

國立台灣大學理學院地理環境資源學系



碩士論文

Department of Geography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

從日月潭井樣物化性質論萬餘年來之環境變遷

Sediment characteristic analysis and discussion of  
environmental change since 16 ka - a case study at

Sun-Moon Lake, Taiwan

劉時宏

Shih-Hung Liu

指導教授：林俊全 博士

Advisor: Jiun-Chuan Lin, Ph.D.

中華民國 102 年 7 月

July 2013

## 誌謝



碩士班的生涯說快不快說慢也不慢，還記得2012年才獲得前往金澤的通知，轉眼間也要畢業了。在林老師這裡共計四年的生活，看了很多也學了很多，從一個什麼都不懂的門外漢，到現在終於稍稍的了解，所謂研究到底是怎麼回事。在撰寫論文的過程中，我最需要感謝的人，便是啟發整個構想的柏谷健二老師，以及審閱的三位委員。感謝劉平妹老師、李建堂老師的意見和林俊全老師的指導，讓我在論文完成後得以重新審視自己撰寫的內容，並且修飾得更為成熟與客觀。

這四年來有很多休戚與共的夥伴，自從2009年四月從龍崎開始，我們一路經過綠島、東吉、火炎山、松鶴、能高、奇萊、桶盤、玉山、田寮、大缺、大安溪峽谷、東引、金門、和平島一直到了2013年的日月潭。四年來的野外工作總是浸潤在汗水和怒罵聲當中度過。四年過去了，雖然鄭元暢還會繼續留著，但多少還是覺得有些依依不捨。但我想大家會再見面，畢竟本研究室一直都是休戚與共的生命共同體。

感謝所有認識劉時宏的人，這一路上多虧你們的幫忙，我才能滿懷感激地寫下這段謝詞。

## 摘要



本研究的取樣對象為台灣中海拔地區的湖泊日月潭。以藉由分析沉積物的物理與化學性質並配合現有研究結果，說明自更新世末期以來的環境變遷，以及可能的地表作用及其影響規模。

湖泊沉積物研究的基本概念為自湖底以垂直向下鑽探的方式取得沉積柱之後，再利用一系列的物理、化學等實驗方法，對於沉積物當中的特定物質之有無，以及組成比例進行量化分析。本研究協同日本金澤大學、大阪市立大學以及神戶大學之研究團隊，以活塞式取樣器於日月潭底泥鑽探出一長約 3.8 米之沉積柱，以 2.5 公分為一單位進行水平切割，共計切割出 152 個樣本。

根據沉積物樣本進行碳-14 定年的結果，本研究得以推算不同深度區間每個樣本所代表的年代長度。自更新世末期(14ka)至全新世極盛期(6ka)之間，每個 2.5 公分的樣本所代表的年代長度約為 300 年，此後朝向現代呈現指數性下降，直至現代的沉積物樣本每個 2.5 公分的樣本則代表約為 10 年不等的期間。本研究共計進行粒徑、顆粒密度等物理性質分析以及有機質、生物矽、碳酸鹽、礦物等化學性質分析以辨明沉積物當中的主要組成物質及其比例。並藉由個別種類的含量多寡及其背後所代表的環境條件，歸納出更新世以來環境變遷的具體概況，並與其他相關研究進行比對以進行討論。

本研究的研究結果為利用物理、化學、定年等分析方法，將沉積物當中各種不同性質，以及各種性質的組成比例進行量化。根據台灣現有前人研究之成果，統合自更新世末期以來的環境變遷概況。將不同變異趨勢以及沉積作用的可能作用年代作為比對的依據。本研究的結果將更新世末期以來，至今共計一萬四千餘年的時間帶，依據沉積物組成比例的差異，劃分出五個不同的階段。以及前人的研究成果，可將自 14ka 以來的五個主要階段中氣候重建的結果與沉積物分析的結果相互對應。更新世末期(16ka - 11.7ka)、全新世前期(11.7ka - 6ka)、全新世極

盛期(6ka – 4ka)、作用於 3ka 之特殊事件(3.5ka – 2.9ka)、全新世晚期至現代(2.9ka – 1930AD)。

這些階段的劃分除了作為個別不同年代期沉積環境差異的質性說明以外，更可藉由個別參數組成成分差異與氣候條件彼此間的相關性進行歸納。最後再將本研究的判定結果，配合孢粉學、沉積學等相關研究的成果進行整合。

依據本研究的分析結果，除了千年尺度的長時間性，變遷趨勢較為穩定的階段之外，本研究亦自部分樣本的分析結果中，發現沉積物的組成成分，在短時間內有顯著的改變。本研究的研究成果指出這些遽變型事件的發生年代為 9.7ka、3ka、2ka、1ka 這幾個年代中皆可以找到沉積物組成迅速改變的現象。藉由碳-14 定年對於沉積作用發生年代的推算，可以得知其中又以距今 3ka 所出現的階段為一明確反應短時距環境變遷的案例。推測應為劇烈事件改變地表沖蝕特性所引發的結果。

關鍵詞：湖泊沉積物，環境變遷，全新世，地表作用，生物矽。

## Abstract

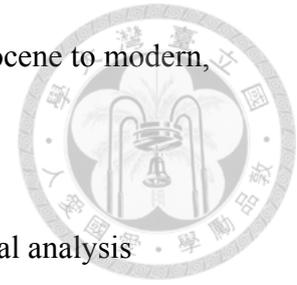


This study focused on the lakes in mid-altitude area of Taiwan. In particular, we use several different proxies including both of physical and chemical characteristics to assessment possible environmental change and its distribution since late Pleistocene. In addition, we compared with archive data of Paleo-Environmental studies to enhance reliability of the interpretations. Furthermore, this study had supplemented with landforms and surface process as possible genesis and reactions to different environmental change trends.

According to the methodology of limnology, this study sampling a core of lacustrine sediment and use physical and chemical analysis to detect characteristics of proxies and quantified for further interpolation. In 2012, this study had collected a 3.6 meter long sediment core vertically to the bottom of Sun-Moon Lake by piston corer which cooperated with Kobe Univ., Osaka City Univ., Kanazawa Univ. and cut into 2.5 cm for further analysis. This study collected a total of 152 samples.

According to Carbon-14 dating, this study extrapolated different deposition rate in different intervals of the sediment core. In particular, this study aimed within the interval during 16ka until present. Time resolution of samples between the End of late Pleistocene and Holocene Optimum represents 300 years per sample, and thereafter

decreased exponentially toward modern. In the interval of late Holocene to modern, each sample represents only 10 years.



Laboratory analysis had been finished by physical and chemical analysis including grain size, grain density, dating, and chemical compositions for further interpretation in the hydrological laboratory in Kanazawa Univ. Our result showed a quantified data set of sediment characteristics to represents the environmental conditions and its changing trends. This study based on the data set for interpretations and discussion with archived data to generalized possible scenes since late Pleistocene.

The results of this study had proposed different sub-stages by occurrence of parameters we had analysed. In particular, there are 5 stages since late Pleistocene to present. These stages include 1. the End of Pleistocene (16ka – 11.7ka), 2. Early Holocene (11.7ka – 6ka), 3. Holocene Optimum (6ka - 4ka), 4. 3ka event (3.5ka – 2.9ka) and 5. Late Holocene (2.9ka – 1930AD). In addition, these stages not only as a division of ages, but also defined differences in depositional environment and possible genesis and process acted on the scene. In addition, the further outcome of this study is related with palynology, sedimentology, and other related research results for integration.

Preliminary results showed at least different scene of environmental change

between each stage. In particular, some stages like long-term scale as millennial stages showed stable trends of environmental change. However, in some special case we can find significant rapid environmental change events are recorded by the quantity change of chemical components in the sediment. This study had proposed several catastrophic events, according to the result of radiocarbon dating, these events are shown in 9.7ka, 3ka, 2ka and 1ka.

The most special case had revealed that according to radio-carbon dating, there had occurred a severe event around 3ka that brought massive sediments into the lake. It seems that Sun-Moon Lake's sedimentation environment is affected during these stages and rapid events.

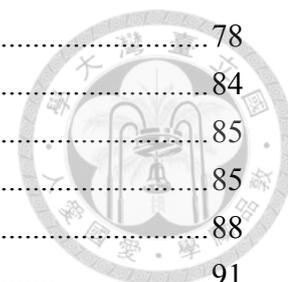
Keyword: Lacustrine sediment, Environmental Change, Holocene, Land Surface Process, Biogenic Silica

# 目錄



誌謝.....	i
摘要.....	ii
Abstract.....	iv
目錄.....	vii
圖目錄.....	ix
表目錄.....	x
<b>第一章 前言</b> .....	1
第一節 研究背景說明.....	1
第二節 研究動機與研究目的.....	3
第三節 界定適用於本研究的取樣對象.....	6
第四節 本研究的時間尺度.....	9
<b>第二章 文獻回顧</b> .....	10
第一節 沉積環境相關之文獻回顧.....	10
1. 湖泊於地形學之基本定義.....	10
2. 湖沼學研究成果與其限制.....	11
第二節 湖泊沉積物相關之文獻回顧.....	13
1. 湖相沉積物的基礎性質-物理觀點.....	13
2. 湖相沉積物的基礎性質-化學觀點.....	17
第三節 地表作用-從剝蝕到沉積.....	20
第四節 台灣的第四紀研究-古氣候與變遷研究相關文獻之回顧.....	23
第五節 從前人研究的結果定義第四紀晚期的環境變遷.....	31
第六節 適用於本研究的定年方法.....	34
<b>第三章 研究區介紹</b> .....	36
第一節 地質概況.....	39
第二節 地形概況.....	42
第三節 第四紀斷層活動與地形的關聯性.....	44
第四節 氣象概況.....	46
第五節 現代化水利工程對日月潭沉積環境的影響.....	55
<b>第四章 研究方法論</b> .....	57
第一節 環境作用之概念化與推論.....	57
第二節 沉積物分析參數背後代表的環境條件與邏輯.....	59
第三節 本研究所產出資料之涵蓋對象與資料形式.....	67
第四節 古環境相關研究之資料整理.....	71
<b>第五章 研究步驟</b> .....	74
第一節 野外工作與取樣方法.....	74
第二節 研究室工作-沉積物物理性質分析.....	77

第三節 研究室工作-沉積物化學性質分析 .....	78
第四節 地圖建檔與 GIS 應用 .....	84
<b>第六章 研究結果</b> .....	85
第一節 定年結果.....	85
第二節 沉積作用發生時間之估算.....	88
第三節 沉積物物理性質分析結果.....	91
第四節 沉積物化學性質分析結果.....	96
<b>第七章 討論</b> .....	105
第一節 界定環境變遷階段.....	105
1.更新世末期(16ka - 11.7ka).....	108
2.全新世前期(11ka - 6ka) .....	109
3.全新世極盛期(6ka - 4ka) .....	110
4.作用於 3ka 之特殊環境事件(3.5ka - 2.9ka).....	111
5.全新世晚期至現代(2.9ka - 1930AD) .....	112
第二節 資料分析與推論之限制.....	114
1.不同年代樣本的時間解析度差異.....	114
2. 各項參數分析結果彼此之間之相關性.....	115
3.單一沉積柱樣本對於環境變遷重建的解釋.....	117
<b>第八章 結論</b> .....	119
<b>第九章 參考文獻</b> .....	122



## 圖目錄



圖 1.氣候變遷與地表作用之簡化概念示意圖.....	4
圖 2.FAO 所設立之土壤判別與成分比例關係示意圖.....	14
圖 3.沉積環境概念示意圖.....	21
圖 4.台灣中部的植群分布與海拔關係示意圖.....	26
圖 5.第四紀研究適用之定年法與其應用年代範圍示意圖.....	35
圖 6.台灣與日月潭所在位置之衛星空照圖.....	37
圖 7.日月潭周圍地區地質狀態示意圖.....	39
圖 8.日月潭及其周圍集水區範圍示意圖.....	42
圖 9.1940-2011 年日月潭氣象站之雨量與溫度記錄之月平均示意圖 ..	47
圖 10.日月潭氣象站之月均溫紀錄.....	48
圖 11.日月潭氣象站之風花圖.....	53
圖 12.日月潭內水流與本研究沉積柱採樣點之關係圖.....	56
圖 13.環境作用中個別參數之關係示意圖.....	58
圖 14.以生物矽含量為例說明環境變遷之簡化概念示意圖.....	63
圖 15.以粒徑組成為例說明環境變遷之簡化概念示意圖.....	65
圖 16.本研究於日月潭進行活塞式取樣器之採樣工作.....	74
圖 17.活塞式採樣器使用步驟.....	75
圖 18.本研究之沉積物分析實驗步驟圖.....	78
圖 19.本研究所進行之化學處理步驟流程圖.....	79
圖 20.碳-14 定年結果與頭社盆地泥炭定年結果關係圖 .....	88
圖 21.本研究自行整理之估算沉積作用時間與樣本分布關係圖.....	90
圖 22.顆粒密度分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖.....	91
圖 23.顆粒密度分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖.....	92
圖 24.砂質、粉砂、與黏土質沉積物分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖.....	93
圖 25.砂質、粉砂、與黏土質沉積物組成比例關係示意圖.....	95
圖 26.粒徑分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖.....	95
圖 27.碳酸鹽分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖.....	96
圖 28.碳酸鹽分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖.....	97
圖 29.有機質分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖.....	98
圖 30.有機質分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖.....	99
圖 31.礦物比例分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖.....	100
圖 32.礦物結果與組成比例變遷之階段劃分圖.....	101
圖 33.生物矽分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖.....	102
圖 34.生物矽分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖.....	103

圖 35.本研究所擷取之沉積柱土壤分布與年代關係示意圖.....	104
圖 36.本研究之沉積物分析成果與年代對比示意.....	107
圖 37.日月潭周邊區域湖泊沉積物相關研究採樣點分佈圖.....	117



## 表目錄

表 1.極端降雨事件與侵台颱風相關資料.....	50
表 2.粒徑資料及其格式.....	68
表 3.化學分析資料及其格式.....	69
表 4.本研究所使用之碳-14 定年樣本基本資料 .....	86
表 5.本研究所使用之碳-14 定年之定年結果 .....	86
表 6.本研究自行整理之估算沉積作用時間與樣本分布關係表.....	89
表 7.本研究所使用與分析之參數間相關性比較表.....	115

# 第一章 前言



## 第一節 研究背景說明

自從全球環境變遷成為炙手可熱的環境議題之後，許多的研究與討論如雨後春筍般出現，近年來的焦點更是放在古環境重建相關的研究議題之上。由於環境變遷的機制遵循自然界的物理、化學、數學等定律並且彼此交互影響，加上其具有古今同律的性質，故對於古環境的瞭解可以作為推估、預測未來環境變遷時所參照的對象，這點相當重要。

台灣身處於亞熱帶季風氣候區以及擠壓和抬升作用為主的板塊聚合帶(何春蓀, 1982)。在氣候以及地質、水文等背景條件皆相當複雜的情況下，使得台灣的自然環境有著相當高的敏感度。具體而言，日月潭周邊區域的地質組成以輕度變質岩為主，並且受到地殼抬升、構造作用、風化作用等內外營力交互作用的影響。夏季時伴隨西南季風所引入的大量降雨，往往引發顯著的地表沖蝕與邊坡破壞，造成大量沉積物進入地表逕流的體系。若該年度有颱風、地震等事件的發生，則加劇了上述作用的發生與其影響範圍，可見氣候變遷對於台灣的地表作用具有相當顯著的影響。對於環境變遷的了解，可作為解釋與嘗試了解自然環境在台灣所處的東亞季風帶環境變遷的途徑。

東亞季風在台灣的影响主要可以分為以西南風為主的夏季季風和以東北風為主的冬季季風。由於兩者是由不同的氣團所驅動，加上台灣的脊梁山脈正好是以東北-西南為主的走向。故每年度不同強度的季風往往對於降雨、氣溫等條件具有顯著的影響。具體而言，以西南季風為主的氣候下，台灣的西南側會有較多的降雨和較為溫暖的冬天；在以東北季風為主的氣候下台灣西南側的氣候則呈現相反的特性，雨量與溫度皆受東北季風強度差異的影響，進而出現變化。

現今所見的地形主要是第四紀的地表作用所遺留下來之跡證。台灣島的形成起源於自六百萬年前至三百萬年前的蓬萊運動(何春蓀, 1982)，可知目前可見的地形幾乎全為第四紀地表作用的結果。以侵蝕為主要的地形，由於其演育作用具有

不可逆的特點，我們已經很難從中找到說明地表作用的相關跡證。但在以沉積作用為主的區域則蓄積了長年地表物質輸送的結果，因此對於湖泊、盆地、河階...等以堆積作用為主的地形研究可以做為探索第四紀自然環境變遷史的具體方法 (Wetzel, 2001)。

具體而言，山區之間的低平地帶作為暫時侵蝕基準面，當物質自相對高處的邊坡、高位階地等地藉由河川、風力、地表逕流等途徑輸送之後，會在這些暫時侵蝕基準面停留下來(Charlton, 2008)。當下游河段的向源侵蝕長期發展，達到足以連通山間盆地以及中下游河段時，才會再次引發侵蝕作用，因此在山間盆地仍以沉積作用為主時，沉積物便是紀錄上游所出現的侵蝕作用的證據。這些證據除了說明長時距如千年、萬年尺度下的氣候變遷之外，也同時記錄者短時距如百年、十年尺度的極端氣象事件或是構造活動等現象，是相當具有研究價值的取樣對象。

## 第二節 研究動機與研究目的

第一節的介紹中已經提及湖泊、盆地等山區之中的低平地帶是河川體系的暫時侵蝕基準面的主要型態。這些暫時侵蝕基準面，是沉積作用發生的區域，其所蓄積的沉積物，便成為地表作用與環境變遷的記錄(Wetzel, 2001)。就地形學的觀點而言，自物質輸送的源頭起(如邊坡、丘陵等)至暫時侵蝕基準面為止，是一個完整的體系(Charlton, 2008)。因此該體系如何受到氣候變遷的影響、導致外營力的作用規模、速率、年代等範疇，都是相當值得進行研究與討論的課題

本研究針對前述所提之敘述提出研究提問。

1. 自更新世末期以來的環境變遷，有幾個不同的階段?個別階段的環境概況為何?
2. 個別階段的環境變遷是否對湖泊沉積物的成分產生影響?
3. 除了長時間尺度的階段之外，是否出現過急遽變化的短時距事件與現象?

本研究之研究動機與核心價值為瞭解更新世末期以來的環境變遷與地表作用之間的關聯，並藉由比對前人研究說明環境變遷的階段，具體變遷趨勢以及可能的地表作用模式。總而言之，本研究的研究目的為藉由本研究對於沉積物成分分析的成果，配合前人研究對於該時期的氣候重建模式，歸納更新世末期以來中海拔湖泊環境的可能概況與環境變遷之過程。

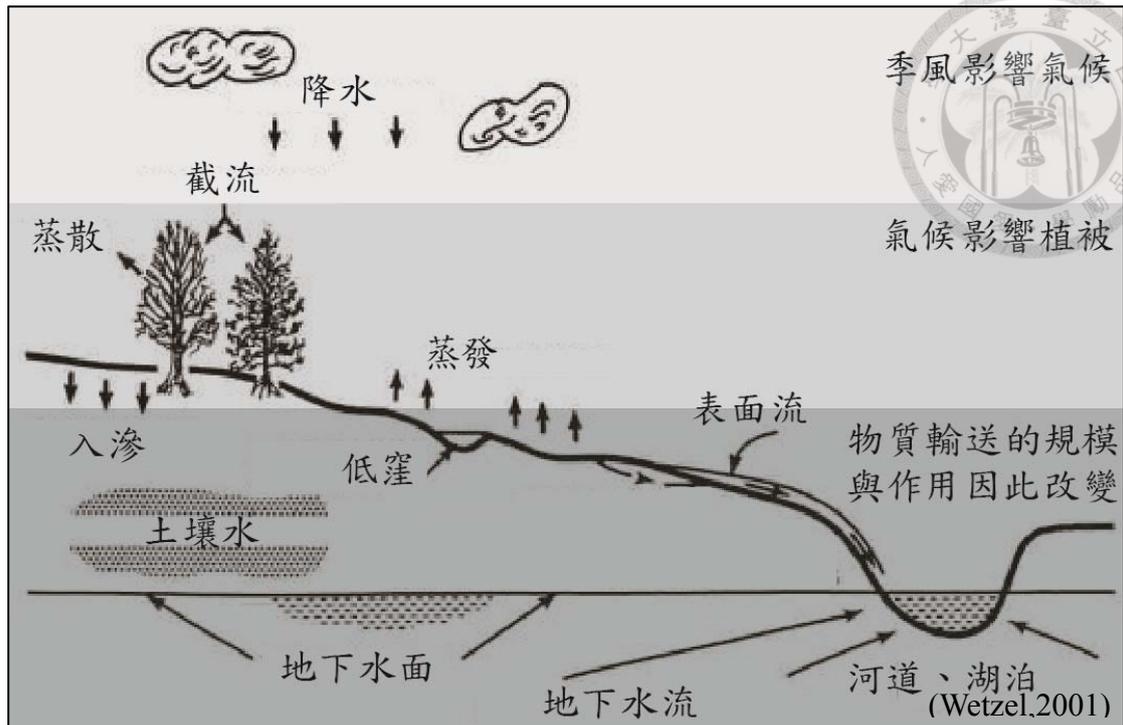


圖 1. 氣候變遷與地表作用之簡化概念示意圖(引用並修改自 Wetzel,2001)

圖 1 為本研究援引 Wetzel 所提出之地表作用與物質輸送的基本概念圖，並且將部分內容修改以作為闡述本研究基本概念的依據。地表的物質輸送主要受到水流以及風力作用為主。然而植生的型態以及密度等特性皆會對於物質輸送的過程產生影響。故在探討地表作用之前，則需先辨明究竟對於降雨、植生等條件產生影響的直接因素為何。植物的生長受到氣候的影響甚鉅，而降雨也是一個地區氣候條件當中的一環，由此可見若能對於一地的氣候變遷進行了解與分析，以及重建古氣候與氣候變遷的演變史。即可據此對於地表作用的型態，以及物質輸送的模式與特性進行推演。而在台灣的氣候條件又深受東亞季風的影響，故可以將本研究的核心概念簡化為「季風影響氣候」、「氣候影響植生」、「地表作用與物質輸送的模式因而發生改變」的過程。

為了回應本節所提出的問題與目標，本研究以湖相沉積物為分析對象，輔以地表地形判讀、地圖整理等 GIS 應用以及周邊環境之孢粉學研究成果，嘗試檢視自更新世末期以來環境變遷的不同階段，以及地表作用對於物質輸送的影響。

除了回應本研究的提問之外，並可以作為後續與台灣地區其他相似研究比對之用。

對於這三個研究提問，本研究可個別提出相對應的研究目的。首先，就”1. 可否將自更新世末期至今的環境變遷可依其條件劃分為數個不同階段?”而言。本研究的具體目標為回顧，並歸納現有相關研究中對於相近時距與年代的研究成果，作為了解台灣環境變遷的背景知識。再根據氣候與植生等條件，說明自更新世末期以來依氣候的乾燥、濕潤、溫暖、寒冷等兩大互相對應的概念，作為分階的標準。這些階段的界定，除了簡化氣候變遷成為質性的結果之外。更是後續相關分析時檢核其信度的參考對象。

再者，就”2. 個別階段的環境變遷是否對湖泊沉積物的成分產生影響?”而言。其方法為自提問 1. 的結果當中針對氣候變遷的現象提出階段的基本型態之後，依該型態對於地表作用、沉積環境的影響，提出理想化的變遷趨勢，依照採樣分析的成果進行比對。進而確認氣候變遷，對於湖泊沉積物的關係，在本研究當中是否存在。

就”3. 湖泊沉積物的分析結果能否紀錄短時距的事件性現象?”而言，由於氣候變遷的時間尺度，可根據分析方法與研究，提問當中對於時間尺度，其認知而有所差異，現有對於台灣地區的環境變遷相關研究，可以分為時間尺度以萬年、千年為主的古環境變遷，以及年、季、甚至是月的現生環境等兩大研究分野。古環境研究中常受限樣本的年代解析，以及氣候變遷對於地表作用的改變，可能具有時間延遲等因素之影響，造成針對事件性作用的解釋，有窒礙難行之處。本研究的具體目標為嘗試提升年代解析度至千年與百年不等之尺度，並藉由迅速且高度異質性的沉積物成分變化作為事件性作用的跡證。配合前人研究提出具有合理性的解釋，以及地表作用變遷的推演。



### 第三節 界定適用於本研究的取樣對象

在研究區的選擇上，為何本研究之所以選擇日月潭作為研究區根據於日月潭具有下列三大特點可以作為本研究所取樣的對象，此三點特點分別為-自古至今長年存在的湖泊、同質性的沉積物來源以及豐富的前人研究作為解釋氣候變遷之參考。

1. 自古至今長年存在的湖泊-由於沉積作用的驅動力是以河流體系的輸送為主，水流在這當中扮演相當重要的角色(Boggs Jr., 2005)。如果盆地內部曾經經歷過乾涸的狀態，則代表水流與其驅動的物質輸送過程曾經停止過。在直到降水足夠使得河川與湖泊再度出現之前，沉積作用便處於近乎停止的狀態。這些乾涸的期間在沉積柱內部就像是空隙一般使得沉積物的資料無法形成一連續性的紀錄。若無法藉由精確的定年分析將這些空隙的年代個別算出，則在操作與分析上會面臨實際上的困難。且由於沉積環境根本上的差異，若將這些空隙忽略而將整根地層柱視為一連續性的資料，則會使的分析的結果面臨信度不足的問題。

大致上，在沉積作用不顯著的情況下，難以擁有足夠的沉積物在盆地內部出現，進而作為分析所用。因此在顧及資料連續性的情況下，取樣對象應具有長年皆為湖泊、沼澤、濕地，且其規模必須大的足以抵抗短時距的乾燥環境與事件，具有這些狀態的湖泊是較適宜做為分析所用的對象。

2. 同質性的沉積物來源-地表逕流是帶動物質流動的主要作用模式，因此在整個體系作用的範圍內，物質都會逐漸被搬運到暫時侵蝕基準面並且沉積(Boggs Jr., 2005)。可知沉積物的來源對於其成分、組成有著相當顯著的影響。由於不同的組成成分對於同樣的環境事件變遷下會有不同風化特性，此條件間接影響了沉積物的組成以及特性。故若無法確認沉積物來源是否同質的情況下，藉由沉積物成分分析環境變遷的可能模式便有實際上的困難。

基本上若要確認沉積物不同來源的影響，必須對其上游區域的岩石、土壤、

植物等進行採樣，並針對個別種類的風化特性，進行分析與歸納以作為分析環境變遷的參考基準。倘若是在來源單一、同質性高的情況下，則可以較為直觀的利用組成成分當中個別參數的變化進行分析。故在選擇研究對象時，多以集水區內母岩、土壤等成分較為均質、單一的集水區作為考量為較優的選擇。

大致上集水區內的母岩與土壤成分受構造，面積的影響較為顯著，因此當暫時侵蝕基準面的物質來源是以較長的河流為主，則較為容易受到此現象的影響。反之，若該侵蝕基準面周邊並無大河注入，則其物質來源較為均一(Wetzel, 2001)。

由於人類活動對於水源的需求，使得近代以來有大量的水利工程出現。山岳地區的水利工程主要的型態以水壩、攔砂壩、引水隧道等類型為主。水壩與攔砂壩除了調節水流之外，亦形成新的暫時侵蝕基準面，進而影響河道整體的沖淤特性，對於其上下游的暫時侵蝕基準面都會造成影響。引水隧道則屬於較為不同的形態，由於引水隧道多半為自其他集水區將初步過濾後的水流導引至現存的暫時侵蝕基準面(如湖泊、離槽水庫等)。因此對這些受引水隧道注入的暫時侵蝕基準面而言，其沉積物來源便除了原有的周邊集水區以外更加上了引水隧道導流口上游的集水區(Ochiai et al., 2012)。

若兩地的水文條件有顯著的不同，將會使得該區域的沉積環境產生相當明顯的改變。基於上述所提及的原因，人工化的沉積環境其條件又比自然的沉積環境更為複雜，因此在進行分析時，必須將人工化的影響釐清。此外，由於水利工程的出現多半與工業化有關，因此在考慮長時間尺度的環境變遷之下並非本研究所關注的焦點，故此條件對於日月潭在進行沉積物分析以重建環境變遷與地表作用的關係之影響較為輕微。

3. 豐富的前人研究作為解釋氣候變遷之參考- 日月潭區域的前人研究最初起源於日治時期對於埔里盆地群的地形研究。隨著戰後對於考古學、人類學、地質學等其他研究的引入，日月潭與周邊的頭社、魚池等盆地當中已經具有諸多研究



將數萬年以內的氣候條件進行分析與歸納。其中又以孢粉學的研究結果最為豐碩，故在第二章的文獻回顧當中，即針對孢粉學研究對於古氣候重建之結果，配合東亞季風作用模式的差異之討論，進行回顧與整理，將本研究所關心的萬餘年來之古氣候模式與變遷建立了參考對象，以作為本研究探討氣候變遷與物化性質的相互關係之根基。

具體而言，本研究以台灣中海拔地區的山岳湖泊為取樣對象，以前人研究對於台灣地區萬餘年來的環境變遷所建立之模式，配合本研究所進行的沉積物物化性質分析結果進行探討。說明兩者之間的關聯性，討論氣候變遷對於湖泊沉積環境的影響。目前台灣現有的諸多山岳湖泊中，符合上述條件的對象主要集中於中央山脈的西麓。其中又以日月潭擁有較佳的可及性與諸多的先行研究，相當符合本研究對於研究區選擇的需要。



#### 第四節 本研究的時間尺度

本研究為利用湖泊沉積物採樣，進行物化性質分析後，與現有研究相互比對，探討台灣中部地區萬餘年來的氣候變遷，以及沉積作用之間的相互關係。湖泊沉積環境的相關研究，受到時間尺度的影響，可以分為現生環境與古環境等兩大類研究。由於本研究的核心發問，聚焦於環境變遷對於湖泊沉積作用的影響，因此是探討古環境為主的研究。古環境研究，受限於採樣技術、資金、取樣對象之存續時間等不同條件的影響，進而決定了該研究的時間尺度，以及年代解析度。本研究自 2012 年 2 月底，偕同日本金澤大學、神戶大學以及大阪市立大學之研究團隊，於日月潭利用活塞式取樣器，取得一長約 3.8 米的沉積物樣本。待取樣完成，進行樣本切割與保存等處理時，將該沉積柱當中所含的碳化植物碎片、木塊、果核等取出，另作保存以作為碳-14 定年所需之樣本。本研究為了界定時間尺度之上限，選擇所探得之樣本中，蘊藏於最深處的碳化果核進行定年(樣本編號 145 號，深度為 3.6m)。

根據碳-14 定年的結果，該樣本的沉積年代約為距今 14.5ka 左右，誤差為正負 50 年。之後再根據其他樣本進行碳-14 定年的結果，以內插法估算本研究所有樣本的沉積年代。可得知最深處的樣本(樣本編號 152 號，深度為 3.8m)的沉積年代推估值約為距今 16ka 左右。然而受到取樣時底部樣本受到擾動，加上缺乏明確定年結果作為參照等因素之影響。故本研究的時間尺度之上界定為距今 14.5ka 處(即樣本編號 145 所在之處)，下界則是定於日月潭水利設施開始施作之西元 1930 年代為止。整體時間尺度共計一萬四千餘年左右。並根據此時間尺度，針對前人研究中相同年代與環境，所建立之環境變遷模式進行整理和歸納。成為本研究分析時的參考對象，以避免年代劃分出現錯誤，確保本研究的合理性與客觀性。

## 第二章 文獻回顧



### 第一節 沉積環境相關之文獻回顧

由於本研究的主要取徑為藉由沉積物的成分分析，進行環境變遷與地表作用的推演。因此必須針對湖泊的定義、沉積環境的作用與特性等相關議題，進行回顧與歸納，並輔以湖沼學研究的近期發展，及其研究限制，作為說明本研究在地形學的意義。

在進行方法論的探討之前，必須先對於沉積環境，以及沉積物的來源有簡明的定義與了解方能進行。以下文獻回顧的部分，以湖泊在地形學的基本定義為探討的開端，先針對沉積環境的基本性質進行定義。爾後再回顧沉積物的基礎性質，並分為物理觀點與化學觀點，兩大分類及其相對應的應用方法，進行回顧與討論。最後再將與湖泊相關的地表作用模式，納入回顧當中，以建立本研究在界定研究環境、分析方法和推論邏輯的背景知識。

#### 1. 湖泊於地形學之基本定義

湖泊是地形中相當常見的元素之一，以地形的觀點來定義，常態性存在於暫時侵蝕基準面的水體，且有固定的位置、豐枯變化等都可以視為是湖泊的基本定義。由此可知湖泊的存在，必定為周圍集水區的暫時侵蝕基準面，是沉積作用的作用區域。由於地表的搬運介質可以分為水流與氣流兩大類，但氣流搬運物質多半是以沙丘等濱海、乾燥氣候區為主，故對於湖泊的物質搬運作用中，通常是以水流為主要的探討對象。在湖沼學的體系中，對於湖泊的分類，主要是根據湖泊的成因作為分類依據(Hutchinson, 1957)。本研究將其分類方法修改，以簡明描述湖泊的基本性質，並以此作為判定日月潭的基本性質所用。

## 2.湖沼學研究成果與其限制

近年來對於湖沼學相關研究的文獻當中以 Wetzel 於 2001 年所出版之回顧性專書《*Limnology: Lake and River Ecosystems*》為現今廣泛應用的文獻之一。

歸納自 Wetzel 於 2001 年所提出之見解以及近年來湖沼學研究的相關議題之結果，可知現今的湖沼學研究，其核心發問可以根據所關心的時間尺度而有所差異。在解釋環境變遷與湖泊本身的條件差異時，則須借助地質學、地形學、生物學、物理學、化學、數學等基礎學科的模式、推演、實驗等具體研究方法。

對於現生環境而言，湖沼學研究的核心課題，為藉由現今氣象觀測、人類活動、地表作用等歸納與分析後，其對於湖泊環境的影響機制為何？例如工業化的推行與森林砍伐等產業活動，對於湖泊酸化的影響趨勢。以及如何藉由特定放射性元素在湖水與湖底泥的濃度，推估大氣流動對於特殊事件所產生的物質流動造成影響。抑或是藉由湖底地形的變遷，解讀邊坡沖蝕與物質輸送，解析湖泊的沉積物流動路徑、分布型態等相關研究(Ochiai et al. 2012; Wetzel, 2001)。

簡而言之，現生環境的研究，著重於藉由可觀測的事件與湖泊對該事件的反應作為樣本，針對彼此之間的對應關係進行探討。其為高度量化、重視數據分析、多次針對同一地點進行採樣等方法之研究。此類型研究所產出的成果，可做為湖泊環境監測的背景，並藉此推估湖泊環境在未來的可能變遷趨勢。

現生環境之研究具有高精度與量化推估的優勢，並且可與現時的地表作用與環境條件進行互相比對的特點。其研究結果可將湖泊環境變遷，利用數學公式表示，為其一大優點(Wetzel, 2001)。其缺點則為若該湖泊周圍的環境調查資料相對缺乏，或是對於該區域的地表作用機制，尚未得以建立量化的關係式。抑或是該研究所需追蹤的特定物質、現象的發生並不顯著時，則難以據此提出明確的研究成果，是現生環境研究的一大限制(Wetzel, 2001)。

相對的，就古環境研究而言，研究的重點為如何藉由湖泊當中的沉積紀錄，找尋古環境變遷所遺留下來的跡證，並進而推演環境變遷的階段、模式、作用規

模、以及年代關係等面向之研究。例如從湖泊沉積物中發現特殊物質的富集，是否得以藉此印證古環境變遷的趨勢當中，曾經出現與之相對應的環境變遷機制(Orkhonselenge et al.,2012)。而該事件之發生除了局部性的作用於研究區域之外，是否與全球尺度的環境變遷機制相互關連。抑或是藉由湖泊沉積物的組成成分差異，推估出古代此地的植群、生物群以及水文條件和現代是否具有顯著差異等(Kashiwaya et al., 1995)。

此類研究的具體方法與短時距研究大致上是相同的，都是藉由湖泊自然條件的變化做為應變變因，而影響自然條件產生變化的模式、機制、作用，做為控制變因。從基礎科學對於控制變因的了解、建構出兩者之間的關係式，成為解讀應變變因的邏輯與方法(Wetzel, 2001)。

簡而言之，古環境研究為質性與量性並重，以沉積柱、孢粉化石等古環境作用所累積的樣本為研究對象，此類型研究的成果，可以做為說明古環境變遷研究具體樣貌的途徑。並且藉由不同區域之間的研究對比，證明目前已知的全球性環境變遷機制，是否曾經作用於該研究區，該作用的規模和持續時間等面向之探討。

古環境研究是採用一較為巨觀的視野，並配上細微的分析方法，說明現今的時間尺度下人類所無法親眼見證的事件，此點為古環境研究的一大特長(Boggs Jr., 2005)。然而古環境研究之應用範圍，明確受限於樣本所能代表的時間尺度，以及採樣的技術限制，沉積作用是否發生間斷，現代化開發對於沉積環境的干擾等影響。因此在採樣技術未能克服的環境，古環境研究的實證性質便難以發揮，此為最大的限制(Wetzel, 2001)。



