

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



利用高解析度石筍紀錄重建中國東北晚全新世以來的

古氣候和植被變化：吉林省無名洞石筍 S1S

Reconstruction of late Holocene climate and vegetation

changes based on a high resolution stalagmite record

from Unnamed Cave in Jilin of NE China

蘇宗正

Zong-Zheng Su

指導教授：李紅春 博士

Advisor : Hong-Chun Li, Ph.D.

中華民國 108 年 7 月

July 2019

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書



利用高解析度石筍紀錄重建中國東北晚全新世以來的
古氣候和植被變化：吉林省無名洞石筍 S1S
Reconstruction of late Holocene climate and vegetation
changes based on a high resolution stalagmite record
from Unnamed Cave in Jilin of NE China

本論文係 蘇宗正 君（學號 R06224213）在國立臺灣大學地質科學所所完成之碩士學位論文，於民國 108 年 4 月 18 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

口試委員：

李红霞 (签名)

朱厚生 (指導教授)

黃國芳

本译文

系主任、所長

(签名)

(是否須簽章依各院系所規定)

誌謝



我認為我是個非常幸運的人。首先，我沒有經濟壓力，家裡的經濟狀況足以支撐我以及妹妹讀書且不愁吃穿，和其他人相比也不需打工賺取學費，自然也多了些時間從事我想做的事情，所以我很感謝我的父母；再者，從板橋高中、成功大學我也結交到許多朋友，被眾多的老師教導，認識了這些人使我的人生不枯燥乏味，擁有許多歡樂的時光，同時讓我的知識漸漸淵博，獲得許多人的幫助和打氣使我不斷向前邁進，也增加了前進的理由，所以我認為因為我非常幸運才能夠與你們相遇。另外，我也想感謝過去的自己，升上大三後開始思考著自己的未來，常常進圖書館念書以準備國家考試，當初真的花費龐大的時間與精力，最終也有幸能以全部第一名的成績錄取成大和台大研究所、地質技師和高考地質組，我真的相當感謝那個時間的我所付出的一切以及當初與我相遇的一群人，也非常想念過去那段讀書時光，是你們讓我擁有現在的一切，我實在難以回報你們。

在台大地質研究所這段時光雖然只有兩年，但能獲得更廣闊的視野以及認識更厲害的同學，讓我對人生有新的體悟，謝謝李老師的耐心教導與適時的建議以及實驗室所有人（康姊、周姊、薰予、庭漪、瑞琳、奕昕和佳燕等）的陪伴、幫助和體諒，才足以讓本論文順利產出，我不認為這篇文章能對這個世界或地球科學界產生莫大的貢獻，但當中蘊含許多我個人的心血以及想法，並不一定需要採行或認同我的想法，只希望能讓閱讀本篇論文的人們有所啟發。

在此篇論文的最後，還要特別感謝師大米泓生老師實驗室幫忙測量近千個有關本篇文章的穩定同位素樣品，中研院林淑芬老師的花粉學課程也讓我學習到許多新的知識。另外，皓仁和彤軒等不同實驗室的朋友也時常找我吃飯、聊天，調適我的生活，明強和又瑄雖然是我的學弟妹，但他們在研究上的實力是我望塵莫及，自己有許多知識和想法都是和他們交流後才獲得的，也期盼我所認識的每個人都能迎向自己嚮往的未來，謝謝你們的陪伴！



中文摘要

本研究使用的材料為一根採自中國東北地區通化市無名洞長度 8.7 公分的石筍（取名為 S1S），研究目的是希望藉由高解析度的石筍紀錄找尋驅動中國東北地區氣候變化的因子。

由於 S1S 所含的鈾含量太少且初始鈈含量過高，導致鈾鈈定年無法為 S1S 提供良好的年代結果，因此本研究需另尋其他方法為 S1S 建立合理的年代模式；根據表層核爆碳的信號以及 Pb-210 定年所表現的衰變趨勢，清楚地了解到 S1S 表層為現代沉積（晚於 AD 1950），再藉由 12 個 ^{14}C 定年的結果可知 S1S 涵蓋近 2500 年。雖然死碳效應存在於石筍當中，進而影響碳十四定年的最終結果，但本研究基於固定 S1S 沉積速率的方法成功回推整根石筍的年代。

本研究同時分析 873 個穩定同位素樣品，將 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線與近代 2500 年的太陽總輻照度 (TSI) 進行對比，發現當太陽總輻照度較弱時大致對應 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 偏重的情形，推測關係為：當太陽總輻照度較弱，導致海陸的溫差減小，東亞夏季風 (EASM) 強度減弱，中國東北地區降雨量減少，又因為在百年尺度的東亞石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄主要反映雨量效應，造成石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重；另外，雨量的減少又會使當地植被發育較差且 C3/C4 植物比例下降，造成 $\delta^{13}\text{C}$ 的偏重。

對 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線進行功率譜分析能觀察到中國降水以及太陽百年活動的週期性（如：Suess cycle），再次說明 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 紀錄足以還原晚全新世以來中國東北的古氣候。在近 1500 年以來，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 AD 820~920、1040~1120、1280~1350、1450~1570、1900~現在這幾個時期普遍偏重，或可代表當時中國東北地區氣候較為乾燥。另外，本研究對比了 S1S 紀錄與石花洞、萬象洞、董哥洞及和尚洞的石筍紀錄、花粉紀錄、韓國乾指數和中國北方的乾濕指數等，討論區域氣候的關係。

關鍵字：石筍、AMS ^{14}C 定年、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、太陽活動、古氣候

Abstract

A 8.7-cm long stalagmite (S1S) from Unnamed Cave (41.82°N, 126.15°E) located at Tonghua City has been studied for understanding forcing factors of the climate in Northeast China. Owing to low U contents, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating on the stalagmite was not successful. According to AMS ^{14}C and ^{210}Pb dating results, Stalagmite S1S covers a positional record of the past 2500 years with the modern surface (after 1950 AD). Although dead carbon influence (DCI) affects the AMS ^{14}C dating results, we adopted appropriate method to get the age sequence of S1S. 873 subsamples from S1S were measured $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. Comparison of the $\delta^{18}\text{O}$ record of S1S with the Total Solar Irradiance (TSI) records exhibits negative correlations - When TSI is lower, the $\delta^{18}\text{O}$ is heavier; and vice versa. We interpret that the temperature difference between continent and ocean is decreasing when TSI is low, leading EASM intensity to be weaker. Then, the water vapor transported from western Pacific Ocean to Northeast China is less, resulting heavier $\delta^{18}\text{O}$ value (dominated by amount effect). On the other hand, due to low precipitation, vegetation coverage is sparse under dry climates, resulting heavier $\delta^{13}\text{C}$ trend. Furthermore, both power spectral and wavelet analyses of the $\delta^{18}\text{O}$ record of S1S show clearly a 202-year cycle, which is one of the most famous cycle of solar activity, named “Suess cycle” as known as “de Vries cycle”. This study also compared S1S with many records such as other stalagmite records, pollen records, drought index in Korea and DWI in NC and so on. This study indicates that the S1S record not only helps us to reconstruct the climate change during the past 2500 years in Northeastern China, but also illustrate the controlling factors such as TSI of the regional climate.

Keywords : stalagmite, AMS ^{14}C dating, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, solar activity, palaeoclimate

目錄



口試委員會審定書.....	I
誌謝.....	II
中文摘要.....	III
Abstract.....	IV
第一章 緒論.....	1
1.1 前言	1
1.2 研究目的.....	2
1.3 石箭的成因與特色.....	2
第二章 研究材料描述與地區概況.....	6
2.1 研究材料描述.....	6
2.2 研究地區地理位置概述.....	9
2.3 研究地區氣候概述.....	10
第三章 研究方法.....	12
3.1 研究流程.....	12
3.2 AMS ^{14}C 定年.....	13
3.2.1 AMS ^{14}C 定年原理及比較.....	13
3.2.2 AMS ^{14}C 定年無機樣品製備流程.....	14
3.2.3 AMS 儀器介紹	16
3.3 ^{210}Pb 定年	18
3.3.1 ^{210}Pb 定年原理	18
3.3.2 ^{210}Pb 定年製備流程	20
3.4 U-Th 定年	22



3.5 碳氧同位素分析.....	24
第四章 研究結果.....	25
4.1 鈾鉉定年結果.....	25
4.2 ^{210}Pb 定年結果	26
4.3 AMS ^{14}C 定年結果.....	29
4.4 碳氧同位素分析結果.....	31
第五章 討論.....	35
5.1 S1S 的死碳效應推估和年代模式建立之選擇	35
5.2 S1S 的氧同位素變化意義	45
5.3 S1S 碳氧同位素之功率譜分析	51
5.4 S1S 穩定同位素與太陽總輻照度之對比	53
5.5 S1S 穩定同位素與韓國乾指數及中國北方乾濕指數對比	58
5.6 S1S 和中國其他洞穴石筍氧同位素之對比	62
5.7 S1S 碳同位素和氣候變化之關係	67
第六章 結論.....	77
參考文獻.....	79
附錄 S1S 穩定同位素結果.....	86

圖目錄



圖 1.2-1 NOAA 所列出的各種古氣候代用指標(proxy).....	2
圖 1.3-1 有關洞穴岩的論文發表比例(Fairchild et al., 2006).....	3
圖 1.3-2 洞穴岩分類(Fairchild et al., 2006).....	5
圖 1.3-3 洞穴岩成因(Fairchild et al., 2006).....	5
圖 2.1-1 S1S 石筍正面外觀.....	7
圖 2.1-2 S1S 石筍反面外觀.....	7
圖 2.1-3 無名洞外相關照片	8
圖 2.2-1 無名洞地理位置.....	9
圖 2.2-2 亞洲季風分帶(Wang,2006).....	9
圖 2.3-1 通化縣各月降雨量和氣溫之變化(數據統計自 1981-2010 年).....	10
圖 3.1-1 各種化學分析採樣位置.....	12
圖 3.2-1 特殊造型的玻璃瓶.....	15
圖 3.2-2 組合管示意圖.....	15
圖 3.2-3 AMS 設備示意圖	17
圖 3.3-1 ^{210}Pb 來源途徑示意圖.....	19
圖 3.3-2 過剩鉛和支持鉛關係圖.....	19
圖 3.3-3 ORTEC 公司的 α 能譜儀.....	21
圖 4.2-1 ^{210}Pb 總活度對深度的關係圖.....	27
圖 4.2-2 excess ^{210}Pb 指數趨勢線.....	28
圖 4.4-1 深度和碳氧同位素值變化關係圖.....	32
圖 4.4-2 在 S1S 深度 1.3mm 處進行 Hendy Test 試驗的結果.....	33
圖 4.4-3 在 S1S 深度 32.0mm 處進行 Hendy Test 試驗的結果.....	34
圖 5.1-1 石筍的碳來源.....	37
圖 5.1-2 12 個 AMS ^{14}C 定年結果的原始 ^{14}C age (BP)對深度作圖的結果.....	39

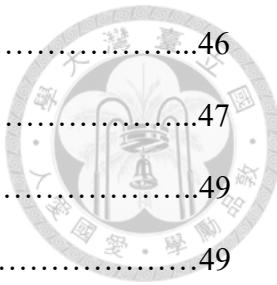


圖 5.2-1 全新世以來全球溫度異常.....	46
圖 5.2-2 近兩千年以來全球的溫度異常.....	47
圖 5.2-3 緯度及高程效應示意圖 (Hoefs, 1987).....	49
圖 5.2-4 全球海水表層的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (LeGrande & Schmidt, 2006).....	49
圖 5.3-1 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線功率譜分析之結果.....	52
圖 5.3-2 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線功率譜分析之結果.....	52
圖 5.4-1 近一千年大氣 $\delta^{14}\text{C}$ 變化.....	54
圖 5.4-2 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 變化與太陽總輻照曲線之對比.....	54
圖 5.5-1 S1S 穩定同位素與韓國乾指數和中國北方乾濕指數之對比.....	61
圖 5.6-1 各地區石筍氧同位素之對比.....	65
圖 5.6-2 五個洞穴的地理位置分布.....	66
圖 5.7-1 S1S 穩定同位素與各項降雨量及溫度指標之對比.....	76

表目錄



表 2.3-1 通化縣 1981-2010 年降雨量和氣溫紀錄.....	11
表 4.1-1 S1S-1 和 S1S-8 鈾釷定年結果.....	25
表 4.2-1 S1S ^{210}Pb 定年測樣結果.....	28
表 4.3-1 S1S AMS ^{14}C 定年原始數據.....	30
表 4.4-1 在 S1S 深度 1.3mm 處進行 Hendy Test 試驗的數據.....	33
表 4.4-2 在 S1S 深度 32.0mm 處進行 Hendy Test 試驗的數據.....	34
表 5.1-1 各定年結果的 ^{14}C age(BP)經過線性校正後所對應的 Calib. age.....	40

第一章 緒論

1.1 前言

中國東北地區是全中國最重要的糧倉之一，主要的農作物為玉米、高粱、小米、小麥、大豆和甜菜等；大興安嶺、小興安嶺和長白山區則富有森林資源作為林業發展的基礎，而林業和農業不僅受人類活動影響，氣候所導致的溫度高低和降雨量的多寡亦同時衝擊著農作物和森林的發育，這直接造成當地經濟發展的起伏及人類福祉的損益，故有關當地氣候變化趨勢的研究也日益受到關注。

過去歷史文獻紀錄（如：韓國乾指數和中國北方乾濕指數等）（Kim and Choi, 1987；Zheng et al., 2006）初步告知韓國和整個中國北方的旱災和澇災發生頻率，但兩者的紀錄時間長度不到 1500 年且對於是否能有效還原中國東北降雨量變化存在疑慮。

另外，前人在中國東北地區從事許多泥炭（程勝高等人，2014；裘善文等，1981）和孢粉（Zheng et al.,2014； Li et al.,2015）相關的研究，泥炭的定年雖然準確，但其紀錄大多同時反映溫度和降雨量的資訊，腐植度的高低指示著氣候的暖溼或乾冷，無法有效將氣候區分成暖濕、暖乾、冷濕及冷乾四種組合，而且在做古氣候的解釋上常因地而異，須了解當地沉積來源及植物的生長習性，研究上有一定的複雜性，此為泥炭用於還原古氣候上的缺點之一；而黃土紀錄（王松娜等，2017）則是因為紀錄解析度大多在千年至軌道尺度以上，造成年至百年尺度下的氣候變化及其驅動因子無法被忠實還原；樹輪（Xuemei and Xiangding, 1997）研究解析度可達年尺度，而且可記錄火山噴發歷史及植被變化情形，但定年上有缺層和偽層的問題，最大時間跨度多在數百至數千年內也是其不足之處。故本研究希望藉由吉林省無名洞的石筍（S1S）紀錄填補近 2000 年來中國東北地區古氣候及古植被紀錄上的空白，了解在十年至百年尺度上驅動當地氣候變化的可能因子。



1.2 研究目的

古氣候的研究為地球科學的一大分支，主要利用分析適當的地質材料（如：冰芯、樹輪、黃土、湖泊沉積物、花粉及有孔蟲等）（圖 1.2-1）一窺過去氣候變化的趨勢，進而得知影響氣候的各種機制及規律性。

目前中國東北地區古氣候紀錄的資料尚屬不全（尤其以石筍而言），不足以完整重建該地區的古環境，所以本研究希望藉由當地高解析度的石筍紀錄來還原古氣候及植被的演替，同時了解到現今世界的人類對整體氣候及自然環境的衝擊，而全球暖化和極端氣候發生的頻率等議題切身與我們的權益相關，故希望對此作更全面且深入性的省思。

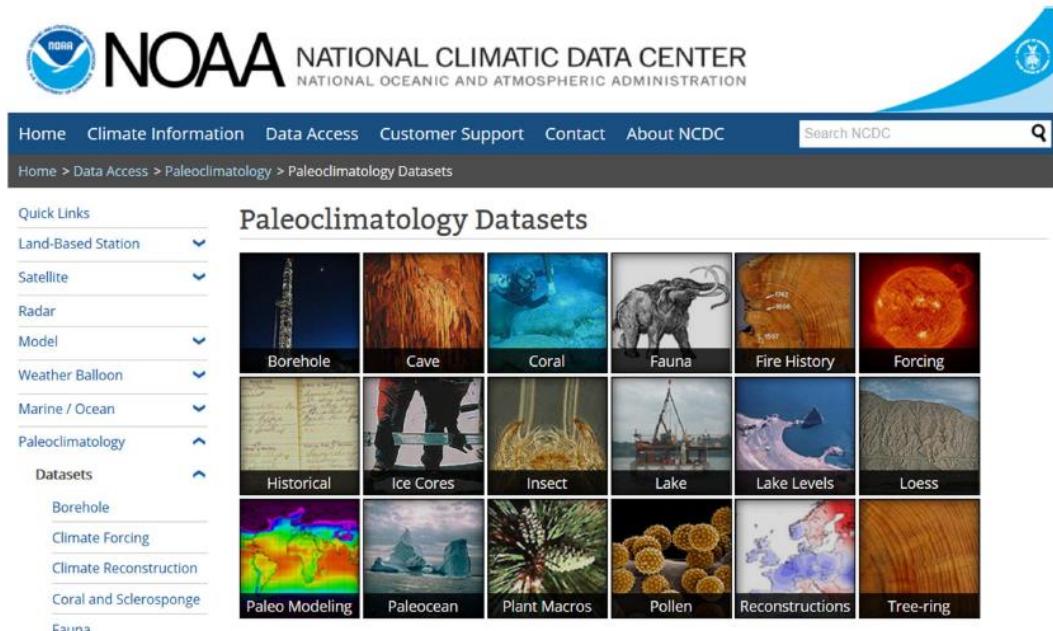


圖 1.2-1 NOAA 所列出的各種研究古氣候材料

1.3 石筍的成因與特色

近數十年來，利用石筍重建古氣候的研究日益蓬勃（圖 1.3-1），2004 年有關洞穴岩研究的發表數比 1993 至 1995 年的平均值高出 4.6 倍，相關的研究技術及設備亦趨向成熟。石筍運用於古氣候還原的優勢有：

1. 多種定年方式（如：目視數紋層、U-Th 定年、C-14 定年、Pb-210 定年等）
增加石筍精準定年的機會及可信度，還有多樣的代用指標（proxy）（如：穩定同位素和微量元素分析等）有利於當地氣候及環境變遷的重建。
2. 時間跨度多變：同樣長度的石筍因不同的沉積速率可涵蓋從數十年至數萬年的古環境資訊，也因不同的解析度能探討不同時間尺度下主導氣候變遷的因素。
3. 分析用量少：因為石筍的成分幾乎是純碳酸鈣，所含雜質相對其他材料少，在前處理去除雜質或挑選樣品上也相對簡單，分析用量少也可保持樣品的完整性甚至可再做其他研究利用。
4. 沉積系統若為封閉的石灰岩洞穴深部，便為相對穩定的環境，溫度近於地表年均溫、洞穴內氣壓變化不大，在碳酸鈣沉積時便達同位素平衡分餾，亦不易受後期風化或交代作用影響，導致內部元素或成分發生改變。

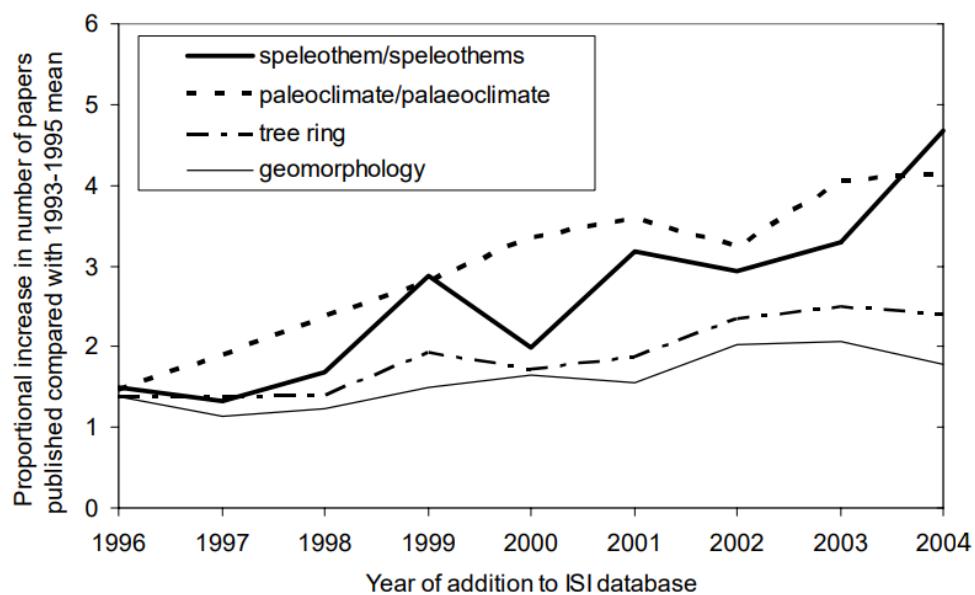
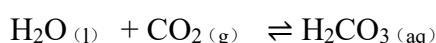


圖 1.3-1 1996-2004 年有關洞穴岩的論文發表比例，

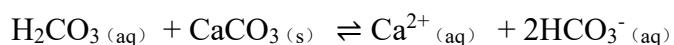
資料統計為 ISI 科學網站 (Fairchild et al., 2006)

石灰岩系統的洞穴岩 (speleothems) 可分作許多種類，如鐘乳石 (stalactites)、流石 (flowstone) 和石筍 (stalagmite) 等 (圖 1.3-2)，其中石筍的成因可參考圖 1.3-3，主要分為以下幾個部分：

1. 雨水降落到地表後，一部分的水將入滲至土壤當中，又因植物的根部呼吸作用以及土壤當中微生物分解有機質的作用，導致土壤當中的 CO_2 濃度明顯高於大氣，而入滲水溶解土壤中的 CO_2 便形成呈弱酸性的碳酸水溶液 (如下化學反應式)。



2. 碳酸水溶液持續下滲遭遇可溶性的石灰岩會發生化學反應，形成富含鈣離子和碳酸氫根的過飽和溶液 (如下式)。



3. 此過飽和水溶液流經石灰岩圍岩後進入地下溶洞，壓力會瞬間降低，根據勒沙特列原理，將造成下方反應式向右進行，溶液中的 CO_2 發生脫氣作用 (degassing)，；除此之外，水分的蒸發作用亦有利於反應向右，進而形成碳酸鈣的沉澱。



另外，若要以石筍作為研究古氣候的材料，則需採集於洞穴的深部，原因是可以減少洞外的干擾，且相對溼度近似 100% 代表沒有明顯的空氣流動，才能維持洞內相對於洞外較高的 CO_2 分壓，造成洞穴滴水時的脫氣作用緩慢進行，滴水和碳酸鈣沉澱之間同位素分餾達到平衡，如此形成的石筍才具備研究的適宜性。

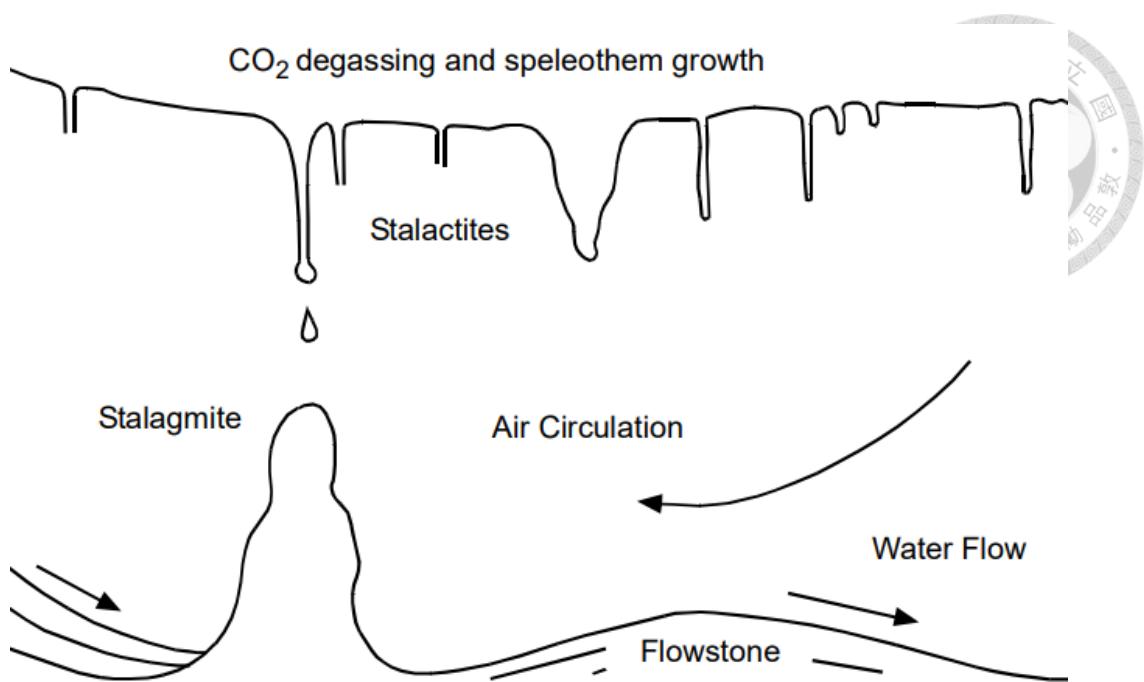


圖 1.3-2 洞穴岩分類 (Fairchild et al., 2006)

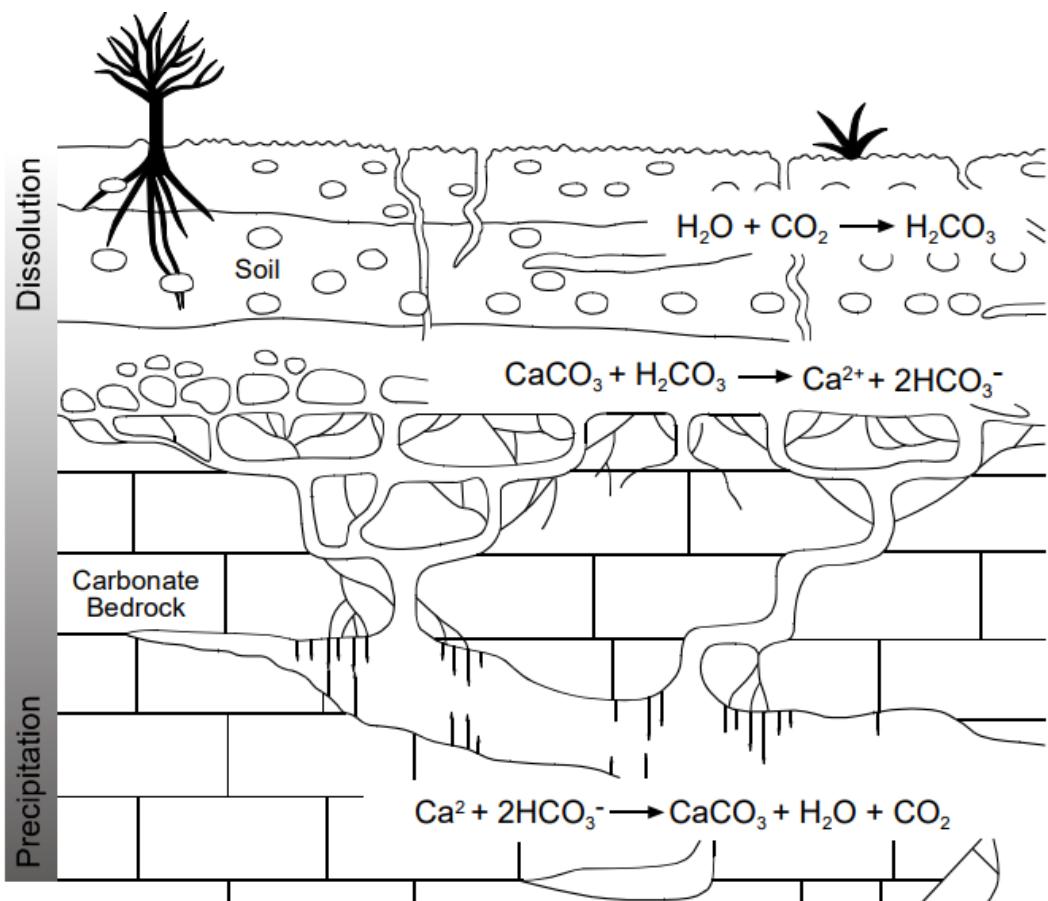


圖 1.3-3 洞穴岩成因 (Fairchild et al., 2006)

第二章 研究材料描述與地區概況

2.1 研究材料描述

本研究的材料為來自中國東北地區吉林省無名洞的石筍，命名為 S1S (圖 2.1-1 和圖 2.1-2)，是 2017 年 7 月李紅春教授到中國東北地區作野外考察時所採集。S1S 全長約為 8.7 公分，生長軸約在 2.8 公分處有些微轉折，只有在最表層 1.5mm 處以內的顏色特別灰黑，其餘整體外觀的顏色呈非透明乳白色，由質地均勻的方解石組成，相對其他石筍是較白而乾淨的，或可代表其主要成分為較純之碳酸鈣，土壤有機酸成分則相對較少，因為含土壤有機酸較多的石筍多偏向呈黃褐色。

另外，S1S 在中間最底部有一近似同心圓狀的沉積現象，應是由左下朝右上形成，在此部分碳酸鈣沉澱結束後的上方（約 8.2 公分處）有一明顯的裂隙，可能指示該處碳酸鈣沉積較疏鬆，或許是一次較顯著的乾事件所致，相關的討論會置於後方討論的部分，而 S1S 其他部分經由目視觀察和定年結果得知大致為均勻且連續地沉積。其他紋理變化較明顯的深度有：0.2、0.6、1.0、1.5、2.0、2.4、3.7、4.6、6.0 和 6.3 公分等處。

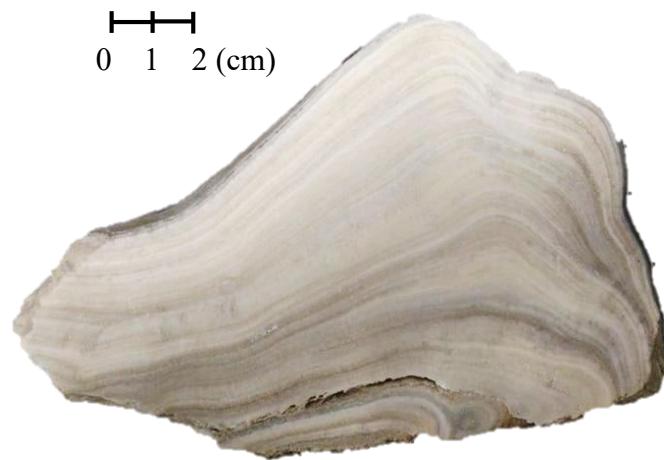


圖 2.1-1 S1S 石筍正面外觀

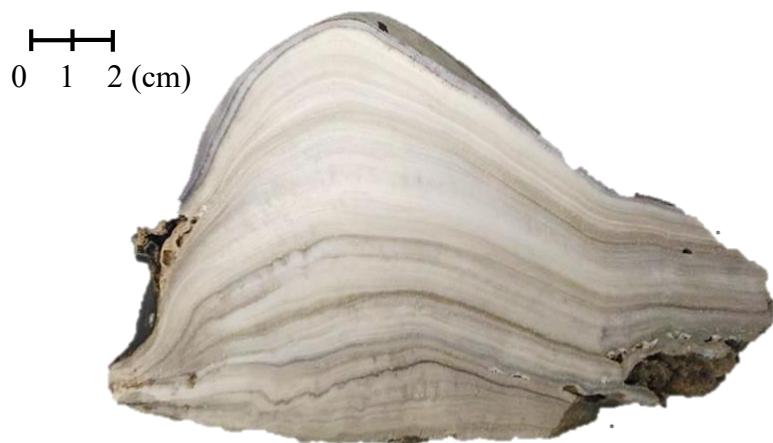


圖 2.1-2 S1S 石筍反面外觀

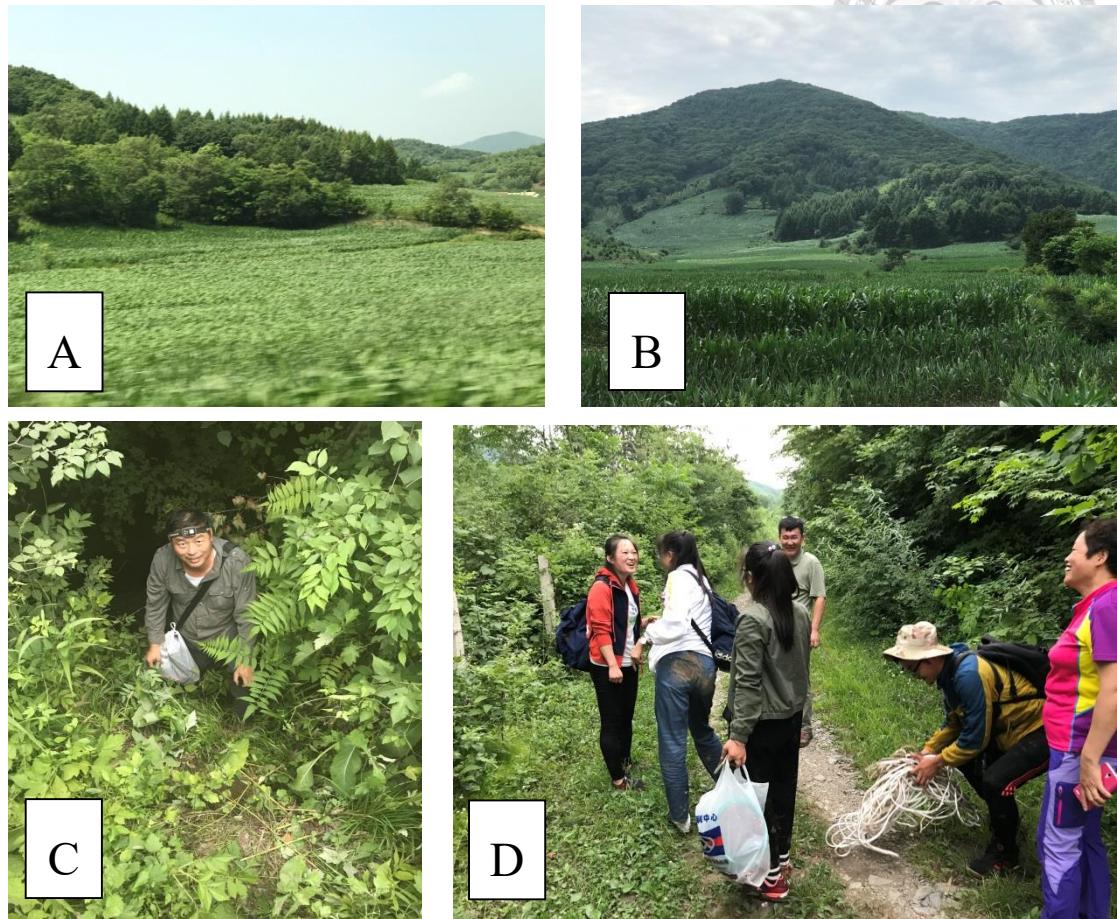


圖 2.1-3 A 和 B 圖為無名洞外現今植被發育狀況；

C 圖為洞口照片；D 圖為採樣時隨行人員

2.2 研究地區地理位置概述

無名洞($41.82^{\circ}\text{N}, 126.15^{\circ}\text{E}$)位於中國吉林省通化市通化縣大安鎮(圖 2.2-1)，洞的海拔高度約為五百公尺，地處低海拔的長白山脈西翼，和朝鮮半島僅以一山之隔，為亞洲季風分區的東亞夏季風帶(EASM)北緣(圖 2.2-2)。由圖 2.1-3 得知，無名洞洞外的植被茂密，現今洞外多為人類所種植的經濟作物，海拔較高的山區則可見較高的針葉樹種，而洞口由灌木叢掩蓋相對隱密而人煙罕至。

