

西赤道太平洋所羅門海 ODP 1115B 岩芯之  
氧碳同位素地層記錄

Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphic Records of ODP  
Hole 1115B from Solomon Sea, Western Equatorial Pacific

碩士畢業論文  
Master Thesis

柯惠親  
Huei-Chin KE

國立台灣師範大學  
National Taiwan Normal University

地球科學研究所  
Department of Earth Sciences

中華民國九十七年八月  
August, 2008

學科領域：地質學  
Subject : Geology

## 摘要

### 西赤道太平洋所羅門海ODP 1115B岩芯之 氧碳同位素地層記錄 (中華民國九十七年八月)

柯惠親 國立臺灣師範大學地球科學研究所

指導教授：米泓生博士

共同指導教授：李孟陽博士

西太平洋暖池為全球重要的熱量及水氣來源，為了解西太平洋暖池較長時間尺度的變化，本研究選擇 ODP180 航次於西太平洋暖池南緣所羅門海域鑽取的 1115B 岩芯進行浮游性有孔蟲 *Globigerinoides sacculifer* 氧碳同位素分析，建立本區域 2.2 百萬年以來之古海洋記錄。本岩芯有孔蟲氧同位素記錄反覆出現冰期-間冰期的震盪變化，與 Shackleton 等人(1990)發表 ODP677 底棲有孔蟲氧同位素相似，顯示其氧同位素值的變化主要受冰川消長控制。依據氧同位素值比對，輔以生物地層、古地磁反轉事件，以及亞澳微雷公墨出現層位作為年代參考點，建立了西赤道太平洋 2.2 百萬年以來氧同素地層第 1 階至第 81 階的記錄以及本岩芯之年代模式。岩芯的平均沉積速率為 5.8cm/kyr，且呈現沉積速率減緩但碳酸鈣比例增加的趨勢，可能與 Woodlark Basin 的張裂活動所伴隨的海水深度逐漸增加有關。

本岩芯氧同位素年代地層從 100kyr 週期所過濾出來之濾波則顯現出隨時間變化而有不同之強度，從一百萬年左右開始，氧同位素的 100kyr 週期成為主要控制週期，且在五十萬年之後到現代，100kyr 週期更加明顯，與前人所提到的 MPR 及 MBE 事件的特徵吻合，顯示本岩芯適合作為研究此兩事件的材料。

在本岩芯中觀測到  $\delta^{13}\text{C}$  數值自氧同位素第 13 階的極大值 1.5‰ 下降至第 12 階的 0.4‰，早於氧同位素地層第 11 階與 12 階之間的 MBE 事件的現象，與 Wang 等人(2003)於南海岩芯中觀測到結果相似，顯示全球碳儲存庫的擾動可能扮演全球氣候變遷的關鍵因素。但本岩芯碳同位素呈現的變化量，與 Wang 等人(2003)於南海觀測到的變化量並不完全相同，表示碳同位素記錄具有區域性的差異。

本岩芯與 ODP806 岩芯浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧同位素差值自 2.2Ma 到 1.7Ma 逐漸減少，自 1.7Ma 到現代則相對平穩振盪，推測 1.7Ma 之後，暖池在垂直水體已發展成現代的模式。而本岩芯的氧同位素與岩芯 ODP806 氧同位素差值呈現明顯地軸傾斜角變化 41ky，可能因地軸傾角較小時，南半球中緯度海環環流增強，導致暖水水團疊加至暖池地區，使暖池範圍變大。本研究之浮游有孔蟲氧同位素記錄與全球冰川體積發展有良好的對應，與暖池核心的岩芯 ODP806 浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧同位素比較顯示水文狀況較暖池中心不穩定，暗示暖池南緣自上次冰期以來鹽度增加，而此效應可能來自蒸發量的增加或因 ITCZ 偏移所造成的降雨量減少。

## Abstract

# Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphic Records of ODP Hole 1115B from Solomon Sea, Western Equatorial Pacific

(August, 2008)

Huei-Chin Ke

Department of Earth Sciences  
National Taiwan Normal University

Advisor: Dr. Horng-sheng Mii

Co-advisor: Dr. Meng-yang Lee

We have performed 477 isotopic analyses on surface-dwelling foraminifers *Globigerinoides sacculifer* of Holes 1115B (9°11.382'S, 151°34.437'E ; water depth 1149m) drilled from Solomon Sea during ODP Leg 180.  $\delta^{13}\text{C}$  values range from 0.33‰ to 2.29‰ and  $\delta^{18}\text{O}$  values range from -2.44‰ to -0.05‰. The chronology is based on correlation of the oxygen isotope record to ODP677, the magnetic stratigraphy, the last and first appearance datum of selected fossils, the age of the Australasian microtektite (793ka), and radioactive isotope dating. We have identified 81 marine oxygen isotope stages and have constructed a refined age model covering last 2.2 million years for equatorial western Pacific. The periodicities of eccentricity, obliquity, and precession are observed. The average sedimentation rate is 5.8 cm/kyr. Carbonate contents increase with decreasing sedimentation rates from 2.2 Ma to present. Changes in carbonate contents and sedimentation rates may be related the rifting of Woodlark Basin and associated increasing of water depth.

Both Mid-Brunhes Event and Mid-Pleistocene Revolution preceded by 1.1‰ decrease in  $\delta^{13}\text{C}$  values are observed. This is consistent with previous study for South China Sea and may indicate that change in global carbon reservoir size was the major cause of the Pleistocene climatic transitions. However, the magnitude of the change in  $\delta^{13}\text{C}$  values is different and may indicate the regional variability in carbon isotope.

Difference in  $\delta^{18}\text{O}$  values between ODP 1115B (close to the southwest margin of modern Western Pacific Warm Pool) and ODP 806 (near the center of the WPWP) shows a periodicity of 41ky. Difference in  $\delta^{18}\text{O}$  values between ODP 1115B and ODP 806 decreases from 2.2 Ma to 1.7 Ma and becomes stable since 1.7 Ma. Therefore, the modern WPWP hydrographic condition may have formed since 1.7 Ma. Difference in  $\delta^{18}\text{O}$  values between glacial and interglacial of ODP 1115B was greater than those of ODP 806. This suggests the paleoceanographic condition may have changed due to fluctuation of southwestern margin of West Pacific Warm Pool and higher  $\delta^{18}\text{O}$  values in ODP 1115B may indicate higher evaporation rate associated shift in ITCZ over Solomon Sea.

**Keywords:** ODP 1115, Western Pacific, Foraminifera, Oxygen and carbon isotope, Quaternary

## 致謝

四年，好長的一段歲月！這段日子中，最感謝的是指導教授米泓生老師，感謝米老師當年願意讓我這總在課堂上打瞌睡的學生進實驗室，開啟我踏入這領域的一扇門，並且提供最適時的建議與協助，不只在學業與研究上，在生活上亦是。同時也要感謝共同指導教授李孟陽老師，引領我這門外漢進到古海洋學的領域來，並且常在我迷網困惑時，適時引領我找到方向，更要感謝李老師對我的驚鈍與怠惰充滿包容，即便我自己是國中教師，亦無法如兩位老師這般的對待我的學生。

感謝魏國彥教授的睿智，發現這絕佳的站位，更大方的提供岩芯材料，賦予這個研究最原始的原點，並且總在 Lab meeting 上給與我大力的支持與指導。對於這個站位的共同參予者—負責鎂鈣分析的羅立同學、生物地層建立的莊智凱學長、陳貞吟學妹，由衷的感謝你們對於原應最早提供這站位年代座標的我不再延磊給於無限包容。

除此之外，感謝余英芬老師總不吝於給與研究上的討論與建議，感謝林樑嶺老師無私的當年為我引薦，讓我有機會進入古海洋學的領域。

感謝林怡美學姊，除了總在我腦袋打結發昏時，提供專業級咖啡服務，更負責 24 小時線上為我解答疑難雜症。還有其他實驗室裡的成員們—峰熙、綉玉、峰榮、怡君、香儒、鳳儀、智仁，感謝您們的支持與照顧，讓我無後顧之憂的閉關以及增胖。

最後，感謝我的父母親及家人們。感謝我那來自茶鄉的爸媽，你們對我的期望是我這二十多年來求學歷程裡的最大動力，感謝小妹長期以來扮演我的室友、吃吃伴，還有我的英文翻譯人員等多重角色，感謝我其他的家人讓我在不事生產的求學歲月中，不用為家中經濟操心！

要感謝的人太多，僅以此論文獻給所有愛護我的師長、家人、同學及朋友們！

# 目錄

中文摘要.....	i
英文摘要.....	iii
誌謝.....	iv
目錄.....	v
圖目.....	vii
表目.....	x
第一章、緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 區域背景與水文.....	3
1.3 第四紀全球的氣候變化特徵.....	7
1.4 研究原理.....	9
1.4.1 影響浮游有孔蟲殼體內氧碳同位素變化的因子.....	9
1.4.2 浮游有孔蟲氧同位素地層與米蘭科維奇天文理論.....	12
1.5 研究目的.....	14
第二章、研究材料.....	15
2.1 岩芯鑽探位置.....	15
2.2 岩芯深度標示修正.....	17
2.3 ODP1115B 上部岩芯基本性質描述.....	19
2.4 選取研究分析樣本.....	19
2.5 浮游有孔蟲 <i>Globigerinoides sacculifer</i> .....	21
第三章、研究方法.....	23
3.1 浮游有孔蟲氧同位素分析.....	23
3.2 氧同位素地層與年代模式之建立.....	25
3.2.1 獨立年代參考點.....	25
3.2.2 天文參數調頻與年代檢測.....	27

第四章、結果與討論 .....	29
4.1 時間序列分析(Time-Series Analysis).....	29
4.1.1 氧同位素階的建立 .....	29
4.1.2 年代地層檢測 .....	38
4.2 氧碳同位素地層 .....	44
4.2.1 氧同位素地層 .....	44
4.2.2 氧同位素地層週期變化 .....	50
4.2.3 碳同位素地層 .....	53
4.2.4 第四紀全球的氣候變化特徵 .....	56
第五章、結論 .....	58
參考文獻 .....	60
附錄 .....	69

## 圖 目

- 圖 1.1 西太平洋 1979~2005 年海表面年平均溫度分佈圖(Smith et al., 2007)，圖中標記星號處為本研究中討論到的岩芯所在位置。.....4
- 圖 1.2 所羅門海一帶表層洋流(實線箭頭)及次表層洋流(虛線箭頭)分布圖(修改自 McGregor et al., 2008)，粗實線為 28°C 等溫線，粗虛線為 29°C 等溫線。.....4
- 圖 1.3 過去八十萬年來軌道偏心率、地軸傾斜角、歲差對地球日照量的變化，右小圖為其主要週期(取自 Imbrie et al., 1984).....13
- 圖 2.1 所羅門海板塊構造及 ODP1115B 岩芯站位(取自 Takahashi et al., 2001).....16
- 圖 2.2 ODP 岩芯採樣系統(Graber et al., 2002)。(a) 改良式水力活塞岩芯採樣系統；(b) 延伸式岩芯採樣系統.....18
- 圖 2.3 ODP1115B 深度對年代關係圖(Takahashi et al., 2001).....20
- 圖 2.4 電子顯微鏡之下的浮游有孔蟲 *G. sacculifer*，(a)無最末房室構造之特定型態殼體，(b)放大觀察殼體表面無明顯受海水溶蝕作用之現象。.....22
- 圖 4.1 ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧碳同位素分析結果，圖上所標示的圓圈為分析的樣本點，黑色實心點為年代控制點，灰色文字(1H、2H...)為岩芯段落編號，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期，灰色部分為過渡期。.....30
- 圖 4.1(續) ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧碳同位素分析結果，圖上所標示的圓圈為分析的樣本點，黑色實心點為年代控制點，灰色文字(1H、2H...)為岩芯段落編號，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期。.....31

- 圖 4.2 ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲氧同位素年代地層(黑線)與 ODP677 底棲有孔蟲氧同位素地層比較(灰線)，橫軸上短實線為碳十四定年點，箭號 ↑ 為氫氫定年點，曲線上方標示生物地層及亞澳微雷公墨事件出現年代，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期。.....32
- 圖 4.2(續) ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲氧同位素年代地層(黑線)與 ODP677 底棲有孔蟲氧同位素地層比較(灰線)，橫軸上箭號 ↑ 為氫氫定年點，曲線上方標示生物地層出現年代，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期。.....33
- 圖 4.3 ODP1115B 氧同位素年代地層與 ODP677 進行交叉頻譜分析的結果，由圖中可見 ODP1115B 氧同位素年代地層與 ODP677 都有明顯的 100kyr、41kyr、23kyr 週期。.....39
- 圖 4.4 年代-深度關係圖以及沉積速率。.....41
- 圖 4.5 ODP1115B 碳酸鈣含量變化，岩芯上部碳酸鈣含量比逐漸增加。(修改自 Takahashi et al., 2001).....42
- 圖 4.6 沉積速率(上圖)與碳酸鈣重量百分比(下圖)，灰色箭頭標示出沉積速率逐漸降低，黑色實線為碳酸鈣重量百分比之趨勢線。.....43
- 圖 4.7 上圖為 ODP1115B 氧同位素地層，中圖為 ODP806 氧同位素地層，下圖為  $\Delta 18O_{1115-806}$  對年代作圖，圖中灰色長條處顯示  $\Delta 18O_{1115-806}$  大於 1‰，可能由於兩岩芯年代地層未校正所導致，灰色箭頭則顯示  $\Delta 18O_{1115-806}$  逐漸上升的趨勢。.....46
- 圖 4.8 對  $\Delta 18O_{1115-806}$  進行頻譜分析，顯示 41kyr 週期較 100kyr、23kyr 明顯。.....49
- 圖 4.9 氧同位素地層(上)與 100kyr(中)、41kyr(下)濾波結果。.....51
- 圖 4.10 氧同位素地層不同時期頻譜分析結果，粗黑線為氧同位素分

析結果，細黑線為碳同位素分析結果，a 圖為現今到 0.5Ma，  
b 圖為 0.5Ma~1Ma，c 圖為 1Ma~1.5Ma，d 圖為  
1.5Ma~2.2Ma。.....52

圖 4.11 上圖為 ODP1115B 氧同位素年代地層，下圖為 ODP1115B  
碳同位素年代地層，灰色直條顯示間冰期。碳同位素冰期時  
隨氧同位素變重，碳同位素變輕，間冰期時氧同位素變輕，  
碳同位素變重。.....54

圖 4.12 ODP1115B 氧碳同位素地層與南海岩芯 ODP1143 比較，圖中  
斜線區域為  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  Event，灰色區域則為伴隨  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$   
Event 出現的  $\delta^{18}\text{O}$  變輕的現象。.....57

## 表 目

表一 ODP1115B 岩芯獨立年代參考點—絕對定年.....	26
表二 ODP1115B 岩芯獨立年代參考點—其他地層事件.....	26
表三 ODP1115B 岩芯深度對應年代的控制點.....	28
表四 ODP1115B 岩芯磁地層記錄.....	35
表五 ODP1115B 岩芯獨立年代參考點修正.....	35
表六 ODP1115B 岩芯鈣質超微化石及年代記錄.....	37

# 第一章、緒論

## 1.1 前言

人類的文明及發展與氣候變遷息息相關，世界上約有六分之一以上的人口生活在靠冰川或融雪供水的流域，自 1850 年起全球大部分的冰河質量開始大幅減少；1993~2003 年間全球海平面高度以平均每年 3.1mm 的速度在上升，海平面的上升擴大了地下水層和河口鹽化的面積，降低沿海地區居民及其生態系統的淡水可利用性，這些不利於人類及生物生長的現象都直指從 1906 年到 2005 年裡，全球地表平均溫上升 0.74°C 可能是其元兇(IPCC, 2007)。由於全球人口的增加、經濟活動日趨活絡且增加迅速，自工業革命以來大氣中的二氧化碳及其他溫室氣體含量，因人類大量使用化石燃料及爲了經濟發展而對森林的墾伐的大幅增加，導致大氣中的二氧化碳濃度由 280ppm 節節上升到 2001 年的 371ppm(Neftel et al., 1985 ; Keeling and Whorf, 2004)，雖然全球暖化的原因尚未完全被釐清，大多數科學家仍認爲主要可能由人類大量排放溫室氣體所造成，聯合國跨政府氣候變遷小組(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)更集結科學家們的研究預測 2000~2100 年，地球表面溫度將上升 1.8~6.4°C，而當全球溫度上升超過 1.5~2.5°C 時，將會有 20-30%的動植物瀕臨絕種之風險會增加，而因氣候變遷所帶來之水循環改變更可能爲人類帶來更多疾病(IPCC, 2007)。

地球的未來究竟在人類與自然界的交互作用下，是否會因逐漸高溫導致物種滅絕？可能的答案唯有倚靠更精準的氣候模式來模擬未來，而科學家爲建立更精準的氣候模式，必須了解環境中各種可能影響氣候環境的因子與參數所造成的效應(e.g., General Circulation Models, Oglesby and Saltzman, 1990)。由於海洋沉積物組成的改變，可能反映出各種環境因素的變化，在古海洋學研究中，結合使用多種古氣候代用指標，即可以抽絲剝繭的方式，解析出具

有氣候變化意義的各種估測值，如海水表面溫度、鹽度、生物生產力(Lea et al., 2000; Fairbanks et al., 1997; Kemp et al., 2000; Turk et al., 2001)等，這些研究有助提供全球長期氣候變化型式的豐富資訊，也必然帶來更多的線索，重建全球古氣候環境，進而建立精確的氣候預測模式，提早對可能發生之災害提出預防，對人類文明做出重要貢獻。

在眾多古氣候的研究中顯示，地球的氣候受到了眾多因素控制，如太陽本身輻射量變化、地球繞日軌道參數的改變等，到地球系統的溫室氣體濃度、冰川體積覆蓋率、地表反照率、火山活動、海水熱量循環、大氣與海洋的交互作用等。然這些因素在古氣候變遷記錄裡顯示出環環相扣，牽一髮動全身的關係，關係錯綜複雜，不易釐清，其中又以冰川體積的變化向來被認為是主導地球在第四紀氣候變遷的主要因素(Dansgaard et al., 1993; Williams et al., 1998)。

而低緯度海域是全球重要的熱量及水氣來源，在氣候上所扮演角色亦甚為重要，其中又以西太平洋暖池在全球氣候變遷中所佔地位最引人注目(Yan et al., 1992; Martinez et al., 1997)。印尼水道在4~3Ma之間關閉，由東赤道太平洋往西帶來的溫暖海水得以累積於此，促使西太平洋暖池形成，並且成為全球重要的熱量及水氣來源(Cane and Molnar, 2001)，而此處更以其對ENSO(El Niño / Southern Oscillation)事件之高敏感度而成為近年研究之熱門海域，許多研究指出暖池長時間尺度的變動對全球氣候有著深遠的影響(Clement et al., 2001)。

海洋沉積物分布範圍廣且涵蓋數千萬年的時間尺度，而其中的浮游性有孔蟲將過去海水中有關古氣候的訊息做有效的記錄，是目前被用來重建古海洋最有效的工具之一，海洋中部分種屬的浮游性有孔蟲在形成碳酸鈣殼體的過程中會與周遭海水達同位素平衡

(Erez and Luz, 1983)，因此氧同位素組成廣泛用來估算海水古溫度或冰川體積的改變(e.g., Shackleton, 1967; Thunell et al., 1994)，而浮游有孔蟲的碳同位素值則可用來重建海洋中表水初級生產力或探討海水和大氣二氧化碳交換情形(e.g., Spero, 1992)。所以建立浮游性有孔蟲族群及其殼體中之穩定碳氧同位素組成與環境之關係甚至和氣候變化之間的關聯，將有助於對古環境有更進一步認識與了解。

## 1.2 區域背景與水文

西太平洋暖池(West Pacific Warm Pool)主要以海表 28°C 等溫線來區分，其旺盛的海洋與大氣交互作用，使得此區降雨量豐沛 ( Webster and Lukas, 1992)，年雨量可高達 2000mm/yr( McApline et al., 1983)，豐沛的年雨量更導致此區表層海水鹽度偏低(34.2 to 34.5 PSU; Levitus, 1982; Donguy, 1987)。Webster and Lukas (1992)推論此豐沛的降雨量所導致的低海表鹽度區域會使得海洋穩定，減低海水上下混合，進而減低暖池的冷卻，有助於暖池的形成與穩定。且此區的風速小，不足以在此區造成深層的混合，所以造成此區有較高的海表溫度(SST; 圖 1-1)。

而海水高溫加熱其上方空氣引發上升運動，使此區域氣壓低且降雨多。此上升運動在高層大氣向東移動至東太平洋，爾後下降至低層大氣，使東太平洋形成一高壓環境，降雨少，之後氣流再沿赤道面向西吹回西太平洋，形成一迴路，稱為沃克環流(Walker Circulation)。因沃克環流的存在加強了赤道海洋上的東風，赤道東風使表層海洋產生一股西向的南赤道海流(South Equatorial Current, SEC)，這股海流使得部分東赤道太平洋地區產生湧升流(upwelling)，使西赤道太平洋的海水表溫較東赤道太平洋高，及斜溫層深度在西赤道太平洋的位置較東赤道太平洋深。

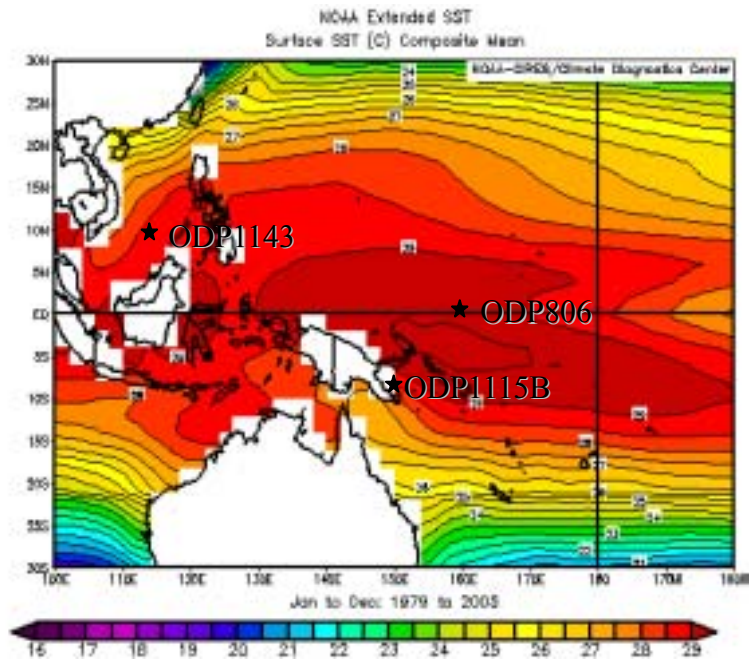


圖 1.1 西太平洋 1979~2005 年海表面年平均溫度分佈圖(Smith et al., 2008)，圖中標記星號處為本研究中討論到的岩芯所在位置。

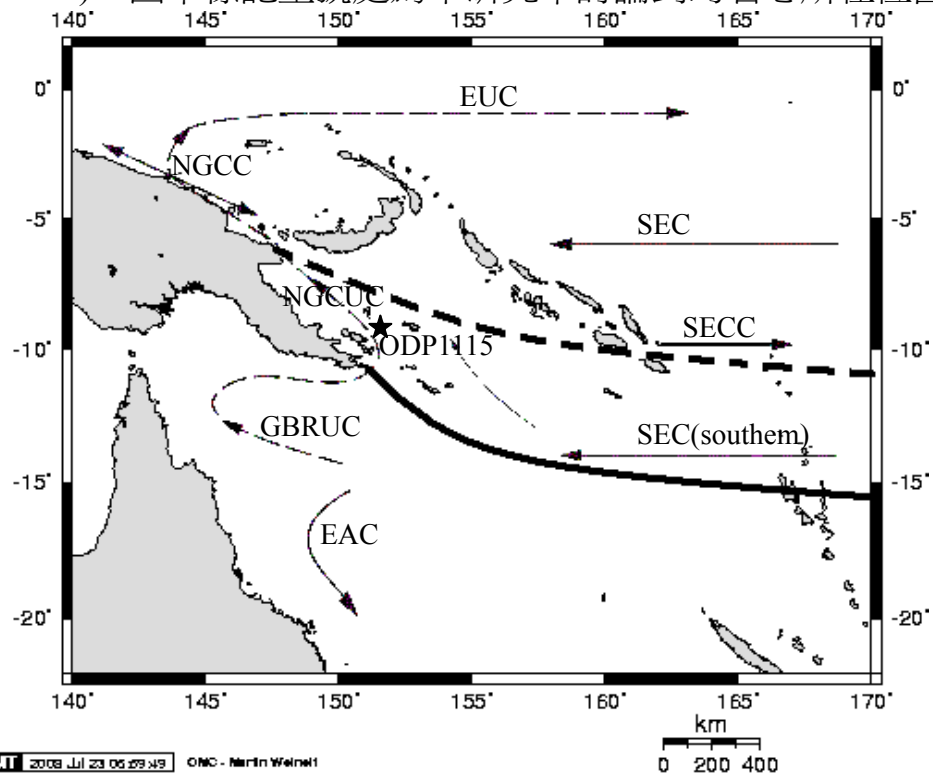


圖 1.2 所羅門海一帶表層洋流(實線箭頭)及次表層洋流(虛線箭頭)分布圖(修改自 McGregor et al., 2008)，粗實線為 28°C 等溫線，粗虛線為 29°C 等溫線。

巴布亞新幾內亞以及所羅門群島為橫越太平洋西行之南赤道海流的第一個屏障(圖 1.2)，南赤道海流西行至所羅門群島後分支為三股主要海流，約在 5°S 分支向北匯入 WPWP，並且部分向南流形成南赤道反流(South Equatorial Countercurrent, SECC)，在 10°S 則分支流入本岩芯所在之所羅門海及珊瑚海(Coral Sea)，形成此海域主要的表水水團，而最南的一股分支則在 18°S 部分形成向南流的東澳大利亞流(East Australia Current, EAC)及部分北流的大堡礁潛流( Great Barrier Reef Undercurrent, GBRUC) (Tsuchiya et al., 1989)。高鹽度的大堡礁底流為新幾內亞沿岸潛流(New Guinea Coastal Undercurrent, NGCUC)的源頭，其主要核心在海面下 200m 的深處，由南向北進入所羅門海域，形成此區域主要的次表層海水，之後，向北流經 Vitiaz 海峽沿著新幾內亞島北岸，在 143°E 轉東匯入赤道潛流(Equatorial Undercurrent, EUC; Lindstrom et al., 1987)

西赤道太平洋暖池由於受赤道太平洋地區水氣分配、東亞季風系統及間熱帶輻合區所影響，因此無論對於研究地球系統中區域性或全球性的氣候變遷議題，都提供了瞭解地球氣候變遷機制的適當研究區域。根據浮游有孔蟲現代類比法(Modern Analog Technique, MAT; Anderson et al., 1989; Thunell et al., 1994)和氧同位素地層記錄 (CLIMAP, 1976; 1981)研究結果顯示西赤道太平洋暖池表水溫度在末次冰盛期到全新世的增溫極為有限，不超過 2°C，但位於暖池中心的 ODP806 岩芯浮游有孔蟲鎂鈣比重建之古海表溫記錄卻呈現約 4°C 左右較大溫差(Lea et al., 2000)，故暖池在千萬年尺度上的溫度實際變化至今猶未定論。此外 Martinez 等人(1997)指出暖池邊緣區的氧同位素在全新世以來之振盪幅度大於暖池中心區，暗示暖池邊緣之水文狀況較不穩定，及在西太平洋暖池邊緣之海表鹽度和/或海表溫度在全新世以來之變動大於暖池中心區域。