## 第二節 湖泊沉積物相關之文獻回顧

在本章第一節，有關於湖泊沉積物的介紹中，提及沉積物的主要輸送來源，是以地表逕流的搬運作用為主。在常態且流量穩定的狀態下，沉積物的種類、粒徑、風化程度等應為均質。若有出現變化，則可以依據時間尺度與週期性，判定應為季節性的變化或是沉積環境出現變遷。因此界定這些沉積物的特性，可以作為解讀環境變遷，或是環境中出現極端事件。

大致上，沉積物的特性，可以粗分為物理性質以及化學性質兩大類。物理性質所指涉的對象，為物質自母岩風化、剝蝕、搬運以至沉積的過程當中，對其粒徑與密度等物理特性所影響的結果。化學性質所指涉的對象，則為物質在搬運以及沉積的過程中，對於其組成成分、個別成分之比例、生物作用的規模與時間分布的影響為主，一般狀況下，沉積物內部所含的物質，大約可以分為礦物、有機質、水、空氣、生物砂、碳酸鹽等數大類。

### 1.湖相沉積物的基礎性質-物理觀點

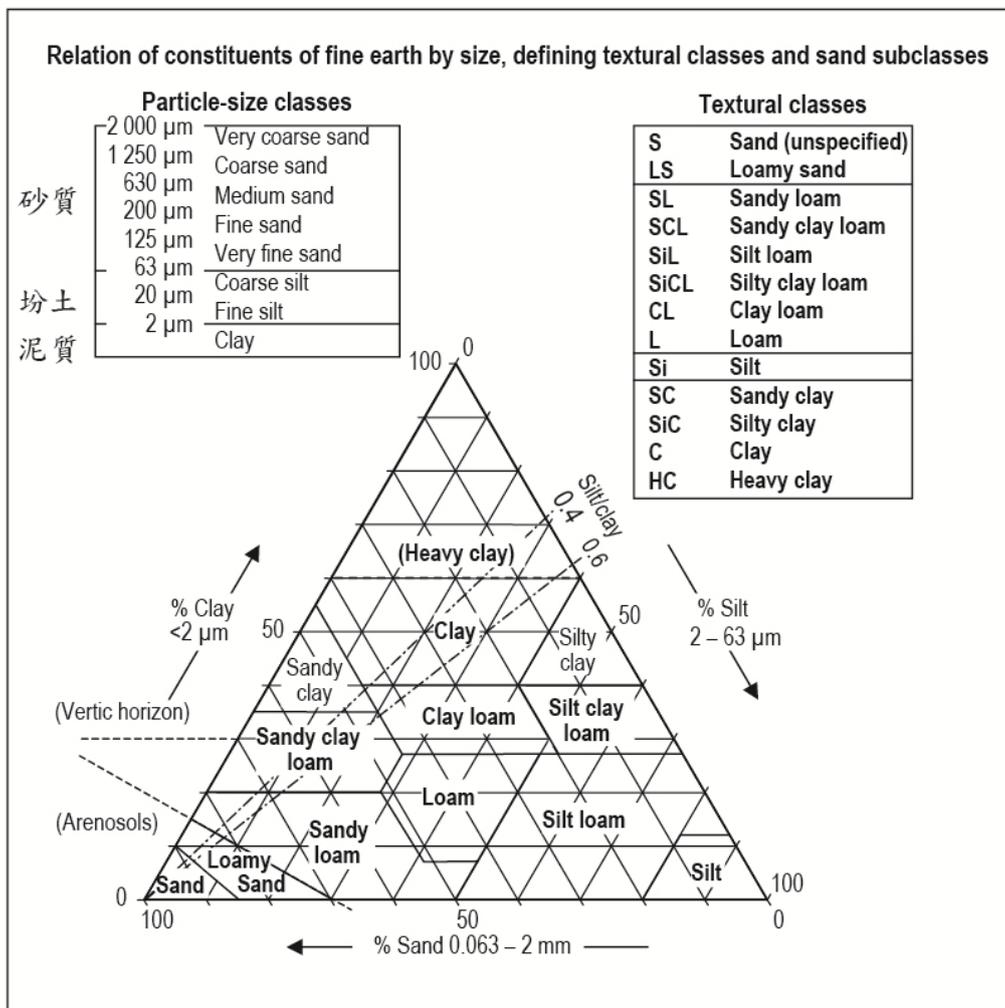
地表作用與沉積物最直接的關聯，表現在風化物的物理性質當中。地質材料在剝蝕、搬運這兩大過程之間，受到摩擦力、重力等影響，逐漸改變其顆粒大小與外型(Boggs Jr., 2005)。因此粒徑分析可視為解讀剝蝕作用與搬運作用強度的參數。此外，由於自然界的物質其密度為一定值，密度分析的結果，可以做為檢視物質組成成分的參考指標(Schnurrenberger et al., 2003)。

粒徑的定義為顆粒的尺寸，根據不同的大小可以分為礫、砂、粉砂、泥等數類。由於沉積物多半是以混合物的型態為主，故難以將其粒徑用單一數值概括化。因此在計算沉積物的粒徑時，必須設立不同的級距，將分別屬於礫、砂、粉砂、泥等大類的比例算出，依比例做為分類時，所使用參考的依據。時至今日，粒徑分析的應用，在地球科學中是相當廣泛的方法。舉凡沉積學、地形學、湖沼學、考古學等研究，皆有使用粒徑分析，作為量化指標的應用方法(Folk,1966)。根據

不同的使用目的，粒徑分析時所設立的級距，以及沉積物的分類指標，也有眾多不同的標準做為參考。各指標之間，具有些微的差異，且差異多出現於不同群組的分界，例如坩砂的上界在部分標準中則是使用 36 微米，以及各類別組成之混合物的比例等細項。



本研究所採用的指標為聯合國農糧署(以下以 FAO 作為代稱)於 1990 年代所公布的《FAO Guidelines for Soil Description & World Reference Base for Soil Resources》其內容當中，以粒徑進行土壤分類時所使用的指標(FAO, 2006)。如下列之圖 2 即為本研究所援引，作為界定沉積物物理性質的參考。



Source: According to FAO (1990)

圖 2.FAO 所設立之土壤判別與成分比例關係示意圖(修改自 FAO,2006)



砂質是較為粗顆粒的風化物，其粒徑分布為 60 微米至 2 釐米之間。由於其顆粒最為粗大、亦即其質量亦較粉砂與黏土質風化物為高。因此在外營力作用的動能未達到足以推動砂質顆粒移動的閾值時，則代表該環境下的剝蝕以及搬運等作用便相當難以將砂質沉積物帶入湖泊等沉積環境當中。由此可知砂質沉積物為主的環境應為河道等流動水體所在的區域。或是代表該沉積作用發生的時期剝蝕作用相當旺盛，以至於粗顆粒的砂質風化物也受到外營力影響而進入沉積環境 (Boggs Jr., 2005; Schnurrenberger et al., 2003)。除了常態性的氣候變遷之外，短時距的事件性作用也會造成砂質沉積物的富集現象。如地震、塊體運動、崩塌、大規模開發、伐木、森林火災等造成地表植被被迅速破壞的作用都會造成粗顆粒物質在短時間內大量進入沉積體系的現象發生。

粉砂為介於泥跟砂當中的中間型態，其粒徑為 2 微米至 60 微米之間。在台灣大部分的風化層當中都是以粉砂為主要組成。由於粉砂的顆粒過粗，以至於無法如同黏土一半具有凝聚的特質以抵抗外營力作用，因此粉砂可以說是需要最小動能即能受外營力作用而引發侵蝕的物質 (Boggs Jr., 2005; Schnurrenberger et al., 2003)。水力沖刷以及風力吹蝕兩大流體都能對粉砂產生作用。具體而言，粉砂以及黏土質風化物是臺灣地區地表最常見的物質，因此成為沉積物當中的主要組成。當地表作用並未出現劇烈的型態如山崩、地震等模式作用時，便難以引發足以驅動砂質，礫石等其他粗顆粒物質的剝蝕與搬運作用。因此在常態之下，湖泊沉積物組成較難以見到粗顆粒物質於其中的型態。

黏土質為地表中可以見到最細顆粒的物質，其粒徑為小於 2 微米的顆粒皆為黏土質所指涉的範圍。由於其顆粒最小，質量也比粉砂和沙質顆粒為輕，因此在力學的觀點上也為最容易受到流體作用而被侵蝕作用剝蝕的物質。然而其顆粒過小以至於混合物當中的分子之間得以產生凝聚力，此機制的影響則使得當降水及地表逕流的強度不足形成表面流時，黏土質風化物便受凝聚力的影響形成膠體，反而對外營力產生阻抗，造成剝蝕作用不顯著的現象 (Boggs Jr., 2005;

Schnurrenberger et al., 2003)。因此若黏土質風化物成為沉積物當中的主要組成，則代表該階段的氣候偏向濕潤，或是有足夠的降雨等外營力作用以克服黏土質風化物因凝聚轉變為膠體所產生的抵抗力。故黏土質沉積物反映了較坩砂為濕潤或是的環境剝蝕作用較為旺盛的環境。

密度分析的應用方法，是以工程學的應用為主，具體應用為計算地基強度以及建物量體所用，由於藉由密度估算的結果，可以得知土壤的物理特性如組成、膠結度、壓密性等特性。這些因素又與風化、剝蝕、沉積等地表作用具有關聯，可知若將密度分析作為分析沉積物樣本的參數，具有其實質上與操作上的合理性與方便性。值得注意的是，密度的定義根據樣本的不同條件，有不同的子分類，如乾土密度、濕土密度，顆粒密度等，而這些子分類的應用皆有其特殊目的。本研究以最普遍的應用為主，即顆粒密度，其定義為將樣本中的水分烤乾蒸發後，並且磨粉將土壤中的孔隙排除，進行密度分析(Schnurrenberger et al., 2003)。

顆粒密度的定義為計算物質的總量與體積之間之比值，其計算單位為克/立方公分。影響密度的主要因素，受限於樣本的組成物質，故以金屬、礦物等無機物為主要組成，且經過良好的壓密、膠結等作用影響過後的沉積物，具有較高的密度。相反的，若樣本的組成是以有機物為主，或是未經過良好的壓密與膠結等作用之影響，使得其內部具有較高的孔隙率，則會形成密度較低的沉積物(Schnurrenberger et al., 2003)。簡而言之，密度對於湖泊沉積物的影響，主要受限於有機物的組成比例以及壓密等作用的影響。湖泊當中的生物作用與沉積物的來源及流路特性等，皆會對於有機物的比例具有影響。

密度分析的結果，除了說明樣本的組成與物理特性之外，亦可以作為推測湖泊及其周圍環境，生物作用與生物量的指標之一。由於本研究同時對沉積物樣本進行化學分析，在得以估算有機質比例的情況之下，密度分析的結果相對具有較多不確定性因素。因此密度分析在本研究的分析當中，以檢核化學分析的結果為主。

在現有相關的討論當中，針對不同觀點下的物理性質，有諸多的定義與選擇可用，本研究並非探討局部空間的沉積作用，而是探討環境變遷對於地表作用的影響。故對於沉積物物理性質分析，重點為藉由物理性質的差異，界定剝蝕作用強度的關聯，而非探討顆粒在湖泊當中的移動與沉積特性。

## 2.湖相沉積物的基礎性質-化學觀點

一般在湖泊沉積物當中的物質，可以根據其來源之有機物含量等性質，分為有機性與無機性物質兩大類。在本研究的回顧當中，針對有機物與無機物作為判定沉積物化學性質的兩大基準。而在有機物當中，根據其作用的差異再細分為有機質、生物矽以及碳酸鹽等數類。

有機物的定義為沉積物當中所有經過生物體與生物作用後所遺留或代謝之化合物為主。在化學元素的觀點上，自然界中大部分的含碳化合物，都是構成有機物的基本物質。有機物的形成，可以代表湖泊周邊環境，生物作用的規模與總量。無論是動物或是植物，其生存時所作用的化學反應(如攝食、光合作用)，以及死亡後所留下的遺骸，都是有機物的主要來源。

具體來說，當湖泊周圍的物質輸送進入湖泊之後，水體內部的細菌、藻類等微生物，以分解這些有機物為主要的作用型態。受到分解後的元素便溶入水中形成溶解質，此後再受到化學作用的影響，結合成化合物並沉積在湖底(Conley,1988; Hondell, Curtis and Brenner, 1995; Schnurrenberger et al., 2003)。以上所提及的過程可以簡化為周邊環境生物的叢生、擴張等的現象，因此有機物可以指出湖泊及其周邊環境生物量的極盛期，是相當適合作為分析所用的化學性參數(Murakami et al., 2012; Orkhonselenge et al., 2012; Qiu et al., 1993; Kashiwaya et al.,1995)。

生物矽為生物作用後所遺留的矽元素所組成之化合物的總稱(Street-Perrott and Barker, 2008)。矽元素在自然界中的來源主要是以礦物、土壤等來源為主，在生物體當中則以骨骼和細胞膜為主要蘊藏的器官。但與生物體的骨骼相比，岩

石與土壤的總量則大上許多。因此環境中出現的矽元素，大部分在未受生物作用的影響下，進入湖泊直接沉積，屬於無機物的範圍。生長在湖泊當中的矽藻、淡水海綿等微生物，其骨骼與細胞膜等器官，同樣具有矽元素與含矽的化合物。這些微生物的出現，使得環境中部分的矽元素，經過生物作用的影響後沉積至湖底，即稱之為生物矽(Kashiwaya et al.,1995; Conley,1988)。

生物矽的出現可以反映沉積作用發生的當時湖泊內部矽藻與淡水海綿等族群的規模與持續時間(Street-Perrott and Barker, 2008)。根據湖沼學與生物學相關研究的結果，影響湖泊內矽藻群族總量的因素主要有三大類-濁度、酸鹼度以及深度。由於這些條件都會影響矽藻的生存，因此當濁度上升、湖泊酸化以及水量減少的情況下，都會使得矽藻的總量下降，進而使得生物矽的含量減少(Street-Perrott and Barker, 2008)。反之當水量充足、湖泊未受到酸化影響，水質清澈的情況下，較為適合矽藻生長。進而使得沉積物當中的生物矽含量出現明顯的增加(Murakami et al., 2012; Orkhonselenge et al., 2012; Qiu et al., 1993)。

碳酸鹽在湖泊沉積物中是相當常見的成分。在地表作用當中，碳元素主要是依據碳循環的過程在氣圈、水圈、生物圈以及岩石圈當中轉移。以湖泊環境而言，碳元素是以生物殘骸、二氧化碳溶解等方式進入湖泊當中。其中生物殘骸因為含有機質，得以藉由湖水中的細菌吸收、分解等作用所消耗。碳元素便因此進入湖水當中。但當湖泊面臨顯著的乾早期時，大量蒸發的影響使得水體迅速縮減，進而造成湖水當中的溶解質濃度顯著上升(Hodell, Curtis and Brenner, 1995)。隨著水體縮減的同時，細菌的分解能力亦跟隨下降。當湖水的量體逐漸縮小達到一定程度後，碳酸鹽的濃度便上升到近乎飽和狀態，之後便形成固態的碳酸鹽並沉積於湖底(Qiu et al., 1993; Kashiwaya et al.,1995; Conley,1988)。其中最為顯著的例子為石灰岩地區的湖泊，在乾旱時會出現石膏沉積於湖底的現象發生(Hodell, Curtis and Brenner, 1995)。

礦物為湖泊沉積物當中另外一種常見的主要成分。礦物的主要組成成分，是



以各類無機性的金屬與非金屬元素為主。礦物的主要來源是以邊坡剝蝕與河道輸送兩種作用而來((Murakami et al., 2012; Orkhonselenge et al., 2012)。來自岩石與土壤當中的金屬元素、無機物被搬運到湖泊後，由於細菌與其他生物無法直接利用，便直接沉積於湖底。因此當湖泊沉積物當中的礦物含量，出現顯著增加時，則代表當時的剝蝕作用與搬運作用較為旺盛，沉積物在進入湖泊後，尚未受到生物性過程的影響，便直接沉積於湖底。礦物大致上可以做為界定沉積物來源、判別剝蝕以及搬運作用的強度所使用之參數。除此之外，亦可以藉由沉積物當中的特定元素，作為界定環境變遷事件與作用形態的跡證(Murakami et al., 2012; Orkhonselenge et al., 2012; Kashiwaya et al., 1995)。

### 第三節 地表作用-從剝蝕到沉積

台灣地區的植生覆蓋率相當高，且普遍以木本植物及森林為主，植被對於的地表的保護作用，加上細顆粒物質本身的凝聚性、內陸地區風速普遍偏低等因素的影響。在台灣島內的中海拔山岳地帶，風力吹蝕與風力搬運作用並不顯著。從此特點來看，中海拔山岳地帶的物質輸送與流動，仍是藉由地表逕流以及邊坡破壞等方式較為常見。對於地表逕流的輸送性質與作用模式之了解，便是解讀與推演地表作用的主要途徑之一。界定物質輸送的來源區以及沉積區，便是相關分析工作的首要步驟，在確定空間中的範圍後，才能對於地表作用進行描述(Boggs Jr., 2005)。

地表逕流的定義為存在於地表的水流，在規模不足以匯聚形成河系的情況下，以降雨事件過後，地表風化層達到過飽合狀態，無法入滲的水流累積形成表面流為最常見的型態(Boggs Jr., 2005)。

邊坡破壞係指固體地質材料如風化過後的土壤、岩塊等因在邊坡上的支持力無法抗拒重力的影響而產生崩落。岩穴崩落、地滑、潛移等塊體運動的型態，都是相當顯著且明確的案例(Young, 1960)。邊坡破壞泛指各類型作用，主要發生於河道兩側邊坡的塊體移動作用，使得大量的風化物崩解，迅速輸送進入河道的現象。不同於需要千年、萬年等長時距尺度的地形演育，邊坡破壞的作用相當迅速，多半為事件性作用的結果。

當地表逕流獲得穩定且充足的水源補充之後，便逐漸發展成為河系。河水受到重力驅動往低海拔地區流去，重力轉換成動能，使得水流的侵蝕能力便是形塑河川上游地貌的主要作用力。當河流進入低平地區時，流水的動能不足以搬運其內部所夾帶的物質，便引發了沉積作用的發生(Boggs Jr., 2005)。此類環境特點所構成的空間，即稱之為沉積環境。地表的沉積環境最主要的型態為海洋、湖泊、濕地、沼澤等各式各樣不同的形態。

剝蝕作用以及沉積作用，是地表物質輸送最為基本的兩大作用模式。從

Charlton 等人對於剝蝕作用的了解中，可以得知地表物質輸送的起源為自邊坡開始產生剝蝕，隨著崩積、沖蝕等作用的影響下，進入河川等地表逕流體系(Charlton, 2008)。如圖 3.所示，風化過後的物質隨著河系的搬運，進入暫時侵蝕基準面後引發沉積作用。

隨著地形逐漸演育的結果，原先所存在的暫時侵蝕基準面，可能因為均夷曲線的改變、或是永久侵蝕基準面發生變動，使得侵蝕作用再度被引發。這些再次被地表逕流帶走的沉積物，歷經同樣的作用與過程，抵達其最終的目的地，即永久侵蝕基準面(Boggs Jr., 2005)。本研究所關心的重點為湖泊沉積環境與湖泊沉積物之分析，並未考慮到物質再度向海洋輸送的途徑，及其可能作用模式。因此本研究將地表作用的種類與過程簡化，僅就物質自邊坡剝蝕作用開始，直至湖泊沉積為止之間的過程，進行描述與討論。並且針對不同環境作用模式與氣候條件，對於沉積物的影響作為解讀時參考的依據(Kashiwaya et al., 1988)。

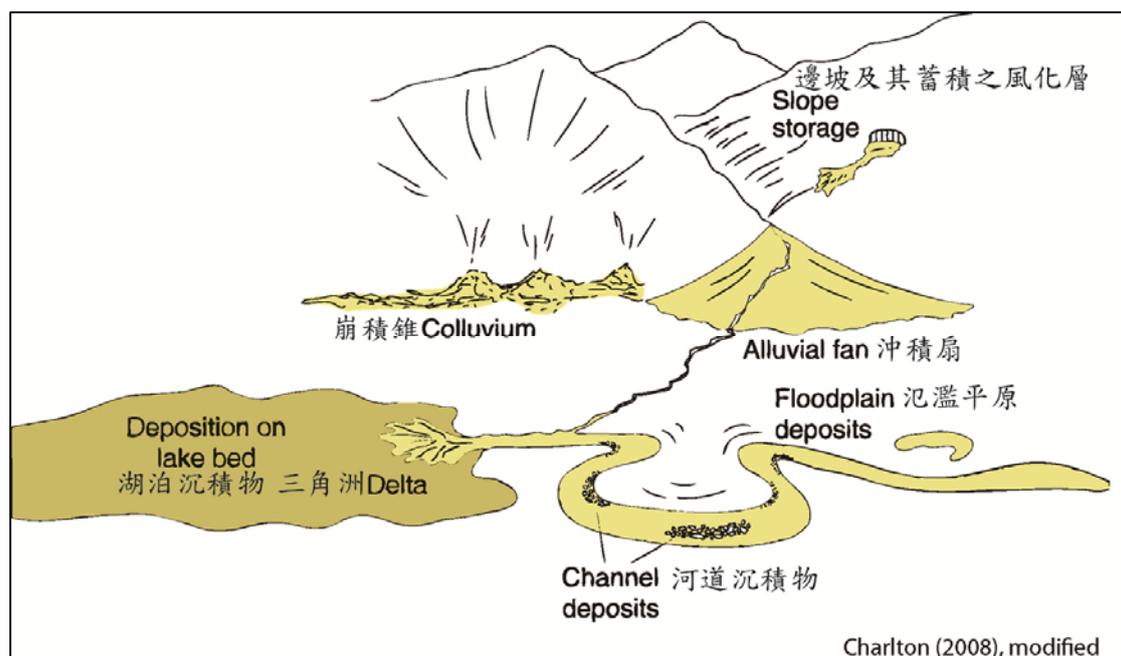


圖 3.沉積環境概念示意圖(引用自 Charlton,2008)

地形學研究當中與本研究概念相符的相關研究，最早起源自對大型湖泊的研究，因此目前已有大量對於內陸大型湖泊的相關研究結果出爐。從這些研究的結果當中，可歸納出湖泊沉積物的含量分析的結果，可以視為反映湖泊生產力、水深、沉積率、剝蝕作用的參數(Conley,1988; Kashiwaya et al.,1995; Kashiwaya et al.,1988; Qiu et al.,1993; Shichi et al.,2009)。這些參數變異趨勢可用來推估古氣候變遷的狀況。這些分析方法在應用層面上，已經具有長期積累的成果做為參考，是成熟且實用的分析方法。

#### 第四節 台灣的第四紀研究-古氣候與變遷研究相關文獻之回顧

台灣現有的第四紀相關研究已進行達數十年之久，對於台灣地區的古氣候、地表作用模式以及環境變遷等面向，皆有諸多討論。根據這些研究結果，可以將台灣在第四紀的環境變遷，建立初步的歸納與認知。此類研究主要關心的對象為尋找地表作用所遺留之證據，並且說明相對應的環境變遷趨勢、事件與其作用強度，以及作用的空間分布等相關之討論。具體而言，第四紀研究當中，所取樣及分析的對象，大略有孢粉、沉積構造、鋯石核飛跡、泥炭、礫石層與古水流方向、海階與海水面變遷等數種方法為主(Cheng and Teng, 1990; Liew et al., 1990; Liew et al., 2006; Liu et al., 2001; Teng et al., 2001)。

本研究的研究區與採樣對象，是以台灣中海拔地區，山岳湖泊的沉積物分析為主要取徑。由於沉積構造相關研究的研究對象與操作方法，是以河川上中游的河階地、西南海岸地帶的沉積構造為取樣對象。海岸地帶深受海平面變遷、潮汐以及風浪等外營力作用影響，而海平面變遷又與全球氣候相關。因此探究氣候變遷對於沉積作用的影響時，必須同時將海進海退的全球趨勢，納入探討當中(張瑞津等 1996; Liew et al., 1990)。但沉積構造相關研究的取樣環境與所參考的背景知識，與本研究所關心的研究對象有所差異，孢粉學與沉積構造相關的研究結果，與本研究的核心概念較為切合。下列對於台灣第四紀環境變遷研究回顧，以研究對象較為相近的孢粉學研究為主。

台灣的孢粉學研究發展始於 20 世紀中期(Tsukada, 1967)，其後以解讀古環境變遷為主要研究方向。孢粉學研究的基本運作原理，係為利用一系列化學處理，將沉積物當中的孢粉化石析出，並分析沉積物樣本中孢粉的總數，以及個別物種所含之比例。將大量出現的優勢物種，做為主要觀測對象，利用現今該物種主要棲地的氣候與環境條件，作為推估沉積作用發生時，該地的氣候與環境條件的參考依據。因此在孢粉分析當中，若得以界定特定物種的比例大量提升，則可知當時湖泊周圍的環境條件，應以適宜該種植物做為棲地的自然環境為主(Tsukada,

1967)。

台灣最初的孢粉學研究起源自 1960 年代，在當年由耶魯大學與中央研究院和台灣大學所合作的『臺灣省濁水大肚兩溪域自然與文化史科技研究計畫』(以下以”濁大計畫”為代稱)(中央研究院, 2013)。濁大計畫的具體工作，即針對台灣中部地區的河流與盆地，其內部長年所累積沉積物樣本進行孢粉分析，藉此作為推估古環境概況的依據。在濁大計畫的研究成果當中，主要探討課題為人類活動的時空分布狀況。從該計畫的結論中，人類進入埔里盆地群的時間為距今四千年前左右(張光直, 1977)。因此將孢粉學研究的成果中，亦於該時期發現禾本科花粉大量出現的紀錄與考古紀錄相互配合後，藉此說明人類移入的可能時間及其影響(張光直, 1977; Tsukada, 1967)。其結果說明了距今約為四千年的時期，氣候偏向乾燥，而人類也開始進入日月潭周邊的環境。

在濁大計畫之後，以黃增泉、劉平妹等人所主導的研究，更將孢粉學的應用面，推廣到台灣各地的湖泊與盆地群，並且與海階、沉積相等研究配合。將台灣自末次冰期以來氣候變遷進行了統整，並納入全球古氣候變遷的討論之下，說明東亞季風帶對於台灣環境變遷的影響(Tsukada, 1967; Liew et al., 2006)。

植被的具體性質如物種、組成比例等，可以作為反映環境條件的參考條件。氣候變遷的趨勢，便會對環境的溫度與濕度產生影響，該影響則使得物種的生存狀況間接產生變化。植物的族群體都會歷經出現、成長、衰退、滅絕的生命週期。與此同時，植物必須藉由擴散孢粉的方式以擴張族群，達到繁衍下一代的目的。孢粉的傳輸可，以藉由不同的方式可以界定為風媒、蟲媒等不同類型。風媒植物的花粉較易受風力吹送的影響，擴散至環境當中。當這些花粉落於湖面，逐漸沉積至湖底後，則形成沉積物當中的孢粉化石(Bera, 2009)。

除了風力吹拂的影響之外，地表逕流將物質自邊坡往湖泊的輸送過程，亦為沉積物當中孢粉化石的來源。因此無論是風媒或是蟲媒植物，其孢粉皆有可能藉由各種不同的方式進入湖泊，進而沉積成為孢粉化石(Bera, 2009)。

界定沉積物內的孢粉種類之後，必須根據該物種於現今的棲地條件，作為判定氣候變遷的參考依據。對於現今各物種的空間分布，以及棲地類型的氣候條件之了解，為藉由孢粉學作為分析方法時，所需具備的先行研究。故孢粉學的研究成果必須先建立於植物學之上。台灣的植物學發展起步較早，且對於山區的優勢物種擁有許多的記錄。本研究非植物學相關討論，因此並未針對優勢物種的棲地條件進行詳細介紹。僅以統整孢粉學研究的成果，並將以往和現今的棲地海拔差異，以及其所代表的溫度差異納入分析與討論所用(Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。

本研究根據孢粉學相關研究的成果，統整出下列四種曾經出現在台灣環境的優勢物種族群。進行孢粉分析的首要前提，為歸納現今的植群分布。根據植物學研究的結果，可知影響台灣植群分布的關鍵因素以海拔與氣候為主(Su, 1984)。由於台灣的山脈非常高聳，縱使位於低緯的亞熱帶，但受到海拔的影響，高海拔地區的氣候條件則與溫帶和寒帶相仿。當溫度較往年下降時，各種不同林相的分界線，逐漸朝向低海拔地區移動；反之，當溫度較往年上升時，則各種林相的分界線，便逐漸往高海拔地區移動。故根據現有的植生在各海拔區的分佈，台灣的植群大致上可以分為四大類。(Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。

圖 4 所示的植群棲地與海拔分佈，為根據現今的植物調查結果而來(Liew et al., 2006)。從台灣的現生植物分類當中，可以明顯看出中高海拔地區的植群，主要以溫帶混和林與溫帶針葉林等種類，做為主要的植群。然而在低海拔地區的優勢物種，則是以熱帶常綠闊葉林為主(Liew et al., 2006)。在中海拔地區的森林物種分佈，會受到氣候的影響出現顯著的變遷。故可將此現象簡化為以下概念：當環境出現變遷，逐漸進入冷期的時候，溫帶針葉林的分布便往低中海拔處移動；若趨近於暖期時，則常綠闊葉林的分佈往中海拔處移動(Tsukada, 1967; Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Kuo and Liew, 2000)。因此於下一段落中，對於本研究根據孢粉學的研究結果進行統整，以推估乾季、濕季、冷季、暖季時作為判定依

據的優勢物種與其特點列表，並將自末次冰期以來的環境變遷階段做一回顧性的說明。

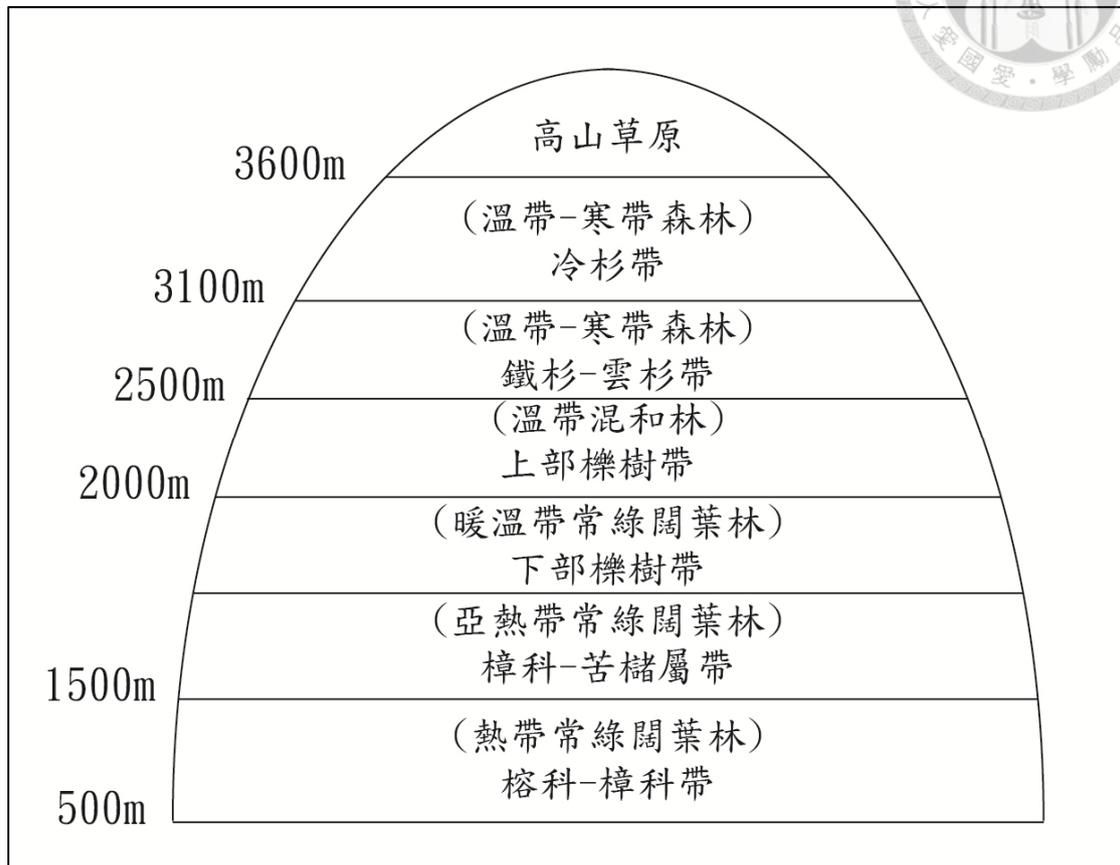


圖 4.台灣中部的植群分布與海拔關係示意圖(引用並修改自 Liew et al.,2006)



自 1960 年代起，隨著 Tsukada, Huang 與 Liew 等人之相關研究中所提出的結果，可以得知自沉積物樣本中找尋特定物種的孢粉，並以此作為判定環境變遷事件的顯著與否，為第四紀孢粉學主要的研究目的(Tsukada, 1967; Liew et al., 1998; Huang et al., 1997; Kuo and Liew, 2000; Lu et al., 2009)。長年研究的結果已經將台灣大部分的湖泊進行採樣與分析，對於台灣自末次冰期以來的環境變遷，有著相當充足且合理的解釋與推演。本研究將前人研究中對於環境變遷階段的劃分，進行統整與回顧，並修改為符合本研究之研究目的相關的階段論，目前已知自末次冰期以來總共約可分為五個不同階段，本研究根據 Tsukada, Huang 與 Liew 等人之研究成果，整理並歸納各階段的介紹如下。

#### 1. Heinrich event 2(23-25ka)

Heinrich Event 2 (H2)為一快速冷卻的環境事件。其出現的年代約略為 2.3 至 2.5 萬年前。在這段期間當中溫度急遽下降，使得植物的棲地出現顯著改變。根據上述對於植物種類以及其代表的環境狀態之分類，配合孢粉分析的結果，可以得知當時台灣中海拔地區的自然環境具有下列特點(Tsukada, 1967; Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Kuo and Liew, 2000; Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。

1. 赤楊屬所佔的比例相當高，在其後至現代之間都沒有與此時相同的組成比例，可知當時的溫度與現今有相當顯著的差異。
2. 蕨類、苦槠屬和麻櫟屬的比例相對偏低以至於幾乎消失。可見當時台灣中海拔地區環境偏向乾燥，並不利於上述數類喜濕的植物作為棲地。



## 2. 末次冰期極盛期 (18-22ka)

末次冰期極盛期 (以下以 LGM 為代稱) 指距離現今以來的最近一次的冰河大量擴張時期。大致上出現的時間為距今 2.2 萬至 1.8 萬年間。雖然台灣位於回歸線附近屬於低緯地區，並不受冰冠擴張的直接影響。但冰冠擴張的結果，使得北半球的溫度出現顯著的下降。進而造成東北季風的強度增加，亦使得台灣地區的平均溫度下降。植群因溫度變化的影響而出現棲地移動的現象，可以得知當時的環境具有下列特點(Tsukada, 1967; Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Kuo and Liew, 2000; Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。

1. 草本植物與赤楊屬仍是主要的優勢物種，顯見自 H2 所引發的乾冷氣候至此時仍是主要的氣候型態。
2. 禾本科所佔的比例達到最大值，顯見台灣當時的氣候偏向乾燥，使得森林退化成為草原，成為中海拔地區的主要植被型態。

## 3. Heinrich Event 1(16-18ka)

Heinrich Event 1(H1) 與前面所提及之 H2 事件相同，H1 階段為一快速冷卻的環境變遷事件。其發生的年代約為 1.6 至 1.8 萬年之間。具體而言，這是末次冰期極盛期結束之後第一個迅速降溫的事件。但由於其作用時間相對較短，因此在孢粉分析的結果中，並沒有顯現出相當顯著差異的現象發生。自本事件對於孢粉研究的分析結果之影響，將其作為分析所參考的依據，可以得到當時的環境具有下列特點(Tsukada, 1967; Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Kuo and Liew, 2000; Liew et al., 2006; Liew et al., 2006)。

1. 草本植物所佔的比例持續穩定性的增加，而松科植物的數量則呈現穩定狀態，並未出現顯著變化。
2. 平均溫度仍未從末次冰期極盛期所造成的低溫中恢復，而濕度也具有同樣現象，本時期仍是以乾冷氣候為主。

#### 4.新仙女木事件(11ka)

新仙女木事件 Younger Dryas(YD) 為一主要作用於北半球的急速降溫事件。其作用時間為 1.1 萬年前。從前人研究中可得知，新仙女木事件作用的範圍，主要以中高緯地區為主。台灣位於中低緯區域，新仙女木事件的影響並不顯著。但仍可從植群的優勢物種出現變化等現象，見到當時的溫度與濕度皆有改變。其具體作用機制應為新仙女木事件的影響，使得東北季風作用的範圍向南移動，使台灣轉變為東北季風為主的氣候型態。除了溫度因此下降之外，位於背風側的西部麓山帶之降雨量也減少，形成較為乾燥的氣候型態。將本事件中所見的孢粉種類及各物種的組成比例，配合圖 4 所歸納之物種棲地與自然環境間之關聯性，作為分析所參考的依據，可以得到當時的環境具有下列特點(Tsukada, 1967; Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Kuo and Liew, 2000; Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。

1. 柳科植物的比例迅速上升，並成為優勢物種。而蕨類植物的比例則出現顯著的下降，可知當時湖泊周圍環境的氣候條件，應以乾冷為主要型態。
2. 除了上述特點 1.當中所提及的現象，如柳科與蕨類植物的比例出現差異外。木本植物的孢粉，也出現減少的狀況。此現象與環境漸趨冷期，氣候變遷對於植被產生影響的情況相符。

