

## 科技部補助

### 大專學生研究計畫研究成果報告

\* \*\*\*\*\* \*  
\* 計畫 : 以沉積物多重有機碳指標重建濁水溪口長期沉積環境 \*  
\* 名稱 : 與氣候變化紀錄 \*  
\* \*\*\*\*\* \*

執行計畫學生： 劉憲承

學生計畫編號： MOST 105-2815-C-110-077-M

研究期間： 105 年 07 月 01 日至 106 年 02 月 28 日止，計 8 個月

指導教授： 林慧玲

處理方式： 本計畫可公開查詢

執行單位： 國立中山大學海洋科學系

中華民國 106 年 04 月 01 日

# 以沉積物多重有機碳指標重建臺灣中部濁水溪口沉積 環境長期變化紀錄

## 摘要

臺灣具有獨特的地理位置與地質條件，地勢陡峭與天然氣候造就河川陸源物質與有機碳的高輸出，而沉積物紀錄了河川因潮汐、波浪、海平面升降與河流所攜帶之沉積物供應量等影響沉積的過程，因此提供了一個利用分析河川沉積物來了解沉積環境變遷歷史的機會，甚而能進一步探討氣候與環境變遷之間的關聯。濁水溪為臺灣最長河流，流域面積約3156.9平方公里，每年的輸砂量約為 $54 \times 10^6$ 公噸，平均每年每平方公里就輸出17,150公噸的沉積物，大量輸出之沉積物提供估探討中部地區沖積平原及其上游區古今變化之研究機會。本研究計畫利用取自濁水溪口南北岸兩支岩心，分別為長103公尺的JRD-S與長100公尺的JRD-N岩心（時間涵蓋各約10萬年），藉由分析沉積物總有機碳含量、沉積物碳氮比與有機碳同位素來了解濁水溪沉積物中有機質之可能來源與保存過程，並還原過去濁水溪流域周遭生態環境及其上游區的植被變遷，重建過去到現在臺灣中部環境與氣候條件所發生的變化。其中由有機碳同位素隨年代的分布觀察出濁水溪口附近區域在約一萬年前左右，應為海陸相沉積物環境轉換的時間點，並推斷約在20000~19000、25000~24000、30000~29000、36000~35000、44000~43000年前濁水溪南岸為較乾燥寒冷的氣候。此外在濁水溪口北岸部分，則推測四萬年以前可能因為北岸地形高度的關係而呈現海相沉積環境。本研究結果除能幫助我們了解過去臺灣濁水溪口南北岸所經歷的氣候變化之外，還能幫助我們評估為處構造活躍地帶及熱帶氣候條件底下，山溪型河川在冰期與間冰期的氣候變化中，其輸送之有機物質對近岸河海系統碳循環的貢獻。

關鍵字：濁水溪、有機碳同位素、碳氮比、總有機碳、古環境

# 目錄

|   |    |
|---|----|
| 摘要.....   | 1  |
| 目錄.....   | 2  |
| 圖目錄.....  | 3  |
| 一、前言.....   | 4  |
| 二、研究過程與方法.....                                    | 5  |
| 2-1研究區域介紹.....                                    | 5  |
| 2-2 流域地質概況.....                                   | 6  |
| 2-3採樣位置介紹.....                                    | 8  |
| 2-4分析流程介紹.....                                    | 8  |
| 2-4-1分析總碳、總氮含量分析.....                             | 8  |
| 2-4-2總有機碳與總有機氮含量、有機碳同位素分析.....                    | 9  |
| 三、研究結果.....                                       | 9  |
| 3-1 岩心 TOC 與 $\delta^{13}\text{C}$ 研究結果.....      | 9  |
| 3-2 岩心 C/N Ratio 研究結果.....                        | 11 |
| 四、討論.....   | 12 |
| 4-1 岩心 $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 與碳氮比資料綜合討論..... | 12 |
| 4-2 岩心結果與其他已發表資料比對.....                           | 17 |
| 4-3 JRD-S 與 JRD-N 南北岩心沉積環境比較.....                 | 18 |
| 五、結論.....   | 20 |
| 六、參考文獻.....                                       | 20 |

## 圖目錄

|   |    |
|---|----|
| 圖一、臺灣河流輸砂量示意圖 .....   | 5  |
| 圖二、濁水溪流域分布圖 .....   | 6  |
| 圖三、濁水溪流域圖 .....   | 7  |
| 圖四、水溪流域之區域地圖 .....  | 7  |
| 圖五、本研究所使用的岩心鑽井位置圖.....  | 8  |
| 圖六、實驗流程 .....   | 8  |
| 圖七、岩心 JRD-S 之 TOC 與 $\delta^{13}\text{C}$ 數據分析.....             | 10 |
| 圖八、岩心 JRD-N 之 TOC 與 $\delta^{13}\text{C}$ 數據分析.....             | 11 |
| 圖九、濁水溪岩心 JRD-N 及 JRD-S 之 C/N Ratio 數據分析 .....                   | 12 |
| 圖十、濁水溪南孔 JRD-S 沉積速率圖 .....                                      | 13 |
| 圖十一、濁水溪北孔 JRD-N 沉積速率圖 .....                                     | 14 |
| 圖十二、岩心 JRD-S 八千年前至今之碳氮比、TOC 與 $\delta^{13}\text{C}$ 數據分析 .....  | 15 |
| 圖十三、岩心 JRD-N 一萬兩千年前至今之碳氮比、TOC 與 $\delta^{13}\text{C}$ 數據分析..... | 16 |
| 圖十四、岩心中碳氮比與 $\delta^{13}\text{C}$ 關係圖.....                      | 17 |
| 圖十五、JRD-S 海相與陸相層沉積環境之正烷類參數隨年代變化 .....                           | 18 |
| 圖十六、JRD-N 與 JRD-S 岩心之 $\delta^{13}\text{C}$ 及 TOC 數據分布比較圖 ..... | 19 |

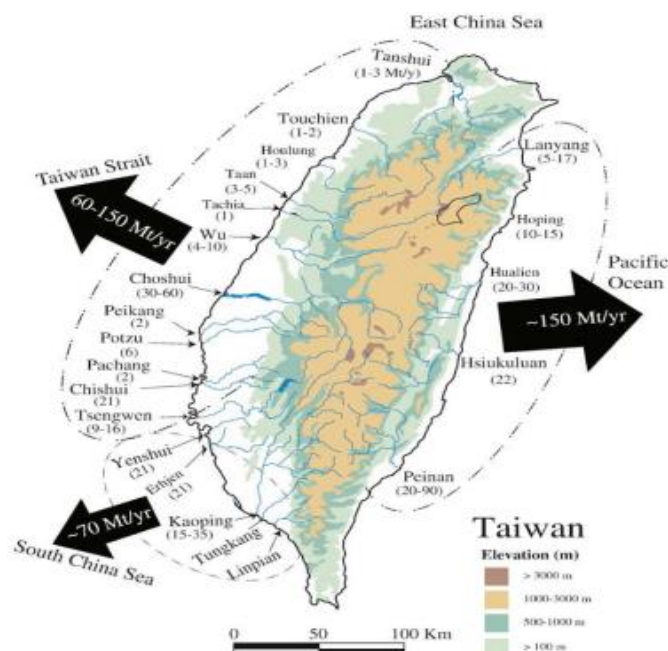
## 一、前言

臺灣位於環太平洋地震帶，地震頻繁造成土質十分脆弱，加上地質年代相對年輕及地形起伏較大，因此容易發生大規模的地層滑動、崩塌等地質事件。此外，臺灣位於東亞季風氣候區，容易遇到颱風所帶來之豪雨且雨季降雨豐沛，這種特性使得脆弱的岩層容易受到侵蝕並沖刷碎屑，導致沖積扇普遍發展於山麓及谷口下。這種大量沉積物輸送的特性，有別於一般河川，因此臺灣這種大輸砂量、小流域地河川被稱為山溪型河川(mountainous river)，而山溪型河川對全球海洋沉積物的貢獻及在碳循環中所扮演的角色，過去大多被低估。因此在了解其有機碳的貢獻量及其種類與特性後，能有助於我們了解臺灣河川與臺灣海峽對於碳埋存的可能貢獻，並評估其控制因素及環境與氣候變化對其影響為何(Liu, *et al.*, 2016)。

過去研究指出臺灣各河川每年約有150百萬噸的沉積物經由河川輸送至臺灣海峽(Milliman *et al.*, 1983; Milliman and Syvitski, 1992 ; Dadson *et al.*, 2003; 2004; Kao *et al.*, 2005)，輸砂量的總合約是全世界各大河川的第七高(Li, 1976; Milliman and Syvitski, 1992; Chen *et al.*, 2004; Dadson *et al.*, 2004 ; Lin *et al.*, 2006)，其中濁水溪的輸砂量就佔了60百萬噸，約佔臺灣河川總輸砂量的40%，是臺灣輸砂量最大的河川(Milliman and Kao, 2005，圖一)。這種河川高輸砂量的特性使得大量有機碳容易被攜帶至外海處快速沉積，對全球碳循環與碳儲存而言非常重要(許, 2008)。但在碳循環中，輸出之碳物種與特性及其對於海洋生物生地化的影響，也是應該研究的重點。若是輸出之碳物質多為植物新陳代謝產物，則能有效幫助吸收大氣中的二氧化碳，而若是含碳物質多為不易被生物所吸收利用之老碳，則對抑制大氣二氧化碳濃度的貢獻較小。過去利用沉積物的放射性同位素定年與碳氮比特性的研究指出，臺灣西部河川輸出之碳物質多為岩石受風化侵蝕作用產生之老碳，新鮮的碳物質比例較低(Hilton *et al.*, 2010; 2011)，這種現象與在喜馬拉雅山系所做之研究相似(Galy *et al.*, 2007; Galy and Eglinton, 2011; Galy *et al.*, 2011)，顯示位於構造活躍地帶之河川，控制輸出物中之碳物質特性的主要因素是風化與侵蝕作用，而非植被與土壤所貢獻之新鮮有機碳。雖然這種山溪型河川輸砂量很高，對於全球海洋沉積物之貢獻很大，但對於陸-海交互作用中之碳循環的幫助卻不明顯。