ODP1115 站位位於暖池南緣，現今海表平均溫為 25°–28°C (Garrison, 1996)，所在位置位於南赤道海流西行之第一道屏障，因此對赤道太平洋的 ENSO 事件有著高度敏感性(McGregor and Gagan, 2004)。自上新世至今雖有 Woodlark Basin 的張裂，但此站位所在緯度向北移動不到 1.5°(Goodliffe, 1997)，因此此站位自 Pliocene 起長期處於赤道高溫的海水環境中，是研究暖池邊緣古海洋環境變化的絕佳地點。

### 1.3 第四紀全球的氣候變化特徵

第四紀這名詞自 1760 年出現於 G. Arduino 的年代表中(Nilsson, 1983)，之後此名詞之存廢以及其下界的時間年代問題爭議不斷，其中最常被使用的下界為 1.8Ma( Aubry et al., 1998)。第四紀全球的氣候變化有一大特徵，即第四紀早期的氣候主要受到天文軌道力變化週期中，地球自轉軸傾斜角度變化週期影響，許多氣候記錄都顯示四萬一千年的變化週期，到更新世中期，約一百萬年前至八十萬年前，全球氣候記錄週期驟變，而轉變成以現十萬年的氣候變化週期為主(Imbrie et al., 1993)，中更新世時，氣候變化的振盪幅度加大，全球冰量增加約 15%，稱之為更新世中期轉變(Mid-Pleistocene Revolution, MPR; Berger et al., 1994；Schmieder et al., 2000)。而氣候變化中十萬年週期振盪向來被認為是米蘭科維奇天文軌道假說中地球繞太陽軌道偏心率改變週期所造成，然 Imbrie 等人(1993)提出以地球繞太陽軌道偏心率改變週期解釋 MPR 事件有五大困難點：(1) 地球繞太陽軌道偏心率改變對地球接受太陽輻射量影響極小，不足以主導全球氣候變化週期改變。(2) 地球繞太陽軌道偏心率週期以 413kyr 為主，100kyr 為輔，而氣候記錄中 413kyr 的週期卻非常微弱到難以檢測出。(3) 在海洋氧同位素 11 階時，地球氣候記錄大幅度波動，但此時太陽輻射之改變卻相對顯得微小。(4) 在過去 2Ma 以來，太陽輻射的 100kyr 偏心率週期成分在減小，但氧同位素記錄中，100kyr 的週期強度卻從 1Ma 以來逐漸增加。(5) 如果氣候記錄中 100kyr 週期為與天文軌道的 100kyr 偏心率週期呈線性相關，則其之間相位滯後為  $13^\circ$ ，而非實際分析所得的  $30^\circ$ 。

因此造成 MPR 事件的成因至今仍有很大的爭論，在目前的研究中，主要可整理出以下數種理論模式：

(1) 北半球冰蓋與地球繞太陽軌道偏心率改變對地球接受太陽輻

射量影響非線性，一旦冰蓋發展超過臨界值，十萬年的週期便開始出現。

(2)由構造隆升造成的大氣中 CO<sub>2</sub> 的不斷降低使氣候變冷，導致北半球冰蓋在每 21 kyr (約半個地軸傾角週期) 的夏季變暖中也能保存下來，一旦越過了臨界點,地球內部的變化將會對氣候系統產生正回饋；特別是，溫鹽環流在垂向上的鹽分飽和度能進一步降低大氣中 CO<sub>2</sub>(Raymo et al., 1997)。

(3)在北半球冰蓋下的基底之上覆蓋了厚層的風化層，這些風化層無法承受厚重的冰蓋。經過一定的時間，冰川侵蝕掉風化層並導致堅硬的結晶基底出露，冰蓋便可增厚，從而導致了非線性的 100 kyr 週期的產生(Clark et al.,1998)。

(4)Muller 等(1995)提出，全球氣候的 100 kyr 週期是該軌道面傾角的變化(週期也是 100 kyr) 驅使的，而不是偏心率。軌道面傾角透過影響太陽與地球之間的星際塵埃和/ 或者彗星雲來影響地球所接收的太陽輻射。

(5)構造抬升對氣候的影響包括多個方面，如大氣環流格局的改變(Ruddiman et al., 1989)，強烈抬升使 CO<sub>2</sub> 含量降低有利於冰期的產生(Shi et al., 1995)，由於青康藏高原的位置較北極冰蓋更靠近赤道，高原上冰雪對太陽輻射的反射更為顯著。MIS 16 階段時在青康藏高原上發育最大規模的冰期(Shi et al., 1999) 與 MPR 的時間上一致，可能暗示青康藏高原的隆升對這 MPR 事件的貢獻。

另外，六十萬年至四十萬年以來各地氣候記錄除顯現明顯十萬年週期變化之外，更出現較大幅度的振盪(Mudelsee and Schulz, 1997; Clark et al., 1998; Becquey and Gersonde, 2002; Berger and Wefer, 2003)，稱之為 MBE 事件(中布容期事件，Mid-Brunhes Event；Jansen et al., 1986)。在六十萬年前到四十五萬年前左右，中國黃土出現厚

層土壤 S5 及貝加爾湖沉積物中無陸域冰川的記錄，顯示當時亞洲陸域氣候溫暖、夏季季風增強，與北半球平均日照強度變化成現非線性關係(Heslop et al., 2002; Xiao and An, 1999; Prokopenko et al., 2002)，同時非洲的季風記錄在此時期也顯是增強的現象 (Rossignol-Strick et al., 1998)，表示東亞及非洲季風區的氣候記錄在這段時期，可能受到某些地質事件影響而有區域性的特徵。

MBE 事件的氣候記錄在南北半球表現不對稱的氣候特徵 (Jansen, et al., 1986; Pisias and Rea, 1988)，當北半球的氣候呈現較劇烈冰期狀態時，南半球卻反而呈現較接近間冰期的氣候，呈現較高的海表溫度。MBE 事件並不只發生在南北半球高緯度的記錄中，同時也發生在熱帶的陸地及太平洋，(Pisias and Rea, 1988; Wang et al., 2003)。Wang et al. (2003)於南海岩芯中觀測到  $\delta^{13}\text{C}$  數值自氧同位素第 13 階的極大值 1.5‰ 下降至第 12 階的 0.4‰，早於氧同位素地層第 11 階與 12 階之間的 MBE 事件，因此指出在此時期全球冰帽體積變化幅度的增加並非單純天體軌道力的改變所控制，進而推論全球碳儲存庫的擾動可能扮演關鍵因素。

## 1.4 研究原理

### 1.4.1 影響浮游有孔蟲殼體內氧碳同位素變化的因子

自 1869 年蘇俄科學家門得列夫(Dmitri Mendeleev)首先利用原子重量列出元素週期表以來，目前科學界以元素的質子數來排列元素週期表，因質子數決定元素大部分的化學性質，而質子數相同的元素即稱為同位素。同位素的化學性質相似，但由於同位素之間質量的差異造成其物理性質或化學鍵斷裂速率不同，因此造成同位素進行物理或化學過程轉換(如蒸發、降水、結晶等)後在生成物之間的分配與反應物不同，稱之為同位素的分異作用(fractionation

effect)。

而同位素含量表示法常利用與相對標準樣品含量相較而得，以千分比(‰，permil)為表示方式，此表示法可以避免測量某一同位素絕對含量而所遭遇含量極少、不易測得且誤差大的問題。以氧為例，它具有  $^{16}\text{O}$ 、 $^{17}\text{O}$ 、 $^{18}\text{O}$  三種同位素，在自然界中含量分別為 99.763%、0.0375%、0.1905% (eg., Anderson and Arthur, 1983)，其表示式如下：

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000$$

其中  $^{17}\text{O}$  由於含量相較於  $^{16}\text{O}$ 、 $^{18}\text{O}$  稀少，通常省略不列入計算。而目前國際通用碳酸鹽標本的氧、碳同位素標準試樣為 VPDB (Vienna Peedee belemnite, Peedee belemnite standard from the Peedee formation, Upper Cretaceous of South Carolina; Oehler et al., 1972)

浮游有孔蟲在形成其碳酸鈣殼體時，吸收海水中鈣離子與碳酸氫根離子而沈澱形成殼體：



若此反應與海水中的同位素比值達成平衡或不平衡狀態下維持一常數差值，則可利用有孔蟲殼體碳酸鈣中的同位素變化來推得海水同位素變化，進而推論其生成環境的變化(Shackleton et al., 1973)。

影響沉積物中浮游有孔蟲個體間同位素差異可以分為三方面來討論，其一為海水氧同位素變化，其二為有孔蟲因環境溫度或生機效應(Vital effect)使其在利用水中物質合成殼體時所產生的差異，其三為殼體生成後與環境間作用所產生的變化，如溶解效應(dissolution effect)或成岩作用(diagenesis)。

### 氧同位素

以氧同位素而言，冰川形成時固定住大量的  $^{16}\text{O}$ ，使海水中  $^{18}\text{O}$

增加，影響海水的氧同位素值，稱為冰川效應(ice volume effect)；海水蒸發強烈時  $^{16}\text{O}$  較  $^{18}\text{O}$  容易蒸發，使海水中的  $^{18}\text{O}$  相對富集，淡水的輸入如河川或降雨則輸入較多的  $^{16}\text{O}$ ，使海水中的  $^{16}\text{O}$  相對富集。以上兩項為影響海水氧同位素的主要原因。

殼體形成時，其周遭海水溫度所造成有孔蟲利用氧同位素差異的分異作用，不同種屬、甚至同一種屬在不同個體發生階段所利用  $^{16}\text{O}$ 、 $^{18}\text{O}$  之程度差異造成的生機效應以及海水的酸鹼值、碳酸根離子濃度影響有孔蟲利用  $^{16}\text{O}$  及  $^{18}\text{O}$  之程度不同(Spero et al., 1997)，是為有孔蟲利用水中物質生合成殼體所產生的差異。

殼體不完全溶解時，較薄或  $^{16}\text{O}$  含量較多的外殼較易被溶解，造成殼體中  $^{18}\text{O}$  富集之部份溶解效應(partial dissolution effect, Wu and Berger, 1991; Lohmann, 1995)，及殼體在沉積物中不同程度的成岩作用則為殼體生成後與環境間作用所產生的變化。

利用挑選保存完整及相同殼體大小有孔蟲殼體，控制有孔蟲在利用水中物質生合成殼體時所產生的差異及殼體生成後與環境間作用所產生的變化，浮游有孔蟲殼體的氧同位素值可廣泛應用為建立古海水溫或冰川體積的工具(Spero et al., 2003; Thunell et al., 1994)

## 碳同位素

探討有孔蟲殼體碳同位素變化的影響因素遠比氧同位素複雜，海氣交換時  $\text{CO}_2$  溶解作用與海水中有機物質的氧化或埋藏為主要影響海水中碳同位素組成原因，海水的輸出生產力(export production)、陸源植被種類改變也都被認為與海水碳同位素變化有關，區域性大量的甲烷水合物揮發也會造成海水碳同位素變化，海水的碳同位素改變進而影響有孔蟲殼體碳同位素值變化。而不同種屬、甚至同一種屬在不同個體發生階段所利用  $^{12}\text{C}$ 、 $^{13}\text{C}$  之程度差異造成的生機效應(vital effect)亦會對有孔蟲殼體的碳同位素組成造成

差異。碳同位素值最常被應用在重建古海洋表水的初級生產力、大氣、或海水二氧化碳交換情況等方面。

#### 1.4.2 浮游有孔蟲氧同位素地層與米蘭科維奇天文理論

影響浮游有孔蟲氧同位素的因子中，全球冰川的消長對有孔蟲殼體的氧同位素影響最大，冰川形成時固定住大量的 $^{16}\text{O}$ ，使海水中 $^{18}\text{O}$ 比例增加，影響全球海水中的氧同位素，並記錄在全球有孔蟲殼體中。藉由冰期-間冰期全球冰川的消長，有孔蟲殼體的氧同位素地層記錄成爲全球年代的對比的絕佳工具。冰期形成的主因是夏季的太陽輻射量變弱，冬季留下的冰雪不足以溶化而累積。較廣的冰雪覆蓋區有較高的反照率以反射較多的太陽輻射，使地表吸收的太陽輻射變少，冰雪溶化量因此更加減少，使得冰雪覆蓋區逐年擴大。

米蘭科維奇理論指出天文軌道的週期性變化控制地球表面日照量，最常被用來解釋兩極冰川體積消長機制，此理論說明地球繞日軌道及地球自轉的週期性變化主控地球表面日照量，使第四紀地球上的冰期-間冰期變遷呈現特殊的週期性(Imbrie et al., 1984)，米蘭科維奇理論中影響地表日照分布受三個天文參數影響(圖1.3)：

- (1)軌道偏心率(eccentricity)：地球以接近圓形的橢圓軌道繞太陽公轉，週期約爲十萬年。偏心率大小影響太陽輻射入射地球的年累積量，當偏心率越大，太陽輻射入射地球的年累積量小。
- (2)地軸傾斜角變化(obliquity)：地軸傾斜角變化週期約爲四萬年，地軸傾斜角變化不會影響太陽輻射進入地球的總量。如果傾角較大，則南北回歸線往高緯度移動，形成夏季太陽輻射量較大，冬季較小，季節變化也因此變大。
- (3)歲差(precession)：歲差指地球除自轉之外，地球自轉軸亦成

圓錐狀晃動，晃動週期為兩萬三千年及一萬九千年，會造成南北半球日照量季節性差異度的變化。歲差造成季節差異的週期變化對於低緯度地區更加顯著(Imbrie et al., 1984)。

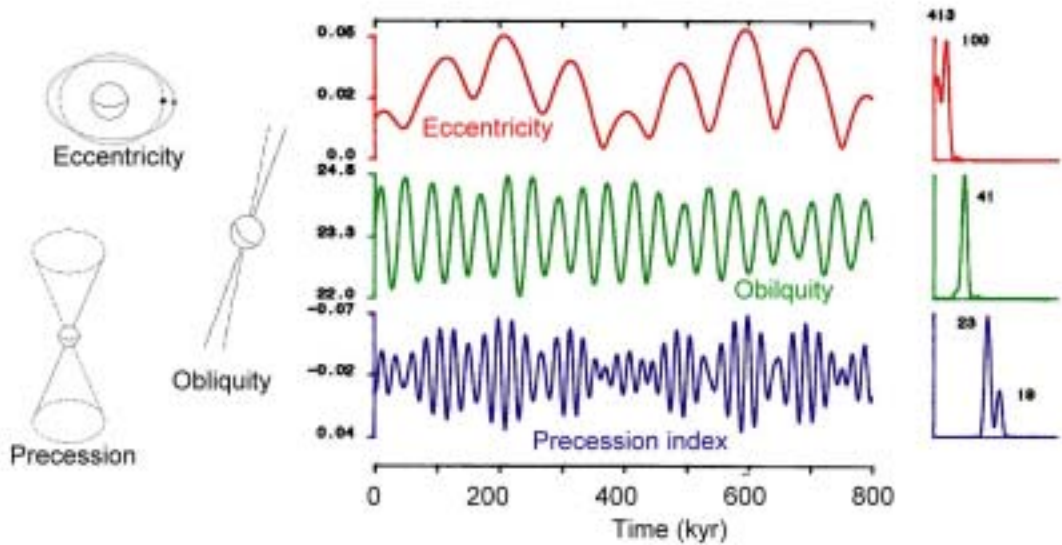


圖 1.3 過去八十萬年來軌道偏心率、地軸傾斜角、歲差對地球日照量的變化，右小圖為其主要周期(取自 Imbrie et al., 1984)。

## 1.5 研究目的

爲更能掌握未來氣候的變遷，科學家積極投身於古氣候的研究，海洋鑽探計畫(Ocean Drilling Program, ODP)獲取了在世界各大洋中保存完整的深海沈積物標本，這個計畫協助建立了一億五千萬年以來詳細的地質年代表，並促成古海洋環境學的興起。

古海洋環境研究發現，全球的氣候受到日-地關係變化影響顯著，在古氣候記錄可看出地球公轉軌道偏心率(100 kyr)、地球自轉軸傾斜角度變化(41 kyr)、歲差(23 kyr 及 19 kyr)之週期性 (Imbrie et al.,1984)。在第四紀的氣候記錄中，約九十萬年前全球冰川體積開始增加，且此時全球氣候變化由地軸傾斜率所主導的四萬一千年週期進入由軌道偏心率所主導的十萬年週期，即更新世中期的氣候大變革，另外，現今到四十三萬年之間冰川體積在冰期間冰期之間的變化較四十三萬年至一百萬年間來的明顯，即中布容期事件，造成此二事件的主要機制到現今尚未明朗。

分析深海沉積物中的有孔蟲殼體的氧碳同位素可以用來重建古海洋環境的改變，而西太平洋暖池向來被認爲是全球熱量及水氣的主要來源，在全球氣候變遷中扮演重要角色，但礙於西太平洋強烈的碳酸鈣溶解作用、以及開放大洋中低沉積速率的限制，因此在西太平洋暖池中向來缺乏合適的材料以供分析百萬年尺度的氧、碳同位素地層。本研究的目的即利用海洋鑽探計畫(Ocean Drilling Program)第 180 航次於西太平洋暖池南緣所羅門海域鑽取的 1115B 岩芯來建立第四紀太平洋暖池氧同位素地層，期望建立長期且連續的年代模式，以研究西赤道太平洋暖池古溫鹽條件與水團分布概況，並利用碳同位素的變化來探討全球碳儲存庫的變動是否與氣候變化有關。

## 第二章、研究材料

### 2.1 岩芯鑽探位置

Ocean Drilling Program (ODP) Leg 180 的初始目的為研究 Woodlark Basin 的張裂歷史(Taylor et al., 1999)，Woodlark Basin 是一位於西太平洋邊緣極年輕的張裂型盆地(圖 2.1)，位於西赤道太平洋上新幾內亞的巴布亞半島以東，並往東邊的所羅門群島逐漸減少深度 (Weissel et al., 1982)，而 Woodlark Basin 以 Moresby detachment fault 為中心持續擴張，故為研究年輕海洋在時間上及空間上演化的絕佳地點。

ODP 1115 站位坐落在西經 151°31'，南緯 9°11'，水深 1149m，地處 Moresby detachment fault 的上盤，鑽探研究目標主要為確定此處的沈積歷史、生物地層以及 Woodlark Rise 的垂直抬升歷史，包括瞭解 Trobriand forearc basin sequence 張裂前的歷史。此次航次在 ODP 1115 站位共鑽取三支岩芯，Hole 1115A、Hole 1115B、Hole 1115C，由於 ODP 1115 站位遠離 Woodlark Basin 現代的張裂中心，且尚未到達太平洋的溶躍層深度，整支岩芯總長 293.1m，回收沉積物達 286.84m，而岩芯上部有連續、沈積速率穩定且長達 3Myr 的沉積物，沉積物中碳酸鈣含量在 0~100m 占了超過 60%，100~300m 約 20%(Taylor et al., 1999)，除了可用來研究此處的沈積歷史，更由於其有孔蟲含量豐富而適合作為分析古海洋的環境變遷的材料。

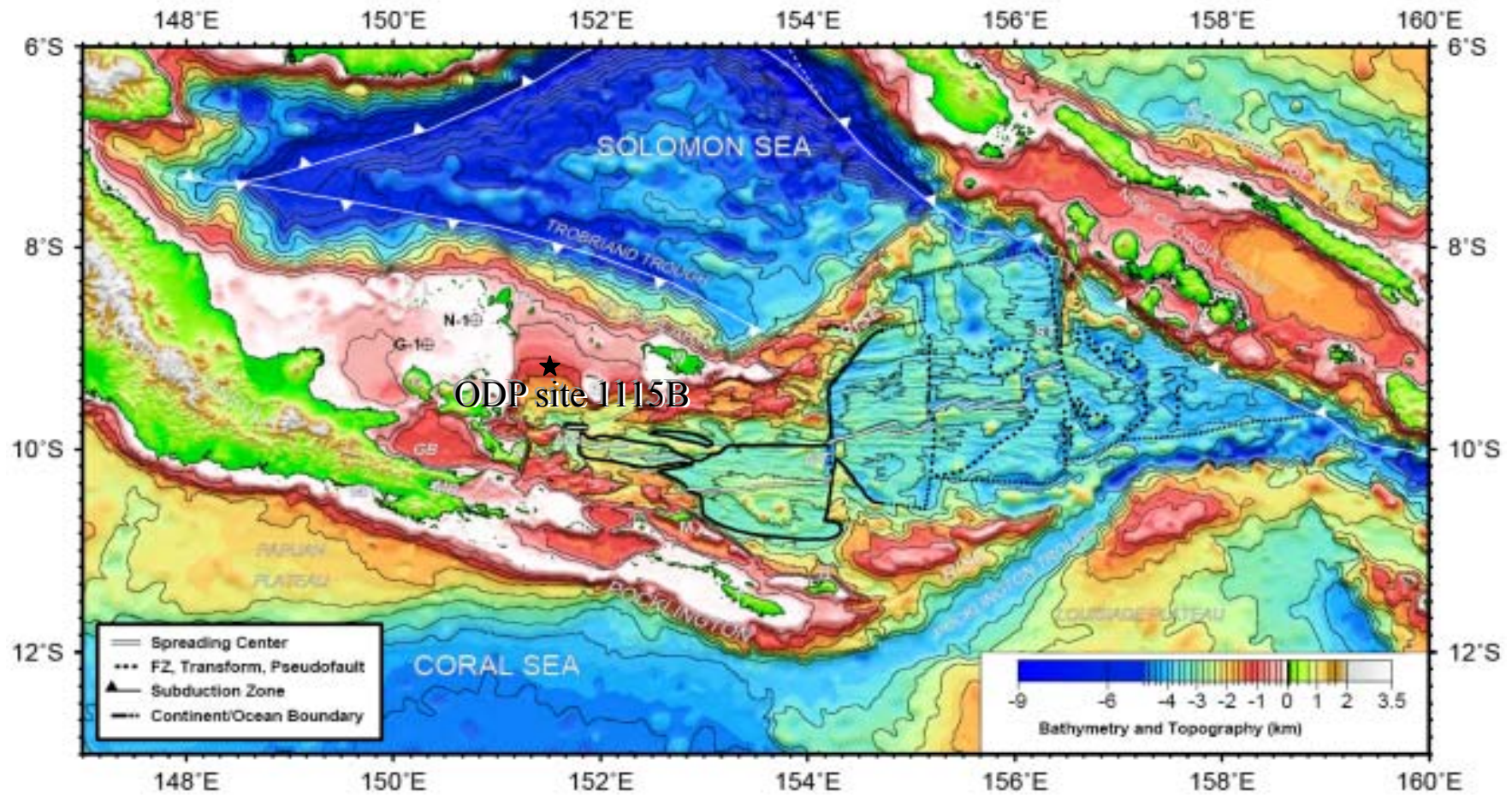


圖 2.1 所羅門海板塊構造及 ODP1115B 岩芯站位(取自 Takahashi et al., 2001)。

## 2.2 岩芯深度標示修正

1985 年，由德州農工大學管理的鑽井船——果敢號海洋鑽探船 (JOIDES Resolution Drill Ship) 開始第一個航次(編號為第 100 航次)，果敢號海洋鑽探船中央豎立一高約 62m 的鑽探塔，可連結約 9000m 的鑽管，在水深 8000 m 的海上鑽入海底地殼 1000 m。塔台下的船底有一個直徑 7m 的圓形空洞，鑽管可透過空洞往下施放。

鑽井進行時，鑽管由鑽井台下方圓孔放入海中，鑽井台中的強力轉機帶動鑽頭，使其向下鑽孔，中空的鑽頭能一面鑽井，一面使岩芯樣本進入內套管中，再利用鑽管中的鋼索，把每段長 9.5m 的岩芯拉至船上。岩芯航次報告(Takahashi et al., 2001)中的深度即是依據鑽採的鋼索長度而定，稱為 mbsf (meters blow sea floor)，鑽得的岩芯長度會因前後段的缺失或岩芯拉張造成的膨脹等原因造成重建記錄的困難，為修正這類誤差，航次常會在同一站位鑽取數根岩芯，使岩芯數段間的缺失盡可能不出現在同一水平面上。1115 站位的岩芯 B 上部利用改良式水力活塞岩芯系統鑽採(APC, 圖 2-2a; Graber et al., 2002)，以此方式所鑽採的岩芯編號為 H，在 0-216.20mbsf 回收 225.67m 的岩芯，回收率達 104%。在 216.20mbsf-293.10mbsf 則使用延伸式岩芯系統鑽採(XCB, 圖 2-2b; Graber et al., 2002)，以此方式所鑽採的岩芯編號為 X，回收 61.17m 的岩芯，回收率為 80%( Taylor et al., 1999)。

本研究使用 1115 站位的岩芯 B 上部 126.7m 的岩芯來做為研究樣本，在此部份每一段岩芯之間的缺失不明顯，反而岩芯拉張造成的膨脹使岩芯的初始航次報告深度在每一段之間出現重複，本研究為修正這類誤差，直接以所鑽得的第一段岩芯最上層沉積物的泥線 (mudline) 當作沉積物與海水的交界面，並且直接以泥線以下的連續岩芯長度作為深度表示，在後面文章中以 depth\* 表示(附錄)。