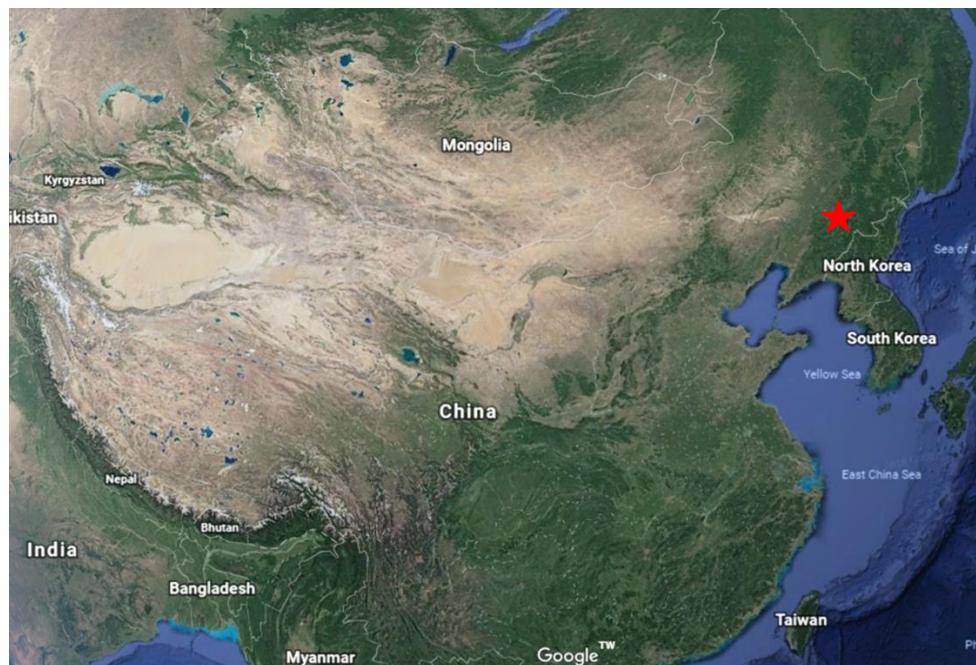


圖 2.2-1 紅色標誌為無名洞地理位置 (修自 Google 衛星圖)

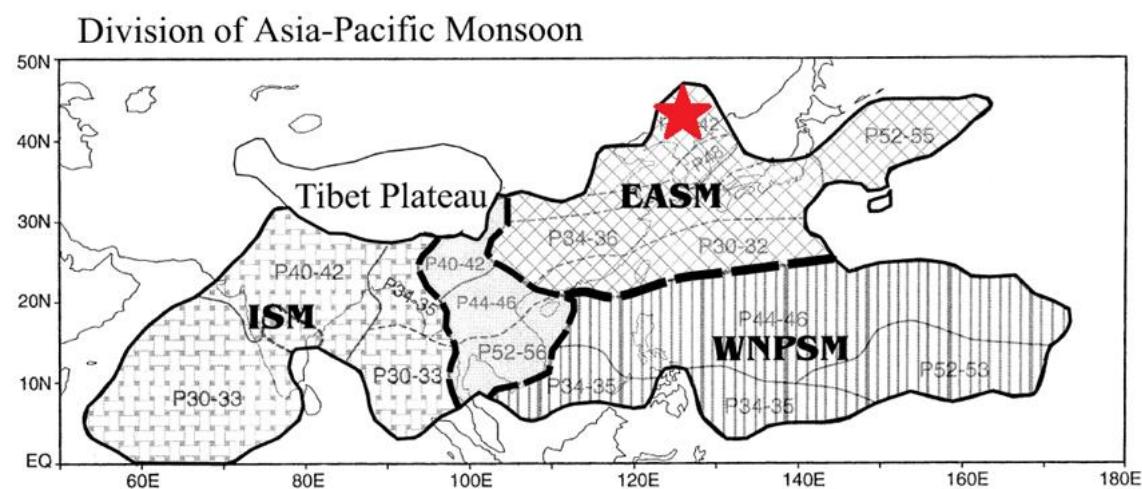


圖 2.2-2 亞洲季風分帶，紅色星星標示為研究地點 (修改自 Wang, 2002)



2.3 研究地區氣候概述

吉林省通化縣的氣候為溫帶大陸性季風氣候（圖 2.3-1），大陸性指的不僅是月平均溫差很大，日最高溫度和最低溫度也有很大的差距；季風性則代表一年當中主要風場的方向隨著季節改變，當風場的方向由海洋吹向大陸，將造成該季節當地的降雨量較多，故年降雨量多集中於某些特定的季節。由於通化縣位於中高緯度（約北緯 40 度），且在長白山的背風翼，所以擁有「大陸性」的特質，同時又因位於東亞夏季風影響範圍的北緣，距離西太平洋的距離短，對於季風強度的變化相對敏感，當夏季由海洋吹向大陸的東南季風增強，能獲得足夠地夏季降雨，所以擁有「季風性」的特質。

由表 2.3-1 可知，通化縣平均最高月均溫在 7 月約為 21.8°C ，最低月溫度在 1 月約為 -16.6°C ，兩者相差達 38.4°C ；而超過 70% 的年降雨量集中在每年的 5-9 月，即夏季風盛行的時節。年平均溫度約為 4.8°C ，年平均總降雨量為 838mm，雨量並不如典型大陸性氣候那般匱乏，也指示著地理位置離大洋不遠。

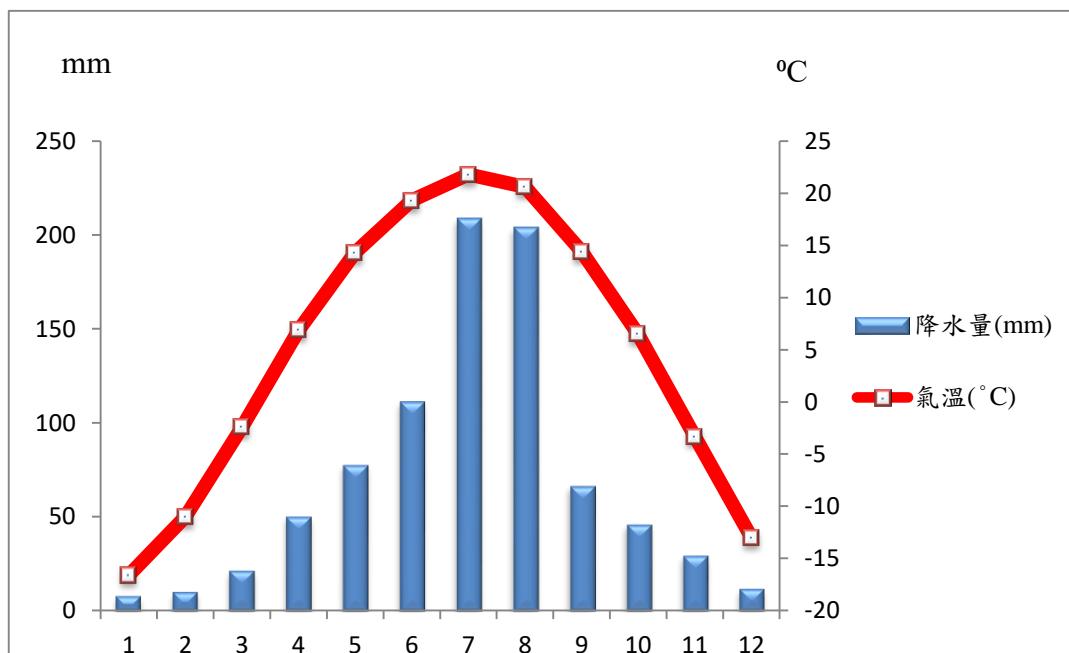


圖 2.3-1 通化縣各月降雨量和氣溫之變化，數據統計自 1981-2010 年

（中國氣象數據網 <http://data.cma.cn/data/weatherBk.html>）

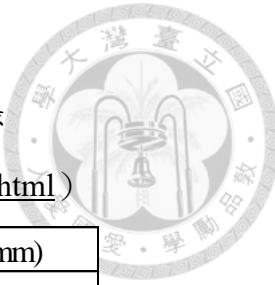


表 2.3-1 通化縣 1981-2010 年降雨量和氣溫紀錄

(中國氣象數據網 <http://data.cma.cn/data/weatherBk.html>)

month	Air temperature (°C)	Precipitation (mm)
1	-16.6	7.1
2	-11	9.2
3	-2.4	20.7
4	6.9	49.7
5	14.3	77.2
6	19.3	111.1
7	21.8	208.3
8	20.6	203.6
9	14.4	66
10	6.5	45.4
11	-3.3	28.7
12	-13	10.9
	Average air temperature (°C)	Total precipitation (mm)
	4.79	837.90

第三章 研究方法



3.1 研究流程

1. 採樣及樣品處理：2017 年暑假李紅春老師等人至中國東北地區進行野外考察，途中採集該地區的石筍，其中包含此無名洞的石筍 S1S，野外採樣完回到實驗室以電鋸機將石筍剖成三等份，並保留中間含滴水點的部分作主要研究的分析材料。
2. 標示生長軸即當時滴水點的中心位置，測其總長度約為九公分，並預留寬度一公分做穩定同位素樣品的採集，而定年的樣品則採集自生長軸的兩側。
3. 做三種定年方法，包含鈾系定年 (S1S-1 和 S1S-8)、碳十四定年和 Pb-210 定年法，採樣位置如圖 3.1-1 所示，試圖為 S1S 建立合理的年代模式。
4. 873 個穩定同位素樣品送至國立台灣師範大學米泓生老師實驗室作 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的測量，並以兩者的趨勢變化做為還原古氣候及環境的指標。
5. 將穩定同位素曲線結合年代序列，探討該地區過去近兩千五百年降雨量和植被演替的情形，同時加入多項指標(太陽總輻照度、中國多地區的石筍紀錄、乾濕指數和孢粉紀錄等)作比對，找尋驅動中國東北氣候變化的因子。
6. 對 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 紀錄做功率譜分析看其趨勢的週期性，探討是否與太陽活動和降水記錄相關。

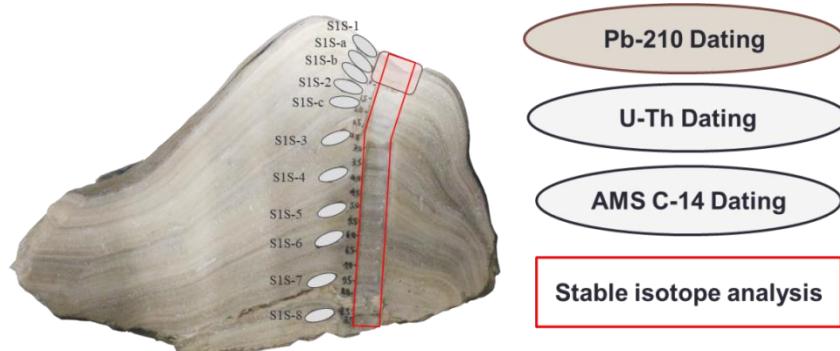
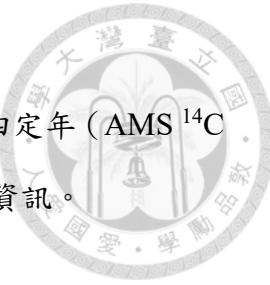


圖 3.1-1 各種化學分析採樣位置

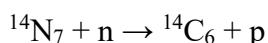


3.2 AMS ^{14}C 定年

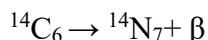
由於本研究的主要年代模式建立是使用加速器質譜儀碳十四定年 (AMS ^{14}C 定年) 的結果，所以會用較多的篇幅介紹有關 AMS ^{14}C 定年的資訊。

3.2.1 AMS ^{14}C 定年原理及比較

碳 (C) 總共有 15 個已知的同位素，其中 ^{12}C 的相對豐度為 98.9%，而 ^{13}C 的相對豐度為 1.1%， ^{14}C 僅只有兆分之一，為碳唯一的天然放射性同位素，至於其餘的碳同位素多為人造且含量極少。 ^{14}C 的成因為宇宙射線撞擊空氣中的原子核釋放出高能中子後，中子再撞擊氮原子產生 ^{14}C 和一個質子，反應式如下：



由上可知，當太陽活動強烈，太陽風能量會增強導致宇宙射線偏轉，進入到地球的宇宙射線能量減少，隨之產生較少的 ^{14}C ，故在不同時間的大氣 ^{14}C 濃度是不一致的。之後 ^{14}C 會發生氧化形成 $^{14}\text{CO}_2$ 並混合於大氣之中，隨著碳循環的交換作用進入到生物或海洋之中，直到 ^{14}C 進入到封閉系統 (如：未與大氣接觸之地下滲流水或經埋藏的死亡生物體) 不再與外界進行碳交換作用，此時 ^{14}C 便會開始衰變成 ^{14}N 同時釋出一個 β 粒子，反應式如下：



^{14}C 的半衰期為 5730 ± 40 年，也就是說碳十四定年法的測定年代範圍約為五萬年以內，能定年的材料多樣 (如：泥炭、湖泊沉積物、有孔蟲、骨頭、貝殼、樹輪和珊瑚等)，只要含有 C 且具代表性 (未被汙染及交換) 的樣品即可拿來做定年。

過去碳十四定年法是利用液體閃爍計數法 (Liquid Scintillation Counting) 測量其 ^{14}C 衰變時產生的 β 粒子與閃爍劑作用的光電效應，藉此推知年代。然而液體閃爍計數法相較於現今加速器質譜儀 (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) 測量法具有以下缺點：

1. 所需樣品量較大，需大於 0.5g 的 C，但 AMS 測量所需的 C 可少於 1mg。

- 
2. 一般每分鐘只能測到幾個計數，測一個樣品需要一天以上，與現今加速器質譜儀（Accelerator Mass Spectrometry）直接測量石墨靶中 ^{14}C 的計數無法相比，後者每分鐘可以測得數千的計數，測一個樣品只需約一小時，還可重複測樣增加其準確度。
 3. 測量精度較差，多大於 1%，但 AMS 的精度可達 0.3%，大幅度提升了年代測量的準確度。
 4. 測量的範圍及極限較小，從數百年至四萬年，但 AMS 的測量範圍可從十年至五萬年。

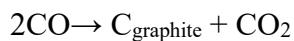
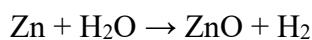
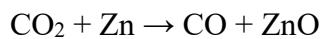
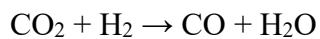
由上述幾點可知，AMS 測定 ^{14}C 年代的優勢明顯高於液體閃爍計數法，故本研究使用 AMS 測定 ^{14}C 年代探討 S1S 的年代結果。

3.2.2 AMS ^{14}C 定年無機樣品製備流程

石筍屬於無機的碳酸鹽類樣品，其製備流程如下：

1. 利用鑽機於抽風櫃採集石筍粉末約 20mg，標示好取樣深度及樣品 ID 後，放置銀杯當中再移入 K 形玻璃瓶中（圖 3.2-1），另一側圓球部分則滴入 1mL 的無水磷酸，其特點為不易揮發，能讓玻璃瓶中的真空度降到更低值，抽真空的總時間約為三天。
2. 當管內真空度抽到一定值後（約 10^{-6} hPa ），確保幾乎無外界空氣的 ^{14}C 在管中，將瓶口接外的管路鎖緊，即圖 3.2.1 的灰色部分下移，爾後把玻璃管傾斜讓磷酸與石筍樣品粉末在常溫下結合進行反應，會產生 CO_2 和 H_2O 等物質。
3. 接著在製備線路上進行一系列的低溫收集過程，其原理為不同的氣體會有不同的凝結溫度。先以低溫稠狀的酒精（約 -70°C ）抓取水氣，再由液態氮（約 -190°C ）凍住目標 CO_2 ，最終利用機械泵將無法凍住的其他雜氣（如氮氣等）抽走，再讀取 CO_2 氣體體積以計算所能獲得的碳量。

4. 把適當體積的 CO_2 氣體利用低溫抓取法將其導入硼玻璃組合管中(圖 3.2-2)，爾後進行封管，再置入 550°C 的高溫爐約四小時。石墨合成方法參照 UCI KCCAMS 實驗室所使用 TiH_2 及 Zn 與 CO_2 反應合成石墨法，並使用鐵粉做為催化劑且讓石墨吸附於其上，詳細反應式如下 (Xu et al., 2007)。



5. 取出已經 550°C 高溫反應的組合管內管，將其中的石墨壓製成靶以作 AMS 上機測年。

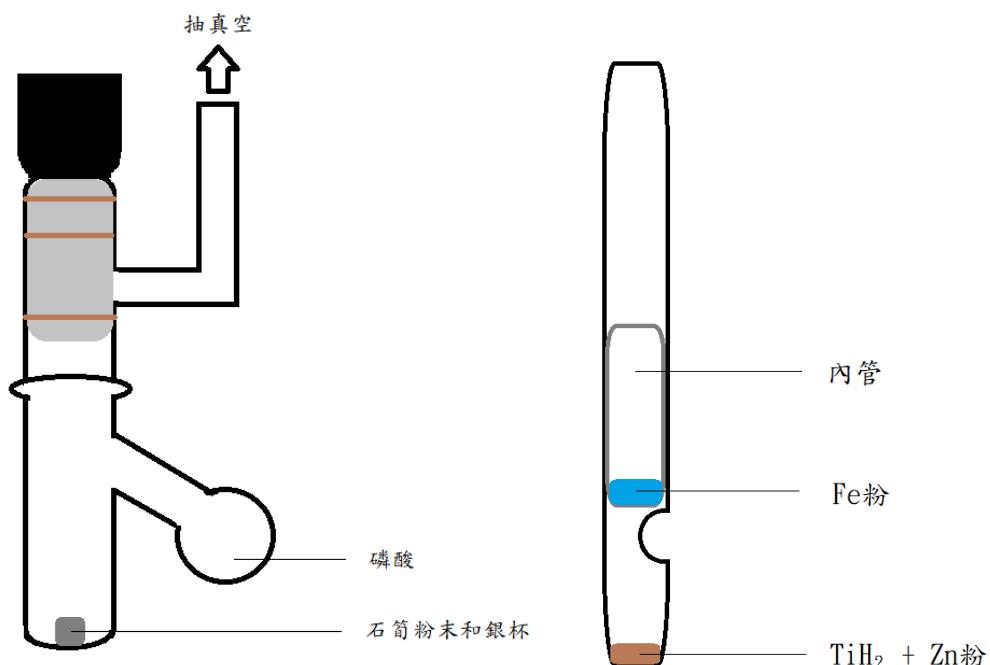


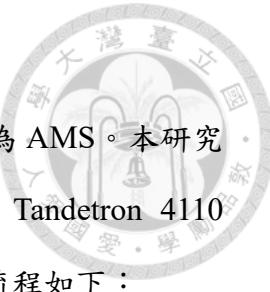
圖 3.2-1 K 形玻璃瓶

圖 3.2-2 組合管示意圖

3.2.3 AMS 儀器介紹

加速器質譜儀英文為 Accelerator Mass Spectrometer，簡稱為 AMS。本研究所使用的機型為全台唯一由荷蘭 HVEE 公司製造的 1.0MV Tandetron 4110 BO-AMS (圖 3.2-3)， $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 偵測極限為 10^{-15} ，AMS 的上機流程如下：

1. 將石墨靶放置 AMS 樣品座上，加熱銫離子源產生電子撞擊石墨靶，碳元素則形成負電荷離子束 ($^{12}\text{C}^-$ 、 $^{13}\text{C}^-$ 、 $^{14}\text{C}^-$)。
2. 利用 BI 磁鐵控制磁場強度，將離子束轉向 90° 且因不同質荷比的離子具不同的轉彎半徑，運用分析器能將不同質荷比的元素分離，留下目標 $^{14}\text{C}^-$ ，但此時尚有部分同重素通過。只要是質量與電荷比相近的粒子均能穿過磁場，這就是為什麼需要加速器，來測不同電價的粒子。
3. 離子束進入高電壓加速艙，艙中包含絕緣氣體 SF_6 用來防止離子在通過加速艙時受到加壓電荷影響而偏離路徑，還有剝離氣體 Ar 讓陰離子穿過加速艙的同時電子會被剝離而形成正電荷離子，離子在加速器內增加能量的過程，使其能將同重素作有效的移除，最終達最佳平衡電荷態的 $3+$ 之帶電離子將通過加速艙。
4. 再次經過動量分析器 (高能磁鐵) 排除與目標不同能量之離子，和能量分析器排除與目標不同動能之離子，分析器須有這兩種不同類型的組合，才能有效鑑別粒子的物理特性，使目標離子 ^{14}C 進到充滿異丁烷氣體的探測器內，因帶電離子與氣體碰撞而減速，能量大的行進距離較遠便能先被測到，探測器直接針對 ^{14}C 辨識並計數。



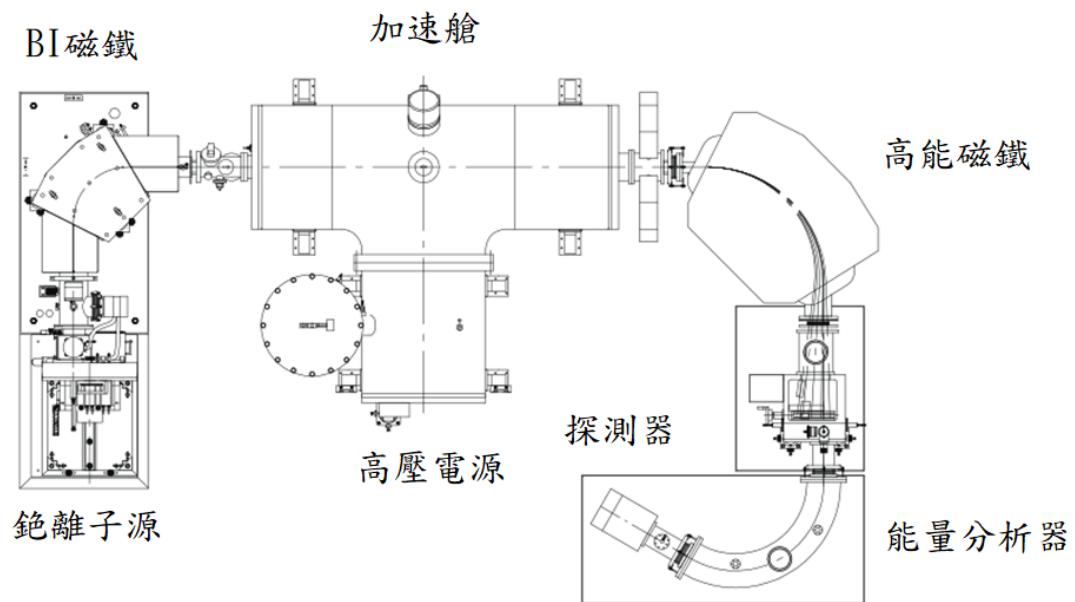


圖 3.2-3 加速器質譜儀設備示意圖



3.3 ^{210}Pb 定年

3.3.1 ^{210}Pb 定年原理

^{210}Pb 來自於天然鈾系衰變產生，其半衰期約為 22.3 年。 ^{210}Pb 定年結果若欲適用於計算石筍的生長速率，則須先符合兩項假設：線性的沉積速率和 ^{210}Pb 來源不變。

石筍當中的 ^{210}Pb 主要分兩種來源(圖 3.3-2)，第一種稱過剩鉛(excess ^{210}Pb)是由大氣中存在的氡氣 (^{222}Rn) 經一系列衰變而來，過剩 ^{210}Pb 會在形成後於空氣中停留約數十天的時間後，經由大氣對流、降雨和沉降等作用而進入到土壤、植物和地表水體中，並再經由地下滲流 (seepage water) 進入到石筍當中；第二種稱為支持鉛 (supported ^{210}Pb)，其來源為地下滲流流經土壤或岩石等，將其中所含的鐳 (^{226}Ra) 溶解出來並帶入地下洞穴，隨著碳酸鈣沉澱的同時進入到石筍當中。因為石筍形成後為一封閉系統，過剩鉛會因放射性衰變作用而不斷呈指數性減少，經過七個半衰期後 (約 160 年)，會因儀器的偵測極限而趨近於零，剩下的鉛是支持鉛，由於當石筍年代超過 200 年之後， ^{226}Ra 的活度 = ^{210}Pb 的活度兩者達到平衡而留下恆定的比例，所以 ^{210}Pb 定年主要是利用過剩鉛的活度變化來重建石筍的年代並推估其沉積速率 (圖 3.3-3)。

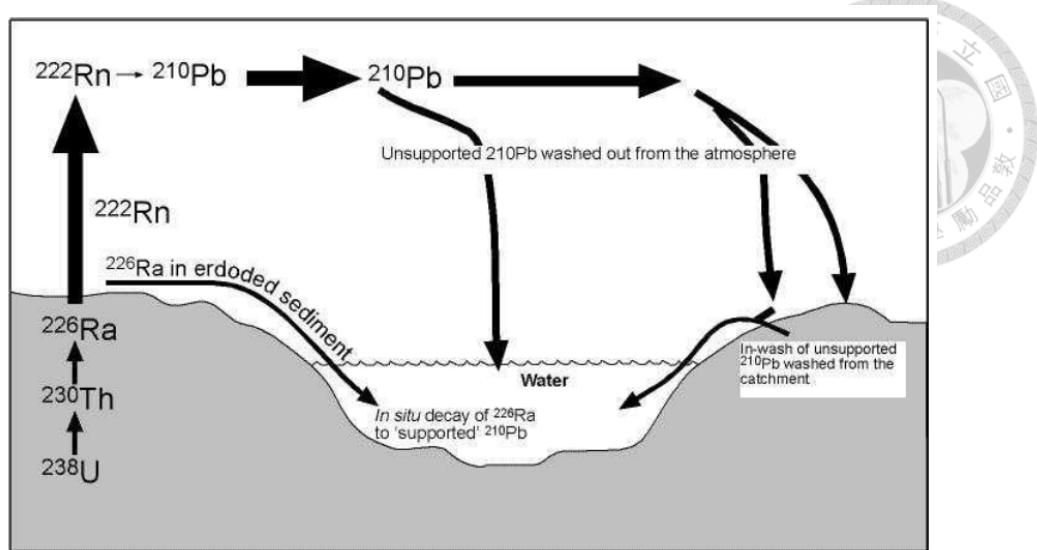


圖 3.3-1 ^{210}Pb 來源途徑示意圖 (Oldfield and Appleby, 1984)

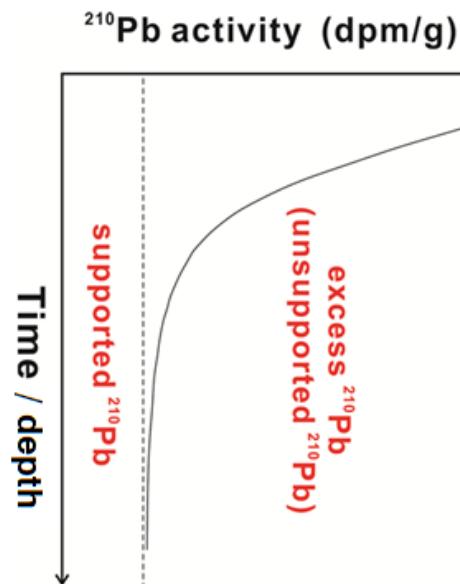


圖 3.3-2 過剩鉛和支持鉛關係圖

3.3.2 ^{210}Pb 定年製備流程

此部分研究使用的機型是 ORTEC 公司的 α spectrometer (圖 3.3-4)。由於 ^{210}Pb 不會進行 alpha 衰變，且其半衰期遠大於 ^{210}Bi 和 ^{210}Po ，當子元素經過五個多的半衰期後便會與母元素達到永久平衡 (Secular equilibrium)，因此利用 α 能譜儀量測 ^{210}Po 活度可以推估 ^{210}Pb 活度，而詳細實驗的製備流程如下：

1. 鑽取石筍樣品約 0.3g，標示好石筍取樣深度及樣品 ID。
2. 將樣品置入小燒杯後秤重並記錄，再加入去離子水潤洗。
3. 加入示蹤劑 ^{209}Po (spike) 約 100 微升，亦需秤重。
4. 加入濃硝酸溶樣至透明全溶，再放到加熱台上開蓋蒸乾，直至出現白色粉末結晶。
5. 加入 1N HCl 至白色結晶全溶並將液體轉到離心管中。
6. 加入銀片 (鍍面朝上，反面須刻樣品 ID)，和適量抗壞血酸 (此用以和水溶液中的鐵螯合，進而去除水溶液中的鐵離子) 直至液體澄清。
7. 離心管加蓋後隔水加熱，65°C 水浴六小時，每半小時查看一次液體和銀片狀況，若液體變黃或銀片變色 (咖啡色) 即再加入抗壞血酸，若液體澄清或銀片不變色則不需加入。
8. 以塑膠鑷子夾出銀片並潤洗擦乾後，上機作測量。

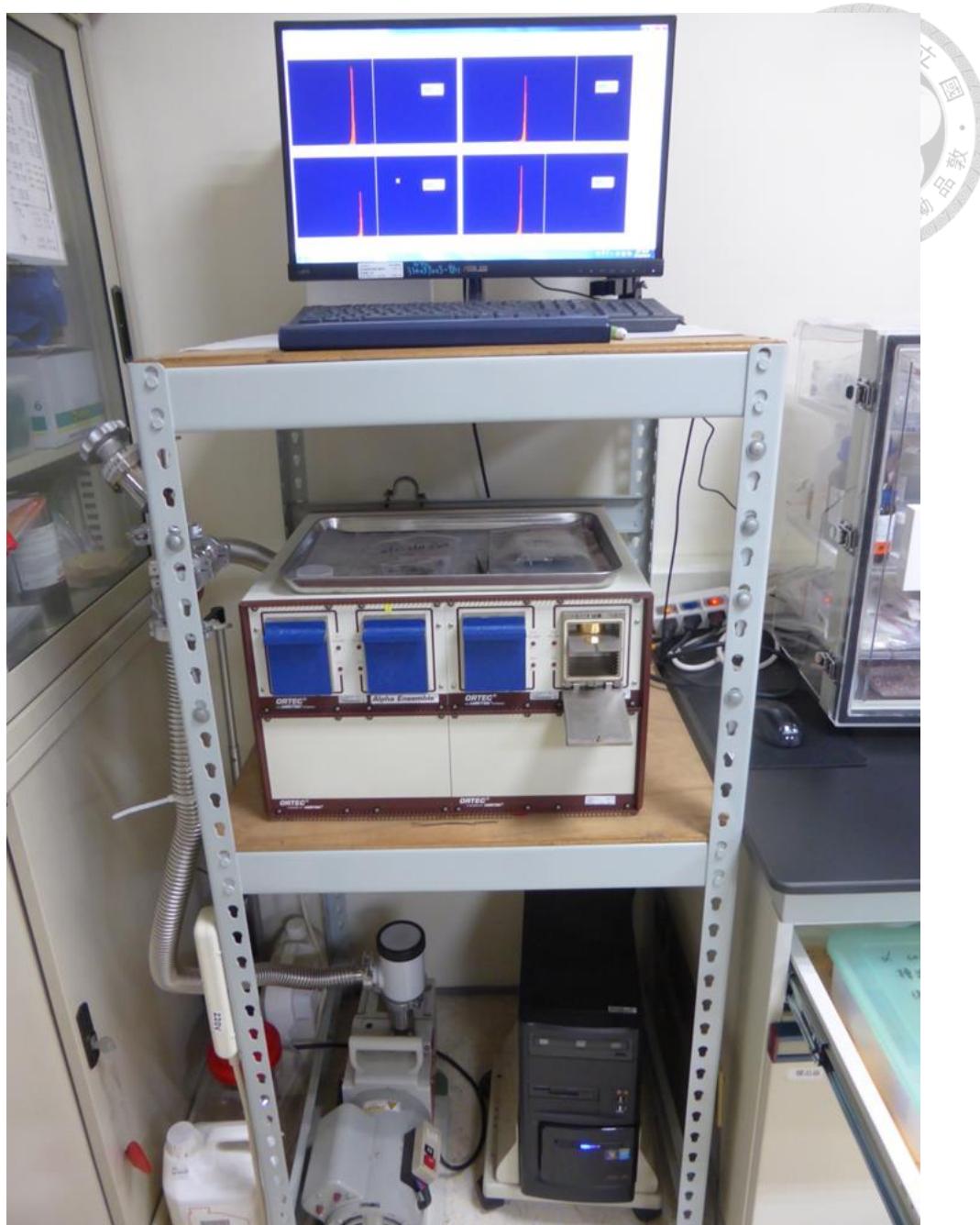
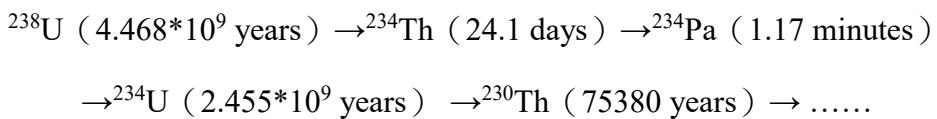


圖 3.3-3 ORTEC 公司的 α 能譜儀

3.4 U-Th 定年

鈾系定年是目前主要用於建立石筍年代序列的放射性定年方法之一，其定年的範圍可從近百年至六十萬年前。鈾因為易溶於水，所以當地下滲流流經土壤或岩層中便會溶入微量的鈾，再經由洞穴碳酸鈣沉澱的過程中進入到石筍當中，由於石筍為一封閉系統，封存於其中的鈾便會開始衰變，鈾鈈定年主要利用的序列如下：



又因為 ${}^{234}\text{Th}$ 和 ${}^{234}\text{Pa}$ 的半衰期較其他元素短很多，在幾個月後便可與母核達到永久平衡，所以鈾鈈定年的衰變序列可簡化成 ${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{234}\text{U} \rightarrow {}^{230}\text{Th}$ 。其中石筍當中的 ${}^{230}\text{Th}$ 有兩個部分（見以下公式），第一種是一開始就存在於石筍當中稱初始 ${}^{230}\text{Th}$ ，此部分的 ${}^{230}\text{Th}$ 會和 ${}^{232}\text{Th}$ 一同帶入石筍中，兩者的比值落在一定範圍中，故了解此初始 ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ 比值即可扣除初始 ${}^{230}\text{Th}$ ，剩下的即為在封閉系統中由 ${}^{234}\text{U}$ 衰變而來的衰變 ${}^{230}\text{Th}$ ；然而目前認為自然界當中的 ${}^{234}\text{U}$ 相對於 ${}^{238}\text{U}$ 是過剩的，所以衰變 ${}^{230}\text{Th}$ 又可再分作：(1) 與 ${}^{238}\text{U}$ 平衡的 ${}^{234}\text{U}$ 衰變形成的 ${}^{230}\text{Th}$ 衰變 A，(2) 相對於 ${}^{238}\text{U}$ 是過剩的 ${}^{234}\text{U}$ 衰變形成的 ${}^{230}\text{Th}$ 衰變 B，之後經一系列公式的換算及簡化，可得以下鈾系不平衡法的定年公式：

$$\begin{aligned} {}^{230}\text{Th}_{\text{總}}^t &= {}^{230}\text{Th}_{\text{初}}^t + {}^{230}\text{Th}_{\text{衰變 A}}^t + {}^{230}\text{Th}_{\text{衰變 B}}^t \\ &= {}^{230}\text{Th}_{\text{初}}^0 e^{-\lambda_{230} t} + {}^{238}\text{U}^t (1 - e^{-\lambda_{230} t}) \\ &\quad + ({}^{234}\text{U}^t - {}^{238}\text{U}^t) \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}) \end{aligned}$$

上式的 t 為年代， λ 為該元素的衰變常數，故當測得 ${}^{230}\text{Th}_{\text{初}}$ 、 ${}^{230}\text{Th}_{\text{總}}$ 、 ${}^{234}\text{U}$ 和 ${}^{238}\text{U}$ 的濃度和彼此的活度比，便可推估樣品的實際年代。石筍樣品適用於鈾系定年的前提為：鈾含量夠多 ($>0.2\text{ppm}$)，否則衰變而來的 ${}^{230}\text{Th}$ 過少，初始 ${}^{230}\text{Th}$ 所佔比例相對過高，將導致在計算上年代出現很大的誤差便不可信。

本研究的鈾鉉定年感謝國立臺灣大學的高精度質譜儀與環境變遷實驗室
(High-Precision Mass Spectrometry and Environment Change Laboratory, HISPEC)
的幫忙，利用 Thermo Fisher 公司製的 MC-ICP-MS (inductively coupled plasma
mass spectrometer) 進行定年工作。

MC-ICP-MS 的最大優點為離子化效果強大，可將大部分的元素游離且具足
夠的數量，讓接受器得到較強的訊號，使儀器的靈敏度和偵測極限皆能有所提高，
但是鈾系定年的前處理步驟繁複且對環境品質的要求高，因為鉉很容易吸附於顆
粒，所以前處裡必須在無塵室進行。

MC-ICP-MS 主要的分析流程如下：

1. 將已前處理之液體樣本以霧化器霧化。
2. 6000-10000K 的氬氣電漿火矩作為離子源使樣品中元素游離化。
3. 游離化離子進入靜電分析器，以質荷比挑選出欲分析之目標。
4. 再進入扇形磁場以能量篩選欲分析之目標。
5. 透過離子變焦透鏡控制離子束分散的狀況，以達快速掃描之目的。
6. 最終進入多接受器陣列 (multi-collection) 的偵測系統。

3.5 碳氧同位素分析

以上述三種放射性同位素定年法建立年代序列的石筍，搭配穩定同位素的分析，可還原該地區古氣候和古環境的變化。穩定同位素部分的分析是由國立台灣師範大學米泓生老師實驗室幫忙，使用的儀器為 Micromass IsoPrime IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer)。

IRMS 主要分作三個部分：離子源、扇形磁場和離子接受器，前置全自動碳酸鹽進樣系統 (Carbonate Device)。樣品分析的主要流程如下：

1. 樣品量視樣品的純化程度而定，所需的樣品量相當少，大多加入 0.1-0.2 mg 的石筍粉末至分析瓶中，瓶口加上藍色矽質和透明 Kel-f 材料墊片封瓶。
2. 分析瓶放入 Gibson 自動分析儀，儀器溫度設定 90°C，利用電腦操作滴入 100% 磷酸與石筍粉末反應，形成二氧化碳和水等。反應式為：
$$3\text{CaCO}_3 + 2\text{H}_3\text{PO}_4 \rightarrow 3\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 3\text{Ca}^{2+} + 2\text{PO}_4^{3-}$$
3. 產生的二氧化碳氣體以超微氣相比例質譜儀分析其碳氧同位素值，並以國際標準品 NBS19 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 1.95\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -2.20\text{\textperthousand}$) 校正至 V-PDB，分析精密度的判斷為 $\delta^{13}\text{C}_{\text{std Dev}} < 0.04\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{std Dev}} < 0.07\text{\textperthousand}$ ，測量標準品的目的為校正儀器測量上的偏差，故標準品會與樣品交互測量以達分次校正，避免同批樣品因儀器偏差其數據全數不能使用。

第四章 研究結果



4.1 鈾鈈定年結果

S1S 的鈞鈈定年只測量 S1S-1 和 S1S-8 頂底兩個樣品（表 4.1-1），目的是了解 S1S 這根石筍是否具足夠的條件進行鈞鈈定年。然而由於以下三個條件導致 S1S 並不適合鈞鈈定年：

1. 鈈含量過低：兩個樣品的 ^{238}U 皆小於 200 ppb。
2. ^{232}Th 過高：兩個樣品的 ^{232}Th 皆大於 1000 ppt，代表初始 ^{230}Th 過多。
3. $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 比值過低：兩個樣品的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 皆小於 $50*10^{-6}$ ，代表衰變 ^{230}Th 過少、初始 ^{230}Th 過多。

由於 S1S 鈞鈈定年誤差過大，故為節省人力與時間等的花費，決定不繼續測量其他樣品，轉而尋求其他定年方法為 S1S 建立年代序列。

表 4.1-1 S1S-1 和 S1S-8 鈞鈈定年結果

Sample ID	depth mm	^{238}U ppb ^a	^{232}Th ppt	$d^{234}\text{U}$ measured ^a	$[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]$ activity ^c	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ atomic ($\times 10^{-6}$)	Age (yr ago) uncorrected	Age (yr ago) corrected ^{c,d}	Age (yr BP) relative to 1950 AD	$d^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ ^b corrected ^b
D1(S1S-1)	2.5	71.12 ± 0.12	174085 ± 2081	305.4 ± 4.3	0.247 ± 0.023	1.66 ± 0.16	$22,669 \pm 2347$	42 ± 26032	-27 ± 26032	305 ± 21
D2(S1S-8)	87	91.21 ± 0.16	93723 ± 742	316.5 ± 3.4	0.308 ± 0.013	4.94 ± 0.21	$28,760 \pm 1345$	$19,991 \pm 9272$	$19,922 \pm 9272$	335 ± 9

Analytical errors are 2σ of the mean.

