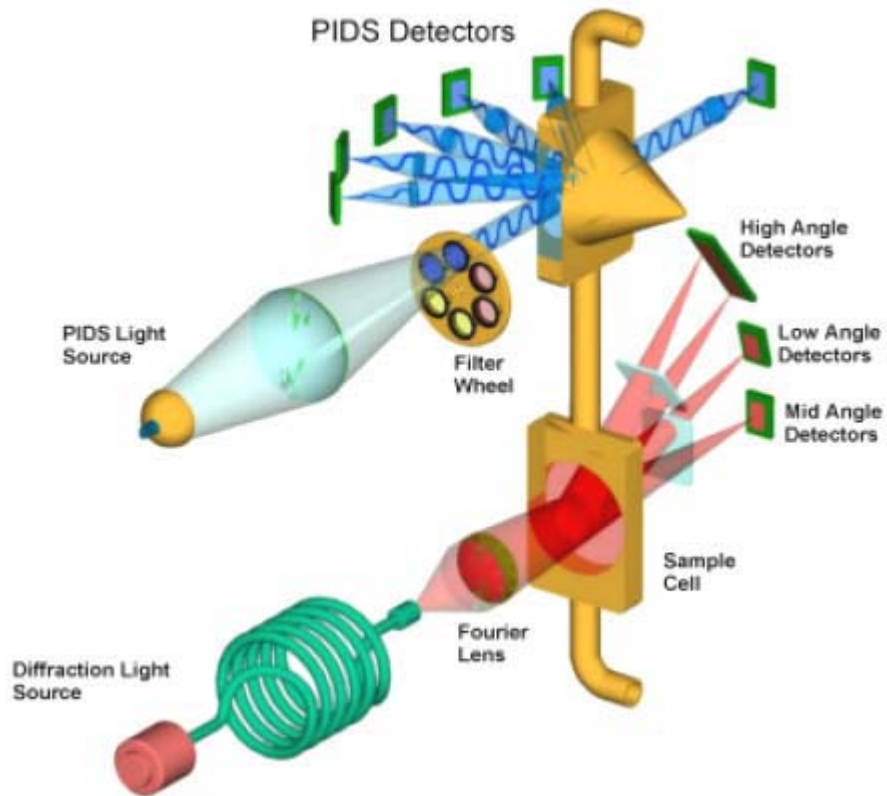
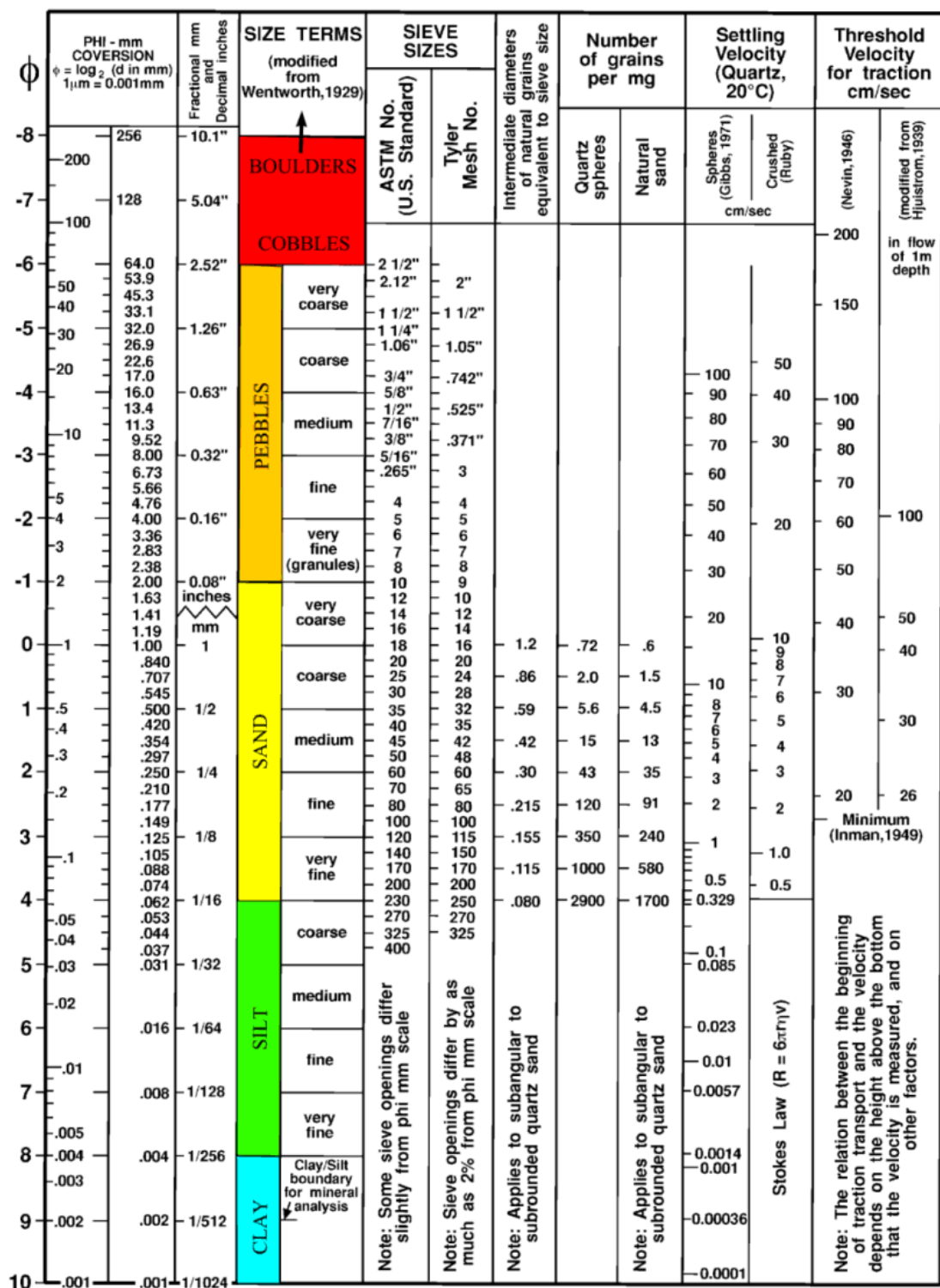


圖 2-5 LS13 320 雷射粒徑分析儀（上圖）及其內部結構示意圖（下圖）。

圖 2-6 粒徑尺度轉換圖。



樣品經由雷射粒徑分析儀得到其粒徑分佈曲線後，可進而計算各項統計參數。本研究中所使用的統計參數主要有五種：平均粒徑 (mean grain size, μ)、中間粒徑 (median grain size, ν)、淘選度 (sorting, 及標準差 σ)、歪斜度

(skewness, S_K)及峰度 (kurtosis, K_G)。依據 Folk (1966)，對此五個參數的意義簡述如下：

平均粒徑：沈積物的幾何平均值，表示此樣品整體而言是屬於何種粒徑，以 ϕ 為單位，其值越大表示顆粒越細。

中間粒徑：沈積物粒徑曲限的中位數值，亦可代表此樣品整體而言是屬於何種粒徑，在計算時較不會受到邊緣極大極小值影響，以 ϕ 為單位，其值越大表示顆粒越細。

淘選度：即統計學上的標準差，表示粒徑分佈曲線的集中（或分散）程度，其值越小表示淘選度越好。

歪斜度：此數值在於輔助平均粒徑對資料分佈解釋的不足，判斷粒徑分佈區線是否對稱或表現粒徑分布曲線的偏移方向。當粒徑分布曲線兩側對稱時，歪斜度為 0，若歪斜度為正值，曲線高峰往左偏（正偏），即表示樣本中的粗顆粒沈積物較多；反之，若為負值，曲線高峰往右偏（負偏），即表示樣本中的細顆粒沈積物較多。

峰度：與常態分布曲線比較，當常態分布時值為 0.65，若分布情形為較突出尖峰狀，其值為大於 0.65；若分布情形為較分散平坦狀，其值為小於 0.65。

2.4.3. 含水量

岩芯分樣前，先將裝沈積物的 50 ml 離心管秤重，待裝入沈積物後連同離心管秤得濕重，其後將樣品放至冷凍乾燥機 (圖 2-7) 以 -60°C 狀態乾燥約四天後取出秤得乾重。

$$\text{含水量}(\%) = \frac{\text{沉積物濕重} - \text{沉積物乾重}}{\text{沉積物濕重}}$$



圖 2-7 KINGMECH 的冷凍乾燥機。

2.4.4. 燒失量

沈積物經過高溫焚燒灰化後，其中的有機質會汽化分解後逸失，造成整體質量減少。經高溫焚燒前後的質量差，即為燒失量 (L.O.I)，代表沈積物內有機質之含量百分比。

$$\text{L.O.I} = \frac{\text{沉積物高溫焚燒後損失的重量}}{\text{沉積物之乾重}}$$

其量測步驟如下：

- (A) 取約 0.5 克之乾燥沈積物至瓷坩鍋中並精秤其重量。
- (B) 將瓷坩鍋放入高溫爐中以 550°C 高溫加熱 4 小時。
- (C) 待燒燙的瓷坩鍋冷卻至室溫後，量測其重量。
- (D) 將沈積物高溫焚燒前之重量扣除焚燒後之重量，再除以乾燥之樣品重量，即得沈積物之燒失量。

2.4.5. ^{210}Pb 放射性核種分析

超量 ^{210}Pb 的使用源自於 Goldberg (1963) 對永凍層的冰芯進行定年的研究，其後，此法被廣泛的應用在湖泊及海洋沈積物岩芯。 ^{210}Pb 為 ^{238}U 蛻變系列中的子核種之一，其半衰期 22.3 年，為訂定百年內時間尺度的良好工具。此蛻變系列從 ^{226}Ra 到 ^{210}Pb 之間之子核種半衰期均遠小於 ^{226}Ra 的 1620 年半衰期，因此在一個封閉系統中， ^{226}Ra 和 ^{210}Pb 兩者應達永世平衡 (secular equilibrium) 的狀態，即 ^{226}Ra 和 ^{210}Pb 兩者的活度相當。但是在湖泊和海洋的表層沈積物其 ^{210}Pb 活度通常卻是高於 ^{226}Ra 的活度，此沈積物中超出 ^{226}Ra 蛻變成 ^{210}Pb 的部份稱之為超量 ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$)，如圖 2-8 所示。

超量 ^{210}Pb 有四個來源：(1) 由大氣中的 ^{222}Rn 蛻變沉降而來、(2) 海水中溶解態 ^{226}Ra 在水柱中蛻變生成、(3) 河川輸入及 (4) 邊界清除效應 (boundary scavenging)，即大洋中溶解態的 ^{210}Pb 經擴散或對流進入顆粒通量高的海域，再由顆粒清除作用進入沈積物中。在海洋系統中，無論為前述何種來源，因 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 屬於親顆粒性元素 (particle reactive element)，所以會被沉降的顆粒移除至沈積物

表層。

在沈積速率及 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 通量於相當時間尺度內維持穩定的沈積環境中，我們可利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的蛻變與其活度對深度間之關係，以對流—擴散模式 (advection-diffusion model) 計算採樣點的沈積及混合速率，計算原理如下：

在穩定沈積環境中，沈積物中 ^{210}Pb 活度的分布可以 (1) 式表示

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial Z^2} - S \frac{\partial C}{\partial Z} - \lambda C = 0 \quad (1)$$

D：沈積物的混合速率 (mixing rate； cm^2/yr)

S：沈積物的沈積速率 (sedimentation rate； cm/yr) 或質量累積速率 (mass accumulation rate； $\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$)

Z：樣本之垂直深度 (cm) 或質量深度 (g/cm^2)

C：於深度 Z 時樣本之 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度 (dpm/g)

λ ： ^{210}Pb 之蛻變常數 (0.0311yr^{-1})

設定邊界條件為：Z=0 (岩芯頂部) 時， $C=C_0$ (即岩芯沈積物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度之初始值)；Z $\rightarrow\infty$ 時， $C=0$ (即岩芯深度趨於無限大時， $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度為 0)，則 C 的解為：

$$C = C_0 \exp\left(\frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D}}{2D} Z\right) \quad \text{或} \quad \ln C = \ln C_0 + \frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D}}{2D} Z \quad (2)$$

因此若將 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度之垂直剖面繪於半對數座標上，其斜率即為 (2) 式中的

$\frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D}}{2D}$ 。由於這個數學式中有兩個未知數，若僅以 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 為示蹤劑，勢

必無法同求得 S (沈積速率) 及 D (混合速率) 之解，因此必須利用其他放射性

核種求得之沈積速率或混合速率代入，才能得到另一參數之解。此外，若將此模式簡化，忽略混合作用 ($D=0$)，則(1)式可簡化為：

$$-S \frac{\partial C}{\partial Z} - \lambda C = 0 \quad (3)$$

在上述相同邊界條件限制下， C 的解為：

$$C = C_0 \exp\left(-\frac{\lambda}{S} Z\right) \quad \text{或} \quad \ln C = \ln C_0 - \frac{\lambda}{S} Z \quad (4)$$

在半對數座標圖上， $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的垂直剖面的斜率即為 $-\frac{\lambda}{S}$ ，因 λ 為已知， S 即可求得。需注意的是，此法求得之沈積速率為表觀沈積速率 (apparent sedimentation rate)，係為忽略混合作用並假設沈積環境處於穩定狀態下的結果，理論上其數值代表真正沈積速率的上限。

本研究因峽谷中常有崩塌或濁流等沈積物快速、大量堆積事件發生，故僅少數岩芯能做沈積速率的運算。在能運算沈積速率的岩芯中，條件一樣為忽略混合作用。若其中夾有快速堆積之濁流沈積物，則於扣除濁流沈積物堆基層後，再進行沈積速率或質量累積速率的運算。

沈積物中 ^{210}Pb 的測量是利用放射化學方法以 α 能譜儀 (α -spectrometry) 計測與其平衡的子核種 ^{210}Po 所得。計測沈積物時，需先將沈積物經過酸溶破壞礦物結構及共沈澱濃縮等步驟，才能進行 ^{210}Po 測定。處理好的銀片以 EG&G ORTEC 出廠之 α 能譜儀計測。計測後的能譜有 ^{209}Po (示蹤劑核種)、 ^{210}Po (待測核種) 兩個能峰，將能譜扣除各偵檢器之背景值後，分別自最右方計數值為 0 的頻道起，向左標示至涵蓋整個波形為止，作為該核種計數值的積分範圍。紀錄標本採樣時間、銀片開始熱鍍時間、開始計測時間及核種於涵蓋頻道的計數值 (gross count)，以下式計算 ^{210}Po (即 ^{210}Pb) 的活度。

$$\frac{{}^{210}\text{Po}_{\text{counts}}}{{}^{209}\text{Po}_{\text{counts}}} \times \frac{\text{spike}}{\text{sampleweight}} \times \exp[-\lambda_{210\text{Po}}(T_2 - T_1)] \times \exp[-\lambda_{210\text{Pb}}(T_1 - T_0)]$$

$\lambda_{210\text{Po}}$: ${}^{210}\text{Po}$ 之蛻變常數 1.829yr^{-1}

$\lambda_{210\text{Pb}}$: ${}^{210}\text{Pb}$ 之蛻變常數 0.0311yr^{-1}

T_0 : 樣本採樣時間

T_1 : 樣本開始自鍍的時間

T_2 : 樣本開始計測的時間

上式求得之活度值為總 ${}^{210}\text{Pb}$ 活度，其超量 ${}^{210}\text{Pb}$ 之活度需從總活度中扣除由 ${}^{226}\text{Ra}$ 蛻變而來的 ${}^{210}\text{Pb}$ (supported ${}^{210}\text{Pb}$)。實驗工作中並未直接量測 ${}^{226}\text{Ra}$ 的活度，而是以岩心深部 ${}^{210}\text{Pb}$ 活度之平均值取代而加以扣除。因為只有表層沈積物才會有 ${}^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的供應來源，隨著深度加大沈積物的年代越久遠，故深部之超量 ${}^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 會逐漸蛻變完全，剩下的 ${}^{210}\text{Pb}$ 活度便是由 ${}^{226}\text{Ra}$ 蛻變而來的 supported ${}^{210}\text{Pb}$ 。而實驗的流程詳述如下：

取約 0.5 克的乾燥樣品，做完燒失量後用蒸餾水將樣品洗至鐵弗龍燒杯中，加入 0.1 毫升的 Po-209 (40.04 dpm/g) 當示蹤劑後將燒杯放於加熱檯上用 200°C 加熱，過程中依序加入 10 毫升硝酸及 5 毫升氫氟酸兩次。沈積物完成酸溶後，加入數毫升過氧酸以去除樣本中之有機物後，將溶液蒸乾形成白餅。將蒸乾後的樣本加入少量硝酸及蒸餾水，使白餅完全溶解，隨後加入氨水使溶液 pH 值中和並產生氫氧化鐵的橘色共沈澱。將沈澱物倒入 50 毫升離心管中離心，以 4500 轉 3 分鐘離心後，倒掉上層清澈溶液，再加蒸餾水至 30 毫升，水洗離心兩次。待洗完後加入 2 毫升的 9N 鹽酸並加入蒸餾水至 20 毫升。靜置一晚，待沈澱物完全溶解後，再加入 1 毫升 9N 鹽酸，此時溶液 pH 值約為 1.5N 左右。以 4500 轉 1 分鐘離心後，將上層液倒入玻璃燒杯中並加入 ascorbic acid，放入銀片後將玻璃燒杯放至加熱檯上以 $70\sim 90^\circ\text{C}$ 自鍍一小時後將銀片取出，分別用蒸餾水及丙酮

洗淨銀片並晾乾，準備上 α -spectrometry 量測，量測的圖譜如圖 2-9 所示。

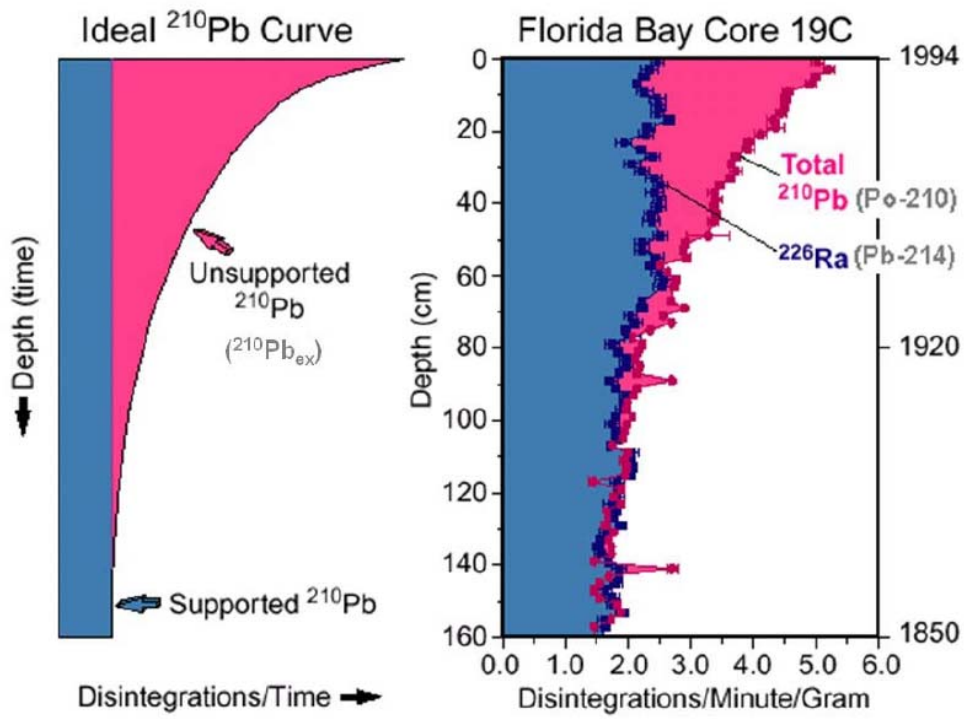


圖 2-8 ^{210}Pb 活度-深度曲線示意圖。

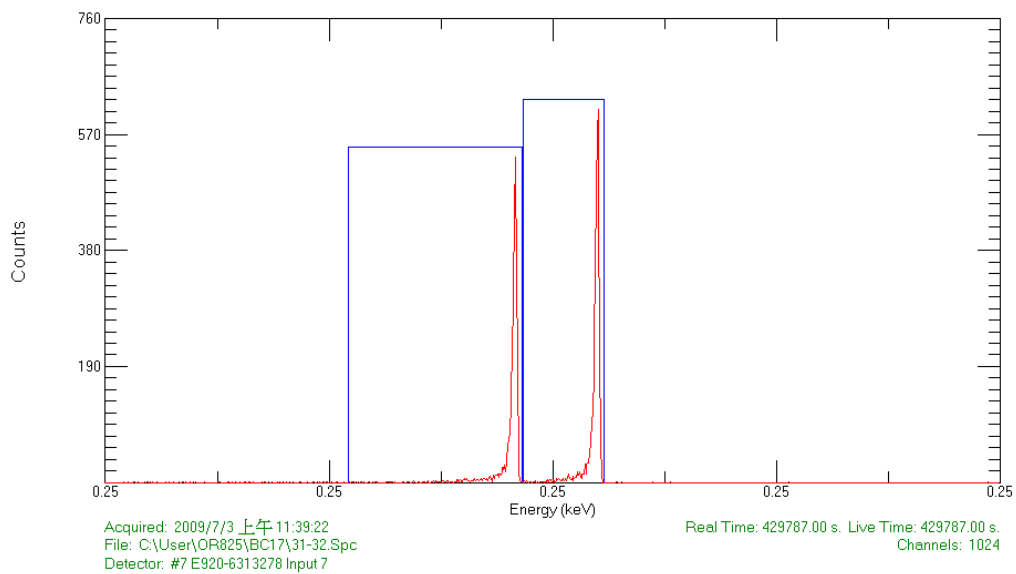


圖 2-9 ^{209}Po 、 ^{210}Po 的 α 能譜圖。(左邊為 ^{209}Po 、右邊為 ^{210}Po)

第三章 實驗結果與討論

本文之岩芯樣本採集自位於台灣西南海域的高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷。以下將依岩芯 X 光攝影、沈積物粒徑分析、 ^{210}Pb 放射化學分析及海底地形分析等之分析結果進行討論。

3.1. 岩芯 X 光攝影

3.1.1. 濁流沈積層序

濁流能將粗顆粒之陸源沈積物和淺水環境下之底棲生物群攜帶至深海，期間受流體動力控制，流體動力強大時造成侵蝕破壞，流速減低時則攜帶物質依比重大小依序沈積。Bouma (1964) 依據濁流岩之沈積構造特性，提出有名的鮑馬沈積層序 (Bouma sequence)，但其適用於較粗顆粒的沈積層序，不適用於解釋細粒濁流沈積層序。Stow and Shanmugam (1980) 依據對細顆粒濁流沈積之構造特性，將其分為 $T_0\sim T_8$ (圖 3-1)，此層序相當於鮑馬沈積層序中的 C、D、E 層，但完整之層序在沈積物中很罕見 (Stow and Shanmugam, 1980)。