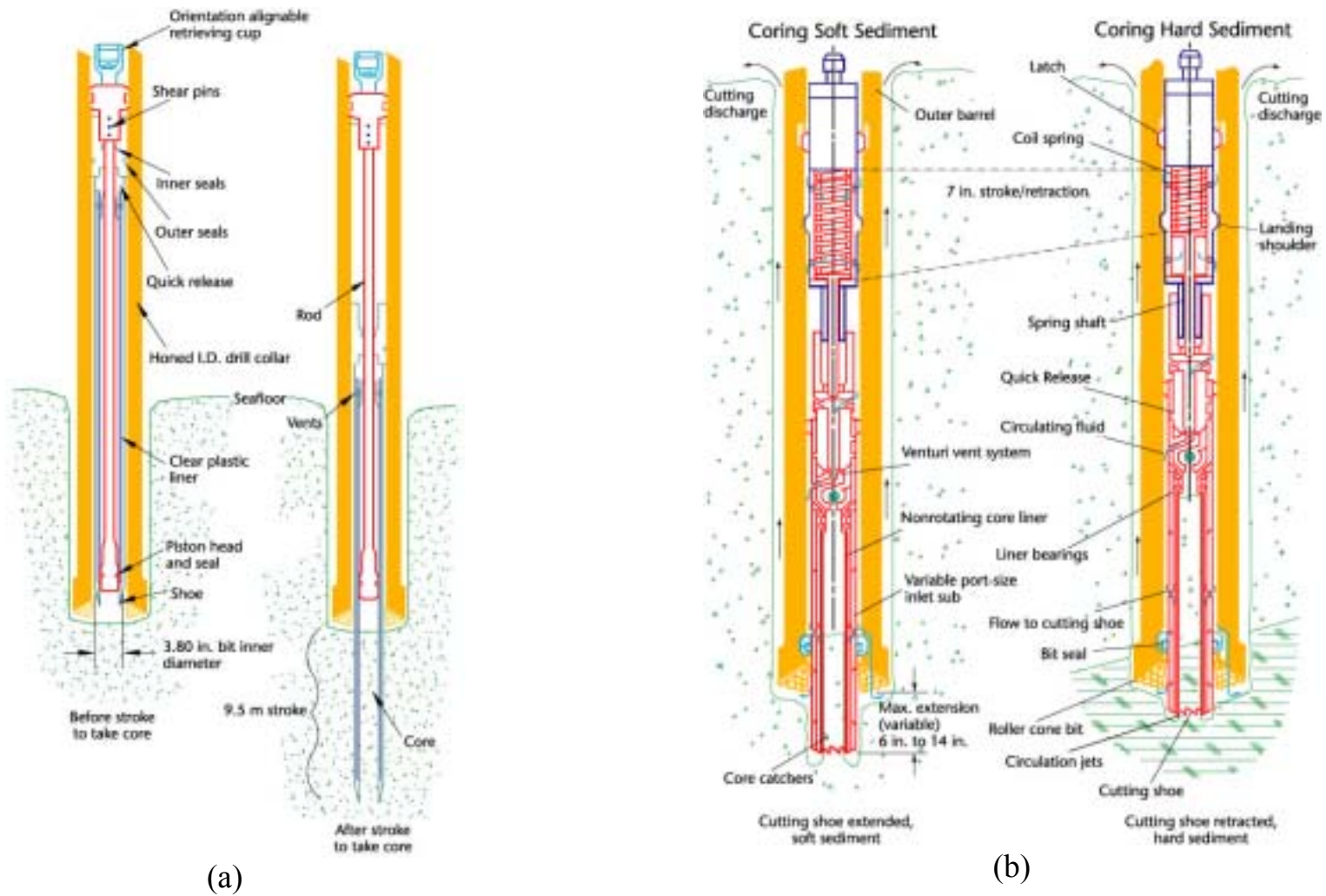


圖 2.2 ODP 岩芯採樣系統(Graber et al., 2002)。 (a) 改良式水力活塞岩芯採樣系統； (b) 延伸式岩芯採樣系統

## 2.3 ODP1115B 上部岩芯基本性質描述

ODP1115B 從頂部開始主要由富含孔蟲殼體及超微化石的灰色軟泥組成，直到4H之後有孔蟲殼體及超微化石仍然豐富，但部份岩芯開始交雜出現含硫化物的軟泥，而使岩芯呈現綠色。5H之後到13H之間有孔蟲殼體及超微化石仍然豐富，但全部因硫化物的含量增加，而呈現綠色軟泥。除此之外，還有少數火山灰在整支岩芯上部交雜出現，但每層最多不超過30cm，如17.25~17.52m 以及78.71~78.90m(Taylor et al., 1999)。

岩芯上部 1H~13H 除少數火山灰層造成粒度改變之外，其餘部分粒徑均勻，淘選度佳，且沈積連續無明顯中斷，生物擾動不明顯，是為分析古海洋環境變遷的極佳材料。

## 2.4 選取研究分析樣本

ODP180 科學航次報告(Takahashi et al., 2001)中，粗略的將 ODP1115B 岩芯以數個生物滅絕及出現事件、磁地層反轉記錄以及底棲有孔蟲含量變化為年代控制點，重建該站位的年代，預估岩芯底部約為 12.1Ma~15.1Ma(圖 2.3)。本論文研究根據此年代模式選取從岩芯頂部到 126.7m 的部份，年代約為 2.2Ma。岩芯以 2cm 為厚度切割分樣，在 0~7m 以 10cm 為間距取樣，7m 之後以 30cm 為間距取樣，共 477 個深度之標本進行氧碳同位素分析。

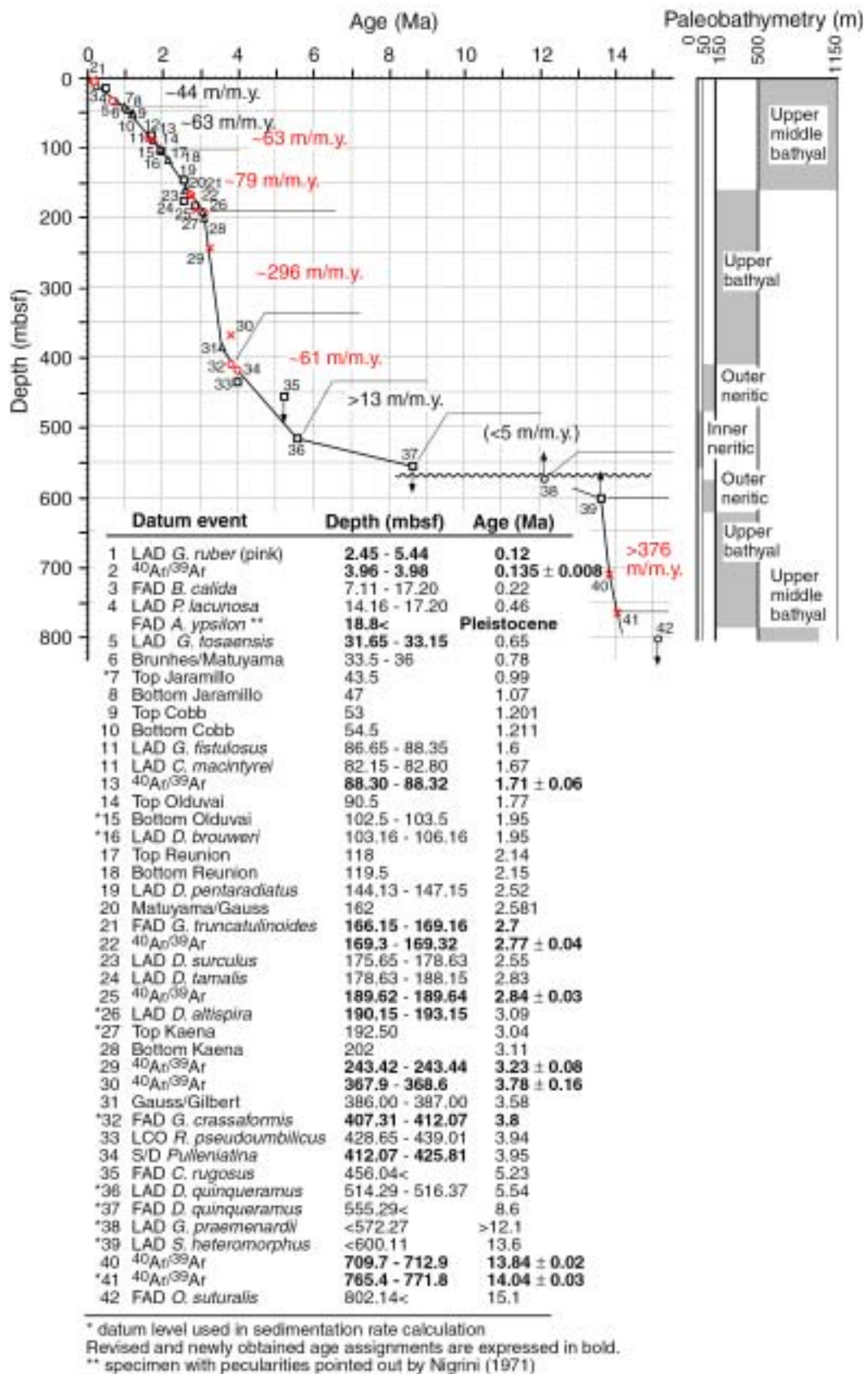
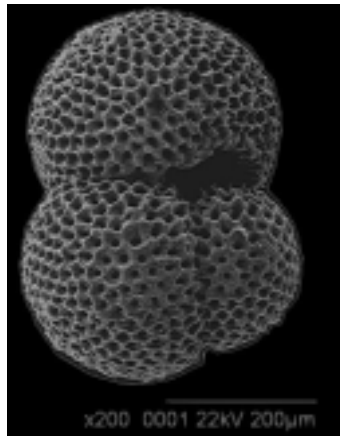


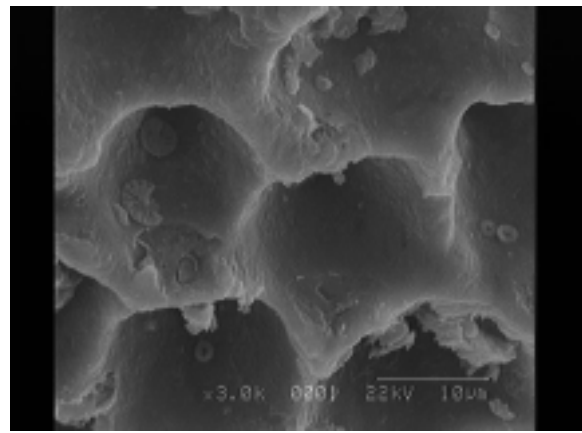
圖 2.3 ODP1115B 深度對年代關係圖(Takahashi et al., 2001)

## 2.5 浮游有孔蟲 *Globigerinoides sacculifer*

本研究氧碳同位素分析選用浮游有孔蟲 *Globigerinoides sacculifer*(Brady; 圖 2.4), *G. sacculifer* 最早在早中新統地層(N6)被發現, 現生種分布於熱帶副熱帶海域中(Kennett et al., 1983), 其生活在海表透光層深度約 0~80m 處, 鹽度 24PSU~47PSU、溫度 14 ~31 的環境中, 爲一廣鹽性物種, 與渦鞭藻共生, 主要以橈腳類(copepod) 生物爲食 (Hemleben et al., 1989)。在 *G. sacculifer* 個體發生的最終階段會產生袋狀房室生產配子, 並在殼體上形成配子階段特有的方解石殼層 (gametogenic calcite layer; Bé et al., 1981; Brummer et al., 1987), 研究顯示 *G. sacculifer* 的配子階段可能在較深的水層完成, 因此袋狀房室  $\delta^{18}\text{O}$  較重(Spero and Lea, 1993); 而隨著殼體越大, 共生藻的密度提高, 其周邊海水中  $^{13}\text{C}$  增加, 導致  $\delta^{13}\text{C}$  隨著個體發生階段而變重 (Berger et al., 1978; Elderfield et al., 2002; Oppo and Fairbanks, 1989; Spero and Lea, 1993)。爲消彌 *G. sacculifer* 殼體在不同個體發生階段產生的差異, 本實驗挑選無袋狀房室且大小分布在 300~355 $\mu\text{m}$  間的殼體, 以去除因爲個體發生階段不同所造成的生機效應。



(a)



(b)

圖 2.4 電子顯微鏡之下的浮游有孔蟲 *G. sacculifer*，(a)無最末房室構造之特定型態殼體，(b)放大觀察殼體表面無明顯受海水溶蝕作用之現象。

### 第三章、研究方法

#### 3.1 浮游有孔蟲氧同位素分析

##### 沉積物前處理

由海洋鑽探計畫(Ocean Drilling Program)取得切割採樣完成，厚度為 2cm 的深海沉積物，於台灣大學地質科學系魏國彥教授的實驗室進行前處理：

- (1) 首先利用電子秤記錄每份樣本含袋子之重量，再將樣本取出置入冷凍乾燥機進行乾燥，並秤取袋重以求得樣本實際濕重。
- (2) 烘乾之後的樣本秤其乾重並記錄，接著將樣本浸於水中。
- (3) 套疊 150 $\mu$ m 及 63 $\mu$ m 網孔的篩網以水篩洗，並將篩網上的樣本分別置於 50 之恆溫箱中烘乾。

##### 有孔蟲處理

本論文研究利用單一種屬浮游有孔蟲 *Globigerinoides sacculifer* 作為氧、碳同位素分析材料。

- (1) 將大於 150 $\mu$ m 的粗顆粒樣本利用套疊 300 $\mu$ m 及 355 $\mu$ m 網孔的篩網進行乾篩。
- (2) 取粒徑範圍介於 300~355 $\mu$ m 的部份進行有孔蟲的挑取。
- (3) 挑選保存完整、無袋狀房室之特定型，排除因不同種屬、大小、型態及生長階段所造成的生機效應，以避免氧、碳同位素受蟲體個體發生造成影響。
- (4) 以 30cm 的樣本間隔挑選 10 隻殼體進行清洗。
- (5) 將挑選出的殼體以甲醇(CH<sub>3</sub>OH)浸泡，並以超音波振盪器振盪 3 次，每次約 5 秒，目的在清除殼體上的附著物以及破壞殼體表面張力，以避免懸浮於溶液中造成清洗不便。
- (6) 將甲醇以滴管吸出並利用去離子蒸餾水(deionized distill Water)清洗，並以超音波振盪器振盪重複 3 次，之後吸出去離子蒸餾水，滴入次氯酸鈉(NaOCl)，並浸泡約 24 小時，以去除附著於殼體上

的有機物質，避免干擾氧、碳同位素分析。

- (7)吸出次氯酸鈉並利用去離子蒸餾水清洗，並以超音波振盪器振盪重複 3 次，之後吸出去離子蒸餾水，將標本於 50 °C 之恆溫箱中烘乾。烘乾後置於乾燥箱中待上機分析，每次分析約需 4 至 5 隻殼體。

### 氧碳同位素分析

清洗處理好的有孔蟲殼體置於分析標本瓶中並封瓶後，將分析標本瓶放至質譜儀外接的樣本處理系統 Gilson 自動分析儀，滴入 100%的磷酸在 90 °C 恆溫下與有孔蟲殼體之碳酸鈣成份反應，反應所釋放的 CO<sub>2</sub> 氣體經過二次低溫純化後，自動送入 Micromass IsoPrime 質譜儀進行穩定氧、碳同位素分析，所得數據採用國際標準試樣 NBS-19( $\delta^{18}\text{O}=-2.20\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C}=1.95\text{‰}$ )作為實驗校正的標準樣品， $\delta^{18}\text{O}$  與  $\delta^{13}\text{C}$  的精確值分別為 0.05‰及 0.03‰ (N=188)。

## 3.2 氧同位素地層與年代模式之建立

### 3.2.1 獨立年代參考點

在岩芯10~12、20~22、30~32、40~42以及50~52cm五個樣本中，由國立台灣大學地質科學系魏國彥教授實驗室挑選大於355 $\mu\text{m}$ 有袋狀房室之浮游有孔蟲*G. sacculifer*約200隻，總重大於3.0mg，送往紐西蘭拉福特放射性碳同位素實驗室(Rafter Radiocarbon Laboratory, Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand)進行加速質譜儀 $^{14}\text{C}$ 定年。分析結果扣除全球中低緯度海洋平均二氧化碳儲存年代(reservoir age)四百年(Bard, 1988)，再利用CALIB5.0軟體之大氣模式修正成爲絕對年代日曆，校正後的年代分別是4.91、6.75、8.90、12.40和16.79 ka BP(表一)。

ODP科學航次報告(Takahashi et al., 2001)中利用在岩芯3.96~3.98 mbsf及88.3~88.32 mbsf深度的火山灰層進行氩-氩定年( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ )，年代分別是135及1710ka(表一)。

而加上由ODP 180航次科學報告(Takahashi et al., 2001)中指出8個古地磁反轉事件、陳貞吟(2006)指出的*Globigerinoides fistulosus*未現面，以及本研究所指出浮游有孔蟲*Globigerinodes ruber*粉紅色變種的未現面與、亞澳微雷公墨(Australasian microtektite)出現地層(表二)，建立ODP1115B氧同位素地層框架。

利用以上數個事件，可得到此岩芯的氧同位素地層框架，並表示出岩芯的氧同位素階，欲求得精密度較高的氧同位素年代模式則須進行氧同位素地層對比。

表一 ODP1115B 岩芯獨立年代參考點—絕對定年

Datum	depth (mbsf)	depth* (mbsf)	Age(ka)
<sup>14</sup> C-dating age <sup>1</sup> (Calendar Year)	0.11	0.11	4.915±0.066
	0.21	0.21	6.754±0.058
	0.31	0.31	8.899±0.065
	0.41	0.41	12.403±0.117
	0.51	0.51	16.789±0.404
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar <sup>2</sup>	3.97	3.97	135 ± 8
	88.31	92.63	1710 ± 60

<sup>1</sup>ODP1115B之<sup>14</sup>C-dating age由魏國彥教授實驗室提供。  
<sup>2</sup>ODP1115B之<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar取自ODP科學航次報告(Takahashi et al., 2001)。

表二 ODP1115B 岩芯獨立年代參考點—其他地層事件

Datum	depth (mbsf)	depth* (mbsf)	MIS	文獻出處
<b>Biostratigraphic</b>				
LAD <sup>1</sup> <i>G. ruber</i> (pink)	3.65	3.65	5/6	Thompson, 1979
LAD <i>G. fistulosus</i>	91.78	96.10	62	Chaisson and Leckie, 1993
	(陳貞吟,2008)			
Microtektite	34.25	35.43	19/20	Lee and Wei, 2000
<b>Magnetic reversal ages<sup>2</sup></b>				
Brunhes/Matuyama	33.5~36.0	34.68~37.65	19	Berggren et al. 1995
Top Jaramillo	43.5	45.15	27	Berggren et al. 1995
Bottom Jaramillo	47	49.28	31	Berggren et al. 1995
Top Cobb Mt.	53	55.28	35/36	Hornig et al. 2002
Bottom Cobb Mt. <sup>3</sup>	54.5	56.78	36	Hornig et al. 2002
Top Olduvai	90.5	94.82	63/64	Berggren et al. 1995
Bottom Olduvai	102.5~103.5	107.07~108.51	71/72	Berggren et al. 1995
Top Réunion	118	123.21	80/81	Hornig et al. 2002
Bottom Réunion	119.5	124.71	81	Hornig et al. 2002

<sup>1</sup>LAD = Last Appearance Datum

<sup>2</sup>ODP1115B之磁地層反轉事件深度取自ODP科學航次報告(Takahashi et al., 2001)

<sup>3</sup>Cobb Mt.=Cobb Mountain

### 3.2.2 天文參數調頻與年代檢測

利用建立出的氧同位素地層框架對照 ODP site 677 (Shackleton et al., 1990) 所發表的底棲有孔蟲氧同位素年代地層進行峰值對比，選定共 66 個深度對應年代的控制點(表三)，假設每個控制點之間的沈積速率穩定，利用布朗大學(Brown University)所提供之「Arand」套裝軟體的「Ager」程式對深度進行年代內插，得到岩芯連續的年代模式。

進行對古氣候指標時間序列頻譜分析時，程式須輸入等時間變化值，故考慮樣品年代及個數，使用套裝軟體中的「Timer」程式進行內插，將 ODP 1115B 岩芯連續的年代模式轉處理成與目標曲線數據時間間距(  $T=2\text{kyr}$ )相同的資料。最後再利用「Arand」套裝軟體的「Crospec」程式利用傅利葉(Fourier)轉換函數，進行所得到的岩芯連續年代模式與目標曲線之交叉頻譜分析(Cross-spectral Analysis : Bandwidth for 120 lags,  $T=2\text{kyr}$ . )，檢視與目標曲線時間序列的相關性。

為更清楚看出岩芯的同位素年代地層在不同時期受不同天文軌道力作用之大小變化，本研究利用「Arand」套裝軟體的「Filter」程式，輸入兩個參數控制濾子濾出的頻率：windows length 及反覆滑動平均的次數，分別產生 100kyr、41kyr 天文軌道週期 band-pass 的濾子，再利用「Arand」套裝軟體的「Smooth」程式求得週期強度隨時間變化情形。因為濾波產生方式是利用反覆數次滑動平均所求得，若反覆次數少則濾出的結果會較易受其他週期雜訊影響，若反覆次數多則失去局部的特性(local sharpness)。而因反覆數次滑動平均，因此在數據的前後段落會缺乏資料，因此為彌補此缺點，可在數據的前後端重複延長數據再進行分析。

表三 ODP1115B 岩芯深度對應年代的控制點

depth*(cm)	Age (ka)	depth*(cm)	Age (ka)	depth*(cm)	Age (ka)
0	0	2083	512	6686	1352
11	4.9	2173	533	6875	1388
21	6.8	2233	550	7265	1422
31	8.9	2353	571	7415	1443
41	12.4	2443	584	7655	1490
51	16.8	2593	621	8111	1554
76	22	2774	635	8381	1596
126	37	2954	666	8621	1649
186	61	3164	706	8681	1658
256	88	3344	754	9058	1702
316	107	3554	794	9298	1757
416	143	3614	814	9568	1795
576	192	3861	871	9943	1836
780	227	4041	918	10543	1910
870	248	4671	1026	10847	1957
960	270	4874	1058	11357	2010
1050	298	4994	1088	11567	2046
1260	339	5234	1129	12027	2093
1440	382	5504	1186	12177	2114
1530	416	5714	1223	12477	2138
1723	444	6176	1281	12567	2146
1843	472	6446	1316	12672	2168

## 第四章、結果與討論

### 4.1 時間序列分析(Time-Series Analysis)

#### 4.1.1 氧同位素階的建立

海洋氧同位素地層(Marine Oxygen Isotope Stage, MIS)的命名方式是將冰期以偶數表示，例如氧同位素第 2 階(MIS2)、第 4 階(MIS4)、第 6 階(MIS6)，間冰期以奇數表示之，例如氧同位素第 3 階(MIS3)、第 5 期(MIS5)、第 7 階(MIS7)，數字越小表示年代越輕(Emiliani, 1955)。

將分析上部 126.72m 的 ODP1115B 岩芯單一浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 殼體氧碳同位素結果，參考獨立年代控制點辨識出海洋氧同位素 1 到 81 階，建立 ODP1115B 氧同位素地層框架(圖 4.1)。

在過去二十多年的海洋岩芯研究中，僅有少數岩芯年代長度超過二百萬年，且擁有完整的氧同位素地層進行天文調頻。東赤道太平洋岩芯 ODP site 677 (Shackleton et al., 1990) 即是少數年代跨越更新世，且擁有完整的氧同位素地層進行天文調頻的岩芯代表作。ODP site 677 除了有良好的氧同位素地層進行天文調頻，更利用火山熔岩進行高解析度的氩氩定年，對岩芯的絕對年代有良好的控制。因此本研究將所建立的氧同位素地層年代框架，對 ODP site 677 所發表的底棲有孔蟲氧同位素年代地層作為目標曲線(target curve)進行峰值對應，建立 ODP1115B 岩芯上部的年代架構(圖 4.2)。

本岩芯的冰期-間冰期旋回與參考曲線 ODP677 底棲有孔蟲氧同位素曲線架構雷同，除了 MIS27~29 及 MIS65~69 因全球冰期-間冰期發展不明顯，因此對比不易，在 MIS62 則可能因本岩芯所在表水文發生改變，因此 MIS62 不明顯，其餘氧同位素階皆有很好的對應。

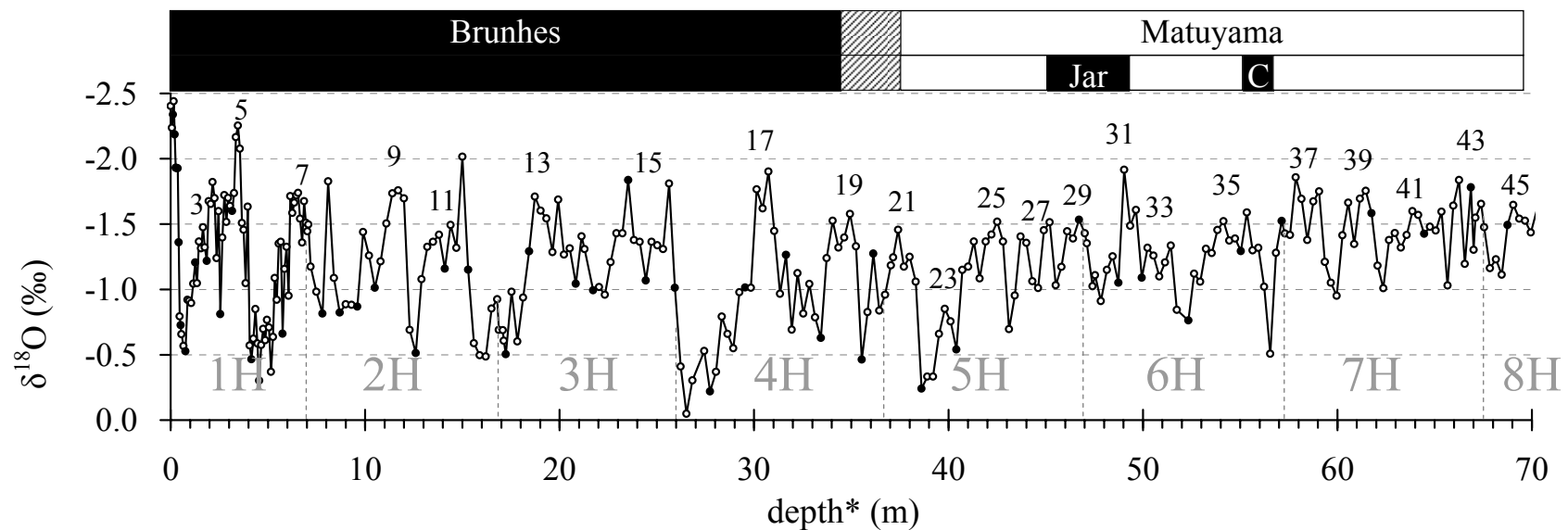


圖 4.1 ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧碳同位素分析結果，圖上所標示的圓圈為分析的樣本點，黑色實心點為年代控制點，灰色文字(1H、2H...)為岩芯段落編號，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期，灰色部分為過渡期。