^a $[^{238}\text{U}] = [^{235}\text{U}] \times 137.818 (\pm 0.65\%)$ (Hiess et al., 2012); $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$.

^b $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corrected was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{\lambda^{234} \times T}$, and T is corrected age.

^c $[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{-\lambda_{230} \times T} + (\delta^{234}\text{U}_{\text{measured}}/1000) [\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})] (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234}) \times T})$, where T is the age.

Decay constants are $9.1705 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{230}Th , $2.8221 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{234}U (Cheng et al., 2013), and $1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ for ^{238}U (Jaffey et al., 1971).

^dAge corrections, **relative to chemistry date on October 2nd, 2018**, were calculated using an estimated atomic $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratio of **1.66 (± 1.66) $\times 10^{-6}$** .

4.2 ^{210}Pb 定年結果

由於 ^{210}Pb 定年在製樣時的前處理和水浴的溫度十分重要，稍有不甚將會把過多的鐵等雜質鍍上銀片，銀片便會呈咖啡色導致在測樣時背景雜訊過多，代表 ^{209}Po 和 ^{210}Po 的峰便會過寬且不可信，此種銀片便不具量測意義，有關 ^{210}Pb 定年的實驗前後分作兩次，原計有十二個樣品但成功制樣的銀片最終只剩七個（表 4.2-1），五個鍍失敗的銀片便決定不進行測樣，故無數據結果，但七個 ^{210}Pb 樣品結果已足夠觀察到 ^{210}Pb 活度的指數性衰變趨勢。

透過圖 4.2-1 ^{210}Pb 總活度對深度的關係圖，可發現 S1S 的頂部至少 7.5mm 以內有 ^{210}Pb 的活度（也就是過剩鉛活度大於零）且呈指數性放射衰變趨勢，由於 ^{210}Pb 的半衰期為 22.3 年，大約經過七個半衰期後，過剩鉛因達儀器偵測極限而近似背景值，剩下的即為支持鉛，所以可以推測 S1S 的頂部 7.5mm 是在近 160 年內沉積形成，將頂部五個具過剩鉛樣品的數據點加上指數趨勢線計算沉積速率（圖 4.2-2），從趨勢線可知衰變常數和沉積速率的比值 ($\lambda/S = 0.73561$)，而 ^{210}Pb 的衰變常數 $\lambda = 0.031 \text{ year}^{-1}$ ，故由 ^{210}Pb 定年所計算而得的 S1S 表層沉積速率 $S = 0.042 \text{ mm/a}$ 。需要注意的是，該指數性趨勢線的相對性 (R^2) 並不高， $R = 0.938$ 故 $R^2 = 0.879$ ，因此由本方法得出的沉積速率僅能當作參考，而且該區段石筍生長需假設為線性沉積速率且 ^{210}Pb 的來源恆定，此時沉積速率的估算才具備意義。由後方討論的結果可知，碳十四定年結果估算 S1S 的平均沉積速率為 0.0345 mm/a，實際上和 ^{210}Pb 結果所計算出的 0.042 mm/a 已相差甚少，而可能導致 ^{210}Pb 結果所計算沉積速率略為偏快的原因有：

1. 採樣時深度標示的偏差，實際採樣深度標示須往頂部移。另外，假設一個樣品採集範圍從頂部 7 到 9mm，7 到 8mm 相對於 8 到 9mm 的樣品粉末會提供較多的 ^{210}Pb ，因為下層較老， ^{210}Pb 衰變較多而缺少，所以平均標示深度向前移亦是合理。
2. 採集 ^{210}Pb 定年樣品時是由頂部向下採集，故含較多 ^{210}Pb 的上層粉末可能

污染到下層爾後採集的樣品。另外，採樣的鑽頭略粗，容易接觸石筍多個面向，進而採集到上層粉末，加入較多 ^{210}Pb 活度信號。

3. 觀察圖 4.2-2 可知，在 7 到 10mm 之間並未有 ^{210}Pb 測量結果，假設過剩鉛在這個深度區間的某處就已經到達背景值，導致 ^{210}Pb 衰變趨勢在更上層位的深度就結束，計算而得的沉積速率便會更慢，便可能達到碳十四定年結果估算的 S1S 平均沉積速率 0.0345 mm/a ，但由於此區段並無 ^{210}Pb 測量結果故難以有效了解 ^{210}Pb 衰變趨勢的實際結束位置。

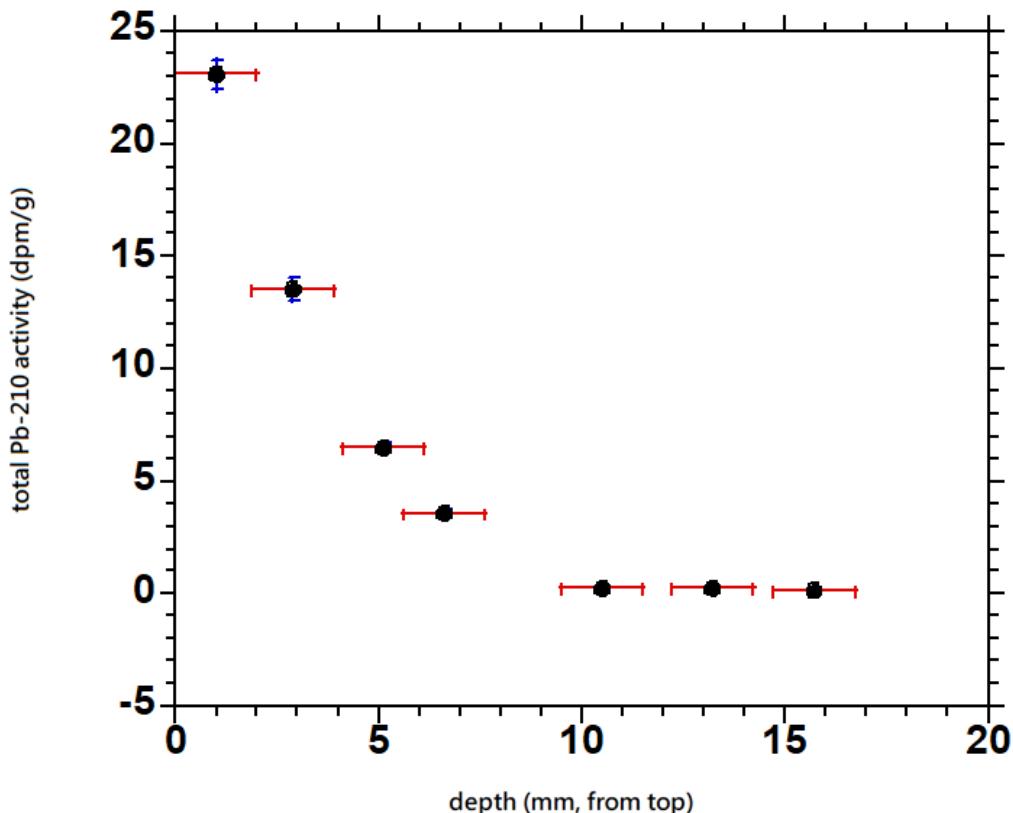


圖 4.2-1 ^{210}Pb 總活度對深度的關係圖
(紅線為採樣範圍，藍色誤差線為測量誤差)

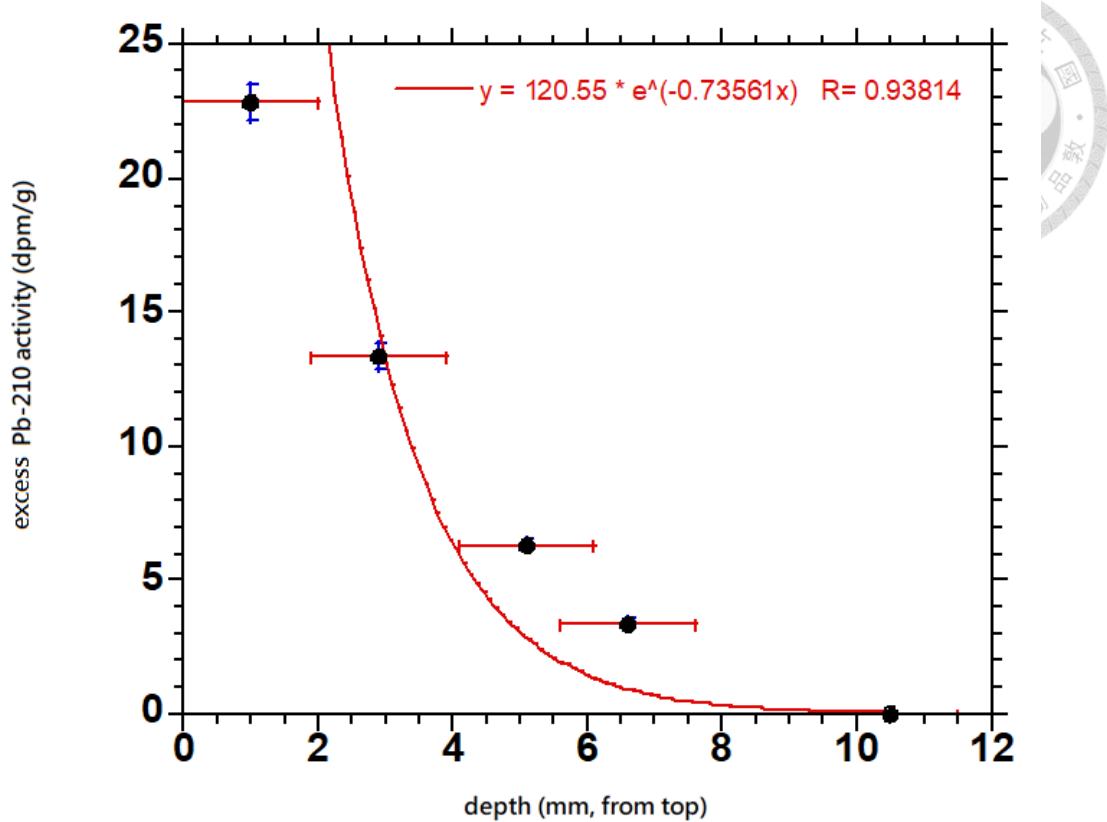


圖 4.2-2 excess ^{210}Pb 指數趨勢線
(紅線為採樣範圍，藍色誤差線為測量誤差)

表 4.2-1 S1S ^{210}Pb 定年測樣結果

樣品編號	採樣範圍 (距頂, mm)	採樣平均位 置(距頂, mm)	樣品重 量(g)	示蹤劑 重(g)	示蹤劑配 置時活度 (dpm/g)	示蹤劑測 試時活度 (dpm/g)	示蹤劑淨 計數 (counts)	Po-210淨 計數 (counts)	制樣時 Pb-210活 度(dpm/g)	誤差
S1S-A	0.0-2.0	1.0	0.23	0.22	24.1	22.31	2228	2470	23.05	0.67
S1S-3	2.4-3.4	2.9	0.19	0.20	24.1	22.32	2046	1147	13.57	0.50
S1S-5	4.6-5.6	5.1	0.25	0.20	24.1	22.32	4276	1578	6.52	0.19
S1S-6	5.6-7.6	6.6	0.25	0.16	24.1	22.32	1396	343	3.56	0.21
S1S-8	9.5-11.5	10.5	0.25	0.20	24.1	22.32	1677	20	0.22	0.04
S1S-C	12.0-14.5	13.3	0.22	0.23	24.1	22.31	2430	22	0.21	0.04
S1S-D	14.5-17.0	15.8	0.20	0.22	24.1	22.31	2526	15	0.15	0.03

4.3 AMS ^{14}C 定年結果

由於鈾系定年的結果無法為 S1S 建立完整的年代序列，所以 S1S 必須依賴 AMS ^{14}C 等定年方法來為其提供良好的年代模式，雖然死碳效應存在於石筍當中，但依舊有克服它的方法，且在近期亦有許多研究 (Li et al., 2015, 2017) 成功利用碳十四定年的結果來為石筍建立完善的年代模型。本研究基於 12 個精準的 AMS ^{14}C 定年結果建立 S1S 的年代模式。

表 4.3-1 是有關這 12 個 AMS ^{14}C 定年結果的相關原始數據，其中包含兩種碳十四年代資訊：

1. ^{14}C Age：此年代是直接利用 AMS 所測得樣品的 pMC 計算而得，公式為：
$$^{14}\text{C} \text{ Age (BP)} = -8033 * \ln(p\text{MC}/100)$$
，代表尚未對當時大氣碳十四濃度校正的年代。由於不同時代宇宙射線強度不同，故產生的大氣碳十四濃度亦不相同，必須再進行校正，而產生了以下另一種碳十四年代。
2. Calendric age 則是指將 ^{14}C Age 輸入 CalPal 網站 (<http://www.calpal-online.de/>) 對大氣碳十四濃度曲線 (CalPal_2007_HULU) (Weninger and Jöris, 2008) 校正之後的年代。

由於石筍受到死碳的影響導致定年結果會比實際石筍年齡更偏老，所以我們必須扣除死碳所造成的年代誤差，同時重新校正當時大氣碳十四濃度的偏差，以此方法得到的定年結果才能建立 S1S 的年代模式，故表 4.3-1 所給出的兩種年代結果尚需做校正才能使用，而 S1S 碳十四年代校正的方法和年代序列建立的步驟將移至後方討論的部分。

表 4.3-1 S1S AMS ^{14}C 定年原始數據

Lab Code	Sample ID	depth average (mm)	C12 current (A)	C14 counts	C14 statistical error (%)	Weighted mean $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$	Weighted mean $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	pMC (%)	error (±)	$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)	error (±)	^{14}C Age (year BP)	error (±)	Calendric age (year BP)	error (±)
NTUAMS-4920-1	S1S-0	0	1.58E-05	988665	0.32	9.81E-13	9.38E-03	113.349	0.701	133.5	-0.8	-1007	-6		
NTUAMS-4812-1	S1S-1	2.5	1.22E-05	72909	0.37	6.92E-13	9.45E-03	91.091	1.617	-89.1	1.6	750	13	685	5
NTUAMS-4812-2	S1S-1	2.5	1.02E-05	56506	0.42	7.02E-13	9.44E-03	92.522	1.652	-74.8	1.3	624	11	610	40
NTUAMS-4989	S1S-a	5.5	1.01E-05	62333	0.40	7.90E-13	9.31E-03	92.730	0.377	-72.7	0.3	606	2	605	35
NTUAMS-5006	S1S-b	7.5	9.16E-06	466064	0.46	7.79E-13	9.44E-03	89.078	0.417	-109.2	0.5	929	4	860	45
NTUAMS-4861-1	S1S-2	14.5	1.21E-05	54221	0.43	6.04E-13	9.42E-03	86.349	0.767	-136.5	1.2	1179	10	1110	30
NTUAMS-4990	S1S-c	17	9.90E-06	57514	0.42	7.21E-13	9.30E-03	84.897	0.359	-151.0	0.6	1315	6	1280	5
NTUAMS-4874-1	S1S-3	25	9.02E-06	39546	0.50	5.74E-13	9.30E-03	84.327	0.781	-156.7	1.5	1369	13	1300	5
NTUAMS-4837-1	S1S-4	34.5	8.94E-06	35302	0.53	5.64E-13	9.35E-03	81.903	0.771	-181.0	1.7	1604	15	1485	45
NTUAMS-4887-1	S1S-5	48.5	6.07E-06	39937	0.50	6.69E-13	9.25E-03	78.462	0.412	-215.4	1.1	1948	10	1905	15
NTUAMS-4844-1	S1S-6	58.5	7.29E-06	35916	0.53	5.12E-13	9.28E-03	75.254	0.707	-247.5	2.3	2284	21	2290	50
NTUAMS-4845-2	S1S-7	74.5	9.75E-06	42888	0.48	6.20E-13	9.34E-03	71.310	0.362	-286.9	1.5	2716	14	2815	25
NTUAMS-4819-1	S1S-8	87	1.30E-05	53634	0.43	5.03E-13	9.42E-03	66.489	1.793	-335.1	9.0	3279	88	3525	100



4.4 碳氧同位素分析結果

S1S 碳氧穩定同位素樣品是在國立台灣師範大學米泓生老師實驗室完成，共測得 873 個結果。圖 4.4-1 為 S1S 深度對碳氧同位素值作圖的結果， $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的縱坐標為反序表示（數值小的在上方）。 $\delta^{18}\text{O}$ 值介於-9.8～-8.3‰ (PDB)，平均值為-9.21‰， $\delta^{13}\text{C}$ 值介於-8.0～-5.0‰ (PDB)，平均值為-7.02‰。從整體趨勢來看， $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈現正相關。在表層 1.5mm 以內 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值異常偏重， $\delta^{18}\text{O}$ 從-9.2 升到-8.3‰， $\delta^{13}\text{C}$ 從-7.0 升到-5.0‰，其變化幅度超越以下的 85mm。

另外，S1S 越接近表層的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值變化幅度較明顯，越接近底部則反之，從 70 到 87mm 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值就難以看見明顯變化，這和當時石筍發育的環境及 S1S 的沉積構造有關，從 S1S 石筍底部至頂部的紋理起伏度呈漸變性增加，底部紋理相當平坦導致當時滴水容易積在石筍的表面而不易流失，水幕厚度增加，造成多年的滴水訊號累積而整體變化幅度被平均的現象；另外，石筍底部是生長的初期，該滴水點之上的滲流系統還在發育，滴水中的同位素和元素變化尚未對環境敏感。

在 1.5mm 處以內的穩定同位素值震盪幅度非常大（圖 4.4-2），具有同位素異常變重的趨勢，且該層位相對呈灰黑色，依照本研究所採用的年代模式去推估大約在五十年前，可能原因有：(1)無名洞附近從該時間點開始從事礦產的開發，附近設置礦場，且人類的農耕活動已將原始森林置換為其他經濟作物（圖 2.1-3），兩者皆會排出汙水入滲至地下，使滴水帶入較多雜質；(2) 人類進入洞穴擾亂洞內原先穩定的空氣系統。

觀察 S1S 紋理和顏色變化處並未明顯見到 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值有所變化，故難就 S1S 的石筍外觀直接解釋古氣候及環境的變化。另外，S1S 沉積速率的快慢也沒有和 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈顯著的相關。

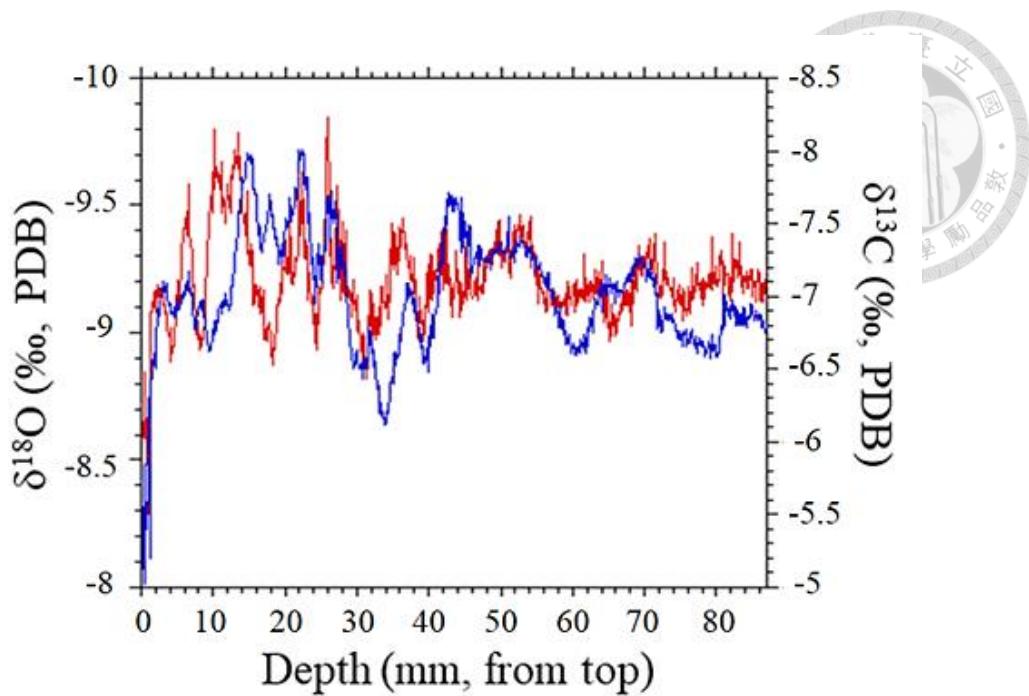


圖 4.4-1 深度和碳氧同位素值變化關係圖（數據未取平滑）

（紅線代表 $\delta^{18}\text{O}$ ，藍線代表 $\delta^{13}\text{C}$ ）

石筍的穩定同位素值若要有解釋古氣候和古環境上的意義，須進行 Hendy Test (Hendy, 1971) 或重複性試驗 (Replication test) (Dorale & Liu, 2009) 來檢驗之。在碳酸鈣沉澱時同位素須達到平衡分餾，不能為動力分餾的結果，也就是說石筍的沉積速率不能異常快，否則同位素會沒有足夠的時間進行平衡分餾，而 Hendy Test 即是檢驗同位素是否平衡分餾的依據，通過 Hendy Test 的條件為：(1) 同一根石筍的同一層位所測出的穩定同位素值保持恆定，不能相差過大。(2) 碳氧同位素值不具高度相關性。而 Replication test 則是指同一地區或同一個洞穴的石筍，在相同時間段有相似的穩定同位素趨勢變化。然而本研究因為只有研究一根石筍，且研究地區附近並沒有極具代表性意義的石筍相關紀錄，所以只能採行 Hendy Test 來了解 S1S 的穩定同位素值是否能有效紀錄當時氣候所帶來的資訊。

此部分的工作採集 S1S 深度 1.3mm (因為 S1S 的頂部與其他段在穩定同位素變化趨勢上有很大的差異性) 和 32.0mm 處。由圖 4.4-2 和表 4.4-1 可知，在

S1S 深度 1.3mm 處進行 Hendy Test 試驗的結果顯示該深度的穩定同位素值沒有達到 Hendy Test 通過的標準，各樣品 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏差過大，再次說明 S1S 表層(1.5mm 以內)的穩定同位素是不具解釋古氣候上的意義。然而，在深度 32.0mm 處(圖 4.4-3 和表 4.4-2)進行 Hendy Test 試驗的結果顯示各樣品之間的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值保持在一定範圍中，通過 Hendy Test 的標準，所以認為 S1S 除了表層以外的穩定同位素在碳酸鈣沉積時皆已經達到平衡分餾，故 S1S 總體的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 是具有解釋古氣候和古環境上的意義，如此才能讓後續的討論具代表性。

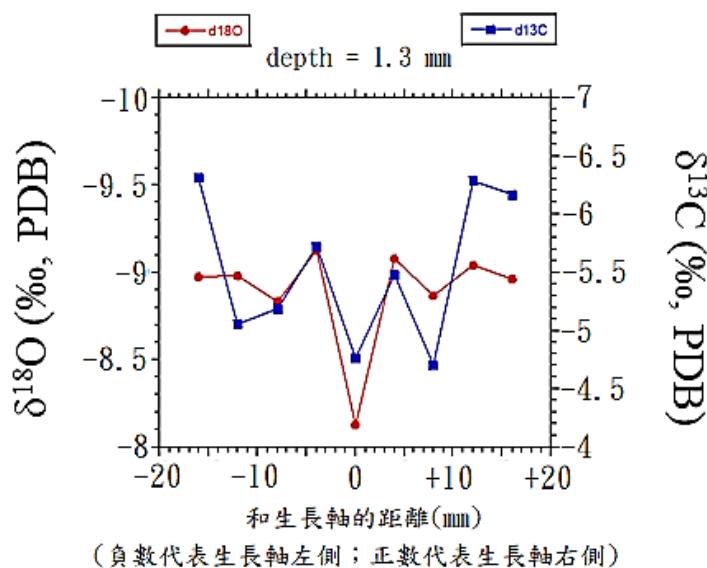


圖 4.4-2 在 S1S 深度 1.3mm 處進行 Hendy Test 試驗的結果

表 4.4-1 在 S1S 深度 1.3mm 處進行 Hendy Test 試驗的數據

Sampe ID	和生長軸的距離(mm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)
S1S-A_HT_-1.6cm	-16	-6.31	-8.97
S1S-A_HT_-1.2cm	-12	-5.06	-8.98
S1S-A_HT_-0.8cm	-8	-5.19	-8.83
S1S-A_HT_-0.4cm	-4	-5.72	-9.13
S1S-A_HT_0.0cm	0	-4.77	-8.13
S1S-A_HT_+0.4cm	4	-5.48	-9.08
S1S-A_HT_+0.8cm	8	-4.7	-8.87
S1S-A_HT_+1.2cm	12	-6.28	-9.04
S1S-A_HT_+1.6cm	16	-6.17	-8.96
平均		-5.52	-8.89
標準差		0.635	0.299

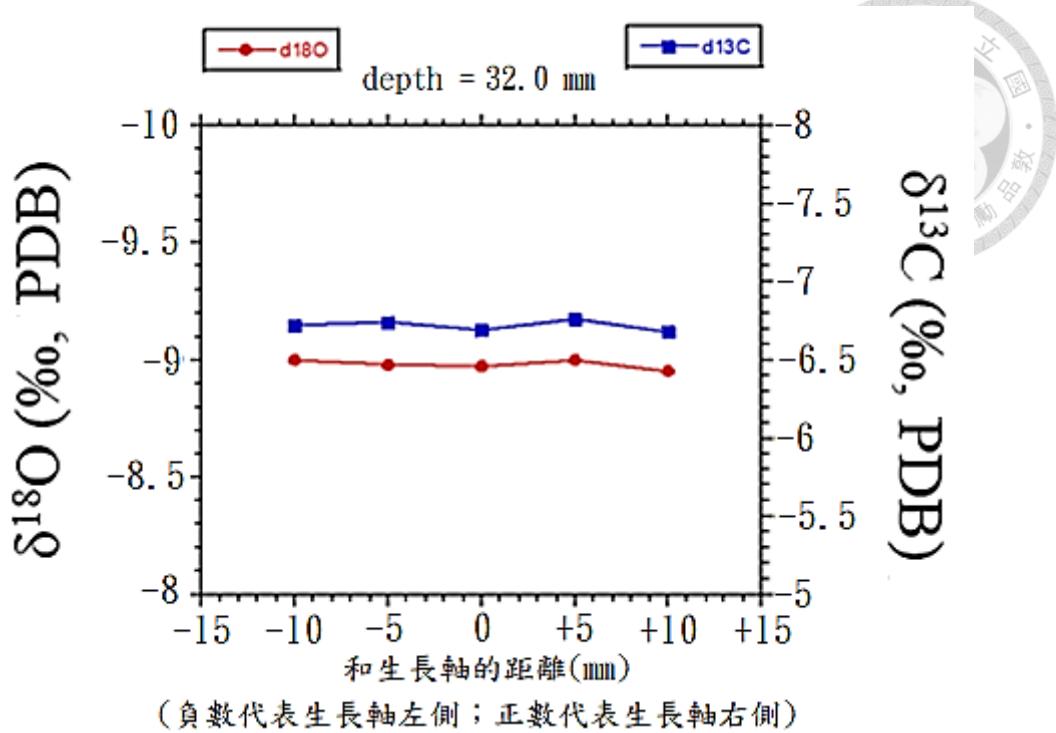


圖 4.4-3 在 S1S 深度 32.0mm 處進行 Hendy Test 試驗的結果

表 4.4-2 在 S1S 深度 32.0mm 處進行 Hendy Test 試驗的數據

Sampe ID	和生長軸的距離(mm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)
S1S-C_HT_-1.0cm	-10	-6.73	-9.00
S1S-C_HT_-0.5cm	-5	-6.74	-8.98
S1S-C_HT_0.0cm	0	-6.69	-8.97
S1S-C_HT_+0.5cm	5	-6.76	-9.00
S1S-C_HT_+1.0cm	10	-6.68	-8.95
	平均	-6.72	-8.98
	標準差	0.031	0.020

第五章 討論

5.1 S1S 的死碳效應推估和年代模式建立之選擇

目前石筍定年方法以鈾鉑定年為主，但 S1S 受限於所含的鈾含量太少和初始鉑含量過高，導致鈾鉑定年結果出現極大的不確定性，不能為 S1S 提供良好的年代序列。另外， ^{210}Pb 定年結果表現的衰變趨勢也只見於表層 7.5mm 以內，若以該曲線計算所得的沉積速率，因為假設的不確定性高導致石筍沉積速率計算誤差大，且不能有效代表整根石筍的沉積速率，故 ^{210}Pb 定年結果只能告知 S1S 的表層屬於近代沉積物。

其他輔助石筍的定年方法還有「目視數紋層」，但是此方法多適用於具有良好年代控制基準點的石筍，再者石筍還需生長快速才足以讓紋層彼此的間格較大，使紋層足以在顯微鏡下清楚被觀察，並確定一層即代表一年，如果石筍生長緩慢（如 S1S 的平均生長速率約為 0.0345 mm/a），這將導致紋層會彼此交疊，一層過密可能代表數年，如此目視數紋層法並不適用於輔助石筍的定年。

由此可知，欲完成 S1S 年代序列所採行的方法是 AMS ^{14}C 定年法。值得注意的是，若希望以碳十四定年建立一根石筍的年代序列，首先所需解決的一大課題即是「死碳效應」所導致的年代偏差。

所謂的死碳效須從石筍的碳來源開始探討，由圖 5.1-1 可知，石筍碳來源總共可分作三種 (Genty et al., 2001)：

1. 地表水和大氣 CO_2 行交換作用，得到其中的碳。而 1950 年大氣的 ^{14}C 活度經由以下公式： $\Delta^{14}\text{C} (\text{\%}) = (\text{pMC}/100-1) * 1000 (\text{\%})$ ，可得 $\Delta^{14}\text{C} (\text{\%}) = 0\text{\%}$ 。
2. 繼後地表水下滲形成滲流水 (seepage water)，滲流水再和土壤 CO_2 行交換作用，得到其中的碳。土壤 CO_2 又可分作由植物根部呼吸作用所產生的 CO_2 ($\Delta^{14}\text{C} \sim 0\text{\%}$ ，此等同於大氣的 ^{14}C 活度) 和有機物分解所產生的 CO_2 ，後者因為土壤為非均質性，包含年代從很老至現代的物質，所以 $\Delta^{14}\text{C} = 0 \sim$

-1000‰，但是當同一根石筍的滴水點、滲流路徑和沉積速率等都沒有太大的變化時，且其上覆土壤的厚度及組成物質大致可視為相同，此時由有機物分解所產生的 CO_2 提供給石筍的 $\Delta^{14}\text{C}$ 變化可以視為恆定，土壤 CO_2 對石筍的死碳影響變化就不大。

3. 滲流水持續下滲，接觸碳酸鹽基岩，溶解其中的碳至水中。碳酸鹽基岩沉積大多都老於六萬年，故 $\text{pMC}=0\%$ ，帶入 $\Delta^{14}\text{C} (\text{‰}) = (\text{pMC}/100-1) * 1000 (\text{‰})$ ，可知 $\Delta^{14}\text{C}=-1000\text{‰}$ 。假如滲流溶解圍岩的程度相同則碳酸鹽基岩溶解對石筍的死碳影響亦變化不大。

由於大氣 CO_2 濃度明顯低於土壤 CO_2 濃度，所以幾乎可以排除大氣來源的碳能直接進入土壤中，而石筍中的碳由土壤所提供的比例約占 90% (Genty et al., 2001)，為上述三者中最高，屬於 $\Delta^{14}\text{C}$ 低於 0‰者，可理解為土壤 CO_2 來源的 ^{14}C 活度低於當時大氣 ^{14}C 活度；而圍岩溶解提供給石筍的碳約占全部的 10%，其 $\Delta^{14}\text{C} \sim -1000\text{‰}$ 代表該物質沒有 ^{14}C 活度。另外，只要該物質提供給石筍的碳，其 $\Delta^{14}\text{C}$ 低於 0‰者（低於當時大氣 ^{14}C 活度），即稱該物質會提供相比當時大氣還要少 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比例的老碳或死碳（Old Carbon or Dead Carbon）給當時沉澱的石筍。死碳若加入到石筍當中便會導致石筍所定出的 ^{14}C 年代偏老，偏離實際石筍形成的年代，所以若打算以碳十四定年決定石筍的年代，去除死碳所導致的這段偏老年代是必要的。