#### 5.全新世極盛期 (7-4ka)

全新世極盛期為一自六千前持續至四千年前的暖期。在這段期間當中，地球的平均氣溫，達到自末次冰期極盛期以來的最高點。溫暖的氣候，使得生物大量繁衍，故稱之為全新世極盛期(Liew et al.,2006)。在 Tsukada 等人的研究當中，則根據孢粉的產狀，得知此時有禾本科植物的出現，推測應為人類移入並且有開墾、農耕等行為出現。因此使得禾本科成為植生當中的主要組成。將本事件中所見的孢粉種類及其比例進行歸納，可以得知當時的環境應有下列特點(Tsukada, 1967; Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Kuo and Liew, 2000; Liew et al., 2006a; Liew et

al., 2006b)。

1. 蕨類植物所佔的比例逐漸上升，並在本階段中期成為優勢物種之一。可見環境較今日為濕潤。
2. 蕨類植物的比例，在進入本階段後期時便逐漸下降，之後便由草本植物成為優勢物種。這樣的變化，可以推測當時的環境逐漸由暖濕轉變為暖乾，使得喜濕的蕨類植物難以生存，逐漸消退後由草本植物取而代之。



## 第五節 從前人研究的結果定義第四紀晚期的環境變遷

本章第四節等段落中，提及了藉由孢粉組成，反映第四紀環境變遷的數個植生群組。從這些群組之間的消長，可以看出現今這些植物的分布，深受海拔與氣溫和溼度等條件的影響。從另一個角度來說，環境變遷即意味著，這些植群本身的棲地出現了”移動”的現象(Lee and Liew, 2010)。意即當溫度上升時，針葉林的棲地向高海拔地區移動；而當降雨增加時，草本植物的棲地逐漸退縮等現象。由於台灣全島皆屬於濕潤氣候區，在溼度上沒有明顯差異的影響下，使得植群分布受到溫度的影響最為顯著(Lee and Liew, 2010)。進而可將此概念延伸，藉由植群棲地的海拔變化，可以做為評估第四紀環境變遷的規模與強度之參考指標(Huang et al., 1997; Liew and Tseng, 1999; Kuo and Liew, 2000)。

因此在比較這些不同群組間的棲地海拔差異時，便可類比為古今日月潭周邊自然環境的差異。植群組成的差異亦代表土壤中的根系，以及植群的覆蓋率有所差異。這些差異使得植群保護風化層，抵抗剝蝕作用的能力有所不同(Wetzell, 2001)。這些不同便反映在剝蝕速率、粒徑等地表作用模式可能產生影響的對象。故將植群組成發生改變，以及植被覆蓋的差異，對於沖蝕作用的保護作用的影響，兩個主要的概念連結之後，可將氣候變遷的影響推廣至地表作用，呼應了本研究的核心發問。

基於本章第四節對於植群棲地變化的探討，並且與前人研究中的孢粉分析之結果進行對比後，可以歸納出植群棲地的海拔變化，自末次冰期極盛期末期以來有逐漸往高海拔地區移動的現象。從頭社盆地泥炭層孢粉分析中，亦可得知在 MIS4 的時期(距今 71ka 以前)，曾經出現地表植群以溫帶針葉林為優勢物種的現象(Kuo and Liew, 2000)。按照現今的植群分布，可知針葉林的分佈下限，往低海拔地區移動了將近一千五百公尺左右(Lee and Liew, 2010; Liew et al., 2006)，雖此現象超越本研究的時間尺度，但由此現象可知植群深受氣候影響，故末次冰期極盛期時，氣溫下降的幅度不若 MIS4 顯著，但兩者對環境的影響有相近的趨勢。



在山岳地帶中，由於溫度降低的影響，亦使得森林線出現下降的現象。高山草原的覆蓋面積也會相對應的上升。頭社盆地的研究結果顯現溫帶針葉林的界線下降了將近一千五百公尺(Liew et al., 2006)。而根據其他於 2000 年至 2010 年根據台灣其他湖泊研究推算而得的溫差，則可知 LGM 比現今低約攝氏 4 度左右(Liew et al., 2006; Lee and Liew, 2010)。溫度下降所帶來的植群改變，使得當時台灣的山岳地帶，地表植群的優勢物種為轉變為類似於溫帶氣候的針葉林為主。由於森林的型態發生改變，對於風化層的保護亦有所差異，進而造成地表沖蝕作用的影響與規模出現改變。這些現象都可以作為環境變遷以及地表作用之間在解釋與推演上的連結(Tsukada, 1967; Liew et al., 1998; Huang et al., 1997; Kuo and Liew, 2000)。

本章第四節的各段落當中，已將第四紀晚期的孢粉研究之結果進行歸納，並將不同植物種類的組成，與其相對應的棲地環境分為四種不同的群組。具體而言自 25ka 以內至今的環境變遷，可以藉此方法界定出四個顯著的冷期/事件，在這四個期間以外的其他期間，則是呈現偏向溫暖的氣候。再從物種比例來看濕度的變化時，則可以發現濕度與溫度大致上呈現正向相關，即高溫則較為容易出現多雨的氣候，冷期則較容易出現乾燥氣候。然而其中依然可以找到些許特例，例如全新世極盛期與其後近兩千年內之氣候條件，即以呈現暖乾而非暖濕的特點(Liew et al., 1998; Liew et al., 2006)。

在距今約 4ka-2ka 的期間之內，受到環境偏向乾燥的影響，日月潭周邊環境的優勢物種，以草本植物為主，而蕨類植物的數量，則是呈現非常不穩定的變遷趨勢(Huang et al, 1997)。這些相異的氣候條件得以同時出現，說明溫度與濕度雖然具有高度相關性，但彼此之間的關係並非明確到如同線性一般的呈現高度正相關之型態。

台灣地區的氣候深受東亞季風影響，而對於位在西部麓山帶與雪山山脈南段的日月潭而言，受到山脈排列以及盛行風向的關係，夏季由西南季風自南中國海

所引入的大量水氣進入台灣島。這股氣流接近西部麓山帶與中央山脈的交界時，正好位於迎風坡。地形抬升使氣團隨著高度降溫後，造成大量水氣凝結並形成地形雨，豐沛的地形雨正是日月潭地區主要的降雨來源。西南季風的強盛與否，便是影響該地區降雨和濕度的主要因素。當西南季風偏弱的時候，水氣相對減少便會形成乾季，而當西南季風增強的時候，水氣大量引入則會形成濕季(Huang et al., 1997; Liew et al., 1998; Liew et al., 2006)。

另一方面，溫度受東北季風強度的影響則較為顯著。冬季季風自高緯區吹來，加上受到太平洋的水氣影響，與大陸地區的情況相比則溫度較為溫暖。但北半球大陸地區的溫度，為決定東北季風溫度的主要因素。若東亞季風帶的氣候進入冷期時(如 Heinrich Event)，與新仙女木事件時期相似的植群分布，又會再度成為該階段的優勢物種。因此在此類氣候較為冷乾的時期當中，可以見到柳科植物的數量顯著增加(Liew et al., 2006)。根據現有的結果看來，柳科與草本植物的興衰有一約略 1500 與 4000 年左右的周期。但對於此周期的解釋仍未具有通說，留待未來更多相關研究以作為解釋(Huang et al., 1997; Liew et al., 1998)。

本章第四節後半段的回顧與探討中，對於環境變遷個別階段進行介紹。回顧的結果中指出了自更新世末期以來的環境變遷，並未有顯著的周期性。目前第四紀研究中所歸納出的周期現象(如 Heinrich Event, Milankovitch Cycle)，則超越了本研究所關心的時間尺度。

故本研究根據回顧的結果，仍將台灣地區的氣候變遷，歸因於東亞季風的強度變化，及其所帶來的影響。將此概念延伸，可以簡單歸納出當東北季風進入強盛期時，台灣西半部中海拔地區的氣候將會轉變至冷、乾為主的型態。地表的植被也以溫帶針葉林、草本植物等為優勢物種。相對的，當東北季風進入衰弱期時，台灣西半部中海拔地區的氣候轉變為暖、濕型態，地表植被亦轉變為暖溫帶闊葉林為優勢物種的分布。

## 第六節 適用於本研究的定年方法



定年方法，係指藉由偵測樣本當中所含的物理與化學特性等方式，估算其可能的生成年代。因此定年方法根據其所觀測的物質，可以分為以礦物生成年代為主的定年法，以及沉積作用發生年代為主的定年法等兩大類方法。本研究的取樣對象為湖泊沉積物，因此以界定沉積作用發生年代之定年方法，做為主要的應用方法。若將界定沉積年代的定年方法，根據其應用的時間尺度進一步分類，則可以分為長時間尺度(可應用於數萬年至數百萬年以上的時間尺度)以及短時間尺度(應用於數萬年內)的定年方法。本研究於樣本第 145 號(代表深度 362.5 公分處)取得一碳化的果核樣本，根據該樣本進行碳-14 定年的結果可得其沉積年代約為距今 14.5 ka 左右。由此結果所及之時間尺度可將本研究的關注對象界定為自更新世末期以來萬餘年的環境變遷。

在湖泊沉積物當中所沉積的物質，多半受到地表作用的影響。高度風化的結果，使得難以從中找到完整的晶體或是原子序較高的重元素如銨、鉍、與鈾系等金屬元素。湖泊沉積物主要的組成物質除了隨著流水進入湖泊的懸浮質、推移質以及溶解質之外，湖泊生物所遺留的殘骸，逕流輸入的植物碎片、動物骨骼等也都是在湖泊沉積物當中可以做為定年所用的材料。由此可知湖泊沉積物是湖泊周圍環境(包括水圈、氣圈、岩石圈、生物圈)等各種作用交互影響下，對於沉積作用產生影響後所遺留的紀錄。因此在定年方法的選擇上，主要是以界定沉積作用所發生的年代為探討的對象。

在此前提之下，以礦物生成年代為主的定年方法，顯然不適用於本研究的核心議題。因此若要符合本研究的需求，較為適用的方法，應為可以明確應用於萬餘年來短時間尺度的定年方法，如圖 5 所示(Jull, 2007; Huh et al., 1996)。

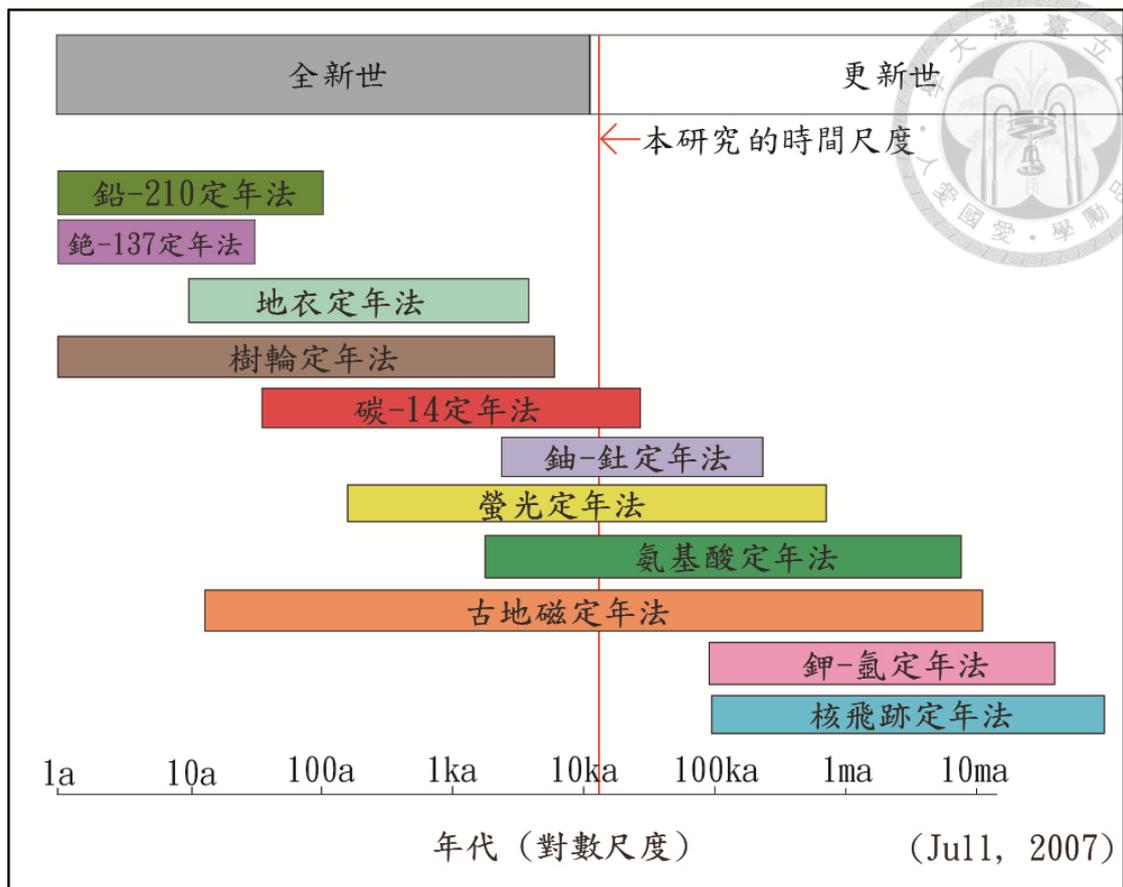


圖 5. 第四紀研究適用之定年法與其應用年代範圍示意圖(引用並修改自 Jull, 2007)

圖 5 所列舉的定年方法當中，適用於本研究的時間尺度之方法共有銫-137、鉛-210、地衣、樹輪、碳-14、鈾-鈾、螢光、氨基酸、古地磁等定年方法。然而受限於湖泊沉積物中所蘊含的物質所影響，在本研究所採得的沉積柱當中，在不同深度的樣本中皆有發現碳化的植物碎片蘊藏於其中。這些植物碎片具有高量的碳元素，因此以碳-14 定年為最具有可行性的方法。故本研究所的定年方法為擷取沉積物當中碳化的植物碎片，進行碳-14 定年。並嘗試輔以銫-137、鉛-210 等方法作為近兩百年以來的樣本分析所用。但在銫-137 以及鉛-210 等定年方法的應用上則受限於結果不顯著的影響，而未能納入本研究分析時所用。故本研究的定年方法上，僅使用碳-14 定年作為界定沉積年代，以及進行年代校正所參考的標準。

### 第三章 研究區介紹



台灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊的交界帶，本交界帶以聚合作用為主。因此自第三紀末期開始，強烈的聚合伴隨者擠壓，抬升等作用，於交界帶形成了增積楔型體。內營力長年作用的結果，使得此增積楔型體逐漸露出於海面，此增積楔型體及為構成台灣的骨幹。在台灣的山區與丘陵區當中，可以看見大量構造作用所遺留下的跡證，如此對於解釋與推演大地構造作用而言，是相當重要的線索。除此之外，構造線對於地形演育與地表作用的影響，也是地形學研究所關切的議題之一。

以全島為空間尺度來看，構造作用所引發的擠壓和抬升，並非完全均質作用於全島各處。因此不等量抬升的結果，使得島內部份區域，相較之下便成為低平的盆地、窪地等區域。在台灣中部與雪山山脈南段的山岳地帶，其中又以埔里盆地群為台灣主要的盆地地形區。這一系列的盆地的發育史，可以追溯至第三紀末期，當台灣逐漸抬升的過程中，所引發的不等量位移遺留下來的結果。從現今的地形來看，埔里盆地群總共約有 15 個大小不等的盆地，分布於北港溪與濁水溪之間的區域。這些盆地在河系通過後，即形成暫時侵蝕基準面。這些山谷盆地如同地表上的大型沉積槽一般，蓄積了長年以來地表作用與河流作用所挾帶的沉積物。長年累積於盆地內部的沉積物，便是長期環境變遷下持續且不間斷的紀錄，因此對於沉積物的分析，可以做為解讀地表作用與環境變遷的分析方法(Tomita, 1951; 陳信茂, 1978)。

埔里盆地群位於中海拔山岳地帶，本區域的氣候條件受到海拔影響，較同緯度的平地低溫，呈現副熱帶至溫帶間的過渡階段。該區域的降水來自於東亞季風當中主要作用於夏季的西南季風，西南季風自南中國海引入的大量水氣，成為該區域降水的主要來源。受到氣候條件的影響，本地現今的優勢物種為常綠闊葉林。受限於台灣其他中高海拔地區，並沒有大型盆地與大型天然湖泊的存在，對日月潭的研究，可以做為解讀山岳地區，地表作用與環境變遷之關鍵連結。

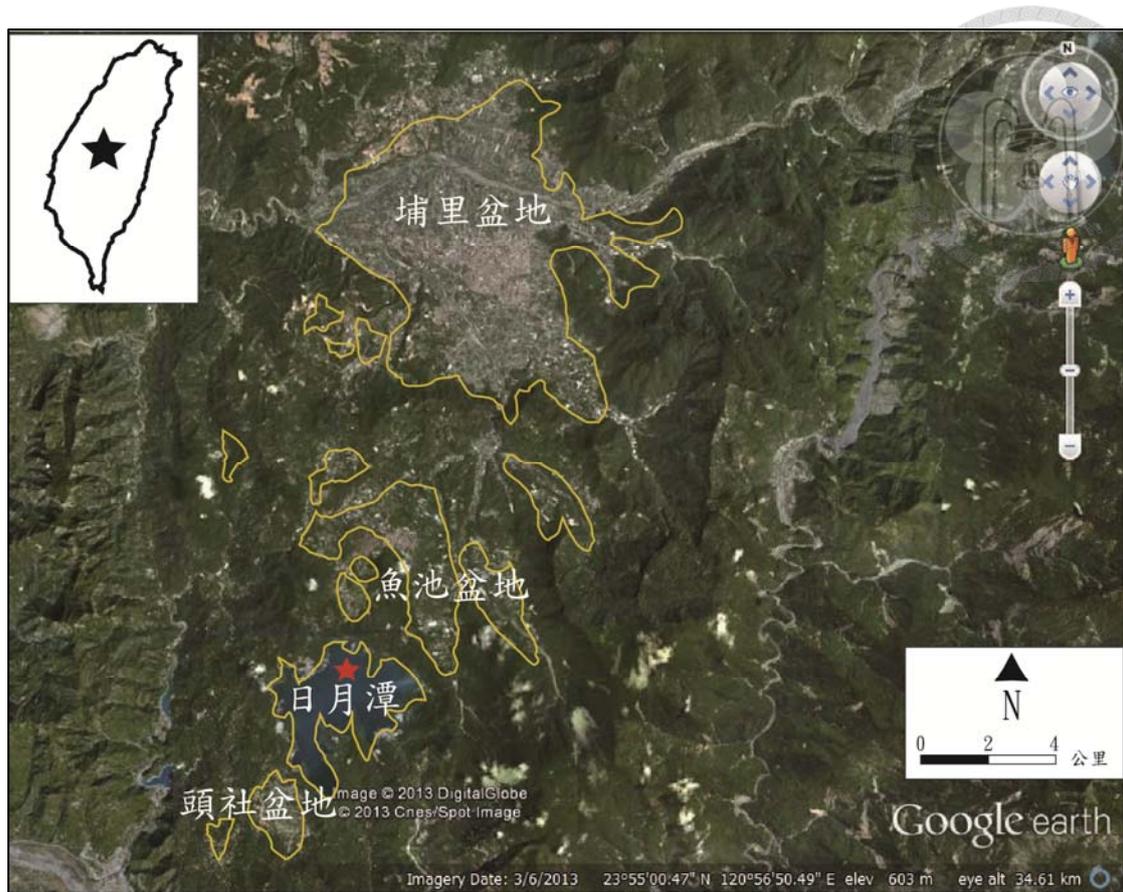


圖 6.台灣與日月潭所在位置之衛星空照圖 (擷取自 Google Earth)

日月潭為台灣目前現有最大的天然湖泊之一，坐落於南投縣魚池鄉境內，如圖 6 所示。日月潭潭面的平均海拔約為 748 公尺高，水深則約為 17-27 米之間。潭內現有引水隧道及出水口等水利設施得以隨季節以及降雨量調節湖泊的水量 (Ochiai et al., 2012)。日月潭位於雪山山脈南段與西部麓山帶的交界帶，受到山脈走向和盛行風風向的影響，其氣候條件與台灣脊梁山脈西側大部分中低海拔地區相似。西南季風所夾帶的水氣，以及每年夏秋兩季出現的颱風事件，皆為日月潭周邊區域主要的降雨來源。因此當東北季風為主的冬季時，則為日月潭區域主要的乾季。日月潭位於埔里盆地群當中，其所在的位置本身亦為一盆地，周邊集水區的地表逕流在長年蓄積後，逐漸成為現今所見的潭體。

就地質條件而言，埔里盆地群的基岩，是以雪山山脈南段常見的中低度變質岩為主要型態。在台灣島受到板塊推擠形成時，這些變質岩受到構造作用抬升的

同時出現不等量的位移，使得其中出現了部分相對低平的區域，即為埔里盆地群在地質作用上的起源。

座落於山間的盆地具有平坦、水源充沛等條件，適宜人類居住和活動。從濁水計畫等考古學調查報告中可以得知，埔里盆地群的人類活動，最早可以追溯到距今約四千年前左右。期間一直維持低度開發以農業和狩獵為主的生活型態。直到 1930 年代時台灣總督府針對濁水河流域進行一系列水利工程開發時，則選定日月潭作為水力發電廠之廠址。在現今的水社構築水壩，阻斷向魚池盆地的外流河系之後，又在東北側的邊界與現今向山的南側分別建立引水隧道。將來自濁水溪的水流自東北側引入，再由向山出水口引出發電後經由水里溪再度輸送回濁水溪，如圖 8 所示。

本研究以 1930 年代築壩時的洪氾區為取樣區，以活塞式取樣器採取一長約 3.8m 的湖底沉積物樣本。針對沉積物的物理、化學等不同面向之性質與組成進行分析以了解湖泊整體的沉積環境所經歷過的不同階段及其特點，並將本研究的分析成果與相近的前人研究進行對比。

## 第一節 地質概況

埔里盆地群的地質相關資料，以經濟部中央地質調查所發行的地質圖為主。本節所列之圖 7，為根據其所發行的地質圖轉繪而成。從該圖所顯示的資料可知，埔里盆地群當中分布於日月潭周邊區域的基岩以三種不同的地層為主要型態。這些地層的岩性以輕度變質岩當中的板岩、硬頁岩與石英砂岩等類型為主(黃鑑水等, 2000)。從地質調查與岩石性質相關的研究結果中可以歸納出這些輕度變質岩的形成年代約為始新世至漸新世之間(劉桓吉, 1997)。在台灣島的抬升作用發生之前，此地的沉積環境為歐亞大陸的大陸棚。故本地的沉積物為受到河流搬運與磨蝕作用進入最終侵蝕基準面的型態，是以細粒物質之泥與粉砂為主，這些沉積物在逐漸壓密、深埋後便形成沉積岩。

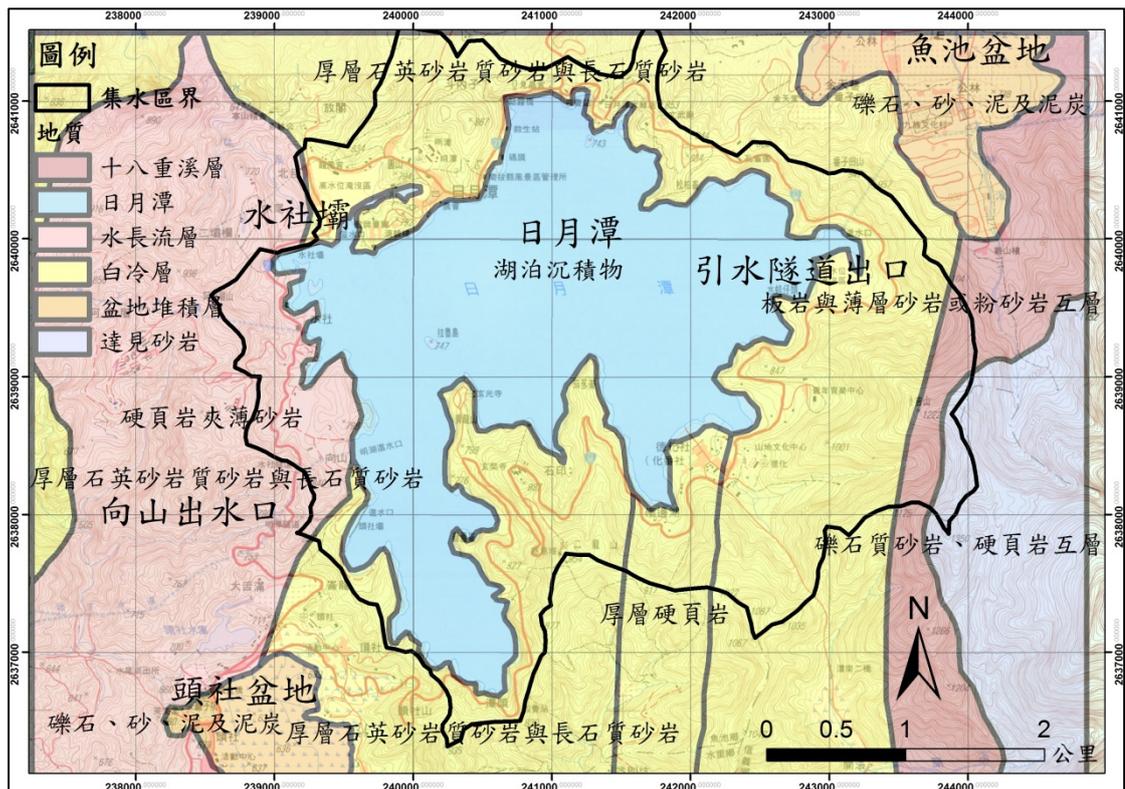


圖 7. 日月潭周圍地區地質狀態示意圖(修改自中央地調所-五萬分之一區域地質圖埔里圖幅)



自上新世起板塊聚合作用的影響，在交界帶中形成了增積楔形，由於岩體在擠壓的過程中破裂後產生大量的逆斷層。根據中央地質調查所的地質勘察結果(如圖 7 所示)，本區域內可見的構造線幾乎全為東北-西南走向，並沒有明顯呈現東-西走向的構造線出現。此現象應為以台灣全島為尺度時，板塊擠壓的主應力以西北-東南向為主，垂直於主應力的東北-西南向則為剪應力的作用方向，故造成與之相應的破裂帶與擠壓帶，這便是這些構造線為何具有相同排列的物理過程(黃鑑水等, 2000)。

岩體相互交疊的壓力使得受壓的岩體產生了輕度的變質作用。這些受到輕度變質的岩層現今分佈在雪山山脈南段和西部麓山帶的東側等地，埔里盆地群便發育在這個範圍當中。西側的區域是以水長流層和白冷層較為常見，這兩個岩層的岩性以變質程度偏低的硬頁岩和砂岩為主(黃鑑水等, 2000；李重毅等, 1998)。

從圖 7 當中將地質圖以及集水區界相互疊合的結果，可知日月潭的集水區內的基岩是以白冷層為主。長石較石英易於風化的影響，白冷層在經過風化作用後，長石等易於風化的成分，逐漸轉變為土壤當中的黏土礦物；而石英等抗風化能力較高的成分則因長年風化的影響下成為顆粒較粗的粉砂、砂礫，受到表面流的搬運而輸入至湖中。由於粗顆粒的物質較難以被搬運的特性，高度風化的粉砂和黏土成為日月潭沉積物的主要組成。

在本區域的東側則是達見砂岩、十八重溪層以及玉山主山層為主，這些岩層的變質程度較西側為高。其中達見砂岩與玉山主山層和西側的岩性較為類似，是由石英砂岩、硬頁岩組成；而十八重溪層的岩性則是以變質程度較高的板岩夾帶部份泥、砂、細粒物質的沉積層(黃鑑水等, 2000)。

十八重溪層的岩性在本區域內較為特殊，其組成受到大量的板劈理影響，加上間夾的黏土質沉積物亦相當易受風化，故十八重溪層較易受到風化作用的影響而成為物質輸送的主要來源。然而十八重溪層在本區域內的覆蓋範圍較為狹小且以東側為主，並未直接與日月潭的集水區關聯，故日月潭的沉積物來源與十八重

溪層的關聯較低，直到水利工程完成後，受到引水隧道的影響，始有大量十八重溪層的物质進入日月潭，故對於十八重溪層的了解主要可以做為解讀現代人工化之後的日月潭之物质輸送與沉積特性，但對於人工化以前的日月潭之影響，則相對不顯著。

受到整體區域幾乎皆為白冷層所覆蓋的影響，日月潭的沉積物來源具有相當高的一致性。以至於不同岩性對於剝蝕、風化以及粒徑組成的影響對日月潭而言較為不顯著。但在日月潭進行人工引水隧道工程後，主要的輸入來自於日月潭東方的濁水溪流域，故人工化過後的沉積物是以日月潭東側的岩層所風化和剝蝕之後搬運而來，反映了不同的母岩及其風化特性。

## 第二節 地形概況

在埔里盆地群與日月潭的周圍，受到西部麓山帶的影響，地形多為丘陵、盆地以及貫穿其中的水系等三大類。這些散布在丘陵當中的盆地群則是呈現南北方向排列，其他區域則是以中海拔的丘陵與部分相對高聳的山丘為主。在這些山間盆地的內部多半具有小型的河系發育，並可以在流域兩側發現明顯的階地群出現，這些階地的形成多為河川作用的影響，故為盆地內部的河階地。前人研究便嘗試以敘述性分析等方式說明並歸類在埔里以及日月潭盆地周圍的地形特徵。如圖 6 所示，日月潭周邊區域總共有 13 個大小不等的盆地，以及 4 個大型水系外加 3 個高度顯著不同的河階群(陳勉銘, 1978; Tomita, 1951; 楊貴三等, 2007)。



圖 8.日月潭及其周圍集水區範圍示意圖(內政部, 1999)

在這些盆地內部的地形單元的分布多半具有類似的型態，階地群分布於盆地的周邊，而中間的區域則是現代的沖積平原。以整個區域為空間尺度而言，眉溪是當地最大的河系，其流向為東側自中央山脈而來的河系與南側自日月潭、魚池

等盆地流出的水系在埔里盆地匯流後向西穿過雙冬斷層後向流至平原地區。在眉溪的上游區域，河系的發育受到地形影響，河谷多呈現南北走向。

由這些分屬不同集水區的盆地之空間分布關係可以明確定義在埔里盆地群內部介於魚池與日月潭兩盆地間的陵線，即為盆地內部的分水嶺。而在現今河系周邊的地形，以及河道本身的流向來看，則未能發現明確的跡證指向河川襲奪，或其他足以導致河流改向的可能機制。故仍需更多的討論，以及古沉積環境相關研究，方能說明盆地群的物質輸送方向以及其特性是否在第四紀的時間尺度下曾經出現顯著改變。

目前較為明確的現象為本區域內部的物質輸送以盆地群向眉溪輸送為主，而盆地群的基岩則與眉溪上游地區的基岩有所差異，故盆地內部的沉積物是以雪山山脈南段的基岩風化所形成，若出現由中央山脈基岩風化所形成的沉積物，則可以推斷物質輸送的方向曾經發生過變化(陳勉銘, 1978；Tomita, 1951；楊貴三等, 2007)。

現今的日月潭周邊區域共有許多大小不等的盆地羅列其中，這些盆地在空間上的排列為南北向，南邊的盆地規模較小、高度較高、且無明顯的河系與階地發展。至於北邊的盆地則是與南邊相反，具有較大的規模、較低的高度以及顯著的河系與階地群分布於其中(陳勉銘, 1978；Tomita, 1951；楊貴三等, 2007)。

因此在盆地內部的地形而言，埔里、魚池等盆地受到第四紀外營力作用以河流作用所帶來的沖積物以及其後侵蝕出的階地群等模式為主要作用。故可藉由其內部發達的盆地群作為沉積物採集的對象。而在頭社、日月潭等河系發育不顯著的地區，則以湖泊沉積物、泥炭、底泥等湖沼相的沉積物為分析古環境變遷時所採用的取樣對象。

### 第三節 第四紀斷層活動與地形的關聯性

自 2007 年起，國內已有些許地球物理相關研究針對日月潭周邊的埔里盆地群以透地雷達等方式進行震測，利用反射波的強度變化做為了解地底下的岩層與構造作用的依據。根據柯瑞祥與黃慶甲等人於 2008 年起進行之地層震測相關的研究成果，可知埔里盆地群的地質構造以第三紀沉積作用所形成的基岩為骨架，並以第四紀地表作用所夾帶的沉積物填充，形成今日盆地內部地形以沉積平原以及河階地為主的型態。

從地層走向來看，第三紀基岩的走向呈現些許地向西傾斜，而第四紀的沉積物則受盆地地形的影響，亦呈現不同的沉積厚度，最厚的區域位於現今埔里盆地的內部，據震測結果推測應有近 600 公尺深，其他較微小的盆地則未有相關紀錄(黃慶甲, 2008; 柯瑞祥, 2009)。整個盆地群的地體構造，可以理解為受到台灣的大尺度構造作用影響。雪山山脈南段與中央山脈西側的地塊呈現由東向西逆衝上升的型態，而這些逆衝斷層則是呈現南北走向。從這些構造作用的跡證排列來看，盆地群整體位於台灣中部的其中一個大型的地塊當中(黃慶甲, 2008; 柯瑞祥, 2009)。

震測分析除了了解地底下的構造之外，也對地表的地形演育作用之可能型態提出了相關跡證。首先，在日月潭周圍出現的褶皺軸。這些褶皺軸在長年外營力作用的影響下受到顯著的侵蝕作用影響，當中軸部為白冷層被侵蝕過後所剩的殘餘。在第三季末期的構造擠壓與抬升作用後逐漸出露地表成為台灣島中部地區的地表岩層。除了侵蝕作用的影響外，沉積物的厚度也可以作為了解構造作用對於地表地形影響的途徑。

在地利斷層推測位置周邊，在地表地形上並未顯現破裂帶以及斷層錯動所遺留的痕跡。從埔里盆地的震測結果中可以得知，目前掩蓋在斷層之上的沉積物約有一百公尺厚。由於地利斷層所在的位置並未擁有現生的河系、湖泊等河流體系的輸送，故要蓄積深達一百公尺餘的沉積物勢必代表為長時間影響下的結果。由

此可知該斷層在受到掩埋後並無發生顯著的地震，目前正處於一相對安定的狀態(黃慶甲, 2008; 柯瑞祥, 2009)。

本節所提及的沉積層出現不整合、盆地的空間分布等兩大現象，可以解釋構造作用對於地形的影響。此外，在日月潭周圍仍有其他地形上的跡證顯現了第四紀的構造作用對於地形演育之影響。在埔里盆地群南北向的震測剖面當中也出現了和東西向震測剖面相似的現象，現今埔里的位置為最大的低窪區域，此後高度逐漸向上攀升，到了日月潭盆地時則達到所有盆地當中的最高點(黃慶甲, 2008; 柯瑞祥, 2009)。然而在缺乏鑽探與岩芯作為分析所使用樣本的情況下，對於沉積物產狀、沉積層厚度、地底構造線等跡證的說明則較為缺乏與之相對應的直接證據。構造作用除了改變河流的流向之外，也會對湖泊的沉積環境造成改變。上述構造與地形相關的研究成果都可以做為解釋第四紀構造活動對於地形作用產生影響的探討對象(陳炳誠, 2003; 楊貴三等, 2007; Wilcox et al., 2011)。

自 1930 年代起，地質學者開始嘗試對於盆地群內部的沉積層進行了解與研究。相關研究以埔里、魚池、外加道坑以及頭社為主要的研究區。這些早期的地質研究以分析沉積層內的物質組成、粒徑、沉積構造等作為說明古沉積環境時所參考的依據。在部分的研究當中也嘗試利用風化層的露頭所顯現的不整合面、混同層等現象說明沉積環境可能變化的作用模式(Tomita, 1951; 陳勉銘, 1978; 楊貴三等, 2007)。自本章第一節至第三節的討論中，已將日月潭周邊的地文特色、環境、架構、地貌等做一整體性的介紹。可知現今在盆地內部所見的地形，實為第四紀以來地表作用中的沉積作用與河川作用持續相互影響下所形成的結果。台灣島抬升初期的第三紀構造作用所遺留的地形，幾乎皆被第四紀沉積物所覆蓋。

總結來說，對大型盆地而言，構造作用不只是影響形狀、地點、以及大小，並且影響了盆地內部的河系以及地形面的發育。對小型盆地而言，構造作用影響了盆地的位置以及形狀，但對於盆地內部的地形面和水系等地形特徵，其影響較不顯著。

#### 第四節 氣象概況

日月潭周邊區域的氣象紀錄觀測，起自二十世紀中期之 1941 年。該觀測站之設立，為當時日本殖民政府作為調查台灣環境概況、航空氣象觀測等相關資訊所用。該氣象站運作迄今已達七十年餘，是台灣山區除了玉山與阿里山之外，第三資深的氣象站。該氣象站坐落於日月潭西北麓的貓囓山，海拔高為 1017.5 公尺高，經緯度座標為 23°52' 53"N, 120°54' 29"E。現今該氣象站則為交通部中央氣象局局屬測站，共計其觀測項目有氣溫、雨量、濕度等十數種項目，是台灣中部與台灣山岳地區最為重要的氣象站之一。