然而，目前的相關研究調查，都是以現代沉積物為主，缺乏過去長期變化的資料，特別是在最近一次冰期-間冰期的氣候變化循環中，位處構造活躍地帶的河-海沉積系統，其碳物質的輸送、循環在不同的氣候條件底下有何變化？或是隨著全球氣候系統的大幅改變有無差異？冰期時，臺灣造山帶對亞洲邊緣海地區的碳物質貢獻又是如何？相關問題，目前仍然缺乏詳細資料可供討論。因此本計畫預計利用濁水溪口JRD-S以及JRD-N兩支已完成<sup>14</sup>C定年並建立年代地層之岩心，分析沉積物中的有機碳含量(total organic carbon, TOC)、沉積物碳氮比(C/N)與有機碳同位素(Org- $\delta^{13}\text{C}$ )等，以多重指標方法重建過去中部地區的環境變化，進而探討當地長期環境與氣候變遷之控制原因，最終希望能了解位處熱帶氣候之

造山帶中，山溪型河川的碳物質循環之時空演變。



圖一、臺灣河流輸砂量示意圖。每年輸入台灣海峽的河川疏砂量約為6千萬噸到1億5千萬噸，其中濁水溪就佔了3千萬噸到6千萬噸。

本計畫所使用的岩心為JRD-S以及JRD-N，其中JRD-S為目前濁水溪口海陸交界環境中在台灣已知長度最長的一根岩心，總長約為103公尺，而JRD-N之總長約為100公尺，加上濁水區流域為臺灣輸砂量最高的區域，藉此可以得到較為理想的長時間連續沉積紀錄來推估過去中部平原的環境變化，釐清當地過去所經歷的演變。以下為本計畫的研究目的：

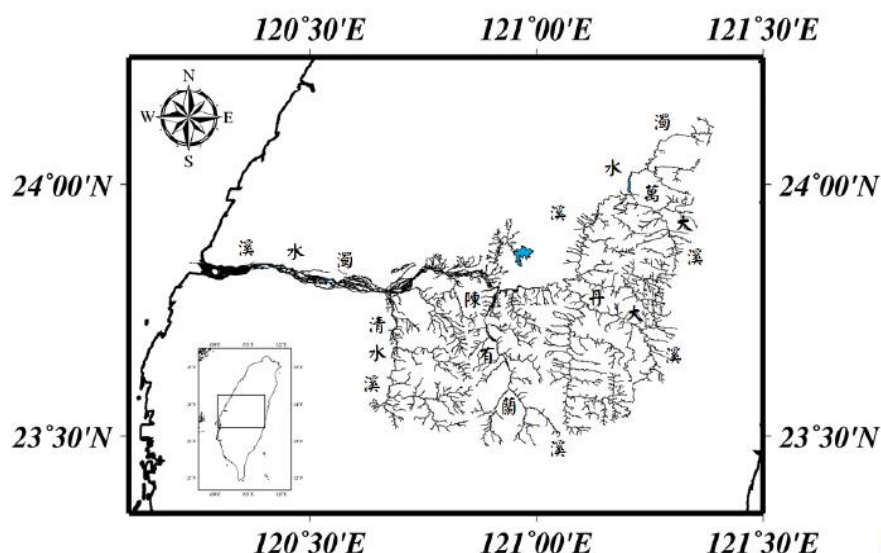
1. 以濁水溪口岩心JRD-S和JRD-N之有機碳紀錄還原過去臺灣西南海域的海陸相沉積環境變化，進而提供臺灣地質研究及沉積學研究上的參考依據；
2. 還原過去環境變化，探討可能影響當時植被及環境變化狀況的因素，並了解長期氣候變遷與植被環境變化的關聯性；
3. 總結上述兩點，比較濁水溪口流域南岸與北岸植被分布與環境狀況之差異，研究影響各年代沉積環境差異之因素，進而探討過去時期所發生之地質事件所造成的影響。

## 二、研究過程與方法

### 2-1研究區域介紹

濁水溪(Zhuoshui River)沖積扇位在臺灣西部海岸，往西連接臺灣海峽，其界限分別以烏溪、北港溪、八卦台地及斗六丘陵山所圍成，面積約為1800平方公里(林，1996)。濁水溪主流全長約186.4公里，為臺灣最長河川，流域面積達3156.9

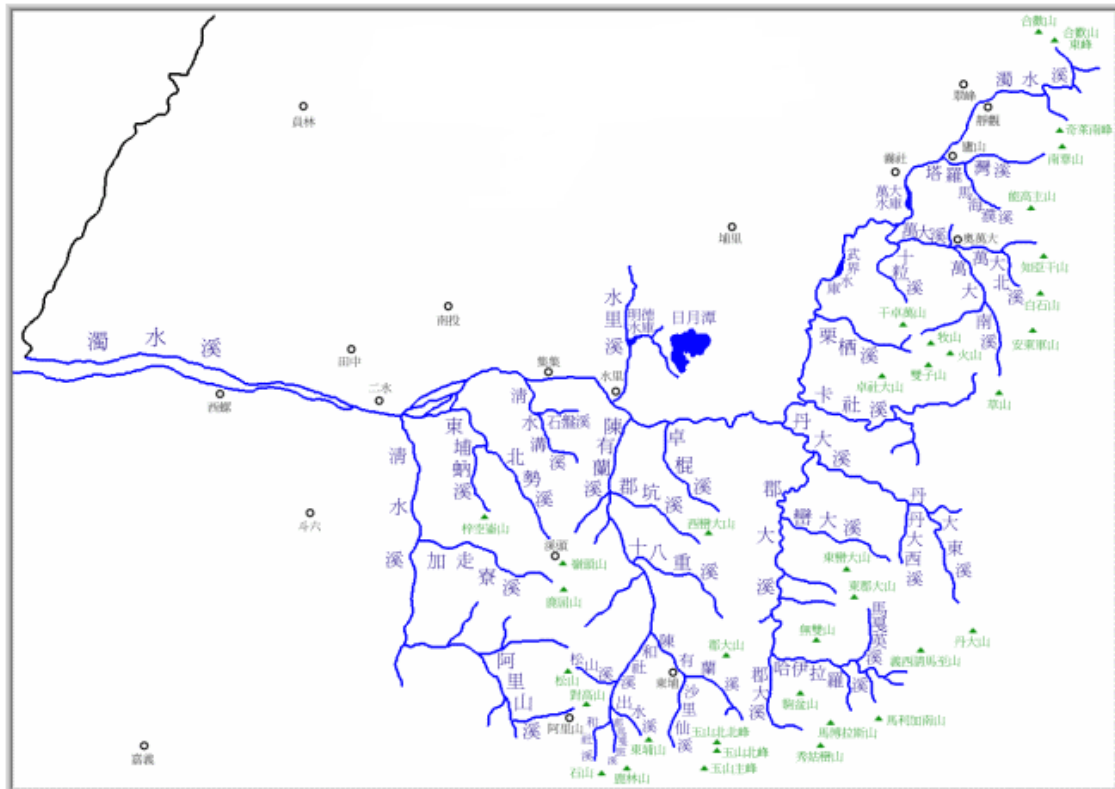
平方公里，則為全臺第二大流域之河川，僅次於高屏溪(江等人，1999)。濁水溪發源於合歡山主峰與東峰標高約3220公尺處，主流流經彰化縣、雲林縣、嘉義縣以及南投縣，而濁水溪主要的支流有霧社溪、大羅灣溪、萬大溪、丹大溪、郡大溪、巒大溪、水里溪、陳有蘭溪、清水溝溪、東埔蚋溪、清水溪以及郡坑溪(圖二)，是中部地區十分重要之水系。