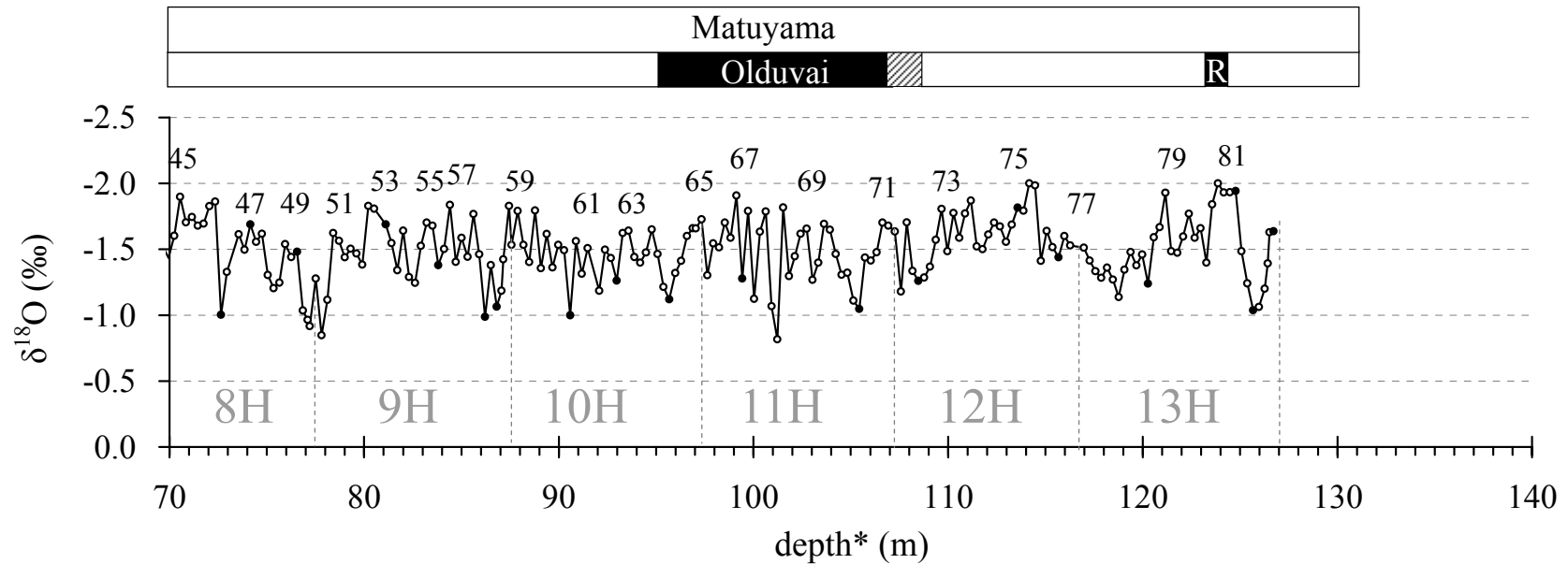


圖 4.1(續) ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧碳同位素分析結果，圖上所標示的圓圈為分析的樣本點，黑色實心點為年代控制點，灰色文字(1H、2H...)為岩芯段落編號，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期。

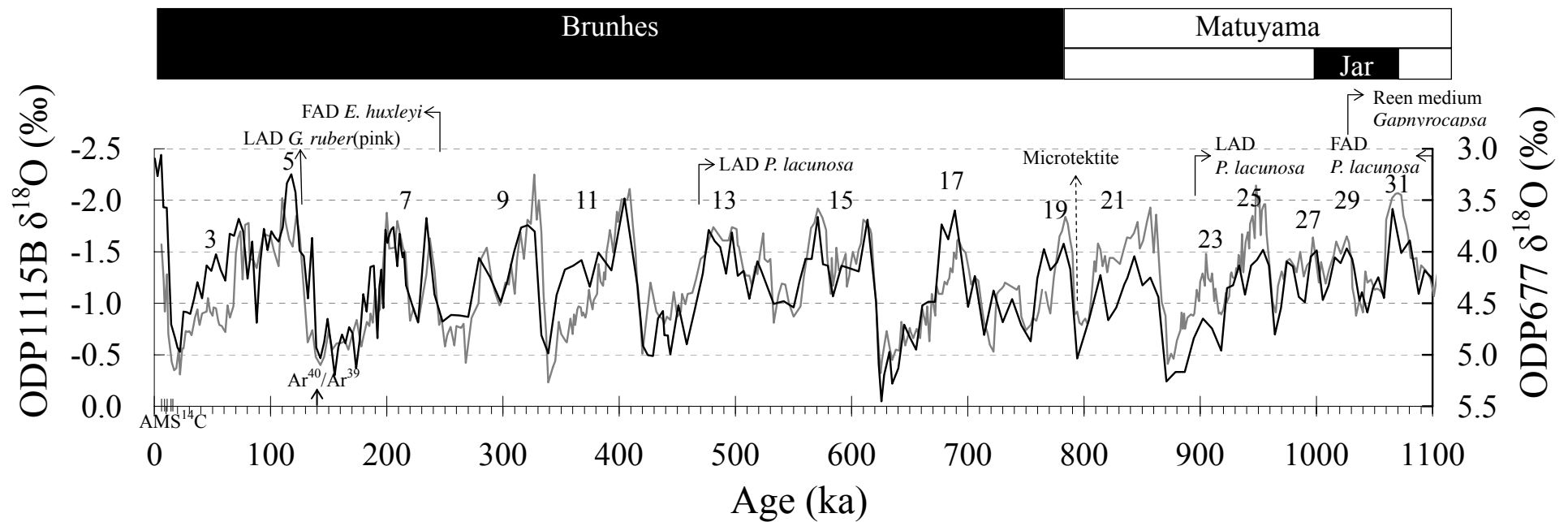


圖 4.2 ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲氧同位素年代地層(黑線)與 ODP677 底棲有孔蟲氧同位素地層比較(灰線)，橫軸上短實線為碳十四定年點，箭號↑為氬氬定年點，曲線上方標示生物地層及亞澳微雷公墨事件出現年代，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期。

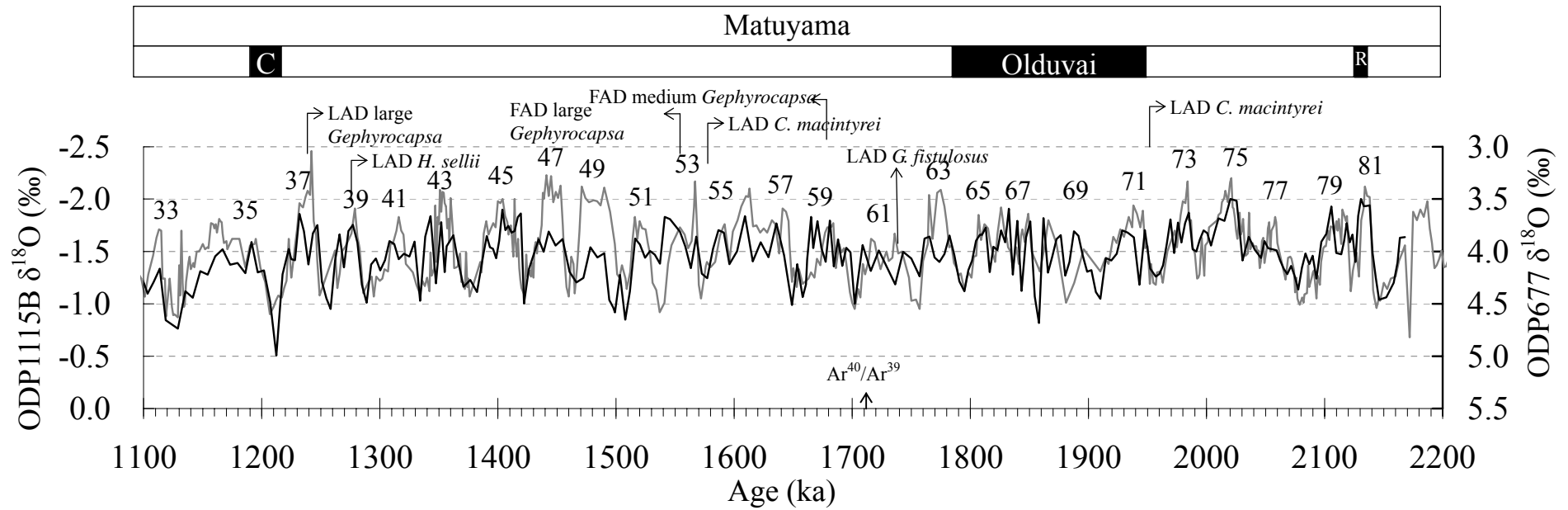


圖 4.2(續) ODP1115B 岩芯浮游有孔蟲氧同位素年代地層(黑線)與 ODP677 底棲有孔蟲氧同位素地層比較(灰線)，橫軸上箭號  $\uparrow$  為氬氬定年點，曲線上方標示生物地層出現年代，圖上方橫條為磁地層記錄，黑色部分為正向期，白色部分為反向期。

## 古地磁反轉記錄

1991年Pillans利用在紐西蘭的研究，建立2.6Ma以來氧同位素階層與磁地層之比對，而由ODP 180航次科學報告(Takahashi et al., 2001)中指出，在岩芯33.5~36m爲Brunhes/Matuyama地磁反轉事件，43.5~46mbsf爲Jaramillo subchron，53mbsf~54.5mbsf爲Cobb Mountain subchron，90.5m爲Top Olduvai，102.5~103.5mbsf爲Bottom Olduvai，118mbsf爲Top Réunion subchron，119.5mbsf爲Bottom Réunion subchron，分別發生於海洋氧同位素第19、27、35、36、63、71、80、81階(表四)。

航次報告中指出，33.5~36mbsf呈現松山/布容期的過渡帶，而Berggren等人(1995)認爲松山/布容期的界線應位在0.78Ma，若由本研究所建立的年代地層回推，則本岩芯松山/布容期的界線應位在33.63mbsf。Hyodo等人(2006)利用日本大阪灣高分辨率古地磁研究則表明松山/布容期的過渡帶是歷經數次極性轉換而不是一次倒轉完成的，而由Channell等人(2004)對海洋岩岩芯研究指出松山/布容期的過渡帶約爲5~7ka，以本研究此段沉積速率(5.25cm/kyr)回推約爲0.26~0.37m。

除此之外，本研究中Jaramillo Subchron自1072ka持續到999ka，Olduvai Subchron自1942~1957ka持續到1783ka，Cobb Mountain subchron自1217ka到1190ka，持續了27kyr，Réunion subchron自2138ka到2126ka，持續了14kyr。

## 亞澳微雷公墨(Australasian microtektite)

在岩芯 34.2mbsf 處出現之亞澳微雷公墨，Schneider 等人(1992)於蘇祿海的岩芯 ODP769 的研究，亞澳微雷公墨出現於 789.5 ka；由 Lee and Wei (2000)於南海的研究則指出，亞澳微雷公墨出現年代爲 793ka，本研究中，在岩芯 34.2mbsf 處出現的亞澳微雷公墨地層年代爲 792ka(表五)。

表四 ODP1115B 岩芯磁地層記錄

Datum	本岩芯記錄		文獻記錄	
	depth*(m)	Age(ka)	Age(ka)	文獻出處
Brunhes/Matuyama	34.68~37.65	778~849	781	Horng et al., 2002
Top Jaramillo	45.15	999	988	Horng et al., 2002
Bottom Jaramillo	49.28	1072	1072	Horng et al., 2002
Top Cobb Mt.	55.28	1190	1173	Horng et al., 2002
Bottom Cobb Mt.	56.78	1217	1185	Horng et al., 2002
Top Olduvai	94.82	1783	1778	Horng et al., 2002
Bottom Olduvai	107.07~108.51	1942~1957	1945	Horng et al., 2002
Top Réunion	123.21	2126	2118	Horng et al., 2002
Bottom Réunion	124.71	2138	2133	Horng et al., 2002

表五 ODP1115B 岩芯獨立年代參考點修正

Datum	本岩芯記錄		文獻記錄	
	depth*(m)	Age(Ma)	Age(Ma)	文獻出處
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	3.97	0.136	0.135±0.008	Takahashi et al., 2001
	92.63	1.749	1.71±0.06	Takahashi et al., 2001
LAD <i>G. rubber</i> (pink)	3.65	0.125	0.125	Thompson, 1979
LAD <i>G. fistulosus</i>	91.78	1.730	1.79	Chaisson and Leckie, 1993
			1.74	Li et al., 2005
Microtektite	35.43	0.792	0.793	Lee and Wei, 2000
			0.790	Schneider et al., 1992

## 生物地層

本研究中在 3.05mbsf 發現浮游有孔蟲 *Globigerinodes ruber* 的粉紅色變種，並且在 3.65mbsf 之後大量出現。*G. ruber*(pink)於太平洋深海岩芯之末現面出現在海洋氧同位素第 5、6 階之交界，沈積速率較低之岩芯可能出現時間稍晚，甚至達海洋氧同位素第 5 階初期 (Thompson et al., 1979)，本研究中 *G. ruber* 的粉紅色變種之末現面位在氧同位素第 5 階處，以本研究所建立的年代模式估計此末現面年代為 125ka(表五)。

而 *G. fistulosus* 其末現面遍布於全球熱帶各大洋，但年代稍有不同，西赤道太平洋記錄為 1.79Ma (Chaisson and Leckie, 1993)、南海岩芯記錄為 1.74Ma (Li et al., 2005)，本岩芯 *G. fistulosus* 末現面出現在 87.45 m(mbsf; 陳貞吟, 2006)，對比於本研究所建立的年代模式則位於 1.73Ma(表五)。

而由莊智凱(2008)利用鈣質超微化石所建立的生物地層亦驗證此岩芯呈現無明顯生物擾動(bioturbation)情形(表六)，例如 FAD *Emiliana huxleyi*、LAD *Pseudoemiliana lacunosa*、LAD *Reticulofenestra asanoi*、LAD large *Gephyrocapsa*、FAD large *Gephyrocapsa*、LAD *Discoaster brouweri* 分別出現在海洋氧同位素第 8、12、22、37、54、71 階，與前人文獻符合(Raffi, 2002; Raffi et al., 2006; Wei, 1993)。而 reen medium *Gephyrocapsa*、FAD *Reticulofenestra asanoi*、LAD *Helicosphaera sellii*、LAD *Calcidiscus macintyreii*、FAD medium *Gephyrocapsa* 在全球海洋沉積物中所記錄的年代範圍較廣，本岩芯中這些事件分別發生於海洋氧同位素 29,33,39,54,59 階。

表六 ODP1115B 岩芯鈣質超微化石及年代記錄

Datum <sup>1</sup>	本岩芯記錄			文獻記錄	
	depth*(m)	Age(Ma)	MIS	MIS	文獻出處
FAD <sup>2</sup> <i>Emiliana huxleyi</i>	8.93	0.254	8	8	Raffi et al. 2006
LAD <sup>3</sup> <i>Pseudoemiliana lacunosa</i>	17.98	0.462	12	12	Raffi et al. 2006
LAD <i>Reticulofenestra asanoi</i>	39.36	0.891	22	22	Raffi 2002
reen medium <i>Gephyrocapsa</i>	46.26	1.018	29	25~29	Raffi 2002
FAD <i>Reticulofenestra asanoi</i>	50.69	1.101	33	33~35	Raffi 2002
LAD large <i>Gephyrocapsa</i>	58.31	1.238	37	37~38	Raffi 2002
LAD <i>Helicosphaera sellii</i>	61.31	1.275	39	38~49	Wei 1993
FAD large <i>Gephyrocapsa</i>	81.56	1.561	54	54~55	Raffi 2002
LAD <i>Calcidiscus macintyreii</i>	82.46	1.575	54	55~59	Raffi 2002
FAD medium <i>Gephyrocapsa</i>	88.63	1.679	59	59~61	Raffi 2002
LAD <i>Discoaster brouweri</i>	108.02	1.950	71/72	71	Wei 1993

<sup>1</sup>ODP1115B之鈣質超微化石記錄深度取自莊智凱(2008)

<sup>2</sup>FAD = First Appearance Datum

<sup>3</sup>LAD = Last Appearance Datum

#### 4.1.2 年代地層檢測

將上述所建立氧同位素年代地層與目標曲線進行交叉頻譜分析 (cross-spectral analysis; 圖 4.3)，ODP1115B 岩芯與目標曲線呈現高度相關，有明顯的 100kyr 軌道偏心率改變週期(eccentricity)、41kyr 地軸斜角改變週期(obliquity)、23kyr 的歲差週期(precession)，且與參考曲線之週期相關性達 95%以上，顯示本岩芯可良好的表現出全球二百萬年以來冰期-間冰期旋回的氧碳同位素地層記錄。

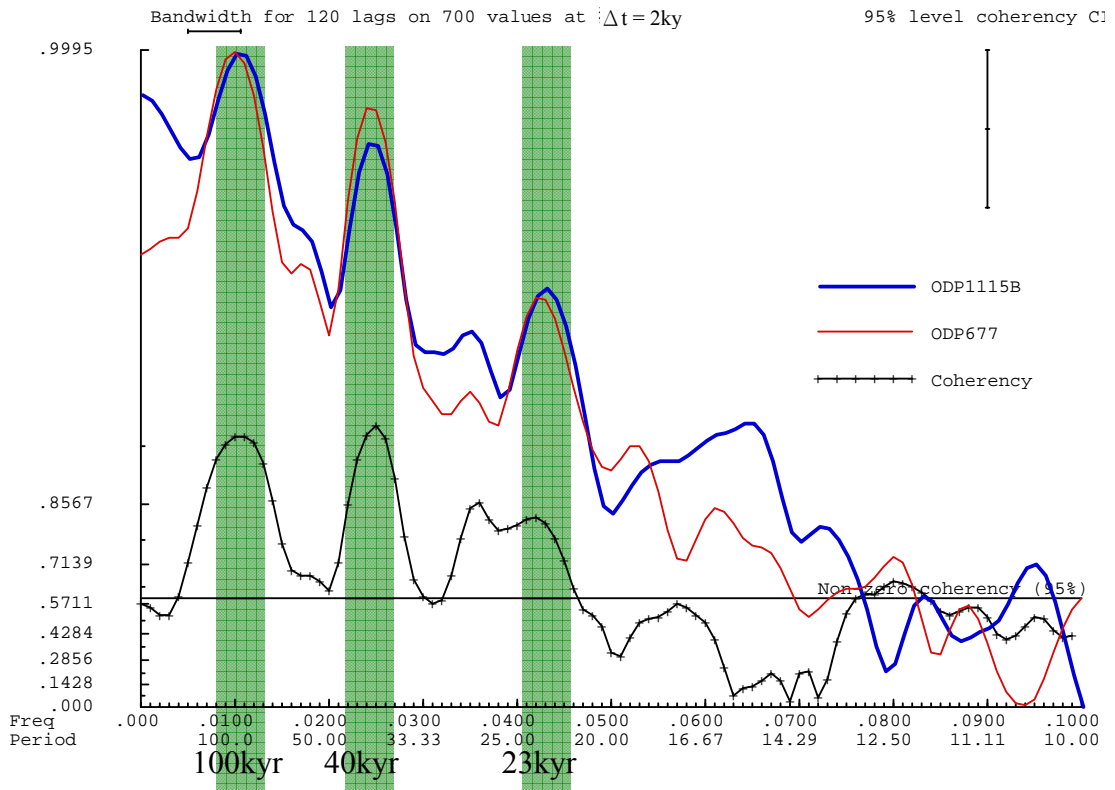


圖 4.3 ODP1115B 氧同位素年代地層與 ODP677 進行交叉頻譜分析的結果，由圖中可見 ODP1115B 氧同位素年代地層與 ODP677 都有明顯的 100kyr、41kyr、23kyr 週期。

ODP1115B 岩芯除控制點以外的其他岩芯標本深度年代是利用內插法決定，以獲得個別分析標本的年代。沉積速率(圖 4.4)的計算則是假設控制點之間的岩芯為連續且穩定的沉積記錄，因此沉積速率的計算即以兩年代控制點之沉積厚度除以兩點間之年代差值。

ODP1115B 岩芯的沉積速率在冰期-間冰期未有明顯差異，岩芯沉積速率穩定但逐漸降低，平均沉積速率為 5.8cm/kyr(圖 4.4)。航次報告 (Takahashi et al., 2001)中顯示岩芯越上部之碳酸鈣含量比例越高(圖 4.5)，本岩芯呈現沉積速率減緩但碳酸鈣比例增加的趨勢(圖 4.6)，若長期水表生產力沒有改變，暗示此時沉積物中，陸源成份逐漸減少，但整體氧同位素卻無長期變化趨勢，因此造成此部分陸源成份逐漸減少的原因可能與 Woodlark Basin 的張裂活動導致深度逐漸增加有關，但實際情形仍待更進一步研究加以釐清。

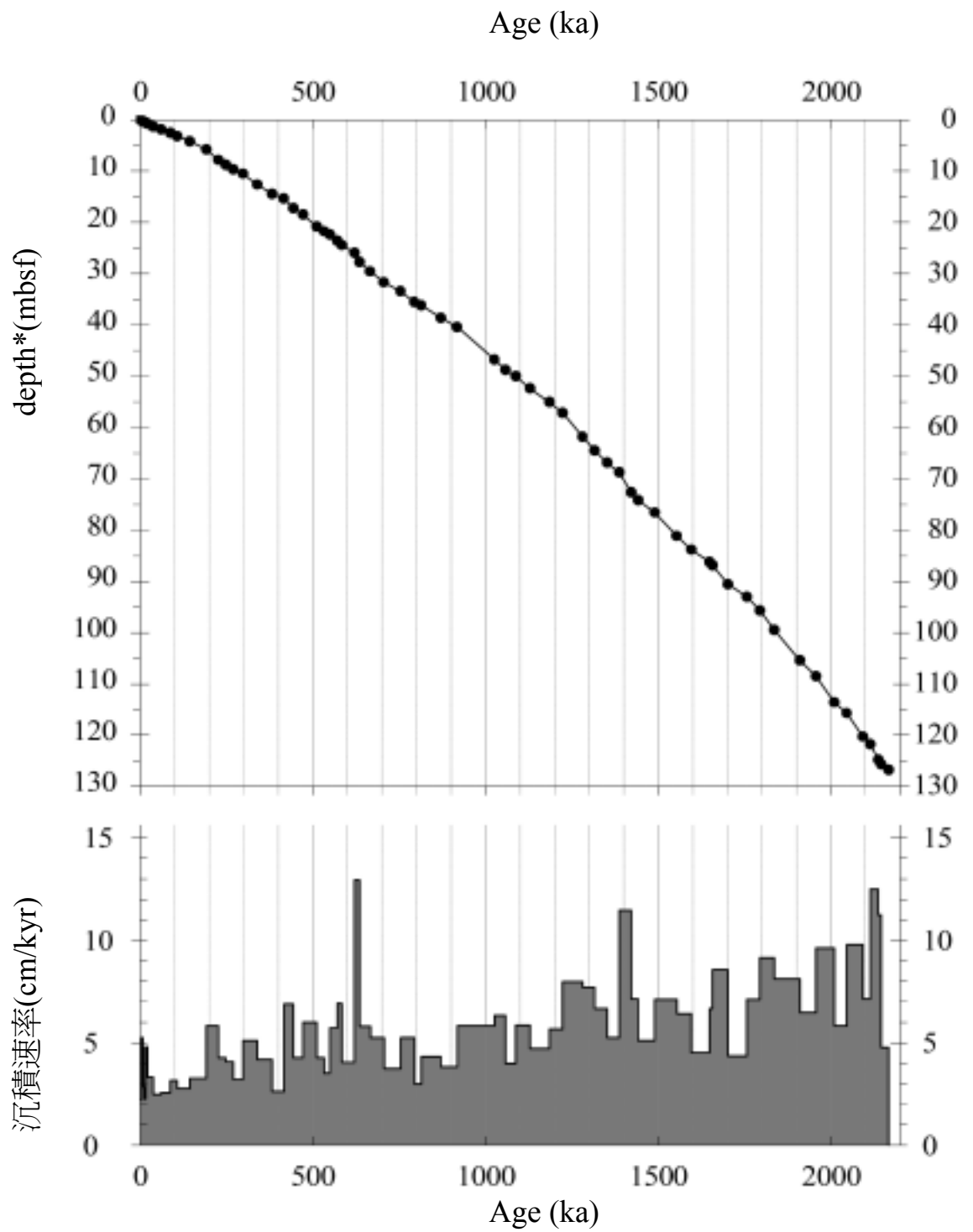


圖 4.4 年代-深度關係圖以及沉積速率。

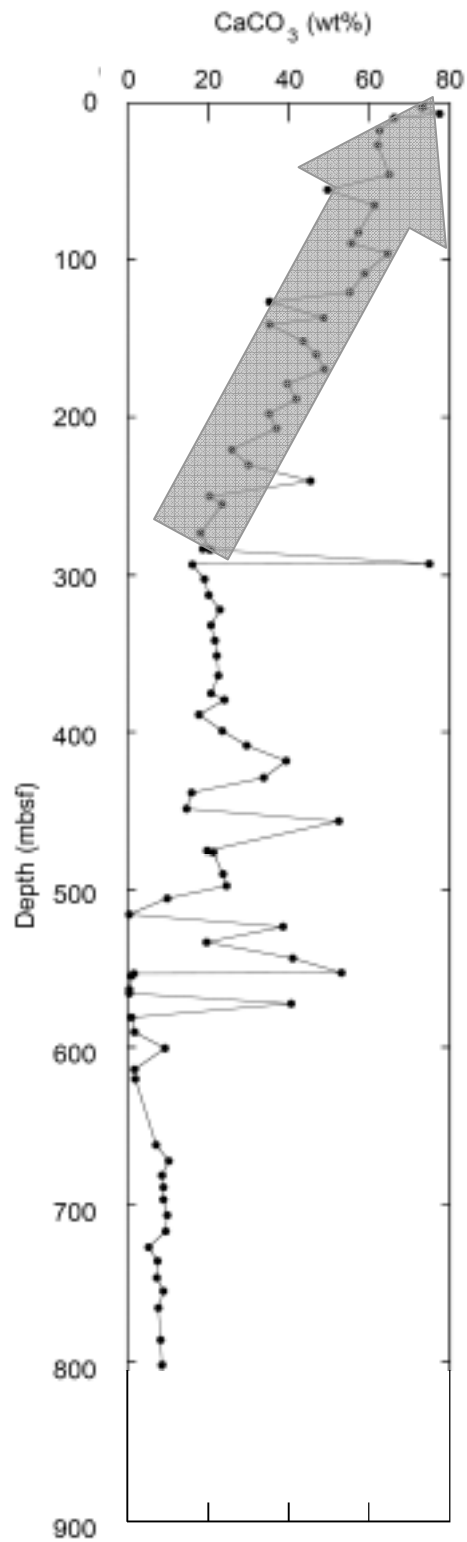


圖 4.5 ODP1115B 碳酸鈣含量變化，岩芯上部碳酸鈣含量比逐漸增加。(修改自 Takahashi et al., 2001)