日月潭地區的氣象統計資料，受限於人工計測的技術發展，以及建站的時間因素，僅能以 1940 年代至今所累積的氣象觀測資料，作為背景說明時所援引的資料。本研究統整了自 1940 至 2011 年間共 71 年的氣象資料，並予以簡化僅針對其中之氣溫、雨量、風速、風向等四項進行回顧與說明。其他項目如氣壓、輻射、雲度等則僅予以保存留待未來分析時做為參考援引所用，以下即針對日月潭周邊環境自二十世紀以來的概況進行分別的回顧。

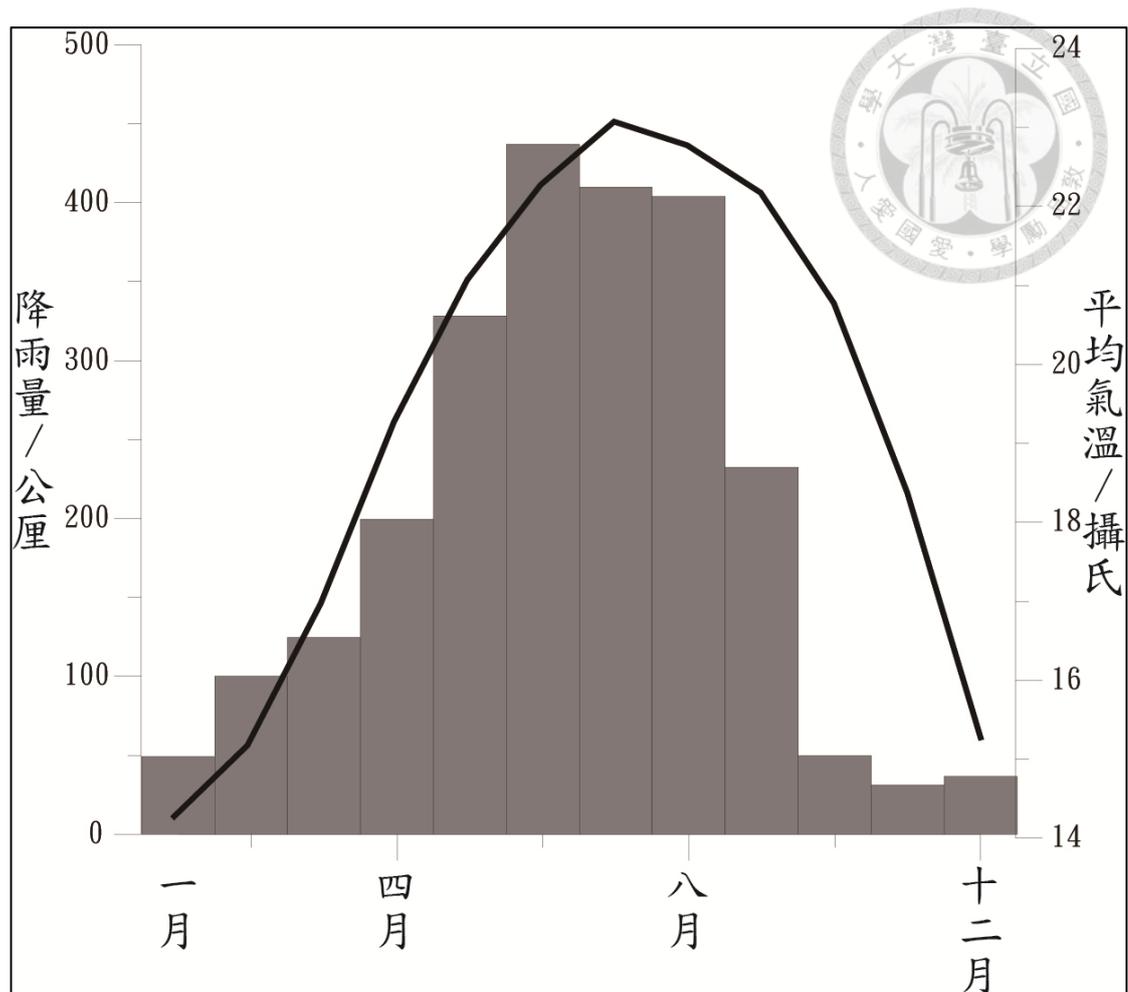


圖 9.1940-2011 年日月潭氣象站之雨量與溫度記錄之月平均示意圖(資料來源：DBAR 大氣研究資料庫,2013)

根據圖 9 所呈現的月平均氣象紀錄，首先探討日月潭的溫度記錄。日月潭位於中海拔區域，根據氣象觀測的結果，月均溫溫差相對於平地地區較為穩定。以夏季而言，平均溫度約分佈於攝氏 22 至 24 度之間。歷史上所觀測的最高月均溫發生在 1983 年的七月，當時的月均溫為攝氏 24.2 度。冬季的月均溫則普遍分佈於攝氏 13 至 17 度之間，而歷史上所觀測的最低月均溫則發生在 1958 年的一月，當時的月均溫為攝氏 10.2 度。最冷月月均溫與最熱月月均溫相差攝氏 8 至 14 度之間，與平地地區相比之下可見月均溫的溫差相對的較不顯著。

氣溫偏低具體成因應為海拔的影響所致，由於氣象站位於海拔一千公尺處，以每上升一百公尺溫度便下降 0.6 度來計算，氣象站所在之處的溫度比湖面約略

低 1.2 至 1.8 度，而比平地低了約 6 度左右。海拔的影響，使得氣象觀測紀錄中，夏季的平均溫度與平地相比，便有普遍偏低的現象出現。而冬季的均溫若根據同樣的效應相比，應同樣比平地低六度左右，然而日月潭氣象站的冬季均溫則是跟平地無明顯差異。其成因為受到地形效應的影響，當東北季風在翻越雪山山脈以及中央山脈時，氣流隨著迎風坡攀升，溫度下降使水氣大量凝結並且形成降雨。當氣流越過陵線進入台灣西側的背風坡時，氣團變得較為乾燥後每下降一百公尺溫度約上升 1 度。若將山脈的陵線以平均高度三千公尺做為計算基準，氣流在翻越山脈過後，抵達背風坡的海拔一千公尺處便會升溫 20 度。若與迎風面的海拔一千公尺處相比，則約有八度的溫差。由此可見東北季風受到地形效應的影響，在背風面的台灣西部與南部地區，因為增溫而形成較為溫暖的冬天。日月潭雖位於中海拔地區，而其冬季月均溫與平地並無顯著差異。

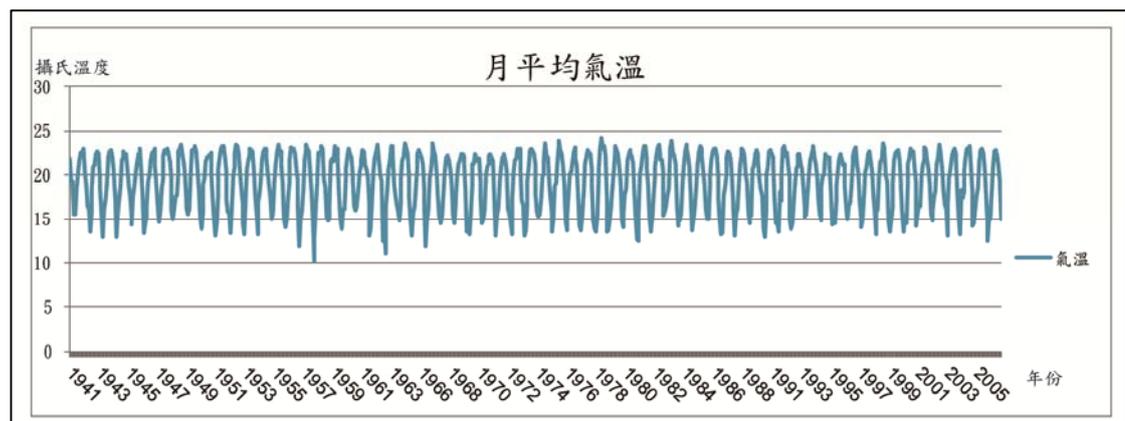


圖 10.日月潭氣象站之月均溫紀錄(資料來源：DBAR 大氣研究資料庫,2013)

就月均溫而言，將 1940 年至 2011 年的月均溫進行比對後，可知其呈現相當穩定的現象。從圖 10 當中的月平均氣溫分佈情形來看，日月潭的夏季高溫普遍都在 23 至 25 度之間，而冬季的溫度則出現了較為顯著的差異。造成年均溫出現差異的原因，應為受到季風強度差異的影響。由於台灣位於北回歸線周邊區域，夏季季風是由南中國海吹拂而來的西南季風。夏季時太陽近乎直射的影響，加上海洋輸送而來的豐沛水氣，位於迎風坡的西部麓山帶，以及中央山脈西麓，處於

相當潮溼且高溫的環境。豐沛的水氣除了帶來降雨之外，同時維持了溫度的穩定。夏季的日月潭周邊區域其溫度維持穩定可推測為季風、地形、緯度等條件共同影響的結果。

冬季的現象與夏季的不同點在於不同年分中出現異常的低溫。冬季的東北季風自蒙古穿越中國大陸以及東海後抵達台灣，如同夏季季風一般，經過海洋的季風挾帶大量水氣進入台灣。然而受到地形影響，當季風進入位於背風坡的西部麓山帶，以及中央山脈西麓等地區，氣流逐漸變為乾燥，無法藉由水氣調節溫度。而冬季太陽斜射，亦使得地表的蒸發並不若夏季旺盛，乾燥氣流吹拂的結果，使得東北季風的氣團溫度便產生影響。若該年度大陸性冷氣團的威力較強，也會造成日月潭周邊區域出現明顯的降溫現象。具體而言，日月潭的年均溫呈現穩定的狀態，月均溫受到季節的影響，不同年度間有明顯高低變化。若以年為計算週期，則可見溫度變化有明顯的週期性，但長期趨勢則相當穩定。可見日月潭的氣溫受到季風的影響。

就降雨而言，根據日月潭氣象站所觀測的到雨量紀錄，根據不同的季節分布，可知降雨高度集中於夏季，其中將近百分之七十的雨量落於六至十月之間。夏季季風自南中國海挾帶而來的豐富水氣，是構成日月潭地區降雨的主要來源。夏雨集中的特性，顯見西南季風是影響此地夏季氣候的主要因素。此外，在雨量紀錄中可以見到部分月份出現顯著且大量的降雨紀錄，如該月的降水量超過 700 公厘之現象發生。根據歷史紀錄，以及查閱侵台颱風資料庫的結果，可知此類極端降雨事件應為颱風侵襲，以及其後所引入的西南氣流所引發的降雨。本研究將極端降雨事件及其所對應之侵台颱風紀錄列表，以做為說明日月潭氣象紀錄當中的極端降雨事件與颱風侵襲之間的關聯。

表 5 為根據日月潭所記錄到的極端降雨事件，配合侵台颱風資料庫，將歷史上曾經侵襲過的颱風事件列表，將兩者進行對比之總表。從極端降雨事件和侵台颱風的比較中，可以發現幾個影響極端降雨事件的特點。首先大約有近百分之七

十的極端降雨事件，其發生的月份有颱風侵台的紀錄，而其他侵台颱風則未在日月潭區域落下大量的降雨。從此特點可知侵台颱風為引發極端降雨事件的充分條件，但非必要條件。其次為颱風經過台灣之後經常挾帶旺盛的西南氣流，而現有對於颱風的雨量觀測，以其外圍環流與暴風圈影響台灣的時間為觀測的時間帶。因此計算颱風所帶來的降雨時，後續進入的西南氣流引致的降雨並未納入採計範圍內。簡而言之，倘若該颱風並非直接侵襲台灣，而其引來的氣流在台灣造成大量降雨，則從雨量觀測的紀錄上，無法明確指出此種作用模式的事件，及其對於降雨量的影響。

表 1.極端降雨事件與侵台颱風相關資料，粗體字表颱風降雨佔該月降雨量 20% 以上之事件。(資料來源：交通部中央氣象局,2013)

時間	月雨量 (釐米)	颱風降雨量 (釐米)	颱風降雨所 占比例	颱風名稱
194307	723	73.4	10.15%	B171
194405	745.2			--
194406	721.7			--
194706	1448.6	101.2	6.99%	Carol
195005	709.4			--
<b>195006</b>	<b>617.8</b>	<b>146.2</b>	<b>23.66%</b>	<b>TS5050</b>
195105	804.4	17.9		Iris
<b>195207</b>	<b>638.1</b>	<b>305.2</b>	<b>47.83%</b>	<b>Glida</b>
195305	793.4			--
195507	633.9			--
<b>195609</b>	<b>920</b>	<b>844.6</b>	<b>91.80%</b>	<b>Dinah,Frida</b>
<b>195908</b>	<b>845.7</b>	<b>596.8</b>	<b>70.57%</b>	<b>TS081</b>
<b>196006</b>	<b>681.3</b>	<b>151.5</b>	<b>22.24%</b>	<b>Mary</b>
196008	1114.1	101.7	9.13%	Trix
196206	760.5			--
<b>196309</b>	<b>675.2</b>	<b>568</b>	<b>84.12%</b>	<b>Gloria</b>
196506	608.9	112.9	18.54%	Dinah
196606	1058.5			--
<b>196608</b>	<b>617.1</b>	<b>370.8</b>	<b>60.09%</b>	<b>Tess</b>
197205	616.3			--
197206	1039.7			--

197406	905.4	44.6		Jean
197506	780.7			--
197607	655	78		Ruby
<b>197608</b>	<b>771.7</b>	<b>445.5</b>	<b>57.73%</b>	<b>Billie</b>
197706	739.7	18.9		Ruth
<b>197707</b>	<b>626.7</b>	<b>542</b>	<b>86.48%</b>	<b>Thelma,Vera</b>
197805	677.3			--
197906	744.9			--
197908	831	122.5	14.74%	Irving
<b>198106</b>	<b>918.8</b>	<b>418.4</b>	<b>45.54%</b>	<b>June</b>
<b>198107</b>	<b>739</b>	<b>379</b>	<b>51.29%</b>	<b>Maury,Nina</b>
198605	657.7			--
<b>198707</b>	<b>692.7</b>	<b>179.8</b>	<b>25.96%</b>	<b>Alex</b>
199004	669.6			--
199006	662.8	120.8	18.23%	Ofelia
<b>199008</b>	<b>724</b>	<b>505.5</b>	<b>69.82%</b>	<b>Yancy</b>
<b>199408</b>	<b>827.4</b>	<b>551.9</b>	<b>66.70%</b>	<b>Doug</b>
199507	638.5			--
<b>199608</b>	<b>735.8</b>	<b>652.9</b>	<b>88.73%</b>	<b>Herb</b>
199706	640			--
199707	608.6			--
<b>200407</b>	<b>958.6</b>	<b>447.8</b>	<b>46.71%</b>	<b>Mindulle</b>
<b>200508</b>	<b>772.8</b>	<b>493.2</b>	<b>63.82%</b>	<b>Matsa</b>
200606	879.6			--
<b>200607</b>	<b>691.7</b>	<b>252</b>	<b>36.43%</b>	<b>Bilis</b>
200706	720.8			--
<b>200708</b>	<b>623.8</b>	<b>125.5</b>	<b>20.12%</b>	<b>Sepat</b>
<b>200807</b>	<b>968</b>	<b>768</b>	<b>79.34%</b>	<b>Kalmaegi,Fung-Wong</b>
<b>200809</b>	<b>1391.5</b>	<b>1245.6</b>	<b>89.51%</b>	<b>Sinlaku,Jangmi</b>
<b>200908</b>	<b>784.5</b>	<b>706.5</b>	<b>90.06%</b>	<b>Morakot</b>

最後則就日月潭周圍環境的風場而論，圖 11 為援引自中央氣象局所發行之氣象報告彙編的風花圖，紀錄年代為 2001-2010 年。在該資料中，顯示日月潭氣象站所觀測到的風速都相當的低。平均風風速僅每秒 1-3 公尺左右，按照蒲福式風級表的分類，其屬於第一級以及第二級的狀況，即靜風至微風為當地風速的主

要型態。在歷年來的觀測資料中除了颱風侵襲時，曾經出現較高的風速以外，其餘風速資料皆顯現相當穩定的狀態。

就風向而言，日月潭氣象站所記錄到的風向資料，主要集中在兩大群集當中。第一個群集主要為出現於冬春二季的北風；而另一個群集，則是出現在夏秋兩季的南風以及西南風。由風向的主要分佈群集來看，可發現其分佈與台灣的季風風向大致相符。故將風向、溫度、雨量等記錄相互比對後，則可推論季風是影響該地氣候的主要驅動因子之一。倘若季風的強度出現改變、使風速加強到足以引發搬運作用時，風力吹拂對於地表的物質輸送，亦可視為日月潭周圍地表作用當中，相當重要且不可或缺的一環。

自 1941 年至 2011 年的紀錄中看來，超過秒速 10 公尺的陣風紀錄，少於百分之十，加上自二十世紀至今，本區域受到森林的覆蓋，植被對於地表具有相當良好的保護作用。植群對於集水區內的風力搬運作用是顯著的阻力，故當無法確認集水區內的風力狀態與植被特性等條件，已達到足以減低風力搬運作用的閾值之前，缺乏直接證據得以說明風力在地表作用的重要性。故本研究認為若須證明此特點，則需現地測試做為解釋時所用的參考基準。

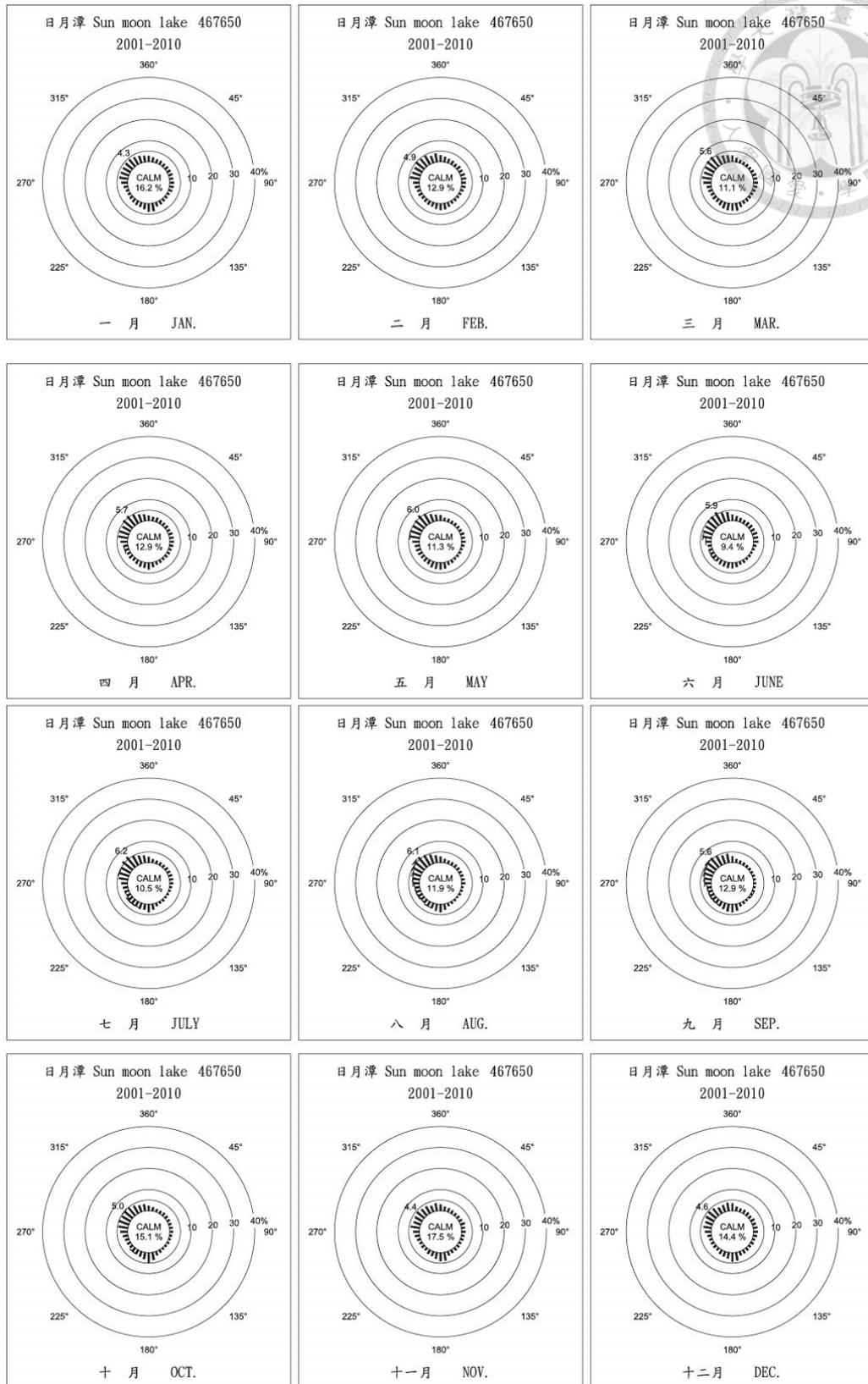


圖 11.日月潭氣象站之風花圖(擷取自中央氣象局氣象報告彙編,2012)

從中央氣象局所屬之日月潭氣象站所紀錄的氣象觀測記錄，以及氣象條件的可能成因之推演來看。日月潭周圍環境的氣象條件，大致上為溫暖、潮濕、雨量高度集中於夏季、風力作用不甚顯著等四大特點。整體而言為一典型的副熱帶季風氣候區。

從前述二十世紀的氣象觀測資料回顧當中，可以得知日月潭周邊區域現代的氣候條件及其特徵，具有夏雨集中、高溫、受颱風影響而有極端降雨事件等特色。而將二十世紀以來的溫度與雨量條件，配合孢粉學研究的結果可對比為相對暖濕的環境(Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。

## 第五節 現代化水利工程對日月潭沉積環境的影響

日月潭原為天然湖泊，而自 1930 年代起，隨著水利工程的設置與人為控制措施，使得日月潭的水文特性與沉積環境出現了根本的改變，為日月潭人工化的開端。為了能夠使日月潭擁有足夠的水源，受限周邊集水區過小，加上無大型河系注入等先天條件上的不足，台灣總督府自武界建築引水隧道將濁水溪的逕流引入，做為穩定的水源。

溪水的引入亦代表著其中所挾帶的物質一同進入日月潭，故日月潭現今的沉積物主要來源，並非其所在的集水區以及周邊的邊坡，而是以濁水溪上游為其現今的集水區。在人工化前後的沉積物來源有著顯著的不同。此外，為避免大量粗顆粒物質進入以致於堵塞引水隧道與日月潭的淤積現象，武界引水口的設置以攔截河流表層較為澄清的水流進入為取水方式，如此便使得濁水溪逕流當中的懸浮質以及溶解質大量進入日月潭，造成日月潭現代的沉積物當中，以細顆粒的物質居多。這些細顆粒的物質在水中相當容易懸浮，故當其進入日月潭後飄散於湖泊各處沉積，並非單純沉積於引水隧道出口周邊。

在 Ochiai 等人於 2012 年的研究結果中則指出，日月潭的沉積作用，以引水隧道出口周邊最為顯著，並朝著向山出水口的方向擴散。此現象的成因受進水與排水等人為控制的影響，目前日月潭在潭內有一自東向西流的水流方向，圖 12 所示之箭號，即為現今的水流方向。此現象亦使得異重流在湖底隨之擴散以及驅動懸浮質飄散，進而造成細顆粒的物質散佈在湖內的各處(Ochiai et al., 2012)。

總結以上討論，以目前的研究成果可以得知，日月潭在受到人工水利設施建設影響過後的沉積環境與建設之前可能發生改變，但僅止於 1930 年代過後的沉積紀錄，對於水利設施施作之前的沉積作用與環境變遷的解釋並無影響。



圖 12. 日月潭內水流與本研究沉積柱採樣點之關係圖(內政部,1999; Ochiai et al.,2012)

## 第四章 研究方法論



第二章的回顧當中已對於沉積物組成、分析以及其所代表的環境變遷模式和地表作用間的相互關係進行回顧與統整。本研究的方法論，大致可以分為三個主要途徑，分別為環境作用之概念化與推論、沉積物樣本分析，以及古環境相關研究之資料整理。

### 第一節 環境作用之概念化與推論

由於本研究受到時間以及技術、資金等限制之影響，難以針對湖底沉積物樣本進行所有的分析方法。故本研究針對沉積物中較為主要的組成成分、物理性質等參數進行回顧，藉由回顧不同參數彼此成因的差異與其所特定指涉的環境變遷模式，重建自更新世末期以來的環境變遷及各個階段氣候條件之概況。

具體而言，如圖 13 所示，將環境中個別參數之關係進行歸納後，將作為個別階段的分析結果與分析地表作用時立論的依據。本研究的邏輯主要從下列三個問題進行發想，針對建構個別目標所需的參數進行其必要性與邏輯性之闡述，並以此達成本研究之研究目的。

本研究的方法論可以簡化為三大項分別進行討論。首先，回顧台灣現有的第四紀環境變遷相關研究，並且歸納出更新世末期至全新世的氣候變遷史，以作為探討時所參考的背景知識。再者，藉由沉積物分析的結果，將自更新世以來的沉積紀錄界定出數個不同的階段以及具有顯著變異的短時距事件。藉由定年分析的結果估算個別階段與事件的作用年代、持續時間、以及沉積率的變化。並將結果與現今已知的大規模環境變遷事件相互比對，說明兩者間的相關性，提升本研究分析結果的信度。

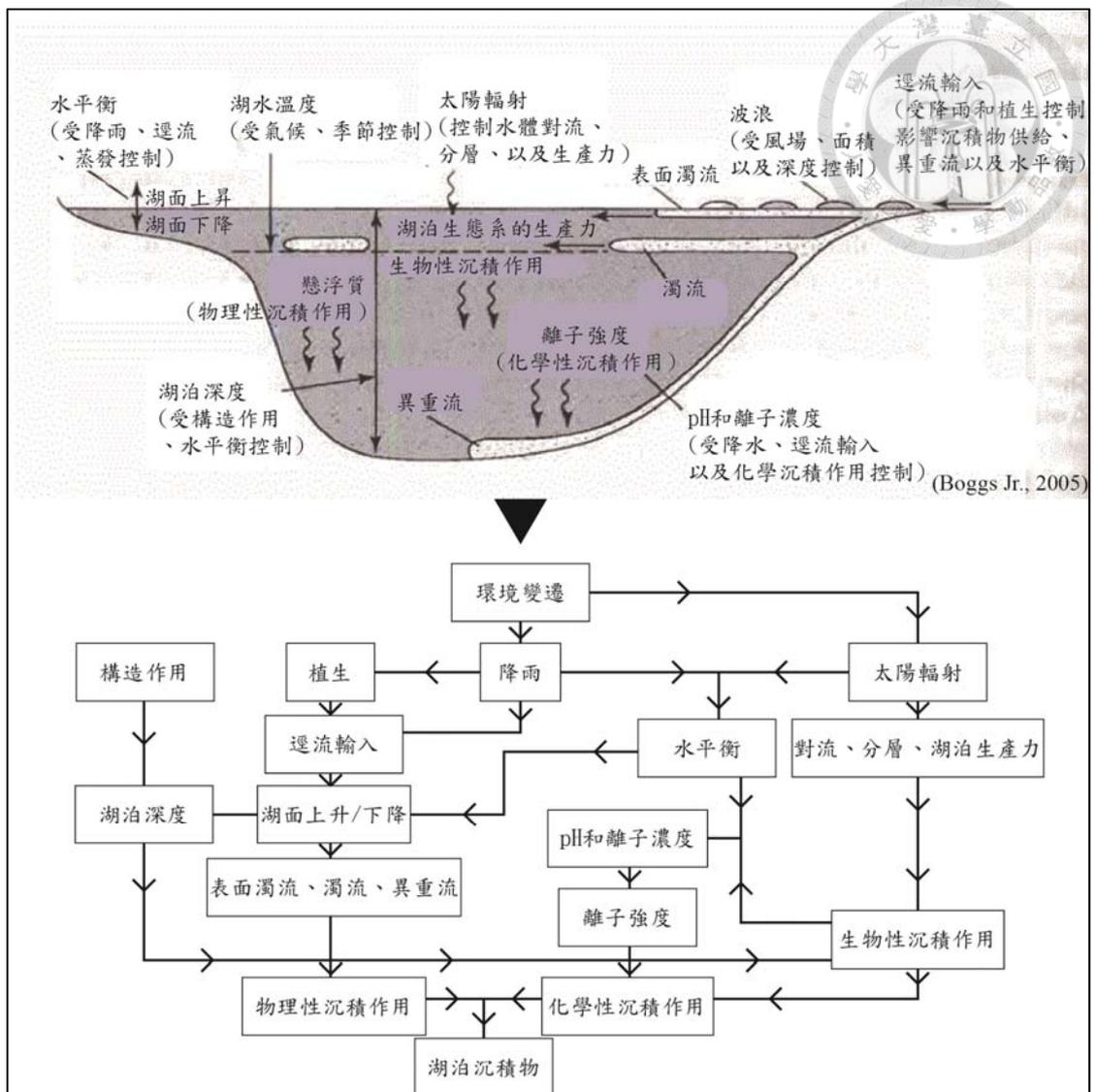


圖 13.環境作用中個別參數之關係示意圖(前半部為引用並修改自 Boggs Jr.,2005，後半部為本研究自行整理)

最後，根據氣候變遷在沉積紀錄當中的結果，並且與相近年代的孢粉分析結果進行比對。比對結果可以做為說明地表植群的變化以及剝蝕作用的差異造成地表作用轉變為數種可能的作用型態，並針對個別作用型態進行探討，說明推論的合理性。

## 第二節 沉積物分析參數背後代表的環境條件與邏輯

第二章第二節的相關回顧與探討中，已經指出本研究所使用的參數其背後所代表的環境條件。故必須將其個別關係進行整理後，轉變為簡易的算式方能作為分析所用。其中以有機質而言，其所代表的是沉積作用地當時，湖泊整體環境的生物量之多寡。因此在生物大量群集以及湖泊進入沼澤化的情況下，皆使得有機質的含量出現上升。生物大量群集，通常是伴隨著暖期以及濕期出現，但沼澤化則是乾季所引發的結果。

該現象的成因背後代表的是解釋參數時，其所背後代表的環境條件中必須藉由其他參數做為比對分析的地方。但以最簡易的原則來說明，依然可以將個別參數對於氣候變遷的反應簡化為一單純的二維坐標系。

在一典型的二維坐標系當中，共有垂直軸(Y軸)以及水平軸(X軸)作為表示不同維度所使用的尺度，根據本研究回顧環境變遷時，所使用的參考基準，可以將氣候條件，簡化為乾、濕、冷、暖等四大類型。故在本研究解讀參數背後所代表的環境變遷機制時，亦使用此分類作為代表坐標系的尺度，故垂直軸可以代表降水量的多寡而水平軸則是代表平均溫度的高低。

因此在本研究所簡化的坐標系當中，愈往右側與上方移動時，則代表環境中的平均溫度與降水量皆為增加的狀態。位於右上角的區域則是代表高溫、潮濕的氣候條件；相對地，在左下角的區域則是代表乾燥、寒冷的氣候條件。另一個在構築坐標系時要注意的條件是本坐標系沒有負值的設計，降雨量的最低單位為0，而根據第二章第四節的回顧中，亦可得知自末次冰期以來，日月潭周邊的平均氣溫並未出現低於攝氏0度的情況。基於這兩點前提，此二維坐標系的多寡為一相對的概念，並未指涉實際觀測的數值如溫度之攝氏度數或是雨量之毫米數。

根據第二章第二節的回顧中，指出了藉由沉積物中出現碳酸鹽富集的紀錄，可以做為偵測極端乾旱事件所使用的參數。其成因為當環境迅速轉變為極度乾燥的情況下，蒸發大量高過降水後，使得水平衡出現失衡的狀況，除了減緩地表逕



流的注入之外，也同時縮小了湖泊的量體。在水逐漸蒸發的同時，亦代表湖水當中的物質濃度逐漸攀升，由於碳酸鹽在過飽和之後，便自水中析出並沉澱。因此當碳酸鹽大量析出，以至於在湖底出現富集的現象，通常為極度乾旱或是迅速的乾旱事件所影響之結果。因此碳酸鹽若出現異常的增加時，可以將其解釋為乾燥的環境。倘若沉積物中的碳酸鹽含量偏低到近乎難以偵測的情況時，則代表該階段湖泊的水體微逐漸增加或是處於穩定的狀態。

前人研究的結果指出台灣在更新世末期以來的乾濕循環雖與氣溫具有高度相關，但並非完全對應，因此無論是冷期或是暖期皆有乾季的出現。在解釋此參數背後所代表的環境變遷模式上，則偏向以極度乾燥或是快速乾燥的事件，做為主要解釋的模式。以下即利用生物矽以及粒徑兩參數做為案例，說明本研究將各參數的組成比例差異簡化，成為界定氣候變遷具體概況之方法。

生物矽是常用的化學性指標，普遍應用在海洋研究當中，在淡水環境中的應用則相對較少，但仍具有一定的參考性。生物矽的成因為矽藻等原生生物在組成細胞膜時必須吸收矽元素作為材料，這類經過生物作用的矽與自風化作用以及地表逕流所搬運而來的無機矽有著不同的化學特性。故可以根據生物矽的含量做為推算矽藻族群總量的參數。

在一般的淡水環境當中，生產者泰半由矽藻類之原生生物組成。而影響湖泊當中矽藻族群生存的幾個主要機制分別為濁度、深度以及酸鹼度(Kashiwaya et al., 1995)。

濁度定義為水體當中細粒物質的組成比例，其單位為 NTU。當濁度上升時，水體內所含的懸浮物質混雜在水體當中，對於外界射入水中的光線形成阻礙，進而使得水中的透光率下降。透光率下降對矽藻最直接的影響為矽藻難以藉此行光合作用製造養分，進而使得矽藻的族群縮小，生物矽的總量也因此下降。因此當濁度上升時，光線的穿透深度縮小，使得矽藻的棲地亦縮小，此過程亦使得沉積物當中的生物矽含量下降(Kashiwaya et al., 1995)。



就深度而言，矽藻等原生生物根據其棲地特性可以分為浮游性以及底棲性兩大類。當湖泊的深度足夠時，則此兩大類的矽藻都會依據各自對於棲地的喜好進行繁衍。但當深度逐漸減低時使得棲地的面積縮小，此兩大類的矽藻必須對於棲地相互競爭，進而影響其族群繁衍以及總量。若乾涸的情況顯著到如同湖泊沼澤化的情形時，大量細菌與其他類型的生物會佔據原先屬於矽藻的棲息空間進而使得矽藻幾乎難以生存。如泥炭地當中矽藻的含量偏低及為泥炭的沉積環境不利於矽藻生存所導致的結果。前段所及提的相關機制都會使得湖底沉積物的生物矽含量出現明顯的改變(Murakami et al., 2012; Orkhonselenge et al., 2012; Kashiwaya et al., 1995)。

就酸鹼度而言，此參數受到湖泊當中有機物多寡的影響較為顯著。常態狀況下水的酸鹼性為中性，若湖泊的酸鹼度出現改變則可以分為鹽鹼化以及酸化兩大類過程。鹽鹼化的成因微氣候漸趨乾燥時，隨著湖泊的水體逐漸蒸發而縮小、水中的金屬鹽類濃度提高，進而使得水體的鹽度上升，將淡水湖轉變為鹹水湖。由於鹹水湖的行程泰半位於乾燥氣候區或是古內海陸化的結果，與本研究的研究區特性有顯著不相符之處。因此在討論時可以將湖泊鹽鹼化的可能性排除。就湖泊酸化的積極其對於生物矽含量所造成的差異進行討論為較為可能之方向。

湖泊酸化的可能成因為有機酸含量增加、酸雨入滲、火山作用等具體機制，酸雨入滲為人類活動工業化後造成大量的碳、硫、氮之化合物排放至大氣中的影響而造成降雨中挾帶了上述之酸性化合物進入湖泊，進而造成湖泊水體酸度增加。火山作用則為火山所排放的瓦斯中含有酸根，與大氣中的水氣結合後進入湖泊造成湖泊酸化。由於本研究所討論的時間尺度為工業化發展以前、加上日月潭的成因與火山作用並無顯著關聯，現今的地質調查並未明確指出該區域周邊有火山作用的歷史。故對於日月潭的環境條件當中得以造成湖泊酸化最有可能的因素為有機酸的出現。



天然環境當中有機酸的來源為生物遺骸受到細菌分解後，其體內的蛋白質所構成之碳、氫、氧、氮、硫等元素重新組合而成的化合物。生物遺骸的分解作用除了可能在邊坡、河道等環境進行之外，也會在湖泊當中作用。因此在生物量龐大且排水較為困難的湖泊當中，細菌分解生物遺骸所形成的有機酸便溶解至湖泊的水體當中，造成湖泊酸化的現象發生。由於矽藻對於酸性環境的耐受力較差，僅有部分物種可以生存在酸性環境當中。可知當湖泊出現酸化的現象時，其內部的矽藻族群數量亦逐漸縮小，造成沉積物當中的生物矽含量出現下降的現象 (Murakami et al., 2012; Orkhonselenge et al., 2012; Kashiwaya et al., 1995)。

總而言之，前段所提及的三種作用皆會影響湖泊當中生物矽的含量。由此可知以淡水湖等環境中對矽藻而言較為適切的棲地應為水質清澈、深度足夠並且無酸化現象的發生。若需具備這些特點的淡水湖則多為坐落於濕潤氣候區、河川上游、以及地勢開放的湖泊。故從中可知日月潭的環境除了地形較為封閉以外，仍符合矽藻對於棲地的喜好，因此可以將此參數作為分析環境變遷所用。如圖 14 所示，本研究將生物矽含量的多寡簡化為氣候的乾、濕、冷、暖等四大型態，並建立二維座標，作為界定環境變遷的依據。