圖二、濁水溪流域分布圖。

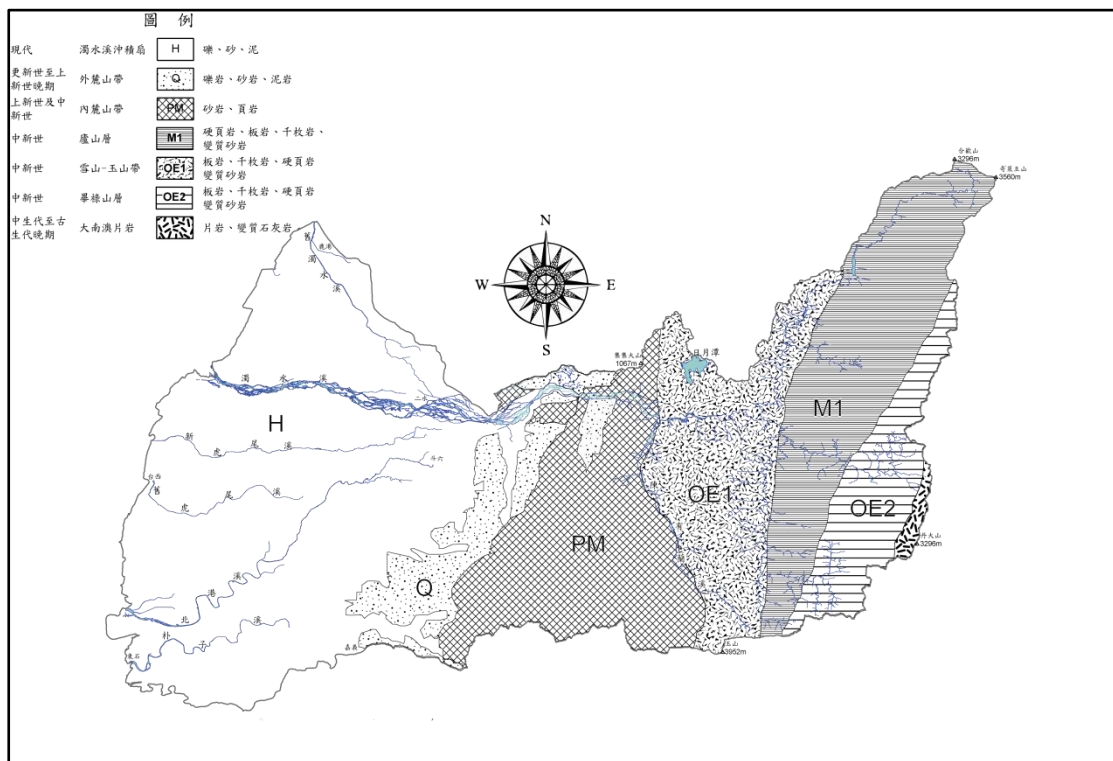
## 2-2 流域地質概況

濁水溪流域之地層分布大概可分為三個區域，分別是包含中央山脈地質區和雪山山脈地質區的中央山脈西翼地質區、西部麓山地質區以及濱海平原(國立交通大學防災工程研究中心，2006；私立逢甲大學營建及防災中心，2007)，由於其流經區域廣泛，因此從上游的集水區至中游與下游的區域地質皆不相同(圖三)。如圖四所示，濁水溪流域上游至下游分別流經畢祿山、廬山及第四紀沖積層等地層，主要穿過雪山、玉山等臺灣主要山脈及西部麓山帶。其中，位於雪山-玉山山脈中之岩性大致相同，主要以板岩、千枚岩、硬頁岩與變質砂岩為主；而在西部麓山帶岩性則主要是砂岩、頁岩、礫岩及泥岩；而濁水溪沖積扇之岩性主要為礫、砂和泥(江等人，1999)。



圖三、濁水溪流域圖。(資料來源：

[http://web.thu.edu.tw/deborah/www/index2/stream/dro/dro\\_map.htm](http://web.thu.edu.tw/deborah/www/index2/stream/dro/dro_map.htm))

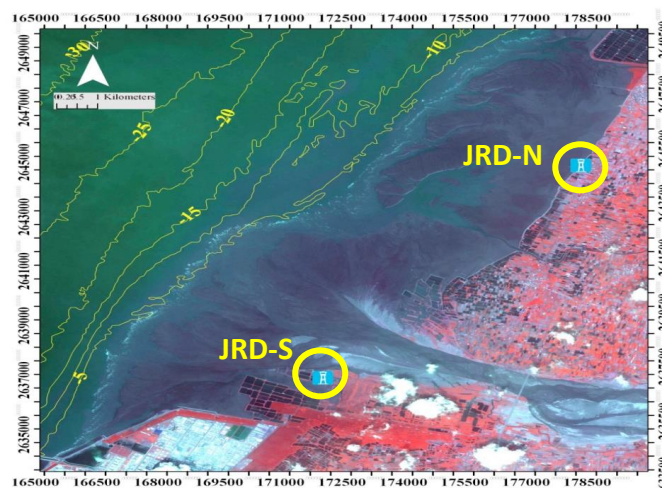


圖四、濁水溪流域之區域地質圖。



## 2-3採樣位置介紹

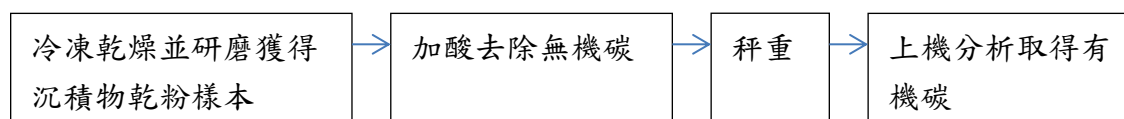
本計畫所使用之岩心JRD-S及JRD-N為科技部支持之臺灣宿命計畫研究團隊(FATES)於2010年自臺灣濁水溪出海口所鑽取(圖五)，其中JRD-S(120°14' E，23°49' N)岩心高程為4.072公尺，共分為92段，而JRD-N(120°18' E，23°54' N)岩心高程1.794公尺，共分為94+1段(陳，2012；盧，2013；黃，2015)。在鑽取岩心後將岩心進行多重感應元岩心紀錄器(multi-sensor core logger, MSCL)、X-ray岩心拍照、岩心描述、反射色實驗分析、沉積物顆粒粒度分析、AMS  $^{14}\text{C}$ 定年等，逐漸建立沉積紀錄，還原沉積系統演變歷史。



圖五、本研究所使用的岩心鑽井位置。

## 2-4分析流程介紹

沉積物中總碳、總有機氮(TN)、總有機碳(TOC)與有機碳同位素( $\text{Org-}\delta^{13}\text{C}$ )分析步驟及研究流程如圖五所示。主要分為三個部分：將沉積物冷凍乾燥並研磨獲得乾粉樣本，再以鹽酸去除沉積物樣本中的無機碳，然後秤重以元素分析儀(Element Analyzer, EA)分析含碳量及其碳同位素。以下各別描述主要步驟：



圖六、實驗流程。

### 2-4-1分析總碳、總氮含量分析

取適量沉積物樣品秤重記錄濕重量後放至冷凍乾燥瓶，將沉積物以冷凍乾燥機完成除水步驟，乾燥完成後取出已乾之沉積物秤重並記錄乾重量，使用研鉢研磨乾沉積物成乾粉狀態。取適量的乾粉沉積物秤重後包入錫箔坩鍋中，以元素分析儀分析可得沉積物之總碳與總氮含量。

## 2-4-2總有機碳與總有機氮含量、有機碳同位素分析

取適量乾粉沉積物放入50 ml之離心管內，加入足量6N的鹽酸溶液(HCl)，完全覆蓋沉積物後應有約1公分高的液面，本步驟為去除沉積物中的碳酸鹽類( $\text{CaCO}_3$ )，因此須將離心管脫蓋以便 $\text{CO}_2$ 逸散，而後以大張鋁箔覆蓋離心管並置於抽風櫥中過夜。靜置約12小時後，利用試紙確認上清液pH值是否介於1-2，若非則添加更多HCl靜置隔夜直到pH值為1-2之間，方確認碳酸鹽類完全去除。接著將樣本加入大量去離子水(DI)水後放入離心機離心，完成後以玻璃管吸除上清液，再加入DI水離心並重複至少5次此步驟。水洗5次之後以酸鹼試紙確認殘留之上清液的pH值約為7，若非則重複水洗步驟直至酸液完全洗除。再將水洗完成之樣本置於冷凍乾燥機除水後，取適量的乾粉沉積物秤重後包入錫箔坩鍋中，以元素分析儀分析可得沉積物之總有機碳與總有機氮含量，兩者可計算得到沉積物的碳氮比值。經同樣處理後的沉積物標本，再經上機秤重後包入錫箔坩鍋的動作，即可以同位素質譜儀(isotope ratio mass spectrometry, IRMS)進行分析以得到有機碳同位素值。此外，分析標本後分別可得總碳及有機碳含量，利用此兩種含量可以計算方式沉積物中的無機碳相對濃度，此濃度可以用來評估沉積物中的碳酸鹽含量，可以當作只是海相與陸相沉積環境的指標，海相沉積層中會有相對較高的碳酸鹽濃度，其計算公式分列如下。所有實驗於國立中山大學海洋科學系有機地球化學平台分析完成。

