

中華民國第 60 屆中小學科學展覽會 作品說明書

高級中等學校組 地球與行星科學科

團隊合作獎

051903

以西太平洋暖池南緣普林蟲化學分析方法探討
40 萬年前古海洋與氣候之變遷

學校名稱：臺北市立第一女子高級中學

作者： 高二 蘇宥竹 高二 張紫翎	指導老師： 林郁梅
-------------------------	--------------

關鍵詞：有孔蟲、海洋氧同位素第 11 階、地軸傾角

摘要

本研究嘗試探討40萬年前地球歷史中一次與現今地球狀況類似的超級間冰期MIS 11 (海洋氧同位素階層 Marine Isotope Stage 11, 約424,000年~374,000年前) 時, 西太平洋暖池南緣的古海洋與氣候變遷。使用採自西太平洋暖池南部MD05-2925號岩芯中的次表層浮游性有孔蟲普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*) 殼體進行鎂鈣元素比和氧同位素地球化學分析, 以獲得次表層海水溫度及其他數據, 進而分析重建當時氣候動態變化。經數據分析與比對後, 本研究提出間冰期MIS 11與其後進入冰期時產生之次表層溫度與鹽度變化可能和地軸傾角引起之海洋環流與高緯度南太平洋有一定相關。

壹、研究動機

一、動機

自工業革命開始, 大氣中二氧化碳濃度開始以地球歷史上未曾被觀測過的速度急劇上升, 在2020年已來到415 ppm, 預計將在2050-2100年間攀升至560 ppm (約為工業革命前的2倍), 在可預期的未來之中, 二氧化碳濃度將繼續上升進而導致全球平均溫度逐漸增高。氣候變化與人類、地球生態圈的命運息息相關, 為了瞭解即將面對的挑戰, 我們希望能研究地球歷史上相似情況的時代, 並藉著在過去地球較暖的時期中獲取線索, 研究地球氣候系統的變遷。

地球歷史上, 在距今約40萬年前被定義為海洋氧同位素階第11階 (Marine Isotope Stage, MIS 11, 約424,000年~374,000年前), 為一超級間冰期 (super interglacial), 當時的地球平均溫度和二氧化碳濃度以及大陸海洋分佈等條件與現代較為接近 (圖一), 且MIS 11與前後冰期之溫度變化差距明顯, 呈現快速大陸冰川消融進入間冰期, 再逐漸冷卻回到冰期的階梯形模式。另外地球氣候系統亦自此完全進入約以10萬年週期主導的冰期-間冰期旋回 (glacial-interglacial cycle), 並且MIS 11時的地球對日軌道配置, 如歲差 (precession)、偏心率 (eccentricity)與現今較為接近 (圖二), 本研究因此選擇使用MIS 11作為研究的目標, 透過40萬年前的浮游性有孔蟲普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*) 之地球化學分析結果得知當時熱帶太平洋的次表層海溫及次表層其他數據, 再與其他40萬年前之資料如米蘭科維奇週期、平均海溫等比對, 研究氣候現象之變遷與關聯性。

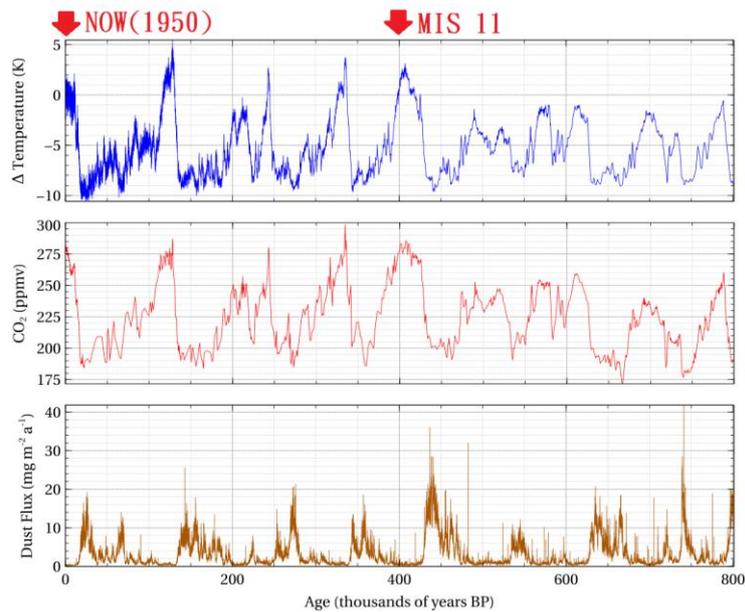


圖 (一) 過去80萬年之南極冰芯紀錄 (X軸以千年為單位，為1950年之前的時間，注意越古老的時間在圖中越靠右側)。藍色線條代表南極上空大氣溫度，紅色線條則代表二氧化碳濃度，棕色為沙塵通量。

圖片來自：*Fabrice Lambert, Wikimedia Commons*。

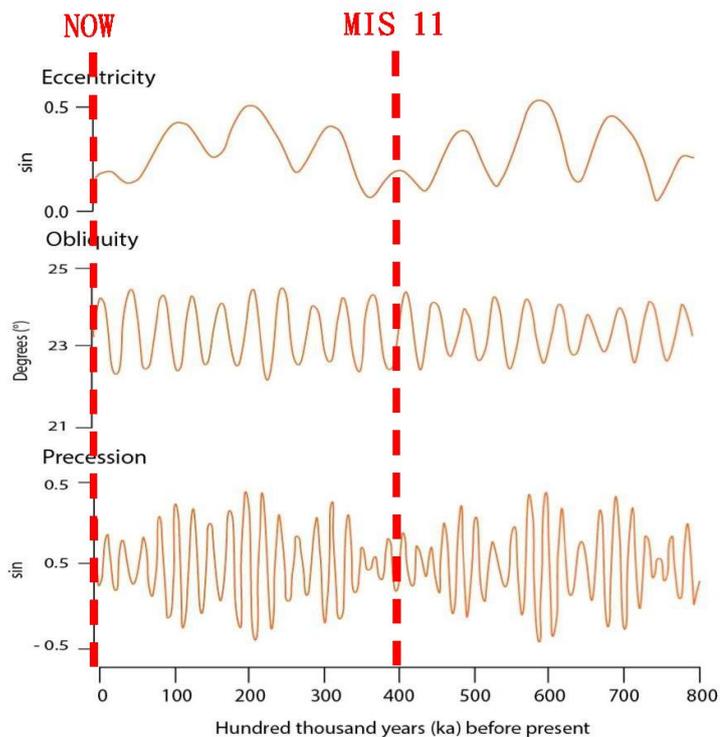


圖 (二) 過去80萬年前之地球軌道偏心率 (eccentricity)、地軸傾角 (obliquity)、歲差變化 (precession) (X軸以千年為單位，為1950年之前的時間，注意越古老的時間在圖中越靠右側)。

圖片來自：*Why does the Earth's orbital eccentricity oscillate with a period of about 100,000 years?*。

二、研究背景

暖池的定義為年平均海水溫度高於 28°C 的區域，而西太平洋暖池是全球海域中溫度最高、範圍最大、熱量累積最多的區域。由於其蘊含大量熱量，大氣與海水交互作用旺盛，暖池的溫度與熱容量會對天氣及氣候系統造成重大影響，因此藉由暖池的表層海水溫度以及次表層海水溫度，便可推論海水當時熱含量，並進一步推論當時氣候系統之情況。

為了得知海水溫度，本研究使用了浮游性有孔蟲的一種，普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*) (圖三)，作為地球化學分析研究材料。有孔蟲是一種古老的原生生物，大多生活在海洋中，依有孔蟲生活的區域可分為浮游有孔蟲和底棲有孔蟲兩種。有孔蟲能分泌鈣質並與周圍海水進行化學反應，形成以方解石 (calcite) 或是霏石 (aragonite) 為主要成分的外殼。根據前人所進行的研究，有孔蟲的殼體會根據當時所生活環境溫度的不同，殼體中碳酸鈣與碳酸鎂的固溶體比例會有所改變 (Anand et al., 2003)。又依研究顯示，由於進行造殼的同時，有孔蟲會從海水中汲取氧、碳等元素，因此只要分析有孔蟲殼體內的元素比例含量進行計算與比對，就能推測得知該有孔蟲生活的海水水溫以及其他海水的物理或化學性質變化。

其中，普林蟲是一種生活在次表層海水中的浮游有孔蟲 (附錄三)，大多分佈於熱帶到副熱帶水團，適合生存於高溫的水文環境。具有接近圓球形的外觀，外殼表面有陶瓷光澤，幾乎沒有孔隙存在。會選擇普林蟲作為本研究的研究材料是因為其生活的海洋深度與本研究所探討的深度相仿，且為全球熱帶海洋中都有出現的常見種，適合用來做不同海域的對比，更在整個第四紀約300萬年以來穩定出現，可以做長時間尺度的研究。

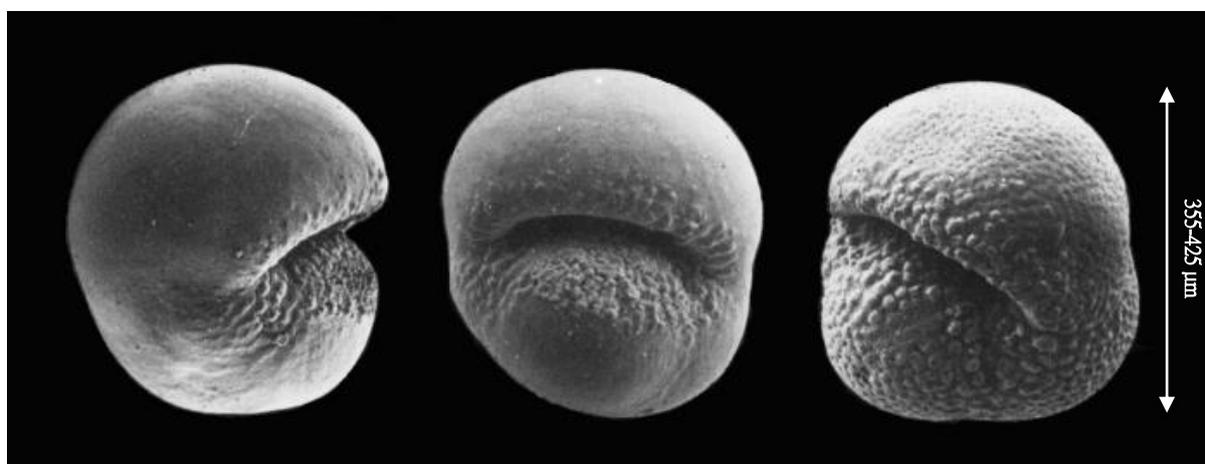
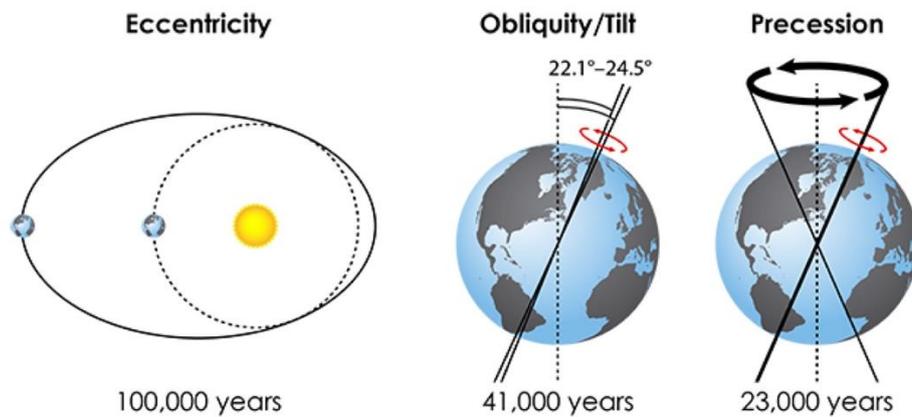


圖 (三) 普林蟲。圖片取自 *WoRMS image*。

地球主要能量來自於太陽的輻射熱，在氣候變遷中影響冰期-間冰期變化的一個重要因素，便是米蘭科維奇週期之變動。米蘭科維奇週期是由米蘭科維奇計算推測地球所受之太陽

日照量，而此為造成地球冰期與間冰期交替變換的原因之一。米蘭科維奇週期中以地球歲差、軌道偏心率、地軸傾角變化三者為主要影響因素。

其中，地軸傾角之變化週期約以4萬年為週期變動。根據Lee et al., 2005研究，當地軸傾角角度越大，高緯度所受日照量也較大，使高低緯度之間的能量梯度減小。



圖(四) 米蘭科維奇週期。從左到右分別為：地球軌道偏心率變化、地軸傾角變化、歲差。

圖片來自 *K. Cantner, AGI*。

貳、研究目的

- 一、利用地球化學分析取得MIS 11時西太平洋暖池南緣次表層水溫
- 二、比較次表層海水各項化學分析數據
- 三、利用地球化學分析之數據和比較結果，探討古海洋與古氣候之變遷

參、研究設備及器材

一、統整、繪圖用具

- (一) Excel 程式
- (二) Google Sheets 程式

二、鎂鈣元素比和氧同位素測定儀器

(一) 儀器

1. 磁場式感應耦合電漿質譜儀 (Sector Field Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry, SF-ICP-MS, Element II, 位於國立臺灣大學地質科學系)：主要分析有孔蟲殼體之鎂鈣等元素比值。

2.超微氣相比例質譜儀 (Isotopic Ratio Mass Spectrometry, IRMS 位於國立臺灣師範大學地球科學系)：分析有孔蟲殼體之氧同位素。

(二) 設備

燒杯、滴管、滴瓶、微量吸管 (pipette)、微量吸管尖 (tip)、三孔夾、平底離心瓶、離心管、鐵氟龍玻棒、烘箱、超音波震盪器、乾式恆溫槽、小楷毛筆 (細水彩筆)、顯微鏡、篩網。