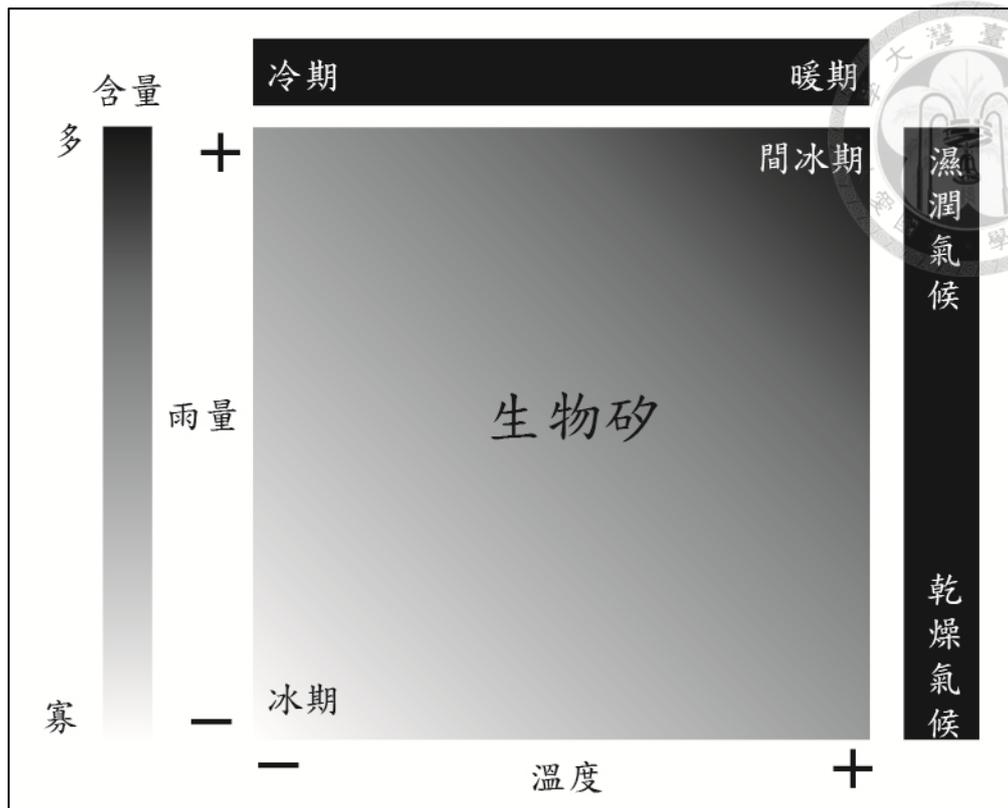


圖 14.以生物砂含量為例說明環境變遷之簡化概念示意圖

在解釋環境變遷的實際操作層面上，生物砂檢定的結果和藉由顆粒密度作為分析方法時使用了極為相似的概念。當集水區內的剝蝕作用逐漸加強的同時，大量的風化層以及土壤當中的無機物，受到地表逕流作用的影響而進入湖泊當中。大量快速的物質輸送使得湖泊內部的生物性作用，尚未完全反應完成即結束其沉積作用成為湖底沉積物的一部分。在此作用的背景之下會使得沉積物當中的礦物比例上升，其他數種生物性參數的比例則顯著下降。基於此點則可將分析時所參照的標準做適當的修改。

若在沉積物樣本內可以得到生物砂的含量出現顯著增加，則代表當時湖泊的量體較前一時期上升，可將其對比為一相對濕潤的氣候階段。而在氣象狀況的回顧中亦指出日月潭地區的地形因素影響使得濕潤期代表西南季風的作用較為強盛，故可將此結果推論為一相對暖期。將此二結果綜合之後可知自更新世末期以來若生物砂的含量出現顯著增加，則代表該時期湖泊的量體顯著上升，使得湖中的矽藻族群大量繁衍，進而使得湖底沉積的生物砂總量因而上升。反之，若當生

物矽含量出現顯著下降時，則代表該時期湖泊的環境不利於矽藻生存，如沼澤化、酸化、乾涸等現象。若將此概念推廣至整個第四紀，則可以藉由生物矽在沉積物當中的含量說明冰期與間冰期的出現與否及其持續時間。唯需要進行更多樣本的鑽探與分析，方能將此概念推廣至長時間尺度分析所用(Kashiwaya et al., 1995; Shichi et al., 2009)。

就另一方面而言，粒徑分析也是與生物矽檢定一般具有高度客觀性與應用的分析方法以界定地表作用特性對於物質輸送的影響。雖然在濕潤與溫暖的氣候階段時，植生對於邊坡的保護使得剝蝕作用比起裸露的邊坡來說相對地不顯著。然後當強度及大的降雨事件發生時，雨水和地表逕流的沖刷依然足以驅動將物質自邊坡往湖泊輸送的過程。若加上地震或是颱風等影響，更可能引發邊坡破壞等事件，造成大量風化物直接進入湖泊等現象發生，使得湖泊沉積物的顆粒變粗。

因此在顆粒粒徑的分布上來看，若粗顆粒的物質佔據的比例上升，則可推估其應為降雨沖刷所引發的剝蝕作用增強之結果(Orkhonselenge et al., 2012; Kashiwaya et al., 1995)。將此概念反向推演則可得細顆粒的物質可以做為常態狀況下的代表，然而極細的黏土質顆粒則因具有凝聚的現象，則比起粉砂較為難以沖刷，但大致上而言，仍是湖泊沉積物中常見的組成之一。總結上述討論後，可以得知當黏土和砂質等其他類型的含量出現顯著上升時，則代表該時期的沖蝕作用以及搬運作用的規模較以往顯著。至於詳細的作用模式，則需參考前人研究，以界定究竟是因為氣候變遷抑或是顯著的剝蝕作用例如山崩、地震、森林大火等其他可能因素影響下的結果。

根據前述段落中對於生物砂的案例討論當中可以得知湖泊沉積物當中的生物砂含量對於環境變遷事件的反應及其具體成因。並將此概念圖像化後以水平坐標系的方式展現，作為解讀沉積物分析資料時的參考準則。本研究共計使用粒徑組成、顆粒密度、生物砂、有機質、碳酸鹽、礦物等六項參數作為分析沉積物性質的主要分類依據。

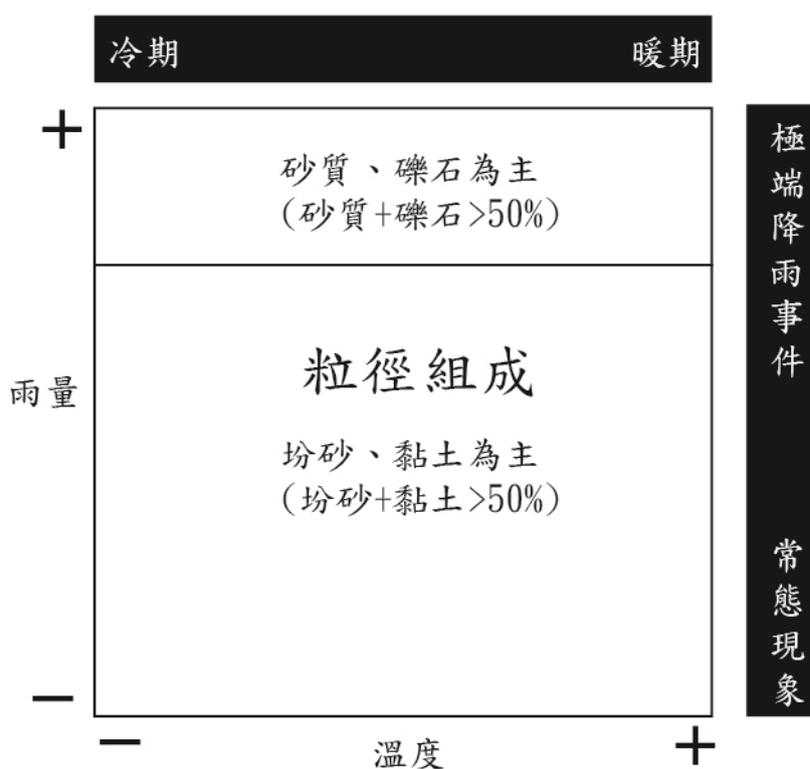


圖 15. 以粒徑組成為例說明環境變遷之簡化概念示意圖

圖 14 與圖 15 已將本研究所使用的參數，以及其對應於環境變遷的概況，並轉繪至二維作標之上，成為概念化的示意圖。這些圖表可以簡明的作為解讀氣候變遷的依據。然而在進行階段劃分時，則仍需參考每一種參數的變異趨勢，將性質相近或是趨勢相同的時間帶，劃分成為同一階段。本研究對於參數的量化指標中，除了密度分析以外，都是計算各種組成物質在沉積物當中的比例。因此根據所占比例的變異趨勢，可以分別定義為上升期、穩定期、以及下降期等三種簡易的分類。



上升期的定義為該種組成物質，在沉積物當中的含量比例逐漸增加，使之出現與其他時期相比，有顯著的上升、富集等分布型態。穩定期的定義為該種組成物質，在沉積物當中的含量比例並無顯著變異，使之出現與其他時期相比，呈現非常平均、穩定等分布型態。下降期的定義為該種組成物質，在沉積物當中的含量比例逐漸減少，使之出現與其他時期相比，有顯著的減少甚至是消失等分布型態。

在本研究的第六章以及第七章當中，參考本節所闡述的分析原則，對於各種沉積物組成成分的比例進行分析，以及後續的階段劃分，並與前人研究的結果進行對比，說明環境變遷對於湖泊沉積環境的可能影響。

### 第三節 本研究所產出資料之涵蓋對象與資料形式



總觀上述對於本研究所使用與採計的工作項目，可以得知本研究所產出的資料總共可以分為數大類。1.沉積物物理分析結果 2.沉積物化學分析結果 3.沉積物碳-14 定年分析結果等共計三大類，

#### 1.沉積物物理分析結果

本研究對於湖泊沉積物的物理性質分析著重於粒徑以及顆粒密度此二參數。首先就粒徑分析而言，本研究所使用之島津-SALD 2000 粒徑分析儀所運作的原理為利用雷射光撞擊至顆粒後反射回接收器的原理測定沉積物的顆粒大小。故其分析方式為利用多次偵測的結果進行估算不同粒徑組所佔之比例。故其分析所產出之結果為以 0 微米為最小值、1000 微米為最大值，按照不同顆粒之級距分別算出每一個樣本中沉積物顆粒於不同級距的比例。

其產出之格式如下表 2 所示，在本研究的實驗室工作中總共對於 152 個樣本進行測定，加上在進行化學分析前後依據有機物質的有無總共測定二測回。故本研究的粒徑分析總共產出  $152 \times 2 = 254$ ，共 254 筆資料。再將同一儀器所估算出之 25%粒徑、50%粒徑、75%粒徑以及 10 微米所佔之比例與 200 微米所佔之比例等相關數值建檔並儲存。表 2 即為展示本研究所完成之粒徑分析與資料格式。

表 2 粒徑資料及其格式(以樣本 1-18 為例)

No.	Depth(cm)	Sand	Silt	Clay
1	2.5	0	68.196	31.804
2	5	0	71.689	28.311
3	7.5	0	73.712	26.288
4	10	0	69.489	30.511
5	12.5	0	65.694	34.306
6	15	0	64.183	35.817
7	17.5	0	64.692	35.308
8	20	0	62.811	37.189
9	22.5	0	62.016	37.984
10	25	0	64.936	35.064
11	27.5	0	63.202	36.798
12	30	0	64.422	35.578
13	32.5	0	70.173	29.827
14	35	0	68.619	31.381
15	37.5	0	70.122	29.878
16	40	0	71.105	28.895
17	42.5	0	69.452	30.548
18	45	0	73.124	26.876

之後便根據 FAO 對於粒徑分組的閾值以 20 微米與 60 微米為標準，界定出 0 微米至 20 微米的黏土質沉積物群組、20 微米至 60 微米的粉砂質沉積物群組以及 60 微米至 1000 微米的砂質沉積物群組。再將 152 個沉積物樣本分別估算所得結果轉匯至軟體出圖，成為本研究最終所使用之粒徑分析分布圖。

密度分析的資料格式與建檔處理過程則較為單純，由於密度分析儀已有設計自動記錄功能，無須進行手動抄寫等工作。故其計算之結果可由密度分析儀以 txt 檔格式直接匯入電腦後轉存為 exl 檔於其他參數之資料共同建檔與儲存。

## 2. 沉積物化學分析結果

本研究對於沉積物化學性質分析的重點著重於藉由化學反應的方式將沉積物當中不同類型的組成物予以酸蝕並析離。故化學反應的結果是藉由不同階段的反映後分別計算其酸蝕的質量與樣本總量的對比，進而推估出不同類型的化合物在沉積物樣本中所佔的比例。本研究對於湖泊沉積物的化學性質簡化為有機質、碳酸鹽化合物、生物矽以及礦物等四類群組。根據本章所引用的參考文獻中，其所列明之實驗步驟與順序，逐次記錄之後便可以得到個別不同群組所佔的質量比。並將記錄以 Microsoft Office Excel 建檔後儲存。表 7 即為展示本研究所完成之粒徑分析與資料格式。

表 3 化學分析資料及其格式(以樣本 1-18 為例)

No.	Depth(cm)	Mineral	Carbonate	Organic Matter	Biogenic Silica
1	2.5	85.33%	2.03%	11.09%	1.54%
2	5	83.36%	3.28%	11.75%	1.61%
3	7.5	85.38%	2.97%	10.02%	1.63%
4	10	86.33%	2.31%	9.42%	1.94%
5	12.5	85.75%	2.68%	9.56%	2.01%
6	15	81.78%	7.32%	9.01%	1.89%
7	17.5	79.57%	6.21%	12.43%	1.79%
8	20	85.13%	3.34%	9.09%	2.44%
9	22.5	84.35%	3.78%	8.82%	3.04%
10	25	86.82%	1.53%	8.80%	2.85%
11	27.5	71.37%	4.02%	18.27%	6.34%
12	30	48.33%	0.20%	35.90%	15.58%
13	32.5	49.80%	2.45%	33.06%	14.69%
14	35	44.46%	1.89%	37.61%	16.04%
15	37.5	49.28%	1.97%	33.46%	15.29%
16	40	44.35%	2.24%	33.88%	19.52%
17	42.5	49.15%	4.74%	28.06%	18.04%
18	45	41.19%	2.24%	37.76%	18.81%

在本研究的實驗室工作中總共對於 152 個樣本進行測定，總共進行 6 個階段的分析，總共產出  $152 \times 4 = 608$ ，共 608 筆資料。資料格式為紙筆紀錄後手動輸入之 exl 檔，之後再利用 excel 中編寫計算式的工能，將生物矽與吸收度的關係式代入，即可推估出生物矽所佔的總量。建檔完成後再將各參數相加以確認其組成之總比例為 100%，若有產生誤差者則必須重新施測，執行化學性分析工作以消弭誤差。

待檢查完成，確定各樣本的資料皆無誤之後，再將 152 個沉積物樣本中共四筆不同類型的數據分別列表並轉匯至繪圖軟體出圖，以橫軸為組成比例，縱軸為該樣本在沉積柱當中之深度描繪組成比例與深度關係圖。之後再將碳-14 定年的分析結果標記於相對應的樣本編號上，成為本研究最終所使用之成分分析與深度關係圖。

#### 第四節 古環境相關研究之資料整理



前述第二章第四節與第五節的探討，已嘗試將台灣現有的古環境變遷研究領域中的孢粉學研究成果，進行回顧與探討。本研究整理 Liew 等人的研究之後，可以得知自兩萬五千年前至今，台灣的氣候條件正處於逐漸升溫的狀態(Huang et al., 1997; Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。逐漸升溫的結果，使得自末次冰期以來各種不同植群之分界，有逐漸往高海拔地區移動的現象。在兩萬五千年前所沉積的孢粉化石樣本中，已知喜好偏冷環境的松科植物當時為台灣中海拔地區的優勢物種(Huang et al., 1997; Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。然而現今的植群分佈及棲地條件紀錄，指出松科的優勢分佈區域為海拔 2500 公尺至海拔 3100 公尺之間(Su, 1984)。埔里盆地群的海拔為 500-800 公尺間不等，並非現今環境中松科植物主要的生長範圍。由此可知台灣的植群分界，在這兩萬五千年來已經上升了將近 1500 公尺，朝向較為寒冷的環境移動。若以溫度表示，則代表平均溫度在這兩萬五千年內，上升了約為攝氏 4-5 度之間(Liew et al., 2006)。

古今的植群分佈差異，是目前得以證明氣候變遷的主要因素之一，並且得以藉此說明環境變遷的演變與趨勢。然而在主要趨勢之下，仍有許多以千年、百年等作用於短時間尺度，抑或是事件型的環境變遷現象值得探究。如何藉由沉積物分析，界定並說明這些短時間尺度的氣候變遷事件，便是根基於目前的相關研究之下，可以繼續前進的目標。具體而言，這些短時間尺度的變遷事件，可以根據其作用規模、影響程度以及具有週期性與否，作為探討的面向，並且與現有研究成果相互比對。對比的結果，可以做為說明台灣地區的環境變遷，是否具有顯著的週期性之外，並且可以做為理解現有研究中，第四紀的主要氣候變遷循環對於中低緯地區的影響(Lee and Liew, 2010; Liew et al., 2006)。

在本章第四節以及圖 4.的探討當中，已經提及了氣候變遷使得植被的組成出現改變。當植被的組成出現改變之後，不同種類的植生覆蓋，對於地表風化層的保護作用也有差異。從孢粉學研究成果的回顧中，已經得知在日月潭周圍的環境



當中，植被以森林為主要型態，僅在少數顯著的階段出現由草本植物組成的型態(Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。可知本地在森林長期發育下，植被對於風化層發揮了良好的保護作用。在未受到坡腳侵蝕所引發的崩塌，以及地震等劇烈事件發生的影響下，剝蝕作用的顯著程度則與河道周圍或是草原所覆蓋的區域為低。歸納自 Liew 等人的研究當中指出，埔里盆地群在末次冰期極盛期的末期，處在相對乾燥的氣候條件之下(Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。將此條件納入考量後，可推測本區域曾經受到草本植物覆蓋。植被的覆蓋率與根系對於土壤的保護作用，不若森林覆蓋時而來的穩固。隨著植被對於風化層的保護作用減弱，地表作用對於風化層的剝蝕率亦隨著上升。除了降雨以及地表逕流所引發的侵蝕以外，風力吹拂帶動揚塵等細顆粒的傳遞，亦有可能較現今顯著。

總而言之，植群當中優勢物種的改變，會使得植被對於風化層的保護作用亦隨之改變。進入湖泊的沉積物在性質上亦隨著出現變化，因此沉積物成分的差異亦可以做為回推地表作用的因素之一(Huang, 1975; Liew and Tseng, 1999; Tsukada, 1967)。

藉由與全球性環境變遷事件之記錄，相互比對後，可知這些大規模的環境變遷的作用模式，雖以中高緯地區為涵蓋範圍。但在東亞季風的作用之下，氣候變遷的範圍，藉此擴張到東北季風所及的中低緯地區。台灣正好位於東北季風所影響的範圍之內，因此雖位處於中低緯地地區，但可能受到高緯區域氣候變遷的連帶影響(Liew et al., 2006)。故高緯地區地氣候條件出現改變，便藉由東亞季風，連帶的影響台灣島上之植生分布、外營力對於剝蝕作用的強度，以及侵蝕作用的形態等面向。台灣島多高山的特性，使高海拔地區因高原效應的關係，氣候條件近似於中高緯地區一般。當高緯地區環境變遷藉由東亞季風傳播，使台灣地區出現了類似的環境變遷。

具體而言，自末次冰期極盛期以來，台灣的氣候變遷根據不同的時間尺度，可以分別歸納出相關結果。首先，台灣地區的平均溫度，在末次冰期極盛期以來

升溫了約攝氏四到六度左右，並使得植物分界的界線，往高緯度地區移動了將近一千五百公尺(Liew et al., 2006a; Liew et al., 2006b)。溫度的變化進而造成植群發生改變，不同的優勢物種除了影響對於風化層的保護外，也改變了地表作用的特性。其次，若將探討的時間尺度，限縮到以千年為討論的基準。則可以根據氣候的乾、濕、冷、暖等特性大致分為數個不同的階段，這些階段彼此的持續時間、特點等皆未有明顯的相關性與周期性。對於個別階段的成因，以及作用模式目前僅能歸因於東亞季風所引發之環境變遷為主。

## 第五章 研究步驟



### 第一節 野外工作與取樣方法

野外工作與取樣方法的目標為取得合適的沉積物樣本，作為實驗室分析工作時所使用的材料。受到湖泊深度、沉積物厚度以及易達性等諸多條件的影響，湖泊沉積物的取樣方法之具體目標為鑽探沉積柱。因此可以使用俄羅斯式鑽探器、活塞式鑽探器、旋轉式鑽探器等數種。由於日月潭的平均水深介於 16 米至 18 米之間，過深的結果使得本研究所用的方法為活塞式取樣器，並於日月潭中靠近拉魯島的區域採取一長約 4 米之湖底沉積物樣本。圖 16 為本研究於 2012 年 2 月於日月潭進行採樣時，所拍攝之現場照片。



圖 16.本研究於日月潭進行活塞式取樣器之採樣工作

本研究藉由湖泊沉積物之成分差異，作為界定古環境變遷階段所使用的基準。如何自湖底將沉積物完整且不受干擾的取出，便是野外取樣工作的具體目標。2012 年二月，本研究商借日本神戶大學兵頭政幸教授所擁有之活塞式取樣器一組，並於日月潭潭底接近拉魯島之區域鑽探一長近 4 米之沉積柱。活塞式取樣器的運作原理，為利用取樣器垂直至入水中後，利用壓力的方式，將採樣管貫入湖

底，之後再抽取出水面，即可得到完整的沉積柱。活塞式採樣器根據其應用條件與操作環境，在設計上具有不同的需求。

本研究所使用的採樣器，其具體操作方式如圖 17，共計有六大步驟，即可完成湖底的沉積柱採樣工作。

1. 將採樣器投入水中，利用重力使採樣器逐漸沉入湖底。
2. 當採樣器沉入湖底後，將圓鼓內的水抽離，利用水壓將採樣器置入定位。
3. 待圓鼓完成定位後，確認採樣管垂直於湖底。
4. 利用高壓氣體注入採樣器，將採樣管推出，逐步貫入湖底。
5. 將採樣器內的高壓氣體抽離，採樣管便因壓力的影響自動回到採樣器內。
6. 待過程 5 完成後重新將高壓氣體注入圓鼓當中，並利用浮力的原理，將圓鼓連同採樣器一同帶回水面。

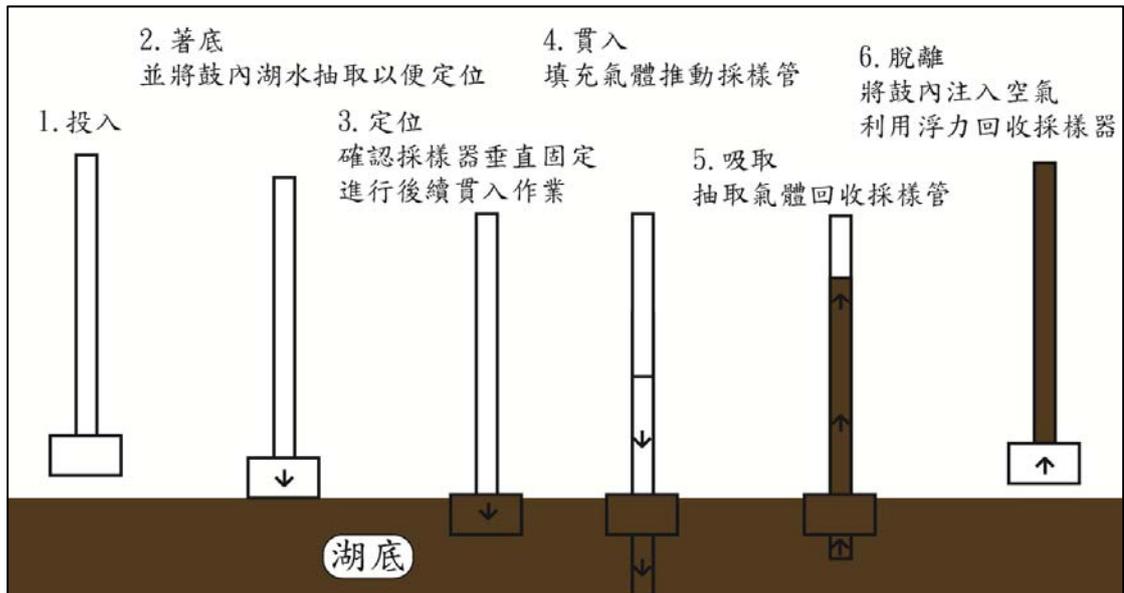


圖 17. 活塞式採樣器使用步驟(修改自 Lunne and Long,2006)

待取樣完成後，將沉積柱進行初步切割，並帶回台灣大學地理環境資源學系之自然地理研究室，進行樣本前處理之相關工作。樣本的前處理工作為以 2.5 公分為單位將沉積物進行切片。切片完成後共計有 152 個沉積物切片樣本，並採取

其中約 20%之質量進行烤乾以估算其含水率。其餘樣本封存後，藉由空運運送至日本金澤大學環日本海研究中心水文地表圈實驗室，進行後續物化相關分析工作。





## 第二節 研究室工作-沉積物物理性質分析

本研究的物理性質分析可以分為粒徑分析以及密度分析兩類。物理性質分析的相關工作與儀器，則是商借日本金澤大學環日本海研究中心，由柏谷健二教授所主持的水文地表圈研究實驗室進行分析。粒徑分析所使用的樣本為化學性分析完成後，經過純化的礦物樣本，並利用 Shimatsu SALD-2000 粒徑分析儀進行沉積物樣本的粒徑分析工作。而密度分析則是使用未經純化的沉積物樣本，烤乾後磨粉直接進行密度分析。Shimatsu SALD-2000 粒徑分析儀的原理為利用超音波震碎沉積物樣本後，再以渦流帶動使樣本平均的分散於測量桶中，再利用雷射光產生回波以及散射等原理，已統計方法計算出不同級距占整體粒徑的比例。本研究的粒徑分析實驗步驟入下列所示。

1. 將純化後的礦物樣本置於室溫 24 小時
2. 利用超音波震碎 5 分鐘，確保樣本中所有塊體皆已震碎
3. 將混和樣本的溶液置入 SALD-2000 之測量桶，並啟動渦流裝置。
4. 待渦流運作超過一分鐘後，開啟雷射進行粒徑測定
5. 待測定完成後，將樣本溶液自測量桶中排出，以清水洗淨待下一樣本之測定。

密度分析所使用的儀器則是 Shimatsu AccpvcII 1340 密度測定儀。其運作原理為利用高壓氬氣，將粉狀的樣本壓密後計算其所占體積，再藉由使用者所輸入之樣本重作為分母，即可計算樣本的密度值。其實驗步驟如下。

1. 將未純化的沉積物樣本置入烘箱以攝氏 77 度烤乾至少 24 小時。
2. 將烤乾後的樣本磨粉，確保其中未有任何孔隙之存在。
3. 將磨粉後的樣本置入 AccpvcII 1340 的量測杯，分別記錄量測杯空重與總重。
4. 將樣本連同量測杯置入 AccpvcII 1340，並分別輸入量測杯空重與總重。
5. 待高壓氬氣壓密完成後，將分析結果直接連線儲存於電腦建檔。

清除量測杯中的樣本，並擦拭乾淨，待下一樣本分析所用。

### 第三節 研究室工作-沉積物化學性質分析

從第二章第二節以及第四章第二節的回顧中，已經提到藉由化學性分析方法對湖底沉積物進行分析的具體方法，以及參數背後所代表的環境變遷模式。故必須針對本研究所採用的參數和分析方法制定詳細的操作步驟作為進行分析時的參考依據。本研究的實驗室分析工作與步驟順序如圖 18 所示。所有的實驗室分析工作，起自 2012 年 3 月 22 日，至 5 月 24 日全數完成，共計 62 天。

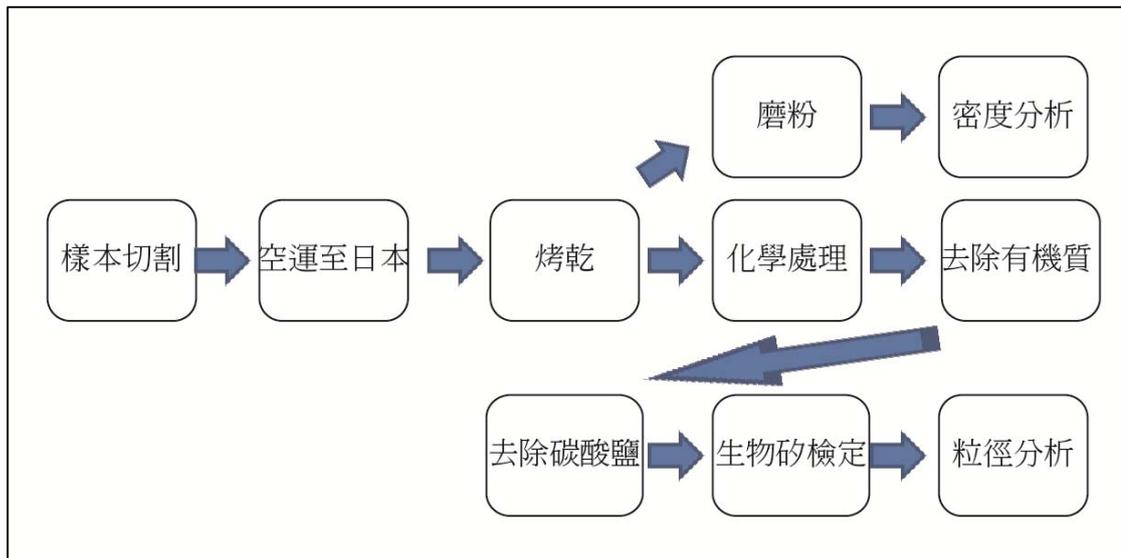


圖 18. 本研究之沉積物分析實驗步驟圖

具體而言，本研究的化學性質分析之目標為藉由無機酸溶液分解沉積物當中的特定物質，並將每階段之間的質量差求出，進而估算各類物質在沉積物當中所佔的比例。故針對有機質選擇使用過氧化氫，對碳酸鹽則選用鹽酸，生物矽則是使用硫酸、碳酸鈉、鹽酸等溶液反應後以鉬酸銨染色並計算其吸收度作為推估生物矽含量的參數。此後所剩餘的物質及為無機的礦物，在將礦物進行粒徑分析，作為湖底沉積物的物理性質參數。

本研究中對於沉積物的化學性質分析則是商借日本金澤大學的環日本海研究

中心柏谷健二教授所主持的水文地表圈研究實驗室之相關儀器與藥品進行分析。化學性質分析主要目標為釐清與計算各種組成物質的比例、濃度等以藉此分析環境變遷對於湖泊沉積物的影響。根據文獻回顧的結果，本研究將沉積物中的組成根據其化學性質分為碳酸鹽化合物、有機質、礦物以及生物矽等四大類。並且採用該研究室的實驗順序做為分析具體方法。

實驗順序與詳細實驗步驟之介紹如下列所示：

本研究之實驗步驟引用並修改自 Mortlok and Froelich 於 1989 年所發表之 <<A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments>> (Mortlok and Froelich, 1989)。

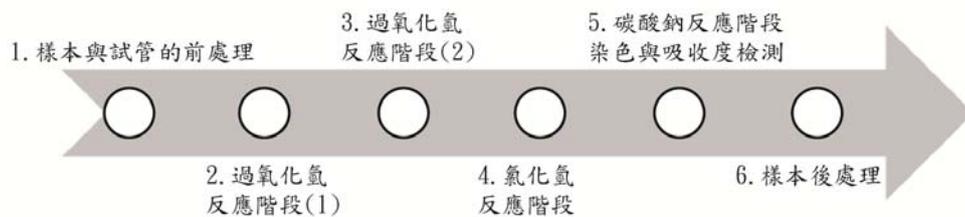


圖 19. 本研究所進行之化學處理步驟流程圖

### 第一部分-標本與試管的前處理

- 1.取得適量的標本並且利用坩堝至於烘箱內以攝氏 110 度烘乾 24 小時。
- 2.以自來水洗淨試管後並利用去離子水洗淨三次以確保試管以充分清潔無任何金屬鹽類附著。
- 3.將試管至於烘箱內以攝氏 77 度烘乾至少五個小時。
- 4.將試管貼上編號標籤以確保個別試管與其對應的樣本編號正確無誤。
- 5.將試管再度置入烘箱內並以攝氏 77 度烘乾至少五個小時。
- 6.將試管取出後置於常溫高過十五分鐘後以確保其完全降溫，之後再量測空試管的重量並且記錄。
- 7.將樣本以 50 微克(正負 4 微克為限)為標準置入試管內。
- 8.將裝有樣本的試管置入烘箱以攝氏 77 度烘乾 24 小時。





## 第二部分-過氧化氫反應階段(1)

- 1.將試管至烘箱取出並冷卻 15 分鐘後測量初始重量。
- 2.準備 10%的過氧化氫溶液。
- 3.以定量吸管將 1 毫升的過氧化氫溶液注入試管當中。
- 4.將試管置入溫水槽當中，並以攝氏 60 度的溫水加熱試管內的樣本與過氧化氫溶液。以每分鐘 130 轉為標準利用震盪器將試管搖動一個小時，待搖動結束後靜置於溫水內 20 分鐘後再度取出。最後將其保存在室溫環境下，阻絕外界空氣和灰塵後直至試管內之反應結束為止。(需靜置一至二日，視樣本內的有機質含量而定)

## 第三部分-過氧化氫反應階段(2)

- 1.利用超音波洗淨機將試管內的的樣本震碎。
- 2.將去離子水注入試管內達到試管容量的一半以上。
- 3.以 3000 轉與 20 分鐘為單位，將試管置入離心機離心，待離心結束後將上層的液體清除。
- 4.再度操作注入去離子水與置入離心機的作業，並將試管上層的液體去除，僅留下固體的沉積物樣本。
- 5.將試管置入烘箱，以攝氏 77 度烘乾 24 小時。



#### 第四部份-氯化氫反應階段

- 1.將試管自烘箱取出後靜置於室溫下 15 分鐘，但試管完全冷卻後量測其重量並且記錄。
- 2.準備 1N 的氯化氫溶液。
- 3.利用定量吸管將 1 毫升的 1N-氯化氫溶液注入試管當中。
- 4.利用超音波洗淨機震碎沉積物樣本，並且靜置常溫下 20 分鐘。
- 5.將去離子水注入試管內達到試管容量的一半以上。並以 3000 轉與 20 分鐘為單位，將試管置入離心機離心，待離心結束後將上層的液體清除。
- 6.重複前一步驟
- 7.將試管內的液體清除，僅留下固體的沉積物樣本。
- 8.將試管置入烘箱，以攝氏 77 度烘乾 24 小時。

#### 第五部分-碳酸鈉反應階段、染色、吸收度檢測。

- 1.將試管自烘箱取出後靜置於室溫下 15 分鐘，但試管完全冷卻後量測其重量並且記錄。
- 2.準備每公升 2 莫耳的碳酸鈉溶液。
- 3.使用定量吸管將 1 毫升的每公升 2 莫耳碳酸鈉溶液注入試管當中，並且利用超音波洗淨器將沉積物樣本震碎。
- 4.利用定量吸管將 7 毫升的每公升 2 莫耳碳酸鈉溶液注入試管當中。
- 5.利用膠帶等輔助方式，加強試管蓋的穩固程度。
- 6.將試管置入溫水槽當中，並以攝氏 85 度的溫水加熱試管，同時利用振盪器確保試管內的反應得以繼續進行不至於產生沉澱。
- 7.每隔一個小時將樣本取出以人工方式甩動、重新混和試管內的沉積物與溶液，並且檢查是否有漏液、沉澱、破損等現象發生。
- 8.準備 4N 的氯化氫溶液、6N 的硫酸溶液以及另一副試管做為後續染色分析用。



- 9.經過 7 小時的加熱後，將試管自溫水槽中取出。
- 10.將試管蓋以最快的速度取下，且下列步驟 11 至 16 須在半小時內全數完成。
- 11.從試管中以定量吸管吸取 0.1 毫升的液體，並且注入相對應編號的發色試管當中。
- 12.注入 0.1 毫升的 4N 氯化氫溶液於發色試管當中。
- 13.注入 0.8 毫升的去離子水於發色試管當中。
- 14.再次注入 7 毫升的去離子水於發色試管當中。
- 15.注入 0.2 毫升的 6N 硫酸溶液於發色試管當中。
- 16.準備鉬酸鉍溶液並且以五分鐘為間隔，以五根發色試管為單位依序注入發色試管當中。
- 17.準備光譜儀，並且熱機等待進行吸收度測試。  
當步驟 16 的第一組樣本等待超過半小時後，將發色試管內的溶液注入光譜儀當中，測定樣本的吸收度，並且記錄其數值。
- 18.待吸收度測定完成後，清理所有的相關儀器與耗材，並且按照溶液的酸鹼性質分別注入廢棄液體回收槽，不可直接倒入水槽以免引發環境汙染。發色試管則以實驗廢棄物直接拋棄，不得再度利用。