$$\text{TIC} = \text{TC} - \text{TOC} \quad (\text{式一})$$

$$\text{CaCO}_3 = \text{TIC} \times 100/12 \quad (\text{式二})$$

## 三、研究結果

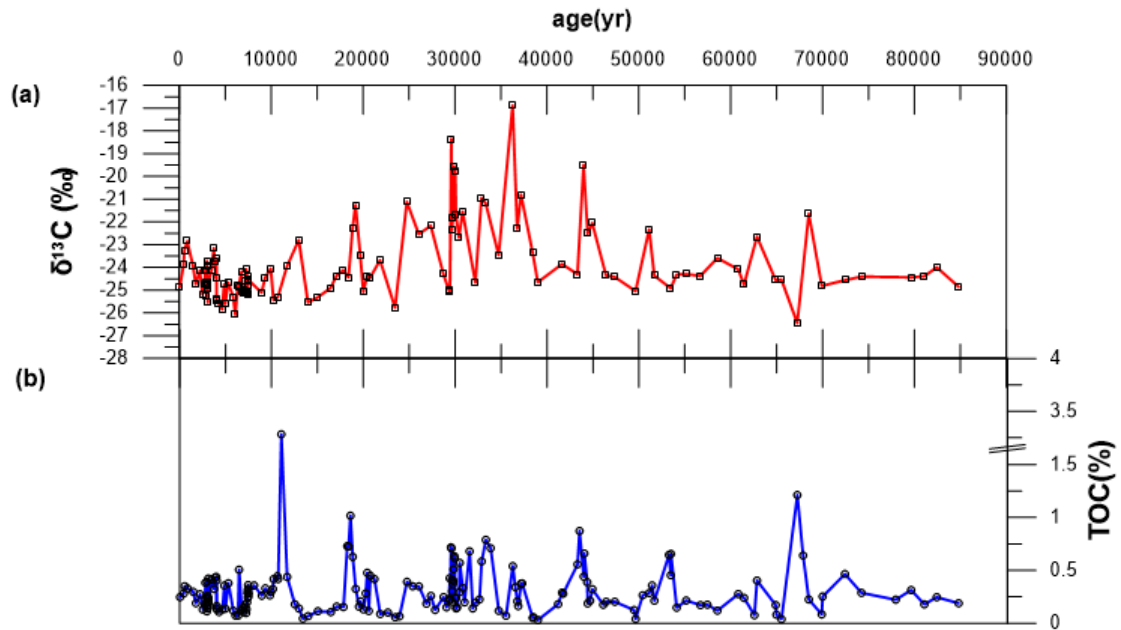
### 3-1 岩心 TOC 與 $\delta^{13}\text{C}$ 研究結果

本研究為了避免樣品中的有機化合物濃度過低，因此使用 JRD-S 中泥質含量較高的189個樣本分析濁水溪南孔沉積物中之 TOC，並挑選其中128個樣本分析沉積物  $\delta^{13}\text{C}$ ，另取 JRD-N 中89個樣本分別測量濁水溪北孔(JRD-N)沉積物中之 TOC 及  $\delta^{13}\text{C}$ 。

如分析結果所示，JRD-S 沉積物中  $\delta^{13}\text{C}$  的數值在距今10000年以前有較大幅度的變動，在約20000~19000、25000~24000、30000~29000、36000~35000、44000~43000年前時數值較重(-16.0~-20.0‰)，而相對在24000~23000、29000~28000、67000~66000年前等其數值則較輕(-25.0~-27.0‰)，在10000年前至今的部分， $\delta^{13}\text{C}$  數值則逐漸趨於穩定(圖七)。

而總有機碳含量方面，濁水溪南孔 JRD-S 岩心 TOC 數值主要分布在0~1.5%，可以明顯發現在11000年前左右有一資料點數值高出其他樣本許多的最大值(3.3%)，而以此為分界點，在11000年以前 TOC 數值變化幅度較大，11000年至今則無太大的起伏，其含量大約分布在0~1%之間(圖七)。

## JRD-S

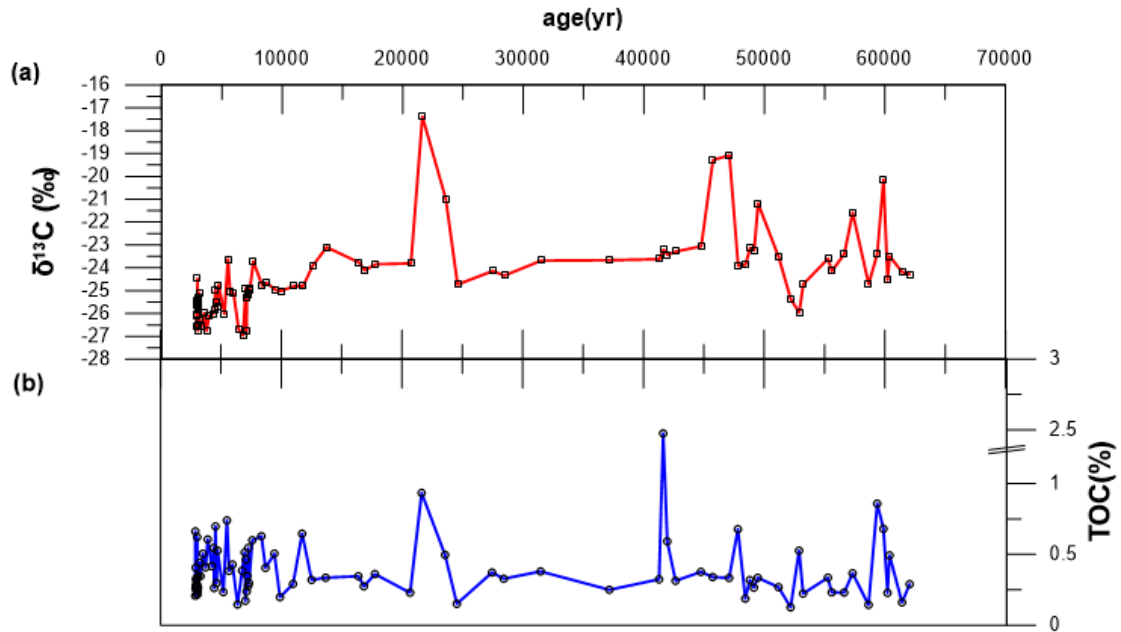


圖七、岩心 JRD-S 之 TOC 與  $\delta^{13}\text{C}$  數據分析，(a)  $\delta^{13}\text{C}$  隨年代分布資料；(b) TOC 含量隨年代分布資料，橫軸為時間。

在濁水溪北孔岩心中，沉積物  $\delta^{13}\text{C}$  約在距今23000~21000、47000~45000年前有較重的數值分布(-16.0~-19.0‰)，而在距今6000~4000、54000~52000年前則有較輕的數值分布 (-26.0~-28.0‰)，此外，在距今45000至25000年前間與20000至10000年前間有較穩定無相對起伏變化的分布趨勢(圖八)。

本研究之岩心位於濁水溪口海陸交界帶，因此 TOC 含量是陸源與海源含碳物質輸入和保留的反映。濁水溪南孔 JRD-S 岩心 TOC 數值主要分布在0~1.0%，其中在距今40000到10000年前間有較平滑無起伏的分布趨勢，而在距今約43000~41000年前有一點數值遠高於其他樣本的最大值(2.5%)，其前後的數值變化幅度並無太大差異，此異常值可能與取樣有關，將進一步重複測試與分析其相鄰標本來確認(圖八)。

# JRD-N

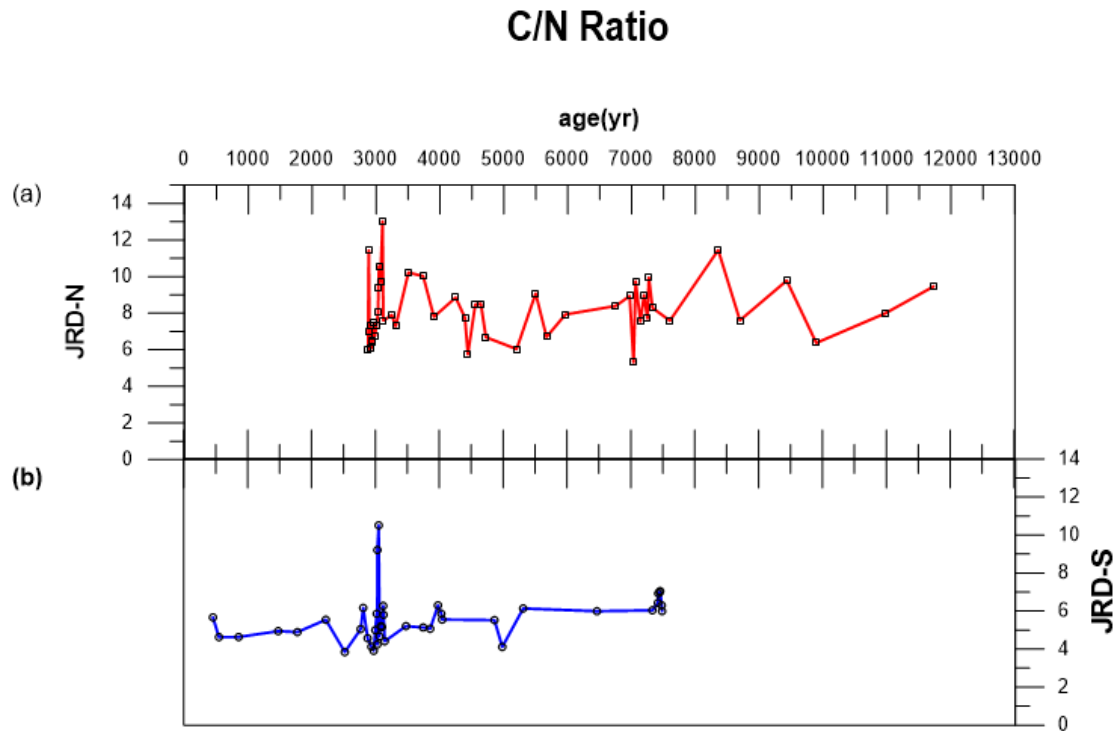


圖八、岩心 JRD-N 之 TOC 與  $\delta^{13}\text{C}$  數據分析，(a)  $\delta^{13}\text{C}$  隨年代分布資料；(b) TOC 含量隨年代分布資料，橫軸為時間。