(三) 化學藥品

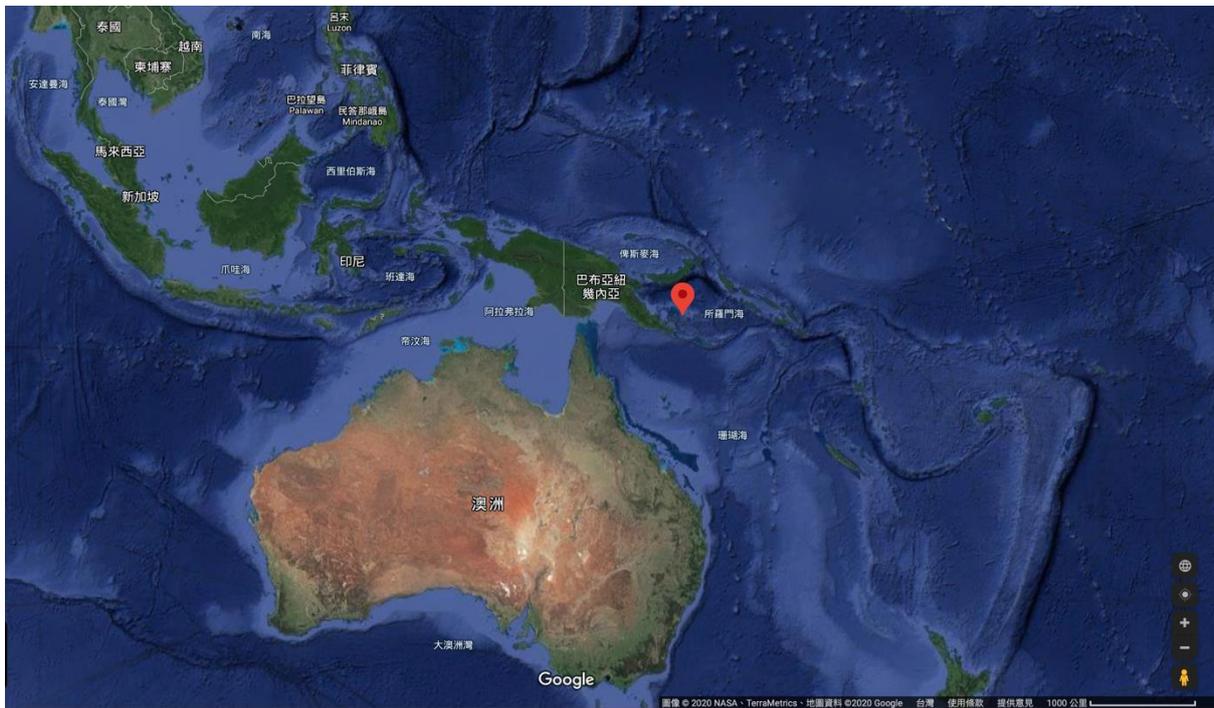
超純水 (Milli-Q Water)、甲醇 (CH₃OH)、次氯酸鈉 (NaClO)、乙醇 (C₂H₅OH)、過氧化氫 (H₂O₂, 1%)、氯化氨 (NH₄Cl)、還原劑 (reducing reagent)、稀硝酸 (HNO₃, 5x10⁻⁴ N)、硝酸 (HNO₃, 5%)。

三、實驗材料

以位於太平洋暖池西南部的所羅門海之海洋岩芯MD05-2925，取岩芯1792-2220公分的沉積物中之普林蟲殼體作為實驗材料。此岩芯為2005年於海洋研究船瑪麗安·杜帆妮號 (Marion Dufresne) 上鑽取之海洋岩芯。

(一) 海洋岩芯MD05-2925

- 1.位置：岩芯取於9°20'36.6"S 151°27'36.7"E，水深1642公尺 (圖五)。
- 2.深度：岩芯1792-2220公分處 (附錄一)。沉積物的沉積時間依前人研究之年代模式，其所對應的時間約為海洋氧同位素階層第12階 (MIS 12) 末期至海洋氧同位素階層第10階 (MIS 10) 初期。

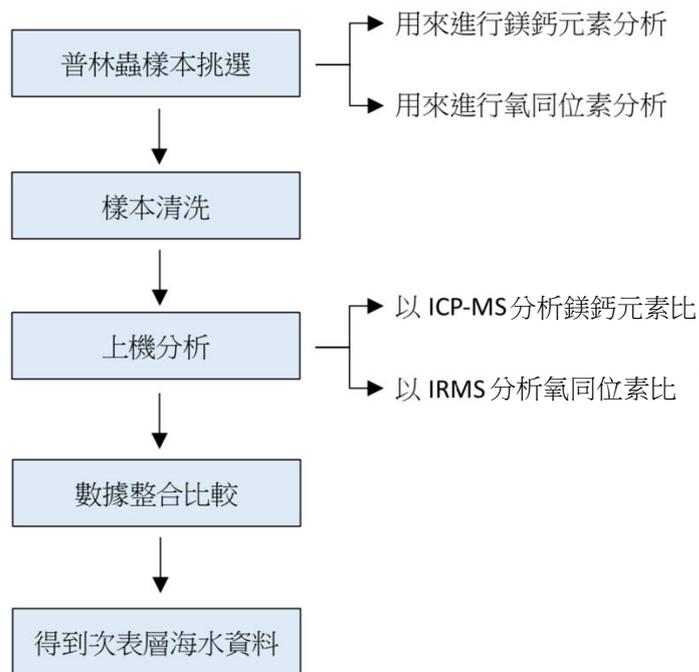


圖(五)為海洋岩芯 MD05-2925標本取樣位置，下圖為上圖之放大。海洋岩芯取於 $9^{\circ}20'36.6''S$ $151^{\circ}27'36.7''E$ 之沉積物。圖片來自 *Google Earth*。

(二) 普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*)

普林蟲主要尺寸大小約為 $355-425\ \mu\text{m}$ ，因此從岩芯中挑選大小 $355-425\ \mu\text{m}$ 的普林蟲進行化學分析，以獲得次表層海水數據。

肆、研究過程及方法



一、普林蟲樣本挑選

1. 清潔篩網、鐵盤、毛筆、桌面等可能碰觸樣本的設備器材，確保沒有殘留其他深度之樣本或灰塵，導致實驗結果誤差。
2. 選取待測深度之樣本，使用篩網撈取355-425 μm 大小的普林蟲樣本，放入鐵盤後，再移至顯微鏡下。以毛筆挑出形狀、保存狀態皆良好的普林蟲，放入三孔夾，並標記所挑之普林蟲深度、數量等詳細資料。

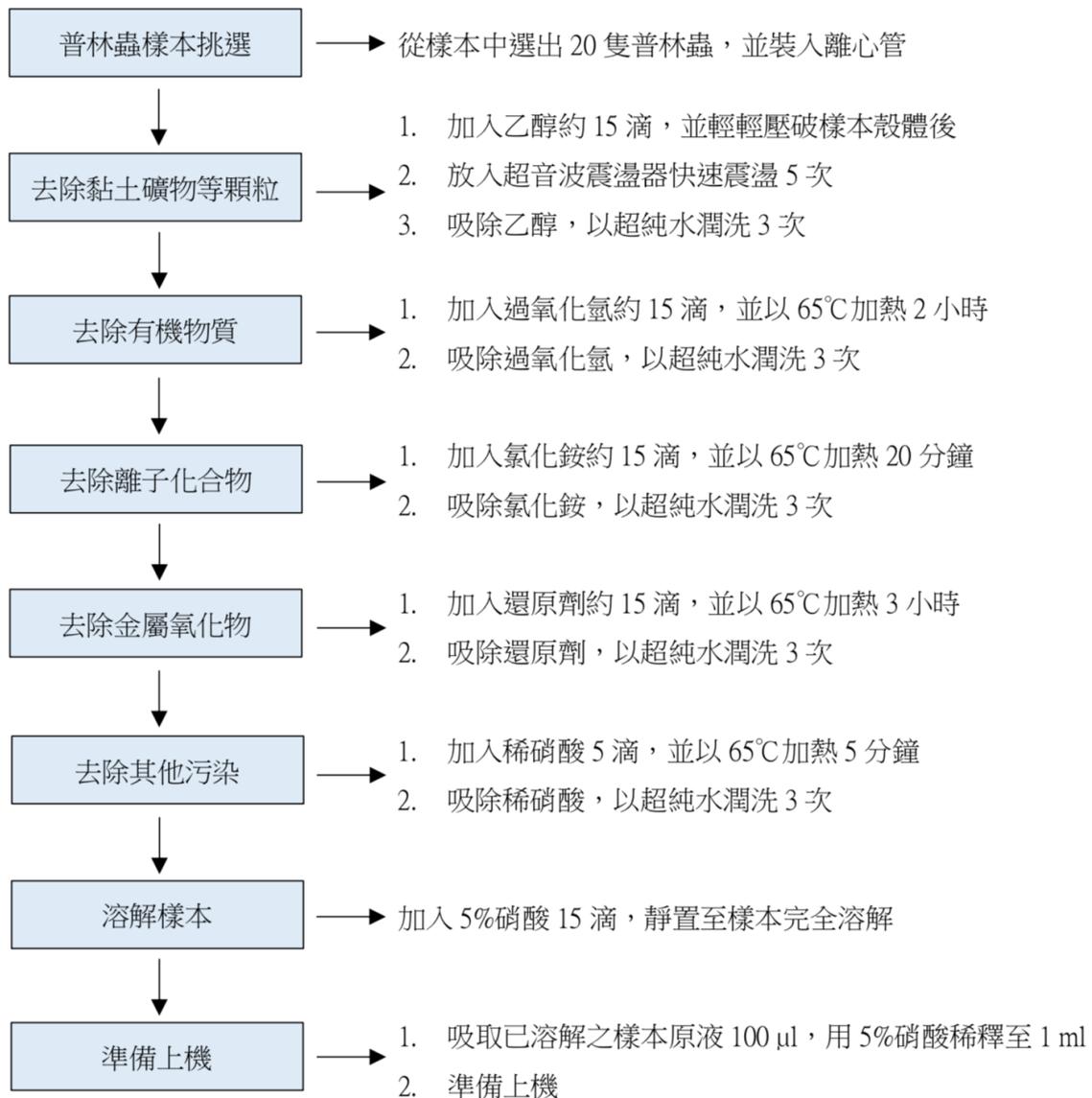
二、以鎂鈣元素比值判斷溫度之原理與方法

(一) 原理

有孔蟲造殼時會從海水中汲取鈣離子 Ca^{2+} 、鎂離子 Mg^{2+} 等離子形成碳酸鈣與碳酸鎂固溶體。學者透過研究後，發現有孔蟲殼體內鎂鈣元素比值會隨其生長水溫而改變。

Anand et al. (2003) 經過實驗，建立出以普林蟲殼體之鎂鈣元素比值與其生長水溫的關係式： $\text{Mg}/\text{Ca} = 0.328(\pm 0.007) \exp 0.090 (\pm 0.003) T$ ，其中 Mg/Ca 為鎂鈣元素比值， T 代表溫度 (Anand et al., 2003)。因此我們可以使用此公式，藉由樣本殼體內鎂鈣元素比值，推算出普林蟲所生活的海溫，觀察次表層海水溫度的變化。

(二) 進行鎂鈣元素比分析之普林蟲的清洗與前置作業



此實驗步驟為臺灣大學地質科學系發展完成 (Lo et al., 2014)：

1. 滴入乙醇溶液約 15 滴 (1 滴的容量以滴瓶為主，15 滴約為離心管 7 分滿)，用鐵氟龍棒輕輕壓破有孔蟲殼體後，放上超音波震盪器清洗 20 分鐘。此步驟的目的在去除沾黏於殼體上之黏土礦物，並可去除表面張力的影響，加速後續步驟的化學反應速率。
2. 將上層乙醇溶液吸除，並加入 8 分滿之超純水，放上超音波震盪器震盪清洗後吸除上層水溶液，重複此步驟 3 次。
3. 滴入過氧化氫溶液 (1%) 約 15 滴後，放上乾式恆溫槽以 65°C 加熱 2 小時。此步驟因過氧化氫為強氧化劑，對有機物有很強的氧化作用，可以去除殼體上的有機物質。

- 4.重複步驟2，以超純水清洗3次。
- 5.滴入氯化銨溶液約15滴，放上乾式恆溫槽以65°C加熱20分鐘。此步驟的目的在去除附著於殼體上的離子化合物的影響。此步驟因氯化銨解離成銨離子和銨根離子後可與附著於殼體的離子化合物結合形成鹽類，進而脫離有孔蟲殼體。
- 6.重複步驟2，以超純水清洗3次。
- 7.滴入還原劑溶液約15滴，放上乾式恆溫槽以65°C加熱3小時。此步驟的目的在去除殼體表面的金屬氧化物。
- 8.重複步驟2，以超純水清洗3次。
- 9.滴入稀硝酸 (5×10^{-4} N) 5滴，放上乾式恆溫槽以65°C加熱5分鐘。此步驟的目的在微量溶解碳酸鈣樣本表面，以去除因附著在殼體內、可能無法用藥品清洗的污染。
- 10.重複步驟2，以超純水清洗3次。
- 11.準備酸洗過的tip與上機瓶，並準備硝酸 (5%) 溶液、超純水各一瓶，廢液瓶一個及 100 μ l 微量吸管一支。
- 12.滴入5%的硝酸15滴到樣本中溶樣，靜置幾分鐘後確定碳酸鈣樣本是否完全溶解。
- 13.將微量吸管接上微量吸管尖後，先以1%的硝酸中潤洗三次，再以超純水中潤洗三次後，吸入溶樣原液15 μ l，注入已編號之平底離心瓶中，用5%的硝酸稀釋至1 ml，準備上機。

(三) 測定鎂鈣元素比含量

使用感應耦合電漿質譜儀 (SF-ICP-MS, Element II) 進行分析。

三、以氧同位素判斷溫度之原理與方法

(一) 原理

氧元素有三種穩定同位素 ^{16}O 、 ^{17}O 、 ^{18}O ，其中 ^{18}O 和 ^{16}O 兩種所佔之比例較高，各占約99.76%和0.20%。通常計算氧同位素 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 之 $\delta^{18}\text{O}$ 的方式為：

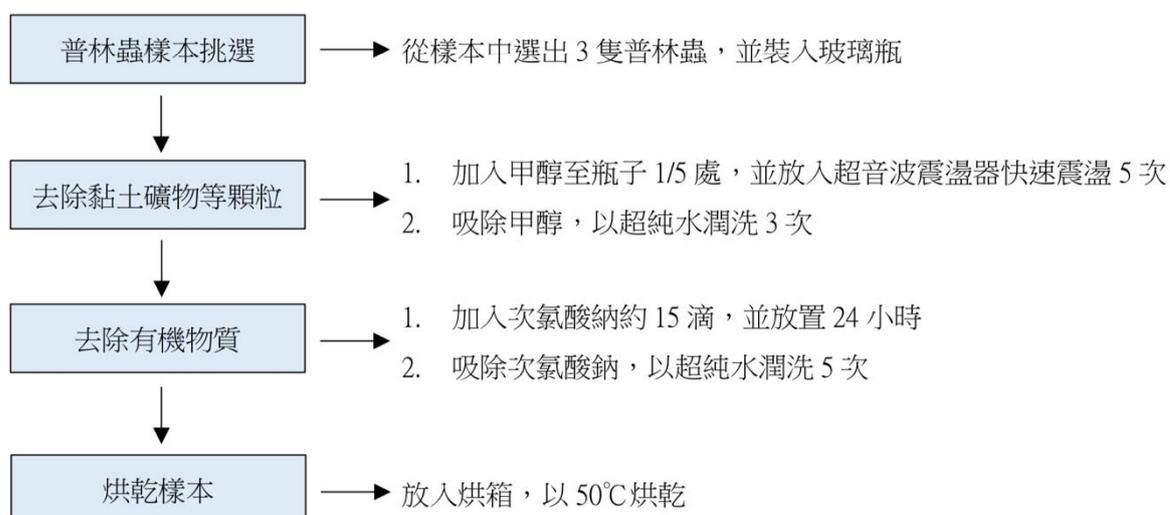
$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} \times 1000$$

由於 ^{16}O 和 ^{18}O 之原子量不同，含有原子量較小的 ^{16}O 之水分子比含 ^{18}O 之水分子容易被蒸發，因此當海水蒸發量增加、鹽度較高時，海水中的 ^{18}O 值相對會增加。有孔蟲造