#### 第六部分-剩餘沉積物樣本的後處理

- 1.將樣本置入離心機，以每分鐘 3000 轉為單位離心 20 分鐘。
- 2.將試管上層的液體去除，注入去離子水達試管容量的一半後再次離心。
- 3.重做步驟 2.使離心次數達到三次。
- 4.將液體去除後，保留固體沉積物樣本於試管當中。
- 5.將試管置入烘箱當中，以攝氏 77 度烘乾至少 24 小時。
- 6.將試管自烘箱取出後靜置於室溫下 15 分鐘，但試管完全冷卻後量測其重量並且記錄。最後再將剩餘的樣本密封後置入適當的環境進行永久保存。

#### 第四節 地圖建檔與 GIS 應用



本研究回顧了數種不同的文本資料，如地圖、本區域的前人研究以及藉由地形圖與地質圖繪製本地區的地貌圖。現存的地圖大致可以分為兩大類，古地圖為日本殖民時期所繪製的地形圖，由於在水利工程開展以前即有三次不同的測繪資料，由此可知在人工化以前依據現代的氣候條件下日月潭的量體與現今人工化過後量體差異的對比。除了可以比對湖泊量體的差異外，日據時期所繪製之地形圖亦為現有對於日月潭在純自然狀態下唯一的地圖記錄，因此其重要性不可言喻。二次大戰以後所繪製的地形圖與地質圖總共有十數種之多，但由於日月潭的量體已經受到人工調節，且近百年來的其集水區內部的地形並無顯著變遷。故本研究以最近一期的繪測紀錄為根據，作為針對研究區內地貌現象描述以及繪製地貌圖時所使用的參考。地質探勘的相關紀錄起源於日據時期，自二次大戰後則根據先前的紀錄進行開始以及修改，因此在中央地調所整合並出版區域地質圖之後，地質資料相關的圖資則較為單純，不若地形圖或是相關研究等同時具有多種不同資料庫。故本研究的地質資料皆以中央地調所所發行之五萬一分一區域地質圖-埔里圖幅及其解說本作為參考對象。

本研究使用 ArcGIS 10.0 版本進行 GIS 應用相關工作。以台灣大學地理環境資源學系圖書室所藏之地形圖、地質圖等紙本圖資，選取日月潭周邊的地圖後進行掃描，並匯入 ArcGIS 進行空間定位(Georeference)，將地圖定位在正確的大地座標之後，再利用數化功能將集水區範圍、地層分布等地文特徵進行數化，作為出圖展示的基礎資料。

## 第六章 研究結果

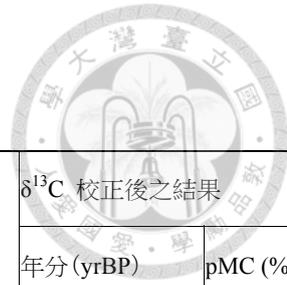


### 第一節 定年結果

本研究自日月潭的湖底利用活塞式取樣器採集一長約 3.8m 的沉積物樣本。並且將樣本中可見的植物碎片、碳化木等物質分離後作為碳-14 定年所使用的樣本。故於樣本處理時，將本研究自沉積柱中發現十數個不等的植物碎片、果核、木屑等類型之碳化物進行整理並封裝。挑選其中位於樣本編號 24、49、84、103、145 等五個樣本，轉送於美國 SLAC 國家加速器實驗室進行 AMS 測定法過後，根據其所回傳之結報進行編修與翻譯，並重新整理後納入本研究的資料庫當中。

本研究最後所整理與歸納出之結果共有樣本編號、採樣點、樣本型態、定年方法、碳-13 之比例、未受碳-13 校正與受碳-13 校正後之定年分析結果以及一次即二次標準差內的定年結果等共計 7 大項。本研究共計送出 5 個樣本至 SLAC 進行碳-十四定年分析，故總共有  $5*7=35$  共 35 筆資料，待建檔完成後，利用繪圖軟體描繪定年結果與深度關係圖，成為本研究所使用進行分析所用的圖表。定年分析的結果除了替本研究建立年代控制的參考基準之外，亦可以與其他相關研究進行比對所用。本研究從所有收集到的植物碎片當中選取五個樣本送至日本進行碳-14 定年分析。詳細定年結果與誤差、樣本處理方法等資料如下列之表 4 與表 5 所示。

表 4.本研究所使用之碳-14 定年樣本基本資料



樣本編號	採樣點	樣本型態	方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 校正後之結果	
					年分 (yrBP)	pMC (%)
RY1203-24	Sun-Moon Lake, Taiwan	Plant Fragment	AaA	$-29.56 \pm 0.47$	90 $\pm$ 20	98.84 $\pm$ 0.27
RY1203-49	Sun-Moon Lake, Taiwan	Plant Fragment	AAA	$-28.71 \pm 0.41$	180 $\pm$ 20	97.82 $\pm$ 0.25
RY1203-84	Sun-Moon Lake, Taiwan	Plant Fragment	AAA	$-26.41 \pm 0.39$	2,930 $\pm$ 20	69.42 $\pm$ 0.22
RY1203-103	Sun-Moon Lake, Taiwan	Plant Fragment	AaA	$-28.92 \pm 0.38$	4,170 $\pm$ 30	59.51 $\pm$ 0.19
RY1203-145	Sun-Moon Lake, Taiwan	Plant Fragment	AAA	$-21.44 \pm 0.38$	14,350 $\pm$ 20	16.77 $\pm$ 0.11

表 5.本研究所使用之碳-14 定年之定年結果

樣本編號	$\delta^{13}\text{C}$ 未校正分析結果		校正後分析結果 (yrBP)	一次標準差之年代範圍	二次標準差之年代範圍
	Age (yrBP)	pMC (%)			
RY1203-24	170 $\pm$ 20	97.91 $\pm$ 0.25	94 $\pm$ 21	1697calAD - 1726calAD (23.8%) 1815calAD - 1835calAD (16.7%) 1878calAD - 1897calAD (15.8%) 1902calAD - 1917calAD ( 11.9%)	1691calAD - 1730calAD (18.3%) 1810calAD - 1925calAD (57.7%)
RY1203-49	240 $\pm$ 20	97.08 $\pm$ 0.23	176 $\pm$ 20	1669calAD - 1681calAD (14.6%) 1738calAD - 1756calAD (18.2%) 1762calAD - 1781calAD (21.8%) 1799calAD - 1803calAD ( 3.7%) 1938calAD - 1947calAD ( 9.8%)	1663calAD - 1690calAD (18.3%) 1729calAD - 1810calAD (57.7%) 1925calAD - 1954calAD (19.4%)
RY1203-84	2,950 $\pm$ 20	69.22 $\pm$ 0.21	2,931 $\pm$ 25	1209calBC - 1111calBC (54.7%) 1103calBC - 1081calBC (9.8%) 1065calBC - 1056calBC (3.7%)	1259calBC - 1231calBC (6.4%) 1219calBC - 1042calBC (89.0%)
RY1203-103	4,230 $\pm$ 20	59.03 $\pm$ 0.18	4,168 $\pm$ 25	2875calBC - 2853calBC (12.3%) 2813calBC - 2745calBC (38.8%) 2726calBC - 2696calBC (17.2%)	2880calBC - 2835calBC (19.7%) 2817calBC - 2666calBC (75.0%) 2644calBC - 2640calBC ( 0.7%)
RY1203-145	14,410 $\pm$ 50	16.62 $\pm$ 0.10	14,345 $\pm$ 50	15649calBC - 15404calBC (49.2%) 15396calBC - 15291calBC (19.0%)	15845calBC - 15181calBC (95.4%)

從表 4 與表 5 的定年分析結果來看，日月潭地區的沉積速率在古今相較之下達到至少一個數量級的差異。在最下層自 2.5 公尺深至 3.6 公尺深的樣本當中(即樣本 103 號至樣本 145 號的區間)，平均沉積速率約為 0.1 公厘/年。而在最上層自 0.6 公尺深至 1.2 公尺深等較為接近現代的部分(即樣本 24 號至樣本 49 號的區間)則是 3 公厘/年。

將定年結果以深度和年代作為座標軸，進行轉繪後如同圖 20 所示。從圖 20 當中，個別區間的斜率可以發現，本研究的樣本在接近底層的部分，一個厚度 2.5 公分樣本約略可以代表 250 年的沉積作用，而中段則是約略為 70 年，表層則是以數十年至數年不等。造成如此大的差異，除了個別年代的物質沉積量，可能有所不同之外，湖水對於沉積物的重力作用，以及沉積物內部的化學反應等，也會造成樣本的厚度，在沉積過後出現壓縮的現象。因此定年的結果可以與密度分析的結果相互配合，並且根據前人研究的結果，說明沉積率的變化如何與環境變遷相互結合，以進行重建和推演。

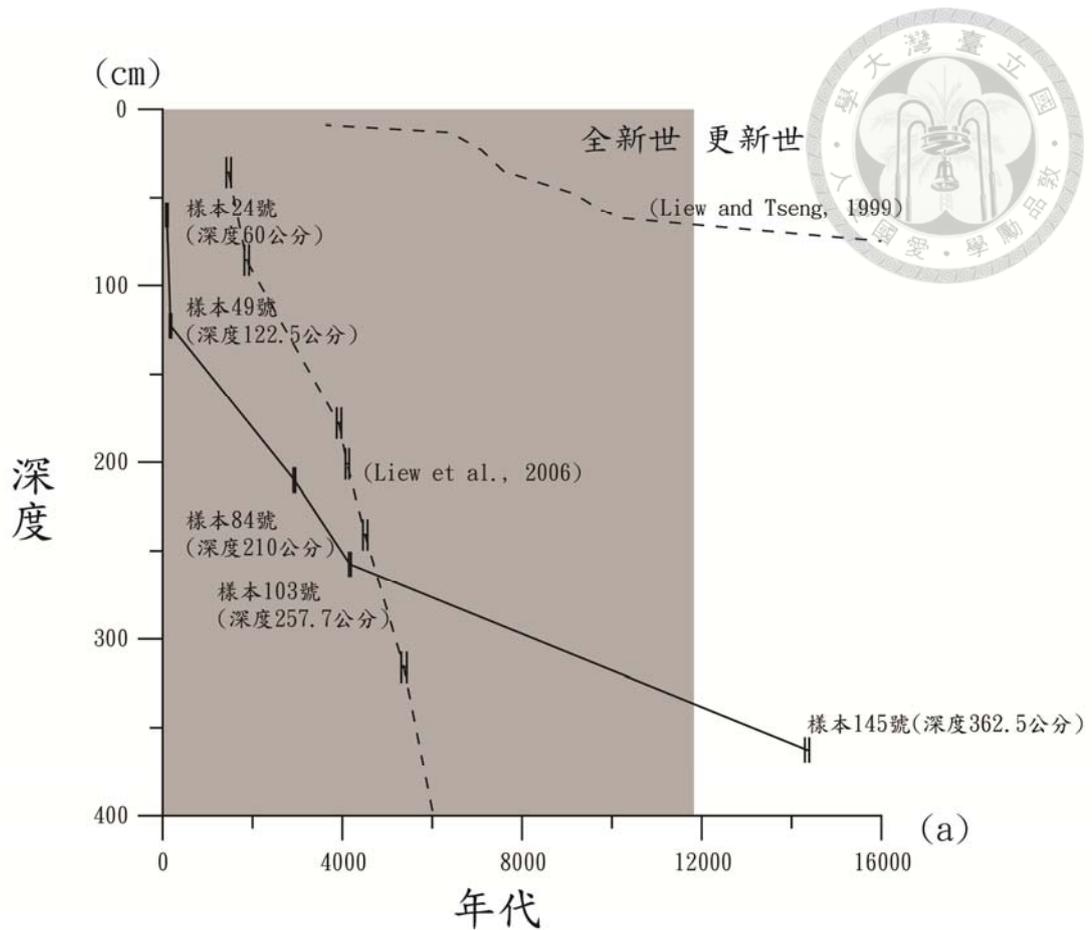


圖 20.碳-14 定年結果與頭社盆地泥炭定年結果關係圖(本研究之定年結果由 SLAC 提供)

## 第二節 沉積作用發生時間之估算

根據本研究的定年結果，利用內插的方式，將各樣本的沉積年代進行估算之後，可將前人研究中對於自末次冰期以來的數個階段，帶入本研究的分析成果。作為界定個別階段時，沉積物物化性質變異趨勢的年代控制資料。如圖 20 所示，左列為樣本所代表的深度，中列則為碳-14 定年分析的結果，並且標明各樣本的年代、誤差值、標號以及深度。右列則是將本研究之沉積柱所代表的年代，按照目前現有研究，對於萬餘年來的階段劃分為更新世末期、全新世前期、全新世極盛期、全新世晚期，以及現代等數個階段，並且加上本研究自行定義的 3ka 極端事件。這些階段劃分，可以作為探討氣候變遷與物化性質變異趨勢時，所用做年代劃分的依據。唯更新世末期依目前現有研究定義應為 126ka(Gibbard, 2003)，

該年代與本研究的樣本 145 號之定年結果具有相當大的差異，但由於樣本 152 號並未進行定年，僅有按照內插所得之估計值。故本研究整理與定義相關階段時，以估計值所得之 16ka(樣本 152 號，深度為 3.8m)為本研究探討的年代上限，而非以國際現有定義之 126ka 作為更新世末期的起點。因此本研究所關心的時間帶為自 16ka 起至 1930 年代日月潭開始進行人工化為止，共計萬餘年的時間帶，各階段的深度以及樣本分布如下表所示：

表 6.本研究自行整理之估算沉積作用時間與樣本分布關係表

階段名稱	起始年代	結束年代	起始樣本	結束樣本	起始深度	結束深度
更新世末期	16ka	11.7ka*	152	134	3.8m	3.3m
全新世前期	11.7ka*	6ka	133	111	3.3m	2.7m
全新世極盛期	6ka	4ka	110	99	2.7m	2.4m
3ka 極端事件	3.5ka	2.9ka	93	85	2.3m	2.1m
全新世晚期	2.9ka	1930AD	84	14	2.1m	0.3m
現代	1930AD	2012AD	13	1	0.3m	0m

\*國際現今通用的更新世/全新世界線(Salgado-Labouriau, 1980)

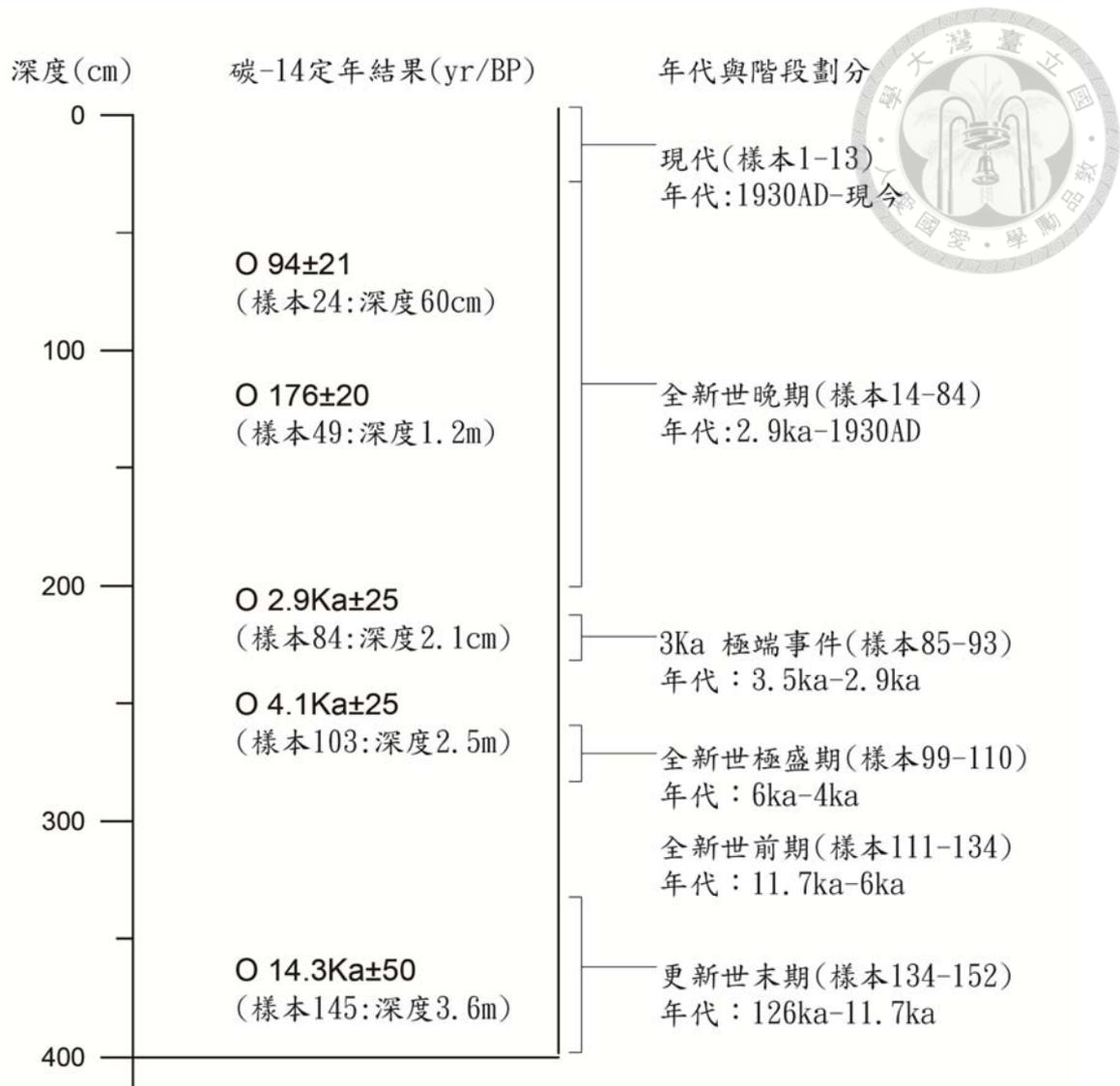


圖 21.本研究自行整理之估算沉積作用時間與樣本分布關係圖

### 第三節 沉積物物理性質分析結果

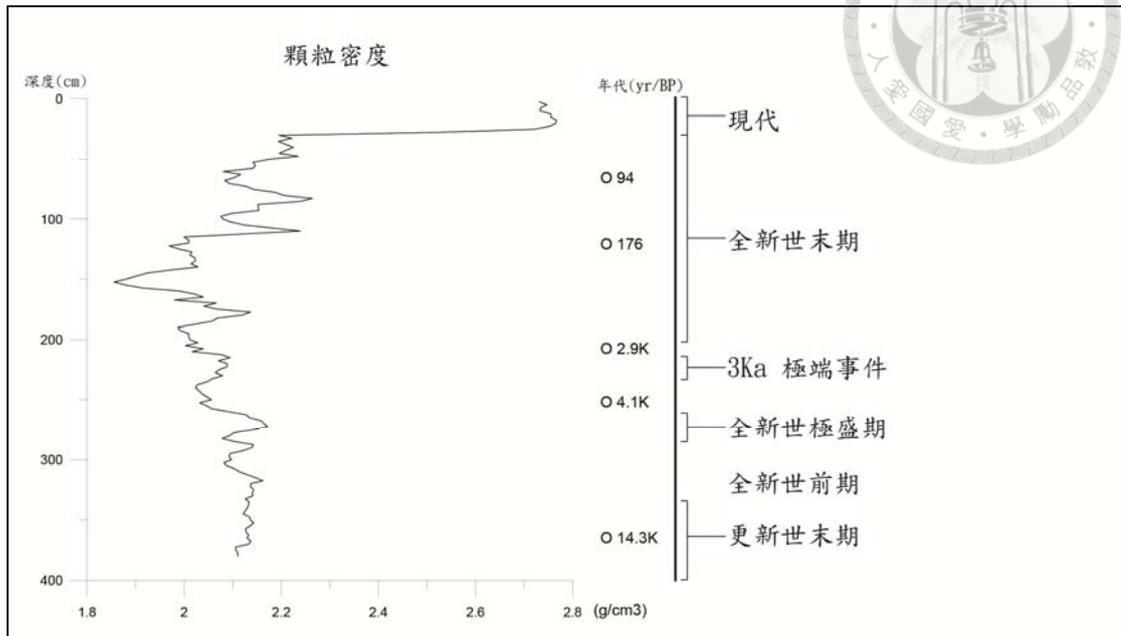


圖 22. 顆粒密度分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖

圖 22 為本研究所進行之顆粒密度分析結果，並以深度為垂直軸轉繪於二維座標之結果。圖中偏右側的部分增列碳-14 定年之結果，做為界定沉積作用年代的參考基準。最右側的階段，則是根據現有對於更新世末期以來的研究成果所進行的區分。從顆粒密度的結果及其變遷趨勢來看，最大值出現於現代，約為  $2.8(\text{g}/\text{cm}^3)$ ，此後在深度接近 50 公分時開始出現急遽下降，直到沉積層的底部皆在  $1.8$  至  $2.3(\text{g}/\text{cm}^3)$  的範圍內變動。

造成此現象的原因，係日月潭人工化前後的沉積物來源，來自於不同集水區的影響。故在密度接近  $2.8(\text{g}/\text{cm}^3)$  的區間，代表該階段的沉積物泰半為礦物為主的無機物。由於人工化之後的日月潭的沉積特性並非本研究的探討範圍，因此該階段不納入後續分析與討論當中。

自深度 50 公分至沉積層底部為止的區域中，可以根據顆粒密度變遷的趨勢分為三個主要的階段。而在這些階段當中，則是個別含有許多小型趨勢各異的鋒態。具體而言，顆粒密度的變遷趨勢在更新世末期進入全新世前期與中期時，具

有逐漸趨向低密度的現象。其中在全新世極盛期的末期，約為距今 4ka 左右之後開始出現相當顯著的下降趨勢。直到距今約 1ka 左右的階段達到最小值，密度僅約  $1.9(\text{g}/\text{cm}^3)$ 。之後便逐漸上升，直到接近現代時已經恢復到接近更新世末期的狀態。

故根據顆粒密度此一參數的分析結果，本研究將依據其佔有沉積物組成比例的變異趨勢，定義為上升期、穩定期、以及下降期。下列之圖 23 即為本研究所劃分之階段，並以此做為後續界定環境變遷階段的依據。

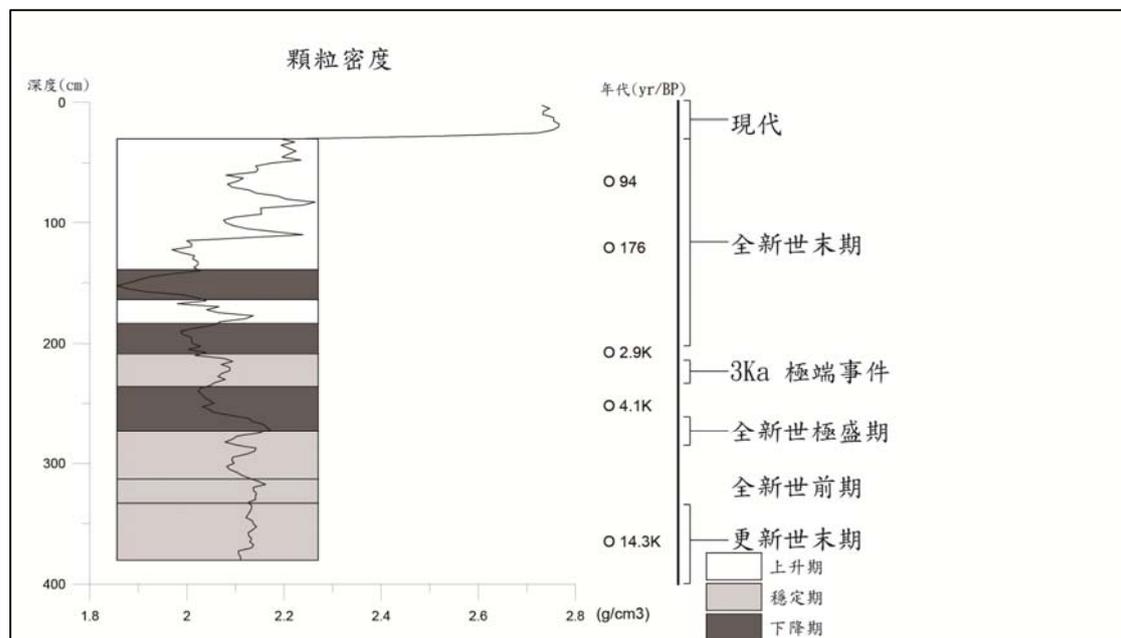


圖 23. 顆粒密度分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖

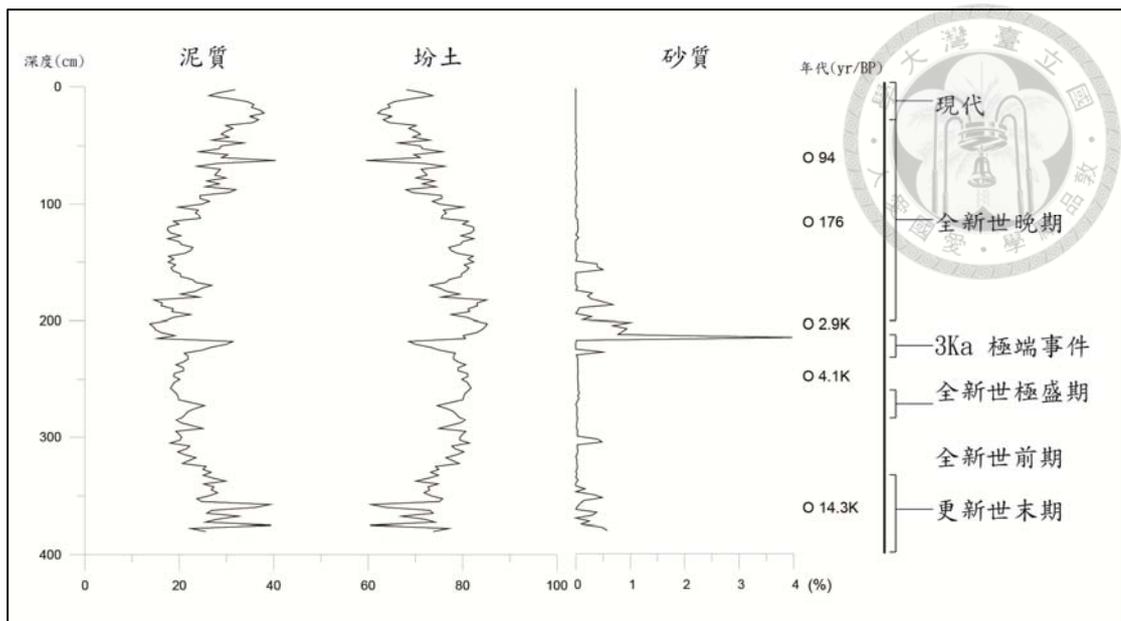


圖 24.砂質、坩砂、與黏土質沉積物分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖

圖 24 為本研究所進行之砂質、坩砂、與黏土質沉積物分析之結果，並以深度為垂直軸轉繪於二為座標之結果。圖中偏右側的部分增列碳-14 定年結果，做為界定沉積作用年代的參考基準。最右側的階段，則是根據現有對於更新世末期以來的研究成果所進行的區分。從三大類沉積物的組成成分差異來看，與顆粒密度分析結果較為相似的現象，為現代人工化過後的沉積物組成，與人工化以前的組成相比具有些許差異。故同樣未列於本研究的分析與探討之範圍。

就更新世末期至全新世晚期的現象來看，坩砂是構成日月潭沉積物的主要組成，黏土質則是呈現幾乎相反的變異趨勢，砂質則因組成比例過低，僅在部分樣本中佔有些微的比例(最大值僅 4%)。從組成比例的整體趨勢來看，由於黏土質與坩砂是湖泊沉積物在正常狀態下的基本型態，本研究的粒徑分析結果亦符合此前提。僅在少數樣本當中出現砂質沉積物之組成，然而這些峰態當中的最高值為出現於距今約 3ka 左右的高峰，其比例亦僅占 4%。可見粗顆粒的物質由於鮮少出現的特質，若得以藉由地表作用輸送進入湖泊，則可推測地表的剝蝕作用影響已及於風化層內部，將風化程度較差粗顆粒物質輸送進入湖泊。由此可見當砂質沉積物出現高峰時，則可能歸因於森林大火、地震、邊坡破壞、颱風等，造成植

被對於風化層保護作用減緩的可能模式。

就坭砂與黏土質沉積物的比例，以及其變異趨勢而言，可知更新世末期以降黏土質的比例便逐漸減少，至全新世極盛期後，距今約為 2.5ka 時達到最小值，此後直到全新世末期的階段則呈現逐漸上升的趨勢。該變異趨勢與顆粒密度的分析結果相近。坭砂的比例在整個全新世的階段中，除了幾個少數的峰態以外(如距今 3ka 以及 0.1ka 左右)，都是沉積物當中的主要組成，其最大值則出現於距今 2.0ka 至 2.9ka 的階段，普遍皆高於 80%。顆粒密度與粒徑分析的結果當中皆出現相近的趨勢，彼此間具有一定的相關性。至於分析結果中可見許多的小型鋒態現象，則因缺乏定年結果，以及其他地表作用的跡證，較難以明確歸因，為本研究後續分析的長期目標。

故根據黏土質、坭砂、砂質等三種粒徑比例的分析結果，本研究將依據其佔有沉積物組成比例的變異趨勢，分別定義為黏土質、坭砂、以及砂質個別比例的上升期、穩定期、以及下降期。下列之圖 26 即為本研究所劃分之階段，並以此做為後續界定環境變遷階段的依據。

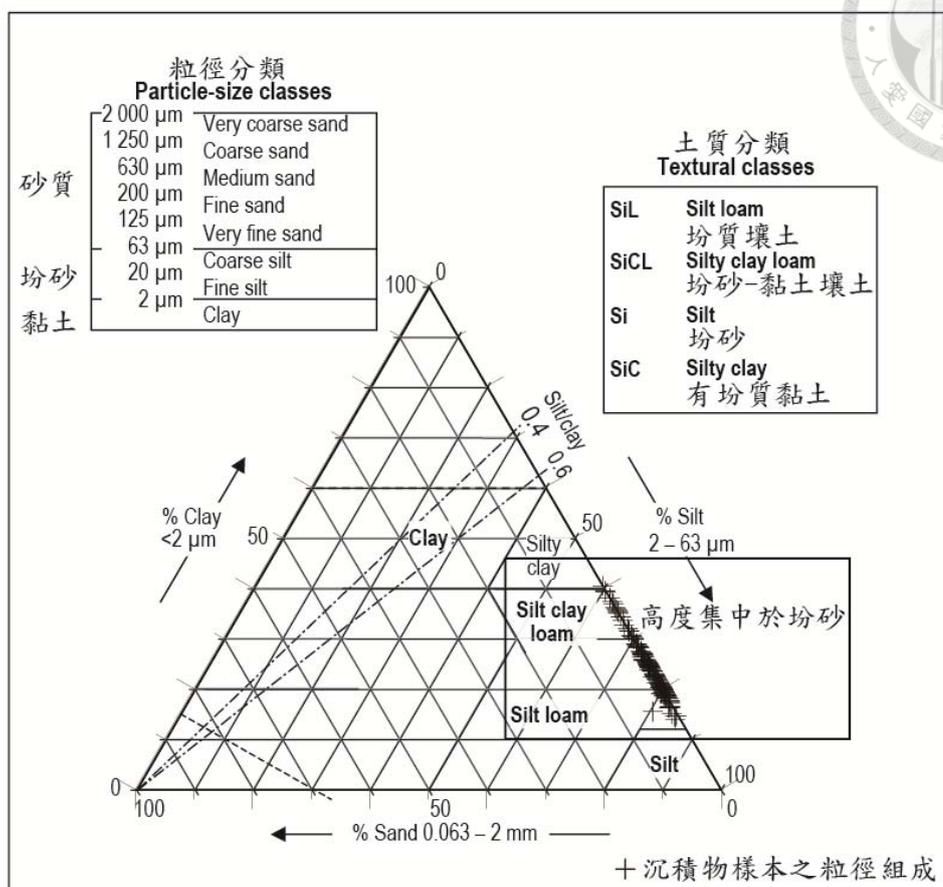


圖 25. 砂質、坩砂、與黏土質沉積物組成比例關係示意圖(修改自 FAO,2006)

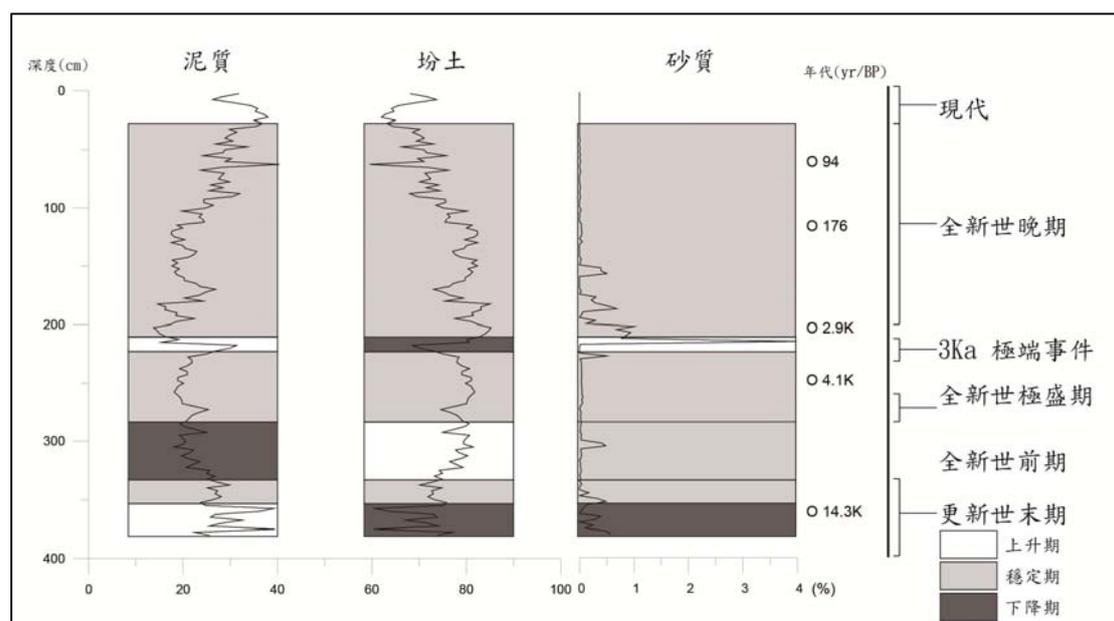


圖 26. 粒徑分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖

#### 第四節 沉積物化學性質分析結果

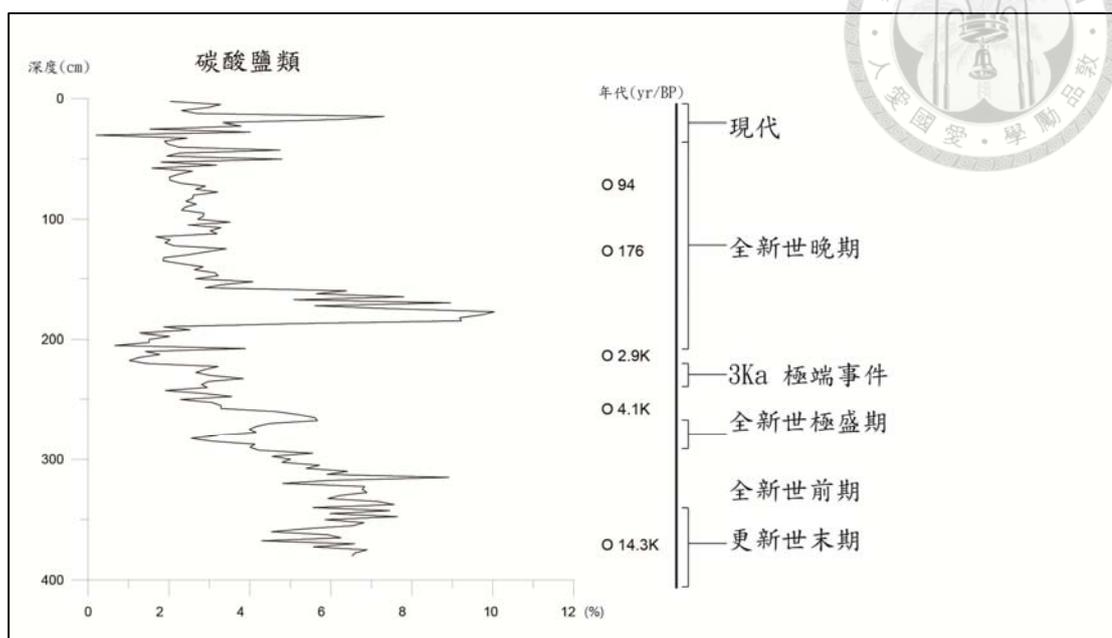


圖 27. 碳酸鹽分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖

圖 27 為本研究所進行之碳酸鹽分析之結果，並以深度為垂直軸轉繪於二為座標之結果。圖中偏右側的部分增列碳-14 定年結果，做為界定沉積作用年代的參考基準。最右側的階段，則是根據現有對於更新世末期以來的研究成果所進行的區分。