## 3-2 岩心 C/N Ratio 研究結果

除了將岩心沉積物做 TOC 與  $\delta^{13}\text{C}$  分析，另也取南、北孔岩心深度 50 公尺內分別 58 與 49 個樣本進行 C/N 的分析工作，選擇此深度範圍主要是其沉積相以海相沉積環境為主，此比值除能良好的當作指示沉機物之有機質來源與氣候環境變化的指標，且能顯示沉積物中有機質的保存狀況，更能討論氣候條件變化對有機質保存的影響。

在濁水溪北孔 JRD-N 岩心中，其數據點涵蓋約 12000 至 2500 年前之間，變化幅度較大，而在濁水溪南孔 JRD-S 岩心中，C/N 比值數據點涵蓋 8000 年前至今，其大約分布在 4.0~6.0 之間，僅在約 3000 年前左右有較高的值出現 (8.0~10.0)，(圖九)。



圖九、濁水溪岩心 JRD-N 及 JRD-S 之 C/N Ratio 數據分析，(a)JRD-N 碳氮比隨年代分布資料 (b)JRD-S 碳氮比隨年代分布資料，橫軸為時間。

## 四、討論

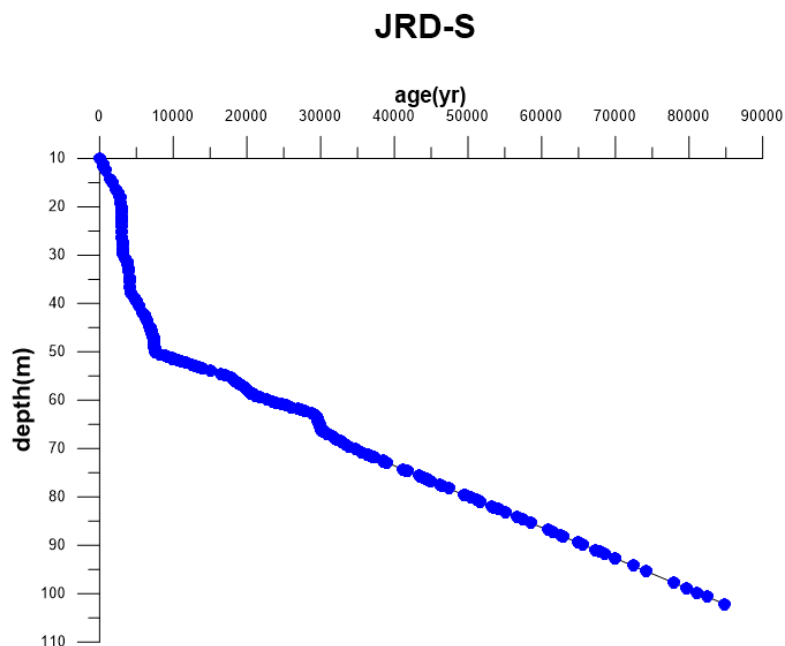
### 4-1 岩心 $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 與碳氮比資料綜合討論

岩心中的  $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 數值可能會因為沉積物來源如風化作用、植被種類的影響、受到稀釋或是保存狀況而發生改變，因此我們可以藉由數值改變的分布來推斷岩心中沉積物在當時所受到的影響因素。其中 C3、C4植物因光合作用路徑不同有所差別，而導致其有機碳同位素的端質不同。我們可以藉由沉積物中的有機  $\delta^{13}\text{C}$  值來推論當時環境中主要以那些植物類型為主，陸生 C3植物的  $\delta^{13}\text{C}$  約為-27‰，稻、麥、豆等主要生長在溫暖潮濕氣候為代表植物，C4植物  $\delta^{13}\text{C}$  約為-15‰(Eglinton & Eglinton, 2008)，則以高粱、小米、玉米等生長在相對較乾燥寒冷氣候的作物為代表。

由 JRD-S 岩心沉積速率可以發現10000年前左右有一沉積速率轉變時間點，在10000年前至今的沉積速率相對較快，約為6.67mm/yr(圖十)，而在圖五可以看出 JRD-S 岩心之  $\delta^{13}\text{C}$  數值在11000年前至今有較輕的數值(-22.0~-26.0)，且其訊號偏向海相來源的沉積物。此外，TOC 數值在11000年前至今其波動幅度相較早於11000年前的數值較為穩定，大約落在0~1%，推測可能是因為海相沉積時期 TOC 濃度受到陸源無機物質輸入稀釋所造成，呼應  $\delta^{13}\text{C}$  資料分布轉變的時間點，加上當時海水環境造成11000年前以來沉積速率較快，因此可以推測在 TOC 最大

值處(3.3%)為海進點，海水面的升高造成當時岩心站位處形河口灣環境，有較多的水生植物或紅樹林生長，這可從當時的 C/N 比值大於10及  $\delta^{13}\text{C}$  值約為-25‰推知。

另外，在 20000~19000、25000~24000、30000~29000、36000~35000、44000~43000年前，這些沉積環境中  $\delta^{13}\text{C}$  明顯有偏重的值發生，其對應之 TOC 資料則相對較低，推測當時研究區域因為位處冷期的氣候條件，植被類型可能已 C4植物為主，偏冷偏乾的氣候導致較低的陸源植物生產力，因使使得當時的沉積物中有機物質較少，或多被其他無機碎屑物質所稀釋。

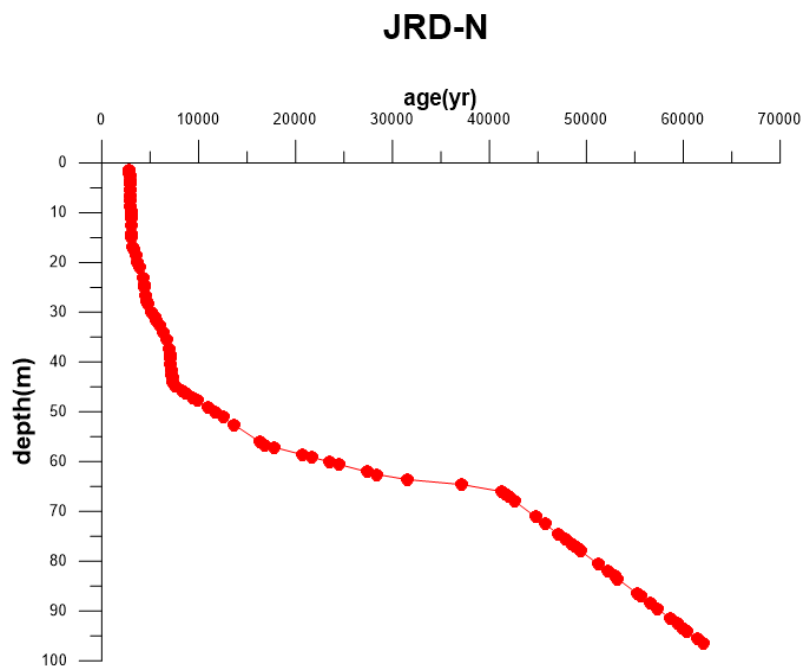


圖十、濁水溪南孔 JRD-S 沉積速率圖。

在濁水溪北孔 JRD-N 岩心沉積速率部分，可以發現在1萬及4萬年前有沉積速率轉變點，而沉積速率分布狀況為在早於四萬年前沉積速率稍快，約為1.5 mm/yr，4萬年前至1萬年前則轉為較緩慢之沉積速率(平均約為0.57 mm/yr)，1萬年前至今沉積速率再度變快，達到年平均5.6 mm(圖十一)，其中 JRD-N 岩心  $\delta^{13}\text{C}$  數值在1萬年前至今呈現較輕的數值分布(-23.0~-27.0‰)，TOC 數值大約都落在 0~1%，與南孔岩心相似，也都呼應上述對於濁水溪口沉積環境的推測，故本研究認為 JRD-N 岩心在1萬年前到約2000年前，都已海相沉積環境為主，但隨著全球海水面上升速率變緩，沉積物堆積速率逐漸變慢，因此在近2000年來濁水溪口又回到陸相的沉積環境，而此也反映在現代岩心位置的高程資料上。此外，在 TOC 數值分布中，可以發現在4萬年前左右有一最大值(2.5%)，其剛好與4萬年前的沉積速率轉變有相同的時間點，且在早於四萬年前的  $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 數值分布也偏向海洋沉積物來源，沉積速率相對較快，因此推測四萬年以前可能因為北岸地形高度的關係而呈現海相沉積環境。而北孔岩心沉積物中， $\delta^{13}\text{C}$  約在距今23000~21000、47000~45000年前有較重的數值分布(-16.0~-19.0‰)，推測當時植被類型以 C4植