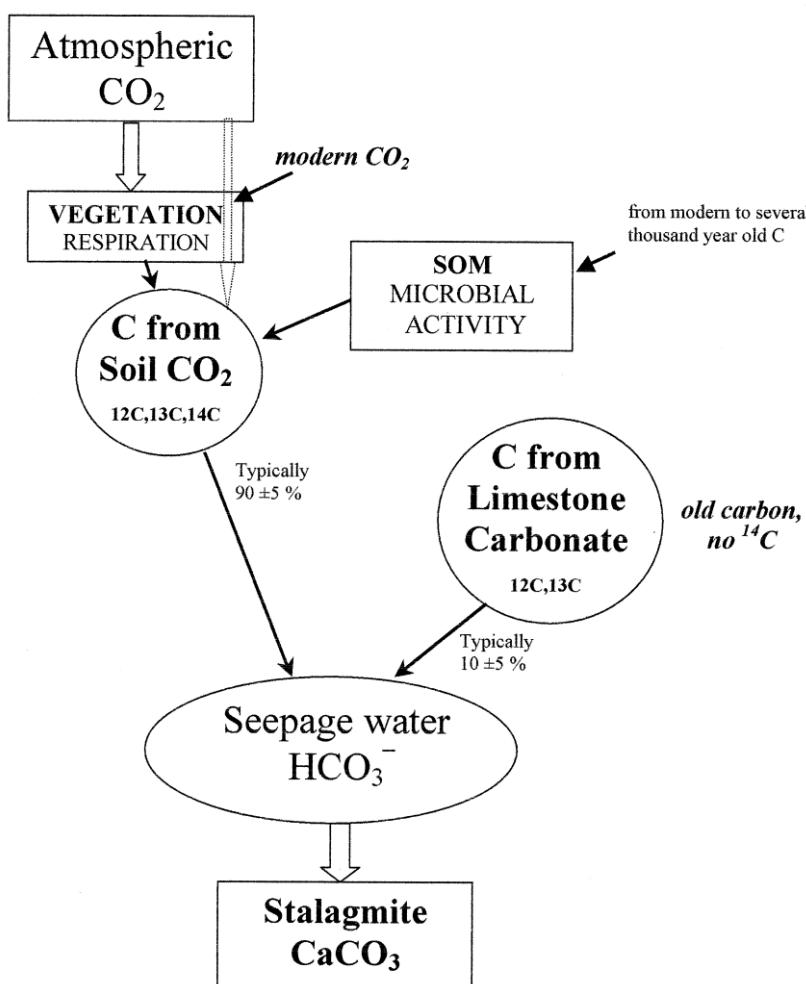


圖 5.1-1 石筍的碳來源 (Genty et al., 2001)

以下討論滲流水遷移過程中，有哪些步驟會造成石筍死碳效應的變化：

1. 地表水下滲至土壤當中形成補給水 (recharge water)，補給水會和二氣化碳儲集庫 (CO_2 reservoir) 進行初次的交換平衡，得到第一部分從 CO_2 reservoir 而來的死碳，而且同時形成碳酸水溶液做為爾後溶解碳酸鹽岩之用。 CO_2 reservoir 可分為土壤 CO_2 或大氣，後者在缺乏土壤蓋層才需考慮。值得一提的是，土壤當中的 CO_2 濃度 ($10^3 \sim 10^4 \text{ ppm}$) 比大氣 CO_2 濃度 (400 ppm) 高很多，導致 CO_2 只會從土壤排出到大氣，所以一旦 CO_2 存在於土壤當中，就不需擔心大氣 CO_2 對死碳效應的影響。



2. 補給水持續下滲至碳酸鹽基岩，可再分作三種系統：

- A. 在完全開放的碳酸鹽基岩系統，下滲到碳酸鹽基岩的水溶液雖然會溶解碳酸鹽基岩而獲得另一部分死碳來源，但滲流水可再和上覆的土壤 CO_2 交換，進而達到碳同位素的平衡，故死碳效應視兩者交換程度的不同而有所改變，若交換作用完全將導致滲流水中的死碳效應主要受控於土壤 CO_2 。
- B. 在完全封閉的碳酸鹽基岩系統，滲流水雖然也會先和土壤 CO_2 進行初次交換而達平衡，但之後下滲到碳酸鹽基岩的補給水不會再和上覆的土壤 CO_2 交換，所以石筍受到的死碳影響主要取決於溶解碳酸鹽基岩的程度，溶解基岩越強烈則死碳所佔比例越大，封閉系統下的死碳影響幾不受土壤 CO_2 控制，兩者互為獨立關係。相對於完全開放的系統，完全封閉的系統下死碳在石筍當中所佔的比例更大，造成石筍定年比實際沉積年齡偏老的程度更明顯，但因為封閉系統下石筍的死碳效應只受控於溶解碳酸鹽基岩的程度，當溶解基岩程度一致時，即滲流路徑、速率和長度沒有發生改變，死碳效應便有很大的機會保持穩定的狀態，此種條件下的上覆碳酸鹽基岩通常較厚而土壤較薄，使碳酸鹽基岩不再和土壤 CO_2 交換而保有一定程度的死碳影響。
- C. 自然界通常是介於開放和封閉系統之間，如果土壤 CO_2 和下滲到碳酸鹽基岩的水溶液交換程度不一致，將導致石筍當中的死碳效應隨深度的改變而不一。另外，若滲流路徑、速率和長度發生明顯改變時，也將改變溶解碳酸鹽基岩的程度，此條件石筍的死碳效應也非為定值，這兩種環境下形成的石筍在不同深度的碳十四定年結果常呈倒序，不易確定各層位死碳影響的程度，死碳影響將難以校正，在年代的還原上亦相對不可靠。

總結上述推測石筍若要保持均一的死碳影響，同時找出有利於精準移除死碳影響的基準，碳酸鹽基岩的系統開放程度和滲流水的穩定性是最大的關鍵，它控制著和土壤 CO_2 交換的程度、滲流路徑和居留時間等，而這些因素進一步導致不同程度的死碳影響。

接著探討 S1S 所受的死碳影響。由圖 5.1-2 可知，S1S 所受到死碳影響所致的年代偏老程度，在各層位幾乎保持定值，否則不可能各定年點的 ^{14}C age 幾乎無倒序。由該圖方程式可知，整根石筍因為死碳所導致的初始年代約為 700 年 ($638.9+67$)，意即各深度的定年結果在扣除約 700 年後大概就是實際該層位碳酸鈣形成時的年代。700 年的初始年代對於一根不到十公分而時間跨度只有約近代 2500 年的石筍來說，死碳作用對於年代的偏差佔有不可忽視的影響。本研究推測 S1S 所處的無名洞幾乎是完全封閉的碳酸鹽基岩系統，上覆碳酸鹽基岩相對較厚，導致滲流路徑增長使滲流水吸收較多來自碳酸鹽基岩的老碳。另外，S1S 整體的顏色純白代表所含的土壤有機酸相對其他顏色偏黃的石筍來得較少，間接指出 S1S 的碳來源不單只有土壤 CO_2 ，碳酸鹽基岩帶入的死碳比例亦是不可忽視的。最後，S1S 的紋理、生長軸和沉積速率變化都不大，這皆表示 S1S 在形成時的環境是相對穩定的，穩定的環境才有利於穩定石筍的死碳效應。

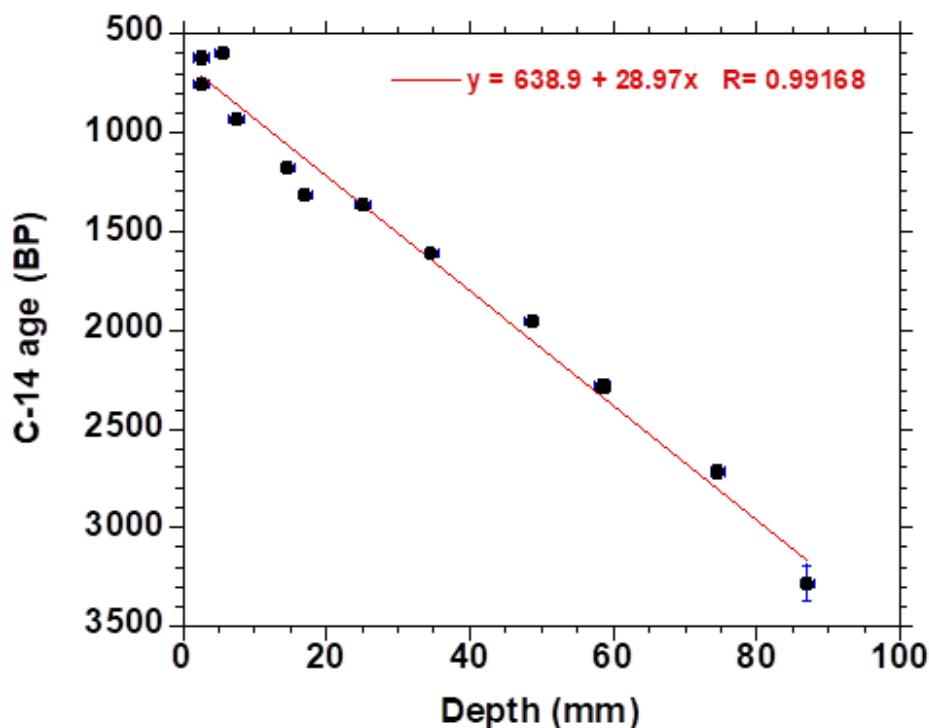


圖 5.1-2 去除表層受核爆碳影響的 S1S-0 後，其他 12 個 AMS ^{14}C 定年結果的原始 ^{14}C age (BP) 對深度作圖的結果

表 5.1-1 各定年結果的 ^{14}C age (BP) 經過線性校正後所對應的 Calib. age

sample ID	depth (mm)	^{14}C age (BP)	error	linear age	Deviation	Calibrated age (BP)	Calibrated age (AD)
S1S-1	2.5	750	13	711	745	5	1945
S1S-1	2.5	624	11	711	619	5	1945
S1S-a	5.5	606	2	798	514	95	1855
S1S-b	7.5	929	4	856	779	150	1800
S1S-2	14.5	1179	10	1059	826	355	1595
S1S-c	17	1315	6	1131	890	425	1525
S1S-3	25	1369	13	1363	712	660	1290
S1S-4	34.5	1604	15	1638	672	935	1015
S1S-5	48.5	1948	10	2044	610	1340	610
S1S-6	58.5	2284	21	2334	656	1630	320
S1S-7	74.5	2716	14	2797	625	2095	-145
S1S-8	87	3279	88	3159	826	2455	-505

$$(1) \text{ linear age (BP)} = 638.9 + 28.97 * \text{depth (mm)}$$

$$(2) \text{ Deviation (BP)} = 638.9 + 67 + ({}^{14}\text{C age (BP)} - \text{linear})$$

$$(3) \text{ Calibrated age (BP)} = {}^{14}\text{C age (BP)} - \text{Deviation} \text{ 後再將尾數進位到 0 或 5}$$

討論完 S1S 的死碳效應後，便能著手建立 S1S 的年代序列。一般要以碳十四定年結果來還原石筍的年代序列其方法為：將各定年結果的 ^{14}C age 對上深度作圖（如圖 5.1-2），以線性方程式或三次甚至是四次多項式拉出一個截距值當作死碳效應所致之初始年代，然後將各定年結果扣除此值後帶入大氣碳十四濃度校正曲線（如. Intcal_13）校正成 Calib. Age，但是這個方法目前存在以下幾個疏失：

1. 初始年代過度受控於頂部附近的定年點，若用三次或四次多項式迴歸求出的死碳效應所致之初始年代也只能代表表層。
2. 需確信頂部附近這些定年點的結果十分準確，做出的初始年代才可靠，但是由 S1S-1 的兩個結果和 S1S-a 來看，便可發現碳十四酸化樣品的重現性尚存些微偏差，如果只取特定幾個或全部定年點的結果，將可對初始年代的估計產生百年以上的誤差，而這樣的偏差是不被允許在 S1S 的年代序列中，因為 S1S 的碳氧同位素變化為十年至百年尺度。
3. 求出的初始年代一旦有誤，將會造成所有定年點扣除錯誤的死碳效應，會還

原到錯誤時代的大氣碳十四濃度，再經過校正可能會使最終的 Calib. age 因為二次校正而產生更大的誤差。

但是，如果確定各樣品的定年過程皆無疏漏，將初始年代求得非常準確，這時校正後的 ^{14}C age 帶進去相關校正曲線出來的 Calib. age 便是正確的，故可以此方法還原石筍的年代序列。另外，假設一根石筍沉積速率非常緩慢而時間跨度長，由於碳氧同位素可能存在長期偏重或長期偏輕的趨勢，在對比上不需追求百年的準確性，這時就算初始年代的估算存在偏差，其偏差亦是可被接受的。

由於 S1S 在部分定年結果上存在些微偏差 (~ 100 年) 且時間跨度僅約 2500 年，一旦扣除錯誤的初始年代將導致 S1S 的年代序列出現偏差，所以本研究還原 S1S 年代序列的原理為「固定石筍的沉積速率」，類似於岩心年代建立的原理。這個方法只能適用於顏色、紋層和生長軸無明顯變化的石筍，而且由圖 5.1-2 的線性方程式可知，所有定年點的相關性極高 ($R^2=0.983$)，因為這些條件代表著整根石筍的沉積速率沒有太大的改變，此法至少適用在 S1S 上半段 (近代 1000 年) 碳氧同位素變化明顯的區段，因為在最頂部有一個已知年代的控制點，導致越接近石筍頂部的年代建立越不易失控，而此區段將是本研究討論的重點。

依此法重建年代模式的步驟相對簡潔，第一步同樣為利用去除表層受核爆碳影響的 S1S-0 後，其餘 12 個碳十四定年結果原始的 ^{14}C age 對深度作圖 (如圖 5.1-2)，求出以下的線性方程式 (注意：該線性方程式已將 ^{14}C age 轉換為 Calib. age)：

$$\text{Calib. age (BP)} = 638.9 + 28.97 * \text{depth (mm)}$$

接著，討論控制 S1S 各個碳十四定年點的 ^{14}C age 對該線性方程式的偏差 (deviation) 有哪些原因 (此等同於該樣品的定年結果為何與以線性方程式獲得的理論值有所不同)，可參考圖 5.1-2 及表 5.1-1：

1. 石筍各層位所受死碳影響的不同。
2. 不同時期大氣碳十四濃度的不同。

3. 實驗製備流程上的微小疏失（包含製管、壓製石墨靶和儀器偏差等）。

值得注意的是，上述線性方程式的截距值 638.9 代表在尚未扣除死碳效應時於深度 0 mm 的 Calib. Age 為 638.9 BP，但實際上由 ^{210}Pb 定年結果、現地觀察 S1S 在採集時還在滴水和表層 S1S-0 具核爆碳信號，這三者皆告知 S1S 在採樣時依然正在生長，深度 0mm 的實際 Calib. age 應為 AD 2017（即-67 BP），故 S1S 的死碳效應會讓 S1S 各層位平均偏老約 $639 + 67 = 706$ 年。所以該方程式在扣除死碳效應後，應修正為：

$$\text{Calib. age (BP)} = -67 + 28.97 * \text{depth (mm)}$$

再者，將方程式的斜率 28.97 作倒數 (1/28.97) 便可得到 S1S 整根石筍平均的沉積速率為 0.0345 mm/a，意即 S1S 平均一年生長 0.0345mm。最後設表層為 AD 2017，搭配 S1S 石筍平均沉積速率為 0.0345mm/a，回推整根 8.7cm 石筍的年代序列，便可以知道 S1S 的總時間跨度約為近代 2500 年。

固定石筍沉積速率建立石筍年代序列的這個方法優勢在於：

1. 可以讓 S1S-1 (2.5mm) 的年代落在 AD 1950 年代之前，使之不受核爆碳影響，同時符合 S1S-1 的兩個定年結果。
2. 用一條線性方程式可以同時減小死碳影響、大氣碳十四濃度和實驗製備疏失上對該定年結果的影響，如此便不須過於相信單一的定年點結果，假設它有上述三點偏差，也可以利用其他定年結果找出的方程式予以校正回到基準。
3. 每一個定年結果會因為死碳影響、大氣碳十四濃度和實驗製備疏失這三個因素，經由相關計算求得一個偏差值（表格 5.1-1 的 Deviation 欄位），再搭配 ^{14}C age 可對該樣品定年結果做出討論。舉以下幾個例子：

- A. S1S-1 (2.5mm) 有兩個定年結果（見表 4.3），兩者是同包石筍粉末樣品做實驗製備流程，所以導致彼此定年結果的不同便是分管、燒管、壓靶、標準品及儀器偏差這幾個環節，又因為是同批上機的結果所以定年誤差便可縮小為分管時的分餾，以及燒管時有極少量現代大氣碳十四進

入，或者是壓靶時樣品略受汙染，導致兩者定年結果出現差異性，而這差異是有機會被這條代表所有結果的線性方程式予以校正。

- B. S1S-a (5.5mm) 和 S1S-b (7.5mm) 兩者取樣深度僅相差 2mm，但 ^{14}C age 却有三百多年的差距；而在上層位的 S1S-1 (2.5mm) 兩個定年結果都比下層位的 S1S-a 老，為唯一 S1S 在定年上出現年代倒序的地方，由此二點可看出 S1S-a 的定年結果確實是偏年輕的，Deviation 為 514 也是所有碳十四定年結果中最小的，代表 S1S-a 可能是因為受到較低的死碳效應、處於較高的大氣碳十四濃度環境或樣品製備上的疏失，才導致 S1S-a 定年結果偏年輕的現象。S1S-a (5.5mm) 這個樣品的定年結果確實過於年輕，但沒有年輕到不能予以採用，而且可能隱藏一個重要的訊息：S1S-a 和 S1S-1 年代倒序是否是因為該時間段石筍生長較快，才讓二者的定年結果有機會倒序；而 S1S-a 和 S1S-b 年代相差可達 300 年，就算考慮到 S1S-a 的定年結果是偏年輕的，但是否是因為該時間段石筍生長較慢，才有機會讓二者的定年結果有機會相差如此多年。這是一個很重要的觀念，可以合理地對碳氧同位素曲線的年代作修正，讓碳氧同位素在對應其他指標時更加優化。
4. 以此法建立的近代 1000 年氧同位素趨勢能與 TSI 有良好的對應，若有些微對不起來的峰谷就可解釋為沉積速率的不同所致，此時再回去觀察該區段的碳十四定年結果或紋層及生長軸的變化等，舉例說明：兩個深度相近的定年結果相差許多年 (e.g. S1S-a 和 S1S-2 深度僅差 2mm，但年代卻差 300 年)，經由扣除實驗製備上的誤差後，還是明顯和 S1S 平均沉積速率有所差異，此時便能適當調整穩定同位素的峰谷位置或寬度，讓曲線更趨於合理，固定沉積速率的年代建立方法容易掌握整體曲線的誤差，反而比扣除理論初始年代再用多項式迴歸或分段線性內插的年代建立結果在對比 TSI 上還要好，因為先扣除初始年代的這個方法在年代建立上會過於受控各定年點的結果 (尤

其是以分段線性內插的方式)，一旦有某一個定年結果有誤或說有較不一致的死碳效應和大氣碳十四濃度，而又沒有將之完全校正，將導致該部分的碳氧同位素峰谷被嚴重擠壓或拉張，失去原先趨勢變化的真實面貌。

5. S1S 年代建立時所使用的碳十四定年結果是所有已測過的樣品，當中並沒有因為哪一個定年結果的年代偏差較大或和其他結果呈年代倒序而予以挑除，不像其他定年相關的研究多少會挑除不適當的點，才去建立樣品的年代序列，這表示在進行整個 S1S 定年工作上幾乎沒有疏漏，或者說就算有某一樣品定年結果不甚理想，也可利用其他定年結果予以修正，且 S1S 各定年樣品所受的死碳效應、大氣碳十四濃度和石筍的沉積速率變化確實不大，如此才有可能讓所有的碳十四定年結果都被採用。

5.2 S1S 的氧同位素變化意義

首先，需要了解石筍的氧同位素若處於平衡分餾的條件下，主要是受控於洞穴滴水的氧同位素和洞穴溫度 (Hendy & Wilson, 1968；Dorale and Liu, 2009)。由 Epstein et al. (1953) 研究指出，洞穴碳酸鈣與滴水之間的氧同位素值在 0~30°C 的分餾情形，可用以下線性方程式表示：(下式的 $\delta^{18}\text{O}_c$ 為碳酸鈣氧同位素值； $\delta^{18}\text{O}_w$ 為滴水氧同位素值)

$$\delta^{18}\text{O}_c (\text{PDB}) = 0.97\delta^{18}\text{O}_w (\text{SMOW}) - 0.2272T (\text{°C}) + 4.2712$$

$$\text{可再改作為此經驗公式： } \delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w = 3.945 - 0.232T$$

另外，其他的研究 (Friedman, 1977) 亦指出洞穴碳酸鈣與滴水之間的氧同位素值在 0~500°C 的分餾情形，可用以下關係式表示：

$$\delta^{18}\text{O}_c (\text{SMOW}) = \delta^{18}\text{O}_w (\text{SMOW}) + 2.78 \times 10^6 / (T + 273)^2 - 2.89$$

由上面幾個式子可知，當洞穴溫度升高/降低時，碳酸鈣的 $\delta^{18}\text{O}_c$ 值會變輕/重，但由於在石灰岩洞穴深部的氣溫變化不大約為當地地表的年均溫，朱學穩等人 (1988) 研究指出就算地面上日均溫差或月均溫差可達 30°C，洞穴深部的溫差也只有在 2°C 以內，搭配最上式可知洞穴溫度對於 $\delta^{18}\text{O}_c$ 值的變化約是 0.5‰ 以內，但由於 S1S 的紀錄解析度為數年至數十年，故日均溫差和月均溫差所造成的 $\delta^{18}\text{O}_c$ 值變化是不會被記錄的或稱已被加權平均。另外，十年至百年解析度的全球均溫差從全新世以來，溫度變化小於 2°C (圖 5.2-1)；經扣除現代 50 年來全球溫度劇烈上升的趨勢後，在近兩千年來全球溫度 (圖 5.2-2) 較明顯變化的時間段約從中世紀暖期 (MWP) 到小冰期 (LIA)，但全球各地的溫度變化也都小於 1°C，由此觀點推論中國東北地區大氣的年平均溫度是不會有顯著改變的，所以洞穴內的溫度亦不會因此而有所變化，當然也不會成為改變石筍氧同位素值的主因。

因此石筍 $\delta^{18}\text{O}_c$ 值的變化就主要取決於洞內滴水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值。而洞內滴水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值幾乎就等同於當地大氣降水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ ，不論是植物的蒸散作用或滲流在土

壤或碳酸鹽基岩流動都不會對滴水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值產生變化 (Zimmermann et al., 1967)。S1S 所處的無名洞由先前推論已知上覆土壤及碳酸鹽基岩較厚，滲流的路徑及居留時間也會較長，這將導致洞內滴水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值不只反映地表雨水的年平均氧同位素值，而是代表多年平均的當地大氣降水結果。再者，S1S 的下半段與上半段相比，為石筍的生長初期，當時的滲流水系統可能才剛發育，石筍的穩定同位素可能對環境相對不敏感，且下部紋理十分平整，將導致當時石筍表面的水幕厚度增加，多年的滴水訊號積累使石筍氧同位素值可能為數十年大氣降水的平均，其趨勢的變化亦因被平均而震盪不明顯，故 S1S 下半段的穩定同位素趨勢在對應其他指標時，會因為石筍穩定同位素值變化較不明顯及代表性較差的緣故而沒有良好的對比性。另外，S1S 的年代還原是以平均沉積速率由頂部往下重建，故石筍越底部的年代還原性可能不如上部來得佳。

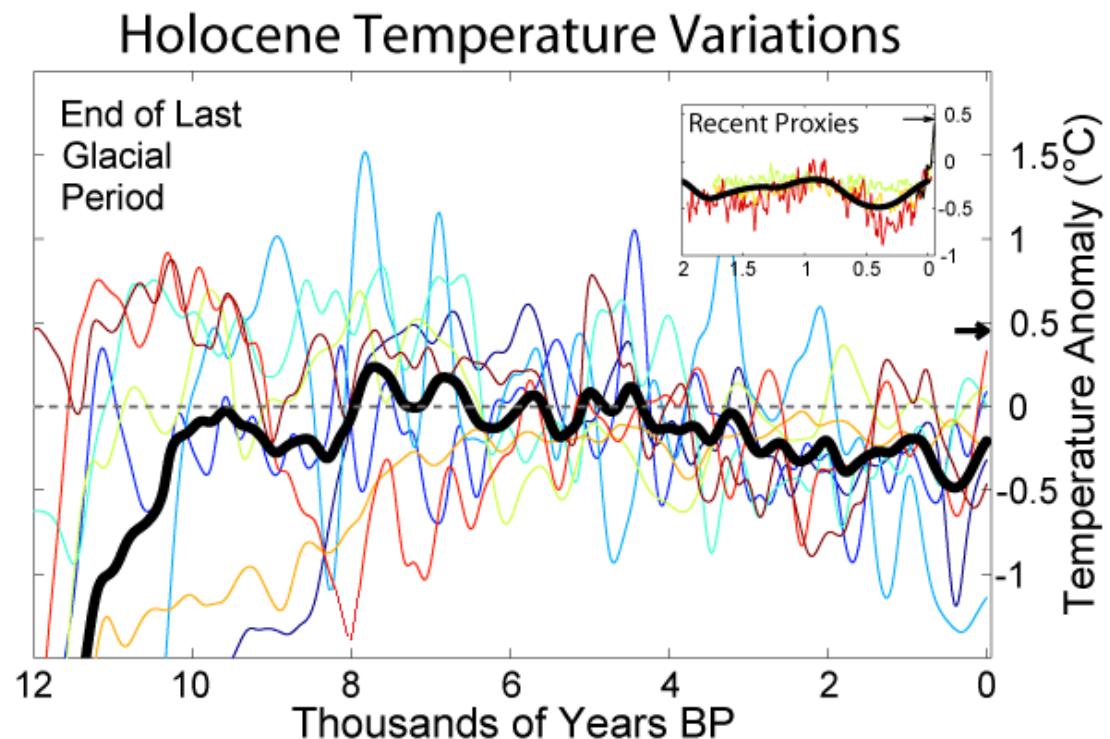


圖 5.2-1 全新世以來全球溫度異常，粗黑曲線代表所有線的平均結果。(來源：
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Holocene_Temperature_Variations.png)

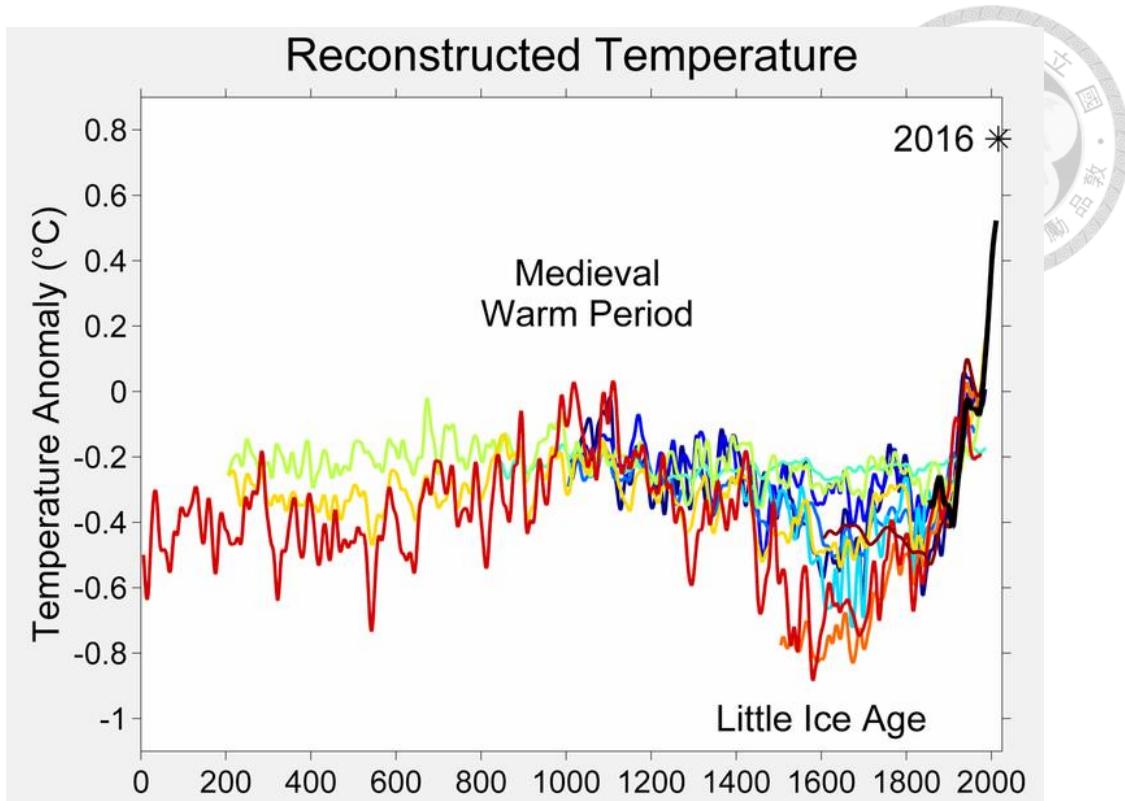


圖 5.2-2 近兩千年以來全球的溫度異常。(來源：https://commons.wikimedia.org/wiki/File:2000_Year_Temperature_Comparison.png)

大氣降水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值主要受到水氣凝結時的溫度、水氣團的來源、水氣團的遷移路徑長度、緯度和高程效應和雨量效應等因素控制 (Dansgaard & Johnsen, 1973; Koerner & Russell, 1979; Petit et al., 1991)，詳細如下：

$$\delta^{18}\text{O}_w = f(T, \text{ppt}, s, h, L)$$

T = 大氣溫度 (air temperature); ppt = 雨量 (precipitation amount)

s = 水氣來源 (moisture source); h = 海拔高度 (altitude)

L = 緯度 (latitude)

1. 溫度效應 (temperature effect):

Dansgaard (1953) 研究發現雨水中的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值變化會和當地大氣年均溫呈正向的線性關係，在高緯度地區溫度導致 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值的變化較明顯為 $0.7\text{‰}/^\circ\text{C}$ ，在低緯度地區溫度導致 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值的變化則較不明顯，而之後 Rozanski et al.

(1993) 總結北半球雨水中的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值和當地大氣年均溫的關係亦為正向的線性關係，因地而異落在 $0.1\sim0.6\text{‰}/\text{°C}$ ，。在中國的雨水氧同位素關係式為 $\delta^{18}\text{O}_w=0.28\text{T}(\text{°C})-11.49$ ，故當大氣溫度上升 1°C 時， $\delta^{18}\text{O}_w$ 會增加 0.28‰ ，但如上所述，由於全新世以來全球的平均溫度變化小於 1°C ，故溫度效應對於時間跨度為近代 2500 年，解析度為數年至十年的 S1S 來說是可以忽略不考慮的。然而若在北美等高緯度地區或地中海式氣候區，且時間跨度長達數十萬年（具冰期-間冰期循環）的石筍，其溫度效應便是控制 $\delta^{18}\text{O}$ 變化的主要因子。

2. 緯度效應和高程效應 (latitude and altitude effect) :

從遠方遷移而來的水氣團會經過多次降水作用（圖 5.2-3），因為冷凝時氣液之間發生同位素分餾，較重的 ^{18}O 會傾向進入液相中，較輕的 ^{16}O 會傾向留在氣相中，所以雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 比水氣團的 $\delta^{18}\text{O}$ 來得重，每一次降雨會使水氣團中的 $\delta^{18}\text{O}$ 不斷變輕 (Hoefs, 1987)，因為降雨作用帶走含較重 $\delta^{18}\text{O}$ 的雨水，同一水氣團之後形成的雨水相較於之前形成的雨水，其 $\delta^{18}\text{O}$ 也會不斷變輕。而緯度效應指在低緯度形成的水氣團往高緯度遷移時，會隨著移動距離的增加而多次降水，越往高緯度的降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值會不斷變輕的現象。高程效應則指在平地或海平面形成的水氣團往地勢較高的地形遷移時，水氣團會隨著地勢而被抬升，因為溫度的降低故容易到達水氣的冷凝點便發生多次降水，越往高海拔的降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值會不斷變輕的現象。

3. 水氣來源 (source effect) :

不同地區的水體會有其自身的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（圖 5.2-4），由該水體形成的水氣團也相應會有其 $\delta^{18}\text{O}$ 值（水體 $\delta^{18}\text{O}$ 越輕其水氣團 $\delta^{18}\text{O}$ 也越輕），另外，水氣團若經過不同次數的降水作用、遷移的路線和大氣的溫度等，也會再次改變水氣團的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（此原理等同溫度、緯度效應和高程效應）。

4. 雨量效應 (amount effect) :

Dansgaard (1964) 和 Rozanski et al. (1993) 研究指出：雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值與當地降水量呈負相關，意即當降雨量越大，雨水中 $\delta^{18}\text{O}$ 會越輕，連帶當時石筍碳酸鈣所記錄到的 $\delta^{18}\text{O}$ 也較輕。

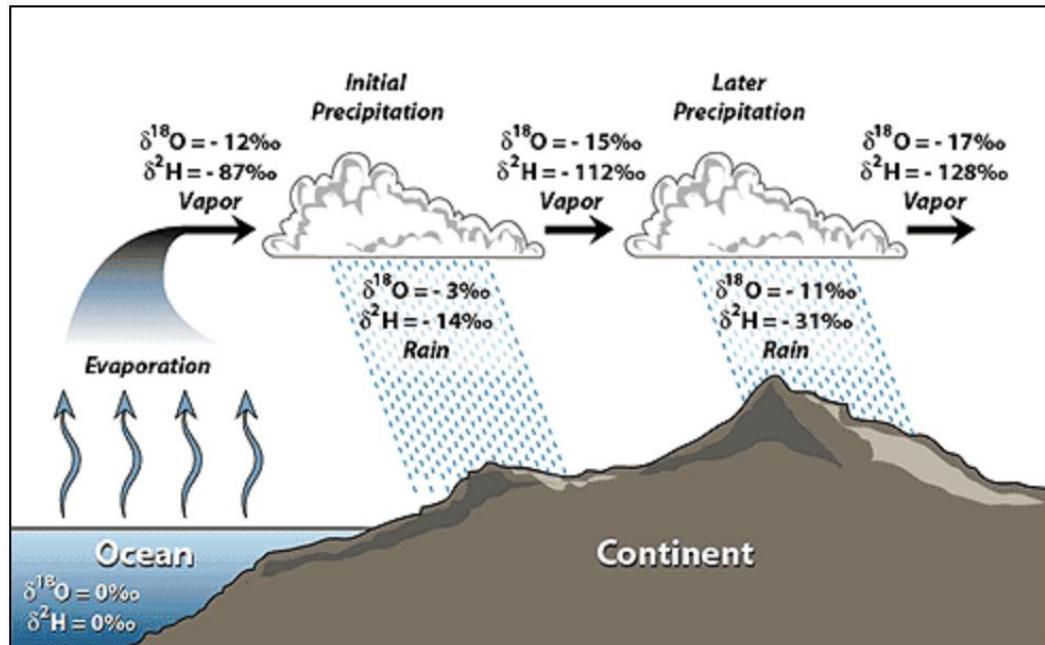


圖 5.2-3 緯度及高程效應示意圖 (修自 Hoefs, 1987)

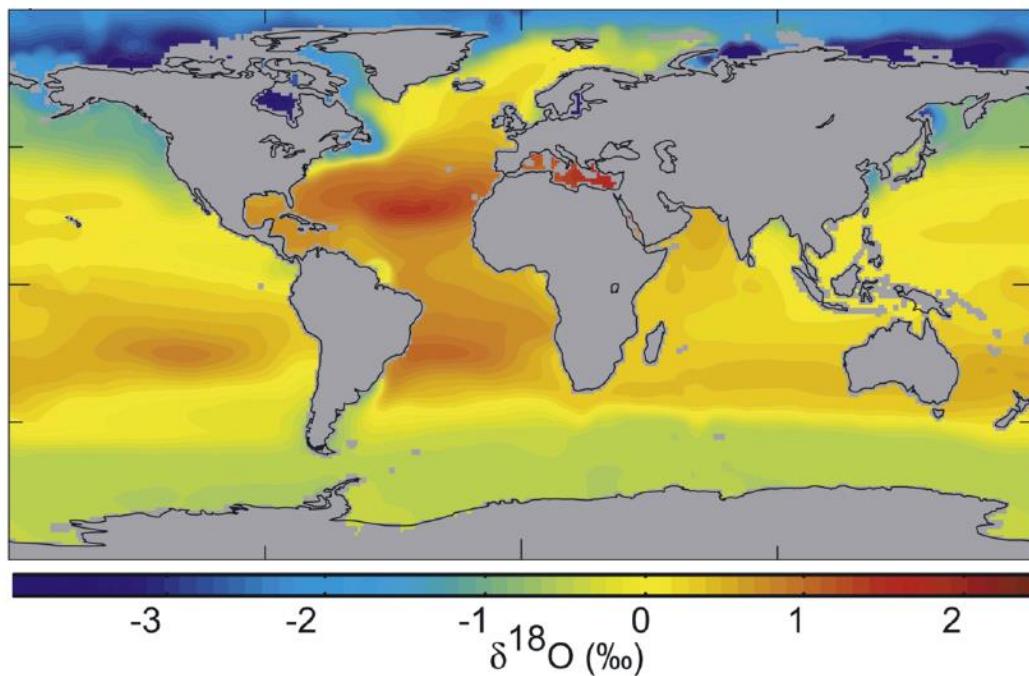


圖 5.2-4 全球海水表層的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (LeGrande & Schmidt, 2006)