本文研究區域之岩芯 X 光片均屬於細粒濁流沈積，顯示台灣西南海域峽谷內除了突發性濁流事件發生亦有持續性濁流事件發生。由於每年從台灣西南海域輸出之沈積物量高達 49 百萬噸 (Dadson et al., 2003)，加上西南海域的大陸棚非常狹窄，離岸不到 20 公里即下降大陸斜坡 (Yu and Wen, 1992)，沈積物輸出容易堆積於棚裂或直接進入陸坡區。大量的沈積物快速堆積於此，容易受到重力邊坡不穩定的影響而崩塌或是滑移，加上此區受到梅雨季、颱風季及地震等自然因素容易造成濁流之發生。濁流沈積構造在兩條峽谷從淺海至深海岩芯中均可見，如高屏海底峽谷中部之 OR1-851 GCC 岩芯整根均為濁流沈積 (圖 3-2)。比對 Stow and Shanmugam (1980) 所提出之細粒濁流沈積層序，此區的岩芯多屬於 $T_0\sim T_7$ ，而未見 T_8 層。

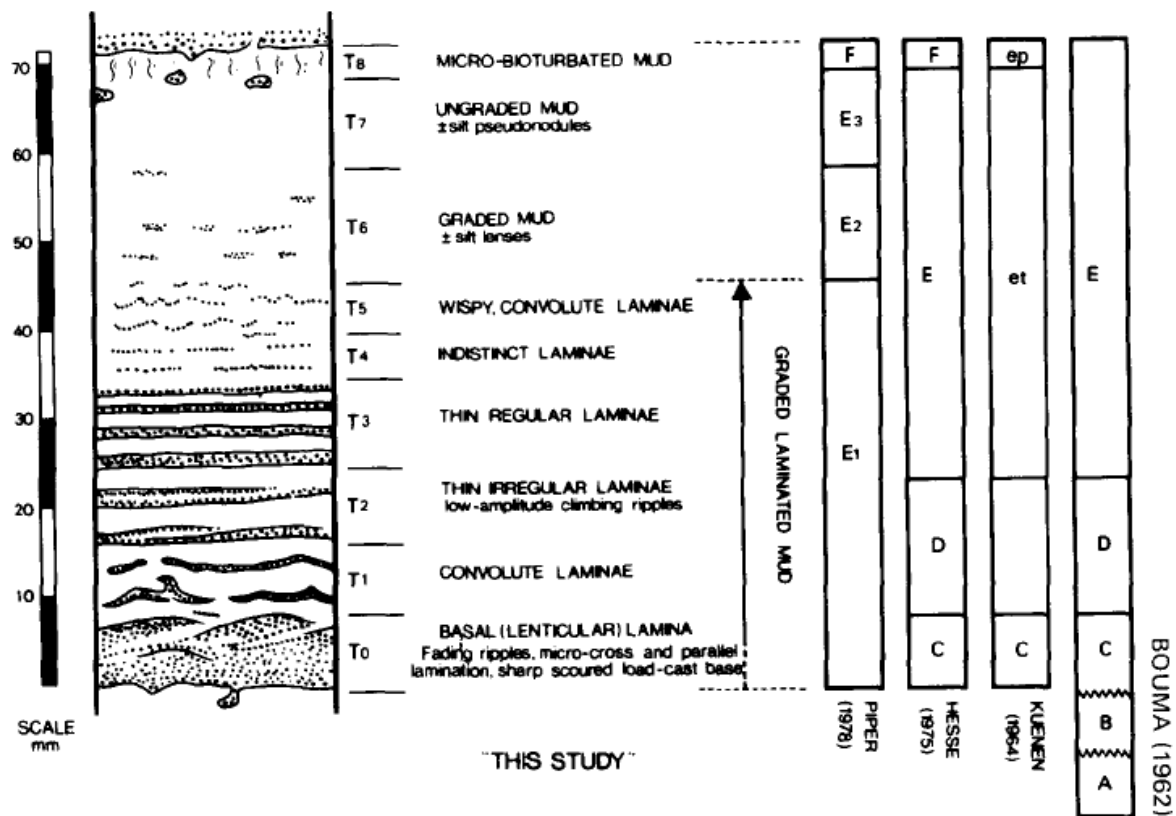


圖 3-1 細粒濁流沈積層序 (取自 Stow and Shanmugam, 1980)。

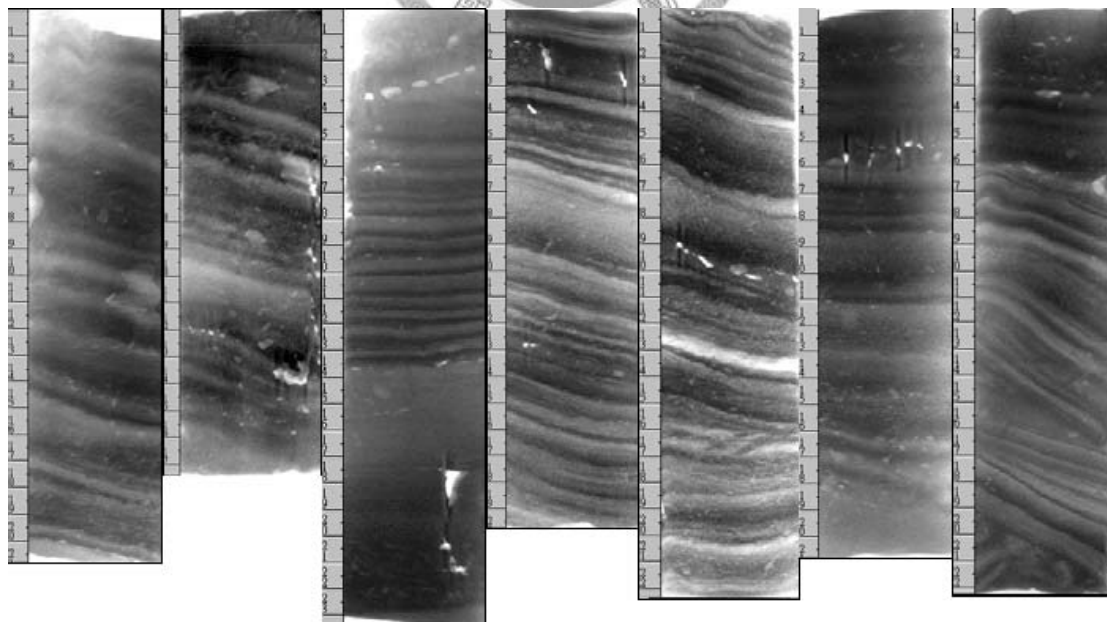


圖 3-2 高屏海底峽谷中部 OR1-851 GCC 之 X 光攝影照片(尺標間距 1 公分)。

3.1.2. 特殊構造的岩芯 X 光片

在眾多的岩芯 X 光攝影照片中，有幾根岩芯除了濁流沈積層序外，亦可見特殊的沈積構造，如：荷重 (loads)、流動 (flow)、錯動等(圖 3-3, 3-4, 3-5)。荷重變形之基本形成原因為重力作用所致，及上部較重的沈積物（通常為砂層）在重力作用下往下部比重較小（通常為泥層）沈積物下沉而造成的一種特殊構造。除了重力之外，地震的震盪也是形成荷重的原因之一（陳和莊，1991），如高屏海底峽谷下部之 OR1-785 BC1A 岩芯 X 光片中有個荷重構造，對比其深度的粒徑砂泥比，乃為上層含砂量較多之沈積物陷入下層較為泥質，與前述條件符合(圖 3-3)。另外在枋寮海底峽谷區域之岩芯中發現有較多的流動構造，此現象可能因構造活動時造成沈積物液化而形成。如枋寮海底峽谷中部之 OR3-1237 st11 岩芯 X 光片中的流動構造出現之深度對比同一深度的含水量亦較其他深度為高 (圖 3-4)。另外，在同一根岩芯的底部發現有一個錯動(圖 3-5)，表示曾有構造活動的紀錄。由以上的分析得知，台灣西南海域為一個構造活動旺盛的區域，而活動旺盛容易造成邊坡不穩定並形成崩塌及滑移等作用，進而可能引發濁流的生成。

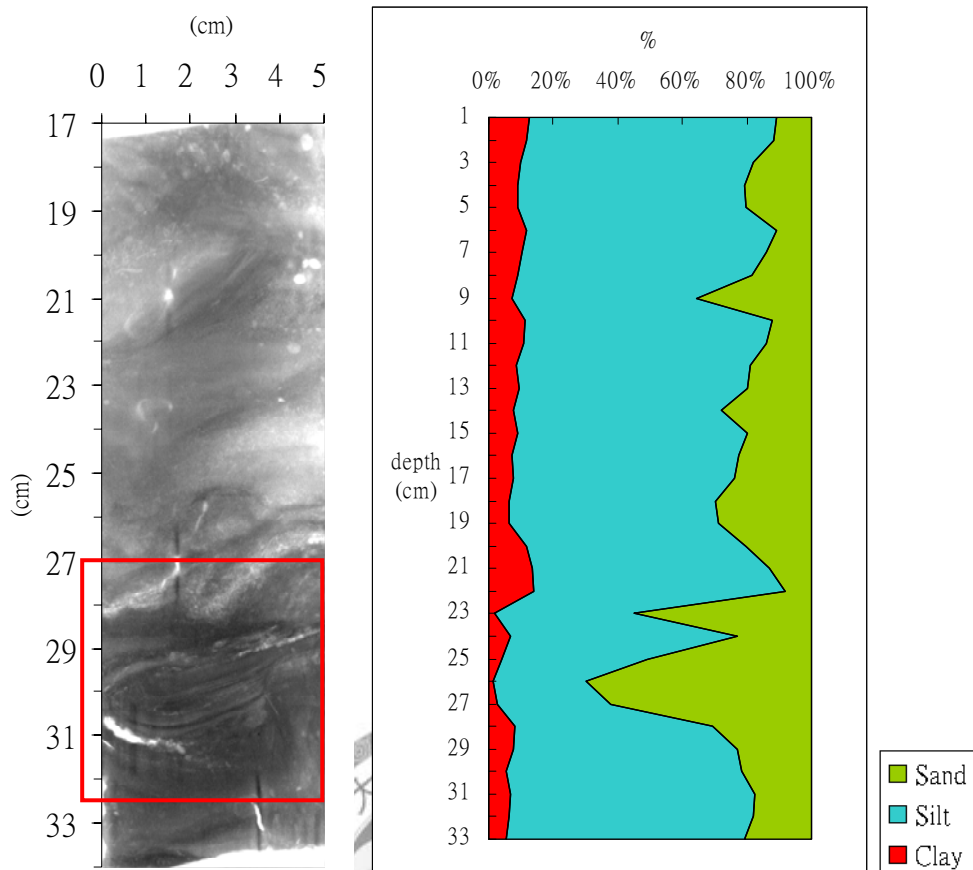


圖 3-3 高屏海底峽谷下部之 OR1-785 BC1A (岩芯深度 17-34cm)X 光片及 OR1-785 BC1A 粒徑砂泥比。紅色框中為荷重構造。

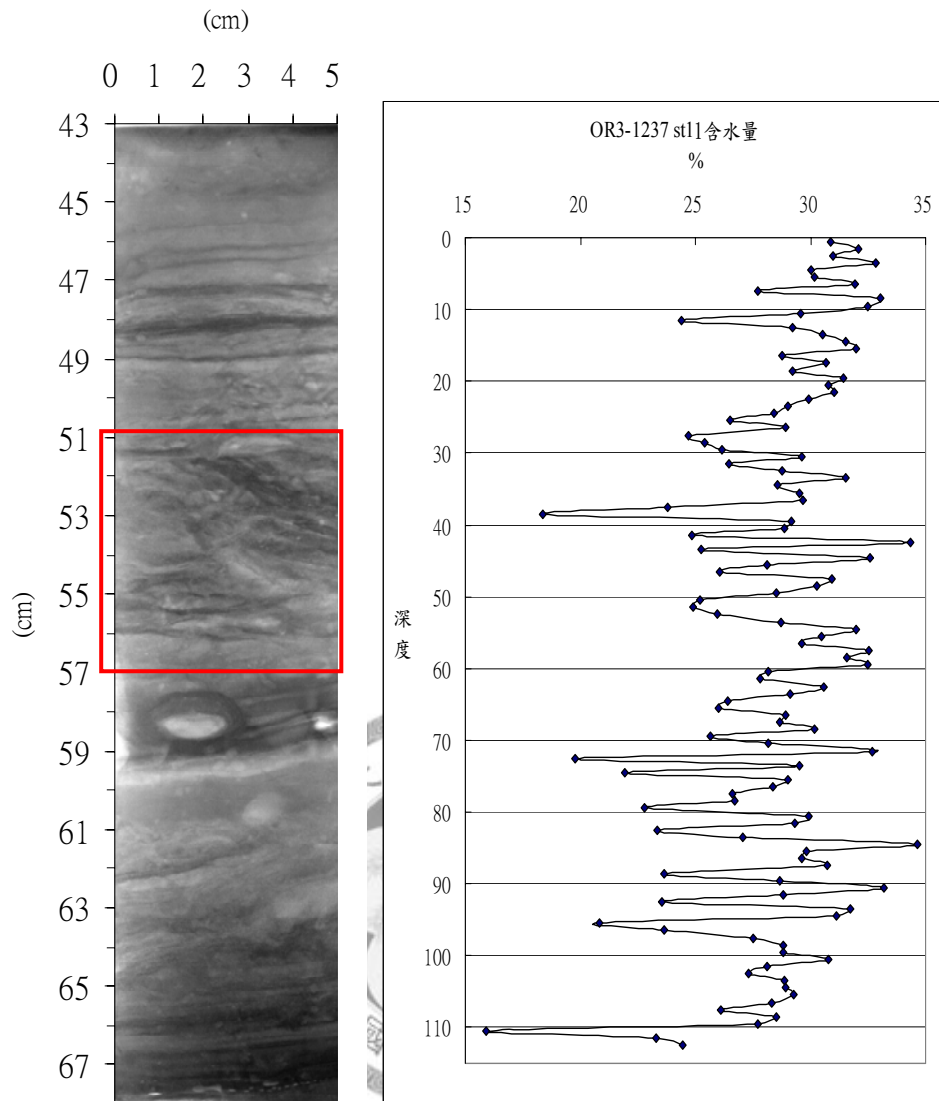


圖 3-4 枋寮海底峽谷中部之 OR3-1237 st11 (岩芯深度 43-68cm) 岩芯 X 光片及岩芯含水量。紅色框中為流動構造。

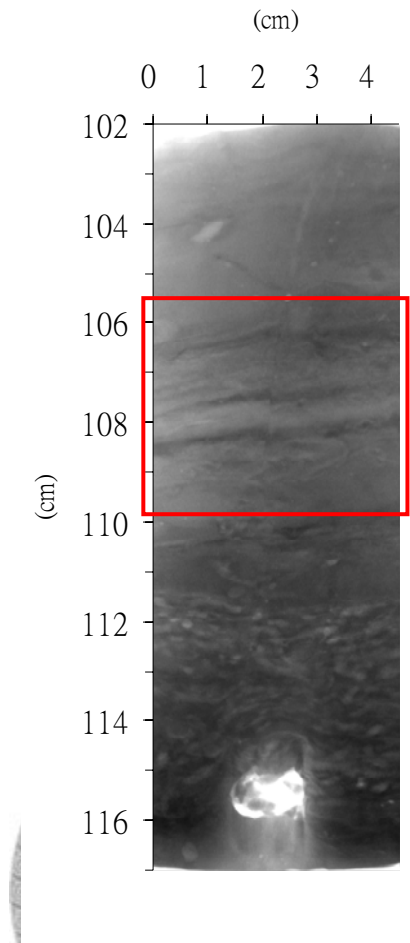


圖 3-5 枋寮海底峽谷中部之 OR3-1237 st11 (岩芯深度 102-117cm) X 光片。紅色框中為錯動。

3.1.3. 沈積物粒徑分析結果

粒徑為觀察沈積物的首要工作，習慣上粒徑的大小以 ϕ 值表示 ($\phi = -\log_2 D$, D 為顆粒之直徑，其單位為毫米)。影響粒徑大小主要有三個因素，(1) 顆粒來源，(2) 顆粒之抗風化、抗侵蝕及抗摩擦程度，(3) 顆粒之傳輸及沉降過程 (Friedman and Sanders, 1978)。本研究分析了台灣西南海域高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷中，岩芯之沈積物粒徑分布，並依照水深比較不同區域的差異。此外，本研究亦分析了高屏陸棚上由抓泥器所採集之表層沈積物，以供不同區域表層沈積物粒徑變化比較之用。

3.1.4. 峽谷之淺部、中部及深部的沈積物粒徑變化

研究區域中的粒徑範圍多為 2~10 ϕ ，平均值為 5~7 ϕ ，淘選度範圍屬於中等至不良。從粒徑分析資料中發現高屏海底峽谷以及枋寮海底峽谷沈積物的砂泥比均有越往深海含砂量越大的趨勢 (圖 3-6、3-7)。這與一般認為粗顆粒在近岸堆積越往深海其沈積物顆粒越細觀念不同，顯示峽谷內之沈積作用不同於一般海岸沈積作用。台灣西南海域每年有大量沈積物輸出，部分輸出之沈積物順著海底峽谷向深海傳輸，由於沈積物大量及快速的堆積造成邊坡不穩定而崩塌或滑移，而洪氾或是地震引起之濁流或重力流，乃為傳輸此區沈積物的重要因素。

3.1.5. 表層沈積物之空間分佈

將岩芯沈積物之表層 0~5 公分樣品之粒徑資料作平均，看海底峽谷中表層沈積物之變化趨勢與前述結果一致，沈積物砂泥比呈現越往深海含砂量越大的趨勢 (圖 3-8)。此外，配合於高屏陸棚區之 OR3-1262 航次中使用 SHIPEK 抓泥器所採集的表層沈積物粒砂泥比分析結果 (圖 3-10)，可將其分成兩類：一為高屏海底峽谷西北方向之表層沈積物顆粒偏粗，另一為高屏海底峽谷東南方向之表層沈積物顆粒偏細。根據楊玉皎 (2007) 之研究中得知高屏陸棚離底 1 公尺內有一漂砂淨傳輸方向為西北方向傳輸，且 63-250 μm 粒徑族群的沈積物傳輸量大於 10-63 μm 粒徑群的沈積物傳輸量。高屏陸棚近岸區的流向以沿岸方向為主，流向為西北向，因此得知沿岸流帶動漂砂往西北方向傳輸，且對 63-250 μm 粒徑族群的沈積物影響較大 (楊，2007)。其可能因為泥質沈積物黏滯力較砂質沈積物大，故砂質沈積物搬運起始力較小，較容易被帶走。