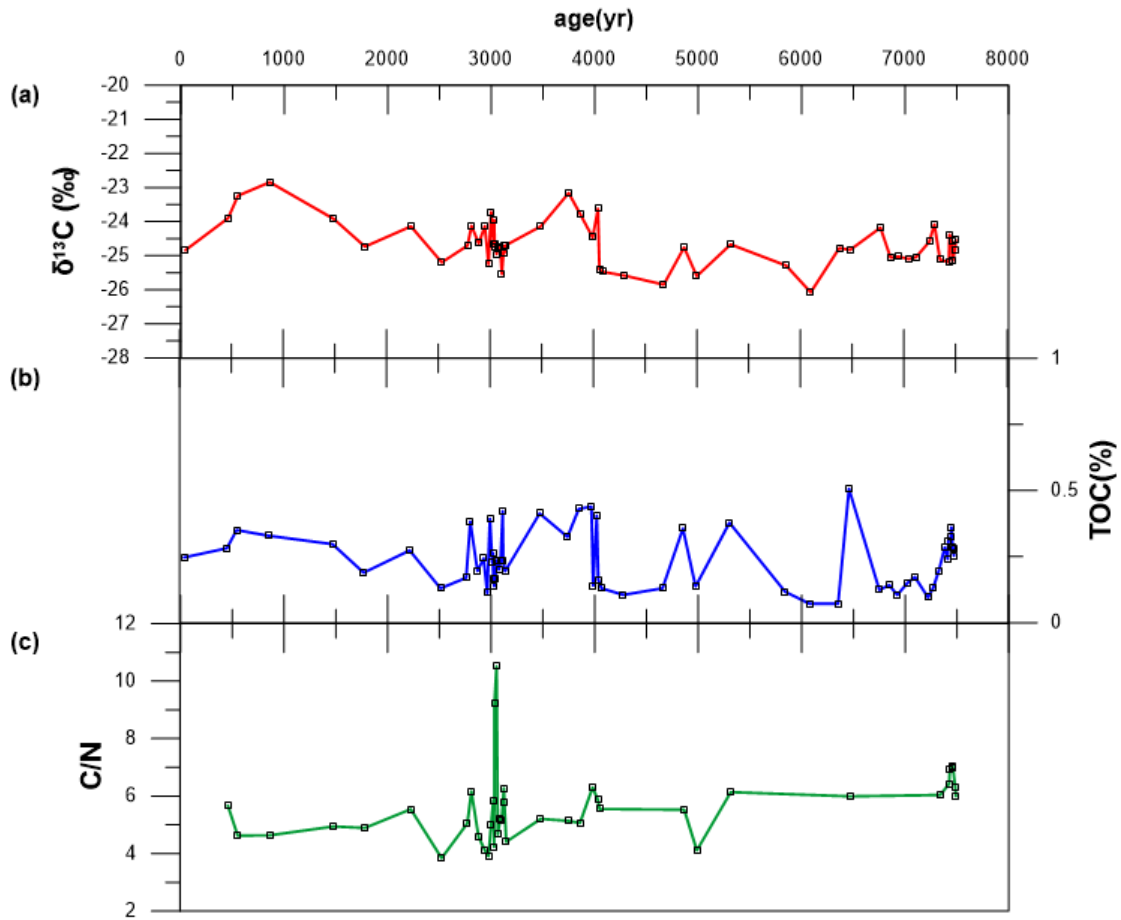
物為主，顯示當時的氣候條件較為寒冷或乾燥。而在距今54000~52000及6000~4000年前則有較輕的數值分布 (-26.0~-28.0‰)，推測當時濁水溪流域的植被類型多為 C3植物所主導，代當時的氣候條件相較於其他時期較為潮濕溫暖。其他部分如在4萬年前至1萬年前的區間，全球氣候進入冰河時期，因此數值分布較穩定無起伏，然而這部分也有可能是因為樣本選取過少，導致無法有效觀察出其沉積環境參數變化，因此還需更進一步的探討原因。



圖十一、濁水溪北孔 JRD-N 沉積速率圖。

本研究也將 JRD-S 及 JRD-N 岩心深度五十公尺內之樣品做 C/N 比值分析並結合  $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 數據相互比較(圖十二，圖十三)，在 JRD-S 岩心中涵蓋範圍約8千年，根據前述為海相沉積環境，數據分布中可以觀察到碳氮比大約維持在4~6，顯示是以藻類為主要的有機碳供應來源。我們推測當時大部分時間的沉積物碳氮比主要受到藻類影響，可能反映當時的氣候環境較為潮濕，而在約3000年前則有最大值的出現(9~11)，暗示當時可能有大量河水沖刷將陸地上含有 C3植物所主導的植被土壤帶入岩心區域，但當時潮濕多降雨的氣候條件，可能使得濁水溪上游地區的地層受到較多的侵蝕與風化作用影響，使得地層中低有機碳含量的岩石碎屑大量釋出，因此 TOC 含量較低(圖十二)。

## JRD-S

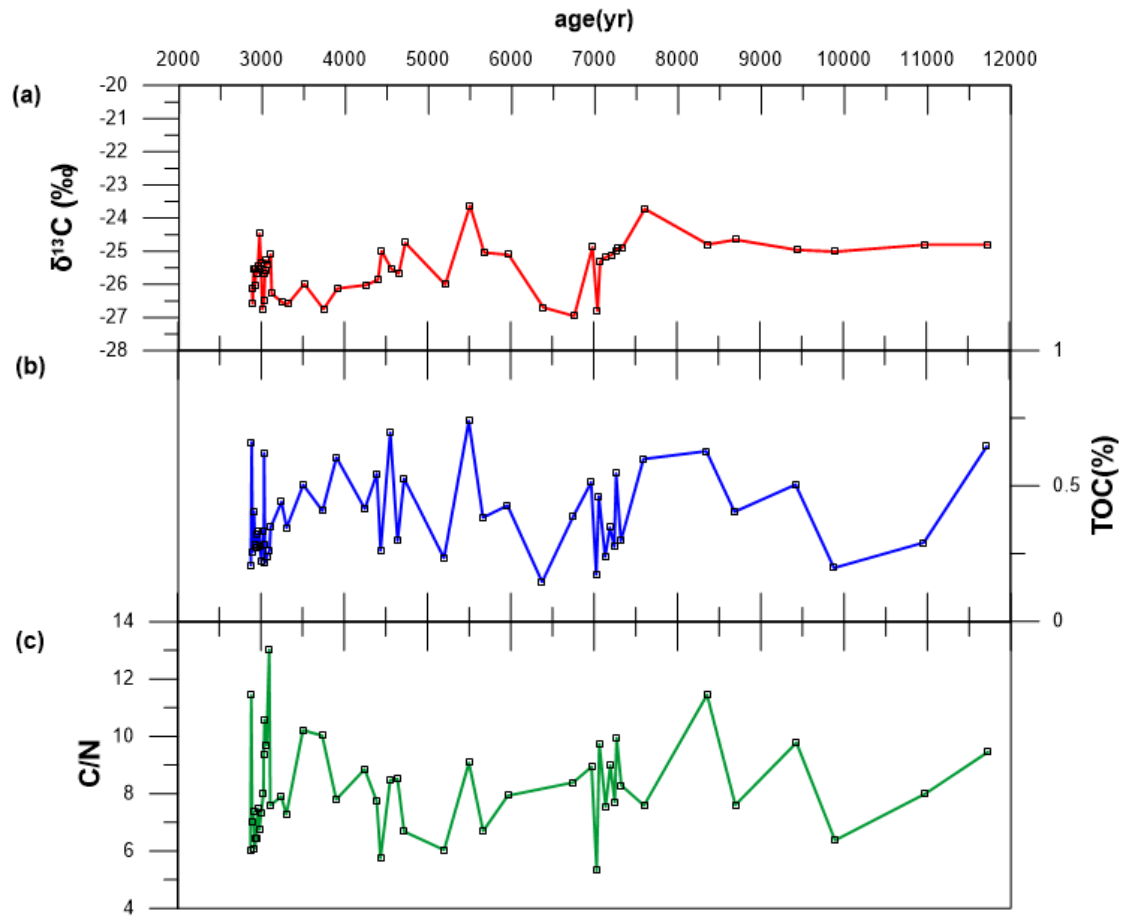


圖十二、岩心 JRD-S 8000 年前至今之碳氮比、TOC 與  $\delta^{13}\text{C}$  數據分析，(a)  $\delta^{13}\text{C}$  隨年代分布資料；(b) TOC 含量隨年代分布資料；(c) 碳氮比隨年代分布資料，橫軸為時間。

在濁水溪北孔 JRD-N 岩心中，50 公尺長的數據涵蓋範圍約 12000 年，其中在碳氮比資料分布方面有別於南孔岩心較穩定的分布，北孔岩心有較多起伏變動，推測可能是 12000 年內沉積環境隨著海平面升高，且氣候變得較為溫暖、降雨量變大，上游地區侵蝕與風化的速度加快，沉積物供應速率增加，使得當時北孔位置的沉積環境較不穩定，沉積物與有機碳的供應來源也變得較不穩定所致。然而其數值大約皆落在 6~10，為海、陸源物質平均混合的情況，也證明了北孔位置當時的沉積環境與供應來源較為多變。而在 3000、8300 年前則有相對較高的碳氮比出現，其所對應的 TOC 含量也相對較高、但  $\delta^{13}\text{C}$  值較輕，故當時可能是以 C3 植物所主導的沉積物所造成，推測這兩段時期當地為短暫非海相之溫暖潮濕氣候（圖十三）。