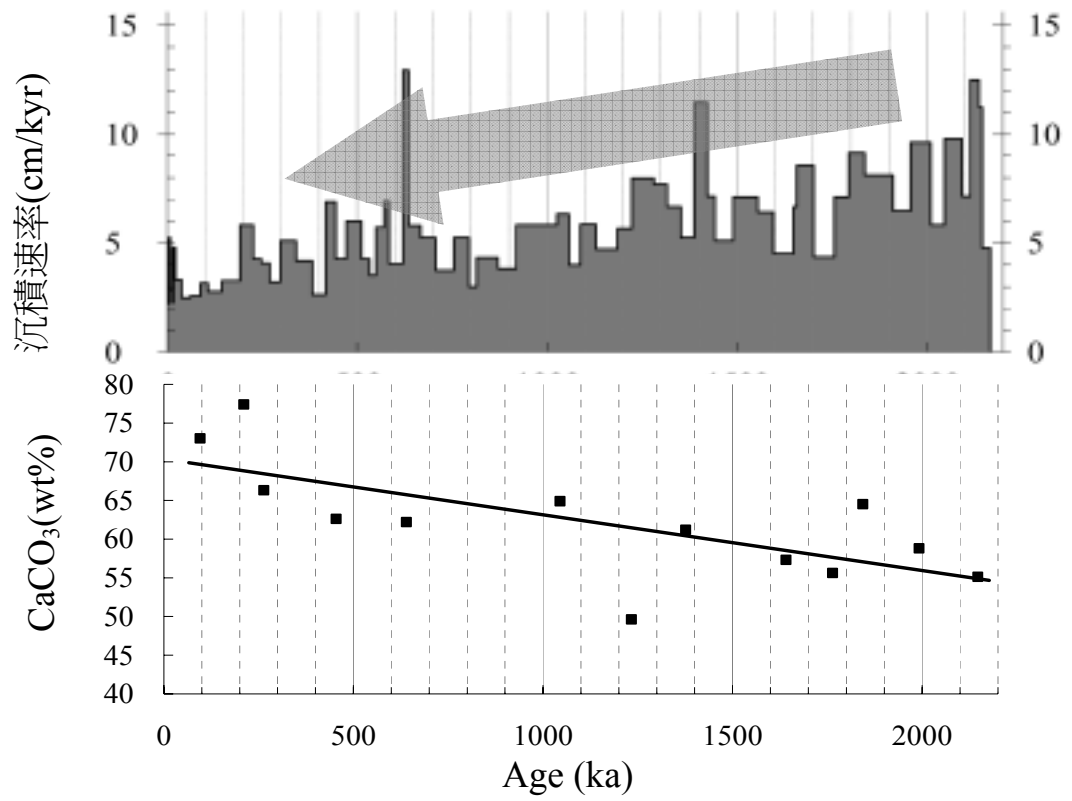


圖 4.6 沉積速率(上圖)與碳酸鈣重量百分比(下圖)，灰色箭頭標示出沉積速率逐漸降低，黑色實線為碳酸鈣重量百分比之趨勢線。

## 4.2 氧碳同位素地層

### 4.2.1 氧同位素地層

本研究之浮游有孔蟲氧同位素記錄由冰期進入間冰期變化快速，氧同位素數值在短時間內變輕，快速進入間冰期，而由間冰期進入冰期氧同位素數值增加過程則較緩慢，與全球冰川體積發展有良好的對應。全球冰川體積之變化所造成的全球海水氧同位素於冰期與間冰期的變化幅度約為 0.9~1.0‰(Schrag et al., 1996)，鄰近暖池中心的岩芯研究中，浮游性有孔蟲氧同位素從最近一次冰盛期以來之變化幅度為 1.2‰(Berger et. al, 1993)，Martinez et al.(1997)分析暖池內、外之浮游有孔蟲氧同位素記錄，發現暖池邊區的氧同位素自全新世以來，振盪幅度大於暖池中心。

本岩芯位於暖池南緣之浮游性有孔蟲氧同位素從兩百一十六萬年以來到一百萬年間，氧同位素分布約在-1.0‰~-1.8‰之間，自一百萬年間至現代，氧同位素分布約在-0.3‰~-1.8‰。最近一次冰盛期以來之變化幅度達 1.9‰，較暖池中芯的岩芯 ODP806 之氧同位素振盪幅度大(兩百一十六萬年以來到一百萬年間，氧同位素分布約在-0.9‰~-1.5‰之間，自一百萬年間至現代，氧同位素分布約在-0.7‰~-1.8‰，最近一次冰盛期以來之變化幅度為 1.7‰)，即此地區自最近一次冰期以來，水文狀況較暖池中心不穩定，即海表鹽度和/或海表溫度在全新世以來之變動可能大於暖池中心區域，而將本岩芯的氧同位素與暖池核心的岩芯 ODP806 浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧同位素相減(圖 4.7)，兩岩芯站位的氧同位素差值自岩芯底部 2.2Ma 到 1.7Ma 逐漸減少，自 1.7Ma 到現代則相對平穩的上下振盪，暗示暖池邊緣與暖池中心在 1.7Ma 水文狀態發生改變，利用南海南北兩側海水溫度研究指出，南海南北兩區的溫度梯度自 4Ma 之後開始加大，即表示自此開始發展成爲現代暖池(Jian et al., 2006)，陳貞

吟(2008)的研究指出西熱帶太平洋地區的垂直水溫結構從厚度較薄的混合層、深度較淺的溫躍層(1.789-1.778 Ma)，演變成較厚的混合層與深度較深的溫躍層(1.755-1.728 Ma)，更可推論自 4Ma 以來暖池開始成形，而到了 1.7Ma 之後，暖池不僅在海表溫上成形，在垂直水體也已發展成現代暖池的模式。

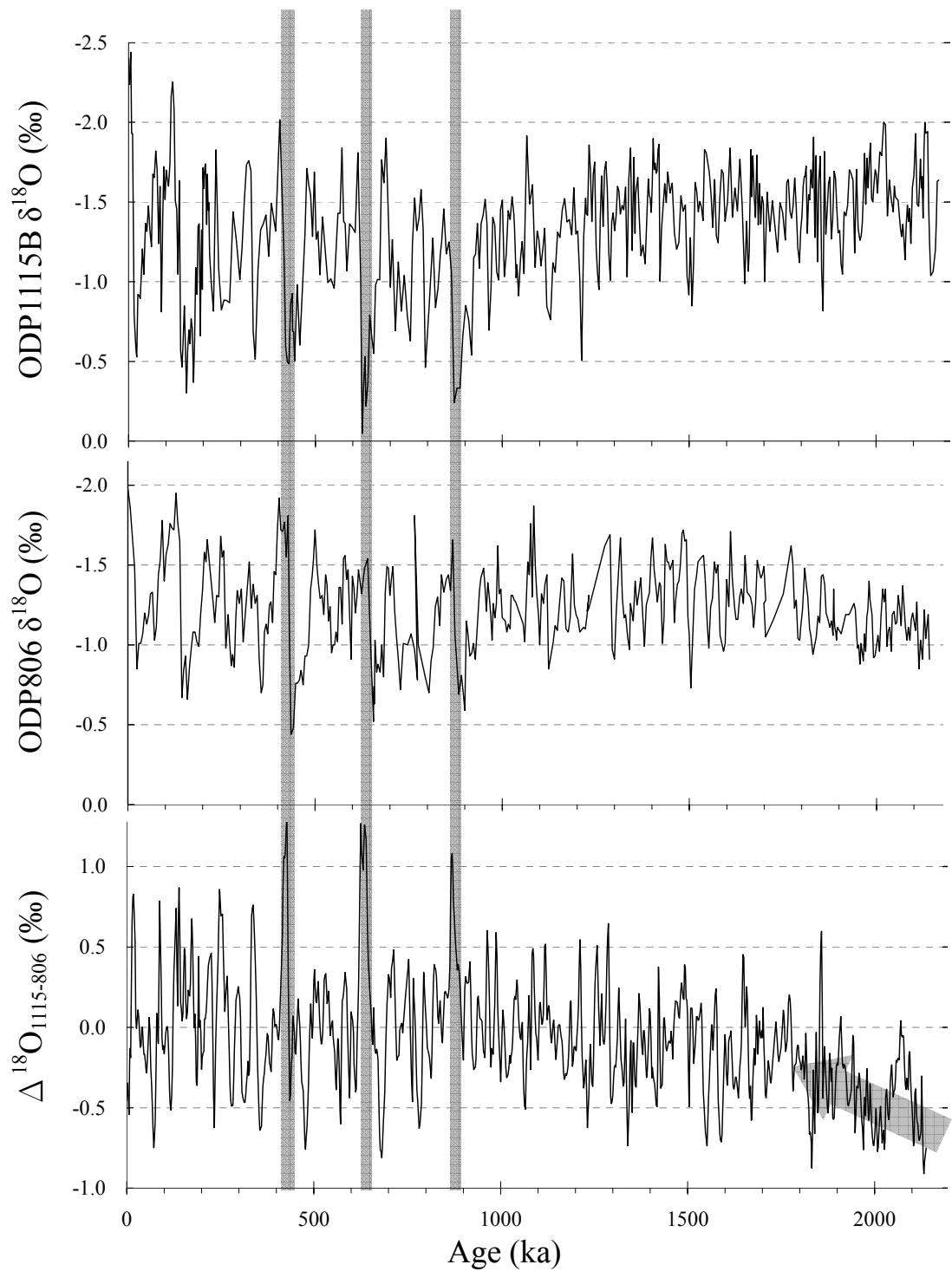


圖 4.7 上圖為 ODP1115B 氧同位素地層，中圖為 ODP806 氧同位素地層，下圖為  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  對年代作圖，圖中灰色長條處顯示  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  大於 1‰，可能由於兩岩芯年代地層未校正所導致，灰色箭頭則顯示  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  逐漸上升的趨勢。

在羅立(2007)的研究中指出，此海域的海水氧同位素自上次冰期以來約改變了 1.6‰，而末次冰期以來，冰川體積改變所造成海水氧同位素變化為 0.9 ~ 1.0‰(Schrag et al., 1996)，若扣除掉全球冰川體積之變化所造成的效應，則仍有 0.5~0.6‰的改變幅度，Fairbanks 等人(1997)利用位於中赤道太平洋珊瑚骨骼所建立的海水氧同位素與鹽度關係方程式：

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}(\text{‰}, \text{SMOW}) = 0.273(\text{salinity, p.s.u.}) - 9.14\text{‰}$$

與本岩芯所在緯度接近，且同為太平洋海域，利用此方程式可計算出暖池南緣自上次冰期以來鹽度增加 1.8~2.2p.s.u.，而此鹽度增加的效應可能來自：

- (1)蒸發量的增加(冰期蒸發量降低，間冰期蒸發量增加)：羅立(2007)研究中指出，ODP1115B 岩芯所在海域之海水表層溫度間冰期較冰期高，因此導致間冰期蒸發量增加，冰期蒸發量減少。
- (2)降雨量減少(冰期降雨量增加，間冰期降雨量減少)：熱帶海面降雨受控於間熱帶輻合區(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)位置影響，ITCZ 位置會隨季節變化而產生偏移，七月時 ITCZ 北移，一月時 ITCZ 南移，部分學者亦認為 ITCZ 在較長時間尺度下會發生偏移。例如在西赤道大西洋和東赤道太平洋的古溫度記錄皆顯示了 ITCZ 之年平均位置在上次冰盛期有南移的現象(Peterson et al., 2000; Koutavas et al., 2002)，而部分南海岩芯亦顯示 ITCZ 於末次冰消期以來，其北界產生北移之證據(陳致維，2003)，而本岩芯位於 ITCZ 南緣，岩芯顯現出末次冰消期以來海水鹽度大幅度增長，亦暗示著 ITCZ 於末次冰期以來，其南界北移，導致此處降雨量減低，海水鹽度隨之增高。
- (3)溫躍層變淺，次表層鹽度較高的海水易與表層海水混合，導致表層海水鹽度增加(冰期溫躍層較深，間冰期溫躍層較淺)：海水溫躍

層的變化會受到海表溫度、季風特性、湧升流等因素影響。東亞季風在冰期顯現冬季季風(11~3月)增強，而本研究區域現今水文顯示當冬季季風增強時，NGCUC 湧升，溫躍層相對較淺(Cresswell, 2000)，應造成冰期鹽度應較間冰期高，但本岩芯所顯示的鹽度自末次冰期以來呈現成長的趨勢，因此末次冰期以來，本區域鹽度增加應可排除溫躍層深度改變所造成之因素。

將本岩芯的氧同位素與岩芯 ODP806 氧同位素相減的數值進行頻譜分析(圖 4.8)，可發現兩岩芯氧同位素差值呈現地軸傾斜角變化 41kyr 的週期，且較 100kyr 及 23kyr 明顯，地軸傾斜角變化不會影響太陽輻射進入地球的總量，但如果傾角較大，則南北回歸線往高緯度移動，形成夏季太陽輻射量較大，冬季較小，季節變化也因此變大，因此 41kyr 的週期向來被認為反映的冰蓋擴張的現象 (Ruddiman, 2001)，因此進而推論  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  出現明顯 41kyr 週期，可能由於地球自轉軸傾角較小時，中、高緯度地區之日照量差值增加，致使南半球中緯度海環流增強，並導致更多暖水水團疊加至暖池地區，使暖池範圍變大，則暖池南北方向水文差距變小，反映出  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  降低，而當地球自轉軸傾角較大時，中、高緯度地區之日照量差值減少，致使南半球中緯度海環流減弱，並導致較少暖水水團疊加至暖池地區，使暖池範圍縮小，則暖池南北方向水文差距拉大，反映出  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  增高的現象。

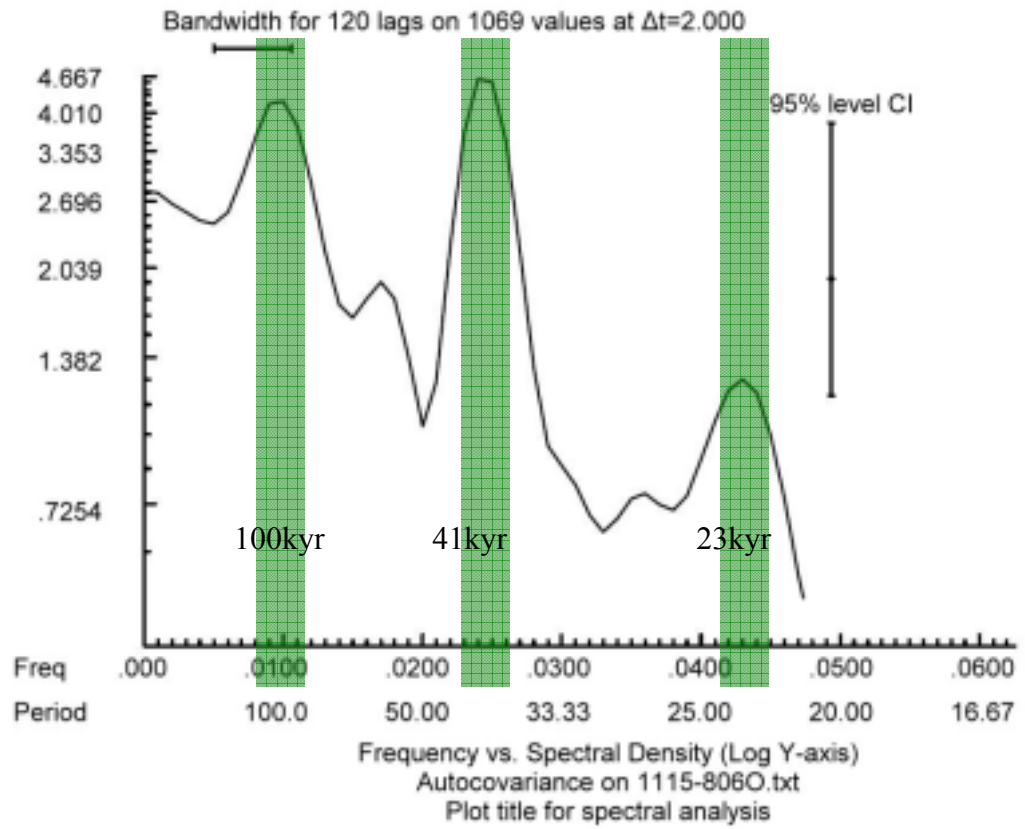


圖 4.8 對  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  進行頻譜分析，顯示 41kyr 週期較 100kyr、23kyr 明顯。

#### 4.2.2 氧同位素地層週期變化

利用「Arand」套裝軟體的「Filter」及「Smooth」程式分析本岩芯氧同位素年代地層，產生 100kyr、41kyr 不同天文軌道週期的濾波(圖 4.9)，從 100kyr 週期所過濾出來之濾波則顯現出隨時間變化而有不同之強度，從一百萬年左右開始，氧同位素的 100kyr 週期成爲主要控制週期，且在五十萬年之後到現代，100kyr 週期更加明顯，與前人所提到的 MPR 及 MBE 事件的特徵吻合，顯示本岩芯適合作爲研究此兩事件的材料。41kyr 週期所過濾出來之濾波則顯現整個岩芯中，41kyr 週期貫穿了整個地層記錄。本研究將岩芯分爲四個時期，分別進行頻譜分析(圖 4.10)，來討論不同階段氧同位素地層週期變化。

第一個時期：兩百一十六萬到一百五十萬年(圖 4.10d)，氧同位素無法辨識出任何週期，碳同位素則以不顯著的 100kyr 週期與 41kyr 週期。

第二個時期：一百五十萬年到一百萬年(圖 4.10c)，氧同位素可辨識出 42kyr 週期，100kyr 週期及 23kyr 週期則不明顯，碳同位素亦然。

第三個時期：一百萬年到五十萬年(圖 4.10b)，氧同位素可明顯辨識出 100kyr、41kyr、23kyr 的天文軌道週期，以 100kyr 週期最明顯且強烈。碳同位素無明顯可辨識的週期。

第四個時期：五十萬年到現代(圖 4.10a)，氧同位素可明顯辨識出 100kyr、41kyr、23kyr 的天文軌道週期，以 100kyr 週期最明顯且強烈，較第三時期更明顯，碳同位素亦然。

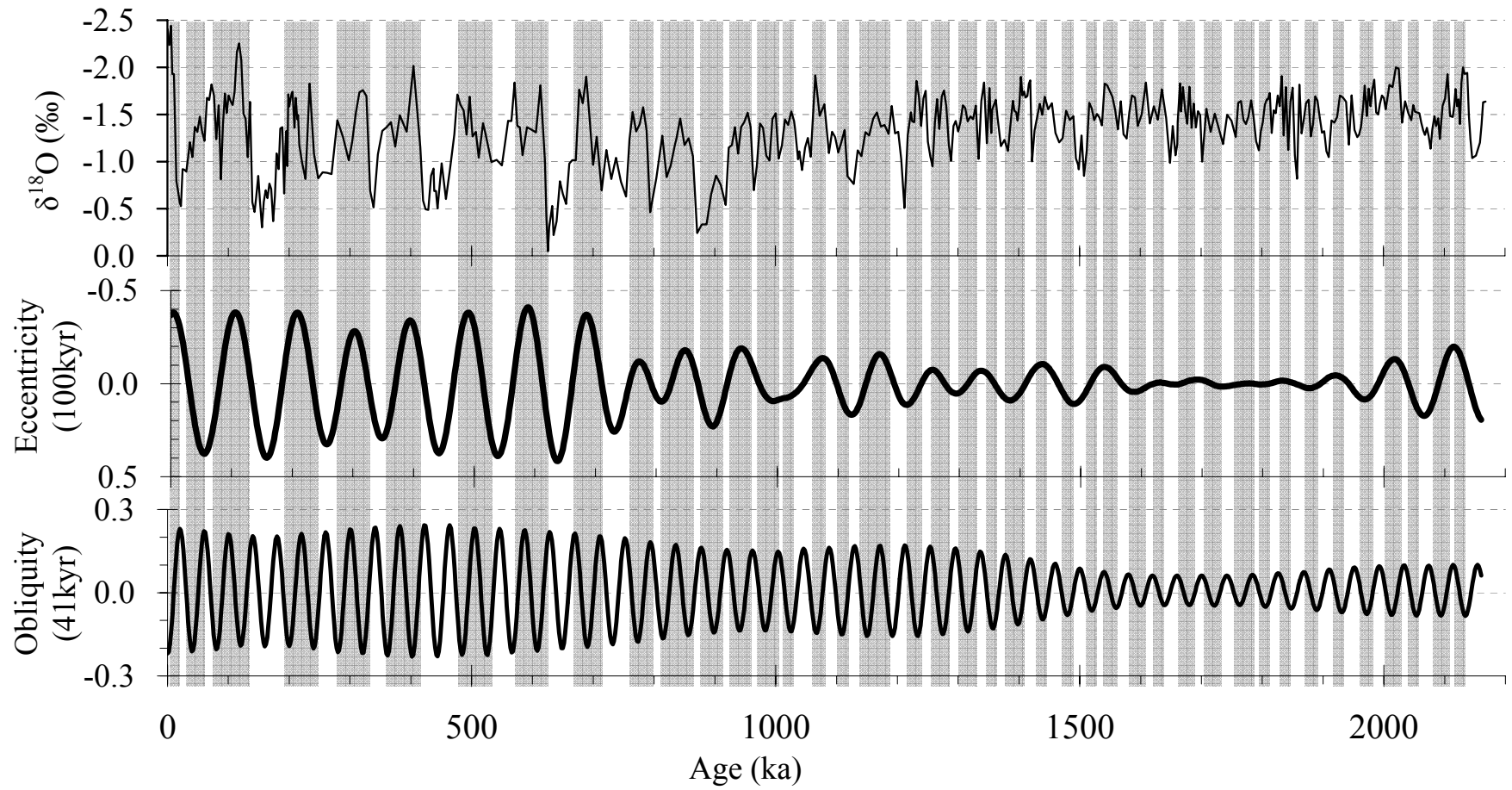


圖 4.9 氧同位素地層(上)與 100kyr(中)、41kyr(下)濾波結果。

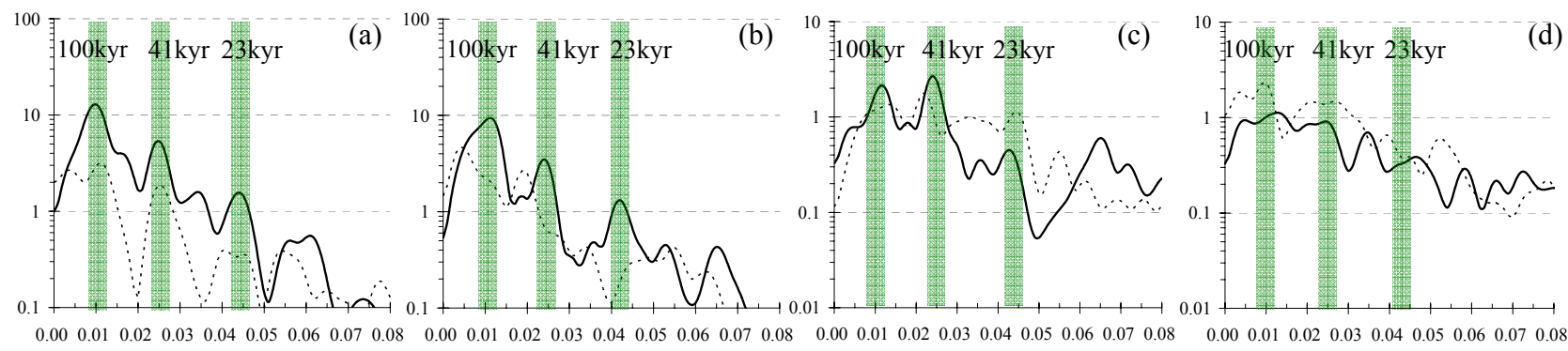
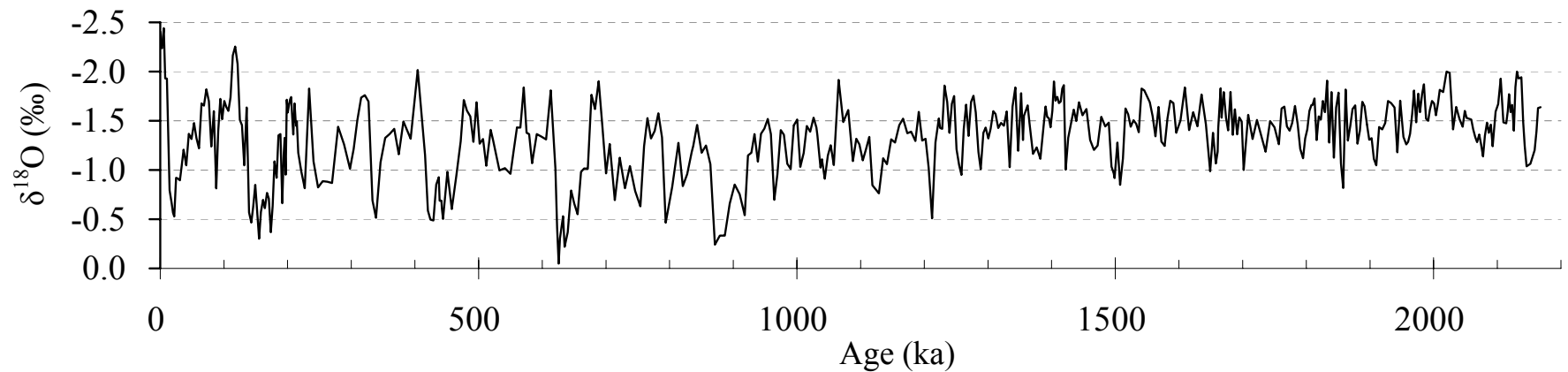


圖 4.10 氧同位素地層不同時期頻譜分析結果，粗黑線為氧同位素分析結果，細黑線為碳同位素分析結果，a 圖為現今到 0.5Ma，b 圖為 0.5Ma~1Ma，c 圖為 1Ma~1.5Ma，d 圖為 1.5Ma~2.2Ma。

### 4.2.3 碳同位素地層

浮游性有孔蟲殼體的碳同位素記錄一般認為可做為古海洋上指示表水浮游生物生產力高低的指標(Broecker and Peng, 1982; Sarnthein et al., 1988; Mix et al., 1989)。現代開放大洋中海水的  $\delta^{13}\text{C}$  組成分布與營養鹽磷酸根的濃度成負相關，表水磷酸根離子濃度因光合作用消耗出現一極小值，對應深度亦因浮游植物光合作用消耗  $^{12}\text{C}$ ，導致表層海水  $\Sigma\text{CO}_2$  的  $^{13}\text{C}$  相對富集， $\delta^{13}\text{C}$  變重出現極大值 (Broecker and Peng, 1982)。浮游植物在表水透光層中偏好利用較輕的碳同位素進行光合作用，當生產力提高時，因浮游植物繁盛，使用掉較多的  $^{12}\text{C}$ ，導致表水中的碳同位素組成相對富集較重的  $^{13}\text{C}$ ， $\delta^{13}\text{C}$  值也因此相對變重。表層海水的生產力提高時，相對變重的海水  $\delta^{13}\text{C}$  將被記錄於浮游有孔蟲碳酸鈣殼體中；相反的，當表水生產力降低時，有孔蟲殼體之  $\delta^{13}\text{C}$  也因此相對降低(Liss and Merlivat, 1986)。由上述  $\delta^{13}\text{C}$  與光合作用之關係可支持  $\delta^{13}\text{C}$  作為生產力之指標。

本岩芯的  $\delta^{13}\text{C}$  在冰期  $\delta^{18}\text{O}$  呈現較重的數值時， $\delta^{13}\text{C}$  則出現較輕的數值(圖 4.11)，可能在冰期時，此區域的表水生產力相對較低值，間冰期  $\delta^{18}\text{O}$  呈現較輕的數值時， $\delta^{13}\text{C}$  則出現較重的數值，即在間冰期時，此區域的表水生產力相對較高值，而現今對赤道西太平洋古生產力具有冰期高、間冰期低的特性，Herguera and Berger(1991)更指出西太平洋暖池表層生產力在末次冰盛期是現今的 1.5~2 倍，與本岩芯所顯現出來的古生產力特徵並不相同。