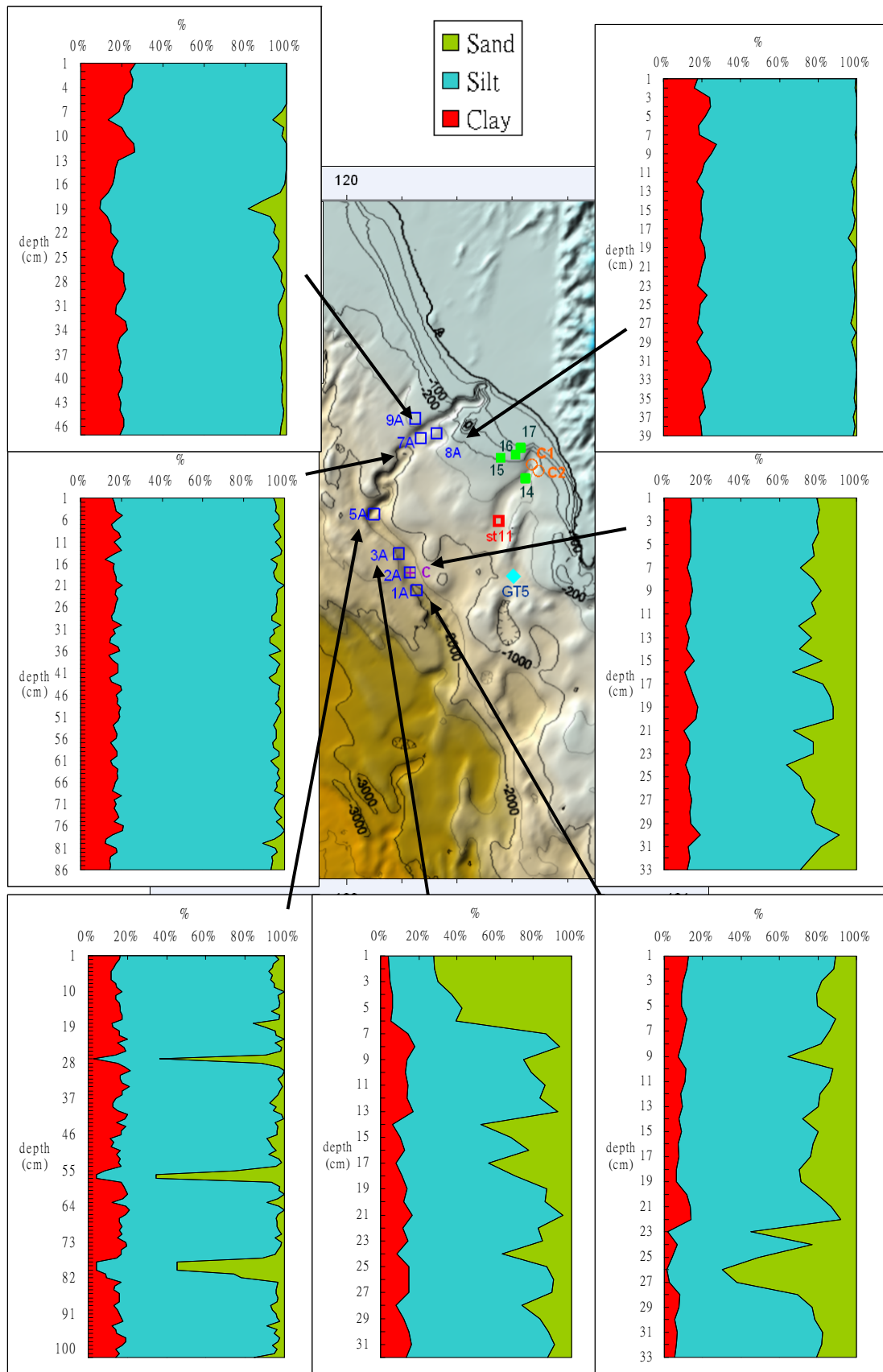


圖 3-6 高屏海底峽谷岩芯沈積物之砂泥比。

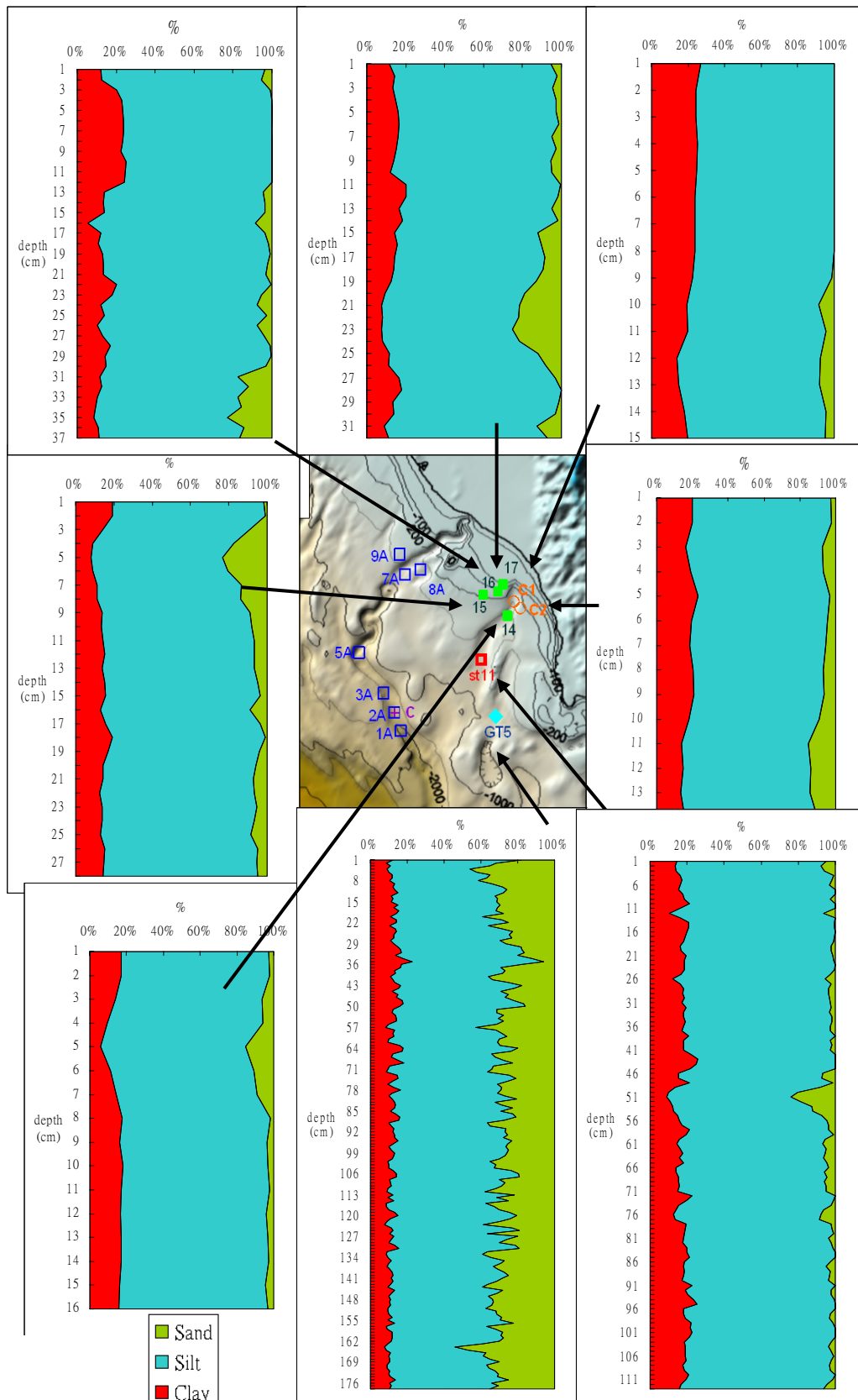


圖 3-7 枋寮海底峽谷岩芯沈積物砂泥比。

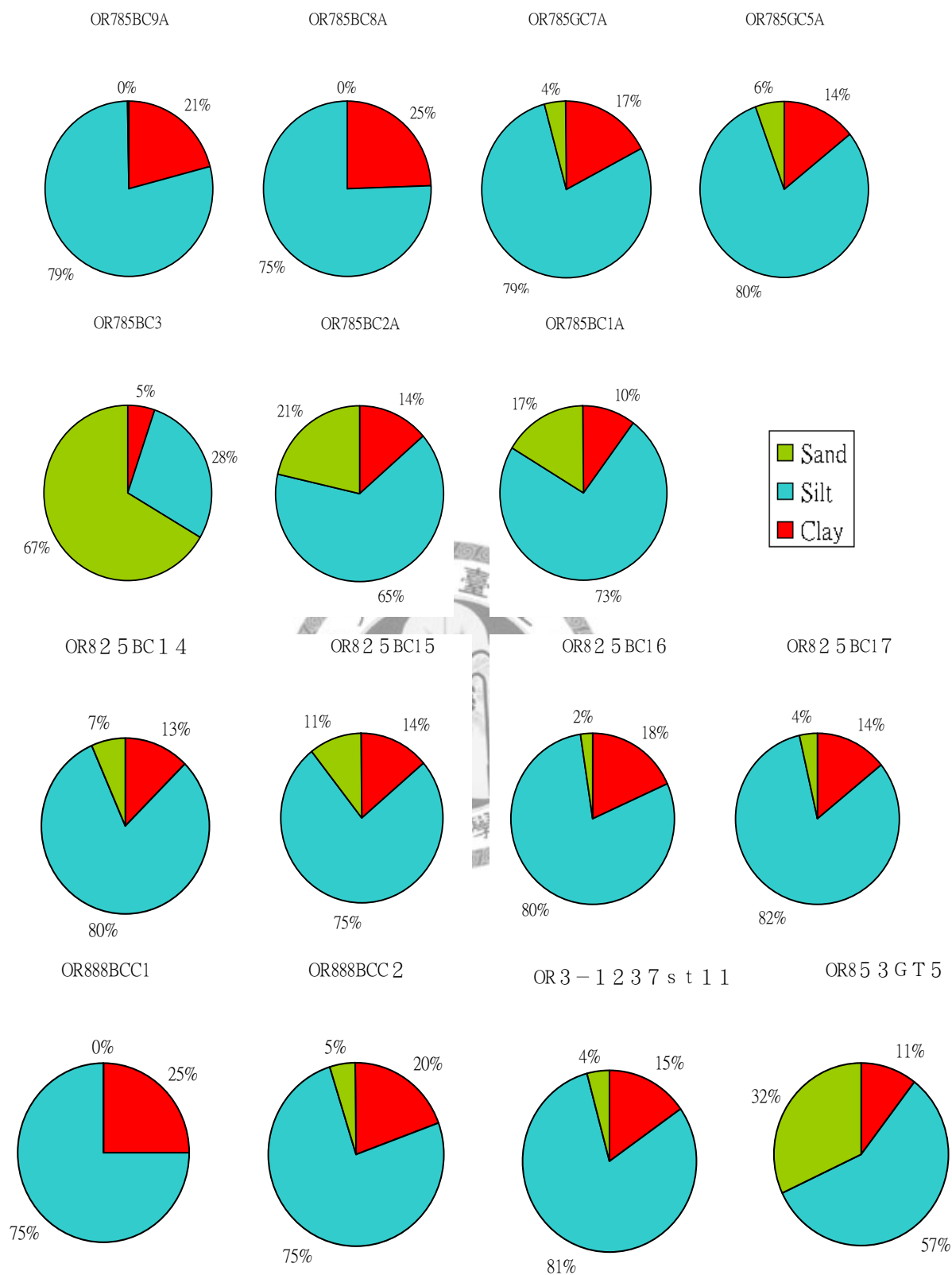


圖 3-8 高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷表層沈積物之砂泥比。

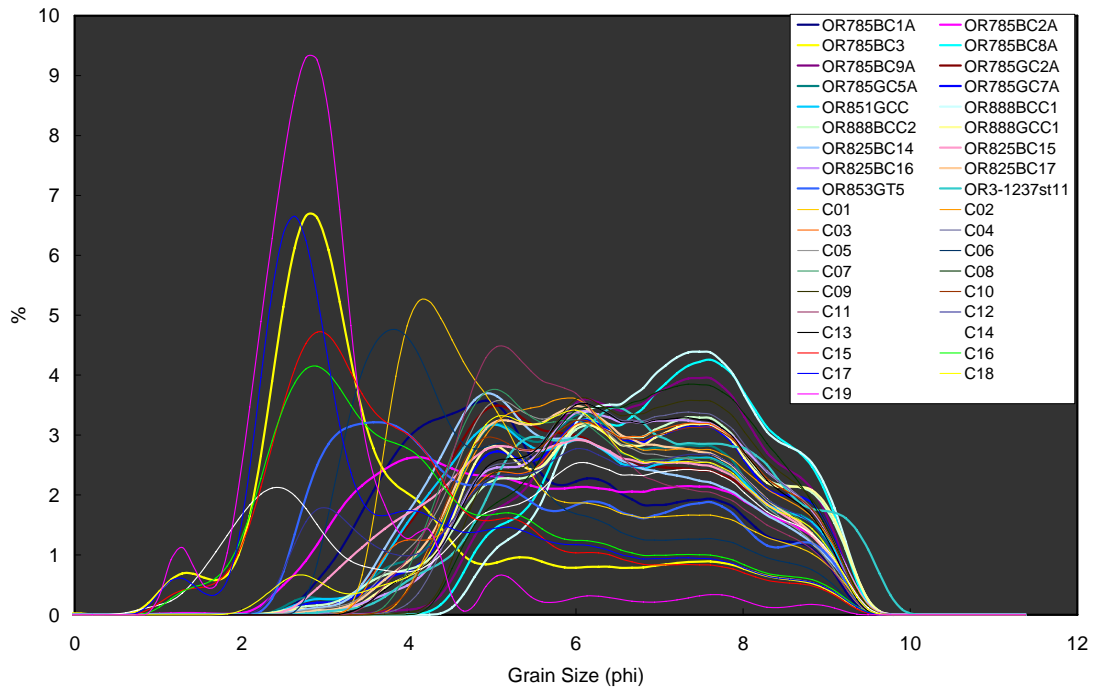


圖 3-9 高屏海底峽谷、枋寮海底峽谷及高屏陸棚之表層沈積物譜圖。

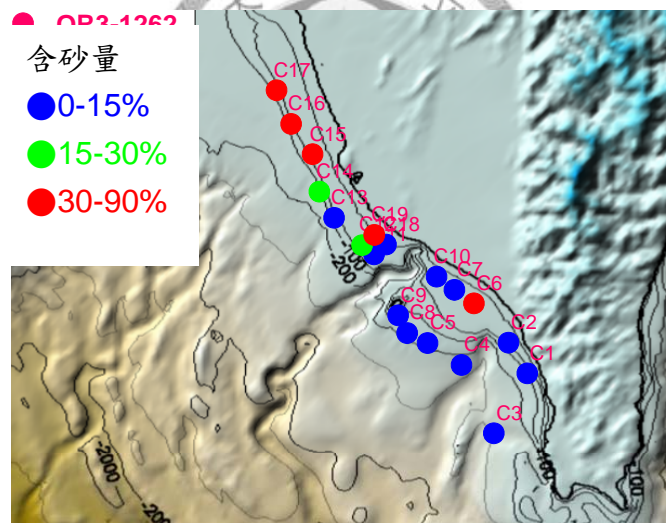


圖 3-10 高屏陸棚表層沈積物(OR3-1262)之含砂量分布圖。

3.2. ^{210}Pb 放射化學分析

本文除上述方法外，亦對高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷沈積物岩芯進行放射性核種 ^{210}Pb 分析工作。由於研究區域內峽谷中常有崩塌或濁流等沈積物快速、大量堆積事件發生。因此，在本研究所分析之岩芯中僅有少數能計算出沈積速率。在此，主要以 ^{210}Pb 之低值來探討岩芯中的快速沈積事件。

3.2.1. 高屏海底峽谷

依據 Huh (2009) 對臺灣西南海域高屏海底峽谷附近之沈積物 ^{210}Pb 活度值分析結果，顯示高屏海底峽谷中岩芯頂部 (core-top) 沈積物之 ^{210}Pb 活度值約 0~20 dpm/g (圖 3-11)，以及劉祖乾教授於 2009 年從源到匯 (Source to Sink) 會議中發表的非颱風或暴雨時期，懸浮顆粒 ^{210}Pb 活度值約為 17 dpm/g。從 OR1-785 航次採集之高屏海底峽谷岩芯中，均可見低 ^{210}Pb 活度值之沈積物位於岩芯表層，且較前述活度值為低。推測距採樣時間點不久前曾有一快速沈積事件，此事件帶來了大量的沈積物並且快速的堆積於整個高屏海底峽谷。高屏海底峽谷中部之 OR1-785 BC2A 的箱型岩芯數據顯示整根岩芯 ^{210}Pb 活度值均為 1~2 dpm/g，在相隔一年多的時間後於 OR1-785 BC2A 同一站位採集 OR1-851 GCC 岩芯，藉此比較同一站位不同時間點沈積物之變化。兩支岩芯的 ^{210}Pb 活度剖面比對顯示具有相同的變化趨勢，而且後採樣之 OR1-851 GCC 岩芯表層具有較高的 ^{210}Pb 活度值，可能為兩次採樣期間新堆積的沈積物 (圖 3-12)。

3.2.2. 枋寮海底峽谷

枋寮海底峽谷的 ^{210}Pb 值分析數據中並未發現有如前述可影響整個海底峽谷大量快速堆積事件。在峽谷上部的陸坡之 OR1-825 BC15、OR1-825 BC16 及 OR1-825 BC17 岩芯的 ^{210}Pb 數據表層均有一活度值偏低(圖 3-13, 3-14, 3-15)，粒徑相較於整根岩芯乃偏細的沈積物。發生濁流快速堆積事件時，若其來源為洪氾帶出之大量沈積物所致，因所攜帶顆粒大小不均，其淘選度值一般較差；若其來源為沈積物本身液化後噴出所致，因液化所攜出顆粒主為細粒泥質物質，其淘選度相對較好且粒徑相對較細。比對 OR1-825 採樣時間之 2007 年 3 月前，台灣西南海域於 2006 年 12 月發生了恆春地震。地震發生後有漁民說海水變的很混濁，加上枋寮海底峽谷之岩芯 X 光攝影有沈積物液化現象，以及陳鎮東(2005)在全台沿岸找尋地下水入海的證據，在台灣海域多處有發現，尤其枋山在離岸 350 公尺

處的海底，經過數次採樣監測確定有地下水入海的現象(Chen et al., 2005；林，2006)。地下水入海容易使沈積物含水量較高造成沈積物液化，受沈積物重力擠壓後向上流動噴出。

綜合以上說明於枋寮海底峽谷有一層低 ^{210}Pb 活度值的沈積層、粒徑淘選度相對較好且顆粒相對較細，其 X 光片來看，其層理較為混亂不明顯。時間對應上為 2006 年恆春地震後，以及枋寮海底峽谷附近有沈積物液化及地下水入海的證據，推測其成因可能因為 2006 年地震之震動造成沈積物液化後受重力向上流且噴出沈積物表層。因其為地層中老的沈積物液化噴出所致，故 ^{210}Pb 活度值較低、顆粒偏細且淘選度較好。

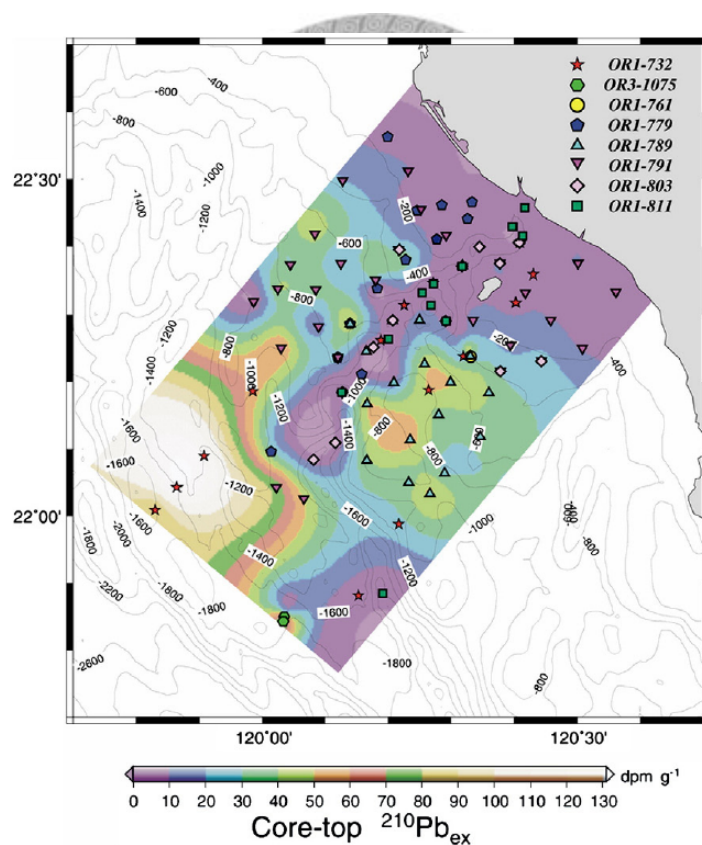


圖 3-11 高屏海底峽谷附近的岩芯表層 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度。(取自 Huh et al., 2009)

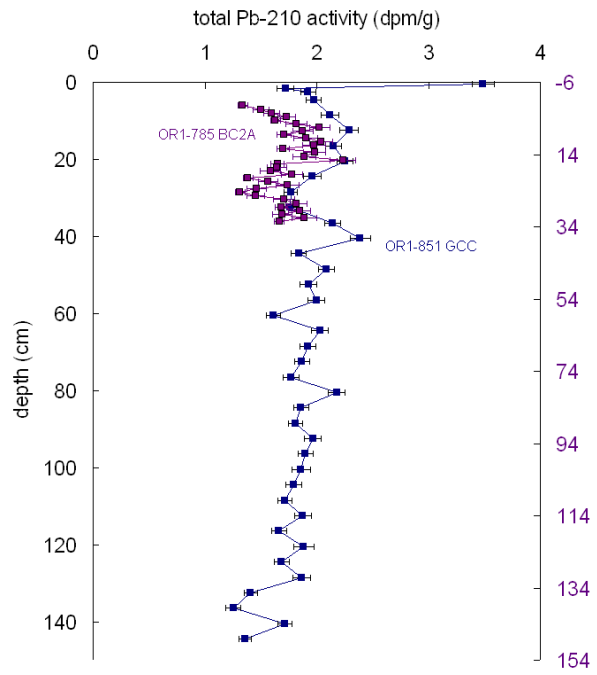


圖 3-12 高屏海底峽谷中部的 OR1-785 BC2 及 OR1-851 GCC5 之 ^{210}Pb 活度對深

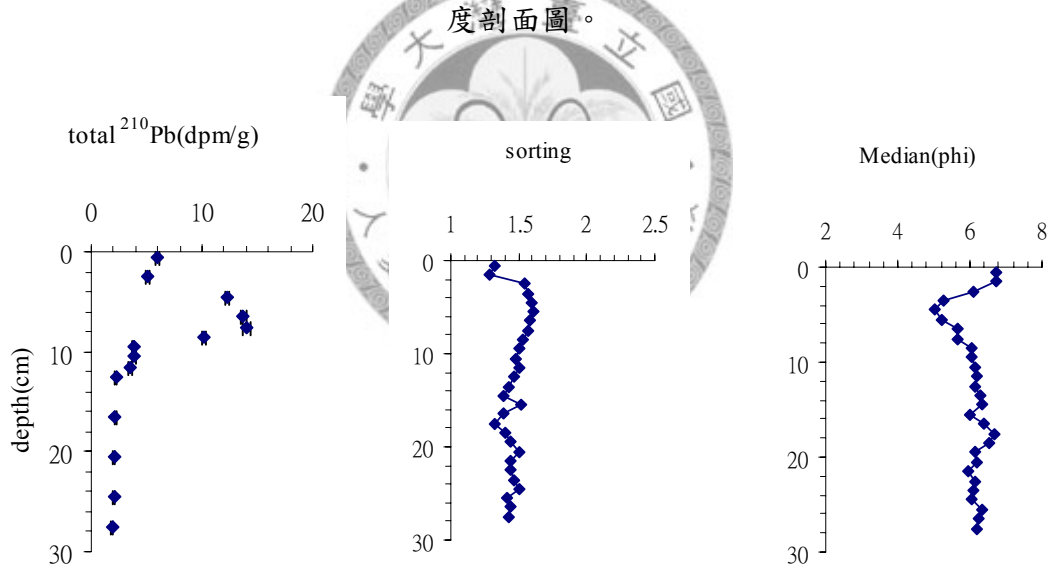


圖 3-13 枋寮海底峽谷上部陸坡之 OR1-825 BC15 的 ^{210}Pb 活度值、淘選度及粒徑中值比較。

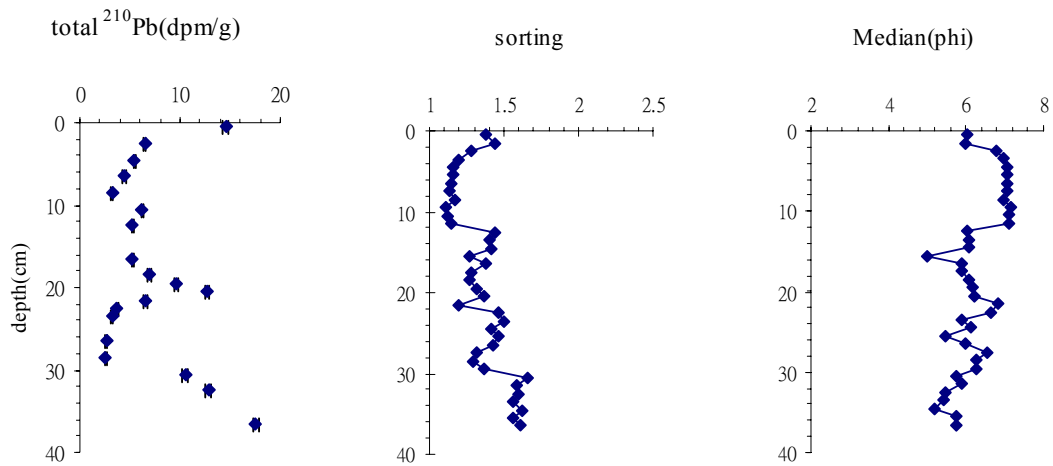


圖 3-14 枋寮海底峽谷上部陸坡之 OR1-825 BC16 的 ^{210}Pb 活度值、淘選度及粒徑中值之比較。

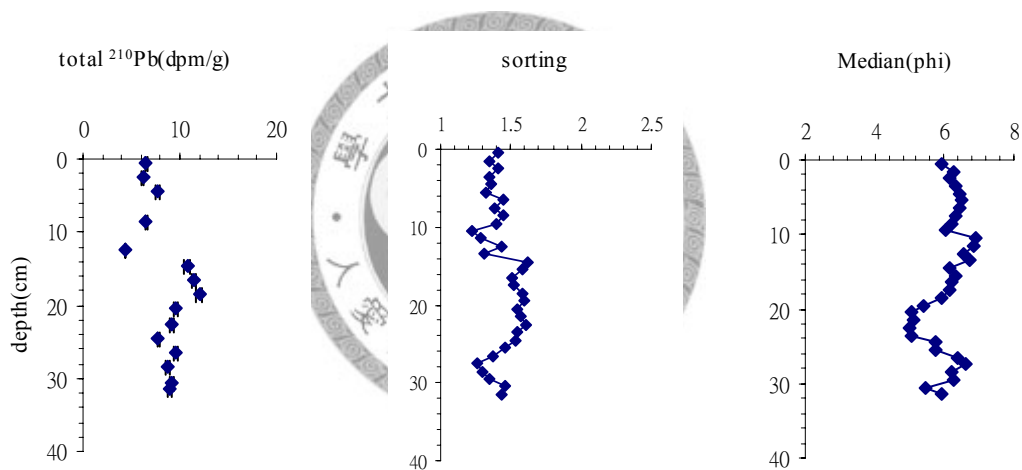


圖 3-15 枋寮海底峽谷上部陸坡之 OR1-825 BC17 的 ^{210}Pb 活度值、淘選度及粒徑中值之比較。

3.2.3. 沈積速率

本文研究區域內所採集的岩芯中，因受到此區濁流影響，大部分的沈積物均非連續穩定沈積作用堆積而成，測得之 ^{210}Pb 活度值與深度作圖大部份均沒有隨深度而呈對數衰減的趨勢，故僅有少數岩芯能做沈積速率的計算。將具有對數衰減趨勢的岩芯，扣除掉其因濁流而快速堆積的沈積層（低 ^{210}Pb 活度值）厚度後計算其沈積速率，計算出的沈積速率列於表 3-1。