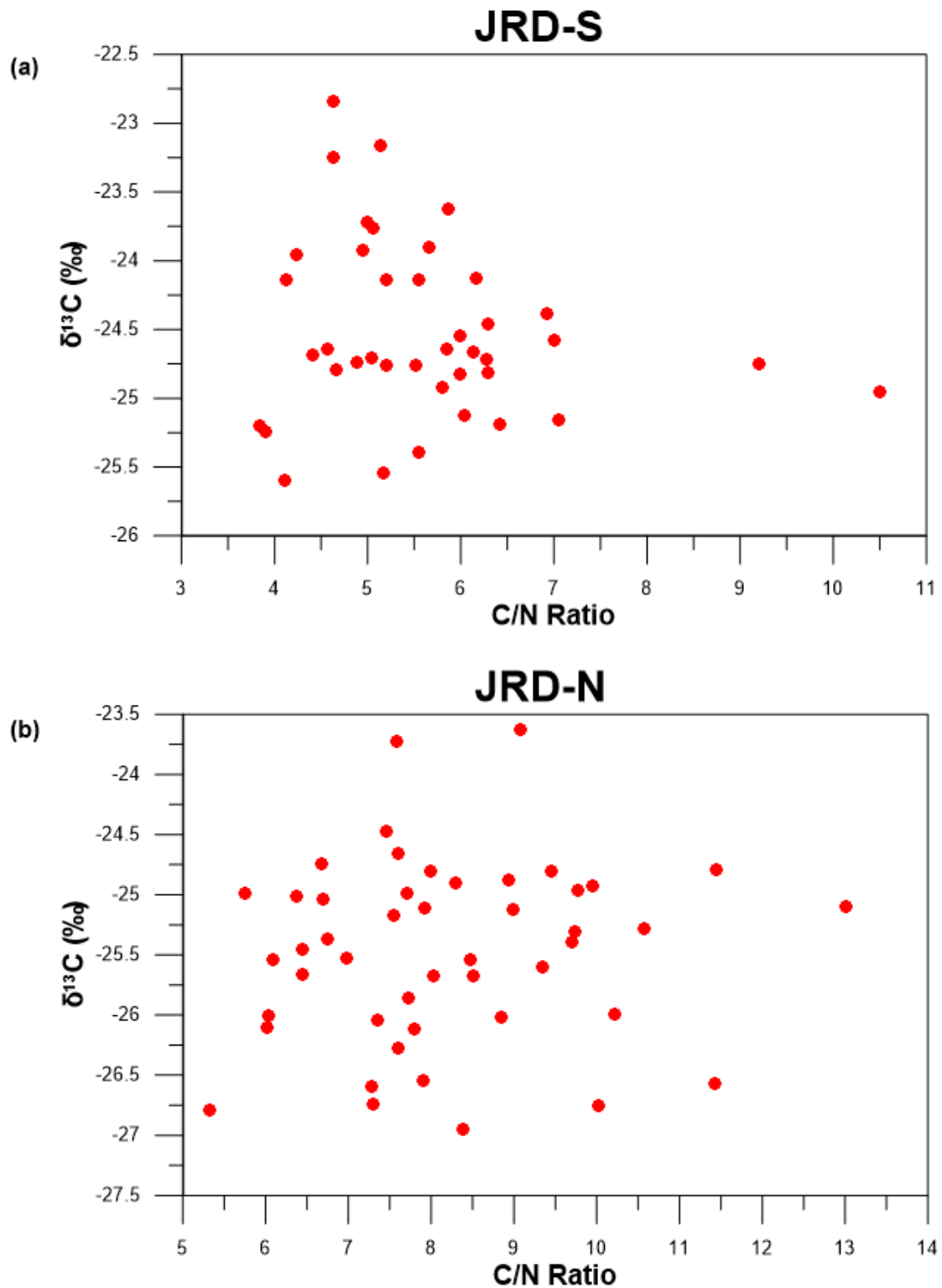


## JRD-N



圖十三、岩心 JRD-N 12000年前至今之碳氮比、TOC 與  $\delta^{13}\text{C}$  數據分析，(a)  $\delta^{13}\text{C}$  隨年代分布資料；(b) TOC 含量隨年代分布資料；(c) 碳氮比隨年代分布資料，橫軸為時間。

而若我們將兩支岩心近1年來的 C/N 資料與有機  $\delta^{13}\text{C}$  值做比較，可以更明確的瞭解當時的沉積環境及氣候變化。由圖中可以觀察到數值分布大約落在 C3植物為主的範圍內，但其碳氮比數值較一般藻類訊號更低，推測可能因為 TOC 在進入海洋後受到稀釋使其濃度降低，進而影響碳氮比所導致。其中有幾個數據點碳氮比高於10，明顯反映了陸地高等植物來源的訊號（圖十四）。



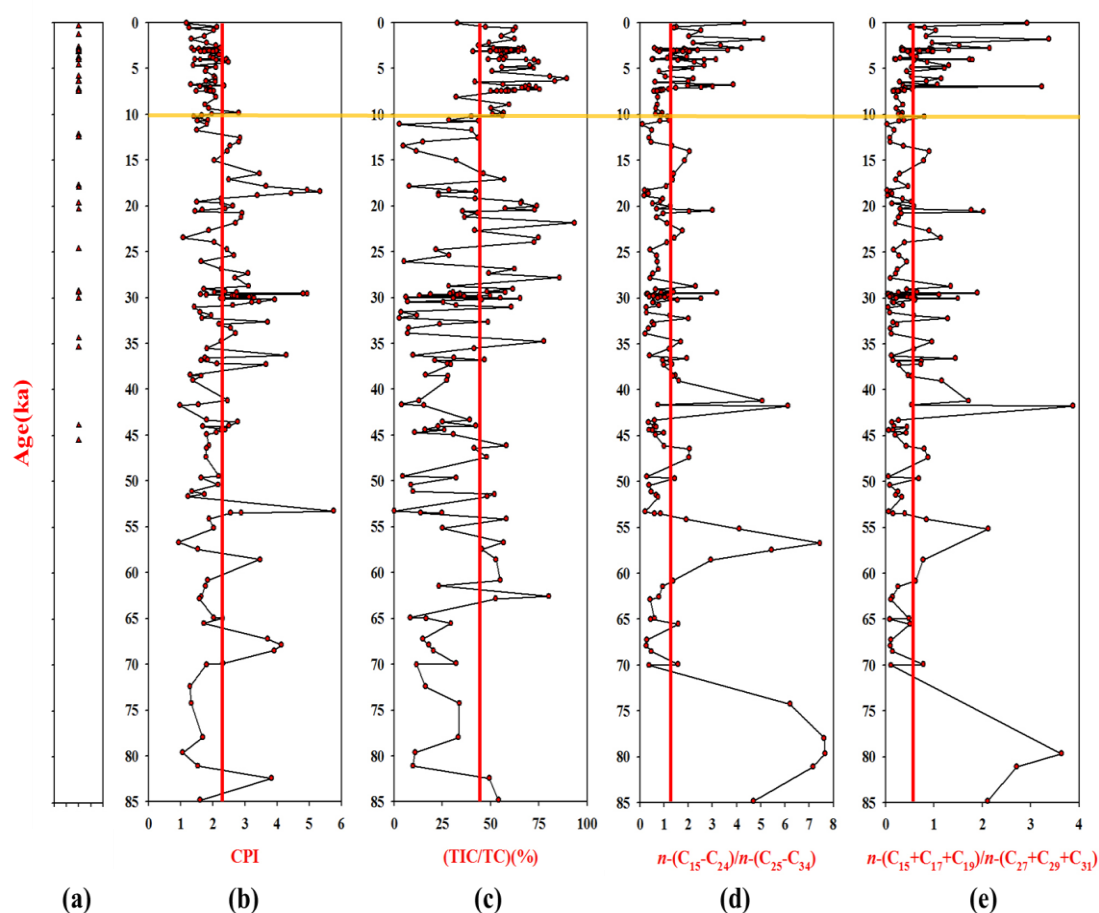
圖十四、岩心中碳氮比與  $\delta^{13}\text{C}$  關係圖。

#### 4-2 岩心結果與其他已發表資料比對

沉積物中正烷類的來源大概可以分為陸源與海源，其組成與碳數分布上呈現明顯差異，因此可利用這些差異特徵來區分含碳物質的來源。此外，根據楊峻誌

(2012)的研究結果顯示可以利用有孔蟲於每個深度的數量多寡作為海陸相沉積層的判斷依據，在其論文中並指出約在10000至2000年前時發現有孔蟲化石持續出現的紀錄，而在30000至10000時期則並無有孔蟲化石的存在，因此判定岩心 JRD-S 紀錄中，陸相沉積環境轉換為海相沉積環境的年代約開始於10000時。

而在盧熙日(2013)所發表的論文中可以發現，其正烷類參數在10000年前左右皆有一個數據分布的改變界線，結果皆是指示在研究區域10000年前至今為海相環境，早於10000年前則為陸相沉積環境，使我更能確定濁水溪南孔 JRD-S 岩心海陸相沉積環境轉變之時間點及其氣候型態(圖十五)。