殼時會從海水中汲取碳酸氫根離子以形成碳酸鈣，所以當海水蒸發量較大時，有孔蟲殼體內的¹⁸O比例也會因而隨之上升，海水蒸發量較小時，有孔蟲殼體內的¹⁸O比例則會相對下降。另外，基於化學動力學的特性，當海水溫度較高時，原子量小的¹⁶O與原子量大的¹⁸O會形成化學分化的效果，造成浮游生物碳酸鈣殼體中的¹⁸O含量相對減少(劉進興，2012)。

故只要分析有孔蟲的殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 進行計算與比對，並搭配以鎂鈣元素比算出的溫度值，依公式 $T(^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.8(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)$ ，其中T為溫度，而 $\delta^{18}\text{O}_c$ 、 $\delta^{18}\text{O}_w$ 分別為有孔蟲殼體碳酸鹽以及碳酸鹽形成時的水體氧同位素值 (Bemis et al., 1998) 推算，就能反推得知該有孔蟲形成殼體時的水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 。

(二) 進行氧同位素分析之普林蟲的清洗與前置作業



此實驗步驟為臺灣大學地質科學系發展完成：

1. 加入甲醇至瓶子約1/5，放上超音波震盪器震盪5次。此步驟的目的在去除附著沾黏在殼體上之黏土礦物與其他顆粒，並可去除水的表面張力的影響，加速後續步驟的化學反應速率。
2. 將上層甲醇溶液吸除，並加入8分滿之超純水後，放上超音波震盪器震盪清洗後吸除上層水溶液，重複此步驟3次。
3. 加入次氯酸鈉15滴，放置24小時。此步驟因次氯酸鈉為氧化劑，對有機物有很強的氧化作用，可以去除殼體上的有機物質。
4. 重複步驟2，以超純水清洗5次。

5.放入烘箱，以50°C烘乾。

6.樣本烘乾後將樣本放入上機瓶，準備上機。

(三) 測定氧同位素含量

使用國立臺灣師範大學地球科學系的超微氣相比例質譜儀 (IRMS) 進行分析。

四、數據分析

(一) 鎂鈣元素比值

總共取海洋岩芯MD05-2925內深度1792-1793, 1802-1803, 1810-1811, 1817-1818, 1830-1831, 1837-1838, 1850-1851, 1857-1858, 1872-1873, 1882-1883, 1897-1898, 1900-1901, 1910-1911, 1920-1921, 1937-1938, 1950-1951, 1957-1958, 1960-1961, 1967-1968, 1980-1981, 1987-1988, 2000-2001, 2012-2013, 2020-2021, 2027-2028, 2032-2033, 2040-2041, 2047-2048, 2057-2058, 2067-2068, 2072-2073, 2082-2083, 2092-2093, 2097-2098, 2102-2103, 2112-2113, 2120-2121, 2127-2128, 2132-2133, 2140-2141, 2147-2148, 2152-2153, 2157-2158, 2162-2163, 2167-2168, 2172-2173, 2177-2178, 2182-2183, 2187-2188, 2197-2198, 2207-2208公分，共51份普林蟲樣本。經由SF-ICP-MS質譜儀所得出各深度樣本的鎂鈣元素比值後，將數值代入公式： $Mg/Ca = 0.328(\pm 0.007) \exp 0.090 (\pm 0.003) T$ (Anand et al., 2003)，算出鎂鈣元素比與其所對應之溫度並繪製溫度-年代的對應圖表。

(二) 氧同位素含量

總共取海洋岩芯MD05-2925內深度1792-1793, 1800-1801, 1802-1803, 1810-1811, 1817-1818, 1820-1821, 1830-1831, 1837-1838, 1840-1841, 1850-1851, 1857-1858, 1860-1861, 1870-1871, 1872-1873, 1880-1881, 1882-1883, 1897-1898, 1900-1901, 1910-1911, 1917-1918, 1920-1921, 1930-1931, 1937-1938, 1940-1941, 1950-1951, 1957-1958, 1960-1961, 1967-1968, 1970-1971, 1980-1981, 1987-1988, 1990-1991, 2000-2001, 2002-2003, 2007-2008, 2010-2011, 2012-2013, 2017-2018, 2020-2021, 2022-2023, 2027-2028, 2032-2033, 2037-2038, 2040-2041, 2042-2043, 2045-2046, 2047-2048, 2052-2053, 2057-2058, 2067-2068, 2072-2073, 2077-2078, 2080-2081, 2082-2083, 2085-2086, 2087-2088, 2090-2091, 2092-2093, 2095-2096, 2097-2098, 2100-2101, 2102-2103, 2105-2106, 2107-2108, 2110-2111, 2112-2113, 2117-2118, 2120-2121, 2122-2123, 2127-2128, 2132-2133, 2137-2138, 2140-2141, 2142-2143, 2147-2148, 2152-2153, 2157-2158, 2160-2161, 2162-2163, 2167-2168, 2172-2173, 2177-2178, 2180-2181, 2182-2183, 2187-

2188, 2190-2191, 2192-2193, 2197-2198, 2200-2201, 2202-2203, 2207-2208, 2212-2213, 2220-2221 公分，共93份普林蟲樣本。經由IRMS得出殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ ，繪製殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ -年代之對應圖表，並將殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 與先前以鎂鈣元素比所算出之溫度值代入公式： $T(^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.8(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)$ (Bemis et al., 1998)，得出有孔蟲所生活之海水的水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ ，並繪製水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ -年代之對應圖表。

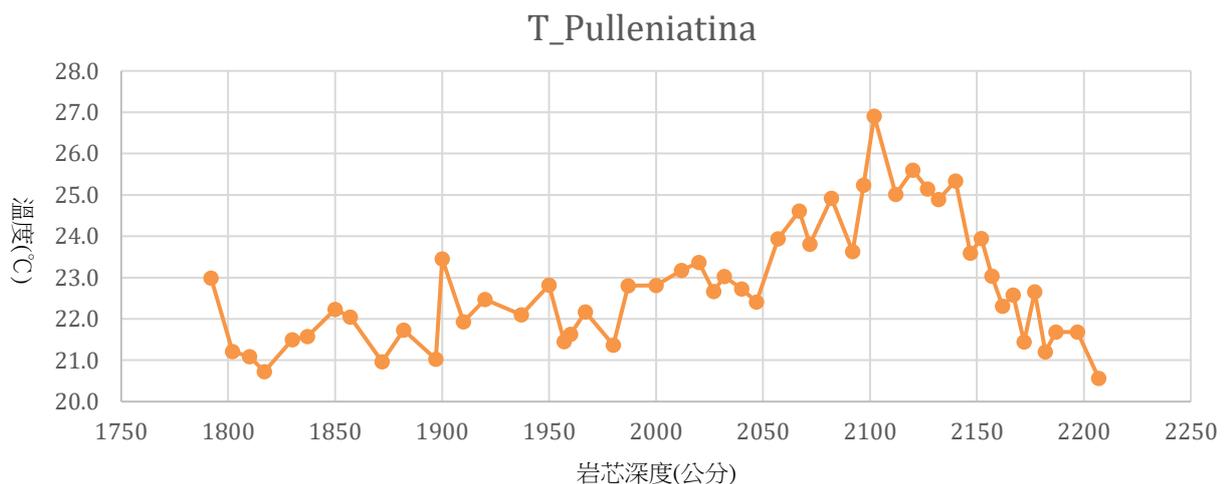
伍、研究結果

一、次表層海水數據結果

以下為40萬年前MIS 11之海水溫度、普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 、次表層海水水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 等數據之統整與分析結果。其中海溫是利用普林蟲之殼體鎂鈣元素比帶入前述公式得知；次表層海水水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 是利用已知的海溫和普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 經由前述公式回推而得。

圖表內以橘色線條表示普林蟲之殼體鎂鈣元素比和其所換算之溫度；以灰色線條表示普林蟲樣本殼體氧同位素比 $\delta^{18}\text{O}_c$ ；以藍色線條表示普林蟲樣本水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 。

(一) 鎂鈣元素比所換算之溫度



圖(六) 次表層海水溫度-岩芯深度圖表。

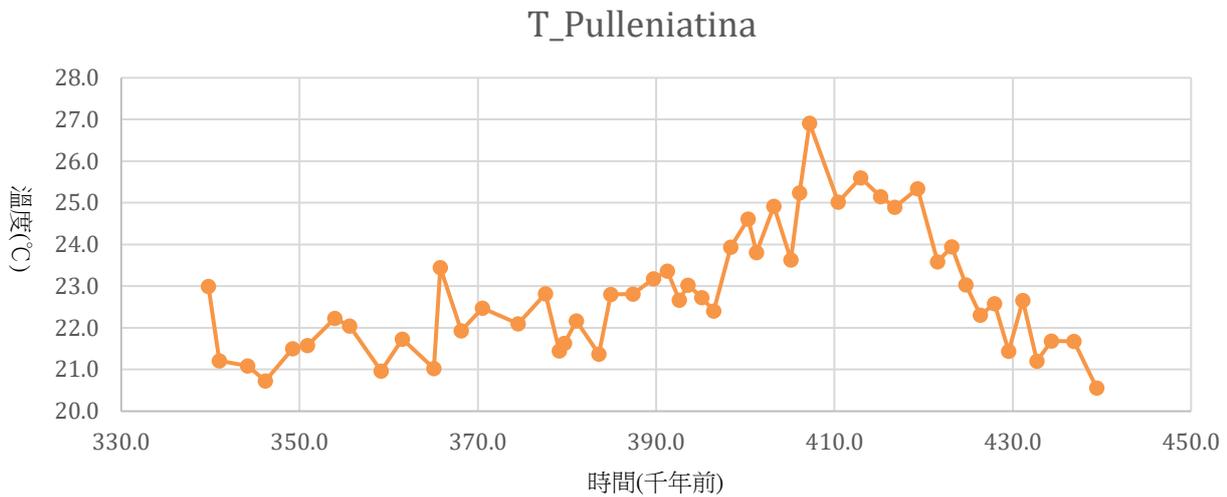


圖 (七) 次表層海水溫度-年代圖表。

利用SF-ICP-MS所測量之鎂鈣元素比換算出對應海溫，所得之數據與岩芯深度繪製的圖表如圖 (六)。再與臺灣大學地質科學系羅立教授實驗室所建立的MD05-2925岩芯年代模式對照後，將X軸之岩芯深度換算成其所對應之時間，繪製圖 (七) 次表層海水溫度-年代圖表。

從圖 (七) 次表層海水溫度-年代圖表中可知，次表層海溫自約439,400年前的20.6°C開始上升，至約407,200年達到最高溫26.9°C後，以比原先預期要較為快速的速度降溫。

(二) 次表層普林蟲殼體氧同位素比 $\delta^{18}\text{O}_c$

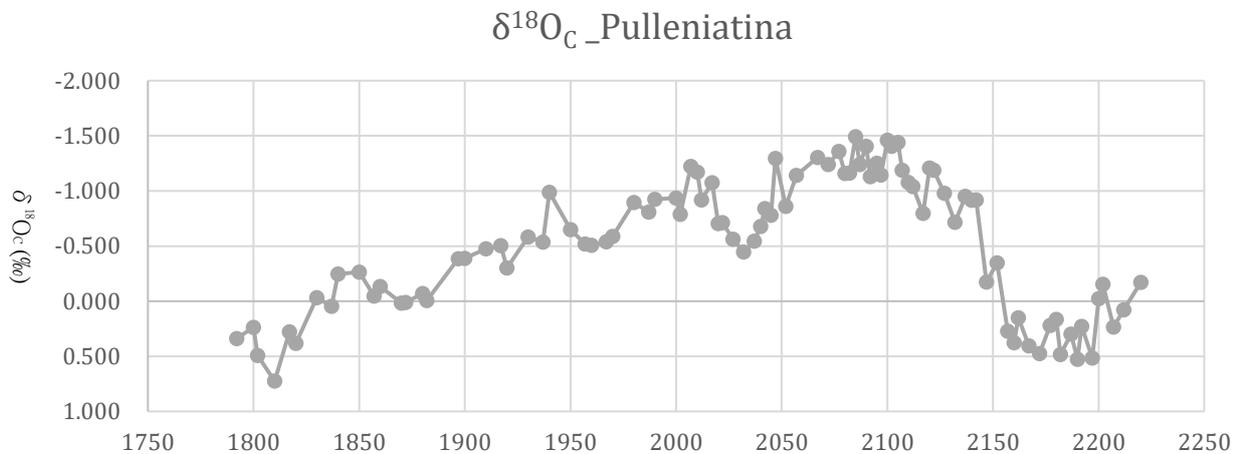


圖 (八) 次表層普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ -岩芯深度圖表。

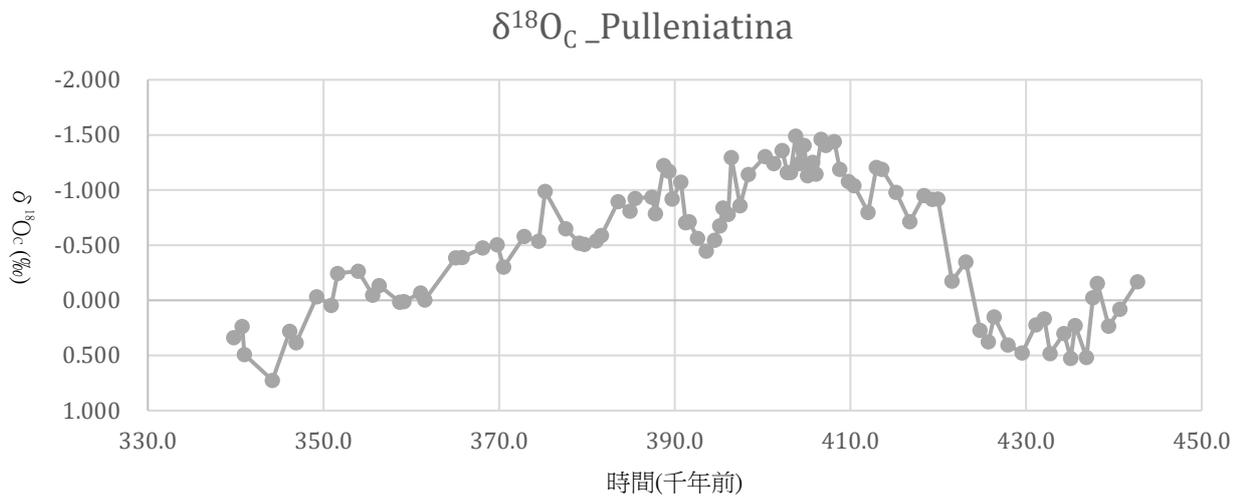


圖 (九) 次表層普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ -年代圖表。

由於分子量較大的氧同位素¹⁸O較¹⁶O不容易被蒸發，因此能使用樣本殼體內的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 作為判斷當時海水蒸發量、鹽度或是溫度的參考，當¹⁸O之含量比例越高，當時的海水蒸發量或是鹽度也相對越高。

圖 (八) 為次表層普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 與岩芯深度之圖表，再與臺灣大學地質科學系羅立教授實驗室所建立的MD05-2925岩芯年代模式對照後，將x軸之岩芯深度換算成其所對應之時間，繪製圖 (九) 的次表層普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ -年代圖表。從圖 (九) 的數據之變化可觀察到的趨勢大致如下：自約430,000年前開始上升，約405,000年前達到最高點，並以相對於上升時期較緩慢的速度下降。