表 3-1 研究區域之沈積速率與質量累積速率。

航次	站位	cm/a	g/cm ² /yr
OR1-785	BC9A	0.35	0.41
	GC2A	0.15	0.18
OR1-853	GT5	0.27	0.33

3.3. 綜合討論

3.3.1. 高屏海底峽谷快速沈積事件的判別

分析於 2006 年 3 月高屏海底峽谷所採集之 OR1-785 航次岩芯沈積物 ²¹⁰Pb 數據，採樣岩芯的表層有一快速大量之濁流堆積，且濁流所攜帶之新沈積物從淺海至深海均有堆積，如此龐大的沈積量是何種原因造成的呢？比對其相近時間點上地質及水文資料。2006 年 3 月前台灣西南海域附近並無特殊之地震事件發生，而分析高屏溪新發大橋水文測站 1998 年至 2008 年月流量圖 (圖 3-16) 發現，2005 年流量有明顯較往年多的趨勢。2005 年強烈颱風海棠 (Haitang) 重創了東台灣，也為高屏河流域帶來了空前的雨量 (Huh et al., 2009)。故推測造成高屏海底峽谷濁流的成因為高屏溪的洪氾事件，造成大量沈積物輸送至峽谷中，並於此地快速堆積。此一事件說明了海底峽谷為陸源物質從河口往深海傳輸的重要管道。高屏海底峽谷沈積物來源有二：陸源 (陸上輸出之沈積物等) 及海源 (生物殼體等) 沈積物，其中又以陸源沈積物為主 (Liu et al., 2006)。台灣西南海域表層有機碳 $\delta^{13}\text{C}$ 之空間分佈 (圖 3-17)，說明台灣島嶼型河川，如曾文溪、二仁溪及高屏溪輸出之陸源物質是往外海傳輸並藉由峽谷往深海傳輸。特別是高屏溪輸出之顆粒態有機碳，大部分皆經由幾乎延伸進入河口的高屏峽谷往深海傳輸，顯示峽谷地形對島嶼型小河川輸出之陸源物質往深海傳輸的重要性 (許, 2008)。震測及 Chirp sonar 剖面在高屏海底峽谷分析觀察中顯示，高密度流或濁流發生的成因以洪氾為主 (Chiang and Yu, 2008)。

新發大橋月流量

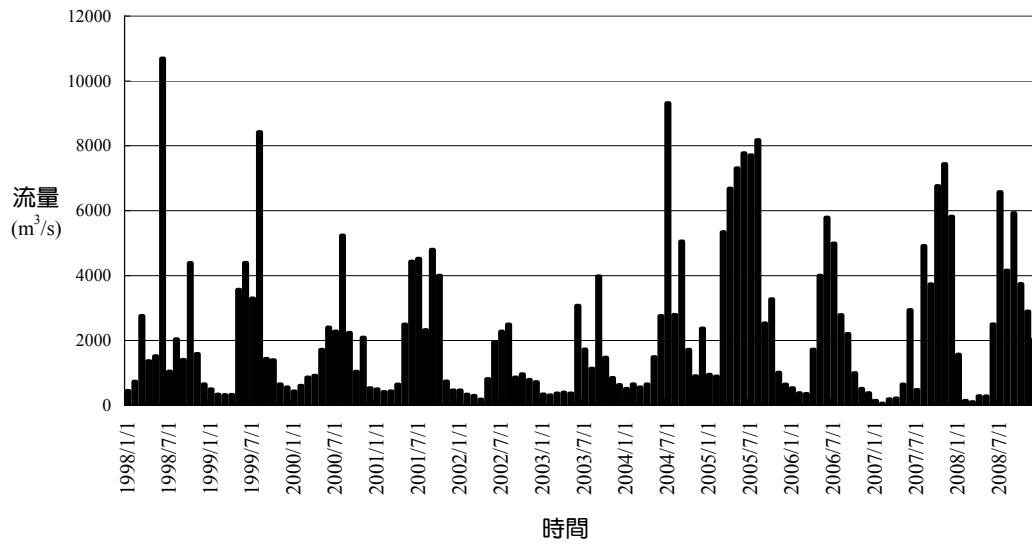


圖 3-16 高屏溪之新發大橋月流量。說明於 2006 年 3 月於高屏海底峽谷之 OR1-785 航次前，2005 年流量相對較大。

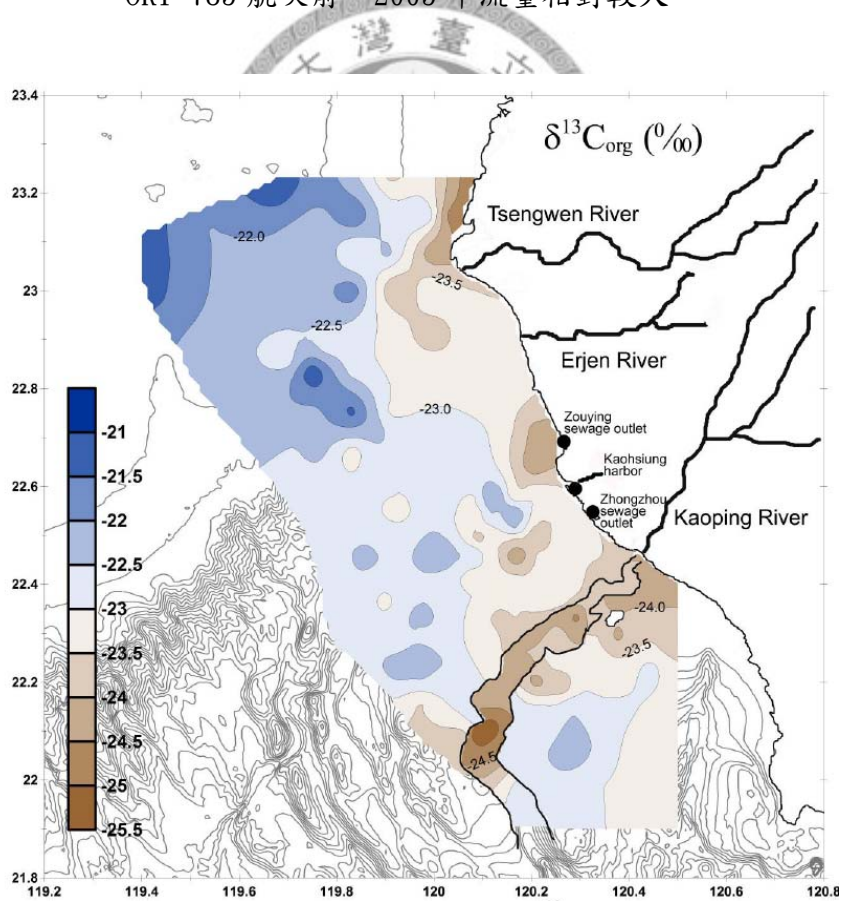


圖 3-17 臺灣西南海域表層有機碳 $\delta^{13}C$ 值之空間分佈。(取自許，2008)

前文中提到，相隔一年多後於高屏海底峽谷之 OR1-785 BC2A (p.69) 站位再採集的 OR1-851 GCC 岩芯分析結果 (p.72) 顯示，兩者岩芯的頂部有相同的趨勢，推測兩者為同一時間堆積之沈積物。而同一站位之 OR1-785 GC2A 重力岩芯的頂部 ^{210}Pb 活度值卻高達 17 dpm/g (圖 3-17)，與前述 Huh (2009) 及劉祖乾 (2009) 發表之表層沈積物及懸浮物的活度值相當，說明此應才是當時的沈積物表層。此外，OR1-851GCC 長達 145 公分，其中的 ^{210}Pb 活度值除了表層約 1 公分沈積物較高外 (>3 dpm/g)，其他深度的活度值介於 1~2.5 dpm/g。此一現象說明，因洪氾所造成的濁流沈積物堆積厚度應超過 150 公分，為一相當大量之堆積，且範圍遍及整個高屏海底峽谷。此一結果也間接證實 OR1-785 GC2A 採集時，使用舊型重力岩芯採樣器，易使沈積物之表層因為設備本身的設計缺點及技術上的困難而遺失；而 OR1-851 GCC 乃使用新的重力岩芯採樣設備，改良了舊型重力岩芯的缺點，在採樣器頂端加裝逆止閥並修正讓岩芯倒臥於甲板上的習慣。各岩芯中 ^{210}Pb 低值之快速堆積層厚度與所在位置 (圖 3-18)，因部分岩芯整根 ^{210}Pb 活度值均低，故僅能得知最小厚度。OR1-785 GC5A (p.71) 整根 ^{210}Pb 活度值均低，但因不能得知是否為新沈積物或者表層損失的老沈積物，故無列入圖中。

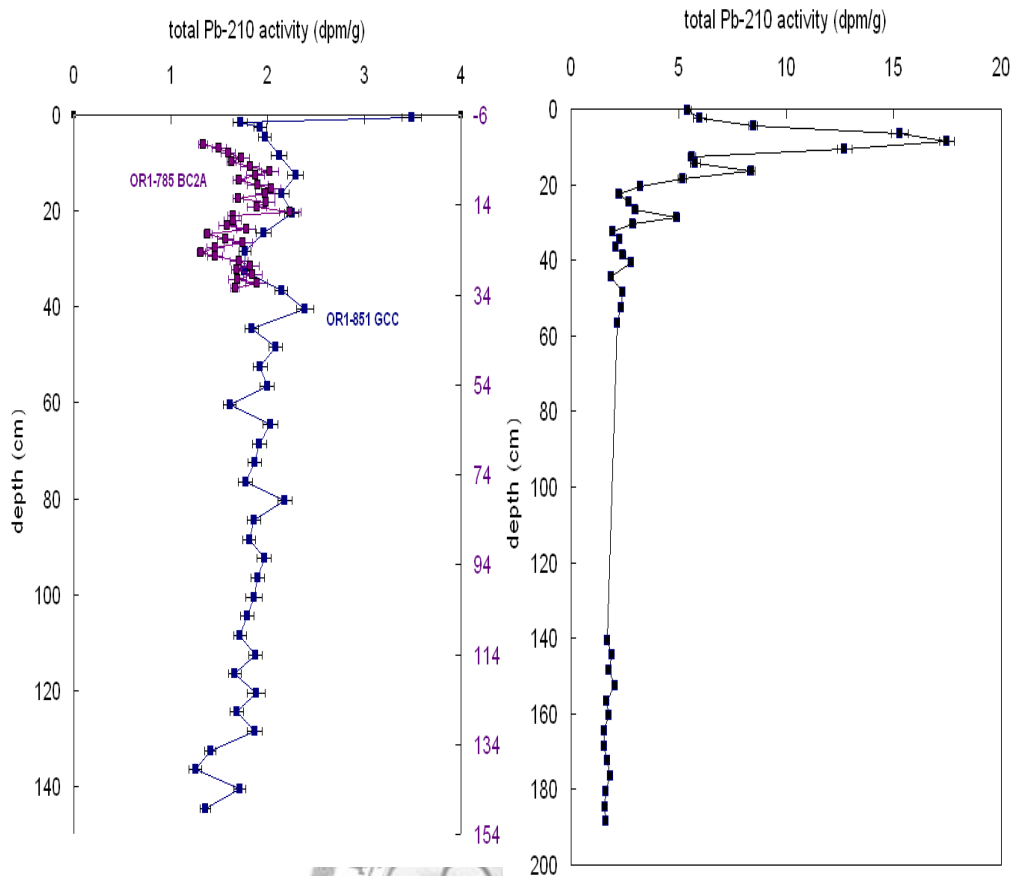


圖 3-17 高屏海底峽谷中部之 OR1-785 BC2A、GC2A 及 OR1-851 GCC 的 ^{210}Pb 活度值。發現同站位的箱型岩芯及重力岩芯表層卻有不一樣的結果。

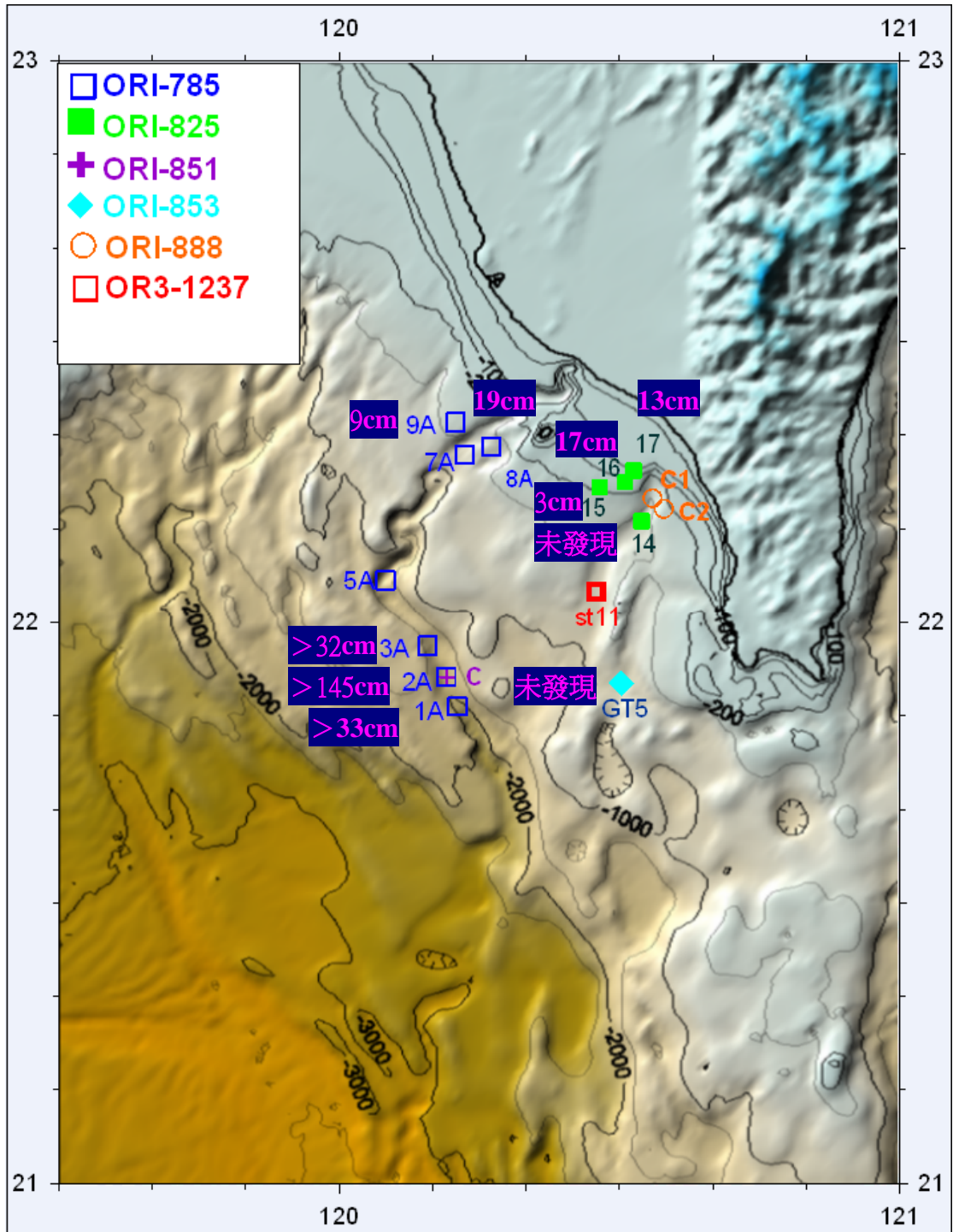


圖 3-18 新一期濁流沈積物於各採樣站之厚度。

3.3.2. 2006 年恆春地震對高屏海底峽谷的影響

在高屏海底峽谷中部之 OR1-785 (2006 年 3 月) 及 OR1-851 (2007 年 12 月) 兩航次間，台灣西南海域於 2006 年 12 月 26 日發生了規模達 7.0 的屏東地震，地震引發了濁流破壞當地海底電纜造成通訊中斷。依照連接的機器設備記錄下海

底電纜斷裂的時間及位置，推測其有五個崩塌處（圖 1-4）並算出濁流的流速為 20.0 m/s、3.7 m/s 及 5.7 m/s，而濁流的流速與峽谷軸部坡度呈現正相關，並說明濁流並非皆為順著峽谷坡度一路向下，而是數個崩塌所造成（Hsu et al., 2008）。其中之 Slide 4 恰巧位於本文中的 OR1-785 2A 及 OR1-851GCC 採樣站位之上方，但於 OR1-851 的岩芯分析中相較於 OR1-785 BC2A 僅只有表層 1~2 公分之新沈積物，未發現由地震所帶來的濁流堆積。推測峽谷中因邊坡不穩定而崩塌之濁流可能並未直接往深海傳輸，可能只有短距離的傳輸及堆積，此結果與 Hsu (2008) 之看法相同。

3.3.3. 峽谷是沈積物之通道

從前述西南陸坡濁流發生的機制來研判，此區濁流兼具突發性與持續性兩種型態，颱風、地震所引起的屬於前者，沈積物自身重力及泥火山所引起的屬於後者（陳，1997）。分析高屏海底峽谷中部之 OR1-851 GCC、OR1-785 BC2A 及 OR1-785 GC2A 之 ^{210}Pb 數據，高屏海底峽谷中新沈積之濁流沈積物厚度可能超過 150 公分，為一相當大的沈積事件保存於岩芯之記錄中。但是其他岩芯中卻未見大量厚層之沈積物？另外對比新一期厚層濁流沈積物與老的濁流沈積物，發現新的濁流沈積物砂泥比較老的濁流沈積物趨勢平緩，老的濁流沈積物中有對比明顯的含砂量較大之沈積層（圖 3-19）。

根據 Liu (2006) 發現於台灣西南海底峽谷內的淨水流方向在平時為沿峽谷溯源而上 (upcanyon) 向上游傳輸，在濕季時為沿峽谷向外海 (downcanyon) 向下游傳輸，而在濕季時的龐大的流量挾帶大量的沈積物往外海奔流。故海底峽谷為沈積物從淺海往深海輸送之重要管道，從短時間來看海底峽谷內可堆積大量的沈積物，但其後厚層沈積物透過海流或底流的作用將沈積物帶離峽谷中而僅留下厚度較薄含砂量較多的堆積層。因此，海底峽谷乃沈積物之通道：在短時間尺度下，沈積物會於峽谷中短暫堆積，但在長時間尺度下，大部分沈積物終究會被帶

離海底峽谷中。

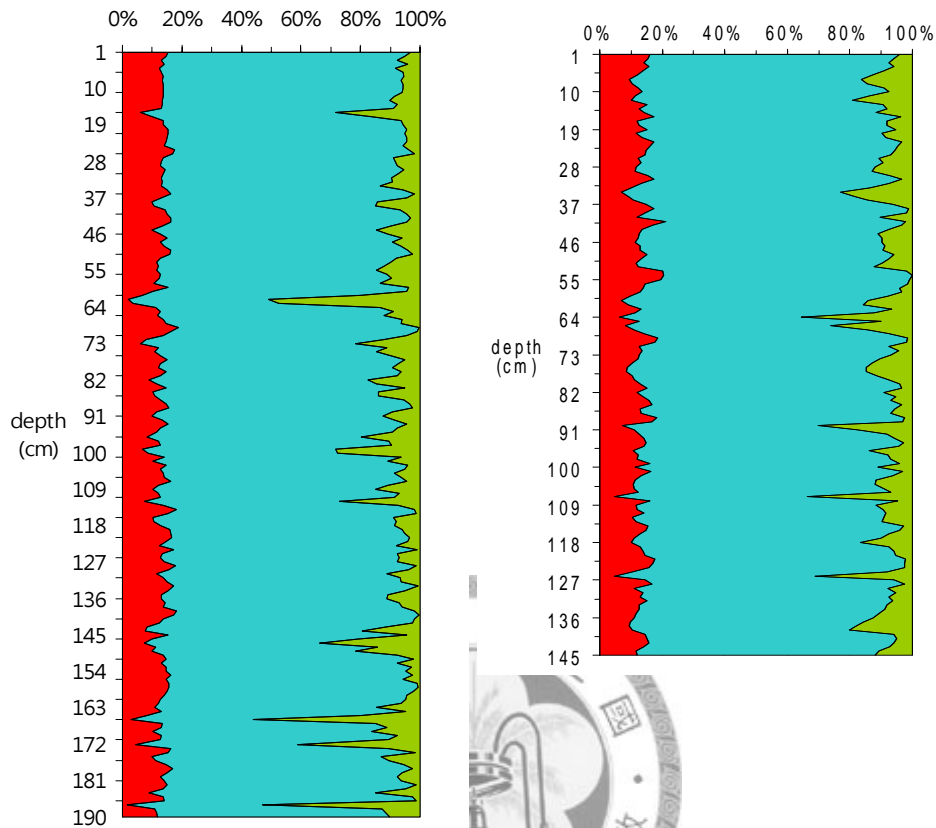


圖 3-19 高屏海底峽谷之 OR1-785 GC2A (老濁流沈積物)及 OR1-851 GCC (新一期濁流沈積物)岩芯之砂泥比。

3.3.4. 高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷之異同

台灣西南海域沈積物來源有曾文溪、二仁溪及高屏溪，其中又以高屏溪為主 (許，2008)。從以上的分析數據中來比較高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷有何異同。