文獻回顧與研究方法當中已經提及，碳酸鹽為指涉乾旱事件所用的參考指標。本研究的分析結果中共計有三個主要的高峰期，根據定年結果顯現，這三個高峰期分別於全新世前期、全新世晚期的初始階段以及現代等三個年代。而在全新世極盛期時，則是顯現了相當顯著的低谷。從碳酸鹽分析的結果而言，與其他分析的結果出現顯著的相異趨勢。

此推論結果與其他參數的推論結果相比，以及與文獻回顧中對於台灣古氣候的描述之間，皆有明顯的相異之處。此外，由於碳酸鹽所佔的比例偏低，最大值出現在接近兩千年以前，僅占約 10%。偏低的比例可見此參數的應用在日月潭的沉積環境當中並不具有顯著性，此現象應受台灣的氣候主要型態是以潮濕氣候為

主的影響。如同乾燥氣候區一般蒸發大於降水的缺水現象較為少見，進而使得碳酸鹽難以飽和與沉澱的現象。

故根據碳酸鹽此一參數的分析結果，本研究將依據其佔有沉積物組成比例的變異趨勢，定義為上升期、穩定期、以及下降期。下列之圖 28 即為本研究所劃分之階段。

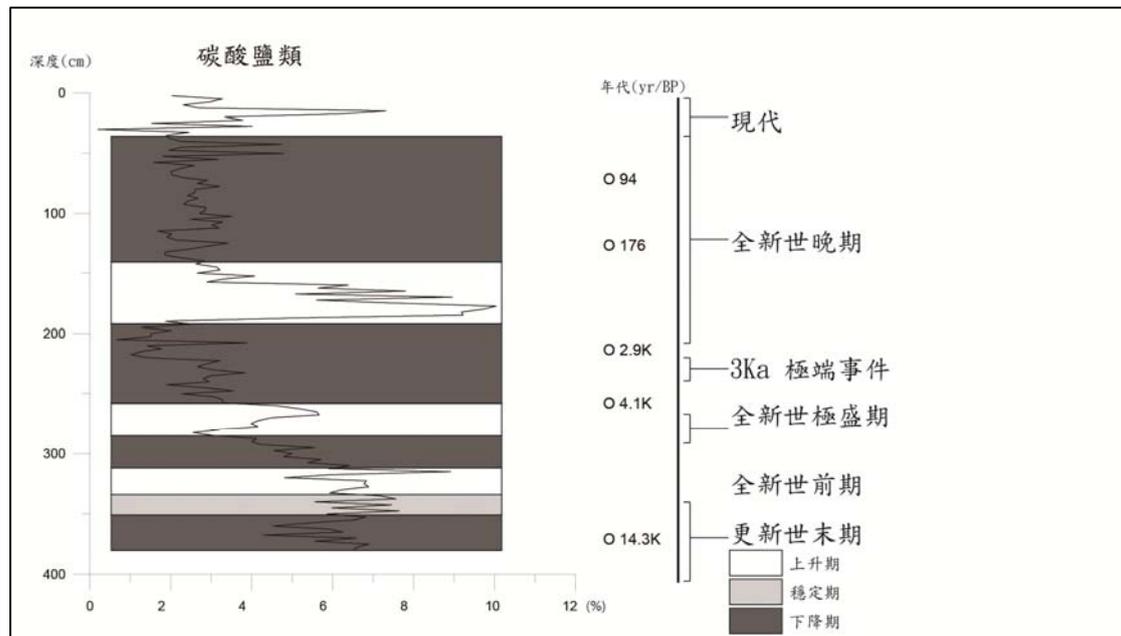


圖 28.碳酸鹽分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖

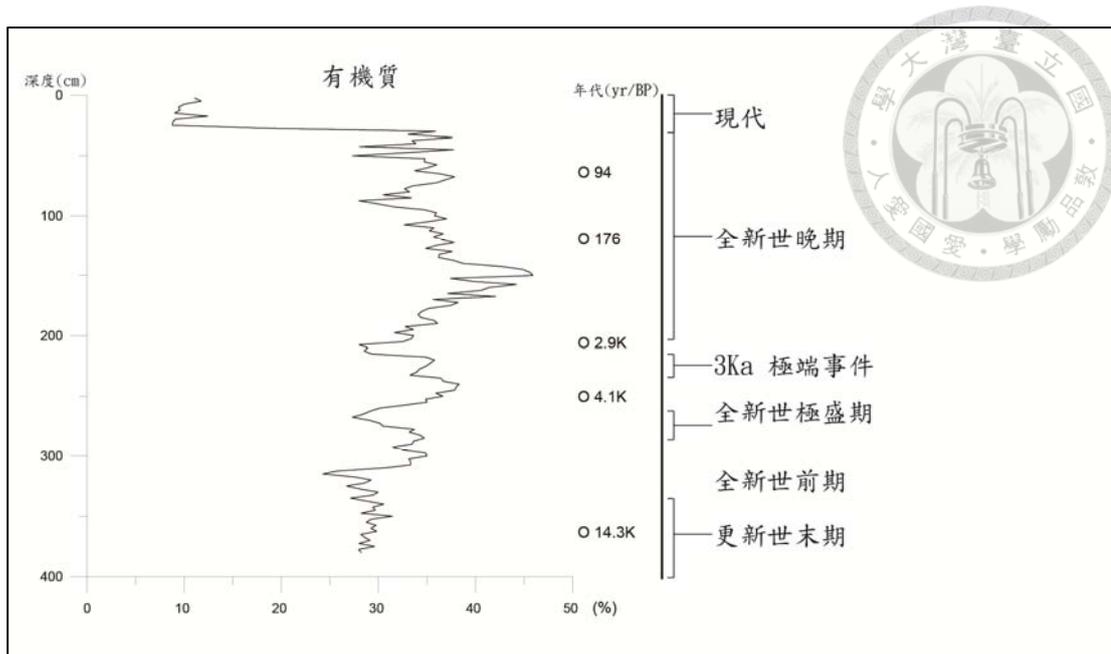


圖 29.有機質分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖

圖 29 為本研究所進行之有機質分析結果，並以深度為垂直軸轉繪於二為座標之結果。圖中偏右側的部分增列碳-14 定年結果，做為界定沉積作用年代的參考基準。最右側的階段，則是根據現有對於更新世末期以來的研究成果所進行的區分。

從有機質分析結果的變異趨勢來看，現代的部分與顆粒密度分析結果相同。顯著的變異趨勢歸因日月潭的人工化，使得物質輸送來源與沉積特性皆有明顯改變的影響，因此不納入本研究探討的範圍當中。有機質的變異趨勢主要亦可分為五個主要的階段。更新世末期時，有機質所佔的比例較為偏低，可見該年代由於氣候位於冷期的影響，湖泊周圍的生物量較後續之暖期為低。此後隨著全新世前期與全新世極盛期的溫度逐漸上升，有機質的總量也出現了相對應的高峰期。其中在全新世晚期，約略接近一千年前左右的樣本當中出現了最大值，該階段的有機質比例超過 40%，湖泊沉積物幾乎轉變為泥炭。

在全新世後期的分析結果中，日月潭也曾出現沼澤化的現象，該現象所作用的年代起始於距今約 2.7ka 開始，到達距今 1.5ka 至 1ka 左右達到最顯著的狀態，

有機質含量達到 40% 至 45% 之間，此高峰在距今約 0.8ka 時出現顯著的下陷之後，便一直維持 30% 至 40% 左右的比例，一直到日月潭人工化之後，有機質的輸入大量減少為止。從 1.5ka 至 1ka 當中發現泥炭的出現，可以得知當時日月潭的環境可能與現今頭社盆地的情況類似。然而從文獻回顧中所提及，根據考古學研究的相關結果顯現此年代已有人類活動的出現。因此造成沼澤化的可能作用模式則必須考慮人為活動的影響，以建立更為全面的解釋與推論。

故根據有機質此一參數的分析結果，本研究將依據其佔有沉積物組成比例的變異趨勢，定義為上升期、穩定期、以及下降期。下列之圖 30 即為本研究所劃分之階段，並以此做為後續界定環境變遷階段的依據。

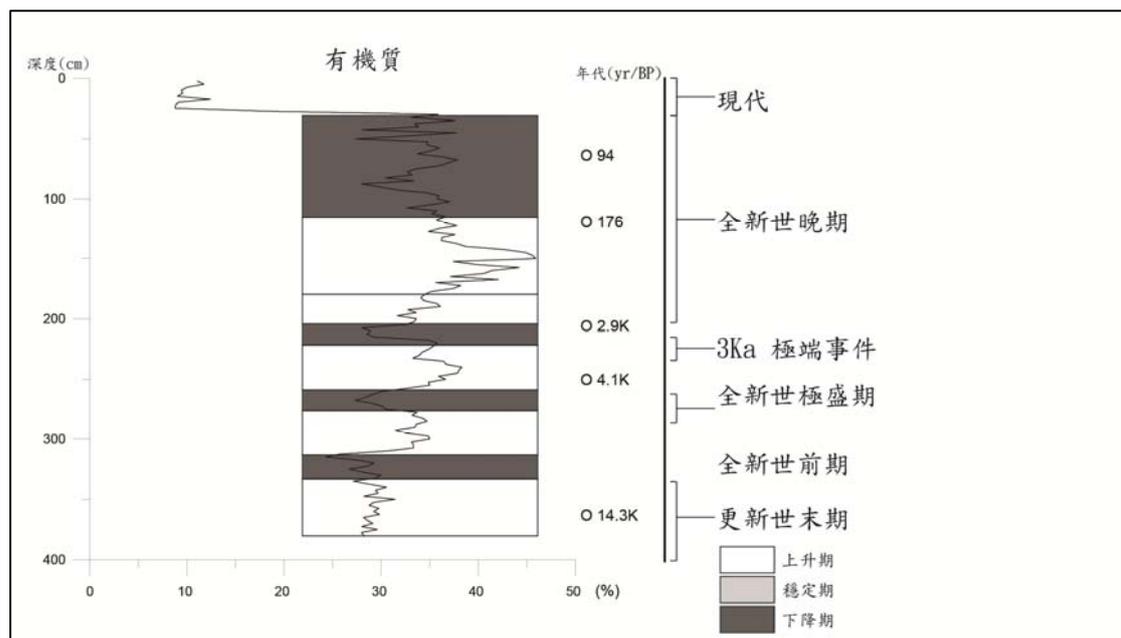


圖 30. 有機質分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖

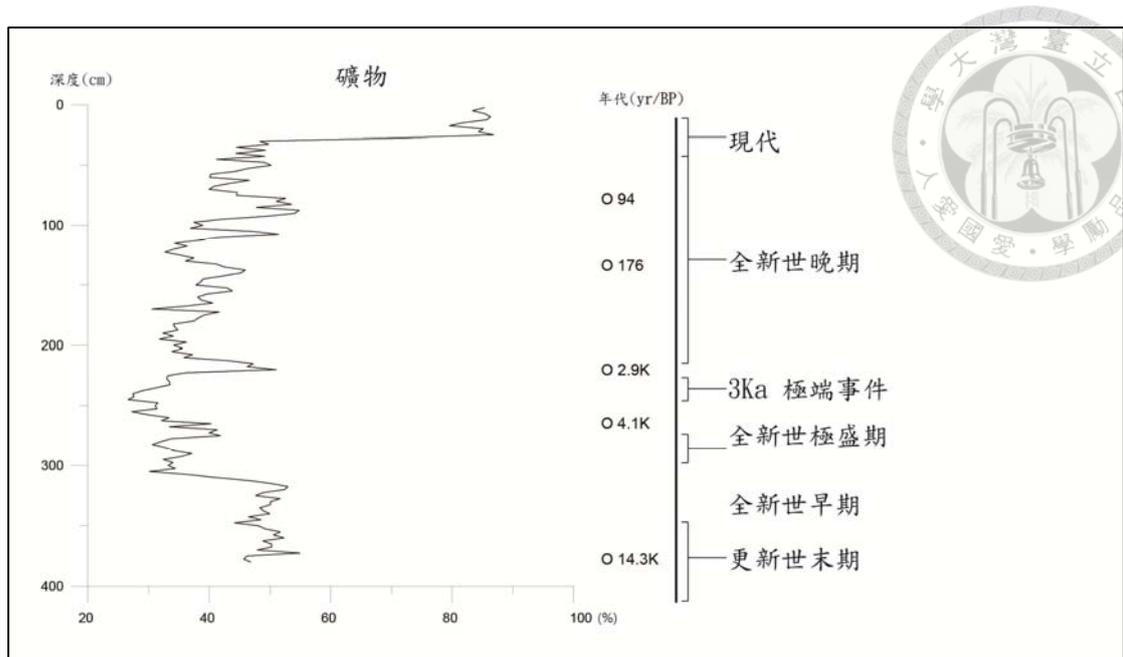


圖 31.礦物比例分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖

圖 31 為本研究所進行之礦物比例分析結果，並以深度為垂直軸轉繪於二維座標之結果。圖中偏右側的部分增列碳-14 定年結果，做為界定沉積作用年代的參考基準。最右側的階段，則是根據現有對於更新世末期以來的研究成果所進行的區分。

從礦物比例的變異趨勢來看，更新世末期時礦物比例所佔含量為沉積物主要成分，其比例為將近整體的一半。此後在進入全新世時出現顯著下降，含量僅維持在 20%-40%之間。之後便呈現逐漸增加的趨勢，其中則是在距今約 2.9ka 以及 0.09ka 的兩個區間當中出現顯著的峰態。然而這兩個峰態的出現都相當短暫，便迅速恢復到與其他樣本相近的水準，維持穩定上升的趨勢。直到現代的樣本之中，礦物含量則是高達 80%。由於現代的部分受到人工化的影響，故不納入本研究的探討範圍。因此自更新世末期至全新世晚期，共可約略劃分出四個主要的階段。

除了增加有機質的比例，使得礦物的比例相對下降以外，植群的型態也發生改變，加強對於地表的保護作用。然而礦物組成比例由於內部具有許多性質特異，且作用時間偏短的鋒態現象。可知影響礦物組成的因素如剝蝕作用、極端環境變

遷事件如地震、邊坡破壞、森林大火等作用，應為造成變異趨勢的可能因素。然而目前本研究所掌握的跡證，未能明確歸因於第四章所提及的具體作用模式，故僅能對於可能的情況進行推演。

故根據礦物此一參數的分析結果，本研究將依據其佔有沉積物組成比例的變異趨勢，定義為上升期、穩定期、以及下降期。下列之圖 32 即為本研究的礦物比例分析結果所劃分之階段，並以此做為後續界定環境變遷階段的依據。

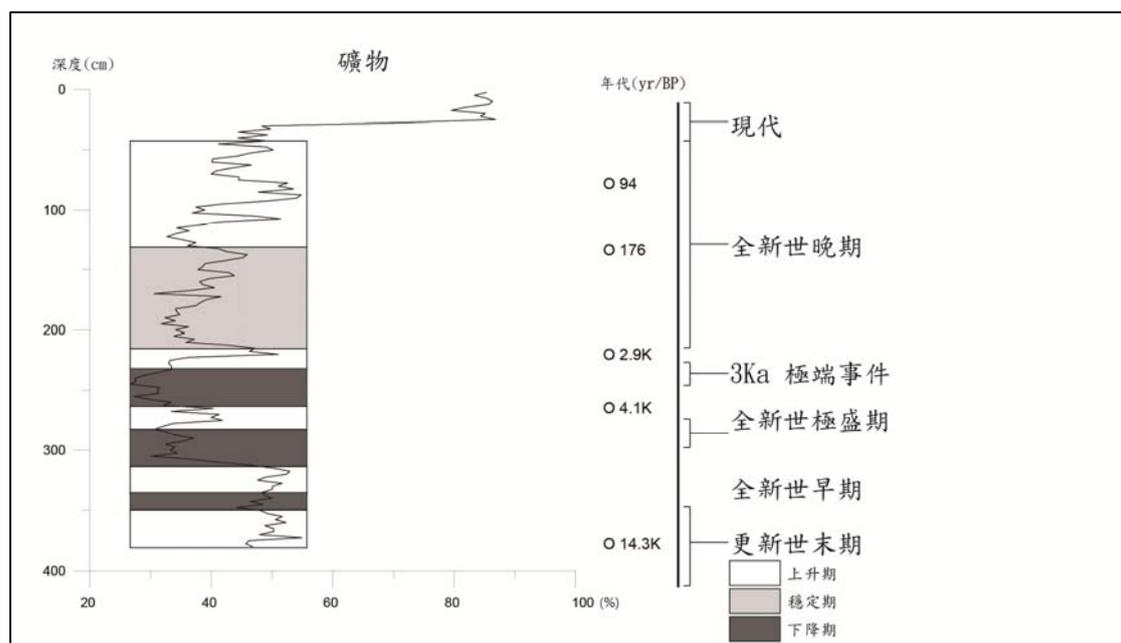


圖 32. 礦物結果與組成比例變遷之階段劃分圖

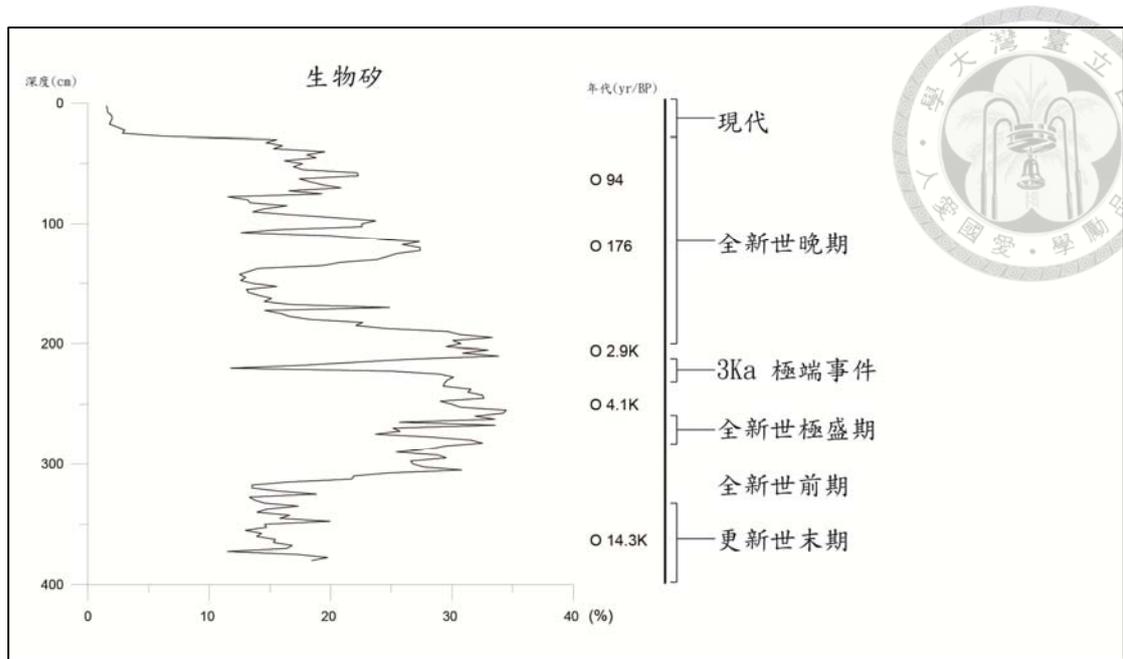


圖 33.生物矽分析之結果與年代及沉積柱深度關係圖

圖 33 為本研究所進行之生物矽分析結果，並以深度為垂直軸轉繪於二為座標之結果。圖中偏右側的部分增列碳-14 定年結果，做為界定沉積作用年代的參考基準。最右側的階段，則是根據現有對於更新世末期以來的研究成果所進行的區分。從生物矽的變異趨勢來看，除了現代因為人工化的影響而不納入本研究的探討範圍，大致上而言，更新世末期與全新世前期之間具有相當顯著的變異趨勢。從生物矽含量出現明顯增加的現象，可以得知進入全新世之後，日月潭的湖泊生產力達到高峰狀態，直到接近 3 千年左右，出現一極為顯著的衰退期，之後又迅速恢復達到以往的水準，直到全新世晚期之後維持與更新世末期相近，但具有微幅上升的趨勢。由於生物矽是藉由湖泊中的矽藻總量，推估湖泊生產力的指標。所以從生物矽含量的上升，可以得知日月潭的環境，逐漸轉變為適合矽藻生存條件為主。具體而言，湖泊量體增加、湖水濁度下降、湖水水質偏中性等條件，都有利於矽藻族群的繁衍與擴張。

從文獻回顧中可以得知影響矽藻生存的三大要素為濁度、酸鹼度以及深度，其中酸鹼度由於其作用時距與恢復所需的時間較長，故可能性較低。而自濁度與

深度兩條件而言，以深度做為推論時，則代表該事件為深度急遽下降的結果，此推論與有機質分析和碳酸鹽分析的結果抵觸。

由此可知全新世前期的濕潤氣候之影響，使得湖泊的面積擴大，總量上升，進而增加湖泊當中矽藻族群的總量。此後直到約 3ka 左右所發生的極端事件，造成湖泊內的矽藻大量死亡，但當此事件影響漸趨和緩之後，矽藻族群又迅速地恢復的先前的規模。自 2ka 起則因由泥炭的出現，得知當時的日月潭產生沼澤化的現象(樣本 57-72)，對應到該時期生物矽的含量，亦為一顯著的下降階段。

將較為不合理的可能性排除後，可推論 3ka 的事件應為大量沉積物迅速進入湖泊，造成濁度上升、透光率下降的結果，使得大量矽藻死亡。當湖泊的濁度逐漸趨緩之後，再度成為適合矽藻生存的環境，因此矽藻族群得以迅速恢復以往的規模，令生物矽的含量迅速恢復以往的水準。

根據生物矽此一參數的分析結果，本研究依據其佔有沉積物組成比例的變異趨勢，定義為上升期、穩定期、以及下降期。下列之圖 34 即為本研究所劃分之階段，並以此做為後續界定環境變遷階段的依據。

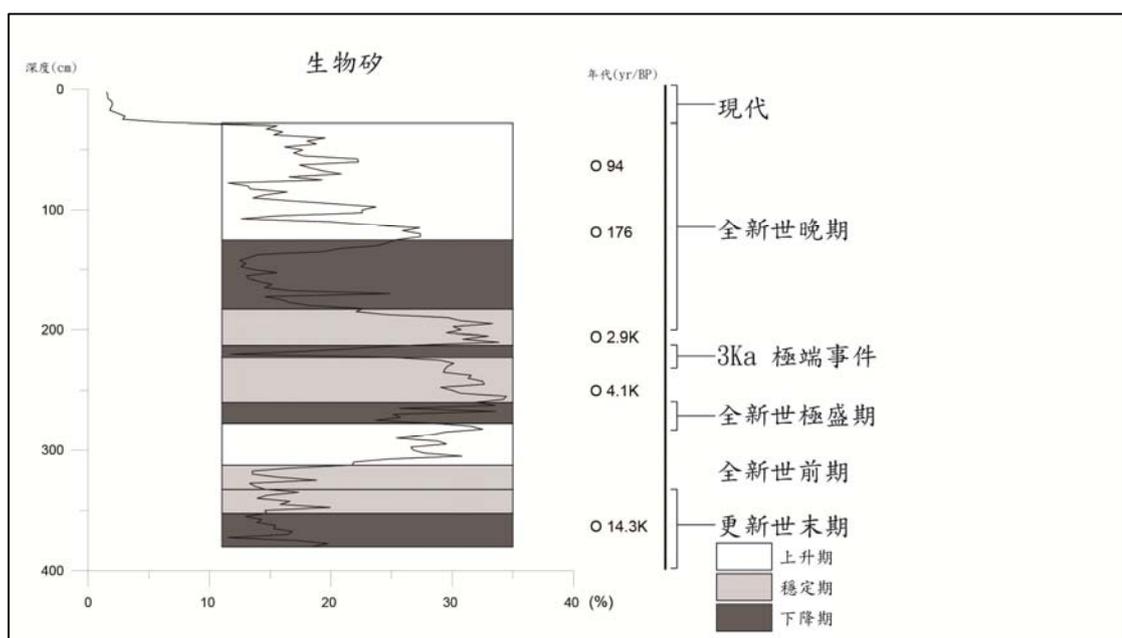


圖 34. 生物矽分析結果與組成比例變遷之階段劃分圖

待各項分析工作完成後，本研究將樣本成分分析結果比對個別樣本之顏色、及其粒徑組成，將全體樣本之分布狀態以及深度，年代等資料整合，轉繪為地層柱示意圖，如圖 34 所示。

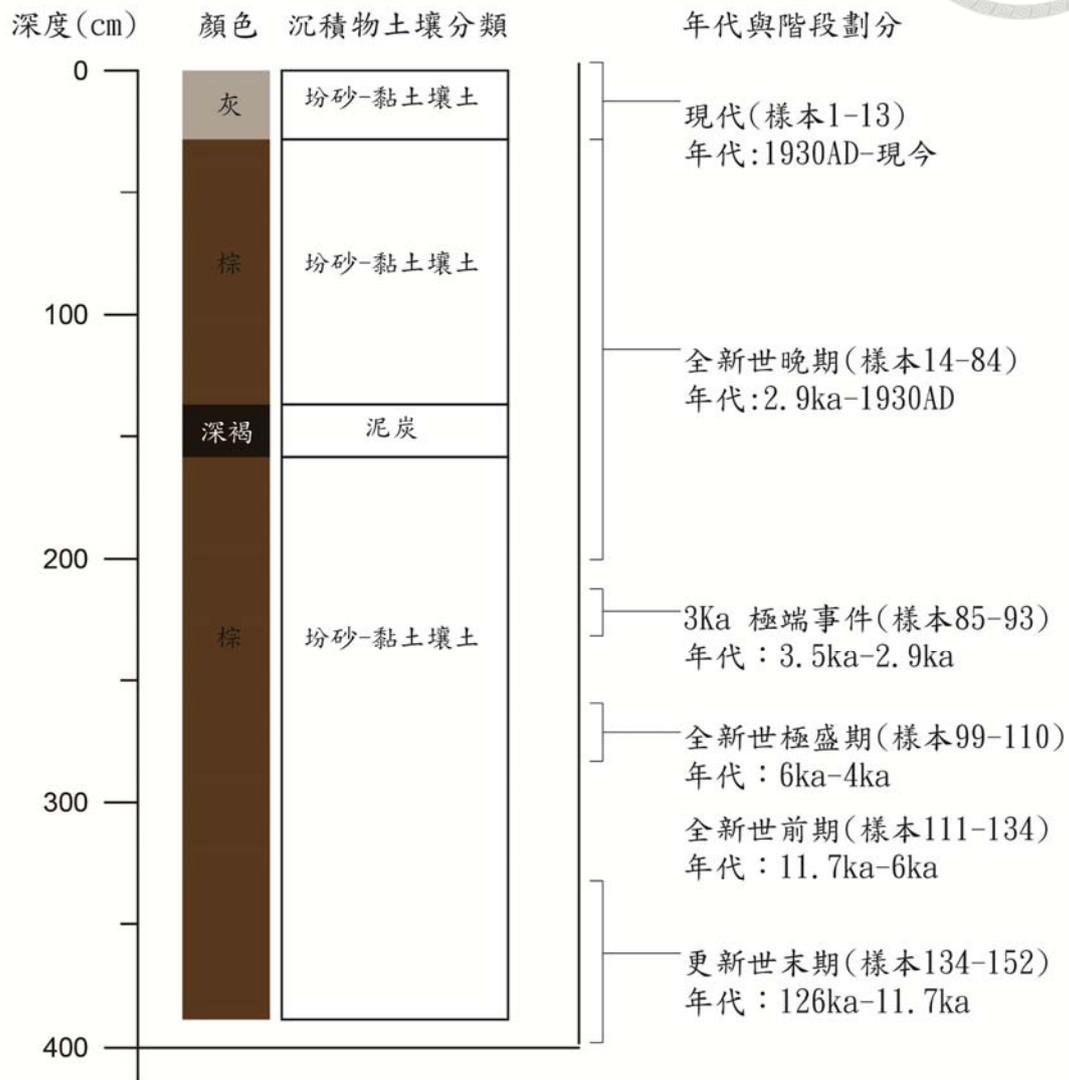


圖 35. 本研究所擷取之沉積柱土壤分布與年代關係示意圖

## 第七章 討論

本研究依據前人研究的結果將自更新世末期以來的環境變遷界定為五個不同階段。這五個階段分別為更新世末期(16ka – 11.7ka)、全新世前期(11.7ka – 6ka)、全新世極盛期(6ka – 4ka)、作用於 3Ka 之特殊事件(3.5ka – 2.9ka)以及全新世晚期(2.9ka – 1930AD)，並且將各階段的氣候特性與沉積物成分分析的結果進行對比。說明沉積物分析所呈現的結果，是否能夠明確對應於環境變遷的模式，並將各參數的現象分別歸類之後進行討論。其後再針對本研究當中，進行資料分析與推論時所面臨的限制，如不同年代的樣本在時間解析度的差異、各項參數分析結果彼此之間之相關性、以及單一沉積柱樣本的代表性等問題進行探討。

### 第一節 界定環境變遷階段

台灣的孢粉學研究截至目前為止已經對於台灣各區域的湖泊進行採樣、分析等相關工作，並且提出台灣的氣候變遷階段論。其探討的時間範圍則涵蓋了第四紀中其至今數十萬年的氣候變遷。本研究以劉平妹、黃增泉等人的研究成果為參考對象，回顧其對於更新世末期以來的環境變遷階段與氣候條件之界定，並採取相近的邏輯以暖濕、暖乾、冷濕以及冷乾等四種型態作為解釋氣候變遷時所依據的原則。將本研究的分析成果與前人研究進行對比，以確保解釋之信度(Liew et al., 2006; Huang, 1975; Huang et al., 1997)。

從孢粉學研究所得到的分析結果來看，日月潭周圍的氣候條件自更新世末期以來為逐漸趨向溫暖與濕潤的型態。溫度和雨量的變遷模式間具有相關性，即高溫易伴隨高降雨的出現，僅在少許階段中出現不同的變遷模式。例如全新世極盛期的氣候條件，與現今相比，即為一更為溫暖且乾燥的時期，並且在距今四千年左右達到其影響的極端狀態(Liew et al., 2006; Huang, 1975; Huang et al., 1997)。

藉由不同資料間之比對，可以得知對於氣候變遷的判定結果大致相同，自更新世末期以來的氣候主要遵循冷乾-暖濕的關係演變，僅在部分階段和年代的分

析結果中可見顯著的差異。此現象的可能成因為採樣點的差異所引發的局部變化。由於本研究受限於碳-14 定年樣本的數量與結果之時間分布，並無法建立非常平均的年代控制。因此對於沉積作用發生年代的預測與實際值之間的差異，目前未能明確估計。此誤差的影響則使得對於環境變遷的解釋以及與前人研究相互比對時皆存在年代間的不確定性，進而影響分析與解釋的結果及其信度。故對於定年樣本的採樣、分析等相關工作以建立更為精細的年代控制是本研究未來繼續發展的具體目標之一。

從現有研究結果中可以得知，自更新世末期以來進入全新世之後，氣候變遷的趨勢朝向溫暖、濕潤的趨勢演變。對於日月潭而言，萬餘年以來的環境變遷使得湖泊的量體逐漸增加，周圍環境的植生也漸趨朝向與現今佔有優勢族群的闊葉林演變。其中雖有受到氣候轉趨乾燥的階段所影響(如全新世極盛期末期距今約 4ka 時)，出現草本植物成為優勢族群的現象。但大致上並未違反逐漸轉趨暖濕的趨勢持續演變。因此在第六章的研究成果當中，可以見到生物矽此參數的變異趨勢，亦符合逐漸轉變為暖濕氣候的特性，隨著生物矽的含量，在進入全新世之後逐漸增加，可知日月潭周圍的環境，和更新世末期的狀況相比，有顯著的不同。

然而，在粒徑分析的部分，則是見到了不同的現象。根據第二章對於沉積物粒徑組成的回顧，以及第四章當中，所提出之粒徑組成與剝蝕作用的回顧。可得知粉砂、黏土是湖泊沉積物的主要組成，粗顆粒物質的出現往往代表有濁流和異重流的出現。如此便可以根據引發濁流和異重流的機制，嘗試推演周圍環境是否曾經發生災變型事件，進而造成邊坡缺乏植生保護，大量物質剝蝕後，受逕流搬運進入湖泊(如距今 3ka 的樣本當中，出現砂質沉積物的富集現象)。

由於本研究所使用的參數共有七種之多，加上個別參數背後的機制都有未明之處。以有機質此參數而言，暖濕的氣候有利於生物繁衍，令湖泊周邊環境的生物量顯著增加，增加生物性沉積物的總量。但當湖泊周邊的氣候轉趨於乾燥時，湖泊受到蒸發量上升的影響，量體逐漸縮減並且逐漸沼澤化的作用模式，亦使得

沉積物當中的有機質含量出現顯著增加。由此可見截然不同的作用模式，可以對於沉積物組成成分有同樣的變異趨勢。因此本研究在定義環境變遷時，以孢粉學研究的成果為根本，利用生物性指標較為穩定且得以明確反應溫度和濕度的特點，作為定義環境變遷的依據。再將沉積物分析的結果代入，說明不同環境條件下，對於沉積環境的影響以及沉積物組成成分差異的具體變異趨勢。

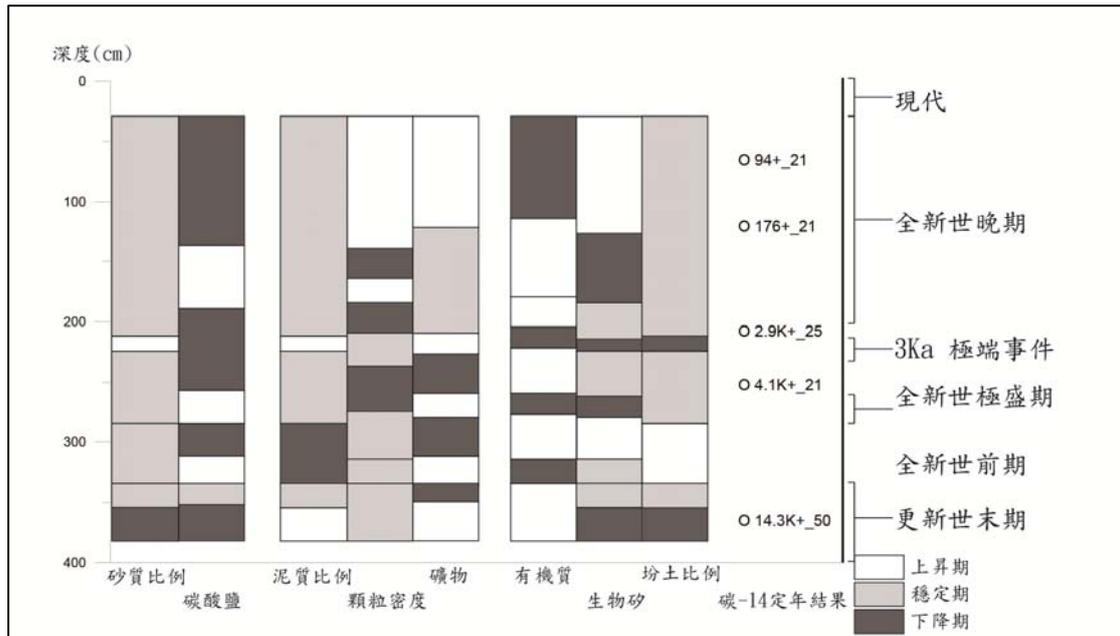


圖 36.本研究之沉積物分析成果與年代對比示意圖

圖 35 為統合第六章所列明之研究結果，將本研究所有參數分析的結果依據其變異趨勢簡化，作為界定環境變遷階段的依據。並配合第六章第二節所提出的五個主要階段，說明萬餘年來的環境變遷，是如何對於沉積環境，以及湖泊沉積物之物化性質引發變異，及其可能作用模式。以下即針對幾個主要的階段進行說明。



## 1.更新世末期(16ka - 11.7ka)

本階段的時間帶為 16ka 至 11.7ka 為止(Salgado-Labouriau, 1980)，起始年代受限於取樣能力之限制，故以最深處樣本(樣本編號 152 號，深度 3.8m)的沉積年代推估值為年代上限。該年代為接續自末次冰期極盛期，當冰期結束後隨著冰冠和大陸冰河的消退，氣候逐漸趨暖，降雨亦隨著增加。在東亞季風帶則是出現了夏季季風影響範圍北移的現象。故可知自 16ka 為止至 11.7ka 的年代由於仍在冰河消退的階段，與其後的期間相比，是一較為寒冷和乾燥的時期。

從本研究的沉積物分析來看，本時期的沉積物在有機質、生物矽等推測生物量與湖泊生產力的參數，都呈現偏低的現象，礦物占了沉積物當中的主要組成(約占 50%至 60%之間)。直到進入全新世之後，沉積物組成才有較為顯著的變異出現。至於個別參數本身的變異趨勢而言，多是以小規模的變異為主，幾乎在所未有出現相當顯著的變異現象，最為顯著的案例為生物矽的含量，在本階段中生物系的含量曾經出現一下降約 7%的事件(樣本 149 號，距今約為 15.3ka)，然而該年代在其他分析項目當中，並無法明確指出遽變型事件的出現。且與新仙女木事件的作用年代有將近 4ka 的差距，因此並無法將該現象明確歸因於大尺度、廣域性的事件，應為集水區內部的局部地表作用所導致之結果。