(三) 次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$

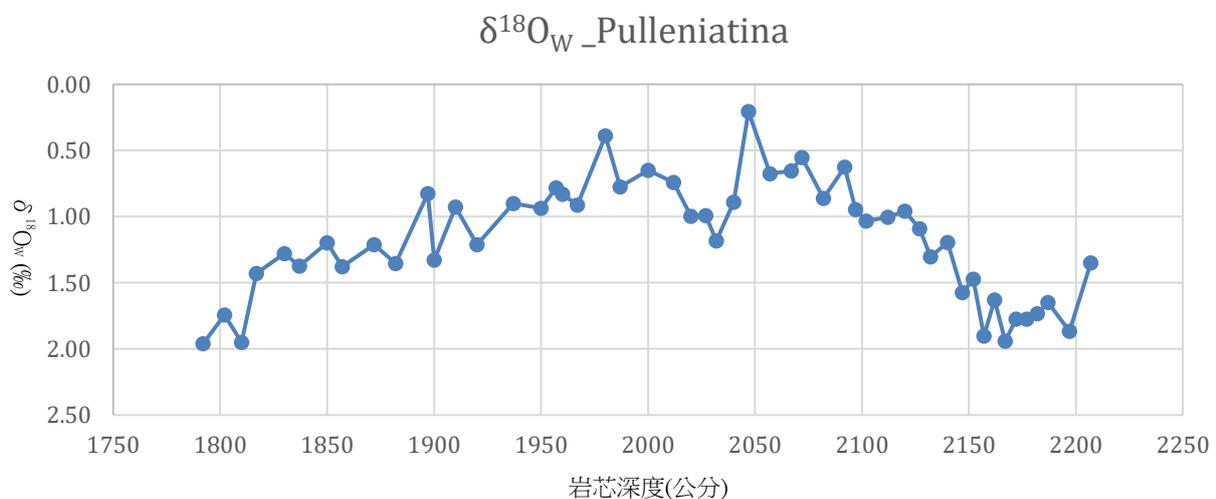
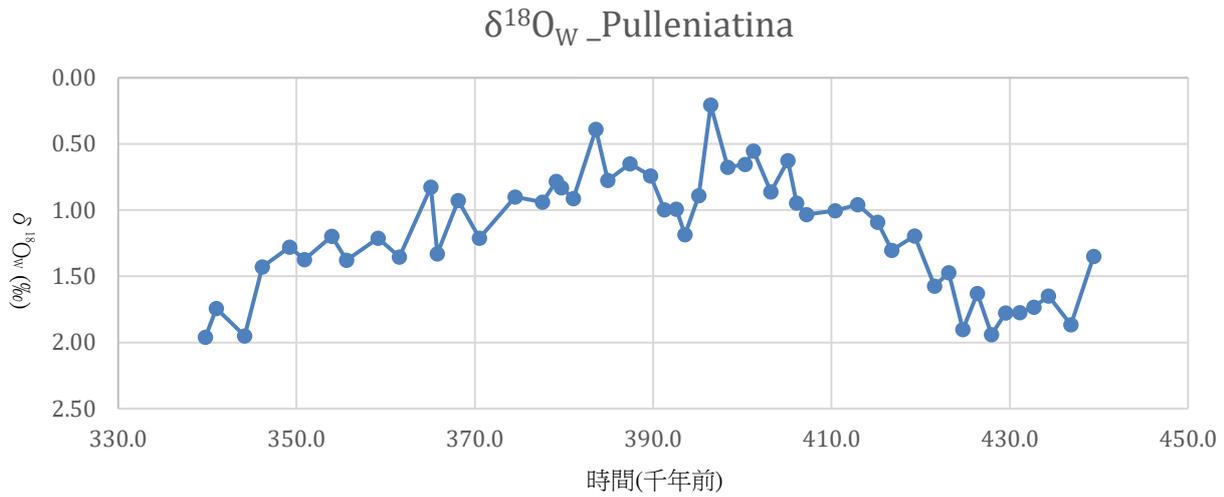


圖 (十) 次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ -岩芯深度圖表。



圖(十一) 次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ -年代圖表。

水體氧同位素是利用已知的海溫和殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 所推算出之值。圖(十) 為次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 與岩芯深度之圖表，再與臺灣大學地質科學系羅立教授實驗室所建立的MD05-2925岩芯年代模式對照後，將x軸之岩芯深度換算成其所對應之時間，繪製圖(十一) 的次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ -年代圖表。

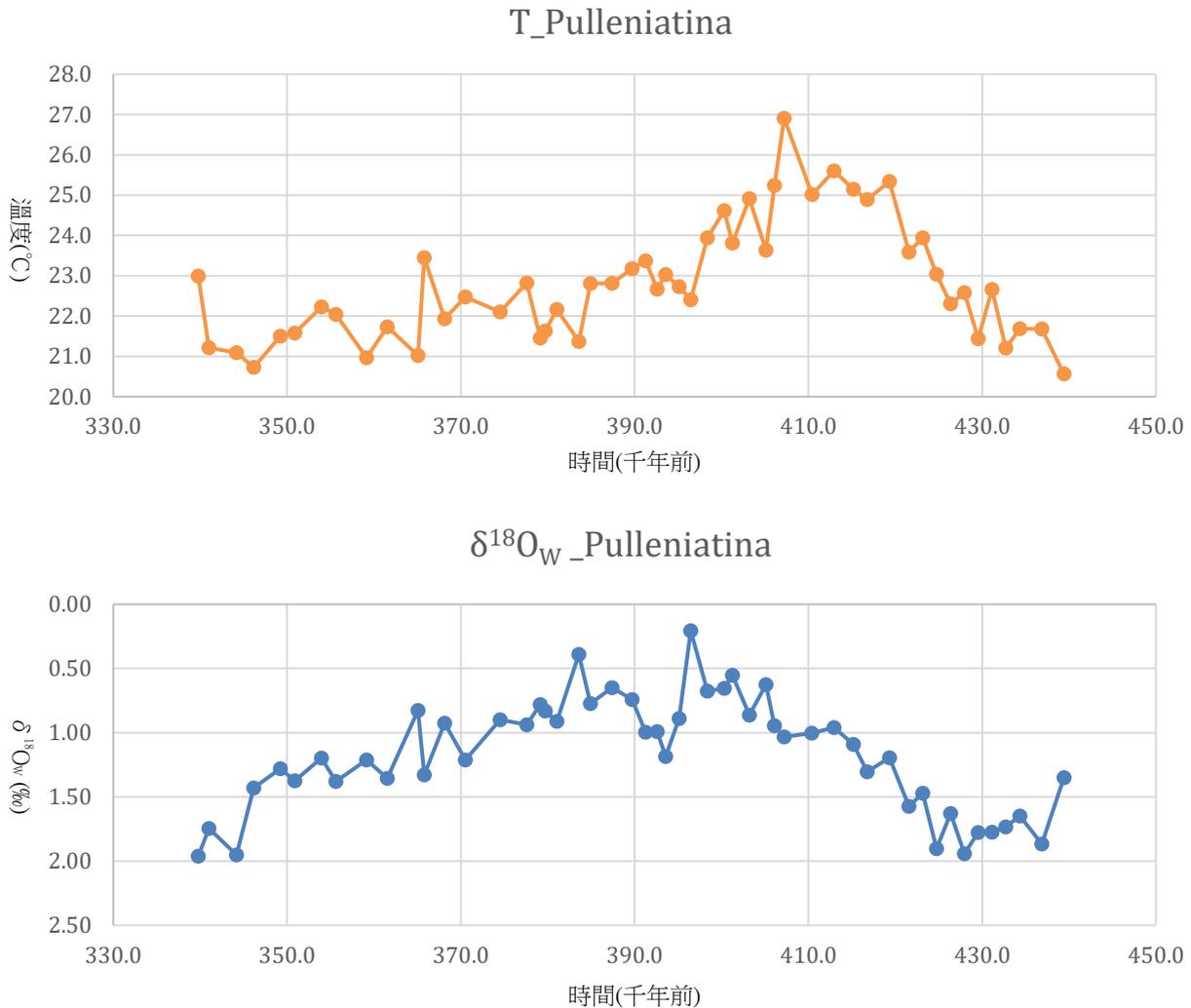
從圖(十一) 次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ -年代圖表中可知，次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 之變化趨勢大約如下：自約436,900年前開始上升後於396,500年前達到最大值，然後開始以相對於上升時期較緩慢的速度下降。

陸、討論

一、次表層海水數據分析

圖表內以橘色線條表示普林蟲之殼體鎂鈣元素比和其所換算之溫度；以其他顏色線條表示其他數據。

(一) 次表層海溫與次表層水體氧同位素 $\delta^{18}O_w$ 變化之比較



圖(十二) 次表層海溫與次表層水體氧同位素 $\delta^{18}O_w$ 變化之比較。上方為次表層海溫，下方為次表層水體氧同位素 $\delta^{18}O_w$ 之變化。

比較次表層海溫與水體氧同位素 $\delta^{18}O_w$ 之變化，可以發現次表層海溫變化與水體氧同位素 $\delta^{18}O_w$ 雖然有些微時間差，但依然擁有相同的上升趨勢。可是當次表層溫度在下降時，水體氧同位素 $\delta^{18}O_w$ 卻沒有和溫度一起下降，仍保持在偏輕的狀態。

為了更清楚地看出兩者趨勢，我們使用五點移動平均 (5-point running average) 的方式將各資料點加上前後各兩筆資料後平均，繪製兩種數據資料相疊的圖表，如下：

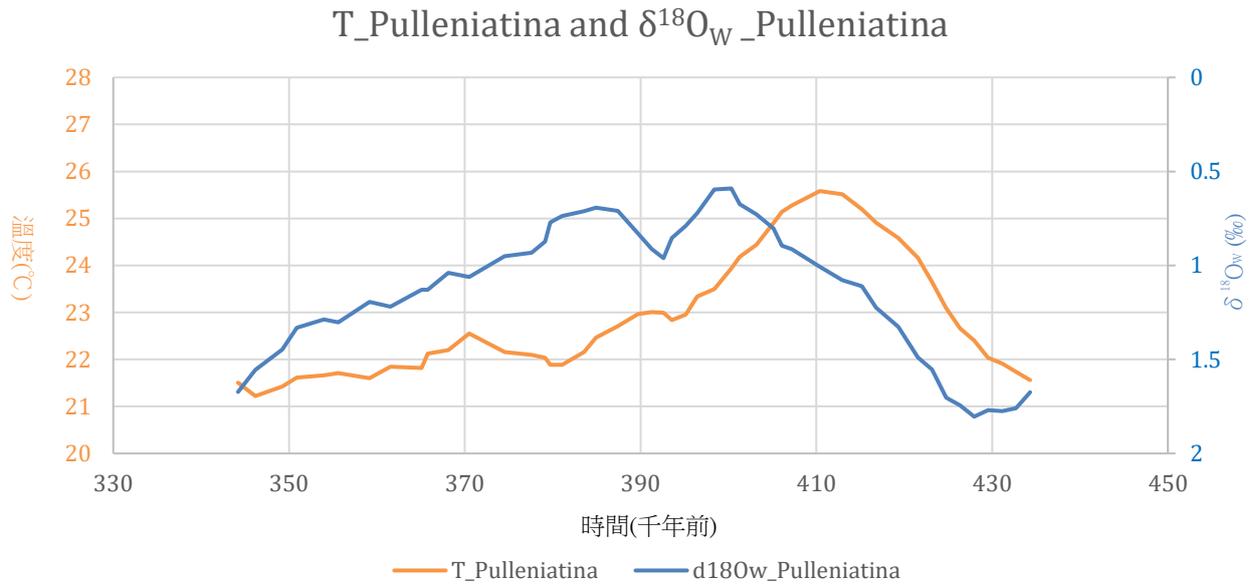


圖 (十三) 次表層海溫與次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 變化之移動平均比較圖。

從圖 (十三) 便可以明顯的看出，次表層海溫的變化均較水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 迅速，且兩者達到最高值後並未如同上升時擁有相同趨勢，次表層海水的溫度較直接下降回到原先低溫，水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 則是一直保持在偏輕的狀態。

由於海水鹽度變化也會影響氧同位素含量的多寡，鹽度越低時水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 越輕，因此上述這個水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 未隨溫度變化一起下降的狀況也就表示了當時次表層海水之鹽度較理論上應為的鹽度低。造成海水鹽度降低的原因主要有兩種，一為當地海水的來源改變，另外一種可能是當地海水來源水團的水量增加而沖淡了原先的鹽度。

(二) 次表層海溫與全球底棲氧同位素平均曲線之比較

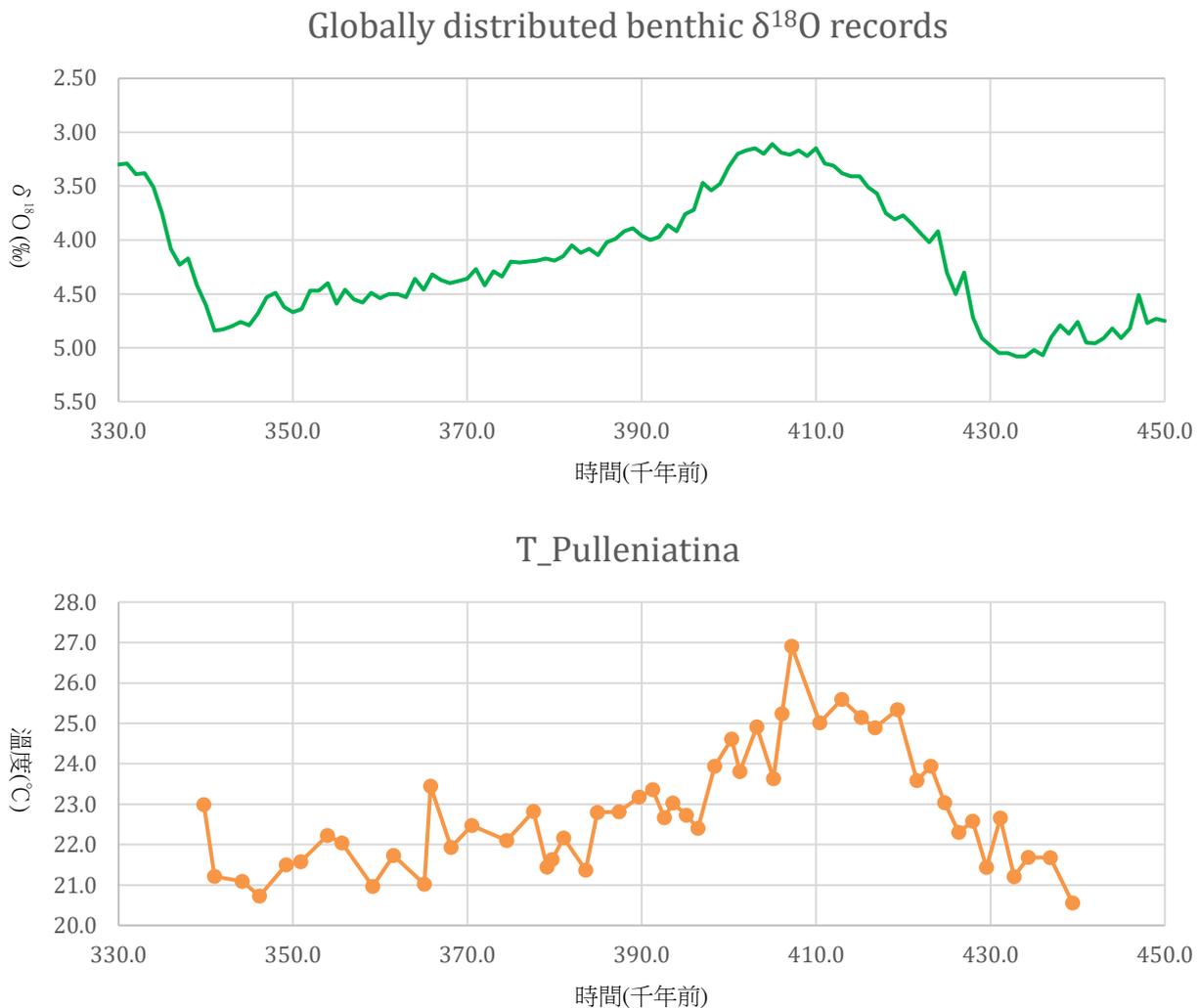


圖 (十四) 次表層海溫與全球底棲氧同位素平均曲線之比較。上方為全球底棲氧同位素平均曲線-年代圖表，下方為次表層海水溫度-年代圖表。

圖 (十四) 上方為全球底棲氧同位素平均曲線 (此數值取自Lisiecki and Raymo, 2005)，因為數值與全球平均之冰期-間冰期海溫變化趨勢接近，可代表全球冰期-間冰期之海溫變化。比較圖 (十四) 的上下兩表可以發現，全球底棲有孔蟲的平均氧同位素含量 $\delta^{18}O_w$ 在上升後經過一個很長的高溫期，也就是間冰期MIS 11，才開始逐漸下滑；但是MD 05-2925處的次表層海溫卻在達到最高溫後，沒有像全球底棲氧同位素平均曲線一樣維持一段時間才下降，便直接開始降溫進入冰期。