高屏海底峽谷：頭部與陸上高屏溪相連接，且輸出之沈積物主要堆積於高屏海底峽谷中。當濁流傳輸量高於峽谷坡高時會向峽谷兩側溢流 (Khripunoff et al., 2003)，而懸浮顆粒會經由海流及底流的作用被帶至峽谷附近堆積。高屏陸棚近岸區的流向以沿岸方向為主，流向為西北向，因此得知沿岸流會帶動漂砂往

西北方向傳輸 (楊, 2007), 將較粗顆粒沈積物帶往高屏海底峽谷西北方。高屏溪為台灣第三大河流, 流量大且每年攜帶大量的沈積物往外海輸送, 為其下方接連的高屏海底峽谷帶來可觀的沈積物量, 於豐水期期間可能引發高密度流或濁流, 亦或在大量沈積物堆積的情況下造成邊坡不穩定而引發崩塌或滑移並造成濁流。

枋寮海底峽谷: 相較於高屏海底峽谷, 其上方並無連接可以不斷供給沈積物的河流。因此, 地震所引起的邊坡不穩定或沈積物液化後造成之崩塌所引發之濁流事件乃此區濁流沈積的主要原因。枋寮海底峽谷 ^{210}Pb 低值之沈積物與淘選度比較, 因枋寮海底峽谷的表層沈積物經過底流淘選作用, 理論上應為 ^{210}Pb 值低其淘選度較良好, 實際上大部份卻是呈現淘選度不良現象, 並不合理, 根據盧俊臣 (1994)認為枋寮海底峽谷表層沈積物應曾受過重力流作用而產生構造和組織上的重組(盧, 1994)。

相同的是, 兩峽谷中之沈積物均受濁流等重力流作用影響為主要傳輸的方式, 所以越往深海含砂量越大。



第四章 結論

1. 岩芯 X 光攝影結果顯示，海底峽谷峽谷中沈積物以濁流沈積物為主。
2. 粒徑分析結果顯示，沈積物於高屏陸棚和峽谷中傳輸方式有很大的不同。陸棚主要受海流及潮流影響；峽谷主要受濁流或重力流影響。
3. 高屏溪為西南海域沈積物供應的主要來源，每年為台灣西南海域提供大量沈積物。其中大部分進入高屏海底峽谷中，少部分堆積於鄰近區域。
4. 本研究中新一期濁流事件發生的主因：
高屏海底峽谷：2005 年高屏溪洪氾事件，龐大的流量挾帶相當多沈積物往峽谷傳輸並引發濁流，整個峽谷中均可見。
枋寮海底峽谷：2006 年恆春地震事件，引發枋寮海底峽谷上部陸坡沈積物液化向上噴出，造成濁流堆積。
5. 豪雨沖刷台灣所攜出的沈積物，於高屏海底峽谷之堆積，可厚達 150 公分以上。
6. 2006 年恆春地震引發之濁流，除順著峽谷往深部亦可能僅有短距離傳輸。
7. 峽谷為沈積物之通道：
長時間尺度來說，峽谷的確幾乎不堆積沈積物。
短時間尺度來說，峽谷中可堆積著相當厚的沈積物

參考文獻

中文部份

<http://gweb.wra.gov.tw/WebApplication2/>經濟部水利署水文資訊申請網站

<http://www.cwb.gov.tw/V6/index.htm> 中央氣象局全球資訊網

石清杉 (1988) 臺灣東南外海海床表層沈積物之研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，83 頁。

李忠台 (1992) 臺灣西南海域高屏大陸斜坡的地形、3.5 仟赫回聲特徵與地體構造。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，104 頁。

林毅杰 (2006) 台灣地區地下水入海之化學性質初探。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，153 頁。

凌巧芸 (2007) 南沖繩海槽地震引發濁流沈積物之來源及分布。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，74 頁。

許鳳心 (2008) 台灣西南海域陸源有機碳沈降受鄰近島嶼型河川顆粒傳輸影響之研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，70 頁。

張嫻珊 (2008) 台灣海峽東側沈積物之來源及其傳輸途徑。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，83 頁。

陳民本 (1983) 臺灣海峽南部大陸斜坡沈積物之物理性質和沈積環境。 *Atca Ocanographica Taiwanica*, 14, 42-63.

陳汝勤和莊文星 (1991) 岩石學。聯經出版社，444 頁。

陳儀清 (1997) 臺灣西南外海海床表層沈積現象之研究。國立台灣大學海洋研究所博士論文，160 頁。

楊玉皎 (2007) 南台灣近岸海域沈積物的傳輸形態。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，106 頁。

蔡正翰 (1992) 雷射顆粒粒徑儀之介紹。地質，第十二卷第一期，第 81-86 頁。

盧俊臣 (1994) 枋寮海底峽谷的形貌、震測特徵及其物理沈積作用。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，105 頁。

英文部分

- Bouma, A.H. (1964) Notes on X-ray interpretation of marine sediments. *Marine Geology*, 2, 278-309.
- Bucher, W.H. (1940) Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 51, 489-511.
- Carson, B., Baker, E.T., Hickey, B.M., Nittrouer, C.A., Demaster, D.J., Thorbjarnarson, K.W. and Snyder, G.W. (1986) Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - A summary. *Marine Geology*, 71, 1-13.
- Chen, C.T.A., Zhang, J., Peng, T.R. and Hagiwara, T. (2005) Exploratory sampling of submarine groundwater discharge in Taiwan. *Geochemistry*, 39, 165-171.
- Chiang, C.S. and Yu, H.S. (2008) Evidence of hyperpycnal flows at the head of the meandering Kaoping Canyon off SW Taiwan. *Geo-Marine Letters*, 28, 161-169.
- Dadson, D.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D. and Lin, J.C. (2003) Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426, 648-651.
- Folk, R.L. (1966) A review of grain-size parameter. *Sedimentology*, 6, 73-93.
- Friedman, G.M. and Sanders, J.E. (1978) *Principles of sedimentology*. John Wiley & Sons, 808p.
- Gregory, J.W. (1929) The earthquake south of Newfoundland and submarine canyons. *Nature*, 124, 945-946.
- Heezen, B.C. and Ewing, M. (1952) Turbidity currents and submarine slumps, and the 1952 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science*, 250, 849-873.
- Hsu, S.K., Kuo, J., Lo, C.L., Tsai, C.H., Doo, W.B., Ku, C.Y. and Sibuet, J.C. (2008) Turbidity Current, Submarine Landslides and the 2006 Pingtung Earthquake off SW Taiwan, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19, 767-772.
- Huh, C.A., Lin, H.L., Lin, S. and Huang, Y.W. (2009) Modern accumulation rates and a budget of sediment off the Gaoping (Kaoping) river, SW Taiwan: A tidal and

- flood dominated depositional environment around a submarine canyon. *Journal of Marine Systems*, 76, 405-416.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B. and Savoye, B. (2003) Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology*, 194, 151-158.
- Koide, M., Soutar, A. and Goldberg, E.D. (1972) Marine geochronology with ^{210}Pb . *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 442-446.
- Kuenen, P.H. and Migliorini, C.I. (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, 58, 91-127.
- Liu, J.T., Lin, H. L. and Hung, J.J. (2006) A submarine canyon conduit under typhoon conditions off Southern Taiwan. *Deep-Sea Research I*, 53, 223-240.
- Meiburg, E. and Kneller, B. (2009) Turbidity current and their deposits. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 42.(in press).
- Shanmugam, G. (2002) Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58, 311-341.
- Smith, J.N. (2001) Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity*, 55, 121-123.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G. (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient Flysch sediment. *Sedimentary Geology*, 25, 23-42.
- Yu, H.S. and Song, G.S. (1993) Submarine physiography around Taiwan and its relation to tectonic setting. *Journal of the Geological Society of China*, 36, 139-156.
- Yu, H.S., Huang, C.S. and Ku, J.W. (1991) Morphology and possible origin of the Kaoping submarine canyon head off south west Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 27, 40-50.
- Yu, H.S. and Wen, Y.H. (1992) Physiographic characteristics of the continental margin off southwestern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, 35, 337-351.
- Xu, J.P., Nobel, M.A. and Rosenfeld, L.K. (2004) In-situ measurements of velocity

structure within turbidity currents. *Geophysical Research Letters*, 31, L09311.

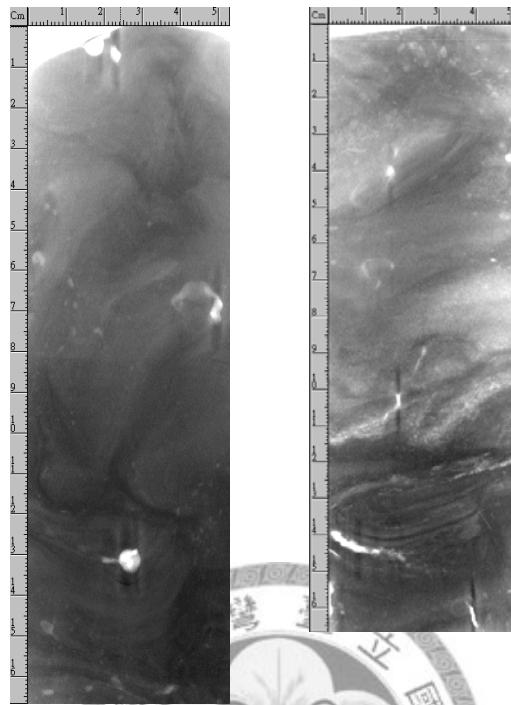


附錄 I

OR1-785 BC1A

Section-1

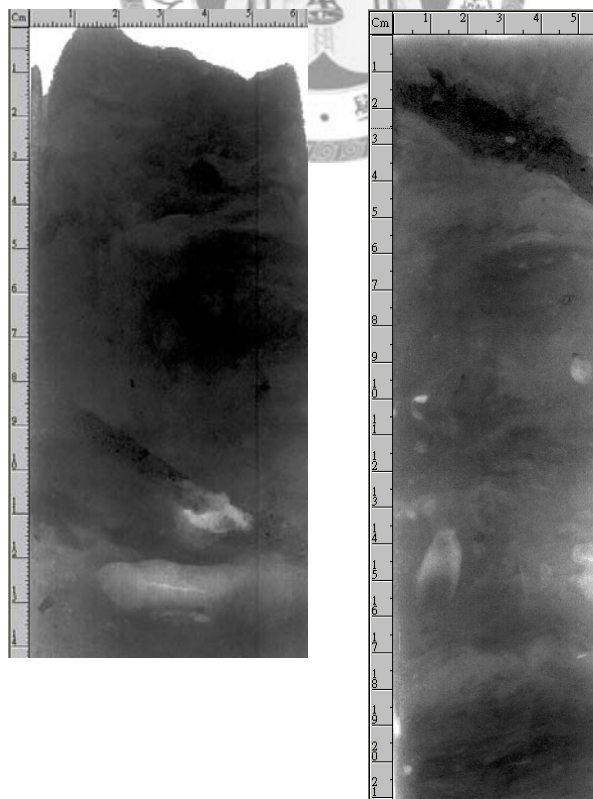
Section-2



OR-785 BC2A

Section-1

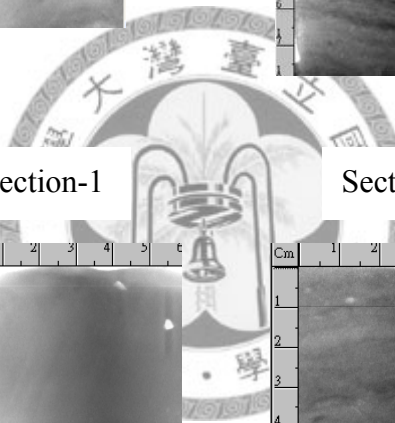
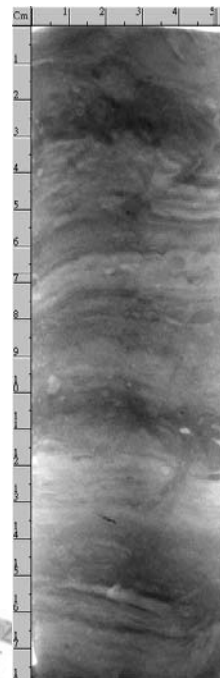
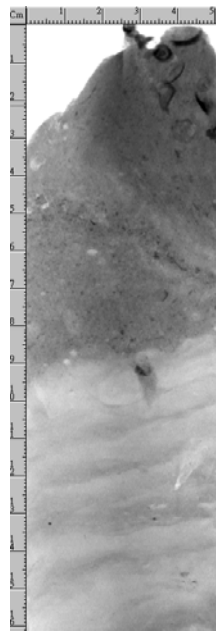
Section-2



OR1-785 BC3

Section-1

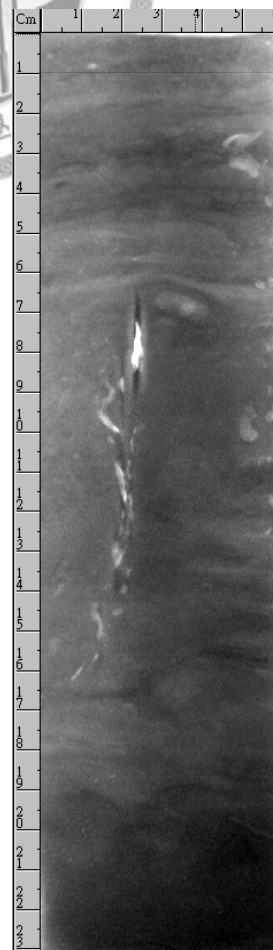
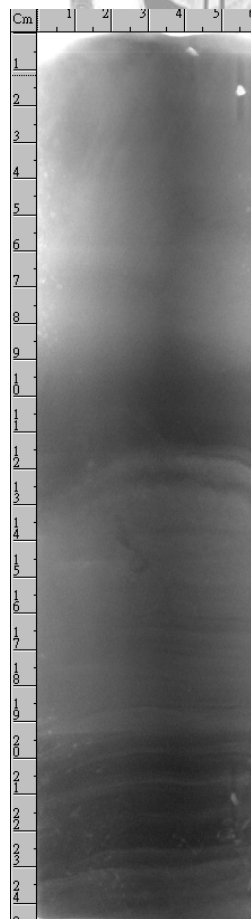
Section-2



OR1-785 BC8A

Section-1

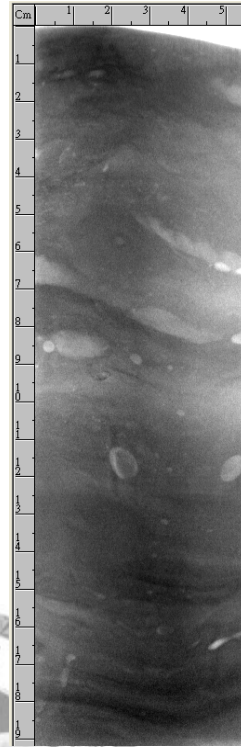
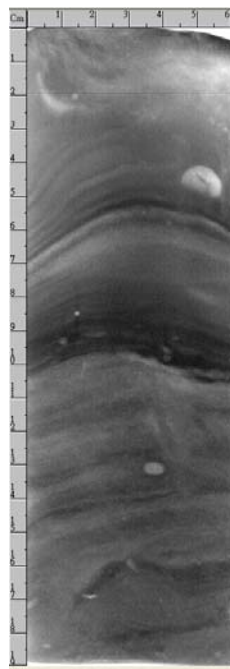
Section-2



OR1-785 BC9A

Section-1

Section-2

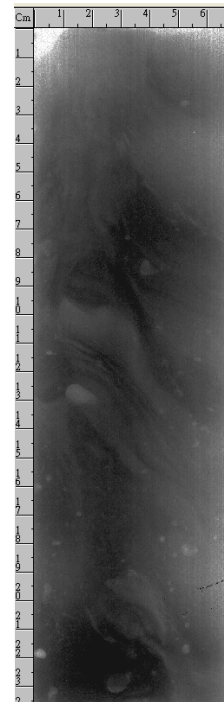
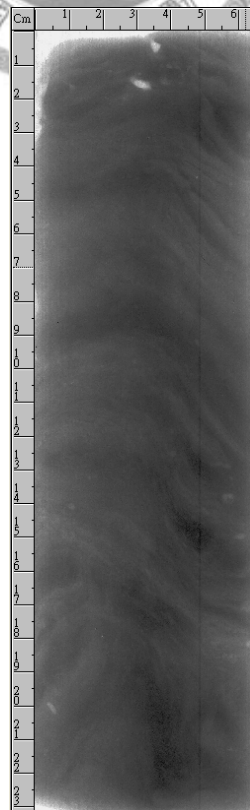
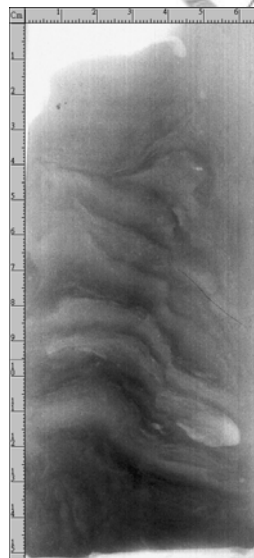