S1S 所處的無名洞地理位置為中國東北，為東亞夏季風（EASM）影響的範圍，雨量集中於夏季，水氣團主要來自西太平洋。根據上述可知，溫度效應並不會對 S1S 的氧同位素值產生巨大變化；研究同一洞穴的石筍，其地點的緯度和高程是不會有所改變的，故緯度和高程效應也不會對 S1S 的氧同位素值發生變化，所以控制 S1S 氧同位素值變化的主因為「雨量效應」，但也不排除受到「水氣來源」的影響，因為兩者為同相關係並不互斥。

在許多前人的研究（李紅春等，1997；Wang et al., 2001；Paulsen et al., 2003）亦指出典型東亞夏季風氣候區的石筍，其 $\delta^{18}\text{O}$ 指示夏季風的強度以及季風的降雨量變化。中國東北地區的水氣來源有四種：（1）西風帶、（2）南亞季風經孟加拉灣和南海北上的氣流、（3） 105°E 越赤道氣流和（4）西太平洋（胡泊等，2016），其中又以西太平洋所帶來的水氣量在大部分的時間段占為主導。

東亞地區的夏季風場為大洋吹向陸地，故當夏季風強度增強，從西太平洋等所帶來的水氣量增加，且能從離陸更遠的大洋傳輸而來，水氣團隨遷移距離增加而多次降水造成 $\delta^{18}\text{O}$ 偏輕，再加上降雨量的增加，亦導致降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏輕，石筍所紀錄到的 $\delta^{18}\text{O}$ 也偏輕；反之，當夏季風減弱，會造成西風和冬季風「相對」增強，此時水氣來源雖然主要還是來自西北太平洋，但其所占比例降低，內陸水體所形成的水氣來源亦須考慮，因為內陸封閉湖泊經過多次蒸發作用（衛克勤和林瑞芬，1995），氣-液相的分餾使其 $\delta^{18}\text{O}$ 值相對大洋來源的水氣團偏重，而且內陸提供水氣量也顯著較少，導致降雨減少而石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重。

5.3 S1S 碳氧同位素之功率譜分析

本研究對 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線進行功率譜分析，分析使用的每個穩定同位素資料相隔 2.897 年， $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 譜分析結果分別由圖 5.3-1 和圖 5.3-2 所示，其中綠色虛線代表 95% 的信心水準，而紫紅色虛線代表 99% 的信心水準，X 軸代表週期，Y 軸代表 power，當 Y 軸的 power 越高代表該週期越顯著。

觀察圖 5.3-1， $\delta^{18}\text{O}$ 譜分析結果顯示三個顯著峰值（週期），405 年的週期超越 99% 的信心水準，而 202 年和 1080 年的週期超越 95% 的信心水準，202 年非常接近太陽活動百年尺度最顯著 210 年週期，該週期稱作 Suess cycle，又名 de Vries cycle (Braun et al., 2005)，此週期分別由 Hans Eduard Suess 和 Hessel De Vries 發現命名，顯其重要性。另外，405 年的週期剛好是 202 年的兩倍，可能是因為準兩百年的週期顯著所以也產生了準四百年的週期。若直接觀察也可發現：在近一千多年 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線的谷約落在 AD1700、AD1500、AD1300、AD1100、AD900 等，也大概是每 200 年為一個週期正好符合功率譜分析的結果。另外，1080 年的週期是不可信的，原因是 S1S 總時間跨度僅有 2500 年，在功率譜分析結果中只有小於 1/5 倍總時間跨度，即 500 年以內的週期才具備參考價值。

S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 譜分析結果也顯示三個週期（圖 5.3-2），分別是 154~162、215 和 810 年的週期，其中 810 年的週期大於可信賴週期（500 年）故不可信，而 215 年也非常接近 210 年的 Suess cycle (Suess, 1980)，反映太陽百年尺度的活動；154~162 年的週期為準一百五十年的週期，其它研究 (韓春風等, 2016) 指出過去兩千年亞洲夏季風降水的百年週期存在準 100 年、準 150 年和準 200 年的週期，太陽輻照度是造成夏季風降水變化的主因，和本研究的論點一致，S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 譜分析結果同時存在準 150 年和準 200 年週期，再次顯示當地植被的變化深受太陽活動和降水量控制。

總而言之，S1S 碳氧同位素之功率譜分析顯示太陽百年活動的週期，呼應前人有關太陽活動和降水量變化的研究，表示中國東北的氣候（包含降雨量和溫度）

是主要受控於太陽輻照變化的影響，而石筍也能有效記錄此資訊，這將能幫助未來還原中國東北地區古氣候的相關研究。

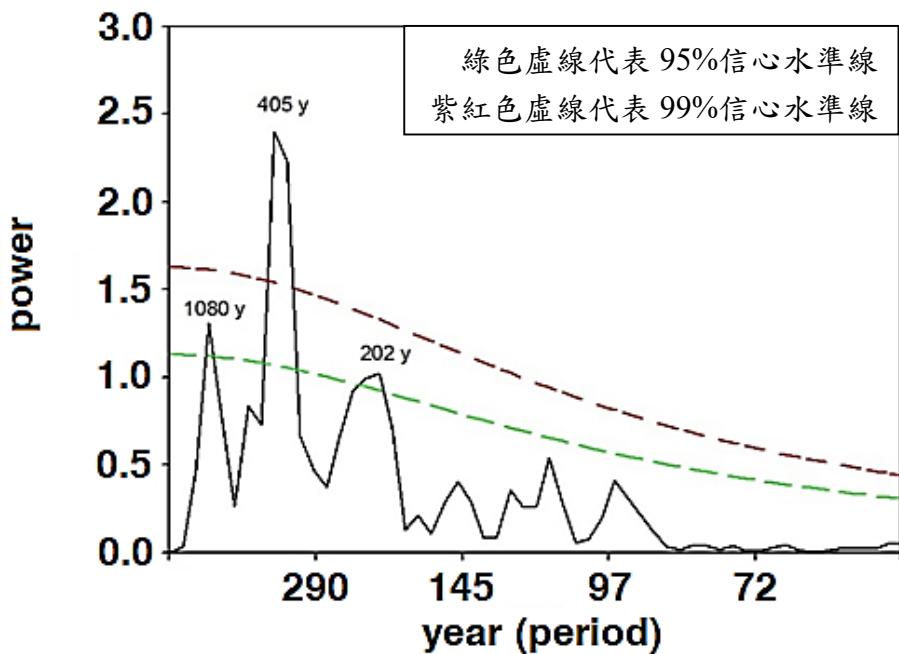


圖 5.3-1 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線功率譜之結果

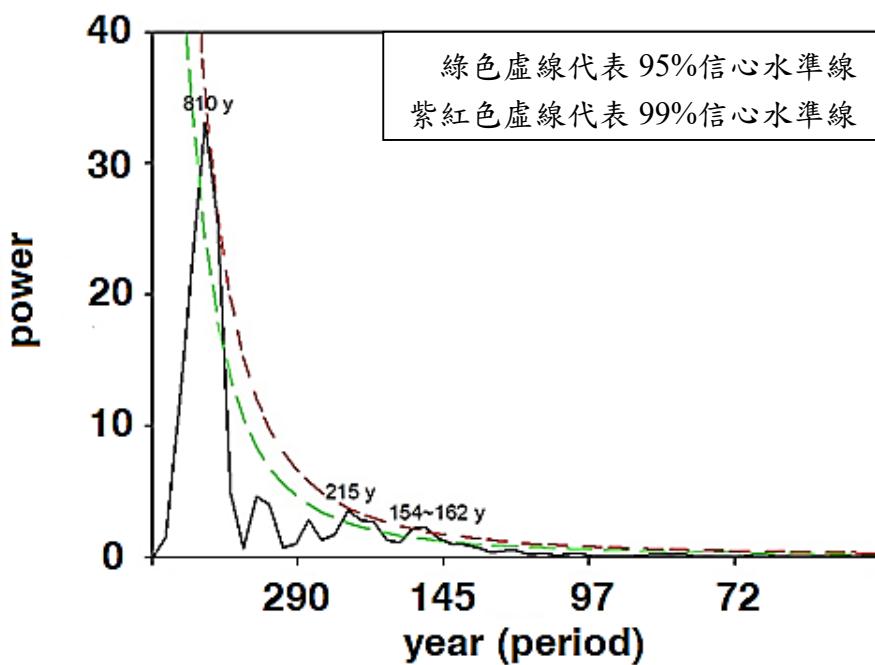


圖 5.3-2 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線功率譜分析之結果

5.4 S1S 穩定同位素與太陽總輻照度之對比



由討論 5.3 的部分可知，S1S 石筍的穩定同位素紀錄與太陽總輻照度變化二者有相同週期性，本章將進一步討論為何兩者間能夠存在此相關性，所使用的對比指標為太陽總輻照度變化曲線（Total Solar Irradiance, TSI）（Vieira, 2011）（圖 5.4-2）。首先探討 S1S 穩定同位素曲線變化明顯的近代 1000 年，這段時期的討論將是本研究最主要的重點。對比圖 5.4-1 和 5.4-2 可知，當太陽活動減弱，太陽風強度便降低，入射到地球的宇宙射線強度增加，造成 $\delta^{14}\text{C}$ (‰) 的增加，所以 $\delta^{14}\text{C}$ (‰) 偏重和 TSI 偏小代表太陽活動的極小期，其中 $\delta^{14}\text{C}$ (‰) 的定義為 $\delta^{14}\text{C}$ (‰) = $\{[\text{^{14}\text{C}/^{12}\text{C}}]_{\text{sample}}/[\text{^{14}\text{C}/^{12}\text{C}}]_{\text{reference}}-1\} * 1000$ 。在近 1000 年以來，太陽活動可被劃分出以下幾個重要時間段（圖 5.4-1），而這些事件在全球許多地區都有被記錄到：

- A. 歐特極小期 (Oort Minimum)： AD 1040-1080
- B. 中古極大期 (Medieval Maximum)： AD 1100-1250
- C. 沃夫極小期 (Wolf Minimum)： AD 1280-1350
- D. 史波勒極小期 (Spörer Minimum)： AD 1450-1570
- E. 蒙德極小期 (Maunder Minimum)： AD 1645-1715
- F. 道爾頓極小期 (Dalton Minimum)： AD 1790-1830
- G. 現代極大期 (Modern Maximum)： AD 1950～現在

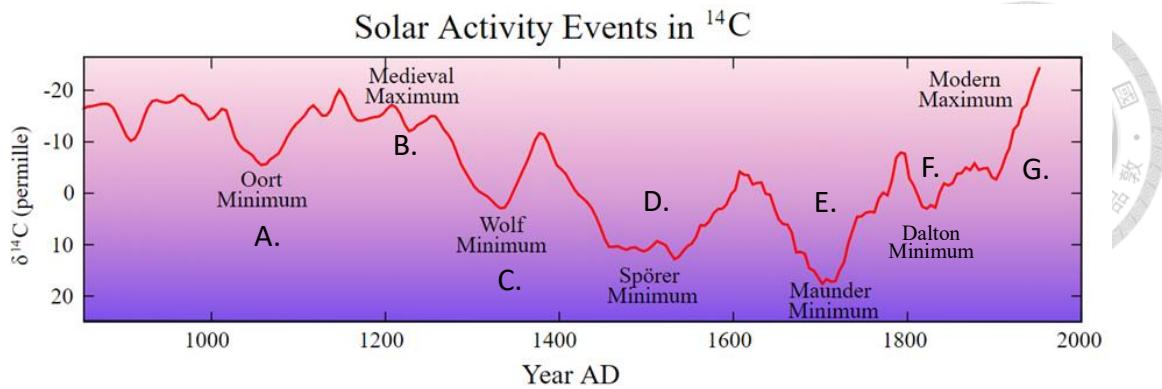


圖 5.4-1 近一千年大氣 $\delta^{14}\text{C}$ (‰) 變化

(作者：Leland McInnes，資料來源：IntCal_04)

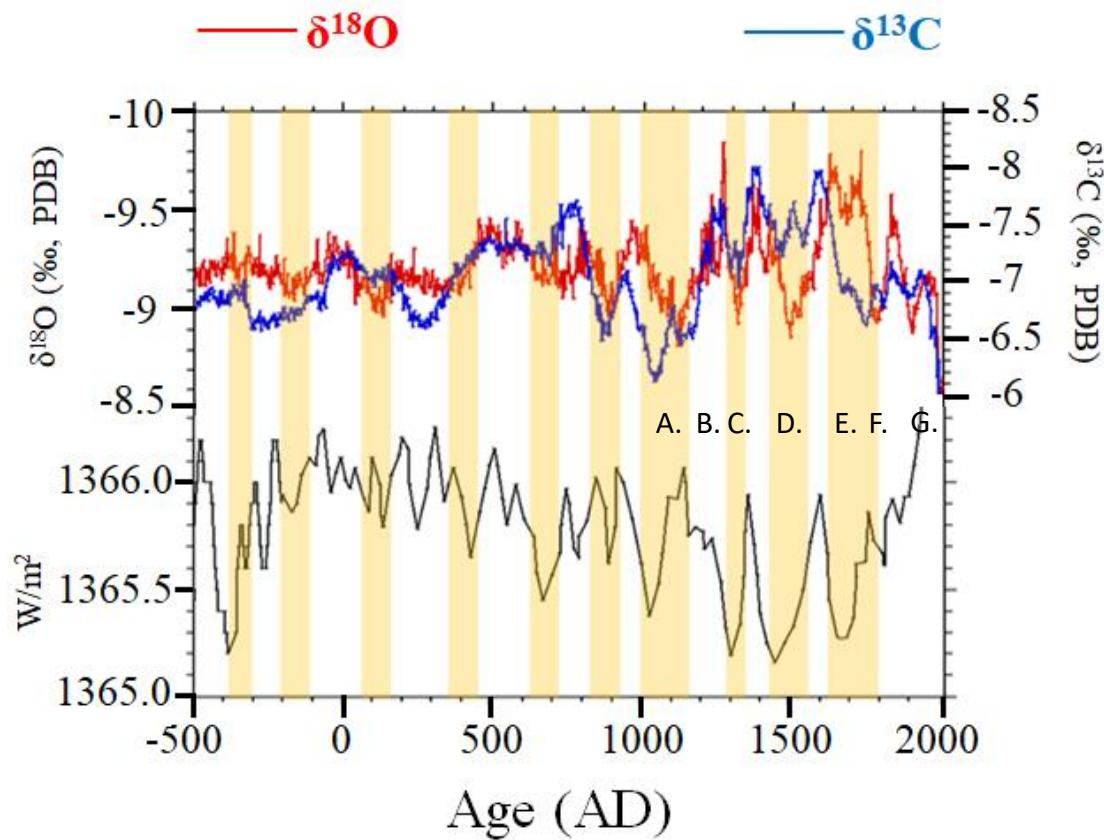


圖 5.4-2 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ (紅線) 及 $\delta^{13}\text{C}$ (藍線) 變化與太陽總輻照曲線 (下黑線) 之對比。黃橘色區域代表 $\delta^{18}\text{O}$ 較重和 TSI 較小的時間段

由討論 5.2 可知，在 S1S 的紀錄中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的變化主要代表雨量效應和水氣來源，當 $\delta^{18}\text{O}$ 越重代表當地降水量減少，較少的大洋水氣搬運至中國東北。這

可能是因為太陽活動減弱，導致大陸和大洋之間的溫度差異減小（因為陸地比熱較海洋小），東亞夏季風強度減弱，從大洋形成的水氣團較難搬運到陸地，所以大陸的降水量亦減少的緣故 (Wang et al., 2005)。故在此前提下，S1S 較重的 $\delta^{18}\text{O}$ 值將會對應到較小 TSI 的時間段，從圖 5.4-2 也可發現兩者具有很高的相關性，以下將會依序從現代到過去 2500 年，找出較重要的區段討論兩者之間的對應性：

1. AD 1950～現在：由太陽活動紀錄顯示該時期為現代極大期 (Modern Maximum)。照上述推論此時間段的 $\delta^{18}\text{O}$ 應該要偏輕，但是 S1S 的紀錄卻是急遽偏重，且 $\delta^{13}\text{C}$ 亦出現此情形，其變化幅度超越過去 2500 年以來的紀錄。經過觀察 S1S 的表層便可發現，其表面 1mm 以內的紋層顏色是灰黑色的和整根石筍有很大的不同，而且 Hendy test 的結果亦顯示此段為動力學分餾，不適合作為氣候指標。或許代表人類進入無名洞，擾亂洞內空氣系統，導致同位素無法達到平衡分餾，而且無名洞附近在近 50 年也有礦場的開發，排出的受汙染的地下水至無名洞亦是十分有可能的原因之一。因此本段穩定同位素紀錄不具氣候代表性，但卻能指示人類活動的痕跡。
2. AD 1645～1800：由太陽活動紀錄顯示該時期為蒙德極小期 (Maunder Minimum) 和道爾頓極小期 (Dalton Minimum)。本段 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重的時期明顯晚於蒙德極小期，但 $\delta^{13}\text{C}$ 變重的時間點卻和蒙德極小期發生的時間一致， $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 沒有完全相應的原因是： $\delta^{18}\text{O}$ 因為雨量效應只會代表降雨量，但 $\delta^{13}\text{C}$ 主要反映的是植被密度或種類的變化，而植物不只受降雨量也受溫度和人類活動等因素影響，所以 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 趨勢並不一定能夠完全吻合。本區段 $\delta^{18}\text{O}$ 和 TSI 對應較不好的原因或許是：
 - A. 年代建立的結果，畢竟 S1S 的年代建立方法是利用平均沉積速率去回推該深度的年代，所以可能是該深度的沉積速率和平均沉積速率有所差異，導致 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏重的谷偏離蒙德極小期。



- B. 也有可能是蒙德極小期和道爾頓極小期兩個年代相近的太陽極小期同時影響 S1S 穩定同位素趨勢變化，而 S1S $\delta^{18}\text{O}$ 因為紀錄解析度較差的緣故，無法同時反映此兩個極小期的影響。
- C. 在最近四百年來的氣候或許和太陽總輻照度的相關性減低，人類數量的增加和工業的發展可能成為控制當地氣候及降雨量變異的主因。
3. AD 1450~1570：由太陽活動紀錄顯示該時期為史波勒極小期 (Spörer Minimum)。此區段 $\delta^{18}\text{O}$ 和 TSI 的對應是支撐 S1S 年代建立正確性最重要的基礎，史波勒極小期由 TSI 紀錄可知，是在近 2500 年來變化最明顯且時間跨度最長（達 120 年）的太陽活動極小期，剛好對應到 S1S $\delta^{18}\text{O}$ 值最明顯偏重的谷，也再次確定當 TSI 偏小時，會導致中國東北地區雨量減少，當地石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄偏重。
4. AD 1280~1350：由太陽活動紀錄顯示該時期為沃夫極小期 (Wolf Minimum)。該區段的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和 TSI 彼此的對應結果良好。
5. AD 1100~1250：由太陽活動紀錄顯示該時期為中古極大期 (Medieval Maximum)。但是該區段 $\delta^{18}\text{O}$ 偏輕的時間大概只有維持 80 年，在約 AD 1100 為 $\delta^{18}\text{O}$ 值最重的谷，而這個谷對應的應是 AD 1040-1080 的歐特極小期 (Oort Minimum)，兩曲線峰谷形狀不同和偏移的原因可能也是 S1S 在年代建立上的誤差或穩定同位素紀錄上解析度的差異。
6. AD 630~730：由 TSI 紀錄顯示該時期亦為一太陽活動極小期， $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 也都偏重，但變化幅度並不如最近 1000 年以來大，原因如之前討論所述，S1S 的下半段紋理較平整，導致石筍水幕較厚可含有更多年平均的穩定同位素資訊，因此 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的變化趨勢被平滑。
7. AD -200~600：由 TSI 紀錄得知這 800 年的時間太陽活動強度變化不大，故 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 變化也相對不明顯，不過還是能觀察到當 TSI 較小時 $\delta^{18}\text{O}$ 或 $\delta^{13}\text{C}$ 亦偏重的情形。

8. AD -420~-300：由太陽活動紀錄顯示該時期為一明顯的極小期， $\delta^{18}\text{O}$ 並無明顯變化而 $\delta^{13}\text{C}$ 則可觀察到偏重的情形，但由於 S1S 底部紋理和上半部有所不同，其年代還原可能不如上部優秀，所以 $\delta^{18}\text{O}$ 和 TSI 對應性不佳。但若觀察 S1S 的外觀便可發現在 8.2mm 處具一道明顯裂隙，或許代表該時期相對乾燥造成碳酸鈣不易沉澱而疏鬆，故此沉積構造亦指示著 TSI 於此時間段是相對微弱的。

整體而言，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 變化和 TSI 有良好的對應性，尤其是在近千年以來，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 與 TSI 變化幅度皆較明顯，容易觀察並作出詳細討論，若彼此有對應較差的區段也可解釋為 S1S 沉積速率的差異，讓年代建立的誤差容易被釐清，同時此部分的討論亦指示中國東北地區的古氣候深受太陽活動的影響。另外，由於太陽活動也會影響中國東北的氣溫，所以應該再度探討溫度效應是否會影響 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。從討論 5.2 的溫度效應部分得知，當大氣溫度上升 1°C 時， $\delta^{18}\text{O}$ 會變重 0.28‰ ，所以說當 TSI 較小時，中國東北的氣溫較低，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 若因為溫度效應將會變輕（變負），但是實際情形由圖 5.4-2 可知，當 TSI 較小時對應到 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 反而較重，和溫度效應的結果正好相反，這也再次說明中國東部地區石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 變化主要是紀錄雨量效應而非溫度效應。

5.5 S1S 穩氣同位素與韓國乾指數及中國北方乾濕指數對比

由於從太陽總輻照度 (TSI) 的變化影響到中國東北地區的氣候，最後再被無名洞的石筍所紀錄，中間涉及的過程包含海陸溫差變化、水氣團來源及傳輸距離不一和降雨量的多寡等，然後石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 再因為雨量效應和水氣來源而有所變化，不免讓人產生懷疑：究竟太陽活動的變化能經過這麼多個媒介後，還能對中國東北地區的石筍紀錄有所影響嗎？因此本研究找尋其他指標，包含：韓國的乾指數 (Drought Index in Korea) (Kim and Choi, 1987) 和中國北方的乾濕指數 (Dry–Wet Index in NC) (Zheng et al., 2006) 加入比對，了解研究地區附近區域的降水變化是否能和 S1S 穩氣同位素有良好的呼應，並在太陽活動和石筍紀錄中找到支撐兩者的橋樑。

首先，須了解韓國乾指數 (Drought Index in Korea) (Kim and Choi, 1987) 和中國北方乾濕指數 (Dry–Wet Index in NC) (Zheng et al., 2006) 的基本意義。韓國乾指數在理解上較為直觀，當乾指數值越大代表該時期越乾；反之，當乾指數值越小代表該時期越濕。而中國北方乾濕指數 (Dw_{st}) 並非一般所認知的乾濕指數 (DWI) 在理解和解釋上是需要比較小心的， Dw_{st} 是經過 Zheng 等人 (2006) 依照本式計算所得： $Dw_{st} = 2 * p_{st}^1 + p_{st}^2 - p_{st}^4 - 2 * p_{st}^5$ ，詳細計算方式可見該篇文章，簡單來說就是： p_{st} 右上角的數字代表乾旱程度 1、2、4、5 分別代表嚴重澇災 (heavy flood) (意即非常濕潤)、澇災 (flood)、乾旱 (drought)、嚴重乾旱 (severe drought) (意即非常乾燥)，數字越大者越是乾旱，另外還需考慮乾旱和澇災發生的次數，也就是 p_{st}^1 、 p_{st}^2 、 p_{st}^4 、 p_{st}^5 ，舉例來說：當 p_{st}^1 、 p_{st}^2 越大，代表 (嚴重) 澡災發生的次數越頻繁， Dw_{st} 便會越大；當 p_{st}^4 、 p_{st}^5 越大，代表 (嚴重) 乾旱發生的次數越頻繁， Dw_{st} 便會越小，若 $Dw_{st} > 0$ 則代表該時期濕潤， $Dw_{st} < 0$ 則代表該時期乾燥，從該式亦可知道嚴重澇災和嚴重乾旱的重要性是有被加權，如此才能更符合實際情況。

由圖 5.5-1 可知，在整體趨勢上 $\delta^{18}\text{O}$ 值較重的時間段，剛好對應於韓國乾指數 (Drought Index in Korea) 較大且中國北方乾濕指數 (Dry–Wet Index in NC, D_{Wst}) 小於 0 的區段。若再仔細觀察便能發現在近千年的對比上，AD 1020-1130 (中世紀暖期，相對暖乾的氣候)、1400-1550 (小冰期初期，相對冷乾的氣候)、1750-1820 (Dalton Minimum)、1890-1920 這幾個時期三者皆指示當時環境較乾燥，彼此具有良好的對應性，除了在 AD 1300-1350 (Wolf Minimum)，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線和韓國乾指數都指示當時較乾，但中國北方乾濕指數並未記錄到此現象。另外，中世紀暖期和小冰期初期之間 (AD 1150-1300, Medieval Maximum) 夾有一個 $\delta^{18}\text{O}$ 先偏輕再偏重的峰，在韓國乾指數和中國北方乾濕指數紀錄中皆可見相似的曲線變化趨勢，或可以該時間點作為劃分中世紀暖期和小冰期初期的標準；在 AD 1600-1850 (小冰期晚期，相對冷濕的環境) 可以發現 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 整體偏輕而中國北方乾濕指數整體偏濕的情形，總而言之，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 記錄相對於和 TSI 比對，在和韓國乾指數及中國北方乾濕指數對應更加良好，畢竟此兩種指標指示著當地的乾溼程度，與 $\delta^{18}\text{O}$ 記錄有更直接的相關性，也指示 S1S 石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 能充分記錄中國東北降雨量變化的資訊。

由於在 AD 0-1000 沒有韓國乾指數的資料，故僅做 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和中國北方乾濕指數的比較。如前述討論可知，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 變化在越深的石筍深度 (即越老的時間段) 其震盪的幅度減小且可能有同位素峰谷的偏移，但整體來說，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 趨勢和中國北方乾濕指數還是有不錯的對應性，在 AD 350-420、600-680、840-910 這幾個時期 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重也都對應到 D_{Wst} 偏小的情形，由此可確定 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 變化和當地降水量的多寡有密切的相關性。

某些時間段三條曲線的對比 (包含峰谷位置、數目及震盪幅度等) 可能不盡相同，其差異可能源自於地理位置和資料解析度的不同，雖然 S1S 採集自中國東北通化市，但實際上與韓國的距離很相近，僅隔著一座長白山脈與北朝鮮，所以 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線能和韓國乾指數有很好的對比；而中國北方乾濕指數所採用

的資料涉及到較廣闊的地理區域，且主要資料的紀錄也是華北地區而非東北地區，所以中國北方乾濕指數與 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線對比在某些區段可能沒有韓國乾指數來得佳，但是記錄的時間跨度較長為其優點。

另外，也可以考慮將 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 變化與韓國乾指數和中國北方乾濕指數做比較，有時反而能補足 $\delta^{18}\text{O}$ 在對應上的不足。舉例來說：在 AD 1400-1550 這段期間（約是小冰期初期），韓國乾指數與中國北方乾濕指數出現兩個谷中間夾著一個峰的結構，然而 $\delta^{18}\text{O}$ 在這時期只有表現出一個很重的谷，反而 $\delta^{13}\text{C}$ 也出現兩個谷中間夾著一個峰的結構，或許證明該時期並非完全偏乾；另外一個例子是在 AD 850-1150 這段期間（約是中世紀暖期，MWP），可以觀察到中國北方乾濕指數出現三個谷中間夾著兩個峰的結構，然而 $\delta^{18}\text{O}$ 只出現兩個谷中間夾著一個峰的結構，反而 $\delta^{13}\text{C}$ 也出現三個谷中間夾著兩個峰的結構。這兩個例子皆指示在 MWP 或 LIA 兩者之中都有存在較濕和較乾的時期，並非能夠以長期偏濕或偏乾的氣候輕易概括整個時段；且由於碳同位素相對於氧同位素分餾更為強烈，導致 $\delta^{13}\text{C}$ 的變化有時相對 $\delta^{18}\text{O}$ 明顯且敏感，所以 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 變化與韓國乾指數和中國北方乾濕指數的對應結果在某些區段更勝於 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線。

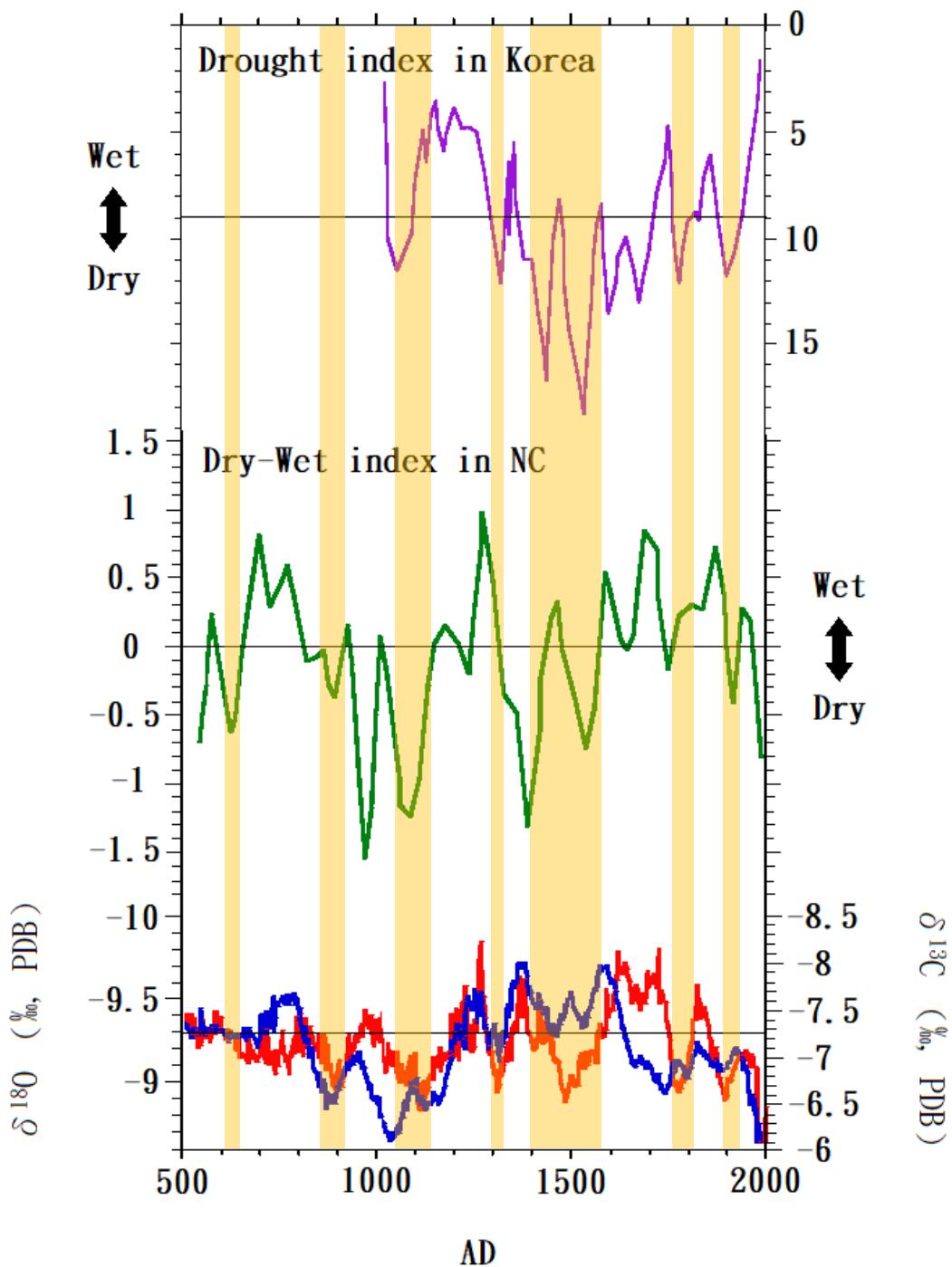


圖 5.5-1 S1S 穩定同位素與韓國乾指數 (Drought Index in Korea) 和中國北方乾濕指數 (Dry-Wet Index in NC) 之對比 (黃橘色區域代表該時期較為乾燥。
紅線代表 $\delta^{18}\text{O}$ ，藍線代表 $\delta^{13}\text{C}$)

5.6 S1S 和中國其他洞穴石筍氧同位素之對比

此部分的討論加入其他四個地區的石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄做為對比，該紀錄皆為極具代表性的洞穴石筍研究，擁有相當高的解析度以及定年的可信度，包含：北京的石花洞 (Wan et al., 2011)、甘肅的萬象洞 (Zhang et al., 2008)、湖北的和尚洞 (Hu et al., 2008) 以及貴州的董哥洞 (Wang et al., 2005)。

觀察圖 5.6-1 可知，在 AD 1450~1600 五個紀錄皆有非常明顯 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重的谷，由前述討論已知，該時間段的 TSI 和韓國乾指數皆表示該時期偏乾冷，指示著史波勒極小期 (Spörer Minimum) 這一長達一百多年的太陽活動極小期確實對中國各地區的氣候有顯著的影響，也是導致小冰期前期中國各地普遍偏乾冷的原因之一，但是各地區從 AD 1500 以來氣候轉濕的時間點並不一致，無名洞的紀錄顯示在 AD 1600 氣候便轉為濕潤，石花洞則是在 AD 1650，和尚洞在 AD 1750，董哥洞在 AD 1800，萬象洞在 AD 1850，各個洞穴的石筍氧同位素變化不盡相同。其中，北京市的石花洞位於中國華北 (圖 5.6-2)，地理位置和中國東北的通化市無名洞最為相近，且兩個地區都與西太平洋相近，主要的雨量、水氣來源以及氣候變化多與東亞夏季風 (EASM) 相關，而其他洞穴距離海的位置相對較遠，而且可能也受印度夏季風 (ISM) 或其他水氣團來源的影響，所以在相同時間段無名洞和石花洞的石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄應會有最相符的趨勢對比。另外，綜觀各地區近 1500 年的石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 記錄，便可發現氣候變化趨勢大致可分為：乾 \rightarrow 濕 \rightarrow 乾 \rightarrow 濕 \rightarrow 乾的循環變化，但是各地區氣候轉折的時間點並不一致，彼此可能存在百年左右的差異，以無名洞 S1S 紀錄來說，氣候變化如下：

1. AD 500~850 (中世紀暖期前)： $\delta^{18}\text{O}$ 有逐漸偏重的趨勢，代表氣候逐漸偏乾。
2. AD 850~1150 (中世紀暖期)： $\delta^{18}\text{O}$ 普遍較平均值偏重，代表氣候較乾燥，但在此時間段 $\delta^{18}\text{O}$ 不完全長期偏重，指示在中世紀暖期中氣候也有相對乾濕夾雜的情形。

3. AD 1100~1250 (中世紀暖期後)：從中世紀暖期進到小冰期前期之前 $\delta^{18}\text{O}$ 有逐漸偏輕的趨勢，代表氣候逐漸轉濕。
4. AD 1250~1500 (小冰期初期)： $\delta^{18}\text{O}$ 有逐漸偏重的趨勢，代表氣候逐漸偏乾。
5. AD 1500~1650： $\delta^{18}\text{O}$ 有逐漸偏輕的趨勢，代表氣候逐漸偏濕， $\delta^{18}\text{O}$ 在 AD 1650~1750 很輕。
6. AD 1850 至今： $\delta^{18}\text{O}$ 有逐漸偏重的趨勢，代表氣候逐漸偏乾。