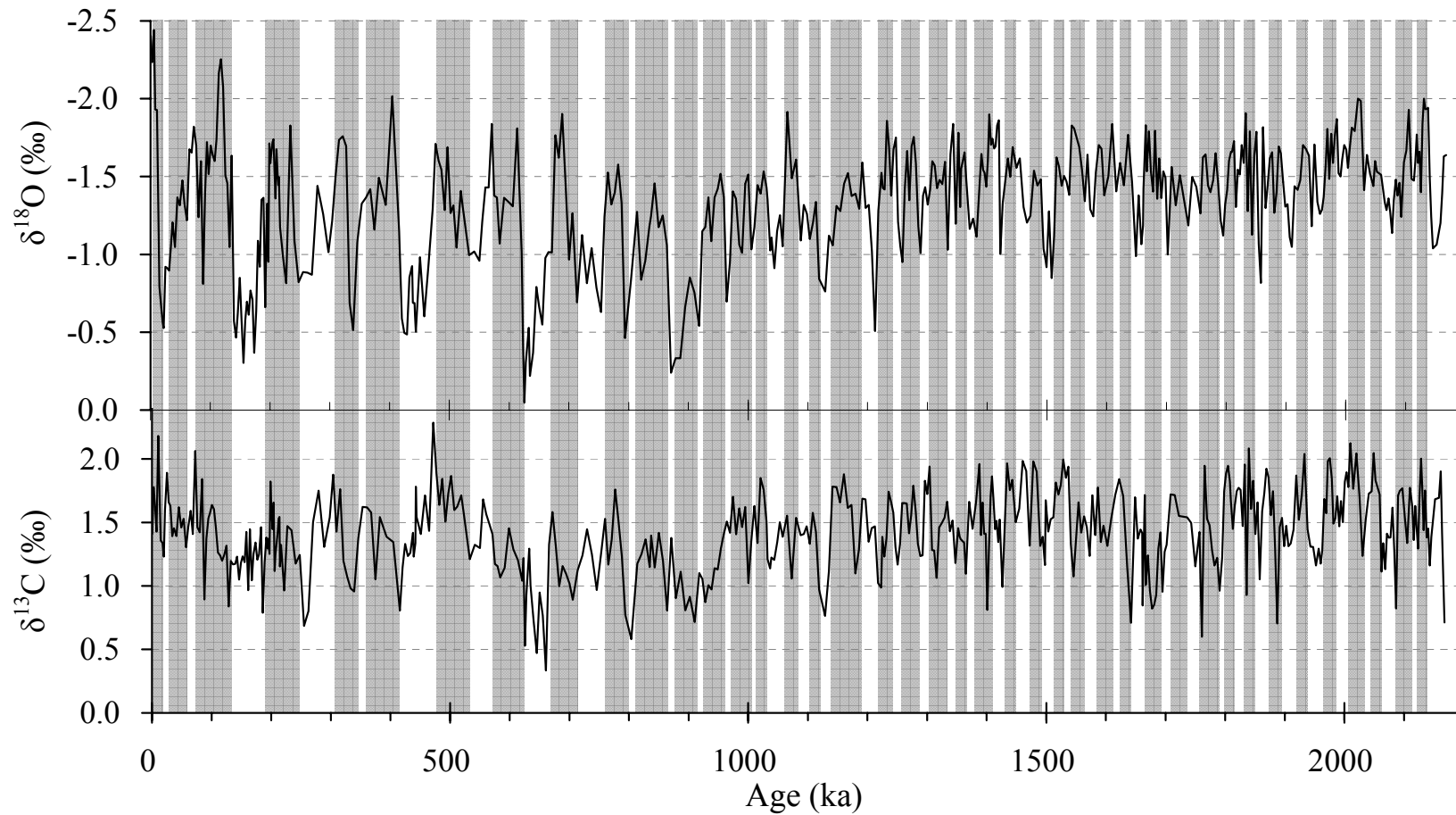


圖 4.11 上圖為 ODP1115B 氧同位素年代地層，下圖為 ODP1115B 碳同位素年代地層，灰色直條顯示間冰期。  
碳同位素冰期時隨氧同位素變重，碳同位素變輕，間冰期時氧同位素變輕，碳同位素變重。

表層海水生產力的增高必須有營養物質的供給，營養物質供給的途徑有海水垂直交換、海水水平交換、河流、冰漂物，因此區域間的差異變化很大，而所羅門海四周沒有大型河川匯入，冰漂物亦無法漂流至此處，由東而來的 SEC 部份在所羅門群島的阻擋下，分支成 SECC 而向東流，SECC 的艾克曼傳送(Ekman transport)在南半球向左，使赤道海表面形成發散區且在海水 200 公尺以上區域產生赤道湧昇流(equatorial upwelling) (Wyrki, 1981)，亦為 SEC 帶來較富裕的營養鹽。而 SEC 在 10°S 則分支流入本岩芯所在之所羅門海及珊瑚海，終年由南向北經 Vitiaz 海峽流出所羅門海，為此海域主要的表水水團，也是暖池表面溫暖海水的主要來源。自末次冰盛期的資料(Koutavas et al., 2002)顯示赤道太平洋水文類似 El Niño 的狀態，信風強度與沃克環流減弱，SEC 相對減弱，赤道向西運行營養物質的能力降低，可能為此區域冰期生產力降低的原因之一。

當然，由於本岩芯所使用之浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 與渦鞭藻共生，期所顯現的  $\delta^{13}\text{C}$  可能無法完整的表現表水的生產力高低，因此若要解決此一部分盲點，仍須藉由更多對此區域的古生產力代用指標來釐清。

#### 4.2.4 第四紀全球的氣候變化特徵

在本岩芯分析結果從一百二十萬年開始，氧同位素的十萬年成爲主要控制週期，且在六十五萬年之後到現代，十萬年週期更加明顯，呈現更大幅度的振盪，冰消期記錄明顯，與世界各地氣候記錄符合(Mudelsee and Schulz, 1997; Berger and Wefer, 2003)。然此時期中國黃土出現厚層土壤 S5 及貝加爾湖沉積物中無陸域冰川的記錄，顯示當時亞洲陸域氣候溫暖、夏季季風增強，與北半球平均日照強度變化成現非線性關係(Heslop et al., 2002; Xiao and An, 1999; Prokopenko et al., 2002)，同時，非洲的季風記錄在此時期也顯是增強的現象(Rossignol-Strick et al., 1998)，但此時期本岩芯之氧同位素與暖池核心的岩芯 ODP806 無明顯振幅上的差異(圖 4.7)，此區域受降雨量受季風影響，5~7 月降雨量較 11~2 月高，若季風增強，則預期可以看到氧同位素異常降低的訊號，但本岩芯並無此特徵，表示亞洲季風區的氣候記錄在這段時期，可能受到某些地質事件影響而有區域性的特徵。

Wang et al. (2003)於南海岩芯中觀測到  $\delta^{13}\text{C}$  數值自氧同位素第 13 階的極大值 1.5‰ 下降至第 12 階的 0.4‰，早於氧同位素地層第 11 階與 12 階之間的 MBE 事件( $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  Event)，且以 50 萬年的週期重複出現，因此指出在此時期全球冰帽體積變化幅度的增加並非單純天體軌道力的改變所控制，進而推論全球碳儲存庫的擾動可能扮演關鍵因素。在本岩芯中亦觀測到相同的現象(圖 4.12)，但本岩芯碳同位素呈現了 1.5‰(由 2.3‰ 降至 0.8‰)的變化量，與 Wang et al. (2003)於南海觀測到的 1.1‰ 之變化量並不完全相同，顯示出碳同位素記錄具有區域性的差異。

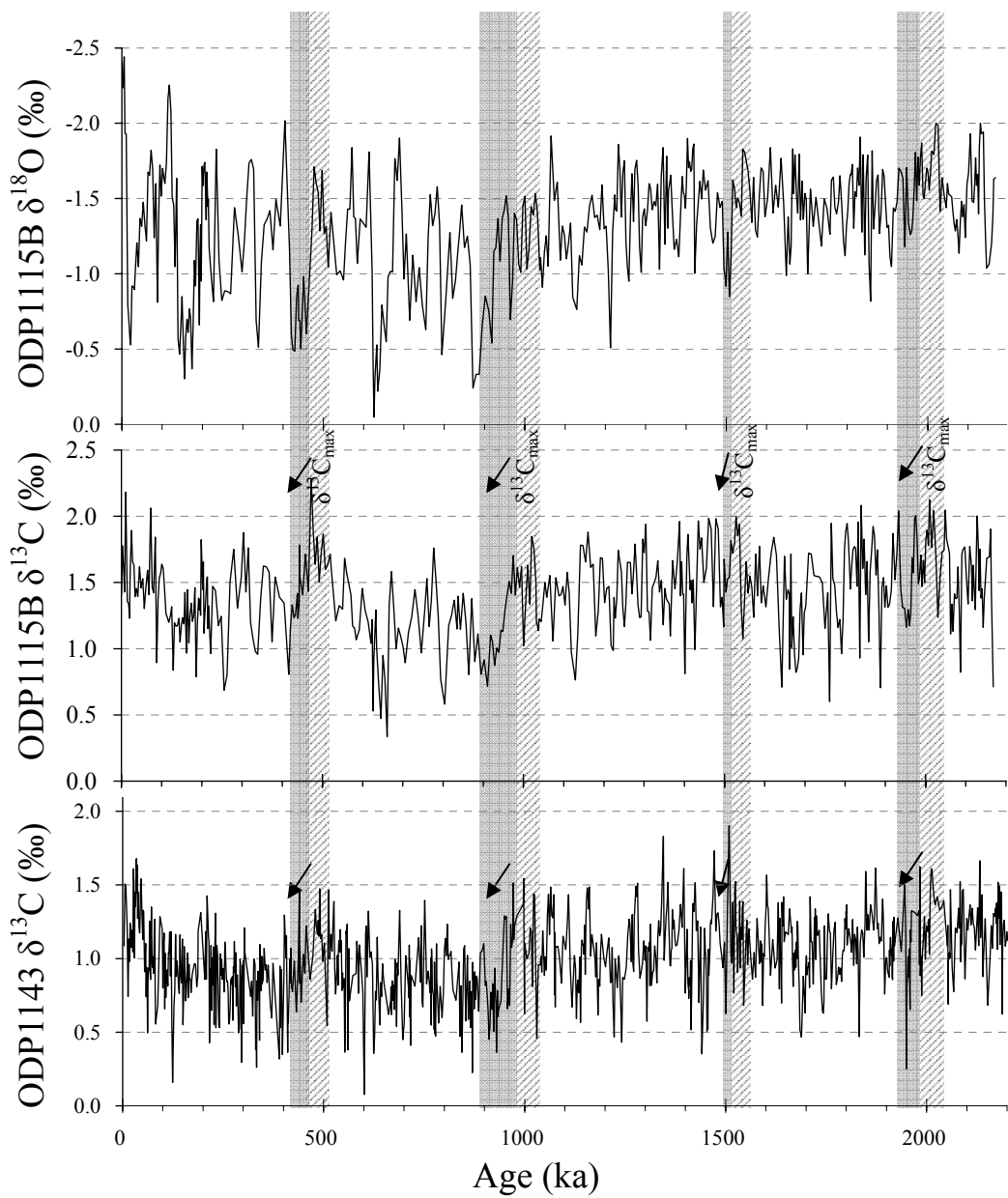


圖 4.12 ODP1115B 氧碳同位素地層與南海岩芯 ODP1143 比較，圖中斜線區域為  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  Event，灰色區域則為伴隨  $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  Event 出現的  $\delta^{18}\text{O}$  變輕的現象。

## 第五章、結論

1. 將分析上部 126.72m 的 ODP1115B 岩芯單一浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 殼體氧碳同位素結果，參考獨立年代控制點辨識出海洋氧同位素 1 到 81 階，建立 ODP1115B 氧同位素地層框架，再對東赤道太平洋岩芯 ODP site 677 進行進行峰值對應，建立 ODP1115B 岩芯上部二百二十萬的年代架構。

2. 將 ODP1115B 岩芯所建立氧同位素年代地層與 ODP677 進行交叉頻譜分析呈現高度相關，有明顯的 100kyr、41kyr、23kyr 的週期，顯示本岩芯可良好的表現出全球二百萬年以來冰期-間冰期旋回的氧碳同位素地層記錄。且本岩芯氧同位素年代地層從 100kyr 週期所過濾出來之濾波顯現出隨時間變化而有不同之強度，從一百萬年左右開始，氧同位素的 100kyr 週期成爲主要控制週期，且在五十萬年之後到現代，100kyr 週期更加明顯，與前人所提到的 MPR 及 MBE 事件的特徵吻合，顯示本岩芯適合作爲研究此兩事件的材料。

3. ODP1115B 岩芯的平均沉積速率爲 5.8cm/kyr，且呈現沉積速率減緩但碳酸鈣比例增加的趨勢，推測造成此部分陸源成份逐漸減少的原因可能與 Woodlark Basin 的張裂活動導致深度逐漸增加有關。

4. 本研究之浮游有孔蟲氧同位素記錄與全球冰川體積發展有良好的對應。而本岩芯最近一次冰盛期以來氧同位素變化幅度爲 1.9‰，水文狀況較暖池中心不穩定，暗示暖池南緣自上次冰期以來鹽度增加 1.8~2.2p.s.u.，而此效應可能來自蒸發量的增加或因 ITCZ 在較長時間尺度下會發生偏移所造成的降雨量減少。

5. 將本岩芯的氧同位素與暖池核心的岩芯 ODP806 浮游有孔蟲 *G. sacculifer* 氧同位素比較，兩岩芯站位的氧同位素差值自岩芯底部

2.2Ma 到 1.7Ma 逐漸減少，自 1.7Ma 到現代則相對平穩的上下振盪，暗示暖池邊緣與暖池中心在 1.7Ma 水文狀態發生改變，推測到了 1.7Ma 之後，暖池不僅在海表溫上成形，在垂直水體也已發展成現代暖池的模式。

6. 將本岩芯的氧同位素與岩芯 ODP806 氧同位素相減的數值進行頻譜分析，可發現兩岩芯氧同位素差值呈現地軸傾斜角變化 41kyr 的週期較 100kyr 及 23kyr 明顯，推論  $\Delta^{18}\text{O}_{1115-806}$  出現明顯 41kyr 週期，可能由於地球自轉軸傾角較小時，南半球中緯度海環流增強，並導致更多暖水水團疊加至暖池地區，使暖池範圍變大。

7. 本岩芯呈現冰期時表水生產力較低，間冰期表水生產力較高，而 SEC 是暖池表面溫暖海水的主要來源，自末次冰盛期的資料 (Koutavas et al., 2002) 顯示赤道太平洋水文類似 El Niño 的狀態，信風強度與沃克環流減弱，SEC 相對減弱，赤道向西運行營養物質的能力降低，可能為此區域冰期生產力降低的原因之一。

8. 在本岩芯中觀測到  $\delta^{13}\text{C}$  數值自氧同位素第 13 階的極大值 1.5‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$  Event) 下降至第 12 階的 0.4‰，早於氧同位素地層第 11 階與 12 階之間的 MBE 事件相同的現象，與 Wang et al. (2003) 於南海岩芯中觀測到結果相似，可推論在此時期全球冰帽體積變化幅度的增加並非單純天體軌道力的改變所控制，進而推論全球碳儲存庫的擾動可能扮演關鍵因素。但本岩芯碳同位素呈現的變化量，與 Wang et al. (2003) 於南海觀測到的變化量並不完全相同，顯示出碳同位素記錄具有區域性的差異。

## 參考文獻

- Anderson T. F. and Arthur, M. A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in sedimentary geology: SEPM Short Course, no.10, p.1–151
- Anderson D. M. ,Prell WL, and Barratt N J, 1989, Estimates of sea surface temperature in the coral sea at the last glacial maximum: Paleoceanography, p.615–627
- Aubry M.P., Berggren W.A., Van Couvering J.A., Rio D. and Castradori D., 1998, The Pliocene-Pleistocene boundary should remain at 1.81 Ma, GSA Today, 8(11), p.22.
- Bard E., 1988, Correction of accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  age measured on planktonic foraminifera: paleoceanographic implications. Paleoceanography, 3 (6), p.635–645
- Bé A. W. H., Caron D. A., and Anderson O. R., 1981, Effects of Feeding Frequency on Life Processes of the Planktonic Foraminifer Globigerinoides-Sacculifer in Laboratory Culture: Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 61(1), p. 257–277
- Becquey S. and Gersonde R., 2002, Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic zone of the South Atlantic- The Pleistocene record from ODP Site1090: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 182(19), p.221–239
- Berger W. H. and Wefer G., 2003, On the dynamics of the ice ages: Stage-11 paradox, mid-brunhes climate shift, and 100-ky cycle: Geophysical monograph, 137, p.41–59
- Berger W. H., Killingley, J. S., and Vincent, E., 1978, Stable Isotopes in Deep-Sea Carbonates - Box Core Erdc-92: West Equatorial Pacific Oceanologica Acta, 1(2), p.203–216.
- Berger W. H., Yasuda M. K., Bickert T., Wefer G., and Takayama T.1994, Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau : Milankovitch template for Ocean Drilling Program site 806: Geology, 22, p.463–467.
- Berger W. H, Bickert T., Schmidt H., and Wefer G., 1993 Quaternary oxygen isotope records of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau : Proc. ODP Sci. Results, 130, p.381–395.
- Berggren W. A., Hilgen F. J., Langereis C. G., Kent D. V., Obradovich J. D., Raffi I., Raymo M. E., and Shackleton N. J., 1995, Late Neogene chronology; new perspectives in high-resolution

- stratigraphy: GSA Bulletin 107(11), p.1272–1287
- Broecker W. S., 1982, Glacial to interglacial changes in ocean chemistry :Oceanography,11(2), p.151–197
- Brummer G. J. A., Hemleben C., and Spindler M., 1987, Ontogeny of Extant Spinose Planktonic-Foraminifera (Globigerinidae) - a Concept Exemplified by *Globigerinoides sacculifer* (Brady) and *G. ruber* (Dorbigny): Marine Micropaleontology, 12(4), p.357–381.
- Cane, M. A. and Molnar P., 2001, Closing of Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago: Nature, 411,p.157–162
- Chaisson W. P. and Leckie R. M., 1993, High-Resolution Neogene Planktonic Foraminifer Biostratigraphy Of Site 806, Ontong Java Plateau (Western Equatorial Pacific): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 130, p.137–178
- Channell J. E. T. , Curtis J. H. and Flower B. P.,2004, The Matuyama–Brunhes boundary interval (500–900 ka) in North Atlantic drift sediments :Geophysical Journal International, 158(2), p.489–505
- Clark P. U. and Pollard D., 1998 ,Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith: Paleoceanography, 13 (1), p.129
- Clement A. C., Cane M. A., and Seager R., 2001, An Orbitally Driven Tropical Source for Abrupt Climate Change: Journal of Climate,Article, p. 2369–2375
- CLIMAP, 1976, The surface of the Ice-Age Earth: Science, 191, p.1131–1136
- CLIMAP, 1981, Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum: Geological Society of America Map Chart,1, MC-36
- Cresswell G. R., 2000, Coastal currents of northern Papua New Guinea, and the Sepik River outflow: Marine and Freshwater Research, 51, p.553–564
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S.,Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjornsdottir A.E., Jouzel J., and Bond G., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record: Nature, 364, p.218–220.
- Donguy, J.R., 1987, Recent advances in the knowledge of the climatic variations in the tropical Pacific Ocean: Progress in Oceanography, 19, p.49–85
- Elderfield H., Vautravers M., and Cooper M., 2002, The relationship

- between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, delta O-18, and delta C-13 of species of planktonic foraminifera: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(8), p.1
- Emiliani C., 1955, Pleistocene temperature: *The Journal of Geology*, 63(6), p.538–578
- Erez J. and Luz B., 1983, Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(6), p.1025–1031
- Fairbanks R.G., Evans M.N., Rubenstone J.L., Mortlock R.A., Broad K., Moore M.D., and Charles C.D., 1997, Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals: *Coral Reefs*, 16, p.93–100
- Garrison T., 1996, *Oceanography*: New York (Wadsworth).
- George R. C., 2000, Coastal currents of northern Papua New Guinea, and the Sepik River outflow: *Mar. Freshwater Res.*, 51, p.553–64
- Goodliffe A. M., Taylor B., Martinez F., Hey R.N., Maeda K., and Ohno, K., 1997, Synchronous reorientation of the Woodlark Basin spreading center: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, p.233–242.
- Graber K. K., Pollard E., Jonasson B., and Schulte E., 2002, Overview of Ocean Drilling Program Engineering Tools and Hardware: ODP Tech. Note, 31.
- Hemleben C., Spindler M., and Anderson O. R., 1989, *Modern planktonic foraminifera*, New York: Springer-Verlag.
- Heslop D., Dekkers M. J., Kruiver P. P., and van Oorschot I. H. M., 2002, Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation–maximization algorithm: *Geophysical Journal International*, 148(1), p.58–64
- Horng C. S. , Lee M. Y., Pälike H., Wei K. Y., Liang W. T., Iizuka Y., and Torii M., 2002, Astronomically calibrated ages for geomagnetic reversals within the Matuyama chron: *Earth Planets Space*, 54, p.679–690
- Herguera J. C. and Berger W. H., 1991, Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance; glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific: *Geology*, 19(12), p.1173–1176
- Hyodo M, Biswas D. K., Noda T., Tomioka N., Mishima T., Itota C., and Sato H., 2006, Millennial- to submillennial-scale features of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity transition from Osaka Bay, southwestern Japan: *Journal of Geophysical Research*, 111, B02103,
- Imbrie J., Berger A., Boyle E. A., Clemens S. C., Duffy A., Howard W. R., Kukla, G., Kutzbach J., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A.

- C., Molfino B., Morley J. J., Peterson L. C., Pisias N. G., Prell W. L., Raymo M. E., Shackleton N. J., and Toggweiler J. R., 1993, On the structure and origin of major glaciation cycles 2: The 100,000-year cycle: *Paleoceanography*, 8, p.698–735.
- Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Morley J. J., Pisias N. G., Prell W. L., and Shackleton N. J., 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine <sup>18</sup>O record: *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*, Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop held 30 November - 4 December, 1982 in Palisades, NY. Edited by A. Berger, J. Imbrie, H. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman. Dordrecht: D. Reidel Publishing, p.269–305
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007, Fourth assessment report: Climate change, <http://www.ipcc.ch>.
- Jansen J.H.F., Kuijpers A., and Troelstra S.R., 1986, A mid-Brunhes climatic event: Long-term changes in global atmosphere and ocean circulation: *Science*, 232, p.619–622.
- Jian Z. M. ,Yu Y. ,Li B. H., Wang J., Zhang X., and Zhou Z., 2006, Phased evolution of the south-north hydrographic gradient in the South China Sea since the Middle Miocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, p.251 – 263
- Keeling C.D. and Whorf T. P., 2004, Atmospheric CO<sub>2</sub> records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn.
- Kemp A. E. S., Pike J., Pearce R. B., and Lange C. B., 2000, The “fall dump” — a new perspective on the role of a “shade flora” in the annual cycle of diatom production and export flux.: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(9-11), p.2129~2154
- Kennett J. P. and Srinivasan M. S., 1983, Neogene planktonic foraminifera : a phylogenetic atlas. Stroudsburg, Pa. New York, NY: Hutchinson Ross.
- Koutavas A., Lynch-Stieglitz J., Marchitto T. M., and Sachs J. P., 2002, El Nino–like pattern in Ice Age tropical Pacific sea surface temperature: *Science*, 297, p. 226–230
- Takahashi K., Cortese G., Frost G.M., Gerbaudo S., Goodliffe A.M., Ishikawa N., Lackschewitz K.S., Perembo R.C.B., Resig J.M., Siesser W.G., Taylor B., and Testa M., 2001, Summary of revised

- age assignments for ODP Leg 180. *In* Huchon P., Taylor B., and Klaus A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 180, 1–12
- Lea D. W., Pak D. K., and Spero H. J., 2000, Climate impact of the late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations: *Science*, 289, p.1719–1724
- Lee M. Y. and Wei K. Y., 2000, Australasian microtektites in the South China Sea and the West Philippine Sea: Implications for age, size, and location of the impact crater: *Meteoritics and Planetary Science*, 35, p.1151–1155
- Levitus S., 1982, Climatological atlas of the world ocean: National Oceanic and Atmospheric Administration, Rockville, MD.
- Li B. H., Jian Z. M., Li Q. Y., Tian J., and Wang P. X., 2005, Paleoceanography of the South China Sea since the middle Miocene: evidence from planktonic foraminifera: *Marine Micropaleontology*, 54(1-2), p.49–62
- Lindstrom E., Lukas R., Fine R., Firing E., Godfrey S., Meyers G., and Tsuchiya M., 1987, The Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study: *Nature*, 330, p.533–537
- Liss P. S. and Merlivat L., 1986, The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling: D. Reidel, Hingham, MA, p.113–129.
- Lohmann G. P., 1995, A model of variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. *Paleoceanography*, 10(3), p.445–457.
- Martinez J. I., Deckker P. D., and Chivas A. R., 1997, New estimates for salinity changes in the Western Pacific Warm Pool during the Last Glacial Maximum: Oxygen-isotope evidence, *Mar. Micropaleontol.*, 32, p.311–340
- McGregor H. V., and Gagan M. K., 2004, Western Pacific coral  $\delta^{18}\text{O}$  records of anomalous Holocene variability in the El Niño–Southern Oscillation: *Geophysical Research Letters*, 31, L11204
- McGregor H.V., Gagan M.K., McCulloch M.T., Hodge E., and Mortimer G., 2008, Mid-Holocene variability in the marine  $^{14}\text{C}$  reservoir age for northern coastal Papua New Guinea: *Quaternary Geochronology*, 3, p.213–225
- McAlpine J.R., Keig G., and Falls R., 1983, *Climate of Papua New Guinea*. :Australian National University Press, Canberra
- Mix, A.C., 1989, Productivity of the Pleistocene Atlantic ocean estimated from foraminiferal species: implications for paleo- $\text{CO}_2$  : *Nature*, 337, p.541–544
- Mudelsee M. and Schulz M., 1997, The Mid-Pleistocene climate

- transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka: *Earth and Planetary Science Letters*, 151(1-2), p.117–123
- Muller R. A. and MacDonald G. J., 1995, Glacial cycles and orbital inclination: *Nature*, 377, p.107–108
- Neftel A., Moor E., Oeschger H., and Stauffer B., 1985, Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO<sub>2</sub> in the past two centuries: *Nature*, 315, p.45–47
- Nilsson T., 1983, *The Pleistocene-geology and life in the quaternary ice age*. London: D. Reidel Publishing company.
- Oehler D. Z., Schopf J. W., and Kvenvolden K. A., 1972, Carbon Isotopic Studies of Organic Matter in Precambrian Rocks: *Science*, 175, (4027), p.1246–1248
- Oglesby R. J. and Saltzman B., 1990, Sensitivity of the equilibrium surface temperature of a GCM to systematic changes in atmospheric carbon dioxide: *Geophysical Research Letters*, 17(8), p.1089–1092.
- Oppo D. W. and Fairbanks R. G., 1989, Carbon Isotope Composition of Tropical Surface Water During the Past 22,000 Years: *Paleoceanography*, 4(4), p.333–351.
- Peterson L. C., Haug G. H., Hughen K. A., and Rohl U., 2000, Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial: *Science*, 290(5498), p.1947–1951
- Pillans B., 1991, New Zealand Quaternary Stratigraphy: An Overview. : *Quaternary Science Review*, 10, p.405–418
- Pisias N. G., Rea D. K., 1988, Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast trade winds: *Paleoceanography*, 3(1), p.21–37
- Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Khursevich G.K., and Peck J.A., 2002, Muted climate variations in continental Siberia during the mid-Pleistocene epoch: *Nature*, 418(6893), p.65–68
- Raffi I., 2002, Revision of the early-middle pleistocene calcareous nanofossil biochronology (1.75-0.85 Ma) *Marine Micropaleontology*, 45(1), May 2002, p. 25–55
- Raffi I., Backman J., Fornaciari E., Palike H., Rio D., Lourens L., and Hilgen F., 2006, A review of calcareous nanofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years: *Quaternary Science Reviews*, 25 (23-24), p.3113–3137
- Raymo M. E., Oppo D. W., and Curry W., 1997, The Mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective: *Paleoceanography*, 12 (4), p.546–559