為了更清楚地看出兩者的趨勢變化，我們使用移動平均數的方式將各資料點加上前後各兩筆資料後平均，繪製兩種數據資料相疊的圖表，如下圖：

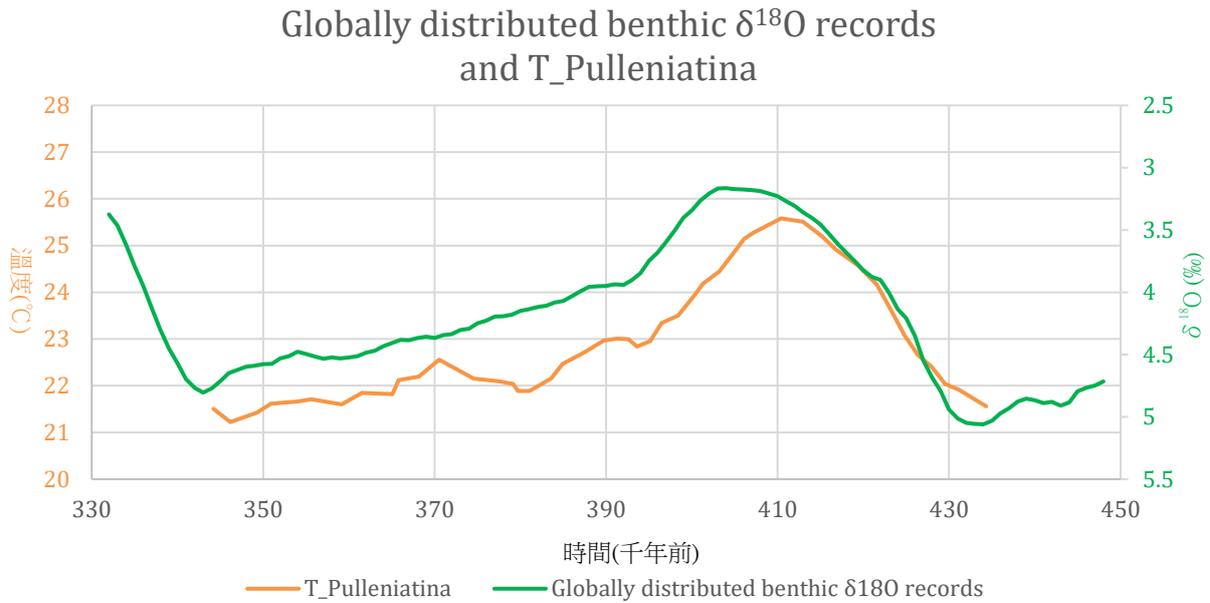
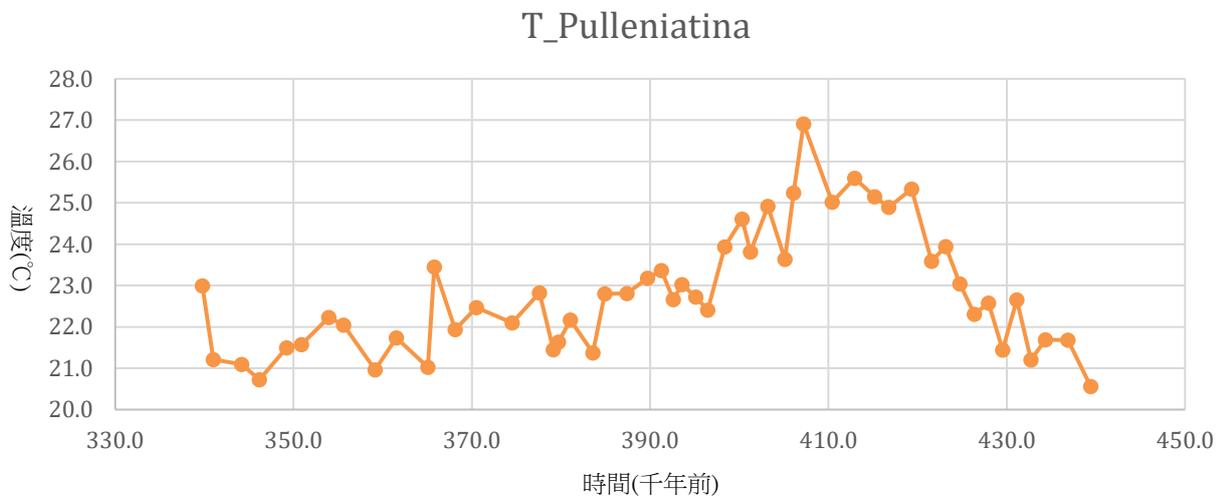
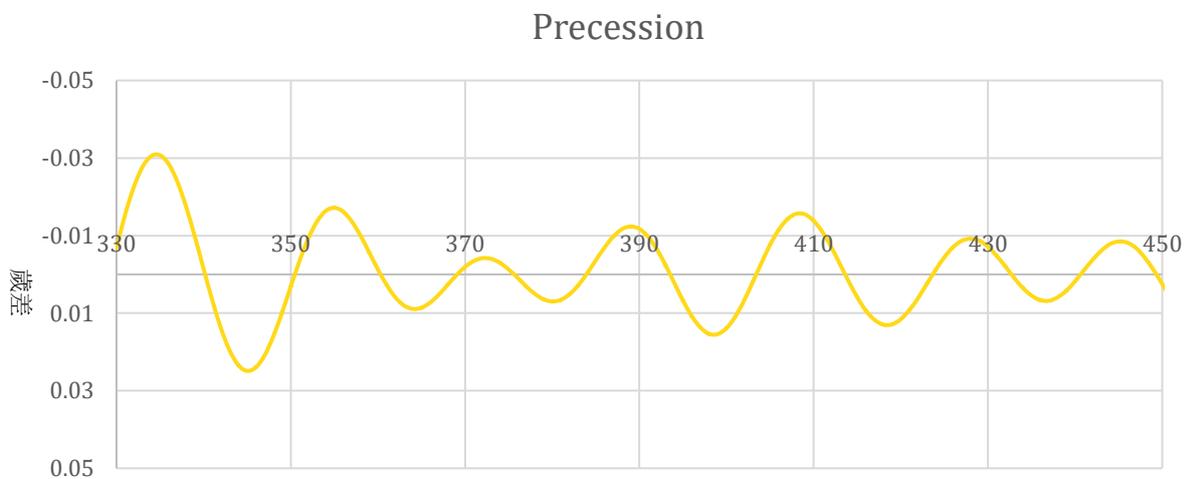
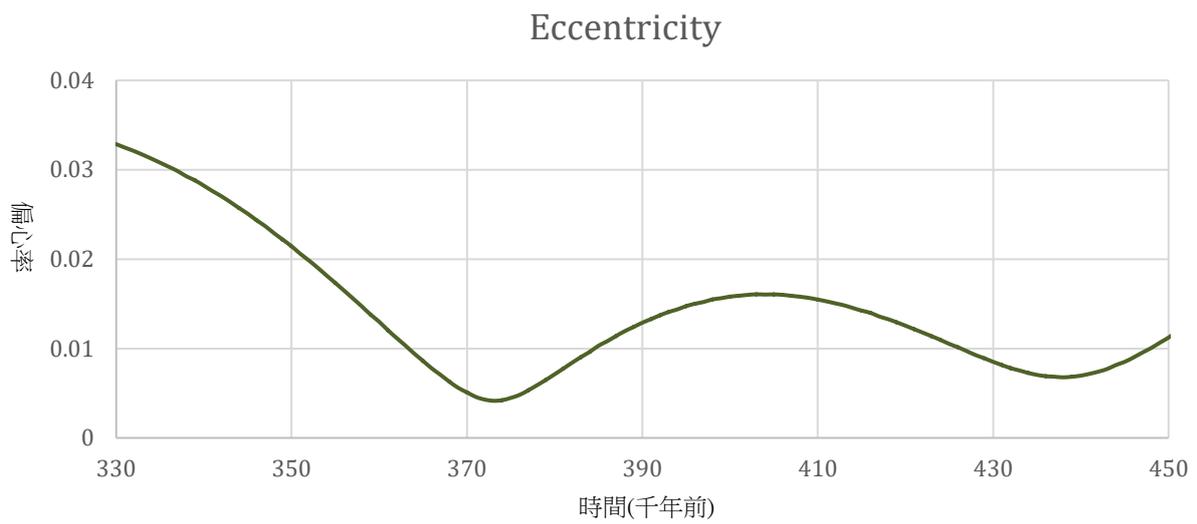
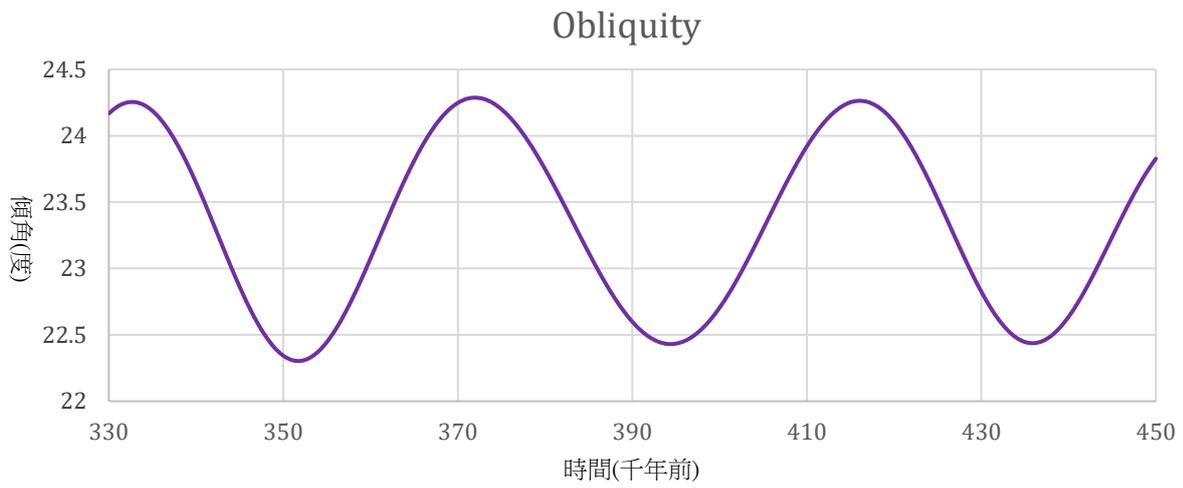


圖 (十五) 次表層海溫與全球底棲氧同位素平均曲線之移動平均比較圖。

從圖 (十五) 便可以明顯的看出，次表層海溫在降溫時的速度明顯較全球底棲氧同位素平均曲線快速。

(三) 次表層海溫與地軸傾角、偏心率、歲差變化之比較





圖(十六) 次表層海溫與當時的地軸傾角、偏心率、歲差變化比較。從上至下分別為次表層海溫、地軸傾角變化、偏心率變化、歲差變化。

為了找出次表層海溫未隨著全球底棲氧同位素平均曲線變化的原因，我們將次表層海溫與當時的地軸傾角、偏心率、歲差變化圖表進行比較，並且為了更清楚地看出幾個圖表的趨勢變化，我們使用移動平均數的方式將各資料點加上前後兩筆資料後平均，繪製兩種數據資料相疊的圖表，如下圖：