由於本研究地理位置和石花洞最為相近，故於此對兩條石筍氧同位素紀錄做更詳細的討論，同時輔以萬象洞、董哥洞及和尚洞紀錄作相互比對，在過去一千五百年至今的以下幾個時間段皆能觀察到無名洞和石花洞兩者氧同位素同時偏重的現象，並以黃色區塊標示在圖 5.6-1：

- (a) AD 820~920：在萬象洞及和尚洞的紀錄也能清楚觀察到此時期的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重。
- (b) AD 1020~1120：可能和歐特極小期 Oort Minimum 有關，在五個洞穴石筍的紀錄皆能觀察到 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重的現象，但變重的時間跨度可能不一。
- (c) AD 1280~1350：可能和沃夫極小期 Wolf Minimum 有關，此時間段 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄明顯偏重，石花洞和萬象洞的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄也略為偏重，董哥洞及和尚洞的 $\delta^{18}\text{O}$ 也是在此時期之後逐漸偏重。
- (d) AD 1450~1570：此時期為史波勒極小期 Spörer Minimum，如上述所言在五條曲線皆能觀察到 $\delta^{18}\text{O}$ 很重的現象，但無名洞 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重的時間長度小於其他四個地區的石筍紀錄，原因是在 AD 1600~1750 無名洞 $\delta^{18}\text{O}$ 已經明顯偏輕，可能由於定年的誤差或是中國東北的特殊氣候現象，這點有待後續研究考證。
- (e) AD 1900~現在：經由現代器測的結果得知，過去一百年有東亞季風明顯減弱的趨勢，可見於各地區的石筍紀錄。

五個洞穴的石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 記錄在些許時間段對應性較差，這可能是因為十年至百年尺度區域性降雨的差異，也可能是石筍定年或 $\delta^{18}\text{O}$ 值測定上的誤差，而且就算是同一個洞穴的石筍也可能因為滲流路徑、來源和長度等的不同而導致 $\delta^{18}\text{O}$ 記錄無法完全吻合的現象，因此石花洞與無名洞石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 記錄在整體趨勢相吻合的情況下，已能代表近西太平洋一帶中國東北和中國華北地區具有相似的氣候變化，並經由比對五個地區的石筍記錄，可說明整個中國地區的氣候皆深受太陽總輻照度以及東亞夏季風強度所影響。

值得一提的是，各地的石筍紀錄在 MWP 或 LIA 當中還是有 $\delta^{18}\text{O}$ 變重和變輕的趨勢，氣候並非是完全偏乾或偏濕的情形，所以中國各地的氣候不應單純利用 MWP 和 LIA 兩個時間段作區別，應該更詳細討論這兩個時期當中的變化，做更高解析度的古氣候研究。

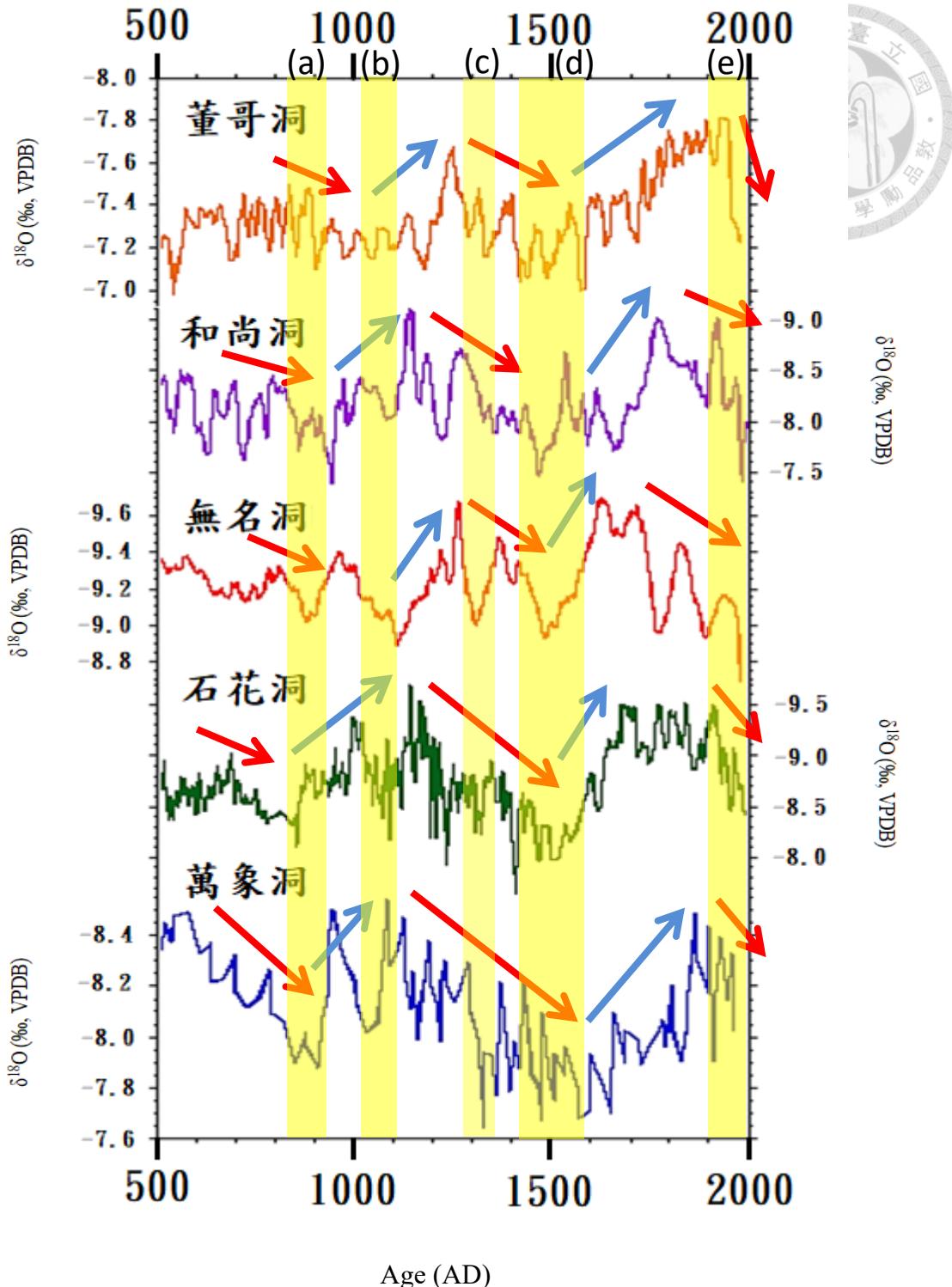


圖 5.6-1 各地區石筍氧同位素之對比，包含：董哥洞（橘線）、和尚洞（紫線）、無名洞（紅線）、石花洞（綠線）與萬象洞（藍線）。黃色區域代表無名洞石筍氧同位素偏重的時期；紅色箭頭代表氧同位素有逐漸偏重的趨勢（氣候漸乾）；藍色箭頭代表氧同位素有逐漸偏輕的趨勢（氣候漸濕）

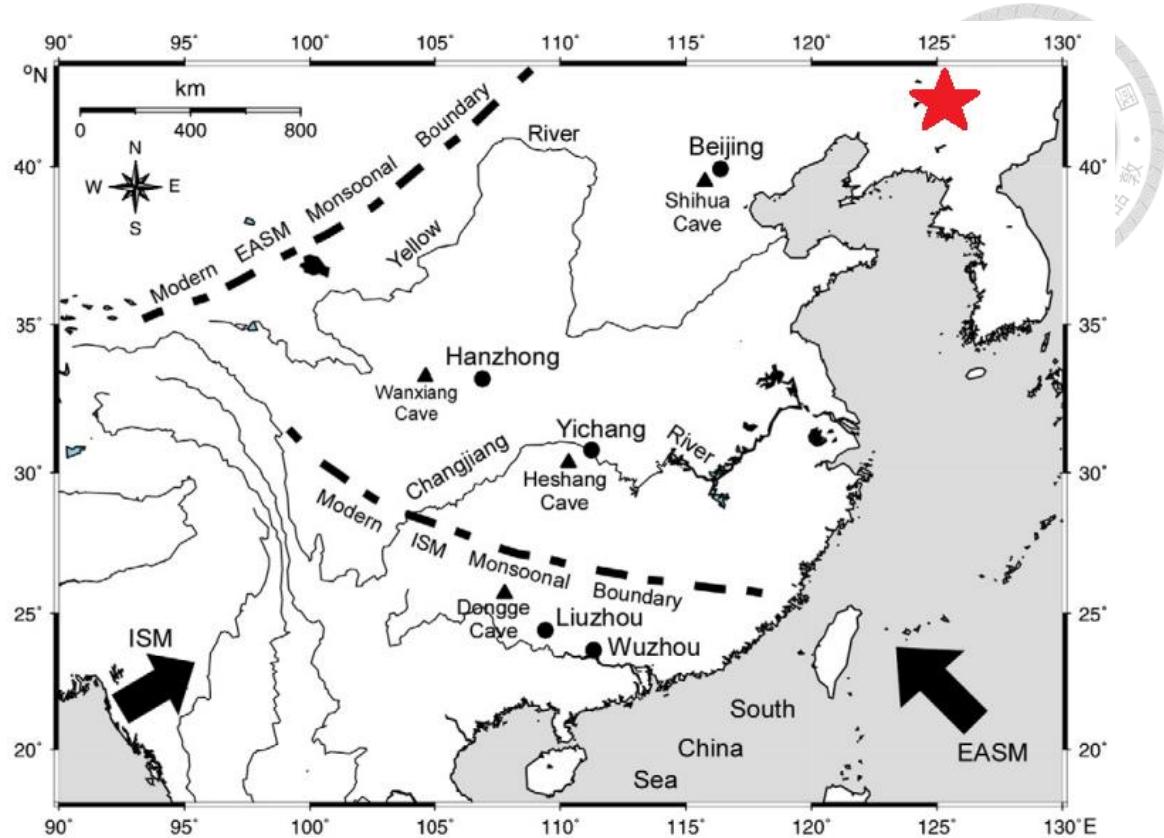


圖 5.6-2 董哥洞 (Dongge Cave)、和尚洞 (Heshang Cave)、無名洞 (本研究，
標示為紅色星星)、石花洞 (Shihua Cave) 和萬象洞 (Wanxiang Cave) 的地理位
置分布 (修改自 Wan et al., 2011)

5.7 S1S 碳同位素和氣候變化之關係



首先必須了解造成石筍 $\delta^{13}\text{C}$ 值變化的原因，經 Genty 等人 (2001) 統整共有五種可能因子：

1. C3/C4 植物的比例 (Smith and Epstein, 1971)：當該地植被以 C3 植物為主導時， $\delta^{13}\text{C}$ 值會偏輕，平均為-27‰；若以 C4 植物為主導時，則 $\delta^{13}\text{C}$ 值會偏重，平均為-13‰。
2. 土壤 CO_2 的濃度 (Smith and Epstein, 1971)，意即植被密度或生物量：當該地土壤 CO_2 的濃度上升，代表微生物活動較強烈、植被密度較高且生物量增加，將導致 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏輕；反之，若植被稀疏則 $\delta^{13}\text{C}$ 值會偏重。
3. 碳酸鹽基岩溶解系統的開放性 (Hendy, 1971)：碳酸鹽基岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值約在 0‰，而土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 依據上述兩點而異，其 $\delta^{13}\text{C}$ 明顯低於 0‰。所以在開放系統下代表碳酸鹽基岩的滲流水會和土壤 CO_2 交換， $\delta^{13}\text{C}$ 值主要受控於土壤 CO_2 ；另外，在封閉系統下代表碳酸鹽基岩的滲流水不會和土壤 CO_2 交換， $\delta^{13}\text{C}$ 值主要受控於碳酸鹽基岩的溶解，經他人研究開放系統會比封閉系統下的 $\delta^{13}\text{C}$ 低約 3‰。
4. 前期碳酸鈣的沉澱作用 (Baker et al., 1997)：指滲流水在岩層中遇到裂隙或孔隙，造成壓力突然下降有利於 CO_2 的脫氣作用，同時碳酸鈣發生前期沉澱，因此在石筍中被記錄到的 $\delta^{13}\text{C}$ 值會偏重。
5. 碳酸鈣的沉澱速率 (Turner, 1982)：Turner 於實驗室進行碳酸鈣沉澱試驗發現當碳酸鈣沉澱速率上升則 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏輕；反之，當沉澱速率下降則 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏重。但近期其他研究指出室內的模擬實驗可能與現地石筍生長時有很大的差異，因為當碳酸鈣沉澱速率過快，同位素將傾向動力學分餾， $\delta^{13}\text{C}$ 值應該會偏重，故此論點尚有待求證。

由上述五點可知，當洞穴碳酸鹽沉澱系統保持穩定，即：

1. 洞穴開放性不變：由上述討論已知，本研究的無名洞上覆碳酸鹽基岩處於幾

乎完全封閉的系統，且滲流水溶解碳酸鹽基岩程度一致並不再與土壤 CO_2 交換，導致由基岩溶解帶入相同程度的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏差，此點可由 S1S 的 AMS- ^{14}C 定年結果印證（死碳造成的年代變老程度在各深度近乎定值）。

2. 若滲流水路徑保持相同且碳酸鈣圍岩無新生裂隙，則多無前期碳酸鈣沉澱作用，或前期沉澱作用保持一致，而且前期碳酸鈣沉澱作用多發生於白雲岩圍岩中，在純碳酸鈣圍岩中較少發生（Baker et al., 1997）。
3. 碳酸鈣沉澱速率變化不大：由上述討論已知 S1S 的生長速率變化很小，故難以對不同深度的 $\delta^{13}\text{C}$ 值產生劇烈偏差。

過去的石筍研究多注重於討論 $\delta^{18}\text{O}$ 對氣候的反應，原因是中國季風區石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 可以直接繼承當時雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 信息，且該地區在百年尺度石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 變化主要因為雨量效應所致，故可以直接反映過去該地區的降水量，不容易受其他外在因素影響；另一方面，由於造成 $\delta^{13}\text{C}$ 變化的外在因素較多（如上述幾點），而且植被亦會受人類活動影響，在發育過程中可能也具時間延遲而無法立即反映當時的氣候環境，所以 $\delta^{13}\text{C}$ 對於還原古氣候相對於 $\delta^{18}\text{O}$ 是不具有那麼重要的主導性，但是造成 $\delta^{13}\text{C}$ 變化的外在因素較多，既是它的缺點同時也可作為它的優點，因為植被的發育可反映除了降水量外的一項重要資訊，那就是-「溫度」。由於東亞地區的石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受雨量效應影響，無法反映過去的溫度，然而植被的發育若排除人為開發，是同時由降水量和溫度主導，故本研究經由合適的推理排除其餘外來因素（包含洞穴開放程度、前期沉澱作用和碳酸鈣沉積速率等）對 $\delta^{13}\text{C}$ 的影響，認為 S1S 石筍中所記錄到的 $\delta^{13}\text{C}$ 趨勢主要是反映植被的變化，包含 C3/C4 植物的比例、植被密度及人類的開發，以下將對此地區植被的特徵做詳細討論：

本研究 S1S 石筍採集於通化市大安鎮，地處低海拔長白山西翼，海拔高度約為 500 公尺，其植被以針闊葉混交林為主，主要的樹種為代表針葉樹種的紅松，次要的樹種有代表闊葉樹種的樺、櫟、椴及水曲柳等（齊麟等，2009），而這些

植物都為木本植物，所以就屬 C3 植物。

一般而言，C3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏輕 (-22~-34‰, 平均為 -27‰) (Dorale, 1998)；而 C4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏重 (-9~-19‰, 平均為 -13‰)。在考慮碳酸鹽基岩與土壤 CO_2 的同位素平衡下，洞穴上覆植被以 C3 植物為主的洞穴沉積物其 $\delta^{13}\text{C}$ 約為 -9 ~-14‰；而以 C4 植被為主的洞穴沉積物其 $\delta^{13}\text{C}$ 約為 -4~-8‰。在 S1S 中 $\delta^{13}\text{C}$ 約介於 -6~-8‰，照上述推論長白山西翼地區是以 C4 植物為主導的，但實際情形此地的植物卻是以 C3 為主導的，代表 S1S 石筍中的碳不單是從土壤及植物中獲得，還會從滲流水溶解碳酸鹽基岩來獲得一些 $\delta^{13}\text{C}$ 較重的來源，這也同時呼應 S1S 含有一定的死碳比例 (DCF)，另一個原因可能是 S1S 上覆碳酸鹽基岩是封閉系統將導致 $\delta^{13}\text{C}$ 也偏重。由此可知，上述理論值還是會受實際碳的來源及分餾情形而定，故並非能以從石筍測得的 $\delta^{13}\text{C}$ 去推測過去當地植被是以 C3 或 C4 植物為主導，亦須考量現地野外調查的結果。

接下來討論其他研究對長白山區植被變化和氣候兩者的關係性。程肖俠&延曉冬 (2008) 利用大氣環流模型 ECHAM5-OM 和 HadCM3 預測長白山地區的植被變化指出：當氣候增暖的情境下，兩個模型模擬出來的結果都是該地生物量減少，原因是主要樹種紅松的減少，由此可知長白山地區的植被多是喜冷性的，一旦溫度上升便不利它們的生長；另外當氣候增濕的情境下，植被生物量模擬出來的結果是增加的，這很符合大多數植物喜歡水的性質，因此推測當地植被種類為喜濕冷性。

上述是由模型模擬的結果，接著從實際植物學角度作探討，探討的目標為長白山的主要樹種紅松。劉敏等人 (2018) 利用不同徑向長度的紅松對氣候變化的影響指出：小徑級紅松徑向生長與前一年生長季前期的季均最低氣溫呈顯著負相關，與上一年生長季末期的降水量和相對溼度呈顯著正相關；而大徑級紅松徑向生長與當年生長季的最高氣溫呈負相關，與相對溼度呈正相關。也就是說當多年 (十年尺度) 氣溫上升，最低氣溫和最高氣溫皆會增加，不論是小徑級或大徑級

的紅松皆不利生長；而降水量的增加則有利於紅松的生長。由此可知，不論利用模型做模擬或者實際植物生長觀察的結果，皆再次透漏長白山主要的植物種類（紅松等）是喜濕冷的環境。另外，適當的低溫也有助於打破種子休眠，促進種子萌發，稱為分層現象（Stratification）；也能促使某些物種開花，稱為春化作用（Vernalization）(Skordilis & Thanos, 1995)。

由上述觀點可初步做以下推論：當氣候為乾或熱的條件時，將使得主要樹種紅松等的減少，進一步導致總體生物量（biomass）下降，造成 $\delta^{13}\text{C}$ 於此時期明顯偏重；而若氣候為濕或冷的情形下，因為有利紅松的生長，植被密度上升，微生物活動強烈，土壤 CO_2 濃度增加，將造成 $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏輕；另外，又因為 C3 等木本植物相對於 C4 植物喜濕冷的環境，所以氣候為濕或冷將導致 C3/C4 比例上升，也將造成 $\delta^{13}\text{C}$ 偏輕的現象。接著，將比對 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線和其他氣候指標來探討上述推論是否正確且有無符合其他人相關的研究結果。

以下討論的對比加入三項降雨指標包含：(1) S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線、(2) 中國北方乾濕指數 (Dry-Wet Index in NC)、(3) 利用中國東北 11 個湖泊沉積物的花粉紀錄還原出過去 2000 年的降雨量 (pollen-based for annual mean precipitation, PANN) (Zheng et al.,2014; Li et al.,2015)；另外還有三項溫度變化指標包含：(1)花粉紀錄還原的溫度曲線 (North China Temperature Anomaly, TANN) (Zheng et al.,2014; Li et al.,2015)、(2)兩條北半球的溫度偏差曲線 (NH-TA-2、NH-TA-3) (Ljungqvist, 2010; Christiansen & Ljungqvist, 2012)。

由於花粉是植物的一部分，而 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線亦是反映植被變化，所以利用花粉紀錄所還原的古氣候紀錄是很適合且能直接拿來和石筍 $\delta^{13}\text{C}$ 做比對，且該研究 PANN 和 TANN 曲線的建立並非僅依賴少數幾個岩心的花粉紀錄，而是收集中國北方 11 個地區的結果，所以能增加該曲線的可信度，但是該篇研究依舊有年代建立上的誤差以及代表性令人存疑的情況，因此加入其他降雨和溫度指標予以輔之作為對比的依據，讓各條曲線經過交互對比後尋找其共通點，並做出



合理的解釋。由圖 5.7-1 可觀察到以下現象：

1. 若單一比對 $\delta^{13}\text{C}$ 和降水記錄便會發現當中有許多趨勢是難以相應的，這是因為植被發育不單是受降水亦受溫度和人類活動影響所致，所以必須同時考慮降水和溫度這兩個因素才能討論過去當地植被的變化。
2. 經過多條曲線相互對比後，本研究利用 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線將當地的植被發育情形劃分為以下幾個時期：
 - (a) AD 0~150： $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏輕，代表此時植被密度相對較高，且 C3/C4 植物比例上升，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄和 Pollen-based PANN 也指出該時期的雨量相對較多，推測此時期植被是受降雨量主導。
 - (b) AD 150~350： $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏重，代表此時植被相對稀疏，且 C3/C4 植物比例下降，對應到 Pollen-based PANN 約 AD 200 一個雨量極少的時期，而 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄在此時期亦顯示偏重，故此時期植被稀疏是受降雨量減少的影響。另外，可觀察到 $\delta^{13}\text{C}$ 的谷相對 Pollen-based PANN 的谷具時間延遲的現象（約 50 年），這或許指出植被的發育並不一定能夠立即性的反映氣候變化。此時間段大概對應到歐洲的羅馬暖期（Roman Warm Period, RWP, AD 150~400），Pollen-based TANN 和 NH-TA-2 也顯示該時期溫度相對較高，或可代表該時期較暖導致植被發育較差。
 - (c) AD 350~850： $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏輕，代表此時植被密度相對較高，且 C3/C4 植物比例上升，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄和 DWI-NC 在此時期顯示整體偏濕，但 Pollen-based PANN 却顯示在這段時期雨量的變化約在平均值上下震盪，整體並未顯得長期特別濕，不過溫度變化經由 Pollen-based TANN、NH-TA-2 和 NH-TA-3 三條紀錄皆顯示在整個時期是相當低的，這現象透露本時期植被密度增高不單僅受降雨量影響，長時間的低溫也是控制植被發育的重要因素之一。可注意的是，在約 AD 750~800 時有一個 $\delta^{13}\text{C}$ 更偏輕的情形，大致也對應到 PANN 和 DWI-NC 雨量較多及 TANN 和 NH-TA-2 溫度較低的峰值。AD

350~850 這個時間段大概是對應歐洲的黑暗冷期（Dark Ages Cold Period, DACP, AD 400~800），再次說明可能當時氣候偏冷導致當地植被發育良好。

(d) AD 850~1200： $\delta^{13}\text{C}$ 是整根石筍最偏重的時期，也是支撐當地植被喜濕冷性的重要依據之一， $\delta^{13}\text{C}$ 偏重代表當時植被非常稀疏，且 C3/C4 植物比例下降，剛好完美對應到 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄、PANN 和 DWI-NC 降雨非常少且 TANN、NH-TA-2 和 NH-TA-3 溫度非常高的時期，依時間段來看恰巧是中世紀暖期（Medieval Warm Period, MWP, AD 850~1150），故此時期植被稀疏是同時受低降雨量和高溫所主導。值得一提的是，劉若新等人（1996）研究指出 AD 850 ~1040 長白山火山的噴發是近兩千年來規模最大；另外，Machida 等人（1981, 1983）研究也提出長白山天池大爆發發生於西元十世紀左右，噴發物遠及日本北海道及九州島，相關研究也發現當時火山噴發的高溫熔漿將樹木烘烤、燃燒炭化形成的木炭，不禁讓人聯想到長白山的火山噴發歷史是否也是控制當地植被發育的重要因素之一，火山灰和凝灰岩等火山噴發物是否減低植物的呼吸和光合作用進而抑制植物的生長，但此論點尚有待更多研究證實。

(e) AD 1200~1600：相對於前個時期（MWP）， $\delta^{13}\text{C}$ 是整根石筍最偏輕的時間段，依照三條溫度紀錄來看，此時期的整體溫度相對較低，代表的是相對較濕冷的小冰期前期（early LIA），由 PANN 紀錄顯示該時間段的雨量是略高於平均值且在約 AD 1200 的雨量是近 2000 年來最高，而 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 AD 1200 ~1450 也顯示偏輕，故造成該時期植被較密且 C3/C4 植物比例上升的原因之一可能是較多的降雨量。但值得注意的是，在三條雨量紀錄中皆顯示在 AD 1500 左右中國北方有明顯偏乾的現象， $\delta^{13}\text{C}$ 在此時間段卻依舊偏輕，這可能是因為長期的低溫導致當地植被不易行蒸散作用，成功將珍貴而稀少的水分保持在植物的體內，使植物依舊能有效地生長。

(f) AD 1600~1950： $\delta^{13}\text{C}$ 從 AD 1600 到 1700 明顯偏重之後，從 AD 1700~1950 的 $\delta^{13}\text{C}$ 震盪幅度便非常小了，推測 AD 1600 時 $\delta^{13}\text{C}$ 偏重是由於人類開發樹

林或改變當地植物種類所致，而後期（AD 1700~1950）再由人類控制著當地植被的發育，不若 AD 1600 時那樣嚴重開發森林資源，造成植被密度變化不大，使 $\delta^{13}\text{C}$ 對氣候的變化相對不敏感。由 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄可知，該時期的氣候還是有所變化且具逐漸變乾的趨勢，而 $\delta^{13}\text{C}$ 整體偏重但變化卻很小，所以才推測是人類控制著當地植被的發育，本時期 $\delta^{13}\text{C}$ 普遍偏重的現象或可代表小冰期後期 (lately LIA) 相對乾冷的氣候。值得一提的是，史料紀載 (Fan et al., 2007) 最新一期長白山火山在 1597、1688 和 1702 年皆有噴發的歷史，剛好這三次的火山噴發時間都對應到 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 從 AD 1600 到 1700 明顯偏重的趨勢中，或許是火山活動導致植被發育不佳，和前述的 MWP 時期 $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏重現象相互呼應。

(g) AD 1950~現在： $\delta^{13}\text{C}$ 再次明顯偏重且震盪幅度非常劇烈，已超出先前植被只受溫度和降雨量的影響，推測可能原因有：

- (1) 人類在近 50 年來嚴重濫伐當地森林，或過度的開發導致水土流失，甚至是極端氣候的發生頻率增高，皆將使植被更易遭受破壞。
- (2) 主要植被的種類由原先的 C3 植物，因為人類的需求而轉種成經濟作物（如玉米或小米等屬於 C4 的植物）。
- (3) 同位素動力分餾的結果，由於此時期的 $\delta^{18}\text{O}$ 亦變得非常重，超越過去數千年來的合理範圍，故推測可能是人類進入洞穴，擾亂其空氣系統，造成 CO_2 快速逸氣作用，碳酸鈣沉積時的同位素未達到平衡分餾所致。

若將降雨量和溫度作整合討論便能得到一個隱藏資訊，那就是—「植物的有效吸水量」(Jackson et al., 1981 ; Murakami et al., 2000)。舉例來說：當氣候乾燥，植物能獲得的水分已經不多了，此時若再遭遇高溫環境，促使植物的蒸散作用強烈，將會非常不利於植物的生長，當然植被的密度就會變得很稀疏， $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏重，此例的代表時期即為 AD 850~1200 的中世紀暖期；另一方面，當氣候處於濕潤且溫度較低的情形下，這是最有利於植物水分的保存，導致植被密度相對較

高，可見 $\delta^{13}\text{C}$ 明顯偏輕。「植物的有效吸水量」這個觀念可以解釋為何有些時間段降雨量不多但 $\delta^{13}\text{C}$ 却偏輕的情形，這可能就歸因於當時氣候很冷，植物不易行蒸散作用的緣故(如 AD 350~850 黑暗冷期這段時期)。依照前人研究(Li et al., 2017)指出控制植物發育的主要因素還是降雨量，溫度因素相對是次要的，此論述亦符合本研究的討論結果— ^{18}O 和 $\delta^{13}\text{C}$ 大致呈正相關，代表植被變化和雨量息息相關。

另外，若只觀察 $\delta^{18}\text{O}$ 的趨勢變化不容易看出中世紀暖期和小冰期之間的氣候差異，原因是:S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄並不存在長期偏重或長期偏輕的現象，在 MWP 和 LIA 兩個時期之中都有數個 $\delta^{18}\text{O}$ 偏輕的峰或偏重的谷，這是因為這兩個時期之中都有太陽極小期的存在；但若直接觀察 $\delta^{13}\text{C}$ 的趨勢變化便能很輕易地了解到：在 MWP 的 $\delta^{13}\text{C}$ 普遍偏重，指示當時較暖的氣候環境，造成植被不易生長或 C4 植物所占比例增加；而在 LIA 的 $\delta^{13}\text{C}$ 則偏輕，指示當時較冷的氣候，造成植被較易生長或 C3 植物所占比例增加。 $\delta^{13}\text{C}$ 相對於 $\delta^{18}\text{O}$ 對環境變化更加敏感且劇烈於 MWP 和 LIA 的對比占有更大的優勢。

不過此部分的討論在某些時間段還是存在些許矛盾，如 AD 1400 到 1600 這段時間，花粉還原所得到的降雨量和溫度偏差大約都在平均值上下震盪，但 $\delta^{13}\text{C}$ 却整體偏輕而 $\delta^{18}\text{O}$ 有先偏重在偏輕的趨勢，這是可能是因為以下幾個因素所致：

1. 不論是 S1S 穩定同位素或其他指標在年代序列的建立都有可能出現定年上的誤差。
2. 植物也為生物的一種，生長過程可能受許多外在因素影響(如：火山活動等)，並非能夠輕易掌握其生長特性，故有本身具有難預測性。
3. S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線只能代表無名洞上覆植被的變化，只有區域性的代表；而其他指標資料收集的地理區域較廣，所以各項指標可能因地域上些微的不同而出現對比上的偏差。

- 
4. S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線是利用石筍作為材料，而 PANN 和 TANN 是基於湖泊沉積物的紀錄，NH-TA-2、NH-TA-3 和 DWI-NC 是基於歷史紀錄和現代器測或電腦模型還原，彼此在材料及重建的方法上存在基本的差異性。
 5. 在進行古氣候相關的研究上，並沒有單一材料指標或曲線變化能夠完美還原當地的古氣候特徵，所以才需要多項指標來相互印證。

總而言之，由以上討論可知，透過了解當地植被的種類及其生長習性，便有機會從石筍的 $\delta^{13}\text{C}$ 趨勢變化來還原過去的古氣候，不單只是降雨量，也包含溫度或人類活動等資訊，後二者是難以從東亞石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 變化得知，故石筍的 $\delta^{13}\text{C}$ 研究想必在未來也將更加蓬勃並對古氣候解釋佔有一席之位。

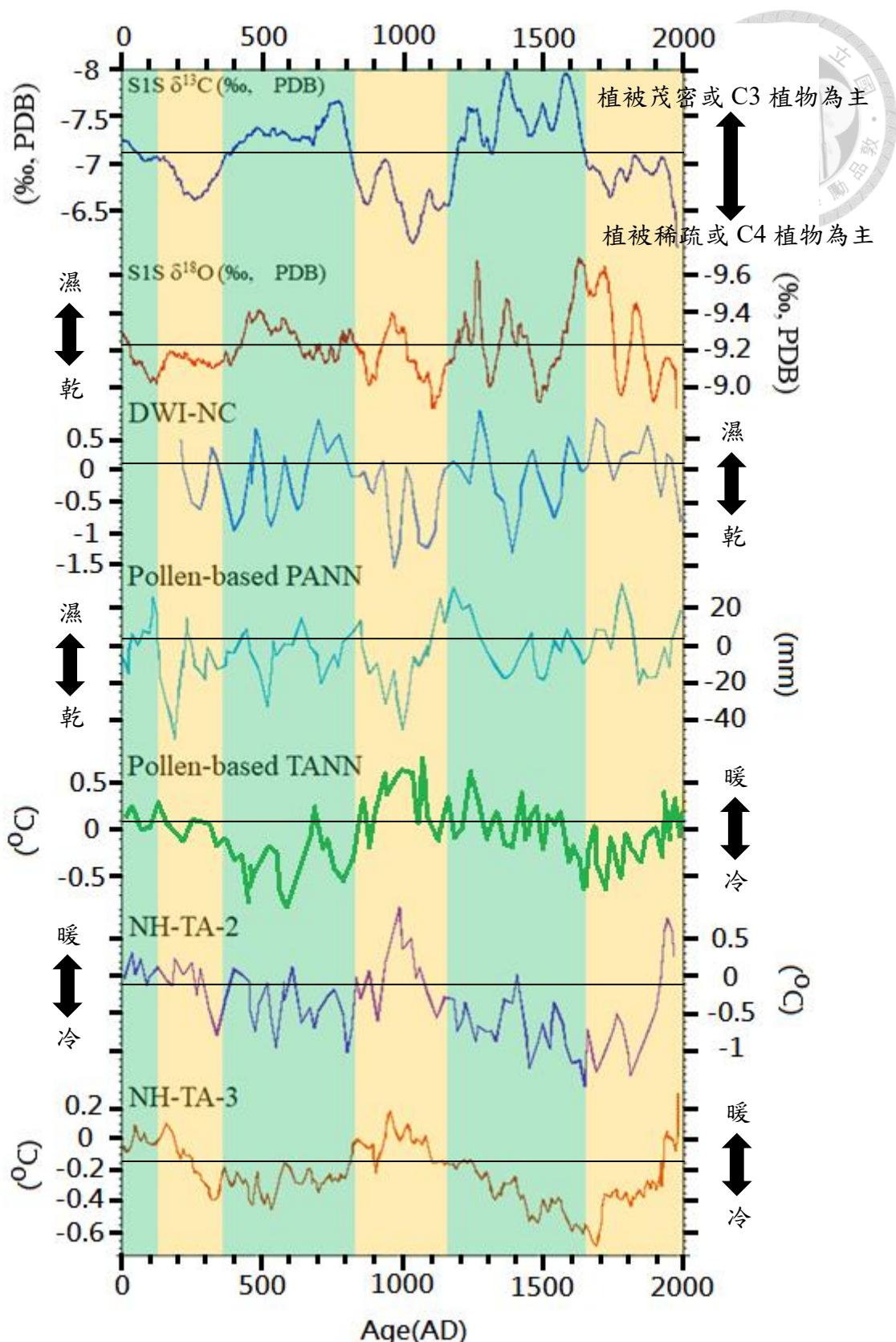


圖 5.7-1 S1S 穩定同位素與各項降雨量 (DWI-NC、PANN) 及溫度指標 (TANN、NH-TA-2、NH-TA-3) 之對比。(藍綠色區域代表植被茂盛或植被以 C3 植物為主；橘色區域代表植被稀疏或植被以 C4 植物為主)

第六章 結論

本研究經由對無名洞的石筍 (S1S) 進行定年以及穩定同位素分析的工作，得到以下數點結論：



1. 一般目前石筍的定年方式主要是利用鈾鉑定年法，但 S1S 由於鈾含量太少以及初始鉑含量過高的條件下，鈾鉑定年所得出的年代結果誤差過大，因此不能予以採用。
2. S1S 頂部 7.5mm 經由 ^{210}Pb 定年所表現的衰變趨勢可以告知 S1S 的頂部為近 150 年以內的沉積物，搭配現地觀察以及 AMS ^{14}C 定年的 S1S-0 顯示核爆碳的信號，這三點確定在採樣 (AD 2017) 時 S1S 還正在生長以此獲得一個年代的基準點。
3. S1S 的紋理、顏色以及生長軸變化很小，而且經由觀察深度對 12 個碳十四定年結果的 ^{14}C age 關係圖可知該線性方程式具有極高的相關性 ($R^2=0.983$)，代表 S1S 的碳酸鈣沉積速率變化不大 (大約是 0.0345 mm/a)，並以此速率做為回推整根石筍年代序列的依據。
4. S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 變化指示中國東北地區的降雨量變化，而且與太陽總輻照度 (TSI)、韓國乾指數、中國北方乾濕指數以及北京石花洞石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 紀錄皆能有良好的對比。在近 1500 年以來，S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 AD 820~920、1040~1120、1280~1350、1450~1570、1900~現在這幾個時期普遍偏重，或可代表當時中國東北地區氣候較乾燥。同時也指出當 TSI 較低時，東亞夏季風強度減弱，導致中國北方或韓國等地能獲得從西太平洋的水氣量減少，在同個時間該地區的石筍 $\delta^{18}\text{O}$ 因為受雨量效應控制而偏重，故太陽活動為驅動中國東北氣候變化的主要因子。
5. 對 S1S 的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線進行功率譜分析發現兩個顯著且可信的週期分別為：202 和 405 年，而對 $\delta^{13}\text{C}$ 曲線進行功率譜分析則可發現 154~162 和 215 年。其中可觀察到中國降水的準 150 年週期和太陽百年尺度活動的 210 年週期

(Suess cycle)，功率譜分析的結果再次證明 S1S 的石筍紀錄足以反映太陽活動以及中國降水變化的週期性。

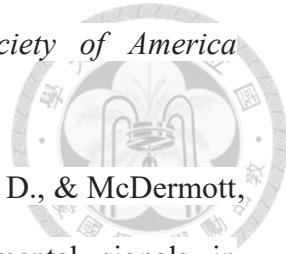
- 
6. 中國各地的石筍紀錄在近 1500 年來，氣候變化趨勢大致可分為：乾→濕→乾→濕→乾的循環變化，但是各地區氣候轉折的時間點並不一致，彼此可能存在百年左右的差異，而五個洞穴石筍的紀錄亦指示在 MWP 或 LIA 當中還是有 $\delta^{18}\text{O}$ 變重和變輕的趨勢，氣候並非是完全偏乾或偏濕的情形，所以中國各地的氣候不應只單純利用 MWP 和 LIA 兩個時間段作概括討論，應該更詳細討論這兩個時期當中的變化，做更高解析度的古氣候重建。
 7. S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 變化足以反映當地植被密度或種類 (C3/C4 比) 的改變，隱含了植物有效吸水量的資訊：當氣候較冷時，植物較不易行蒸散作用，水分能夠有效保存在植物體內，而且長白山地區的植被經他人研究也指出為喜濕冷性，因此當地氣候乾熱時(如中世紀暖期)，植被發育稀疏且 C3/C4 植物比下降，兩個因素皆導致 S1S 的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏重，反之亦然。值得注意的是，降雨量相對於溫度在控制當地植被上較具主導地位。

參考文獻

英文文獻：

- Baker, A., Ito, E., Smart, P. L., & McEwan, R. (1997). Elevated ^{13}C in speleothem and implications for palaeovegetation studies. *Chem. Geol.*, 136, 263-270.
- Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*, 6 (3), 457-474.
- Braun, H., Christl, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., ... & Kromer, B. (2005). Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature*, 438 (7065), 208.
- Christiansen, B., & Charpentier Ljungqvist, F. (2012). The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia : reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, 8 (2), 765-786.
- Dansgaard, W. (1953). The abundance of O^{18} in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5 (4), 461-469.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 (4), 436-468.
- Dansgaard, W., & Johnsen, S. J. (1973). CLAUSEN, HB, GUNDESTRUP, N. HAMMER, CU, JOHNSEN, S. F, KRISTINSDO~IR, PM & REEH, (1982), 1273-1277.
- Dorale, J. A., & Liu, Z. (2009). Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies*, 71 (1), 73-80.
- Dorale, J. A., Edwards, R. L., Ito, E., & Gonzalez, L. A. (1998). Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka : a speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, 282 (5395), 1871-1874.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A., & Urey, H. C. (1953). Revised

carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64 (11), 1315-1326.



Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., & McDermott, F. (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, 75 (1-4), 105-153.

Fan, Q. C., Sui, J. L., Wang, T. H., Li, N., & Sun, Q. (2007). History of volcanic activity, magma evolution and eruptive mechanisms of the Changbai volcanic province. *Geological Journal of China Universities*, 13 (2), 175-190.

Friedman, I. (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *Data of geochemistry*, KK1-KK12.

Genty, D., Baker, A., Massault, M., Proctor, C., Gilmour, M., Pons-Branchu, E., & Hamelin, B. (2001). Dead carbon in stalagmites : carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for ^{13}C variations in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (20), 3443-3457.

Hendy, C. H. (1971). The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 35 (8), 801-824.

Hendy, C. H., & Wilson, A. T. (1968). Palaeoclimatic data from speleothems. *Nature*, 219 (5149), 48.

Hoefs, J. (1987). *Stable Isotope Geochemistry*, Third Edition, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Hu, C., Henderson, G. M., Huang, J., Xie, S., Sun, Y., & Johnson, K. R. (2008). Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth and Planetary Science Letters*, 266 (3-4), 221-232.

Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., & Pinter, P. J. (1981). Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water resources research, 17*(4), 1133-1138.

Kim, G., & Choi, I. S. (1987). A preliminary study on long-term variation of unusual climate phenomena during the past 1000 years in Korea. *The Climate of China and Global Climate, 30*-37.

Koerner, R., & Russell, R. D. (1979) . $\delta^{18}\text{O}$ variations in snow on the Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences, 16* (7) , 1419-1427.

LeGrande, A. N., & Schmidt, G. A. (2006) . Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical research letters, 33* (12) .

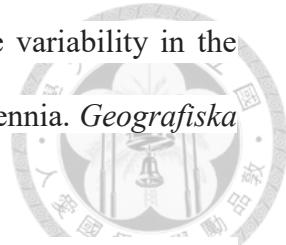
Li, H. C., Zhao, M., Tsai, C. H., Mii, H. S., Chang, Q., & Wei, K. Y. (2015). The first high-resolution stalagmite record from Taiwan : Climate and environmental changes during the past 1300 years. *Journal of Asian Earth Sciences, 114*, 574-587.

Li, J. Y., Li, H. C., Li, T. Y., Mii, H. S., Yu, T. L., Shen, C. C., & Xu, X. (2017) . High-resolution $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records of an AMS ^{14}C and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dated stalagmite from Xinya Cave in Chongqing : Climate and vegetation change during the late Holocene. *Quaternary International, 447*, 75-88.

Li, J., Dodson, J., Yan, H., Zhang, D. D., Zhang, X., Xu, Q., ... & Ni, J. (2017) . Quantifying climatic variability in monsoonal northern China over the last 2200 years and its role in driving Chinese dynastic changes. *Quaternary Science Reviews, 159*, 35-46.

Li, J., Xu, Q., Zheng, Z., Lu, H., Luo, Y., Li, Y., ... & Seppä, H. (2015) . Assessing the importance of climate variables for the spatial distribution of modern pollen data in China. *Quaternary research, 83* (2) , 287-297.

Ljungqvist, F. C. (2010) . A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 92 (3) , 339-351



Machida, H. (1981) . Two Korean tephras, Holocene markers in the Sea of Japan and the Japan Islands. *Kagaku*, 51, 562-569.

Machida, H., & Arai, F. (1983) . Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18 (1-4) , 151-164.

Murakami, Y., Tsuyama, M., Kobayashi, Y., Kodama, H., & Iba, K. (2000) . Trienoic fatty acids and plant tolerance of high temperature. *Science*, 287(5452), 476-479.

Oldfield, F., & Appleby, P. G. (1984) . Empirical testing of ^{210}Pb -dating models for lake sediments. In *Lake sediments and environmental history*.

Paulsen, D. E., Li, H. C., & Ku, T. L. (2003) . Climate variability in central China over the last 1270 years revealed by high-resolution stalagmite records. *Quaternary Science Reviews*, 22 (5-7) , 691-701.

Petit, J. R., White, J. W. C., Young, N. W., Jouzel, J., & Korotkevich, Y. S. (1991) . Deuterium excess in recent Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 96 (D3) , 5113-5122.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993) . Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 78, 1-36.

Skordilis, A., & Thanos, C. A. (1995) . Seed stratification and germination strategy in the Mediterranean pines *Pinus brutia* and *P. halepensis*. *Seed Science Research*, 5(3), 151-160.

Smith, B. N., & Epstein, S. (1971) . Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher

plants. *Plant physiology*, 47 (3) , 380-384.

Suess, H. E. (1980) . The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. *Radiocarbon*, 22 (2) , 200-209.

Turner, J. V. (1982) . Kinetic fractionation of carbon-13 during calcium carbonate precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46 (7) , 1183-1191.

Vieira, L. E. A., Solanki, S. K., Krivova, N. A., & Usoskin, I. (2011) . Evolution of the solar irradiance during the Holocene. *Astronomy & Astrophysics*, 531, A6.

Wan, N. J., Li, H. C., Liu, Z. Q., Yang, H. Y., Yuan, D. X., & Chen, Y. H. (2011) . Spatial variations of monsoonal rain in eastern China : Instrumental, historic and speleothem records. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40 (6) , 1139-1150.

Wang, B. (2002) . Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon. *Journal of Climate*, 15 (4) , 386-398.

Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. C., & Dorale, J. A. (2001) . A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *science*, 294 (5550) , 2345-2348.

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., He, Y., Kong, X., An, Z., ... & Li, X. (2005) . The Holocene Asian monsoon : links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308 (5723) , 854-857.

Weninger, B., & Jöris, O. (2008). A 14C age calibration curve for the last 60 ka: the Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia. *Journal of Human Evolution*, 55 (5) , 772-781.

Xu, X., Trumbore, S. E., Zheng, S., Sounthor, J. R., McDuffee, K. E., Luttgen, M., & Liu, J. C. (2007). Modifying a sealed tube zinc reduction method for preparation of AMS graphite targets : reducing background and attaining high



precision. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 259 (1) , 320-329.

Xuemei, S., & Xiangding, W. (1997). Reconstruction of climate change on Changbai Mountain, Northeast China using tree-ring data [J]. *Quaternary Sciences*, 1.

Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R. L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., ... & An, C. (2008) . A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year *Chinese cave record. science*, 322 (5903) , 940-942.

Zheng, J., Wang, W. C., Ge, Q., Man, Z., & Zhang, P. (2006) . Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. *TAO : Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 17 (3) , 579.

Zheng, Z., Wei, J., Huang, K., Xu, Q., Lu, H., Tarasov, P., ... & Zheng, Y. (2014) . East Asian pollen database : modern pollen distribution and its quantitative relationship with vegetation and climate. *Journal of biogeography*, 41 (10) , 1819-1832.

Zimmermann, U., Ehhalt, D., & Münnich, K. O. (1967) . Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. In *Isotopes in hydrology. Proceedings of a symposium*.

中文文献：

王松娜, 王旭龍, & 康樹剛. (2017). 中國東北末次冰期松原黃土的釋光測年及其古氣候意義初探. *地球環境學報*, 8(5), 397-406.

朱學穩, 汪訓一, & 朱德浩. (1998) . 桂林岩溶地貌與洞穴研究. 北京市：地質出版社.

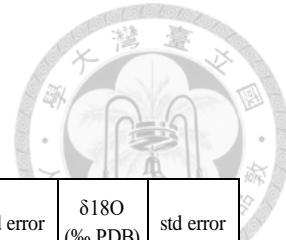
李紅春, 顧德隆, & 陳文寄. (1997) . 利用洞穴石筍的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 重建 3000a 以來北京地區古氣候和古環境-石花洞研究系列之三. *地震地質*, 19, 77-86.

胡泊, 張志森, 喬少博, & 龔志強. (2016). 1990 年代末東亞北部地區夏季水汽輸



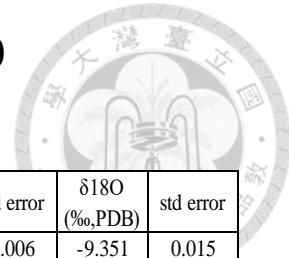
- 送年代際變化特徵及其影響機制. 大氣科學, 40(5), 933-945.
- 程肖俠, & 延曉冬. (2008). 氣候變化對中國東北主要森林類型的影響. 生態學報, 28 (2).
- 程勝高, 肖河, 黃庭, 周瑩, 胡忠霞, & 劉曉彤. (2014). 東北哈尼泥炭腐殖化度古氣候意義及區域對比. 地球科學與環境學報, 36(2), 92-102.
- 裘善文, 姜鵬, 李風華, 夏玉梅, 王曼華, & 汪佩芳. (1981). 中國東北晚冰期以來自然環境演變的初步探討. 地理學報, (3), 315-327.
- 齊麟, 代力民, 於大砲, 周莉, 趙福安, & 李憲洲. (2009). 採伐對長白山闊葉紅松林喬木競爭關係的影響. 安徽農業科學, 37 (27), 13317-13321.
- 劉若新, 魏海泉, 湯吉, 宋聖榮, 李曉東, 楊清福, ... & 王繼軍. (1996). 長白山天池火山研究進展.
- 劉敏, 毛子軍, 屬悅 & 夏志宇. (2018). 不同徑級紅松徑向生長對氣候變化的影響. 應用生態學報, 29 (11), 3530-3540.
- 衛克勤 & 林瑞芬. (1995). 內陸封閉湖泊自生碳酸鹽氧同位素剖面的古氣候意義. 博士論文
- 韓春風, 劉健 & 王志遠. (2016). 過去 2000 年亞洲夏季風降水百年尺度變化及其區域差異的模擬分析. 第四紀研究, 36 (3), 732-746.

附錄 S1S 穩定同位素結果 1-100



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error	Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-1	0.10	-5.722	0.003	-8.718	0.007	S1S-51	5.20	-6.897	0.007	-9.1	0.006
S1S-2	0.20	-5.393	0.004	-8.591	0.009	S1S-52	5.31	-6.927	0.005	-9.121	0.006
S1S-3	0.30	-5.23	0.005	-8.647	0.007	S1S-53	5.41	-6.91	0.004	-9.156	0.01
S1S-4	0.40	-5.018	0.003	-8.64	0.006	S1S-54	5.51	-6.96	0.006	-9.249	0.007
S1S-5	0.50	-5.841	0.006	-8.583	0.007	S1S-55	5.61	-6.972	0.004	-9.267	0.004
S1S-6	0.60	-5.612	0.002	-8.848	0.005	S1S-56	5.71	-6.986	0.004	-9.321	0.008
S1S-7	0.70	-5.589	0.003	-8.49	0.003	S1S-57	5.82	-7.032	0.007	-9.375	0.008
S1S-8	0.80	-5.418	0.006	-8.613	0.005	S1S-58	5.92	-6.988	0.01	-9.374	0.013
S1S-9	0.90	-5.403	0.002	-8.482	0.006	S1S-59	6.02	-7.071	0.005	-9.45	0.007
S1S-10	1.00	-5.735	0.003	-8.518	0.003	S1S-60	6.12	-7.013	0.005	-9.415	0.008
S1S-11	1.10	-6.298	0.007	-8.289	0.013	S1S-61	6.22	-7.081	0.005	-9.439	0.003
S1S-12	1.21	-5.196	0.007	-8.635	0.009	S1S-62	6.33	-7.045	0.005	-9.385	0.005
S1S-13	1.31	-6.168	0.003	-8.868	0.005	S1S-63	6.43	-7.098	0.007	-9.473	0.008
S1S-14	1.41	-6.308	0.004	-9.081	0.004	S1S-64	6.53	-7.057	0.008	-9.376	0.014
S1S-15	1.51	-6.564	0.006	-9.09	0.009	S1S-65	6.63	-7.177	0.006	-9.582	0.006
S1S-16	1.62	-6.435	0.005	-9.08	0.003	S1S-66	6.73	-7.032	0.006	-9.378	0.007
S1S-17	1.72	-6.604	0.007	-9.158	0.007	S1S-67	6.84	-7.051	0.004	-9.367	0.006
S1S-18	1.82	-6.556	0.003	-9.098	0.007	S1S-68	6.94	-7.011	0.007	-9.367	0.009
S1S-19	1.92	-6.576	0.004	-9.098	0.004	S1S-69	7.04	-7.014	0.003	-9.302	0.009
S1S-20	2.03	-6.508	0.001	-9.077	0.007	S1S-70	7.14	-6.897	0.004	-9.182	0.005
S1S-21	2.13	-6.736	0.004	-9.166	0.003	S1S-71	7.24	-6.889	0.007	-9.218	0.007
S1S-22	2.23	-6.828	0.007	-9.138	0.015	S1S-72	7.35	-6.828	0.006	-9.164	0.004
S1S-23	2.33	-6.909	0.004	-9.19	0.004	S1S-73	7.45	-6.777	0.004	-9.101	0.009
S1S-24	2.44	-6.878	0.003	-9.14	0.005	S1S-74	7.55	-6.852	0.003	-9.088	0.005
S1S-25	2.54	-6.869	0.002	-9.132	0.006	S1S-75	7.65	-6.733	0.004	-9.061	0.005
S1S-26	2.64	-6.972	0.003	-9.177	0.007	S1S-76	7.76	-6.828	0.003	-8.996	0.005
S1S-27	2.74	-7.011	0.006	-9.157	0.004	S1S-77	7.86	-6.883	0.008	-9.045	0.009
S1S-28	2.85	-7.056	0.004	-9.159	0.006	S1S-78	7.96	-6.93	0.006	-8.993	0.01
S1S-29	2.95	-7.035	0.005	-9.154	0.005	S1S-79	8.06	-6.921	0.004	-8.952	0.003
S1S-30	3.05	-7.056	0.006	-9.139	0.007	S1S-80	8.16	-6.922	0.004	-8.994	0.014
S1S-31	3.15	-7.101	0.005	-9.104	0.004	S1S-81	8.27	-6.963	0.007	-8.931	0.005
S1S-32	3.26	-7.034	0.006	-9.112	0.006	S1S-82	8.37	-6.971	0.005	-8.946	0.005
S1S-33	3.36	-7.039	0.004	-9.073	0.005	S1S-83	8.47	-6.942	0.004	-8.95	0.006
S1S-34	3.46	-7.087	0.003	-9.083	0.006	S1S-84	8.57	-6.856	0.003	-9.005	0.007
S1S-35	3.56	-7.022	0.008	-9.032	0.006	S1S-85	8.67	-6.969	0.009	-8.994	0.006
S1S-36	3.67	-6.968	0.007	-9.005	0.003	S1S-86	8.78	-6.9	0.005	-8.971	0.012
S1S-37	3.77	-6.963	0.005	-9.002	0.005	S1S-87	8.88	-6.832	0.006	-9.065	0.004
S1S-38	3.87	-6.938	0.005	-8.983	0.006	S1S-88	8.98	-6.798	0.005	-9.187	0.005
S1S-39	3.97	-6.951	0.005	-9.02	0.006	S1S-89	9.08	-6.736	0.008	-9.25	0.008
S1S-40	4.08	-6.885	0.009	-8.91	0.006	S1S-90	9.18	-6.706	0.006	-9.34	0.008
S1S-41	4.18	-6.877	0.003	-8.884	0.007	S1S-91	9.29	-6.696	0.006	-9.319	0.007
S1S-42	4.28	-6.879	0.005	-8.945	0.004	S1S-92	9.39	-6.629	0.004	-9.4	0.006
S1S-43	4.38	-6.891	0.006	-8.929	0.006	S1S-93	9.49	-6.616	0.005	-9.479	0.005
S1S-44	4.49	-6.852	0.007	-8.958	0.005	S1S-94	9.59	-6.632	0.004	-9.485	0.003
S1S-45	4.59	-6.882	0.006	-8.986	0.008	S1S-95	9.69	-6.638	0.004	-9.521	0.004
S1S-46	4.69	-6.924	0.004	-9.023	0.007	S1S-96	9.80	-6.664	0.003	-9.524	0.004
S1S-47	4.79	-6.85	0.006	-9.024	0.008	S1S-97	9.90	-6.708	0.002	-9.548	0.005
S1S-48	4.90	-6.904	0.003	-9.088	0.006	S1S-98	10.00	-6.728	0.007	-9.467	0.007
S1S-49	5.00	-6.983	0.006	-9.209	0.008	S1S-99	10.10	-6.827	0.006	-9.797	0.002
S1S-50	5.10	-6.931	0.007	-9.159	0.004	S1S-100	10.20	-6.743	0.006	-9.589	0.006

附錄 S1S 穩定同位素結果 101-200



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-101	10.30	-6.734	0.004	-9.561	0.008
S1S-102	10.40	-6.773	0.004	-9.648	0.009
S1S-103	10.50	-6.83	0.004	-9.632	0.004
S1S-104	10.60	-6.822	0.005	-9.587	0.008
S1S-105	10.70	-6.865	0.005	-9.593	0.008
S1S-106	10.80	-6.916	0.004	-9.633	0.005
S1S-107	10.90	-6.922	0.004	-9.585	0.003
S1S-108	11.00	-6.925	0.005	-9.561	0.007
S1S-109	11.10	-6.962	0.01	-9.669	0.011
S1S-110	11.20	-6.874	0.008	-9.468	0.004
S1S-111	11.30	-6.915	0.006	-9.518	0.007
S1S-112	11.40	-6.95	0.005	-9.517	0.009
S1S-113	11.50	-6.925	0.009	-9.529	0.011
S1S-114	11.60	-7.02	0.004	-9.459	0.022
S1S-115	11.70	-6.969	0.007	-9.431	0.014
S1S-116	11.80	-6.936	0.004	-9.496	0.006
S1S-117	11.90	-6.977	0.007	-9.537	0.009
S1S-118	12.00	-6.97	0.008	-9.583	0.01
S1S-119	12.10	-6.897	0.006	-9.494	0.006
S1S-120	12.20	-6.938	0.007	-9.492	0.009
S1S-121	12.30	-6.916	0.008	-9.513	0.004
S1S-122	12.40	-6.953	0.006	-9.468	0.016
S1S-123	12.50	-6.971	0.004	-9.496	0.004
S1S-124	12.60	-7.065	0.006	-9.616	0.008
S1S-125	12.70	-7.066	0.002	-9.604	0.008
S1S-126	12.80	-7.134	0.005	-9.643	0.006
S1S-127	12.90	-7.178	0.005	-9.678	0.009
S1S-128	13.00	-7.224	0.002	-9.719	0.004
S1S-129	13.10	-7.256	0.005	-9.642	0.004
S1S-130	13.20	-7.348	0.004	-9.67	0.007
S1S-131	13.30	-7.312	0.006	-9.693	0.008
S1S-132	13.40	-7.49	0.005	-9.666	0.006
S1S-133	13.50	-7.494	0.004	-9.644	0.01
S1S-134	13.60	-7.589	0.003	-9.787	0.013
S1S-135	13.70	-7.57	0.003	-9.611	0.003
S1S-136	13.80	-7.63	0.003	-9.645	0.007
S1S-137	13.90	-7.695	0.004	-9.548	0.004
S1S-138	14.00	-7.722	0.004	-9.547	0.004
S1S-139	14.10	-7.813	0.005	-9.513	0.009
S1S-140	14.20	-7.779	0.005	-9.427	0.005
S1S-141	14.30	-7.784	0.004	-9.446	0.015
S1S-142	14.40	-7.818	0.009	-9.433	0.009
S1S-143	14.50	-7.866	0.007	-9.414	0.012
S1S-144	14.60	-7.876	0.005	-9.382	0.008
S1S-145	14.70	-7.978	0.004	-9.554	0.012
S1S-146	14.80	-7.96	0.006	-9.31	0.005
S1S-147	14.90	-7.94	0.005	-9.321	0.008
S1S-148	15.00	-7.945	0.003	-9.269	0.005
S1S-149	15.10	-7.965	0.005	-9.285	0.009
S1S-150	15.20	-7.908	0.004	-9.263	0.011

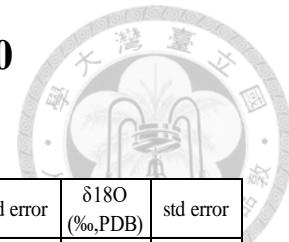
Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-151	15.31	-7.967	0.006	-9.351	0.015
S1S-152	15.41	-7.948	0.003	-9.311	0.009
S1S-153	15.51	-7.858	0.003	-9.281	0.007
S1S-154	15.61	-7.773	0.004	-9.107	0.005
S1S-155	15.71	-7.695	0.004	-9.117	0.006
S1S-156	15.82	-7.731	0.005	-9.186	0.007
S1S-157	15.92	-7.672	0.005	-9.164	0.01
S1S-158	16.02	-7.529	0.003	-9.151	0.008
S1S-159	16.12	-7.539	0.004	-9.185	0.008
S1S-160	16.22	-7.495	0.004	-9.101	0.005
S1S-161	16.33	-7.424	0.005	-9.151	0.006
S1S-162	16.43	-7.472	0.006	-9.181	0.008
S1S-163	16.53	-7.34	0.004	-9.094	0.003
S1S-164	16.63	-7.328	0.005	-9.074	0.005
S1S-165	16.73	-7.345	0.004	-9.14	0.004
S1S-166	16.84	-7.302	0.004	-9.079	0.003
S1S-167	16.94	-7.433	0.002	-9.169	0.003
S1S-168	17.04	-7.401	0.004	-9.115	0.005
S1S-169	17.14	-7.405	0.008	-8.971	0.005
S1S-170	17.24	-7.465	0.003	-9.016	0.008
S1S-171	17.35	-7.461	0.006	-8.97	0.003
S1S-172	17.45	-7.512	0.005	-8.964	0.004
S1S-173	17.55	-7.511	0.008	-8.99	0.004
S1S-174	17.65	-7.563	0.004	-9.021	0.008
S1S-175	17.76	-7.617	0.003	-9.037	0.004
S1S-176	17.86	-7.696	0.003	-9.025	0.006
S1S-177	17.96	-7.626	0.005	-8.991	0.013
S1S-178	18.06	-7.634	0.004	-8.936	0.007
S1S-179	18.16	-7.631	0.006	-8.942	0.007
S1S-180	18.27	-7.461	0.003	-8.869	0.005
S1S-181	18.37	-7.56	0.006	-8.938	0.006
S1S-182	18.47	-7.4	0.003	-8.94	0.004
S1S-183	18.57	-7.419	0.004	-8.931	0.006
S1S-184	18.67	-7.449	0.003	-8.987	0.005
S1S-185	18.78	-7.348	0.005	-9.004	0.003
S1S-186	18.88	-7.408	0.003	-9.099	0.01
S1S-187	18.98	-7.316	0.007	-9.113	0.008
S1S-188	19.08	-7.216	0.004	-9.135	0.007
S1S-189	19.18	-7.353	0.005	-9.109	0.007
S1S-190	19.29	-7.297	0.003	-9.124	0.005
S1S-191	19.39	-7.281	0.003	-9.129	0.005
S1S-192	19.49	-7.359	0.002	-9.265	0.005
S1S-193	19.59	-7.23	0.004	-9.151	0.008
S1S-194	19.69	-7.308	0.003	-9.272	0.003
S1S-195	19.80	-7.274	0.004	-9.246	0.007
S1S-196	19.90	-7.368	0.004	-9.245	0.007
S1S-197	20.00	-7.53	0.003	-9.27	0.003
S1S-198	20.10	-7.536	0.005	-9.36	0.01
S1S-199	20.20	-7.45	0.002	-9.232	0.005
S1S-200	20.29	-7.48	0.006	-9.229	0.004

附錄 S1S 穩定同位素結果 201-300

Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-201	20.39	-7.511	0.003	-9.294	0.007
S1S-202	20.49	-7.516	0.004	-9.235	0.009
S1S-203	20.59	-7.579	0.003	-9.421	0.007
S1S-204	20.69	-7.674	0.006	-9.491	0.013
S1S-205	20.78	-7.588	0.004	-9.276	0.006
S1S-206	20.88	-7.51	0.005	-9.195	0.004
S1S-207	20.98	-7.577	0.005	-9.253	0.005
S1S-208	21.08	-7.559	0.005	-9.23	0.006
S1S-209	21.18	-7.567	0.005	-9.19	0.008
S1S-210	21.27	-7.633	0.004	-9.25	0.008
S1S-211	21.37	-7.684	0.003	-9.263	0.004
S1S-212	21.47	-7.745	0.004	-9.292	0.01
S1S-213	21.57	-7.661	0.009	-9.284	0.009
S1S-214	21.67	-7.73	0.007	-9.29	0.004
S1S-215	21.76	-7.762	0.006	-9.31	0.006
S1S-216	21.86	-7.863	0.006	-9.347	0.005
S1S-217	21.96	-8.007	0.004	-9.614	0.003
S1S-218	22.06	-7.955	0.004	-9.427	0.005
S1S-219	22.16	-7.94	0.004	-9.384	0.006
S1S-220	22.25	-7.978	0.005	-9.485	0.008
S1S-221	22.35	-7.967	0.003	-9.431	0.006
S1S-222	22.45	-8.011	0.002	-9.629	0.007
S1S-223	22.55	-7.977	0.007	-9.426	0.008
S1S-224	22.65	-7.825	0.004	-9.294	0.007
S1S-225	22.75	-7.766	0.003	-9.326	0.008
S1S-226	22.84	-7.816	0.008	-9.36	0.01
S1S-227	22.94	-7.738	0.002	-9.288	0.006
S1S-228	23.04	-7.814	0.006	-9.343	0.004
S1S-229	23.14	-7.704	0.002	-9.268	0.006
S1S-230	23.24	-7.502	0.003	-9.124	0.005
S1S-231	23.33	-7.571	0.004	-9.232	0.006
S1S-232	23.43	-7.435	0.004	-9.193	0.006
S1S-233	23.53	-7.519	0.003	-9.206	0.009
S1S-234	23.63	-7.222	0.002	-9.116	0.007
S1S-235	23.73	-7.281	0.002	-9.118	0.004
S1S-236	23.82	-7.193	0.003	-9.098	0.006
S1S-237	23.92	-7.115	0.003	-9.03	0.005
S1S-238	24.02	-7.265	0.004	-9.138	0.005
S1S-239	24.12	-7.037	0.003	-9.022	0.005
S1S-240	24.22	-6.945	0.005	-8.981	0.009
S1S-241	24.31	-7.163	0.001	-8.934	0.004
S1S-242	24.41	-7.25	0.004	-9.001	0.007
S1S-243	24.51	-7.219	0.005	-9.071	0.009
S1S-244	24.61	-7.355	0.002	-9.033	0.005
S1S-245	24.71	-7.278	0.003	-9.105	0.006
S1S-246	24.80	-7.225	0.003	-9.182	0.005
S1S-247	24.90	-7.282	0.003	-9.172	0.005
S1S-248	25.00	-7.118	0.004	-9.154	0.006
S1S-249	25.10	-7.211	0.004	-9.197	0.006
S1S-250	25.20	-7.094	0.003	-9.177	0.01

Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-251	25.30	-7.244	0.005	-9.212	0.007
S1S-252	25.40	-7.317	0.003	-9.311	0.006
S1S-253	25.50	-7.354	0.003	-9.383	0.008
S1S-254	25.60	-7.315	0.005	-9.51	0.008
S1S-255	25.70	-7.402	0.003	-9.457	0.007
S1S-256	25.80	-7.647	0.005	-9.69	0.004
S1S-257	25.90	-7.687	0.007	-9.848	0.008
S1S-258	26.00	-7.585	0.002	-9.706	0.006
S1S-259	26.10	-7.543	0.003	-9.642	0.005
S1S-260	26.20	-7.373	0.003	-9.304	0.005
S1S-261	26.30	-7.578	0.002	-9.353	0.005
S1S-262	26.40	-7.721	0.002	-9.372	0.007
S1S-263	26.50	-7.556	0.006	-9.209	0.011
S1S-264	26.60	-7.505	0.003	-9.176	0.005
S1S-265	26.70	-7.532	0.003	-9.244	0.005
S1S-266	26.80	-7.594	0.002	-9.179	0.008
S1S-267	26.90	-7.535	0.003	-9.343	0.007
S1S-268	27.00	-7.642	0.003	-9.272	0.009
S1S-269	27.10	-7.659	0.006	-9.248	0.014
S1S-270	27.20	-7.481	0.003	-9.576	0.004
S1S-271	27.30	-7.095	0.002	-9.276	0.007
S1S-272	27.40	-7.151	0.004	-9.254	0.006
S1S-273	27.50	-7.296	0.006	-9.483	0.008
S1S-274	27.60	-7.32	0.005	-9.413	0.004
S1S-275	27.70	-7.342	0.001	-9.517	0.006
S1S-276	27.80	-7.184	0.003	-9.328	0.007
S1S-277	27.90	-7.208	0.002	-9.39	0.009
S1S-278	28.00	-7.355	0.001	-9.634	0.006
S1S-279	28.11	-7.328	0.004	-9.463	0.008
S1S-280	28.21	-7.148	0.001	-9.346	0.004
S1S-281	28.32	-7.151	0.003	-9.504	0.011
S1S-282	28.42	-7.187	0.001	-9.602	0.009
S1S-283	28.53	-6.998	0.004	-9.367	0.01
S1S-284	28.63	-6.925	0.009	-9.381	0.016
S1S-285	28.74	-6.947	0.004	-9.354	0.01
S1S-286	28.84	-6.815	0.002	-9.348	0.004
S1S-287	28.95	-6.751	0.005	-9.329	0.007
S1S-288	29.05	-6.701	0.003	-9.169	0.005
S1S-289	29.16	-6.601	0.003	-9.344	0.005
S1S-290	29.26	-6.619	0.002	-9.341	0.01
S1S-291	29.37	-6.559	0.002	-9.262	0.007
S1S-292	29.47	-6.553	0.002	-9.407	0.007
S1S-293	29.58	-6.5	0.003	-9.315	0.004
S1S-294	29.68	-6.533	0.003	-9.323	0.008
S1S-295	29.79	-6.586	0.002	-9.289	0.005
S1S-296	29.89	-6.587	0.002	-9.313	0.009
S1S-297	30.00	-6.632	0.003	-9.346	0.005
S1S-298	30.10	-6.551	0.005	-9.209	0.002
S1S-299	30.20	-6.515	0.003	-9.227	0.004
S1S-300	30.31	-6.502	0.003	-9.245	0.007

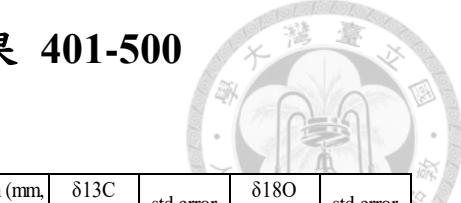
附錄 S1S 穩定同位素結果 301-400



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
SIS-301	30.41	-6.531	0.003	-9.223	0.006
SIS-302	30.51	-6.54	0.003	-9.168	0.007
SIS-303	30.61	-6.541	0.005	-9.128	0.006
SIS-304	30.71	-6.468	0.003	-9.159	0.005
SIS-305	30.82	-6.433	0.005	-9.094	0.009
SIS-306	30.92	-6.519	0.005	-9.201	0.008
SIS-307	31.02	-6.59	0.002	-9.186	0.006
SIS-308	31.12	-6.502	0.004	-9.137	0.007
SIS-309	31.22	-6.502	0.001	-9.02	0.003
SIS-310	31.33	-6.576	0.004	-9.124	0.007
SIS-311	31.43	-6.552	0.003	-9.083	0.01
SIS-312	31.53	-6.78	0.004	-9.168	0.008
SIS-313	31.63	-6.739	0.003	-9.168	0.005
SIS-314	31.73	-6.767	0.006	-9.366	0.006
SIS-315	31.84	-6.717	0.003	-9.271	0.004
SIS-316	31.94	-6.606	0.005	-9.174	0.01
SIS-317	32.04	-6.735	0.002	-9.248	0.008
SIS-318	32.14	-6.656	0.005	-9.351	0.006
SIS-319	32.24	-6.619	0.002	-9.281	0.006
SIS-320	32.35	-6.589	0.002	-9.209	0.006
SIS-321	32.45	-6.436	0.004	-9.172	0.003
SIS-322	32.55	-6.553	0.005	-9.251	0.007
SIS-323	32.65	-6.498	0.003	-9.259	0.009
SIS-324	32.76	-6.357	0.002	-9.258	0.005
SIS-325	32.86	-6.412	0.009	-9.194	0.005
SIS-326	32.96	-6.368	0.003	-9.303	0.007
SIS-327	33.06	-6.195	0.003	-9.277	0.006
SIS-328	33.16	-6.289	0.004	-9.19	0.005
SIS-329	33.27	-6.262	0.006	-9.254	0.01
SIS-330	33.37	-6.19	0.005	-9.382	0.004
SIS-331	33.47	-6.195	0.006	-9.32	0.003
SIS-332	33.57	-6.166	0.005	-9.183	0.005
SIS-333	33.67	-6.209	0.005	-9.361	0.007
SIS-334	33.78	-6.133	0.002	-9.297	0.005
SIS-335	33.88	-6.117	0.004	-9.312	0.008
SIS-336	33.98	-6.132	0.005	-9.331	0.01
SIS-337	34.08	-6.201	0.003	-9.43	0.002
SIS-338	34.18	-6.205	0.008	-9.342	0.012
SIS-339	34.29	-6.198	0.003	-9.056	0.005
SIS-340	34.39	-6.228	0.004	-9.15	0.015
SIS-341	34.49	-6.307	0.004	-9.12	0.006
SIS-342	34.59	-6.341	0.004	-9.29	0.006
SIS-343	34.69	-6.374	0.006	-9.227	0.012
SIS-344	34.80	-6.448	0.006	-9.426	0.006
SIS-345	34.90	-6.411	0.007	-9.283	0.015
SIS-346	35.00	-6.396	0.004	-9.246	0.003
SIS-347	35.10	-6.592	0.006	-9.393	0.012
SIS-348	35.21	-6.604	0.005	-9.273	0.019
SIS-349	35.31	-6.526	0.004	-9.271	0.013
SIS-350	35.42	-6.617	0.006	-9.388	0.009

Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
SIS-351	35.52	-6.602	0.006	-9.285	0.008
SIS-352	35.63	-6.577	0.004	-9.262	0.004
SIS-353	35.73	-6.58	0.005	-9.226	0.005
SIS-354	35.83	-6.601	0.004	-9.324	0.005
SIS-355	35.94	-6.742	0.003	-9.415	0.005
SIS-356	36.04	-6.685	0.004	-9.337	0.005
SIS-357	36.15	-6.745	0.005	-9.401	0.003
SIS-358	36.25	-6.768	0.002	-9.393	0.009
SIS-359	36.35	-6.807	0.005	-9.398	0.009
SIS-360	36.46	-6.862	0.009	-9.447	0.02
SIS-361	36.56	-6.931	0.002	-9.356	0.004
SIS-362	36.67	-6.919	0.005	-9.359	0.003
SIS-363	36.77	-6.99	0.003	-9.286	0.005
SIS-364	36.88	-6.973	0.003	-9.352	0.006
SIS-365	36.98	-7.095	0.008	-9.298	0.02
SIS-366	37.08	-7.086	0.006	-9.278	0.007
SIS-367	37.19	-6.989	0.002	-9.256	0.007
SIS-368	37.29	-7.017	0.005	-9.257	0.004
SIS-369	37.40	-7.005	0.006	-9.304	0.013
SIS-370	37.50	-7.055	0.005	-9.215	0.002
SIS-371	37.60	-6.952	0.003	-9.198	0.006
SIS-372	37.71	-7.03	0.006	-9.227	0.011
SIS-373	37.81	-6.962	0.003	-9.165	0.004
SIS-374	37.92	-6.926	0.003	-9.156	0.004
SIS-375	38.02	-6.892	0.004	-9.293	0.005
SIS-376	38.13	-6.973	0.005	-9.126	0.007
SIS-377	38.23	-6.862	0.003	-9.047	0.004
SIS-378	38.33	-6.891	0.003	-9.065	0.007
SIS-379	38.44	-6.803	0.003	-9.013	0.004
SIS-380	38.54	-6.832	0.002	-8.977	0.004
SIS-381	38.65	-6.748	0.008	-9.095	0.012
SIS-382	38.75	-6.688	0.005	-9.14	0.009
SIS-383	38.85	-6.675	0.005	-9.041	0.007
SIS-384	38.96	-6.743	0.001	-9.073	0.007
SIS-385	39.06	-6.54	0.004	-8.991	0.008
SIS-386	39.17	-6.656	0.005	-8.965	0.009
SIS-387	39.27	-6.534	0.002	-9.049	0.006
SIS-388	39.38	-6.54	0.002	-8.99	0.008
SIS-389	39.48	-6.555	0.007	-9.103	0.011
SIS-390	39.58	-6.622	0.003	-9.123	0.012
SIS-391	39.69	-6.572	0.004	-9.103	0.007
SIS-392	39.79	-6.646	0.005	-9.237	0.006
SIS-393	39.90	-6.485	0.007	-9.077	0.01
SIS-394	40.00	-6.661	0.006	-9.225	0.004
SIS-395	40.10	-6.794	0.004	-9.308	0.008
SIS-396	40.20	-6.653	0.003	-9.131	0.003
SIS-397	40.30	-6.67	0.003	-9.183	0.006
SIS-398	40.40	-6.741	0.004	-9.127	0.004
SIS-399	40.50	-6.877	0.005	-9.299	0.005
SIS-400	40.60	-6.718	0.004	-9.155	0.007

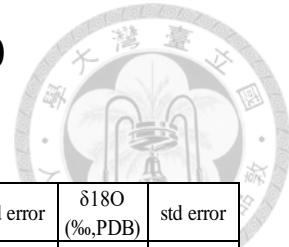
附錄 S1S 穩定同位素結果 401-500



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-401	40.70	-6.863	0.006	-9.241	0.006
S1S-402	40.80	-6.853	0.003	-9.236	0.006
S1S-403	40.90	-6.894	0.002	-9.209	0.007
S1S-404	41.00	-6.886	0.002	-9.246	0.005
S1S-405	41.10	-6.951	0.003	-9.244	0.002
S1S-406	41.20	-7.132	0.003	-9.285	0.005
S1S-407	41.30	-7.108	0.005	-9.314	0.01
S1S-408	41.40	-7.024	0.003	-9.347	0.006
S1S-409	41.50	-7.17	0.003	-9.185	0.012
S1S-410	41.60	-7.236	0.004	-9.306	0.011
S1S-411	41.70	-7.198	0.004	-9.227	0.004
S1S-412	41.80	-7.36	0.005	-9.398	0.005
S1S-413	41.90	-7.231	0.004	-9.17	0.007
S1S-414	42.00	-7.291	0.004	-9.179	0.006
S1S-415	42.10	-7.389	0.002	-9.212	0.007
S1S-416	42.20	-7.553	0.004	-9.426	0.007
S1S-417	42.30	-7.435	0.003	-9.191	0.003
S1S-418	42.40	-7.526	0.003	-9.191	0.006
S1S-419	42.50	-7.66	0.003	-9.41	0.008
S1S-420	42.60	-7.588	0.004	-9.309	0.006
S1S-421	42.70	-7.64	0.002	-9.188	0.003
S1S-422	42.80	-7.711	0.001	-9.266	0.006
S1S-423	42.90	-7.639	0.005	-9.166	0.003
S1S-424	43.00	-7.688	0.002	-9.196	0.005
S1S-425	43.10	-7.664	0.004	-9.152	0.007
S1S-426	43.20	-7.589	0.004	-9.063	0.006
S1S-427	43.30	-7.687	0.004	-9.172	0.009
S1S-428	43.40	-7.666	0.003	-9.168	0.008
S1S-429	43.50	-7.652	0.004	-9.137	0.007
S1S-430	43.60	-7.578	0.003	-9.159	0.005
S1S-431	43.70	-7.653	0.003	-9.225	0.01
S1S-432	43.80	-7.678	0.003	-9.325	0.007
S1S-433	43.90	-7.62	0.002	-9.184	0.006
S1S-434	44.00	-7.634	0.002	-9.187	0.003
S1S-435	44.10	-7.609	0.004	-9.199	0.006
S1S-436	44.20	-7.573	0.004	-9.108	0.006
S1S-437	44.30	-7.581	0.002	-9.202	0.011
S1S-438	44.40	-7.451	0.003	-9.062	0.004
S1S-439	44.50	-7.298	0.004	-9.107	0.011
S1S-440	44.60	-7.677	0.005	-9.195	0.004
S1S-441	44.70	-7.493	0.005	-9.137	0.007
S1S-442	44.80	-7.453	0.003	-9.151	0.004
S1S-443	44.90	-7.341	0.004	-9.112	0.004
S1S-444	45.00	-7.5	0.005	-9.164	0.008
S1S-445	45.10	-7.511	0.008	-9.335	0.009
S1S-446	45.20	-7.287	0.002	-9.125	0.004
S1S-447	45.31	-7.273	0.004	-9.17	0.008
S1S-448	45.41	-7.412	0.003	-9.338	0.003
S1S-449	45.51	-7.485	0.002	-9.176	0.004
S1S-450	45.61	-7.354	0.005	-9.199	0.008

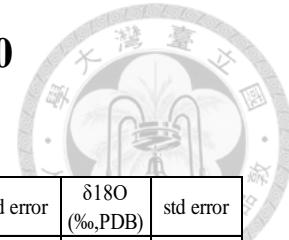
Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-451	45.71	-7.483	0.003	-9.237	0.016
S1S-452	45.82	-7.247	0.007	-9.175	0.006
S1S-453	45.92	-7.14	0.003	-9.153	0.004
S1S-454	46.02	-7.167	0.003	-9.135	0.004
S1S-455	46.12	-7.191	0.002	-9.131	0.003
S1S-456	46.22	-7.223	0.005	-9.146	0.008
S1S-457	46.33	-7.251	0.004	-9.18	0.005
S1S-458	46.43	-7.251	0.005	-9.2	0.006
S1S-459	46.53	-7.285	0.003	-9.183	0.003
S1S-460	46.63	-7.27	0.003	-9.145	0.004
S1S-461	46.73	-7.35	0.004	-9.283	0.005
S1S-462	46.84	-7.244	0.003	-9.128	0.004
S1S-463	46.94	-7.246	0.004	-9.157	0.007
S1S-464	47.04	-7.208	0.005	-9.165	0.003
S1S-465	47.14	-7.35	0.003	-9.18	0.006
S1S-466	47.24	-7.318	0.003	-9.156	0.01
S1S-467	47.35	-7.258	0.002	-9.178	0.003
S1S-468	47.45	-7.283	0.004	-9.19	0.004
S1S-469	47.55	-7.239	0.003	-9.155	0.004
S1S-470	47.65	-7.239	0.006	-9.29	0.008
S1S-471	47.76	-7.262	0.002	-9.246	0.007
S1S-472	47.86	-7.231	0.004	-9.203	0.008
S1S-473	47.96	-7.231	0.004	-9.231	0.003
S1S-474	48.06	-7.283	0.003	-9.274	0.003
S1S-475	48.16	-7.255	0.007	-9.292	0.017
S1S-476	48.27	-7.229	0.003	-9.299	0.006
S1S-477	48.37	-7.281	0.004	-9.296	0.011
S1S-478	48.47	-7.301	0.004	-9.321	0.004
S1S-479	48.57	-7.184	0.007	-9.256	0.009
S1S-480	48.67	-7.244	0.004	-9.329	0.004
S1S-481	48.78	-7.27	0.005	-9.268	0.006
S1S-482	48.88	-7.283	0.005	-9.266	0.005
S1S-483	48.98	-7.321	0.002	-9.32	0.005
S1S-484	49.08	-7.29	0.006	-9.314	0.005
S1S-485	49.18	-7.302	0.002	-9.306	0.008
S1S-486	49.29	-7.322	0.006	-9.404	0.005
S1S-487	49.39	-7.313	0.004	-9.34	0.005
S1S-488	49.49	-7.294	0.002	-9.313	0.005
S1S-489	49.59	-7.313	0.003	-9.329	0.007
S1S-490	49.69	-7.37	0.002	-9.434	0.009
S1S-491	49.80	-7.345	0.005	-9.446	0.006
S1S-492	49.90	-7.314	0.003	-9.3	0.007
S1S-493	50.00	-7.368	0.006	-9.339	0.009
S1S-494	50.10	-7.304	0.004	-9.33	0.007
S1S-495	50.20	-7.318	0.005	-9.257	0.007
S1S-496	50.31	-7.285	0.002	-9.304	0.004
S1S-497	50.41	-7.307	0.006	-9.301	0.006
S1S-498	50.51	-7.333	0.003	-9.33	0.004
S1S-499	50.61	-7.269	0.002	-9.305	0.006
S1S-500	50.71	-7.34	0.004	-9.278	0.002

附錄 S1S 穩定同位素結果 501-600



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-501	50.82	-7.353	0.006	-9.507	0.011
S1S-502	50.92	-7.347	0.003	-9.388	0.005
S1S-503	51.02	-7.546	0.003	-9.235	0.007
S1S-504	51.12	-7.311	0.003	-9.311	0.004
S1S-505	51.22	-7.27	0.006	-9.316	0.006
S1S-506	51.33	-7.293	0.003	-9.214	0.005
S1S-507	51.43	-7.27	0.004	-9.321	0.006
S1S-508	51.53	-7.302	0.003	-9.304	0.007
S1S-509	51.63	-7.341	0.008	-9.398	0.009
S1S-510	51.73	-7.337	0.003	-9.292	0.006
S1S-511	51.84	-7.233	0.004	-9.299	0.004
S1S-512	51.94	-7.327	0.006	-9.425	0.01
S1S-513	52.04	-7.306	0.003	-9.369	0.006
S1S-514	52.14	-7.296	0.004	-9.369	0.007
S1S-515	52.24	-7.378	0.004	-9.387	0.006
S1S-516	52.35	-7.355	0.003	-9.423	0.006
S1S-517	52.45	-7.359	0.01	-9.405	0.012
S1S-518	52.55	-7.332	0.004	-9.418	0.015
S1S-519	52.65	-7.343	0.008	-9.345	0.006
S1S-520	52.76	-7.413	0.003	-9.466	0.006
S1S-521	52.86	-7.389	0.003	-9.383	0.005
S1S-522	52.96	-7.388	0.003	-9.379	0.007
S1S-523	53.06	-7.364	0.003	-9.37	0.009
S1S-524	53.16	-7.369	0.003	-9.422	0.006
S1S-525	53.27	-7.365	0.003	-9.344	0.005
S1S-526	53.37	-7.333	0.003	-9.331	0.003
S1S-527	53.47	-7.281	0.002	-9.356	0.004
S1S-528	53.57	-7.345	0.004	-9.349	0.007
S1S-529	53.67	-7.268	0.003	-9.393	0.008
S1S-530	53.78	-7.279	0.004	-9.297	0.005
S1S-531	53.88	-7.315	0.006	-9.428	0.014
S1S-532	53.98	-7.338	0.005	-9.416	0.008
S1S-533	54.08	-7.341	0.002	-9.456	0.004
S1S-534	54.18	-7.279	0.002	-9.357	0.004
S1S-535	54.29	-7.24	0.006	-9.252	0.006
S1S-536	54.39	-7.273	0.004	-9.325	0.006
S1S-537	54.49	-7.291	0.002	-9.34	0.004
S1S-538	54.59	-7.221	0.004	-9.299	0.01
S1S-539	54.69	-7.158	0.008	-9.219	0.009
S1S-540	54.80	-7.218	0.003	-9.23	0.004
S1S-541	54.90	-7.273	0.001	-9.237	0.009
S1S-542	55.00	-7.236	0.006	-9.262	0.005
S1S-543	55.11	-7.204	0.003	-9.116	0.008
S1S-544	55.22	-7.181	0.004	-9.225	0.007
S1S-545	55.33	-7.19	0.003	-9.24	0.007
S1S-546	55.43	-7.194	0.006	-9.225	0.007
S1S-547	55.54	-7.235	0.005	-9.186	0.009
S1S-548	55.65	-7.133	0.003	-9.16	0.009
S1S-549	55.76	-7.155	0.003	-9.174	0.007
S1S-550	55.87	-7.13	0.005	-9.132	0.007
S1S-551	55.98	-7.117	0.002	-9.164	0.012
S1S-552	56.09	-7.088	0.004	-9.115	0.007
S1S-553	56.20	-7.124	0.003	-9.131	0.005
S1S-554	56.30	-7.076	0.003	-9.082	0.006
S1S-555	56.41	-7.056	0.004	-9.088	0.002
S1S-556	56.52	-7.161	0.003	-9.234	0.009
S1S-557	56.63	-7.094	0.002	-9.175	0.007
S1S-558	56.74	-7.163	0.005	-9.225	0.011
S1S-559	56.85	-7.048	0.005	-9.174	0.006
S1S-560	56.96	-7.046	0.003	-9.166	0.009
S1S-561	57.07	-6.984	0.002	-9.104	0.004
S1S-562	57.17	-7.058	0.004	-9.156	0.009
S1S-563	57.28	-7.022	0.002	-9.106	0.006
S1S-564	57.39	-6.966	0.009	-9.153	0.015
S1S-565	57.50	-6.924	0.004	-9.158	0.009
S1S-566	57.61	-6.869	0.002	-9.104	0.004
S1S-567	57.72	-6.898	0.003	-9.098	0.008
S1S-568	57.83	-6.916	0.004	-9.139	0.012
S1S-569	57.93	-6.883	0.01	-9.148	0.012
S1S-570	58.04	-6.783	0.006	-9.102	0.004
S1S-571	58.15	-6.954	0.005	-9.121	0.019
S1S-572	58.26	-6.823	0.006	-9.109	0.011
S1S-573	58.37	-6.779	0.008	-9.072	0.021
S1S-574	58.48	-6.773	0.003	-9.121	0.005
S1S-575	58.59	-6.845	0.003	-9.116	0.011
S1S-576	58.70	-6.83	0.002	-9.132	0.003
S1S-577	58.80	-6.801	0.003	-9.104	0.01
S1S-578	58.91	-6.665	0.005	-9.156	0.005
S1S-579	59.02	-6.764	0.014	-9.15	0.022
S1S-580	59.13	-6.672	0.006	-9.075	0.01
S1S-581	59.24	-6.684	0.003	-9.067	0.01
S1S-582	59.35	-6.697	0.008	-9.198	0.011
S1S-583	59.46	-6.732	0.003	-9.166	0.008
S1S-584	59.57	-6.72	0.005	-9.143	0.005
S1S-585	59.67	-6.616	0.002	-9.124	0.005
S1S-586	59.78	-6.608	0.007	-9.108	0.011
S1S-587	59.89	-6.615	0.004	-9.105	0.007
S1S-588	60.00	-6.679	0.005	-9.175	0.008
S1S-589	60.09	-6.648	0.004	-9.18	0.007
S1S-590	60.19	-6.658	0.003	-9.195	0.013
S1S-591	60.28	-6.601	0.003	-9.088	0.005
S1S-592	60.38	-6.592	0.004	-9.08	0.005
S1S-593	60.47	-6.641	0.004	-9.209	0.006
S1S-594	60.57	-6.595	0.005	-9.106	0.007
S1S-595	60.66	-6.624	0.004	-9.104	0.003
S1S-596	60.75	-6.626	0.005	-9.118	0.014
S1S-597	60.85	-6.654	0.005	-9.165	0.006
S1S-598	60.94	-6.612	0.007	-9.139	0.012
S1S-599	61.04	-6.698	0.005	-9.144	0.012
S1S-600	61.13	-6.695	0.004	-9.172	0.01

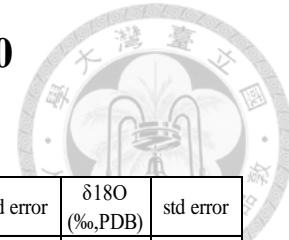
附錄 S1S 穩定同位素結果 601-700



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-601	61.23	-6.681	0.003	-9.14	0.002
S1S-602	61.32	-6.656	0.004	-9.131	0.006
S1S-603	61.42	-6.662	0.005	-9.17	0.01
S1S-604	61.51	-6.708	0.006	-9.152	0.01
S1S-605	61.60	-6.74	0.006	-9.31	0.005
S1S-606	61.70	-6.652	0.005	-9.133	0.006
S1S-607	61.79	-6.612	0.002	-9.122	0.006
S1S-608	61.89	-6.717	0.003	-9.213	0.005
S1S-609	61.98	-6.706	0.007	-9.167	0.011
S1S-610	62.08	-6.654	0.003	-9.15	0.007
S1S-611	62.17	-6.786	0.003	-9.165	0.006
S1S-612	62.26	-6.764	0.002	-9.121	0.003
S1S-613	62.36	-6.858	0.006	-9.182	0.009
S1S-614	62.45	-6.851	0.002	-9.201	0.005
S1S-615	62.55	-6.846	0.005	-9.2	0.007
S1S-616	62.64	-6.794	0.002	-9.176	0.005
S1S-617	62.74	-6.876	0.005	-9.147	0.01
S1S-618	62.83	-6.746	0.005	-9.157	0.008
S1S-619	62.92	-6.82	0.005	-9.131	0.008
S1S-620	63.02	-6.99	0.003	-9.247	0.011
S1S-621	63.11	-6.934	0.003	-9.155	0.007
S1S-622	63.21	-6.963	0.002	-9.186	0.003
S1S-623	63.30	-6.965	0.004	-9.213	0.006
S1S-624	63.40	-6.961	0.003	-9.156	0.009
S1S-625	63.49	-6.932	0.007	-9.219	0.013
S1S-626	63.58	-6.962	0.003	-9.142	0.005
S1S-627	63.68	-7.045	0.005	-9.244	0.005
S1S-628	63.77	-7.013	0.003	-9.186	0.002
S1S-629	63.87	-7.016	0.007	-9.14	0.006
S1S-630	63.96	-7.095	0.004	-9.157	0.004
S1S-631	64.06	-6.893	0.005	-9.155	0.011
S1S-632	64.15	-7.089	0.002	-9.279	0.004
S1S-633	64.25	-7.049	0.004	-9.039	0.004
S1S-634	64.34	-7.052	0.006	-9.136	0.009
S1S-635	64.43	-7.023	0.007	-9.102	0.004
S1S-636	64.53	-7.148	0.004	-9.158	0.014
S1S-637	64.62	-7.013	0.009	-9.058	0.016
S1S-638	64.72	-7.023	0.005	-9.091	0.009
S1S-639	64.81	-7.035	0.002	-9.063	0.012
S1S-640	64.91	-7.006	0.005	-9.176	0.009
S1S-641	65.00	-7.038	0.007	-9.068	0.01
S1S-642	65.10	-7.124	0.004	-8.965	0.004
S1S-643	65.20	-7.099	0.005	-9.024	0.025
S1S-644	65.30	-7.019	0.006	-9.054	0.006
S1S-645	65.40	-7.078	0.003	-8.986	0.008
S1S-646	65.50	-7.036	0.008	-9.112	0.013
S1S-647	65.60	-7.052	0.003	-9.041	0.006
S1S-648	65.70	-7.092	0.005	-9.058	0.015
S1S-649	65.80	-7.076	0.005	-8.985	0.005
S1S-650	65.90	-7.047	0.005	-9.064	0.006

Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-651	66.00	-6.954	0.007	-9.034	0.006
S1S-652	66.10	-7.097	0.007	-9.051	0.015
S1S-653	66.20	-7.038	0.003	-8.999	0.009
S1S-654	66.30	-7.026	0.002	-9.082	0.011
S1S-655	66.40	-7.04	0.01	-9.074	0.007
S1S-656	66.50	-6.998	0.003	-9.051	0.007
S1S-657	66.60	-7.045	0.004	-9.079	0.006
S1S-658	66.70	-7.032	0.006	-9.111	0.005
S1S-659	66.80	-7.045	0.006	-9.114	0.006
S1S-660	66.90	-7.034	0.01	-9.16	0.008
S1S-661	67.00	-7.016	0.002	-9.084	0.002
S1S-662	67.10	-7.082	0.004	-9.118	0.005
S1S-663	67.20	-7.08	0.008	-9.153	0.014
S1S-664	67.30	-7.111	0.003	-9.166	0.008
S1S-665	67.40	-7.092	0.003	-9.118	0.006
S1S-666	67.50	-7.115	0.007	-9.107	0.013
S1S-667	67.60	-7.143	0.004	-9.166	0.006
S1S-668	67.70	-7.105	0.001	-9.118	0.004
S1S-669	67.80	-7.138	0.008	-9.129	0.012
S1S-670	67.90	-7.1	0.007	-9.077	0.012
S1S-671	68.00	-7.133	0.002	-9.132	0.007
S1S-672	68.10	-7.195	0.003	-9.177	0.008
S1S-673	68.20	-7.187	0.003	-9.215	0.006
S1S-674	68.30	-7.099	0.003	-9.028	0.007
S1S-675	68.40	-7.158	0.002	-9.194	0.004
S1S-676	68.50	-7.219	0.006	-9.206	0.014
S1S-677	68.60	-7.215	0.005	-9.172	0.007
S1S-678	68.70	-7.208	0.005	-9.261	0.005
S1S-679	68.80	-7.249	0.007	-9.295	0.013
S1S-680	68.90	-7.253	0.003	-9.277	0.007
S1S-681	69.00	-7.212	0.007	-9.16	0.015
S1S-682	69.10	-7.284	0.005	-9.322	0.017
S1S-683	69.20	-7.218	0.004	-9.273	0.01
S1S-684	69.30	-7.226	0.004	-9.343	0.008
S1S-685	69.40	-7.252	0.007	-9.259	0.011
S1S-686	69.50	-7.249	0.001	-9.229	0.004
S1S-687	69.60	-7.195	0.005	-9.288	0.007
S1S-688	69.70	-7.202	0.003	-9.277	0.006
S1S-689	69.80	-7.282	0.005	-9.22	0.007
S1S-690	69.90	-7.208	0.003	-9.292	0.007
S1S-691	70.00	-7.21	0.006	-9.254	0.008
S1S-692	70.10	-7.21	0.003	-9.254	0.009
S1S-693	70.20	-7.107	0.005	-9.29	0.006
S1S-694	70.31	-7.118	0.005	-9.317	0.01
S1S-695	70.41	-7.144	0.003	-9.292	0.005
S1S-696	70.51	-7.18	0.003	-9.325	0.005
S1S-697	70.61	-7.181	0.003	-9.372	0.011
S1S-698	70.71	-7.237	0.002	-9.368	0.002
S1S-699	70.82	-7.125	0.004	-9.293	0.009
S1S-700	70.92	-7.15	0.006	-9.245	0.006

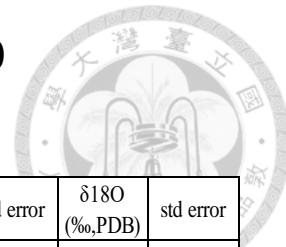
附錄 S1S 穩定同位素結果 701-800



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
SIS-701	71.02	-7.158	0.008	-9.29	0.009
SIS-702	71.12	-7.071	0.003	-9.234	0.005
SIS-703	71.22	-7.127	0.01	-9.327	0.01
SIS-704	71.33	-7.078	0.004	-9.31	0.005
SIS-705	71.43	-7.147	0.004	-9.392	0.006
SIS-706	71.53	-7.005	0.005	-9.303	0.009
SIS-707	71.63	-7.015	0.006	-9.262	0.005
SIS-708	71.73	-6.949	0.008	-9.255	0.005
SIS-709	71.84	-6.774	0.003	-9.194	0.012
SIS-710	71.94	-6.897	0.01	-9.187	0.012
SIS-711	72.04	-6.792	0.004	-9.143	0.007
SIS-712	72.14	-6.81	0.002	-9.137	0.007
SIS-713	72.24	-6.865	0.004	-9.173	0.007
SIS-714	72.35	-6.754	0.007	-9.177	0.005
SIS-715	72.45	-6.758	0.004	-9.191	0.009
SIS-716	72.55	-6.782	0.004	-9.144	0.005
SIS-717	72.65	-6.888	0.007	-9.353	0.006
SIS-718	72.76	-6.92	0.005	-9.217	0.004
SIS-719	72.86	-6.84	0.002	-9.223	0.005
SIS-720	72.96	-6.879	0.003	-9.189	0.007
SIS-721	73.06	-6.846	0.004	-9.243	0.005
SIS-722	73.16	-6.876	0.004	-9.195	0.003
SIS-723	73.27	-6.863	0.003	-9.201	0.011
SIS-724	73.37	-6.837	0.003	-9.194	0.005
SIS-725	73.47	-6.847	0.002	-9.173	0.005
SIS-726	73.57	-6.871	0.002	-9.166	0.009
SIS-727	73.67	-6.85	0.002	-9.158	0.004
SIS-728	73.78	-6.877	0.004	-9.165	0.006
SIS-729	73.88	-6.823	0.005	-9.138	0.005
SIS-730	73.98	-6.835	0.009	-9.216	0.013
SIS-731	74.08	-6.844	0.003	-9.127	0.006
SIS-732	74.18	-6.792	0.003	-9.088	0.004
SIS-733	74.29	-6.76	0.002	-9.08	0.004
SIS-734	74.39	-6.763	0.003	-9.125	0.006
SIS-735	74.49	-6.767	0.004	-9.13	0.007
SIS-736	74.59	-6.711	0.003	-9.157	0.008
SIS-737	74.69	-6.764	0.005	-9.188	0.007
SIS-738	74.80	-6.765	0.004	-9.17	0.007
SIS-739	74.90	-6.7	0.003	-9.111	0.007
SIS-740	75.00	-6.74	0.006	-9.147	0.008
SIS-741	75.10	-6.698	0.005	-9.106	0.008
SIS-742	75.20	-6.758	0.004	-9.176	0.009
SIS-743	75.31	-6.66	0.002	-9.049	0.003
SIS-744	75.41	-6.742	0.003	-9.082	0.01
SIS-745	75.51	-6.753	0.008	-9.159	0.013
SIS-746	75.61	-6.739	0.001	-9.089	0.005
SIS-747	75.71	-6.771	0.004	-9.095	0.008
SIS-748	75.82	-6.716	0.002	-9.089	0.006
SIS-749	75.92	-6.661	0.004	-9.066	0.006
SIS-750	76.02	-6.697	0.004	-9.092	0.006

Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
SIS-751	76.12	-6.674	0.004	-9.181	0.006
SIS-752	76.22	-6.674	0.003	-9.131	0.004
SIS-753	76.33	-6.698	0.003	-9.097	0.007
SIS-754	76.43	-6.741	0.004	-9.073	0.01
SIS-755	76.53	-6.777	0.004	-9.253	0.007
SIS-756	76.63	-6.762	0.005	-9.128	0.006
SIS-757	76.73	-6.665	0.005	-9.156	0.007
SIS-758	76.84	-6.666	0.002	-9.134	0.007
SIS-759	76.94	-6.676	0.003	-9.181	0.006
SIS-760	77.04	-6.723	0.003	-9.161	0.004
SIS-761	77.14	-6.67	0.004	-9.226	0.005
SIS-762	77.24	-6.619	0.002	-9.191	0.012
SIS-763	77.35	-6.68	0.006	-9.272	0.008
SIS-764	77.45	-6.604	0.003	-9.198	0.004
SIS-765	77.55	-6.72	0.003	-9.167	0.012
SIS-766	77.65	-6.673	0.005	-9.189	0.008
SIS-767	77.76	-6.652	0.003	-9.199	0.005
SIS-768	77.86	-6.688	0.006	-9.131	0.005
SIS-769	77.96	-6.673	0.002	-9.185	0.004
SIS-770	78.06	-6.69	0.004	-9.215	0.006
SIS-771	78.16	-6.651	0.003	-9.106	0.007
SIS-772	78.27	-6.641	0.009	-9.174	0.009
SIS-773	78.37	-6.587	0.003	-9.137	0.006
SIS-774	78.47	-6.65	0.003	-9.2	0.009
SIS-775	78.57	-6.619	0.004	-9.181	0.007
SIS-776	78.67	-6.613	0.003	-9.177	0.008
SIS-777	78.78	-6.653	0.003	-9.219	0.011
SIS-778	78.88	-6.696	0.005	-9.181	0.006
SIS-779	78.98	-6.651	0.003	-9.224	0.006
SIS-780	79.08	-6.673	0.004	-9.233	0.009
SIS-781	79.18	-6.572	0.004	-9.174	0.004
SIS-782	79.29	-6.649	0.005	-9.174	0.008
SIS-783	79.39	-6.74	0.007	-9.374	0.007
SIS-784	79.49	-6.69	0.004	-9.166	0.006
SIS-785	79.59	-6.661	0.002	-9.207	0.003
SIS-786	79.69	-6.627	0.004	-9.215	0.006
SIS-787	79.80	-6.662	0.005	-9.26	0.011
SIS-788	79.90	-6.589	0.005	-9.187	0.011
SIS-789	80.00	-6.643	0.006	-9.238	0.007
SIS-790	80.10	-6.581	0.003	-9.183	0.008
SIS-791	80.20	-6.59	0.005	-9.192	0.011
SIS-792	80.29	-6.621	0.005	-9.199	0.007
SIS-793	80.39	-6.677	0.004	-9.275	0.009
SIS-794	80.49	-6.697	0.004	-9.282	0.006
SIS-795	80.59	-6.758	0.002	-9.321	0.003
SIS-796	80.69	-6.794	0.006	-9.298	0.008
SIS-797	80.78	-6.77	0.002	-9.237	0.005
SIS-798	80.88	-6.959	0.004	-9.281	0.009
SIS-799	80.98	-7.024	0.005	-9.099	0.006
SIS-800	81.08	-6.793	0.004	-9.259	0.007

附錄 S1S 穩定同位素結果 801-860



Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
SIS-801	81.18	-7.006	0.007	-9.224	0.014
SIS-802	81.27	-6.836	0.004	-9.238	0.012
SIS-803	81.37	-6.95	0.003	-9.225	0.005
SIS-804	81.47	-6.966	0.004	-9.225	0.019
SIS-805	81.57	-6.881	0.007	-9.235	0.011
SIS-806	81.67	-6.901	0.005	-9.207	0.01
SIS-807	81.76	-6.885	0.003	-9.164	0.009
SIS-808	81.86	-6.844	0.006	-9.128	0.008
SIS-809	81.96	-6.939	0.005	-9.214	0.012
SIS-810	82.06	-6.929	0.004	-9.194	0.006
SIS-811	82.16	-6.902	0.004	-9.159	0.007
SIS-812	82.25	-6.971	0.003	-9.39	0.004
SIS-813	82.35	-6.931	0.003	-9.203	0.005
SIS-814	82.45	-6.895	0.005	-9.206	0.013
SIS-815	82.55	-6.865	0.003	-9.215	0.007
SIS-816	82.65	-6.931	0.006	-9.286	0.01
SIS-817	82.75	-6.8	0.006	-9.256	0.008
SIS-818	82.84	-6.908	0.003	-9.277	0.003
SIS-819	82.94	-6.804	0.004	-9.214	0.012
SIS-820	83.04	-6.815	0.004	-9.215	0.013
SIS-821	83.14	-6.88	0.005	-9.354	0.012
SIS-822	83.24	-6.794	0.005	-9.232	0.011
SIS-823	83.33	-6.837	0.002	-9.22	0.007
SIS-824	83.43	-6.806	0.004	-9.181	0.006
SIS-825	83.53	-6.835	0.006	-9.261	0.011
SIS-826	83.63	-6.924	0.005	-9.197	0.012
SIS-827	83.73	-6.809	0.005	-9.157	0.01
SIS-828	83.82	-6.793	0.003	-9.218	0.008
SIS-829	83.92	-6.91	0.003	-9.201	0.009
SIS-830	84.02	-6.829	0.003	-9.208	0.004

Sample ID	Depth (mm, from top)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	std error	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, PDB)	std error
S1S-831	84.12	-6.783	0.003	-9.24	0.007
S1S-832	84.22	-6.81	0.003	-9.225	0.007
S1S-833	84.31	-6.861	0.003	-9.177	0.006
S1S-834	84.41	-6.842	0.005	-9.174	0.014
S1S-835	84.51	-6.865	0.007	-9.197	0.007
S1S-836	84.61	-6.85	0.006	-9.251	0.006
S1S-837	84.71	-6.914	0.007	-9.205	0.01
S1S-838	84.80	-6.945	0.003	-9.206	0.006
S1S-839	84.90	-6.941	0.005	-9.245	0.007
S1S-840	85.00	-6.887	0.005	-9.143	0.008
S1S-841	85.10	-6.928	0.004	-9.156	0.006
S1S-842	85.20	-6.833	0.005	-9.2	0.012
S1S-843	85.30	-6.848	0.006	-9.204	0.012
S1S-844	85.40	-6.899	0.005	-9.201	0.006
S1S-845	85.50	-6.85	0.004	-9.123	0.006
S1S-846	85.60	-6.898	0.002	-9.178	0.006
S1S-847	85.70	-6.832	0.002	-9.206	0.011
S1S-848	85.80	-6.857	0.004	-9.249	0.006
S1S-849	85.90	-6.878	0.003	-9.226	0.007
S1S-850	86.00	-6.839	0.006	-9.125	0.003
S1S-851	86.10	-6.864	0.004	-9.21	0.006
S1S-852	86.20	-6.87	0.004	-9.191	0.005
S1S-853	86.30	-6.787	0.004	-9.12	0.005
S1S-854	86.40	-6.814	0.005	-9.118	0.009
S1S-855	86.50	-6.836	0.011	-9.194	0.01
S1S-856	86.60	-6.802	0.005	-9.165	0.017
S1S-857	86.70	-6.756	0.004	-9.208	0.012
S1S-858	86.80	-6.751	0.003	-9.155	0.01
S1S-859	86.90	-6.773	0.005	-9.238	0.01
S1S-860	87.00	-6.798	0.007	-9.187	0.008