- Rossignol-Strick M., Paterne M., Bassinot F. C., Emeis K. C., and Delange G. J., 1998, An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia: *Nature*, 392(6673), p.269–272
- Ruddiman W. F., Raymo M. E., Martinson D. G., Clement B. M., and Backman J., 1989, Pleistocene Evolution : North Hemisphere Ice sheet and North Atlantic Ocean: *Paleoceanography*, 4 (4), p.353–412
- Ruddiman W. F., 2001, *Earth's Climate Past and Future*, New York: WH Freeman, p.8–9.
- Sarnthein M., Winn K., Duplessy J. C., and Fontugne M. R., 1988, Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO<sub>2</sub> reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years: *Paleoceanography*, 3(3), p.361–39
- Schmieder F., von Dobeneck T., and Bleil U., 2000, The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean : initiation , interim state and terminal event: *Earth and Planetary Science Letters*, 179, p.539–549.
- Schneider D.A., Kent D. V., and Mello G. A., 1992, A detailed chronology of the Australasian impact event: The Brunhes/Matuyama geomagnetic polarity reversal, and global climatic change: *Earth Planet Sci. Lett.*, 111, p.395–405.
- Schrag D.P., HaMPR G., and Murray D.W., 1996, Pore fluid constraints on the temperature and isotopic composition of the glacial ocean: *Science*, 272, p.1930–1932.
- Shackleton N. J., 1967, Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Re-assessed: *Nature*, 215, p.15–17
- Shackleton N. J. and Opdyke N. D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year scale: *Quaternary Research*, 3, p.39–55
- Shackleton N. J., Berger A., and Peltier W. R., 1990, An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677: *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 81, p.251–261.
- Shi Y. F., Zhen B., Li S., and Ye B. S., 1995, Studies on altitude and climatic environment in the middle and east parts of Tibetan Plateau during Quaternary Maximum Glaciation: *Journal of Glaciology and Geocryology*, 17(2), p.97–112.
- Shi Y. F., Li J., Li B. Y., Yao T. D., Wang S. M., and Li S. J., 1999, Uplift of the Qinghai-Xizang ( Tibetan) Plateau and East Asia

- environmental change during late Cenozoic: *Acta Geographica Sinica*, 54, p.10–21
- Smith T.M., Richard W. R., Thomas C. P., and Lawrimore J., 2008, Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006): *Journal of Climate*, 21(10), p.2283–2296 . <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.ersst.html>
- Spero H. J., 1992, Do planktic foraminifera accurately record shifts in the carbon isotopic composition of sea water  $\Sigma\text{CO}_2$ ? :*Mar. Micropaleontol*, 19, p.275–285
- Spero H. J., Bijima J., Lea D., and Bemis B.E., 1997, Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes: *Nature*, 390(4), p.497–500.
- Spero H. J. and Lea D. W., 1993, Intraspecific stable isotope variability in the planktic foraminifera *Globigerinoides sacculifer*: Results from laboratory experiments. *Mar. Micropaleontol*, 22, p.221–234
- Spero H. J., Mielke K. M., Kalve E. M., Lea D. W., and Pak D. K., 2003, Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr: *Paleoceanography*, 18(1)
- Taylor B., Huchon P., and Klaus A., 1999, Proc. ODP, Init. Repts., 180 [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, U.S.A.
- Thompson P. R., Bé A. W. H., Duplessy J. C., and Shackleton N. J., 1979, Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans: *Nature*, 280, p.554–558.
- Thunell R., Anderson D., Gellar D., and Miao Q., 1994, Sea-surface temperature estimates for the tropical western pacific during the last glaciation and their implications for the Pacific warm pool: *Quaternary Research*, 41, p.255–264.
- Tsuchiya M., Lukas R., Fine R. A., Firing E., and Lindstrom E., 1989, Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent: *Progress in Oceanography*, 23, p.101–147.
- Turk D., McPhaden M. J., Busalacchi A. J., and Lewis M. R., 2001, Remotely sensed biological production in the equatorial Pacific. :*Science*, 293(5229), p.471–474
- Wang P., Tian J., Cheng X., Liu C., and Xu J., 2003, Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event: *Geology*, 31 (3), p.239–242.
- Webster P. J. and Lukas R., 1992, TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment: *Bulletin American*

- Meteorological Society, 73 (9), p.1377–1416.
- Wei W., 1993, Calibration of Upper Pliocene - Lower Pleistocene Nannofossil Events with Oxygen Isotope Stratigraphy: *Paleoceanography*, 8 (1), p.85–99.
- Weissel J. K., Taylor B., and Karner G. D., 1982, The opening of the Woodlark basin, subduction of the Woodlark spreading system, and the evolution of northern Melanesia since mid-Pliocene time: *Tectonophysics*, 87, p.253–277.
- Williams M. J. M., Warner R. C., and Budd W. F., 1998, The effects of ocean warming on melting and ocean circulation under the Amery Ice Shelf, East Antarctica: *Annals of Glaciology*, 27, p.75–80.
- Wu G. P. and Berger W. H., 1991, Pleistocene  $d^{18}O$  records from Ontong-Java Plateau: Effects of winnowing and dissolution. *Marine Geology*, 96, 193–209.
- Wyrtki K., 1981, An Estimate of Equatorial Upwelling in the Pacific: *American Meteorological Society*, 11, p.1205–1214
- Xiao J. and An Z., 1999, Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154 (3), p.179–189.
- Yan X. H., Ho C. R., Zheng Q., and Klemas V., 1992, Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool: *Science*, 258 (5088), p.1643–1645
- 莊智凱 (2008), 西赤道太平洋所羅門海ODP1115B站位上部上新統至更新統鈣質超微化石生物地層研究, 碩士論文, 台灣大學, 72頁
- 陳致維 (2003), 西太平洋暖池晚第四紀浮游有孔蟲氧同位素地層紀錄, 碩士論文, 台灣大學, 60頁
- 陳貞吟 (2006), 以”異時發生觀點探討浮游有孔蟲*Globigerinoides fistulosus*的絕滅”, 學士論文, 台灣大學, 17頁
- 陳貞吟 (2008), 浮游有孔蟲*Globigerinoides fistulosus* 絕滅與熱帶太平洋表水水文變化關係, 碩士論文, 台灣大學, 52頁
- 羅立 (2007), 七十四萬年來地軸傾角與西太平洋暖池擴張-收縮史, 碩士論文, 台灣大學, 64頁

## 附錄

### 附錄一 depth\*深度校正

Core		Length(m)		Section depth (mbsf)		depth*(mbsf)	
180-1115B	Section	Liner	Curated	Top	Bottom	Top	Bottom
1H	1	1.5	1.5	0	1.5	0	1.5
	2	1.5	1.5	1.5	3	1.5	3
	3	1.5	1.5	3	4.5	3	4.5
	4	1.5	1.5	4.5	6	4.5	6
	5	0.97	0.97	6	6.97	6	6.97
	CC	0.17	0.17	6.97	7.14	6.97	7.14
	total	7.14	7.14				
2H	1	1.5	1.5	7.2	8.7	7.14	8.64
	2	1.5	1.5	8.7	10.2	8.64	10.14
	3	1.5	1.5	10.2	11.7	10.14	11.64
	4	1.5	1.5	11.7	13.2	11.64	13.14
	5	1.5	1.5	13.2	14.7	13.14	14.64
	6	1.5	1.5	14.7	16.2	14.64	16.14
	7	0.68	0.68	16.2	16.88	16.14	16.82
	CC	0.35	0.35	16.88	17.23	16.82	17.17
	total	10.03	10.03				
3H	1	1.5	1.5	16.7	18.2	17.17	18.67
	2	1.5	1.5	18.2	19.7	18.67	20.17
	3	1.5	1.5	19.7	21.2	20.17	21.67
	4	1.5	1.5	21.2	22.7	21.67	23.17
	5	1.5	1.5	22.7	24.2	23.17	24.67
	6	1.5	1.5	24.2	25.7	24.67	26.17
	7	0.75	0.75	25.7	26.45	26.17	26.92
	CC	0.46	0.46	26.45	26.91	26.92	27.38
	total	10.21	10.21				
4H	1	1.5	1.5	26.2	27.7	27.38	28.88
	2	1.5	1.5	27.7	29.2	28.88	30.38
	3	1.5	1.5	29.2	30.7	30.38	31.88
	4	1.5	1.5	30.7	32.2	31.88	33.38
	5	1.5	1.5	32.2	33.7	33.38	34.88
	6	1.5	1.5	33.7	35.2	34.88	36.38
	7	0.71	0.71	35.2	35.91	36.38	37.09
	CC	0.26	0.26	35.91	36.17	37.09	37.35
	total	9.97	9.97				

Core		Length(m)		Section depth (mbsf)		depth*(mbsf)	
180-1115B	Section	Liner	Curated	Top	Bottom	Top	Bottom
5H	1	1.5	1.5	35.7	37.2	37.35	38.85
	2	1.5	1.5	37.2	38.7	38.85	40.35
	3	1.5	1.5	38.7	40.2	40.35	41.85
	4	1.5	1.5	40.2	41.7	41.85	43.35
	5	1.5	1.5	41.7	43.2	43.35	44.85
	6	1.5	1.5	43.2	44.7	44.85	46.35
	7	0.7	0.7	44.7	45.4	46.35	47.05
	CC	0.43	0.43	45.4	45.83	47.05	47.48
	total	10.13	10.13				
6H	1	1.5	1.5	45.2	46.7	47.48	48.98
	2	1.5	1.5	46.7	48.2	48.98	50.48
	3	1.5	1.5	48.2	49.7	50.48	51.98
	4	1.5	1.5	49.7	51.2	51.98	53.48
	5	1.5	1.5	51.2	52.7	53.48	54.98
	6	1.5	1.5	52.7	54.2	54.98	56.48
	7	0.76	0.76	54.2	54.96	56.48	57.24
	CC	0.26	0.26	54.96	55.22	57.24	57.5
	total	10.02	10.02				
7H	1	1.5	1.5	54.7	56.2	57.5	59
	2	1.5	1.5	56.2	57.7	59	60.5
	3	1.5	1.5	57.7	59.2	60.5	62
	4	1.5	1.5	59.2	60.7	62	63.5
	5	1.5	1.5	60.7	62.2	63.5	65
	6	1.5	1.5	62.2	63.7	65	66.5
	7	0.54	0.54	63.7	64.24	66.5	67.04
	CC	0.45	0.45	64.24	64.69	67.04	67.49
	total	9.99	9.99				
8H	1	1.5	1.5	64.2	65.7	67.49	68.99
	2	1.5	1.5	65.7	67.2	68.99	70.49
	3	1.5	1.5	67.2	68.7	70.49	71.99
	4	1.5	1.5	68.7	70.2	71.99	73.49
	5	1.5	1.5	70.2	71.7	73.49	74.99
	6	1.5	1.5	71.7	73.2	74.99	76.49
	7	0.65	0.65	73.2	73.85	76.49	77.14
	CC	0.31	0.31	73.85	74.16	77.14	77.45
	total	9.96	9.96				

Core		Length(m)		Section depth (mbsf)		depth*(mbsf)	
180-1115B	Section	Liner	Curated	Top	Bottom	Top	Bottom
9H	1	1.5	1.5	73.7	75.2	77.45	78.95
	2	1.5	1.5	75.2	76.7	78.95	80.45
	3	1.5	1.5	76.7	78.2	80.45	81.95
	4	1.5	1.5	78.2	79.7	81.95	83.45
	5	1.5	1.5	79.7	81.2	83.45	84.95
	6	1.5	1.5	81.2	82.7	84.95	86.45
	7	0.63	0.63	82.7	83.33	86.45	87.08
	CC	0.44	0.44	83.33	83.77	87.08	87.52
	total	10.07	10.07				
10H	1	1.5	1.5	83.2	84.7	87.52	89.02
	2	1.5	1.5	84.7	86.2	89.02	90.52
	3	1.5	1.5	86.2	87.7	90.52	92.02
	4	1.5	1.5	87.7	89.2	92.02	93.52
	5	1.5	1.5	89.2	90.7	93.52	95.02
	6	1.5	1.5	90.7	92.2	95.02	96.52
	7	0.46	0.46	92.2	92.66	96.52	96.98
	CC	0.29	0.29	92.66	92.95	96.98	97.27
	total	9.75	9.75				
11H	1	1.5	1.5	92.7	94.2	97.27	98.77
	2	1.5	1.5	94.2	95.7	98.77	100.27
	3	1.5	1.5	95.7	97.2	100.27	101.77
	4	1.5	1.5	97.2	98.7	101.77	103.27
	5	1.5	1.5	98.7	100.2	103.27	104.77
	6	1.5	1.5	100.2	101.7	104.77	106.27
	7	0.6	0.6	101.7	102.3	106.27	106.87
	CC	0.34	0.34	102.3	102.64	106.87	107.21
	total	9.94	9.94				
12H	1	1.5	1.5	102.2	103.7	107.21	108.71
	2	1.5	1.5	103.7	105.2	108.71	110.21
	3	1.5	1.5	105.2	106.7	110.21	111.71
	4	1.5	1.5	106.7	108.2	111.71	113.21
	5	1.5	1.5	108.2	109.7	113.21	114.71
	6	1.5	1.5	109.7	111.2	114.71	116.21
	7	0.39	0.39	111.2	111.59	116.21	116.6
	CC	0.31	0.31	111.59	111.9	116.6	116.91
	total	9.7	9.7				

Core		Length(m)		Section depth (mbsf)		depth*(mbsf)	
180-1115B	Section	Liner	Curated	Top	Bottom	Top	Bottom
13H	1	1.5	1.5	111.7	113.2	116.91	118.41
	2	1.5	1.5	113.2	114.7	118.41	119.91
	3	1.5	1.5	114.7	116.2	119.91	121.41
	4	1.5	1.5	116.2	117.7	121.41	122.91
	5	1.5	1.5	117.7	119.2	122.91	124.41
	6	1.5	1.5	119.2	120.7	124.41	125.91
	7	0.55	0.55	120.7	121.25	125.91	126.46
	CC	0.31	0.31	121.25	121.56	126.46	126.77
	total	9.86	9.86				

附錄二 ODP1115B 岩芯深度、年代及氧碳同位素

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
1	H	1	0	2	0.00	0.02	0.01	0	1.410	-2.404
1	H	1	5	7	0.05	0.07	0.06	3	1.777	-2.237
1	H	1	15	17	0.15	0.17	0.16	6	1.582	-2.441
1	H	1	25	27	0.25	0.27	0.26	8	1.428	-1.931
1	H	1	35	37	0.35	0.37	0.36	11	2.182	-1.928
1	H	1	45	47	0.45	0.47	0.46	15	1.358	-0.793
1	H	1	55	57	0.55	0.57	0.56	18	1.337	-0.658
1	H	1	65	67	0.65	0.67	0.66	20	1.230	-0.567
1	H	1	75	77	0.75	0.77	0.76	22	1.596	-0.527
1	H	1	85	87	0.85	0.87	0.86	25	1.892	-0.920
1	H	1	95	97	0.95	0.97	0.96	28	1.659	-0.913
1	H	1	105	107	1.05	1.07	1.06	31	1.631	-0.895
1	H	1	115	117	1.15	1.17	1.16	34	1.392	-1.044
1	H	1	125	127	1.25	1.27	1.26	37	1.454	-1.206
1	H	1	135	137	1.35	1.37	1.36	41	1.394	-1.047
1	H	1	147	147	1.45	1.47	1.46	45	1.620	-1.367
1	H	2	5	7	1.55	1.57	1.56	49	1.460	-1.315
1	H	2	15	17	1.65	1.67	1.66	53	1.528	-1.476
1	H	2	25	27	1.75	1.77	1.76	57	1.303	-1.323
1	H	2	35	37	1.85	1.87	1.86	61	1.463	-1.219
1	H	2	45	47	1.95	1.97	1.96	65	1.592	-1.676
1	H	2	55	57	2.05	2.07	2.06	69	1.409	-1.654
1	H	2	65	67	2.15	2.17	2.16	73	2.063	-1.821
1	H	2	75	77	2.25	2.27	2.26	76	1.462	-1.698
1	H	2	85	87	2.35	2.37	2.36	80	1.422	-1.239
1	H	2	95	97	2.45	2.47	2.46	84	1.842	-1.599
1	H	2	105	107	2.55	2.57	2.56	88	0.894	-0.811
1	H	2	115	117	2.65	2.67	2.66	91	1.372	-1.397
1	H	2	125	127	2.75	2.77	2.76	94	1.533	-1.722
1	H	2	135	137	2.85	2.87	2.86	98	1.573	-1.516
1	H	2	147	147	2.95	2.97	2.96	101	1.638	-1.700
1	H	3	5	7	3.05	3.07	3.06	104	1.605	-1.640
1	H	3	15	17	3.15	3.17	3.16	107	1.465	-1.600
1	H	3	25	27	3.25	3.27	3.26	111	1.263	-1.738
1	H	3	35	37	3.35	3.37	3.36	114	1.238	-2.165
1	H	3	45	47	3.45	3.47	3.46	118	1.199	-2.254

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
1	H	3	55	57	3.55	3.57	3.56	121	1.243	-2.078
1	H	3	65	67	3.65	3.67	3.66	125	1.316	-1.509
1	H	3	75	77	3.75	3.77	3.76	129	0.837	-1.456
1	H	3	85	87	3.85	3.87	3.86	132	1.196	-1.047
1	H	3	95	97	3.95	3.97	3.96	136	1.170	-1.634
1	H	3	105	107	4.05	4.07	4.06	139	1.174	-0.570
1	H	3	115	117	4.15	4.17	4.16	143	1.230	-0.465
1	H	3	125	127	4.25	4.27	4.26	146	1.050	-0.622
1	H	3	135	137	4.35	4.37	4.36	149	1.182	-0.849
1	H	3	147	147	4.45	4.47	4.46	152	1.233	-0.587
1	H	4	5	7	4.55	4.57	4.56	155	1.187	-0.302
1	H	4	15	17	4.65	4.67	4.66	158	1.426	-0.574
1	H	4	25	27	4.75	4.77	4.76	161	0.966	-0.697
1	H	4	35	37	4.85	4.87	4.86	164	1.446	-0.611
1	H	4	45	47	4.95	4.97	4.96	168	1.043	-0.767
1	H	4	55	57	5.05	5.07	5.06	171	1.251	-0.709
1	H	4	65	67	5.15	5.17	5.16	174	1.342	-0.368
1	H	4	75	77	5.25	5.27	5.26	177	1.206	-0.636
1	H	4	85	87	5.35	5.37	5.36	180	1.248	-1.088
1	H	4	95	97	5.45	5.47	5.46	183	1.461	-0.920
1	H	4	105	107	5.55	5.57	5.56	186	0.788	-1.351
1	H	4	115	117	5.65	5.67	5.66	189	1.187	-1.364
1	H	4	125	127	5.75	5.77	5.76	192	1.382	-0.661
1	H	4	135	137	5.85	5.87	5.86	194	1.293	-1.157
1	H	4	147	147	5.95	5.97	5.96	195	1.372	-1.325
1	H	5	5	7	6.05	6.07	6.06	197	1.252	-0.952
1	H	5	15	17	6.15	6.17	6.16	199	1.822	-1.714
1	H	5	25	27	6.25	6.27	6.26	201	1.577	-1.671
1	H	5	35	37	6.35	6.37	6.36	202	1.447	-1.665
1	H	5	45	47	6.45	6.47	6.46	204	1.656	-1.719
1	H	5	55	57	6.55	6.57	6.56	206	1.117	-1.740
1	H	5	65	67	6.65	6.67	6.66	207	1.251	-1.542
1	H	5	75	77	6.75	6.77	6.76	209	1.348	-1.359
1	H	5	85	87	6.85	6.87	6.86	211	1.431	-1.676
1	H	5	95	97	6.95	6.97	6.96	213	1.530	-1.510
1	H	CC	5	7	7.02	7.04	7.03	214	1.543	-1.446
1	H	CC	10	12	7.07	7.09	7.08	215	1.153	-1.496

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
2	H	1	5	7	7.25	7.27	7.20	217	1.323	-1.174
2	H	1	35	37	7.55	7.57	7.50	222	0.963	-0.982
2	H	1	65	67	7.85	7.87	7.80	227	1.471	-0.815
2	H	1	95	97	8.15	8.17	8.10	234	1.438	-1.828
2	H	1	125	127	8.45	8.47	8.40	241	1.175	-1.087
2	H	2	5	7	8.75	8.77	8.70	248	1.244	-0.822
2	H	2	35	37	9.05	9.07	9.00	255	0.686	-0.886
2	H	2	65	67	9.35	9.37	9.30	263	0.802	-0.882
2	H	2	95	97	9.65	9.67	9.60	270	1.501	-0.868
2	H	2	125	127	9.95	9.97	9.90	279	1.750	-1.440
2	H	3	5	7	10.25	10.27	10.20	289	1.307	-1.258
2	H	3	35	37	10.55	10.57	10.50	298	1.540	-1.013
2	H	3	65	67	10.85	10.87	10.80	304	1.876	-1.215
2	H	3	95	97	11.15	11.17	11.10	310	1.428	-1.504
2	H	3	125	127	11.45	11.47	11.40	316	1.762	-1.735
2	H	4	5	7	11.75	11.77	11.70	321	1.196	-1.759
2	H	4	35	37	12.05	12.07	12.00	327	1.073	-1.696
2	H	4	65	67	12.35	12.37	12.30	333	0.980	-0.690
2	H	4	95	97	12.65	12.67	12.60	339	0.957	-0.513
2	H	4	125	127	12.95	12.97	12.90	346	1.374	-1.078
2	H	5	5	7	13.25	13.27	13.20	353	1.623	-1.326
2	H	5	35	37	13.55	13.57	13.50	361	1.619	-1.364
2	H	5	65	67	13.85	13.87	13.80	368	1.578	-1.419
2	H	5	95	97	14.15	14.17	14.10	375	1.051	-1.159
2	H	5	125	127	14.45	14.47	14.40	382	1.542	-1.493
2	H	6	5	7	14.75	14.77	14.70	393	1.388	-1.318
2	H	6	35	37	15.05	15.07	15.00	405	1.345	-2.017
2	H	6	65	67	15.35	15.37	15.30	416	0.805	-1.151
2	H	6	95	97	15.65	15.67	15.60	420	1.145	-0.588
2	H	6	125	127	15.95	15.97	15.90	425	1.331	-0.496
2	H	7	5	7	16.25	16.27	16.20	429	1.235	-0.486
2	H	7	35	37	16.55	16.57	16.50	433	1.259	-0.853
2	H	7	65	67	16.85	16.87	16.80	438	1.417	-0.925
2	H	CC	5	7	16.93	16.95	16.88	439	1.230	-0.689
2	H	CC	25	27	17.13	17.15	17.08	442	1.337	-0.687
2	H	CC	30	32	17.18	17.20	17.13	443	1.783	-0.608

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
3	H	1	5	7	17.27	17.29	17.23	444	1.544	-0.503
3	H	1	35	37	17.57	17.59	17.53	451	1.408	-0.982
3	H	1	65	67	17.87	17.89	17.83	458	1.714	-0.602
3	H	1	95	97	18.17	18.19	18.13	465	1.433	-0.938
3	H	1	125	127	18.47	18.49	18.43	472	2.287	-1.291
3	H	2	5	7	18.77	18.79	18.73	477	1.887	-1.711
3	H	2	35	37	19.07	19.09	19.03	482	1.637	-1.603
3	H	2	65	67	19.37	19.39	19.33	487	1.843	-1.544
3	H	2	95	97	19.67	19.69	19.63	492	1.506	-1.285
3	H	2	125	127	19.97	19.99	19.93	497	1.728	-1.688
3	H	3	5	7	20.27	20.29	20.23	502	1.866	-1.266
3	H	3	35	37	20.57	20.59	20.53	507	1.598	-1.315
3	H	3	65	67	20.87	20.89	20.83	512	1.624	-1.043
3	H	3	95	97	21.17	21.19	21.13	519	1.713	-1.407
3	H	3	110	112	21.32	21.34	21.28	523	1.584	-1.309
3	H	4	5	7	21.24	21.26	21.73	533	1.210	-0.994
3	H	4	35	37	21.54	21.56	22.03	542	1.325	-1.019
3	H	4	65	67	21.84	21.86	22.33	550	1.298	-0.959
3	H	4	95	97	22.14	22.16	22.63	555	1.682	-1.209
3	H	4	125	127	22.44	22.46	22.93	561	1.565	-1.430
3	H	5	5	7	22.74	22.76	23.23	566	1.486	-1.430
3	H	5	35	37	23.04	23.06	23.53	571	1.407	-1.838
3	H	5	65	67	23.34	23.36	23.83	575	1.172	-1.378
3	H	5	95	97	23.64	23.66	24.13	580	1.156	-1.365
3	H	5	125	127	23.94	23.96	24.43	584	1.067	-1.068
3	H	6	5	7	24.24	24.26	24.73	591	1.143	-1.364
3	H	6	35	37	24.54	24.56	25.03	599	1.443	-1.338
3	H	6	65	67	24.84	24.86	25.33	606	1.288	-1.309
3	H	6	95	97	25.14	25.16	25.63	614	1.203	-1.810
3	H	6	125	127	25.44	25.46	25.93	621	1.040	-1.013
3	H	7	5	7	25.74	25.76	26.23	623	1.219	-0.410
3	H	7	35	37	26.04	26.06	26.53	626	0.528	-0.048
3	H	7	65	67	26.34	26.36	26.83	628	0.929	-0.304
4	H	1	5	7	26.24	26.26	27.44	633	1.293	-0.528
4	H	1	35	37	26.54	26.56	27.74	635	1.004	-0.219
4	H	1	65	67	26.84	26.86	28.04	640	0.721	-0.368
4	H	1	95	97	27.14	27.16	28.34	645	0.472	-0.792