OR1-785 GC2A

Section-1

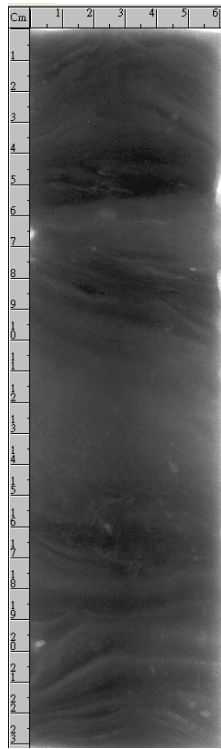
Section-2

Section-3

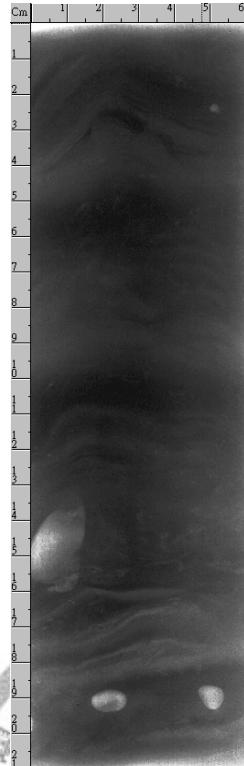


OR1-785 GC2A

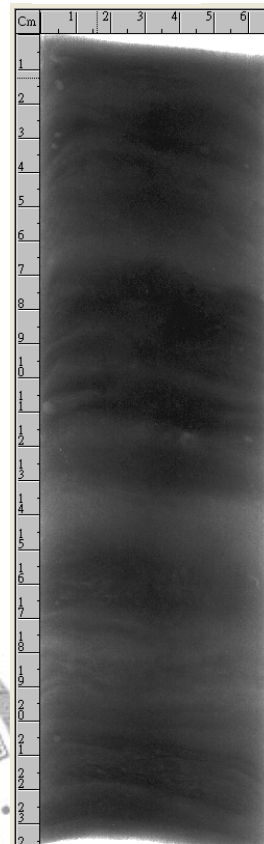
Section-4



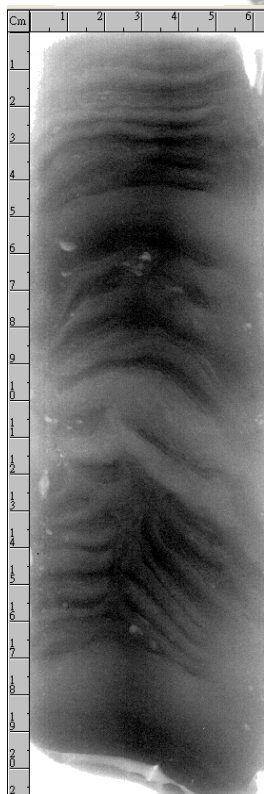
Section-5



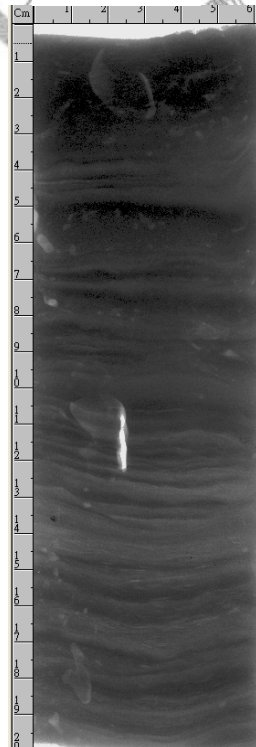
Section-6



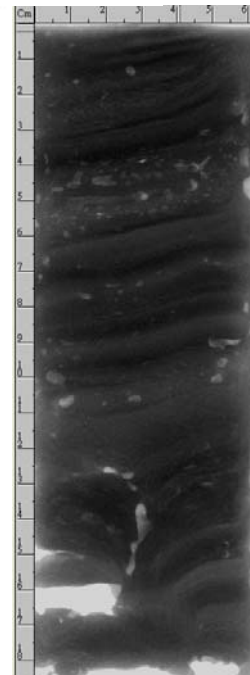
Section-7



Section-8

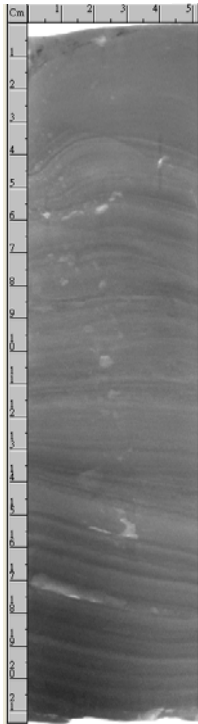


Section-9



OR1-785 GC5A

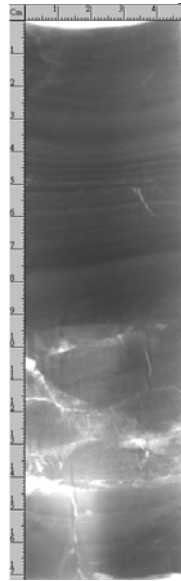
Section-1



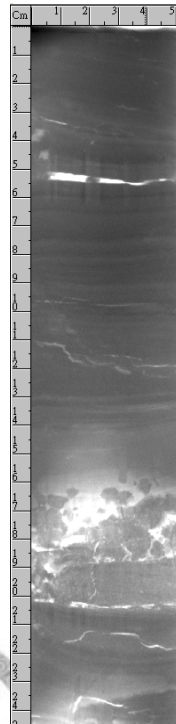
Section-2



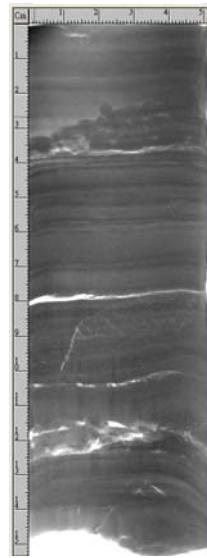
Section-3



Section-4

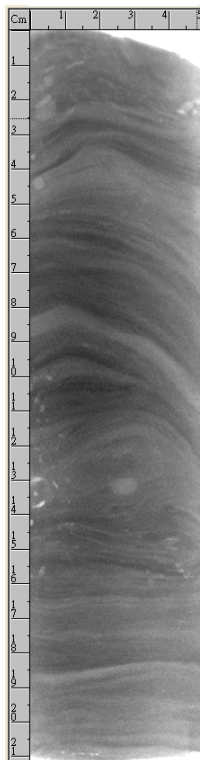


Section-5

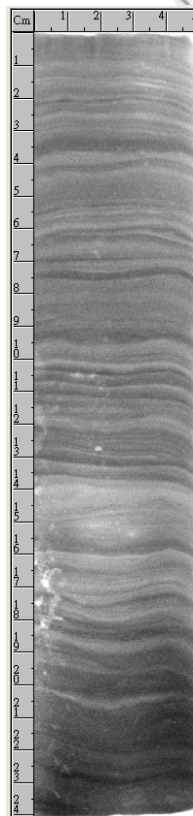


OR1-785 GC7A

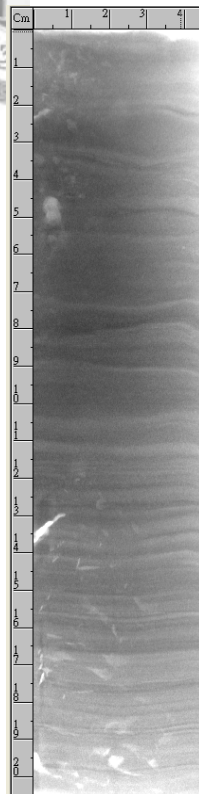
Section-1



Section-2



Section-3

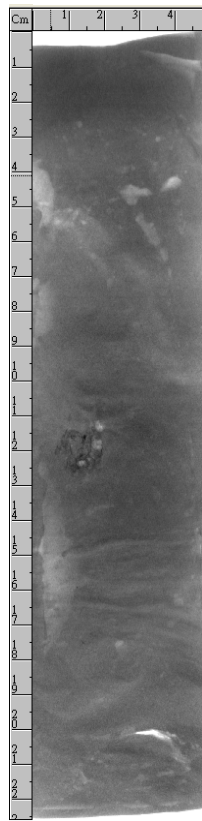


Section-4

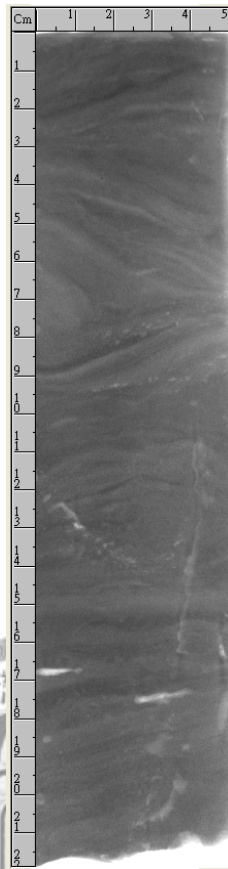


OR1-785 GC8A

Section-1



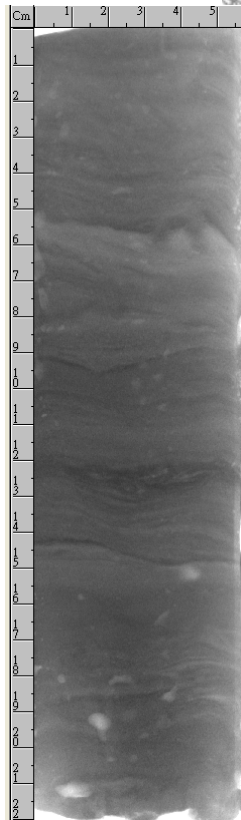
Section-2



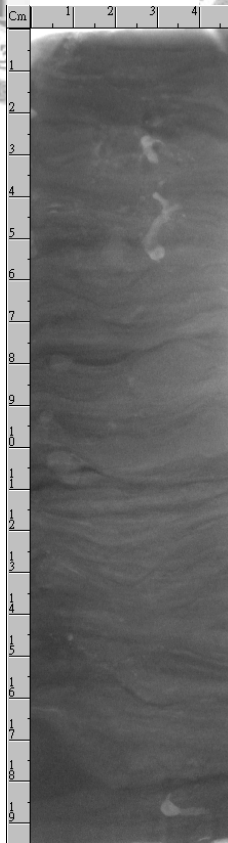
Section-3



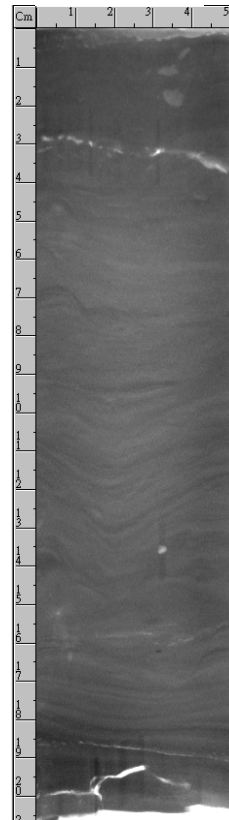
Section-4



Section-5

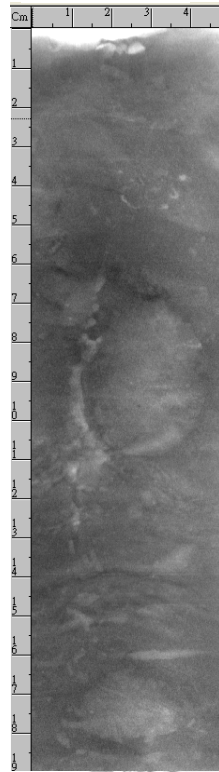


Section-6

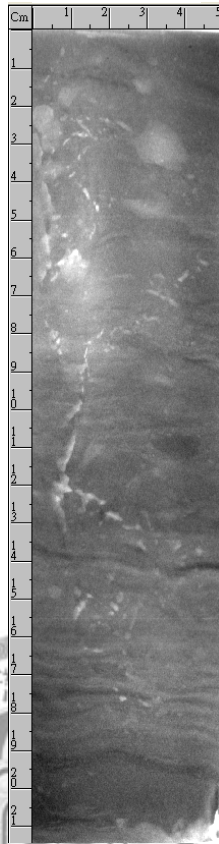


OR1-785 GC9A

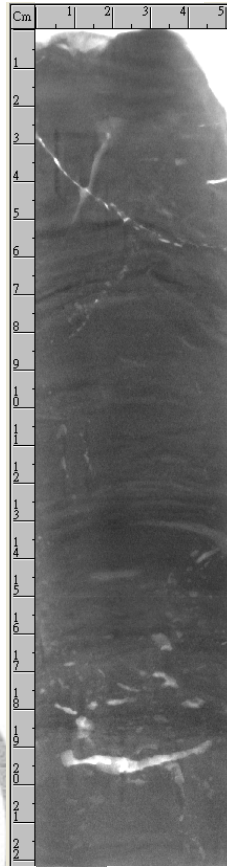
Section-1



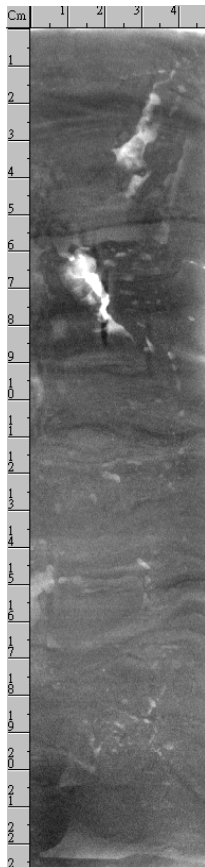
Section-2



Section-3



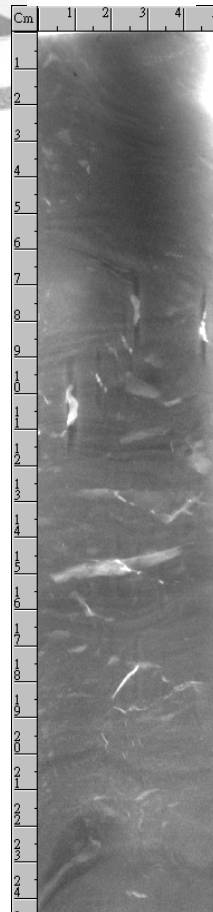
Section-4



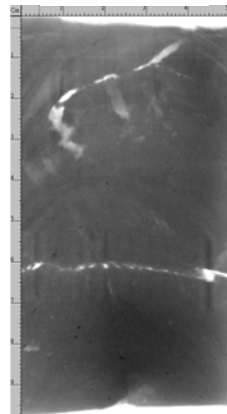
Section-5



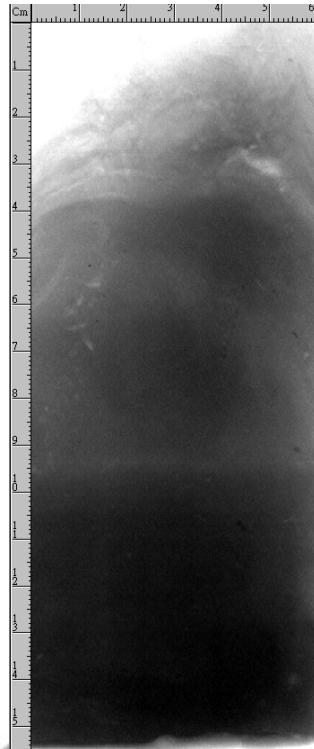
Section-6



Section-7



OR1-825 BC14-2

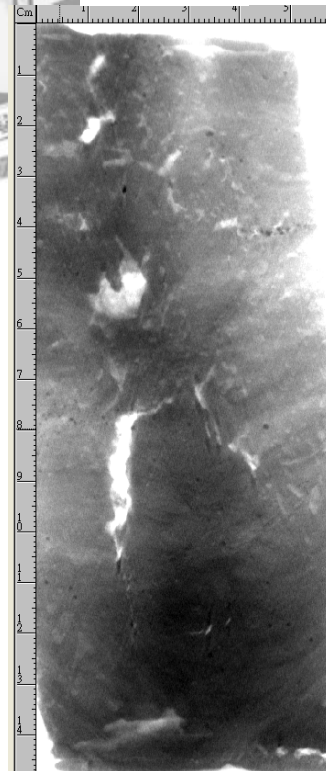
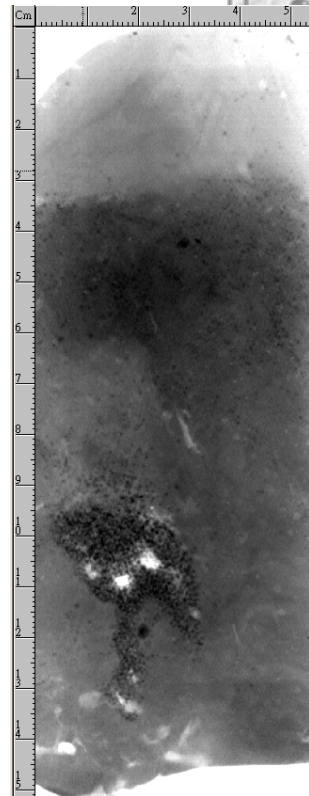


OR1-825 BC15



Section-1

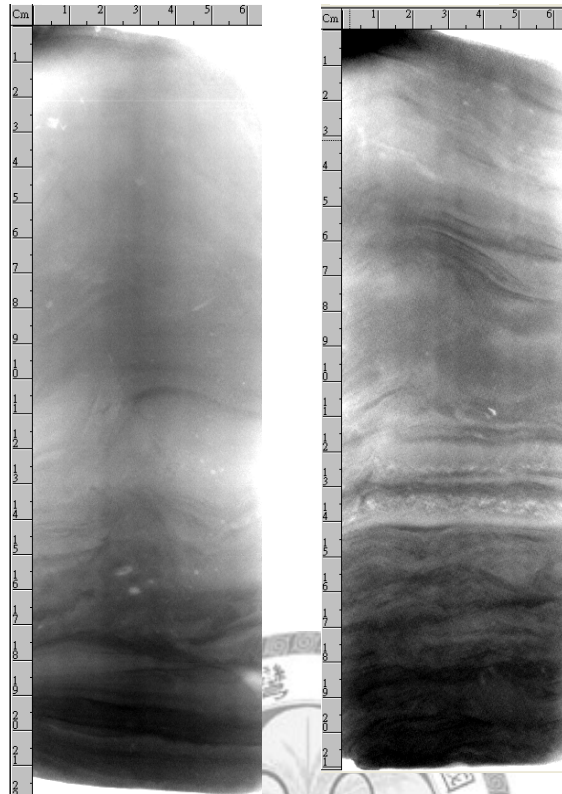
Section-2



OR1-825 BC16

Section-1

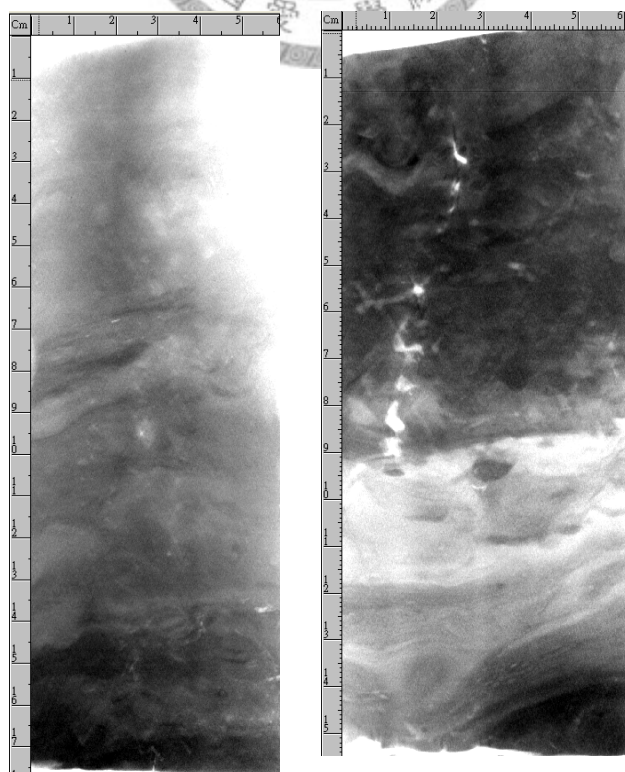
Section-2



OR1-825 BC17

Section-1

Section-2

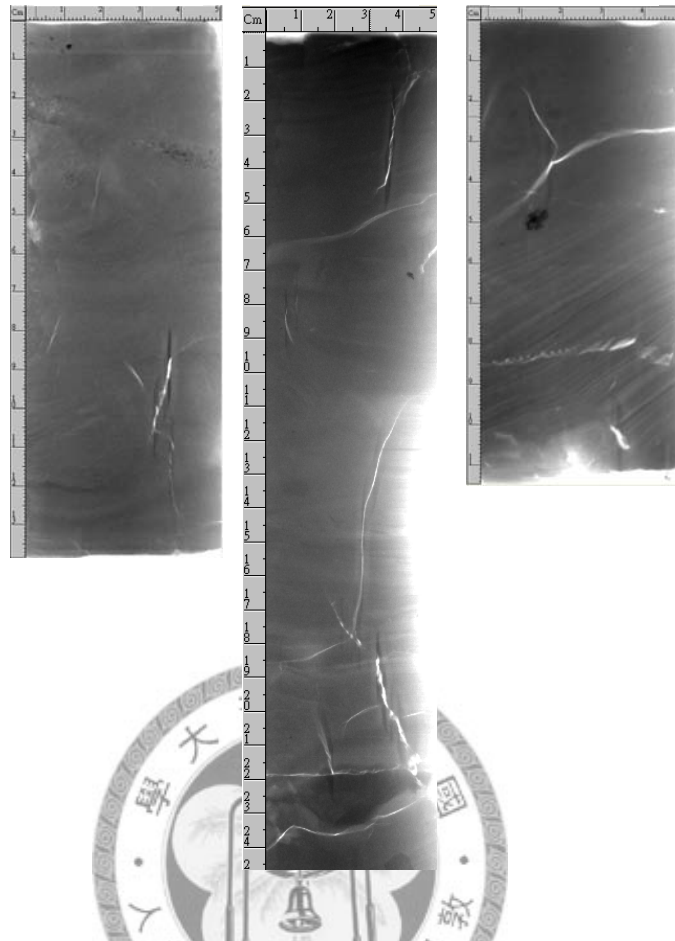


OR1-825 GC14

Section-1

Section-2

Section-3

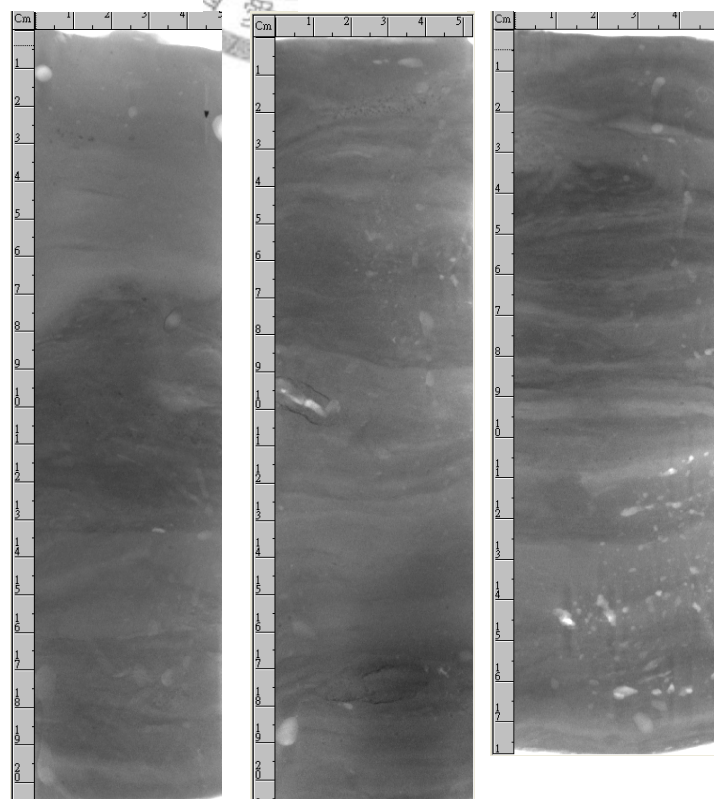


OR1-825 GC15

Section-1

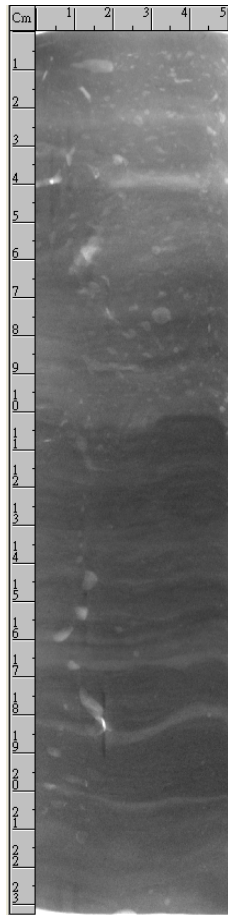
Section-2

Section-3

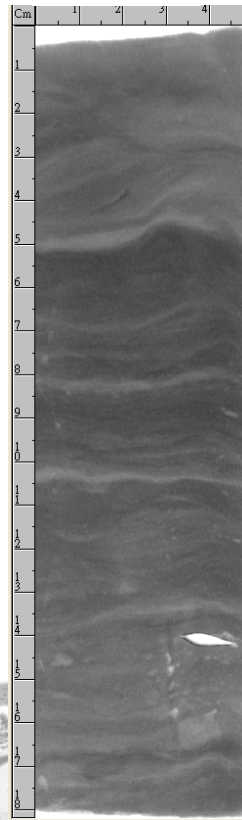


OR1-825 GC15

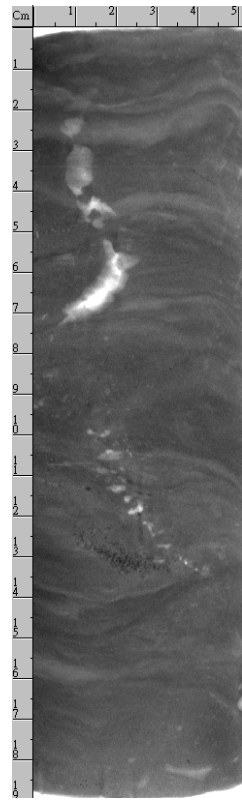
Section-4



Section-5

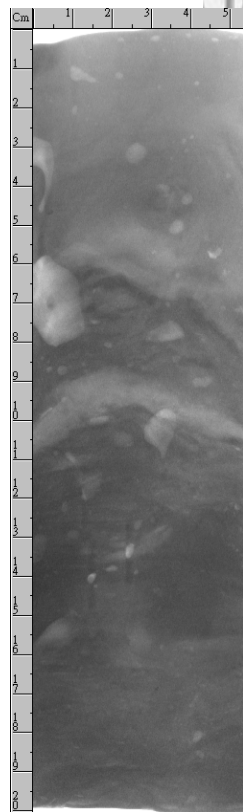


Section-6

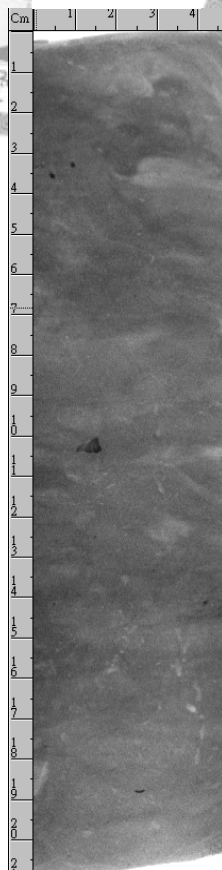


OR1-825 GC16

Section-1



Section-2



Section-3

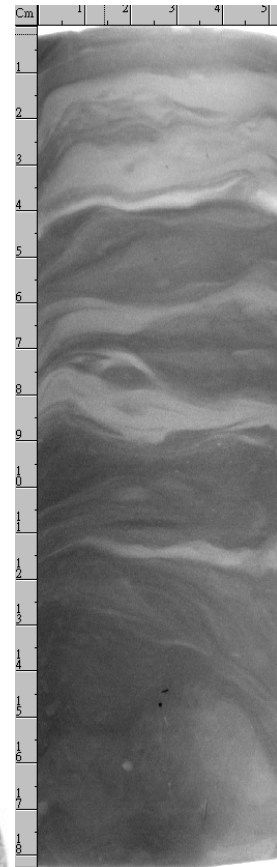
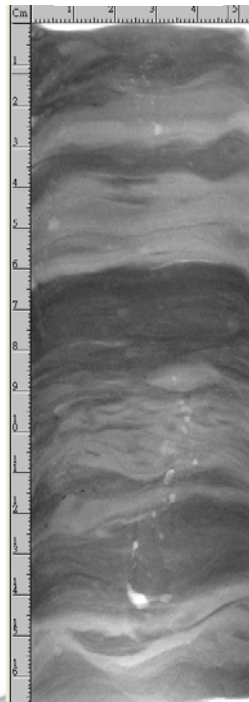
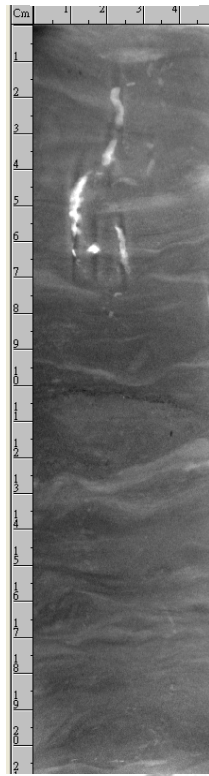