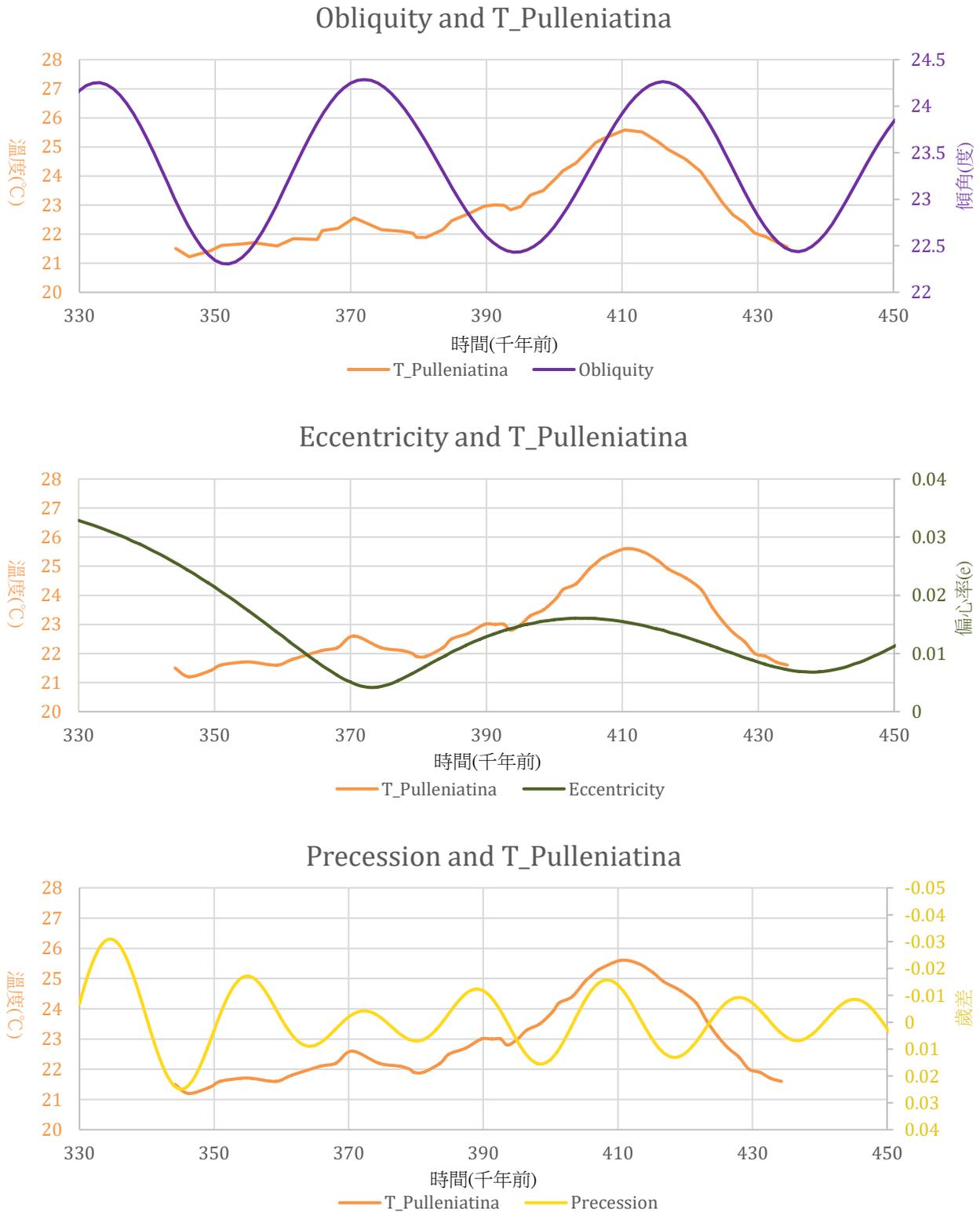


圖 (十七) 次表層海溫與當時的地軸傾角變化、偏心率變化、歲差變化移動平均比較圖。

如圖 (十七) 所示。在經過比較之後可以發現，當時的次表層海溫之變化與以4萬年為週期的地軸傾角有較為明顯的相關性。

我們發現次表層海溫升溫並達到最高溫後再降溫的時間點 (約43-39萬年前) 與地軸傾角從低轉高再變低的時間點重疊。在文章Lee et al. (2005) 中學者使用電腦模型進行模擬後，指出當地軸傾角變大，會導致高緯度日照量增加而海表溫上升、低緯度日照量減少而海表溫降低，兩者間能量梯度縮小 (附錄四)。因此我們推論MD05-2925的次表層海溫變化與地軸傾角變化有相關性。能證明此論點的原因是當地球處於高傾角狀態時，高低緯度間的溫度梯度縮小時會使兩者間的海流速度變慢，高緯度冷水團經由次表層海域流向低緯度的冷水也因而減少，且溫度也可能較為升高，所以位於熱帶太平洋暖池南緣的MD05-2925之次表層海溫會相對上升。

而當地軸傾角再次升高 (約39萬年前之後) 次表層海溫沒有隨之上升的原因可能為當時的氣候系統已經開始進入冰期，全球冰川體積也因此上升，導致地軸傾角對海溫的影響較不明顯。

從圖 (十七) 中的次表層海溫-地軸傾角變化圖中便可以明顯的看出，次表層海溫溫度改變的時間點稍慢於地軸傾角變化，因此我們推測當地軸傾角改變後，會進而影響地球所受日照量造成次表層海溫的改變。

上述對於地軸傾角改變所做出之推測正好應證先前我們對於海水鹽度改變對海溫的影響所做出之推論：當地軸傾角上升，高低緯度間溫度梯度縮小而造成中緯度海流減緩，因此對MD05-2925所在的南半球低緯度次表層海域而言，來自高緯度的海水變少，海水溫度上升；當地軸傾角下降，高緯度流向低緯度的海水增加，海水溫度下降且鹽度也較低。

柒、結論

- 一、自太平洋暖池西南部的所羅門海之海洋岩芯MD05-2925中，藉由浮游性有孔蟲普林蟲 (*Pulliniatina obliquiloculata*) 之鎂鈣元素比值分析當地次表層海溫，得知次表層海溫與全球底棲氧同位素平均曲線大致相同，但是次表層海溫較全球底棲氧同位素平均曲線快速進入冰期。
- 二、地軸傾角變化與次表層海溫變化可能有一定相關。當地球處於間冰期且高傾角狀態時，海洋岩芯MD05-2925中所測出之次表層海溫與地軸傾角擁有相同的升降趨勢。這可能是

因為當地軸傾角上升，高低緯度間溫度梯度縮小而造成中緯度海流減緩，因此對MD05-2925所在的南半球低緯度次表層海域而言，來自高緯度的海水變少，海水溫度上升。

三、海洋岩芯MD05-2925中藉所測出之普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_c$ 推算出之次表層水體氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_w$ 在冰期到間冰期溫度上升時與次表層海溫呈現大概相同的趨勢；但是從間冰期進入冰期的降溫時期開始，水體氧同位素含量並未隨著海溫快速下降，而是維持在較輕的狀態緩慢變化。次表層海水之鹽度在間冰期MIS 11進入冰期MIS 10時產生之變化可能與地軸傾角有關係。我們推測可能是由於傾角的改變影響海水之流動，進而造成MD05-2925處在低傾角時次表層海水來源產生變化或是有鹽度較低的海水流入，沖淡了原先的鹽度。

四、綜合以上三點，本研究認為：地軸傾角變化會影響高低緯度間日照量差異，進而改變高低緯度間海流速度，造成當地球呈現高傾角狀態時低緯度之次表層海溫因為與高緯度間日照差小，而使兩者溫梯度縮小，導致高緯度次表層鹽度、溫度低的海水流向低緯度之流量減少。由於鹽度、溫度低的海水流向低緯度之流量減少，也便造成低緯度海水鹽度因此而相對上升，本研究亦展現了地球在過去的超級暖期中，低緯度海洋對於高緯度地區變化的敏感反應。

捌、未來展望

一、後續我們希望可以增加普林蟲樣本的數目，讓資料點完整包含從冰期升溫進入間冰期與從間冰期降溫回到冰期的溫度紀錄，以繪製完整的變化圖表，對上述現象做出更精準的推測與判斷。

二、利用本研究中對於MIS 11中所得的發現與推測，和現代海洋資料比對，進一步初窺未來可能的海洋與氣候變化。

三、分析先前已測量之樣本碳同位素比，嘗試找出碳同位素數值所代表的意義，並與目前已知的其他數據相互比較，獲得更為詳盡的古海洋資料。

四、希望日後能在除了MIS 11及前後冰期之外的時段進一步研究，討論本研究中提出的推論是否能應用於其他時段，以確認此推論之應用性與提高此推論之完整性。

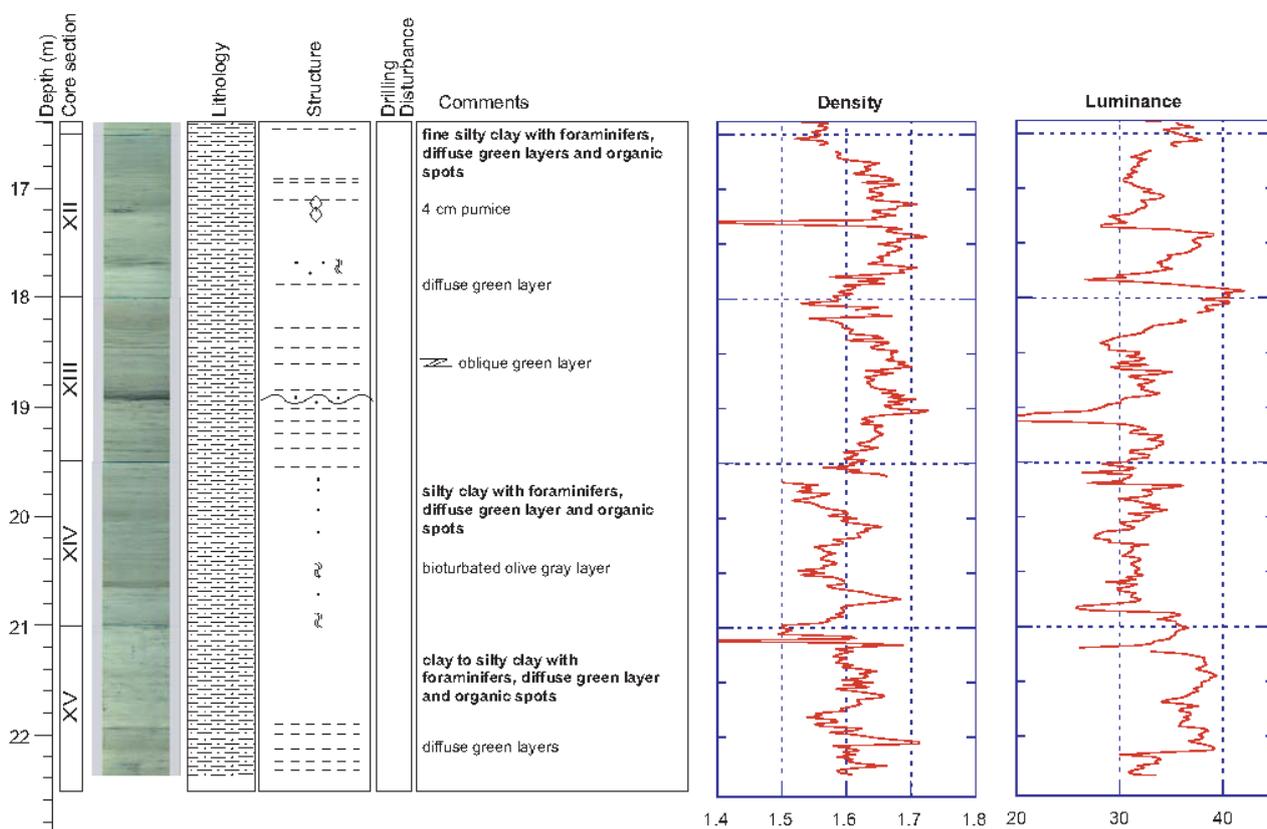
玖、參考資料

- 一、劉進興 (2012)，利用岩心GH-2004紀錄探討最近2萬6千年黑潮中下游區之古海表水文變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文。
- 二、王矜原、黃昭元，苗栗後龍磚場有孔蟲化石與古氣候之研究，中華民國第49屆中小學科學展覽會。
- 三、蔣孟庭、魏國彥、莊智凱、羅立 (2014)，利用西赤道太平洋岩芯ODP 1115B探討浮游性有孔蟲Pulleniatina屬早更新世的左旋旋向事件與族群結構變化，西太平洋地質科學 Westerm Pacific Earth Sciences, v.15-18, p53-82.
- 四、國立海洋大學海洋數位典藏 浮游性有孔蟲普林蟲介紹，<http://meda.ntou.edu.tw/core/?t=4&i=Classification-34>。
- 五、科技部新聞稿，共舞不同步的東亞與澳洲季風系統 二十八萬年來西太平洋低緯降雨帶大解密。
- 六、Anand et al. (2003), Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series, *Paleoceanography*, 18, 1050, doi:10.1029/2002PA000846.
- 七、Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J. and Lea., D.W. (1998), Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised palaeotemperature equations, *Paleoceanography*, v.13, pp.150-160.
- 八、Lee, S.-Y. and C. J. Poulsen (2005), Tropical Pacific climate response to obliquity forcing in the Pleistocene, *Paleoceanography*, 20, PA4010, doi:10.1029/2005PA001161.
- 九、Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- 十、Lo, L et al. (2014), Determination of element/Ca ratios in foraminifera and corals using cold- and hot-plasma techniques in inductively coupled plasma sector field mass spectrometry, *Journal of Asian Earth Sciences* 2014, 81, 115-122, doi:10.1016/j.jseas.2013.11.016.
- 十一、Global Greenhouse Gas Reference Network, Earth System Research Laboratory Global Monitoring Division, <https://esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/>.
- 十二、Google Earth
- 十三、Hayward, Bruce W., Pulleniatina obliqueloculata, WoRMS image.
- 十四、Fabrice Lambert, Wikimedia Commons. https://en.wikipedia.org/wiki/File:%22EDC_TempCO2Dust%22.svg

十五、 Why does the Earth's orbital eccentricity oscillate with a period of about 100,000 years? <https://astronomy.stackexchange.com/questions/25806/why-does-the-earths-orbital-eccentricity-oscillate-with-a-period-of-about-100-0>

附錄一

海洋岩芯 MD05-2925岩芯照片與沉積描述，本研究採用此岩芯約1792-2220公分處。



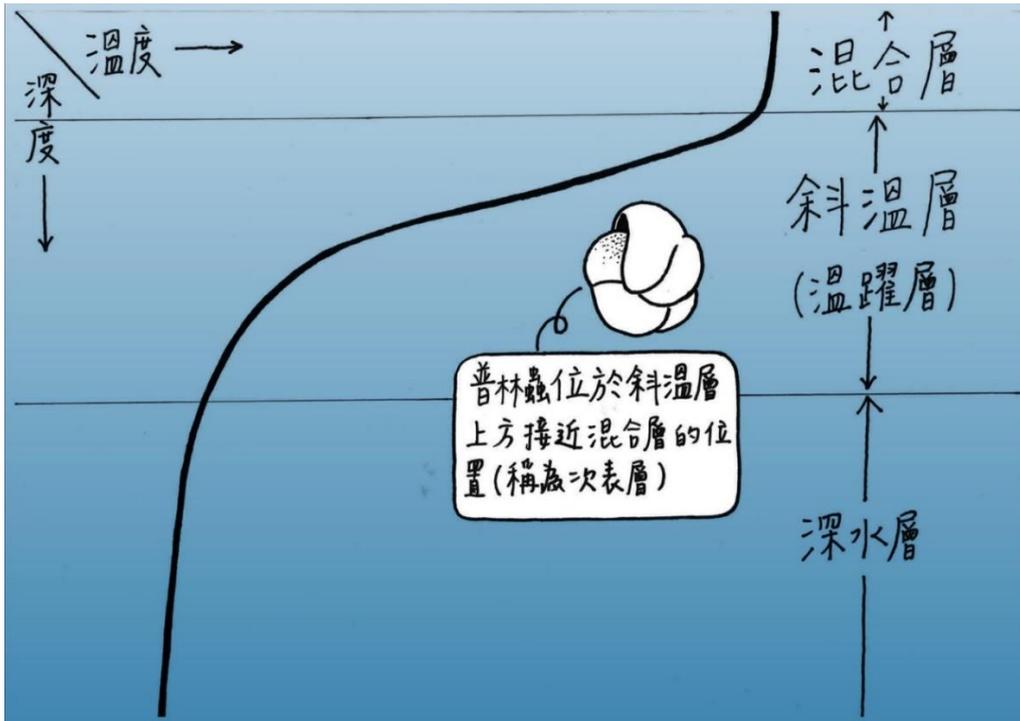
附錄二

利用磁場式感應耦合電漿質譜儀 (Sector Field Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer, SF-ICP-MS, Element II) 分析有孔蟲殼體中微量元素簡易操作步驟流程 (參考Lo et al., 2014) :