就物理性質而言，沉積物顆粒的粒徑與密度，也未有顯著性的變異，僅有發現一約為千年尺度的周期性變化。但由於該變遷趨勢，並未與其他參數的現象有所關聯，故仍需更多相關分析和解釋，方能作為環境變遷的證據。另外一個對於沉積物組成造成差異的可能原因，為取樣時的干擾，由於活塞式取樣器的取樣管在朝向湖底鑽探時，必須先穿透上層的沉積物，因此其管口處受到擠壓等因素會使得沉積物出現混合等現象，進而造成內部組成成分受到擾動的現象。

整體而言，更新世末期中自 16ka 至 11.7ka 的年代當中以新仙女木事件為最為顯著的遽變型環境變遷。然而根據目前現有的研究成果，缺乏足夠的證據證明新仙女木事件的出現，對於日月潭沉積物的物化性質具有顯著影響。可見在本階

段當中，日月潭的沉積環境呈現較為穩定的現象。因此難藉由物化性質的變異趨勢，證明影響沉積物組成成分的具體因素和可能作用模式。



## 2.全新世前期(11ka – 6ka)

本階段的時間帶為 11.7ka 至 6ka 為止，起始年代為承續自更新世與全新世交界之 11.7ka，結束年代則是參考 Liew 等人之研究，將全新世極盛期作用最為顯著的 6ka 作為終點(Liew et al.,2006)。該年代為接續自更新世末期，自末次冰期極盛期以來的增溫現象，轉變得較為明顯，同樣的也為台灣中海拔地區，帶來更多的降雨。使得地表植被逐漸從暖溫帶林，轉變為熱帶林為主的型態(Liew et al., 2006)。本階段與先前的更新世末期相比，是一較為溫暖和濕潤的時期。

從本研究的沉積物分析來看，本時期的沉積物在有機質、生物矽、以及礦物的變異趨勢上出現了歧異的現象。就有機質而言，本階段的有機質含量達到本研究時間尺度的最低紀錄(約為距今 9.7ka，樣本 126 號)。此後便迅速恢復，並且超越更新世末期的水準。生物矽含量則是在 9.7ka 之後就迅速增加，維持在 30% 到 40%的水準。礦物所占沉積物當中的含量則是同樣在 9.7ka 之後就出現迅速地減少，從原先佔 50%的水準下降到僅佔 30%。由此現象可見 9.7ka 前後的沉積特性出現改變。生物性沉積作用，在進入 9.7ka 之後便出現顯著的增加，湖泊生產力更是出現顯著的上升。可見氣候逐漸轉變為暖濕的結果，亦增加了湖泊的量體，令矽藻族群得以繁衍，並擴大族群，進而使得生物矽在沉積物當中所佔的比例上升。

除了前述之 9.7ka 前後出現顯著差異的現象之外，其他參數的變異趨勢則相對不甚顯著而言，多是以小規模的變異為主，且作用時間也偏短。根據定年結果估算這些小型的變遷趨勢其持續時間以數百年至千年不等的時距為主。但由於個別參數所反映出來的環境條件未能完全統合，故難以從中歸納出一明確的現象。因此本研究仍是以孢粉學等前人研究的年代劃分為主，藉此討論在已知的環境變

遷模式下，沉積物物化性質的變異趨勢是否具有明確的關聯性。

就物理性質而言，沉積物的顆粒密度受到生物矽和有機質含量上升的影響，同樣自 9.7ka 之後出現了密度下降的現象。就粒徑的部分而言，亦未有顯著性的變異趨勢出現，整個全新世前期的沉積物組成，由坩砂占了其中的絕大部分(約佔 70%-80%之間)，並呈現顯著的高原現象。

就 9.7ka 這個時間點而言，從前人研究的結果中則指出於距今約 9.6ka 至 9.3ka 之間，頭社盆地的孢粉分析資料中出現蕨類的迅速衰退以及禾本科植物顯著增加的現象(Liew et al., 2006)。該現象與本研究的分析結果在年代上具有差異，但由於本研究中並未對此樣本進行定年，而是藉由內插估算而得。因此在時間的差異上，並無法排除內插產生影響的可能性。此外，孢粉學分析的結果中顯現該事件為一遽變型事件，該事件之後地表植群便逐漸恢復為與原先相似的型態(Liew et al., 2006)。但本研究的分析結果則指出沉積物的組成成分自 9.7ka 之後便出現截然不同的變異趨勢。由此可見生物性指標與物化指標在相近的環境和事件之下，會出現相異的結果。若要界定該現象的成因，則必須對於明確指出影響物化性質的具體機制方能歸因，此為本研究目前較難以明確推演具體機制的主要研究限制。

整體而言，全新世前期中自 11.7ka 至 6ka 的年代當中，以 9.7ka 左右為一較為顯著發生環境變遷的年代，在該年代過後，日月潭的沉積物當中便出現了較為顯著的生物性沉積物(如有機質、生物矽)。可見自全新世開始隨著溫度上升、降雨增加，日月潭周邊環境的生物量，以及湖泊生產力出現顯著的上升。

### 3.全新世極盛期(6ka – 4ka)

本階段的作用年代為自 6ka 起至 4ka 為止。該階段是一全世界皆普遍可見的氣候變遷階段。在現有的研究成果中則指出，自 6ka 至 5ka 之間為全新世以來最為溫暖的階段(Liew et al., 2006)。起始年代為承續自全新世前期，氣溫逐漸升溫

到達到最為溫暖的 6ka 為本階段的起點。結束年代則是參考 Liew 等人之研究，將台灣地區在全新世極盛期結束的 4ka 作用結尾(Liew et al.,2006)。該年代為接續自全新世前期，自末次冰期極盛期以來的增溫現象達到最高點。台灣中海拔地區的地表植被一度為熱帶林為優勢族群的型態(Liew et al., 2006)。本階段與先前的全新世前期相比，是一較為溫暖但偏向乾燥的時期。

在本研究所使用的參數當中，則是出現了與前一時期不同的變異趨勢，且在本時期當中以 6ka - 4.4ka 為第一階段、4.4ka-4ka 則是呈現完全如同全新世前期的第二階段。在 6ka-4.4ka 的第一階段當中，有機質和生物矽的含量出現下降，而礦物的比例則是出現上升。可見該階段當中受到氣候轉趨乾燥的影響，進而使得湖泊的生產力受到影響而衰退，生物矽的含量亦隨之減少。該年代於孢粉學的研究當中，則是指出自 5ka 過後，暖溫帶森林所佔的比例有顯著上升的情形(Liew et al., 2006)。可見在全新世極盛期之內氣溫與雨量的變化，有非常顯著的差異，進而造成植被、沉積作用等皆出現了具有高度歧異性的結果。

整體而言，全新世極盛期對於沉積物樣本的影響中，可以看出為一逐漸乾燥後再度轉趨濕潤的型態。在作用時間的長度以及作用的規模之上，大致上與孢粉學研究的結果相符。但受限於定年樣本的缺乏，以至於年代上具有些許落差出現，未能與孢粉學研究的成果進行明確的比對。

#### **4.作用於 3ka 之特殊環境事件(3.5ka – 2.9ka)**

本階段的作用期間為自 3.5ka 至 2.9ka 為止，其中在沉積物組成成分的分析中以沉積年代接近 3.0ka 至 2.9ka 的樣本中見到最為顯著的差異。在本階段中，有機質以及生物矽的含量達到自更新世末期以來的高峰，礦物的含量則出現相對應的下降但結束後則迅速出現高峰的現象。從這些現象來看可之本期無論是生物量、湖泊生產力等指標皆出現高峰現象，應為自全新世極盛期以來高溫所創造的溫暖環境所造就之結果。根據碳-14 定年的結果進行推估，該現象的持續時間僅

有不到三百年，因此可推測該現象應為一迅速的遽變型環境變遷現象。

從濁大計畫的結論中得知，距今四千年以來大量禾本科與柳科植物的出現，代表該地的植被受到顯著的改變(張光直, 1977)。而在其他鄰近區域的湖泊採樣，所進行孢粉分析的結果也顯現相似的現象(Huang et al., 1997)。台灣地區原住民族所食用的糧食作物當中亦以禾本科為主。故此現象的發生除了反映氣候自全新世極盛期以來的暖乾階段之外(Liew et al., 2006)，人類活動的引入也引致了地表環境的改變。因此自本階段過後，人類活動對於沉積環境的影響亦為相當重要的探討對象，然而本研究僅針對沉積物的物化性質進行分析，人類活動的影響則為本研究目前難以克服的研究限制。

#### 5. 全新世晚期至現代(2.9ka – 1930AD)

本時期起始年代為前述之 3ka 極端事件結束的 2.9ka 為起始，結束年代則是日月潭開始進行人工化水利設施的西元 1930 年代為止。本階段氣候條件普遍為溫暖且濕潤的狀態，其中在代表為 1ka 至 2.2ka 的樣本之間。當中最顯著的現象為有機質的比例大幅下降，而礦物的含量則是大幅上升，1.5ka 左右達到最大值。此顯著變遷現象之前的時期，亦有相似之現象，然其規模與該次事件相比則較為輕微。從這些現象的時空分布以及作用型態來看，應為盆地內部的搬運作用或是物質輸送的流動方向發生改變。

在本階段中另一顯著變異的時期 1ka-0.8ka 的沉積物樣本中可以見到一事件性現象的發生。該現象對於沉積物成分的影響具有數種特點，粒徑增加、生物矽和礦物的含量上升，但迅速恢復至先前水準。其持續年代僅約百年餘。與先前針對個別參數背後所代表的環境變遷模式來看。該事件指涉的是大量沉積物迅速進入湖泊，在邊坡與集水區當中未風化完全的物質使得湖泊的量體、濁度上升，沉積作用加速進而干擾湖泊內部的生物性作用。可見該時期的降雨沖刷能力增強，由於並非作用於冷期，植被未有顯著變化。此年代正好為人類歷史中的中世紀末

期，故該事件之出現，與中世紀暖期的關聯為值得深入研究之處。就現有的研究成果而言，可以推測當時日月潭周圍環境受到氣候條件影響，季風帶來更為顯著的降雨抑或是颱風等高強度的外營力作用，加強坡面沖蝕的力道，引發顯著的物質輸送與流動，推測為該年代間可能有大型颱風事件之影響。





## 第二節 資料分析與推論之限制

### 1. 不同年代樣本的時間解析度差異

前文已對於本研究自更新世末期以來所定義出的數個階段進行描述，其中在個別階段的生物矽以及粒徑組成的分析，更是相當重要的指標。該二項參數之重要性為其分析結果與孢粉學研究所歸納出之結論，具有一定的相關性。而其中部分階段則出現相異的特性，可見根據此二參數的變異現象，作為解釋環境變遷具體狀況時有其信度。前段所提及的性質相異的階段，主要出現在更新世末期至全新世初期約 10ka，本階段當中所解讀的結果與孢粉學所統整成果之中，部分參數的變異趨勢有明顯相異的現象。

可能的成因為由於本研究的年代控制總共有五個碳-14 定年的樣本，然而在這五個年代控制點當中，其他沉積物樣本之沉積年代皆由內插而得知估計值，而非藉由定年方法所測定之實測值。故當沉積速率出現改變時，由於內插將差異平均化的結果，無法從中得知沉積速率改變的影響。本研究所採用的替代方案，以藉由沉積物的粒徑分析，作為說明沉積速率的依據，並配合定年、前人研究等資料，作為判定沉積年代的準則。

以本研究的案例而言，第四個碳-14 定年的資料點與第五個碳-14 定年的資料點中間有將近 10ka 的差距，因此 10ka 的年代便平均攤分在其間所包含的各個樣本當中，而並非個別樣本進行定年以估算其沉積率。前人研究中已經提及全新世極盛期的出現，該期間是個顯著的暖乾時期，因此在本研究的假定之下，其沉積速率應與其他時期有所不同。但在內插過後則將此現象消弭，故在本研究當中藉由定年結果對於全新世極盛期等事件所推估而得的年代與前人研究相比會出現些微差異(Liew et al., 2006; Huang et al., 1997)。

## 2. 各項參數分析結果彼此之間之相關性

本研究利用 SPSS 以相關係數函式(Correlation)將本研究所使用的所有參數進行相關性分析，表 7 為相關性分析結果。從當中的數據來看，可以發現除了原先已知彼此之間為互斥關係者，如坩砂值和黏土值的比例、有機質和礦物的比例、以及有機質和顆粒密度的比例此三者之外。其他各項參數分析結果彼此之間的相關性大部分都具有顯著水準。其中僅有碳酸鹽與其他參數之間都沒有明確的相關性。此現象符合先前回顧中所指出，碳酸鹽在台灣這類潮濕的環境當中，適用性較不顯著的特點。除了碳酸鹽之外，砂質比例出現的樣本數過少，在本研究所採集的 152 個樣本當中，僅有 24 個樣本當中的砂質沉積物有超過 0.1%，在未能符合大數法則的情況下，對於相關性檢定的結果亦須採取較為保留的態度。

表 7. 本研究所使用與分析之參數間相關性比較表

	Sand ratio	Silt ratio	Clay ratio	Mineral	Carbonate Compound	Organic Matter	Biogenic Silica	Grain Density
Sand ratio	1	.246**	-.307**	-.074	-.050	-.012	.141	-.133
Silt ratio	.246**	1	-.998**	-.683**	-.007	.511**	.644**	-.626**
Clay ratio	-.307**	-.998**	1	.675**	.010	-.501**	-.642**	.623**
Mineral	-.074	-.683**	.675**	1	.027	-.834**	-.872**	.886**
Carbonate Compound	-.050	-.007	.010	.027	1	-.157	-.160*	.020
Organic Matter	-.012	.511**	-.501**	-.834**	-.157	1	.495**	-.896**
Biogenic Silica	.141	.644**	-.642**	-.872**	-.160*	.495**	1	-.632**
Grain Density	-.133	-.626**	.623**	.886**	.020	-.896**	-.632**	1

\*\* . 表相關係數在 1% 的顯著水準下呈現顯著狀態(雙尾檢定)。

\*. 表相關係數在 5% 的顯著水準下呈現顯著狀態(雙尾檢定)。



從表7當中，可以見到以下兩個組合之間呈現顯著的正相關。第一個組合為坩砂、有機質以及生物矽，第二個組合則為黏土、礦物、顆粒密度。從前述第二章與第四章的回顧當中，可以得知生物矽是用來推測湖泊生產力所使用的指標，而在日月潭的沉積物分析當中，亦可見到生物矽的含量與有機質、坩砂之間具有高度相關，可知自更新世末期以來，隨著湖泊生產力的增加，日月潭周邊環境的生物量亦有增加的現象。此現象與現有對於萬餘年來的環境變遷之解釋大致上相符，並無明顯相反，可見隨著氣候逐漸轉趨為暖濕，湖泊環境轉變為更為適宜矽藻的生存與繁衍，進而使得湖泊沉積物當中的生物矽含量出現增加的趨勢。

就黏土、礦物、顆粒密度群組而言，由於黏土的顆粒較為細緻，在沉積作用發生過後內部的孔隙率較坩砂、砂質等顆粒較粗的沉積物為低。此外，自然界當中，以礦物為主要組成的無機物（如金屬元素、氧化物、金屬鹽類）的密度普遍大於有機質，因此亦可以解釋為何當黏土和礦物含量上升時，顆粒密度亦有相同的變異趨勢。至於黏土質和坩砂質則因在水中都具有懸浮的特點(Ochiai et al., 2012)，因此在此二者之間的組成差異上，則較難以提出可能因素與作用模式。

整體而言，從各參數之間彼此的相關性分析當中，可以得知各參數之間的關係相當複雜，部分參數之間可以得到明顯的相關趨勢，代表在同樣的環境變遷作用之下，這些參數的反應具有明確的顯著性。然而自其中幾個不具有明顯相關性的參數，例如碳酸鹽、砂質沉積物所佔的比例...等參數的分析結果而言。物化性質雖然可作為解析沉積環境變遷的指標，然而個別性質對於同一事件或趨勢的反應則未必具有相同的顯著性。可見其背後機制並非僅藉由簡化為氣候條件之乾、濕、冷、暖等狀態，即可充分解析環境變遷對於沉積作用的影響。

### 3. 單一沉積柱樣本對於環境變遷重建的解釋

除了定年結果的差異以外，不同採樣點本身的局部條件差異，也會造成沉積物分析的結果出現差異。與日月潭沉積特性相關的前人研究採樣區為頭社盆地、日潭以及外加道坑等地。但對於月潭採樣並進行分析的相關工作，直到 2009 年才有相關研究結果產出。該月潭環境研究的取樣點與本研究的取樣點仍有數百公尺的差距。許多局部性的影響未必能夠在全域內留下足夠的跡證並保存於湖底沉積物當中。其中又以頭社和日月潭兩盆地的狀態差異更是顯著。



圖 37. 日月潭周邊區域湖泊沉積物相關研究採樣點分佈圖

頭社盆地現已乾涸、其地表的沉積物主要型態為泥炭；而日月潭則是湖泊、湖底沉積物除了部分時期出現泥炭以外，大部分時期之有機質含量仍不及泥炭的標準。除了成分具有先天差異外，湖泊是否乾涸也會影響盆地內部的物質流動。故氣候變遷雖對兩者皆能產生影響，且植被組成也會同時產生反應。但在地表作

用的模式以及物質輸送的角度兩而言，這兩區域的狀況則是未必相同。就日月潭本身而言，在 1930 年代的人工化水利設施建設以前，現今水社地區有一朝向西北的外流河系，可知月潭的物質流動在水流受阻斷前後各有其方向性，但在頭社盆地則不顯著(Liew et al.,2006; Huang et al.,1997)。



## 第八章 結論

回顧第一章第二節所提出的研究提問，分別為 1.可否將自更新世末期至今的環境變遷可依其條件劃分為數個不同階段? 2.個別階段的環境變遷是否對湖泊沉積物的成分產生影響? 3.除了長時間尺度的階段之外，是否出現過急遽變化的短時距事件與現象? 本研究對此提出下列結論以及後續建議。

就提問 1.”可否將自更新世末期至今的環境變遷可依其條件劃分為數個不同階段?”而言。本研究藉由界定沉積物當中的參數和組成比例之差異，將自更新世末期以來，共計一萬四千年的沉積紀錄。配合現有的前人研究，分成五個不同的階段。從沉積物物化性質分析的結果，以及孢粉學研究的結果，相互進行比對。可知在生物砂、有機質、礦物等參數的變異趨勢，大致呈現相符的結果。而在其他參數如顆粒密度、碳酸鹽等變異趨勢上，則未能與前人研究所得知的環境變遷歸納出明確的對應關係。可見藉由沉積物物化性質分析的結果其中部分參數的變異趨勢，得以明確指出當沉積環境受到環境變遷的影響時，沉積物組成會出現迅速且顯著的變化。故從這些參數的變異趨勢，得以探討沉積作用發生時，日月潭周圍的環境如溫度、降水、植被等條件受到氣候影響的概況。這些條件的改變，進而造成地表作用中對於風化物的剝蝕、搬運以及沉積等作用，出現相對應的變遷。

就提問 2.”個別階段的環境變遷是否對湖泊沉積物的成分產生影響?”而言。本研究從沉積物分析結果中，個別階段所顯現的變異來看，自更新世末期以來的氣候變遷趨勢是逐漸轉趨溫暖、濕潤的氣候，其中僅在全新世極盛期以及距今 2ka 的階段當中則出現明顯的乾季。就溫度而言，日月潭周圍的平均溫度，在距今 6ka 至 4ka 左右的全新世極盛期時，達到最為溫暖的環境。濕潤的程度則是在 4ka 之後延續到 2ka 時，則出現較為明顯的乾旱現象。此現象從沉積物分析中，其中

的生物矽與有機物、粒徑的檢定等項目所顯現的結果，更可以看出當時的日月潭甚至有沼澤化，以至於沉積物轉變成為泥炭的現象。此現象出現於距今約 2ka 左右，在該年代的樣本當中，可以見到有機質佔了沉積物的主要組成(約佔 40%-50% 左右)。該階段的泥炭層的出現，顯示出環境變遷對於沉積物的成分的確會造成顯著的影響。

就提問 3.” 了長時間尺度的階段之外，是否出現過急遽變化的短時距事件與現象?”而言。本研究除了界定長時間尺度的變遷趨勢之外，並嘗試從沉積物的物化性質分析找出發生遽變型事件的年代，現有成果指出 9.7ka、3ka、2ka、1ka 這幾個年代中皆可以找到沉積物組成迅速改變的現象。其中最顯著的案例在距今約 3ka 左右，可以見到砂質沉積物的富集現象，與之伴隨的是沉積物當中的有機質、生物矽等成分明顯下降。由於碳酸鹽的檢定中，並未明確指出該階段有顯著的乾旱現象發生。且此一作用僅出現於一個樣本當中，根據定年分析的結果，該事件的作用持續時間僅為百年餘。從各項跡證中來看此一事件應為短時距內出現顯著的剝蝕作用，導致大量沉積物在未受到化學與生物作用的影響下，迅速沉積的結果。然而具體的作用模式與作用規模則因僅使用單一沉積柱樣本，難以判別該作用為全域或是局部型的事件。此外，日月潭自 1930 年代起，受到人工水利設施的建設，以及濁水溪引水隧道的輸入，舊有湖底地形受到來自濁水溪的沉積物所覆蓋。故難以藉由現今湖底地形的判讀，界定沉積作用發生改變的具體因素，並且將影響範圍進行定義，為本研究所面臨的研究限制。

根據本研究的分析結果，並且配合前人對於環境變遷所建立的研究成果進行對比，大部分階段呈現相符的狀態，僅在部分階段與年代中出現相異的現象。然而本研究目前的研究成果，未能將沉積環境中的所有足以影響物化性質的作用進行歸納與分析，使得具體的作用模式之推演仍具有不明之處。總而言之，在沉積物物化性質分析結果上，仍有部分未能辨明之處。但可藉由沉積物組成成分分析

的結果，配合前人研究所建立環境變遷的階段與模式，推演環境變遷對於沉積環境的影響，為本研究之具體成果。

本研究由於僅使用單一沉積物岩芯作為樣本與分析所用，與多重沉積物樣本分析相比，在解釋的信度上，即面臨先天性的問題。難以分辨樣本中所見的變化究竟是一全域作用性的事件，或是單純局部性的影響而出現在沉積紀錄當中。此外，定年樣本數偏少使得年代控制，僅能以單純的內插法，做為推估沉積作用發生年代也是本研究所面臨的限制之一。

故若需對於日月潭的沉積環境，進行更多且更有信度的解釋，則必須參照更多的沉積柱樣本分析之結果，以及更為良好的年代控制。目前本研究僅能將現有的樣本與前人相關研究進行比對，說明在現有研究的框架下，對於日月潭的沉積物所記錄到的環境變遷事件，進行更為仔細的說明。

## 第九章 參考文獻



### 中文參考文獻

DBAR 大氣研究資料庫 [Data Bank of Atmospheric Research] 2013。中央氣象局測站資料 [Zhong yang qi xiang ju ce zhan zi liao]。 <http://dbar.ttfri.narl.org.tw/> (擷取日期：2013/2/5)

文化部 [Ministry of Culture] 2013。台灣大百科全書 [Tai wan da bai ke quan shu]。 <http://taiwanpedia.culture.tw/web/index> (擷取日期：2013/1/10)。

中央研究院[Academia Sinica]2013。濁大計畫 [Zhuo da ji hua]。 <http://proj1.sinica.edu.tw/~damta/CT.html> (擷取日期：2013/6/25)。

內政部 [Ministry of Interior] 1999。中華民國台灣地區兩萬五千分之一地形圖經建第三版圖號 9520-1 NE,9520-1 SE [Zhong hua min guo tai wan di qu 1/25000 di xing to jing jian di san ban tu hao 9520-1NE, 9520-1 SE]。臺北[Taipei]：內政部地政司[Department of Land Administration, M. O. I.]。

交通部中央氣象局 [Central Weather Bureau] 2012。氣象報告彙編第七篇-民國九十年至民國九十九年 [Qi xiang bao goa hui bian di qi pian- 2001-2010]。台北 [Taipei]：交通部中央氣象局[Central Weather Bureau]280-281。

交通部中央氣象局 [Central Weather Bureau] 2013。颱風資料庫 [Tai feng zi liao ku]。 <http://rdc28.cwb.gov.tw/data.php> (擷取日期：2013/1/15)

何春蓀 [He, C. S.] 1982。臺灣的體構造的演變：臺灣地體構造圖說明書 [Tai Wan De Ti Gou Zao De Yan Bian: Tai Wan De Ti Gou Zao Tu Shuo Ming Shu]。台北 [Taipei]：中華民國經濟部[Ministry of Economic Affairs,R.O.C.]110。



柯瑞祥 [Ke, R. X.] 2009。埔里盆地之震測研究 [Pu li pen di zhi zhen ce yan jiu; *Reflection Seismic Studies in the Puli Basin*]，國立中央大學地球物理研究所碩士論文 [Master Thesis, Graduate Institute of Geophysics, National Central University, Jhongli]60-65。

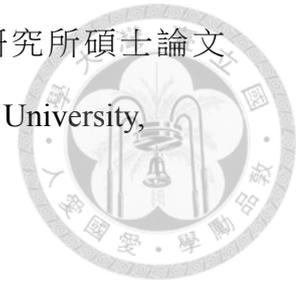
李重毅、李錦發、張渝龍、徐兆祥 [Li, Z. Y., Li, J.F., Zhang, Y. L., and Z.X.Xu] 1998。台灣中部埔里斷層之幾何特徵及運動學[tai aan zhong bu pu li duan ceng zhi ji he te zheng ji yun dong xue]。發表於 1998 年海峽兩岸地質環境與天然災害學術研討會，台北 [Fa biao yu 1998 nian hai xia liang an di zhi huan jing yu tian ran zai hai xue shu yan tao hui, Taipei]22-27。

陳信茂 [Chen,X. M.] 1978。由埔里、頭社泥炭之形成探究其在地理之發育[You pu li tou she ni tan zhi xing cheng tan jiu qi zai di li zhi fa yu]。海洋彙刊 [Hai yang hui kan; *Journal of Marine Science*] 19:125-130。

陳炳誠[Chen, B. C.] 2003。埔里與魚池盆地之沉積與新構造研究[*Pu li yu yu chi pen di zhi chen ji yu xin gou zao yan jiu; Sedimentology and Neotectonics of the Puli and Yuchi Basins, Central Taiwan*]，國立台灣大學地質科學系碩士論文 [Master Thesis, Department of Geoscience, National Taiwan University, Taipei]74-79。

黃慶甲[Huang, Q. J.] 2008。以淺層反射震測探勘埔里盆地地下構造[*Yi qian ceng fan she zhen ce tan kan pu li pen di di xia gou zao;Shallow Seismic*

*Reflection Study in the Puli Basin*]。國立中央大學地球物理研究所碩士論文 [Master Thesis, Graduate Institute of Geophysics, National Central University, Jhongli]36-40。



黃鑑水、謝凱旋、陳勉銘 [Huang, J. S., Xie, K. S., and M. M. Chen] 2000。埔里地質圖幅及說明書，五萬分之一台灣地質圖，第 32 號[*Pu li di zhi tu fu ji shou ming shu*。 *Wu wan fen zhi yi tai wan di zhi tu No.32*]。臺北[Taipei]：經濟部中央地質調查所[Central Geological Survey, MOEA]。

張光直 [Zhang G. Z.] 1977。臺灣省濁水溪與大肚河流域考古調查報告 [Tai wan sheng zhuo shui xi yu da du xi liu yu kao gu diao cha bao gao]。臺北[Taipei]：中央研究院歷史語言研究所[The Institute of History and Philology, Academia Sinica]。

張瑞津、石再添、陳翰霖 [Zhang, R. J., Shi, Z. T., Chen, H. L.] 1996。台灣西南部海岸平原地形變遷之研究 [Tai wan xi nan bu hai an ping yuan di xing bian qian zhi yan jiu]。地理研究[*Di li yan jiu; Journal of Geographical Research*] 26: 19-56。

楊貴三、張瑞津、沈淑敏、石同生 [Yang, G. S., Zhang, R. J., Shen, S. M., and T. S. Shi] 2007。埔里盆地的地形面、活動構造與地形演育 [Pu li pen di de di xing mian huo dong gou zao yu di xing yan yu; Geomorphic surfaces, active structures and geomorphic evaluation of the puli basin]。地理研究 [Di li yan jiu; *Journal of Geographical Research*] 46: 1-16。

劉桓吉 [Liu, H. J.] 1997。台灣雪山山脈中部之地質構造與地層研究[*Tai wan xue shan shan mai zhong bu zhi di zhi gou zao yu di ceng yan jiou; On geological structures and stratigraphy of the middle Hseuhshan Range, Taiwan*]。國立台灣大學地質研究所博士論文[Ph.D. dissertation, Department of Geoscience, National Taiwan University, Taipei]4-5。

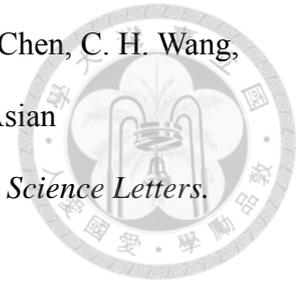


## 西文參考文獻



- Bera, S. K. 1990. Palynology of shorea robusta (dipterocarpaceae) in relation to pollen production and dispersal. *Grana*. 29 (3):251-255.
- Boggs Jr., S. 2005. *Principles of sedimentology and stratigraphy (4<sup>th</sup> edition)*. 33-34, 36-38, 268-272. New Jersey:Peason Prentice Hall.
- Chen, W. F. and S. L. Teng. 1990. Depositional Environment of Quaternary Deposits of the Linkou Tableland Northwestern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*. 33 (1):39-63.
- Conley, D. J. 1998. Biogenic silica as an estimate of siliceous microfossil abundance in Great Lakes sediments. *Biogeochemistry*. 6 (3):161-179.
- Charlton, R. 2008. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. London:Routledge.
- FAO. 2006. *Guidelines for soil description 38*. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Folk, R. L. 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*. 6 (2):73-93.
- Gibbard, P.L. 2000. Definition of the Middle-Upper Pleistocene boundary. *Global and Planetary Change*. 36:201-208.
- Hodell, D. A., Curtis, J. H., and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature*. 375:391-394.

Huang, C. Y., P. M. Liew, M. Zhao, T. C. Chang, C. M. Kuo, M. T. Chen, C. H. Wang, and L.F. Zheng. 1997. Deep sea and lake records of the Southeast Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*. 146 (1):59-72.



Huang, T. C. 1975. Paleocological study of Taiwan (4) Waichiataoken Profile. *Taiwania*. 20 (1):1-22.

Huh, C. A., K. S. Chu, C. L. Wei, and P. M. Liew. 1996. Lead-210 and plutonium fallout in Taiwan as recorded at a subalpine lake. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 14 (5):373-376.

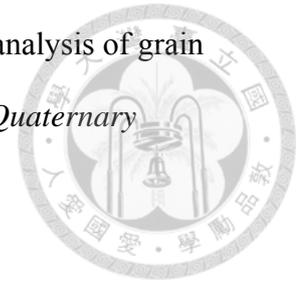
Hutchinson, G. E. 1957. *A treatise on limnology. Volume 1. Geography, physics and chemistry*. 2-4. New York: Wiley.

Jull, A. J. T. 2007. Dating Techniques. In *Encyclopedia of Quaternary Science*, ed. S.A. Elias, 453-459. Netherlands: Elsevier.

Kuo, C. M., and P. M. Liew. 2000. Vegetational History And Climatic Fluctuations Based On Pollen Analysis Of The Toushe Peat Bog, Central Taiwan Since The Last Glacial Maximum. *Journal of the Geological Society of China*. 43 (3):374-392.

Kashiwaya, K., T. Masuzawa, H. Morinaga, K. Yaskawa, B. Yuan, J. Liu, and Z. Gu. 1995. Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments. *Earth and Planetary Science Letters*. 135:31-39.

Kashiwaya, K., A. Yamamoto, and K. Fukuyama. 1988. Statistical analysis of grain size distribution in Pleistocene sediments from Lake Biwa, Japan. *Quaternary Research*. 30 (1):12-18.



Lee, C. Y., and P. M. Liew. 2010. Late Quaternary vegetation and climate changes inferred from a pollen record of Dongyuan Lake in southern Taiwan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 287:58-66.

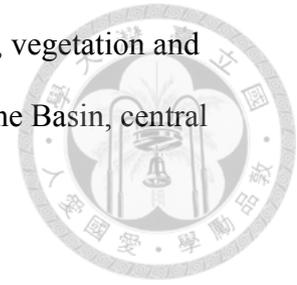
Liew, P. M., M. L. Hsieh, and C. K. Lai. 1990. Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, Eastern Taiwan. *Tectonophysics*. 183 (1-4):121-127.

Liew, P. M., C. M. Kuo, S. Y. Huang, and M. H. Tseng. 1998. Vegetation change and terrestrial carbon storage in eastern Asia during the Last Glacial Maximum as indicated by a new pollen record from central Taiwan. *Global and Planetary Change*. 16:85-94.

Liew, P. M., and M. H. Tseng. 1999. Climate Events from the Glacial to the Postglacial and Earth Surface Responses in Taiwan. *Sci Rep Tohoku Univ* .49 (2):183-195.

Liew, P. M., C. Y. Lee, and C. M. Kuo. 2006. Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*. 250 (3-4):596-605.

Liew, P. M., S. Y. Hunag, and C. M. Kuo. 2006. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene—A record from Toushe Basin, central Taiwan. *Quaternary International*. 147 (1):16-33.



Liu, T. K., S. Hsieh, Y. G. Chen, and W. S. Chen. 2001. Thermo-kinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon fission track dating. *Earth and Planetary Science Letters*. 186 (1):45-56.

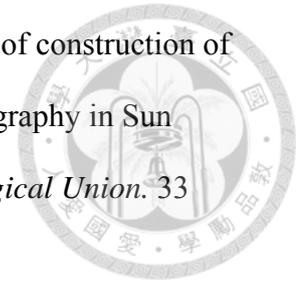
Lu, W. C., P. M. Liew, and H. C. Li. 2009. Paleoenvironmental study of the Yueh Tan Core II in Sun Moon Lake, central Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences*. 9:121-138.

Lunne, T., and M. Long. 2006. Review of long seabed samplers and criteria for new sampler design. *Marine Geology* 226 (1-2):145-165.

Mortlok, R. A., and P. N. Froelich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research*. 36:1415-1425.

Murakami, T., T. Takamatsu, N. Katsuta, M. Takano, K. Yamamoto, Y. Takahashi, T. Nakamura, and K. Takayoshi. 2012. Centennial- to millennial-scale climate shifts in continental interior Asia repeated between warm–dry and cool–wet conditions during the last three interglacial states: evidence from uranium and biogenic silica in the sediment of Lake Baikal, southeast Siberia. *Quaternary Science Reviews*. 52:49-59.

Ochiai, S., J. C. Lin, K. Kashiwaya, and C. H. Jen. 2012. Influence of construction of dams and waterway tunnels on sedimentation rate and bottom topography in Sun Moon Lake, Taiwan. *Chikei/Transactions, Japanese Geomorphological Union*. 33 (2):149-170.



Orkhonselenge, A., S. K. Krivonogov, K. Mino, K. Kashiwaya, I. Y. Safonova, M. Yamamoto, K. Kashima, T. Nakamura, and J. Y. Kim. 2012. Holocene sedimentary records from Lake Borsog, eastern shore of Lake Khuvsgul, Mongolia, and their paleoenvironmental implications. *Quaternary International*. 290-291:95-109.

Qiu L., D. F. Williams, A. Gvozdkov, E. Karabanov, and M. Shimaraeva. 1993. Biogenic silica accumulation and paleoproductivity in the northern basin of lake Baikal during the Holocene. *Geology*. 21:25-28.

Schnurrenberger, D., J. Russell, and K. Kelts. 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*. 29:141–154.

Salgado-Labouriau, M. L. 1980. A pollen diagram of the Pleistocene-Holocene boundary of lake Valencia, Venezuela. *Review of Palaeobotany and Palynology*.30:297-312.

Shichi, K., H. Takahara, S. K. Krivonogov, E. V. Bezrukova, K. Kashiwaya, A. Takehara, T. Nakamura. 2009. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from Lake Kotokel, central Baikal region. *Quaternary International*. 205 (1-2):98-110.

Street-Perrott, F. A., and Barker, P. A. 2008. Biogenic silica: a neglected component of the coupled global continental biogeochemical cycles of carbon and silicon. *Earth Surface Processes and Landform*. 33:1436-1457.



Su, H. J. 1984. Studies on the climate and vegetation types of the natural forests in Taiwan: 1. Analysis in variation of climate factors. *Quarterly Journal of Chinese Forestry*. 17 (30): 1-14.

Teng, S. L., C. T. Lee, C. H. Peng, W. F. Chen, and C. J. Chu. 2001. Origin and geological evolution of the Taipei basin, Northern Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences*. 1 (2):115-142.

Tomita, Y. 1951. Physiographic Development Of The Hori (Puli) Basin Group Of Central Taiwan (Formosa). *Geographical Report of Tohoku Univ*. 2:1-7.

Tsukada, M. 1967. Vegetation in subtropical formosa during the pleistocene glaciations and the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 3:49-64.

Wetzel, R. G. 2001. *Limnology, Lake and River Ecosystem*, Third Edition, 1-6, 44. San Diego: Academia Press.

Wilcox, T., K. Mueller, P. Upton, Y. G. Chen, S. T. Huang, B. J. Yanites, and G. Tucker. 2011. Linking Taiwan's subcritical Hsuehshan Range topography and foreland basin architecture. *Tectonics*. 30 (4): TC4011, doi:10.1029/2010TC002825.

Young, A. 1960. Soil movement by denudational processes on slopes. *Nature*.  
188:120-122.