OR1-825 GC16

Section-4

Section-5

Section-6

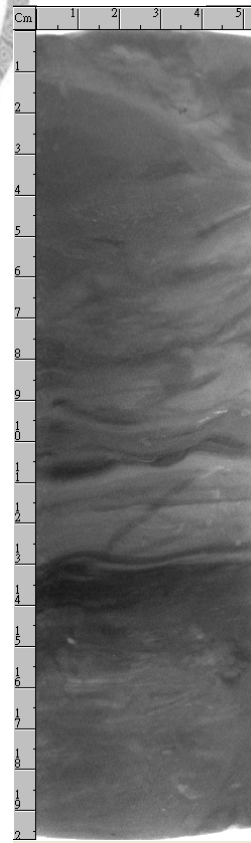
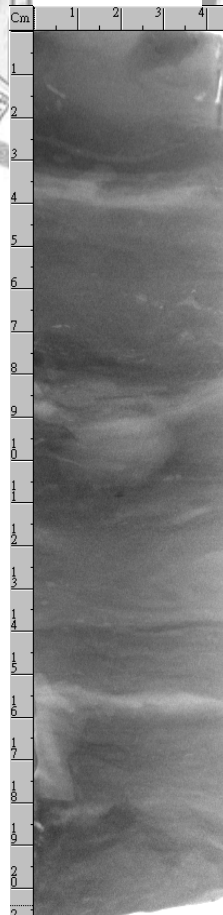
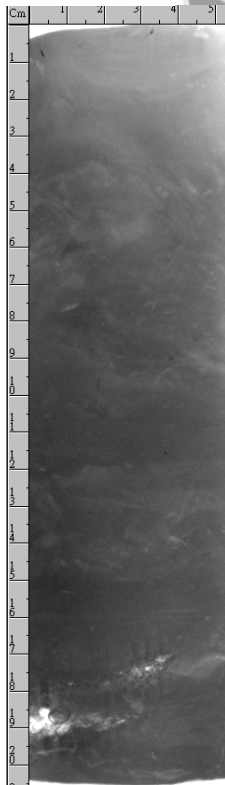


OR1-825 GC17

Section-1

Section-2

Section-3

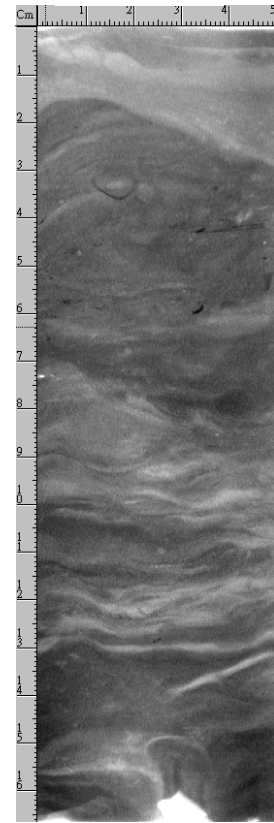
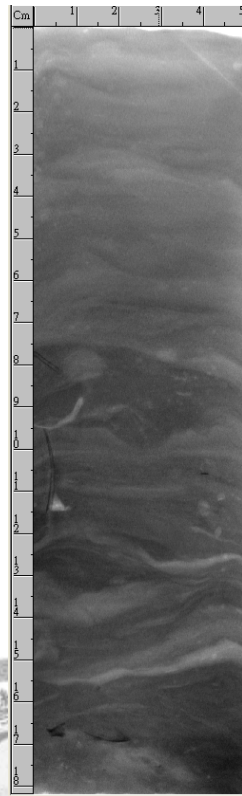
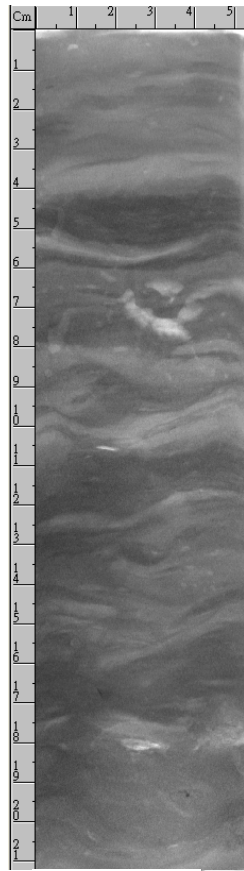


OR1-825 GC17

Section-4

Section-5

Section-6

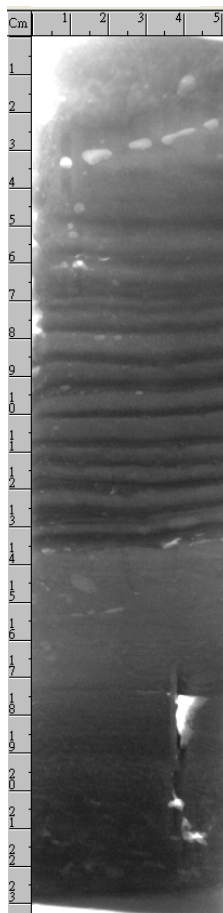
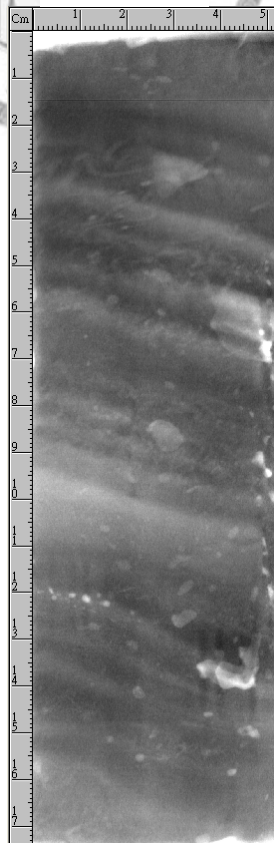
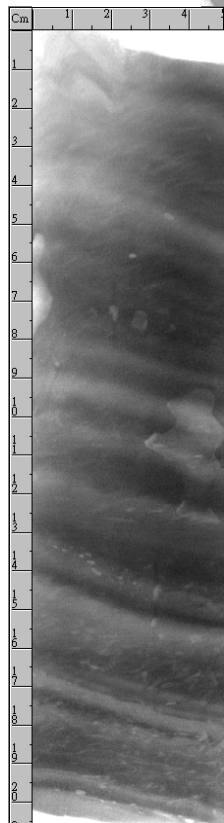