1. 分析前先將樣本以5% HNO₃溶解。
2. 利用已知多種類元素濃度之標準樣品將儀器訊號調至平穩。
3. 利用標準樣本測定樣本的Ca離子濃度，並將其稀釋調整至接近標準樣本。
4. 設立分析程序，在4-5個樣本之間利用標準樣本校正訊號飄移。
5. 在整個分析程序中放入自製的標準樣本監測整體訊號飄移與儀器表現。
6. 測試完畢後計算數據。

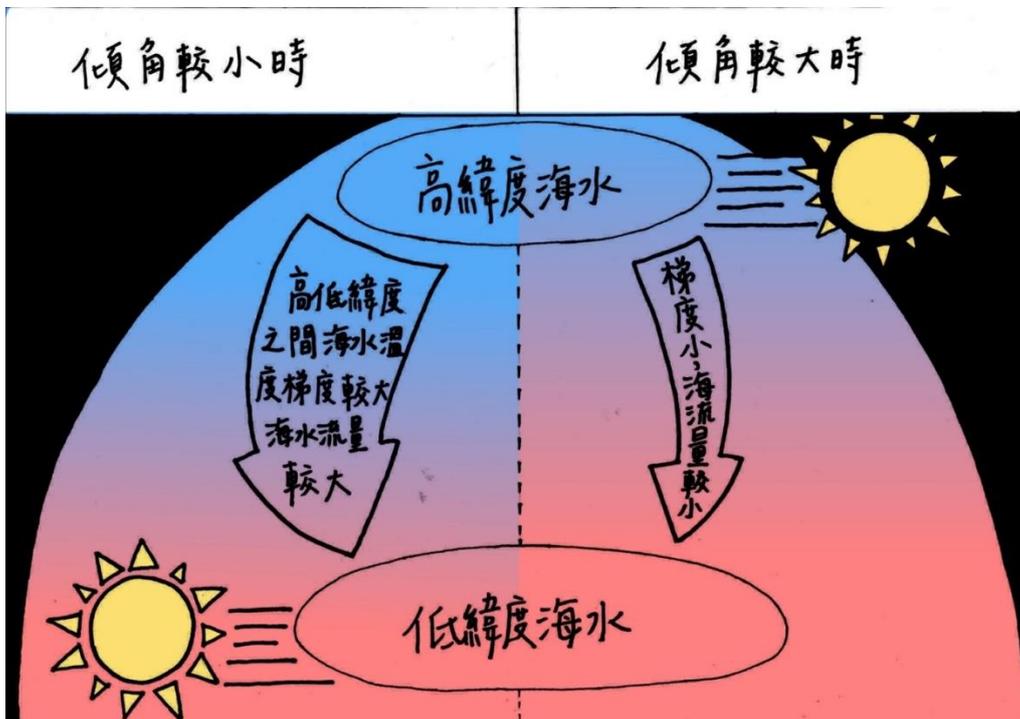
附錄三

普林蟲生活海域與海水分層示意圖。



附錄四

高低傾角對於地球所受日照量和水文變動示意圖。



【評語】 051903

本作品分析西太平洋暖池南部 MD05-2925 號岩芯中的普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*) 的 Mg/Ca 比值及 $\delta^{18}\text{O}$ 值，再以這些量測值所代表之溫度意義討論全球溫度變化與日地關係之關連。內容涵蓋地球化學、天文軌道、自轉軸指向與進動的知識。文中對研究動機、研究背景、研究目的及分析方法皆有適當說明。以有孔蟲之 Mg/Ca 比值及 $\delta^{18}\text{O}$ 值作為古海洋溫度示蹤劑已經是海洋學中行之有年的研究方法，惟需仰賴如此研究所用之高階質譜儀以取得精準數據。建議再深入了解儀器分析原理、數據計算細節及數據誤差值，並將誤差值納入討論。另可對鹽度變化對 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影響再多做說明。

摘要

探討40萬年前地球歷史中一次與現今地球狀況類似的超級間冰期MIS 11 (Marine Isotope Stage, MIS 11, 424,000年~374,000年前)時，西太平洋暖池的海洋與氣候變遷。使用採自西太平洋暖池南部MD05-2925號岩芯中的次表層浮游性有孔蟲普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*) 殼體進行鎂鈣元素比和氧同位素比地球化學分析，以獲得次表層海水溫度及其他數據，進而分析氣候相關現象。經過數據分析與比對後，本研究提出間冰期MIS 11與其後進入冰期時產生之次表層溫度與鹽度變化可能和地球傾角有一定正相關。

研究目的

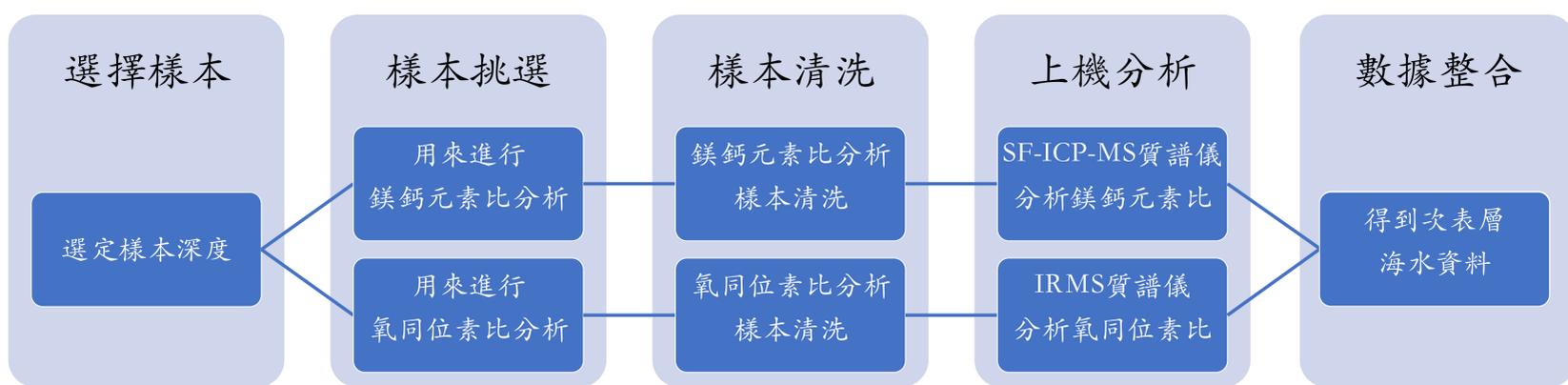
- 一、利用化學分析方法取得MIS 11時西太平洋暖池的次表層海溫
- 二、比較次表層海水各項化學分析數據
- 三、利用化學分析之數據和比較結果，探討古海洋與古氣候之變遷

研究器材與方法

研究器材

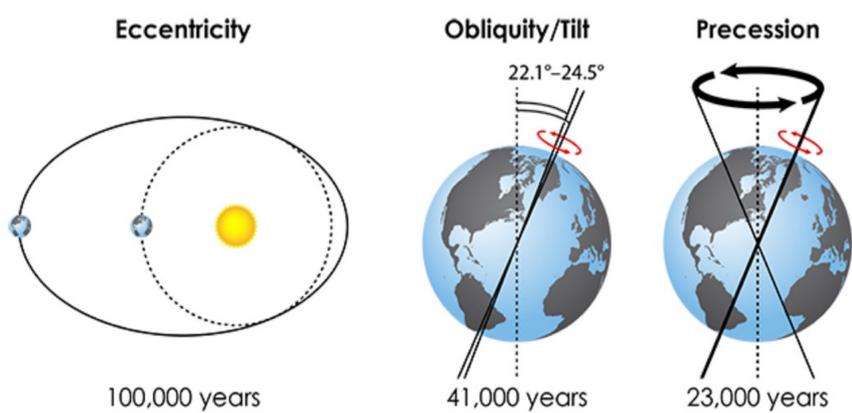
感應耦合電漿質譜儀 (Sector Field Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry, SF-ICP-MS, Element II)、超微氣相比例質譜儀 (Isotopic Ratio Mass Spectrometry, IRMS)、海洋岩芯MD05-2925、普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*)、化學藥品、化學設備。

研究方法

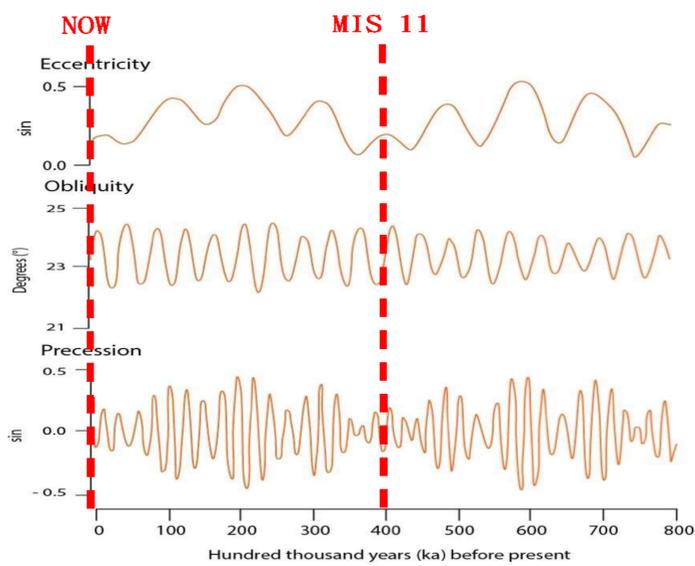


研究原理

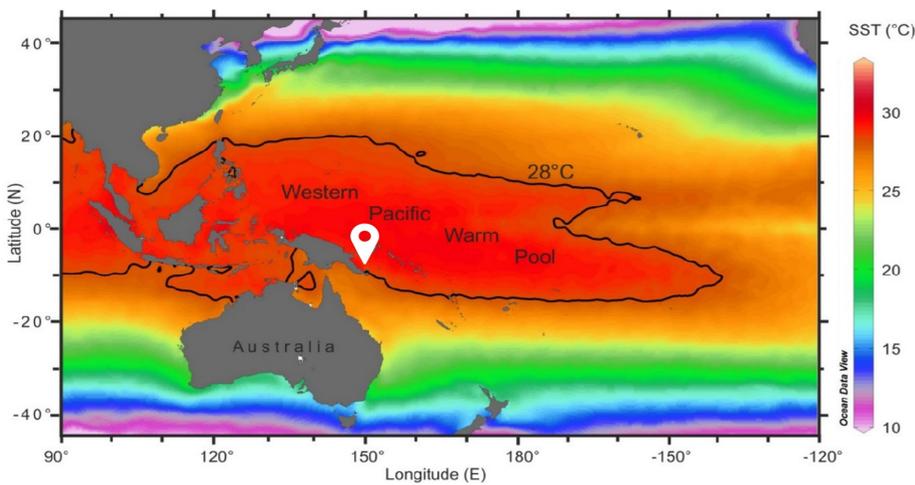
一、研究背景與材料



圖一、米蘭科維奇週期示意圖。從左到右分別為：地球軌道偏心率、地球傾角、歲差^[1]

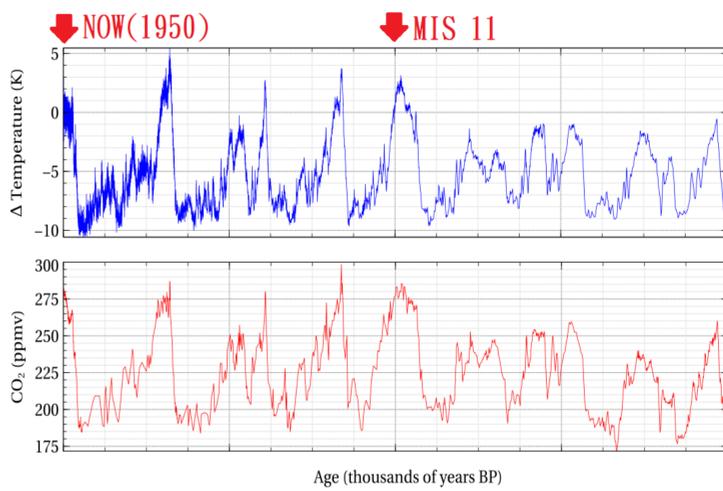


圖二、過去80萬年之地球軌道偏心率、傾角、歲差變化^[2]



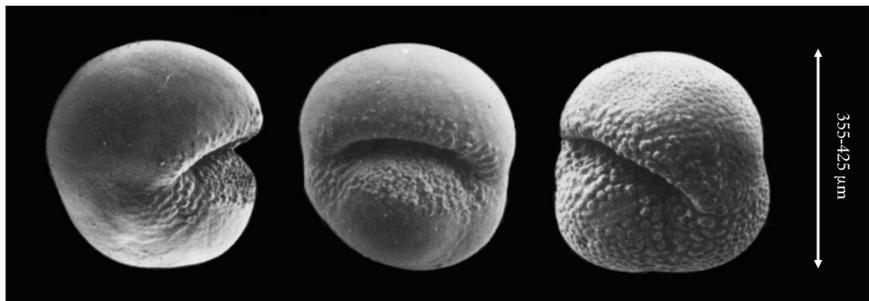
圖三、西太平洋暖池與MD05-2925站位示意圖^[3]

暖池定義為年平均海溫高於28°C的區域，蘊含大量熱量、交互作用旺盛，會對氣候系統造成重大影響。我們所研究的站位MD05-2925 (9°20'36.6"S 151°27'36.7"E，水深1642公尺) 位於圖三中西太平洋暖池南緣的白色標籤標示處。

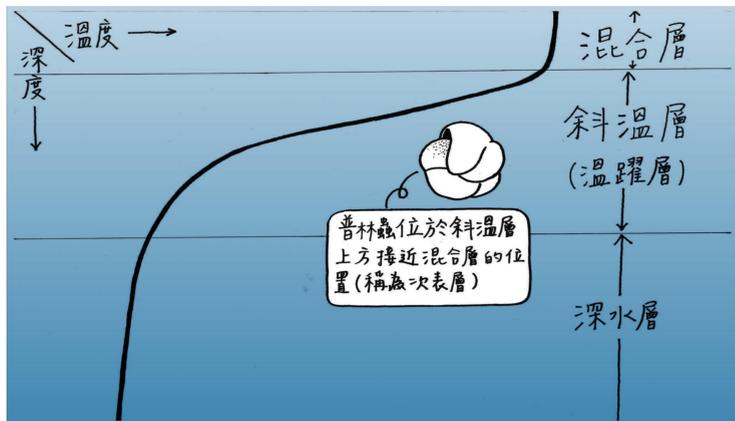


圖四、過去80萬年之南極冰芯數據^[4]

MIS 11的溫度以及二氧化碳含量與現今數值較為接近，且MIS 11與前後冰期溫度變化差距明顯，呈現逐漸冷卻進入冰期、快速冰川消融進入間冰期的階梯型圖形。圖四上方為溫度、下方為二氧化碳濃度變化。



圖五、普林蟲 (*Pulleniatina obliquiloculata*)^[5]