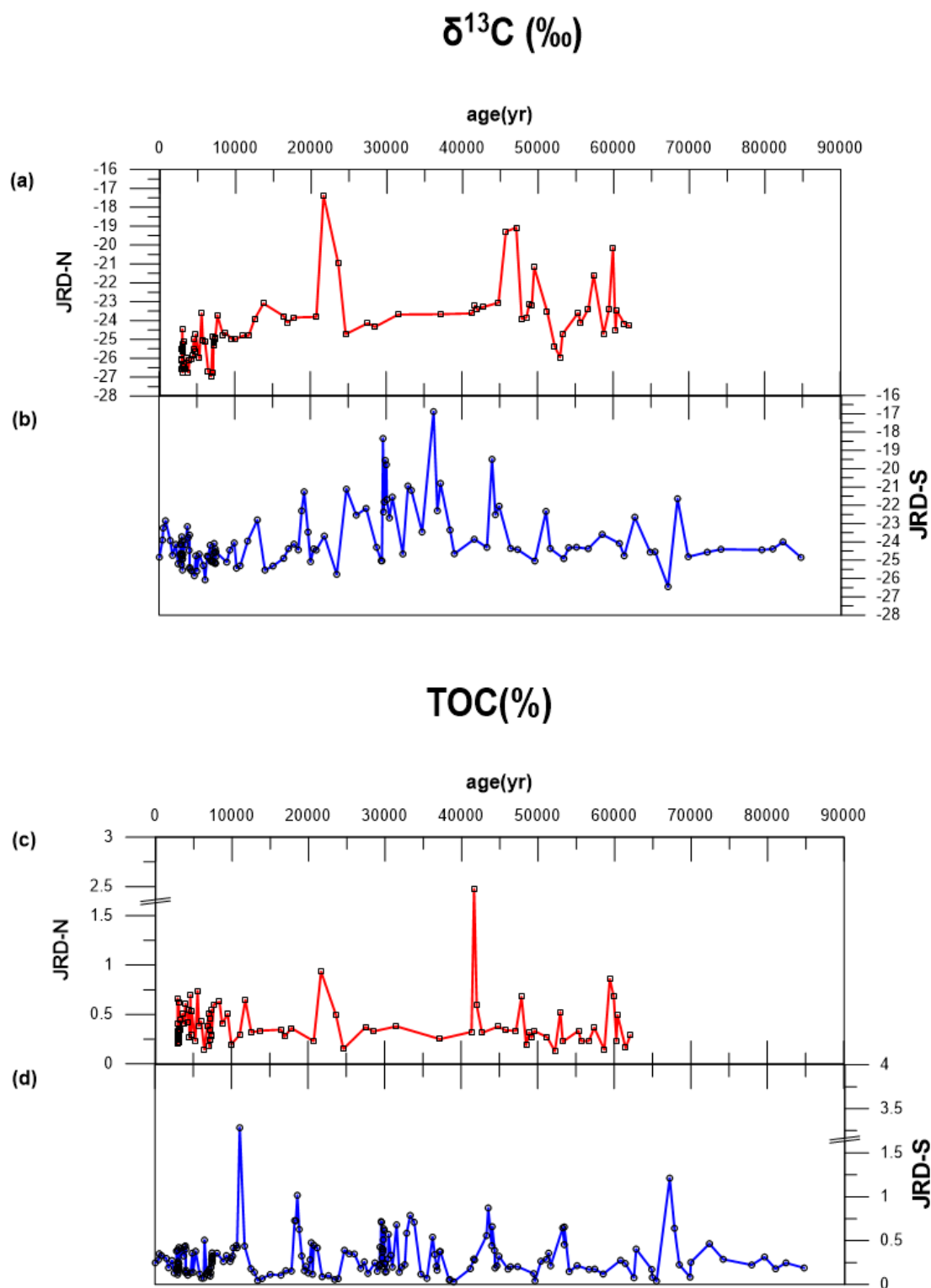


圖十五、盧熙日(2013)發表的海相與陸相層沉積環境之正烷類參數隨年代變化，(a)年代控制點位置；(b)CPI；(c)總無機碳佔總碳百分比；(d)輕重烴比值；(e)海/陸源正烷烴比值，黃線為海陸沉積相分界，紅線為數值平均分界。

#### 4-3 JRD-S 與 JRD-N 南北岩心沉積環境比較

將 JRD-S 與 JRD-N 岩心之數據做比較後，發現兩岩心在  $\delta^{13}\text{C}$  及 TOC 資料上並無明顯吻合之處，推測可能是因為樣品選取未能有效反映數值變化導致數據有起伏變化之處被忽略、其定年結果可能有誤差使得兩岩心 TOC 含量最大值相差約3萬多年，或是因為採樣過程中樣品受到干擾所產生的異常值，因此在濁水

溪南北兩岸的植被分布狀況比較上目前尚須進一步探討，進而找出造成兩岸沉積環境差異之確切原因(圖十六)。



圖十六、JRD-N 與 JRD-S 岩心之  $\delta^{13}\text{C}$  及 TOC 數據分布比較圖，(a) JRD-N 岩心中  $\delta^{13}\text{C}$  數據隨年代分布；(b) JRD-S 岩心中  $\delta^{13}\text{C}$  數據隨年代分布；(c) JRD-N 岩心中 TOC 數據隨年代分布；(d) JRD-S 岩心中 TOC 數據隨年代分布，橫軸為時間。

## 五、結論

本篇計畫利用濁水溪南孔 JRD-S 及濁水溪北孔 JRD-N 岩心樣品分析  $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 及 C/N Ratio 數據，重建濁水溪出海口平原過去到現在的沉積環境紀錄，推測出約在1萬年前為南北岸岩心站位的海進點，為海陸相沉積環境之轉變時間點，並推斷約在 20000~19000、25000~24000、30000~29000、36000~35000、44000~43000年前濁水溪南岸為較乾燥寒冷的氣候。此外在濁水溪口北岸部分，則推測4萬年以前可能因為北岸地形高度的關係而呈現海相沉積環境。而本來預測因 JRD-S 與 JRD-N 兩支岩心皆為濁水溪口平原之沉積紀錄，因此可能會有相似之數據分布，但數據上無法有效對應來做比較，可能是因為在濁水溪北孔岩心取樣數不足所導致，也可能因為兩站位相距較遠(10 km)因此受到河川位置、土壤高度或是自然災害等干擾所造成，此部分尚須進一步探討。

## 六、參考文獻

### 中文部分

- 林君怡、葉明生、張良正、田巧玲，1996。濁水溪沖積扇地下水觀測站網評估：濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集，第223-236頁。
- 江崇榮、賴典章、賴慈華、黃智昭、費立沅、侯進雄、陳瑞娥、陳利貞、呂學諭、周素卿、鄂忠信、黃明昌、陸挽中、張閔翔、劉幸樺、李耀文，1999。濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告，經濟部中央地質調查所，共130頁。
- 國立交通大學防災工程研究中心，2006。全省主要河川流域地質資料查核：鳳山溪與濁水溪專題報告書，台中縣，經濟部水利署水利規劃試驗所(3)12-64。
- 私立逢甲大學營建及防災中心，2007。河川高灘地淤積砂石開採可行性評估研究，台北市，經濟部水利署。
- 許鳳心，2008。臺灣西南海域有積碳沉降受鄰近島嶼型河川顆粒傳輸影響之研究，國立臺灣大學碩士論文，共80頁。
- 陳俊偉，2012。枯、豐水季濁水溪河口三角洲及潮坪沉積物傳輸型態和來源的研究，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共112頁。
- 盧熙日，2013。以濁水溪口長岩心中之生物指標紀錄探討臺灣中部沖積平原之古環境變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共92頁。
- 黃馨儀，2015。濁水溪口6,000年來沉積系統的演變，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共133頁。

### 英文部分

- Aitkenhead, J. A. and McDowell W. H., 2000. Soil C/N ratios as a predictor of annual riverine DOC flux at local and global scales. *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 127-138.
- Chen, C. T. A., Liu, J. and Tsuang, B. J., 2004. Island-based catchment-the Taiwan example. *Regional Environmental Change*, 4 (1), 39-48.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Brain Dade, W., Hsien, H. 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, 143-158.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Lin, J. C., Hsu, M. L., Lin, C. W., Horng, M. J., Chen, T. C., Milliman, J. and Stark, C. P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32(8), 733-736.
- Eglinton, T.I., Eglinton, G., 2008. Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 1-16.
- Galy, V., France-Lanord, C., Beyssac, O., Faure, P., Kudrass, H., Palhol, F., 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature*, 450, 407-410.
- Galy, V., Eglinton, T., France-Lanord, C., Sylva, S., 2011. The provenance of vegetation and environmental signatures encoded in vascular plant biomarkers carried by the Ganges–Brahmaputra rivers. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 1-12.
- Galy, V., Eglinton, T., 2011. Protracted storage of biospheric carbon in the Ganges-Brahmaputra basin. *Nature Geoscience*, 4, 843-847.
- Hilton, R. G., Galy, A., Hovius, N., Horng, M.-J., Chen, H., 2010. The isotopic composition of particulate organic carbon in mountain rivers of Taiwan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 3164-3181.
- Hilton, R. G., Galy, A., Hovius, N., Horng, M.-J., Chen, H., 2011. Efficient transport of fossil organic carbon to the ocean by steep mountain rivers: An orogenic carbon sequestration mechanism. *Geology*, 39, 71-74.
- Kao, S. J., Chan, S. C., Kuo, C. H. and Liu, K. K., 2005. Transport-dominated sediment loading in Taiwanese rivers: a case study from the Ma-an stream. *Geology*, 113(2), 217-225.
- Li, Y. H., 1976. Denudation of Taiwan Island since Pliocene Epoch. *Geology*, 4(2), 105-108.
- Lin, J. C., Petley, D., Jen, C. H., Koh, A. and Hsu, M. L., 2006. Slope movements in a dynamic environment-a case study of Tachia River, Central Taiwan. *Quaternary international*, 147(1), 103-112.
- Milliman, J. D. and Meade, R. H., 1983. World-wide delivery of sediment to the oceans. *Journal of The Geological Society*, 91(1), 1-21.
- Milliman, J. D. and Syvitski, J. P. M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of the Geological Society*, 100(5), 525-544.
- Milliman, J. D. and Kao, S. J., 2005. Hyperpycnal discharge of fluvial sediment to the ocean: impact of

super-typhoon Herb (1996) on Taiwanese Rivers. *Journal of the Geological Society*, 113, 503-516.