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
4	H	1	125	127	27.44	27.46	28.64	651	0.949	-0.660
4	H	2	5	7	27.74	27.76	28.94	656	0.766	-0.549
4	H	2	35	37	28.04	28.06	29.24	661	0.334	-0.978
4	H	2	65	67	28.34	28.36	29.54	666	1.326	-1.015
4	H	2	95	97	28.64	28.66	29.84	672	1.583	-1.012
4	H	2	125	127	28.94	28.96	30.14	677	1.304	-1.765
4	H	3	5	7	29.24	29.26	30.44	683	0.999	-1.620
4	H	3	35	37	29.54	29.56	30.74	689	1.156	-1.902
4	H	3	65	67	29.84	29.86	31.04	695	1.096	-1.447
4	H	3	95	97	30.14	30.16	31.34	700	1.019	-0.966
4	H	3	125	127	30.44	30.46	31.64	706	0.892	-1.264
4	H	4	5	7	30.74	30.76	31.94	714	1.122	-0.692
4	H	4	35	37	31.04	31.06	32.24	722	1.241	-1.124
4	H	4	65	67	31.34	31.36	32.54	730	1.447	-0.815
4	H	4	95	97	31.64	31.66	32.84	738	1.249	-1.041
4	H	4	125	127	31.94	31.96	33.14	746	0.968	-0.786
4	H	5	5	7	32.24	32.26	33.44	754	1.290	-0.629
4	H	5	35	37	32.54	32.56	33.74	760	1.529	-1.240
4	H	5	65	67	32.84	32.86	34.04	765	1.167	-1.526
4	H	5	95	97	33.14	33.16	34.34	771	1.369	-1.321
4	H	5	125	127	33.44	33.46	34.64	777	1.760	-1.397
4	H	6	5	7	33.74	33.76	34.94	783	1.514	-1.578
4	H	6	35	37	34.04	34.06	35.24	788	1.231	-1.330
4	H	6	65	67	34.34	34.36	35.54	794	0.771	-0.463
4	H	6	95	97	34.64	34.66	35.84	804	0.580	-0.827
4	H	6	125	127	34.94	34.96	36.14	814	1.176	-1.274
4	H	7	5	7	35.24	35.26	36.44	821	1.250	-0.837
4	H	7	35	37	35.54	35.56	36.74	828	1.366	-0.958
4	H	7	65	67	35.84	35.86	37.04	835	1.149	-1.183
4	H	CC	5	7	35.95	35.97	37.15	837	1.396	-1.246
5	H	1	5	7	35.74	35.76	37.41	843	1.145	-1.457
5	H	1	35	37	36.04	36.06	37.71	850	1.418	-1.175
5	H	1	65	67	36.34	36.36	38.01	857	1.194	-1.250
5	H	1	95	97	36.64	36.66	38.31	864	0.805	-0.227
5	H	1	125	127	36.94	36.96	38.61	871	1.377	-0.240
5	H	2	5	7	37.24	37.26	38.91	879	0.903	-0.333
5	H	2	35	37	37.54	37.56	39.21	887	1.112	-0.333

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth*	Age	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
		Top	Bottom	Top	Bottom	(mbsf)	(ka)	(‰)	(‰)	
5	H	2	65	67	37.84	37.86	39.51	895	0.807	-0.660
5	H	2	95	97	38.14	38.16	39.81	902	0.915	-0.851
5	H	2	125	127	38.44	38.46	40.11	910	0.716	-0.755
5	H	3	5	7	38.74	38.76	40.41	918	1.102	-0.540
5	H	3	35	37	39.04	39.06	40.71	923	1.054	-1.149
5	H	3	65	67	39.34	39.36	41.01	928	0.873	-1.175
5	H	3	95	97	39.64	39.66	41.31	933	1.005	-1.366
5	H	3	125	127	39.94	39.96	41.61	939	0.972	-1.084
5	H	4	5	7	40.24	40.26	41.91	944	1.140	-1.367
5	H	4	35	37	40.54	40.56	42.21	949	1.129	-1.421
5	H	4	65	67	40.84	40.86	42.51	954	1.292	-1.518
5	H	4	95	97	41.14	41.16	42.81	959	1.404	-1.366
5	H	4	125	127	41.44	41.46	43.11	964	1.507	-0.696
5	H	5	5	7	41.74	41.76	43.41	969	1.417	-0.954
5	H	5	35	37	42.04	42.06	43.71	975	1.703	-1.404
5	H	5	65	67	42.34	42.36	44.01	980	1.406	-1.357
5	H	5	95	97	42.64	42.66	44.31	985	1.611	-1.063
5	H	5	125	127	42.94	42.96	44.61	990	1.464	-1.010
5	H	6	5	7	43.24	43.26	44.91	995	1.620	-1.453
5	H	6	35	37	43.54	43.56	45.21	1000	1.022	-1.514
5	H	6	65	67	43.84	43.86	45.51	1005	1.350	-1.032
5	H	6	95	97	44.14	44.16	45.81	1011	1.630	-1.173
5	H	6	125	127	44.44	44.46	46.11	1016	1.337	-1.446
5	H	7	5	7	44.74	44.76	46.41	1021	1.849	-1.390
5	H	7	35	37	45.04	45.06	46.71	1026	1.758	-1.533
5	H	7	65	67	45.34	45.36	47.01	1031	1.503	-1.430
5	H	CC	5	7	45.44	45.46	47.11	1032	1.211	-1.353
5	H	CC	35	37	45.74	45.76	47.41	1037	1.138	-1.025
6	H	1	5	7	45.24	45.26	47.54	1039	1.224	-1.108
6	H	1	35	37	45.54	45.56	47.84	1044	1.205	-0.911
6	H	1	65	67	45.84	45.86	48.14	1049	1.345	-1.149
6	H	1	95	97	46.14	46.16	48.44	1053	1.501	-1.252
6	H	1	125	127	46.44	46.46	48.74	1058	1.388	-1.051
6	H	2	5	7	46.74	46.76	49.04	1066	1.553	-1.915
6	H	2	35	37	47.04	47.06	49.34	1073	1.058	-1.488
6	H	2	65	67	47.34	47.36	49.64	1081	1.536	-1.609
6	H	2	95	97	47.64	47.66	49.94	1088	1.398	-1.090

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
6	H	2	125	127	47.94	47.96	50.24	1093	1.408	-1.318
6	H	3	5	7	48.24	48.26	50.54	1098	1.469	-1.259
6	H	3	35	37	48.54	48.56	50.84	1103	1.330	-1.099
6	H	3	65	67	48.84	48.86	51.14	1109	1.576	-1.207
6	H	3	95	97	49.14	49.16	51.44	1114	1.425	-1.336
6	H	3	125	127	49.44	49.46	51.74	1119	0.971	-0.844
6	H	4	35	37	50.04	50.06	52.34	1129	0.763	-0.762
6	H	4	65	67	50.34	50.36	52.64	1135	1.117	-1.120
6	H	4	95	97	50.64	50.66	52.94	1142	1.782	-1.058
6	H	4	125	127	50.94	50.96	53.24	1148	1.779	-1.311
6	H	5	5	7	51.24	51.26	53.54	1154	1.656	-1.278
6	H	5	35	37	51.54	51.56	53.84	1161	1.880	-1.454
6	H	5	65	67	51.84	51.86	54.14	1167	1.614	-1.522
6	H	5	95	97	52.14	52.16	54.44	1173	1.638	-1.374
6	H	5	125	127	52.44	52.46	54.74	1180	1.097	-1.390
6	H	6	5	7	52.74	52.76	55.04	1186	1.285	-1.293
6	H	6	35	37	53.04	53.06	55.34	1191	1.687	-1.590
6	H	6	65	67	53.34	53.36	55.64	1197	1.682	-1.299
6	H	6	95	97	53.64	53.66	55.94	1202	1.347	-1.318
6	H	6	125	127	53.94	53.96	56.24	1207	1.456	-1.020
6	H	7	5	7	54.24	54.26	56.54	1212	1.469	-0.507
6	H	7	35	37	54.54	54.56	56.84	1218	1.023	-1.280
6	H	7	65	67	54.84	54.86	57.14	1223	0.986	-1.524
6	H	CC	5	7	55.00	55.02	57.30	1225	1.388	-1.427
7	H	1	5	7	54.74	54.76	57.56	1228	1.231	-1.417
7	H	1	35	37	55.04	55.06	57.86	1232	1.376	-1.858
7	H	1	65	67	55.34	55.36	58.16	1236	1.743	-1.692
7	H	1	95	97	55.64	55.66	58.46	1240	1.663	-1.377
7	H	1	125	127	55.94	55.96	58.76	1243	1.576	-1.673
7	H	2	5	7	56.24	56.26	59.06	1247	1.307	-1.751
7	H	2	35	37	56.54	56.56	59.36	1251	1.167	-1.211
7	H	2	65	67	56.84	56.86	59.66	1255	1.331	-1.052
7	H	2	95	97	57.14	57.16	59.96	1258	1.652	-0.951
7	H	2	125	127	57.44	57.46	60.26	1262	1.652	-1.415
7	H	3	5	7	57.74	57.76	60.56	1266	1.648	-1.664
7	H	3	35	37	58.04	58.06	60.86	1270	1.414	-1.347
7	H	3	65	67	58.34	58.36	61.16	1273	1.556	-1.694

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
7	H	3	95	97	58.64	58.66	61.46	1277	1.790	-1.754
7	H	3	125	127	58.94	58.96	61.76	1281	1.584	-1.584
7	H	4	5	7	59.24	59.26	62.06	1285	1.330	-1.182
7	H	4	35	37	59.54	59.56	62.36	1289	1.235	-1.009
7	H	4	65	67	59.84	59.86	62.66	1293	1.241	-1.377
7	H	4	95	97	60.14	60.16	62.96	1297	1.828	-1.432
7	H	4	125	127	60.44	60.46	63.26	1300	1.724	-1.320
7	H	5	5	7	60.74	60.76	63.56	1304	1.940	-1.417
7	H	5	35	37	61.04	61.06	63.86	1308	1.283	-1.599
7	H	5	65	67	61.34	61.36	64.16	1312	1.278	-1.570
7	H	5	95	97	61.64	61.66	64.46	1316	1.063	-1.425
7	H	5	125	127	61.94	61.96	64.76	1321	1.460	-1.479
7	H	6	5	7	62.24	62.26	65.06	1325	1.497	-1.451
7	H	6	35	37	62.54	62.56	65.36	1330	1.539	-1.595
7	H	6	65	67	62.84	62.86	65.66	1334	1.665	-1.030
7	H	6	95	97	63.14	63.16	65.96	1339	1.429	-1.642
7	H	6	125	127	63.44	63.46	66.26	1343	1.516	-1.838
7	H	7	5	7	63.74	63.76	66.56	1348	1.180	-1.196
7	H	7	35	37	64.04	64.06	66.86	1352	1.454	-1.781
7	H	7	50	52	64.19	64.21	67.01	1355	1.387	-1.303
7	H	CC	5	7	64.28	64.30	67.10	1357	1.369	-1.549
7	H	CC	35	37	64.58	64.60	67.40	1362	1.339	-1.655
8	H	1	5	7	64.24	64.26	67.55	1365	1.096	-1.475
8	H	1	35	37	64.54	64.56	67.85	1371	1.663	-1.163
8	H	1	65	67	64.84	64.86	68.15	1377	1.451	-1.229
8	H	1	95	97	65.14	65.16	68.45	1382	1.657	-1.113
8	H	1	125	127	65.44	65.46	68.75	1388	1.960	-1.493
8	H	2	5	7	65.74	65.76	69.05	1391	1.400	-1.646
8	H	2	35	37	66.04	66.06	69.35	1393	1.656	-1.541
8	H	2	65	67	66.34	66.36	69.65	1396	1.411	-1.525
8	H	2	95	97	66.64	66.66	69.95	1398	1.411	-1.435
8	H	2	125	127	66.94	66.96	70.25	1401	0.811	-1.602
8	H	3	5	7	67.24	67.26	70.55	1404	1.267	-1.899
8	H	3	35	37	67.54	67.56	70.85	1406	1.701	-1.704
8	H	3	65	67	67.84	67.86	71.15	1409	1.863	-1.744
8	H	3	95	97	68.14	68.16	71.45	1412	1.689	-1.680
8	H	3	125	127	68.44	68.46	71.75	1414	1.446	-1.695

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
8	H	4	5	7	68.74	68.76	72.05	1417	1.514	-1.828
8	H	4	35	37	69.04	69.06	72.35	1419	1.346	-1.862
8	H	4	65	67	69.34	69.36	72.65	1422	1.522	-1.003
8	H	4	95	97	69.64	69.66	72.95	1426	0.993	-1.327
8	H	5	5	7	70.24	70.26	73.55	1435	1.965	-1.615
8	H	5	35	37	70.54	70.56	73.85	1439	1.753	-1.497
8	H	5	65	67	70.84	70.86	74.15	1443	1.836	-1.689
8	H	5	95	97	71.14	71.16	74.45	1449	1.501	-1.556
8	H	5	125	127	71.44	71.46	74.75	1455	1.608	-1.618
8	H	6	5	7	71.74	71.76	75.05	1461	1.985	-1.304
8	H	6	35	37	72.04	72.06	75.35	1467	1.905	-1.204
8	H	6	65	67	72.34	72.36	75.65	1472	1.316	-1.248
8	H	6	95	97	72.64	72.66	75.95	1478	1.981	-1.539
8	H	6	125	127	72.94	72.96	76.25	1484	1.901	-1.442
8	H	7	5	7	73.24	73.26	76.55	1490	1.315	-1.482
8	H	7	35	37	73.54	73.56	76.85	1494	1.388	-1.035
8	H	7	60	62	73.79	73.81	77.10	1498	1.164	-0.965
8	H	CC	5	7	73.89	73.91	77.20	1499	1.676	-0.917
9	H	1	5	7	73.74	73.76	77.51	1503	1.427	-1.277
9	H	1	35	37	74.04	74.06	77.81	1508	1.525	-0.848
9	H	1	65	67	74.34	74.36	78.11	1512	1.541	-1.116
9	H	1	95	97	74.64	74.66	78.41	1516	1.815	-1.624
9	H	1	125	127	74.94	74.96	78.71	1520	1.720	-1.565
9	H	2	5	7	75.24	75.26	79.01	1525	1.795	-1.440
9	H	2	35	37	75.54	75.56	79.31	1529	1.996	-1.504
9	H	2	65	67	75.84	75.86	79.61	1533	1.852	-1.468
9	H	2	95	97	76.14	76.16	79.91	1537	1.939	-1.383
9	H	2	125	127	76.44	76.46	80.21	1541	1.331	-1.829
9	H	3	5	7	76.74	76.76	80.51	1546	1.075	-1.809
9	H	3	65	67	77.34	77.36	81.11	1554	1.659	-1.689
9	H	3	95	97	77.64	77.66	81.41	1559	1.419	-1.547
9	H	3	125	127	77.94	77.96	81.71	1563	1.547	-1.341
9	H	4	5	7	78.24	78.26	82.01	1568	1.464	-1.641
9	H	4	35	37	78.54	78.56	82.31	1573	1.236	-1.289
9	H	4	65	67	78.84	78.86	82.61	1577	1.714	-1.245
9	H	4	95	97	79.14	79.16	82.91	1582	1.400	-1.525
9	H	4	125	127	79.44	79.46	83.21	1587	1.774	-1.703

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
9	H	5	5	7	79.74	79.76	83.51	1591	1.346	-1.679
9	H	5	35	37	80.04	80.06	83.81	1596	1.476	-1.379
9	H	5	65	67	80.34	80.36	84.11	1603	1.315	-1.502
9	H	5	95	97	80.64	80.66	84.41	1609	1.537	-1.838
9	H	5	125	127	80.94	80.96	84.71	1616	1.720	-1.404
9	H	6	5	7	81.24	81.26	85.01	1623	1.841	-1.588
9	H	6	35	37	81.54	81.56	85.31	1629	1.706	-1.444
9	H	6	65	67	81.84	81.86	85.61	1636	1.146	-1.768
9	H	6	95	97	82.14	82.16	85.91	1642	0.710	-1.463
9	H	6	125	127	82.44	82.46	86.21	1649	1.698	-0.988
9	H	7	5	7	82.74	82.76	86.51	1654	1.373	-1.379
9	H	7	35	37	83.04	83.06	86.81	1658	1.445	-1.065
9	H	7	60	62	83.29	83.31	87.06	1661	1.416	-1.185
9	H	CC	5	7	83.37	83.39	87.14	1662	0.845	-1.423
9	H	CC	35	37	83.67	83.69	87.44	1665	1.715	-1.830
10	H	1	5	7	83.24	83.26	87.58	1667	1.007	-1.533
10	H	1	35	37	83.54	83.56	87.88	1670	1.241	-1.790
10	H	1	65	67	83.84	83.86	88.18	1674	0.962	-1.533
10	H	1	95	97	84.14	84.16	88.48	1677	0.820	-1.403
10	H	1	125	127	84.44	84.46	88.78	1681	0.852	-1.794
10	H	2	5	7	84.74	84.76	89.08	1684	0.927	-1.357
10	H	2	35	37	85.04	85.06	89.38	1688	1.294	-1.616
10	H	2	65	67	85.34	85.36	89.68	1691	1.421	-1.362
10	H	2	95	97	85.64	85.66	89.98	1695	0.955	-1.534
10	H	2	125	127	85.94	85.96	90.28	1698	1.269	-1.493
10	H	3	5	7	86.24	86.26	90.58	1702	1.325	-1.000
10	H	3	35	37	86.54	86.56	90.88	1709	1.721	-1.567
10	H	3	65	67	86.84	86.86	91.18	1716	1.716	-1.315
10	H	3	95	97	87.14	87.16	91.48	1723	1.552	-1.508
10	H	4	5	7	87.74	87.76	92.08	1736	1.541	-1.185
10	H	4	35	37	88.04	88.06	92.38	1743	1.496	-1.497
10	H	4	65	67	88.34	88.36	92.68	1750	1.154	-1.434
10	H	4	95	97	88.64	88.66	92.98	1757	1.423	-1.262
10	H	4	125	127	88.94	88.96	93.28	1761	0.600	-1.624
10	H	5	5	7	89.24	89.26	93.58	1765	1.947	-1.642
10	H	5	35	37	89.54	89.56	93.88	1770	1.528	-1.442
10	H	5	65	67	89.84	89.86	94.18	1774	1.478	-1.403

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth* (mbsf)	Age (ka)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
		Top	Bottom	Top	Bottom					
10	H	5	95	97	90.14	90.16	94.48	1778	1.283	-1.475
10	H	5	125	127	90.44	90.46	94.78	1782	1.160	-1.651
10	H	6	5	7	90.74	90.76	95.08	1787	1.221	-1.465
10	H	6	35	37	91.04	91.06	95.38	1791	0.962	-1.215
10	H	6	65	67	91.34	91.36	95.68	1795	1.226	-1.120
10	H	6	95	97	91.64	91.66	95.98	1798	1.745	-1.321
10	H	6	125	127	91.94	91.96	96.28	1802	1.886	-1.412
10	H	7	5	7	92.24	92.26	96.58	1805	1.946	-1.601
10	H	7	35	37	92.54	92.56	96.88	1808	1.825	-1.660
10	H	CC	5	7	92.70	92.72	97.04	1810	1.667	-1.659
11	H	1	5	7	92.74	92.76	97.33	1813	1.449	-1.727
11	H	1	35	37	93.04	93.06	97.63	1816	1.627	-1.303
11	H	1	65	67	93.34	93.36	97.93	1820	1.747	-1.545
11	H	1	95	97	93.64	93.66	98.23	1823	1.772	-1.514
11	H	1	125	127	93.94	93.96	98.53	1826	1.756	-1.702
11	H	2	5	7	94.24	94.26	98.83	1829	1.471	-1.588
11	H	2	35	37	94.54	94.56	99.13	1833	1.956	-1.908
11	H	2	65	67	94.84	94.86	99.43	1836	0.929	-1.278
11	H	2	95	97	95.14	95.16	99.73	1840	2.084	-1.791
11	H	2	125	127	95.44	95.46	100.03	1843	1.606	-1.125
11	H	3	5	7	95.74	95.76	100.33	1847	1.828	-1.634
11	H	3	35	37	96.04	96.06	100.63	1851	1.408	-1.787
11	H	3	65	67	96.34	96.36	100.93	1855	1.659	-1.069
11	H	3	95	97	96.64	96.66	101.23	1858	1.052	-0.817
11	H	3	125	127	96.94	96.96	101.53	1862	1.588	-1.817
11	H	4	5	7	97.24	97.26	101.83	1866	1.729	-1.298
11	H	4	35	37	97.54	97.56	102.13	1869	1.923	-1.447
11	H	4	65	67	97.84	97.86	102.43	1873	1.853	-1.618
11	H	4	95	97	98.14	98.16	102.73	1877	1.557	-1.656
11	H	4	125	127	98.44	98.46	103.03	1880	1.747	-1.268
11	H	5	5	7	98.74	98.76	103.33	1884	1.286	-1.399
11	H	5	35	37	99.04	99.06	103.63	1888	0.705	-1.693
11	H	5	65	67	99.34	99.36	103.93	1892	1.464	-1.649
11	H	5	95	97	99.64	99.66	104.23	1895	1.535	-1.464
11	H	5	125	127	99.94	99.96	104.53	1899	1.313	-1.308
11	H	6	5	7	100.24	100.26	104.83	1903	1.474	-1.322
11	H	6	35	37	100.54	100.56	105.13	1906	1.313	-1.112

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth*	Age	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
		Top	Bottom	Top	Bottom	(mbsf)	(ka)	(‰)	(‰)	
11	H	6	65	67	100.84	100.86	105.43	1910	1.334	-1.048
11	H	6	95	97	101.14	101.16	105.73	1915	1.443	-1.438
11	H	6	125	127	101.44	101.46	106.03	1919	1.871	-1.414
11	H	7	5	7	101.74	101.76	106.33	1924	1.521	-1.478
11	H	7	35	37	102.04	102.06	106.63	1929	1.719	-1.702
11	H	CC	5	7	102.34	102.36	106.93	1933	2.041	-1.680
12	H	1	5	7	102.24	102.26	107.27	1938	1.448	-1.635
12	H	1	35	37	102.54	102.56	107.57	1943	1.310	-1.180
12	H	1	65	67	102.84	102.86	107.87	1948	1.307	-1.705
12	H	1	95	97	103.14	103.16	108.17	1952	1.161	-1.336
12	H	1	125	127	103.44	103.46	108.47	1957	1.295	-1.260
12	H	2	5	7	103.74	103.76	108.77	1960	1.175	-1.286
12	H	2	35	37	104.04	104.06	109.07	1963	1.280	-1.368
12	H	2	65	67	104.34	104.36	109.37	1966	1.685	-1.572
12	H	2	95	97	104.64	104.66	109.67	1969	1.573	-1.806
12	H	2	125	127	104.94	104.96	109.97	1973	1.983	-1.485
12	H	3	5	7	105.24	105.26	110.27	1976	2.006	-1.775
12	H	3	35	37	105.54	105.56	110.57	1979	1.843	-1.588
12	H	3	65	67	105.84	105.86	110.87	1982	1.491	-1.772
12	H	3	95	97	106.14	106.16	111.17	1985	1.535	-1.870
12	H	3	125	127	106.44	106.46	111.47	1988	1.707	-1.522
12	H	4	5	7	106.74	106.76	111.77	1991	1.469	-1.500
12	H	4	35	37	107.04	107.06	112.07	1994	1.668	-1.612
12	H	4	65	67	107.34	107.36	112.37	1998	1.501	-1.702
12	H	4	95	97	107.64	107.66	112.67	2001	1.821	-1.675
12	H	4	125	127	107.94	107.96	112.97	2004	1.895	-1.556
12	H	5	5	7	108.24	108.26	113.27	2007	1.778	-1.687
12	H	5	35	37	108.54	108.56	113.57	2010	2.125	-1.815
12	H	5	65	67	108.84	108.86	113.87	2015	1.766	-1.792
12	H	5	95	97	109.14	109.16	114.17	2020	2.044	-2.001
12	H	5	125	127	109.44	109.46	114.47	2025	1.703	-1.986
12	H	6	5	7	109.74	109.76	114.77	2031	1.236	-1.413
12	H	6	35	37	110.04	110.06	115.07	2036	1.519	-1.639
12	H	6	65	67	110.34	110.36	115.37	2041	1.727	-1.517
12	H	6	95	97	110.64	110.66	115.67	2046	1.744	-1.439
12	H	6	125	127	110.94	110.96	115.97	2049	2.046	-1.600
12	H	7	5	7	111.24	111.26	116.27	2052	1.831	-1.530

180 -1115B	Section	Interval (cm)		Section depth (mbsf)		depth*	Age	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
		Top	Bottom	Top	Bottom	(mbsf)	(ka)	(‰)	(‰)	
13	H	1	5	7	111.74	111.76	116.97	2059	1.719	-1.512
13	H	1	35	37	112.04	112.06	117.27	2062	1.112	-1.415
13	H	1	65	67	112.34	112.36	117.57	2065	1.336	-1.333
13	H	1	95	97	112.64	112.66	117.87	2068	1.131	-1.284
13	H	1	125	127	112.94	112.96	118.17	2072	1.413	-1.361
13	H	2	5	7	113.24	113.26	118.47	2075	1.379	-1.270
13	H	2	35	37	113.54	113.56	118.77	2078	1.382	-1.137
13	H	2	65	67	113.84	113.86	119.07	2081	1.617	-1.346
13	H	2	95	97	114.14	114.16	119.37	2084	1.262	-1.481
13	H	2	125	127	114.44	114.46	119.67	2087	0.822	-1.378
13	H	3	5	7	114.74	114.76	119.97	2090	1.713	-1.460
13	H	3	35	37	115.04	115.06	120.27	2093	1.748	-1.240
13	H	3	65	67	115.34	115.36	120.57	2097	1.769	-1.592
13	H	3	95	97	115.64	115.66	120.87	2101	1.544	-1.668
13	H	3	125	127	115.94	115.96	121.17	2106	1.338	-1.930
13	H	4	5	7	116.24	116.26	121.47	2110	1.773	-1.485
13	H	4	35	37	116.54	116.56	121.77	2114	1.623	-1.474
13	H	4	65	67	116.84	116.86	122.07	2116	1.361	-1.597
13	H	4	95	97	117.14	117.16	122.37	2119	1.630	-1.771
13	H	4	125	127	117.44	117.46	122.67	2121	1.456	-1.588
13	H	5	5	7	117.74	117.76	122.97	2124	1.294	-1.661
13	H	5	35	37	118.04	118.06	123.27	2126	1.699	-1.399
13	H	5	65	67	118.34	118.36	123.57	2128	2.003	-1.840
13	H	5	95	97	118.64	118.66	123.87	2131	1.785	-2.000
13	H	5	125	127	118.94	118.96	124.17	2133	1.439	-1.932
13	H	6	5	7	119.24	119.26	124.47	2136	1.752	-1.934
13	H	6	35	37	119.54	119.56	124.77	2138	1.383	-1.943
13	H	6	65	67	119.84	119.86	125.07	2141	1.452	-1.486
13	H	6	95	97	120.14	120.16	125.37	2143	1.161	-1.242
13	H	6	125	127	120.44	120.46	125.67	2146	1.386	-1.038
13	H	7	5	7	120.74	120.76	125.97	2152	1.683	-1.063
13	H	7	35	37	121.04	121.06	126.27	2159	1.693	-1.201
13	H	7	50	52	121.19	121.21	126.42	2162	1.903	-1.394
13	H	CC	5	7	121.29	121.31	126.52	2164	1.420	-1.630
13	H	CC	25	27	121.49	121.51	126.72	2168	0.712	-1.638