圖六、普林蟲生活海域與海水分層示意圖

二、地球化學分析

1. 鎂鈣元素比分析：

有孔蟲造殼時會從海水中汲取鈣離子 Ca^{2+} 、鎂離子 Mg^{2+} 等離子形成碳酸鈣與碳酸鎂固溶體，Anand et al. (2003)^[6]經過實驗，建立出以普林蟲殼體之鎂鈣比值與其生長水溫關係式：

$$Mg/Ca = 0.328(\pm 0.007) \exp^{0.090(\pm 0.003) T(^{\circ}C)}$$

2. 氧同位素比分析：

氧同位素 $\delta^{16}O$ 和 $\delta^{18}O$ 基於相異的原子量與化學動力學的特性不同，當海水蒸發量大或是海水溫度較低時，有孔蟲殼體內的 $\delta^{18}O$ 含量相對較大；反之亦然。因此Bemis et al. (1998)^[7]經過研究建立一利用氧同位素推算有孔蟲所生長海溫的公式：

$$T(^{\circ}C) = 16.5 - 4.8(\delta^{18}O_C - \delta^{18}O_W)$$

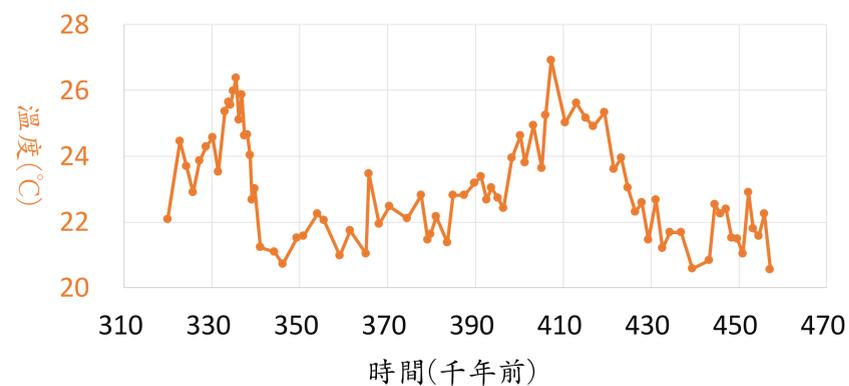
數據分析

選取MD05-2925岩芯中，81份普林蟲樣本進行鎂鈣元素分析、125份普林蟲樣本進行氧同位素析後，繪製圖表觀察並分析各種現象變化。

研究結果與討論

次表層海水數據結果

一、鎂鈣元素比-溫度



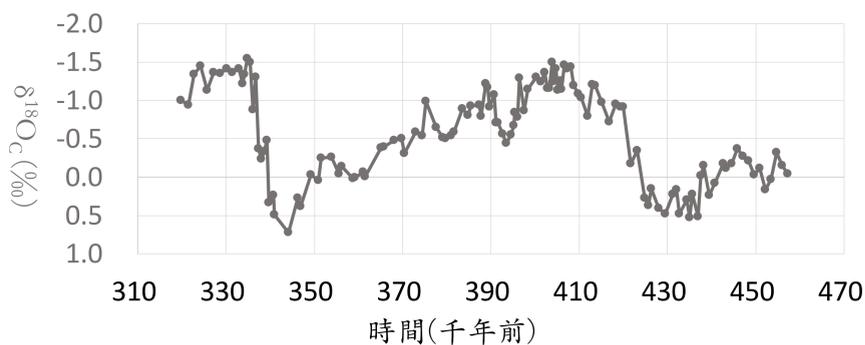
圖七、鎂鈣元素比所換算之次表層海溫

利用SF-ICP-MS取得鎂鈣元素比，並以前述公式計算出次表層海溫；利用IRMS取得殼體氧同位素比 $\delta^{18}O_C$ ，並以前述公式計算出水體氧同位素比 $\delta^{18}O_W$ 後，我們對數據的變化趨勢進行觀察。

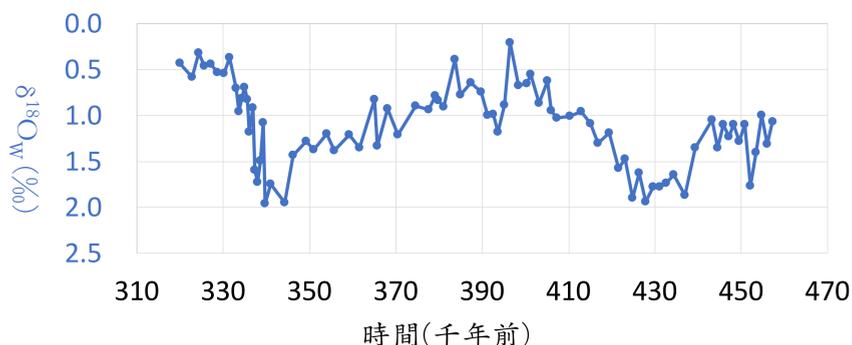
圖八和圖九皆能看出，普林蟲殼體氧同位素 $\delta^{18}O_C$ 與海水之水體氧同位素 $\delta^{18}O_W$ 上升到最高點後，均以相對於上升時較緩慢的速度下降回到冰期。

而觀察圖七則可以發現，次表層海溫在達到最高溫後，快速降溫，與我們原先所預期並不相同。

二、殼體與水體氧同位素比



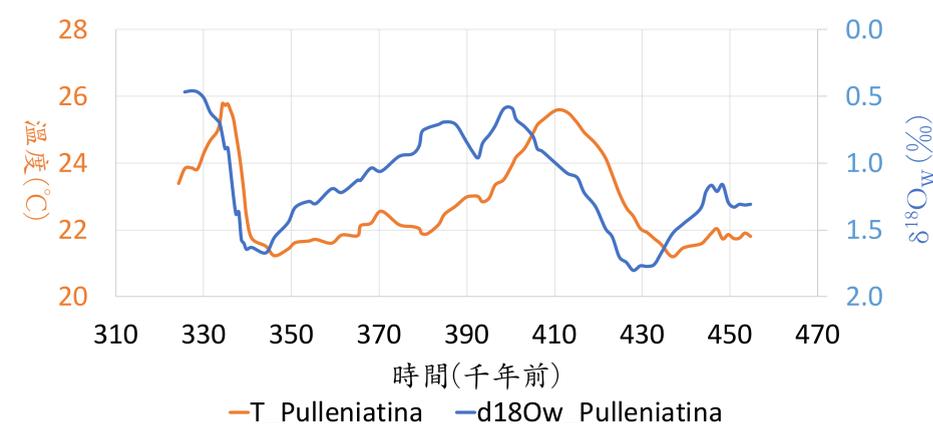
圖八、殼體氧同位素比 $\delta^{18}O_C$



圖九、水體氧同位素比 $\delta^{18}O_W$

次表層海水數據討論

一、次表層海溫與水體氧同位素比 $\delta^{18}O_W$ 之比較

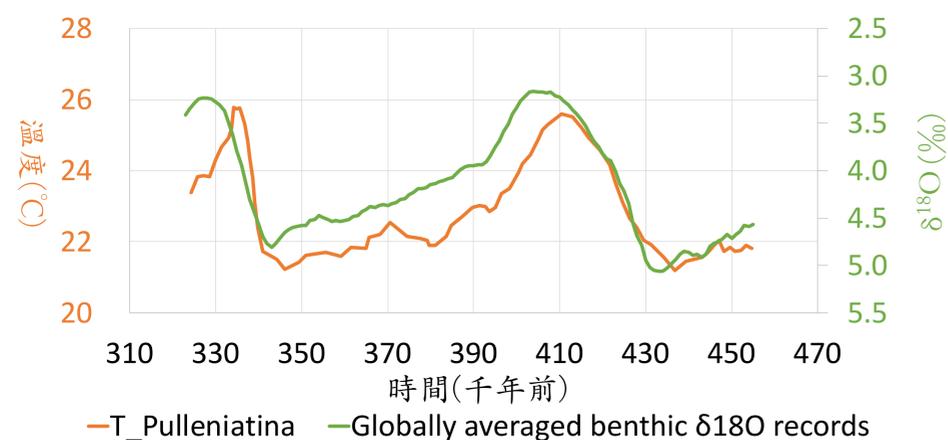


圖十、次表層海溫與水體氧同位素比 $\delta^{18}O_W$ 之比較

次表層海溫變化均較水體氧同位素 $\delta^{18}O_W$ 迅速，兩者在上升時有相同變化趨勢。但在達到最高值後，次表層海溫直接下降回到原先低溫；水體氧同位素 $\delta^{18}O_W$ 則相對一直保持在偏輕的狀態。

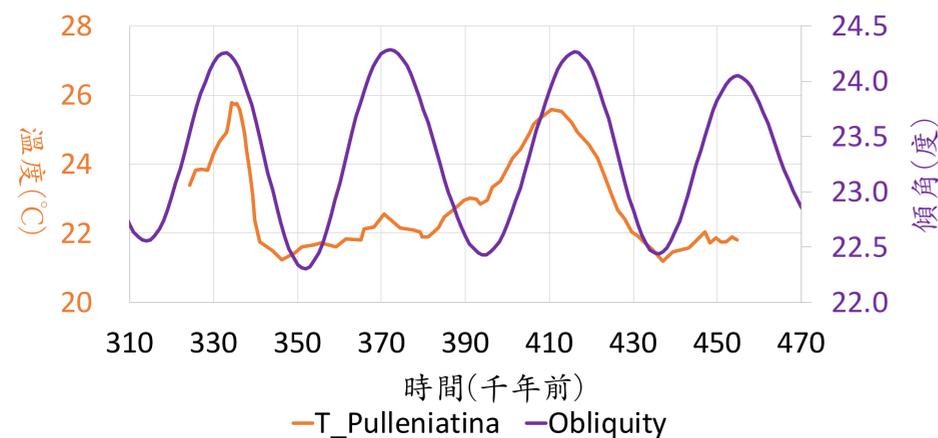
這個現象可能是因為當時海水鹽度未隨著溫度一起下降，比理論上應為的鹽度較低造成的。而會發生這種現象主要可能是因為當地海水來源改變、或是有鹽度較低的海水流入沖淡了原先鹽度。

二、次表層海溫與全球底棲氧同位素平均曲線之比較



圖十一、次表層海溫與全球底棲氧同位素平均曲線^[8]之比較

三、次表層海溫與地球傾角變化之比較



圖十二、次表層海溫與地球傾角變化之比較

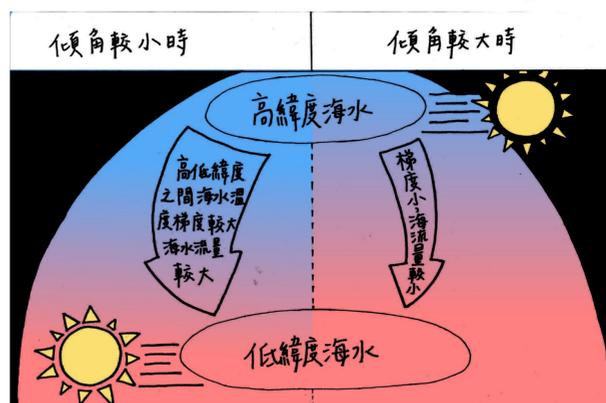
為了找出次表層海溫未隨全球平均海溫變化之原因，我們將其與地球傾角變化圖進行比較。

從圖十二能看出MIS 11時次表層海溫開始升高和地球傾角角度轉大的時間點重疊，且兩者變化可能有相關性；但是當地球傾角變化進入下一個週期後，次表層海溫沒有明顯上升。

全球底棲有孔蟲殼體氧同位素平均曲線能表現全球冰川體積變化，進而代表全球冰期-間冰期溫度變化趨勢。

全球底棲有孔蟲殼體氧同位素平均曲線和MD05-2925之次表層海溫擁有相似的上升趨勢，但是次表層海溫達最高溫後降溫回到冰期的速度明顯快於代表全球冰期-間冰期溫度變化趨勢的全球底棲有孔蟲殼體氧同位素平均曲線。

四、傾角對於地球日照量和水文變動之影響



圖十三、高低傾角對於地球所受日照量和水文變動示意圖

造成左述狀況可能是因為地球傾角變大時導致的高低緯度日照量差變小、海水溫度梯度變小^[9]，使高緯度海水升溫，且高低緯度間海流速度變慢，進而影響海溫。

當地球傾角變化進入下一個週期後，次表層海溫沒有隨之上升則可能是因為當時氣候系統已進入冰期、全球冰川體積上升，導致傾角對海溫的影響較不明顯。

結論

- 一、主要以MD05-2925站位之海洋岩芯中MIS 11及前後段落深度，選擇其中的普林蟲以進行鎂鈣元素比和氧同位素比地球化學分析，並得出數據
- 二、進行分析與比較後，發現：MIS 11時次表層海溫與全球平均海溫變化大致相同，但次表層海溫較快進入冰期、次表層海溫變化與地球傾角變化有一定程度的正相關、MIS 11進入冰期時MD05-2925站位的次表層海水來源或水量可能有改變
- 三、綜合上述發現，本研究認為：地球傾角變化會影響高低緯度間溫度梯度，進而改變高低緯度間海流流速，造成高傾角時低緯度次表層海水鹽度相對上升

未來展望

在主要探討範圍MIS 11以及其後冰期MIS 10中，增加普林蟲樣本的數目，提高數據中資料點的密度，以繪製更精確的圖表，對上述現象做出更精準的推測與判斷。

將MD05-2925次表層海水數據與前人研究過的MD05-2925表層海水數據比較，對比兩者之間的異同，協助探討整個系統的變化。

利用本研究中對於MIS 11得到的發現與推測，和現代海洋資料比對，進一步初窺未來間冰期可能的海洋變化。

分析先前已測量之樣本碳同位素比，嘗試找出碳同位素數值變化所代表的意義，並與目前已知的其他數據相互比較，獲得更為詳盡的古海洋資料。

希望日後能在除了MIS 11及前後冰期之外的時段進一步研究，討論在本研究中提出的推論是否能應用於其他時段，以提高此推論之完整性。

參考資料

- [1]K. Cantner, AGI. [2]Why does the Earth's orbital eccentricity oscillate with a period of about 100,000 years? [3]Hollstein, M. (2018), *Variations in surface and thermocline conditions of the Western Pacific Warm Pool: Insights from Mg/Ca and stable isotopes in foraminifera tests* (Doctoral dissertation, Universität Bremen).
- [4]Fabrice Lambert, Wikimedia Commons. [5]Hayward, Bruce W., Pulleniatina obliqueloculata, WoRMS image. [6]Anand et al. (2003), Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography* 18. [7]Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J. and Lea, D.W. (1998), Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised palaeotemperature equations, *Paleoceanography*, v.13, pp.150-160. [8]Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d^{18}O$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071. [9]Lee, S.-Y. and C. J. Poulsen (2005), Tropical Pacific climate response to obliquity forcing in the Pleistocene, *Paleoceanography*, 20, PA4010, doi:10.1029/2005PA001161. [10]劉進興(2012)，利用岩心GH-2004紀錄探討最近2萬6千年黑潮中下游區之古海表水文變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文。 [11]王矜原、黃昭元，苗栗後龍磚場有孔蟲化石與古氣候之研究，中華民國第49屆中小學科學展覽會。