OR1-851 GCC

Section-1

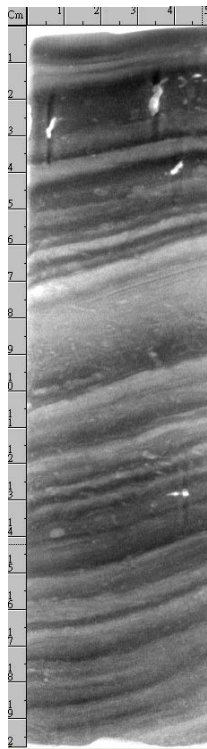
Section-2

Section-3

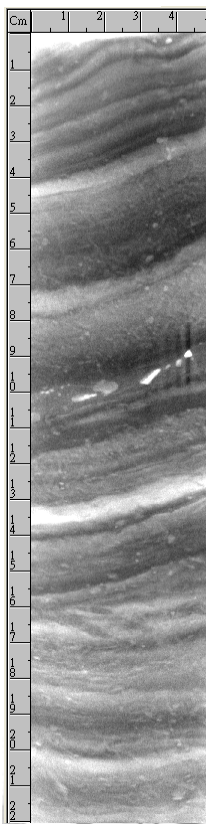


OR1-851 GCC

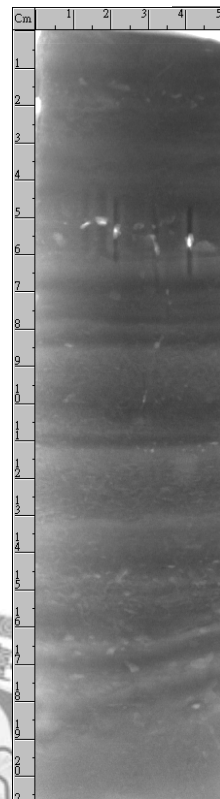
Section-4



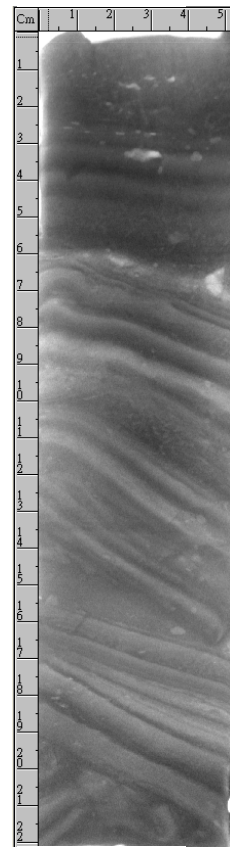
Section-5



Section-6



Section-7

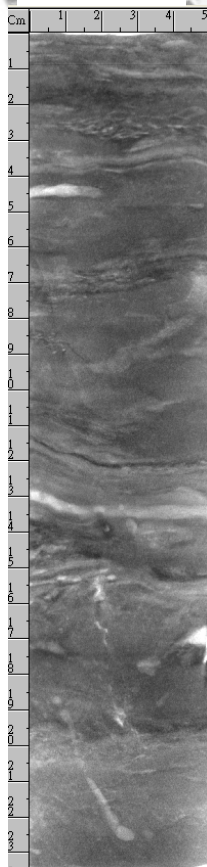


OR1-853 GT5

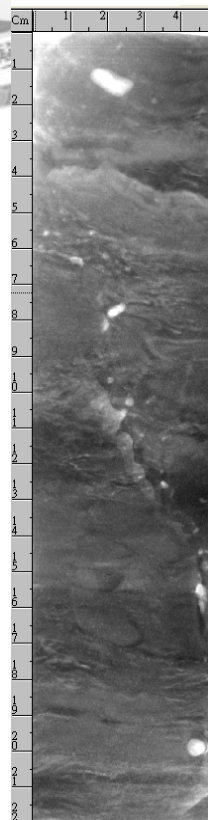
Section-1



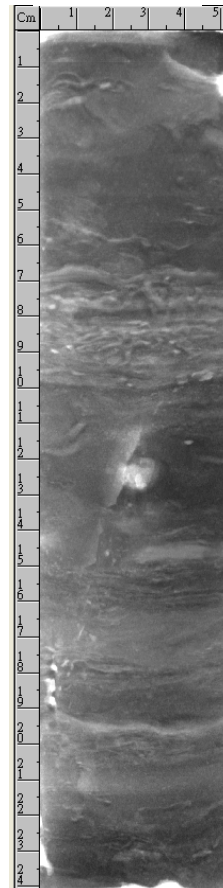
Section-2



Section-3

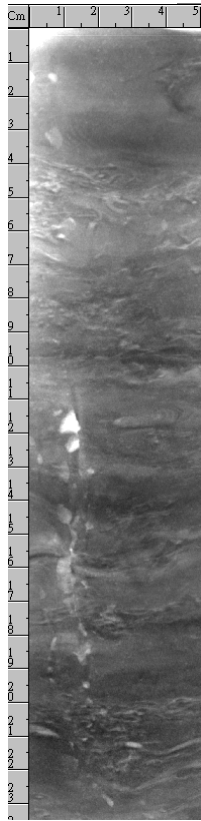


Section-4

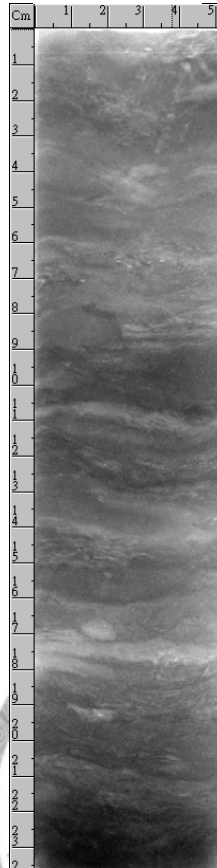


OR1-853 GT5

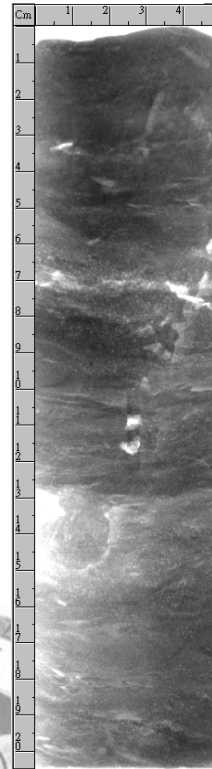
Section-5



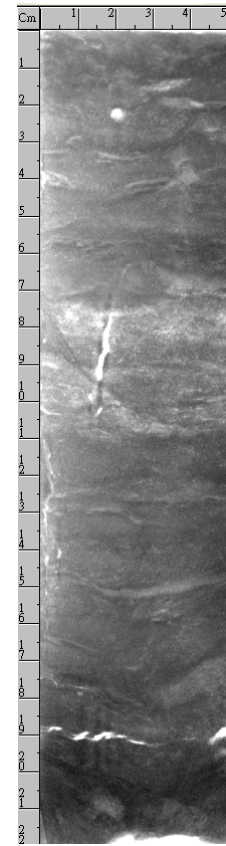
Section-6



Section-7

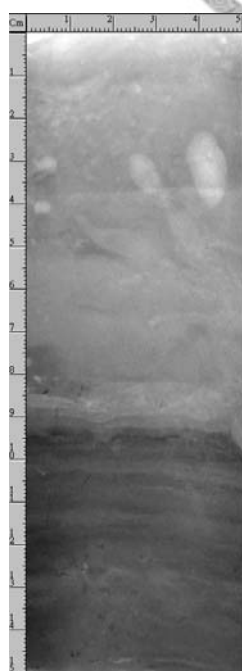


Section-8

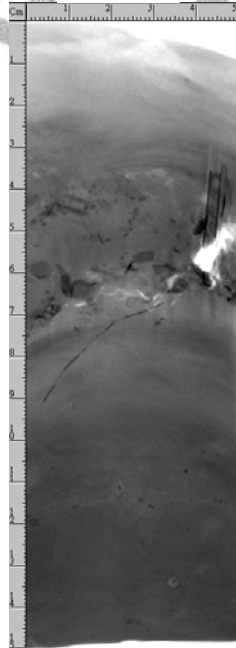


OR1-888

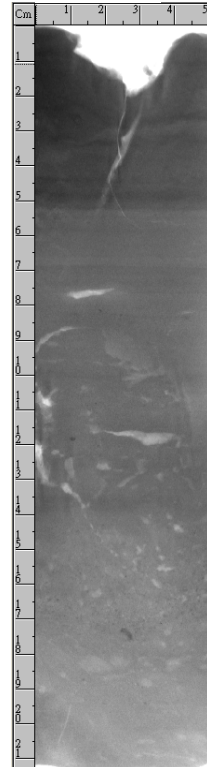
BCC1



BCC2

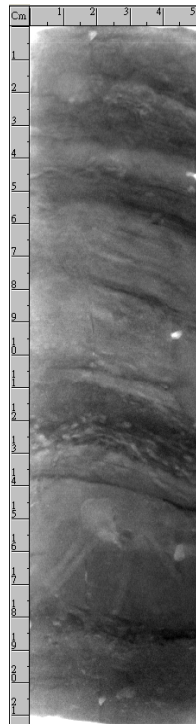


GCC1

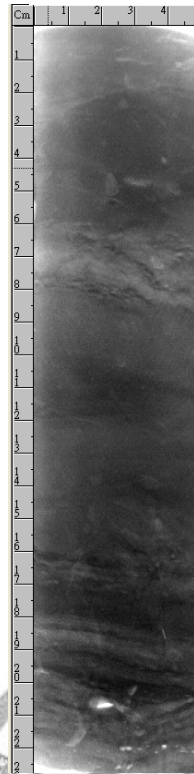


OR3-1237 st11

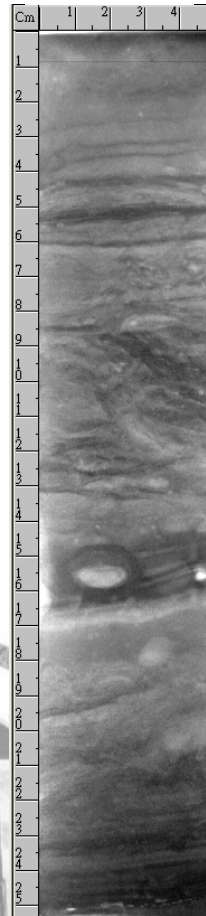
Section-1



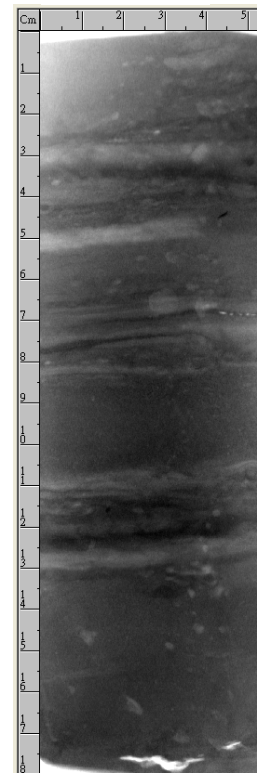
Section-2



Section-3



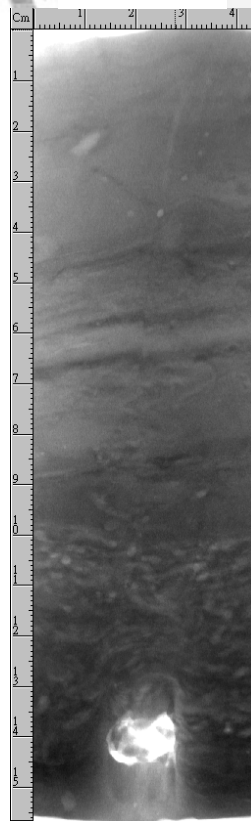
Section-4



Section-5

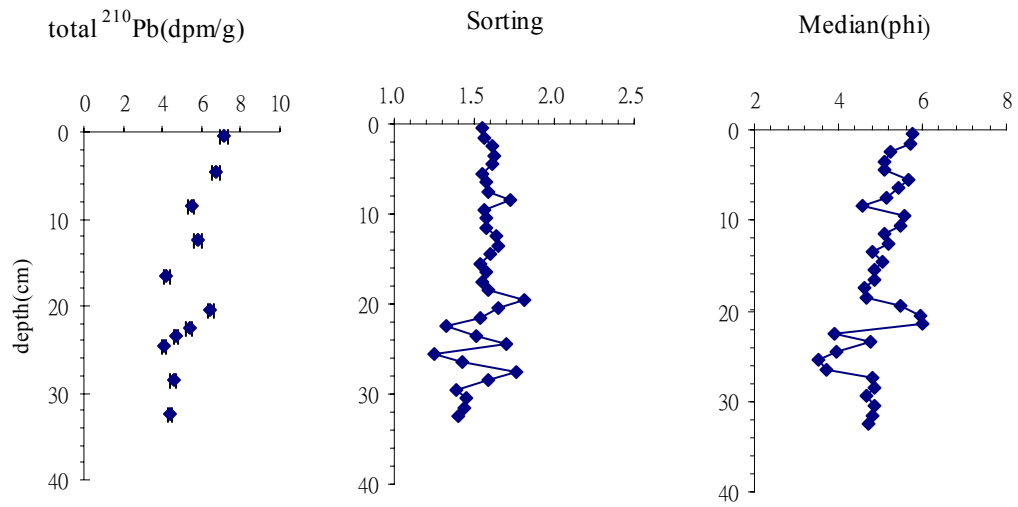


Section-6

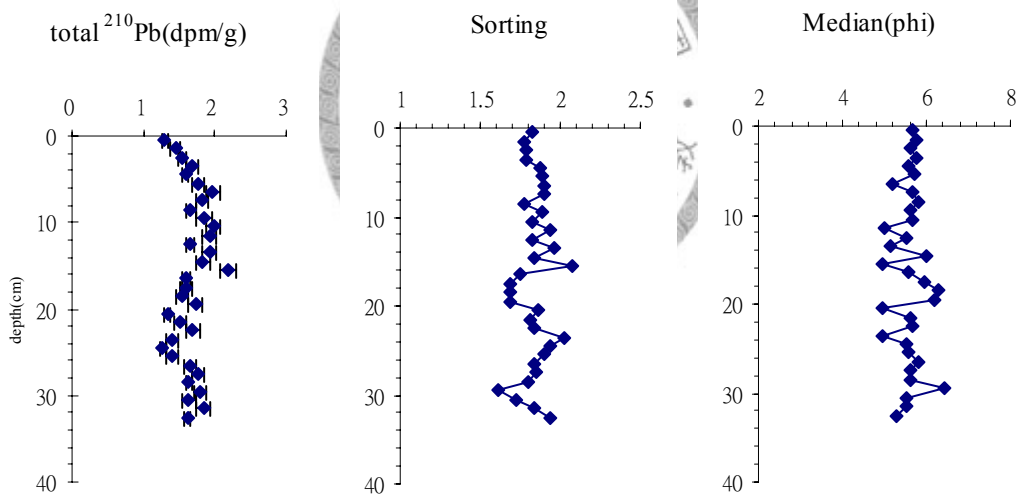


附錄 II

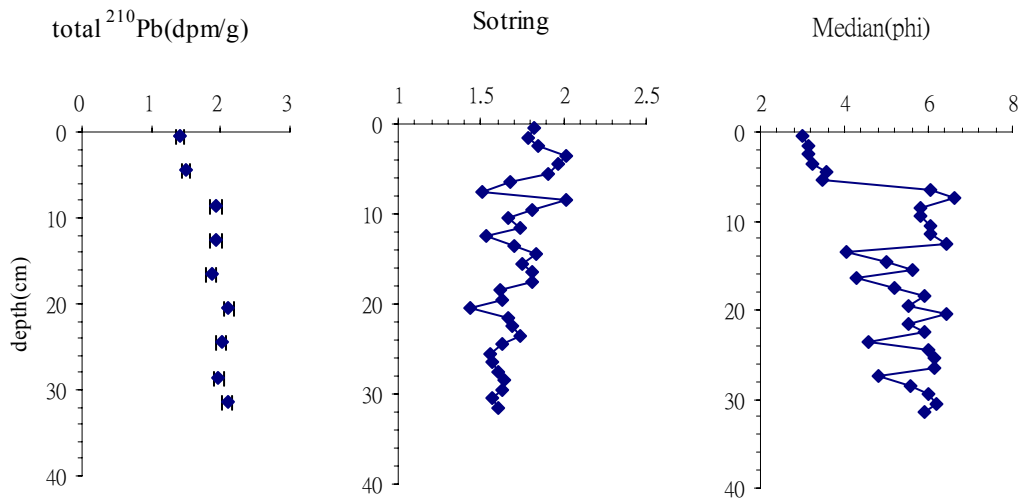
OR1-785BC1A



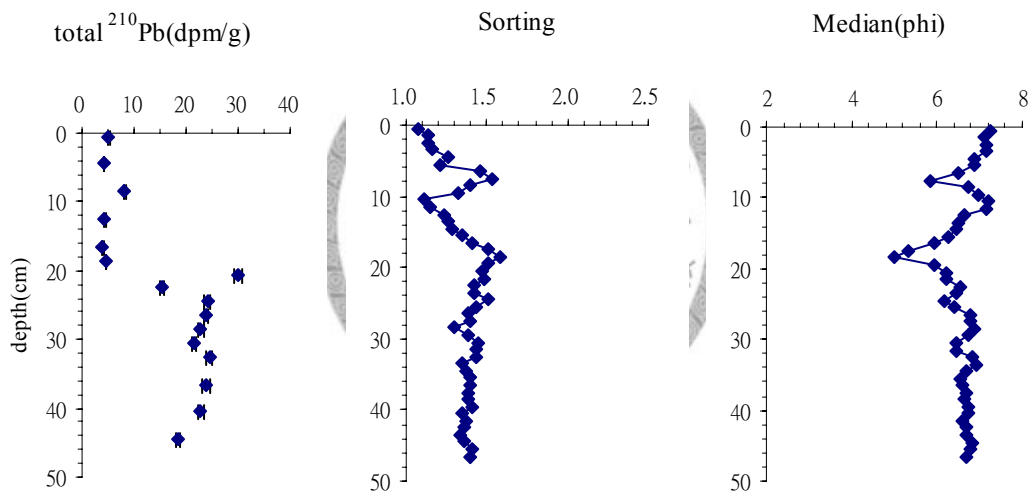
OR1-785 BC2A



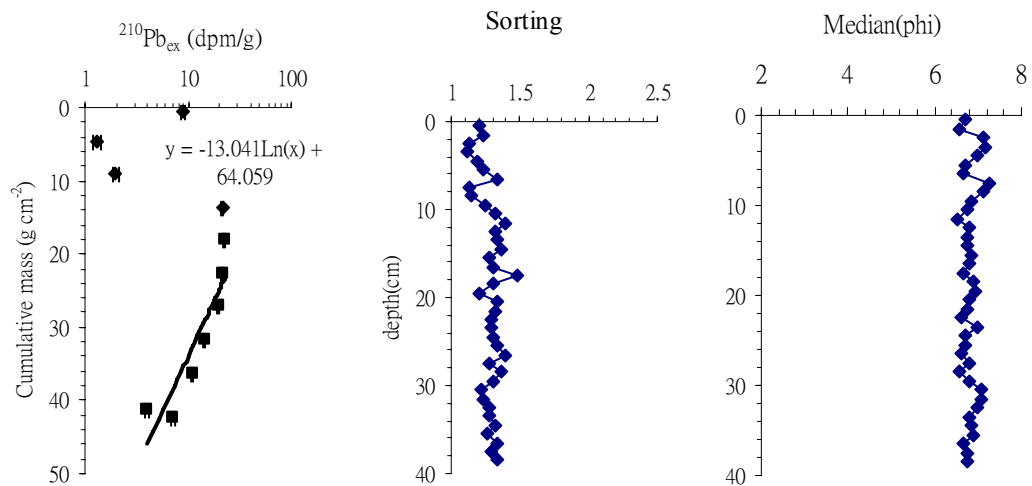
OR1-785 BC3



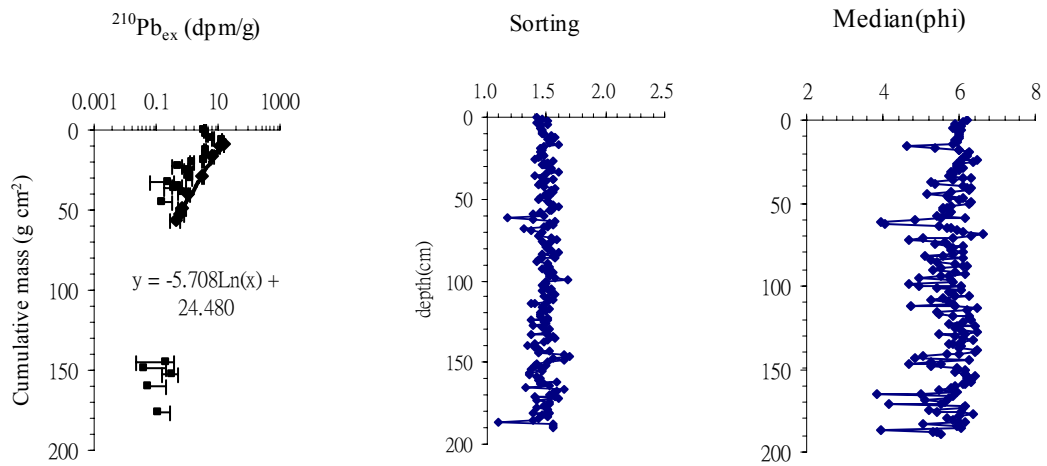
OR1-785 BC8A



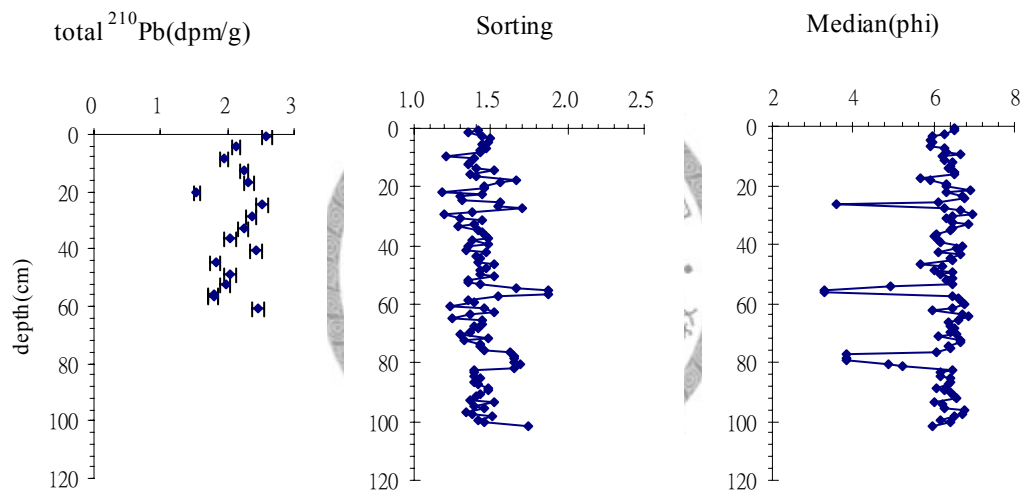
OR1-785 BC9A



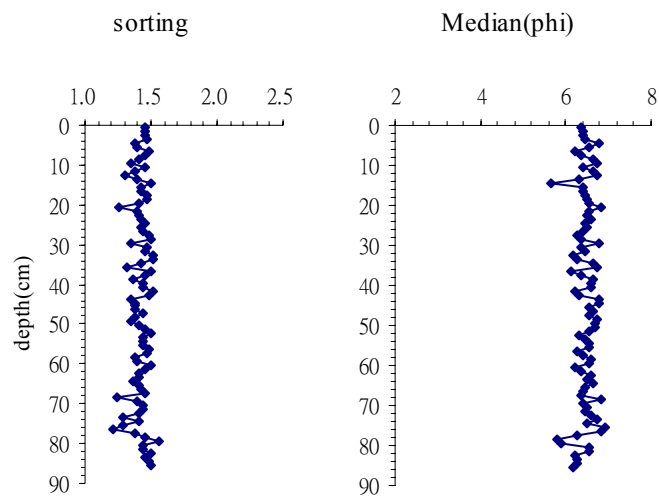
OR1-785 GC2A



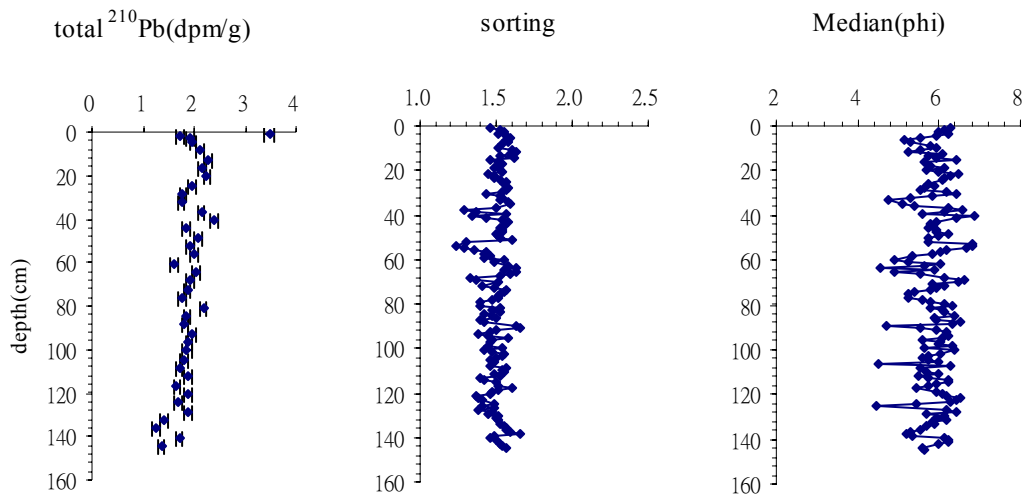
OR1-785 GC5A



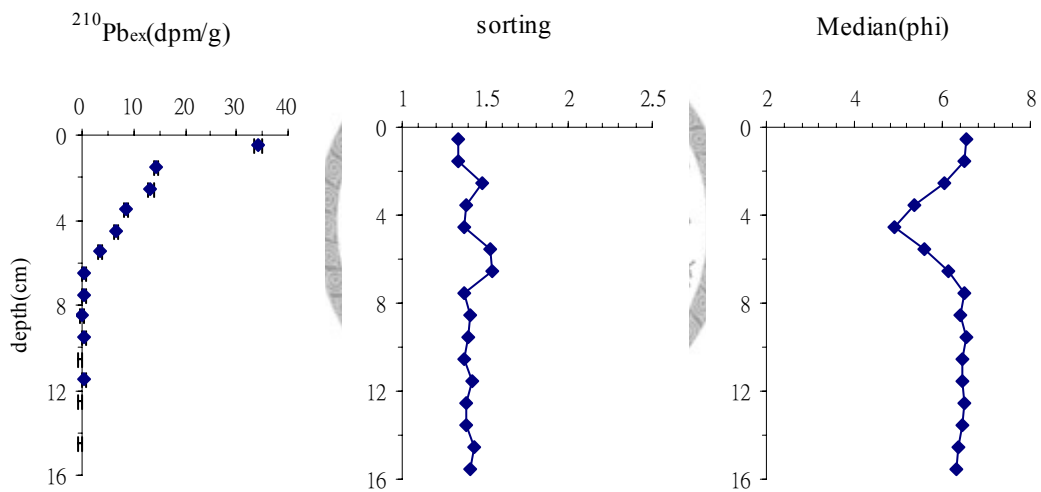
OR1-785 GC7A



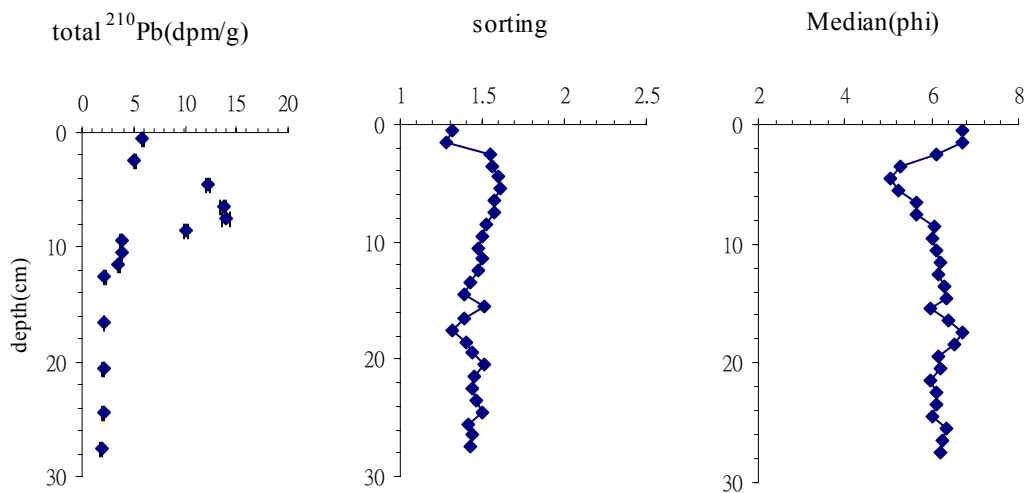
OR1-851 GCC



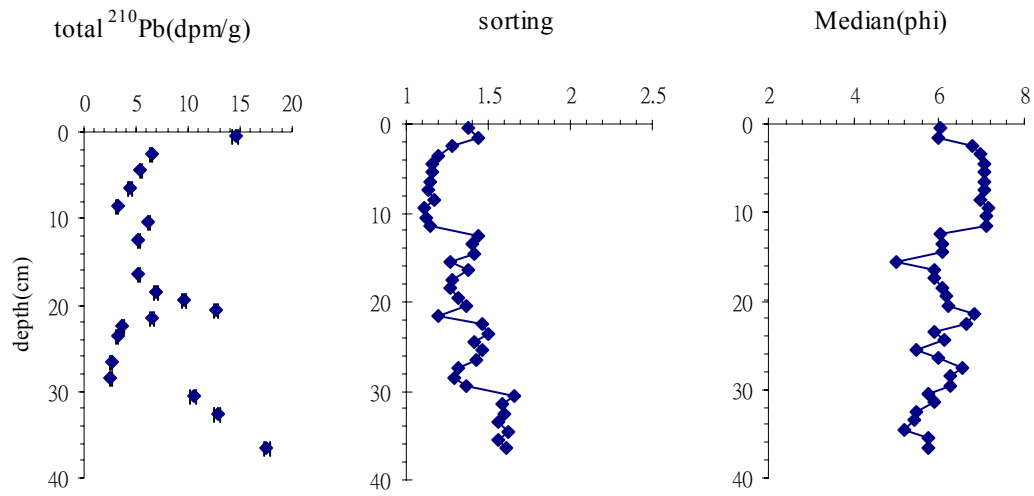
OR1-825 BC14-2



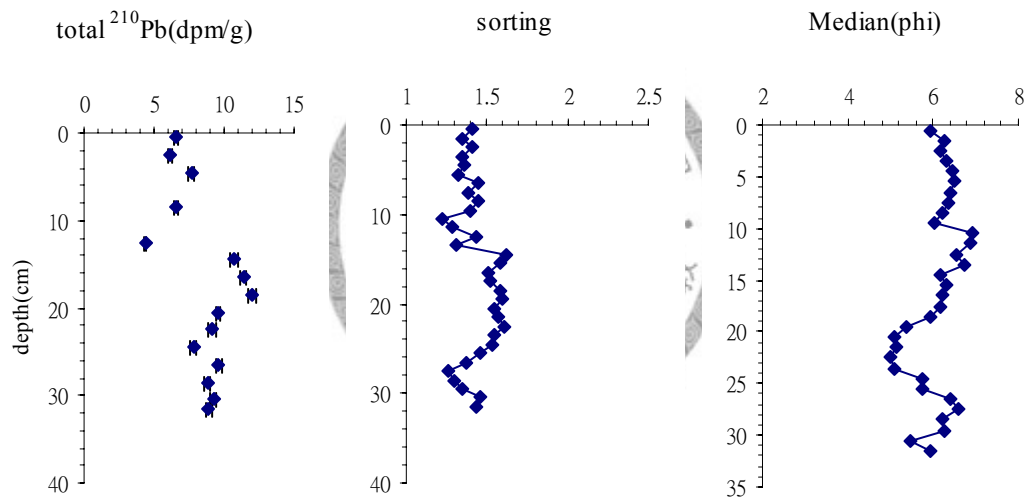
OR-825 BC15



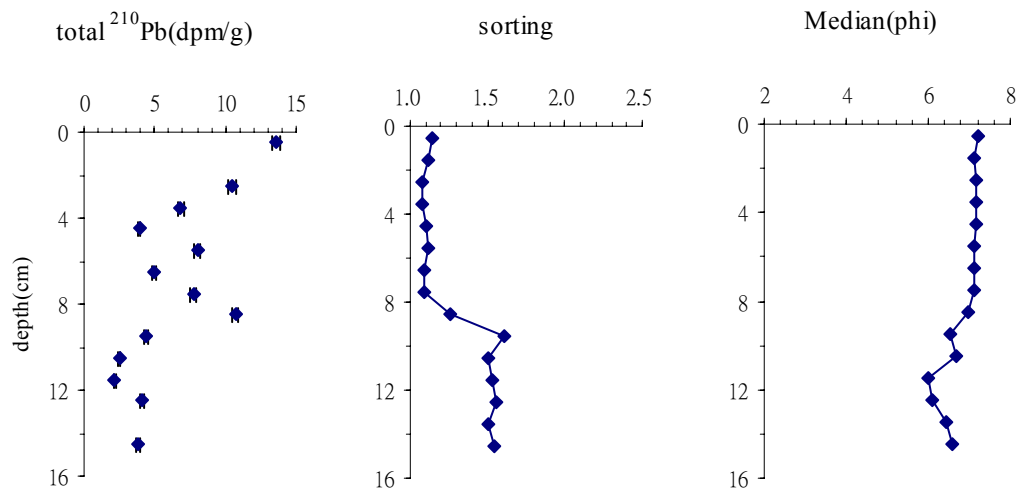
OR-825 BC16



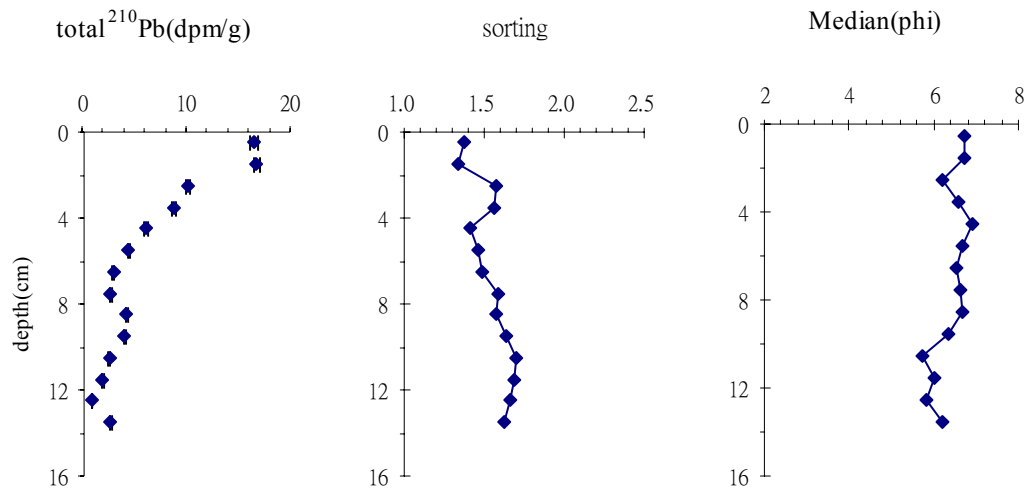
OR-825 BC17



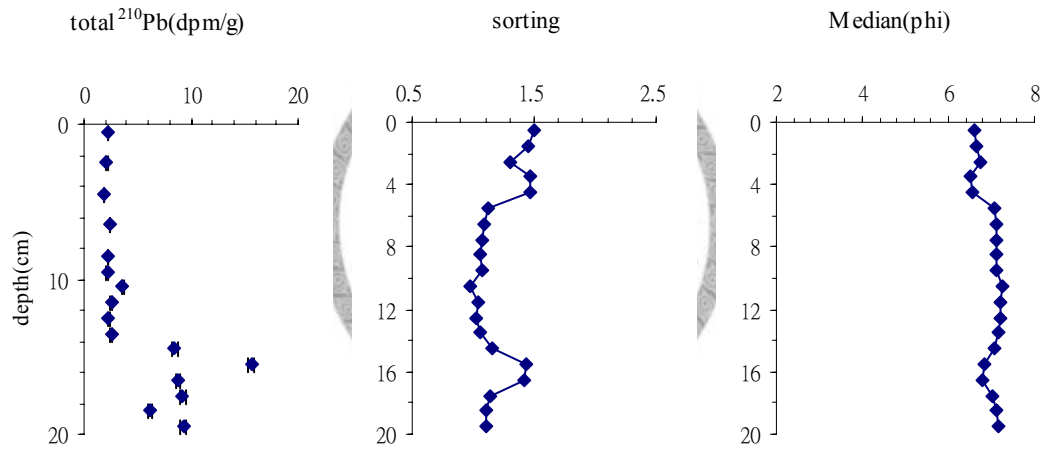
OR-888 BCC1



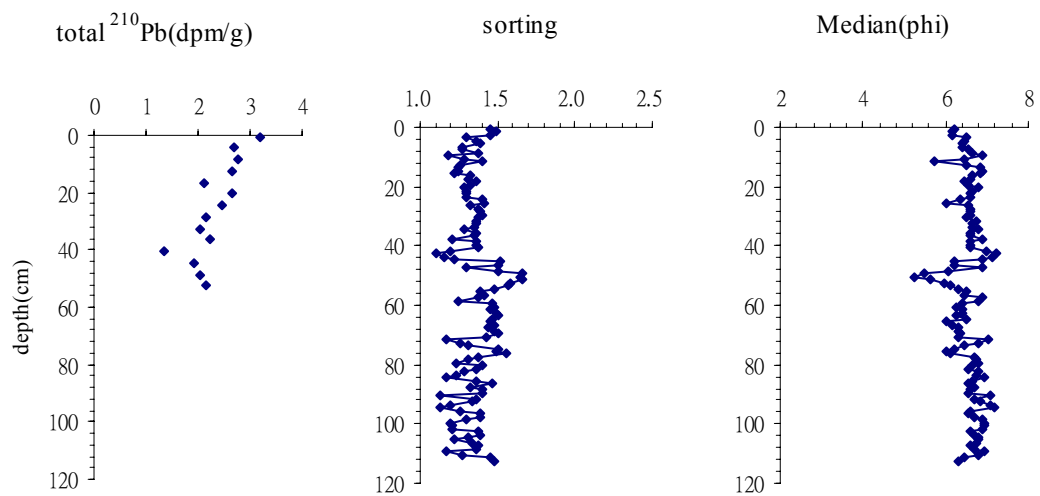
OR1-888 BCC2



OR1-888 GCC1



OR3-1237 st11



OR1-853 GT5

